

Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу
окружающей среды

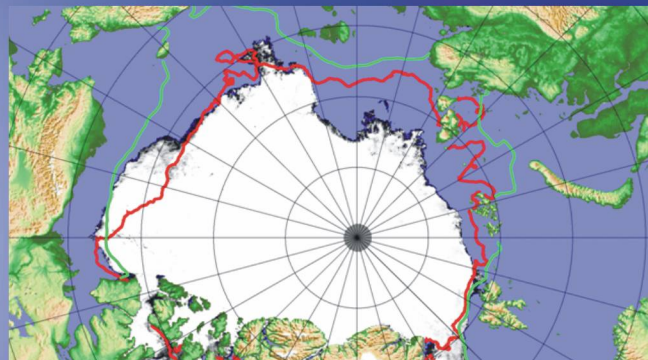
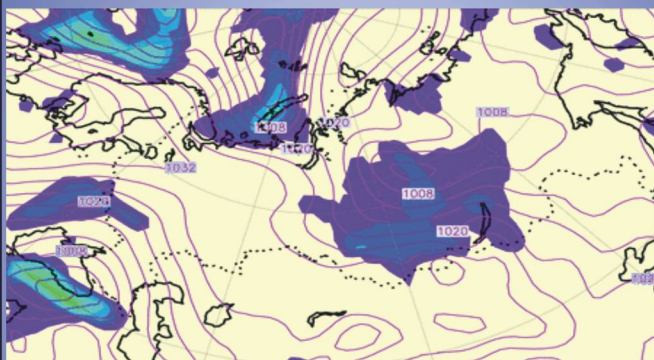


Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-
исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане

2008



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.....	18
2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях.....	33
2.1 Развитие ледовых условий в зимний период.....	34
2.2 Начало таяния и разрушения льда в весенний период.....	40
2.3 Распределение ледяного покрова в летний период.....	49
2.4 Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов.....	59
2.5 Ледовые процессы в устьевых участках рек.....	69
3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей.....	78
3.1 Термохалинные условия и циркуляция водных масс.....	78
3.1.1 Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана.....	78
3.1.2 Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна.....	81
3.1.3 Трансформация атлантических вод по результатам наблюдений на серии океанографических разрезов поперек материкового склона в Арктическом бассейне.....	91
3.1.4 Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей.....	93
3.2 Гидрохимические условия.....	99
3.2.1 Гидрохимические условия Арктического бассейна.....	99
3.2.2 Гидрохимические условия арктических морей.....	105
3.3 Уровень арктических морей.....	112
3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей.....	115
Выводы.....	122
Список литературы.....	125

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2008 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 национальных программ и проектов Международного полярного года 2007/08 (МПГ) российскими и зарубежными организациями, дрейфующих станций «СП-35» и «СП-36».

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 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 профессором, доктором географических наук И.Е. Фроловым.

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

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты ААНИИ:

И.Е. Фролов, директор института – общее руководство, научная редакция,

В.В. Иванов, зав. отделом – раздел 1.1, редакция,

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. Филиппов, 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,
А.Б. Тимофеева, инженер, – раздел 2.1, 2.2, 2.3, 2.4;
Ю.В. Налимов, нач. группы – раздел 2.5,
Г.Е. Усанкина, вед. специалист – раздел 2.5,
И.М. Ашик, зав. отделом – разделы 3.1, 3.3, редакция
С.А. Кириллов, зав. лабораторией – раздел 3.1
В.Т. Соколов, начальник ВАЭ – раздел 3.1,
Л.А. Тимохов, г.н.с. – раздел 3.1,
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,
М.С. Махотин, м.н.с. – раздел 3.1,
А.Е. Новихин, м.н.с. – раздел 3.1, 3.2.2,
В.М. Смагин, зав. лабораторией – раздел 3.2,
А.П. Недашковский, инженер – раздел 3.2.1,
О.А. Морозова, м.н.с. – раздел 3.2.2,
Е.П. Бондарева, м.н.с. – раздел 3.2.2,
Е.Н. Дворкин, в.н.с. – раздел 3.3,
В.И. Дымов, зав. лабораторией – раздел 3.4,
Н.П. Яковлева, н.с. – раздел 3.4,
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 2008 г.

В данном разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов и, связанных с ними, изменений метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с января по декабрь 2008 года.

Процессы, происходящие в полярном районе, тесно связаны с развитием и перестройками процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессами 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, а также 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.

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 процесса с волнами большой амплитуды С (меридиональная) и Е (восточная) формы циркуляции.

Соответственно во втором тихоокеано–американском секторе полушария выделяется также три типа процессов: З – западный и два меридиональных M_1 и M_2 . Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. При этом каждый из разновидностей макропроцессов на полушарии имеет значимые отличия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы.

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. Необходимо отметить, что индекс характеризует интенсивность воздушных потоков осредненных по большому району, но в ряде случаев не отражает географическую ориентацию ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. В данном обзоре применение индекса ограничено использованием его в анализе межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). 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 2008 г. были выявлены следующие особенности.

Атмосферные процессы северного полушария развивались на аномально повышенном фоне зональной циркуляции в первом и втором секторе полушария (таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Годовые значения числа дней с формами (W, C, E) и типами (З, М₁, М₂) циркуляции и их отклонения от нормы

Форма	W	C	E	З	М ₁	М ₂
Число дней	179	65	122	153	79	134
Аномалии	52	–29	–23	24	–22	–2

На рисунках 1.1, 1.2, 1.3, 1.4 представлены карты среднегодовых полей геопотенциальной поверхности Н₅₀₀, приземного давления и аномалий давления и температуры воздуха.

На рисунке 1.1 центр циркумполярного вихря (ЦПВ) смещен в атлантико–евразийский сектор Арктики. Высотные ложбины его ориентированы через полюс в район моря Баффина и в район Берингова пролива.

В приземном поле циклоны Северной Атлантики и Тихого океана смещались в зональном направлении по сравнению с нормой, т.е. преимущественно высокоширотными траекториями. Центр арктического антициклона располагался над акваторией океана в восточном секторе Арктики и часто смещался в западный сектор Арктики к берегам Гренландии. Вследствие этого фон давления над центральным полярным районом выше нормы.

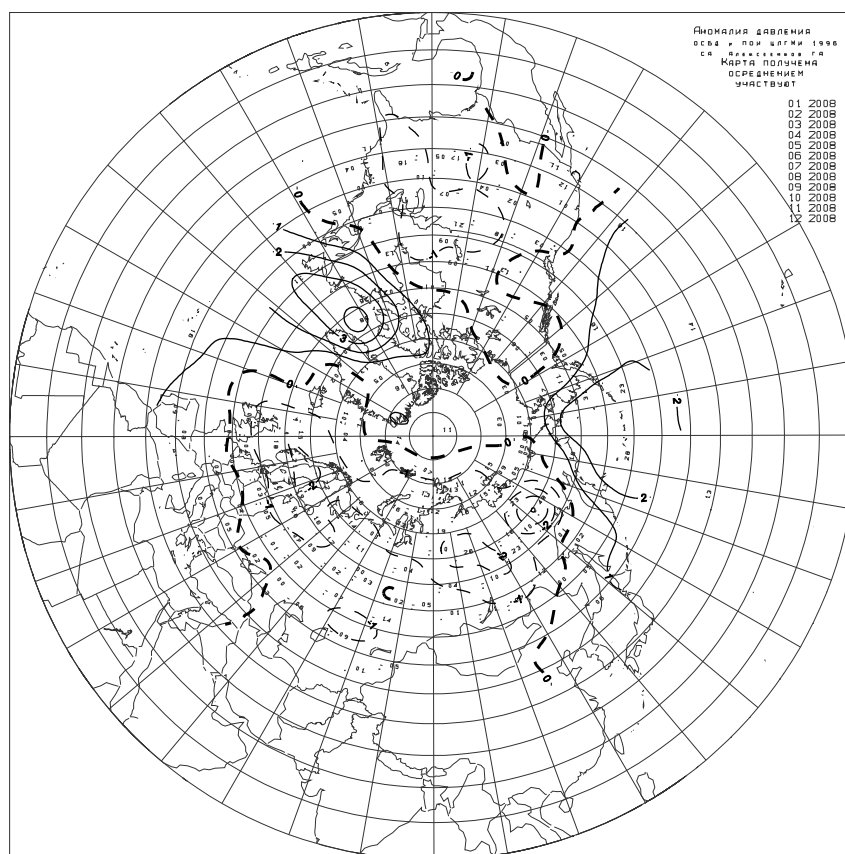


Рисунок 1.3 –Аномалии приземного атмосферного давления, среднего за период январь–де-
кабрь 2008 года

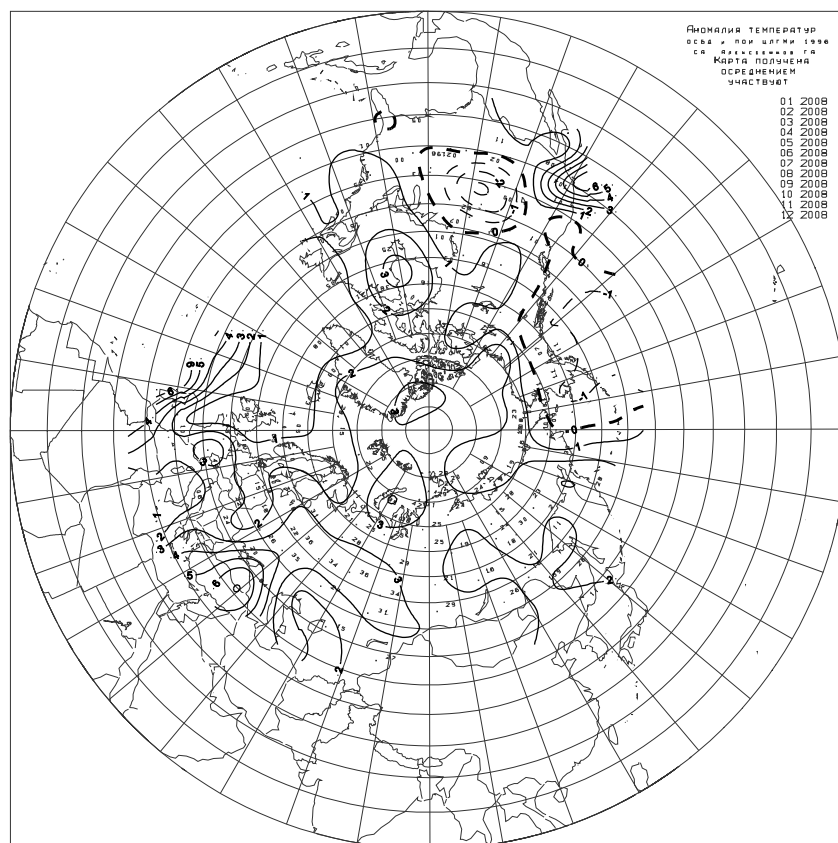


Рисунок 1.4 –Аномалии приземной температуры воздуха, средней за период январь–декабрь
2008 года

При таком развитии макропроцессов в Арктике преобладали воздушные потоки преимущественно юго–восточных и южных направлений, что обусловило преобладающую в течение года адвекцию теплых воздушных масс в полярный район Арктики. В 2008 г. крупные положительные аномалии температуры воздуха отмечались в районе Карского и Баренцева морей и северного побережья Гренландии и Канады. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2008 г. составила 2,2°C, что ниже экстремального значения, отмеченного в 2007 г. (рисунок 1.5).

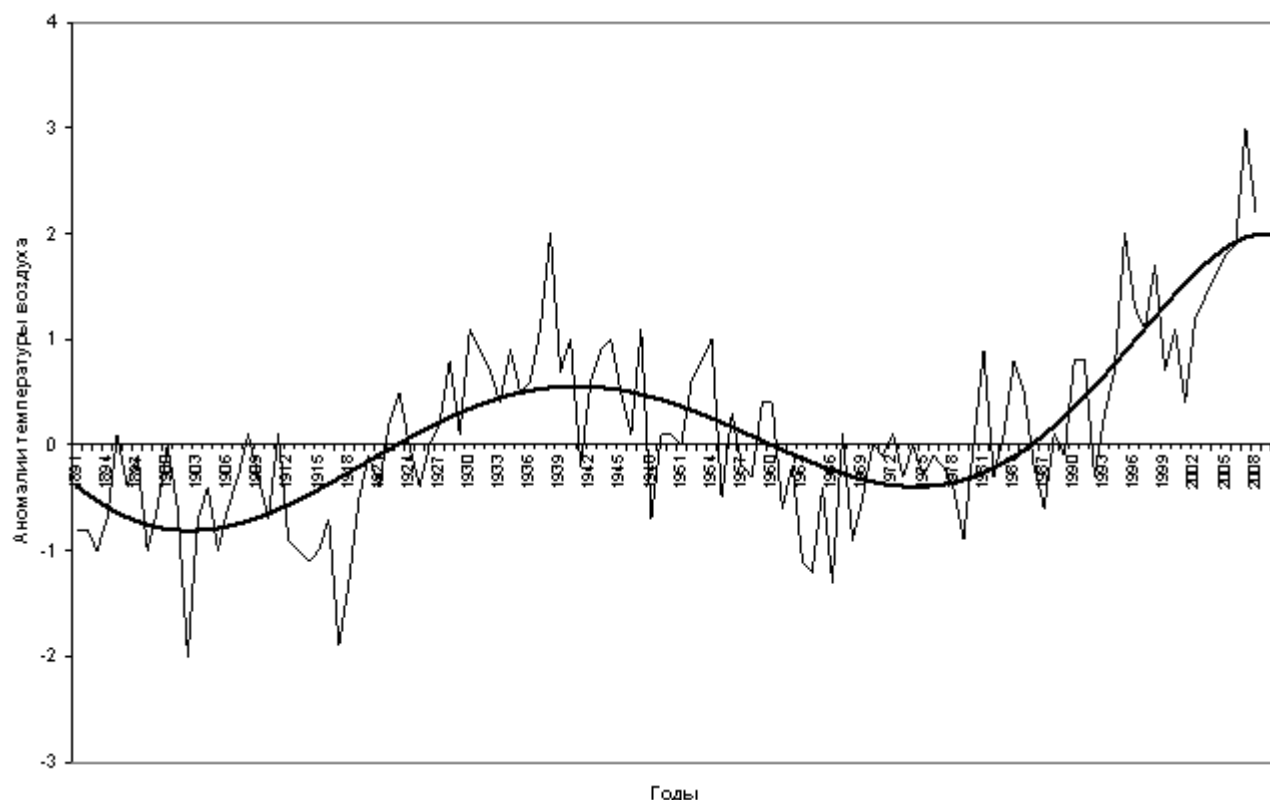


Рисунок 1.5 – Средние годовые аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85 с.ш. (период 1891–2008 гг.)

Внутригодовое изменение давления в виде интегральных кривых аномалий давления для европейского, азиатского и американского секторов Арктики представлено на рисунке 1.6. При положительных значениях аномалий давления кривая идет вверх, при отрицательных значениях аномалий давления кривая идет вниз.

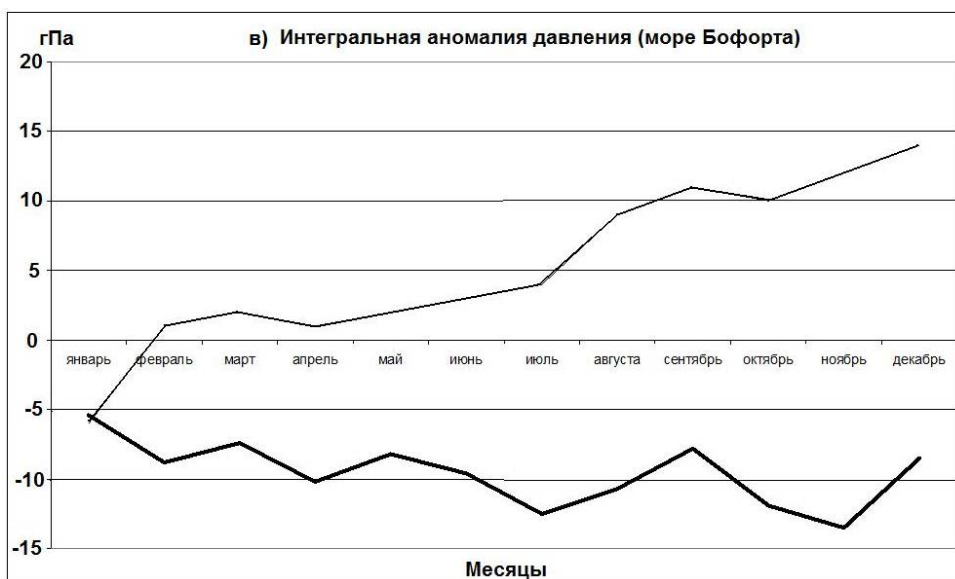
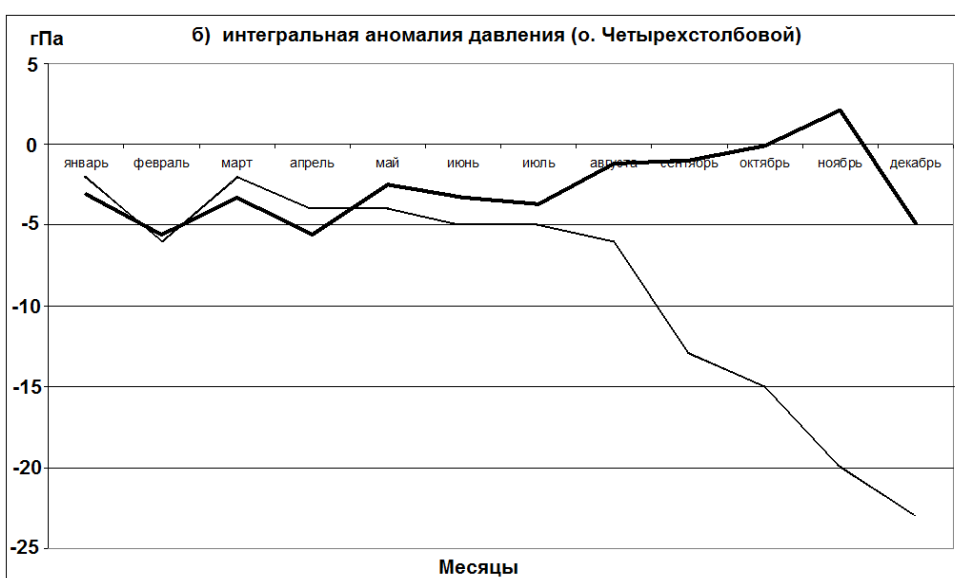
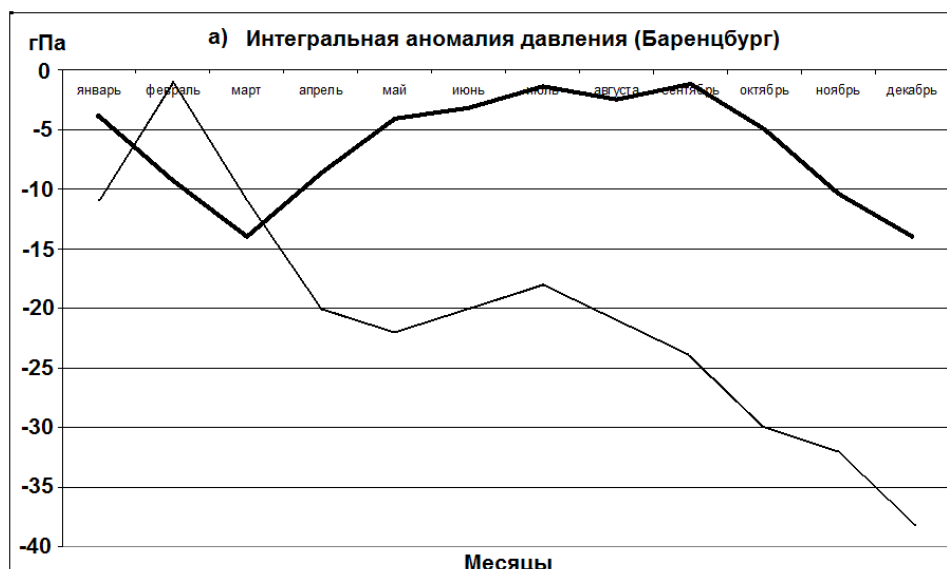


Рисунок 1.6 – Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–декабре 2007 г. (тонкая линия) и 2008 г. (жирная линия) в европейском (а), азиатском (б) и американском (в) секторах полярного района Арктики

Структурный анализ развития процессов внутри 2008 года показал, что за рассматриваемый период выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема разновидностей макропреобразований для выявленных квазигомогенных внутригодовых стадий с января по декабрь 2008 г. выглядит следующим образом: январь (W_{M1}) → февраль–март (W_3) → апрель (E_{M1}) → май (C_{M1}) → июнь–июль (W_3) → август (W_3) → сентябрь (E_3) → октябрь–ноябрь (W_3) → декабрь (E_{M2}).

Основные особенности синоптических процессов для каждого внутригодового периода описаны ниже.

В январе центр циркумполярного вихря на H500 располагался в приполюсном районе Арктики. Две ложбины высотного циклона были ориентированы на море Баффина и на район Новосибирских островов.

В первом (атлантико–евразийском) секторе преобладали зональные процессы W формы циркуляции. В приземном поле циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении с запада на восток в Арктику, более высокоширотными траекториями, чем обычно. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе был ниже нормы на 2–5 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго–западных, юго–восточных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 12,7°C отмечались над юго–западной частью Карского моря.

Во втором (тихоокеано–американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели меридиональные процессы типа M_1 . При данном макропроцессе над Тихим океаном отмечалось частое влияние на район Берингова моря гребня гавайского антициклона. Вследствие этого циклоническая деятельность в системе алеутского минимума была ослаблена. Циклоны в районе Аляски обусловили устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с юго–восточной составляющей в район моря Бофорта и о. Виктория. Средние месячные значения аномалии температуры достигли значений 6,6°C.

Отрицательные аномалии температуры при северных направлениях воздушных потоков со значениями от –2°C до –5°C отмечались в районе Канадского арктического архипелага и побережья Чукотского моря.

В феврале–марте произошла крупномасштабная перестройка в направленности атмосферных процессов на северном полушарии. ЦПВ имел два центра: над полуостровом Таймыр и над островом Баффинова Земля. По сравнению с нормой эти центры были смещены в южном направлении, что обусловило соответственно смещение ПВФЗ к югу и, как следствие, низкоширотные траектории циклонов. В приполюсном районе отмечалось усиление арктического антициклона.

В первом секторе преобладали зональные процессы W формы циркуляции. В приземном поле циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении низкоширотными траекториями. Фон давления в западном районе был ниже нормы на 2–6 гПа. Воздушные потоки юго–западных, юго–восточных направлений обусловили среднемесячный фон температуры воздуха преимущественно выше нормы. Наиболее значимые положительные аномалии до 7,3°C отмечались в районе Шпицбергена. Отрицательные аномалии до –1,3°C отмечались севернее Новосибирских островов.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы в феврале типа 3 и в марте M₂ циркуляции. Основной особенностью данной разновидности макропроцесса явилось усиление арктического антициклона и частое взаимодействие его с гребнем гавайского антициклона. Вследствие этого выход циклонов из системы алеутского минимума в Арктику был блокирован, и они не оказывали существенного влияния на метеорологические условия восточного сектора Арктики. Фон давления был выше нормы от 2 до 8 гПа. Воздушные потоки неустойчивые по направлению с незначительным преобладанием восточных и северных направлений. Среднемесячный фон температуры был ниже нормы от 1,0°C до 2,0°C.

В апреле на геопотенциальной поверхности H₅₀₀ центр ЦПВ располагался в районе полуострова Таймыр, что обусловило соответственно смещение ВФЗ к югу и, как следствие, низкоширотные траектории циклонов по континентальной части Евразии. В приполюсном районе располагался высотный антициклон.

В первом секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы восточной формы циркуляции. В приземном поле в полярном районе располагался обширный антициклон, который взаимодействовал с гребнем антициклона на ЕТР. Вследствие этого выход циклонов в Арктику был блокирован. Фон давления был от 2 до 9 гПа выше нормы. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над западной Сибирью, что обусловило в западном секторе Арктики адвекцию теплых воздушных масс с континента при преобладающих направлениях юго–восточных воздушных потоков. Фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 6,3°C отмечались над северо–восточной частью Карского моря.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы типа M₁ и 3. При данном сочетании макропроцессов над Тихим океаном отмечалось частое влияние на район Берингова моря гребня Гавайского антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались над районами Чукотки и Аляски траекториями севернее своего многолетнего положения. Это обусловило

преобладающую адвекцию теплых воздушных масс при восточных воздушных потоках. В большинстве районов американского сектора Арктики фон температуры был выше нормы, за исключением моря Линкольна.

В мае центр ЦПВ располагался над северо-восточной частью Карского моря южнее своего среднего многолетнего положения, что способствовало усилению антициклогенеза в полярном районе Арктики.

В первом секторе произошла крупномасштабная перестройка в направленности атмосферных процессов от восточной к меридиональной форме циркуляции. Основной особенностью данного макропроцесса явилось развитие обширного арктического антициклона с центром на севере Гренландии и влияние его гребня на Европу, который блокировал выход североатлантических циклонов из системы исландского минимума в Арктику. Фон давления в западной Арктике был выше нормы на 4–6 гПа.

Под влиянием воздушных потоков преимущественно восточных направлений фон температуры был выше нормы на 1–3°C. Близкие к норме отрицательные аномалии температуры имели место при воздушных потоках северных направлений только на юге Баренцева и юго-западе Карского морей.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели процессы типа М₁. Под влиянием арктического антициклона в данном секторе Арктики преобладал антициклональный режим погоды. Фон давления был выше нормы на 2–4 гПа. Гребень арктического антициклона, ориентированный на Охотское море, блокировал выход циклонов в системе алеутского минимума в Арктику. Преобладала адвекция теплых воздушных масс при юго-восточных, восточных направлениях воздушных потоков. Среднемесячная температура в восточном секторе Арктики была выше нормы на 2–6°C.

В июне–июле на геопотенциальной поверхности Н₅₀₀ центр ЦПВ располагался южнее своего среднего многолетнего положения в районе Новосибирских островов, что обусловило усиление антициклогенеза над Гренландией, севером Канады и над Центральным полярным районом Арктики. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась в морях российской Арктики и море Бофорта.

В первом секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы западной формы циркуляции. В приземном поле в полярном районе располагался обширный антициклон, который часто взаимодействовал с гребнем азорского антициклона над Европой. Вследствие этого выход северо-атлантических циклонов в Арктику был блокирован. Фон давления был от 2 до 5 гПа выше нормы. Циклоны Северной Атлантики смещались более низкоширотными траекториями по континентальной части Европы. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над континентальной частью

Евразии, что обусловило в приатлантическом районе Арктики адвекцию теплых воздушных масс с континента при преобладающих воздушных потоках с юго–восточной составляющей. Фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до $4,8^{\circ}\text{C}$ отмечались в юго–западной части Карского моря. В восточных морях Российской Арктики при преобладании северных воздушных потоков фон температуры ниже нормы на $1,0^{\circ}\text{C}$.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели также зональные атмосферные процессы типа 3. При данной разновидности макропроцессов над Тихим океаном отмечалось частое влияние блокирующего гребня хорошо развитого гавайского антициклона на западные районы Америки, где он часто взаимодействовал с гребнем арктического антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более высокоширотными траекториями. Такой характер развития крупномасштабных атмосферных процессов обусловил в американо–канадском секторе Арктики устойчивую адвекцию теплых воздушных масс и формирование положительной температуры при преобладающих юго–восточных воздушных потоках.

В августе центр ЦПВ сместился с восточного сектора Арктики на запад в район севера Баренцева моря. Вследствие этого зона антициклогенеза отмечалась в восточном секторе Арктики, где преобладал антициклональный режим циркуляции атмосферы.

В первом секторе под влиянием южной периферии ЦПВ высотная фронтальная зона (ВФЗ) располагалась в зональном направлении южнее своего многолетнего положения. Преобладание получили процессы западной формы циркуляции при низкоширотном смещении циклонов из системы исландского минимума по континентальной части Евразии. Фон давления в западном секторе Арктики был ниже нормы до $4\text{--}6$ гПа. Преобладающее направление воздушных масс с южной составляющей сформировало положительные аномалии температуры. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры до $5,0^{\circ}\text{C}$ отмечались в районе Новосибирских островов и до $3,0^{\circ}\text{C}$ в районе Карского моря.

Во втором секторе преобладали зональные процессы типа 3 при низкоширотном смещении циклонов. Под влиянием хорошо развитого арктического антициклона с центром над Чукотским морем алеутский минимум был ослаблен. В восточном секторе Арктики фон давления был выше нормы на $3\text{--}5$ гПа. За исключением моря Бофорта, во всех районах преобладала адвекция теплых воздушных масс при воздушных потоках с южной составляющей.

В сентябре центр ЦПВ сместился в район моря Баффина. Это обусловило соответственно смещение ВФЗ в западном секторе Арктики к северу. В восточном секторе Арктики сложились условия для антициклогенеза.

В первом секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы восточной формы циркуляции. Под влиянием хорошо развитого обширного антициклона над Европой циклоны смещались высокоширотными траекториями. Фон давления был ниже нормы на 2–6 гПа в районе Гренландии и выше нормы до 2 гПа в остальных районах. В западном секторе Арктики преобладала устойчивая адвекция теплых воздушных масс с южной составляющей. Преобладали крупные положительные аномалии температуры до 4–6°C.

Во втором секторе по сравнению с августом характер в направленности крупномасштабных атмосферных процессов сохранился. В восточном секторе преобладал антициклональный режим циркуляции и погоды. Фон давления был выше нормы на 4–6 гПа. Под влиянием теплого антициклона над всеми районами сформировались положительные аномалии температуры воздуха.

В октябре–ноябре ЦПВ на H_{500} находился над полюсом. Циклоны Северной Атлантики и Тихого океана смещались высокоширотными траекториями и обусловили пониженный фон давления в полярном районе Арктики.

В первом секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы западной (W) формы циркуляции. Циклоны в системе исландского минимума смещались высокоширотными траекториями в приполюсный район Арктики. Фон давления в этом секторе был ниже нормы на 2–6 гПа. Преобладали воздушные потоки юго-западных и юго-восточных направлений, которые обусловили устойчивую адвекцию теплых воздушных масс и формирование положительных аномалий температуры от 2°C до 7°C.

Во втором секторе отмечалось также высокоширотное смещение циклонов в системе алеутского минимума. Аномально повышенную повторяемость имел зональный процесс типа 3. Наиболее активная циклоническая деятельность наблюдалась над Аляской. Фон давления был ниже нормы на 1–2 гПа. Наблюдалась устойчивая адвекция воздушных масс при преобладающих переносах с южной составляющей. Среднемесячные температуры в восточном секторе Арктики были выше нормы от 2°C до 11°C.

В декабре над северным полушарием произошла крупномасштабная перестройка в направленности развития атмосферных процессов от зональной к меридиональной циркуляции. На H_{500} ЦПВ имел два центра, которые были далеко смещены из приполюсного района на восточные континентальные части Евразии и Америки. Полярный район находился под частым влиянием гребней арктического и азиатского антициклонов.

В первом секторе процессы развивались на фоне 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 преобла-

дали воздушные потоки южных направлений, которые обусловили фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры до 11°C отмечались над юго-западной частью Карского моря.

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели меридиональные процессы типа М₂. Основной особенностью макропроцесса явилось формирование над западной Америкой антициклона, гребень которого был ориентирован на восточный сектор Арктики. Вследствие этого выход циклонов в Арктику был блокирован. Фон давления был выше нормы на 2–8 гПа. Под влиянием меридиональных воздушных потоков с южной составляющей в данном секторе Арктики сформировались положительные аномалии температуры воздуха до 7°C. Исключение составил район над морем Бофорта, где под влиянием северо-восточных потоков фон температуры был ниже нормы на 1–2°C.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца 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 атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам за 2008 г.

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

6–8	Е	3	6–8	С	М ₂	8–12	W	М ₁
9–12	W	3	9–11	Е	М ₂	13–15	Е	М ₁
13–15	Е	3	12–15	С	3	16–20	W	3
16–18	Е	М ₁	16–18	W	3	21–24	W	3
19–21	С	М ₂	19–21	W	М ₂	25–28	W	3
22–24	W	М ₂	22–24	Е	М ₁	29–30	W	3
25–27	Е	М ₁	25–27	W	М ₁	–	–	–
28–30	Е	М ₁	28–31	С	М ₁	–	–	–
Итого	W–9 (0)	3–10 (1)	Итого	W–9 (0)	3–7 (–4)	Итого	W–20 (10)	3–19 (11)
	С–4 (–4)	М ₁ –9 (1)		С–11 (1)	М ₁ –12 (3)		С–4 (–7)	М ₁ –8 (–8)
	Е–17(4)	М ₂ –11 (–2)		Е–11 (–1)	М ₂ –12 (1)		Е–6 (–3)	М ₂ –3 (–3)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1	W	3	1–2	С	М ₁	1–2	С	3
2–5	Е	3	3–5	W	М ₁	3–5	W	3
6–9	W	М ₁	6–8	С	М ₁	6–9	W	М ₂
10–12	W	3	9–12	W	3	10–12	Е	3
13–16	W	М ₂	13–15	W	3	13–16	Е	3
17–20	Е	3	16–18	Е	3	17–19	Е	М ₂
21–23	W	3	19–22	Е	М ₁	20–23	Е	3
24–26	С	М ₁	23–25	W	3	24–26	С	3
27–30	С	М ₁	26–29	W	3	27–29	W	М ₁
31	С	М ₁	30–31	С	3	30	W	3
Итого	W–15 (5)	3–15 (5)	Итого	W–17 (5)	3–19 (5)	Итого	W1–1 (–2)	3–20 (5)
	С–8 (–3)	М1–12 (–6)		С–7 (0)	М ₁ –12 (–1)		С–5 (–3)	М ₁ –3 (–6)
	Е–8 (–2)	М2–4 (1)		Е–7 (–5)	М ₂ –0 (–4)		Е–14 (5)	М ₂ –7 (1)
Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
2	W	3	1	Е	М ₂	2	Е	М ₂
3–5	Е	3	2–4	W	3	3–6	W	М ₂
6–8	W	М ₂	5–8	С	М ₂	7–9	W	М ₂
9–11	Е	М ₂	9–12	Е	3	10–11	Е	М ₂
12–15	W	3	13–16	W	М ₂	12–13	Е	М ₁
16–18	W	3	17–19	W	3	14–16	Е	М ₂
19–22	W	М ₂	20–21	W	3	17–20	Е	М ₂
23–25	W	3	22–25	С	3	21–23	С	3
26–27	W	М ₁	26–29	W	М ₂	24–27	Е	3
28–29	Е	3	30	Е	М ₂	28–31	Е	М ₂
30	Е	М ₂	–	–	–	–	–	–
Итого	W–21 (9)	3–17 (1)	Итого	W–16 (5)	3–16 (4)	Итого	W–7 (–3)	3–7 (–3)
	С–0 (–7)	М ₁ –2 (–3)		С–8 (2)	М ₁ –0 (–3)		С–3 (–2)	М ₁ –2 (–1)
	Е–10 (–2)	М ₂ –12 (2)		Е–6 (–7)	М ₂ –14 (–1)		Е–21 (5)	М ₂ –22 (4)
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 типов (3, М ₁ , М ₂) атмосферной циркуляции.								

1.2 Мониторинг климата приземной атмосферы в северной полярной области

Мониторинг климата приземной атмосферы в 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 [1–4]. В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и осадков северной полярной области по результатам наблюдений в 2008 г.

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

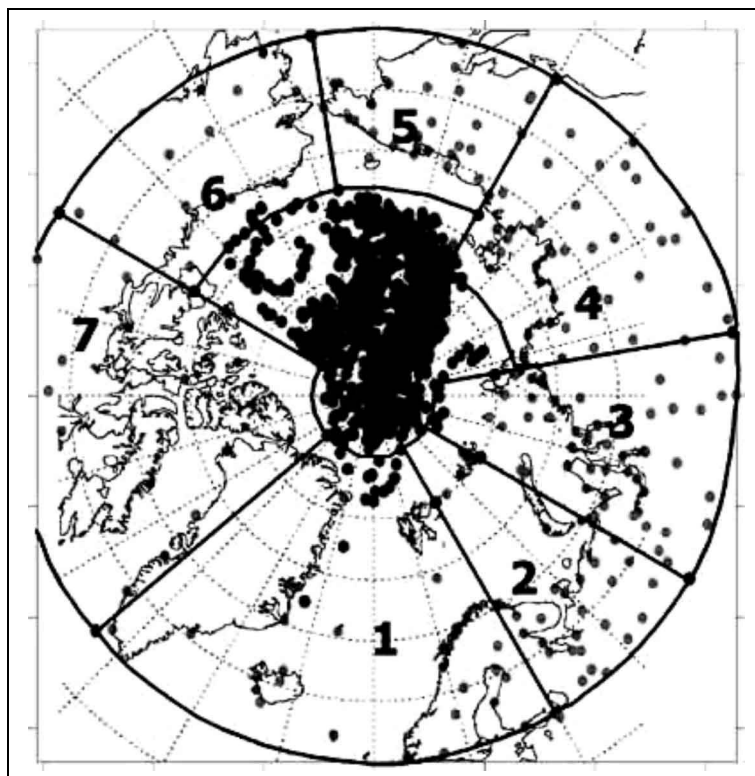


Рисунок 1.7 – Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области (1 – Атлантический; 2 – Североевропейский; 3 – Западносибирский; 4 – Восточносибирский; 5 – Чукотский; 6 – Аляскинский; 7 – Канадский)

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха является метод оптимальной интерполяции и оптимального осреднения [5].

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 2008 год по отдельным широтным зонам (60–85, 60–70 и 70–85°с.ш.) представлена в таблице 1.3.

В 2008 году аномалия среднегодовой температуры воздуха СПО составила 1,4°C (2,8 σ) и 2008 год оказался седьмым 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°C (3,6 σ).

Значение аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85°с.ш. составило 2,1°C (4,2 σ). Это пятое значение по рангу теплых лет. Аномалия среднегодовой температуры воздуха к югу от 70° с.ш., в широтной зоне 60–70°с.ш., оказалась четвертой по рангу теплых лет и составила 1,3°C (2,6 σ).

Таблица 1.3 – Аномалии температуры воздуха (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за год и за сезоны 2008 года, °C

Широтная зона, градусы с.ш.	Аномалии, °C					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
70–85	2,9	1,6	0,9	2,4	2,1	3,6 (6)	1,6 (12)	2,5 (7)	4,0 (5)	4,2 (5)
60–70	2,5	0,9	0,7	1,3	1,3	2,1 (1)	1,0 (20)	1,9 (14)	2,2(10)	2,6 (4)
СПО	2,6	1,3	0,6	1,7	1,4	2,9 (1)	1,4 (14)	1,8 (16)	3,4 (8)	2,8 (7)
Примечание: зима – декабрь 2007–февраль 2008 года, весна – март–май, лето – июнь–август, осень – сентябрь–ноябрь, год – декабрь 2007–ноябрь 2008 года. В скобках значение аномалии по рангу теплых лет										

В 2008 г. на территории отдельных широтных зон наиболее крупные аномалии были отмечены в зимнем и осеннем сезонах. Зимой для широтной зоны 70–85°с.ш. аномалия составила 2,9°C (3,6 σ), а для широтной зоны 60–70°с.ш. 2,5°C (2,1 σ). Это соответствует шестому и первому значению по рангу теплых лет. Осенью более теплой оказалась широтная зона 70–85°с.ш., для которой аномалия температуры воздуха составила 2,4°C (4,0 σ). Для широтной зоны 60–70°с.ш. аномалия температуры составила 1,3°C (2,2 σ). Соответственно осенний сезон к северу от 70°с.ш. оказался пятым, а к югу – десятым по рангу теплых лет.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой температуры воздуха на станциях северной полярной области показало, что в 2008 году, как и в предыдущие годы, очаги крупных аномалий температуры располагались преимущественно на территории атлантико–евразийского сектора СПО (рисунок 1.8). Здесь значения пространственно осредненных по территории районов нормированных аномалий температуры воздуха были около 2 σ (таблица 1.4).

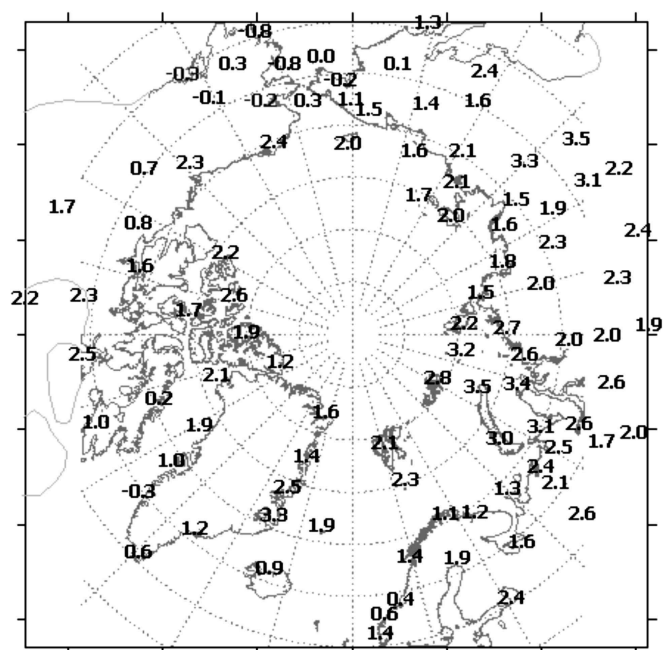


Рисунок 1.8 – Значения аномалий среднегодовой температуры воздуха на станциях северной полярной области

Самая крупная аномалия наблюдалась на территории Западносибирского и Чукотского районов. Здесь значение нормированной аномалии составило 2,5 σ . В районах североамериканского сектора в Аляскинском и Канадском величины нормированных аномалий составили 0,3 и 2,1 σ соответственно.

На рисунке 1.9 приведено пространственное распределение аномалий среднесезонной температуры воздуха в 2008 году. В зимнем сезоне (2007/08 г.) очаги крупных положительных аномалий температуры располагались преимущественно на территории Атлантического района (2,7°C, 2,3 σ), Североевропейского района (5,7°C, 2,5 σ) и южных частей Западносибирского и Восточносибирского районов (рисунок 1.9, таблица 1.4). Для Атлантического и Североевропейского районов зимний сезон оказался третьим и вторым по рангу теплых лет.

Таблица 1.4 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха в 2008 году для отдельных районов СПО

Климатический район	Аномалии, °C					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Атлантический	2,7	0,6	1,4	1,2	1,4	2,3	0,7	3,6	1,5	2,3
Североевропейский	5,7	0,4	0,3	1,9	2,1	2,5	0,3	0,3	1,7	2,1
Западносибирский	4,8	1,3	0,6	3,6	2,5	1,9	0,7	0,8	2,3	2,5
Восточносибирский	3,2	2,5	1,1	2,2	2,2	1,7	1,7	1,6	1,5	2,4
Чукотский	1,4	2,2	0,5	2,0	1,5	1,1	1,0	0,8	2,0	2,5
Аляскинский	0,7	1,0	–0,2	–0,2	0,3	0,3	0,5	–0,2	–0,2	0,3

Канадский	0,1	1,4	1,5	3,0	1,5	0,1	1,3	2,7	3,0	2,1
-----------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

В весеннем сезоне крупные аномалии температуры были отмечены на территории азиатского сектора в Восточносибирском районе. Аномалия температуры составила $2,5^{\circ}\text{C}$ ($1,7\sigma$). Весна 2008 г. в этом районе стала восьмой теплой весной по рангу теплых лет.

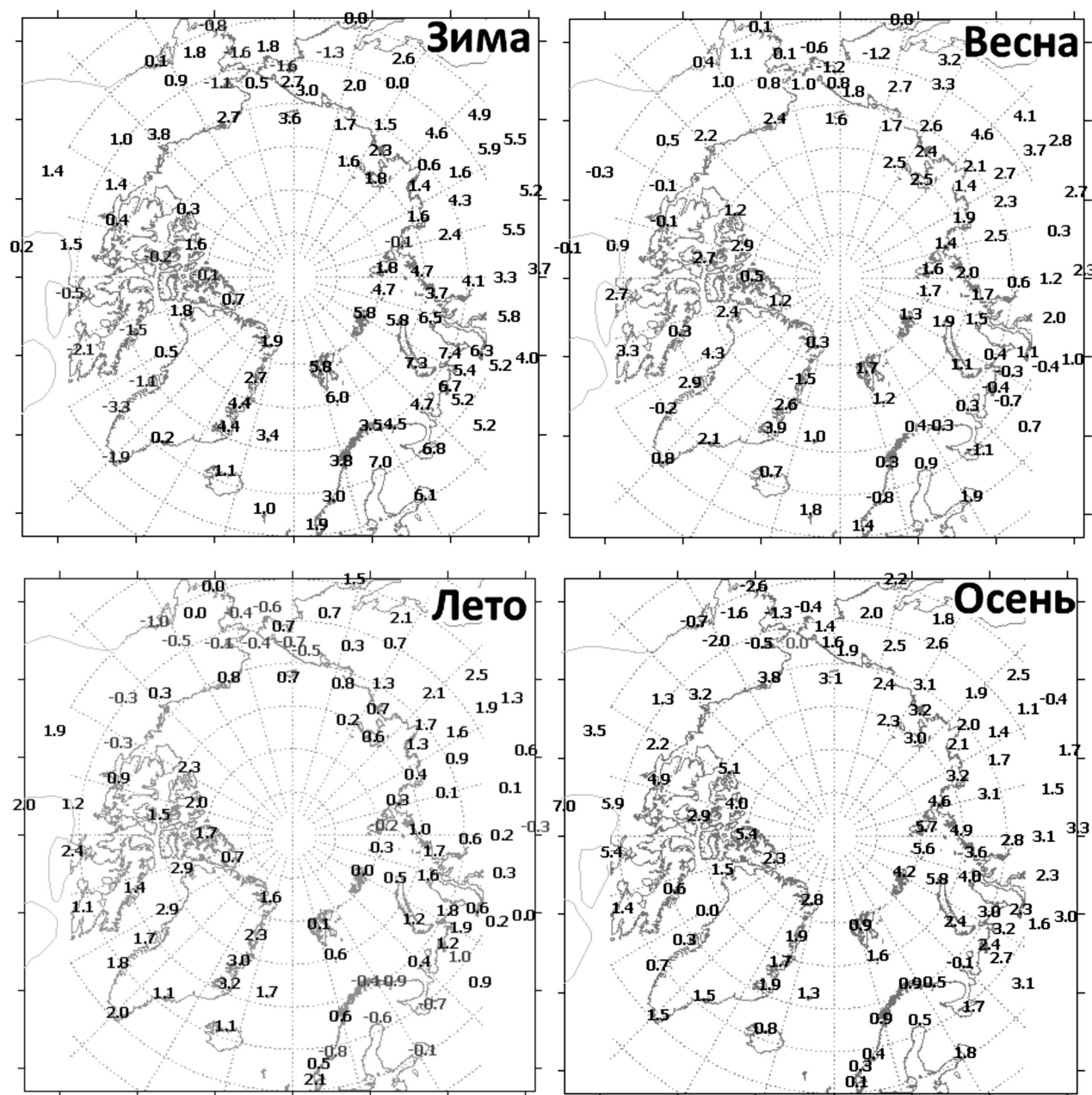


Рисунок 1.9 – Значения аномалий температуры воздуха на станциях северной полярной области в отдельные сезоны 2008 г.

В летнем сезоне имели место крупные положительные аномалии температуры в атлантико–евразийском секторе СПО. Один очаг крупных аномалий температуры воздуха обнаружился на территории Канадского и Атлантического районов. Аномалия температуры в Канадском районе составила $1,5^{\circ}\text{C}$ ($2,7\sigma$), а в Атлантическом $1,4^{\circ}\text{C}$ ($3,6\sigma$). Лето 2008 г. в

этих районах соответственно оказалось первым и третьим теплым летом по рангу теплых лет. Второй очаг крупных положительных аномалий располагался в Восточносибирском районе. Значение пространственно осредненной по территории района аномалии температуры воздуха было равно $1,1^{\circ}\text{C}$ ($1,6 \sigma$, четырнадцатый год по рангу теплых лет). Небольшие отрицательные аномалии температуры воздуха имели место на станциях Скандинавского полуострова, западной части Европейской территории России, восточной части Чукотского полуострова и на Аляске.

В осеннем сезоне на станциях СПО (как и в предыдущих осенних сезонах 2006 и 2007 гг.) также имели место большие положительные аномалии температуры. Значения пространственно осредненных по территории районов нормированных аномалий температуры воздуха были от $1,5$ до $3,0 \sigma$ (за исключением Аляскинского района). Наиболее крупная аномалия температуры наблюдалась в Канадском районе ($3,0^{\circ}\text{C}$, $3,0 \sigma$, вторая по рангу теплых лет).

В районах арктических морей и на территории суши севернее 70° с.ш. в 2008 г. преимущественно отмечались положительные аномалии температуры.

Зимой высокие значения положительных аномалий наблюдались в морях атлантического сектора. Самая крупная аномалия наблюдалась в районе Баренцева моря (таблица 1.5). Значение пространственно осредненной по району Баренцева моря аномалии температуры воздуха составило $5,5^{\circ}\text{C}$ ($2,9 \sigma$, пятое значение по рангу теплых лет).

Таблица 1.5 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха за сезоны и за 2008 год для районов севернее 70° с.ш.,

Море, часть климатического района	Аномалии, $^{\circ}\text{C}$					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	4,0	1,2	2,0	1,7	2,2	2,3	1,0	4,4	1,3	2,4
Баренцево море	5,5	0,8	0,3	1,8	2,1	2,9	0,5	0,3	1,6	2,3
Карское море	4,8	1,6	1,0	4,7	3,0	2,1	0,8	1,5	2,8	2,7
Море Лаптевых	1,4	1,9	0,7	3,3	1,8	0,8	1,3	0,9	2,4	1,8
Восточно–Сибирское море	2,2	2,0	0,5	2,6	1,7	1,9	1,3	0,7	2,2	2,2
Чукотское море	2,2	1,1	–0,1	1,6	1,2	1,4	0,6	–0,2	1,2	1,4
Море Бофорта	2,5	0,7	1,2	4,5	2,2	1,5	0,5	1,7	4,4	3,3
Северная часть Канадского района	0,2	2,0	1,9	2,4	1,6	0,1	1,5	3,0	2,2	2,0
Примечание: зима – декабрь 2007–февраль 2008 года, весна – март–май, лето – июнь–август, осень – сентябрь–октябрь, год – декабрь 2007–ноябрь 2008 года										

Весной большие положительные аномалии наблюдались в морях азиатского сектора (моря Лаптевых и Восточно–Сибирское) и на севере Канадского района. Самая крупная аномалия наблюдалась на севере Канадского района ($2,0^{\circ}\text{C}$, $1,5 \sigma$). Значение нормированной аномалии оказалось двенадцатым по рангу теплых лет.

