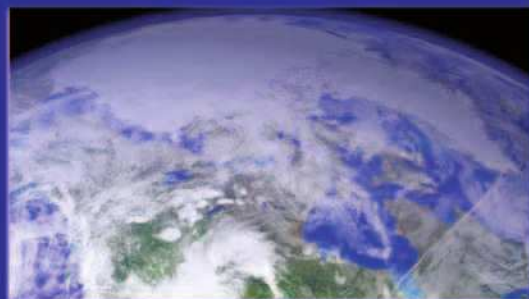
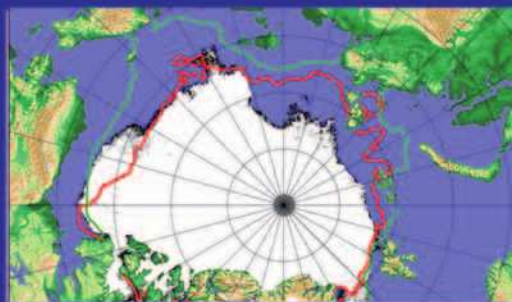
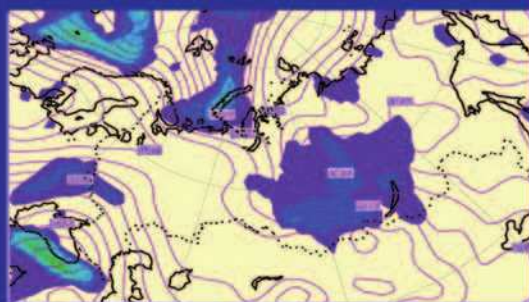


Министерство природных ресурсов и экологии РФ

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт



Санкт-Петербург
2011

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**

2010

Санкт-Петербург
ААНИИ

2011

УДК 551.5(02)(268.5)

ОБЗОР ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ
2010

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

Подписано в печать 18.03.2011
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,75
Заказ № 8

Ротапринт ГНЦ РФ АНИИ
199397, ул. Беринга, 38

ISBN 978-5-98364-046-7

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ АНИИ), 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
1. Метеорологические условия Северной полярной области	6
1.1. Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь–декабрь	6
1.2. Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области	21
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	32
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период (январь–апрель)	33
2.2. Развитие ледовых условий в весенний период (май–июнь)	37
2.3. Развитие ледовых условий в летний период (июль–сентябрь).....	40
2.4. Начало ледообразования и развитие ледовых условий в осенний период (октябрь–декабрь)	44
2.5. Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	50
3. Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей.....	59
3.1. Термохалинные условия	59
3.1.1. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна.....	61
3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО	63
3.1.3. Эволюция вертикальной термохалинной структуры СЛО в течение последних нескольких лет.....	68
3.1.4. Термохалинное состояние морей сибирского шельфа: море Лаптевых	71
3.1.5. Факторы, формировавшие гидрологические условия Северного Ледовитого океана в 2010 г.....	72
3.1.6. Выводы	73
3.2. Гидрохимические условия	74
3.2.1. Гидрохимические условия Арктического бассейна СЛО.....	74
3.2.2. Гидрохимические условия в море Лаптевых.....	79
3.3. Уровень арктических морей.....	85
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	89
Заключение	94

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2010 г. Фактическая информация для составления обзора была получена по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ, и наблюдений непосредственно на научных дрейфующих станциях СП-37 и СП-38.

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 такого анализа послужили данные постоянного спутникового мониторинга, экспедиционных наблюдений на судах и дрейфующих станциях и архивные климатические данные. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела ледового режима и прогнозов (ответственные – зав. лабораторией канд. геогр. наук А.В.Юлин и зав. лабораторией канд. геогр. наук В.М.Смоляницкий).

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

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

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

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты ААНИИ:

И.Е.Фролов, директор института (общее руководство, научная редакция);

В.В.Иванов, зав. отделом (раздел 1.1, редакция);

А.Я.Коржиков, зав. группой (раздел 1.1);

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

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

Г.А.Алексеев, нач. отдела (раздел 1.1);

В.Ф.Радионов, зав. отделом (раздел 1.2, редакция);

Е.И.Александров, ст. науч. сотр. (раздел 1.2);
Н.Н.Брызгин, ст. науч. сотр. (раздел 1.2);
А.А.Дементьев, зав. лабораторией (раздел 1.2);
А.В.Юлин, зав. лабораторией (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, редакция);
В.М.Смоляницкий, зав. лабораторией (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
А.С.Филиппова, вед. инженер (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
Ю.А.Горбунов, вед. науч. сотр. (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
С.М.Лосев, вед. науч. сотр. (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
Л.Н.Дымент, ст. науч. сотр. (раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4);
С.В.Фролов, зав. лабораторией (раздел 2.3);
Ю.В.Налимов, нач. группы (раздел 2.5);
Г.Е.Усанкина, вед. специалист (раздел 2.5);
И.М.Ашик, зав. отделом (разделы 3.3, редакция);
С.А.Кириллов, зав. лабораторией (раздел 3.1);
А.Е.Новихин, и.о. зав. лабораторией (раздел 3.2);
В.И.Дымов, зав. лабораторией (раздел 3.4);
Л.А.Тимохов, глав. науч. сотр. (раздел 3.1);
И.В.Рыжов, мл. науч. сотр. (раздел 3.3);
В.Ю.Карпий, ст. науч. сотр. (раздел 3.1);
Н.В.Лебедев, ст. науч. сотр. (раздел 3.1);
Н.П.Яковлева, науч. сотр. (раздел 3.4);
А.А.Намятов, ст. науч. сотр. (раздел 3.2);
С.О.Сороко, вед. инженер (оформление отчета).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

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

В настоящем разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов разного пространственно-временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе Северного полушария за период с января по декабрь 2010 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы данного района 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, исландский минимум и азорский максимум, а также азиатский циклон летом и антициклон зимой; на востоке, в тихоокеано-американском секторе, алеутский минимум и гавайский максимум.

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2010 г. учитывались основные элементы ОЦА: местоположение центра планетарного циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа, географическая ориентация планетарной фронтальной зоны, состояние длинных термобарических волн, развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов.

Оценка пространственно-временной изменчивости процессов производилась средствами комплексного аэросиноптического анализа термобарических полей в толще тропосферы путем выделения квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов по классификации Вангенгейма–Гирса. По данной классификации для атлантико-евразийского сектора полушария выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды – *W* (западная) форма циркуляции, а также два меридиональных процесса с волнами большой амплитуды – *C* (меридиональная) и *E* (восточная) формы циркуляции.

Соответственно в тихоокеано-американском секторе полушария выделяются также три типа процессов: *З* – западный и два меридиональных – M_1 и M_2 .

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

по большому району, то в ряде случаев он не отражает географическую ориентацию центра ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. Поэтому в данном обзоре применение индекса ограничено использованием его в анализе межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2010 г. представлены в виде среднегодовых и среднемесячных значений числа дней с основными формами и типами циркуляции по классификации Вангенгейма–Гирса (табл. 1.1), карт среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземного давления и температуры воздуха, а также их аномалий (рис. 1.1–1.9).

Таблица 1.1

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

Показатель	Индексы циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	W	C	E	З	М ₁	М ₂
Число дней	108	94	163	157	94	114
Аномалия	–19	1	18	28	–6	–22

Атмосферные процессы в 2010 г. в Северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне в первом секторе полушария разновидностей меридиональных процессов восточной (E) и меридиональной (C) форм циркуляции. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы.

Внутригодовой ход среднемесячных значений числа дней с основными формами циркуляции в отклонениях от норм представлен на рис. 1.1. В 2010 г. процессы западной формы были ослаблены. Процессы восточной формы в большинстве месяцев превышали норму и были наиболее устойчивы в январе и июне. Меридиональные процессы более часто отмечались в холодный период года.

В средней тропосфере, на изобарической поверхности 500 гПа, центр планетарного циркумполярного вихря наиболее часто смещался в азиатский сектор Арктики, и полярный район Арктики находился под влиянием высотного гребня.

Под влиянием длинных термобарических волн от месяца к месяцу изменялись структура циркумполярного вихря, система тропосферных ПВФЗ и траектории циклонов в системе исландского и алеутского минимумов. Так, в евразийском секторе ПВФЗ располагалась южнее своего многолетнего положения, что определило, как и в 2009 г., более южные траектории циклонов в атлантико-евразийском секторе полушария и более меридиональные процессы, чем в тихоокеано-американском секторе.

В поле приземного давления в полярном районе под высотным гребнем отмечалось усиление арктического антициклона, который оказывал заметное влияние на приполюсный район и атлантический сектор Арктики, что обусловило преобладание здесь крупных положительных аномалий давления. По сравнению с 2007–2008 гг. в 2009–2010 гг. знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики сменился на противоположный – с отрицательного на положительный. Рост давления в 2010 г. по сравнению с 2009 г. составил более 2 гПа.

Под влиянием простирающихся с севера гребней арктического антициклона исландский минимум был ослаблен, и его центр располагался западнее своего мно-

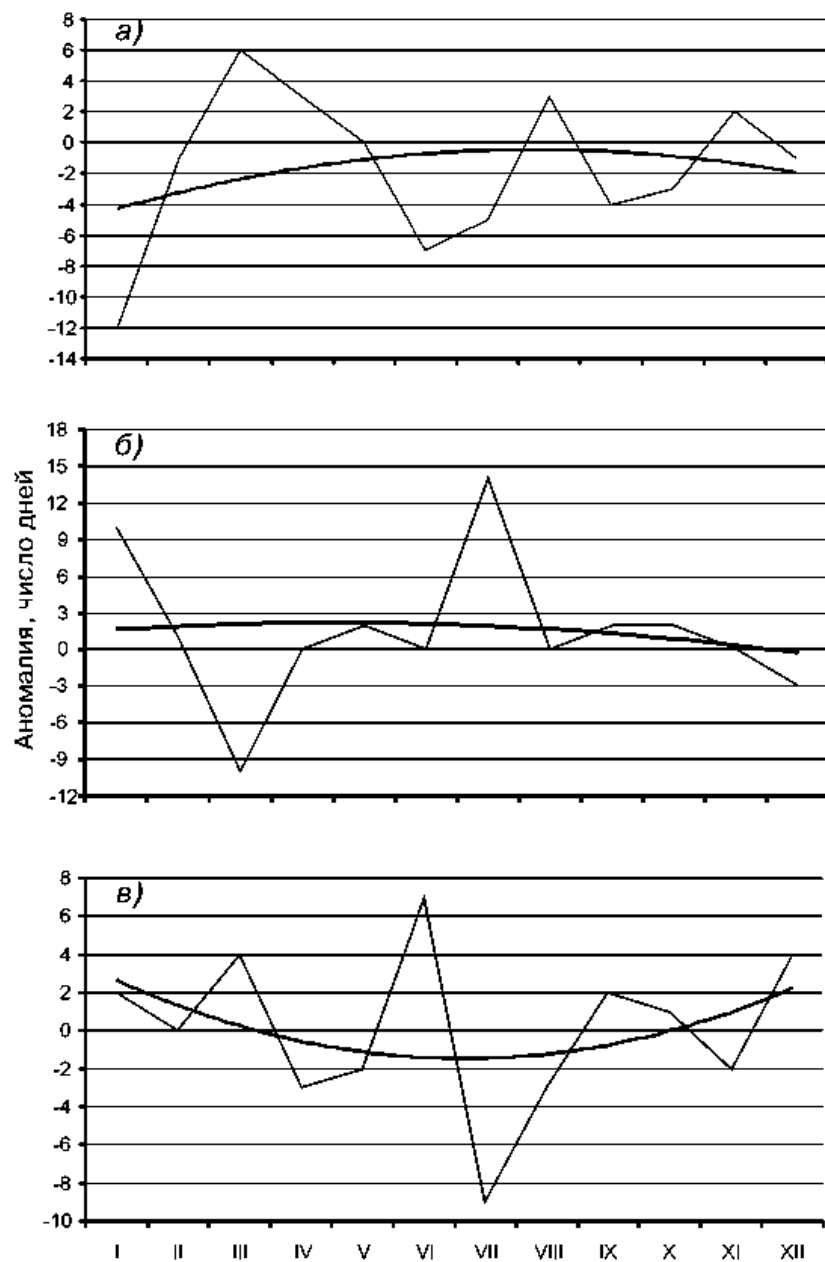


Рис. 1.1. Годовой ход среднемесячных аномалий числа дней с основными формами циркуляции в 2010 г.
а – западная форма, *б* – восточная форма, *в* – меридиональная форма.

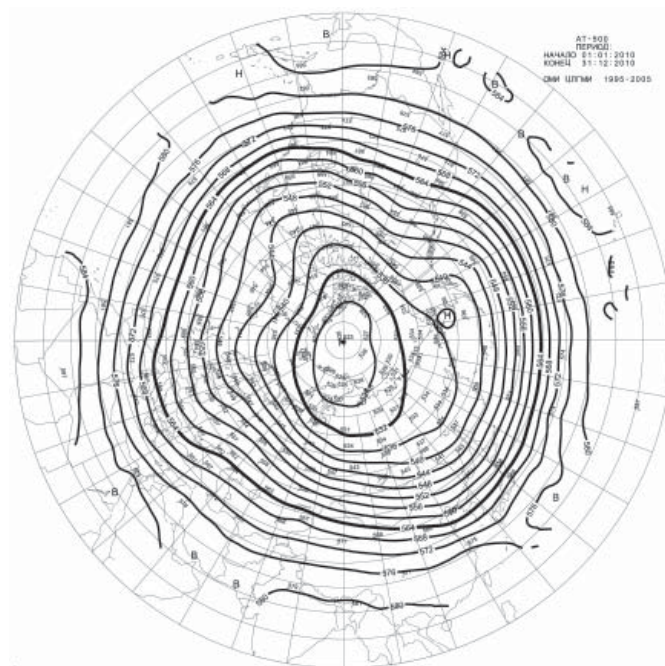


Рис.1.2. Поле среднего геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь–декабрь 2010 г.

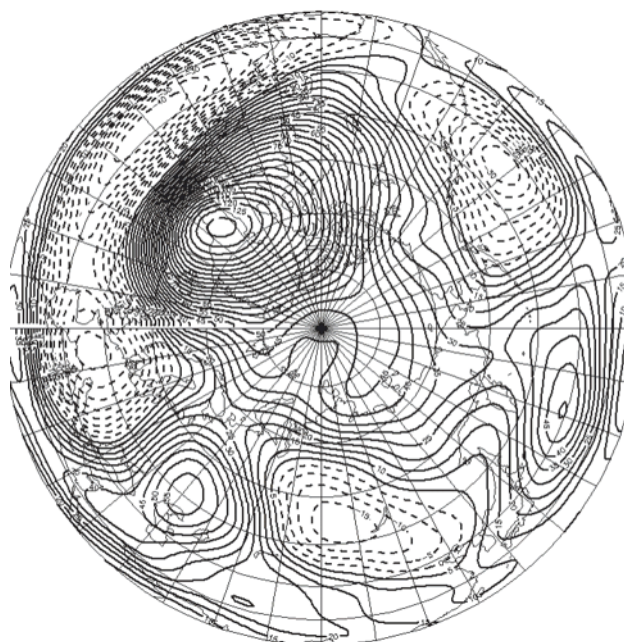


Рис.1.3. Поле средней аномалии геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь–декабрь 2010 г.

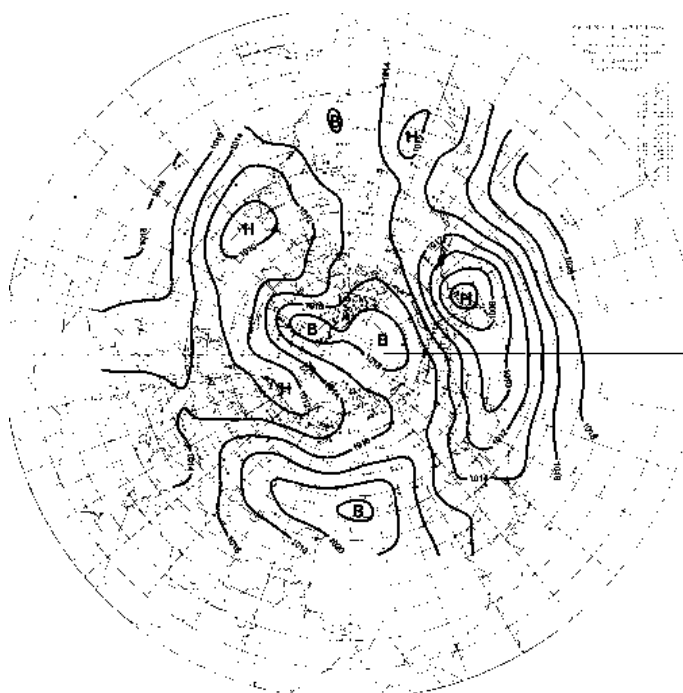


Рис. 1.4. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2010 г.

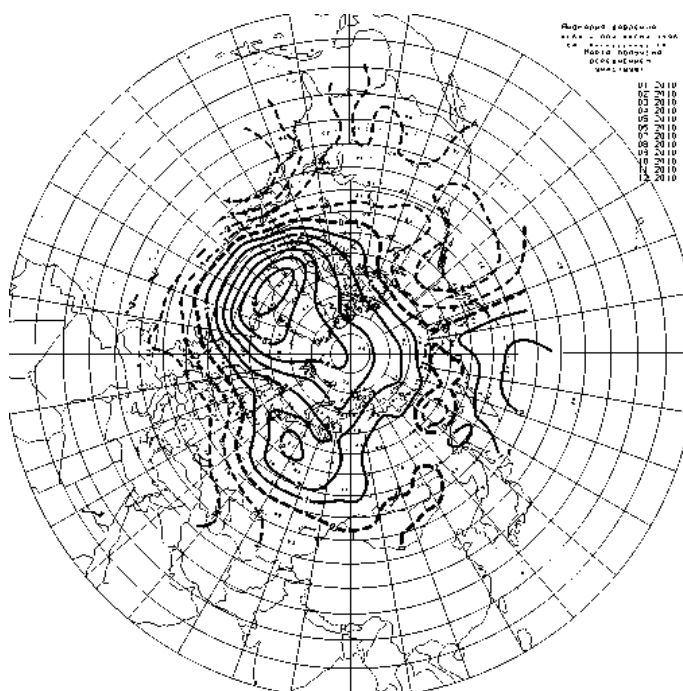


Рис. 1.5. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь–декабрь 2010 г.

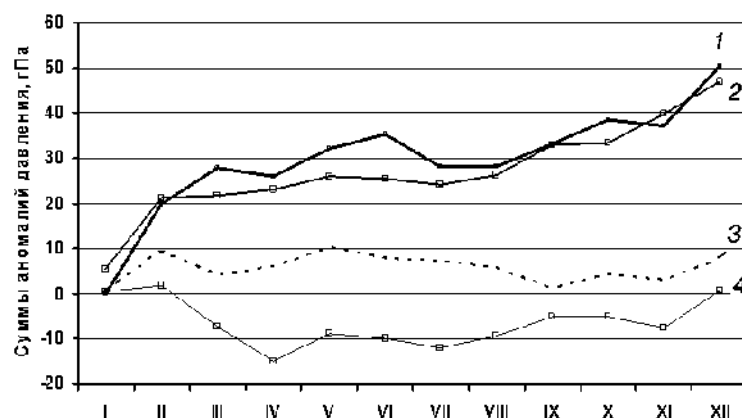


Рис.1.6. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–декабре 2010 г. в приполюсном (1), европейском (2), азиатском(3) и американском (4) секторах полярного района Арктики.

голетнего положения, у восточного побережья Северной Америки. Две основные его ложбины были ориентированы на район южнее Исландии и на район Баффинова моря, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Циклоны в системе исландского минимума смещались над Северной Атлантикой на Европу более южными траекториями. При этом в 2010 г. движение циклонов с запада на восток часто блокировалось гребнями азорского и азиатского антициклонов.

На рис. 1.6 представлены внутригодовые тенденции изменения давления от месяца к месяцу в 2010 г. в виде кривых накопленных (интегральных) аномалий давления отдельно для европейского, азиатского, американского и приполюсного секторов Арктики. Интегральная кривая идет вверх при положительных значениях аномалий давления и вниз при отрицательных значениях.

Повышенная повторяемость разновидностей меридиональных процессов обусловила устойчивую меридиональную адвекцию теплых воздушных масс с южной составляющей и формирование в среднем за год положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Экстремально высокие (выше 9 °C) среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2010 г. отмечались в районе северной части Баффинова моря (рис. 1.7). В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2010 г. составила 3,4 °C, что на 0,6 °C выше экстремального значения, отмеченного в 2007 г. (рис. 1.8). Наибольший вклад в 2010 г. в формирование экстремально высокого температурного фона в полярном районе внесли процессы в районе канадского сектора Арктики в холодный период года. При блокировании циклонов гребнями арктического и азорского антициклонов над Северной Атлантикой сформировались меридиональные воздушные потоки с южной составляющей, которые обусловили интенсивную и устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс и формирование в данном локальном районе Арктики экстремально высоких аномалий температуры воздуха.

Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалий температуры воздуха представлены на рис. 1.9. Внутригодовая тенденция изменения температуры от холодного к теплему периоду в целом согласуется с тенденциями в колебании крупно-

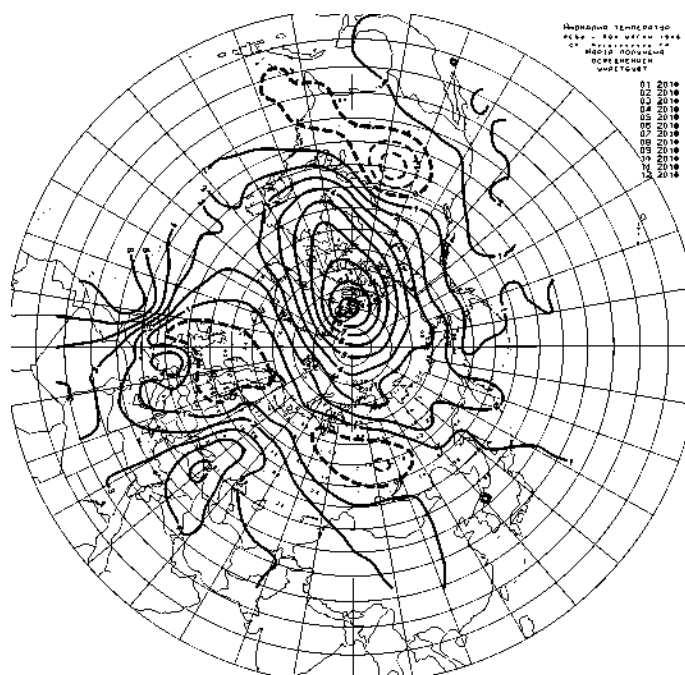


Рис. 1.7. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период январь–декабрь 2010 г.

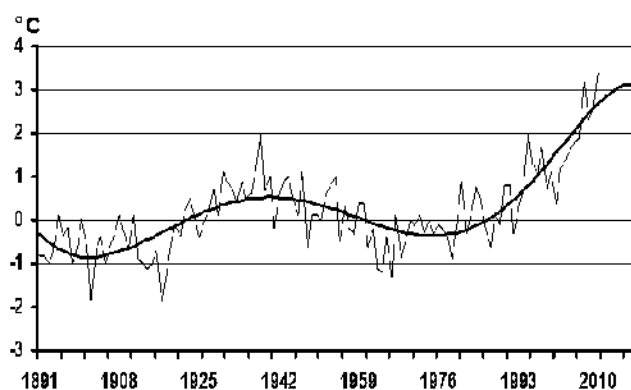


Рис. 1.8. Средние годовые аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе $70\text{--}85^{\circ}$ с.ш. (1891–2010 гг.).

масштабных процессов и основных форм циркуляции. Аномально повышенная повторяемость меридиональной формы циркуляции в холодный период года предопределила более высокий, чем в теплый период года, температурный фон (см. рис 1.1).

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма и тип циркуляции, направление воздушных потоков, давление и тем-

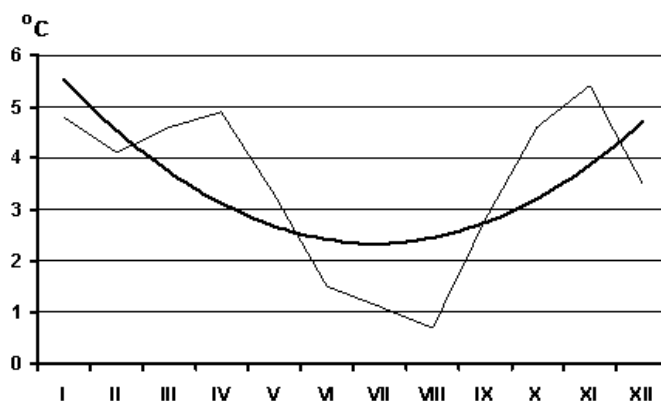


Рис. 1.9. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. в 2010 г.

пература воздуха и т.д.) за различные периоды осреднения, как календарные, так и по естественным стадиям перестроек процессов различного временного масштаба.

Анализ развития процессов показал, что в 2010 г. отмечалась более частая, чем в предшествующие годы, смена (перестройка) развития крупномасштабных атмосферных процессов Северного полушария. В рассматриваемый период выделяется ряд естественных стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов Северного полушария с января по декабрь 2010 г. выглядит следующим образом:

январь – E_{M_2} → февраль – E_{M_2+3} → март – $(W+C)_3$ →
→ апрель – $(W+E)_3$ → май – $E_{M_2+M_1}$ → июнь – C_3 →
→ июль – E_{M_1} → август – $(W+E)_{M_1+3}$ → сентябрь – $(E+C)_{3+M_1}$ →
→ октябрь – $(E+C)_{3+M_2}$ → ноябрь – W_{3+M_2} → декабрь – $(C+E)_{3+M_1}$.

Основные особенности развития синоптических процессов в каждом месяце 2010 г. описаны ниже.

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

В *первом (атлантико-евразийском) секторе* преобладали зональные процессы восточной (E) формы циркуляции. В приземном поле под влиянием протянувшегося с востока на Европу гребня азиатского антициклона циклоны с Северной Атлантики смещались в зональном направлении с запада на восток в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в приполюсном районе был близок к норме. Преобладали воздушные потоки преимущественно юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 6–7 °C) отмечались в районе Таймыра.

Во *втором (тихоокеано-американском) секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_2 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов стало усиление американского антициклона, гребень которого часто оказывал влияние на восточный район Арктики. 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. Атлантические циклоны, смещавшиеся по высокоширотным траекториям, обусловили адвекцию теплых воздушных масс с юго-западной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха в районе моря Баффина превышали 10 °С.

В *феврале* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился из приполюсного района на район Канадского Арктического архипелага. Полярный район Арктики находился под влиянием высотного гребня; под ним в приземном поле давления сформировался обширный антициклон, который часто взаимодействовал с азиатским антициклоном.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость процессов восточной формы циркуляции. Циклоны с Северной Атлантики в системе исландского минимума сериями смещались с запада на Европу по низкоширотным траекториям. Дальнейшее их продвижение на восток было блокировано гребнями арктического и азиатского антициклонов. Фон давления был выше нормы в евразийском секторе Арктики. На севере морей Баренцева, Карского и Лаптевых и приполюсном районе среднемесячные аномалии превышали норму на 20–22 гПа. Под влиянием теплой части арктического антициклона в высоких широтах Арктики преобладали положительные аномалии температуры воздуха со значениями 6–8 °С. Адвекция холодных воздушных масс с континента и отрицательные аномалии температуры преобладали на побережье всех арктических морей Евразии. Наиболее крупные среднемесячные аномалии (10–11 °С) отмечались в южной части Карского моря.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_2 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов стало усиление арктического и канадского антициклонов, которые блокировали выход циклонов в системе алеутского минимума в Арктику. Фон давления был выше нормы на 2–12 гПа. Преобладали воздушные потоки южных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха достигали 2–10 °С.

В *марте* произошла крупномасштабная перестройка атмосферных процессов в первом и втором секторах полушария. Основной центр ЦПВ сместился в район Баренцева моря, ложбина его была ориентирована на Европу. Приполюсный район находился под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле сформировался антициклон.

В *первом секторе* отмечалось сочетание зональных процессов западной (W) формы циркуляции и меридиональных процессов. В приземном поле смещение циклонов с Северной Атлантики в зональном направлении, с запада на восток, часто блокировалось над Атлантикой гребнями арктического и азорского антициклонов, а над восточной Сибирью гребнями арктического и азиатского антициклонов. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над Баренцевым и Карским морями. Фон давления в западном секторе Арктики был ниже нормы за ис-

ключением приатлантического и приполюсного районов. Преобладали воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2–6 °С.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы типа 3. При ослаблении арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались по более северным траекториям, чем обычно. Фон давления был ниже нормы на 2–12 гПа. Наблюдалась адвекция теплых воздушных масс при юго-восточных и восточных направлениях воздушных потоков. Среднемесячная температура воздуха в восточном секторе Арктики была выше нормы на 2–10 °С.

В *апреле* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался над севером Охотского моря, ложбина которого была ориентирована на приполюсный район Арктики.

В *первом секторе* отмечалось сочетание зональных процессов западной и восточной форм циркуляции. В приземном поле на Европу оказывал влияние гребень азиатского антициклона, и циклоны с Северной Атлантики смещались в направлении с запада на восток в Арктику по более низкоширотным, чем обычно, траекториям. Фон давления в приполюсном районе был ниже нормы. Преобладали воздушные потоки юго-западного и юго-восточного направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 5–6 °С) отмечались в районе Таймыра и приполюсном районе Арктики.

Во *втором секторе* направленность в развитии крупномасштабных атмосферных процессов сохранилась. Аномально повышенную повторяемость, так же как и в марте, имели зональные процессы с высокоширотными траекториями циклонов в системе алеутского минимума, которые оказывали постоянное влияние на восточный сектор Арктики. Фон давления был ниже нормы на 2–6 гПа. При таком развитии процессов преобладала адвекция теплых воздушных масс при юго-восточных и восточных направлениях воздушных потоков. Среднемесячная температура воздуха в восточном секторе Арктики была выше нормы на 2–10 °С.

В *мае* произошла крупномасштабная перестройка в направленности развития атмосферных процессов и в первом, и во втором секторе полушария. Основным центром ЦПВ сместился с востока на район Западной Сибири. Гребень высотного антициклона был ориентирован на восточный район Арктики. В приземном поле наблюдался хорошо развитый арктический антициклон.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость процессов восточной формы циркуляции. Атлантические циклоны в системе исландского минимума сериями смещались с запада на Европу по низкоширотным траекториям. Дальнейшее их продвижение на восток было блокировано гребнями арктического и азиатского антициклонов. Фон давления был выше нормы на 2–9 гПа. Под влиянием южных и юго-восточных воздушных потоков в высоких широтах Арктики преобладали положительные аномалии температуры воздуха, составлявшие 4–6 °С.

Во *втором секторе* наибольшую повторяемость имели меридиональные процессы. Характерной особенностью данного атмосферного макропроцесса было развитие арктического антициклона. Его гребень был ориентирован на Охотское и Берингово

моря. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по низкоширотным траекториям и не оказывали влияния на данный сектор Арктики. В среднем за месяц фон давления был выше нормы на 5–9 гПа. Преобладали воздушные потоки преимущественно юго-восточного и восточного направлений. В среднем за месяц фон температуры воздуха был выше нормы на 2–5 °С.

В *июне* произошла резкая перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов над Северным полушарием. Знак деформационного барического поля в большинстве районов Северного полушария сменился на противоположный.

В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в район Карского моря. Восточный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня. Над Северной Атлантикой ось высотного гребня азорского антициклона была ориентирована на Исландию. Вследствие этого зональный перенос с запада на восток в Арктику был блокирован.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость меридиональных процессов. В приземном поле циклоны, огибая гребень хорошо развитого азорского антициклона над Северной Атлантикой, смещались в Арктику в район Баренцева и Карского морей. Над этими морями фон давления был ниже нормы на 2–9 гПа. Над приполюсным районом под влиянием гребня арктического антициклона фон давления был выше нормы на 1–3 гПа. Устойчивые во времени воздушные потоки восточных направлений обусловили адвекцию теплых воздушных масс; исключение составили южная часть Баренцева и Норвежского морей.

Во *втором секторе* наибольшую повторяемость имели зональные процессы. Под влиянием арктического антициклона траектории перемещения циклонов в системе алеутского минимума с запада на восток располагались южнее, чем обычно. В результате в этом секторе Арктики преобладала адвекция воздушных масс с восточной составляющей. Районы тихоокеано-американского сектора полярного района Арктики находились под влиянием теплой части арктического антициклона, где преобладала устойчивая во времени адвекция теплых воздушных масс. Наибольшие положительные аномалии температуры воздуха (более 8 °С) отмечались в районе Канадского Арктического архипелага.

В *июле* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в приполюсном районе Арктики. Основные ложбины его располагались над районами Гренландии и Западной Сибири.

В *первом секторе* преобладали зональные процессы формы *E*. В приземном поле под устойчивым влиянием на континентальную Европу гребня азорского антициклона циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении с запада на восток в Арктику высокоширотными траекториями. Фон давления в приполюсном районе был ниже нормы на 7,3 гПа. Преобладали воздушные потоки западных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 3–5 °С) отмечались в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_1 . Характерной особенностью развития макропроцессов являлось усиление гавайского антициклона, гребень которого часто оказывал влия-

ние на северную акваторию Тихого океана. Вследствие этого циклоническая деятельность в системе алеутского минимума была ослаблена, и циклоны не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был ниже нормы на 2–4 гПа. Адвекция воздушных масс с западной составляющей обусловила температурный фон, близкий к среднему многолетнему.

В *августе* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился с приполюсного района на Карское море, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Канадский Арктический архипелаг и Гренландия находились под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления сформировался обширный антициклон.

В *первом секторе* отмечались частые перестройки процессов от западной формы циркуляции к восточной. Под влиянием арктического антициклона циклоны Северной Атлантики в системе исландского минимума сериями смещались по низкоширотным траекториям на моря Норвежское, Баренцево, Карское и Лаптевых. Дальнейшее их продвижение на восток было блокировано гребнем арктического антициклона. Фон давления над этими морями был ниже нормы. Над Карским морем среднемесячные аномалии давления были ниже нормы на 7 гПа. Под влиянием теплой части арктического антициклона в высоких широтах Арктики преобладали положительные аномалии температуры воздуха, составляющие 1–3 °С. Адвекция холодных воздушных масс с северной составляющей и отрицательные аномалии температуры преобладали над Баренцевым морем.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_1 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление арктического и гавайского антициклонов, гребни которых часто взаимодействовали над районом Аляски. Они блокировали выход циклонов в системе алеутского минимума в Арктику. 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 воздуха достигали 3 °С.

В *сентябре* основной центр ЦПВ сместился в район полуострова Таймыр. Приполюсный район Арктики часто находился под влиянием высотных гребней с Атлантического и Тихого океанов, под которыми в приземном поле сформировался обширный арктический антициклон с центром на севере Гренландского моря.

В *первом секторе* отмечалось сочетание процессов меридиональной и восточной форм циркуляции. В приземном поле под влиянием арктического антициклона циклоны смещались в зональном направлении низкоширотными траекториями по северу континентальной части Евразии. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над Западной Сибирью. Фон давления в западном секторе Арктики был выше нормы на 4–7 гПа. Преобладали воздушные потоки юго-восточных и восточных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс с теплого континента в полярный район Арктики. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2–6 °С.

Во *втором секторе* повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы типов 3 и M_1 циркуляции. Под влиянием арктического антициклона траектории циклонов в системе алеутского минимума сместились южнее, чем обычно. Фон давления был выше нормы на 2–6 гПа. Наблюдалась адвекция

теплых воздушных масс с южной составляющей. Среднемесячная температура воздуха в восточном секторе Арктики была выше нормы на 2–7 °С.

В *октябре* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился на запад в район Баренцева моря, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Восточный район Арктики часто находился под влиянием высотного антициклона, под которым в приземном поле давления сформировался обширный арктический антициклон.

В *первом секторе* преобладали разновидности меридиональных форм циркуляции. В приземном поле под устойчивым влиянием с востока арктического антициклона североатлантические циклоны смещались с запада на восток по более низкоширотным, чем обычно, траекториям по северу континентальной части Евразии. Фон давления в полярном районе был выше нормы на 5–8 гПа. Преобладали воздушные потоки юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 5–7 °С) отмечались в районе Гренландского моря.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы зонального типа циркуляции с низкоширотными траекториями в системе алеутского минимума. Под влиянием арктического антициклона фон давления был выше нормы на 4–8 гПа. Адвекция воздушных масс с юго-восточной составляющей обусловила температурный фон выше среднего многолетнего. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (более 13 °С) отмечались в районе моря Баффина.

В *ноябре* центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился с запада на восток в приполюсный район Арктики, над которым отмечалась активизация циклонической деятельности. Канадский Арктический архипелаг и Гренландия находились под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления сформировался антициклон.

В *первом секторе* внутри месяца произошла перестройка процессов от западной формы циркуляции к восточной. Под влиянием арктического антициклона циклоны с Северной Атлантики в системе исландского минимума сериями смещались по низкоширотным траекториям над северными районами Евразии. Фон давления над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями был выше нормы, над остальными акваториями морей – ниже нормы. Преобладали воздушные потоки восточных и юго-восточных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Исключением стал район Норвежского моря – он часто находился под влиянием гребня арктического антициклона, в результате чего там преобладали потоки с северо-восточной составляющей и отрицательные аномалии температуры воздуха.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы зонального типа. Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гавайского антициклона, под влиянием которого циклоны в системе алеутского минимума смещались по высокоширотным траекториям. Фон давления в данном секторе Арктики был ниже нормы на 1–3 гПа. Преобладали воздушные потоки преимущественно юго-восточных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха достигали значений 10–14 °С в канадском районе Арктики.

В *декабре* основной центр ЦПВ сместился на северную часть Карского и Баренцева морей. Восточный район Арктики находился под влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления сформировался обширный антициклон.

В *первом секторе* повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы меридиональных форм циркуляции. Под влиянием на Северную Атлантику гребня арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались по низкоширотным траекториям с запада на восток по европейской территории. Далее их продвижение было блокировано гребнем азиатского антициклона. Фон давления был выше нормы. Преобладали воздушные потоки юго-восточных направлений, которые обусловили частую адвекцию холодных воздушных масс с холодного континента на моря Баренцево, Карское и Лаптевых.

Во *втором секторе* отмечалась аномально повышенная повторяемость сочетания разновидности крупномасштабных процессов меридионального типа M_1 и зонального типа при низкоширотном смещении циклонов в системе алеутского минимума. Характерной особенностью развития макропроцессов являлось чрезвычайно сильное меридиональное влияние на юг блокирующих гребней хорошо развитого арктического антициклона по меридиану Берингова моря и через центральные районы Северной Америки. Фон давления в данном секторе Арктики был выше нормы на 2–10 гПа. Преобладали воздушные потоки преимущественно с южной составляющей, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры при ярко выраженных меридиональных процессах достигали 16 °С в канадском районе Арктики.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2010 г. по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) представлены в табл. 1.2. Изменения от одного ЭСП к другому сопровождаются сменой знака барических полей и направления преобладающих воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции.

Таблица 1.2

Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма–Гирса с января по декабрь 2010 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам

Январь			Февраль			Март		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1	С	M_2	1	С	M_2	1	W	M_2
2–5	Е	M_2	2–6	Е	M_2	2–6	С	3
6–10	Е	M_2	7–11	С	M_2	7–9	С	M_2
11–13	С	3	12–14	Е	M_2	10–12	W	3
14–17	Е	3	15–17	W	M_2	13–16	С	3
18–22	Е	M_1	18–20	W	3	17–20	W	M_2
23–27	Е	M_2	21–26	Е	3	21–24	W	3
28–31	С	M_2	27–28	W	M_2	25–26	Е	M_2
						27–30	W	M_2
						31	Е	3
Итого	W–0 (–12) С–8 (2) Е–23 (10)	3–7 (–1) M_1 –5 (–1) M_2 –9 (2)	Итого	W–8 (–1) С–6 (0) Е–14 (1)	3–9 (3) M_1 –0 (–4) M_2 –19 (1)	Итого	W–16 (6) С–12 (4) Е–3 (–10)	3–17 (7) M_1 –0 (–6) M_2 –14 (–1)

Окончание табл. 1.2

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

Примечания: 1. ЭСП – элементарный синоптический процесс; А–Е – атлантико-европейский сектор полушария; Т–А – тихоокеано-американский сектор полушария. 2. В скобках приведены среднемесячные аномалии числа дней с формами (W, C, E) и типами (3, M₁, M₂) атмосферной циркуляции.

1.2. МОНИТОРИНГ КЛИМАТА ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области (СПО) ведется как для области в целом, так и для отдельных ее частей (рис. 1.10) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных для полярных районов. В настоящем параграфе приводятся оценки изменения температуры воздуха и количества осадков в Северной полярной области за период 1936–2010 гг.

Исходными данными послужили результаты наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев и дрейфующих станций СП-37 и СП-38, которые позволили уточнить значения температуры воздуха в околополюсном районе.

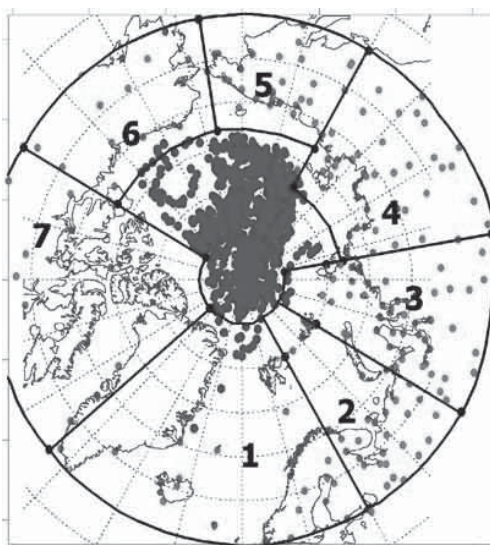


Рис. 1.10. Сеть метеорологических станций и границы районов в Северной полярной области.
1 – атлантический, 2 – североευропейский, 3 – западносибирский, 4 – восточносибирский, 5 – чукотский,
6 – аляскинский, 7 – канадский.

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 2010 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 2010 г. брался пе-

риод с декабря 2009 г. по ноябрь 2010 г. Значение пространственно осредненной аномалии среднегодовой температуры воздуха СПО составило 1,6 °С, и 2010 г. стал третьим 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.

Значение аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. составило 2,5 °С. Это второе значение по рангу теплых лет. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 60–70° с.ш. оказалась тринадцатой по рангу теплых лет и составила 1,0 °С.

Таблица 1.3

Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха на территории СПО и по широтным зонам (за год и за сезоны) в 2010 г.

φ° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
70–85	2,5	2	2,9	7	2,5	3	1,3	2	3,3	1
60–70	1,0	13	–0,9	66	1,8	7	1,0	7	2,1	2
60–85	1,6	3	0,7	29	2,3	4	1,1	5	2,5	1

Примечание. R – ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936–2010 гг.

