

Министерство природных ресурсов и экологии РФ

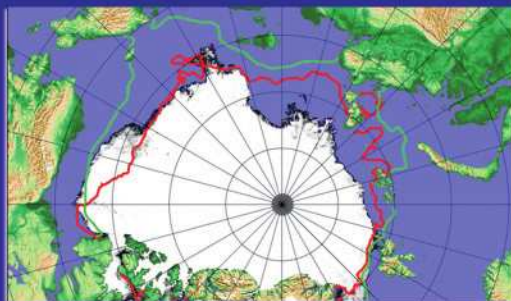
Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов
в Северном Ледовитом океане

2011



Санкт-Петербург
2012

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

2011

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

Санкт-Петербург
ААНИИ
2012

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2011 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-38 и СП-39.

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	20
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	31
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период (январь–март)	32
2.2. Развитие ледовых условий в весенний период (апрель–июнь)	36
2.3. Развитие ледовых условий в летний период (июль–сентябрь)	41
2.4. Начало ледообразования и развитие ледовых условий в осенний период (октябрь–декабрь)	46
2.5. Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	50
3. Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане и его морях	59
3.1. Термохалинные условия	59
3.1.1. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна	60
3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Северного Ледовитого океана	62
3.1.3. Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующих станций «Северный полюс-38» и «Северный полюс-39»	70
3.2. Гидрохимические условия	73
3.3. Уровень арктических морей	77
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	84
Заключение	88

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2011 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-38 и СП-39.

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.Радионова) 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. отделом (п. 1.1, редактирование);

А.Я.Коржилов, 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.Радионова, зав. отделом (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, 2.2, 2.3, 2.4, редактирование);
В.М.Смоляницкий, зав. лабораторией (п. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
А.С.Филиппова, вед. инженер (п. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
Ю.А.Горбунов, вед. науч. сотр. (п. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
С.М.Лосев, вед. науч. сотр. (п. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
Л.Н.Дымент, ст. науч. сотр. (п. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
С.В.Фролов, зав. лабораторией (п. 2.3);
Ю.В.Налимов, нач. группы (п. 2.5);
Г.Е.Усанкина, вед. специалист (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);
И.В.Рыжов, мл. науч. сотр. (п. 3.3);
В.Ю.Карпий, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
Н.В.Лебедев, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
Н.П.Яковлева, науч. сотр. (п. 3.4);
А.А.Намятов, ст. науч. сотр. (п. 3.2);
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 Северного полушария за период с января по декабрь 2011 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы данного района тесно взаимосвязаны с развитием и перестройкой процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессами значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район.

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

При анализе и диагностике крупномасштабных процессов 2011 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. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестройки атмосферных процессов внутри года и оценке метеорологических процессов в отдельных районах Арктики.

Оценка пространственно-временной изменчивости процессов производилась средствами комплексного аэросиноптического анализа термобарических полей в толще тропосферы путем выделения квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов по классификации Вангенгейма–Гирса. По данной классификации 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 во втором, тихоокеано-американском секторе выделяются также три типа процессов: западный (*З*) и два меридиональных (*М₁* и *М₂*).

Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов на полушарии имеют значимые различия в направленности крупномасштабных атмосферных про-

цессов 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 данном обзоре применение индекса ограничено использованием его в анализе 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, в эволюции макросиноптических процессов всегда имеется возможность выявить ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития. В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2011 г. были выявлены следующие особенности их развития.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2011 г. представлены в виде годовых и среднемесячных значений числа дней с основными формами и типами циркуляции по классификации Вангенгейма–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 (рис. 1.2–1.9).

Таблица 1.1

Среднегодовые значения числа дней с формами и типами циркуляции и их отклонения от нормы в 2010 г.

Показатель	Индексы циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	W	C	E	3	M ₁	M ₂
Число дней	141	72	107	153	90	103
Аномалия	14	–21	7	27	–12	–15

В 2011 г. по сравнению с последними годами произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Арктики.

Атмосферные процессы в 2011 г. в Северной полярной области развивались на аномально повышенной повторяемости в первом секторе процессов западной (W) формы циркуляции. Повторяемость процессов западной формы в 2011 г. составила 141 день и превысила норму на 14 дней, причем наиболее велика она была в период сентябрь–январь.

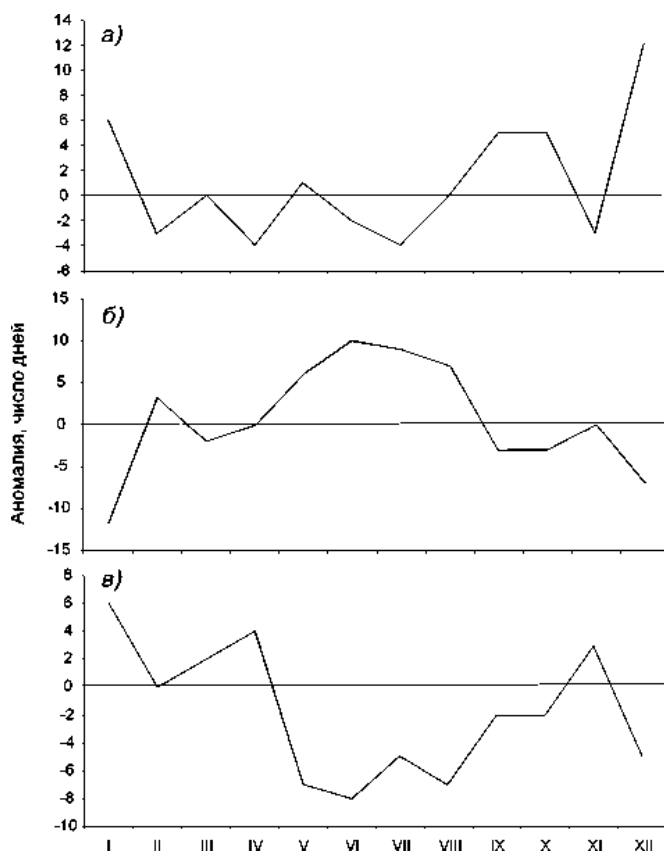


Рис. 1.1. Годовой ход среднемесячных аномалий числа дней с основными формами циркуляции в 2011 г.
а – западная форма, б – восточная форма, в – меридиональная форма.

Повторяемость процессов восточной формы циркуляции превысила годовую норму на 7 дней и была наиболее велика в теплый период года.

Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы (выше нормы на 27 дней).

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500гПа центр планетарного циркумполярного вихря в 2011 г. наиболее часто смещался в канадо-гренландский район Арктики. В районе Карского моря центр циркумполярного вихря находился в марте и июне–августе 2011 г. 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. Так, в евразийском секторе ВФЗ располагалась чаще севернее своего многолетнего положения, что определило в 2011 г. более северные траектории циклонов в атлантико-евразийском секторе, чем в 2009 и 2010 гг.

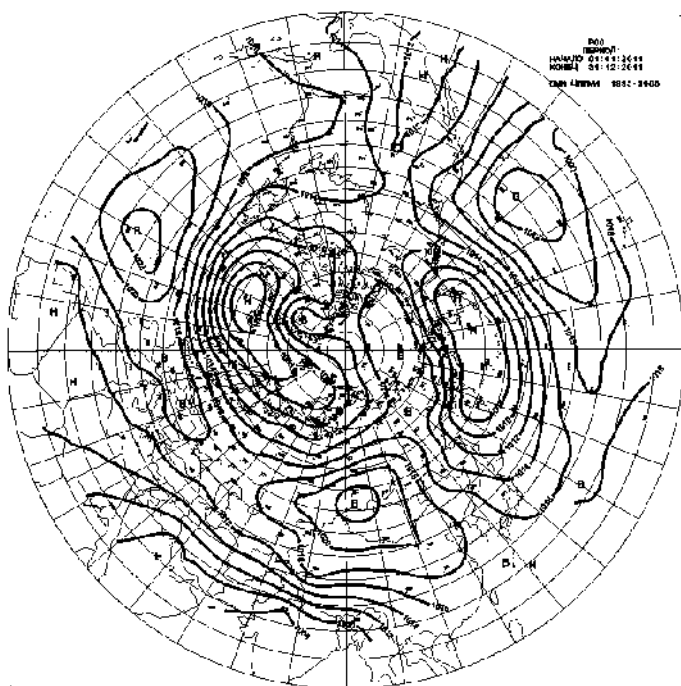


Рис. 1.4. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2011 г.

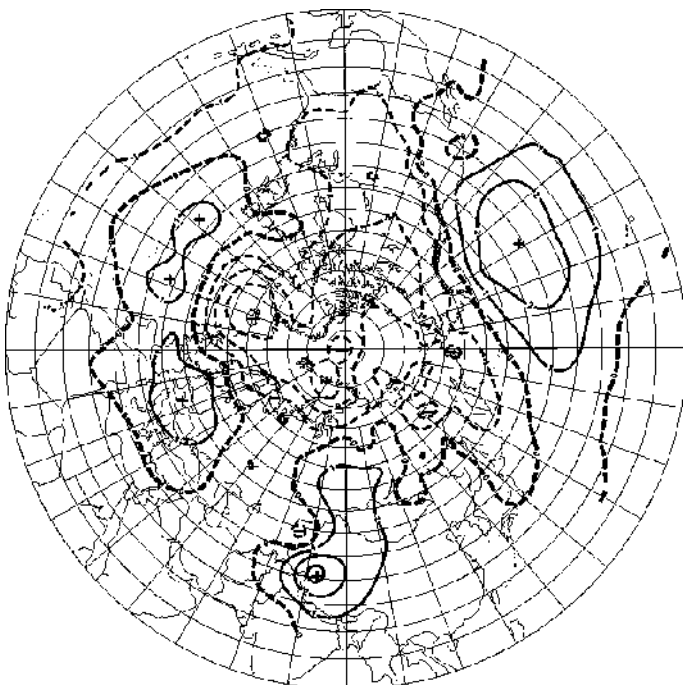


Рис. 1.5. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2011 г.

В приземном поле в 2011 г. произошло значительное углубление исландского минимума – среднегодовое падение давления в районе Исландии по сравнению с 2010 г. составило более 9 гПа. Его центр в 2011 г. чаще располагался вблизи своего среднего многолетнего положения. Основная его ложбина была ориентирована на запад. Циклоны в системе исландского минимума смещались над Северной Атлантикой в Арктику более северными по сравнению с нормой траекториями.

Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над севером Баренцева и Карского морей и над приполюсным районом Арктики.

Усиление циклонической деятельности способствовало ослаблению арктического антициклона и частому смещению его центра на восток, что обусловило преобладание над полярным районом Арктики в 2011 г. в значительном большинстве случаев отрицательных аномалий давления. По сравнению с 2009 и 2010 гг. знак аномалии давления в Арктике в 2011 г. сменился на противоположный – от положительных значений к отрицательным. Среднегодовое падение давления в Арктике в 2011 г. по сравнению с 2010 г. составило более чем 7 гПа.

Повышенная повторяемость разновидностей процессов с более высокоширотными по сравнению с нормой траекториями циклонов в 2011 г. обусловила устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с южной составляющей и формирование в среднем за год положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Наиболее крупные среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2011 г. отмечались в районах севернее Гренландии и на северо-востоке Карского моря (рис. 1.6). Эти районы Арктики внесли наибольший вклад в формирование экстремально высоко-

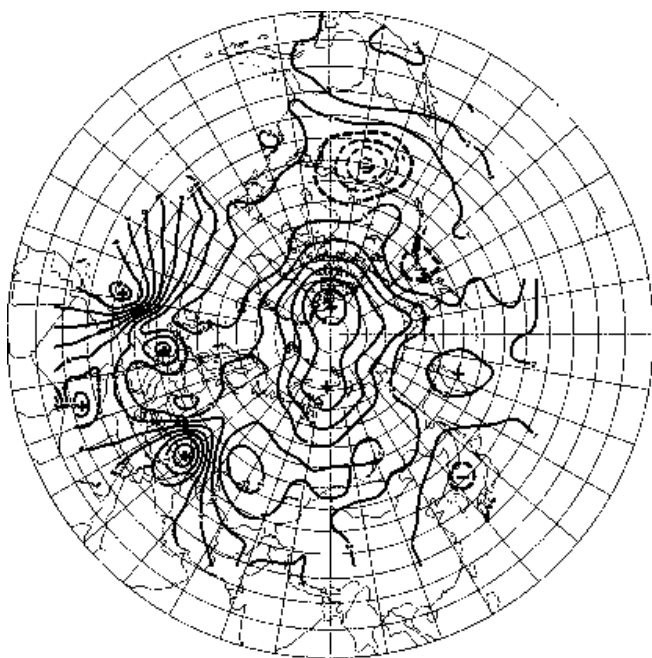


Рис. 1.6. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха (°С) за период январь–декабрь 2011 г.

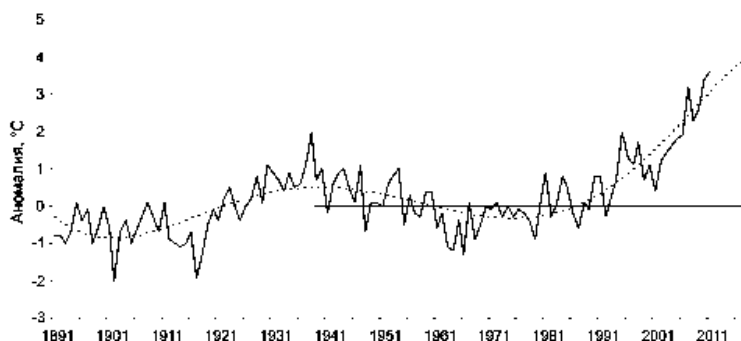


Рис. 1.7. Средние годовые аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. (1891–2011 гг.).

го температурного фона полярного района в 2011 г. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2011 г. составила 3,6 °C, что на 0,2 °C выше экстремального значения, ранее отмеченного в 2010 г. (рис. 1.7).

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов в 2011 г. проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма и тип циркуляции, направление воздушных потоков, давление и температура воздуха и их аномалии) за различные периоды осреднения, как календарные, так и по естественным стадиям перестройки процессов различного временного масштаба.

Анализ развития процессов показал, что в 2011 г. отмечалась менее частая, чем в последние годы, смена (перестройка) направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов в Северном полушарии. В рассматриваемый период выделяется ряд естественных стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в Северном полушарии с января по декабрь 2011 г. выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned} \text{январь} - (W + C)_3 &\rightarrow \text{февраль} - E_{M_2+3} \rightarrow \text{март} - (W + C) M_2 \rightarrow \\ &\rightarrow \text{апрель} - (E + C)_{3+M_1} \rightarrow \text{май} - E_3 \rightarrow \text{июнь} - E_{M_1} \rightarrow \\ &\rightarrow \text{июль} - E_{M_1} \rightarrow \text{август} - E_3 \rightarrow \text{сентябрь} - W_3 \rightarrow \\ &\rightarrow \text{октябрь} - W_{3+M_2} \rightarrow \text{ноябрь} - (E+C)_3 \rightarrow \text{декабрь} - W_{3+M_2} \end{aligned}$$

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

В тенденции изменения давления в 2011 г. выделяются три периода. В январе–апреле и сентябре–декабре на фоне разнovidностей форм процессов с высокоширотными траекториями циклонов в Арктике отмечались усиление циклонической деятельности и преобладание отрицательных аномалий давления.

В мае–августе под влиянием блокирующих гребней арктического антициклона преобладали разнovidности процессов с низкоширотными траекториями циклонов. Отмечалось преобладание в Арктике положительных аномалий давления.

Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалий температуры представлены на рис. 1.9. Во все месяцы года фон температуры оставался выше

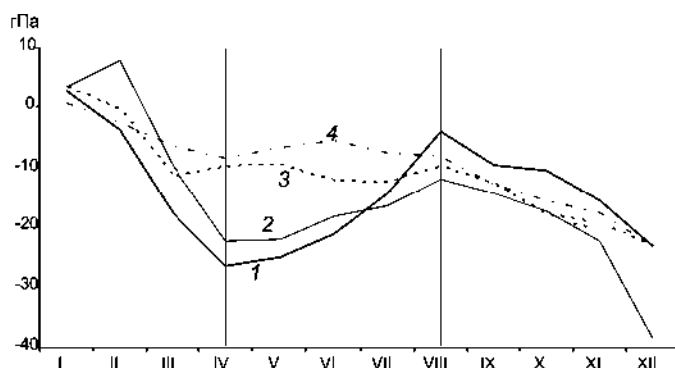


Рис.1.8. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–декабре 2011 г. в приполюсном (1), европейском (2), азиатском (3) и американском (4) секторах полярного района Арктики.

нормы. Внутригодовая тенденция изменения температуры в целом согласуется с тенденциями колебания крупномасштабных процессов. При этом аномально повышенная повторяемость разновидностей процессов с низкоширотными траекториями в период май – август предопределила более низкий фон температуры воздуха в полярном районе Арктики, чем в остальные периоды года с высокоширотными траекториями циклонов.

Основные особенности развития синоптических процессов в каждом месяце 2011 г. описаны ниже.

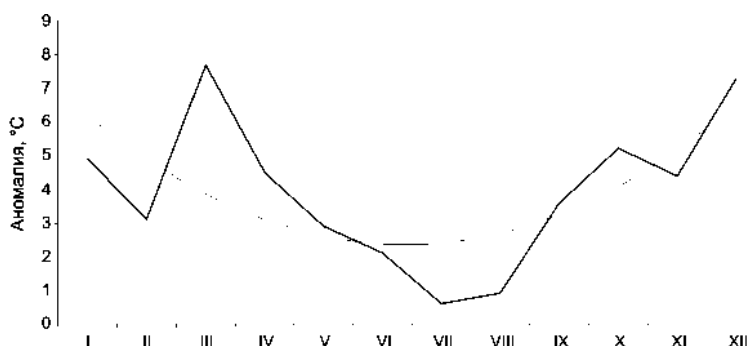


Рис. 1.9. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. в 2011 г.

В **январе** центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в приполюсном районе Арктики, и основные его ложбины были ориентированы на район Канадского Арктического архипелага и район моря Лаптевых.

Восточный район Арктики находился под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления преобладал антициклонический режим циркуляции.

В первом (атлантико-евразийском) секторе отмечалось сочетание крупномасштабных процессов западной и меридиональной форм циркуляции. Под влиянием

на Северную Атлантику гребня арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались низкоширотными траекториями с запада на восток по европейской территории. Далее их продвижение было блокировано гребнем азиатского антициклона. Фон давления был выше нормы. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и юго-восточного направлений обусловили частую адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 8–9 °С) отмечались в районе Таймыра и гренландского сектора Арктики.

Во втором (тихоокеано-американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа 3. Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление американского антициклона. Его гребень часто оказывал влияние на восточный район Арктики, где он часто взаимодействовал с гребнем азиатского антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более низкоширотными траекториями и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был выше нормы на 2–4 гПа. Атлантические циклоны при высокоширотных траекториях обусловили адвекцию теплых воздушных масс с юго-западной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры превышали 14 °С в районе канадского сектора Арктики.

В **феврале** произошла резкая перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов над Северным полушарием. Знак деформационного барического поля в большинстве районов Северного полушария сменился на противоположный по сравнению с предыдущим месяцем.

В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в район Канады. Западный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня. Над Северной Атлантикой ось высотного гребня азорского антициклона была ориентирована на Европу и приатлантический сектор Арктики. Вследствие этого западно-восточный воздушный поток в средней тропосфере в Арктику был блокирован.

В первом секторе преобладали процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле под устойчивым влиянием с запада и востока на континентальную Европу гребней азорского и азиатского антициклонов циклоны Северной Атлантики смещались в меридиональном направлении в Арктику по более высокоширотными по сравнению с нормой траекториями. Фон давления в приполюсном районе был ниже нормы на 4–8 гПа. Воздушные потоки преимущественно южного и юго-западного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 8–9 °С) отмечались в районе восточного побережья Гренландии.

Во втором секторе от января к февралю произошла крупномасштабная перестройка атмосферных процессов от зонального типа с низкоширотными траекториями циклонов к меридиональному типу M_2 . Определяющее влияние на район Берингова моря оказывали с юго-востока блокирующие гребни гавайского антициклона, и циклоны в системе алеутского минимума сериями смещались преимущественно по более высокоширотным траекториям по сравнению с нормой и оказывали влияние на полярный район Арктики. Фон давления был ниже нормы на 6–8 гПа.

Тихоокеанские циклоны при высокоширотных траекториях обусловили адвекцию теплых воздушных масс с юго-западной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры в районе Берингова пролива превышали 10 °С.

В **марте** центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался в западном секторе Арктики, и его основные ложбины были ориентированы на районы моря Баффина и центральную часть Азиатского континента.

В первом секторе в течение месяца отмечались частые перестройки атмосферных процессов от одной формы циркуляции к другой. Преобладали зональные процессы восточной (*E*) формы циркуляции. В приземном поле определяющее влияние на юг Евразии оказывали гребни азиатского и азорского антициклонов, в результате чего циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении, с запада на восток, в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в евразийском секторе Арктики был значительно ниже нормы, и на севере Баренцева и Карского морей аномалии достигали значений более 20 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и юго-восточного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 8–10 °С) отмечались в районе Карского моря.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление американского антициклона, гребень которого часто оказывал влияние на Берингово море. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным траекториям и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был ниже нормы на 2–8 гПа. Атлантические циклоны при высокоширотных траекториях обусловили адвекцию теплых воздушных масс с южной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры превышали 8 °С.

В **апреле** в полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в район моря Баффина. Над Северной Атлантикой ось высотного гребня азорского антициклона была ориентирована на Западную Европу. На восточный район Арктики оказывал влияние с юга высотный гребень, который обусловил формирование в толще тропосферы устойчивой адвекции воздушных масс с южной составляющей.

В первом секторе преобладали процессы меридиональных форм циркуляции. В приземном поле под влиянием с запада на континентальную Европу гребня азорского антициклона циклоны Северной Атлантики смещались в меридиональном направлении в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в приполюсном районе был ниже нормы на 8–12 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 8–9 °С) отмечались в районе Карского моря.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы зонального типа. Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление арктического антициклона, гребень которого оказывал

влияние на восточный район Арктики. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным сравнению с нормой траекториям. Фон давления был ниже нормы на 2–6 гПа. При адвекции теплых воздушных масс средние месячные значения положительных аномалий температуры достигали 1–3 °С.

В мае в полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из района моря Баффина на север Карского моря, и его основные ложбины были ориентированы в направлении Берингова моря и моря Баффина. Ось высотного гребня проходила через Аляску и море Бофорта и оказывала влияние на восточный сектор Арктики.

В первом секторе преобладали процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле под влиянием с севера гребня арктического антициклона циклоны Северной Атлантики смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в приполюсном районе был выше нормы на 1–2 гПа. Воздушные потоки имели преимущественно восточные направления. Фон температуры был выше нормы на 2–4 °С.

Во втором секторе сохранилась повышенная повторяемость зональных процессов. Циклоны в системе алеутского минимума смещались до района Берингова моря. Далее их движение было блокировано с востока гребнями арктического и гавайского антициклонов. Вследствие этого отмечалось прохождение ряда циклонов с меридиональной составляющей до районов морей Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта. Фон давления был в пределах от –2 до 2 гПа. Воздушные потоки юго-восточного направления с частыми отходами к югу сформировали положительный среднемесячный фон температуры с аномалиями до 3–4 °С.

В июне центр ЦПВ располагался над районом Таймыра. Основные ложбины его были ориентированы на районы Канадского Арктического архипелага, Исландии и Берингова моря. Соответственно оси высотных гребней, блокирующих западно-восточный перенос воздушных масс в толще тропосферы, располагались над районами европейской части России, Аляски и Гренландии.

В первом секторе аномально высокую повторяемость имели процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле определяющее влияние на европейскую часть России оказывали гребни антициклонов, вследствие чего циклоны Северной Атлантики смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали существенного влияния на полярные районы Арктики. Фон давления был выше нормы на 4–10 гПа. Наблюдались воздушные потоки преимущественно восточных направлений. Фон температуры был выше нормы на 1–3 °С. Наибольшие положительные аномалии отмечались в береговой зоне Карского моря и достигали 4–5 °С.

Во втором секторе преобладали меридиональные процессы типа М₁. Циклоны в системе алеутского минимума смещались, как и в первом секторе, низкоширотными траекториями. Фон давления был в пределах 2–6 гПа. Воздушные потоки восточных направлений с частыми отходами к северо-востоку сформировали незначительные среднемесячные положительные аномалии температуры воздуха (до 1 °С).

В июле центр ЦПВ располагался над Карским морем. Полярный район находился под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле сформировался устойчивый антициклон.

В первом секторе аномально высокую повторяемость имели процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле над полярным районом, Северной Атлантикой и европейской частью России преобладала антициклоническая циркуляция. Наиболее активная циклоническая деятельность наблюдалась над Азией. Фон давления в приполюсном районе был выше нормы на 4–6 гПа, а в морях российской Арктики – ниже нормы на 1–3 гПа. Наблюдались воздушные потоки преимущественно восточных направлений. Фон температуры был выше нормы на 1–2 °С. Наибольшие положительные аномалии отмечались в береговой зоне морей Карского и Лаптевых.

Во втором секторе преобладали меридиональные процессы типа M_1 . Синоптическая ситуация над Тихим океаном определялась обширным гавайским антициклоном, под влиянием которого циклоны смещались по высокоширотным траекториям. Юго-восточные и восточные воздушные потоки обуславливали адвекцию теплых воздушных масс в Арктику с теплого Американского континента. Фон давления находился в пределах нормы.

В **августе** характер направленности крупномасштабных процессов в средней тропосфере сохранился. Основной отличительной особенностью приземного барического поля по сравнению с июлем явилось дальнейшее усиление арктического антициклона. В связи с этим фон давления в приполюсном районе возрос более чем на 4 гПа. Среднемесячная положительная аномалия давления в августе составила 10,2 гПа.

В **сентябре** произошла крупномасштабная перестройка в направленности атмосферных процессов от восточной к западной форме циркуляции. Основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из евразийского в канадский сектор Арктики.

В первом секторе преобладали процессы западной формы циркуляции. В приземном поле циклоны Северной Атлантики смещались в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Среднемесячный фон давления в приполюсном районе изменился от положительных до отрицательных аномалий, понизившись на 16 гПа, и составил в сентябре –5,7 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного, южного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы на 4–5 °С.

Во втором секторе сохранилась повышенная повторяемость зональных процессов. Циклоны в системе алеутского минимума смещались через Берингово море на Америку. Фон давления был ниже нормы на 2–4 гПа. Воздушные потоки юго-восточного направления с кратковременными отходами к северо-востоку сформировали положительный среднемесячный фон температуры с аномалиями до 3–5 °С.

В **октябре** направленность атмосферных процессов сохранилась. Основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался в канадском секторе Арктики.

В первом секторе аномально высокую повторяемость, как и в сентябре, имели процессы западной формы циркуляции. Наиболее активная циклоническая деятельность наблюдалась над западными морями Арктики. Фон давления в приполюсном районе сохранялся около нормы, а в морях российской Арктики был ниже нормы на 1 – 4 гПа. Наблюдались воздушные потоки преимущественно юго-восточного и восточного направлений. Фон температуры был выше нормы на 2–6 °С. Наибольшие положительные аномалии температуры отмечались над северными акваториями морей Карского и Лаптевых.

Во втором секторе сохранилась повышенная повторяемость зональных процессов. Циклоны в системе алеутского минимума смещались через Берингово море на Америку. Под влиянием арктического антициклона фон давления повысился до по-

ложительных аномалий над канадско-гренландским сектором Арктики. Воздушные потоки юго-восточных направлений сформировали положительный среднемесячный фон температуры с аномалиями до 5–10 °С.

В **ноябре** основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился к аляскинскому сектору Арктики. Полярный район находился преимущественно под влиянием высотных гребней, под которыми в приземном поле часто формировалась антициклоническая циркуляция.

В первом секторе преобладали меридиональные процессы восточной и меридиональной форм циркуляции. В приземном поле под влиянием гребня антициклона над западной Европой циклоны Северной Атлантики смещались в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям до Карского моря. Далее их движение было блокировано гребнем сибирского антициклона. Для среднемесячного фона давления в данном секторе Арктики были характерны отрицательные аномалии (до 4–6 гПа). Воздушные потоки преимущественно южного направления обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы на 4–9 °С.

Во втором секторе направленность крупномасштабных процессов в средней тропосфере сохранилась. Основной отличительной особенностью по сравнению с октябрём явилось ослабление адвекции теплых воздушных масс и понижение температурного фона на 2–3 °С.

В **декабре** произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. По сравнению с предыдущим месяцем, когда преобладали разновидности меридиональных форм циркуляции, резко возросло число дней с западной формой. В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в район Канады. Ось высотного гребня азиатского антициклона, который блокировал западно-восточный перенос воздушных масс в средней тропосфере, была ориентирована на побережье восточных морей Арктики.

В первом секторе в течение месяца отмечалась крайняя устойчивость разновидностей процессов западной формы циркуляции. Циклоны смещались по высокоширотным траекториям в системе исландского минимума в Арктику. Фон давления в евразийском секторе Арктики был значительно ниже нормы, и на юге Баренцева и Норвежского морей аномалии достигали значений более 18 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и южного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был значительно выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (более 14 °С) отмечались в районе Карского и Баренцева морей.

Во втором секторе направленность крупномасштабных процессов сохранилась. Область с наиболее активной циклонической деятельностью располагалась южнее среднего многолетнего положения. Основной отличительной особенностью по сравнению с ноябрем явилось усиление гребня азиатского антициклона. В декабре циклоны в системе алеутского минимума не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2011 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.

Таблица 1.2

**Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма–Гирса
с января по декабрь 2011 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
1–4	С	M_2	1–2	Е	M_2	1–3	Е	M_2
5–7	W	3	3–5	W	3	4–6	С	M_2
8–10	W	3	6–8	W	M_2	7–11	W	3
11–15	W	M_2	9–11	С	M_2	12–14	Е	M_2
16–18	W	3	12–14	С	3	15–17	Е	3
19–21	С	M_2	15–19	Е	3	18–19	Е	M_1
22–26	С	3	20–23	Е	M_2	20–22	W	M_2
27–29	W	3	24–26	Е	M_2	23–25	С	M_2
30–31	W	M_2	27–28	Е	M_2	26–29	С	M_2
Итого	W 19 (7) С 12 (6) Е 0 (–13)	3 17 (9) M_1 0 (–6) M_2 14 (–3)	Итого	W 6 (–3) С 6 (0) Е 16 (3)	3 11 (5) M_1 0 (–4) M_2 17 (–1)	Итого	W 10 (0) С 10 (2) Е 11 (–2)	3 8 (–2) M_1 2 (–4) M_2 21 (6)
Апрель			Май			Июнь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–3	Е	M_2	1	Е	M_2	1–4	Е	M_1
4–6	W	3	2–3	Е	3	5–8	Е	M_1
7–9	С	3	4–6	С	3	9–11	Е	M_2
10–12	С	M_1	7–10	Е	3	12–14	Е	3
13–15	С	M_1	11–14	Е	M_1	15–18	W	M_1
16–17	W	M_1	15–16	Е	M_1	19–22	W	3
18–20	С	M_1	17–19	W	3	23–25	Е	M_1
21–24	Е	M_2	20–22	W	M_2	26–28	С	M_1
25–28	Е	3	23–26	Е	M_2	29–30	Е	3
29–30	Е	M_2	27–30	W	3			
Итого	W 5 (–4) С 12 (4) Е 13 (0)	3 10 (1) M_1 9 (1) M_2 11 (–2)	Итого	W 10 (1) С 3 (–7) Е 18 (6)	3 16 (5) M_1 7 (–2) M_2 8 (–3)	Итого	W 8 (–2) С 3 (–8) Е 19 (10)	3 9 (1) M_1 18 (2) M_2 3 (–3)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–2	Е	3	1–3	Е	M_1	1	W	M_1
3–5	С	M_1	4–6	Е	3	2–4	W	M_1
6–8	Е	M_1	7–9	W	3	5–7	Е	M_1
9–11	W	M_1	10–13	W	M_1	8–10	W	M_1
12–14	С	M_1	14–15	W	M_1	11–15	W	M_2
15–17	W	M_1	16–18	Е	3	16–18	W	3
18–20	Е	M_1	19–22	Е	3	19–21	Е	M_2
21–24	Е	3	23–25	Е	3	22–24	W	3
25–27	Е	M_1	26–28	Е	M_2	25–27	С	3
28–30	Е	M_1	29–31	W	M_1	28–30	С	3
31	Е	M_1						
Итого	W 6 (–4) С 6 (–5) Е 19 (9)	3 6 (–4) M_1 25 (7) M_2 0 (–3)	Итого	W 12 (0) С 0 (–7) Е 19 (7)	3 16 (2) M_1 12 (–1) M_2 3 (–1)	Итого	W 18 (5) С 6 (–2) Е 6 (–3)	3 12 (0) M_1 10 (–1) M_2 8 (1)

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

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, M₁, M₂) 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) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных для полярных районов. Ниже приводятся оценки изменения температуры воздуха и количества осадков в Северной полярной области за период 1936–2011 гг.

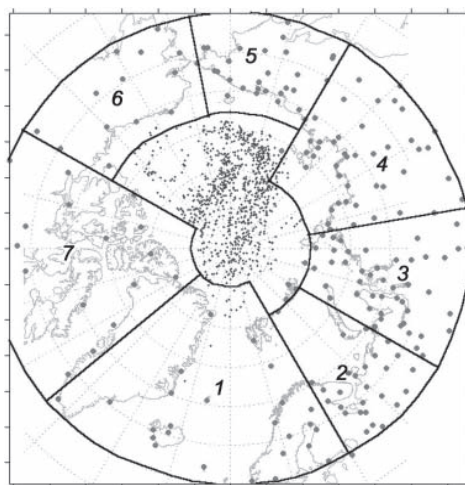


Рис. 1.10. Сеть метеорологических станций и границы районов в Северной полярной области.
1 – атлантический, 2 – североευропейский, 3 – западносибирский, 4 – восточносибирский, 5 – чукотский, 6 – аляскинский, 7 – канадский.

Исходными данными послужили результаты наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев и дрейфующих станций СП-38 и СП-39, 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 2011 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 2,3 °С. Таким образом, 2011 г. стал первым по рангу теплых лет за период с 1936 г. Предыдущими наиболее теплыми годами были 2005 и 2007 гг. (аномалия температуры 1,8 °С). Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. оказалась равной 3,1 °С, а в зоне 60–70° с.ш. – 1,6 °С. Это первое и второе значения по рангу теплых лет соответственно.

Таблица 1.3

Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха в 2011 г. на территории СПО и по широтным зонам (за год и за сезоны)

φ° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>
70–85	3,1	1	3,4	4	4,0	1	1,5	2	3,3	2
60–70	1,6	2	0,8	25	2,9	1	0,9	7	1,8	1
60–85	2,3	1	2,1	5	3,4	1	1,2	3	2,6	2

Примечание. *R* – ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936–2011 гг.

В 2011 г. на территории отдельных широтных зон наиболее крупные аномалии температуры были отмечены к северу от 70° с.ш. в весеннем, летнем и осеннем сезонах. Для широтной зоны 70–85° с.ш. аномалия составила весной 4,0 °С, летом 1,5 °С, а осенью 3,3 °С. Это соответствует первому для весеннего и второму для летнего и осеннего сезонов значениям по рангу теплых лет.

К югу от 70° с.ш. крупные аномалии температуры воздуха имели место в весеннем и осеннем сезонах и составили 2,9 и 1,8 °С соответственно. По рангу теплых лет они оказались первыми значениями в ряду убывающих температур. В целом по СПО весенний сезон оказался первым, а осенний – вторым 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 2011 г. области крупных положительных аномалий температуры располагались преимущественно в азиатском секторе, на территории западносибирского, восточносибирского и чукотского районов. Самые крупные аномалии наблюдались

на территории западносибирского района. Значение пространственно осредненной по территории района аномалии составило 3,2 °С.

Таблица 1.4

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха в 2011 г. для отдельных районов СПО (за год и сезонам)

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Атлантический	2,0	2	2,7	3	1,9	5	1,0	14	2,4	1
Североевропейский	1,9	9	–0,4	54	3,7	1	1,1	18	3,3	2
Западносибирский	3,2	1	1,1	32	6,7	1	0,9	21	4,1	3
Восточносибирский	2,8	1	1,5	21	5,5	1	1,9	4	2,3	13
Чукотский	2,5	2	3,0	3	4,0	3	1,1	11	1,8	18
Аляскинский	1,6	10	2,2	11	1,8	26	0,5	33	1,8	17
Канадский	2,3	3	4,3	2	0,7	35	2,0	1	2,2	9

Таблица 1.5

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха 2011 г. для районов севернее 70° с.ш. (за год и по сезонам)

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,8	2	4,4	3	2,7	3	1,3	11	2,6	5
Баренцево море	2,6	5	1,5	38	4,0	1	0,9	19	3,8	1
Карское море	4,2	1	2,8	21	7,3	1	1,6	5	5,3	1
Море Лаптевых	3,4	1	2,8	11	5,6	1	1,9	4	3,5	8
Восточно-Сибирское море	3,1	2	3,3	2	4,8	2	1,3	11	2,8	8
Чукотское море	3,2	2	4,6	2	3,7	7	1,1	11	3,2	3
Море Бофорта	2,8	7	3,2	6	2,5	8	1,8	3	3,5	4
Северная часть канадского района	2,8	3	5,0	2	1,6	19	2,7	1	2,1	11

В 2011 г. году области крупных положительных аномалий температуры располагались преимущественно в азиатском секторе, на территории западносибирского, восточносибирского и чукотского районов. Самые крупные аномалии наблюдались на территории западносибирского района. Значение пространственно осредненной по территории района аномалии составило 3,2 °С.