Летом наиболее высокие значения положительных аномалий обнаруживались в северной части Гренландского и Норвежского морей, а также в северной части Канадского района. Здесь значения осредненных для этих районов аномалий составили $2,0^{\circ}\text{C}$ ($4,4 \sigma$) и $1,9^{\circ}\text{C}$ ($3,0 \sigma$) соответственно. По рангу теплых лет эти значения оказались на втором и третьем месте соответственно.

В осеннем сезоне большие положительные аномалии температуры наблюдались в морях азиатского сектора (моря Карское и Лаптевых) и районе моря Бофорта. Наибольшая аномалия имела место в районе Карского моря и моря Бофорта. Значение нормированной аномалии соответственно составили $2,8$ и $4,4 \sigma$. Для района Карского моря осень 2008 г. оказалась самой теплой, а в море Бофорта – второй по рангу теплых лет.

Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов широтной зоны $60\text{--}85^{\circ}$ с.ш. представлены на рисунке 1.10, а для районов арктических морей на рисунке 1.11.

За период 1936–2008 гг. наблюдался статистически значимый положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха в целом для СПО и для широтной зоны $60\text{--}70^{\circ}$ с.ш. (таблица 1.6). Повышение температуры воздуха за 73 года соответственно составило $0,6$ и $0,8^{\circ}\text{C}$.

Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры прослеживается в Атлантическом, Аляскинском, Чукотском и Восточносибирском районах, где он соответственно равен $0,07$, $0,20$, $0,12$ и $0,11^{\circ}\text{C}/10$ лет (потепление составило $0,5$, $1,5$, $0,9$ и $0,8^{\circ}\text{C}$ за 73 года). В среднесезонной температуре воздуха за период 1936–2008 гг. можно отметить наличие статистически значимого линейного тренда в зимнем, весеннем и летнем сезонах в широтной зоне к югу от 70° с.ш., а также в весеннем и летнем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

Для периода 1979–2008 гг. в СПО и в отдельных широтных зонах характерны статистически значимые положительные тренды температуры для всех сезонов, а также для года.

За тридцатилетний период потепление для территории северной полярной области составило $1,56^{\circ}\text{C}$. Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. по сравнению с широтной зоной $60\text{--}70^{\circ}$ с.ш. Соответственно значение линейного тренда среднегодовой температуры воздуха широтной зоны к северу от 70° с.ш. составляет около $0,74^{\circ}\text{C}/10$ лет, а к югу – $0,43^{\circ}\text{C}/10$ лет.

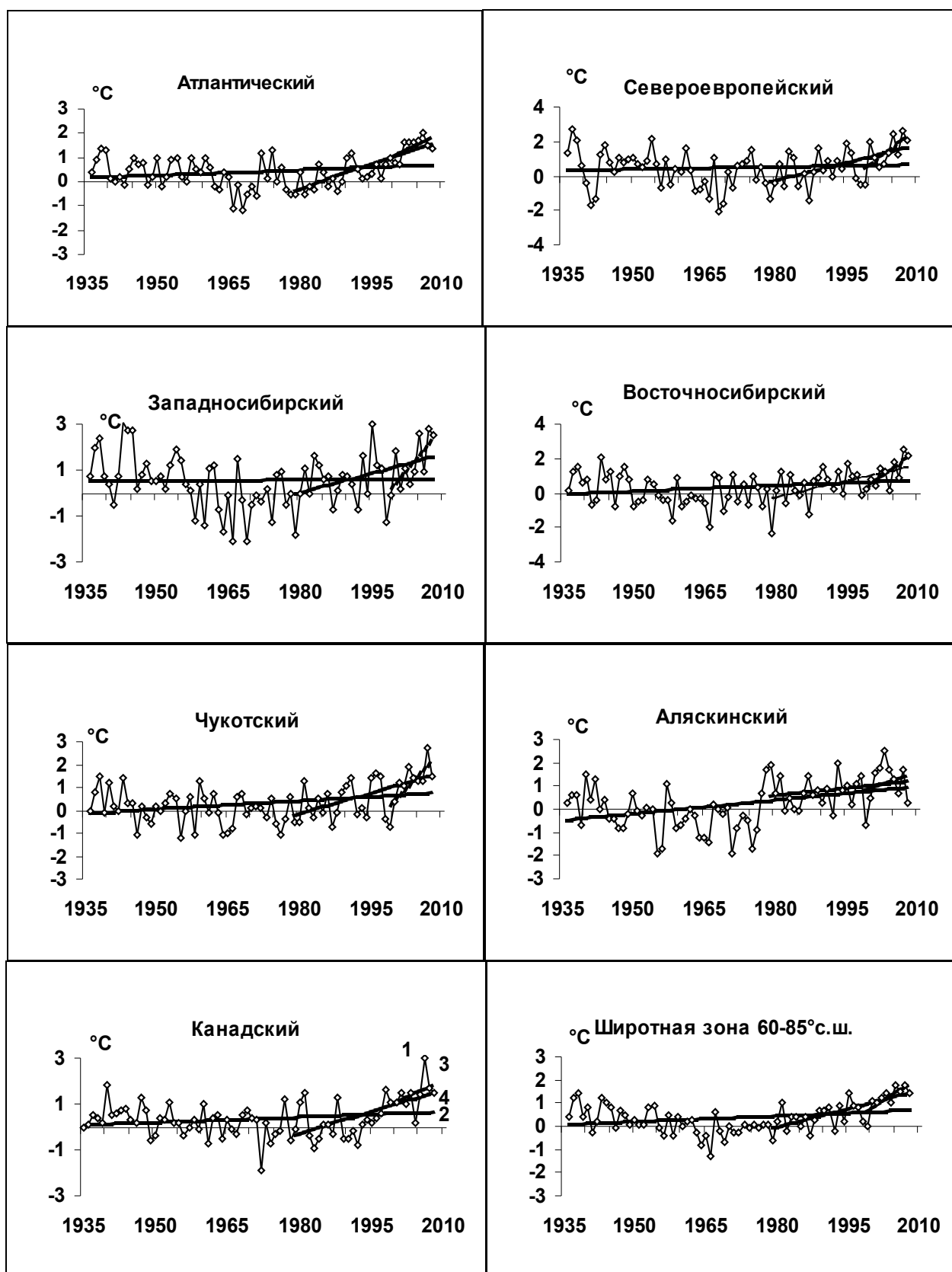


Рисунок 1.10 – Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха в отдельных климатических районах, °C (1 – аномалии; 2, 3, 4 – линейный тренд за 1936–2008 гг., 1979–2008 гг. и 1999–2008 гг. соответственно)

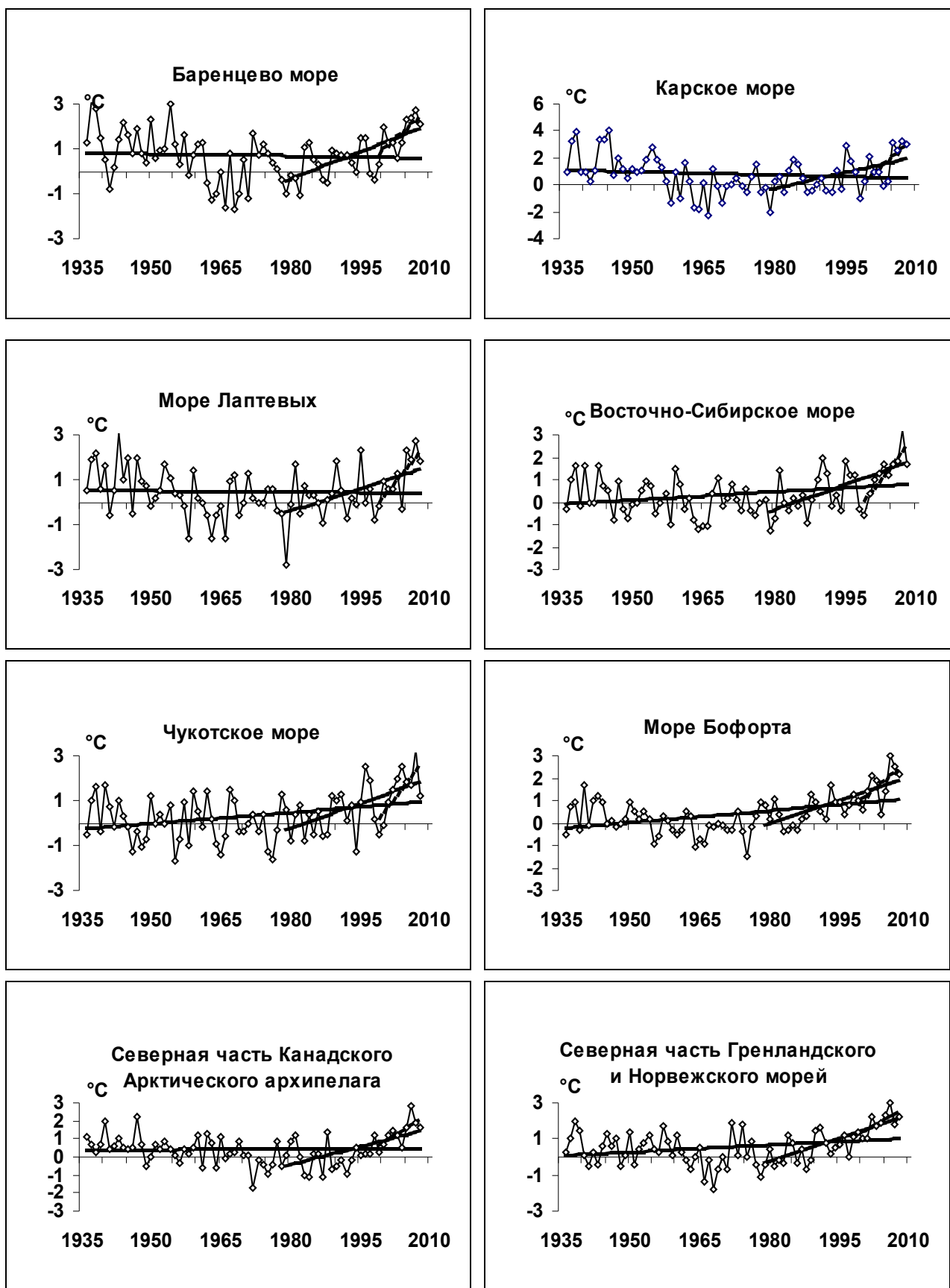


Рисунок 1.11 – Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха в отдельных климатических районах севернее 70° с.ш., °C (условные обозначения соответствуют рис. 1.10)

Таблица 1.6 – Коэффициенты линейного тренда, °C/10 лет, средней за сезон и среднегодовой температуры воздуха отдельных районов за период 1936–2008 гг.

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %
1936–2008 гг.										
Атлантический	0,09	15,4	0,11	26,6	0,07	26,7	0,01	3,3	0,07	21,1
Североевропейский	–0,01	0,5	0,20	28,7	0,05	11,1	–0,05	8,8	0,05	9,2
Западносибирский	–0,11	9,4	0,13	15,1	0,06	15,7	–0,08	10,2	0,00	0,3
Восточносибирский	0,18	20,4	0,17	23,2	0,06	17,2	0,01	0,9	0,11	23,7
Чукотский	–0,01	1,7	0,20	26,6	0,16	44,1	0,14	21,4	0,12	31,0
Аляскинский	0,34	31,6	0,23	27,0	0,16	42,6	0,05	6,9	0,20	42,0
Канадский	0,11	14,3	0,01	1,2	0,06	19,5	0,11	21,1	0,07	19,3
60–70 °с.ш.	0,15	29,4	0,16	36,3	0,10	43,3	0,04	9,9	0,11	37,7
70–85 °с.ш.	–0,02	3,2	0,13	26,4	0,08	32,8	–0,01	1,6	0,05	13,9
60–85°с.ш.	0,07	14,5	0,15	34,1	0,09	39,8	0,02	5,3	0,08	27,3
1979–2008 гг.										
Атлантический	0,97	65,3	0,59	58,3	0,55	75,5	0,58	74,4	0,68	82,1
Североевропейский	1,40	46,6	0,45	30,7	0,45	51,1	0,42	28,6	0,67	56,6
Западносибирский	0,65	22,1	0,84	41,5	0,25	31,4	0,43	20,6	0,54	42,4
Восточносибирский	0,40	19,6	0,84	48,7	0,40	41,7	0,79	44,8	0,60	55,3
Чукотский	–0,31	20,6	–0,82	43,6	0,63	63,6	1,12	60,2	0,58	57,0
Аляскинский	0,18	8,6	0,05	2,9	0,21	24,0	0,47	26,5	0,22	25,2
Канадский	0,65	34,0	0,64	42,4	0,32	47,9	0,82	59,6	0,62	59,2
60–70 °с.ш.	0,39	32,4	0,39	49,7	0,38	65,3	0,48	51,2	0,43	62,5
70–85 °с.ш.	0,79	54,8	0,79	65,3	0,45	73,7	0,90	71,7	0,74	81,0
60–85°с.ш.	0,50	45,4	0,58	59,9	0,39	68,6	0,62	63,8	0,52	72,9
1999–2008 гг.										
Атлантический	2,16	67,0	1,20	36,3	0,92	52,5	–0,72	60,8	0,88	65,1
Североевропейский	5,67	70,3	1,22	29,5	0,21	14,7	0,78	18,2	1,98	63,3
Западносибирский	4,33	58,2	1,70	30,3	0,23	12,7	2,58	49,0	2,17	64,2
Восточносибирский	2,76	58,6	2,70	50,9	–0,19	7,2	2,35	61,4	1,91	71,0
Чукотский	2,41	44,3	0,98	18,6	1,47	51,8	3,05	64,2	2,15	72,6
Аляскинский	0,67	8,2	0,36	9,7	0,45	13,0	0,82	15,8	0,64	20,8
Канадский	0,45	11,9	0,70	15,2	1,08	59,5	0,37	12,9	0,68	28,9
60–70 °с.ш.	1,85	77,7	0,54	20,1	0,56	49,1	0,65	31,2	0,68	56,3
70–85 °с.ш.	3,38	73,0	2,22	64,1	0,76	63,1	1,39	58,6	1,95	85,1
60–85°с.ш.	2,03	78,6	1,19	47,2	0,41	36,7	0,92	48,0	1,16	68,9
Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в °C/10 лет (Вх); Второй столбец – вклад тренда в полную дисперсию (D %); Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды (приводится, если $P=1-\alpha$ превышает 90 %).										

В последнем десятилетнем периоде в среднем за год потепление происходило практически по всей территории северной полярной области. Об этом свидетельствуют статистически значимые линейные тренды по отдельным широтным зонам и по области в целом. Наиболее заметное повышение температуры наблюдалось в зимнем сезоне в атлантическом секторе, а также в осеннем сезоне на востоке азиатского сектора Арктики.

Потепление по всем арктическим морям прослеживается с последнего 30-летнего периода (таблица 1.7).

Таблица 1.7 – Коэффициенты линейного тренда, °C/10 лет, средней за сезон температуры воздуха районов арктических морей за период 1936–2008 гг.

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %	Вх	D %
1936–2008 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,09	10,6	0,20	35,1	0,15	49,3	0,04	7,9	0,12	27,8
Баренцево море	–0,18	15,8	0,11	16,3	0,05	12,7	–0,07	12,2	–0,02	4,6
Карское море	–0,29	20,3	0,09	9,9	0,00	0,1	–0,15	16,3	–0,09	13,3
Море Лаптевых	–0,08	9,8	0,09	11,7	0,03	8,5	–0,12	15,0	–0,02	3,8
Восточно-Сибирское море	0,06	8,7	0,16	21,1	0,14	33,0	0,11	14,3	0,12	27,0
Чукотское море	0,10	11,3	0,22	25,1	0,17	41,6	0,16	18,2	0,16	32,5
Море Бофорта	0,34	42,2	0,12	21,0	0,10	30,4	0,10	15,4	0,17	43,4
1979–2008 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,30	56,7	0,80	55,9	0,62	80,7	0,67	59,6	0,85	77,9
Баренцево море	1,57	60,9	0,64	40,8	0,42	49,4	0,54	40,0	0,80	70,5
Карское море	1,11	32,9	0,90	42,3	0,31	43,8	0,70	31,6	0,76	50,8
Море Лаптевых	0,37	18,4	0,81	45,1	0,48	45,3	0,91	48,5	0,64	49,3
Восточно-Сибирское море	0,03	2,7	0,86	44,0	0,71	60,7	1,31	62,0	0,74	61,8
Чукотское море	0,02	1,1	0,88	37,9	0,62	56,7	1,37	57,5	0,73	57,5
Море Бофорта	0,72	39,5	0,57	35,3	0,19	22,1	1,01	57,7	0,65	69,2
1999–2008 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	3,18	60,9	2,15	42,9	1,02	55,7	–0,71	31,9	1,36	67,0
Баренцево море	5,38	70,0	1,85	44,0	0,23	11,9	–0,26	9,9	1,82	69,1
Карское море	5,45	54,1	2,55	40,7	0,37	27,0	2,05	44,5	2,54	62,2
Море Лаптевых	2,79	50,7	3,27	57,3	0,38	17,1	2,90	68,6	2,33	70,6
Восточно-Сибирское море	2,90	62,2	2,09	40,9	1,63	45,6	4,01	73,2	2,62	80,5
Чукотское море	3,72	65,6	0,81	12,8	1,61	37,9	4,13	65,5	2,59	68,7
Море Бофорта	2,10	41,1	0,01	0,3	1,35	46,9	1,45	31,3	1,45	53,9
Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в °C/10 лет (Вх); Второй столбец – вклад тренда в полную дисперсию (D %); жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды (приводится, если $P=1-\alpha$ превышает 90 %).										

Наиболее высокими темпами повышение среднегодовой и среднесезонной температуры происходит в северной части Гренландского и Норвежского морей, а также в районе Баренцева моря. Так, за 30-летний период температура воздуха в зимнем сезоне в районе Баренцева моря повысилась на $4,7^{\circ}\text{C}/30$ лет (рисунок 1.11).

В 2008 году в Северном Ледовитом океане проводились метеорологические наблюдения на дрейфующей станции СП-35 и на вновь открытой дрейфующей станции СП-36.

На рисунке 1.12 показаны аномалии среднесуточной температуры на СП-35 за весь период работы станции с 22 сентября 2007 г. по 13 июля 2008 г. Аномалии взяты относительно нормы 1961–1990 гг. по данным наблюдений на дрейфующих станциях до 1991 года [6–8]. Наиболее часто положительные аномалии среднесуточной температуры наблюдались в сентябре–октябре 2007 г., когда станция дрейфовала недалеко от архипелага Северная Земля.

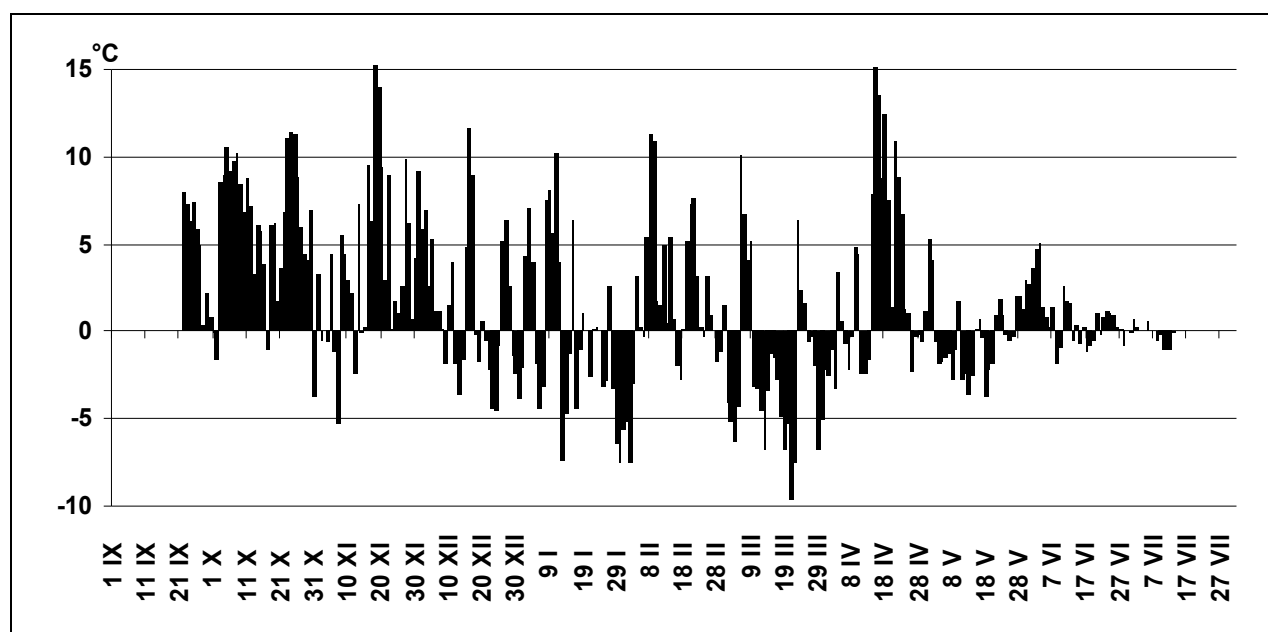


Рисунок 1.12 – Аномалии среднесуточной температуры воздуха на СП-35 в период с 1 сентября 2007 по 27 июля 2008 года

На рисунке 1.13 представлены среднесуточная температура воздуха и ее аномалии, наблюдаемые на дрейфующей станции СП-36. Для сравнения приведена среднесуточная температура воздуха, наблюдаемая ранее на дрейфовавшей в этом районе дрейфующей станции СП-33. На дрейфующей станции СП-36 наблюдались более высокие среднесуточные температуры воздуха в осеннем сезоне.

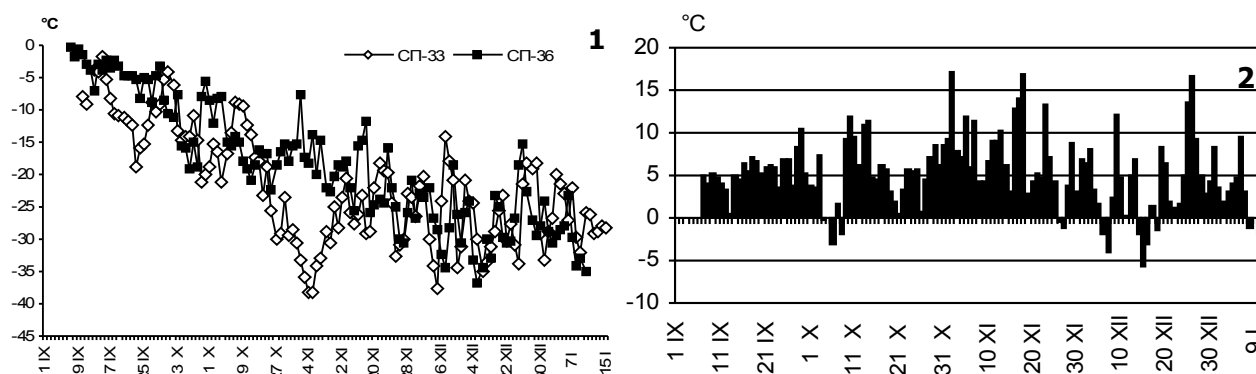


Рисунок 1.13 – Среднесуточная температура воздуха на СП–33 и СП–36 (1) и ее аномалии на СП–36 (2), наблюдавшаяся с 7 сентября 2008 года по 10 января 2009 года

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 сезонных и годовых сумм осадков. 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 для СПО и для отдельных климатических районов в 2008 г. В целом для СПО осадков выпало около нормы. Больше нормы (на 6 %) осадков выпало в широтной зоне к северу от 70° с.ш. Весь вклад в годовую сумму обеспечен осадками холодного периода (на 22 % выше нормы). В теплом периоде осадков здесь выпало существенно ниже нормы (на 14 %).

К югу от 70° с.ш. осадков выпало менее нормы, как в холодном, так и теплом сезоне. Сопоставление годовых сумм осадков выпавших в 2008 г. в отдельных климатических районах обнаруживает, что менее всего осадков выпало в Атлантическом и Чукотском районах (таблица 1.8). В остальных районах (Североевропейском, Западносибирском, Восточносибирском, Аляскинском и Канадском) осадков выпало на 5–10 % больше нормы.

В таблице 1.9 приведены оценки изменения сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2008 гг. по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов и по районам в целом.

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

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	99	80	93
Североевропейский	117	100	109
Западносибирский	115	95	105
Восточносибирский	107	103	105
Чукотский	76	78	77
Аляскинский	121	101	110
Канадский	104	110	107
60–70 °с.ш.	99	96	98
70–85 °с.ш.	122	86	106
60–85 °с.ш.	104	94	100

Таблица 1.9 – Параметры линейного тренда, мм/10 лет, сезонных и годовых сумм осадков за период 1936–2008 гг.

Район, широтная зона	Холодный период			Теплый период			Год		
	Вх	% от нормы	D	Вх	% от нормы	D	Вх	% от нормы	D
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	9,20	7,9	21,9	–0,83	–1,6	4,9	8,37	5,0	17,9
Скандинавия и север ЕТР	16,71	40,2	71,7	2,97	8,8	19,1	19,68	26,2	69,7
Западная Сибирь	10,65	28,8	66,4	–2,61	–7,7	17,1	8,04	11,4	39,4
Восточная Сибирь	2,92	14,2	39,3	0,52	2,2	5,4	3,44	7,7	28,3
Чукотка	0,01	0,0	0,1	–1,44	–6,4	10,6	–1,43	–2,7	7,0
Аляскинский (южная часть)	2,20	9,4	13,3	–2,45	–9,2	11,7	–0,25	–0,5	0,9
Канадский (южная часть)	1,53	8,1	20,0	3,46	17,1	36,6	4,99	12,7	41,9
60–70 °с.ш.	6,29	15,3	54,0	0,01	0,0	0,2	6,30	8,8	50,4
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	9,42	29,2	47,5	0,69	4,1	5,9	10,11	20,6	44,0
Баренцево море	6,50	21,0	52,0	–0,50	–2,4	4,0	6,00	11,5	33,7
Карское море	–0,62	–3,4	6,7	–2,04	–12,0	19,7	–2,66	–7,6	18,0
Море Лаптевых	–3,56	–21,3	39,2	–3,28	–18,9	29,2	–6,84	–20,1	45,9
Восточно–Сибирское и Чукотское моря	–8,26	–41,1	54,9	–5,45	–31,0	38,1	–13,70	–36,4	56,0
Аляскинский (северная часть)	–0,68	–11,1	6,9	1,56	16,3	11,0	0,88	5,6	4,6
Канадский (северная часть)	2,02	24,6	31,6	1,40	15,4	22,4	3,42	19,8	36,1
70–85 °с.ш.	0,84	4,4	15,7	–0,93	–6,0	18,3	–0,09	–0,3	1,1
Атлантический	9,24	10,5	30,6	–0,32	–0,8	2,7	8,91	7,0	27,1
Североевропейский	12,51	33,4	74,8	1,70	5,9	15,0	14,22	21,5	67,3
Западносибирский	5,90	20,3	58,4	–2,37	–8,9	23,1	3,53	6,3	26,7
Восточносибирский	0,44	2,3	7,5	–0,93	–4,3	10,9	–0,49	–1,2	5,2
Чукотский	–3,18	–12,2	22,5	–2,99	–14,6	25,5	–6,17	–13,2	31,9
Аляскинский	1,72	8,4	12,6	–1,79	–7,5	9,8	–0,07	–0,2	0,3
Канадский	1,73	11,6	29,8	2,69	16,7	41,2	4,42	14,3	50,5
60–85 °с.ш.	4,12	12,3	50,3	–0,53	–2,1	11,2	3,59	6,1	39,4
Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в мм/10 лет (Вх); второй столбец – изменение сумм осадков в % от среднесезонного значения за 72 года; третий столбец – вклад тренда в полную дисперсию (D %); жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды									

На рисунке 1.14 приведены временные ряды годовых сумм осадков для районов арктических морей и территории Канадского Арктического архипелага севернее 70° с.ш.

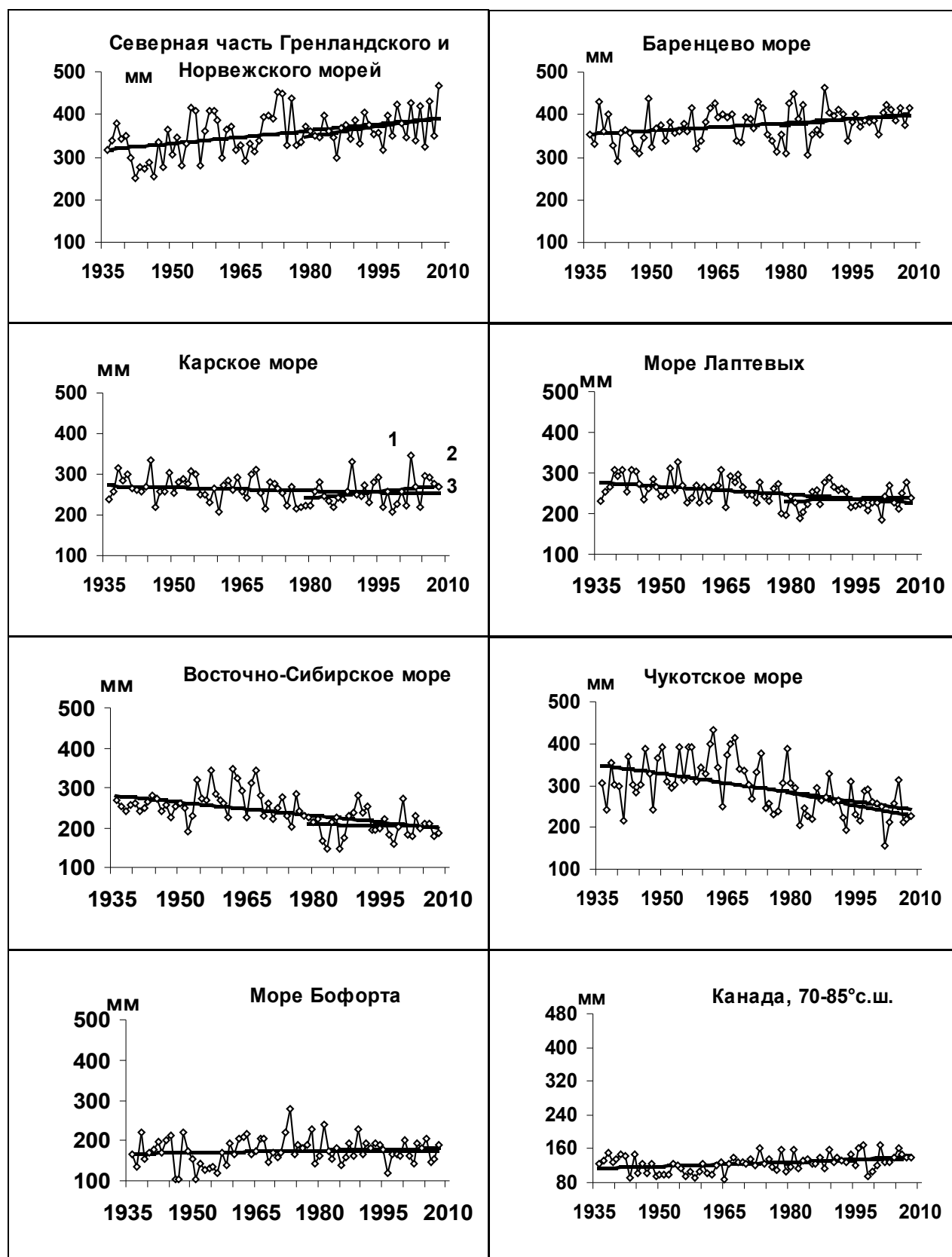


Рисунок 1.14 – Временные ряды годовых сумм осадков (1 – годовые суммы осадков; 2, 3 – линейный тренд за 1936–2008 гг., 1979–2008 гг. соответственно)

Главной особенностью в межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936–2008 гг. по широтным зонам является сохранение тенденции статистически значимого увеличения годовых сумм осадков в целом по региону (на 6,1 %), а также к югу от 70° с.ш. (на 8,8 % от нормы).

Больше всего суммы осадков выросли в атлантическом секторе Арктики. Здесь в южных частях Скандинавии и севере ЕТР, в южной части Канадского Арктического архипелага, а также в Западной и Восточной Сибири, рост годовых сумм осадков составил от 8 до 26 % от нормы.

К северу от 70° с.ш. статистически значимый рост годовых сумм осадков обнаруживается в северных частях Гренландского и Норвежского морей, Баренцева моря, на севере Канадского Арктического архипелага, а также на севере Аляски. Здесь увеличение осадков составило от 12 до 21 % от нормы. В то же время отмечается уменьшение от 8 до 36 % годовых сумм осадков в районах морей азиатского сектора Арктики (Карском, Лаптевых, Восточно–Сибирском).

В холодный сезон осадки выросли в Скандинавии и севере ЕТР, в Западной и Восточной Сибири. Рост сумм твердых осадков составил здесь от 14 до 40 % от нормы. В то же время отмечается уменьшение от 3 до 41 % сумм осадков в районах морей азиатского сектора Арктики (морях Карском, Лаптевых, Восточно–Сибирском и Чукотском) и на севере Аляски.

В целом главной особенностью в межгодовых изменениях осадков холодного сезона за период 1936–2008 гг. является сохранение тенденции статистически значимого увеличения твердых осадков в целом по региону (на 12,3 %) и к югу от 70°с.ш. (на 15,3 % от нормы). Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков теплого сезона за период 1936–2008 гг. является тенденция уменьшения жидких осадков в целом по региону (на 2,1 %) и к северу от 70°с.ш. (на 6,0 % от нормы). Статистически значимый рост жидких осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 17 % от нормы). В теплом сезоне, так же как и в холодном, осадки более всего уменьшились в морях евразийского сектора. Уменьшение сумм жидких осадков составило здесь от 2 до 31 % от нормы.

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

Оценки особенностей развития ледовых условий в 2008 году получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ГУ «АНИИ» на дрейфующих станциях «СП-35» и «СП-36», высокоширотного рейса НЭС «Академик Федоров» в экспедиции «Арктика-2008» 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 АНИИ 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 2008 года и их разности относительного климатического периода 1978-2008 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>).

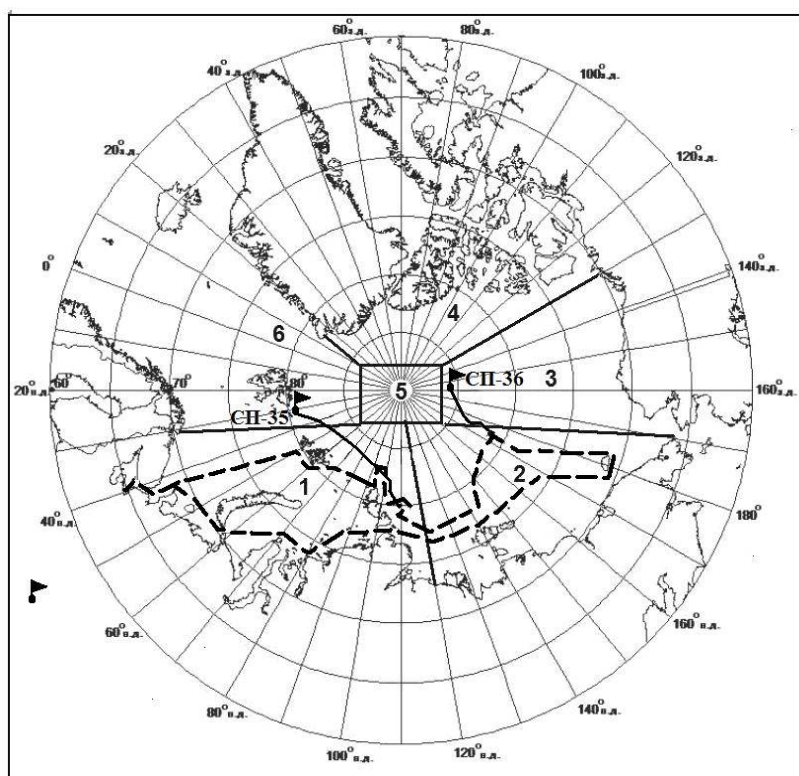


Рисунок 2.1 – Районы Северного Ледовитого океана и их границы (1-западный район российского сектора; 2-восточный район российского сектора; 3-алаянский сектор; 4 канадский сектор; 5-приполюсный район; 6- гренландский сектор) и маршруты экспедиций – НЭС «Академик Федоров» в экспедиции «Арктика-2008» (пунктирная линия) и дрейфующие станции – «СП-35», «СП-36» (сплошная линия)

2.1 Развитие ледовых условий в зимний период

Развитие ледовых условий в зимний период 2008 г. проходило на фоне позднего ледообразования, высокого положения кромки дрейфующих льдов в приполюсном районе и канадском секторе Арктики и малой остаточной ледовитости в арктических морях, сформировавшейся в осенний период 2007 г.

Ледообразование во всем арктическом бассейне осенью 2007 года началось в поздние сроки. В прикромочной зоне дрейфующих льдов приполюсного района и канадском секторе Арктики ледообразование началось на 2 недели позже среднемноголетних сроков. Во всех окраинных арктических морях ледообразование началось позже среднемноголетних сроков на 1,5-4 декады: в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском на 1,5-2 декады позже, а в Карском, Чукотском морях и море Бофорта – на 3-4 декады позже среднемноголетних сроков [9]. Процессы нарастания льда также проходили более замедленно. В начале 2008 года в арктических морях наблюдались более тонкие льды, чем обычно. Если в центральных российских арктических морях (северо-восточная часть Карского, Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского морей) однолетние льды достигли градации однолетних тонких (30-70 см), то в окраинных районах (Баренцево, юго-запад Карского, Чукотское моря) преобладали молодые льды толщиной 15-30 см. Только в районе архипелага Северная Земля припайный лед перешел в градацию однолетнего среднего льда (по данным полярных станции этого района – 70-75 см). Старые льды отмечались только в море Лаптевых.

Позднее начало ледообразования и невысокая интенсивность нарастания льда в течение первых зимних месяцев 2008 года привели к формированию отрицательных аномалий толщины льда в морях российского сектора Арктики, составивших 15-30 см. Только к востоку от 170 меридиана толщина льда приближалась к норме и даже превысила ее на чукотском побережье и острове Врангеля (рисунок 2.2).

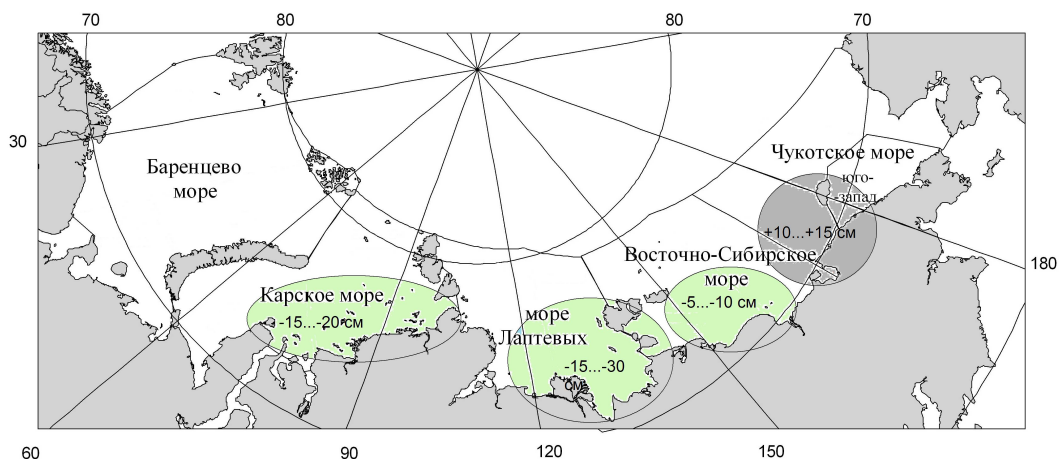


Рисунок 2.2 – Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики в конце первого

Измерения толщины льда на дрейфующей станции «СП-35» также показали замедленную интенсивность нарастания. Толщина льда за период с конца декабря по конец марта увеличилась с 246 см до 272 см (на 26 см). Увеличение толщины происходило в среднем по 3 см за декаду, хотя для этого периода года характерно увеличение толщины льда в среднем по 5 см за декаду. Высота снежного покрова в марте 2008 года оказалась больше среднемноголетней. По данным измерений, высота снега на конец марта составила 40 см, при характерной среднемноголетней высоте снега на многолетних льдах в 30 см [10]. Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-35» в зимний период приведены на рисунке 2.13.

Распределения ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц, поля среднемесячного дрейфа, а также разности сплоченности относительно периода 1979-2008 гг., за январь-март 2008 года приведены на рисунках 2.3-2.11. Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в первом квартале года по оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «ААНИИ», было на 5-6 % меньше среднемноголетнего значения за счет малой ледовитости морей в гренландском секторе и западном районе российского сектора Арктики (рисунки 2.3, 2.6, 2.9).

Положение границы старых льдов и распределение льдов по возрасту имело ряд специфических черт. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение всего января и февраля наблюдалось большое количество молодых льдов (до 30 см). Только в марте ледяной покров в этих районах перешел в возрастную градацию однолетних льдов, что произошло приблизительно на месяц позже среднемноголетних сроков. В восточном районе российского сектора Арктики, несмотря на позднее начало ледообразования, нарастание льда проходило более интенсивно. В январе в этом районе дрейфующие льды уже перешли в стадию однолетних льдов, что близко к средним срокам. Старые льды наблюдались только в канадском, аляскинском и приполюсном секторах Арктики (рисунки 2.4, 2.7, 2.10).

Развитие припая в российских арктических морях в течение всех зимних месяцев проходило с меньшей интенсивностью. Площадь припая практически во всех морях была меньше среднемноголетних значений, кроме Чукотского побережья. В конце марта суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 495 тыс. кв. км при норме 615 тыс. кв. км, или почти на 20% меньше среднемноголетних значений. Развитие заприпайных полыней в этих морях, превысило среднемноголетние значения также приблизительно на 20%. Развитие заприпайных полыней связано с преобладающим характером западного, северо-западного дрейфа. Меньше нормы (приблизительно на 20%) было вынесено льда из морей

западного района российского сектора и значительно больше нормы было вынесено льда из морей восточного района российского сектора Арктики. Вынос льда из Северного Ледовитого океана через пролив Фрама был больше нормы на 20% (270 тыс. кв. км при норме 220 тыс. кв. км).

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рисунках 2.5, 2.8. 2.11. Дрейф станции «СП-35» в апреле-июне составил около 6-8 км в сутки в генеральном направлении на запад (рисунок 2.23).

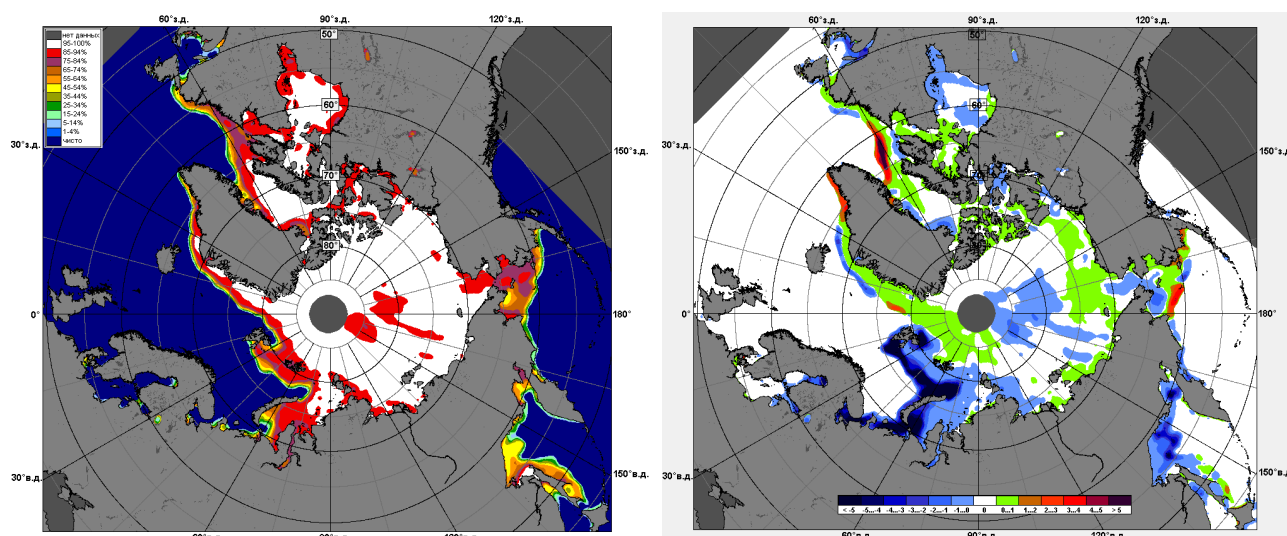


Рисунок 2.3 – Медианное распределение сплоченности льда в январе 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

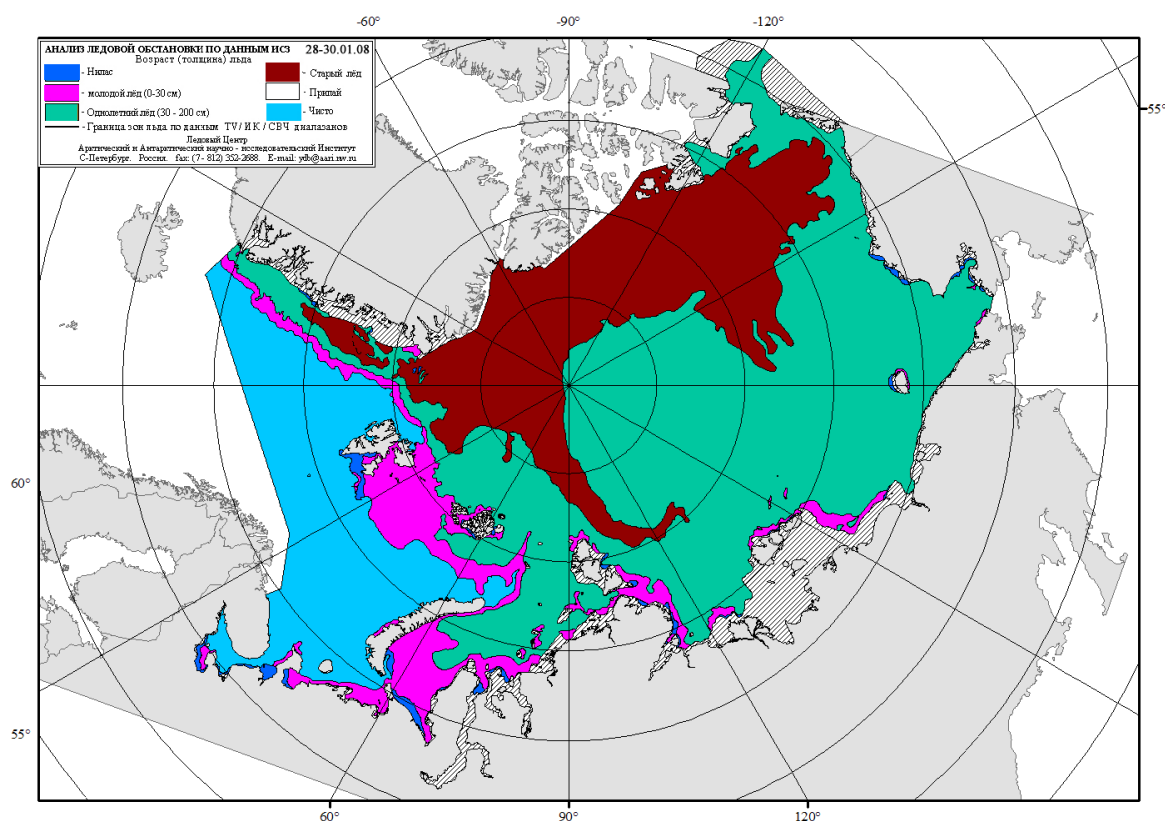


Рисунок 2.4 – Распределение льда по возрасту в конце января 2008 г.