В 2010 г. на территории отдельных широтных зон наиболее крупные аномалии температуры были отмечены к северу от 70° с.ш. в весеннем, летнем и осеннем сезонах. Для широтной зоны 70–85° с.ш. аномалия составила весной 2,5 °С, летом 1,3, а осенью – 3,3 °С. Это соответствует третьему, второму и первому значениям по рангу теплых лет.

К югу от 70° с.ш. крупная аномалия температуры воздуха имела место осенью и составила 2,1 °С. Она оказалась второй по рангу теплых лет. В целом по СПО осенний сезон оказался наиболее теплым с 1936 г.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой и средних сезонных температур воздуха на территории СПО приведено на рис. 1.11 цвет. вклейки. Значения аномалий, пространственно осредненных по рассматриваемым районам, представлены в табл. 1.4 и 1.5. В 2010 г. области крупных положительных аномалий температуры воздуха располагались преимущественно в восточной части территории азиатского сектора (восточносибирский и чукотский районы) и на севере Северной Америки (канадский район). Самые крупные аномалии наблюдались на территории канадского района. Значение пространственно осредненной по территории района аномалии составило 3,8 °С.

В зимнем сезоне основной очаг крупных положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории Северной Америки. Здесь в канадском районе пространственно осредненная по территории района аномалия составила 5,0 °С. Для канадского района этот сезон оказался самым теплым с 1936 г. На метеорологических станциях в районах арктических морей крупные положительные аномалии температуры наблюдались в ряде районов Восточно-Сибирского моря, моря Бофорта и на севере канадского района. Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в северной части канадского района. Здесь значение пространственно осредненной аномалии температуры воздуха составило 5,0 °С.

В весеннем сезоне основной очаг крупных аномалий температуры воздуха располагался на территории Северной Америки (канадский район) и в районе морей евразийского сектора (Баренцево, Карское и Лаптевых). Самая крупная аномалия

Таблица 1.4

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) температуры воздуха в 2010 г. для отдельных районов СПО (за год и сезонам)

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Атлантический	1,4	8	1,9	14	1,7	7	1,0	13	1,0	21
Североевропейский	0,9	31	–0,6	55	2,3	7	0,9	22	1,0	26
Западносибирский	0,8	35	–2,0	65	2,8	9	–0,1	49	2,4	14
Восточносибирский	1,7	6	0,1	45	2,2	10	1,9	3	2,6	7
Чукотский	2,0	3	1,7	9	0,8	27	1,8	3	3,9	2
Аляскинский	1,7	8	2,2	11	1,3	25	0,5	21	2,8	5
Канадский	3,8	1	5,0	1	4,6	1	1,7	1	3,9	1

Таблица 1.5

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) температуры воздуха 2010 г. для районов севернее 70° с.ш. (за год и по сезонам)

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,8	10	3,4	8	1,4	18	1,1	12	1,4	21
Баренцево море	1,5	19	2,1	29	2,3	9	0,2	38	1,4	24
Карское море	3,0	10	2,6	26	5,4	2	0,6	28	3,3	11
Море Лаптевых	2,6	3	1,4	25	2,7	5	2,5	1	3,6	7
Восточно-Сибирское море	2,6	2	2,5	3	1,6	20	1,7	3	4,6	3
Чукотское море	2,2	4	2,5	9	1,1	27	0,6	21	4,6	3
Море Бофорта	3,1	1	3,7	3	3,8	1	1,7	3	3,2	5
Северная часть канадского района	3,6	1	5,0	1	4,2	1	1,7	5	3,7	2

имела место в северной части канадского района и в районе моря Бофорта. Значение пространственно осредненной аномалии составило соответственно 4,2 и 3,8 $^\circ\text{C}$ (для обоих районов первое значение по рангу теплых лет).

В летнем сезоне крупные положительные аномалии температуры имели место на территории Северной Америки и в восточной части азиатского сектора. Аномалия температуры в канадском районе составила 1,7 $^\circ\text{C}$ – это первое значение по рангу теплых лет. В восточносибирском и чукотском районах аномалии температуры составили соответственно 1,9 и 1,8 $^\circ\text{C}$ (для обоих районов третье значение по рангу теплых лет). На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе моря Лаптевых (2,5 $^\circ\text{C}$). Для акватории моря Лаптевых лето 2010 г. оказалось наиболее теплым с 1936 г.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры были отмечены на территории Северной Америки (канадский район) и в восточной части азиатского сектора (чукотский район). Значения пространственно осредненных по территории канадского и чукотского районов аномалий температуры воздуха составили около 3,9 $^\circ\text{C}$ и оказались соответственно первым и вторым значениями по рангу теплых лет. На акватории арктических морей наиболее высокие значения по-

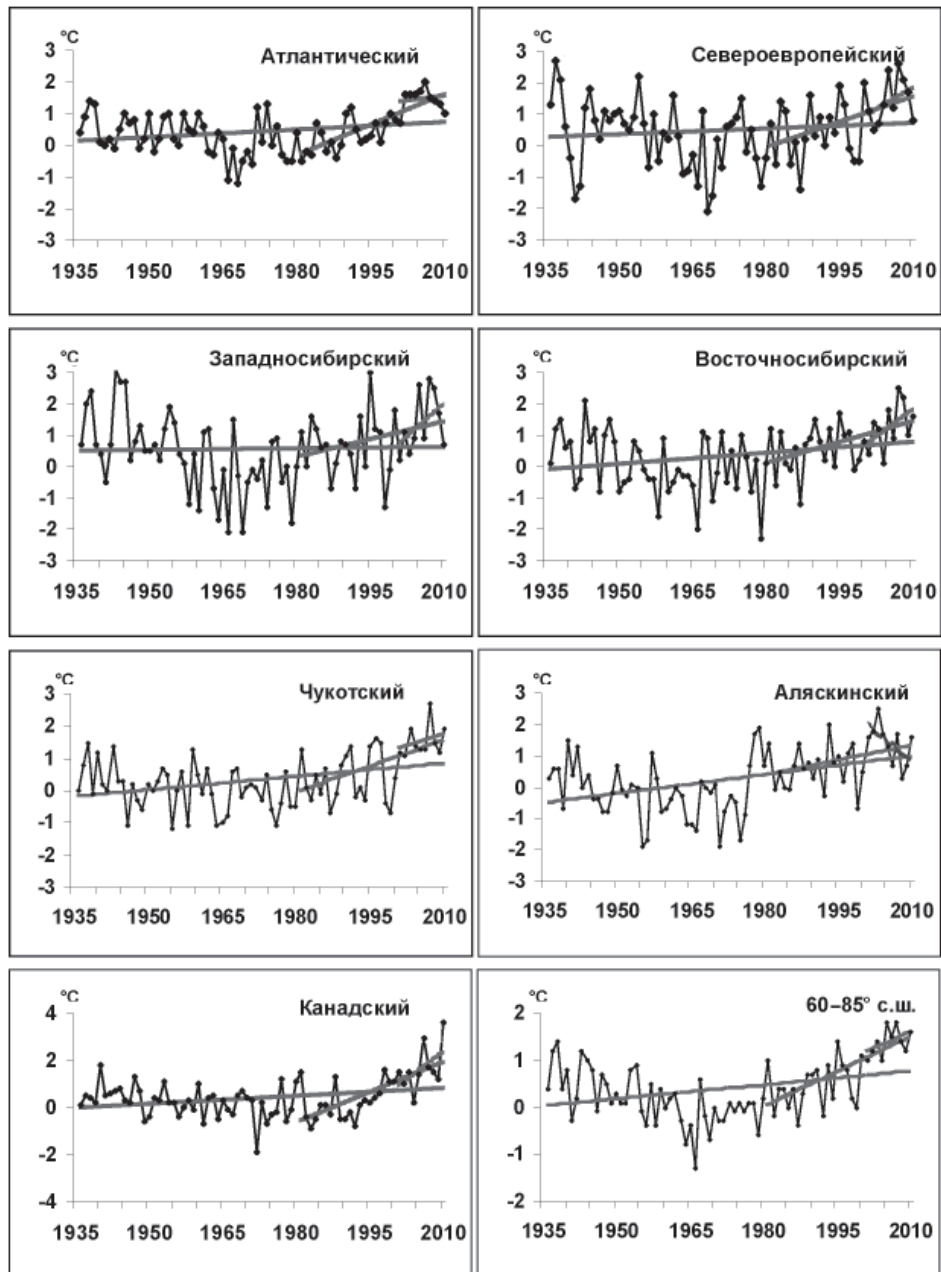


Рис. 1.12. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60–85° с.ш.

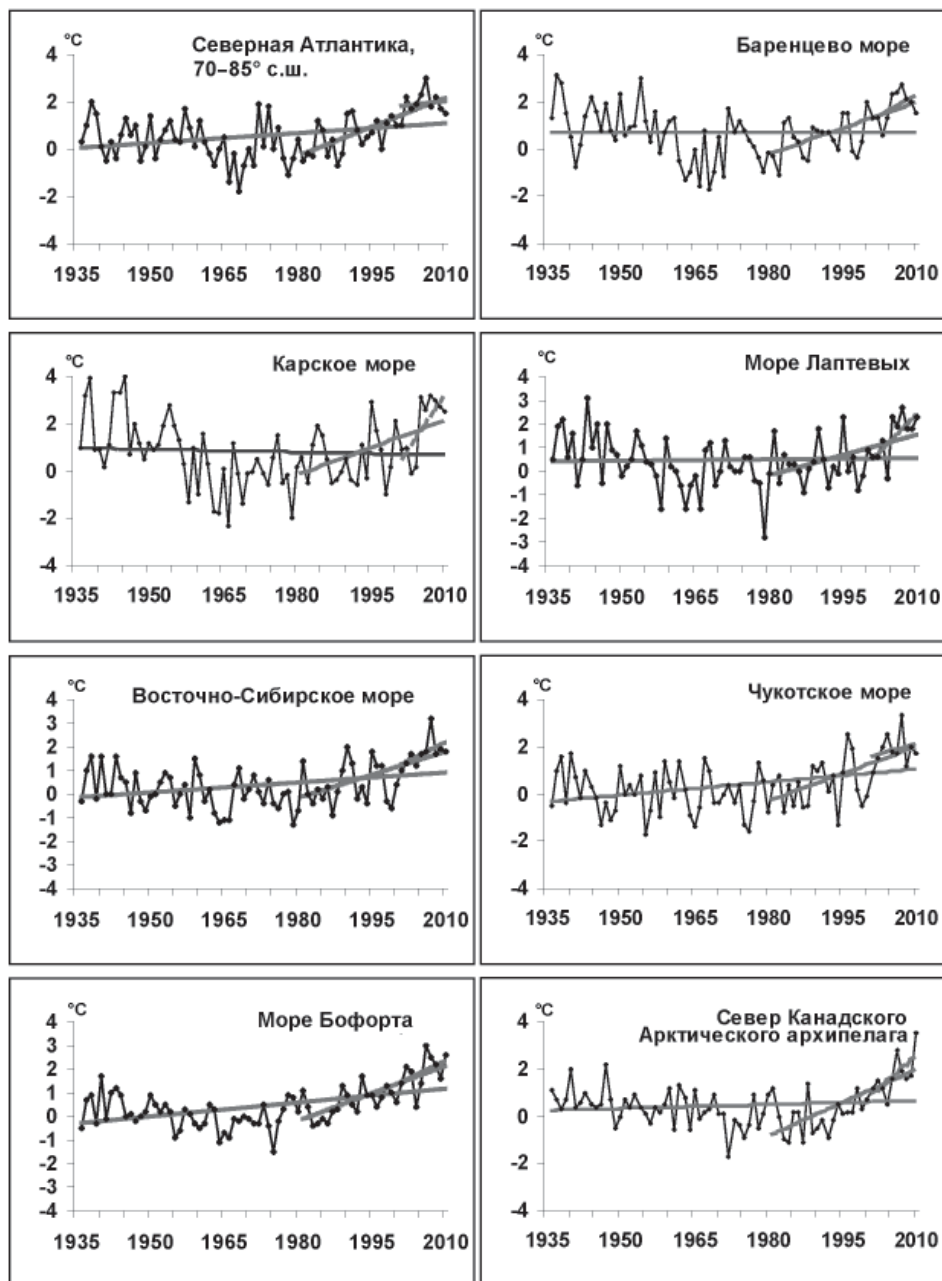


Рис. 1.13. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

морей (около 4,6 °С). Осень 2010 г. для районов обоих морей стала третьей по рангу теплой осенью с 1936 г.

Временные ряды пространственно осредненных по территории климатических районов аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные

Таблица 1.6

Коэффициенты линейного тренда b (°С/10 лет) средней за сезон и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2010 гг. по регионам СПО и вклад тренда в дисперсию D (%)

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %
1936–2010 гг.										
Атлантический	0,11	19,8	0,12	30,5	0,08	31,9	0,03	8,2	0,09	26,5
Североевропейский	0,00	0,1	0,21	31,4	0,05	12,5	–0,01	1,7	0,06	12,4
Западносибирский	–0,12	10,2	0,15	17,4	0,05	15,1	–0,02	3,6	0,02	2,7
Восточносибирский	0,16	19,2	0,18	26,1	0,08	23,3	0,05	3,8	0,12	25,5
Чукотский	0,01	0,9	0,20	28,3	0,17	46,8	0,19	25,4	0,14	35,0
Аляскинский	0,35	33,0	0,22	27,3	0,16	44,5	0,08	9,1	0,20	43,5
Канадский	0,17	21,2	0,05	7,8	0,08	26,5	0,17	28,1	0,11	27,7
60–85° с.ш.	0,10	16,8	0,16	36,5	0,09	43,3	0,06	12,3	0,10	32,2
70–85° с.ш.	0,03	4,4	0,14	30,3	0,09	38,6	0,05	7,0	0,08	21,8
60–70° с.ш.	0,12	24,5	0,16	38,2	0,10	46,1	0,07	15,4	0,11	40,3
1981–2010 гг.										
Атлантический	0,98	66,2	0,64	63,6	0,57	79,2	0,56	74,1	0,69	79,1
Североевропейский	0,96	33,7	0,39	27,0	0,36	42,3	0,53	35,5	0,56	53,4
Западносибирский	0,03	1,3	0,65	34,3	0,12	15,4	0,71	30,2	0,38	37,6
Восточносибирский	0,07	4,0	0,64	40,2	0,50	50,6	0,77	37,5	0,46	47,3
Чукотский	0,12	8,2	0,70	37,8	0,55	57,8	0,95	54,4	0,58	54,6
Аляскинский	0,17	7,9	0,02	1,4	0,18	21,5	0,90	48,8	0,31	33,7
Канадский	1,12	52,8	0,88	51,4	0,38	54,2	1,12	67,1	0,86	58,5
60–85° с.ш.	0,49	35,7	0,56	54,0	0,38	66,2	0,76	68,5	0,54	69,5
70–85° с.ш.	0,86	59,1	0,74	62,9	0,44	73,5	0,98	75,1	0,75	81,9
60–70° с.ш.	0,03	2,5	0,39	41,8	0,35	61,2	0,52	55,8	0,32	54,8
2001–2010 гг.										
Атлантический	1,12	38,2	0,79	25,2	0,37	29,3	–0,61	54,5	0,42	37,5
Североевропейский	1,16	16,4	1,19	33,5	–0,64	43,1	1,87	45,5	0,90	40,3
Западносибирский	2,53	30,8	1,95	42,4	–0,45	36,1	2,52	38,6	1,64	51,3
Восточносибирский	2,15	45,3	1,64	34,6	–0,51	12,3	1,34	4,5	1,16	47,5
Чукотский	1,55	29,9	–1,33	31,2	0,21	14,7	2,21	25,4	0,66	44,7
Аляскинский	–3,36	50,3	–0,67	19,0	0,42	12,6	–0,36	25,7	–0,99	33,5
Канадский	1,95	37,8	2,55	43,7	0,99	50,8	0,99	6,0	1,62	19,0
70–85° с.ш.	2,56	61,3	1,47	45,6	0,45	44,9	1,66	40,9	1,45	71,2
60–70° с.ш.	–0,93	29,8	0,03	1,3	–0,25	33,2	0,38	10,6	0,19	11,5
60–85° с.ш.	0,42	22,9	0,64	26,4	–0,05	5,9	0,82	13,4	0,46	31,1

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды.

линейным трендом за весь период, последний тридцатилетний и десятилетний периоды, представлены на рис. 1.12, а для районов арктических морей – на рис. 1.13.

Оценка линейного тренда приведена в табл. 1.6 и 1.7. Данные табл. 1.6 указывают на наличие в колебаниях температуры в период 1936–2010 гг. статистически значимого (5 %-ный уровень значимости) положительного линейного тренда в целом для СПО и для широтной зоны 60–70° с.ш. Повышение температуры воздуха за 75 лет составило 0,75 и 0,82 °С соответственно. По оценкам для отдельных климатических районов значимый тренд прослеживается во всех районах, кроме

Таблица 1.7

Коэффициенты линейного тренда b (°С/10 лет) средней за сезон и за год (декабрь–ноябрь) температуры воздуха за период 1936–2010 гг. по районам арктических морей и вклад тренда в дисперсию D (%)

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %
1936–2010 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,14	15,6	0,20	36,2	0,16	51,1	0,07	12,7	0,14	32,4
Баренцево море	–0,14	12,3	0,12	19,0	0,04	12,4	–0,03	4,5	0,00	0,1
Карское море	–0,23	16,3	0,13	14,6	0,02	5,0	–0,07	7,1	–0,04	5,8
Море Лаптевых	–0,06	6,9	0,12	15,6	0,06	15,3	–0,07	8,1	0,02	3,0
Восточно-Сибирское море	0,09	14,3	0,17	23,9	0,15	35,9	0,14	19,0	0,14	32,6
Чукотское море	0,14	16,3	0,23	26,5	0,17	43,2	0,20	23,1	0,18	37,1
Море Бофорта	0,37	46,6	0,15	25,2	0,12	35,2	0,15	22,7	0,20	48,8
Северная часть канадского района	0,06	7,1	0,00	0,4	0,02	6,5	0,12	21,6	0,05	12,2
1981–2010 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,35	58,6	0,76	54,4	0,59	78,3	0,66	60,2	0,84	78,0
Баренцево море	1,40	57,4	0,54	36,6	0,32	39,4	0,65	46,8	0,74	67,4
Карское море	0,93	29,7	0,88	41,9	0,26	39,9	1,04	42,4	0,78	53,0
Море Лаптевых	0,12	7,0	0,69	40,7	0,52	47,5	0,85	46,3	0,56	48,2
Восточно-Сибирское море	0,14	11,1	0,71	37,9	0,40	45,8	1,15	57,2	0,60	58,7
Чукотское море	0,35	19,4	0,75	32,5	0,61	55,3	1,41	59,4	0,76	60,3
Море Бофорта	1,08	56,9	0,42	26,8	0,54	51,1	1,40	72,7	0,86	76,1
Северная часть канадского района	1,25	53,4	1,04	60,2	0,21	23,8	0,98	75,1	0,87	73,1
2001–2010 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,21	44,9	1,05	22,5	–0,67	55,7	–0,91	41,6	0,40	23,3
Баренцево море	2,73	40,9	1,59	38,0	–1,11	58,9	1,34	50,6	1,12	52,2
Карское море	5,30	54,6	4,21	59,6	–0,02	1,4	3,01	50,9	3,12	74,5
Море Лаптевых	2,66	49,9	2,42	47,0	0,72	27,3	1,90	45,0	1,92	64,3
Восточно-Сибирское море	2,51	57,8	–0,21	5,7	1,88	76,0	1,68	36,0	1,46	53,8
Чукотское море	2,19	50,0	–2,04	37,6	0,26	8,0	2,25	43,9	0,67	24,6
Море Бофорта	0,45	10,5	1,14	25,8	–0,07	1,7	0,23	4,9	0,44	41,0
Северная часть канадского района	2,08	47,3	2,70	56,3	2,27	71,1	–0,42	15,3	1,60	62,5

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды.

североевропейского и западносибирского. Потепление за 75 лет составляет в районах от 0,82 до 1,5 °С. В сезонных временных рядах для СПО в целом значимый тренд обнаруживается в весеннем и летнем сезонах (повышение температуры составило соответственно около 1,2 и 0,68 °С за 75 лет).

Полученные оценки трендов для последнего 30-летия (1981–2010 гг.) указывают на тенденцию к повышению температуры во всех регионах СПО во все сезоны. В целом для СПО повышение среднегодовой температуры составило около 1,6 °С за 30 лет. Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (0,75 °С за 10 лет в зоне 70–85° с.ш. по сравнению с 0,32 °С за 10 лет в зоне 60–70° с.ш.). В последний десятилетний период наиболее заметное повышение температуры наблюдалось в зимнем и осеннем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

В районах арктических морей в период 1936–2010 гг. повсюду, кроме района Карского моря, знак тренда положительный. Наиболее высокими темпами повышение среднегодовой и среднесезонной температуры происходило в районах морей атлантического и тихоокеанского секторов. В районе Чукотского моря и моря Бофорта повышение среднегодовой температуры составило около 1,5 °С за 75 лет, а в северной части Гренландского и Норвежского морей – около 1,1 °С за 75 лет.

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый – с июня по сентябрь. В табл. 1.8 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2009/10 г. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО в 2009–2010 гг. годовая сумма осадков была ниже нормы на 7 %. Это связано с существенно меньшим количеством осадков в холодном периоде, особенно к югу от 70° с.ш. (на 15 % ниже нормы)

Таблица 1.8

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2009–2010 гг.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	81,1	91,2	84,2
Североевропейский	104,1	98,4	101,6
Западносибирский	97,8	107,2	102,3
Восточносибирский	84,6	107,4	96,6
Чукотский	81,3	97,8	88,5
Аляскинский	97,7	114,5	106,7
Канадский	58,3	96,3	78,0
60–70° с.ш.	84,9	102,2	92,3
70–85° с.ш.	97,0	95,8	96,5
60–85° с.ш.	87,1	101,1	93,1

Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2009–2010 гг. в отдельных климатических районах, показывает, что менее всего осадков выпало в канадском (на 22 % ниже нормы) и в атлантическом (на 16 % ниже нормы) районах, а более всего – в аляскинском (на 7% выше нормы). На территории Евразии более сухие условия наблюдались в восточной части и близкие к норме – в западной.

На рис. 1.14 приведены временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей. В табл. 1.9 представлены оценки трендов в изменении сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2010 г. по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов, а также для районов в целом.

Таблица 1.9

**Коэффициенты линейного тренда b (°С/10 лет)
сезонных и годовых сумм осадков за период 1936–2010 гг.
и изменение сумм осадков в долях от нормы за 1961–1990 гг.**

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	b	%	b	%	b	%
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	7,23	5,4	–0,90	–1,8	6,32	3,9
Североевропейский (южная часть)	15,82	39,1	2,64	8,1	18,46	25,2
Западносибирский (южная часть)	9,60	26,7	–2,74	–8,3	6,86	10,0
Восточносибирский (южная часть)	2,70	13,5	0,55	2,4	3,25	7,5
Чукотский (южная часть)	–0,41	–1,4	–1,55	–7,1	–1,97	–3,9
Аляскинский (южная часть)	2,15	9,5	–2,57	–9,9	–0,42	–0,8
Канадский (южная часть)	0,80	4,3	3,33	16,9	4,14	10,8
60–70°с.ш.	5,52	13,4	–0,12	–0,4	5,40	7,8
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	8,54	27,2	0,61	3,7	9,14	19,1
Баренцево море	6,00	19,9	–0,30	–1,5	5,70	11,2
Карское море	0,11	0,6	–1,65	–10,0	–1,54	–4,5
Море Лаптевых	–3,48	–21,4	–3,03	–17,9	–6,52	–19,7
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	–8,52	–43,5	–5,51	–32,2	–14,04	–38,3
Аляскинский (северная часть)	0,08	1,3	1,63	17,5	1,71	11,2
Канадский (северная часть)	1,36	17,0	1,02	11,5	2,37	14,1
70–85°с.ш.	0,72	3,9	–0,89	–5,9	–0,18	–0,6
Атлантический	7,65	7,8	–0,40	–1,0	7,24	5,8
Североевропейский	11,80	32,3	1,57	5,6	13,37	20,7
Западносибирский	5,60	19,8	–2,29	–8,8	3,31	6,1
Восточносибирский	0,33	1,8	–0,82	–4,0	–0,49	–1,3
Чукотский	–3,54	–13,9	–3,08	–15,4	–6,62	–14,6
Аляскинский	1,80	9,0	–1,87	–8,0	–0,07	–0,2
Канадский	1,03	7,1	2,47	15,8	3,49	11,6
60–85°с.ш.	3,58	10,6	–0,59	–2,4	2,99	5,2

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

В межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936–2010 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого их увеличения. Годовые суммы осадков за 75 лет возросли на 5 % по сравнению с нормой за 1961–1990 гг. Однако весь рост осадков в СПО обеспечен их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 8 % от нормы). Здесь, в южных частях

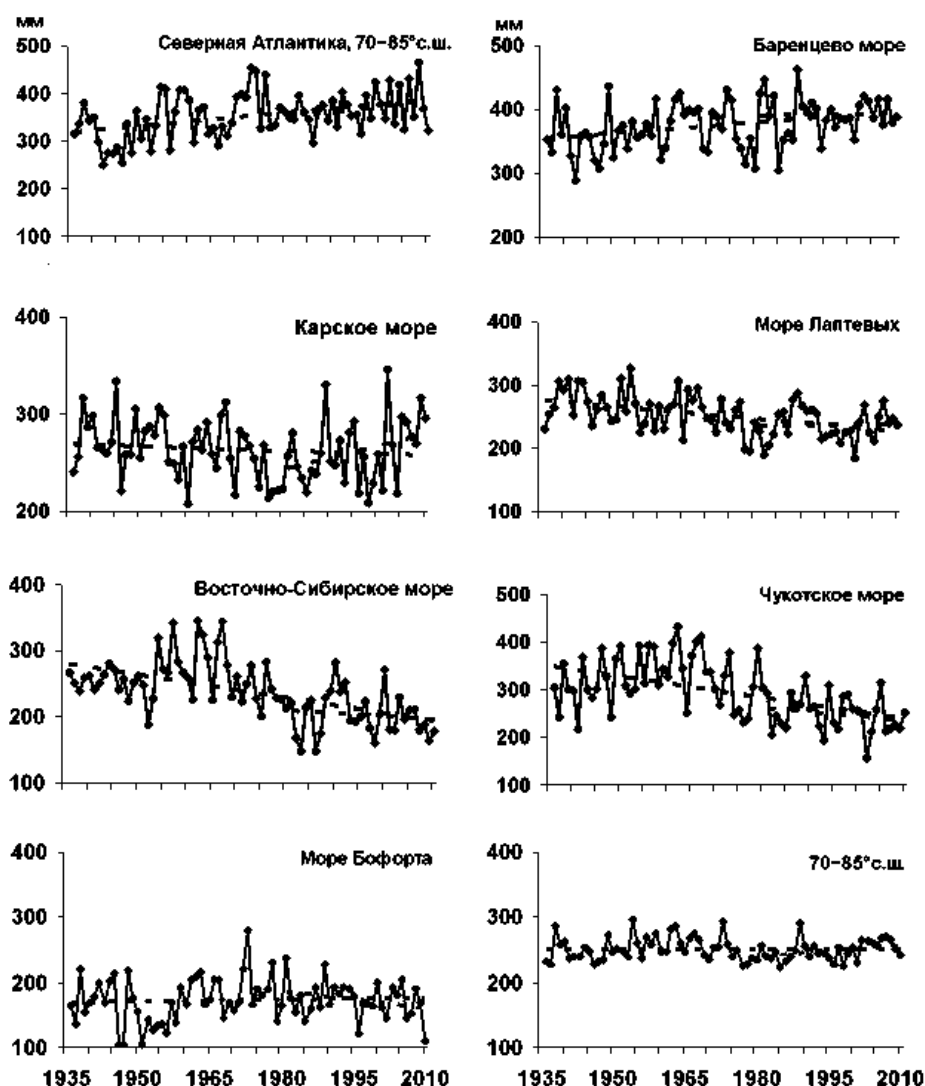


Рис. 1.14. Временные ряды годовых сумм осадков.

Североевропейского, Западносибирского и Восточносибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага рост годовых сумм осадков составил от 8 до 25 % 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 за весь период составляет от 4 до 38 % годовых сумм осадков.

Относительно распределения в годовой сумме доли осадков теплого и холодного периода можно отметить следующее. Увеличение годовых сумм осадков в СПО обеспечивается увеличением количества осадков в холодный период. В целом по

СПО в холодный период количество осадков возросло на 11 % в основном за счет широтной зоны 60–70 °с.ш. (здесь приrost составил 13 %, а к северу от 70 °с.ш. – только 4 %). На всей территории СПО лишь в чукотском районе осадки в холодный период года уменьшились (на 14 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936–2010 гг. уменьшилось в целом по региону на 2 %. Наибольшее их уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от 70 °с.ш. (на 6 % от нормы). Статистически значимое увеличение количества осадков обнаруживается только в канадском районе (на 16 % от нормы).

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

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

Оценки развития ледовых условий в 2010 г. получены по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах, проводимых в ААНИИ, на дрейфующих станциях СП-37, СП-38 и при осуществлении ряда международных проектов (рис. 2.1).

Оценка квантилей распределения общей сплоченности 5 и 50 % (медиана) выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за 1945–2004 гг. (включает данные ААНИИ за 1945–1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960–1979 гг., Национального ледового центра США за 1972–2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968–1998 гг. и Японского метеорологического агентства за 1970–2006 гг.). Расчет среднемесячных значений общей сплоченности для 2010 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду.

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

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

Для цветовой окраски карт использован стандарт ВМО (WMO/Td. 1215) для зимнего (по возрасту) и летнего (по общей сплоченности) периодов. Следует также отметить, что в зонах стыковки карт ААНИИ и КЛС, НЛЦ наблюдается определенная несогласованность границ и характеристик ледовых зон вследствие ряда различий в ледовых информационных системах ААНИИ и КЛС, НЛЦ (КЛС и НЛЦ имеют единую информационную систему в рамках Североамериканкой ледовой службы). Однако данная несогласованность несущественна для целей интерпретации ледовых условий в рамках настоящего обзора. Исходная информация доступна на сервере МЦД МЛ по адресам <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (карты ААНИИ), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0031> (карты КЛС), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0032> (карты НЛЦ).

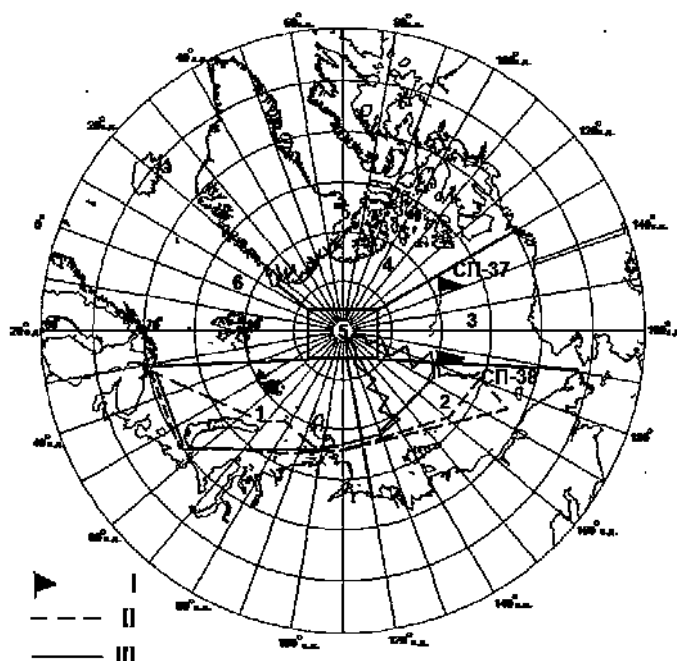


Рис. 2.1. Районы Северного Ледовитого океана.

1 – западный район российского сектора, 2 – восточный район российского сектора, 3 – аляскинский сектор, 4 – канадский сектор, 5 – приполюсный район, 6 – гренландский сектор. I – дрейф СП-37 и СП-38, II – экспедиция «Арктика-2010», III – экспедиция «Шельф-1010».

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

Характерными чертами осенних процессов 2009 г., предшествующих зимнему периоду 2010 г., стали близкие к норме сроки начала ледообразования в центральной части океана, среди остаточных льдов, а также более позднее начало ледообразования (на одну-две декады) в окраинных арктических морях. Большую интенсивность процессов ледообразования и нарастания льда, наблюдавшуюся в ноябре–декабре 2009 г., частично компенсировало позднее ледообразование. В результате этого в морях российского и аляскинского секторов Арктики в конце 2009 г. преобладали однолетние средние и тонкие льды. Часть акватории Баренцева и Чукотского морей, находящаяся под влиянием адвекции тепла, была покрыта молодыми льдами.

Граница старых льдов наблюдалась значительно севернее своего обычного положения. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский секторы Арктики. Большой отрог массива старых льдов наблюдался 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, что на 5 % меньше среднемноголетних значений. (14,1 млн кв. км).

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на конец каждого месяца и поля среднемесячного дрейфа за период январь–апрель 2010 г. приведены на рис. 2.2, 2.4–2.5, 2.7–2.8, 2.10–2.11, 2.13 цвет. вклейки и на рис. 2.3, 2.6, 2.9, 2.12.

Распределение льдов по возрасту и положение границы старых льдов в январе имели ряд специфических черт. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение всего января наблюдалось большое количество молодых льдов (до 30 см). В остальных морях – от моря Лаптевых до моря Бофорта – преобладали однолетние льды. В морях сибирского шельфа наблюдались хорошо развитые заприпайные полыньи, которые образовались вследствие выноса дрейфа (рис. 2.2 цвет. вклейки).

В течение января преобладал выносной характер дрейфа льда из арктических морей в центральный полярный бассейн. Был хорошо выражен трансарктический перенос льдов из Арктического бассейна в Гренландское море через пролив Фрама. Канадский антициклонический круговорот был выражен очень слабо (рис. 2.3).

Сравнение медианного распределения сплоченности льда в январе 2010 г. (рис. 2.4 а цвет. вклейки) и его отклонений от медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (рис. 2.4 б цвет. вклейки) показывает, что отрицательные аномалии сплоченности наблюдались во всех российских арктических морях. Особенно большие отрицательные аномалии отмечались в Баренцевом и Карском морях.

В феврале продолжалось развитие ледяного покрова и увеличение количества однолетнего льда. Массив старых льдов практически не изменил своего положения. Старые льды наблюдались преимущественно в гренландском, канадском секторах и приполюсном районе Арктики, а также в аляскинском и восточном районах российского сектора Арктики (рис. 2.5 цвет. вклейки). Обширная зона молодых льдов появилась в Баренцевом море. Отсутствовал припай в про-

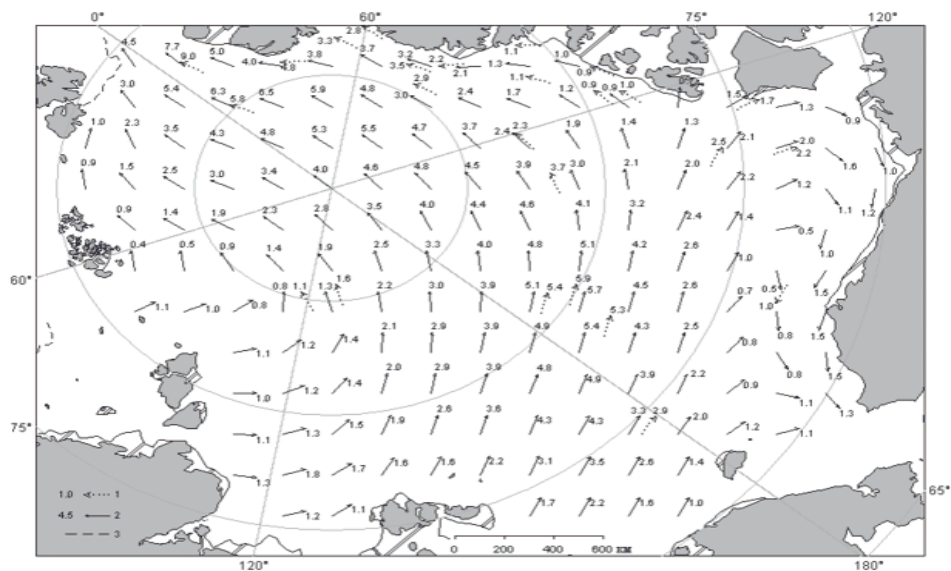


Рис. 2.3. Поле скорости результирующего дрейфа льда за январь 2010 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматических буев, 2 – результаты расчета в узлах сетки, 3 – граница молодого льда.

лив Вилькицкого, что подтверждает большую динамику льдов в течение января–февраля в Карском море.

В феврале сформировалось необычное поле дрейфа ледяного покрова. Трансарктический перенос льда практически отсутствовал. Канадский антициклонический круговорот получил обширное развитие, и его центр был смещен в приполюсный район. В Центральном полярном бассейне наблюдался слабый неустойчивый дрейф. По периферии антициклонического круговорота наблюдался перенос льда от Гренландии к Аляске вдоль североамериканского побережья и далее с востока на запад в российские арктические моря (рис. 2.6).

В морях Баренцевом и Карском сохранялись отрицательные аномалии сплошности (рис. 2.7 б цвет. вклейки).

В марте наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова. Во всех окраинных морях преобладали однолетние средние и толстые льды. Только в Баренцевом море наблюдалось большое количество молодых льдов. Установился и стал быстро развиваться припай в Карском море, в проливе Вилькицкого (рис. 2.8 цвет. вклейки).

На обширной территории сохранялось влияние канадского антициклонического круговорота, центр которого был смещен в приполюсный район. В результате его развития во всех окраинных морях наблюдался дрейф льда в западном направлении. Перемещение льда хорошо прослеживается по смещению границ «отрогов» старых льдов в аляскинском секторе Арктики и восточном районе российского сектора. Если в конце февраля западные границы «отрогов» наблюдались в районе меридианов 150° з.д. и 150° в.д. соответственно и практически не пересекали их, то в конце

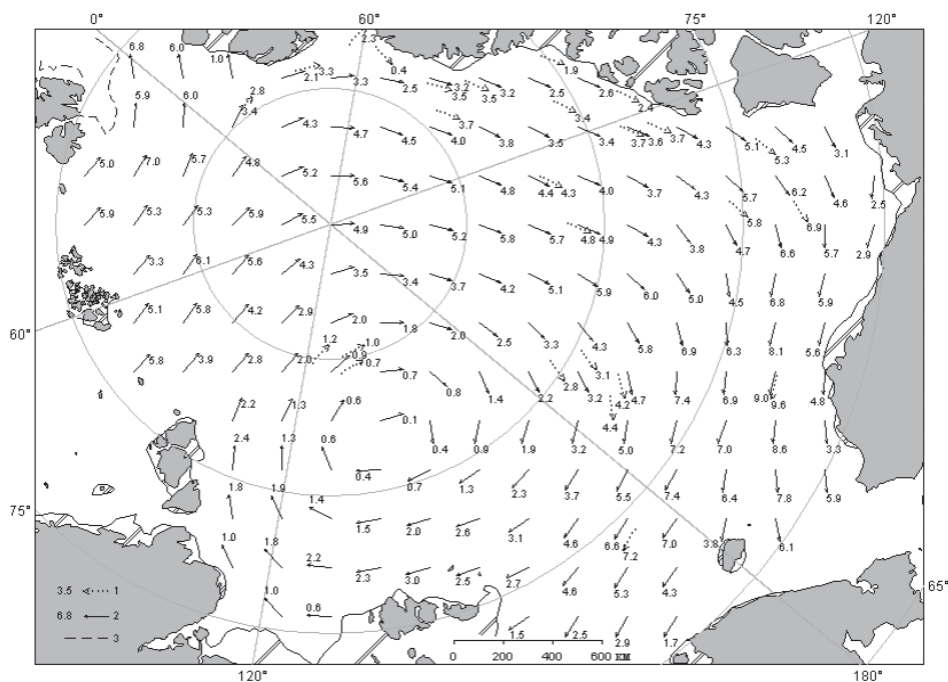


Рис. 2.6. Поле скорости результирующего дрейфа льда за февраль 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.3.

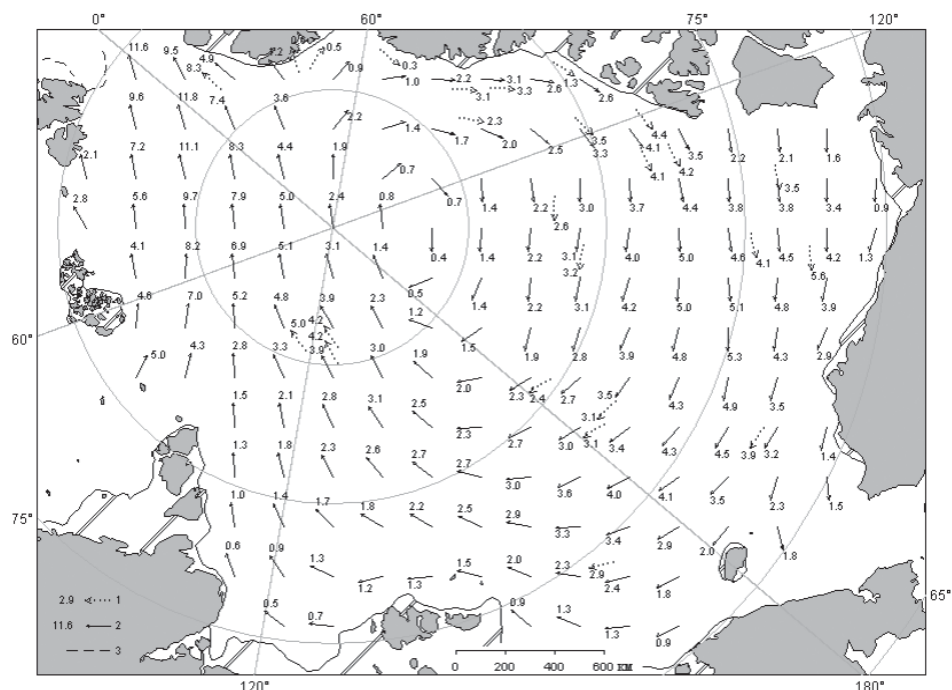


Рис. 2.9. Поле скорости результирующего дрейфа льда за март 2010 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.3.

марта «отроги» не только пересекли указанные меридианы, но и продвинулись далее в западном направлении.

Трансарктический перенос льда был развит слабо и смещен в западный район российского сектора Арктики, в результате чего наблюдался слабый вынос льда из морей Карского и Лаптевых (рис. 2.9).

В марте произошло выравнивание и приближение к норме поля сплоченности льда во всем бассейне. Только в районе Баренцева моря наблюдались крупные отрицательные аномалии сплоченности (рис. 2.10 б цвет. вклейки).

Развитие припая в российских арктических морях в течение трех зимних месяцев проходило с небольшой интенсивностью. В конце марта суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 570 тыс. кв. км при норме 615 тыс. кв. км, т.е. была на 7 % меньше среднего многолетнего значения.

Развитие заприпайных полыней в морях, было близко к среднему многолетнему. Суммарная площадь полыней составила в конце марта 107 тыс. кв. км при норме 101 тыс. кв. км, т.е. почти на 6 % превысила среднее многолетнее значение, в основном за счет небольшого, но устойчивого выноса льда из морей западного района российского сектора Арктики.

