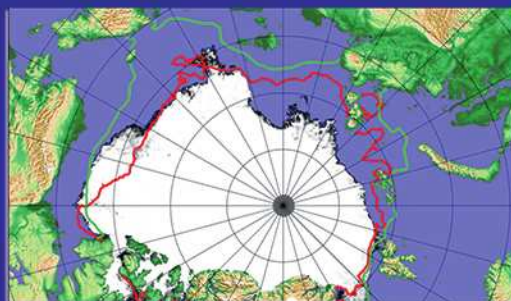


Министерство природных ресурсов и экологии РФ

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт



Санкт-Петербург
2013

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 СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

2012

Под редакцией
д-ра геогр. наук, проф. И.Е.Фролова

Санкт-Петербург
ААНИИ
2013

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2012 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 научных дрейфующих станциях СП-39 и СП-40.

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

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
1. Метеорологические условия в Северной полярной области	6
1.1. Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь–декабрь	6
1.2. Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области	22
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	30
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период (январь–март)	31
2.2. Развитие ледовых условий в весенний период (апрель–июнь)	35
2.3. Развитие ледовых условий в летний период (июль–сентябрь).....	40
2.4. Начало ледообразования и развитие ледовых условий в осенний период (октябрь–декабрь)	45
2.5. Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	49
3. Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане и его морях	60
3.1. Термохалинные условия	60
3.1.1. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна.....	60
3.1.2. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя и слоя атлантических вод Арктического бассейна.....	65
3.1.3. Особенности термохалинной структуры Карского моря по результатам экспедиции «Ямал-Арктика 2012»	67
3.2. Гидрохимические условия	68
3.3. Уровень арктических морей.....	74
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	79
Заключение	84

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2012 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 научных дрейфующих станциях СП-39 и СП-40.

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

Метеорологический раздел посвящен описанию особенностей развития крупномасштабных метеорологических процессов и изменчивости различных метеорологических элементов. В составлении раздела принимали участие специалисты лабораторий метеорологии (ответственный – зав. лабораторией канд. геогр. наук В.Ф.Радионов) и долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный – зав. лабораторией канд. геогр. наук В.В.Иванов).

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностям ледовых явлений в океане, арктических морях и устьевых областях основных арктических рек. Основой для такого анализа послужили данные постоянного спутникового мониторинга, экспедиционных наблюдений на судах и дрейфующих станциях и архивные климатические данные. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела ледового режима и прогнозов (ответственные – зав. лабораторией канд. геогр. наук А.В.Юлин и зав. лабораторией канд. геогр. наук В.М.Смоляницкий).

Гидрологический раздел посвящен описанию гидрологических и гидрохимических условий в Северном Ледовитом океане и его морях. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела океанологии (ответственный – зав. отделом канд. геогр. наук И.М.Ашик).

Общее руководство подготовкой обзора осуществлялось директором ААНИИ д-ром геогр. наук И.Е.Фроловым.

Обзор предназначен для широкого круга специалистов, занимающихся изучением природной среды Арктики и осуществляющих хозяйственную деятельность в этом регионе.

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты ААНИИ:

И.Е.Фролов, директор института (общее руководство, научное редактирование);

В.В.Иванов, зав. лабораторией (п. 1.1, редактирование);

А.Я.Коржиков, зав. группой (п. 1.1);

В.К.Куражов, ст. науч. сотр. (п. 1.1);

Л.Ю.Рыжаков, ст. науч. сотр. (п. 1.1);

Г.А.Алексеев, нач. отдела (п. 1.1);

В.Ф.Радионов, зав. лабораторией (п. 1.2, редактирование);

Е.И.Александров, ст. науч. сотр. (п. 1.2);

Н.Н.Брызгин, ст. науч. сотр. (п. 1.2);
А.А.Дементьев, зав. лабораторией (п. 1.2);
А.В.Юлин, зав. лабораторией (п. 2.1 – 2.4, редактирование);
В.М.Смоляницкий, зав. лабораторией (п. 2.1 – 2.4);
А.С.Филиппова, вед. инженер (п. 2.1 – 2.4);
Ю.А.Горбунов, вед. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
С.М.Лосев, вед. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
Л.Н.Дымент, ст. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
Е.А.Усольцева, вед. инженер (п. 2.1 – 2.4);
Ю.В.Налимов, нач. группы (п. 2.5);
А.А.Степанова, вед. инженер (п. 2.5);
И.М.Ашик, зав. отделом (п. 3.3, редактирование);
С.А.Кириллов, зав. лабораторией (п. 3.1);
А.Е.Новихин, и.о. зав. лабораторией (п. 3.2);
В.И.Дымов, зав. лабораторией (п.3.4);
Л.А.Тимохов, глав. науч. сотр. (п. 3.1);
В.Ю.Карпий, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
Н.В.Лебедев, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
А.А.Намятов, ст. науч. сотр. (п. 3.2);
Н.П.Яковлева, науч. сотр. (п. 3.4);
В.В.Алексеев, науч. сотр. (п.3.4);
О.А.Морозова, мл. науч. сотр. (п. 3.2);
И.В.Рыжов, мл. науч. сотр. (п. 3.3);
С.О.Сороко, вед. инженер (оформление отчета).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

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 различного пространственно-временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе за период с января по декабрь 2012 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Происходящие здесь процессы тесно взаимосвязаны с развитием и перестройкой общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. с процессами, масштаб которых значительно превышает размеры рассматриваемого района.

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

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2012 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) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов.

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 этой классификацией для атлантико-евразийского сектора выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды – *W* (западная) форма циркуляции, а также два типа меридиональных процессов с волнами большой амплитуды – *C* (меридиональная) и *E* (восточная) формы циркуляции. Соответственно в тихоокеано-американском секторе выделяются также три типа процессов: западный (*З*) и два меридиональных (M_1 и M_2).

Каждая из форм и каждый из типов имеют ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов имеют значимые различия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом для каждой из разновидностей характерна географическая ориентация основных блокирующих

гребней антициклонов, влияющих на более высокоширотные или более низкоширотные по сравнению с нормой траектории циклонов в системах исландского и алеутского минимумов.

Для анализа макросиноптических процессов межгодовой изменчивости 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. Поскольку индекс характеризует интенсивность воздушных потоков, осредненных по большому району, то в ряде случаев он не отражает географическую ориентацию центра ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. В связи с этим в настоящем обзоре применение индекса ограничено анализом межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов конкретных реализаций ОЦА. Несмотря на сложность взаимосвязей между элементами макроструктуры, множественность их возможных состояний и сочетаний, всегда имеется возможность выявить в эволюции макросиноптических процессов ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития. В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2012 г. были выявлены следующие особенности их развития.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2012 г. представлены в виде годовых и среднемесячных значений числа дней с основными формами и типами циркуляции по классификации Г.Я.Вангенгейма и А.А.Гирса (табл. 1.1 и рис. 1.1), а также карт среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземного давления и температуры воздуха и их аномалий (см. рис. 1.2–1.9).

Таблица 1.1

Средние годовые значения числа дней с разными формами и типами циркуляции и их отклонения от нормы в 2012 г.

Показатель	Индексы циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	<i>W</i>	<i>C</i>	<i>E</i>	3	M_1	M_2
Число дней	142	71	153	132	122	112
Аномалия	14	–22	8	2	22	–24

Атмосферные процессы в 2012 г. в первом секторе Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости западной (*W*) формы циркуляции. Повторяемость процессов западной формы в 2012 г. составила 142 дня, что превысило норму на 14 дней. Повторяемость процессов восточной формы циркуляции превысила годовую норму на 8 дней.

Во втором секторе по сравнению с 2011 г. произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов. Аномально высокой была повторяемость меридиональных процессов типа M_1 , которая превысила многолетнюю норму на 22 дня.

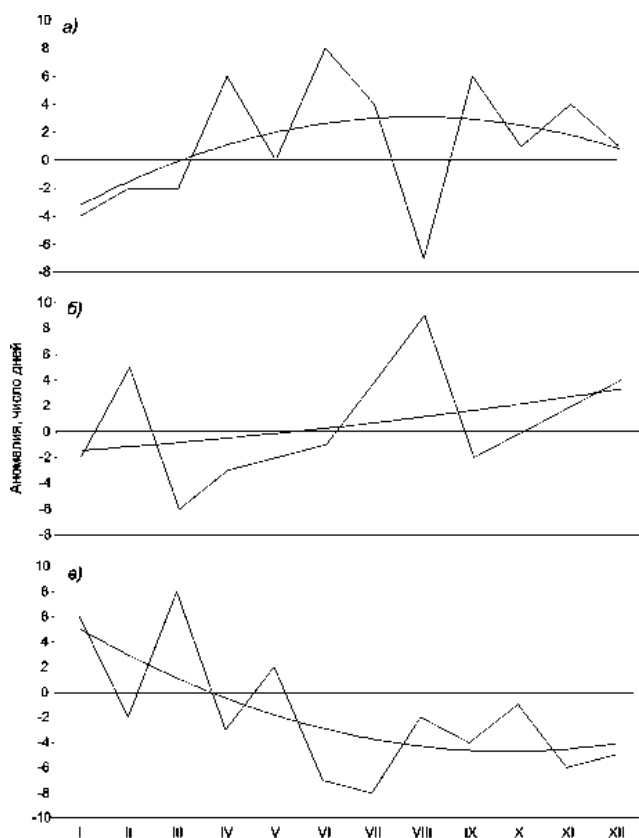


Рис. 1.1. Годовой ход среднемесячных аномалий числа дней с основными формами циркуляции в 2012 г.

а – западная форма, *б* – восточная форма, *в* – меридиональная форма.

В средней тропосфере, на изобарической поверхности 500 гПа, центр планетарного циркумполярного вихря в 2012 г. наиболее часто смещался в канадско-гренландский район Арктики в январе–марте, сентябре и ноябре. В районе азиатского сектора Арктики центр циркумполярного вихря находился в апреле–августе и декабре. В октябре центр ЦПВ располагался в приполюсном районе, вблизи своего многолетнего положения.

Под влиянием высотных гребней антициклонов, расположенных над Западной Сибирью и над западной частью Северной Атлантики, в 2012 г. основные высотные ложбины ЦПВ чаще всего были ориентированы на районы Западной Европы и Аляски, где в приземном поле отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Среднегодовые значения геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа и их аномалии представлены на рис. 1.2 и 1.3.

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



Рис.1.2. Поле среднего геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь–декабрь 2012 г.



Рис.1.3. Поле средней аномалии геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь–декабрь 2012 г.

Так, в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах ПВФЗ располагалась чаще севернее своего многолетнего положения, что определило, как и в 2011 г., смещение циклонов в системах исландского и алеутского минимумов по более северным траекториям в полярный район Арктики.

В приземном поле в 2012 г. произошло значительное ослабление исландского минимума. Среднегодовой рост давления в районе Исландии по сравнению с 2011 г. составил более 7 гПа. Центр исландского минимума в 2012 г. чаще располагался восточнее своего среднего многолетнего положения. Основная его ложбина была ориентирована на восток, северо-восток.

Под влиянием гребня стационарного антициклона с центром над Западной Сибирью циклоны в системе исландского минимума чаще смещались в Арктику через акваторию Баренцева моря высокоширотными траекториями в приполюсный район и далее в американский сектор Арктики. В ряде месяцев (апрель, октябрь – декабрь) их движение было блокировано арктическим антициклоном. В эти месяцы гребень азиатского антициклона взаимодействовал с гребнем арктического антициклона. Под влиянием блокирующих систем глубина циклонов в приполюсном районе в 2012 г. была меньше, чем в 2011 г. В связи с этим знак среднегодовой аномалии давления в Арктике в 2012 г. по сравнению с 2011 г. сменился на противоположный – от отрицательных значений к положительным (рис. 1.4). Среднегодовой рост давления в Арктике в 2012 г. по сравнению с 2011 г. составил 1 – 3 гПа (рис. 1.5).

Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе в 2012 г. отмечалась над Норвежским и Баренцевым морями, а также над районом моря Бофорта.

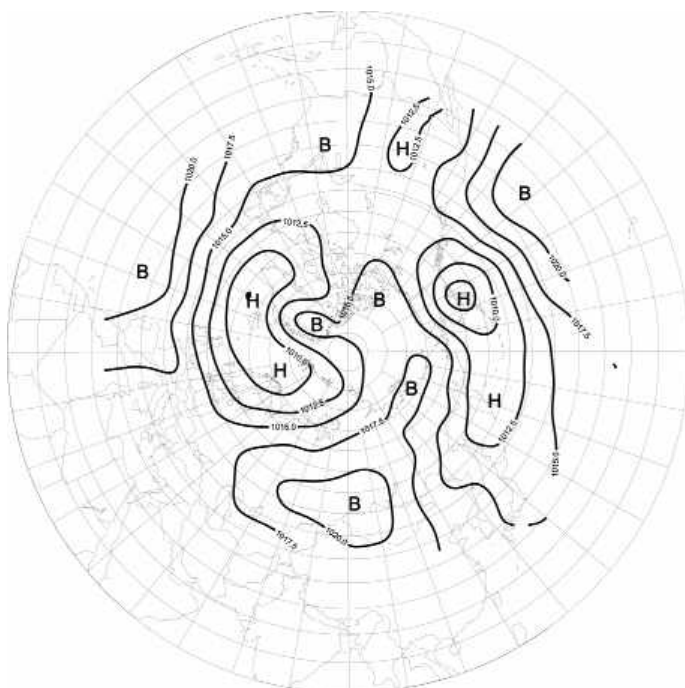


Рис. 1.4. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2012 г.



Рис. 1.5. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2012 г.

В 2012 г. антициклоны и их гребни, блокирующие зональный (с запада на восток) перенос воздушных масс в толще тропосферы, чаще всего располагались над районами Западной Сибири и западной части Северной Атлантики. По западной периферии этих барических образований наблюдалась повышенная повторяемость меридиональных воздушных потоков с южной составляющей. Устойчивая адвекция теплых воздушных масс с юга способствовала формированию экстремально высокого положительного фона аномалий в полярном районе Арктики в среднем за 2012 г. Устойчивая в течение года адвекция теплых воздушных масс способствовала формированию в среднем за год экстремально высокого положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики.

Наиболее крупные значения среднегодовых аномалий температуры воздуха в 2012 г. отмечались над двумя районами: севернее Гренландии и в западных морях Евразии (Баренцевого, Карского и Лаптевых) (рис. 1.6). Эти районы Арктики внесли наибольший вклад в формирование экстремально высокого температурного фона полярного района в 2012 г. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2012 г. составила 4,2 °С, что на 0,6 °С превышает экстремальные значения, отмечавшиеся ранее в 2011 г. (рис. 1.7).

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов в 2012 г. проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма и 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.



Рис. 1.6. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха (°C) за период январь–декабрь 2012 г.

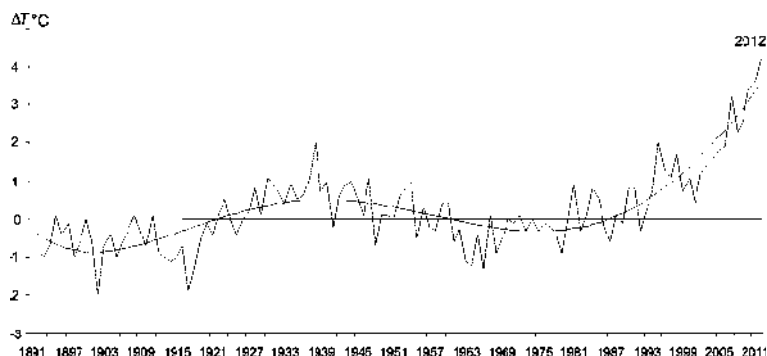


Рис. 1.7. Средние годовые значения аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. (1891–2012 гг.).

Анализ развития процессов показал, что в 2012 г. внутри каждого месяца отмечалась частая смена направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов. В рассматриваемый период выделяется ряд естественных стадий с однонаправленным развитием процессов, каждая из которых характеризуется рядом разновидностей форм и типов циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах Северного полушария (см. табл. 1.2).

Схема развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в Северном полушарии с января по декабрь 2012 г. по среднемесячным данным выглядит следующим образом:

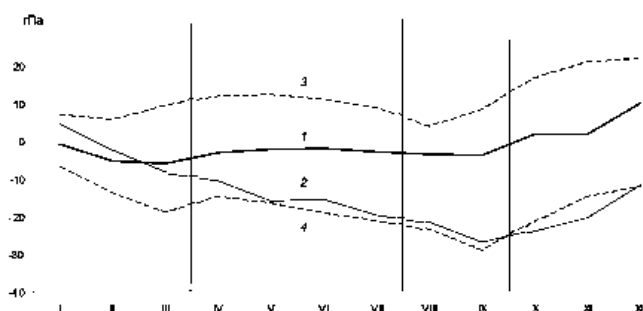


Рис.1.8. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления (гПа) в январе–декабре 2012 г. в приполюсном (1), европейском (2), азиатском(3) и американском (4) секторах полярного района Арктики.

январь – $(C_{M_1+3}) \rightarrow$ февраль – $(E_{M_2+3}) \rightarrow$ март – $(C_{M_1}) \rightarrow$
 $\rightarrow$ апрель – $(W_{M_2+3}) \rightarrow$ май – $(C + W_{M_2+3}) \rightarrow$ июнь – $(W_{M_1}) \rightarrow$
 $\rightarrow$ июль – $(W + E_{M_1+3}) \rightarrow$ август – $(E_{M_1}) \rightarrow$ сентябрь – $(W_{M_1}) \rightarrow$
 $\rightarrow$ октябрь – $(E + W_{M_2+M_1}) \rightarrow$ ноябрь – $(E+W)_{M_1} \rightarrow$ декабрь – (E_{M_1})

Внутригодовые тенденции изменений давления в полярном районе Арктики от месяца к месяцу представлены на рис. 1.8 в виде кривых накопленных (интегральных) аномалий давления отдельно для европейского, азиатского, американского и приполюсного секторов Арктики. При положительных значениях аномалий давления интегральная кривая идет вверх, при отрицательных – вниз.

В тенденциях изменения давления и температуры в полярном районе Арктики выделяются четыре периода. В первых трех под влиянием циклонов из системы исландского и алеутского минимумов наиболее устойчивые тенденции к понижению давления отмечались в европейском и американском секторах полярного района Арктики. В этих районах преобладал устойчивый отрицательный фон давления. В четвертый период на фоне усиления азиатского и арктического антициклонов фон давления во всех секторах Арктики имел положительный тренд.

Изменения среднемесячных значений аномалий температуры в Арктике в широтном поясе $70 - 85^\circ$ с.ш. в январе–декабре 2012 г. представлены на рис. 1.9.

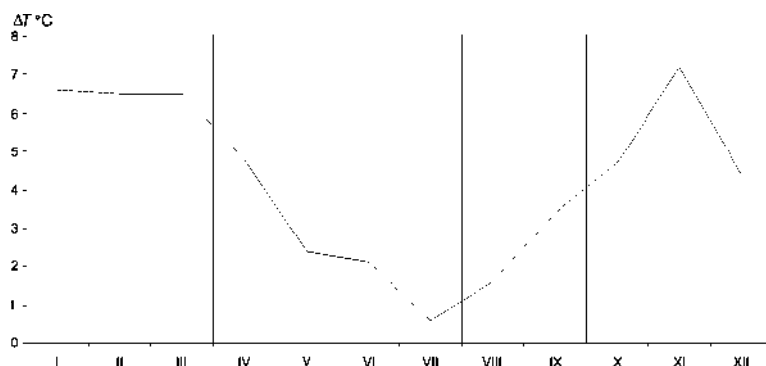


Рис. 1.9. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха ($^\circ\text{C}$) в широтном поясе $70-85^\circ$ с.ш. в 2012 г.

Во все месяцы 2012 г. фон температуры оставался выше нормы, но имел устойчивую тенденцию к понижению в период апрель – июль и к повышению в период август – декабрь.

Отмеченные тенденции изменения температуры в целом согласуются с тенденциями колебания крупномасштабных процессов. Так, при аномально повышенной повторяемости в апреле – июле разновидностей зональных процессов с низкоширотными траекториями циклонов отмечалось ослабление межширотного воздухообмена. Ослабление адвекции теплых воздушных масс способствовало уменьшению значений положительных аномалий температуры воздуха в этот период. При большой повторяемости разновидностей меридиональных процессов формы *C* в январе – марте и формы *E* в августе – декабре, при усилении межширотного воздухообмена и повышенной повторяемости высокоширотных траекторий циклонов наблюдались устойчивая адвекция теплых воздушных масс в Арктику и формирование крайне устойчивых высоких среднемесячных значений аномалий температуры воздуха в полярном районе (рис. 1.9).

Основные особенности развития синоптических процессов в каждом месяце 2012 г. описаны ниже.

В *январе* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Канады. Западный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня. Вследствие этого основной зональный воздушный поток в средней тропосфере был направлен в Арктику.

В первом (атлантико-евразийском) секторе отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов меридиональной формы циркуляции. Под влиянием гребня азорского антициклона над Северной Атлантикой и гребня обширного азиатского антициклона над Евразией циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток по высокоширотным траекториям в канадский сектор полярного района Арктики. Фон давления в западных морях был значительно выше нормы, и среднемесячные положительные аномалии давления в Карском море превышали 16 гПа.

Воздушные потоки преимущественно юго-западного и западного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 13–14 °C) отмечались над северной частью Баренцева и Карского морей.

Во втором (тихоокеано-американском) секторе отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных процессов типа M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление азиатского антициклона. Его гребень оказывал влияние на восточный район Арктики, где он взаимодействовал с гребнем американского антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики. Атлантические циклоны, смещаясь по высокоширотным траекториям, обусловили адвекцию в этот сектор теплых воздушных масс с юго-западной составляющей.

Средние месячные значения положительных аномалий температуры превышали 2–6 °C. Исключение составило побережье моря Бофорта, где в тылу тихоокеанских циклонов при северном и северо-восточном направлениях воздушных потоков отмечались отрицательные аномалии температуры воздуха (до –1... –3 °C).

В *феврале* произошла перестройка крупномасштабных атмосферных процессов от меридиональной к восточной форме циркуляции. Основным центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа, так же как и в январе, располагался над районом Канады. Произошло ослабление высотного гребня азиатского антициклона над побережьем восточных морей российской Арктики.

В первом секторе особенностью приземного барического поля по сравнению с предыдущим месяцем стало ослабление влияния азиатского антициклона на район Арктики. Гребень азиатского антициклона часто взаимодействовал над Европой с гребнем азорского антициклона. В связи с этим циклоны смещались по высокоширотным траекториям в зональном направлении в Арктику восточнее, чем в январе, обуславливая устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с юга и юго-запада.

Очаг с наибольшими положительными аномалиями температуры воздуха (до 14 °С) сформировался над Карским морем южнее, чем в январе. Наибольшее понижение температуры в Арктике отмечалось над Восточно-Сибирским морем. Среднемесячные значения отрицательных аномалий температуры воздуха здесь достигали -3... -5 °С.

Во втором секторе также произошла перестройка атмосферных процессов при типах M_2 и 3 с низкоширотными траекториями циклонов к их разновидности с высокоширотными траекториями. Под частым влиянием с юго-востока блокирующих гребней гавайского антициклона на район Берингова моря циклоны здесь перемещались севернее, чем в январе. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над Охотским морем и западной частью Берингова моря. Фон давления в полярном секторе был ниже нормы. Под влиянием атлантических и тихоокеанских циклонов в данном секторе Арктики преобладала адвекция теплых воздушных масс с юга. Средние месячные значения аномалий температуры составили от 2 до 8 °С.

В *марте* произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. По сравнению с предыдущим месяцем, когда преобладали разновидности восточной формы циркуляции, резко возросло число дней с меридиональной формой. В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа по-прежнему располагался в районе Канады. Ось высотного гребня азиатского антициклона была ориентирована на побережье восточных морей российской Арктики; под ним, в приземном поле, сформировался обширный арктический антициклон.

В первом секторе циклоны в системе исландского минимума над Северной Атлантикой, огибая гребень азорского антициклона, смещались в меридиональном направлении на европейскую часть России. Фон давления в европейском секторе Арктики был ниже нормы на 4–9 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее значительные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 10–12 °С) отмечались в районе севера Баренцева и Карского морей.

Во втором секторе аномально повышенная повторяемость была характерна для крупномасштабных процессов типа M_1 . Характерной особенностью развития макропроцессов стало усиление арктического антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным траекториям и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был

выше нормы. Под влиянием восточной части атлантических циклонов преобладала адвекция теплых воздушных масс с южной составляющей. Средние месячные значения аномалий температуры составили от -2 до 4 °C.

В *апреле* произошла кардинальная перестройка крупномасштабных атмосферных процессов. По сравнению с предыдущими месяцами, когда преобладали разновидности меридиональных форм циркуляции, резко возросло число дней с зональными процессами. Основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из канадского сектора Арктики в европейский и располагался над северной частью Баренцева моря. Вследствие этого ВФЗ сместилась к югу, а основной зональный воздушный поток в средней тропосфере был направлен на континентальные районы. Ось высотного гребня в Арктике часто была ориентирована на побережье Американского континента, под которым в приземном поле сформировался обширный арктический антициклон.

В первом секторе отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции. Под влиянием с севера обширного арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток по низкоширотным траекториям над континентальной частью Евразии. Фон давления во всех западных морях за исключением Баренцева был выше нормы. Воздушные потоки преимущественно юго-восточного направления обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. В районе Норвежского и Гренландского морей фон температуры был ниже нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 8 °C) отмечались на севере Карского моря.

Во втором секторе отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных процессов типа 3 и M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление арктического антициклона. Его гребень оказывал влияние на Американский континент. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой по более низкоширотным траекториям до побережья Америки и оказывали существенное влияние на адвекцию теплых воздушных масс в полярный район Арктики. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха превышали $8-10$ °C.

В *мае* направленность процессов в средней тропосфере в целом сохранилась. При этом основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился на п-ов Таймыр. Вследствие этого ось высотного гребня в Арктике часто была ориентирована с Атлантики на район Гренландии, под которым в приземном поле сформировался арктический антициклон.

В первом секторе отмечалось сочетание процессов западной и меридиональной форм циркуляции. Особенностью приземного барического поля по сравнению с предыдущим месяцем стало ослабление влияния арктического антициклона на район Арктики. В связи с этим циклоны смещались через акватории морей Баренцева, Карского и Лаптевых, обуславливая устойчивую адвекцию теплых воздушных масс. Среднемесячные положительные аномалии температуры воздуха достигали 4 °C. В Норвежском и Гренландском морях в тыловой части проходящих циклонов сохранялся небольшой отрицательный фон температуры.

Во втором секторе направленность атмосферных процессов также сохранилась при повышенной повторяемости типов 3 и M_2 с низкоширотными траекториями ци-

клонов. Отличие заключалось в том, что циклоны в системе алеутского минимума при ослаблении гребня арктического антициклона над Америкой смещались дальше на восток и это привело к ослаблению адвекции теплых воздушных масс в Арктику. Средние месячные значения аномалий температуры воздуха составили от 1 до 2 °С.

В *июне* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа сместился к северо-востоку, в район Новосибирских островов. Оси высотных гребней, блокирующих в толще тропосферы зональный перенос воздушных масс, были ориентированы на район Западной Сибири и Гренландии, где в приземном поле сформировались устойчивые антициклоны.

В первом секторе отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции. Под влиянием на Европу с севера гребня обширного антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались с запада на восток по низкоширотным траекториям до Урала. Далее их движение было блокировано антициклоном над Западной Сибирью. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и западного направлений обусловили устойчивую адвекцию теплых воздушных масс в район морей Карского, Баренцева и Лаптевых. В тыловой части проходящих циклонов в районе Норвежского и Гренландского морей сохранился фон с отрицательными температурами воздуха. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 7–8 °С) отмечались в районе юго-западной части Карского моря.

Во втором секторе произошла перестройка направленности процессов к меридиональной циркуляции по типу M_1 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гавайского антициклона. Его гребень оказывал влияние на район Тихого океана. Вследствие этого неглубокие циклоны в системе алеутского минимума смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям и оказывали влияние на полярный район Арктики, обуславливая адвекцию в этот сектор теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха составили 1–3 °С.

В *июле* в целом направленность процессов в средней тропосфере сохранилась. Отличительной особенностью высотного поля стало разрушение в толще тропосферы блокирующего гребня над районом Западной Сибири. Вследствие этого ВФЗ сместилась в западном секторе Арктики к югу.

В первом секторе отмечалось сочетание атмосферных процессов западной и восточной форм циркуляции. Особенность барического поля состояла в том, что блокирующий гребень континентального антициклона сместился с Западной Сибири на южные районы Евразии. Вследствие этого под влиянием циклонов фон давления в районе арктических морей понизился на 2–6 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного направления обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы повсюду за исключением Норвежского моря. Наиболее значительные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 6 °С) отмечались над юго-западной частью Карского моря.

Во втором секторе направленность крупномасштабных процессов в средней тропосфере сохранилась. Основной отличительной особенностью по сравнению с июнем стало ослабление адвекции теплых воздушных масс и понижение температуры воздуха на 1–2 °С.

В августе основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из приполюсного района в район Карского моря. Центральный полярный район находился преимущественно под влиянием высотных гребней, под которыми в приземном поле часто формировалась антициклоническая циркуляция.

В первом секторе отмечалась аномально повышенная повторяемость крупномасштабных процессов восточной формы циркуляции. Гребень азорского антициклона располагался над континентальной частью Евразии. Вследствие этого циклоны смещались с Северной Атлантики по высокоширотным траекториям до Карского моря. Далее их движение было блокировано гребнем арктического антициклона. Фон давления в западных морях был ниже нормы, исключение составляли Норвежское и Гренландское моря. Воздушные потоки имели преимущественно западную составляющую. Над морем Лаптевых преобладали потоки с южной составляющей. Положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 3–4 °С) отмечались в районе северо-восточной части Карского моря. В районах Норвежского и Восточно-Сибирского морей фон температуры был около нормы.

Во втором секторе направленность крупномасштабных процессов в средней тропосфере сохранилась. Циклоны под влиянием гребня гавайского антициклона продолжали смещаться в Арктику по высокоширотным траекториям. Основной отличительной особенностью по сравнению с июлем стало ослабление адвекции теплых воздушных масс.

В сентябре по сравнению с предыдущим месяцем произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов в атлантико-евразийском секторе полушария от восточной формы циркуляции к западной.

В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из района Карского моря к северному побережью Канады. Азиатский сектор Арктики находился под влиянием с юга высотного гребня, под которым в приземном поле сформировался обширный антициклон с центром в районе моря Лаптевых.

В первом секторе аномально высокая повторяемость была характерна для крупномасштабных процессов западной формы циркуляции. Циклоны смещались с Северной Атлантики в Арктику по высокоширотным траекториям до района Баренцева моря. Далее их движение было блокировано гребнем обширного антициклона.

Фон давления в приатлантическом районе был ниже нормы. Аномалии давления были положительными в районе морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. Преобладали воздушные потоки с южной составляющей.

Положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 4–5 °С) отмечались в районе северо-восточной части Карского моря. В районах Норвежского и Восточно-Сибирского морей, находившихся под влиянием тыловой части циклонов, фон температуры был ниже нормы.

Во втором секторе направленность крупномасштабных процессов в средней тропосфере сохранилась. Циклоны под влиянием гребня гавайского антициклона продолжали смещаться в Арктику по высокоширотным траекториям. Основной отличительной особенностью по сравнению с августом стало усиление адвекции теплых воздушных масс с Тихого океана в Арктику. Средние месячные положительные аномалии температуры воздуха достигали 4–6 °С.

В *октябре* центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа располагался в приполюсном районе Арктики. Его основные ложбины были ориентированы на районы Канадского Арктического архипелага и море Лаптевых.

Районы Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей находились под влиянием высотных гребней, под которыми в приземном поле давления преобладал антициклонический режим циркуляции.

В первом секторе аномально высокой повторяемостью, как и в сентябре, отличались процессы западной формы циркуляции. Под влиянием арктического антициклона циклоны смещались с Северной Атлантики по более низкоширотным траекториям по сравнению с нормой. Наиболее активная циклоническая деятельность наблюдалась над Норвежским и Баренцевым морями. Фон давления был выше нормы на 2–6 гПа. Воздушные потоки имели преимущественно южное и юго-восточное направления. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2–7 °С. Наибольшие положительные аномалии температуры отмечались над приполюсным районом.

Во втором секторе отмечалась повышенная повторяемость меридиональных процессов. Под влиянием арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались по низкоширотным траекториям южнее Берингова моря. Фон давления повысился до положительных аномалий. Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. В среднем за месяц фон температуры воздуха был выше нормы на 2–6 °С.

В *ноябре* произошла перестройка в направленности атмосферных процессов. Центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместился в район Канадского Арктического архипелага. Основные высотные гребни располагались над северными морями Азиатского континента, где в приземном поле преобладал антициклонический режим погоды.

В первом секторе отмечалась аномально высокая повторяемость сочетания процессов западной и восточной форм циркуляции. Циклоны в системе исландского минимума смещались до акватории Баренцева моря. Далее их движение на восток было блокировано гребнями арктического и азиатского антициклонов. В среднем за месяц фон давления над западной Арктикой был выше нормы на 2–5 гПа; исключение составил район Норвежского моря, где преобладали отрицательные аномалии давления.

Воздушные потоки имели преимущественно южную и юго-восточную составляющие. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2–12 °С. Наибольшие положительные аномалии температуры отмечались над северо-восточной частью Карского моря.

Во втором секторе наблюдалась повышенная повторяемость меридиональных процессов типа M_1 . Под влиянием арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались на восток по более низкоширотным траекториям по сравнению с нормой. Фон давления по сравнению с октябрём значительно повысился. Среднемесячные значения положительных аномалий давления в районе побережья Аляски составили 8–14 гПа. Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. В среднем за месяц в большинстве районов фон температуры воздуха был выше нормы. Аномально низкий фон давления сформировался в районе Аляски и моря Бофорта, где среднемесячные отрицательные аномалии температуры воздуха достигали –6... –10 °С.

В *декабре* произошла перестройка направленности атмосферных процессов. Центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместился из

Таблица 1.2

**Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма–Гирса
с января по декабрь 2012 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов
по элементарным синоптическим процессам**

Январь			Февраль			Март		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–5	<i>W</i>	3	1–4	<i>E</i>	M_2	1–3	<i>C</i>	M_1
6–8	<i>C</i>	M_2	5–7	<i>E</i>	M_2	4–6	<i>E</i>	M_1
9–11	<i>C</i>	M_2	8–12	<i>E</i>	M_2	7–10	<i>E</i>	M_1
12–14	<i>C</i>	M_1	13–16	<i>C</i>	M_2	11–13	<i>W</i>	3
15–17	<i>C</i>	M_1	17–18	<i>W</i>	3	14–16	<i>C</i>	3
18–20	<i>W</i>	M_2	19–22	<i>E</i>	3	17–19	<i>W</i>	3
21–24	<i>E</i>	3	23–25	<i>W</i>	3	20–21	<i>W</i>	M_1
25–27	<i>E</i>	3	26–28	<i>W</i>	M_2	22–25	<i>C</i>	M_2
28–31	<i>E</i>	M_2	29	<i>C</i>	M_2	26–28	<i>C</i>	M_2
Итого	<i>W</i> 8 (–4)	3 12 (4)	Итого	<i>W</i> 7 (–2)	3 9 (3)	29–31	<i>C</i>	M_2
	<i>C</i> 12 (6)	M_1 6 (0)		<i>C</i> 4 (–2)	M_1 0 (–4)	Итого	<i>W</i> 8 (–2)	3 9 (–1)
	<i>E</i> 11 (–2)	M_2 13 (–4)		<i>E</i> 18 (5)	M_2 20 (2)		<i>C</i> 16 (8)	M_1 12 (6)
							<i>E</i> 7 (–6)	M_2 10 (–5)
Апрель			Май			Июнь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–2	<i>C</i>	M_2	1–3	<i>C</i>	M_2	1–4	<i>C</i>	3
3–6	<i>W</i>	3	4–6	<i>C</i>	M_2	5–7	<i>W</i>	M_1
7–9	<i>W</i>	M_1	7–9	<i>W</i>	M_2	8–11	<i>W</i>	M_1
10–13	<i>E</i>	M_2	10–12	<i>W</i>	3	12–14	<i>W</i>	M_1
14–16	<i>C</i>	M_2	13–15	<i>W</i>	3	15–17	<i>E</i>	M_2
17–18	<i>W</i>	M_2	16–19	<i>E</i>	M_1	18–20	<i>W</i>	M_1
19–21	<i>W</i>	3	20–22	<i>E</i>	M_2	21–23	<i>E</i>	M_1
22–24	<i>E</i>	3	23–25	<i>E</i>	M_1	24–25	<i>W</i>	M_1
25–27	<i>W</i>	3	26–28	<i>C</i>	3	26–28	<i>W</i>	M_1
28–30	<i>E</i>	M_2	29–31	<i>C</i>	3	29–30	<i>E</i>	3
Итого	<i>W</i> 15 (6)	3 13 (4)	Итого	<i>W</i> 9 (0)	3 12 (1)	Итого	<i>W</i> 18 (8)	3 6 (–2)
	<i>C</i> 5 (–3)	M_1 3 (–5)		<i>C</i> 12 (2)	M_1 7 (–2)		<i>C</i> 4 (–7)	M_1 21 (5)
	<i>E</i> 10 (–3)	M_2 14 (1)		<i>E</i> 10 (–2)	M_2 12 (1)		<i>E</i> 8 (–1)	M_2 3 (–3)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–3	<i>W</i>	3	1–2	<i>E</i>	3	1	<i>E</i>	3
4–7	<i>E</i>	3	3–5	<i>E</i>	3	2–4	<i>E</i>	3
8–11	<i>E</i>	M_1	6–8	<i>E</i>	3	5–8	<i>W</i>	M_1
12–15	<i>W</i>	M_1	9–10	<i>C</i>	M_2	9–12	<i>C</i>	M_1
16–18	<i>W</i>	M_1	11–13	<i>E</i>	M_1	13–16	<i>W</i>	3
19–21	<i>C</i>	M_1	14–15	<i>E</i>	M_1	17–19	<i>W</i>	M_2
22–25	<i>W</i>	3	16–18	<i>E</i>	M_1	20–22	<i>W</i>	M_1
26–28	<i>E</i>	M_1	19–21	<i>C</i>	3	23–25	<i>W</i>	M_1
29–30	<i>E</i>	M_1	22–24	<i>W</i>	3	26–28	<i>E</i>	M_1
31	<i>E</i>	3	25–26	<i>W</i>	M_1	29–30	<i>W</i>	3
Итого	<i>W</i> 14 (–4)	3 12 (2)	27–28	<i>E</i>	M_1	Итого	<i>W</i> 19 (6)	3 10 (–5)
			29–31	<i>E</i>	M_1			
			Итого	<i>W</i> 5 (–7)	3 14 (0)			
				<i>C</i> 5 (–2)	M_1 15 (2)			
				<i>E</i> 21 (9)	M_2 2 (–2)		<i>C</i> 4 (–4)	M_1 17 (8)
							<i>E</i> 7 (–2)	M_2 3 (–3)

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

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

района Канадского Арктического архипелага в азиатский сектор Арктики. Основной высотный гребень, блокирующий зональный перенос в толще тропосферы, располагался над восточной Европой и северными морями Европейского континента, где в приземном поле преобладал антициклонический режим погоды.

В первом секторе отмечалась аномально высокая повторяемость процессов восточной формы циркуляции. Под влиянием с востока блокирующего гребня азиатского антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались по высокоширотным траекториям до приполюсного района.