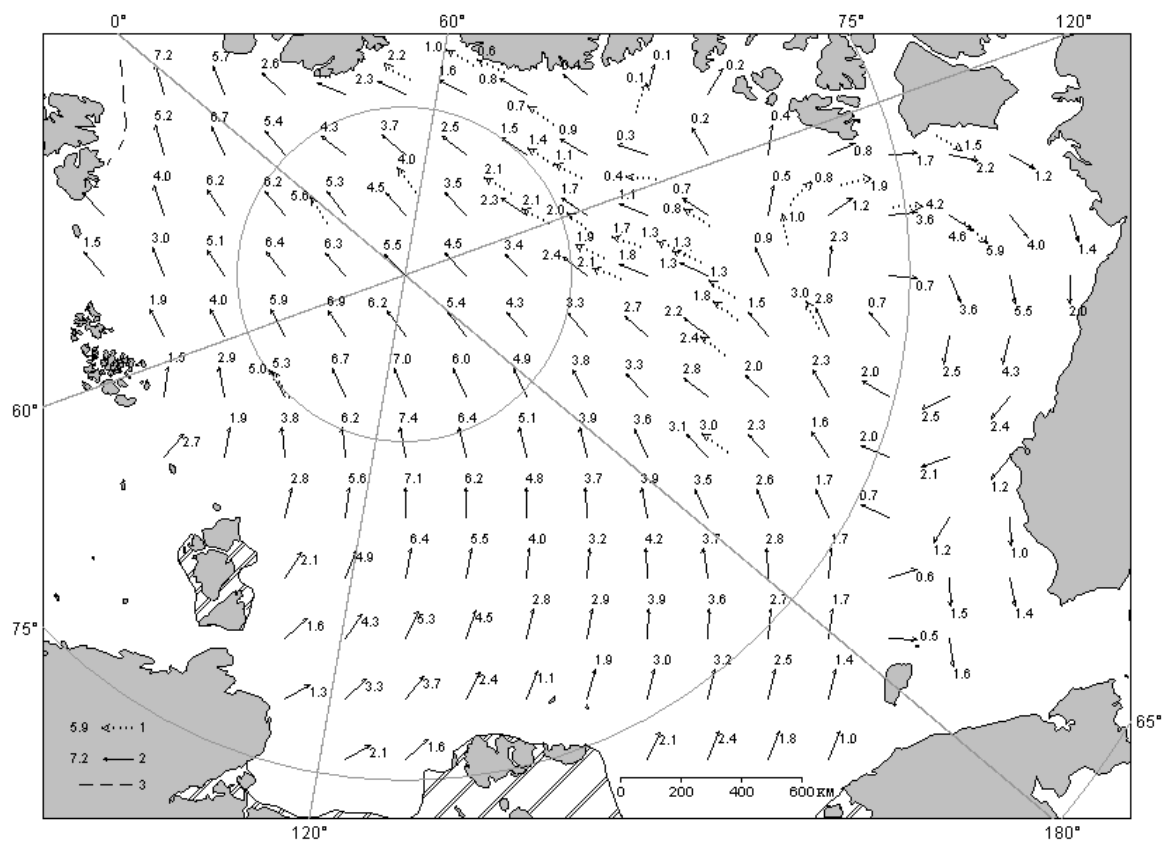


Рисунок 2.5 – Поле результирующего дрейфа льда за январь 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

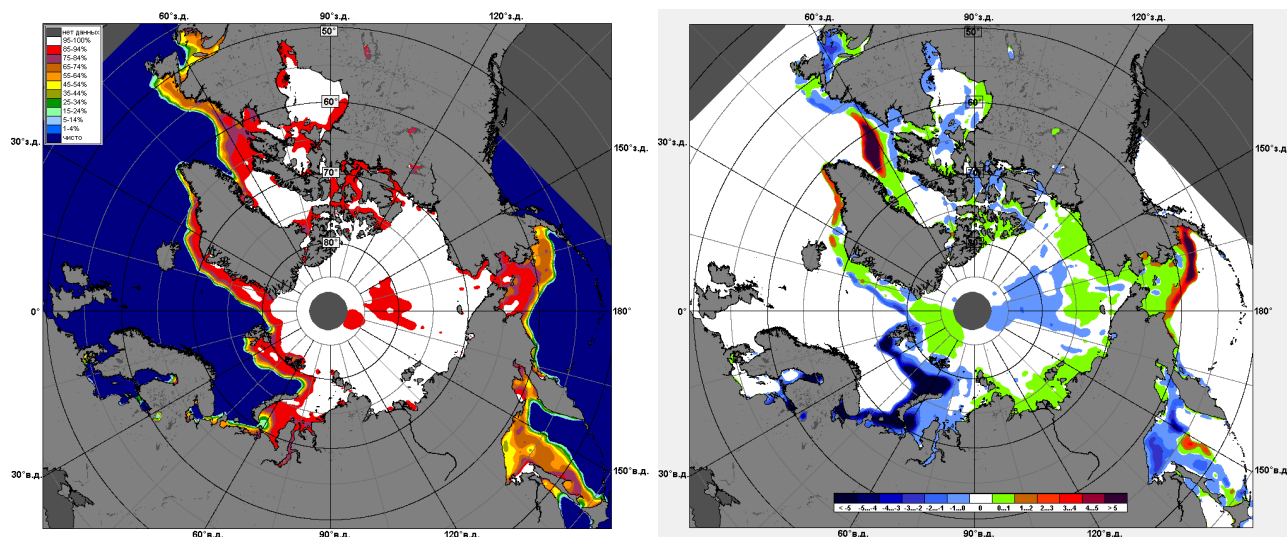


Рисунок 2.6 – Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

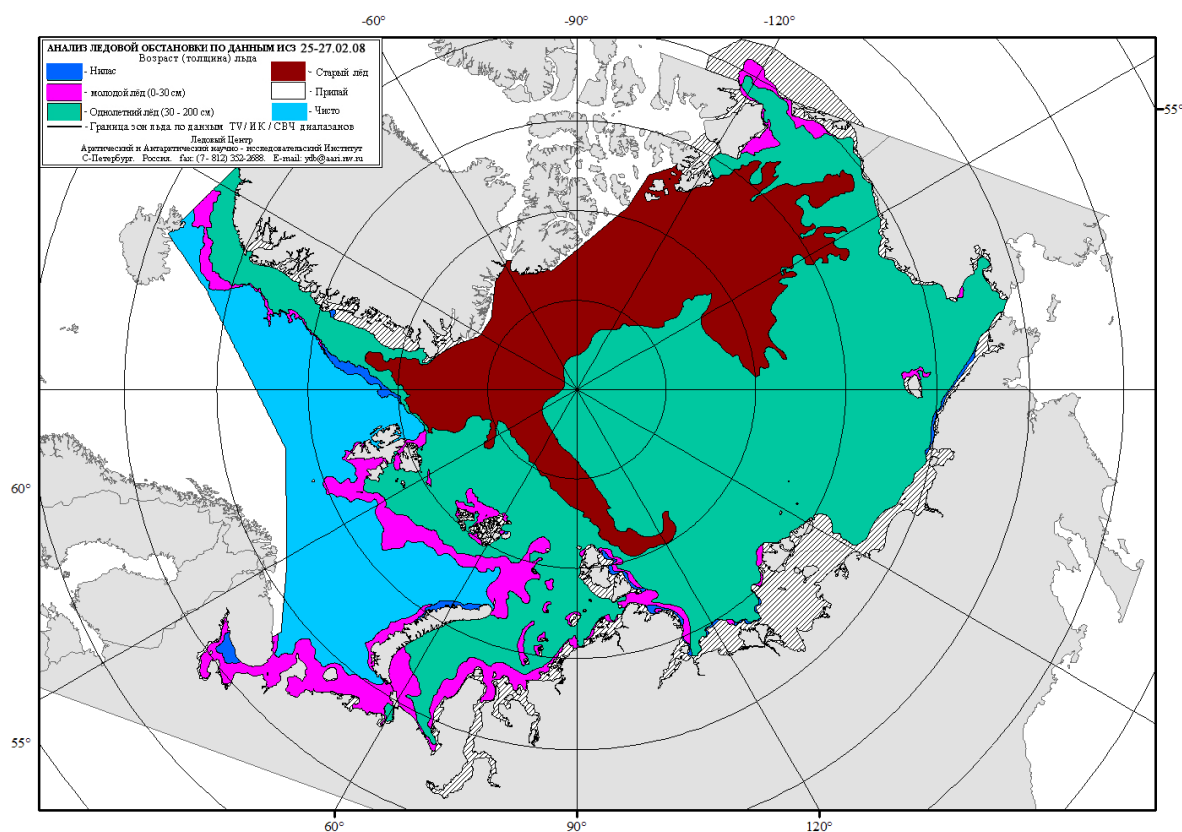


Рисунок 2.7 – Распределение льда по возрасту в конце февраля 2008 г.

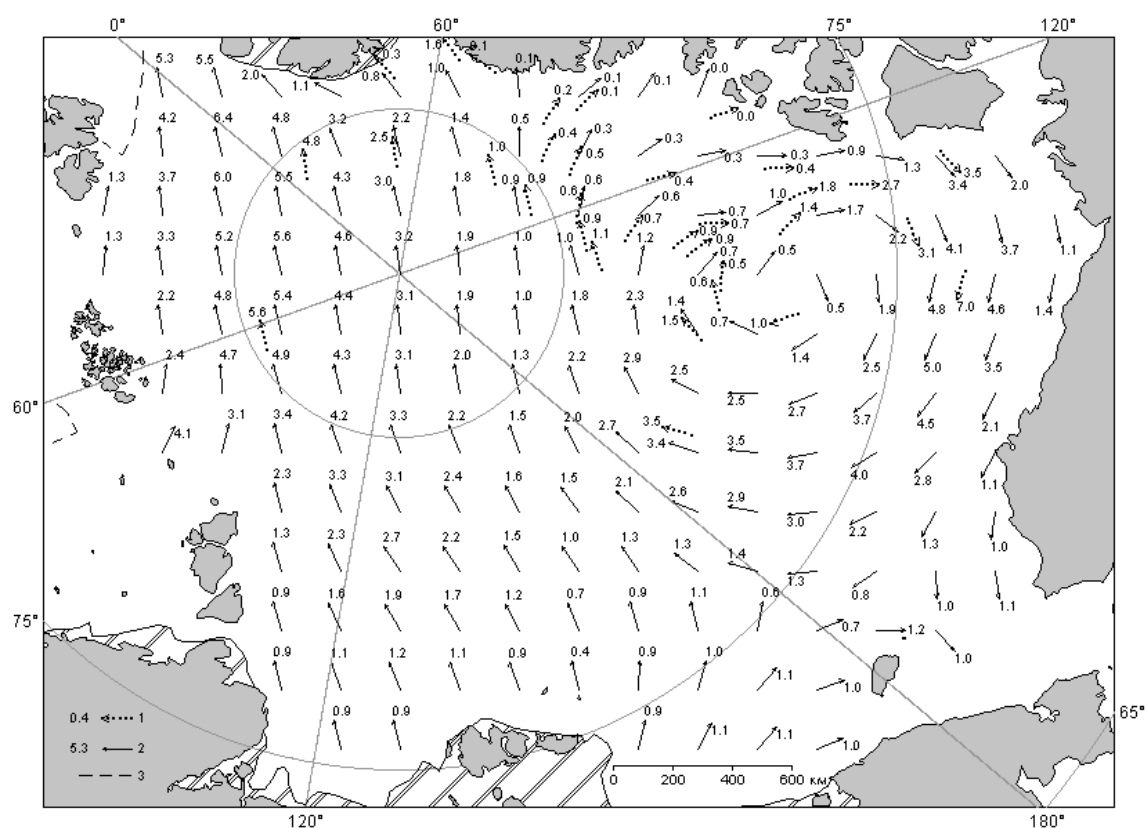


Рисунок 2.8 – Поле результирующего дрейфа льда за февраль 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

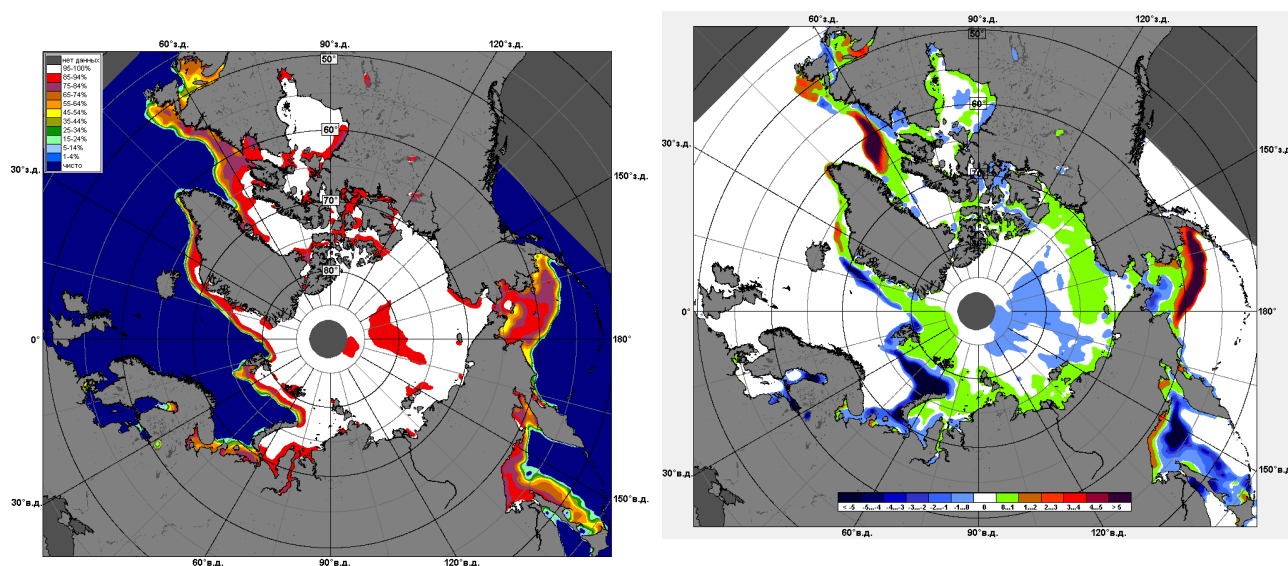


Рисунок 2.9 – Медианное распределение сплоченности льда в марте 2008 г. (слева) и её раз-
ность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

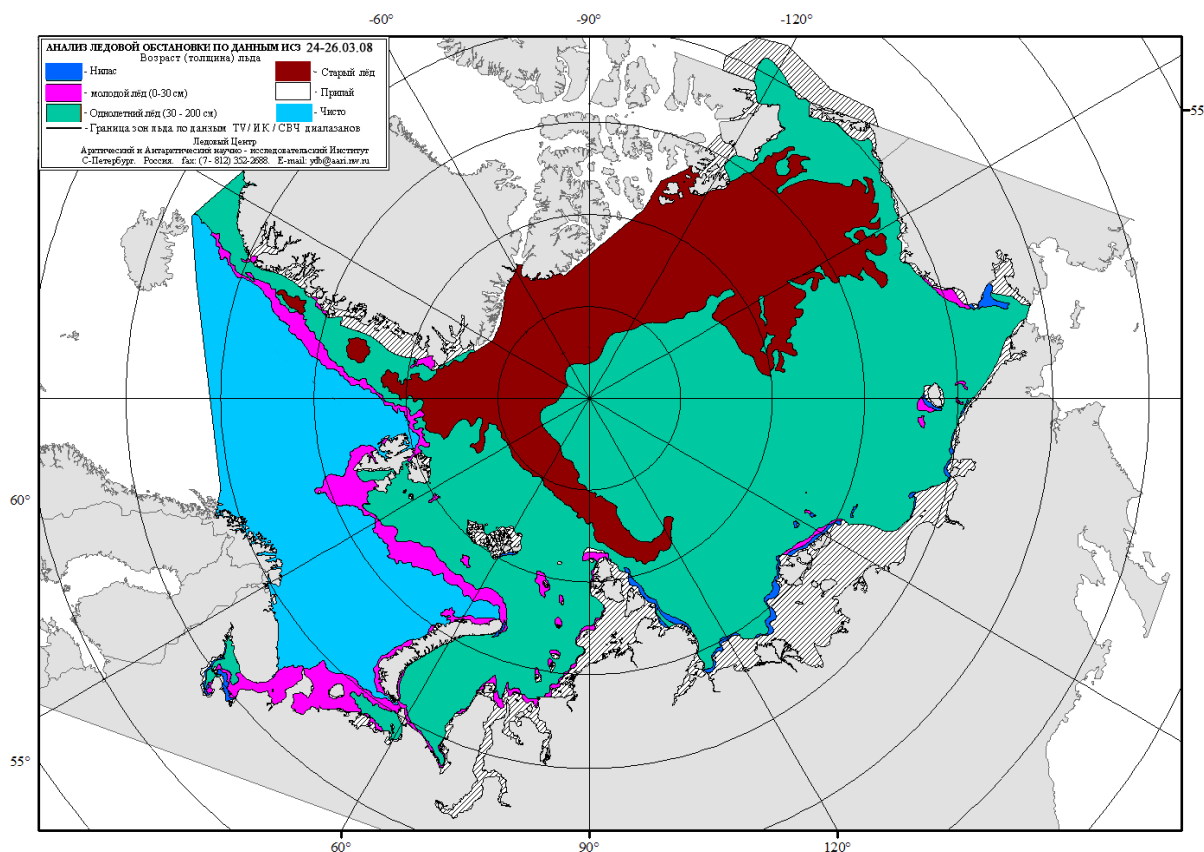


Рисунок 2.10 – Распределение льда по возрасту в конце марта 2008 г.

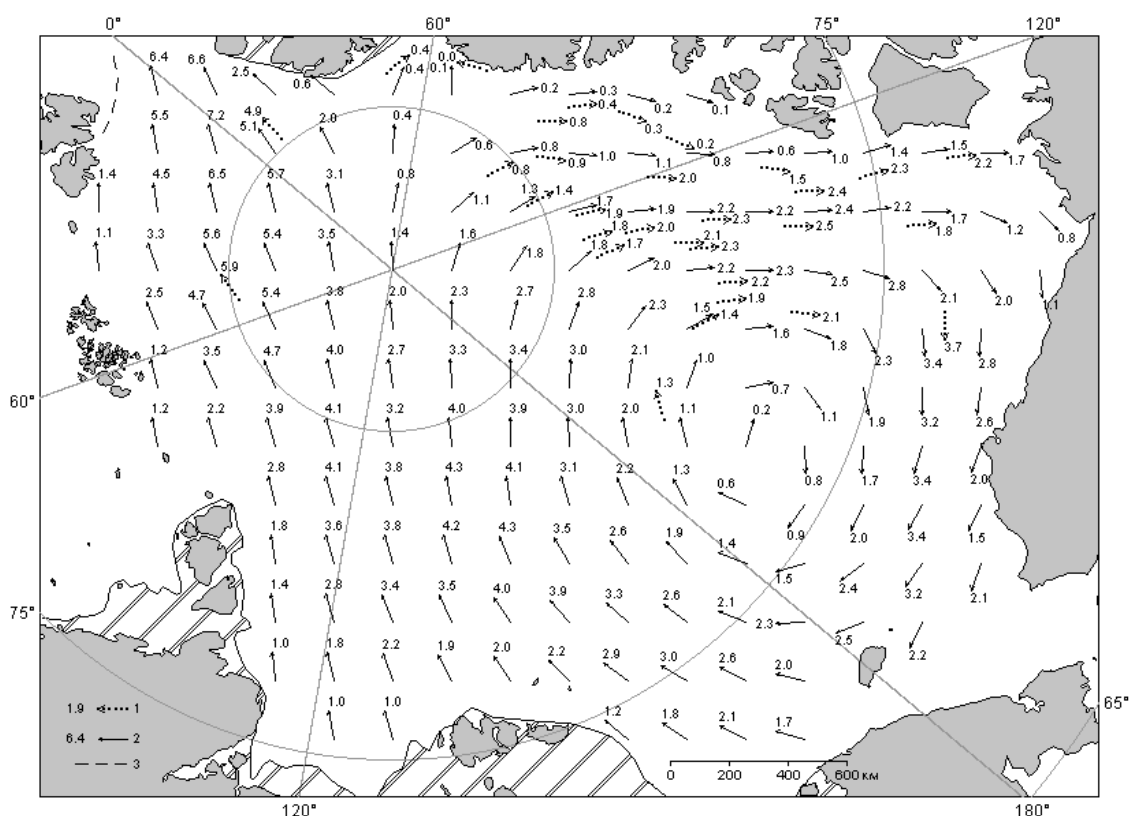


Рисунок 2.11 – Поле результирующего дрейфа льда за март 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

2.2 Начало таяния и разрушения льда в весенний период

Развитие ледовых условий в весенний период 2008 г. проходило на фоне положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, преобладания однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики, сокращения количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних и молодых льдов за счет ледопродуктивности в полыньях и нарастания толщины дрейфующего льда.

Сохранилась тенденция более медленного нарастания толщины льда, которая наблюдалась все зимние месяцы 2008 года. Сформировавшиеся к началу апреля отрицательные аномалии толщины льда в западном и восточном районах российского сектора Арктики сохранились и в весенний период. На момент достижения максимальной толщины ледяного покрова, который наблюдается в конце мая, отрицательные аномалии толщины льда наблюдались во всех морях российского сектора Арктики. Наиболее крупные аномалии толщины составили от 15 до 30 см и наблюдались в западных морях – Баренцевом, Карском, Лаптевых (рисунок 2.12).

Старые льды наблюдались только в море Лаптевых.

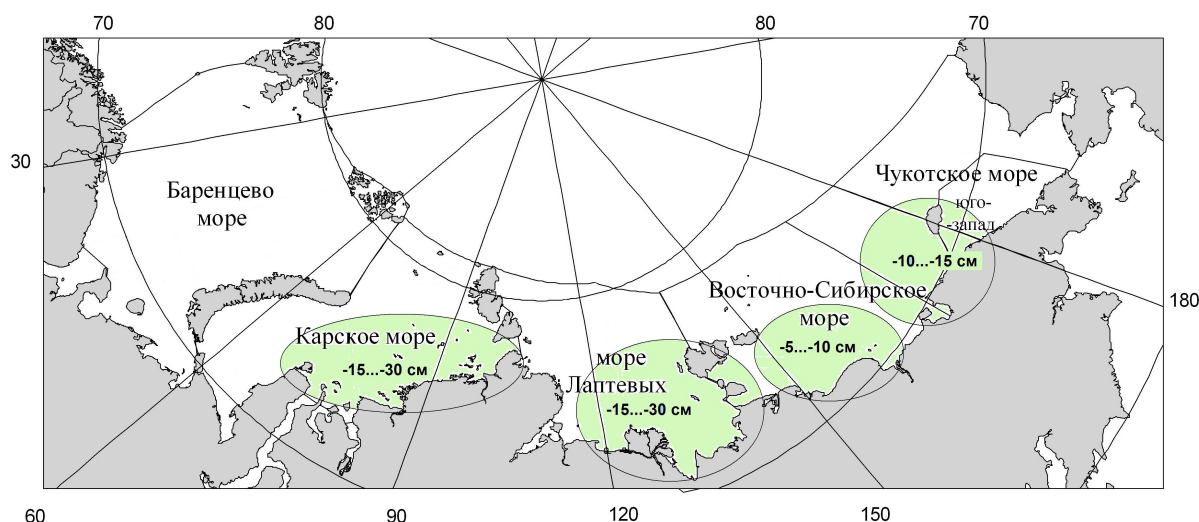


Рисунок 2.12 – Аномалии толщины льда в морях российских секторов Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания в 2008 г. (конец мая)

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции «СП-35» показало, что нарастание толщины льда наблюдалось до первой декады мая. За период с конца марта по первую декаду мая увеличение толщины льда составило 10 см (с 272 см до 282 см). Увеличение толщины происходило в среднем по 2 см за декаду, что для этого периода близко к среднемуголетним значениям. Уже со второй половины мая увеличение толщины ледяного покрова не наблюдалось, а с начала июня начало отмечаться уменьшение толщины льда и уменьшение высоты снежного покрова. 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.

Высота снежного покрова в весенний период 2008 года оказалась больше среднемуголетней. По данным измерений высота снега на начало мая составила 50 см при характерной среднемуголетней высоте снега в этом районе составляющей около 40 см.

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-35» приведены на рисунке 2.13.

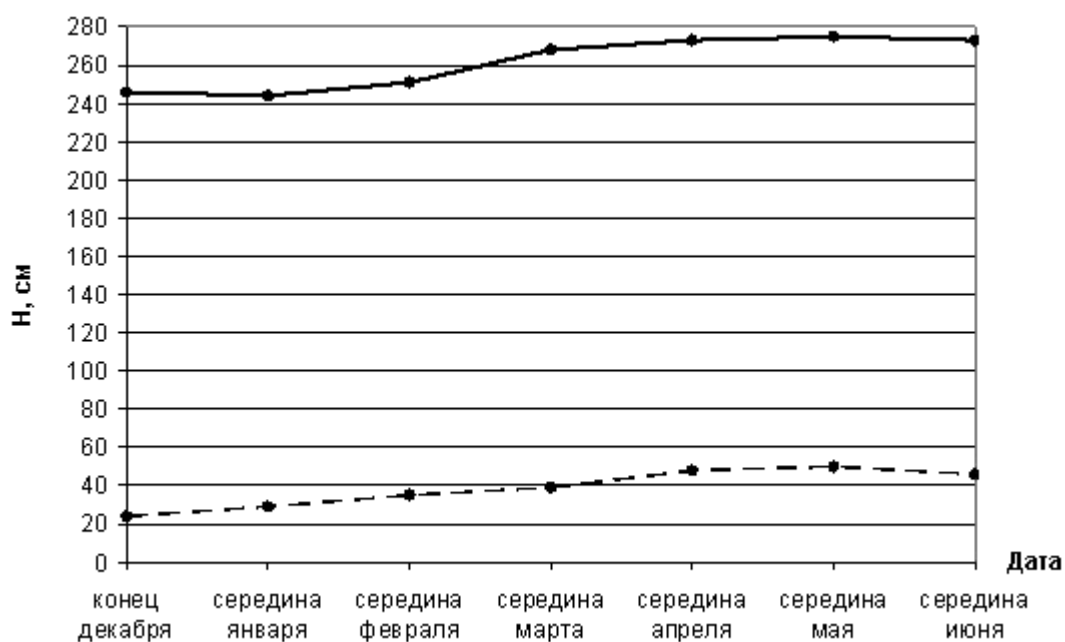


Рисунок 2.13 – Изменения толщины льда (сплошная линия) и высоты снежного покрова (пунктирная линия) по данным прямых измерений на дрейфующей станции «СП-35»

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц, поля среднемесячного дрейфа, а также разности сплоченности относительно периода 1979-2008 гг., за период апрель-июнь 2008 года приведены на рисунках 2.14-2.22.

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане была меньше среднемноголетнего значения за счет малой ледовитости морей западного района российского секторов Арктики – Гренландского и Баренцева (рисунок 2.14, 2.17, 2.20), а также пониженной ледовитости моря Бофорта в аляскинском секторе Арктики.

Положение границы старых льдов и распределение льдов по возрасту сохраняло ряд специфических черт, сформировавшихся в зимний период. В западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля и мая 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 (толщина более 120 см) позже среднемноголетних сроков приблизительно на

месяц.

Старые льды наблюдались только в канадском, аляскинском и гренландском секторах Арктики (рисунок 2.15, 2.18, 2.21). Необходимо отметить, что по сравнению с зимними месяцами старые льды в результате дрейфа вышли из приполюсного района Арктики. Непосредственно в приполюсном районе остались только однолетние дрейфующие льды (рисунок 2.15, 2.18).

Развитие припая в российских арктических морях в течение весенних месяцев проходило с меньшей интенсивностью. Во втором квартале сохранялась тенденция, наметившаяся в зимние месяцы 2008 года – пониженная площадь припая и увеличенная площадь заприпайных полыней.

Площадь припая практически во всех морях была меньше среднеемноголетних значений, кроме Чукотского побережья. В конце мая суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 465 тыс. кв. км при норме 618 тыс. кв. км, или почти на 20% меньше среднеемноголетних значений, как и в первом квартале.

Развитие заприпайных полыней в этих морях, наоборот, превысило среднеемноголетние значения. В конце мая, при среднеемноголетней площади заприпайных полыней оцениваемой в 130 тыс. кв. км, наблюдаемое развитие полыней составило 210 тыс. кв. км, что на 60% больше. Развитие заприпайных полыней связано с преобладающим характером западного, северо-западного дрейфа. В морях западного района российского сектора (Баренцево и Карское) наблюдался небольшой принос льда и развитие полыней вдоль восточных берегов моря.

Значительно больше нормы было вынесено льда из морей восточного района российского сектора Арктики – Лаптевых и Восточно-Сибирского, что также приводило к развитию обширных заприпайных полыней, и аляскинского сектора – море Бофорта. В результате выносного характера дрейфа в этих морях образовались огромные заприпайные зоны чистой воды, которые послужили очагами интенсивного теплонакопления (рисунок 2.21).

Вынос льда из Северного Ледовитого океана через пролив Фрама был больше нормы почти на 40% (280 тыс. кв. км при норме 197 тыс. кв. км). Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рисунках 2.16, 2.19, 2.22. Дрейф всего океанического ледяного массива хорошо прослеживается по характерным ледовым образованиям – «языкам» старых льдов в западной части моря Лаптевых и море Бофорта (рисунки 2.15, 2.18, 2.21), а также по дрейфу станции «СП-35» (рисунок 2.23).

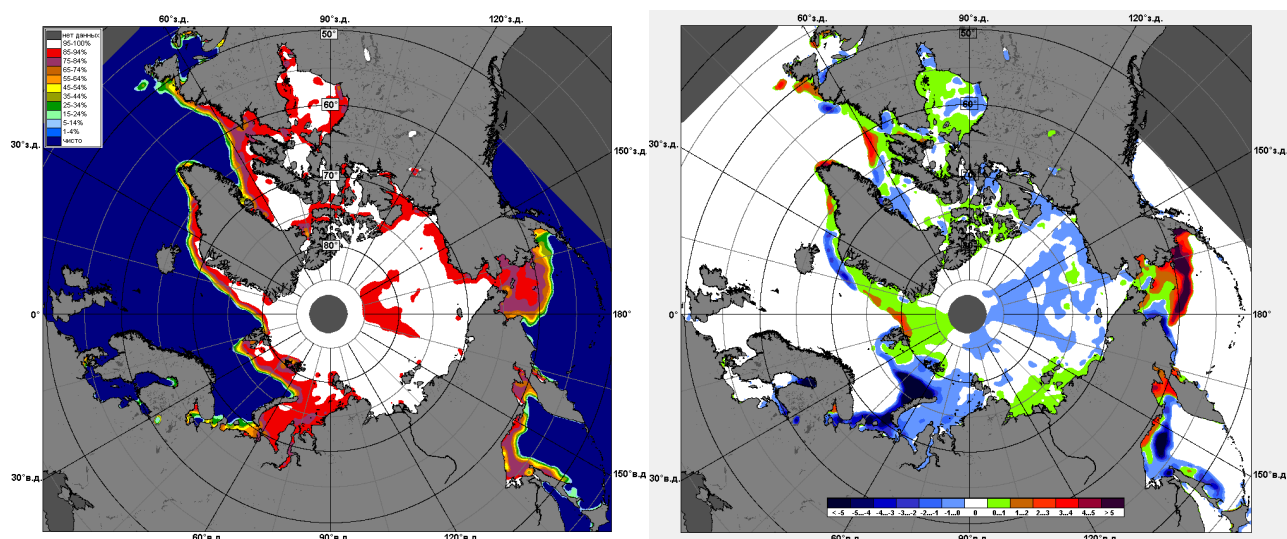


Рисунок 2.14 – Медианное распределение сплоченности льда в апреле 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

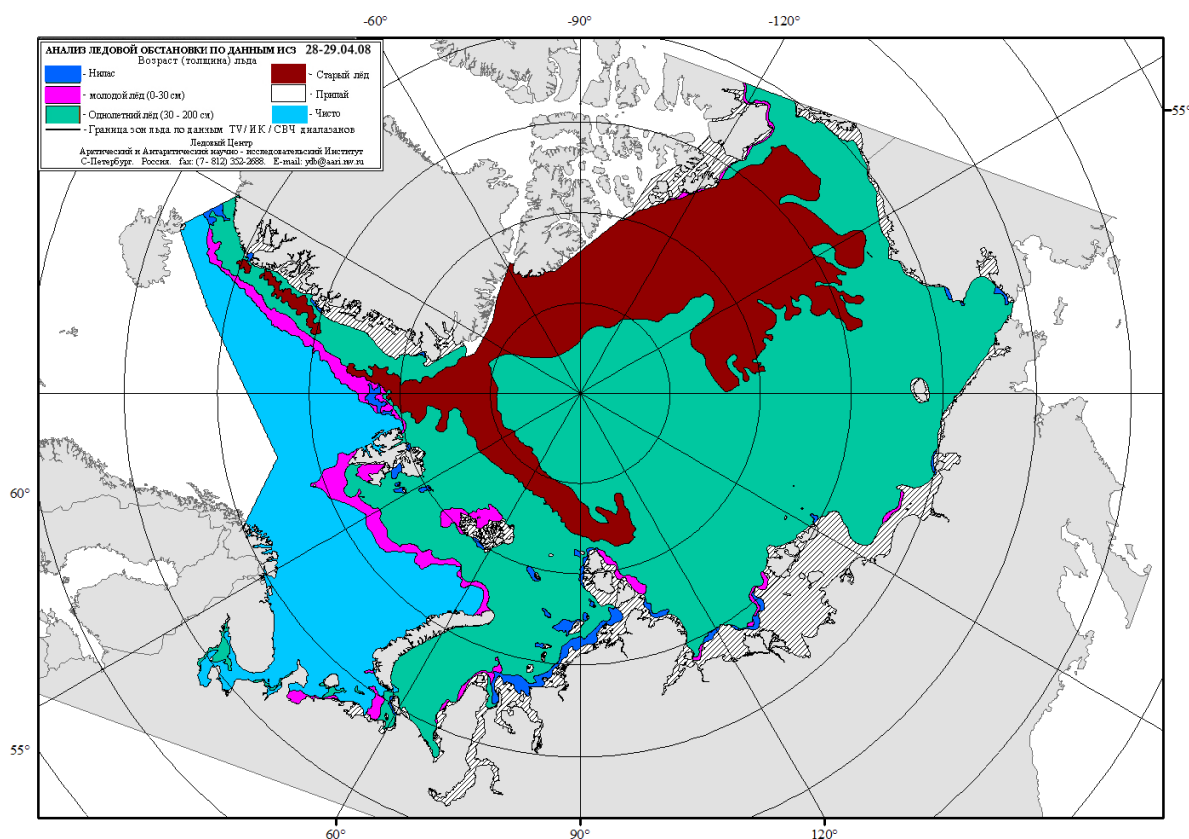


Рисунок 2.15 – Распределение льда по возрасту в конце апреля 2008 г.

В западной части моря Лаптевых южная оконечность языка старых льдов с апреля по июнь переместилась в юго-западном направлении приблизительно на 100-120 км. В море Бофорта массив старых льдов в своей южной части переместился в северо-западном направлении (южная оконечность переместилась со 160° з.д. до 170° з.д.), а в северной части наблю-

далось его перемещение в северном направлении в соответствии с генеральным дрейфом антициклонической циркуляции в аляскинском и канадском секторах Арктики.

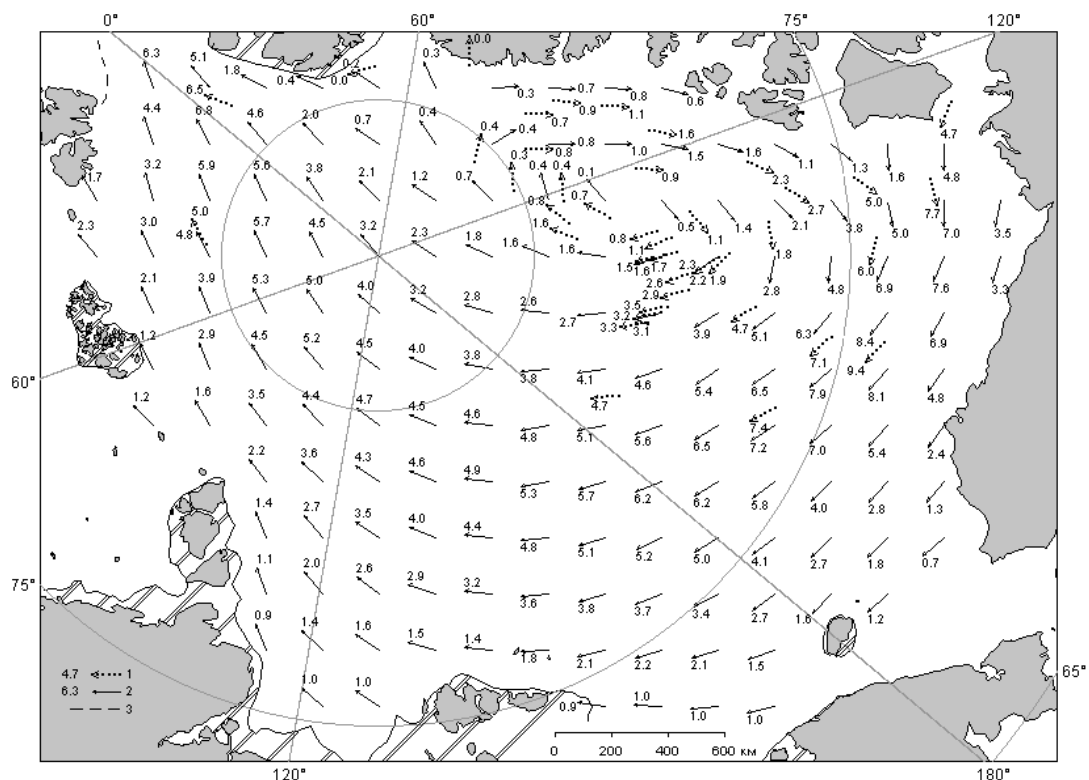


Рисунок 2.16 – Поле результирующего дрейфа льда за апрель 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

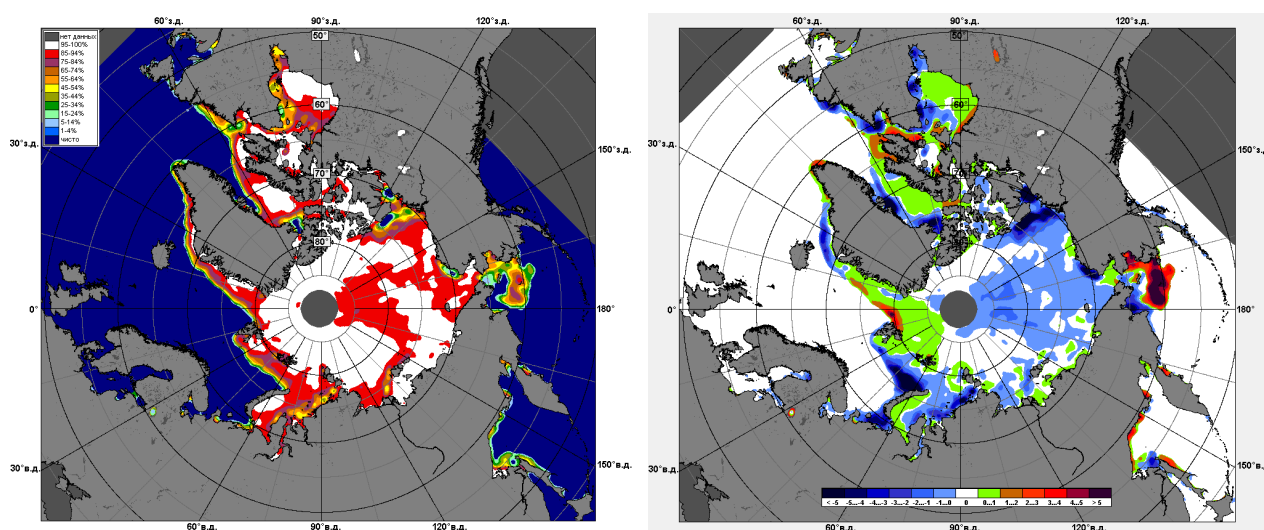


Рисунок 2.17 – Медианное распределение сплоченности льда в мае 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

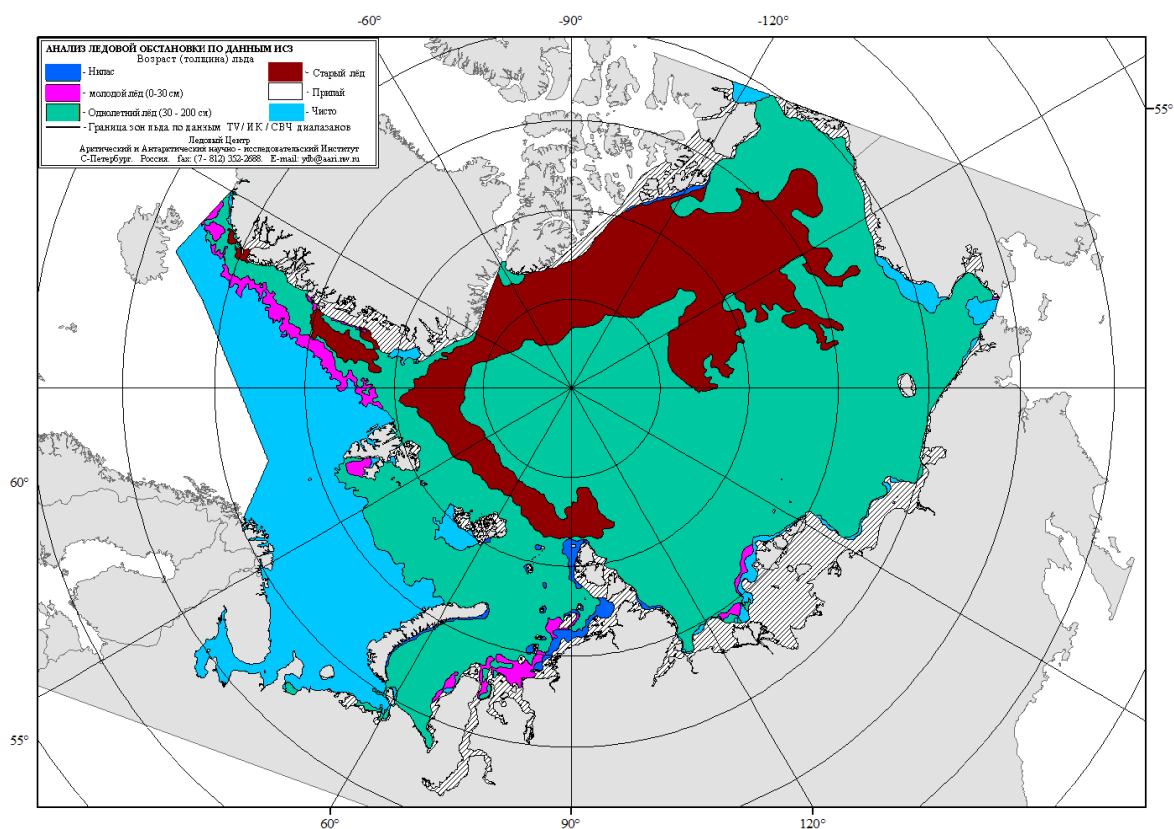


Рисунок 2.18 – Распределение льда по возрасту в конце мая 2008 г.

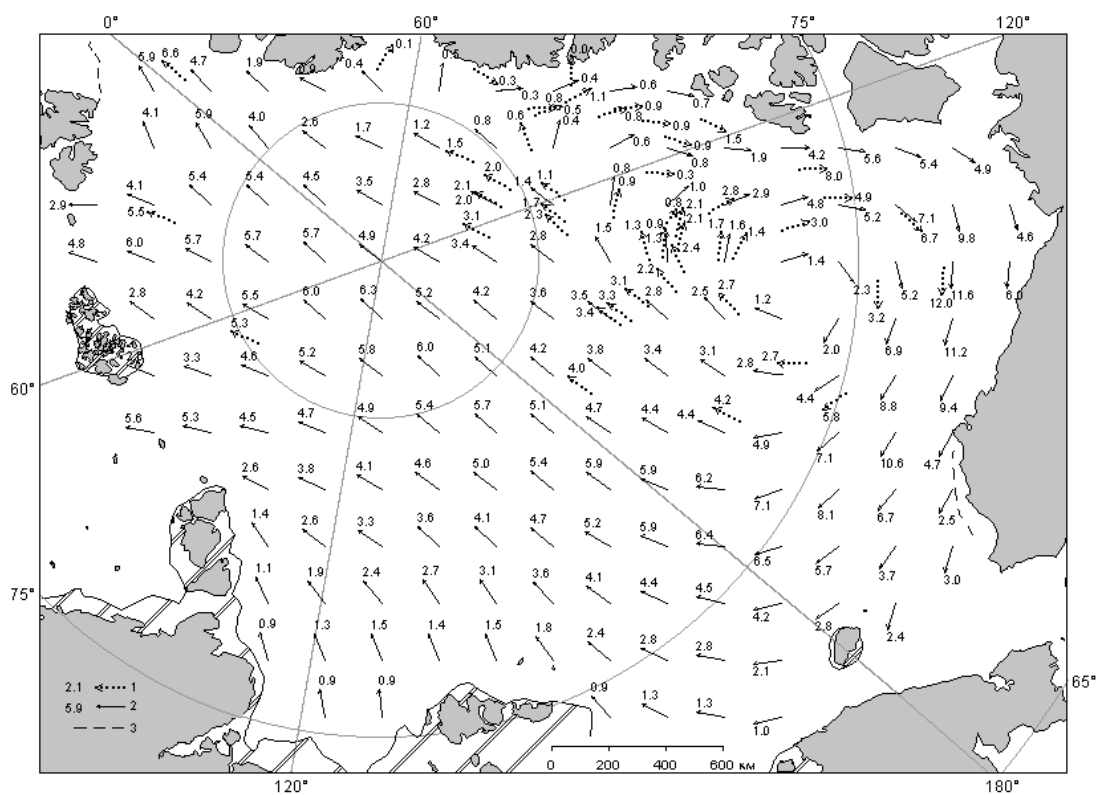


Рисунок 2.19 – Поле результирующего дрейфа льда за май 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

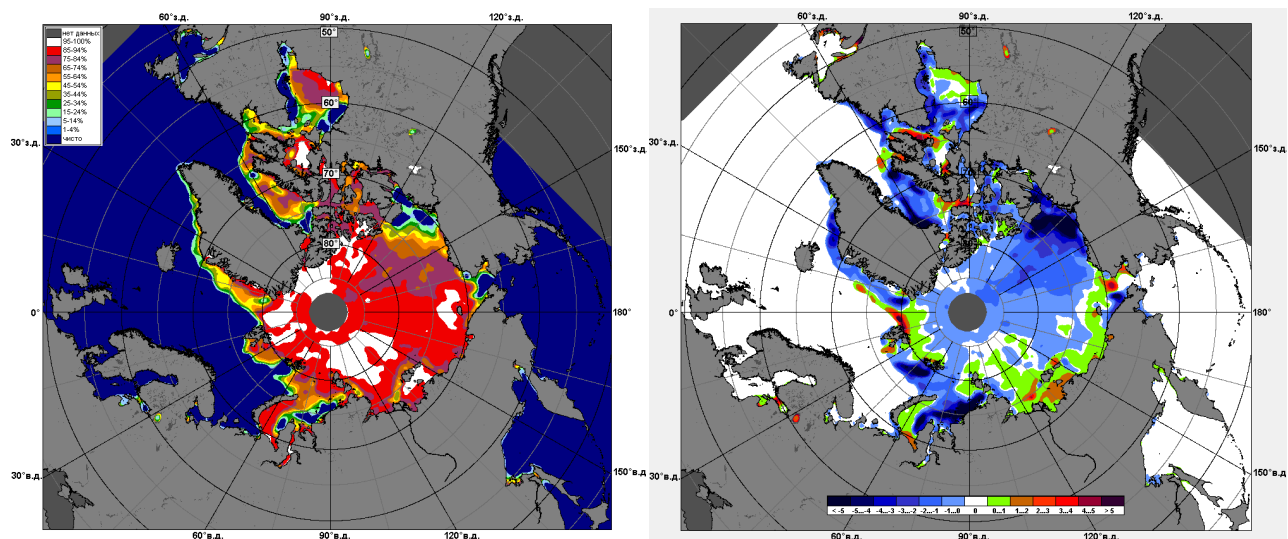


Рисунок 2.20 – Медианное распределение сплоченности льда в июне 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

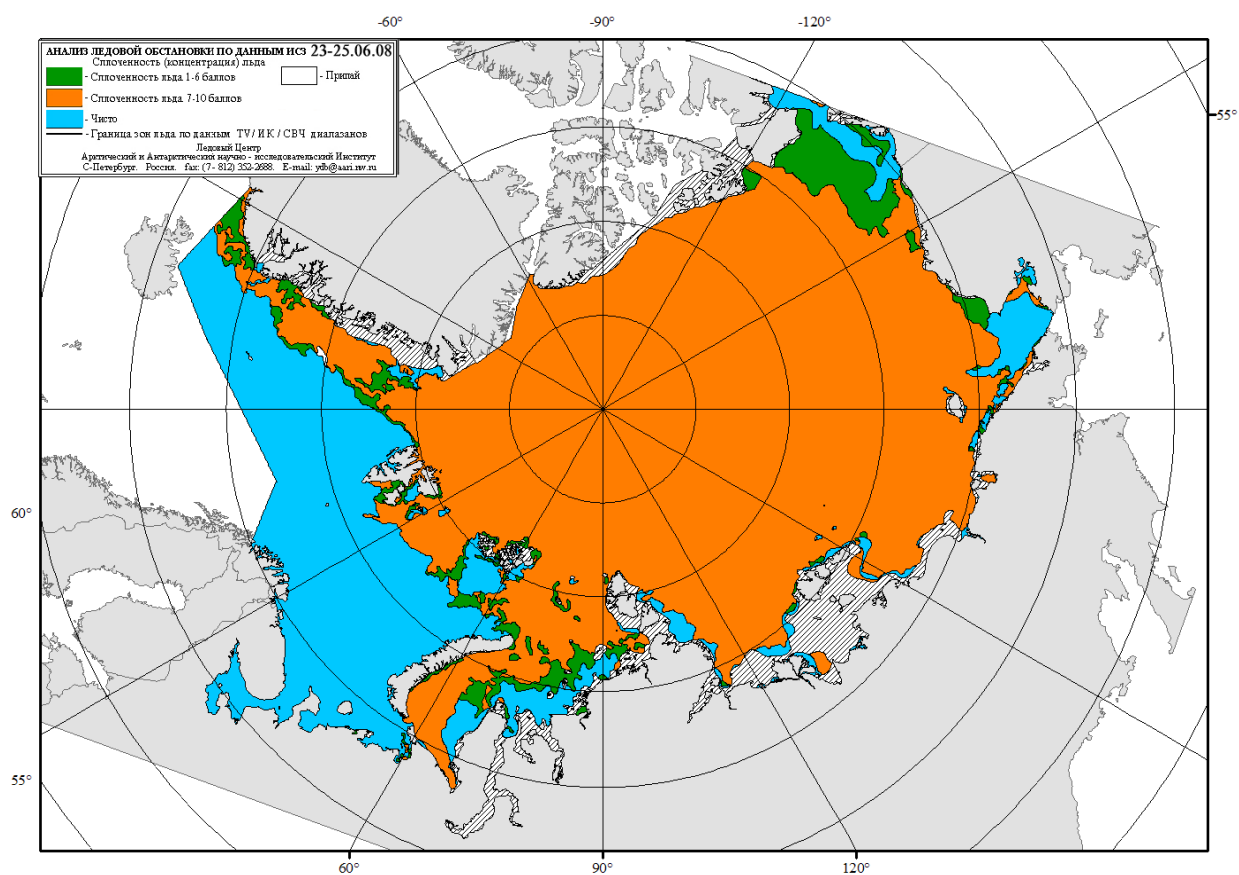


Рисунок 2.21 – Распределение льда по сплоченности в конце июня 2008 г.