В зимнем сезоне основной очаг крупных положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории Северной Америки. Здесь в канадском районе пространственно осредненная по территории района аномалия составила 4,3 °С. Для канадского района эта зима оказалась второй по рангу теплых лет с 1936 г. На метеорологических станциях в районах арктических морей крупные положительные аномалии температуры наблюдались в ряде районов Восточно-Сибирского моря и Чукотского морей и на севере канадского района. Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в северной части канадского района. Здесь значение пространственно осредненной аномалии температуры воздуха составило 5,0 °С.

В весеннем сезоне основной очаг крупных аномалий температуры воздуха располагался на территории евразийского сектора (западносибирский и восточносибирский районы) и в районе морей евразийского сектора (моря Карское и Лаптевых). Самая крупная аномалия имела место в районе Карского моря. Значение пространственно осредненной аномалии составило $7,3^{\circ}\text{C}$ (первое значение по рангу теплых лет).

В летнем сезоне крупные положительные аномалии температуры имели место на территории Северной Америки и в восточной части азиатского сектора. Аномалия температуры в канадском районе составила $2,0^{\circ}\text{C}$ – это первое значение по рангу теплых лет. В восточносибирском районе аномалия температуры составила $1,9^{\circ}\text{C}$ (четвертое значение по рангу теплых лет). На акватории арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе моря Лаптевых ($1,9^{\circ}\text{C}$) и на севере канадского района ($2,7^{\circ}\text{C}$). Для акватории моря Лаптевых лето 2011 г. оказалось четвертым по рангу теплых лет, а в северной части канадского района – наиболее теплым с 1936 г.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры были отмечены на территории атлантико-евразийского сектора (атлантический, северо-европейский и западносибирский районы). Значения пространственно осредненных по территории этих районов аномалий температуры воздуха составили $2,4$; $3,3$ и $4,1^{\circ}\text{C}$ и оказались соответственно первым, вторым и третьим значениями по рангу теплых лет. На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий имели место в районе Баренцева и Карского морей ($3,8$ и $5,3^{\circ}\text{C}$ соответственно). Осень 2011 г. для районов обоих морей стала первой 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, а для районов арктических морей – на рис. 1.13.

Оценка линейного тренда приведена в табл. 1.6 и 1.7. Данные табл. 1.6 указывают на наличие в колебаниях температуры в период 1936–2011 гг. статистически значимого (5 %-ный уровень значимости) положительного линейного тренда в целом для СПО и для отдельных широтных зон (60 – 70 и 70 – 85° с.ш.).

Повышение температуры воздуха за 76 лет составило $0,84$; $0,99$ и $0,84^{\circ}\text{C}$ соответственно. По оценкам для отдельных климатических районов значимый тренд прослеживается во всех районах, кроме североευропейского и западносибирского. Потепление за 76 лет составляет в районах от $0,68$ до $1,6^{\circ}\text{C}$. В сезонных временных рядах для СПО в целом значимый тренд обнаруживается в весеннем и летнем сезонах (повышение температуры составило соответственно около $1,4$ и $0,76^{\circ}\text{C}$ за 76 лет).

Полученные оценки трендов для последнего 30-летия (1981–2011 гг.) указывают на тенденцию к повышению температуры во всех регионах СПО во все сезоны. В целом для СПО повышение среднегодовой температуры составило около $1,8^{\circ}\text{C}$ за 30 лет.

Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. ($0,91^{\circ}\text{C}$ за 10 лет в зоне 70 – 85° с.ш. по сравнению с $0,47^{\circ}\text{C}$ за 10 лет в зоне 60 – 70° с.ш.). В последний десятилетний период наиболее заметное повышение температуры наблюдалось в зимнем и осеннем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

В районах арктических морей в период 1936–2011 гг. повсюду знак тренда среднегодовой температуры воздуха положительный. Наиболее высокими темпами повышение среднегодовой и среднесезонной температуры происходило в районах

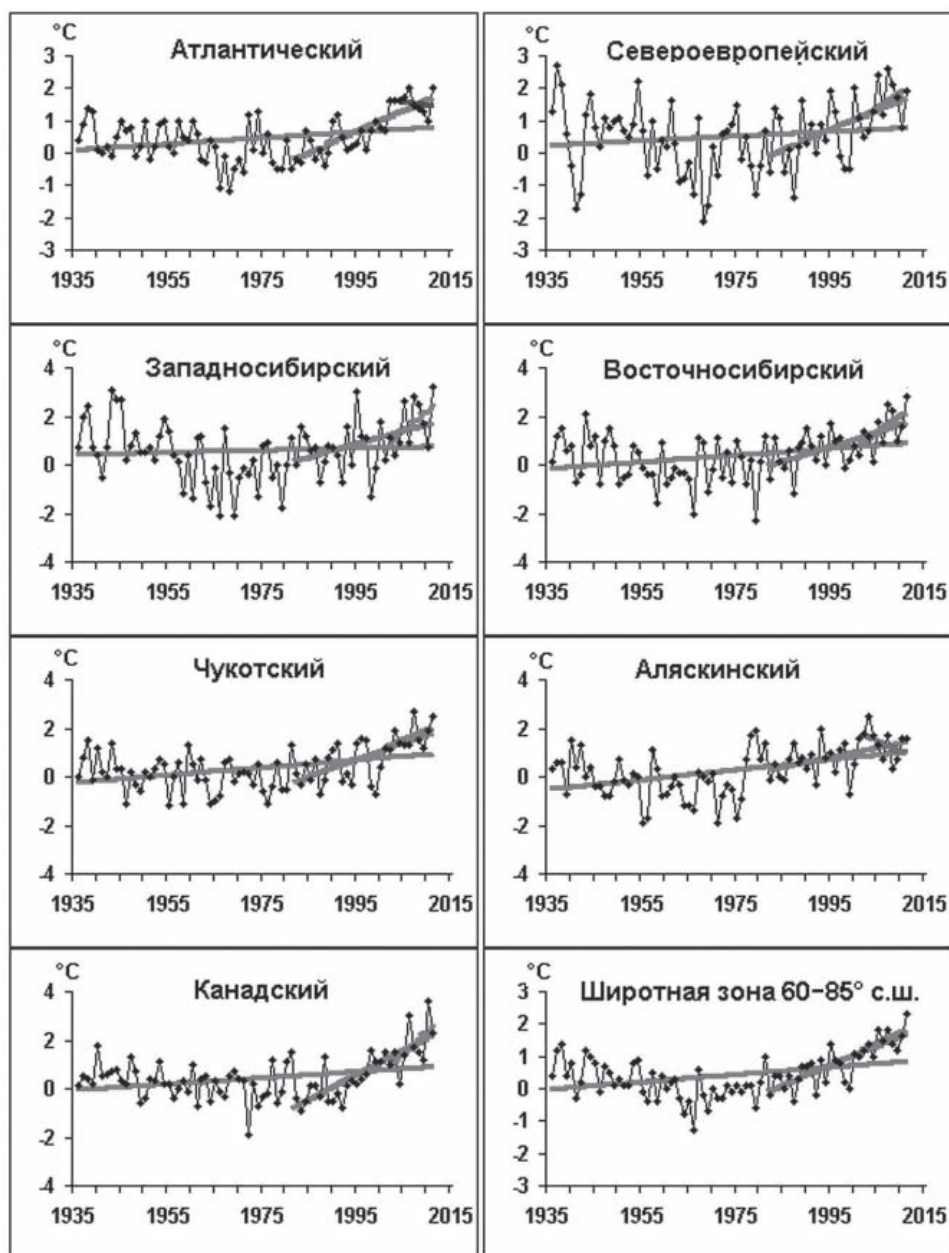


Рис. 1.12. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60–85° с.ш.

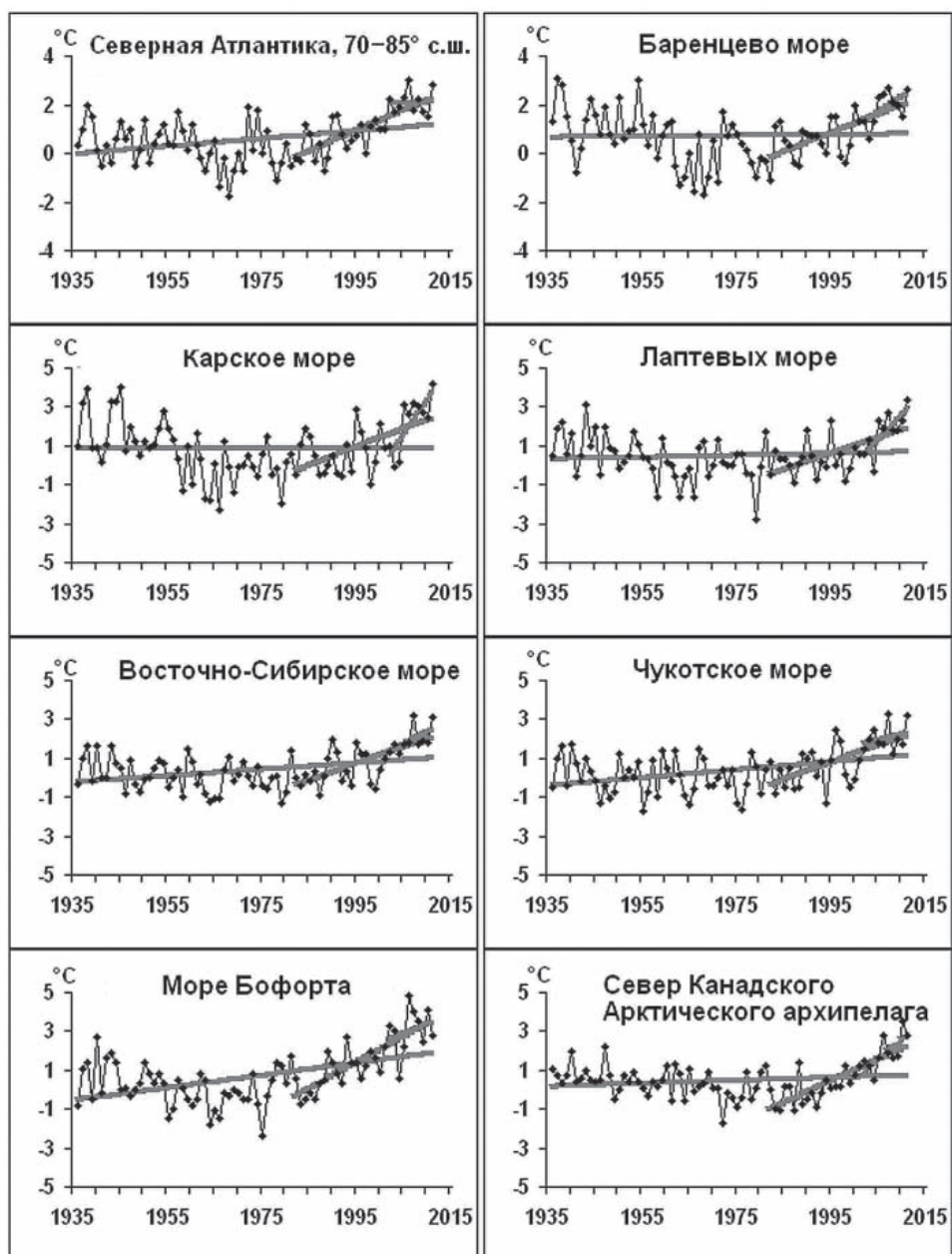


Рис. 1.13. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

морей атлантического и тихоокеанского секторов. В районе Чукотского моря и моря Бофорта повышение среднегодовой температуры составило 1,6 и 2,4 °С за 76 лет, а в северной части Гренландского и Норвежского морей – около 1,2 °С за 76 лет.

Таблица 1.6

Коэффициенты линейного тренда b (°С/10 лет) средней за сезон и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2011 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 , %
1936–2011 гг.										
Атлантический	0,13	22,6	0,13	33,1	0,09	33,7	0,05	12,9	0,09	29,1
Североевропейский	–0,02	1,4	0,24	34,9	0,06	14,4	0,02	–3,1	0,07	14,8
Западносибирский	–0,11	9,8	0,21	22,9	0,06	16,5	0,02	–1,9	0,04	7,8
Восточносибирский	0,16	19,6	0,23	31,0	0,09	26,8	0,07	–9,3	0,14	30,5
Чукотский	0,04	5,2	0,23	31,9	0,17	48,1	0,19	29,1	0,16	39,2
Аляскинский	0,34	33,2	0,22	28,0	0,15	44,1	0,09	13,3	0,21	45,7
Канадский	0,20	25,2	0,05	7,8	0,09	30,8	0,18	32,6	0,13	31,5
60–85° с.ш.	0,08	18,1	0,18	40,4	0,10	45,9	0,08	19,5	0,11	36,9
70–85° с.ш.	0,05	8,9	0,17	34,8	0,10	41,8	0,07	14,6	0,11	27,4
60–70° с.ш.	0,13	27,1	0,18	41,7	0,11	47,8	0,08	21,1	0,13	44,1
1982–2011 гг.										
Атлантический	0,91	64,4	0,63	63,1	0,54	77,4	0,64	76,6	0,65	80,5
Североевропейский	0,91	32,1	0,36	25,6	0,42	48,7	0,80	50,5	0,61	53,6
Западносибирский	0,21	7,8	0,85	39,4	0,16	20,1	0,95	41,4	0,54	42,9
Восточносибирский	0,06	3,4	0,95	51,3	0,57	55,4	0,84	48,0	0,60	60,0
Чукотский	0,13	8,1	0,97	50,4	0,56	58,9	1,11	60,8	0,69	65,7
Аляскинский	0,20	9,4	0,25	15,2	0,10	11,8	0,96	55,4	0,40	46,2
Канадский	1,46	65,1	0,92	54,2	0,49	63,5	1,24	79,4	1,02	81,2
60–85° с.ш.	0,44	45,6	0,66	60,9	0,40	69,7	0,88	79,5	0,61	79,6
70–85° с.ш.	1,02	66,4	0,88	67,0	0,47	75,3	1,25	85,3	0,91	86,4
60–70° с.ш.	0,20	18,5	0,53	51,5	0,36	63,4	0,68	66,7	0,47	69,4
2002–2011 гг.										
Атлантический	0,86	30,1	–0,30	14,3	–0,82	83,7	0,18	11,4	–0,21	21,3
Североевропейский	–0,19	2,5	1,72	42,3	–0,18	12,6	2,42	52,7	0,96	39,6
Западносибирский	–0,28	4,1	3,99	57,3	–0,58	37,3	3,53	62,7	1,61	48,2
Восточносибирский	0,42	11,7	2,55	44,4	0,88	32,2	1,64	56,3	1,38	51,3
Чукотский	4,23	75,3	–0,82	17,9	–0,24	9,8	0,42	11,6	0,82	44,9
Аляскинский	–1,10	24,6	–1,23	37,8	–0,71	21,0	–1,30	29,2	–0,92	42,5
Канадский	2,70	48,2	2,01	34,1	1,81	83,0	0,78	26,0	1,84	56,4
70–85° с.ш.	0,41	20,9	0,96	34,0	–0,04	5,4	0,92	59,2	0,69	55,6
60–70° с.ш.	3,06	70,4	1,35	44,2	0,53	50,1	1,62	76,5	1,58	77,9
60–85° с.ш.	–0,76	27,0	0,59	21,3	–0,27	35,6	0,39	22,5	0,10	10,2

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

Таблица 1.7

Коэффициенты линейного тренда b ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) средней за сезон и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2011 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 , %
1936–2011 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,17	19,1	0,22	38,8	0,16	52,6	0,09	16,6	0,16	35,3
Баренцево море	–0,13	12,0	0,15	23,2	0,05	14,1	0,01	1,6	0,02	3,7
Карское море	–0,20	14,8	0,19	20,4	0,03	8,7	–0,01	0,8	0,00	0,6
Море Лаптевых	–0,03	03,8	0,16	21,2	0,07	18,7	–0,01	1,6	0,05	9,2
Восточно-Сибирское море	0,12	18,5	0,21	28,3	0,15	37,6	0,16	21,2	0,16	36,5
Чукотское море	0,18	20,7	0,25	29,3	0,18	44,4	0,17	26,6	0,21	40,5
Море Бофорта	0,39	48,5	0,15	25,0	0,13	38,4	0,17	26,0	0,32	50,1
Северная часть канадского района	0,11	12,2	0,01	2,0	0,05	12,8	0,14	26,3	0,08	17,8
1982–2011 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,30	57,7	0,75	54,3	0,58	77,2	0,78	67,7	0,84	77,1
Баренцево море	1,27	53,1	0,50	35,2	0,32	39,5	0,94	62,5	0,77	68,4
Карское море	1,14	36,2	1,05	45,0	0,31	45,6	1,39	53,1	0,95	59,0
Море Лаптевых	0,40	23,3	1,03	52,5	0,62	54,7	1,24	63,2	0,82	63,7
Восточно-Сибирское море	0,42	30,5	1,04	51,3	0,63	56,6	1,24	61,1	0,84	69,5
Чукотское море	0,59	29,2	1,00	42,7	0,51	48,6	1,10	61,7	0,88	65,3
Море Бофорта	1,25	65,4	0,42	27,0	0,25	27,3	1,51	77,8	1,33	80,3
Северная часть канадского района	1,60	63,1	1,12	65,0	0,55	55,8	1,21	77,7	1,12	82,5
2002–2011 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,26	45,7	–0,20	–0,20	–0,96	76,7	–0,23	9,6	0,09	5,6
Баренцево море	1,90	27,7	1,58	1,58	–0,94	50,4	2,57	73,8	1,28	57,2
Карское море	3,85	41,4	5,50	5,50	0,61	39,5	5,27	81,5	3,62	78,3
Море Лаптевых	3,50	62,1	3,15	3,15	0,99	36,1	2,82	68,5	2,55	73,2
Восточно-Сибирское море	4,12	83,0	0,64	0,64	0,00	0,0	0,38	9,2	1,32	59,2
Чукотское море	4,98	91,1	–2,32	–2,32	–0,74	19,5	0,93	29,9	0,64	27,5
Море Бофорта	1,09	26,1	–0,21	–0,21	2,62	77,5	0,32	7,0	0,96	24,7
Северная часть канадского района	3,13	59,5	2,03	2,03	2,59	87,2	0,31	10,4	1,99	68,4

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

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый – с июня по сентябрь. В табл. 1.8 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2010/11 г. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО в 2010–2011 гг. годовая сумма

осадков была ниже нормы на 3 %. Это связано с существенно меньшим количеством осадков в холодный период к югу от 70° с.ш. (на 11 % ниже нормы). Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2010–2011 гг. в отдельных климатических районах, показывает, что менее всего осадков выпало в атлантическом (на 19 % ниже нормы) и в канадском (на 11 % ниже нормы) районах, а более всего – в аляскинском (на 18 % выше нормы). На территории Евразии в отдельных районах осадков выпало от 1 до 6 % выше нормы (табл. 1.8). В табл. 1.9 представлены оценки трендов сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2011 г. по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов, а также для районов в целом.

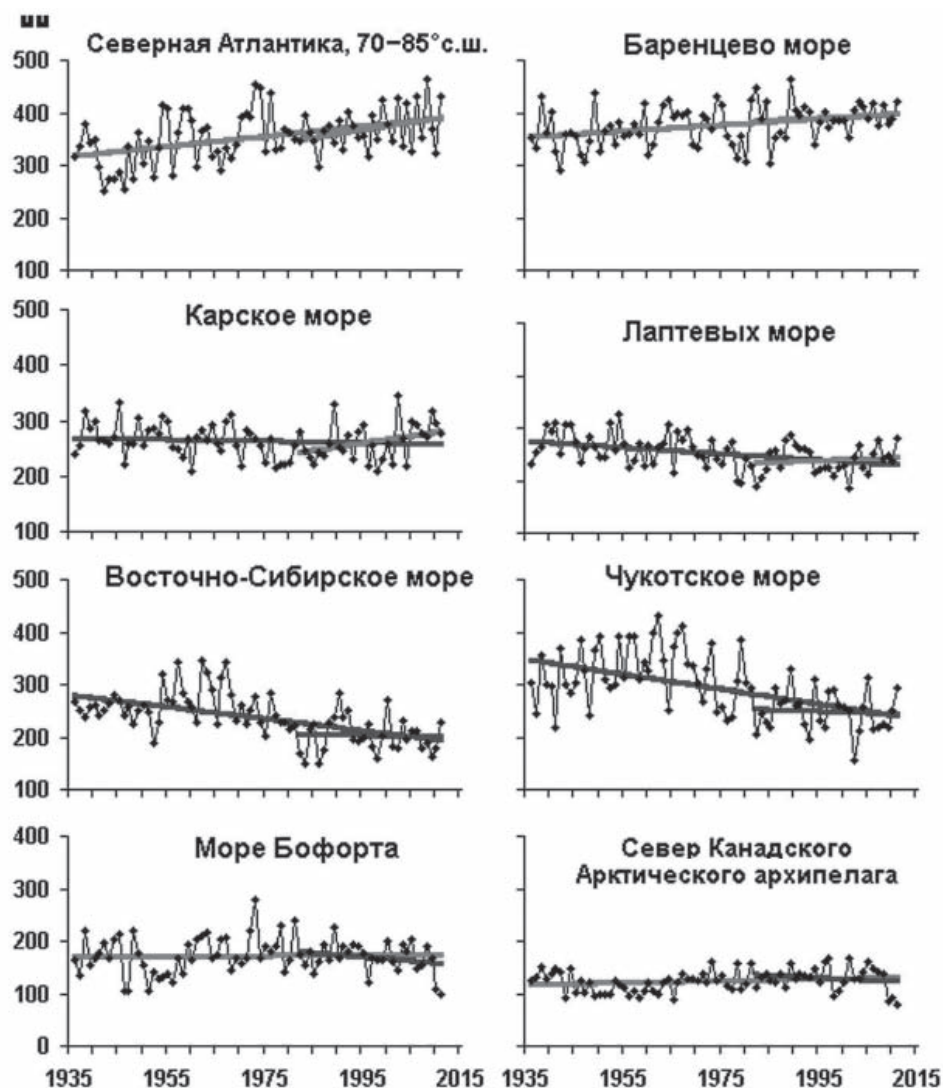


Рис. 1.14. Временные ряды годовых сумм осадков.

Таблица 1.8

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2010–2011 гг.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	73,5	98,6	81,3
Североевропейский	104,1	99,1	101,2
Западносибирский	109,0	97,9	103,6
Восточносибирский	99,6	110,9	105,6
Чукотский	88,3	122,1	103,1
Аляскинский	130,7	106,2	117,5
Канадский	81,1	97,0	89,4
60–70° с.ш.	88,7	106,6	94,3
70–85° с.ш.	117,0	94,9	111,3
60–85° с.ш.	92,0	103,7	96,7

Таблица 1.9

Коэффициенты линейного тренда b (°C/10 лет)
сезонных и годовых сумм осадков за период 1936–2010 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	3,79	3,4	–0,73	–1,5	3,06	2,6
Североевропейский (южная часть)	15,1	37,9	2,57	7,9	17,7	24,5
Западносибирский (южная часть)	9,34	26,3	–2,56	–7,9	6,78	10,0
Восточносибирский (южная часть)	2,56	13,0	0,64	2,8	3,20	7,5
Чукотский (южная часть)	–0,51	–1,8	–0,91	–4,2	–1,42	–2,8
Аляскинский (южная часть)	2,51	11,2	–2,54	–9,9	–0,02	–0,1
Канадский (южная часть)	0,63	3,5	3,31	17,0	3,94	10,4
60–70° с.ш.	4,78	12,1	0,02	0,1	4,95	7,2
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	9,17	29,6	0,43	2,7	9,60	20,4
Баренцево море	6,24	20,9	–0,31	–1,5	5,93	11,9
Карское море	0,42	2,4	–1,77	–10,9	–1,35	–4,0
Море Лаптевых	–3,25	–20,3	–2,73	–16,4	–5,98	–18,3
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	–8,40	–43,8	–5,29	–31,4	–3,69	–37,8
Аляскинский (северная часть)	0,27	–1,9	1,70	18,5	1,97	13,1
Канадский (северная часть)	1,08	13,7	0,74	8,5	1,82	10,9
70–85° с.ш.	1,03	5,6	–0,90	–6,0	0,13	0,4
Атлантический	5,79	6,9	–0,35	–0,9	5,44	4,4
Североевропейский	11,5	31,9	1,52	5,5	13,0	20,5
Западносибирский	5,58	20,0	–2,23	–8,7	3,35	6,3
Восточносибирский	0,34	1,9	–0,65	–3,2	–0,31	–0,8
Чукотский	–3,55	–14,2	–2,60	–13,2	–6,15	–13,7
Аляскинский	2,14	10,9	–1,84	–8,0	0,30	0,7
Канадский	0,81	5,7	2,35	15,2	3,17	10,6
60–85° с.ш.	3,27	10,2	–0,51	–2,1	2,77	4,9

На рис. 1.14 приведены временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей.

В межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936–2011 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого их увеличения. Годовые суммы осадков за 76 лет возросли на 5 % по сравнению с нормой за 1961–1990 гг. Однако увеличение количества осадков в СПО в целом обеспечено их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 7 % по сравнению с нормой). Здесь, в южных частях североευропейского, западносибирского и восточносибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага увеличение годовых сумм осадков составило от 8 до 25 % по сравнению с нормой.

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков в морях азиатского сектора СПО (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском). Уменьшение за весь период составляет от 4 до 38 % годовых сумм осадков.

Относительно вклада сумм осадков за теплый и холодный периоды в годовую сумму можно отметить, что увеличение годовых сумм осадков в СПО обеспечивается увеличением их количества 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 12 %, 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 14 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936–2011 гг. уменьшилось в целом по региону на 2 %. Наибольшее их уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6 % по сравнению с нормой). Статистически значимое увеличение количества осадков обнаруживается только в канадском районе (на 15 % по сравнению с нормой).

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 2011 г. получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах и ледоколах, проводимых в ААНИИ, на дрейфующих станциях СП-38, СП-39 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 2011 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 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.

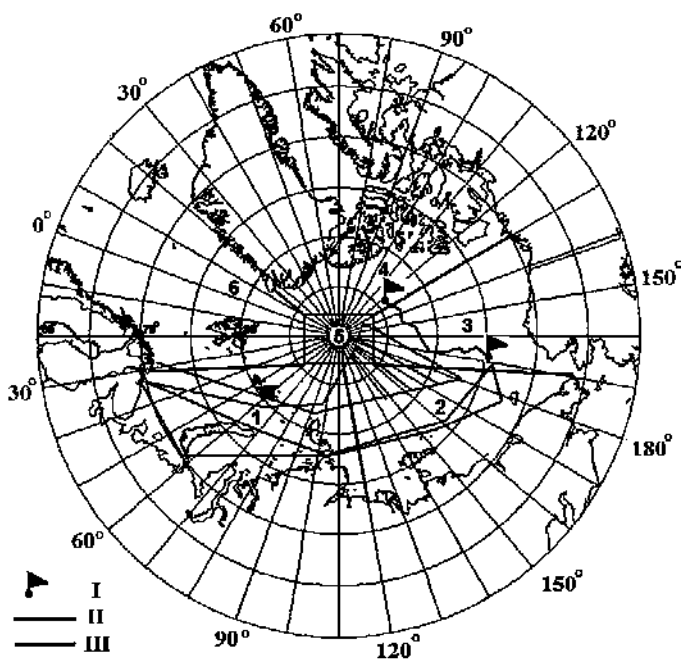


Рис. 2.1. Районы Северного Ледовитого океана.

1 – западный район российского сектора, 2 – восточный район российского сектора, 3 – аляскинский сектор, 4 – канадский сектор, 5 – приполюсный район, 6 – гренландский сектор.
I – дрейф СП-38 и СП-39, II – экспедиция «Арктика-2011», III – экспедиция «Шельф-2011».

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

Развитие ледовых условий в зимний период 2011 г. проходило на фоне позднего начала ледообразования и малой остаточной ледовитости, которые наблюдались в конце 2010 г. во всех арктических морях и океане в целом.

В результате позднего начала осенних ледовых процессов в морях российского сектора Арктики в конце 2010 г. преобладали однолетние тонкие и средние льды. Большое количество молодых льдов наблюдалось в Баренцевом море, юго-западной части Карского моря и в Чукотском море.

Старые льды отмечались в северо-западной части моря Лаптевых, северных частях морей Восточно-Сибирского и Бофорта. Старые льды распространялись в этих морях в виде трех больших протяженных отрогов. Основная масса старых льдов была смещена в приполюсный район, канадский и гренландский секторы Арктики (рис. 2.2 цвет. вклейки).

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане в конце 2010 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 12,6 млн км² при норме 13,4 млн км², что на 5,9 % меньше средних многолетних значений (см. рис. 2.33 цвет. вклейки).

Позднее начало ледообразования и невысокая интенсивность нарастания льда в морях в течение зимних месяцев 2011 г. привели к тому, что толщина льда по данным полярных станций во всех арктических морях была меньше средних многолетних значений. Практически во всех морях отмечались отрицательные аномалии толщины льда, (–10...–30 см).

По данным измерений на дрейфующей станции СП-38, которая дрейфовала на обширном поле сморози из остаточного однолетнего и многолетнего льдов, увеличение толщины остаточного однолетнего и многолетнего льда происходило не одинаково. Нарастание остаточного однолетнего льда оказалась значительно интенсивнее, чем многолетнего. Толщина льда за период с конца декабря по конец марта увеличилась соответственно от 124 до 194 см (увеличение на 69 см) и от 246 до 274 см (увеличение на 28 см). Увеличение толщины в среднем за декаду для остаточного однолетнего льда составило 7,5 см, что больше среднего многолетнего значения, которое в этот период года составляет 5 см, а для многолетнего льда – 3 см, что близко к норме

Высота снежного покрова в марте 2011 г. оказалась значительно меньше средних многолетних значений. По данным измерений, высота снега на конец марта составила 13 см, а средняя многолетняя высота снега на многолетних льдах в конце марта составляет 30 см. По данным наблюдений на СП-38, на значительных участках ледяного поля вообще не имелось снежного покрова. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-38 приведены на рис. 2.13.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период январь–март 2011 г. приведены на рис. 2.3–2.4, 2.6–2.7, 2.9–2.10 цвет. вклейки и на рис. 2.5, 2.8, 2.11.

На рис. 2.3 цвет. вклейки приведено распределение льда по возрасту на середине января. Обширные зоны молодых льдов наблюдались в Баренцевом море и на юго-

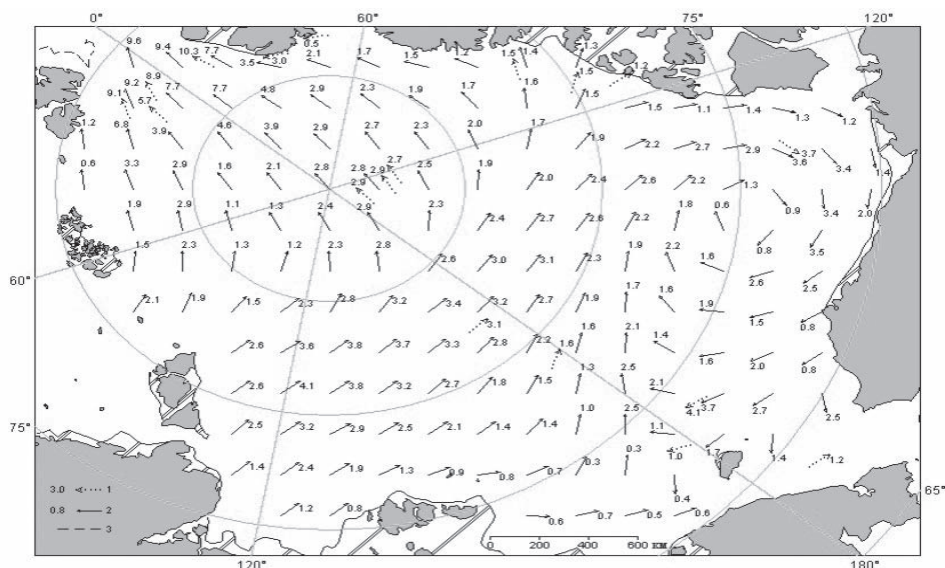


Рис. 2.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в январе 2011 г.

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

западе Карского моря. В этих морях преобладали однолетние тонкие льды. Однолетние льды в центральных морях российского сектора Арктики и море Бофорта достигли толщины однолетних средних льдов. Продолжалось становление припая на побережье и в проливах арктических морей.

В январе наблюдалось хорошее развитие основных структур дрейфа льда в СЛО – Трансарктического переноса и Канадского антициклонического круговорота. Из морей западного района российского сектора Арктики происходил вынос льда, и в этих морях сформировалась отрицательная аномалия сплоченности (зоны синего цвета). Наблюдались перенос льдов в гренландский сектор, обусловленный Трансарктическим переносом, и увеличение сплоченности льда; небольшие положительные аномалии выделяются зеленым цветом (рис. 2.4 цвет. вклейки).

В результате антициклонического дрейфа наблюдался вынос льдов из моря Бофорта в северную часть Чукотского моря, что хорошо прослеживается по смещению «отрога» старых льдов в западном направлении – от 160° з.д. в декабре до 175° з.д. в январе (рис. 2.5).

В феврале произошла резкая перестройка крупномасштабных атмосферных процессов, что повлекло за собой полное изменение поля дрейфа льда. В приполюсном районе сформировался дрейф в виде гигантского циклонического круговорота. В морях российского сектора Арктики наблюдался дрейф выносного характера, а в море Бофорта – приносного характера. Основной массив старых льдов оказался прижат к островам Канадского Арктического архипелага. Припай в российских арктических морях и проливах Канадского Арктического архипелага был развит крайне слабо. Например, в проливе Вилькицкого сплошной припай так и не установился, что наблюдается крайне редко (рис 2.6 цвет. вклейки, и рис. 2.8).

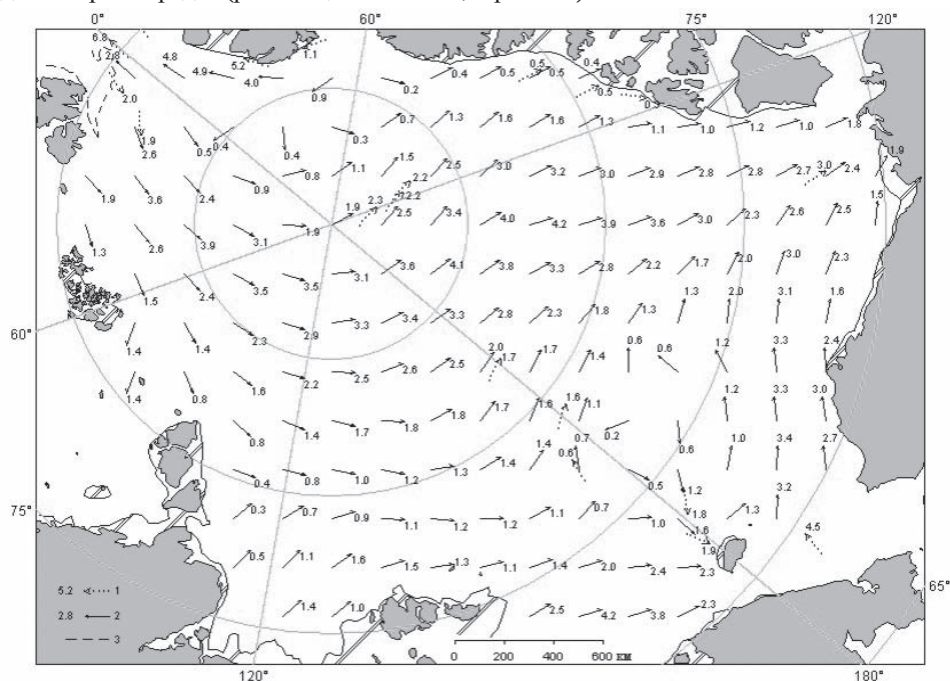


Рис. 2.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в феврале 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.5.

В результате изменения характера дрейфа произошли выравнивание поля сплоченности ледяного покрова и уменьшение площадей зон с положительными и отрицательными аномалиями сплоченности (рис. 2.7 цвет. вклейки).

В марте наблюдались интенсивное развитие и нарастание ледяного покрова. В составе однолетних льдов преобладали возрастные категории средних и толстых льдов. Были хорошо выражены основные элементы общего поля дрейфа льда в океане – Трансарктический перенос и Канадский антициклонический круговорот. Наблюдался слабый вынос льдов из морей российского сектора Арктики, перенос льда в море Бофорта, а также дальнейшее смещение «отрогов» старых льдов из моря Бофорта в западном направлении, от меридиана 175°з.д. до меридиана 180° (рис. 2.9 цвет. вклейки).

