

Министерство природных ресурсов и экологии РФ
Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу
окружающей среды

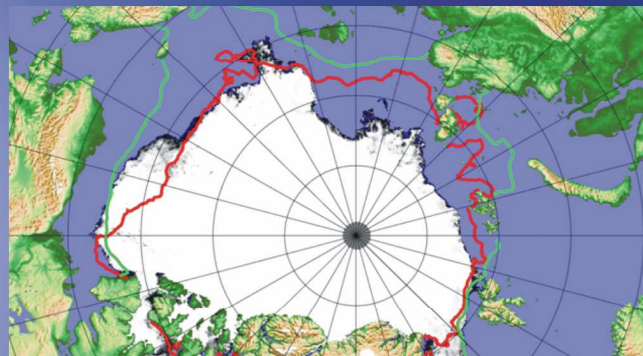


Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-
исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане

2009



Оглавление

Введение.....	3
1 Метеорологические условия северной полярной области.....	5
1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период январь–декабрь.....	5
1.2 Мониторинг климата приземной атмосферы в северной полярной области.....	21
2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях.....	37
2.1 Развитие ледовых условий в зимний период.....	38
2.2 Начало таяния и разрушения льда в весенний период.....	46
2.3 Распределение ледяного покрова в летний период.....	54
2.4 Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов.....	66
2.5 Ледовые процессы в устьевых участках рек.....	74
3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей...84	
3.1 Термохалинные условия и циркуляция водных масс.....84	
3.1.1 Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана.....84	
3.1.2 Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна.....88	
3.1.3 Трансформация атлантических вод по результатам наблюдений на серии океанографических разрезов поперек материкового склона в Арктическом бассейне.....95	
3.1.4 Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей.....98	
3.1.5 Пресноводные аномалии в Северном Ледовитом океане.....101	
3.1.6 Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующей станции «СП–36».....104	
3.2 Гидрохимические условия.....124	
3.2.1 Гидрохимические условия Арктического бассейна.....124	
3.2.2. Гидрохимические условия в заливах и губах арктических морей.....129	
3.3 Уровень арктических морей.....131	
3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей.....135	
Выводы.....	142

Введение

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

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

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

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

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

Общее руководство подготовкой обзора было осуществлено Заслуженным деятелем науки РФ, профессором, д.г.н. 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, с.н.с., – раздел 1.1,
Л.Ю. Рыжаков, с.н.с., – раздел 1.1,
Г.А. Алексеенков, нач. отдела – раздел 1.1,
В.Ф. Радионов, зав. отделом – раздел 1.2, редакция,
Е.И. Александров, с.н.с. – раздел 1.2,
Н.Н. Брызгин, с.н.с. – 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, в.н.с. – раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4,
С.М. Лосев, в.н.с. – раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4,
Л.Н. Дымент, с.н.с. – 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 – раздел 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, г.н.с. – раздел 3.1,
Е.Н. Дворкин, в.н.с. – раздел 3.3,
В.Ю. Карпий, с.н.с. – раздел 3.1,
Н.В. Лебедев, с.н.с. – раздел 3.1,
А.Л. Гарманов, н.с. – раздел 3.1,
Н.П. Яковлева, н.с. – раздел 3.4,
Т.А. Пасечник, с.н.с. – раздел 3.4,
В.В. Алексеев, н.с. – раздел 3.4,
О.А. Морозова, м.н.с. – подраздел 3.2.1, 3.2.2,
Е.П. Бондарева, м.н.с. – подраздел 3.2.1, 3.2.2,
В.Т. Соколов, нач. ВАЭ – подраздел 3.1.5, 3.1.6
С.О. Сороко, вед. инженер – тех. редакция.

1 Метеорологические условия северной полярной области

1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период январь–декабрь 2009 года

В данном разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов различного пространственно-временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период январь–декабрь 2009 года.

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 полушария это исландский минимум и азорский максимум, азиатский циклон летом и антициклон зимой, на востоке в тихоокеано-американском секторе полушария – алеутский минимум и гавайский максимум.

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2008 г. учитывались основные элементы ОЦА: место положения центра планетарного циркумполярного вихря на H_{500} ; географическая ориентация планетарной фронтальной зоны; состояние длинных термобарических волн; развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестроек атмосферных процессов внутри года и оценке метеорологических процессов в отдельных районах Арктики.

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

Соответственно, во втором тихоокеано-американском секторе полушария выделяется также три типа процессов: Z – западный и два меридиональных M_1 и M_2 .

Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов на полушарии имеют значи-

мые отличия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом для каждой из разновидностей характерна географическая ориентация основных блокирующих гребней антициклонов, влияющих на высокоширотное или низкоширотное по сравнению с нормой траекториями циклонов в системах исландского и алеутского минимумов.

Для анализа макросиноптических процессов межгодовой изменчивости и их влияния на развитие гидрологических процессов в океане также использовался индекс арктической осцилляции. Индекс отражает состояние циркумполярного вихря (ЦПВ) связанных с ним преобладающих зональных потоков воздушных масс. Так как индекс характеризует интенсивность воздушных потоков осредненных по большому району и в ряде случаев не отражает географическую ориентацию ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны, то в данном обзоре применение индекса ограничено тем, что он используется в анализе межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов конкретных реализаций ОЦА. Несмотря на сложность взаимосвязей между элементами макроструктуры, множественность их возможных состояний и сочетаний, в эволюции макросиноптических процессов всегда имеется возможность выявить ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития. В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2009 г. были выявлены следующие особенности.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2009 году представлены в таблице 1.1 в виде среднегодовых значений числа дней с формами и типами циркуляции по классификации Г.Я. Вангенгейма–А.А. Гирса (таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Годовые значения числа дней с формами и типами циркуляции и их отклонения от нормы

Индексы циркуляции атмосферы	Формы			Типы		
	W	C	E	3	M ₁	M ₂
Число дней	126	85	154	155	76	134
Аномалии	-1	-8	9	26	-24	-2

Атмосферные процессы в северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне в первом секторе полушария разновидностей меридиональных процессов восточ-

ной формы циркуляции. Число дней с данной формой в 2009 году составило 154 дня и превысило норму на 9 дней. Число дней с процессами западной формы циркуляции составили 126 дней, что близко к многолетней норме. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы

Карты среднегодовых полей геопотенциальной поверхности H_{500} , приземного давления и аномалий давления и температуры воздуха приведены на рисунках 1.1-1.4.

Над полярным районом в средней тропосфере на геопотенциальной поверхности на H_{500} центры циркумполярного вихря (ЦПВ) наиболее часто локализовались в приполюсном районе и основная высотная ложбина его ориентирована от полюса в район моря Баффина и Канадского архипелага (рисунок 1.1). По сравнению с 2008 годом его центр сместился к северу от евразийского сектора Арктики.

В приземном поле под частым влиянием над континентальной частью Евразии блокирующего с востока гребня антициклона циклоны Северной Атлантики проходя через Баренцева море в северо-восточном направлении к приполюсного район Арктики. Далее их движение блокировал арктический антициклон. Под более частым, чем в последние годы, влиянием с востока арктического и азиатского антициклонов среднегодовой фон давления над полярным районом Арктики в 2009 году был выше нормы (рисунок 1.2, 1.3).

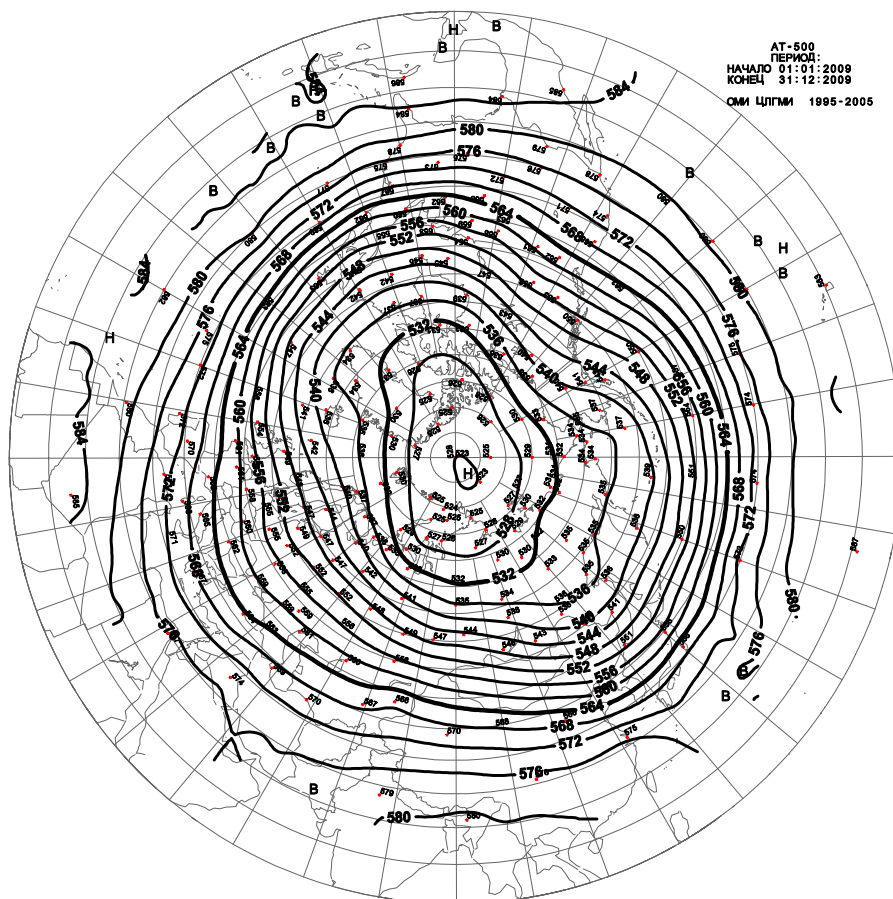


Рисунок 1.1 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за период январь-декабрь

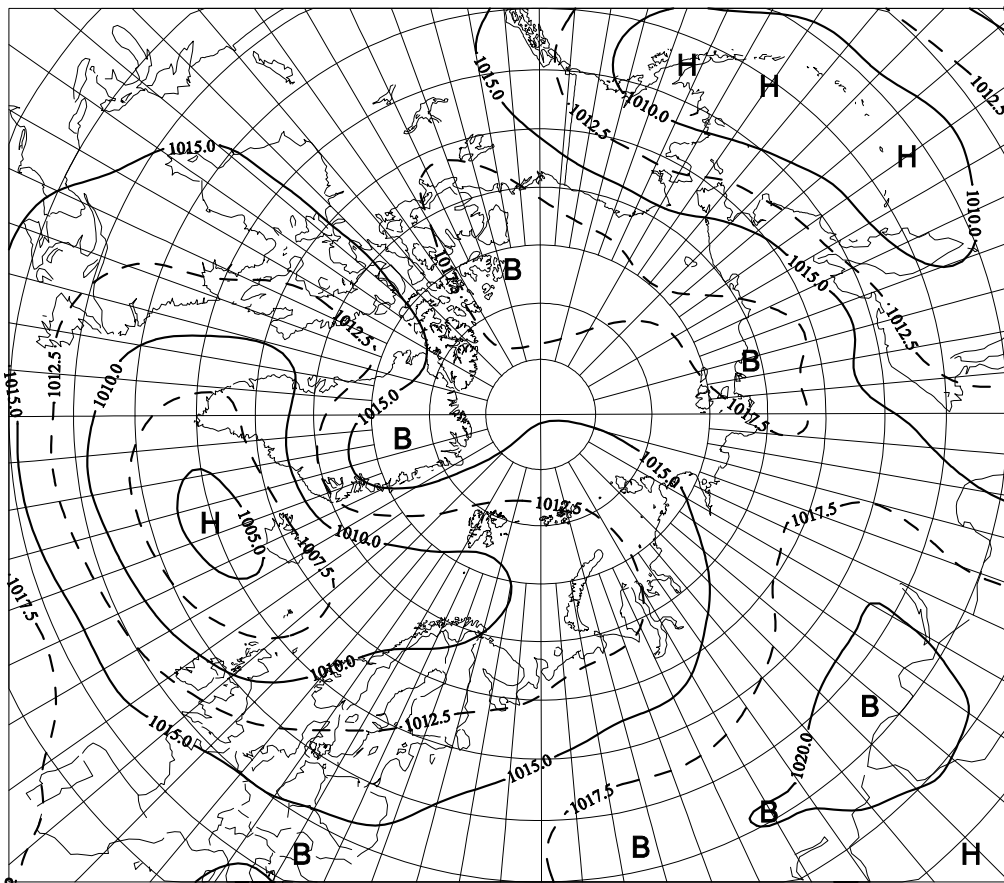


Рисунок 1.2 – Среднее приземное давления за период январь-декабрь 2009 года

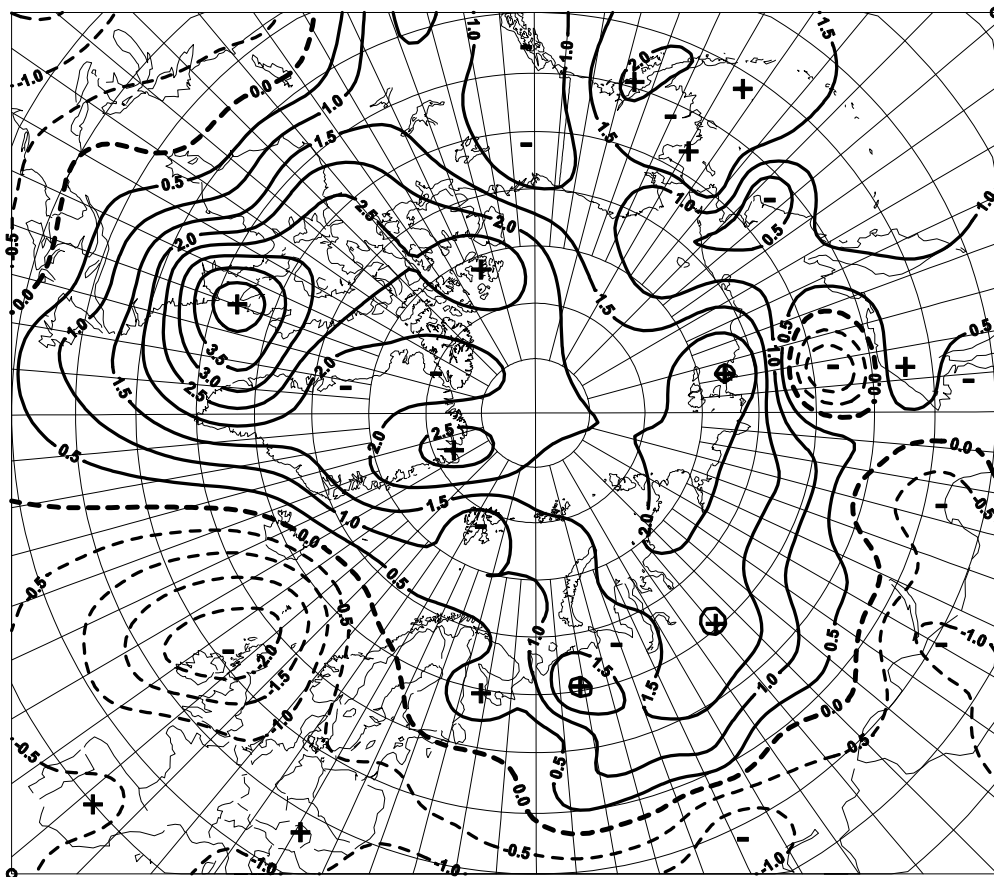


Рисунок 1.3 – Средние аномалии приземного давления за период январь-декабрь 2009 года

По сравнению с 2007 и 2008 годами знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики в 2009 году сменился на противоположный, от отрицательных значений на положительные. Рост давления в 2009 году составил по сравнению с 2007 годом более 4 гПа и с 2008 году более 2 гПа. Тенденции изменений давления в отдельных секторах полярного района Арктики в 2009 году представлены на рисунке 1.3.

Повышенная повторяемость меридиональных воздушных потоков с южной составляющей в атлантико-евразийском секторе полушария наряду с преобладающей адвекцией теплых воздушных масс в тихоокеано-американском секторе обусловили формирование в среднем за год положительный фон аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Наиболее высокие (до 7°C) среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2009 г. отмечались в районе северной части Баффинова моря (рисунок 1.4).

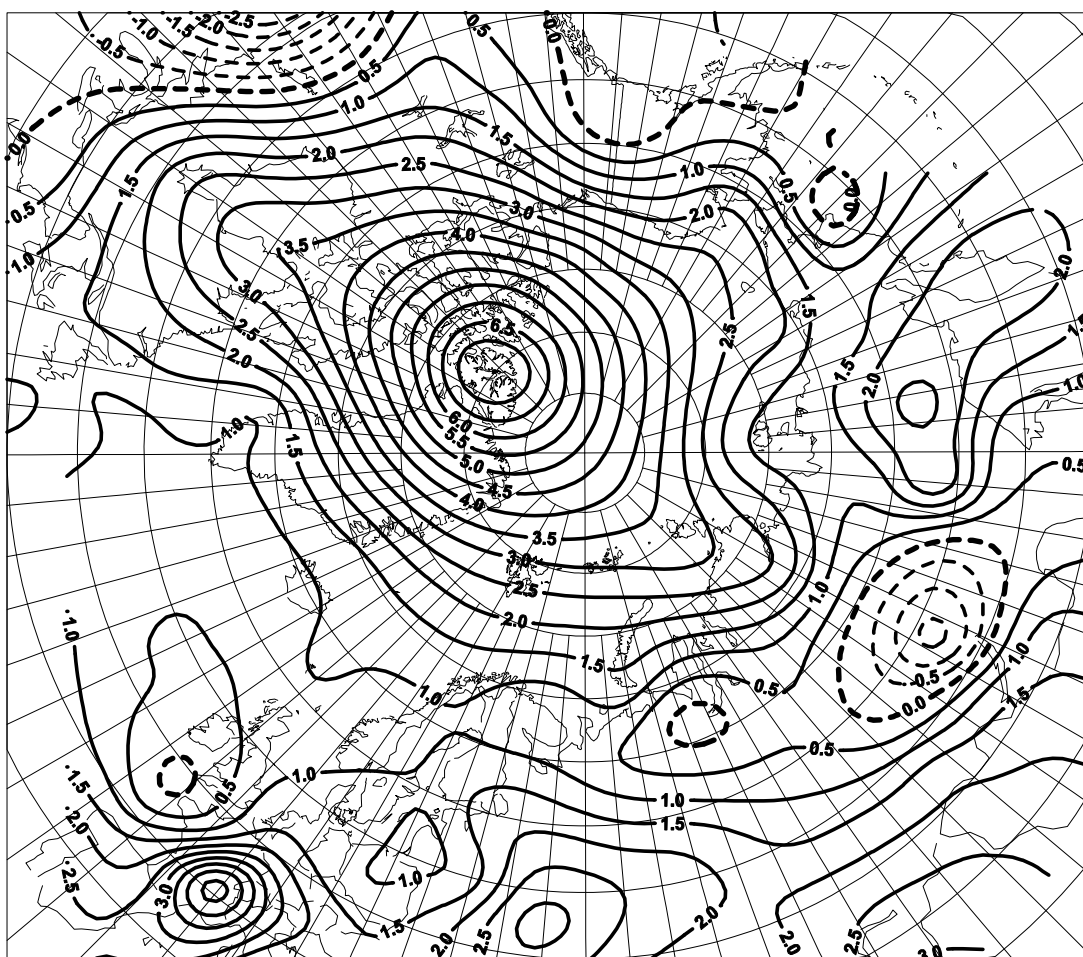


Рисунок 1.4 – Средние аномалии приземной температуры воздуха за период январь-декабрь 2009 года

В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2009 г. составила $2,6^{\circ}\text{C}$, что на $0,6^{\circ}\text{C}$ ниже экстремального значения, отмеченного в 2007 г. (рисунок 1.5).

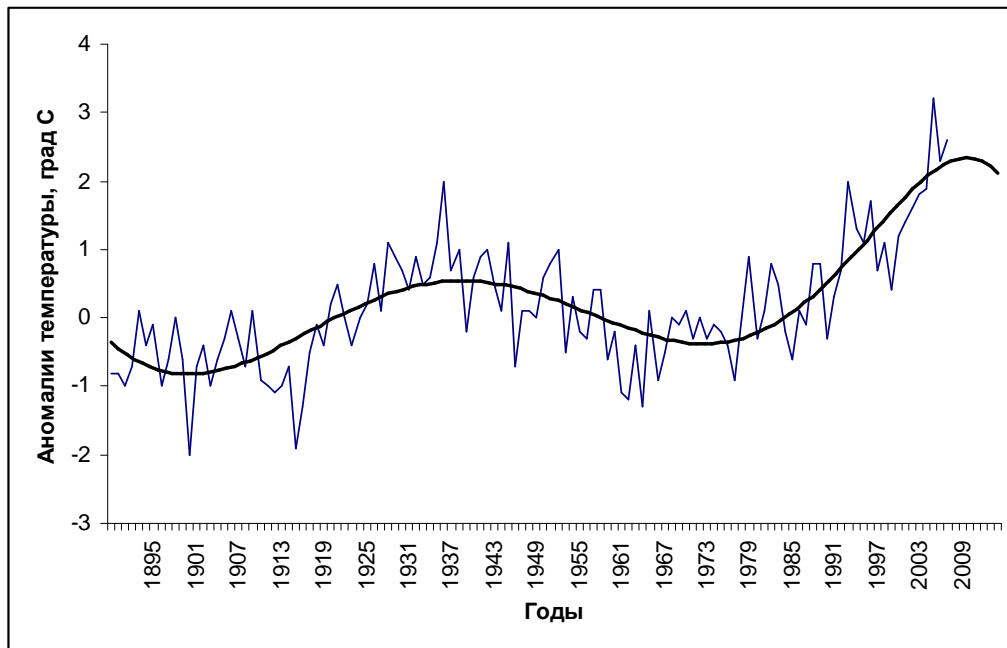


Рисунок 1.5 – Средние годовые аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе 70-85 $^{\circ}$ с.ш. (период 1891–2009 гг.)

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

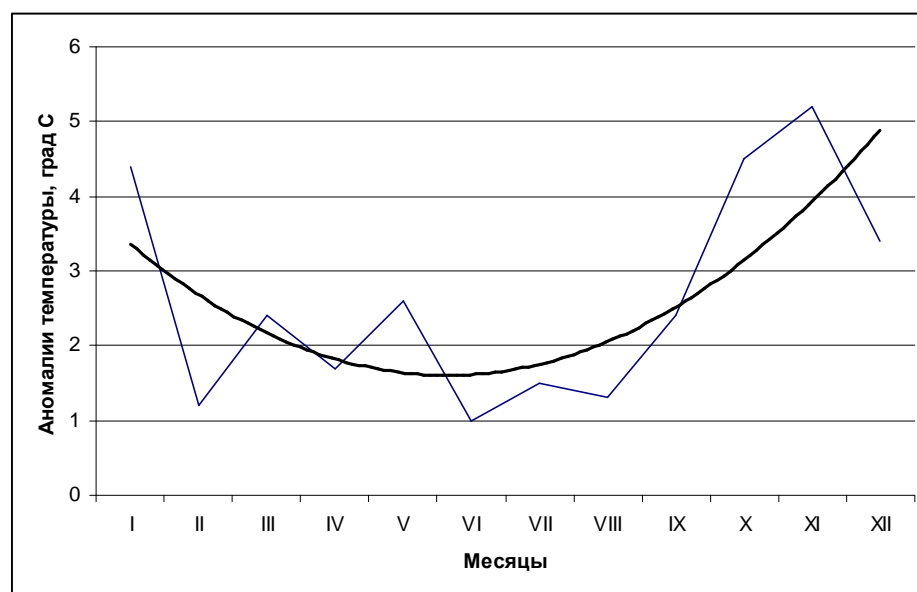
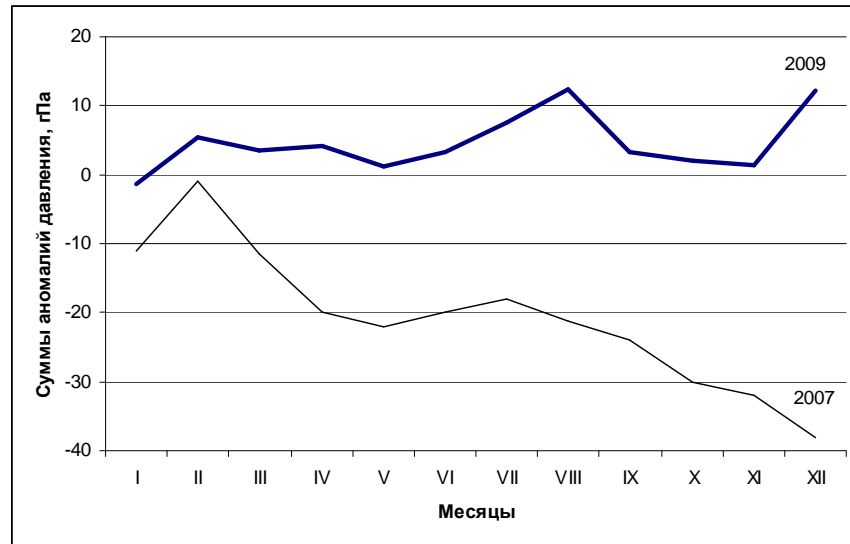
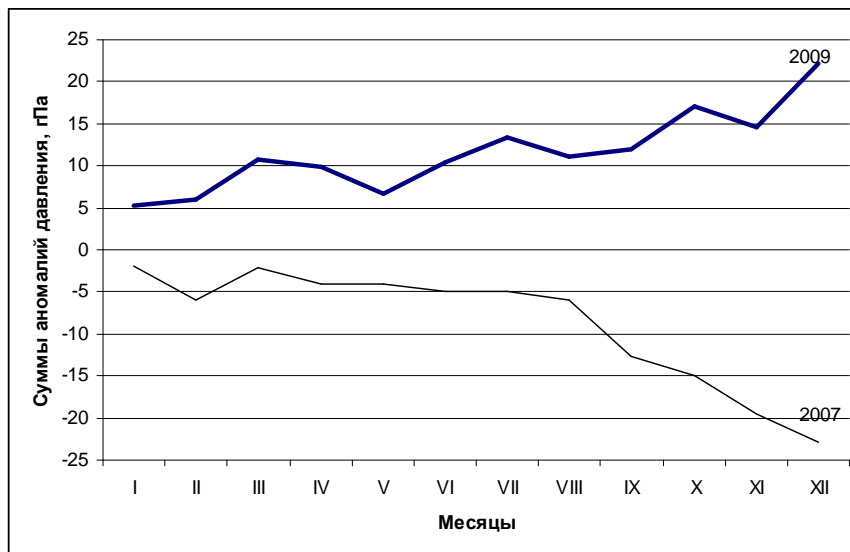


Рисунок 1.6 – Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе 70-85 $^{\circ}$ с.ш. в 2009 г.

а)



б)



в)

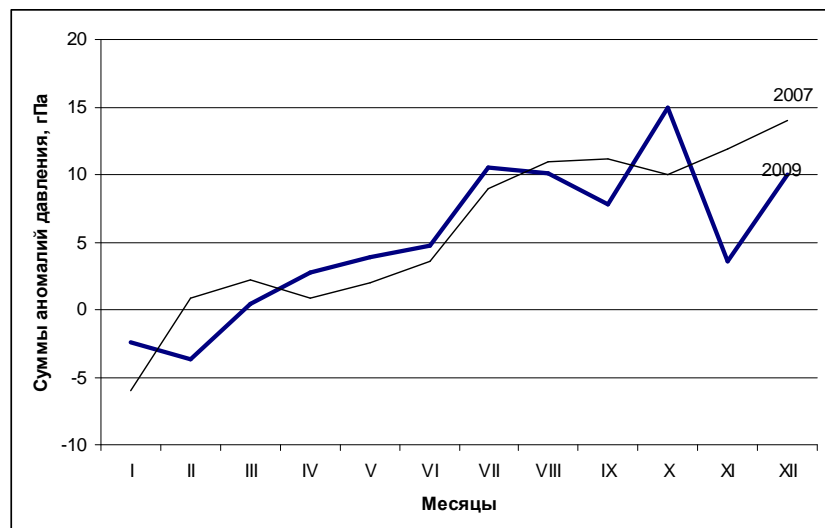


Рисунок 1.6 – Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–декабре 2009 и 2007 гг. в европейском (а), азиатском (б) и американском (в) секторах полярного района Арктики (интегральная кривая идет вверх при положительных значениях аномалий давления, при отрицательных – вниз)

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

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

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

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

В январе центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на H_{500} располагался в приполюсном районе Арктики, основная ложбина которого была ориентирована на район Канадского арктического архипелага.

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

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

жительных аномалий температуры достигали значений более 10 °С.

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

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

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

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

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

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

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

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

нормой более южными траекториями. Вследствие этого в районе Аляски в тыловой части циклонов при северо-восточных потоках преобладала адвекция холодных воздушных масс и отрицательные аномалии температуры. Остальные районы тихоокеано-американского сектора полярного района Арктики находились под влиянием теплой части арктического антициклона, где преобладала устойчивая во времени адвекция теплых воздушных масс с Северной Атлантики. Наибольшие положительные аномалии температуры до значений 7-9 °С отмечались в районе Канадского арктического архипелага.

В апреле центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на H_{500} располагался в районе Земли Франца-Иосифа, основные ложбины которого была ориентированы на районы морей Карского, Восточно-Сибирского и Баффина.

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

Во втором (тихоокеано-американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_2 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление арктического и гавайского антициклонов, гребни которых часто взаимодействовали в районе Аляски. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более низкоширотными траекториями и не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления был выше нормы на 2-4 гПа. Преобладали воздушные потоки преимущественно южных направлений, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры достигали значений более 7 °С.

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

В первом секторе преобладали процессы восточной формы циркуляции. В приземном

поле выход циклонов Северной Атлантики в западный район Арктики был блокирован хорошо развитым антициклоном с центром на севере Таймыра, где фон давления выше нормы на 4,8 гПа. Циклоны сериями смещались высокоширотными траекториями в приполюсный район Арктики. Фон давления в приатлантическом и приполюсном районах был ниже нормы на 5-9 гПа.

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

Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные и меридиональные процессы типа М₁. Характерной особенностью данного процесса явилось развитие гавайского антициклона, гребень которого был ориентирован на Берингово море. Вследствие этого циклоны смещались в Арктику высокоширотными траекториями. В среднем за месяц фон давления ниже нормы 2-6 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западных направлений с кратковременными отходами к северным.

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

В июне над северным полушарием произошла резкая перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов. В полярном районе Арктики центр ЦПВ на геопотенциальной поверхности Н₅₀₀ сместился из Канады в район севера Карского моря. Высотный гребень был ориентирован на северное побережье Америки. Вследствие этого знак деформационного барического поля в большинстве районов северного полушария сменился на противоположный, по сравнению с предыдущим месяцем.

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

Во втором секторе под влиянием хорошо развитого арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались в широтном направлении, то есть более юж-

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

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

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

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

В августе центр циркумполярного вихря на H_{500} сместился в восточный сектор Арктики. Гребень высотного антициклона был ориентирован на западный район Арктики.

В первом секторе отмечалось преобладание процессов восточной формы циркуляции. В приземном поле под влиянием хорошо развитого антициклона над западным сектором

Арктики циклоны Северной Атлантики смещались по сравнению с нормой низкоширотными траекториями. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе выше нормы на 2-5 гПа. В большинстве районов преобладали воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс и фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 3-4 °С отмечались в юго-западной части Карского моря и районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_1 . Характерной особенностью развития данного макропроцессов явилось усиление гавайского антициклонов, гребни которого часто был ориентирован на Берингово море. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более высокоширотными траекториями в восточный сектор Арктики. Фон давления был ниже нормы на 2-6 гПа, за исключением района Канадского архипелага. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры составили 1-2 °С.

В сентябре произошла крупномасштабная перестройка в направленности развития атмосферных процессов в первом и во втором секторах полушария. Основной центр ЦПВ сместился с востока в западный сектор Арктики, ложбина которого была ориентирована на район Аляски.

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

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

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

В среднем за месяц фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии 5-7 °С отмечались в Баффиновом море.

В октябре центр ЦПВ на H_{500} сместился от Гренландии к Баренцеву морю, что обусловило усиление арктического антициклона и повышение давления в полярном районе Арктики.

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

Во втором секторе под влиянием с севера отмечалось низкоширотное смещение циклонов в системе алеутского минимума. Аномально повышенную повторяемость имели зональные процесс тип 3 циркуляции. При данной направленности процессов в восточном секторе Арктики преобладал антициклональный режим погоды. Фон давления был значительно выше нормы до 10 гПа. В теплой части антициклона преобладание получила устойчивая адвекция воздушных масс при преобладающих направлениях с юго-восточной составляющей. Среднемесячные температуры в восточном секторе Арктики были выше нормы от 4 до 7 °С.

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

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

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

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

В первом секторе процессы развивались на аномально повышенном фоне меридио-

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

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели также меридиональные процессы типа М₂ циркуляции. Гребень над Северной Америкой блокировал смещение циклонов в системе алеутского минимума в зональном направлении на восток. Устойчивые меридиональные воздушные потоки с южной составляющей сформировали положительные аномалии среднемесячной температуры от 6 до 12 °С в американско-канадском секторе Арктики.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2009 году по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) представлены в таблице 1.2. Изменения от ЭСП к ЭСП сопровождаются сменой знака барических полей и направления преобладающих воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции.

Таблица 1.2 – Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма-Гирса с внутримесячной детализацией по (ЭСП) за 2009 г.

Январь			Февраль			Март		
ЭСП	А-Е	Т-А	ESP	А-Е	Т-А	ESP	А-Е	Т-А
			1	Е	3	1-2	Е	3
1-3	С	3	2-4	С	3	3-5	Е	3
4-7	W	3	5-7	W	3	6-7	Е	3
8-10	W	3	8-11	W	М ₂	8-12	W	М ₂
11-13	W	М ₂	12-15	С	М ₂	13-15	W	3
14-17	Е	М ₂	16-18	Е	М ₂	16-17	W	3
18-23	W	М ₂	19-22	Е	М ₁	18-20	С	М ₁
24-28	Е	М ₂	23-24	С	М ₂	21-23	W	М ₁
29-31	Е	3	25-27	W	М ₂	24-26	С	М ₂
			28	Е	М ₂	27-28	W	3
						29-31	Е	М ₂
Итого	W – 16(4) С – 3 (-3) Е – 12(-1)	3 – 13 (5) М ₁ – 0 (-6) М ₂ – 18 (1)	Итого	W – 10(1) С – 6 (0) Е – 12(-1)	3 – 7 (1) М ₁ – 4 (0) М ₂ – 17 (-1)	Итого	W – 15(5) С – 6 (-2) Е – 10 (-3)	3 – 14 (4) М ₁ 6 (0) М ₂ – 11 (-4)

Продолжение таблицы 1.2								
Апрель			Май			Июнь		
ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А
1	Е	М ₂	1-3	Е	М ₂	1	Е	М ₂
2-4	Е	М ₂	4-7	W	3	2-5	С	М ₂
5-7	Е	М ₂	8-10	Е	М ₁	6-8	W	М ₁
8-10	Е	3	11-13	С	М ₁	9-12	W	3
11-14	Е	3	14-16	С	М ₁	13-15	Е	М ₁
15-18	С	М ₂	17-19	Е	3	16-18	С	3
19-21	С	М ₁	20-23	Е	3	19-20	W	3
22-24	С	3	24-26	С	М ₂	21-23	С	3
25-26	Е	М ₂	27-29	W	3	24-25	Е	3
27-29	W	М ₂	30-31	Е	3	26-28	Е	М ₁
30	Е	М ₂				29-30	С	М ₁
Итого	W – 3 (-6) С – 10 (2) Е – 17 (4)	3 – 10 (1) М ₁ – 3 (-5) М ₂ – 17 (4)	Итого	W – 7 (-2) С – 9 (-1) Е – 15 (3)	3 – 16(5) М ₁ – 9(0) М ₂ – 6(-5)	Итого	W – 9 (-1) С – 12 (1) Е – 9 (0)	3 – 14 (6) М ₁ – 11 (-5) М ₂ – 5 (-1)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А
			1	Е	3	1-2		М ₁
1-4	С	М ₁	2-5	Е	М ₂	3-6	Е	3
5-7	W	М ₁	6-8	Е	3	7-9	W	3
8-10	Е	М ₁	9-11	Е	М ₁	10-12	Е	М ₂
11-16	Е	3	12-14	W	М ₁	13-15	W	М ₁
17-19	С	М ₂	15-17	W	3	16-19	С	М ₂
20-23	С	3	18-20	С	М ₁	20-22	W	3
24-26	W	3	21-23	Е	М ₁	23-25	W	3
27-29	Е	М ₂	24-25	Е	М ₁	26-27	W	3
30-31	Е	3	26-27	W	М ₂	28-30	W	3
			28-30	Е	М ₁			
			31	Е	М ₁			
Итого	W – 7 (-3) С – 7 (-4) Е – 17 (7)	3 – 15(5) М ₁ – 10 (-8) М ₂ – 6 (3)	Итого	W – 8 (-4) С – 3 (-4) Е – 20 (8)	3 – 7 (-7) М ₁ – 18 (5) М ₂ – 6 (2)	Итого	W – 19(6) С – 6 (-2) Е – 5 (-4)	3 – 18 (3) М ₁ – 5 (-4) М ₂ – 7 (1)
Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А	ЭСП	А-Е	Т-А
1-2	С	3			3	1-2		М ₂
3-6	W	3	1	С	М ₂	3-5	Е	М ₂
7-9	W	М ₂	2-4	Е	3	6-9	Е	М ₂
10-11	W	М ₂	5-9	Е	М ₁	10-12	Е	3
12-14	С	М ₁	10-13	Е	3	13-16	С	М ₂
15-17	С	3	14-17	Е	3	17-19	С	М ₂
18-20	W	М ₂	18-22	W	М ₂	20-24	Е	М ₂
21-24	Е	3	23-26	W	3	25-28	W	М ₂
25-27	W	3	27-30	W		29-31	С	
28-30	С	3						
31	С	3						
Итого	W – 15(3) С – 12 (5) Е – 4 (-8)	3 – 20 (4) М ₁ – 3 (-2) М ₂ – 8 (-2)	Итого	W – 13(2) С – 1 (-5) Е – 16 (3)	3 – 19 (7) М ₁ – 4 (1) М ₂ – 7 (-8)	Итого	W – 4 (-6) С – 10 (5) Е – 17 (1)	3 – 4 (-6) М ₁ – 0 (-3) М ₂ – 27 (9)

Примечания:
1 ЭСП – элементарный синоптический процесс;
2 А-Е – атлантико-европейский сектор полушария;
3 Т-А – тихоокеано-американский сектор полушария.
4 В скобках среднемесячные аномалии числа дней с формами (W, С, Е) и типами (3, М₁, М₂) атмосферной циркуляции.

1.2 Мониторинг климата приземной атмосферы в северной полярной области

Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области (СПО) ведется как для области в целом, так и для отдельных ее частей (рисунок 1.7) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных полярных районов. В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и осадков северной полярной области за период 1936-2009 гг.

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

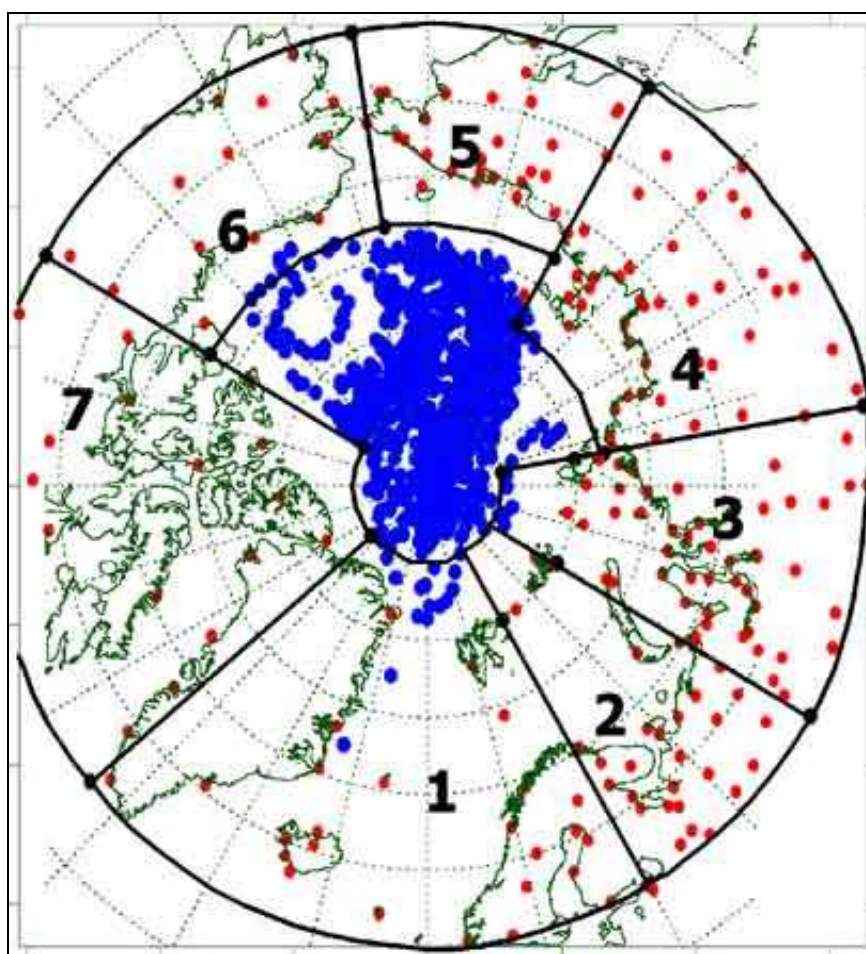


Рисунок 1.7 – Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области (1 - Атлантический; 2 - Североевропейский; 3 - Западносибирский; 4 - Восточносибирский; 5 -Чукотский; 6 - Аляскинский; 7 – Канадский)

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха яв-

ляется метод оптимальной интерполяции и оптимального осреднения.

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

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

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

Таблица 1.3 – Аномалия температуры воздуха на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за год и за сезоны 2009 г., °С

Широтная зона, ° с.ш.	Аномалии					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
70-85	2,6	1,1	1,1	2,7	1,9	3,2 (7)	1,1(22)	2,8 (11)	4,5 (4)	3,8 (6)
60-70	0,7	0,4	0,6	1,1	0,4	0,6(26)	0,4(35)	1,5 (20)	1,8(19)	1,6(21)
60-85	1,5	0,4	0,8	1,9	1,2	1,7 (12)	0,4(37)	2,7 (10)	3,0 (11)	2,4 (11)

Примечание: зима – декабрь 2008-февраль 2009 года, весна – март-май, лето – июнь-август, осень – сентябрь-октябрь, год – декабрь 2008-ноябрь 2009 года; жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий $\geq 1,5\sigma$; в скобках – ранг аномалии за 1936-2009 гг.

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

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

двадцатым по рангу теплых лет.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой температуры воздуха на станциях СПО показало, что в 2009 г., как и в предыдущие несколько лет, очаги крупных аномалий температуры располагались преимущественно на территории атлантико-евразийского сектора (Атлантический, Североевропейский, Западносибирский и Чукотский районы) и севере Северной Америки (Канадский район) (рисунок 1.8). Здесь значения пространственно осредненных по территории районов аномалий температуры воздуха были 1,3; 1,7; 1,7; 1,2 и 1,2 °С в каждом из районов (таблица 1.4). Для Североевропейского района 2009 г. стал десятым теплым годом по рангу теплых лет.

Таблица 1.4 – Аномалии среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха в 2009 году для отдельных районов СПО, °С

Климатический район	Аномалии					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Атлантический	2,0	1,2	1,1	1,2	1,3	1,7(10)	1,3(17)	2,8(10)	1,5(18)	2,2(11)
Североевропейский	3,6	0,9	0,2	2,1	1,7	1,6(15)	0,6(29)	0,2(39)	1,9(9)	1,7(10)
Западносибирский	2,2	0,8	1,1	2,8	1,7	0,9(22)	0,4(33)	1,6(16)	1,8(8)	1,7(12)
Восточносибирский	0,2	1,2	1,0	1,9	1,0	0,1(43)	0,9(21)	1,4(17)	1,3(18)	1,1(22)
Чукотский	0,0	2,1	0,5	2,1	1,2	0,0(39)	1,5(15)	0,8(22)	2,1(11)	2,0(17)
Аляскинский	0,9	0,3	0,6	1,0	0,7	0,4(30)	0,1(38)	0,9(19)	0,8(25)	0,8(26)
Канадский	1,6	0,3	1,1	1,9	1,2	1,0(15)	0,3(42)	1,8(5)	1,9(12)	1,7(13)

Примечание: в скобках указан ранг аномалии; жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий $\geq 1,5\sigma$

На рисунках 1.8-1.12 приведено пространственное распределение аномалий среднесезонной температуры воздуха в 2009 г. на станциях северной полярной области.

В зимнем сезоне основной очаг крупных положительных аномалий температуры располагался в Североевропейском районе. Пространственно осредненная по территории района аномалия температуры составила 3,6 °С (пятнадцатое значение по рангу теплых лет) (таблица 1.4). На метеорологических станциях в районах арктических морей в зимнем сезоне 2009 г. отмечались только положительные аномалии температуры воздуха (рисунок 1.9). Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в районах Баренцева и Карского морей. Пространственно осредненная аномалия температуры воздуха в каждом из районов составила 3,8 °С (для обоих районов это пятнадцатое значение по рангу теплых лет) (таблица 1.5).