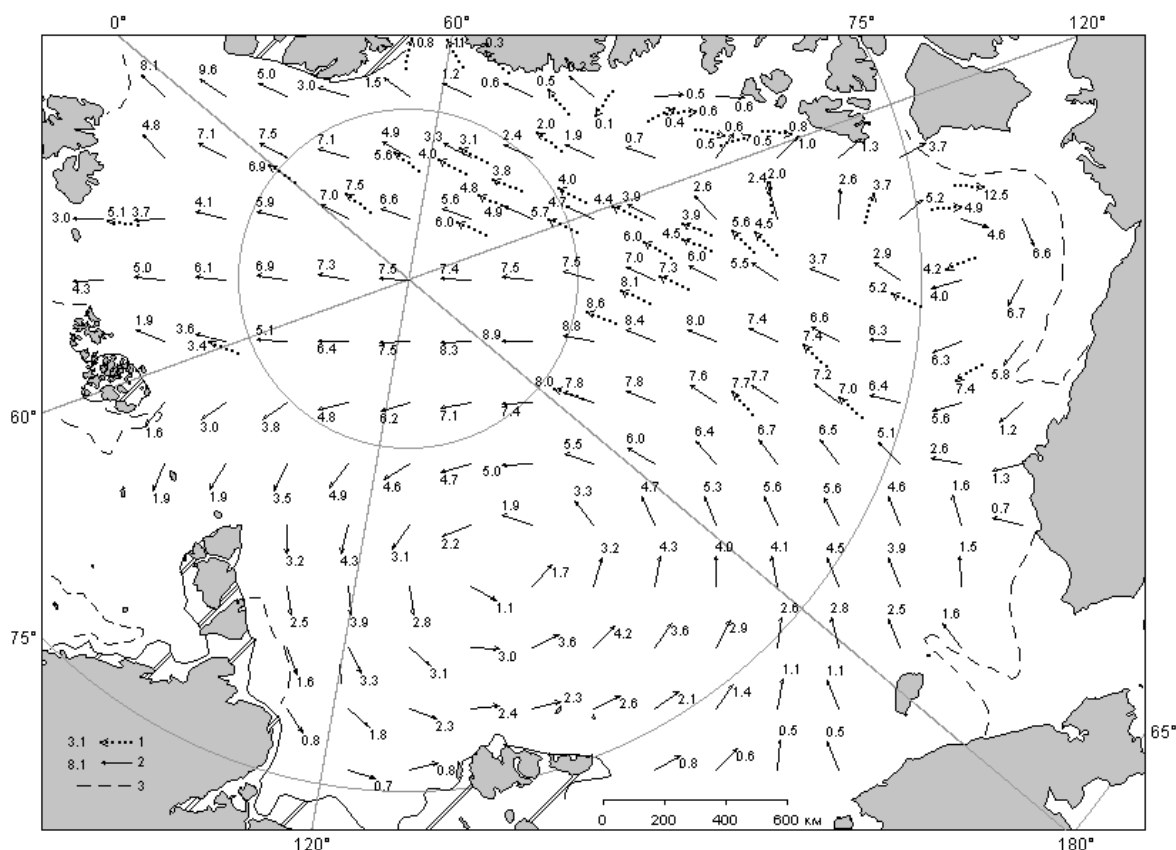


Рисунок 2.22 – Поле результирующего дрейфа льда за июнь 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев; 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда; 3 – граница льдов)

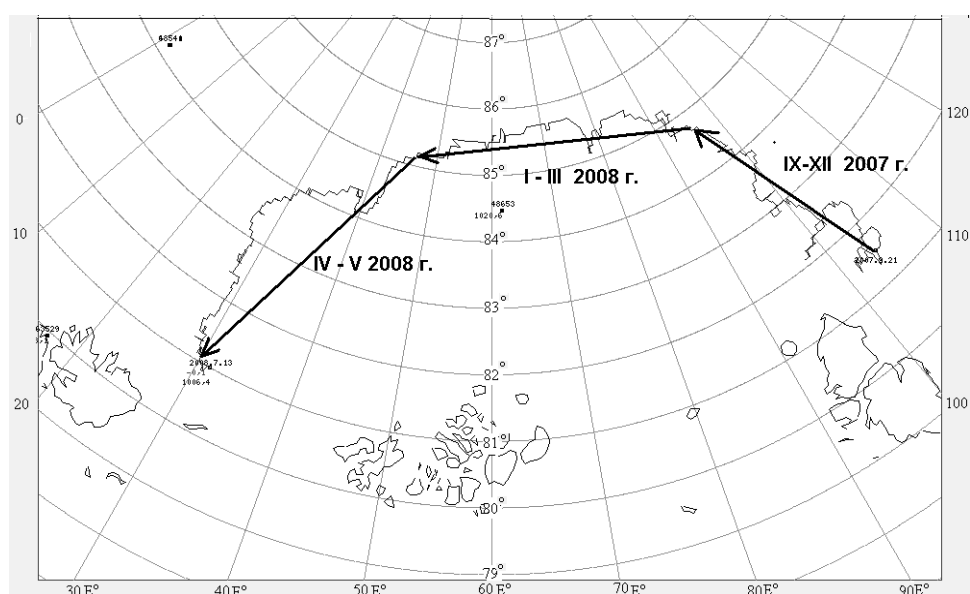


Рисунок 2.23 – Генеральный дрейф дрейфующей станции «СП-35» в первой половине 2008 г.

Дрейф станции «СП-35» в апреле-июне составил около 8-10 км в сутки в генеральном направлении на юго-запад.

В конце мая в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океа-

на 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 и приполюсного района. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики. Принципиального изменения в распределении льдов во втором квартале 2008 года по сравнению с первым кварталом 2008 года не произошло.

В июне началось чрезвычайно быстрое очищение морей западного района российского сектора Арктики – Баренцева и Карского, а также морей аляскинского сектора – Чукотского и Бофорта.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «ААНИИ», площадь дрейфующих льдов в июне 2008 года составила 7,3 млн. кв. км при норме 7,9 млн. кв. км, что почти на 8% меньше среднесноголетних значений (рисунок 2.45). Учитывая небольшую изменчивость площади ледяного покрова в период своего максимального распространения, полученная величина представляет собой крупную отрицательную аномалию ледовитости Северного Ледовитого океана, составляющую в долях среднего квадратического отклонения (σ) величину в $2,5 \sigma$.

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 западный и восточный районы российского сектора Арктики, более половины аляскинского сектора и приполюсного района. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики (рисунок 2.21).

По данным полярных станций во всех морях российского сектора Арктики к началу таяния сформировались отрицательные аномалии толщины льда. Наиболее крупные анома-

лии толщины составили от 15 до 30 см и наблюдались в западных морях – Баренцевом, Карском.

В окраинных западных (Баренцево и Карское) и восточных морях (Бофорта и Чукотское) происходило устойчивое интенсивное очищение, которое начало проявляться в конце весеннего периода и получила дальнейшее развитие в начале летнего периода. Причем процессы очищения акватории этих морей шли настолько интенсивно, что уже в начале июля в каждом из этих морей сформировались большие отрицательные аномалии ледовитости, составившие от -10 до -20%. Если рассматривать сформировавшиеся аномалии в долях среднеквадратического отклонения, то они составили около $-0,8\sigma$ в морях Карском и Чукотском (что относится к градации большой отрицательной аномалии) и около $-1,2\sigma$ в морях Баренцевом и Бофорта (что относится к градации крупной отрицательной аномалии). Большие пространства чистой воды в этих морях послужили очагами теплонакопления и дальнейшего интенсивного таяния льда. Более ранние сроки начала таяния были отмечены на всех полярных станциях морей российского сектора Арктики.

На таком благоприятном фоне начались летние ледовые процессы. Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа, а также разности сплоченности относительно периода 1979-2008 гг., за период июль-сентябрь 2008 года приведены на рисунках 2.25-2.31.

В июле продолжалось интенсивное очищение крайних западных (Баренцево и Карское) и восточных морей (Бофорта и Чукотское). Центр трансарктического дрейфа был смещен к евразийскому побережью. Северные районы российских арктических морей попали под действие периферии трансарктического потока льдов. В российском и аляскинском секторах Арктики преобладал дрейф ледяного покрова в западном направлении, который привел к приносу и концентрации сплоченных льдов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском и одновременному выносу льдов из морей Бофорта и Чукотского. Припай в российских арктических морях в течение июля полностью разрушился.

Антициклональный круговорот был выражен слабо и смещен в канадский сектор Арктики. Основной океанический массив дрейфующего льда был прижат к американскому побережью Арктики. Здесь развитие ледовых процессов протекало с запозданием. В Канадском Арктическом архипелаге отмечалось сохранение припая до конца июля (рисунки 2.25, 2.26).

По нашим оценкам, в июле ледовитость Северного Ледовитого океана была меньше нормы на 0,6–0,7 млн. кв. км (рисунок 2.34). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости, вносили окраинные западные и восточные моря (рисунок 2.25).

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет выноса и разрушения

льда в окраинных арктических морей и проливах Канадского Арктического архипелага (рисунки 2.28, 2.29).

Более выраженным стал антициклональный круговорот. В аляскинском секторе Арктики граница сплоченных льдов наблюдалась необычайно высоко, в районе 80°с.ш. В результате арктического антициклонального круговорота дрейфующий лед по периферии выносил на чистую прогретую воду в море Бофорта, что также способствовало его быстрому разрушению. Центр трансарктического течения сместился к своему обычному положению, с ориентацией стрекья дрейфа на пролив Фрама. Это привело к концентрации и сплочению льда у островов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Гренландия. По данным о сплоченности льда на основе данных SSMR-SSM/I, повышенная сплоченность наблюдалась в гренландском секторе Арктики, в российском секторе в районе островов Северная Земля (рисунок 2.28).

По оценкам, выполненным в ГУ «ААНИИ», в августе сохранялась отрицательная аномалия ледовитости Северного Ледовитого океана, составляющая 0,6–0,7 млн. кв. км. Вместе с тем, общая площадь льдов превышала показатель 2007 года на 0,5–0,6 млн. кв. км (рисунок 2.45).

В августе – сентябре 2008 года НЭС «Академик Федоров» совершил экспедиционный высокоширотный рейс (схема на рисунке 2.1). Наблюдения в этом рейсе позволили получить ряд очень важных оценок о состоянии ледяного покрова. На лед была высажена дрейфующая станция «СП-36». В результате наблюдений удалось оценить состояние и толщину однолетних льдов в районе плавания, отметить наличие отдельных полей старого льда, вынесенных в район 180 меридиана из канадского сектора Арктики в результате антициклонального круговорота, отметить сроки начала устойчивого ледообразования в высоких широтах.

По данным наблюдений в районе поиска льдины для высадки дрейфующей станции (83° с.ш., 173° в.д.) отмечалось преобладание однолетнего толстого льда сплоченностью 8 баллов с отдельными полями старого льда. Преобладающей формой ледяного покрова являлись поля и обломки полей. Средняя торосистость льда не превышала значений в 1 балл, толщина льда изменялась в пределах 50-100 см. Практически все снежницы были покрыты наслудом толщиной от 3 до 10 см, что означало окончание периода таяния льда. Высота снега на льду составляла 3-5 см (рисунок 2.24).



Рисунок 2.24 – НЭС «Академик Федоров» в дрейфе у ледяного поля предстоящей высадки дрейфующей станции «СП-36»

В период 1-2 сентября после выполнения ледовых авиаразведок был обнаружен ряд полей. Одно из полей с координатами $82^{\circ}24'$ с.ш. $173^{\circ}37'$ в.д., которое представляло собой сморозь старого и однолетнего льда с диапазоном толщин 200-400 см, было выбрано для высадки станции «СП-36». В начале сентября в этом районе было отмечено начало ледообразования. В разводьях на чистой воде начал появляться темный нилас.

В течение сентября в бассейне Северного Ледовитого океана преобладал дрейф ледяного покрова направленный от евразийского берега к американскому. Об этом свидетельствуют схема результирующего дрейфа льда (рисунок 2.33) и данные о дрейфе станции «СП-36» (рисунок 2.44). Дрейф станции «СП-36» происходил со средней скоростью около 12-13 км в сутки в генеральном направлении на север-северо-восток. В дрейфующих льдах высоких широт в первой декаде сентября стало отмечаться появление молодого льда.

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 моря Лаптевых. В центральной части российского сектора Арктики и в северной части моря Лаптевых сохранился гигантский отрог остаточных льдов (рисунки 2.31, 2.32).

Если ледовитость всех морей в сентябре изменялась пределах 0-6%, то ледовитость моря Лаптевых составила 21% (таблица 2.1). Самые крупные отрицательные аномалии ледовитости наблюдались в морях Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта.

Таблица 2.1 – Общее количество льда (ледовитость) в арктических морях в сентябре 2008 г.

Моря	Ледовитость, %		
	норма	сентябрь	аномалия
Баренцево	8	3	-5
Карское	27	5	-22
Лаптевых	34	21	-13
Восточно-Сибирское	69	6	-63
Чукотское	18	0	-18
Бофорта	55	30	-25

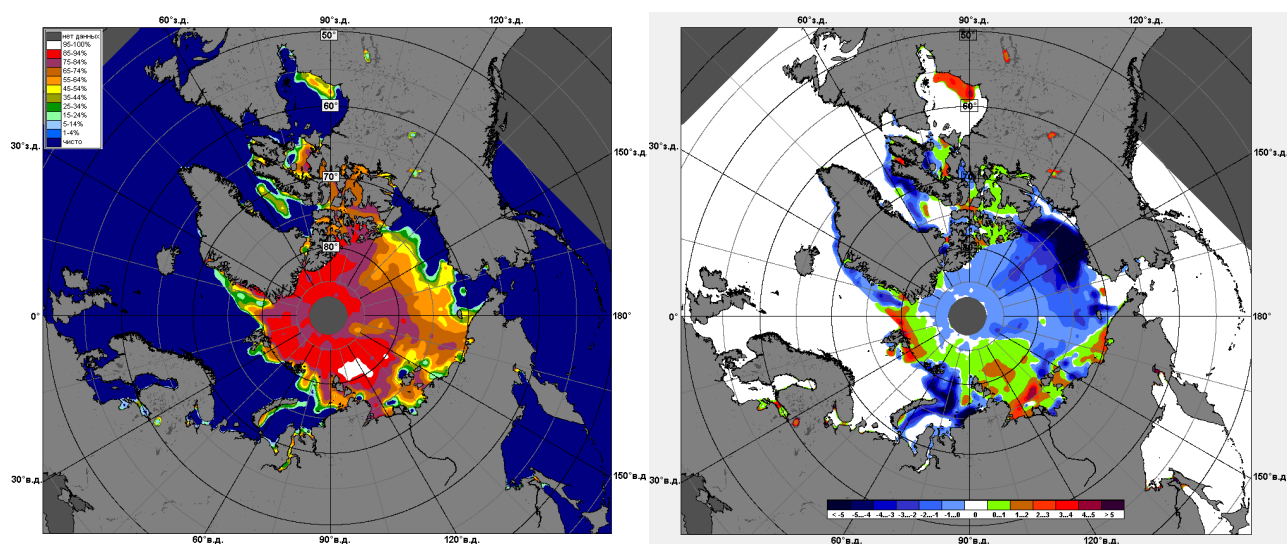


Рисунок 2.25 – Медианное распределение сплоченности льда в июле 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

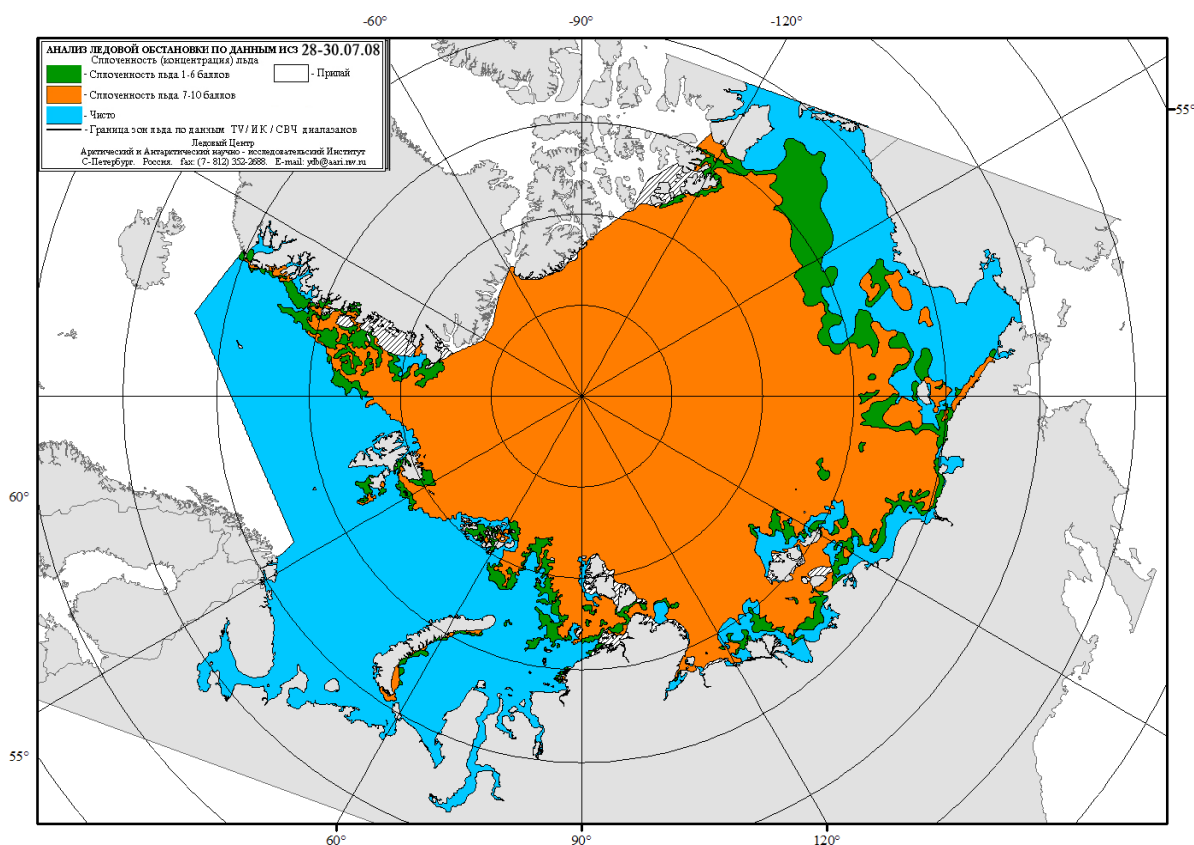


Рисунок 2.26 – Распределение льда по сплоченности в конце июля 2008 г.

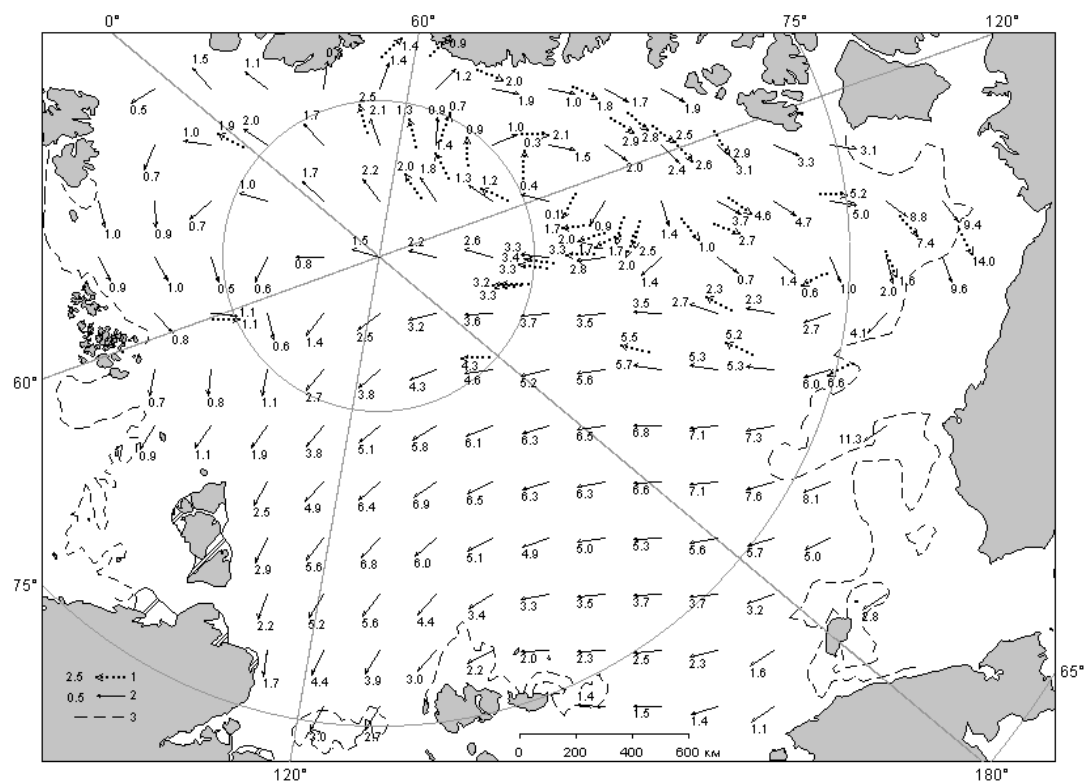


Рисунок 2.27 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

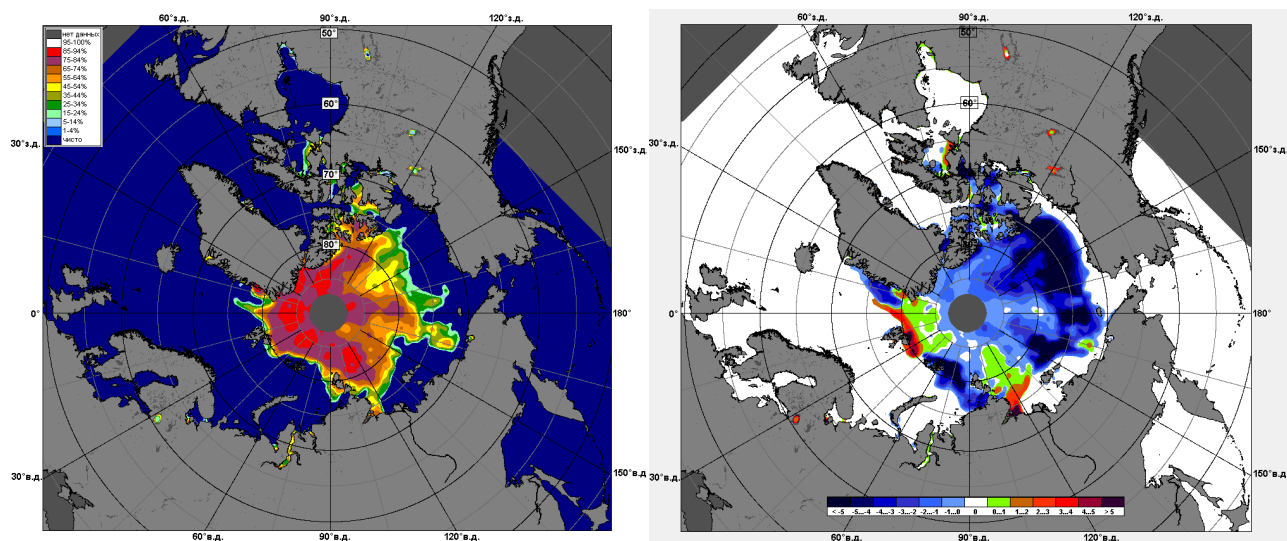


Рисунок 2.28 – Медианное распределение сплоченности льда в августе 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

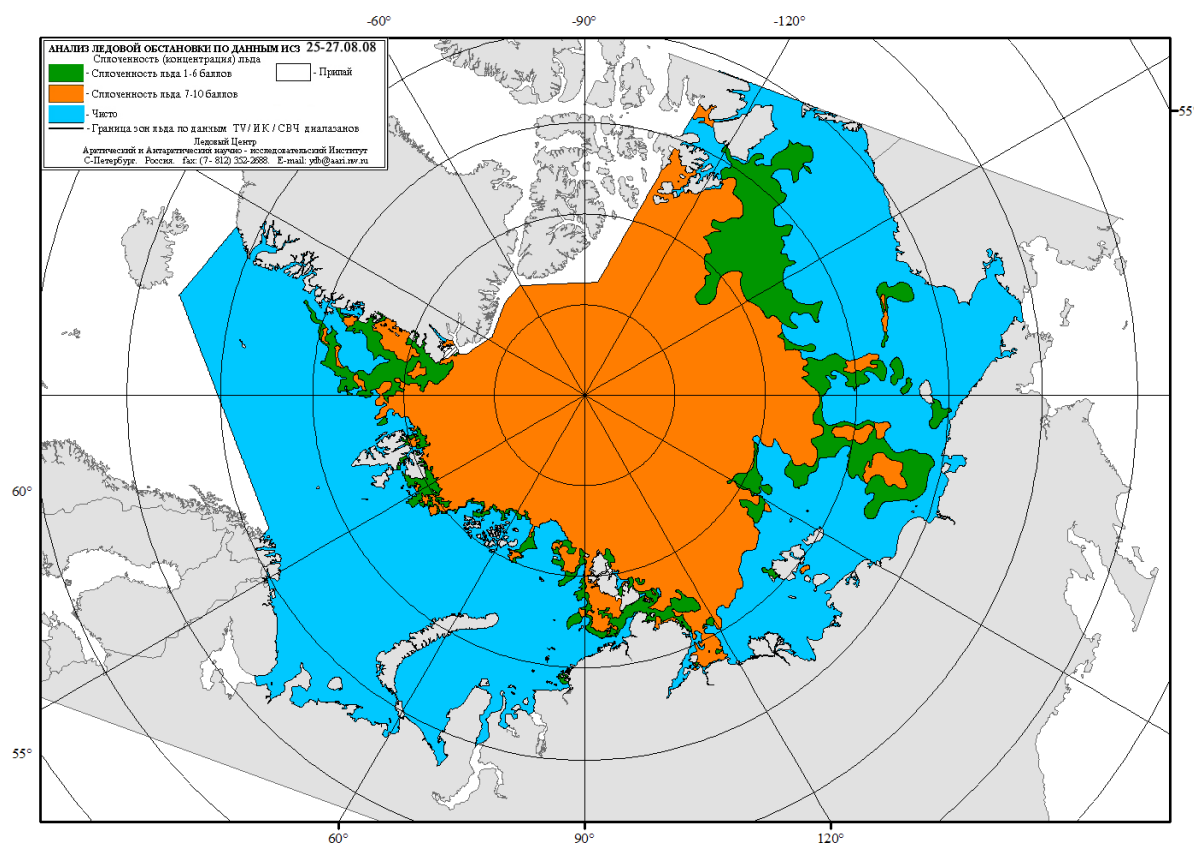


Рисунок 2.29 – Распределение льда по сплоченности в конце августа 2008 г.

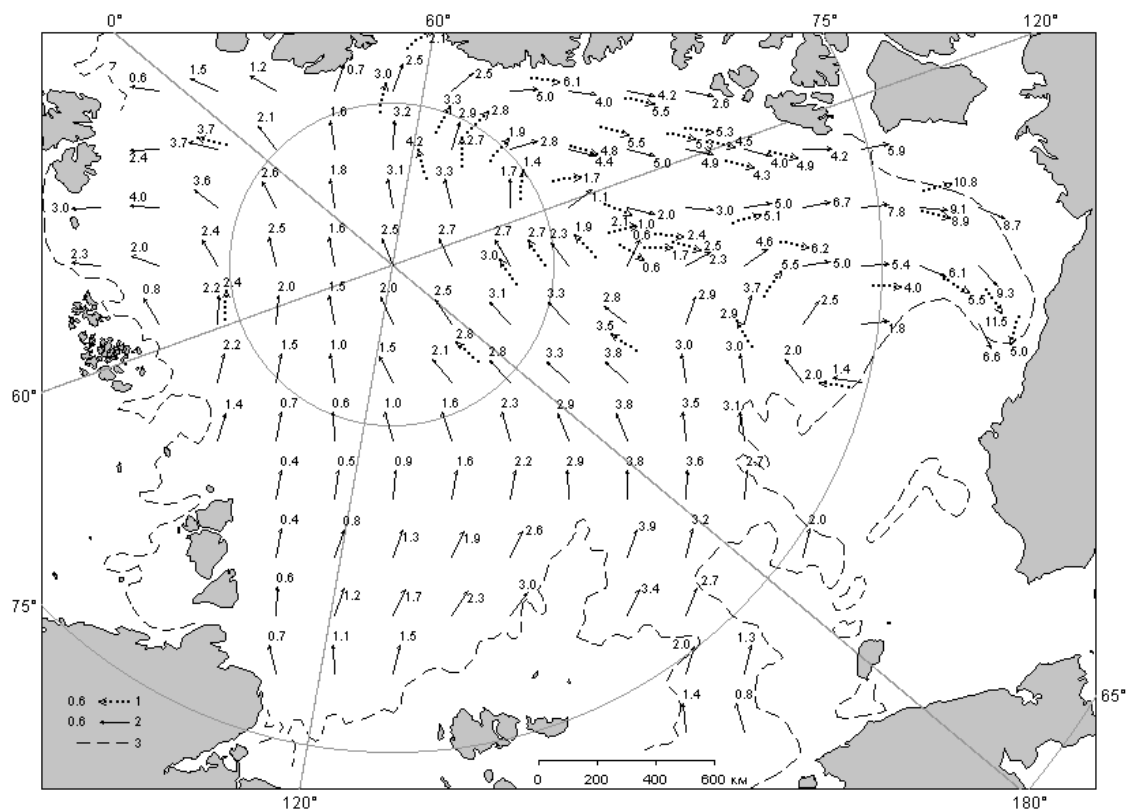


Рисунок 2.30 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического бую; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

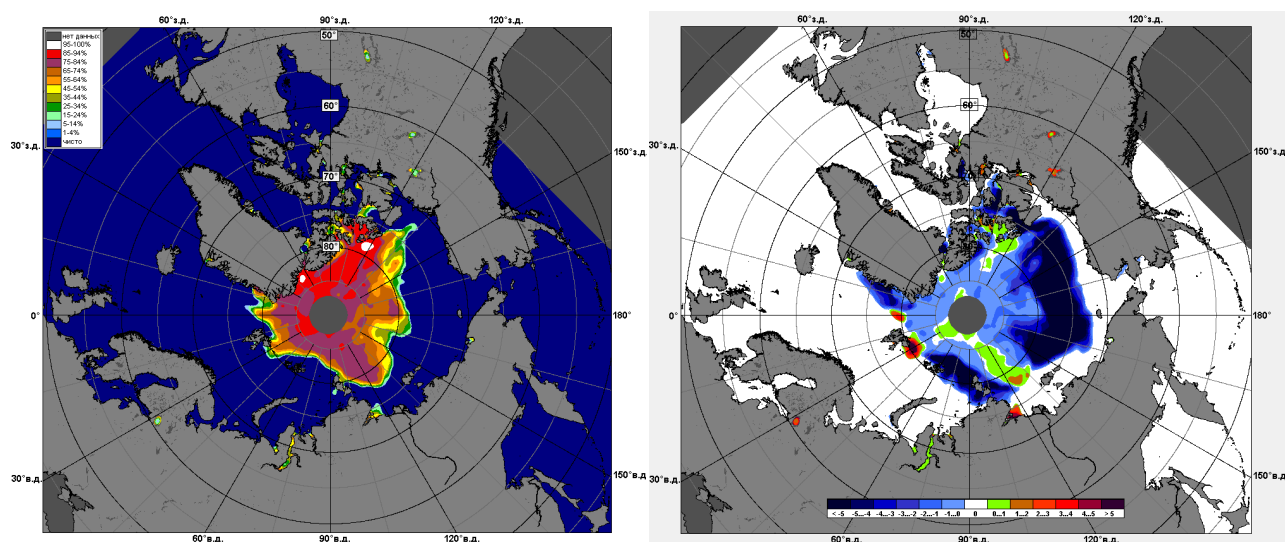


Рисунок 2.31 – Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

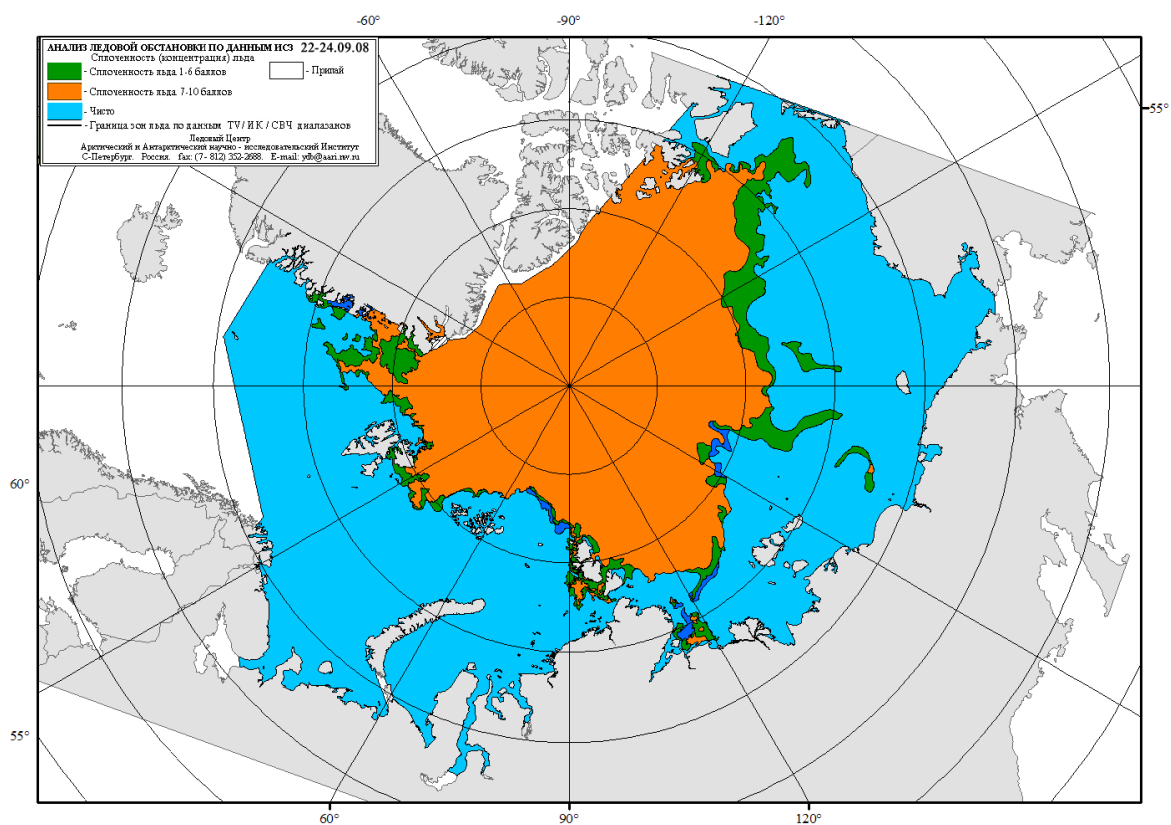


Рисунок 2.32 – Распределение льда по сплоченности в конце сентября 2008 г.

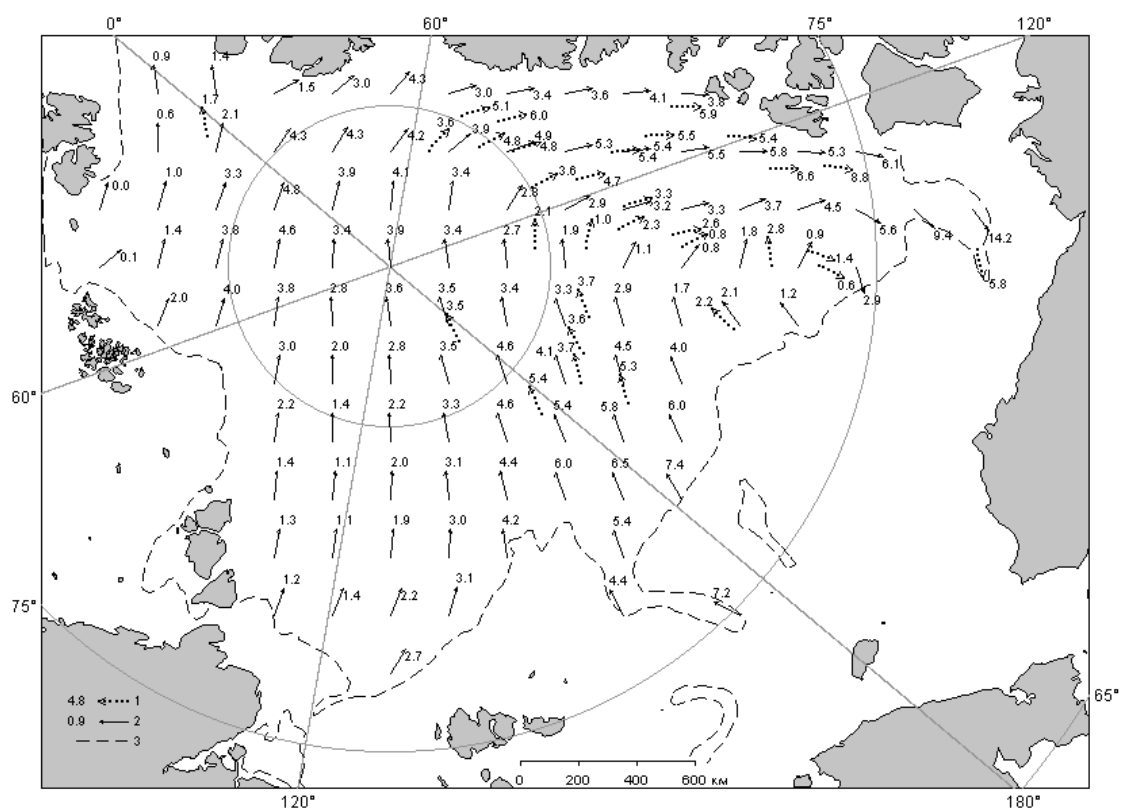


Рисунок 2.33 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2008 г. (1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

На рисунке 2.34 приведены распределения статистик общей сплоченности для интервала 6-25 сентября, полученных на основе массива ледовых карт 1933-2004 гг. и данных SSM/I за 2007 и 2008 годы.

Из сравнения рисунков хорошо видно, что развитие ледяного покрова в летний период 2008 года можно отнести в группу аномально легких лет, близких к 5% квантили распределения общей сплоченности, в то время как ледовые условия 2007 года следует рассматривать как экстремальные для всего периода наблюдений с 1933 года.

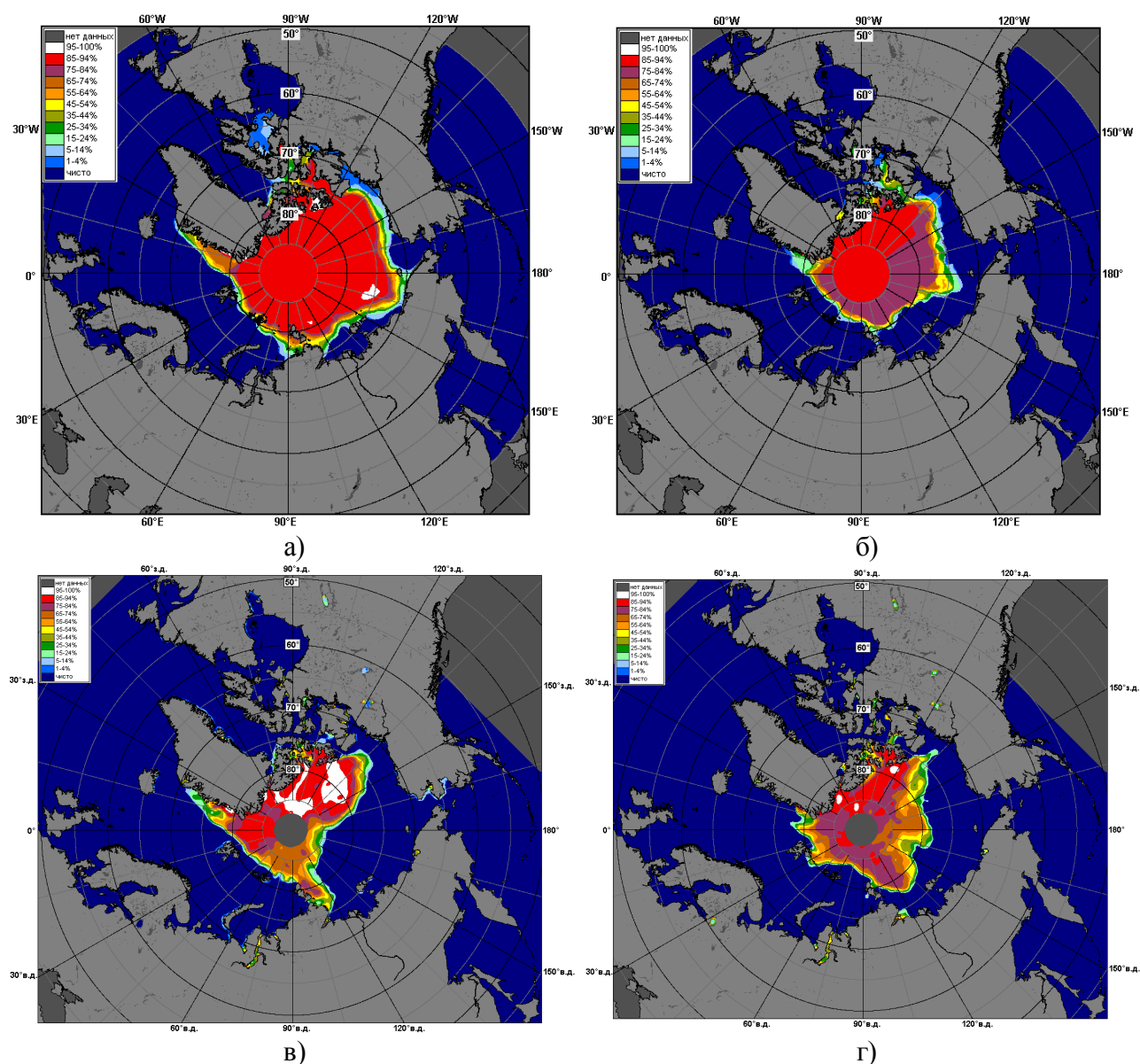


Рисунок 2.34 – Распределения общей сплоченности в интервале 6-25 сентября на основе ледовых карт за ряд наблюдений 1933-2004 гг.: а – медиана, б – 5%-квантиль, и данных SSM/I: в – медиана за 6-25.09.2007, г – медиана за 6-25.09.2008 г.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «ААНИИ», общая

площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2008 года составила 4,6 млн. кв. км при норме 6,3 млн. кв. км, что на 27% меньше среднемноголетних значений (рисунок 2.46). Полученная величина представляет собой крупную отрицательную аномалию ледовитости Северного Ледовитого океана, составляющую в долях σ (среднего квадратического отклонения) величину в $-2,5 \sigma$.

По данным Национального центра данных США по снегу и льду, минимум общей ледовитости Северного Ледовитого океана в 2008 году был достигнут 14 сентября. Площадь арктических льдов по их оценкам составила 4,67 миллиона квадратных километров, что на 0,39 миллиона квадратных километров больше чем 16 сентября 2007 года.

Из приведенных по разным источникам оценок ледовитости видно, что они очень близки между собой. Ледовитость бассейна Северного Ледовитого океана в сентябре 2008 года составила 4,5–4,6 млн. кв. км, что значительно меньше среднемноголетнего значения (норма 6,3 млн. кв. км). Необходимо отметить, что в 2008 году наблюдалось увеличение количества льда по сравнению с аналогичным периодом 2007 года на 0,4–0,5 млн. кв. км.

2.4 Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов

Осенние ледовые процессы в 2008 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.

Ледообразование осенью 2008 г. началось в более поздние сроки, чем среднемноголетние. В центральном полярном бассейне, по данным наблюдений на НЭС «Академик Федоров», ледообразование среди остаточных льдов началось в середине первой декады сентября при средних сроках, приходящихся на начало третьей декады августа (на 2 недели позже среднемноголетних сроков). 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 на «СП-36», где проводились непосредственные измерения морфометрических характеристик льда с самого начала открытия станции (рисунок 2.35).

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 середине первой декады сентября (на 2–3 недели позже).

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь–декабрь 2008 года приведены на рисунках 2.37–2.45.

Во всех окраинных арктических морях осенние ледовые процессы начались на чистой воде при отсутствии остаточных льдов и положительных аномалиях температуры воздуха практически по всему побережью евразийской и северо-американской Арктики. Ледообразование во всех арктических морях началось позже среднемноголетних сроков на 10-15 суток. Исключение составили прибрежные районы северо-восточной части Карского и западной части моря Лаптевых, в которых сохранились остаточные льды. В этих районах ледообразование началось в сроки близкие к среднемноголетним, с запозданием на 1-5 суток.

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-запад Карского и Чукотское моря.

Дрейф ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в октябре был выражен крайне слабо. Об этом свидетельствует дрейф станции «СП-36» и смещение границы старых льдов в течение месяца. По характерному положению границы старых льдов на меридианах 120° в.д., 150° в.д., 180° в.д. можно определить, что смещение границы в северном направлении за месяц составило около 1° по широте, или около 110 км (приблизительно 4 км/сутки). Слабо выражен был антициклональный арктический круговорот, о чем свидетельствует практически неизменное положение языка старых льдов, наблюдавшегося на меридиане 130° з.д. (рисунок 2.39).

В ноябре наблюдалось интенсивное нарастание толщины льда (рисунок 2.40, 2.41). В начале второй декады ноября на обширной акватории, включающей моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, 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 только за октябрь-ноябрь однолетних и молодых льда можно оценить в 5,5–6,0 млн. кв. км.

В ноябре активизировался дрейф ледяного покрова. Используя уже упомянутые маркеры (границу старых льдов) можно констатировать, что по меридиану 120° в.д. граница сместилась на север на 2° по широте (приблизительно на 220 км). А по меридиану 180°, перемещение составило очень большую величину в 6° по широте (около 350 км). Такое перемещение явилось следствием активизации антициклонального арктического круговорота, западная ветвь которого как раз пришлась на 180 меридиан (рисунок 2.42).

В декабре наблюдалось дальнейшее увеличение толщины ледяного покрова. В середине декабря на северной границе морей и далее к северу, до границы старых льдов, стал появляться однолетний средний лед (диапазон толщины 70-120 см). До конца декабря доля однолетних средних льдов увеличивалась и составила приблизительно половину в общем количестве однолетних льдов. Распределение льда по возрасту в конце декабря представляло собой хорошо выраженную широтную зональность. В западных морях (Баренцево, Карское) в южной части морей наблюдались молодые льды, далее до широты 78-79°с.ш. преобладали однолетние тонкие льды, далее от северной границы морей до границы старых льдов преобладали однолетние средние льды. В центральных и восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском, Бофорта) преобладали однолетние тонкие льды на всей акватории морей. На северной границе морей и до границы старых льдов преобладали однолетние средние льды. Появление однолетних толстых льдов (толщиной более 120 см) не отмечалось.

Дрейф ледяного покрова в декабре был менее интенсивный, чем в предыдущие осенние месяцы. Граница старых льдов на всех меридианах (120°в.д., 150°в.д., 180°в.д.) переместилась к северу весьма незначительно (около 50 км). Значительно южнее обычного (южнее 75°с.ш.) был смещен центр антициклонального арктического круговорота, оказавшийся практически в центре моря Бофорта (рисунок 2.45).

Прямые измерения на дрейфующей станции «СП-36» показали, что с начала октября началось устойчивое нарастание толщины льда. Толщина льда за период с конца октября по конец декабря увеличилась со 100 см до 144 см (на 44 см). Нарастание толщины льда составило приблизительно 5 см за декаду, что близко к среднемноголетней величине. Высота снежного покрова составила 20-22 см, что по данным многолетних наблюдений на предыдущих станциях «СП» было близкой к среднемноголетним значениям [10].

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне «СП-36» в зимний период приведены на рисунке 2.35.

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 217 тыс. кв. км при норме 340 тыс. кв. км, или почти на 35% меньше среднемноголетних значений.

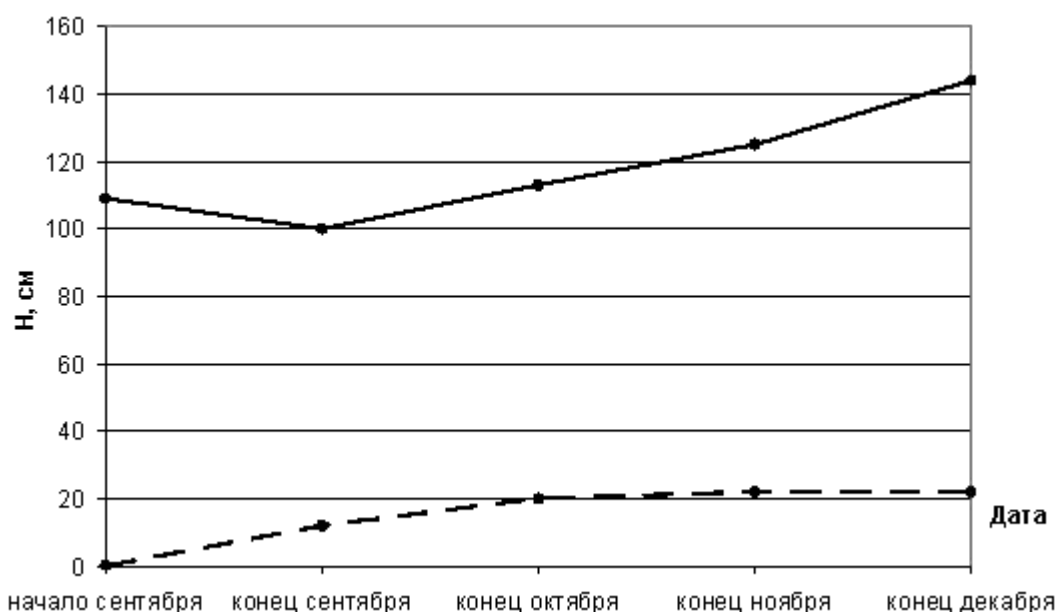


Рисунок 2.35 – Изменения толщины льда (сплошная линия) и высоты снежного покрова (пунктирная линия) по данным прямых измерений на дрейфующей станции «СП-36»

Развитие заприпайных полыней в этих морях, превысило среднееголетние значения, но незначительно. Площадь заприпайных полыней составила 123 тыс. кв. км, при норме 115 тыс. кв. км, что достаточно близко к норме. Небольшое развитие заприпайных полыней было обусловлено слабой динамикой ледяного покрова, что подтверждается небольшим смещением границ старого льда.