В апреле сохранялась сложившаяся в марте ледовая обстановка. Наблюдалась неустойчивая картина дрейфа льда при отсутствии четко выраженных основных структур дрейфа – трансарктического переноса и антициклонического круговорота. Преобладал слабый перенос льдов в моря восточного района российского сектора Арктики и слабый вынос льда из морей западного района. В результате в районе Новосибирских островов

значительно возросла площадь припайных льдов, а в Карском море наблюдались постоянные заприпайные полыньи (рис. 2.11 цвет. вклейки).

Поле сплоченности носило однородный характер с незначительными положительными аномалиями, которые сформировались в морях Гренландском, Бофорта и Лаптевых, и большой отрицательной аномалией в Баренцевом и Карском морях (рис. 2.13 б цвет. вклейки).

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

Развитие ледовых условий в весенний период 2010 г. происходило на фоне положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, преобладания однолетних льдов в ее российском и аляскинском секторах, сокращения количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних льдов. Старые льды отмечались только в северных частях морей Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям на конец каждого месяца и поля среднемесячного дрейфа за период май–июнь 2010 г. приведены на рис. 2.15, 2.18 и на рис. 2.14, 2.16, 2.17, 2.19 цвет. вклейки.

В мае в результате выносного характера дрейфа наблюдалось развитие заприпайных полыньи в морях Карском, Лаптевых и Бофорта (рис. 2.14 цвет. вклейки). Заприпайные полыньи в начале периода таяния послужили зонами интенсивного теплонакопления, дальнейшего разрушения льда и очищения акваторий морей.

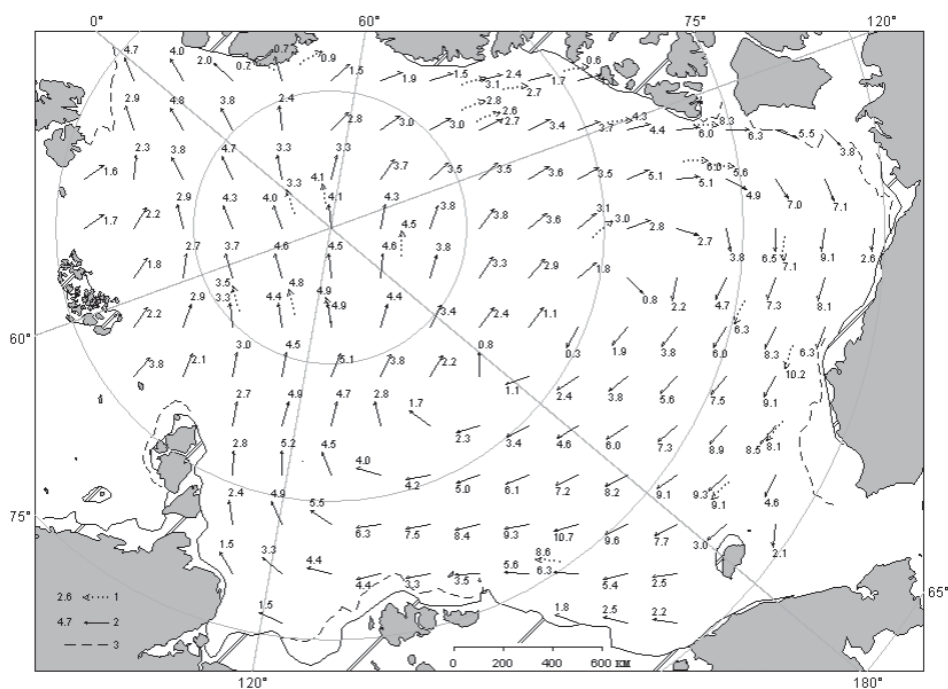


Рис. 2.15. Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2010 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматических буйев, 2 – результаты расчета в узлах сетки, 3 – граница молодого льда.

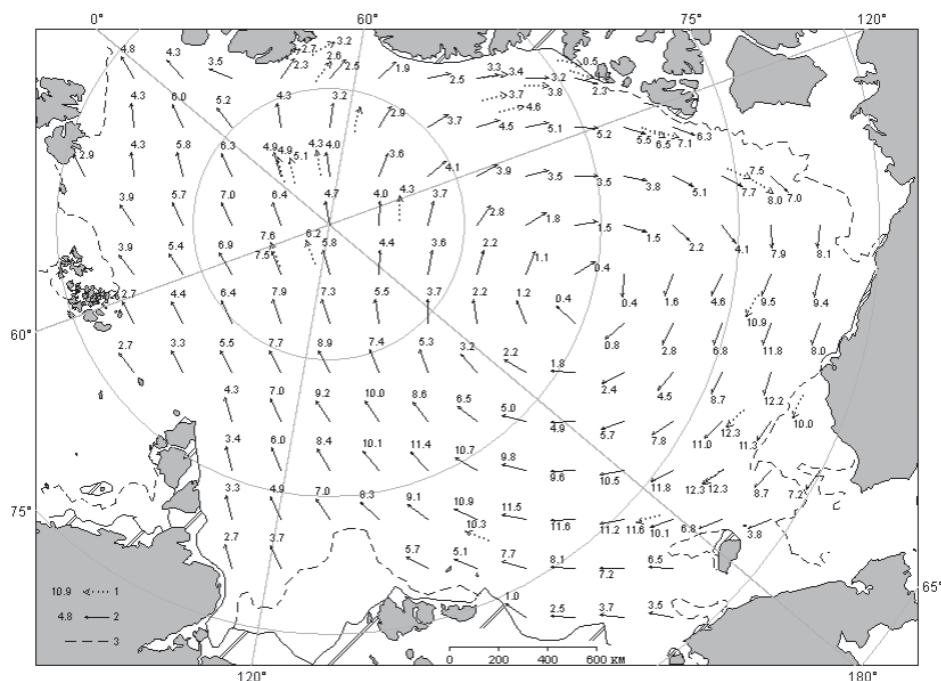


Рис. 2.18. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.15.

В поле дрейфа наблюдалось значительное развитие канадского антициклонического круговорота. Происходил заток однолетних и старых льдов из моря Бофорта в Чукотское море.

В поле сплоченности сформировались отрицательные аномалии в гренландском и западном районах российского секторов Арктики и положительные аномалии в морях Бофорта и Чукотском (рис. 2.16 б цвет. вклейки).

Процесс очищения морей Карского, Лаптевых, Чукотского и Бофорта в результате выносного характера дрейфа и последующего теплового разрушения льда получил дальнейшее развитие в июне (рис. 2.17 цвет. вклейки).

Такой длительный вынос льда был обусловлен сформировавшимся устойчивым полем дрейфа, наблюдавшимся в течение всего периода май–июнь. Хорошо развитый канадский антициклонический круговорот обусловил перенос льдов в западном направлении и их вынос из морей Бофорта и Чукотского в Восточно-Сибирское. Стрежень трансарктического переноса был смещен к северным границам российских арктических морей. Это обусловило значительный вынос льда из морей Карского и Лаптевых (рис. 2.18). Сформировавшиеся в этих морях обширные заприпайные полыньи наблюдались весь весенний период, до конца июня.

В результате выносного характера дрейфа и начавшегося интенсивного таяния льда в окраинных арктических морях сформировались отрицательные аномалии сплоченности ледяного покрова. Наибольшие отрицательные аномалии сформировались в морях западного района российского сектора Арктики (Баренцево, Карское, Лаптевых), в которых весь весенний период наблюдались обширные заприпайные полыньи (рис. 2.19 б цвет. вклейки).



Рис. 2.20. Аномалии толщины льда по данным полярных станций на период максимального нарастания (конец мая).

Площадь припая в российских арктических морях на конец периода его максимального развития составила 460 тыс. кв. км при норме 520 тыс. кв. км, то есть была почти на 15 % меньше среднего многолетнего значения.

Развитие заприпайных полыней в российских арктических морях, наоборот значительно превысило средние многолетние значения. При норме в 220 тыс. кв. км площадь заприпайных полыней составила 400 тыс. кв. км, т.е. почти в два раза больше среднего многолетнего значения. Развитие заприпайных полыней было связано с выносным дрейфом льдов из морей западного района российского сектора Арктики.

К началу периода таяния ледяного покрова в российских арктических морях сформировались следующие аномалии толщины льда (по данным полярных станций): в морях западного района российского сектора (Баренцево, Карское, западная часть моря Лаптевых) – небольшие отрицательные аномалии 0...–10 см; в морях восточного района российского сектора (восточная часть моря Лаптевых, Восточно-Сибирское) – около нормы и положительные аномалии до 20 см (рис. 2.20).

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции СП-37 показали, что интенсивность нарастания льда в весенний период 2010 г. была меньше средних многолетних значений. Увеличение толщины льда наблюдалось до первой декады июня. В зимний период оно составляло в среднем по 2–3 см за декаду, что для этого периода меньше средних многолетних значений. Уже к концу апреля увеличение толщины ледяного покрова составляло только 1 см. В марте ледяное поле, на котором располагалась станция, разломалось. Полигон для измерения льда несколько раз переносился. Перенос полигона не позволил получить целостную картину нарастания ледяного покрова в течение осенне-зимнего сезона 2009–2010 гг.

Высота снежного покрова в весенний период 2010 г. оказалась, наоборот, больше средних многолетних значений. По данным измерений, высота снега на начало мая составила 40–50 см при характерной средней многолетней высоте снега в этом районе около 40 см.

Дрейф станции СП-37 составил 5,5 км в сутки в генеральном направлении на восток. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-37 приведен в табл. 2.1.

Таблица 2.1

**Изменение толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений
на дрейфующей станции СП-37**

Дата измерения	Толщина льда, см	Нарастание льда за декаду, см	Высота снежного покрова, см
Конец декабря 2009 г	206	–	36
Конец января 2010 г.	216	3,3	38
Конец февраля 2010 г.	222	2,0	43
Конец марта 2010 г.*	210	2,0	53
Конец апреля 2010 г.	213	1,0	53

* Перенос полигона.

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

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

В структурном составе льдов в Северном Ледовитом океане преобладали однолетние льды, которые составляли около 60 % общего количества льда. Около 40 % общего количества составляли старые льды. Однолетние льды занимали западный и восточный районы российского сектора и аляскинский сектор Арктики. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики и в приполюсном районе. В северной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей наблюдались отроги старых льдов.

Сформировались обширные заприпайные полыньи в западных морях российской Арктики (Карском и Лаптевых) и обширное разрежение в Чукотском море.

На начало июля в Баренцевом и Карском морях, в восточной части моря Лаптевых и в Чукотском море сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости. Освободившиеся от льда большие пространства чистой воды в этих морях послужили очагами теплонакопления и дальнейшего разрушения ледяного покрова. Более ранние сроки начала таяния льда были отмечены на всех полярных станциях в российском секторе Арктики. Наблюдалось очень интенсивное разрежение льда и очищение акваторий морей от льда в морях западного сектора российской Арктики – Баренцевом и Карском.

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

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2010 г. приведены на рис. 2.22, 2.25, 2.28 и на рис. 2.21, 2.24, 2.27 цвет. вклейки.

В июле продолжалось очищение крайних западных морей (Баренцева, Карского и западной части Лаптевых) и восточных морей (Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей в значительной мере очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости составили 25–40 %. Большое количество льда сохранялось в западной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море (рис. 2.21 цвет. вклейки).

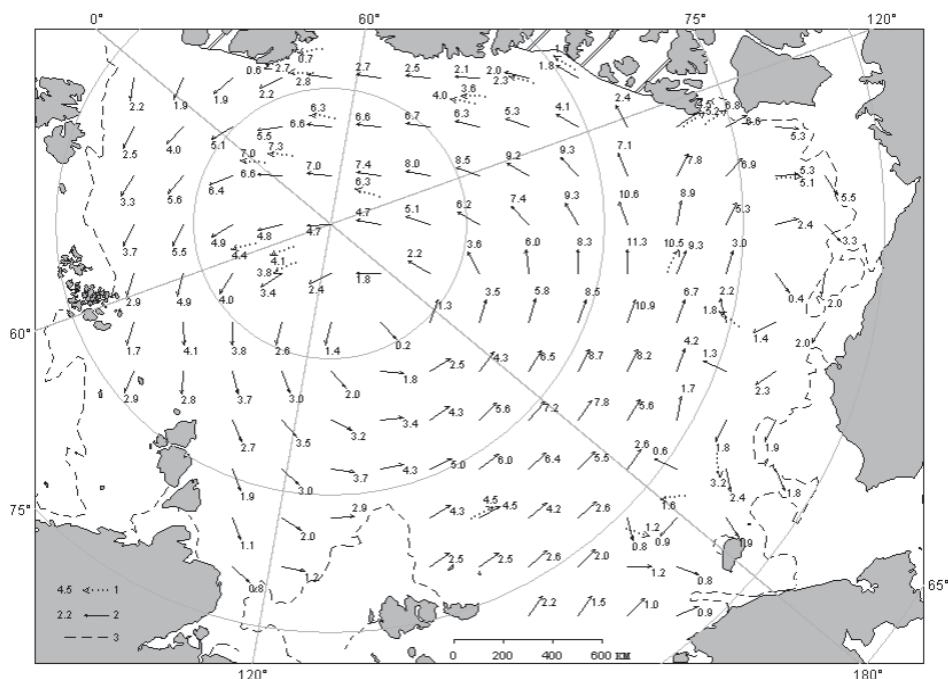


Рис. 2.22. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2010 г.

1 – направление и скорость дрейфа автоматических буйев, 2 – результаты расчета в узлах сетки, 3 – граница молодого льда.

ки). Припай в арктических морях в течение июля полностью разрушился, и произошло это в среднем на 5–15 сут раньше средних многолетних сроков.

Дрейф ледяного покрова приведен на рис. 2.22. Сформировавшееся в июле поле дрейфа льда имело чрезвычайно необычную структуру. В поле дрейфа льда образовалась хорошо выраженная обширная циклоническая циркуляция, центр которого находился в приполюсном районе. Преобладание циклонического вихря, столь необычно развитого для этого периода года, привело к залоу льдов в восточные моря Российской Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское) и в аляскинский сектор Арктики. Трансарктический вынос льда и канадский антициклонический круговорот были выражены крайне слабо.

Общая сплоченность льдов в Северном Ледовитом океане в июле была значительно меньше нормы (рис. 2.23 а цвет. вклейки). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии сплоченности вносили окраинные западные и восточные моря (на рис. 2.23 б цвет. вклейки темно-синие зоны соответствуют отрицательной аномалии).

В течение августа продолжались таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости особенно активно происходило в западном районе российского сектора Арктики (Баренцево, Карское моря) и западной части восточного района российского сектора Арктики (восточная часть моря Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского моря).

В августе в поле дрейфа льда произошли существенные изменения. Трансарктический вынос льда восстановился, но его стрежень был смещен к вос-

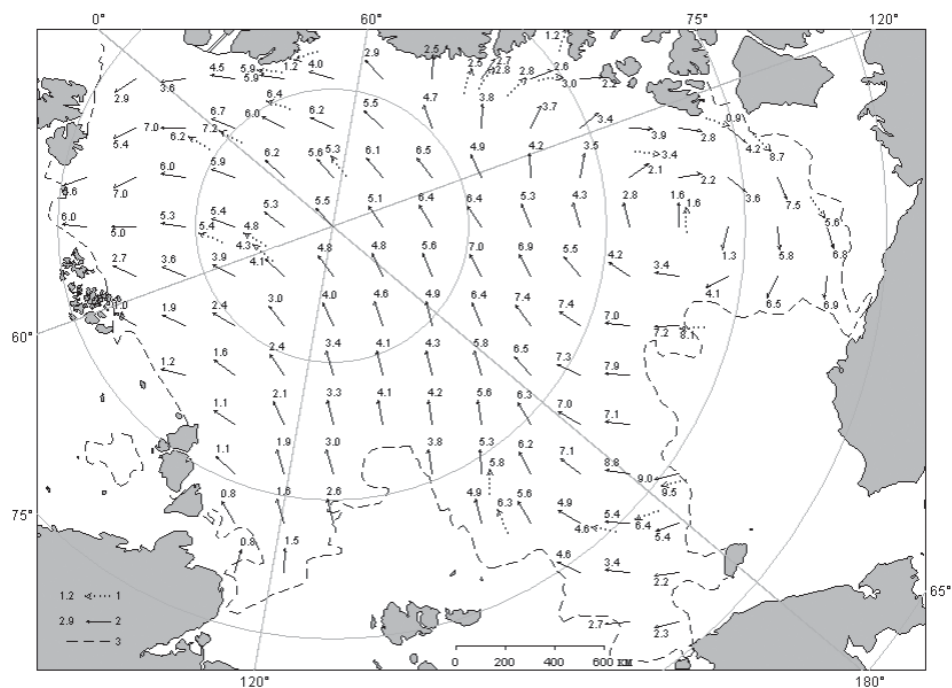


Рис. 2.25. Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2010 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.22.

току, что привело к выносу льдов из российских арктических морей к северному побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага. Наблюдался хорошо развитый канадский антициклонический круговорот (рис. 2.25).

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и Канадскому Арктическому архипелагу, интенсивного таяния и разрушения льда в морях российского и аляскинского секторов Арктики в поле сплоченности льда сформировались отрицательные (рис. 2.26 *б* цвет. вклейки, *темно-синие зоны*) и положительные (*зеленые зоны*) аномалии сплоченности льда.

В августе сформировались и хорошо прослеживались гигантские отроги основных ледяных массивов арктических морей – Таймырского (в море Лаптевых), Айонского (в Восточно-Сибирском море), Аляскинского (в море Бофорта).

В течение сентября процесс очищения российских арктических морей от льда значительно замедлился. К концу периода летнего разрушения льды сохранились только в западной части моря Лаптевых, в восточной части Восточно-Сибирского моря и в северной части моря Бофорта. Прибрежные акватории всех арктических морей были свободны от дрейфующих льдов за исключением западной части моря Лаптевых и пролива Вилькицкого, где сохранялись остаточные льды. Не наблюдалось также полного очищения проливов Канадского Арктического архипелага.

Основная масса льдов, сохранившихся в Северном Ледовитом океане после периода летнего таяния, была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики (рис. 2.27 цвет. вклейки).

В сентябре наблюдалось восстановление основных структур поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане. Возобновился трансарктический вынос льда со стрешнем, направленным в пролив Фрама. Наблюдался хорошо развитый канадский антициклонический круговорот с центром, смещенным к островам Канадского Арктического архипелага (рис. 2.28).

В поле сплоченности льда наблюдалось сохранение значительных отрицательных аномалий (рис. 2.29 б цвет. вклейки, *темно-синие зоны*) в российском и аляскинском секторах Арктики. Положительные аномалии сплоченности льда сохранялись в гренландском и канадском секторах Арктики (*зеленая зона*).

Распределение льда в конце летнего периода было аномально легким и приближалось к распределению льда повторяемости 5 % квантили (рис. 2.30 б цвет. вклейки).

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2010 г. составила 4,8 млн кв. км при норме 6,5 млн кв. км, т.е. была на 26 % меньше среднего многолетнего значения (см. рис. 2.43 цвет. вклейки).

Необходимо отметить, что с 2008 г. в конце летнего периода разрушения льда (сентябрь) наблюдалось устойчивое увеличение остаточной ледовитости Северного Ледовитого океана. Достигнув в сентябре 2007 г. своего исторического минимума, составившего 4,3 млн кв. км, остаточная ледовитость в сентябре 2008 г. составила уже 4,7 млн кв. км (что на 0,4 млн кв. км больше, чем в 2007 г.),

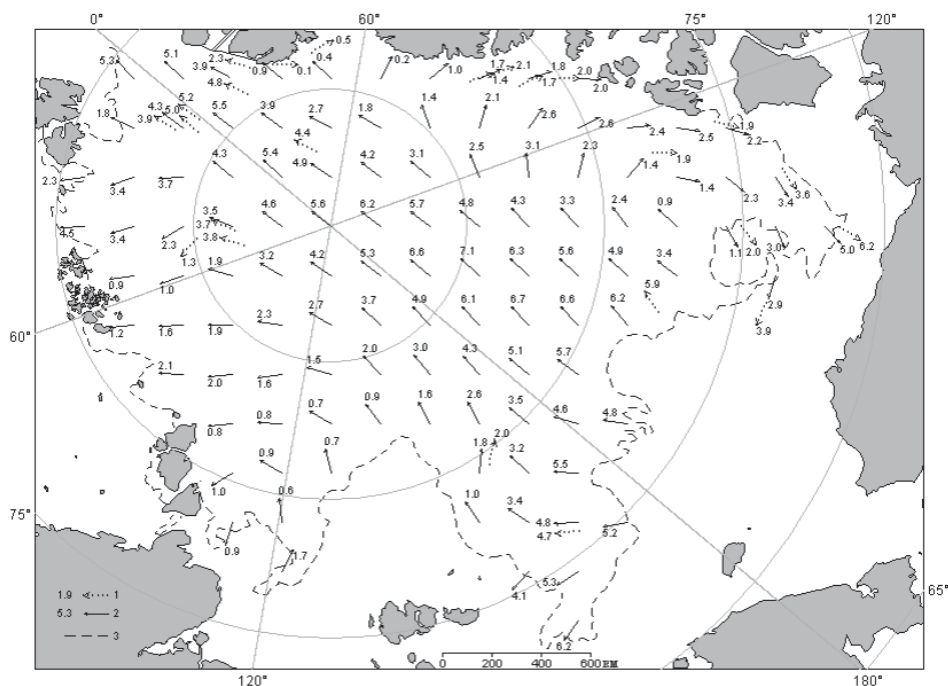


Рис. 2.28. Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2010 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.22.

в 2009 г. – 5,4 млн кв. км (что на 0,9 млн кв. км больше, чем в 2007 г.), а в 2010 г. – 4,8 млн кв. км, (что на 0,5 млн кв. км больше, чем в 2007 г.).

В конце периода максимального летнего сокращения ледяного покрова в 2010 г. наблюдался третий по величине летний минимум после 2007 и 2008 гг. (табл. 2.2).

Таблица 2.2

**Фактические, средние и экстремальные значения ледовитости (тыс. кв. км)
Северной полярной области и отдельных секторов на середину сентября
за 2007–2010 гг. и за период 1978–2010 гг.**

Регион	Фактические значения				Среднее	СКО	Мин.	Макс.
	2007	2008	2009	2010				
Арктика	4345	4777	5423	4808	6594	912	4345 (2007)	7824 (1980)
45–170° з.д. (Канадская Арктика)	2248	2168	2444	2155	2905	370	2146 (1998)	3500 (1983)
45–95° в.д. (запад евразийской Арктики)	1368	1229	1400	1327	1512	243	1106 (2001)	1956 (1989)
95° в.д.–170° з.д. (восток евразийской Арктики)	789	1381	1579	1326	2176	521	789 (2007)	2989 (1996)

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

Осенние ледовые процессы в 2010 г. начались на фоне положительных аномалий температуры воздуха и больших отрицательных аномалий ледовитости, сформировавшихся в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях в конце летнего периода.

В Центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на НЭС «Академик Федоров» в экспедициях «Арктика-2010» и «Шельф-2010» (рис. 2.1), ледообразование среди остаточных льдов началось в начале второй декады сентября, что 10–15 суток позднее среднемноголетних сроков.

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

Ледообразование непосредственно в самих арктических морях осенью 2010 г. началось в более поздние, чем в среднем многолетнем, сроки. Аномалия сроков ледообразования составила от –5 до –10 суток в центральных евразийских морях и море Бофорта и от –15 до –30 суток в окраинных евразийских морях.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градам за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь–декабрь 2010 г. приведены на рис. 2.32, 2.35, 2.38 и на рис. 2.31, 2.33, 2.34, 2.36, 2.37, 2.39 цвет. вклейки.

В конце октября молодые льды наблюдались во всех арктических морях, кроме районов, испытывающих существенное влияние адвекции тепла (Баренцево море, юго-запад Карского моря и Чукотское море (рис. 2.31 цвет. вклейки)).

Дрейф ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в октябре был хорошо выражен, но поле дрейфа существенно отличалось от среднего многолетнего. Наблюдался

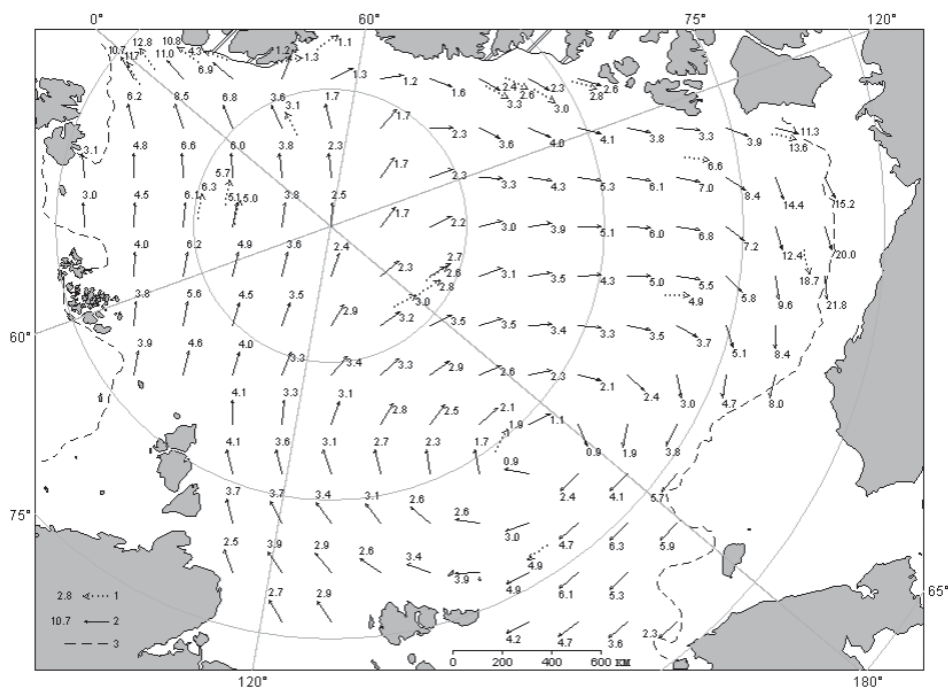


Рис. 2.32. Поле скорости результирующего дрейфа льда за октябрь 2010 г.
1 – направление и скорость дрейфа автоматических буйев, 2 – результаты расчета в узлах сетки,
3 – граница молодого льда.

вынос льдов из моря Лаптевых, который был направлен к Канадскому Арктическому архипелагу. Центр антициклонической циркуляции льдов был смещен в северную часть восточного района российского сектора Арктики (район 2). Адвекция тепла в российском секторе Арктики и выносной характер дрейфа сдерживали развитие ледообразования в морях российского сектора Арктики (рис. 2.32).

В результате происходящих процессов в поле сплоченности льда сформировались значительные отрицательные аномалии сплоченности (рис. 2.33 б цвет. вклейки, *темно-синие зоны*) в морях российского сектора Арктики. В гренландском и канадском секторах наблюдалось повышение сплоченности льда (*зеленая зона*).

В ноябре наблюдалось интенсивное развитие ледообразования и увеличение толщины льда (рис. 2.34 цвет. вклейки). В начале третьей декады ноября на обширной акватории, включающей северо-восточную часть Карского моря, а также моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Бофорта, лед перешел в возрастную градацию однолетнего тонкого льда (толщина более 30 см). В конце ноября практически на всей акватории океана, которая в летний период была свободна от льда, в результате ледообразования появился однолетний тонкий лед (диапазон толщины 30–70 см). Площадь образовавшегося за октябрь–ноябрь однолетнего и молодого льда составила 4,0–4,5 млн кв. км (см. рис. 2.43 цвет. вклейки).

В ноябре произошла полная перестройка поля дрейфа ледяного покрова. Наблюдался хорошо развитый трансарктический дрейф, стрежень которого был смещен к западу. В результате такого смещения наблюдался вынос льда из центральных морей российского сектора Арктики (Лаптевых и Восточно-Сибирского) и перенос его не

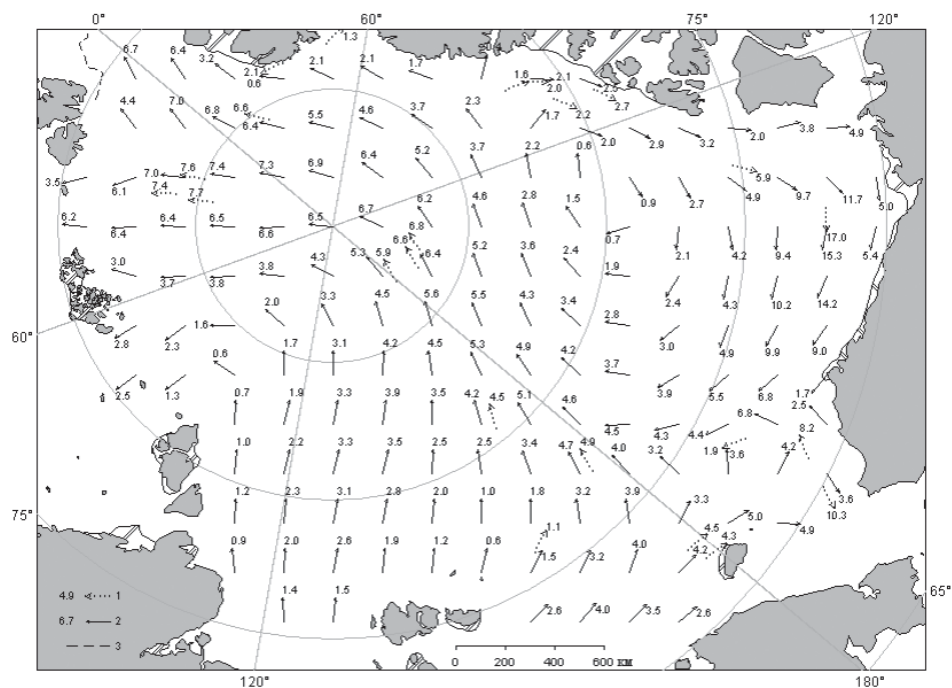


Рис. 2.35. Поле скорости результирующего дрейфа льда за ноябрь 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.32.

в пролив Фрама, как обычно, а западнее, в пролив между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Начал развиваться антициклонический круговорот, и его центр сместился в аляскинский сектор Арктики (рис. 2.35).

В результате интенсивного развития ледяного покрова в окраинных арктических морях в ноябре произошло существенное сокращение области отрицательных аномалий сплоченности (рис. 2.36 б цвет. вклейки).

В декабре наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. В середине декабря на акватории всех арктических морей и далее к северу, до границы старых льдов, преобладали однолетние тонкие льды и начал появляться однолетний средний лед (диапазон толщины 70–120 см). Доля однолетних средних льдов увеличивалась, и к концу декабря их количество составило приблизительно треть общего количества однолетних льдов. Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцево, юго-западная часть Карского и Чукотское) наблюдалось преобладание молодых льдов. Появление однолетних толстых льдов (толщиной более 120 см) в морях не наблюдалось.

В декабре сохранялось поле дрейфа, сформировавшееся в ноябре. Стрежень транс-арктического потока был направлен от северных границ морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в пролив Фрама. Наблюдался хорошо развитый антициклонический круговорот, центр которого был смещен в приполюсный район (см. рис. 2.38).

В результате выносного характера дрейфа основная масса старых льдов была смещена в приполюсный район, канадский и гренландский секторы Арктики. Два больших отрога массива старых льдов наблюдались в северо-западной части морей Лаптевых и Восточно-Сибирском.

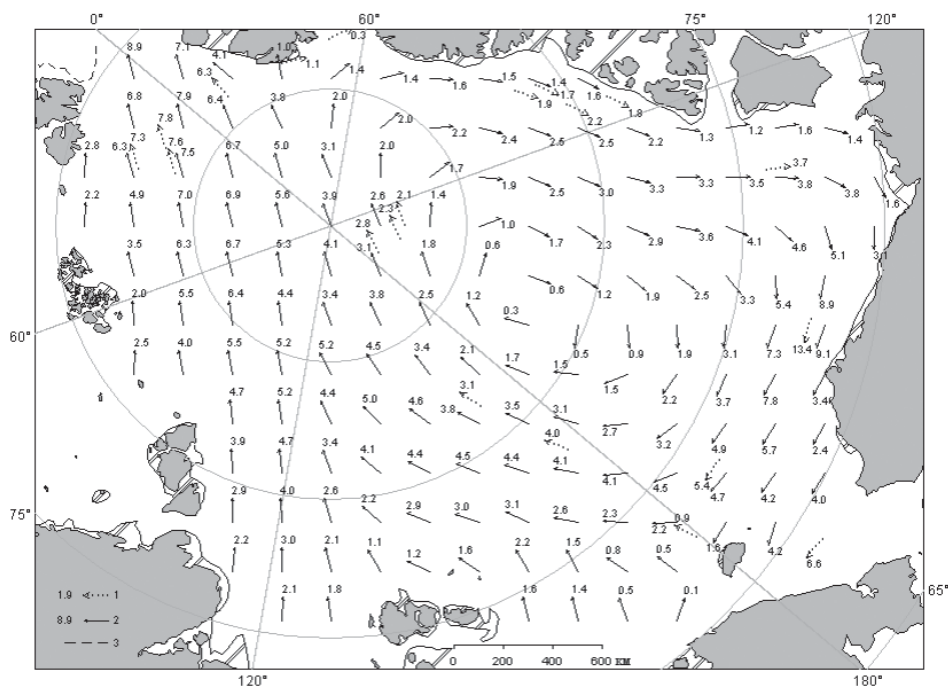


Рис. 2.38. Поле скорости результирующего дрейфа льда за декабрь 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.32.

Сравнение медианного распределения сплоченности льда в декабре 2010 г. (рис. 2.39 а цвет. вклейки) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2010 гг. (рис. 2.39 б цвет. вклейки) показывает, что отрицательные аномалии сплоченности сохранились во всех морях российского сектора Арктики (Баренцевом, Карском, Лаптевых и Чукотском). Формированию отрицательных аномалий способствовал дрейф выносного характера.

В течение сентября–октября в высоких широтах проходила экспедиция «Шельф-2010» на атомном ледоколе «Ямал» и научно-экспедиционном судне «Академик Федоров» (см. рис. 2.1). В этой экспедиции проводились измерения толщины льда с помощью дистанционного телевизионного комплекса. По результатам измерений были построены распределения толщины льда по двум основным профилям:

- батиметрический профиль 22 (77° 25' с.ш.; 128° 46' в.д.) – Северный полюс; общая протяженность участка 3551 миль;
- Северный полюс – батиметрический профиль 57 (79° 55' с.ш.; 150° 54' в.д.); общая протяженность участка 3236 миль.

Результаты измерений толщины дрейфующего льда представлены в виде распределений на рис. 2.40 и 2.41.

По данным измерений, на участке 1 преобладающая толщина однолетних льдов составила 60–120 см (90 %), а старых – 140–200 см (3,8 %).

Начало устойчивого ледообразования, а также увеличение количества старых льдов отразились на распределении толщины льда на пути движения судов на участке 2. Доля начальных и молодых льдов составила 28 %, а доля старых льдов – 15 %.

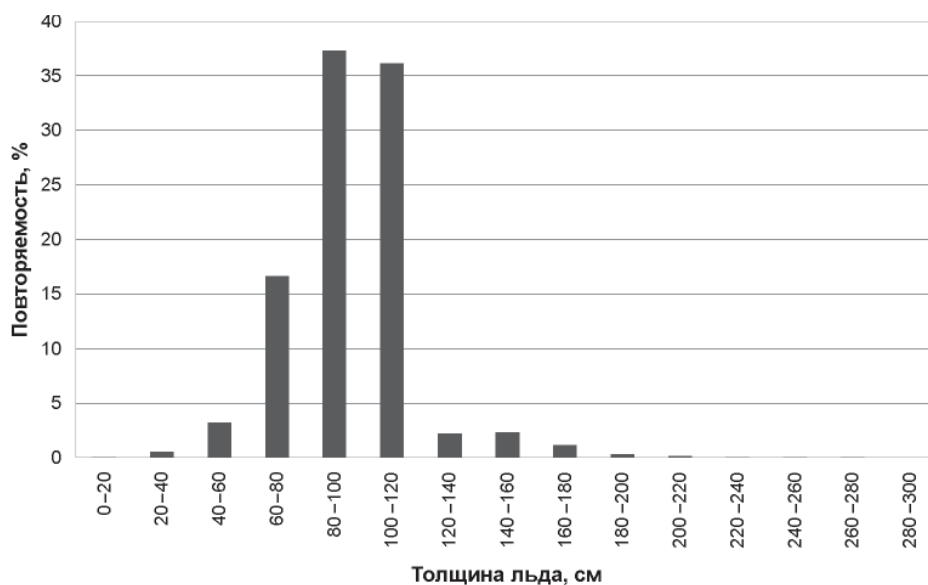


Рис. 2.40. Распределение толщины ровного льда на пути плавания судов экспедиции «Шельф-2010» на участке 1.

Преобладающая толщина однолетних льдов изменялась в пределах 80–140 см (37 %), старых – 140–200 см (14 %).

В конце октября начала работу научно-исследовательская дрейфующая станция СП-38. Дрейф станции СП-38 в октябре–декабре составил в среднем 4,5 км в сутки в генеральном направлении на север.

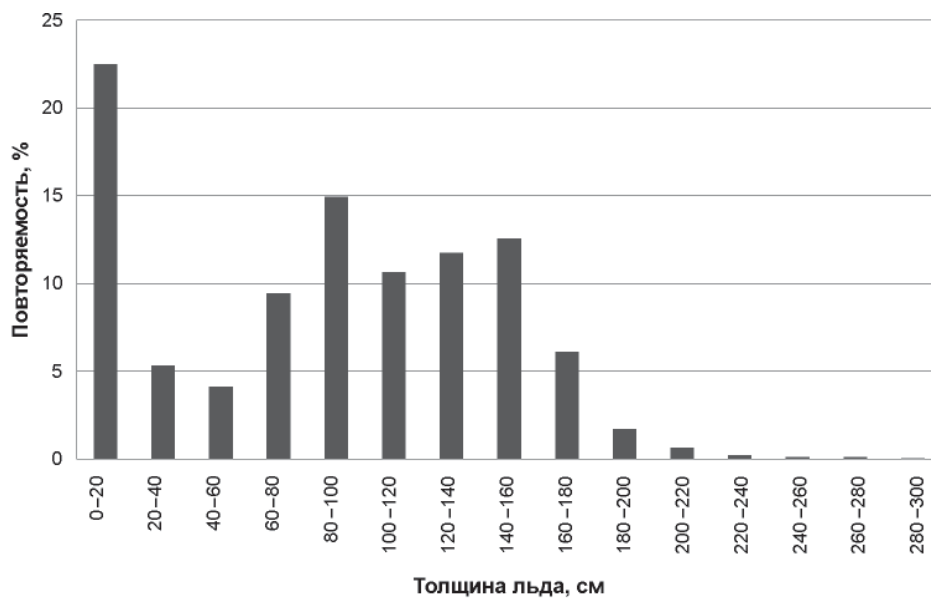


Рис. 2.41. Распределение толщины ровного льда на пути плавания судов экспедиции «Шельф-2010» на участке 2.

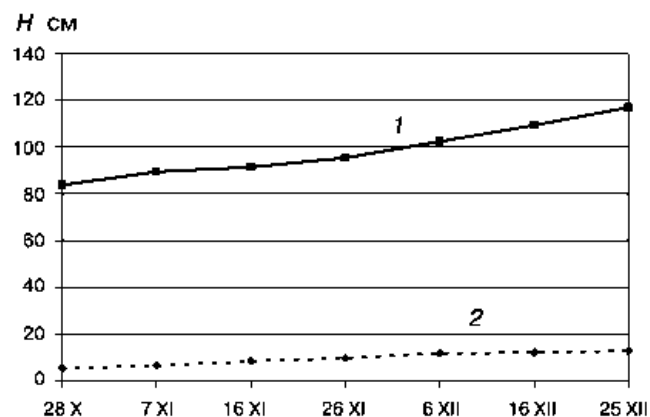


Рис. 2.42. Ход изменения толщины льда (1) и высоты снежного покрова (2) по данным прямых измерений на полигоне СП-38 в 2010 г.

Прямые измерения на дрейфующей станции СП-38 показали, что в конце октября началось устойчивое нарастание льда. Полигон для измерений толщины льда был выбран на ровной вставке остаточного однолетнего льда, толщина которого за период с конца октября по конец декабря увеличилась с 84 до 120 см (на 36 см). Нарастание льда составило приблизительно 6 см за декаду, что на 1 см больше среднего многолетнего значения, составляющего 5 см за декаду. Средняя высота снежного покрова составила 13 см, что по данным многолетних наблюдений на дрейфующих станциях СП было значительно меньше средних многолетних значений. На значительной части ледяного поля наблюдались участки голого, не покрытого снегом льда.

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-38 в зимний период приведены на рис. 2.42.

Развитие припая в российских арктических морях в течение всех осенних месяцев происходило с меньшей интенсивностью. Площадь припая практически во всех морях была значительно меньше средних многолетних значений. В конце декабря суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 240 тыс. кв. км при норме 340 тыс. кв. км, т.е. была на 30 % меньше средних многолетних значений.

На рис. 2.43 цвет. вклейки приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов (за период с октября 1978 г. по декабрь 2010 г.) по годам на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что общее количество льда в Северном Ледовитом океане в течение всего 2010 г. было значительно меньше среднего многолетнего. В целом, во все сезоны 2010 г. общая площадь льда в Северном Ледовитом океане была значительно меньше нормы, но превышала исторический минимум 2007 г. и стала третьим по рангу минимумом.

Основной вклад в формировании легких ледовых условий внесли западные евразийские моря (меридиональный сектор 45–95° в.д.). Из рис. 2.43 цвет. вклейки видно, что в летние месяцы (июнь–август) ледовитость морей в этом меридиональном секторе была меньше, чем в 2007 г., когда наблюдался исторический минимум ледовитости Северного Ледовитого океана. Ледовитость морей в остальных меридиональных секторах устойчиво превышала значения ледовитости за 2007–2008 гг. (рис. 2.43 в, г цвет. вклейки).

2.5. ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

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

Ледово-гидрологические условия в устьевых участках рек бассейна Карского моря

Нарастание льда в зимний период

Процесс нарастания толщины льда в зимний период продолжался до апреля. В табл. 2.3 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и интенсивности его нарастании.

Таблица 2.3

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2010 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	67	8	90	23	99	9	98	–1
Таз	Тазовское	73	12	88	15	97	9	102	+5
Енисей	Игарка	76	22	80	4	95	15	95	0
	Дудинка	98	30	138	40	154	16	169	+15
	Караул	99	43	128	29	158	30	168	+10

Наибольшее увеличение толщины льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось в январе и феврале, а в апреле лед практически не нарастал (исключение составили районы Дудинки и Караула на реке Енисее).

В табл. 2.4 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. за период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Таблица 2.4

Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2010 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	98	102	–4
Таз	Тазовское	102	140	–38
Енисей	Игарка	95	99	–4
	Дудинка	169	130	+39
	Караул	168	139	+29

Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда в конце апреля наблюдалась на устьевом участке реки Таз (–38 см), а на реке Оби в Салехарде и на реке Енисее в Игарке толщина льда была близка к средним многолетним значениям. В пунктах Караул и Дудинка на реке Енисее толщина льда была на 29–39 см больше нормы. В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах составляла от 21 до 50 см.