Таблица 1.5 – Аномалии средней температуры воздуха за сезоны и за 2009 год для районов севернее 70° с.ш., °С

Море; часть климатического района	Аномалии					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,9	1,0	1,3	1,7	1,7	1,6 (14)	0,8(28)	2,6 (11)	1,3 (13)	1,9 (12)
Баренцево море	3,8	1,0	0,3	2,9	2,0	2,0 (15)	0,7(32)	0,4(34)	2,9 (3)	2,2 (11)
Карское море	3,8	0,8	1,3	5,1	2,7	1,7 (15)	0,4(38)	2,2 (6)	3,0 (1)	2,5 (11)
Море Лаптевых	1,4	1,4	0,8	3,6	1,8	0,8(24)	0,9(19)	1,0(22)	2,6 (6)	1,8 (12)
Восточно-Сибирское море	1,6	2,0	0,6	3,4	1,9	1,4(11)	1,2(12)	0,8(23)	2,8 (5)	2,5 (3)
Чукотское море	2,1	2,0	1,2	2,5	2,0	1,3(13)	1,1(15)	1,7 (8)	1,8 (14)	2,4 (5)
Море Бофорта	2,8	0,7	0,7	2,4	1,6	1,7 (5)	0,5(33)	1,0(11)	2,4 (7)	2,5 (8)
Северная часть Канадского района	2,0	0,9	2,0	1,9	1,7	1,1(13)	0,7(22)	3,3 (1)	1,9 (12)	2,1 (5)

Примечание: в скобках указан ранг аномалии; жирным шрифтом выделены значения нормированных аномалий $\geq 1,5\sigma$

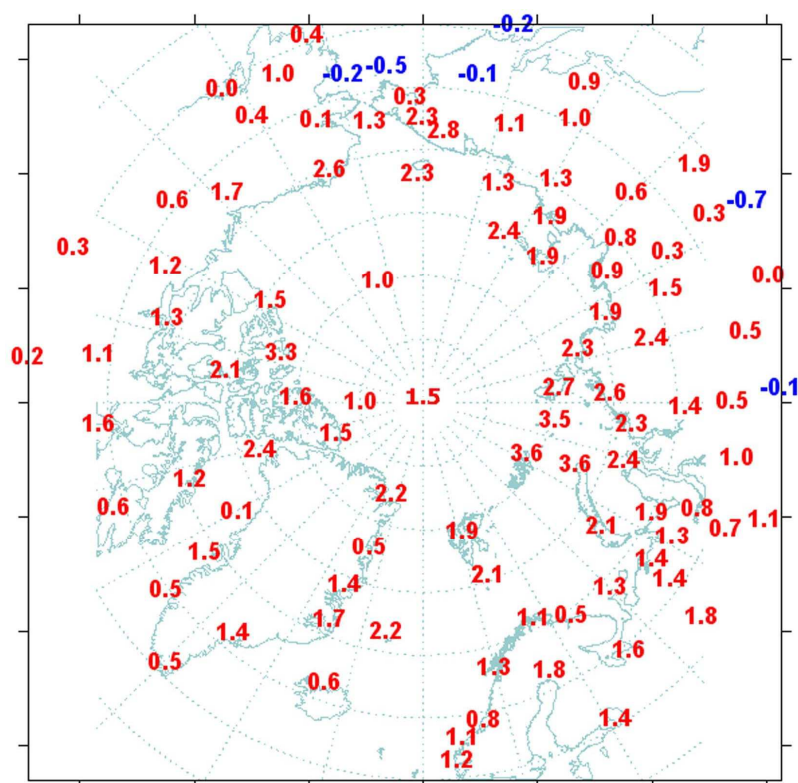


Рисунок 1.8 – Значения аномалий среднегодовой температуры воздуха на станциях северной полярной области, °С

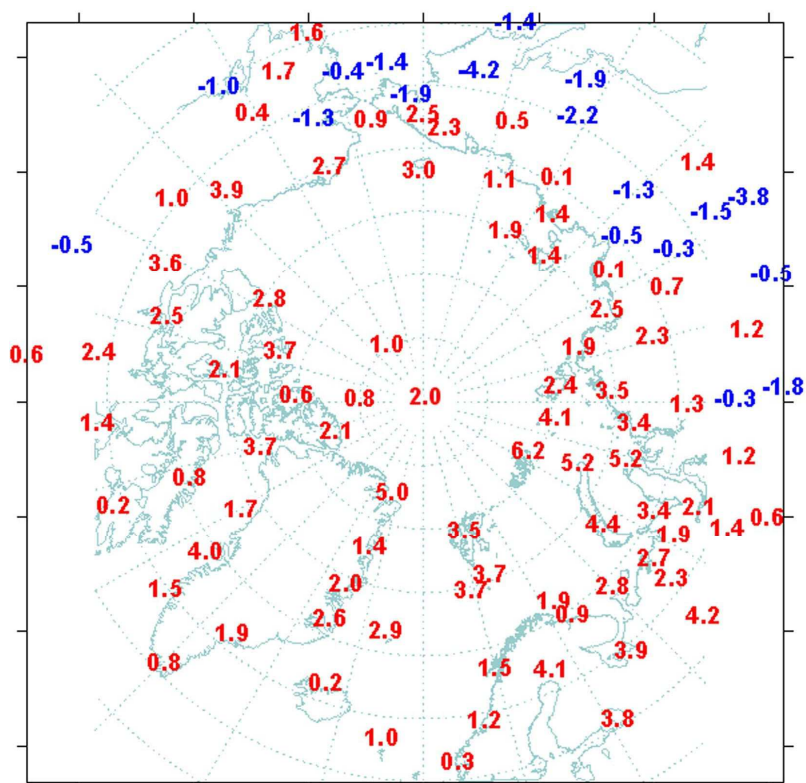


Рисунок 1.9 – Значения аномалий температуры воздуха зимнего сезона на станциях северной полярной области, °С

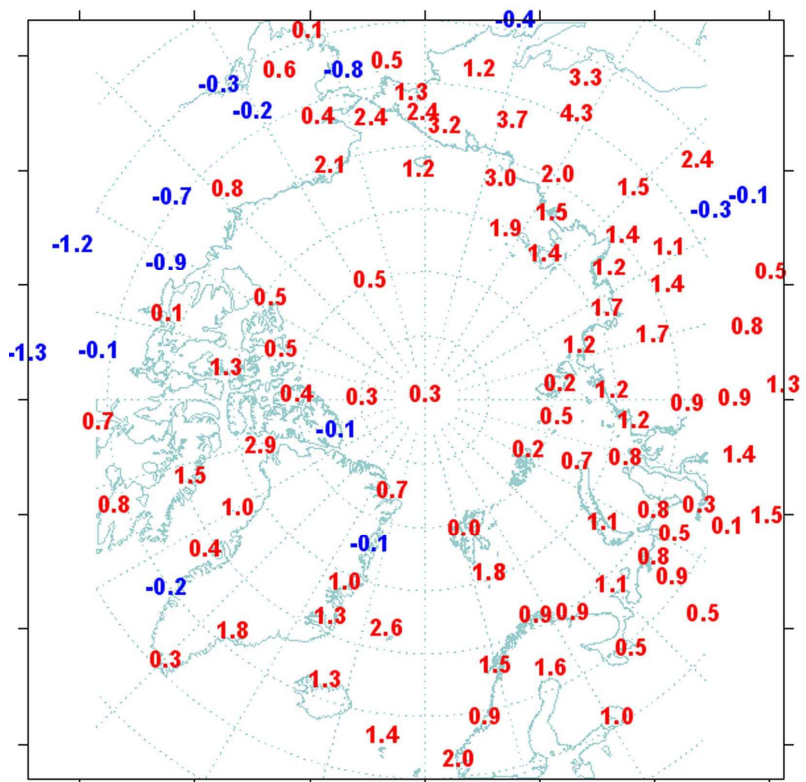


Рисунок 1.10 – Значения аномалий температуры воздуха весеннего сезона на станциях северной полярной области, °С

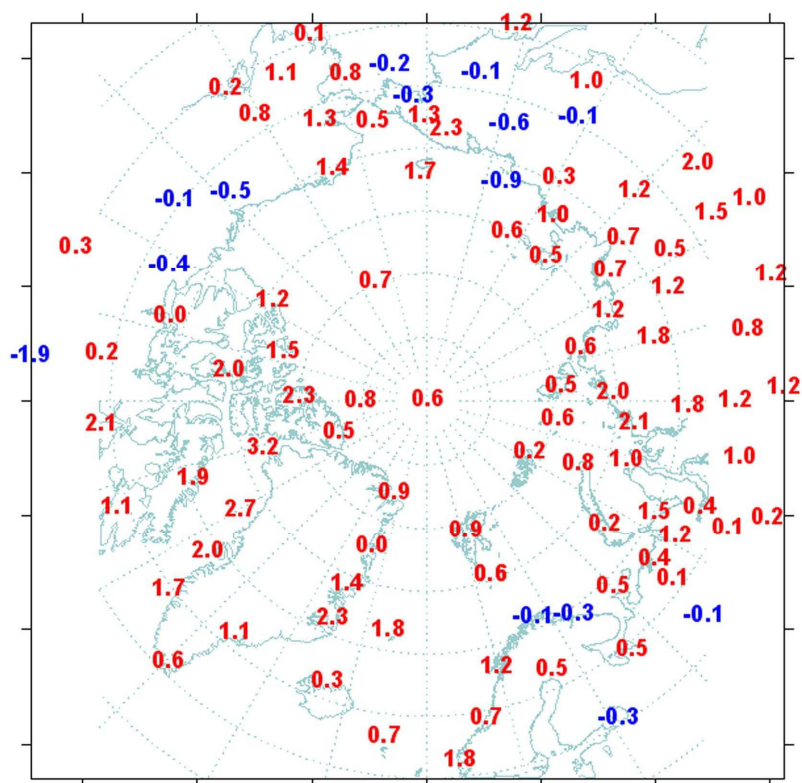


Рисунок 1.11 – Значения аномалий температуры воздуха летнего сезона на станциях северной полярной области, °С

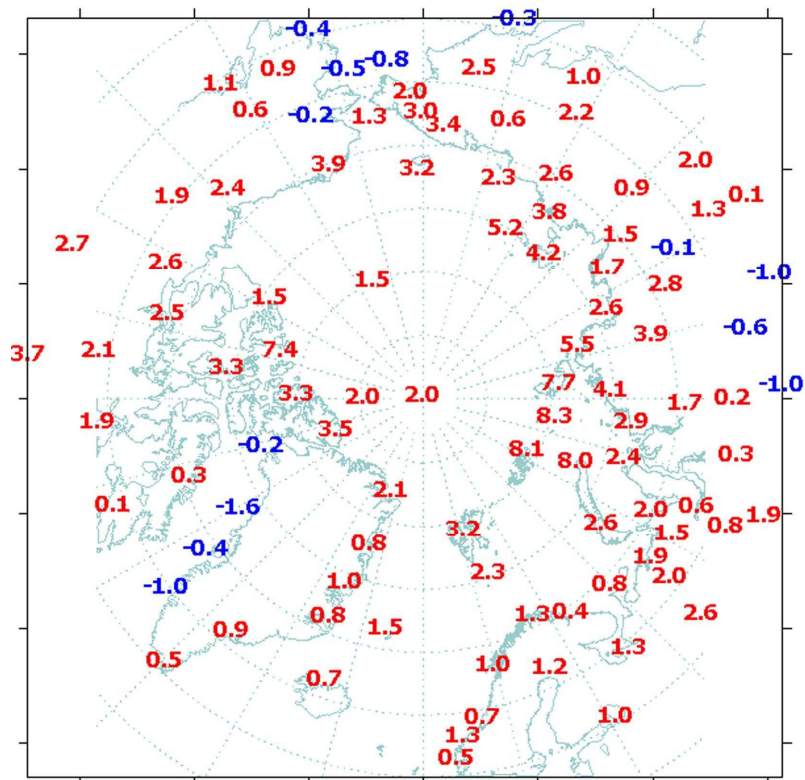


Рисунок 1.12 – Значения аномалий температуры воздуха осеннего сезона на станциях северной полярной области, °С

В весеннем сезоне крупные аномалии температуры были отмечены в азиатском секторе на территории Чукотского района и прилегающих к нему районах акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рисунок 1.10). Аномалия температуры в Чукотском районе составила около 2,1 °С (пятнадцатое значение по рангу теплых лет). Пространственно осредненная аномалия температуры по району Восточно-Сибирского и Чукотского морей составила 2,0 °С в каждом из районов. Весна 2009 г. для районов этих морей стала соответственно двенадцатой и пятнадцатой теплой весной по рангу теплых лет.

В летнем сезоне крупные положительные аномалии температуры имели место на территории Канадского, Атлантического и Западносибирского районов (рисунок 1.11). Значение пространственно осредненной аномалии температуры в каждом из районов составило 1,1 °С. Лето 2009 г. в этих районах соответственно оказалось пятым, десятым и шестнадцатым теплым летом по рангу теплых лет. В районах арктических морей и на территории суши севернее 70° с.ш. преимущественно наблюдались положительные аномалии температуры. Более высокие значения положительных аномалий обнаруживались в северной части Гренландского и Норвежского морей, Карского моря, а также в северной части Канадского района. Здесь значения осредненных для этих районов аномалий составили 1,3, 1,3 и 2,0 °С соответственно (таблица 1.5). Летний сезон 2009 г. в северной части Канадского района стал наиболее теплым по рангу теплых лет.

В осеннем сезоне в 2009 г. как и в последние несколько лет на станциях СПО имели место большие положительные аномалии температуры воздуха (рисунок 1.12). Наиболее крупные аномалии температуры воздуха наблюдались на территории азиатского сектора (Западносибирский, Восточносибирский и Чукотский районы) и канадского сектора (Канадский район). Аномалии температуры на станциях составили от 3 до 8 °С. Значения пространственно осредненных по территории указанных районов аномалий температуры воздуха были соответственно равны 2,8, 1,9, 2,1 и 1,9 °С (или девятое, восьмое, одиннадцатое и двенадцатое значение рангу теплых лет) (таблица 1.4).

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

Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов широтной зоны 60-85° с.ш., аппроксимированные линейным трендом за весь период, за последний тридцатилетний и десятилетний периоды, представлены на рисунке 1.13, а для районов арктических морей – на рисунке 1.14.

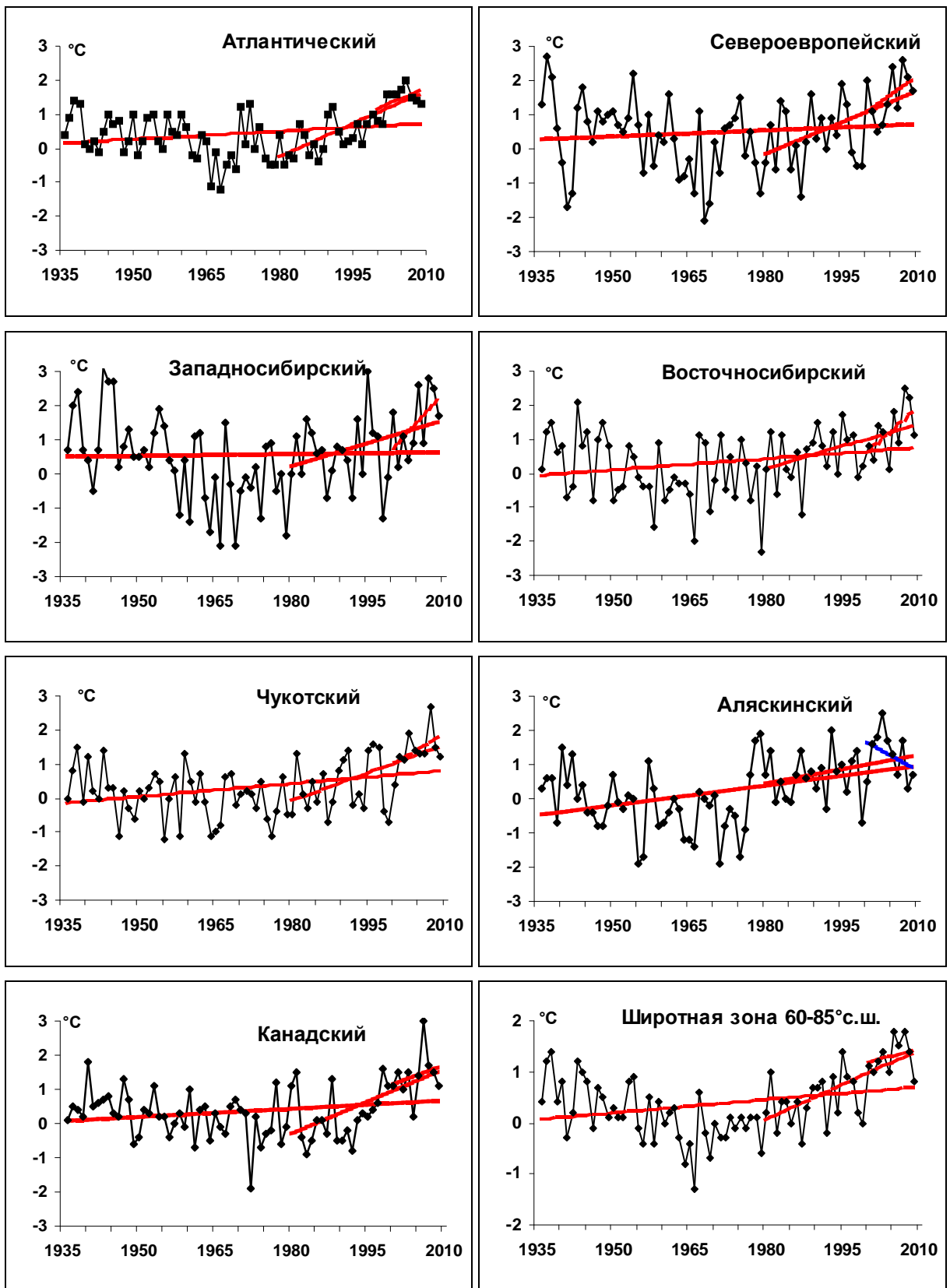


Рисунок 1.13 – Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха, в районах широтной зоны 60-85°с.ш., °С

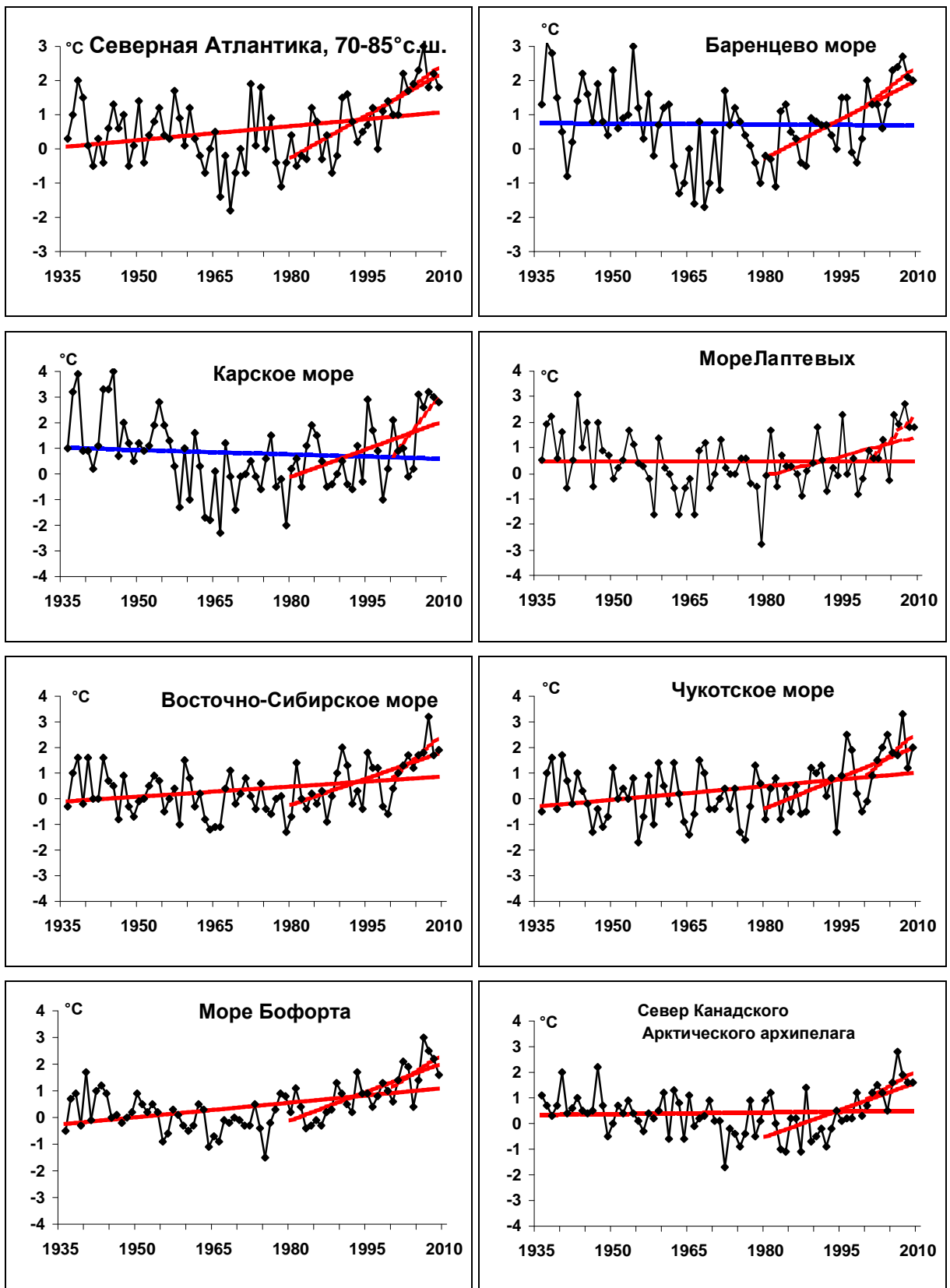


Рисунок 1.14 – Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха, в районах арктических морей (севернее 70° с.ш.), °С

Оценка линейного тренда среднегодовой температуры воздуха СПО за период 1936-2009 гг. выявила наличие статистически значимого положительного линейного тренда в це-

лом для СПО и для широтной зоны 60-70° с.ш. (таблица 1.6).

Таблица 1.6 – Коэффициенты линейного тренда средней за сезон и среднегодовой температуры воздуха отдельных районов за период 1936-2009 гг.

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

Повышение температуры воздуха за 74 года соответственно составило 0,6 и 0,8 °С. Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры прослеживается во всех районах, кроме Североевропейского и Западносибирского. В Атлантическом, Восточносибирском, Чукотском, Аляскинском и Канадском районах потепление за 74 года соответственно составило 0,5; 0,8; 1,0; 1,4 и 0,6 °С.

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

Для периода 1980-2009 гг. в СПО и в отдельных широтных зонах характерны статистически значимые положительные тренды температуры для всех сезонов, а также для года. За тридцатилетний период повышение среднегодовой температуры воздуха на территории северной полярной области составило около 1,3 °С. Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. по сравнению с широтной зоной 60-70° с.ш. Соответственно значение линейного тренда среднегодовой температуры воздуха широтной зоны к северу от 70° с.ш. составляет около 0,72 °С/10 лет, а к югу - 0,35 °С/10 лет (потепление составило 2,2 и 1,1 °С за 30 лет).

В последнем десятилетнем периоде повышение температуры сильнее выражено в зимний и осенний сезоны в широтной зоне к северу от 70° с.ш. В районах арктических морей потепление по всем морям прослеживается с последнего 30-ти летнего периода. Наиболее высокими темпами повышение среднегодовой и среднесезонной температуры в происходит в районах морей вблизи северных частей Атлантического и Тихого океанов. Так, температура воздуха в зимнем сезоне в районе Баренцева моря повысилась на 4,3 °С/30 лет, а в осеннем сезоне в районе Чукотского моря - на 4,2 °С/30 лет (таблица 1.7).

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

СП-37 начала дрейф осенью 2009 г. в том же районе, что и СП-36 осенью 2008 г. Это обстоятельство позволило сравнить температурные условия двух осенних сезонов данного района. Осенний сезон 2009 г. в широтной зоне 70-85° с.ш. стал четвертым, а осенний сезон 2008 г. был пятым теплым сезоном по рангу теплых лет. Однако продолжительность периода с положительными аномалиями и сами величины аномалий среднесуточной температуры воздуха на «СП-36» были больше, чем на «СП-37» (рисунок 1.15). Это обусловлено тем, что осенью 2008 г. крупные положительные аномалии имели место в Канадском районе и море Бофорта, а осенью 2009 г. основной очаг находился в районе морей евразийской части Арктики.

Таблица 1.7 – Коэффициенты линейного тренда средней за сезон температуры воздуха районов арктических морей

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Вх	D%	Вх	D%	Вх	D%	Вх	D%	Вх	D%
1936-2009										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,11	12,9	0,20	35,3	0,16	50,1	0,05	10,0	0,13	30,0
Баренцево море	-0,15	13,2	0,11	16,7	0,05	12,7	-0,05	9,0	-0,01	2,6
Карское море	-0,25	17,7	0,09	9,8	0,01	4,3	-0,10	10,8	-0,06	9,8
Море Лаптевых	-0,07	8,3	0,10	12,8	0,04	10,0	-0,09	11,0	-0,01	1,1
Восточно-Сибирское море	0,07	10,9	0,17	23,0	0,14	33,4	0,13	17,0	0,13	29,6
Чукотское море	0,12	13,7	0,23	26,0	0,18	43,1	0,18	20,4	0,17	35,0
Море Бофорта	0,35	44,2	0,12	21,0	0,11	31,7	0,14	21,4	0,18	45,7
Северная часть Канадского района	0,01	1,2	-0,04	5,9	0,01	2,4	0,10	18,4	0,02	5,0
1980-2009										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,25	55,4	0,69	49,6	0,60	79,2	0,69	60,8	0,81	76,1
Баренцево море	1,43	58,6	0,46	31,6	0,41	48,0	0,64	46,5	0,74	67,7
Карское море	0,85	27,2	0,58	30,3	0,35	48,5	0,97	41,2	0,69	48,8
Море Лаптевых	0,10	5,5	0,65	38,8	0,40	39,7	0,82	46,0	0,49	44,2
Восточно-Сибирское море	0,06	4,9	0,82	42,0	0,59	53,9	1,21	59,7	0,67	59,3
Чукотское море	0,30	16,7	0,89	38,0	0,61	56,4	1,40	58,9	0,80	62,1
Море Бофорта	0,88	48,0	0,42	27,0	0,17	19,9	1,37	72,0	0,72	73,4
Северная часть Канадского района	0,80	37,7	0,79	50,7	0,33	39,5	0,85	57,6	0,70	62,7
2000-2009										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,52	50,1	2,18	43,6	0,32	19,7	-1,24	53,7	0,92	45,6
Баренцево море	3,73	56,3	0,98	24,0	-0,79	45,8	-0,07	2,5	0,93	43,7
Карское море	4,70	48,1	1,00	16,9	0,24	18,0	3,09	57,6	2,33	57,3
Море Лаптевых	2,24	42,1	1,78	35,8	0,21	9,4	2,59	62,6	1,68	56,7
Восточно-Сибирское море	2,19	53,1	0,32	8,6	0,76	21,8	3,07	61,4	1,58	66,3
Чукотское море	3,09	59,4	-0,98	18,3	1,18	28,5	3,28	56,2	1,61	53,6
Море Бофорта	1,24	25,8	0,16	4,6	1,71	59,1	1,65	34,7	1,21	45,3
Северная часть Канадского района	1,19	37,5	1,21	31,5	1,56	65,6	0,12	3,5	1,03	48,9
Примечание: первый столбец - значение линейного тренда в °С/10 лет; второй столбец - вклад тренда в полную дисперсию D, %; жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды										

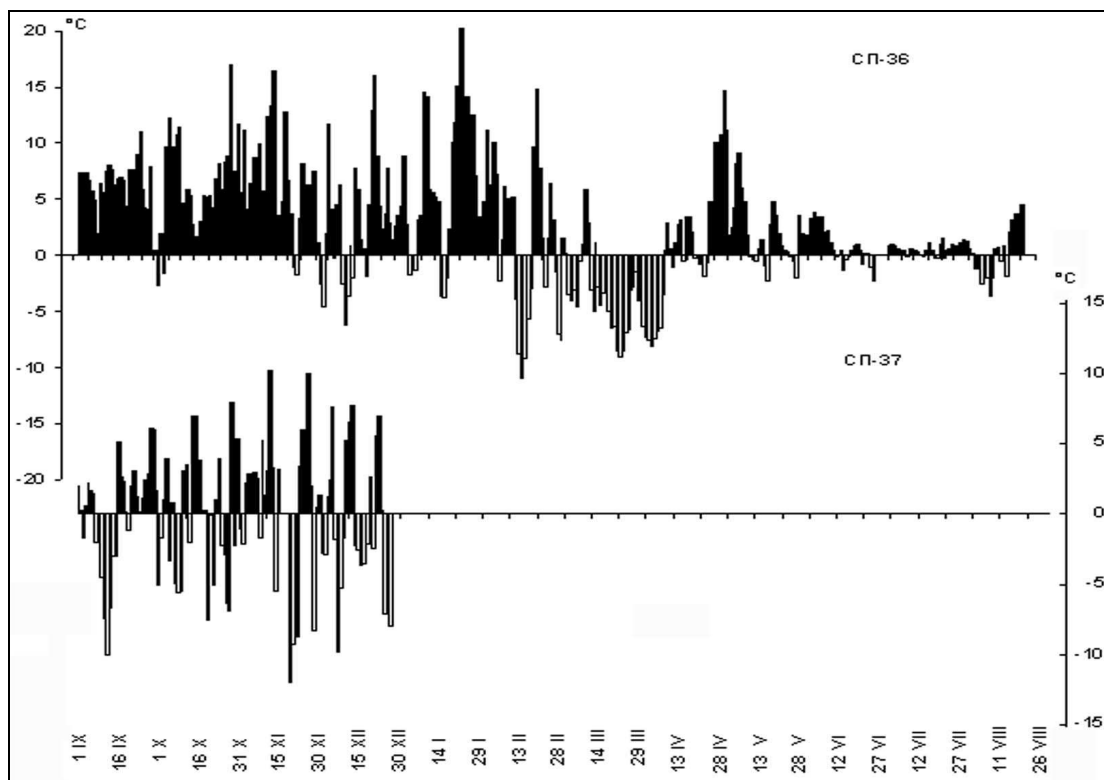


Рисунок 1.15 – Аномалии среднесуточной температуры воздуха в районе дрейфа «СП-36» с 8.09.08 по 26.08.09 г. и «СП-37» с 8.09.09 по 31.12.09.

Атмосферные осадки

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

В таблице 1,8 представлены относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2008/09 г. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО осадков в 2008/09 г. выпало ниже нормы (на 2 %). На уменьшении годовой суммы осадков сказались более сухие условия в теплом периоде, как к северу, так и к югу от 70° с.ш.

Сопоставление годовых сумм осадков выпавших в 2008/09 г. в отдельных климатических районах обнаруживает, что менее всего осадков выпало в Чукотском районе (на 20 % ниже нормы), а более всего Аляскинском районе (на 6 % выше нормы) (таблица 1.8).

В таблице 1.9 представлены оценки изменения сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2009 г. по северным (70-85° с.ш.) и южным (60-70° с.ш.) частям климатических районов и для районов в целом.

Таблица 1.8 – Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2008/09 г.

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

Таблица 1.9 – Параметры линейного тренда сезонных и годовых сумм осадков за период 1936-2009 гг.

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

Примечание: В - значение линейного тренда в мм/10 лет; % - изменение сумм осадков в % от среднесезонного значения за 74 года;

На рисунке 1.16 временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей.

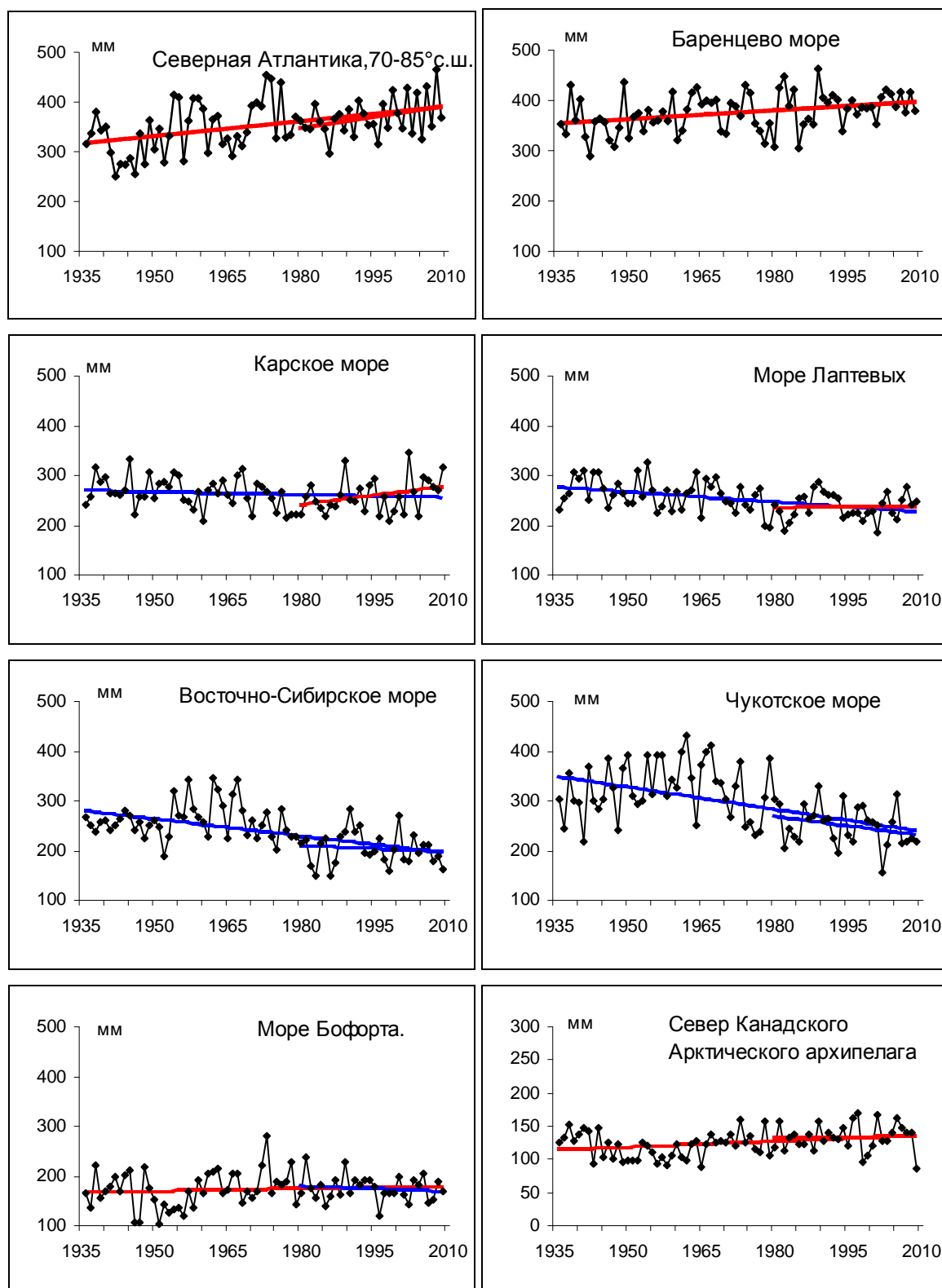


Рисунок 1.16 – Временные ряды годовых сумм осадков, мм

Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков за период 1936-2009 гг. в СПО является сохранение тенденции статистически значимого увеличения годовых сумм

осадков. Однако весь рост осадков в СПО обеспечен их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 8,4 % от нормы). В южных частях Североевропейского, Западносибирского, Восточносибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага рост годовых сумм осадков составил от 8 до 26 % от нормы.

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

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

Жидкие осадки в СПО за период 1936-2009 гг. уменьшились. В целом по региону на 2,9 %. Наибольшее их уменьшение отмечается в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6,2 % от нормы). Статистически значимый рост жидких осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 16,4 % от нормы).

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

В заключении отметим: результаты мониторинга состояния приземной атмосферы северной полярной области свидетельствуют о сохранении в последние годы тенденции потепления в высоких широтах.

2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях

Оценки особенностей развития ледовых условий в 2009 году получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ГУ «ААНИИ» на дрейфующих станциях «СП-36» и «СП-37», высокоширотного рейса ГУ «ААНИИ» на а/л «Ямал» в экспедиции «Арктика-2009» и ряда международных проектов. Оценка климатических параметров морского льда выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО "Глобальный Банк Цифровых Данных по Морскому Льду" за 1933-2004 гг. (включает данные ААНИИ за 1933-1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960-1979 гг., Национального ледового центра США за 1972-2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968-1998 гг. и Японского метеоагентства за 1970-2004 гг.). Расчет медианных значений общей сплоченности для месячных промежутков 2009 года и их разности относительного климатического периода 1978-2009 гг. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду (<http://nsidc.org>).

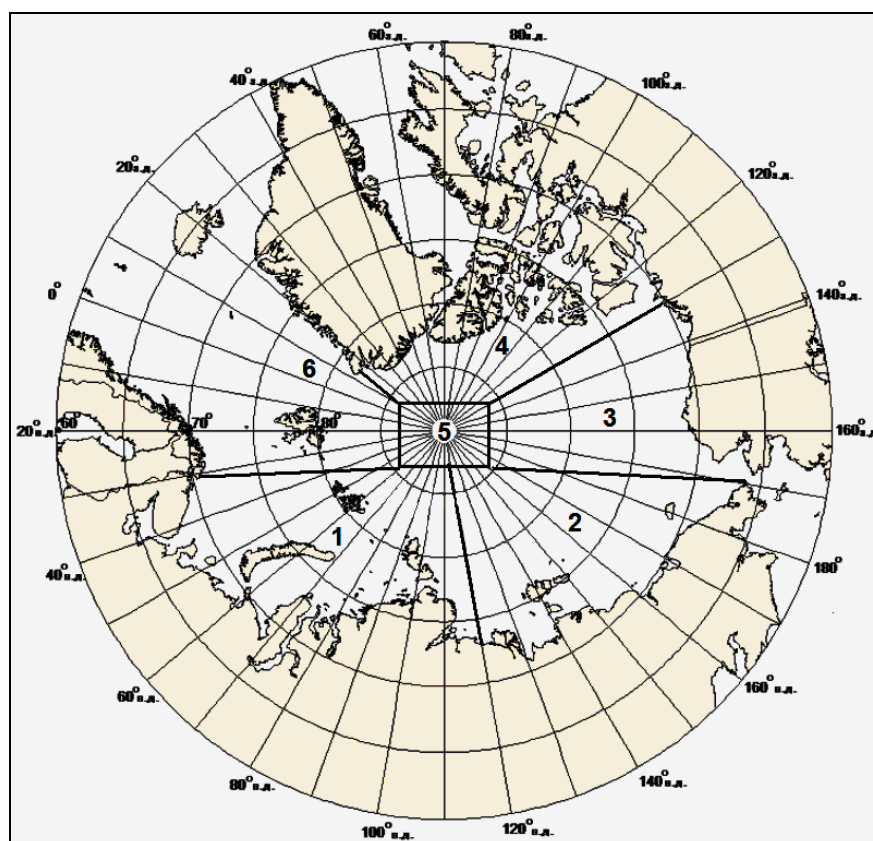


Рисунок 2.1 – Районы Северного Ледовитого океана и их границы (1-западный район российского сектора; 2-восточный район российского сектора; 3-альяскинский сектор; 4 канадский сектор; 5-приполюсный район; 6- гренландский сектор)

2.1 Развитие ледовых условий в зимний период

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

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

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

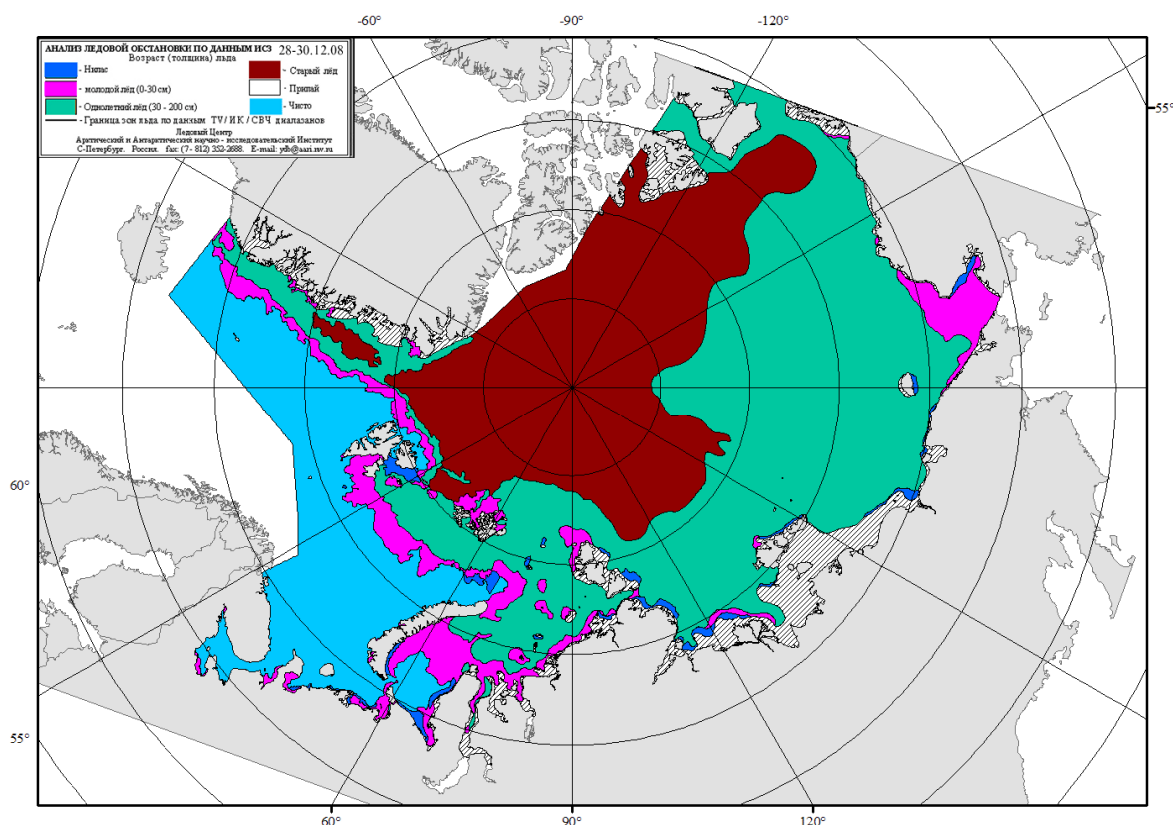


Рисунок 2.2 – Распределение льда по возрасту в конце декабря 2008 г.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднееголетнего значения в основном за счет небольшой ледовитости западного района российского сектора Арктики (морей Баренцева и Карского). По оценкам, выполненным в лаборатории ре-

жимных пособий ГУ «ААНИИ», общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря составила 13,3 млн. кв. км при норме 14,1 млн. кв. км, что на 5,3% меньше среднееголетних значений.

Позднее начало ледообразования, но достаточно высокая интенсивность нарастания льда в течение первых зимних месяцев 2009 года привели к тому, что толщина льда как бы «догнала» свои среднееголетних значений во всех арктических морях, кроме юго-западной части Карского моря. Практически во всех морях отмечались лишь небольшие отрицательные аномалии толщины льда (аномалия толщины льда по данным полярных станций составила -5...-10 см), а в море Лаптевых толщина льда была около нормы (рисунок 2.3).

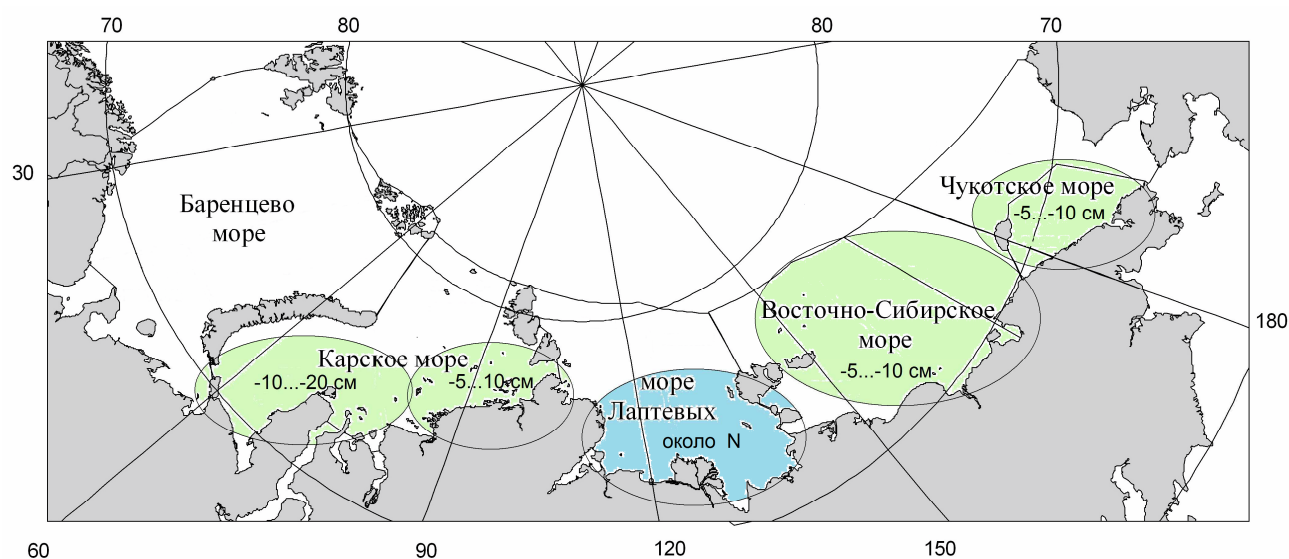


Рисунок 2.3 – Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики в конце марта по данным полярных станций

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

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

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-36» приведены на рисунке 2.4.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям и поля среднемесячного дрейфа за период январь-март 2008 года приведены на рисунках 2.5-2.13.

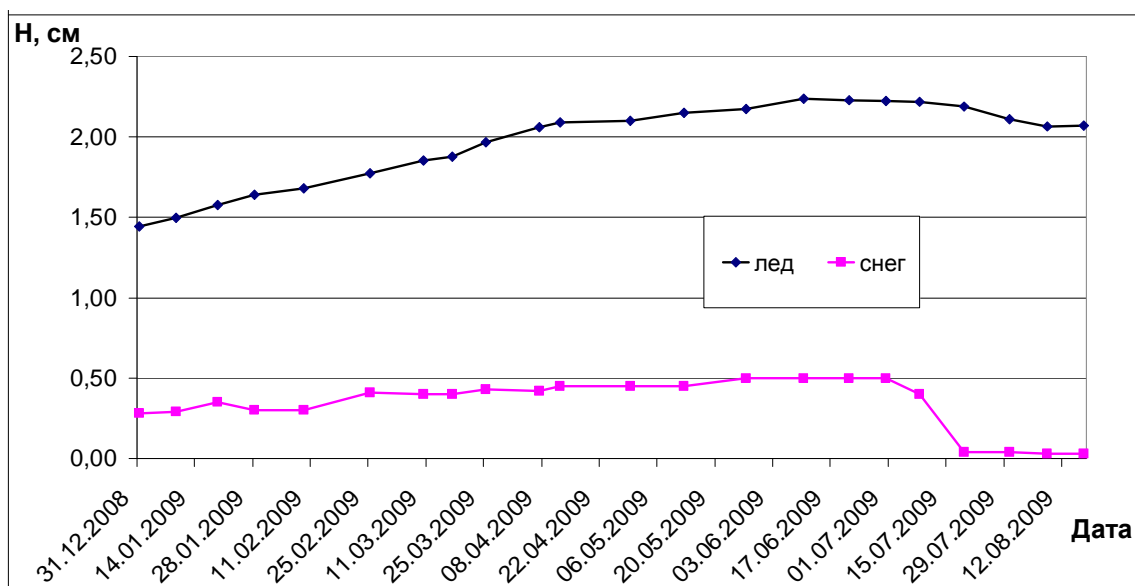


Рисунок 2.4 – Изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на дрейфующей станции «СП-36»

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

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

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

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

Ветвь трансарктического потока была выражена крайне слабо и оказалась смещенной к североамериканскому побережью. В результате нажимного дрейфа вся масса льда была плотно прижата к гренландскому и северо-американскому побережью. Южная граница массива старых льдов в российском секторе в течение января переместилась на север с 81°с.ш.

до 82°с.ш., то есть почти на 110 км, что достаточно много для зимнего периода.

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

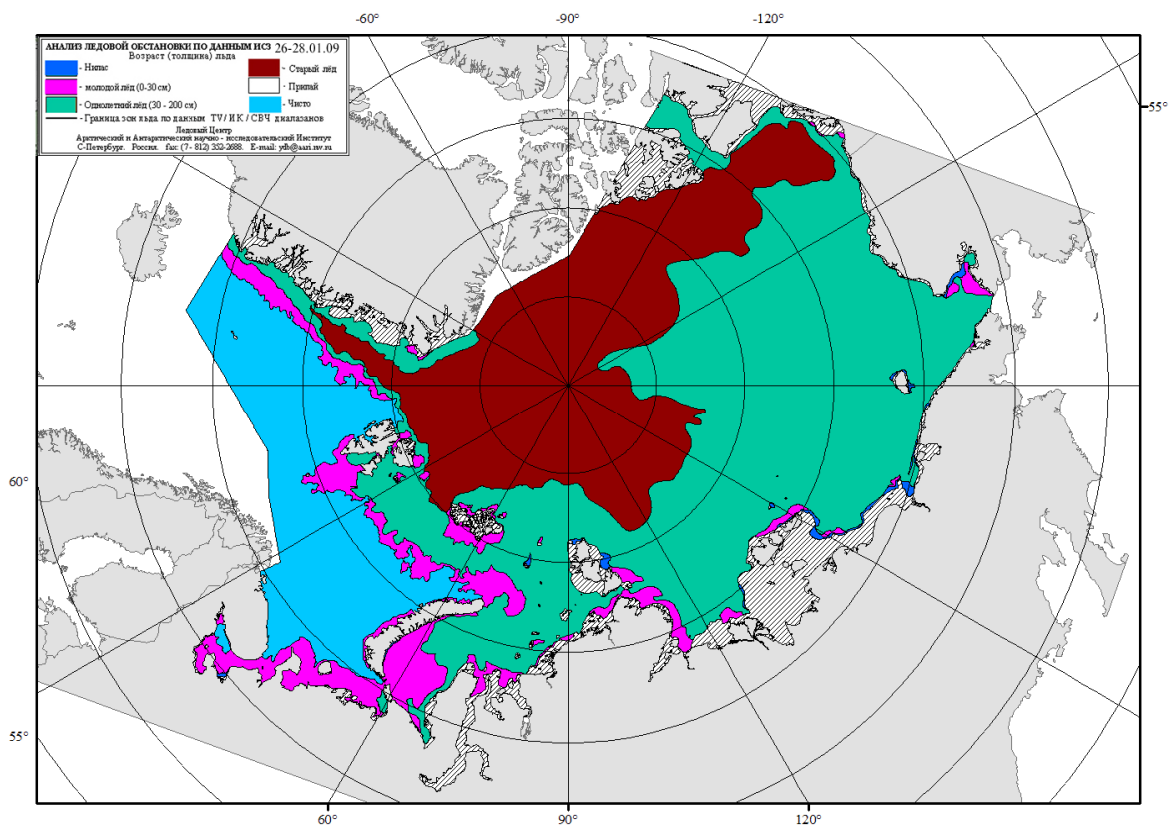


Рисунок 2.5 – Возрастной состав и распределение льда в конце января 2009 г.