В поле сплоченности льда сформировались значительные отрицательные аномалии в морях западного района российского сектора Арктики (Баренцево и Карское моря) и положительные (зеленые зоны) аномалии сплоченности в море Бофорта (рис. 2.10 цвет. вклейки). Результирующее поле среднемесячного дрейфа за март приведено на рис. 2.11.

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 461,5 тыс. км² при норме 615 тыс. км², то есть оказалась на 25 % меньше средних многолетних значений.

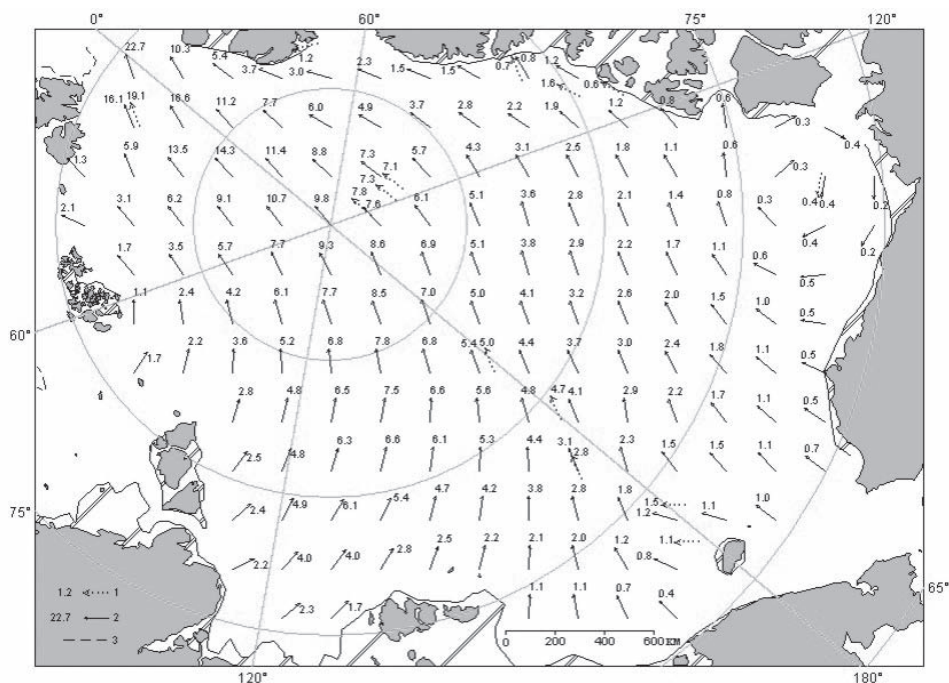


Рис. 2.11. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в марте 2011 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.5.

Развитие заприпайных полыней во всех морях было значительно больше средних многолетних значений. Суммарная площадь полыней составила в конце марта 233,5 тыс. км² при норме 101 тыс. км², т.е. почти вдвое 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 2011 г. она составила 10,1 %. Известно, что полыньи 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-38 в конце октября 2010 г. и за первые три месяца 2011 г. общая протяженность ее дрейфа составила 1630 км, протяженность дрейфа в генеральном направлении – 430 км.

Средняя скорость дрейфа составила 9,2 км/сут, но в генеральном направлении станция перемещалась со средней скоростью 3 км/сут, что значительно ниже средних многолетних значений и подтверждает выводы о слабой динамике ледяного покрова в первом квартале года (см. рис. 2.23).

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным в ААНИИ, в первом квартале года было на 5–10 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей гренландского сектора и западного района российского сектора Арктики (см. рис. 2.33 цвет. вклейки).

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

Развитие ледовых условий в весенний период 2011 г. происходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. В российском и аляскинском секторах Арктики преобладали однолетние льды. Многолетние льды располагались преимущественно в приполюсном районе, канадском и гренландском секторах Арктики.

Все первое полугодие 2011 г. наблюдалось устойчивое сокращение количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних и молодых льдов в результате ледопродуктивности.

В весенний период интенсивность нарастания льда была близка к средней многолетней, но из-за позднего начала ледообразования предшествующей осенью толщина льда в морях была меньше нормы. Сформировавшиеся еще в первом квартале отрицательные аномалии толщины льда в российских арктических морях сохранились и во втором квартале. Примечательно, что увеличение отрицательной аномалии (по абсолютному значению) наблюдалось с запада на восток, от –5...–10 см в Карском море до –20...–30 см в Восточно-Сибирском и Чукотском морях (рис. 2.12). Увеличение толщины льда в этих морях наблюдалось до середины мая.

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции СП-38 показали, что интенсивность нарастания льда в весенний период 2011 г. в высоких широтах была близка к средним многолетним значениям. Увеличение толщины льда наблюдалось до первой декады июня и за период с конца марта по первую декаду июня составило 20 см (от 174 до 194 см). Увеличение толщины льда происходило в среднем по 3,0 см за декаду, что для этого периода близко к средним многолетним значениям. Уже со второй декады июня увеличение толщины ледяного покрова прекратилось.

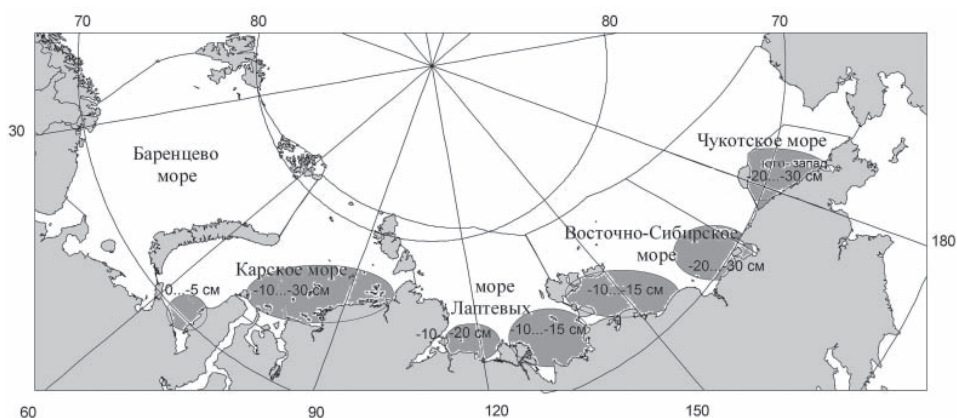


Рис. 2.12. Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания льда в 2011 г. (конец мая).

Высота снежного покрова в весенний период 2011 г. оказалась меньше средних многолетних значений. По данным измерений, наибольшая высота снега на начало мая составила 25 см при характерной средней многолетней высоте снега в этом районе около 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 районе дрейфа станции СП-38 (83° с.ш., 170° з.д.) можно считать середину июня. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-38 приведены на рис. 2.13.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель–июнь 2011 г. приведены на рис. 2.14, 2.15, 2.17, 2.18, 2.20 цвет. вклейки и на рис. 2.16, 2.19, 2.21.

Распределение льдов по возрасту и положение границы старых льдов сохраняло ряд специфических черт, сформировавшихся в зимний период. В западном райо-

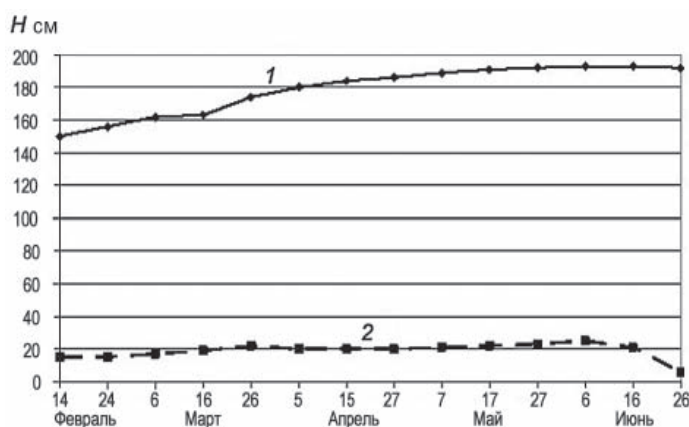


Рис. 2.13. Изменения толщины льда (1) и высоты снежного покрова (2) по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-38.

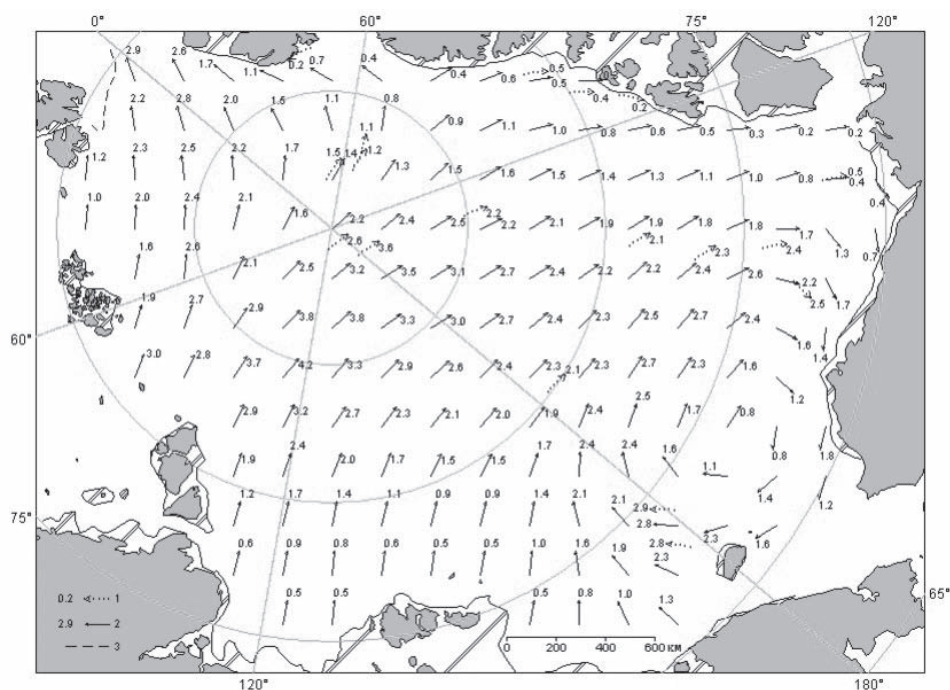


Рис. 2.16. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за апрель 2011 г.
1 – направление и скорость (км/сут) дрейфа автоматического буя, 2 – результаты расчета в узле сетки, 3 – кромка молодого льда.

не российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля наблюдалось большое количество молодых льдов (до 30 см) и однолетних тонких льдов. Молодые льды наблюдались в прикромочной зоне Баренцева моря и в зонах заприпайных полыней в Карском море. В этих российских морях преобладали однолетние средние льды (диапазон толщины 70–120 см). Преобладание однолетних средних льдов вместо однолетних толстых стало следствием теплой зимы и более медленного увеличения толщины льда.

В восточном районе российского сектора Арктики в конце периода нарастания льда преобладали однолетние толстые льды. В этом районе дрейфующие льды перешли в стадию однолетних толстых льдов (градиация толщины более 120 см) позже средних многолетних сроков приблизительно на 1–2 декады.

Старые льды наблюдались только в канадском и гренландском секторах, а также в приполюсном районе Арктики. Необходимо отметить, что старые льды практически не наблюдались в аляскинском секторе Арктики – в районе, который является главным «поставщиком» старых льдов в моря российского сектора. Полностью отсутствовали старые льды в российских арктических морях. Только у северной границы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского наблюдались протяженные узкие «отроги» старых льдов (рис. 2.14, 2.17, 2.20 цвет. вклейки).

Развитие припая в российских арктических морях в течение весенних месяцев проходило с нормальной интенсивностью. Площадь припая значительно увеличилась, хотя оставалась меньше средней многолетней. Во втором квартале сохрани-

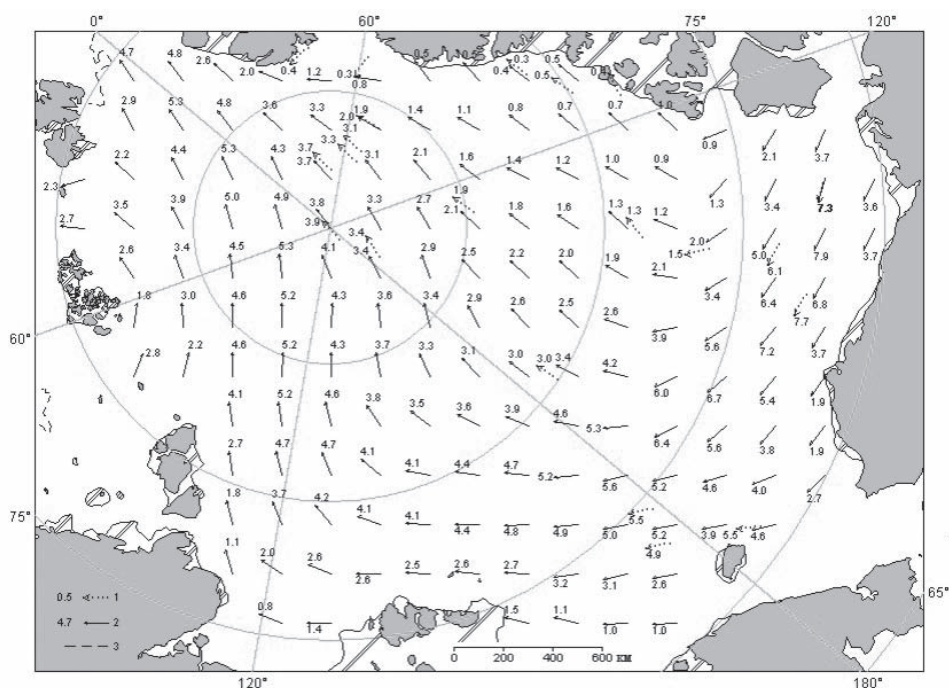


Рис. 2.19. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за май 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.16.

лась тенденция, наметившаяся в зимние месяцы 2011 г., – пониженная площадь припая и увеличенная площадь заприпайных полыней.

В середине мая суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 470 тыс. км² при норме 522 тыс. км², т. е. была на 10 % меньше средних многолетних значений (в первом квартале на 25 % меньше средних многолетних значений).

Развитие заприпайных полыней в этих морях, наоборот, превысило средние многолетние значения. В середине мая наблюдаемое развитие полыней составило 132 тыс. км², что на 32 % больше средних многолетних значений (100 тыс. км²).

Крупные заприпайные полыньи наблюдались в морях западного района российского сектора Арктики. Они сформировались в результате выносного характера дрейфа и послужили очагами интенсивного теплонакопления (рис. 2.20 цвет. вклейки).

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рис. 2.16, 2.19, 2.22. Дрейф всего океанического ледяного массива хорошо прослеживается по характерным ледовым образованиям – «отрогам» старых льдов у северной границы моря Лаптевых и в море Бофорта, а также по дрейфу станции СП-38.

Дрейф станции СП-38 был очень слабым и составил около 2,0 км/сут в генеральном направлении на северо-запад, поскольку станция попала на периферию трансарктического потока (рис. 2.23).

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 60 % общего количества льда. Около 40 % общего количества льда составляли старые льды.

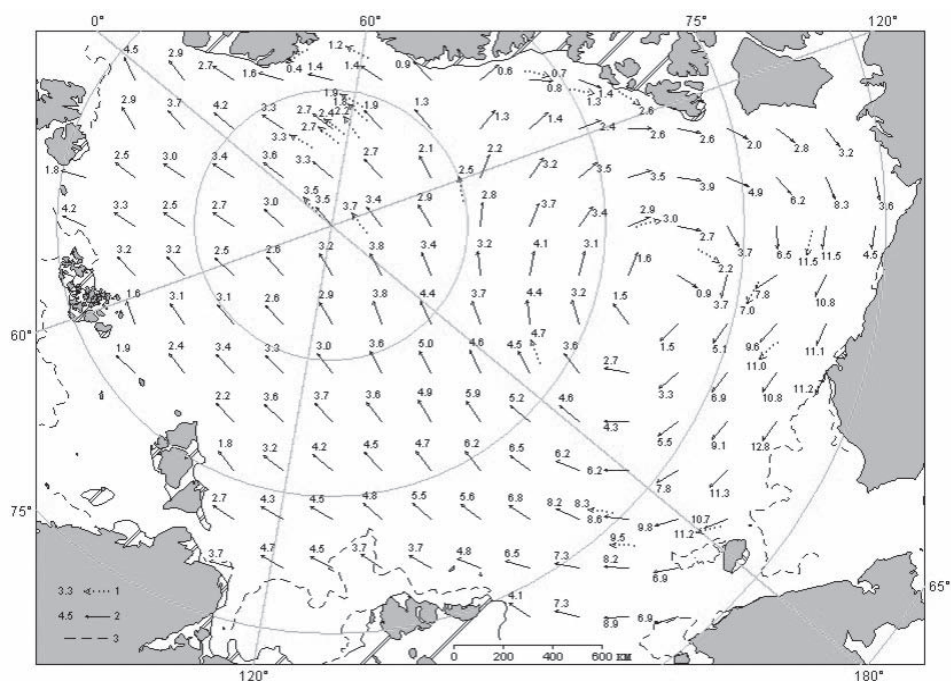


Рис. 2.22. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июнь 2011 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.16.

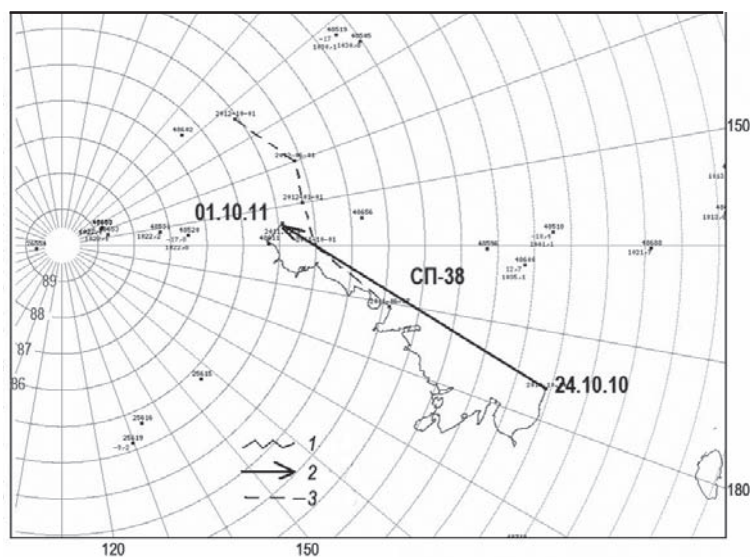


Рис. 2.23. Генеральный дрейф дрейфующей станции СП-38 в период
с октября 2010 г. по октябрь 2011 г.

1 – фактический дрейф, 2 – генеральный дрейф, 3 – долгосрочный прогноз дрейфа.

Небольшое количество молодых льдов наблюдалось в прикромочных областях морей западного района российского и гренландского секторов Арктики (Баренцева и Гренландского) и в заприпайных полыньях. Однолетние льды занимали западный и восточный районы российского сектора Арктики и более половины аляскинского сектора. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском, гренландском секторах Арктики и приполюсном районе. Принципиальных изменений в распределении льдов во втором квартале 2011 г. по сравнению с первым кварталом не наблюдалось.

В июне началось быстрое очищение морей западного района российского сектора Арктики – Баренцева, Карского и Лаптевых. Очищение было связано, в первую очередь, с интенсивным дрейфом выносного характера из этих районов, постоянным наличием заприпайных полыней и интенсивным таянием и разрушением льда в полыньях, разводьях и прикромочных зонах, в которых преобладали более тонкие льды (рис. 2.20 цвет. вклейки).

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным ААНИИ, во втором квартале года оказалось на 6 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики – Гренландского, Баренцева и Чукотского морей (см. рис. 2.33).

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 морях российского сектора Арктики, смещение массива старых льдов в канадский и гренландский секторы Арктики и в приполюсный район.

В результате выносного дрейфа льда и развития обширных разрежений и заприпайных полыней в ряде морей российского сектора Арктики сформировались отрицательные аномалии ледовитости. В Баренцевом море, западной части Карского моря, восточной части моря Лаптевых и Чукотском море сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости, превышающие среднее многолетнее значение на 20–45 %. Освободившиеся от льда большие пространства чистой воды в этих морях служили очагами теплонакопления и дальнейшего интенсивного таяния ледяного покрова. Более ранние сроки начала таяния льда были отмечены на всех полярных станциях морей российского сектора Арктики. Наблюдались очень интенсивное разрежение льда и очищение акваторий морей от льда в морях западного сектора российской Арктики – Баренцевом и Карском.

На таком благоприятном фоне, который сформировался в конце летнего периода и особенно хорошо проявился в окраинных морях российского и аляскинского секторов Арктики, начались летние процессы.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2011 г. приведены на рис. 2.24–2.25, 2.27–2.28, 2.30–2.31 цвет. вклейки и на рис. 2.26, 2.29, 2.32.

В июле продолжалось интенсивное очищение крайних западных морей (Баренцева, Карского и западной части моря Лаптевых) и восточных морей (частично моря Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей в значительной мере очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости составили 30–50 %.

Большое количество льда сохранялось в западной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Припай в российских арктических морях в июле полностью разрушился, что произошло в среднем на 5–15 суток раньше средних многолетних сроков (рис. 2.24 цвет. вклейки).

Общая сплоченность льда в Северном Ледовитом океане в июле была меньше нормы (рис. 2.25 а цвет. вклейки). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии сплоченности вносили окраинные западные и восточные моря (на рис. 2.25 б цвет. вклейки темно-синими цветами указаны области отрицательной аномалии).

Поле дрейфа ледяного покрова приведено на рис. 2.26. В поле дрейфа льда наблюдалось хорошо выраженное развитие основных структур – Трансарктического переноса льда и Канадского антициклонического круговорота. Центр Канадского антициклонического круговорота был смещен в канадский сектор Арктики. Вдоль побережья Аляски наблюдался интенсивный перенос льда в северную часть Чукотского моря и далее в Восточно-Сибирское море. Стрежень Трансарктического переноса льда был смещен в российский сектор Арктики и был близок к своему обычному положению.

В течение августа продолжались таяние и сокращение площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане (рис. 2.27 цвет. вклейки). Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в западном районе российского сектора (моря Баренцево, Карское, Лаптевых) и аляскинского сектора (моря Чукотское и Бофорта) Арктики.

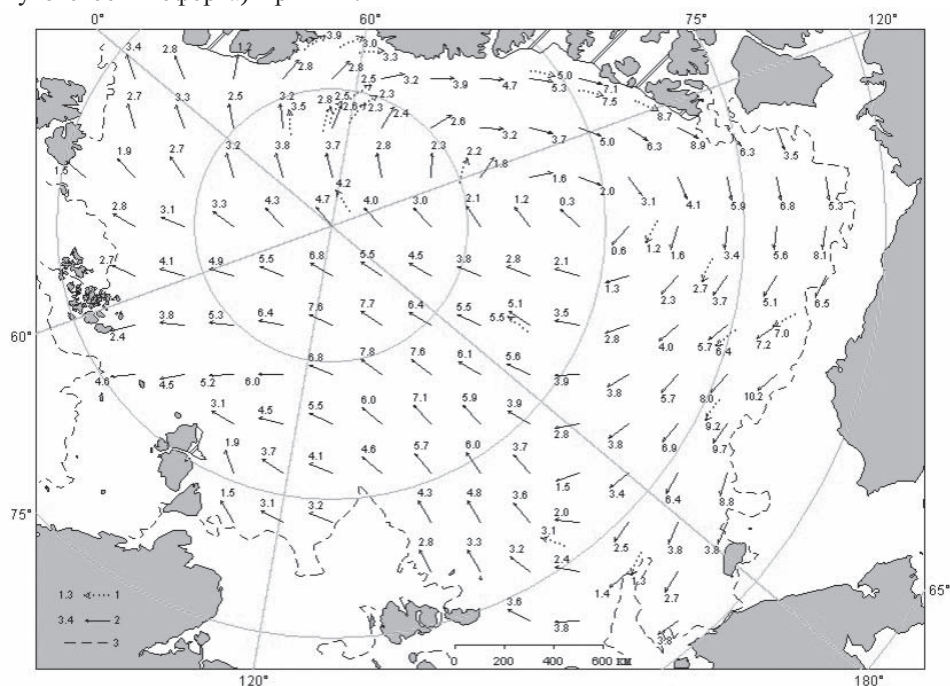


Рис. 2.26. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июль 2011 г.

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

В результате смещения массива льдов к побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага и их таяния в морях российского сектора Арктики в поле сплоченности льда сформировались отрицательные (зоны синего цвета) и положительные (зоны зеленого цвета) аномалии (рис. 2.28 б цвет. вклейки).

В поле дрейфа льда в августе произошли существенные изменения. Центр Канадского антициклонического круговорота сместился к островам Канадского Арктического архипелага. В результате этого смещения вдоль всего аляскинского побережья получила развитие широкая периферийная ветвь дрейфа с выносом льдов в северную часть морей восточного района российского сектора Арктики (Чукотского и Восточно-Сибирского).

Был хорошо развит Трансарктический перенос льдов. Его стрежень был сильно смещен к востоку, что привело к выносу льдов из российских арктических морей через их северные границы к побережью Гренландии и Канады (рис. 2.29).

В целом в СЛО сохранялась отрицательная аномалия ледовитости, а во всех окраинных арктических морях (кроме Восточно-Сибирского) сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости (порядка $-30 \dots -50 \%$).

В течение сентября происходило дальнейшее очищение российских арктических морей, но уже более медленными темпами. К концу периода летнего разрушения льды сохранились только в северной части морей Карского, Восточно-Сибирского и Бофорта.

Полностью очистились от льда моря Баренцево, Карское, Лаптевых и Чукотское. Больше по сравнению с предшествующим периодом 2007–2010 гг.

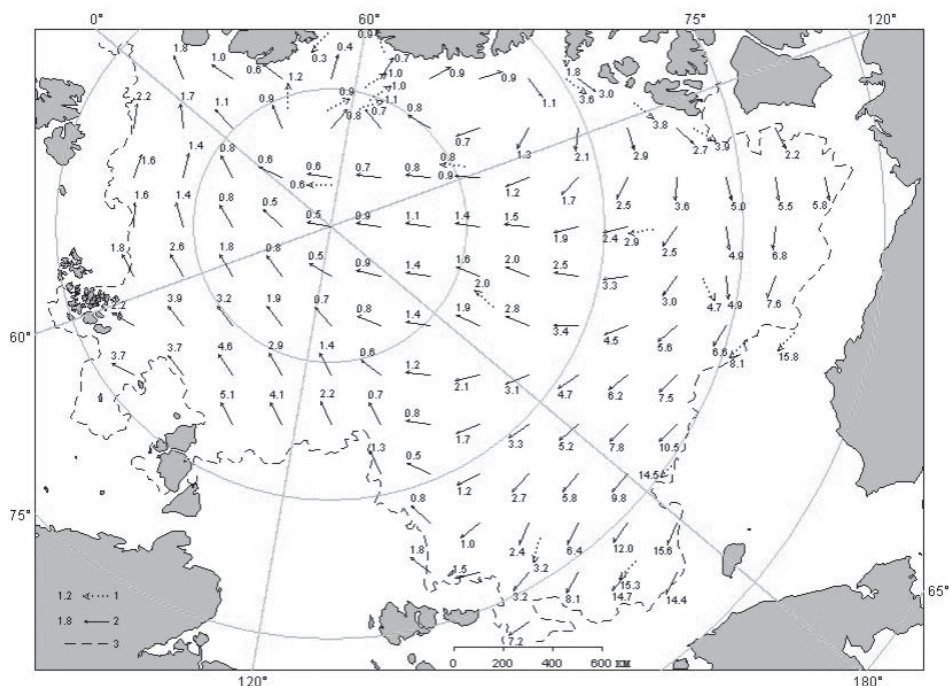


Рис. 2.29. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за август 2011 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.26.

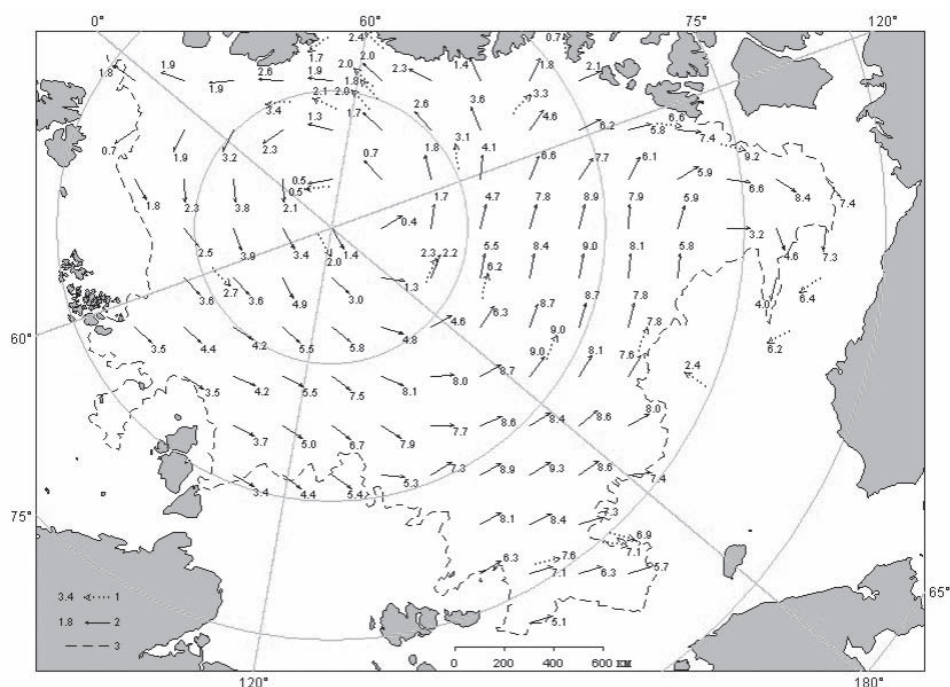


Рис. 2.32. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за сентябрь 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.26.

количество льда сохранялось в морях Восточно-Сибирском и Бофорта. Основная масса льда, сохранившегося после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики (рис. 2.30 цвет. вклейки).

В поле сплоченности льда, приведенном на рис. 2.31 *д* и *е* цвет. вклейки, отмечается формирование значительных отрицательных аномалий сплоченности (зоны синего цвета) в российском и аляскинском секторах Арктики. Положительные аномалии сплоченности льда сохранялись в гренландском, приполюсном и канадском секторах Арктики (зоны зеленого цвета).

Количество льда и его распределение в конце летнего периода были аномально легкими и приближались к распределению льда повторяемости 5 %-ной квантили (рис. 2.31 *б* цвет. вклейки).

Дрейф ледяного покрова в сентябре приведен на рис. 2.32. Сформировавшееся в сентябре поле дрейфа льда имело чрезвычайно необычную структуру: в нем наблюдалась хорошо выраженная обширная циклоническая циркуляция, центр которой находился в приполюсном районе. Преобладание циклонического вихря, столь необычно развитого для этого периода года, привело к замедлению выноса льдов из российских арктических морей и даже некоторому затоку льдов в восточные моря российской Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) и в аляскинский сектор Арктики. Основные структуры дрейфа – Трансарктический перенос льда и Канадский антициклонический круговорот – были выражены крайне слабо.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2011 г. составила 4,36 млн км² при норме 6,36 млн км², т.е. была на 31 % меньше средних многолетних значений. Необходимо отметить, что общая ледовитость СЛО не преодолела исторический минимум 2007 г., превысив его на 22 тыс. км². Таким образом, нет оснований говорить об установлении нового исторического минимума, хотя такие утверждения со ссылками на заявления некоторых научных центров (в частности, в Германии) появлялись в печати.

Вместе с тем, необходимо отметить, что общее количество льда, сохранившееся к концу летнего периода таяния, было меньше, чем за все предшествующие годы, с 2008 по 2010 г., хотя во все эти годы наблюдалось устойчивое увеличение остаточной ледовитости.

Данные о ледовитости Северного Ледовитого океана за сентябрь 2011 г. и ее аномалии, а также сравнение с данными за ряд лет начиная с 2007 г. приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Медианные значения ледовитости (S) в сентябре 2011 г. и ее аномалии (тыс. км²) по отношению к значениям за 2007–2010 гг. и в периоды 2001–2011 и 1979–2011 гг. по данным наблюдений SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM

Период осреднения	S, тыс. км²	Период					
		2007 г.	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2001– 2011 гг.	1979– 2011 гг.
Северная полярная область							
1–30.IX.2011	4564,9	237,1	–119,5	–697,3	–310,1	–895,6	–1847,3
12–18.IX.2011	4351,9	21,6	–288,5	–809,2	–451,5	–1057,4	–2009,0
Сектор 45° з.д. – 95° в.д. (Гренландское, Баренцево, Карское моря)							
1–30.IX.2011	1208,2	–173,8	–18,8	–139,5	–106,4	–125,1	–300,8
12–18.IX.2011	1182,7	–178,7	–26,0	–182,8	–134,5	–123,4	–305,6
Сектор 95° в.д. – 170° з.д. (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Берингово, Охотское)							
1–30.IX.2011	1373,5	592,3	–39,6	–176,9	–127,7	–300,4	–740,0
12–18.IX.2011	1312,9	501,3	–123,7	–218,0	–209,3	–369,6	–803,7
Сектор 170° з.д. – 45° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика)							
1–30.IX.2011	1983,1	–181,4	–61,1	–380,9	–76,0	–470,1	–806,5
12–18.IX.2011	1856,3	–301,0	–138,9	–408,5	–107,7	–564,4	–899,6

На рис. 2.33 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов за период с 26 октября 1978 г. по 31 декабря 2011 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 количество льда в 2011 г. было намного меньше среднего многолетнего и изменения ледовитости были близки к ее изменениям в 2007 и 2010 гг.

Из рис. 2.33 цвет. вклейки видно, что основной вклад в формирование легких ледовых условий в зимний и весенний периоды внесли моря российского и аляскинского секторов Арктики (меридиональные секторы $95^{\circ}\text{в.д.}-170^{\circ}\text{з.д.}$ и $170^{\circ}\text{з.д.}-45^{\circ}\text{з.д.}$), а в летние месяцы (июнь–август) моря российского сектора (меридиональные секторы $45^{\circ}\text{з.д.}-95^{\circ}\text{в.д.}$ и $95^{\circ}\text{в.д.}-170^{\circ}\text{з.д.}$).

В целом, во все сезоны 2011 г. общее количество льда в Северном Ледовитом океане было значительно меньше нормы, но превышало исторический минимум 2007 г.

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

Осенние ледовые процессы в 2011 г. начались на фоне положительных аномалий температуры воздуха и больших отрицательных аномалий ледовитости, которые сформировались в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях в конце летнего периода.

В центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на НЭС «Академик Федоров» и а/л «Россия» в экспедициях «Арктика-2011» и «Шельф-2011» (см. рис. 2.1), ледообразование среди остаточных льдов началось в начале второй декады сентября, что на 10–15 суток позднее средних многолетних сроков.

Продвижение волны ледообразования от границы остаточных льдов к северной границе морей было достаточно медленным. При средних сроках появления льдов на северной границе арктических морей в первой декаде сентября волна устойчивого ледообразования подошла сюда в начале октября, что на две-три декады позже средних многолетних сроков.

Если в ряде арктических морей, на северных границах которых сохранялись остаточные льды (северо-восток Карского, Восточно-Сибирское, Бофорта), задержка в сроках ледообразования составила 5–10 суток, то в морях, которые были полностью свободны от льда (Баренцево, Карское, Чукотское), аномалии сроков устойчивого ледообразований осенью 2011 г. были значительны и достигали 30–40 суток.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь–декабрь 2011 г. приведены на рис. 2.34–2.35, 2.37–2.38, 2.40–2.41 цвет. вклейки и на рис. 2.36, 2.39, 2.42.

В течение октября наблюдалось ледообразование среди остаточных льдов в Центральной Арктике и продвижение волны ледообразования к северным границам морей.

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

В поле сплоченности (рис. 2.35 цвет. вклейки) отмечались положительные аномалии (зоны зеленого цвета) в гренландском и канадском секторах Арктики и крупные отрицательные аномалии во всех морях российского и аляскинского секторов (зоны синего цвета). Такое формирование поля сплоченности было обусловлено усилением Трансарктического переноса и смещением к приполюсному району центра Канадского антициклонического круговорота (рис. 2.36).