Результирующие поля среднемесячного дрейфа приведены на рисунках 2.38, 2.41., 2.44. Дрейф станции «СП-36» в сентябре-декабре составил в среднем 6-7 км в сутки в генеральном направлении на северо-восток (рисунок 2.36).

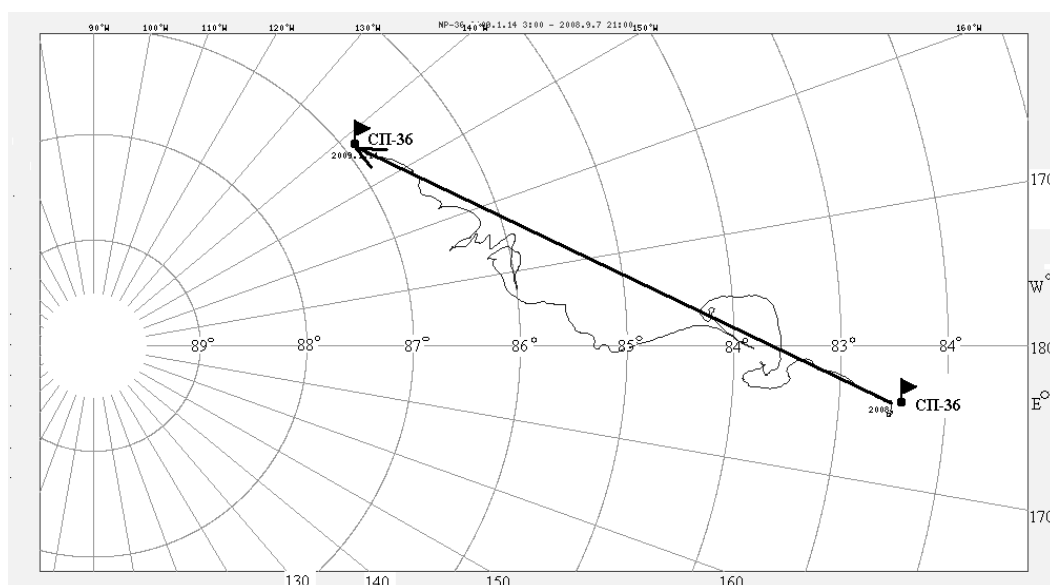


Рисунок 2.36 – Генеральный дрейф дрейфующей станции «СП-36» в сентябре-декабре 2008г.

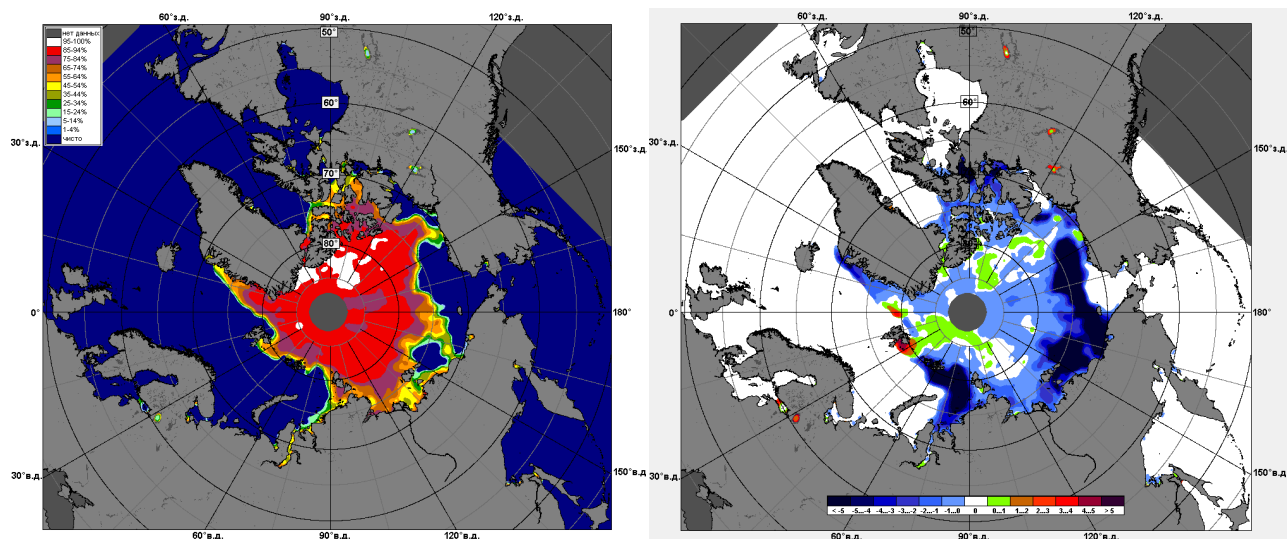


Рисунок 2.37 – Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

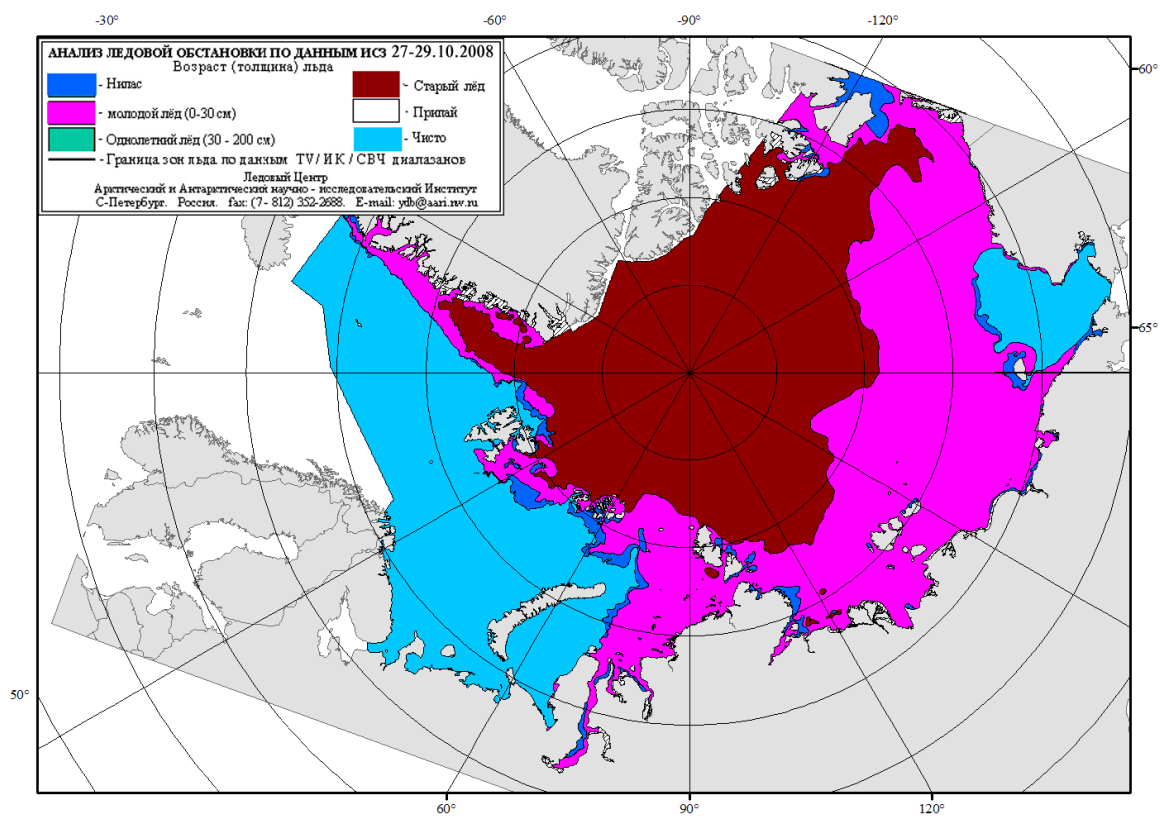


Рисунок 2.38 – Распределение льда по возрасту в конце октября 2008 г.

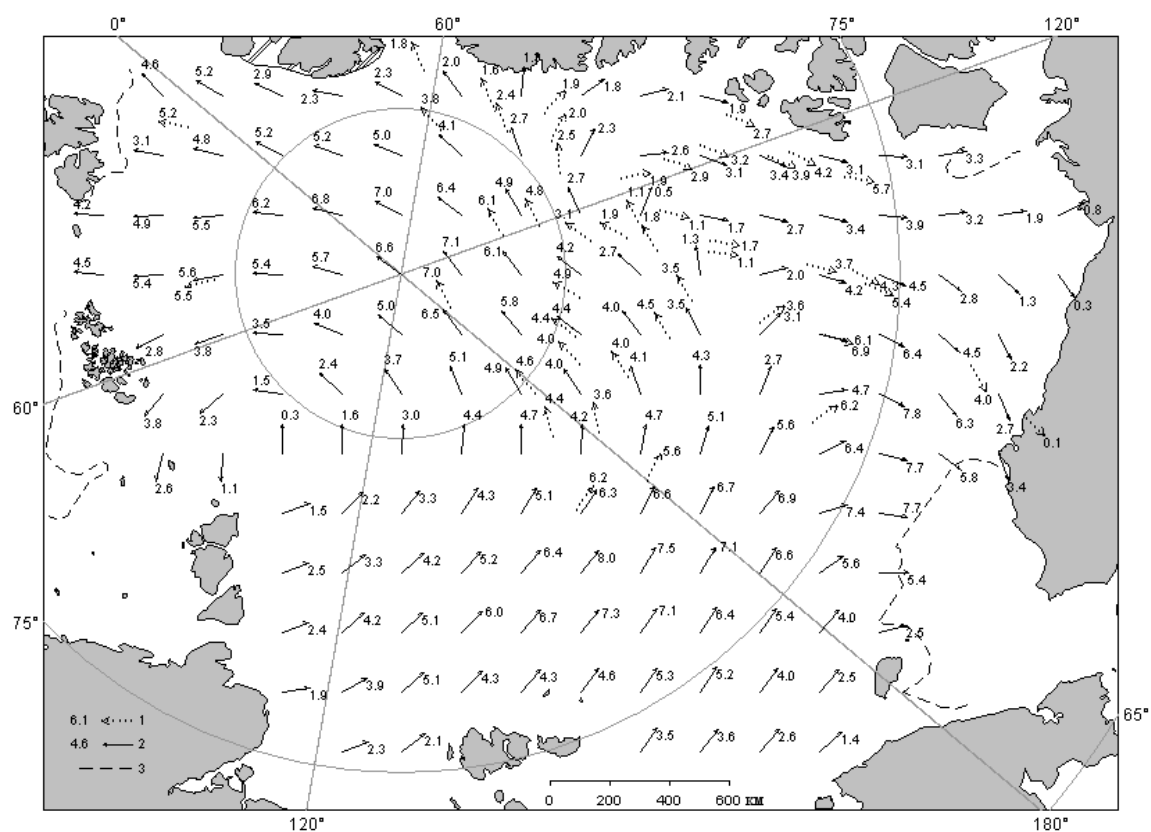


Рисунок 2.39 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за октябрь 2008 г.

(1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

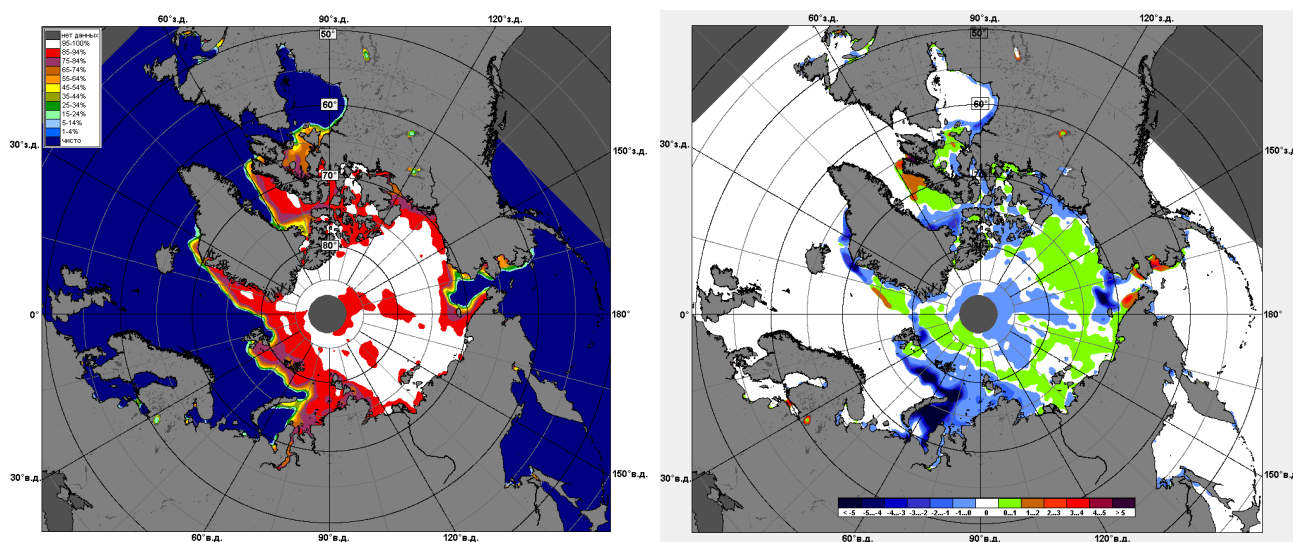


Рисунок 2.40 – Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1978-2008 гг.

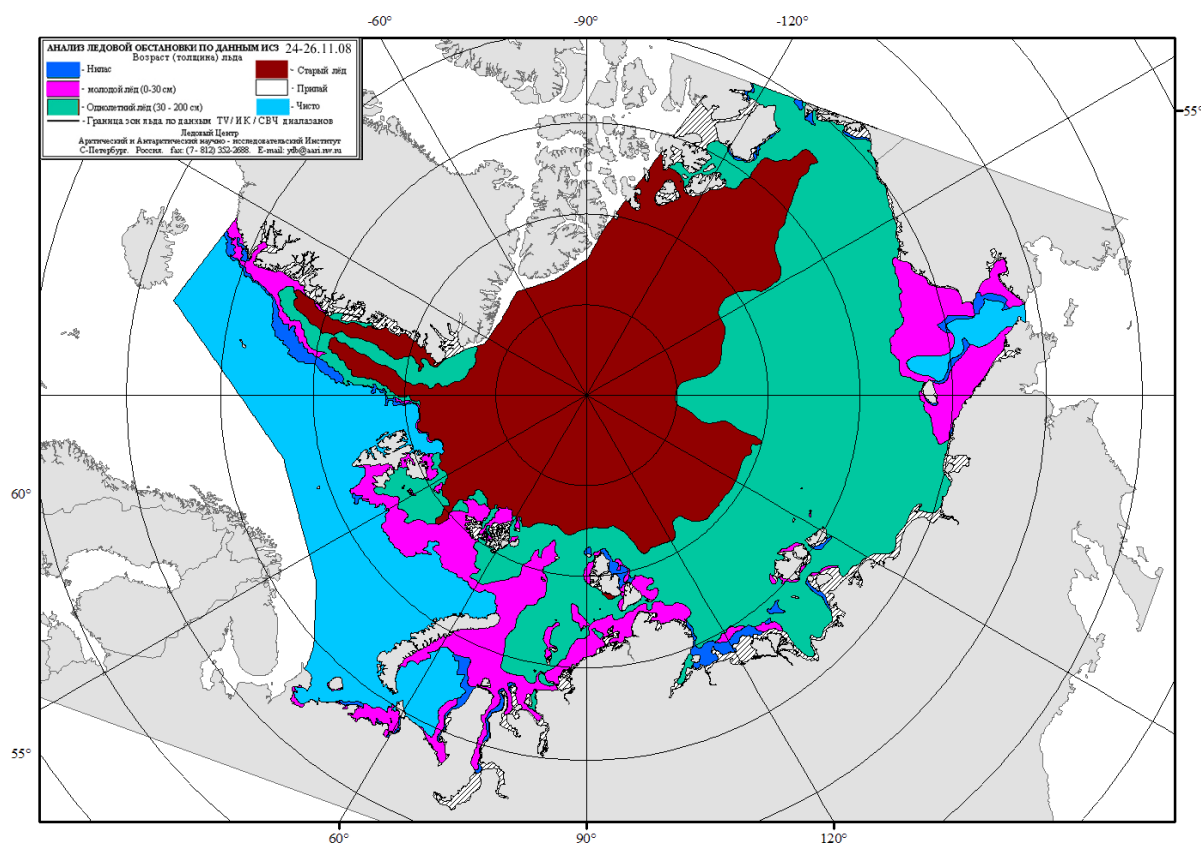


Рисунок 2.41 – Распределение льда по возрасту в конце ноября 2008 г.

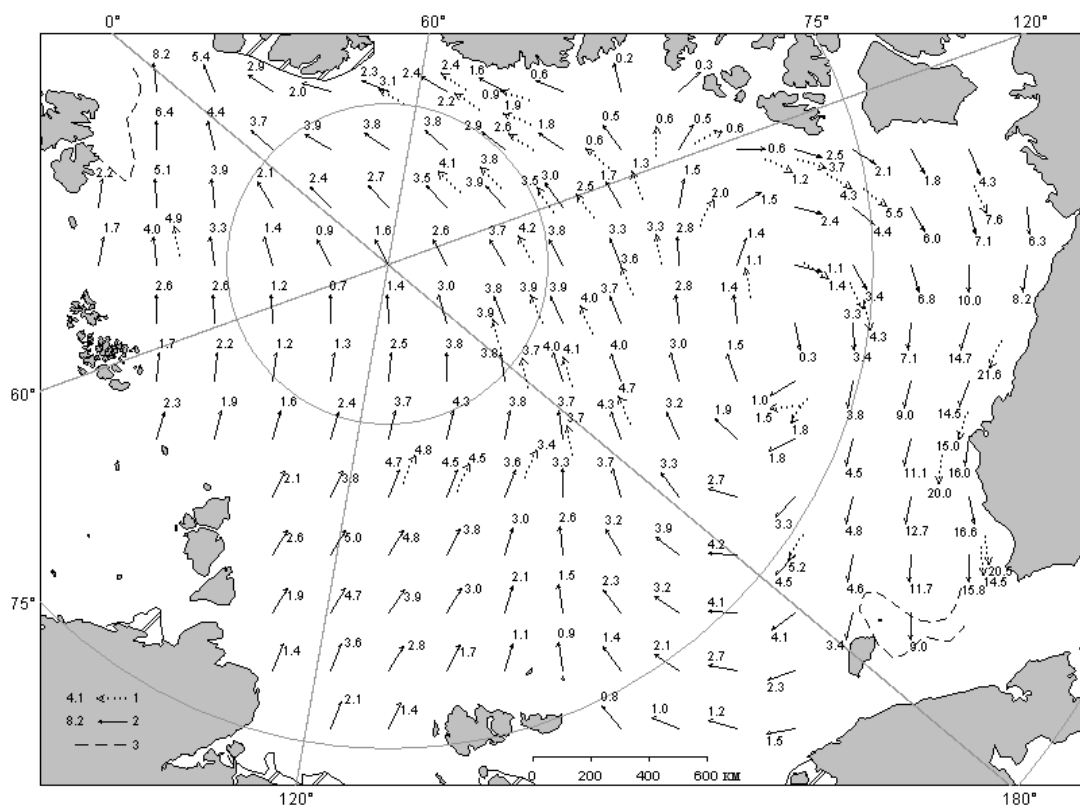


Рисунок 2.42 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за ноябрь 2008 г.

(1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

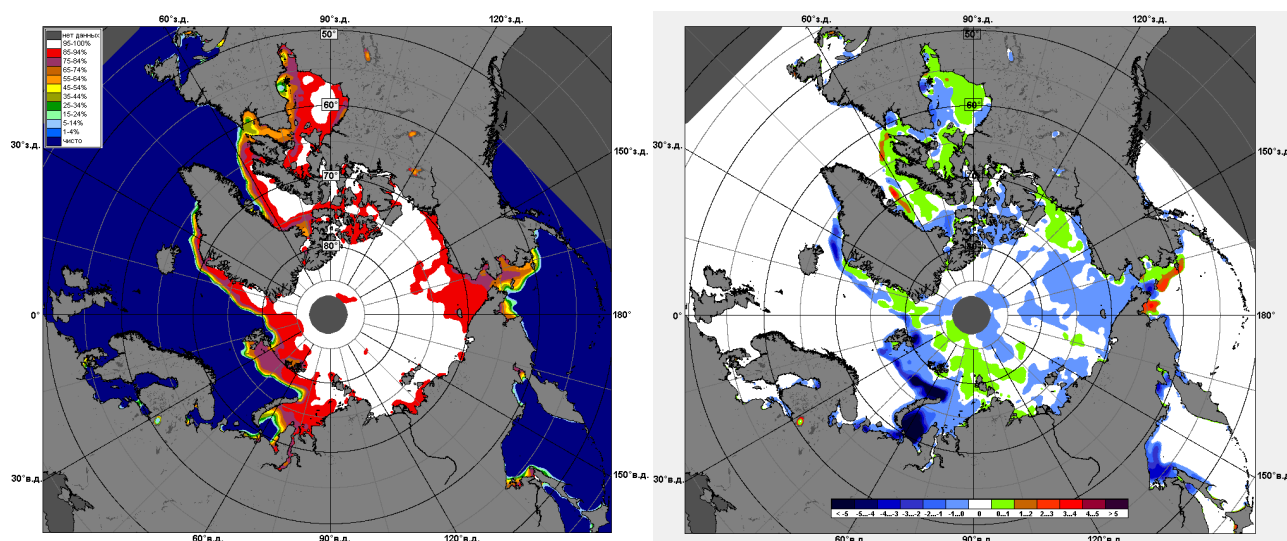


Рисунок 2.43 – Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2008 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979-2008 гг.

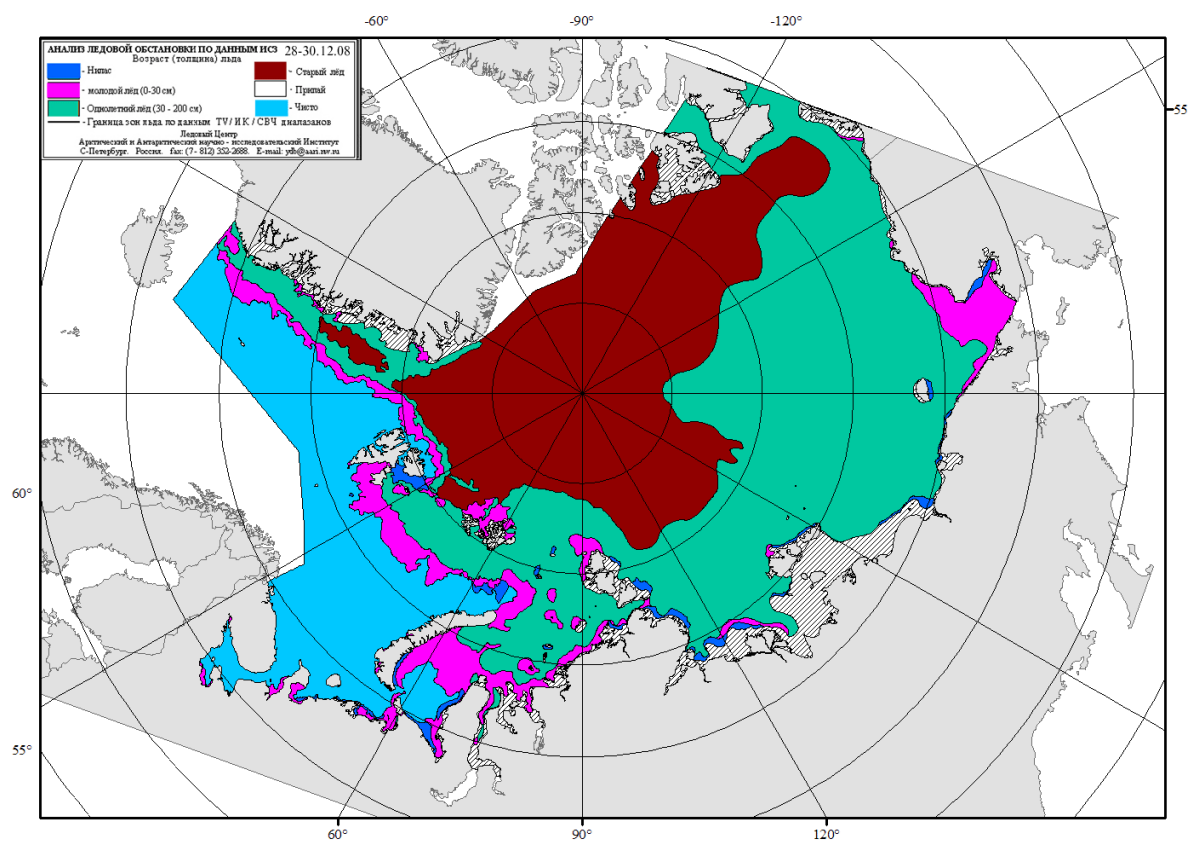


Рисунок 2.44 – Распределение льда по возрасту в конце декабря 2008 г.

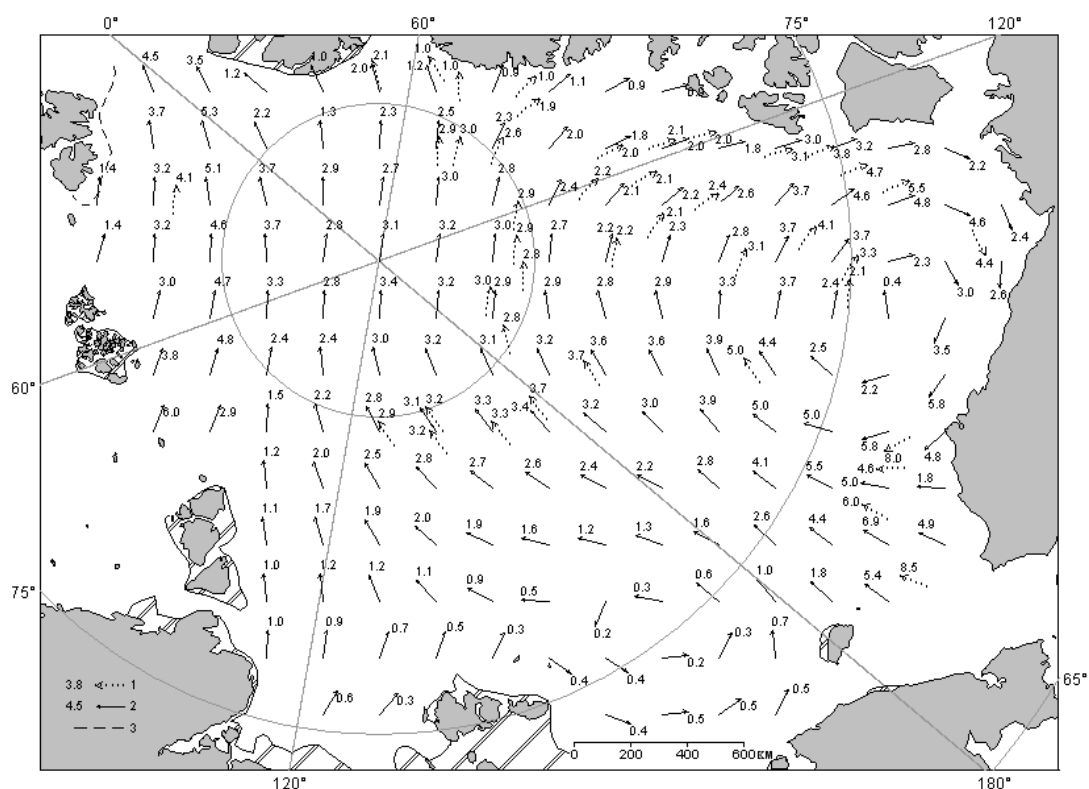


Рисунок 2.45 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за декабрь 2008 г.

(1 – направление и скорость дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – граница льдов)

Характерной чертой осенних процессов 2008 года явилось их позднее начало, но близкая к среднемноголетней интенсивность нарастания льда, что частично компенсировало позднее ледообразование. В результате этого в морях российского и аляскинского секторов Арктики в конце года преобладали однолетние средние и тонкие льды, наблюдалось большое количество молодых льдов, часть акватории морей (Баренцево, Карского и Чукотского), находящиеся под действием адвекции тепла течениями, были покрыты молодыми льдами.

Граница старых льдов здесь наблюдалась значительно севернее своего обычного положения. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский сектора Арктики.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднемноголетнего, старые льды смещены в канадский и гренландский сектора Арктики.

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «АНИИ», 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 среднемноголетних значений (рисунок 2.46).

Ход общей ледовитости Северного Ледовитого океана в 2008 году показывает, что практически во все периоды года количество льда превышало показатели 2007 года. В це-

лом, во все сезоны 2008 года наблюдалось общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане, по сравнению с показателями 2007 года.

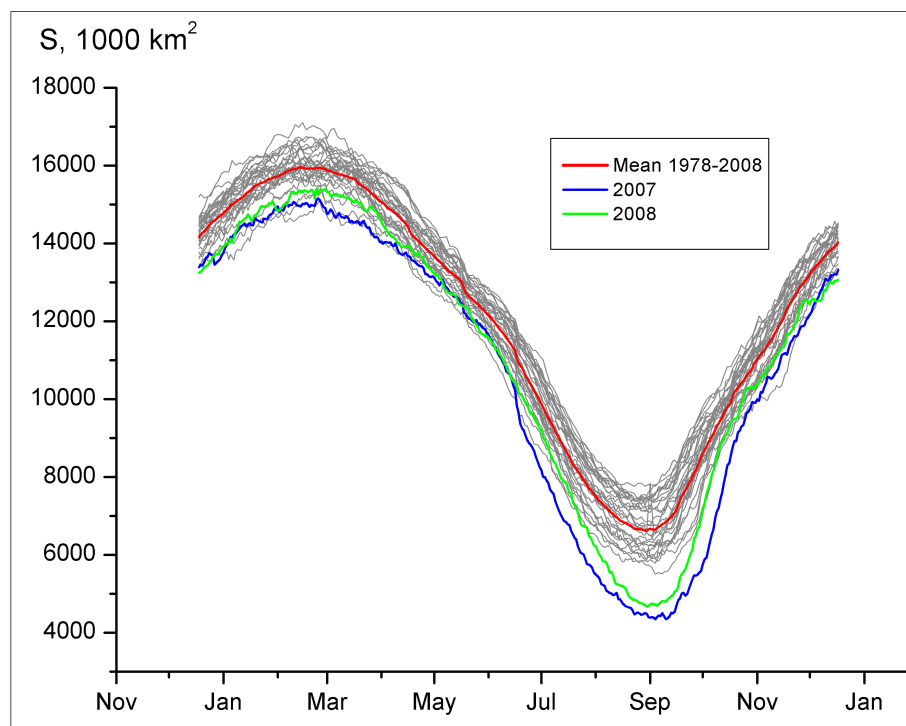


Рисунок 2.46 – Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости Северной полярной области по годам и в среднем за ряд 1978–2008 гг. на основе данных SSMR-SSM/I (алгоритм NASATEAM)

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.

Процесс нарастания толщины льда наблюдался с января по апрель. В таблице 2.2 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель. Наибольшая интенсивность нарастания льда наблюдалась в январе, а в апреле толщина льда практически не увеличивалась во всех пунктах, за исключением района п. Дудинки на реке Енисей.

Таблица 2.2 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в зимний период

Река	Пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
		Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см
Обь	Салехард	62	13	67	5	76	9	75	-1
Таз	Тазовское	75	21	85	10	96	11	98	2
Енисей	Игарка	50	8	58	8	60	2	60	0
	Дудинка	65	19	75	10	91	16	107	16
	Караул	119	32	125	6	128	3	130	2

В таблице 2.3 приведены толщины льда на конец апреля, т.е. на период, близкий к максимальному нарастанию льда и их аномалии по отношению к средним многолетним величинам.

Таблица 2.3 – Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2008 год	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	75	102	-27
Таз	Тазовское	98	140	-42
Енисей	Игарка	60	99	-39
	Дудинка	107	130	-23
	Караул	130	139	-9

На устьевых участках всех рассматриваемых рек толщина льда оказалась меньше средних многолетних величин. Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда наблюдалась на устьевом участке реки Таз. На реке Енисей отрицательная аномалия толщины льда уменьшалась по мере приближения к устью реки.

В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах составила от 36 до 50 см, за исключением устьевого участка реки Таз, где высота снега была в два раза меньше.

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2008 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились в период от середины второй декады до конца мая.

Подвижки льда на устьевом участке реки Обь начались на 2 дня позже нормы, а на реках Таз и Енисей на 2-4 дня раньше средних сроков и наблюдались 2-3 дня. На устьевом участке реки Енисей наблюдались заторы выше постов Игарка (28, 29 мая) и Дудинка (31 мая).

В таблице 2.4 приведены сроки начала весеннего ледохода и очищения ото льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Весенний ледоход начался в близкие к норме сроки на устьевом участке реки Обь и на 2-8 дней раньше средних сроков на устьевых участках рек Таз и Енисей. Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек Обь и Таз составила 5 дней, а на устьевом участке реки Енисей она уменьшалась по длине реки к северу от 18 дней в районе п. Игарки до 7 дней в районе с. Караула.

Очищение ото льда устьевых участков рек произошло практически в средние многолетние сроки.

Таблица 2.4 – Сроки вскрытия рек бассейна Карского моря

Река	Пункт	Даты начала ледохода			Даты очищения ото льда		
		2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обь	Салехард	28.05	27.05	+1	2.06	1.06	+1
Таз	Тазовское	11.06	13.06	-2	16.06	15.06	+1
Енисей	Игарка	22.05	30.05	-8	9.06	8.06	+1
	Дудинка	1.06	5.06	-4	11.06	11.06	0
	Караул	7.06	10.06	-3	14.06	16.06	-2

Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна Карского моря произошел близко к средним срокам, за исключением начала ледохода в п. Дудинке и п. Игарке на Енисее, где ледоход был отмечен на 4 и 8 дней раньше нормы.

Процесс вскрытия устьевых взморий рек, впадающих в Карское море, может быть охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети и искусственных спутников Земли (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 2.5 приведены сроки взлома припая и очищения ото льда, наблюдаемые на полярных станциях.

Для анализа ледовых условий на акваториях устьевых взморий рек бассейна Карского моря в 2008 г. в основном были использованы снимки со спутника NOAA. Из-за часто наблюдающейся сплошной облачности над районами устьевых взморий, удалось получить незначительное количество информации. В таблице 2.6 приведены сроки очищения ото льда на траверзах пунктов, расположенных на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря, полученные со снимков ИСЗ.

Таблица 2.5 – Сроки вскрытия устьевых взморий рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	23.VI	25.VI	-2
Обская губа	Новый Порт	Очищение ото льда	30.VI	1.VII	-1
Обская губа	Тамбей	Взлом припая	14.VII	7.VII	+7
Обская губа	Тамбей	Очищение ото льда	20.VII	28.VII	-8
Енисейский залив	Сопочная Карга	Язык вытаивания	17.VI	21.VI	-4

Таблица 2.6 – Сроки очищения ото льда на траверзах пунктов, расположенных на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря, полученные со снимков ИСЗ

Устьевое взморье	Знаковый траверз	Дата		
		2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	26.VI	3.VII	-7
Обская губа	Каменный	7.VII*	12.VII	-5
Тазовская губа	Находка	15.VI	19.VI	-4
Енисейский залив	Сопочная Карга	15.VI	21.VI	-6
Енисейский залив	м.Шайтанский	18.VI	25.VI	-7
Енисейский залив	о.Б.Корсаковский	27.VI	29.VI	-2
Енисейский залив	о. Крестовский	29.VI	3.VII	-4
*-южнее на снимке просматривается пятно плавучего льда				

Таким образом, взлом припая и очищение ото льда устьевых взморий рек Обь, Таз и Енисей наблюдались в основном раньше средних многолетних сроков, за исключением взлома припая в районе п/ст Тамбей в северной части Обской губы, где аномалия срока оказалась положительной.

В таблице 2.7 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии по отношению к средним многолетним величинам. На устьевых участках рек Обь, Таз и Енисей в 2008 году плавучий лед появился на 2-14 дней позже средних многолетних сроков. Продолжительность осеннего ледохода на всех устьевых участках рек составила 0-4 дня. Ледостав наступил на устьевом участке реки Обь на 9 дней позже нормы, а на остальных реках – близко к среднемноголетним срокам.

Таблица 2.7 – Характеристика ледовых условий в осенний период 2008 г.

Река	Пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
		2008	Средняя	Аномалия, сутки	2008	Средняя	Аномалия, сутки	2008	Средняя	Аномалия, сутки
Обь	Салехард	4.XI	18.X	+17	3.XI	21.X	+14	7.XI	29.X	+9

Таз	Тазовское	–	10.X	–	14.X	12.X	+2	14.X	14.X	0
Енисей	Игарка	–	17.X	–	20.X	18.X	+2	21.X	23.X	-2
	Караул	11.X	12.X	-1	21.X	18.X	+4	21.X	24.X	-3

В таблице 2.8 приведены данные о толщине льда и о его нарастании за декабрь, а в таблице 2.9 приведены аномалии толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине. Толщина льда на конец декабря 2008 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря была на 17-36 см меньше средних многолетних значений.

Таблица 2.8 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в осенний период

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		Н, см	Н, см	ΔH , см
Обь	Салехард	21	43	22
Таз	Тазовское	36	47	11
Енисей	Игарка	19	42	23
	Караул	41	61	20

Таблица 2.9 – Толщина льда и ее аномалия на конец декабря

Река	Пункт	Толщина льда на конец декабря, см		
		2008г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	43	65	-22
Таз	Тазовское	47	83	-36
Енисей	Игарка	42	59	-17
	Караул	61	93	-32

Обзор ледовых условий на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых

В таблице 2.10 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель. Наибольшая интенсивность нарастания льда в большинстве пунктов наблюдалась в январе (до 59 см в пункте Хабарово), а в апреле толщина льда увеличилась во всех пунктах на небольшую величину (0-8 см).

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

Таблица 2.10 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в зимний период

Река	Пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
		Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см
Хатанга	Хатанга	114	12	128	14	136	8	140	4
Оленек	Тюмети	92	37	103	11	116	13	118	2
	Усть-Оленек	93	12	110	17	127	17	133	6
Лена	Кюсюр	106	30	128	22	143	15	145	2
	Хабарово	169	59	203	34	222	19	222	0

Яна	Юбилейная	88	21	–	–	116	–	124	8
-----	-----------	----	----	---	---	-----	---	-----	---

Таблица 2.11 – Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2008 год	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	140	149	-9
Оленек	Тюмети	118	137	-19
	Усть-Оленек	133	192	-59
Лена	Кюсюр	145	178	-33
	Хабарово	222	226	-4
Яна	Юбилейная	124	153	-29

Наибольшая отрицательная аномалия толщины льда в апреле наблюдалась на устьевом участке реки Оленек в пункте Усть-Оленек. На реке Лена отрицательная аномалия толщины льда уменьшалась по мере приближения к устью реки.

В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах отличалась весьма большим размахом (от 3 см в пункте Хабарово на реке Лена до 51-70 см в пункте Юбилейная на реке Яна).

В 2008 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились в конце мая. Процесс вскрытия на устьевых участках рек Оленек, Лена и Яна происходил с образованием заторов. На устьевом участке реки Оленек заторы наблюдались ниже поста Тюмети с 27 мая по 2 июня. На устьевом участке реки Лена заторы наблюдались от пункта Кюсюр до истока Быковской протоки в период с 31 мая по 2 июня. На устьевом участке реки Яна затор наблюдался 24, 25 мая ниже пункта Юбилейная.

В таблице 2.12 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленек, Лена и Яна и их аномалии по отношению к средним многолетним значениям.

Весенний ледоход на устьевых участках рек начался раньше нормы (на 4-7 дней на устьевых участках рек Оленек и Яна и на 5-9 дней на устьевом участке реки Лена).

Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Хатанга составила 3 дня, на устьевом участке реки Оленек – 4-8 дней, на устьевом участке реки Лена – 6-9 дней, на устьевом участке реки Яна - 8 дней.

Таблица 2.12 – Сроки вскрытия рек бассейна моря Лаптевых

Река	Пункт	Даты начала ледохода			Дата очищения ото льда		
		2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2008 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Хатанга	Хатанга	5.06	12.06	-7	8.06	17.06	-9
Оленек	Тюмети	27.05	3.06	-7	4.06	13.06	-9

	Усть-Оленек	14.06	18.06	-4	18.06	21.06	-3
Лена	Кюсюр	29.05	3.06	-5	4.06	11.06	-7
	Хабарово	30.05	8.06	-9	8.06	15.06	-7
Яна	Юбилейная	24.05	30.05	-6	1.06	6.06	-5

Очищение ото льда устьевых участков рек произошло на 3-9 дней раньше средних многолетних сроков. Вскрытие на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых произошло в ранние сроки. В устье реки Лена в пункте Хабарово дата начала ледохода оказалась наиболее ранней за весь ряд наблюдений (30 мая), которая уже была отмечена в 1953, 1990 и 2000 годах.

В таблице 2.13 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2008 году и их аномалии по отношению к средним многолетним значениям.

Таблица 2.13 – Характеристика ледовых условий в осенний период 2008 г.

Река	Пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
		2008 г.	Средняя	Аномалия	2008 г.	Средняя	Аномалия	2008 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	–	–	–	9.X	2.X	+7	9.X	4.X	+5
Оленек	Тюмети	9.X	27.IX	+12	8.X	30.IX	+8	14.X	10.X	+4
	Усть-Оленек	9X	2.X	+7	9.X	30.IX	+9	12.X	6.X	+6
Лена	Кюсюр	13.X	8.X	+5	13X	8.X	+5	29.X	22.X	+7
	Хабарово	16.X	8.X	+8	16.X	11.X	+5	25.X	16.X	+9
Яна	Юбилейная	1.X	28.IX	+3	3.X	30.IX	+3	8.X	6.X	+2

В устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых осенью 2008 года устойчивое ледообразование наблюдалось позже средних многолетних сроков на 3- 9 дней.

Продолжительность осеннего ледохода различна: от 3 дней на р. Оленек в районе с. Усть-Оленек до 9-16 дней на р. Лена. Становление льда произошло на 2-9 дней позже нормы на всех рассматриваемых устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых.

Таким образом, в 2008 году на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось раннее вскрытие ледяного покрова весной и позднее замерзание этих участков рек осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период на всех реках был больше среднего многолетнего (от 8 дней на Яне до 17 дней – на Оленьке).

В таблице 2.14 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании в ноябре и декабре 2008 года, а в таблице 2.15 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине.

Таблица 2.14 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в осенний период

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см
Хатанга	Хатанга	11	11	62	51	101	39
Оленек	Тюмети	28	28	69	41	92	23
	Усть-Оленек	32	32	71	39	115	44
Лена	Кюсюр	12	12	58	46	96	38
	Хабарово	–	–	67	–	114	47
Яна	Юбилейная	30	30	60	30	80	20

Таблица 2.15 – Толщина льда на конец декабря

Река	Пункт	Толщина льда на конец декабря, см		
		2008 год	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	101	92	+9
Оленек	Тюмети	–	–	–
	Усть-Оленек	115	113	+2
Лена	Кюсюр	96	110	-14
	Хабарово	114	141	-27
Яна	Юбилейная	80	92	-12
*-средние рассчитаны за период с момента начала наблюдений по 1975 г				

Наибольшее нарастание льда наблюдалось в ноябре во всех пунктах, за исключением п. Усть-Оленек на реке Оленек, где в декабре нарастание льда оказалось на несколько сантиметров больше, чем в ноябре. Толщина льда в конце декабря 2008 г. на устьевых участках рек Хатанга и Оленек наблюдалась несколько больше средних многолетних величин, а на устьевых участках рек Лена и Яна на 12-27 см меньше нормы.

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

В таблице 2.16 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании за месяц с января по апрель.

Таблица 2.16 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в зимний период

Река	Пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
		Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см
Инди́гирка	Чокурдах	112	57	138	26	152	14	160	8
	Инди́гирская	106	34	139	33	151	12	153	2
Колы́ма	Колы́мская	90	23	112	22	120	8	125	5

Наибольшая интенсивность нарастания льда наблюдалась в январе (до 57 см в п. Чокурдах), а в апреле лед нарастал очень мало. В таблице 2.17 приведены толщины льда на конец апреля, т.е. на период, близкий к максимальному нарастанию льда и их аномалии в 2008 году.

Толщины льда в апреле 2008 году на устьевых участках рек Индигирка и Колыма были меньше нормы (до -42 см в районе п/ст Индигирская). Высота снега на льду в районе п/ст. Индигирская с января по конец апреля составляла 16-20 см.

Таблица 2.17 – Толщина льда на конец апреля

Река	Пункт	Толщина льда на конец апреля, см		
		2008 год	Средняя	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	160	169	-9
	Индигирская	153	195	-42
Колыма	Колымская	125	140	-15

В конце мая на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря появились закраины. В таблице 2.18 приведены сроки наступления ледовых явлений весной 2008 г. Весенний ледоход начался на 2-5 дней раньше нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Индигирка составила 1–2 дня, а на устьевом участке реки Колымы – 4 дня.

Очищение ото льда устьевых участков рек произошло на 3-6 дней раньше средних многолетних сроков.

Таблица 2.18 – Сроки вскрытия рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Река	Пункт	Даты начала ледохода			Дата очищения ото льда		
		2008 год	Средняя	Аномалия, сутки	2008 год	Средняя	Аномалия, сутки
Индигирка	Чокурдах	2.06	7.06	-5	4.06	10.06	-6
	Индигирская	11.06	14.06	-3	11.06	16.06	-5
Колыма	Колымское	28.05	30.05	-2	1.06	4.06	-3

Вскрытие на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря произошло несколько раньше средних многолетних сроков.

В таблице 2.19 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2008 году и их аномалии по отношению к средним многолетним.

На устьевых участках рек Индигирка и Колыма в 2008 году плавучий лед появился на 6-10 дней позже средних многолетних сроков.

Продолжительность осеннего ледохода на устьевых участках рек составила 1-5 дней. Ледостав наступил на 6-10 дней позже нормы.

Таблица 2.19 – Характеристика ледовых условий в осенний период 2008 г.

Река	Пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
		2008 г.	Средняя	Аномалия	2008 г.	Средняя	Аномалия	2008 г.	Средняя	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	–	3.X	–	12.X	5.X	+7	14.X	8.X	+6
	Индиگیرская	11.X	30.IX	+11	15.X	5.X	+10	15.X	5.X	+10
Колыма	Колымское	18.X	6.X	+12	14.X	8.X	+6	19.X	12.X	+7

Таким образом, в 2008 году на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось раннее развитие процесса вскрытия ледяного покрова весной и позднее развитие процесса замерзания этих участков рек осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период был на Индиگیرке на 13-15 дней, а на Колыме на 9 дней больше среднего многолетнего.

В таблице 2.20 приведены данные о наблюдаемой толщине льда на устьевом участке реки Индиگیرка и о нарастании льда в ноябре и декабре 2008 году, а в таблице 2.21 – аномалия толщины льда в декабре по отношению к средней многолетней величине.

Толщина льда в конце декабря на устьевом участке реки Индиگیرка оказалась на 24 см меньше средних многолетних величин.

Таблица 2.20 – Толщины льда (Н) и интенсивность его нарастания (ΔH) в осенний период.

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см	Н, см	ΔH , см
Индиگیرка	Индиگیرская	20	20	56	36	87	21

Таблица 2.21 – Толщина льда на конец декабря 2008 г.

Река	Пункт	Толщина льда на конец декабря см		
		2008 год	Средняя	Аномалия
Индиگیرка	Индиگیرская	87	111	-24

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

Формирование полей температуры и солености воды, структуры циркуляции в Северном Ледовитом океане (СЛО) происходит в результате воздействия внешних факторов и внутренних процессов. Основными внешними факторами, которые обуславливают особенности термохалинных и динамических процессов в арктических морях (АМ) и Арктическом бассейне (АБ) СЛО, являются:

- а) термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации;
- б) поступление в Арктический бассейн теплых и соленых атлантических вод (АВ) через пролив Фрама;
- в) поступление тихоокеанских вод в Чукотское море через Берингов пролив;
- г) материковый сток пресных вод в арктические моря;
- д) расходы льда и воды через пролив Фрама и проливы Канадского Архипелага.

Основными внутренними силами, которые определяют главный механизм формирования структуры термохалинных полей и течений, являются фазовые переходы, турбулентные, диффузионные и конвективные процессы и адвективные переносы.

Термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации, как и летом 2007 г., сыграли ключевую роль в изменении океанографических характеристик и формировании особенностей состояния поверхностного слоя арктических морей и Арктического бассейна.

Как отмечалось в разделе 1, особенности метеорологических и ледовых процессов в весенний, летний и осенний сезоны состояли в следующем. В атлантико-евразийском секторе в среднем за период апрель-июнь фон давления был выше нормы, крупномасштабная перестройка атмосферных процессов произошла от западной формы в июле и августе к восточной в сентябре. Фон температуры в целом за период апрель-сентябрь был выше нормы, наиболее теплыми оказались апрель и сентябрь, а холодными – июнь и июль. В тихоокеано-американском секторе в апреле-июне отмечалась тенденция к ослаблению влияния арктического антициклона и усилению циклонической деятельности, антициклональный режим циркуляции в восточном секторе Арктики преобладал в августе и сентябре. В апреле-июне фон температуры был выше нормы, за исключением побережья Восточно-Сибирского моря, где температуры близки к средним многолетним значениям. В июле-сентябре фон температуры был в целом выше нормы, причем наиболее теплым оказался сентябрь, холодным – июль.

Ледовые условия в весенний период 2008 года характеризовались пониженными толщинами льда в морях российского сектора Арктики и более интенсивным выносом льдов из Северного Ледовитого океана через пролив Фрама. В распределении возрастного состава, отражающего распределение толщин льда, преобладали однолетние льды и отсутствовали старые льды в российском, аляскинском секторах и центральном районе Арктики.