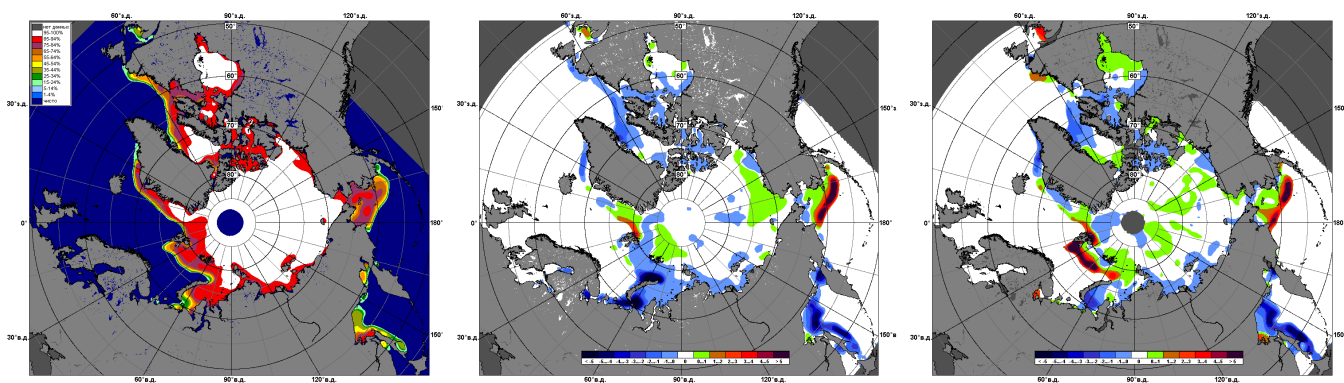


Рисунок 2.6 – Медианное распределение сплоченности льда в январе 2009 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

NASATEAM

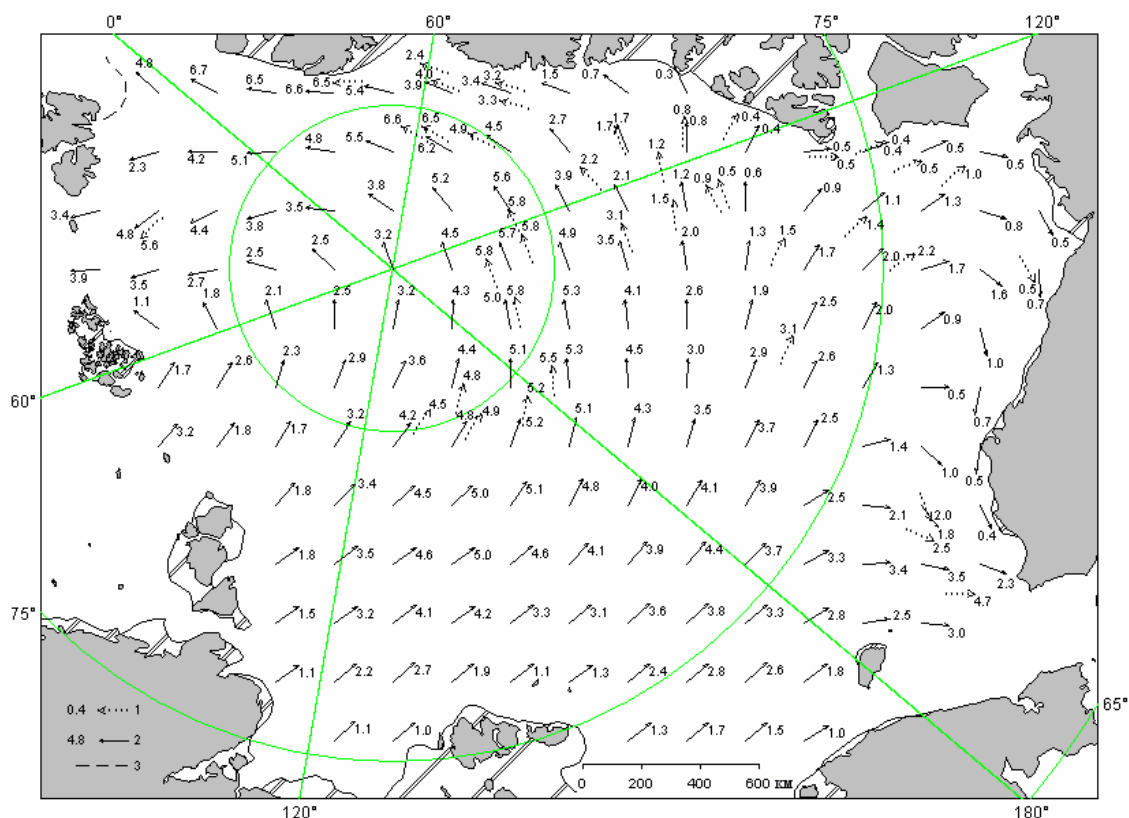


Рисунок 2.7 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за январь 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка молодого льда)

Таким образом, в январе наблюдалось развитие зон молодых льдов и заприпайных полыней у евразийского побережья и смещение всего массива льдов к северо-американскому побережью.

В феврале произошла перестройка циркуляции атмосферы, что привело к изменению поля дрейфа льда. В российском секторе Арктики преобладал дрейф приносного характера, усилился трансарктический перенос, причем его стрежень сместился в западное полушарие, за линию 0-180 меридианов. Усилился Канадский антициклональный круговорот.

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

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

В результате изменения характера дрейфа в феврале произошло выравнивание поля сплоченности ледяного покрова и, даже, некоторое увеличение сплоченности в российском и аляскинском секторах (положительные аномалии сплоченности выделены зеленым цветом).

Зона отрицательной аномалии (зоны голубого цвета) сохранялась в гренландском секторе и приполюсном районе Арктики (рисунок 2.9).

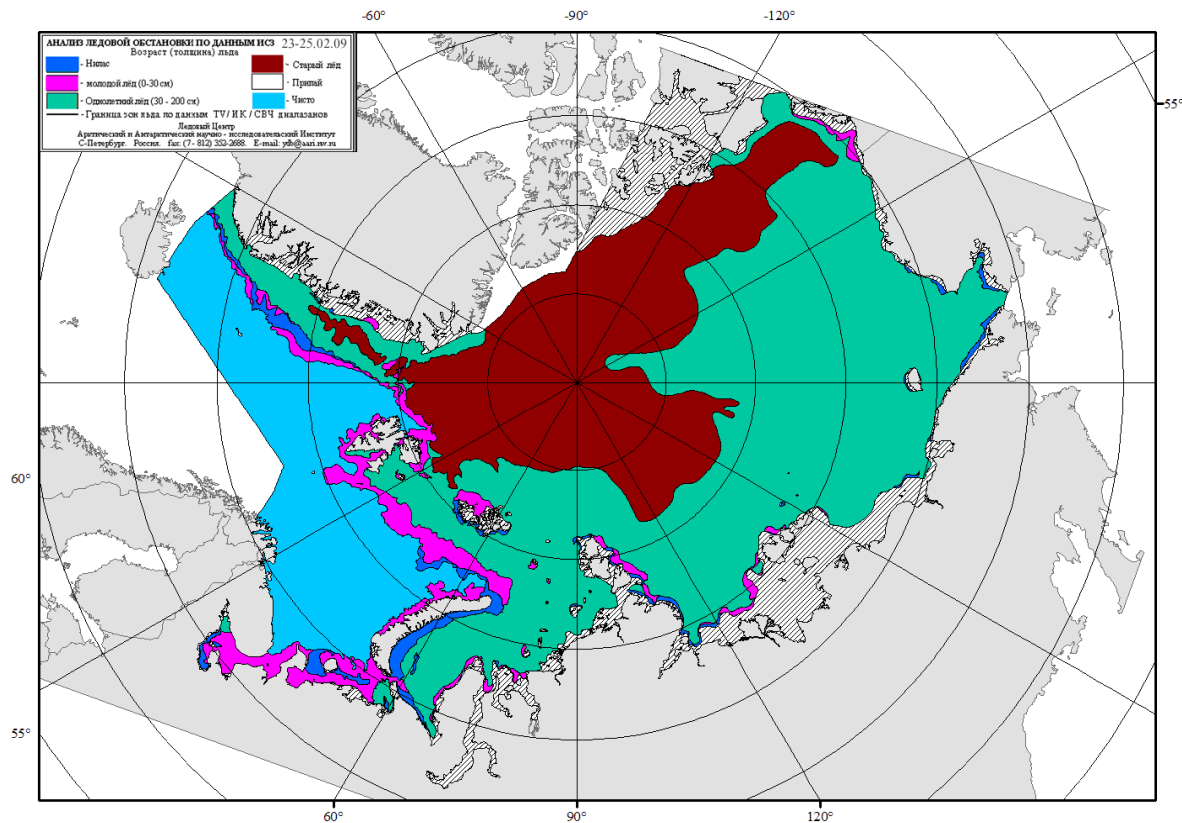


Рисунок 2.8 – Возрастной состав и распределение льда в конце февраля 2009 г.

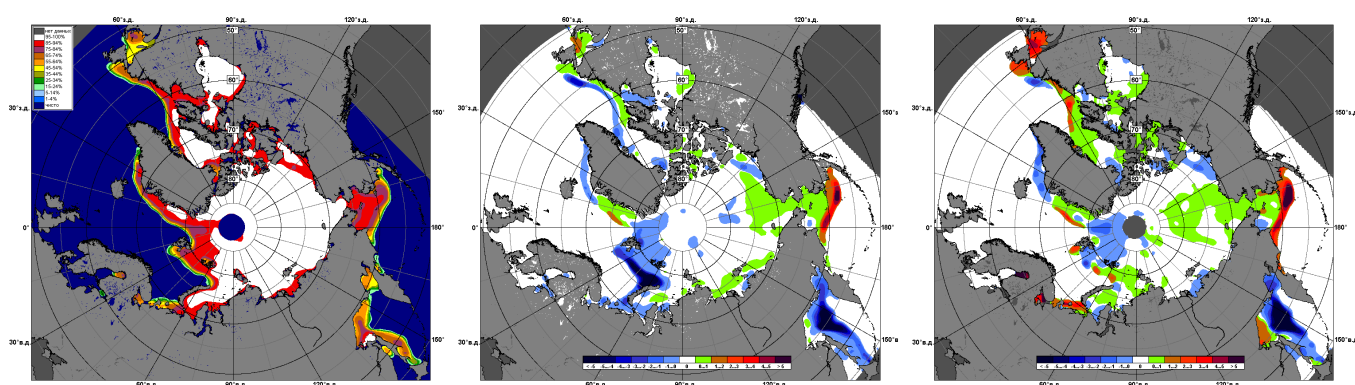


Рисунок 2.9 – Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2009 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

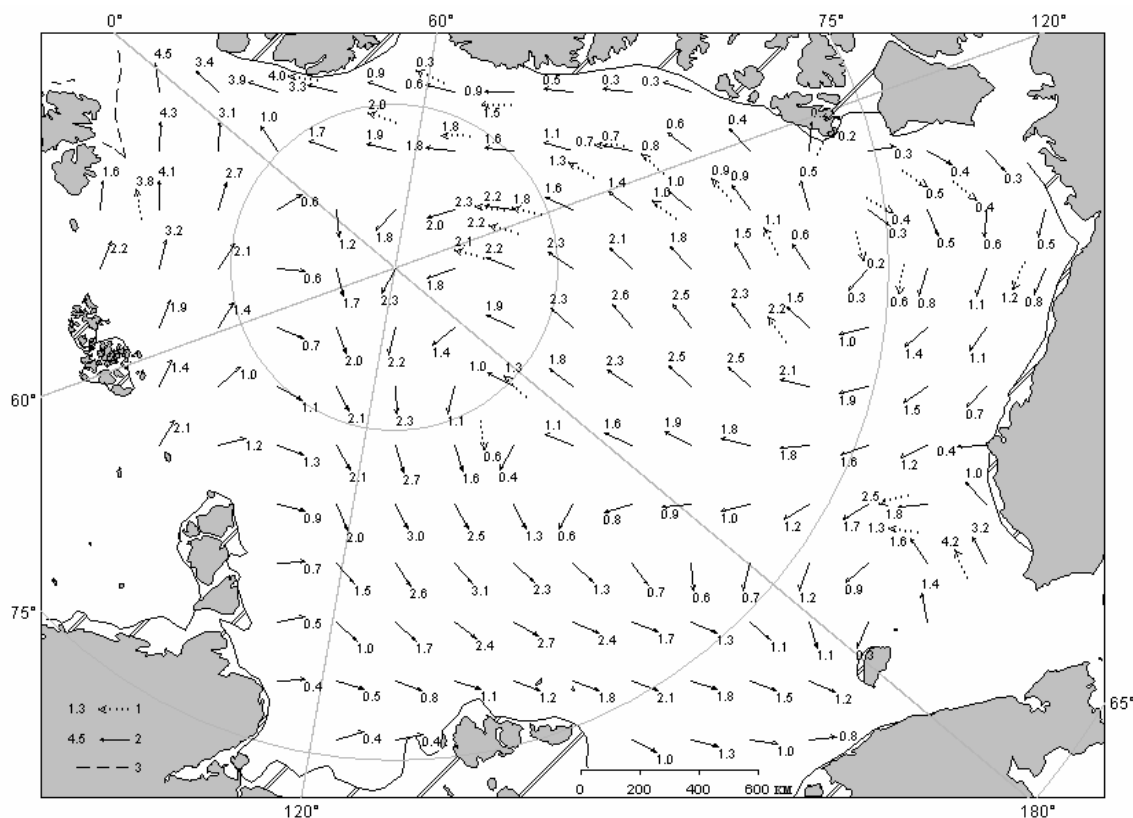


Рисунок 2.10 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за февраль 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка молодого льда)

В марте наблюдалось интенсивное развитие и нарастание толщины ледяного покрова при слабой его динамике. Скорости дрейфа льда были невелики. Были хорошо выражены все характерные элементы общего поля дрейфа льда в океане – трансарктический перенос и канадский антициклональный вихрь, который был смещен к евразийскому побережью. Это привело к слабому выносу льдов из морей российского сектора Арктики и небольшому смещению старых льдов в северном направлении

Поле сплоченности в значительной степени выровнялось и приблизилось к средне-многолетнему. Наблюдались лишь небольшие положительные (зеленые зоны) и отрицательные (голубые зоны) аномалии (рисунок 2.12).

В морях российского и аляскинского секторов Арктики преобладали однолетние толстые и средние льды. Старые льды наблюдались только в канадском, аляскинском и приплюсном секторах Арктики (рисунок 2.11). Южная граница старых льдов переместилась с 81°30'с.ш. на 82°с.ш., то есть сместилась приблизительно на 50 км в северном направлении, в обратном направлении по сравнению с февралем.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа за март приведен на рисунке 2.13.

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

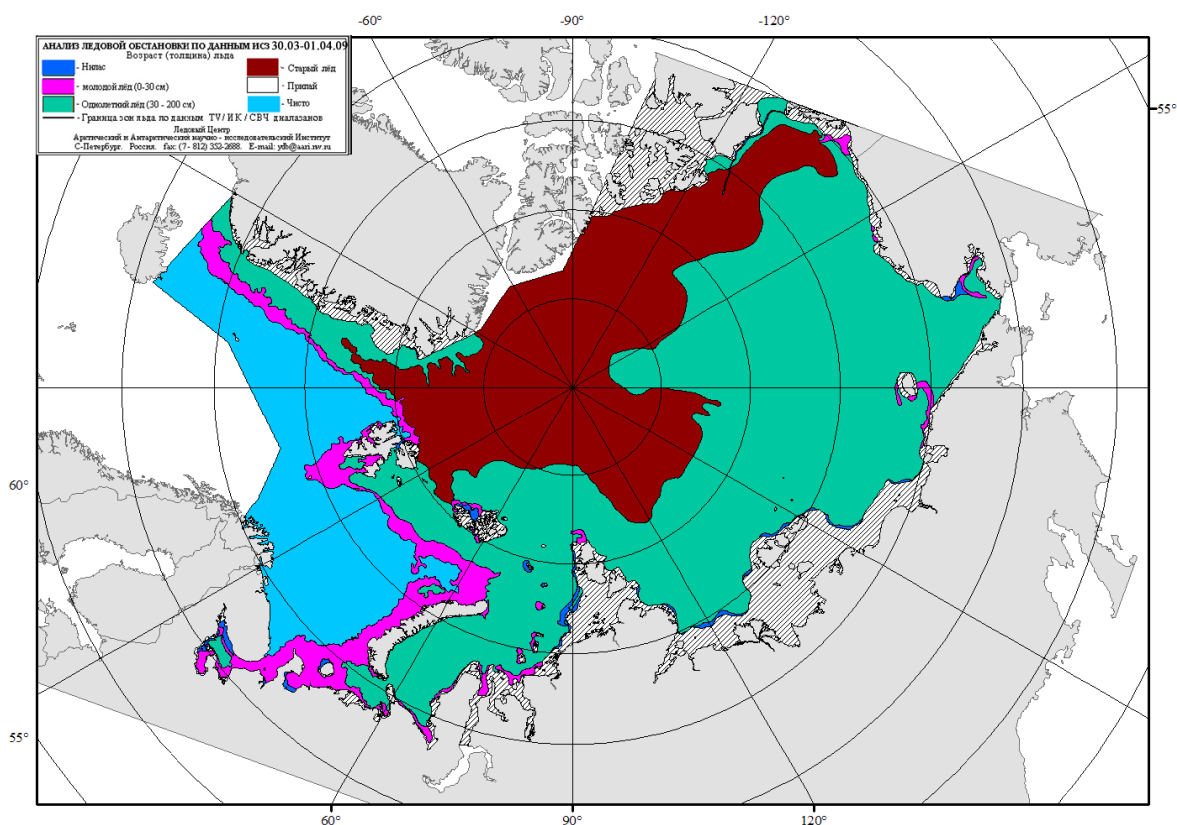


Рисунок 2.11 – Возрастной состав и распределение льда в конце марта 2009 г.

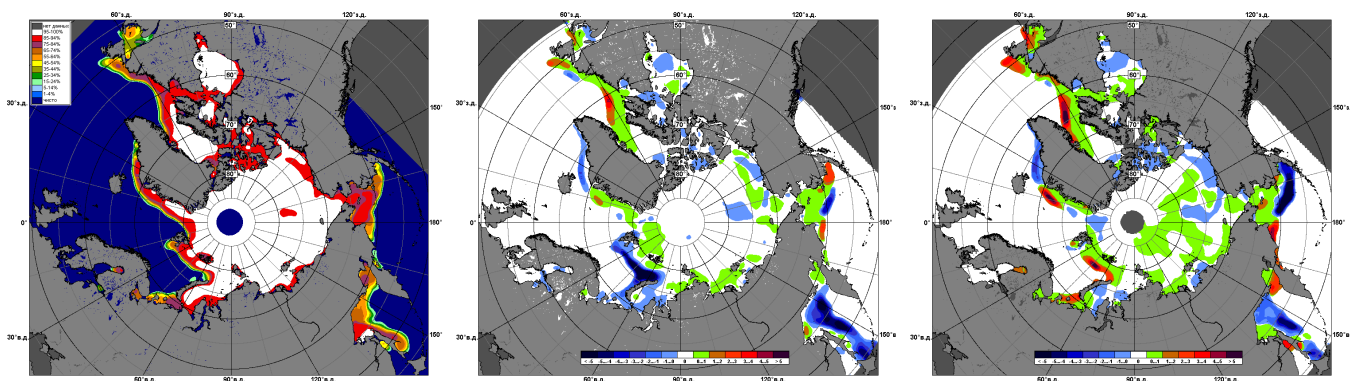


Рисунок 2.12 – Медианное распределение сплоченности льда в марте 2009 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

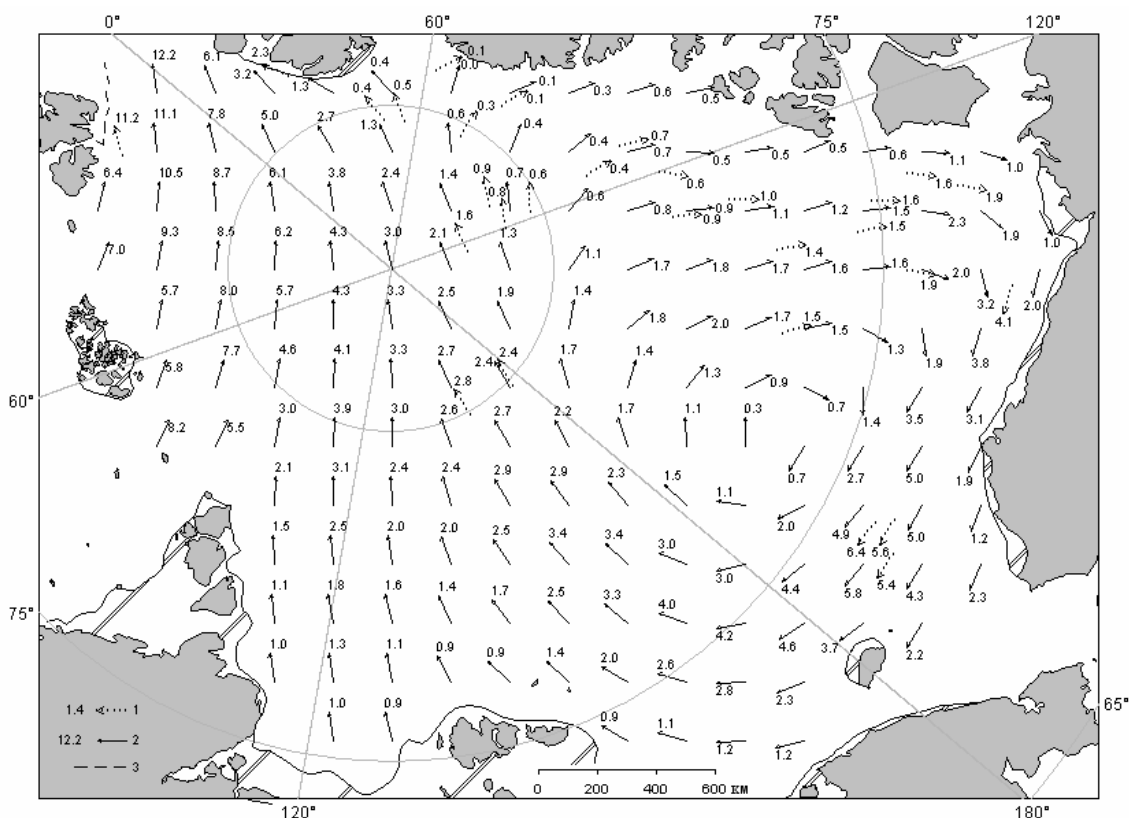


Рисунок 2.13 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за март 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка молодого льда)

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

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

2.2 Начало таяния и разрушения льда в весенний период

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

нолетних льдов.

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

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции «СП-36» показали, что интенсивность толщины нарастания льда в весенний период 2009 года была близка к среднемноголетним значениям. Рост толщины льда наблюдался до первой декады июня. За период с конца марта по первую декаду мая увеличение толщины льда составило 28 см (со 194 см до 222 см). Увеличение толщины льда происходило в среднем по 3 см за декаду, что для этого периода близко к среднемноголетним значениям.

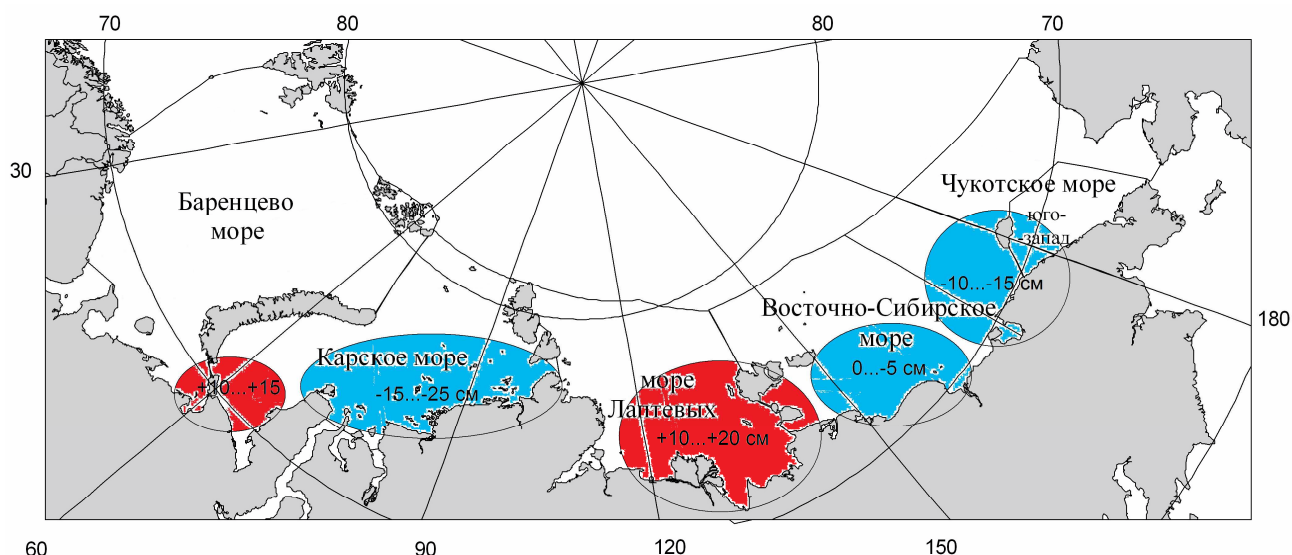


Рисунок 2.14 – Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания в 2009 г. (конец мая)

Уже со второй декады июня увеличение толщины ледяного покрова прекратилось, но также не отмечалось и уменьшение толщины льда и уменьшение высоты снежного покрова, что свидетельствовало бы о начале таяния. Таким образом, сроком начала таяния ледяного покрова в западном районе российского сектора Арктики на широте 81°с.ш. и на долготе 30°в.д. можно считать начало июня. Это приблизительно на 2 декады ранее сроков начала таяния, отмечаемым по данным самой близкой к району дрейфа «СП-35» полярной станции о. Рудольфа.

Высота снежного покрова в весенний период 2009 года оказалась также очень близкой к

среднемноголетним значениям. По данным измерений высота снега на начало мая составила 40--41 см при характерной среднемноголетней высоте снега в этом районе составляющей около 40 см. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-36» приведены выше, на рисунке 2.4.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель-июнь 2009 года приведены на рисунках 2.15-2.23.

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

Распределение льдов по возрасту и положение границы старых льдов сохраняло ряд специфических черт, сформировавшихся в осенне-зимний период. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля наблюдалось большое количество молодых льдов (до 30 см). Молодые льды наблюдались в прикромочной зоне Баренцева моря и в зонах заприпайных полыней в Карском море. В этих российских морях преобладали однолетние средние льды (диапазон толщин 70-120 см). В среднем в конце периода нарастания преобладающей формой льда здесь являются однолетние толстые льды. Преобладание однолетних средних льдов, вместо однолетних толстых, явилось следствием теплой зимы и более медленного нарастания толщины льда.

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

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

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

Площадь припая практически во всех морях была меньше среднегодовых значений, кроме северо-восточной части Карского и восточной части моря Лаптевых, в которых развитие припая было на 5-10% больше среднегодовых значений. В конце июня суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 454 тыс. кв. км при норме 522 тыс. кв. км, или на 13% меньше среднегодовых значений (в первом квартале на 8% меньше среднегодовых значений).

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

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

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

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

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

В июне картина дрейфа поменялась. Дрейф ледяного покрова стал более интенсивным, хорошо прослеживался устойчивый вынос льда из арктических морей российского и аляскинского секторов, следствием которого стали обширные заприпайные полыни. Наблюдался интенсивный трансарктический дрейф с выносом льда в пролив Фрама и развитие антициклональный арктический круговорот.

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

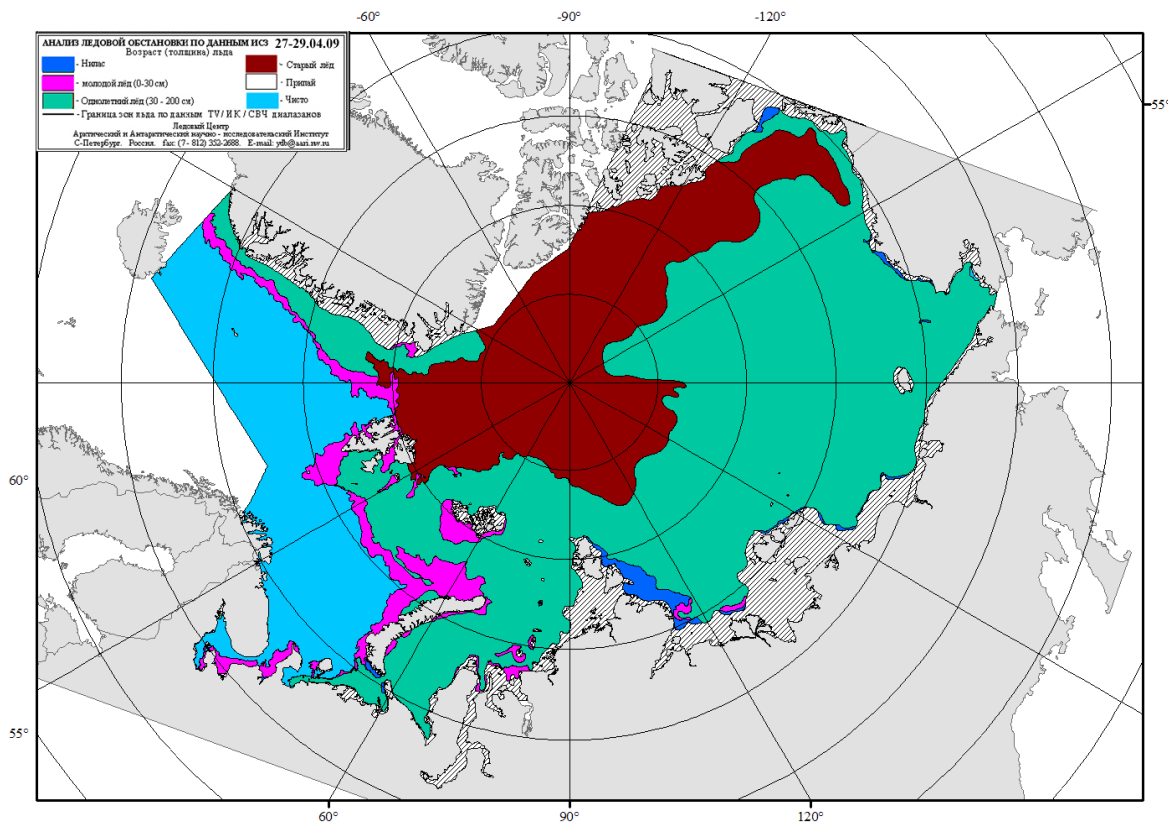


Рисунок 2.15 – Возрастной состав и распределение льда в конце апрель 2009 г.

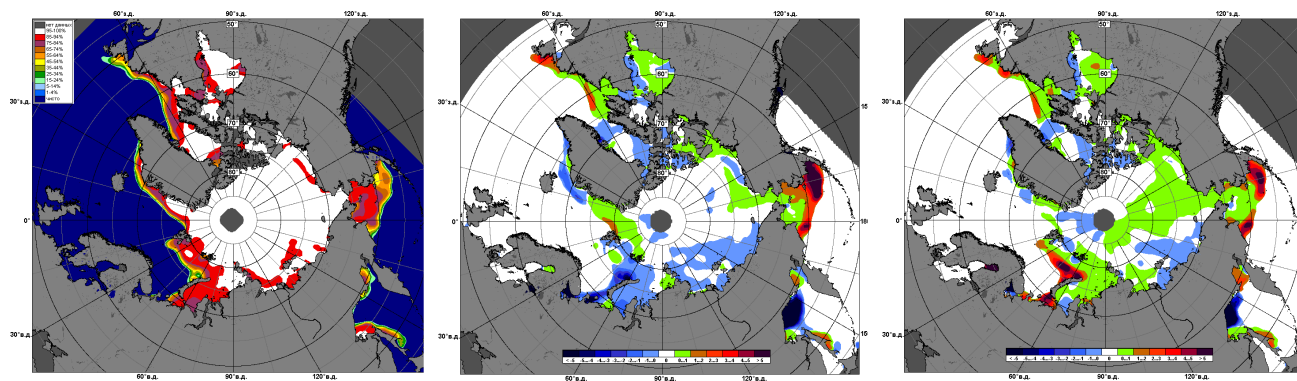


Рисунок 2.16 – Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

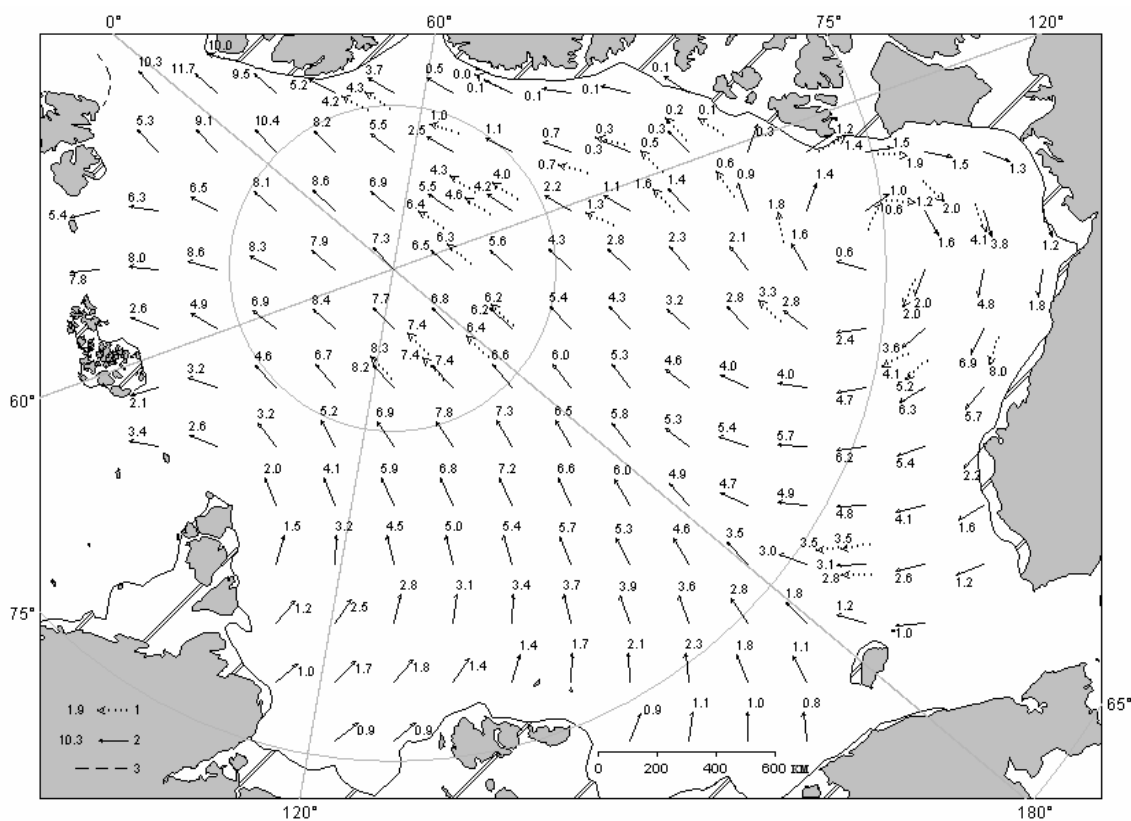


Рисунок 2.17 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за апрель 2009 г.

(1– направление (стрелка) и скорость (1.9 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка льда)

В конце мая, который считается периодом максимального развития ледяного покрова в Арктическом бассейне в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли 2/3 от общего количества льда. Около 1/3 от общего количества льда составляли старые льды. Небольшое количество молодых льдов наблюдалось в прикромочных областях морей западного района российского и гренландского секторов Арктики (Баренцева и Гренландского) и заприпайных полыньях.

Однолетние льды занимали западный и восточный районы российского сектора Арктики, более половины аляскинского сектора. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском, гренландском секторах Арктики и приполюсном районе. Принципиального изменения в распределении льдов во втором квартале 2009 года по сравнению с первым кварталом 2009 года не произошло (рисунок 2.18).

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

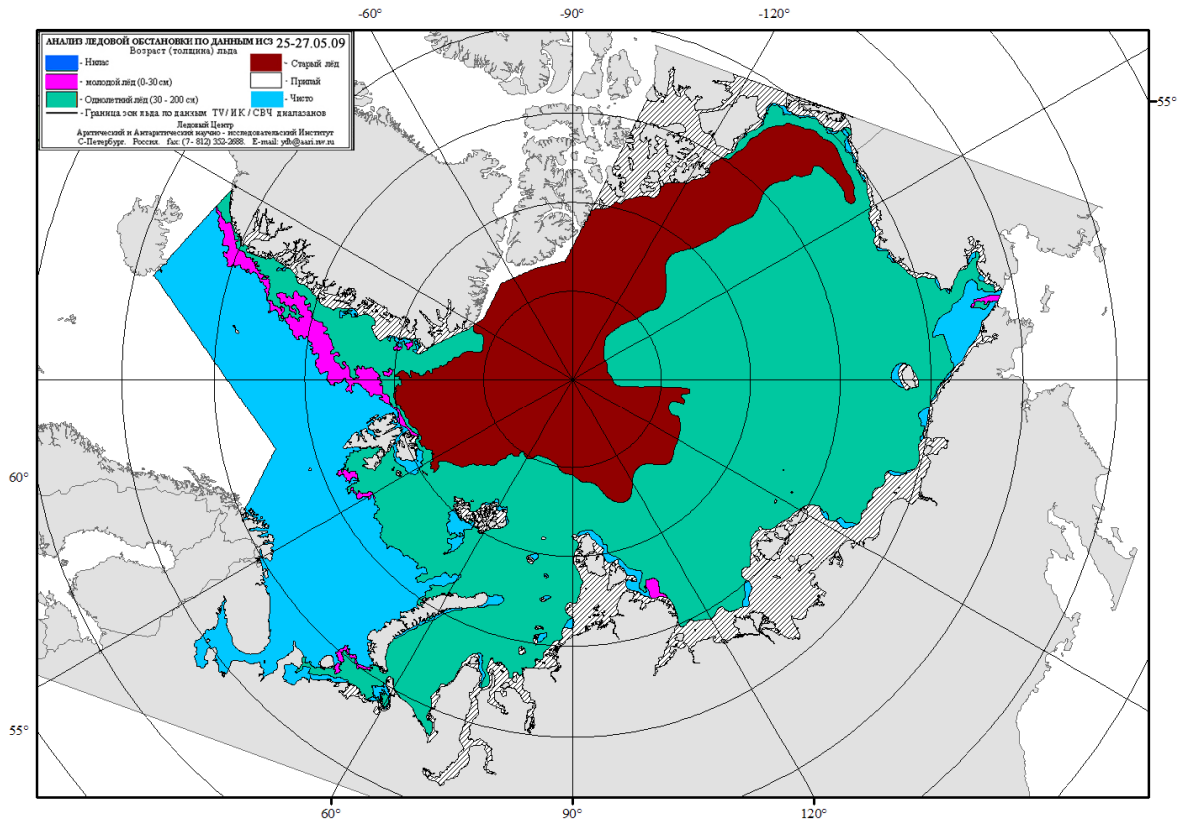


Рисунок 2.18 – Возрастной состав и распределение льда в конце мае 2009 г.

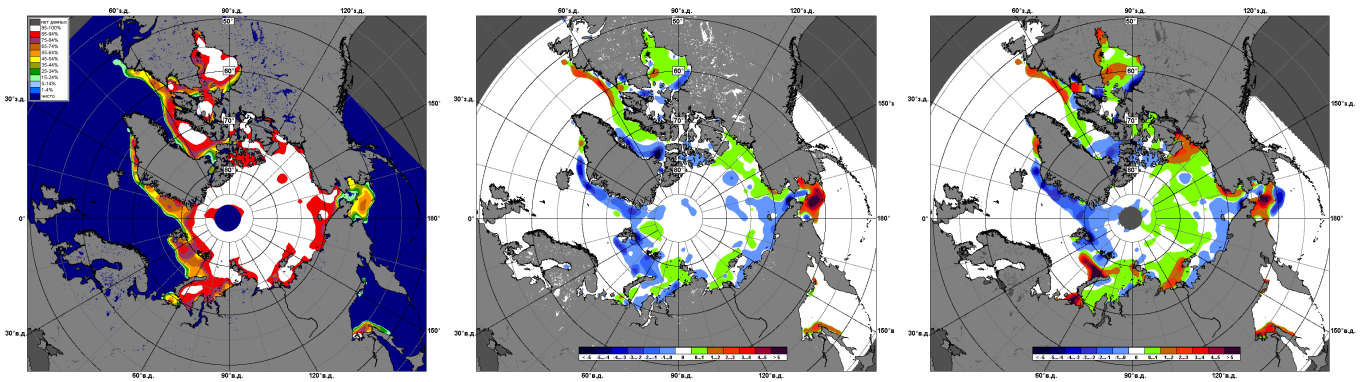


Рисунок 2.19 – Медианное распределение сплоченности льда в мае 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

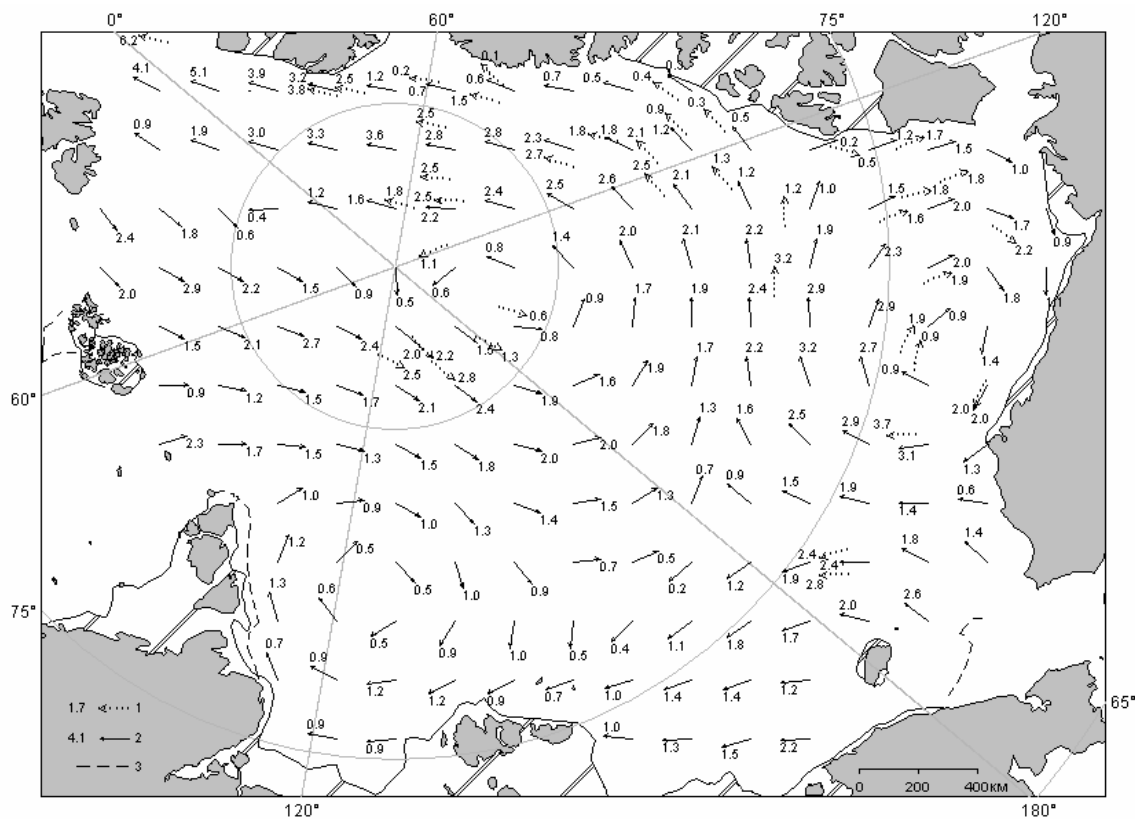


Рисунок 2.20 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2009 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (1.7 км/сут) дрейфа автоматического буйа; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка льда)

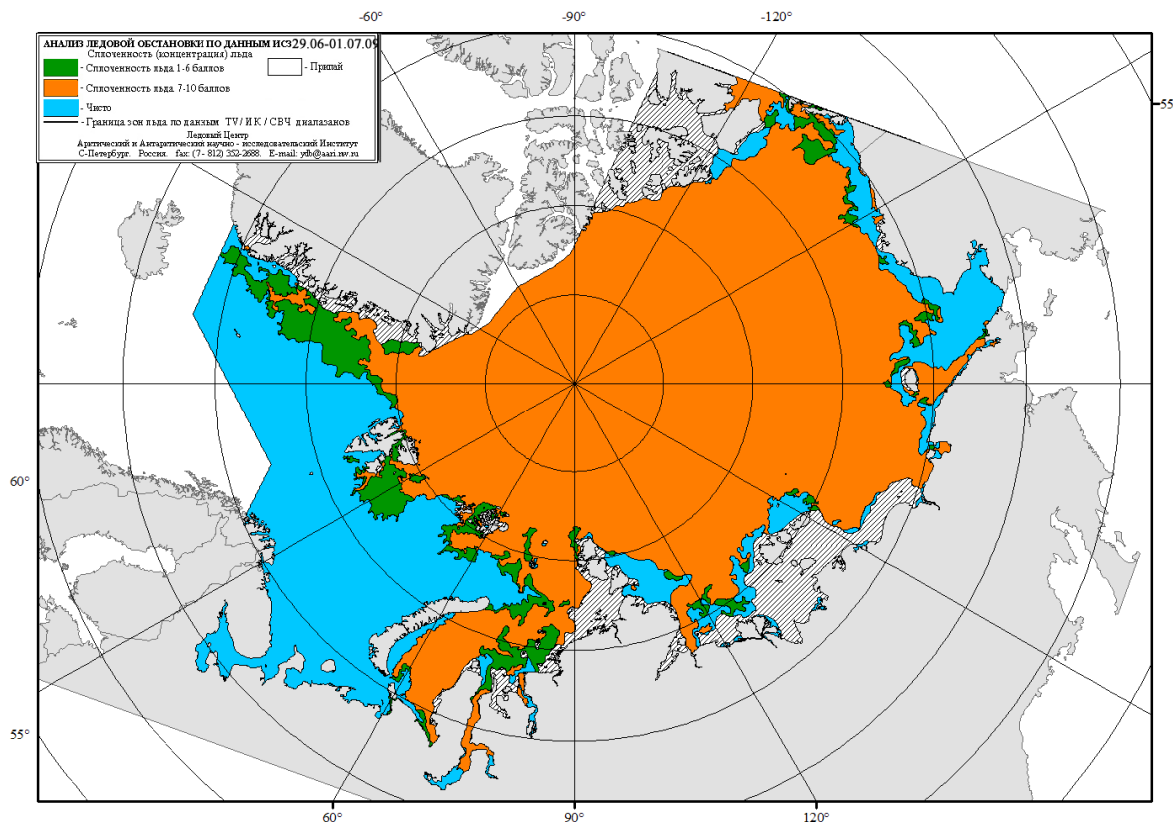


Рисунок 2.21 – Возрастной состав и распределение льда в конце июня 2009 г.

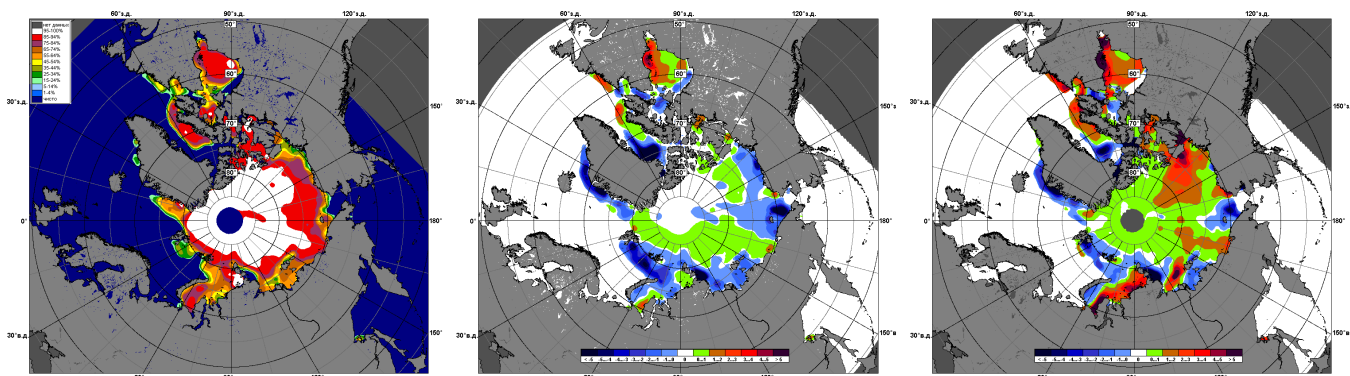


Рисунок 2.22 – Медианное распределение сплоченности льда в июне 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

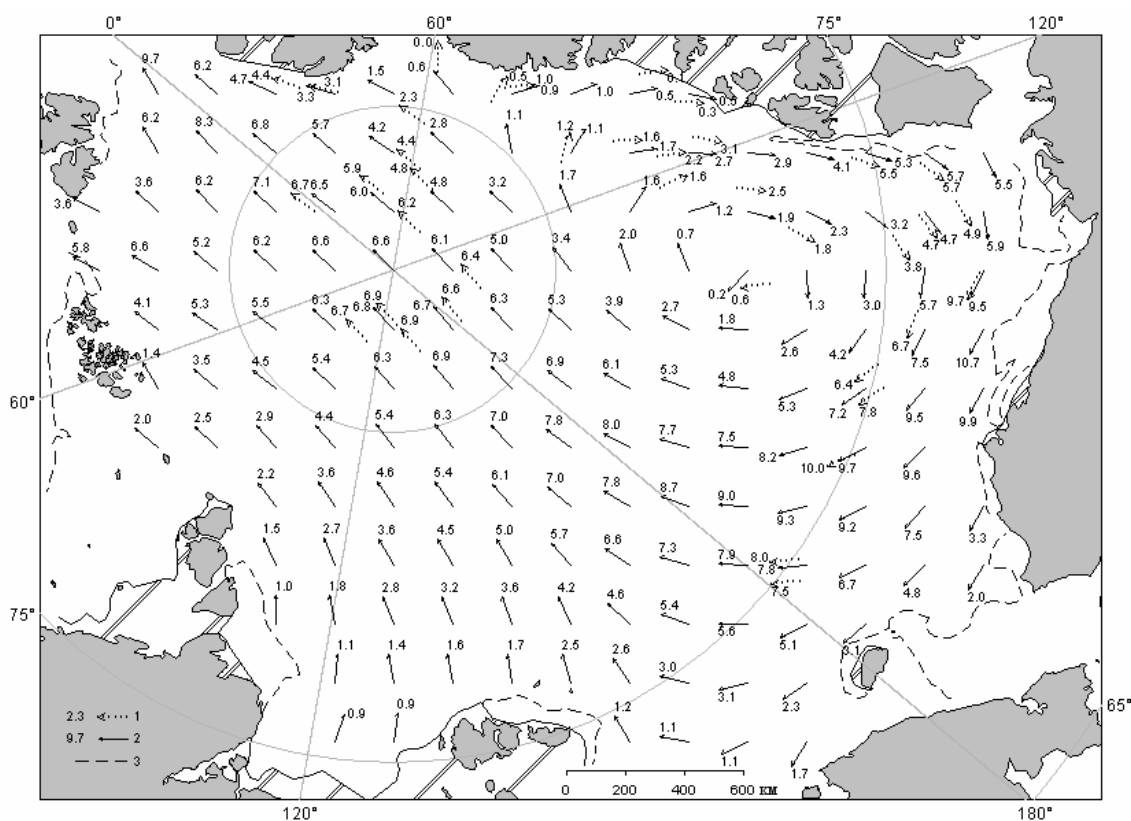


Рисунок 2.23 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2009 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (2,3 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка льда)

2.3 Распределение ледяного покрова в летний период

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

районах российского сектора Арктики, смещение массива старых льдов в канадский и гренландский сектора Арктики, уменьшения количества старых льдов в результате их выноса из океана через пролив Фрама и увеличение доли однолетних льдов в ледовом балансе океана.