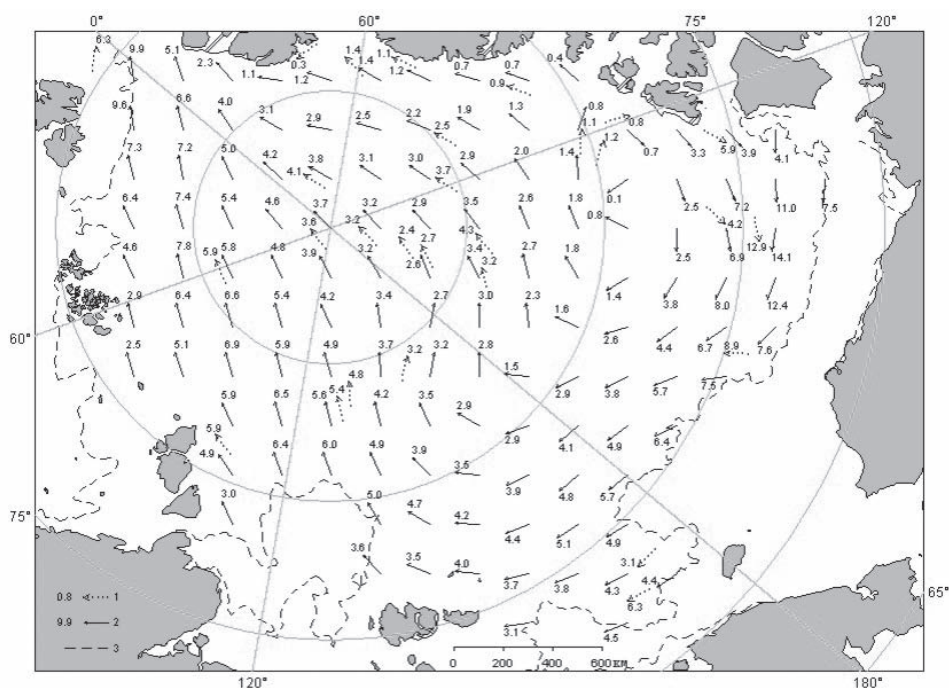


Рис. 2.36. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за октябрь 2011 г.

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

В ноябре наблюдалось интенсивное развитие ледообразования и увеличение толщины льда (рис. 2.37 цвет. вклейки). Если в первой декаде ноября среди молодых льдов преобладали преимущественно серые и серо-белые льды, то в середине ноября появилось большое количество однолетних тонких льдов (диапазон толщины 30–70 см). В конце ноября на 2/3 акваторий, которые в летний период были свободны от льда, в результате ледообразования появился однолетний тонкий лед и на 1/3 акваторий, преимущественно в прибрежных морях, наблюдались молодые льды. Появление льдов возрастной категории однолетних средних (диапазон толщины 70–120 см) не наблюдалось.

Площадь образовавшегося за октябрь–ноябрь однолетнего и молодого льда составила 4,0–4,5 млн км², что достаточно близко к средним многолетним показателям (см. рис. 2.33 цвет. вклейки). Однако толщина льда осеннего ледообразования была меньше средней многолетней, не появились однолетние средние льды, что, безусловно, было связано со значительно более поздними сроками начала ледообразования.

В результате интенсивного развития ледяного покрова в окраинных арктических морях в ноябре произошло существенное сокращение области отрицательных аномалий сплоченности (рис. 2.38 б цвет. вклейки).

В ноябре наблюдалось хорошо выраженное развитие основных структур поля дрейфа. Был хорошо развит Трансарктический перенос льда, стрежень которого был смещен к западу. В результате такого смещения происходил вынос льда из центральных морей российского сектора Арктики (Лаптевых и Восточно-Сибирского) и перенос его к побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага.

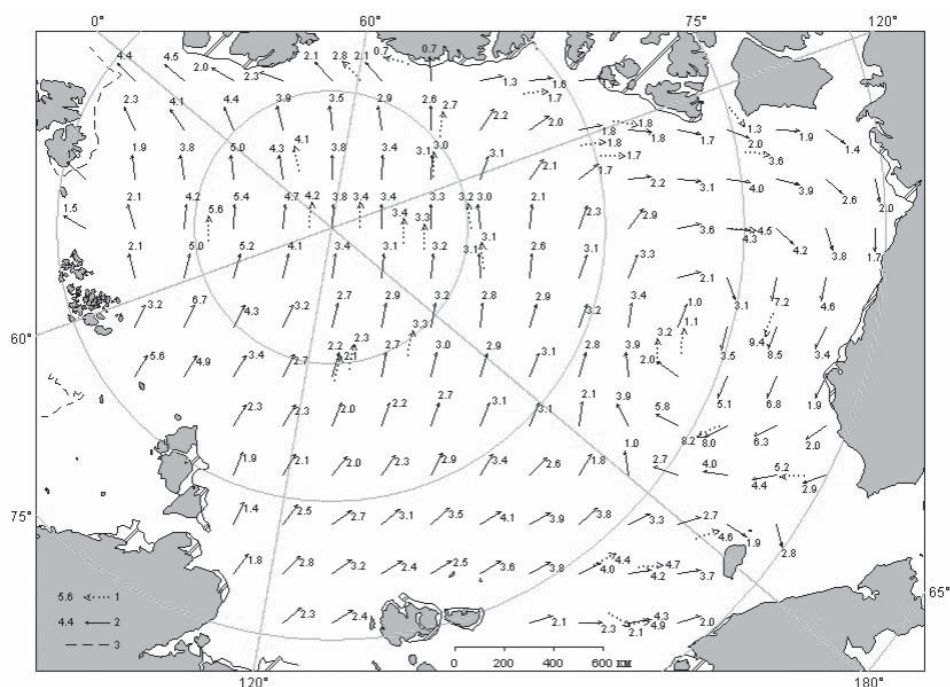


Рис. 2.39. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за ноябрь 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.36.

га. Наблюдалось развитие обширного Канадского антициклонического круговорота и смещение его центра в западную часть аляскинского сектора Арктики (рис. 2.39).

В декабре наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины, однако темпы нарастания льда значительно отставали от средних многолетних. В середине декабря на акватории всех арктических морей и далее к северу, до границы старых льдов, преобладали однолетние тонкие льды и начал появляться однолетний средний лед (диапазон толщины 70–120 см). Доля однолетних средних льдов была невелика, и его появление наблюдалось преимущественно к северу от 80°с.ш. В конце декабря доля однолетних средних льдов составила приблизительно треть общего количества однолетних льдов. Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцево, юго-западная часть Карского и Чукотское) наблюдалось преобладание молодых льдов. Появление однолетних толстых льдов (толщиной более 120 см) в морях не наблюдалось (рис. 2.40 цвет. вклейки).

Сравнение медианного распределения сплоченности льда в декабре 2011 г. (рис. 2.41 а цвет. вклейки) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2010 гг. (рис. 2.41 б цвет. вклейки) показывает, что отрицательные аномалии сплоченности сохранились во всех морях российского сектора Арктики. Формированию отрицательных аномалий способствовал дрейф выносного характера из морей российской Арктики (рис. 2.42).

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 дрей-

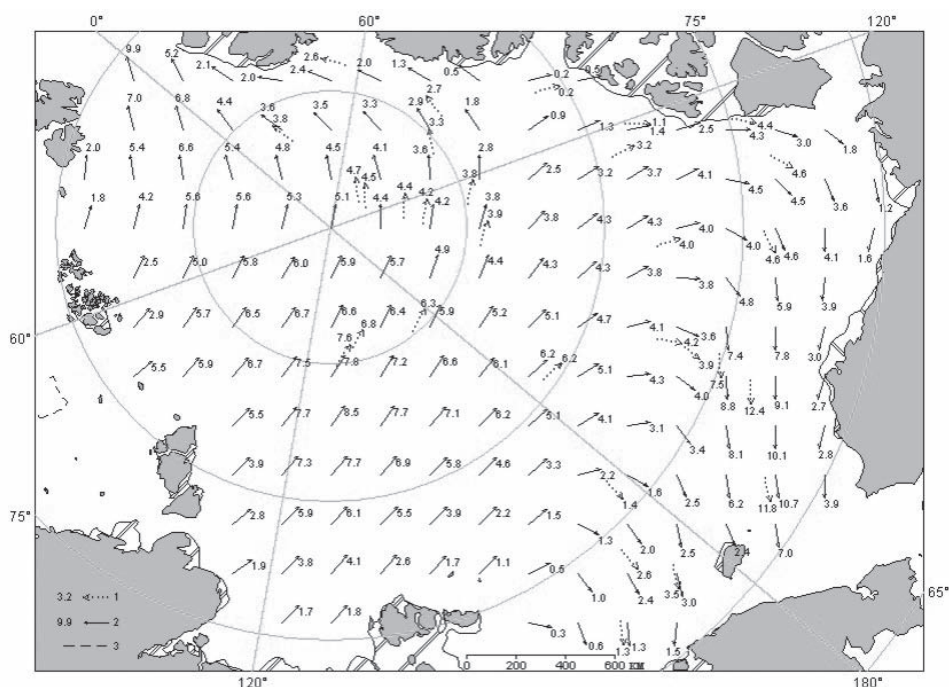


Рис. 2.42. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за декабрь 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.36.

фа льда из российских арктических морей. Площадь припая во всех морях была значительно меньше средних многолетних значений. В конце декабря суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 175 тыс км² при норме 340 тыс км², т. е. была почти на 50 % меньше нормы. Не установился припай в проливе Вилькицкого, что наблюдалось второй год подряд.

На рис. 2.33 цвет. вклейки приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов (за период с октября 1978 г. по декабрь 2011 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 составила 12,59 млн км² при норме 13,36 млн км², т.е. была на 5,8 % меньше средних многолетних значений.

Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что общее количество льда в Северном Ледовитом океане в течение всего 2011 г. было значительно меньше среднего многолетнего. Во все сезоны 2011 г. общая площадь льда в Северном Ледовитом океане была значительно меньше нормы и в ряде месяцев даже оказалась экстремально малой (например, в январе–марте). Однако в целом в 2011 г. в большинстве месяцев общая ледовитость превышала исторический минимум 2007 г. По общей оценке, ледовитость в 2011 г. может считаться вторым по рангу минимумом.

Основной вклад в формирование легких ледовых условий в весенний период внесли моря восточного района российского и аляскинского секторов Арктики (меридиональные секторы 95° в.д. – 170° з.д. и 170 – 45° з.д.). В летний период уменьшение ледовитости наблюдалось, прежде всего, в морях западного района

российского и аляскинского секторов Арктики (меридиональные секторы 45 – 95и 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.

Бассейн Карского моря

Нарастание льда в зимний период

Процесс нарастания льда в зимний период продолжался до середины апреля на реках Оби и Таз и до конца апреля на реке Енисее. В табл. 2.2 приведены данные о увеличении толщины льда ежемесячно с января по апрель.

Таблица 2.2

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2011 г. на устьевых участках 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	91	18	94	3	98	4	95	–3
Таз	Тазовское	88	15	107	19	110	3	89	–21
Енисей	Игарка	64	6	66	2	68	2	75	7
	Дудинка	99	34	126	27	143	17	154	11
	Караул	91	29	108	17	112	4	113	1

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось в январе и феврале. В апреле на устьевых участках рек Оби и Таз наблюдалось некоторое стаивание льда, а на устьевом участке реки Енисея продолжалось его медленное нарастание.

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 на конец апреля

Река	Пункт	Толщина, см		
		2011 г.	Средняя*	Аномалия
Обь	Салехард	95 (15 апреля)	102 (15 апреля)	–7
Таз	Тазовское	89 (30 апреля)	140 (30 апреля)	–51
Енисей	Игарка	75 (25 апреля)	99 (25 апреля)	–24
	Дудинка	154 (25 апреля)	130 (25 апреля)	24
	Караул	113 (30 апреля)	139 (30 апреля)	–26

* Подсчитана за период с начала наблюдений по 2007 г.

Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда в конце апреля наблюдалась на устьевом участке реки Таз (–51 см). На устьевых участках рек бассейна Карского моря толщина льда в апреле оказалась меньше средних многолетних значений (до 51 см в Тазовском) повсюду за исключением Дудинки, где она была на 24 см больше нормы.

В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах составляла от 21 до 50 см.

Характеристика процесса вскрытия рек

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2011 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились в период от третьей декады апреля до начала первой декады мая.

В табл. 2.4 приведены сроки начала весеннего ледохода и очищения от льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.4

Сроки вскрытия рек бассейна Карского моря

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь	Салехард	13.05	27.05	–14	20.05	1.06	–12
Таз	Тазовское	25.05	13.06	–19	26.05	15.06	–20
Енисей	Игарка	5.05	30.05	–25	23.05	8.06	–16
	Дудинка	26.05	5.06	–10	1.06	11.06	–10
	Караул	31.05	10.06	–10	5.06	16.06	–11

Первая подвижка льда на устьевом участке реки Енисея наблюдалась на 3–22 дня раньше средних многолетних сроков. На устьевом участке реки Таз подвижка льда отмечена на 12 дней позже нормы.

На устьевом участке реки Енисея наблюдателями отмечены заторы льда (6 мая и с 9 по 11 мая).

На устьевых участках рек Оби, Таз, Енисея весенний ледоход начался на 10–25 дней раньше нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек составила от 1 дня на устьевом участке реки Таз до 18 дней в районе Игарки на реке Енисее.

Таблица 2.5

Сроки вскрытия устьевых взморий рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	7.06	25.06	–18
		Очищение от льда	11.06	1.07	–20
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	11.06	19.06	–8
		Очищение от льда	14.06	24.06	–10

Очищение от льда устьевых участков рек бассейна Карского моря произошло на 10–20 дней раньше средних многолетних сроков.

Процесс вскрытия устьевых взморий рек, впадающих в Карское море, охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети. На устьевом взморье реки Оби в настоящее время работает одна полярная станция – бухта Новый Порт. На устьевом взморье реки Енисея работает тоже одна полярная станция – Сопочная Карга. В табл. 2.5 приведены сроки взлома припая и очищения от льда, по данным полярных станций.

Таким образом, взлом припая и очищение от льда устьевого взморья рек Оби и Енисея наблюдались на 8–20 дней раньше средних многолетних сроков.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.6 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Замерзание рек бассейна Карского моря в 2011 г. проходило повсеместно позже средних многолетних сроков: появление заберегов – на 9–17 дней, устойчивое появление плавучего льда – на 7–15 дней, ледостав – на 3–14 дней. Самые поздние сроки ледовых явлений относятся к реке Таз (п. Тазовское). На реке Енисее (п. Караул) при весьма позднем появлении заберегов (на 17 дней) появление плавучего льда и ледостав отмечены позже нормы на 6–8 дней.

Продолжительность осеннего ледохода составила от 1–2 дней (п. Тазовское и п. Салехард) до 7 дней (п. Караул).

Таблица 2.6

Характеристика ледовых условий осенью 2011 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь, Салехард	27.10	18.10	+9	30.10	21.10	+9	01.11	29.10	+3
Таз, Тазовское	26.10	10.10	+16	27.10	12.10	+15	28.10	14.10	+14
Енисей, Игарка	–	17.10	–	25.10	17.10	+8	29.10	23.10	+6
Енисей, Караул	29.10	12.10	+17	25.10	18.10	+7	01.11	24.10	+8

Таким образом, в результате раннего вскрытия и позднего замерзания на устьевых участках рек бассейна Карского моря естественный навигационный период в 2011 г. был больше среднего многолетнего (разность составила от 21 дня на реке Оби в Салехарде и до 35 дней на реке Таз). На реке Енисее естественный навигационный период превысил норму на 18–24 дня. Основной причиной увеличения навигационного периода является наблюдавшееся в весенний период чрезвычайно раннее очищение рек от льда, которое составило от 11 до 20 дней.

В табл. 2.7 приведены сроки замерзания устьевого взморья рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети. На устьевом взморье рек Оби и Енисея процесс замерзания происходил в поздние сроки (на 9–15 дней позже нормы).

Таблица 2.7

**Сроки замерзания устьевое взморья рек бассейна Карского моря
по данным стационарной сети**

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	25.10	11.10	+14
Енисейский залив	Сопочная Карга	Полное замерзание	31.10	16.10	+15
		Устойчивое появление плавучего льда	23.10	10.10	+13
		Полное замерзание	01.11	23.10	+9

Естественный навигационный период в 2011 г. на устьевом взморье рек Оби и Енисея превысил средний многолетний на 23 дня в Енисейском заливе и на 34 дня в Обской губе.

В табл. 2.8 приведены данные о нарастании льда за декабрь, а в табл. 2.9 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению. Толщина льда в конце декабря 2011 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря составила на 11–27 см меньше нормы.

Таблица 2.8

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с ноября по декабрь 2011 г.

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	40	54	14
Таз	Тазовское	48	54	6
Енисей	Игарка	18	35	17
	Караул	48	68	20

Таблица 2.9

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2011 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	54	65	–11
Таз	Тазовское	54	81	–27
Енисей	Игарка	35	59	–24
	Караул	68	90	–22

Бассейн моря Лаптевых

Нарастание льда в зимний период

В табл. 2.10 приведены данные о нарастании льда с января по апрель. Наибольшее увеличение толщины льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось в январе. В апреле почти во всех пунктах лед продолжал нарастать. Исключение составили район Юбилейной на реке Яне, где толщина льда уменьшилась на 2 см, и район Хатанги на реке Хатанге, где толщина льда не изменилась.

Таблица 2.10

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2011 г.
на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых**

Река, пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга, Хатанга	120	21	138	18	148	10	148	0
Оленёк, Тюмети	78	1	92	14	105	13	116	11
Оленёк, Усть-Оленёк	129	25	142	13	153	11	154	1
Лена, Кюсюр	102	20	115	13	127	12	133	6
Лена, Хабарово	166	43	198	32	209	11	220	11
Яна, Юбилейная	96	19	109	13	118	9	116	–2

В табл. 2.11 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

В конце апреля на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых толщина льда была повсеместно меньше нормы.

В конце апреля в рассматриваемых пунктах наблюдалась различная высота снега на льду (от 0–5 см на реке Лене в районе Хабарово до 36–50 см в пунктах Усть-Оленёк на реке Оленёк и Юбилейная на реке Яне).

Таблица 2.11

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2011 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	148	149	–1
Оленёк	Тюмети	116	137	–21
	Усть-Оленёк	154	192	–38
Лена	Кюсюр	133	176	–43
	Хабарово	220	226	–6
Яна	Юбилейная	116	153	–37

Характеристика процесса вскрытия рек

В табл. 2.12 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленёк, Лены и Яны и их аномалии по отношению к средним многолетним.

В 2011 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились в третьей декаде мая.

На устьевых участках рек Хатанги, Анабара, Оленёк и Лены весенний ледоход начался на 6–14 дней раньше средних многолетних сроков. На устьевом участке реки Яны начало ледохода отмечено в срок, близкий к норме.

Сроки вскрытия рек бассейна моря Лаптевых

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга	Хатанга	29.05	12.06	–14	4.06	17.06	–13
Оленёк	Тюмети	24.05	3.06	–10	3.06	13.06	–10
	Усть-Оленёк	5.06	18.06	–13	8.06	21.06	–13
Лена	Кюсюр	26.05	1.06	–6	7.06	11.06	–4
	Хабарово	30.05	8.06	–9	8.06	15.06	–7
Яна	Юбилейная	1.06	30.05	2	7.06	6.06	+1

Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оленёк, Лены и Яны сопровождался образованием заторов.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Оленёк составила 3–10 дней, на устьевом участке реки Лены – 9–12 дней, на устьевом участке реки Яны – 6 дней.

Очищение от льда устьевых участков рек Анабара, Оленёк и Лены произошло на 4–13 дней раньше средних многолетних сроков. На устьевом участке реки Яны сроки очищения от льда были близки к норме.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.13 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2011 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним.

В устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых осенью 2011 г. замерзание проходило в более поздние сроки по сравнению со средними многолетними.

Таблица 2.13

Характеристика ледовых условий осенью 2011 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга,	9.10	–	–	14.10	2.10	+12	14.10	4.10	+10
Хатанга									
Оленёк,	05.10	27.09	+8	07.10	30.09	+7	13.10	10.10	+3
Тюмети									
Оленёк,	07.10	2.10	+5	06.10	30.09	+6	09.10	06.10	+3
Усть-Оленёк									
Лена,	13.10	8.10	+5	14.10	8.10	+6	29.10	22.10	+7
Кюсюр									
Быковская протока	17.10	8.10	+9	12.10	11.10	+1	01.11	16.10	+16
р. Лены,									
Хабарово									
Яна,	06.10	28.09	+8	01.10	30.09	+1	08.10	06.10	+2
Юбилейная									

Продолжительность осеннего ледохода составила от 0 дней на реке Хатанге до 15–20 дней на реке Лене.

Становление льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых произошло в более поздние сроки по сравнению с нормой: на реке Лене – на 7–16 дней, на реке Хатанге – на 10 дней, на реках Оленёк и Яне – в сроки, близкие к средним многолетним.

В 2011 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых естественный навигационный период был разным. На реке Яне он полностью соответствовал среднему многолетнему периоду, на остальных реках значительно превышал норму: на реке Лене – на 8–10 дней, на реке Оленёк – на 17–19 дней, на реке Хатанге – на 25 дней. В основном увеличение навигационного периода отмечалось за счет раннего развития процесса вскрытия рек весной.

В табл. 2.14 приведены данные о нарастании льда в октябре–декабре 2011 г., а в табл. 2.15 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к средним многолетним значениям.

Толщина льда в конце декабря 2011 г. на устьевом участке реки Хатанги на 9 см превышала средние многолетние значения, а на устьевых участках рек Оленёк, Лены и Яны была на 13–36 см меньше нормы.

Таблица 2.14

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с октября по декабрь в 2011 г.

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга	Хатанга	22	76	54	101	25
Оленёк	Тюмети	20	47	27	71	24
	Усть-Оленёк	24	62	38	77	15
Лена	Кюсюр	11	56	45	82	32
Быковская	Хабарово	0	71	71	120	49
протока р. Лены						
Яна	Юбилейная	20	50	30	73	23

Таблица 2.15

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2011 г.	Средняя*	Аномалия
Хатанга	Хатанга	101	92	+9
Оленёк	Тюмети	71	84	–13
Оленёк	Усть-Оленёк	77	113	–36
Лена	Кюсюр	82	110	–28
Быковская протока р. Лены	Хабарово	120	141	–21
Яна	Юбилейная	73	92	–19

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

Бассейн Восточно-Сибирского моря

Нарастание льда в зимний период

В табл. 2.16 приведены данные об увеличении толщины льда за месяц с января по апрель на устьевых участках рек бассейна Восточно–Сибирского моря.

Таблица 2.16

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2011 г.
на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского 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
Индигоирка	Чокурдах	89	29	105	16	118	13	121	3
Колыма	Колымское	97	–	106	9	107	1	106	–1
	Черский	100	–	111	11	–	–	153	–

В табл. 2.17 приведены значения толщины льда и ее аномалии на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Толщина льда в конце апреля 2011 г. на устьевых участках рек Индигоирки и Колымы (п. Колымское) была значительно меньше нормы, в то время как на реке Колыме в районе п. Черский на 12 см превышала норму.

Таблица 2.17

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Индигоирка	Чокурдах	121	168	–47
Колыма	Колымское	106	140	–34
	Черский	153	141	+12

Характеристика процесса вскрытия рек

В табл. 2.18 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Индигоирки и Колымы бассейна Восточно-Сибирского моря. Весной 2011 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря закраины появились в конце мая – начале июня.

Весенний ледоход начался на 2–8 дней позже нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Индигоирки составила 1 день, а на устьевом участке реки Колымы – 3–4 дня.

На реке Колыме в районе п. Колымское с 26 мая по 5 июня наблюдателем отмечен затор льда. Очищение от льда устьевого участка реки Индигоирки произошло в срок, соответствующий норме, а реки Колымы – на 2–6 дней позже нормы.

Таблица 2.18

Сроки вскрытия рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индигоирка	Чокурдах	9.06	7.06	+2	10.06	10.06	0
Колыма	Колымское	7.06	30.05	+8	10.06	4.06	+6
	Черский	7.06	3.06	+4	11.06	9.06	+2

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.19 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2011 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним. Плавающий лед на устьевом участке рек Индигоирки и Колымы появился в сроки, близкие к средним многолет-

Таблица 2.19

Характеристика ледовых условий осенью 2011 г.

Река, пункт	Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут	2011 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка, Чокурдах	08.10	05.10	+3	12.10	08.10	+4
Колыма, Колымское	09.10	08.10	+1	12.10	12.10	0
Колыма, Черский	07.10	07.10	0	11.10	12.10	–1

ним. Ледостав на реке Колыме установился также в сроки, близкие к норме, тогда как на реке Индиگیرке – на 4 дня позже.

Продолжительность осеннего ледохода на устьевых участках рек составила 3–4 дня.

В 2011 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось более раннее развитие процесса вскрытия ледяного покрова весной и позднее развитие процесса замерзания осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период на реке Индиگیرке был на 3 дня больше среднего многолетнего, а на реке Колыме – на 2–5 дней меньше среднего многолетнего.

В табл. 2.20 приведены данные о нарастании льда на устьевом участке рек Индиگیرки и Колымы в ноябре и декабре 2011 г., а в табл. 2.21 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.20

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с октября по декабрь в 2011 г.

Река	Пункт	30 ноября		31 декабря	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индиگیرка	Чокурдах	69	–	88	19
Колыма	Колымское	45	–	61	16
	Черский	–	–	60	–

Таблица 2.21

Толщина льда (см) на конец декабря 2011 г.

Река	Пункт	2011 г.	Средняя	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	88	96	–8
Колыма	Колымское	61	86	–25
	Черский	60	82	–22

В конце декабря толщина льда на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы была на 8 и 22–25 см меньше средних многолетних значений соответственно.

3

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ

Оценки термохалинного состояния вод Северного Ледовитого океана в 2011 г. выполнены на основании данных из отечественных и зарубежных источников, поступающих с российских дрейфующих станций, с автономных дрейфующих ИТР (Ice-Tethered Profiler) буюв, четырех морских научно-исследовательских экспедиций, а также в рамках выполнения программы исследований по проекту ПАЛЭКС Института океанологии РАН им. П.П.Ширшова (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Сведения о наблюдениях за температурой и соленостью, выполненных на акватории СЛО
в 2011 г. и загруженных в базу данных термохалинных характеристик
отдела океанологии ААНИИ**

№ п/п	Экспедиция, судно, измерительная платформа	Период	Число станций
1	СП-38	01.01–20.09	242
2	СП-39	18.10–31.12	73
3	ИТР-33*	01.01–21.01	50
4	ИТР-41*	01.01–31.12	727
5	ИТР-42*	01.01–15.04	201
6	ИТР-43*	01.01–11.02	83
7	ИТР-47*	11.04–24.12	1025
8	ИТР-48*	10.09–31.12	291
9	ИТР-49*	12.09–12.10	63
10	ИТР-51*	17.09–25.10	77
11	ИТР-52*	06.08–23.11	370
12	ИТР-53*	04.08–31.12	299
13	ИТР-54*	06.08–22.10	107
14	ИТР-55*	09.08–31.12	289
15	НИС «Профессор Молчанов»	24.08–11.10	21
16	«Шельф-2011», НЭС «Академик Федоров»	08.07–07.09	59
17	«ЛАПЭКС-2011», ГС «Яков Смирницкий»	26.08–05.09	30
18	ПАЛЭКС	10.04–20.04	18
19	Рейс ледокола «Россия»	19.09–06.10	47
	Всего		4072

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

Основная часть представленной информации была получена на акватории глубоководной части Амеразийского суббассейна, где в 2011 г. было задействовано 12 работающих ГТР-бுவ, оснащенных профилографами, с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод. При этом семь бுவ было установлено в августе–сентябре 2011 г. во время проведения экспедиционных исследований на борту германского ледокола «Полярштерн» в западной и центральной частях Арктического бассейна (буи № 48, 49, 51) и на борту канадского ледокола «Луи Сан-Лоран» в центральной части Канадской котловины (буи № 52–55).

Кроме непрерывной информации с профилографов, поступление данных о гидрологическом состоянии СЛО в течение рассматриваемого периода обеспечивали несколько российских и международных экспедиций, проводимых на НЭС «Академик Федоров», НИС «Профессор Молчанов», ГС «Яков Смирницкий», ледоколе «Россия», а также две российские дрейфующие станции «Северный полюс-38» и «Северный полюс-39». Так, в рамках работ по программе высокоширотной экспедиции «Шельф-2011» на борту НЭС «Академик Федоров» в августе–сентябре 2011 г. был вторично получен достаточно подробный с точки зрения пространственного покрытия данными материал, охватывающий значительную часть глубоководной области Центрального Арктического бассейна. Район, покрытый данными ХВТ- и ХСТД-наблюдений, простирался от границы континентального склона Евразии и захватывал хребты Гаккеля, Ломоносова и Менделеева. Данные, полученные на российских дрейфующих станциях СП-38 и СП-39, составляют сравнительно небольшую часть общего объема данных наблюдений, однако в них предоставлена информация из районов хребта Менделеева и поднятия Альфа, не покрытых данными других экспедиций или дрейфующих ГТР-комплексов. В центральной части моря Лаптевых материалы СТД-наблюдений были получены в рамках российско-германской морской экспедиции «ЛАПЭКС-2011» на борту ГС «Яков Смирницкий». Положение всех выполненных океанографических станций, результаты которых использованы 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 определения пространственной структуры полей аномалий температуры и солености относительно климатических значений на поверхности СЛО были построены карты распределения соответствующих характеристик, осредненных в диапазоне глубин 5–10 м отдельно для летнего и зимнего периодов (рис. 3.2 цвет. вклейки).

Пространственная неоднородность данных наблюдений не позволяет получить непрерывное распределение поверхностных характеристик в СЛО, однако позволяет судить об общих тенденциях развития процессов в верхнем перемешанном слое. Зона минимальных значений солености на акватории глубоководной части Арктического бассейна расположена в области ядра круговорота Бофорта, где значения солености достигают 25–26 ‰ в летний период и 26–27 ‰ зимой (см. рис. 3.2 *а, в* цвет. вклейки). Наблюдаемое различие обусловлено сезонным циклом таяния и нарастания морского льда, приводящим к значительному распреснению поверхностного слоя вод в летние месяцы и их осолонению зимой.

Как следует из распределения аномалий солёности поверхностного слоя, большая часть акватории Арктического бассейна находится под влиянием отрицательной аномалии как в летний период (см. рис. 3.2 б цвет. вклейки), так и в зимний (см. рис. 3.2 г цвет. вклейки). В течение зимнего периода величина положительных и отрицательных аномалий солёности и конфигурация их зон соответствовали их структуре, характерной для последних нескольких лет. В период 2007–2010 гг. аномальное развитие гидрометеорологических процессов привело к формированию значительных по пространственному масштабу зон, характеризующихся существенными аномалиями термохалинного состояния. Эта тенденция сохранялась и в течение 2011 г.

Так, в зимний период как на поверхности, так и на глубине, составляющей до нескольких десятков и даже сотен метров, на акватории Амеразийского суббассейна СЛО наблюдались отрицательные аномалии солёности, достигавшие в поверхностном слое 4–5 ‰. В целом, по сравнению с 2010 г. можно отметить также некоторое уменьшение общего содержания пресной воды в области круговорота Бофорта, что следует из анализа данных зарубежных экспедиционных наблюдений (<http://www.arctic.noaa.gov/reportcard/ocean.html>). Одновременно в поверхностном слое Евразийского суббассейна СЛО наблюдались положительные аномалии солёности, равные 1,0–1,5 ‰.

В летний период произошла некоторая перестройка полей солёности поверхностного слоя, в результате которой конфигурация зон положительных и отрицательных ее аномалий на акватории Евразийского суббассейна несколько изменилась. Из рис. 3.2 б цвет. вклейки видно, что в районе, расположенном северо-восточнее архипелага Северная Земля, отмечались положительные аномалии солёности до 1 ‰, что несколько меньше аномалии, наблюдаемой в предыдущие годы. Однако в северных областях моря Лаптевых были зарегистрированы отрицательные аномалии солёности, составляющие до 3 ‰, что связано с аномальным распространением речного стока реки Лены на север, которого не наблюдалось, например, в 2010 г.

Карты распределения температуры поверхностного слоя, построенные по данным, полученным в летний экспедиционный период 2011 г. (см. рис. 3.2 д, е цвет. вклейки), позволяют оценить термическое состояние поверхностных вод и определить его аномальность по отношению к предшествующему периоду. Положительные аномалии приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение всего 2011 г. позволяют отнести его к числу наиболее теплых лет за весь инструментальный период наблюдений. Так, среднегодовая приземная температура воздуха в 2011 г. в регионе, ограниченном параллелью 70° с.ш., составляла –10,6 °С, т.е. была немного ниже, чем в 2010 г. (–10,5 °С), но выше, чем в период с 2007 по 2009 г. (–10,7, –11,4 и –11,1 °С соответственно), и существенно выше климатической нормы (–13,1 °С).

Аномально теплая атмосфера оказывала двоякое влияние на термический режим верхнего слоя океана. Во-первых, за счет таяния и отступления границы плавучих льдов в северном направлении наблюдалось образование больших пространств открытой воды, позволяющих аккумулировать радиационное тепло и тепло, получаемое океаном от атмосферы, на больших акваториях. Во-вторых, аномально высокие температуры воздуха в совокупности с большей длительностью безледного периода в этих районах привели к увеличению времени прогрева морской поверхности. В результате поверхностный слой на значительной части акватории прогрелся в ряде случаев до 6–7 °С (см. рис. 3.2 д цвет. вклейки).

Из данных наблюдений следует, что области положительной температуры воды наблюдались на всей акватории моря Лаптевых и в северной части Карского моря. В терминах аномалий эти области характеризовались положительными аномалиями с характерными значениями до 1,0–1,5 °С в Карском море и до 5–7 °С в море Лаптевых (см. рис. 3.2 *е* цвет. вклейки). Анализ данных спутниковых наблюдений позволяет уточнить положение областей аномального теплосодержания поверхностного слоя. Кроме морей европейской Арктики, эти зоны наблюдаются в материковой зоне амеразийского сектора, хотя значения аномалий температуры поверхностного слоя в этих районах на 1–2 °С ниже, чем в евразийской части.

Состояние промежуточного слоя теплых атлантических вод (АВ) в 2011 г. вследствие значительной инерционности процессов, протекающих на больших глубинах, не претерпело значительных изменений по сравнению с 2010 г. Максимальная температура в ядре АВ в районе круговорота Бофорта в Амеразийском суббассейне составляла 0,78–0,90 °С, что соответствует данным наблюдений, выполненных годом ранее. На акватории Евразийского суббассейна выделяется зона повышенных температур АВ у Северной Земли, соответствующая положению основной струи вдольсклонового глубинного атлантического течения. Максимальная температура здесь достигла 2 °С и выше (см. рис. 3.3 *а* цвет. вклейки). В терминах отклонения от климатических средних практически все районы, в которых в 2011 г. проводились наблюдения за термохалинным состоянием водной толщи, демонстрируют положительные аномалии температуры в ядре АВ (см. рис. 3.3 *б* цвет. вклейки). Значения аномалий максимальны в западных частях СЛО, где они достигают 1 °С, и постепенно уменьшаются в восточном направлении до 0,30–0,35 °С в районе круговорота Бофорта.

В связи с тем что по мере перемещения в восточном направлении АВ становятся плотнее за счет постепенной отдачи тепла, они заглубляются, что отчетливо проявляется на рис. 3.3 *в* цвет. вклейки. В слое АВ, кроме аномального термического состояния, хорошо прослеживается также изменение его топологии по сравнению с климатом, а именно смещение верхней границы слоя, определяемой по изотерме 0 °С, к поверхности. В ряде случаев, например в центральной части Арктического бассейна, наблюдаемые аномалии достигают 80 м (см. рис. 3.3 *г* цвет. вклейки), что сопоставимо со значениями аномалий, наблюдаемых в этом районе в 2010 г. Аналогично предшествующему году небольшое заглубление слоя АВ (до 40 м) наблюдается в южной части Канадской котловины (см. рис. 3.3 *д* цвет. вклейки), что несколько больше значений, зарегистрированных в 2010 г.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в 2011 г. на всей акватории Арктического бассейна продолжали наблюдаться положительные аномалии температуры в слое АВ, что является следствием аномально теплого залива АВ в предшествующие годы и сохранения большого количества остаточного тепла в глубинных слоях океана.

3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Северного Ледовитого океана

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2011 г. был осуществлен расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солёности. При этом было проведено пред-

варительное объединение исходных данных по географическому признаку. В качестве таких географических зон использовались: район расположения станций, vyplненных с борта НЭС «Академик Федоров» к северу от Земли Франца-Иосифа (ЗФИ); район дрейфа ИТР буя № 49 для описания вертикальной структуры центральной части над хребтом Ломоносова в районе параллели 80° с.ш.; район дрейфа станции СП-38 над восточным склоном в центральной части хребта Менделеева; район дрейфа станции СП-39 в районе поднятия Альфа; районы дрейфа ИТР буев № 52 и 55 для описания вертикальной структуры центральной части Амеразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта; район дрейфа ИТР буя № 47 для описания вертикальной структуры к северу от Гренландии.

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 2003 г. в пределах полосы шириной 50 км в стороны от группы выбранных станций, показанной на рис. 3.1 в виде замкнутых контуров.

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейна

Поверхностный слой

В направлении с запада на восток происходит постепенное уменьшение солёности и повышение температуры поверхностного слоя вод. Так, к северу от ЗФИ значения солёности на поверхности варьируют от 31,5 до 33,8 ‰ при среднем значении около 32,5 ‰ (см. рис. 3.4). В районе дрейфа ИТР буя № 47 севернее побережья Гренландии значения солёности поверхностного слоя изменяются от 30,8 до 31,3 ‰ (см. рис. 3.5), а в районе хребта Ломоносова средняя солёность на поверхности уже составляет 28,8 ‰ (при разбросе значений от 28,2 до 30,0 ‰, см. рис. 3.6).