Характеристика процесса вскрытия рек

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2010 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились в период от начала второй декады мая до начала первой декады июня.

В табл. 2.5 приведены сроки начала весеннего ледохода и очищения от льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.5

Сроки вскрытия рек бассейна Карского моря

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь	Салехард	22.05	27.05	–5	23.05	1.06	–9
Таз	Тазовское	13.06	13.06	0	15.06	15.06	0
Енисей	Игарка	5.06	30.05	6	13.06	8.06	5
	Дудинка	10.06	5.06	5	15.06	11.06	4
	Караул	14.06	10.06	4	20.06	16.06	4

Первая подвижка льда на устьевом участке реки Енисея наблюдалась в сроки, близкие к средним многолетним.

Весенний ледоход начался на пять дней раньше нормы на реке Оби в Салехарде, в средние сроки на устьевом участке реки Таз и на четыре–восемь дней позже нормы на устьевом участке реки Енисея (включая Селиваниху). В районе пункта Верхнеимбатское на реке Енисее 19–20 мая произошел затор льда. Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек Оби и Таз составила один-два дня, а на устьевом участке реки Енисея – от пяти дней в районе Дудинки до 12 дней в районе Селиванихи.

Очищение от льда устьевых участков рек произошло на девять дней раньше средних многолетних сроков на реке Оби, в средние сроки на устьевом участке реки Таз и на четыре–восемь дней позже нормы на устьевом участке реки Енисея (включая Селиваниху).

Процесс вскрытия устьевых взморий рек, впадающих в Карское море, может быть охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети и данных с искусственных спутников Земли (ИСЗ). В 2010 г. получению спутниковой информации препятствовала сплошная облачность.

На устьевом взморье реки Оби в настоящее время работает одна полярная станция – бухта Новый Порт. На устьевом взморье реки Енисея также работает одна полярная станция – Сопочная Карга.

Таблица 2.6

Сроки вскрытия в 2010 г. устьевых взморий рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	20.06	25.06	–5
		Очищение от льда	30.06	1.07	–1
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	24.06	19.06	5
		Очищение от льда	30.06	24.06	6

В табл. 2.6 приведены сроки взлома припая и очищения от льда по данным полярных станций.

Таким образом, взлом припая и очищение от льда на устьевом взморье реки Оби наблюдались раньше средних многолетних сроков, а на устьевом взморье реки Енисея на пять-шесть дней позже нормы.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.7 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2. 7

Характеристика ледовых условий осенью 2010 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь, Салехард	–	18.10	–	10.11	21.10	20	11.11	29.10	+13
Таз, Тазовское	20.10	10.10	10	28.10	12.10	16	28.10	14.10	+14
Енисей, Игарка	–	17.10	–	23.10	17.10	6	4.11	23.10	+12
Енисей, Караул	1.11	12.10	20	2.11	18.10	15	2.11	24.10	+9

На устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея в 2010 г. плавучий лед появился на 6–20 дней позже средних многолетних сроков. Продолжительность осеннего ледохода составила от нуля (Тазовское и Караул) до двенадцати дней (Игарка). На устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея ледостав наступил на 9–14 дней позже нормы.

Таким образом, на устьевых участках рек бассейна Карского моря естественный навигационный период в 2010 г. был больше среднего многолетнего (до 29 дней на реке Оби в районе Салехарда) в основном за счет позднего развития процесса ледообразования осенью.

В табл. 2.8 приведены даты замерзания в 2010 г. устьевых взморий рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети.

Таблица 2.8

Сроки замерзания в 2010 г. устьевого взморья рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	21.10	11.10	11
		Полное замерзание	30.10	16.10	14
Енисейский залив	Сопочная Карга	Устойчивое появление плавучего льда	10.10	10.10	0
		Полное замерзание	18.11	23.10	26

На устьевом взморье реки Оби процесс замерзания происходил в аномально поздние сроки (на 11–14 дней позже нормы). На устьевом взморье реки Енисей, несмотря на появление льда в средние многолетние сроки, полное замерзание произошло гораздо позднее нормы.

Таблица 2.9

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с ноября по декабрь в 2010 г.

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	49	73	24
Таз	Тазовское	46	73	27
Енисей	Игарка	18	58	40
	Караул	30	62	32

В табл. 2.9 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за декабрь, а в табл. 2.10 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению. Толщина льда в конце декабря 2010 г. на устьевых участках реки Обь на 8 см превышала норму, а на устьевых участках рек Таз и Енисей была меньше средних значений (аномалия до –28 см).

Продолжительность периода со льдом на устьевых участках рек бассейна Карского моря оказалась на 2–19 дней меньше нормы.

Таблица 2.10

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2010 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	73	65	8
Таз	Тазовское	73	81	–8
Енисей	Игарка	58	59	–1
	Караул	62	90	–28

Ледово-гидрологические условия в устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых

Нарастание льда в зимний период

В табл. 2.11 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель.

Наиболее интенсивное нарастание льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось в январе. В апреле во всех пунктах лед продолжал нарастать. В табл. 2.12 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. за период, близкий к максимальному нарастанию льда.

В конце апреля толщина льда несколько превышала норму на реке Хатанге, была близкой к средним многолетним значениям на реке Оленек в пункте Тюмети и на реке Лене в пункте Хабарово и была на 11–23 см меньше нормы в остальных пунктах на реках Оленек, Лене и Яне.

В конце апреля разброс в значениях высоты снега на льду в рассматриваемых пунктах был весьма значительным – от 5–10 см на реке Лене до 26–35 см в пункте Юбилейная на реке Яне.

Таблица 2.11

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2010 г.
на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых**

Река, пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Оленек, Тюмети	100	31	113	13	129	16	139	10
Оленек, Усть-Оленек	128	50	139	11	154	15	169	15
Лена, Кюсюр	102	20	121	19	145	24	159	14
Лена, Хабарово	165	47	194	29	205	11	227	22
Яна, Юбилейная	107	22	131	24	140	9	142	2

Таблица 2.12

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2010 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	164	149	15
Оленек	Тюмети	139	137	2
	Усть-Оленек	169	192	-23
	Кюсюр	159	178	-19
Лена	Хабарово	227	226	1
	Юбилейная	142	153	-11

Характеристика процесса вскрытия рек

В 2010 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились в третьей декаде мая. В табл. 2.13 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленек, Лены и Яны и их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.13

Сроки вскрытия рек бассейна моря Лаптевых

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга	Хатанга	9.06	12.06	-3	11.06	17.06	-6
Оленек	Тюмети	21.05	3.06	-13	30.05	13.06	-14
	Усть-Оленек	7.06	18.06	-11	11.06	21.06	-10
Лена	Кюсюр	30.05	3.06	-4	9.06	11.06	-2
	Хабарово	8.06	8.06	0	11.06	15.06	-4
Яна	Юбилейная	21.05	30.05	-9	29.05	6.06	-8

Первая подвижка льда на устьевых участках рек Лены и Оленек наблюдалась на 3–11 дней раньше нормы.

Весенний ледоход начался на 9–13 дней раньше нормы на устьевых участках рек Оленек и Яны. На устьевом участке реки Лены аномалии сроков начала ледохода составили от 0 до –4 дней, а на устьевом участке реки Хатанги начало ледохода наблюдалось в сроки, близкие к средним многолетним.

Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оленек, Лены и Яны происходил с образованием заторов. На устьевом участке реки Оленек заторы наблюдались ниже поста Тюмети с 21 по 29 мая. На устьевом участке реки Лены заторы наблюдались 1 июня выше пункта Кюсюр, а в период с 30 мая по 2 июня ниже пункта Кюсюр. На устьевом участке реки Яны затор наблюдался 21 мая выше пункта Юбилейная, а 21–22 мая ниже пункта Юбилейная.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Хатанги составила 2 дня, на устьевом участке реки Оленек – 4–9 дней, на устьевом участке реки Лены 3–10 дней, на устьевом участке реки Яны – 8 дней.

Очищение от льда устьевых участков рек бассейна моря Лаптевых произошло на 2–14 дней раньше средних многолетних сроков. Процесс вскрытия устьевых участков рек происходил в ранние сроки на реках Оленек и Яне и в сроки, близкие к средним, на реке Лене.

Продолжительность периода со льдом на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых оказалась меньше средних многолетних значений на 8–32 дня.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.14 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2010 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

В устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых осенью 2010 г. устойчивое ледообразование наблюдалось в сроки, близкие к средним многолетним.

Продолжительность осеннего ледохода была различной – от двух дней на реке Яне до 11 дней на реке Лене.

Становление льда на устьевых участках происходило в сроки близкие к средним многолетним на всех рассматриваемых реках бассейна моря Лаптевых за исключением устьевого участка реки Лены в районе пункта Хабарово, где ледостав наступил на семь дней позже нормы.

В 2010 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых естественный навигационный период был продолжительнее среднего многолетнего и составил 18 дней на реке Оленек в районе пункта Тюмети в основном за счет раннего развития процесса вскрытия рек весной.

Таблица 2.14

Характеристика ледовых условий осенью 2010 г.

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга, Хатанга	4.10	–	–	1.10	2.10	–1	6.10	4.10	2

Окончание табл. 2.14

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Оленек, Тюмети	3.10	27.09	6	4.10	30.09	4	10.10	10.10	0
Оленек, Усть-Оленек	–	2.10	–	2.10	30.09	2	8.10	6.10	2
Лена, Кюсюр	9.10	8.10	1	10.10	8.10	2	21.10	22.10	–1
Быковская протока	12.10	8.10	2	12.10	11.10	1	23.10	16.10	7
р. Лены, Хабарово									
Яна, Юбилейная	30.09	28.09	2	30.09	30.09	0	2.10	6.10	–4

В табл. 2.15 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании в ноябре и декабре 2010 г., а в табл. 2.16 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению. Толщина льда в конце декабря 2010 г. на устьевом участке реки Хатанги была на 7 см больше средних многолетних значений, а на устьевых участках рек Оленек, Лены и Яны – на 7–28 см меньше нормы.

Таблица 2.15

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с октября по декабрь в 2010 г.

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга	Хатанга	17	63	46	99	36
Оленек	Тюмети	21	49	28	77	28
	Усть-Оленек	32	64	32	104	40
Лена	Кюсюр	28	60	32	82	22
Быковская протока р. Лены	Хабарово	30	77	47	123	46
Яна	Юбилейная	36	65	29	77	12

Таблица 2.16

Толщина льда (см) на конец декабря

Река	Пункт	2010 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	99	92	7
Оленек	Тюмети	77	84	–7
Оленек	Усть-Оленек	104	113	–9
Лена	Кюсюр	82	110	–28
Быковская протока р. Лены	Хабарово	123	141	–18
Яна	Юбилейная	77	92	–15

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

Процесс нарастания льда

В табл. 2.17 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель 2010 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Таблица 2.17

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу в 2010 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Инди́гирка	Чокурдах	95	26	112	17	123	11	129	6
Колы́ма	Колымское	99	15	114	15	120	6	125	5

Наибольшее нарастание толщины льда на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось в январе и феврале. В апреле во всех пунктах лед продолжал нарастать.

В табл. 2.18 приведены значения толщины льда на конец апреля, т.е. на период, близкий к периоду максимального нарастания льда. Толщина льда в конце апреля 2010 г. на устьевых участках рек Инди́гирки и Колы́мы была меньше нормы.

Таблица 2.18

Толщина льда (см) на конец апреля

Река	Пункт	2009 г.	Средняя	Аномалия
Инди́гирка	Чокурдах	129	169	–40
Колы́ма	Колымское	125	140	–15

Характеристика процесса вскрытия рек

В третьей декаде мая на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря появились закраины. В табл. 2.19 приведены сроки наступления ледовых явлений весной 2010 г.

Таблица 2.19

Сроки вскрытия рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Инди́гирка	Чокурдах	1.06	7.06	–6	2.06	10.06	–8
Колы́ма	Колымское	24.05	30.05	–6	30.05	4.06	–5
	Черский	28.05	3.06	–6	28.05	9.06	–12

Первая подвижка льда на устьевых участках рек Инди́гирки и Колы́мы наблюдалась на 4–7 дней раньше нормы.

Весенний ледоход на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря начался на 6 дней раньше нормы. Процесс вскрытия на устьевых участках рек Инди́гирки и Колы́мы происходил с образованием заторов. На устьевом участке реки Инди́гирки 31 мая наблюдался затор выше поста Чокурдах. На устьевом участке реки Колы́мы в районе поста Колымское заторы наблюдались в третьей декаде мая.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Индигирки составила один день, а на устьевом участке реки Колымы – от 0 до 6 дней. Очищение от льда устьевых участков рек произошло на 5–12 дней раньше нормы.

Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна Восточно-Сибирского моря происходил раньше средних многолетних сроков. Продолжительность периода со льдом на реках Индигирке и Колыме оказалась на 8–25 дней меньше средних многолетних значений.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.20 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2010 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.20

Характеристика ледовых условий осенью 2010 г.

Река, пункт	Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут	2010 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индигирка, Чокурдах	5.10	5.10	0	11.10	8.10	3
Колыма, Колымское	12.10	8.10	4	19.10	12.10	7
Колыма, Черский	14.10	7.10	7	16.10	12.10	4

В 2010 г. на устьевом участке реки Индигирки плавающий лед появился в средние многолетние сроки, а на устьевом участке реки Колымы – на 4–7 дней позже нормы. Продолжительность осеннего ледохода на устьевых участках рек составила от двух до семи дней. Ледостав на этих реках наблюдался на 3–7 дней позже средних сроков.

В 2010 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось раннее развитие процесса вскрытия ледяного покрова весной и несколько более позднее развитие процесса замерзания осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период оказался на Индигирке на 8 дней, а на Колыме на 9–19 дней больше средней многолетней продолжительности.

В табл. 2.21 приведены данные о наблюдаемой толщине льда на устьевом участке реки Индигирки и о нарастании льда в ноябре и декабре 2010 г., а в табл. 2.22 – аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.21

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) с октября по декабрь в 2010 г.

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индигирка	Чокурдах	20	20	38	18	60	22
Колыма	Колымское	–	–	60	–	85	25

Таблица 2.22

Толщина льда (см) на конец декабря 2010 г.

Река	Пункт	2010 г.	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	60	92	–32
Колыма	Колымское	85	86	–1

3

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ЕГО МОРЕЙ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ

В архив базы данных термохалинных характеристик (БДТХ) отдела океанологии были загружены данные в общей сложности около 3800 станций с вертикальными профилями температуры и солёности, выполненных в 2010 г. на акватории Северного Ледовитого океана (табл.3.1). При этом большая часть океанографической информации поступала с автономных дрейфующих ИТР-буйев (Ice-Tethered Profiler), доля которых составляла около 85 % от общего числа станций.

Таблица 3.1

Сведения о наблюдениях экспедиций в 2010 г., загруженных в базу данных термохалинных характеристик отдела океанологии ААНИИ

№ п/п	Экспедиция, судно, измерительная платформа	Период	Число станций
1	СП-37	01.01–23.04.2010	123
2	СП-38	20.10–31.12.2010	71
3	«Шельф-2010» (НЭС «Академик Фёдоров»)	30.07–11.10.2010	149
4	«ЛАПЭКС-2010» (г/с «Николай Евгенов»)	09.09–22.09.2010	51
5	ИТР*	01.01–31.12.2010	3245
6	NPEO-2010 (North Pole Environmental Observatory)	25.05–26.05.2010	4
7	«Scotia» (United Kingdom)	02.02.2009–14.02.2010	233
Всего			3876

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

В 2010 г. в глубоководной части Арктического бассейна было задействовано десять работающих ИТР-буйев, оснащенных профилографами, с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод. При этом три из десяти буйев дрейфовали в пределах евразийского сектора Арктики в непосредственной близости от пролива Фрама. К ним относятся следующие ИТР-буи: буй № 37, установленный в августе 2009 г. в северной части моря Лаптевых с борта ледокола «Капитан Драницын»; буй № 38, установленный в апреле 2010 г. в приполюсном районе, и буй № 29, установленный в августе 2008 г. в районе хребта Менделеева. Три ИТР-буя (№ 32, 33 и 34) осуществляли свою миссию в пределах канадской глубоководной котловины. Кроме этого, в канадском секторе в сентябре–октябре 2010 г. были выставлены еще четыре ИТР-буя (№ 41, 42, 43 и 44).

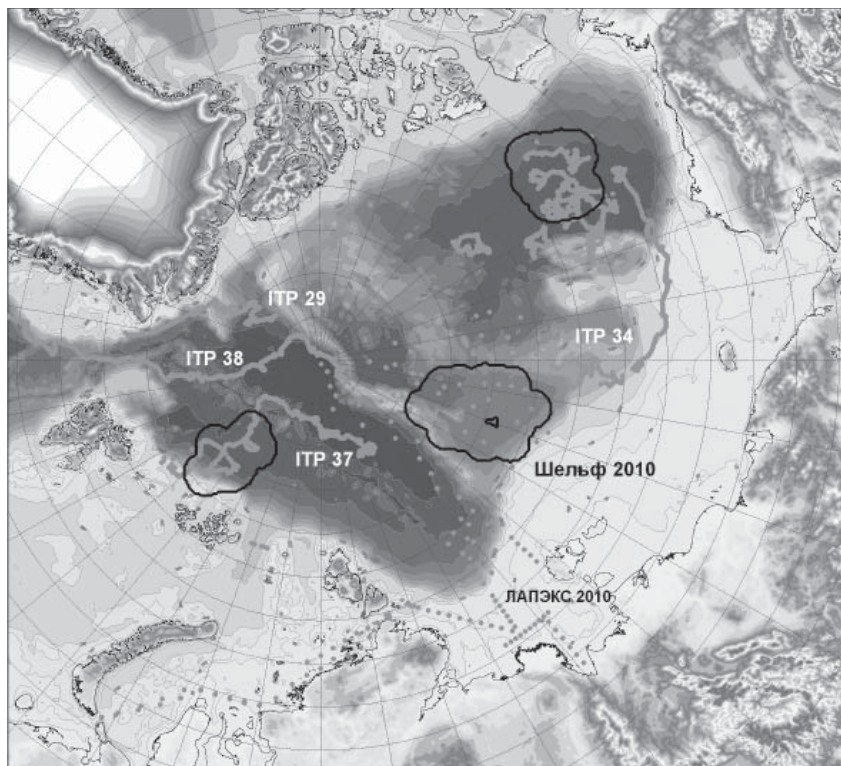


Рис. 3.1. Положение океанографических станций, выполненных в 2010 г. и занесенных в БД отдела океанологии ААНИИ.

Контурами выделены районы для поиска исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры в окрестностях дрейфа ИТР-буев № 37 (котловина Нансена) и № 32, № 33, № 41–44 (Канадская котловина), а также район, соответствующий центральной области полигона исследований в рамках работы российской экспедиции «Шельф-2010» на НЭС «Академик Федоров».

Кроме непрерывной информации с профилографов, поступление данных о гидрологическом состоянии СЛО в течение рассматриваемого периода обеспечивали несколько российских и международных экспедиций, к числу которых можно отнести экспедиции «Шельф-2010», «Арктика-Кара-2010» и ЛАПЭКС-2010. В рамках работ по программе высокоширотной экспедиции «Шельф-2010» в августе–сентябре 2010 г. был получен уникальный (с точки зрения пространственного покрытия данными) океанографический материал, охватывающий значительную часть глубоководной области центральной части Арктического бассейна. Район, покрытый данными STD-наблюдений, простирался от границы континентального склона Евразии до географической точки Северного полюса, захватывая хребты Ломоносова и Менделеева. Данные, полученные на российских дрейфующих станциях СП-37 и СП-38, составляют сравнительно небольшую часть наблюдений, однако они предоставляют информацию из приполюсных районов, которые слабо освещены данными измерений с других платформ. В центральной части моря Лаптевых материалы STD-наблюдений были получены в сентябре 2010 г. в рамках российско-германской

морской экспедиции ЛАПЭКС-2010. Несколько STD-зондирований, выполненных в северной части Карского моря по программе исследований «Арктика-Кара-2010», завершают перечень доступных для анализа данных океанографических наблюдений в СЛО за 2010 г. Положение всех выполненных океанографических станций, использованных в рамках настоящего обзора, показано на рис. 3.1.

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

В течение последних нескольких лет аномальное развитие гидрометеорологических процессов привело к формированию значительных по пространственному масштабу зон, характеризующихся существенными аномалиями термохалинного состояния в период 2007–2009 гг. Как в поверхностном слое, так и на глубине от нескольких десятков до сотен метров на акватории Амеразийского суббассейна СЛО наблюдались отрицательные аномалии солёности, достигавшие в поверхностном слое 2–4 ‰, по сравнению с климатической нормой. Одновременно в поверхностном слое Евразийского суббассейна СЛО наблюдались положительные аномалии солёности, равные 1–2 ‰. Нулевая изолиния аномалии солёности проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова. Наибольший контраст солёности в поверхностном слое между Амеразийским и Евразийским суббассейнами был зарегистрирован в 2007 г. В последующие годы при общем сохранении структуры поля аномалий солёности в поверхностном слое значения аномалий несколько уменьшились.

Для анализа изменений солёности в поверхностном слое на акватории СЛО в 2010 г. были построены отдельные карты распределения солёности на глубине 10 м по всем имеющимся данным за период февраль–апрель (рис. 3.2 цвет. вклейки) и август–октябрь (рис. 3.3 цвет. вклейки). Эти периоды были предложены в качестве характерных временных диапазонов для описания влияния на солёность в поверхностном слое результатов зимних (нарастание льда и осолонение верхнего слоя) и летних (таяние льда и речной сток в прибрежных зонах) процессов.

Из представленных рисунков отчетливо видно, что структурно распределение солёности в поверхностном слое в значительной степени соответствует общим представлениям о гидрологическом режиме поверхностного слоя на акватории Арктического бассейна и окраинных морей, демонстрируя хорошо известную тенденцию к уменьшению солёности в восточном направлении. Так, в поверхностном слое Евразийского суббассейна наблюдается постепенное уменьшение солёности от значений, превышающих 32 ‰ в районе прохождения струи вод Западно-Шпицбергенского течения (а вернее, его продолжения в подповерхностном слое Арктического бассейна) к северу от Земли Франца-Иосифа. При дальнейшем продвижении в приполюсные районы и в восточном направлении солёность в поверхностном слое уменьшается на 1–2 ‰ и достигает 30–31 ‰. Отдельные наблюдения, выполненные в центральном районе Канадской котловины, показывают дальнейшее уменьшение солёности – до 26–27 ‰ (рис. 3.3 цвет. вклейки). Зимние поля солёности поверхностного слоя, несмотря на достаточно скудное покрытие района данными наблюдений, демонстрируют аналогичные тенденции, хотя значения солёности несколько выше, чем летом, в связи с осолонением при новом цикле роста льда.

В терминах аномалий по отношению к средним климатическим распределениям поле солёности поверхностного слоя летом напоминает наблюдавшуюся в предыдущие годы дипольную структуру, характеризующуюся существованием положительных аномалий солёности в глубоководной части Евразийского сектора и отрицательных – в Канадском секторе СЛО. При этом по сравнению с предыдущими годами зона положительных аномалий солёности поверхностного слоя несколько сместилась в сторону Амеразийского суббассейна и заняла часть акватории над котловиной Подводников с хорошо выраженным ядром аномалии (1,0–1,5 ‰) (см. рис. 3.3 цвет. вклейки). В то же время, положительные аномалии солёности поверхностного слоя в восточной части котловин Нансена и Амундсена сменились в текущий период отрицательными или близкими к нулю значениями. Таким образом, можно предположить, что под влиянием атмосферных и гидрологических факторов произошло смещение границы фронтального раздела между ядрами положительных и отрицательных аномалий солёности в поверхностном слое СЛО.

Аналогично режиму солёности термический режим вод Арктического бассейна в последние годы претерпел ряд значительных изменений. Наиболее существенные из них относятся к глубинному слою вод североатлантического происхождения, который начиная с 2003–2004 гг. демонстрирует плавное увеличение средних и максимальных температур, связанное с усилением залива тепла, переносимого водами Западно-Шпицбергенского течения через пролив Фрама из Северной Атлантики.

В целом, распределение максимальной температуры в слое вод атлантического происхождения демонстрирует ряд закономерностей, характерных для всего исторического периода наблюдений. К числу таких особенностей, в первую очередь, относится постепенное уменьшение температуры от пролива Фрама в сторону Амеразийского суббассейна. В связи с тем что основная струя атлантических вод (АВ) перемещается в виде глубинного течения вдоль границы материкового склона Евразии, наиболее существенные изменения температуры в этом слое наблюдаются в северном направлении, тогда как с запада на восток понижение температуры воды выражено в меньшей степени. Так, по пути следования от пролива Фрама до моря Лаптевых температура в ядре АВ уменьшается на 2–3 °С. В связи с тем что по мере своего перемещения в восточном направлении АВ становятся плотнее за счет постепенной отдачи тепла, они заглубляются, что отчетливо проявляется на рис. 3.4 *а* цвет. вклейки. При этом аномалии положения верхней границы слоя АВ, определяемой по изотерме 0 °С, демонстрируют очевидный тренд к перемещению последней в сторону поверхностного слоя. В ряде случаев, например в центральной части Арктического бассейна, наблюдаемые аномалии достигают 75–100 м (рис. 3.4 *б* цвет. вклейки). Только в отдельных случаях наблюдается небольшое заглубление слоя АВ в Канадской котловине и в непосредственной близости к проливу Фрама.

2010 г. не является исключением в ряду последних лет, характеризующихся наличием ярко выраженных положительных аномалий температуры глубинных атлантических вод по сравнению с климатическими значениями. Проведенное сравнение показало, что практически вся акватория глубоководной части Арктического бассейна демонстрирует положительные аномалии температуры в слое атлантических вод, варьирующие от небольших положительных значений, близких к нулю, до 0,9–1,0 °С в районе котловины Подводников (рис. 3.5 цвет. вклейки).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в 2010 г. на всей акватории Арктического бассейна продолжали наблюдаться положительные аномалии температур в слое АВ, что является следствием аномально теплого залива АВ в предшествующие годы и сохранения большого количества остаточного тепла в глубинных слоях океана.

3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2010 г. был осуществлен расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, минимальные и максимальные значения) вертикальных профилей температуры и солёности. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных по географическому признаку. В качестве таких географических зон использовались: район дрейфа ИТР-буя № 37 для описания вертикальной структуры Евразийской части Арктического бассейна в районе котловины Нансена (см. рис. 3.1); район дрейфа буев ИТР № 32, 33, 41–44 для описания вертикальной структуры центральной части Амеразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта; район расположения части станций, выполненных с борта НЭС «Академик Федоров» в районе котловины Подводников, где наблюдаются существенные положительные аномалии солёности поверхностного слоя. Выбранные зоны в некотором приближении можно рассматривать в качестве однородных с точки зрения особенностей вертикальной термохалинной структуры. Подобный подход также является удобным способом значительного сокращения информации для последующего анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры, которая в значительной степени обусловлена именно фактором географического положения, а также ее пространственно-временной изменчивости.

Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических характеристик температуры и солёности, полученных для каждой из выделенных групп, с аналогами, определяемыми на стандартных горизонтах за весь исторический период наблюдений в пределах полосы шириной 50 км в обе стороны от траектории дрейфа профилографа или группы станций (см. рис. 3.1).

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейна

Поверхностный слой

Поверхностный однородный слой толщиной около 15–20 м характеризуется диапазоном значений солёности 32,7–33,3 ‰ при среднем значении около 33,05 ‰, что примерно соответствует климатической норме средних значений для рассматриваемого района за весь исторический период наблюдений до 2003 г. (рис. 3.6). Таким образом, в 2010 г. положительные аномалии солёности поверхностного слоя, наблюдаемые в бассейне Нансена в предыдущие годы, стали значительно меньше или полностью исчезли, находясь в пределах естественных флуктуаций. До глубины 20–25 м даже наблюдалась небольшая отрицательная аномалия солёности (до 0,1–0,2 ‰). Отсутствие больших положительных аномалий солёности в поверхностном слое несколько отличает характер осолонения, наблюдавшийся в течение последних лет на акватории бассейнов Нансена и Амундсена. Существенные положительные аномалии солёности при этом сохраняются только на больших глубинах. При этом в более глубоких слоях, вплоть до глубины 250–300 м, сохранялся положительный

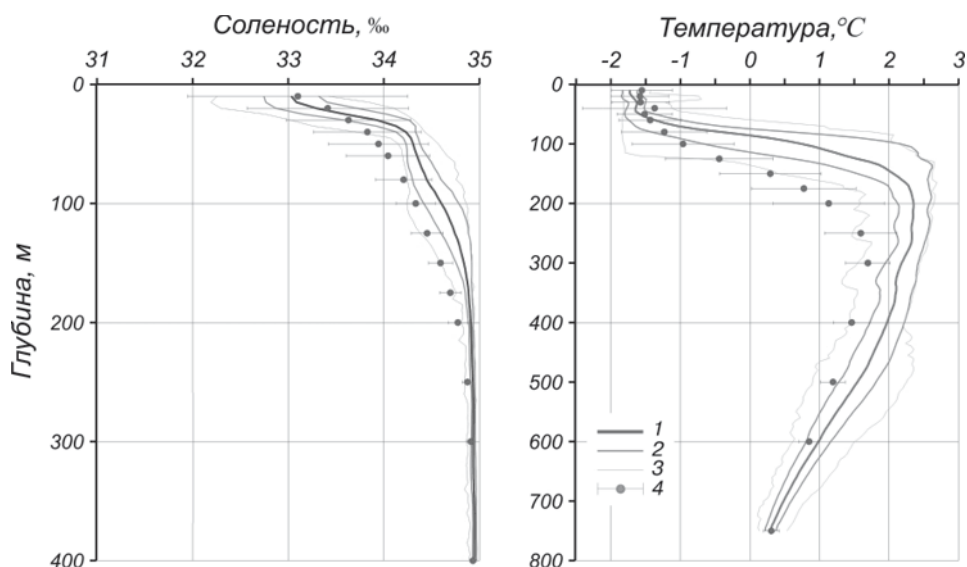


Рис. 3.6. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в Евразийском суббассейне по данным буя ИТР №37 за 2010 г.

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

знак аномалий, а значения аномалий были сопоставимы с наблюдаемыми в последние годы (0,3–0,4 ‰). При этом значения аномалий в этом слое выходят за рамки стандартного отклонения по климатическим данным. Термический режим поверхностного слоя мало отличался от климатической нормы – температура варьировала в довольно узких пределах около температуры замерзания при данной солёности (рис. 3.6).

Атлантическая водная масса

Ниже слоя холодного галоклина, который простирается от нижней границы верхнего квазиоднородного слоя до глубины 70–80 м, в Арктическом бассейне расположена водная масса атлантического происхождения, или атлантические воды, отличающиеся высокими значениями температуры и солёности.

Аномальное термическое состояние АВ, наблюдаемое в Евразийском суббассейне начиная с 90-х годов прошлого века, а особенно в последние 6–7 лет, продолжает оставаться ключевой характеристикой аномального состояния вод этой части СЛО. По данным наблюдений, ядро АВ исследуемого района расположено на глубине от 180 до 250 м, а сам слой АВ располагается по глубине от 80–120 м до 800 м и глубже. Характерная температура в ядре атлантических вод достигает 2,1–2,5 °C, что на 0,6–0,7 °C выше климатической нормы (см. рис. 3.6). Термические аномалии в ядре АВ сопровождаются значительными положительными аномалиями солёности, которые выходят за рамки диапазона климатической изменчивости, будучи на 0,3–0,4 ‰ выше на глубине ядра АВ.

Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0°C , расположена примерно на глубине 90–100 м, что на 40–50 м ближе к поверхности по сравнению с климатическим положением верхней границы. Более близкое расположение АВ к поверхности является характерной особенностью режима Евразийского суббассейна в течение последних нескольких лет.

Вертикальная структура вод центральной части Амеразийского суббассейна

Поверхностный слой

По данным измерений, в 2010 г. поверхностный слой толщиной 30–40 м в центральной части круговорота Бофорта характеризовался более пресными и теплыми водами по сравнению с историческим уровнем (рис. 3.7). Так, температура воды на глубине 10 м превышает среднее климатическое значение примерно на $0,2^{\circ}\text{C}$, в то время как значение солёности оказалось меньше климатического на 3–4 ‰. Увеличение содержания пресной воды в поверхностном слое, по-видимому, связано, в первую очередь, с более интенсивным таянием ледяного покрова и накоплением талых вод и вод речного происхождения в круговороте Бофорта.

Тихоокеанские воды

Ниже поверхностных вод в Амеразийском секторе располагается слой летних тихоокеанских вод (ЛТВ), поступающих на шельф Чукотского моря через Берингов

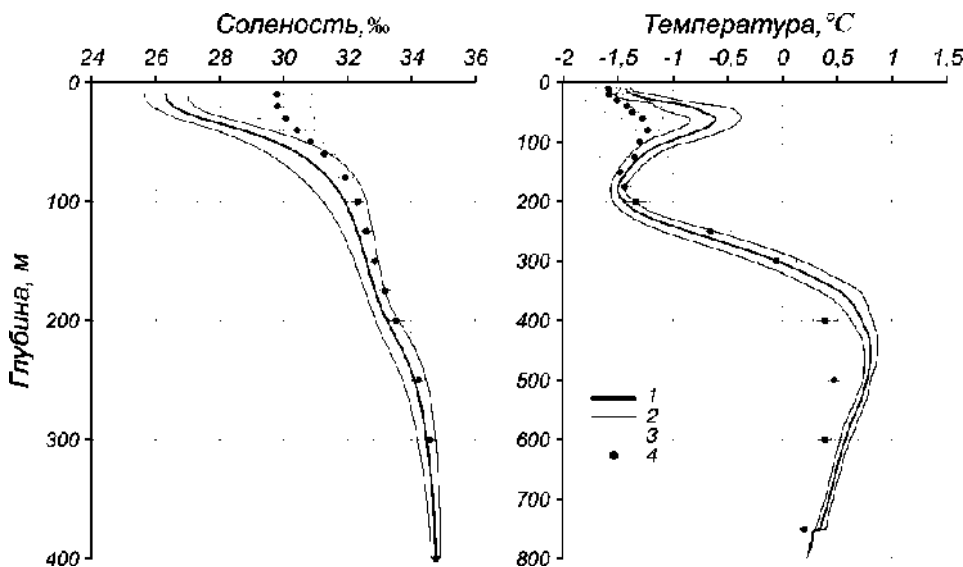


Рис. 3.7. Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в Канадской котловине в 2010 г.

Усл. обозначения см. рис.3.6.

пролив в летний период. Толщина данного слоя составляет 115 м (глубина от 35 до 150 м), что в целом соответствует историческим данным (диапазон глубины от 30 до 130 м). Слой ЛТВ, так же как и поверхностный слой, характеризуется отрицательной аномалией солёности, которая изменяется примерно от 2 ‰ на верхней границе до 0,25–0,30 ‰ на нижней. Аналогично поверхностному слою в слое ЛТВ регистрируется положительная аномалия температуры, которая составляет более

0,7 °C на глубине 60 м и более чем в два раза превышает стандартное отклонение температуры по климатическим данным. В ряде случаев значения температуры в слое ЛТВ превышают 1 °C (рис. 3.7), и аномалия превышает стандартное отклонение на порядок величины. Причиной формирования положительной аномалии температуры слоя ЛТВ является увеличивающийся тепловой поток через Берингов пролив, наблюдаемый с начала 1990-х годов. Причиной формирования отрицательной аномалии солёности, с одной стороны, может являться незначительное увеличение поступления в СЛО тихоокеанских вод, характеризующихся меньшими значениями солёности по сравнению с собственными водами Арктического бассейна, а с другой – взаимодействие с достаточно распресненным поверхностным слоем.

Под слоем ЛТВ расположен слой зимних тихоокеанских вод, в котором наблюдаются отрицательные аномалии температуры. Наибольшее значение аномалии достигается на глубине 200 м и составляет –0,24 °C.

Атлантическая водная масса

В слое атлантической водной массы наблюдается положительная аномалия температуры. При значении температуры в ядре АВ около 0,8–0,9 °C значение аномалии на глубине 470 м достигает 0,3–0,4 °C и почти в два раза превышает значение стандартного отклонения температуры в ядре АВ, согласно историческим данным. Вертикальное распределение солёности в слое АВ находится в пределах стандартного отклонения климатических данных.

Вертикальная структура вод котловины Подводников

Поверхностный слой

Толщина поверхностного слоя в котловине Подводников по данным экспедиции «Шельф-2010» составляет около 20 м, солёность – от 30,5 до 32,5 ‰. Хотя

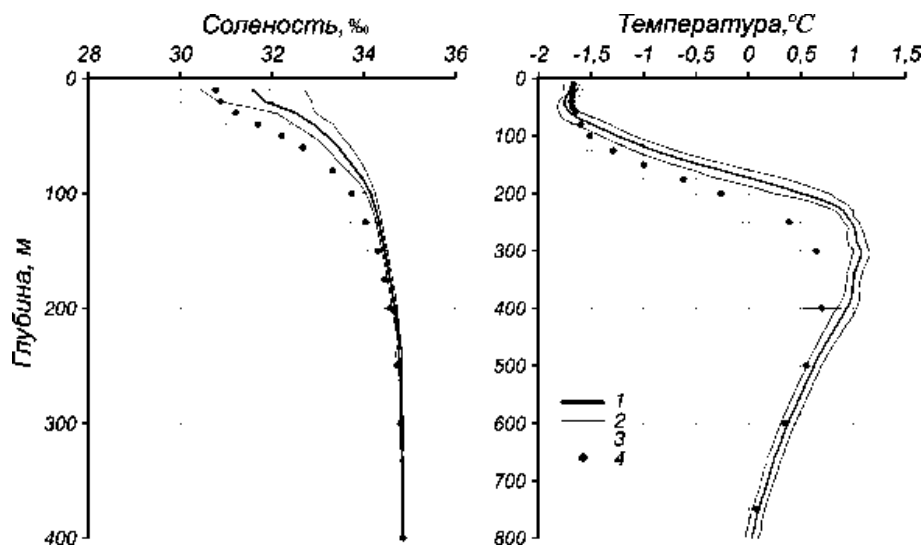


Рис. 3.8. Вертикальное распределение солёности и температуры в верхнем 800-метровом слое по результатам измерений в котловине Подводников по данным экспедиции «Шельф-2010» в 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.6.

эти значения превышают климатическую норму на 0,8–1,0 ‰ (в ряде случаев до 1,5 ‰), в целом они находятся в пределах естественной климатической изменчивости. Таким образом, наблюдаемые аномалии в пространственном распределении поверхностной солёности, хотя и являются существенными по величине, но не могут рассматриваться в качестве доказательства отсутствия исторических аналогов. Температура верхнего слоя близка к температуре замерзания (рис. 3.8).

Промежуточный слой

Промежуточный слой в районе котловины Подводников представлен холодными водами тихоокеанского происхождения (солёность примерно 33,1 ‰) и водами шельфового происхождения, образующимися в результате процессов ледообразования и конвективного перемешивания. Термохалинные характеристики этих двух типов вод идентичны, и их выделение возможно только с привлечением дополнительных гидрохимических данных. Аномалия температуры в ядре рассматриваемого слоя с наименьшими температурами является отрицательной и составляет 0,08 °C, в то время как солёностная аномалия является положительной и составляет 1 ‰.

Атлантическая водная масса

Верхняя граница АВ (глубина 170 м) залегает на 50 м ближе к поверхности по сравнению с историческими данными (глубина 220 м). В целом АВ характеризуется положительными аномалиями температуры, которые достигают максимума (0,42 °C) на глубине 300 м. На глубине более 630 м распределения температуры и солёности приближаются к климатическому распределению.

Наиболее вероятная причина такого явления – ослабление пикноклина (на графиках вертикального распределения отчетливо видно, что осолонение верхнего

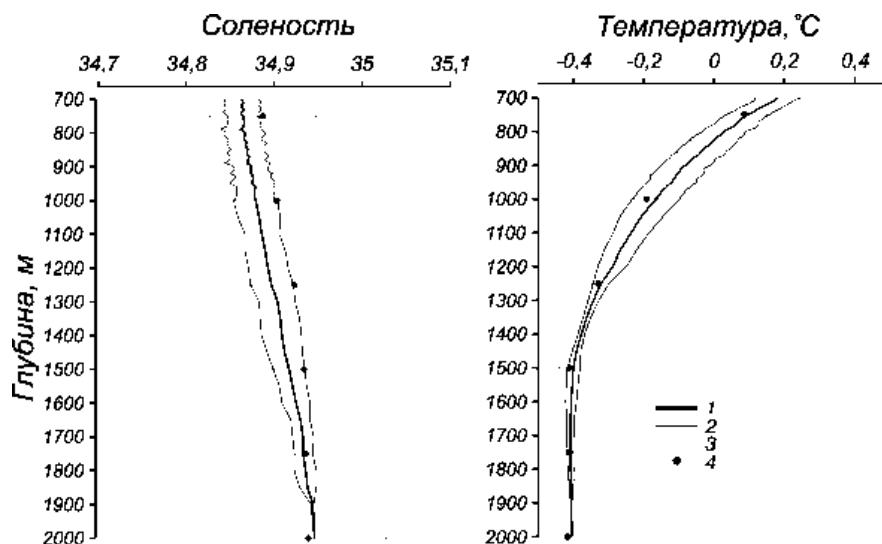


Рис. 3.9. Вертикальное распределение солёности и температуры в глубинных слоях по результатам измерений в центральной части СЛО (котловина Подводников) по данным экспедиции «Шельф-2010» за август–сентябрь 2010 г.

Усл. обозначения см. рис. 3.6.

100–200-метрового слоя привело к меньшему вертикальному градиенту солености и, следовательно, плотности), которое способствует более интенсивной теплоотдаче на верхней границе АВ и смещению нулевой изотермы к поверхности. Другим возможным фактором следует считать наблюдаемое в течение последних лет значительное увеличение температуры АВ и вследствие этого уменьшение плотности. Последнее, в свою очередь, приводит к меньшему заглублению АВ в Евразийском и частично в Амеразийском суббассейне.

В глубинном слое (700–2000 м) аномалии температуры практически не наблюдаются (рис. 3.9), в то время как значение солености остается ниже климатического на 0,03 ‰ до глубины 1800 м, находясь в пределах стандартного отклонения от исторического среднего.