Фон давления над западной Арктикой был выше нормы. Наиболее высокие значения аномалии давления отмечались над юго-восточной частью Баренцева моря, где среднее месячное значение положительной аномалии давления превышало 22 гПа.

Преобладали воздушные потоки с юго-западной и юго-восточной составляющими. Фон температуры воздуха под влиянием теплой части циклонов был выше нормы на 2–10 °С. Наибольшие положительные аномалии температуры отмечались над северо-восточной частью Карского моря. Отрицательные среднемесячные аномалии температуры (от –2 до –5 °С) наблюдались только в Скандинавии и в районе Норвежского моря.

Во втором секторе отмечалась повышенная повторяемость зональных процессов. Фон давления по сравнению с ноябрем понизился на 6–10 гПа, но положительные аномалии среднемесячного значения давления над всем районом сохранились. Наиболее низкие положительные аномалии давления (до 1–2 гПа) отмечались в районе Аляски.

Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. В среднем за месяц в большинстве районов фон температуры воздуха был выше нормы. Аномально

низкий фон температуры сформировался в районе Аляски и моря Бофорта, где при повышенной повторяемости воздушных потоков восточных направлений среднемесячные отрицательные аномалии температуры воздуха достигали 6–9 °С.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2012 г. по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) представлены в табл. 1.2. Изменения от одного ЭСП к другому сопровождаются сменой знака барических полей и направления преобладающих воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции.

1.2. МОНИТОРИНГ КЛИМАТА ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области (СПО) ведется как для области в целом, так и для отдельных ее частей (рис. 1.10 цвет. вклейки) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных для полярных районов. В этом разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и количества осадков в Северной полярной области за период 1936–2012 гг.

Исходными данными послужили результаты наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев и всех дрейфующих станций (синие точки на рис. 1.10), которые позволили уточнить значения температуры воздуха в околополюсном районе.

Температура воздуха

Для расчета аномалий температуры воздуха, осредненных по территории СПО и территориям климатических районов, использован метод оптимального осреднения. Оценки аномалий получены относительно рекомендованного ВМО стандартного базового 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.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2012 г. по отдельным широтным зонам (60–85, 60–70 и 70–85° с.ш.) приведена в табл. 1.3.

Значение пространственно осредненной аномалии среднегодовой температуры воздуха по СПО составило 2,2 °С, и 2012 г. стал вторым по рангу теплых лет за период с 1936 г. Наиболее теплым годом был 2011 г. с аномалией температуры 2,3 °С. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. оказалась равной 2,9 °С, а в зоне 60–70° с.ш. составила 1,5 °С. Это второе и шестое значения по рангу теплых лет соответственно.

Таблица 1.3

Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха в 2012 г. на территории СПО и по широтным зонам (за год и за сезоны)

Ф° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R^*	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
70–85	2,9	2	3,9	2	2,2	6	2,0	1	3,6	1
60–70	1,5	6	2,1	5	1,2	17	1,2	4	1,6	7
60–85	2,2	2	2,9	1	1,6	11	1,5	1	2,6	2

* R – ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936–2012 гг.

В 2012 г. в широтной зоне к северу от 70° с.ш. наиболее значительные аномалии температуры были отмечены в зимнем, летнем и осеннем сезонах. Для широтной зоны 70–85° с.ш. аномалия составила зимой 3,9 °С, летом 2,0 °С и осенью 3,6 °С. Это второе для зимнего и первое для летнего и осеннего сезонов значение по рангу теплых лет.

К югу от 70° с.ш. высокие значения аномалий температуры воздуха отмечались также в зимнем и летнем сезонах и составили 2,1 и 1,2 °С соответственно, таким образом, став пятым и четвертым значениями в ряду убывающих температур. В целом по СПО зима и лето оказались наиболее теплыми по рангу теплых лет с 1936 г.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой и средних сезонных температур воздуха на территории СПО приведено на рис. 1.11 цвет. вклейки. Значения аномалий, пространственно осредненных по рассматриваемым районам, представлены в табл. 1.4 и 1.5.

В 2012 г. году области значительных положительных аномалий температуры воздуха располагались преимущественно в евразийском секторе, на территории Североевропейского, Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов. Самые крупные аномалии наблюдались на территории Западно-Сибирского района. Значение осредненной по территории района аномалии составило 4,6 °С.

Таблица 1.4

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха в 2012 г. для отдельных районов СПО (за год и сезонам)

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
Атлантический	1,7	4	2,9	3	1,4	14	1,0	15	1,4	11
Североевропейский	2,9	1	5,2	3	2,7	5	1,0	22	2,9	3
Западно-Сибирский	4,6	1	7,6	1	4,2	5	2,7	1	3,7	4
Восточно-Сибирский	2,3	3	3,4	4	1,6	20	2,0	1	2,2	16
Чукотский	0,9	22	-0,7	50	0,7	30	0,5	25	3,0	7
Аляскинский	0,5	21	-0,2	45	-0,6	59	0,7	17	2,0	15
Канадский	2,1	4	2,3	10	1,2	26	2,3	1	2,7	5

Таблица 1.5

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха 2012 г. для районов севернее 70° с.ш. (за год и по сезонам)

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,7	3	4,7	3	1,8	13	1,8	5	2,6	6
Баренцево море	4,0	1	7,4	2	3,9	2	1,0	17	3,7	2
Карское море	6,0	1	9,7	2	5,3	4	2,7	1	6,2	1
Море Лаптевых	3,4	2	4,6	1	2,5	10	2,5	2	3,9	3
Восточно-Сибирское море	1,7	11	1,3	19	1,4	24	0,9	18	3,3	7
Чукотское море	0,6	34	-0,1	41	-0,2	50	0,5	29	2,0	12
Море Бофорта	2,3	11	2,2	15	1,1	26	2,5	1	3,5	5
Северная часть канадского района	2,3	4	1,3	22	1,3	25	2,7	1	3,8	2

В зимнем сезоне основной очаг больших положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории Евразии. В Западно-Сибирском районе осредненная по территории района аномалия составила 7,6 °С. Для Западно-Сибирского района этот сезон оказался самым теплым с 1936 г. На метеорологических станциях в районах арктических морей крупные положительные аномалии температуры наблюдались в ряде районов морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в районе Карского моря. Здесь значение пространственно осредненной аномалии температуры воздуха составило 9,7 °С.

В весеннем сезоне основной очаг крупных аномалий температуры воздуха располагался в западной части евразийского сектора (Североевропейский и Западно-Сибирский районы). Самая крупная аномалия имела место в районе Карского моря. Значение пространственно осредненной аномалии составило 5,3 °С (четвертое значение по рангу теплых лет).

В летнем сезоне крупные положительные аномалии температуры имели место на территории канадского (Канадский район) и азиатского (Западно-Сибирский и Восточно-Сибирский районы) секторов СПО. Аномалия температуры в Западно-Сибирском и Восточно-Сибирском районах составила 2,7 и 2,0 °С соответственно, а в Канадском – 2,3 °С. Лето 2012 г. в этих районах оказалось наиболее теплым по рангу теплых лет с 1936 г. На акватории арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. наиболее высокие значения положительных аномалий температуры воздуха отмечались в районе Карского моря (2,7 °С) и на севере Канадского района (2,7 °С), где лето 2012 г. оказалось наиболее теплым с 1936 г.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры воздуха были отмечены в западной части евразийского сектора, а также в канадском секторе. Значения пространственно осредненных по территории Западно-Сибирского и Канадского районов аномалий температуры воздуха составили 3,7 и 2,7 °С соответственно. Осень 2012 г. в этих районах оказалась соответственно четвертой и пятой по рангу теплых лет с 1936 г. На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий имели место в районе Карского моря и северной части Канадского района (6,2 и 3,8 °С соответственно). Осень 2012 г. для обоих районов стала соответственно первой и второй по рангу теплых лет с 1936 г.

Временные ряды пространственно осредненных по территории климатических районов аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные линейным трендом за весь период, последний тридцатилетний и десятилетний периоды, представлены на рис. 1.12 цвет. вклейки, а для районов арктических морей – на рис. 1.13 цвет. вклейки.

Оценка линейного тренда приведена в табл. 1.6 и 1.7. В период 1936–2012 гг. наблюдается статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха в целом для СПО и для отдельных широтных зон (60–70 и 70–85° с.ш.). Линейное (по тренду) повышение температуры воздуха за 77 лет составило в этих широтных зонах 0,92; 0,92 и 1,0 °С соответственно.

По оценкам для отдельных климатических районов, значимый годовой тренд потепления прослеживается во всех районах за исключением Североевропейского и Западно-Сибирского. Потепление за 77 лет составило в разных районах от 0,62

Таблица 1.6

**Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) средней за сезон
и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2012 гг. по регионам СПО
и вклад тренда в дисперсию D (%)**

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %
1936–2012 гг.										
Атлантический	0,15	25,7	0,14*	34,6	0,09	35,4	0,05	15,0	0,10	31,9
Североевропейский	0,03	2,3	0,25	37,1	0,06	16,1	0,04	7,1	0,09	18,9
Западно-Сибирский	–0,04	3,5	0,23	25,9	0,08	21,8	0,04	5,4	0,08	14,0
Восточно-Сибирский	0,18	22,6	0,23	31,9	0,11	30,3	0,08	11,4	0,15	33,4
Чукотский	0,03	4,0	0,22	31,6	0,17	47,9	0,21	31,6	0,16	39,7
Аляскинский	0,33	32,2	0,20	26,2	0,15	44,9	0,10	15,1	0,20	46,1
Канадский	0,22	27,1	0,05	8,6	0,11	35,1	0,19	35,3	0,14	34,3
70–85° с.ш.	0,08	13,8	0,18	37,1	0,11	45,3	0,10	18,7	0,12	30,5
60–70° с.ш.	0,14	29,4	0,18	42,7	0,11	50,0	0,09	23,7	0,13	46,2
60–85° с.ш.	0,10	22,4	0,18	41,8	0,11	48,7	0,10	23,7	0,12	40,3
1983–2012 гг.										
Атлантический	0,93	65,0	0,62	62,3	0,51	74,6	0,63	76,2	0,67	80,2
Североевропейский	0,94	32,8	0,45	31,2	0,34	43,4	0,92	55,3	0,66	55,0
Западно-Сибирский	0,59	19,8	0,99	44,3	0,27	30,9	0,97	42,0	0,70	48,8
Восточно-Сибирский	0,19	10,8	0,87	47,9	0,61	58,2	0,71	43,4	0,60	59,7
Чукотский	0,15	9,6	0,83	43,8	0,48	52,1	1,13	64,5	0,66	62,1
Аляскинский	0,05	2,5	0,04	2,4	0,10	11,7	0,95	54,9	0,28	39,7
Канадский	1,61	71,0	0,83	50,0	0,55	66,2	1,19	78,5	1,05	81,6
70–85° с.ш.	1,16	70,3	0,86	66,2	0,50	75,8	1,25	85,4	0,94	87,0
60–70° с.ш.	0,24	21,7	0,48	47,6	0,35	62,7	0,63	64,6	0,42	68,5
60–85° с.ш.	0,53	50,6	0,62	58,4	0,41	70,4	0,89	79,3	0,61	80,0
2003–2012 гг.										
Атлантический	0,76	27,0	–0,69	33,6	–0,66	78,7	0,59	40,4	–0,01	1,0
Североевропейский	0,78	9,5	2,39	56,4	–0,35	26,5	1,34	38,0	1,03	41,3
Западно-Сибирский	2,94	31,8	5,05	69,1	0,38	15,3	2,93	55,8	2,82	63,6
Восточно-Сибирский	1,58	36,5	2,02	35,2	1,92	69,2	1,11	41,7	1,66	60,6
Чукотский	1,19	29,9	–0,39	9,2	–0,55	21,7	–0,01	2,0	0,06	0,6
Аляскинский	–2,65	54,6	–1,48	42,8	–1,12	33,9	0,18	4,8	–1,27	42,2
Канадский	2,23	40,4	0,76	13,6	2,11	87,4	1,13	37,4	1,55	48,8
70–85° с.ш.	2,64	66,5	1,56	51,4	0,93	67,1	1,84	82,4	1,74	77,6
60–70° с.ш.	–0,60	20,9	0,62	22,2	–0,18	22,4	0,07	4,2	–0,02	9,6
60–85° с.ш.	0,67	29,7	0,97	34,5	0,24	27,6	1,04	62,8	0,73	62,2

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

до 1,54 °C. Для СПО в целом значимый тренд обнаруживается в зимнем, весеннем и летнем сезонах (линейное повышение температуры составило около 0,77; 1,39 и 0,85 °C за 77 лет соответственно).

Таблица 1.7

Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) средней за сезон и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2012 гг. по районам арктических морей и вклад тренда в дисперсию D (%)

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %
1936–2012 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,20	22,6	0,22*	40,0	0,17	54,7	0,10	19,7	0,18	38,3
Баренцево море	–0,07	6,1	0,18	26,9	0,05	16,0	0,04	6,7	0,05	9,4
Карское море	–0,11	7,8	0,23	24,0	0,05	14,7	0,03	3,6	0,05	6,9
Море Лаптевых	0,01	1,4	0,18	23,2	0,09	23,1	0,01	1,6	0,07	14,1
Восточно-Сибирское море	0,13	19,7	0,21	28,8	0,15	38,4	0,17	23,2	0,16	38,2
Чукотское море	0,18	20,1	0,23	27,8	0,17	44,3	0,19	29,6	0,20	40,1
Море Бофорта	0,39	49,5	0,14	25,3	0,15	42,1	0,19	29,2	0,22	50,9
Северная часть канадского района	0,11	13,0	0,02	3,0	0,07	18,2	0,15	28,2	0,09	21,3
1983–2012 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,36	59,0	0,73	52,8	0,56	76,3	0,85	70,5	0,87	77,5
Баренцево море	1,34	53,7	0,63	41,6	0,26	33,9	1,03	64,6	0,81	68,2
Карское море	1,50	42,2	1,23	50,4	0,41	50,8	1,46	54,7	1,15	61,9
Море Лаптевых	0,59	31,1	0,98	50,8	0,70	58,5	1,32	65,6	0,90	56,9
Восточно-Сибирское море	0,51	36,8	0,91	46,1	0,61	54,9	1,23	60,7	0,82	68,8
Чукотское море	0,74	38,6	0,80	34,2	0,44	42,8	1,18	64,7	0,79	62,6
Море Бофорта	1,39	72,5	0,35	22,2	0,33	34,0	1,53	78,1	0,90	78,2
Северная часть канадского района	1,79	71,5	1,05	61,8	0,66	61,5	1,10	74,9	1,15	84,9
2003–2012 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,29	46,2	–0,79	22,7	–0,42	41,6	1,28	64,5	0,59	27,2
Баренцево море	3,29	41,1	2,88	62,2	–0,56	31,0	2,55	73,6	2,04	66,7
Карское море	6,33	55,4	6,65	75,0	1,50	61,6	4,87	79,1	4,84	83,9
Море Лаптевых	3,34	61,2	2,63	45,0	1,93	63,6	0,45	13,9	2,09	74,3
Восточно-Сибирское море	2,29	61,9	0,77	17,2	–0,12	3,5	–0,31	7,8	0,65	34,9
Чукотское море	1,96	44,4	–1,73	38,0	–1,36	35,0	0,49	17,7	–0,16	20,8
Море Бофорта	0,39	9,3	0,22	5,6	2,87	79,9	1,41	31,1	1,22	12,7
Северная часть канадского района	2,03	37,9	1,10	24,1	2,94	91,6	0,67	23,7	1,68	66,7

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

В течение последних тридцати лет (1983–2012 гг.) температура воздуха повышалась во всех регионах СПО. В целом для СПО линейное повышение среднегодовой температуры воздуха составило около 1,8 °C за 30 лет (или 0,61 °C/10 лет).

Скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. в 2012 г. оставалась, как и ранее, наиболее высокой (0,94 °C за 10 лет в зоне 70–85° с.ш. по сравнению с 0,42 °C за 10 лет в зоне 60–70° с.ш.). В последний десятилетний период наиболее за-

метное повышение температуры воздуха наблюдалось в зимнем и осеннем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

В районах арктических морей (см. рис. 1.13) в период 1936–2012 гг. всюду знак тренда положительный. Наиболее высокими темпами повышение температуры воздуха происходит в районах морей вблизи северных частей Атлантического и Тихого океанов. В районе моря Бофорта повышение среднегодовой температуры воздуха по тренду за 77 лет составило около 1,7 °С, а над северной частью Гренландского и Норвежского морей – около 1,4 °С.

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, за теплый – с июня по сентябрь. В табл. 1.8 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2011–2012 гг. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО в 2011–2012 гг. годовая сумма осадков была выше нормы на 7,5 %. К югу от 70° с.ш. осадков выпало на 12 % выше нормы, а к северу от 70° с.ш. – на 4 %. Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2011–2012 гг. в отдельных климатических районах, показывает, что менее всего осадков выпало в Чукотском районе (на 14 % ниже нормы) из-за существенно меньшего количества осадков в холодном периоде (на 30 % ниже нормы), а более всего – в Североευропейском районе (на 24 % выше нормы).

На рис. 1.14 цвет. вклейки приведены временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей. В табл. 1.9 представлены оценки трендов в изменении сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2012 г. по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов, а также для районов в целом.

В межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936–2012 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого их увеличения. Годовые суммы осадков за 77 лет возросли на 5 % по сравнению с нормой за 1961–1990 гг. Однако это изменение полностью обусловлено их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 8 % от нормы). Здесь, в южных частях Североευропейского, Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага увеличение годовых сумм осадков составило от 7 до 26 % нормы.

Таблица 1.8

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2011–2012 гг.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	115,1	98,8	110,1
Североευропейский	122,0	126,0	123,8
Западно-Сибирский	101,5	110,6	105,9
Восточно-Сибирский	104,0	84,4	93,6
Чукотский	70,0	107,0	86,2
Аляскинский	99,9	126,0	113,9
Канадский	90,4	107,3	99,2
70–85° с.ш.	110,6	113,6	111,9
60–70° с.ш.	106,4	100,8	103,9
60–85° с.ш.	106,6	108,7	107,5

**Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет)
сезонных и годовых сумм осадков за период 1936–2012 гг.
и изменение сумм осадков в долях (%) от нормы за 1961–1990 гг.**

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	b	%	b	%	b	%
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	5,24	4,7	–0,50	–1,0	4,73	3,0
Североевропейский (южная часть)	15,52*	39,4	3,29	10,3	18,81	26,4
Западно-Сибирский (южная часть)	9,02	25,8	–2,52	–7,8	6,50	9,7
Восточно-Сибирский (южная часть)	2,56	13,2	0,39	1,7	2,95	7,0
Чукотский (южная часть)	–1,12	–3,9	–0,70	–3,3	–1,82	–3,7
Аляскинский (южная часть)	2,77	12,5	–1,53	–6,0	1,24	2,6
Канадский (южная часть)	0,60	3,3	3,39	17,6	3,99	10,7
60–70°с.ш.	5,00	12,8	0,31	1,1	5,31	7,9
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	9,12	29,8	0,15	0,9	9,27	19,9
Баренцево море	6,15	20,9	–0,09	–0,4	6,05	12,2
Карское море	0,44	2,6	–1,10	–6,8	–0,66	–2,0
Море Лаптевых	–3,07	–19,4	–3,00	–18,2	–6,08	–18,8
Восточно-Сибирское море	–7,03	–43,2	–4,27	–28,1	–11,30	–35,9
Чукотское море	–10,25	–45,1	–3,55	–21,1	–13,80	–34,9
Море Бофорта	–0,66	–6,7	0,58	5,0	–0,26	–1,1
Канадский (северная часть)	0,86	11,0	0,65	7,6	1,52	9,3
70–85°с.ш.	1,07	5,9	–0,84	–5,7	0,23	0,7
Атлантический	6,74	8,1	–0,29	–0,8	6,45	5,3
Североевропейский	11,70	32,9	2,04	7,5	13,74	21,9
Западно-Сибирский	5,40	19,6	–1,93	–7,6	3,48	6,6
Восточно-Сибирский	0,40	2,2	–0,91	–4,5	–0,50	–1,3
Чукотский	–3,90	–15,7	–2,38	–12,3	–6,29	–14,2
Аляскинский	1,99	10,3	–1,46	–6,4	0,53	1,3
Канадский	0,72	5,0	2,36	15,5	3,08	10,5
60–85°с.ш.	3,35	10,5	–0,33	–1,4	3,02	5,4

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

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков в азиатском секторе СПО (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское). Уменьшение за весь период составляет от 2 до 36 % годовых сумм осадков.

Относительно вклада в годовую сумму доли осадков теплого и холодного периода можно отметить, что увеличение годовых сумм осадков в СПО обеспечивается увеличением количества осадков в холодный период. В целом по СПО в холодный период количество осадков возросло на 10 % в основном за счет широтной зоны 60–70° с.ш. (здесь прирост составил 13 %, а к северу от 70° с.ш. – только 6 %). На всей территории СПО лишь в Чукотском районе количество осадков в холодный период года уменьшилось (на 16 %). В теплый сезон количество осадков в целом по СПО за период 1936–2012 гг. уменьшилось на 1 %. Наиболее ярко эта тенденция проявлялась в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6 % от нормы). Статистически

значимое увеличение количества осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 16 % от нормы).

В заключение отметим, что результаты мониторинга состояния приземной атмосферы в Северной полярной области позволяют сделать вывод о сохраняющейся в последние годы тенденции к потеплению в высоких широтах.

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

Оценки развития ледовых условий в 2012 г. получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета и экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах и ледоколах, проводимых в ААНИИ, на дрейфующих станциях СП-39, СП-40 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 2012 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду.

Со всей доступной исходной информацией можно ознакомиться на сайте ААНИИ по ссылке <http://www.aari.nw.ru/projects/ecimo/index.php>.

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. 1215) для зимнего (по 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 несущественна 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).

На рис. 2.1 показаны границы и положение квазиоднородных районов, по которым проводится описание развития ледовых условий.

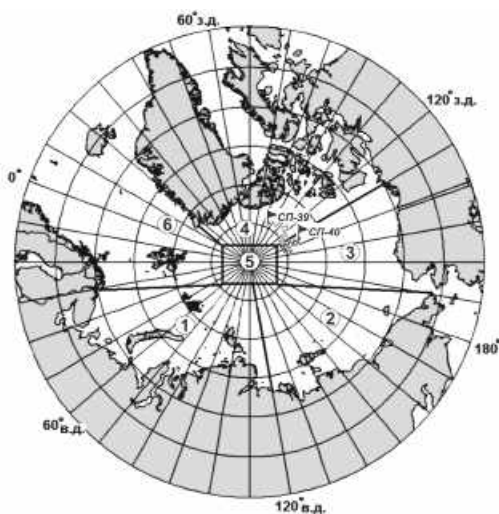


Рис. 2.1. Районы Северного Ледовитого океана.

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

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

Развитие ледовых условий в зимний период 2012 г. проходило на фоне позднего начала ледообразования и малой остаточной ледовитости, которые наблюдались в конце 2011 г. во всех арктических морях и океане в целом.

В результате позднего начала осенних ледовых процессов в морях российского сектора Арктики в конце 2011 г. преобладали однолетние тонкие и средние льды. Большое количество молодых льдов наблюдалось в Баренцевом море, юго-западной части Карского моря и Чукотском море.

Старые льды отмечались в северной части Восточно-Сибирского моря и в западной части моря Бофорта. Основная масса старых льдов была смещена в приполюсный район и в канадский сектор Арктики.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане в конце 2011 г. было меньше среднего многолетнего значения в основном за счет небольшой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики (морей Баренцева и Карского). По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря составила 12,59 млн км² при норме 13,36 млн км², что на 5,8 % меньше средних многолетних значений (см. рис. 2.40 цвет. вклейки).

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период январь – март 2012 г. приведены на рис. 2.2, 2.4, 2.5, 2.7, 2.8, 2.10 цвет. вклейки и на рис. 2.3, 2.6, 2.9.

На рис. 2.2 цвет. вклейки приведено распределение льда по возрасту на середину января. Обширные зоны молодых льдов наблюдались в Баренцевом море и юго-западной части Карского моря. В Баренцевом, Карском и Чукотском морях преобладали однолетние тонкие льды. Однолетние льды в центральных морях российского сектора Арктики и море Бофорта достигли возрастной градации однолетних средних льдов. Продолжалось становление припая на побережье и в проливах ар-

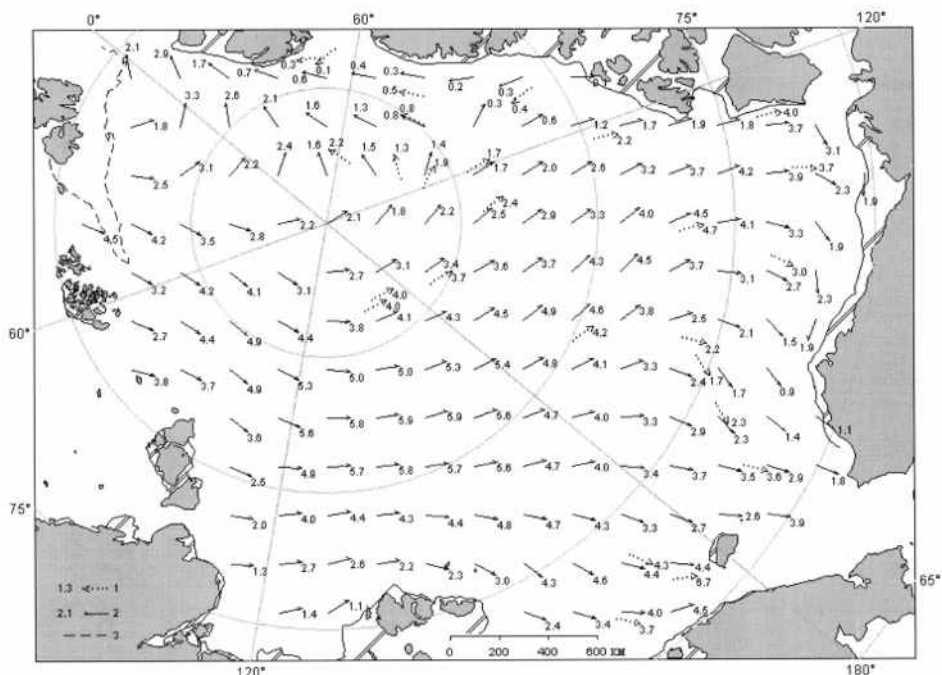


Рис. 2.3. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в январе 2012 г.

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

ктических морей. Вдоль побережья Аляски в моря Бофорта наблюдался устойчивый вынос старых льдов, обусловленный прибрежной ветвью Канадского антициклонического круговорота.

В январе наблюдалась необычное развитие поля дрейфа льда в СЛО. Традиционно существующего Трансарктического переноса как такового не было. Вместо него наблюдалось развитие обширного потока, направленного с запада на восток, захватывающего северные части российских арктических морей и приполюсный район. Канадский антициклонический круговорот был развит слабо. Из морей российского сектора Арктики происходил вынос льда. В этих морях сформировалась отрицательная аномалия сплоченности. Наблюдался перенос льдов в Чукотское море и в море Бофорта, а также его дальнейший вынос в Берингово море. Практически отсутствовал вынос льда через пролив Фрама (рис. 2.3).

В результате наблюдавшегося дрейфа льда сформировались крупные отрицательные аномалии сплоченности в морях западного района российского сектора и в гренландском секторе Арктики на рис. 2.4 цвет. вклейки (зоны, выделенные синим цветом). Положительные аномалии сплоченности (зоны, выделенные зеленым и красным цветами) сформировались в морях Чукотском, Бофорта и Беринговом*.

* Данный набор цветов для выделения зон используется и на последующих рисунках (2.7, 2.10, 2.13, 2.16, 2.19, 2.24, 2.27, 2.30, 2.33, 2.36, 2.39) на цветной вклейке.

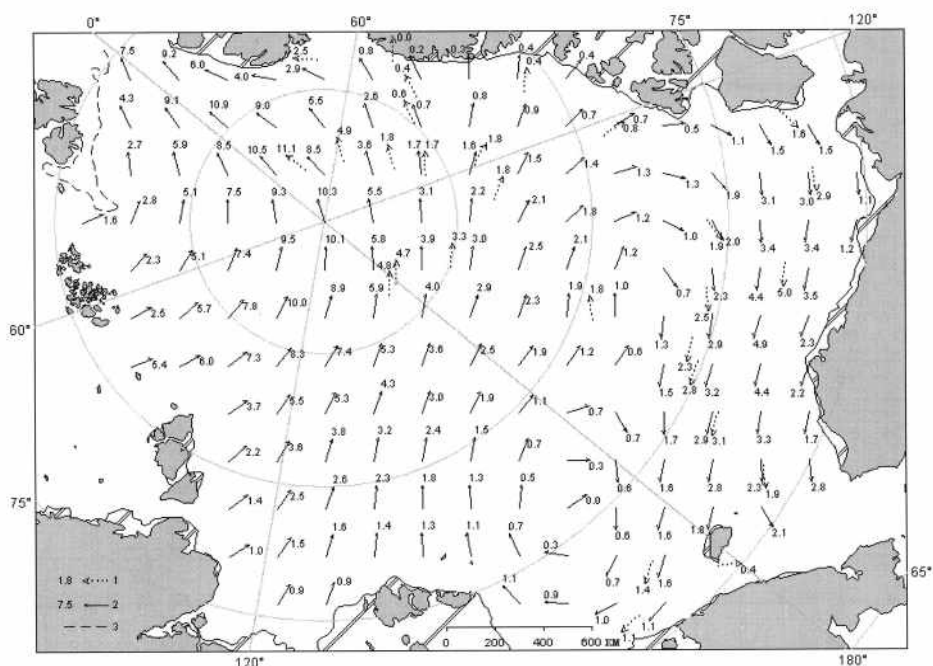


Рис. 2.6. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в феврале 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.3.

В феврале произошла перестройка крупномасштабных атмосферных процессов, что повлекло за собой перестройку поля дрейфа льда. Адвекция тепла в западный район российского сектора Арктики привела к сохранению в Баренцевом и Карском морях отрицательной аномалии ледовитости и большого количества молодых льдов. В северной части морей восточного района российского сектора Арктики и в море Бофорта лед перешел в возрастную градацию однолетних толстых. Непосредственно в самих морях преобладали однолетние средние льды. Припай в российских арктических морях и проливах Канадского Арктического архипелага был развит слабо; его граница располагалась ближе средних многолетних границ. Например, в проливе Вилькицкого сплошной припай так и не установился, что в предыдущие годы наблюдалось крайне редко (рис 2.5 цвет. вклейки).

В феврале сформировался Трансарктический перенос со стрежнем, смещенным к архипелагу Новосибирских островов до островов Канадского Арктического архипелага. Также сформировалась многоцентровая система Канадского антициклонического круговорота с хорошо развитой прибрежной ветвью дрейфа, направленной вдоль побережья Аляски и выносящей льды из моря Бофорта в Чукотское море (рис. 2.6).

В результате изменения характера дрейфа произошло формирование двух хорошо выраженных областей с крупными отрицательными и небольшими положительными аномалиями сплоченности льда. В первую область вошли моря западного района российского сектора и гринландский сектор Арктики, во вторую область – моря восточного района российского сектора и аляскинский сектор Арктики (рис. 2.7 цвет. вклейки).

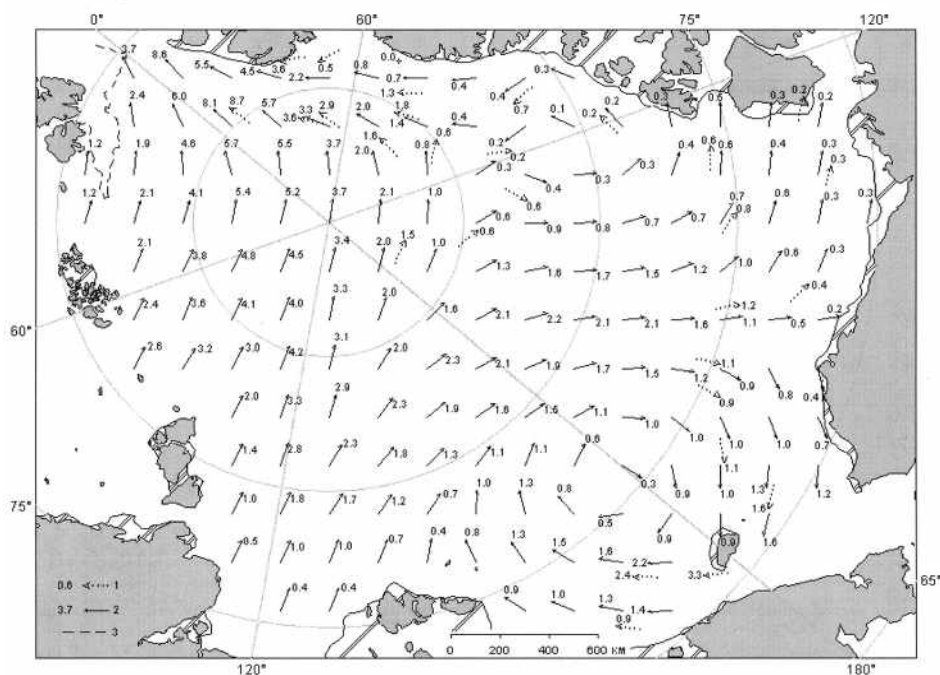


Рис. 2.9. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в марте 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.3.

В марте наблюдалось дальнейшее нарастание и развитие ледяного покрова, особенно в морях российского и аляскинского секторов Арктики. В результате еще более четко обозначилась оппозиция в формировании двух областей с крупными отрицательными и положительными аномалиями сплоченности льда, наметившаяся в феврале. В возрастном составе льдов в морях восточного района российского сектора и в аляскинском секторе Арктики начали преобладать однолетние толстые льды. В морях западного района российского сектора и в гренландском секторе Арктики наблюдалось большое количество молодых льдов (рис. 2.8 цвет. вклейки).

В марте были хорошо выражены основные элементы общего поля дрейфа льда в океане – Трансарктический перенос и Канадский антициклонический круговорот. Их центры были значительно смещены относительно среднего многолетнего положения. Наблюдался мощный вынос льдов из морей западного района российского сектора Арктики в гренландский сектор и приполюсный район и далее, в пролив Фрама. Продолжался перенос льда вдоль побережья Аляски из моря Бофорта в Чукотское море и вынос его через Берингов пролив (рис. 2.9).

В поле сплоченности льда сформировались значительные отрицательные аномалии в морях западного района российского сектора Арктики и положительные аномалии в Чукотском море и море Бофорта (рис. 2.10 цвет. вклейки).

Позднее начало ледообразования и невысокая интенсивность нарастания льда в морях в течение зимних месяцев 2012 г. привели к тому, что толщина льда, по данным полярных станций, во всех арктических морях была меньше средних многолетних значений.

По данным полярных станций, в западном районе российской Арктики аномалии толщины льда составляли $-40 \dots -50$ см. В районе Новосибирских островов аномалии толщины льда были также отрицательны, но значения аномалий составляли от 0 до -20 см. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях аномалии толщины льда имели разнонаправленные знаки и приближались к нулю.

По данным измерений на дрейфующей станции СП-39, нарастание остаточного однолетнего льда происходило значительно интенсивнее, чем многолетнего. Толщина льда за период с конца декабря по конец марта увеличилась от 136 до 176 см (на 40 см). Увеличение толщины в среднем за декаду составило 4,5 см, что очень близко к среднему многолетнему значению, которое в этот период года составляет 5 см.

Высота снежного покрова в марте 2012 г. оказалась несколько больше средней многолетней. По данным измерений, высота снега на конец марта составила 38 см, а средняя многолетняя высота снега на многолетних льдах в конце марта составляет 30 см (см. рис. 2.21).

Развитие припая в российских арктических морях в течение трех зимних месяцев проходило с небольшой интенсивностью. Площадь припая во всех российских арктических морях была меньше средних многолетних значений. В конце марта суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 445,6 тыс. км² при норме 615 тыс. км², т.е. оказалась на 28 % меньше средних многолетних значений.

Развитие заприпайных полыней во всех морях было значительно больше, чем в среднем многолетнем. Суммарная площадь полыней составила в конце марта 162,1 тыс. км² при норме 101 тыс. км², т.е. более чем в полтора раза (на 60 %) превышала средние многолетние значения.

Следует отметить, что обычно площадь полыней в конце марта – начале апреля составляет 4,4 % общей площади морей сибирского шельфа, а в 2012 г. она составила 7,1 %. Известно, что полыни в зимний период включаются в процесс ледопродуктивности моря. Образующиеся в них молодые льды, смешиваясь в результате дрейфа со льдами старшей возрастной категории (большей толщины), ослабляют ледяной покров.

С момента высадки станции СП-39 в конце октября 2011 г. и до конца марта 2012 г. общая протяженность ее дрейфа составила 1153 км, а протяженность дрейфа в генеральном направлении на восток – 394 км.

Средняя скорость дрейфа составила 6,0 км/сут, но в генеральном направлении станция перемещалась со средней скоростью 2,1 км/сут, что значительно ниже средних многолетних значений и подтверждает выводы о слабой динамике ледяного покрова в первом квартале года (см. рис. 2.1).

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным в ААНИИ, в первом квартале года было на 2,5 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей гренландского сектора и западного района российского сектора Арктики (см. рис. 2.40 цвет. вклейки).

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

Развитие ледовых условий в весенний период 2012 г. проходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. Особенно значительные выносы тепла и положительные аномалии температуры воздуха наблюдались в западном районе российского сектора Арктики, над Баренцевым и Карским морями. В российском и аляскинском секторах Арктики

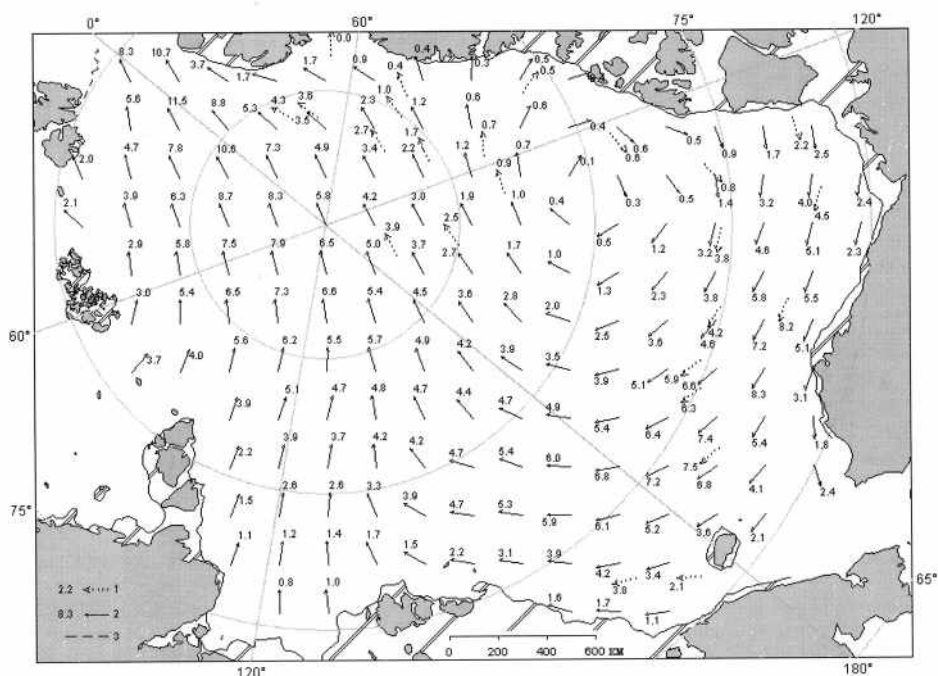


Рис. 2.12. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за апрель 2012 г.