Благодаря положительным аномалиям температуры воздуха, ветрам южных направлений, преобладанию однолетних льдов и пониженным толщинам льда, в летний период 2008 года началось интенсивное уменьшение льда в окраинных западных (Баренцево и Карское) и восточных морях (Бофорта и Чукотское), а затем и в Амеразийском суббассейне. В конце летнего периода общее количество льдов в Северном Ледовитом океане было значительно меньше среднемноголетнего значения. По историческим данным минимальная площадь льдов в 2008 г. занимает второе место после 2007 г., который относится к разряду лет с экстремально малой ледовитостью СЛО в конце летнего сезона.

На рисунке 3.1 приведены карта распределения льдов в конце лета 2008 г., а также совмещенная схема распространения льдов в 2007 и 2008 г. На схеме видно, что в 2008 г. площадь акватории, свободной ото льда, была больше таковой в 2007 г. в море Бофорта, северо-западной части моря Лаптевых и северной части Карского моря. Но к северу от центральной и восточной части моря Лаптевых и к северу от Восточно-Сибирского моря площадь акватории, свободной ото льда в 2008 г., была значительно меньше, чем в 2007 г.

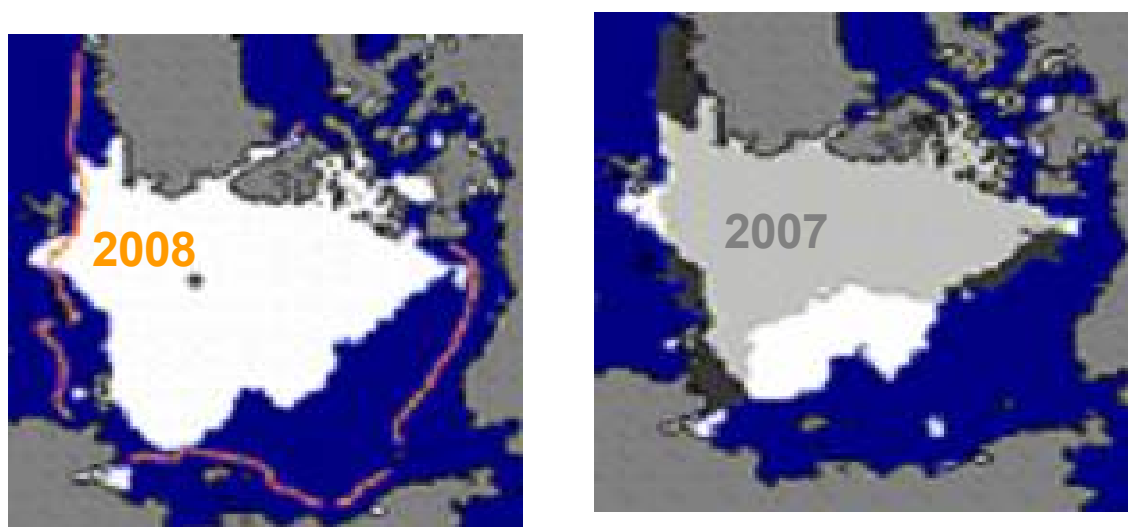


Рисунок 3.1 – Распределение льдов в сентябре 2008 г. (слева, красная линия – среднее многолетнее положение льдов) и совмещенная схема распространения льдов в 2007 и 2008 гг. (справа, серый цвет – акватория, на которой льды наблюдались в 2007 и 2008 гг., черный цвет – районы, где лед наблюдался в 2007 г. и отсутствовал в 2008 г., белый цвет – районы, где лед наблюдался в 2008 г. и отсутствовал в 2007 г.)

На рисунке 3.2 приведена расчетная схема дрейфа в августе 2008 г. Из этой схемы видно, что в этот период наблюдался преобладающий дрейф льдов от сибирского побережья на север в сторону Гренландии и Канады. Если сравнить со схемой дрейфа льда в августе 2007 г., то отметим, что скорость дрейфа в направлении Гренландии и пролива Фрама в 2007 г. была больше по величине.

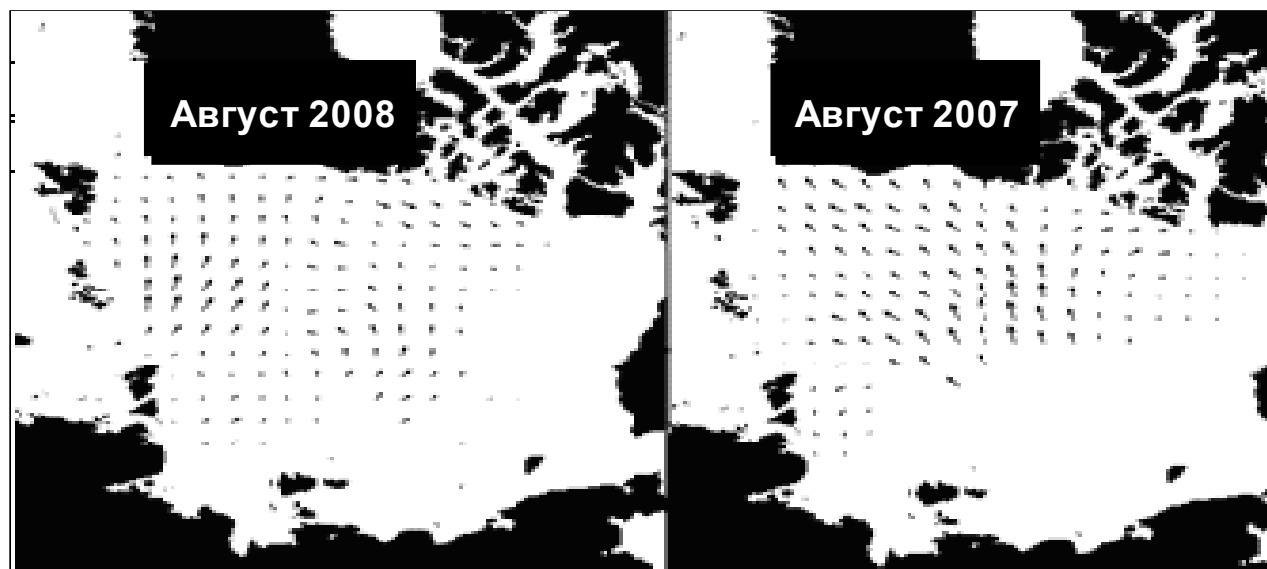


Рисунок 3.2 – Схема циркуляции льдов в августе 2008 г. (слева) и 2007 г. (справа)

Перечисленные факторы в значительной мере стали причиной интенсивного таяния льдов и отступления на север их кромки, значительного распреснения и радиационного прогрева поверхностного слоя океана. К концу летнего сезона в Амеразийском суббассейне, в восточной части Восточно-Сибирского моря и на большей части Карского моря сформировались положительные аномалии температуры воды и отрицательные аномалии солёности (распреснение) поверхностного слоя.

Другим важным фактором, который оказал влияние на характеристики поверхностного слоя в Евразийском суббассейне, было продолжающееся в 2008 г. поступление в Арктический бассейн теплых и соленых атлантических вод через пролив Фрама. Интенсивный заток АВ во многом определил особенности термохалинной структуры глубинных слоев Арктического бассейна и стал одной из главных причин повышения солёности поверхностного слоя в зоне основной струи АВ от пролива Фрама до моря Лаптевых. Так называемый «шлейф атлантических вод» особенно ярко проявился на части акватории Евразийского суббассейна, прилегающей к сибирскому материковому склону от пролива Фрама до моря Лаптевых. Здесь наблюдались большие положительные аномалии солёности поверхностного слоя.

Еще одним фактором, повлиявшим на термохалинную структуру промежуточных слоев Арктического бассейна, явилось поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив. Как отмечалось ранее [9], площадь распространения летних тихоокеанских вод (ЛТВ) в 2007 г. была близка к минимальной, но значения максимальных температур ЛТВ были выше средних климатических значений. Очевидно, что благодаря адвекции в 2008 г. положительные аномалии ЛТВ должны распространиться на большую часть Канадской котловины и повлиять на термохалинную структуру промежуточного слоя Арктического бассейна.

В последующих разделах описываются особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического Бассейна и приводятся карты распределения основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей в 2008 г.

3.1.2. Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического бассейна

В течение 2008 года в глубоководной части Арктического Бассейна в автономном режиме работало 17 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 на базе только двух ИТР-буев. Кроме непрерывной информации с профилографов, на базе российских дрейфующих станций СП-35 и СП-36 выполнялись серии ежедневных измерений вертикальной термохалинной структуры воды (рисунок 3.3).

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в 2008 г. был осуществлен расчет основных статистических моментов (среднее, стандартное отклонение, минимальные и максимальные значения) распределения температуры и солености по вертикали. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных некоторых ИТР-буев по географическому признаку. Так, группа буев ИТР-8, ИТР-10, ИТР-11, ИТР-13, ИТР-18 и ИТР-21 перемещались в зоне действия канадского антициклонического круговорота; ИТР-23 и ИТР-25 – на западной периферии круговорота; ИТР-28 и ИТР-29 в районе хребта Менделеева; ИТР-26 и ИТР-27 – в южной части хребта Ломоносова и в районе котловины Подводников (рисунок 3.4). Подобный подход является удобным способом значительного сокращения информации для последующего анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры, которая в значительной степени обусловлена именно фактором географического положения.

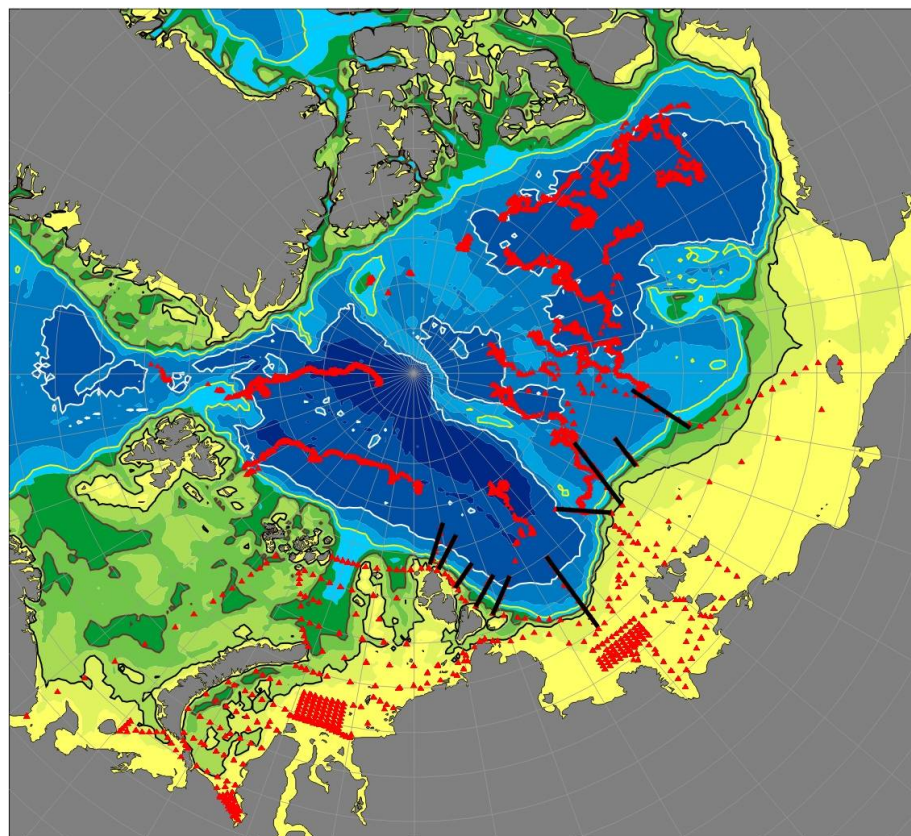


Рисунок 3.3 – Схема дрейфа ИТР-буев, дрейфующих станций «Северный Полюс» и других экспедиций в 2008 г. (черные линии – расположение кроссклоновых океанографических разрезов в экспедиции «Арктика-2008» и АВЛАП/NABOS-2008)

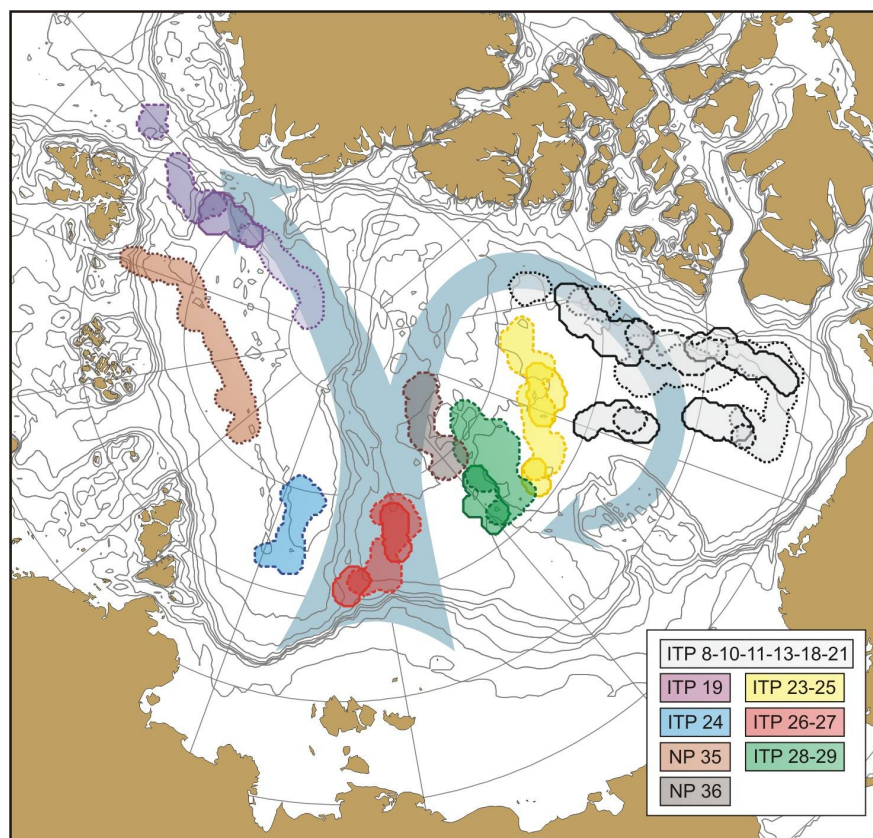


Рисунок 3.4 – Положение 100-километровых зон вдоль линий дрейфа буев ИТР, дрейфующих станций СП-35 и СП-36, в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры (пунктирная линия показывает положение зон за январь-июнь, сплошная – за июль-сентябрь, штрих-пунктирная – за октябрь-декабрь 2008 г.)

Учет возможных сезонных вариаций состояния осуществлялся за счет разделения информации на три условных сезона: зимне-весенний (январь-июнь), летний (июль-сентябрь) и осенне-зимний (октябрь-декабрь).

Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических моментов температуры и солености, 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 суббассейн. Поверхностный слой

Распределение солености поверхностного слоя в Евразийском суббассейне в 2008 г. имело следующие особенности.

Максимальные значения солености верхнего перемешанного слоя наблюдались в районе хребта Гаккеля и составляли около 34,1 ‰ (рисунок 3.5), отображая хорошо известный

факт осолоняющего влияния теплых соленых атлантических вод, распространяющихся через пролив Фрама и далее вдоль границы материкового склона в восточном направлении. Измерения, выполненные к северо-востоку от Гренландии и в восточной части бассейнов Нансена и Амундсена показали меньшие значения солёности поверхностного слоя – 33,2-33,8 ‰ и 32,7 ‰ соответственно. Одновременно с этим на всей акватории Евразийского суббассейна наблюдались положительные аномалии солёности в поверхностном слое, величина которых достигала 1 ‰ по отношению к климатическим значениям (рисунки 3.5 и 3.6). Следует отметить сложности, связанные с точным определением положения границы и характеристик ВПС по данным измерений ИТР-буев. С одной стороны это связано с ограничением верхней границы производимых измерений (измерения начинаются с глубины не менее 7 метров), а с другой – широкой изменчивостью указанных характеристик за длительный временной период наблюдений и при значительном пространственном изменении положения буев за наблюдаемый период.

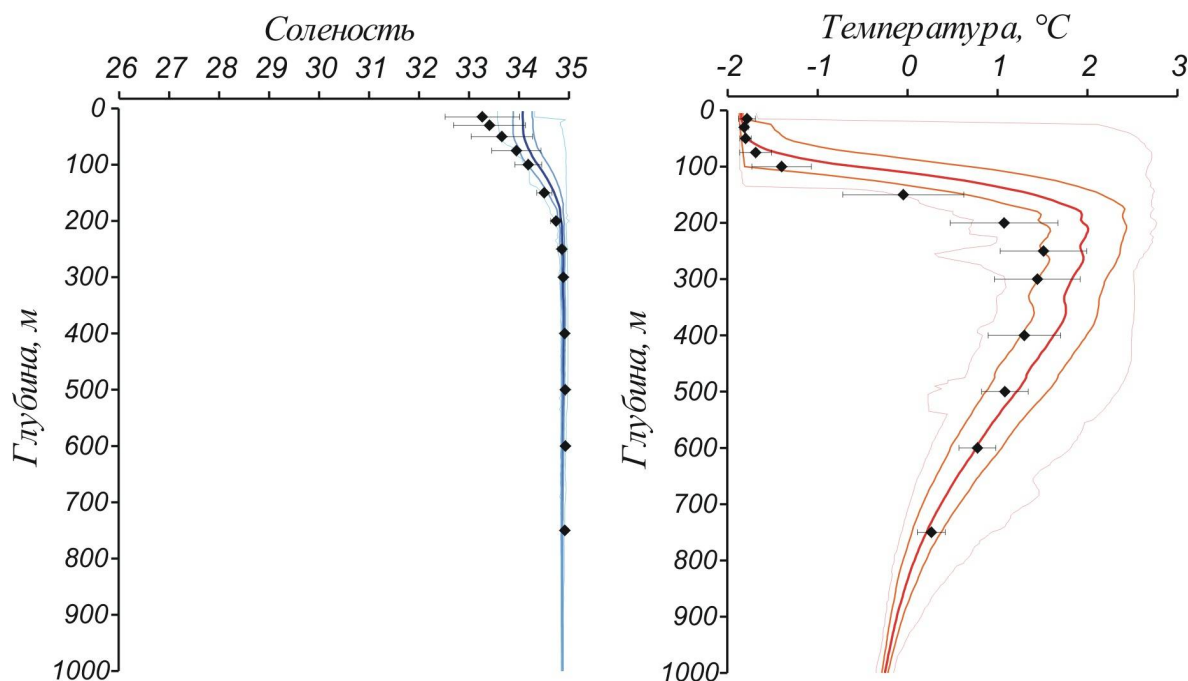


Рисунок 3.5 – Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений на дрейфующей станции СП-35 в январе-июне 2008 г. (жирная линия – профиль средних значений, толстые линии – область стандартного отклонения, тонкие линии – минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик, черными точками показаны средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик)

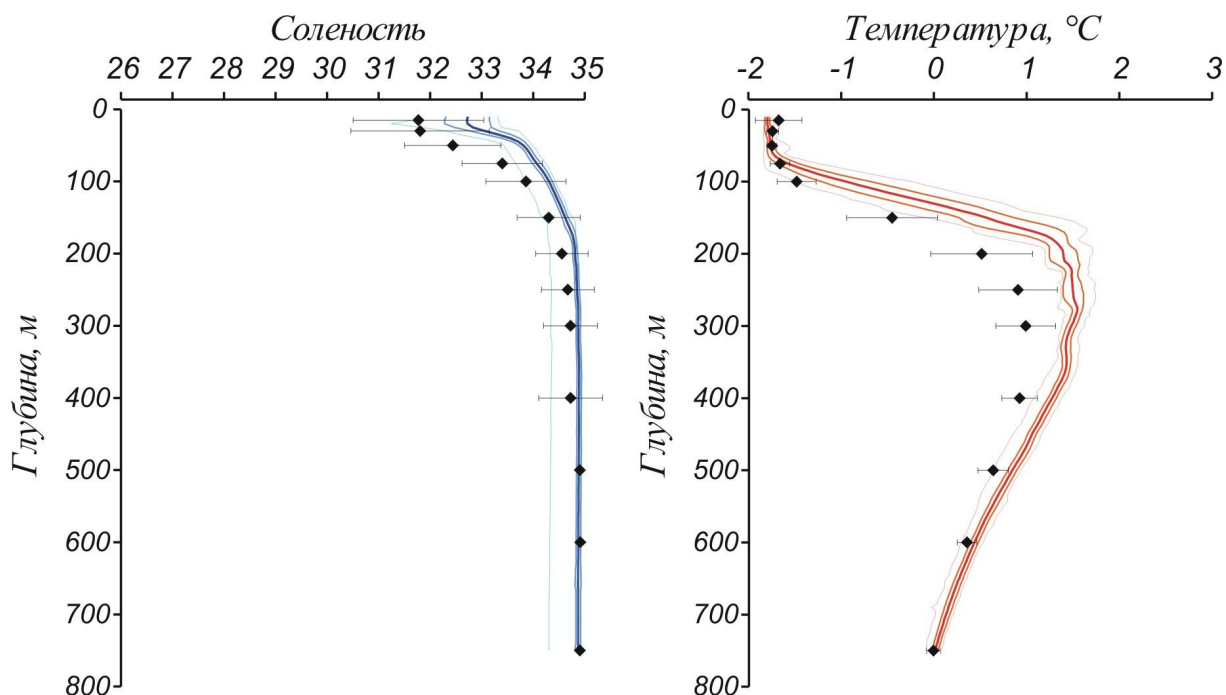


Рисунок 3.6 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буя ИТР 24 в октябре-декабре 2008 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейн. Атлантическая водная масса

Воды атлантического происхождения в Евразийском бассейне также демонстрировали значительную положительную аномалию температуры относительно климатических значений. Так, в ядре атлантических вод, расположенном на глубинах от 210 м в западной части суббассейна до 280-300 метров в восточной и северной части, наблюдались аномалии, достигающие $+0,5..+0,6^{\circ}\text{C}$. В большинстве случаев такие аномалии превышают средний климатический уровень на величину большую одного стандартного отклонения, составляющего в ядре АВ $0,3-0,5^{\circ}\text{C}$.

В части Евразийского суббассейна, непосредственно прилегающей к проливу Фрама (по данным ИТР-19 и СП-35), отмечен значительный разброс кривых минимальной и максимальной температуры воды, как в верхнем перемешанном, так и в глубоководном слое. Данное обстоятельство обусловлено расположением траектории дрейфа в области фронтальных разделов с повышенными значениями горизонтальных градиентов свойств.

В целом, положительные аномалии температуры глубинного слоя АВ наблюдаются на глубинах, превышающих 80-100 метров, и прослеживаются до глубины 600-700 метров. При этом отчетливо прослеживается тенденция к более мелководному положению слоя АВ, верхняя граница которых традиционно определяется глубиной положения изотермы 0°C . По ре-

зультатам многочисленных измерений в разных частях суббассейна величина смещения верхней границы составила 40-50 метров в сторону поверхности. В различных частях суббассейна положительные аномалии температуры в ядре АВ сопровождаются положительными аномалиями солёности по отношению к климатическим значениям. Как правило, эти аномалии наблюдаются только в верхней и центральной части ядра и отсутствуют ниже отметки 250-400 метров.

В таблице 3.1 приводятся основные характеристики верхнего перемешанного слоя и слоя атлантических вод Евразийского суббассейна, полученные в результате анализа вертикальной термохалинной структуры.

Таблица 3.1 – Основные характеристики термохалинной структуры Евразийского бассейна в районе дрейфа буев ИТР-24, ИТР-19 и станции СП-35.

Верхний перемешанный слой		Атлантические воды	
толщина	20 – 60 м	верхняя граница (положение изотермы 0°C)	90 – 150 м
температура	–1,8 –1,7°C	нижняя граница (положение изотермы 0°C)	750 – 880 м
солёность	32,7 – 34,1 ‰	максимальная температура	+1,0 +2,4°C
–	–	положение ядра	210 – 305 м

Вертикальная структура вод Канадского суббассейна. Поверхностный слой

Распределение солёности поверхностного слоя в Канадском суббассейне в 2008 г. характеризовалось постепенным уменьшением величины положительной аномалии и переходом к отрицательным значениям при продвижении с запада на восток. Если в районе дрейфа ИТР-26 и СП-36 средние значения аномалии солёности верхнего 15-20 метрового слоя наблюдалось на уровне +0,8 ‰ (значения солёности 31,7 ‰) и +1,3 ‰ (значения солёности 31,2 ‰) соответственно, то на профилях солёности по ИТР-28 значение аномалии солёности уже составляло –0,4 ‰ (значения солёности 30,6 ‰). Далее к востоку аномалии увеличивались по абсолютной величине и достигали значений –2,3 ‰ (рисунки 3.7-3.12). Одним из наиболее вероятных факторов, определивших развитие значительных крупномасштабных изменений в распределении солёности, по всей видимости, следует считать существенные изменения в ледяном покрове. Распределение значительных акваторий вполне закономерно в условиях наблюдавшегося в течение нескольких лет последовательного уменьшения толщины и площади ледяного покрова в этой части Арктического бассейна.

Вертикальная структура вод Амеразийского суббассейна. Атлантическая водная масса

Слой АВ в Амеразийском суббассейне, также как и в Евразийском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры глубинных вод, наблюдаемые до гори-

зонтов 500-700 метров. При этом сами значения максимальных аномалий в ядре слабо меняются в пространстве и варьируются от $+0,2$ до $+0,3^{\circ}\text{C}$. Сами значения максимальных температур при это уменьшаются с запада на восток от $1,0^{\circ}\text{C}$ до $0,65^{\circ}\text{C}$. При этом, при продвижении струи АВ от хребта Ломоносова к Канадской котловине происходит постепенное заглубление ядра от 290 метров (ИТР-26) до 370-380 (группы буев ИТР-2 3 и ИТР-8). Точно такие же тенденции наблюдаются в положении верхней границы АВ, которая заглубляется с горизонта 160 метров в восточной части суббассейна до 265 метров – в Канадской котловине. Глубина расположения верхней границы АВ по историческим данным на соответствующем отрезке пути их распространения в Канадском суббассейне меняется от 215 до 330 метров. Таким образом, наблюдается ярко выраженный подъем верхней границы на 40-60 метров (рисунки 3.7-3.12).

Вертикальная структура вод Американо-Азиатского суббассейна. Тихоокеанские воды

Летние тихоокеанские воды (ЛТВ) подстилают поверхностные воды и образуют в основном в Американо-Азиатском суббассейне слой между горизонтами 40–100 м с температурой выше $-1,4^{\circ}\text{C}$ и соленостью 31–33 ‰. Вертикальная структура ЛТВ в зимне-весенний период в Канадской котловине во многих местах была многопиковой. Чаще всего наблюдалось два пика температуры. Первый максимум располагался на горизонтах 50–75 м, максимальная температура была в пределах от $-0,25$ до $-1,14^{\circ}\text{C}$, а соленость была 30,90-31,41 ‰. Вторым максимум располагался на горизонтах 90-140 м, максимальная температура была в пределах от $-1,24$ до $-1,40^{\circ}\text{C}$, а соленость была 32,60-32,80 ‰.

В осенне-зимний период в этом районе чаще всего наблюдался один пик, который располагался на горизонтах 50-75 м, максимальная температура была в пределах $-0,93$ до $-1,14^{\circ}\text{C}$ и соленость 29,50-31,50 ‰. Но наблюдался в некоторых местах и пик на горизонте 80-100 м с максимальной температурой около $-0,85^{\circ}\text{C}$ и соленостью 31,50 ‰ (рисунок 3.12).

В отличие от 2007 г., площадь распространения ЛТВ была значительно больше. В 2008 г. ЛТВ с максимальной температурой $-1,38^{\circ}\text{C}$ и соленостью 32,75 ‰ на горизонте 90 м наблюдались в марте 2008 г. к северу от Гренландии в точке с координатами 66° з.д., 83° с.ш.

В целом температура ЛТВ в 2008 г. была несколько выше, а соленость несколько меньше средней климатической. Вместе с тем, в южной части Канадской котловины температура ЛТВ была ниже, чем в 2007 г. Площадь распространения ЛТВ была больше, чем в 2007 г.

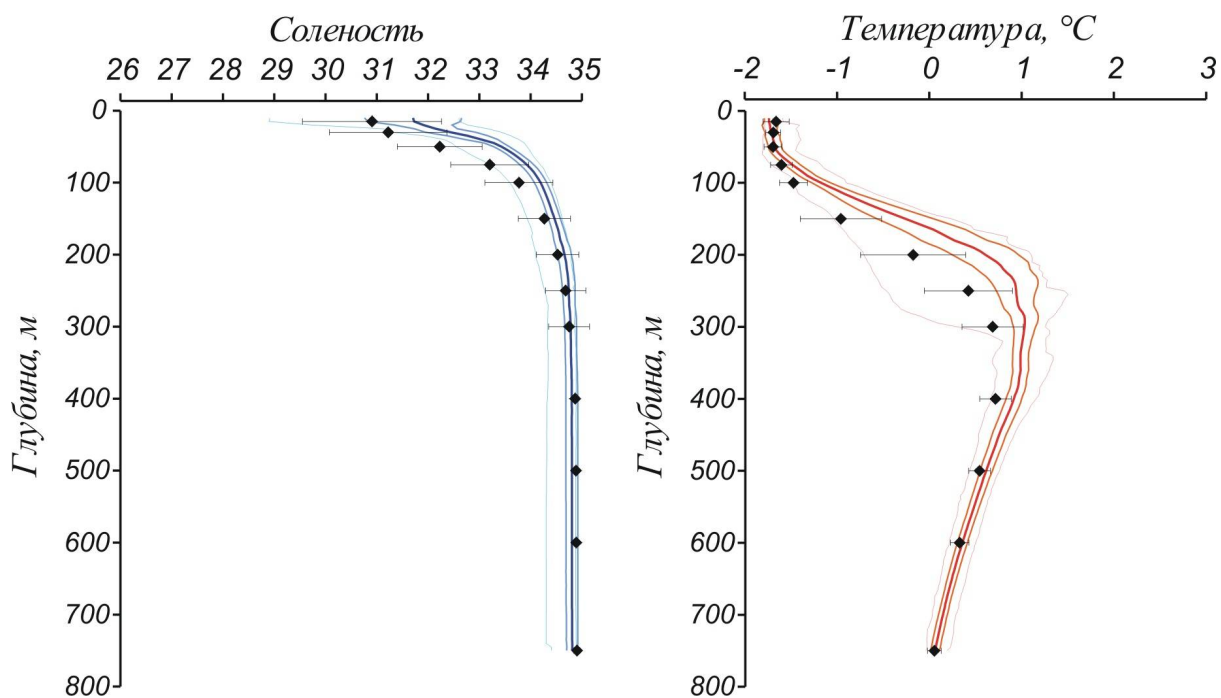


Рисунок 3.7 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буюв ИТР-26 и ИТР-27 в октябре-декабре 2008 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

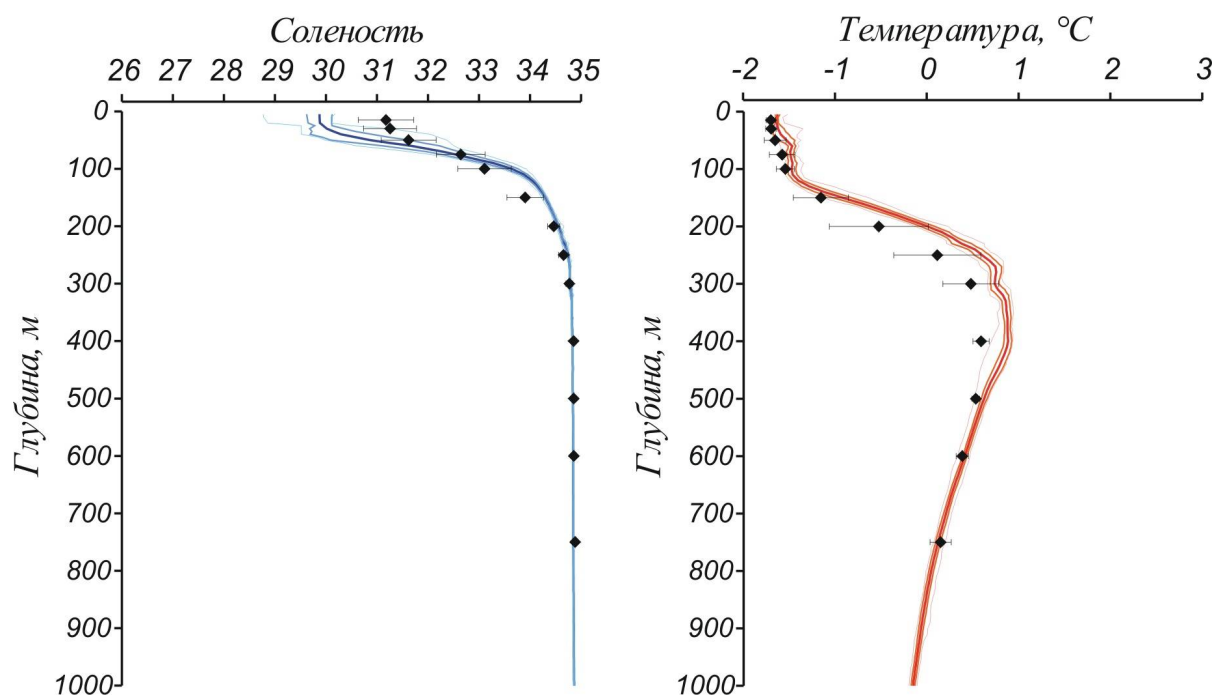


Рисунок 3.8 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений на дрейфующей станции СП-36 в октябре-декабре 2008 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

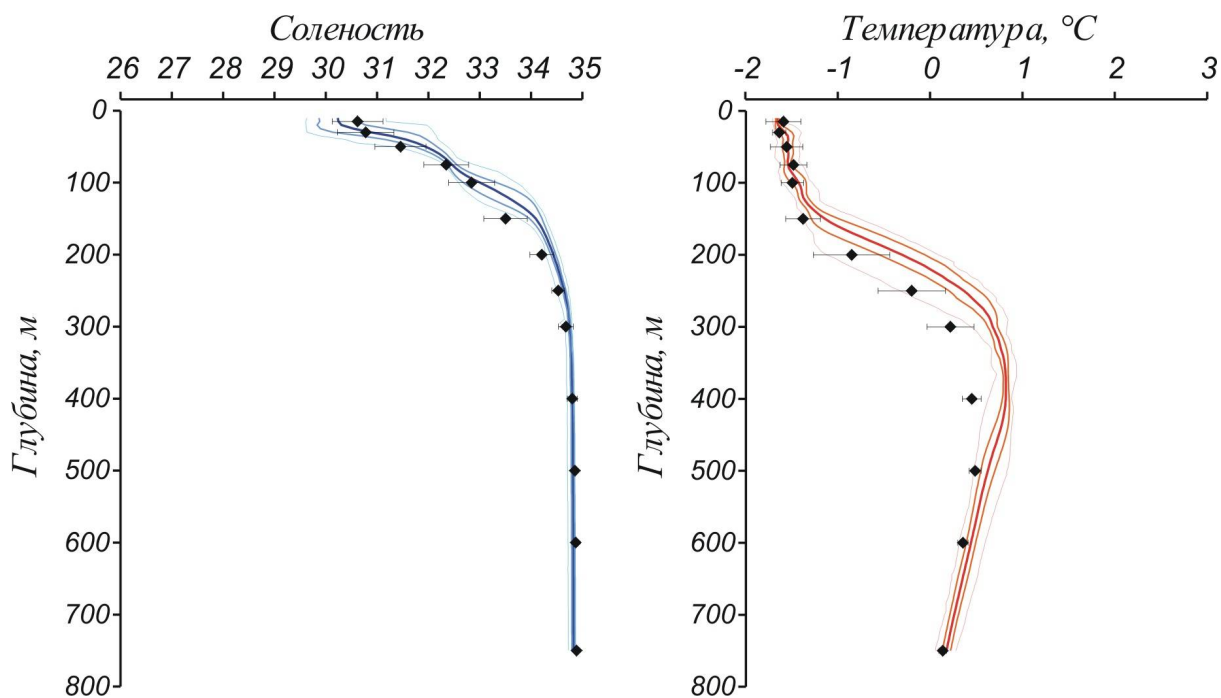


Рисунок 3.9 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буюв ІТР-28 и ІТР-29 в октябрі-декабрі 2008 г. (умовні позначення відповідають рисунку 3.5)

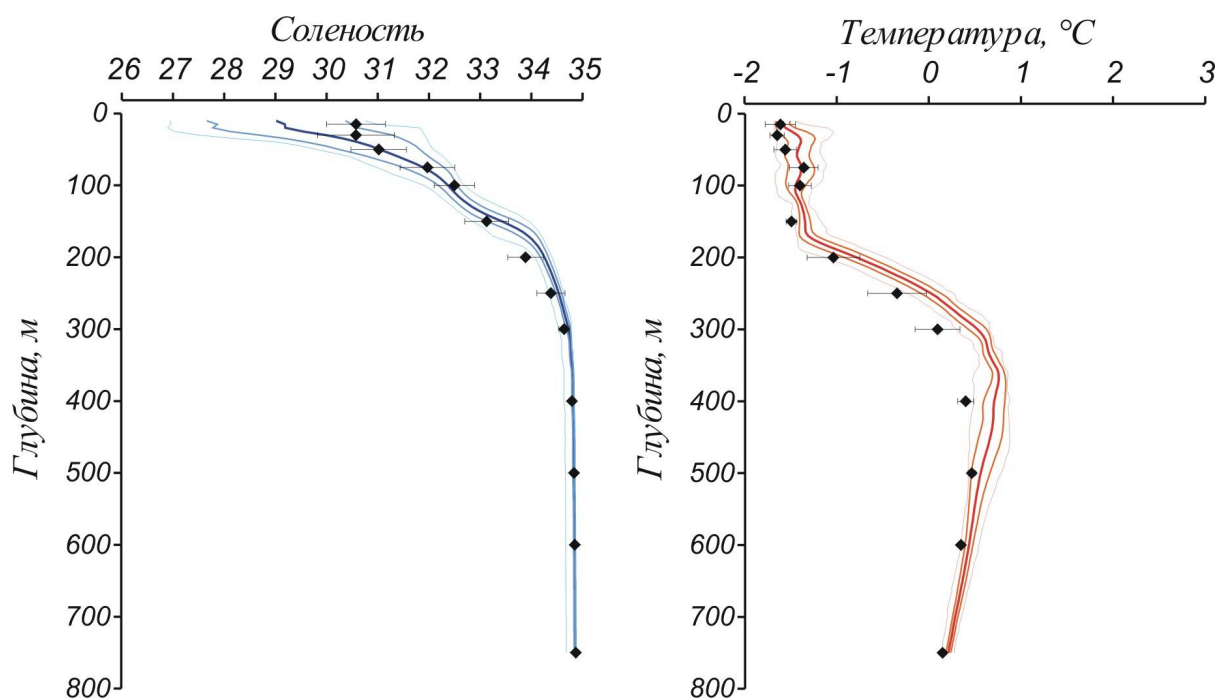


Рисунок 3.10 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буюв ІТР-23 и ІТР-25 в октябрі-декабрі 2008 г. (умовні позначення відповідають рисунку 3.5)

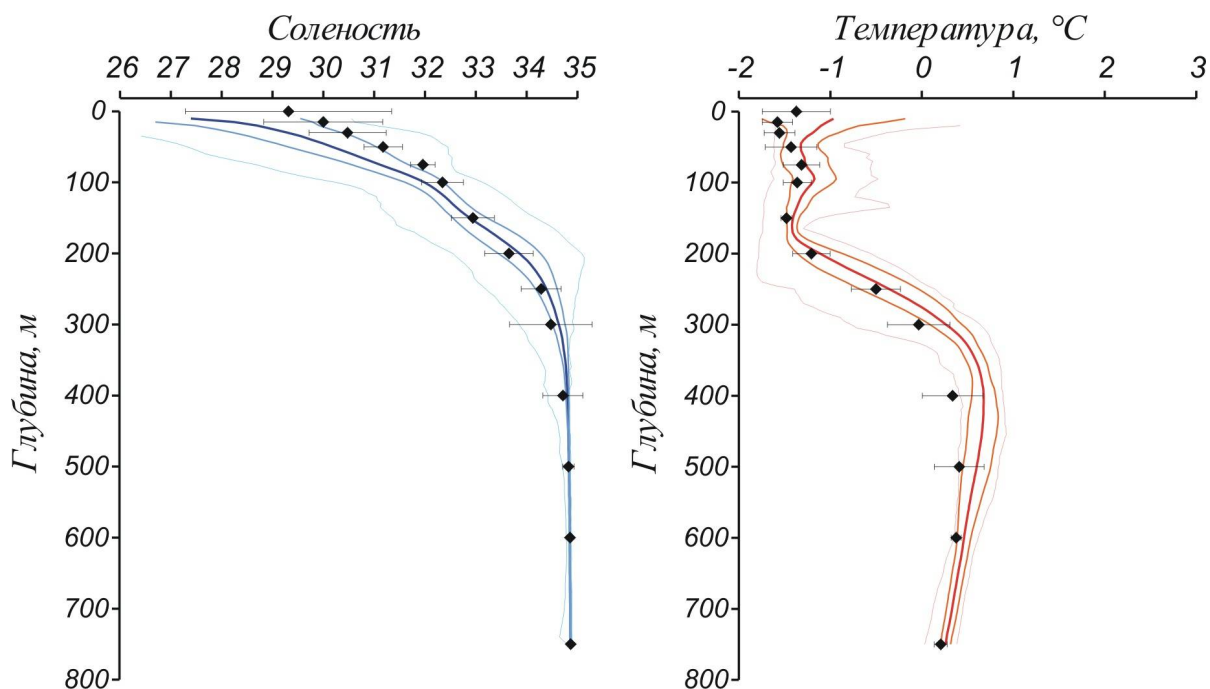


Рисунок 3.11 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буев ИТР-8, ИТР-10, ИТР-11, ИТР-13, ИТР-18 и ИТР-21 в июле-сентябре 2008 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

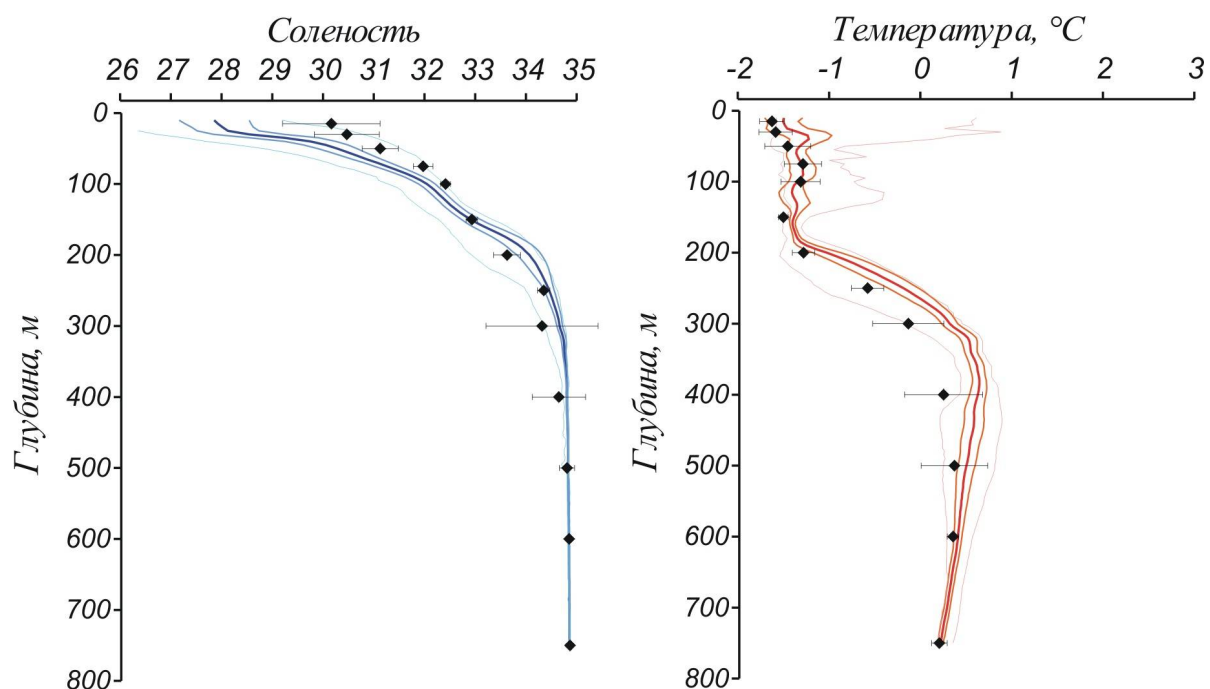


Рисунок 3.12 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буев ИТР-8, ИТР-10, ИТР-11, ИТР-13, ИТР-18 и ИТР-21 в октябре-декабре 2008 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.5)

Граница распространения ЛТП проходила вдоль хребта Ломоносова, а вдоль Канад-

ского материкового склона она доходила до меридиана 66° з.д. вблизи Гренландии. Распространение ЛТВ в 2008 году является наибольшим из имеющегося ряда наблюдений.

Основные характеристики, полученные при анализе вертикального распределения температуры и солености в Канадском секторе Арктического бассейна за 2008 г. сведены в таблицу 3.2.

Таблица 3.2 – Основные характеристики термохалинной структуры Амеразийского суббассейна в районе дрейфа буев ИТР и станции СП-36

Верхний перемешанный слой		Тихоокеанские воды		Атлантические воды	
толщина	15 – 20 м	верхняя граница	40 – 50 м	верхняя граница (положение изотермы 0°C)	160 – 265 м
температура	–1,75 –1,55°C	нижняя граница	150 – 160 м	нижняя граница (положение изотермы 0°C)	840 м
соленость	30,2 – 31,7 ‰	максимальная температура	–0,25 –0,35 °C	максимальная температура	+0,65 +1,03°C
–	–	–	–	положение ядра	280 – 390 м

Зимние тихоокеанские воды (ЗТВ) располагаются под ЛТВ на глубине 100–200 м и имеют соленость 33–34 ‰ и температуру ниже –1,4°C. Вблизи Гренландии минимум температуры –1,6°C и соленостью 33,70 ‰ располагался на горизонте 124 м; в Канадской котловине минимум температуры –1,41–1,51°C и соленостью 33,04–33,67 ‰ располагался на горизонтах 140–166 м. Площадь распространения ЗТВ не удалось оценить, но по косвенным признакам ЗТВ занимали площадь большую, чем в 2007 г.

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

В сентябре-октябре 2008 г. в экспедиции Арктика-2008 было успешно выполнено десять океанографических разрезов поперек границы материкового склона, которые позволили установить некоторые особенности изменения теплового состояния в слое глубинных атлантических вод, по мере их распространения от Северной Земли в направлении Амеразийского суббассейна. Труднодоступность этих районов даже в летний период, подчеркивает уникальность полученной в 2008 г. информации. Например, район к северо-востоку от Северной Земли оказался относительно более доступен для проведения морских исследований только благодаря сокращению и уменьшению толщины ледяного покрова, наблюдаемого с конца прошлого столетия. С точки зрения перспектив исследований этого района особый интерес вызывают именно процессы, связанные с трансформацией глубинных атлантических вод, распространяющихся в восточном направлении вдоль границы континентального склона. Широко известен факт, что склон Северной Земли является местом потенциального проявления эффектов каска-

динга. Образованная на материковом шельфе сильно охлаждённая водная масса обладает максимальной для данного района плотностью, что позволяет ей при продвижении вдоль изопикнических поверхностей опускаться с материкового склона в более глубоководные части моря, осуществляя вентиляцию промежуточного и глубинных слоев. Наблюдаемая глубина следов проникновения вод каскадинга, определяемая по характерному изгибу изотерм и изохалин, составила порядка 400 м. При продвижении струи атлантических вод в восточном направлении происходит постепенное понижение температуры и уменьшение солёности ядра водной массы, сопровождающееся его заглублением с 190 до 310 м (рисунок 3.13).

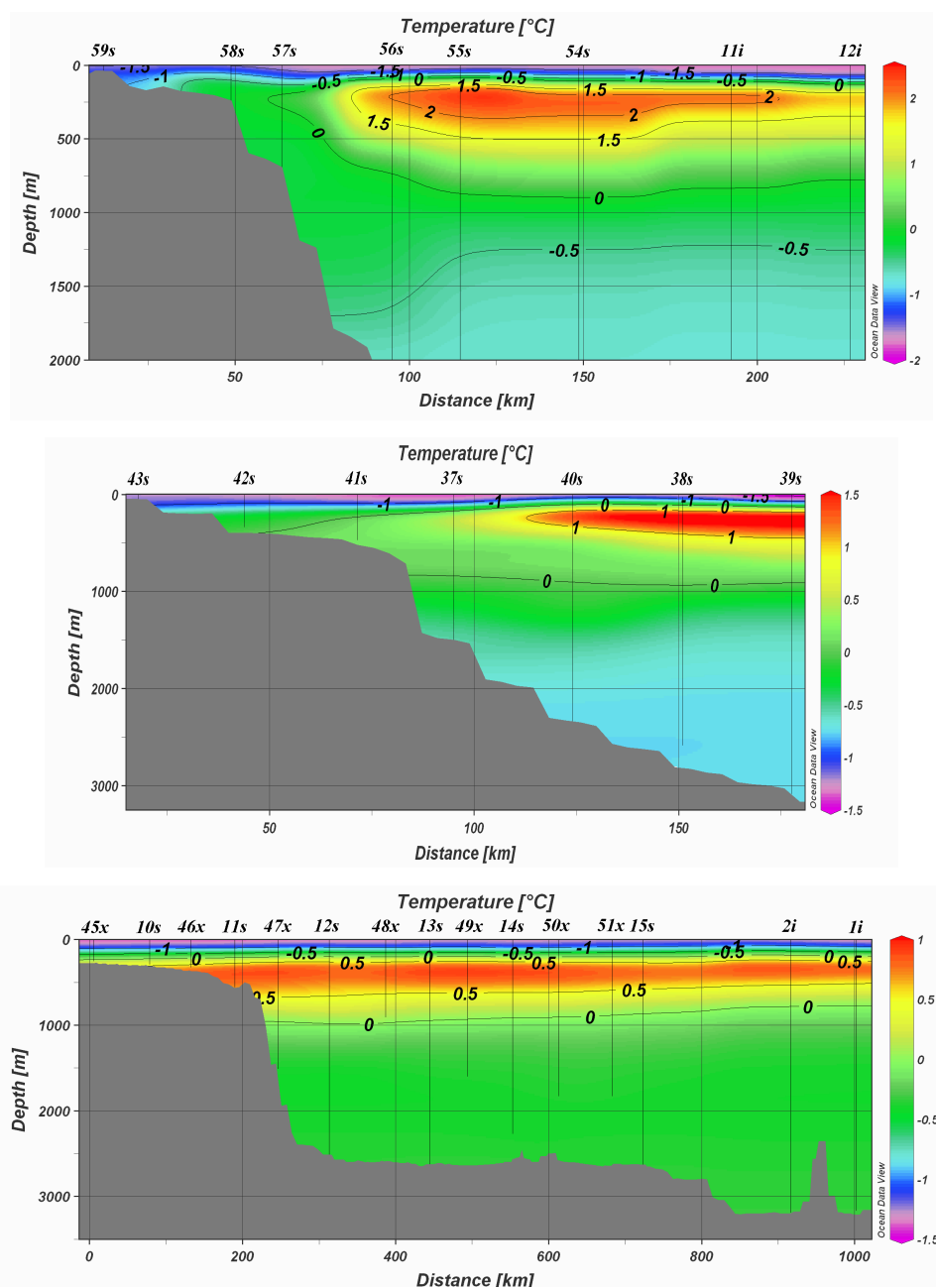


Рисунок 3.13 – Трансформация температуры ядра атлантических вод, по мере их распространения на восток вдоль границы континентального склона по данным экспедиции «Арктика-2008»

Температура в ядре на расстоянии примерно 1700-1800 км понизилась на величину $1,47^{\circ}\text{C}$ (с $2,59^{\circ}$ до $1,12^{\circ}\text{C}$), а соленость с 34,94 ‰ до 34,82 ‰. При этом на некоторых разрезах наблюдаются отличия от однонаправленной тенденции уменьшения температуры и солености в ядре АВ. Если принять во внимание, что эти оценки приведены именно для ядер водных масс, и учесть характер трансформации АВ при движении вдоль материкового склона, можно предположить, что параметры консервативного ядра непостоянны во времени и содержат в себе изменчивость межгодовых колебаний. Выделение межгодовых вариаций и определение дальнейших тенденций в изменении свойств атлантического слоя является одной из приоритетных задач мониторинга климатической системы СЛО.