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

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

По данным полярных станций во всех морях российского сектора Арктики к началу таяния сформировались близкие к норме толщины льда, с небольшими положительными аномалиями. К концу июня-началу июля отмечалось интенсивное таяние ледяного покрова по всему побережью российской Арктики и побережью Аляски.

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

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль-сентябрь 2009 года приведены на рисунках 2.24-2.29, 2.33–2.35.

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

Дрейф ледяного покрова приведен на рисунке 2.25. В июле в целом были хорошо выражены все основные структуры дрейфа льда Северного ледовитого океана – трансарктический поток и антициклонический вихрь. Центр антициклонического вихря сместился примерно на 670 км к юго-западу относительно его положения в июне. В канадском потоке скорость вблизи стрення составляла 2 км/сут у острова Элмир и 8-9 км/сут у острова Банкс.

В трансарктическом потоке скорости, равные 6-7 км/сут, отмечались на стренне севернее Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Далее до приполюсного района скорость в основном была близка к 5 км/сут. В проливе Фрама она увеличивалась до 7 км/сут.

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

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была значительно меньше нормы. Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости, вносили окраинные западные и восточные моря (на центральном рисунке 2.25 – голубая зона, отражающая отрицательную аномалию). Больше нормы ледовитость была в гренландском секторе Арктики, морях Бофорта и Восточно-Сибирском (на центральном рисунке 2.25 – зеленая зона, отражающая положительную аномалию).

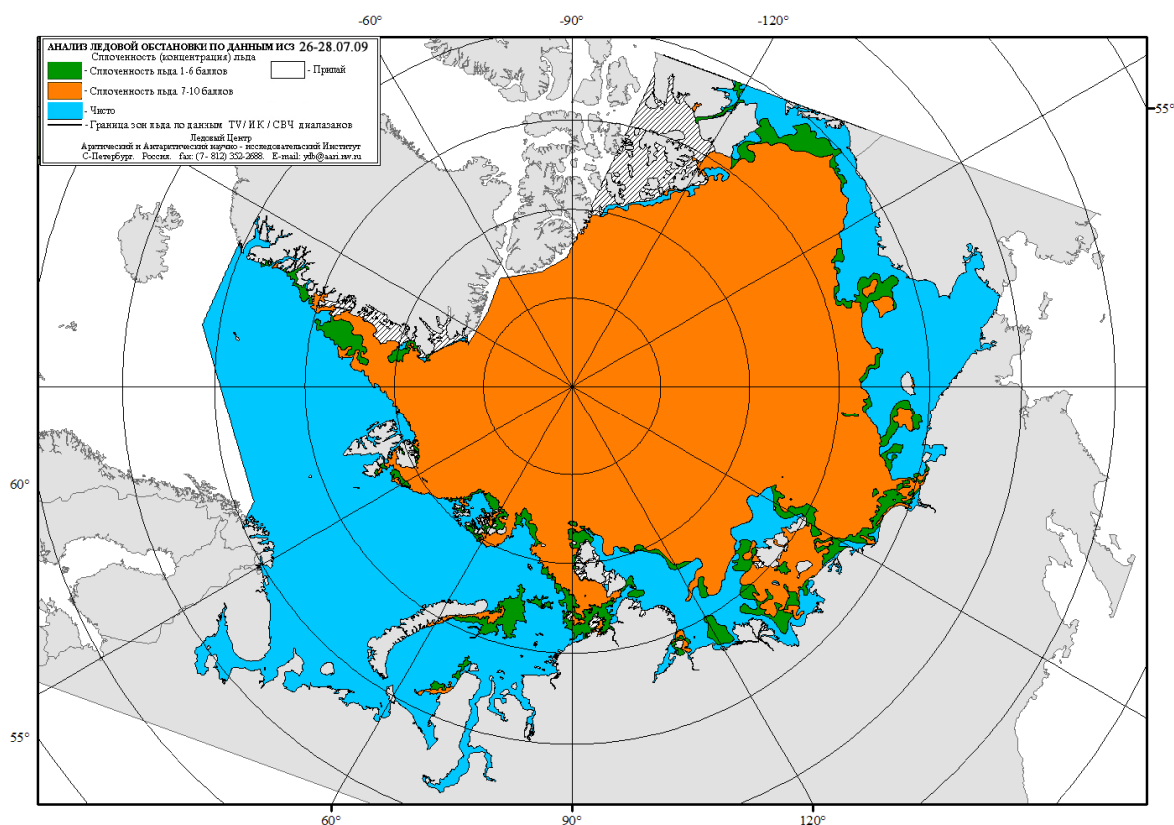


Рисунок 2.24 – Распределение льда по сплоченности в конце июля 2009 г

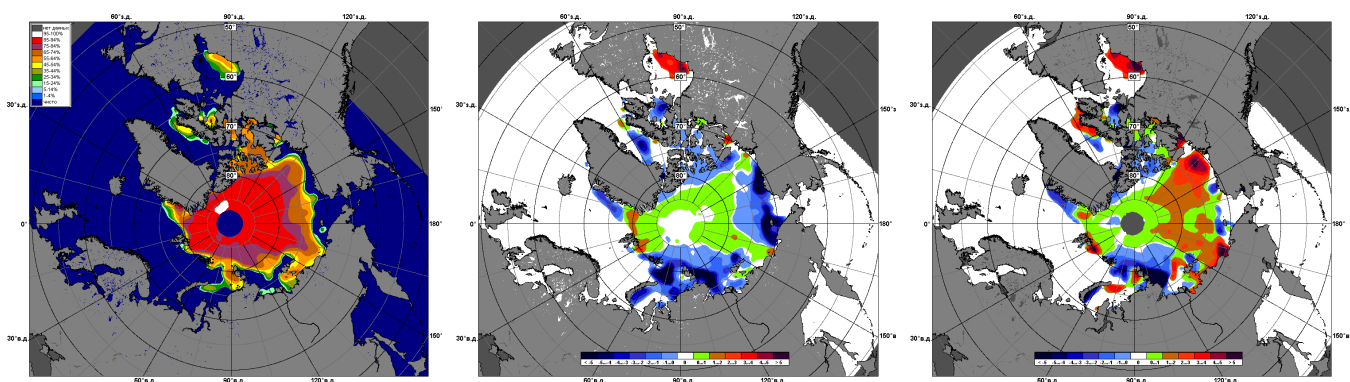


Рисунок 2.25 – Медианное распределение сплоченности льда в июле 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

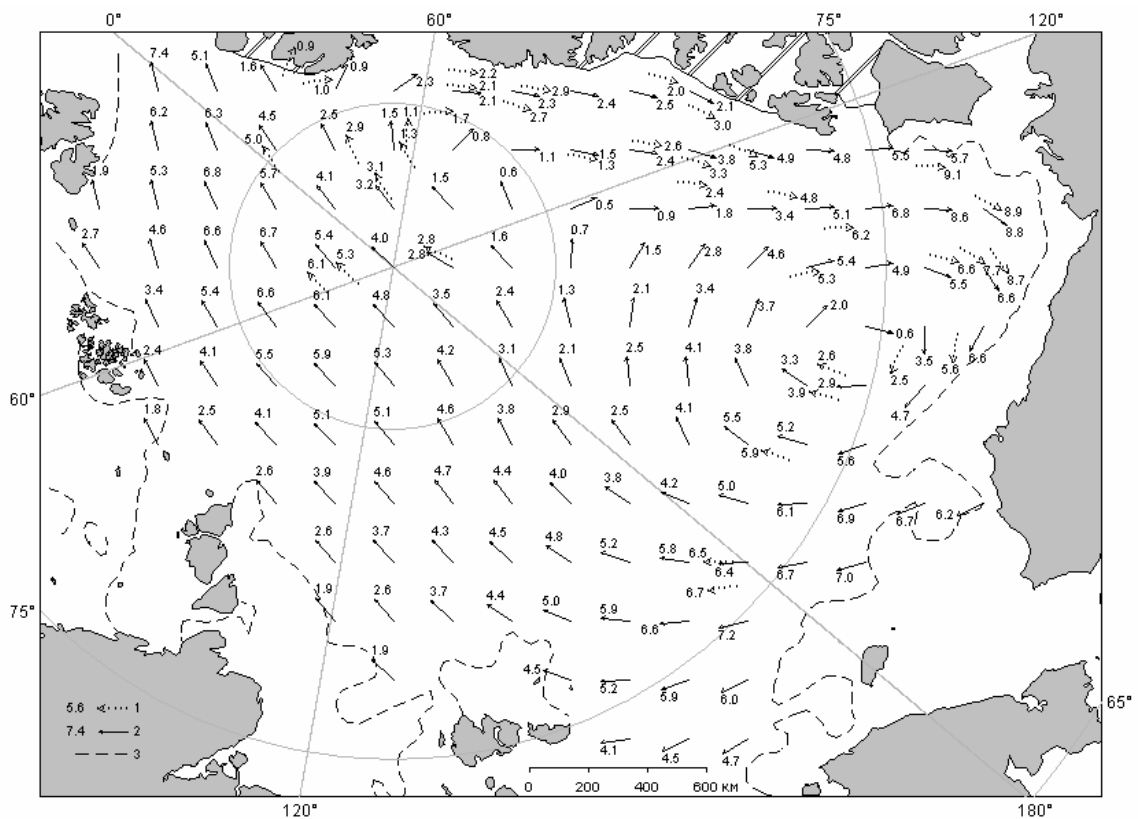


Рисунок 2.26 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2009 г.

(1 – направление (стрелка) и скорость (2.5 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в арктических морях (рисунок 2.27).

В августе, как это нередко случается летом, в поле скорости дрейфа льда образовалась обширная циклоническая циркуляция. Ее центр находился севернее Восточно-Сибирского моря около точки с координатами $\varphi=79^{\circ}30'$ и $\lambda=165^{\circ}$ в.д. Наряду с этим круговоротом в восточной части моря Бофорта, в зоне с сохранившимся льдом, вектора скорости имели антициклоническую завихренность. Она являлась частью общего антициклонического вихря, который, согласно дрейфу буев за пределами кромки, охватывал и лед и свободную от него воду. В результате совокупного влияния обеих вихрей кромка льда в районе границы между Чукотским морем и морем Бофорта получила значительное смещение на север. Циклоническая циркуляция обусловила и существенное опускание, по сравнению с июлем, кромки льда к югу в восточной части моря Лаптевых. Адвекция льда из бассейна происходила также в сторону морей Карского и Баренцева. Интенсивность выноса льда в Гренландском море уменьшилось. В проливе Фрама скорость на стрежне составляла около 4 км/сут (рисунок 2.29).

В морях российского сектора Арктики, несмотря на приносной характер дрейфа льда,

сформировалась устойчивая крупная отрицательная аномалия ледовитости, составляющая 30-50%. Принос льда в результате дрейфа уже не мог компенсировать сокращения льда в результате его таяния и разрушения.

По данным о сплоченности льда на основе данных SSMR-SSM/I, наибольшая сплоченность наблюдалась в приполюсном районе и гренландском секторе Арктики (рисунок 2.28).

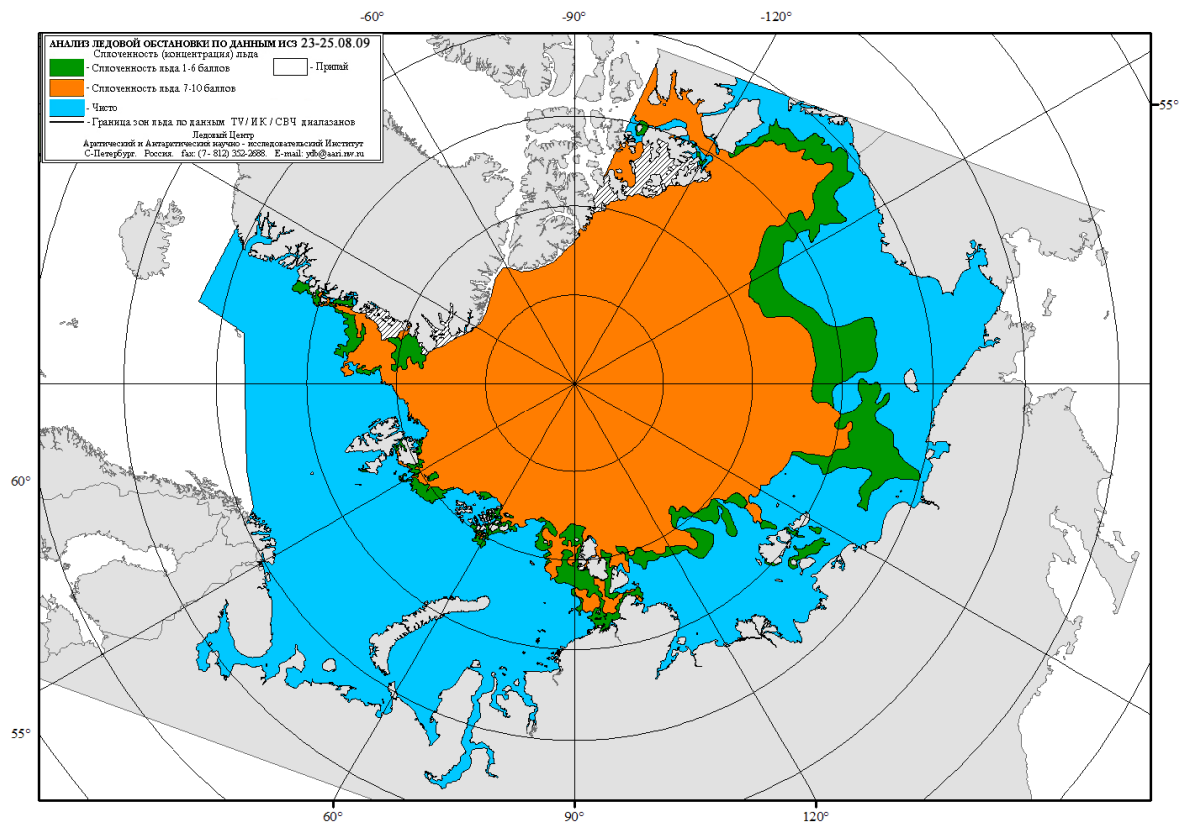


Рисунок 2.27 – Распределение льда по сплоченности в конце августа 2009 г.

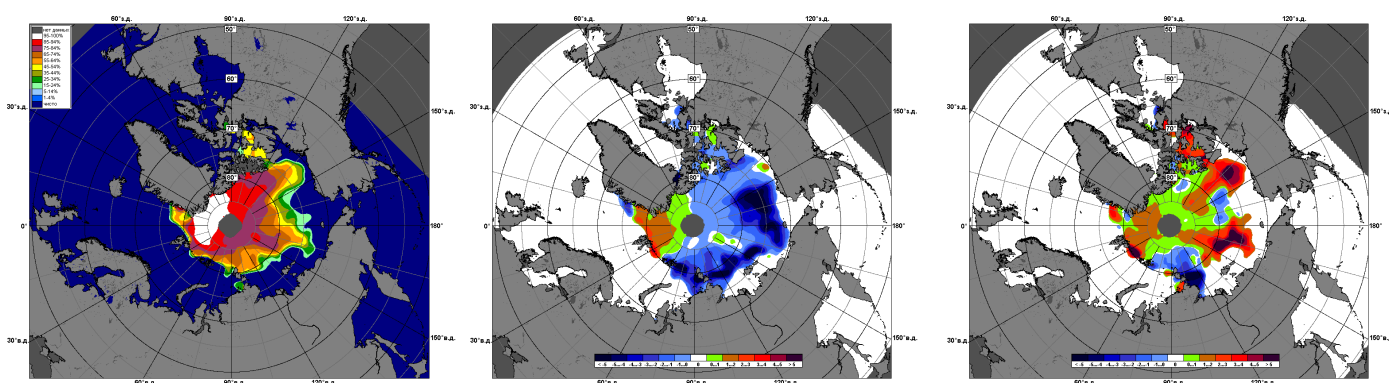


Рисунок 2.28 – Медианное распределение сплоченности льда в августе 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

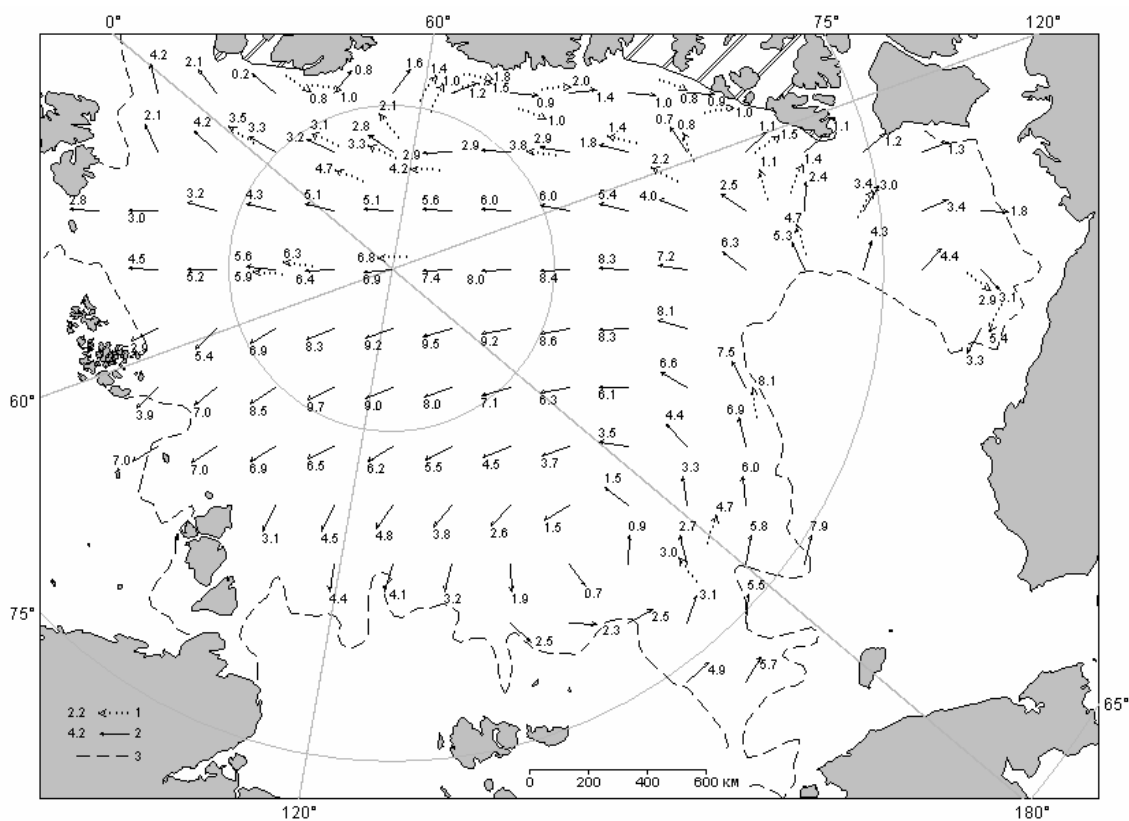


Рисунок 2.29 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2009 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (0,6 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В конце августа-первой половине сентября была проведена морская операция ГУ «АНИИ» на ал «Ямал», включающую в себя высокоширотное плавание с эвакуацией дрейфующей станцией «СП-36», поиском ледяного поля и высадкой новой дрейфующей станции «СП-37». В период экспедиции был выполнен большой объем наблюдений.

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

Плавание осуществлялось через приполюсный район. На всем протяжении маршрута плавания наблюдалось активное ледообразование, все снежицы были покрыты наслудом, толщиной до 5-7 см. Маршрут движения ал «Ямал» приведен на рисунке 2.30.

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

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

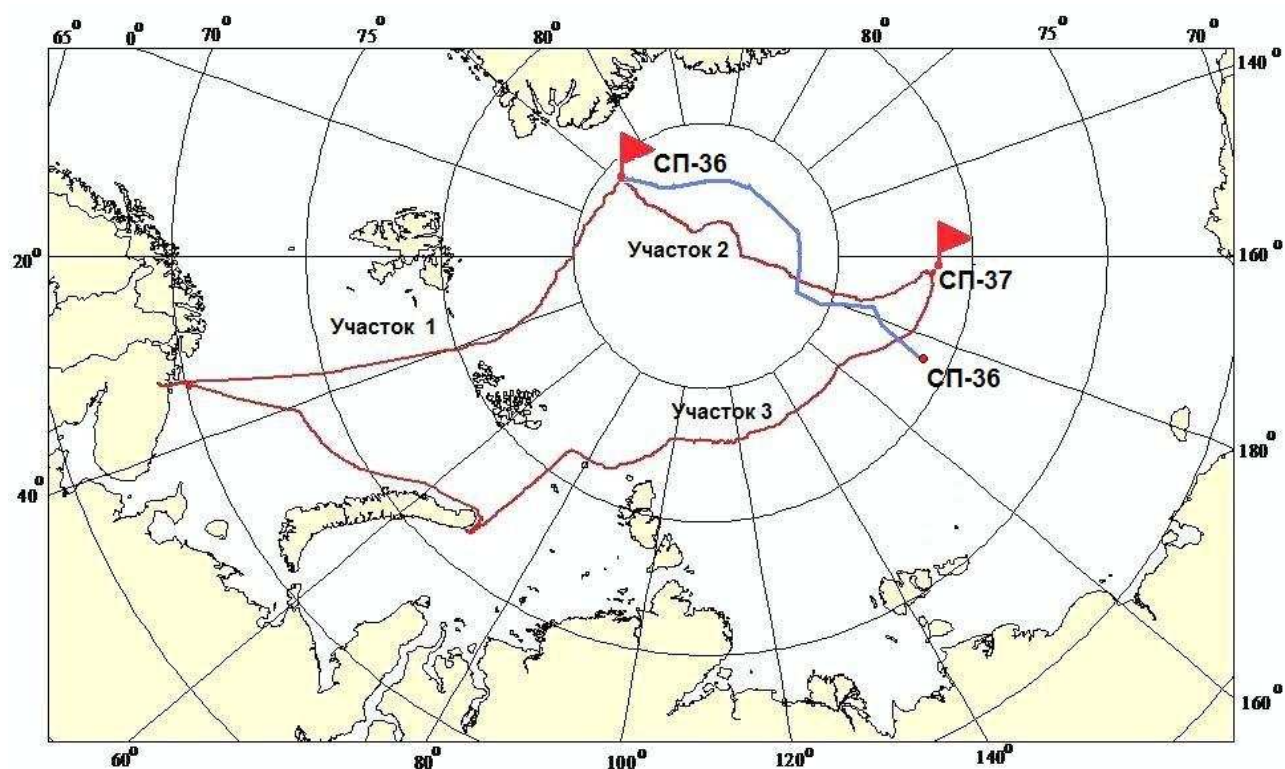


Рисунок 2.30 – Маршрут плавания а/л «Ямал» в августе-сентябре 2009 года и однородные по ледовым условиям участки плавания

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

На всем протяжении пути плавания ледокола преобладали однолетние льды (таблица 3.1). Протяженность пути в старых льдах на участках 1 и 2 составила около 25% от общей протяженности участков. Количество старых льдов на участке 3 сократилось в 4 раза и достигала 6 %.

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

Таблица 2.1 – Возрастной состав льда на пути плавания а/л «Ямал» в августе-сентябре 2009 г., %

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

Толщина ровного льда

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

- при практически равном относительном количестве старых льдов на участке 1 и 2, льды этой возрастной категории на участке 1 имели большую толщину, чем на участке 2: 140-240 см и 140-180 см, соответственно;
- преобладающая толщина однолетних льдов на участке 1 составила 60-140 см, на участке 2 – 80-140 см, на участке 3 – 60-120 см;

Таким образом, наибольшие значения однолетних льдов наблюдались на участке 2, а старых льдов – на участке 1.

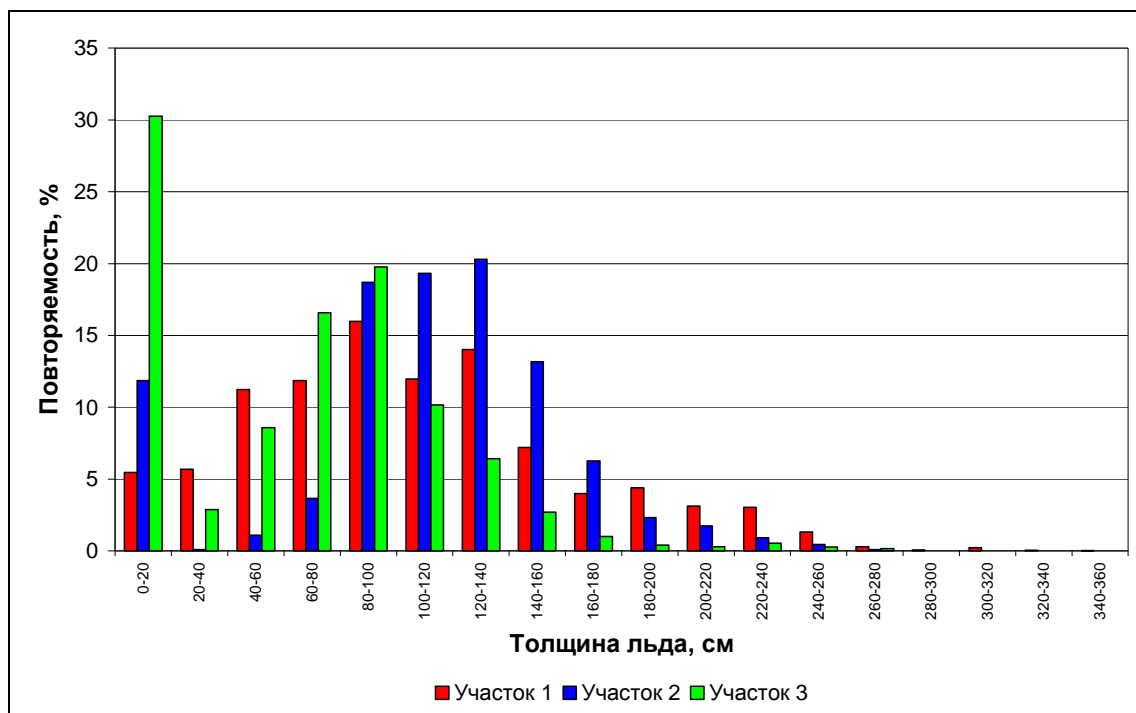


Рисунок 2.31 – Распределение толщины ровного льда по данным визуальных наблюдений на пути плавания а/л «Ямал» в августе-сентябре 2009 г.

Торосистость льда

Ледяной покров Арктического бассейна в августе-сентябре 2009 г. в целом отличался невысокими значениями торосистости льда (рисунок 2.32-2.34). Преобладающие значения торосистости на всех участках изменялись в пределах 0-1 – 2 балла. Тем не менее, наибольшая торосистость льда отмечалась на участке 2. Относительная протяженность пути во льдах указанной торосистости на этом участке составила 86 %, в то время как на участках 1 и 3 этот показатель составлял 74 % и 54 %, соответственно.

Очень торосистые льды (более 3 баллов) наблюдались только на участке 1, однако относительная протяженность пути плавания в таких льдах не превысила 0,5 %. Наибольшая протяженность пути в ровных льдах зафиксирована на участке 3 (46 %).

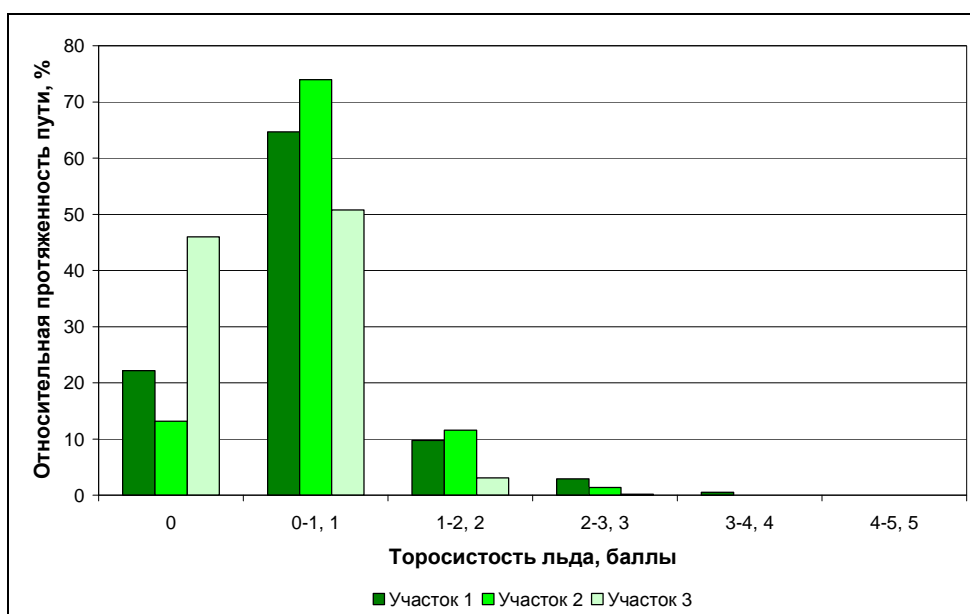


Рисунок 2.32 – Распределение торосистости льда на пути плавания а/л «Ямал» в августе-сентябре 2009 г.

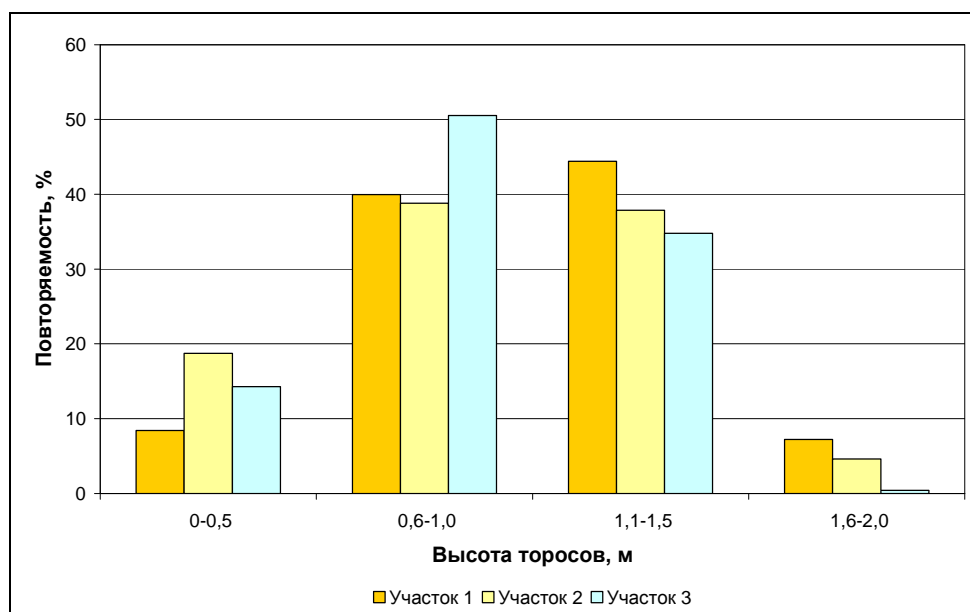


Рисунок 2.33 – Распределение средней высоты торосистых образований на пути плавания а/л «Ямал» в августе-сентябре 2009 г.

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

Наращение льда в пределах полигона продолжалось вплоть до 2-ой декады июня и

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

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

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

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

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

Основная масса сохранившихся после периода летнего таяния льдов в Северном Ледовитом океане была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский сектора Арктики. Все окраинные арктические моря были практически полностью свободны ото льдов,

кроме Восточно-Сибирского моря и моря Бофорта. В центральной части российского сектора Арктики, в северной части Восточно-Сибирского моря, сохранился гигантский отрог остаточных льдов (рисунок 2.34).

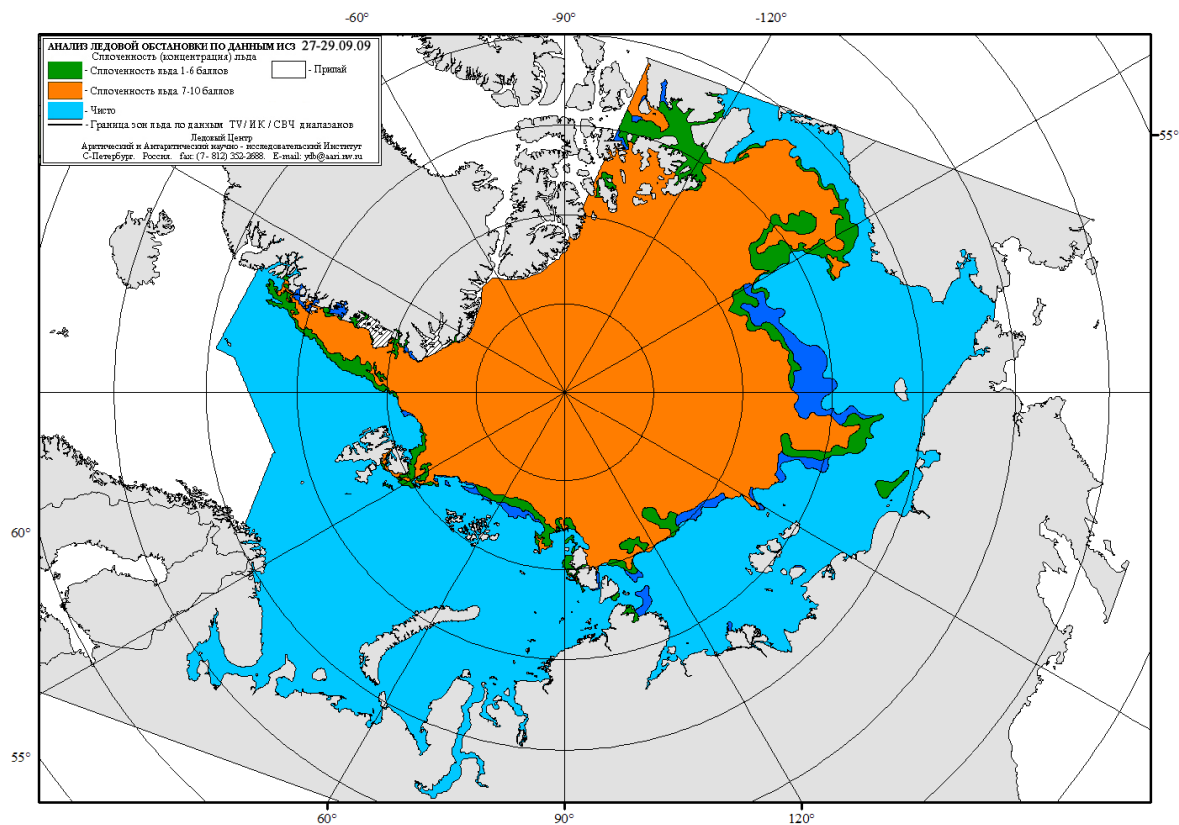


Рисунок 2.34 – Среднемесячное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г.

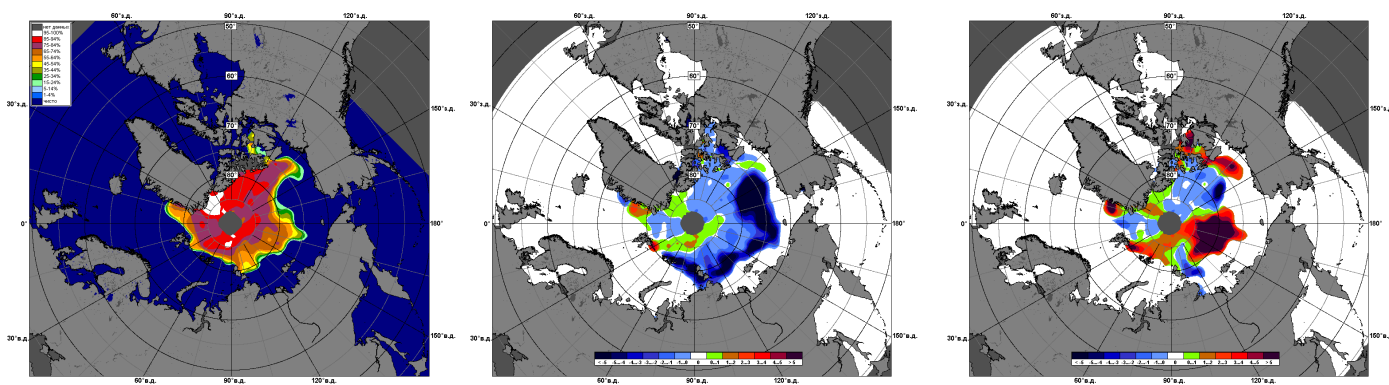


Рисунок 2.35 – Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

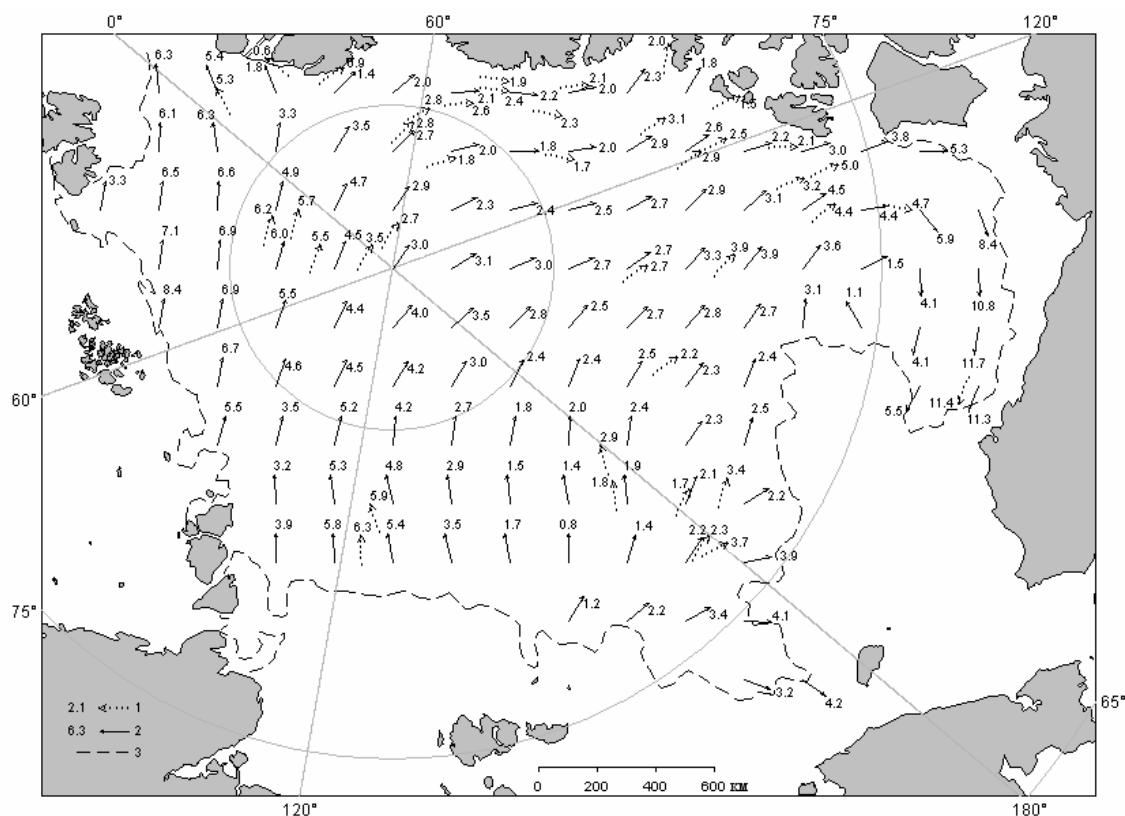


Рисунок 2.36 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2009 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (4.8 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «АНИИ», общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2009 года составила 5,2 млн. кв. км при норме 6,5 млн. кв. км, что на 20% меньше среднееголетних значений (таблица 2.2). Необходимо отметить, что начиная с 2008 года начало наблюдаться увеличение остаточной ледовитости Северного Ледовитого океана. Достигнув в 2007 году своего исторического минимума, составившего 4.3млн. кв. км., начиная с 2008 года остаточная ледовитость составила уже 4,7 млн. кв. км. (что на 0,38 млн. кв. км. больше чем в 2007 году), а в 2009 году 5,2 млн. кв. км. (что на 0,86 млн. кв. км больше чем в 2007 году).

Таблица 2.2 – Площадь льдов в Северном Ледовитом океане по данным SSMR-SSM/I (NA-SATEAM) в сентябре

Годы	S, млн. км ²	Аномалии, млн. км ²	
		от среднего	от 2007 г.
1978-2009	6.575	–	–
2007	4.345	-2.230	–
2008	4.728	-1.847	+0.383
2009	5.200	-1.375	+0.855

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

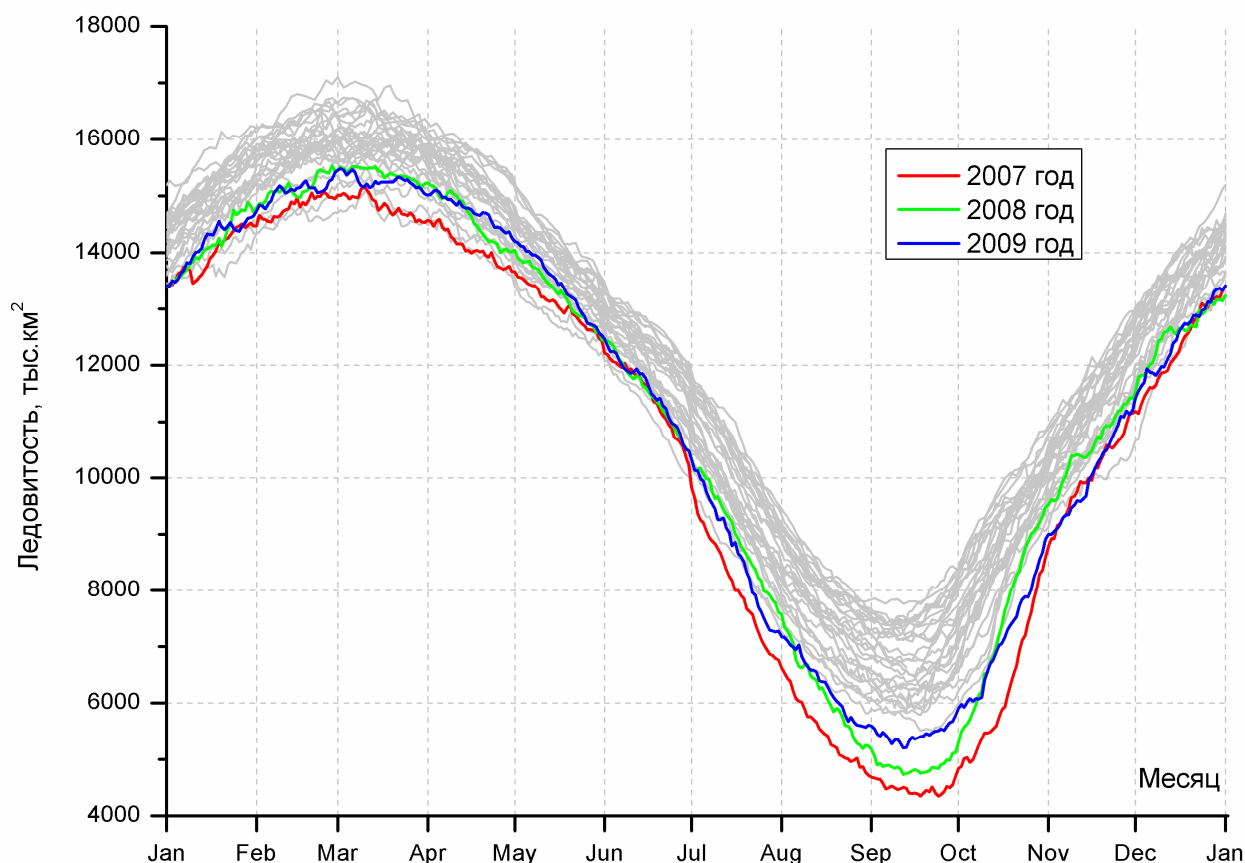


Рисунок 2.37 – Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области за период с 26.10.1978 по 31.12.2009 по годам на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

2.4 Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов

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

В центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на НЭС «Академик Федоров», ледообразование среди остаточных льдов началось в третьей декаде августа, то есть в

сроки очень близкие к среднемноголетним. При одновременном появлении начальных форм льда на поверхности океана, на нижней поверхности льда еще наблюдалось его таяние. Одновременные процессы ледообразования на поверхности воды и таяния льда на нижней поверхности были отмечены еще на «СП-36», где также наблюдалось это явление, продолжавшееся весь сентябрь.

Скорость продвижения волны ледообразования в окраинные моря была достаточно медленной. При средних сроках появления льдов на северной границе арктических морей в середине сентября, волна устойчивого ледообразования подошла сюда в конце сентября (на 2-3 недели позже).

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

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь-декабрь 2009 года приведены на рисунках 2.38-2.46.

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

В конце октября молодые льды наблюдались во всех арктических морях, кроме районов, испытывающих влияние адвекции тепла – Баренцево, юго-запада Карского и Чукотское морей (рисунок 2.38).

Дрейф ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в октябре был хорошо выражен, но представлял собой крайне необычную схему, отличающуюся от среднемноголетней. Поток льдов от Новосибирских островов и моря Лаптевых был направлен не к проливу Фрама, а к Канадскому Арктическому архипелагу и лишь при приближении к его побережью разворачивался к проливу Фрама. Характерная для зимнего периода антициклоническая циркуляция льдов сместилась к юго-востоку на 460 км. Поток льдов на запад вдоль северного побережья Аляски был интенсивнее, чем по норме.

В ноябре наблюдалось интенсивное нарастание толщины льда (рисунок 2.41). В начале второй декады ноября на обширной акватории, включающей северо-восточную часть Карского моря, моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Бофорта лед перешел в возрастную градацию однолетнего тонкого льда (более 30 см). В конце ноября, практически на всей акватории океана, которая в летний период была свободна ото льда, в результате ледопродуктивности появился однолетний тонкий лед (диапазон толщины 30-70 см). Площадь образовавшихся

ся за октябрь-ноябрь однолетних и молодых льда можно оценить в 4,0–5,0 млн. кв. км.

В ноябре наблюдалась полная перестройка поля дрейфа ледяного покрова. Схема дрейфа полностью перестроилась. Исчезла ветвь Трансарктического дрейфа, наблюдался принос льда во все моря арктического сектора Арктики. Практически не наблюдался антициклональный круговорот. Сохранился интенсивный вынос льда вдоль северного побережья Аляски из моря Бофорта в Чукотское море.

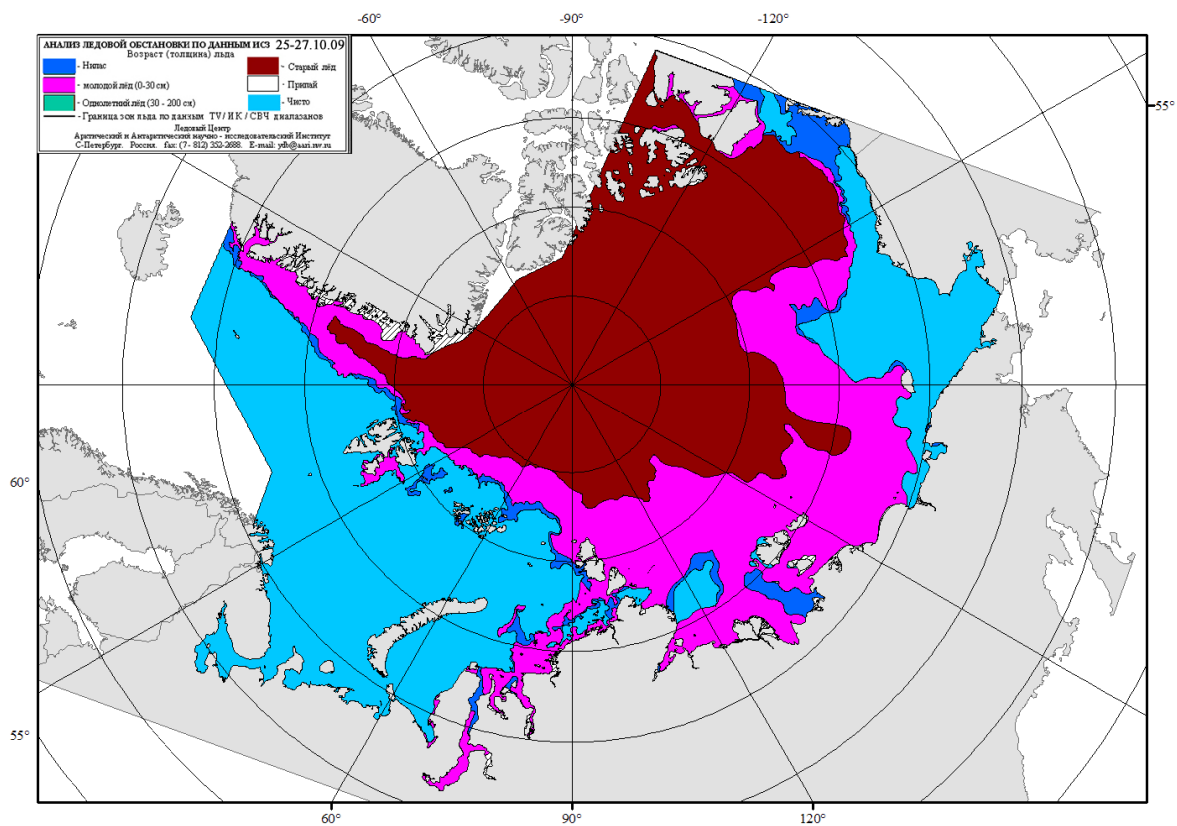


Рисунок 2.38 – Распределение льда по возрасту в конце октября 2009 г.