3.1.3. Эволюция вертикальной термохалинной структуры СЛО в течение последних нескольких лет

Кроме сравнения с климатическими характеристиками, для каждого из выделенных на рис. 3.1 районов были проанализированы современные изменения вертикальной термохалинной структуры за период 2007–2010 гг. Так, для ситуации в центральной части котловины Нансена мы можем констатировать возврат характеристик соленостного режима поверхностного слоя к среднему климатическому состоянию (рис. 3.10). Если в 2007 и 2008 гг. значения солености поверхностного слоя на 0,5–1,0 ‰ превышали норму, то в 2010 г. поверхностные воды стали более пресными даже по сравнению со средним климатом. При этом положительные аномалии солености в более глубоких слоях – до глубины 50–70 м – продолжали оставаться на уровне предшествующих лет, тогда как в нижележащем слое до глубины

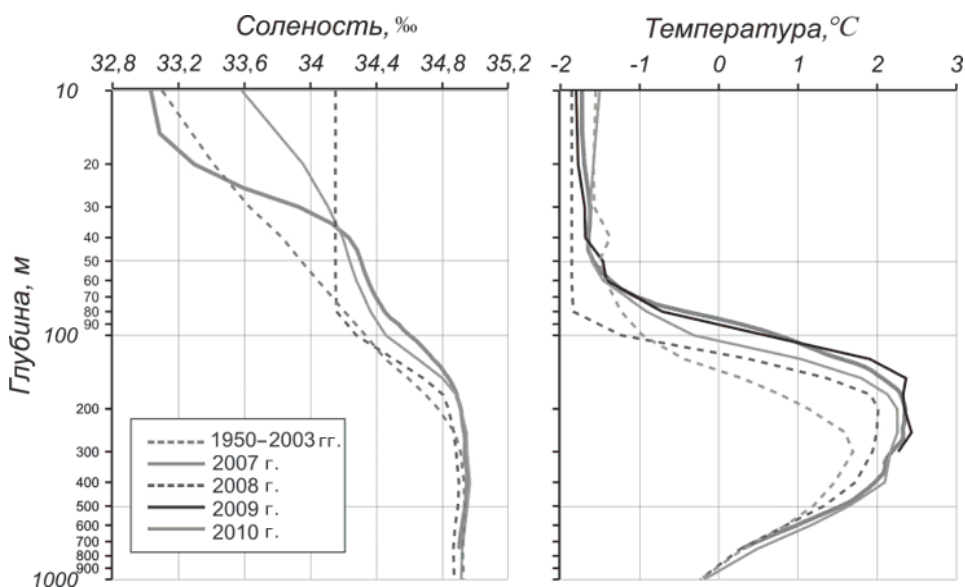


Рис. 3.10. Изменения вертикальной термохалинной структуры в Евразийском суббассейне за 2007–2010 гг. в сравнении с климатическими данными.

150 м положительная аномалия стала несколько больше. Это является следствием продолжающегося усиленного затока теплых соленых вод, переносимых Западно-Шпицбергенским течением, что также отразилось и на термическом состоянии вод Амеразийского суббассейна. Так, температура в слое атлантических вод тоже продолжает оставаться высокой по сравнению как с климатическим средним, так и с периодом 2007–2008 гг. (рис. 3.10). При этом максимальные температуры АВ не изменились по сравнению с 2009 г.

Положительные аномалии поверхностной солености занимали весь Евразийский бассейн примерно до хребта Ломоносова в 2007–2009 гг. В 2010 г. эти аномалии были в значительной степени ослаблены или не обнаруживались вовсе. Одновременно удалось обнаружить зону сильного поверхностного осолонения в районе котловины Подводников к востоку от хребта Ломоносова (рис. 3.11), что соответствует смене знака аномалии в этом районе: если в 2007 г. здесь наблюдалась значительная отрицательная аномалия (до 2 ‰), то в 2008–2009 гг. состояние поверхностного слоя было близко к климатической норме. В 2010 г., наоборот, произошло осолонение слоя примерно на 1 ‰. Вертикальная протяженность подповерхностного слоя осолонения несколько меньше, чем это было обнаружено в Евразийской части СЛО, и составляет около 200 м. Профиль температуры глубинных атлантических вод в этом районе по структуре в целом аналогичен профилю температуры в котловине Нансена, отличаясь только по величине положительной аномалии. Как и в Евразийском секторе, максимальные температуры АВ выше климатических значений и расположены ближе к поверхности (см. рис. 3.11). Меньшая же разница между значениями, полученными в период с 2007 по 2010 г., может быть объяснена более удаленным положением от пролива Фрама как источника «тепловых волн».

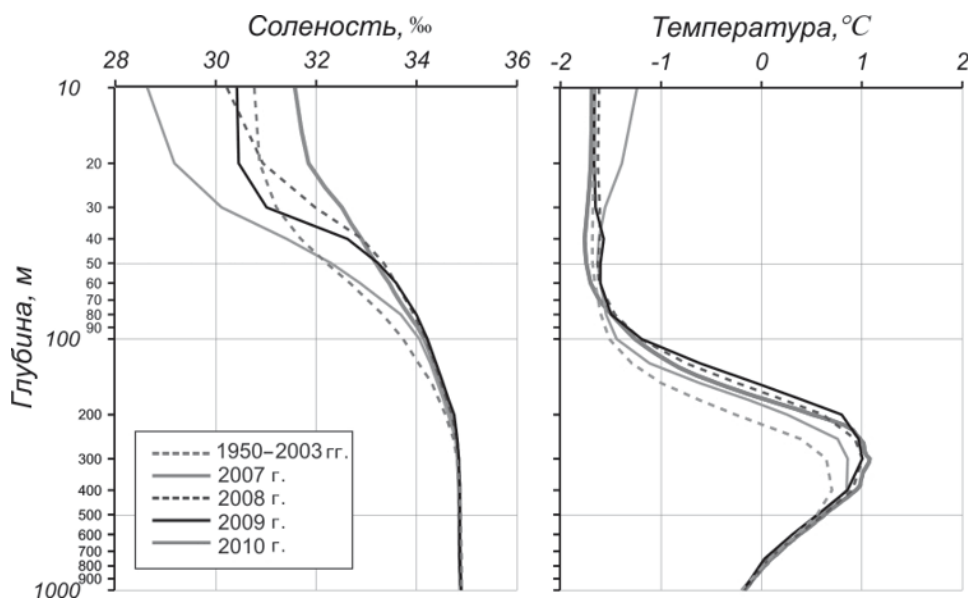


Рис. 3.11. Изменения вертикальной термохалинной структуры в котловине Подводников за 2007–2010 гг. в сравнении с климатическими данными.

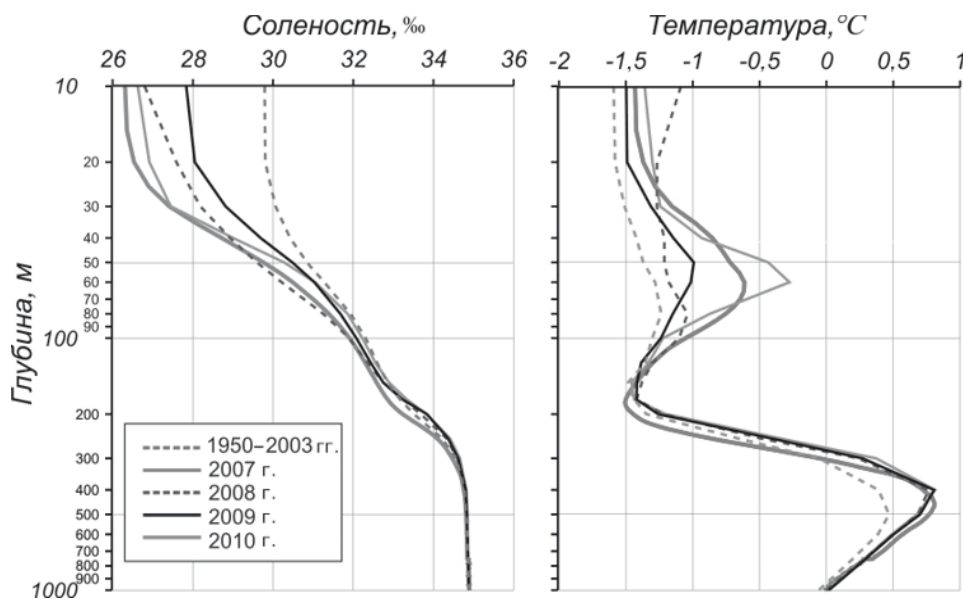


Рис. 3.12. Изменения вертикальной термохалинной структуры в Амеразийском суббассейне за 2007–2010 гг. в сравнении с климатическими данными.

Существенное распреснение, которое наблюдалось в последние несколько лет в Амеразийском суббассейне, продолжает оставаться высоким (рис. 3.12). Некоторые вариации в период с 2007 по 2010 г. могут быть вызваны сезонным ходом солености и неравномерностью распределения исходных данных (как временного, так и пространственного), полученных для каждого года наблюдений. Слой АВ также демонстрирует достаточно устойчивое сохранение положительных аномалий температур за последние несколько лет.

Согласно историческим данным, летние тихоокеанские воды, поступающие через Берингов пролив в летний период, залегают в Канадской котловине и Чукотском поднятии, не распространяясь далее хребта Менделеева. В 2010 г. положение границ распространения ЛТВ было близко к среднему; исключение составила западная граница, которая была максимально вытянута вдоль берегов Канадского Арктического архипелага вплоть до моря Линкольна и северной оконечности Гренландии (рис. 3.13). Максимальное значение температуры ($-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) в слое ЛТВ наблюдалось на Чукотском поднятии и в юго-восточной части Канадской котловины. По мере удаления от Берингова пролива максимальная температура слоя ЛТВ понижалась, достигая $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ у западной оконечности Канадской котловины и хребта Менделеева (см. рис. 3.13). Из рис. 3.12 видно, что в 2010 г. значения максимальной температуры ($-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) были ниже по сравнению с 2007 г. ($-0,35\text{ }^{\circ}\text{C}$) и выше по сравнению с периодом 2008–2009 гг. ($-1,2$ и $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно). Тем не менее значения максимальной температуры в этот период были выше климатических.

Причиной пониженных значений температуры слоя ЛТВ в Канадской котловине в 2008–2009 гг. послужило аномальное распространение тихоокеанских вод в этот период далеко на север вплоть до хребта Ломоносова. При этом увеличение

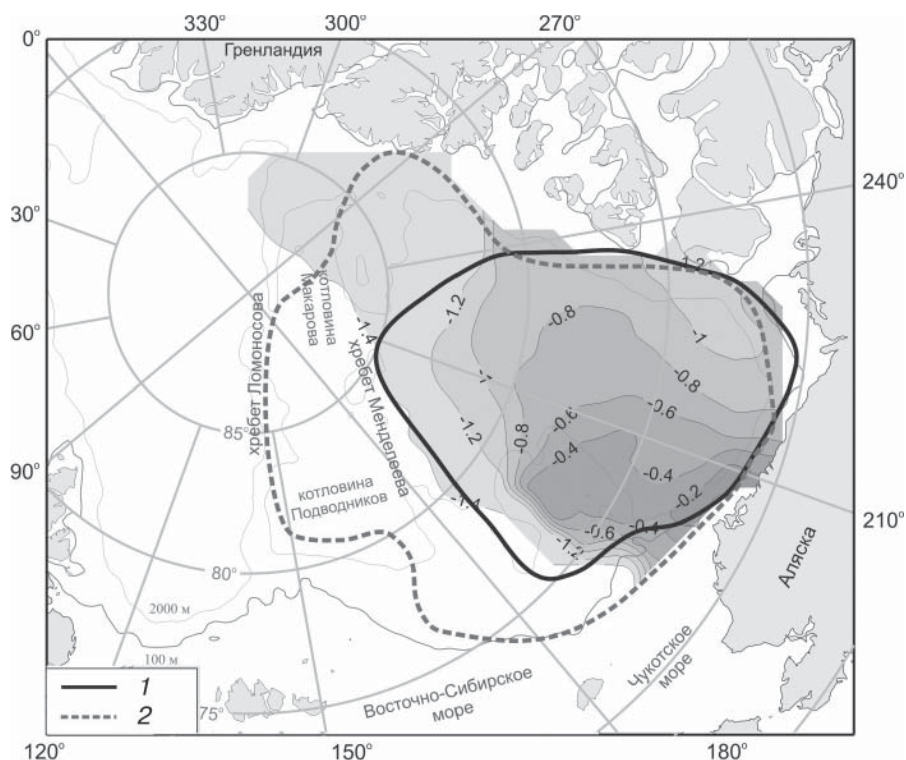


Рис. 3.13. Распределение максимальных температур в слое летних тихоокеанских вод в Американо-Сибирском суббассейне в 2010 г.

1 – медиана распространения ЛТВ с 1950 по 1989 г., 2 – аномальное распространение ЛТВ в 2008–2009 гг.

площади их распространения в 2009 г. не было вызвано дополнительным притоком вод через Берингов пролив, а произошло в результате перераспределения этих вод в пределах Арктического бассейна, о чем свидетельствует уменьшение средней толщины слоя ЛТВ. В свою очередь, отток и уменьшение толщины слоя ЛТВ в Канадской котловине привели к понижению максимальной температуры за счет интенсификации теплообмена с более холодными верхне- и нижележащими слоями при меньшей общей толщине слоя.

3.1.4. Термохалинное состояние морей сибирского шельфа: море Лаптевых

Распределение солёности в поверхностном слое в море Лаптевых в сентябре 2010 г., показанное на рис. 3.14 цвет. вклейки, даёт представление о деталях развития гидрологических процессов в летний период на акватории моря. Область распреснённых вод наблюдалась к востоку от дельты реки Лены в непосредственной близости от Быковской протоки. Типичные значения солёности в поверхностном слое в рассматриваемом районе составили 6–8 ‰, а температура достигала 7–8 °С. Воды, расположенные к северу от дельты реки Лены, были значительно трансформированы в процессе перемешивания и отдачи тепла в атмосферу. Температура и солёность этих более солёных и холодных поверхностных вод составили 3–5 °С и

17–21 % соответственно, что несколько выше климатических средних значений для этой области.

По-видимому, присутствие здесь более соленых вод было обусловлено их проникновением на шельф из открытой части Арктического бассейна. Такой тип циркуляции соответствует восточному и северо-восточному распространению линзы речных вод из центральной части моря Лаптевых благодаря ветрам западных направлений. Так, в летний период 2010 г. наблюдался преимущественно юго-западный ветер, действие которого привело к тому, что поверхностный распресненный слой был смещен в северо-восточном направлении. Этот факт подтверждается рядом измерений, выполненных севернее острова Котельный, где отмечались значения солености поверхностного слоя от 15 до 18 ‰, что на 6–8 ‰ меньше климатической нормы для этого периода. При этом температура поверхностного слоя в этом районе также была аномально высокой и превышала климатическую на 3–4 °C, достигая 4,3 °C (рис. 3.15 цвет. вклейки).

Анализ распределения температуры и солености на некоторых океанографических станциях выявил ключевые различия в термохалинной структуре шельфа моря Лаптевых. В целом, в водной толще выделялись слабо стратифицированный теплый и распресненный поверхностный слой, распространяющийся до глубины 10–15 м, и сильно стратифицированный слой пикноклина, изолирующий соленые и холодные донные воды, для которых характерны отрицательная температура и соленость более 25–27 ‰. Перемешивание распресненных речных вод с более солеными приводит к постепенному увеличению солености поверхностного слоя и глубины залегания пикноклина в северном направлении. Высокие значения температуры, отмеченные в поверхностном слое к северу от острова Котельный, свидетельствуют о том, что обмен теплом с атмосферой превышает потерю тепла вследствие горизонтального и вертикального перемешивания.

3.1.5. Факторы, формировавшие гидрологические условия Северного Ледовитого океана в 2010 г.

В целом, можно констатировать продолжение периода аномального состояния вод СЛО, которое наблюдается в течение последних нескольких лет. Существует большое число внешних факторов, влияние которых является определяющим для объяснения наблюдаемых изменений состояния морской природной среды акватории СЛО, но мы остановимся на двух основных, к которым следует отнести термический режим атмосферы и ледовые условия. Эти два фактора, по сути, определяют закономерности формирования термохалинных характеристик поверхностного слоя в течение каждого отдельного гидрологического цикла сезонных изменений в поверхностных слоях. Очевидно, что характеристики слоев воды, расположенных на больших глубинах, определяются долгопериодными тенденциями изменений таких внешних факторов, как интенсивность и состояние залива североатлантических вод через пролив Фрама и тихоокеанских вод через Берингов пролив, которые определяют термохалинное состояние промежуточных вод в Евразийском и Амеразийском суббассейнах.

Положительные аномалии приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение всего 2010 г. позволяют отнести его к числу наиболее теплых лет за весь инструментальный период наблюдений. Наибольшие аномалии приземной

температуры воздуха наблюдались в приполюсном районе, уменьшаясь в сторону средних широт (рис. 3. 16 цвет. вклейки). При этом термический режим Северной полярной области в 2010 г. является более теплым как по отношению к климатическому среднему, так и по отношению к периоду 2007–2009 гг. Так, среднегодовая приземная температура воздуха в 2010 г. в регионе, ограниченном параллелью 70° с.ш., составляла –10,4 °С, тогда как в течение предыдущих трех лет это значение было на уровне –11,0 °С. Оба эти значения намного выше климатической нормы (–13,2 °С).

Следует отметить, что температурный режим приземного слоя атмосферы в летние месяцы не претерпел значительных изменений, и изменения коснулись, прежде всего, термического режима осенне-зимнего и весеннего периодов (см. рис. 3.16 б цвет. вклейки). Эти изменения проявились, с одной стороны, в более высоких значениях зимних температур воздуха, а с другой – в увеличении периода положительных температур воздуха и смещении сроков начала таяния и ледообразования на более ранний и более поздний периоды соответственно.

Значение средней годовой площади морских льдов в 2010 г. позволило отнести этот год к третьему по минимальности распространения ледяного покрова за предшествующий период инструментальных спутниковых измерений (см. рис. 2.43).

Наиболее отчетливо сокращение площади ледяного покрова прослеживается в течение летнего периода на периферии Арктического бассейна – в окраинных морях Сибирского шельфа и Канадской Арктики. Увеличение длительности безледного периода, в свою очередь, усиливает положительную обратную связь этих изменений с термохалинными характеристиками поверхностного слоя.

Характер положительной обратной связи заключается в следующем. При уменьшении площади ледяного покрова и появлении большого числа зон разводей происходят уменьшение отражательной способности поверхности (альбедо) и более быстрое и более интенсивное повышение температуры поверхностного слоя за счет радиационного прогрева и теплообмена с атмосферой. Часть этого тепла затем расходуется на дальнейшее таяние ледяного покрова и распреснение верхних слоев воды. В осенний период положительная аномалия теплового состояния поверхностного слоя приводит к более поздним срокам начала устойчивого ледообразования, и более высокие температуры воздуха в последующий зимний период формируют условия, когда новый цикл нарастания льда не может вывести его количество на прежний уровень. В результате этого количество старых льдов в Арктике за последние несколько лет существенно сократилось и, похоже, продолжает сокращаться (рис. 3.17 цвет. вклейки).

3.1.6. Выводы

В 2010 г. объем поступившей океанографической информации для СЛО был значительно меньше, чем в предшествующие годы. Вместе с тем, в рамках работ по программе высокоширотной экспедиции «Шельф-2010» в августе–сентябре 2010 г. был получен уникальный для летнего периода (с точки зрения пространственного покрытия данными) океанографический материал, охватывающий значительную часть глубоководной области центральной части Арктического бассейна. Совокупность данных позволяет определить основные черты термохалинного состояния Арктического бассейна и ряда арктических морей и установить тенденции его изменений в различных естественных слоях океана.

Анализ гидрологических условий за рассматриваемый период показал, что генеральная структура поля термохалинных характеристик состояния вод не претерпела значительных изменений на акватории СЛО по сравнению с предыдущими годами. Изменения коснулись в основном верхнего перемешанного слоя восточной части СЛО, где зона положительной аномалии солёности сместилась из Евразийского суббассейна в Амеразийский, сформировав значительную положительную аномалию поверхностной солёности в районе котловины Подводников. Недостаточное покрытие данными наблюдений большей части Евразийского бассейна не позволяет с уверенностью говорить о том, что положительная аномалия полностью переместилась далее к востоку, однако в районе к северу от Земли Франца-Иосифа положительные аномалии в поверхностном слое в 2010 г. не наблюдались или сменились на отрицательные.

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

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В период 2010 г. были проведены два научно-исследовательских рейса, результаты гидрохимических исследований в которых вошли в настоящий обзор: научно-исследовательский рейс на НЭС «Академик Федоров» с 31 июля по 15 октября и научно-исследовательский рейс на ГС «Николай Евгенов» с 31 августа по 9 октября.

Основные цели гидрохимических исследований в указанных рейсах состояли в следующем:

- получение новых данных о гидрохимических условиях в высокоширотном районе Арктического бассейна СЛО;
- изучение процессов формирования и изменчивости гидрохимической структуры вод Арктического бассейна СЛО с акцентом на высокоширотных районах материкового склона и континентального шельфа России;
- мониторинг структуры и динамики водных масс по гидрохимическим параметрам;
- исследование процессов распространения и трансформации атлантических и тихоокеанских вод в Арктическом бассейне СЛО;
- получение комплексной количественной информации о состоянии природной системы моря Лаптевых;
- исследование гидрохимических условий в южной части моря Лаптевых, где зимой располагается полынья, а летом формируется фронтальная зона между речными и морскими водами;
- получение адекватного представления о внутригодовых циклах изменчивости параметров состояния морских систем для совершенствования моделей изменений климата.

3.2.1. Гидрохимические условия Арктического бассейна СЛО

Схема станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в рейсе НЭС «Академик Федоров» и в экспедиции TRANSDRIFT XVII, приведены на рис. 3.18 и 3.19.

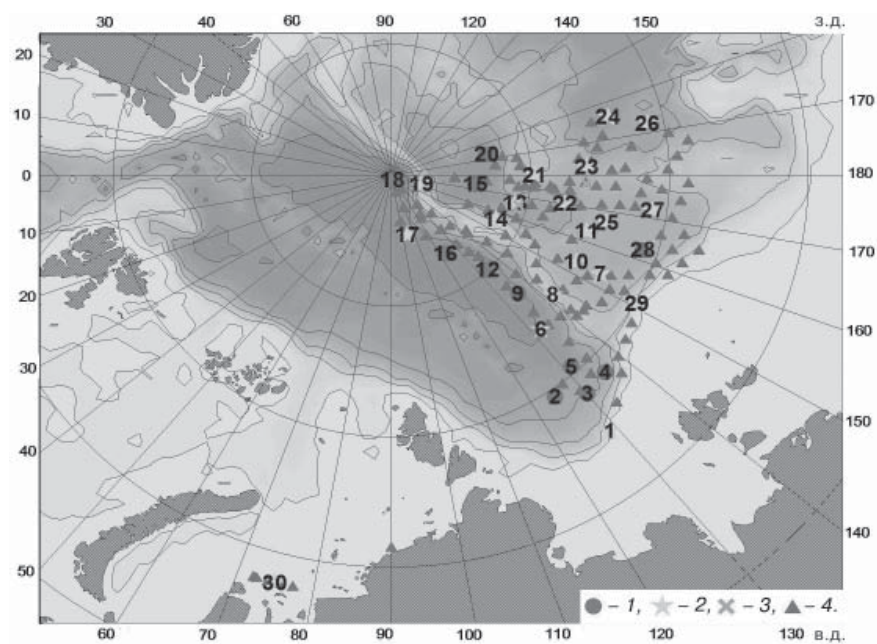


Рис. 3.18. Схема станций, выполненных в рейсе НЭС «Академик Федоров».

1 – океанографические станции с отбором проб, 2 – океанографические станции с отбором проб на метан, 3 – ледовые станции с отбором проб, 4 – станции с отбором проб с поверхности.

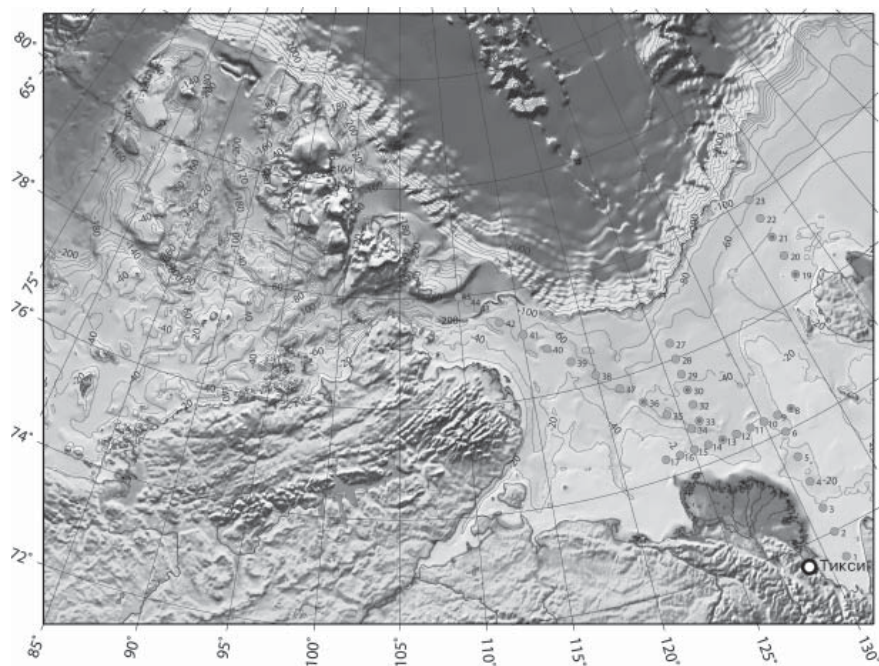


Рис. 3.19. Схема гидрохимических станций, выполненных экспедицией TRANSDRIFT XVII.

Содержание кремнекислоты на исследуемой акватории изменялось от крайне низких значений в поверхностном слое (0,3 мкмоль/л) до весьма значительных в слое тихоокеанских вод (39,8 мкмоль/л на горизонте 100 м). Наиболее «простой» тип распределения кремния отмечается на отдельных станциях Евразийского суббассейна западнее хребта Ломоносова, расположенных вне зоны влияния стока речных вод в поверхностном слое или тихоокеанских вод в промежуточном. Этот тип характеризуется резким увеличением содержания кремния в слое 30–200 м: от значений, близких к 1 мкмоль, до более чем 4 мкмоль. В слое атлантических вод (200–1200 м) содержание кремния с глубиной уменьшается, а на отдельных станциях в слое атлантических вод на глубинах 300–400 м по всем характеристикам можно наблюдать незначительный локальный минимум, связанный, вероятно, с присутствием здесь более молодой модификации атлантических вод с низким содержанием биогенных элементов и высоким содержанием кислорода. Характерные концентрации кремния в слое атлантических вод – от 3,8 до 7,3 мкмоль/л. На глубине от 1200 до 2000 м содержание кремния возрастает до 10,5–11,2 мкмоль/л. Глубже эта тенденция практически не выражена.

На станциях, расположенных южнее, ближе к континентальному склону Евразии, в поверхностном слое может отмечаться локальный максимум кремнекислоты, связанный с влиянием речных вод. Содержание кремния на поверхности здесь может превышать 10 мкмоль/л. С увеличением глубины до горизонтов 50–75 м на этих станциях происходит резкое уменьшение содержания кремния до значений около 3 мкмоль/л, после чего концентрация кремния начинает постепенно возрастать, как и на других станциях Евразийского суббассейна (рис. 3.20 цвет. вклейки).

Восточнее хребта Ломоносова характер вертикального профиля кремнекислоты изменяется. В слое максимальных значений, расположенном на глубине от 2000 до 3000 м, содержание кремния выше, чем на станциях Евразийского суббассейна и составляет 12,06–12,70 мкмоль/л. В котловине Макарова (глубина около 4000 м) ниже этого слоя концентрация кремния незначительно уменьшается – до 11,55–12,04 мкмоль/л. На станциях, выполненных в котловине Подводников (глубина до 2800 м), слой максимальных значений является придонным.

Важной особенностью вертикального распределения кремния восточнее хребта Ломоносова является увеличение влияния тихоокеанских вод, характеризующихся повышенными концентрациями кремния в слое от 30 до 150 м. Ядра этих вод наблюдаются на горизонтах от 40 до 100 м. В котловине Подводников заметное влияние этих вод прослеживается на станциях, расположенных ближе всего к источнику формирования этих вод. Здесь отмечаются два максимума кремнекислоты – на горизонтах 75 м (до 23,05 мкмоль/л) и 40 м (до 18,72 мкмоль/л), связанные, видимо, с наличием здесь тихоокеанских вод различных модификаций. Общая мощность слоя тихоокеанских вод в этом районе составляет более 100 м (рис. 3.21 цвет. вклейки). На станциях, выполненных в котловине Макарова, по распределению кремния также заметно сильное влияние этих вод. Так, например, на станции 15 содержание кремния достигает 26,4 мкмоль, при том что общая мощность слоя максимальных значений кремния составляет около 40 м.

Восточнее хребта Менделеева влияние тихоокеанских вод усиливается. Содержание кремния в слое атлантических вод на станциях восточнее хребта Ломоносова остается в том же диапазоне, что и на станциях Евразийского суббассейна, и характер вертикального распределения принципиально не меняется.

В распределении кремнекислоты на поверхности можно выделить как минимум три области повышенных значений. Первая, связанная с влиянием речных вод, расположена в южной части исследуемой акватории. Здесь концентрация кремния достигает 8–11 мкмоль/л. Граница этой зоны весьма сложная и определяется динамическими факторами. С северо-востока к ней примыкает другая область высоких концентраций кремния, приуроченная к хребту Менделеева. Она прослеживается на север примерно до 83° с.ш. Далее к северу ее продолжает обширная область высоких концентраций кремния, занимающая акваторию над хребтом Менделеева, а севернее охватывающая всю котловину Подводников и приполюсную часть хребта Ломоносова. Полоса максимальных концентраций кремния в пределах этой зоны (выше 9 мкмоль/л) начинается над восточным склоном хребта Ломоносова около 83° с.ш. и расширяется к северу над всей приполярной частью хребта Ломоносова, заходя в Евразийский суббассейн (рис. 3.22 цвет. вклейки).

В центральной части исследуемой акватории прослеживается обширная область пониженных значений содержания кремния, ограниченная изолинией 3 мкмоль/л. Эта область охватывает большую часть котловины Подводников и распространяется на северо-запад, пересекая хребет Ломоносова. Содержание кремния в пределах этой области может снижаться до значений менее 1 мкмоль/л. Эта область совпадает с зоной максимумов солености и растворенного кислорода, и в данном случае, вероятно, здесь присутствуют поверхностные воды шпицбергенского типа, поступающие из Баренцева и Карского морей и имеющие атлантическое происхождение. Кроме того, не исключено, что снижение содержания кремния является результатом интенсификации процесса фотосинтеза. Восточнее хребта Менделеева в направлении к Чукотскому поднятию содержания кремния снижается, но недостаточное число станций не позволяет определить границы этой области.

Минеральный азот представлен тремя формами: нитратами, нитритами и аммонийным азотом. Содержание нитритов в среднем было ниже 0,05 мкмоль/л. Заметное повышение содержания нитритов обнаруживается почти на всех станциях в подповерхностном слое (горизонты 20–30 м) и достигает 0,12–0,19 мкмоль/л и более.

Содержание аммонийного азота также крайне невелико и составляет в среднем менее 0,5 мкмоль/л, что находится на границе предела чувствительности метода. Тем не менее можно проследить общие закономерности увеличения содержания аммонийного азота к поверхности. Максимальные значения содержания аммонийного азота отмечены в поверхностном слое и достигают 1,1 мкмоль/л и более. Содержание нитратов также достигает максимальных значений в слое тихоокеанских вод (16,92 мкмоль/л), в то время как в придонном слое не превышает 15,60 мкмоль/л.

Вертикальное распределение нитратов на большинстве станций, где отсутствует влияние тихоокеанских вод, характеризуется следующими особенностями. От поверхности, где наблюдаются минимальные концентрации, до глубин 200–250 м содержание нитратов возрастает. Достигая в слое атлантических вод значений 11,3–12,7 мкмоль/л, далее, до глубины около 800 м, содержание нитратов почти не меняется, после чего вновь увеличивается с глубиной, в придонном слое (ниже 2000 м) до 12,8–13,6 мкмоль/л. На тех станциях, где отмечено влияние тихоокеанских вод, наблюдается существенное увеличение содержания нитратов – до 8,2–16,9 мкмоль/л.

Общие закономерности распределения нитратов на поверхности значительно отличаются от распределения кремния и минерального фосфора. Выделяются две области повышенного содержания нитратов. Первая, наиболее обширная, имеет квазимеридиональное направление и распространяется от континентального склона Евразии в сторону Полюса над восточной частью котловины Подводников, приполярной частью хребта Ломоносова и прилегающей к нему восточной частью котловины Амундсена. Эту область можно ограничить изолинией 0,5 мкмоль/л, а максимальные значения на поверхности достигают 1,6–2,0 мкмоль/л (рис. 3.23 цвет. вклейки).

Вторая область, относительно небольшая, расположена в южной части котловины Амундсена и примыкает к хребту Ломоносова. Здесь содержание нитратов достигает 1,9 мкмоль/л. Область максимальных концентраций нитратов расположена чуть западнее области повышенного содержания кремния и фосфатов и совпадает с положением фронтальной зоны этой области.

На большей же части акватории общее содержание минерального азота имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором.

Содержание минерального фосфора на исследуемой акватории изменялось от 0,15 мкмоль/л на поверхности до 2,22 мкмоль/л в слое тихоокеанских вод. Вертикальное распределение содержания фосфатов схоже в целом с распределением содержания нитратов: резкое увеличение с глубиной до горизонтов 200–250 м (до 0,8–0,9 мкмоль/л), уменьшение градиентов в слое атлантических вод, дальнейшее увеличение до глубины 2000 м, однородное распределение в придонном слое (до 1,11 мкмоль/л) и максимальные концентрации в слое тихоокеанских вод. Однако имеются и различия. Так, например, однородность распределения в слое атлантических вод по фосфатам выражена меньше, чем по нитратам, и отмечается только в Евразийском суббассейне, где сильнее влияние вод атлантического происхождения. Восточнее хребта Ломоносова в этом слое все же отмечается незначительное увеличение содержания фосфатов с глубиной.

В слое тихоокеанских вод распределение содержания фосфатов более напоминает распределение содержания кремния, чем нитратов. Например, также прослеживаются два максимума на станции 26.

Распределение содержания минерального фосфора частично повторяет картину распределения содержания кремния. В юго-западной части акватории выделяется зона минимальных концентраций фосфатов, ограниченная изолинией 0,3 мкмоль/л. Она совпадает с зоной минимальных концентраций кремния, а кроме того, к ней добавляется та область, где содержание кремния возрастает за счет влияния речных вод. Таким образом, проникновение речных вод в Арктический бассейн не оказывает непосредственного влияния на распределение содержания минерального фосфора. С северо-востока отмечается зона повышенных концентраций минерального фосфора. Концентрация минерального фосфора достигает здесь 0,7–0,9 мкмоль/л. Фронтальная зона между этими областями совпадает с аналогичной по кремнию (рис. 3.24 цвет. вклейки).

При сравнении вертикальных распределений концентраций растворенного кислорода на некоторых станциях, выполненных в экспедициях 2005, 2007, 2008 гг., с результатами, полученными в рейсе НЭС «Академик Федоров» в 2010 г., можно сделать вывод о том, что они практически идентичны. Имеют место некоторые рас-

хождения в пределах 0,1–0,3 мл/л на некоторых горизонтах, приуроченных в основном к поверхностному слою и струе атлантических вод. Скорее всего, это связано с межгодовыми и сезонными колебаниями в температурном режиме поверхностных и атлантических вод. По данным за 2010 г., в глубоководном слое отмечается повышение содержания растворенного кислорода в среднем на 0,1 мл/л.

В районе станций 1, 3 и 4 содержание кислорода составляет 8,2–8,6 мл/л (97–100 % насыщения). Наблюдающиеся здесь пониженные относительно соседних областей концентрации кислорода можно объяснить нахождением в этой зоне более теплых по сравнению с прилежащими областями вод. В районе станций 2, 6, 9 и 12 содержание кислорода достигает 9,4 мл/л (109 % насыщения). В связи с наличием здесь сплоченного льда логично предположить, что основным фактором, который оказывает влияние на концентрацию растворенного кислорода, скорее всего, является интенсивный процесс фотосинтеза, приводящий к значительному перенасыщению поверхностных вод кислородом. В районе станций 8, 7, 10, 11 и 22–25 происходит понижение концентраций растворенного кислорода до 8,8–8,9 мл/л (102–105 % насыщения), что, возможно, связано с резким повышением солёности. На остальных станциях насыщение вод кислородом достигает 100 % (рис. 3.25 цвет. вклейки).

3.2.2. Гидрохимические условия в море Лаптевых

Схема станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в море Лаптевых в сентябре 2010 г., представлена на рис. 3.19.

В обзоре рассмотрены два разреза, дающих представление о структуре распределения водных масс в шельфовой части моря Лаптевых: вдоль 131° в.д. и вдоль 126° в.д. Поскольку эти разрезы также выполнялись в рейсах 2007–2009 гг. есть возможность сравнения данных за эти годы.

Разрез по 131 и 126° в.д.

Поскольку оба разреза представляют собой единый ряд взаимодействия речных и морских вод, целесообразно рассматривать их вместе (рис. 3.26). Это позволяет проследить изменение гидрохимических параметров при взаимодействии речных и морских вод на шельфе моря Лаптевых. Фактически на этих разрезах наблюдались три основные водные массы:

- поверхностная речная водная масса, образованная выносом вод реки Лены и характеризовавшаяся более высокими температурами (4,2–7,8 °С.) и более низкими значениями солёности (7–17 ‰);

- зимняя водная масса шельфа моря Лаптевых, располагавшаяся ниже слоя 10–20 м и характеризовавшаяся низкими температурами (до –1,6 °С) и высокими значениями солёности до 34,6 ‰.

- поверхностная водная масса Арктического бассейна, характеризующаяся температурой в диапазоне –1... 0 °С и солёностью 28–30 ‰.

Эти водные массы разделялись как вертикальными, так и горизонтальными фронтальными зонами (рис. 3.26 цвет. вклейки). На разрезах хорошо видны две фронтальные зоны смешения морских и речных вод. Самая южная (между станциями 1 и 4), в слое 0–10 м практически вертикальная, отделяет распресненные воды с солёностью 7 ‰ от вод с заметным воздействием моря (до 17 ‰). Изменения температуры составляют 4,2–7,8 °С. Эта зона контакта проявляется по всем гидрохимическим показателям, и особенно по содержанию Si–SiO₂ и хлорофилла «а».

Вторая зона – это так называемый горизонтальный фронт смешения, характерный для зон выноса большинства крупных рек. Фронтальная зона располагается в слое 10–15 м в южной части разреза по 131° в.д. и в слое 20–22 м на разрезе по 126° в.д. Диапазон изменения солёности в этой фронтальной зоне составлял 7,5–25 ‰ на юге разреза по 131° в.д. до 73° с.ш. и 30–33,4 ‰ в центральной и северной частях разреза по 126° в.д. Диапазон изменения температур составлял от – 0,4 до 7,7 и от –1,2 до 0,5 °С соответственно. Для этой зоны характерны резкие градиенты гидрохимических параметров по глубине. Севернее, в мористой части разреза, распределение гидрохимических параметров по всему профилю становится малоградиентным, и после 77° с.ш. влияние речных вод фактически не ощутимо.

Хлорофилл «а»

Максимальные концентрации хлорофилла «а» до 2,6 мг/м³ наблюдались в слое 0–10 м южной части разреза по 131° в.д. – в распреснённых водах, образованных речным стоком реки Лены. Далее на север очаги увеличения концентрации хлорофилла «а» наблюдались в поверхностном слое между 74,5 и 76° с.ш. (до 2,6 мг/м³) и на самой северной станции разреза по 126° в.д. (2,2–6,6 мг/м³) в слое 15–20 м. В придонной структурной зоне концентрация хлорофилла уменьшалась фактически до нуля.

Растворенный кислород

Насыщенность растворённым кислородом распреснённых вод до 74° с.ш. в основном составляла 97–99 %, иногда увеличиваясь до 101 %. Концентрация кислорода составляла 7,7–8,0 мл/л.

Севернее 74° с.ш. практически повсеместно в поверхностном слое 0–20 м относительное содержание кислорода превышало 100 % (8,0 – 8,3 мл/л) с максимумом 103,8 % (8,8 мл/л) в слое 15–20 м на самой северной станции разреза по 126° в.д. Ниже горизонтальной фронтальной зоны, в придонной водной массе, концентрация растворённого кислорода быстро уменьшалась. В придонном слое южной части разреза по 131° в.д. наблюдались «застойные» воды с концентрациями растворённого кислорода до 4,1 мл/л (47 % насыщенности). В северной части разреза концентрации растворённого кислорода были относительно низкими (6,0–6,5 мл/л, 70–77 % насыщенности) при сохранении очагов с ещё более низкими концентрациями.

Силикаты (Si–SiO₂)

Распределение растворённого кремния на разрезах в поверхностном слое 0–20 м находилось в обратной зависимости от распределения солёности. Максимальные значения (до 40–45 мкмоль/л) наблюдались в южной части разреза по 131° в.д. Далее на север содержание растворённого кремния в поверхностном слое уменьшалось и достигало минимума (2,0–2,5 мкмоль/л) на самом севере разреза по 126° в.д. В соответствии с распределением кремния на разрезе 126° в.д. зона влияния речного стока в море Лаптевых распространялась на север до широты 75° 40'. В придонной структурной зоне очаги максимальных концентраций кремния совпадают с очагами минимальных концентраций растворённого кислорода.

Фосфаты (P–PO₄)

Содержание фосфатов в поверхностном слое 0–20 м изменялось в небольшом диапазоне (0,1–0,3 мкмоль/л). В придонной структурной зоне максимальные значе-

ния содержания фосфатов достигали 0,7–1,0 мкмоль/л и были приурочены к очагам «застойной» зимней водной массы.

Азот: (N–NO₂) и (N–NO₃)

Нитритный азот характеризует процессы окисления органического вещества. В поверхностном слое 0–20 м концентрации нитритного азота изменялись в пределах 0,1–0,3 мкмоль/л, возрастая в некоторых очагах до 0,4 мкмоль/л. В придонном слое процессы окисления органического азота были фактически завершены. Содержание нитритов составляло 0–0,1 мкмоль/л. Распределение нитратного азота фактически повторяло распределение фосфатов. В поверхностном слое 0–20 м концентрации нитратов изменялись от 0,5 до 2 мкмоль/л. В придонной структурной зоне его значения достигали 4,0–5,0 мкмоль/л.

Разрез Северо-Западный

В вертикальной фронтальной зоне, в юго-восточной части разреза, температура воды изменялась от 3,4 до 1,7 °С, а соленость – от 19,2 до 27,5 ‰. Уровень залегания горизонтальной фронтальной зоны располагался на глубине 25 м в юго-восточной части разреза и на глубине 15–18 м на северо-западе. Температура изменялась в диапазоне –0,5... 1,5 °С, а соленость – в диапазоне 30–32,5 ‰.

Распределение гидрохимических параметров представлено на рис. 3.27 цвет. вклейки.

Хлорофилл «а»

Максимальные концентрации хлорофилла «а» наблюдались в поверхностном слое юго-восточной части разреза. Далее на северо-запад пятно с повышенными концентрациями хлорофилла (1,5 – 4,5 мг/м³) было вытянуто вдоль горизонтальной фронтальной зоны и располагалось в слое 15–20 м.

Растворенный кислород

Распределение насыщенности растворенного кислорода фактически повторяет распределение концентрации хлорофилла «а». Превышение значения насыщенности 100 % наблюдалось фактически на всем разрезе в слое 0–20 м. Область с максимальным насыщением (до 103 %, 8,5 мл/л) располагалась в слое 15–20 м и была вытянута вдоль горизонтальной фронтальной зоны. В придонном слое концентрация растворенного кислорода уменьшалась до 6,5–7,5 мл/л (80–85 %). В юго-восточной части разреза наблюдались «застойные» воды с содержанием кислорода до 5,5 мл/л (65 % насыщенности).