Аномальное распределение поверхностного слоя продолжает оставаться отличительным свойством его текущего состояния на протяжении последних нескольких лет. Однако, если в предшествующие годы это состояние характеризовалось осолонением поверхностных вод Евразийского суббассейна, то данные текущего года показали несколько иную картину. По результатам измерений в трех рассматриваемых районах, солёность на поверхности и до глубины 20–30 м оказалась ниже климатических значений. При этом отрицательная аномалия солёности постепенно увеличивается, начиная примерно от 0,4–0,6 ‰ к северу от ЗФИ и Гренландии и до 2,0 ‰ в районе хребта Ломоносова (см. рис. 3.4–3.6). Температура поверхностного слоя была близка к температуре замерзания, а толщина верхнего перемешанного слоя слабо менялась в пространстве, составляя около 20–30 м.

Промежуточный слой холодного галоклина

Ниже верхнего однородного слоя, начиная от глубины 20–30 м и до верхней границы термоклина, образованного водами атлантического происхождения, расположен слой холодного галоклина. Этот слой наиболее хорошо выражен в восточной части Евразийского суббассейна (вдоль хребта Ломоносова, тогда как на станциях, расположенных в районе ЗФИ, он прослеживается слабо (см. рис. 3.4)). Характерно, что в пределах этого слоя, как и в предыдущие годы отмечается положительная аномалия солёности, составляющая примерно 0,5 ‰ на ряде станций к северу от мыса Арктический (не показано) и до 1,0–1,4 ‰ на восточной периферии суббассейна (см. рис. 3.5, 3.6).

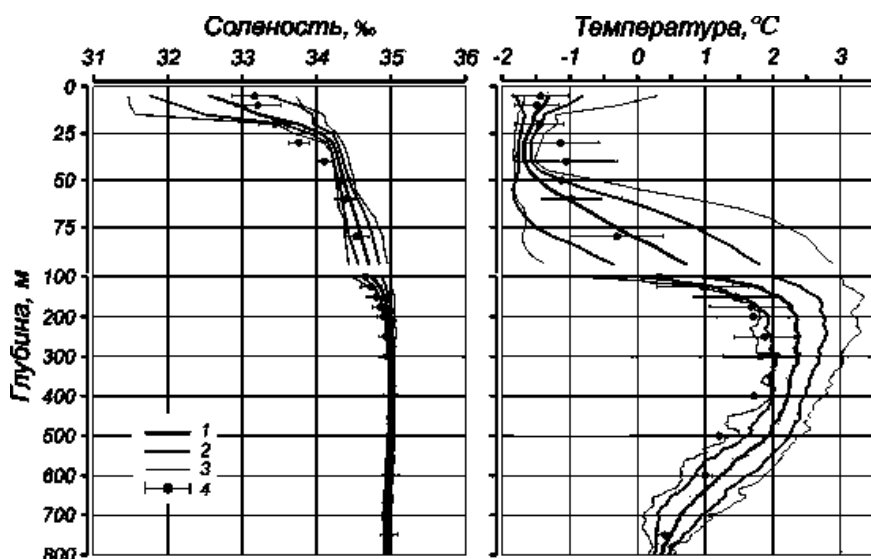


Рис. 3.4. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений к северу от ЗФИ по данным рейса НЭС «Академик Федоров» в третьем квартале 2011 г.

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 до 2003 г.

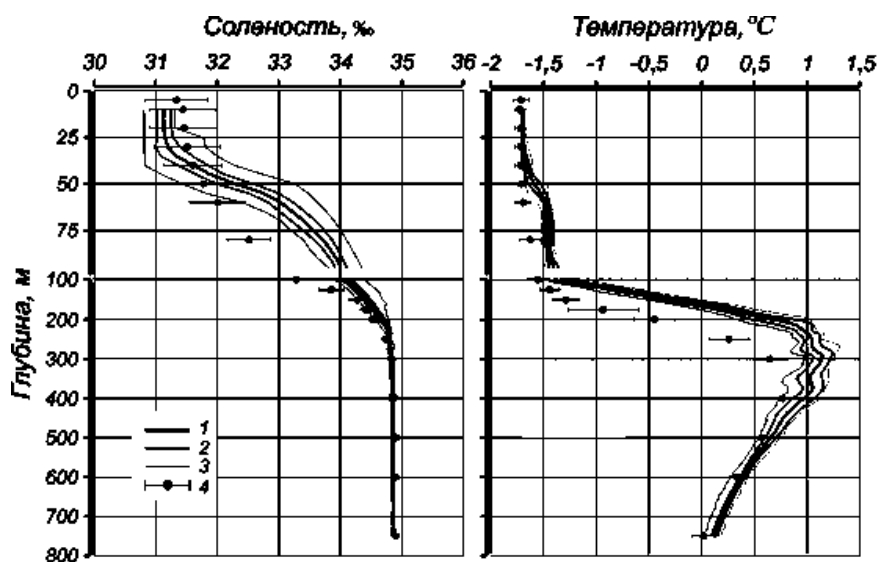


Рис. 3.5. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений к северу от Гренландии в зоне дрейфа ИТР буя № 47 в четвертом квартале 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.4.

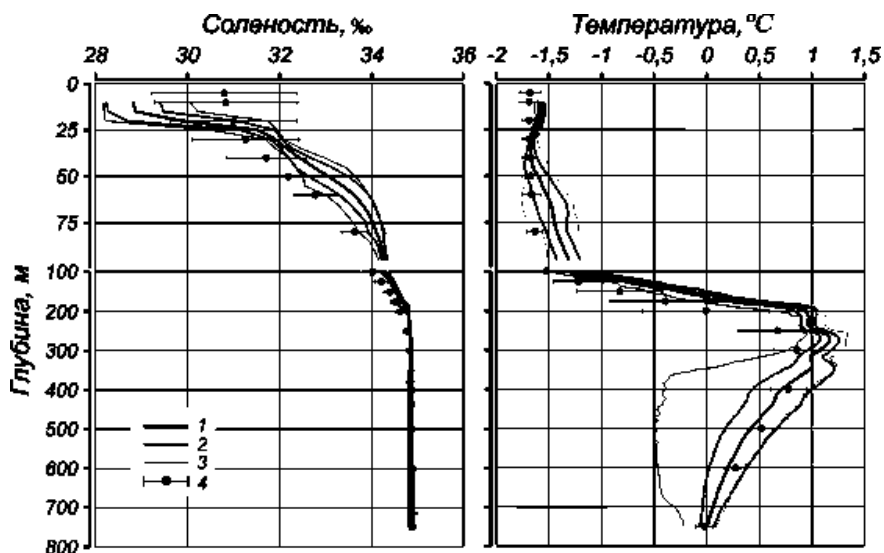


Рис. 3.6. Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений над хребтом Ломоносова в зоне дрейфа ИТР буя № 49 в третьем квартале 2011 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.4.

Слой с положительными аномалиями солености простирается до глубин 200–300 м, захватывая диапазон глубин слоя атлантических вод во всех выделенных районах. Однако даже выше слоя АВ, определяемого по положению нулевой изотермы, положительные аномалии солености сопровождаются положительными аномалиями температуры величиной 0,4–0,6 °C (рис. 3.5, 3.6).

Атлантическая водная масса

Аномальное термическое состояние атлантических вод (АВ) проявляется в виде как положительных аномалий температуры, так и изменения топологии границ этой водной массы. По данным измерений, выполненных к северу от ЗФИ (см. рис. 3.4), температура в ядре АВ варьировала в широких пределах – от 2,0 до 3,4 °C, что свидетельствует о наличии зоны фронтального раздела поперек основной струи вдольсклонового пограничного течения. Тем не менее наблюдаемый разброс значений температуры, а также ее среднее значение существенно превышали соответствующие значения, полученные по историческим данным. Среднее значение температуры в ядре АВ (2,3–2,4 °C) превышало среднее климатическое значение на 0,5–0,6 °C, что несколько выше уровня стандартного отклонения.

Верхняя граница АВ располагалась на глубине 80 м, что мало отличается от среднего климатического ее положения. Однако при дальнейшем продвижении на восток отмечается постепенное смещение верхней границы АВ в направлении поверхности относительно ее климатического положения. Так, у Северной Земли верхняя граница смещена вверх на 60 м и находится на глубине 100–110 м (не показано). Несколько меньше смещение в центральной части СЛО: по данным, полученным на дрейфующих ИТР-буях № 49 и 47, верхняя граница АВ располагается всего лишь на 40–60 м выше климатической нормы. При этом аномалия температуры в ядре АВ меняется от 0,9 °C у Северной Земли до 0,4–0,5 °C в центральной части СЛО (см.

рис. 3.5, 3.6). На всех станциях без исключения также наблюдается смещение горизонта с максимальной температурой воды в слое к поверхности.

Учитывая высокую степень изрезанности профилей мезомасштабными аномалиями вертикальной структуры, определение точной глубины ядра атлантической водной массы представляется невозможным. Однако совокупность осредненных профилей позволяет делать вывод о смещении порядка 50–100 м.

Вертикальная структура вод центральной части Американо-Северо-Африканского суббассейна

Поверхностный слой

Согласно данным наблюдений за 2011 г., поверхностный слой характеризовался большими значениями стандартного отклонения температуры и солёности. Температура в районе хребта Менделеева в летний период изменялась от $-1,6$ до $-0,4$ °C, а солёность – от 27,5 до 29,5 ‰. Средние значения солёности были меньше климатических, в то время как температура превышала климатические значения почти на 0,5 °C. Зимой температура воды на поверхности соответствовала температуре замерзания при солёности от 28,9 до 30,2 ‰ (см. рис. 3.7 и 3.8). В летний период поверхностный слой в центральной части Канадской котловины также характеризовался наличием локального максимума температуры на глубине 15–25 м, образовавшегося в результате радиационного прогрева и сменившего его затем выхолаживания вследствие понижения температуры воздуха у поверхности. Температура поверхностного слоя, располагавшегося до глубин 20–30 м (что соответствует слою ВКС), превышает климатические значения в среднем на 0,8 °C (см. рис. 3.9 и 3.10).

Тихоокеанские воды

Ниже поверхностных вод в Американо-Северо-Африканском секторе Арктического бассейна располагается слой летних тихоокеанских вод (ЛТВ), поступающих на шельф Чукотского моря через Берингов пролив в летний период.

Траектории дрейфа станций СП-38 и СП-39 проходили по Канадской котловине восточнее хребта Менделеева и далее в районе поднятия Альфа (см. рис. 3.1), т.е. фактически по границе, на которой располагается медиана распространения летних тихоокеанских вод (ЛТВ). На вертикальных профилях температуры и солёности, полученных по данным станции СП-38, ЛТВ выделяются слабо, хотя значения температуры в слое от 30 до 50 м выше средних климатических значений. При этом величина аномалии является крайне незначительной и составляет примерно 0,1–0,2 °C (см. рис. 3.7). Исходя из этого, а также в соответствии с данными, полученными на станции СП-39, можно сделать вывод о смещении границы ЛТВ в восточном направлении, в сторону Канадской котловины.

Согласно информации, полученной при помощи дрейфующих буев в Канадском секторе, толщина слоя ЛТВ по данным наблюдений за 2011 г. составляет около 130 м (глубина от 30 до 160 м по изотерме $-1,4$ °C). Слой ЛТВ, так же как и поверхностный слой, характеризуется отрицательной аномалией солёности, которая изменяется от почти 4 ‰ в области верхней границы слоя до 0,25 ‰ на нижней. Кроме того, в слое ЛТВ уже традиционно для последних лет регистрируется положительная аномалия температуры, которая в среднем составляет около 1,2 °C в области ядра, к тому же расположенного на 20 м ближе к поверхности.

В отдельных случаях температура в слое ЛТВ превышала 2 °C при среднем уровне 0,4 °C (по информации с буйа № 42 за первый квартал 2011 г.). Эти значения

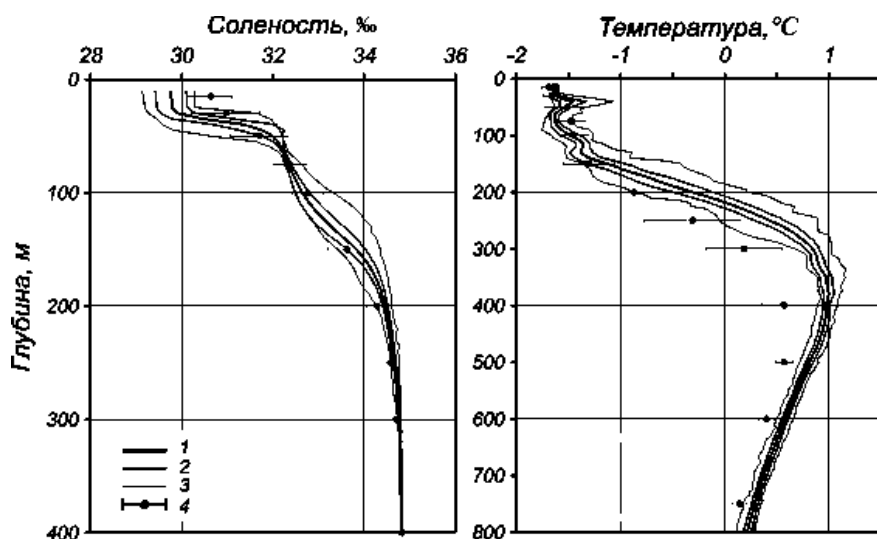


Рис. 3.7. Вертикальное распределение солёности и температуры по данным станции СП-38 в первом квартале 2011 г.

Усл. обозначения см. рис.3.4.

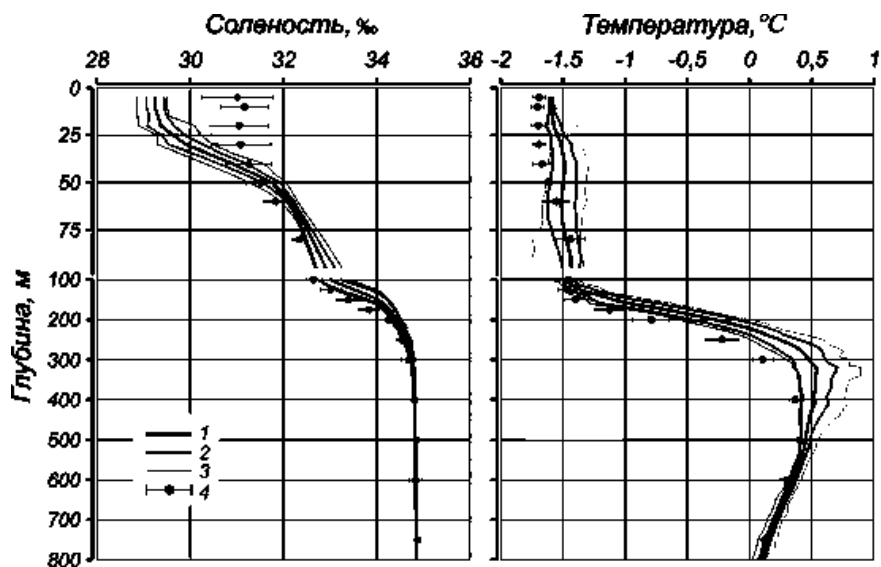


Рис. 3.8. Вертикальное распределение солёности и температуры по данным станции СП-39.

Усл. обозначения см. рис. 3.4.

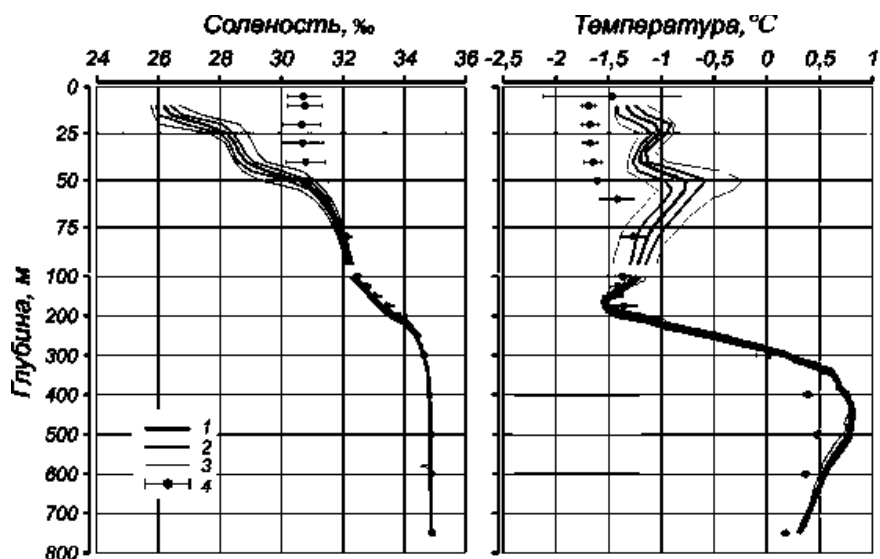


Рис. 3.9. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в центральной части Амеразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта в третьем квартале 2011 г. по данным буйа ИТР № 52.

Усл. обозначения см. рис. 3.4.

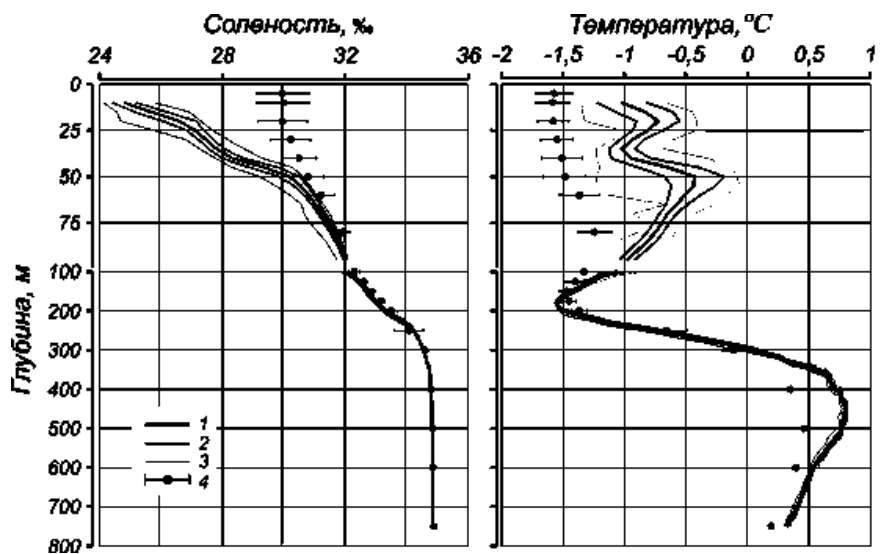


Рис. 3.10. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в центральной части Амеразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта в третьем квартале 2011 г. по данным буйа ИТР № 55.

Усл. обозначения см. рис. 3.4.

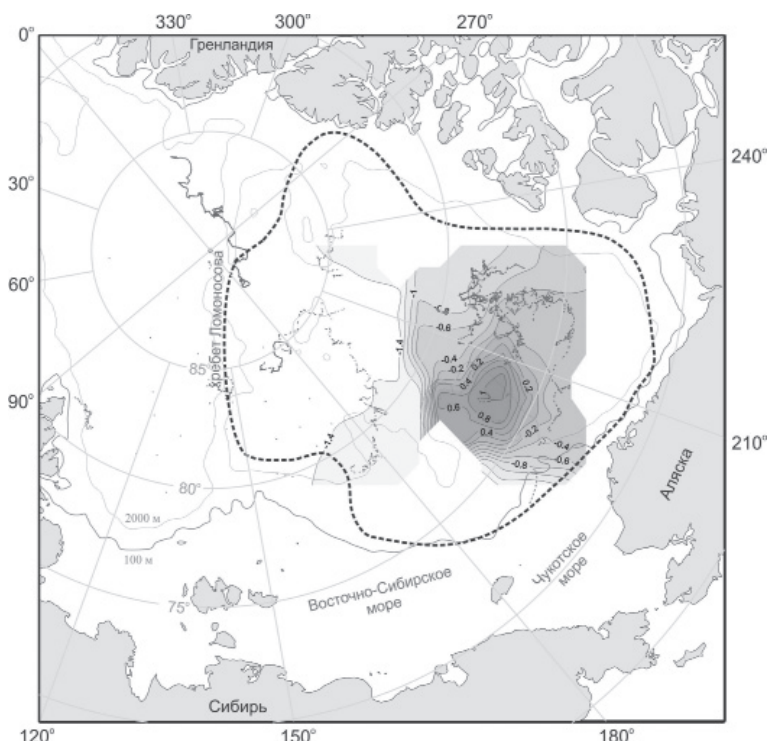


Рис. 3.11. Распределение максимальной температуры в слое летних тихоокеанских вод в Американо-Сибирском суббассейне в 2011 г.

Штриховая кривая показывает положение границы ЛТВ в 2009 г.

выходят далеко за рамки стандартных отклонений, полученных по историческим данным, превышая последние на порядок и более. Такое аномально теплое состояние слоя тихоокеанских вод не имеет аналогов в истории наблюдений и связано, по всей видимости, с совместным эффектом повышенной температуры ЛТВ в момент их поступления в СЛО через Берингов пролив и высокой плотностной стратификации за счет распреснения поверхностного слоя. При этом причиной формирования отрицательной аномалии солёности ЛТВ может являться взаимодействие с достаточно распресненным поверхностным слоем.

По данным дрейфующих буев ИТР № 52 и 55 в третьем квартале максимальная температура ЛТВ увеличивалась при продвижении от центральной части Канадской котловины ($-0,8^{\circ}\text{C}$) в сторону моря Бофорта ($-0,4^{\circ}\text{C}$), куда проникает наиболее теплая аляскинская ветвь вод тихоокеанского происхождения. В целом, значения максимальной температуры слоя ЛТВ в сравнении с прошлым годом возросли в среднем на $0,4\text{--}1,4^{\circ}\text{C}$. Наибольшее повышение температуры (от $-0,4^{\circ}\text{C}$ в 2010 г. до $1,0^{\circ}\text{C}$ в 2011 г.) наблюдалось в районе Чукотского поднятия, куда более теплая порция ЛТВ поступила с шельфа Чукотского моря в начале года (см. рис. 3.11). По-видимому, этот теплый импульс стал следствием возрастающего потока тепла через Берингов пролив, а также дополнительного радиационного прогрева Чукотского моря в летний период из-за умень-

шения площади ледяного покрова, наблюдающегося в последние годы. В районе глубоководной части Канадской котловины и круговорота Бофорта значения максимальной температуры также возросли в среднем от $-0,8^{\circ}\text{C}$ в 2010 г. до $-0,5^{\circ}\text{C}$ в 2011 г.

Недостаточное покрытие Амеразийского суббассейна данными за 2011 г. не позволяет определить точные границы распространения ЛТВ. Неясным остается распространение слоя ЛТВ вдоль Канадского Арктического архипелага по направлению к Гренландии. В 2010 г. наблюдалось существенное распространение тихоокеанских вод в указанном выше направлении. Тем не менее по полученным данным можно утверждать, что граница ЛТВ в северном направлении не распространялась далее хребта Менделеева, в то время как в 2009 г. наблюдалось аномальное распространение ЛТВ вплоть до хребта Менделеева (см. рис. 3.11).

Атлантическая водная масса

Начиная с глубины 100 м в районе хребта Менделеева, температура воды начинает повышаться под влиянием теплой атлантической водной массы. Верхняя граница АВ располагалась на глубине 200 м (см. рис. 3.7). Положительные аномалии температуры в этом слое могут наблюдаться уже начиная с глубины 150 м, а максимума температура достигает в ядре АВ на глубине 350–450 м ($0,9\text{--}1,1^{\circ}\text{C}$, что почти на $0,4^{\circ}\text{C}$ выше климатической нормы). Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0°C , расположена примерно на глубине 210–230 м, что примерно на 30–50 м ближе к поверхности по сравнению с ее средним климатическим положением. В области верхнего термоклина над ядром АВ положительные аномалии температуры сопровождаются аномалиями солености того же знака до $0,2\text{‰}$, хотя на глубине более 350 м аномалия практически не наблюдается (см. рис. 3.7).

По данным наблюдений, в районе поднятия Альфа также отмечаются существенные положительные аномалии температуры АВ, достигающие $0,3\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$, что на $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}$ выше климатической нормы (см. рис. 3.8). Повышение температуры слоя АВ, наблюдаемое в последние годы, сопровождается увеличением толщины слоя. Так, верхняя граница слоя АВ располагается на 50 м ближе к поверхности по сравнению со средним климатическим положением. Положительные аномалии солености наблюдаются в верхнем слое АВ до глубины 400 м.

В Канадской котловине глубина залегания слоя АВ больше, чем в других районах СЛО. Температура начинает повышаться, начиная с глубины 180 м, и пересекает нулевую изотерму на горизонте 280–300 м. Температура в ядре АВ на глубине 450 м превышает климатические значения на $0,3^{\circ}\text{C}$, в то время как соленость не выходит за границы диапазона стандартного отклонения климатических значений (см. рис. 3.9, 3.10).

3.1.3. Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующих станций «Северный полюс-38» и «Северный полюс-39»

Значительный интерес представляют данные, полученные в рамках проведения экспедиционных исследований на российских дрейфующих станциях, непрерывный поток информации с которых (включая данные о состоянии вод поверхностного слоя) позволяют получить подробную картину изменений, протекающих в морской толще в течение длительного периода времени. В частности, ежедневная регистрация температуры и солености в верхнем 30–40-метровом слое позволяет определять параметры сезонного хода в верхнем квазиоднородном слое (ВКС), а также проследить пространственную эволюцию в глубинных слоях, данные по ко-

Таблица 3.2

**Средние характеристики термохалинной структуры
в районе дрейфа станции СП-38 (январь–сентябрь) и СП-39 (октябрь–декабрь) за 2011 г.**

Месяц	Верхний квазиоднородный слой (ВКС)			Атлантические воды (АВ)			
	Толщина, м	T , °C	S , ‰	H_1 , м	H_2 , м	$T_{\max}$, °C	J , м
I	33,5	–1,55/–1,63	28,49–30,06	216	1038	1,16	377
II	36,2	–1,36/–1,65	29,68–31,17	226	1065	1,10	377
III	39,8	–1,13/–1,66	29,14–31,13	219	960	1,10	370
IV	39,8	–1,58/–1,65	29,73–30,59	229	932	1,09	376
V	45,8	–1,58/–1,66	30,03–30,70	210	915	1,08	364
VI	38,9	–1,57/–1,66	27,62–30,61	213	925	1,05	367
VII	–	–	–	206	914	0,99	393
VIII	–	–	–	199	912	0,86	411
IX	20,5	–1,52/–1,56	28,54–28,87	201	925	0,85	360
X	18,7	–1,56/–1,58	28,30–29,20	217	897	0,90	323
XI	29,0	–1,58/–1,61	28,97–29,48	219	877	0,81	331
XII	28,0	–1,56/–1,61	28,91–29,5	242	911	0,53	346

Примечание. H_1 – верхняя граница (изотерма 0 °C), H_2 – нижняя граница (изотерма 0 °C), J – положение ядра.

торым недоступны в случае использования автономных ИТР буев вследствие технических ограничений глубины зондирования горизонтом 760 м.

Информация об основных термохалинных характеристиках верхнего квазиоднородного слоя и слоя атлантических вод, обобщенная помесечно по результатам измерений на дрейфующих станциях СП-38 и СП-39, представлена в табл. 3.2.

Из таблицы следует, что изменения, происходящие в слое ВКС, в целом соответствуют традиционной картине развития процессов в этом деятельном слое. Так, с начала 2011 г., по данным наблюдений, происходит постепенное увеличение солёности ВКС от 28,49–30,06 ‰ в январе до 30,03–30,70 ‰ в мае, что свидетельствует об увеличении толщины льда и осолонении верхнего слоя за счет выпадения солей при ледообразовании. При этом в результате конвективных движений также происходит заглубление нижней границы слоя ВКС от 33,5 м в январе до 45,8 м в мае.

В июне в связи с положительной температурой воздуха в районе станции началось таяние снега и льда и проникновение пресной воды в подледный слой, что способствовало распреснению и прогреву верхней части ВКС. С начала июня ВКС стал разрушаться. Он полностью исчез в начале июля и был замещен слоем скачка плотности, образовавшимся в результате таяния льдов. С середины месяца на поверхности начал формироваться выраженный распресненный слой мощностью от 2,5 до 5 м, средняя толщина которого в июле достигла 5–6 м, а солёность – 0,4–7,18 ‰. Наблюдавшийся в предыдущие месяцы ВКС окончательно разрушился. Температура воды на поверхности (измерения производились в разводье) в августе–сентябре колебалась от –0,43 до 0,51 °C, а в вертикальной структуре вод выделялись от одной до четырех зон с повышенными градиентами плотности на глубине от 2 до 65 м; солёность в данном слое воды изменялась от 6,19 до 32,26 ‰. Со второй декады сентября, с началом зимних про-

цессов, при охлаждении поверхностного слоя воды и возникновении конвекции, температура на поверхности стала понижаться и находилась в пределах от $-1,55$ до $-1,51$ °C, а соленость – от 27,14 до 28,43 ‰.

Примерно с этого же времени на глубине 14 м появляется слой ВКС. За счет осенне-зимней конвекции происходит постепенное заглубление нижней границы слоя, которая достигает 28 м к концу года. Также наблюдается увеличение солености от 28,54–28,87 ‰ в сентябре до 28,91–29,5 ‰ в декабре, сопровождающееся небольшим понижением температуры до уровня замерзания при данной солености.

Изменения в слое АВ вдоль траектории дрейфа станций коснулись в основном их термического состояния. По мере продвижения станций в северо-восточном направлении температура в ядре АВ постепенно понижалась от $1,16$ °C в начале года до $0,53$ °C в декабре. Положение верхней границы слоя изменялось на протяжении года в относительно узких пределах – от 200 до 240 м. Также незначительно изменялась глубина расположения ядра АВ, определяемого по горизонту максимальной температуры воды в слое. За весь период наблюдений положение ядра варьировало от 320 до 390 м с тенденцией к уменьшению глубины в конце года.

На рис. 3.12 и 3.13 цвет. вклейки приведены результаты сравнения наблюдаемой термохалинной структуры вдоль траектории дрейфа станции СП-38 в 2011 г. по сравнению с климатическими значениями. Представленная информация позволяет сделать следующие заключения.

1. В течение теплого периода года в верхнем слое наблюдаются положительные аномалии температуры воды до $0,2$ – $0,3$ °C, исчезающие в период нового цикла осенне-зимних процессов выхолаживания и ледообразования. Область положительных аномалий простирается от поверхности до глубины 40–50 м (см. рис. 3.12). Положительные аномалии температуры сопровождаются отрицательными аномалиями солености, которые в зимний период составляют $-1 \dots -2$ ‰ и достигают на поверхности летом $-2 \dots -3$ ‰ (без учета самого верхнего распресненного слоя талой воды).

2. В слое галоклина в диапазоне глубины примерно от 50 до 100–110 м наблюдаются отрицательные аномалии температуры до $-0,3$ °C. Соленость в этом слое несколько превышает климатическую норму и достигает 0,7 ‰ и более. Зона положительных аномалий солености простирается до глубины 350–400 м.

3. На протяжении всей траектории дрейфа слой воды ниже горизонта 350–400 м оказывается менее соленым по сравнению с нормой, хотя абсолютное значение аномалии составляет всего около 0,05 ‰ (см. рис. 3.13).

4. В слое атлантических вод наблюдается область хорошо выраженной положительной аномалии температуры, простирающаяся по глубине от 100 до ~2000 м. Максимум (около 1 °C) аномалия температуры достигает в ядре (см. рис. 3.12).

5. В глубоководной части Канадской котловины, начиная с глубины примерно 2 км, начинается повышение температуры воды по направлению к дну, обусловленное геотермальным притоком тепла. Так же, как и в слое АВ, здесь наблюдается небольшая положительная аномалия температуры ($0,1$ °C).

Основные выводы

Согласно результатам наблюдений, выполненным в 2011 г., в акватории глубоководной части СЛО сохраняются повышенные аномалии термохалинных свойств водных масс от поверхности и до промежуточного слоя вод атлантического проис-

хождения. Результаты основных выводов проведенного анализа данных наблюдений можно сформулировать следующим образом:

- состояние поверхностного слоя в 2011 г. оставалось аномальным и характеризовалось существенной отрицательной аномалией солёности в Амеразийском суббассейне и положительной аномалией солёности в Евразийском суббассейне;

- в Канадской котловине солёность как зимой, так и летом несколько уменьшилась по сравнению с 2007 г., а температура существенно понизилась в летний период;

- по сравнению с 2010 г. содержание пресных вод в области круговорота Бофорта несколько уменьшилось;

- в центральной части Евразийского суббассейна произошло небольшое уменьшение солёности поверхностного слоя по сравнению с 2007 г., вследствие чего уменьшился контраст плотности между Амеразийским и Евразийским суббассейнами;

- слой атлантических вод продолжает оставаться аномально теплым, а его верхняя граница – смещенной к поверхности;

- в центральной части АБ положительные аномалии температуры атлантических вод в 2011 г. несколько возросли по сравнению с аномальным 2007 г.;

- в Канадской котловине верхняя граница АВ в 2011 г. опустилась на 20–60 м по сравнению с 2007 г.

Обзор термохалинных условий подготовлен с использованием данных, полученных по итогам работ в рамках государственного контракта № 16.518.11.7093 от 26.08.2011 по теме «Развитие приборной базы и проведение исследований в полярных областях Мирового океана с использованием уникальной установки научно-экспедиционное судно «Академик Федоров» (УСУ НЭС «Академик Федоров»)» Министерства образования и науки Российской Федерации».

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В августе–сентябре 2011 г. в экспедиции ЛАПЭКС-2011/TRANSDRIFT-XIX были получены и обработаны данные о гидрохимических параметрах моря Лаптевых (см. рис. 3.14). В результате проведенных в экспедиции ЛАПЭКС-2011 работ удалось получить новые комплексные данные о состоянии природной среды моря Лаптевых, термохалинной и гидрохимической структуре водной толщи, гидробиологическом состоянии природной среды шельфа. Данный рейс продолжил серию экспедиций, проводимых в рамках проекта «Система моря Лаптевых», а также рейсов БАРКАЛАВ-2007/08, ПОЛЫНЬЯ-2008/09, ЛАПЭКС-2009/10, выполнявших работы в том же районе. Результаты непрерывных наблюдений в одних и тех же точках на протяжении последних пяти лет совместно с данными двух зимних экспедиций дают достаточное количество информации для качественной оценки современного состояния водной толщи шельфовой части моря.

Всего было отобрано 226 проб на биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты), произведено 221 определение растворенного кислорода. Измеренное в рейсе содержание растворенного кислорода изменялось в диапазоне от 4,05 мл/л (ст. 18, придонный горизонт) до 8,26 мл/л (ст. 14, глубина 30 м). Обе точки находятся на разрезе вдоль 126° в.д. Средние концентрации кислорода составили 7,00 мл/л.

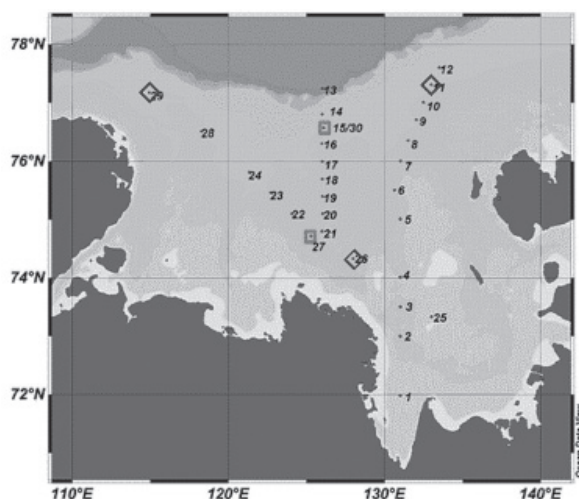


Рис. 3.14. Схема расположения океанографических станций в море Лаптевых, выполненных в экспедиции ЛАПЭКС-2011.

На основе полученных данных можно рассмотреть три разреза.

Поверхностную структурную зону разреза вдоль 126° в.д. в сентябре 2011 г. (см. рис. 3.15 цвет. вклейки) занимают воды зоны речного выноса, распространяющиеся до 76° 30' с.ш. в верхнем 20-метровом слое. Среднее содержание растворенного кислорода в них 6,98–7,8 мл/л, что несколько ниже средних многолетних значений. Придонную структурную зону южной части разреза (до 76° с.ш.) занимают холодные соленые воды с низким содержанием растворенного кислорода (4,05 мл/л). В северной части разреза на глубине 20–35 м может быть выделен слой промежуточного максимума кислорода (до 8,26 мл/л), связанный с водными массами весеннего происхождения.

На разрезе к северо-западу от дельты реки Лены (см. рис. 3.16 цвет. вклейки) наблюдается похожая структура водной толщи. Восточную часть поверхностной структурной зоны разреза (до 125° в.д.) занимают воды речного выноса, распространяющиеся до глубины 20 м. Слой промежуточного максимума кислорода (до 7,96 мл/л) наблюдается на глубине 10–25 м от 116 до 122° в.д. Водная толща в западной части разреза слабо стратифицирована. В придонной структурной зоне напротив дельты реки Лены могут быть выделены водные массы зимнего происхождения с низким содержанием растворенного кислорода (4,7–5,2 мл/л).

