

Министерство природных ресурсов и экологии РФ

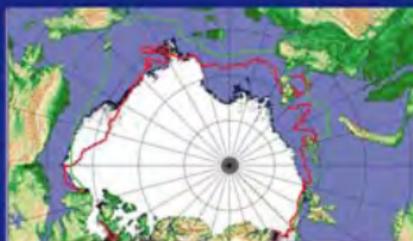
Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов
в Северном Ледовитом океане

2009



Санкт-Петербург
2010

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**

2009

Санкт-Петербург
ААНИИ
2010

УДК 551.5(02)(268.5)

ОБЗОР ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ
2009

Научный редактор выпуска: д-р геогр. наук, проф. И.Е.Фролов

Подписано в печать 24.03.2010
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Усл. печ. л. 8,75
Заказ № 10

Ротапринт ГНЦ РФ АНИИ
199397, ул. Беринга, 38

ISBN 978-5-98364-041-2

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ АНИИ), 2010.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
1. Метеорологические условия Северной полярной области	6
1.1. Развитие 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	33
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период	34
2.2. Начало таяния и разрушения льда в весенний период	39
2.3. Распределение ледяного покрова в летний период	43
2.4. Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов	51
2.5. Ледовые процессы в устьевых участках рек	56
3. Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей	65
3.1. Термохалинные условия и циркуляция водных масс	65
3.1.1. Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана	65
3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна	67
3.1.3. Трансформация атлантических вод по результатам наблюдений на серии океанографических разрезов поперек материкового склона в Арктическом бассейне	72
3.1.4. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей	74
3.1.5. Пресноводные аномалии в Северном Ледовитом океане	75
3.1.6. Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующей станции «Северный полюс-36»	77
3.2. Гидрохимические условия	87
3.2.1. Гидрохимические условия на акваториях арктических морей	87
3.2.2. Гидрохимические условия в заливах и губах арктических морей	91
3.3. Уровень арктических морей	93
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	96
Выводы	100

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2009 г. Фактическая информация для составления обзора получена по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, проектов Всемирной метеорологической организации и экспедиционных исследований, проводимых в рамках завершения национальных программ и проектов Международного полярного года 2007/08 российскими и зарубежными организациями, экспедиционного рейса, выполненного в ААНИИ на а/л «Ямал» по снятию дрейфующей станции и организации новой в августе–сентябре и наблюдению непосредственно на самих дрейфующих станциях СП-36 и СП-37.

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 отдела метеорологии (ответственный – зав. отделом канд. геогр. наук В.Ф.Радионов) и долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный – зав. отделом 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 анализа послужили данные постоянного спутникового мониторинга, экспедиционные наблюдения 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 было осуществлено Заслуженным деятелем науки РФ, профессором, 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, научная редакция);
В.В.Иванов, зав. отделом (п. 1.1, редакция);
А.Я.Коржиков, зав. группой (п. 1.1);
В.К.Куражов, ст. науч. сотр. (п. 1.1);
Л.Ю.Рыжаков, ст. науч. сотр. (п. 1.1);
Г.А.Алексеенков, нач. отдела (п. 1.1);
В.Ф.Радионов, зав. отделом (п. 1.2, редакция);

Е.И.Александров, ст. науч. сотр. (п. 1.2);
Н.Н.Брызгин, ст. науч. сотр. (п. 1.2);
А.А.Дементьев, зав. лабораторией (п. 1.2);
А.В.Юлин, зав. лабораторией (п. 2.1 – 2.4, редакция);
В.М.Смоляницкий, зав. лабораторией (п. 2.1 – 2.4);
А.С.Филиппова, вед. инженер (п. 2.1 – 2.4);
Ю.А.Горбунов, вед. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
С.М.Лосев, вед. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
Л.Н.Дымент, ст. науч. сотр. (п. 2.1 – 2.4);
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, редакция);
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, гл. науч. сотр. (п. 3.1);
Е.Н.Дворкин, вед. науч. сотр. (п. 3.3);
В.Ю.Карпий, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
Н.В.Лебедев, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
А.Л.Гарманов, науч. сотр. (п. 3.1);
Н.П.Яковлева, науч. сотр. (п. 3.4);
Т.А.Пасечник, ст. науч. сотр. (п. 3.4);
В.В.Алексеев, науч. сотр. (п. 3.4);
О.А.Морозова, мл. науч. сотр. (п. 3.2.1, 3.2.2);
Е.П.Бондарева, мл. науч. сотр. (п. 3.2.1, 3.2.2);
В.Т.Соколов, нач. ВАЭ (п. 3.1.5, 3.1.6);
А.В.Попов, с.н.с. (п. 3.1.5);
С.О.Сороко, вед. инженер (тех. редакция).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

1.1. РАЗВИТИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЛЯРНОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА ПЕРИОД ЯНВАРЬ–ДЕКАБРЬ

В данном параграфе 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 январь–декабрь 2009 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы здесь тесно взаимосвязаны с развитием и перестройками 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, азиатский циклон летом и антициклон зимой; на востоке, в тихоокеано-американском секторе полушария, – алеутский минимум и гавайский максимум.

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2008 г. учитывались основные элементы ОЦА: положение 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 перестроек 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 полушария выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды – W форма циркуляции (западная) и два меридиональных процесса с волнами большой амплитуды – С (меридиональная) и Е (восточная) формы циркуляции.

Соответственно во втором, тихоокеано-американском, секторе полушария выделяются также три типа процессов: западный (З) и два меридиональных (M_1 и M_2).

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

процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом для каждой из разновидностей характерна географическая ориентация основных блокирующих гребней антициклонов, влияющих на более высокоширотное или низкоширотное по сравнению с нормой положение траекторий 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, и в ряде случаев не отражает географическую ориентацию ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны, то в данном обзоре применение индекса ограничено его использованием 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 2009 г. были выявлены следующие особенности.

Таблица 1.1

Средняя годовая повторяемость числа дней, форм и типов циркуляции и ее отклонение от нормы

Повторяемость	Форма			Тип		
	W	C	E	З	M ₁	M ₂
Число дней	126	85	154	155	76	134
Аномалия	-1	-8	9	26	-24	-2

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2009 г. представлены в табл. 1.1 в виде среднегодовой повторяемости числа дней с форм и типов циркуляции по классификации Вангенгейма – Гирса.

Атмосферные процессы в Северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне в первом секторе полушария разновидностей меридиональных процессов восточной формы циркуляции. Число дней с данной формой в 2009 г. составило 154 и превысило норму на 9 дней. Число дней с процессами западной формы циркуляции составили 126, что близко к многолетней норме. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы.

Карты среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземного давления и аномалий давления и температуры воздуха приведены на рис. 1.1–1.4.

Над полярным районом в средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центры циркумполярного вихря (ЦПВ) наиболее часто локализовались в приполюсном районе, и основная высотная ложбина его ориентирована от полюса в



Рис.1.1. Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за период январь–декабрь 2009 г.

район моря Баффина и Канадского Арктического архипелага (рис. 1.1). По сравнению с 2008 г. его центр сместился к северу от евразийского сектора Арктики.

В приземном барическом поле под влиянием арктического антициклона и азиатского антициклона в холодный период года выход циклонов в приполюсный район в 2009 г. часто был блокирован. Среднегодовой фон давления над полярным районом Арктики в этом году был выше нормы (рис. 1.2, 1.3).

По сравнению с 2007 и 2008 гг. знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики в 2009 г. сменился на противоположный – с отрицательных значений на положительные. Рост давления в 2009 г. составил по сравнению с 2007 и 2008 гг. более 4 и 2 гПа соответственно. Тенденции изменений давления в отдельных секторах полярного района Арктики в 2009 г. представлены на рис. 1.3.

Повышенная повторяемость меридиональных воздушных потоков с южной составляющей в атлантико-евразийском секторе полушария наряду с преобладающей адвекцией теплых воздушных масс в тихоокеано-американском секторе обусловили формирование в среднем за год положительного фона аномалий температу-

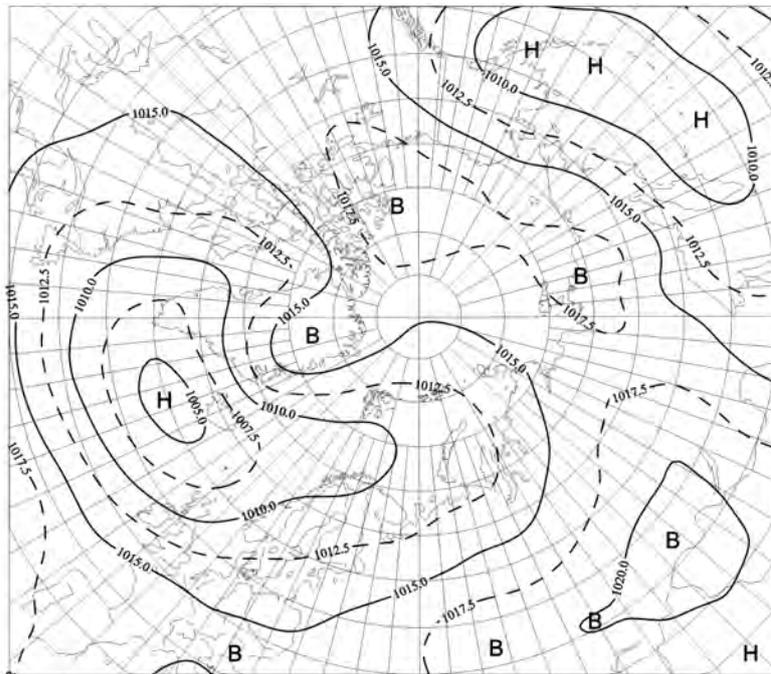


Рис.1.2. Среднее приземное давление за период январь–декабрь 2009 г.

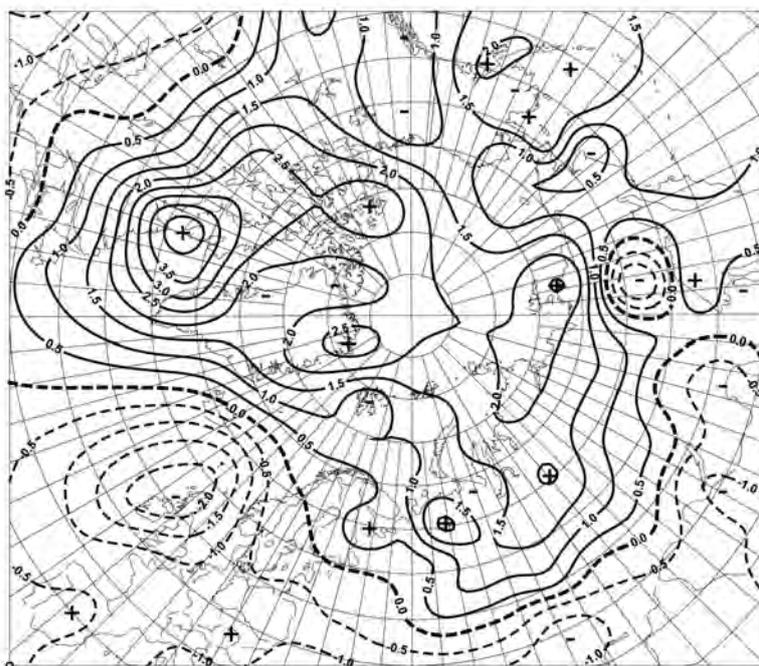


Рис.1.3. Средние аномалии приземного давления за период январь–декабрь 2009 г.

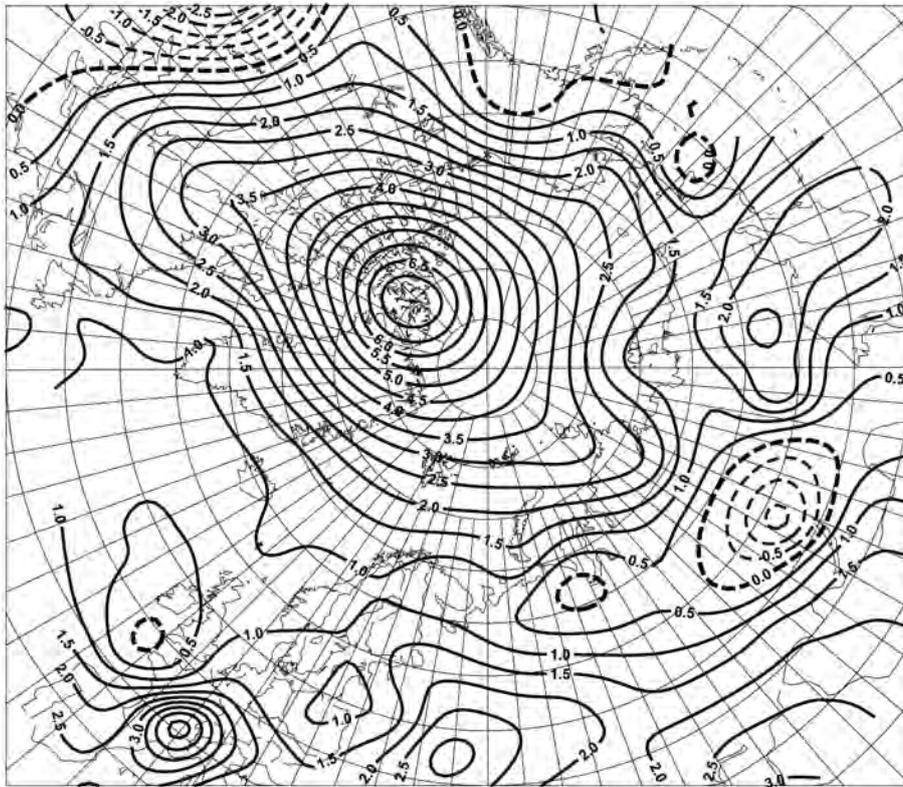


Рис. 1.4. Средние аномалии приземной температуры воздуха (°C) за период январь–декабрь 2009 г.

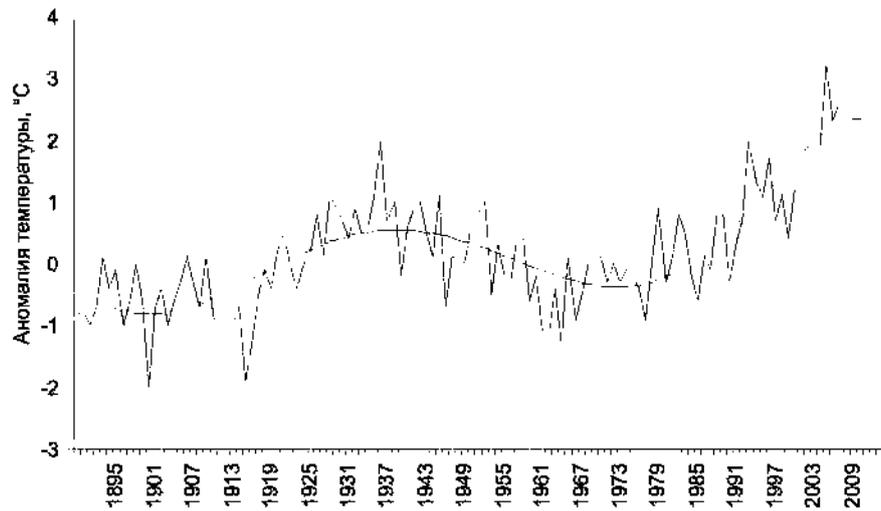


Рис. 1.5. Средние годовые аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. в период 1891–2009 гг.

ры воздуха в полярном районе Арктики. Наиболее высокие (до 7 °С) среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2009 г. отмечались в районе северной части моря Баффина (рис. 1.4).

В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2009 г. составила 2,6 °С, что на 0,6 °С ниже экстремального значения, отмеченного в 2007 г. (рис. 1.5).

Структурный анализ внутригодовых особенностей развития атмосферных процессов проводился по комплексу метеорологических характеристик (форм и типов циркуляции, направления воздушных потоков, давления и температуры воздуха и их аномалий) за различные периоды осреднения как по календарным периодам, так и по периодам естественных стадий перестроек процессов различного временного масштаба. Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалий давления и температуры представлены на рис. 1.6 и 1.7.

Изменения давления от месяца к месяцу в 2009 г. представлены в виде кривых накопленных (интегральных) аномалий давления отдельно для европейского, азиатского и американского секторов Арктики в сравнение с данными для экстремально теплого 2007 г.

Анализ развития процессов в 2009 г. показал, что от месяца к месяцу отмечалась более частая, чем в предшествующие годы, смена в направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов северного полушария. Схема развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов с января по декабрь выглядит следующим образом:

Январь (W_{M2+3}) → Февраль (W_{M2+3}) → Март (W_3) → Апрель ($(E+C)_{M2+3}$) → Май (E_3) → Июнь (C_3) → Июль (E_3) → Август (E_{M1}) → Сентябрь (W_3) → Октябрь ($(W+C)_3$) → Ноябрь ($(E+W)_3$) → Декабрь ($(E+C)_3$)

Основные особенности развития синоптических процессов в каждом месяце 2009 г. описаны ниже.

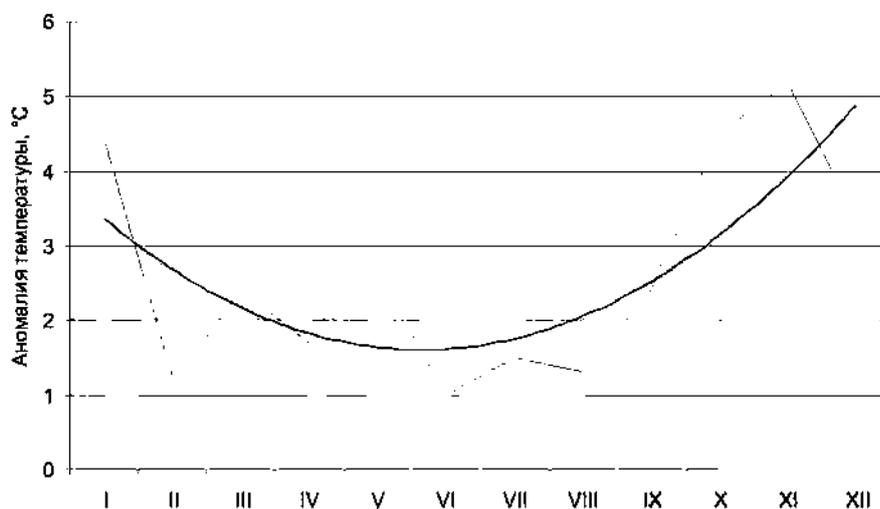


Рис. 1.6. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°С) в широтном поясе 70–85° с.ш. в 2009 г.

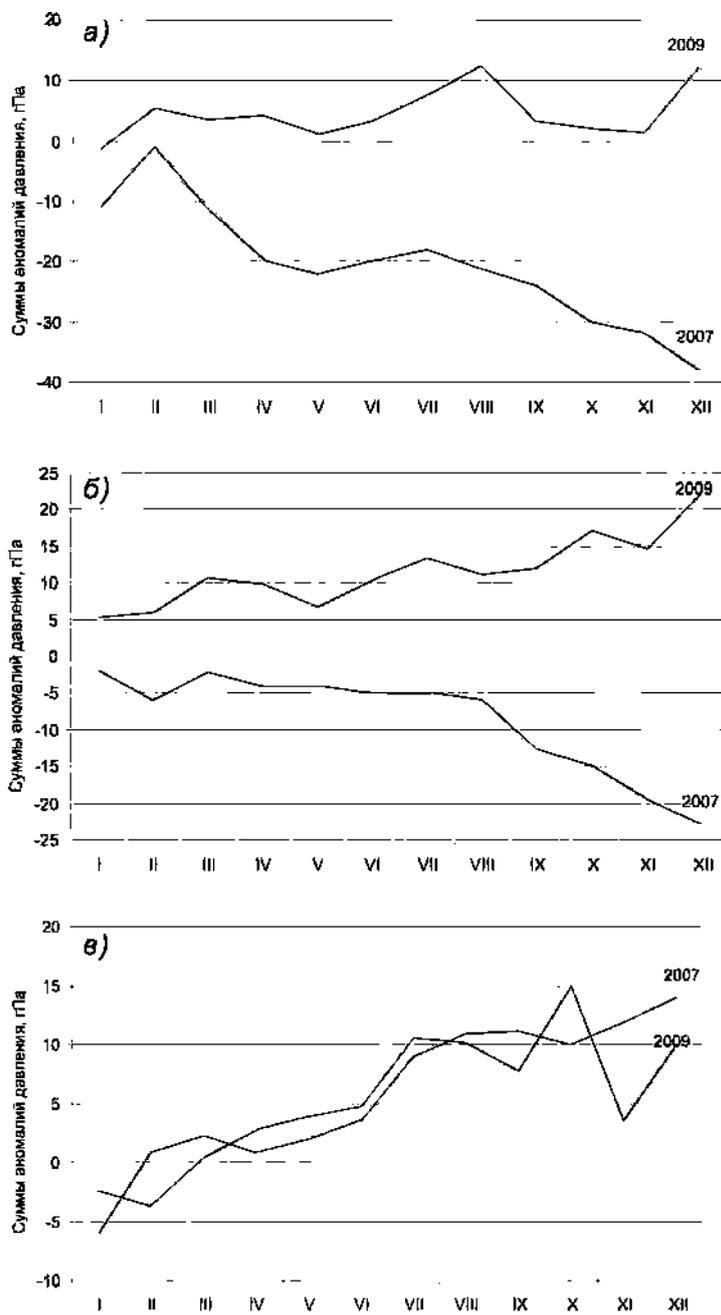


Рис. 1.7. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–декабре 2009 и 2007 гг. в европейском (а), азиатском (б) и американском (в) секторах полярного района Арктики (интегральная кривая при положительных значениях аномалий давления идет вверх, при отрицательных – вниз).

В *январе* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в приполюсном районе Арктики и его основная ложбина была ориентирована на район Канадского Арктического архипелага.

В первом (атлантико-евразийском) секторе преобладали зональные процессы западной (W) формы циркуляции. В приземном поле циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении, с запада на восток, в Арктику, по более высокоширотным траекториям по сравнению с нормой. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе был ниже нормы на 7–9 гПа. Наблюдались воздушные потоки преимущественно юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 10,5 °С отмечались в районе Таймыра.

Во втором (тихоокеано-американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_2 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление азиатского и американского антициклонов, гребни которых часто взаимодействовали в районе Чукотки и Аляски. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным траекториям по сравнению с нормой и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась в районе моря Бофорта и Канадского Арктического архипелага. Фон давления был ниже нормы на 4–7 гПа. Атлантические циклоны обусловили адвекцию теплых воздушных масс с юго-восточной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры достигали значений более 10 °С.

В *феврале* произошла крупномасштабная перестройка в направленности развития атмосферных процессов в первом и втором секторах полушария. Центр ЦПВ сместился на континентальный район Азии, и ложбина его была ориентирована через восточный район Арктики на Канаду.

В первом секторе преобладали процессы западной формы циркуляции. В приземном поле циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении по низкоширотным траекториям. Под влиянием на западный и приполюсный районы Арктики гребней азиатского и американского антициклонов фон давления был выше нормы на 6–10 гПа.

При адвекции холодных воздушных масс с южной составляющей с континента Азии в морях российской Арктики сформировался фон температуры ниже нормы на 1–5 °С. В приполюсном районе фон температуры при юго-западных потоках был выше нормы на 1–4 °С.

Во втором секторе наибольшее число дней в месяце преобладали процессы разновидностей меридионального типа M_2 . Под влиянием с юга гребня гавайского антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались в Арктику по более высокоширотным траекториям. Фон давления в районе Аляски и моря Бофорта был ниже нормы. Над остальными территориями фон давления был выше нормы на 2–6 гПа.

Фон температуры был ниже нормы в районе Аляски. Над остальными районами в данном секторе Арктики преобладала адвекция теплых воздушных масс с Атлантического и Тихого океанов. Наибольшие значения среднемесячных положительных аномалий температуры (до 7–9 °С) имели место в районе моря Баффина.

В *марте* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился с континента Азии к арктическому побережью Америки. Основная ложбина высотного циклона была ориентирована на район Таймыра. Восточный район Арктики находился под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления сформировался обширный антициклон.

В первом секторе отмечалась повышенная повторяемость зональных процессов. Циклоны Северной Атлантики в системе исландского минимума сериями смещались с запада на восток до Баренцева моря. Дальнейшее их продвижение на восток было блокировано гребнями арктического и азиатского антициклонов. Фон давления был ниже нормы в европейской части Арктики. В азиатской части и приполюсном районе фон давления был выше нормы на 4–7 гПа. Адвекция теплых воздушных масс и положительные аномалии температуры преобладали во всех районах данного сектора Арктики, кроме района моря Лаптевых, где среднемесячный фон температуры был близок к среднему многолетнему.

Во втором секторе под влиянием хорошо развитого арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались в широтном направлении по сравнению с нормой по более южным траекториям. Вследствие этого в районе Аляски в тыловой части циклонов при северо-восточных потоках преобладали адвекция холодных воздушных масс и отрицательные аномалии температуры. Остальные районы тихоокеано-американского сектора полярного района Арктики находились под влиянием теплой части арктического антициклона, где преобладала устойчивая во времени адвекция теплых воздушных масс с Северной Атлантики. Наибольшие положительные аномалии температуры (до 7–9 °С) отмечались в районе Канадского Арктического архипелага.

В *апреле* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Земли Франца-Иосифа; его основные ложбины которого были ориентированы на районы морей Карского, Восточно-Сибирского и Баффина.

В первом (атлантико-евразийском) секторе отмечалось сочетание процессов восточной (Е) и меридиональной (С) форм циркуляции. В приземном поле под влиянием хорошо развитого антициклона над Европой циклоны с Северной Атлантики смещались в Арктику по более высокоширотным траекториям по сравнению с нормой. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе был ниже нормы на 2–10 гПа. Воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений в большинстве районов обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры здесь был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 4,3 °С) отмечались в районе Таймыра. Отрицательные аномалии (до 1,9 °С) при северных потоках отмечались только в районах Шпицбергена и о. Врангеля.

Во втором (тихоокеано-американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов М₂ и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление арктического и гавайского антициклонов, гребни которых часто взаимодействовали в районе Аляски. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был выше нормы на 2–4 гПа. Преобладали воздушные потоки южных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных

масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры достигали значений более 7 °С.

В мае произошла крупномасштабная перестройка направленности развития атмосферных процессов в первом и втором секторах полушария. Основной центр ЦПВ сместился на восточный район Канады, ложбина его была ориентирована на приполюсный район Арктики. Районы морей Баренцева, Карского и Лаптевых находились под влиянием высотного гребня.

В первом секторе преобладали процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле выход циклонов Северной Атлантики в западный район Арктики был блокирован хорошо развитым антициклоном с центром на севере Таймыра, где фон давления был выше нормы на 4,8 гПа. Циклоны сериями смещались по высокоширотным траекториям в приполюсный район Арктики. Фон давления в приатлантическом и приполюсном районах был ниже нормы на 5–9 гПа.

При адвекции теплых воздушных масс с юго-западной составляющей сформировался фон температур выше нормы на 1–3 °С.

Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные и меридиональные процессы типа M_1 . Характерной особенностью данного процесса явилось развитие гавайского антициклона, гребень которого был ориентирован на Берингово море. Вследствие этого циклоны смещались в Арктику по высокоширотным траекториям. В среднем за месяц фон давления был ниже нормы на 2–6 гПа. Преобладали воздушные потоки юго-западных направлений с кратковременными отходами к северным.

В среднем за месяц фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии (3–7 °С) отмечались в Чукотском море и восточной части морей Восточно-Сибирского и Бофорта.

В июне над северным полушарием произошла резкая перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из Канады в район севера Карского моря. Высотный гребень был ориентирован на северное побережье Америки. Вследствие этого знак деформационного барического поля в большинстве районов северного полушария сменился на противоположный по сравнению с предыдущим месяцем.

В первом секторе отмечалась повышенная повторяемость меридиональных процессов. В приземном поле под влиянием гребня хорошо развитого арктического антициклона над Северной Атлантикой циклоны смещались в Арктику в район морей Баренцева, Карского и Лаптевых по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям. Над этими морями фон давления был ниже нормы на 1–2 гПа. Над остальными районами западного сектора Арктики и приполюсным районом фон давления был выше нормы на 2–7 гПа. Устойчивые воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений на побережье морей Карского и Лаптевых обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 4,3 °С) отмечались в районе Таймыра. Отрицательные аномалии до 1,4 °С при северо-восточных потоках отмечались только в Восточно-Сибирском море.

Во втором секторе под влиянием хорошо развитого арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались в широтном направлении,

то есть по более южным траекториям по сравнению с нормой. Вследствие этого в районе Аляски в тыловой части циклонов при северо-восточных потоках часто преобладали адвекция холодных воздушных масс и отрицательные аномалии температуры. Остальные районы тихоокеано-американского сектора полярного района Арктики находились под влиянием теплой части арктического антициклона, где преобладала устойчивая во времени адвекция теплых воздушных масс с Северной Атлантики. Наибольшие положительные аномалии температуры (более 2 °С) отмечались в районе Канадского Арктического архипелага.

В *июле* на изобарической поверхности 500 гПа центр ЦПВ располагался в районе моря Лаптевых, что обусловило соответственно смещение ВФЗ к югу и, как следствие, низкоширотные траектории циклонов по континентальной части Евразии. В районе Гренландии и Канадского Арктического архипелага располагался высотный антициклон.

В первом (атлантико-евразийском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле в полярном районе располагался обширный антициклон, который взаимодействовал над европейской частью России с гребнем азорского антициклона. Вследствие этого выход циклонов в Арктику был блокирован. Фон давления был на 4–10 гПа выше нормы. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над территорией Англии. Адвекция теплых воздушных масс с континента при преобладающих направлениях юго-восточных воздушных потоков отмечалась в районе северо-восточной части Карского моря и полуострова Таймыр. Фон температуры здесь был выше нормы на 2–4 °С. Отрицательные аномалии среднемесячной температуры до 2 °С отмечались в прибрежной части морей Баренцева, Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Во втором (тихоокеано-американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы 3. Под влиянием арктического антициклона в данном секторе Арктики преобладал антициклонический режим погоды. Фон давления был выше нормы на 6–10 гПа. Гребень арктического антициклона, ориентированный на Аляску, блокировал выход циклонов в Арктику. Циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой по более южным траекториям. Преобладала адвекция теплых воздушных масс при юго-восточных, восточных направлениях воздушных потоков. Среднемесячная температура в восточном секторе Арктики была выше нормы на 1–2 °С.

В *августе* центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместился в восточный сектор Арктики. Гребень высотного антициклона был ориентирован на западный район Арктики.

В первом секторе отмечалось преобладание процессов восточной формы циркуляции. В приземном поле под влиянием хорошо развитого антициклона над западным сектором Арктики циклоны Северной Атлантики смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе был выше нормы на 2–5 гПа. В большинстве районов преобладали воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс, и фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 3–4 °С) отмечались в юго-западной части Карского моря и районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_1 . Характерной особенностью развития данного макропроцесса явилось усиление гавайского антициклона, гребень которого часто был ориентирован на Берингово море. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более высокоширотным траекториям по сравнению с нормой в восточный сектор Арктики. Фон давления был ниже нормы на 2–6 гПа; исключение составил район Канадского Арктического архипелага. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры составили 1–2 °С.

В *сентябре* произошла крупномасштабная перестройка направленности развития атмосферных процессов в первом и втором секторах полушария. Основным центром ЦПВ сместился с востока в западный сектор Арктики; ложбина была ориентирована на район Аляски.

В первом секторе преобладали процессы западной формы циркуляции. В приземном поле глубокие циклоны Северной Атлантики сериями смещались в западный район Арктики по более высокоширотным траекториям. Фон давления в приатлантическом и приполюсном районах был ниже нормы на 5–10 гПа.

При адвекции теплых воздушных масс с южной составляющей сформировался фон температур выше нормы на 2–4 °С.

Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы. Характерной особенностью данного процесса явилось развитие арктического антициклона, гребень которого часто был ориентирован на Охотское и Берингово моря. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по низкоширотным траекториям южнее Аляски. В среднем за месяц фон давления был около нормы. Преобладали воздушные потоки преимущественно юго-восточных направлений.

В среднем за месяц фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии (5–7 °С) отмечались в море Баффина.

В *октябре* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился от Гренландии к Баренцеву морю, что обусловило усиление арктического антициклона и повышение давления в полярном районе Арктики.

В первом секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы меридиональной (С) формы циркуляции. Циклоны в системе исландского минимума смещались по высокоширотным траекториям в район Баренцева моря и далее на европейскую часть России. Фон давления в этом районе был ниже нормы на 2–4 гПа. В данном секторе Арктики преобладали воздушные потоки преимущественно юго-восточных, восточных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс и формирование положительных аномалий температуры от 2 до 7 °С.

Во втором секторе под влиянием с севера отмечалось низкоширотное смещение циклонов в системе алеутского минимума. Аномально повышенную повторяемость имели зональные процессы (тип 3 циркуляции). При данной направленности процессов в восточном секторе Арктики преобладал антициклонический режим погоды. Фон давления был значительно выше нормы (до 10 гПа). В теплой части антициклона преобладала устойчивая адвекция воздушных масс при наибольшей повторяемости направлений с юго-восточной составляющей. Среднемесячные температуры в восточном секторе Арктики были выше нормы на 4–7 °С.

В *ноябре* над северным полушарием и в Арктике произошла крупномасштабная перестройка направленности развития атмосферных процессов от меридиональной формы циркуляции к восточной форме. На изобарической поверхности 500 гПа ЦПВ сместился из западного сектора Арктики в восточный. Западный полярный район находился под преобладающим влиянием высотного гребня континентального антициклона.

В первом секторе при повышенной повторяемости восточной формы циркуляции выход циклонов с Северной Атлантики в Арктику был блокирован гребнем арктического и азиатского антициклонов. В связи с этим в данном секторе преобладали устойчивые меридиональные воздушные потоки южных направлений, которые обусловили фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 8 °С) отмечались в приполюсном районе.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели зональные процессы с высокоширотными траекториями циклонов в системе алеутского минимума, которые оказывали постоянное влияние на восточный сектор Арктики. Фон давления был значительно выше нормы (до 12 гПа). Под влиянием устойчивых меридиональных воздушных потоков с южной составляющей в данном секторе Арктики сформировались положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха от 2 до 9 °С.

В *декабре* центр ЦПВ сместился с востока Арктики на континентальный район Западной Сибири. Вследствие этого восток полярного района Арктики находился под влиянием высотного гребня.

В первом секторе процессы развивались на аномально повышенном фоне меридиональных процессов восточной формы циркуляции. В приземном поле выход циклонов с Северной Атлантики в Арктику был блокирован с востока гребнем арктического и азиатского антициклонов. Фон давления в этом районе Арктики был значительно выше нормы (на 12–14 гПа). Блокирование смещения циклонов с запада на восток обусловило устойчивое формирование преобладающих меридиональных воздушных потоков южных направлений, которые сформировали фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры составили от 6 до 10 °С и отмечались в приполюсном районе. Исключением стали южные районы морей Баренцева, Карского и Лаптевых, где под влиянием приземного гребня азиатского антициклона и адвекции холодных воздушных масс с континента при юго-восточных направлениях потоков среднемесячный фон температуры сформировался ниже нормы и составил от 2 до 7 °С.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели также меридиональные процессы типа M_2 циркуляции. Гребень над Северной Америкой блокировал смещение циклонов в системе алеутского минимума в зональном направлении на восток. Устойчивые меридиональные воздушные потоки с южной составляющей сформировали положительные аномалии среднемесячной температуры от 6 до 12 °С в американо-канадском секторе Арктики.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2009 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 внутримесячной детализацией атмосферных процессов
по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) за 2009 г.**

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

Окончание табл. 1.2

Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А
1-2	С	3	1	С	3	1-2	Е	М2
3-6	W	3	2-4	Е	М2	3-5	Е	М2
7-9	W	М2	5-9	Е	3	6-9	Е	М2
10-11	W	М2	10-13	Е	М1	10-12	Е	М2
12-14	С	М1	14-17	Е	3	13-16	С	3
15-17	С	3	18-22	W	3	17-19	С	М2
18-20	W	М2	23-26	W	М2	20-24	Е	М2
21-24	Е	3	27-30	W	3	25-28	W	М2
25-27	W	3	-	-	-	29-31	С	М2
28-30	С	3	-	-	-	-	-	-
31	С	3	-	-	-	-	-	-
Итого	W-15(3)	3-20(4)	Итого	W-13(2)	3-19(7)	Итого	W-4(-6)	3-4(-6)
	С-12(5)	М1-3(-2)		С-1(-5)	М1-4(1)		С-10(5)	М1-0(-3)
	Е-4(-8)	М2-8(-2)		Е-16(3)	М2-7(-8)		Е-17(1)	М2-27(9)

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, С, Е и типами 3, М₁, М₂ 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. 1.8) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных для полярных районов. В настоящем параграфе приводятся оценки изменения температуры воздуха и осадков Северной полярной области за период 1936–2009 гг.

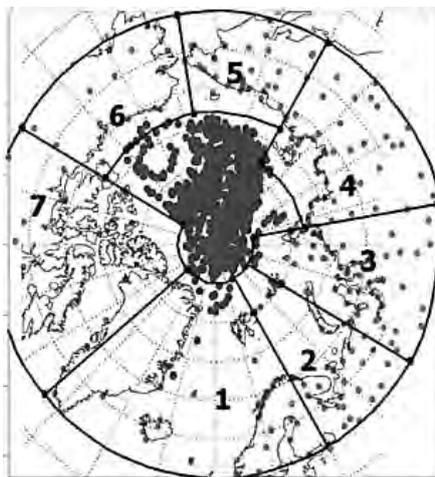


Рис. 1.8. Сеть метеорологических станций и границы районов Северной полярной области. 1 – атлантический, 2 – североευропейский, 3 – западносибирский, 4 – восточносибирский, 5 – чукотский, 6 – аляскинский, 7 – канадский.

Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, данные с дрейфующих станций СП-1 – СП-35, а также данные, поступающие с дрейфующих буев и дрейфующих станций СП-36 и СП-37, которые позволили уточнить значения температуры воздуха в околополюсном районе.

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории Северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха является метод оптимальной интерполяции и оптимального осреднения.

Приводимые оценки аномалий температуры были получены относительно рекомендованного ВМО стандартного периода 1961–1990 гг. В качестве сезонов рассматривались: зима (декабрь–февраль), весна (март–май), лето (июнь–август) и осень (сентябрь–ноябрь). За год принимался период с декабря предыдущего года по ноябрь последующего.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2009 г. по отдельным широтным зонам (60–85, 60–70 и 70–85° с.ш.) представлена в табл. 1.3. При расчете аномалии среднегодовой температуры за 2009 г. брался период с декабря 2008 г. по ноябрь 2009 г. Значение пространственно осредненной аномалии среднегодовой температуры воздуха СПО составило 1,2 °С (2,4σ), и 2009 г. стал одиннадцатым теплым годом по рангу теплых лет за период с 1936 г. Наиболее теплыми годами были 2005 и 2007 гг. с аномалией температуры 1,8 °С (3,6σ).

Значение аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. составило 1,9 °С (3,8σ). Это шестое значение по рангу теплых лет. Аномалия среднегодовой температуры воздуха к югу от 70° с.ш., в широтной зоне 60–70° с.ш., оказалась двадцать первой по рангу теплых лет и составила 0,4 °С (0,8σ).

В 2009 г. на территории отдельных широтных зон наиболее крупные аномалии были отмечены к северу от 70° с.ш. в зимнем и осеннем сезонах. Зимой для широтной зоны 70–85° с.ш. аномалия составила 2,6 °С (3,2σ), а осенью – 2,7 °С (4,5σ). Это соответствует седьмому и четвертому значению по рангу теплых лет. Летом также более теплой оказалась широтная зона 70–85° с.ш., для которой аномалия температуры воздуха составила 1,1 °С (2,8σ) и оказалась одиннадцатой по рангу теплых лет.

Таблица 1.3

**Аномалия температуры воздуха (°С) на территории СПО
и в отдельных широтных зонах
в среднем за год и за сезоны 2009 г.**

Широтная зона, градусы с.ш.	Аномалия					Нормированная аномалия				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
70–85	2,6	1,1	1,1	2,7	1,9	3,2(7)	1,1(22)	2,8(11)	4,5(4)	3,8(6)
60–70	0,7	0,4	0,6	1,1	0,4	0,6(26)	0,4(35)	1,5(20)	1,8(19)	1,6(21)
60–85	1,5	0,4	0,8	1,9	1,2	1,7(12)	0,4(37)	2,7(10)	3,0(11)	2,4(11)

Примечания: 1. Зима: декабрь 2008 г. – февраль 2009 г., весна: март–май, лето: июнь–август, осень: сентябрь–октябрь, год: декабрь 2008 г. – ноябрь 2009 г. 2. Жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий 1,5σ. В скобках – ранг аномалии за 1936 – 2009 гг.

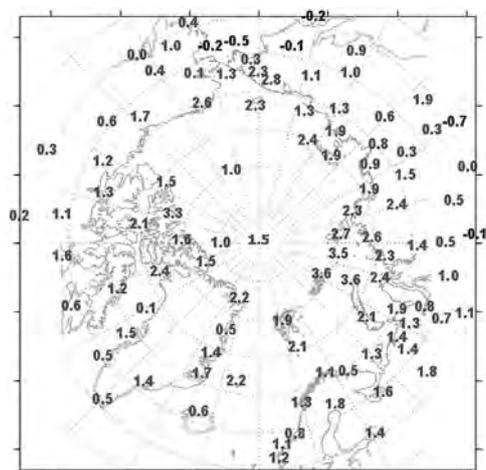


Рис. 1.9. Значения аномалий среднегодовой температуры воздуха (°C) на станциях Северной полярной области.

К югу от 70° с.ш. крупная аномалия температуры воздуха имела место только в летнем сезоне. Аномалия температуры здесь составила 0,6 °C (1,5σ), и летний сезон 2009 г. стал двадцатым по рангу теплых лет.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой температуры воздуха на станциях СПО показало, что в 2009 г., как и в предыдущие несколько лет, очаги крупных аномалий температуры располагались преимущественно на территории атлантико-евразийского сектора (атлантический, североευропейский, западносибирский и чукотский районы) и севере Северной Америки (канадский район) (рис. 1.9). Здесь значения пространственно осредненных по территории районов аномалий температуры воздуха составили 1,3; 1,7; 1,7; 1,2 и 1,2 °C соответственно (табл. 1.4). Для североευропейского района 2009 г. стал десятым теплым годом по рангу теплых лет.

Таблица 1.4

Аномалии среднесезонной и среднегодовой температуры (°C) воздуха в 2009 г. для отдельных районов СПО

Климатический район	Аномалии					Нормированные аномалии				
	зима	весна	лето	осень	год	зима	весна	лето	осень	год
Атлантический	2,0	1,2	1,1	1,2	1,3	1,7 (10)	1,3(17)	2,8 (10)	1,5 (18)	2,2 (11)
Североευропейский	3,6	0,9	0,2	2,1	1,7	1,6 (15)	0,6(29)	0,2(39)	1,9 (9)	1,7 (10)
Западносибирский	2,2	0,8	1,1	2,8	1,7	0,9(22)	0,4(33)	1,6 (16)	1,8 (8)	1,7 (12)
Восточносибирский	0,2	1,2	1,0	1,9	1,0	0,1(43)	0,9(21)	1,4(17)	1,3(18)	1,1(22)
Чукотский	0,0	2,1	0,5	2,1	1,2	0,0(39)	1,5 (15)	0,8(22)	2,1 (11)	2,0 (17)
Аляскинский	0,9	0,3	0,6	1,0	0,7	0,4(30)	0,1(38)	0,9(19)	0,8(25)	0,8(26)
Канадский	1,6	0,3	1,1	1,9	1,2	1,0(15)	0,3(42)	1,8 (5)	1,9 (12)	1,7 (13)

Примечание. В скобках указан ранг аномалии. Жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий 1,5σ.

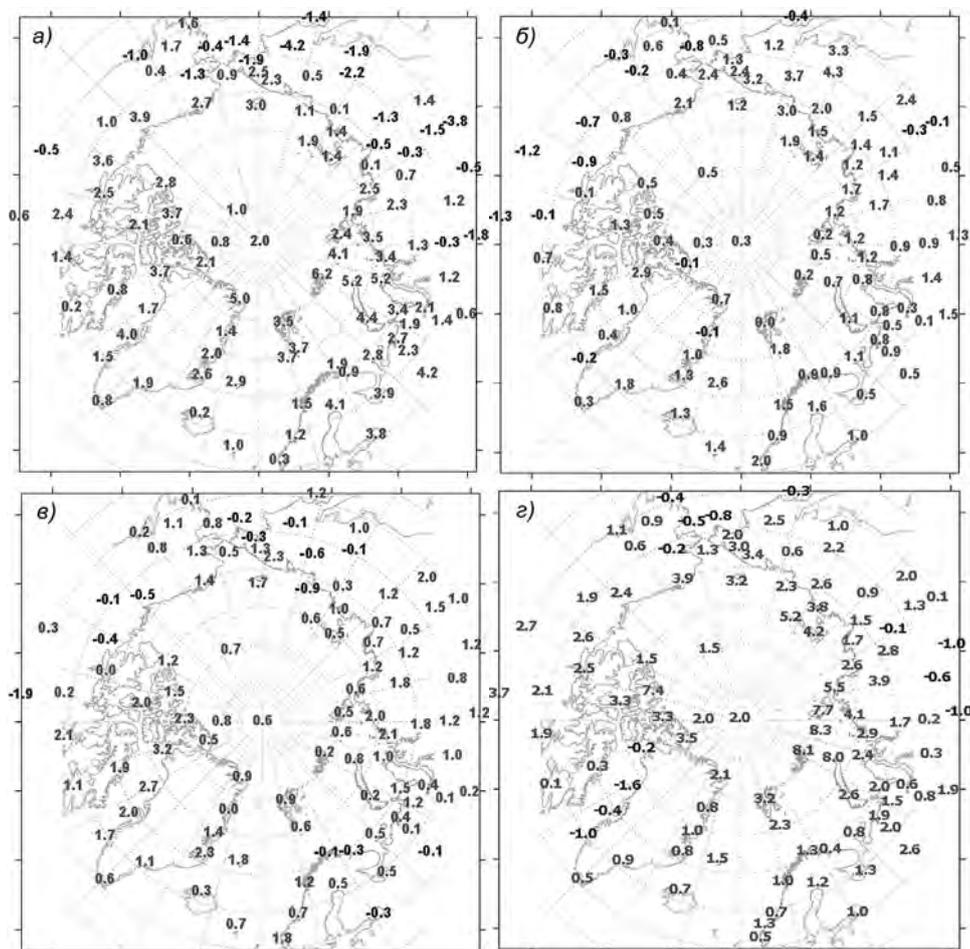


Рис. 1.10. Значения аномалий среднегодовой температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области. *а* – зимний сезон, *б* – весенний, *в* – летний, *г* – осенний.

На рис. 1.10 приведено пространственное распределение аномалий среднесезонной температуры воздуха в 2009 г. на станциях Северной полярной области.

В зимнем сезоне основной очаг крупных положительных аномалий температуры располагался в североевропейском районе. Пространственно осредненная по территории района аномалия температуры составила $3,6^{\circ}\text{C}$ (пятнадцатое значение по рангу теплых лет) (см. табл. 1.4). На метеорологических станциях в районах арктических морей в зимнем сезоне 2009 г. отмечались только положительные аномалии температуры воздуха (рис. 1.10 *а*). Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в районах Баренцева и Карского морей. Пространственно осредненная аномалия температуры воздуха в каждом из районов составила $3,8^{\circ}\text{C}$ (для обоих районов это пятнадцатое значение по рангу теплых лет) (табл. 1.5).