Силикаты (Si–SiO₂)

Распределение растворенного кремния на разрезах в поверхностном слое 0–20 м находилось в обратной зависимости с распределением солености. Максимальные значения (до 10–20 мкмоль/л) наблюдались при минимальных значениях солености в юго-восточной части разреза. Далее на северо-запад концентрация растворенного кремния в поверхностном слое уменьшалась и достигала минимума 5,0–7,5 мкмоль/л. В придонном слое содержание кремния достигало 20 мкмоль/л. Максимум содержания кремния совпадал с очагами минимальной концентрации растворенного кислорода.

Фосфаты ($P-PO_4$)

Концентрация фосфатов в поверхностном слое 0–20 м изменялась незначительно (0,2–0,3 мкмоль/л). В придонном слое содержание увеличивалось до 0,8–1,0 мкмоль/л.

Азот: ($N-NO_2$) и ($N-NO_3$)

В поверхностном слое 0–20 м юго-восточной части разреза содержание нитритного азота изменялось в пределах 0,1–0,3 мкмоль/л. В придонном слое процессы окисления органического азота практически были завершены, и его концентрация составляла 0,05–0,1 мкмоль/л. Распределение нитратного азота фактически повторяло распределение фосфатов. В поверхностном слое 0–20 м концентрация нитратов изменялись от 0,5 до 1,5 мкмоль/л. Глубже пикноклина содержание нитратов достигало 4,0–5,0 мкмоль/л.

Общие закономерности распределения гидрохимических параметров в море Лаптевых в сентябре 2010 г. на разрезах по 131 и 126° в.д. и Северо-Западном разрезе

Разрезы по 131 и 126° в.д. расположены в зоне типичного маргинального фильтра, описанного академиком А.П.Лисицыным (1994): «Здесь возникают уникальные участки, где концентрация взвеси выше, чем в речных и морских водах. Главные процессы в маргинальном фильтре идут в его второй, солоноватоводной части, причем особенно в ее начале, в диапазоне солености 1–5 ‰. При солености около 2 ‰ в эстуариях обычно возникает так называемая “иловая пробка” – участки с аномально высоким содержанием взвеси. Обычно мористее иловой пробки располагается “элементарноорганическая пробка”, где идет флокуляция органики и оксигидратов (до солености 7–8 ‰, но депоцентр обычно близок к 5 ‰). Развитие планктона на этом участке ослаблено, поскольку очень высокое содержание взвеси в воде затрудняет проникновение света, что тормозит развитие фитопланктона. За пределами первых

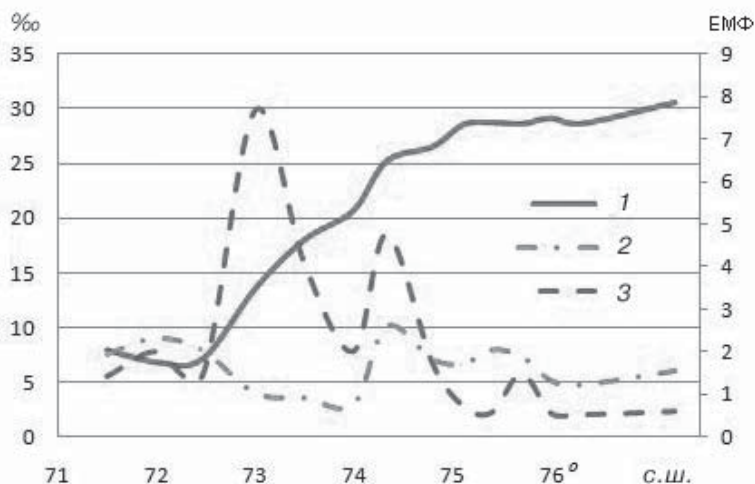


Рис. 3.28. Изменение осредненных значений (0–10 м для разреза по 131° в.д. и 0–20 м для разреза по 126° в.д.) солености, ‰ (1), содержания хлорофилла «а», мг/м³ (2) и мутности ЕМФ (3).

Разный период осреднения по глубине обусловлен положением фронтальной зоны в южной и северной части разреза на глубине 10 и 20 м соответственно.

двух проб, после просветления поверхностного слоя воды при массовом осаждении взвеси, начинается участок зоны смешения, где света достаточно и имеется много биогенных элементов. Здесь возникает участок с максимальным развитием планктона – «биологическая пробка». Особенности вышеописанного процесса в море Лаптевых иллюстрирует рис. 3.28.

Выполненные исследования не захватывают участок с соленостью 1–5 ‰, поэтому, скорее всего, не был захвачен участок «иловой» пробки. От южной части разреза и до 72° 30' с.ш. измеренное значение мутности было незначительно. В этой же области при высоком содержании хлорофилла «а» относительное содержание кислорода (95–97 %), концентрации фосфатов и нитратов были невысокими. Данное несоответствие, по-видимому, объясняется тем, что в период экспедиции «цветение» фитопланктона происходило южнее района исследования и основная масса воды с большим содержанием водорослей и с минимальными концентрациями фосфатов и нитратов была принесена речным потоком.

Далее по разрезу при солености около 7,5 ‰ наблюдалось резкое увеличение мутности – практически в пять раз (72° 30' – 74° с.ш.). На этом же участке отмечено уменьшение содержания хлорофилла «а» до значений менее 1 мг/м³. Скорее всего,

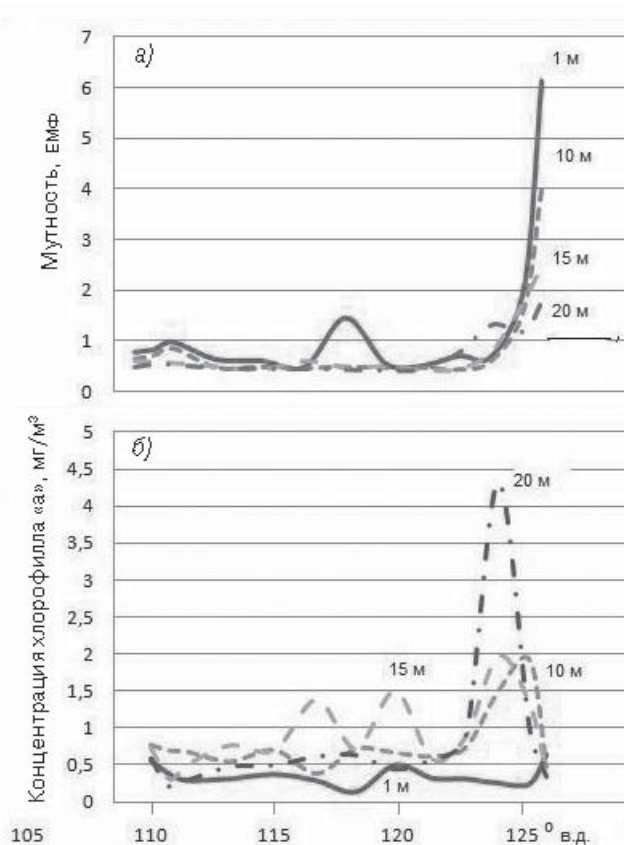


Рис. 3.29. Изменение мутности (а) и концентрации хлорофилла «а» (б) на разрезе Северо-Западном.

по А.П.Лисицыну, это «элементорганическая пробка». В этой области развитие фитопланктона ослаблено из-за большой концентрации взвеси, что проявляется в относительно невысоких концентрациях растворенного кислорода, насыщение вод которым в основном не превышало 100 %. На этом участке процессы деструкции органического вещества преобладали над продукцией, что проявлялось в некотором повышении концентрации нитратов (от 0,5 до 2,0 мкмоль/л) и фосфатов (от 0,1 до 0,3 мкмоль/л).

Далее, между 74 и 75° с.ш., наблюдался второй пик мутности, но в этот раз он сопровождался пиком хлорофилла «а». Область повышенного содержания хлорофилла «а» прослеживалась до 76° с.ш. Скорее всего, пики содержания хлорофилла и мутности соответствовали «биологической пробке».

В северной части разреза по 131° в.д. (на самой северной станции) также отмечалось повышение содержания хлорофилла «а» и концентрации растворенного кислорода в слое 18–22 м, но объяснить это не представляется возможным ввиду малого количества данных.

Разрез Северо-Западный в юго-восточной части начинался со второго пика мутности, соответствующего положению «биологической пробки». И по положению (по широте), и по значениям солености (около 19 ‰) и мутности (около 6 ЕМФ) спадающие ветви пиков мутности на рис. 3.28 и 3.29 совпадают. Разница состоит лишь в том, что в данном случае пик содержания хлорофилла сдвинут от пика мутности мористее. На этом участке прослеживались повышенные концентрации растворенного кислорода (более 100 %) и минимальные концентрации фосфатов и нитратов. За пределами «биологической пробки» в поверхностном слое наблюдалось довольно ровное «малоградиентное» распределение рассматриваемых параметров, хотя максимум концентрации хлорофилла «а» и растворенного кислорода более тяготеет к горизонту 15–20 м.

Ниже фронтальной зоны на всех разрезах концентрации биогенных элементов (нитратов, фосфатов и кремния) увеличивались, а концентрация растворенного кислорода уменьшались. Кроме того, в придонном слое, особенно в южной части разреза, сохранялись зимние «застойные» водные массы. Они характеризовались наибольшими значениями концентрации биогенных элементов и наименьшим содержанием растворенного кислорода.

Выводы

Арктический бассейн СЛО

Равномерной картины распределения тихоокеанских вод не отмечалось. Это позволяет сделать вывод о том, что они распространяются отдельными струями и не всегда напрямую от источника их формирования. Для прояснения картины их распространения нужно уменьшить расстояние между станциями в районе исследования.

На большей части акватории СЛО общее содержание минерального азота имеет крайне низкое и часто близкое к аналитическому нулю значение, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором.

Ядро тихоокеанских вод может обнаруживаться на горизонтах от 30 до 100 м. Мощность слоя меняется от 120 м ближе к шельфу Чукотского моря до 45 м на станциях, расположенных дальше от источника формирования этих вод. На отдельных станциях глубины минимума концентрации кислорода и максимума содержания биогенных элементов не совпадают. Слабее всего экстремум выражен в случае нитратов.

В направлении с запада на восток в слое атлантических и придонных вод наблюдается тенденция уменьшения содержания растворенного кислорода и увеличения содержания кремния и минерального фосфора, что связано с увеличением возраста атлантических вод.

Море Лаптевых

В результате гидрохимических исследований, проведенных в море Лаптевых в сентябре 2010 г., выявлены следующие характерные особенности вод:

1) биологическая часть маргинального фильтра была расположена между 74 и 75° с.ш.;

2) максимальная мутность в «биологической пробке» достигала 14 ЕМФ (ftu), а концентрация хлорофилла «а» – 6,0 мг/м³;

3) зоны скопления «застойных» зимних водных масс в придонном слое южной части моря Лаптевых образовались в понижениях рельефа дна в результате затрудненного водообмена, вызванного повышенной толщиной поверхностного слоя, представленного водами речного стока. Придонные водные массы характеризовались низкой концентрацией растворенного кислорода (до 4,1 мл/л, 47 % насыщенности) и высоким содержанием биогенных элементов: силикаты до 35 мкмоль/л; фосфаты до 0,8–1,0 мкмоль/л; нитраты до 5,0 мкмоль/л.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2010 г. в западной части Арктики (моря Карское и Лаптевых) колебания уровня происходили на фоне, близком к средним многолетним значениям, причем в восточной части Арктики (Восточно-Сибирское море) средний уровень моря был существенно выше средних значений.

На станциях Карского моря среднегодовой уровень слабо отличался от средних многолетних значений (–2...+4 см). В сезонном ходе уровня (рис. 3.30) отмечались некоторые аномалии. Практически на всех станциях Карского моря в начале года средний уровень превышал средний многолетний: в юго-западной части моря незначительно (+1 см), а в северо-восточной части существенно (+15...+25 см). Если в юго-западной части Карского моря сезонный ход уровня имел достаточно типичный характер (пониженный уровень в зимне-весенний период года (–30...–35 см) и повышенный в летне-осенний (+20...+25 см) то в северо-восточной части моря сезонное повышение уровня, отмечавшееся в июне–августе (+10...+20 см), сменилось понижением уровня, и в сентябре–декабре уровень здесь был ниже средних значений (–5...–10 см).

Наиболее значительные стоны в юго-западной части Карского моря (на 75–85 см ниже среднего уровня) отмечались в феврале (Амдерма) и мае (Усть-Кара), наиболее значительные нагоны (на 90–95 см выше среднего уровня) – в июле.

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительные понижения уровня (на 80–90 см) отмечались в феврале (мыс Стерлегова, острова Известий ЦИК) и апреле (Сопочная Карга), а наиболее значительные подъемы уровня в январе – на станции острова Известий ЦИК (на 71 см) и на станции мыс Стерлегова (на 114 см). На станции Сопочная Карга максимальный уровень (+123 см) был отмечен 25 июля.

В западной части моря Лаптевых колебания уровня происходили на пониженном фоне (–5...–10 см), а в восточной части – на повышенном (+5...+15 см).

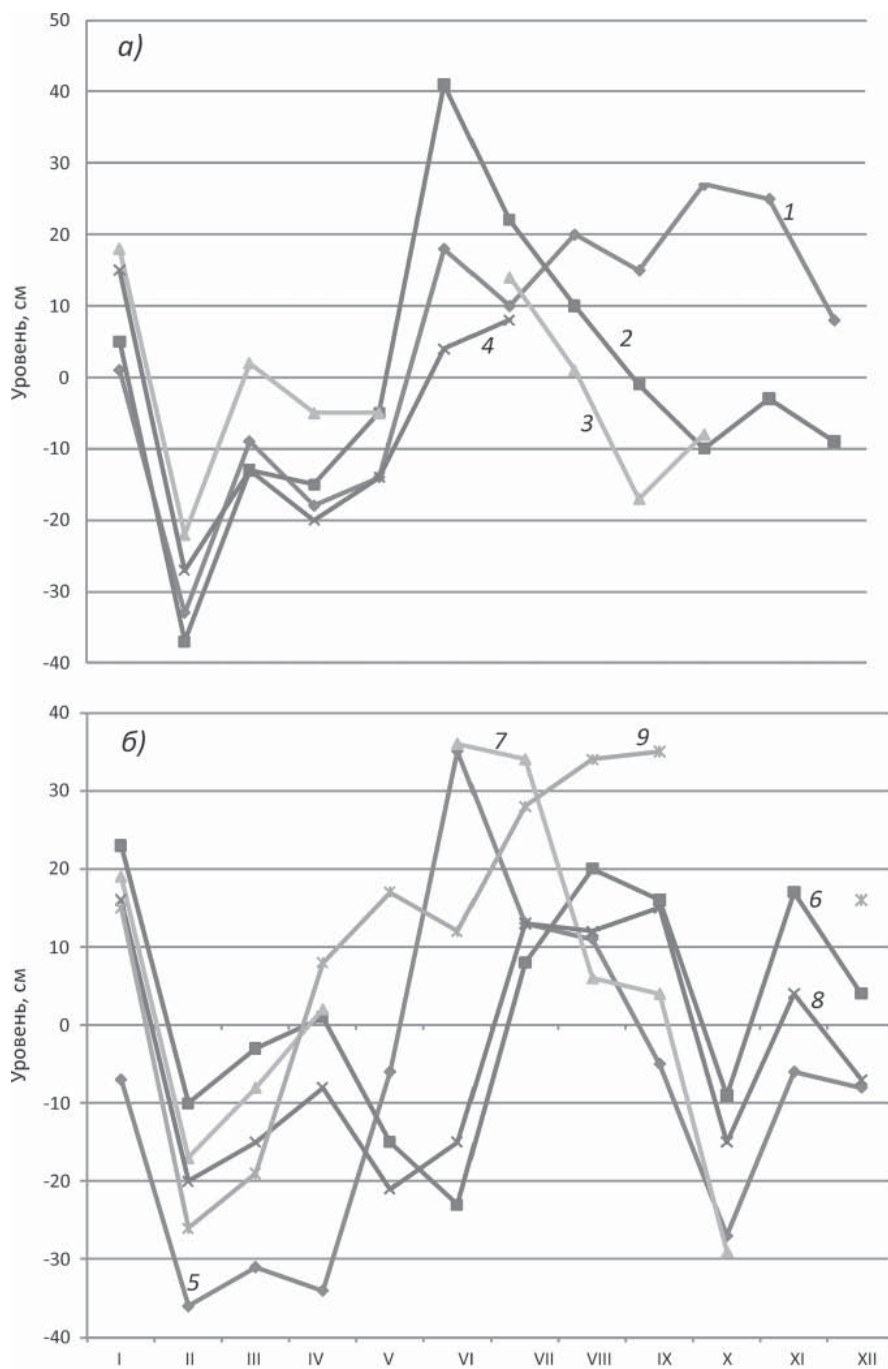


Рис. 3.30. Изменения среднемесячного уровня в 2010 г. на станциях Карского моря (а) и моря Лаптевых (б).

1 – Амдерма, 2 – Сопочная Карга, 3 – Известий ЦИК, 4 – Визе, 5 – Анабар, 6 – Дунай, 7 – Тикси, 8 – Кигилях, 9 – Котельный

Как и в Карском море, в январе 2010 г. среднемесячный уровень на всех станциях за исключением станции Анабар был выше средних многолетних значений на 15–25 см. Достаточно типичный сезонный ход уровня (рис. 3.30), характеризующийся понижением уровня в зимне-весенние месяцы и повышением в летне-осенние был нарушен понижением уровня (–10...–30 см) в октябре, отмечавшимся на всех станциях.

Наиболее значительные сгоны в юго-западной части моря (станция Анабар) наблюдались в апреле (–103 см) и октябре (–102 см). Наиболее значительные подъемы уровня в этом районе отмечались в июле (+112 см), августе (+122 см) и сентябре (+118 см).

В центральной и юго-восточной частях моря наиболее значительные сгоны были зафиксированы в октябре (от –72 см на станции острова Дунай до –92 см на станции мыс Кигилях). Наиболее значительные нагоны в этом районе наблюдались в августе, когда уровень на станции Тикси поднялся на 133 см выше среднего значения. При этом необходимо отметить, что на станции острова Дунай максимальный за год уровень (+109 см) был зафиксирован в январе.

Сезонный ход экстремальных уровней на станции остров Котельный имел свои особенности, отличавшие его от остальных станций моря Лаптевых: минимальный уровень на этой станции (–77 см) был зафиксирован в феврале, а максимальный (+110 см) – в июле.

Колебания уровня у побережья Восточно-Сибирского моря, судя по данным станции Певек и частично станций Амбарчик и Рау-Чуа, происходили на ярко выраженном повышенном фоне. Среднегодовой уровень на станции Певек на 21 см превысил среднее значение. В сезонном ходе уровня отмечается понижение уровня с минимумом в июне (–3 см) и подъем уровня в зимний период с максимумом в феврале (+31 см), что говорит о нетипичности процессов сезонного масштаба, преобладавших в Восточно-Сибирском море. Наиболее значительное понижение уровня (на 61 см ниже среднего) в Восточно-Сибирском море отмечалось в июле на станции Амбарчик, а самые значительные нагоны (на 90–108 см выше среднего) – в июле, августе и сентябре.

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

Таким образом, к наиболее характерным особенностям колебаний уровня арктических морей в 2010 г. следует отнести:

- резкое опускание среднегодового уровня на станциях Карского моря и западной части моря Лаптевых к среднемноголетним значениям;
- сохранение повышенного фона колебаний уровня в восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море;
- повсеместно наблюдавшийся аномально повышенный фон колебаний уровня в январе 2010 г.;
- аномально пониженный фон колебаний уровня в октябре 2010 г., отмечавшийся в море Лаптевых;
- нетипичная для арктических морей ситуация с реализацией наиболее значительных нагонов в летние месяцы и наиболее значительных сгонов в зимне-весенние месяцы.

Многолетние изменения уровня арктических морей

Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер. Линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю (табл. 3.2), и его величина составляла 0,006–0,055 см/год при среднем значении 0,032 см/год и среднеквадратической ошибке тренда $\pm 0,072$ см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рис. 3.31): 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.

Таблица 3.2

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

Район	Период		
	1950–2010	1950–1986	1984–2010
Юго-запад Карского моря	+0,276 $\pm$ 0,032	+0,006 $\pm$ 0,053	+0,497 $\pm$ 0,102
Север Карского моря	+0,049 $\pm$ 0,031	–	–
Восток Карского моря	+0,133 $\pm$ 0,036	+0,016 $\pm$ 0,078	+0,043 $\pm$ 0,112
Юг моря Лаптевых	+0,205 $\pm$ 0,034	+0,055 $\pm$ 0,064	+0,300 $\pm$ 0,112
Новосибирские острова	+0,210 $\pm$ 0,042	+0,030 $\pm$ 0,080	+0,288 $\pm$ 0,142
Восточно-Сибирское море	+0,296 $\pm$ 0,048	+0,055 $\pm$ 0,084	+0,472 $\pm$ 0,131
Среднее	+0,220 $\pm$ 0,038	+0,032 $\pm$ 0,072	+0,320 $\pm$ 0,120

За период 1984–2010 гг. тренд для различных районов арктических морей составил от 0,043 до 0,497 см/год при среднем значении 0,320 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,120$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение интенсивности циклонической деятельности над акваторией арктических морей приводит к усилению характерной для этих морей циклонической циркуляции вод, что обуславливает понижение уровня в центре циркуляции и повышение уровня вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер. Подтверждением этого является поведение уровня в северной части Карского моря, где отсутствует циклоническая циркуляция воды и существенных изменений в положении среднего уровня 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 наличие вклада стерической составляющей.

Данные наблюдений за уровнем в 2010 г. показали понижение среднего уровня в Карском море и в западной части моря Лаптевых и сохранение повышенного среднего уровня в восточной части моря Лаптевых и в Восточно-Сибирском море. Выполненный ранее анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному

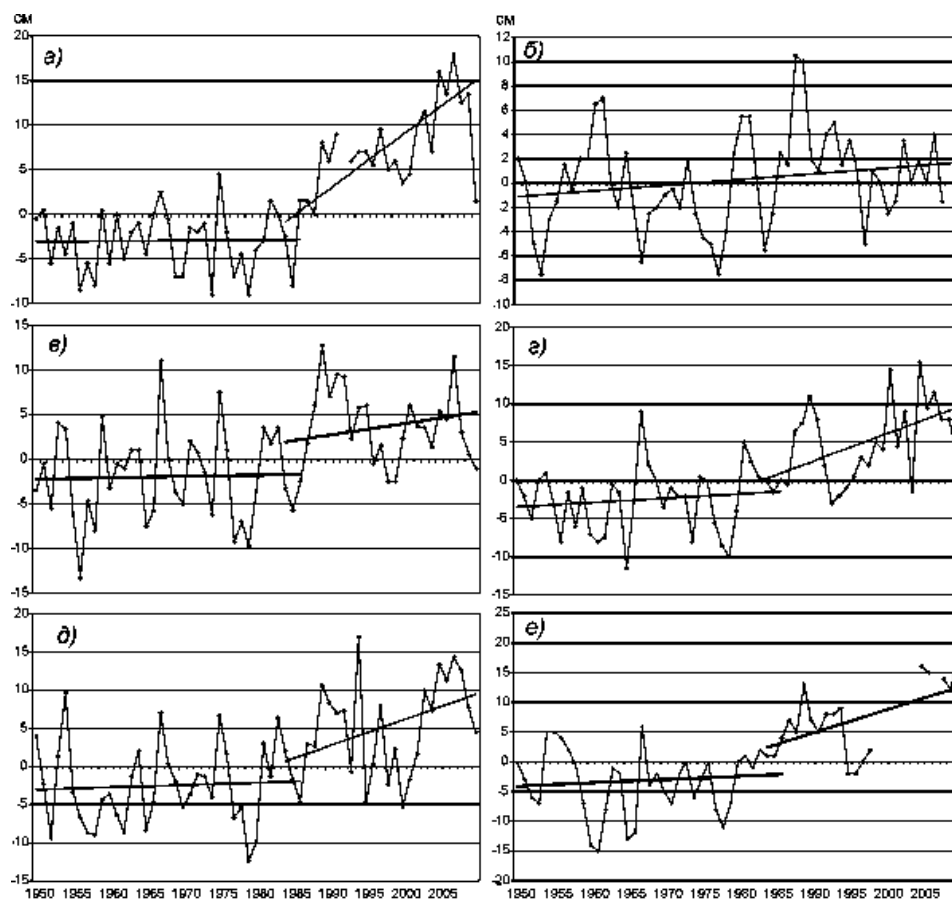


Рис. 3.31. Аномалии среднегодового уровня (см), осредненные по районам арктических морей. *а* – юго-запад Карского моря, *б* – север Карского моря, *в* – восток Карского моря, *г* – юг моря Лаптевых, *д* – Новосибирские острова, *е* – Восточно-Сибирское море.

Прямыми линиями показаны линейные тренды.

проявляющийся в разных районах и зависящий преимущественно от макроциркуляционных процессов в атмосфере.

С большой долей уверенности можно предположить, что указанные особенности колебаний уровня арктических морей обусловлены, в первую очередь, характером атмосферных процессов, развивавшихся в 2010 г. над акваториями арктических морей и прилегающей акваторией Арктического бассейна Северного Ледовитого океана.

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 рас-

четными областями с шагом 1,0° по долготе и 0,5° 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 (или составляющие скорости ветра на высоте 10 м), температура воздуха на высоте 2 м, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Положение кромки льда задавалось путем ежедневного усвоения спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I и AMSR) по сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости максимумов значительных высот волн (H_s – significant wave height, обеспеченность 13 %) в арктических морях России для отдельных месяцев года. Сведения о распределении высот волн H_s для Баренцева моря приведены в табл. 3.3, для Карского моря в табл. 3.4, для акватории морей восточной части Арктики – в табл. 3.5–3.7 (море Лаптевых – табл. 3.5, Восточно-Сибирское море – табл. 3.6 и Чукотское море – табл. 3.7).

Баренцево море

Как видно из табл. 3.3, на акватории Баренцева моря в 2010 г. в 237 расчетных случаях (65 %) преобладало развитие волнения с высотой волн от 2 до 5 м. Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2010 г. 85 (23 %), что несколько меньше, чем в 2007–2009 гг.

По числу штормов в Баренцевом море в 2010 г. выделяется январь, в течение которого расчетные высоты волн в шесть раз превышали 8 м, причем 27 января в 12 ч высота волн составила более 9,5 м. Однако максимальные значения высот волн (9–11 м) были рассчитаны в июле и августе 2010 г. в юго-восточной части Баренцева моря. Эти значения почти в два раза превышают высоты волн в августе 2009 г. (в 2008 г. волнения более 5 м в июле и августе не было). Следует отметить, что для юго-восточной части Баренцева моря волнение с высотой волн H_s более 9–10 м является очень редким явлением в летний сезон. Это подтверждается и справочными

Таблица 3.3

Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн (H_s) в Баренцевом море в 2010 г.

Месяц	Высота волн, м										
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	10–11
Январь	–	–	1	14	4	1	3	2	5	1	–
Февраль	–	1	7	6	5	7	1	–	1	–	–
Март	–	2	10	9	3	4	1	1	–	1	–
Апрель	–	4	5	7	4	7	3	–	–	–	–
Май	–	3	17	6	3	–	2	–	–	–	–
Июнь	–	8	15	3	1	3	–	–	–	–	–
Июль	–	6	16	2	4	1	–	1	–	–	1
Август	–	10	14	3	1	1	–	–	–	2	–
Сентябрь	–	5	3	14	6	2	–	–	–	–	–
Октябрь	–	3	3	6	10	5	4	–	–	–	–
Ноябрь	–	1	5	9	4	5	2	1	3	–	–
Декабрь	–	–	6	5	6	6	3	4	1	–	–
Итого за год	–	43	102	84	51	42	19	9	10	4	1

данными по режиму ветра и волнения в Баренцевом море, согласно которому, повторяемость таких высот волн в этом районе за весь безледный период (июнь–декабрь) составляет 0,01 % (примерно раз в десять лет).

Самый сильный шторм отмечался 23–25 июля, причем 24 июля расчетные значения высот волн составили более 10 м. Такое волнение было вызвано сильными ветрами (свыше 25 м/с) западных и северо–западных румбов, обусловленными прохождением над южной частью Баренцева моря глубокого циклона с давлением в центре 975 гПа. Перемещение этого циклона в течение 24 июля в сторону Карского моря сопровождалось значительным волнением и на акватории Карского моря вблизи пролива Карские Ворота. В качестве примера, на рис. 3.32 цвет. вклейки приведено поле ветра и значительных высот волн (H_s) на 06 ч 24 июля 2010 г.

Второй сильный шторм имел место в центральной и южной частях Баренцева моря 16–17 августа. Он сопровождался северо–западным ветром со скоростью более 20 м/с и также был связан с перемещением глубокого циклона (давление в центре 975 гПа) над Баренцевым морем. Высота волн при этом шторме достигала 9–10 м.

Карское море

Карское море с января до июля в основном было покрыто льдом. Ограниченные размеры участков чистой воды на акватории в этот период не позволяют провести оценку распределения высот волн в Карском море. В связи с этим в табл. 3.4, приведена повторяемость высот волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда, в период с июля по конец декабря 2010 г.

Таблица 3.4

Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн (H_s) в Карском море в 2010 г.

Месяц	Высота волн, м									
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10
Июль	1	14	9	4	1	1	–	–	–	1
Август	1	15	11	2	1	1	–	–	–	–
Сентябрь	1	9	12	6	1	1	–	–	–	–
Октябрь	–	7	5	12	3	2	2	–	–	–
Ноябрь	5	6	8	5	4	2	–	–	–	–
Декабрь (до 20.12)	1	12	2	3	2	–	–	–	–	–
Итого	9	63	47	32	12	7	2	–	–	1

Следует отметить, что Карское море стало покрываться льдом в начале ноября и окончательно закрылось во второй половине декабря, как и в 2009 г., тогда как в 2008 г. значительный участок чистой воды к востоку от острова Новая Земля и вокруг пролива Карские Ворота существовал в течение всего декабря. Как видно из табл. 3.4, в 2010 г. развитие волнения на акватории Карского моря в основном характеризовалось высотами волн от 1 до 4 м, повторяемость которых составила 82 %, что несколько меньше, чем в 2009 г. (84 %).

По результатам модельных расчетов наиболее штормовым месяцем в Карском море был октябрь (24 и 25 октября расчетные высоты волн составили 6–7 м). Остальные месяцы в основном характеризовались развитием волнения на акватории до 5,5 м. Продолжительных штормовых ситуаций на Карском море в 2010 г. не отмечалось. Самый сильный шторм был рассчитан 24 июля, когда высота волн до-

стигала 9,5 м (юго-западная часть моря). В это время Карское море находилось под влиянием глубокого баренцевоморского циклона, описанного выше.

На рис. 3.33 цвет. вклейки в качестве примера приведено поле ветра и высот волн в Карском море на 12 ч 24 июля 2010 г.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Поскольку большую часть года моря восточной части Арктики покрыты льдом, то в табл. 3.5–3.7 приведено распределение значительных высот волн только для тех месяцев, когда площади свободных от льда акваторий позволяли выполнить оценки основных характеристик волнения. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Таблица 3.5

Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн (H_s) в море Лаптевых в 2010 г.

Месяц	Высота волн, м				
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5
Июль (с 16.07)	–	13	3	–	–
Август	6	11	9	4	1
Сентябрь	–	17	7	4	2
Октябрь (до 23.10)	1	12	10	–	–
Итого	7	53	29	8	3

Таблица 3.6

Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн (H_s) в Восточно-Сибирском море в 2010 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
Август	3	13	6	4	–	–
Сентябрь	–	8	18	1	3	–
Октябрь	2	4	18	5	1	1
Итого	5	25	42	10	4	1

Таблица 3.7

Повторяемость (число дней) различных градаций высот волн (H_s) в Чукотском море в 2010 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6
Июнь (с 21.06.09)	–	10	–	–	–	–
Июль	2	20	8	1	–	–
Август	1	11	11	8	–	–
Сентябрь	–	5	16	5	4	–
Октябрь	1	5	10	10	5	–
Ноябрь	1	12	10	5	1	1
Декабрь (до 9.12)	1	4	3	1	–	–
Итого	6	67	58	30	10	1

Как следует из табл. 3.5, в 2010 г. на акватории моря Лаптевых в основном преобладали волны высотой от 1 до 3 м. Наиболее штормовыми месяцами были август и сентябрь. Наибольшие значения высоты волн (4–5 м) были рассчитаны 31 августа (4 м), 7 сентября (4,5 м), 15 сентября (4 м).

Восточно-Сибирское море стало очищаться от льда в конце июля – начале августа, а закрылось к концу октября. Как видно из табл. 3.6, в 2010 г. на акватории Восточно-Сибирского моря в основном преобладало волнение с высотой волн также от 1 до 3 м. Наиболее штормовыми месяцами стали сентябрь и октябрь. Наибольшая рассчитанная высота волн была получена для 28 октября (5 м).

Оценки распределения высот волн в Чукотском море выполнены с конца июня по начало декабря (табл. 3.7).

Как видно из табл. 3.7, в 2010 г. на акватории Чукотского моря в основном преобладало волнение с высотой волн от 1 до 4 м. Наиболее штормовыми месяцами стали октябрь и ноябрь. Наибольшая расчетная высота волн была получена для 18 ноября (5,5 м).

Об актуальности прогнозов ветрового волнения в морях восточной Арктики свидетельствует и трагический случай с буксиром «Алексей Кулаковский», который затонул 26 августа 2010 г. Трагедия произошла в 20 морских милях от берега в районе поселка Тикси. Погодные условия способствовали гибели судна: наблюдался западный ветер со скоростью до 20 м/с, высота волн достигала 2,5 м, глубина на этом участке составляет 20 м. На рис. 3.34 цвет. вклейки приведено поле ветра и высот волн на момент крушения судна.

Заключение

Анализ результатов модельных расчетов высот волн ветрового волнения (H_s) за 2010 г. на акватории арктических морей России показал следующее:

- в Баренцевом море по числу штормов выделяется январь (в 15 случаях развитие высот волн от 6 до 9,5 м), однако максимальные высоты волн (9–11 м) были рассчитаны в июле и августе 2010 г. в юго-восточной части Баренцева моря, что является очень редким явлением для Баренцева моря в летний сезон (примерно раз в десять лет);

- в Карском море наиболее штормовым месяцем был октябрь, когда высоты волн составили от 6 до 7 м, но самый сильный шторм с высотой волн до 9,5 м в юго-западной части моря был рассчитан в июле 2010 г., когда Карское море находилось под влиянием глубокого баренцевоморского циклона;

- в море Лаптевых наиболее штормовыми месяцами были август и сентябрь, когда высоты волн составили более 4 м;

- в Восточно-Сибирском море наиболее штормовыми месяцами были сентябрь и октябрь, когда высоты волн достигли 5 м;

- в Чукотском море наиболее штормовым месяцем стал ноябрь, когда высоты волн составили более 5 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период январь–декабрь 2010 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в 2010 г. в первом секторе Северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне разновидностей меридиональных процессов восточной (*E*) и меридиональной (*C*) форм циркуляции. Число дней с восточной формой в 2010 г. составило 163 и превысило норму на 18 дней. Число дней с процессами меридиональной формы циркуляции было около нормы и составило 94. Процессы этих форм циркуляции имели наибольшую повторяемость в холодный период года. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр планетарного циркумполярного вихря часто смещался в азиатский сектор Арктики. Центральный район Арктики находился под высотным гребнем. В евразийском секторе ВФЗ располагалась южнее своего многолетнего положения, что определило более южные траектории циклонов и более меридиональные процессы в атлантико-евразийском секторе полушария по сравнению с тихоокеано-американским сектором.

В приземном поле полярного района под высотным гребнем отмечались усиление арктического антициклона и частое влияние его на приполюсный район и атлантический сектор Арктики, что обусловило преобладание здесь крупных положительных аномалий давления. По сравнению с 2007–2008 гг. знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики в 2009–2010 гг. сменился на противоположный – с отрицательного на положительный. Рост давления в 2010 г. по сравнению с 2009 г. составил более 2 гПа.

Под влиянием с севера гребней арктического антициклона исландский минимум был ослаблен, и его центр располагался западнее своего среднего многолетнего положения у восточного побережья Северной Америки. Циклоны в системе исландского минимума смещались над Северной Атлантикой на Европу более южными траекториями. Выходы циклонов высокоширотными траекториями в полярный район Арктики отмечались реже, чем в 2007 и 2008 гг.

При повышенной повторяемости меридиональных процессов преобладали воздушные потоки с южной составляющей в полярный район Арктики. Наиболее ярко это проявилось в районе моря Баффина и Канадского Арктического архипелага, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность.

В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2010 г. составила 3,4 °C, что на 0,6 °C выше экстремального значения, отмеченного в 2007 г. Наибольший вклад в формирование экстремально высокого температурного фона полярного района в 2010 г. внес район канадского сектора Арктики, особенно в холодный период года. Экстремально высокие (более 9 °C) среднегодовые значения

аномалий температуры воздуха в 2010 г. отмечались в районе северной части моря Баффина.

В целом, несмотря на сохранение высоких значений положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, развитие атмосферных процессов в 2010 г. отличалось от направленности процессов в однородной циркуляционной стадии 2004–2008 гг. Отличия выразились в превышении повторяемости меридиональных процессов с низкоширотными траекториями циклонов над зональными процессами западной формы циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов, которые наиболее проявлялись в однородной циркуляционной стадии 2004–2008 гг.

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

Для развития ледовых процессов 2010 г. были характерны следующие особенности.

Развитие ледовых условий в зимний и весенний периоды 2010 г. происходило на фоне положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, преобладания однолетних льдов в ее российском и аляскинском секторах, сокращения количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних льдов. Старые льды отмечались только в северных частях морей Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта.

Толщина льда в конце периода его нарастания была меньше средних многолетних значений в западных евразийских морях и близка к норме в восточных.

В начале летнего периода наблюдалось интенсивное уменьшение количества льда в СЛО. Основной вклад в формирование легких ледовых условий внесли западные евразийские моря (меридиональный сектор $45^{\circ} - 95^{\circ}$ в.д.).

Ледообразование среди остаточных льдов в центральном полярном бассейне, по данным наблюдений в высокоширотных экспедициях, началось в начале второй декады сентября, что на 10–15 суток позднее средних многолетних сроков.

Общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в течение всего 2010 г. была значительно меньше среднего многолетнего значения и стала третьим по рангу минимумом после 2007 и 2008 гг. В период максимального сокращения ледяного покрова (в середине сентября) площадь льдов составила 4,8 млн кв. км при норме 6,5 млн кв. км, т.е. была на 26 % меньше среднего многолетнего значения.

Развитие ледовых условий в СЛО в целом и в окраинных арктических морях в 2010 г. происходило по легкому типу.

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

В 2010 г. объем поступившей океанографической информации для СЛО был значительно меньше, чем в предшествующие годы. Вместе с тем, в рамках работ по программе высокоширотной экспедиции «Шельф-2010» в августе–сентябре 2010 г. был получен уникальный для летнего периода (с точки зрения пространственного покрытия данными) океанографический материал, охватывающий значительную часть глубоководной области центральной части Арктического бассейна. Совокупность данных позволяет установить основные черты термохалинного состояния Арктического бассейна и ряда арктических морей и определить тенденции его изменения в различных естественных слоях океана.

Анализ гидрологических условий за рассматриваемый период показал, что генеральная структура поля термохалинных характеристик состояния вод не претерпела значительных изменений на акватории СЛО по сравнению с предыдущими годами. Изменения коснулись в основном верхнего перемешанного слоя восточной части СЛО, где зона положительной аномалии солёности сместилась из Евразийского суббассейна в Амеразийский, сформировав значительную положительную аномалию поверхностной солёности в районе котловины Подводников. Недостаточное покрытие данными наблюдений большей части Евразийского бассейна не позволяет с уверенностью говорить о том, что положительная аномалия полностью переместилась далее к востоку, однако в районе к северу от Земли Франца-Иосифа положительные аномалии в поверхностном слое в 2010 г. вообще не наблюдались или сменились на отрицательные.

Несмотря на все перечисленные факты, очевидно, что термохалинная структура Арктического бассейна и арктических морей все еще находится в фазе аномального состояния, когда все элементы термохалинного состояния существенно отличаются от среднего уровня.

Равномерной картины распределения тихоокеанских вод не отмечается. Это позволяет сделать вывод о том, что они распространяются отдельными струями и не всегда напрямую от источника их формирования. Ядро тихоокеанских вод может обнаруживаться на горизонтах от 30 до 100 м. Мощность слоя меняется от 120 м ближе к шельфу Чукотского моря, и до 45 м в сторону открытой части Амеразийского суббассейна. На отдельных станциях глубины минимума кислорода и максимума биогенных элементов тихоокеанских вод не совпадают. Слабее всего экстремум выражается по нитратам. Так, на отдельных станциях содержание нитратов в тихоокеанских водах выглядит в виде «ступеньки».

В направлении с запада на восток в слое атлантических и придонных вод наблюдается тенденция уменьшения содержания растворенного кислорода и увеличения содержания кремния и минерального фосфора, что связано с увеличением возраста атлантических вод.

На большей части акватории СЛО общее содержание минерального азота имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором.

Данные наблюдений за уровнем в 2010 г. показали понижение среднего уровня в Карском море и западной части моря Лаптевых и сохранение повышенного среднего уровня в восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Выполненный ранее анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах и зависящий преимущественно от макроциркуляционных процессов в атмосфере.

Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за 2010 г. на акваториях арктических морей России показал, что наиболее сильные штормы с максимальными высотами волн отмечались в западной Арктике (Баренцево (9–11 м) и Карское (9,5 м) моря) в июле, в море Лаптевых в августе и сентябре (более 4 м), в Восточно-Сибирском море в сентябре и октябре (5 м), а в Чукотском море наиболее штормовым месяцем был ноябрь (более 5 м).