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

преобладали однолетние льды. Многолетние льды располагались преимущественно в приполюсном районе, канадском и гренландском секторах Арктики. Граница многолетних льдов проходила по меридианам 0, 180°.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градам на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель–июнь 2012 г. приведены на рис. 2.11, 2.13, 2.14, 2.16, 2.17, 2.19 цвет. вклейки и на рис. 2.12, 2.15, 2.18.

В апреле распределение льдов и положение границы старых льдов сохраняли ряд специфических черт, сформировавшихся в начале зимнего периода. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) преобладали однолетние тонкие и средние льды. Преобладание однолетних средних льдов вместо однолетних толстых стало следствием теплой зимы и более медленного нарастания льда. Молодые льды (толщиной до 30 см) наблюдались в прикромочной зоне Баренцева моря, в юго-западной части Карского моря и в зонах заприпайных полыней.

В восточном районе российского сектора Арктики в конце периода нарастания льда преобладали однолетние толстые льды.

Старые льды наблюдались только в канадском и гренландском секторах, а также в части приполюсного района Арктики и полностью отсутствовали в российских арктических морях (рис. 2.11 цвет. вклейки).

В результате хорошо развитого Канадского антициклонического круговорота в аляскинском секторе Арктики наблюдался вынос обширного «языка» старых

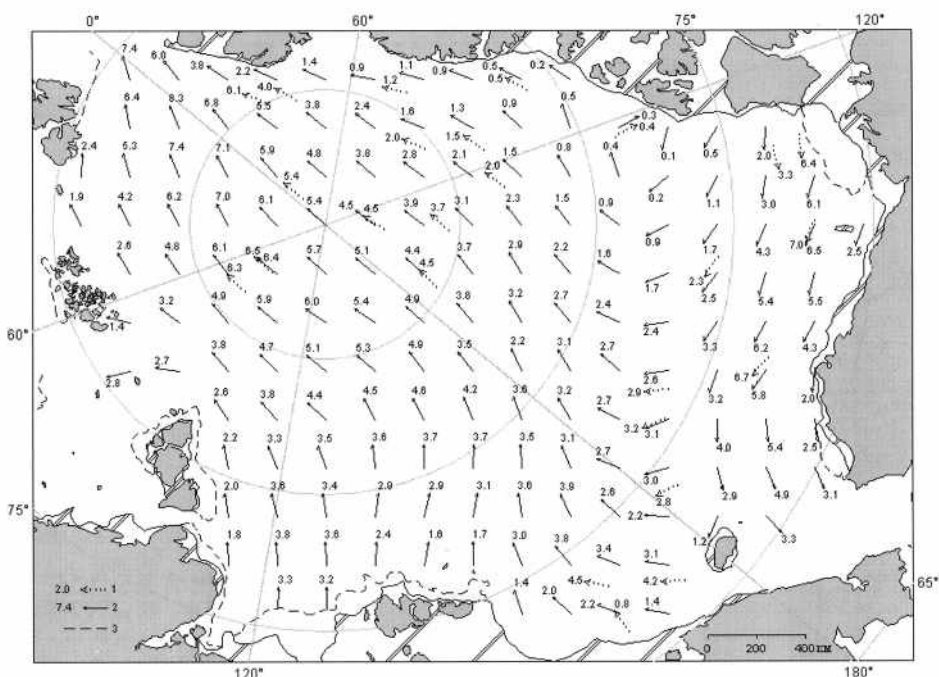


Рис. 2.15. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за май 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.12.

льдов, который прослеживался вдоль всего побережья. Интенсивный вынос льдов наблюдался также в проливе Фрама. Здесь в результате развития трансарктического дрейфа льдов наблюдался вынос однолетних и старых льдов, который хорошо прослеживался по «языку» льдов, распространявшемуся вдоль восточного побережья Гренландии (рис. 2.12).

В поле сплоченности ледяного покрова хорошо прослеживалась зона пониженной сплоченности в морях западного района российского сектора Арктики и зоны повышенной сплоченности в Гренландском море и море Бофорта, которые образовались в результате дрейфа льдов (рис. 2.13 б цвет. вклейки).

В конце мая, который считается периодом максимального развития ледяного покрова, в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли около 65 % общего количества льда. Около 35 % общего количества льда составляли старые льды. Небольшое количество молодых льдов наблюдалось в прикромочных областях морей западного района российского и гренландского секторов Арктики (в морях Баренцевом и Гренландском) и в запираемых полыньях.

Однолетние льды занимали весь российский сектор Арктики, более половины приполюсного района и аляскинского сектора. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики и частично в приполюсном районе (рис. 2.14 цвет. вклейки).

В поле дрейфа наблюдалось развитие Трансарктического переноса, охватившего выносом льда все моря российского сектора Арктики и направленного в пролив Фрама.

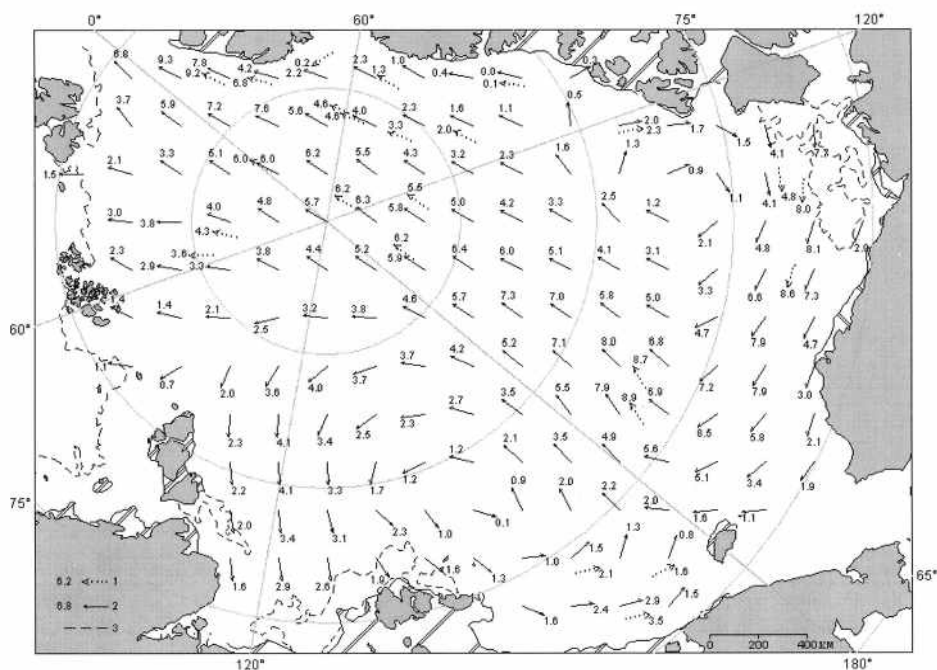


Рис. 2.18. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июнь 2012 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.12.

Канадский антициклонический круговорот как структура поля дрейфа полностью отсутствовал, но наблюдался мощный дрейф льда вдоль побережья Северной Америки и Аляски, выносящий льды из моря Бофорта в Чукотское море (рис. 2.15).

Принципиального изменения в распределении сплоченности льдов в мае по сравнению с апрелем не наблюдалось. В мае в результате воздушного переноса юго-западного направления и адвекции тепла в западном районе российского сектора Арктики наблюдалось значительное сокращение ледовитости в Гренландском, Баренцевом и Карском морях. В этих районах сформировались крупные отрицательные аномалии сплоченности льда (рис. 2.16 б цвет. вклейки).

В июне началось чрезвычайно быстрое очищение морей западного района российского сектора Арктики – Баренцева, Карского и Лаптевых, а также моря Бофорта. В этих морях сформировались крупные положительные аномалии ледовитости. В Баренцевом и Карском морях сформировавшиеся аномалии можно было отнести к разряду экстремальных. Очищение, в первую очередь, было связано с интенсивным дрейфом выносного характера из этих морей, адвекцией тепла в эти районы, постоянным наличием заприпайных полыней и последующим развитием тепловых процессов таяния и разрушения льда (рис. 2.17 цвет. вклейки).

Поле дрейфа ледяного покрова в июне представляло собой достаточно сложную картину, состоящую из двух круговоротов – Канадского антициклонического и циклонического с центром, расположенным над северной частью Восточно-Сибирского моря. От острова Врангеля вдоль меридианов 0, 180° расположился стрежень Трансарктического потока, в который были вовлечены льды из морей

Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта, что привело к образованию полыней и разряжений в этих морях (рис. 2.18).

В результате выносного характера дрейфа и адвекции тепла в морях российского сектора Арктики и в море Бофорта начали формироваться отрицательные аномалии ледовитости. В поле сплоченности ледяного покрова сформировались крупные отрицательные аномалии. Зоны положительной аномалии сплоченности сформировались в области выноса ледяного покрова из СЛО (рис. 2.19 б цвет. вклейки).

Развитие припая в российских арктических морях в весенние месяцы проходило с различной интенсивностью в западном и восточном районах Арктики. Если в морях Баренцевом и Карском площадь припая была значительно меньше средне-многолетнего значения, то в восточном районе российского сектора Арктики, в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, развитие припая приблизилось к среднемноголетним значениям. Площадь припая в этих морях значительно увеличилась, хотя оставалась меньше средней многолетней.

Во втором квартале сохранялась тенденция, наметившаяся в зимние месяцы 2012 г. – пониженная площадь припая и увеличенная площадь заприпайных полыней. В середине мая суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 538 тыс. км² при норме 611 тыс. км², или на 25 % меньше среднемноголетних значений (в первом квартале на 28 % меньше средних многолетних значений).

Развитие заприпайных полыней в этих морях, наоборот, было больше чем в среднем многолетнем. В середине мая при среднем многолетнем значении площади заприпайных полыней, равном 128 тыс. км², наблюдаемое развитие полыней составило 189 тыс. км², т.е. было на 47 % больше среднего многолетнего значения.

Крупные заприпайные полыни наблюдались в морях западного района российского сектора Арктики. В результате выносного характера дрейфа в этих морях образовались обширные заприпайные зоны чистой воды, которые послужили очагами интенсивного теплонакопления и дальнейшего разрушения льдов.

В весенний период интенсивность нарастания льда была невелика в западном районе и больше средней многолетней в восточном районе российского сектора Арктики. Сформировавшиеся еще в первом квартале отрицательные аномалии толщины льда в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых сохранились и во втором квар-

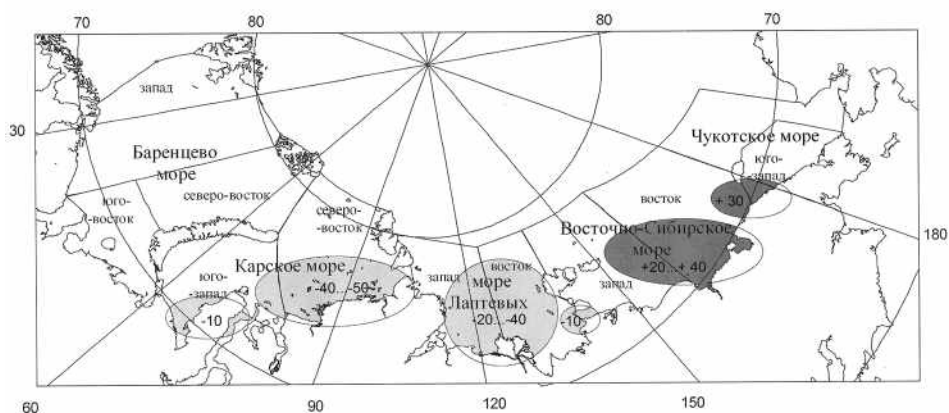


Рис. 2.20. Аномалии толщины льда (см) в морях российских секторов Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания льда в 2012 г. (конец мая).

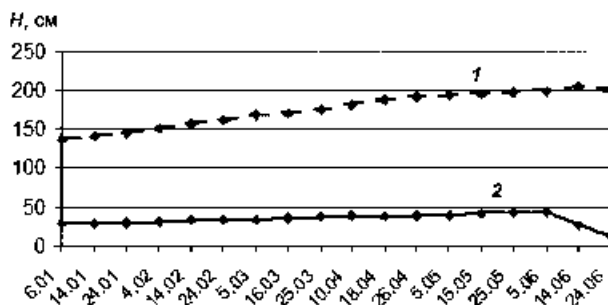


Рис. 2.21. Изменения толщины льда (1) и высоты снежного покрова (2) по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-39.

тале. В то же время, в морях Восточно-Сибирском и Чукотском аномалии толщины льда к концу периода его нарастания превысили среднее многолетнее значение (рис. 2.20). Увеличение толщины льда в этих морях наблюдалось до середины мая.

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции СП-39 показали, что интенсивность нарастания льда в весенний период 2012 г. в высоких широтах была близка к среднему многолетнему значению. Увеличение толщины льда наблюдалось до первой декады июня. За период с конца марта по первую декаду июня увеличение толщины льда составило 29 см (от 176 до 205 см). Толщина льда возрастала в среднем на 3,2 см за декаду, что для этого периода близко к средним многолетним значениям. Уже со второй декады июня увеличение толщины ледяного покрова прекратилось.

Высота снежного покрова в весенний период 2012 г. оказалась близкой к среднему многолетнему значению. По данным измерений, наибольшая высота снега на начало июня составила 44 см при характерной средней многолетней высоте снега в этом районе, равной примерно 40 см.

В середине второй декады июня началось уменьшение толщины льда и очень быстрое уменьшение высоты снежного покрова. Таким образом, сроком начала таяния ледяного покрова в западном районе российского сектора Арктики (84° с.ш. и 110° з.д.) можно считать середину июня (рис. 2.21).

Дрейф станции СП-39 во втором квартале 2012 г. был достаточно слабым и составил около 2,9 км в сутки в генеральном направлении на восток, поскольку станция попала на периферию Трансарктического потока (см. рис. 2.1).

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным в отделе ледового режима и прогнозов ААНИИ, во втором квартале года оказалось в среднем за квартал на 8 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики – Гренландского, Баренцева и Карского (рис. 2.40, см. цвет. вклейку).

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

К началу летнего периода в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях сложились следующие гидрометеорологические и ледовые условия: положительные аномалии температуры воздуха в Арктике, преобладание однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики, смещение массива старых

льдов в канадский и гренландский секторы Арктики и приполюсный район. От основного массива старых льдов вдоль побережья Аляски протянулся отрог с преобладанием старых льдов, который сохранялся в этом районе с весеннего периода.

К началу июля в результате выносного характера дрейфа и интенсивного разрушения льда в морях западного района российского сектора Арктики сформировались обширные разряжения и заприпайные полыньи – крупные отрицательные аномалии ледовитости. Ледовитость оказалась меньше средних многолетних значений на 25 % в Баренцевом море и на 60 % в Карском. Эти значения оказались первыми по рангу аномально малой ледовитости в ряду наблюдений.

В других морях российского сектора Арктики и в море Бофорта также сформировались отрицательные аномалии ледовитости, однако они были невелики и составили не более 4 – 8 %.

На таком благоприятном фоне, который сформировался в начале летнего периода и особенно хорошо проявился в западных окраинных морях российского сектора Арктики, начались летние процессы.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2012 г. приведены на рис. 2.22, 2.24, 2.25, 2.27, 2.28, 2.30 цвет. вклейки и на рис. 2.23, 2.26, 2.29.

В июле продолжалось интенсивное очищение крайних западных морей (Баренцева, Карского и Лаптевых) и восточных (частично моря Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей значительно очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости здесь составили от –60 до –70 %. Большое количество льда сохранялось в восточной части Восточно-Сибирского и в юго-западной части Чукотского моря. В этих районах наблюдалась небольшая (4–5%) положительная аномалия ледовитости (рис. 2.22 цвет. вклейки).

В поле дрейфа льда наблюдалось хорошо выраженное развитие только одной из основных структур – Трансарктического переноса льда. Стрежень Трансарктического переноса располагался строго по линии меридианов 0, 180° и был близок к своему традиционному положению. Необычно мощное развитие Трансарктического переноса льда обусловило устойчивый и значительный вынос льда из всех окраинных арктических морей.

Канадский антициклонический круговорот был развит незначительно, центр его был смещен в канадский сектор Арктики. Его роль в формировании общего поля дрейфа льда в июле была крайне невелика (рис. 2.23).

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была меньше нормы (рис. 2.22 цвет. вклейки). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости и сплоченности льда вносили окраинные западные моря и море Бофорта. Положительные аномалии ледовитости и сплоченности льда наблюдались в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, в районе Гренландии и в проливе Фрама, куда был направлен основной вынос льдов.

Припай в российских арктических морях в июле полностью разрушился, причем в среднем на 5–15 суток раньше средних многолетних сроков.

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в западном районе российского сектора Арктики (Баренцево, Карское моря), западной части восточного района российского сектора Арктики

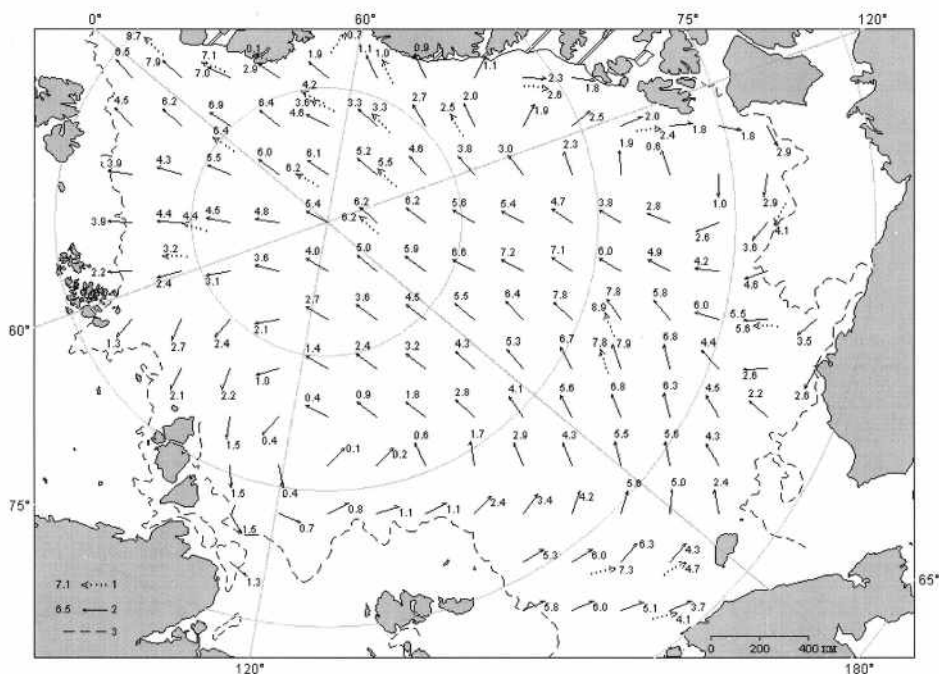


Рис. 2.23. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июль 2012 г.

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

(море Лаптевых) и моря Бофорта. Граница отступления дрейфующих льдов в августе 2012 г. превзошла наблюдавшийся абсолютный исторический минимум развития ледяного покрова в 2007 г., и практически для всех окраинных арктических морей был зарегистрирован новый минимум распространения ледяного покрова в августе (рис. 2.25 цвет. вклейки).

В августе в поле дрейфа льда наблюдались существенные изменения. Канадский антициклонический круговорот был практически не развит. Был хорошо развит Трансарктический перенос льда. Его стрежень был значительно смещен к Североамериканскому побережью, и в приполюсном районе поток распадался на две ветви. Одна ветвь продолжала движение к проливу Фрама, а вторая поворачивала к Азиатскому побережью, вынося дрейфующие льды к северной границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей и поддерживая тем самым в них высокую ледовитость (рис. 2.26).

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага, интенсивного таяния и разрушения льда в морях российского и аляскинского секторов Арктики в этих областях в поле сплоченности льда сформировались отрицательные и положительные аномалии (рис. 2.27 цвет. вклейки).

В целом в августе в СЛО сформировалась крупная отрицательная аномалия ледовитости, а во всех окраинных арктических морях, кроме Восточно-Сибирского и Чукотского, – экстремальные отрицательные аномалии ледовитости (порядка $-50\ldots -55\%$).

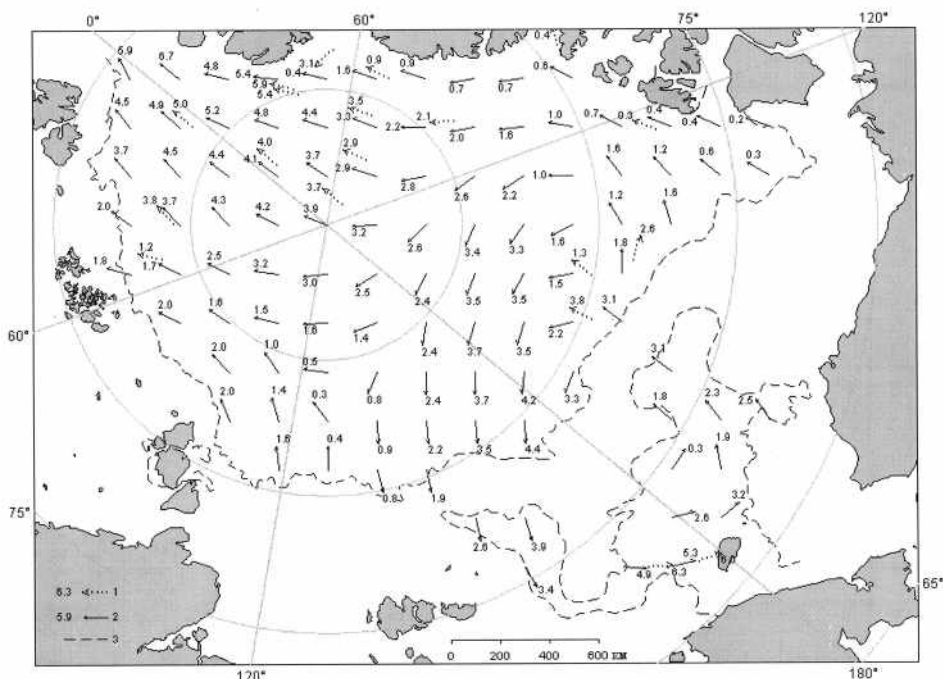


Рис. 2.26. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за август 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.23.

В сентябре происходило дальнейшее очищение от льда российских арктических морей. В процесс очищения были вовлечены и восточные моря – Восточно-Сибирское и Чукотское. В течение сентября эти моря, так же как и остальные окраинные моря СЛО, полностью очистились от льда.

Основная масса льдов, сохранившихся после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, сместилась в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики (рис. 2.28 цвет. вклейки).

Сформировавшееся в сентябре поле дрейфа льда имело необычную структуру. В поле дрейфа льда образовался хорошо выраженный обширный перенос, направленный от Евразийского побережья к Североамериканскому. Выносимые на чистую воду льды быстро разрушались, сокращая тем самым общее количество льдов в СЛО. Основные структуры дрейфа – Трансарктический перенос льда и Канадский антициклонический круговорот – были неразвиты (рис. 2.29).

В сентябре наблюдалось формирование значительных отрицательных аномалий сплоченности льда в российском и аляскинском секторах Арктики. Положительные аномалии сплоченности льда сохранялись только в гренландском, и канадском секторах Арктики (рис. 2.30 б цвет. вклейки).

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2012 г. составила 3,44 млн км² при норме 6,36 млн км², что на 46 % меньше средних многолетних значений. Необходимо отметить, что значение общей ледовитости СЛО превзошло

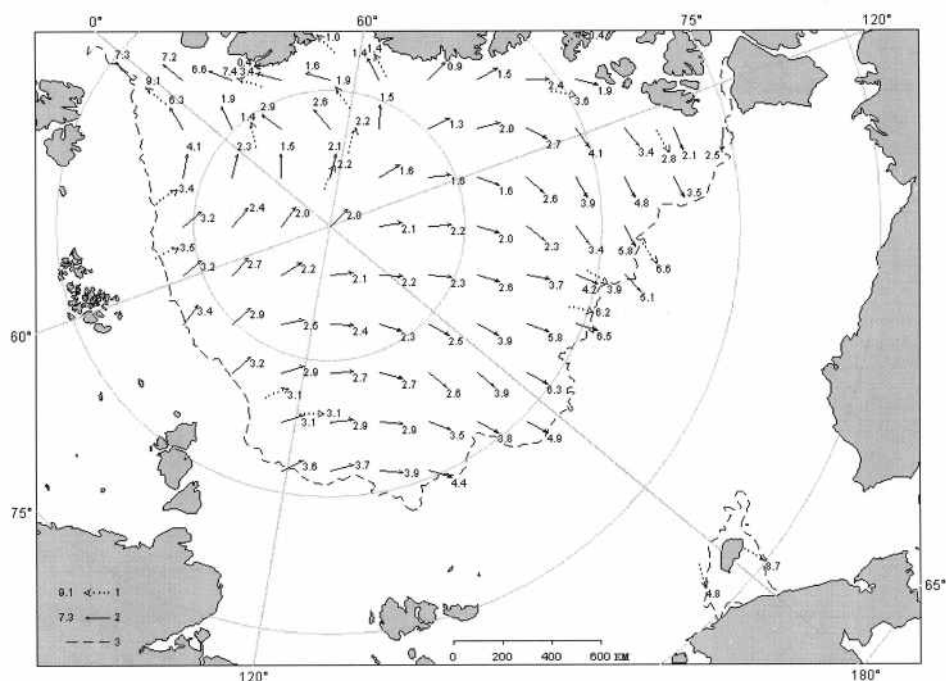


Рис. 2.29. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за сентябрь 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.23.

исторический минимум ледовитости 2007 г. (почти на 825 тыс. км²) и стало первым по рангу в ряду минимумов. Таким образом, в 2012 г. был установлен новый исторический минимум ледовитости Северного Ледовитого океана (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Медианные значения ледовитости за 10 – 16 сентября 2012 г. и ее аномалии по отношению к 2007–2011 гг. и периодам 2002–2012 и 1978–2012 гг. по данным наблюдений SSMR-SSM/I-SSMIS, алгоритм NASATEAM

Район, сектор	S, тыс. км ²	Аномалия, тыс. км ²						
		2007	2008	2009	2010	2011	2002–2012	1978–2012
СЛО	3437,3	–825,8	–1154,2	–1690,5	–1365,7	–1006,2	–1640,2	–2822,5
45° з.д. – 95° в.д. (Гренландское – Карское моря)	1076,8	–289,2	–130,7	–308,2	–255,1	–117,3	–232,2	–395,2
95° в.д. – 170° з.д. (моря Лаптевых, Чукотское, Берингово, Охотское)	733,2	–32,1	–688,2	–769,9	–735,1	–622,3	–756,8	–1345,9
170° – 45° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика)	1627,3	–504,5	–335,3	–612,4	–375,5	–266,6	–651,3	–1081,4

На рис. 2.40 цвет. вклейки приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов за период с 26 октября 1978 г. по 30 сентября 2012 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды в 2012 г. ледовитость была намного меньше среднего многолетнего значения и близка к показателям за 2007 и 2010 гг. Начиная с середины августа ледовитость СЛО превзошла показатели этих лет и стала рекордно малой.

Основной вклад в формирование легких ледовых условий в зимний и весенний периоды года внесли моря российского и аляскинского секторов Арктики (меридиональные секторы 95° в.д.– 170° з.д. и 170° – 45° з.д.), а в летние месяцы (июнь–август) – моря российского сектора (меридиональные секторы 45° з.д.– 95° в.д. и 95° в.д.– 170° з.д.).

2.4. НАЧАЛО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (ОКТАБРЬ–ДЕКАБРЬ)

Осенние ледовые процессы в 2012 г. начались на фоне положительных аномалий температуры воздуха, больших отрицательных аномалий ледовитости и высокого положения границы остаточных дрейфующих льдов, которые сформировались в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях в конце летнего периода.

В Центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на а/л «Россия» в экспедициях «Арктика-2012» (см. рис. 2.1), ледообразование среди остаточных льдов началось в середине сентября, что на 15–20 суток позднее средних многолетних сроков.

Характерной и примечательной особенностью осеннего ледообразования 2012 г. стало очень быстрое продвижение волны ледообразования от границы остаточных льдов в океане к границам морей. При средних сроках появления льдов у северных границ восточных арктических морей, приходящихся на конец первой декады сентября, молодые льды появились здесь уже в середине сентября, что всего на полдекады позже нормы. При этом кромка дрейфующих льдов в конце летнего периода располагалась экстремально высоко к северу.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градам за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь–декабрь 2012 г. приведены на рис. 2.31, 2.33, 2.34, 2.36, 2.37–2.39 (цвет. вклейки) и на рис. 2.32, 2.35, 2.38.

В течение октября наблюдалось чрезвычайно интенсивное развитие ледообразования от границы остаточных льдов в Центральной Арктике к северным границам морей. В начале октября также началось ледообразование в прибрежной части морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта. Раннему началу ледообразования в Восточно-Сибирском и Чукотском морях способствовало сохранение в проливе Лонга обширной зоны остаточных льдов, которые послужили очагом прибрежного ледообразования. Две волны ледообразования – одна с севера, а вторая с юга – двинулись навстречу друг другу, покрывая молодыми льдами огромные акватории морей. В конце октября вся акватория морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и большая часть акватории морей Чукотского и Бофорта были покрыты молодым льдом. Количество молодых льдов, появившихся на акватории морей в сентябре – октябре, составило более 4,5 млн км² (это на 1,5 млн км² больше среднего многолетнего значения).

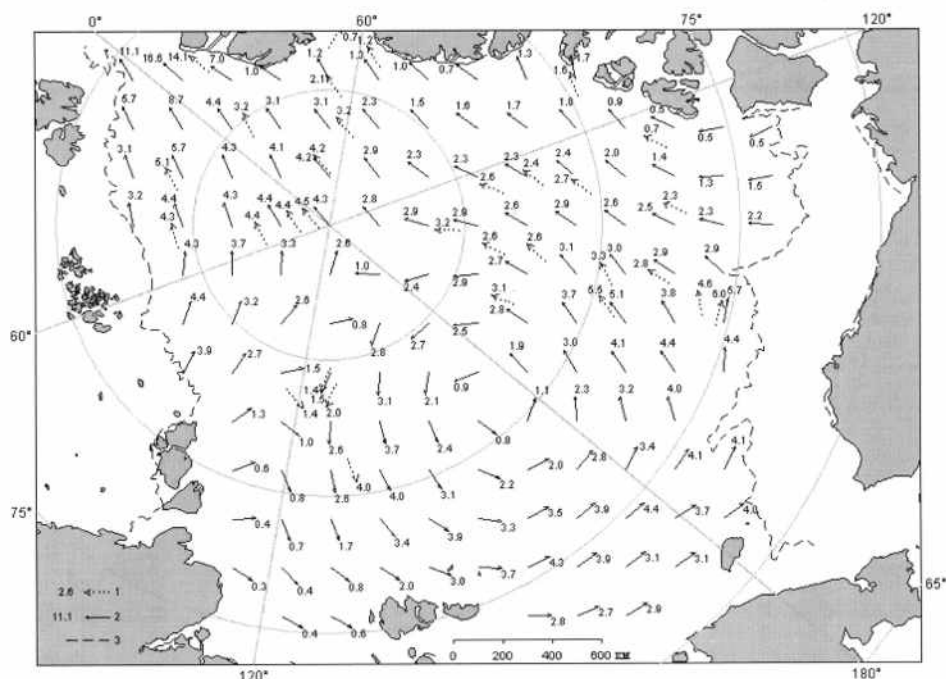


Рис. 2.32. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за октябрь 2011 г.

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

В конце октября молодые льды наблюдались на большей части акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. В районах, испытывающих существенное влияние адвекции тепла из Северной Атлантики и Берингова моря (моря Баренцево, Карское, Чукотское, Бофорта), начало ледообразования не наблюдалось или наблюдалось только в прибрежных районах (рис. 2.31 цвет. вклейки).

По данным полярных станций, устойчивое ледообразование в прибрежной зоне морей западного района российского сектора Арктики началось на 15–25 суток позднее нормы, в Восточно-Сибирском море – на 5–10 суток. Ледообразование у побережья Чукотки происходило в средние сроки, что наблюдалось впервые за последние 10 лет.

В поле дрейфа ледяного покрова в октябре наблюдалось развитие обширной циклонической циркуляции, центр которой располагался на северной границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Западная ветвь этого гигантского циклонического вихря способствовала быстрому продвижению волны ледообразования в этих морях. Стрежень Трансарктического переноса льда был смещен к островам Канадского Арктического архипелага. Канадский антициклонический круговорот полностью отсутствовал (рис. 2.32).

В поле сплоченности льда (рис. 2.33 цвет. вклейки) отмечались положительные аномалии в гренландском и канадском секторах Арктики и крупные отрицательные аномалии во всех морях российского и аляскинского секторов.

В ноябре продолжалось интенсивное развитие ледообразования и увеличение толщины льда (рис. 2.34 цвет. вклейки). В середине ноября молодыми льдами были

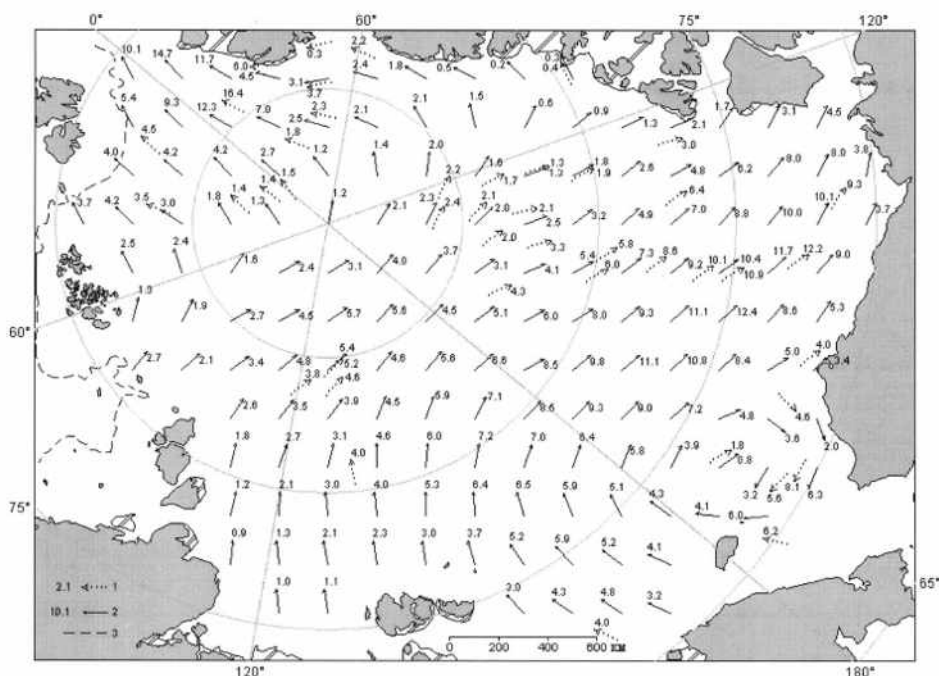


Рис. 2.35. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за ноябрь 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.32.

полностью покрыты все окраинные арктические моря, кроме Карского и Баренцева. Начало ледообразования в этих морях сдерживалось адвекцией тепла воздушными массами и течениями.

Однако к востоку от меридиана 90° в.д. ледообразование и нарастание льда развивались стремительными темпами. Если в первой декаде ноября преобладали преимущественно молодые льды (серые и серо-белые), то в середине ноября на северной границе морей и в Восточно-Сибирском море появились однолетние тонкие льды (диапазон толщины 30–70 см). В конце ноября севернее параллели 75° с.ш. появилось большое количество однолетних средних льдов (диапазон толщины 70–120 см).

В ноябре наблюдалось хорошо выраженное развитие Канадского антициклонического круговорота и смещение его центра в северную часть Чукотского моря. В результате этого смещения происходил вынос льда из морей западного района российского сектора Арктики (Баренцева, Карского) и перенос его к островам Канадского Арктического архипелага. Трансарктический перенос льда был развит крайне слабо (рис. 2.35).

В результате интенсивного развития ледяного покрова в окраинных арктических морях в ноябре произошло существенное сокращение области отрицательных аномалий сплоченности, особенно в восточном районе российского сектора Арктики (рис. 2.36 б цвет. вклейки).

В декабре наблюдались дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период, его интенсивность была настолько велика, что темпы нарастания льда приблизились к

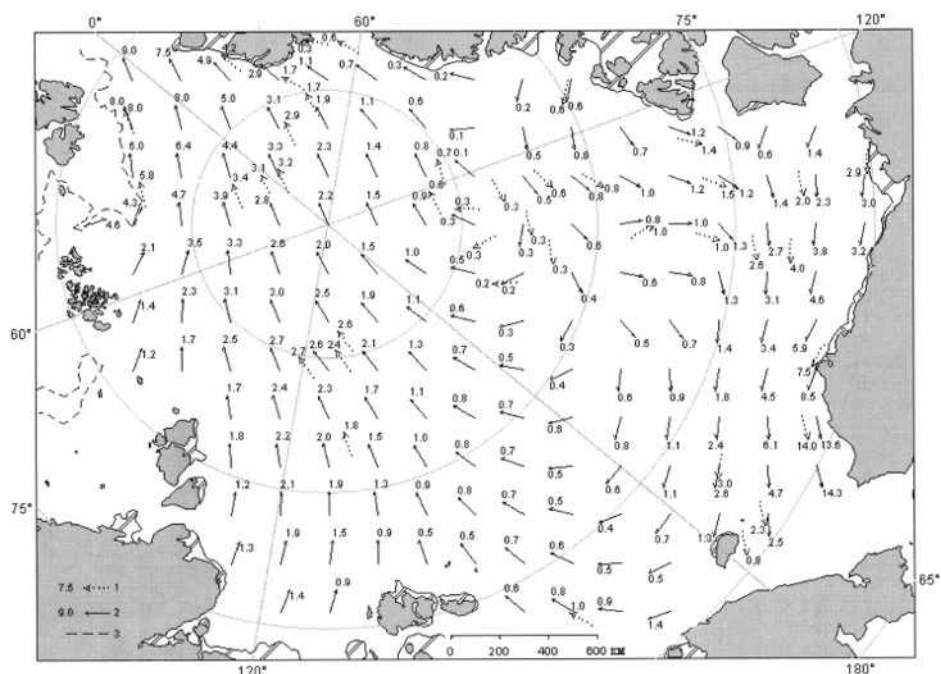


Рис. 2.38. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за декабрь 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.32.

средним многолетним значениям в восточном районе российского сектора и в аляскинском секторе Арктики. В конце декабря на акватории всех арктических морей, начиная от моря Лаптевых и далее на восток, наблюдалось преобладание однолетних средних льдов (диапазон толщины 70–120 см). К северу от 80° с.ш. и до границы старых льдов было отмечено появление однолетних толстых льдов.

Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцево, юго-западная часть Карского) наблюдались преобладание молодых льдов и обширные участки незамерзших акваторий (рис. 2.37 цвет. вклейки).

В поле дрейфа наблюдались две хорошо выраженные структуры дрейфа – Трансарктический перенос льда со стрежнем, смещенным к западу, выносящий льды из северных частей морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также Канадский антициклонический круговорот с хорошо выраженной ветвью прибрежного дрейфа льда, направленного вдоль аляскинского побережья в сторону чукотского моря (рис. 2.38).

В поле сплоченности (рис. 2.39 б цвет. вклейки) отрицательные аномалии сохранялись в западных морях российского сектора Арктики. Одновременно отмечалось формирование зоны положительной сплоченности в Чукотском море, обусловленное выносом льда в этот район из моря Бофорта.