В весеннем сезоне крупные аномалии температуры были отмечены в азиатском секторе на территории Чукотского района и прилегающих к нему районов акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 1.10 *б*). Аномалия темпе-

Таблица 1.5

**Аномалии средней температуры воздуха (°С) за сезоны и за 2009 г.
для районов севернее 70° с.ш.**

Район	Аномалии					Нормированные аномалии				
	зима	весна	лето	осень	год	зима	весна	лето	осень	год
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,9	1,0	1,3	1,7	1,7	1,6(14)	0,8(28)	2,6(11)	1,3(13)	1,9(12)
Баренцево море	3,8	1,0	0,3	2,9	2,0	2,0(15)	0,7(32)	0,4(34)	2,9(3)	2,2(11)
Карское море	3,8	0,8	1,3	5,1	2,7	1,7(15)	0,4(38)	2,2(6)	3,0(1)	2,5(11)
Море Лаптевых	1,4	1,4	0,8	3,6	1,8	0,8(24)	0,9(19)	1,0(22)	2,6(6)	1,8(12)
Восточно-Сибирское море	1,6	2,0	0,6	3,4	1,9	1,4(11)	1,2(12)	0,8(23)	2,8(5)	2,5(3)
Чукотское море	2,1	2,0	1,2	2,5	2,0	1,3(13)	1,1(15)	1,7(8)	1,8(14)	2,4(5)
Море Бофорта	2,8	0,7	0,7	2,4	1,6	1,7(5)	0,5(33)	1,0(11)	2,4(7)	2,5(8)
Северная часть канадского района	2,0	0,9	2,0	1,9	1,7	1,1(13)	0,7(22)	3,3(1)	1,9(12)	2,1(5)

Примечание. В скобках указан ранг аномалии. Жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий $1,5\sigma$.

ратуры в Чукотском районе составила около $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (пятнадцатое значение по рангу теплых лет). Пространственно осредненная аномалия температуры по району Восточно-Сибирского и Чукотского морей составила $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в каждом из районов. Весна 2009 г. для районов этих морей стала соответственно двенадцатой и пятнадцатой по рангу теплых лет.

В летнем сезоне крупные положительные аномалии температуры имели место на территории канадского, атлантического и западносибирского районов (рис. 1.10 в). Значение пространственно осредненной аномалии температуры в каждом из районов составило $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Лето 2009 г. в этих районах соответственно оказалось пятым, десятым и шестнадцатым по рангу теплых лет. В районах арктических морей и на территории суши севернее 70° с.ш. преимущественно наблюдались положительные аномалии температуры. Более высокие значения положительных аномалий обнаруживались в северной части Гренландского, Норвежского и Карского морей, а также в северной части канадского района. Здесь значения осредненных для этих районов аномалий составили $1,3$; $1,3$ и $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно (см. табл. 1.5). Летний сезон 2009 г. в северной части канадского района стал наиболее теплым по рангу теплых лет.

В осеннем сезоне в 2009 г., как и в последние несколько лет, на станциях СПО имели место большие положительные аномалии температуры воздуха (рис. 1.10 з). Наиболее крупные аномалии температуры воздуха наблюдались на территории азиатского сектора (западносибирский, восточносибирский и чукотский районы) и канадского сектора (канадский район). Аномалии температуры на станциях составили от 3 до $8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Значения пространственно осредненных по территории указанных районов аномалий температуры воздуха были соответственно равны $2,8$; $1,9$; $2,1$ и $1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (девятое, восьмое, одиннадцатое и двенадцатое значения по рангу теплых лет) (см. табл. 1.4).

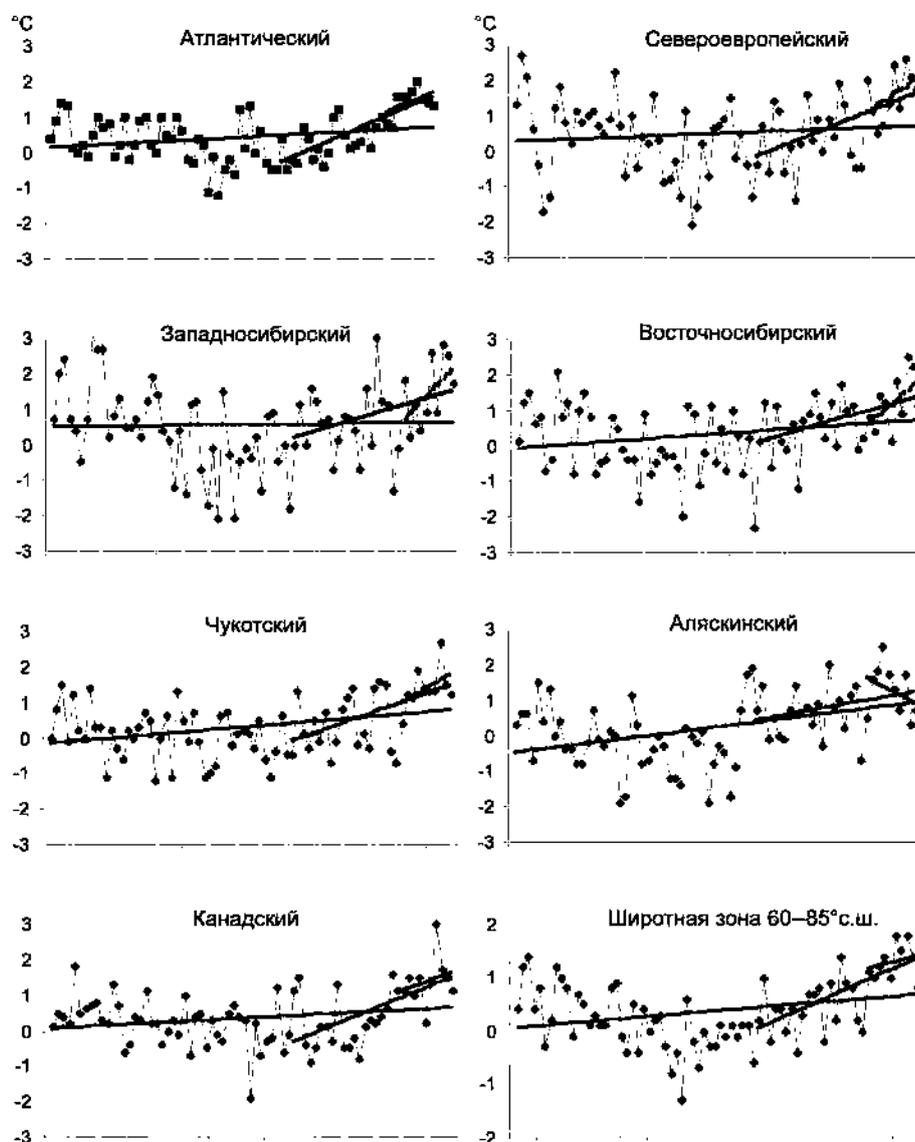


Рис. 1.11. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха (°C) в районах широтной зоны 60–85° с.ш.

Осенью в морях азиатского сектора (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское), а также в районе моря Бофорта наблюдались большие положительные аномалии температуры. Наибольшая аномалия имела место в районе морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского (см. табл. 1.5). Для района Карского моря осень 2009 г. оказалась наиболее теплой за весь период наблюдений.

Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные линейным трендом за весь период, за последние

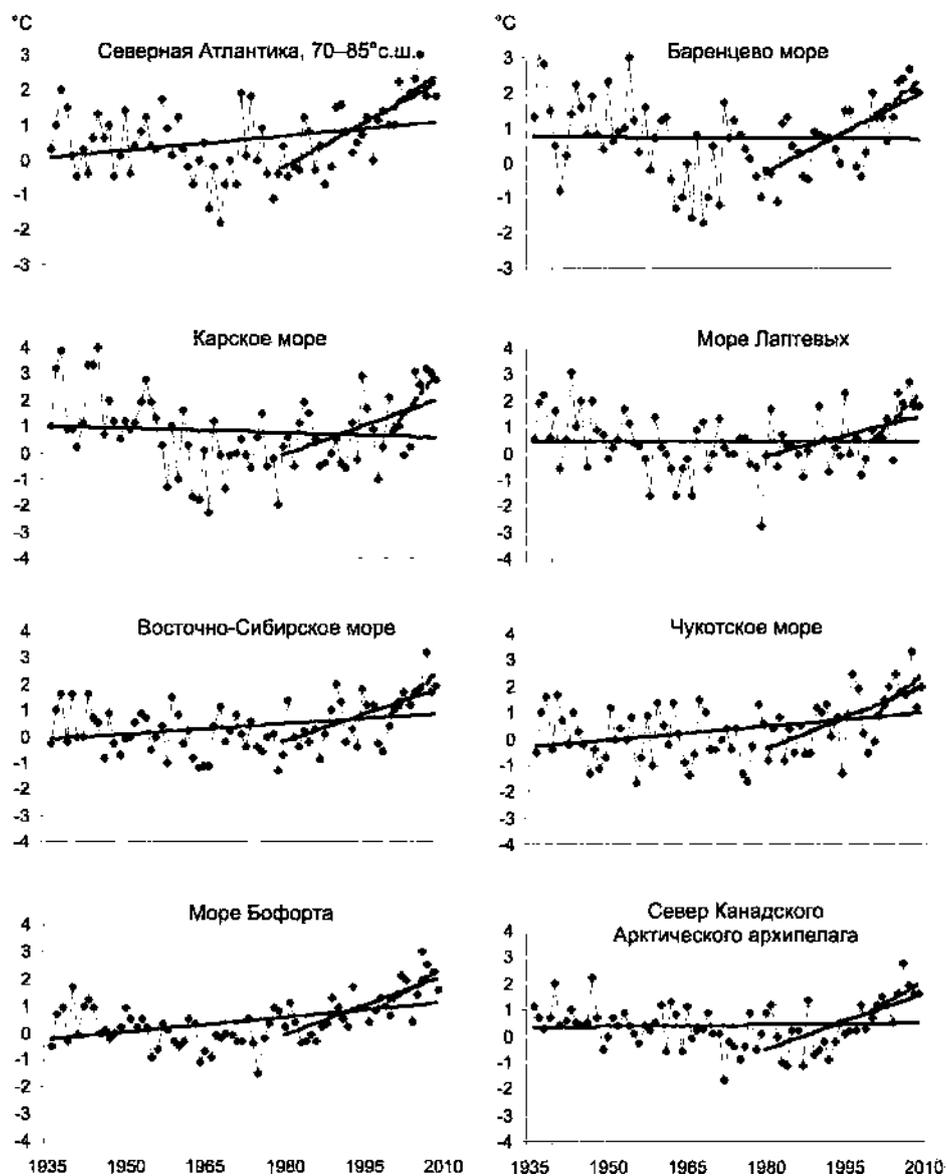


Рис. 1.12. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в районах арктических морей (севернее 70° с.ш.).

тридцатилетний и десятилетний периоды представлены для отдельных районов широтной зоны $60\text{--}85^{\circ}$ с.ш., на рис. 1.11, а для районов арктических морей – на рис. 1.12.

Оценка линейного тренда среднегодовой температуры воздуха СПО за период 1936–2009 гг. выявила наличие статистически значимого положительного линейного тренда в целом для СПО и для широтной зоны $60\text{--}70^{\circ}$ с.ш. (табл. 1.6). Повышение температуры воздуха за 74 года составило $0,6$ и $0,8^{\circ}\text{C}$ соответственно. Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры просле-

Таблица 1.6

Коэффициенты линейного тренда средней за сезон и средней годовой температуры воздуха в отдельных районах за период 1936–2009 гг.

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	B_x	%								
1936–2009 гг.										
Атлантический	0,10	17,7	0,11	28,1	0,08	30,0	0,02	4,5	0,07	23,6
Североевропейский	0,02	1,8	0,20	29,1	0,05	10,9	-0,03	4,9	0,06	11,4
Западносибирский	-0,09	7,9	0,13	15,1	0,06	16,7	-0,04	5,3	0,01	2,7
Восточносибирский	0,17	19,9	0,17	24,0	0,07	19,3	0,03	3,5	0,11	24,1
Чукотский	-0,01	1,7	0,21	28,4	0,16	44,2	0,15	23,7	0,13	32,7
Аляскинский	0,34	31,7	0,22	26,5	0,16	44,2	0,06	8,9	0,19	42,4
Канадский	0,12	16,0	0,00	0,6	0,06	22,3	0,13	24,4	0,08	21,3
60–70° с.ш.	0,15	29,7	0,15	35,8	0,10	44,1	0,05	14,4	0,11	37,9
70–85° с.ш.	0,00	0,5	0,13	27,2	0,08	35,6	0,02	3,3	0,06	17,4
60–85° с.ш.	0,08	16,6	0,14	33,4	0,09	40,7	0,04	10,1	0,08	28,4
1980–2009 гг.										
Атлантический	0,93	63,7	0,54	54,9	0,53	74,2	0,57	72,2	0,63	79,1
Североевропейский	1,19	42,2	0,34	23,9	0,40	45,8	0,52	34,3	0,60	53,4
Западносибирский	0,30	11,3	0,58	30,9	0,27	32,3	0,64	29,4	0,44	37,6
Восточносибирский	0,00	0,2	0,68	42,0	0,37	39,2	0,70	41,3	0,43	47,3
Чукотский	-0,25	16,6	0,85	44,7	0,52	56,2	1,04	57,9	0,54	54,6
Аляскинский	0,16	7,4	-0,06	3,2	0,25	28,4	0,77	46,7	0,28	33,7
Канадский	0,72	37,5	0,58	38,7	0,30	47,0	0,87	60,4	0,62	58,5
60–70° с.ш.	0,21	19,6	0,36	39,7	0,34	60,6	0,54	57,3	0,35	53,2
70–85° с.ш.	0,74	53,3	0,68	59,6	0,45	73,8	0,99	75,8	0,72	80,0
60–85° с.ш.	0,37	38,5	0,46	49,3	0,37	65,9	0,69	69,2	0,44	65,5
2000–2009 гг.										
Атлантический	1,66	54,3	1,21	36,7	0,45	29,3	-1,02	74,9	0,51	37,5
Североевропейский	3,39	55,3	-0,10	2,9	-0,62	43,1	0,94	21,8	0,95	40,3
Западносибирский	3,91	53,1	-0,16	3,4	-0,45	36,1	3,24	57,9	1,58	51,3
Восточносибирский	2,06	43,1	1,19	25,5	-0,32	12,3	1,96	53,6	1,20	47,5
Чукотский	1,36	26,9	-0,38	9,3	0,38	14,7	2,08	48,6	0,88	44,7
Аляскинский	-2,35	33,9	-0,78	22,3	0,44	12,6	-0,32	06,9	-0,77	33,5
Канадский	0,20	5,3	0,58	12,4	0,85	50,8	0,12	3,7	0,45	19,0
60–70° с.ш.	0,61	35,6	-0,79	34,1	-0,12	15,2	0,58	34,9	-0,12	09,3
70–85° с.ш.	2,70	63,9	1,18	38,2	0,59	52,8	1,21	59,2	1,38	70,7
60–85° с.ш.	0,99	60,1	-0,15	6,5	0,01	01,5	0,75	50,9	0,20	16,9

Примечание. Первый столбец B_x – значение линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет); второй столбец (%) – вклад тренда в полную дисперсию D ; жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды.

живается во всех районах, кроме североевропейского и западносибирского. В атлантическом, восточносибирском, чукотском, аляскинском и канадском районах потепление за 74 года составило 0,5; 0,8; 1,0; 1,4 и 0,6 $^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Таблица 1.7

Коэффициенты линейного тренда средней за сезон и среднегодовой температуры воздуха в районах арктических морей за период 1936–2009 г.

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	B_x	%								
1936–2009 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,11	12,9	0,20	35,3	0,16	50,1	0,05	10,0	0,13	30,0
Баренцево море	-0,15	13,2	0,11	16,7	0,05	12,7	-0,05	9,0	-0,01	2,6
Карское море	-0,25	17,7	0,09	9,8	0,01	4,3	-0,10	10,8	-0,06	9,8
Море Лаптевых	-0,07	8,3	0,10	12,8	0,04	10,0	-0,09	11,0	-0,01	1,1
Восточно-Сибирское море	0,07	10,9	0,17	23,0	0,14	33,4	0,13	17,0	0,13	29,6
Чукотское море	0,12	13,7	0,23	26,0	0,18	43,1	0,18	20,4	0,17	35,0
Море Бофорта	0,35	44,2	0,12	21,0	0,11	31,7	0,14	21,4	0,18	45,7
Северная часть канадского района	0,01	1,2	-0,04	5,9	0,01	2,4	0,10	18,4	0,02	5,0
1980–2009 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,25	55,4	0,69	49,6	0,60	79,2	0,69	60,8	0,81	76,1
Баренцево море	1,43	58,6	0,46	31,6	0,41	48,0	0,64	46,5	0,74	67,7
Карское море	0,85	27,2	0,58	30,3	0,35	48,5	0,97	41,2	0,69	48,8
Море Лаптевых	0,10	5,5	0,65	38,8	0,40	39,7	0,82	46,0	0,49	44,2
Восточно-Сибирское море	0,06	4,9	0,82	42,0	0,59	53,9	1,21	59,7	0,67	59,3
Чукотское море	0,30	16,7	0,89	38,0	0,61	56,4	1,40	58,9	0,80	62,1
Море Бофорта	0,88	48,0	0,42	27,0	0,17	19,9	1,37	72,0	0,72	73,4
Северная часть канадского района	0,80	37,7	0,79	50,7	0,33	39,5	0,85	57,6	0,70	62,7
2000–2009 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,52	50,1	2,18	43,6	0,32	19,7	-1,24	53,7	0,92	45,6
Баренцево море	3,73	56,3	0,98	24,0	-0,79	45,8	-0,07	2,5	0,93	43,7
Карское море	4,70	48,1	1,00	16,9	0,24	18,0	3,09	57,6	2,33	57,3
Море Лаптевых	2,24	42,1	1,78	35,8	0,21	9,4	2,59	62,6	1,68	56,7
Восточно-Сибирское море	2,19	53,1	0,32	8,6	0,76	21,8	3,07	61,4	1,58	66,3
Чукотское море	3,09	59,4	-0,98	18,3	1,18	28,5	3,28	56,2	1,61	53,6
Море Бофорта	1,24	25,8	0,16	4,6	1,71	59,1	1,65	34,7	1,21	45,3
Северная часть канадского района	1,19	37,5	1,21	31,5	1,56	65,6	0,12	3,5	1,03	48,9

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.6.

В ходе среднесезонной температуры воздуха СПО можно отметить наличие статистически значимого линейного тренда за период 1936–2009 гг. в весеннем и летнем сезонах. Повышение температуры в этих сезонах составило соответственно около 1,0 и 0,7 °С за 74 года.

Для периода 1980–2009 гг. для СПО и для отдельных широтных зон характерны статистически значимые положительные тренды температуры для всех сезонов, а также для года. За тридцатилетний период повышение среднегодовой температуры воздуха на территории Северной полярной области составило около 1,3 °С.

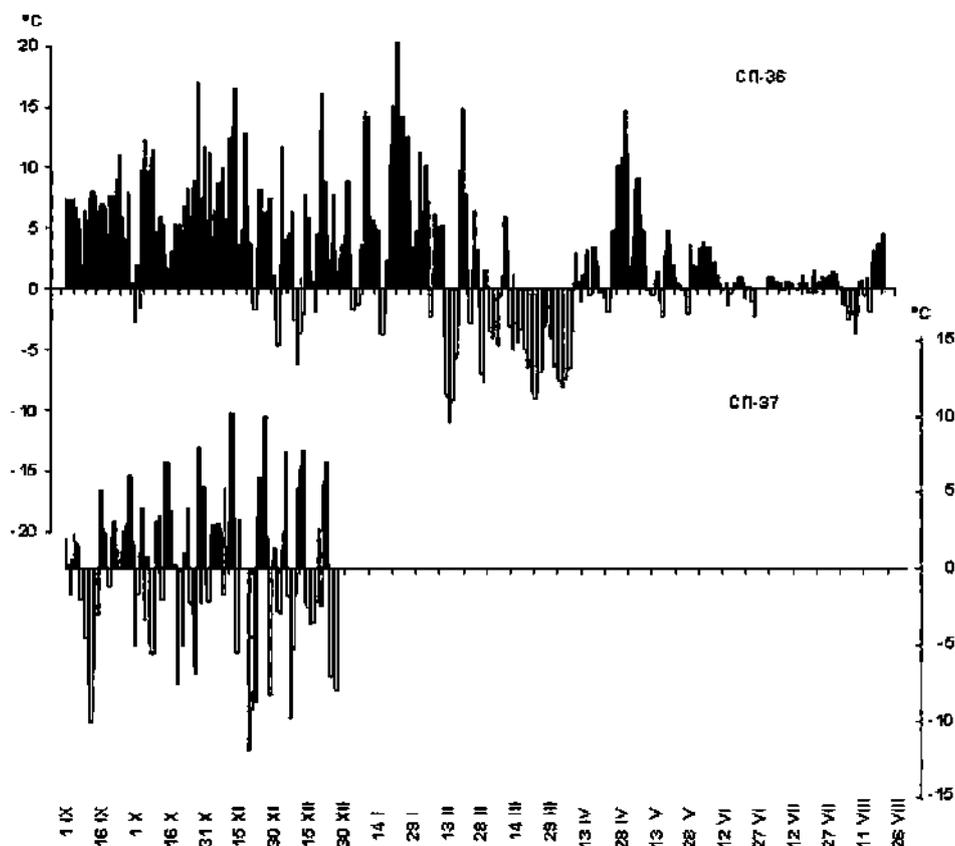


Рис. 1.13. Аномалии среднесуточной температуры воздуха в районе дрейфа СП-36 с 8.09.08 по 26.08.09 и СП-37 с 8.09.09 по 31.12.09.

Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления к северу от 70° с.ш. по сравнению с широтной зоной $60-70^{\circ}$ с.ш. Соответственно значение линейного тренда среднегодовой температуры воздуха широтной зоны к северу от 70° с.ш. составляет около $0,72^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, а к югу $-0,35^{\circ}\text{C}$ за 10 лет (потепление составило $2,2$ и $1,1^{\circ}\text{C}$ за 30 лет).

В последнем десятилетнем периоде повышение температуры сильнее выражено в зимний и осенний сезоны к северу от 70° с.ш.

В районах арктических морей потепление по всем морям прослеживается с последнего 30-летнего периода. Наиболее высокими темпами повышение среднегодовой и среднесезонной температуры происходит над акваториями морей в атлантическом и чукотском секторах.

Так, температура воздуха в зимнем сезоне в районе Баренцева моря повысилась на $4,3^{\circ}\text{C}$ за 30 лет, а в осеннем сезоне в районе Чукотского моря – на $4,2^{\circ}\text{C}$ за 30 лет (табл. 1.7).

В 2009 г. в Северном Ледовитом океане в рамках Международного полярного года среди прочих наблюдений проводились метеорологические наблюдения на дрейфующей станции СП-36 и на вновь открытой дрейфующей станции СП-37.

СП-37 начала дрейф осенью 2009 г. в том же районе, что и СП-36 осенью 2008 г. Это обстоятельство позволило сравнить температурные условия двух осенних сезонов данного района. Осенний сезон 2009 г. в широтной зоне 70–85° с.ш. стал четвертым, а осенний сезон 2008 г. – пятым теплым сезоном по рангу теплых лет. Однако продолжительность периода с положительными аномалиями и величины аномалий среднесуточной температуры воздуха на СП-36 были больше, чем на СП-37 (рис. 1.13). Это обусловлено тем, что осенью 2008 г. крупные положительные аномалии имели место в канадском районе и море Бофорта, а осенью 2009 г. основной очаг находился в районе морей евразийской части Арктики.

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха, по следующей методике. На каждой станции рассчитывались относительные аномалии сумм осадков, затем рассчитывались средние аномалии в пределах климатического района и по имеющимся нормам переводились в соответствующие значения. За холодный сезон принят период с октября по май, а за теплый – с июня по сентябрь. В первом случае преимущественно характеризуются суммы твердых осадков, во втором – жидких.

В табл. 1.8 представлены относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2008–2009 гг. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО количество осадков в 2008–2009 гг. ниже нормы (на 2 %). На уменьшении годовой суммы осадков сказались более сухие условия в теплом периоде как к северу, так и к югу от 70° с.ш.

Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2008–2009 гг. в отдельных климатических районах, показывает, что менее всего осадков выпало в Чукотском районе (на 20 % ниже нормы), а более всего – в аляскинском (на 6 % выше нормы) (см. табл. 1.8).

В табл. 1.9 представлены оценки изменения сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2009 г. по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов и для районов в целом. На рис. 1.14 приведены временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей.

Главной особенностью межгодовых изменений осадков за период 1936–2009 гг. в СПО является сохранение тенденции статистически значимого увеличения годовых сумм осадков, которое, однако, полностью обеспечено их устойчивым увеличе-

Таблица 1.8

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2008–2009 гг.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	100,9	99,9	100,6
Североевропейский	101,6	98,6	100,3
Западносибирский	108,8	86,9	98,3
Восточносибирский	107,4	99,2	103,0
Чукотский	80,2	79,0	79,7
Аляскинский	124,3	89,7	105,7
Канадский	86,6	99,9	93,5
60–70° с.ш.	101,1	89,1	97,7
70–85° с.ш.	100,4	95,2	99,5
60–85° с.ш.	101,3	90,1	98,1

Таблица 1.9

**Параметры линейного тренда сезонных и годовых сумм осадков
за период 1936–2009 гг.**

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	B_x	%	B_x	%	B_x	%
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	9,16	8,0	-1,04	-2,1	8,12	4,9
Скандинавия и север ЕЧР	16,20	39,5	2,75	8,3	18,95	25,5
Западная Сибирь (60–70° с.ш.)	10,28	28,2	-3,21	-9,6	7,07	10,1
Восточная Сибирь (60–70° с.ш.)	3,05	15,1	0,33	1,4	3,38	7,7
Чукотка	-0,21	-0,7	-1,68	-7,6	-1,89	-3,7
Аляскинский (южная часть)	2,45	10,6	-2,91	-11,0	-0,46	-0,9
Канадский (южная часть)	1,39	7,4	3,48	17,4	4,87	12,6
60–70° с.ш.	6,16	15,2	-0,26	-0,9	5,99	8,5
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	9,08	28,5	0,60	3,6	9,68	20,0
Баренцево море	6,24	20,4	-0,54	-2,6	5,70	11,1
Карское море	-0,18	-1,0	-1,78	-10,7	-1,96	-5,6
Море Лаптевых	-3,46	-21,0	-3,16	-18,5	-6,62	-19,7
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	-8,43	-42,5	-5,51	-31,8	-13,94	-37,5
Аляскинский (северная часть)	-0,35	-5,8	1,74	18,5	1,39	9,0
Канадский (северная часть)	1,72	21,2	1,12	12,5	2,84	16,6
70–85° с.ш.	0,80	4,3	-0,94	-6,2	-0,14	-0,4
Атлантический	9,11	10,5	-0,49	-1,3	8,62	6,9
Североевропейский	12,11	32,7	1,55	5,5	13,66	20,9
Западносибирский (70–85° с.ш.)	5,87	20,5	-2,61	-9,9	3,26	5,9
Восточносибирский (70–85° с.ш.)	0,56	2,9	-1,01	-4,8	-0,45	-1,1
Чукотский	-3,38	-13,1	-3,18	-15,7	-6,56	-14,3
Аляскинский	1,98	9,8	-2,14	-9,1	-0,16	-0,4
Канадский	1,53	10,4	2,60	16,4	4,13	13,5
60–85° с.ш.	4,03	12,2	-0,71	-2,9	3,32	5,7

Примечание. Первый столбец (B_x) – значение линейного тренда (мм/10 лет); второй столбец – изменение сумм осадков (%) относительно среднесезонного значения за 74 года; жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды.

нием в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 8,4 % от нормы). В южных частях североевропейского, западносибирского, восточносибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага увеличение годовых сумм осадков составило от 8 до 26 % от нормы.

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков в морях азиатского сектора СПО (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском). Уменьшение составляет от 8 до 36 % годовых сумм осадков.

Другая особенность касается распределения доли жидких и твердых осадков в годовой сумме. Увеличение годовых сумм осадков в СПО обеспечивается ростом доли твердых осадков. В целом по СПО количество осадков холодного периода возросло на 12,2 % в основном за счет широтной зоны 60–70° с.ш. (здесь количество твердых осадков возросло на 15,2 %, а к северу от 70° с.ш. – только на 4,3 %). Из отдельных районов только в Чукотском районе количество твердых осадков уменьшилось (на 13,1 %).

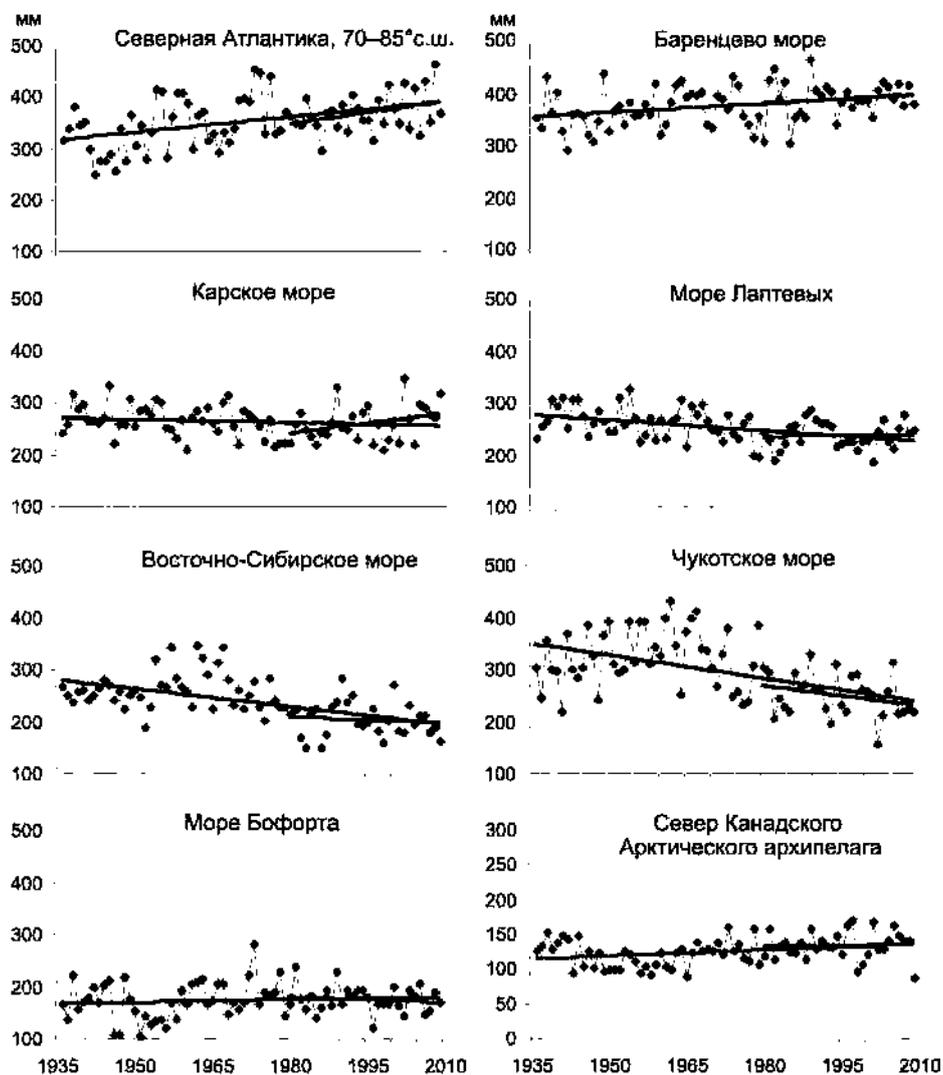


Рис. 1.14. Временные ряды годовых сумм осадков

Количество жидких осадков в СПО за период 1936–2009 гг. уменьшилось в целом по региону на 2,9 %. Наибольшее уменьшение отмечается в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6,2 % от нормы), а статистически значимое увеличение обнаруживается только в канадском районе (на 16,4 % от нормы).

В целом же за счет роста доли осадков холодного периода годовые суммы осадков к настоящему времени в регионе возросли на 5,7 %.

В заключение отметим, что результаты мониторинга состояния приземной атмосферы Северной полярной области свидетельствуют о сохранении в последние годы тенденции потепления в высоких широтах.

2

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

Оценки особенностей развития ледовых условий в 2009 г. получены по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ААНИИ на дрейфующих станциях СП-36 и СП-37, высокоширотного рейса ГУ ААНИИ на а/л «Ямал» в экспедиции «Арктика-2009» и ряда международных проектов. Оценка климатических параметров морского льда выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за 1933–2004 гг. (включает данные ААНИИ за 1933–1992 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 метеоагентства за 1970–2004 гг.). Расчет медианных значений общей сплоченности для месячных промежутков 2009 г. и их разности относительно климатического периода 1978–2009 гг. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду (<http://nsidc.org>).

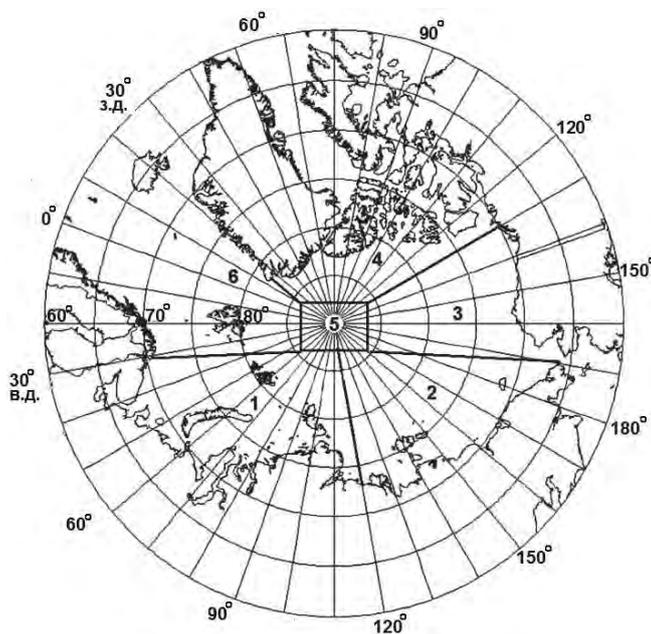


Рис. 2.1. Районы Северного Ледовитого океана.

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

2.1. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Развитие ледовых условий в зимний период 2009 г. проходило на фоне позднего начала ледообразования и малой остаточной ледовитости, наблюдаемых в осенний период 2008 г. во всех арктических морях. Однако после начала ледообразования скорость нарастания льда была достаточно высокой и даже несколько превышала среднееголетние значения.

В конце 2008 г. однолетние льды преобладали только к северу от 78° с.ш. К югу от нее, в Баренцевом и Карском морях, наблюдалось большое количество молодых льдов. В морях восточного района российского и аляскинского секторов Арктики наблюдались преимущественно однолетние средние и тонкие льды. Лишь юго-западная часть Чукотского моря, находящаяся под действием адвекции тепла течениями, была покрыта молодыми льдами. Старые льды отмечались только в северной части моря Лаптевых.

Граница старых льдов в российском и аляскинском секторах наблюдалась значительно севернее своего обычного положения. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский секторы Арктики (рис. 2.2 цвет. вклейки).

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднееголетнего значения в основном за счет небольшой ледовитости западного района российского сектора Арктики (морей Баренцева и Карского). По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря составила 13,3 млн кв. км при норме 14,1 млн кв. км, что на 5,3 % меньше среднееголетних значений.

Позднее начало ледообразования при достаточно высокой интенсивности нарастания льда в течение первых зимних месяцев 2009 г. привело к тому, что толщина льда как бы «догнала» свои среднееголетние значения во всех арктических морях, кроме юго-западной части Карского моря. Практически во всех морях отмечались лишь небольшие отрицательные аномалии толщины льда (аномалия толщины льда по данным полярных станций составила -5...-10 см), а в море Лаптевых толщина льда была около нормы (рис. 2.3).

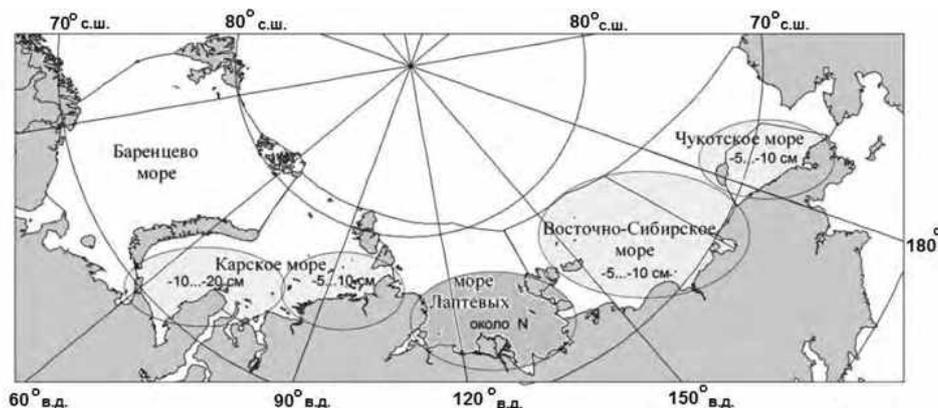


Рис. 2.3. Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики в конце марта по данным полярных станций.

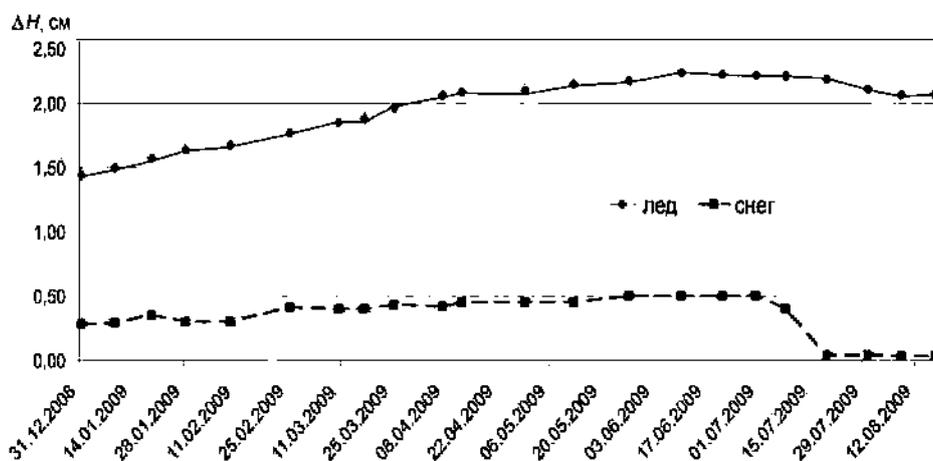


Рис. 2.4. Изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-36.

Измерения на дрейфующей станции СП-36 также показали, что интенсивность нарастания толщины льда была немного выше среднемноголетней. Толщина льда за период с конца декабря по конец марта увеличилась от 144 до 194 см (на 50 см). Увеличение толщины льда происходило в среднем по 5,5 см за декаду, что больше среднемноголетнего значения скорости нарастания льда для высоких широт (составляющего в этот период года 5 см за декаду).

Высота снежного покрова в марте 2009 г. оказалась в точности соответствующей среднемноголетним данным. По данным измерений высота снега на конец марта составила 30 см при характерной среднемноголетней высоте снега на многолетних льдах в конце марта 30 см.

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-36 приведен на рис. 2.4.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям и поля среднемесячного дрейфа за период январь–март 2009 г. приведены на рис. 2.7, 2.10, 2.13 и на рис. 2.5, 2.6, 2.8, 2.9, 2.11, 2.12 (цвет. вклейки).

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в первом квартале года было на 5 % меньше среднемноголетнего значения за счет малой ледовитости морей гренландского и западного района российских секторов Арктики.

Распределение льдов по возрасту и положение границы старых льдов в течение первого квартала 2009 г. сохраняло ряд специфических черт. Это связано с тем, что, помимо процессов нарастания и развития ледяного покрова, в течение января–марта происходили существенные, прямо противоположные изменения в направлении дрейфа льда.

В гренландском и в западном районах (в Баренцевом и Карском морях) российского сектора Арктики в течение всего января наблюдалось большое количество молодых льдов толщиной до 30 см (рис. 2.5 цвет. вклейки). В этих районах отмечались большие отклонения между распределением сплоченности и ее среднемноголетним значением. На рис. 2.6 (цвет. вклейки) отрицательные аномалии сплоченности льда выделены голубым цветом, что дает наглядное представление о районах наибольшего отклонения ледовых условий от среднего значения.

На рис. 2.5 цвет. вклейки приведено распределение льда по возрасту на конец января. Обширные зоны молодых льдов развились в прикромочной и юго-восточной частях Баренцева моря, на юго-западе Карского моря и в Чукотском море. Сохранение зон молодых льдов определял дрейф выносного характера, направленный из морей российского сектора Арктики на северо-восток.

Ветвь трансарктического потока была выражена крайне слабо и оказалась смещенной к североамериканскому побережью. В результате нажимного дрейфа вся масса льда была плотно прижата к гренландскому и североамериканскому побережью. Южная граница массива старых льдов в российском секторе в течение января переместилась на север с 81 до 82° с.ш., то есть почти на 110 км, что достаточно много для зимнего периода (рис. 2.7).

Канадский антициклонический круговорот также был выражен слабо и упирался своей южной ветвью в аляскинское побережье. Это привело к увеличению сплоченности массива однолетних льдов у побережья моря Бофорта (рис. 2.5 цвет. вклейки).

Таким образом, в январе наблюдались развитие зон молодых льдов и заприпайных полыней у евразийского побережья и смещение всего массива льдов к североамериканскому побережью.

В феврале произошла перестройка циркуляции атмосферы, что привело к изменению поля дрейфа льда. В российском секторе Арктики преобладал дрейф приносного характера, усилился трансарктический перенос, причем его стрезень сме-

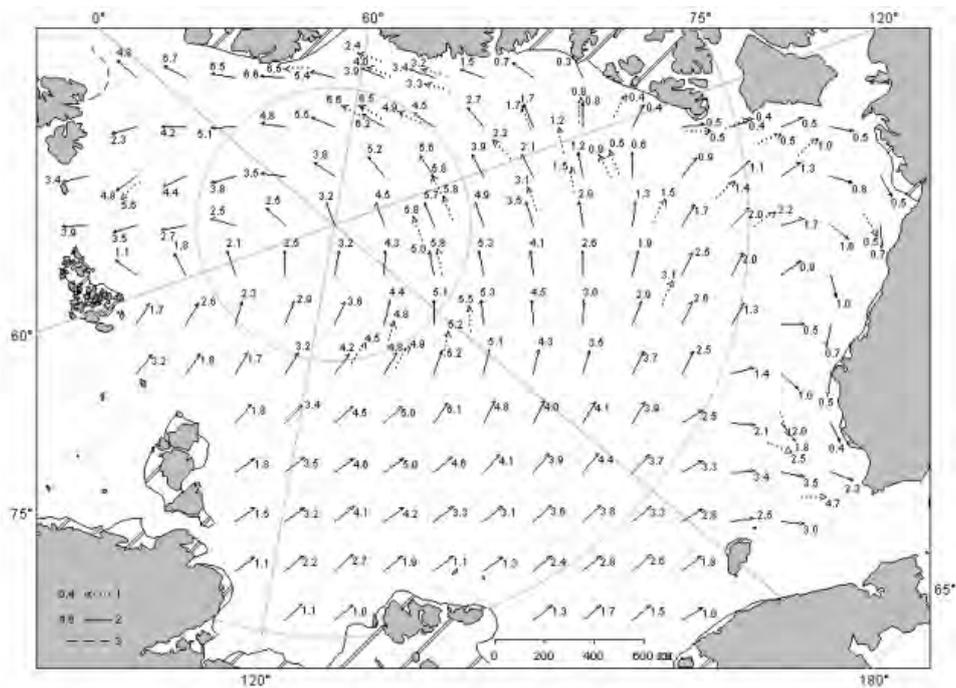


Рис. 2.7. Поле скорости результирующего дрейфа льда за январь 2009 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – направление и скорость дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка молодого льда.

стился в западное полушарие, за линию нулевого меридиана. Усилился канадский антициклонический круговорот.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа за январь приведены на рис. 2.7.

На рис. 2.8 цвет. вклейки приведено распределение льда по возрасту на конец февраля. Однолетние льды, преимущественно средние и тонкие, преобладали везде в российском и аляскинском секторах Арктики, кроме Баренцева моря, в котором наблюдалось большое количество молодых льдов. К северу от 80° с.ш. появились однолетние толстые льды.

Южная граница старых льдов переместилась с 82° на 81°30' с.ш., приблизительно на 50 км к евразийскому побережью, в обратном направлении по сравнению с январем (рис. 2.10).

В результате изменения характера дрейфа произошло выравнивание поля сплоченности ледяного покрова и даже некоторое увеличение сплоченности в российском и аляскинском секторах (положительные аномалии сплоченности выделены зеленым цветом (см. рис. 2.9 цвет. вклейки)). Зона отрицательной аномалии (зоны голубого цвета) сохранялась в гренландском секторе и приполюсном районе Арктики.

В марте наблюдались интенсивное развитие и нарастание толщины ледяного покрова при слабой его динамике. Скорости дрейфа льда были невелики. Были хорошо выражены все характерные элементы общего поля дрейфа льда в океане – трансарктический перенос и канадский антициклонический вихрь, который был смещен к евразий-

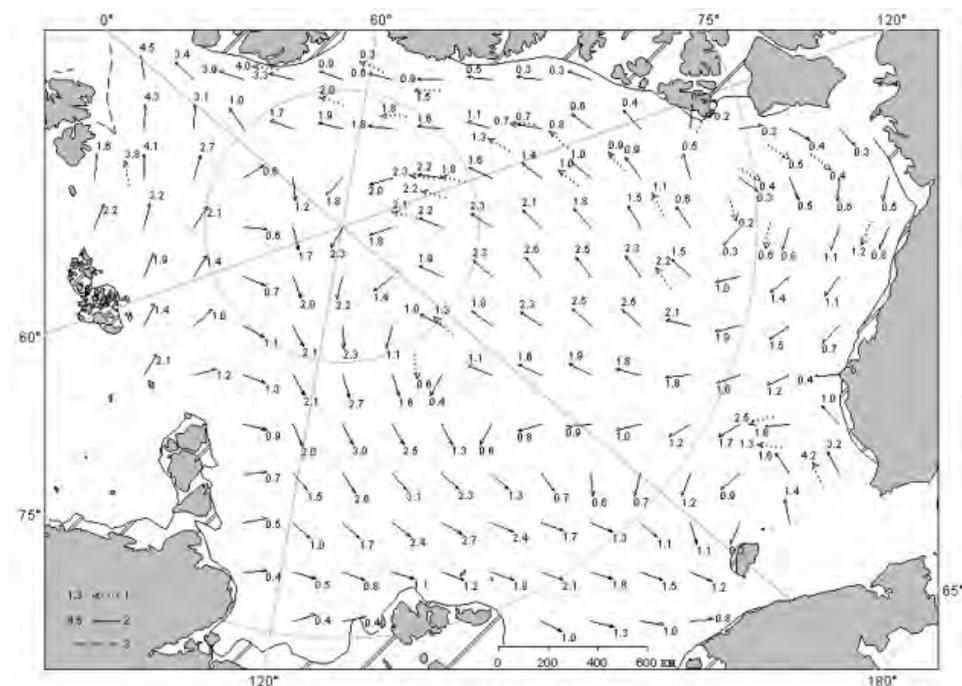


Рис. 2.10. Поле скорости результирующего дрейфа льда за февраль 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.7.

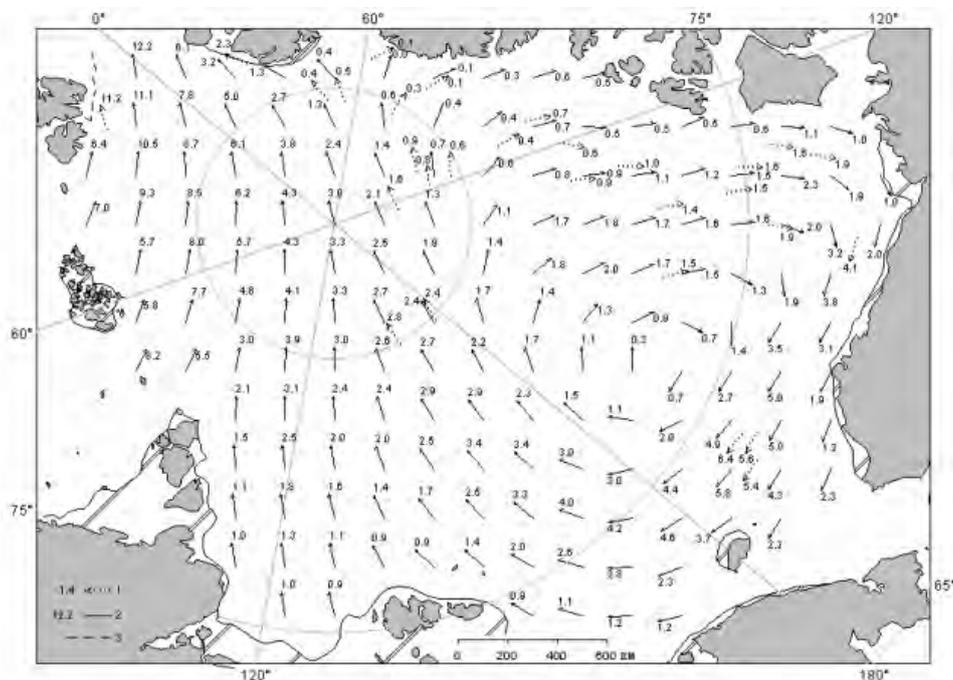


Рис. 2.13. Поле скорости результирующего дрейфа льда за март 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.7.