В то же время, нельзя сбрасывать со счетов и такой важный аспект, как изменение характера сезонной трансформации атлантической воды, вследствие изменения ее параметров на входе в Арктический бассейн, в том числе трансформации баренцевоморской ветви.

Тепловые потери слоя АВ за счёт горизонтального обмена при продвижении вод вдоль склона в западной части Арктики считаются незначительными и происходят, как правило, лишь в областях глубоководных желобов Карского моря. Наиболее правдоподобным объяснением этого феномена является "разбавление" атлантических вод холодными и относительно более пресными водами, формирующимися на шельфе Баренцева и Карского морей в результате зимней термохалинной конвекции. Проникающие в желоба струи АВ трансформируются на поднимающемся рельефе дна и, охлаждаясь вследствие перемешивания с морскими водами, вновь сливаются с основным потоком. В целом, океанографический разрез, выполненный в северной части Карского моря поперек глубоководных желобов Св. Анны и Воронина не выявили существенных изменений по сравнению с климатическими значениями термохалинных характеристик. Температура воды в ядре баренцевоморской ветви атлантических вод на глубине порядка 200 м составляла $1,73^{\circ}\text{C}$, что соответствует характерному диапазону климатических значений температур $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$.

3.1.4. Пространственное распределение основных характеристик поверхностного слоя вод и слоя атлантических вод Арктического бассейна и арктических морей в 2008 г.

Основной объем океанографических наблюдений был выполнен в летний и летне-осенний периоды (июль–октябрь). Именно для этого периода можно дать наиболее полную характеристику термохалинного состояния океана на большей части Арктического бассейна.

Особенности полей поверхностной температуры и солености

Термические процессы, протекавшие в Арктическом бассейне и арктических морях, сформировали во многих районах аномальное тепловое состояние поверхностного слоя океана в летний период. Положительные аномалии температуры поверхностного слоя воды на-

блюдались не только на свободной ото льда части Арктического бассейна, но и на покрытой льдом акватории.

Как видно из карты распределения температуры воды на горизонте 10 м на рисунке 3.14, построенной по всем имеющимся данным океанографических наблюдений в августе–сентябре 2008 г., изотерма $-1,0^{\circ}\text{C}$ расположена северней климатического положения.

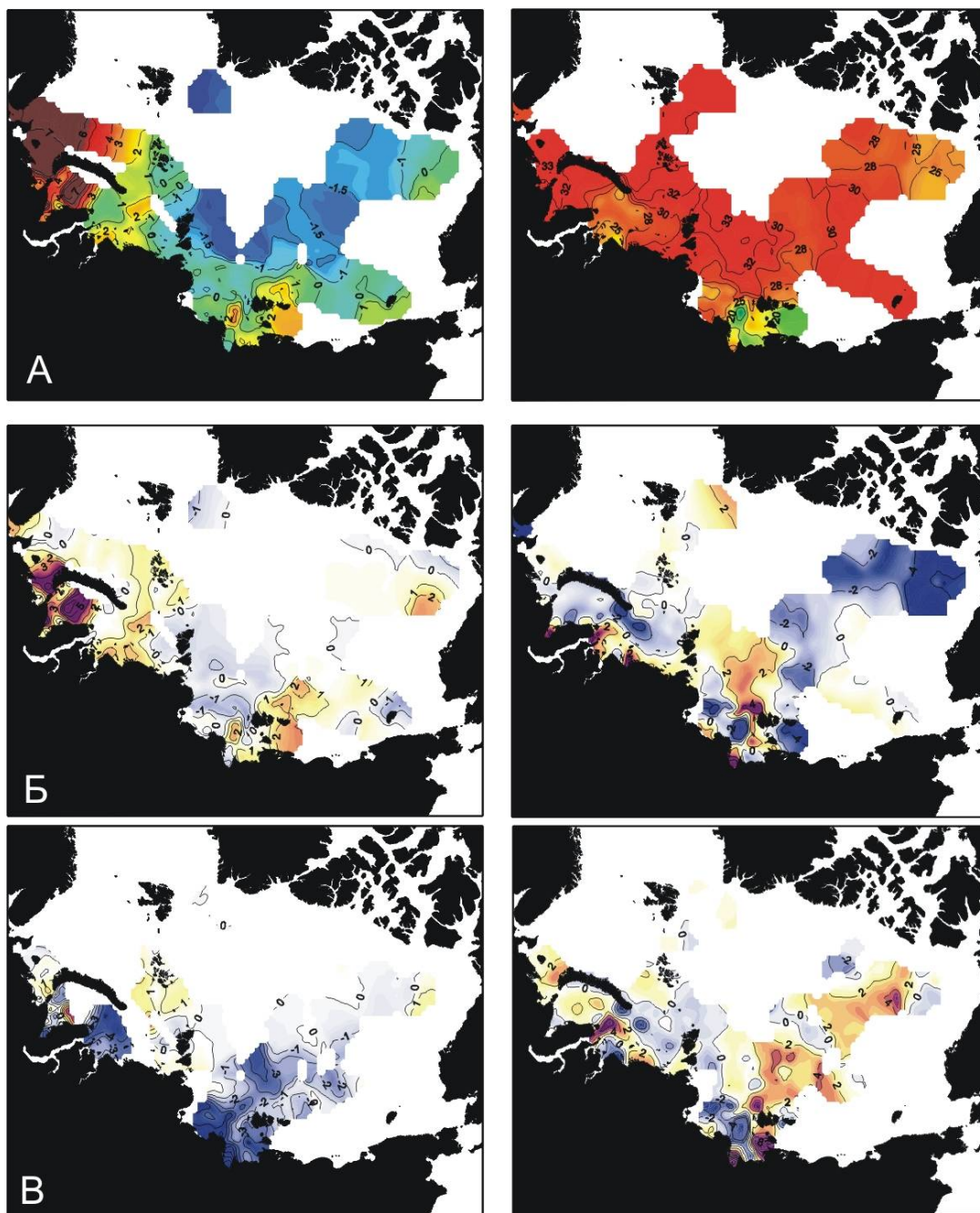


Рисунок 3.14 –Пространственное распределение температуры (слева) и солёности (справа) на глубине 10 метров по данным измерений в августе-сентябре 2008 года (а); аномалии температуры и солёности на глубине 10 метров по отношению к климатическим значениям (б); аномалии температуры и солёности на глубине 10 метров по отношению к аналогичному пе-

риоду в 2007 году (в)

Положительные аномалии температуры воды наблюдались на значительной части Американо-Азиатского суббассейна, при этом в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря положительные аномалии достигали 2°C . В Евразийском суббассейне поверхностная температура воды была в пределах нормы, но в районе пролива Фрама отмечалась отрицательная, а в северо-западной части Карского моря положительная аномалии температуры воды. В Карском море в поверхностном слое наблюдалась более высокая температура воды, причем в юго-западной части моря положительная аномалия достигала $+6^{\circ}\text{C}$.

Сравнение распределения поверхностной температуры воды летом 2008 г. с распределением поверхностной температуры воды летом 2007 г. показывает следующее (рисунок 3.14).

На большей части акватории Арктического бассейна температуры воды летом 2008 г. была ниже, чем летом 2007 г. Причем в восточной части моря Лаптевых, к северу от Новосибирских островов и Восточно-Сибирском море температура воды была ниже на $2-3^{\circ}\text{C}$. В тоже время в северной части Карского моря поверхностная температура воды летом 2008 г. была выше таковой летом 2007 г.

Таким образом, распределение поверхностной температуры воды летом 2008 г. на большей части Арктического бассейна и в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском было аномальным. Структура поля аномалий температуры была сходна с 2007 г., но величины аномалий летом 2008 г. были значительно меньше, кроме северной части Карского моря. Распределение солёности поверхностного слоя летом 2008 г. имело следующие особенности. На большей части акватории Американо-Азиатского суббассейна наблюдалось распреснение поверхностного слоя, при этом в отдельных районах отрицательные аномалии (распреснение) достигали -2‰ . В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых отмечалось осолонение поверхностного слоя. При этом в северной части моря Лаптевых отрицательные аномалии солёности достигали -2‰ .

Таким образом, интегрально, поверхностный слой Американо-Азиатского суббассейна был аномально распресненным, а таковой Евразийского суббассейна был аномально солёным. Контраст солёности между двумя суббассейнами достигал 4‰ . Нулевая изолиния аномалии солёности проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова. Таким образом, распределение поверхностной солёности летом 2008 г. на большей части акватории Арктического бассейна и арктических морей относится к аномальному.

Сравнительный анализ распределения поверхностной солёности воды, с наблюдавшимся летом 2007 г., позволяет сделать следующие выводы. Структура поля аномалий солё-

ности летом 2008 г. подобна таковой летом 2007 г., но величины аномалий меньше. Соленость поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне в 2008 г. была больше солености поверхностного слоя летом 2007 на 1-2‰. В Карском море увеличение солености по сравнению с 2007 г. достигало 4‰.

Особенности распределения характеристик атлантических вод

Как средняя в слое температура атлантических вод, так и их максимальная температура в 2008 г. была везде выше средней климатической (рисунок 3.15). Это означает, что в 2008 г. наблюдалась повсеместно высокая температура атлантических вод. Вместе с тем, в основной струе вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых наблюдались отрицательные аномалии общего теплосодержания атлантических вод.

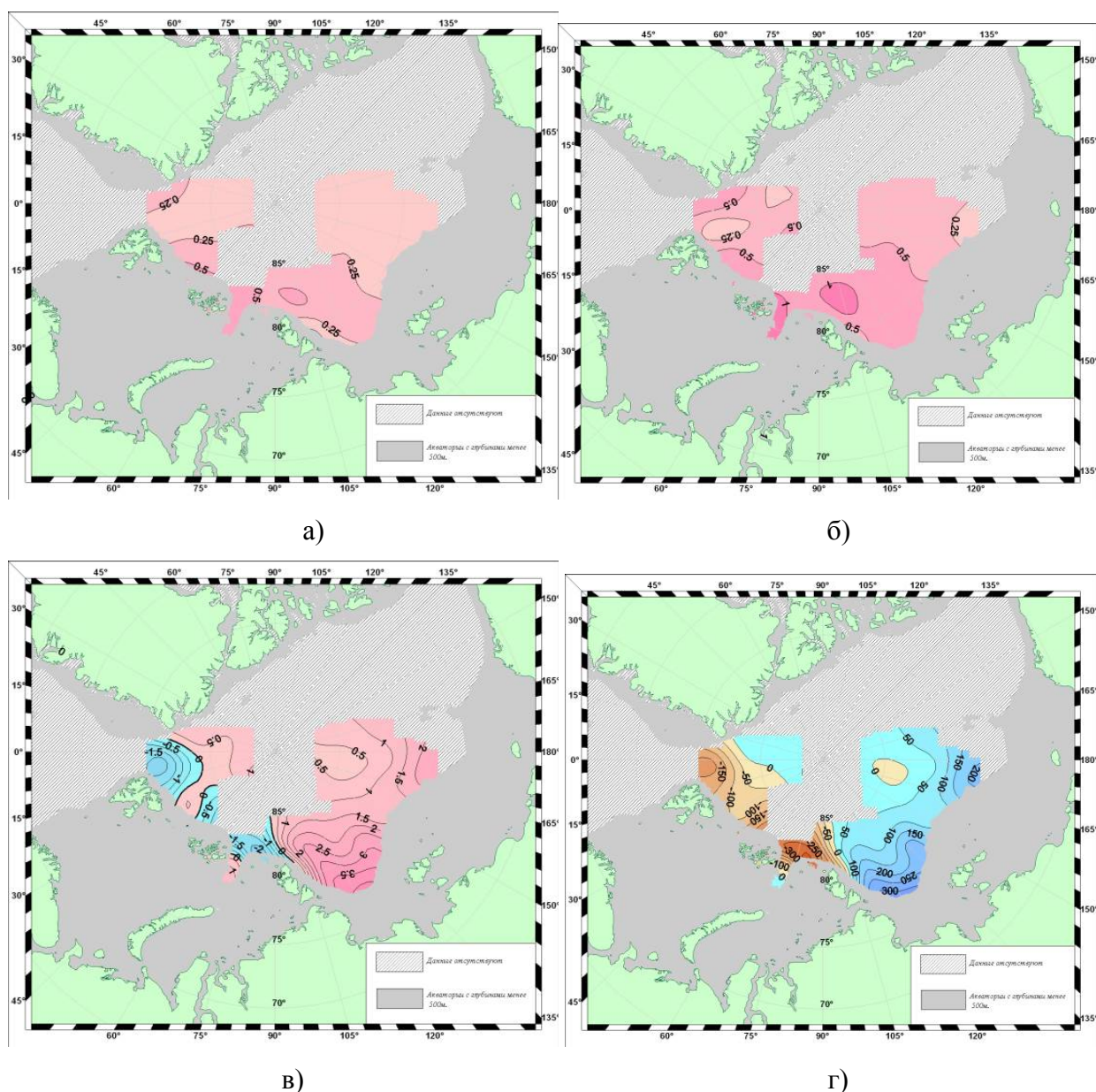


Рисунок 3.15 – Пространственное распределение аномалий: средней температуры (а), максимальной температуры (б), общего теплосодержания (в) и толщины атлантических вод (г) летом 2008 г.

Это явилось следствием того, что толщина слоя атлантических вод в этом районе была меньше средней климатической.

Состояние области залива и распространения основной струи атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых значительно изменилось по сравнению с 2007 г. Средняя и максимальная температура атлантических вод понизилась на 0,25-0,50°C, уменьшилось общее теплосодержание и уменьшилась толщина атлантических вод (рисунки 3.15 и 3.16). В тоже время в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод, по сравнению с 2007 г.

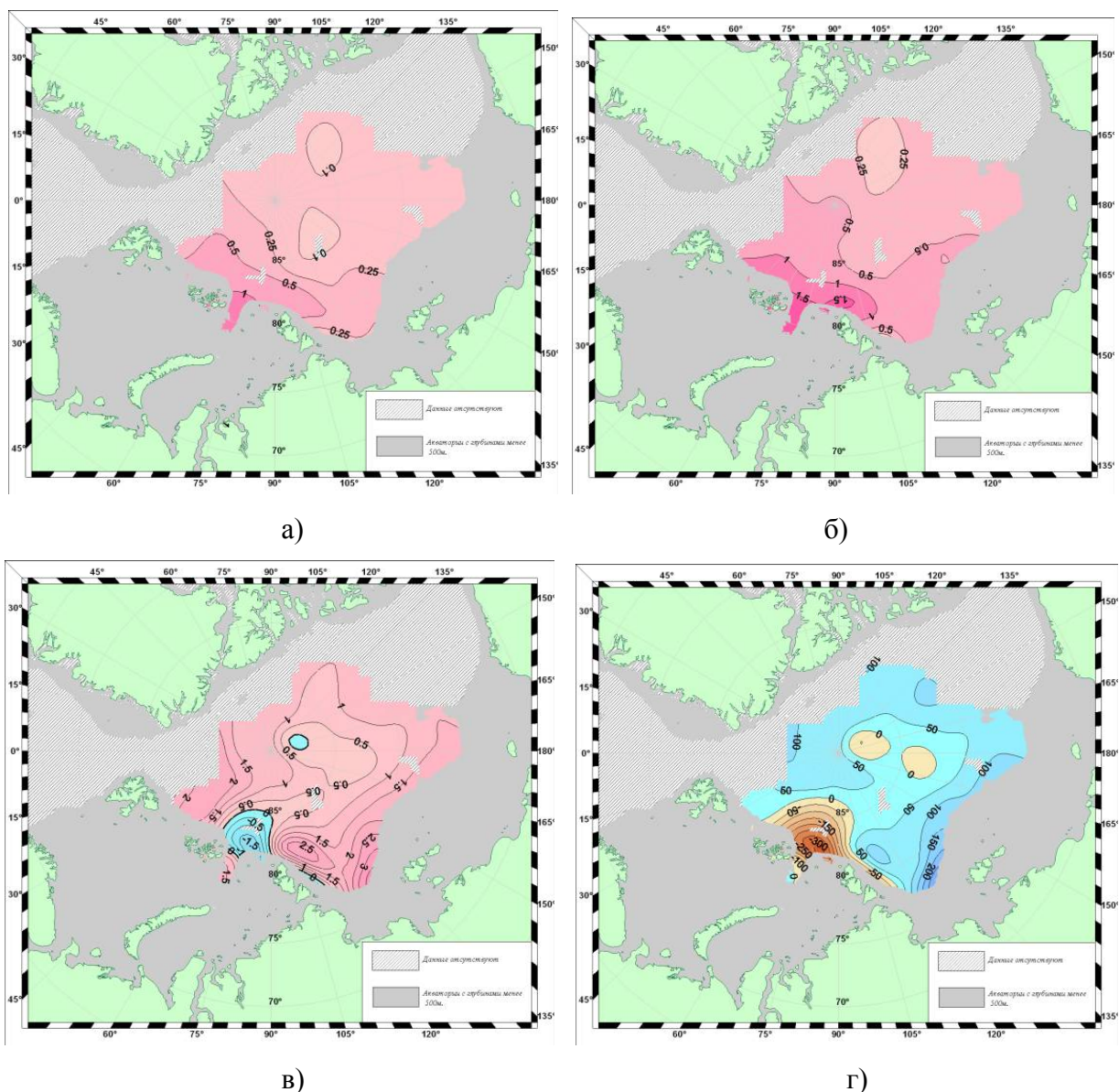


Рисунок 3.16 – Пространственное распределение аномалий: средней температуры (а), максимальной температуры (б), общего теплосодержания (в) и толщины атлантических вод (г) летом 2007 г.

Отметим изменения в топографии верхней и нижней границ атлантических вод летом 2008 г. по сравнению с 2007 г. На большей части акватории Арктического бассейна как в 2007 г., так и в 2008 г., верхняя граница АВ была выше средней климатической на 40-100 м. Но в 2008 г. в области к северу от Шпицбергена произошло заглубление верхней границы, которая опустилась на 10-50 м глубже среднего климатического положения (рисунок 3.17).

В этой же части Арктического бассейна произошло поднятие нижней границы АВ по сравнению с 2007 г., причем величина поднятия нижней границы составила около 100 м. В северной части моря Лаптевых, напротив, в 2008 г. произошло еще большее опускание нижней границы АВ.

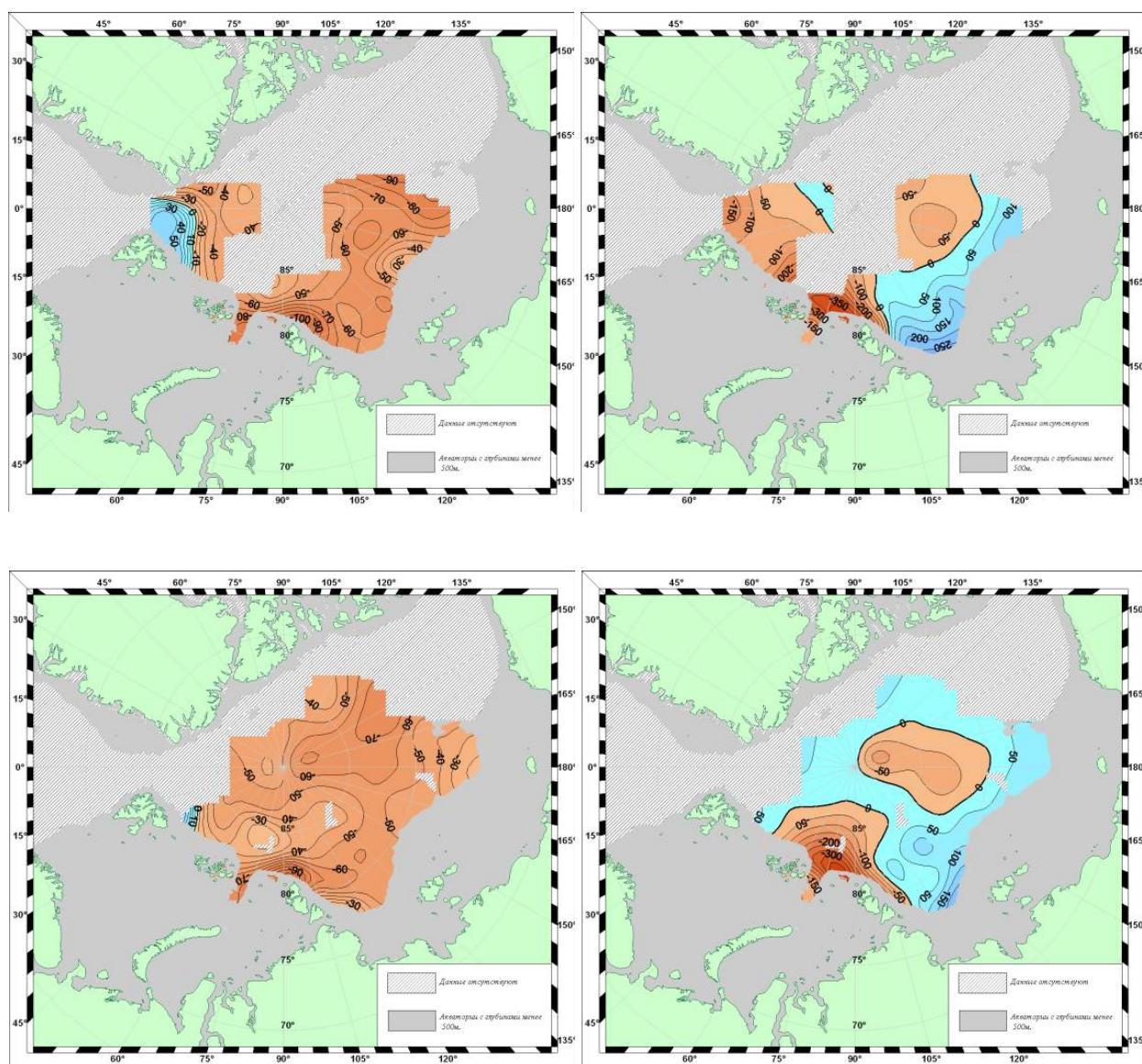


Рисунок 3.17 – Пространственное распределение аномалий глубины залегания верхней (левая колонка) и нижней (правая колонка) поверхностей слоя атлантических вод в 2008 г. (верхний ряд) и в 2007 г. (нижний ряд)

3.2. Гидрохимические условия

3.2.1. Гидрохимические условия Арктического бассейна

При изучении водных масс и структуры водной толщи анализируется не только распределение температуры и солености, но и распределение гидрохимических параметров, что особенно актуально в современных изменяющихся климатических условиях Северного Ледовитого океана.

Состав гидрохимических работ на СП-35 включал отбор на гидрологических станциях проб воды с различных горизонтов и последующее определение в пробах кислорода, фосфатов, силикатов, pH и общей щелочности. Схема расположения станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения, приведена на рисунке 3.18.

Характер вертикальной изменчивости гидрохимических параметров в районе дрейфа СП-35 однотипен. Общие закономерности вертикального распределения биогенных элементов и кислорода показаны на рисунке 3.19 на примере ст. 7. Поверхностный слой (30-80 м) характеризуется минимальными концентрациями фосфатов, силикатов и максимальным содержанием кислорода. Степень насыщения морской воды кислородом в поверхностном слое близка к 100%. В пикноклине концентрации биогенных элементов быстро возрастают, а концентрация кислорода падает. Это область наибольших градиентов гидрохимических параметров. В ядре атлантической водной массы рост концентраций биогенных элементов значительно уменьшается. И вплоть до нижней границы атлантических вод (в слое 200-800 м) градиенты биогенных элементов остаются невелики. Концентрация кислорода в этом слое практически не меняется. В ряде случаев она даже несколько возрастает, так что на нижней границе атлантической водной массы наблюдается небольшой промежуточный максимум кислорода.

В верхней части глубинных вод (~ 800-1800 м) градиенты биогенных элементов увеличиваются, кислород снова начинает уменьшаться. Но на более низких глубинах концентрации фосфатов и кислорода практически не меняются. Силикаты продолжают возрастать, хотя и с меньшим градиентом.

Предыдущие исследования показывают, что с дальнейшим ростом глубины, вплоть до самого дна, характер изменчивости фосфатов, силикатов и кислорода не меняется. Изменчивость фосфатов, силикатов и кислорода с глубиной для всех станций вместе показана на рисунке 3.20 (для сравнения на рисунок нанесены данные для СП-34). Для более наглядного представления изменчивости в верхней части водной толщи глубина на рисунке 3.20 дана в логарифмическом масштабе.

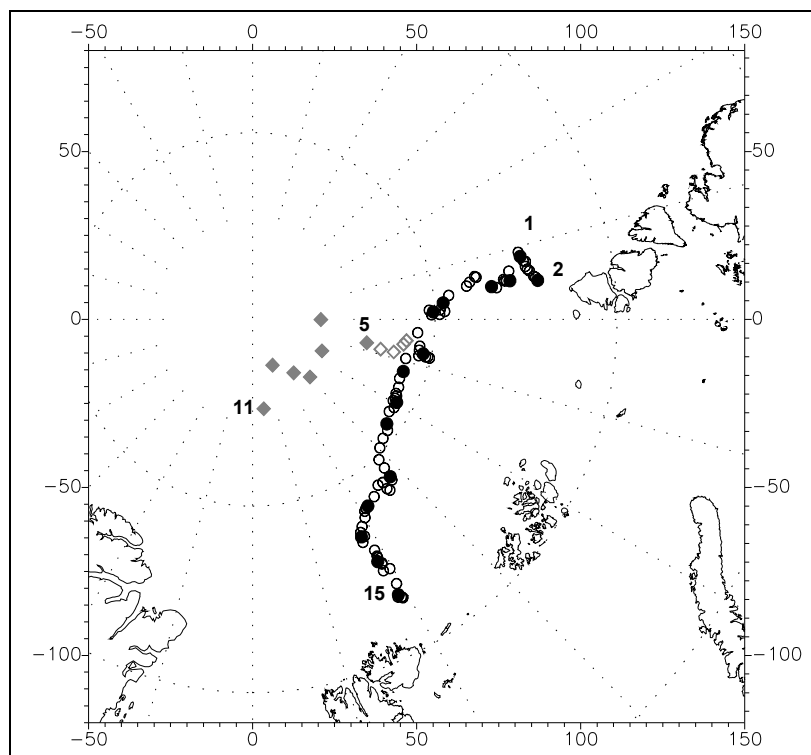


Рисунок 3.18 – Схема расположения станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения во время дрейфа СП-35 (черные кружки – станции, на которых выполнялся глубоководный отбор проб, ромбики – расположение гидрохимических станций во время дрейфа СП-34 в октябре 2005 – мае 2006, темные ромбики – станции, на которых проводилось исследование карбонатной системы, цифры – номера глубоководных станций)

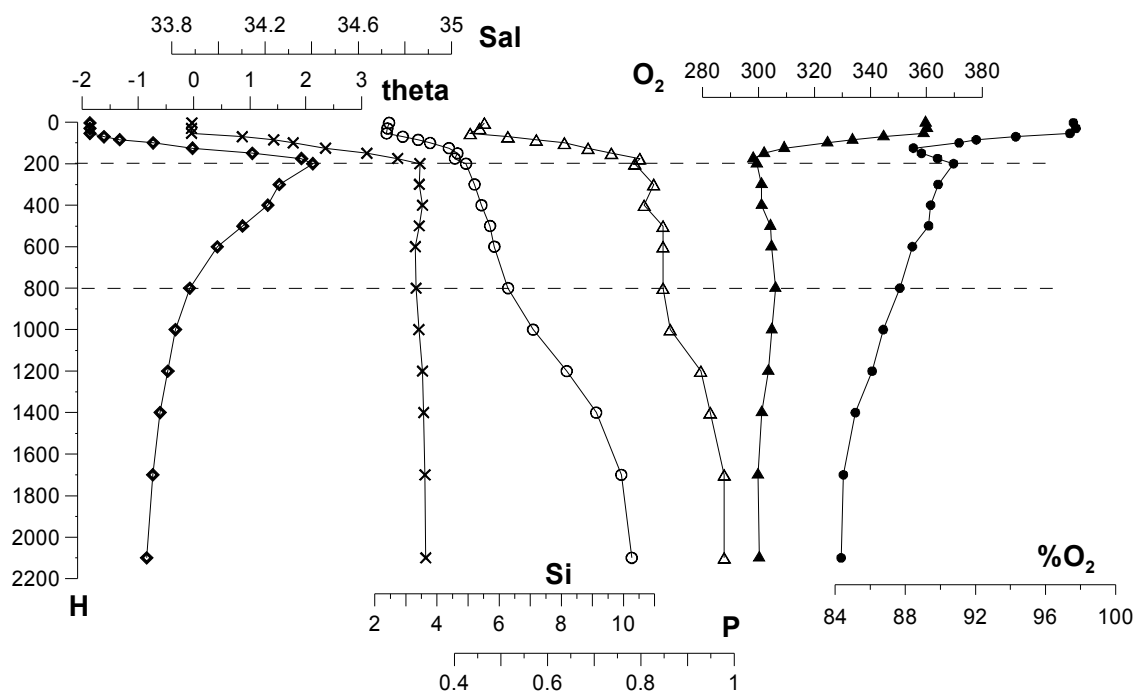


Рисунок 3.19 - Вертикальная изменчивость фосфатов, силикатов, кислорода, а также потенциальной температуры и солености на ст. 7 (штриховые линии показывают ядро и нижнюю границу атлантической водной массы)

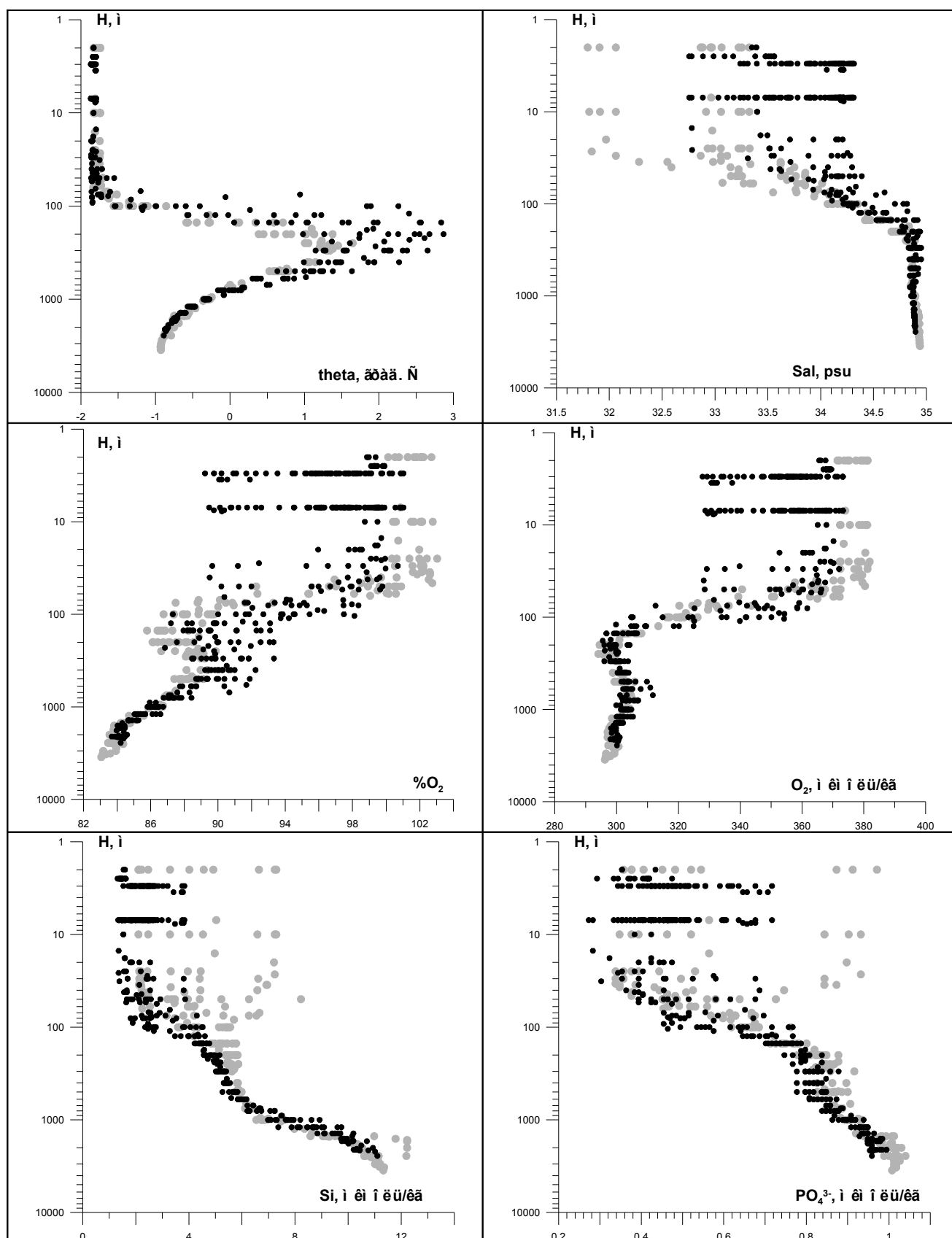


Рисунок 3.20 – Вертикальная изменчивость гидрохимических характеристик (весь массив данных) в районе дрейфа СП-35 (октябрь 2007 – июнь 2008) и СП-34 (октябрь 2005 – май 2006) (черные точки – СП-35, серые точки – СП-34)

Общий характер вертикальной изменчивости биогенных элементов и кислорода в районах дрейфа СП-35 и СП-34 одинаков, причем величины концентраций в глубинных водах, в ядре и в нижнем слое атлантической водной массы удовлетворительно совпадают. Наибольшие вариации гидрохимических параметров наблюдаются в деятельном слое (поверхностный слой и пикноклин). По сравнению с СП-34 в районе дрейфа СП-35 вариации кислорода в поверхностном слое заметно выше, а сам поверхностный слой в среднем ненасыщен кислородом ($\%O_2=96\pm3$). В районе дрейфа СП-35, в отличие от СП-34, велики вариации температуры в ядре атлантической водной массы. Несмотря на это, вариации фосфатов, силикатов и кислорода в ядре атлантического слоя (в районе дрейфа СП-35), практически такие же, как в водах, лежащих ниже. Следствием этого является значительная изменчивость степени насыщения атлантических вод кислородом.

Распределение температуры, силикатов, фосфатов и степени насыщения морской воды кислородом вдоль траектории дрейфа СП-35 показано на рисунке 3.21. Заметно повышенное содержание кислорода на глубинах 500 – 1200 м на станциях, которые расположены на материковом склоне. Глубинное повышение силикатов и пониженное постоянное значение $\%O_2$ начинают наблюдаться при больших глубинах.

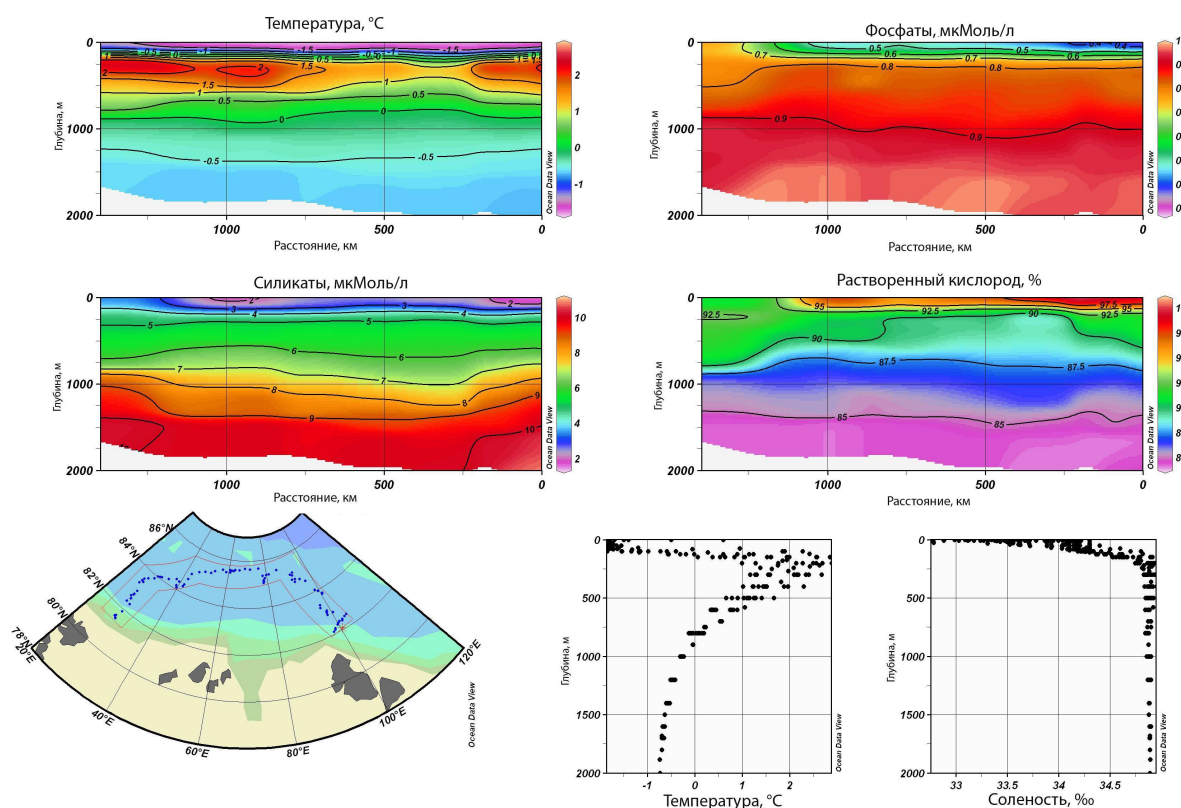


Рисунок 3.21 – Распределение температуры, силикатов, фосфатов и степени насыщения морской воды кислородом на разрезе дрейфа СП-35 (октябрь 2007 – июнь 2008)

Повышенное содержание силикатов, на глубинах 1000-1500 м обусловлено, вероятно, апвеллингом донных вод. Распределение температуры, солёности, pH и щёлочности вдоль траектории дрейфа СП-35 показано на рисунке 3.22. Отчетливо видны высокие градиенты гидрохимических параметров на границе атлантических вод с поверхностным слоем.

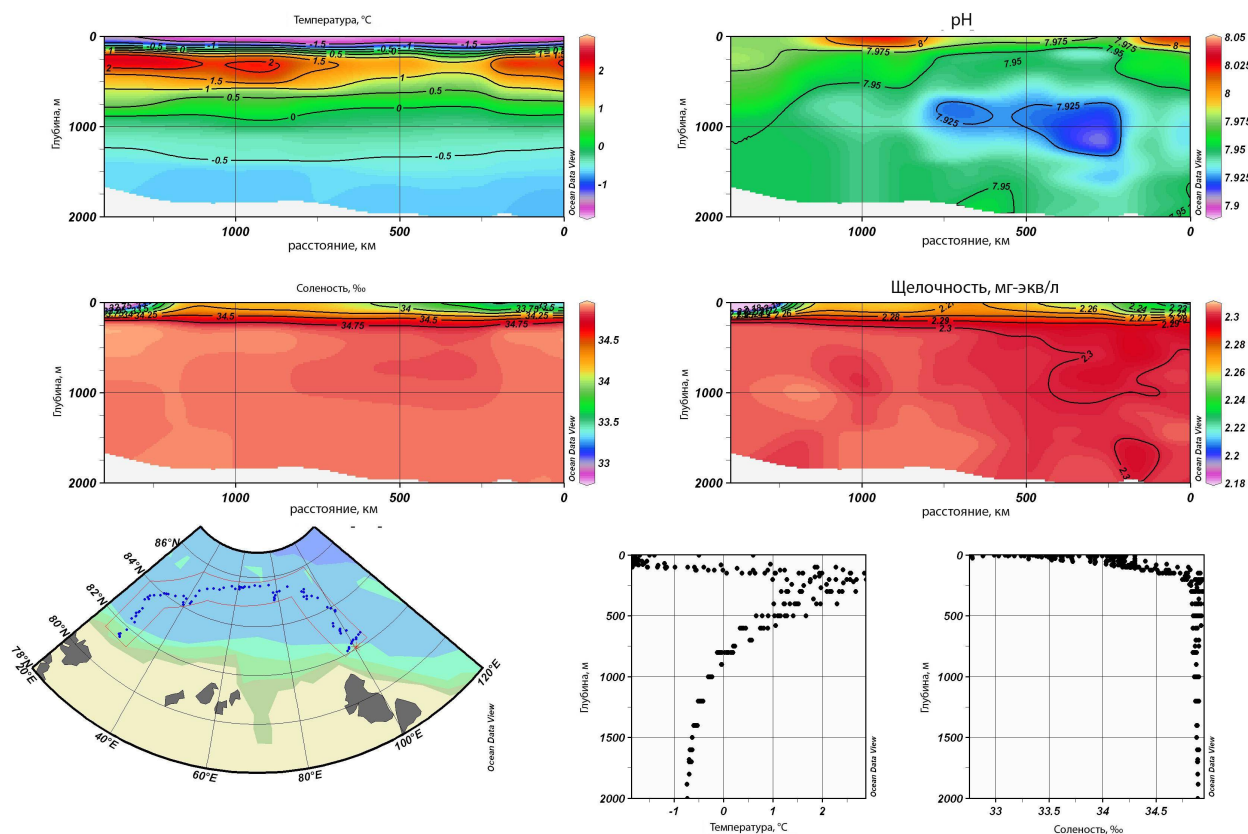


Рисунок 3.22 – Распределение температуры, солёности, pH и щёлочности на разрезе дрейфа СП-35 (октябрь 2007 – июнь 2008)

Изменчивость pH, давления CO_2 , нормированной общей щёлочности (NTA) и нормированного общего неорганического углерода (NTC) с глубиной для всех станций вместе показана на рисунке 3.23 (для сравнения на рисунок нанесены данные для СП-34). Поскольку измерение pH на СП-35 выполнялось при разных температурах, на рисунке 3.23 сравниваются величины pH, пересчитанные на температуру 25°C. Для более наглядного представления изменчивости в верхней части водной толщи глубина на рисунке 3.23 дана в логарифмическом масштабе. Общий характер вертикальной изменчивости pH, NTA, NTC и давления CO_2 в районах дрейфа СП-35 и СП-34 в основной части водной толщи (исключая деятельный слой) одинаков.

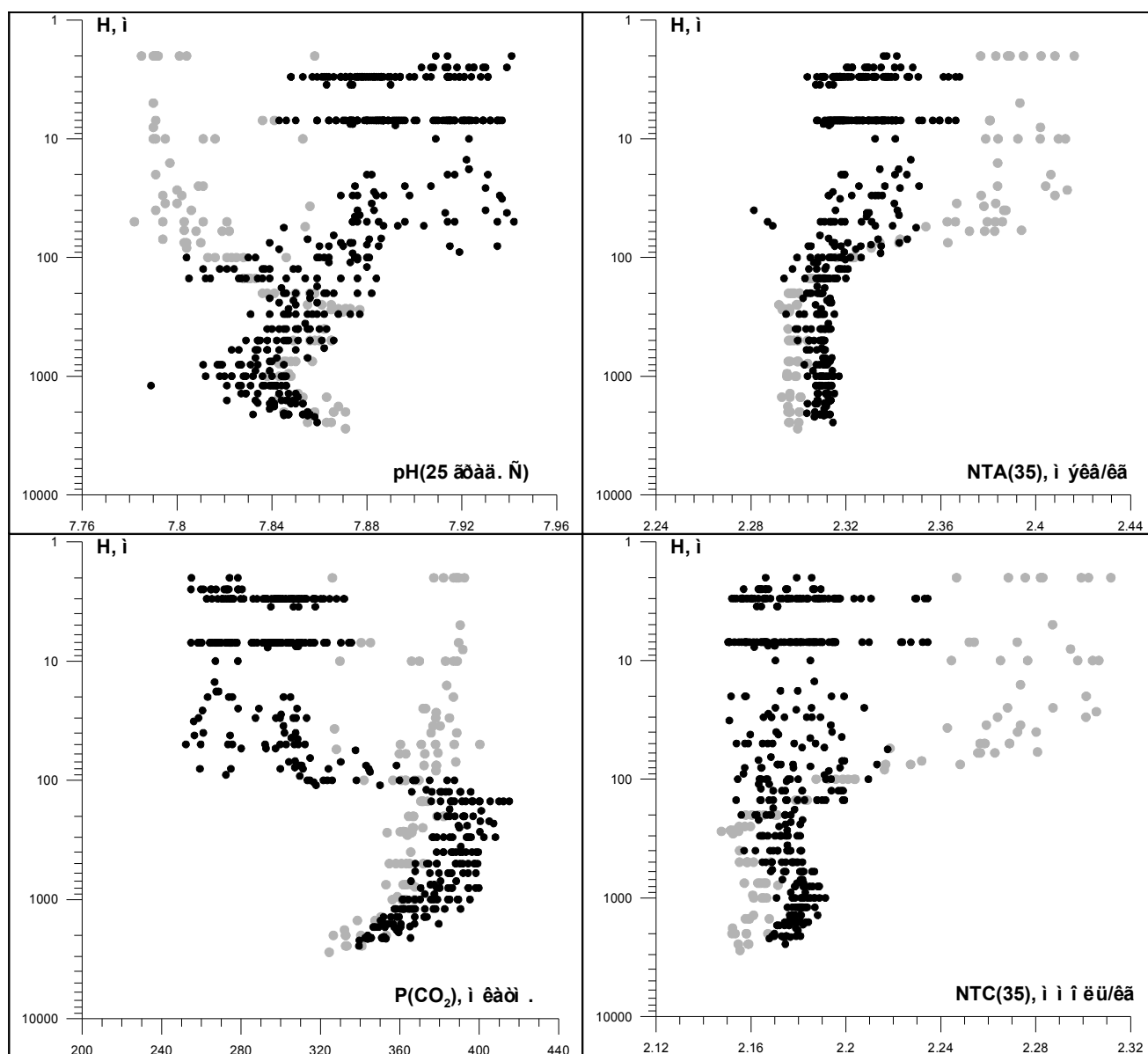


Рисунок 3.23 – Вертикальная изменчивость рН, давления CO_2 , нормированной общей щелочности и нормированного общего неорганического углерода (весь массив данных) в районе дрейфа СП-35 (октябрь 2007 – июнь 2008) и СП-34 (октябрь 2005 – май 2006) (черные точки – СП-35, серые точки СП-34)

Поверхностный слой на всем протяжении дрейфа СП-35 оказался ненасыщен углекислым газом. Ниже 100-150 м давление CO_2 быстро возрастает. Минимум рН и максимальные величины NTC наблюдаются в слое 500 – 1200 м. Наиболее ярко это выражено в районе предполагаемого распространения склоновых вод. В этом случае склоновые воды должны быть обогащены не только кислородом, но и углекислым газом. Образование склоновых вод может быть одним из важнейших путей поступления атмосферного CO_2 в СЛО.

3.2.2 Гидрохимические условия арктических морей

Основная цель гидрохимических исследований в экспедиции «Арктика-2008» состояла в получении новых данных о распределении основных гидрохимических характеристик в водах арктических морей и материкового склона Арктического бассейна для исследования и понимания процессов взаимодействия и трансформации водных масс и мониторинга природной среды. Схема станций, на которых выполнялись наблюдения, приведена на рисунке 3.24. На каждой станции выполнялось определение фосфатов, силикатов, кислорода. Выполнено определений: фосфатов – 969, силикатов – 969, кислорода – 970.

На рисунке 3.24 показан также общий характер вертикального распределения силикатов, кислорода и фосфатов на склоне сибирского шельфа. Согласно рисунку 3.24 наибольшая изменчивость гидрохимических параметров наблюдалась в слое от 0 до 1000 м.

На рисунке 3.25 представлен вертикальный ход температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе к северо-западу от о. Врангеля. Станции наблюдений были расположены в районе, где распространение вод, поступающих из Берингова моря, проявляется особенно отчетливо. Ядро тихоокеанских вод, определяемое по максимуму силикатов, хорошо прослеживается в интервале глубин 75÷100 и 100÷150 м. Концентрации силикатов в ядре тихоокеанских вод превышали 50 мкМ/л, а содержание кислорода было ниже 4 мл/л. Наибольшие и наименьшие концентрации силикатов наблюдались в интервале глубин 75-100 м.