Развитие припая в российских арктических морях в течение всех осенних месяцев проходило со значительно меньшей интенсивностью. Отчасти это было вызвано сохраняющимся в течение ноября–декабря выносным характером дрейфа льда из российских арктических морей. Площадь припая во всех морях, кроме Восточно-Сибирского, была меньше средних многолетних значений. В конце декабря суммар-

ная площадь припая в российских арктических морях составила 231 тыс. км² при норме 340 тыс. км², т. е. была почти на 30 % меньше нормы.

На рис. 2.40 цвет. вклейки приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов (за период с октября 1978 г. по декабрь 2012 г.) по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM. По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря 2012 г. составила 12,78 млн км² при норме 13,62 млн км², т. е. была на 6,1 % меньше средних многолетних значений.

Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что общее количество льда в течение всего 2012 г. было значительно меньше среднего многолетнего значения. Во все сезоны 2012 г. общая площадь льда в Северном Ледовитом океане была значительно меньше нормы и в конце летнего периода (августе–сентябре) оказалась экстремально малой. Таким образом, в летний период 2012 г. общая ледовитость оказалась меньше значения исторического минимума 2007 г. и в ряду наблюдений стала первым по рангу минимумом.

Основной вклад в формирование легких ледовых условий в течение всего года вносили моря западного района российского и аляскинского секторов Арктики (меридиональные секторы 95° в.д. – 170° з.д. и 170 – 45° з.д.).

2.5. ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

Обзор ледово-гидрологических условий на устьевых участках рек бассейнов морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского составлен на основе ежедневной информации, полученной на АСПД ААНИИ кодом КН-15 с постов и станций наблюдений стационарной сети Росгидромета.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна Карского моря

Наращение льда в зимний период

Процесс нарастания льда в зимне-весенний период на устьевых участках рек Оби и Таз продолжался до конца марта, на р. Енисее – до конца апреля. В табл. 2.2 приведены данные об увеличении толщины льда ежемесячно с января по апрель.

Таблица 2.2

Толщина льда (H) и его увеличение (ΔH) от месяца к месяцу в 2012 г. на устьевых участках крупных рек бассейна Карского моря

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	65	11	77	12	86	9	86*	0
Таз	Тазовское	71	17	84	13	88	4	78	–10
Енисей	Игарка	39	4	56	17	55	–1	75	20
	Дудинка	69	10	79	10	93	14	99	6
	Караул	73	5	80	7	88	8	90	2

* Толщина льда 25 апреля.

Наибольшее увеличение толщины льда наблюдалось на устьевых участках рек Оби и Таз в январе и феврале, на устьевом участке р. Енисей в п. Игарка в феврале и апреле, в п. Дудинка и Караул в марте. В апреле на устьевом участке р. Енисей продолжалось нарастание льда (от 2 до 20 см), в то время как на устьевом участке реки Таз уже отмечалось его стаивание.

В табл. 2.3 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Таблица 2.3

Толщина льда в конце апреля на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина, см		
		2012 г.	Средняя*	Аномалия
Обь	Салехард	86**	104**	–18
Таз	Тазовское	78	146	–68
Енисей	Игарка	75	102	–27
	Дудинка	99	154	–55
	Караул	90	138	–48

* Подсчитано за период с начала наблюдений.

** Толщина льда 25 апреля.

Толщина льда на всех устьевых участках рек в конце апреля оказалась меньше средних многолетних значений. Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда наблюдалась на устьевом участке р. Таз (–59 см), наименьшая – на устьевом участке р. Енисей (–27 см в п. Игарка). Высота снега на льду в конце апреля в рассматриваемых пунктах составляла от 26–35 см в п. Салехард и Игарка до 36–50 см в остальных наблюдательных пунктах.

Процесс нарастания льда в зимне-весенний период на устьевых взморьях крупных рек продолжался до конца апреля в Обской губе и до конца мая в Енисейском заливе. В табл. 2.4 приведены данные о нарастании льда ежемесячно с января по май.

Таблица 2.4

**Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу
в зимне-весенний период на устьевых взморьях крупных рек**

Устьевое взморье	Пункт	31 января		29 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	64	31	83	19	106	23	112	6	110	–2
Енисейский залив	Сопочная Карга	78	22	95	17	108	13	119	11	120	1

Наибольшее увеличение толщины льда наблюдалось в январе. В мае в Енисейском заливе еще продолжалось незначительное нарастание льда, в то время как в Обской губе уже отмечалось его стаивание.

В табл. 2.5 приведены аномалии толщины льда на устьевом взморье на конец апреля, т. е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Толщина льда в конце апреля на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря оказалась значительно меньше средних многолетних значений.

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

Таблица 2.5

Толщина льда в конце апреля на устьевых взморьях рек

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2012 г.	Среднее*	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	112	141	–29
Енисейский залив	Сопочная Карга	119	168	–49

*За период с начала наблюдений.

Характеристика процесса вскрытия рек

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2012 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились в следующие сроки: на устьевом участке р. Оби в первой декаде мая, на устьевом участке р. Енисея во второй декаде мая, на устьевом участке р. Таз в третьей декаде мая. Первая подвижка льда была отмечена на устьевом участке р. Оби 16 мая, на устьевом участке р. Енисея (п. Дудинка и Караул) с 31 мая по 4 июня.

В табл. 2.6 приведены сроки начала весеннего ледохода на устьевых участках крупных рек и сроки очищения от льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним значениям.

Таблица 2.6

Сроки вскрытия на устьевых участках рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь	Салехард	18 V	26 V	–8	23 V	01 VI	–9
Таз	Тазовское	5 VI	11 VI	–6	6 VI	15 VI	–9
Енисей	Игарка	21 V	28 V	–7	12 VI	8 VI	+4
	Дудинка	3 VI	04 VI	–1	9 VI	11 VI	–2
	Караул	7 VI	09 VI	–2	13 VI	16 VI	–3

Весенний ледоход начался на устьевых участках рек Оби и Таз на 6–8 дней раньше нормы, на устьевом участке р. Енисея на 1–7 дней раньше нормы.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек составила от одного дня на устьевом участке р. Таз до 22 дней в районе п. Игарка на р. Енисее. Затопы льда отмечались наблюдателями ниже п. Игарка (р. Енисей) с 21 по 29 мая.

Таблица 2.7

Сроки вскрытия устьевых взморьях рек в 2012 г.

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2012 г.	Средняя*	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	9 VI	21 VI	–12
		Очищение от льда	14 VI	1 VII	–17
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	15 VI	20 VI	–5
		Очищение от льда	18 VI	24 VI	–6

*За период с начала наблюдений.

Очищение от льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря произошло на реках Оби и Таз на 9 дней раньше средних многолетних сроков. На устьевом участке р. Енисее очищение произошло на 2–3 дня раньше нормы в районе п. Дудинка и Караул и на 4 дня позже нормы в районе п. Игарка.

Процесс вскрытия устьевых взморьев крупных рек, впадающих в Карское море, охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети. На устьевом взморье р. Оби в настоящее время работает полярная станция, расположенная в бухте Новый Порт, на устьевом взморье р. Енисея – полярная станция Сопочная Карга. В табл. 2.7 приведены сроки взлома припая и очищения от льда, которые были отмечены на указанных полярных станциях.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.8 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.8

Характеристики ледовых условий осенью 2012 г. на устьевых участках рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2012 г.	Средняя*	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя*	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя*	Аномалия, сут
Обь, Салехард	28 X	18 X	+10	28 X	21 X	+7	5 XI	29 X	+7
Таз, Тазовское	13 X	10 X	+3	14 X	12 X	+2	16 X	14 X	+2
Енисей, Игарка	–	17 X	–	18 X	17 X	+1	26 X	23 X	+3
Енисей, Дудинка	–	17 X	–	23 X	17 X	+6	23 X	23 X	0
Енисей, Караул	20 X	12 X	+8	20 X	18 X	+2	23 X	24 X	–1

*За период с начала наблюдений.

Таблица 2.9

Сроки замерзания устьевого взморья рек

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2012 г.	Средняя*	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	17X	11X	+6
		Полное замерзание	22X	16X	+6
Енисейский залив	Сопочная Карга	Устойчивое появление плавучего льда	21X	10X	+11
		Полное замерзание	24X	23X	+1

*За период с начала наблюдений.

Замерзание рек бассейна Карского моря в 2012 г. проходило повсеместно позже средних многолетних сроков: появление заберегов – на 3–10 дней, устойчивое появление плавучего льда – на 1–7 дней, ледостав – на 2–7 дней (п. Караул и Дудинка по-

крылись льдом в срок, близкий к норме). Самый поздний срок появления плавучего льда и образования ледостава отмечен на р. Оби (п. Салехард). На р. Енисее сроки появления плавучего льда и ледостава близки к норме. Продолжительность осеннего ледохода составила от 0 дней (п. Дудинка) до 8 дней (п. Игарка и Салехард).

В табл. 2.9 приведены сроки замерзания устьевого взморья крупных рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети.

На устьевых взморьях рек Обь и Енисея процесс замерзания происходил в поздние сроки (на 6–11 дней позже нормы). Продолжительность осеннего ледохода составила 3–5 дней.

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.10 приведены данные о нарастании льда за ноябрь – декабрь, а в табл. 2.11 – аномалии толщины льда в конце декабря по отношению к средним многолетним значениям.

Таблица 2.10

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

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	18	34	16
Таз	Тазовское	48	61	13
Енисей	Игарка	48	77	29
	Дудинка	39	69	30
	Караул	42	68	26

Таблица 2.11

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

Река	Пункт	2012 г.	Среднее*	Аномалия
Обь	Салехард	34	65	–31
Таз	Тазовское	61	81	–20
Енисей	Игарка	77	59	+18
	Дудинка	69	94	–25
	Караул	68	90	–22

*За период с начала наблюдений.

Таблица 2.12

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) в осенне-зимний период на устьевых взморьях рек

Устьевое взморье	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	22	56	+34
	Сопочная	48	66	+18
Енисейский залив	Карга			

Толщина льда в конце декабря 2012 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря была на 20–31 см меньше нормы; исключение составил п. Игарка,

Таблица 2.13

Толщина льда и ее аномалия на конец декабря на устьевых взморьях рек

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2012 г.	Среднее*	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	56	79	–23
Енисейский залив	Сопочная Карга	66	102	–36

*За период с начала наблюдений.

где толщина льда превысила норму на 18 см. Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составила от 18 см (п. Салехард, Караул) до 43 см (п. Тазовское).

В табл. 2.12 приведены данные о нарастании льда на устьевых взморьях за ноябрь–декабрь, а в табл. 2.13 – аномалии толщины льда в конце декабря по отношению к средним многолетним значениям.

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено в п. Новый Порт.

Толщина льда в конце декабря 2012 г. на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря была значительно меньше средних многолетних значений за весь период наблюдений. Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла 5–9 см в п. Сопочная Карга и 20–29 см в п. Новый Порт.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых

Нарастание льда в зимне-весенний период

В табл. 2.14 приведены данные о нарастании льда на конец месяца в зимне-весенний период.

Таблица 2.14

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

Река, пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга, Хатанга	110	+9	103	–7	110	+7	118	+8
Оленёк, Тюмети	81	+10	94	+13	97	+3	100	+3
Оленёк, Усть-Оленёк	105	+28	127	+22	144	+17	149	+5
Лена, Кюсюр	100	+18	116	+16	130	+14	138	+8
Лена, Хабарово	167	+47	186	+19	205	+19	218	+13
Яна, Юбилейная	89	+16	99	+10	117	+18	131	+14

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось преимущественно в январе; исключение составил п. Тюмети, где наибольшее нарастание было отмечено в феврале. В апреле во всех пунктах было отмечено продолжение нарастания льда. Уменьшение толщины льда в п. Хатанга за февраль при низкой среднесуточной температуре воздуха, вероятно, следует объяснять либо сменой места пункта наблюдений, либо ошибкой наблюдателя.

В табл. 2.15 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Таблица 2.15

Толщина льда (см) на конец апреля				
Река	Пункт	2012 г.	Среднее*	Аномалия
Хатанга	Хатанга	118	151	–33
Оленёк	Тюмети	100	138	–38
	Усть-Оленёк	149	191	–42
Лена	Кюсюр	138	175	–37
	Хабарово	218	225	–7
Яна	Юбилейная	131	152	–21

*За период с начала наблюдений.

Толщина льда в конце апреля на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых была повсеместно меньше нормы: аномалия составила от 7 см (п. Хабарово) до 42 см (п. Усть-Оленёк). В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах составляла: от 5–10 см в районе п. Хабарово (р. Лена) до 36–50 см в п. Хатанга (р. Хатанга), Тюмети (р. Оленёк) и Юбилейная (р. Яна).

Характеристики процесса вскрытия рек

В 2012 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились во второй и третьей декадах мая.

В табл. 2.16 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленёк, Лены и Яны и их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.16

Сроки вскрытия рек бассейна моря Лаптевых							
Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга	Хатанга	4 VI	12 VI	–8	14 VI	17 VI	–3
Оленёк	Тюмети	25 V	2 VI	–8	30 V	13 VI	–14
	Усть-Оленёк	5 VI	17 VI	–12	6 VI	21 VI	–15
Лена	Кюсюр	24 V	1 VI	–8	1 VI	11 VI	–10
	Хабарово	28 V	7 VI	–10	7 VI	15 VI	–8
Яна	Юбилейная	17 V	30 V	–13	28 V	6 VI	–9

На устьевых участках рек Хатанги, Оленёк, Лены и Яны весенний ледоход начался на 8–13 дней раньше средних многолетних сроков. Процесс вскрытия на

устьевых участках крупных рек бассейна моря Лаптевых сопровождался образованием заторов. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке р. Хатанги составила 10 дней, р. Оленёк – 1–5 дней, на устьевом участке р. Лены – 8–10 дней, на устьевом участке р. Яны – 11 дней.

Очищение от льда устьевых участков рек Оленёк, Лены и Яны произошло на 8–15 дней раньше средних многолетних сроков. Исключение составила р. Хатанга, где очищение от льда произошло на 3 дня раньше нормы.

Характеристики процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.17 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2012 г. и их аномалии.

Таблица 2.17

Характеристика ледовых условий осенью 2012 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга, Хатанга	–	–	–	6 X	2 X	+4	8 X	4 X	+4
Оленёк, Тюмети	8 X	27 IX	+11	4 X	30 IX	+4	10 X	10 X	0
Оленёк, Усть-Оленёк	–	2 X	–	5 X	30 IX	+5	8 X	06 X	+2
Лена, Кюсюр	12 X	8 X	+4	13 X	8 X	+5	26 X	22 X	+4
Быковская протока	15 X	8 X	+7	14 X	11 X	+3	25 X	16 X	+9
р. Лены, Хабарово									
Яна, Юбилейная	–	28 IX	–	6 X	30 IX	+6	8 X	06 X	+2

На устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых осенью 2012 г. замерзание проходило в более поздние сроки по сравнению с нормой: устойчивое появление плавучего льда отмечено на 3–6 дней позднее нормы.

Продолжительность осеннего ледохода различна: от 2 дней на р. Яне до 11–13 дней на р. Лене.

Становление льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых происходило также в более поздние сроки по сравнению с нормой: на р. Лене – на 4–9 дней, на р. Хатанге – на 4 дня, на реках Оленёк и Яне – в сроки, близкие к средним многолетним.

Наращение льда в осенне-зимний период

В табл. 2.18 приведены данные о нарастании льда в период ноябрь–декабрь, а в табл. 2.19 – аномалия толщины льда в конце декабря по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.18

Толщина льда (H) и ее увеличение (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	—	43	43	71	28
Оленёк	Тюмети	32	62	30	79	17
	Усть-Оленёк	24	77	53	110	33
Лена	Кюсюр	10	65	55	89	24
	Хабарово	30	78	48	122	44
Яна	Юбилейная	29	45	16	68	23

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено на устьевых участках рек Хатанги, Оленёк и Лены. На устьевом участке р. Яны, по данным наблюдений, наибольшее нарастание льда наблюдалось в декабре.

Таблица 2.19

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2012 г.	Среднее*	Аномалия
Хатанга	Хатанга	71	92	–21
Оленёк	Тюмети	79	84	–5
Оленёк	Усть-Оленёк	110	113	–3
Лена	Кюсюр	89	110	–21
Быковская протока р. Лены	Хабарово	122	141	–19
Яна	Юбилейная	68	92	–24

* Рассчитана за период с момента начала наблюдений по 1975 г.

В 2012 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых толщина льда в конце декабря 2012 г. была на 3–24 см меньше нормы. Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 13 см на р. Хатанге, от 8 до 23 см на р. Оленёк, от 3 до 18 см на р. Лене и 18 см на р. Яне.

Ледово-гидрологические условия в устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Нарастание льда в зимне-весенний период

В табл. 2.20 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании на конец месяца в зимне-весенний период на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Таблица 2.20

Толщина льда (H) и ее увеличение (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
Инди́гирка	Чокурдах	100	+12	106	+6	124	+18	122	–2
Колы́ма	Колымское	76	+15	96	+20	113	+17	125	+12
	Черский	89	+29	110	+21	120	+10	148	+28

Наибольшее нарастание льда в зимне-весенний период отмечено на устьевом участке р. Индигирки в марте и на устьевом участке р. Колымы в январе и феврале.

В табл. 2.21 приведены значения толщины льда и ее аномалий на конец апреля, т.е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Таблица 2.21

Толщина льда (см) на конец апреля на устьевых участках рек				
Река	Пункт	2009 г.	Среднее	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	122	167	–45
Колыма	Колымское	125	140	–15
	Черский	148	142	+6

* За период с начала наблюдений.

Толщина льда в конце апреля 2012 г. на устьевом участке р. Индигирки была на 45 см меньше нормы, в то время как на р. Колыме толщина льда была как меньше нормы на 15 см (п. Колымское), так и больше нормы на 6 см (п. Черский). Высота снега на льду в конце апреля в п. Колымское составляла 26–35 см. В п. Чокурдах и Черский снег на льду в это время отсутствовал.

Характеристики процесса вскрытия рек

Закраины на устьевых участках рек Индигирки и Колымы появились 22–24 мая.

В табл. 2.22 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Индигирки и Колымы.

Таблица 2.22

Сроки вскрытия рек на их устьевых участках

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индигирка	Чокурдах	1 VI	7 VI	–6	2 VI	10 VI	–8
Колыма	Колымское	27 V	30 V	–3	30 V	4 VI	–5
	Черский	28 V	2 VI	–5	3 VI	9 VI	–6

Весенний ледоход начался на 3–6 дней позднее нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке р. Индигирки составила 1 день, а на устьевом участке р. Колымы – 3–6 дней. Затопы льда как выше, так и ниже поста были отмечены на р. Колыме в районе п. Колымского с 25 по 27 мая. Очищение от льда устьевых участков крупных рек бассейна Восточно-Сибирского моря произошло на 5–8 дней раньше нормы.

Характеристики процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.23 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2012 г. и их аномалии.

Плавучий лед на устьевом участке рек Индигирки и Колымы появился на 5–6 дней позднее нормы. Ледостав произошёл на 4–7 дней позднее нормы. Продолжительность осеннего ледохода составила 3–5 дней.

Таблица 2.23

Характеристика ледовых условий осенью 2012 г. на устьевых участках рек

Река, пункт	Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут	2012 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка, Чокурдах	10 X	5 X	+5	15 X	8 X	+7
Колыма, Колымское	13 X	8 X	+5	16 X	12 X	+4
Колыма, Черский	13 X	7 X	+6	16 X	12 X	+4

Нарастание льда в зимний период

В табл. 2.24 приведены данные о нарастании льда на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы за ноябрь – декабрь, а в табл. 2.25 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.24

**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	21	+21	39	+18	59	+20
Колыма	Колымское	–	–	40	+40	61	+21
	Черский	–	–	36	+36	63	+27

Наибольшее нарастание льда на устьевом участке р. Индиگیرки отмечено в октябре, на устьевом участке р. Колымы – в ноябре (данные наблюдений за октябрь отсутствуют).

Таблица 2.25

Толщина льда (см) и ее аномалия на конец декабря на устьевых участках рек

Река	Пункт	2012 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	59	96	–37
Колыма	Колымское	61	86	–25
	Черский	63	82	–19

* За период с начала наблюдений.

В конце декабря толщина льда на устьевом участке рек Индиگیرки и Колымы была соответственно на 37 и на 19–25 см меньше среднего многолетнего значения.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла 18 см на устьевом участке р. Индиگیرки и 23 см на устьевом участке р. Колымы.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ

Оценки термохалинного состояния вод Северного Ледовитого океана в 2012 г. выполнены на основании информации, полученной из отечественных и зарубежных источников, – данных российских дрейфующих станций, автономных дрейфующих комплексов (Ice-Tethered Profiler, ИТР), а также четырнадцати морских научно-исследовательских экспедиций (табл. 3.1).

Основная часть представленной информации была получена на акватории глубоководной части Арктического бассейна, где в 2012 г. функционировало 13 ИТР буев, оснащенных профилографами, с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод.

Кроме профилографов (непрерывная информация), поступление данных о гидрологическом состоянии СЛО в течение рассматриваемого периода обеспечивали несколько российских и зарубежных экспедиций, проводимых на борту ледокола «Россия», НИС «Профессор Молчанов», НИЛ «Хэлли» (США), «Луи Сен-Лоран» (Канада), «Полярштерн» (Германия), «Мирай» (Япония), а также на российских дрейфующих станциях «Северный полюс-39» и «Северный полюс-40». Кроме результатов измерений в рейсах, выполненных в летний период, массив экспедиционных данных включает в себя результаты работ двух зимних воздушных экспедиций: российско-германской «Полынь-2012» в море Лаптевых и канадской «Switchyard» к северу от Гренландии. Положение всех выполненных океанографических станций, данные которых использовались в рамках настоящего обзора, показано на рис. 3.1. цвет. вклейки.

3.1.1. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2012 г. был осуществлен расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солености. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных по географическому признаку, но в ряде случаев использовались данные отдельных станций, типичных для всей выборки измеренных профилей из анализируемого района. В качестве географи-

Таблица 3.1

**Сведения о наблюдениях за температурой и соленостью, выполненных на акватории СЛО
в 2012 г. и загруженных в базу данных термохалинных характеристик
отдела океанологии ААНИИ**

№ п/п	Экспедиция	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
1	СП-39	18.10.2011	11.09.2012	325
2	ИТР47*	19.12.2011	28.02.2012	282
3	ИТР55	19.12.2011	08.05.2012	282
4	ИТР48	20.12.2011	16.11.2012	1087
5	ИТР53	20.12.2011	13.08.2012	468
6	ИТР41	01.01.2012	11.10.2012	563
7	«Полынья-2012»	26.03.2012	19.04.2012	7
8	BARNEO-2012	06.04.2012	17.04.2012	24
9	ИТР56	15.04.2012	16.01.2013	1067
10	ИТР63	21.04.2012	17.01.2013	1081
11	SWITCHYARD2012_CTDs	03.05.2012	16.05.2012	16
12	SWITCHYARD2012_NaresStrait_AXCTDs	21.05.2012	21.05.2012	7
13	Экспедиция в Баренцевом море, НИС «Профессор Молчанов»	04.06.2012	09.07.2012	130
14	ARK-XXVII/1(NORW)	17.06.2012	13.07.2012	125
15	XX	10.07.2012	11.09.2012	99
16	ARK-XXVII/2 (FRAM)	16.07.2012	26.07.2012	24
17	ARK-XXVII/3 (Arctic)	03.08.2012	29.09.2012	86
18	Экспедиция в Карском море, НИС «Профессор Молчанов»	05.08.2012	22.09.2012	131
19	BGOS (Beaufort Gyre Observing System) НИЛ «Луи Сен-Лоран»	06.08.2012	06.09.2012	53
20	ИТР58	21.08.2012	16.01.2013	296
21	ИТР65	27.08.2012	16.01.2013	365
22	ИТР64	28.08.2012	16.01.2013	347
23	ИТР62	04.09.2012	17.01.2013	210
24	ИТР57	05.09.2012	16.01.2013	261
25	ИТР60	08.09.2012	23.12.2012	260
26	«Арктика-2012»	10.09.2012	05.10.2012	47
27	MR12-03	13.09.2012	04.10.2012	164
28	Healy 1203	09.10.2012	20.10.2012	82
29	СП-40	18.10.2012	10.01.2013	81
Итого				7970

* Данные буев ИТР, доступные с сайта Океанографического института в Вудсхоле, США (<http://www.whoi.edu/itp>).

ческих зон использовались: район расположения станций, выполненных с борта а/л «Россия» (экспедиция «Арктика-2012») к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ); район дрейфа ИТР буя № 57 для описания вертикальной структуры в районе западного склона хребта Ломоносова в районе параллели 81° с.ш.; район

дрейфа станции СП-39 около поднятия Альфа; группа станций, выполненных в экспедиции «Арктика-2012» в центральной части хребта Менделеева; район дрейфа ИТР буя № 41 для описания вертикальной структуры центральной части Амеразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта; две океанографические станции в Баренцевом море, характеризующие текущее состояние вод Нордкапского и Западно-Новоземельского течений (см. рис. 3.1). При этом данные, полученные на станции СП-39, а также результаты работы ИТР буя № 41 были использованы для анализа сезонных изменений термохалинного состояния поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне.

Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических характеристик температуры и солёности, полученных для каждой из выделенных групп, с аналогами, определяемыми на стандартных горизонтах за весь исторический период наблюдений до 2000 г. в пределах полосы шириной 50–100 км в стороны от групп выбранных станций, выделенных на рис. 3.1 овалами.

Амеразийский суббассейн

Поверхностный слой Амеразийского суббассейна в районе дрейфа станции СП-39 и ИТР № 41 в зимний период характеризовался значительной отрицательной аномалией солёности по отношению к климатическому среднему. Значения солёности изменялись от 29,4 ‰ в районе дрейфа станции СП-39 (рис. 3.2 цвет. вклейки) до 27,8 ‰ в центральной части круговорота Бофорта (рис. 3.4 цвет. вклейки). При этом аномалия солёности во всем поверхностном слое толщиной от 25 до 30 м составляет –2,9 ‰ в районе дрейфа буя ИТР-41 (рис. 3.4 цвет. вклейки) уменьшаясь до –2,1 ‰ на станции СП-39 (рис. 3.2 цвет. вклейки). Температура поверхностного слоя в зимний период мало отличается от температуры замерзания в обоих рассматриваемых случаях.

В летний период, определяемый третьим кварталом 2012 г., наблюдались значительные изменения характеристик верхнего перемешанного слоя, но затронули они только южные области Амеразийского суббассейна, тогда как структура вод в районе поднятия Альфа (район дрейфа СП-39) осталась без изменений (см. рис. 3.2, 3.3 цвет. вклейки). В южных областях Канадской котловины интенсивное летнее таяние льдов привело к тому, что солёность воды на поверхности уменьшилась до 26 ‰ и менее, или примерно на 2 ‰ по сравнению с зимним периодом (рис. 3.5 цвет. вклейки). В терминах аномалий по отношению к климатической норме ситуация осталась без существенных изменений, и значение аномалии летом, как и зимой, составляло –2 ‰. Отрицательная аномалия солёности поверхностного слоя в обоих рассматриваемых районах прослеживается гораздо глубже верхнего перемешанного слоя, достигая глубины 50–60 м. Далее солёность уже незначительно отличается от средних климатических значений.

Температура воды в поверхностном слое повышается, что связано с радиационным прогревом. Изменение температуры воды составляет от 0,5 до 1,5 °С (см. рис. 3.5 цвет. вклейки). Отметим, что на среднем климатическом профиле температуры такого повышения не наблюдается.

Присутствие слоя летних тихоокеанских вод (ЛТВ) является характерной особенностью Амеразийского суббассейна СЛО. Для этого слоя характерно наличие промежуточного максимума в вертикальных профилях температуры на глубине от

25–30 м и более. В наибольшей степени этот слой выражен в южной части канадской глубоководной котловины, т.е. в районе, наиболее близком к Берингову проливу, через который и происходит поступление этих вод в СЛО. Так, максимум температуры ЛТВ, по данным ИТР № 41, составляет в зимний период до $-0,6^{\circ}\text{C}$, что на $0,9^{\circ}\text{C}$ теплее климатической нормы (см. рис. 3.4 цвет. вклейки). По-существу, в зимний период в этом районе ЛТВ, согласно историческим данным, отсутствовали или полностью деградировали в термическом отношении. В летний период аномалия менее выражена в связи с тем, что в климатических данных также имеется промежуточный максимум температуры. Однако и в этом случае аномалия температуры на глубине 60–70 м составляет около $+0,7^{\circ}\text{C}$.

Аномальное развитие гидрометеорологических процессов в последние годы, включающее интенсивное поступление теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив, привело к тому, что ЛТВ наблюдались также и в районе дрейфа станции СП-39, т.е. в районе, где эти воды не регистрировались ранее (см. рис. 3.2, 3.3 цвет. вклейки), хотя аномалия температуры здесь сравнительно невелика и составляет около $0,3^{\circ}\text{C}$. Наличие ЛТВ здесь является характерной тенденцией последних нескольких лет, когда аномальное тепловое состояние ЛТВ сопровождалось аномальным распространением этих вод на север. По данным измерений на станции СП-39, диапазон глубин, в котором наблюдаются ЛТВ, составляет от 30 до 70 м, а максимальная температура – около $-1,25^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 3.2, 3.3).

Начиная с глубины около 110–180 м, в Амеразийском суббассейне наблюдается постепенное повышение температуры воды, обусловленное присутствием атлантической водной массы (АВ), отличающейся высокими значениями температуры и солености. Верхняя граница этого слоя, традиционно определяемая изотермой 0°C , располагается на глубине от 220–250 м в районе поднятия Альфа (см. рис. 3.2, 3.3 цвет. вклейки) до 280–300 м в центральной части круговорота Бофорта (см. рис. 3.4, 3.5 цвет. вклейки). В районе хребта Менделеева верхняя граница АВ наблюдалась на глубине 200 м (рис. 3.6).

В терминах аномалий по отношению к среднему климатическому положению указанной границы в трех указанных выше районах характеризуется отрицательной аномалией, т.е. располагается ближе к поверхности. При этом амплитуда аномалий уменьшается от примерно -30 м в районе хребта Менделеева до $0\ldots-10$ м в районе дрейфа станции СП-39 и ИТР № 41. Максимальная температура в ядре АВ является прямым показателем термического состояния этой водной массы. Температура в ядре атлантических вод изменяется от $0,85\text{--}1,05^{\circ}\text{C}$ в районе хребта Менделеева (см. рис. 3.6 цвет. вклейки) до $0,70\text{--}0,85^{\circ}\text{C}$ в Канадской глубоководной котловине (см. рис. 3.4, 3.5 цвет. вклейки) и до $0,5^{\circ}\text{C}$ в районе дрейфа СП-39 (см. рис. 3.2, 3.3 цвет. вклейки). Аномалии по отношению к климатической норме составляют соответственно от $0,5^{\circ}\text{C}$ в районе хребта Менделеева до $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}$ в районе дрейфа ИТР № 41, тогда как по данным станции СП-39 аномалии термического состояния АВ не наблюдается.

Евразийский суббассейн

По результатам наблюдений за вертикальной термохалинной структурой на станциях, расположенных к северу от ЗФИ, поверхностный слой в этом районе характеризовался низкой соленостью (от 30,0 до 32,0 ‰), которая по сравнению с климатической нормой оказалась примерно на 2 ‰ меньше. Температура воды на

поверхности также характеризовалась аномально высокими значениями: от $-1,5$ до $0,8$ °C, или в среднем на 1 °C выше нормы (рис. 3.7 цвет. вклейки). Указанные аномалии как в случае солёности, так и в случае температуры воды сохраняли свой знак, постепенно уменьшаясь до нуля на глубине 20–30 м. При этом в слое от 20 до 50 м наблюдалась небольшая положительная аномалия солёности, образование которой, по-видимому, связано с сильным распреснением поверхностного слоя и подавлением вертикального обмена, который в обычном случае приводит к распреснению подповерхностного слоя за счет обмена с поверхностными менее солёными водами.

Причину появления сильно распресненного слоя воды на поверхности к северу от ЗФИ следует искать в особенностях развития ледовых процессов летом 2012 г. Значительная площадь акваторий, свободных от льда, стала следствием аномальных термических процессов в атмосфере, которые привели к вытаиванию льда, формированию распресненного верхнего слоя и его дальнейшему радиационному прогреву. В частности, кромка дрейфующих льдов в сентябре 2012 г. на траверзе ЗФИ оказалась примерно на 200 км севернее ее климатического положения (см. главу 2).

Согласно измерениям на ИТР-57, в районе хребта Менделеева поверхностный слой, наоборот, демонстрирует положительную аномалию солёности. Однако значение аномалии находится в пределах изменчивости, которая характерна для этого региона согласно климатическим данным ($1,2$ ‰ против $\pm 2,4$ ‰ стандартного отклонения, рис. 3.8 цвет. вклейки). Температура воды в рассматриваемом районе находится вблизи точки заморзания.

Слой вод холодного галоклина у ЗФИ выражен слабо в связи с тем, что ниже поверхностного прогретого слоя практически сразу начинается повышение температуры, определяемое расположенными близко к поверхности атлантическими водами. Хорошо выраженным холодный галоклин становится в районах, расположенных восточнее, т.е. там, где за счет теплоотдачи к поверхности происходит понижение температуры в подповерхностном слое при сохранении начального сигнала повышенной солёности в водах североатлантического происхождения. Так, данные наблюдений на ИТР-57 показали существование достаточно однородного по вертикали слоя, в котором температура близка к температуре заморзания, а солёность изменяется от 33 ‰ на глубине 50 м до 34 ‰ на глубине 80–85 м (см. рис. 3.8 цвет. вклейки). По сравнению с климатической нормой можно отметить более мелководное положение нижней границы холодного галоклина, связанное с подъемом промежуточного слоя атлантических вод ближе к поверхности.

Атлантические воды в пределах Евразийского бассейна СЛО характеризуются достаточно высокими положительными аномалиями температуры, а также аномалией положения их верхней границы и глубины расположения ядра АВ, смещенных к поверхности на 20–60 м в различных частях бассейна. Так, наблюдения, выполненные к северу от ЗФИ, показали что температура в ядре АВ изменяется от $2,5$ до $2,9$ °C, что на $0,8$ °C выше нормы. При этом ядро АВ, расположенное на глубине 200 м, было смещено к поверхности на 100 м относительно климатического положения. Аналогично наблюдалось смещение к поверхности верхней границы АВ, которая располагалась на глубине около 65 м (95–100 м согласно климатическим данным) (см. рис. 3.7 цвет. вклейки). В целом, картина повторяется в районе хребта Ломоносова, где по данным ИТР-57 температура АВ была на $0,4$ °C выше нормы, а верхняя их граница была смещена на 40–50 м к поверхности – до глубины 140 м (см. рис. 3.8 цвет. вклейки).

Вертикальная структура вод в стрежне Мурманского и Западно-Новоземельского течений Баренцева моря

В рамках океанографической съемки, выполненной с борта НИС «Профессор Молчанов» в июне 2012 г., были получены данные о термическом состоянии вод Баренцева моря, на основании которых произведен анализ текущего состояния вод Мурманского и Западно-Новоземельского течений в районах расположения их основных ядер. В качестве районов исследования были выбраны две станции, одна из которых расположена на разрезе «Кольский меридиан», а вторая – на разрезе западнее о. Северный архипелага Новая Земля (см. рис. 3.1 цвет. вклейки), что соответствует положению стрежня указанных выше течений.

Тепловое состояние вод в обоих исследуемых районах (см. рис. 3.9 цвет. вклейки) можно отнести к разряду аномальных: во всем диапазоне глубин прослеживается значительная положительная аномалия температуры по сравнению с климатическими значениями в июне, достигающая 2 °С и выше. При этом у побережья Новой Земли аномалии в поверхностном слое еще выше и достигают 4 °С.

3.1.2. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя и слоя атлантических вод Арктического бассейна

Для определения пространственной структуры поля аномалий солёности поверхностного слоя СЛО относительно климатических значений были построены карты распределения солёности на глубине 10 м для летнего периода (август–сентябрь) и определены ее аномалии по отношению к среднему состоянию за период 1950–1994 гг. (рис. 3.10 цвет. вклейки). Выбор глубины 10 м был обусловлен тем обстоятельством, что большую часть поступающей в настоящее время информации о состоянии вод составляют данные ИТР комплексов, верхний предел измерений которых ограничен (в силу технических причин) глубиной 7–8 м. Недостаточное покрытие акватории СЛО данными измерений в зимний период не позволило выполнить полноценный анализ пространственной структуры полей солёности, однако общие закономерности для этого периода были отмечены в предыдущем параграфе.

Пространственная неоднородность данных наблюдений не дает возможности получить непрерывное распределение поверхностных характеристик в СЛО, однако позволяет судить об общих тенденциях развития процессов в верхнем перемешанном слое. Зона минимальных значений солёности на акватории глубоководной части арктического бассейна расположена в области ядра круговорота Бофорта, где значения солёности в ряде районов не превышают 25 ‰ (см. рис. 3.10 цвет. вклейки). В период 2007–2011 гг. аномальное развитие гидрометеорологических процессов привело к формированию значительных по пространственному масштабу зон, характеризующихся существенными аномалиями термохалинного состояния. Эта тенденция сохранилась и в течение 2012 г. Как следует из распределения аномалий солёности в поверхностном слое, большая часть акватории Амеразийского суббассейна находится под влиянием зоны отрицательной аномалии. При этом значения аномалии в отдельных районах превышали 4 ‰ (см. рис. 3.10 цвет. вклейки).

С точки зрения исторической ретроспективы состояние поверхностного слоя вод в центре круговорота Бофорта является наглядным показателем наблюдаемых изменений гидрологического режима амеразийской части СЛО. Так, из рис. 3.11 цвет. вклейки отчетливо видно, что начиная с 90-х годов прошлого века произошло

резкое уменьшение солёности: от 30–31 до 26–27 ‰ для зимнего периода и от 29–31 до 24–25 ‰ для летнего. Таким образом, солёность изменилась примерно на 4 ‰ зимой и 5–6 ‰ летом. Различие масштабов изменений зимой и летом свидетельствует о возросшей амплитуде сезонного хода, связанного с таянием и нарастанием ледяного покрова: более интенсивное таяние льда начиная с 90-х годов привело к более значительному распреснению верхнего слоя в летний период. Это обстоятельство наглядно объясняется тем, что в последние годы большая часть моря Бофорта летом оказывается свободной от льда, ежегодное полное стаивание которого приводит к существенному уменьшению солёности поверхностного слоя летом и, следовательно, увеличению годовой амплитуды содержания пресных вод.

Одновременно с этим в поверхностном слое глубоководной части Евразийского суббассейна СЛО наблюдается неоднозначная картина аномалий солёности, которые варьируют в разных районах от –1 до 2 ‰. Зоны положительных и отрицательных аномалий чередуются между собой. Тем не менее, обобщая наблюдаемую на рис. 3.10 цвет. вклейки картину, можно отметить ряд устойчивых особенностей структуры поля аномалий. Так, зона незначительных отрицательных аномалий солёности (до 0,5 ‰), расположенная вдоль континентального склона от пролива Фрама до ЗФИ, сменяется зоной положительных аномалий, занимающих пространство от ЗФИ до южной части западного склона хребта Ломоносова (см. рис. 3.10 цвет. вклейки). В этой области аномалия солёности на глубине 10 м составляет более 1 ‰, достигая в ряде случаев 2–3 ‰. Далее на север вдоль хребта Менделеева опять отмечается чередование зон отрицательных и положительных аномалий с абсолютными значениями до 1,0–1,5 ‰ (см. рис. 3.10 цвет. вклейки).