скому побережью. Это привело к слабому выносу льдов из морей российского сектора Арктики и небольшому смещению старых льдов в северном направлении.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа за февраль приведены на рис. 2.10.

Поле сплоченности в значительной степени выровнялось и приблизилось к среднееголетнему. Наблюдались лишь небольшие положительные (зеленые зоны) и отрицательные (голубые зоны) аномалии (рис. 2.12 цвет. вклейки).

В морях российского и аляскинского секторов Арктики преобладали однолетние толстые и средние льды. Старые льды наблюдались только в канадском, аляскинском и приполюсном секторах Арктики (рис. 2.11 цвет. вклейки). Южная граница старых льдов переместилась с $81^{\circ}30'$ на 82° с.ш., то есть сместилась приблизительно на 50 км к северу, в обратном направлении по сравнению с февралем.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа за март приведены на рис. 2.13.

Дрейф станции СП-36 за первые три месяца 2009 г. составил 280 км в генеральном направлении, совпадающим с направлением трансарктического переноса. Средняя скорость дрейфа составила 3 км/сут, что значительно ниже среднееголетних значений и подтверждает выводы о слабой динамике ледяного покрова в первом квартале года.

Развитие припая в российских арктических морях в течение трех зимних месяцев проходило с небольшой интенсивностью. Площадь припая была меньше среднееголетней практически везде, кроме моря Лаптевых. В конце марта суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 565 тыс. кв. км при норме 615 тыс. кв. км, то есть была на 8 % меньше среднееголетних значений.

Развитие припайных полыней в этих морях также было меньше среднеголетних значений, но уже весьма существенно. Суммарная площадь полыней составила в конце марта 71 тыс. кв. км при норме 101 тыс. кв. км, то есть была почти на 30 % меньше среднеголетних значений в основном за счет очень небольшого, но устойчивого выноса льда из морей российского сектора Арктики.

2.2. НАЧАЛО ТАЯНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Развитие ледовых условий в весенний период 2009 г. проходило на фоне хотя и небольших, но все-таки положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, преобладания однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора и в аляскинском секторе Арктики, сокращения количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних льдов.

В весенний период сохранялась близкая к среднеголетней интенсивность нарастания толщины льда. Отрицательные аномалии толщины льда сформировались в Карском, Восточно-Сибирском и Чукотском морях. Нарастание толщины льда в этих морях наблюдалось до середины мая. В море Лаптевых и в припайных льдах Новосибирских островов сформировались положительные аномалии толщины льда, составившие 10–20 см. Нарастание толщины льда здесь наблюдалась до середины июня (рис. 2.14).

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции СП-36 показали, что интенсивность нарастания толщины льда в весенний период 2009 г. была близка к среднеголетним значениям. Увеличение толщины льда наблюдалось до первой декады июня и за период с конца марта по первую декаду мая составило 28 см (от 194 до 222 см). Увеличение толщины льда происходило в среднем по 3 см за декаду, что для этого периода близко к среднеголетним значениям.

Уже со второй декады июня увеличение толщины ледяного покрова прекратилось, но также не отмечались уменьшение толщины льда и уменьшение высоты снежного покрова, что свидетельствовало бы о начале таяния. Таким образом, сроком начала таяния ледяного покрова в западном районе российского сектора

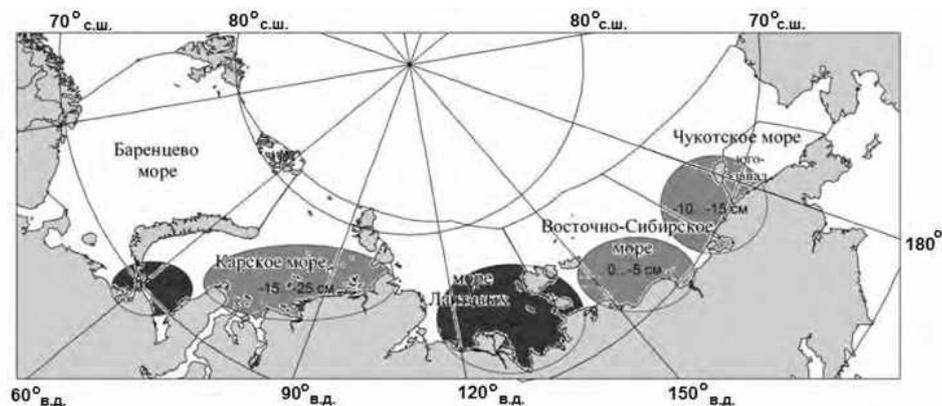


Рис. 2.14. Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания в 2009 г. (конец мая).

Арктики (81° с.ш., 30° в.д.) можно считать начало июня. Это приблизительно на две декады ранее сроков начала таяния, по данным самой близкой к району дрейфа СП-35 полярной станции о. Рудольфа.

Высота снежного покрова в весенний период 2009 г. оказалась также очень близкой к среднегодовым значениям. По данным измерений высота снега на начало мая составила 40–41 см при характерной среднегодовой высоте снега в этом районе около 40 см. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-36 приведены выше, на рис. 2.4.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель–июнь 2009 г. приведены на рис. 2.15, 2.16, 2.18, 2.19, 2.21, 2.22 цвет. вклейки.

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным в отделе ледового режима и прогнозов ААНИИ, во втором квартале года оказалось на 5 % меньше среднегодового значения за счет малой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики – Гренландского, Баренцева и Чукотского, а также пониженной ледовитости моря Бофорта в аляскинском секторе Арктики.

Распределение льдов по возрасту и положение границы старых льдов сохраняли ряд специфических черт, сформировавшихся в осенне-зимний период. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля наблюдалось большое количество молодых льдов (до 30 см). Молодые льды наблюдались в прикромочной зоне Баренцева моря и в зонах заприпайных по-

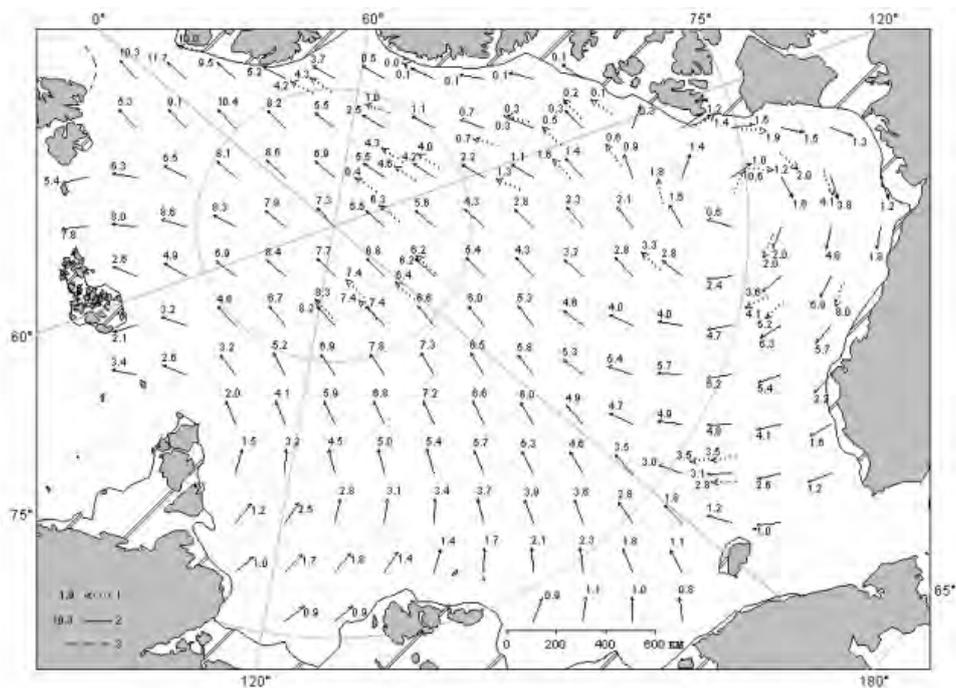


Рис. 2.17. Поле скорости результирующего дрейфа льда за апрель 2009 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – направление и скорость характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка льда.

лыней в Карском море. В этих российских морях преобладали однолетние средние льды (толщиной 70–120 см). В среднем в конце периода нарастания преобладающей формой льда здесь являются однолетние толстые льды. Преобладание однолетних средних льдов вместо однолетних толстых явилось следствием теплой зимы и более медленного нарастания толщины льда.

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

Старые льды наблюдались только в канадском, гренландском секторах и приполюсном районе Арктики. Необходимо отметить, что практически не наблюдалось старых льдов в аляскинском секторе Арктики, который является главным «поставщиком» старых льдов в моря российского сектора. Полностью отсутствовали старые льды в российских арктических морях. Только у северной границы моря Лаптевых наблюдался язык старых льдов (рис. 2.15, 2.18, 2.21 цвет. вклейки).

Развитие припая в российских арктических морях в течение весенних месяцев проходило с меньшей интенсивностью. Во втором квартале сохранялась тенденция, наметившаяся в зимние месяцы 2009 г., – пониженная площадь припая и повышенная площадь заприпайных полыней.

Площадь припая была меньше среднемноголетних значений практически во всех морях, кроме северо-восточной части Карского, и восточной части моря Лаптевых, где

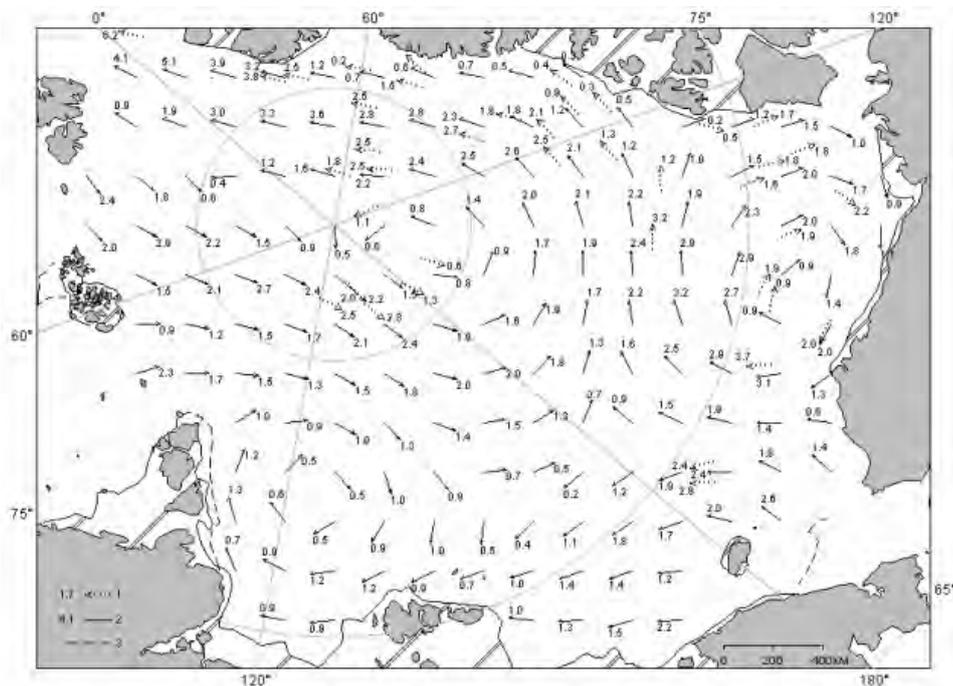


Рис. 2.20. Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.17.

развитие припая на 5–10 % превышало среднеголетние значения. В конце июня суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 454 тыс. кв. км при норме 522 тыс. кв. км, то есть была на 13 % меньше среднеголетних значений (в первом квартале на 8 % меньше среднеголетних значений).

Развитие заприпайных полыней в этих морях, наоборот, превысило среднеголетние значения. В конце июня при среднеголетней площади заприпайных полыней, оцениваемой в 219 тыс. кв. км, наблюдаемое развитие полыней составило 290 тыс. кв. км, что на 25 % больше среднеголетних значений.

Крупные заприпайные полыньи наблюдались во всех арктических морях. Значительно больше нормы было вынесено льда из морей восточного района российского сектора Арктики – Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, а также аляскинского сектора – моря Бофорта. В результате выносного характера дрейфа в этих морях образовались огромные заприпайные зоны чистой воды, которые послужили очагами интенсивного теплонакопления.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рис. 2.17, 2.20, 2.23. Дрейф всего океанического ледяного массива хорошо прослеживается по характерным ледовым образованиям – «языкам» старых льдов у северной границы моря Лаптевых и моря Бофорта, а также по дрейфу станции СП-36.

В апреле был хорошо выражен выносной характер дрейфа из морей российского сектора Арктики, хорошо развиты трансарктический перенос и антициклонический арктический круговорот.

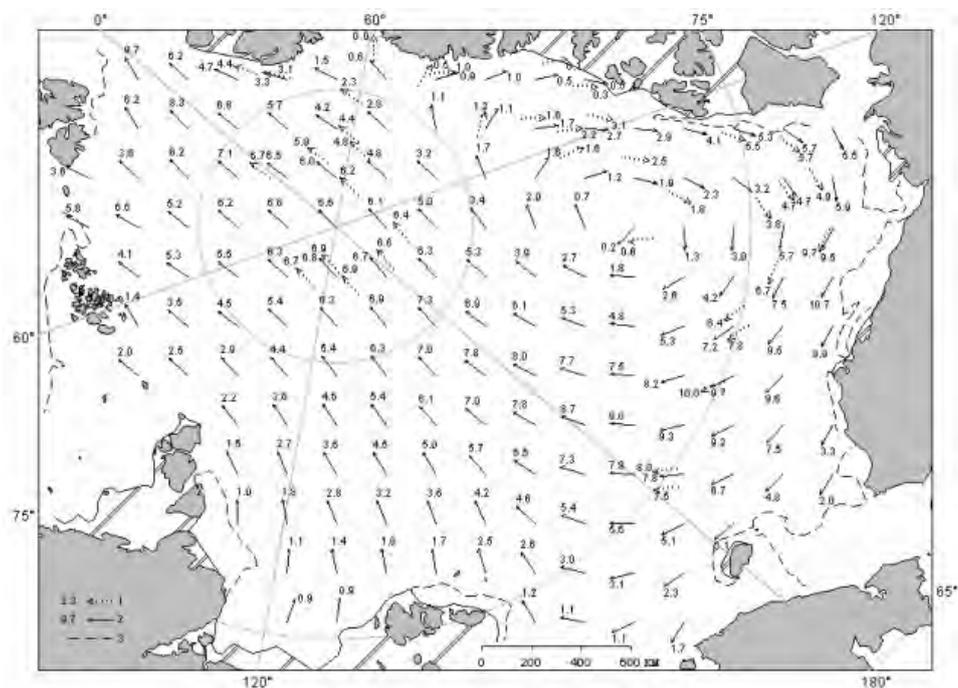


Рис. 2.23. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.17.

В мае поле дрейфа было не выражено. Дрейф по бассейну наблюдался слабый, неустойчивый. Основные характерные черты поля дрейфа были выражены крайне слабо.

В июне картина дрейфа изменилась. Дрейф ледяного покрова стал более интенсивным, хорошо прослеживался устойчивый вынос льда из арктических морей российского и аляскинского секторов, следствием которого стали обширные заприпайные полыньи. Наблюдался интенсивный трансарктический дрейф с выносом льда в пролив Фрама и развитие антициклонического арктического круговорота.

Дрейф станции СП-36 составил около 7,5 км в сутки в генеральном направлении на запад, поскольку станция попала на периферию трансарктического потока.

В конце мая, который считается периодом максимального развития ледяного покрова в Арктическом бассейне, в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли 2/3 общего количества льда. Около 1/3 общего количества льда составляли старые льды. 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 в приполюсном районе (рис. 2.18, 2.19 цвет. вклейки). Принципиального изменения в распределении льдов во втором квартале 2009 г. по сравнению с первым кварталом 2009 г. не произошло (см. рис. 2.20).

В июне началось чрезвычайно быстрое очищение морей западного района российского сектора Арктики – Баренцева и Карского, а также морей аляскинского сектора – Чукотского и Бофорта (рис. 2.21, 2.22 цвет. вклейки). Очищение, в первую очередь, было связано с интенсивным дрейфом выносного характера из этих районов и последующим подключением тепловых процессов таяния и разрушения льда (см. рис. 2.23).

2.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

К началу летнего периода в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях сложились следующие гидрометеорологические и ледовые условия: положительные аномалии температуры воздуха в Арктике, преобладание однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики, смещение массива старых льдов в канадский и гренландский секторы Арктики, уменьшение количества старых льдов в результате их выноса из океана через пролив Фрама и увеличение доли однолетних льдов в ледовом балансе океана.

В структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли более 2/3 общего количества льда. Менее 1/3 общего количества льда составляли старые льды. Однолетние льды занимали весь российский и аляскинский секторы Арктики. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики и в приполюсном районе (рис. 2.24 цвет. вклейки).

Сформировались обширные заприпайные полыньи в центральных морях российской Арктики (Лаптевых и Восточно-Сибирском) и восточных морях (Чукотском и Бофорта).

По данным полярных станций во всех морях российского сектора Арктики к началу таяния сформировался лед, по толщине близкий к норме, с небольшими положитель-

ными аномалиями. К концу июня–началу июля отмечалось интенсивное таяние ледяного покрова по всему побережью российской Арктики и побережью Аляски.

На таком благоприятном фоне, который сформировался в начале 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 2009 г. приведены на рис. 2.24–2.29, 2.34–2.36 цвет. вклейки.

В июле продолжалось интенсивное очищение крайних западных (Баренцева, Карского и западной части Лаптевых) и восточных морей (Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей значительно очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости составили 30–50 %. Большое количество льда сохранялось в Восточно-Сибирском море (рис. 2.24–2.25 цвет. вклейки).

Дрейф ледяного покрова показан на рис. 2.26. В июле в целом были хорошо выражены все основные структуры дрейфа льда Северного Ледовитого океана – трансарктический поток и антициклонический вихрь. Центр антициклонического вихря сместился примерно на 670 км к юго-западу относительно его положения в июне. В канадском потоке скорость вблизи стрещня составляла 2 км/сут у острова Элсмир и 8–9 км/сут у острова Банкс.

В трансарктическом потоке скорости, равные 6–7 км/сут, отмечались на стрещне севернее Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Далее до приполюсного рай-

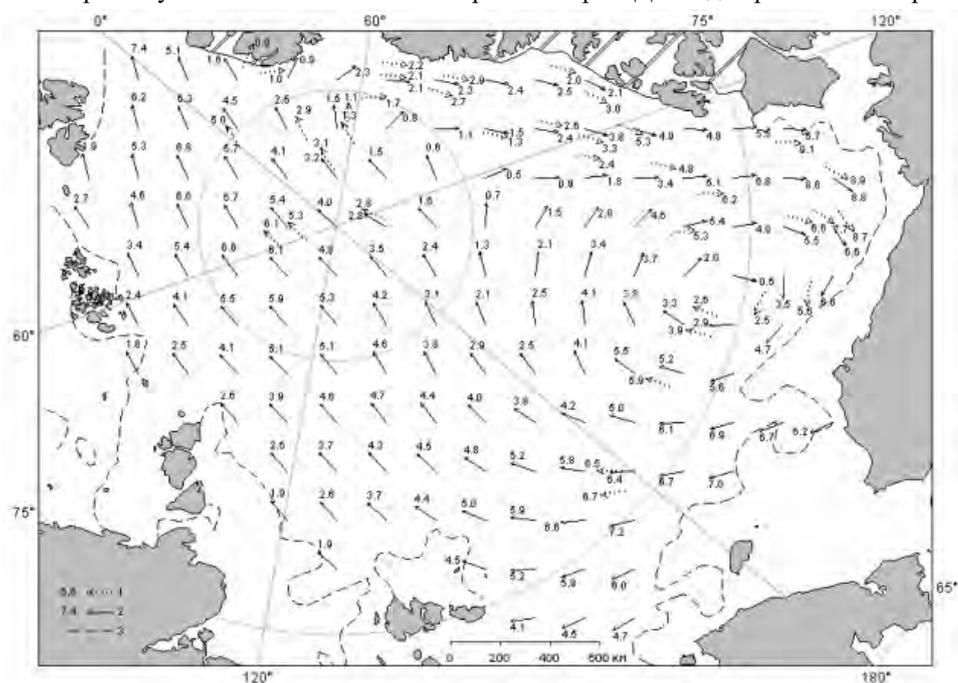


Рис. 2.26. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2009 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – направление и скорость дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда.

она скорость в основном была близка к 5 км/сут. В проливе Фрама она увеличивалась до 7 км/сут.

Припай в российских арктических морях в течение июля полностью разрушился, что произошло в среднем на 5–10 сут раньше среднемноголетних сроков.

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была значительно меньше нормы. Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости (голубая зона на среднем рис. 2.25 цвет. вклейки) вносили окраинные западные и восточные моря. Больше нормы ледовитость была в гренландском секторе Арктики, морях Бофорта и Восточно-Сибирском (зеленая зона на среднем рис. 2.25 цвет. вклейки соответствует положительной аномалии).

В течение августа продолжались таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в арктических морях (рис. 2.27, 2.28 цвет. вклейки).

В августе, как это нередко случается летом, в поле скорости дрейфа льда образовалась обширная циклоническая циркуляция. Ее центр находился севернее Восточно-Сибирского моря около точки с координатами $79^{\circ}30'$ с.ш., 165° в.д. Наряду с этим круговоротом в восточной части моря Бофорта, в зоне с сохранившимся льдом векторы скорости имели антициклоническую завихренность. Она являлась частью общего антициклонического вихря, который, согласно дрейфу буев за пределами кромки, охватывал и лед, и свободную от него воду. В результате совокупного влияния обоих вихрей кромка льда в районе границы между Чукотским морем и морем Бофорта получила значитель-

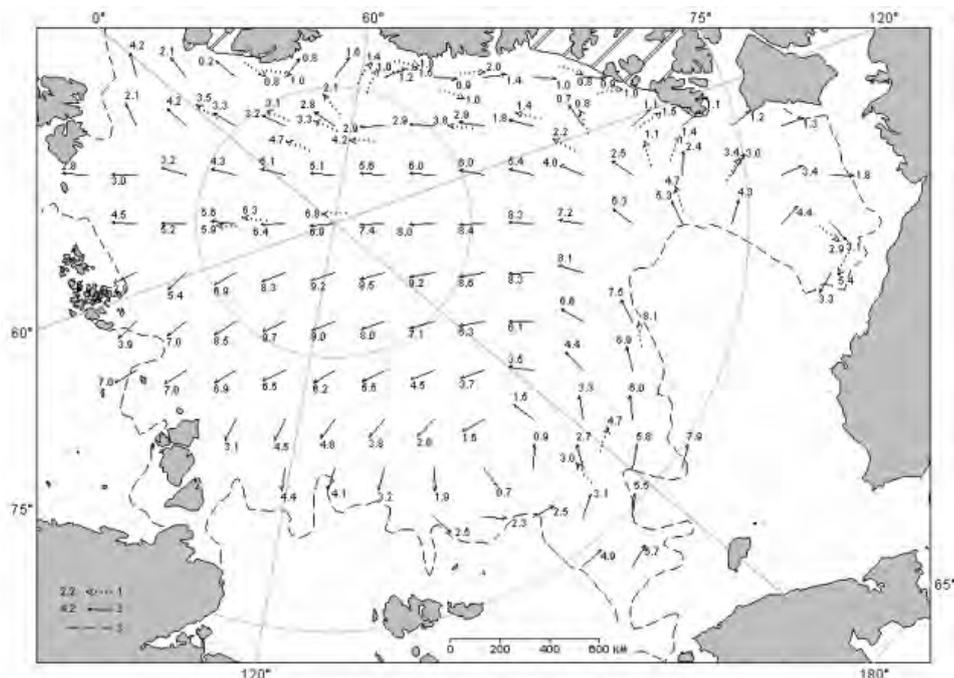


Рис. 2.29. Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.26.

ное смещение на север. Циклоническая циркуляция обусловила и существенное опускание по сравнению с июлем кромки льда к югу в восточной части моря Лаптевых. Адвекция льда из бассейна происходила также в сторону морей Карского и Баренцева. Интенсивность выноса льда в Гренландском море уменьшилась. В проливе Фрама скорость на стрежне составляла около 4 км/сут (рис. 2.29).

В морях российского сектора Арктики, несмотря на приносной характер дрейфа льда, сформировалась устойчивая крупная отрицательная аномалия ледовитости, составляющая 30–50 %. Принос льда в результате дрейфа уже не мог компенсировать сокращение льда в результате его таяния и разрушения.

По данным о сплоченности льда, полученных на основе данных SSMR–SSM/I, наибольшая сплоченность наблюдалась в приполюсном районе и гренландском секторе Арктики (рис. 2.28 цвет. вклейки).

В конце августа–первой половине сентября была проведена морская операция ААНИИ на а/л «Ямал», включающая высокоширотное плавание с эвакуацией дрейфующей станции СП-36, поиск ледяного поля и высадку новой дрейфующей станции СП-37. В период экспедиции был выполнен большой объем наблюдений.

Отмечено, что ледообразование в высоких широтах началось уже в третьей декаде августа, что для высоких широт достаточно близко к среднемноголетним датам.

Плавание осуществлялось через приполюсный район. На всем протяжении маршрута плавания наблюдалось активное ледообразование, все снежницы были покрыты наслудом толщиной до 5–7 см. Маршрут движения а/л «Ямал» приведен на рис. 2.30.

Предварительный анализ результатов судовых специальных ледовых наблюдений был проведен по трем основным участкам маршрута плавания ледокола (номера и положение участков приведены на рис. 2.30):

– участок 1 – от кромки льда в Баренцевом море до дрейфующей станции СП-36 (протяженность участка 600 миль),

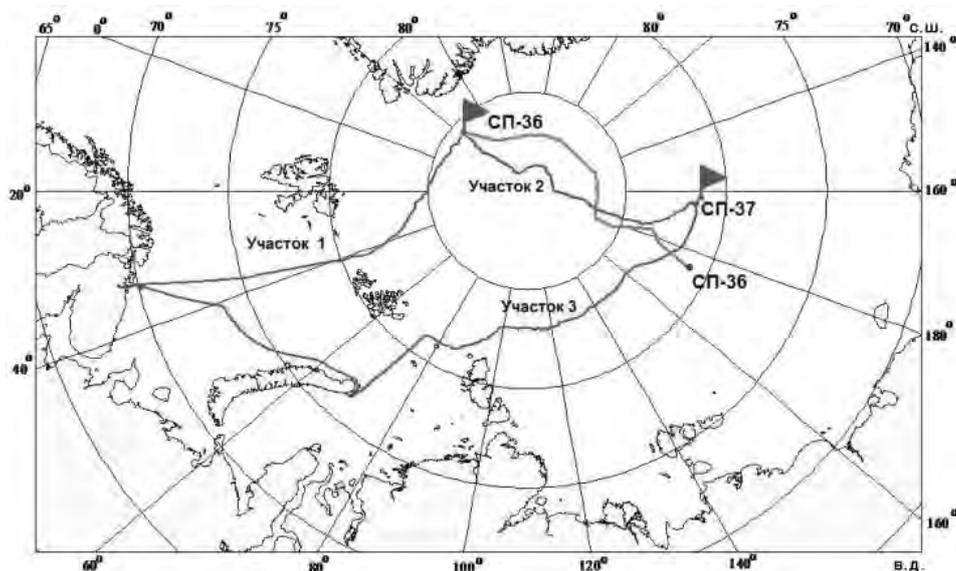


Рис. 2.30. Маршрут плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г. и однородные по ледовым условиям участки плавания.

– участок 2 – от дрейфующей станции СП-36 до дрейфующей станции СП-37 (протяженность участка 1219 миль),
 – участок 3 – от дрейфующей станции СП-37 до кромки льда на севере Карского моря (протяженность участка 1030 миль).

Таблица 2.1

Возрастной состав льда (%) на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.

Участок	Возраст льда		
	Начальный (нилас)	Однолетний	Старый
1	5	71	24
2	12	63	25
3	30	64	6

На всем протяжении пути плавания ледокола преобладали однолетние льды (табл. 2.1). Протяженность пути в старых льдах на участках 1 и 2 составила около 25 % общей протяженности участков. Количество старых льдов на участке 3 сократилось в 4 раза и достигало 6 %.

Количество начальных льдов (ниласа) в период плавания постепенно увеличивалось – с 5 % на участке 1 до 30 % на участке 3 (табл. 2.1).

Толщина ровного льда

Возрастному составу льда соответствует и распределение толщины ровного льда (вне торосистых образований). В распределении толщины льда на отдельных участках маршрута плавания следует отметить следующие особенности (рис. 2.31):

– при практически равном относительном количестве старых льдов на участках 1 и 2 льды этой возрастной категории на участке 1 имели большую толщину, чем на участке 2: 140–240 и 140–180 см, соответственно;

– преобладающая толщина однолетних льдов на участке 1 составила 60–140 см, на участке 2 – 80–140 см, на участке 3 – 60–120 см.

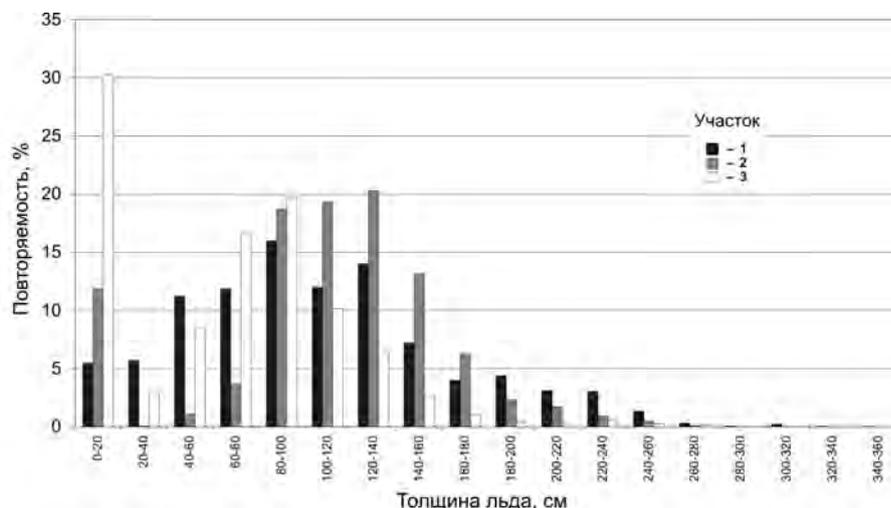


Рис. 2.31. Распределение толщины ровного льда на отдельных участках маршрута плавания а/л «Ямал» по данным визуальных наблюдений в августе–сентябре 2009 г.

Таким образом, наибольшее количество однолетних льдов наблюдалось на участке 2, а старых льдов – на участке 1.

Торосистость льда

Ледяной покров Арктического бассейна в августе–сентябре 2009 г. в целом отличался невысокими значениями торосистости льда (рис. 2.32, 2.33). Преобладающие значения торосистости на всех участках изменялись в пределах 0–2 балла. Тем не менее наибольшая торосистость льда отмечалась на участке 2. Относительная протяженность пути во льдах указанной торосистости на этом участке составила 86 %, в то время как на участках 1 и 3 этот показатель составлял 74 и 54 %, соответственно.

Очень торосистые льды (более 3 баллов) наблюдались только на участке 1, однако относительная протяженность пути плавания в таких льдах не превысила

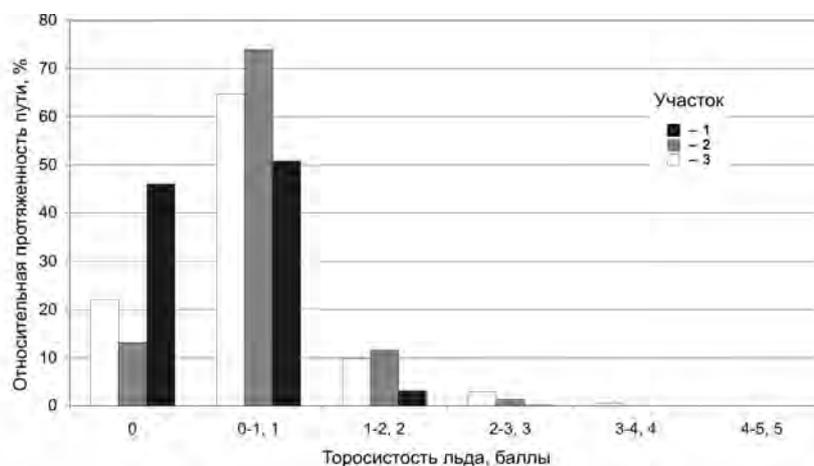


Рис. 2.32. Распределение торосистости льда на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.

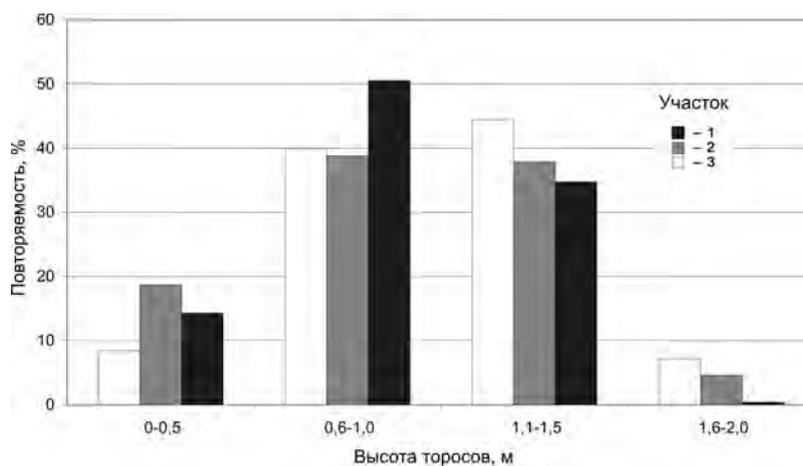


Рис. 2.33. Распределение средней высоты торосистых образований на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.

0,5 %. Наибольшая протяженность пути в ровных льдах зафиксирована на участке 3 (46 %).

Результаты измерений морфометрических характеристик снежно-ледяного покрова на ледомерном полигоне дрейфующей станции СП-36 приведены выше на рис. 2.4.

Наращение льда в пределах полигона продолжалось вплоть до 2-й декады июня и достигло 120 см за период с 30.09.08 г. по 21.06.09 г. (9 месяцев). При этом средняя скорость нарастания льда на его нижней поверхности составила 5 см в декаду, что вполне соответствует климатическим данным для старых льдов. Масса вновь выросшего льда в пределах полигона составила 8464 т при плотности морского льда, равной 920 кг/м³.

В период с 3-й декады июня по 1-ю декаду июля толщина льда практически не менялась, находилась в пределах точности измерения метода и составляла в среднем 222 см. Лед находился в состоянии термодинамического равновесия – не нарастал и не таял. При этом уже в начале 3-й декады июня отмечался внутриводный лед, что свидетельствовало о сбросе пресной воды от тающего снега под нижнюю поверхность ледяного покрова. В процессе выбуривания лунки для измерения толщины льда формировалась смесь ледяной крошки и пресной воды, что крайне затрудняло как сам процесс бурения, так и измерения.

Первые признаки интенсивного разрушения снежно-ледяной поверхности в виде потемнения и проседания снега и появления небольших отдельных снежинок были зафиксированы в середине 1-й декады июля. Уже к середине июля около 75 % площади полигона было покрыто снежинками с талой водой, к концу июля в результате стока пресной воды их площадь уменьшилась до 30 %. К этому времени снежный покров на полигоне вытаял, а на обсохших участках ледяного покрова в местах выбуривания сформировались водные воронки разного диаметра. Толщина льда к концу 3-й декады июля составила в среднем 211 см.

В течение сентября происходило дальнейшее очищение российских арктических морей, но уже значительно более медленными темпами. К концу периода летнего разрушения льды сохранились только в Восточно-Сибирском море. Значительное количество льдов сохранилось также в море Бофорта, ледовитость которого увеличилась в результате приносного дрейфа льда (рис. 2.34 и 2.35 цв. вклейки).

В сентябре сохранился антициклонический вихрь. Под его влиянием продолжалось поступление льда в море Бофорта из канадского сектора (сектор 4). Язык льда достиг меридиана мыса Барроу. На океаническом участке стрежня вихря скорость дрейфа составляла 2–4 км/сут. В море Бофорта она увеличивалась от 5 км/сут у острова Банкс до 11–12 км/сут вблизи мыса Барроу. В бассейне на обширной акватории движение льда было направлено от южной кромки в сторону Канадского Арктического архипелага и Гренландии. Скорость дрейфа в основном составляла 2–4 км/сут, возрастая лишь в приатлантической части бассейна к северу от Земли Франца-Иосифа до 7–8 км/сут, а на подходах к проливу Фрама – до 5–6 км/сут (рис. 2.36).

Основная масса сохранившихся после периода летнего таяния льдов в Северном Ледовитом океане была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики. Практически полностью освободились от льдов все окраинные арктические моря, кроме Восточно-Сибирского моря и моря Бофорта. В центральной части российского сектора Арктики, в северной части Восточно-Сибирского моря, сохранился гигантский отрог остаточных льдов (рис. 2.34 цвет. вклейки).

Таблица 2.2

**Площадь льдов в Северном Ледовитом океане в сентябре
по данным SSMR–SSM/I (NASATEAM)**

Годы	S млн км ²	Аномалия, млн км ²	
		от среднего	от 2007 г.
1978–2009	6,575	–	–
2007	4,345	–2,230	–
2008	4,728	–1,847	+0,383
2009	5,200	–1,375	+0,855

Распределение ледяного покрова по сплоченности и поля среднемесячного дрейфа за сентябрь 2009 г. приведены на рис. 2.35 цв. вклейки и рис. 2.36.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2009 г. составила 5,2 млн кв. км при норме 6,5 млн кв. км, то есть была на 20 % меньше среднегодовых значений (табл. 2.2). Необходимо отметить, что начиная с 2008 г. стало наблюдаться увеличение остаточной ледовитости Северного Ледовитого океана. Достигнув в 2007 г. своего исторического минимума, составившего 4,3 млн кв. км, начиная с 2008 г. остаточная ледовитость составила уже 4,7 млн кв. км (что на 0,38 млн кв. км. больше, чем в 2007 г.), а в 2009 г. – 5,2 млн кв. км. (что на 0,86 млн кв. км больше, чем в 2007 г.).

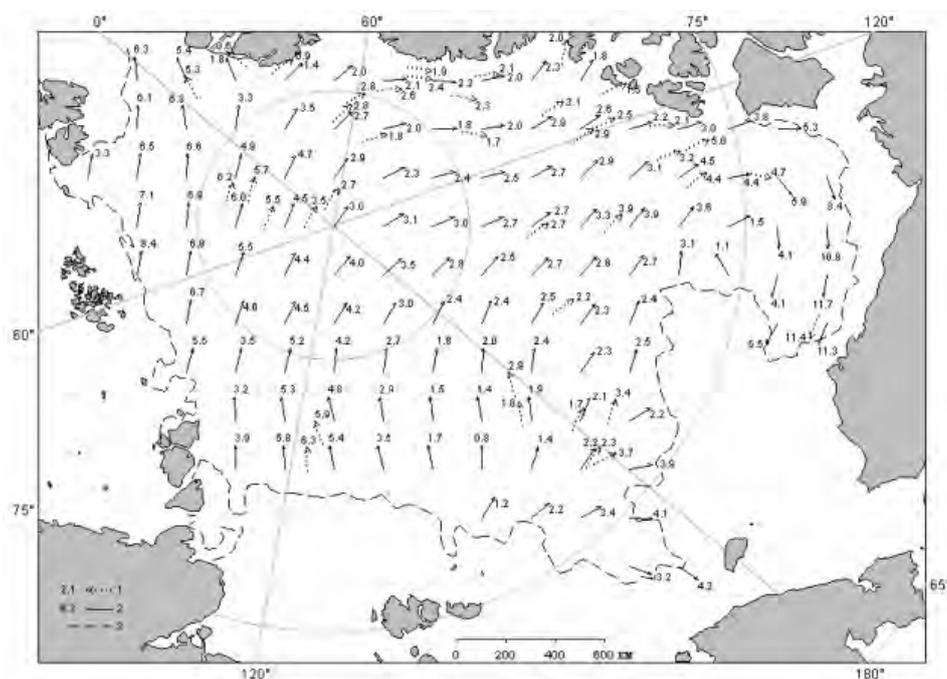


Рис. 2.36. Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2009 г.
1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – направление и скорость дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда.

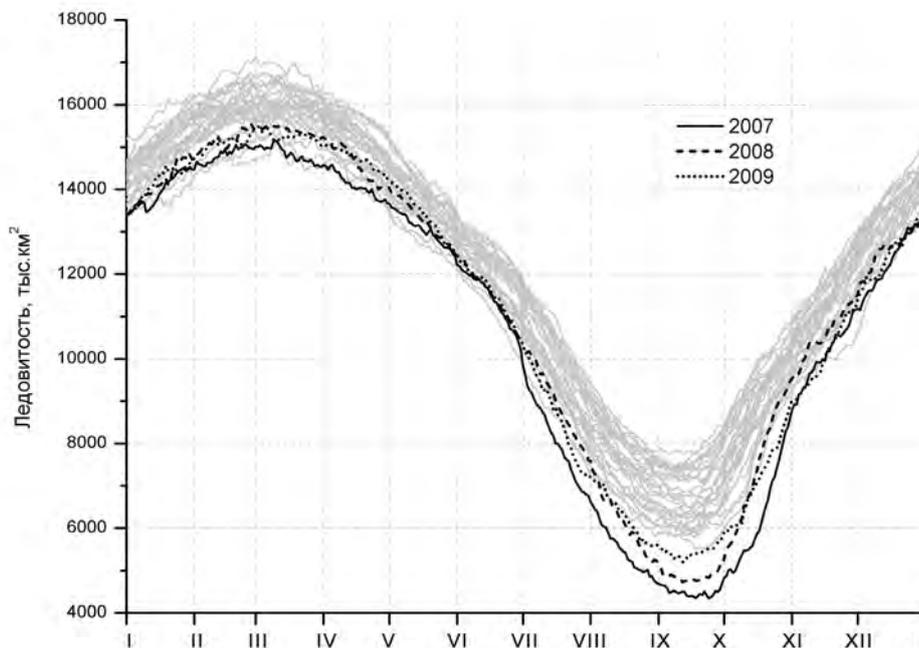


Рис. 2.37. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области за период с 26.10.1978 по 31.12.2009 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

На рис. 2.37 приведены оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области за период с 26.10.1978 по 31.12.2009 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды количество льда в 2009 г. превышало показатели 2007 г. В целом, во все сезоны 2009 г. наблюдаемое общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане было значительно меньше нормы, но превышало исторический минимум 2007 г.

2.4. НАЧАЛО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ОСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Осенние ледовые процессы в 2009 г. начались на фоне положительных аномалий температуры воздуха и отрицательной аномалии ледовитости, сформировавшейся в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях в конце летнего периода.

В центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на НЭС «Академик Федоров», ледообразование среди остаточных льдов началось в третьей декаде августа, то есть в сроки, очень близкие к среднемуголетним. При одновременном появлении начальных форм льда на поверхности океана на нижней поверхности льда еще наблюдалось его таяние. Одновременные процессы ледообразования на поверхности воды и таяния льда на нижней поверхности были отмечены еще на СП-36, где также наблюдалось это явление, продолжавшееся весь сентябрь.

Продвижение волны ледообразования в окраинные моря было достаточно медленным. При средних сроках появления льдов на северной границе арктических морей в середине сентября волна устойчивого ледообразования подошла сюда в конце сентября (на 2–3 недели позже).

Ледообразование непосредственно в самих арктических морях осенью 2009 г. началось в более поздние, чем среднемноголетние, сроки. Аномалия по всем морям составила от –10 до –20 сут.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градиентам на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь–декабрь 2009 г. приведены на рис. 2.38, 2.39, 2.41, 2.42, 2.44, 2.45 цвет. вклейки и рис. 2.40, 2.43, 2.46.

Характерной чертой ледообразования стала его интенсивность и быстрое распространение на большие морские акватории. По данным большинства полярных станций первое появление льда стало также началом устойчивого ледообразования. Ледообразование охватывало сразу обширные акватории морей.

В конце октября молодые льды наблюдались во всех арктических морях, кроме районов, испытывающих влияние адвекции тепла, – Баренцева моря, юго-запада Карского и Чукотского морей (рис. 2.38 и 2.39 цвет. вклейки).

Дрейф ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в октябре был хорошо выражен, но схема его была крайне необычна и отличалась от среднемноголетней. Поток льдов от Новосибирских островов и моря Лаптевых был направлен не к проливу Фрама, а к Канадскому Арктическому архипелагу и лишь при приближении к его побережью

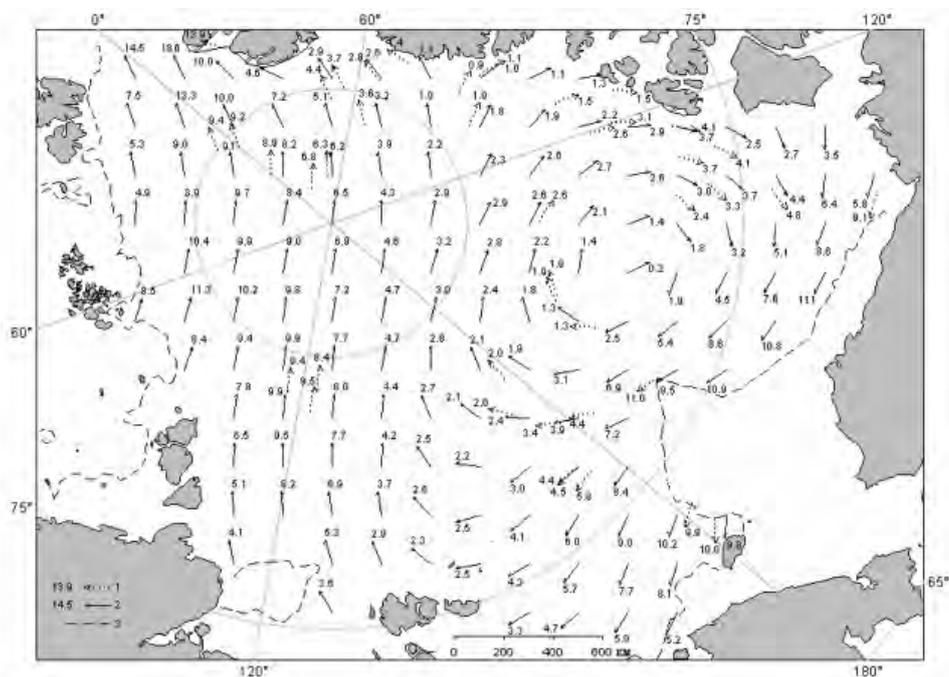


Рис. 2.40. Поле скорости результирующего дрейфа льда за октябрь 2009 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – направление и скорость дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов.

разворачивался к проливу Фрама. Характерная для зимнего периода антициклоническая циркуляция льдов сместилась к юго-востоку на 460 км. Поток льдов на запад вдоль северного побережья Аляски был интенсивнее, чем по норме (рис. 2.40).

В ноябре наблюдалось интенсивное нарастание толщины льда. В начале второй декады ноября на обширной акватории, включающей северо-восточную часть Карского моря, моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Бофорта, лед перешел в возрастную градацию однолетнего тонкого льда (более 30 см). В конце ноября практически на всей акватории океана, которая в летний период была свободна от льда, в результате ледопродуктивности появился однолетний тонкий лед (диапазон толщины 30–70 см). Площадь образовавшегося за октябрь–ноябрь однолетнего и молодого льда можно оценить в 4,0–5,0 млн кв. км (рис. 2.41 и 2.42 цвет. вклейки).

В ноябре наблюдалась полная перестройка поля дрейфа ледяного покрова. Схема дрейфа полностью перестроилась. Исчезла ветвь трансарктического дрейфа, наблюдался принос льда во все российские моря арктического сектора. Практически не наблюдался антициклонический круговорот. Сохранился интенсивный вынос льда вдоль северного побережья Аляски из моря Бофорта в Чукотское море (рис. 2.43).

В декабре наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. В середине декабря на северной границе морей и далее к северу, до границы старых льдов, стал появляться однолетний средний лед (диапазон толщины 70–120 см). До конца декабря доля однолетних средних льдов увеличивалась и составила приблизительно треть в общем количестве однолетних льдов. Все арктические моря были покрыты однолетними льдами.