На разрезе вдоль 131° в.д. воды зоны речного выноса распространяются на север до 76° с.ш. слоем в 20 м, так же как и на обоих разрезах, описанных выше. Наиболее интересной особенностью данного разреза является область с пониженным содержанием растворенного кислорода (5,5–6,0 мл/л) в придонном слое его северной части (76–78° с.ш.). Соленость этих вод составляет 32,8–32,9 ‰ и температура – от –1,2 до –1,29 °С. Данное ядро находится на выходе из подводной ложбины, тянущейся от о. Котельный. Предположительно эта вода движется со стороны острова вдоль склона ложбины.

Анализ поверхностного распределения силикатов в сентябре 2011 г. показывает, что речной сток в море Лаптевых распространялся в северном направлении до 77,5° с.ш. в слое до глубины 20 м (см. рис. 3.18 цвет. вклейки).

Многолетняя изменчивость гидрохимических параметров в море Лаптевых

Для изучения многолетней изменчивости гидрохимических параметров море Лаптевых было разбито на две акватории – южную и северную. В основу такого деления было положено районирование, предложенное в работе Dmitrenko et al. (2005) (Igor A. Dmitrenko, Konstantin N. Tyshko, Sergey A. Kirillov, Hajo Eicken, Jens A. Hölemann, Heidemarie Kassens. Impact of flaw polynyas on the hydrography of the Laptev Sea // Global and Planetary Change, V. 48, Is. 1–3, September 2005, P. 9–27).

В этой работе море Лаптевых делится на четыре части – две на юге и две на севере. Из-за недостаточности гидрохимических данных восточные и западные участки были объединены. Граница между этими частями проходит по 75,5° с.ш., а на севере – по 78° с.ш. С запада и востока границы данных акваторий проходят по меридианам 110 и 140° в.д. соответственно.

На основании банка гидрохимических данных для каждого из участков были рассчитаны средневзвешенные значения гидрохимических параметров, а также температура и соленость для слоев 0–10, 10–20, 20–30, 30–50 и 50–100 м, осредненные за пять лет. Построены графики изменения данных величин за период наблюдений. Для температуры, солености и концентрации растворенного кислорода временной интервал составил 80 лет (с 1931 по 2011 г.) а для силикатов и фосфатов – 45 лет (с 1966 по 2011 г.). Для каждого из параметров был построен линейный тренд изменения данной величины за период наблюдений. На основании линейных трендов рассчитаны среднегодовые изменения исследуемых параметров по слоям (см. табл. 3.3).

На всей акватории моря Лаптевых во всем временном интервале наблюдается положительный тренд температуры воды. Наибольшие положительные аномалии наблюдаются в поверхностном слое 0–20 м.

Положительным аномалиям температуры воды в южной части моря соответствуют положительные аномалии солености. В северной части моря в поверхностном слое 0–20 м наблюдаются отрицательные аномалии солености, а ниже – небольшие положительные аномалии.

Положительным аномалиям температуры воды соответствуют отрицательные аномалии концентрации растворенного кислорода, что, очевидно, связано с понижением величин растворимости кислорода.

Таблица 3.3

Средние за год изменения гидрологических и гидрохимических параметров в южной и северной части моря Лаптевых

Параметр	Слой, м							
	0–10	10–20	20–30	0–10	10–20	20–30	30–50	50–100
	Южная часть			Северная часть				
Температура, °C	0,025	0,020	0,003	0,048	0,032	0,007	0,000	0,002
Соленость, ‰	0,025	0,001	0,006	–0,043	–0,007	0,002	0,004	0,002
[O ₂], мл/л	–0,002	–0,007	–0,011	–0,005	–0,006	–0,004	–0,003	0,000
O ₂ , %	0,035	–0,062	–0,043	–0,021	–0,012	–0,056	–0,003	0,012
[Si–SiO ₂] (мкмоль/л)	–0,326	–0,224	–0,111	–0,022	–0,089	–0,107	–0,222	–0,133
[P–PO ₄] (мкмоль/л)	0,002	0,002	–0,001	–0,003	–0,005	–0,005	–0,004	–0,003

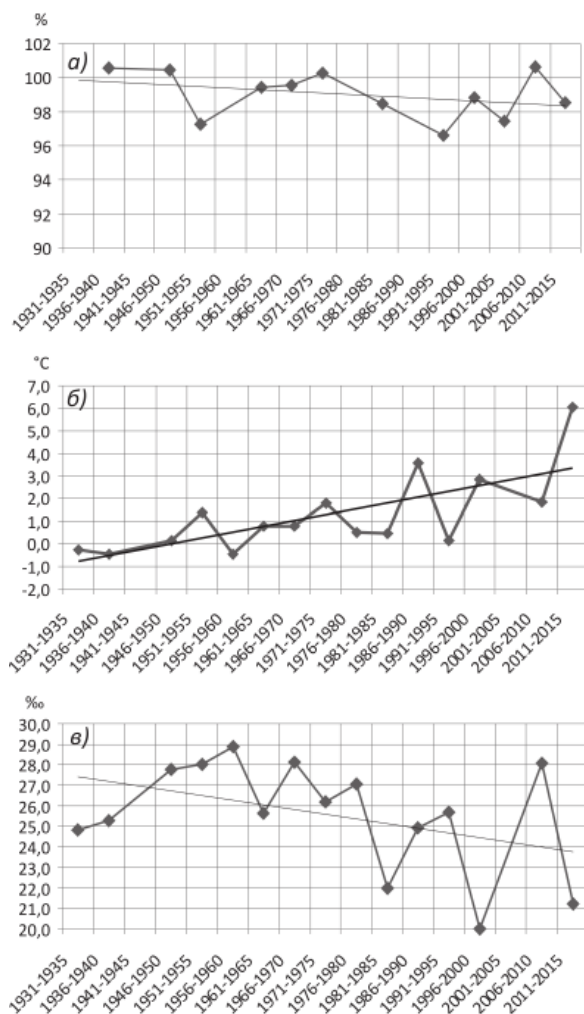


Рис. 3.19. Многолетние изменения относительного содержания растворенного кислорода (а), температуры (б) и солёности (в) в северной части моря Лаптевых в слое 0–10 м.

В поверхностном слое (0–10 м) тренд относительного содержания растворенного кислорода имеет разные знаки (в южной части положительный в северной отрицательный), а далее, с глубиной, наблюдается отрицательный тренд. При наблюдающихся аномалиях температуры и тренде солёности (как положительных, так и отрицательных) должны наблюдаться положительные аномалии относительного содержания растворенного кислорода. Наличие отрицательных аномалий указывает на смещение биохимических процессов в сторону более интенсивной минерализации органического вещества (см. рис. 3.19).

На всей акватории моря Лаптевых наблюдается отрицательный тренд концентрации кремния, что согласуется с положительными аномалиями солёности в южной части моря и не согласуется с отрицательными аномалиями солёности в по-

верхностном слое 0–20 м в северной части моря. Если рассматривать концентрацию кремния как индикатор распространения речных вод, то можно заключить, что в южной части моря положительные аномалии солёности и отрицательные аномалии концентрации кремния свидетельствуют о значительном проникновении в эту часть моря морских вод, обладающих большей солёностью и меньшими концентрациями кремния. Отрицательные аномалии концентрации кремния в поверхностном слое северной части моря в сочетании с отрицательными аномалиями солёности свидетельствуют о большем распреснении поверхностного слоя воды за счёт пресных вод, образующихся при таянии морских льдов.

Основные выводы

В сентябре 2011 г. речной сток в море Лаптевых распространялся в северном направлении до 77° 30' с.ш. в слое толщиной примерно 20 м. В южной части моря Лаптевых выявлены водные массы с пониженным содержанием растворённого кислорода. В 2011 г. его расход на окисление органики привёл к понижению концентраций в придонном слое до 4,05–4,5 мл/л. Промежуточный максимум растворённого кислорода наблюдался в море Лаптевых на глубине 20–35 м в северной части моря и 10–25 м в его западной части.

Анализ многолетних изменений концентрации кремния и относительного содержания кислорода позволяет сделать вывод об усилении процессов таяния льдов и процессов минерализации органического вещества в поверхностном слое северной части акватории моря Лаптевых. Положительные аномалии солёности и отрицательные аномалии содержания кремния в южной части акватории свидетельствуют об увеличении притока морских вод из северных районов моря.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2011 г. наблюдения за уровнем моря велись на девяти станциях в Карском море, четыре из которых расположены в юго-западной части моря (Амдерма, Усть-Кара, Диксон и Сопочная Карга) и пять – в северо-восточной части (о-ва Известий ЦИК, о. Визе, мыс Стерлегова, о. Голомянный, ГМО им. Е.К.Федорова (мыс Челюскина)), на пяти станциях в море Лаптевых (Анабар, о-ва Дунай, мыс Кигилях, пролив Санникова, о. Котельный) и трёх станциях в Восточно-Сибирском море (Амбарчик, Рау-Чуа, Певек). Чукотское море наблюдениями за уровнем освещено не было. При этом необходимо отметить, что на станциях о. Голомянный, мыс Челюскина, о-ва Дунай регулярные наблюдения за уровнем велись только в течение первого полугодия, на станциях Амбарчик и Рау-Чуа наблюдения выполнялись только в летний период (июль–сентябрь), на станции Тикси наблюдения, прерванные в конце 2010 г., до сих пор не возобновлены.

На протяжении 2011 г. колебания уровня в арктических морях происходили на фоне, несколько превышающем средние многолетние значения. Среднее годовое значение колебаний уровня при этом составило 8–13 см в юго-западной части Карского моря и –2 ... 11 см в северо-восточной части. В юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень на 8 см превышал средние многолетние значения; в восточной его части, в районе Новосибирских проливов, среднегодовой уровень был близок к норме (–1 ... 2 см), но при этом у северного побережья Новосибирских

остров (п/ст о. Котельный) отмечалась значительная положительная аномалия среднегодового уровня (21 см). В Восточно-Сибирском море на станции Певек годовой уровень на 13 см превышал среднее многолетнее значение.

Сезонные колебания уровня арктических морей

Как правило, сезонные колебания уровня арктических морей имеют достаточно хорошо выраженный характер, и отличаются отчетливым годовым ходом.

В 2011 г. сезонные колебания уровня, близкие к типичным, наблюдались только в северо-восточной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море. В сезонных колебаниях уровня в юго-западной части Карского моря и море Лаптевых, напротив, отмечались заметные отклонения от обычных внутригодовых колебаний уровня.

В юго-западной части Карского моря (см. рис. 3.20) в начале года (январь – февраль) преобладал слабо пониженный фон колебаний уровня (от –8 до 4 см). В марте произошел заметный подъем фоновых значений колебаний уровня (от 7 до 19 см), и в дальнейшем, вплоть до августа, колебания уровня происходили на повышенном фоне (от –3 до 25 см). При этом весенний паводок в отличие от обычного развития ситуации не привел к существенному подъему уровня на станциях, расположенных в устьевых участках рек: среднемесячный уровень на п/ст Сопочная Карга в июне составил 25 см при норме 56 см. В сентябре на всех станциях юго-западной части Карского моря отмечалось понижение уровня до значений, близких к норме (от –10 до 4 см). В октябре среднемесячный уровень повысился (8–30 см), и на станциях Амдерма, Усть-Кара, Диксон колебания уровня до конца года происходили на повышенном фоне (от 18 до 40 см). В это же время фон колебаний уровня на станции Сопочная Карга плавно снижался с минимумом –15 см в ноябре.

От января к маю средний уровень в северо-восточной части Карского моря (см. рис. 3.20) снижался от значений, близких к норме (–12 ... 6 см), до хорошо выраженных отрицательных аномалий (–24 ... –6 см). На фоне этого понижения уровня в марте наблюдался заметный подъем его фоновых значений, зафиксированный на всех станциях района (от 4 до 24 см). В июне происходил подъем среднего уровня до его среднего значения и затем, по сентябрь включительно, средний уровень колебался около средних многолетних значений (от –13 до 6 см). В октябре–ноябре колебания уровня происходили на повышенном фоне, составившем 15–40 см, а в декабре на островных станциях о. Визе и о-ва Известий ЦИК (4 см) уровень снизился до нормы, сохраняя при этом повышенный фон на материковых станциях мыс Стерлегова (35 см) и ГМО им. Е.К.Федорова (14 см).

В юго-западной части моря Лаптевых (п/ст Анабар) (см. рис. 3.21) в январе колебания уровня происходили на повышенном фоне (14 см), в феврале фон колебаний уровня снизился до отрицательных значений и составил –8 см, а в марте резко повысился (28 см) и в дальнейшем сохранялся существенно положительным (28–36 см) вплоть до июня. В июле фон колебаний уровня вновь резко снизился (–7 см), и в дальнейшем колебания уровня в этом районе происходили около нормы, а среднемесячный уровень в июле–декабре составил от –10 до 8 см.

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских проливов (мыс Кигилях и пр. Санникова) (см. рис. 3.21), в январе–марте колебания уровня происходили на повышенном фоне (от –3 до 17 см). К маю среднемесячный уровень по-

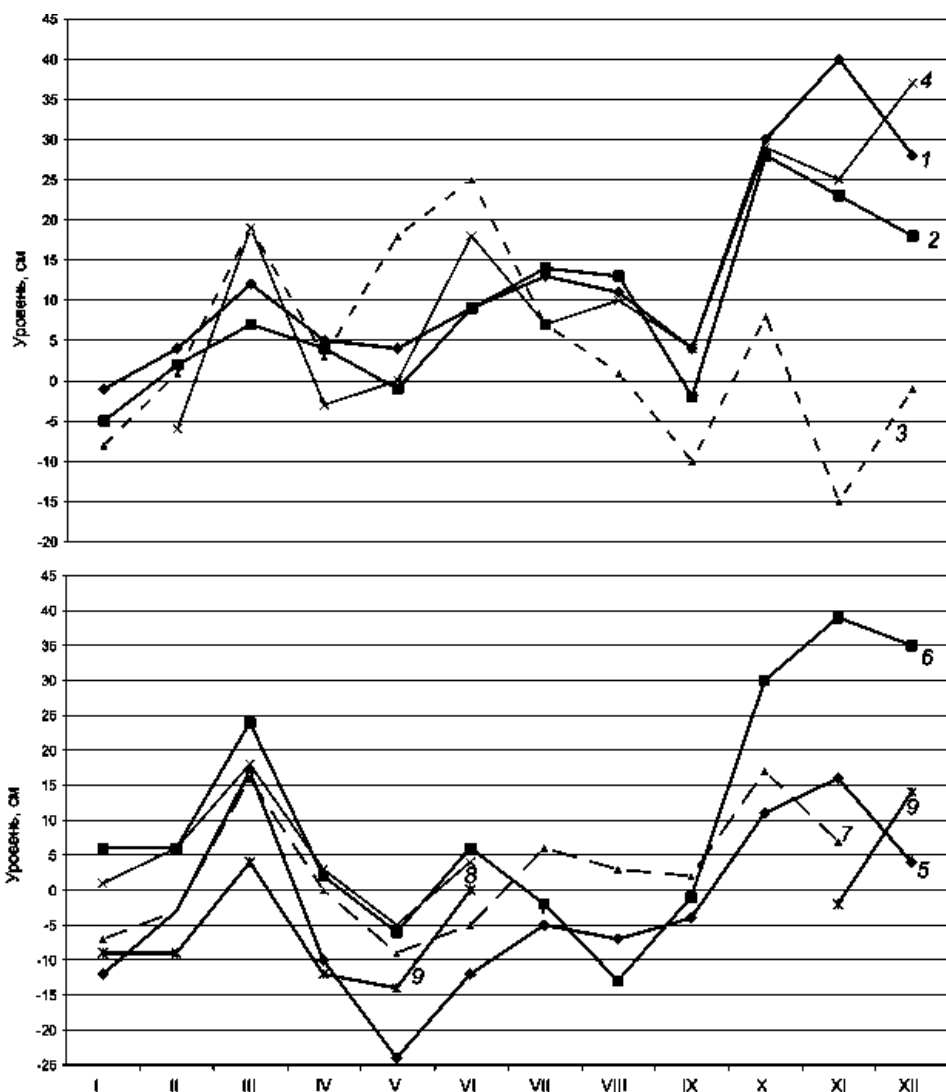


Рис. 3.20. Изменения среднемесячного уровня в 2011 г. на станциях Карского моря.

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

низился до слабо отрицательных значений (–11 ... –4 см), но в мае вновь повысился до 5–25 см. К августу фон колебаний уровня вновь понизился, на этот раз до –23 ... –34 см, после чего вновь повысился и до конца года оставался слабо положительным (от –3 до 15 см). Фоновые колебания уровня на п/ст о. Котельный существенно отличались от колебаний в районе Новосибирских проливов. Во-первых, на протяжении всего года сохранялись существенно положительные значения уровня (от 8 до 38 см), во-вторых, по своему характеру колебания больше соответствовали ти-

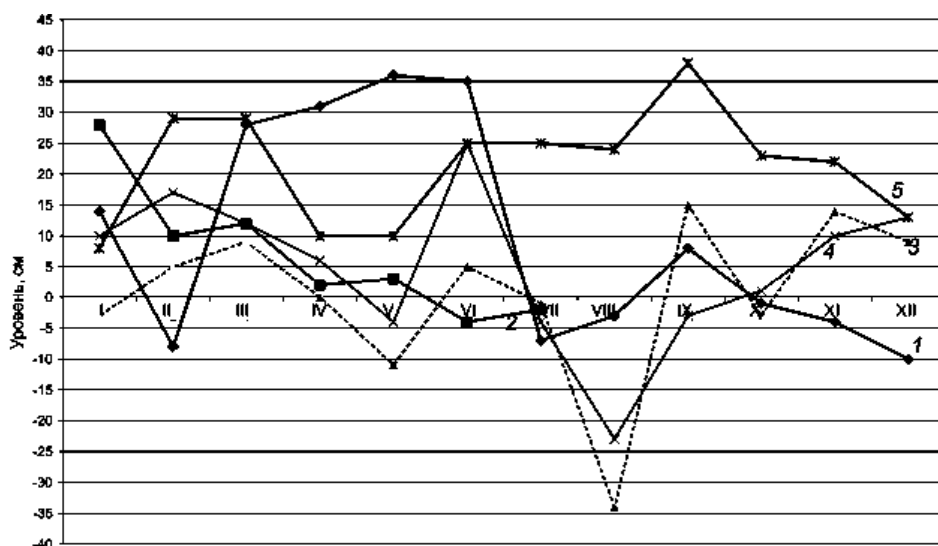


Рис. 3.21. Изменения среднемесячного уровня в 2011 г. на станциях моря Лаптевых.

1 – Анабар, 2 – о-ва Дунай, 3 – пр. Санникова, 4 – мыс Кигилях, 5 – о. Котельный.

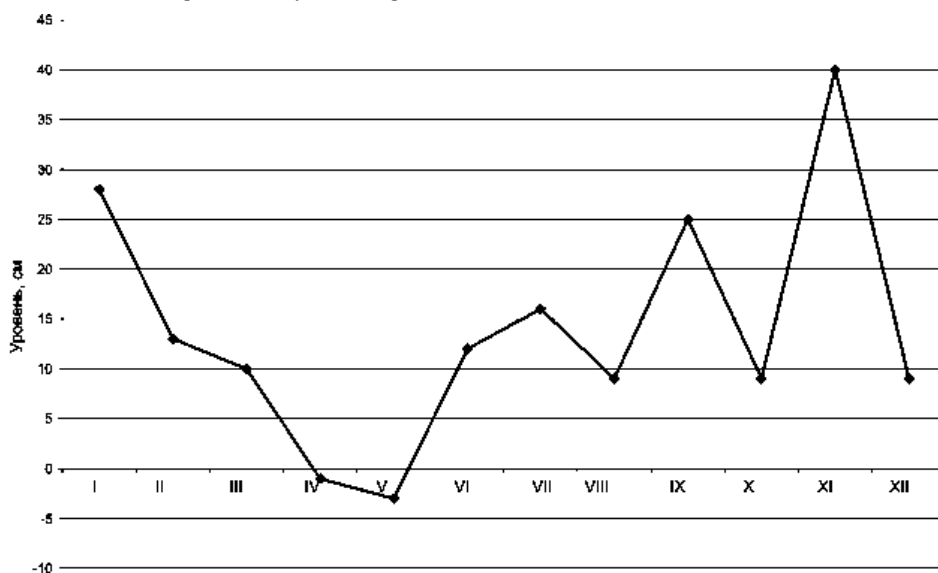


Рис. 3.22. Изменения среднемесячного уровня в 2011 г. на станции Певек Восточно-Сибирского моря.

пичному сезонному ходу уровня с минимумом в апреле–мае (10 см) и максимумом в сентябре (38 см).

В Восточно-Сибирском море (станция Певек) (см. рис. 3.22) фон колебаний уровня плавно понижался от января к маю (от 28 до – 3 см), после чего происходило его повышение, сопровождавшееся значительными колебаниями среднемесячного уровня (от 9 до 40 см), сохранявшего при этом положительные значения.

Сгонно-нагонные колебания уровня

Наиболее значительные сгоны в юго-западной части Карского моря, на станциях Амдерма (–59 см) и Усть-Кара (–57 см), отмечались в марте и мае, наиболее значительные нагоны (на 93–98 см выше среднего уровня) – в мае и октябре. Таким образом, наибольшие колебания уровня в этом районе отмечались в мае и составили 152 см на п/ст Амдерма и 113 см на п/ст Усть-Кара. В районе Енисейского залива наиболее значительные понижения уровня были зафиксированы на п/ст Сопочная Карга в октябре и ноябре (–74 и –77 см соответственно) и на п/ст Диксон в августе (–72 см). Наиболее значительные подъемы уровня отмечались в этом районе 10–11 октября, когда уровень на п/ст Сопочная Карга превышал среднее значение на 121 см, а на п/ст Диксон – на 117 см.

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительные понижения уровня (на 72–73 см) отмечались в мае (мыс Стерлегова, о-ва Известий ЦИК), а наиболее значительный подъем уровня – 22 февраля на станции мыс Стерлегова (91 см).

Наиболее значительный сгон в юго-западной части моря Лаптевых наблюдался в декабре (–78 см), а наибольших отметок уровень на станции Анабар достиг 2 июня (260 см), когда отмечался пик прохождения паводковой волны.

В центральной и юго-восточной частях моря наиболее значительные сгоны были зафиксированы в мае (–56 см) на станции о-ва Дунай и в августе на станциях мыс Кигилях и пролив Санникова (–90 см). Наиболее значительные нагоны в этом районе наблюдались 8 мая (96 см) на станции о-ва Дунай и 8 ноября на станции мыс Кигилях.

Наиболее значительные понижения уровня (на 92–93 см ниже среднего) в Восточно-Сибирском море наблюдались в июле и августе на станции Амбарчик, а самые значительные нагоны (на 144 и 151 см выше среднего) – в октябре и ноябре на станции Певек.

Многолетние изменения уровня арктических морей

Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер. Линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю (табл. 3.4) и составлял 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 (см. рис. 3.23):

Таблица 3.4

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

Район	Период		
	1950–2011	1950–1986	1984–2011
Юго-запад Карского моря	$+0,277 \pm 0,032$	$+0,006 \pm 0,053$	$+0,475 \pm 0,099$
Север Карского моря	$+0,052 \pm 0,031$	–	–
Восток Карского моря	$+0,128 \pm 0,036$	$+0,016 \pm 0,078$	$+0,023 \pm 0,108$
Юг моря Лаптевых	$+0,208 \pm 0,033$	$+0,055 \pm 0,064$	$+0,288 \pm 0,109$
Новосибирские о-ва	$+0,210 \pm 0,041$	$+0,030 \pm 0,080$	$+0,276 \pm 0,136$
Восточно-Сибирское море	$+0,302 \pm 0,047$	$+0,055 \pm 0,084$	$+0,456 \pm 0,124$
Среднее	$+0,220 \pm 0,038$	$+0,032 \pm 0,072$	$+0,247 \pm 0,112$

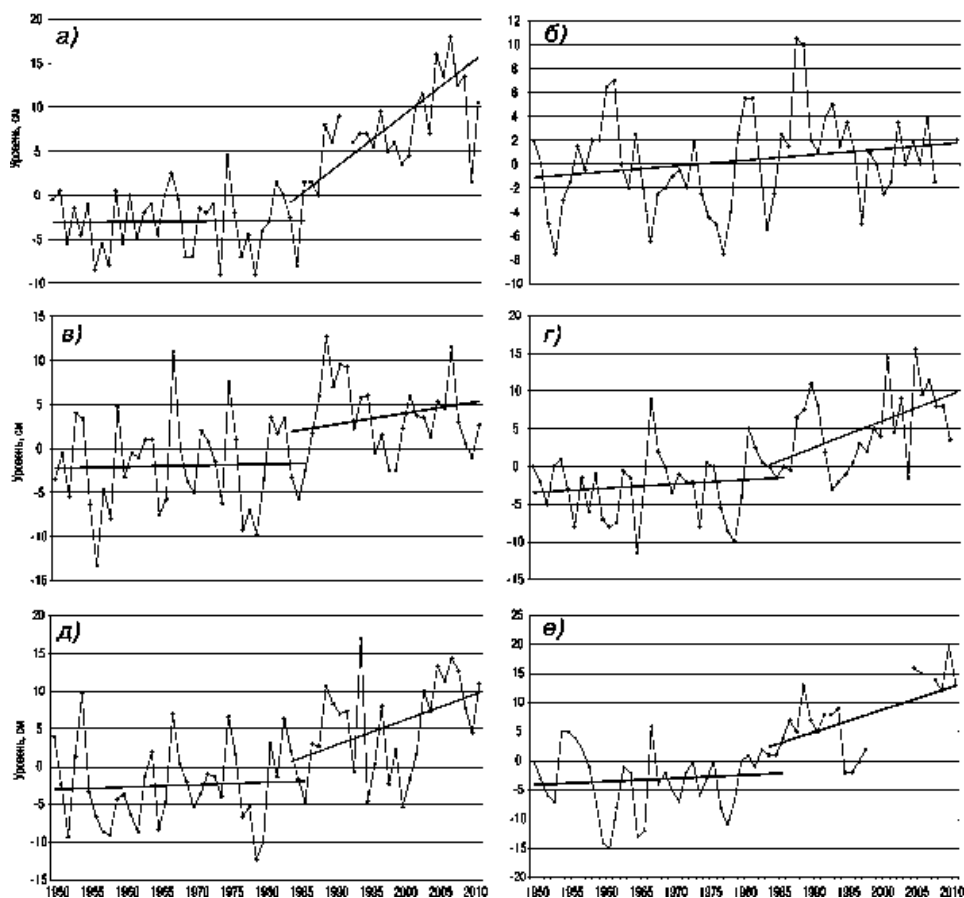


Рис. 3.23. Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей. *а* – юго-запад Карского моря, *б* – север Карского моря, *в* – восток Карского моря, *г* – юг моря Лаптевых, *д* – Новосибирские о-ва, *е* – Восточно-Сибирское море. Прямые линии показаны линейные тренды.

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 – во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям, но затем, в конце 1990-х – начале 2000-х годов, уровень вновь стал повышаться и в 2005–2009 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы. Величина тренда за период 1984–2011 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,023 до 0,475 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 Восточно-Сибирском море.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение числа и интенсивности циклонов, пересекающих арктические моря, приводит к усилению

циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, таким образом, к понижению уровня в центре циркуляции и повышению уровня вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер.

Если данные наблюдений за уровнем в 2010 г. показали понижение среднего уровня в Карском море и в западной части моря Лаптевых и сохранение повышенного среднего уровня в восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море, то в 2011 г. практически во всех районах арктических морей отмечалось повышение уровня относительно 2010 г. и сохранение его положительных аномалий. Выполненный ранее анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах.

Основные выводы

В 2011 г. колебания уровня в арктических морях происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения.

Сезонные колебания уровня, близкие к типичным, наблюдались только в северо-восточной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море. В сезонных колебаниях уровня в юго-западной части Карского моря и моря Лаптевых, напротив, отмечались заметные отклонения от обычных внутригодовых колебаний уровня.

Значительных сгонно-нагонных колебаний уровня на побережье арктических морей в 2011 г. отмечено не было.

В 2011 г. практически во всех районах арктических морей отмечалось повышение уровня относительно 2010 г. и сохранение его положительных аномалий, что обусловило сохранение положительных трендов многолетних изменений уровня на акватории практически всех арктических морей.

3.4. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях России обзор ветрового волнения основывается на результатах модельных расчетов.

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 и AMSR) о сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости максимумов значительных высот волн (H_s , significant wave height, обеспеченность 13 %) в арктических морях России для отдельных месяцев года. Сведения о распределении высоты волн H_s для Баренцева моря приведены в табл. 3.5, для Карского

Таблица 3.5

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Баренцевом море в 2011 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	6	4	12	6	1	1	–	–	–
Февраль	–	1	9	1	8	4	4	1	–	–	–
Март	–	2	3	5	6	5	3	6	1	–	–
Апрель	–	2	10	7	5	4	2	–	–	–	–
Май	–	14	8	7	1	1	–	–	–	–	–
Июнь	–	15	11	3	1	–	–	–	–	–	–
Июль	2	15	7	6	1	–	–	–	–	–	–
Август	–	16	12	3	–	–	–	–	–	–	–
Сентябрь	–	15	12	3	–	–	–	–	–	–	–
Октябрь	–	1	2	11	14	–	2	1	–	–	–
Ноябрь	–	–	3	4	13	1	3	2	2	1	1
Декабрь	–	2	7	10	4	5	1	1	1	–	–
Итого за год	2	84	90	64	66	25	16	12	4	1	1

моря – в табл. 3.6, для акватории морей восточной части Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) – в табл. 3.7–3.9.

Баренцево море

Как видно из табл. 3.5, на акватории Баренцева моря в 2011 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 5 м (83 % случаев). Доля случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составила в 2011 г. 16 % (меньше, чем в 2010 г.).

По числу штормов в Баренцевом море в 2011 г. выделяется ноябрь, в течение которого расчетные значения высоты волн четыре раза превышали 8 м, причем самый сильный шторм отмечался 15 ноября, когда высота волн превысила 10,5 м. Шторм сопровождался сильным северным ветром со скоростью до 25 м/с и был связан с перемещением глубокого циклона (давление в центре 975 гПа) над южной частью Баренцева моря. Продолжительность шторма составила два дня. На рис. 3.24 цвет. вклейки приведено поле ветра и высоты волн в Баренцевом море на 06 ч UTC 15 ноября 2011 г. Следующим по штормовой активности стал март, когда высота волн семь раз превышала 7 м. Все эти штормы были непродолжительными (до двух дней).

Карское море

Карское море начало открываться к востоку от о-вов Новая Земля и к северу от п-ва Ямал в начале июня, т.е. на месяц раньше, чем в 2010 г. К концу месяца открытая вода занимала почти всю южную половину моря. В табл. 3.6 приведена повторяемость высоты волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда, в период с июня по декабрь 2011 г. Следует отметить, что большой участок чистой воды сохранялся в южной части Карского моря до конца декабря, а пролив Карские Ворота закрылся лишь к середине января 2012 г. (в 2010 г. пролив Карские Ворота закрылся в конце декабря).

Таблица 3.6

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Карском море в 2011 г.**

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
Июнь	15	13	2	–	–	–
Июль	6	19	6	–	–	–
Август	1	15	11	4	–	–
Сентябрь	5	22	3	–	–	–
Октябрь	–	4	15	8	3	–
Ноябрь	1	7	14	4	3	1
Декабрь	5	10	10	4	2	1
Итого	33	90	61	20	8	–

Как видно из табл. 3.6, в Карском море в 2011 г. в большинстве случаев высота волн не превышала 5 м (исключение составили два случая). Наибольшая повторяемость приходится на волны с высотой от 1 до 2 м (42 % случаев). Самые сильные штормы отмечались 10 октября и 1 ноября. На рис. 3.25 в качестве примера приведено поле ветра и высоты волн в Карском море на 18 ч UTC 10 октября 2011 г.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Поскольку большую часть года моря восточной части Арктики покрыты льдом, то в табл. 3.7–3.9 приведено распределение значительных высот 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.

Следует отметить, что в 2011 г. море Лаптевых, как и Карское море, стало открываться на месяц раньше, чем в 2010 г. Море почти полностью очистилось от льда к середине августа, а в конце августа – начале сентября область чистой воды распространилась к северу до 85° с.ш., что значительно дальше, чем в 2010 г. (82° с.ш.). В середине сентября область чистой воды стала сокращаться, и к концу месяца граница чистой воды находилась уже около 81° с.ш. Закрылось море Лаптевых в конце октября.

Таблица 3.7

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в море Лаптевых в 2011 г.**

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
15 – 30 июня	8	7	1	–	–	–
Июль	5	16	8	2	–	–
Август	1	10	10	6	4	–
Сентябрь	–	13	9	6	2	–
Октябрь (до 23.10)	1	11	12	4	1	2
Итого	15	57	40	18	7	2

Таблица 3.8

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Восточно-Сибирском море в 2011 г.**

Месяц	Высота волн, м			
	0–1	1–2	2–3	3–4
15–31 июля	6	10	1	–
Август	2	18	11	–
Сентябрь	–	13	11	6
Октябрь	2	11	16	2
Итого	10	52	39	8

Таблица 3.9

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Чукотском море в 2011 г.**

Месяц	Высота волн, м								
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9
Июнь	6	22	2	–	–	–	–	–	–
Июль	1	23	6	1	–	–	–	–	–
Август	–	18	10	3	–	–	–	–	–
Сентябрь	–	6	10	11	3	–	–	–	–
Октябрь	–	8	4	13	4	2	–	–	–
1 – 25 ноября	–	3	10	6	2	2	–	1	1
Итого	7	80	42	34	9	4	–	1	1

В качестве примера на рис. 3.26 цвет. вклейки приведено расчетное поле значительных высот волн для морей Восточной Арктики на 00 ч 11 сентября 2011 г.

Как видно из табл. 3.7, на акватории моря Лаптевых в основном преобладали волны высотой от 1 до 3 м (70 % случаев). Наиболее штормовым месяцем стал октябрь. Наибольшие значения высоты волн (более 5,5 м) были рассчитаны для 11 октября (0 ч). Следует отметить, что в период с 2008 по 2010 г. расчетные значения значительных высот волн на море Лаптевых не превышали 5 м.

Восточно-Сибирское море стало открываться с середины июля к западу от о. Врангеля и почти полностью освободилось от льда в начале сентября. Наибольшая площадь чистой воды отмечалась в первой декаде сентября (кромка льда поднялась до 78° с. ш.). В 2010 г. область чистой воды распространилась до 80° с.ш. в третьей декаде сентября. Закрылось Восточно-Сибирское море в конце октября.

Как видно из табл. 3.8, на акватории Восточно-Сибирского моря в 2011 г. в основном преобладали волны высотой от 1 до 3 м (83 % случаев). Наиболее штормовыми месяцами стали сентябрь и октябрь. Наибольшая рассчитанная высота волн была получена для 9 сентября (18 ч) и 10 сентября (0 ч) и составляла 3,5 м, т.е. волны высотой более 4м в Восточно-Сибирском море в 2011г. отсутствовали.

Оценки распределения высоты волн в Чукотском море выполнены для периода с начала июня по конец ноября (табл. 3.9). По сравнению с 2010 г. море открылось раньше, но и раньше закрылось. Акватория Чукотского моря освободилась от льда к концу августа. Во второй декаде сентября граница чистой воды в Чукотском море достигала 81° с.ш., а в третьей декаде сентября область чистой воды стала сокращаться.

Как видно из табл. 3.9, в 2011 г. на акватории Чукотского моря в основном преобладало волнение с высотой волн от 1 до 4 м. Наибольшая повторяемость приходится на высоту волн 1–2 м (45 %). Наиболее штормовым месяцам стал ноябрь. Наибольшие расчетные значения высоты волн были получены для южной части моря севернее Берингова пролива 9 ноября (18 ч, более 7 м) и 10 ноября (0 ч, более 8 м). Следует отметить, что такие значения высоты волн были рассчитаны для акватории Чукотского моря впервые за весь период модельных расчетов (2007–2010 гг.).

Основные выводы

Анализ результатов модельных расчетов значительных высот волн ветрового волнения (H_s) за 2011 г. на акватории арктических морей России показал следующее:

- по числу штормов в Баренцевом море в 2011 г. выделяется ноябрь, в течение которого расчетные значения высоты волн четыре раза превышали 8 м, причем самый сильный шторм отмечался 15 ноября, когда высота волн превысила 10,5 м;

- в Карском море в 2011 г. высота волн преимущественно не превышала 5 м (за исключением двух случаев), наиболее штормовыми месяцами были октябрь и ноябрь;

- в море Лаптевых наиболее штормовым месяцем был октябрь, когда высота волн превышала 5 м (в период 2008–2010 г. волн с высотой более 5 м не было рассчитано);

- в Восточно-Сибирском море наиболее штормовым месяцем был сентябрь; высота волн в течение 2011 г. не превышала 4 м;

- в Чукотском море наиболее штормовым месяцем стал ноябрь, когда расчетные значения высоты волн достигали 8 м. Такие значения высоты волн были рассчитаны на акватории Чукотского моря впервые за весь период модельных расчетов (2007–2010 гг.).