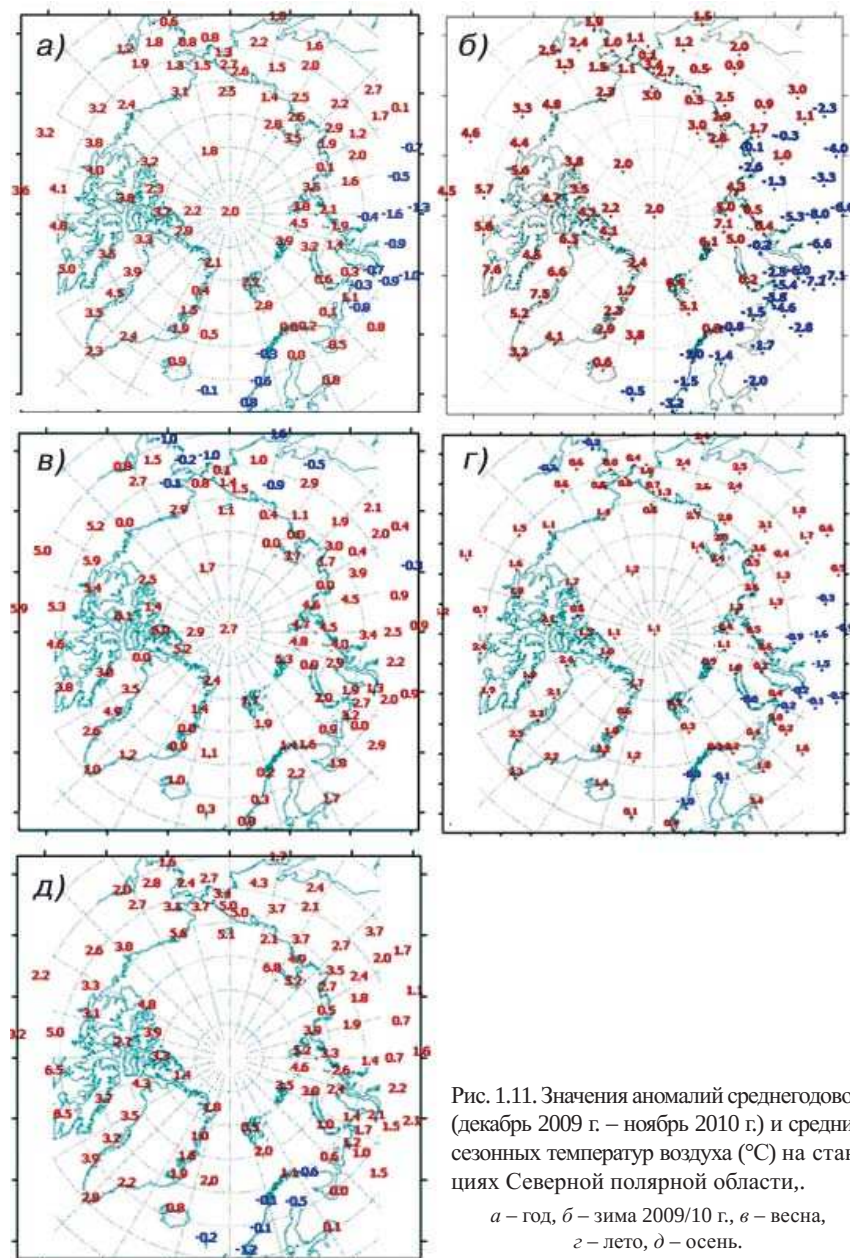


Рис. 1.11. Значения аномалий среднегодовой (декабрь 2009 г. – ноябрь 2010 г.) и средних сезонных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области.

а – год, б – зима 2009/10 г., в – весна, г – лето, д – осень.

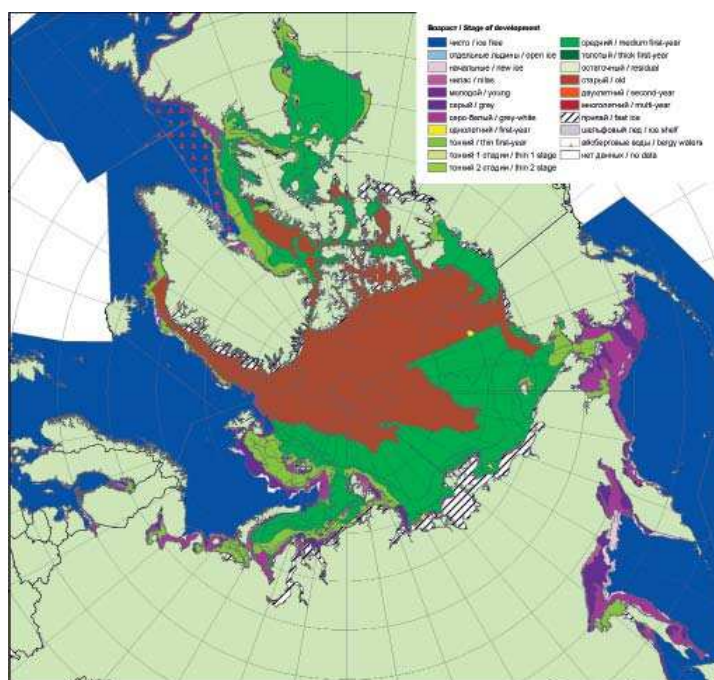


Рис. 2.2. Обзорная ледовая карта СЛО за 18–19 января 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

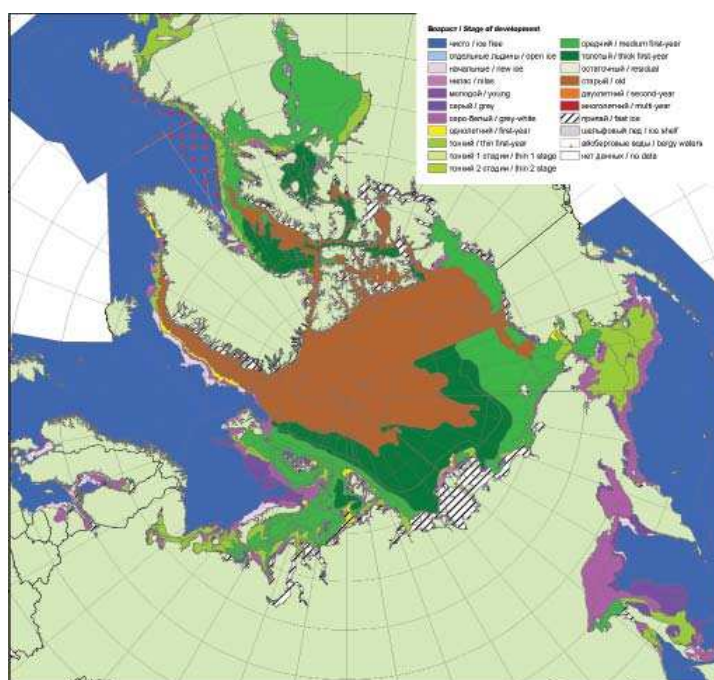


Рис. 2.5. Обзорная ледовая карта СЛО за 15–16 февраля 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

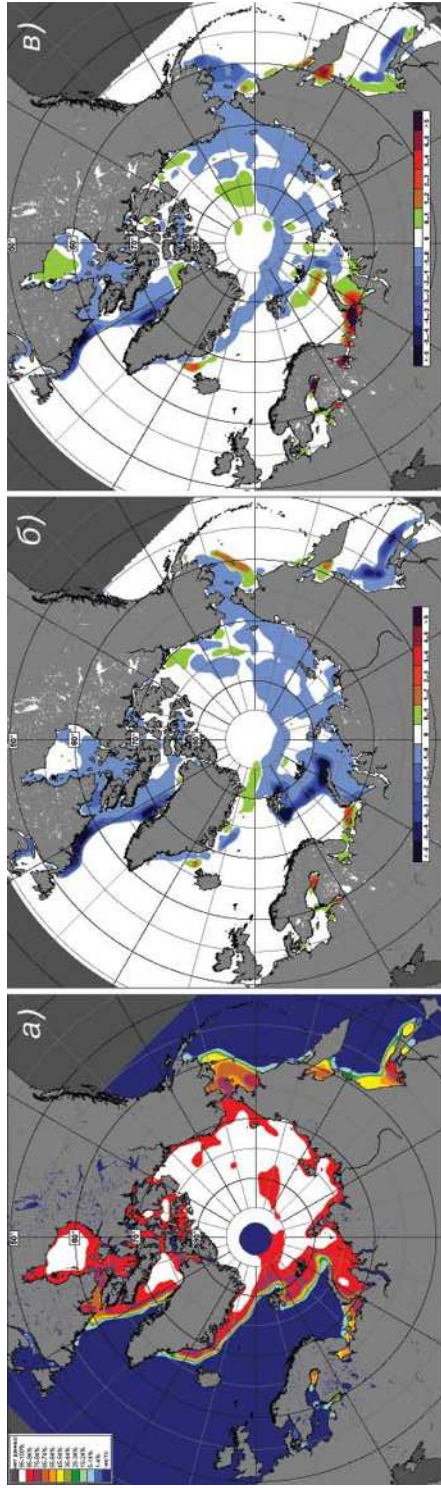


Рис. 2.4. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

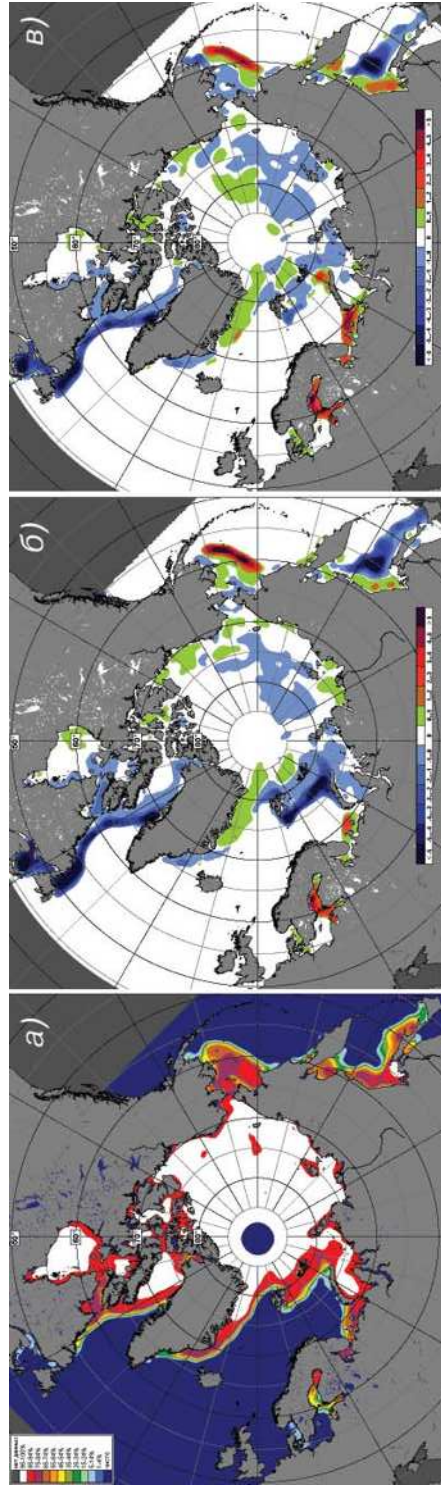


Рис. 2.7. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

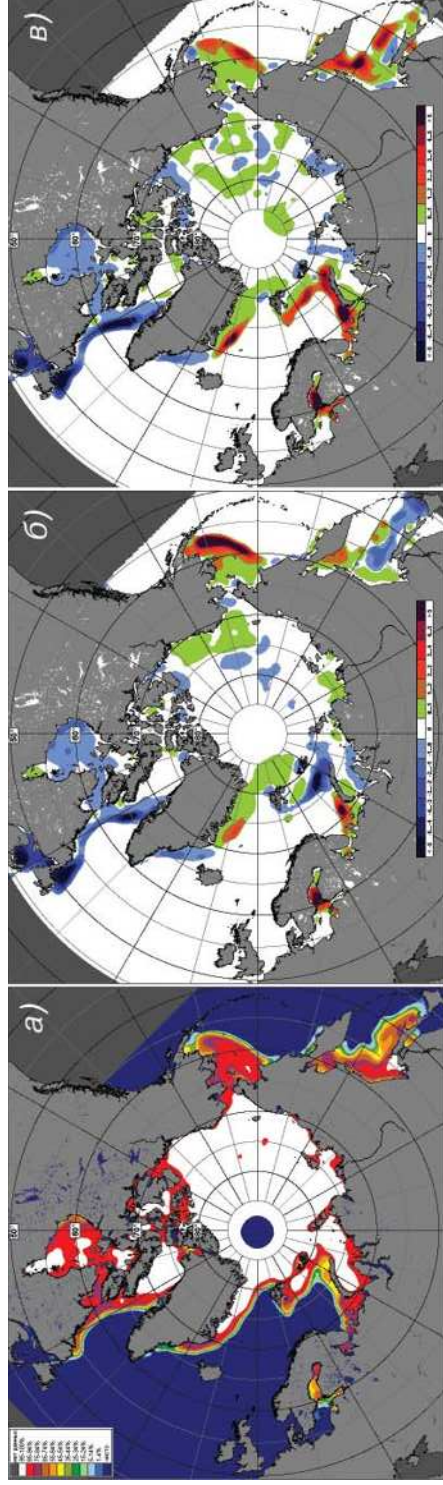


Рис. 2.10. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

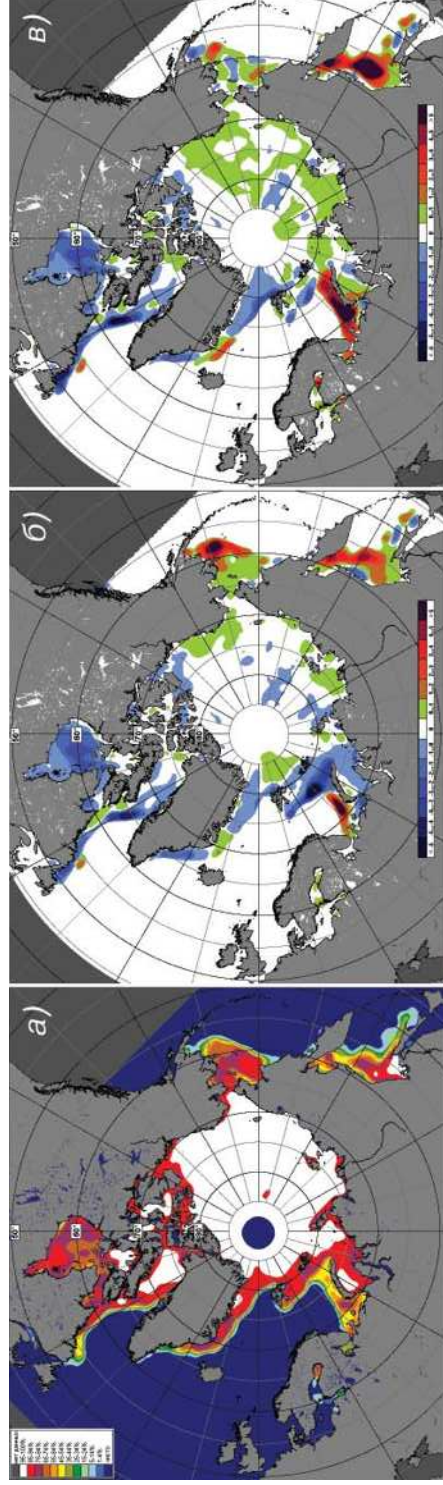


Рис. 2.13. Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

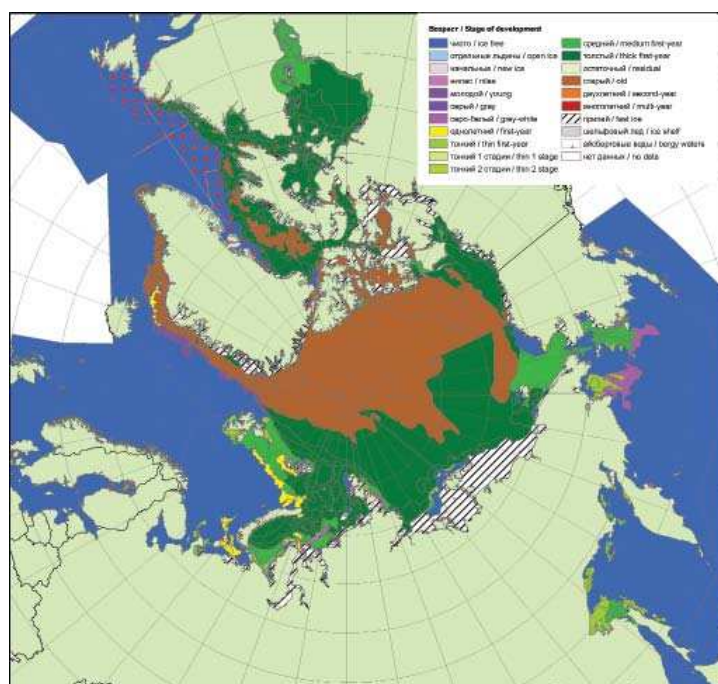


Рис. 2.14. Обзорная ледовая карта СЛО за 24–25 мая 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

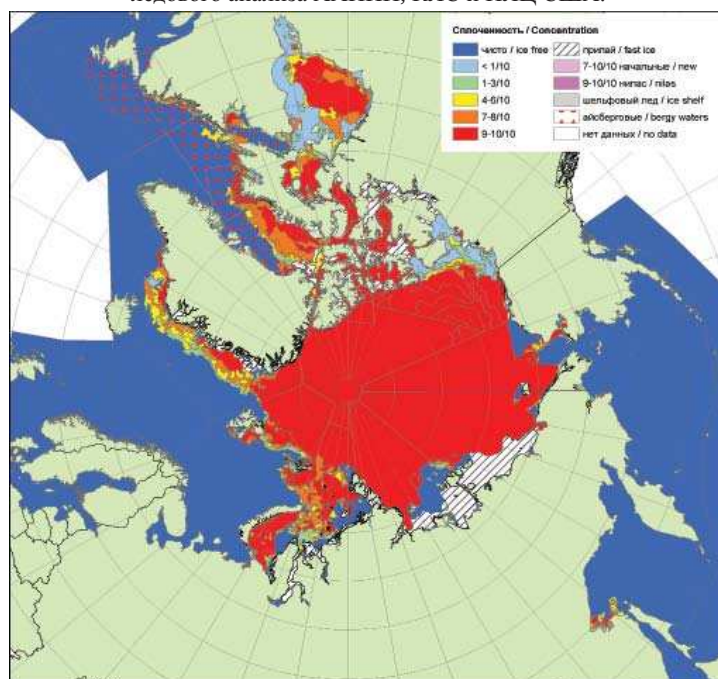


Рис. 2.17. Обзорная ледовая карта СЛО за 21–22 июня 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

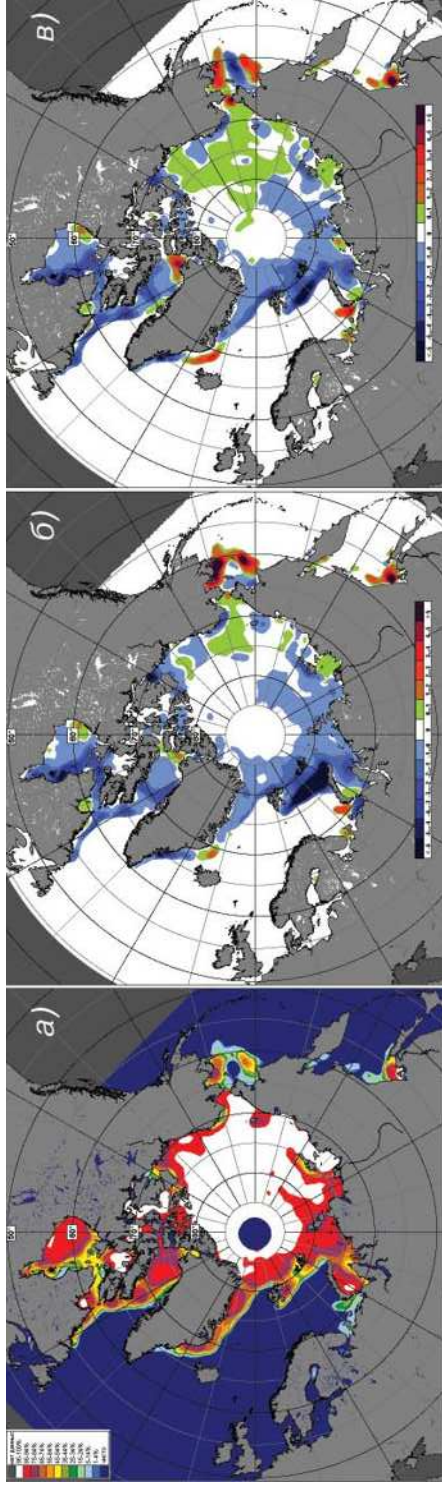


Рис. 2.16. Медианное распределение сплоченности льда в мае 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2010 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

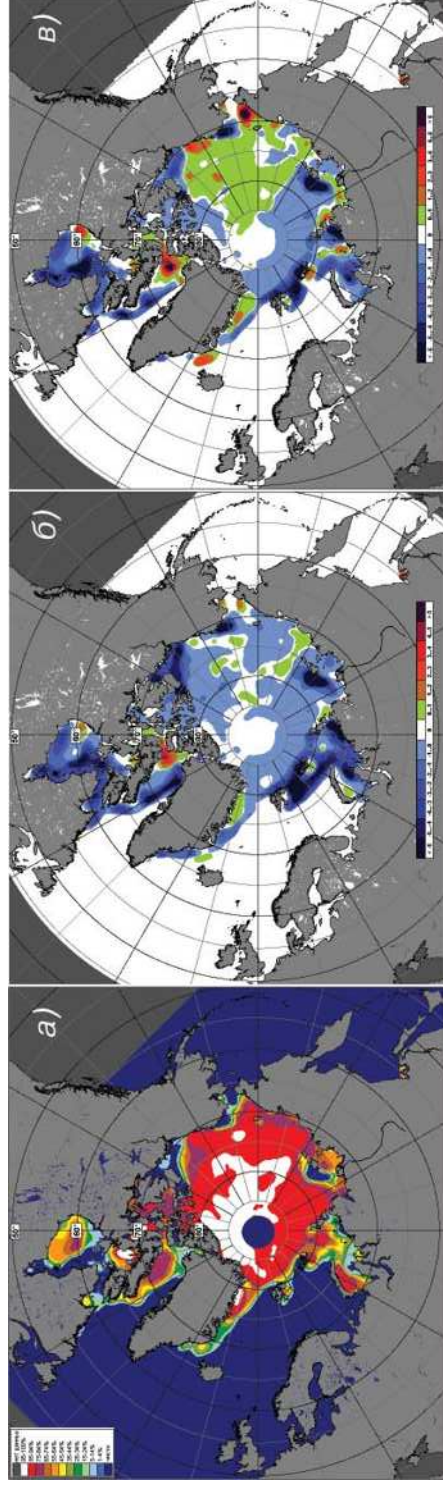


Рис. 2.19. Медианное распределение сплоченности льда в июне 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2010 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

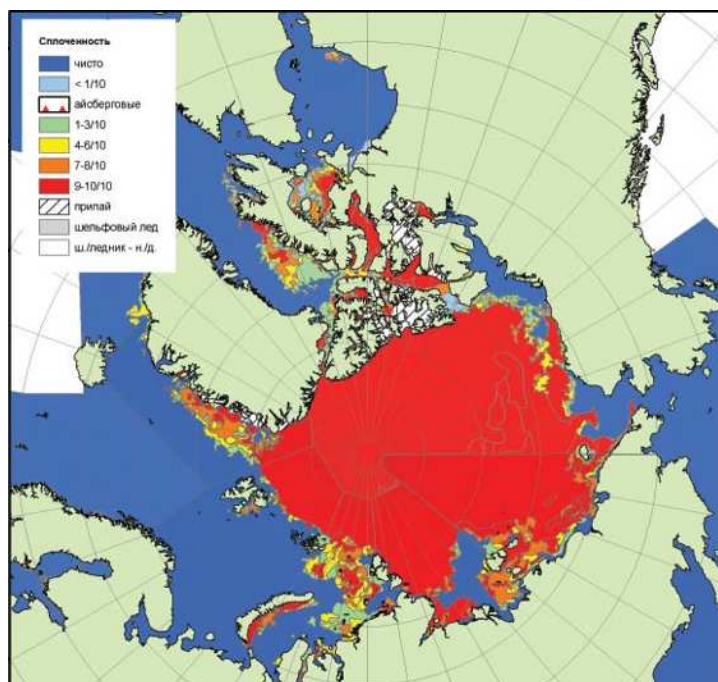


Рис. 2.21. Обзорная ледовая карта СЛО за 19–20 июля 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

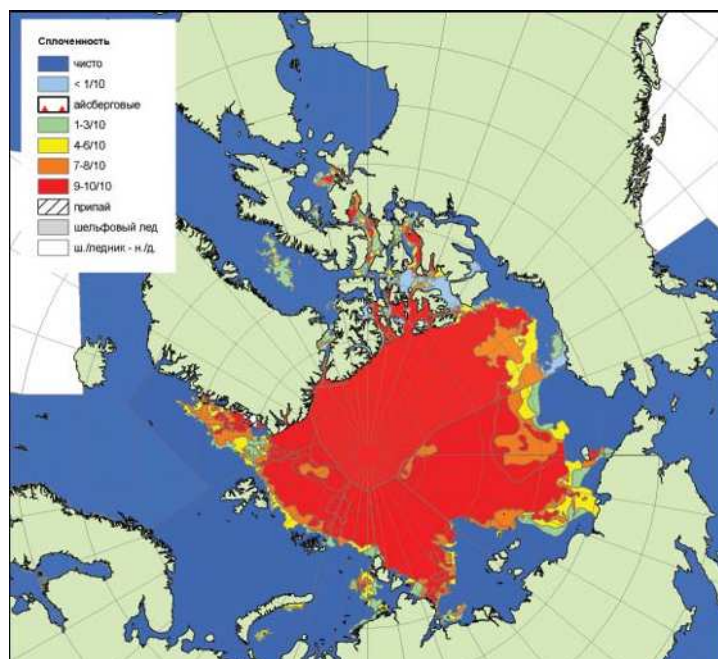


Рис. 2.24. Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17 августа 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

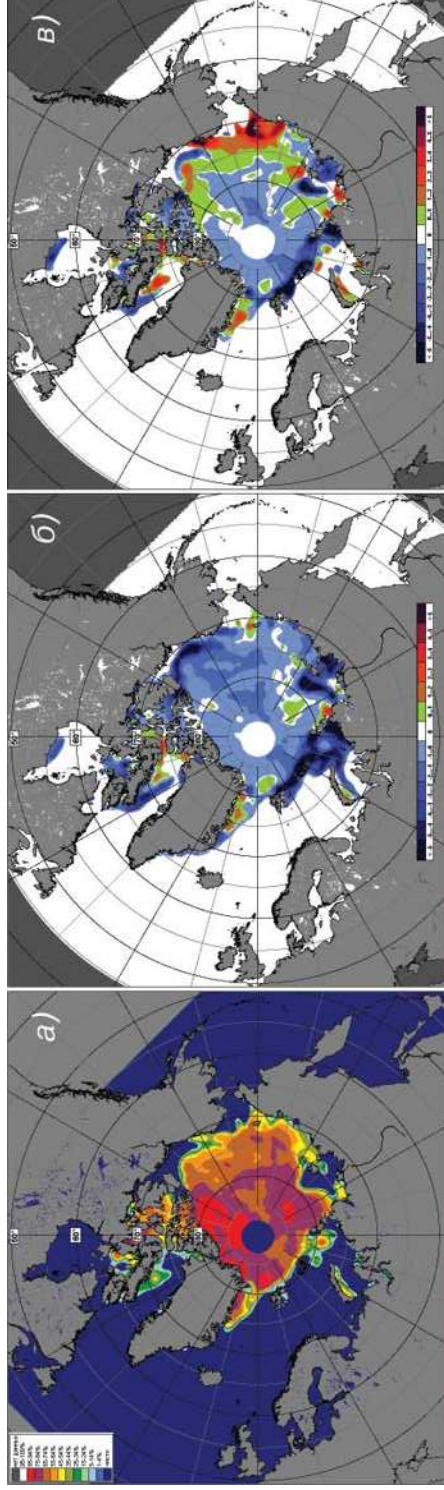


Рис. 2.23. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

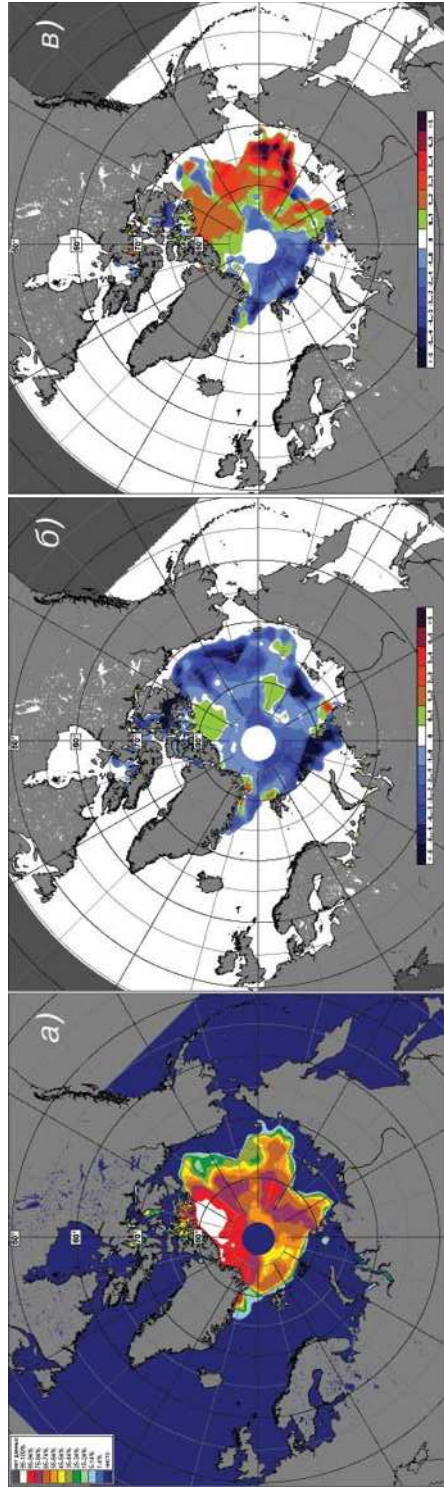


Рис. 2.26. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

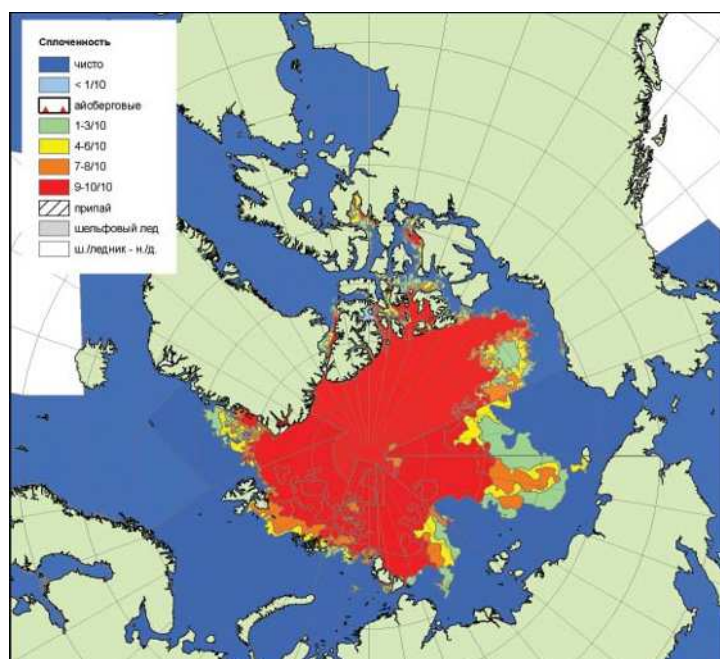


Рис. 2.27. Обзорная ледовая карта СЛО за 13–14 сентября 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

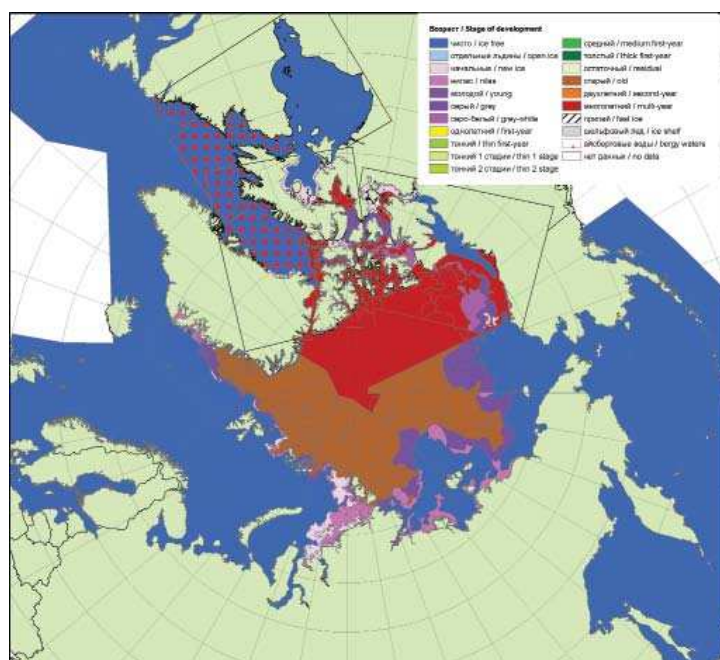


Рис. 2.31. Распределение льда по возрасту в середине октября 2010 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, КЛС и НЛЦ США.

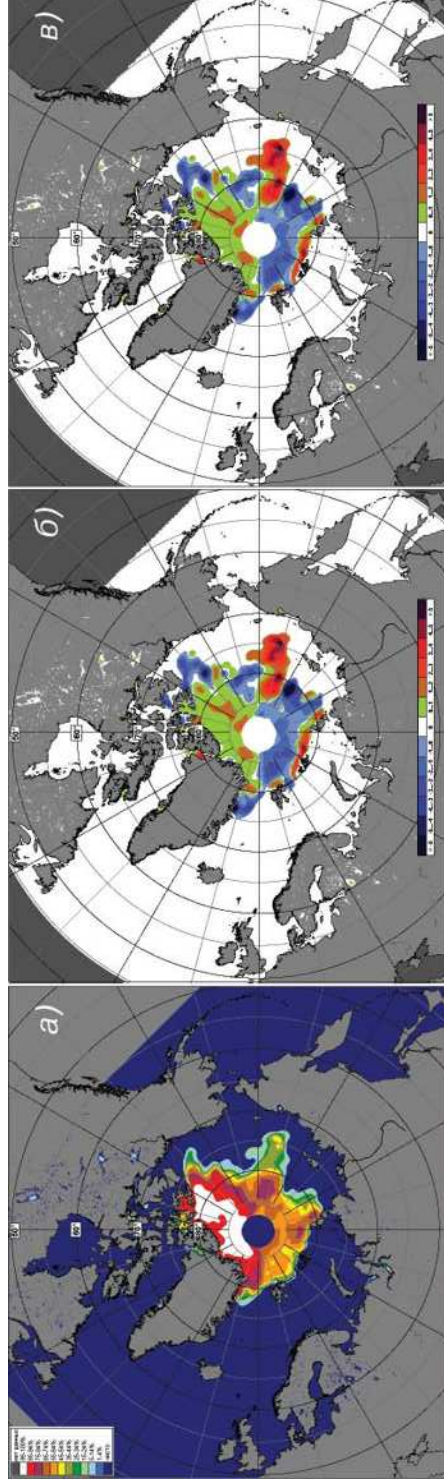


Рис. 2.29. Медианное распределение сплочности льда в сентябре 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

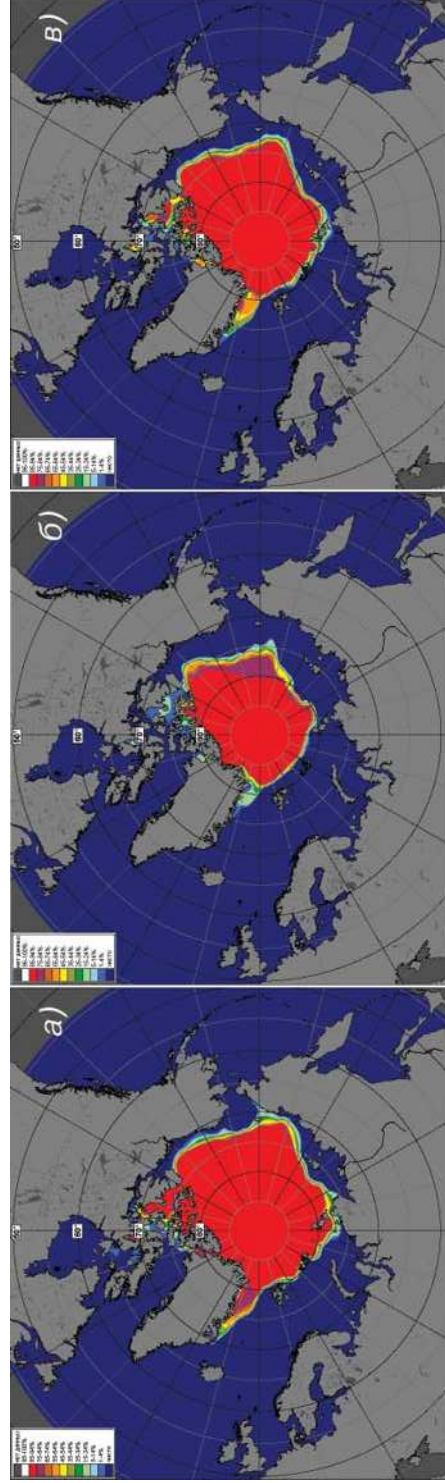


Рис. 2.30. Климатические распределения сплочности льда в сентябре на основе ледовых карт (ряд наблюдений за 1933–2007 гг.).

а – медиана, б – 5 %-ная квантиль, в – 25 %-ная квантиль.

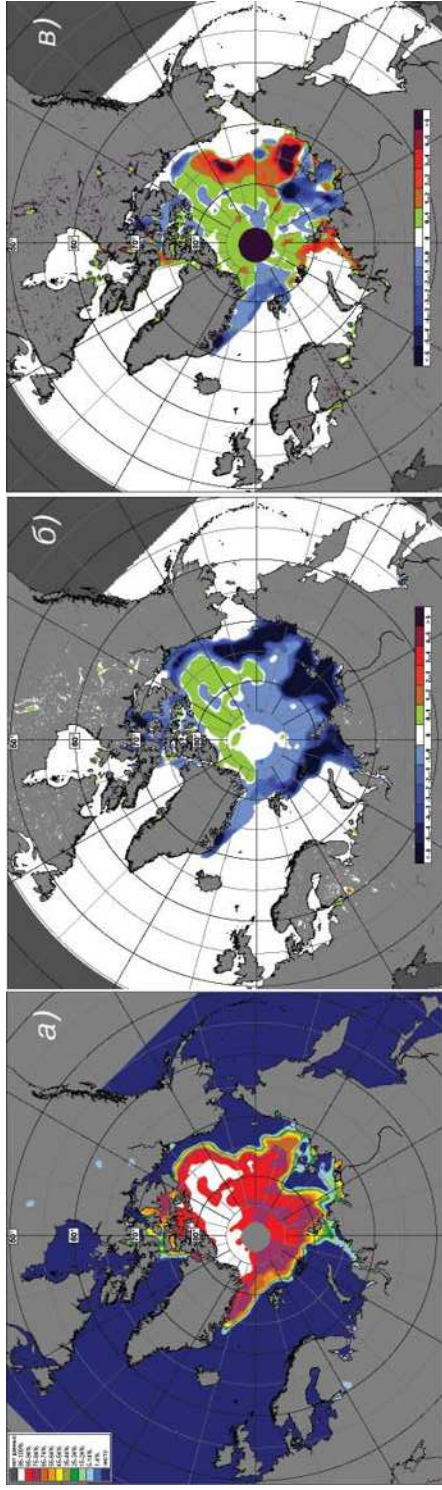


Рис. 2.33. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

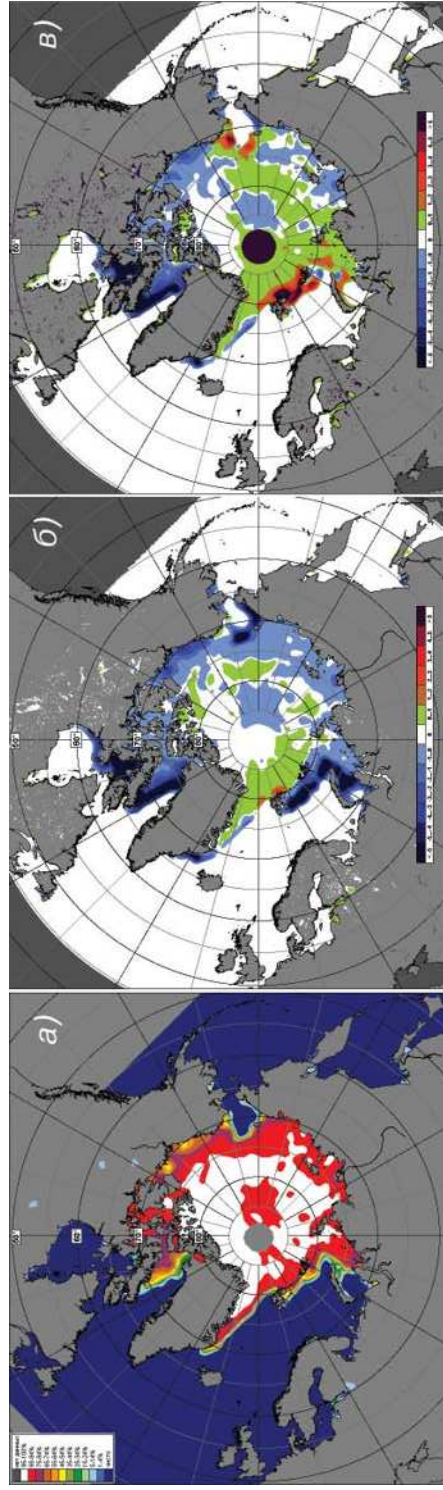


Рис. 2.36. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

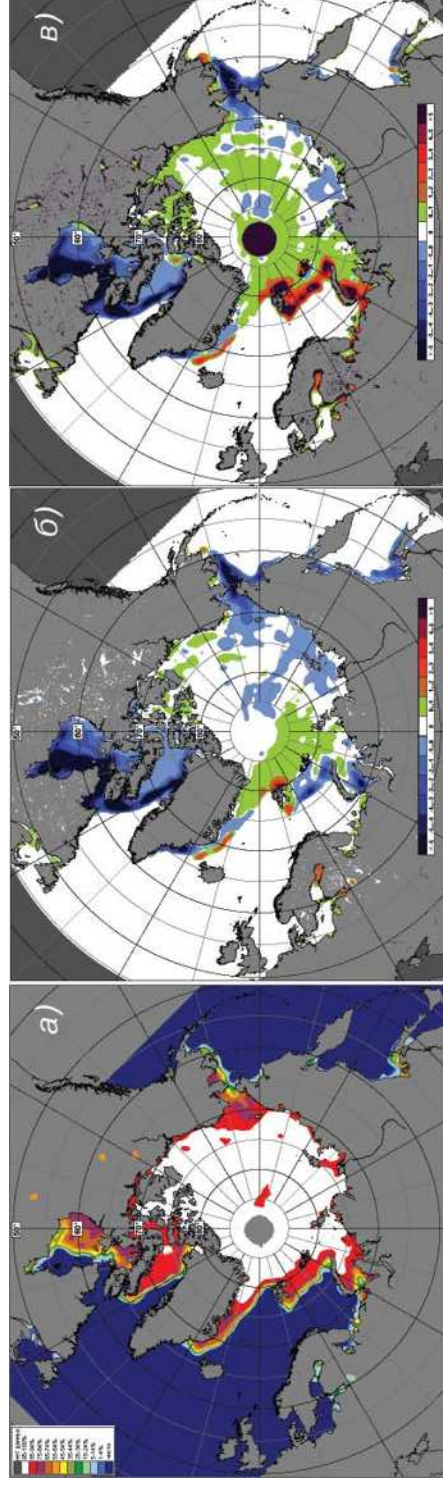


Рис. 2.39. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2010 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 гг. (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

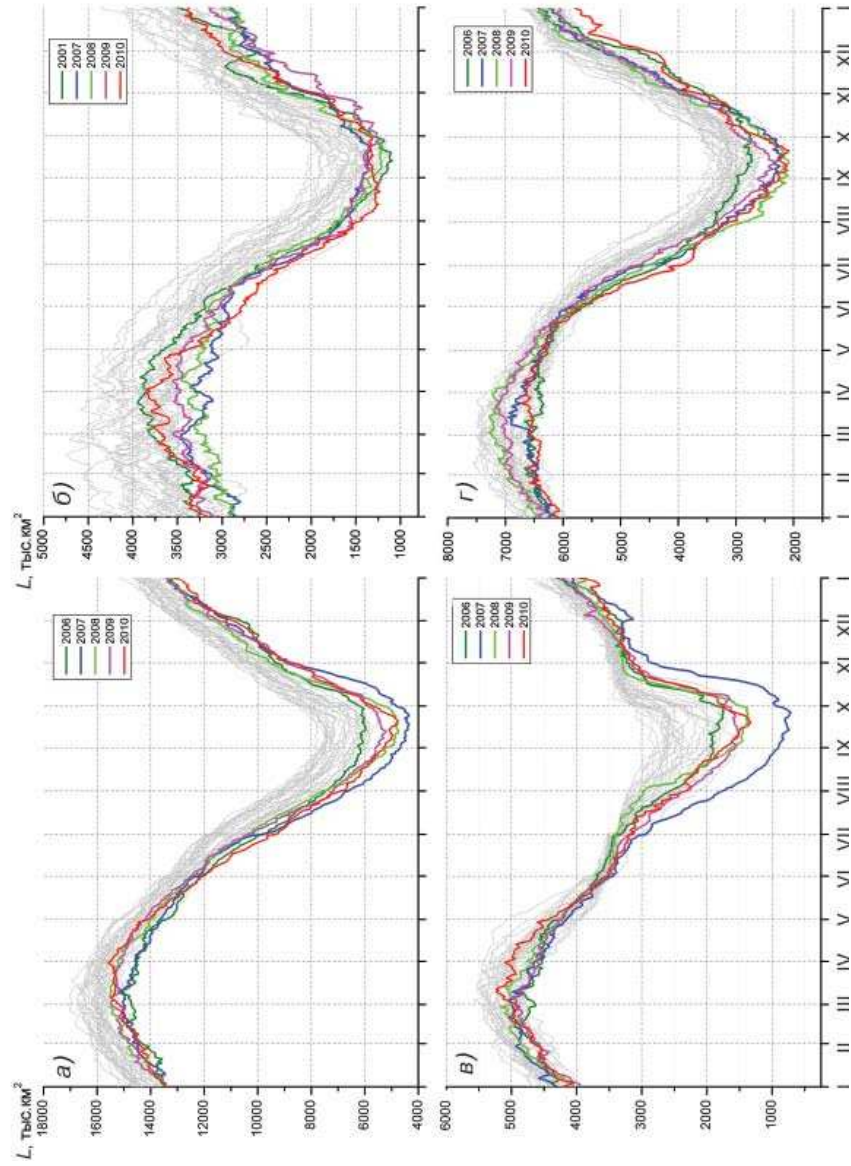


Рис. 2.43. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости (L) за период с октября 1978 г. по декабрь 2010 г., полученные на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.
а – Северная полярная область, б – сектор 45° з.д. – 95° в.д. (Гренландское – Карское моря), в – сектор 95° в.д. – 170° з.д. (моря Лаптевых – Чукотское и Берингово, Охотское), г – сектор 45° з.д. – 170° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика).