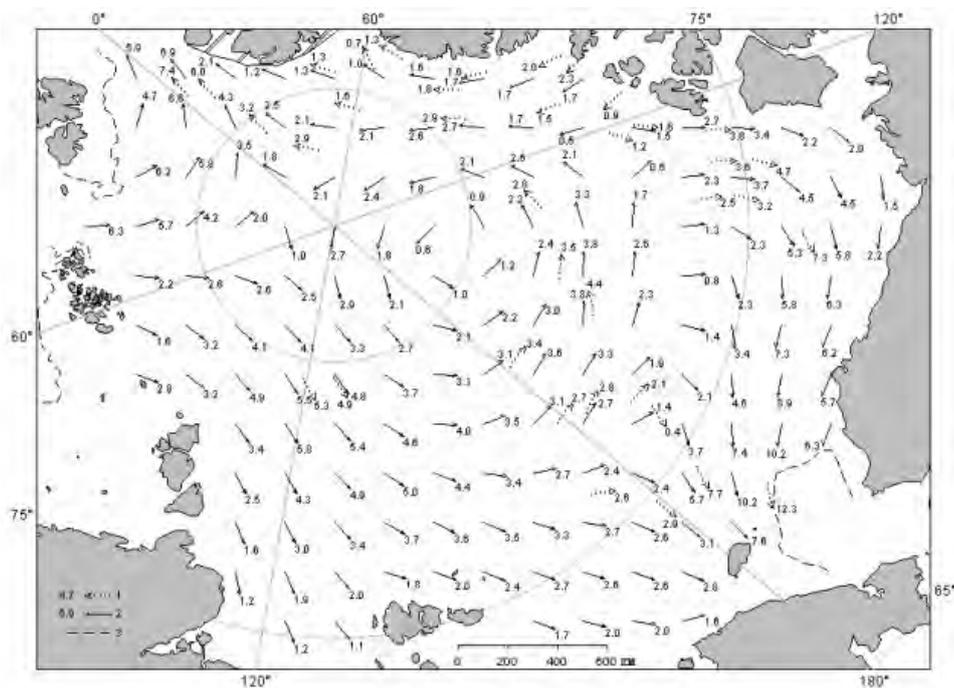


Рис. 2.43. Поле скорости результирующего дрейфа льда за ноябрь 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.40.

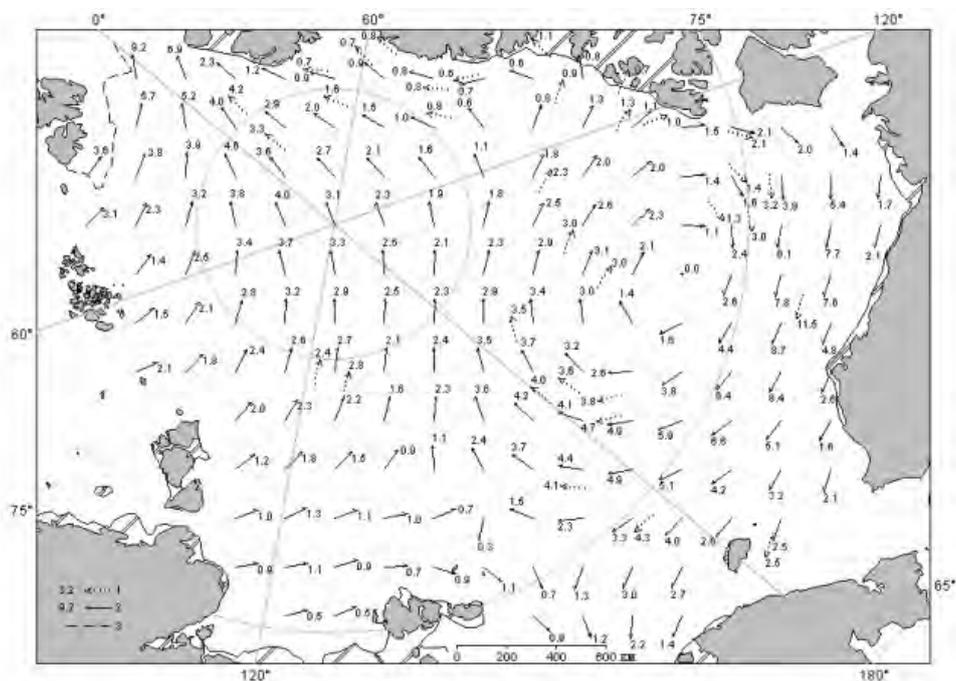


Рис. 2.46. Поле скорости результирующего дрейфа льда за декабрь 2009 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.40.

Только в западных морях (Баренцево и юго-западная часть Карского) наблюдалось преобладание молодых льдов.

Появления однолетних толстых льдов (толщиной более 120 см) не отмечалось.

В декабре снова наблюдалась полная перестройка поля дрейфа. Как и в октябре, появился четко выраженный трансарктический поток, стрежень которого оказался вновь смещенным к Канадскому Арктическому архипелагу и лишь при приближении к его побережью разворачивался к проливу Фрама. Появился хорошо выраженный антициклонический круговорот. В результате постоянной смены полей дрейфа в осенний период положение границы старых льдов практически не изменилось (рис. 2.44 и 2.45 цвет. вклейки).

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рис. 2.46. Дрейф станции СП-37 в сентябре–декабре составил в среднем 8 км в сутки в генеральном направлении на восток.

Прямые измерения на дрейфующей станции СП-37 показали, что с начала октября происходило устойчивое, но замедленное нарастание льда в октябре–декабре 2009 г. Толщина льда за период с конца октября по конец декабря увеличилась от 178 до 206 см (на 28 см). Скорость нарастания толщины льда составила приблизительно 3,5 см за декаду, что меньше среднемноголетнего значения, составляющего 5 см за декаду. Высота снежного покрова составила 36–37 см, что по данным многолетних наблюдений на предыдущих станциях СП значительно больше среднемноголетних значений.

Изменение толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-37 в зимний период приведено на рис. 2.47.

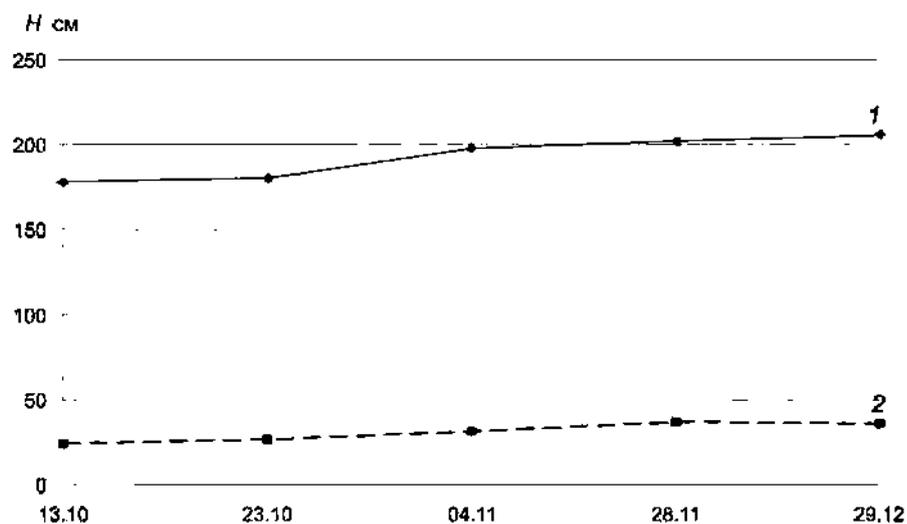


Рис. 2.47. Изменения толщины льда (1) и высоты снежного покрова (2) по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-37.

Развитие припая в российских арктических морях в течение всех осенних месяцев проходило с меньшей интенсивностью. Площадь припая практически во всех морях была меньше среднемноголетних значений. В конце декабря суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 270 тыс. кв. км при норме 340 тыс. кв. км, или почти на 20 % меньше среднемноголетних значений.

Развитие заприпайных полыней в этих морях превысило среднемноголетние значения, и весьма значительно, в основном за счет их развития в море Лаптевых. Суммарная площадь заприпайных полыней составила 195 тыс. кв. км при норме 130 тыс. кв. км, то есть была на 50 % больше среднемноголетних значений.

Характерной чертой осенних процессов 2009 г. явилось близкое к норме начало ледообразования в центральной части океана, среди остаточных льдов, и более позднее (на 1–2 декады) начало ледообразования в арктических морях. Большая интенсивность процессов ледообразования и нарастания льда частично компенсировала позднее ледообразование. В результате в морях российского и аляскинского секторов Арктики в конце года преобладали однолетние средние и тонкие льды. Часть акватории Баренцева и Чукотского морей, находящаяся под влиянием адвекции тепла течениями, была покрыта молодыми льдами.

Граница старых льдов располагалась значительно севернее, чем обычно. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский секторы Арктики. Большой отрог массива старых льдов наблюдался и в центральной части российского сектора Арктики, у северной границы моря Лаптевых.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднемноголетнего.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря составила 13,4 млн кв. км при норме 14,1 млн кв. км, что на 5 % меньше среднемноголетних значений (см. выше рис. 2.37).

Ход общей ледовитости Северного Ледовитого океана в 2009 г. показывает, что практически во все периоды 2009 г. наблюдалось общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане по сравнению с показателями 2007–2008 гг.

2.5. ЛЕДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ 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. Для обзора ледово-гидрологических условий на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря использована также информация, полученная с ИСЗ.

Обзор ледово-гидрологических условий в устьевых областях рек бассейна Карского моря в 2009 г.

Процесс увеличения толщины льда наблюдался с января по апрель 2009 г. В табл. 2.3 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за каждый месяц с января по апрель.

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось в январе и феврале, а в апреле лед практически не нарастал (исключение – район Дудинки на реке Енисей). В табл. 2.4 приведены значения толщи-

Таблица 2.3

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река	Пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
		Толщина льда	Нарастание за месяц						
Обь	Салехард	69	27	85	16	95	10	100	5
Таз	Тазовское	54	7	76	22	85	9	87	2
Енисей	Игарка	55	9	70	15	76	6	75	-1
	Дудинка	75	12	97	22	114	17	132	18
	Караул	67	6	80	13	89	9	91	2

Таблица 2.4

Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2009 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	100	102	-2
Таз	Тазовское	87	140	-53
Енисей	Игарка	75	99	-24
	Дудинка	132	130	+2
	Караул	91	139	-48

Таблица 2.5

Сроки вскрытия рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь	Салехард	30.05	27.05	+3	3.06	1.06	+2
Таз	Тазовское	15.06	13.06	+2	18.06	15.06	+3
Енисей	Игарка	1.06	30.05	+2	15.06	8.06	+7
	Дудинка	7.06	5.06	+2	19.06	11.06	+8
	Караул	10.06	10.06	0	18.06	16.06	+2

ны льда на конец апреля, когда толщина льда близка к максимальной, и аномалии по отношению к средним многолетним значениям.

Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда в конце апреля наблюдалась на устьевом участке реки Таз (–53 см), а в Салехарде на Оби и в Дудинке на Енисее толщина льда была близка к средним многолетним значениям. В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах составляла от 30 до 60 см.

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2009 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились в период от второй декады мая до середины первой декады июня.

Первая подвижка льда на устьевых участках рек Оби и Таз наблюдалась на 2–4 дня позже нормы, а на реке Енисее – на 1–7 дней раньше средних многолетних сроков. Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оби и Таз происходил без образования заторов. На устьевом участке реки Енисея затор наблюдался 11 мая ниже поста Селиваниха и 4 июня ниже поста Потапово.

Весенний ледоход начался в близкие к норме сроки (на 0–3 дня позже средних многолетних). Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек Таз и Оби составила 3–4 дня, а на устьевом участке реки Енисея – от 8 дней в районе Караула до 15 дней в районе Селиванихи.

Очищение от льда устьевых участков рек произошло на 2–8 дней позже средних многолетних сроков. В табл.2.5 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек бассейна Карского моря.

Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна Карского моря произошел близко к средним срокам за исключением сроков очищения от льда в Дудинке и Игарке на Енисее, аномалия для которых составила 7–8 дней.

Продолжительность периода со льдом на устьевых участках рек бассейна Карского моря оказалась на 12 дней меньше нормы на устьевом участке реки Оби, близкой к средним многолетним значениям на реках Таз и Енисее.

Процесс вскрытия устьевых взморий рек, впадающих в Карское море, может быть охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети и ИСЗ.

На устьевом взморье реки Оби в настоящее время работают две полярные станции – бухта Новый Порт (на юге Обской губы) и Тамбей (на севере Обской губы). На устьевом взморье рек Пур и Таз (в Тазовской губе) нет стационарных наблюдений. На устьевом взморье реки Енисея работает одна полярная станция Сопочная Карга. В табл. 2.6 приведены сроки взлома припая и очищения от льда по данным полярных станций.

Таблица 2.6

**Сроки вскрытия в 2009 г. устьевых взморий рек бассейна Карского моря
по данным стационарной сети**

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	19.06	25.06	-6
		Очищение от льда	24.06	1.07	-7
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	19.06	19.06	0
		Очищение от льда	25.06	24.06	+1

Для анализа ледовых условий на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря в 2009 г. в основном были использованы снимки со спутника TERRA. В табл. 2.7 приведены сроки очищения от льда на траверзах пунктов, расположенных на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря, полученные по снимкам ИСЗ.

Таким образом, взлом припая и очищение от льда устьевых взморий рек Оби, Таз и Енисея наблюдались в основном раньше средних многолетних сроков.

Таблица 2.7

**Сроки очищения от льда на траверзах пунктов, расположенных
на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря, полученные по снимкам ИСЗ**

Устьевое взморье	Знаковый траверз	Дата		
		2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	29.06	3.07	-4
	Каменный	6.07	12.07	-6
Тазовская губа	Находка	17.06	19.06	-2
Енисейский залив	Сопочная Карга	17.06	21.06	-4
	м. Шайтанский	23.06	25.06	-2
	о. Б. Корсаковский	27.06	29.06	-2
	о. Крестовский	29.06	3.07	-4

Таблица 2.8

Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь, Салехард	2.11	18.10	+14	30.10	21.10	+9	5.11	29.10	+7
Таз, Тазовское	21.10	10.10	+11	22.10	12.10	+10	22.10	14.10	+8
Енисей, Игарка	-	17.10	-	25.10	17.10	+8	26.10	23.10	+3
Енисей, Караул	27.10	12.10	+15	28.10	18.10	+10	28.10	24.10	+4

Таблица 2.9

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		Толщина льда	Толщина льда	Нарастание за месяц
Обь	Салехард	26	59	33
Таз	Тазовское	41	61	20
Енисей	Игарка	28	54	26
	Караул	27	56	29

Таблица 2.10

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	59	65	-6
Таз	Тазовское	61	81	-20
Енисей	Игарка	54	59	-5
	Караул	56	90	-34

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

На устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея в 2009 г. плавучий лед появился на 8–10 дней позже средних многолетних сроков. Продолжительность осеннего ледохода составила от 0 дней (Тазовское и Караул) до 6 дней (Салехард). На устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея ледостав наступил на 3–8 дней позже нормы.

В табл. 2.9 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за декабрь, а в табл. 2.10 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Обзор ледовых условий на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых

Процесс нарастания толщины льда наблюдался с января по апрель 2009 г. В табл. 2.11 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель.

Наибольшее нарастание толщины льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось в январе и феврале, а в апреле лед практически не нарастал. В табл. 2.12 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. за период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

На реках Хатанге и Оленек в конце апреля толщина льда была близка к норме с положительной тенденцией, а на реках Лене и Яне – несколько меньше средних многолетних значений. В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах различалась (от 13 см на реке Лене до 43 см в пункте Юбилейная на реке Яне).

В 2009 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились в конце мая – первой декаде июня. Весенний ледоход на устьевых участках рек начался практически в средние многолетние сроки.

Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оленек, Лене и Яне происходил с образованием заторов. Продолжительность стояния заторов различалась. На реке Оленек продолжительность заторов составила от 8 дней по наблюдениям по-

Таблица 2.11

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река, пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
	Толщина льда	Наращение за месяц						
Хатанга, Хатанга	132	31	156	24	162	6	162	0
Оленек, Тюмети	112	15	125	13	134	9	140	6
Оленек, Усть-Оленек	135	18	164	29	187	23	194	7
Лена, Кюсюр	114	18	137	23	150	13	156	6
Лена, Хабарово	167	53	209	42	221	12	222	1
Яна, Юбилейная	92	12	124	32	131	7	130	-1

Таблица 2.12

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	162	149	+13
Оленек	Тюмети	140	137	+3
	Усть-Оленек	194	192	+2
Лена	Кюсюр	156	178	-22
	Хабарово	222	226	-4
Яна	Юбилейная	130	153	-23

Таблица 2.13

Сроки вскрытия рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга	Хатанга	9.06	12.06	-3	17.06	17.06	0
Оленек	Тюмети	5.06	3.06	+2	11.06	13.06	-2
	Усть-Оленек	16.06	18.06	-2	22.06	21.06	+1
Лена	Кюсюр	2.06	3.06	-1	11.06	11.06	0
	Хабарово	10.06	8.06	+2	15.06	15.06	0
Яна	Юбилейная	30.05	31.05	-1	6.06	6.06	0

ста Тюмети до 2 дней по наблюдениям поста Усть-Оленек. На устьевом участке реки Лены наблюдатель поста Кюсюр отмечал заторы в течение 6 дней. На устьевом участке реки Яны заторы стояли в течение 4 дней.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых составила от 5 до 9 дней. Очищение от льда устьевых участков рек

произошло практически в средние многолетние сроки. В табл. 2.13 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек бассейна моря Лаптевых в 2009 г.

Продолжительность периода со льдом на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых в 2009 г. оказалась меньше средних многолетних значений на 3–9 дней.

В табл. 2.14 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2009 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.14

Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга, Хатанга	–	–	–	17.10	2.10	+15	20.10	4.10	+16
Оленек, Тюмети	26.09	27.09	–1	5.10	30.09	+5	18.10	10.10	+8
Оленек, Усть-Оленек	6.10	2.10	+4	4.10	30.09	+4	14.10	6.10	+8
Лена, Кюсюр	18.10	8.10	+10	14.10	8.10	+6	2.11	22.10	+11
Быковская протока р. Лены, Хабарово	20.10	8.10	+12	19.10	11.10	+8	29.10	16.10	+13
Яна, Юбилейная	6.10	28.09	+8	6.10	30.09	+6	10.10	6.10	+4

В устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых осенью 2009 г. устойчивое ледообразование наблюдалось позже средних многолетних сроков на 4–15 дней. Продолжительность осеннего ледохода составила от 3 дней на реке Хатанге до 10–19 дней на реке Лене. Становление льда произошло на 4–16 дней позже нормы на устьевых участках всех рассматриваемых рек бассейна моря Лаптевых.

Таким образом, в 2009 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось позднее замерзание. В соответствии с этим естественный навигацион-

Таблица 2.15

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		Толщина льда	Толщина льда	Нарастание за месяц	Толщина льда	Нарастание за месяц
Хатанга	Хатанга	16	56	40	102	46
Оленек	Тюмети	17	48	31	69	21
	Усть-Оленек	23	49	26	78	29
Лена	Кюсюр	–	53	53	82	29
Быковская протока р. Лены	Хабарово	–	76	76	118	42
Яна	Юбилейная	28	54	26	85	31

Таблица 2.16

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	102	92	+10
Оленек	Усть-Оленек	78	113	-35
Лена	Кюсюр	82	110	-28
Быковская протока р. Лены	Хабарово	118	141	-23
Яна	Юбилейная	85	92	-7

Примечание. Средние рассчитаны за период с момента начала наблюдений по 1975 г.

ный период на всех реках был больше среднего многолетнего (от 3–7 дней на реке Оленек до 15 дней на Хатанге).

В табл. 2.15 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании в ноябре и декабре 2009 г., а в табл. 2.16 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Толщина льда в конце декабря 2009 г. на устьевом участке реки Хатанги превышала на 10 см средние многолетние значения, а на устьевых участках рек Оленек, Лены и Яны была на 7–35 см меньше нормы.

**Обзор ледовых условий на устьевых участках рек бассейна
Восточно-Сибирского моря**

Процесс нарастания толщины льда наблюдался с января по апрель 2009 г. В табл. 2.17 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель 2009 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря. С марта 2009 г. со станции Индигирская информация поступать перестала.

В табл. 2.18 приведены значения толщины льда и их аномалии на конец апреля, т.е. на период, когда нарастание льда было близко к максимальному в 2009 г. Толщина льда в конце апреля 2009 г. на устьевых участках рек Индигирки и Колымы была меньше нормы.

Таблица 2.17

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река	Пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
		Толщина льда	Нарастание за месяц						
Индигирка	Чокурдах	121	23	148	27	160	12	163	3
Индигирка	Индигирская	114	27	137	23	–	–	–	–
Колыма	Колымское	–	–	–	–	105	–	117	12

Таблица 2.18

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	163	169	-6
Колыма	Колымское	117	140	-23

Таблица 2.19

Характеристика ледовых условий весной 2009 г.

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка	Чокурдах	8.06	7.06	+1	9.06	10.06	-1
Колыма	Колымское	1.06	30.05	+2	2.06	4.06	-2
	Черский	28.05	3.06	-6	4.06	9.06	-5

В конце мая на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря появились закраины. Весенний ледоход и очищение от льда на реке Индиگیرке (Чокурдах) наблюдались в средние сроки, а на Колыме – в средние сроки в Колымском и на 5–6 дней раньше нормы в Черском. Наибольшая продолжительность весеннего ледохода наблюдалась на устьевом участке реки Колымы в районе Черского (7 дней). На реке Индиگیرке в районе Чокурдах с 3 по 6 июня наблюдались заторы льда.

В табл. 2.19 приведены сроки начала ледохода и очищения от льда устьевых участков рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Продолжительность периода со льдом на реках Индиگیرке и Колыме была на 8–10 дней меньше среднеемноголетних значений.

В табл. 2.20 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2009 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.20

Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут	2009 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка, Чокурдах	8.10	3.10	+5	6.10	5.10	+1	9.10	8.10	+1
Колыма, Колымское	–	6.10	–	9.10	8.10	+1	17.10	12.10	+5
Колыма, Черский	29.09	6.10	-7	12.10	7.10	+5	12.10	10.10	+2

На устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы в 2009 г. плавучий лед появился в сроки, близкие к средним многолетним. Продолжительность осеннего ледохода на устьевых участках рек составила 1–8 дней. Ледостав наступил практически в средние многолетние сроки везде, за исключением пункта Колымское на реке Колыме, где он наблюдался на 5 дней позже нормы.

Естественный навигационный период на Индиگیرке был близок к норме, а на Колыме превышал на 3–9 дней средний многолетний.

В табл. 2.21 приведены данные о наблюдаемой толщине льда на устьевом участке реки Индиگیرки и о нарастании льда в ноябре и декабре 2009 г., а в табл. 2.22 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.21

Интенсивность нарастания толщины льда (см) от месяца к месяцу в 2009 г.

Река	Пункт	30 ноября		31 декабря	
		Толщина льда	Нарастание за месяц	Толщина льда	Нарастание за месяц
Индигирка	Чокурдах	48	48	69	21
Колыма	Колымское	54	54	84	30

Таблица 2.22

Толщина льда (см) на конец декабря 2009 г.

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	69	96	-27
Колыма	Колымское	84	86	-2

Толщина льда в конце декабря на устьевых участках рек Индигирки и Колымы оказалась на 2 – 27 см меньше средних многолетних значений.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ЕГО МОРЕЙ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОДНЫХ МАСС

3.1.1. Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана

В период МПГ в 2007/08 г. на акваториях Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) и его морей в соответствии с национальной программой участия России в МПГ 2007/08, подготовленной Росгидрометом, осуществлены многочисленные морские высокоширотные экспедиции, выполненные в рамках национальных исследовательских программ. Использование полученных в результате этих экспедиций данных, а также материалов, полученных в рамках научно-исследовательских программ иностранных государств, позволило существенным образом расширить наши представления о всем многообразии процессов, протекающих в морской среде СЛО. В частности, было достаточно подробно определено пространственное положение аномалий содержания тепла и соли в поверхностном арктическом и глубинном атлантическом слоях. Анализ данных наблюдений в период МПГ и более ранних данных позволил установить, что главной причиной появления аномалий в глубинном слое является интенсификация поступления более теплых атлантических вод (АВ) в Арктический бассейн через пролив Фрама в конце 1990-х и 2004–2005 гг. В 2009 г. в Норвежском море после ряда циклических изменений температура атлантических вод вновь стала повышаться. С учетом того, что причиной повышения температуры АВ в Арктике является, прежде всего, поступление теплых вод из Норвежского моря, есть все основания полагать, что в ближайшие годы температура воды в слое АВ в Арктике в целом будет увеличиваться. Одновременно с этим в поверхностном слое СЛО в период МПГ наблюдалось существенное усиление фронтальной зоны, характеризующейся уменьшением солености с запада на восток. Усиление фронта произошло вследствие формирования существенной положительной аномалии в Евразийском суббассейне, и, наоборот, в Амеразийском суббассейне сформировалась значительная отрицательная аномалия солености.

С точки зрения особенностей ледовых процессов и их влияния на особенности развития гидрологических процессов в поверхностном слое в 2009 г. можно отметить следующее.

В целом, несмотря на то что 2009 г. не установил новых рекордов по площади ледяного покрова, положительные аномалии приземной температуры воздуха (рис. 3.1) в течение всего года позволяют отнести его к числу наиболее теплых лет за весь период инструментальных наблюдений. Однако, несмотря на более ранние сроки начала таяния и продолжительный период существования положительных температур воздуха, наблюдаемая площадь ледяного покрова в период

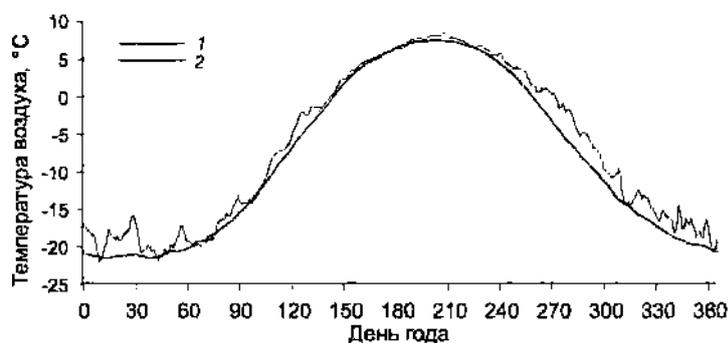


Рис. 3.1. График временного хода средней приземной температуры воздуха в Северной полярной области (на широтах выше 50° с.ш.) в 2009 г. (1) и осредненный за период 1948–2008 гг (2).

его наибольшего сокращения летом оказалась больше, чем в два предшествующих года. Это связано с тем, что хотя температурные аномалии и были положительными, однако их величина была существенно меньше, чем в том же 2007 г. Поэтому значительные участки морской акватории, представленные в 2009 г. однолетними льдами, не были полностью очищены летним прогревом и таянием (рис. 3.2 цвет. вклейки).

Таким образом, средняя годовая величина площади морских льдов в 2009 г. составила 11,18 млн кв. км, что на 0,97 млн кв. км, или на 8,0 % меньше среднего значения за период 1979–2000 гг. По сравнению со значениями среднегодовой площади за период с 1979 по 2008 г. аномалия составляет 0,29 млн кв. км, или 6,2 %.

Не слишком высокая степень аномальности 2009 г. в Арктике подтверждается также и анализом распределения поверхностной температуры, построенного по данным спутниковых наблюдений для августа 2007, 2008 и 2009 гг. Из рис. 3.3 на цвет. вклейке видно, что как абсолютные значения наблюдаемых положительных аномалий температуры воды, так и пространственная протяженность этих аномалий в 2009 г. оказались существенно меньше.

Несмотря на все перечисленные факты, очевидно, что состояние термохалинной структуры Арктического бассейна и арктических морей все еще находится в фазе климатических изменений, когда все элементы термохалинного состояния существенно отличаются от среднего уровня.

В 2009 г. объем поступившей океанографической информации о СЛЮ был значительно меньше, чем в 2007–2008 гг., что затрудняло выполнение анализа всех составляющих термохалинной структуры. Вместе с тем, данные наблюдений позволяют установить основные черты термохалинного состояния Арктического бассейна и ряда арктических морей и установить тенденции их изменений в различных естественных слоях океана (рис. 3.4 цвет. вклейки).

В течение 2009 г. в глубоководной части Арктического бассейна в автономном режиме работало 14 буев ИТР (Ice-Tethered Profiler), оснащенных профилографами, с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод. Большая часть ИТР-буев была задействована в канадском секторе АБ к востоку от хребта Ломоносова, тогда как в евразийском секторе профилирование выполнялось тремя ИТР-буями. Кроме непре-

рывной информации с профилографов, на базе дрейфующих российских станций «Северный полюс-36» (СП-36), «Северный полюс-37» (СП-37) выполнялись серии ежедневных измерений вертикальной термохалинной структуры. Для обзора термохалинной структуры также была задействована доступная информация морских экспедиционных исследований, выполненных в рамках программ российской высокоширотной экспедиции «Арктика», российско-американской программы АВЛАП/NAVOS и российско-германской программы «ЛАПЭКС/Transdrift».

3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2009 г. был осуществлен расчет основных статистических моментов (среднее, стандартное отклонение, минимальные и максимальные значения) распределения температуры и солёности. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных некоторых ИТР-буев по географическому признаку. Так, группа буев ИТР-11, ИТР-21 и ИТР-33 перемещалась в зоне действия канадского антициклонического круговорота; ИТР-24, ИТР-36 и ИТР-37 – в южной части бассейна Нансена и Амундсена; ИТР-23, ИТР-25 и ИТР-29, а также СП-36 – в центральной части Арктического бассейна и в районах, прилегающих к Гренландии. Подобный подход является удобным способом значительного сокращения информации для последующего анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры, которая в значительной степени обусловлена именно фактором географического положения.

Учет возможных сезонных вариаций состояния осуществлялся за счет разделения информации на два условных сезона: зимне-весенний (январь–июнь) и летний (август–сентябрь).

Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических моментов температуры и солёности, полученных для каждой из выделенных групп, с историческими аналогами, определяемыми на стандартных горизонтах за весь исторический период наблюдений в пределах полосы шириной 50 км в обе стороны от траектории дрейфа (рис. 3.4 цвет. вклейки).

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейна Поверхностный слой

В целом, в центральной части Евразийского бассейна наблюдаемые в течение последних нескольких лет положительные аномалии солёности в поверхностном слое сохранились. Так, в зимний период наблюдаемые аномалии по отношению к среднему климатическому значению достигали 0,8–1,2 ‰ (рис. 3.5). В летний период таяние морского льда приводит к частичному распреснению поверхностного слоя, что хорошо видно на графике, представленном на рис. 3.6: солёность к этому времени уменьшается на величину около 1,5 ‰ по отношению к зимнему периоду. И хотя положительный знак поверхностной аномалии в августе–сентябре сохраняется, абсолютное значение аномалии существенно меньше и не превышает 0,5 ‰ по сравнению со средними многолетними значениями по климату. С точки зрения термического режима как в зимний, так и в летний период температуры поверхностного слоя мало отличались от климатической нормы, варьируя в довольно узких пределах (см. рис. 3.5 и 3.6).

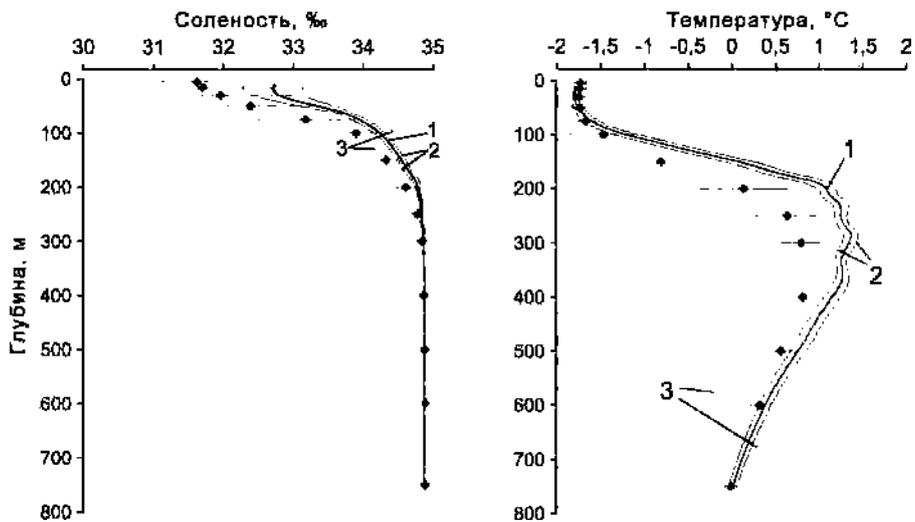


Рис. 3.5. Вертикальное распределение солёности и температуры в Евразийском суббассейне в январе–июне 2009 г.

1 – профиль средних значений, 2 – область стандартного отклонения, 3 – минимальные и максимальные значения.

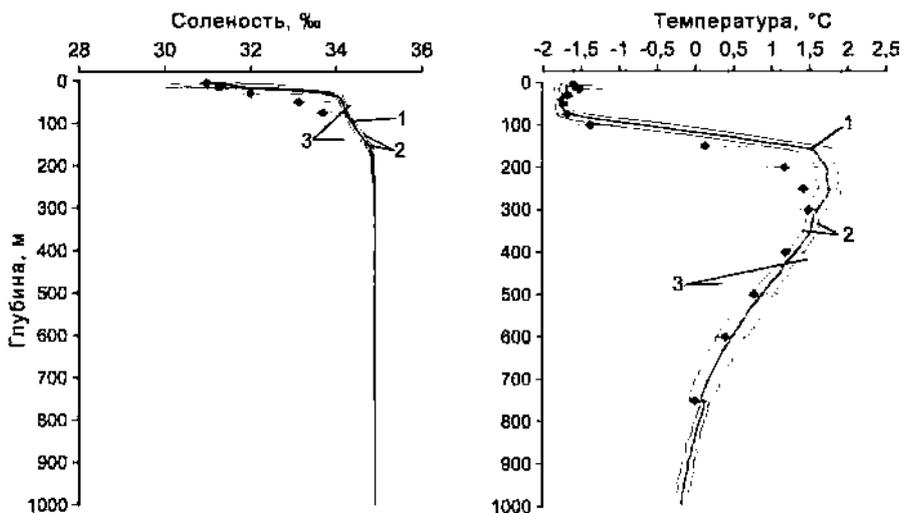


Рис. 3.6. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в Евразийском суббассейне в августе–сентябре 2009 г.

Условные обозначения см. рис. 3.5.

Атлантическая водная масса

В отличие от поверхностного слоя положительная аномалия температуры в глубинном слое атлантических вод продолжает фиксироваться в Евразийском бассейне и в 2009 г. Так, в ядре АВ, расположенном на глубинах от 180 до 270 м, наблюдались аномалии, достигающие $+0,6...+0,7$ °С в зимний период. В августе–сентябре значения аномалий уже меньше и не превышают $+0,5$ °С. Это, возможно, обусловле-

но более близким расположением района, выбранного для анализа, к струе АВ, которая уже вступила в фазу похолодания, тогда как район, используемый для анализа зимней структуры, расположен ближе к полюсу и захватывает ту часть АВ, которая проникла в СЛО ранее на пике теплого залива через пролив Фрама.

В целом, положительные аномалии температуры глубинного слоя АВ наблюдаются на глубинах, превышающих 80–90 м, и прослеживаются до глубины 700–800 м. Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0 °С, демонстрирует более мелководное положение по сравнению с климатическим уровнем. По результатам многочисленных измерений в разных частях суббассейна величина смещения верхней границы составила порядка 50 м в сторону поверхности. Подобная тенденция отмечается на протяжении последних нескольких лет и, вероятнее всего, связана с более теплым состоянием АВ и, следовательно, меньшей их плотностью. Можно также предположить, что другим фактором, способствующим уменьшению глубины верхней границы АВ, является ослабление основного галоклина: на графиках вертикального распределения отчетливо видно, что осолонение верхнего 150–250-метрового слоя привело к меньшему вертикальному градиенту солености и, следовательно, плотности.

Вертикальная структура вод Канадского суббассейна

Поверхностный слой

В противоположность Евразийскому сектору соленость поверхностного слоя Канадского суббассейна в 2009 г. характеризовалась сохранением отрицательных аномалий. Распределение в зоне действия антициклонического круговорота в море Бофорта составило 2,0–2,5 ‰ в зимний период (рис. 3.7). В течение последующего летнего периода наблюдалось существенное распреснение поверхностного слоя, составившее 2,0–3,0 ‰, за счет поступления талой пресной воды, и в частности вод речного стока. Тем не менее наблюдаемая зимой поверхностная аномалия летом практически не прослеживается (рис. 3.8).

Термический режим поверхностного слоя в канадском секторе не демонстрирует ярко выраженных аномальных особенностей как в зимний период, когда температура слабо отличается от температуры замерзания при имеющейся солености, так и в летний период. Это согласуется с данными пространственного распределения, представленными на рис. 3.3 цвет. вклейки, показывающими незначительные положительные аномалии только в сравнительно небольшой области Американо-Северного бассейна севернее Берингова пролива в районе Чукотского поднятия, тогда как траектории дрейфа буев ИТР, использованных для анализа вертикальной структуры, не затрагивали отмеченный район.

Атлантическая водная масса

Слой АВ в Канадском суббассейне, так же как и в Евразийском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры глубинных вод, наблюдаемые до горизонтов 600–800 м. При этом значения аномалий не имеют существенных внутригодовых различий и варьируют в пределах от +0,4 до +0,6 °С как в зимний, так и в летний сезон. Характерное для Евразийского бассейна аномальное смещение верхней границы ядра АВ в сторону поверхности в Канадском суббассейне выражено слабо или полностью отсутствует. Так, рис. 3.7 дает возможность оценить величину такого смещения, равную примерно 30 м для зимнего периода, в то время как в летний период (см. рис. 3.8) смещение не наблюдается.

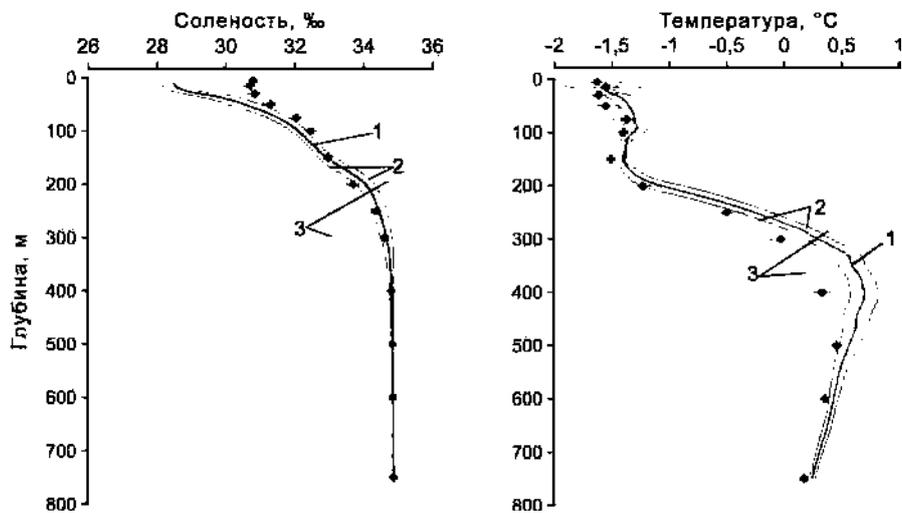


Рис. 3.7. Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в Канадском суббассейне в январе–июне 2009 г.
Условные обозначения см. рис. 3.5.

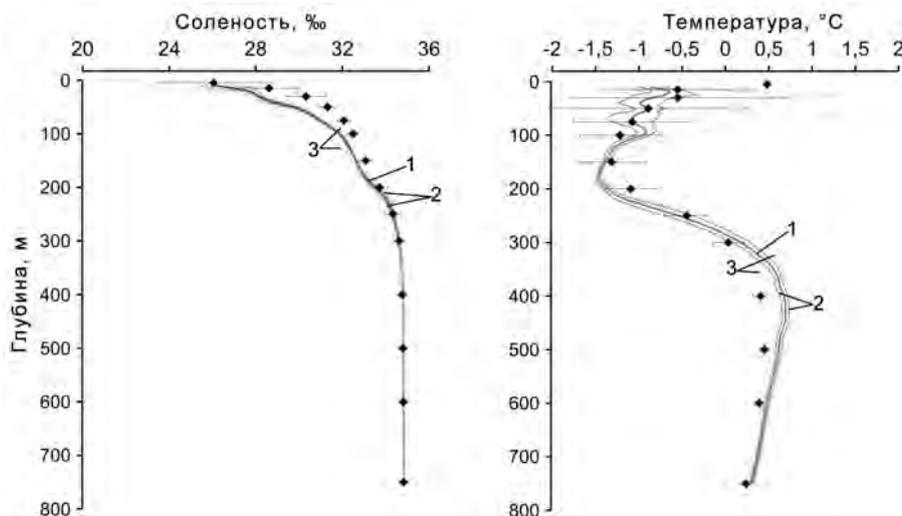


Рис. 3.8. Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в Канадском суббассейне в августе–сентябре 2009 г.
Условные обозначения см. рис. 3.5.

Тихоокеанские воды

Как уже отмечалось выше для Евразийского бассейна, положительные соленостные аномалии распространяются от поверхности на глубину до 150–250 м. В Канадском суббассейне наблюдается схожая картина вертикального распределения, но противоположная по знаку: до глубины 150–200 м имеет место выраженное распреснение. В пределах этого слоя можно выделить водную массу тихоокеанского

происхождения на глубинах от 30 до 100–130 м, характеризующуюся повышенными значениями температуры воды. Различия теплового состояния слоя тихоокеанских вод в течение зимнего и летнего сезонов, по всей видимости, объясняется существенным различием районов, данные из которых были использованы для построения рис. 3.7 и 3.8. Если в зимний период траектории дрейфа работающих буев были прижаты к восточной части круговорота, то в августе–сентябре мы имели возможность получить информацию только из самой южной области круговорота в непосредственной близости от побережья Аляски. Более близкое положение летних профилей к Берингову проливу обусловило более высокие значения температур тихоокеанских вод, варьировавших в диапазоне от $-1,0$ до $-0,5$ °С, что на $0,5-0,8$ °С выше, чем в восточной части круговорота Бофорта.

Вертикальная структура вод центральной Арктики

Поверхностный слой

Область, выделенная для поиска особенностей вертикальной термохалинной структуры в центральной части Арктического бассейна, по характеристикам аномалий в поверхностном слое в большей степени соответствует Амеразийскому суббассейну, для которого характерны отрицательные аномалии солёности. Профили, изображенные на рис. 3.9 и 3.10, показывают, что как в зимний, так и в летний период величина распреснения составила порядка $1,0-1,5$ ‰. При этом в данном районе отсутствуют наблюдаемые на периферии СЛО сезонные изменения поверхностной солёности, что связано с отсутствием значимых источников пресной воды (таяние льда в теплый период и поступление вод речного стока). Вследствие того что центральная часть СЛО характеризуется круглогодичным присутствием ледяного покрова, в поверхностном слое отсутствуют сезонные вариации температуры, а ее значения близки к температуре замерзания в течение всего года.

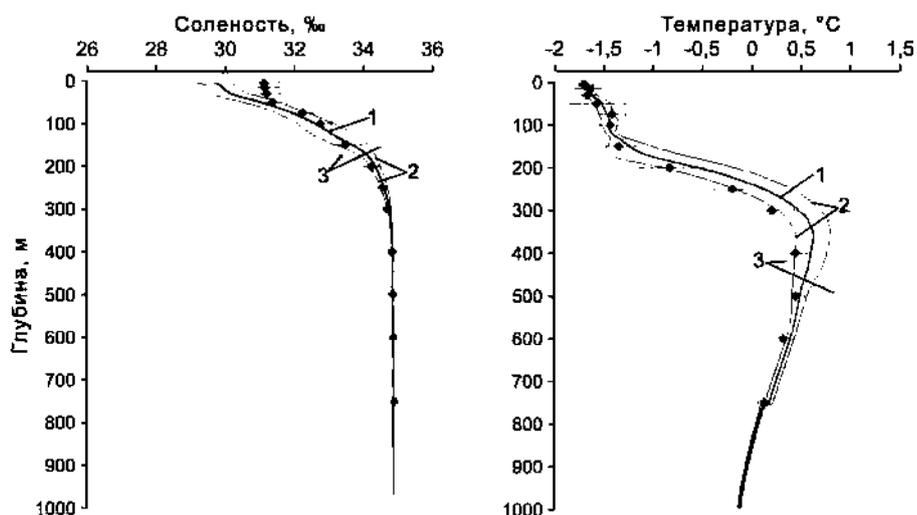


Рис. 3.9. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в центральной части СЛО в январе–июне 2009 г.
Условные обозначения см. рис. 3.5.

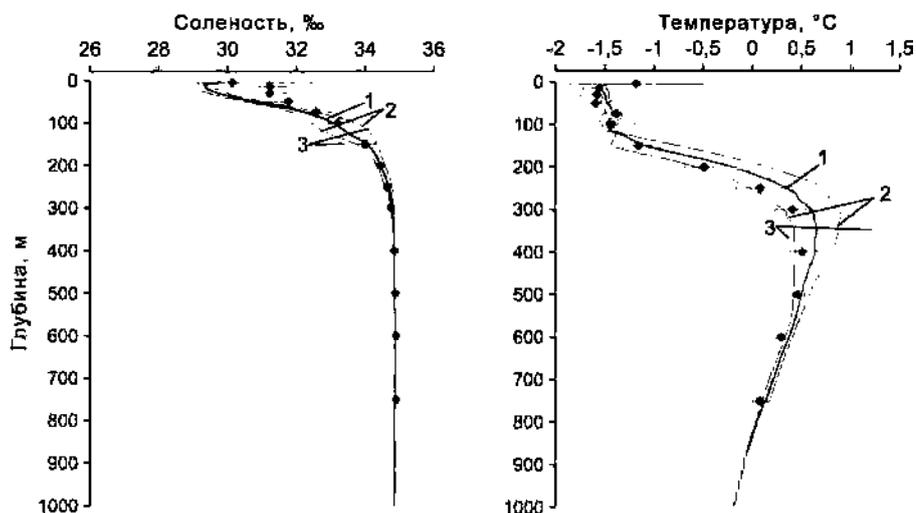


Рис. 3.10. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в центральной части СЛО в августе–сентябре 2009 г. Условные обозначения см. рис. 3.5.

Атлантическая водная масса

Аномалии теплосодержания в слое АВ, наблюдаемые в течение последних лет на всей акватории Арктического бассейна, в центральной области СЛО имеют минимальные значения. По результатам натурных наблюдений в течение 2009 г. было установлено, что аномалии температуры в ядре АВ составляют 0,2–0,4 °С при значениях максимальных температур от 1,2 до 1,4 °С (рис. 3.10).

Величина смещения верхней границы атлантических вод к поверхности также значительно меньше, чем в периферийных районах СЛО, и составляет в среднем не более 20–30 м.

Тихоокеанские воды

Фактически воды тихоокеанского происхождения наблюдаются в центральной части СЛО только в виде слабо заметного подповерхностного максимума температуры. Как уже отмечалось выше для Евразийского бассейна, положительные аномалии солёности распространяются от поверхности на глубину до 150–250 м.

3.1.3. Трансформация атлантических вод по результатам наблюдений на серии океанографических разрезов поперек материкового склона в Арктическом бассейне

В августе–сентябре 2009 г. вдоль границы континентального склона Евразийского суббассейна российско-американской экспедицией АВЛАП/NAVOS было успешно выполнено шесть океанографических разрезов поперек континентального склона, которые позволили установить некоторые особенности изменения теплового состояния в слое глубинных атлантических вод по мере их распространения от Северной Земли в направлении хребта Ломоносова. Разрез *A* пересекает континентальный склон к северо-востоку от Шпицбергена, разрез *B* расположен к северу от Земли Франца-Иосифа, разрез *D* пересекает восточную часть континентального склона моря Лаптевых к северу от Новосибирских островов, разрез *E* проходит от

окраины континентально склона моря Лаптевых до глубоководной части СЛО, разрез *F* пересекает северо-западную часть континентального склона моря Лаптевых на траверзе Северной Земли и разрез *G* пересекает континентальный склон к северу от мыса Арктический (рис. 3.11 цвет. вклейки).