Таким образом, наиболее штормовым периодом 2011 г. для всех арктических морей стала осень (сентябрь–ноябрь), что достаточно типично для режима волнения арктических морей. Однако при этом для Баренцева моря в 2011 г. отмечался второй пик штормовой активности, приходящийся на февраль–март. Наиболее спокойным в отношении штормовой активности в 2011 г. был период июнь–июль, когда расчетная высота волн редко достигала 4 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 2011 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в 2011 г. в Северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне в первом секторе полушария разновидностей процессов западной (W) формы циркуляции. Повторяемость западной формы в 2011 г. составила 141 день и превысила норму на 14 дней. При этом процессы данной формы имели наибольшую повторяемость в период сентябрь–январь. Повторяемость процессов восточной формы циркуляции превысила годовую норму на 7 дней и была выше в теплый период года. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр планетарного циркумполярного вихря в 2011 г. наиболее часто смещался в канадско-гренландский район Арктики. В районе Карского моря центр циркумполярного вихря находился в марте и июне–августе 2011 г.

В приземном поле в 2011 г. произошло значительное углубление исландского минимума. Среднегодовое падение давления в районе Исландии по сравнению с 2010 г. составило более 9 гПа. Циклоны Северной Атлантики в системе исландского минимума смещались в Арктику по более северным по сравнению с нормой траекториям. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над севером Баренцева и Карского морей и над приполюсным районом Арктики.

Усиление циклонической деятельности способствовало ослаблению арктического антициклона и частому смещению его центра на восток, что обусловило преобладание над полярным районом Арктики в 2011 г. в значительном большинстве случаев отрицательной аномалии давления. При этом по сравнению с 2009 и 2010 гг. знак аномалии давления в Арктике в 2011 г. сменился на противоположный: от положительных значений к отрицательным. Среднегодовое падение давления в Арктике в 2011 г. по сравнению с 2010 г. превышало 7 гПа.

Повышенная повторяемость разновидностей процессов с высокоширотными по сравнению с нормой траекториями циклонов в 2011 г. обусловила устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с южной составляющей и формирование в среднем за год положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики.

Наиболее часто высокие среднегодовые значения аномалии температуры воздуха в 2011 г. отмечались в районах севернее Гренландии и на северо–востоке Карского моря, которые внесли наибольший вклад в формирование экстремально высокого температурного фона полярного района в 2011 г. В среднем по полярному

району аномалия температуры воздуха в 2011 г. составила 3,6 °С, что на 0,2 °С выше экстремального значения, отмеченного в 2010 г.

Результаты мониторинга состояния приземной атмосферы в Северной полярной области позволяют сделать вывод о сохраняющейся в последние годы тенденции к потеплению в высоких широтах.

Для развития ледовых процессов в 2011 г. были характерны следующие особенности.

Развитие ледовых условий в зимний и весенний периоды 2011 г. проходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительной аномалии температуры воздуха в Арктике. В российском и аляскинском секторах Арктики преобладали однолетние льды. Многолетние льды располагались преимущественно в приполюсном районе, канадском и гренландском секторах Арктики.

Все первое полугодие 2011 г. наблюдалось устойчивое сокращение количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличение количества однолетних и молодых льдов в результате ледопродуктивности. По данным полярных станций, толщина льда и площадь припая были значительно меньше средних многолетних значений.

В течение летнего периода в целом по СЛО сформировалась и сохранялась отрицательная аномалия ледовитости, а в окраинных арктических морях (кроме Восточно-Сибирского) сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости (–30... –50 %).

В летний период полностью очистились от льда моря Баренцево, Карское, Лаптевых и Чукотское. Большое количество льда по сравнению с предшествующим периодом (2007–2010 гг.), сохранялось в морях Восточно-Сибирском и Бофорта. Основная масса льда, сохранившегося после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, сместилась в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики.

Осенние ледовые процессы в 2011 г. начались на фоне положительных аномалий температуры воздуха и больших отрицательных аномалий ледовитости. Ледообразование в ряде арктических морей, на северных границах которых сохранялись остаточные льды (северо-восток Карского моря, моря Восточно-Сибирское и Бофорта), началось на 5–10 сут позже нормы, а в морях, которые были полностью свободны от льда (Баренцево, Карское, Чукотское) аномалии сроков устойчивого ледообразования осенью 2011 г. достигли 30–40 сут.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2011 г. составила 4,36 млн км² при норме 6,36 млн км², т.е. была на 31 % меньше средних многолетних значений. Значение общей ледовитости СЛО не вышло за границы исторического минимума 2007 г. (общая ледовитость оказалась больше на 22 тыс. км²), и, таким образом, нет оснований утверждать, что был установлен новый исторический минимум. По общей оценке, ледовитость 2011 г. может считаться вторым по рангу минимумом.

Анализируя гидрологический режим Северного Ледовитого океана и его морей, можно выделить следующие его основные особенности.

Согласно результатам наблюдений, выполненным в 2011 г., акватория глубоководной части СЛО продолжает представлять собой зону повышенных аномалий термохалинных свойств водных масс от поверхности и до промежуточного слоя вод атлантического происхождения.

Состояние поверхностного слоя в 2011 г. оставалось аномальным и характеризовалось существенной отрицательной аномалией солёности в Амеразийском суббассейне и положительной аномалией солёности в Евразийском суббассейне. В Канадской котловине солёность как зимой, так и летом была несколько меньше, чем в 2007 г., а температура существенно понизилась в летний период.

По сравнению с 2010 г. содержание пресных вод в области круговорота Бофорта несколько уменьшилось. В центральной части Евразийского суббассейна в поверхностном слое произошло небольшое уменьшение солёности по сравнению с 2007 г., вследствие чего уменьшился контраст плотности между Амеразийским и Евразийским суббассейнами.

Слой атлантических вод продолжает оставаться аномально теплым, а его верхняя граница – смещенной к поверхности. В центральной части Арктического бассейна положительные аномалии температуры атлантических вод в 2011 г. несколько возросли по сравнению с аномальным 2007 г. В Канадской котловине верхняя граница АВ в 2011 г. опустилась на 20–60 м по сравнению с 2007 г.

В сентябре 2011 г. речной сток в море Лаптевых распространялся в северном направлении до 77° 30' с.ш. слоем толщиной примерно 20 м. В южной части моря Лаптевых выявлены водные массы с пониженным содержанием растворенного кислорода. В 2011 г. его расход на окисление органики привел к понижению концентрации в придонном слое до 4,05–4,5 мл/л. Промежуточный максимум содержания растворенного кислорода в море Лаптевых наблюдался на глубине 20–35 м в северной его части и на глубине 10–25 м в западной части.

Анализ многолетних изменений концентрации кремния и относительного содержания кислорода позволяет сделать вывод об усилении процессов таяния льдов и минерализации органического вещества в поверхностном слое северной части акватории моря Лаптевых. Положительные аномалии солёности и отрицательные аномалии содержания кремния в южной части акватории свидетельствуют об увеличении притока морских вод из северных районов моря.

В 2011 г. колебания уровня арктических морей происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения.

Сезонные колебания уровня, близкие к типичным, наблюдались только в северо-восточной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море. В сезонных колебаниях уровня в юго-западной части Карского моря и в море Лаптевых, напротив, отмечались заметные отклонения от обычных внутригодовых колебаний уровня.

Значительных сгонно-нагонных колебаний уровня на побережье арктических морей в 2011 г. отмечено не было.

В 2011 г. практически во всех районах арктических морей отмечалось повышение уровня относительно 2010 г. и сохранение его положительных аномалий, что обусловило сохранение положительных трендов многолетних изменений уровня практически на всех акваториях арктических морей.

Анализ результатов модельных расчетов значительных высот волн ветрового волнения за 2011 г. на акватории арктических морей России показал, что по числу штормов в Баренцевом море выделяется ноябрь, в течение которого расчетные значения высоты волн четыре раза превышали 8 м, причем самый сильный шторм отмечался 15 ноября, когда высота волн превысила 10,5 м. В Карском море высота

волн преимущественно не превышала 5 м за исключением двух случаев; наиболее штормовыми были октябрь и ноябрь. В море Лаптевых наиболее штормовым месяцем был октябрь когда высота волн превышали 5 м (в период 2008–2010 гг. волн высотой более 5 м не отмечалось). В Восточно-Сибирском море наиболее штормовым месяцем был сентябрь; высота волн в течение 2011 г. не превышали 4 м. В Чукотском море наиболее штормовым месяцем стал ноябрь, когда расчетные значения высоты волн достигали 8 м. Такие значения высоты волн были рассчитаны для акватории Чукотского моря впервые за весь период модельных расчетов (2007–2010 гг.).

Таким образом, наиболее штормовым периодом 2011 г. для всех арктических морей стала осень (сентябрь–ноябрь), что достаточно типично для режима волнения арктических морей. Однако при этом для Баренцева моря в 2011 г. отмечался второй пик штормовой активности, приходящийся на февраль–март. Наиболее спокойным в отношении штормовой активности в 2011 г. был период июнь–июль, когда высота волн редко достигала 4 м.

Подписано в печать 19.03.2011
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,25
Заказ № 15

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38

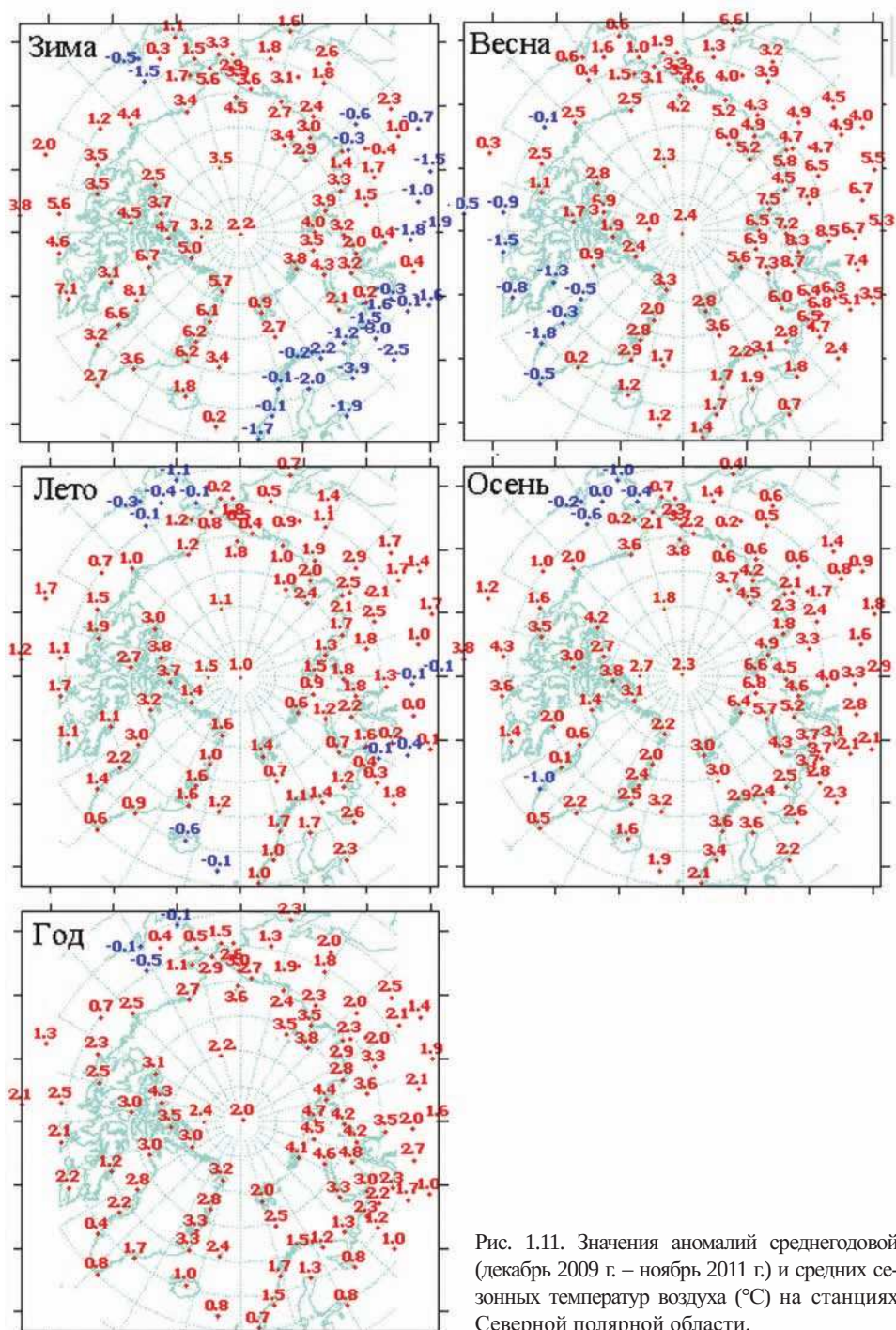


Рис. 1.11. Значения аномалий среднегодовой (декабрь 2009 г. – ноябрь 2011 г.) и средних сезонных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области.

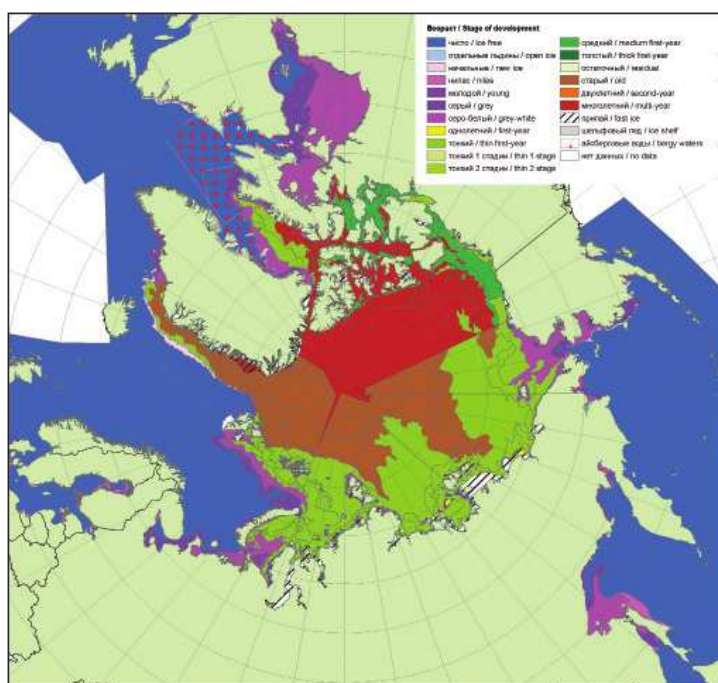


Рис. 2.2. Обзорная ледовая карта СЛО за 20–21 декабря 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

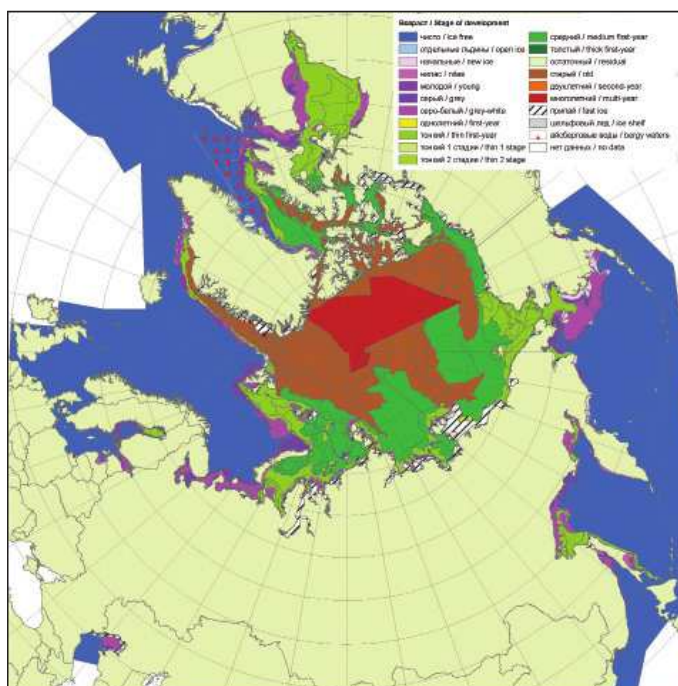


Рис. 2.3. Обзорная ледовая карта СЛО за 17–18 января 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

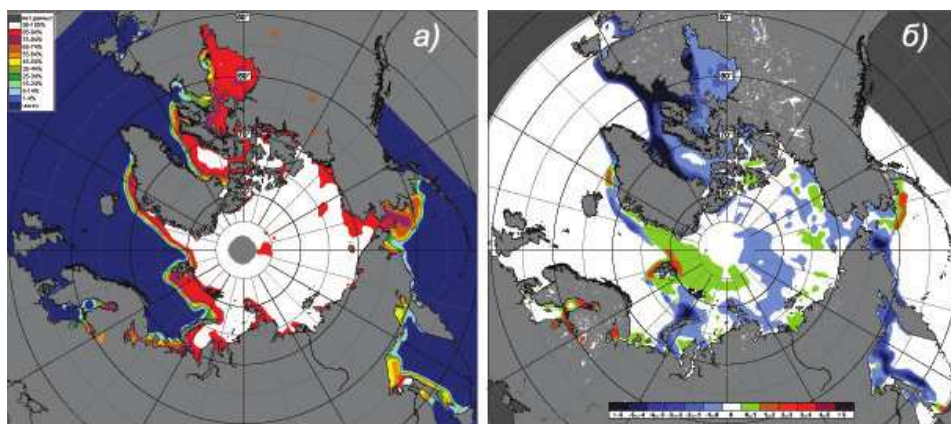


Рис. 2.4. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2011 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

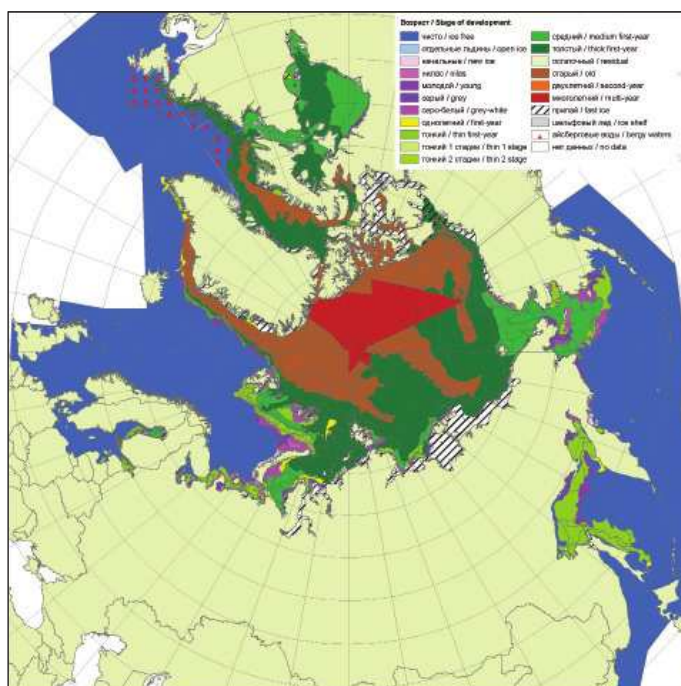


Рис. 2.14. Обзорная ледовая карта СЛО за 11–12 апреля 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

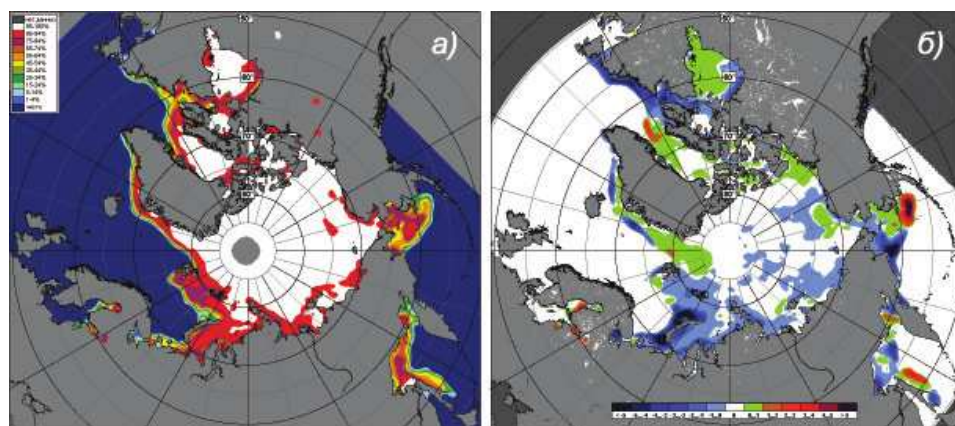


Рис. 2.15. Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2011 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

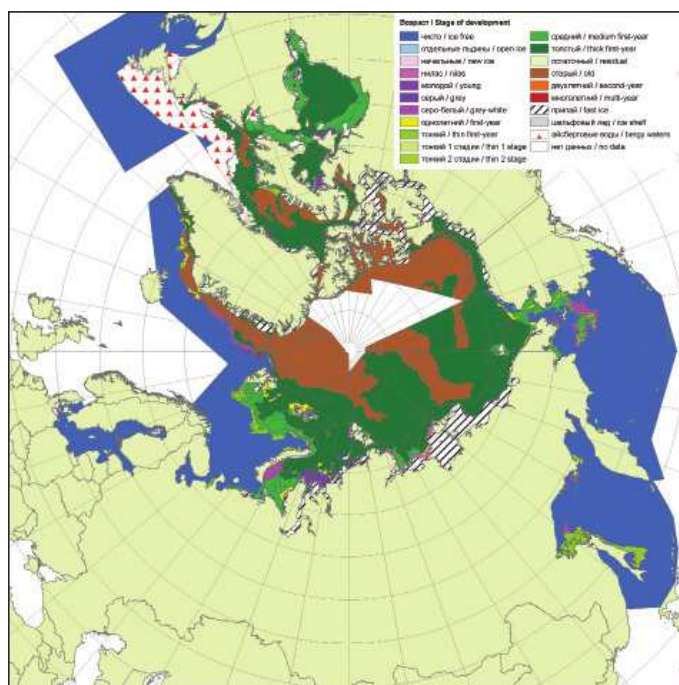


Рис. 2.17. Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17 мая 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

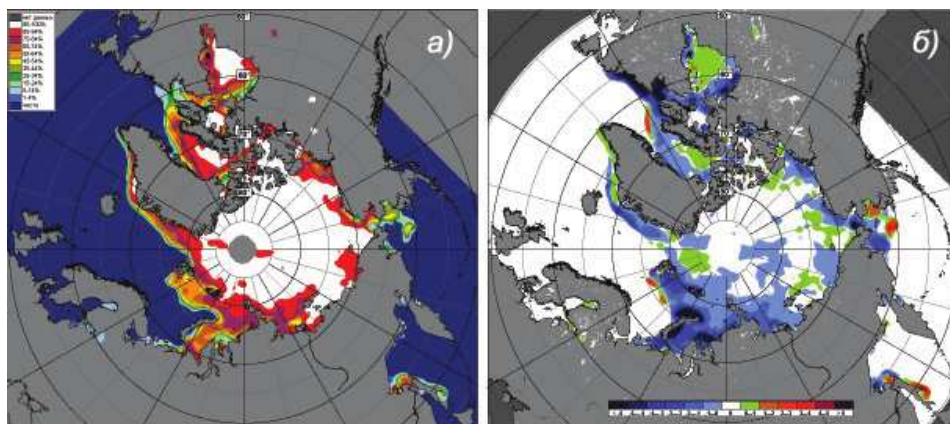


Рис. 2.18. Медианное распределение сплоченности льда в мае 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2011 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

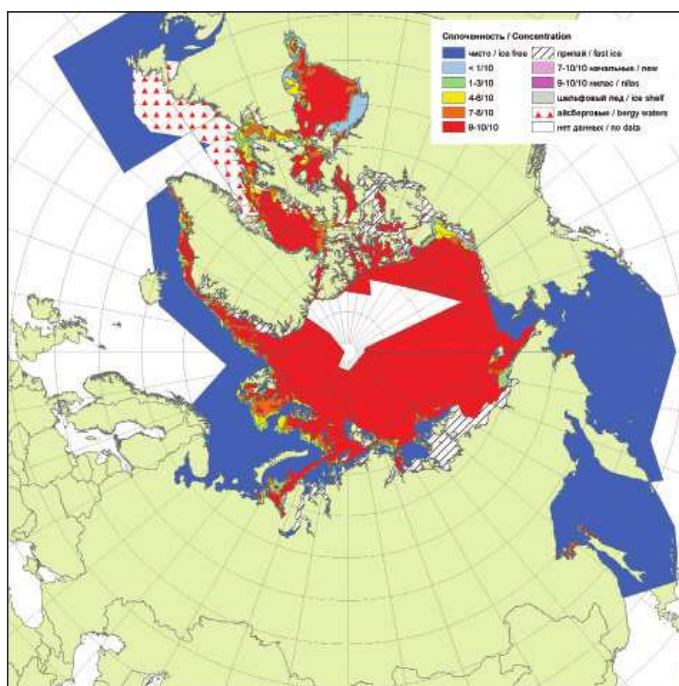


Рис. 2.20. Обзорная ледовая карта СЛО за 11–12 июня 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

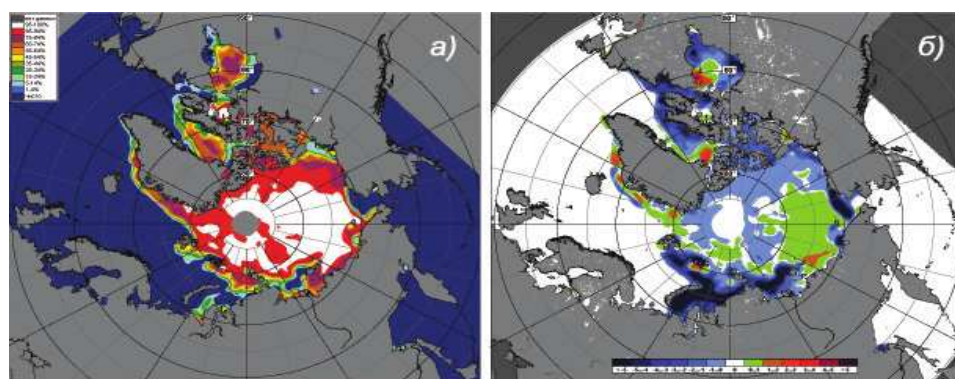


Рис. 2.21. Медианное распределение сплоченности льда в июне 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2011 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I–SSMIS, алгоритм NASATEAM.

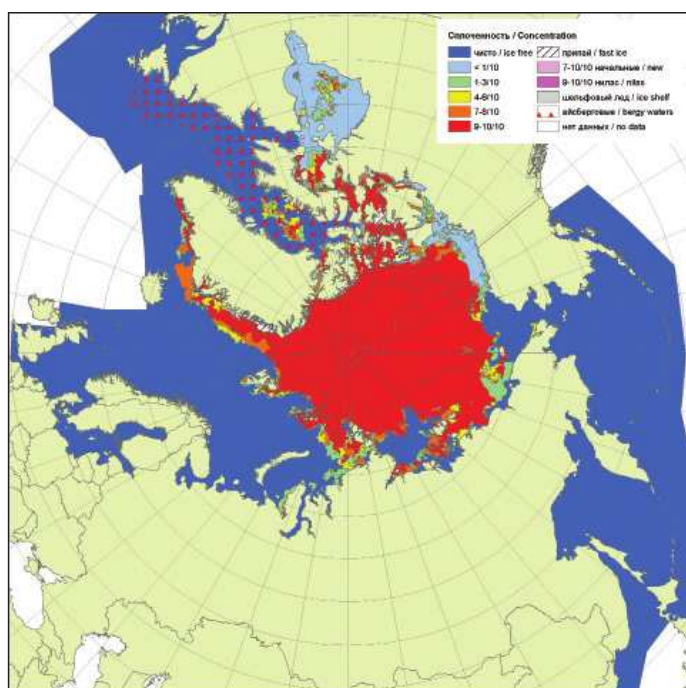


Рис. 2.24. Обзорная ледовая карта СЛО за 18–19 июля 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

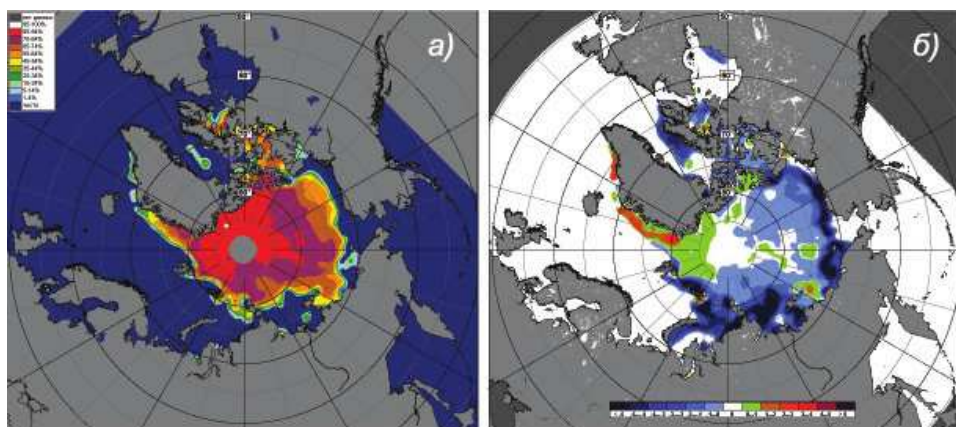


Рис. 2.25. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2011 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

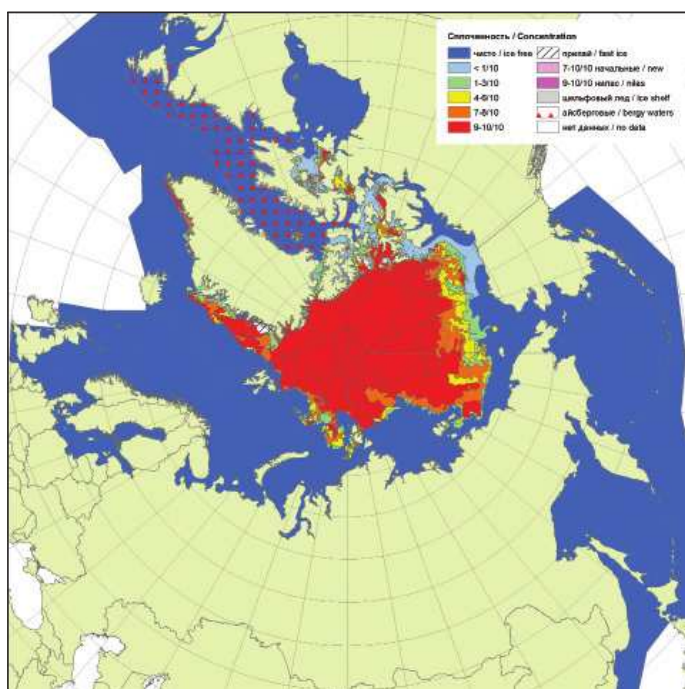


Рис. 2.27. Обзорная ледовая карта СЛО за 15–16 август 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

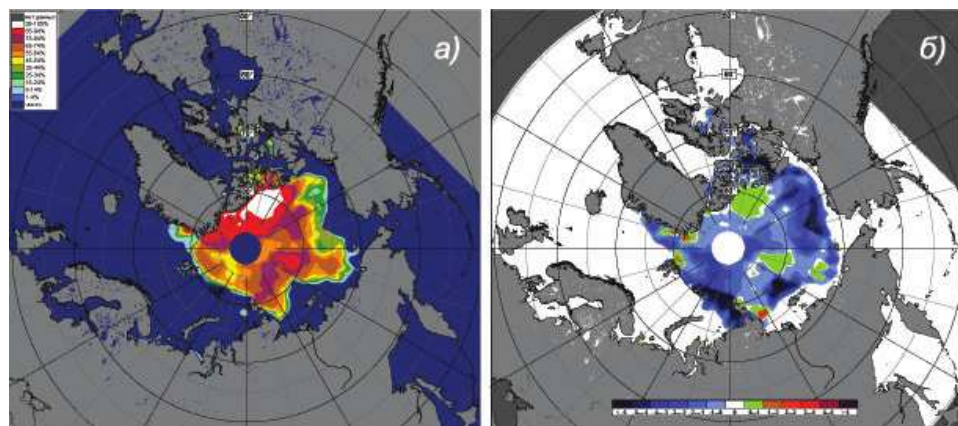


Рис. 2.28. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2010 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

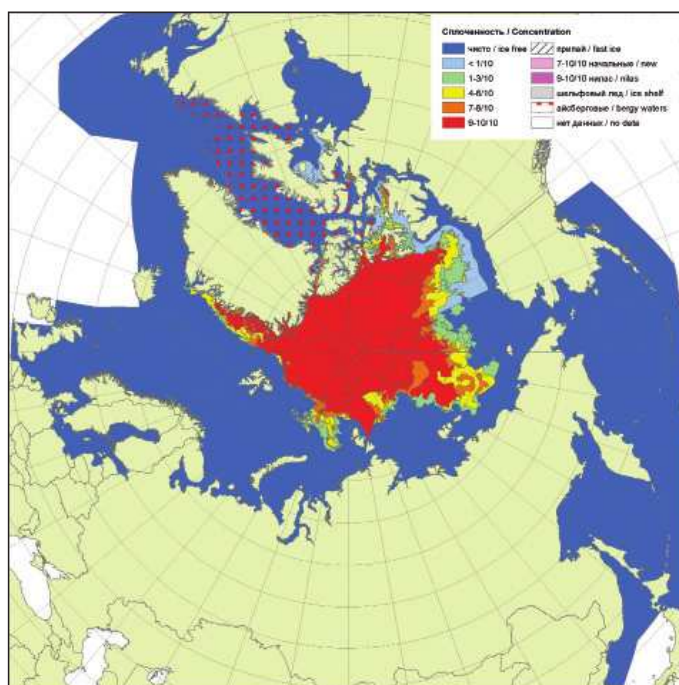


Рис. 2.30. Обзорная ледовая карта СЛО за 12–13 сентября 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

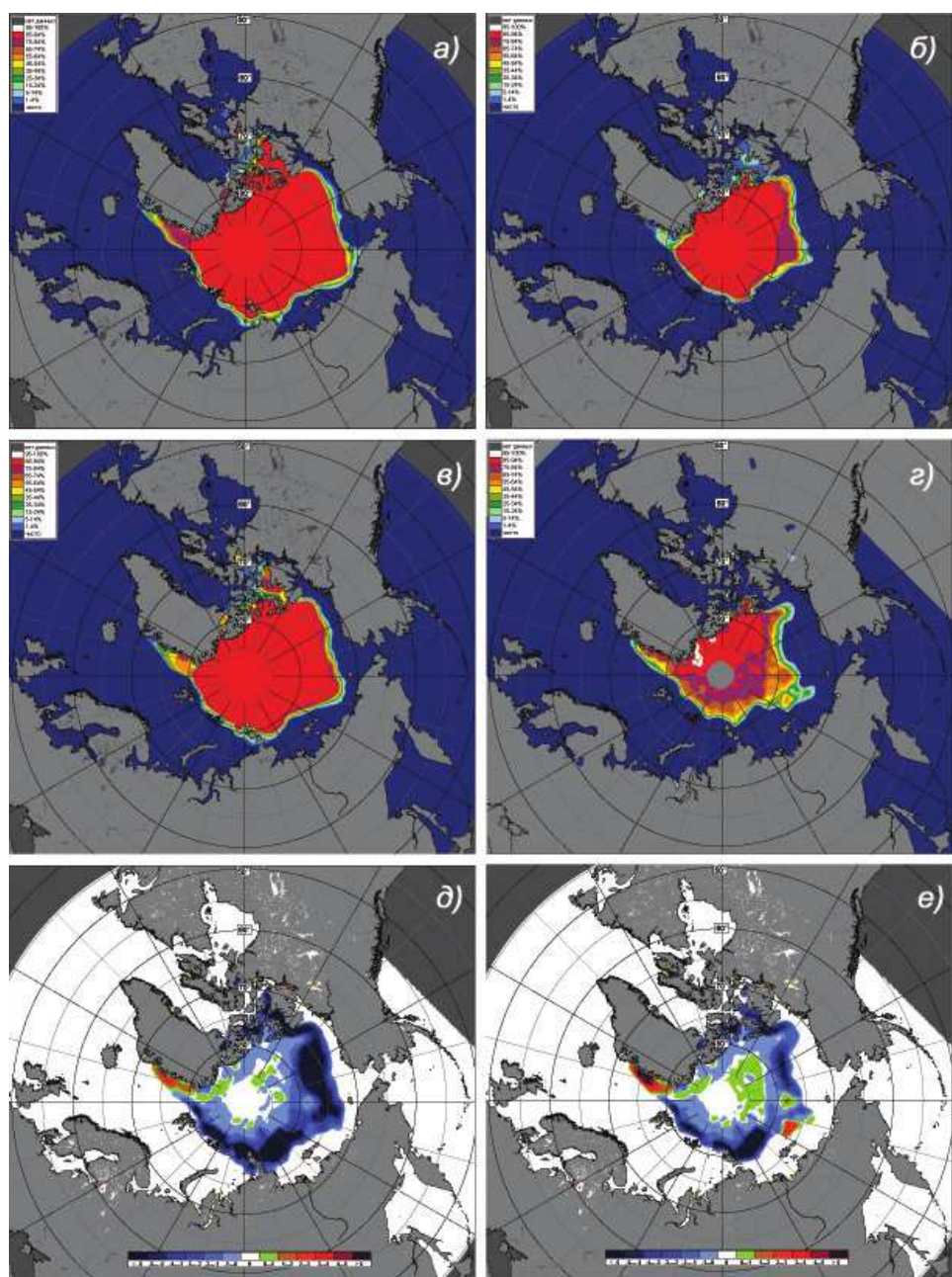


Рис. 2.31. Климатические распределения сплоченности льда в сентябре, построенные на основе ледовых карт, полученных по данным наблюдений за 1933–2007 гг. (а – в) и на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I– SSMIS, алгоритм NASATEAM (г – е).