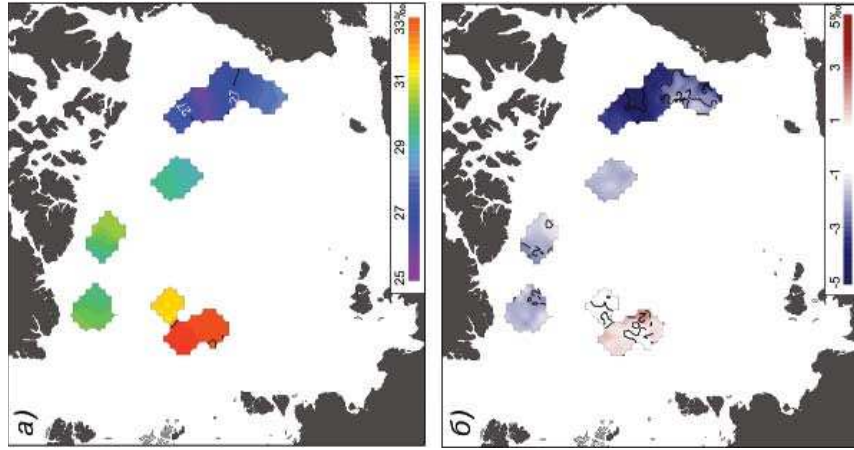


Рис. 3.2. Пространственное распределение солёности (‰) поверхностного слоя (на глубине 10 м) в зимний период по данным измерений в 2010 г. (а) и ее аномалии по отношению к среднему значению за период с 1950 по 2002 г. (б).

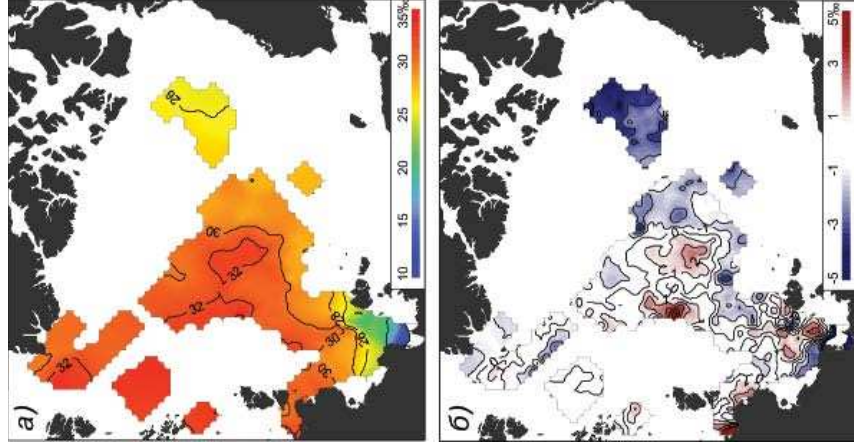


Рис. 3.3. Пространственное распределение солёности (‰) поверхностного слоя (на глубине 10 м) в летний период по данным измерений в 2010 г. (а) и ее аномалии по отношению к среднему значению за период с 1950 по 2002 г. (б).

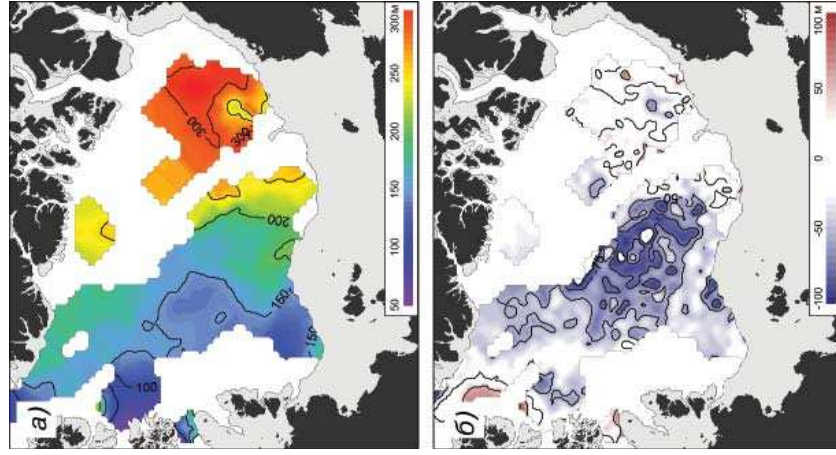


Рис. 3.4. Пространственное распределение глубины (м) верхней границы атлантических вод (изотерма 0 °C) по данным измерений в 2010 г. (а) и ее аномалии по отношению к среднему значению за период с 1950 по 2002 г. (б).

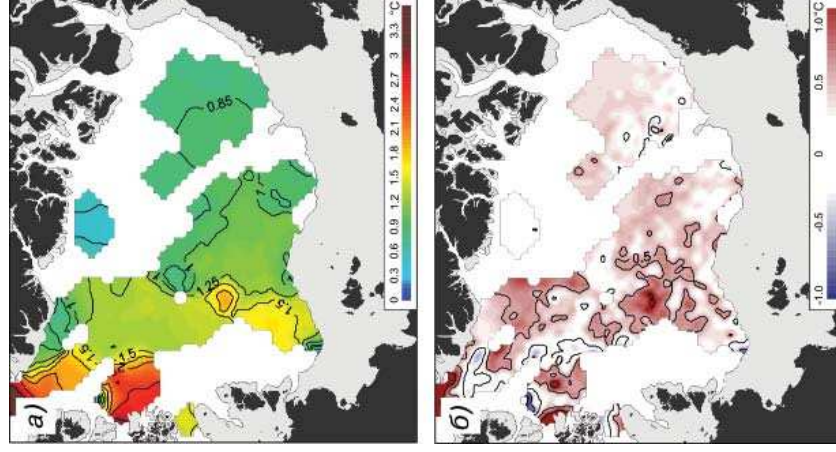


Рис. 3.5. Пространственное распределение максимальной температуры (°C) в слое атлантических вод по данным измерений в 2010 г. (а) и ее аномалии по отношению к среднему значению за период с 1950 по 2002 г. (б).

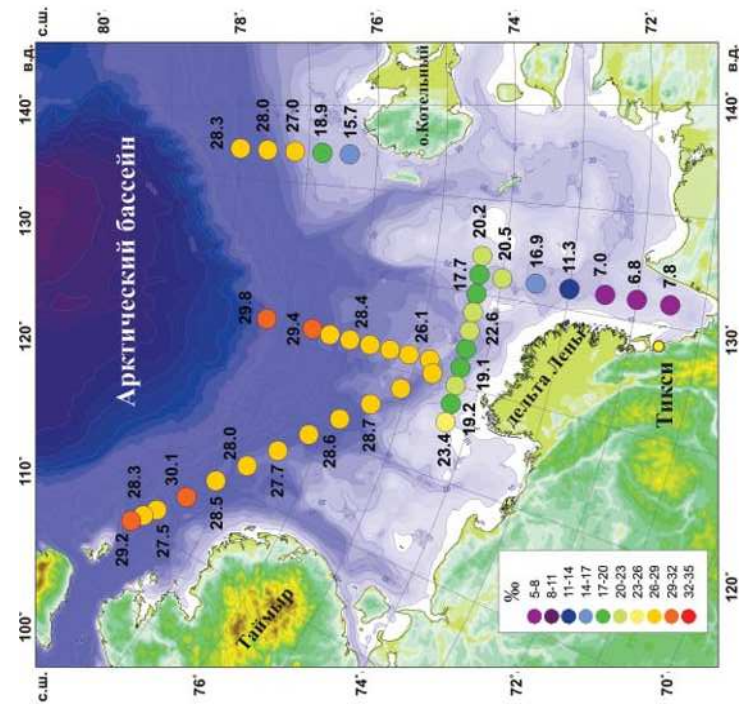


Рис. 3.14. Пространственное распределение солености (‰) на глубине 2 м по данным измерений в сентябре 2010 г.

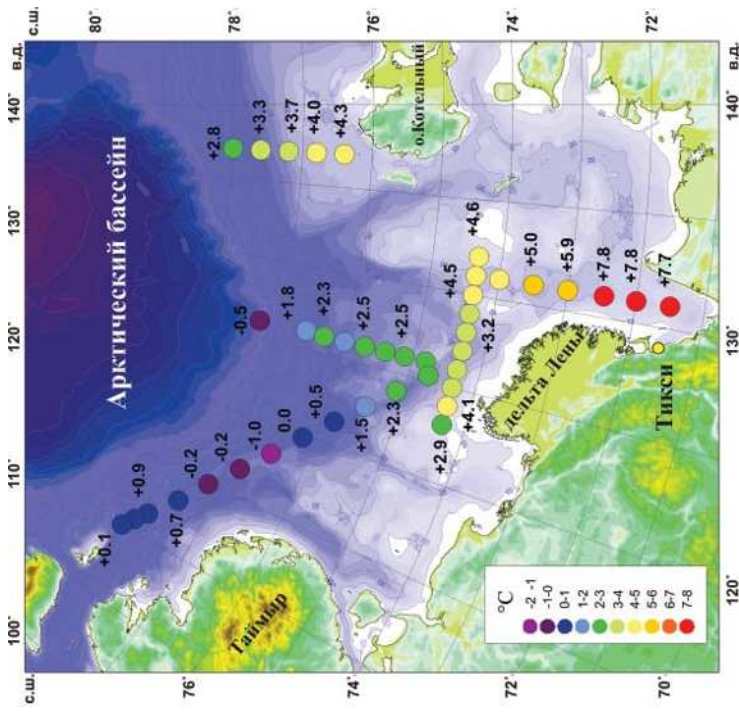


Рис. 3.15. Пространственное распределение температуры (°C) на глубине 2 м по данным измерений в сентябре 2010 г.

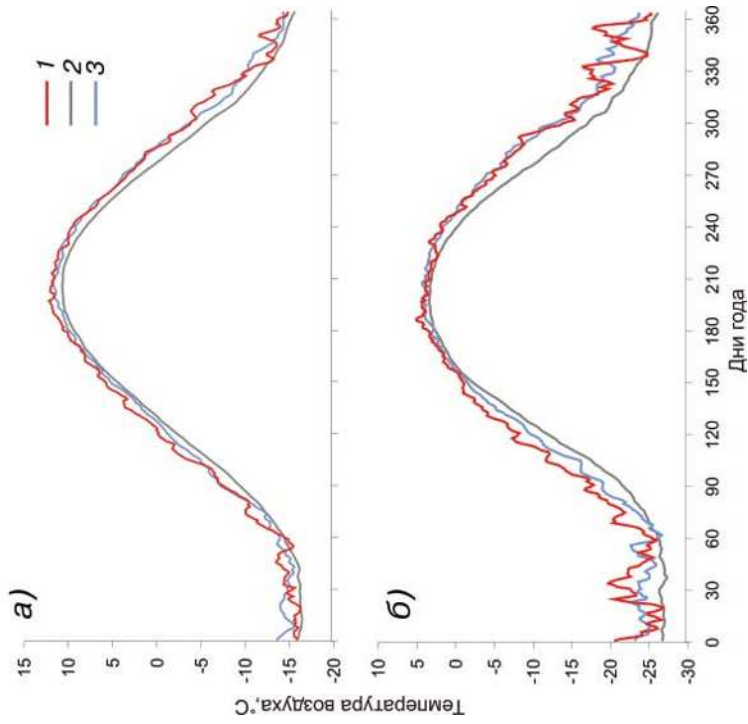


Рис. 3.16. Сезонный ход средней приземной температуры воздуха в Северной полярной области в регионах, ограниченных параллелями 50° с.ш. (а) и 70° с.ш. (б) в 2010 г. (1) и осредненные значения за периоды 1948–2000 гг. (2) и 2007–2009 гг. (3) (данные NSERC).

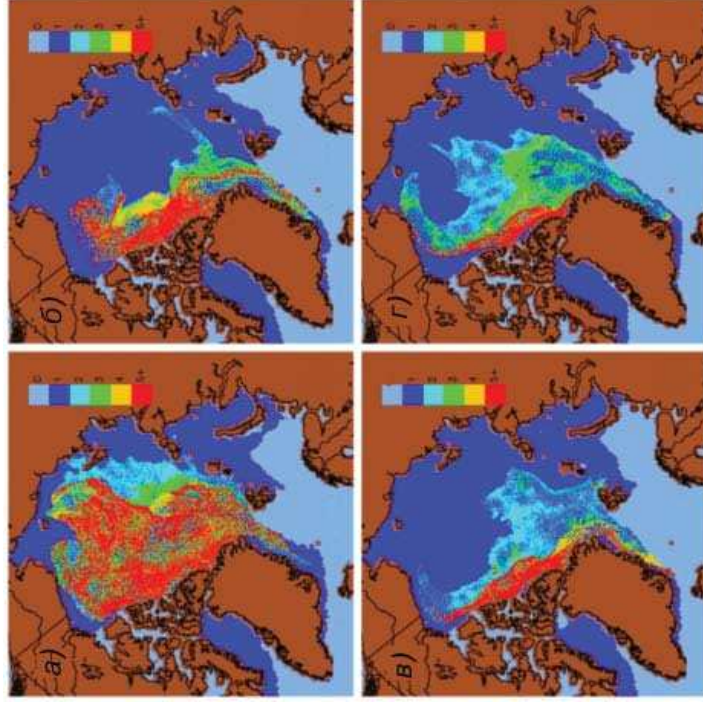


Рис. 3.17. Морской лед СГО на начало мая в разные годы и возрастной состав льдов по данным Национального центра данных по снегу и морскому льду, Боулдер, Колорадо (www.nsidc.org).

а – 1985 г., б – 2008 г., в – 2009 г., г – 2010 г.

Цифры на цветовой шкале соответствуют возрасту льда в годах.

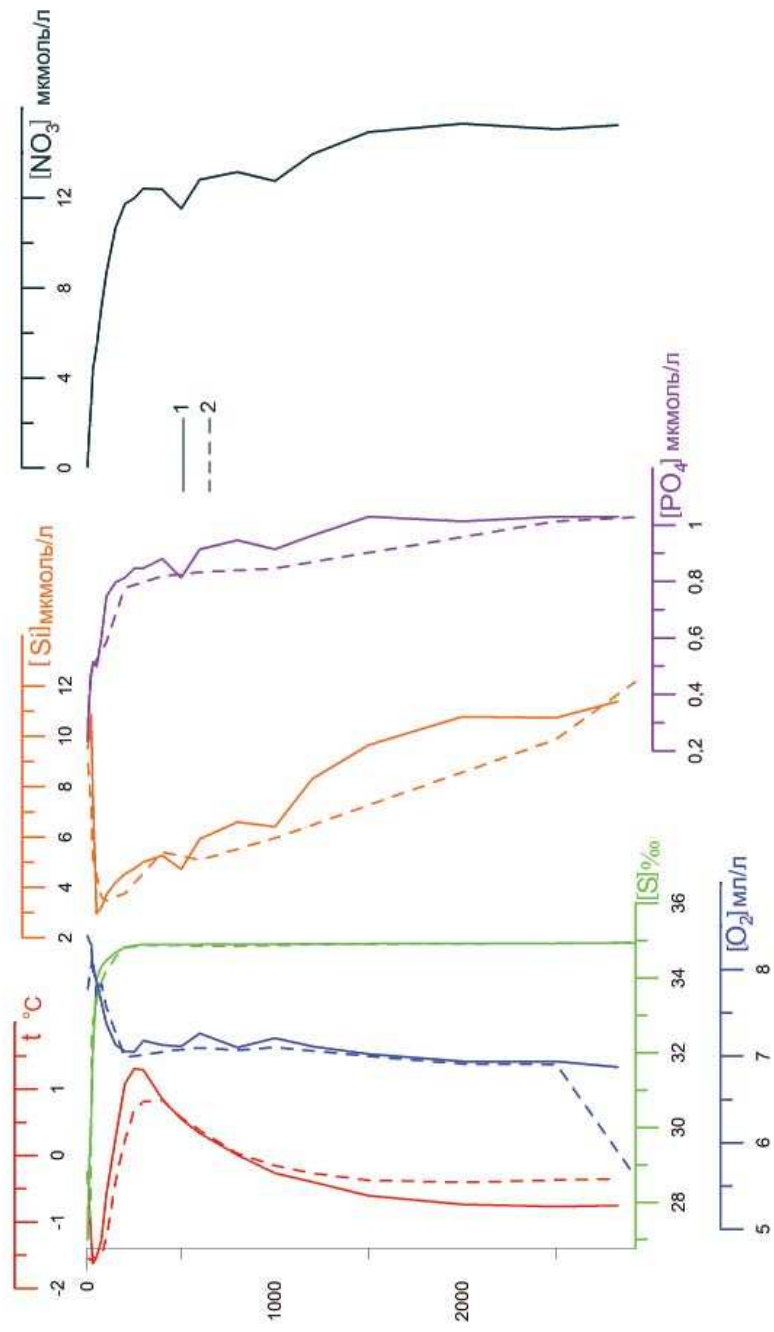


Рис. 3.20. Вертикальное распределение основных характеристик на станции 4 (1) и станции 19, 2005 г. (2).

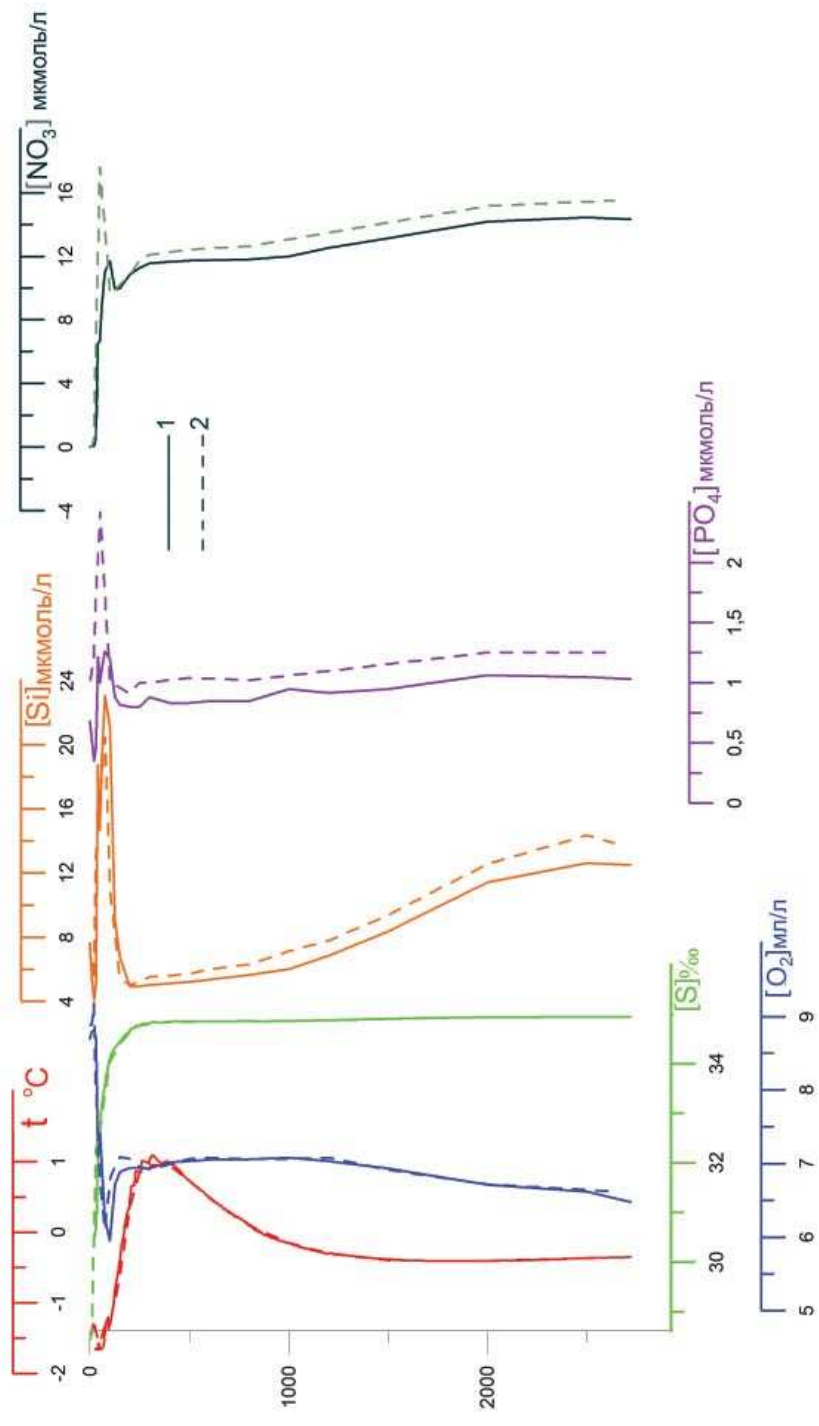


Рис. 3.21. Вертикальное распределение основных характеристик на станции 27 (1) и на станции 13, 2008 г. (2).

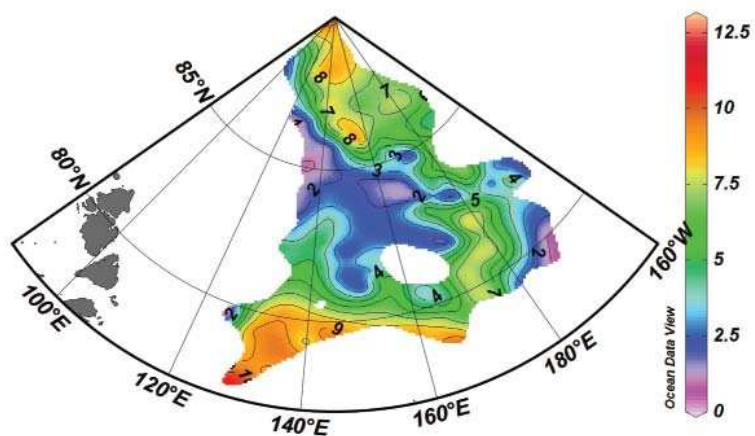


Рис. 3.22. Распределение кремнекислоты на поверхности (мкмоль/л).

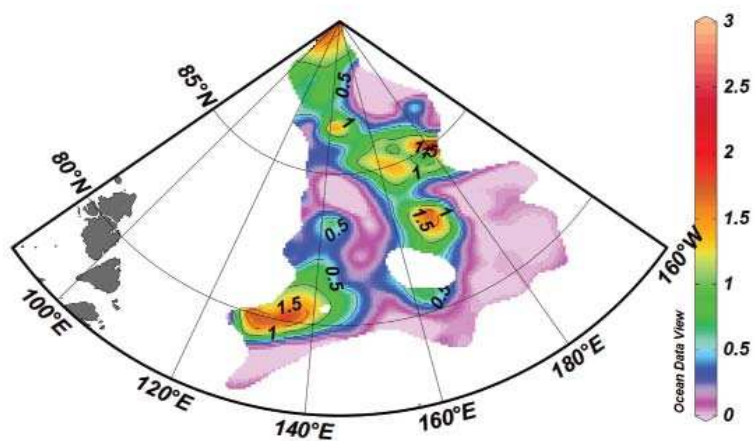


Рис. 3.23. Распределение нитратов на поверхности (мкмоль/л).

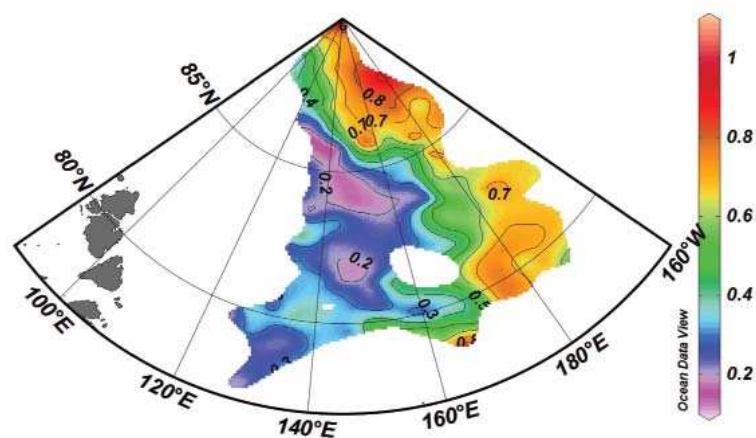


Рис. 3.24. Распределение минерального фосфора на поверхности (мкмоль/л).

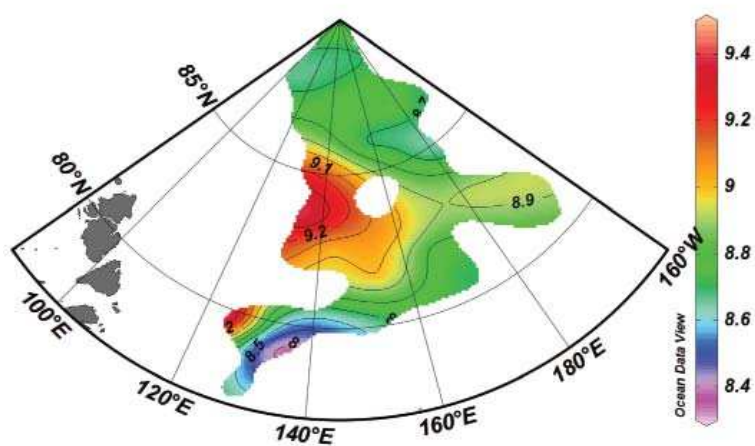
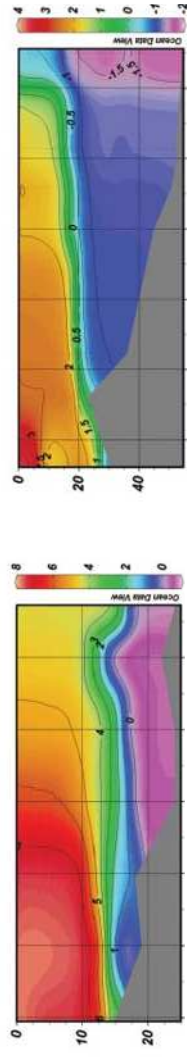
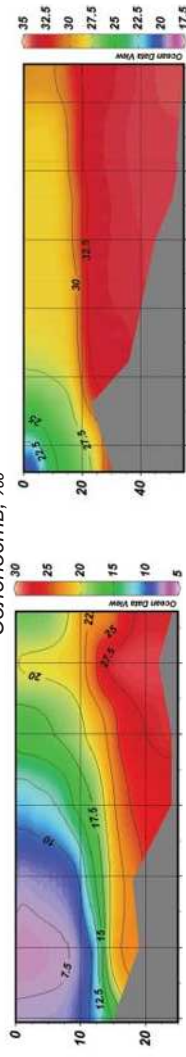


Рис. 3.25. Распределение растворенного кислорода на поверхности (мл/л).

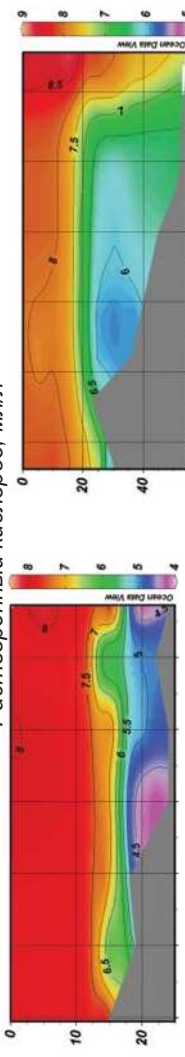
Температура, °C



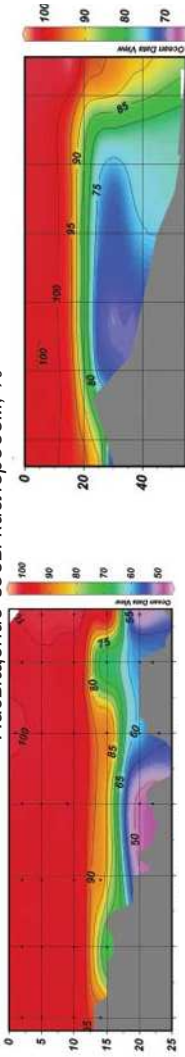
Соленость, ‰



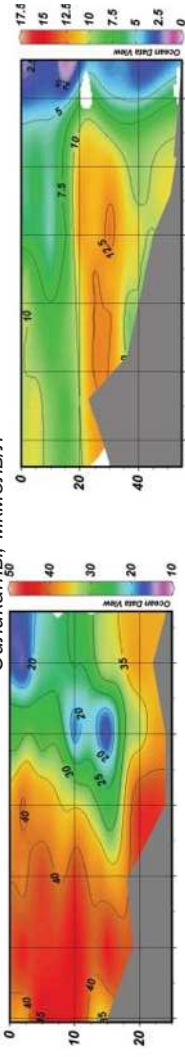
Растворенный кислород, мл/л



Насыщение воды кислородом, %



Силикаты, мкмоль/л



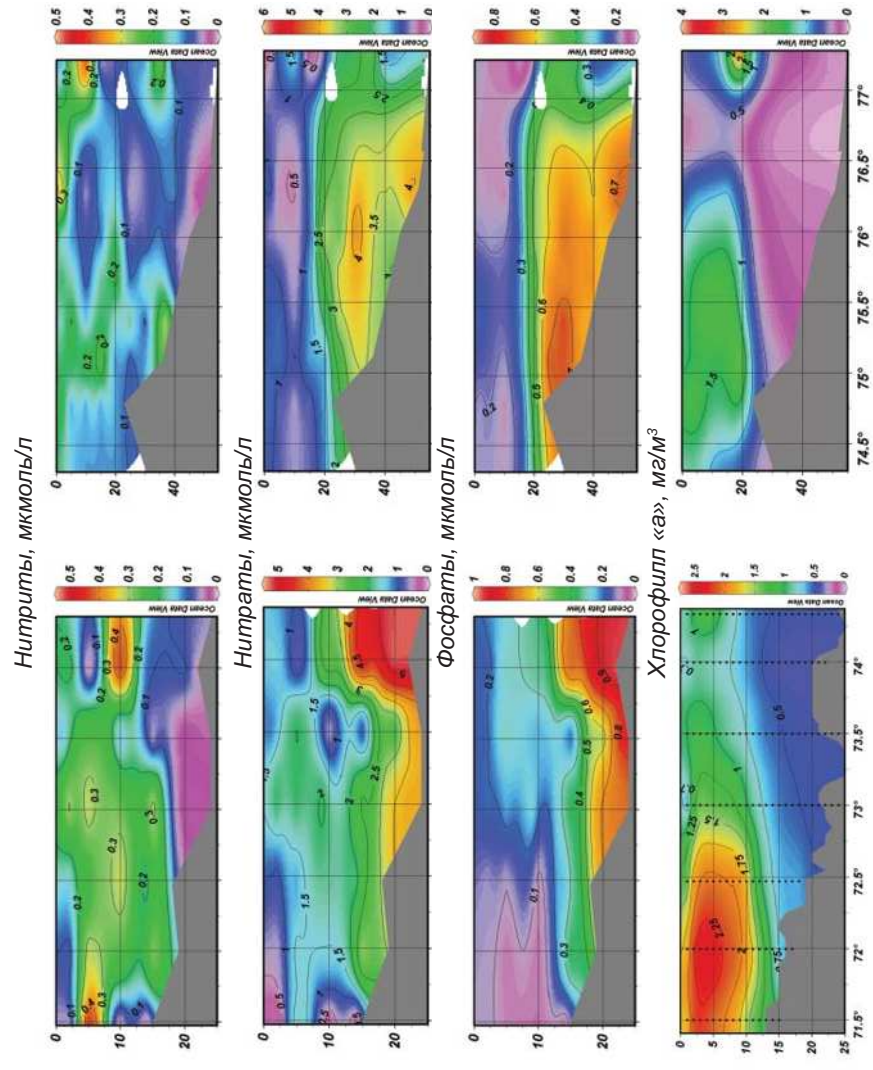


Рис. 3.26. Распределение гидрохимических параметров по глубине по разрезам 131° в.д. (слева) и 126° в.д. (справа).

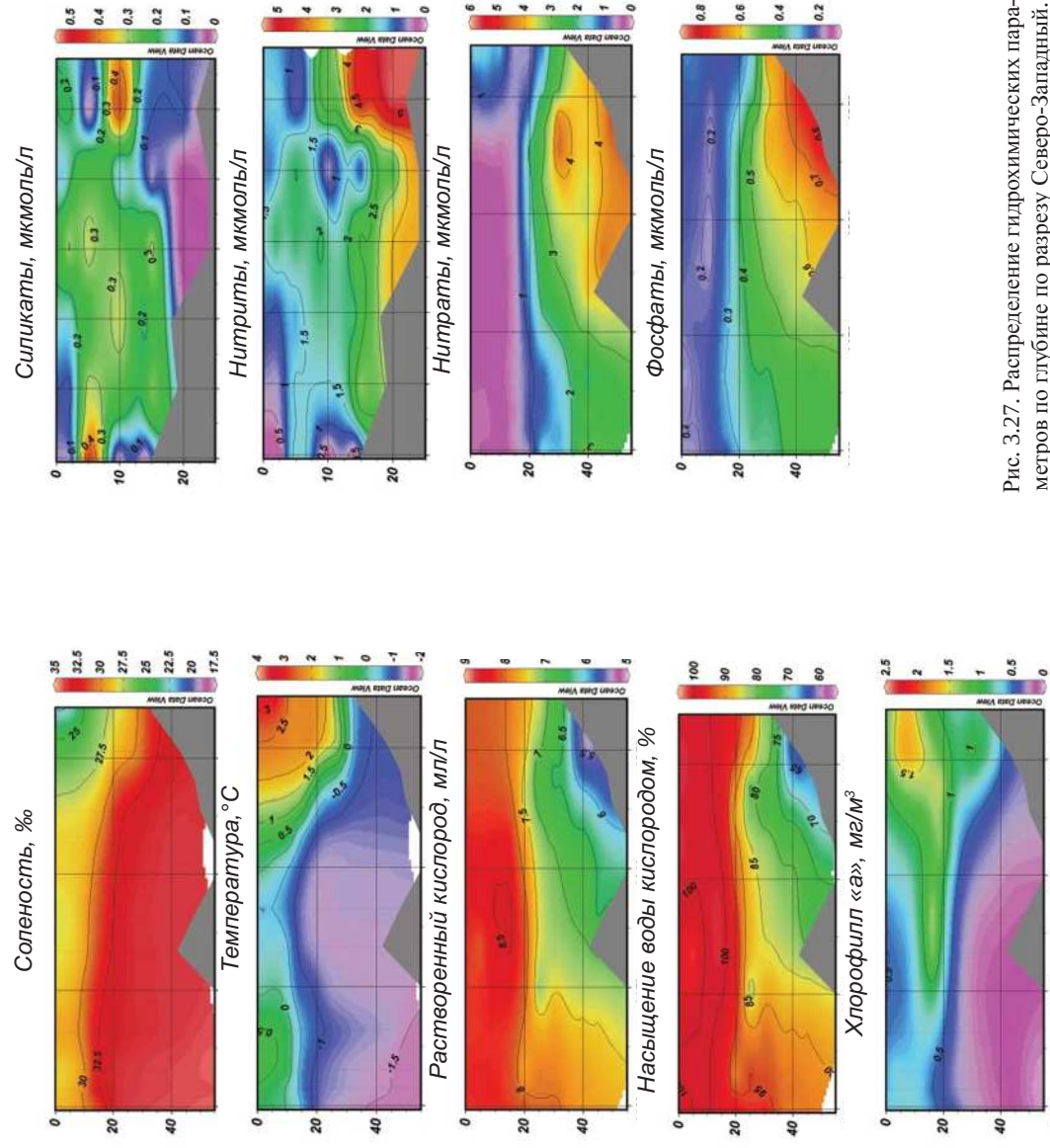


Рис. 3.27. Распределение гидрохимических параметров по глубине по разрезу Северо-Западный.

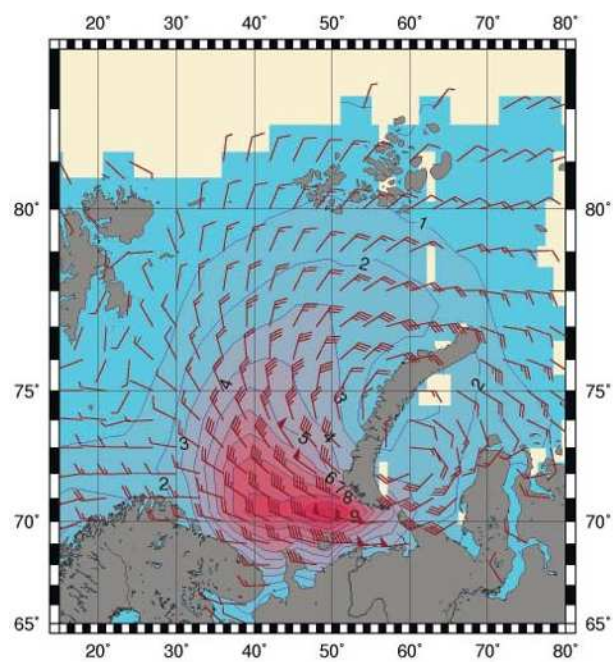


Рис.3.32. Поле ветра и высот волн (H_s м) в Баренцевом море на 06 ч UTC 24 июля 2010 г.

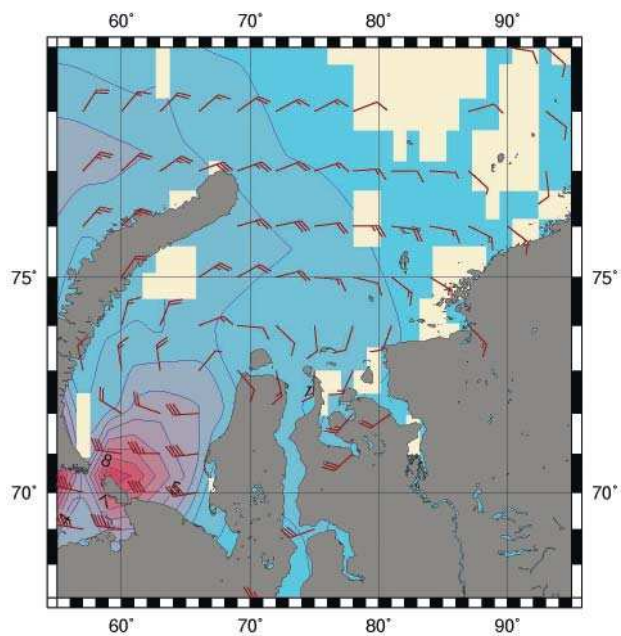


Рис. 3.33. Поле ветра и высот волн (H_s м) в Карском море на 12 ч UTC 24 июля 2010 г.

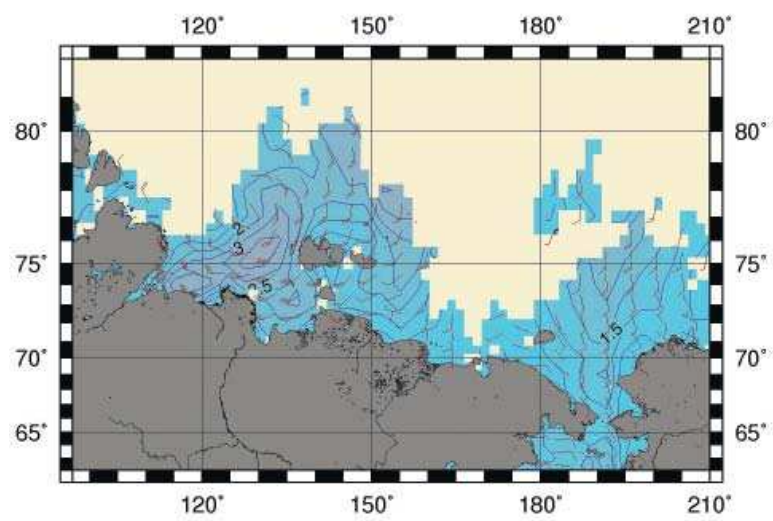


Рис. 3.34. Поле ветра и высот волн (H_s м) на морях восточной части Арктики на 06 ч UTC 26 августа 2010 г.