Вследствие высокой инерционности процессов, протекающих на больших глубинах в СЛО, состояние промежуточного слоя теплых атлантических вод в 2012 г. не претерпело значительных изменений по сравнению с предыдущими годами. Как и в 2010–2011 гг., верхняя граница АВ, определяемая нулевой изотермой, практически на всей акватории СЛО была смещена к поверхности. Значения аномалий положения верхней границы составляли от 0–20 м на перифериях глубоководной части СЛО до 60–80 м в Американо-Чукотском секторе севернее Чукотского поднятия (рис. 3.12 цвет. вклейки). В отдельных районах наблюдалось незначительное заглубление верхней границы (например, в непосредственной близости к проливу Фрама и в области к востоку от Чукотского поднятия), которое составляло до 10–40 м. В целом эта структура идентична той, которая наблюдалась в течение двух предшествующих лет, за исключением небольших вариаций положения зон максимальных аномалий и их амплитуды.

Пространственная структура аномалий уровня, на котором наблюдаются максимальные значения температуры в слое АВ (т.е. их ядро), демонстрирует аналогичные особенности положения верхней границы АВ (см. рис. 3.12 цвет. вклейки). Различия касаются только амплитуды наблюдаемых изменений. Так, максимальные отрицательные аномалии, соответствующие более близкому расположению ядра АВ к поверхности, в Американо-Чукотском суббассейне достигают –150 м и выше. Так же как и в случае с положением верхней границы в районе Чукотского поднятия, наблюдаются небольшие положительные аномалии глубины ядра, достигающие 25 м (рис. 3.13 цвет. вклейки). В среднем по бассейну смещение ядра АВ к поверхности составляет 75–100 м, что почти в два раза больше среднего смещения их верхней границы (40–50 м).

Максимальная температура в ядре АВ в районе круговорота Бофорта в Амеразийском суббассейне составила 0,7–0,8 °С, т.е. была примерно на 0,05–0,10 °С ниже, чем годом ранее, и на 0,3 °С выше климатических значений (рис. 3.14 цвет. вклейки). В Евразийском суббассейне в соответствии с классической схемой распространения струи АВ в Арктике зона максимальных значений температуры располагается поблизости от пролива Фрама, где температура в ядре достигает 2,5 °С, т.е. примерно на 0,5–0,6 °С выше климатической нормы. Зона относительно высоких значений температуры далее распространяется в восточном направлении вплоть до западного склона южной части хребта Менделеева, где при температуре ядра около 1,5 °С аномалия составляет 0,6–0,8 °С. Увеличение значений аномалии в восточном направлении может свидетельствовать о понижении температуры вод Западно-Шпицбергенского течения в настоящее время по сравнению с предшествующими годами. В целом на всей акватории СЛО аномалии температуры АВ продолжают оставаться положительными, варьируя в достаточно широком диапазоне – от 0,3–0,5 °С в Амеразийском суббассейне до 0,4–1,0 °С в Евразийском суббассейне (см. рис. 3.14 цвет. вклейки).

Теплосодержание слоя АВ (т.е. слоя между верхней и нижней изотермами 0 °С) в 2012 г. по-прежнему характеризовалось значительной аномалией. Наибольшее уменьшение теплосодержания происходит, как это и следует из классических представлений по этому вопросу, на участке от пролива Фрама к морю Лаптевых, где его величина уменьшается от более чем 5000 до 2000 МДж/м² (рис. 3.15 цвет. вклейки). При этом практически на всем протяжении участка значение аномалии по отношению к средним климатическим значениям составляет порядка 750–1250 МДж/м². Структура поля аномалий теплосодержания слабо отличается от аномалий температуры ядра АВ.

В остальной части Евразийского суббассейна значения теплосодержания не превышают 2000 МДж/м², а их аномалии – 750 МДж/м². На акватории Амеразийского суббассейна происходит дальнейшее уменьшение теплосодержания, но заметно медленнее. Так, от хребта Ломоносова до западной части Канадской глубоководной котловины его значение уменьшается от 2000 МДж/м² всего до 1000 МДж/м², а аномалия по отношению к среднему климатическому – от 750 до 250–300 МДж/м². Кроме очевидного фактора, связанного с уменьшением скорости теплоотдачи к поверхности по мере заглубления слоя АВ, меньшие пространственные градиенты значений теплосодержания могут быть связаны с процессами дивергенции основной струи атлантических вод.

3.1.3. Особенности термохалинной структуры Карского моря по результатам экспедиции «Ямал–Арктика 2012»

Полученные в рейсе «Ямал–Арктика 2012» данные о распределении температуры и солености у поверхности в Карском море демонстрируют смещение фронтальной зоны между распресненными речными и морскими водами в восточном направлении (рис. 3.16, 3.17 цвет. вклейки). С запада зона влияния распресненных вод ограничена меридианом 70° в.д., с севера – параллелями 74–75° с.ш. Подобное распределение не совсем типично, так как к концу летнего периода речные воды, как правило, распространяются от устья Оби и Енисея в северном направлении, достигая широты мыса Желания, как это наблюдалась по съемкам 2007 и 2008 гг.

Наблюдаемое в летний период 2012 г. термохалинное состояние поверхностных вод Карского моря обусловлено особенностью атмосферной циркуляции над данным регионом. Преобладание ветра западного и северо-западного направлений в июне – августе привело к тому, что распресненные и относительно более теплые воды речного происхождения распространялись на восток вдоль побережья, создавая значительную отрицательную аномалию солёности в поверхностном слое. Центральная часть моря при этом оказалась в зоне формирования значительной положительной аномалии солёности, максимальные значения которой достигали 5–6 ‰ (см. рис. 3.10).

Основные выводы

Согласно результатам наблюдений, выполненных в 2012 г., гидрологический режим СЛО остается по-прежнему резко аномальным по отношению к климатическому среднему. Основные признаки аномального состояния заключаются в следующем.

В поверхностном слое дипольная структура поля аномалий поверхностной солёности, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в высоких отрицательных аномалиях в Амеразийском суббассейне и незначительных положительных аномалиях в Евразийском, претерпела некоторые изменения. Аномалия в Амеразийском секторе сохранила знак, хотя и уменьшилась с примерно 5 до 4 ‰. Области положительных значений аномалии в Евразийском суббассейне существенно сократились. При этом максимальные значения аномалий сохранились на уровне 2 ‰, хотя в отдельных районах (например, поблизости от пролива Фрама) наблюдается уменьшение солёности на 1 ‰.

Продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод, которая варьирует от 0,8 °С в западном секторе Арктики до 0,2–0,3 °С в восточной части СЛО. Верхняя граница АВ смещена к поверхности на 70–80 м, тогда как смещение ядра достигает в центральной части бассейна 150 м и более.

Летние тихоокеанские воды характеризуются аномально высокой температурой; превышение климатической нормы достигает 0,8 °С. По данным, полученным во время дрейфа станции СП-39, положительная аномалия наблюдалась в том числе в ряде районов, где до настоящего времени никогда не отмечалась.

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В 2012 г. были проведены четыре научно-исследовательские экспедиции, в программы которых входили гидрохимические исследования:

- научно-исследовательский рейс на НИС «Профессор Молчанов» «Ямал–Арктика» в июле – сентябре 2012 г. в Карском море;
- научно-исследовательская экспедиция «Полынья-2012» в марте – апреле 2012 г. на припайном льду моря Лаптевых;
- научно-исследовательская дрейфующая экспедиция «Северный Полюс-39» в ноябре 2011 г. – сентябре 2012 г. в центральной части Северного Ледовитого океана;
- «Плавучий Университет» на НИС «Профессор Молчанов» в июне 2012 г. в морях Баренцевом и Белом.

По данным рейса «Плавучий Университет», в Баренцевом море выделяются несколько водных масс различного характера. Поверхностный слой хорошо перемешан до глубины 50 – 100 м, насыщен кислородом и обеднен биогенными элементами.

В слое от 50 м до дна располагается водная масса, характеризующаяся повышенными концентрациями биогенных элементов и пониженным содержанием кислорода. Эта особенность характерна для всех разрезов и свидетельствует о прохождении единого течения. Вдоль течения содержание растворенного кислорода меняется от 7 мл/л на входе в Баренцево море до 7,7 мл/л на выходе. Несмотря на увеличение абсолютного значения концентрации кислорода, насыщение воды кислородом постоянно (около 95 %). Концентрации фосфатов изменяются от 30 до 26 мкг/л, а кремния в ядре водной струи – от 65 до 80 мкг/л.

В понижениях дна отмечается водная масса, распространяющаяся на север и выделяющаяся повышенным содержанием биогенных элементов. Гидрохимические характеристики этих вод сравнимы с характеристиками атлантической водной массы.

На севере исследуемого района можно выделить водную массу, отличающуюся минимальным содержанием биогенных элементов и насыщенную кислородом. Предположительно, она сформировалась в северных районах моря в результате быстрого охлаждения поверхностных обедненных фосфатами и кремнием вод.

Гидрохимические наблюдения в Северном Ледовитом океане проводились на станции СП-39. Дрейф проходил в Амеразийском суббассейне с востока на запад примерно вдоль 84° с.ш.

В районе дрейфа станции обычно выделяют четыре водные массы: поверхностный квазиоднородный слой (0–25 м); тихоокеанские воды с ядром в слое 120–150 м; глубинные атлантические воды с ядром в слое около 400 м и придонные воды. На СП-39 максимальная глубина станций не превышала 1800 м, поэтому придонные воды не были охвачены гидрохимическими исследованиями.

Растворенный кислород. Вертикальные распределения концентрации растворенного кислорода на выполненных станциях представлены на рис. 3.18 цвет. вклейки.

Представленные обобщенные графики распределений показывают, что хотя гидрохимические исследования охватывали практически весь годовой цикл (с декабря по сентябрь) и проведены на довольно обширной акватории, изменчивость гидрохимических параметров в поверхностном слое была незначительна. Минимальные значения концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое (9,15 мл/л) наблюдались в феврале, а максимальные (9,70 мл/л) – в августе. Временной ход относительного содержания растворенного кислорода имел аналогичный характер с минимумом (105 %) в феврале и максимумом (111 %) в августе. Особенностью большей части Амеразийского суббассейна является пересыщение вод поверхностного квазиоднородного слоя кислородом, сохраняющееся всю зиму, даже при полном затухании процесса фотосинтеза в период отсутствия солнечного освещения. Содержание растворенного кислорода в поверхностном слое воды, по данным СП-39, подтверждает данную особенность этой акватории.

В тихоокеанской водной массе концентрация растворенного кислорода понижалась до 6,0–6,5 мл/л (72–75 %). В глубинных атлантических водах концентрация растворенного кислорода составляла 6,6–7,2 мл/л, а ее относительные значения 82–88 %, причем незначительный максимум 7,2 мл/л (или 88 %) наблюдался на горизонте 1200 м.

Наличие гидрохимического банка данных в ААНИИ позволяет провести сравнение полученных результатов с результатами предшествующих исследований. На

рис. 3.18 цвет. вклейки представлены средние значения концентрации растворенного кислорода и относительные значения, рассчитанные по выборке из базы данных для акватории дрейфа СП-39, а также средние значения, рассчитанные по данным на этой станции. Данные, представленные на этих рисунках, показывают, что в период с декабря 2011 г. по сентябрь 2012 г., для части акватории Северного Ледовитого океана в районе дрейфа СП-39 средние значения концентрации растворенного кислорода в верхнем квазиоднородном слое и в тихоокеанских водах фактически равнялись средним значениям, рассчитанным по результатам предшествующих исследований. Во всем слое глубинных атлантических вод наблюдалось некоторое увеличение концентрации растворенного кислорода и ее относительных значений. Максимальное различие средних значений наблюдалось на глубине 1200 м и составляло 0,4 мл/л, или 5 %.

Фосфаты. Вертикальные распределения концентрации фосфатов на выполненных станциях представлены на рис. 3.19 цвет. вклейки слева. В поверхностном квазиоднородном слое концентрация фосфатов составляла 0,5–1,2 мкмоль/л. В тихоокеанских водах наблюдался максимум концентрации фосфатов (1,8–2,8 мкмоль/л) и далее, в глубинных атлантических водах, концентрация фосфатов составляла 0,8–1,5 мкмоль/л. Средние ее значения до глубины 1300 м фактически совпадали со средними значениями, вычисленными по выборке из базы данных ААНИИ для данной акватории. На глубине более 1300 м средние значения концентрации фосфатов по данным измерений на СП-39, были выше средних значений по данным предшествующих наблюдений на 0,2–0,3 мкмоль/л.

Кремний. Вертикальные распределения концентрации кремния на выполненных станциях представлены на рис. 3.19 цвет. вклейки справа. В поверхностном квазиоднородном слое концентрация кремния составляла 1–3 мкмоль/л. В тихоокеанских водах наблюдался максимум концентрации кремния до 38 мкмоль/л. В глубинных атлантических водах (до глубины 1500 м) концентрация кремния составляла 7–9 мкмоль/л, а в более глубоководных слоях увеличивались до 13 мкмоль/л.

Средние значения концентрации кремния по данным измерений фактически совпадали со средними значениями, вычисленными по выборке из базы данных ААНИИ для этой акватории.

Гидрохимический режим Карского моря формируется в результате смешения атлантических, речных, поверхностных арктических и баренцевоморских вод. Распределение насыщения поверхностных вод кислородом свидетельствует о том, что формирование гидрохимической структуры юго-восточной части Карского моря происходит под влиянием речного стока рек Оби и Енисея. Насыщенность поверхностных вод кислородом в этом районе составляла 86,5–99,7 %. Растворенный кислород здесь расходуется на окисление органического вещества, выносимого в большом количестве с речным стоком. В сентябре насыщение поверхностного слоя воды кислородом в северной части Карского моря составляло 101–102 %, что обусловлено поступлением поверхностных арктических вод, богатых кислородом и интенсивным таянием здесь льдов в летний период, что также способствует обогащению поверхностных вод кислородом. Поверхностный слой воды юго-западной и западной частей моря перенасыщен кислородом (101–104 %). Баренцевоморские воды, поступающие в Карское море через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, обеспечивают хорошую аэрацию поверхностного слоя воды юго-западной части Карского моря. Также при таянии Новоземельского ледяного массива создаются

благоприятные условия для развития фитопланктона, а соответственно и для насыщения воды кислородом (рис. 3.20 цвет. вклейки).

По распределению кремния в поверхностном слое Карского моря в августе–сентябре 2012 г. видно, что речные воды из Обской губы и Енисейского залива распространяются на северо-восток в направлении Северной Земли, не затрагивая при этом центральный район моря. Такое распределение речного стока характерно для гидрометеорологических условий, при которых усиливаются Восточно-Новоземельское и Западно-Таймырское течения. Это восточный вариант распространения речного стока в Карском море.

По гидрохимическим характеристикам верхний слой воды до глубины 50 м на разрезе вдоль параллели 77° с.ш. от мыса Желания до меридиана 84,16° в.д. достаточно однороден. Насыщение воды кислородом составляет 102 %, концентрация кислорода в западной части разреза – 7,5 мл/л, а в восточной части разреза немного больше – 7,9 мл/л, так как здесь менее соленые воды, чем в западной части разреза. Кремний в поверхностном слое воды находится в минимальном количестве (1 мкмоль/л), средняя концентрация фосфатов составляет 0,3 мкмоль/л. По гидрологическим характеристикам западнее 73,06° в.д. на глубине более 75 м выделяется атлантическая водная масса. Из распределения растворенного кислорода, кремния и фосфатов на разрезе видно, что атлантическая водная масса залегает в слое от глубины 100 м до дна. Атлантическая водная масса характеризуется пониженным содержанием растворенного кислорода (7,13 мл/л, что соответствует 90,2 %-ному насыщению), повышенным содержанием кремния (5 мкмоль/л) и фосфатов (0,7 мкмоль/л) (рис. 3.21 цвет. вклейки).

По распределению концентраций кремния и фосфатов на разрезе вдоль параллели 73,8° с.ш. отчетливо видно, что западнее о. Белый в поверхностном слое преобладают соленые воды, обедненные биогенными элементами. Концентрация силикатов составляет 0,3–1,39 мкмоль/л, концентрация фосфатов – 0,02–0,26 мкмоль/л. Восточнее о. Белый поверхностный слой воды распреснен речным стоком и обогащен биогенными элементами. Среднее содержание кремния составляет 5 мкмоль/л, фосфатов – 0,4 мкмоль/л. Наблюдается дефицит кислорода, равный 4 %, вследствие выноса речным стоком органических и минеральных веществ, на окисление которых тратится кислород (рис. 3.22 цвет. вклейки).

В западной части разреза на глубине 25–50 м существует максимум содержания кислорода. Насыщение воды кислородом достигает здесь 106 %, тогда как насыщение воды кислородом на поверхности составляет 101 % (см. рис. 3.22 цвет. вклейки).

Содержание биогенных элементов в западной части разреза с глубиной монотонно возрастает. В придонном слое содержание силикатов составляет 12 мкмоль/л, фосфатов – 0,9 мкмоль/л (см. рис. 3.22 цвет. вклейки).

В придонном слое воды Новоземельского желоба происходит накопление минеральных форм фосфора и кремния за счет разложения органического вещества, в результате чего наблюдается значительный дефицит кислорода: насыщение воды кислородом ниже на 20–22 %. Содержание растворенных форм неорганического фосфора и кремния с глубиной монотонно возрастает. Содержание растворенного кислорода с глубиной убывает везде за исключением промежуточного слоя воды, где наблюдается максимум концентрации кислорода.

В Карское море теплые воды атлантического происхождения поступают по желобу Св. Анны на западе и по желобу Воронина на востоке. Содержание растворенного кислорода в ядре атлантической водной массы в желобе Св. Анны составляло 7,10 мл/л (90 %), что согласуется с данными, полученными в сентябре 2004 г. в 23-м рейсе НЭС «Академик Федоров» (рис. 3.23 цвет. вклейки).

В районе морского перехода газопровода в Байдарацкой губе на двух станциях было обнаружено пониженное содержание кислорода в придонном слое – 3,45–3,54 мл/л, что соответствует 50–53,6 %-ному насыщению воды кислородом. Для контроля качества результатов измерений пробы с придонных горизонтов дублировались. По имеющейся гидрохимической базе данных низкие значения содержания кислорода в придонном слое воды уже были отмечены, однако такое низкое содержание кислорода отмечается впервые. В целом для сентября характерно однородное содержание кислорода по всей глубине, которое колеблется в пределах 6,5–7,7 мл/л; относительное содержание кислорода изменяется в пределах 85,9–105,6 %. Низкое содержание кислорода в придонном слое можно объяснить наличием нефтяных углеводородов в морской воде, на окисление которых расходуется кислород. Средняя концентрация нефтяных углеводородов в придонном слое Байдарацкой губы в августе 2012 г. составила 0,56 мг/л.

В ходе экспедиции «Полынья-2012» в районе полыньи моря Лаптевых содержание растворенного кислорода в воде изменялось от 5,32 мл/л (ст. 2, придонный горизонт, центральная точка) до 9,64 мл/л (ст. 5, глубина 2 м, южная точка). Средняя концентрация кислорода составила 7,57 мл/л. Концентрация силикатов находится в диапазоне от 24,83 мкмоль/л (ст. 6, глубина 10 м) до 107,26 мкмоль/л (ст. 5, глубина 3 м). Концентрация фосфатов изменялась от 0,87 мкмоль/л (ст. 10, глубина 2 м) до 4,7 мкмоль/л (ст. 6, придонный горизонт).

Наибольшее содержание растворенного кислорода на поверхности наблюдалось в губе Буор-Хая и составило около 9,6 мл/л. Минимальные значения отмечены у кромки полыньи в первой половине срока работ (8,7 мл/л). Концентрация кислорода убывала с глубиной до минимума 5,32 мл/л в придонном слое к юго-востоку от кромки припая. В этом районе расположено небольшое понижение донного рельефа. Вероятно, здесь с началом весенне-летнего периода и половодья на реке Лене образуется бедная кислородом водная масса. За период экспедиции содержание кислорода в воде увеличилось.

Наибольшее содержание силикатов зарегистрировано в поверхностном слое губы Буор-Хая (около 110 мкмоль/л). Далее к северу концентрация убывает до 40 мкмоль/л в районе полыньи. С глубиной концентрация убывает до примерно 35 мкмоль/л по данным всех станций. В южной части района работ за период наблюдений содержание растворенного кремния в верхнем 5-метровом слое на южной станции сильно увеличилось. У кромки припая увеличение содержания кремния наблюдается от поверхности и примерно до глубины 15 м.

Концентрация фосфатов возрастает с увеличением глубины. Минимальные значения отмечены на южной станции, и за период работ они стали еще меньше. В целом, отмечается уменьшение содержания фосфатов за период наблюдений по всем горизонтам.

В исследованных кернах льда содержание силикатов изменялось от 4,73 мкмоль/л (ст. 5, слой 70–80 см) до 18,9 мкмоль/л (ст. 10, слой 140–150 см). Содержание фосфатов находилось в диапазоне от аналитического нуля (ст. 2 и 5) до 4,44 мкмоль/л (ст. 6, нижний слой керна).

Содержание силикатов, в целом, убывает от поверхности льда до глубины 70–90 см, где концентрация составила 3–6 мкмоль/л. Ниже концентрация увеличивается

до 18–20 мкмоль/л в слое 130–150 см на южной и центральной станциях. К нижней поверхности льда содержание кремния снова уменьшается.

Распределение содержания фосфатов по длине керна достаточно сложное: оно имеет множество локальных максимумов и минимумов, изменяясь в диапазоне от нуля до 1,2 мкмоль/л. Для большинства кернов характерно наличие максимума содержания фосфатов в их нижней части. Это, по-видимому, связано с началом цветения фитопланктона. На нижней поверхности кернов, отобранных во второй половине срока работ, наблюдается заметный слой зеленых водорослей. Особенно это заметно на станции, расположенной наиболее близко к кромке полыньи, где толщина льда минимальна (около 80–90 см).

Содержание силикатов в подледном слое воды значительно выше, чем во льду. Содержание фосфатов в воде чуть выше, чем в нижнем слое льда.

В заключение обобщим результаты проведенных в 2012 г. (с декабря 2011 г. по сентябрь 2012 г.) гидрохимических исследований в Амеразийском суббассейне Северного Ледовитого океана на дрейфующей станции СП-39.

Средние значения концентраций растворенного кислорода, фосфатов и кремния в поверхностном квазиоднородном слое и в тихоокеанских водах фактически не отличались от средних значений, рассчитанных по выборке из базы данных ААНИИ для акватории дрейфа СП-39.

В глубинных атлантических водах средние значения концентраций растворенного кислорода (во всем слое) и фосфатов (ниже горизонта 1300 м) были выше средних значений, вычисленных по выборке из базы данных ААНИИ. Средние значения концентрации кремния для данной водной массы фактически совпадали со средними значениями, вычисленными по выборке из базы данных ААНИИ для данной акватории.

Анализ данных рейса «Ямал–Арктика» выявил, что речные воды рек Оби и Енисея распространяются на северо-восток в направлении архипелага Северная Земля, не затрагивая центральные районы моря.

Обнаружено низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое Байдарацкой губы, которое вызвано наличием углеводов в придонном слое воды и интенсивным взмучиванием донных осадков, в результате которого придонный слой воды обогащается органическими веществами и железом, на окисление которых тратится кислород.

В поверхностном слое воды Байдарацкой губы отмечались незначительный дефицит кислорода и небольшое увеличение содержания кремния и фосфатов по сравнению с открытой акваторией Карского моря, из чего следует, что на гидрохимические условия поверхностного слоя воды Байдарацкой губы оказывает влияние материковый сток, в том числе хозяйственного происхождения.

Обнаружен максимум кислорода в промежуточном слое воды, который является характерной особенностью Карского моря. С помощью гидрооптических данных воды были рассмотрены механизмы формирования максимума кислорода на глубине пикноклина.

Распределение биогенных элементов в водной толще южной части моря Лаптевых и их концентрации являются характерными для данного района в зимний период. Анализ изменения гидрохимических параметров в пространстве и во времени, совместно с данными о положении и состоянии полыньи, а также данными биологических наблюдений позволяет предположить, что сроки работ в экспедиции позволили зафиксировать самое начало весеннего цветения фитопланктона и перехода гидрохимических и

гидробиологических процессов в регионе от зимнего режима к летнему. Данное предположение также подтверждается результатами измерений содержания биогенных элементов в кернах льда.

По данным экспедиции «Полынья-2012», наибольшее содержание растворенного кислорода на поверхности наблюдалось в губе Буор-Хая и составило около 9,6 мл/л. Минимальное значение отмечено вблизи района полыньи в первой половине срока работ (8,7 мл/л). За период экспедиции содержание кислорода в воде несколько увеличилось.

Наибольшее содержание силикатов зарегистрировано в поверхностном слое губы Буор-Хая (около 110 мкмоль/л), что, по-видимому, связано с воздействием речного стока. Далее к северу их концентрация убывает до 40 мкмоль/л.

Содержание фосфатов возрастает с увеличением глубины. Минимальные значения отмечены в южной части района работ.

За период экспедиции отмечено общее снижение содержания фосфатов в районе полыньи моря Лаптевых, что связано с началом процессов фотосинтеза.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2012 г. наблюдения за уровнем моря велись в Карском море на десяти станциях, пять из которых расположены в юго-западной части моря (им. Е.К.Федорова (мыс Большой Болванский Нос), Амдерма, Усть-Кара, Диксон и Сопочная Карга) и пять – в северо-восточной части моря (о-ва Известий ЦИК, о. Визе, мыс Стерлегова, о. Голомянный, ГМО им. Е.К.Федорова (мыс Челюскина)), в море Лаптевых на четырех станциях (Анабар, мыс Кигилях, пр. Санникова, о. Котельный) и в Восточно-Сибирском море на трех станциях (Амбарчик, Рау-Чуа, Певек). Чукотское море наблюдениями за уровнем освещено не было. При этом необходимо отметить, что на станциях о. Визе, о. Голомянный, мыс Челюскина регулярные наблюдения за уровнем велись только в течение первого полугодия, а на станциях Амбарчик и Рау-Чуа – только в летний период года (июль – сентябрь), причем наблюдения на станции Рау-Чуа носили отрывочный характер. На станции Тикси наблюдения, прерванные в конце 2010 г., до сих пор не возобновлены, а на станции о-ва Дунай регулярные наблюдения за уровнем прекратились в июле 2011 г.

На протяжении 2012 г. колебания уровня в арктических морях происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения. Аномалии среднегодовых колебаний уровня при этом составили от 4 до 16 см для станций юго-западной части Карского моря и от –5 до 19 см для станций его северо-восточной части. В юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень на 10 см превышал средние многолетние значения, а в восточной части моря, в районе Новосибирских проливов, среднегодовой уровень был выше средних многолетних значений на 11–14 см. Оценить фон колебаний уровня в Восточно-Сибирском море не представляется возможным в связи с отсутствием регулярных данных за годовой период наблюдений.

Сезонные колебания уровня в арктических морях

Как правило, сезонные колебания уровня в арктических морях отличаются хорошо выраженным годовым ходом, характеризующимся минимумом весной (март–май) и максимумом осенью (сентябрь–ноябрь).

В 2012 г. сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения. В январе на большинстве станций Карского моря (рис. 3.24) отмечался пониженный фон колебаний

уровня (от -2 до -10 см), при этом вдоль северо-западного побережья п-ова Таймыр (станции о. Диксон, о-ва Известий ЦИК, мыс Стерлегова) фон колебаний уровня был повышенным (от 7 до 26 см). В феврале, нарушая типичный сезонный ход, практически на всех станциях Карского моря средний уровень повысился. При этом на ряде станций наблюдались существенные положительные аномалии среднемесячного уровня: 49 см на станции о. Диксон, 30 см на станции Сопочная Карга, 36 см на станции мыс Стерлегова. В марте – апреле отмечалось устойчивое понижение фона колебаний уровня, сменившееся в мае его подъемом, что соответствует типичной картине сезонных колебаний уровня арктических морей. При этом весенний паводок в отличие от обычного развития ситуации не привел к существенному подъему уровня на станциях, расположенных в устьевых участках рек, и среднемесячный уровень на станции Сопочная Карга в июне составил 26 см при норме 56 см.

С мая по июль средний уровень моря на станциях Карского моря повышался; исключение составили только станции Усть-Кара и о-ва Известий ЦИК, на которых в июне отмечалось понижение среднего уровня до -24 и -22 см соответственно. Максимальных значений фон уровенных колебаний в Карском море достиг в августе, когда его значения на разных станциях составили от 7 до 31 см.

В сентябре–октябре отмечался второй случай нарушения типичного сезонного хода среднего уровня: произошло снижение фона колебаний уровня, причем на ряде станций до отметок, близких к норме (станции Усть-Кара, о. Диксон, о-ва Известий

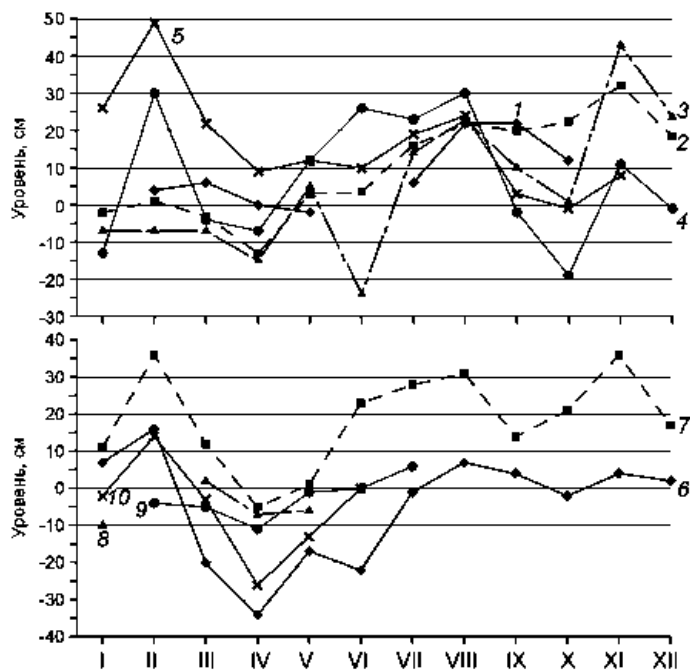


Рис. 3.24. Изменения среднемесячного уровня на станциях Карского моря в 2012 г.

1 – им. Е.К.Федорова (мыс Большой Болванский Нос), 2 – Амдерма, 3 – Усть-Кара, 4 – Сопочная Карга, 5 – Диксон, 6 – о-ва Известий ЦИК, 7 – мыс Стерлегова, 8 – о. Визе, 9 – о. Голомянный, 10 – ГМО им. Е.К.Федорова.

ЦИК). На станции Сопочная Карга в октябре значение уровня было на 19 см ниже средних многолетних значений.

В ноябре–декабре сезонные колебания уровня в Карском море вновь вернулись к своему обычному виду: практически на всех станциях отмечалось повышение среднего уровня, при этом на станциях юго-западной части моря среднемесячный уровень достиг своих максимальных годовых значений (32 см на станции Амдерма, 43 см на станции Усть-Кара). В декабре уровень на всех станциях Карского моря вновь понизился, но на большинстве станций при этом сохранились его положительные аномалии (от 2 до 19 см). Исключение составила станция на мысе Челюскина, где аномалия среднемесячного уровня составила –19 см.

В юго-западной части моря Лаптевых (п/ст Анабар) (рис. 3.25) в январе колебания уровня происходили на пониженном фоне (–20 см). В феврале фон колебаний уровня резко повысился, составив 25 см, и в дальнейшем с февраля по октябрь сохранял положительные значения – от 11 до 27 см. При этом в июне, в период прохождения волны весеннего паводка, среднемесячный уровень, хотя и достиг своего максимального за год значения, значительным не был, аномалия составила 27 см. В дальнейшем фон колебаний уровня постепенно снижался, и в ноябре – декабре его аномалия стала отрицательной и составила от –6 см до –16 см.

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских проливов (мыс Кигилях, пр. Санникова и о. Котельный) (см. рис. 3.25), в январе и феврале колебания уровня происходили на повышенном фоне. При этом, если в январе положительные аномалии были сравнительно невелики (от 3 см до 12 см), то в феврале среднемесячный уровень повысился, и его аномалии увеличились до 22–27 см. В марте – мае колебания уровня в этой части моря Лаптевых происходили на пониженном фоне (от –4 до –19 см), что соответствует типичной сезонной изменчивости уровня арктических морей. В июне фон колебаний уровня существенно повысился, составив 19–33 см, т.е. увеличился на 35–40 см, и в дальнейшем до конца года сохранял положительные значения (от 6 до 38 см). Однако в целом от июня к октябрю – ноябрю среднемесячный уровень в этом районе понижался, и характерного для сезонного хода уровня арктических морей подъема уровня в сентябре – октябре не отмечалось. В декабре произошло anomальное повышение фоновых колебаний уровня; при этом на станциях пр. Санникова и о. Котельный среднемесячный уровень был соответственно на 38 и 25 см выше средних многолетних значений.

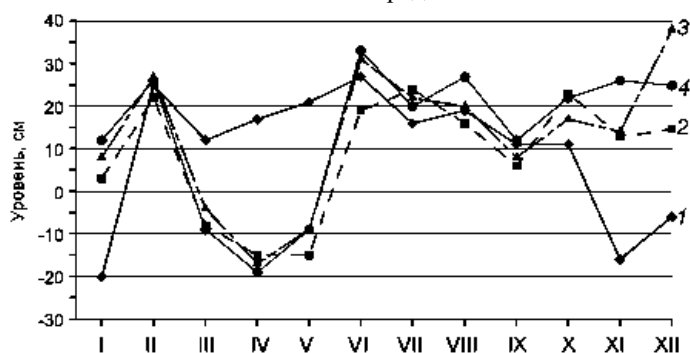


Рис. 3.25. Изменения среднемесячного уровня на станциях моря Лаптевых в 2012 г.

1 – Анабар, 2 – мыс Кигилях, 3 – пр. Санникова, 4 – 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

В последние годы отмечаются существенные изменения в режиме сгонно-нагонных колебаний уровня арктических морей. Если ранее наиболее значительные анемобарические повышения и понижения уровня отмечались преимущественно в сентябре–октябре, реже в августе и ноябре и весьма редко в остальные месяцы года, то теперь наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдаются преимущественно в ноябре – январе или июле – августе, т. е. отмечается сдвиг пика сгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. Отмечается также и понижение абсолютных значений экстремальных сгонов и нагонов и соответственно, колебаний уровня в целом.

В 2012 г. наиболее значительные сгоны в юго-западной части Карского моря на станциях Амдерма (–63 см) и Усть-Кара (–78 см) отмечались в мае и апреле соответственно. Наиболее значительные нагоны в этом районе Карского моря произошли 21 ноября, когда на станциях Амдерма и Усть-Кара уровень поднялся на 91 и 106 см выше среднего уровня соответственно, и 20–23 декабря, когда уровень на этих же станциях повысился до 83 и 113 см соответственно. Наибольшие колебания уровня в этом районе отмечались в декабре и составили 138 см на п/ст Амдерма и 145 см на п/ст Усть-Кара. В районе Енисейского залива наиболее значительные понижения уровня были зафиксированы на п/ст Сопочная Карга в октябре – декабре (от –85 до –88 см) и на п/ст Диксон в октябре (–67 см). Наиболее значительные подъемы уровня отмечались в этом районе 2 февраля на станции о. Диксон (134 см) и 10 августа на станции Сопочная Карга (105 см). При этом величина колебаний уровня на этих станциях была максимальной в феврале, мае и августе (130 см) на станции о. Диксон и в декабре (164 см) на станции Сопочная Карга.

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительные понижения уровня (на 62–74 см) отмечались в апреле (о-ва Известий ЦИК) и мае (мыс Стерлегова), а наиболее значительный подъем уровня – 29 мая на станции мыс Стерлегова (114 см). При этом наибольшая величина колебаний уровня наблюдалась в мае на станциях о-ва Известий ЦИК и мыс Стерлегова (83 и 188 см соответственно).

Наиболее значительный сгон в юго-западной части моря Лаптевых наблюдался в декабре (–73 см), а наиболее высоких отметок уровень достиг на станции Анабар 2 июня, когда отмечался пик прохождения паводковой волны. Однако при этом необходимо отметить, что подъем уровня был сравнительно невелик и превысил среднемноголетнее значение только на 101 см. Наибольшая величина колебаний уровня отмечалась в октябре и составила 159 см.

В западной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских островов, наиболее значительные сгоны были зафиксированы 15–16 мая, когда уровень в этом районе опустился на 80–100 см ниже среднего многолетнего. Наиболее значительные нагоны наблюдались 9 ноября (97 см) на станции мыс Кигилях и 24 декабря (84 см) на станции пр. Санникова. На станции о. Котельный нагоны в 2012 г. были сравнительно невелики и достигали 74–77 см в феврале и августе–ноябре.

Оценить сгонно-нагонные колебания уровня в Восточно-Сибирском море на протяжении всего 2012 г. невозможно в связи с отсутствием регулярных наблюдений. Известно, что в летний период года (июль – сентябрь) на станции Амбарчик сгоны были невелики, а максимальный сгон наблюдался 10 июля, когда уровень опустился на 46 см ниже среднего многолетнего. Нагоны также не были велики: самый большой подъем уровня был отмечен 6 августа и составил 112 см.

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). Его значение составляло от 0,006 до 0,055 см/год при среднем значении 0,032 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,072$ см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рис. 3.26): в 1985 г. начался резкий подъем уровня, и в конце 1980-х – начале 1990-х годов его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, и во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям. Однако в конце 1990-х – начале 2000-х годов уровень вновь стал повышаться и в 2005 – 2009 гг. достиг и даже превысил наблюдавшиеся ранее максимумы. Величина тренда за период 1984–2012 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,091 до 0,466 см/год при среднем значении тренда 0,247 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,112$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря и в районе Новосибирских островов.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, пересекающих арктические моря, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня в центре циркуляции и повышению уровня вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер.

После понижения среднего уровня в 2010 г., отмечавшегося практически на всей акватории арктических морей, и последовавшего за ним повышения среднего уровня в 2011 г., уровень в 2012 г. сохранил повышенный фон, а в районе Новосибирских островов достиг максимальных значений, наблюдавшихся до этого в 1994 г.