Пространственные изменения температуры и солёности воды вдоль последовательно расположенных разрезов *A, B, G, F, E* и *D* представлены на рис. 3.12 и 3.13 цвет. вклейки.

Наиболее высокие температуры АВ наблюдаются на разрезе *A*, расположенном наиболее близко к проливу Фрама, где происходит основной заток поверхностных теплых вод из Северной Атлантики и их последующее погружение. В районе к северу от Баренцева моря ядро атлантических вод с температурой до 3,7 °С было обнаружено на глубине 88 м. В результате потери тепла на боковой и верхней границах слой АВ становится более плотным, что приводит к его постепенному заглублению и понижению температуры. Так, к северу от Земли Франца-Иосифа (разрез *B*, 450 км к востоку от Шпицбергена) ядро АВ располагается на глубине 221 м с максимальной температурой 2,49 °С. Вблизи мыса Арктический (разрезы *G* и *F*) ядро АВ находилось на глубинах 219 и 242 м с максимальными температурами, достигающими 2,32 и 2,00 °С соответственно. По мере продвижения на восток происходит дальнейшее уменьшение максимальных температур, хотя скорость уменьшения становится менее значительной. Температура 1,93 °С наблюдается в центральной части моря Лаптевых на глубине 252 м, а к северу от Новосибирских островов максимальная температура 1,78 °С была зарегистрирована на глубине 255 м.

При продвижении от разреза *A* до *G* атлантические воды также постепенно распресняются за счет процессов перемешивания и обмена с менее солёными окружающими водами. Абсолютное уменьшение солёности в ядре АВ между разрезами *A* и *D* составило 0,08 ‰: от 35,00 до 34,92 ‰ (рис. 3.13 цвет. вклейки). При этом на всех станциях, где проводились измерения, наблюдался промежуточный максимум солёности на глубинах на 150 м глубже температурного максимума, что типично для вертикальной термохалинной структуры СЛО.

Толщина слоя АВ с границами, положение которых определяется изотермой 0 °С, остается практически постоянной от севера Баренцева моря до центральной части моря Лаптевых и составляет порядка 700–800 м (рис. 3.12 цвет. вклейки), а нижняя граница АВ располагается на глубинах 800–900 м. При этом в северо-восточной части моря Лаптевых толщина АВ больше, и нулевой изотермы там не достигает даже самый глубокий профиль разреза *D*.

Таблица 3.1

Изменение максимальной температуры ядра АВ (°С) на отдельных кросс-континентальных разрезах в северной части моря Лаптевых в период 2002–2009 гг.

Разрез	Год							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
<i>F</i>	–	–	–	2,04	2,52	–	2,41*	2,00
<i>E</i>	1,2	1,33**	1,78	1,79	1,96	2,10	2,25	1,93
<i>D</i>	–	1,10	1,42	1,51	1,99	1,86	1,61	1,78

* Данные НЭС «Академик Федоров».

** Центральная часть ядра АВ на разрезе не достигнута.

Высокая сезонная изменчивость температуры ядра АВ затрудняет интерпретацию эпизодических измерений на разрезе А. Тем не менее наблюдаемый максимум температуры в августе 2009 г. ($3,70\text{ }^{\circ}\text{C}$) на $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в конце октября 2008 г. ($4,90\text{ }^{\circ}\text{C}$). Как следует из табл. 3.1, АВ в море Лаптевых в 2009 г. менее теплая, чем годом ранее. Данный факт хорошо согласуется с концепцией, согласно которой теплая фаза импульса залива АВ находится в стадии завершения и слой АВ в восточной части бассейна Нансена вступил в стадию похолодания. Выявленное потепление на крайнем восточном разрезе, по всей видимости, является последним «отголоском» теплой фазы в евразийской Арктике (разрез *E*).

3.1.4. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей

Пространственная структура сформировавшихся аномалий в поверхностном слое наиболее ярко проявляется на картах распределения температуры и солености в августе–сентябре 2009 г. Для анализа структуры термохалинных аномалий в Арктическом бассейне и арктических морях были построены карты пространственного распределения температуры и солености и вычислены климатические аномалии температуры и солености по отношению к средним полям для летнего сезона 1950–1989 гг. При этом основное внимание при анализе уделялось поверхностному 10-метровому слою как характеризующемуся наибольшими значениями аномалий по сравнению с более глубоководными (рис. 3.14 цвет. вклейки). Следует отметить, что в предшествующий холодный период, условно принятый как промежуток с января по июнь, пространственная структура аномалий поверхностной солености была идентична летней. Температура поверхностного слоя в зимний период варьирует в очень незначительных пределах и определяется температурой замерзания при наблюдающейся солености. Поэтому подробный анализ ее пространственной структуры не выполнялся.

В 2009 г. в Арктическом бассейне в поверхностном слое отмечались положительные аномалии солености в части Евразийского бассейна, примыкающей к материковому склону Евразии. Соленость в поверхностном слое была больше климатической на величину до $1\text{--}2\text{ }‰$, в мелководных районах моря Лаптевых аномалия доходила до $3\text{--}4\text{ }‰$ (рис. 3.14 цвет. вклейки).

Превышение значений солености над климатическими было обусловлено особенностями циркуляции вод, влиянием более соленых вод атлантического происхождения, но в основном предысторией гидрологических процессов. Так, в 2008 г. в Американо-Канадском суббассейне в поверхностном слое наблюдалось сохранение отрицательных аномалий солености, которые сформировались летом 2007 г.

Распределение солености поверхностного слоя в Канадском суббассейне в летний период 2009 г. характеризовалось сохранением отрицательной аномалии солености до глубин $50\text{--}200\text{ м}$. В то же время в северных районах морей Баренцева и Карского, а также на большей части Канадского суббассейна наблюдались отрицательные аномалии солености поверхностного слоя. В ряде случаев наблюдаемые аномалии достигали $4\text{--}5\text{ }‰$ по сравнению с климатическими значениями.

В целом в поверхностной фронтальной зоне отмечались большие крупномасштабные горизонтальные контрасты солености, но значения градиентов солености были меньше, чем в 2007–2008 гг. Карты пространственного распределения аномалий соответствуют данным, полученным из вертикальных профилей распределения температу-

ры и солёности, которые также показали наличие изменений знаков аномалии солёности поверхностного слоя при переходе из Евразийского суббассейна в Канадский.

Сравнительный анализ пространственного распределения температуры атлантических вод в зимний период 2009 г. с климатическими значениями показал, что в Евразийском суббассейне в котловине Амундсена температура воды на горизонте 300 м менялась от 1,16 до 1,42 °С, в то время как ее климатическое значение для этого района составляет 0,62 °С. В ядре атлантических вод, расположенном на глубинах от 250 до 320 м, наблюдались аномалии, достигающие +0,7...+0,8 °С и превышающие средние климатические значения больше, чем на одно стандартное отклонение, которое достигает в этом районе 0,4–0,5 °С. Прослеживалась тенденция к более высокому положению слоя АВ; по результатам измерений в рассматриваемом районе суббассейна величина смещения верхней границы составила 50–60 м. Слой атлантических вод в Канадском суббассейне, так же как и в Европейском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры АВ величиной порядка 0,2 °С. Подъем верхней границы АВ здесь составлял 30–50 м. Таким образом, в зимний период 2009 г. температура воды на горизонте 300 м в Арктическом бассейне была выше климатической по всей акватории СЛО.

Как и в предшествующий двухлетний период, воды атлантического происхождения в Евразийском бассейне демонстрируют значительную положительную аномалию температуры относительно климатических значений. Летом 2009 г. температура воды в ядре атлантических вод превышала климатические значения на 0,6–0,8 °С. По результатам измерений в Евразийском суббассейне величина смещения верхней границы АВ составила 50–150 м в сторону поверхности. В Амеразийском суббассейне наблюдались устойчивые положительные аномалии температуры глубинных вод, достигающие 0,3–0,5 °С (рис. 3.15 цвет. вклейки).

3.1.5. Пресноводные аномалии в Северном Ледовитом океане

На основании данных ежедневных зондирований, выполненных в период с января по май 2009 г. на дрейфующей станции СП-36 и автоматических буях ИТР-24, ИТР-26 и ИТР-27, был проведен анализ пространственно-временной изменчивости солёности вод поверхностной структурной зоны. Траектории движения дрейфующих станций и дрейфующих автоматических буев ИТР-24–ИТР-29 представлены на рис. 3.16 цвет. вклейки. По данным вышеуказанных зондирований были сформированы временные ряды поверхностной солёности. Анализ этих временных рядов выявил наличие во всех рядах периодов, когда отмечалось резкое падение солёности. На рис. 3.16 цвет. вклейки также представлены пространственно-временные ряды изменения солёности поверхностных вод на горизонте 2 м по данным дрейфующей станции СП-36 (а), на горизонте 7,9 м по данным ИТР-24 (б), на горизонте 11,9 м по данным ИТР-26 (в), на горизонте 11,9 м по данным ИТР-27 (г).

Как видно из табл. 3.2, величина распреснения составила от 0,24 до 2,62 ‰. Сравнение локальных аномалий солёности, выявленных в период наблюдений на дрейфующей станции СП-33, с аномалиями, полученными по данным наблюдений на СП-36 и автоматических буях ИТР-24, ИТР-26 и ИТР-27 в 2008/09 г., свидетельствует о том, что в холодный сезон 2008/09 г. пресноводные аномалии отмечались значительно чаще. Кроме того, можно отметить значительные изменения фоновой солёности. По данным наблюдений, выполненных в декабре 2004 г. на СП-33, фоновая

Таблица 3.2

**Данные об аномалиях солености поверхностных вод СЛО S (%),
выявленных в холодные сезоны 2004–2009 гг.**

Источник	Дата наблюдения аномалий			Продолжительность, сут	Горизонт, м	S фон	S ядро аномалии	ΔS	Размер, км
	Начало	Ядро	Конец						
СП-33	01.12.04	16.12.04	26.12.04	26	2	31,04–31,15	30,12	0,92–1,03	50
	25.01.05	02.02.05	26.02.05	33	2	31,16–31,48	30,68	0,48–0,8	70
СП-36	25.11.08	11.12.08	24.12.08	34	2	29,50–30,08	29,07	0,43–1,10	50
	24.12.08	11.01.09	03.02.09	43	2	29,50–29,73	28,83	0,67–0,90	50
	03.02.09	01.03.09	11.03.09	37	2	29,69–29,73	29,25	1,43–1,48	60
	07.04.09	13.04.09	27.04.09	20	2	30,31–30,51	30,00	0,35–0,51	60
	09.05.09	17.05.09	24.05.09	15	2	30,23–30,47	30,01	0,22–0,46	–
	07.11.08	27.11.08	24.12.08	47	7,9	33,28–33,30	32,41	0,89	130 (30–50)
Буй ГТР-24	03.01.09	16.01.09	13.02.09	40	7,9	33,19–32,78	32,09	1,10–0,69	50
	07.03.09	28.03.09	22.04.09	46	7,9	32,84–33,59	31,94	0,90–1,65	60
	22.04.09	28.04.09	09.05.09	17	7,9	33,59–33,56	32,57	1,20–1,08	–
	09.05.09	31.05.09	–	–	7,9	33,65	32,70	0,95	–
	03.11.08	21.11.08	21.12.08	48	11,9	32,35–32,43	31,29	1,06–1,14	50
Буй ГТР-26	25.12.08	19.02.09	–	–	11,9	32,40	29,78	2,62	–
	27.11.08	01.12.08	04.12.08	7	11,9	29,76	29,32	0,44	50
Буй ГТР-27	09.12.08	21.12.08	28.12.08	19	11,9	29,65–29,80	29,02	0,63–0,78	–
	28.12.08	04.01.09	08.01.09	11	11,9	29,8–29,91	29,27	0,53–0,64	–
	09.01.09	13.01.09	16.01.09	7	11,9	29,84–29,90	29,44	0,40–0,46	–

соленость составила 31,04–31,15 ‰, а по данным профилографа, полученным почти в этих же координатах в первой половине января 2009 г., фоновая соленость составила 29,84–29,9 ‰, т.е. распределение поверхностных вод в приплюсном районе составило 1,14–1,31 ‰. Данный феномен, несомненно, требует своего объяснения.

В табл. 3.2 приведено время существования выделенных аномалий солености и их пространственные размеры. Время существования аномалии изменяется в пределах от 7 до 48 сут., а их размеры варьируют в пределах от 30 до 70 км. Таким образом, наблюдаемые аномалии солености можно отнести к мезомасштабным термохалинным неоднородностям. В поле температур каждой аномалии распределения соответствует область более теплых вод. Разность между значениями температур на фоновых станциях и в области аномалии достигает 0,4–0,6 °С. В вертикальной плоскости аномалии локализованы в пределах верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Его толщина в 2009 г. в районе исследований изменялась в пределах от 30 до 45 м. Как видно из рис. 3.17, в пространстве аномалия имеет вид изолированной подповерхностной линзы более теплых и пресных вод.

3.1.6. Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующей станции «Северный полюс-36»

За период с 1 января по 22 августа на дрейфующей станции СП-36 с помощью зонда-профилографа SBE 19plus выполнено 234 гидрологические станции. За период с 5 октября по 31 января на дрейфующей станции СП-37 с помощью зонда-профилографа SBE 19plus выполнено 85 гидрологических станций. Положение станций по ходу дрейфа СП-36 и СП-37, как и положения станций других экспедиций и буев ИТР, представлены на рис. 3.18 цвет. вклейки.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за январь.

Средняя толщина верхнего перемешанного слоя составила 37 м, средняя его температура была равна –1,60 °С, максимальная –1,58 °С, минимальная –1,62 °С. Средняя соленость 29,34 ‰, максимальная 29,53 ‰, минимальная 29,07 ‰. В юго-западной части траектории дрейфа (гидрологические станции 92–94, 96) вновь отмечено «всплытие» пикноклина за счет образования переходной области между верхним квазиоднородным слоем (ВКС) и пикноклином. Данная область имеет градиенты плотности выше, чем в ВКС, и ниже, чем в пикноклине. Незначительный градиент плотности в ВКС отмечен на юго-западе и северо-востоке траектории дрейфа на гидрологических станциях 96, 98, 100 и 113–116 соответственно. Имела место тенденция незначительного повышения температуры воды в ВКС на центральном участке траектории дрейфа (станции 99–102, 104–106, 119–122). Толщина описываемого слоя увеличивалась на северо-востоке траектории дрейфа.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 116 м, средняя толщина – 77 м. Толщина пикноклина менялась от 70 до 87 м. Глубина залегания нижней границы менялась от 110 до 121 м. Толщина пикноклина относительно устойчива. Средняя температура пикноклина составила –1,48 °С, максимальная температура –1,47 °С, минимальная –1,50 °С. Средняя соленость составила 31,95 ‰, максимальная соленость – 33,89 ‰. Пикноклин состоял из одного слоя. Для большинства гидрологических станций (севернее 86° 40' с.ш.) характерно уменьшение числа температурных инверсий до двух.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 204 м, ее глубина менялась от 198 до 214 м. Наиболее близко к поверхности атлантические воды залегали между станциями 92–99, на юго-западном участке траектории дрейфа. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 644 м и менялась от 628

до 668 м. Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 849 м, ее глубина менялась от 834 до 872 м.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0,44 °С, меняясь от 0,43 до 0,46 °С (наименьшая на северо-западе траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод (0,91 °С) отмечена на станциях, выполненных 1, 2, 4 января (юго-запад траектории дрейфа). Область наибольших температур данных вод расположена на юго-западном участке дрейфа, наименьших температур – на северо-восточном участке дрейфа. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 348 до 424 м, в среднем 397 м. Средняя соленость в слое атлантических вод составила 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰, будучи устойчивой. Минимальная соленость в среднем была 34,54 ‰, изменяясь от 34,53 до 34,56 ‰.

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 362 м, меняя свое положение от глубины 348 м до глубины 386 м. Температура ядра атлантических вод в среднем составила 0,85 °С, меняясь от 0,84 до 0,89 °С. Соленость ядра атлантических вод в среднем составила 34,82 ‰, будучи устойчивой. В верхней части атлантических вод (до 265–281 м) и под ними вновь отмечено увеличение переслоенности в поле плотности морской воды, более интенсивное в верхней части атлантических вод.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составила от –0,4 до –0,41 °С на глубинах 1795–1918 м с последующим незначительным повышением температуры воды ко дну от –0,37 до –0,33 °С. Положение данной области пониженной температуры ниже на юго-западе исследуемого района.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за февраль.

Средняя толщина верхнего перемешанного слоя составила 32 м, средняя его температура была равна –1,58 °С, максимальная –1,57 °С, минимальная –1,61 °С. Средняя соленость 29,99 ‰, максимальная 29,42 ‰, минимальная 28,82 ‰. В южной и северной частях траектории дрейфа (гидрологические станции 127–128, 130–131, 137–138, 148, 150) вновь отмечено «всплытие» пикноклина за счет образования переходной области между верхним квазоднородным слоем (ВКС) и пикноклином. Незначительный градиент плотности в ВКС отмечен на юго-западе траектории дрейфа на гидрологических станциях 134, 143. Имела место тенденция незначительного повышения температуры воды в ВКС на южном участке траектории дрейфа (станции 129, 131) и понижения на северном участке (станции 149, 150). Общей тенденции изменения толщины не отмечено, толщина ВКС наименьшая обычно в указанных случаях «всплытия» пикноклина.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 116 м, средняя толщина – 81 м. Толщина пикноклина менялась от 76 до 90 м, глубина залегания нижней границы от 109 до 122 м. Толщина пикноклина относительно устойчива. Средняя температура пикноклина составила –1,47 °С, максимальная температура –1,46 °С, минимальная –1,53 °С. Средняя соленость составила 31,83 ‰, максимальная соленость – 33,9 ‰. Пикноклин состоял из одного слоя. Для большинства гидрологических станций, кроме станций 133, 134 (большее количество более мелких по размерам) характерно наличие двух температурных инверсий.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 204 м, ее глубина менялась от 199 до 210 м. Наиболее близко к поверхности атлантические

воды залежали на юго-западе траектории дрейфа между станциями 142, 135–139, 129. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 646 м и менялась от 626 до 691 м. Наибольшие значения данного параметра отмечены на юго-западе траектории дрейфа (станции 135–138, 140). Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залежала на глубине 850 м, ее глубина менялась от 827 до 892 м.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0,43 °С, меняясь от 0,42 до 0,44 °С (наименьшая на юге траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод (0,86 °С) отмечена на станциях 147 и 150, выполненных 25 и 28 февраля (север траектории дрейфа), в среднем значения данной температуры 0,84 °С. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 347 до 415 м, в среднем 385 м. Средняя соленость в слое атлантических вод составила 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰, будучи устойчивой. Минимальная соленость в среднем была 34,54 ‰, наибольшее значение составило 34,56 ‰ (станция 131).

Ядро атлантических вод залежало в среднем на глубине 356 м, меняя свое положение от глубины 347 м до глубины 369 м. Температура ядра атлантических вод в среднем составила 0,84 °С, меняясь от 0,83 до 0,85 °С. Соленость ядра атлантических вод в среднем составила 34,82 ‰, будучи устойчивой.

В верхней части атлантических вод (до 268–280 м) и под ними вновь отмечено увеличение переслоенности в поле плотности морской воды, более интенсивное в верхней части атлантических вод.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составляла от –0,4 до –0,41 °С на глубинах 1842–1910 м с последующим незначительным увеличением температуры воды ко дну от –0,36 до –0,34 °С. Положение данной области пониженной температуры ниже на юге исследуемого района.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за март.

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 33 м, средняя его температура была равна –1,61 °С, максимальная –1,60 °С, минимальная –1,63 °С. Средняя соленость 29,39 ‰, максимальная 29,73 ‰, минимальная 28,24 ‰. Температура ВКС восточнее 132° западной долготы повышается от –1,62 до –1,60 °С.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 116 м, средняя толщина – 81 м. Толщина пикноклина менялась от 69 до 86 м, глубина залегания нижней границы – от 106 до 125 м. Толщина пикноклина относительно устойчива. Средняя температура пикноклина составила –1,48 °С, максимальная температура –1,45 °С, минимальная –1,51 °С. Средняя соленость составила 32,02 ‰, максимальная соленость – 33,94 ‰. Пикноклин состоял из одного слоя. Для всех гидрологических станций характерно наличие двух температурных инверсий. Верхняя граница пикноклина расположена выше в восточной части траектории дрейфа, и восточнее указанной долготы глубина ее нигде не превышает 40 м. Восточнее 130° з.д. толщина пикноклина везде более 80 м.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залежала на глубине 201 м, ее глубина менялась от 198 до 204 м. Толщина слоя атлантических вод больше в центральной части траектории дрейфа (гидрологические станции 160–172, кроме 163, 166–168). Наименьшая толщина данного слоя в северо-западной части траектории дрейфа. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 646 м и менялась от

626 до 691 м. Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 837 м, ее глубина менялась от 818 до 854 м.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0,44 °С, меняясь от 0,42 до 0,46 °С (наименьшая на востоке траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод (0,88 °С) отмечена на станциях 154–156, выполненных с 4 по 6 марта (северо-запад траектории дрейфа), в среднем значения данной температуры 0,85 °С. Более низкая температура атлантических вод отмечена в центральной части траектории дрейфа. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 344 до 410 м, в среднем 392 м. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в южной и северо-западных частях траектории дрейфа. Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составляла 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰. Минимальная соленость в среднем была 34,54 ‰, наибольшее значение составило 34,56 ‰ (станция 171, 180).

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 352 м, меняя свое положение от глубины 336 м до глубины 368 м. Температура ядра атлантических вод в среднем составила 0,84 °С, меняясь от 0,82 до 0,86 °С. Соленость ядра атлантических вод устойчиво составляла 34,82 ‰.

В верхней части атлантических вод (до 262–280 м) и под ними вновь отмечено увеличение переслоенности в поле плотности морской воды, более интенсивное в верхней части атлантических вод.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составляла от –0,40 до –0,41 °С на глубинах 1801–1891 м с последующим незначительным увеличением температуры воды ко дну от –0,36 до –0,33 °С. Положение данной области пониженной температуры ниже на юге исследуемого района.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за апрель.

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 38 м, его средняя температура была равна –1,63 °С, максимальная –1,60 °С, минимальная –1,65 °С. Средняя соленость 29,81 ‰, максимальная 30,26 ‰, минимальная 29,32 ‰. Температура данного слоя устойчиво понижалась по мере продвижения станции на восток. Для западной половины траектории дрейфа в районе 87°50′ с.ш. и 117° з.д. (4–6 апреля) и на участке дрейфа между 112 и 97° з.д. и 87°53′ и 88°03′ с.ш. (14–20 апреля) характерны неоднородности в структуре ВКС. При этом толщина ВКС была минимальной, под данным слоем наблюдался переходной слой с градиентами плотности менее, чем в пикноклине. Данной ситуации предшествовало возникновение вертикального градиента плотности в ВКС 1 апреля и 8–13 апреля соответственно. Для восточной половины траектории дрейфа (отрог Марвин и предгорье хребта Ломоносова, постепенное уменьшение глубины) характерен хорошо перемешанный и однородный по характеристикам ВКС.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 114 м, средняя толщина – 71 м. Толщина пикноклина менялась от 58 до 97 м, глубина залегания нижней границы – от 106 до 119 м. Средняя температура пикноклина составила –1,51 °С, максимальная температура в среднем составила –1,42 °С, находясь в пределах от –1,33 до –1,49 °С; минимальная температура в среднем была –1,55 °С (от –1,54 до –1,58 °С). Температура вод пикноклина постепенно понижалась по мере

продвижения на восток. Средняя соленость составила 32,26 ‰, максимальная соленость – 33,95 ‰ (от 33,84 до 34,05 ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях состоял из одного слоя. Для всех гидрологических станций характерно наличие двух температурных инверсий. Верхняя граница пикноклина понижалась при движении на восток, нижняя граница была примерно постоянной, при этом толщина пикноклина постепенно уменьшалась.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 196 м, ее глубина незначительно менялась – от 192 до 199 м. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 628 м, находясь в пределах 579 – 667 м. Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении его нижней границы, глубина которой, в среднем равная 824 м, менялась от 778 до 862 м. Изменения положения данной границы, видимо, были обусловлены значительным изменением глубины морского дна по траектории дрейфа и смещением станции на восток-северо-восток от области распространения атлантических вод. На начальном участке дрейфа (1–3 апреля) отмечалось понижение нижней границы атлантических вод, затем имела место обратная тенденция с минимальными значениями толщины данного слоя 8–9 апреля, после чего нижняя граница атлантических вод вновь понижалась до наиболее низкого положения 18 апреля, затем повышалась по своему положению к 22 апреля и понижалась к концу месяца.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0,43 °С, меняясь от 0,39 до 0,45 °С (наименьшая на востоке траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод (0,88 °С) отмечена на станциях 189–191, выполненных с 8 по 10 апреля, и станциях 194–196, выполненных 13–15 апреля (запад траектории дрейфа); в среднем значения температуры составили 0,85 °С. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 288 до 410 м, в среднем 362 м. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в восточной части траектории дрейфа, где их положение совпадает с положением ядра данных вод. Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составляла 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰, повысившись до 34,87 ‰ на последних трех гидрологических станциях отчетного месяца. Минимальная соленость данных вод в среднем была 34,54 ‰, наибольшее значение составило 34,56 ‰, наименьшее – 34,52 ‰.

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 332 м, меняя свое положение от глубины 288 м до глубины 376 м. Температура ядра атлантических вод в среднем составила 0,84 °С, меняясь от 0,80 до 0,86 °С. Соленость вод ядра атлантических вод устойчиво составляла 34,82 ‰.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составляла от –0,40 до –0,41 °С на глубинах 1791–1917 м с последующим незначительным увеличением температуры воды ко дну от –0,39 до –0,32 °С.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и характеристиках структурных зон толщи вод за май.

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 43 м, его средняя температура была равна –1,65 °С, максимальная –1,63 °С, минимальная –1,66 °С. Средняя соленость 30,32 ‰, максимальная 30,51 ‰, минимальная 29,99 ‰. Температура данного слоя повышалась в период продвижения станции на запад 6–14 мая (станции 217–225), понижаясь затем при продвижении на восток и

вновь повышаясь только восточнее долготы $88^{\circ}10'$ з.д. Толщина ВКС более существенно изменялась в первую половину месяца, после станции 228 (16 мая), при выходе на хребет Ломоносова. Толщина ВКС колебалась около 44-метрового значения, ВКС был более однороден, нежели ранее. Уменьшение толщины данного слоя до минимальных значений происходило обычно при резком убывании скорости ветра и дрейфа. В случае станции 222 (11 мая) отмечено наличие двух тонких слоев с более высокими градиентами плотности по сравнению со средними в ВКС, разделяющих более однородные слои. Ранее в период дрейфа и на станциях 215, 216, 228, 230, 241, выполненных в течение мая, фиксировался одиночный переходный слой.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 114 м, средняя толщина – 67 м. Толщина пикноклина менялась от 60 до 74 м, глубина залегания нижней границы – от 111 до 117 м. Средняя температура пикноклина составила $-1,57^{\circ}\text{C}$; максимальная температура в среднем составила $-1,50^{\circ}\text{C}$, находясь в пределах от $-1,44$ до $-1,53^{\circ}\text{C}$; минимальная температура в среднем была $-1,59^{\circ}\text{C}$, изменяясь от $-1,55$ до $-1,66^{\circ}\text{C}$. Температура вод пикноклина понижалась на северо-восточном участке траектории дрейфа, при выходе на минимальные глубины. Средняя соленость составила 32,56 ‰, максимальная соленость – 34,01 ‰ (от 33,93 до 34,09 ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях, как и ранее, состоял из одного слоя. Для большинства гидрологических станций характерно наличие двух температурных инверсий. На гидрологических станциях 236–239 (25–28 мая) верхняя, более теплая прослойка вод разбилась на несколько более мелких прослоек, затем характерная и отмеченная ранее структура термоклина восстановилась. Глубина верхней границы пикноклина значительно не менялась.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 189 м, ее глубина менялась от 181 до 199 м. Имело место «всплытие» верхней границы слоя при выходе на хребет Ломоносова. Глубина залегания данной границы ниже в юго-западной части траектории дрейфа и выше в северо-восточной части. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 630 м (от 596 до 656 м). Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении нижней границы данных вод (в среднем 820 м: от 783 до 853 м). Изменения положения данной границы, по всей видимости, обусловлены значительным изменением глубины морского дна по траектории дрейфа.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,43^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,35$ до $0,50^{\circ}\text{C}$ (наименьшая на востоке траектории дрейфа). Максимум температуры атлантических вод ($1,09^{\circ}\text{C}$) отмечен на станции 240 (29 мая). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 26–30 мая ($0,96$ – $1,09^{\circ}\text{C}$), на восточной периферии траектории дрейфа, на склоне хребта Ломоносова. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 276 до 370 м (в среднем 294 м). Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в восточной части траектории дрейфа.

Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составляла 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,867 ‰ (от 34,86 до 34,87 ‰). Минимальная соленость в среднем была 34,54 ‰ (от 34,52 до 34,55 ‰).

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 291 м, меняя свое положение от 276 до 333 м. Температура ядра атлантических вод в среднем составила $0,88^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,67$ до $1,09^{\circ}\text{C}$. Максимумы температуры атлантических вод в большинстве случаев совпадали с положением середины ядра атлантических вод,

кроме гидрологических станций 225 (14 мая) и 231 (20 мая). Соленость ядра атлантических вод составила 34,83 ‰, повышаясь по мере смещения станции на восток от 34,82 (34,81 ‰, станция 221, 10 мая) до 34,84 ‰. При глубинах меньше 2000 м (начиная с 16 мая), толщина ядра атлантических вод несколько уменьшилась снизу. В ряде случаев (гидрологические станции 222, 231, 242 (11, 20, 31 мая)) в процессе зондирования происходили изменения значений температуры ядра атлантических вод, составившие около 0,4–0,9 °С.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составляла от –0,4 до –0,41 °С на глубинах 1823–1874 м с последующим незначительным увеличением температуры воды ко дну от –0,37 до –0,34 °С.

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за июнь.

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 39 м, его средняя температура была равна –1,63 °С, максимальная –1,60 °С, минимальная –1,65 °С. Средняя соленость 30,22 ‰, максимальная 30,47 ‰, минимальная 30,0 ‰. Температура данного слоя имела пониженные относительно прочих значения при смещении станции над восточным склоном хребта Ломоносова и начиная со станции 254 (11 июня), а затем постепенно повышалась, составив около –1,61... –1,62 °С. Толщина ВКС была больше на начальном участке дрейфа, в районе хребта Ломоносова. Данный слой в большинстве случаев был хорошо перемешан и однороден. Незначительный градиент плотности в толще ВКС отмечался на гидрологических станциях 243–244 (1–2 июня), 247 (5 июня), 261 (19 июня), 266 (24 июня). Уменьшение толщины данного слоя до минимальных значений с образованием промежуточного слоя со значениями градиента плотности значительно выше, чем в ВКС, и ниже, чем в пикноклине, отмечено на станциях 245 (3 июня) и 254–255 (12–13 июня). В последнем случае имело место быстрое уменьшение скорости дрейфа.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 109 м, средняя толщина – 68 м. Толщина пикноклина менялась от 61 до 80 м, глубина залегания нижней границы – от 101 до 119 м. Средняя температура пикноклина составила –1,59 °С, максимальная температура в среднем составила –1,54 °С, находясь в пределах от –1,51 до –1,60 °С; минимальная температура в среднем была –1,62 °С (от –1,58 до –1,70 °С). Средние и экстремальные оценки температуры вод пикноклина понижались после гидрологической станции 253 (11 июня). Пониженные значения данных оценок отмечены на конечном, юго-восточном участке траектории дрейфа станции. Для пикноклина можно отметить тенденцию, обратную указанной выше для ВКС.

Средняя соленость составила 32,60 ‰, максимальная соленость 34,03 ‰ (от 33,89 до 34,15 ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях, как и ранее, состоял из одного слоя.

На начальном участке траектории дрейфа тенденция наличия пары разнонаковых прослоек значительной толщины в термоклине, отмечавшаяся ранее, имела место при понижении абсолютных значений температуры в данных прослойках. Однако, начиная с гидрологической станции 256 (14 июня) и далее, с выходом на глубоководные участки, в термоклине отмечено наличие нескольких незначительных по толщине и по экстремальным значениям температуры прослоек.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 176 м, ее глубина менялась от 164 до 199 м. Глубже данный слой находился на началь-

ном участке траектории дрейфа (гидрологические станции 246–249 (04–07 июня)), ближе к поверхности – на станциях 257–260 (15–18 июня) и 270–271 (28–29 июня).

Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 640 м (от 569 до 678 м). Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении их нижней границы (в среднем 816 м, от 761 до 852 м).

Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0,6 °С, меняясь от 0,44 до 0,67 °С. Максимум температуры атлантических вод (1,36 °С) отмечен на станциях 251 (9 июня), 255 (13 июня). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 9–13 июня (1,34–1,36 °С).

Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 282 до 320 м, составляя в среднем 305 м. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в западной части траектории дрейфа.

Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составляла 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,861 ‰ (от 34,86 до 34,87 ‰). Минимальная соленость данных вод была в среднем 34,52 ‰ (от 34,50 до 34,56 ‰).

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 305 м. Положение ядра и значения температуры воды в нем совпадало во всех случаях с положением максимумов температуры воды в ядре атлантических вод. Соленость ядра атлантических вод составила 34,85 ‰, меняясь крайне незначительно. Наибольшее значение данного параметра (34,86 ‰) отмечено на гидрологической станции 252 (10 июня), наименьшие значения (34,84 ‰) отмечены в четырех случаях – на станциях 245–247 и 249 (3–5 и 7 июня).

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях имела минимум значений (около –0,73... –0,74 °С) на глубине около 2800 м. Увеличение температуры воды ко дну крайне незначительно и не превышало 0,01 °С (–0,73 °С).

В результате анализа данных зондирований установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод за июль.

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 36 м, его средняя температура составляла –1,58 °С, максимальная –1,52 °С, минимальная –1,61 °С. Средняя соленость 30,05 ‰, максимальная 30,16 ‰, минимальная 29,96 ‰. Температура данного слоя с течением времени повышалась, а соленость понижалась, что обусловлено ходом летних процессов. Имели место таяние снега на поверхности льда и удаление пресной воды со льда. Толщина ВКС была больше на конечном участке дрейфа, однако при этом ВКС был менее однороден, начиная с гидрологической станции 293 (21 июля). В данной структурной зоне отмечались наличие незначительного градиента плотности (станции 293–296 (21–24 июля)) и 301–303 (29–31 июля), а также промежуточный слой с градиентами плотности более, чем в ВКС, и значительно меньше, чем в пикноклине (станции 297–300 (25–28 июля)). Видимо, данный слой формируется при вынужденном перемешивании ВКС, в котором отмечен градиент плотности. При этом верхняя часть такого слоя является более однородной, нежели нижняя его часть.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 105 м, средняя толщина – 69 м. Толщина пикноклина менялась от 59 до 78 м, глубина залегания нижней границы – от 102 до 110 м. Средняя температура пикноклина составила –1,6 °С, максимальная температура в среднем составила –1,57 °С, находясь в пре-

делах от $-1,53$ до $-1,61$ °С; минимальная температура в среднем была $-1,64$ °С, изменяясь от $-1,63$ до $-1,68$ °С. Средняя соленость составила $32,59$ ‰, максимальная соленость – $34,03$ ‰ (от $33,97$ до $34,11$ ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях состоял из одного слоя.

В период 1–3 июля отмечена тенденция наличия пары разнознаковых прослоек значительной толщины в термоклине, как и ранее. Далее от гидрологической станции 277 (5 июля) до станции 298 (26 июля) и после гидрологической станции 302 (30 июля) толщина данных прослоек и градиенты температуры в пикноклине были сходны между собой. На станциях 299–302 в верхней части пикноклина отмечена холодная прослойка, вероятно, образующаяся при опускании охлажденных вод из ВКС.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 171 м, ее глубина менялась от 167 до 177 м. Глубже данный слой находился на конечном участке траектории дрейфа (гидрологические станции 297–303). Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 643 м (от 629 до 657 м). Наибольшие значения данной оценки отмечены на северо-западном участке дрейфа, наименьшие – в средней части траектории дрейфа. Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении его нижней границы (в среднем 813 м, от 796 до 824 м). Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,62$ °С, меняясь от $0,58$ до $0,67$ °С. Максимум температуры атлантических вод ($1,35$ °С) отмечен на станциях 284 (12 июля), 285 (13 июля). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 12–15 июля ($1,34$ – $1,35$ °С). На южном участке траектории дрейфа, после гидрологической станции 290 (18 июля), значения максимальных температур в слое атлантических вод практически не менялись, составляя около $1,25$ °С. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 295 до 326 м (в среднем 311 м). Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в центральной части траектории дрейфа.

Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составляла $34,8$ ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод составила $34,86$ ‰, минимальная соленость – $34,513$ ‰ (от $34,51$ до $34,52$ ‰). Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 311 м. Положение ядра и значения температуры воды в нем совпадали во всех случаях с положением максимумов температуры воды в ядре атлантических вод. Соленость ядра атлантических вод устойчиво составляла $34,85$ ‰.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях составляла около $-0,75$... $-0,74$ °С на глубине около 2780 м. Увеличение температуры воды ко дну было крайне незначительным, не более $0,01$ °С, в интервале $-0,73$... $-0,74$ °С.

На дрейфующей станции «Северный полюс-37» с 5 октября приступили к регулярному океанографическому зондированию на базе зонда SBE 19 plus. В период с 5 по 31 октября было выполнено 27 зондирований, четыре из которых – до горизонтов 2550–2600 м, остальные – до горизонтов 1070–1180 м. На рис. 3.19 цвет. вклейки представлен район дрейфа станций СП-36 и СП-37.

Данные наблюдений зондом-профилографом показывают, что верхний квази-однородный слой (ВКС) распространялся до глубин 20–25 м. Значения основных физических параметров воды в пределах ВКС не претерпели в течение месяца существенных изменений (температура воды около $-1,57$ °С, соленость $28,82$ ‰).

Пикноклин сохранял, как правило, двухступенчатую структуру. Верхний повышенный градиент плотности наблюдался в слое от 25 до 30 м, значения солено-

сти здесь менялись от 28 до 32 ‰. Второй слой повышенного градиента плотности наблюдался на горизонтах 110–180 м, соленость в этом слое менялась в диапазоне от 32,86 до 34,15 ‰.

Ядро атлантических вод располагалось в среднем на горизонте около 440 м. Вариации значений максимальной температуры в ядре незначительны, от 0,84 до 0,86 °С в диапазоне горизонтов от 417 до 470 м. Верхняя граница АВ прослеживалась на горизонтах от 247 до 258 м, нижняя – на горизонтах 958 – 960 м. В отдельных случаях нижняя нулевая изотерма опускалась до 883 м (16 октября) и поднималась до 837 м (17 октября). Соленость, достигнув максимального значения 34,95 ‰ к горизонту 2000 м, далее с глубиной оставалась практически неизменной.

Обращает на себя внимание наличие в слое 33–106 м ярко выраженных температурных инверсий с перепадом температуры до –0,57 °С. Второй, менее выраженный, но практически постоянно присутствующий слой инверсии температуры наблюдается на горизонтах 168–184 м. Здесь температура воды меняется от –1,07 до –1,21 °С. Данные учащенных измерений на полусуточных станциях показали, что изменения значений измеряемых параметров отмечаются лишь в сотых, иногда в десятых долях, что свидетельствует о малой интенсивности внутренних волн в деятельном слое.

В течение ноября дрейф станции проходил в генеральном направлении ВСВ. Глубины в период дрейфа изменялись в пределах 3200–3700 м.

В ноябре выполнено 30 зондирований прибором Sbe 19 plus, четыре из которых – до горизонтов 2590–2610 м, остальные – до горизонтов около 1180 м. Ситуация в верхнем квазигомогенном слое характеризуется следующими особенностями. Мощность за 30 дней увеличилась от 25–27 до 28–30 м; средняя температура воды –1,57 °С, соленость 28,85–28,89 ‰. В отдельные дни в нижней части ВКС (от 27 до 29 м) появлялись незначительные температурные инверсии со скачком значений температуры в несколько тысячных долей градуса, затем, при подъеме инверсии, в течение 2–3 дней расслоение в ВКС полностью исчезало.

Слой наиболее мощной и устойчивой температурной инверсии, расположенный ниже ВКС на горизонтах 30–110 м, сохраняет свои параметры, а именно: наибольшая температура воды от –0,98 до –1,26 °С, наименьшая от –1,24 до –1,61 °С. Соответствующие горизонты варьируют в пределах 36 – 49 и 105 – 118 м. В границах главного пикноклина стабильно присутствует двухступенчатая структура профиля плотности. Первый слой повышенного градиента плотности расположен в слое 29–32 м, второй – в слое 140–180 м. Соленость воды в этих слоях менялась соответственно в диапазонах 28,76–30,87 и 32,84–34,09 ‰. Слой атлантических вод (АВ) расположен в пределах горизонтов 250–990 м. При этом верхняя граница меняла свое положение в диапазоне 250–265 м, а нижняя граница была более подвижна – отметки нижней нулевой изотермы менялись в диапазоне 930–995 м. Максимальная температура в ядре АВ устойчиво понижалась от 0,86 °С в начале месяца до 0,80 °С к концу периода. При этом расслоенность в зоне ядра АВ понизилась, а ядро поднялось с горизонтов 460–470 м на уровень 380–418 м. От нижней границы АВ до горизонтов 1200–1300 м рост вертикального сдвига скорости течения обуславливает наличие устойчивой серии инверсионных слоев с вертикальной протяженностью инверсий температуры порядка нескольких десятков метров.

Наблюдения, выполняемые прибором Sbe 19 plus в режиме буйковой станции с продолжительностью постановок от 12 до 20 ч и дискретностью измерений 10 с, су-

шественно уточняют характер и количественные параметры флюктуаций основных физических параметров деятельного слоя на разных горизонтах. Диаграммы изменчивости измеряемых параметров выявляют присутствие в деятельном слое как значительных турбулентных возмущений, так и внутренних волн.

В течение декабря дрейф станции проходил в узком секторе СЛО по петлеобразным траекториям. Выполнено 31 зондирование, пять из которых – до горизонтов 2610–2616 м, остальные – до горизонтов 1175–1183 м.

Мощность верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составляет 25–27 м, уменьшаясь в отдельные дни до 22 м или увеличиваясь до 31 м. Температура воды в пределах ВКС около $-1,59$ °С, соленость около 29,80 ‰.

Пикноклин характеризуется неизменной двухступенчатой структурой. Верхний повышенный градиент плотности расположен в слое 28,12–29,6 м (крайние значения горизонтов 24,75–34,16 м). Перепад солености в этом слое составляет в среднем 29,20–30,40 ‰. Второй слой повышенного градиента плотности наблюдается на глубинах 153–184 м (экстремальные границы 136–199 м), соленость в указанных горизонтах меняется в диапазоне 33,15–33,96 ‰, (экстремальные значения 32,99–34,13 ‰).

Границы слоя атлантических вод меняются в диапазоне от 262 м (верхняя нулевая изотерма) до 970 м (нижняя нулевая изотерма). Положение верхней границы АВ варьировало в диапазоне 254–262 м, нижней – в пределах 947–1022 м.

Ядро АВ наблюдалось в среднем на глубине 385 м, в отдельные дни опускаясь до 420 м. В половине случаев ядро имело клиновидную форму с четко выраженным температурным максимумом. Примерно так же часто наблюдалась температурная однородность ядра в слое на глубинах 380–400 м. Значения температуры в ядре менялись в диапазоне от 0,80 до 0,83 °С. Инверсия температуры воды на нижней границе АВ сохранялась. Наибольших значений соленость достигала на глубинах около 2200 м, составляя около 34,95 ‰, и при увеличении глубины уже не менялась.

Прибором Sbe 19 plus, выставленным в режиме буйковой станции на горизонтах в диапазоне 25–2200 м с дискретностью измерений 10 с, получено 26 серий наблюдений длительностью в среднем по 20 ч. Измерения показали, что термохалинные характеристики варьируют в достаточно широком диапазоне. Разрезы термохалинных характеристик по ходу дрейфа СП-36 и СП-37 за отчетный период представлены на рис. 3.20–3.23 цвет. вклейки.

Анализ изменчивости океанографических характеристик СЛО показывает, что в 2009 г., как и в 2007–2008 гг., знаки аномалий температуры и солености почти всюду сохранились, но величина аномалий несколько уменьшилась, т.е. изменения температуры и солености СЛО в 2009 г. дают основание предположить наличие тенденции возврата термохалинной структуры к среднему климатическому состоянию. Учитывая это обстоятельство, следует продолжить практику систематического широкомасштабного мониторинга акватории Арктического бассейна и окраинных морей.

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

3.2.1. Гидрохимические условия на акваториях арктических морей

Природная система морей обширного сибирского арктического шельфа весьма чувствительна к изменениям климата. Модели климата и палеоклиматические реконструкции свидетельствуют о том, что вариации размеров континентальных ледяных щитов и куполов или дрейфующего морского льда оказывают существенное

Таблица 3.3

**Основные характеристики термохалинной структуры
в районе дрейфа станции СП-36 за 2009 г.**

Верхний квазиоднородный слой		Атлантические воды	
<i>Январь</i>			
Толщина	37 м	H_1	204 м
Температура	-1,58... -1,62 °С	H_2	849 м
Соленость	29,34–29,53 ‰	T_{max}	0,91 °С
Положение ядра	–	J	397 м
<i>Февраль</i>			
Толщина	32 м	H_1	204 м
Температура	-1,52... -1,61 °С	H_2	850 м
Соленость	29,42–28,82 ‰	T_{max}	0,86 °С
Положение ядра	–	J	385 м
<i>Март</i>			
Толщина	33 м	H_1	201 м
Температура	-1,60... -1,63 °С	H_2	837 м
Соленость	29,96–30,16 ‰	T_{max}	0,88 °С
Положение ядра	–	J	352 м
<i>Апрель</i>			
Толщина	38 м	H_1	196 м
Температура	-1,60... -1,65 °С	H_2	824 м
Соленость	29,32–30,26 ‰	T_{max}	0,88 °С
Положение ядра	–	J	362 м
<i>Май</i>			
Толщина	43 м	H_1	189 м
Температура	-1,63... -1,66 °С	H_2	820 м
Соленость	29,99–30,51 ‰	T_{max}	1,09 °С
Положение ядра	–	J	294 м
<i>Июнь</i>			
Толщина	39 м	H_1	176 м
Температура	-1,60... -1,66 °С	H_2	816 м
Соленость	30,00–30,47 ‰	T_{max}	1,36 °С
Положение ядра	–	J	305 м
<i>Июль</i>			
Толщина	36 м	H_1	171 м
Температура	-1,52... -1,61 °С	H_2	813 м
Соленость	29,36–30,16 ‰	T_{max}	1,35 °С
Положение ядра	–	J	311 м

Примечание. H_1 – верхняя граница (положение изотермы 0 °С), H_2 – нижняя граница (положение изотермы 0 °С), T_{max} – максимальная температура, J – положение ядра.

влияние на глобальную циркуляцию океана. В частности, районы Сибири, прилегающие к морям Карскому и Лаптевых, являются доминирующим источником пресной воды для Северного Ледовитого океана. Для моря Лаптевых пресноводный сток предопределяет продукцию значительного объема морского льда, образующегося на шельфе моря, и оказывает, таким образом, существенное влияние на формирование и изменчивость глобальной климатической системы. Распресненные теплые водные массы распространяются на большие акватории, создавая широкую фронтальную зону. Суровость климата, круглодично существующие на обширных пространствах акватории льды (с октября по май все море покрыто льдами), заприпайная полынья – все это также оказывает влияние на формирование гидрологического и гидрохимического режима моря Лаптевых.

Для арктических морей характерна большая сезонная и межгодовая изменчивость термохалинного состояния, они играют большую роль в процессах как океанического, так и атмосферного фронтотенеза. Исследования последних лет указывают на огромную роль внутригодовых циклов в формировании межгодовой изменчивости состояния СЛО и климата Арктики. Летние и зимние процессы в Арктическом бассейне и арктических морях по-разному влияют на перераспределение распресненных вод, стратификацию вод, перенос и диффузию органического вещества, поступающего из рек и атмосферы. Процессы их трансформации летом и зимой несхожи, а биологические и седиментационные процессы в арктических морях имеют особенно ярко выраженный сезонный цикл.

Перечисленные обстоятельства выдвигают в качестве приоритетного направления исследование сезонных циклов различных характеристик природной среды как ключевых процессов, формирующих климатическую изменчивость ледового, гидрологического, гидрохимического, биологического, седиментационного режимов и экологического состояния арктических морей.