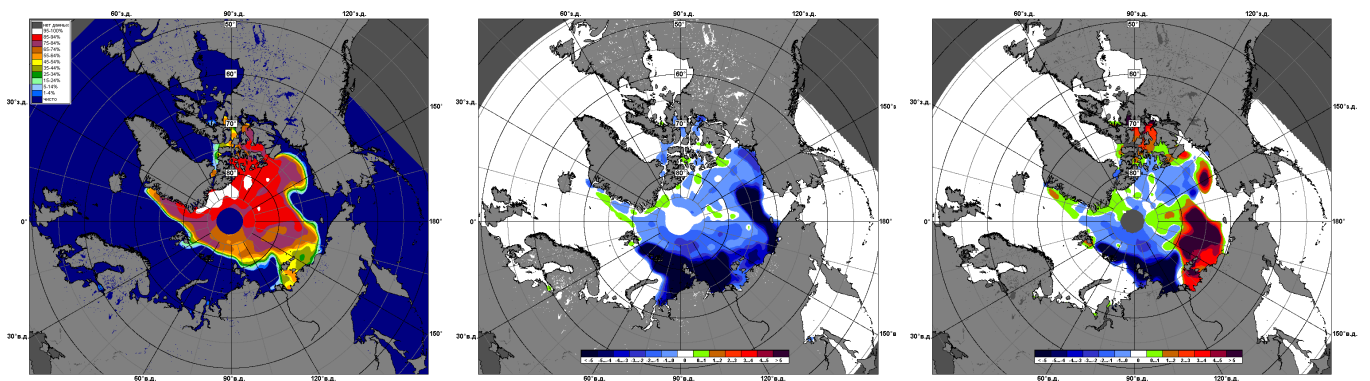


Рисунок 2.39 – Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм

NASATEAM

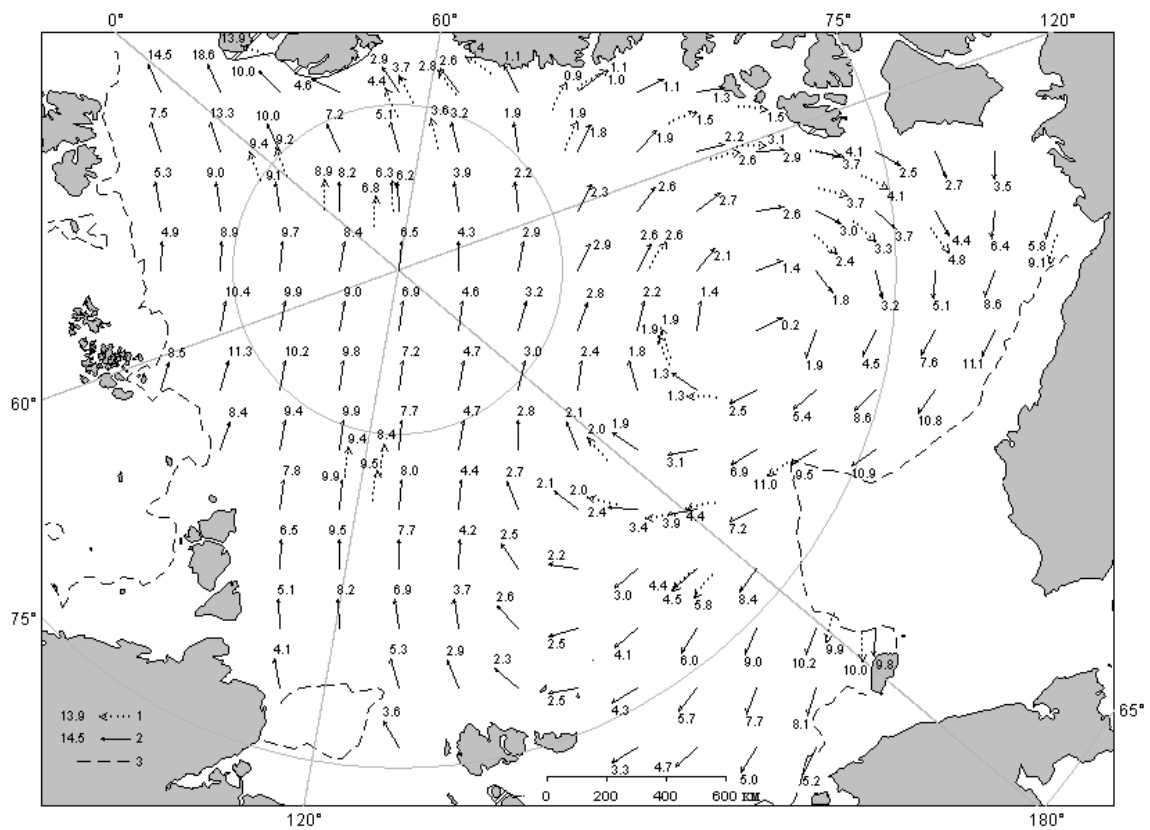


Рисунок 2.40 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за октябрь 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

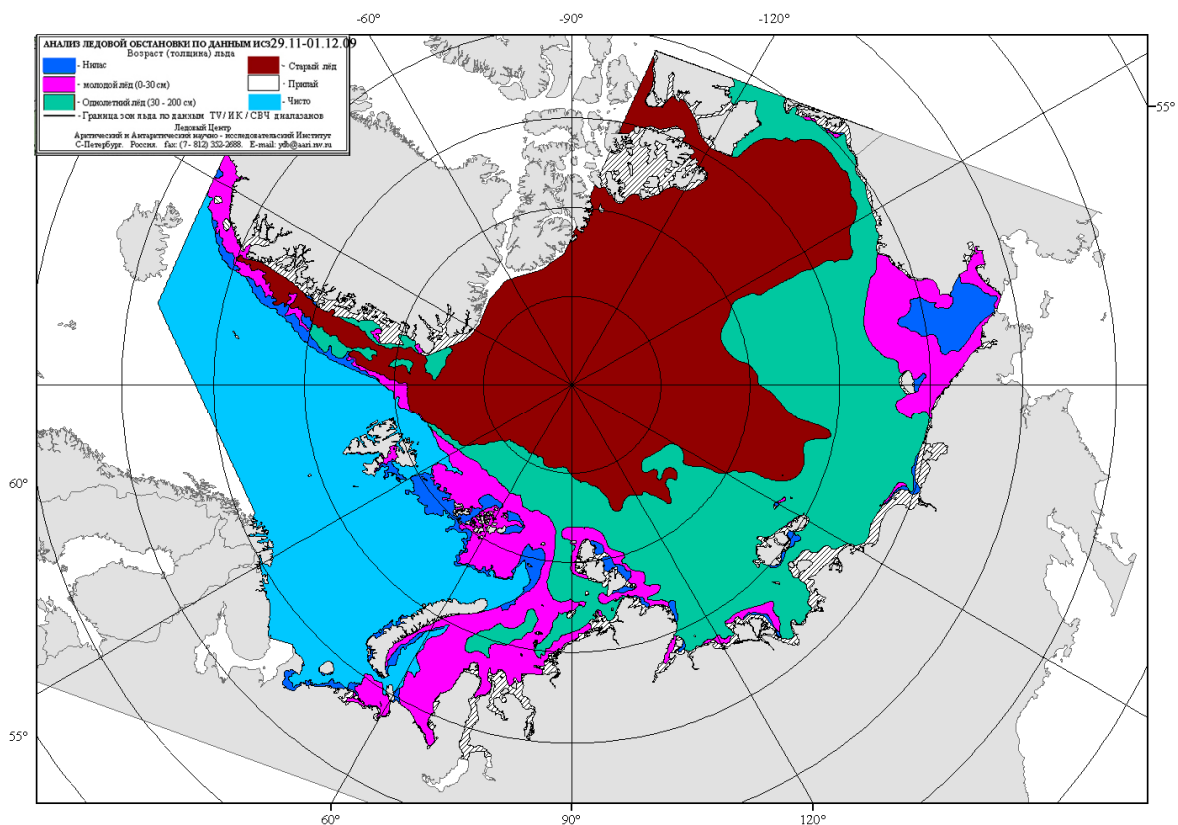


Рисунок 2.41 – Распределение льда по возрасту в конце ноября 2009 г.

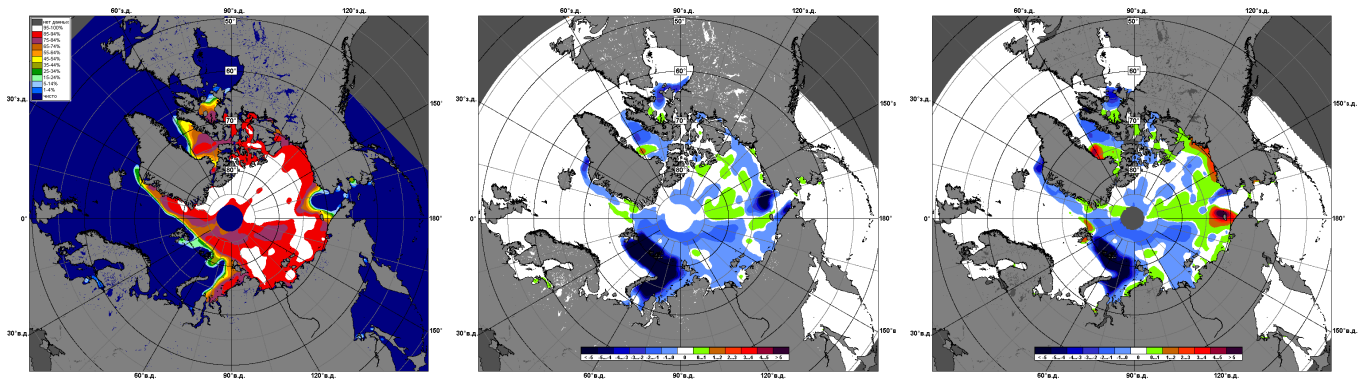


Рисунок 2.42 – Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

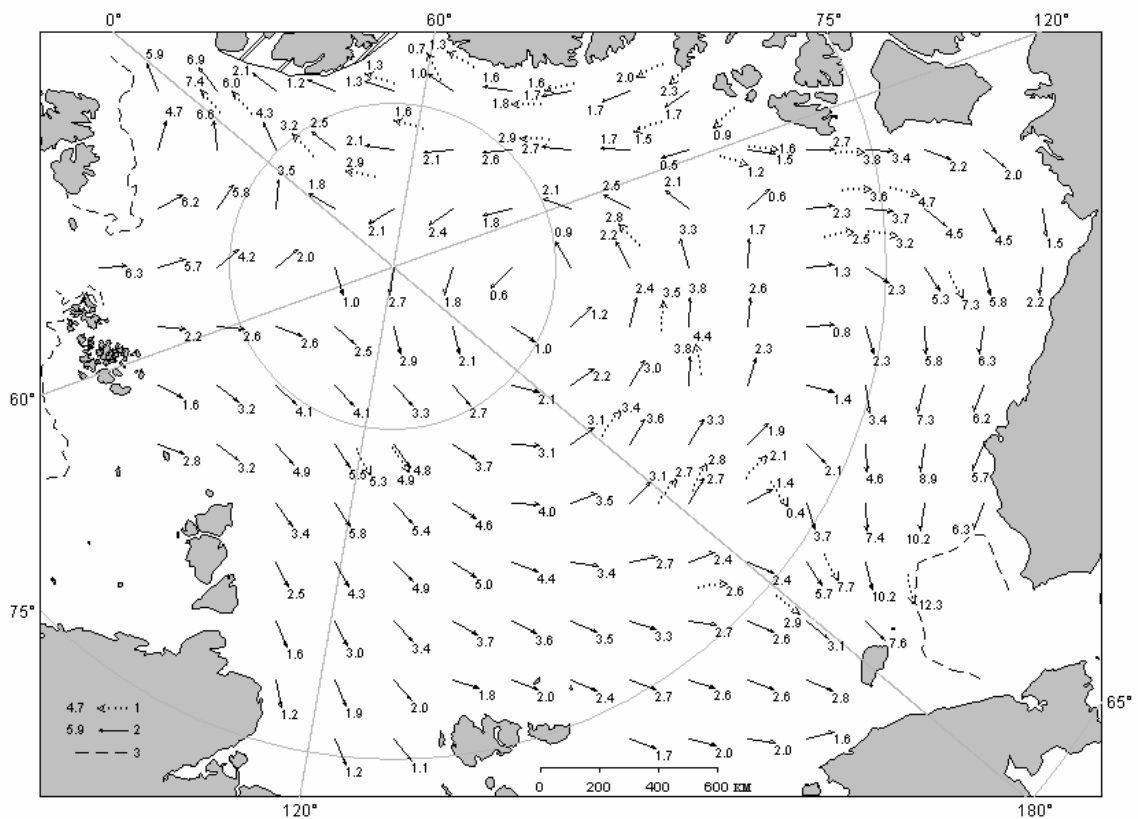


Рисунок 2.43 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за ноябрь 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

В декабре наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. В середине декабря на северной границе морей и далее к северу, до границы ста-

рых льдов, стал появляться однолетний средний лед (диапазон толщины 70-120 см). До конца декабря доля однолетних средних льдов увеличивалась и составила приблизительно треть в общем количестве однолетних льдов. Все арктические моря были покрыты однолетними льдами.

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

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

В декабре снова наблюдалась полная перестройка поля дрейфа. Как и в октябре появился четко выраженный трансарктический поток. Стрежень которого оказался вновь смещенным к Канадскому Арктическому архипелагу и лишь при приближении к его побережью разворачивался к проливу Фрама. Появился хорошо выраженный антициклональный круговорот. В результате постоянной смены полей дрейфа в осенний период граница старых льдов практически не поменяла своего положения (рисунок 2.44).

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рисунках 2.40, 2.43., 2.46. Дрейф станции «СП-37» в сентябре-декабре составил в среднем 8 км в сутки в генеральном направлении на восток.

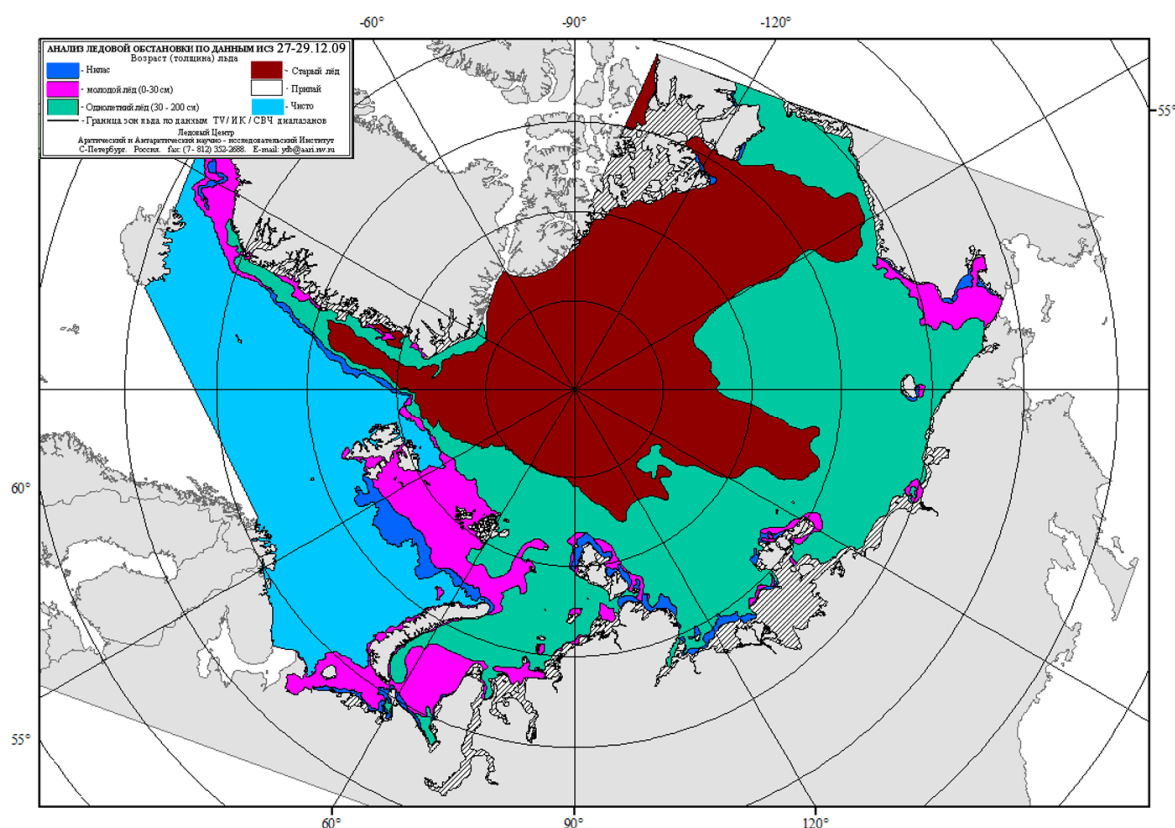


Рисунок 2.44 – Распределение льда по возрасту в конце декабря 2009 г.

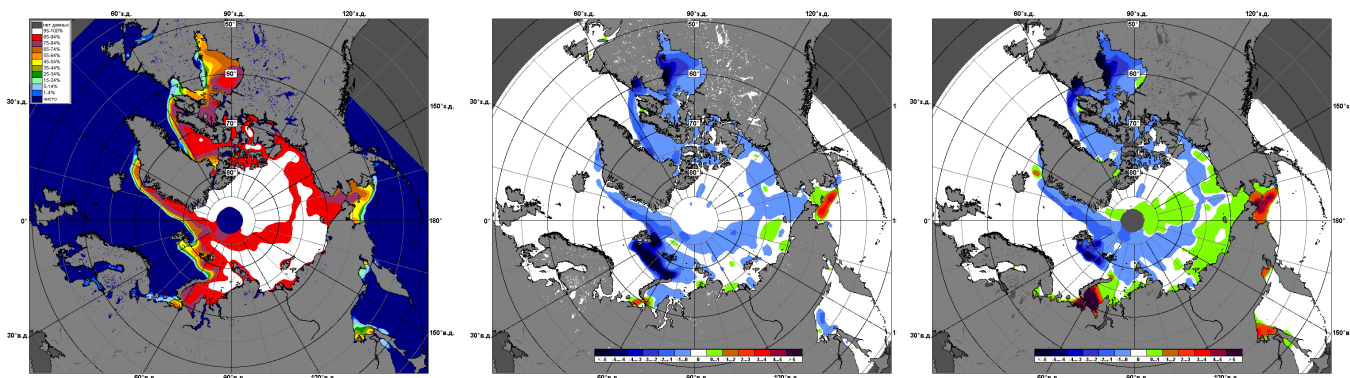


Рисунок 2.45 – Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979-2009 гг. (центр) и 2007-2008 гг. (справа) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM

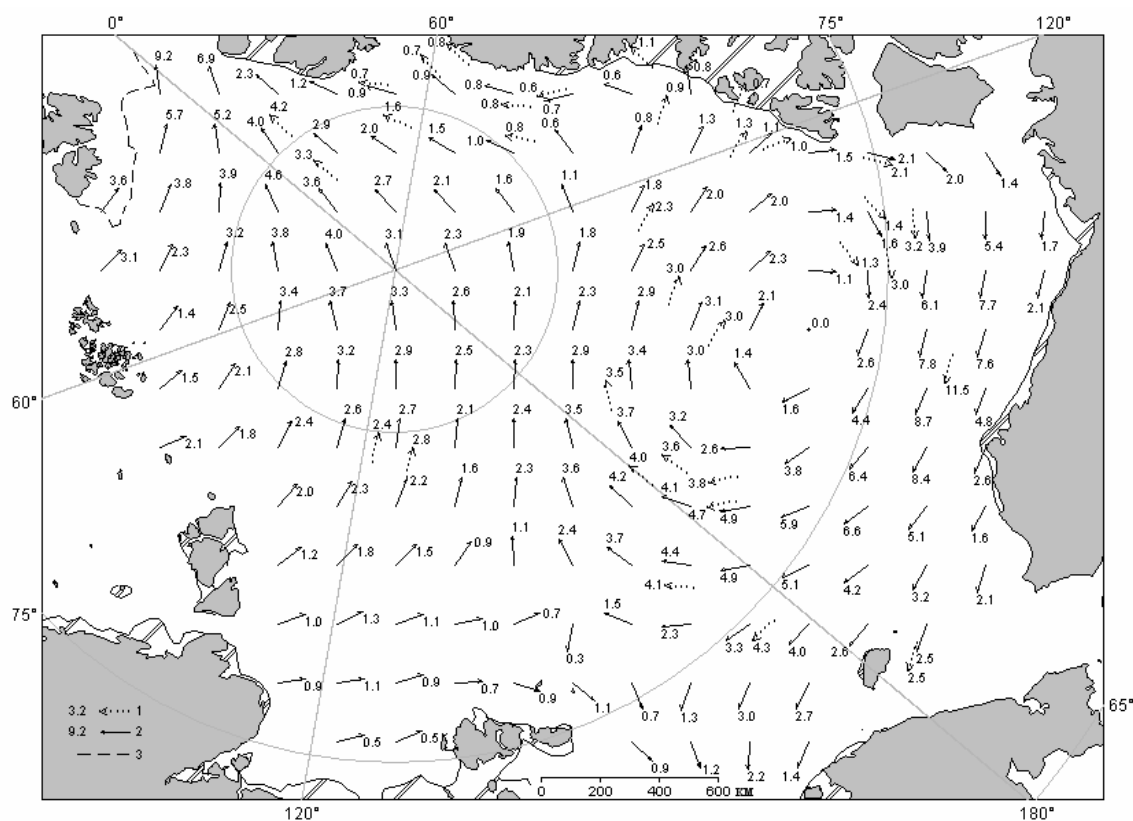


Рисунок 2.46 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за декабрь 2009 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

Прямые измерения на дрейфующей станции «СП-37» показали, что с начала октября началось устойчивое, но замедленное нарастание толщины льда. Толщина льда за период с конца октября по конец декабря увеличилась со 178 см до 206 см (на 28 см). Нарастание толщины льда со-

ставило приблизительно 3,5 см за декаду, что меньше среднемноголетней величины, составляющей 5 см за декаду. Высота снежного покрова составила 36-37 см, что по данным многолетних наблюдений на предыдущих станциях «СП» значительно больше среднемноголетних значений.

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-37» в зимний период приведены на рисунке 2.47.

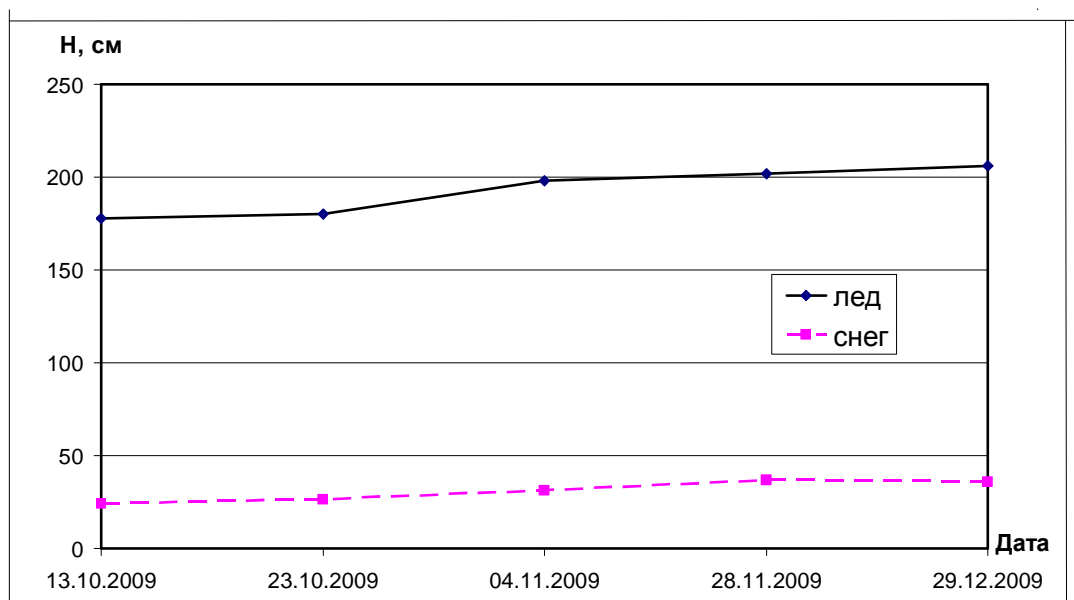


Рисунок 2.47 – Изменения толщины льда (сплошная линия) и высоты снежного покрова (пунктирная линия) по данным прямых измерений на дрейфующей станции «СП-37»

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

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

Характерной чертой осенних процессов 2009 года явилось близкое к норме начало ледообразования в центральной части океана, среди остаточных льдов, и позднее начало ледообразования (на 1- 2 декады) в арктических морях. Большая интенсивность процессов ледообразования и нарастания льда частично компенсировало позднее ледообразование. В результате этого в морях российского и аляскинского секторов Арктики в конце года преобладали однолетние средние и тонкие льды. Часть акватории Баренцева и Чукотского морей на-

ходящиеся под влиянием адвекции тепла течениями, были покрыты молодыми льдами.

Граница старых льдов наблюдалась значительно севернее своего обычного положения. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский сектора Арктики. Большой отрог массива старых льдов наблюдался и в центральной части российского сектора Арктики, у северной границы моря Лаптевых.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднемноголетнего.

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

Ход общей ледовитости Северного Ледовитого океана в 2009 году показывает, что практически во все периоды года количество льда превышало показатели 2007-2008 годов. В целом, во все сезоны 2009 года наблюдалось общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане, по сравнению с показателями 2007-2008 годов.

2.5 Ледовые процессы в устьевых участках рек

Обзор ледово-гидрологических условий на устьевых участках рек бассейнов морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского составлен на основе ежедневной информации, полученной на АСПД АНИИ кодом КН-15 с постов и станций наблюдений стационарной сети Росгидромета. Для обзора ледово-гидрологических условий на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря использована также информация, полученная со снимков ИСЗ.

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

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

Таблица 2.3 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г., см

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

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось в январе и феврале, а в апреле лед практически не нарастал (за исключением района Дудинки на реке Енисей). В таблице 2.4 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. за период, близкий к максимальному нарастанию льда и их аномалии по отношению к средним многолетним величинам.

Таблица 2.4 – Толщина льда на конец апреля

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

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

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

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

Весенний ледоход начался в близкие к норме сроки (на 0-3 дня позже средних многолетних значений). Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек Таз и Обь составила 3-4 дня, а на устьевом участке р. Енисей она наблюдалась от 8 дней в районе Караула до 15 дней в районе Селиванихи.

Очищение ото льда устьевых участков рек произошло на 2-8 дней позже средних многолетних сроков. В таблице 2.5 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек бассейна Карского моря.

Таблица 2.5 – Сроки вскрытия рек

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

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

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

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

На устьевом взморье реки Обь в настоящее время работают две полярные станции - бухта Новый Порт (на юге Обской губы) и Тамбей (на севере Обской губы). На устьевом взморье рек Пур и Таз (в Тазовской губе) нет стационарных наблюдений. На устьевом взморье реки Енисей работает одна полярная станция Сопочная Карга. В таблице 2.6 приведены сроки взлома припая и очищения ото льда, наблюденные на полярных станциях.

Таблица 2.6 - Сроки вскрытия в 2009 г. устьевых взморий рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети

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

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

рек бассейна Карского моря, полученные со снимков ИСЗ.

Таблица 2.7 - Сроки очищения ото льда на траверзах пунктов, расположенных на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря, полученные со снимков ИСЗ.

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

Таким образом, взлом припая и очищение ото льда устьевых взморий рек Обь, Таз и Енисей наблюдались, в основном, раньше средних многолетних сроков

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

Таблица 2.8 – Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

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

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

В таблице 2.10 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за декабрь, а в таблице 2.11 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине.

Таблица 2.10 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г., см

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

Таблица 2.11 – Толщина льда на конец декабря

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

Толщина льда на конец декабря 2009 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалась на 5-34 см меньше средних многолетних значений.

Обзор ледовых условий на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых

Процесс нарастания толщины льда наблюдался с января по апрель 2009 г. В таблице 2.12 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель.

Таблица 2.12 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г., см

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

Наибольшее нарастание толщины льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось в январе и феврале, а в апреле лед практически не нарастал. В таблице 2.13 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. за период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Таблица 2.13 – Аномалии толщины льда на конец апреля

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

На реках Хатанга и Оленек в конце апреля толщины льда наблюдались близкими к норме с положительной тенденцией, а на реках Лена и Яна - несколько меньше средних многолетних величин. В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах наблюдалась различная (от 13см на реке Лена до 43см в пункте Юбилейная на реке Яна). В 2009 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились в конце мая – первой декаде июня. Весенний ледоход на устьевых участках рек начался практически в средние многолетние сроки.

Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оленек, Лена и Яна происходил с образованием заторов. Продолжительность стояния заторов различна. На реке Оленек продолжительность заторов составила от 8 дней по наблюдениям поста Тюмети до 2 дней по наблюдениям поста Усть-Оленек. На устьевом участке реки Лена наблюдатель поста Кюсюр отмечал заторы в течение 6 дней. На устьевом участке реки Яна заторы стояли в течение 4 дней.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалась от 5 до 9 дней. Очищение ото льда устьевых участков рек произошло практически в средние многолетние сроки. В таблице 2.14 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек бассейна моря Лаптевых в 2009 г.

Таблица 2.14 – Сроки вскрытия рек

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

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

В таблице 2.15 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2009г. и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.15 – Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

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

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

Таким образом, в 2009 году на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось позднее замерзание. В соответствии с этим естественный навигационный период на всех реках был больше среднего многолетнего (от 3-7 дней на Оленьке до 15 дней – на Хатанге).

В таблице 2.16 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании в ноябре и декабре 2009 г., а в таблице 2.17 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине.

Толщина льда в конце декабря 2009 г. на устьевом участке реки Хатанга наблюдалась на 10 см больше средних многолетних величин, а на устьевых участках рек Оленек, Лена и Яна - на 7-35 см меньше нормы.

Таблица 2.16 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г., см

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

Таблица 2.17 – Толщина льда на конец декабря

Река-пункт	Толщина льда на конец декабря, см		
	2009 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга-Хатанга	102	92	+10
Оленек-Усть-Оленек	78	113	-35
Лена-Кюсюр	82	110	-28
Быковская протока р. Лены-Хабарово	118	141	-23
Яна-Юбилейная	85	92	-7
Примечание: средние рассчитаны за период с момента начала наблюдений по 1975 г.			

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

Процесс нарастания толщины льда наблюдался с января по апрель 2009 г. В таблице 2.18 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель 2009 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря. С марта 2009 г. со станции Индигирская перестала поступать информация.

Таблица 2.18 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г. см

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

В таблице 2.19 приведены толщины льда на конец апреля, т.е. на период, близкий к максимальному нарастанию льда и их аномалии в 2009 г. Толщины льда в конце апреля 2009 г. на устьевых участках рек Индигирка и Колыма наблюдались меньше нормы.

Таблица 2.19 – Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2009г.	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	163	169	-6
Колыма	Колымская	117	140	-23

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

В таблице 2.20 приведены сроки начала ледохода и очищения ото льда устьевых участков рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Таблица 2.20 – Характеристика ледовых условий весной 2009 г.

Река	Пункт	Даты начала ледохода			Дата очищения ото льда		
		2009 год	Средняя	Аномалия, сутки	2009 год	Средняя	Аномалия, сутки
Индигирка	Чокурдах	8.06	7.06	+1	9.06	10.06	-1
Колыма	Колымское	1.06	30.05	+2	2.06	4.06	-2
	Черский	28.05	3.06	-6	4.06	9.06	-5

Продолжительность периода со льдом на реках Индигирка и Колыма была на 8-10 дней меньше среднемноголетних величин.

В таблице 2.21 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2009 г. и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.21 – Характеристика ледовых условий осенью 2009 г.

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

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

Естественный навигационный период на Индигирке был близок к норме, а на Колыме - на 3-9 дней больше среднего многолетнего.

В таблице 2.22 приведены данные о наблюдаемой толщине льда на устьевом участке реки Индигирка и о нарастании льда в ноябре и декабре 2009г., а в таблице 3.6 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине.

Толщина льда в конце декабря на устьевых участках рек Индигирка и Колыма оказалась на 2-27 см меньше средних многолетних величин.

Таблица 2.22 – Интенсивность нарастания толщины льда от месяца к месяцу в 2009 г., см

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

Таблица 2.23 – Толщина льда на конец декабря 2009 г.

Река	Пункт	Толщина льда на конец декабря, см		
		2009г.	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	69	96	-27
Колыма	Колымское	84	86	-2

3. Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей

3.1. Термохалинные условия и циркуляция водных масс

3.1.1. Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана

В период МПГ в 2007-2008 г. на акваториях Арктического бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) и его морей в соответствии с национальной программой участия России в МПГ 2007/08, подготовленной Росгидрометом, осуществлены многочисленные морские высокоширотные экспедиции, выполненные в рамках национальных исследовательских программ. Использование полученных в результате этих экспедиций данных, а также материалов, полученных в рамках научно-исследовательских программ иностранных государств, позволило существенным образом улучшить наши представления о всем многообразии процессов, протекающих в морской среде СЛО. В частности, было произведено достаточно подробное пространственное районирование положения аномалий содержания тепла и соли в поверхностном и глубинном атлантическом слоях. Анализ данных наблюдений в период МПГ и более ранних данных позволил установить, что главной причиной появления аномалий в глубинном слое является интенсификация поступления более теплых атлантических вод (АВ) в Арктический бассейн через пролив Фрама в конце 90-х и 2004-2005 гг. В 2009 г. в Норвежском море после ряда циклических изменений температура атлантических вод вновь стала повышаться. Учитывая, что причиной роста температуры АВ в Арктике является, прежде всего, поступление теплых вод из Норвежского моря, есть все основания полагать, что в ближайшие годы температура воды в слое АВ в Арктике в целом будет увеличиваться. Одновременно с этим, в поверхностном слое СЛО в период МПГ наблюдались существенное усиление фронтальной зоны, характеризующейся уменьшением солености СЛО с запада на восток. Усиление фронта произошло вследствие формирования существенной положительной аномалии в Евразийском суббассейне и, наоборот, в Амеразийском суббассейне сформировалась значительная отрицательная аномалия солености.

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

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

вующих года.

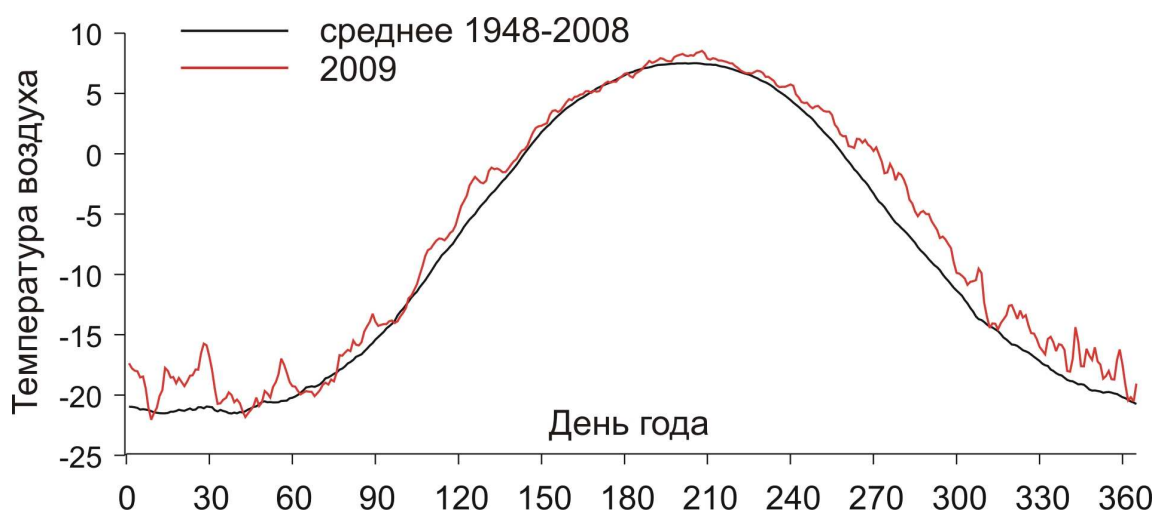


Рисунок 3.1 – График временного хода средней приземной температуры воздуха в северной полярной области (на широтах выше 50° с.ш.) в 2009 г. и осредненный за период 1948-2008 гг.

Это связано с тем, что температурные аномалии хотя и были положительными, однако их величина была существенно меньше, чем в том же 2007 г. Поэтому значительные участки морской акватории представленные в 2009 г. однолетними льдами, не были полностью очищены летним прогревом и таянием (рисунок 3.2).

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

Не слишком высокая степень аномальности 2009 г. в Арктике подтверждается также и анализом распределения поверхностной температуры, построенной по данным спутниковых наблюдений для августа 2007, 2008 и 2009 гг. Как видно из рисунка 3.3, как абсолютные значения наблюдаемых положительных аномалий температуры воды, так и пространственная протяженность этих аномалий в 2009 г. оказалась существенно меньше.

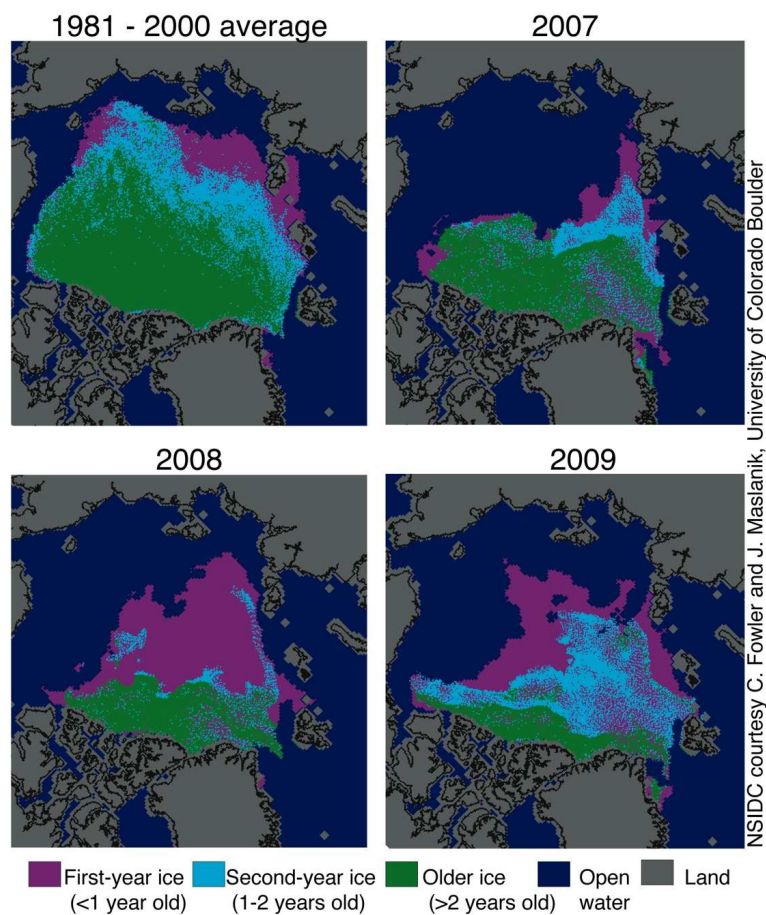


Рисунок 3.2 – Морской лед СЛО на конец сезона летнего таяния за различные годы и возрастной состав льдов (данные НЦД по снегу и морскому льду, США, www.nsidc.org)

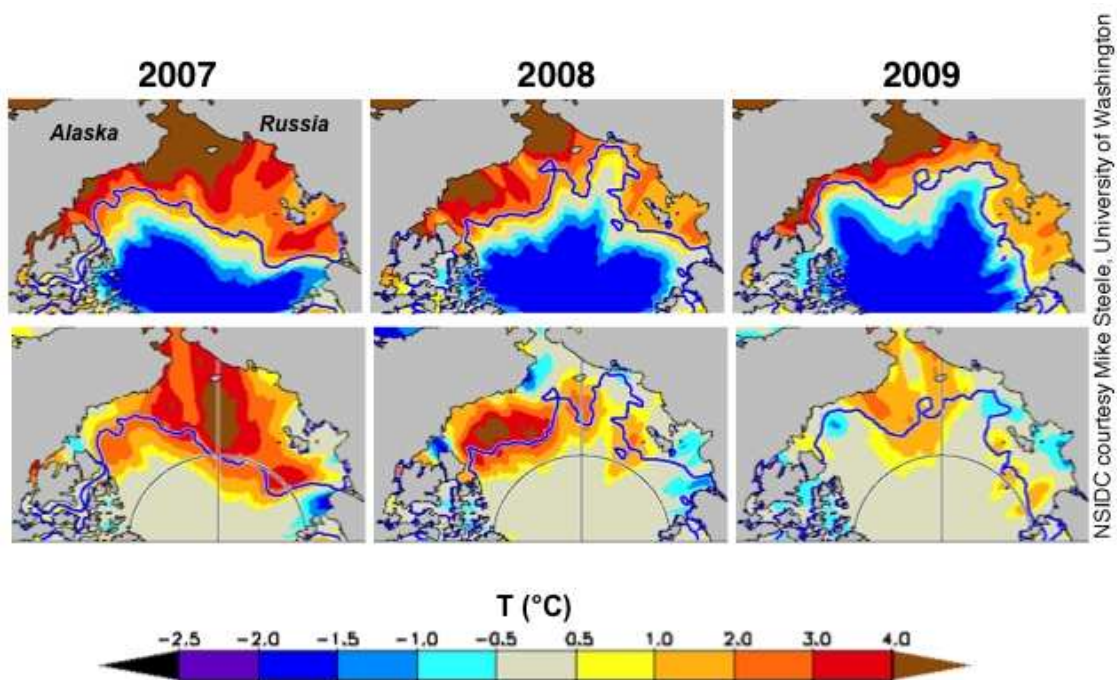


Рисунок 3.3 – Распределение поверхностной температуры воды в августе 2007–09 гг. (верхний ряд) и аномалия по отношению к средним климатическим значениям (нижний ряд).

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

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

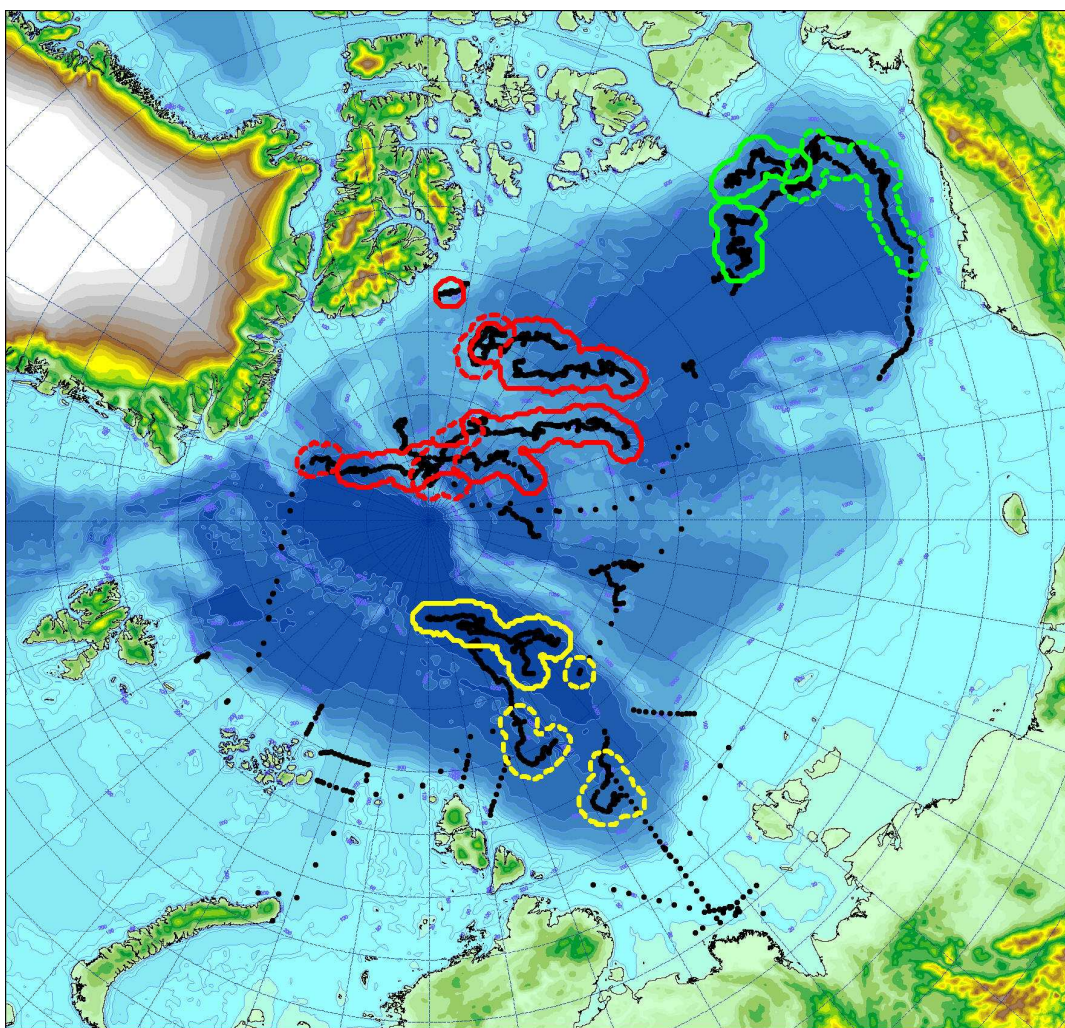


Рисунок 3.4 – Положение 100-километровых зон, в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры в 2009 г. (желтым – районы дрейфа ИТР-24, ИТР-36 и ИТР-37; красным – дрейфующей станции «СП-36», ИТР-23, ИТР-25 и ИТР-29; зеленым – ИТР-11, ИТР-21 и ИТР-33; сплошная линия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

В течение 2009 года в глубоководной части Арктического Бассейна в автономном режиме работало 14 буев ИТР (Ice-Tethered Profiler), оснащенных профилографами с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760 метрового слоя вод. Большая часть ИТР-буев была задействована в Канадском секторе АБ к востоку от хребта Ломоносова, тогда как в Евразийском секторе профилирование выполнялось тремя ИТР-буями. Кроме непрерывной информации с профилографов, на базе дрейфующих российских станций «Северный Полюс-36» («СП-36»), «Северный Полюс-37» («СП-37») выполнялись серии ежедневных измерений вертикальной термохалинной структуры. Для обзора термохалинной структуры также была задействована доступная информация морских экспедиционных исследований, выполненных в рамках программ российской высокоширотной экспедиции «Арктика», российско-американской программы «АВ-ЛАП/NAVOS» и российско-германской программы «ЛАПЭКС/Transdrift»

3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна

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

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

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

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейна

Поверхностный слой

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

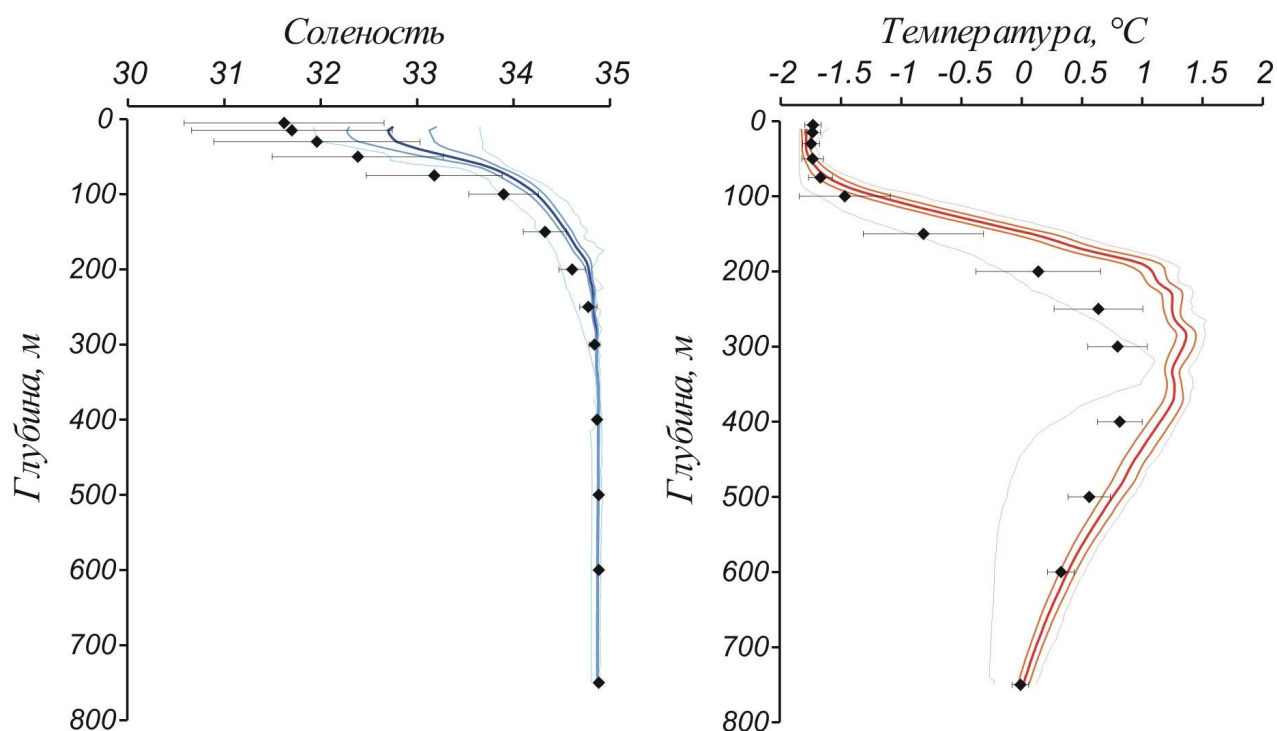


Рисунок 3.5 – Вертикальное распределение солёности и температуры в Евразийском суббассейне в январе-июне 2009 г. (жирная линия – профиль средних значений, толстые линии – область стандартного отклонения, тонкие линии – минимальные и максимальные значения характеристик; черные точки – средние климатические значения и стандартные отклонения по историческим данным «Базы океанографических данных СЛО»)

Атлантическая водная масса

В отличие от поверхностного слоя, положительная аномалия температуры в глубинном слое атлантических вод продолжает фиксироваться в Евразийском бассейне и в 2009 г. Так, в ядре АВ, расположенном на глубинах от 180 до 270 м, наблюдались аномалии, достигающие $+0,6...+0,7^{\circ}\text{C}$ в зимний период. В августе-сентябре, значения аномалий уже меньше и не превышают $+0,5^{\circ}\text{C}$. Это, возможно, обусловлено более близким расположением района, выбранного для анализа, к струе АВ, которая уже вступила в фазу похолодания, тогда как район, используемый для анализа зимней структуры, расположен ближе к полюсу и захватывает ту часть АВ, которая проникла в СЛЮ ранее на пике теплого затора через пролив Фрама.