Таблица 3.2

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

Район	Период		
	1950–2012	1950–1986	1984–2012
Юго-запад Карского моря	+0,274 $\pm$ 0,031	+0,006 $\pm$ 0,053	+0,466 $\pm$ 0,098
Север Карского моря	+0,055 $\pm$ 0,033	–	–
Восток Карского моря	+0,134 $\pm$ 0,035	+0,016 $\pm$ 0,078	+0,091 $\pm$ 0,101
Юг моря Лаптевых	+0,198 $\pm$ 0,035	+0,055 $\pm$ 0,064	–
Новосибирские о-ва	+0,241 $\pm$ 0,041	+0,030 $\pm$ 0,080	+0,379 $\pm$ 0,133
Восточно-Сибирское море	+0,304 $\pm$ 0,048	+0,055 $\pm$ 0,084	–
Среднее	+0,220 $\pm$ 0,038	+0,032 $\pm$ 0,072	+0,247 $\pm$ 0,112

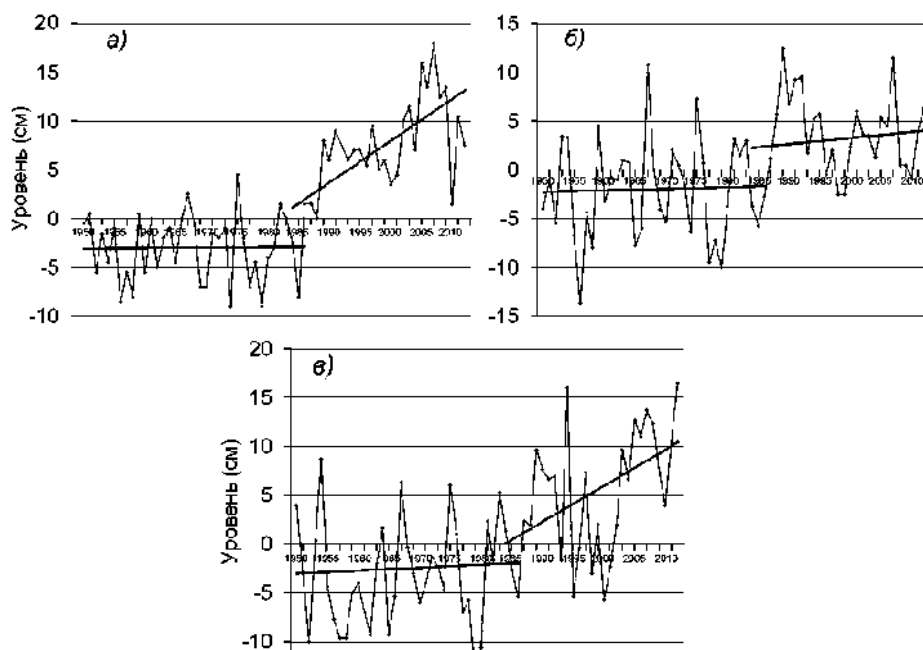


Рис. 3.26. Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей.

а – юго-запад Карского моря; *б* – восток Карского моря; *в* – Новосибирские острова.

Прямыми линиями показаны линейные тренды.

3.4. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях России обзор ветрового волнения основывается на модельных расчетах и прогнозах.

Расчеты морского волнения осуществлялись с использованием авторской спектрально-параметрической модели, 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 в расчетах являлись поля атмосферного давления на уровне моря (или составляющие скорости ветра на высоте 10 м), температура воздуха на высоте 2 м, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Положение кромки льда задавалось путем ежедневного усвоения спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I) о сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости максимумов значительной высоты волн (H_s – significant wave height) обеспеченностью 13 % в арктических морях России для отдельных месяцев года. Сведения о распределении величины H_s для Баренцева моря приведены в табл. 3.3, для Карского моря – в табл. 3.4, для морей восточной части Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) – в табл. 3.5 – 3.7.

Баренцево море

Из табл. 3.3 видно, что на акватории Баренцева моря в 2012 г. преобладало волнение с высотой волн от 2 до 4 м (63 % случаев). Повторяемость случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составила в 2012 г. 13 %. Это почти в два раза меньше, чем в 2007–2010 гг., и в 1,2 раза меньше, чем в 2011 г.

По числу штормов в Баренцевом море в 2012 г. выделяется февраль, в течение которого расчетные значения высоты волн шесть раз превышали 6 м, а максимальная высота волн на входе в Баренцево море превышала 7,5 м (11 февраля, 18 ч). Следующим по штормовой активности стал январь, когда высота волн в 00 ч 3 января в северной части моря также превысила 7,5 м. Шторм продолжался три дня (со 2 по 4 января) и характеризовался скоростью ветра до 15 м/с южных румбов. На рис. 3.27 цвет. вклейки приведены поля ветра и высоты волн в Баренцевом море на 00 ч UTC 3 января 2012 г.

Таблица 3.3

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Баренцевом море в 2012 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
Январь	–	1	9	5	7	4	3	2	–	–	–
Февраль	–	–	–	4	9	9	6	1	–	–	–
Март	–	3	5	14	4	4	1	–	1	–	–
Апрель	–	6	9	13	1	1	–	–	–	–	–
Май	–	4	11	8	4	3	1	–	–	–	–
Июнь	–	8	14	8	–	–	–	–	–	–	–
Июль	–	6	21	4	–	–	–	–	–	–	–
Август	–	7	17	7	–	–	–	–	–	–	–
Сентябрь	–	2	12	16	–	–	–	–	–	–	–
Октябрь	–	1	9	13	5	2	–	1	–	–	–
Ноябрь	–	2	6	11	6	4	1	–	2	1	1
Декабрь	–	2	7	5	11	5	1	–	1	–	–
Итого за год	–	42	120	108	47	32	13	4	4	1	1

Согласно данным табл. 3.3, максимальная расчетная высота волн в Баренцевом море в 2012 г. не превышала 8 м, в то время как в 2007–2011 гг. она достигала 10–12 м. Таким образом, 2012 г. в Баренцевом море как по числу случаев высоты волн более 5 м, так и по значению максимальной высоты волн уступает периоду 2007–2011 гг., что свидетельствует о заметном снижении штормовой активности в Баренцевом море в 2012 г.

Карское море

В табл. 3.4. приведена повторяемость высоты волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда в течение 2012 г. Из таблицы видно, что на акватории Карского моря в 2012 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (46 %). Повторяемость случаев, когда высота волн на акватории Карского моря превышала 5 м, составила в 2012 г. 3 %. Наиболее штормовым месяцем стал ноябрь.

Таблица 3.4

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Карском море в 2012 г.**

Месяц	Высота волн, м							
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8
Январь (до 15.01)	6	7	2	–	–	–	–	–
Февраль (с 3.02 по 25.02)	–	4	12	7	–	–	–	–
Март–май (море покрыто льдом)	–	–	–	–	–	–	–	–
Июнь	6	22	1	1	–	–	–	–
Июль	4	20	4	3	–	–	–	–
Август	3	18	9	1	–	–	–	–
Сентябрь	–	15	12	3	–	–	–	–
Октябрь	–	7	9	11	2	2	–	–
Ноябрь	–	9	8	3	6	1	–	3
Декабрь	2	13	5	9	1	1	–	–
Итого	21	115	62	38	9	4	–	3

Карское море полностью покрылось льдом к середине января 2012 г., но в начале февраля море стало открываться; при этом образовались две большие области чистой воды (к востоку от о. Новая Земля и к северу от 76° с.ш.), которые сохранялись до конца февраля. Такого явления не наблюдалось за весь период оперативных расчетов начиная с 2007 г. Наибольшая значительная высота волн в феврале составила более 3,5 м (4 февраля 2012 г., 06 ч UTC). В Баренцевом море в это время отмечалось сильное волнение с высотой волн более 6,5 м, сопровождаемое ветром западных направлений (12–15 м/с).

В конце февраля Карское море покрылось льдом, а вновь открываться стало в начале июня. Полностью Карское море очистилось от льда к началу августа. Необходимо отметить, что 2012 г. характеризовался экстремально малой ледовитостью (ниже, чем в 2007 г.). К концу сентября кромка льда в районе к северу от Карского моря поднялась до 83° с. ш. В начале ноября большая часть Карского моря была свободна от льда, чего не наблюдалось в 2010–2011 гг. Такое очищение моря от льда в совокупности с особенностями атмосферной циркуляции, а именно с меридиональным переносом воздушных масс в ноябре, способствовала большим разгонам развития ветрового волнения в северной части Карского моря, где 8–10 ноября 2012 г. было рассчитано волнение с высотой волн более 7 м. Такие значения высоты волн в Карском море в ноябре были получены по результатам расчета впервые за период 2007–2012 гг. На рис. 3.28 цвет. вклейки в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн H_s на акватории Карского моря на 00 ч 10 ноября 2012 г.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Поскольку большую часть года моря восточной части Арктики покрыты льдом, то в табл. 3.5–3.7 приведены распределения 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.

Чукотское море начало открываться в третьей декаде июня, и к концу месяца область открытой воды доходила до 70° с.ш. Начиная с 20 июня стали также открываться и моря Лаптевых и Восточно-Сибирское (небольшая область чистой воды севернее Новосибирских островов). Столь раннее открытие не характерно для Восточно-Сибирского моря; обычно это происходит в конце июля или начале августа.

Таблица 3.5

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в море Лаптевых в 2012 г.

Месяц	Высота волн, м				
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5
Июнь (с 20 июня)	3	8	–	–	–
Июль	9	17	4	1	–
Август	6	19	5	1	–
Сентябрь	1	19	7	1	2
Октябрь (до 29.10)	6	12	6	4	1
Итого	25	75	22	7	3

Таблица 3.6

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Восточно-Сибирском море в 2012 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
Июнь (с 20 июня)	10	1	–	–	–	–
Июль	10	15	6	–	–	–
Август	–	17	10	4	–	–
Сентябрь	–	10	16	4	–	–
Октябрь (до 29.10)	1	9	13	3	–	3
Итого	21	52	45	11	–	3

Таблица 3.7

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Чукотском море в 2012 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
Июнь	3	4	3	1	–	–
Июль	6	21	4	–	–	–
Август	2	7	15	6	1	–
Сентябрь	–	7	6	15	1	1
Октябрь	–	3	13	10	2	3
Ноябрь (до 20.11)	1	8	9	2	–	–
Итого	12	50	50	34	4	4

Из табл. 3.5–3.7 видно, что на акватории моря Лаптевых в основном преобладали волны высотой от 1 до 2 м, а в Восточно-Сибирском и Чукотском морях – высотой от 1 до 3 м.

Наиболее штормовыми месяцами в море Лаптевых стали сентябрь и октябрь. Высота волн не превышала 4,5 м (11 и 12 сентября в 18 и 00 ч и 13 октября в 00, 06 и 12 ч).

Наиболее штормовым месяцем в Восточно-Сибирском море стал октябрь, когда расчетная высота волн превысила 5,5 м (14 октября). Шторм продолжался три дня (с 13 по 15 октября).

В Чукотском море наиболее штормовым месяцем также стал октябрь. Для него, так же как и для Восточно-Сибирского моря, с 13 по 15 октября было рассчитано волнение с высотой волн более 5 м.

В начале сентября область чистой воды в морях Восточной Арктики распространялась до 82–83° с.ш. В качестве примера на рис. 3.29 цвет. вклейки представлен модельный расчет ветрового волнения для восточного сектора Арктики на 18 ч UTC 11 сентября 2012 г. В третьей декаде октября моря Лаптевых и Восточно-Сибирское стали быстро покрываться льдом и уже к концу месяца были полностью закрыты. Чукотское море закрылось к третьей декаде ноября.

Анализ результатов модельных расчетов значительной высоты волн ветрового волнения (H_s) за 2012 г. на акватории арктических морей России показал следующее.

В Баренцевом море в 2012 г. по числу штормов выделяется февраль, в течение которого расчетные значения высоты волн шесть раз превышали 6 м, а максимальная расчетная высота составила более 7,5 м. 2012 г. в Баренцевом море как по числу случаев высоты волн более 5 м, так и по значению максимальной высоты волн уступает периоду 2007–2011 гг., что свидетельствует о заметном снижении штормовой активности в Баренцевом море в 2012 г.

В Карском море в начале февраля 2012 г. образовались две большие области чистой воды (к востоку от о. Новая Земля и к северу от 76° с.ш.), которые сохранялись до конца месяца. Такого явления не наблюдалось за весь период оперативных расчетов начиная с 2007 г. Наиболее штормовым месяцем стал ноябрь, для которого было рассчитано волнение с высотой волн более 7 м (8–10 ноября). Такая высота волн в Карском море в ноябре рассчитана впервые за период 2007–2012 гг.

В море Лаптевых наиболее штормовыми месяцами были сентябрь и октябрь; высота волн не превышала 4,5 м.

В Восточно-Сибирском и Чукотском морях наиболее штормовым месяцем был октябрь; максимальная расчетная высота волн не превышала 6 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период январь-декабрь 2012 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в 2012 г. в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости в первом секторе процессов западной (W) формы циркуляции. Повторяемость процессов западной формы в 2012 г. составила 142 дня, превысив норму на 14 дней. Повторяемость процессов восточной формы циркуляции превысила годовую норму на 8 дней. Во втором секторе по сравнению с 2011 г. произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов. Аномально высокую повторяемость имели меридиональные процессы типа M_1 , которые превысили многолетнюю норму на 22 дня.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500гПа центр планетарного циркумполярного вихря в 2012 г. наиболее часто смещался в Канадо-гренландский район Арктики в январе – марте, сентябре и ноябре. В районе азиатского сектора Арктики центр циркумполярного вихря находился в апреле – августе и декабре. В октябре центр ЦПВ находился в приполюсном районе, вблизи своего многолетнего положения.

Под влиянием гребней устойчивого (высокого) азиатского антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались в Арктику через акваторию Баренцева моря высокоширотными траекториями в приполюсный район и далее в американский сектор Арктики.

В приземном поле в 2012 г. произошло значительное ослабление исландского минимума – среднегодовой рост давления в районе Исландии по сравнению с 2011 г. составил более 7 гПа. Его центр чаще располагался восточнее своего среднего многолетнего положения. Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе в 2012 г. отмечалась над Норвежским и Баренцевым морями, а также районом моря Бофорта.

Глубина циклонов в приполюсном районе в 2012 г. была меньше, чем в 2011 г. В связи с этим знак среднегодовой аномалии давления в Арктике в 2012 г. по сравнению с 2011 г. сменился на противоположный – от отрицательных значений к положительным. Среднегодовой рост давления в Арктике в 2012 г. по сравнению с 2011 г. составил 1–3 гПа.

Под влиянием устойчивых блокирующих гребней антициклонов, расположенных над западной Сибирью и над западной частью Северной Атлантики в 2012 г., под влиянием восточной части циклонов отмечалась крайне устойчивая направленность в толще тропосферы меридиональных воздушных потоков с южной составляющей. Устойчивая в течение года адвекция теплых воздушных масс способствовала формированию в среднем за год экстремально высокого положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Во все месяцы 2012 г. фон температуры оставался выше нормы, но имел устойчивую тенденцию к его понижению в период апрель – июль и к повышению в период август – декабрь. Наиболее высокие аномалии температуры отмечались в холодный период года.

Результаты мониторинга атмосферных процессов позволяют сделать вывод о том, что тенденция к потеплению в Северной полярной области в 2012 г. сохранилась. При этом среднегодовые аномалии температуры воздуха по полярному району Арктики достигли самых высоких значений за весь ряд наблюдений. Наиболее крупные среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2012 г. отмечались в двух районах: севернее Гренландии и в западных морях Евразии (Баренцевом, Карском и Лаптевых). Эти районы внесли наибольший вклад в формирование экстремально высокого температурного фона СПО в 2012 г. В среднем аномалия температуры воздуха в 2012 г. составила 4,2 °С, что на 0,6 °С выше экстремального значения, ранее отмеченного в 2011 г.

В межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936–2012 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции их статистически значимого увеличения на 5 % по сравнению с нормой за 1961–1990 гг. Однако это изменение полностью обусловлено их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков в азиатском секторе СПО (морья Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское).

Ледовые условия в летний период 2012 г. развивались по крайне благоприятному сценарию, наблюдалось интенсивное разрушение льдов и вынос их из Арктического бассейна через пролив Фрама.

Для развития ледовых процессов 2012 г. были характерны следующие особенности.

Во всех окраинных арктических морях сформировалась крупная отрицательная аномалия ледовитости. Прибрежная судоходная часть всех морей была свободна от льда.

Общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2012 г. составила 3,44 млн км² при норме 6,36 млн км², что на 46 % меньше среднееголетних значений. Значение общей ледовитости СЛО превзошло исторический минимум ледовитости 2007 г. (почти на 825 тыс. км²) и стало первым по рангу в ряду минимумов. Таким образом, в 2012 г. был установлен новый исторический минимум ледовитости Северного Ледовитого океана.

В осенний период года наблюдалось чрезвычайно интенсивное развитие ледообразования от границы остаточных льдов в Центральной Арктике к северным границам морей. В начале октября также началось ледообразование в прибрежной части морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта. Две волны ледообразования – одна с севера, а вторая с юга – двинулись навстречу друг другу, покрывая молодыми льдами огромные акватории морей. Количество молодых льдов, появившихся на акватории СЛО в сентябре – октябре, составило более 4,5 млн км² (это на 1,5 млн км² больше среднего многолетнего значения).

Развитие ледовых условий в СЛО в целом и в окраинных арктических морях в 2012 г. происходило по легкому типу.

Гидрологический режим Северного Ледовитого океана и его морей в 2012 г. характеризовался следующими особенностями:

- в поверхностном слое дипольная структура поля аномалий поверхностной солености, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в высоких отрицательных аномалиях в Американо-Сибирском суббассейне и незначительных положительных аномалиях в Евразийском, претерпела некоторые изменения. Аномалия солености

в Амеразийском секторе сохранила знак, хотя и уменьшилась примерно с +5 до +4 ‰. Области положительных значений аномалий в Евразийском суббассейне существенно сократились по протяженности, сохранив максимальные значения аномалий на уровне 2 ‰, хотя в отдельных районах (например, поблизости от пр. Фрама) наблюдается уменьшение солености на 1 ‰;

- продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод, варьируя от +0,8 °С в западном секторе Арктики до 0,2–0,3 °С в восточной части СЛО. Верхняя граница АВ смещена к поверхности на 70–80 м, тогда как смещение ядра достигает в центральной части бассейна 150 м и более;

- летние тихоокеанские воды демонстрируют аномально высокую температуру: превышение климатической нормы достигает +0,8 °С. Аномалия наблюдается, в частности, в ряде районов, где не имеется исторических аналогов проникновения ЛТВ, как это видно из результатов наблюдений во время дрейфа станции СП-39.

Летом 2012 г. наблюдались следующие особенности гидрохимической структуры вод Северного Ледовитого океана и его морей:

- повышенное содержание растворенного кислорода и неорганического фосфора в глубинных атлантических водах; при этом содержание кремния соответствовало среднеклиматическим значениям;

- распространение речных вод в Карском море происходило в направлении архипелага Северная Земля по так называемому восточному типу распространения речных вод; содержание кремния в приустьевых районах Карского моря было выше среднеклиматических значений;

- незначительный дефицит кислорода наблюдался в поверхностном слое воды Байдарацкой губы. Содержание кремния и фосфора несколько превышало среднеклиматические значения. Аномально низкое содержание растворенного кислорода наблюдалось в придонном слое воды Байдарацкой губы.

На протяжении 2012 г. колебания уровня в арктических морях происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения. Сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения. Наиболее существенные стгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в ноябре–январе или июле–августе, т.е. отмечается сдвиг пика стгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. Отмечается также и понижение абсолютных значений экстремальных стгонов и нагонов и, следовательно, колебаний уровня в целом. После понижения среднего уровня в 2010 г., отмечавшегося практически во всех районах арктических морей, и последовавшего за этим повышения среднего уровня в 2011 г., уровень в 2012 г. сохранил повышенный фон, а в районе Новосибирских островов достиг максимальных значений, наблюдававшихся до этого в 1994 г.

Анализ результатов модельных расчетов значительной высоты волн ветрового волнения (H_s) за 2012-й г. на акватории арктических морей России показал:

- в Баренцевом море в 2012 г. по числу штормов выделяется февраль, в течение которого расчетные значения высоты волн шесть раз превышали 6 м, а максимальная расчетная высота составила более 7,5 м; 2012-й г. в Баренцевом море как по числу случаев высоты волн более 5 м, так и по значению максимальной высоты волн уступает периоду 2007–2011 гг., что свидетельствует о заметном снижении штормовой активности в Баренцевом море;

– в Карском море в начале февраля 2012 г. образовались две большие области чистой воды (к востоку от о. Новая Земля и к северу от 76° с.ш.), которые сохранялись до конца месяца – такого явления не наблюдалось за весь период оперативных расчетов начиная с 2007 г.; наиболее штормовым месяцем стал ноябрь, в течение которого были рассчитаны волны высотой более 7 м (8–10 ноября); такая высота волн в Карском море в ноябре месяце рассчитана впервые за период 2007–2012 гг.;

– в море Лаптевых наиболее штормовыми месяцами были сентябрь и октябрь; высота волн не превышала 4,5 м;

– в Восточно-Сибирском и Чукотском морях наиболее штормовым месяцем был октябрь; максимальная расчетная высота волн не превышала 6 м.

Изложенные выше результаты позволяют сделать вывод о том, что СЛЮ продолжает существовать в условиях резко аномального состояния по отношению к климатическому среднему.

Подписано в печать 22.03.2012
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,75
Заказ № 14

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38

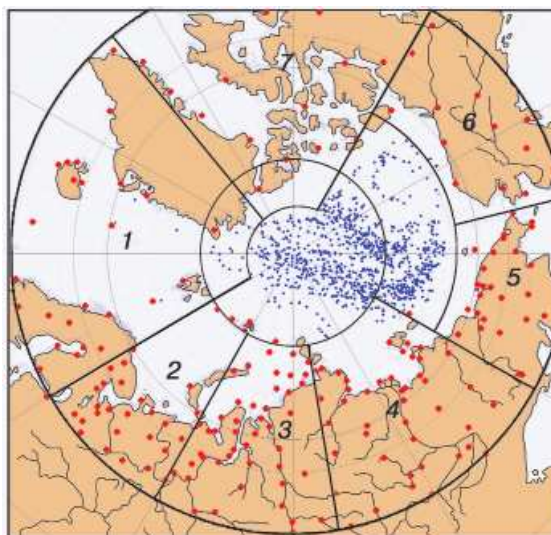


Рис. 1.10. Сеть метеорологических станций и границы районов в Северной полярной области.

1 – атлантический, 2 – североευропейский, 3 – западносибирский, 4 – восточносибирский, 5 – чукотский, 6 – аляскинский, 7 – канадский.

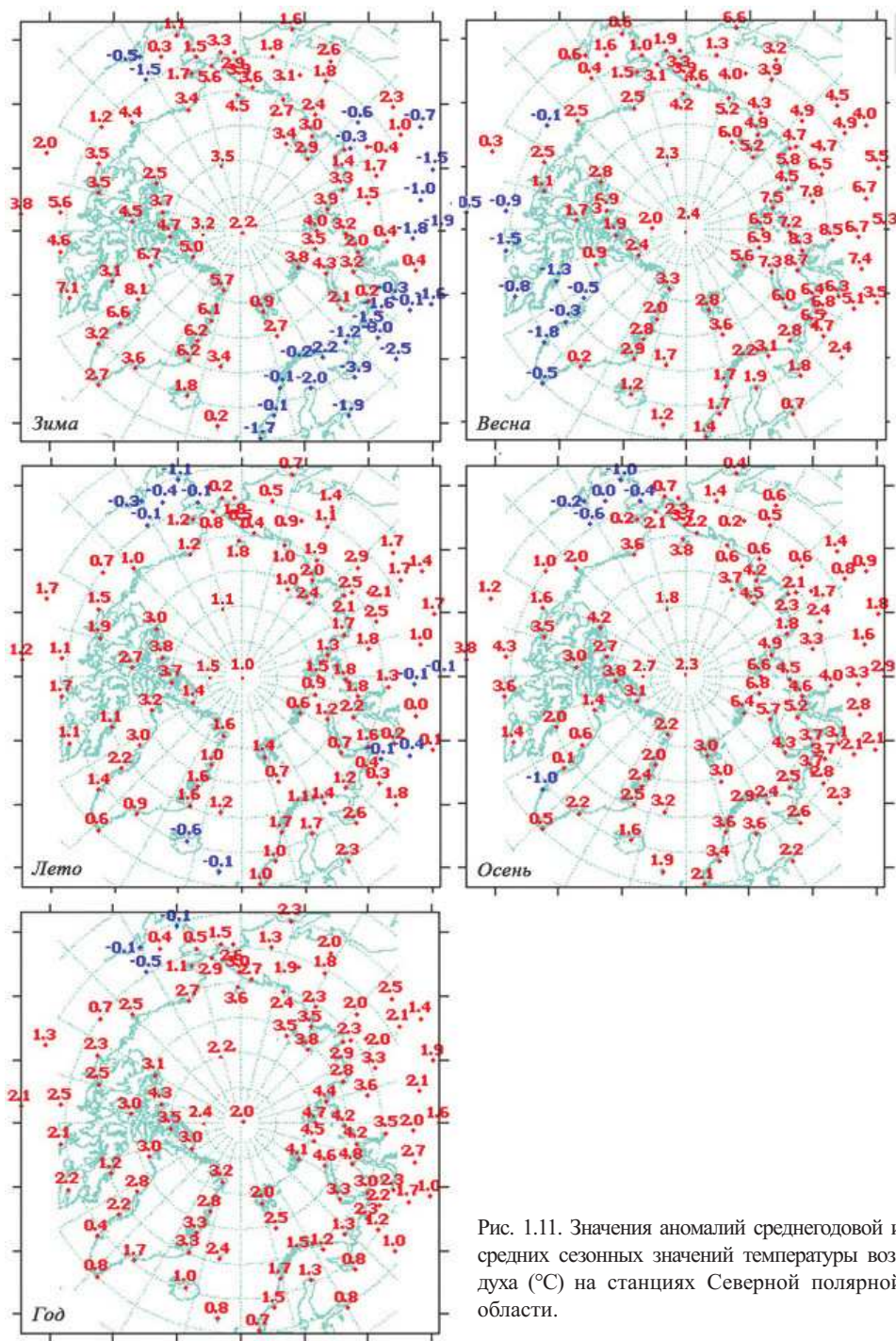


Рис. 1.11. Значения аномалий среднегодовой и средних сезонных значений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области.

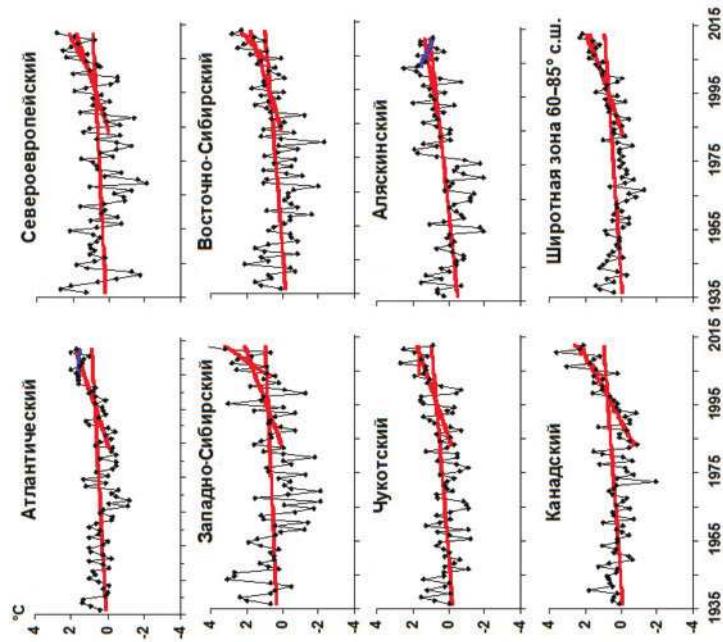


Рис. 1.12. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60–85° с.ш.

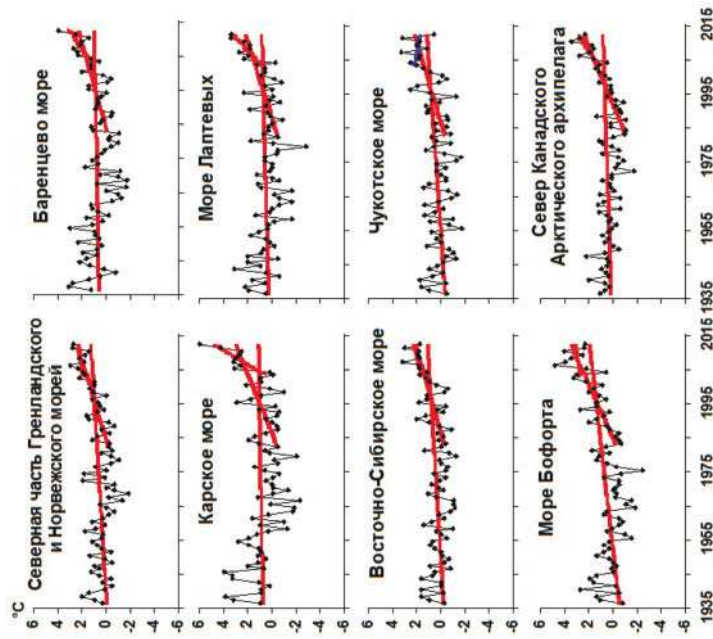


Рис. 1.13. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

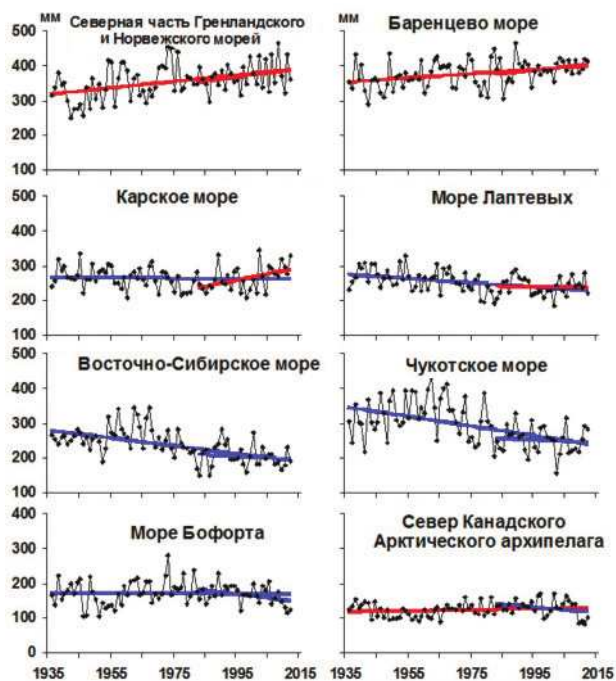


Рис. 1.14. Временные ряды годовых сумм осадков.

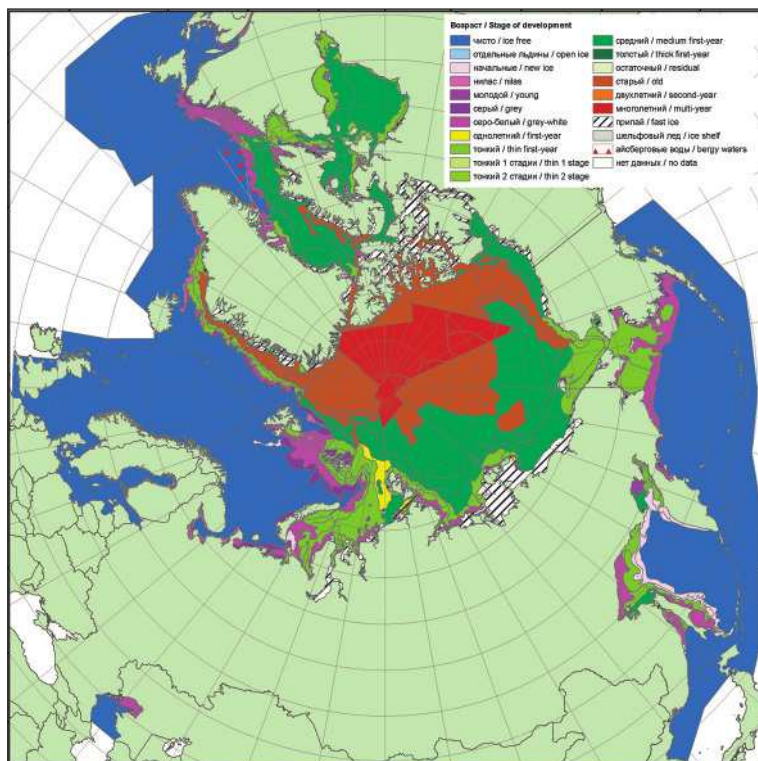


Рис. 2.2. Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17 января 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

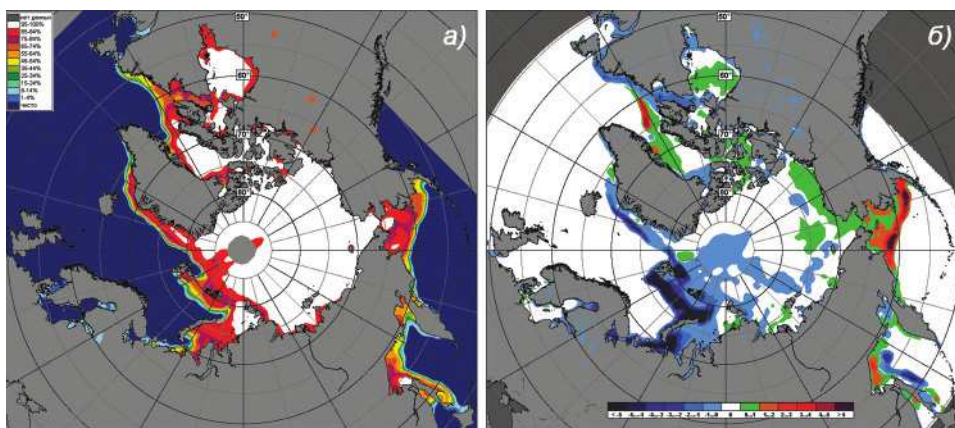


Рис. 2.4. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

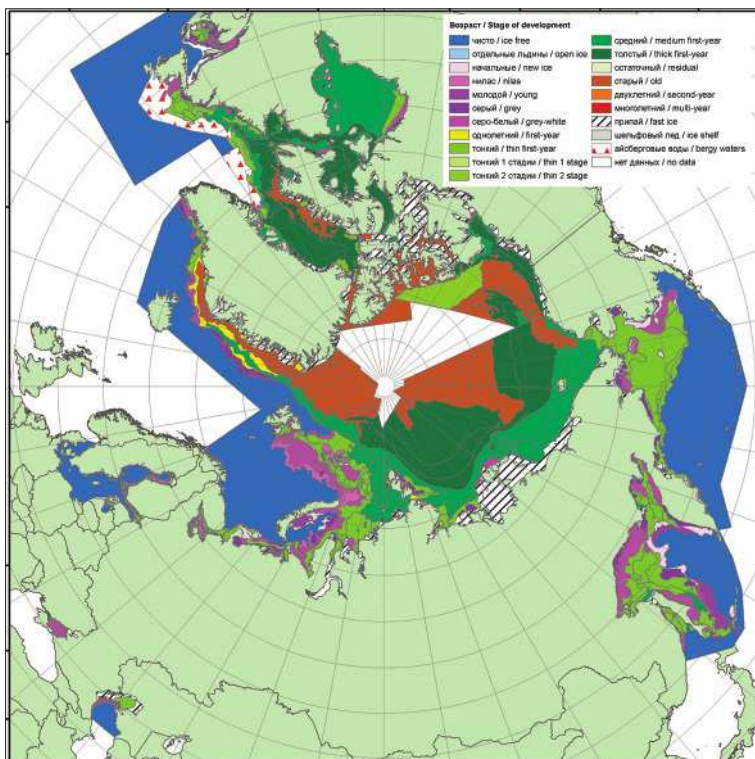


Рис. 2.5. Обзорная ледовая карта СЛЮ за 13–14 февраля 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

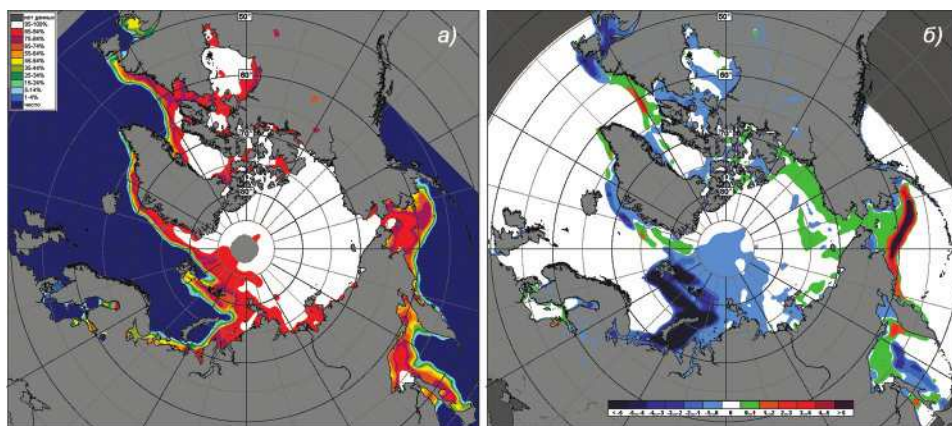


Рис. 2.7. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

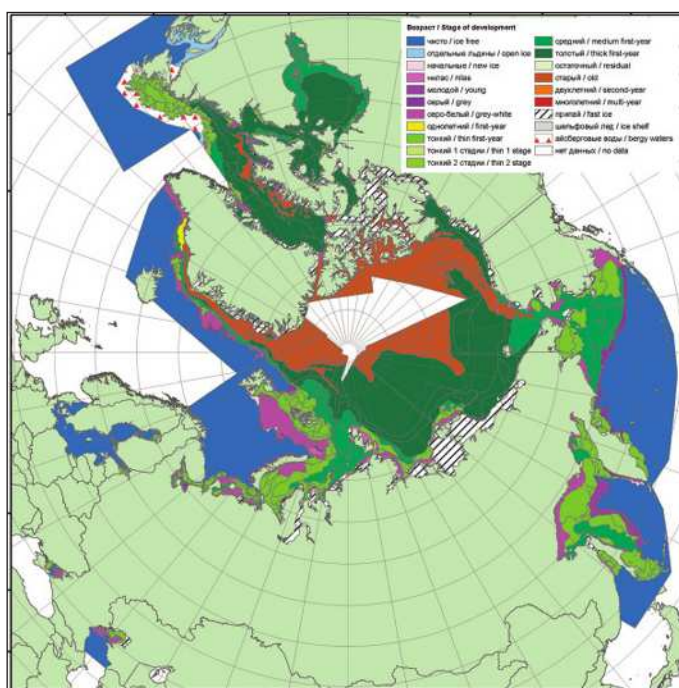


Рис. 2.8. Обзорная ледовая карта СЛО за 19–20 марта 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

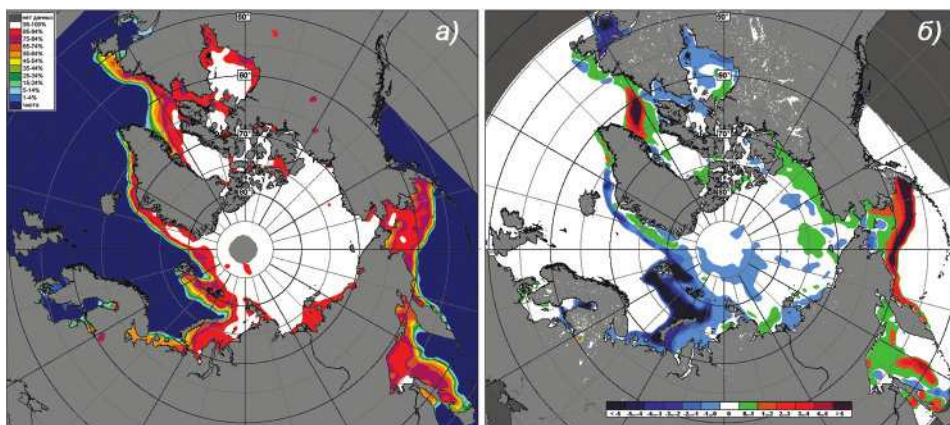


Рис. 2.10. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительные.