В сентябре 2009 г. в рейсе ЛАПЭКС-2009/TRANSDRIFT-XVI были получены и обработаны данные о гидрохимических параметрах моря. В результате проведенных работ в экспедиции ЛАПЭКС-2009 удалось получить новые комплексные данные о состоянии природной среды моря Лаптевых, термохалинной и гидрохимической структуре его водной толщи, гидробиологическом состоянии природной среды шельфа. Данный рейс явился логическим продолжением серии экспедиций, проводимых в рамках проекта «Система моря Лаптевых», а также рейсов БАКАЛАВ-2007/08, «Полынья-2008/09», выполнявших работы в том же районе. Результаты непрерывных наблюдений в одних и тех же точках на протяжении последних трех лет совместно с данными двух зимних экспедиций дают достаточное количество информации для качественной оценки современного состояния водной толщи шельфовой части моря.

Всего за время экспедиции была выполнена 41 океанографическая станция в шельфовой части моря Лаптевых. Общая схема расположения океанографических станций представлена на рис. 3.24 цвет. вклейки. На 32 станциях проводился параллельный отбор проб воды пластиковыми батометрами Нискена объемом 5 л с использованием зондирующего комплекса SBE 32с.

В процессе исследований применялся датчик растворенного кислорода Sbe 43, установленный на STD-зонде. В целом в рейсе датчик показал достаточно устойчивую работу по сравнению с предыдущими его использованиями. Величина ошибки

сенсора достаточно устойчива и постоянна, что позволяет относительно точно реконструировать истинные значения концентраций кислорода и при этом получать профили с высоким разрешением, сравнимым с разрешением STD-зондирования.

Всего было отобрано 223 пробы на биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты), произведено 155 определений растворенного кислорода.

Для сравнения результатов экспедиции ЛАПЭКС-2009 с климатическими значениями использовались архивные данные за сентябрь для моря Лаптевых за весь период наблюдений (1922–2006 гг.) (рис.3.25 цвет. вклейки).

Распределения температуры, солености, содержания растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по меридиану 126° в.д., полученные по результатам рейса, представлены на рис. 3.26 цвет. вклейки.

В поверхностном слое значения растворенного кислорода в среднем на 0,5–0,75 мл/л ниже вследствие повышенной температуры воды. По архивным данным максимум кислорода на поверхности составляет около 8,0–8,5 мл/л. На глубинах 15–20 м севернее 75°30' с.ш. находится слой водных масс весеннего времени образования, характеризующийся максимумом растворенного кислорода, достигающим 9,0 мл/л. Эта водная масса выделяется также по распределению фосфатов, имеющих локальный максимум в этом слое. Наблюдается хорошая согласованность пространственного распределения растворенного кислорода и фосфатов в центральной части разреза в промежуточной и придонной структурной зонах, причем локальным максимумам кислорода соответствуют локальные максимумы фосфатов. Для описания механизма формирования такой зависимости требуются более детальные исследования.

Концентрации фосфатов в поверхностной структурной зоне соответствуют климатическим значениям (около 0,2 мкмоль/л), однако в северной части разреза их концентрации на 0,1 мкмоль/л ниже. Содержание кремния в северной части разреза также ниже среднемноголетних значений на 5–10 мкмоль/л. На основе распределения фосфатов на разрезе также можно предположить, что наблюдаемый на глубинах около 15–20 м в южной части разреза минимум фосфатов является частью поверхностной водной массы, погружившейся под более теплую и менее соленую воду зоны речного выноса.

В придонном слое около 76° с.ш. наблюдается водная масса с повышенным содержанием фосфатов и низкими значениями растворенного кислорода, а также со сравнительно высоким содержанием кремния. Однако по сравнению со средними значениями концентрации фосфатов на 0,2 мкмоль/л ниже, а кислорода на 0,25 мл/л выше. В придонном слое южной части разреза находится водная масса с низкими концентрациями кислорода, высоким содержанием биогенных элементов и низкой температурой, образовавшаяся в зимний период на шельфе моря Лаптевых. Ее параметры по данным экспедиции соответствуют среднемноголетним значениям.

На разрезе по параллели 74°20' с.ш. (рис. 3.27 цвет. вклейки) хорошо прослеживается зона распространения речных вод на запад. Толщина поверхностного слоя составляет около 10 м, что соответствует климатическим данным. По данным за сентябрь 2009 г. речные воды распространяются в западном направлении только до 127° в.д. В центральной части разреза хорошо выделяется зимняя придонная водная масса, также отмеченная выше при описании разреза по меридиану 126° в.д. Она характеризуется низкой температурой (до –1,57 °С), достаточно высокой соленостью (31 ‰), низким содержанием растворенного кислорода (до 4,08 мл/л), что на 0,7–0,8

мл/л ниже средних для данной водной массы значений, и сравнительно высокими концентрациями биогенных элементов (силикатов около 70 мкмоль/л и фосфатов до 1,0 мкмоль/л). Присутствие этой водной массы отмечается также в понижении рельефа в восточной части разреза. Здесь для нее характерны более высокие концентрации растворенного кислорода (до 6,6–6,7 мл/л), а концентрации фосфатов здесь достигают 1,6 мкмоль/л.

3.2.2. Гидрохимические условия в заливах и губах арктических морей

На распределение биогенных веществ в морях влияют не только гидрологические, но и биологические, биохимические и геохимические процессы. Роль каждого из них неоднозначна и изменчива во времени. В особенности эти процессы имеют значение в заливах и губах. В течение летнего периода ведущим фактором является ассимиляция биогенных элементов фитопланктоном. Даже когда заливы еще находятся под льдом, на открытых участках воды уже начинается процесс фотосинтеза. Отметив важную роль речного стока в развитии гидрологических процессов в море Лаптевых, следует учесть его роль при анализе гидрохимического режима и в формировании полей биогенных веществ.

Летом область распространения речного стока отличается от окружающих вод минимальным содержанием фосфатов. Вблизи губ и заливов концентрация минеральных форм фосфора оказывается ниже 0,13 ммоль/м³. В приустьевых районах в условиях хорошего прогрева и круглосуточного освещения концентрация этого элемента в поверхностном слое опускается до аналитического нуля. К северу, в районах, находящихся под воздействием вод Арктического бассейна, концентрация фосфатов соответствует значениям 0,65 ммоль/м³. С глубиной содержание биогенных элементов в морской воде увеличивается. Существование стратификации воды препятствует обмену биогенными элементами между поверхностными и придонными слоями. Зимой концентрация фосфатов, как и остальных биогенных элементов, возрастает. В зимний период распределение фосфатов по вертикали, так же как и в летний период, имеет стратифицированную структуру, так как образуемое летом расслоение вод даже при интенсивном конвективном перемешивании, обусловленном ледообразованием, сохраняется. Подтверждением всему вышесказанному являются результаты натуральных наблюдений (табл. 3.4–3.8). Наибольшие концентрации фосфатов в летний период в поверхностном слое наблюдаются в губе Буор-Хая и в Оленекском заливе (0,23 ммоль/м³), это обусловлено тем, что указанные заливы находятся под более интенсивным влиянием речных вод, чем остальные (см. табл. 3.4, 3.6). Хотя содержание фосфатов в морской воде летом очень низкое (так, например, в Анабарском заливе в поверхностном слое концентрация неорганического растворенного фосфора составляет 0,06 ммоль/м³), оно никогда не падает до аналитического нуля (см. табл. 3.8). В зимний период во всех заливах концентрация фосфатов резко возрастает. Наибольшие концентрации минерального фосфора наблюдаются в заливе Буор-Хая – от 0,52 ммоль/м³ на поверхности до 0,74 ммоль/м³ у дна (табл. 3.4).

Распределение нитратов сходно с распределением фосфатов. В поверхностной структурной зоне в летний период концентрации нитратов меняются в пределах от аналитического нуля в Янском заливе до 0,86 ммоль/м³ в Оленекском заливе (см. табл. 3.5, 3.6). Концентрации нитритов в заливах моря Лаптевых очень малы и в летний период меняются от нуля на поверхности до 0,07–0,14 ммоль/м³ в придонном слое.

Зимой концентрации нитратов повышается, наибольшие значения наблюдаются в Оленекском заливе и губе Буор-Хая. Концентрация нитратов в Оленекском заливе на поверхности составляет 3,5 ммоль/м³, у дна – 4,5 ммоль/м³ (табл. 3.6). Концентрация нитритов в море Лаптевых, как в зимний период, так и в летний, сравнительно невелика: максимум 0,21 ммоль/м³ на поверхности и 0,29 ммоль/м³ у дна (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Содержание биогенных элементов (ммоль/м³) в губе Буор-Хая

Биогенный элемент	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	0,52	0,24	0,74	0,48
NO ₃	1,93	0,42	3,43	1,29
NO ₂	0,21	0,07	0,29	0,14

Таблица 3.5

Содержание биогенных элементов (ммоль/м³) в Янском заливе

Биогенный элемент	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	0,45	0,06	0,68	0,36
NO ₃	1,0	0	1,43	1,21
NO ₂	0,07	0	0,14	0,07

Таблица 3.6

Содержание биогенных элементов (ммоль/м³) в Оленекском заливе

Биогенный элемент	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	0,36	0,23	0,55	0,52
NO ₃	3,5	0,86	4,5	1,43
NO ₂	0,07	0	0,14	0,07

Таблица 3.7

Содержание биогенных элементов (ммоль/м³) в Хатангском заливе

Биогенный элемент	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	0,26	0,06	0,61	0,32
NO ₃	–	–	–	–
NO ₂	0,14	0	0,21	0

Таблица 3.8

Содержание биогенных элементов (ммоль/м³) в Анабарском заливе

Биогенный элемент	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	–	0,06	–	1,94

В целом можно говорить о незначительном влиянии речного стока на северные и северо-восточные районы моря Лаптевых, что связано с особенностями распространения речных вод в сентябре 2009 г. Также можно отметить повышенное содержание фосфатов и, как следствие, более низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое южной части моря, несмотря на то что его температура на 0,5 °С ниже среднеклиматических значений. Этот факт согласуется с данными экспедиции «Полынья-2009», которые показали, что в период апреля–мая 2009 г. температура поверхностного слоя, во взаимодействии с которым формировалась данная водная масса, была несколько ниже обычной.

К еще одной особенности распределения гидрохимических параметров летом 2009 г. можно отнести ярко выраженный промежуточный максимум растворенного кислорода в центральной части моря, что, вероятно, объясняется пониженными температурами поверхностного слоя в зимний и весенний периоды, а также особенностями распространения речного стока.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2009 г. в большинстве районов арктических морей России отмечался повышенный уровень, причем наиболее значительные отклонения от среднемноголетних значений отмечались на станциях, расположенных в юго-западной части Карского моря и в районе Новосибирских островов. Оценить общий фон колебаний уровня в северной части Карского моря, Восточно-Сибирском и Чукотском морях, к сожалению, не представляется возможным в связи с недостатком данных наблюдений в этих районах. Продолжала сохраняться значительная асимметрия сгонов и нагонов, проявляющаяся в том, что величина максимальных уровней на станциях материкового побережья в 1,5–2,0 раза превышала величину минимальных уровней.

В юго-западной части Карского моря среднегодовой уровень на 12–15 см превысил среднее многолетнее значение. Сезонный ход уровня имел достаточно типичный вид с минимумом в весеннее время года (март) и максимумом осенью (сентябрь). Наиболее значительные сгоны в этом районе (на 73–76 см ниже среднего уровня) отмечались в феврале и декабре, наиболее значительные нагоны (на 94–104 см выше среднего уровня) – в сентябре (Амдерма) и январе (Усть-Кара).

В северной части Карского моря фон колебаний уровня был пониженный (0–28 см). Наиболее значительные понижения уровня (на 45–70 см) отмечались весной, в марте, а наиболее значительные подъемы уровня (на 45–50 см) были зафиксированы в январе.

В восточной части Карского моря среднегодовой уровень был близок к своим средним значениям. Сезонный ход уровня отличался от обычного: минимальные среднемесячные уровни отмечались и в феврале, и в марте, и в ноябре, а максимальные среднемесячные уровни – в июне, сентябре и октябре. Наиболее значительные понижения уровня в этом районе (на 55–99 см ниже среднего уровня) отмечались в феврале, мае и ноябре, наиболее значительные нагоны (на 66–138 см выше среднего уровня) – в сентябре и октябре.

Среднегодовой уровень на станциях центральной и восточной частей моря Лаптевых на 1–10 см превысил среднее значение, а на станции о. Котельный это превышение составило 20 см. В юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень был на 11 см ниже нормы. Наиболее значительные сгоны (на 80–95 см ниже

среднего уровня) в центральной части моря отмечались в октябре и декабре, наиболее значительные нагоны (на 90–115 см выше среднего уровня) – в сентябре. В восточной части моря, в районе Новосибирских островов, наиболее значительные стоны (на 50–105 см ниже среднего уровня) наблюдались в сентябре и декабре, а наиболее значительные нагоны (на 60–106 см выше среднего) – в январе и ноябре.

Колебания уровня у побережья Восточно-Сибирского моря, судя по данным станции Певек и частично станций Амбарчик и Рау-Чуа, происходили на повышенном фоне. В сезонном ходе уровня отмечается понижение уровня в весенний период с минимумом в марте и подъем уровня в летне-осенний период с максимумом в августе. Наиболее значительное понижение уровня (на 50–60 см ниже среднего) здесь отмечалось в марте и октябре, а самые значительные нагоны (на 140–156 см выше среднего) – в августе.

Отсутствие регулярных круглогодичных наблюдений за уровнем на станциях Чукотского моря, к сожалению, не позволяет оценить характер изменений уровня в этом районе.

Многолетние изменения уровня арктических морей

Данные наблюдений за уровнем в 2009 г. показали в целом сохранение тенденций изменения среднего уровня арктических морей, сложившихся на протяжении последних десятилетий. Выполненный ранее анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах. Однако характерной чертой уровня режима для большинства районов являются наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 г. и после, с другой стороны. 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. 3.9), его величина составляла 0,006–0,055 см/год при среднем значении 0,044 см/год.

После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенно образом изменился (рис. 3.28). В 1985 г. начался резкий подъем уровня, и в конце 1980-х – начале 1990-х годов его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, и во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям, но затем в конце 1990-х – начале 2000-х годов уровень вновь стал расти и в 2005–2009 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы.

Таблица 3.9

Величина линейного тренда уровня (см/год) по районам арктических морей, определенная для разных периодов

Район	Период		
	1950–2009	1950–1986	1984–2009
Юго-запад Карского моря	0,290	0,006	0,611
Север Карского моря	0,049	–	–
Восток Карского моря	0,142	0,016	0,127
Юг моря Лаптевых	0,191	0,055	0,355
Новосибирские острова	0,213	0,031	0,338
Восточно-Сибирское море	0,273	0,055	0,388
Среднее	0,193	0,044	0,364

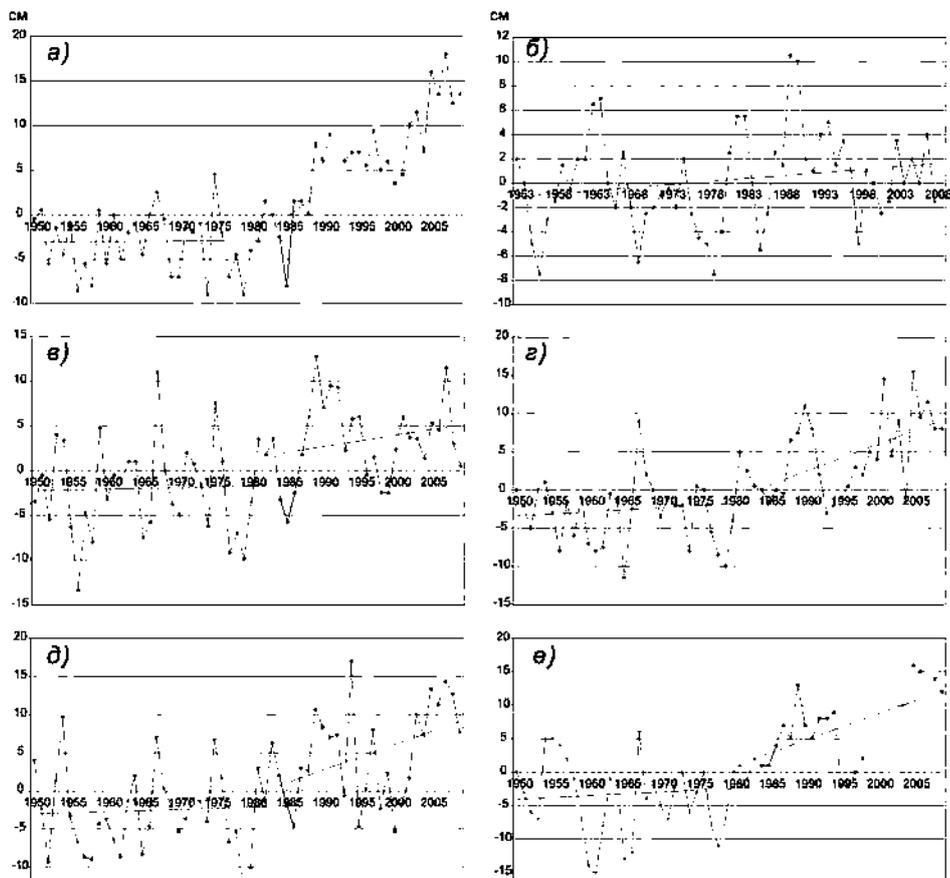


Рис. 3.28. Аномалии среднегодового уровня (см), осредненные по районам арктических морей. *a* – юго-запад Карского моря, *б* – север Карского моря, *в* – восток Карского моря, *г* – юг моря Лаптевых, *д* – Новосибирские острова, *е* – Восточно-Сибирское море (средний уровень за сентябрь; прямыми линиями показаны линейные тренды).

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере северного полушария Земли. Увеличение количества и интенсивности циклонов, пересекающих арктические моря, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, как следствие, к понижению уровня в центре циркуляции и повышению уровня вдоль побережий.

Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер. Подтверждением этого является поведение уровня в северной части Карского моря, циклоническая циркуляция воды в которой отсутствует, – существенных изменений в положении среднего уровня здесь не наблюдается. Вместе с тем, учитывая те изменения физико-химических характеристик морской воды, которые были зафиксированы в ходе экспедиционных исследований в высоких широтах Арктики в последние годы, нельзя полностью отрицать наличия вклада стерической составляющей.

3.4. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

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

Расчеты морского волнения осуществлялись с использованием авторской спектрально-параметрической модели, разработанной в ЛО ГОИН и модифицированной в ААНИИ. Район Российской Арктики аппроксимируется двумя большими расчетными областями с шагом $1,0^\circ$ по долготе и $0,5^\circ$ по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая – море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря (восточный сектор). Основными исходными данными в расчетах являлись поля атмосферного давления на уровне моря и температуры воздуха на 2-метровом горизонте, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Положение кромки льда задавалось путем ежедневного усвоения спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I и AMSR) по сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значительных высот волн (H_s – обеспеченность 13 %) для отдельных месяцев года. В табл. 3.10–3.14 приведены сведения о распределении высот волн для Баренцева моря (табл. 3.10), для Карского моря (табл. 3.11) и для акватории морей восточной Арктики – моря Лаптевых (табл. 3.12), Восточно-Сибирского моря (табл. 3.13) и Чукотского моря (табл. 3.14).

Баренцево море

Как видно из табл. 3.10, на акватории Баренцева моря в 2009 г. в основном преобладали волны высотой от 2 до 5 м (68 %). Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2009 г. 88 (24 %), что меньше, чем в 2008 г. (27 %) и 2007 (30 %). Наиболее часто штормовая обстановка в Баренцевом море отмечалась в январе–феврале и октябре–декабре.

Самым штормовым месяцем был февраль, когда значительная высота волн в Баренцевом море превысила 13,5 м. В январе высота волн достигала 8,5 м, в марте,

Таблица 3.10

Распределения высоты волн (H_s) в Баренцевом море в 2009 г.

Месяц	Высота волн, м													Число дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	10–11	11–12	>12	
Январь	–	2	2	4	7	6	6	1	3	–	–	–	–	31
Февраль	–	–	2	6	3	6	4	3	–	1	–	1	2	28
Март	–	–	5	9	13	2	2	–	–	–	–	–	–	31
Апрель	–	–	6	10	11	2	1	–	–	–	–	–	–	30
Май	–	5	6	11	2	4	3	–	–	–	–	–	–	31
Июнь	–	6	6	2	10	5	1	–	–	–	–	–	–	30
Июль	–	–	11	16	3	1	–	–	–	–	–	–	–	31
Август	–	9	4	6	10	2	–	–	–	–	–	–	–	31
Сентябрь	–	–	2	11	12	3	2	–	–	–	–	–	–	30
Октябрь	–	–	2	8	14	3	3	1	–	–	–	–	–	31
Ноябрь	–	2	3	13	4	4	1	1	2	–	–	–	–	30
Декабрь	–	4	7	4	4	5	3	3	1	–	–	–	–	31
Итого	–	28	56	100	93	43	26	9	6	1	–	1	2	365

апреле, мае, июне и сентябре – 6–7 м, в октябре – 7,5 м, а в ноябре и декабре – 9 м. Следует отметить, что лето в 2009 г. было более штормовым, чем в 2008 г. Так, в период с июня по август 2009 г. значительные высоты волн достигали 6 м, а летом 2008 г. высоты волн не превышали 5 м.

Наиболее сильные штормы отмечены в периоды 7–13 января, 1–2 и 9–11 февраля, 26 ноября – 3 декабря и 18–19 декабря 2009 г. По продолжительности выделяются штормы с 26 ноября по 3 декабря (8 дней, волнение 8,5 м на 18 ч 27 ноября), 7–13 января (7 дней, волнение до 8–9 м в период с 10 по 12 января) и 19–24 февраля (6 дней, волнение 7–8 м 21–22 февраля).

Наиболее сильным был шторм 1–2 февраля, когда высота волн на юго-западе моря в ночь на 2 февраля превысила 13,5 м (00 ч). Волнение в течение 12 ч сопровождали сильные северо-западные ветры (более 20 м/с). Этот шторм был обусловлен циклоном (давление в центре до 985 гПа), смещающимся от Шпицбергена через акваторию Баренцева моря на юго-восток в направлении Печорского моря. На рис. 3.29 цвет. вклейки, в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн H_s на 6 ч 2 февраля 2009 г.

Следующим по интенсивности волнения был шторм 10–11 февраля 2009 г. (высота волн от 11,5 до 9 м).

Карское море

Карское море с января до июля в основном было покрыто льдом. Ограниченные размеры акватории чистой воды не позволяют сделать оценки распределения высоты волн в Карском море в этот период, поэтому в табл. 3.11 приведена повторяемость высоты волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда, в период с июля до середины декабря 2009 г.

Следует отметить, что Карское море стало покрываться льдом в начале ноября и окончательно закрылось во второй половине декабря, что намного раньше, чем в 2008 г. Так, в 2008 г. значительный участок чистой воды к востоку от острова Новая Земля и вокруг пролива Карские Ворота сохранялся в течение всего декабря.

Как видно из табл. 3.11, в 2009 г. на акватории Карского моря в основном преобладали высоты волн от 1 до 4 м – 84 %, что превышает их повторяемость в 2008 г. (76 %).

Наиболее штормовыми месяцами в Карском море были сентябрь и октябрь. В июле, августе и декабре значительные высоты волн были менее 5 м, в сентябре превысили 6 м, в октябре имели место волны более 7 м. В ноябре высоты волн не превышали 5,5 м. Продолжительных штормовых ситуаций на Карском море в 2009 г. не отмечалось.

Таблица 3.11

Распределения высоты волн (H_s) в Карском море по месяцам в 2009 г.

Месяц	Высота волн, м								Число дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль	–	11	16	–	4	–	–	–	31
Август	2	15	12	2	–	–	–	–	31
Сентябрь	–	4	6	15	3	1	1	–	30
Октябрь	–	2	8	11	5	4	–	1	31
Ноябрь	–	7	16	2	2	3	–	–	30
Декабрь (до 15.12.09)	–	8	4	2	1	–	–	–	15(31)
Итого	2	47	62	32	15	8	1	1	168

Наиболее сильное волнение (более 7 м) имело место 1 октября 2009 г. В это время Карское море находилось под влиянием глубокого баренцевоморского циклона с давлением в центре 975 гПа, смещающегося с запада в направлении архипелага Земля Франца-Иосифа. На рис. 3.30 цвет. вклейки в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн H_s в Карском море на 12 часов 1 октября 2009 г.

Море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря

Поскольку большую часть года моря восточной Арктики покрыты льдом, то в табл. 3.12–3.14 приведены распределения значительных высот волн с июня по ноябрь 2009 г. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Следует отметить, что в 2009 г. море Лаптевых стало открываться значительно раньше, чем в 2008 г. Если в 2008 г. в июле на море был лед, то в 2009 г. открытая вода появилась к востоку от о. Северная Земля уже в начале июля, а к началу августа море почти очистилось от льда. Наиболее открытым море Лаптевых было в сентябре, а уже к концу октября оно вновь покрылось льдом. На море в период с

Таблица 3.12

Распределения высоты волн (H_s) в море Лаптевых по месяцам 2009 г.

Месяц	Высота волн, м					Число дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Июль	2	16	12	1	–	31
Август	1	15	13	2	–	31
Сентябрь	–	13	12	5	–	30
Октябрь	2	9	9	3	5	28(31)
Итого	5	53	46	11	5	120

Таблица 3.13

Распределения высот волны (H_s) в Восточно-Сибирском море по месяцам 2009 г.

Месяц	Высота волн, м					Число дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Август	–	12	13	5	1	31
Сентябрь	1	13	8	7	1	30
Октябрь	4	11	8	5	–	28(31)
Итого	5	36	29	17	2	89

Таблица 3.14

Распределения высоты волн (H_s) в Чукотском море по месяцам 2009 г.

Месяц	Высота волн, м						Число дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	
Июнь (с 11.06.09)	–	14	6	–	–	–	20(30)
Июль	1	10	13	6	1	–	31
Август	–	8	16	7	–	–	31
Сентябрь	1	6	11	7	4	1	30
Октябрь	1	8	7	8	5	2	31
Ноябрь	–	4	12	8	3	1	28(30)
Итого	3	50	65	36	13	4	171

июля по октябрь в основном преобладали волны высотой от 1 до 3 м, волнение более 5 м не имело места. Наиболее штормовым месяцем для моря Лаптевых в 2009 г. был октябрь с высотами волн в диапазоне 4–5 м. Эти значения выше, чем в октябре 2008 г. (высоты волн до 3 м), но ниже, чем в 2007 г. (два случая волнения с высотами волн более 9 м).

Восточно-Сибирское море стало очищаться от льда в конце июля – начале августа, а закрылось к концу октября. На акватории моря с августа по октябрь преобладали волны высотой от 1 до 3 м, волнение более 5 м отсутствовало.

Чукотское море стало очищаться от льда в мае, начиная от Берингова пролива. К началу июля область чистой воды распространилась до о. Врангеля (до 72° с.ш), а значительные высоты волн не превышали 2–3 м в периоды максимального развития волнения.

В начале августа акватория Чукотского моря практически очистилась от льда, а в сентябре область чистой воды доходила уже до 82° с.ш. (рис. 3.31 цвет. вклейки). В октябре–ноябре область чистой воды стала сокращаться, и к концу ноября море практически покрылось льдом. Наибольшие высоты волн в диапазоне 5–6 м имели место в сентябре (более 5,5 м) и октябре–ноябре (до 5,5 м).

Самый сильный шторм на морях восточной Арктики был 6 сентября, когда высота волн в северо-восточной части Чукотского моря достигла 5,5 м (рис. 3.31 цвет. вклейки). Продолжительность шторма составила один день.

Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за 2009 г. на акваториях Баренцева и Карского морей, а также морей восточной Арктики показал, что в Баренцевом море самым штормовым месяцем был февраль, когда высота волн там превысила 13,5 м (2 февраля). В Карском море максимальное развитие (более 7 м) ветровое волнение получило 1 октября.

ВЫВОДЫ

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов полярного района Арктики за период январь–декабрь 2009 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости в атлантико-евразийском секторе полушария меридиональных разновидностей процессов восточной формы циркуляции. Число дней с данной формой в 2009 г. составило 154 и превысило норму на 9 дней. Число дней с процессами западной формы циркуляции было около нормы и составило 126. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы.

Над полярным районом в средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр циркумполярного вихря (ЦПВ) наиболее часто локализовался в приполюсном районе. По сравнению с 2008 г. его центр сместился от евразийского сектора Арктики к северу. Основная высотная ложбина его была ориентирована от Полюса в район моря Баффина и Канадского Арктического архипелага.

В приземном поле в 2009 г. под влиянием арктического и азиатского антициклонов выходы циклонов по высокоширотным траекториям в полярный район Арктики отмечались реже, чем в 2007 и 2008 гг.

Среднегодовой фон давления в полярном районе Арктике в 2009 г. был выше нормы. По сравнению с 2007 и 2008 гг. знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики в 2009 г. сменился на противоположный – с отрицательного на положительный. Рост давления в 2009 г. составил по сравнению с 2007 г. более 4 гПа и по сравнению с 2008 г. более 2 гПа.

Блокирующие гребни арктического, азиатского и американского антициклонов определили повышенную повторяемость меридиональных процессов и преобладание воздушных потоков с южной составляющей в полярный район Арктики.

Устойчивая адвекция теплых воздушных масс обусловила формирование в среднем за год положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Наиболее высокие (до 7 °С) среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2009 г. отмечались в районе северной части моря Баффина. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2009 г. составила 2,6 °С, что на 0,6 °С ниже экстремального значения, отмеченного в 2007 г.

В целом, несмотря на сохранение высоких значений положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, развитие атмосферных процессов в 2009 г. отличалось от направленности процессов в однородной циркуляционной стадии 2004–2008 гг. Отличия выразились в повышении повторяемости в 2009 г. меридиональных процессов восточной формы циркуляции над зональными процессами западной формы циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов, которые наиболее ярко проявлялись в процессах последних лет.

Для развития ледовых процессов 2008 г. были характерны следующие основные черты:

- к концу периода нарастания льда его толщина была близка к среднемноголетней во всех окраинных морях СЛО (по данным измерений на полярных станциях);
- в начале летнего периода отмечалось интенсивное таяние и разрушение ледяного покрова, центрами которого явились моря Баренцево, Лаптевых и Чукотское;
- в течение летнего периода таяния и разрушения льда сформировалась крупная отрицательная аномалия ледовитости СЛО, общее количество льда составило 5,2 млн кв. км при норме 6,5 млн кв. км (на 20 % меньше среднемноголетних значений). Однако, несмотря на отрицательную аномалию ледовитости, после летнего разрушения сохранилось больше остаточного льда по сравнению с 2007/08 г. на 0,4–0,8 млн кв. км;
- в центральной части бассейна океана ледообразование среди остаточных льдов началось в сроки, близкие к среднемноголетним. В арктических морях наблюдалось позднее начало ледообразования, но проходило оно с большой интенсивностью, которая проявлялась в быстром замерзании обширных акваторий морей. Величина аномалий сроков устойчивого ледообразования в морях сократилась вдвое по сравнению с 2007/08 г. и составила 10–14 сут по сравнению с 20–30 сут в прежние годы;
- развитие ледовых условий в 2009 г. проходило по легкому типу.

В качестве основных особенностей гидрологического режима Северного Ледовитого океана и его морей можно выделить следующие.

В целом, структура полей океанографических характеристик в СЛО в 2009 г. не претерпела значительных изменений по сравнению с состоянием на 2007/08 г. Существующие аномалии термохалинной структуры поверхностного слоя и слоя-глубинных атлантических вод сохранили свои знаки, однако несколько уменьшились по величине. В частности, в слое поверхностных вод это привело к уменьшению величины градиентов поверхностной солености в направлении от Евразийского к Канадскому суббассейну. В слое глубинных вод наметилась тенденция к незначительному уменьшению положительной аномалии максимальной температуры АВ по сравнению с климатическими значениями на всей акватории Евразийского суббассейна, т.е. изменения температуры и солености СЛО в 2009 г. были таковыми, что дают основание предположить наличие тенденции к возврату термохалинной структуры к среднему климатическому состоянию.

Вместе с тем, в районах Северной Атлантики в 2009 г. была отмечена очередная интенсификация затока теплого Северо-Атлантического течения через пролив Фрама, что может вызвать в ближайшие годы волну очередного повышения температуры глубинных атлантических вод в Арктике. Учитывая это обстоятельство, видится разумным продолжение практики систематического широкомасштабного мониторинга акватории Арктического бассейна и окраинных морей.

Особенности распространения речных вод в сентябре 2009 г. обуславливают незначительное влияние речного стока на северные и северо-восточные районы моря Лаптевых. Отмечается повышенное содержание фосфатов и, как следствие, более низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое южной части моря. В поверхностном слое наибольшие концентрации биогенных элементов отмечаются в губе Буор-Хая и в Оленекском заливе, сильно подверженных влиянию речного стока. В зимний период во всех заливах концентрация фосфатов резко возрастает и наибольшие значения наблюдаются в придонном слое.

Особенностью распределения гидрохимических параметров летом 2009 г. является ярко выраженный промежуточный максимум растворенного кислорода в центральной части моря, что, вероятно, объясняется особенностями распространения речного стока и биохимическими процессами, протекающими на кромке льда.

Колебания уровня на станциях арктических морей в течение 2009 г. носили относительно спокойный характер. Несмотря на значительное очищение прибрежных акваторий в летне-осенний период, значительных стонов и нагонов не наблюдалось.

Данные наблюдений за уровнем в 2009 г. показали в целом сохранение тенденций изменения среднего уровня арктических морей, сложившихся на протяжении последних десятилетий. Характерной чертой уровня режима для большинства районов является наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 г. и после, с другой стороны. Если до 1985 г. практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря носили стационарный характер, то после 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился. 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. Однако в конце 1990-х – начале 2000-х годов уровень вновь стал расти и в 2005–2009 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы.

Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за 2009 г. на акваториях Баренцева и Карского морей, а также морей восточной Арктики показал, что в Баренцевом море самым штормовым месяцем был февраль, когда высота волн в Баренцевом море превысила 13,5 м (2 февраля). В Карском море максимальное развитие (более 7 м) ветровое волнение получило 1 октября. На акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского в период с июля по октябрь в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 3 м. Самый сильный шторм на морях восточной Арктики отмечался 6 сентября, когда высота волн в северо-восточной части Чукотского моря достигла 5,5 м.

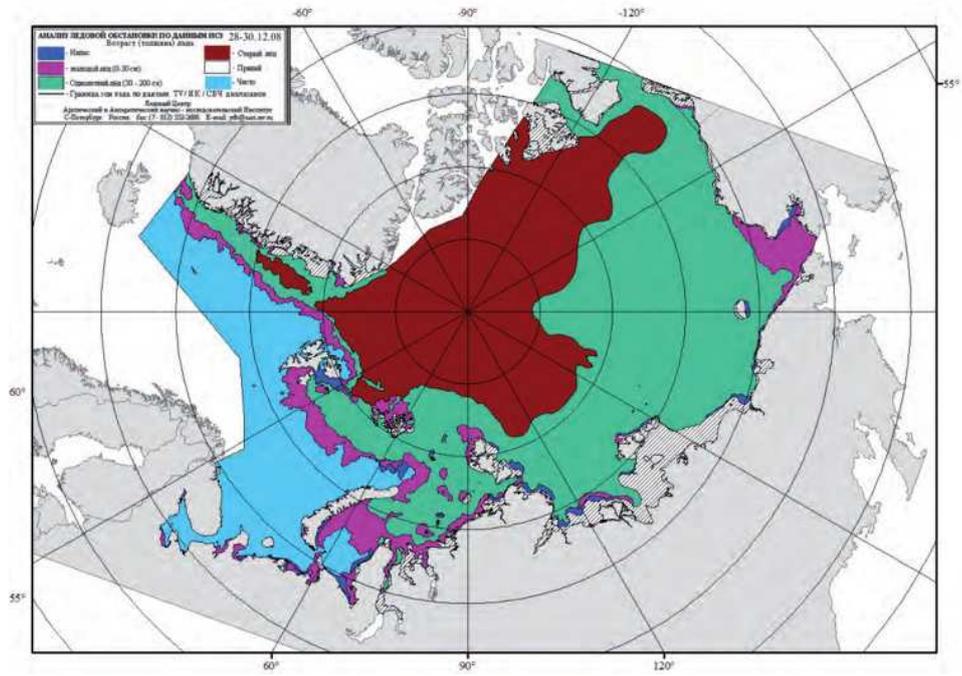


Рис. 2.2. Распределение льда по возрасту в конце декабря 2008 г.

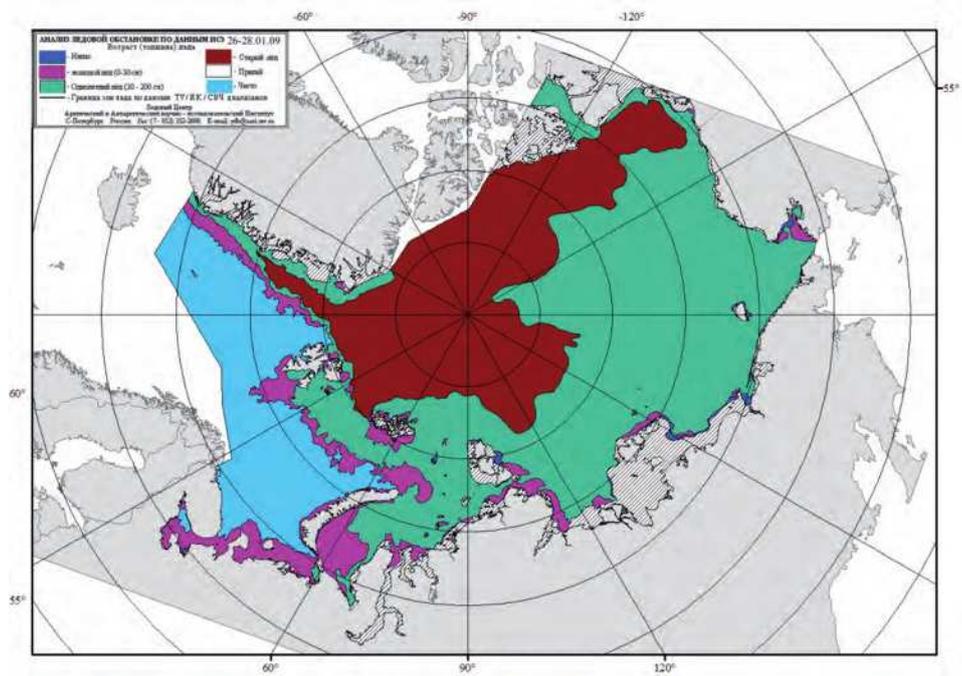


Рис. 2.5. Возрастной состав и распределение льда в конце января 2009 г.



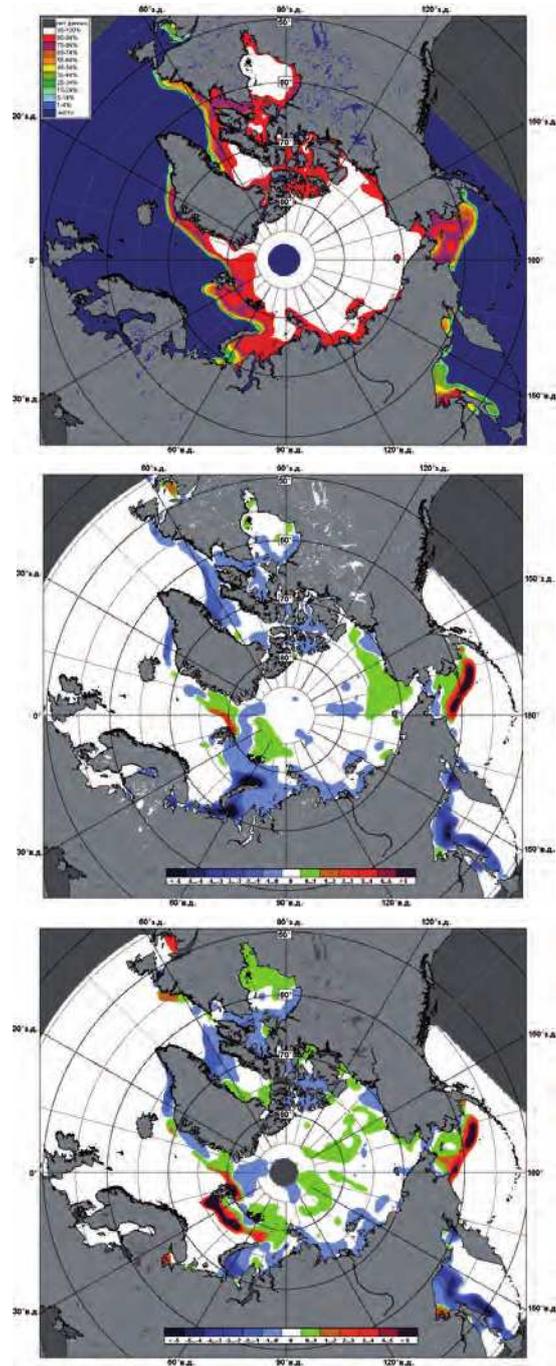


Рис. 2.6. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2009 г. (вверху) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



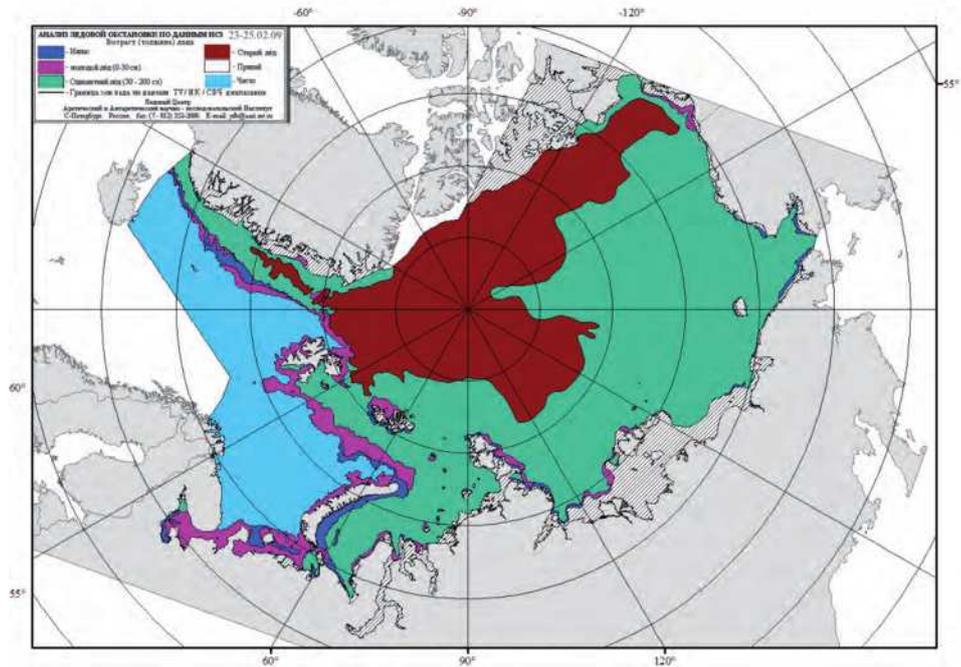


Рис. 2.8. Возрастной состав и распределение льда в конце февраля 2009 г.

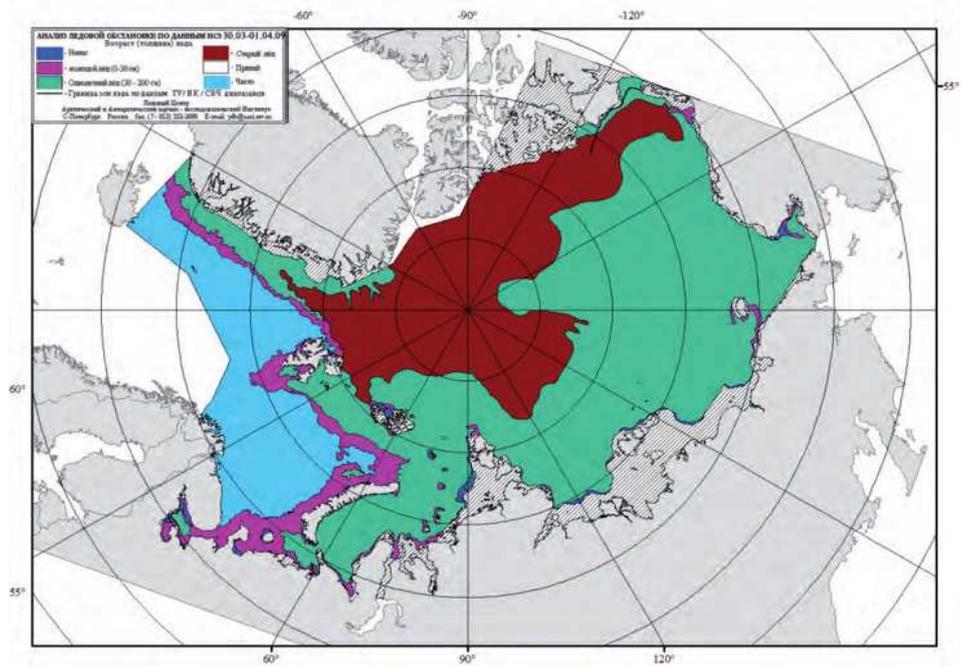


Рис. 2.11. Возрастной состав и распределение льда в конце марта 2009 г.