а – медиана, б – 5 %-ная квантиль, в – 25%-ная квантиль г – медиана за 2011 г., (д) и (е) – ее разности относительно медианного распределения за сентябрь 1979–2011 гг. и 2001–2011 гг.

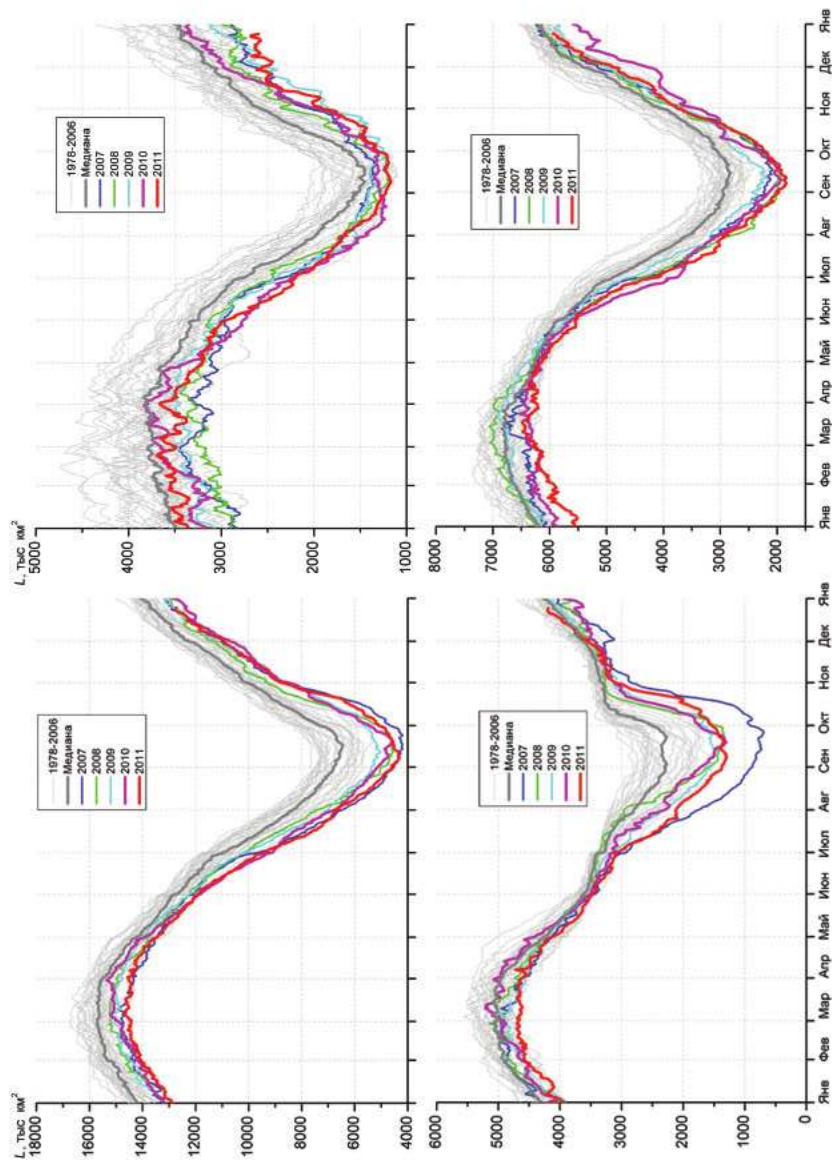


Рис. 2.33. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и трех меридиональных секторов за период 26 октября 1978 г. – 25 декабря 2011 г. по годам на основе расчетов по данным SSM/I–SSM/I–SSM/I, алгоритм NASATEAM.
a – Северная полярная область, *б* – сектор 45° з.д. – 95° в.д. (Гренландское – Карское моря), *в* – сектор 95° в.д. – 170° з.д. (моря Лаптевых – Чукотское и Берингово, Охотское), *г* – сектор 45° – 170° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика).

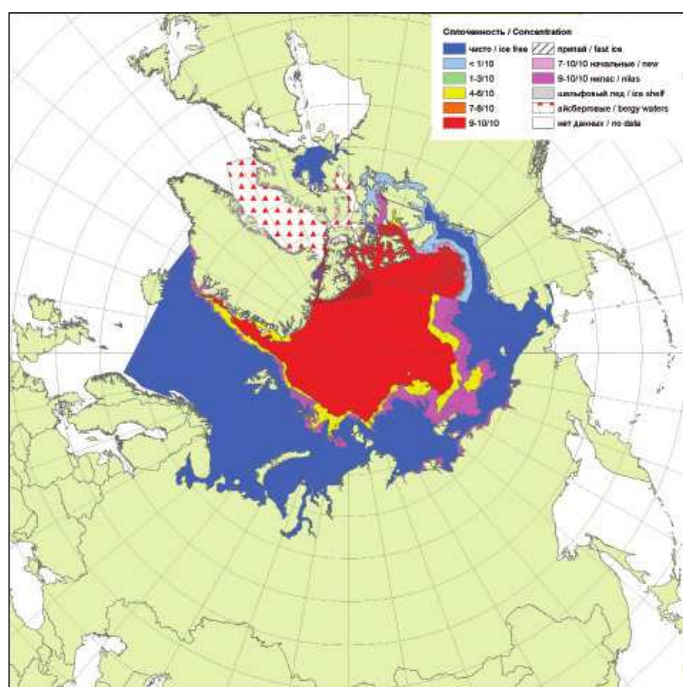


Рис. 2.34. Обзорная ледовая карта СЛО за 10–11 октября 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

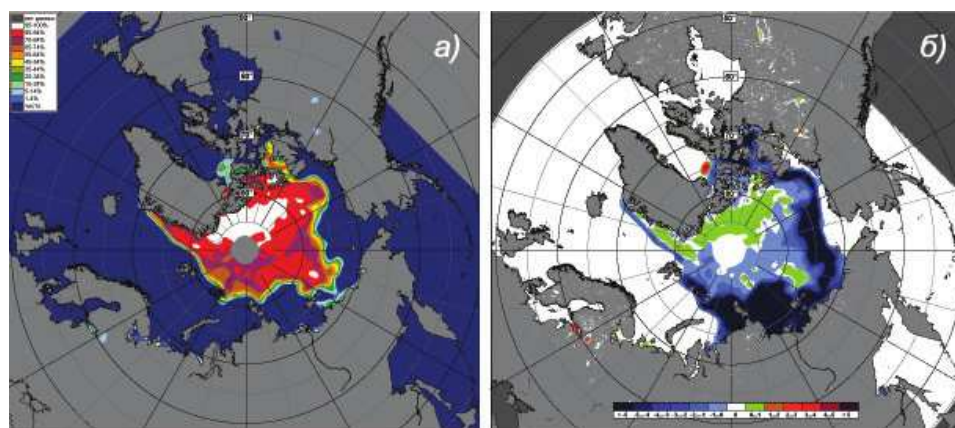


Рис. 2.35. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2010 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

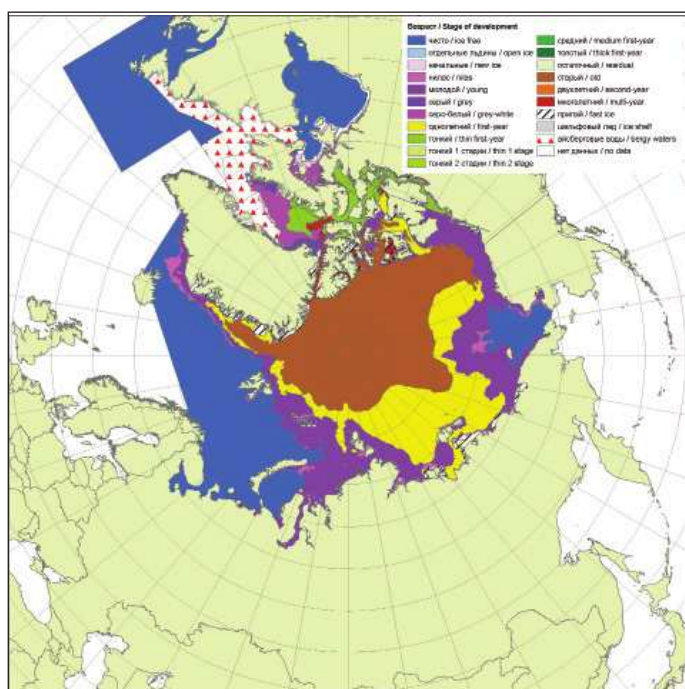


Рис. 2.37. Обзорная ледовая карта СЛО за 14–15 ноября 2011 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

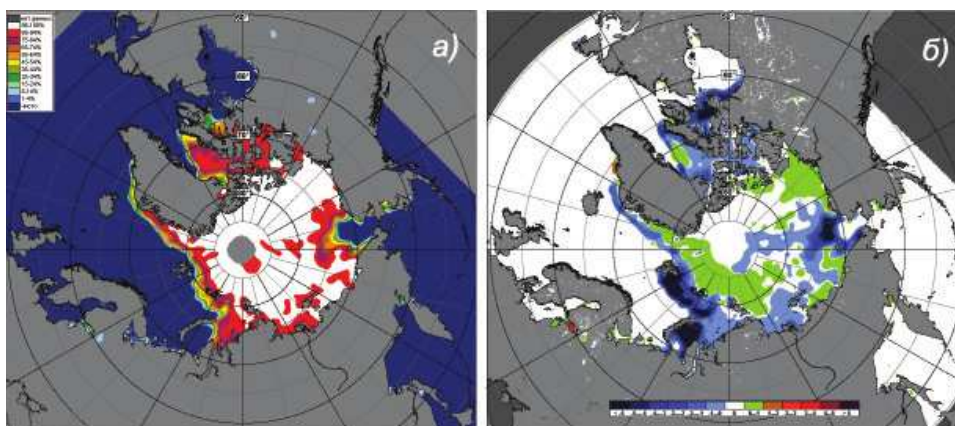


Рис. 2.38. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2010 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

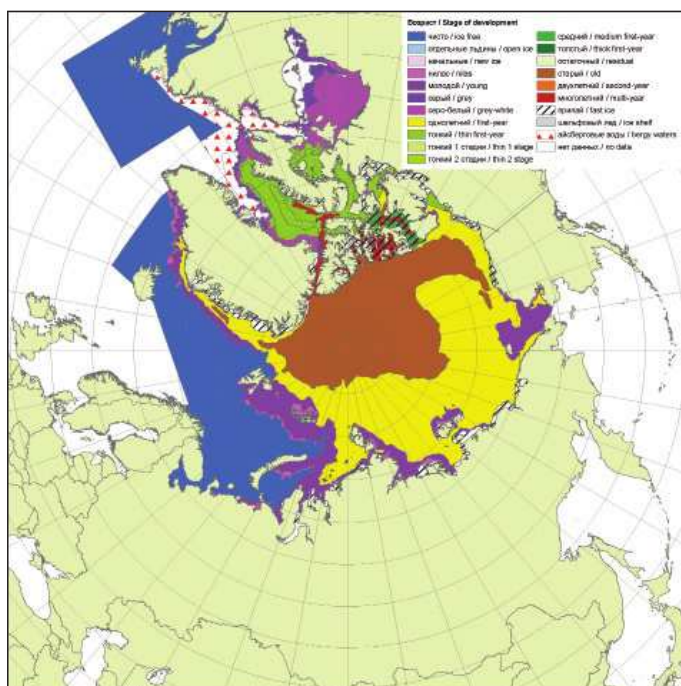


Рис. 2.40. Обзорная ледовая карта СЛО за 12–20 декабря 2011 г. составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

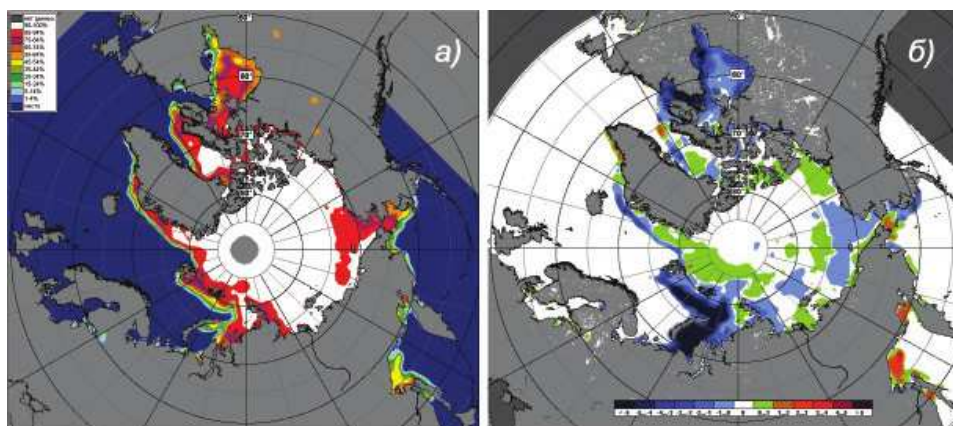


Рис. 2.41. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2011 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

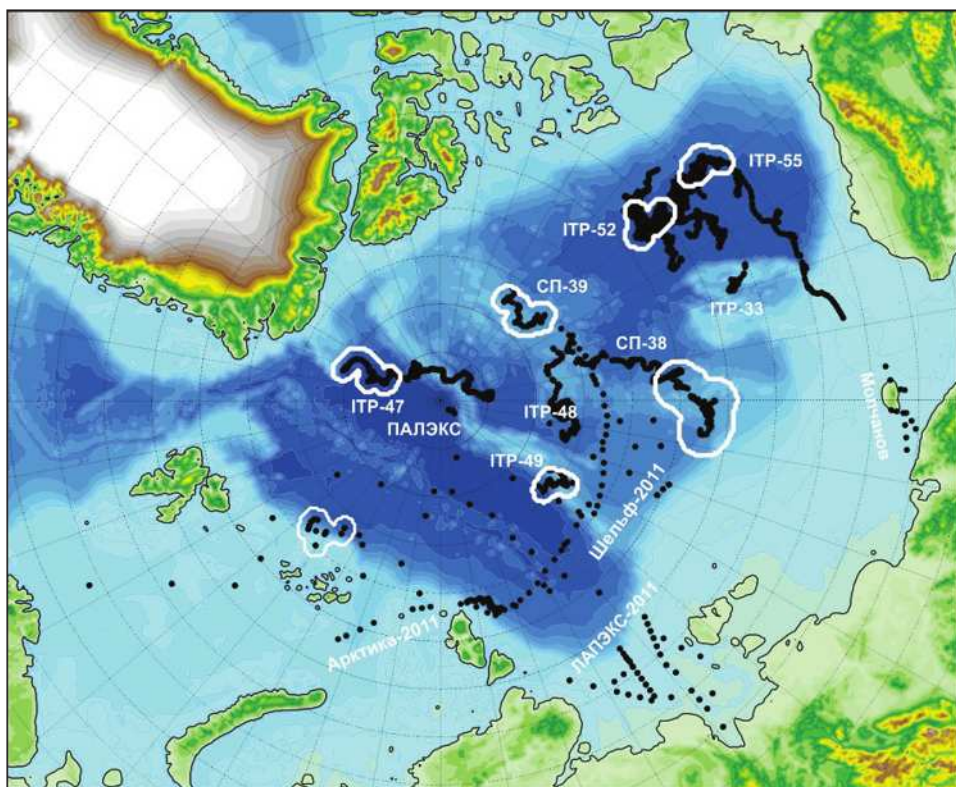


Рис. 3.1. Положение океанографических станций, выполненных в 2011 г., результаты которых были занесены в базу данных отдела океанологии ААНИИ.

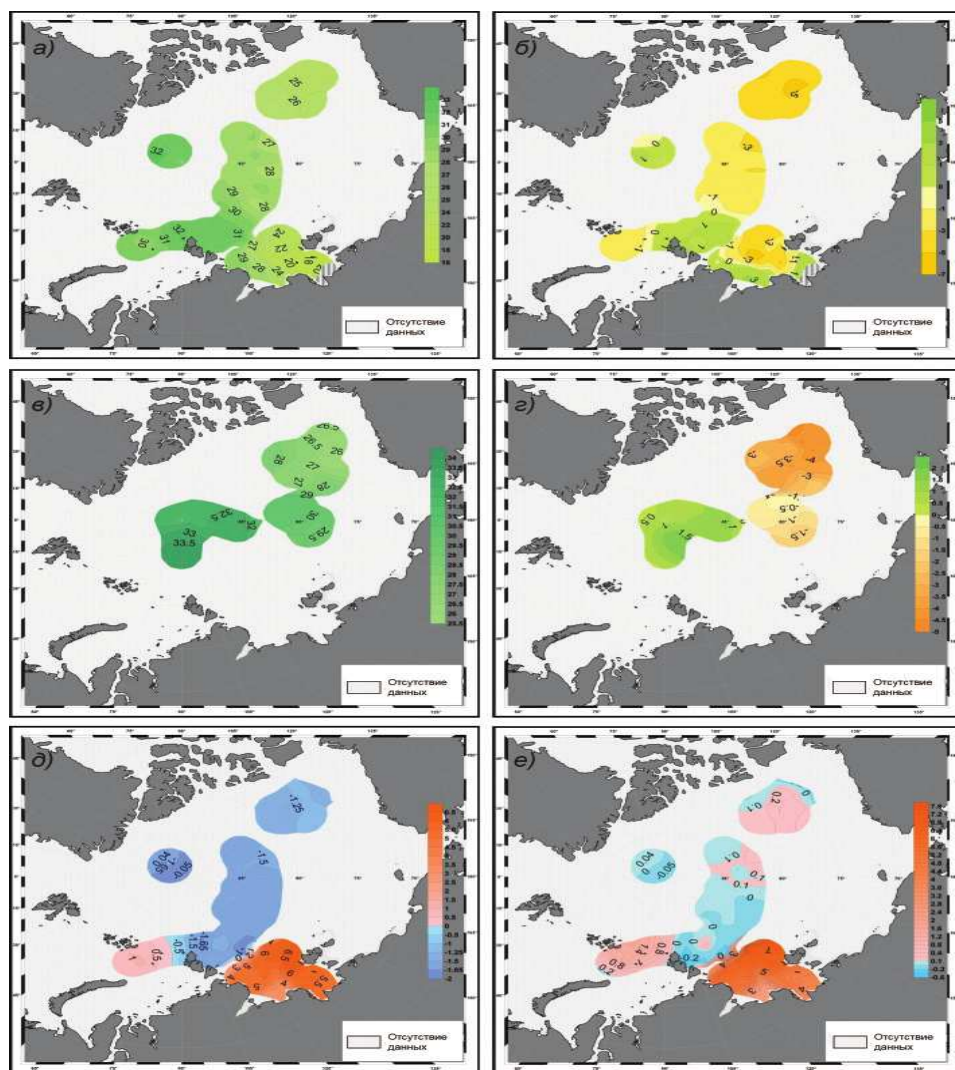


Рис. 3.2. Пространственное распределение солености в летний (а) и зимний (б) период, а также температуры в летний период (д) в интервале глубин 5–10 м за 2011 г. и их аномалии по отношению к климатическим значениям (в, з, е соответственно).

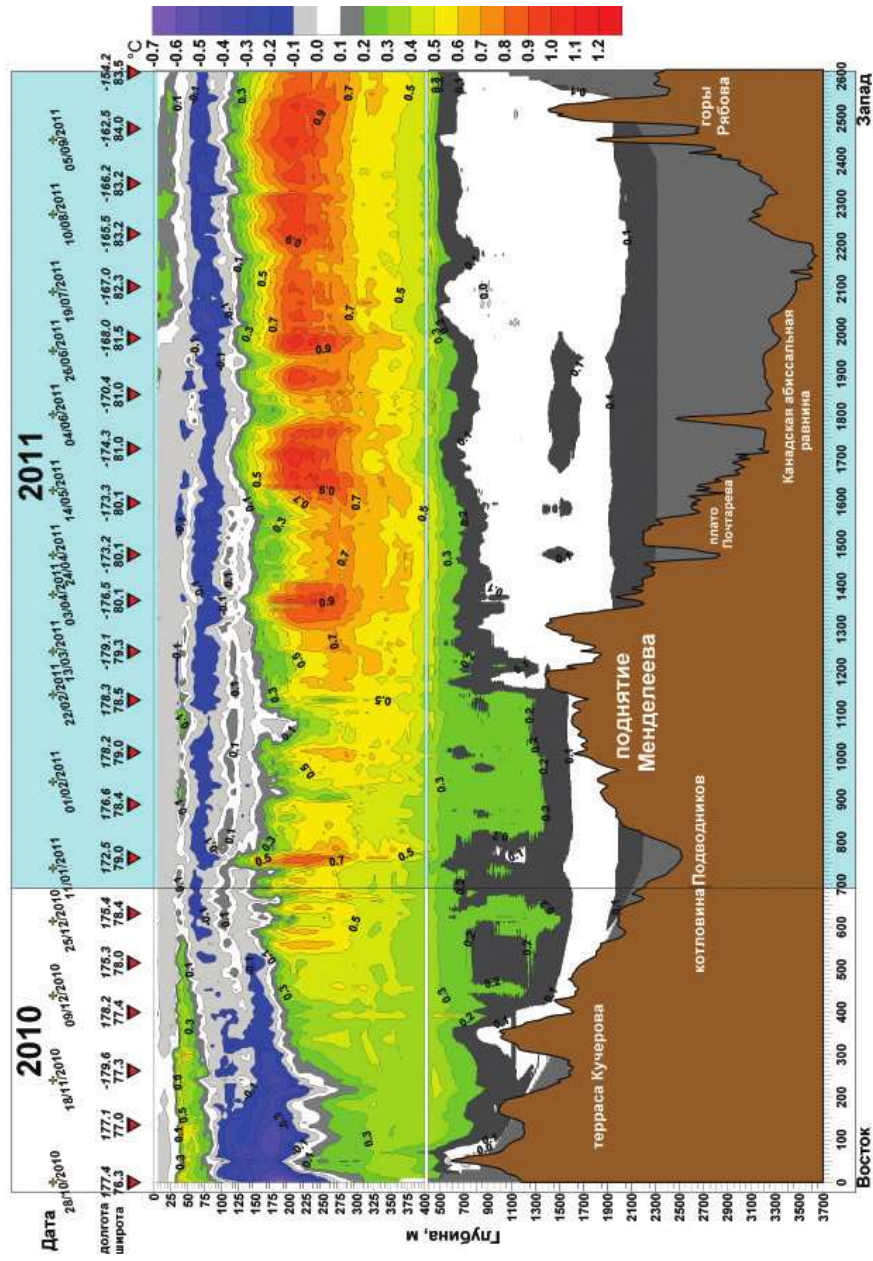


Рис. 3.12. Вертикальное распределение аномалий температуры вдоль траектории дрейфа станции СП-38.

По оси абсцисс отложено расстояние по разрезу дрейфа СП-38 за период с 28 октября 2010 г. по 20 сентября 2011 г.

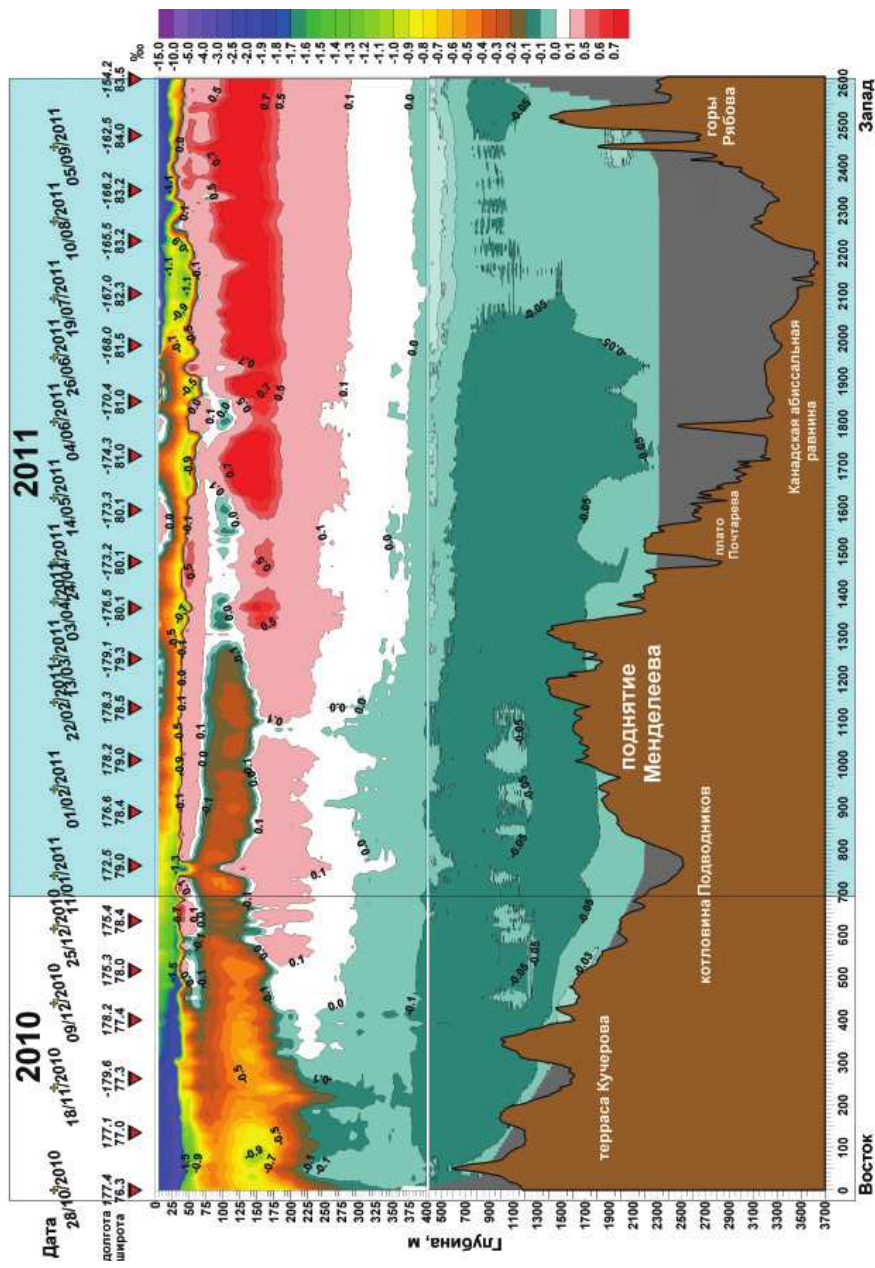


Рис. 3.13. Вертикальное распределение аномалий солёности вдоль траектории дрейфа станции СП-38 в 2011 г.

По оси абсцисс отложено расстояние по разрезу дрейфа СП-38 за период с 28 октября 2010 г. по 20 сентября 2011 г.

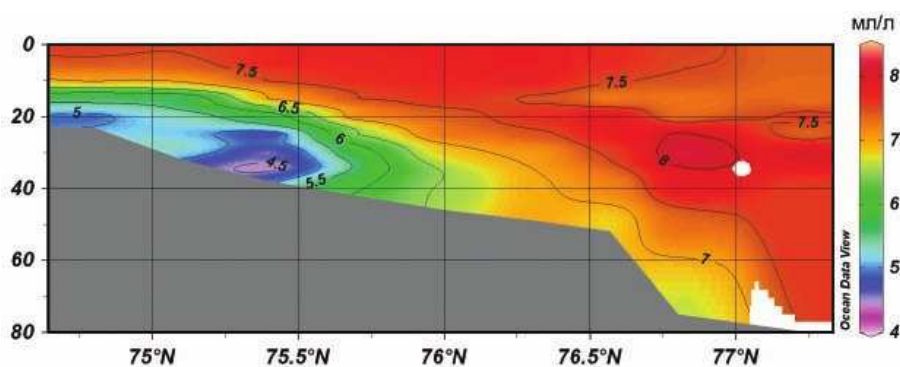


Рис. 3.15. Распределение растворенного кислорода (мл/л) на разрезе вдоль 126° в.д. в сентябре 2011 г.

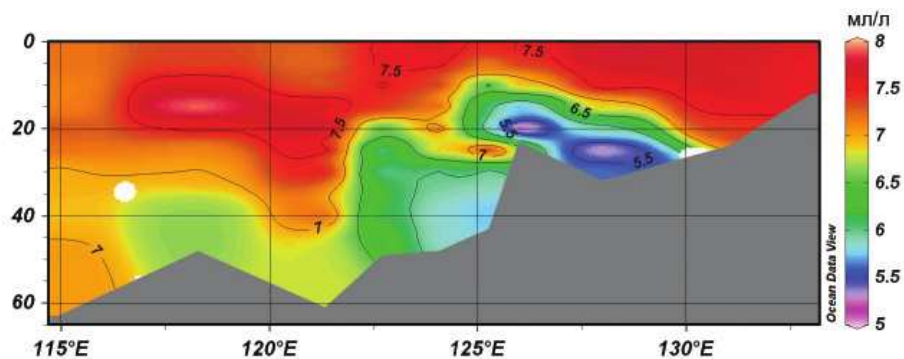


Рис. 3.16. Распределение растворенного кислорода (мл/л) на разрезе к северо-западу от дельты реки Лены в сентябре 2011 г.

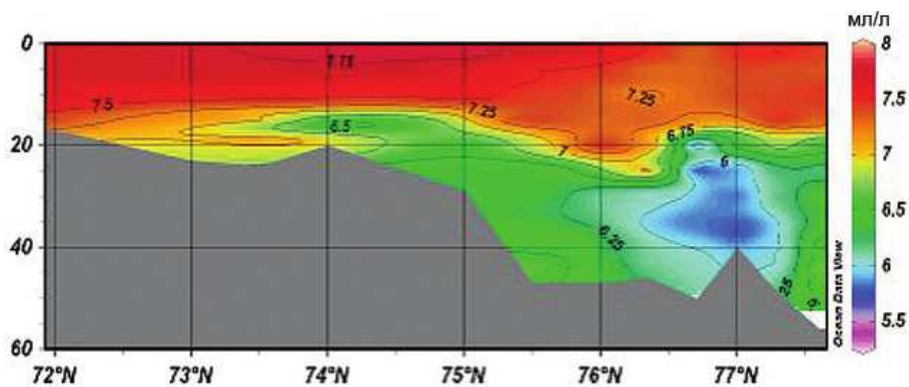


Рис. 3.17. Распределение растворенного кислорода (мл/л) на разрезе вдоль 131° в.д. в сентябре 2011 г.

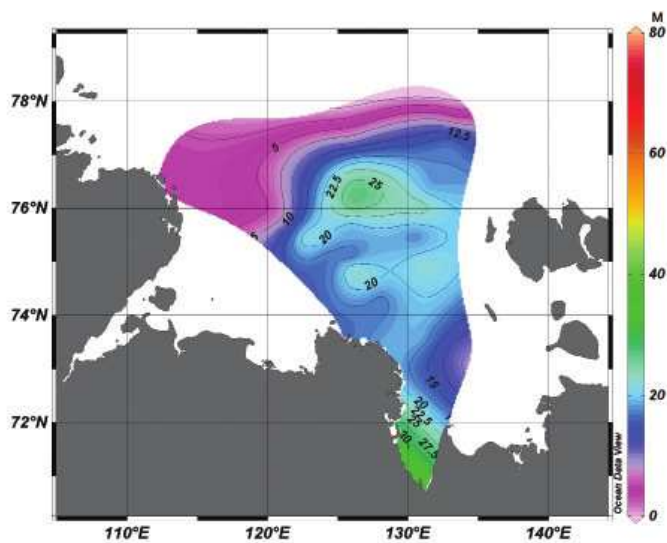


Рис. 3.18. Поверхностное распределение силикатов (ммоль/л) в сентябре 2011 г. в море Лаптевых.

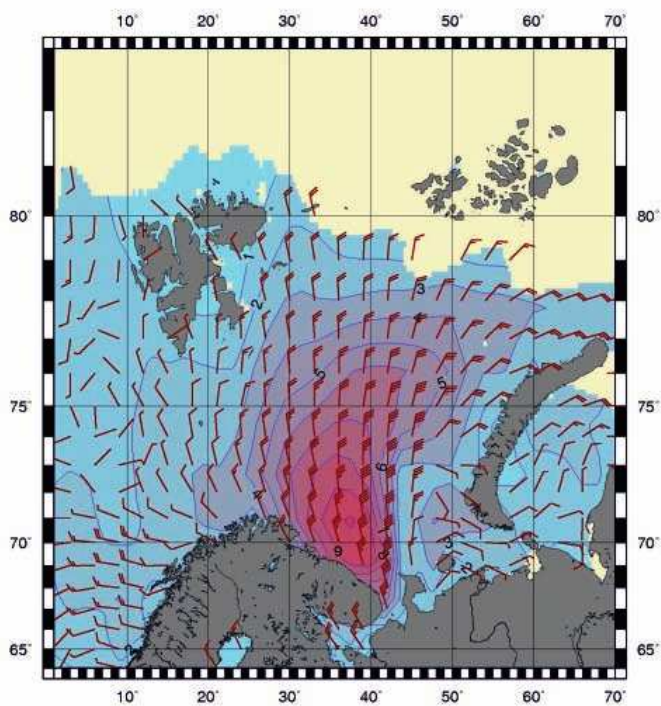


Рис. 3.24. Поле ветра и высоты волн (м) в Баренцевом море на 06 ч UTC 15 ноября 2011 г.

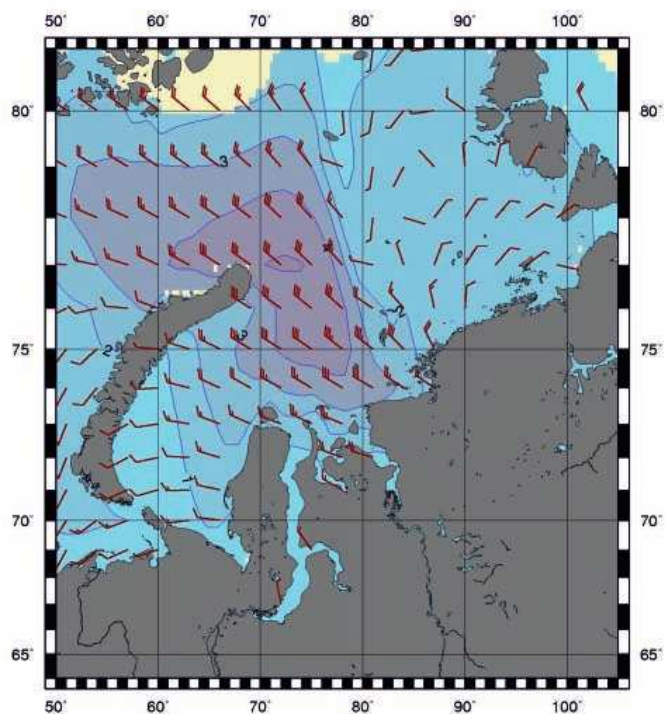


Рис. 3.25. Поле ветра и высоты волн (м) в Карском море на 18 ч UTC 10 октября 2011 г.

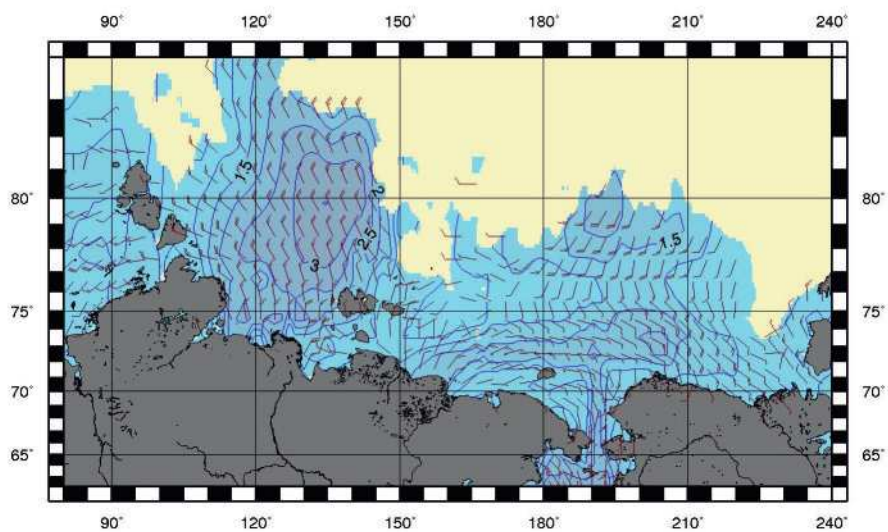


Рис. 3.26. Поле ветра и высоты волн (м) в морях Восточной Арктики на 00 ч UTC 11 сентября 2011 г.