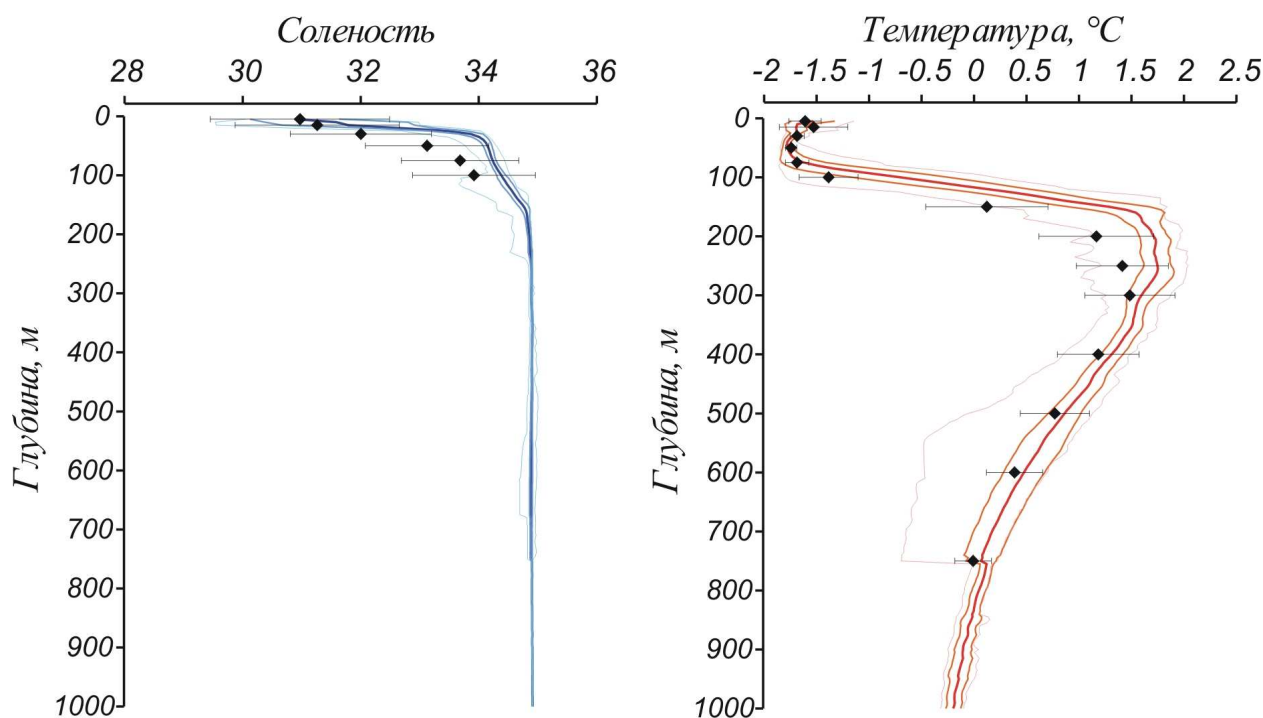


Рисунок 3.6 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в Евразийском суббассейне в августе-сентябре 2009 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

В целом, положительные аномалии температуры глубинного слоя АВ наблюдаются на глубинах, превышающих 80-90 метров, и прослеживаются до глубины 700-800 метров. Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0°C , демонстрирует более мелководное положение по сравнению с климатическим уровнем. По результатам многочисленных измерений в разных частях суббассейна величина смещения верхней границы составила порядка 50 метров в сторону поверхности. Подобная тенденция отмечается на протяжении последних нескольких лет и вероятнее всего связана с более теплым состоянием АВ и, следовательно, меньшей плотностью последних. Можно также предположить, что другим фактором, спо-

собствующим уменьшению глубины верхней границы АВ, является ослабление основного галоклина: на графиках вертикального распределения отчетливо видно, что осолонение верхнего 150-250 метрового слоя привело к меньшему вертикальному градиенту солености и, следовательно, плотности.

Вертикальная структура вод Канадского суббассейна

Поверхностный слой

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

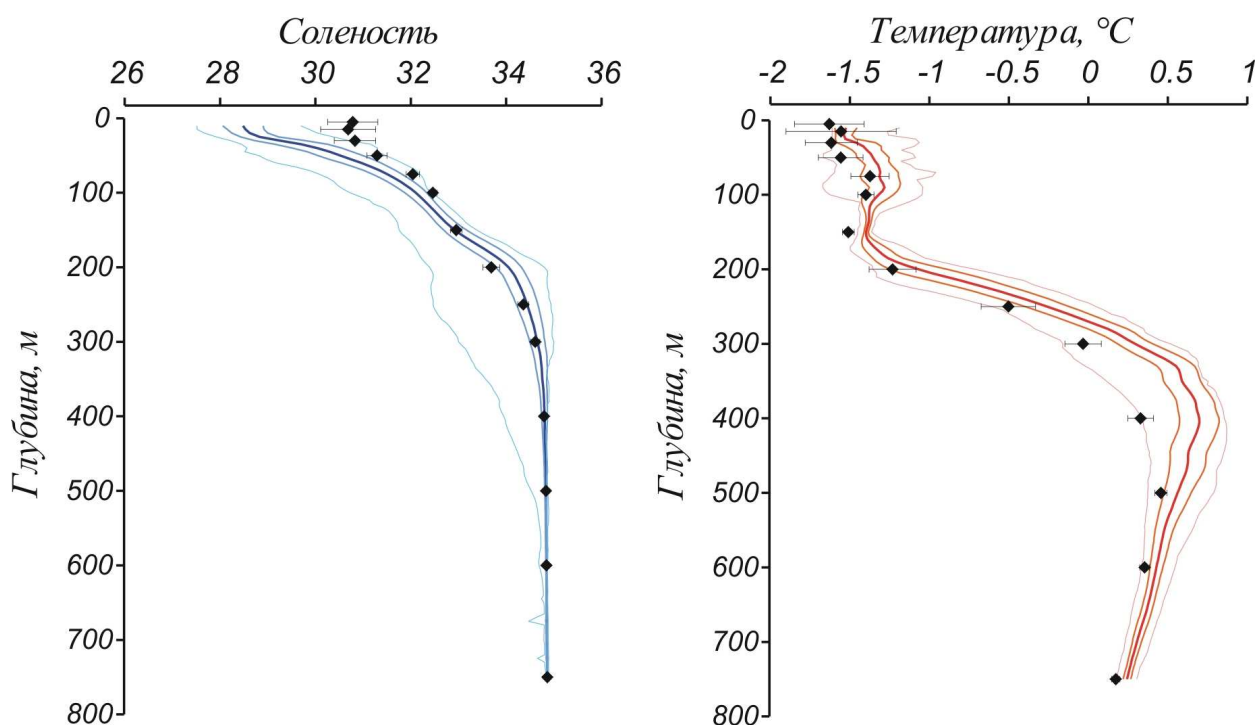


Рисунок 3.7 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в Канадском суббассейне в январе-июне 2009 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

Термический режим поверхностного слоя в канадском секторе не демонстрирует ярко выраженных аномальных особенностей, как в зимний период, когда температура слабо отличается от температуры замерзания при имеющейся солености, так и в летний период. Это

согласуется с данными пространственного распределения, представленными на рисунке 3.3, показывающие незначительные положительные аномалии только в сравнительно небольшой области Американо-Азиатского бассейна севернее Берингова пролива в районе Чукотского поднятия, тогда как траектории дрейфа буев ГТР, использованных для анализа вертикальной структуры, не затрагивали отмеченный район.

Атлантическая водная масса

Слой АВ в Канадском суббассейне, также как и в Евразийском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры воды глубинных вод, наблюдаемые до горизонтов 600-800 метров. При этом значения аномалий не имеют существенных внутригодовых различий и варьируются в пределах от $+0,4^{\circ}\text{C}$ до $+0,6^{\circ}\text{C}$ как в зимний, так и в летний сезоны. Характерное для Евразийского бассейна аномальное смещение верхней границы ядра АВ в сторону поверхности, в Канадском секторе выражено слабо или полностью отсутствует. Так, рисунок 3.7 дает возможность оценить величину такого смещения равную примерно 30 метрам для зимнего периода, в то время как в летний период (рисунок 3.8) смещение не наблюдается.

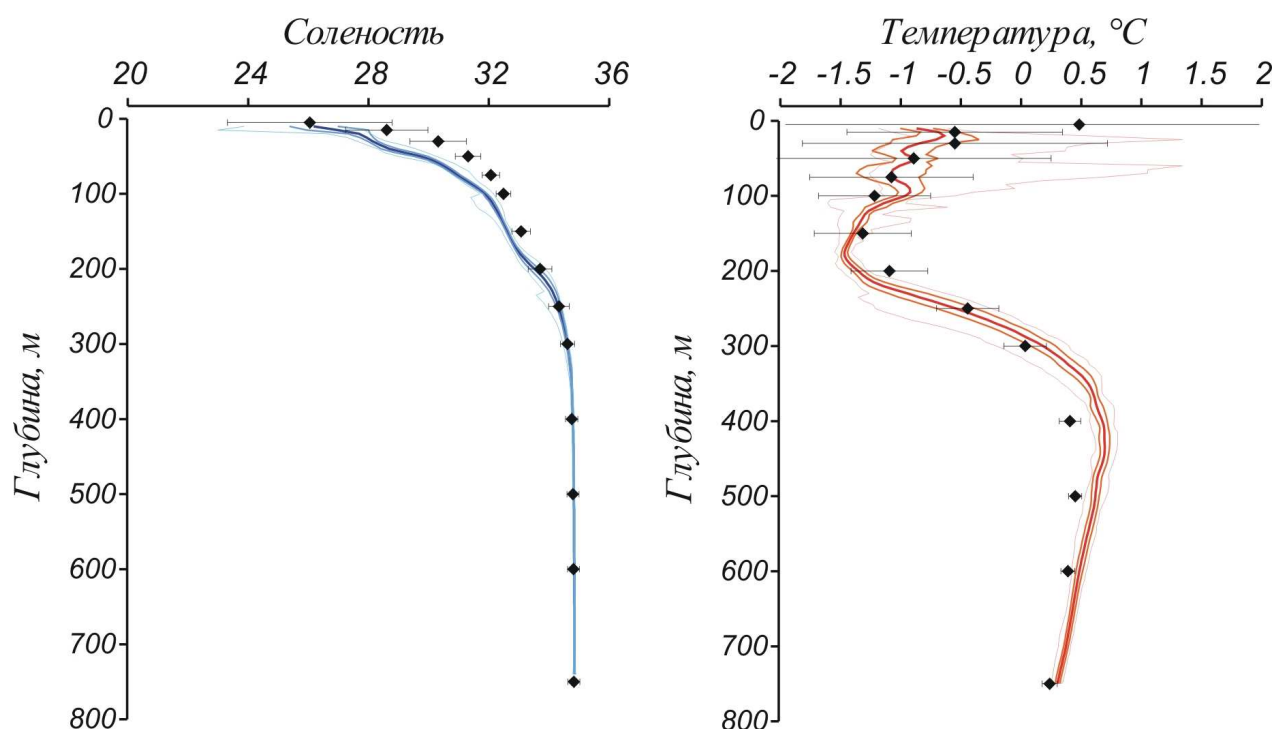


Рисунок 3.8 – Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в Канадском суббассейне в августе-сентябре 2009 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

Тихоокеанские воды

Как уже отмечалось выше для Евразийского бассейна, положительные солёностные

аномалии распространяются от поверхности на глубину до 150-250 метров. В Канадском секторе наблюдается схожая картина вертикального распределения, но противоположная по знаку: до глубины 150-200 метров имеет место выраженное распреснение. В пределах этого слоя можно выделить водную массу тихоокеанского происхождения на глубинах от 30 до 100-130 метров, характеризующуюся повышенными значениями температуры воды. Отличия теплового состояния слоя тихоокеанских вод в течение зимнего и летнего сезонов, по всей видимости, объясняется существенным различием районов, данные из которых были использованы для построения рисунков 3.6 и 3.8. Если в зимний период траектории дрейфа работающих буев были прижаты к восточной части круговорота, то в августе-сентябре мы имели возможность получить информацию только из самой южной области круговорота в непосредственной близости от побережья Аляски. Более близкое положение летних профилей к Берингову проливу обусловило более высокие значения температур тихоокеанских вод варьировавших в диапазоне от $-1,0^{\circ}\text{C}$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$, что на $0,5-0,8^{\circ}\text{C}$ выше, чем в восточной части круговорота Бофорта.

Вертикальная структура вод центральной Арктики

Поверхностный слой

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

Атлантическая водная масса

Аномалии теплосодержания в слое АВ, наблюдаемые в течение последних лет на всей акватории Арктического бассейна, в центральной области СЛО имеют минимальные значения. По результатам натурных наблюдений в течение 2009 г. было установлено, что аномалии температуры в ядре АВ составляют $0,2-0,4^{\circ}\text{C}$ при самих значениях максимальных температур от $+1,2$ до $+1,4^{\circ}\text{C}$ (рисунок 3.10).

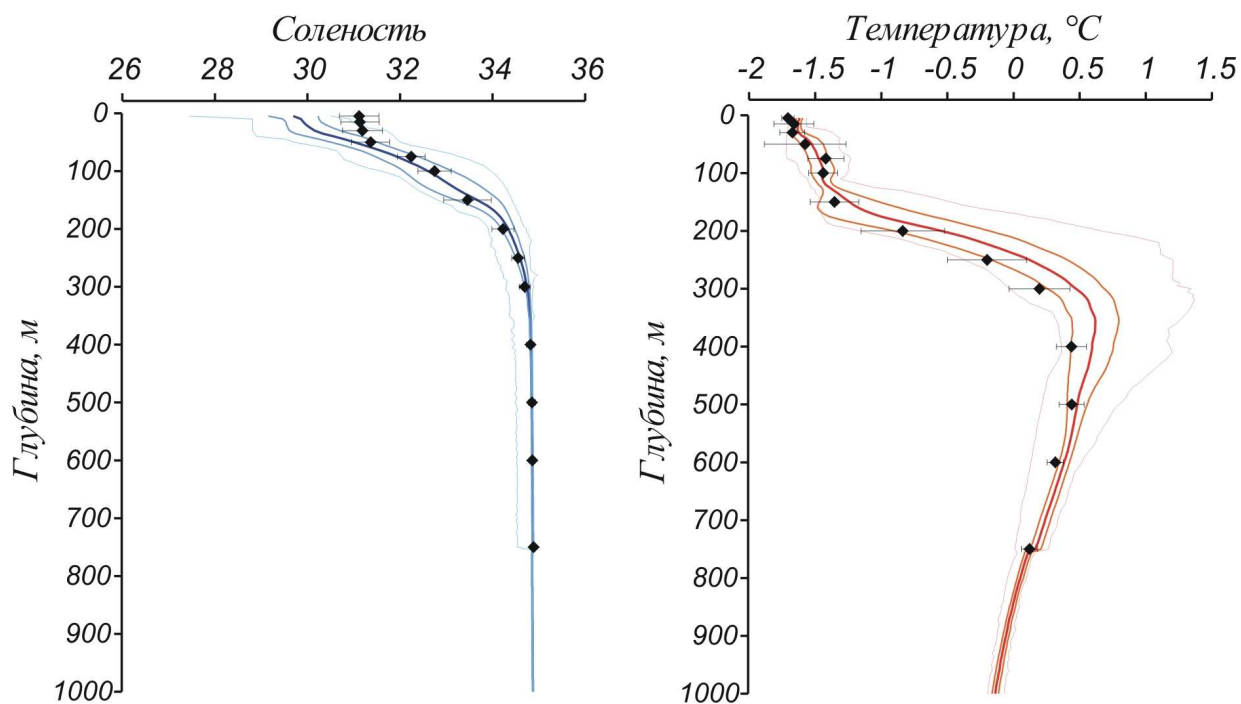


Рисунок 3.9 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в центральной части СЛО в январе-июне 2009 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

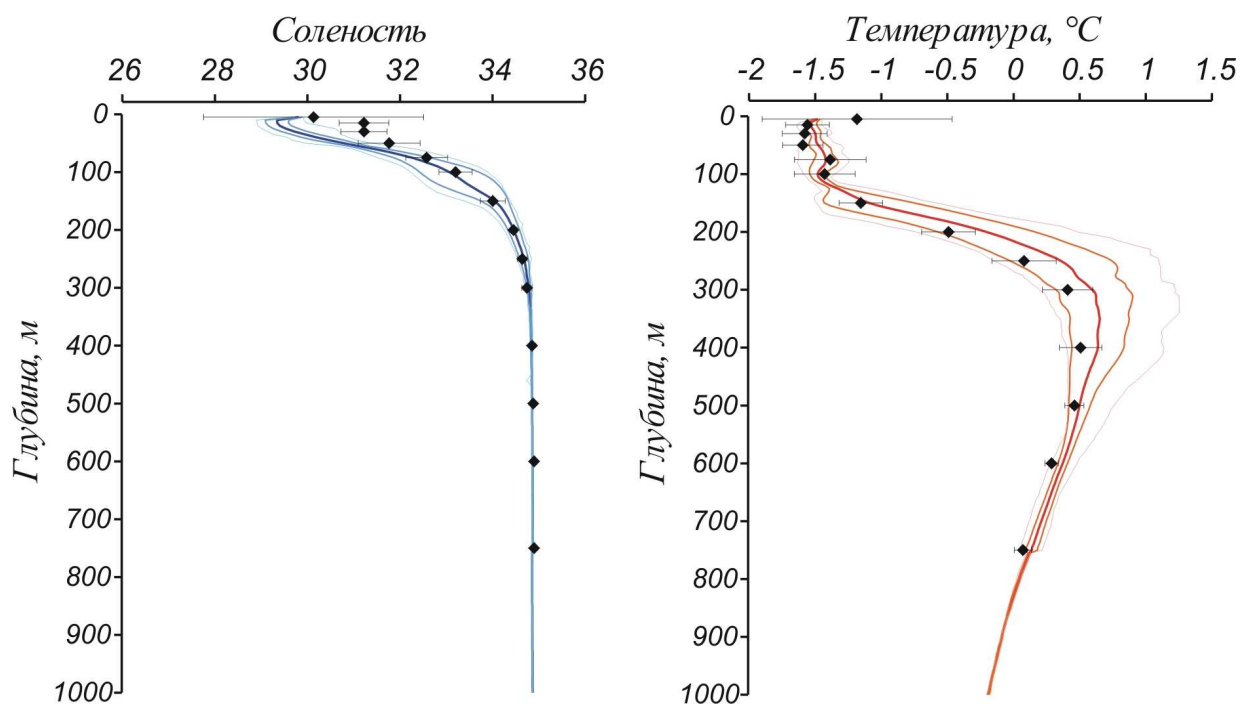


Рисунок 3.10 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в центральной части СЛО в августе-сентябре 2009 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

Величина смещений верхней границы атлантических вод к поверхности также значительно меньше, чем в периферийных районах СЛО и составляет в среднем не более 20-30

метров.

Тихоокеанские воды

Фактически, воды тихоокеанского происхождения наблюдаются в центральной части СЛО только в виде слабозаметного подповерхностного максимума температуры. Как уже отмечалось выше для Евразийского бассейна, положительные соленостные аномалии распространяются от поверхности на глубину до 150-250 метров.

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

В августе-сентябре 2009 г. вдоль границы континентального склона Евразийского суббассейна российской-американской экспедицией АВЛАП/NAVOS были успешно выполнены шесть океанографических разрезов поперек континентального склона, которые позволили установить некоторые особенности изменения теплового состояния в слое глубинных атлантических вод, по мере их распространения от Северной Земли в направлении хребта Ломоносова. Разрез А пересекает континентальный склон к северо-востоку от Шпицбергена; разрез В расположен к северу от земли Франца-Иосифа; разрез D пересекает восточную часть континентального склона моря Лаптевых к северу от Новосибирских островов; разрез E проходит от окраины континентально склона моря Лаптевых до глубоководной части СЛО; разрез F пересекает северо-западную часть континентального склона моря Лаптевых в траверзе Северной Земли и разрез G пересекает континентальный склон к северу от мыса Арктический (рисунок 3.11).

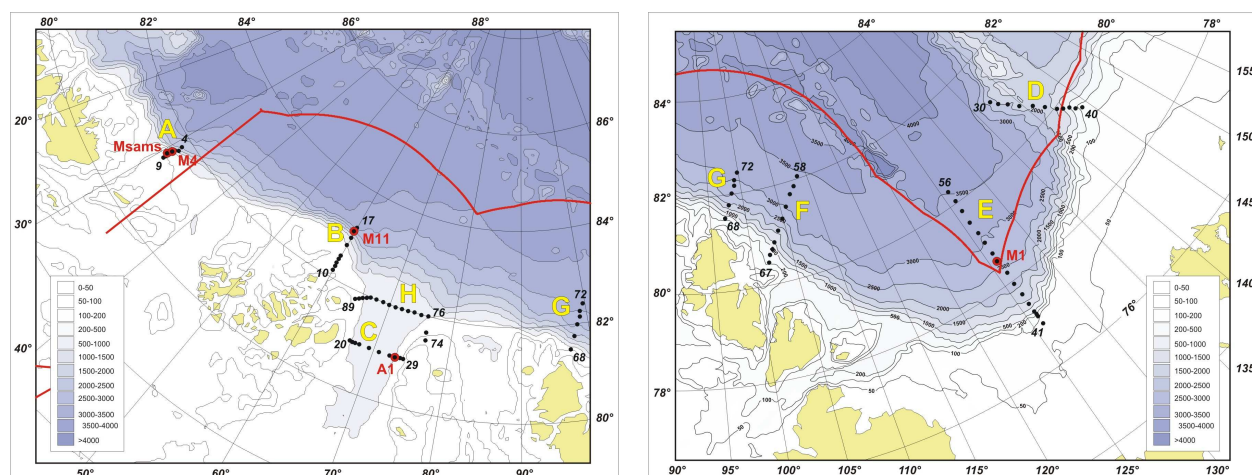


Рисунок 3.11 – Положение кросс-континентальных океанографических разрезов, выполненных во время экспедиции АВЛАП/NAVOS-2009 (точки – положение STD станций, красная линия – граница российской экономической зоны, буквы – обозначения разрезов)

Пространственные изменения температуры и солености воды вдоль последовательно расположенных разрезов А, В, G, F, E and D представлены на рисунках 3.12 и 3.13.

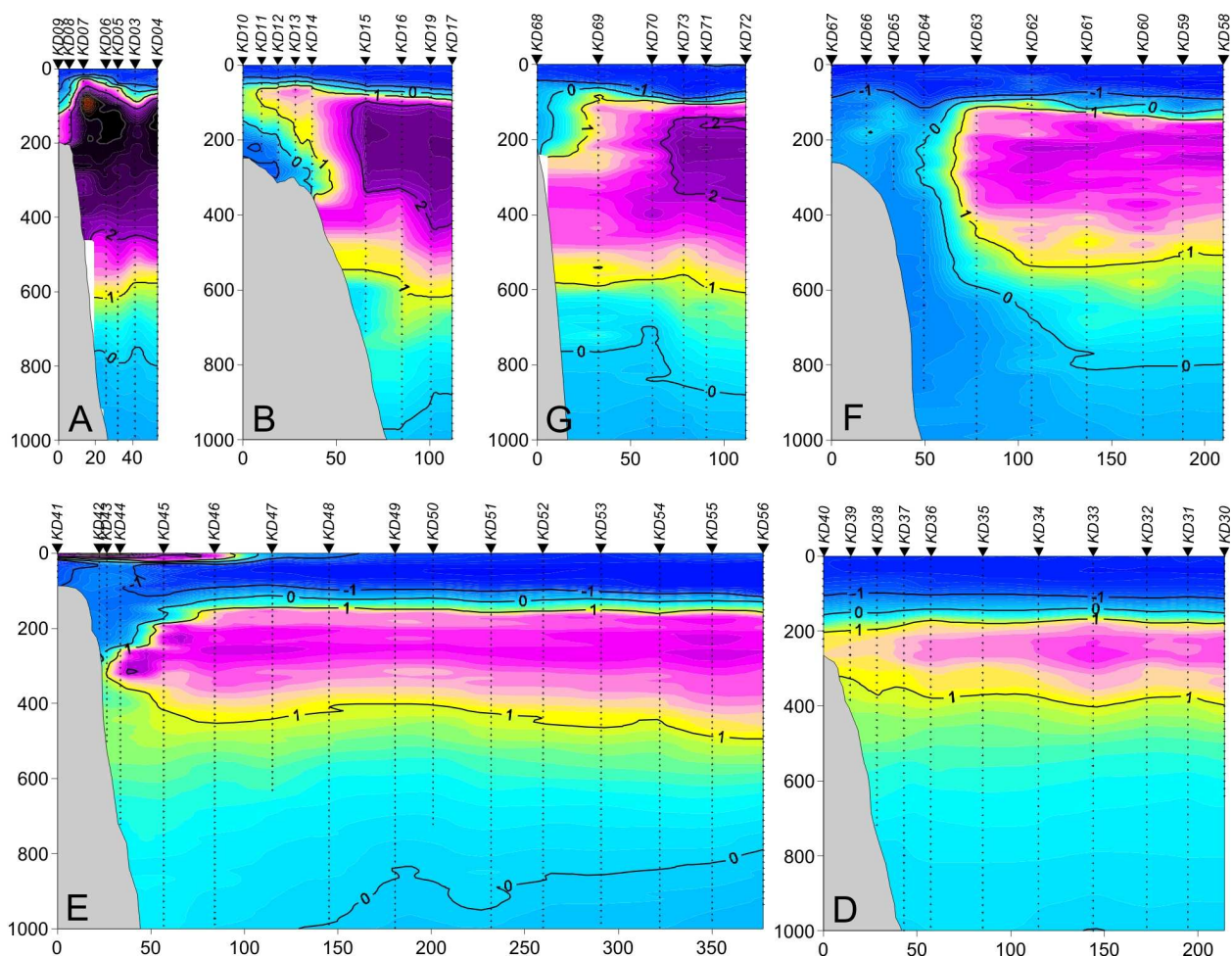


Рисунок 3.12 – Трансформация температуры ядра атлантических вод, по мере их распространения в восточном направлении вдоль границы континентального склона по данным экспедиции АВЛАП/NAVOS-2009.

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

бине 252 м, а к северу от Новосибирских островов максимальная температура 1,78°С была зарегистрирована на глубине 255 м.

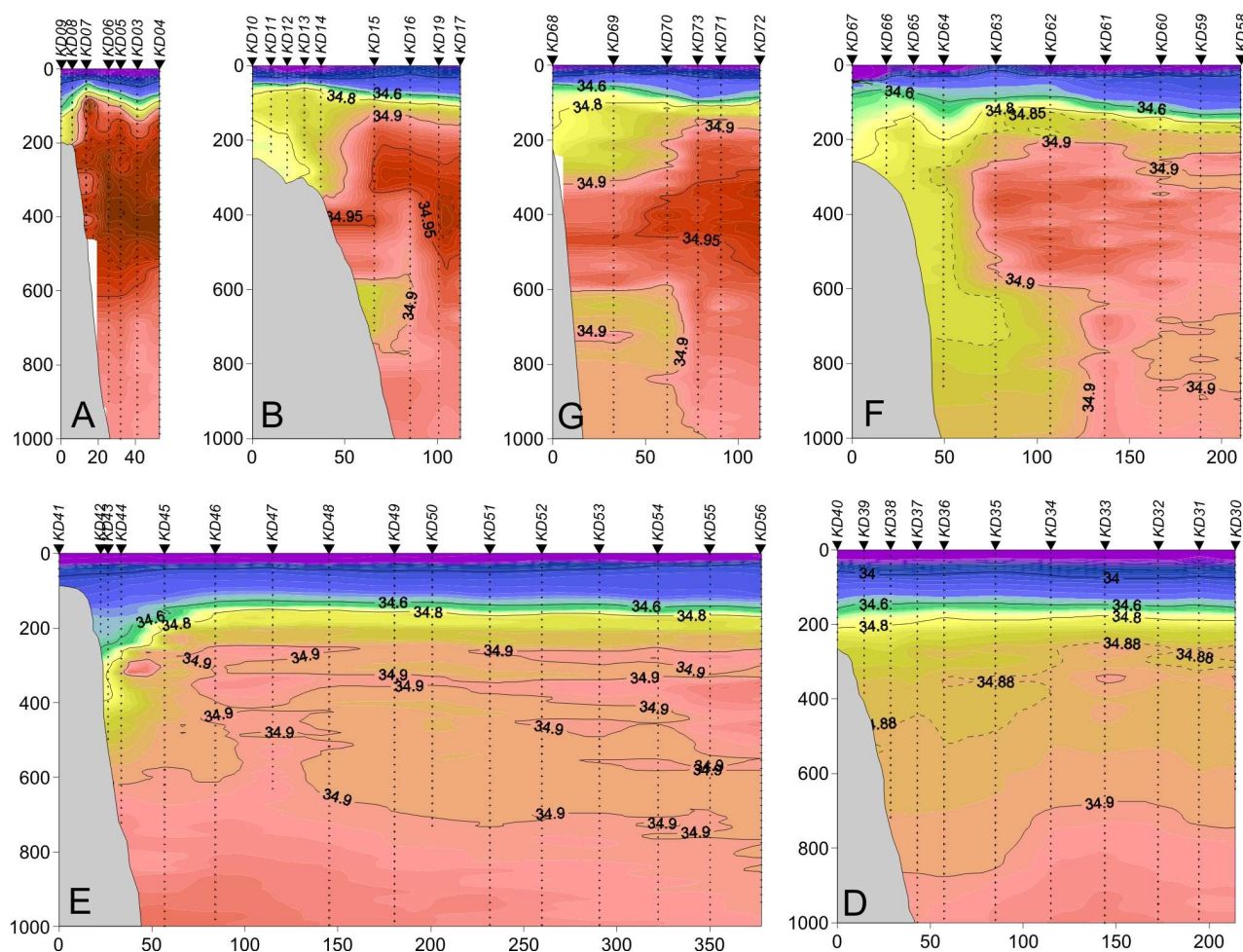


Рисунок 3.13 – Трансформация солёности в ядре атлантических вод, по мере их распространения в восточном направлении вдоль границы континентального склона по данным экспедиции АВЛАП/NAVOS-2009.

При продвижении от разреза А до Г атлантические воды также постепенно опресняются за счет процессов перемешивания и обмена с менее солеными окружающими водами. Абсолютное уменьшение солёности в ядре АВ между разрезами А и D составило 0,08, от 35,00 ‰ до 34,92 ‰ (рисунок 3.13). При этом на всех станциях, где проводились измерения, наблюдался промежуточный максимум солёности на глубинах на 150 метров глубже температурного максимума, что типично для вертикальной термохалинной структуры СЛО.

Толщина слоя АВ с границами, положение которых определяется изотермой 0°С, остается практически постоянной от севера Баренцева и до центральной части моря Лаптевых и составляет порядка 700 – 800 м (рисунок 3.12), а нижняя граница АВ располагается на глубинах 800 – 900 м. При этом, в северо-восточной части моря Лаптевых толщина АВ больше и

нулевой изотермы не достигает даже самый глубокий профиль разреза D.

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

Таблица 3.1 – Изменения температуры ядра на отдельных кросс-континентальных разрезах в северной части моря Лаптевых начиная с 2002 г.

Разрез	Максимальная температура ядра АВ, °С							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Разрез F	–	–	–	2,04	2,52	–	2,41*	2,00
Разрез E	1,2	1,33**	1,78	1,79	1,96	2,10	2,25	1,93
Разрез D	–	1,10	1,42	1,51	1,99	1,86	1,61	1,78
* данные НЭС “Академик Федоров” ** центральная часть ядра АВ на разрезе не достигнута								

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

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

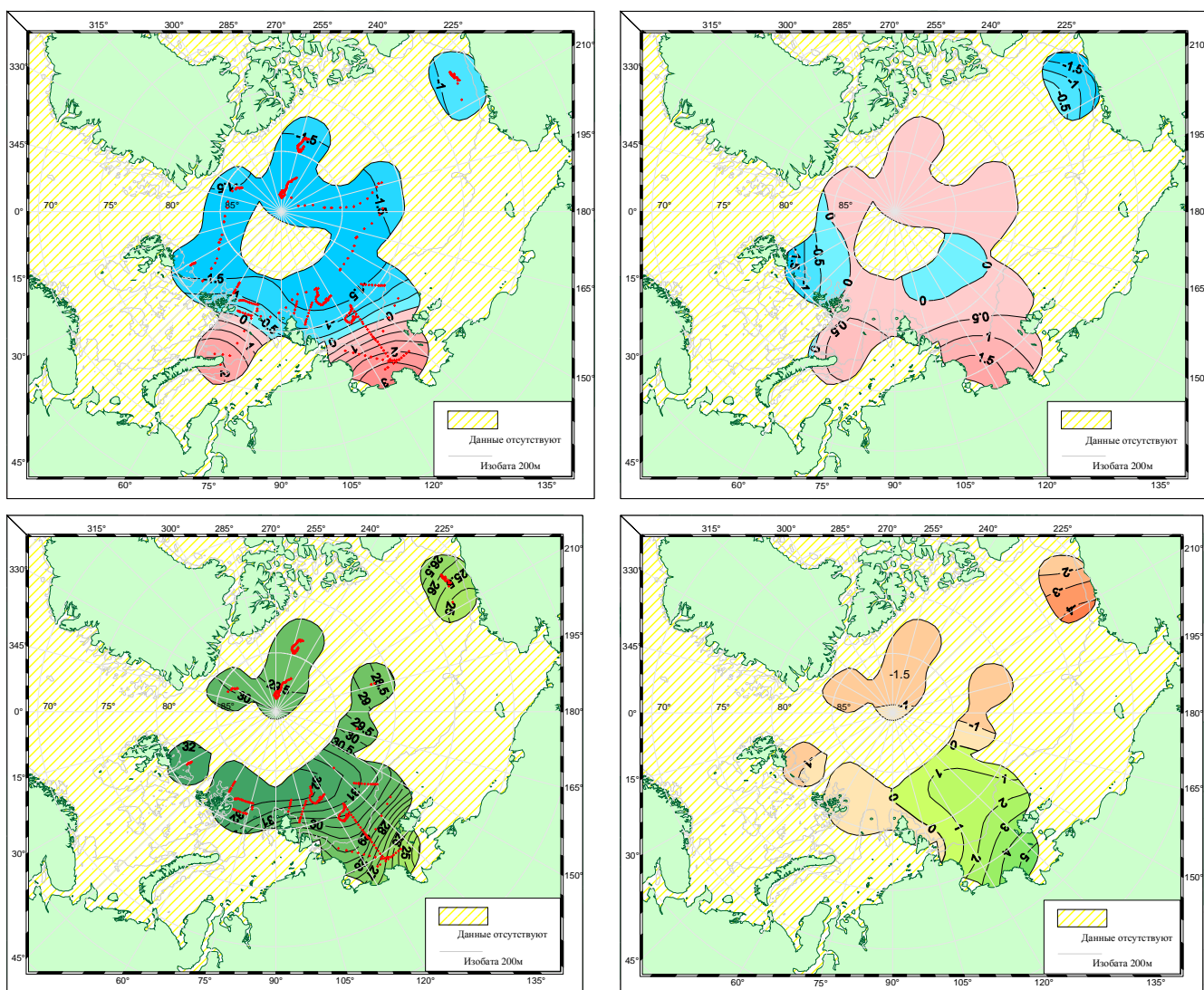


Рисунок 3.14 – Пространственное распределение температуры и солёности на глубине 5-10 метров по данным измерений в августе-сентябре 2009 года (слева) и их аномалии температуры и солёности на глубине 5-10 метров по отношению к климатическим значениям (справа)

В 2009 г в Арктическом бассейне в поверхностном слое отмечались положительные аномалии солёности в части Евразийского бассейна, примыкающей к материковому склону Евразии. Солёность в поверхностном слое была больше климатической на величину до 1-2 ‰, доходя до 3-4 ‰ в мелководных районах моря Лаптевых (рисунок 3.14).

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

Распределение солёности поверхностного слоя в Канадском суббассейне в летний пе-

риод 2009 г. характеризовалось сохранением отрицательной аномалии солености до глубин 50-200 метров. В то же время в северных районах морей Баренцева и Карского, а также на большей части Канадского суббассейна наблюдаются отрицательные аномалии солености поверхностного слоя. В ряде случаев величины наблюдаемых аномалий достигают 4-5 ‰ по сравнению с климатическими.

В целом в поверхностной фронтальной зоне отмечались большие крупномасштабные горизонтальные контрасты солености, но величины градиентов солености были меньше, чем в 2007-2008 гг. Карты пространственного распределения аномалий соответствуют данным, полученным из вертикальных профилей распределения температуры и солености, которые также показали наличие изменений знаков аномалии солености поверхностного слоя при переходе из Евразийского в Канадский суббассейн.

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

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

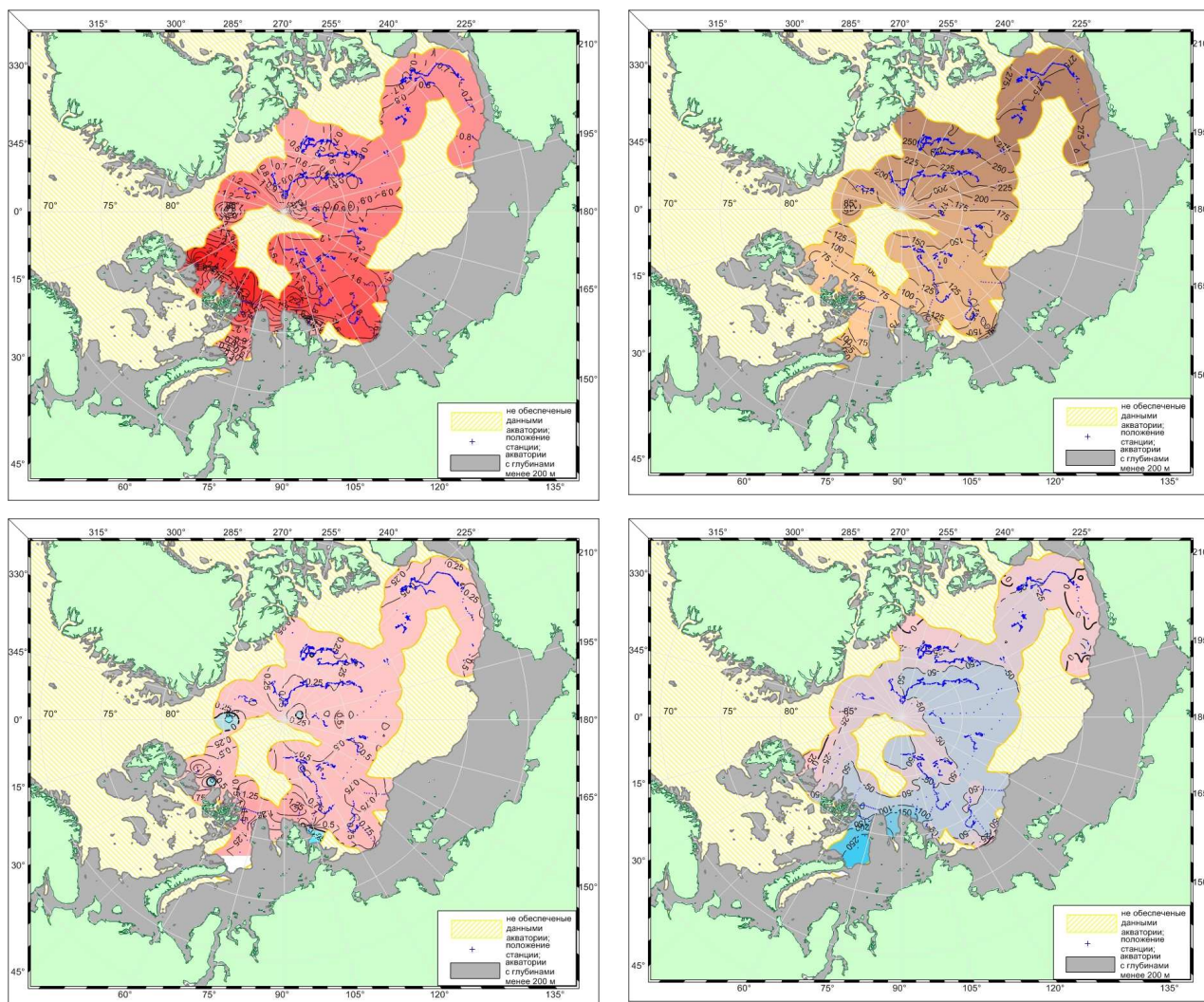


Рисунок 3.15 – Пространственное распределение максимальной температуры в слое АВ и положение изотермы 0°C в августе-сентябре 2009 г. (сверху) и их аномалии по отношению к климатическим значениям (снизу)

3.1.5. Пресноводные аномалии в Северном Ледовитом океане

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

Как видно из таблицы 3.2 величина распреснения составила от 0,24 до 2,62 ‰. Сравнение локальных соленосных аномалий, выявленных в период наблюдений на «СП-33», с аномалиями, полученными по данным наблюдений на «СП-36» и автоматических буйах ИТР-24, ИТР-26 и ИТР-27 в 2008/2009г.г., свидетельствует о том, что в холодный сезон 2008/09 гг. пресноводные аномалии отмечались значительно чаще. Кроме того, можно отметить значительные изменения фоновой солености. По данным наблюдений, выполненным в декабре 2004 года на «СП-33», фоновая соленость составила 31,04-31,15 ‰, а по данным профилографа, полученным почти в этих же координатах в первой половине января 2009 года фоновая соленость составила 29,84-29,9 ‰ – распреснение поверхностных вод в приполюсном районе составило 1,14-1,31 ‰. Данный феномен, несомненно, требует своего объяснения.

Таблица 3.2 – Данные об аномалиях солености поверхностных вод СЛЮ, выявленных в холодные сезоны в 2004-2009 года.

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

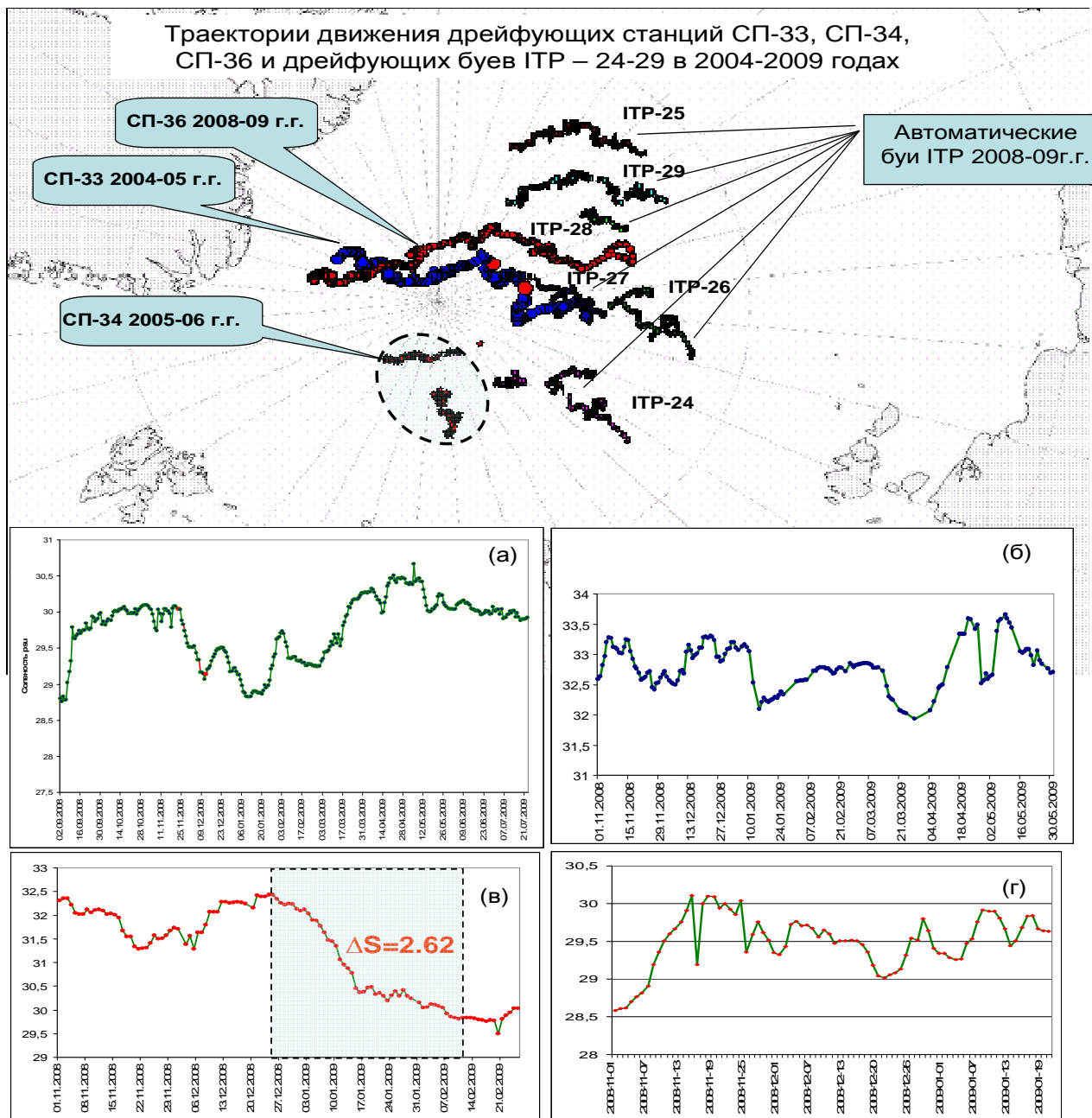


Рисунок 3.16 – Траектории движения дрейфующих станций «СП-33-36» и дрейфующих буев ИТР-24-29 и графики пространственно-временных рядов изменения солёности на горизонте 2 м (по данным «СП-36» (а), на горизонте 7,9 м по данным ИТР-24 (б), на горизонте 11,9 м по данным ИТР-26 (в), на горизонте 11,9 м по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

В таблице 3.2 показано время существования, выделенных аномалий солёности и их пространственные размеры. Время существования аномалии изменяется в пределах от 7 до 48 суток, а их размеры варьируются в пределах от 30 до 70 км. Таким образом, наблюдаемые аномалии солёности можно отнести к мезомасштабным термохалинным неоднородностям. В поле температур каждой аномалии распределения соответствует область более теплых вод. Разница между значениями температур на фоновых станциях и в области аномалии достига-

ет 0,4-0,6°C. В вертикальной плоскости аномалии локализованы в пределах верхнего квази-однородного слоя (ВКС). Его толщина в 2009 году в районе исследований изменялась в пределах от 30 до 45 метров. Как видно из рисунка 3.17, в пространстве аномалия имеет вид изолированной под поверхностной линзы более теплых и пресных вод.