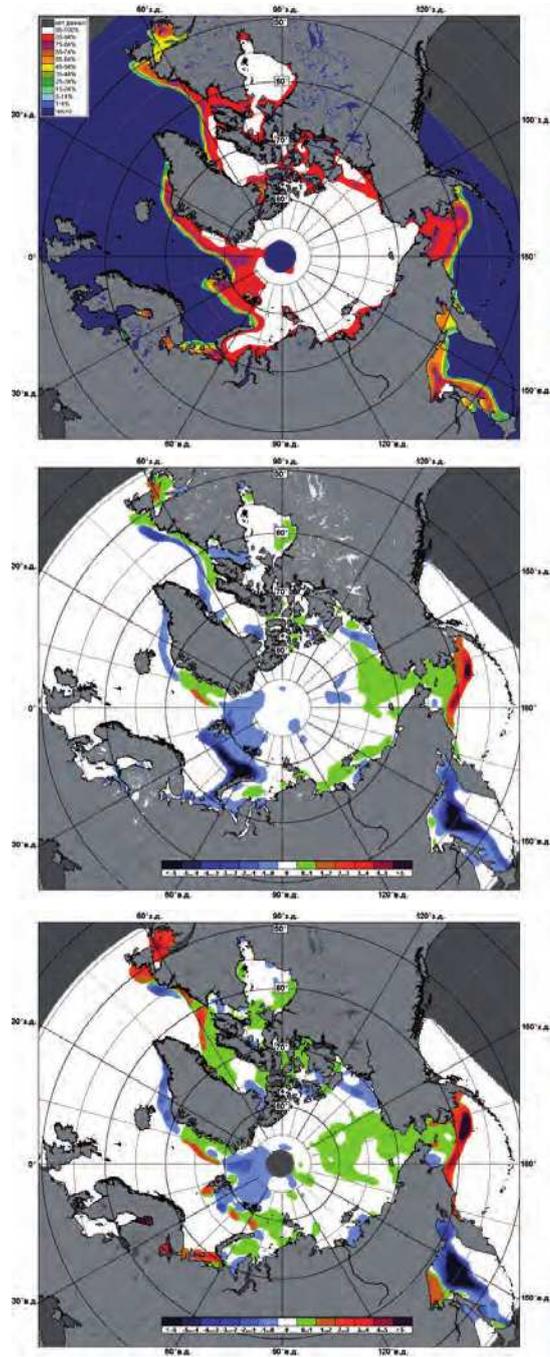


Рис. 2.9. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



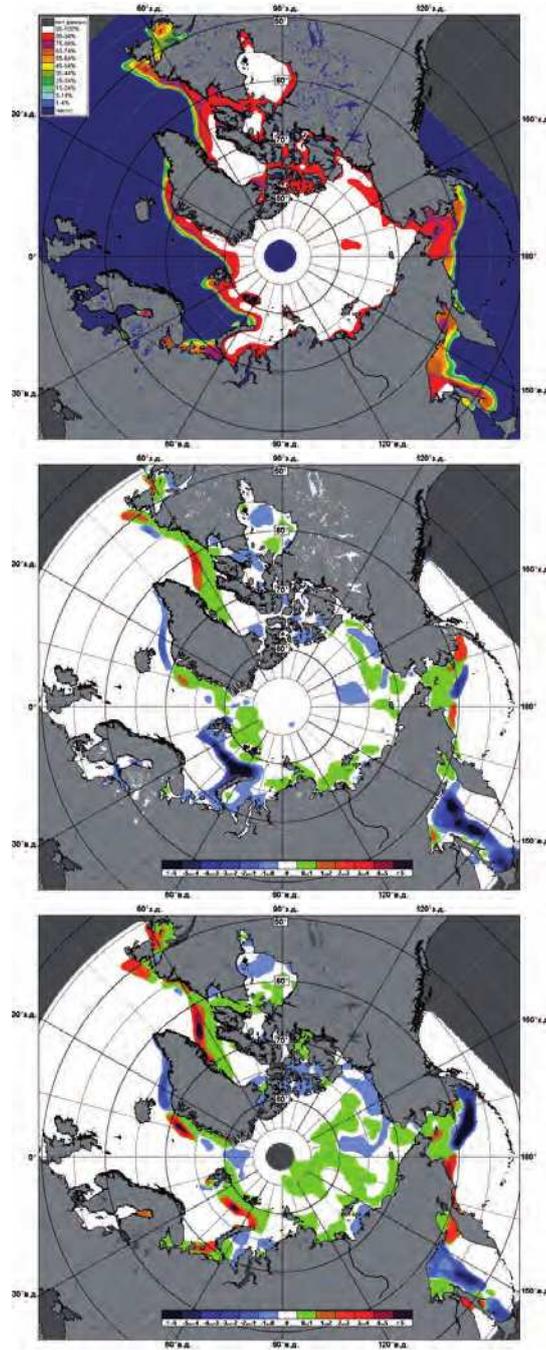


Рис. 2.12. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



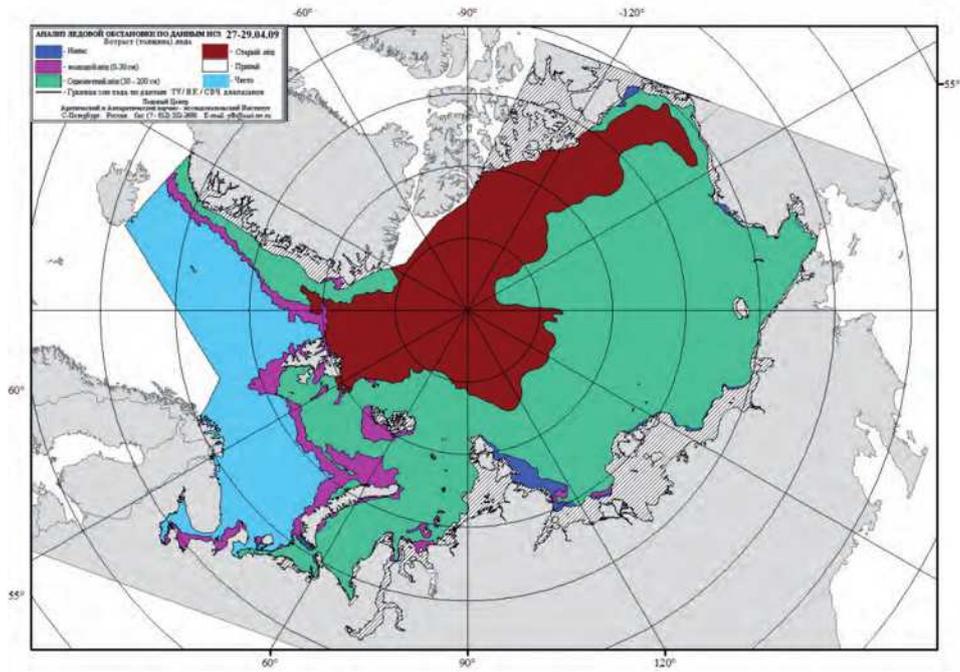


Рис. 2.15. Возрастной состав и распределение льда в конце апреля 2009 г.

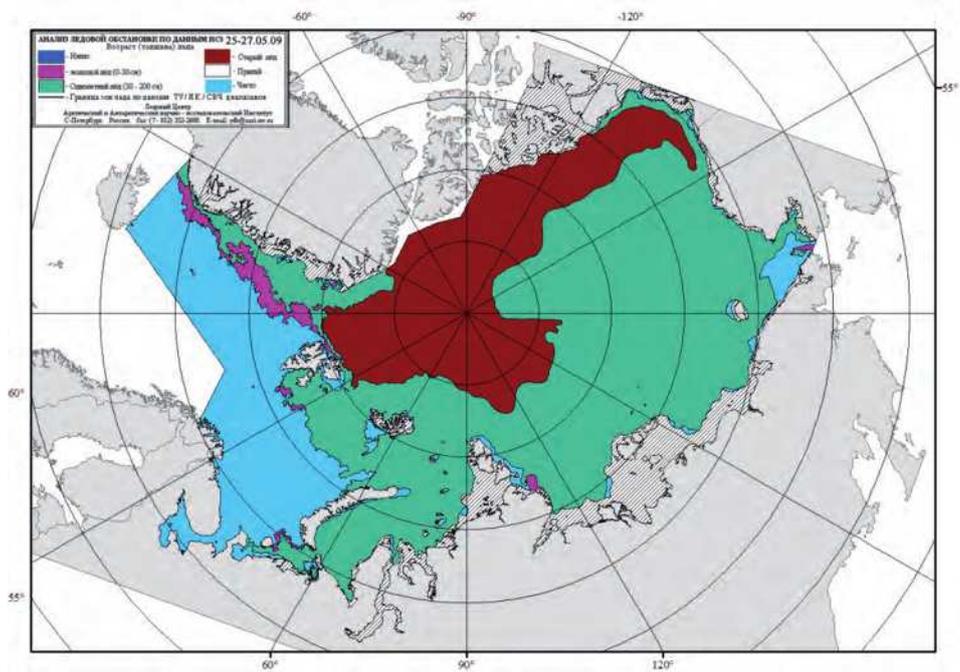


Рис. 2.18. Возрастной состав и распределение льда в конце мая 2009 г.



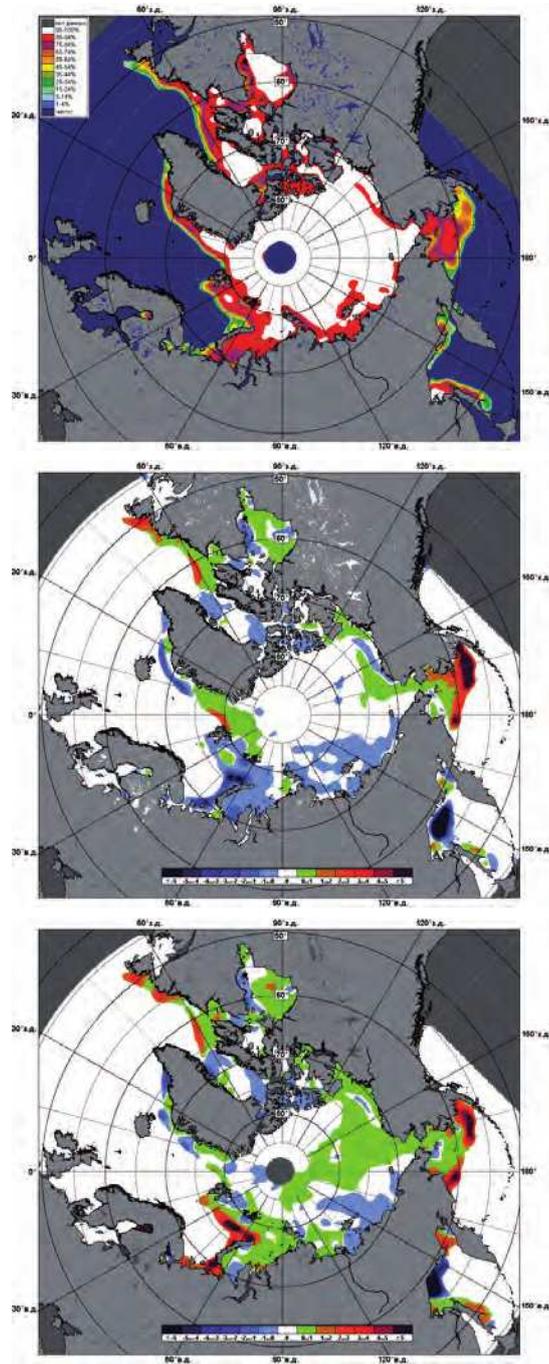


Рис. 2.16. Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 г. (посередине) и 2007–2008 г. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



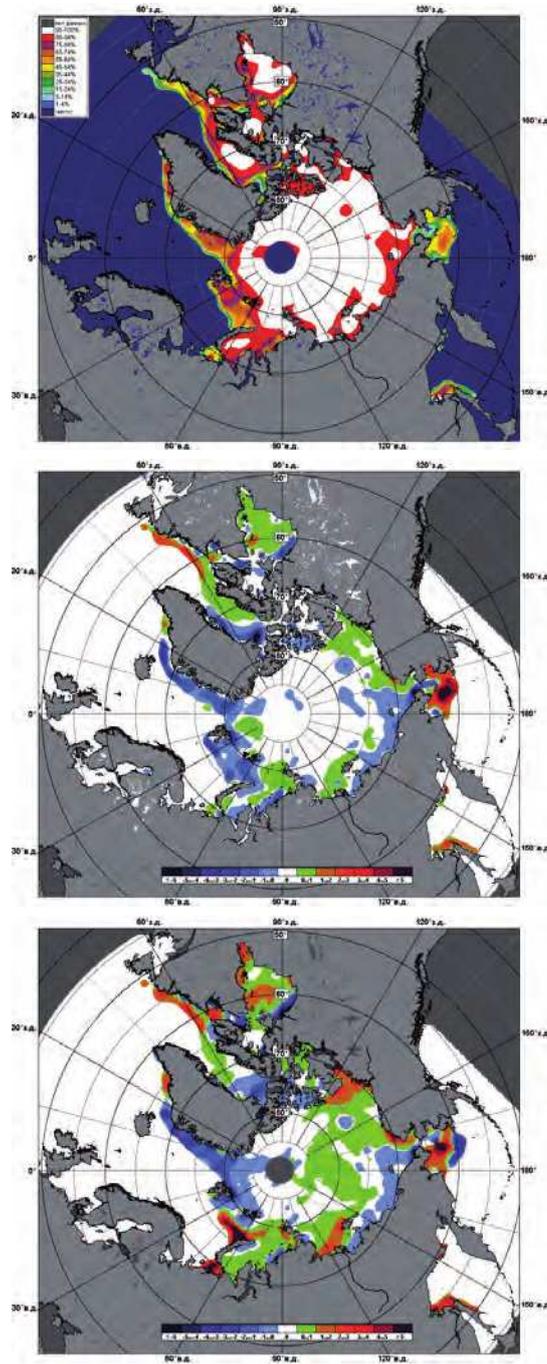


Рис. 2.19. Медианное распределение сплоченности льда в мае 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



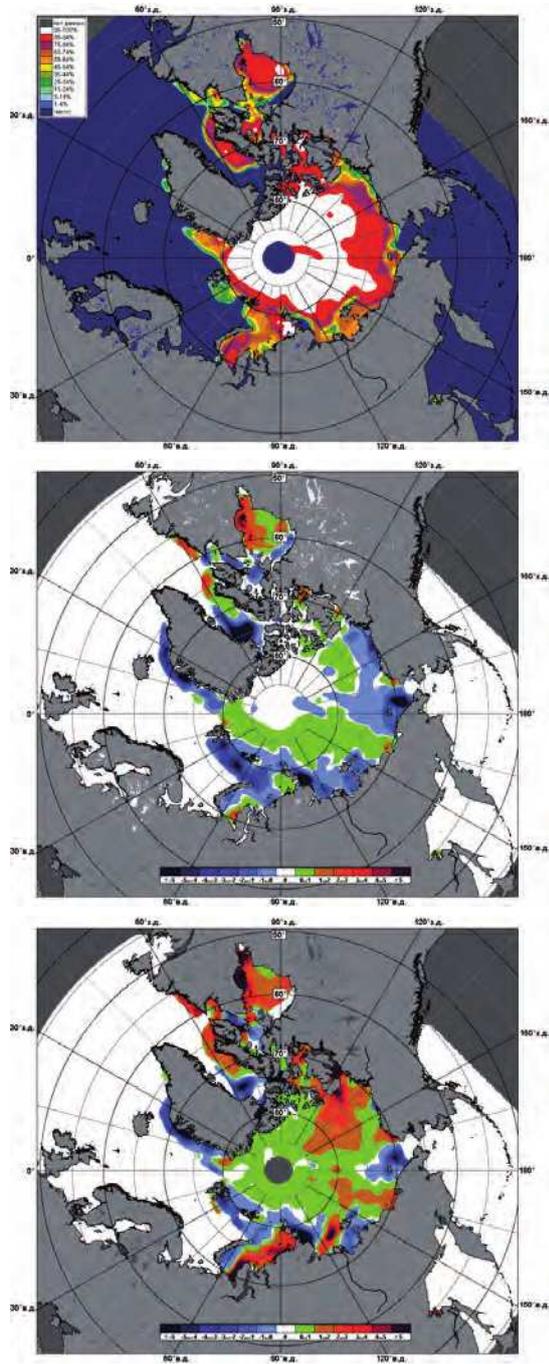


Рис. 2.22. Медианное распределение сплоченности льда в июне 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



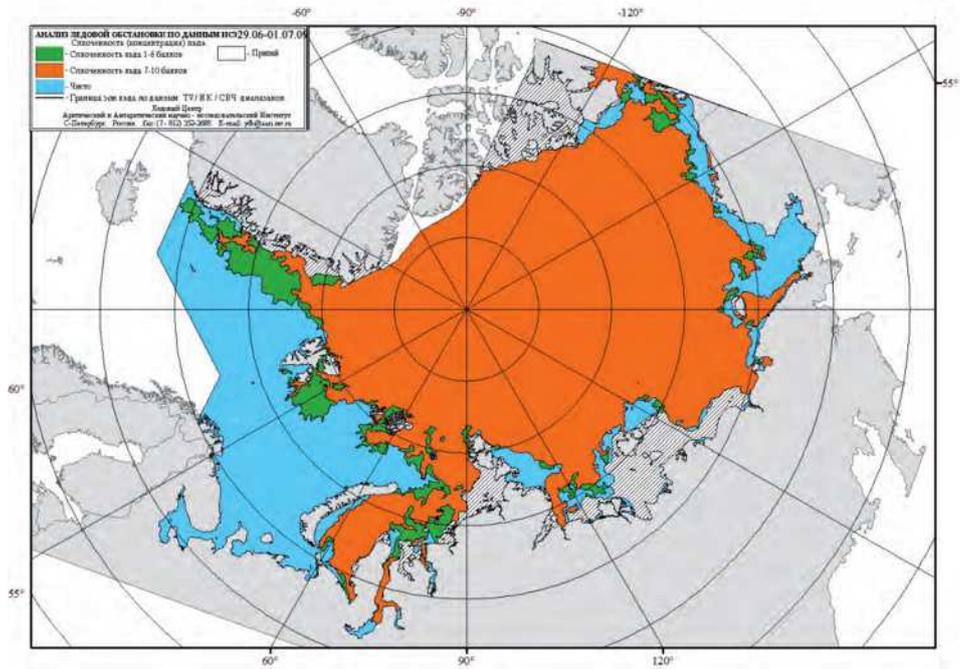


Рис. 2.21. Возрастной состав и распределение льда в конце июня 2009 г.

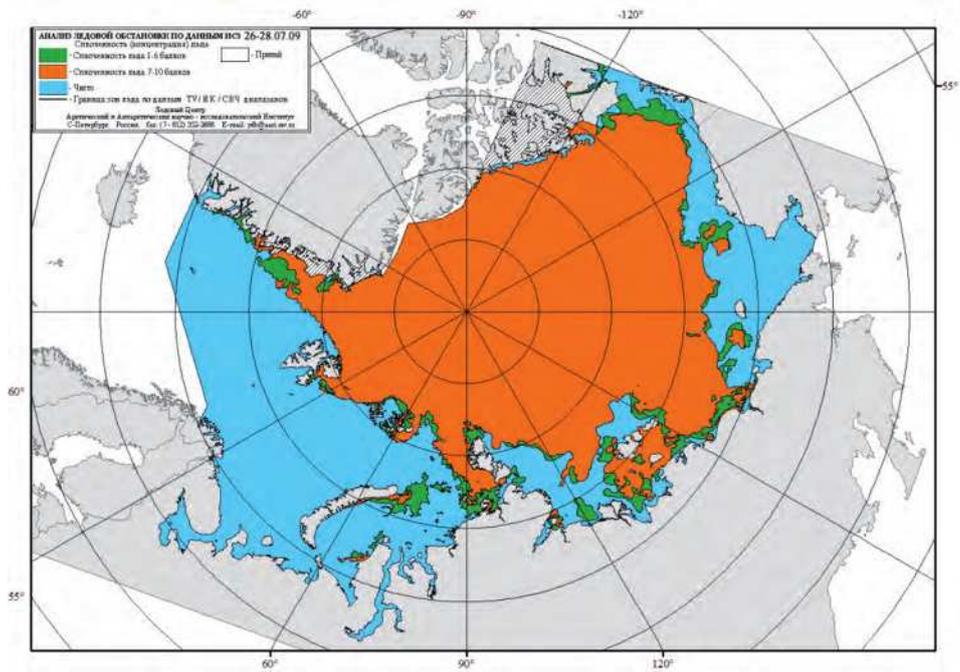


Рис. 2.24. Распределение льда по сплоченности в конце июля 2009 г.



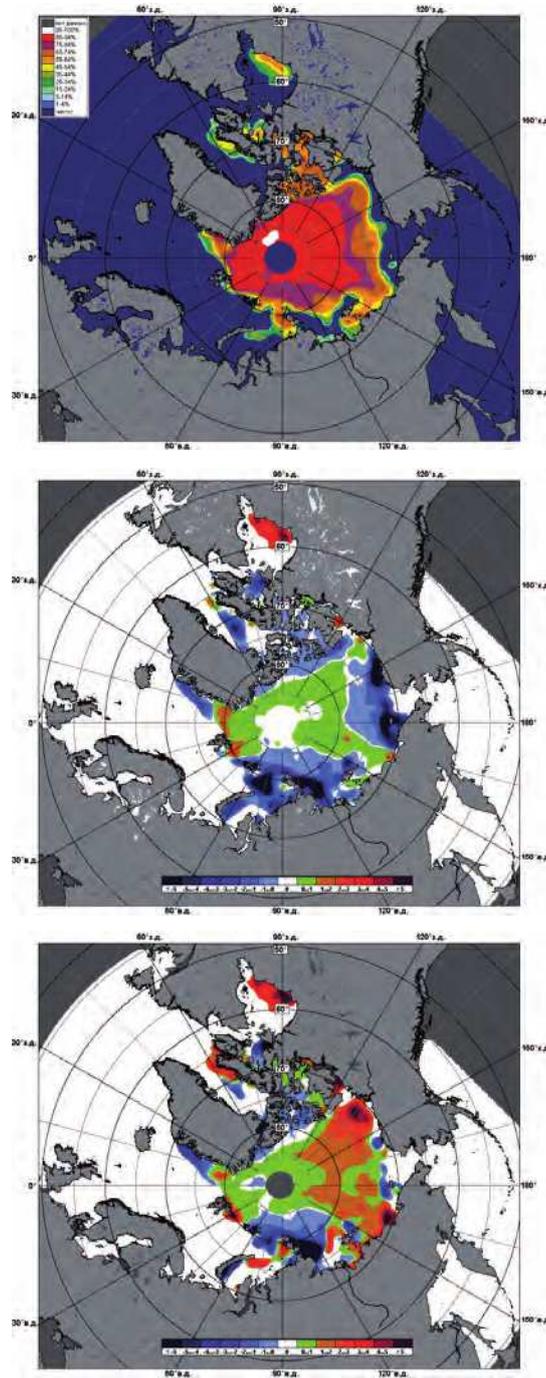


Рис. 2.25. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



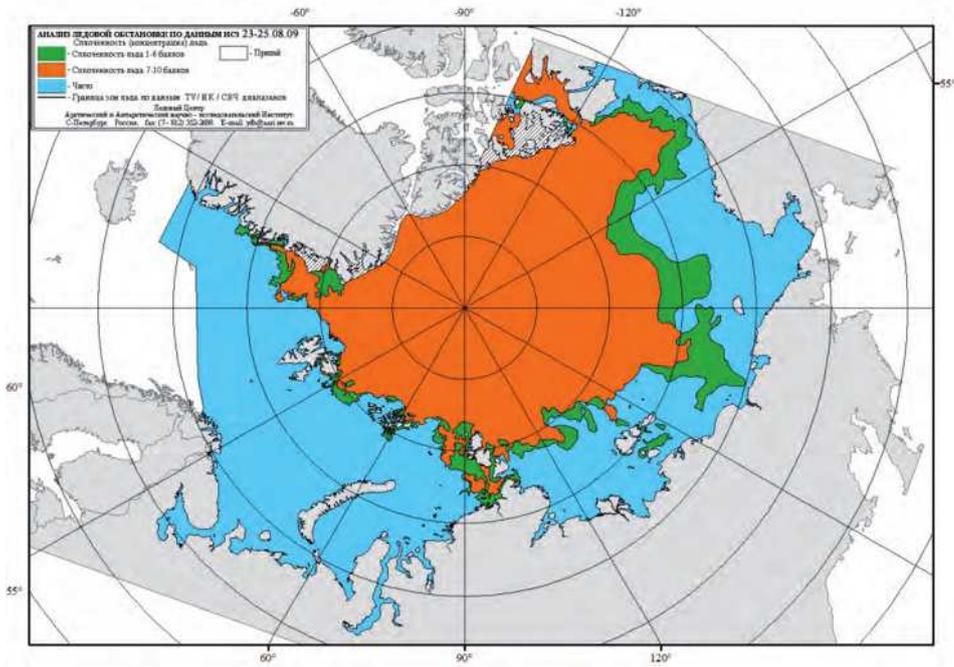


Рис. 2.27. Распределение льда по сплоченности в конце августа 2009 г.

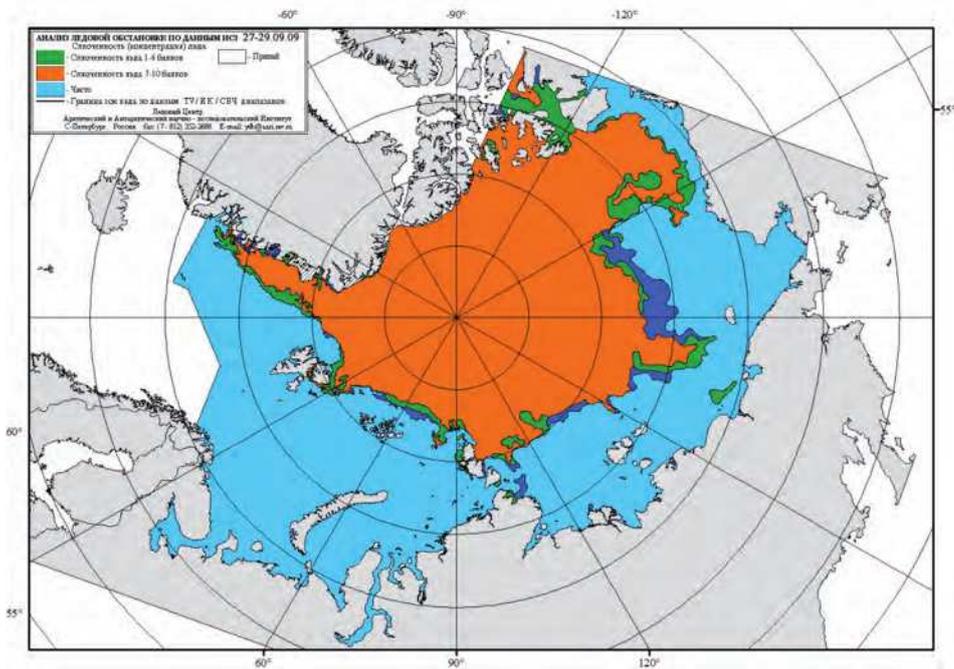


Рис. 2.34. Среднемесячное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г.



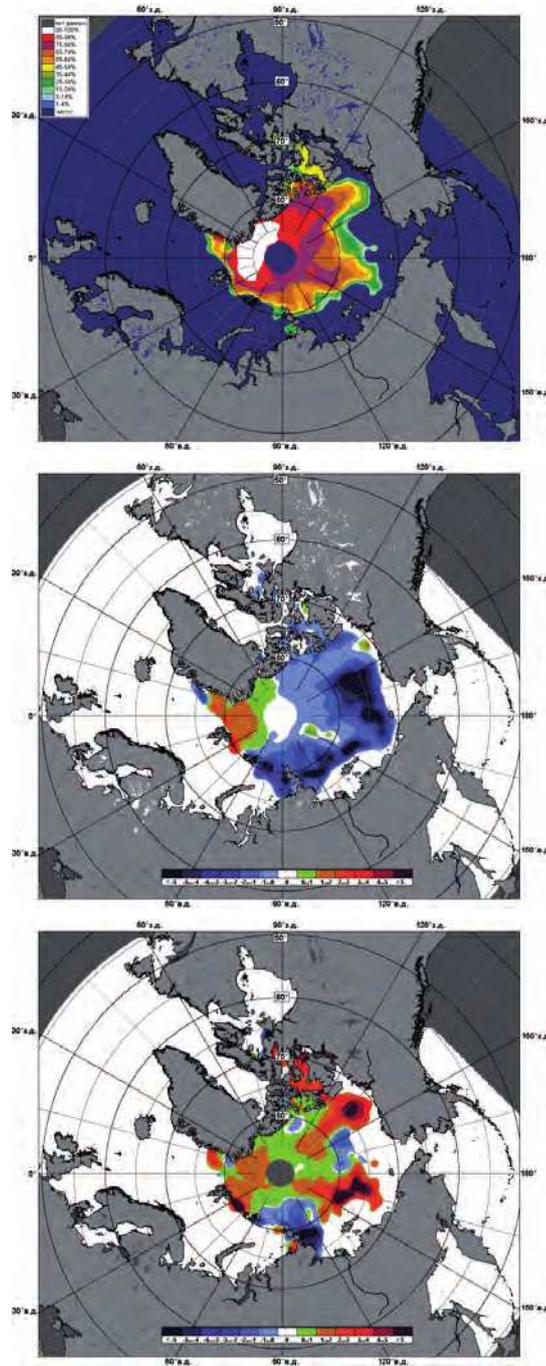


Рис. 2.28. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



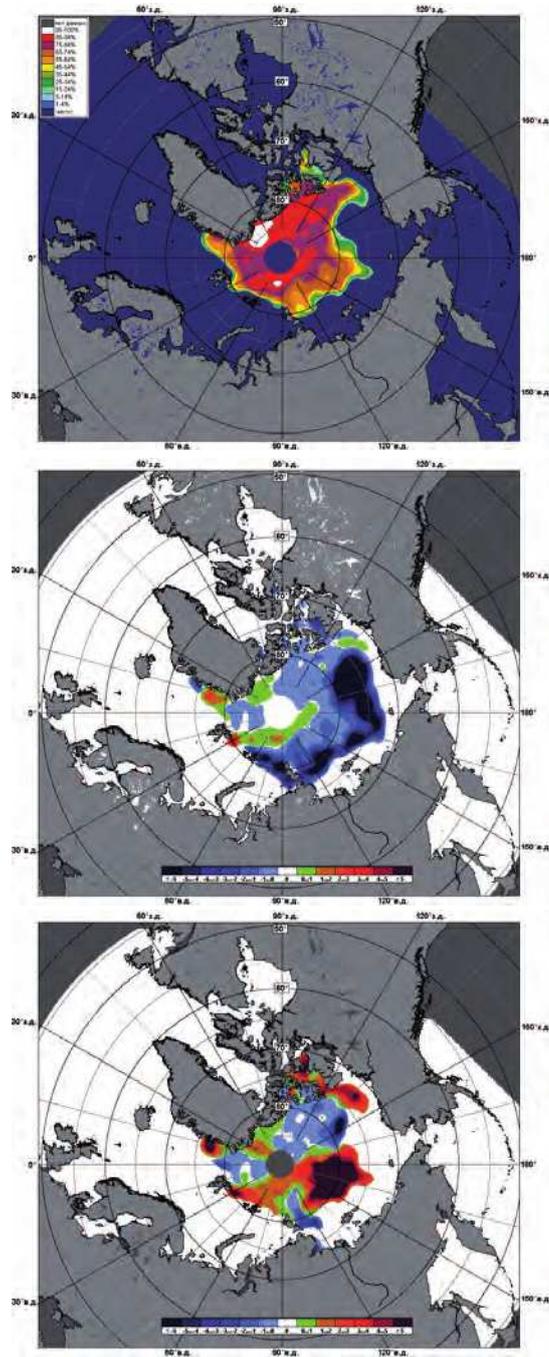


Рис. 2.35. Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г. (вверху) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



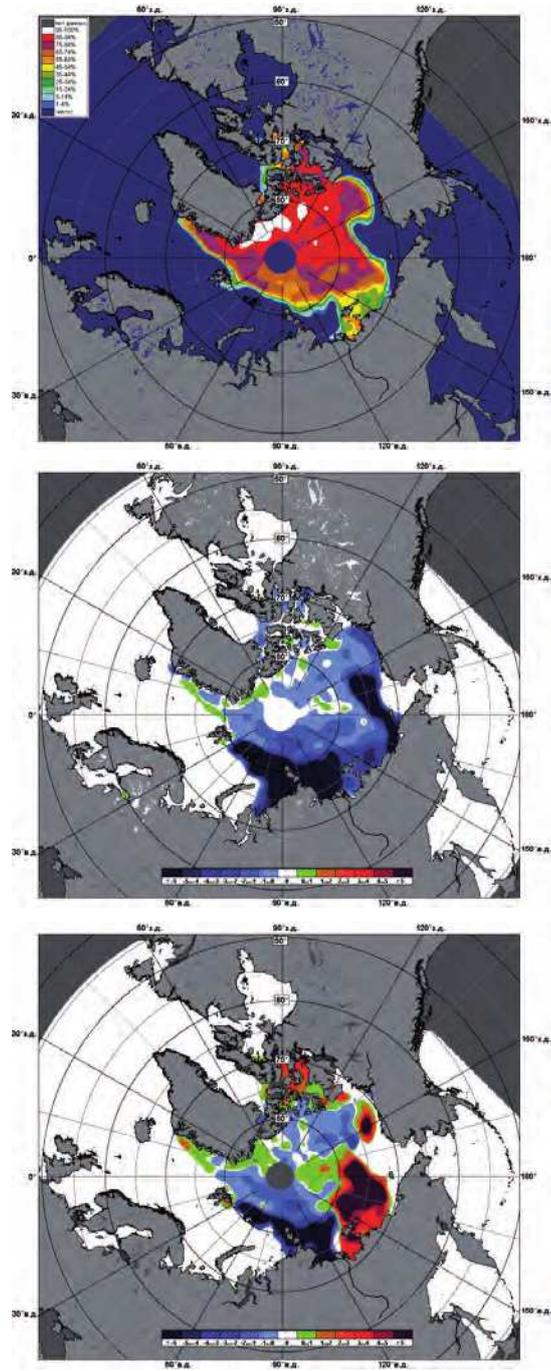


Рис. 2.39. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2009 г. (вверху) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



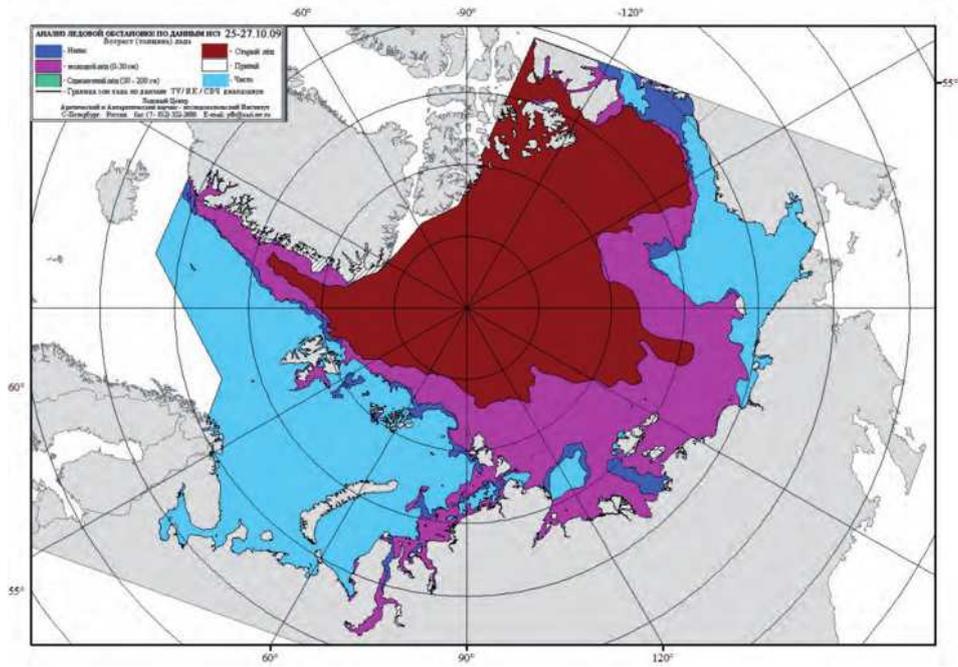


Рис. 2.38. Распределение льда по возрасту в конце октября 2009 г.

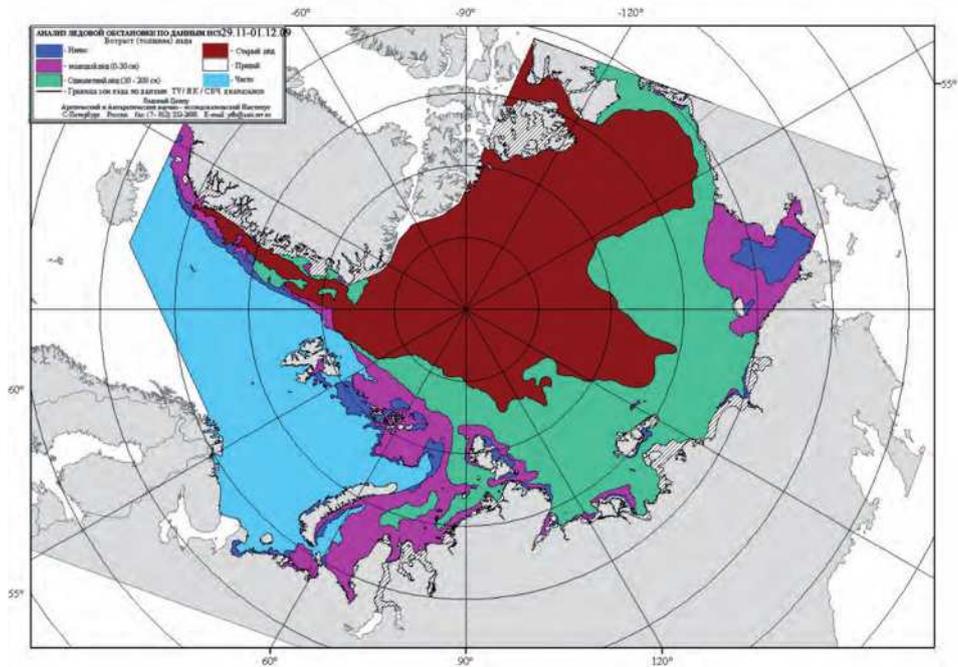


Рис. 2.41. Распределение льда по возрасту в конце ноября 2009 г.



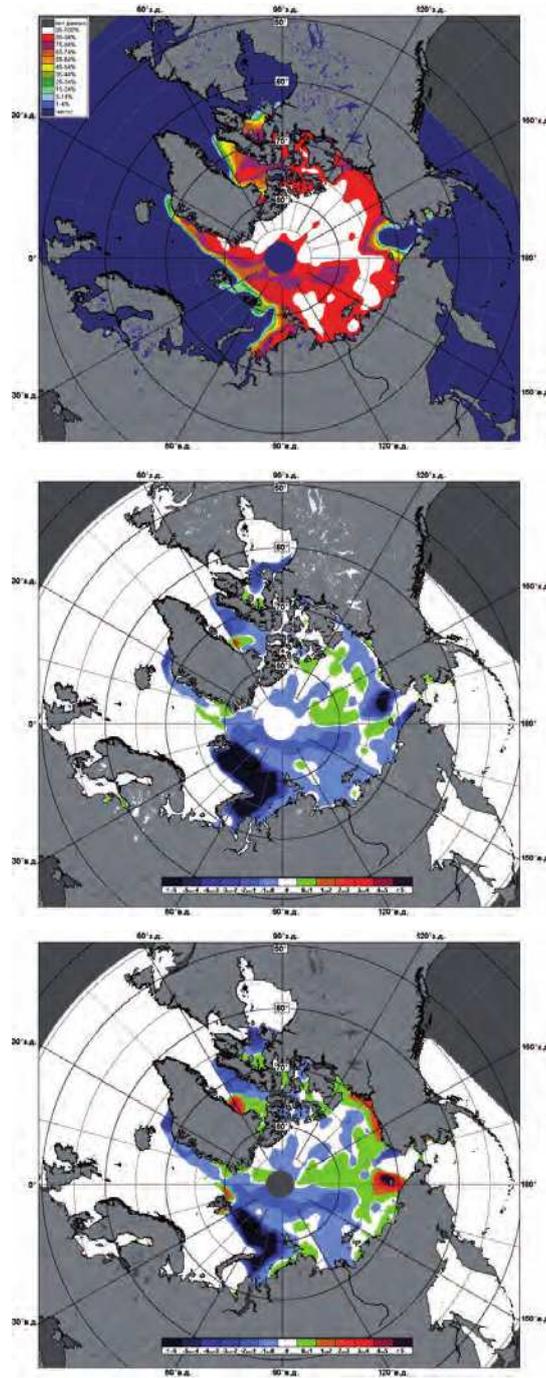


Рис. 2.42. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2009 г. (вверху) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



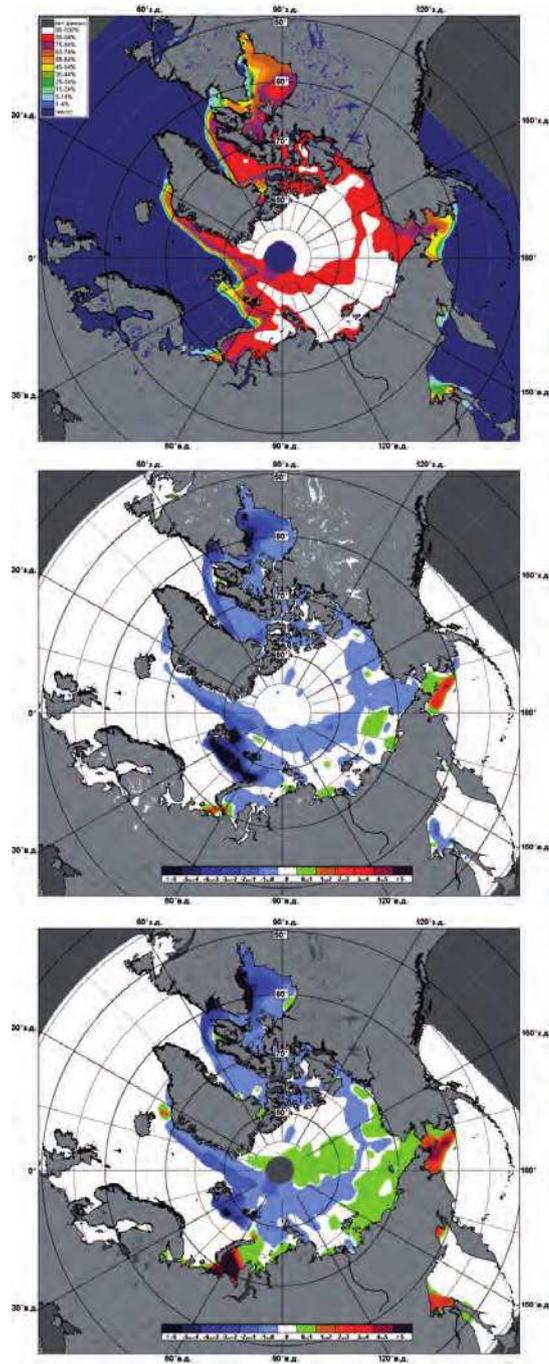


Рис. 2.45. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2009 г. (вверху) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 гг. (посередине) и 2007–2008 гг. (внизу) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.



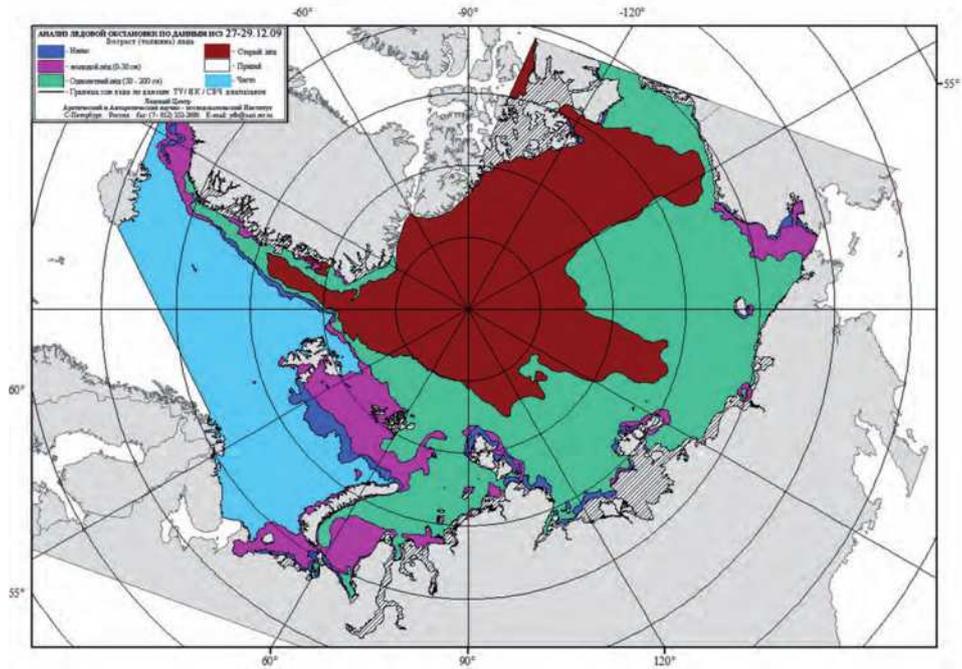


Рис. 2.44. Распределение льда по возрасту в конце декабря 2009 г.

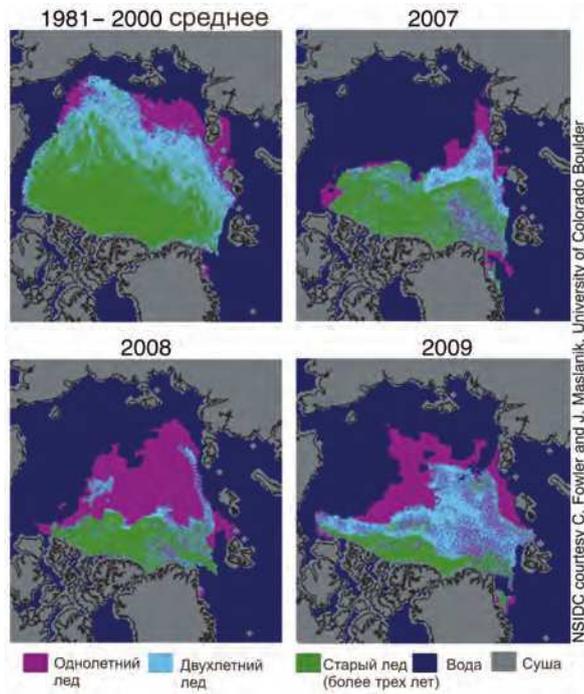


Рис. 3.2. Морской лед СЛО на конец сезона летнего таяния за различные годы и возрастной состав льдов (данные НЦД по снегу и морскому льду, США, www.nsidc.org).



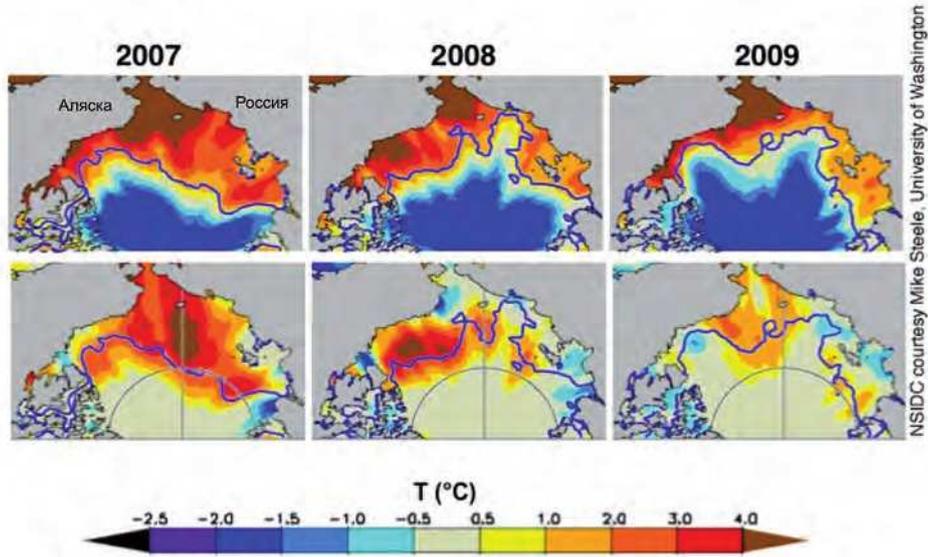


Рис. 3.3. Распределение поверхностной температуры воды в августе 2007–2009 гг. (верхний ряд) и аномалия по отношению к средним климатическим значениям (нижний ряд).

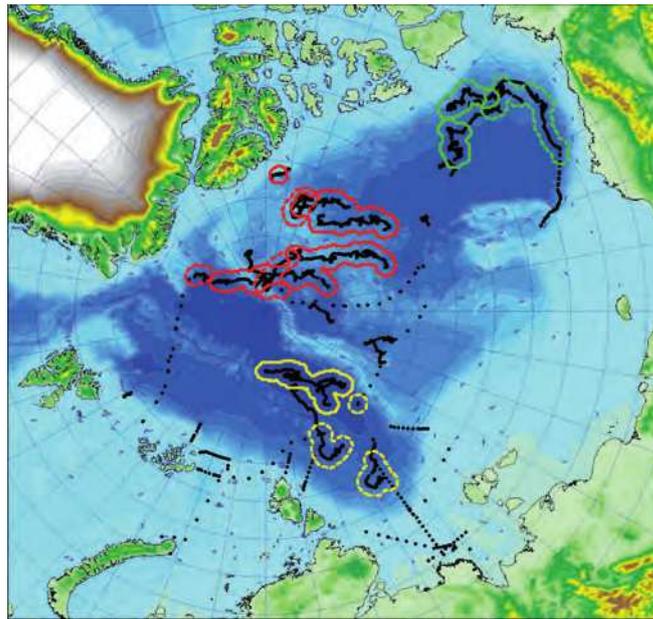


Рис. 3.4. Положение 100-километровых зон, в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры в 2009 г. Желтым цветом указаны районы дрейфа ИТР-24, ИТР-36 и ИТР-37; красным – дрейфующей станции СП-36, ИТР-23, ИТР-25 и ИТР-29; зеленым – ИТР-11, ИТР-21 и ИТР-33; сплошная линия контуров – районы поиска для зимне-весеннего сезона (январь–июнь), штриховая – для летнего сезона (август–сентябрь); точки – места выполнения всех океанографических станций в 2009 г.