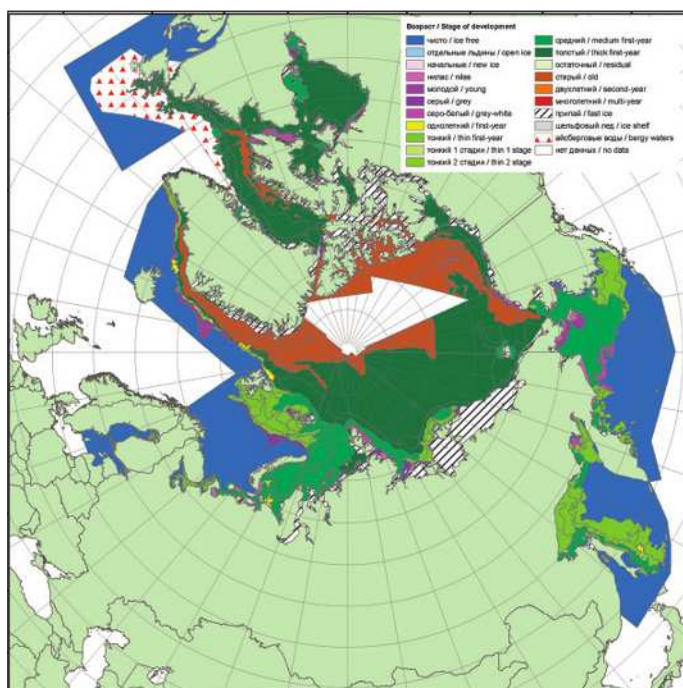


Рис. 2.11. Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17 апреля 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

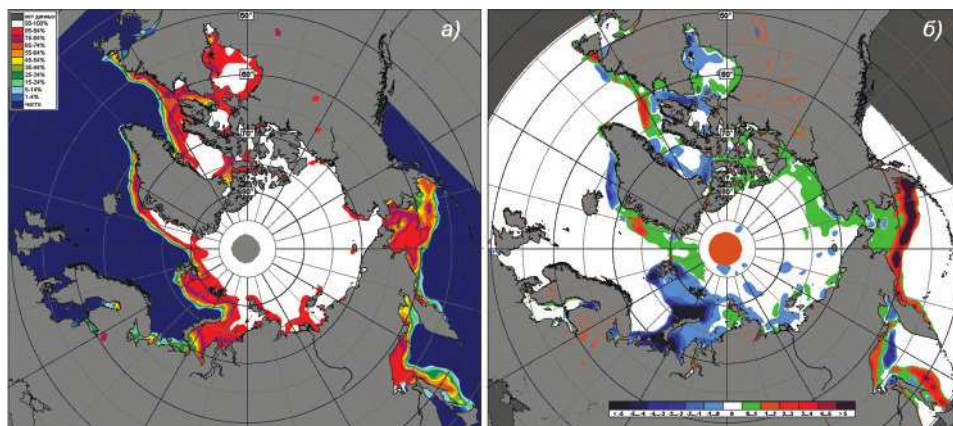


Рис. 2.13. Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

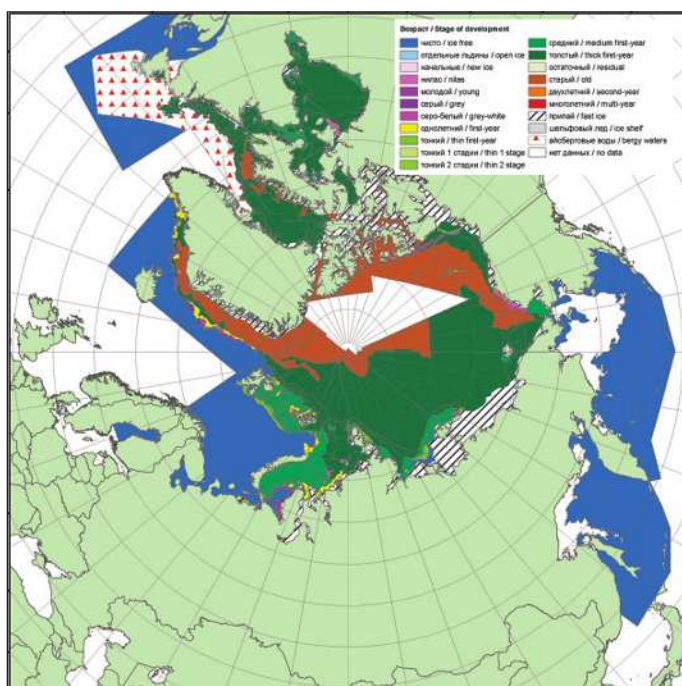


Рис. 2.14. Обзорная ледовая карта СЛО за 15–16 мая 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

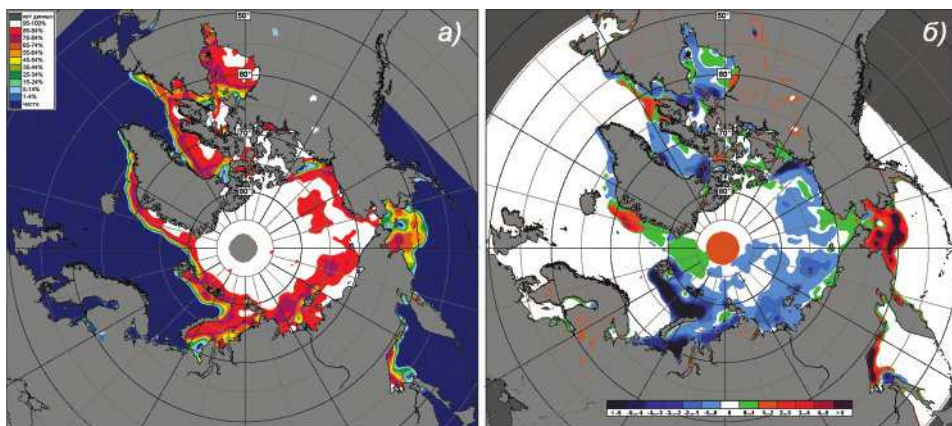


Рис. 2.16. Медианное распределение сплоченности льда в мае 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

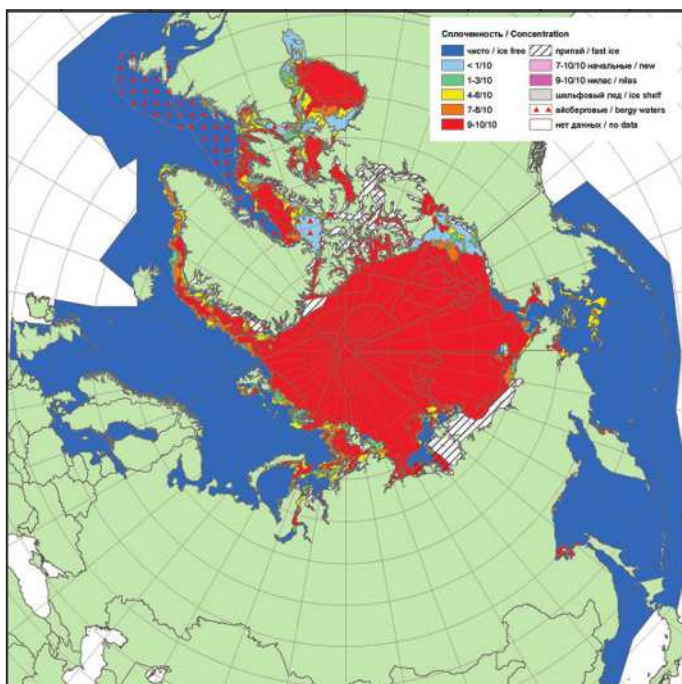


Рис. 2.17. Обзорная ледовая карта СЛО за 18–19 июня 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

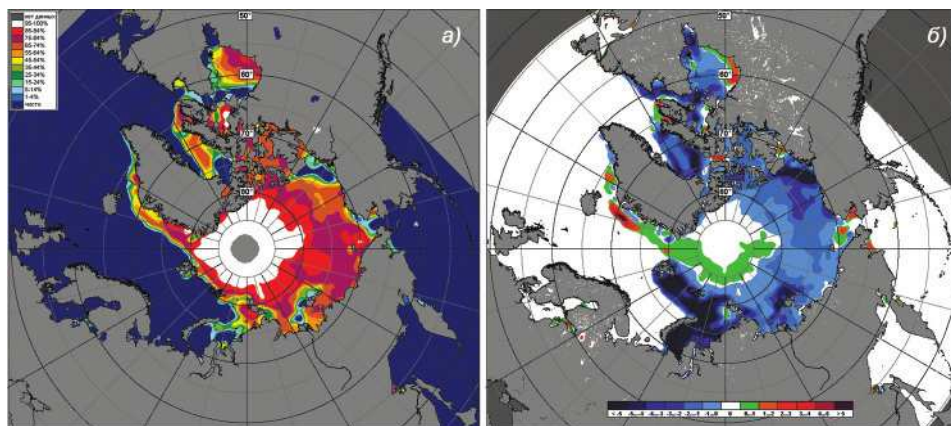


Рис. 2.19. Медианное распределение сплоченности льда в июне 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

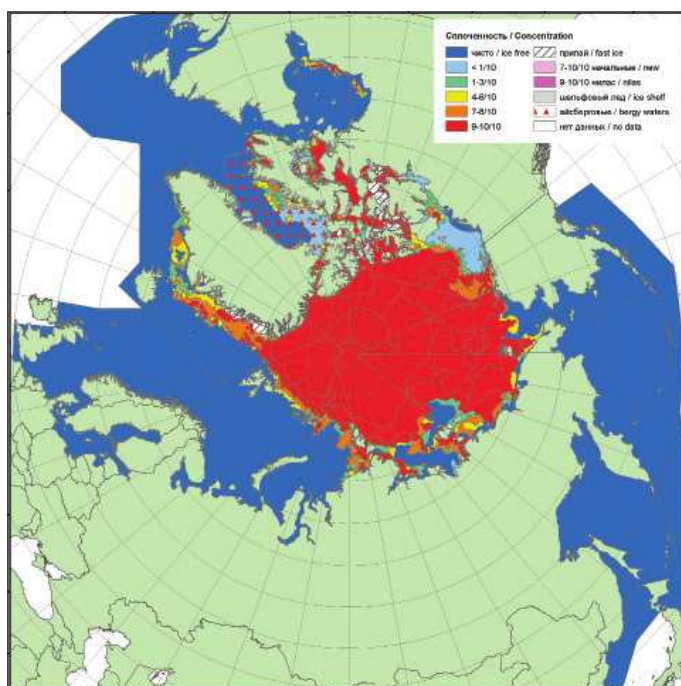


Рис. 2.22. Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17 июля 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

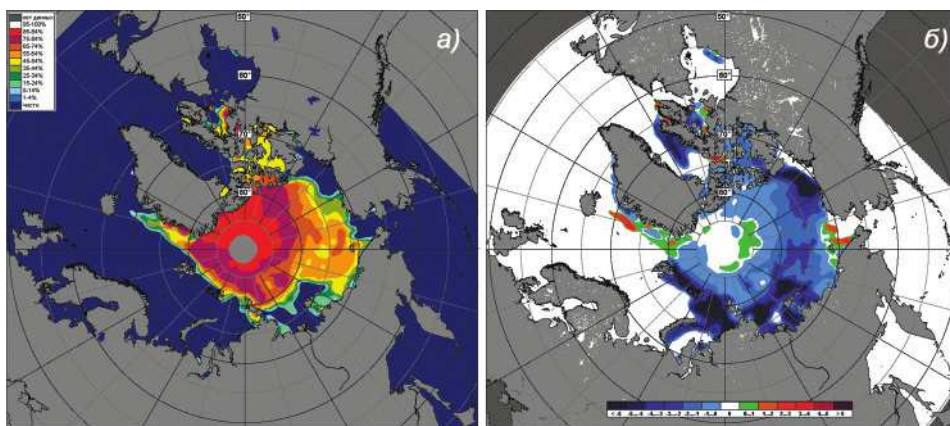


Рис. 2.24. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

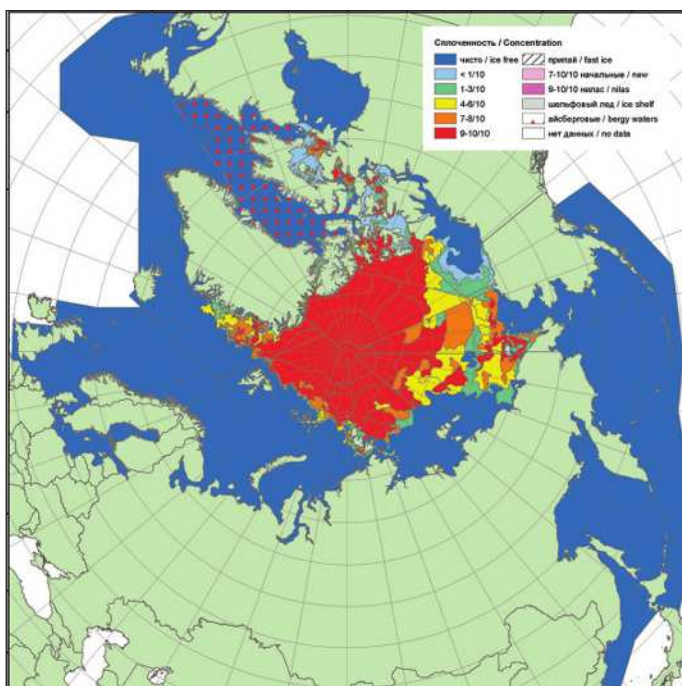


Рис. 2.25. Обзорная ледовая карта СЛО за 13–14 августа 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

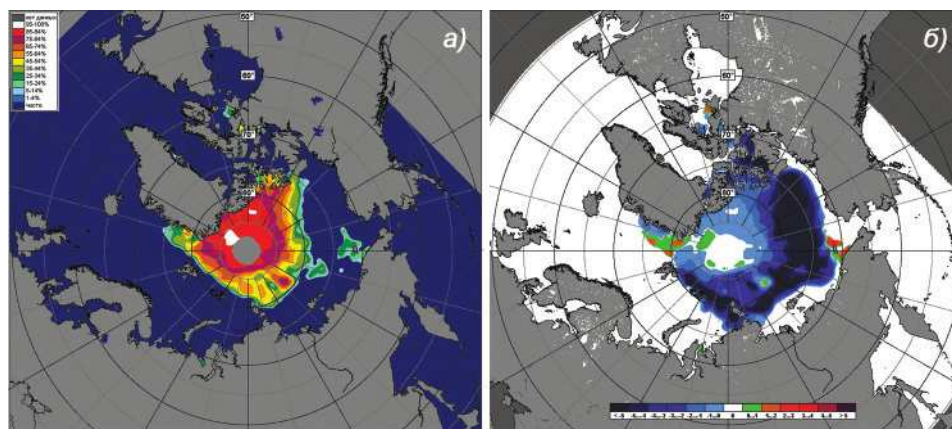


Рис. 2.27. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

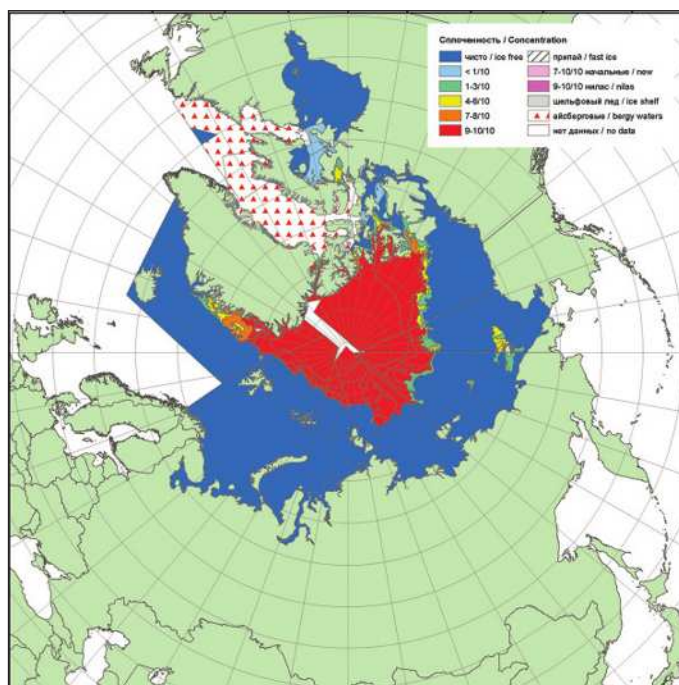


Рис. 2.28. Обзорная ледовая карта СЛО за 17–18 сентября 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

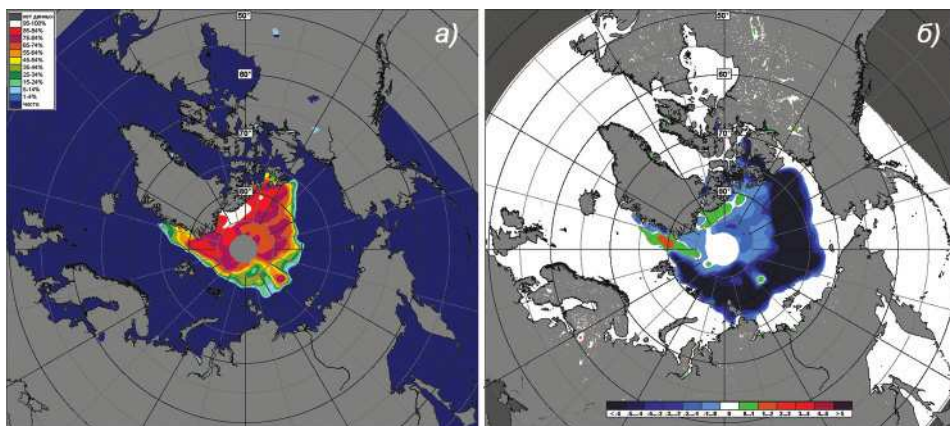


Рис. 2.30. Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

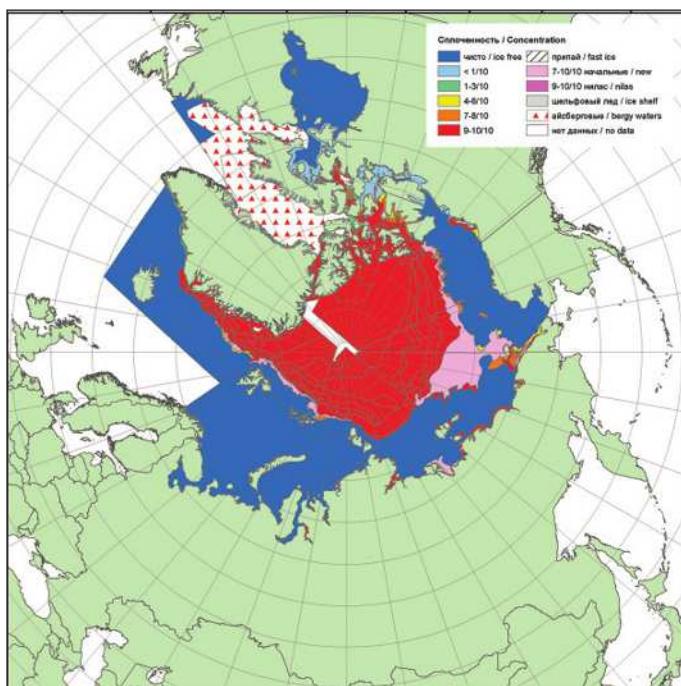


Рис. 2.31. Обзорная ледовая карта СЛО за 15–16 октября 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

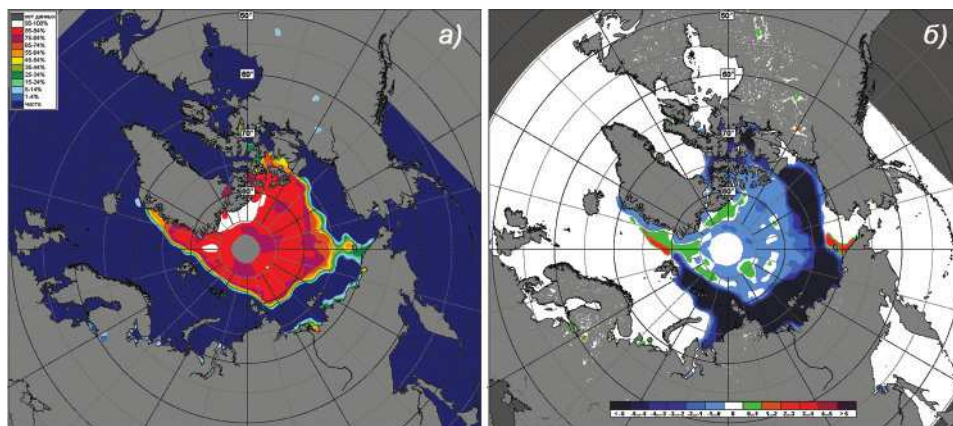


Рис. 2.33. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

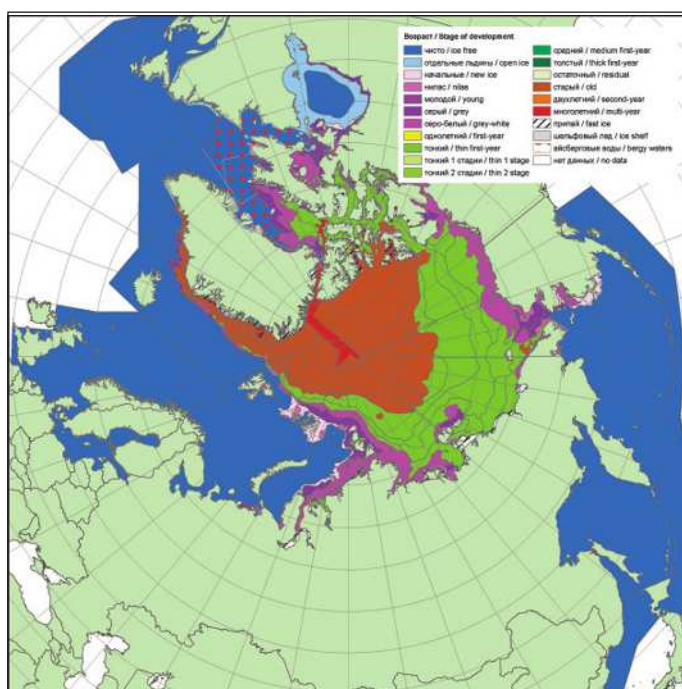


Рис. 2.34. Обзорная ледовая карта СЛО за 19–20 ноября 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

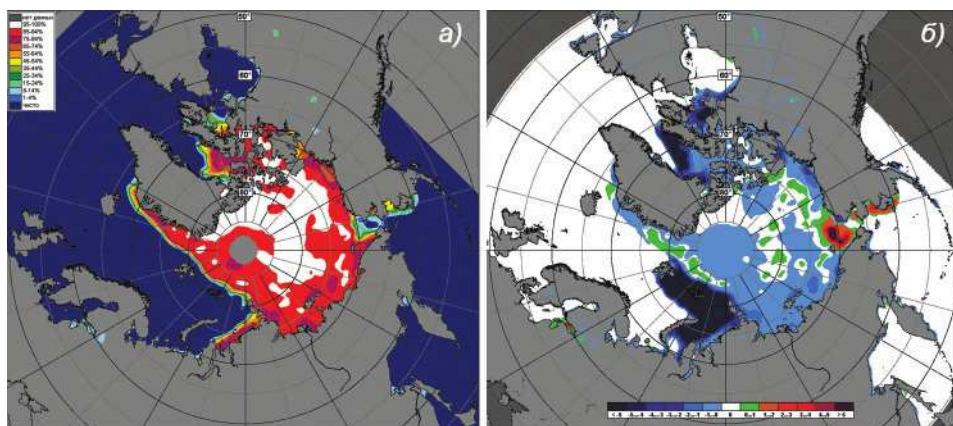


Рис. 2.36. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

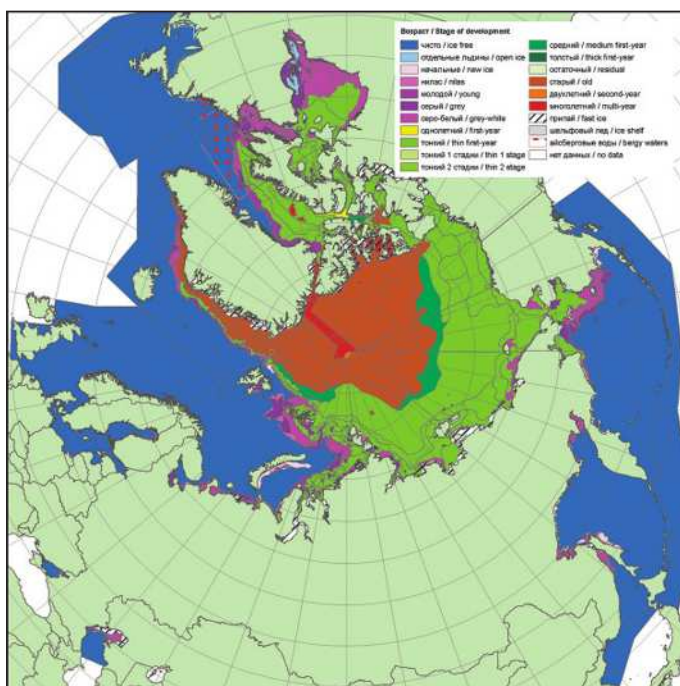


Рис. 2.37. Обзорная ледовая карта СЛО за 17–18 декабря 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

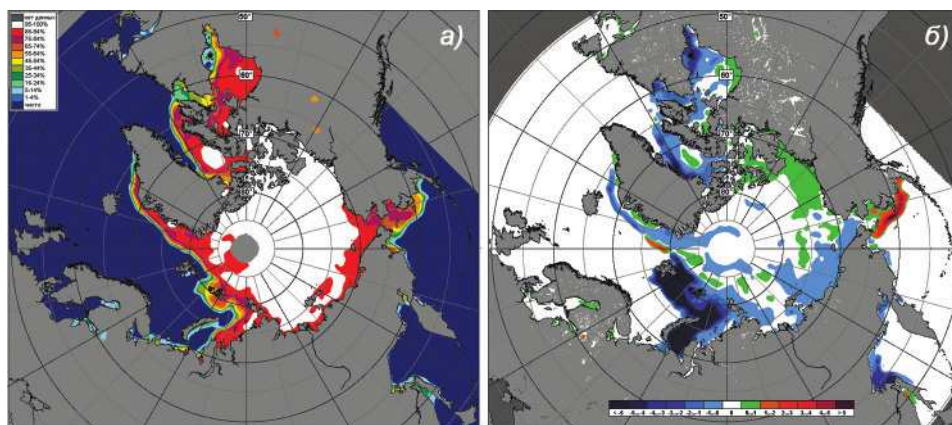


Рис. 2.39. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2012 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2012 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Синим цветом выделены зоны отрицательных аномалий, красным и зеленым – положительных.

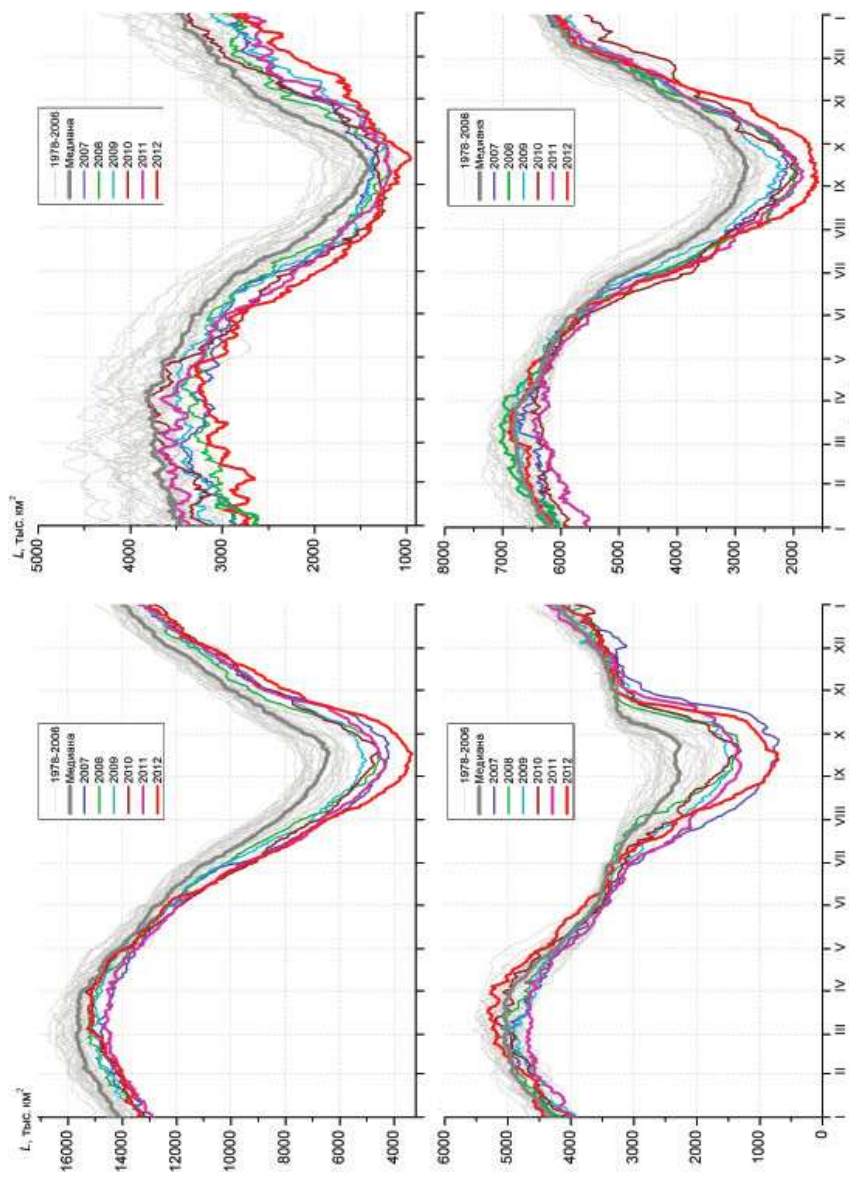


Рис. 2.40. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и трех меридиональных секторов за период 26 октября 1978 г. – 23 декабря 2012 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

а – Северная полярная область, *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 45° з.д. – 170° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика).

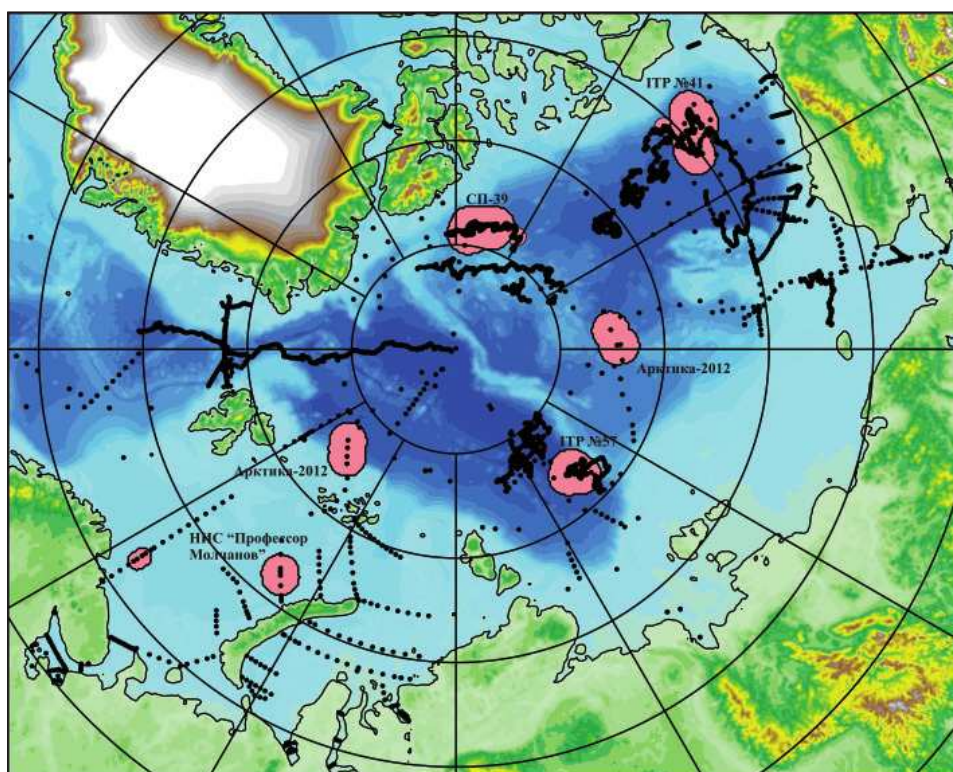


Рис. 3.1. Положение океанографических станций, выполненных на акватории СЛО в 2012 г., результаты которых занесены в БДТХ отдела океанологии ААНИИ.

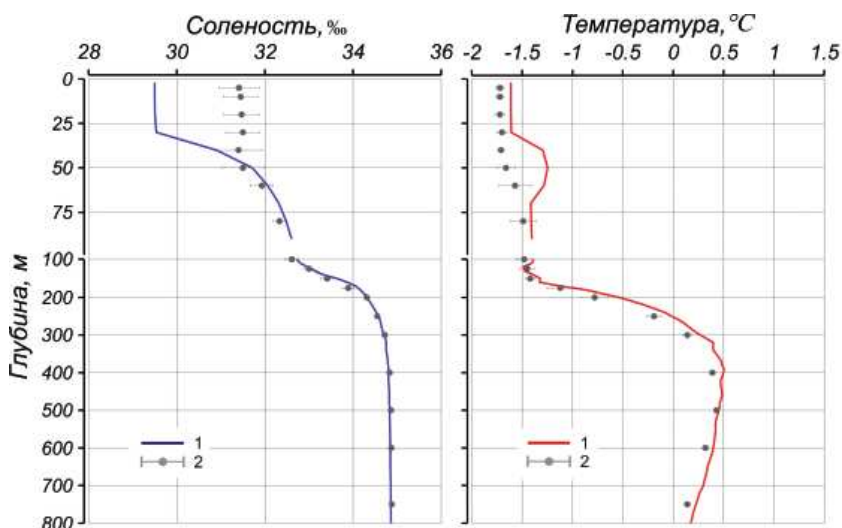


Рис. 3.2. Характерное вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам STD-зондирования в точке с координатами 83,93° с.ш., 119,16° з.д., выполненного 28 февраля 2012 г. на дрейфующей станции СП-39.

1 – профиль температуры и солёности, 2 – средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным базы океанографических данных СЛО отдела океанологии ААНИИ до 2000 г.

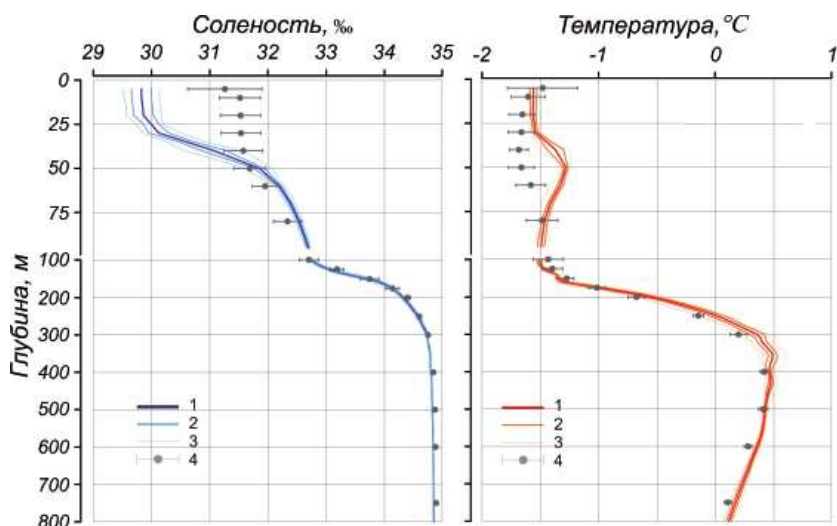


Рис. 3.3. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений на дрейфующей станции СП-39 к северу от Канадского Арктического архипелага в третьем квартале 2012 г.

1 – профиль средних значений, 2 – область стандартного отклонения, 3 – минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик, 4 – средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным базы океанографических данных СЛО отдела океанологии ААНИИ до 2000 г.

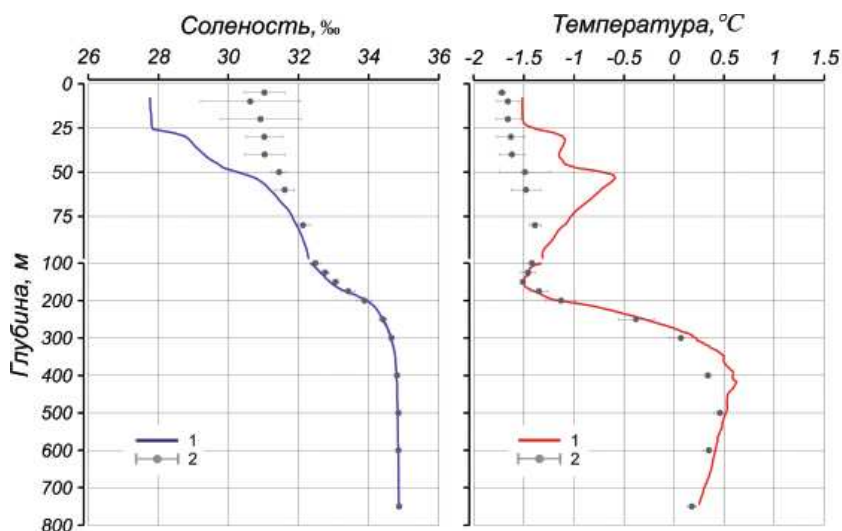


Рис. 3.4. Характерное вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам CTD-зондирования в точке с координатами 75,27° с.ш., 133,22° з.д., выполненного 12 марта 2012 г. буюм ИТР-41.

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

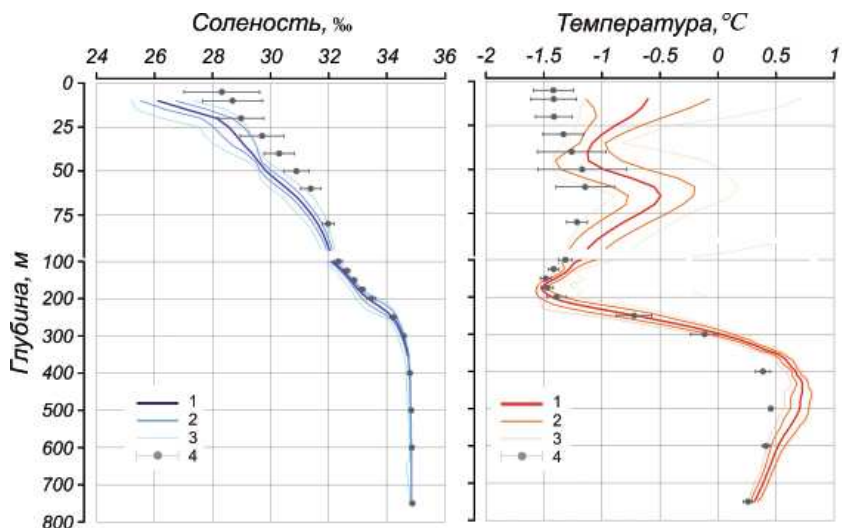


Рис. 3.5. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений профилографа ИТР-41 в южной части Канадской глубоководной котловины в третьем квартале 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.3.