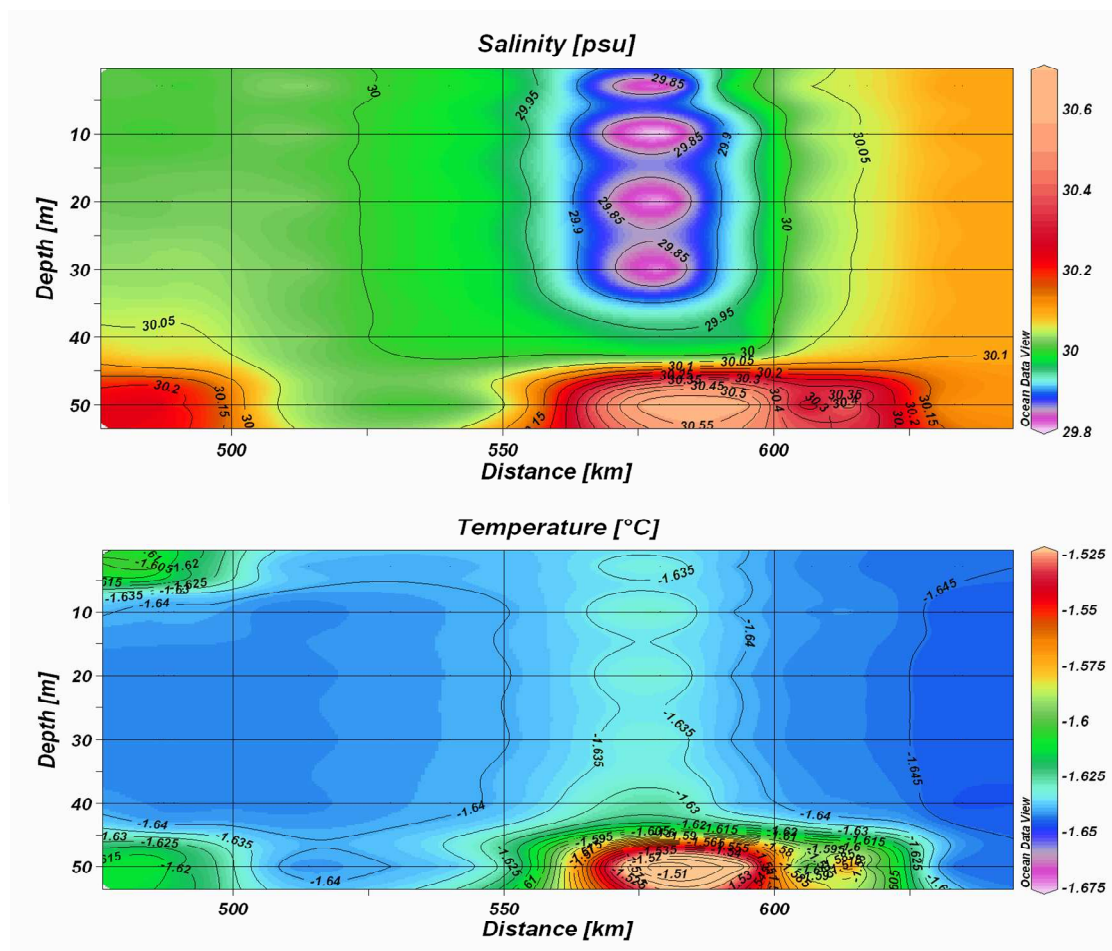


Рисунок 3.17 – Разрез солености и температуры поданным дрейфующей станции «СП-36» за период с 24.12.2008 г. по 03.02.2009 г.

3.1.6 Термохалинные условия в Арктическом бассейне по данным дрейфующей станции «СП-36»

За период с 1 января по 22 августа на дрейфующей станции «СП-36» с помощью зонда-профилографа SBE 19plus выполнены 234 гидрологические станции. За период с 5 октября по 31 января на дрейфующей станции «СП-37» с помощью зонда-профилографа SBE 19plus выполнены 85 гидрологических станций. Положение станций по ходу дрейфа «СП-36» и «СП-37» совместно с положениями станций других экспедиций и буев ИТР представлены на рисунке 3.18.

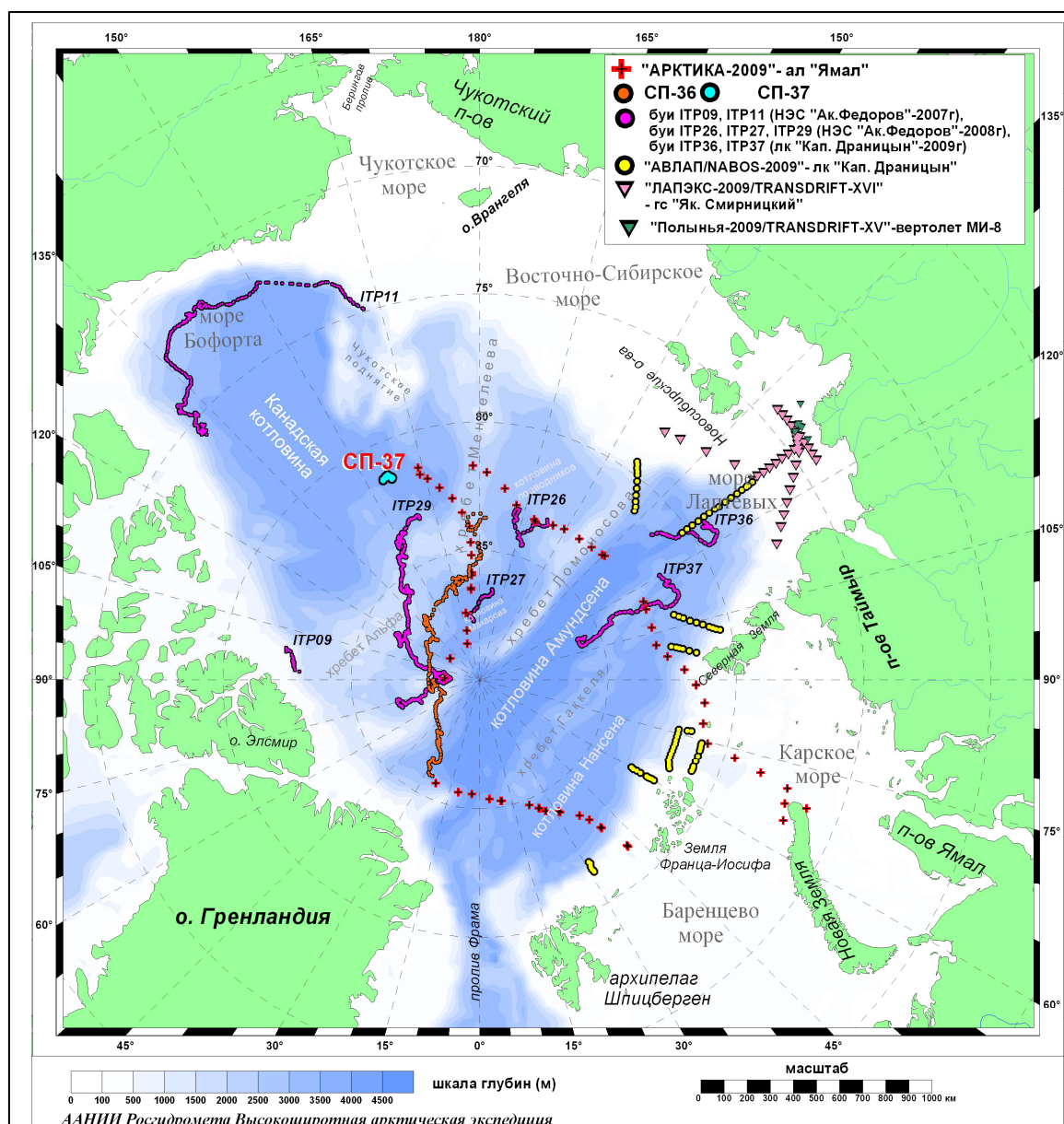


Рисунок 3.18 – Положение океанографических станций, выполненных в 2009 г («СП-36» и «СП-37»)

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

Средняя толщина верхнего перемешанного слоя составила 37 метра, средняя его температура $-1,60^{\circ}\text{C}$, максимальная $-1,58^{\circ}\text{C}$, минимальная $-1,62^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость 29,34 ‰, максимальная 29,53 ‰, минимальная 29,07 ‰. В юго-западной части траектории дрейфа (гидрологические станции 92-94, 96) вновь отмечено «всплытие» пикноклина за счет образования переходной области между верхним квазоднородным слоем (ВКС) и пикноклином. Данная область имеет градиенты плотности выше, чем в ВКС и ниже, чем в пикноклине. Незначительный градиент плотности в ВКС отмечен на юго-западе и северо-востоке тракто-

рии дрейфа на гидрологических станциях 96, 98, 100 и 113-116 соответственно. Имела место тенденция незначительного повышения температуры воды в ВКС на центральном участке траектории дрейфа (станции 99-102, 104-106, 119-122). Толщина описываемого слоя увеличивалась на северо-востоке траектории дрейфа.

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

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 204 метра, её глубина менялась от 198 до 214 метров. Наиболее близко к поверхности атлантические воды залегали между станциями 92-99, на юго-западном участке траектории дрейфа. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 644 м и менялась от 628 до 668 метров. Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 849 метров, её глубина менялась от 834 до 872 метров.

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

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

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по прежнему составила от $-0,4$ до $-0,41^{\circ}\text{C}$ на глубинах 1795-1918 метра с последующим незначительным

увеличением температуры воды ко дну от $-0,33$ до $-0,37^{\circ}\text{C}$. Положение данной области пониженной температуры ниже на юго-западе исследуемого района.

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

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

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

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 204 метра, её глубина менялась от 199 до 210 метров. Наиболее близко к поверхности атлантические воды залегали на юго-западе траектории дрейфа между станциями 142, 135-139, 129. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 646 м и менялась от 626 до 691 метров. Наибольшие значения данного параметра отмечены на юго-западе траектории дрейфа (станции 135-138, 140). Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 850 метров, её глубина менялась от 827 до 892 метров.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,43^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,42^{\circ}\text{C}$ до $0,44^{\circ}\text{C}$ (наименьшая на юге траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод ($0,86^{\circ}\text{C}$) отмечена на станциях 147 и 150, выполненных 25 и 28 февраля (север траектории дрейфа), в среднем значения данной температуры $0,84^{\circ}\text{C}$. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 347 до 415 метров, в среднем 385

метров. Средняя соленость в слое атлантических вод составила 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰, будучи устойчивой. Минимальная соленость данных вод в среднем была 34,54 ‰, наибольшее значение составило 34,56‰ (станция 131).

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

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

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

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

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 33 метра, средняя его температура -1,61°C, максимальная -1,60°C, минимальная -1,63°C. Средняя соленость 29,39 ‰, максимальная 29,73 ‰, минимальная 28,24 ‰. Температура ВКС восточнее 132° западной долготы повышается с -1,62 до -1,60°C.

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

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 201 метр, её глубина менялась от 198 до 204 метров. Глубина залегания верхней границы атлантических вод существенно не менялась. Толщина слоя атлантических вод больше в центральной части траектории дрейфа (гидрологические станции 160-172, кроме 163, 166-168). Наименьшая толщина данного слоя на северо-западной части траектории дрейфа. Толщина слоя атланти-

ческих вод в среднем составила 646 м и менялась от 626 до 691 метров. Нижняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 837 метров, ее глубина менялась от 818 до 854 метров.

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

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 352 метра, меняя свое положение от глубины 336 до глубины 368 метров. Температура ядра атлантических вод в среднем составила $0,84^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,82$ до $0,86^{\circ}\text{C}$. Соленость вод ядра атлантических вод устойчиво составила 34,82 ‰.

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

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по прежнему составила от $-0,40$ до $-0,41^{\circ}\text{C}$ на глубинах 1801-1891 метр с последующим незначительным увеличением температуры воды ко дну от $-0,33$ до $-0,36^{\circ}\text{C}$. Положение данной области пониженной температуры ниже на юге исследуемого района.

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

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 38 метров, его средняя температура $-1,63^{\circ}\text{C}$, максимальная $-1,60^{\circ}\text{C}$, минимальная $-1,65^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость 29,81 ‰, максимальная 30,26 ‰, минимальная 29,32 ‰. Температура данного слоя устойчиво понижалась по мере продвижения станции на восток. Для западной половины траектории дрейфа в районе $87^{\circ} 50'$ северной широты и 117° западной долготы (4-6.04) и на участке дрейфа между 112° и 97° западной долготы и $87^{\circ}53'$ и $88^{\circ}03'$ с.ш. (14-20.04) характерны неоднородности в структуре ВКС. При этом толщина ВКС была минимальной, под данным слоем наблюдался переходной слой с градиентами плотности менее, чем в пикноклине. Дан-

ной ситуации предшествовало возникновение вертикального градиента плотности в ВКС 1,04 и 8-13.04 соответственно. Для восточной половины траектории дрейфа (отрог Марвин и предгорье хребта Ломоносова, постепенное понижение значений глубины) характерен хорошо перемешанный и однородный по характеристикам ВКС.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 114 метров, средняя толщина 71 метр. Толщина пикноклина менялась от 58 до 97 метров. Глубина залегания нижней границы менялась от 106 до 119 м. Средняя температура пикноклина $-1,51^{\circ}\text{C}$, максимальная температура в среднем составила $-1,42^{\circ}\text{C}$, находясь в пределах от $-1,33$ до $-1,49^{\circ}\text{C}$; минимальная температура в среднем была $-1,55^{\circ}\text{C}$ (от $-1,54$ до $-1,58^{\circ}\text{C}$). Температура вод пикноклина постепенно понижалась по мере продвижения на восток. Средняя соленость составила 32,26 ‰, максимальная соленость 33,95 ‰ (от 33,84 до 34,05 ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях состоял из одного слоя, для всех гидрологических станций характерно наличие двух температурных инверсий. Верхняя граница пикноклина понижалась при движении на восток, нижняя граница была примерно постоянной, при этом толщина пикноклина постепенно уменьшалась.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 196 метров, её глубина незначительно менялась от 192 до 199 метров. Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 628 м, находясь в пределах 579 -667 м. Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении нижней границы данных вод, которая, будучи в среднем равной 824 м, менялась от 778 до 862 метров. Изменения положения данной границы видимо были обусловлены значительным изменением глубины морского дна по траектории дрейфа и смещением станции на восток-северо-восток от области распространения атлантических вод. На начальном участке дрейфа (1-3.04) имело место понижение нижней границы атлантических вод, затем имела место обратная тенденция с минимальными значениями толщины данного слоя 8-9.04, после чего нижняя граница атлантических вод вновь понижалась до наиболее низкого положения 18.04, затем повышалась по своему положению к 22.04 и понижалась к концу месяца.

Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,43^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,39$ до $0,45^{\circ}\text{C}$ (наименьшая на востоке траектории дрейфа). Наибольшая температура атлантических вод ($0,88^{\circ}\text{C}$) отмечена на станциях 189-191, выполненных с 8 по 10 апреля и 194-196 13-15 апреля (запад траектории дрейфа), в среднем значения данной температуры $0,85^{\circ}\text{C}$. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 288 до 410 метров, в среднем 362 метров. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в восточной части траектории дрейфа, здесь максимумы температуры атлантических вод совпадают с положением ядра данных вод. Средняя соленость в слое атлантиче-

ских вод устойчиво составила 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод в среднем составила 34,86 ‰, повысившись до 34,87 ‰ на последних трех гидрологических станциях отчетного месяца. Минимальная соленость данных вод в среднем была 34,54 ‰, наибольшее значение составило 34,56 ‰, наименьшее – 34,52 ‰.

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

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

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

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 43 метра, его средняя температура –1,65°C, максимальная –1,63°C, минимальная –1,66°C. Средняя соленость 30,32 ‰, максимальная 30,51 ‰, минимальная 29,99 ‰. Температура данного слоя повышалась в период продвижения станции на запад 6-14 мая (станции 217-225), понижаясь затем при продвижении на восток и вновь увеличиваясь только восточнее долготы 88°10' з.д. Толщина ВКС более изменялась в первую половину месяца, после 228 станции (16.05) при выходе на хребет Ломоносова, толщина ВКС колебалась около 44-метрового значения, ВКС был более однороден, нежели ранее. Понижение толщины данного слоя до минимальных значений происходило обычно при резком убывании скорости ветра и дрейфа. В случае станции 222 (11.05) отмечено наличие двух тонких слоев с более высокими градиентами плотности по сравнению со средними в ВКС, разделяющих более однородные слои. Ранее в период дрейфа и на станциях 215, 216, 228, 230, 241, выполненных в течение мая месяца, фиксировался одиночный переходный слой.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 114 метров, средняя толщина 67 метров. Толщина пикноклина менялась от 60 до 74 метров. Глубина залегания нижней границы менялась от 111 до 117 м. Средняя температура пикноклина –1,57°C, максимальная температура в среднем составила –1,50°C, находясь в пределах от –1,44 до –1,53°C; минимальная температура в среднем была –1,59°C от –1,55 до –1,66°C. Температура вод пикноклина понижалась на северо-восточном участке траектории дрейфа, при выходе на минимальные глубины. Средняя соленость составила 32,56‰, максимальная соленость 34,01‰ (от 33,93 до 34,09‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях, как и ранее, состоял из одного слоя. Для большинства гидрологических станций характерно наличие двух

температурных инверсий. На гидрологических станциях 236-239 (25-28.05) верхняя, более теплая прослойка вод разбилась на несколько более мелких прослоек, затем характерная и отмеченная ранее структура термоклина восстановилась. Верхняя граница пикноклина не меняла значительно своей глубины.

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

Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,43^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,35$ до $0,50^{\circ}\text{C}$ (наименьшая на востоке траектории дрейфа). Максимум температуры атлантических вод (1.09) отмечен на станции 240 (29.05). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 26-30 мая ($0,96-1,09$), на восточной периферии траектории дрейфа, на склоне хребта Ломоносова. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 276 до 370 метров, в среднем 294 метра. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в восточной части траектории дрейфа.

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

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 291 метр, меняя свое положение от 276 до 333 метра. Температура ядра атлантических вод в среднем составила $0,88^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,67$ до $1,09^{\circ}\text{C}$. Максимумы температуры атлантических вод в большинстве случаев совпадали с положением середины ядра атлантических вод, кроме гидрологических станций 225 (14.05) и 231 (20.05). Соленость вод ядра атлантических вод составила 34,83 ‰, повышаясь по мере смещения станции на восток от 34,82 (34,81 ‰, 221 станция 10.05) до 34,84 ‰. При глубинах мельче изобаты 2000 метров (начиная с 16.05), толщина ядра атлантических вод несколько уменьшилась снизу. В ряде случаев (гидрологические станции 222, 231, 242 (11,20,31.05)), в процессе зондирования происходили изменения значений температуры ядра атлантических вод на величины около $0,4-0,9^{\circ}\text{C}$.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях по-прежнему составила от $-0,4$ до $-0,41^{\circ}\text{C}$ на глубинах 1823-1874 метров с последующим незначительным

увеличением температуры воды ко дну от $-0,34$ до $-0,37^{\circ}\text{C}$.

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

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 39 метров, его средняя температура $-1,63^{\circ}\text{C}$, максимальная $-1,60^{\circ}\text{C}$, минимальная $-1,65^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость 30,22 ‰, максимальная 30,47 ‰, минимальная 30,0 ‰. Температура данного слоя имела пониженные относительно прочих, значения при смещении станции над восточным склоном хребта Ломоносова и, начиная со станции 254 (11.06), постепенно повышается, имея затем значения около $-1,61$ $-1,62^{\circ}\text{C}$. Толщина ВКС была больше на начальном участке дрейфа, в районе хребта Ломоносова. Данный слой в большинстве случаев был хорошо перемешан и однороден. Незначительный градиент плотности в толще ВКС отмечался на гидрологических станциях 243-244 (01-02.06), 247 (05.06), 261 (19.06), 266 (24.06). В некоторых случаях. Понижение толщины данного слоя до минимальных значений с образованием промежуточного слоя со значениями градиента плотности значительно выше, чем в ВКС и ниже, чем в пикноклине, отмечено на станциях 245 (03.06) и 254-255 (12-13.06). В последнем случае имело место быстрое уменьшение скорости дрейфа.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 109 метров, средняя толщина 68 метров. Толщина пикноклина менялась от 61 до 80 метров. Глубина залегания нижней границы менялась от 101 до 119 м. Средняя температура пикноклина $-1,59^{\circ}\text{C}$, максимальная температура в среднем составила $-1,54^{\circ}\text{C}$, находясь в пределах от $-1,51$ до $-1,60^{\circ}\text{C}$; минимальная температура в среднем была $-1,62^{\circ}\text{C}$ от $-1,58$ до $-1,70^{\circ}\text{C}$. Средние и экстремальные оценки температуры вод пикноклина понижались после 253 (11.06) гидрологической станции. Пониженные значения данных оценок отмечены на конечном, юго-восточном участке траектории дрейфа станции. Для пикноклина можно отметить тенденцию, обратную указанной выше для ВКС.

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

На начальном участке траектории дрейфа тенденция наличия пары разнознаковых прослоек значительной толщины в термоклине, отмечавшаяся ранее, имела место при понижении абсолютных значений температуры в данных прослойках. Однако, начиная с 256 (14.06) гидрологической станции и далее, с выходом на глубоководные участки, в термоклине отмечено наличие нескольких незначительных по толщине и по экстремальным значениям температуры, прослоек.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 176 метров, её глубина менялась от 164 до 199 метров. Глубже данный слой находился на начальном участ-

ке траектории дрейфа (гидрологические станции 246-249 (04-07.06)), ближе к поверхности – на станциях 257-260 (15-18.06) и 270-271 (28-29.06).

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

Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,6^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,44$ до $0,67^{\circ}\text{C}$. Максимум температуры атлантических вод ($1,36^{\circ}\text{C}$) отмечен на станциях 251 (9.06), 255 (13.06). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 9-13 июня ($1,34-1,36^{\circ}\text{C}$).

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

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

Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 305 метров, положение ядра и значения температуры воды в нем совпадало во всех случаях с положением максимумов температуры воды в ядре атлантических вод. Соленость вод ядра атлантических вод составила $34,85 \text{ ‰}$, меняясь крайне незначительно. Наибольшее значение данного параметра ($34,86 \text{ ‰}$) отмечено на гидрологической станции 252 (10.06), наименьшие значения ($34,84 \text{ ‰}$) отмечены в четырех случаях – на станциях 245-247 и 249 (03-05 и 07 июня).

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях имела минимум значений около $-0,73 -0,74^{\circ}\text{C}$ на глубине около 2800 метров. Увеличение температуры воды ко дну крайне незначительно и не более $0,01^{\circ}\text{C}$ ($-0,73^{\circ}\text{C}$).

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

Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 36 метров, его средняя температура $-1,58^{\circ}\text{C}$, максимальная $-1,52^{\circ}\text{C}$, минимальная $-1,61^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость $30,05 \text{ ‰}$, максимальная $30,16 \text{ ‰}$, минимальная $29,96 \text{ ‰}$. Температура данного слоя повышалась, соленость понижалась с течением времени, что обусловлено ходом летних процессов. Имело место таяние снега на поверхности льда и удаление пресной воды со льда. Толщина ВКС была больше на конечном участке дрейфа, однако при этом ВКС был менее однороден, начиная с гидрологической станции 293 (21.07). В данной структурной зоне отмечалось наличие незначительного градиента плотности (станции 293-296 (21-24.07) и 301-303 (29-31.07)), а также промежуточный слой с градиентами плотности более, чем в ВКС и

значительно меньше, чем в пикноклине (станции 297-300 (25-28.07)). Видимо, данный слой формируется при вынужденном перемешивании ВКС, в котором отмечен градиент плотности. При этом верхняя часть такого слоя является более однородным, нежели нижняя его часть.

Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 105 метров, средняя толщина 69 метров. Толщина пикноклина менялась от 59 до 78 метров. Глубина залегания нижней границы менялась от 102 до 110 м. Средняя температура пикноклина составила $-1,6^{\circ}\text{C}$, максимальная температура в среднем составила $-1,57^{\circ}\text{C}$, находясь в пределах от $-1,53$ до $-1,61^{\circ}\text{C}$; минимальная температура в среднем была $-1,64^{\circ}\text{C}$ составив от $-1,63$ до $-1,68^{\circ}\text{C}$. Средняя соленость составила 32,59 ‰, максимальная соленость 34,03 ‰ (от 33,97 до 34,11 ‰). Пикноклин на всех гидрологических станциях, состоял из одного слоя.

В период 1-3.07 отмечена тенденция наличия пары разнознаковых прослоек значительной толщины в термоклине, как и ранее. Далее от гидрологической станции 277 (5.07) до станции 298 (26.07) и после гидрологической станции 302 (30.07) толщина данных прослоек и градиенты температуры в пикноклине были сходны между собой. На станциях 299-302 в верхней части пикноклина отмечена холодная прослойка, образующаяся, видимо при опускании охлажденных вод из ВКС.

Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 171 метр, её глубина менялась от 167 до 177 метров. Глубже данный слой находился на конечном участке траектории дрейфа (гидрологические станции 297-303). Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 643 м, от 629 до 657 м. Наибольшие значения данной оценки отмечены на северо-западном участке дрейфа, наименьшие – в средней части траектории дрейфа. Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении нижней границы данных вод, (в среднем 813 м, от 796 до 824 м). Температура в слое атлантических вод в среднем составила $0,62^{\circ}\text{C}$, меняясь от $0,58$ до $0,67^{\circ}\text{C}$. Максимум температуры атлантических вод ($1,35^{\circ}\text{C}$) отмечен на станциях 284 (12.07), 285 (13.07). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 12-15 июля ($1,34-1,35^{\circ}\text{C}$). На южном участке траектории дрейфа, после гидрологической станции 290 (18.07) значения максимальных температур в слое атлантических вод практически не менялись, будучи около $1,25^{\circ}\text{C}$. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 295 до 326 метров, в среднем 311 метров. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в центральной части траектории дрейфа.

Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составила 34,8 ‰. Максимальная соленость в слое атлантических вод составила 34,86 ‰, минимальная соленость была 34,513 ‰ (от 34,51 до 34,52 ‰). Ядро атлантических вод залегало в среднем на глуби-

не 311 метров, положение ядра и значения температуры воды в нем совпадало во всех случаях с положением максимумов температуры воды в ядре атлантических вод. Соленость вод ядра атлантических вод устойчиво составила 34,85 ‰.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях имела минимум значений около $-0,75$ $-0,74^{\circ}\text{C}$, на глубине около 2780 метров. Увеличение температуры воды ко дну было крайне незначительным, не более $0,01^{\circ}\text{C}$ в интервале $-0,73$ $-0,74^{\circ}\text{C}$.

На дрейфующей станции «СП-37» с 5 октября приступил к регулярному океанографическому зондированию на базе зонда «Sbe-19 plus». В период с 5 по 31 октября выполнено 27 зондирований, четыре из которых - до горизонтов 2550-2600 м, остальные до горизонтов 1070-1180 м. На рисунке 3.19 представлен район дрейфа станций «СП-36» и «СП-37».

Данные наблюдений зондом-профилографом показывают, что верхний квазиоднородный слой (ВКС) распространяется до глубин 20-25 м. Значения основных физических параметров воды в пределах ВКС не претерпели в течении месяца существенных изменений (температура воды около $-1,57^{\circ}\text{C}$, соленость 28,82 ‰).

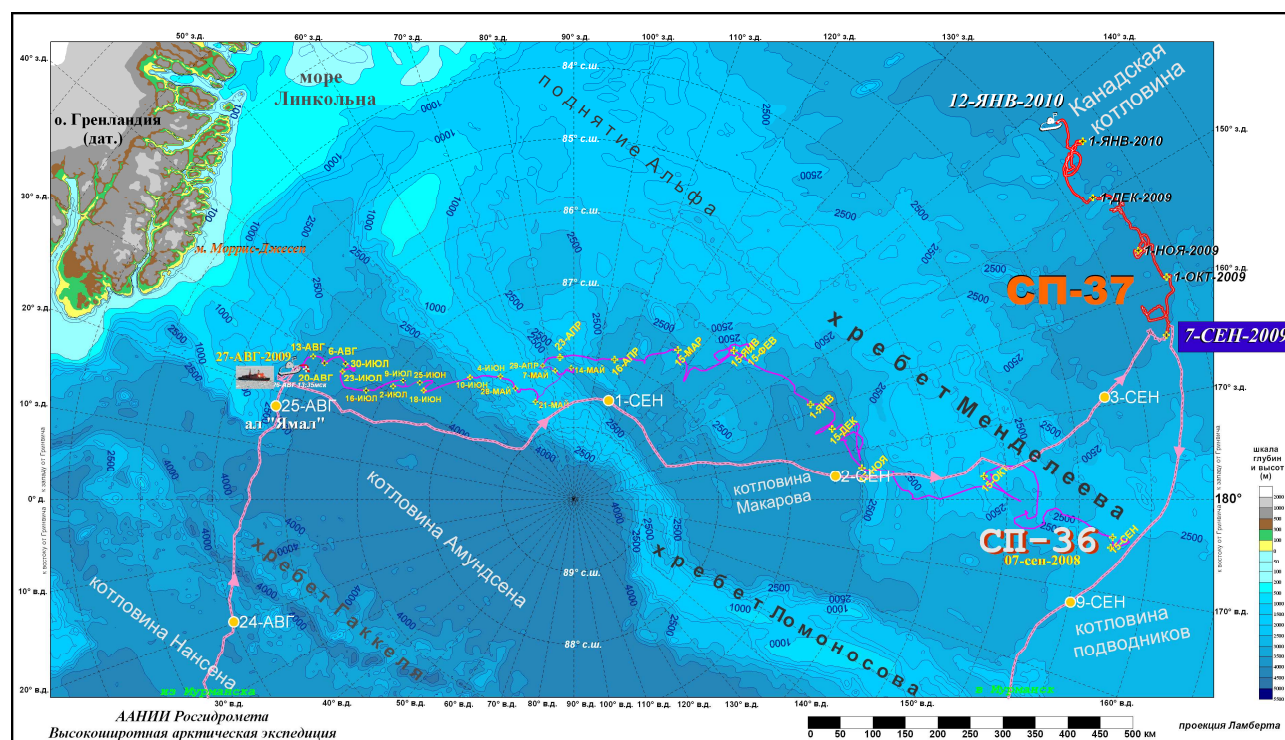


Рисунок 3.19 – Район дрейфа станций «СП-36» и «СП-37», маршрут а/л «Ямал»

Пикноклин сохраняет, как правило, двухступенчатую структуру. Верхний повышенный градиент плотности наблюдается в слое от 25 до 30 м, значения солёности здесь, меняются от 28 до 32 ‰. второй слой повышенного градиента плотности наблюдается на горизонтах 110 - 180 м, солёность в этом слое меняется в диапазоне от 32,86 до 34,15 ‰.

Ядро атлантических вод располагается в среднем на горизонте около 440 м. вариации значений максимальной температуры в ядре незначительны от $+0,84^{\circ}\text{C}$ до $+0,86^{\circ}\text{C}$, в диапа-

зоне горизонтов от 417 до 470 м. Верхняя граница АВ прослеживается на горизонтах от 247 до 258 м, нижняя – на горизонтах 958 - 960 м. в отдельных случаях нижняя нулевая изотерма опускалась до 883 м (16.10.09) и поднималась до 837м (17.10.09). Солёность, достигнув максимального значения в 34,95 ‰ к горизонту 2000 м, далее с глубиной остаётся практически неизменной.

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

В течение ноября дрейф станции проходил в генеральном направлении ВСВ. Глубины в период дрейфа изменялись в пределах 3200–3700 м. В ноябре выполнено 30 зондирований прибором «Sbe 19plus», четыре из которых до горизонтов 2590–2610м, остальные – до горизонтов около 1180 м. Ситуация в верхнем квазиоднородном слое характеризуется следующим: мощность за 30 дней увеличилась с 25-27 м до 28-30 м; средняя температура воды – $1,57^{\circ}\text{C}$, солёность 28,85–28,89 ‰. В отдельные дни в нижней части ВКС (от 27 м до 29 м) появлялись незначительные температурные инверсии со скачком значений температуры в несколько тысячных долей градуса, затем, при подъёме инверсии вверх, в течение 2-3 дней расслоение в ВКС полностью исчезало.

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

рии инверсионных слоёв с вертикальной протяжённостью инверсий температуры порядка нескольких десятков метров.

Наблюдения, выполняемые прибором «Sbe 19plus» в режиме буйковой станции с продолжительностью постановок от 12 до 20 часов и дискретностью измерений 10 с, существенно уточняют характер и количественные параметры флюктуаций основных физических параметров деятельного слоя на разных горизонтах. Диаграммы изменчивости измеряемых параметров выявляют присутствие в деятельном слое, как значительных турбулентных возмущений, так и внутренних волн.

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

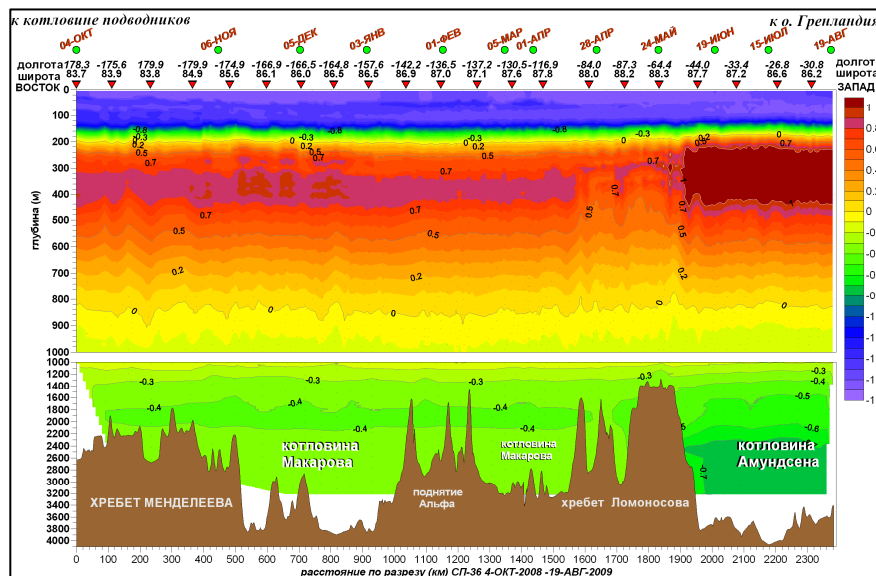
Мощность верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составляет 25-27 м. Уменьшаясь в отдельные дни до 22 м или увеличиваясь до 31 м. Температура воды в пределах ВКС около – 1,59°C, солёность около 29,80‰. Пикноклин характеризуется неизменной двухступенчатой структурой. Верхний повышенный градиент плотности расположен в слое 28,12–29,6 м (крайние значения горизонтов: 24,75–34,16 м), Перепад солёности в этом слое составляет в среднем 29,20-30,40 ‰. Второй слой повышенного градиента плотности наблюдается на глубинах 153–184 м (экстремальные границы 136-199 м), солёность в указанных горизонтах меняется в диапазоне 33,15-33,96 ‰, (экстремальные значения: 32,99-34,13 ‰).

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

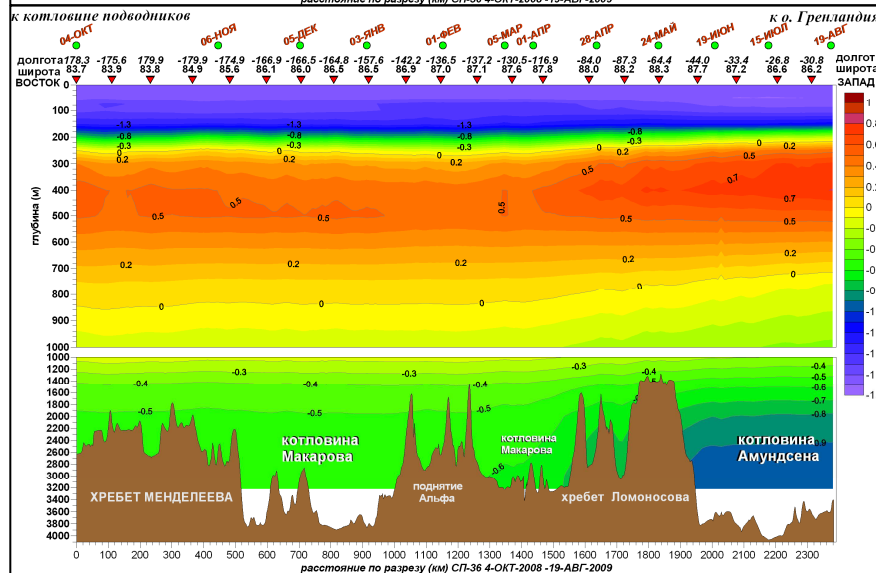
Ядро АВ наблюдалось в среднем на глубинах 385 м, в отдельные дни опускаясь до 420 м. В половине случаев ядро имеет клиновидную форму с чётко выраженным температурным максимумом. Примерно также часто наблюдалась температурная однородность ядра в слое на глубинах 380-400 м. Значения температуры в ядре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

Прибором «Sbe 19plus», выставленном в режиме буйковой станции на горизонтах в диапазоне 25-2200 м и дискретностью измерений 10 с, получены 26 серий наблюдений длительностью в среднем по 20 часов. Измерения показали, что термохалинные характеристики варьируют в широком диапазоне. Разрезы термохалинных характеристик представлены на рисунках 3.20–3.23.

а



б.



в.

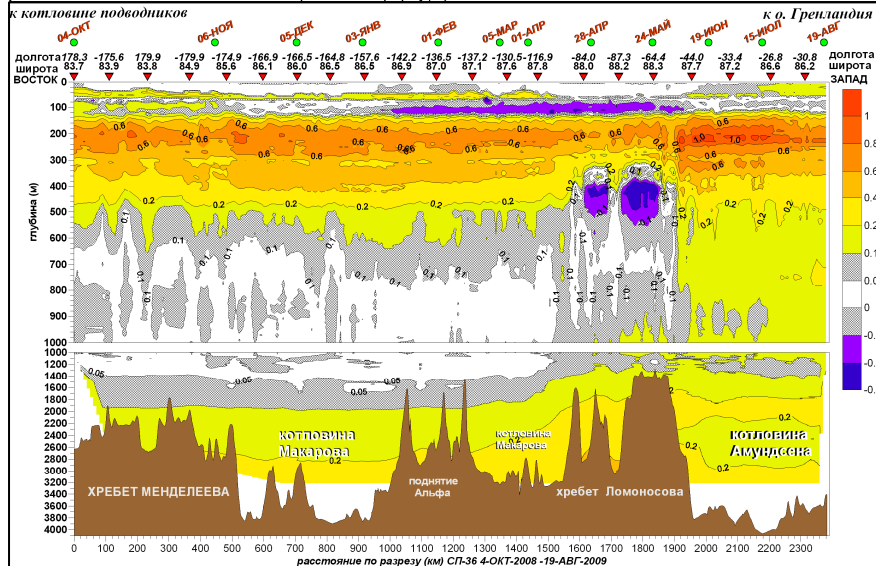
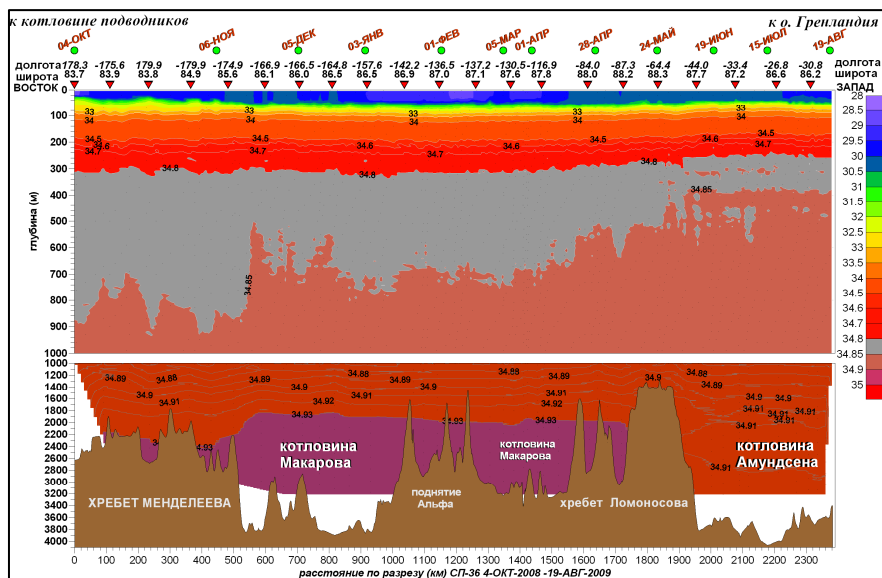
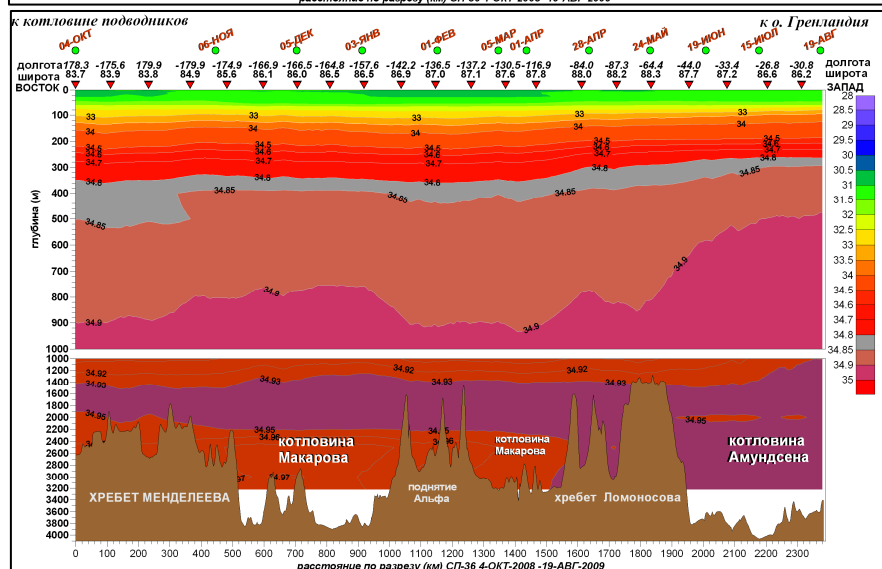


Рисунок 3.20 – Океанографический разрез: температура воды по данным «СП-36» (а) в 2009 году; климатические значения температуры (б); аномалия температуры воды

а



б.



в.

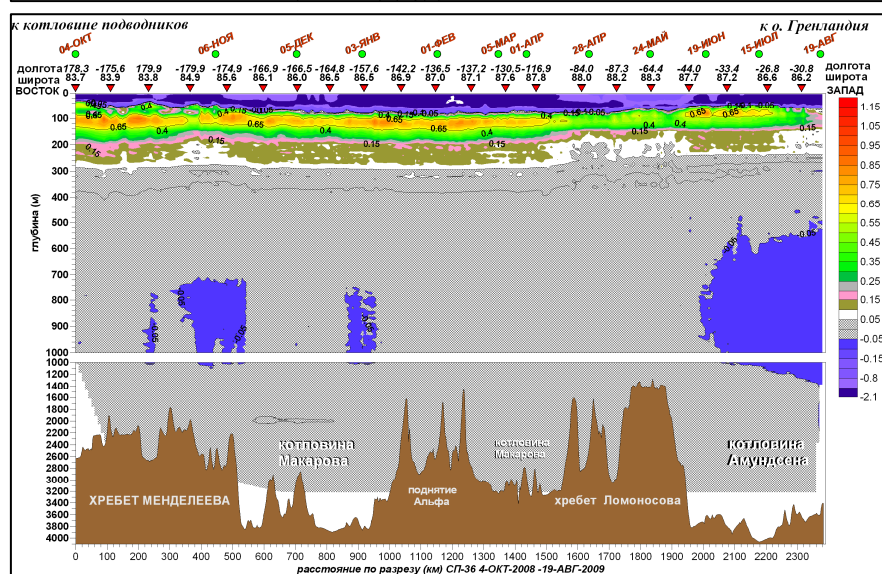
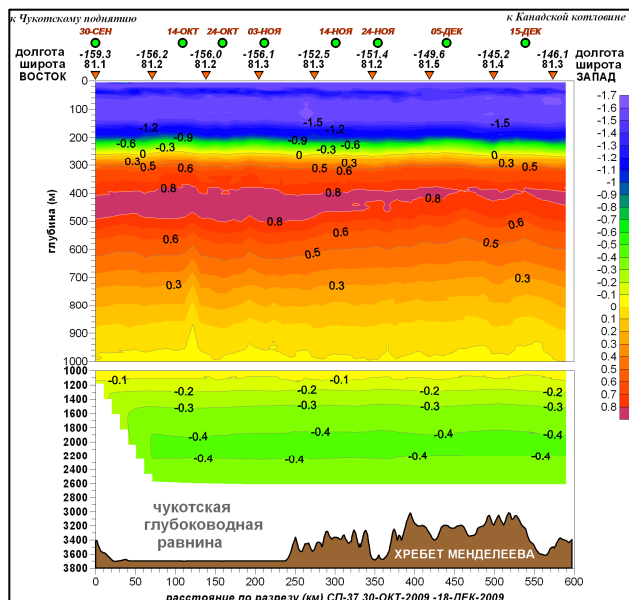
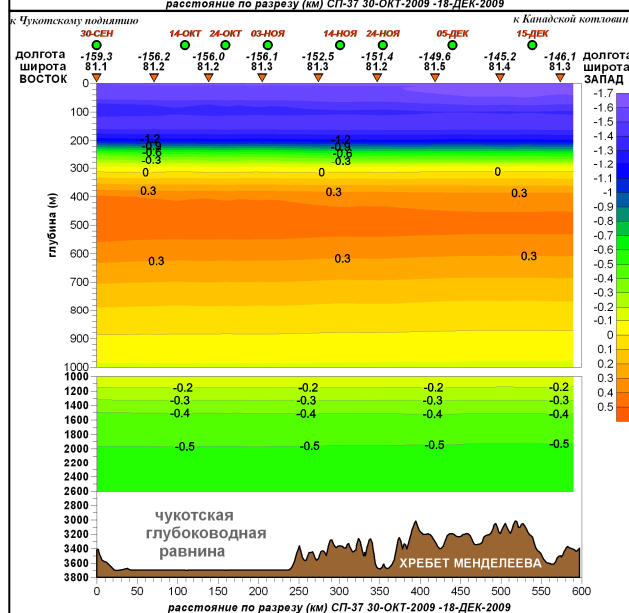


Рисунок 3.21 – Океанографический разрез: соленость воды по данным «СП-36» (а) в 2009 году; климатические значения солености (б); аномалия солености воды

а.



б.



в.

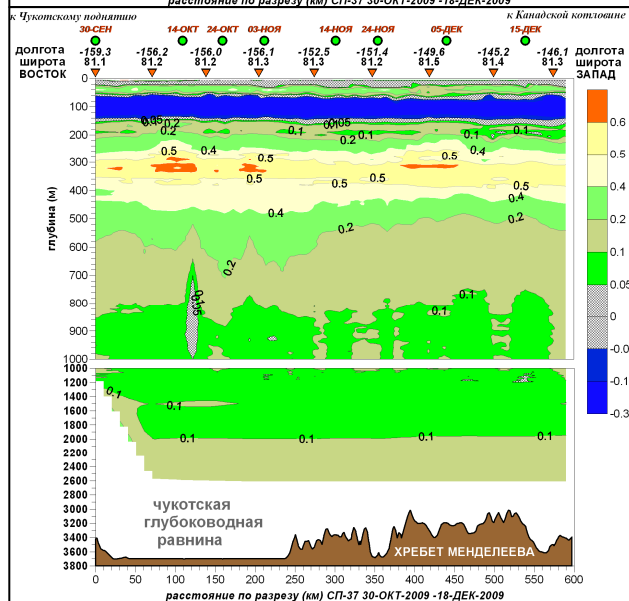
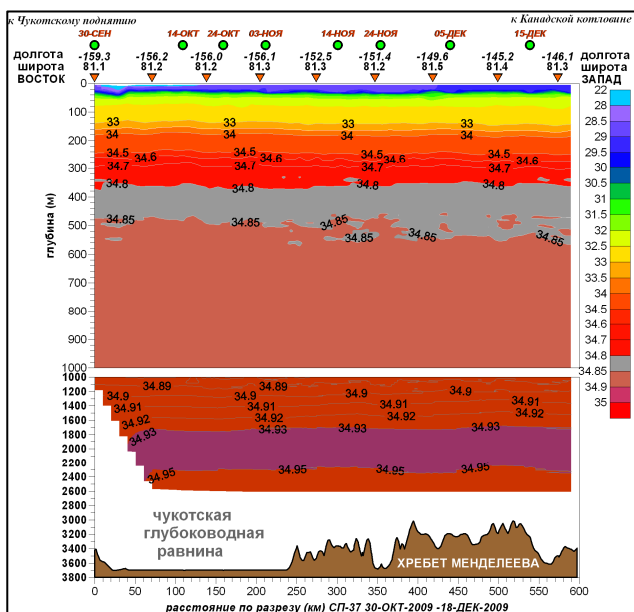
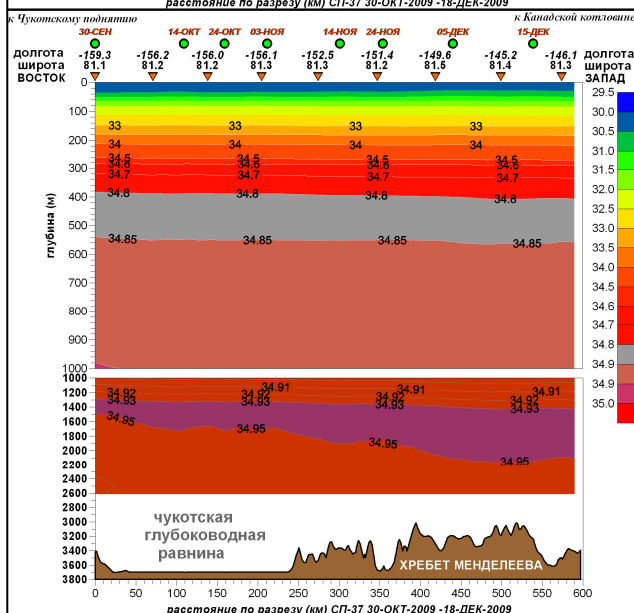


Рисунок 3.22 – Океанографический разрез: температура воды по данным «СП-37» (а) в 2009 году; климатические значения температуры (б); аномалия температуры воды

а



б.