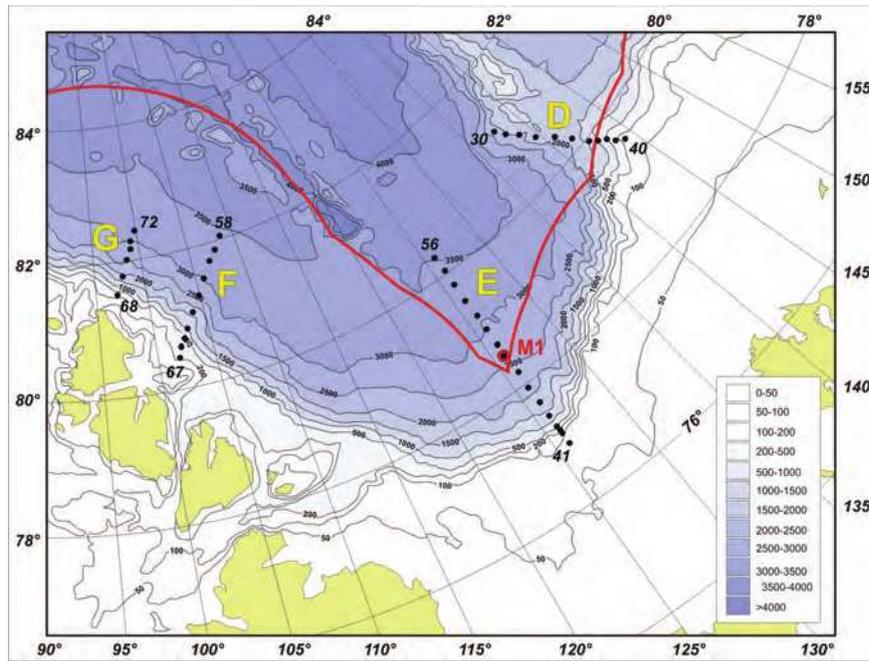
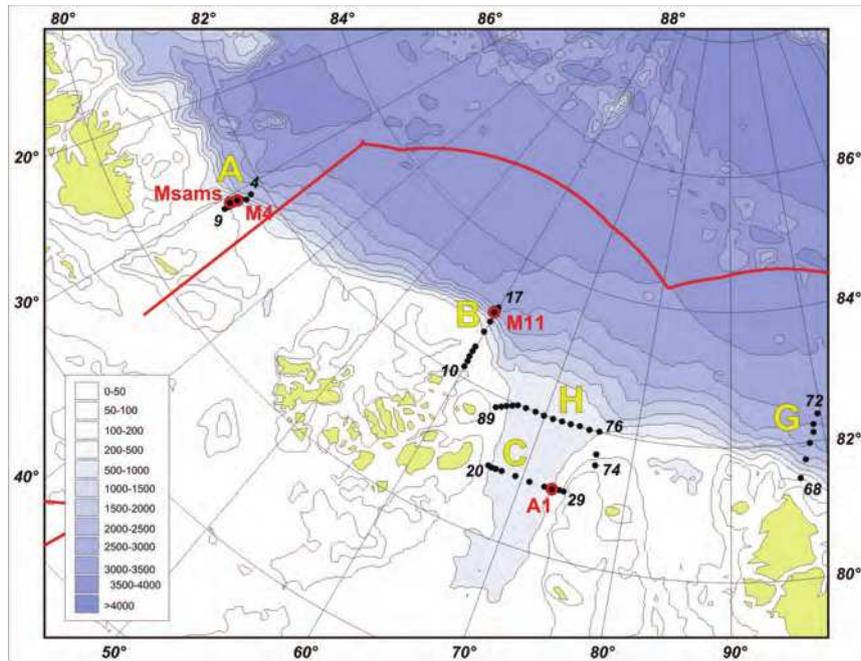


Рис. 3.11. Положение кросс-континентальных океанографических разрезов, выполненных во время экспедиции АВЛАП/NAVOS-2009. Точки – положение STD-станций, красная линия – граница российской экономической зоны, буквами указаны разрезы.



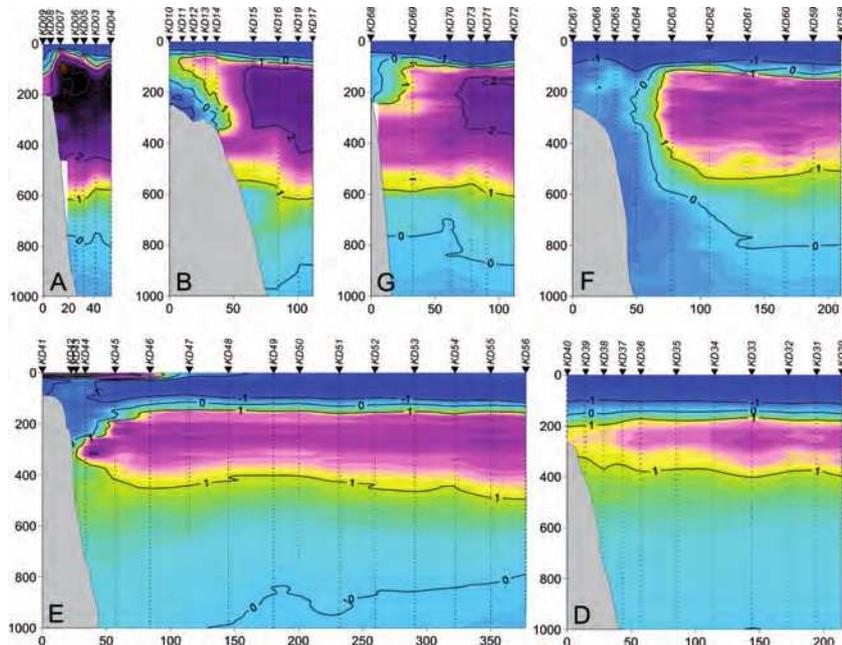


Рис. 3.12. Трансформация температуры ядра атлантических вод по мере их распространения в восточном направлении вдоль границы континентального склона по данным экспедиции АВЛАП/NAPOS-2009.

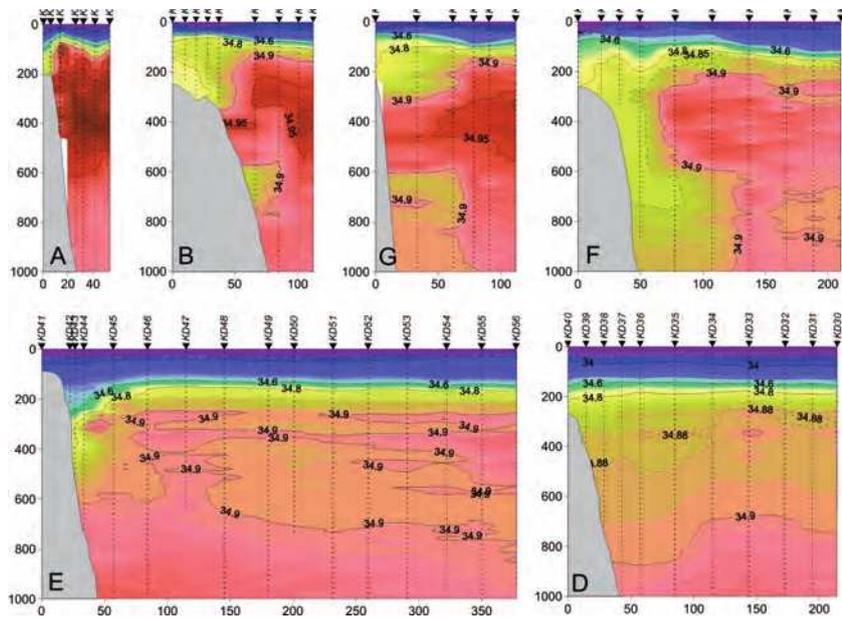


Рис. 3.13. Трансформация солёности в ядре атлантических вод по мере их распространения в восточном направлении вдоль границы континентального склона по данным экспедиции АВЛАП/NAPOS-2009.



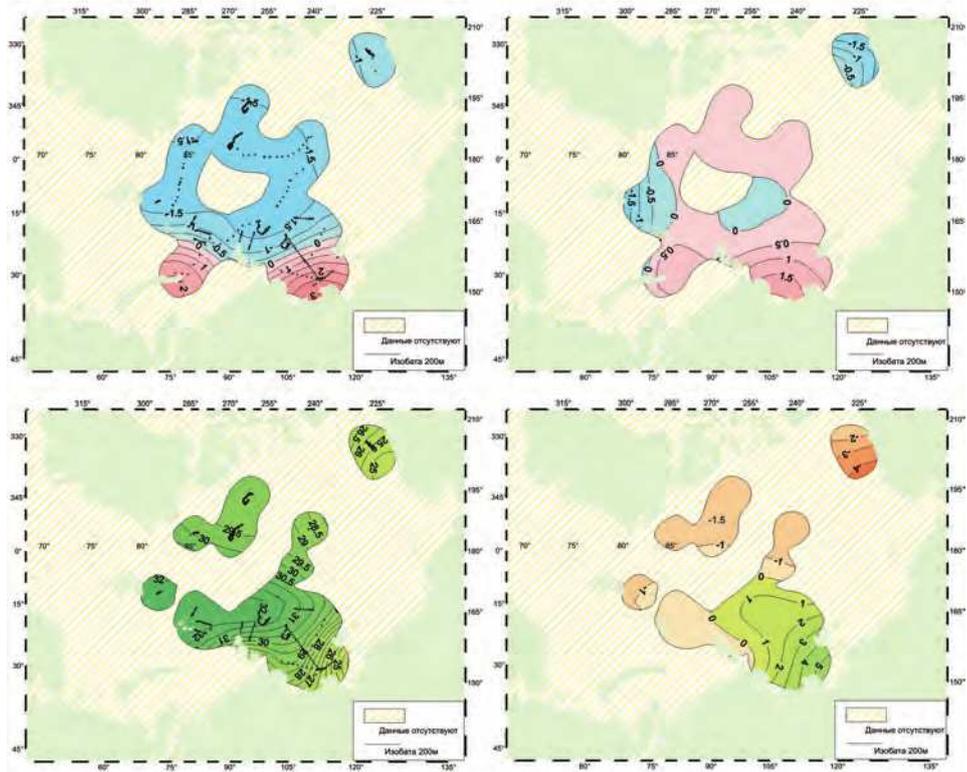


Рис. 3.14. Пространственное распределение температуры (вверху) и солёности (внизу) на глубине 5–10 м по данным измерений в августе–сентябре 2009 г. (слева) и их аномалии по отношению к климатическим значениям (справа).



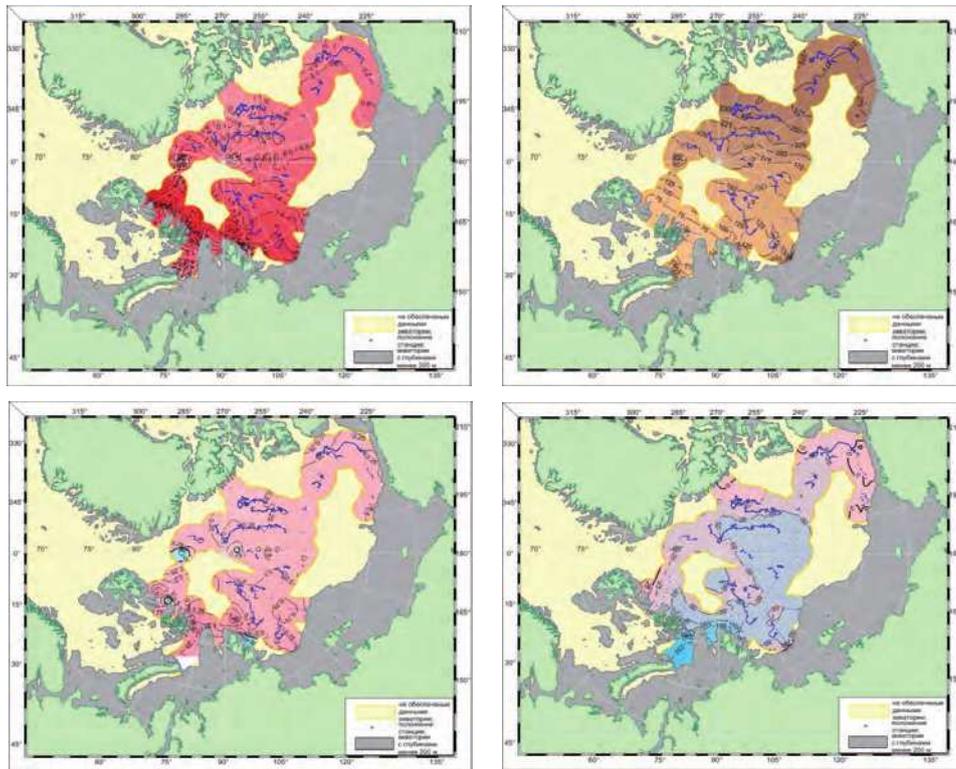


Рис. 3.15. Пространственное распределение максимальной температуры в слое АВ и положение изотермы 0 °С в августе–сентябре 2009 г. (вверху) и их аномалии по отношению к климатическим значениям (внизу)



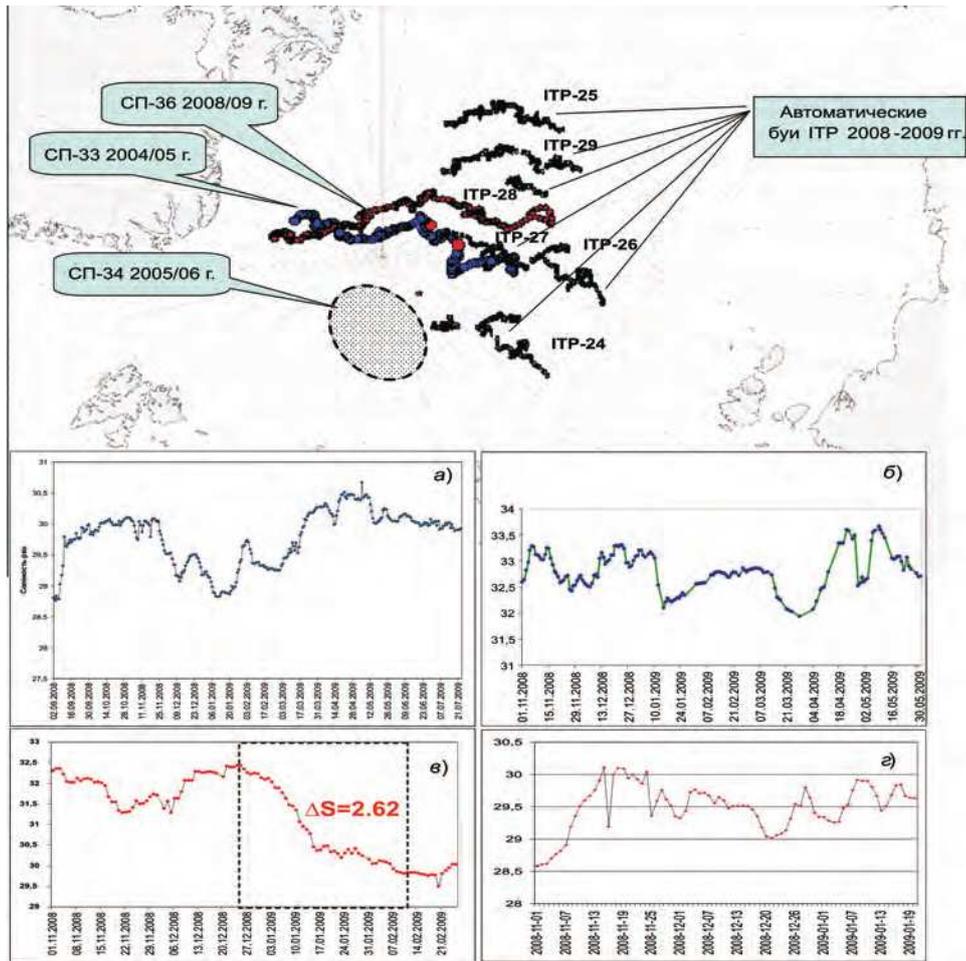


Рис. 3.16. Траектории движения дрейфующих станций СП-33–СП-36 и дрейфующих буев ИТР-24– ИТР-29 и графики пространственно-временных рядов изменения солёности на горизонте 2 м по данным СП-36 (а), на горизонте 7,9 м по данным ИТР-24 (б), на горизонте 11,9 м по данным ИТР-26 (в), на горизонте 11,9 м по данным ИТР-27 (г).



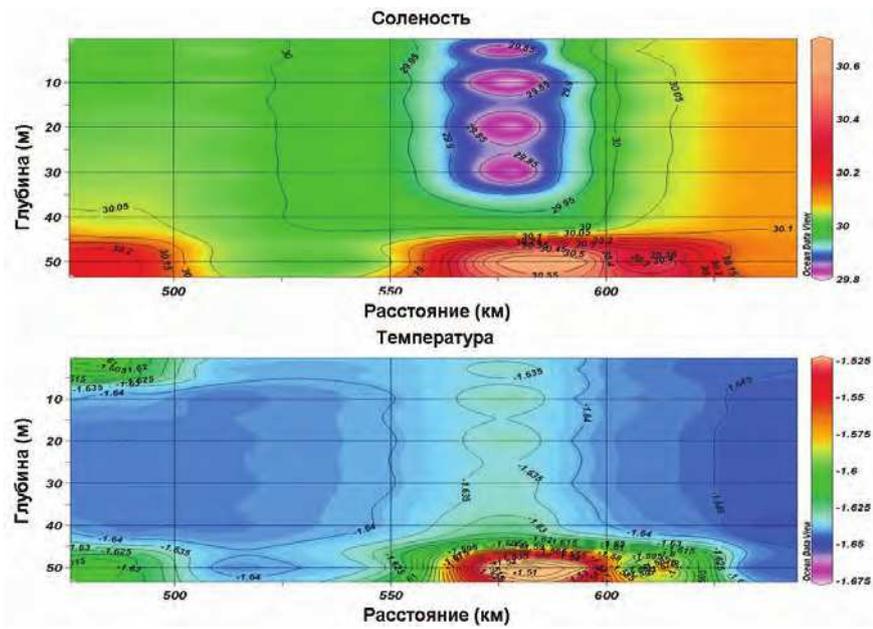


Рис. 3.17. Разрез солености и температуры по данным дрейфующей станции СП-36 за период с 24.12.2008 г. по 03.02.2009 г.



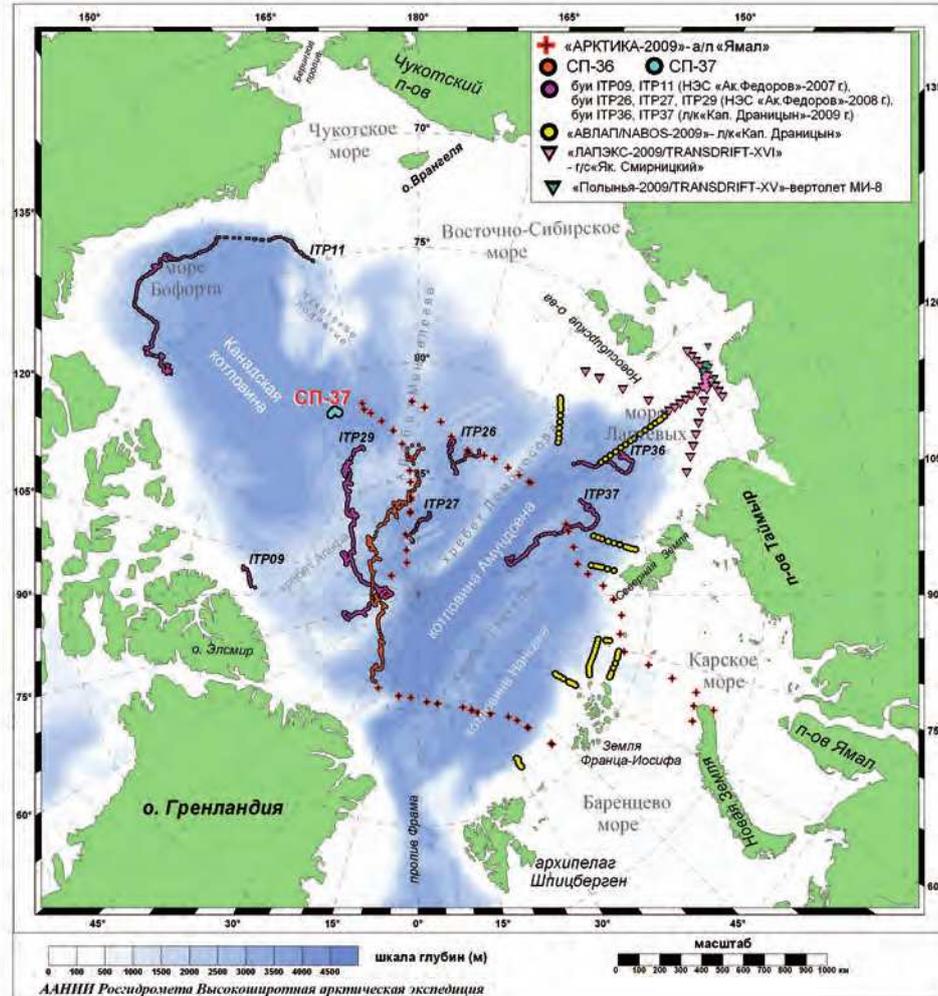


Рис. 3.18. Положение океанографических станций, выполненных в 2009 г (СП-36 и СП-37)



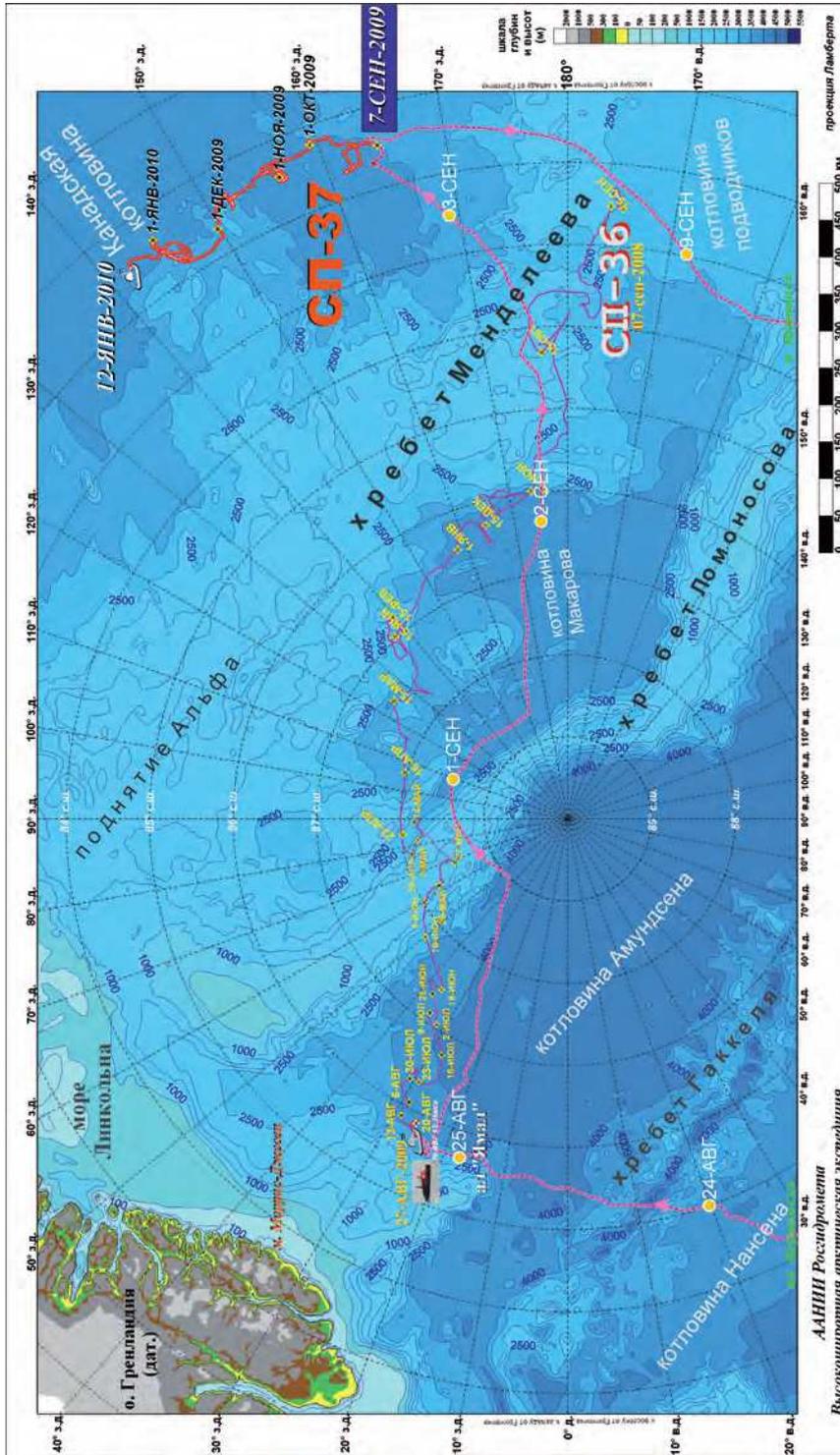


Рис. 3.19. Район дрейфа станций СП-36 и СП-37, маршрут а/л «Ямал».



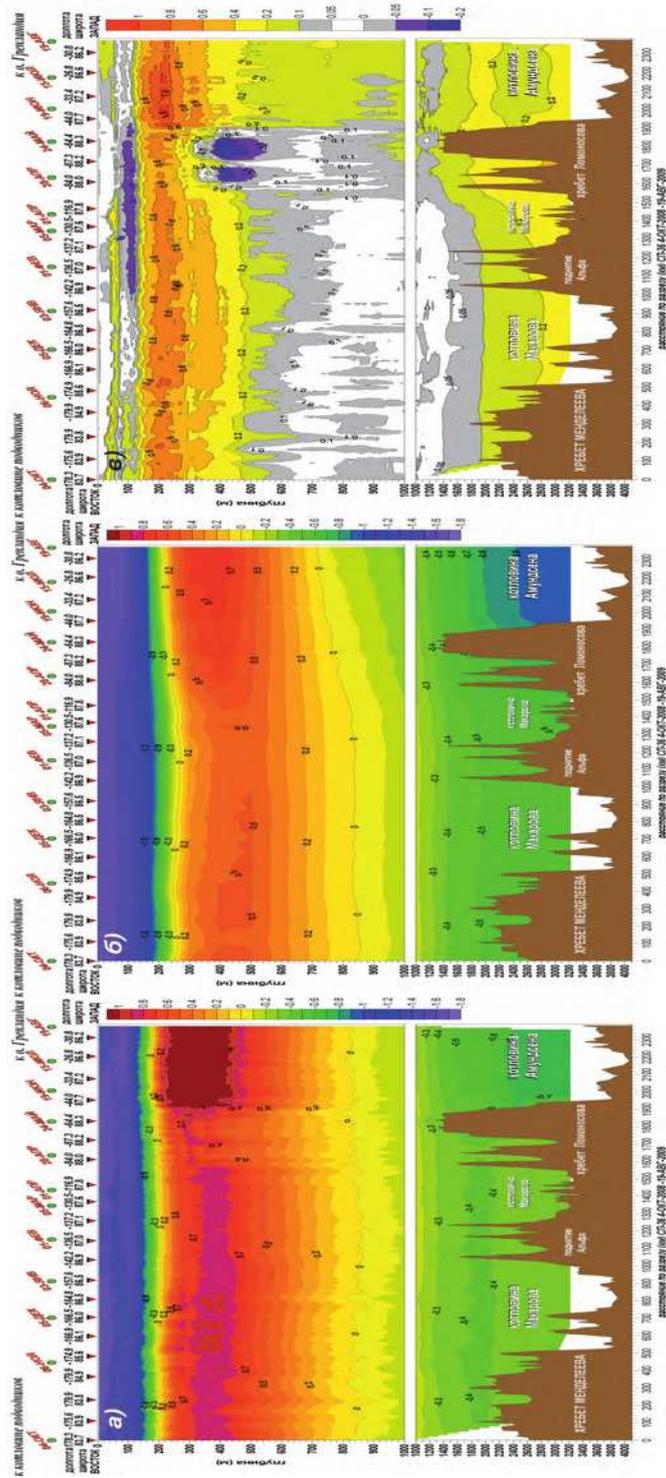


Рис. 3.20. Океанографический разрез.
 а – температура воды по данным СП-36 в 2009 г., б – климатические значения температуры, в – аномалия температуры воды.



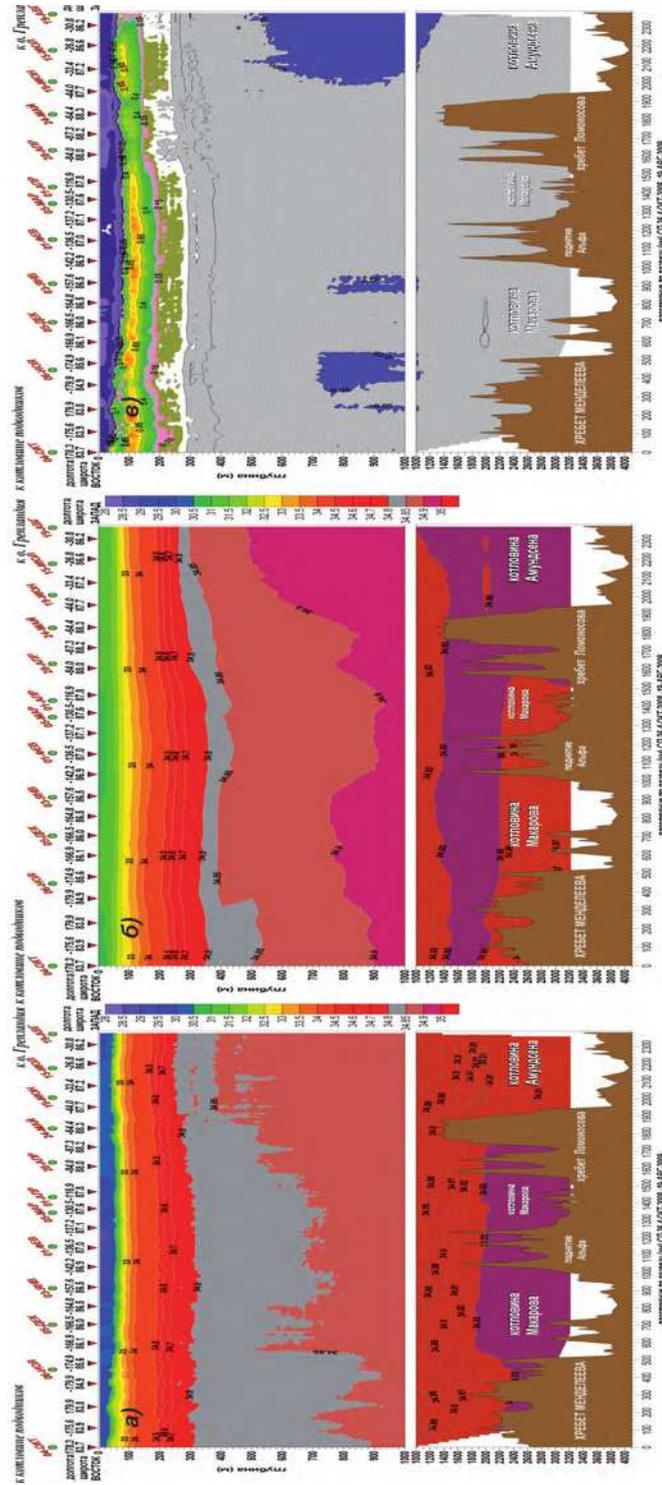


Рис. 3.21. Океанографический разрез.
 а – соленность воды по данным СП-36 в 2009 г., б – климатические значения соленности, в – аномалия соленности воды.



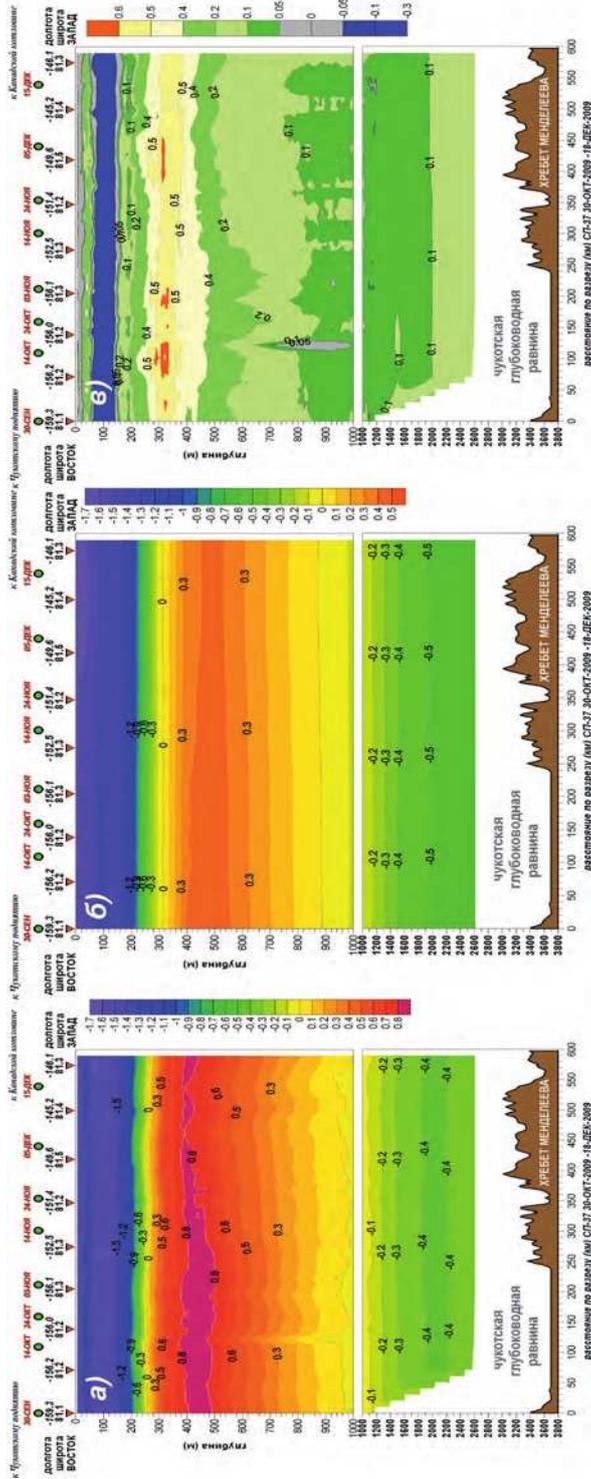


Рис. 3.22. Океанографический разрез.
 а – температура воды по данным СП-37 в 2009 г., б – климатические значения температуры, в – аномалия температуры воды.

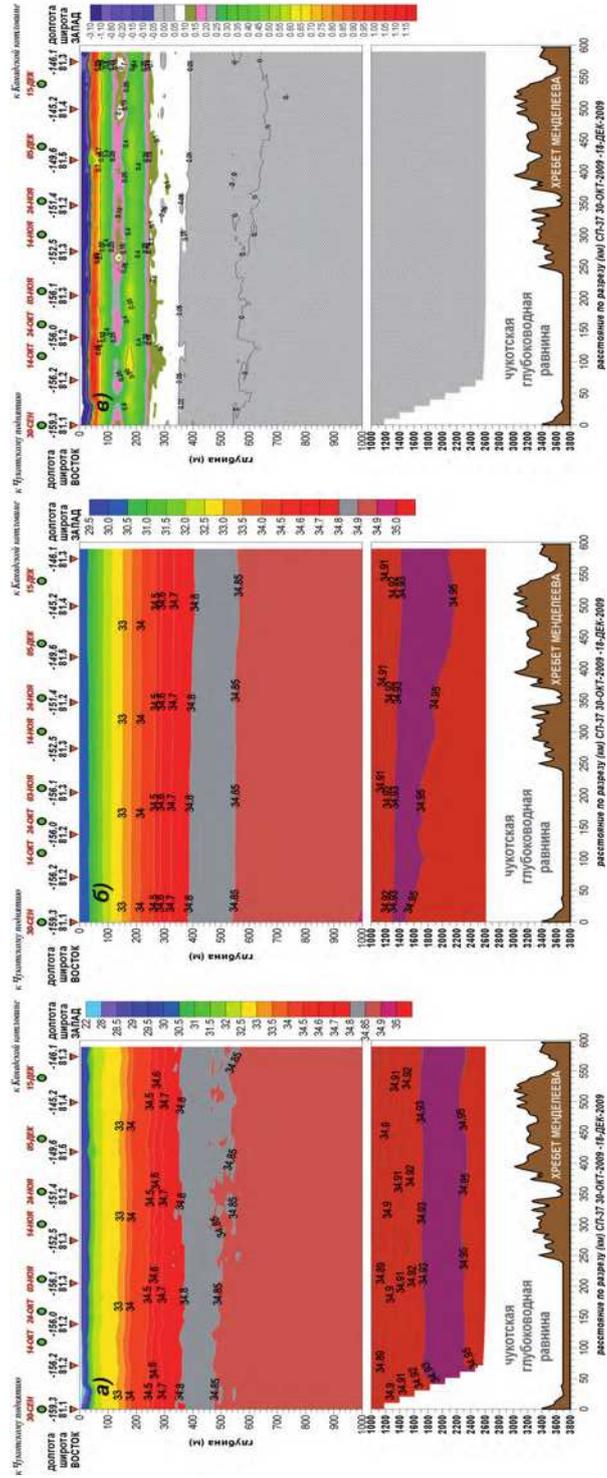


Рис. 3.23. Океанографический разрез.
 а – соленность воды по данным СП-37 в 2009 г., б – климатические значения соленности, в – аномалия соленности воды.

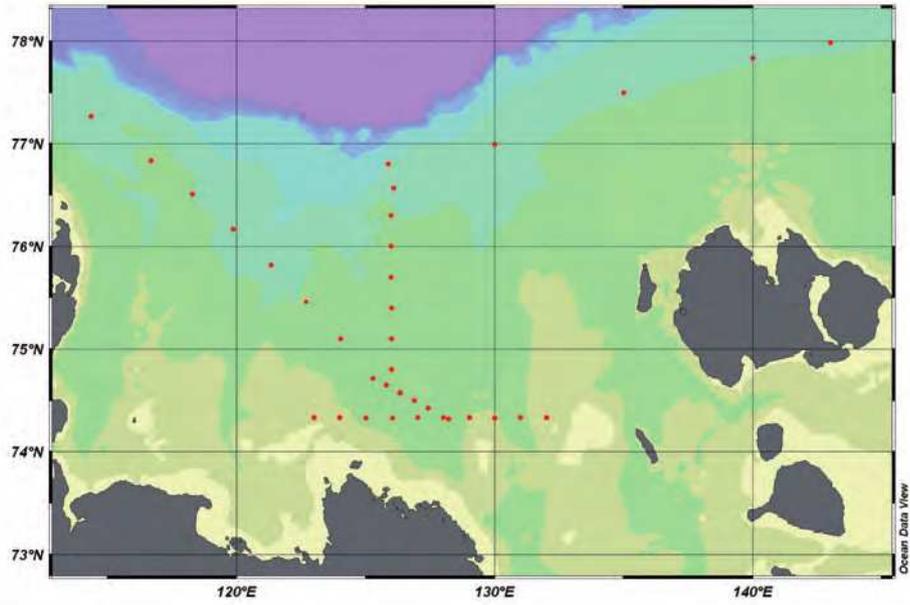


Рис. 3.24. Схема расположения в море Лаптевых океанографических станций, выполненных в экспедиции ЛАПЭКС-2009.

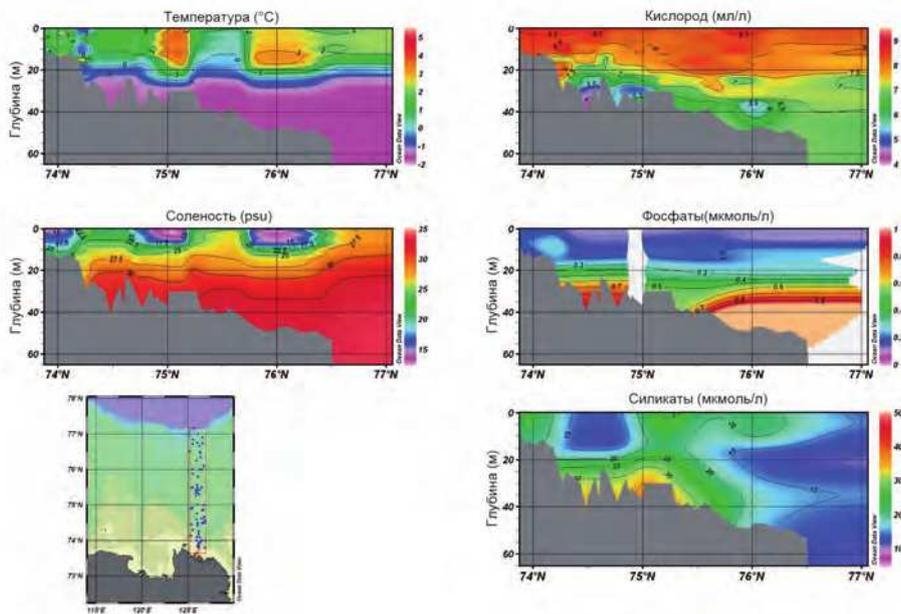


Рис. 3.25. Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по меридиану 126° в.д. в сентябре по данным за 1922–2006 гг.



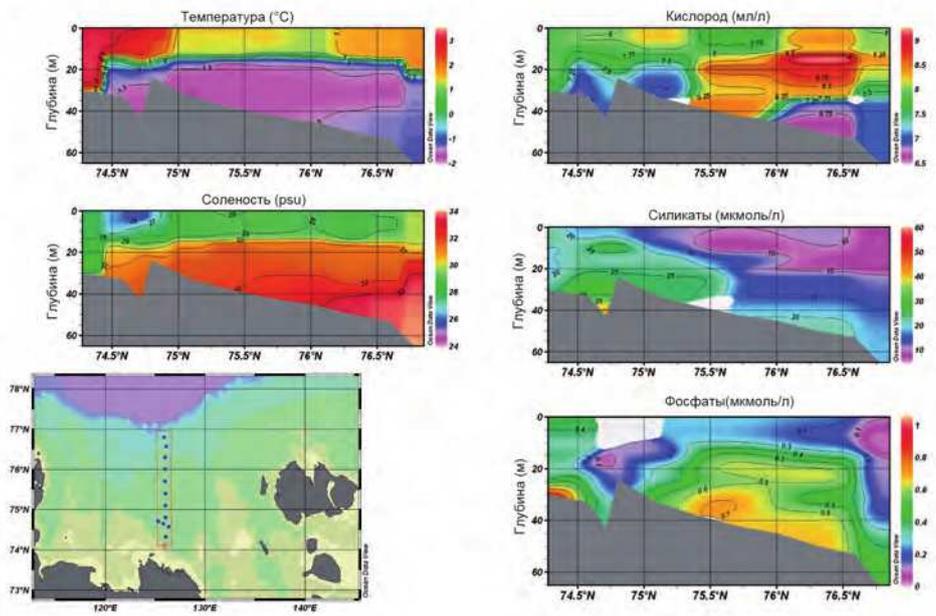


Рис. 3.26. Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по меридиану 126° в.д. по данным за 2009 г.

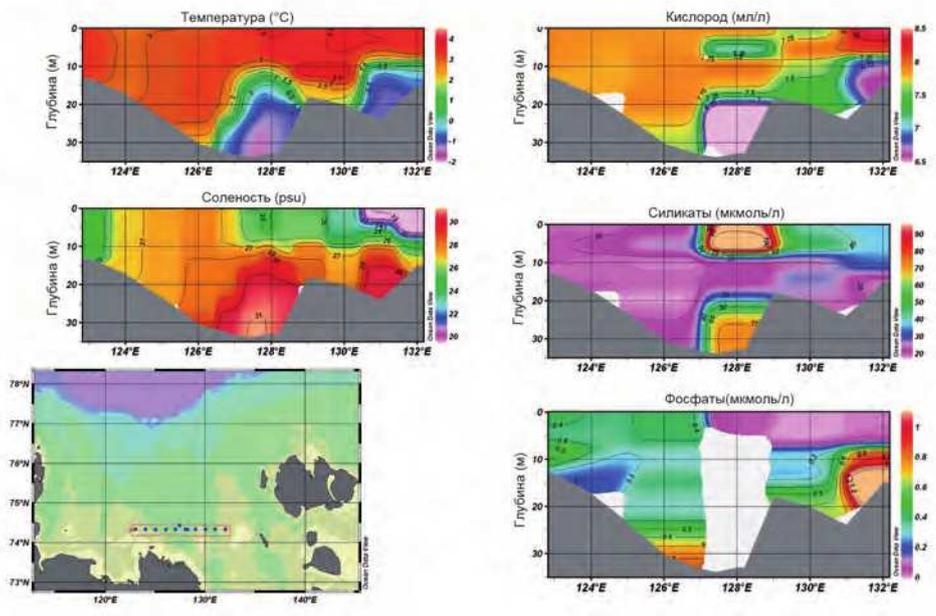


Рис. 3.27. Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по меридиану 74°20' с.ш. по данным за 2009 г.



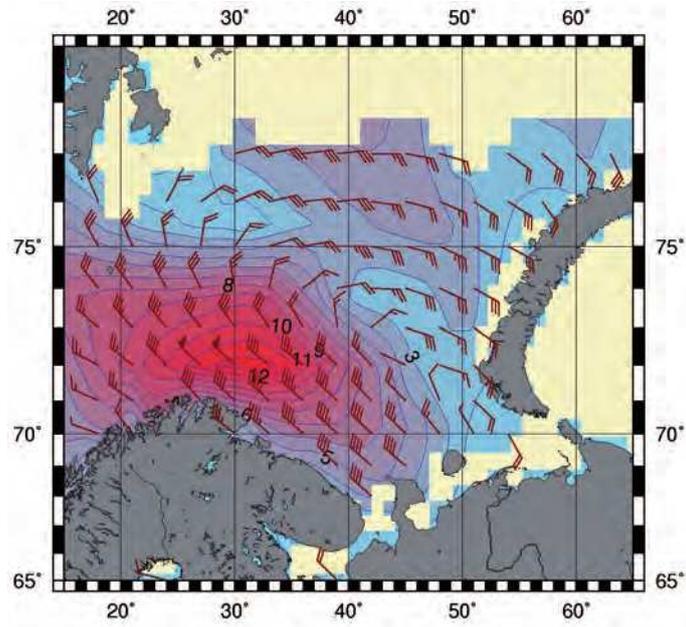


Рис.3.29. Ветер и высота волн 13 %-ной обеспеченности в Баренцевом море на 06 ч (UTC) 2 февраля 2009 г.

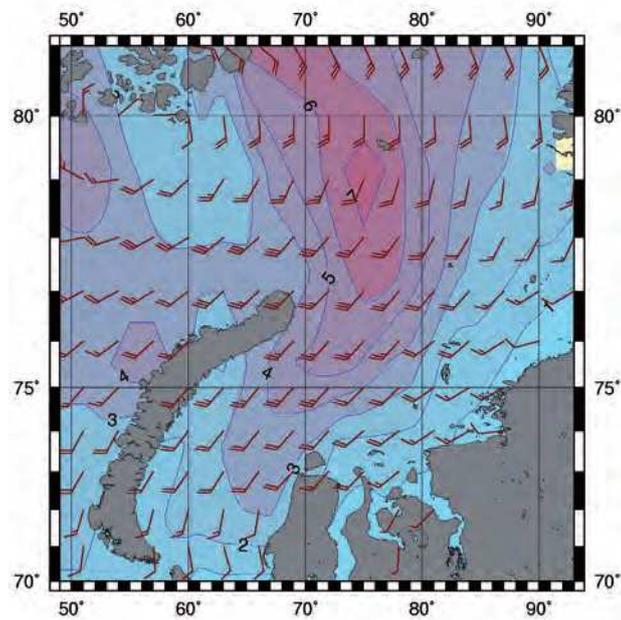


Рис. 3.30. Ветер и высота волн 13 %-ной обеспеченности в Карском море на 12 ч (UTC) 1 октября 2009 г.



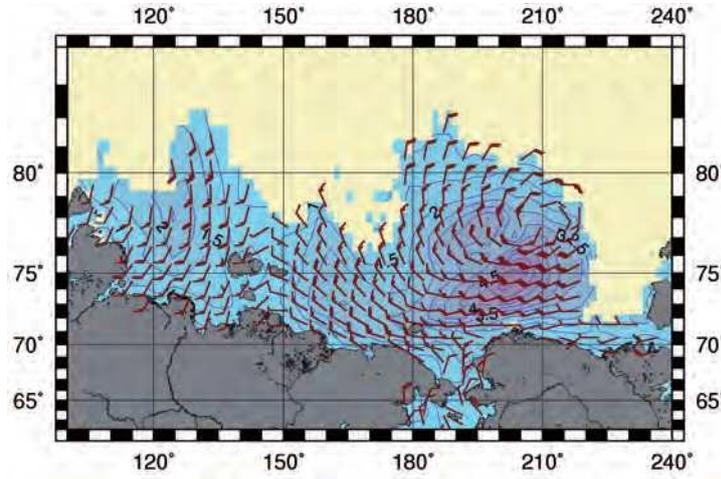


Рис. 3.31. Ветер и высота волн 13 %-ной обеспеченности на морях восточной Арктики на 6 ч (UTC) 6 сентября 2009 г.