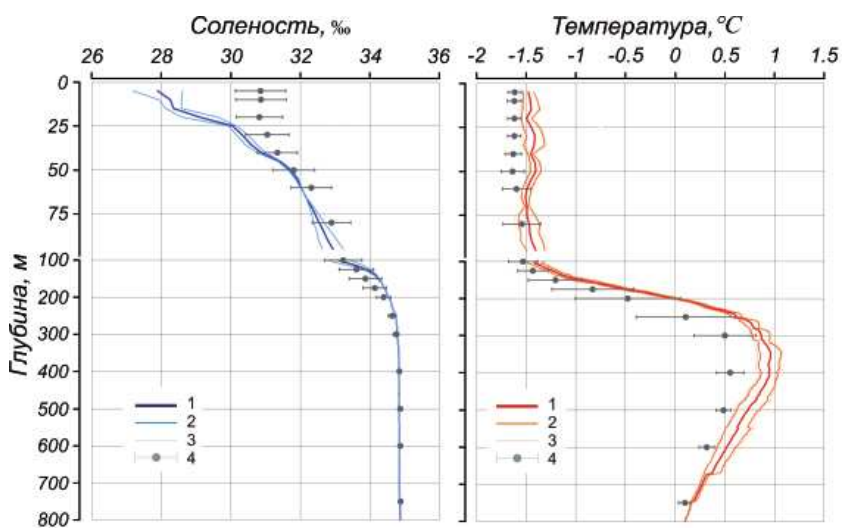


Рис. 3.6. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений экспедиции «Арктика-2012» в районе хребта Менделеева в третьем квартале 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.3.

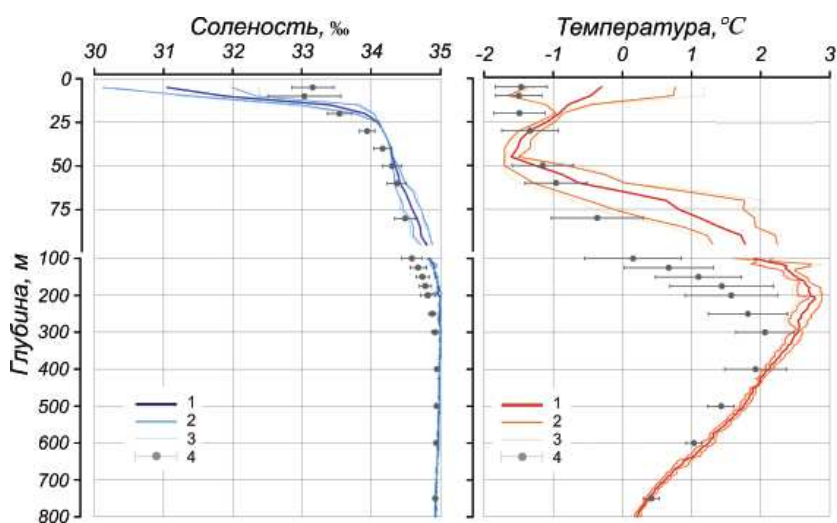


Рис. 3.7. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам выполненных STD-измерений в экспедиции «Арктика-2012» к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа в третьем квартале 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.3.

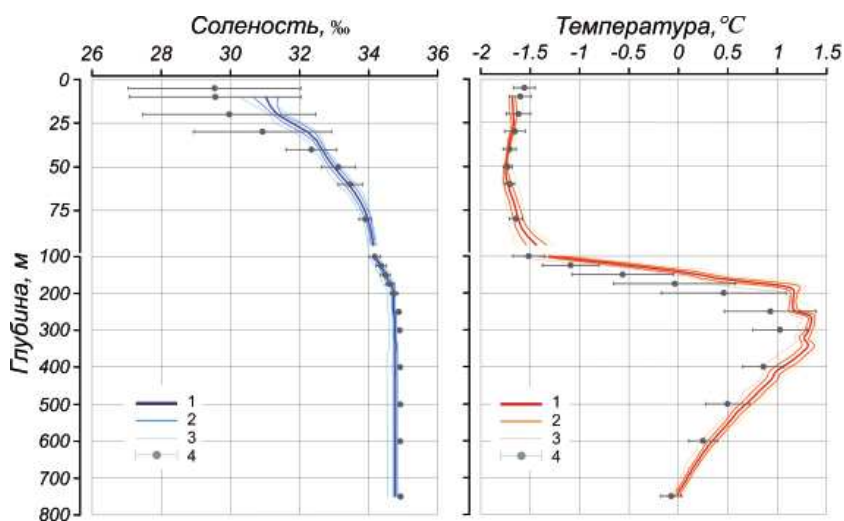


Рис. 3.8. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений профилографа ГТР-57 в районе западного склона хребта Ломоносова в третьем квартале 2012 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.3.

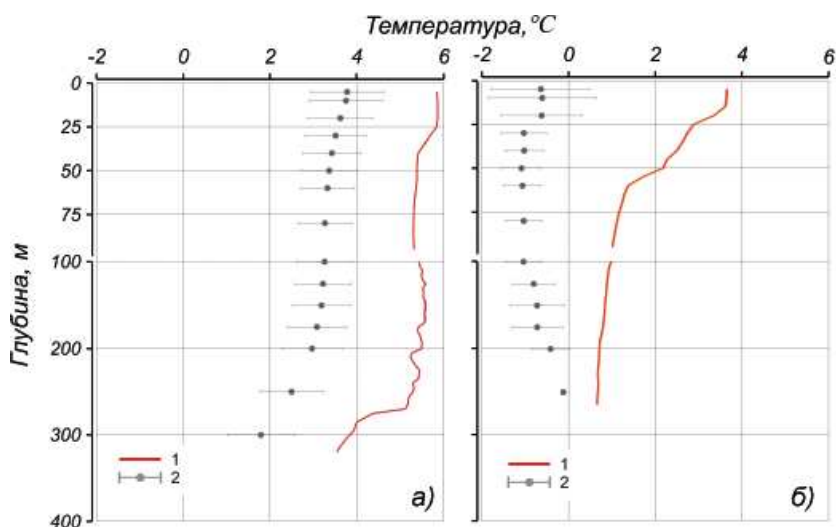


Рис. 3.9. Характерное вертикальное распределение температуры по результатам STD-зондирований в Баренцевом море в районах расположения основного ядра теплых вод североатлантического происхождения.

а – на разрезе Кольский меридиан, *б* – на траверзе п-ова Адмиралтейства, арх. Новая Земля, (см. рис. 3.1).

Усл. обозначения см. рис. 3.2.

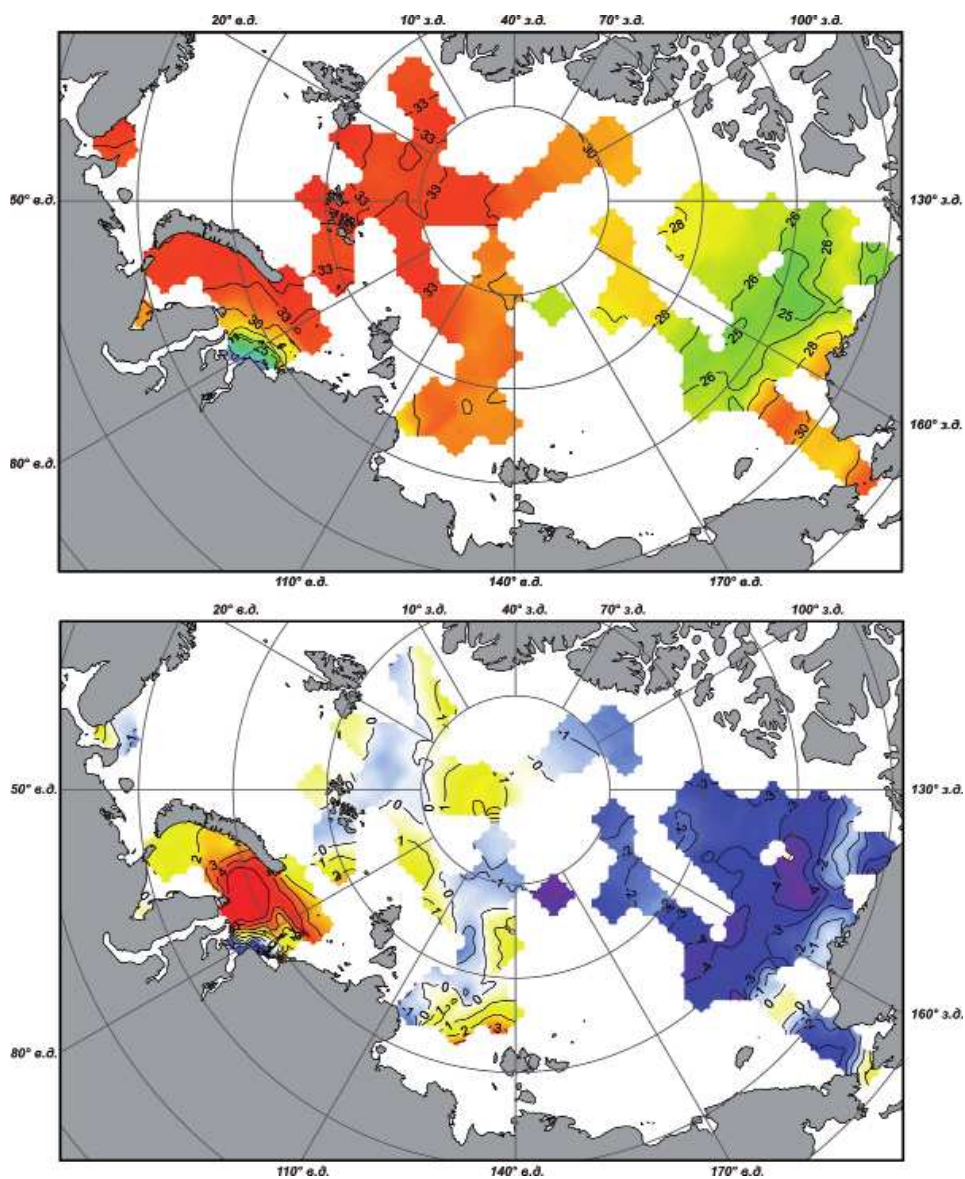


Рис. 3.10. Пространственное распределение солёности (‰) на глубине 10 м летом 2012 г. (вверху) и ее аномалии (‰) по отношению к средним летним значениям за период 1950–1994 гг. (внизу).

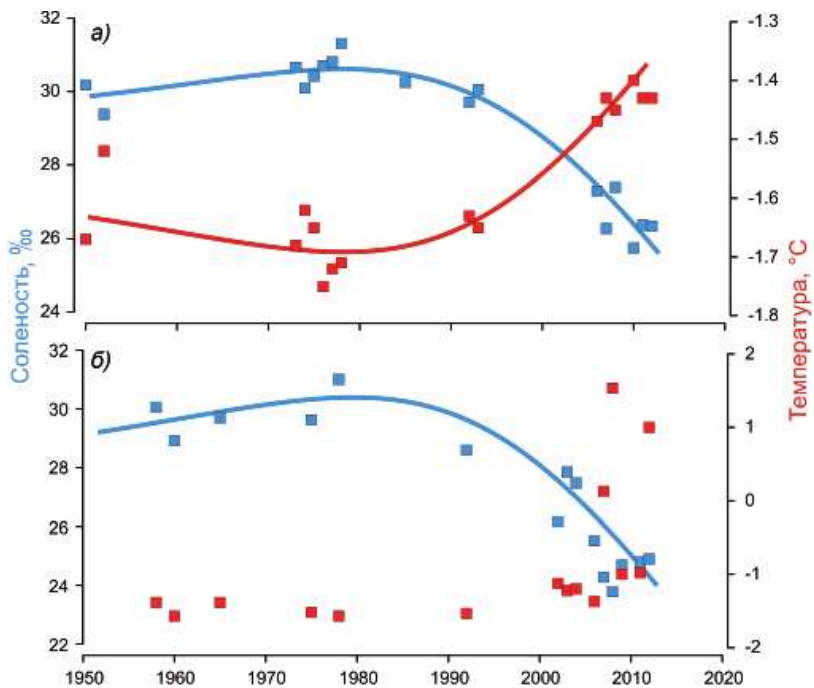


Рис. 3.11. Временная изменчивость температуры (красные квадраты) и солёности (синие квадраты) в точке с координатами 75° с.ш., 145° з.д. в зимний (а) и летний (б) период.

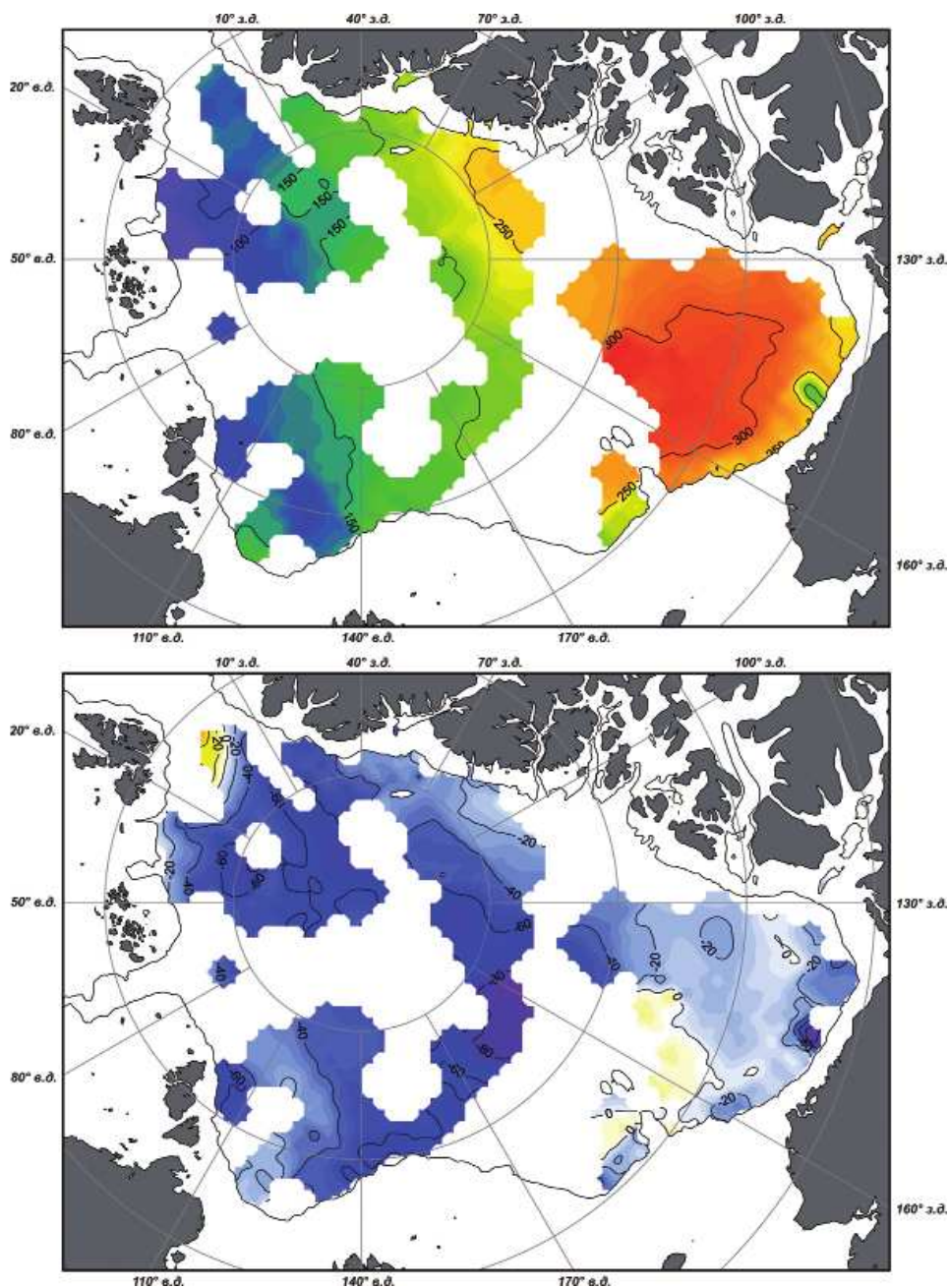


Рис. 3.12. Пространственное распределение положения (м) верхней границы АВ в 2012 г. (вверху) и ее аномалий (м) по отношению к среднему значению за период 1950–1994 гг. (внизу).

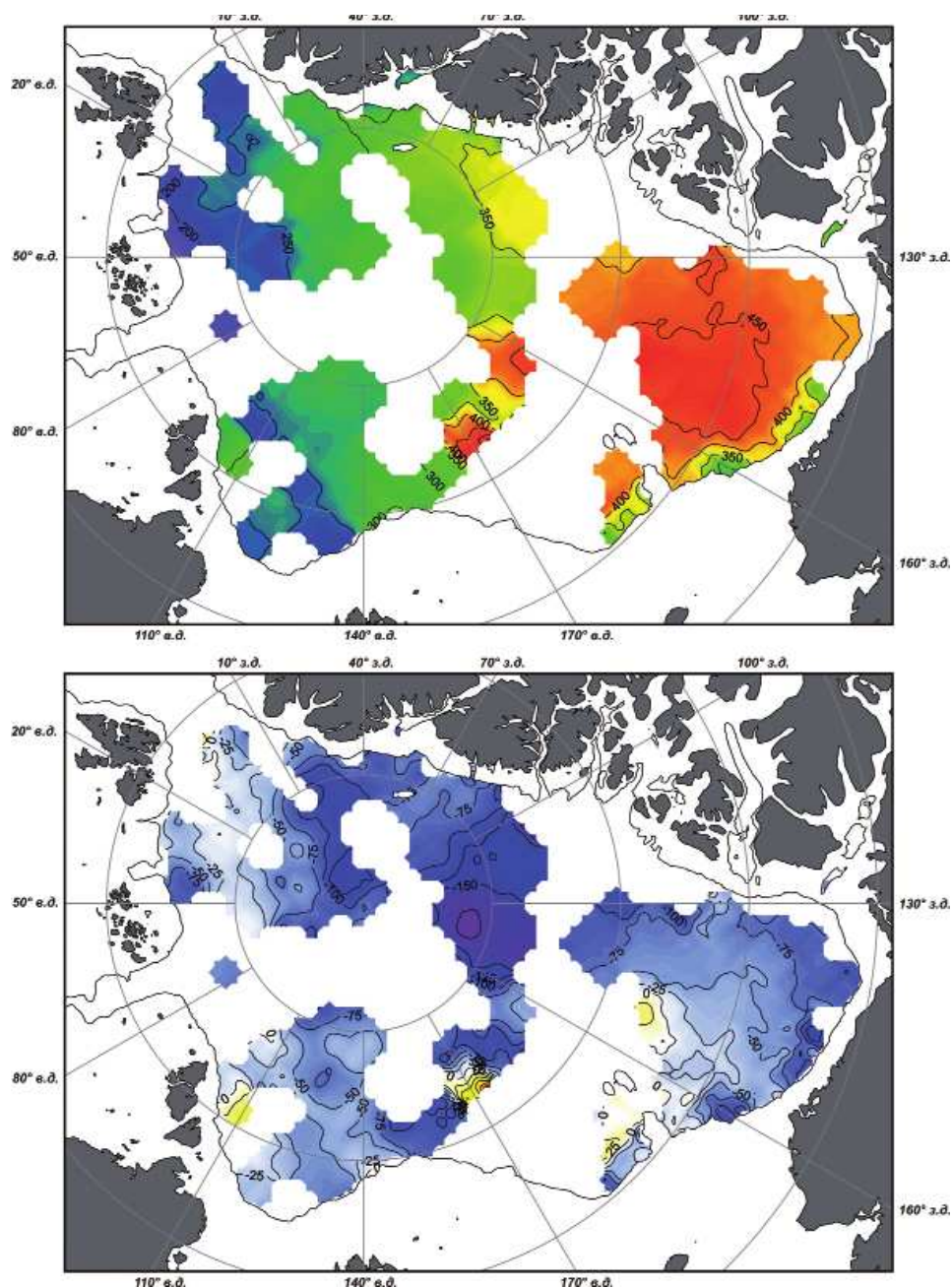


Рис. 3.13. Пространственное распределение положения ядра АВ (м) в 2012 г. (вверху) и его аномалий (м) по отношению к среднему значению за период 1950–1994 гг. (внизу).

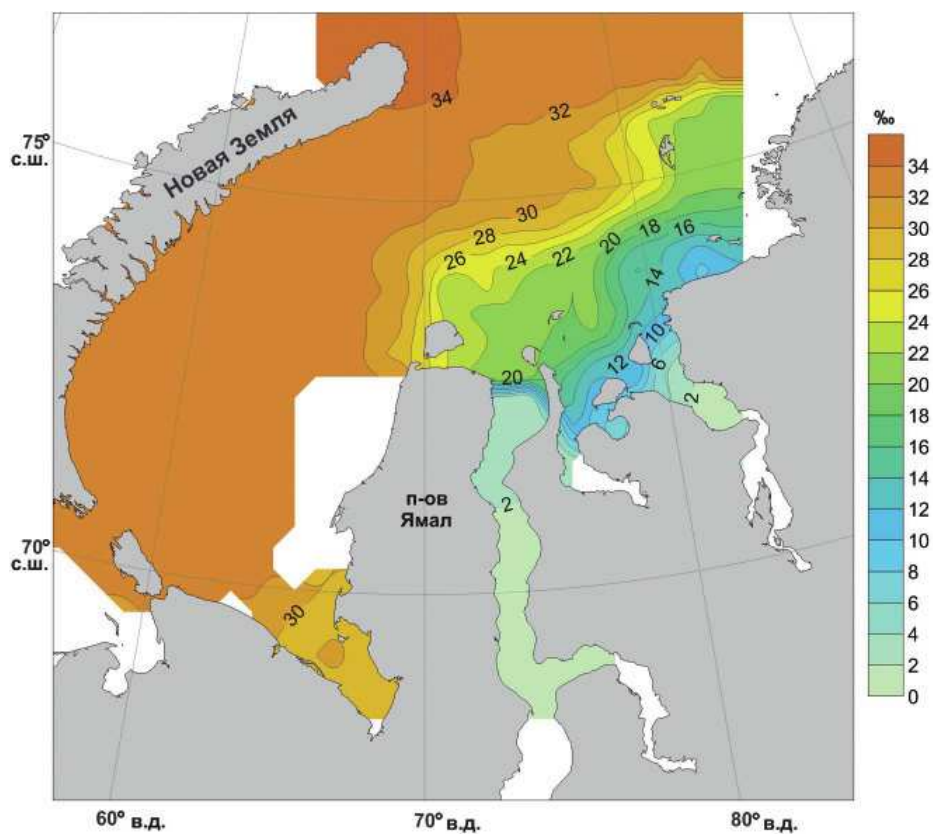


Рис. 3.16. Распределение поверхностной солености (‰) в Карском море по результатам экспедиции «Ямал – Арктика 2012».

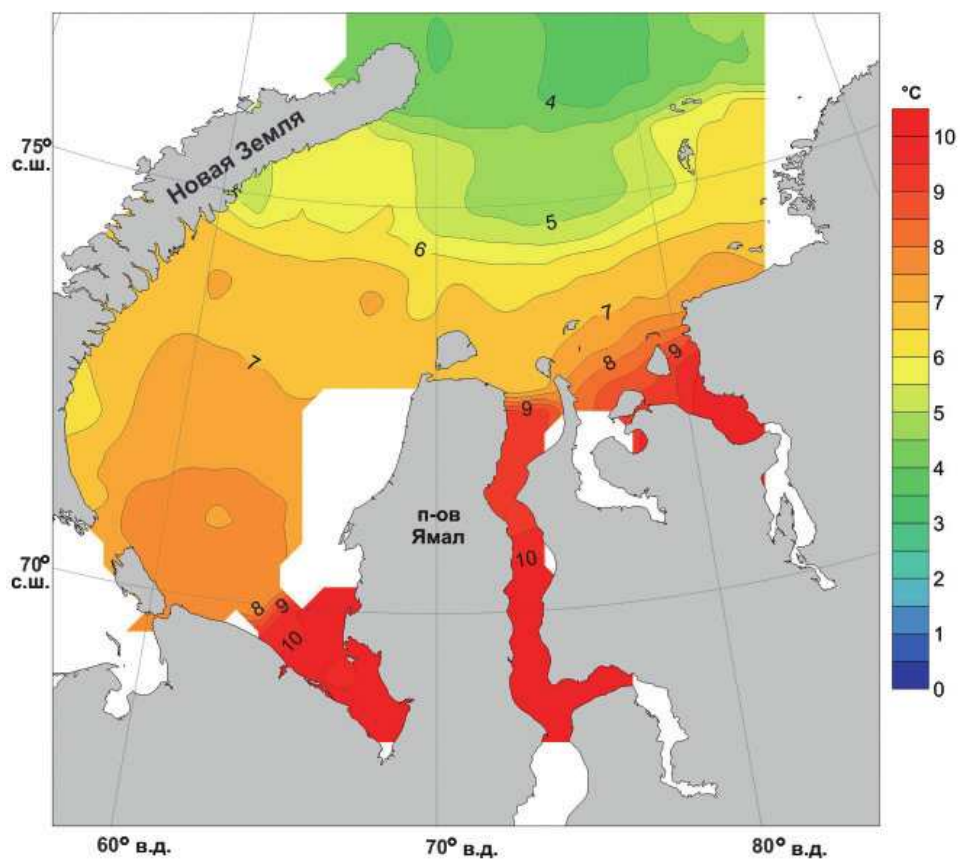


Рис. 3.17. Распределение поверхностной температуры (°C) в Карском море по результатам экспедиции «Ямал – Арктика 2012».

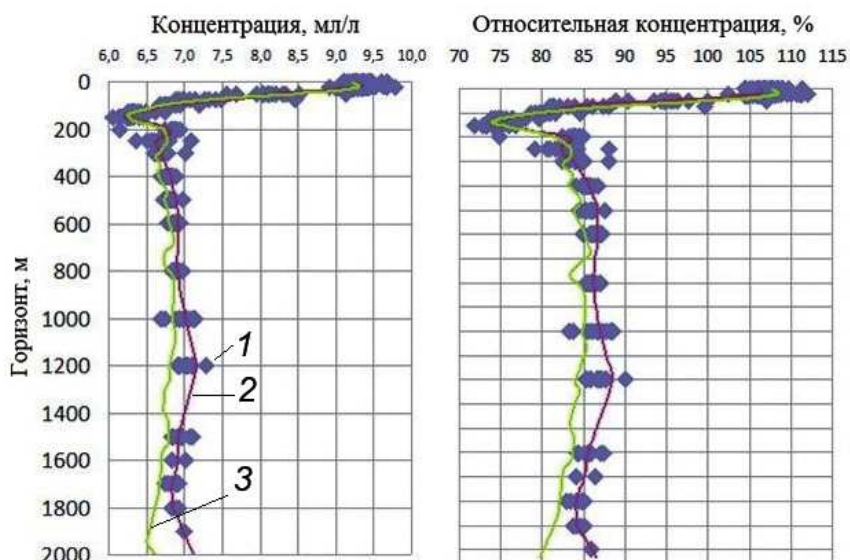


Рис 3.18. Обобщенные графики вертикального распределения концентрации растворенного кислорода (слева) и относительной концентрации растворенного кислорода (справа) по данным СП-39.

1 – данные, полученные на СП-39; 2 – средние значения по архиву данных ААНИИ для этого района;
3 – средние значения по данным СП-39.

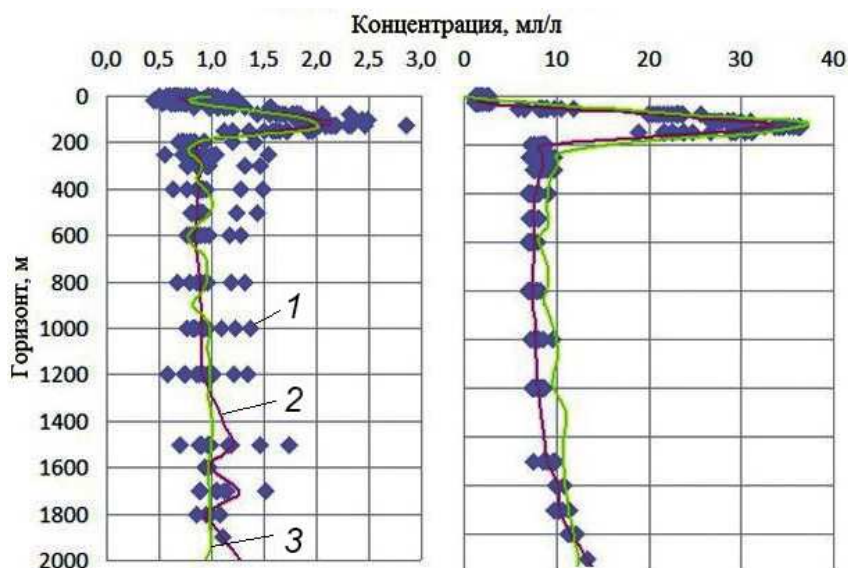


Рис. 3.19. Обобщенные графики вертикального распределения концентрации фосфатов (мкмоль/л) и кремния (мкмоль/л) по данным СП-39.

1 – данные, полученные на СП-39; 2 – средние значения по архиву данных ААНИИ для этого района;
3 – средние значения по данным СП-39.

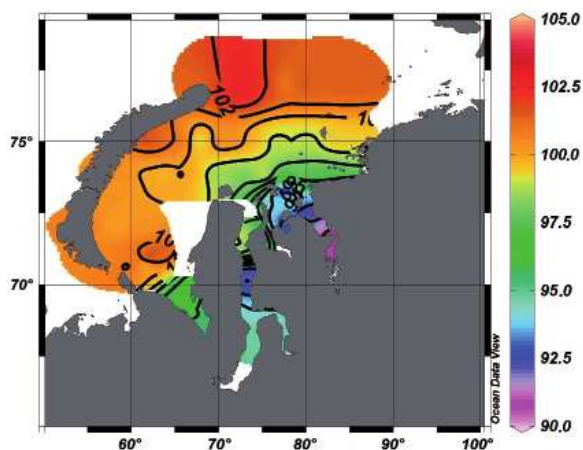


Рис 3.20. Распределение растворенного кислорода (%) в поверхностном слое воды в августе – сентябре 2012 г.

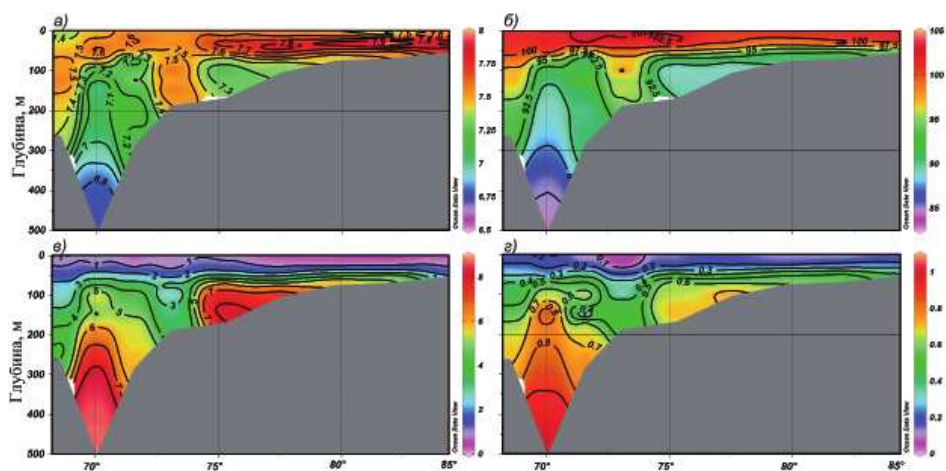


Рис 3.21. Распределение абсолютных значений концентрации (мл/л) растворенного кислорода (а), насыщения (%) воды растворенным кислородом (б), концентраций кремния (мкмоль/л) (в) и фосфатов (мкмоль/л) (г) на разрезе вдоль 77° с.ш.

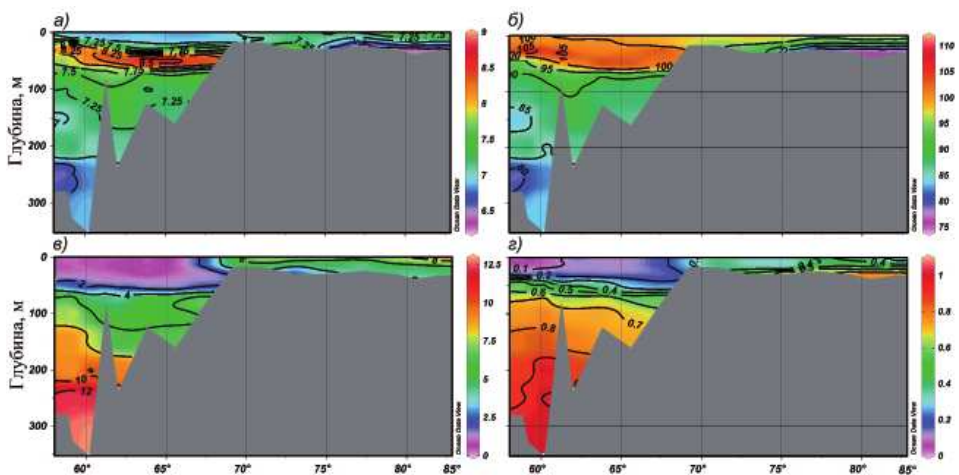


Рис. 3.22. Распределение абсолютных значений концентрации (мл/л) растворенного кислорода (а), насыщения (%) воды растворенным кислородом (б), концентраций кремния (мкмоль/л) (в) и фосфатов (мкмоль/л) (г) на разрезе вдоль 73,8° с.ш.

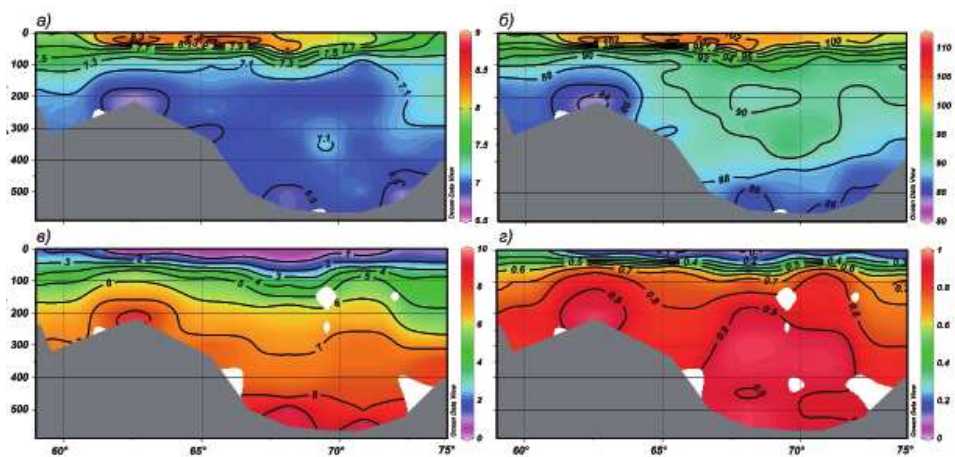


Рис 3.23. Распределение абсолютных значений концентрации (мл/л) растворенного кислорода (а), насыщения (%) воды растворенным кислородом (б), концентраций кремния (мкмоль/л) (в) и фосфатов (мкмоль/л) (г) на разрезе о. Визе – архипелаг ЗФИ.

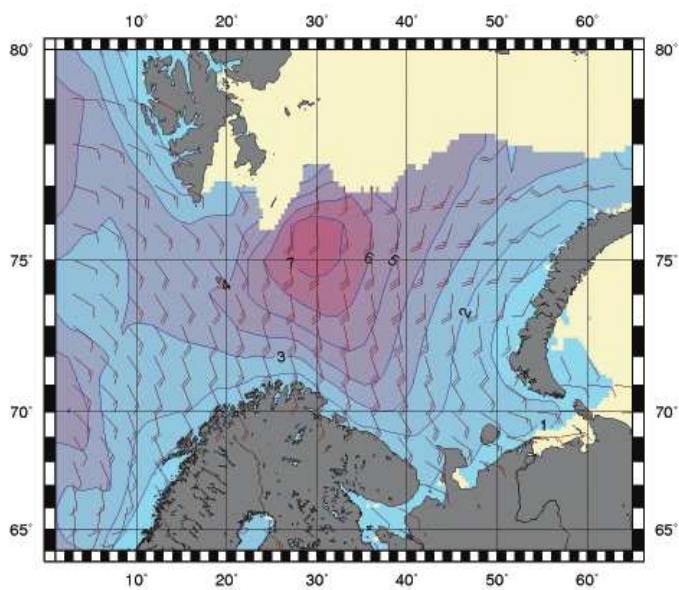


Рис. 3.27. Поля ветра и высоты волн (м) в Баренцевом море на 00 ч UTC 3 января 2012 г.

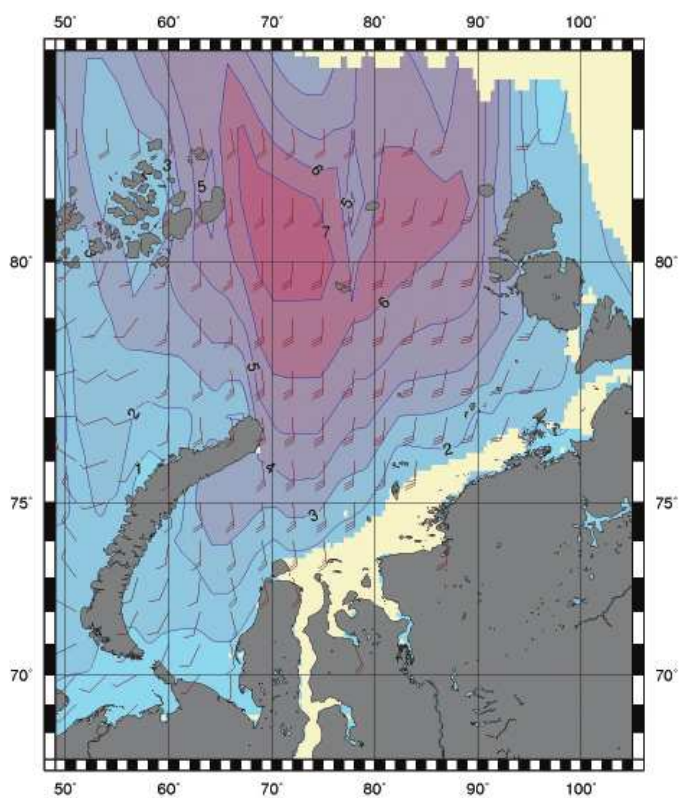


Рис. 3.28. Поля ветра и высоты волн (м) в Карском море на 00 ч UTC 10 ноября 2012 г.

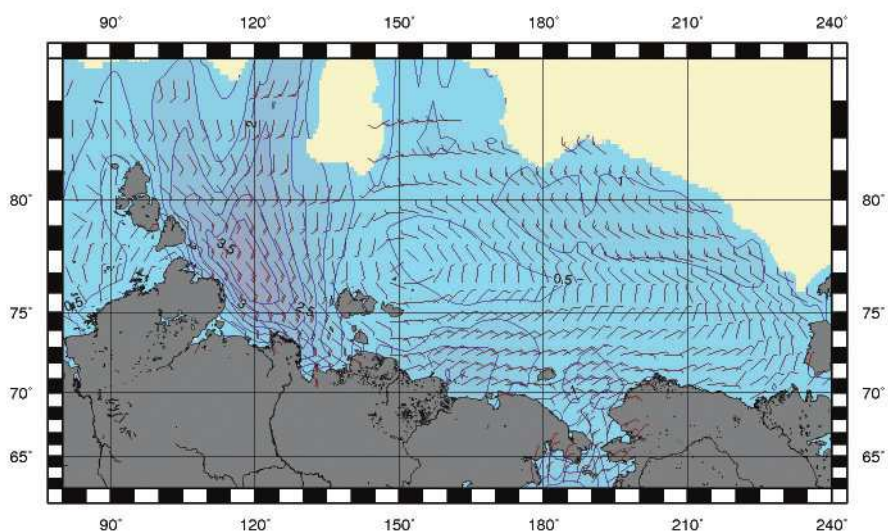


Рис. 3.29. Поля ветра и высоты волн (м) в морях восточной Арктики на 18 ч UTC 11 сентября 2012 г.