в.

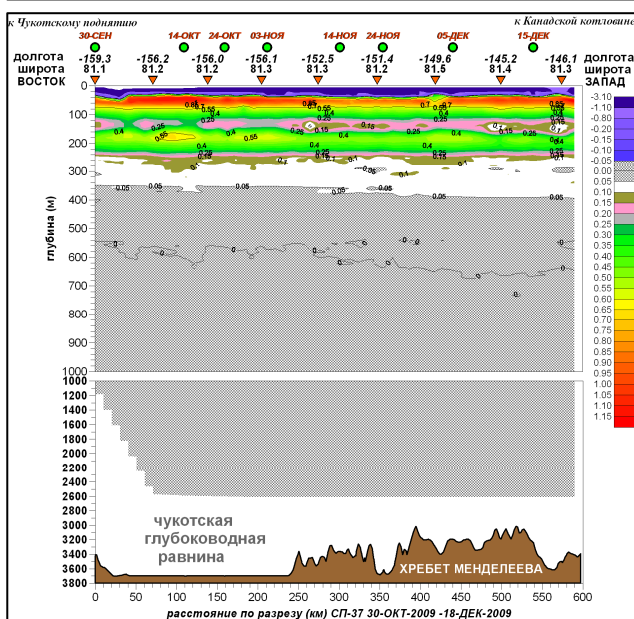


Рисунок 3.23 – Океанографический разрез: соленность воды по данным «СП-37» (а) в 2009 году; климатические значения соленности (б); аномалия соленности воды

Таблица 3.3 – Основные характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа станции «СП-36» за 2009 г.

Верхний квазиоднородный слой (ВКС)		Атлантические воды	
январь			
Толщина	37 м	Н1	204 м
Температура	-1,58/-1,62°C	Н2	849 м
Соленость	29,34-29,53 ‰	Тmax	0,91°C
Положение ядра	-	J	397 м
февраль			
Толщина	32 м	Н1	204 м
Температура	-1,52/-1,61°C	Н2	850 м
Соленость	29,42-28,82 ‰	Тmax	0,86°C
Положение ядра	-	J	385 м
март			
Толщина	33 м	Н1	201 м
Температура	-1,60/-1,63°C	Н2	837 м
Соленость	29,96-30,16 ‰	Тmax	0,88°C
Положение ядра	-	J	352 м
апрель			
Толщина	38 м	Н1	196 м
Температура	-1,60/-1,65°C	Н2	824 м
Соленость	29,32-30,26 ‰	Тmax	0,88°C
Положение ядра	-	J	362 м
май			
Толщина	43 м	Н1	189 м
Температура	-1,63/-1,66°C	Н2	820 м
Соленость	29,99-30,51 ‰	Тmax	1,09°C
Положение ядра	-	J	294 м
июнь			
Толщина	39 м	Н1	176 м
Температура	-1,60/-1,66°C	Н2	816 м
Соленость	30,00-30,47 ‰	Тmax	1,36°C
Положение ядра	-	J	305 м
июль			
Толщина	36 м	Н1	171 м
Температура	-1,52/-1,61°C	Н2	813 м
Соленость	29,36-30,16 ‰	Тmax	1,35°C
Положение ядра	-	J	311 м
Примечание: Н1- верхняя граница (положение изотермы 0°C); Н2- нижняя граница (положение изотермы 0°C); Тmax – максимальна температура °C; J- положение ядра			

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

3.2. Гидрохимические условия

3.2.1. Гидрохимические условия на акваториях арктических морей

Природная система морей обширного Сибирского арктического шельфа, весьма чувствительна к изменениям климата. Модели климата и палеоклиматические реконструкции свидетельствуют о том, что вариации размеров континентальных ледяных щитов и куполов или дрейфующего морского льда оказывают существенное влияние на глобальную циркуляцию океана. В частности, районы Сибири, прилегающие к морям Карскому и Лаптевых, являются доминирующим источником пресной воды для Северного Ледовитого океана. Для моря Лаптевых пресноводный сток предопределяет продукцию значительного объема морского льда, образующегося на шельфе моря, и оказывают, таким образом, существенное влияние на формирование и изменчивость глобальной климатической системы. Распресненные теплые водные массы распространяются на большие территории, создавая широкую фронтальную зону. Суровость климата, круглодично существующие на обширных пространствах акватории льды (с октября по май все море покрыто льдами), заприпайная полынья: все это так же оказывает влияние на формирование гидрологического и гидрохимического режимов моря Лаптевых.

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

Эти обстоятельства выдвигают в качестве приоритетного направления исследование сезонных циклов различных характеристик природной среды как ключевых процессов, фор-

мирующих климатическую изменчивость ледового, гидрологического, гидрохимического, биологического, седиментационного режимов и экологического состояния арктических морей.

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

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

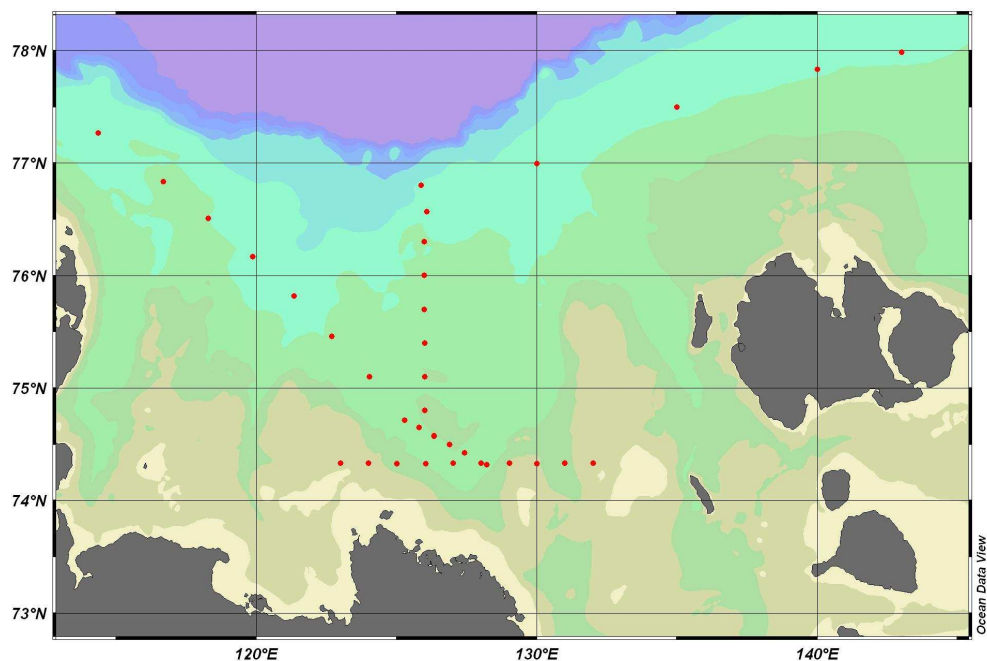


Рисунок 3.24 – Схема расположения океанографических станций в море Лаптевых, выполненных в экспедиции ЛАПЭКС-2009.

В процессе исследований применялся датчик растворенного кислорода «SBE 43», установленный на CTD зонде. В целом в рейсе датчик показал достаточно устойчивую работу по сравнению с предыдущими его использованиями. Величина ошибки сенсора достаточно устойчива и постоянна, что позволяет относительно точно реконструировать истинные значения концентраций кислорода, и при этом получать профили с высоким разрешением, сравнимым с разрешением CTD зондирования.

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

Для сравнения результатов экспедиции «ЛАПЭКС-2009» с климатическими значениями использовались архивные данные за весь период наблюдений (1922-2006) за сентябрь для моря Лаптевых (рисунок 3.25).

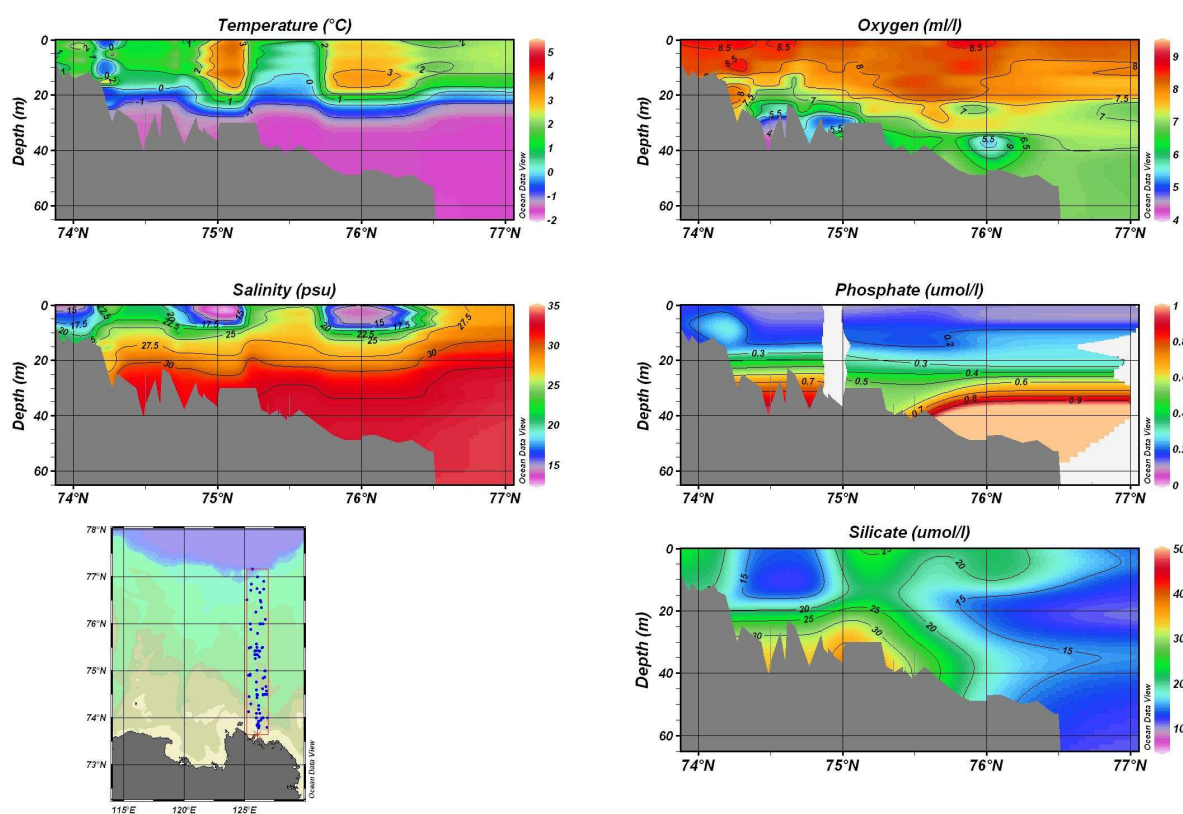


Рисунок 3.25 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по 126° в.д. в сентябре по данным 1922-2006 г.

Распределение температуры, солености, содержания растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе 126° в.д., полученное по результатам рейса, представлено на рисунке 3.26.

В поверхностном слое значения растворенного кислорода в среднем на 0,5-0,75 мл/л ниже вследствие повышенной температуры воды. По архивным данным максимум кислоро-

да на поверхности около 8,0-8,5 мл/л. На глубинах 15-20 м севернее 75°30' с.ш. находится слой водных масс весеннего образования, характеризующийся максимумом растворенного кислорода, значения в котором достигают 9,0 мл/л. Так же эта водная масса выделяется по распределению фосфатов, имеющих локальный максимум в этом слое. Наблюдается хорошая согласованность пространственного распределения растворенного кислорода и фосфатов в центральной части разреза в промежуточной и придонной структурной зонах, причем локальным максимумам кислорода соответствуют локальные максимумы фосфатов. Для описания механизма формирования такой зависимости требуются более детальные исследования.

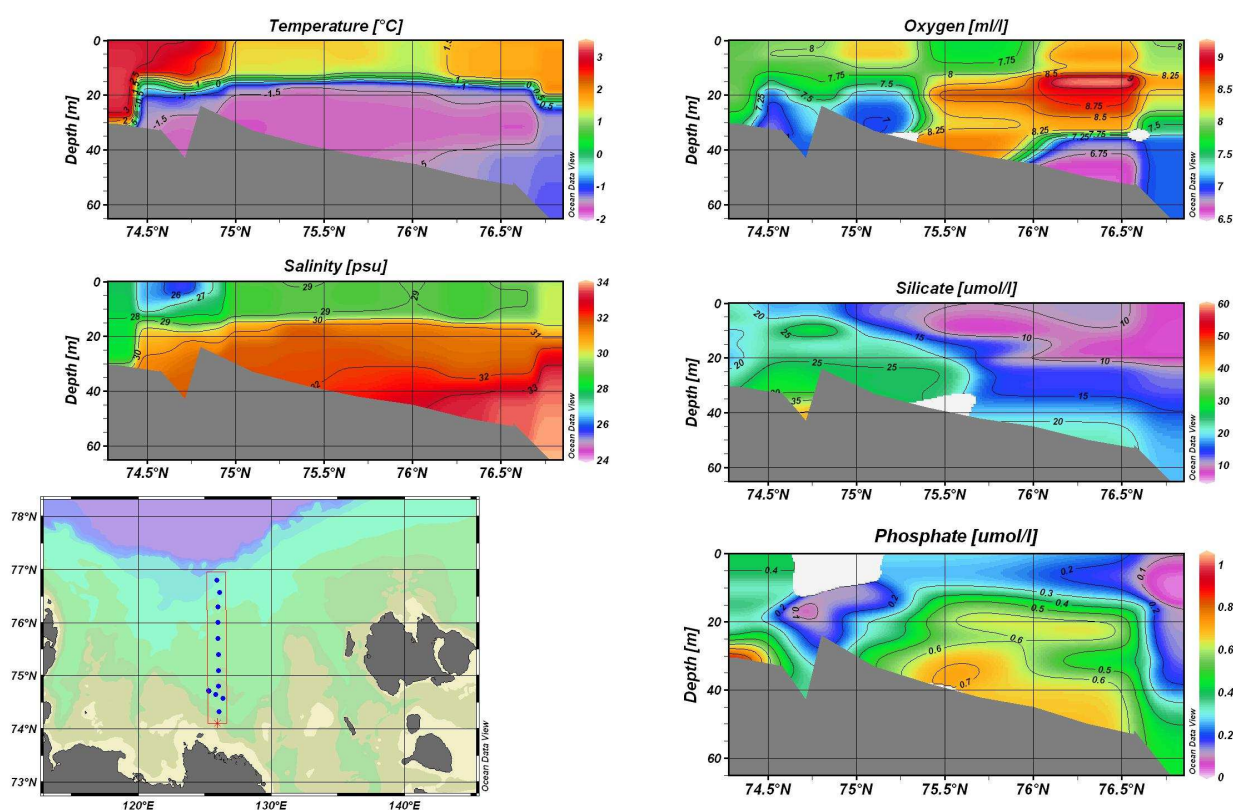


Рисунок 3.26 – Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по 126° в.д. по данным 2009 г.

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

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

На разрезе $74^\circ 20'$ с.ш. (рисунок 3.27) хорошо прослеживается зона распространения речных вод на запад.

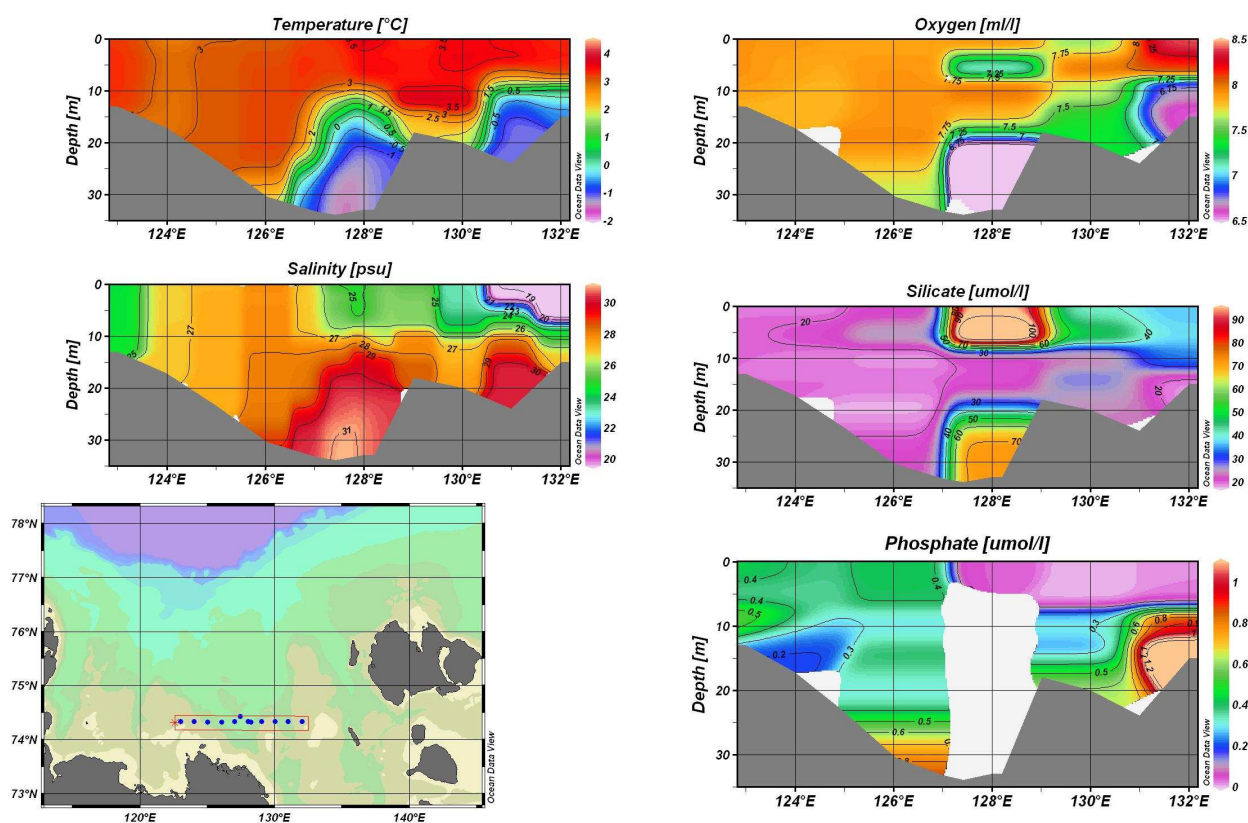


Рисунок 3.27 – Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по $74^\circ 20'$ с.ш. по данным 2009 г.

Толщина поверхностного слоя составляет около 10 м, что соответствует климатическим данным. По данным сентября 2009 г. речные воды распространяются в западном направлении только до 127° в.д. В центральной части разреза хорошо выделяется зимняя придонная водная масса, так же отмеченная выше при описании разреза 126° в.д. Она характеризуется низкой температурой (до $-1,57^{\circ}\text{C}$), достаточно высокой солёностью (31 ‰), низким

содержанием растворенного кислорода (до 4,08 мл/л), что на 0,7-0,8 мл/л ниже средних для данной водной массы значений, и сравнительно высокими концентрациями биогенных элементов (силикатов около 70 мкмоль/л и фосфатов до 1,0 мкмоль/л). Так же присутствие этой водной массы отмечается в понижении рельефа в восточной части разреза. Здесь она имеет более высокие концентрации растворенного кислорода (до 6,6-6,7 мл/л), а концентрации фосфатов здесь достигают 1,6 мкмоль/л.

3.2.2. Гидрохимические условия в заливах и губах арктических морей

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

Летом область распространения речного стока отличается от окружающих вод минимальным содержанием фосфатов. Вблизи губ и заливов концентрация минеральных форм фосфора оказывается ниже $0,13 \text{ ммоль/м}^3$. В приустьевых районах в условиях хорошего прогрева и круглосуточного освещения концентрация этого элемента в поверхностном слое опускается до аналитического нуля. К северу, в районах, находящихся под воздействием вод Арктического бассейна, концентрация фосфатов соответствует значениям $0,65 \text{ ммоль/м}^3$. С глубиной содержание биогенных элементов в морской воде увеличивается. Существование стратификации воды препятствует обмену биогенными элементами между поверхностными и придонными слоями воды. Зимой концентрация фосфатов, как и остальных биогенных элементов возрастает. В зимний период распределение фосфатов по вертикали, также как и в летний период имеет стратифицированную структуру, так как образуемое летом расслоение вод даже при интенсивном конвективном перемешивании, обусловленном ледообразованием, сохраняется. Подтверждением всему вышесказанному являются натурные наблюдения (таблицы 3.4–3.8). Наибольшие концентрации фосфатов в летний период в поверхностном слое наблюдаются в губе Буор-Хая и в Оленекском заливе – $0,23 \text{ ммоль/м}^3$, это обусловлено тем, что эти заливы находятся под более интенсивным влиянием речных вод, чем остальные (таблицы 3.4, 3.6). Хотя содержание фосфатов в морской воде летом очень низкое, так, например, в Анабарском заливе в поверхностном слое концентрация неорганического растворенного фосфора составляет $0,06 \text{ ммоль/м}^3$, содержание их никогда не падает до аналитиче-

ского нуля (таблица 3.8). В зимний период во всех заливах концентрация фосфатов резко возрастает. Наибольшие концентрации минерального фосфора наблюдаются в заливе Буор-Хая от 0,52 ммоль/м³ на поверхности до 0,74 ммоль/м³ у дна (таблица 3.4).

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

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

Таблица 3.4 – Содержание биогенных элементов в Губе Буор-Хая

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

Таблица 3.5 – Содержание биогенных элементов в Янском заливе

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

Таблица 3.6 – Содержание биогенных элементов в Оленекском заливе

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

Таблица 3.7 – Содержание биогенных элементов в Хатангском заливе

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

Таблица 3.8 – Содержание биогенных элементов в Анабарском заливе

Биогенный элемент, ммоль/м ³	Поверхностный слой		Придонный слой	
	Зима	Лето	Зима	Лето
PO ₄	-	0,06	-	1,94

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

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

3.3. Уровень арктических морей

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

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

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

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

Среднегодовой уровень на станциях центральной и восточной частей моря Лаптевых на 1-10 см превысил среднюю величину, а на станции о. Котельный это превышение составило 20 см. В юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень был на 11 см ниже нормы. Наиболее значительные сгоны (на 80-95 см ниже среднего уровня) в центральной части моря отмечались в октябре и декабре, наиболее значительные нагоны (на 90-115 см выше среднего уровня) наблюдались в этом районе в сентябре. В восточной части моря в районе Новосибирских островов наиболее значительные сгоны (на 50-105 см ниже среднего уровня) наблюдались в сентябре и декабре, а наиболее значительные нагоны (на 60-106 см выше среднего) – в январе и ноябре.

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

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

Многолетние изменения уровня арктических морей.

Данные наблюдений за уровнем в 2009 году показали в целом сохранение тенденций

изменения среднего уровня арктических морей, сложившихся на протяжении последних десятилетий. Выполненный ранее анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах. Однако, характерной чертой уровня режима для большинства районов является наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, линейный тренд уровня в этот период был близок нулю (таблица 3.10), его величина составляла 0,006–0,055 см/год при среднем значении 0,044 см/год.

Таблица 3.10 – Величина линейного тренда уровня (см/год) по районам арктических морей, определенная для разных периодов

Район	Величина линейного тренда (см/год), определенная для разных периодов		
	1950-2009	1950-1986	1984-2009
Юго-запад Карского моря	0,290	0,006	0,611
Север Карского моря	0,049	–	–
Восток Карского моря	0,142	0,016	0,127
Юг моря Лаптевых	0,191	0,055	0,355
Новосибирские о-ва	0,213	0,031	0,338
Восточно-Сибирское	0,273	0,055	0,388
Среднее	0,193	0,044	0,364

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

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

Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер. Подтверждением этого является поведение уровня в северной части Карского моря, цикло-

ническая циркуляция воды в которой отсутствует и существенных изменений в положении среднего уровня здесь не наблюдается. Вместе с тем, учитывая те изменения физико-химических характеристик морской воды, которые были зафиксированы в ходе экспедиционных исследований высоких широт Арктики в последние годы, нельзя полностью отрицать наличие вклада стерической составляющей.

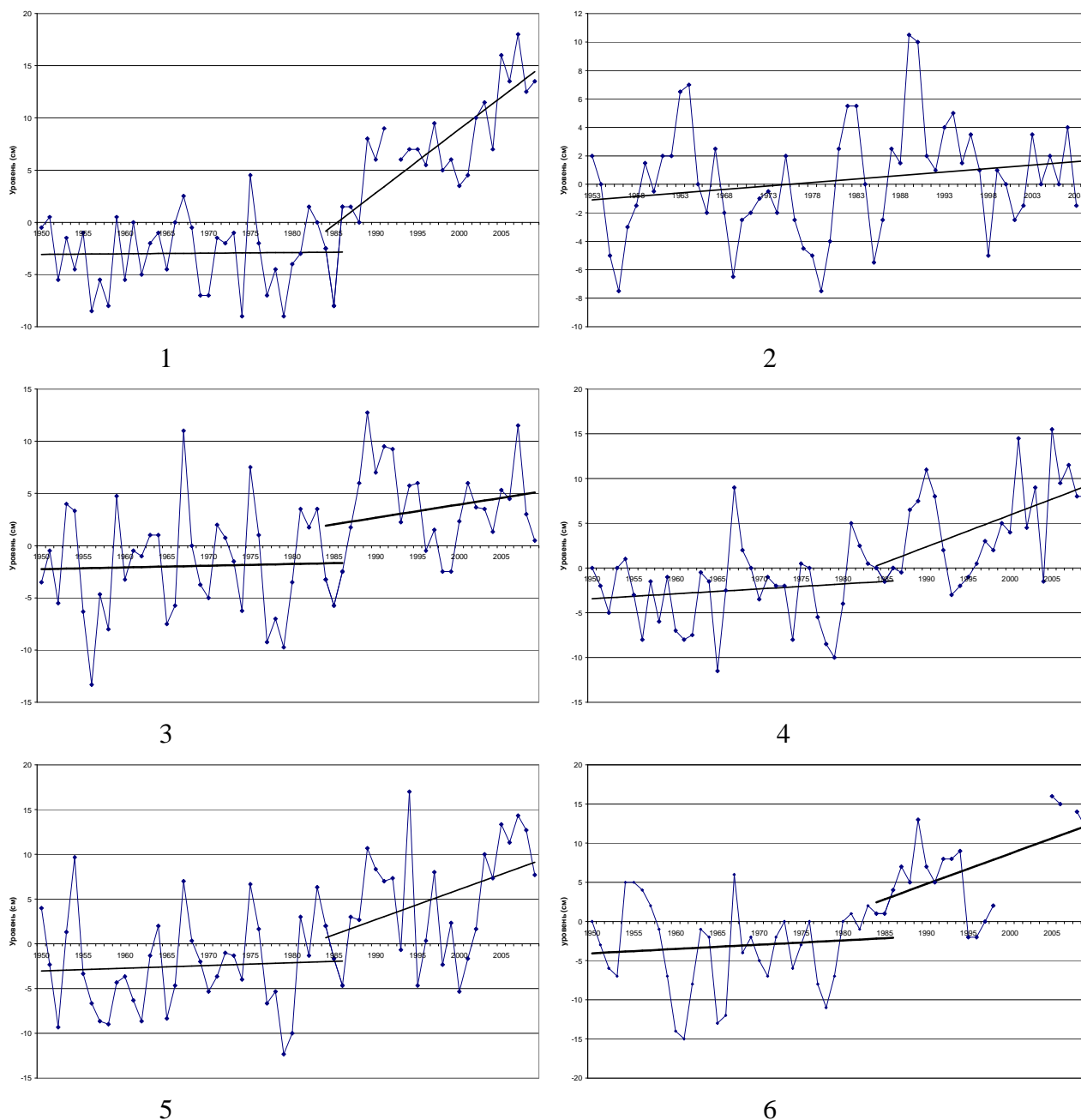


Рисунок 3.28 Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей (1 – юго-запад Карского моря; 2 – север Карского моря; 3 – восток Карского моря; 4 – юг моря Лаптевых; 5 – Новосибирские о-ва; 6 – Восточно-Сибирское море (средний уровень за сентябрь)), (прямыми линиями показаны линейные тренды)

3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей

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

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

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значительных высот волн (H_s – обеспеченность 13%) для отдельных месяцев года. Сведения о распределении высот волн для Баренцева моря приведены в таблице 3.11, для Карского моря в таблице 3.12, и для акватории морей восточной Арктики (море Лаптевых – таблица 3.13, Восточно-Сибирское море – таблица 3.14 и Чукотское море – таблица 3.15).

Баренцево море

Как видно из таблицы 3.11 на акватории Баренцева моря в 2009 году в основном преобладали волны высотой от 2 м до 5 м (68%). Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2009 году 88 (24%), что меньше, чем в 2008 году (27%) и 2007 (30%). Наиболее часто штормовая обстановка в Баренцевом море отмечалась в январе-феврале и октябре-декабре.

Самым штормовым месяцем был февраль, когда значительная высота волны в Баренцевом море превысила 13,5 м. В январе высоты волн достигали 8,5 м, в марте, апреле, мае, июне и сентябре имели место волны до 6-7 м, в октябре до 7,5 м, а в ноябре и декабре до 9 м. Следует отметить, что лето в 2009 году было более штормовым, чем в 2008 году. Так, в период с июня по август 2009 года значительные высоты волн достигали 6 м, а летом 2008 года высоты волн не превышали 5 м.

Наиболее сильные шторма отмечены в периоды 7-13 января, 1-2 и 9-11 февраля, 26 ноября -3 декабря и 18-19 декабря 2009 года. По продолжительности выделяются шторма с 26 ноября по 3 декабря (8 дней, волнение 8,5 м на 18 часов 27 ноября), 7-13 января (7 дней,

волнение до 8-9 м в период с 10 по 12 января) и 19-24 февраля (6 дней, волнение 7-8 м 21-22 февраля).

Таблица 3.11 – Распределения высот волн (Hs) в Баренцевом море в первом квартале 2009 г.

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

Наиболее сильным был шторм 1-2 февраля, когда высота волн на юго-западе моря в ночь на 2 февраля превысила 13,5 м.(00ч) Волнение в течение 12 часов сопровождали сильные северо-западные ветры более 20 м/с. Этот шторм был обусловлен циклоном (давление в центре до 985 мб), смещающимся от Шпицбергена через акваторию Баренцева моря на юго-восток в направлении Печорского моря. На рисунке 3.29, в качестве примера, приведено поле ветра и высот волн Hs на 06ч 02 февраля 2009 г.

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

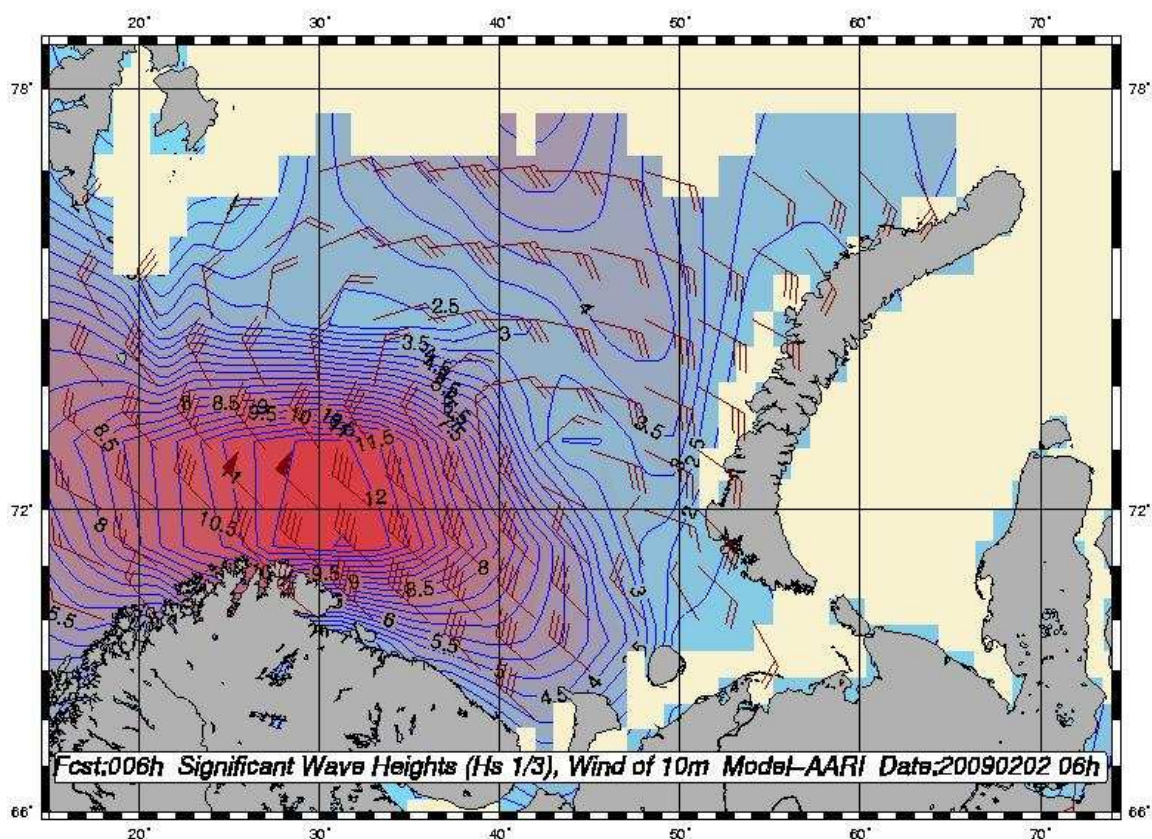


Рисунок 3.29 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Баренцевом море на 06 ч (UTC) 2 февраля 2009 г.

Карское море

Карское море с января до июля, в основном, было покрыто льдом и открывалось незначительно лишь в январе, феврале и конце июня. Ограниченные размеры акватории чистой воды не позволяют сделать оценки распределения высот волн в Карском море в этот период, поэтому в таблице 3.12 приведена повторяемость высот волн на открытых участках Карского моря, свободных ото льда, в период с июля до середины декабря 2009 года.

Таблица 3.12 – Распределения высот волн (H_s) в Карском море по месяцам в 2009 г.

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

Следует отметить, что Карское море стало покрываться льдом в начале ноября и окончательно закрылось во второй половине декабря, что намного раньше, чем в 2008 году. Так, в 2008 году значительный участок чистой воды к востоку от о. Новая Земля и вокруг пр. Карские ворота был в течение всего декабря.

Как видно из таблицы 3.12, в 2009 году на акватории Карского моря в основном преобладали высоты волн от 1 м до 4 м (84%), что превышает число таких случаев в 2008 году (76%).

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

Наиболее сильное волнение (более 7 м) имело место 1 октября 2009 г. В это время Карское море находилось под влиянием глубокого баренцевоморского циклона с давлением в центре 975 мб, смещающегося с запада в направлении арх. Земли Франца-Иосифа. На рисунке 3.30, в качестве примера, приведено поле ветра и высот волн H_s в Карском море на 12 часов 01 октября 2009 г.

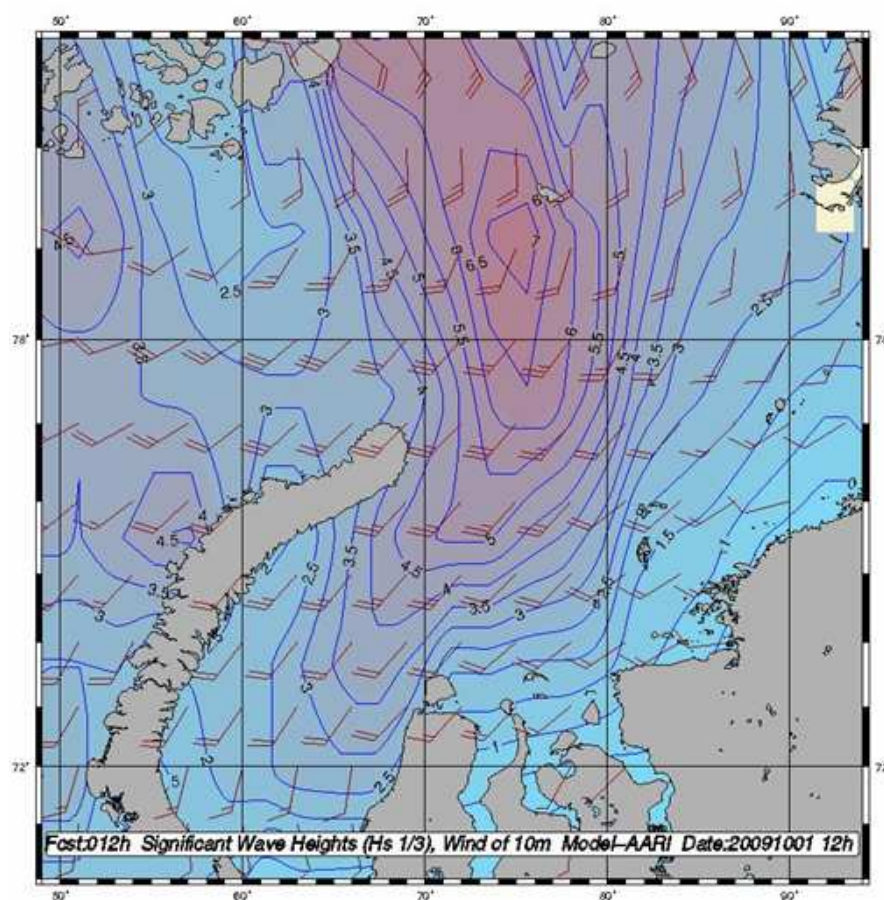


Рисунок 3.30 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Карском море на 12 ч. (UTC) 1 октября 2009 г.

Море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря.

Так как большую часть года моря восточной Арктики покрыты льдом, то в таблицах 3.13-3.15 приведены распределения значительных высот волн с июня по ноябрь 2009 г. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Следует отметить, что в 2009 г. море Лаптевых стало открываться значительно раньше, чем в 2008 году. Если в 2008 году в июле на море был лед, то в 2009 году открытая вода появилась к востоку от о. Северная Земля уже в начале июля, а к началу августа море почти очистилось ото льда. Наиболее открытым море Лаптевых было в сентябре, а уже к концу октября оно вновь покрылось льдом. На море в период с июля по октябрь, в основном, преобладали волны высотой от 1 до 3 м, волнение >5 м не имело места. Наиболее штормовым месяцем для моря Лаптевых в 2009 г. был октябрь с высотами волн в диапазоне 4-5 м. Эти значения выше, чем в октябре 2008г. (высоты волн до 3 м), но ниже, чем в 2007 году (2 случая волнения с высотами волн более 9 м).

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

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

Таблица 3.13 – Распределения высот волн (Hs) в море Лаптевых по месяцам 2009 г.

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

Таблица 3.14 – Распределения высот волн (Hs) в Восточно-Сибирском море по месяцам 2009 г.

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

Таблица 3.15 – Распределения высот волн (Hs) в Чукотском море по месяцам 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)						Дни
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	
Июнь(с11.06.09)	–	14	6	–	–	–	20(30)
Июль	1	10	13	6	1	–	31
Август	–	8	16	7	–	–	31
Сентябрь	1	6	11	7	4	1	30
Октябрь	1	8	7	8	5	2	31
Ноябрь	–	4	12	8	3	1	28(30)
Итого	3	50	65	36	13	4	171

В начале августа акватория Чукотского моря практически очистилась ото льда, а в сентябре месяце область чистой воды доходила уже до 82° с.ш. (рисунок 3.31). В октябрь-ноябре область чистой воды стала сокращаться, и к концу ноября море практически покрылось льдом. Наибольшие высоты волн в диапазоне 5-6м имели место в сентябре (>5,5 м) и октябрь-ноябре (до 5,5м).

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

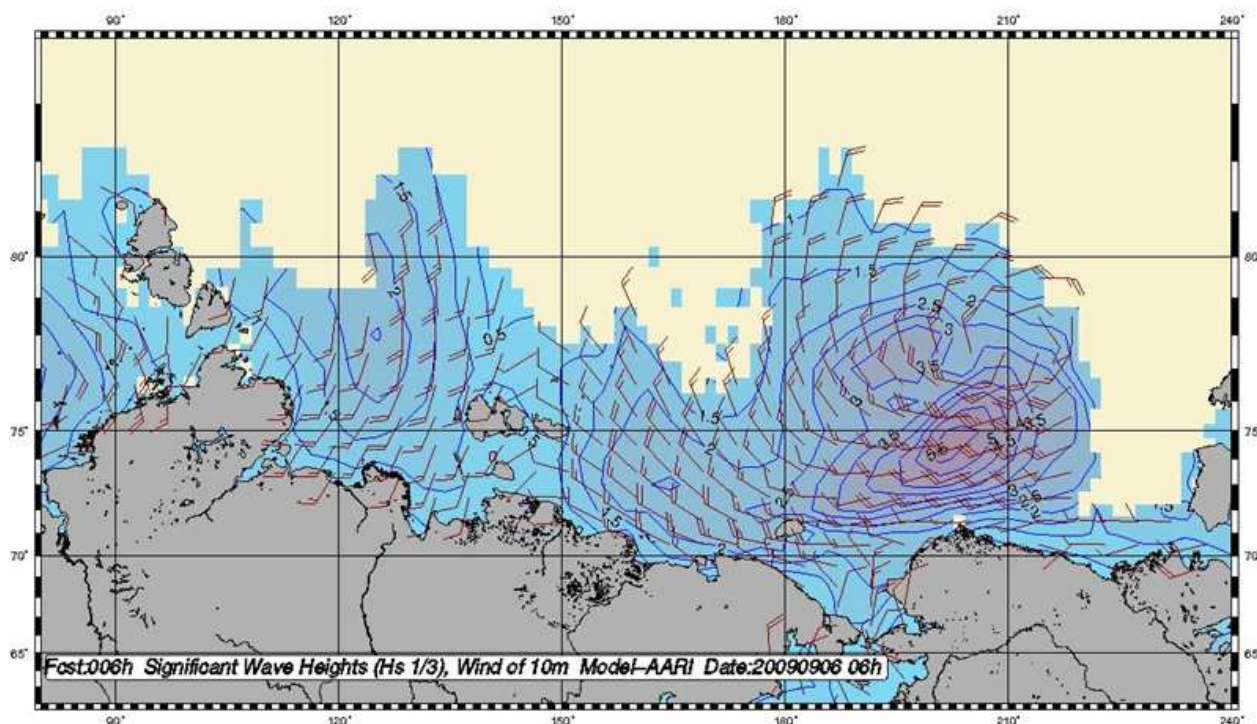


Рисунок 3.31 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности на морях восточной Арктики на 06ч (UTC) 6 сентября 2009 г.

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

Необходимо также отметить, что в 2009 г. море Лаптевых стало открываться в июле, что на месяц раньше по сравнению с 2008 годом.

Выводы

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

- Атмосферные процессы в северной полярной области развивались на аномально повышенном фоне в атлантико-евразийском секторе полушария меридиональных разновидностей процессов восточной формы циркуляции. Число дней с данной формой в 2009 году составило 154 дня и превысило норму на 9 дней. Число дней с процессами западной формы циркуляции около нормы и составили 126 дней. Во втором секторе наибольшую повторяемость имели зональные процессы;
- Над полярным районом в средней тропосфере на геопотенциальной поверхности на H_{500} центры циркумполярного вихря (ЦПВ) наиболее часто локализовались в приполюсном районе. По сравнению с 2008 годом его центр сместился от евразийского сектора Арктики к северу. Основная высотная ложбина его была ориентирована от полюса в район моря Баффина и Канадского архипелага.
- В приземном поле в 2009 году под влиянием арктического и азиатского антициклонов выходы циклонов высокоширотными траекториями в полярный район Арктики отмечались реже, чем в 2007 и 2008 годах;
- Среднегодовой фон давления в полярном районе Арктике в 2009 году был выше нормы. По сравнению с 2007 и 2008 годом знак аномалии давления в атлантико-евразийском секторе Арктики в 2009 году сменился на противоположный, от отрицательных значений на положительные. Рост давления в 2009 году составил по сравнению с 2007 годом более 4 гПа и с 2008 годом более 2 гПа;
- Блокирующие гребни арктического, азиатского и американского антициклонов определили повышенную повторяемость меридиональных процессов и преобладание воздушных потоков с южной составляющей в полярный район Арктики;
- Устойчивая адвекция теплых воздушных масс обусловила формирование в среднем за год положительный фон аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Наиболее высокие (до 7°C) среднегодовые значения аномалий температуры воздуха в 2009 г. отмечались в районе северной части Баффина моря. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2009 г. составила $2,6^{\circ}\text{C}$, что на $0,6^{\circ}\text{C}$ ниже экстремального значения, отмеченного в 2007 г.;
- В целом, несмотря на сохранение высоких значений положительных аномалий температуры воздуха в Арктике развитие атмосферных процессов в 2009 году отличалось от направленности процессов в однородной циркуляционной стадии 2004-2008 гг. Отличия вырази-

лись в повышение повторяемости в 2009 году меридиональных процессов восточной формы циркуляции над зональными процессами западной формы циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов, которые наиболее ярко проявлялись в процессах последних лет.

Основными характерными чертами развития ледовых процессов 2008 года явились:

- К концу периода нарастания льда его толщина была близка к среднемноголетней во всех окраинных морях СЛО, (по данным измерений на полярных станциях);
- В начале летнего периода отмечалось интенсивное таяние и разрушение ледяного покрова, центрами которого явились Баренцево, Лаптевых и Чукотское моря;
- В течение летнего периода таяния и разрушения льда сформировалась крупная отрицательная аномалия ледовитости СЛО, общее количество льда составила 5,2 млн. кв. км при норме 6,5 млн. кв. км (на 20% меньше среднемноголетних значений). Однако, несмотря на отрицательную аномалию ледовитости, после летнего разрушения сохранилось больше остаточного льда по сравнению с 2007-08 годами, на 0,4-0,8 млн. кв. км;
- В центральной части бассейна океана ледообразование среди остаточных льдов началось в сроки близкие к среднемноголетним. В арктических морях наблюдалось позднее начало ледообразования, но проходило оно с большой интенсивностью, которая проявлялась в быстром замерзании обширных акваторий морей. Величина аномалий сроков устойчивого ледообразования в морях сократилась вдвое по сравнению с 2007-2008 годом и составила –10-14 дней по сравнению с -20-30 сутками в прежние годы;
- Развитие ледовых условий в 2009 году проходило по легкому типу.

В качестве основных особенностей гидрологического режима Северного Ледовитого океана и его морей можно выделить следующее:

- В целом, структура полей океанографических характеристик в СЛО в 2009 г. не претерпела значительных изменений по сравнению с состоянием на 2007-2008 гг. Существующие аномалии термохалинной структуры поверхностного слоя и в слое глубинных атлантических вод сохранили свои знаки, однако несколько уменьшились по величине. В частности, в слое поверхностных вод это привело к уменьшению величины градиентов поверхностной солености в направлении от Евразийского к Канадскому суббассейну. В слое глубинных вод наметилась тенденция к незначительному уменьшению положительной аномалии максимальной температуры АВ по сравнению с климатическими значениями на всей акватории Евразийского суббассейна. Т.е. изменения температуры и солености СЛО в 2009 г. были таковыми, что дают основание предположить наличие тенденции к возврату термохалинной структуры к среднему климатическому состоянию;

- Вместе с тем, в районах Северной Атлантики в 2009 г. была отмечена очередная интенсификация затока теплого североатлантического течения через пролив Фрама, что может вызвать в ближайшие годы волну очередного увеличения температур глубинных атлантических вод в Арктике. Учитывая это обстоятельство, видится разумным продолжение практики систематического широкомасштабного мониторинга акватории Арктического бассейна и окраинных морей;
- Особенности распространения речных вод в сентябре 2009 г обуславливают незначительное влияние речного стока на северные и северо-восточные районы моря Лаптевых. Отмечается повышенное содержание фосфатов и, как следствие, более низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое южной части моря. В поверхностном слое наибольшие концентрации биогенных элементов отмечаются в губе Буор-Хая и в Оленекском заливе, сильно подверженных влиянию речного стока. В зимний период во всех заливах концентрация фосфатов резко возрастает, и наибольшие значения наблюдаются в придонном слое.
- Особенностью распределения гидрохимических параметров летом 2009 года является ярко выраженный промежуточный максимум растворенного кислорода в центральной части моря, что, вероятно, объясняется особенностями распространения речного стока и биохимическими процессами, протекающими на кромке льда;
- Колебания уровня на станциях арктических морей в течение 2009 года носили относительно спокойный характер. Несмотря на значительное очищение прибрежных акваторий в летне-осенний период значительных сгонов и нагонов не наблюдалось;
- Данные наблюдений за уровнем в 2009 году показали в целом сохранение тенденций изменения среднего уровня арктических морей, сложившихся на протяжении последних десятилетий. Характерной чертой уровня режима для большинства районов являются наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Если до 1985 года практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря носили стационарный характер, то после 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился. В 1985 году начался резкий подъем уровня и в конце 1980-ых – начале 1990-ых его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним величинам, но в конце 1990-ых – начале 2000-ых годов уровень вновь стал расти и в 2005-2009 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы;
- Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за 2009 год на акваториях Баренцева и Карского морей, а также морей восточной Арктики показал, что в Баренцевом море самым штормовым месяцем был февраль, когда высота волны в Баренцевом море превы-

сила 13,5 м (2 февраля). В Карском море максимальное развитие (более 7 м) ветровое волнение получило 1 октября. На акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в период с июля по октябрь в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 3 м. Самый сильный шторм на морях восточной Арктики был 6 сентября, когда высота волны в северо-восточной части Чукотского моря достигла 5,5 м.