На рисунке 3.26 представлена среднемноголетняя изменчивость температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе в том же районе к северо-западу от о. Врангеля. Необходимо отметить, что содержание силикатов в 2008 г. оказалось выше климатической нормы, которая составляла 40 мкМ/л, а кислорода, соответственно, было ниже нормы, которая была на уровне 5-6 мл/л. Следует также подчеркнуть, что верхняя нулевая изотерма в 2008 г. находилась примерно на горизонте 200 м, а температура на склоне шельфа превышала 0,75°C. Согласно климатической норме нулевая изотерма находилась на горизонте ~250 м, а температура на склоне была на уровне 0,5°C (рисунок 3.26).

На разрезе от архипелага Северная Земля к архипелагу Земля Франца-Иосифа, в желобе Св. Анны хорошо прослеживается стрежень атлантических вод с повышенной температурой и пониженным содержанием кислорода относительно верхних и нижних водных масс (рисунок 3.27). При этом следует отметить, что температура в стрессе (+1°C) оказалась ниже климатической нормы (+1,5°C), представленной на рисунке 3.28.

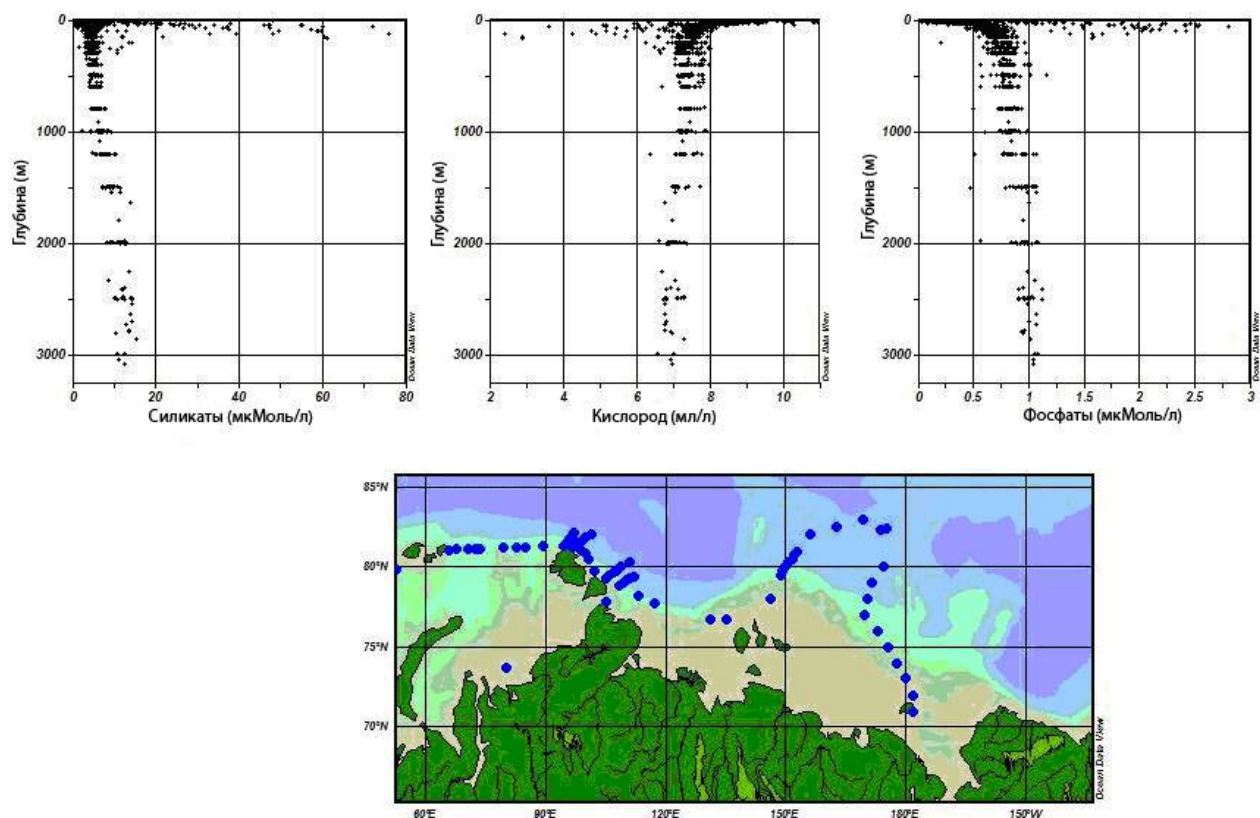


Рисунок 3.24 – Вертикальное распределение, силикатов, кислорода и фосфатов на склоне си-
бирского шельфа

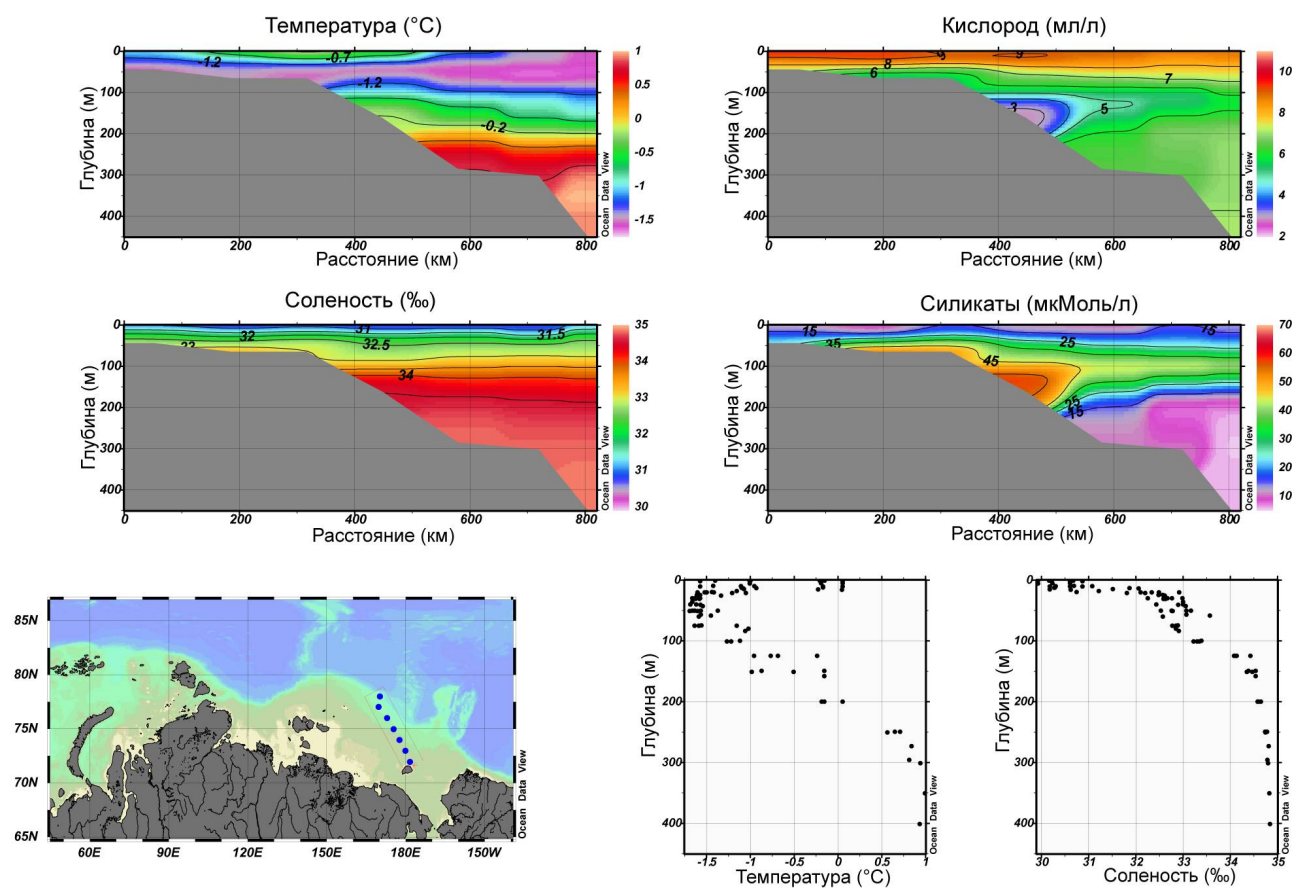


Рисунок 3.25 – Распределение температуры, солёности, кислорода, и силикатов на разрезе к
северо-западу от о. Врангеля

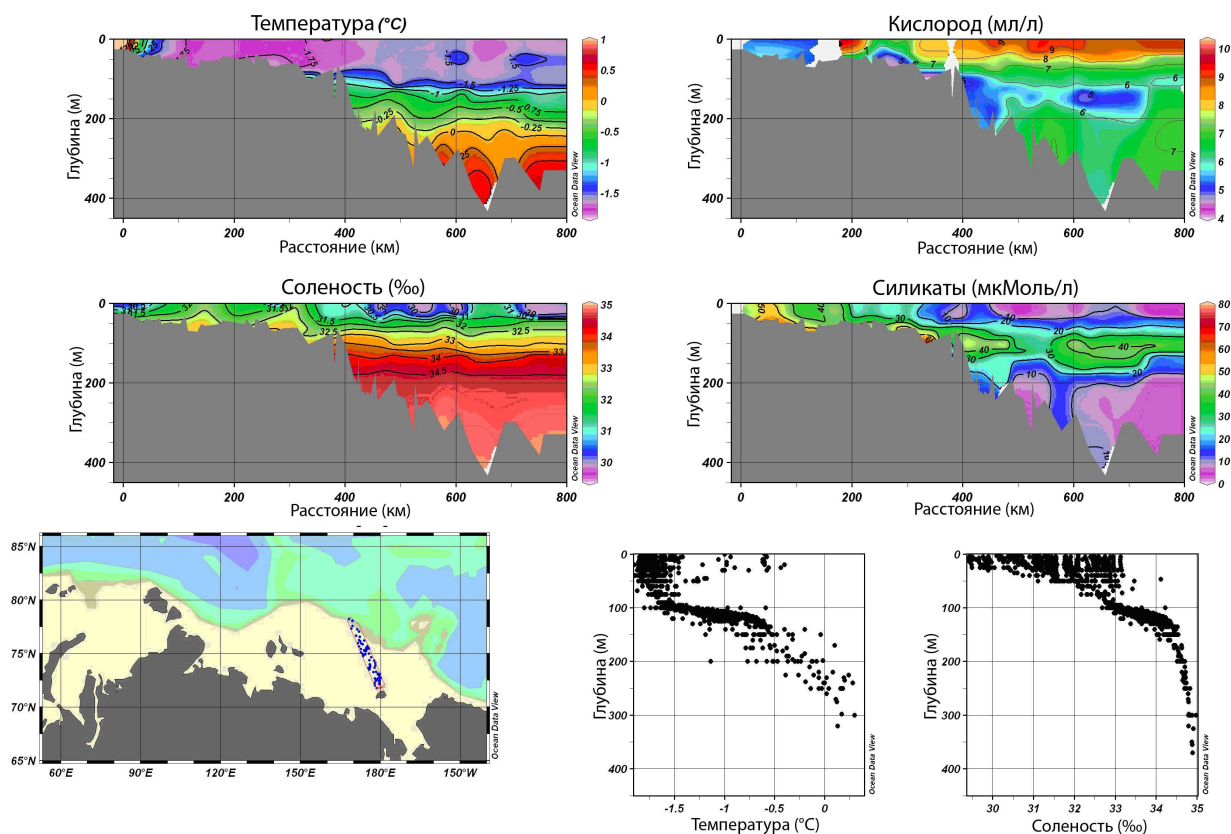


Рисунок 3.26 – Среднегодовое распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе к северо-западу от о. Врангеля

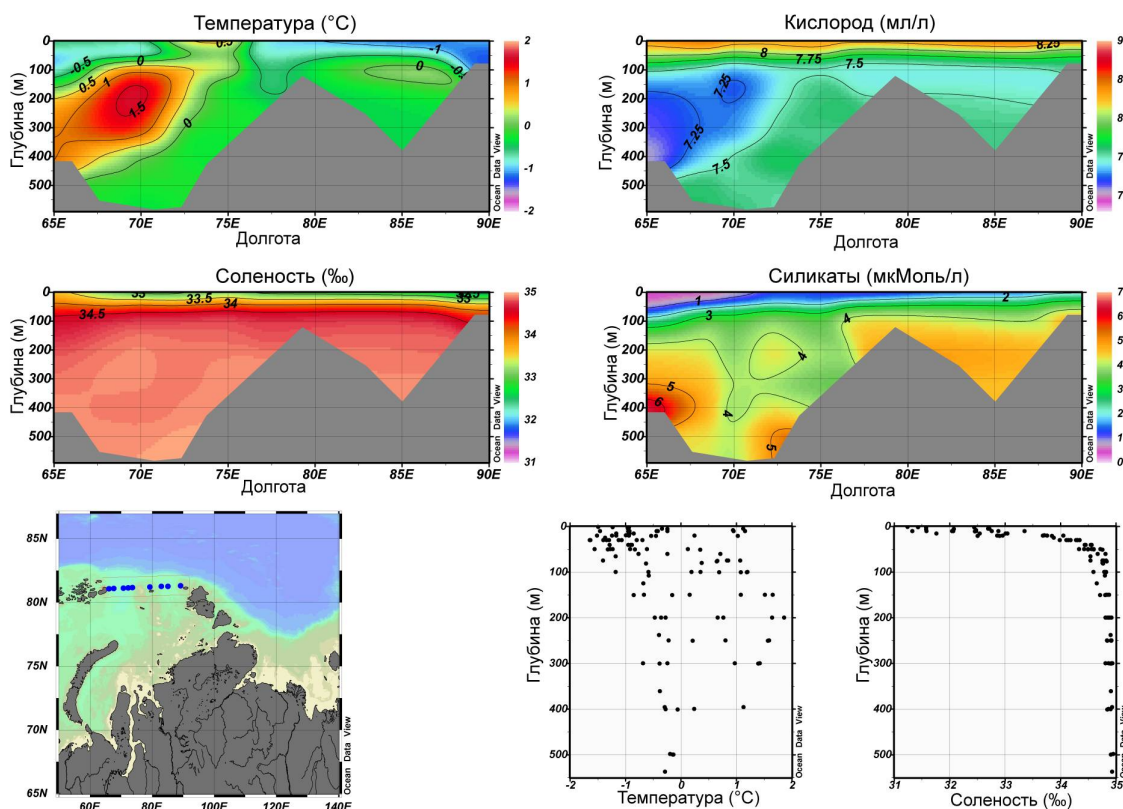


Рисунок 3.27 – Распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Северная Земля

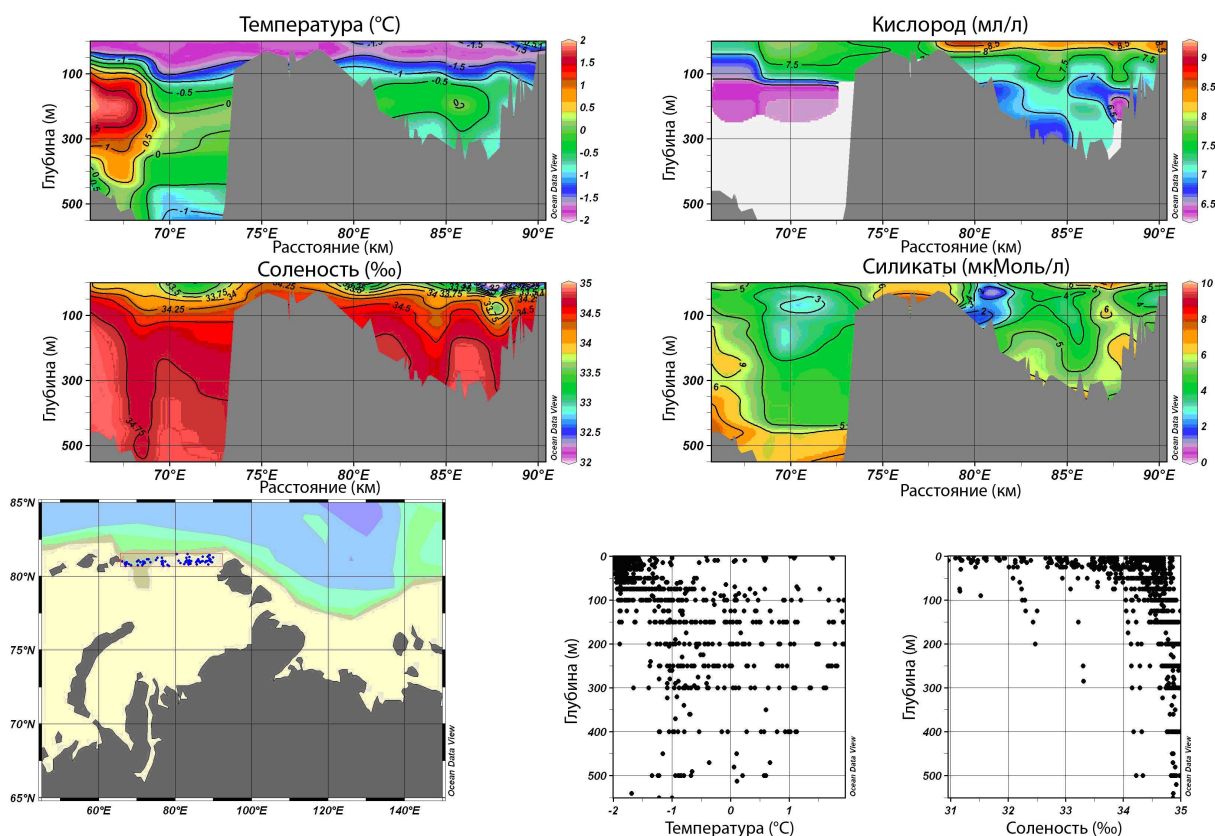


Рисунок 3.28 - Среднемноголетнее распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Северная Земля

В экспедиции «БАРКАЛАВ-2008» в качестве наиболее информативных с точки зрения анализа структуры водной толщи шельфовой части моря Лаптевых были выбраны разрезы по 126° в.д. (рисунки 3.29, 3.30) и 143° в.д. (рисунки 3.31, 3.32). Эти разрезы выполнялись так же в рейсе 2007 г. в те же сроки, что дает хорошую возможность для сравнения.

Толщина поверхностной структурной зоны по данным рейса 2008 г. составляет около 10 м, что несколько меньше климатической нормы и ниже чем в 2007 г. Зона распространения речного стока достигает 75°30' с.ш., что примерно соответствует состоянию за 2007 г. Наличие больших площадей ледяного покрова в южной части моря Лаптевых вплоть до третьей декады августа в 2008 году объясняет более низкие значения температуры и солёности в поверхностном слое по сравнению с 2007 годом. Слой промежуточного максимума кислорода отмечается на глубинах 12-15 м, где его значения достигают 9 мл/л в северной части разреза. Это несколько выше климатических значений. В придонной структурной зоне южной части разреза отмечены пониженные концентрации кислорода (менее 6 мл/л). Эти водные массы характеризуются высоким содержанием биогенных элементов и являются остатками зимних водных масс в зоне влияния речного стока.

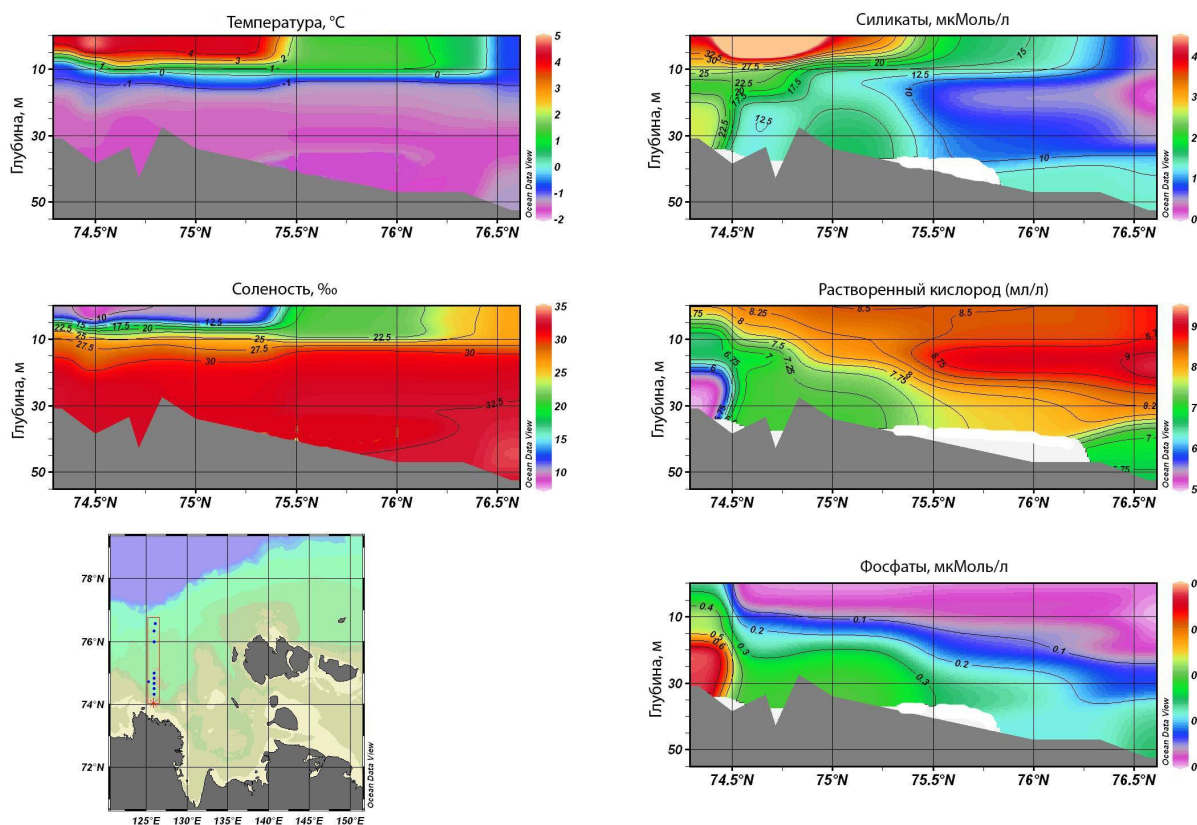


Рисунок 3.29 – Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода и биогенных элементов на разрезе по 126° в.д. в сентябре 2008 г.

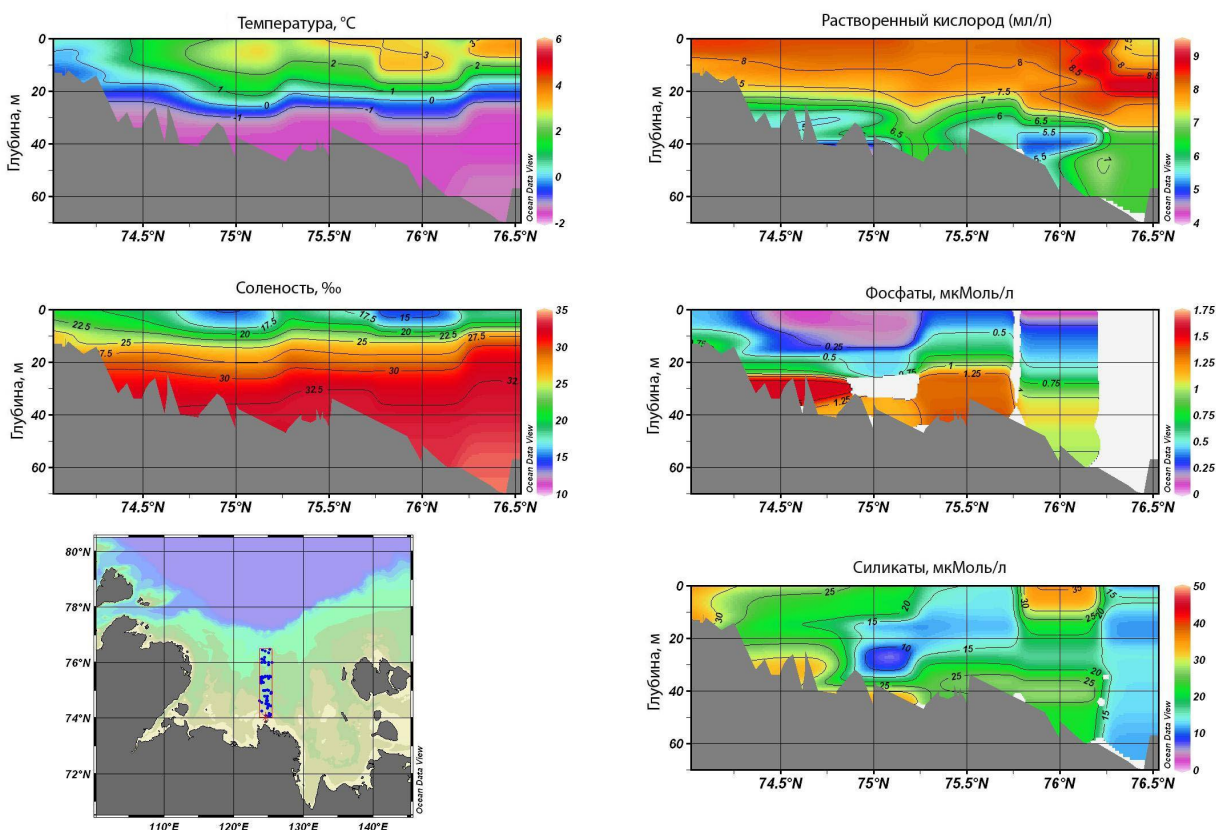


Рисунок 3.30 – Распределение температуры, солёности, растворенного кислорода и биогенных элементов на разрезе по 126° в.д. в сентябре (по данным 1964-2003 г.)

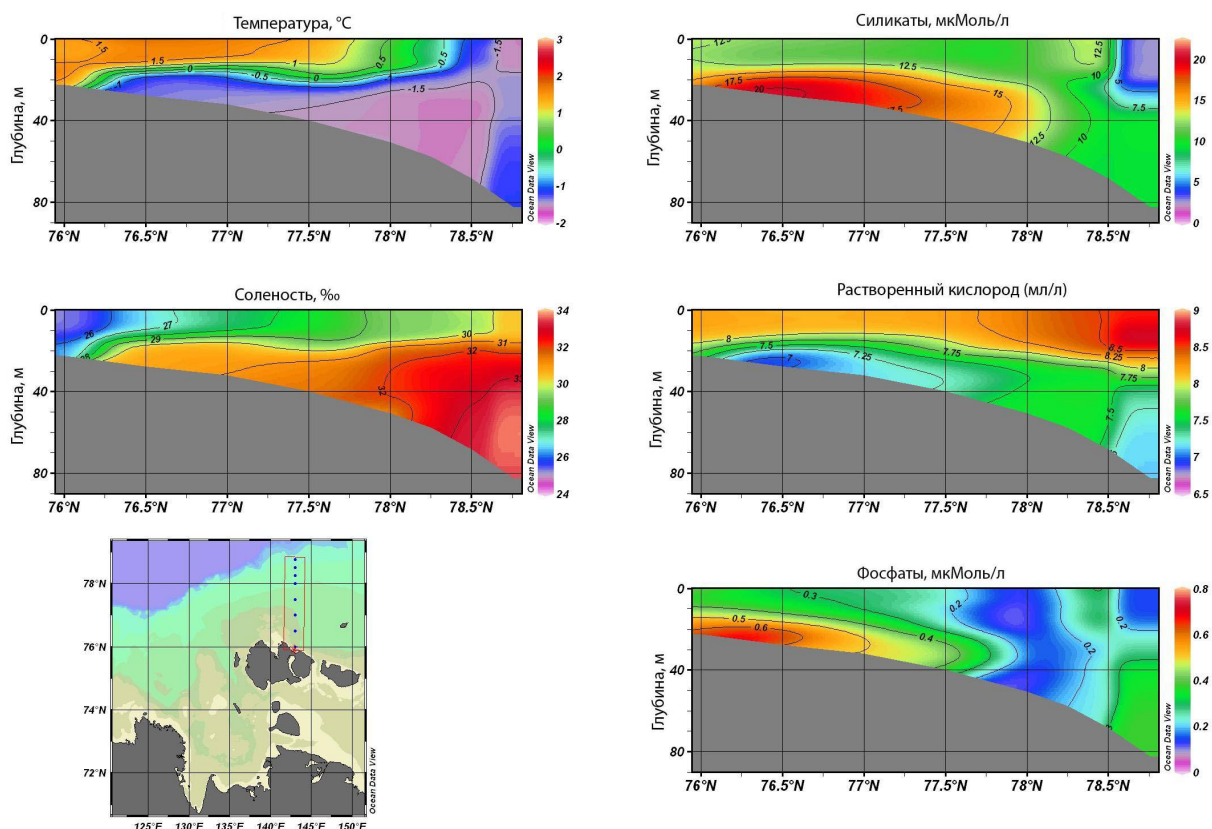


Рисунок 3.31 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода и биогенных элементов на разрезе по 143° в.д. в сентябре 2008 г.

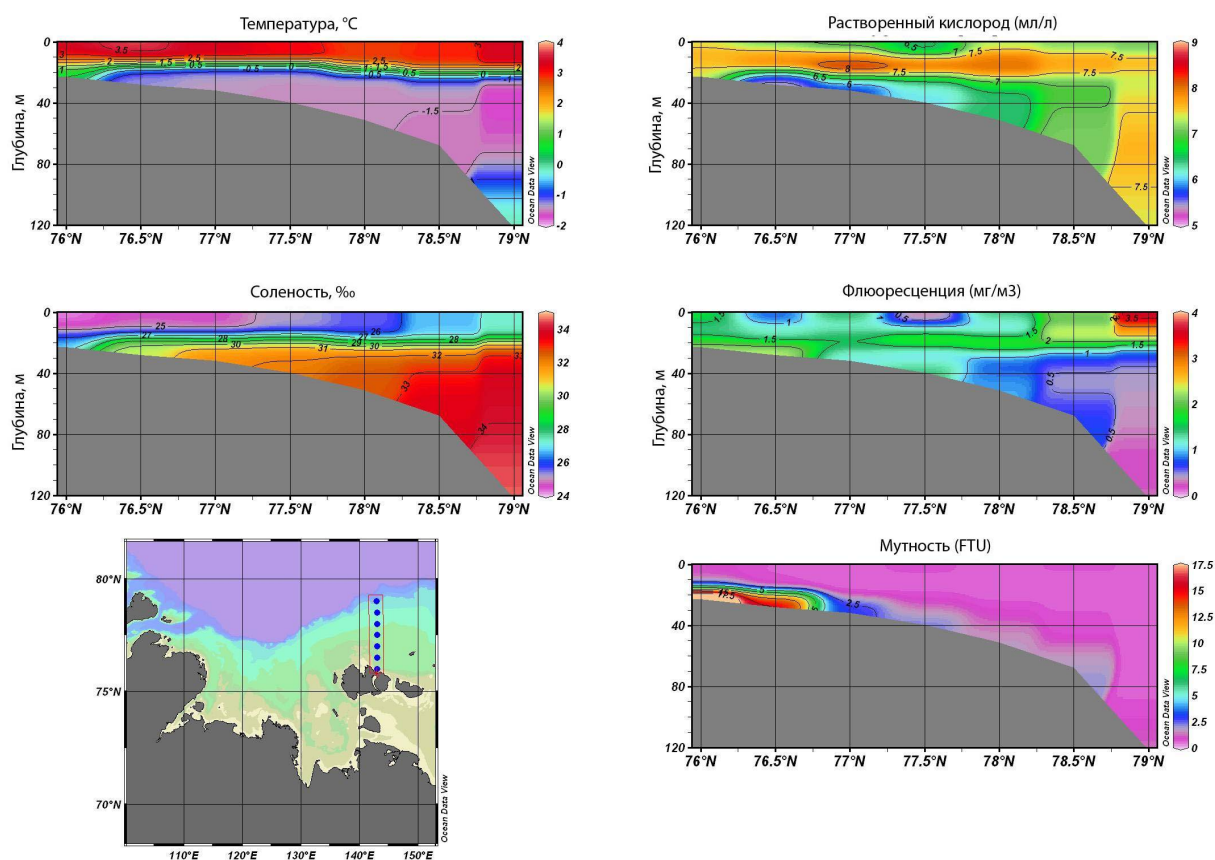


Рисунок 3.32 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода флюоресценции и мутности на разрезе по 143° в.д. в сентябре 2007 г.

Температура поверхностной структурной зоны в районе разреза ниже, чем по данным 2007 г. Распределение растворенного кислорода в целом соответствует данным предыдущего года, однако слой промежуточного максимума выражен крайне слабо и, по всей вероятности, перемешан с водными массами поверхностной структурной зоны. Более слабо выражен пикноклин. Хорошо просматриваются придонные водные массы Восточно-Сибирского моря в южной части разреза, которые в 2008 г. более заметны, чем в 2007. Отмечается зона повышенного содержания растворенного кислорода в поверхностной структурной зоне северной части разреза (до 8,5-9,0 мл/л), что связано с наличием кромки ледяного покрова в этой части района наблюдений.

В целом распределение гидрологических и гидрохимических характеристик по данным рейса 2008 г. соответствует нашим представлениям о структуре водной толщи в море Лаптевых в летний период. Различия в районах распространения водных масс в данном случае вызваны повышенной ледовитостью северной части моря Лаптевых в сентябре 2008 г. Таким образом, в экспедициях ГУ «ААНИИ» в 2008 г. были получены новые данные по гидрохимическим параметрам в Арктическом бассейне и арктических морях. Общий характер вертикальной изменчивости биогенных элементов и кислорода в районах дрейфа СП-35 (октябрь 2007 – июнь 2008) и СП-34 (октябрь 2005 – май 2006) одинаков, причем величины концентраций в глубинных водах, в ядре и в нижнем слое атлантической водной массы удовлетворительно совпадают. Наибольшие вариации гидрохимических параметров наблюдаются в деятельном слое (поверхностный слой и пикноклин). По сравнению с СП-34 в районе дрейфа СП-35 вариации кислорода в поверхностном слое заметно выше, а сам поверхностный слой в среднем ненасыщен кислородом ($\%O_2=96\pm3$). В районе дрейфа СП-35, в отличие от СП-34, велики вариации температуры в ядре атлантической водной массы. Несмотря на это, вариации фосфатов, силикатов и кислорода в ядре атлантического слоя (в районе дрейфа СП-35), практически такие же, как в водах, лежащих ниже. Следствием этого является значительная изменчивость степени насыщения атлантических вод кислородом.

Концентрация силикатов в ядре тихоокеанских вод на разрезе к северо-западу от о-ва Врангеля превышала климатическую норму, а содержание кислорода, соответственно, было ниже нормы. На разрезе от архипелага Северная Земля к архипелагу Земля Франца-Иосифа, в желобе Святой Анны хорошо прослеживается стрежень атлантических вод с повышенной температурой и пониженным содержанием кислорода относительно верхних и нижних водных масс.

Наличие больших площадей ледяного покрова в южной части моря Лаптевых вплоть до третьей декады августа в 2008 году объясняет более низкие значения температуры и солености в поверхностном слое по сравнению с 2007 годом. Слой промежуточного максимума

кислорода отмечается на глубинах 12-15 м, где его значения достигают 9 мл/л в северной части разреза. Это несколько выше климатических значений. В придонной структурной зоне южной части моря Лаптевых отмечены пониженные концентрации кислорода (менее 6 мл/л). Эти водные массы характеризуются высоким содержанием фосфатов и являются остатками зимних водных масс в зоне влияния речного стока.

3.3. Уровень арктических морей

Изменения уровня арктических морей в текущем году

В 2008 году в большинстве районов арктических морей России отмечался повышенный уровень, причем наиболее значительные отклонения от среднегодовых величин отмечались на станциях, расположенных в юго-западной части Карского моря и в районе Новосибирских островов. Исключение составили северная часть Карского моря, где наблюдался слабо пониженный фон колебаний уровня, и юго-западная часть моря Лаптевых, в которой пониженный фон колебаний уровня имел хорошо выраженный характер. 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 5-20 см превысил среднюю многолетнюю величину. В феврале на станции Амдерма, а в декабре на станции Усть-Кара наблюдался самый большой среднемесячный уровень за весь период наблюдений, начинающийся в 1950 г. Сезонный ход уровня имел достаточно типичный вид с минимумом в весеннее время года (апрель) и максимумом осенью (октябрь). Наиболее значительные сгоны в этом районе (на 55-60 см ниже среднего уровня) отмечались в марте и апреле, наиболее значительные нагоны (на 100-110 см выше среднего уровня) в последних числах декабря. В северной части Карского моря фон колебаний уровня был слабо пониженный (0 –5 см), наиболее значительные понижения уровня (на 40-50 см) отмечались весной в марте-апреле, а наиболее значительные подъемы уровня (на 40-50 см) были зафиксированы в январе-феврале и декабре.

В восточной части Карского моря среднегодовой уровень был близок к своим средним значениям. В сезонном ходе уровня минимум, как обычно, пришелся на весенний период года, а вот максимальные среднемесячные уровни отмечались не в октябре-декабре, а в январе-феврале. Наиболее значительные понижения уровня в этом районе (на 50-60 см ниже среднего уровня) отмечались в апреле-мае, наиболее значительные нагоны (на 55-65 см выше среднего уровня) – в январе-феврале и октябре.

Среднегодовой уровень на станциях центральной и восточной частей моря Лаптевых

на 5-25 см превысил среднюю величину. При этом на станции о. Котельный в 2008 году был зафиксирован самый высокий среднегодовой уровень моря за весь ряд наблюдений, начиная с 1951 года. В тоже время в юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень был на 10-15 см ниже нормы. В целом в море Лаптевых колебания уровня имели хорошо выраженный сезонный ход с минимумом в весенний период и максимумом в осенний. Наиболее значительные сгоны (на 60-100 см ниже среднего уровня) в центральной части моря отмечались в октябре и декабре, наиболее значительные нагоны (на 100-120 см выше среднего уровня) наблюдались в этом районе в июле и августе. В восточной части моря в районе Новосибирских наиболее значительные сгоны (на 30-60 см ниже среднего уровня) наблюдались в марте-апреле и сентябре, а наиболее значительные нагоны (на 70-90 см выше среднего) в июне и сентябре-октябре.

Колебания уровня у побережья Восточно-Сибирского моря происходили на повышенном фоне. В сезонном ходе уровня отмечается понижение уровня в весенний период с минимумом в марте и подъем уровня в осенний период с максимумом в октябре. Наиболее значительное понижение уровня (на 85-90 см ниже среднего) здесь отмечалось в марте, а самые значительные нагоны (на 100-130 см выше среднего) в июле-августе и октябре.

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

Многолетние изменения уровня арктических морей.

Данные наблюдений за уровнем в 2008 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 являются 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 3.3), его величина составляла 0,006–0,114 см/год при среднем значении 0,044 см/год. После 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рисунок 3.33): 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

2005-2008 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, понижению уровня в центре циркуляции и повышению уровня вдоль побережий. То есть основная причина повышения уровня имеет динамический характер. Подтверждением этого является поведение уровня в северной части Карского моря, циклоническая 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.

Таблица 3.3 – Величина линейного тренда уровня (см/год) по районам арктических морей, определенная для разных периодов

Район	Величина линейного тренда (см/год), определенная для разных периодов		
	1950-2008	1950-1986	1984-2008
Юго-запад Карского моря	0,283	0,006	0,611
Север Карского моря	0,049	–	–
Восток Карского моря	0,150	0,016	0,127
Юг моря Лаптевых	0,211	0,055	0,355
Новосибирские о-ва	0,212	0,031	0,338
Восточно-Сибирское	0,434	0,114	0,400
Среднее	0,223	0,044	0,366

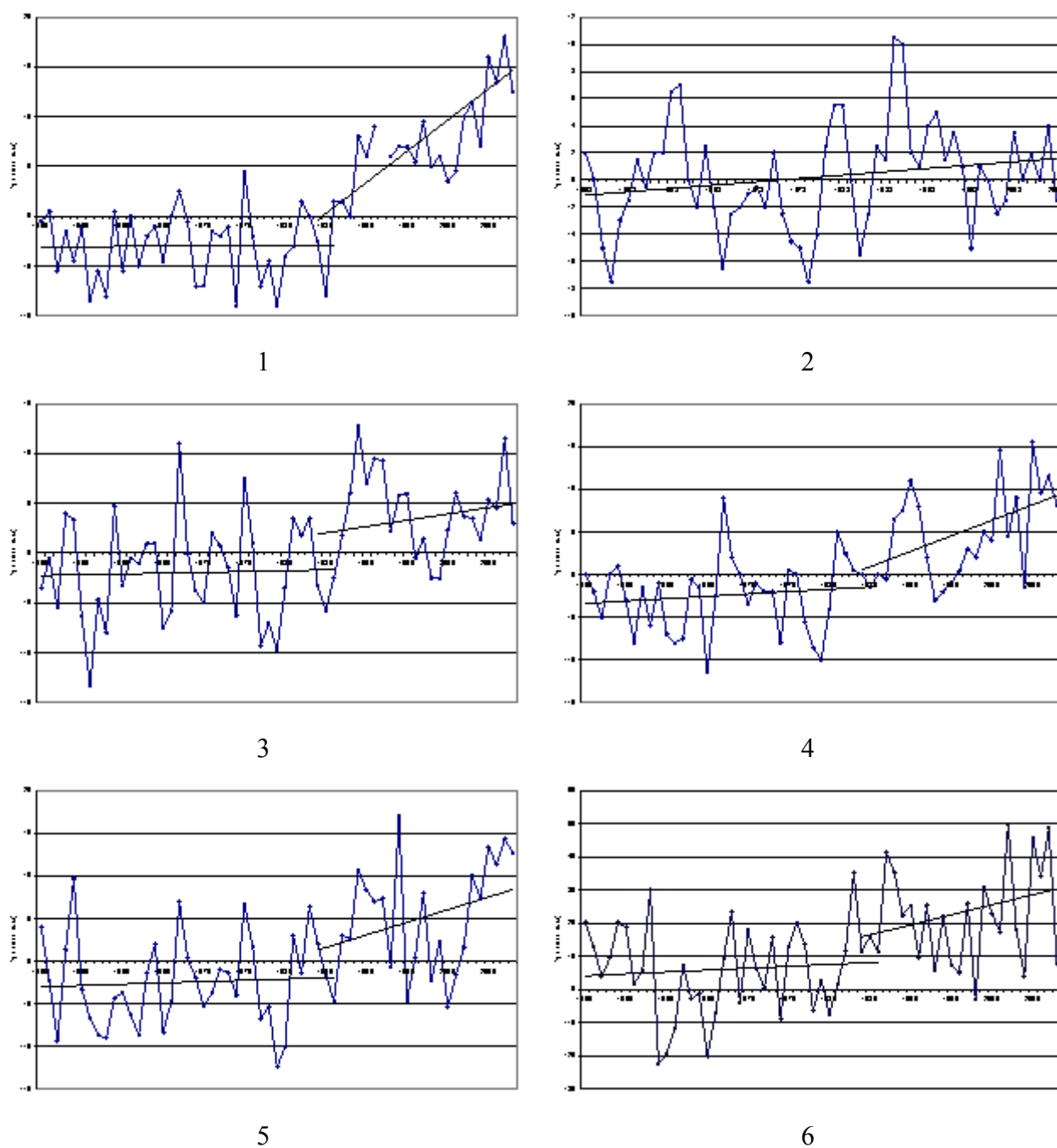


Рисунок 3.33 – Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей (1 – юго-запад Карского; 2 – север Карского; 3 – восток Карского; 4 – юг моря Лаптевых; 5 – Новосибирские о-ва; 6 – Восточно-Сибирское (средний уровень за сентябрь), прямыми линиями показаны линейные тренды)

3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей

Из-за отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях России, обзор ветрового волнения основывается на модельных расчетах.

Расчеты морского волнения осуществлялись с использованием авторской спектрально-пара-

метрической модели, разработанной в ЛО ГОИН и модифицированной в ААНИИ. Район Российской Арктики аппроксимируется двумя большими расчетными областями с шагом 1,0° по долготе и 0,5° по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая – море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря (восточный сектор). Основными исходными данными в расчетах являлись поля атмосферного давления на уровне моря, температура воздуха на 2-х метровом горизонте и 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 приведены для российских арктических морей, начиная от Баренцева и заканчивая Чукотским морем (Баренцево море – таблица 3.4, Карское море – таблица 3.5, море Лаптевых – таблица 3.6, Восточно-Сибирское море – таблица 3.7 и Чукотское море – таблица 3.8).

Баренцево море

На акватории Баренцева моря в 2008 году в основном преобладали волны высотой от 2 м до 5 м (табл. 3.4). Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2008 году 99 (27%), что несколько меньше 2007 года. Наиболее часто штормовая обстановка в Баренцевом море отмечалась в январе-феврале, сентябре и ноябре-декабре. Самым штормовым месяцем был февраль, когда высота волны на входе в Баренцево море превысила 12 м. Этот месяц по числу штормов, их силе и продолжительности превосходит все остальные месяцы года. В январе высоты волн достигали 10 м, в ноябре – 9 м, в декабре – 8 м, в апреле и сентябре – 7 м, в октябре – 6 м, а в марте и мае – 5 м. Летом, с июня по август, высоты волн не превышали 5 м.

Таблица 3.4 – Распределения высот волн (H_s) в Баренцевом море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)													
	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	Дни
Январь	–		2	7	8	3	4		5	1	1	–	–	31
Февраль	–		1	8	3	4	5	2	2	1	1	1	1	29
Март	–		7	11	6	7			–	–	–	–	–	31
Апрель	–	1	12	8	4	2	1	2	–	–	–	–	–	30
Май	–	9	9	7	2	4	–	–	–	–	–	–	–	31
Июнь	–	9	11	5	5	–	–	–	–	–	–	–	–	30
Июль	–	4	12	13	2	–	–	–	–	–	–	–	–	31
Август	–	3	21	4	3	–	–	–	–	–	–	–	–	31
Сентябрь	–	4	4	5	7	1	7	2	–	–	–	–	–	30

Октябрь	–	1	2	8	9	7	4		–	–	–	–	–	31
Ноябрь	–	1	3	10	2	6	5	1	1	1	–	–	–	30
Декабрь	–	2	5	5	2	6	4	3	4		–	–	–	31
Итого	–	34	89	91	53	40	30	10	12	3	2	1	1	366

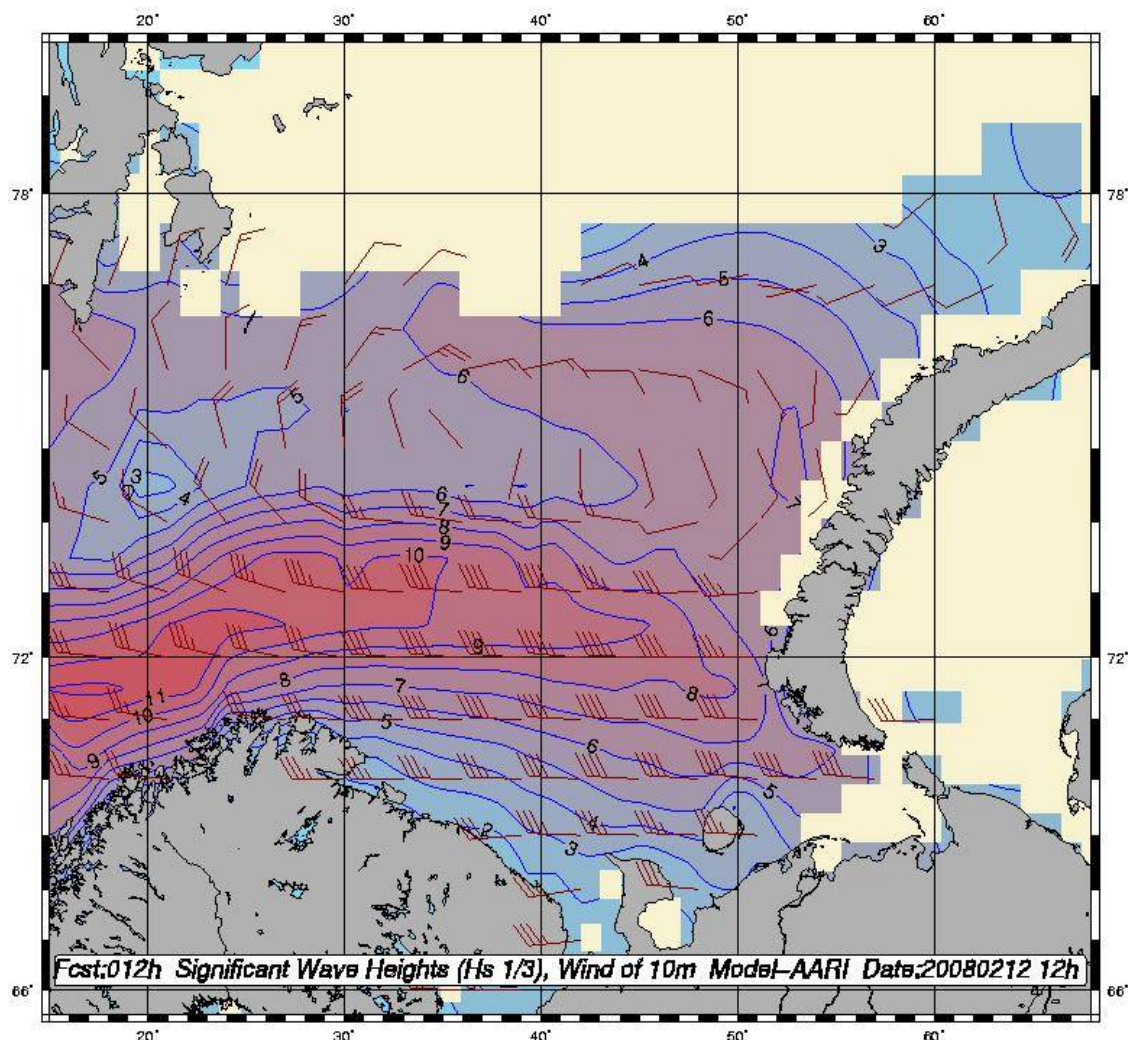


Рисунок 3.34 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Баренцевом море на 12 ч. (UTC) 12 февраля 2008 г.

Наиболее сильные шторма отмечены в период 2-3 января, 10-13 февраля, 1-2 ноября и 25-27, 29 декабря.

Самое сильное волнение имело место 11-12 февраля, когда высота волны превысила 12 м. Этот шторм был обусловлен высотным квазистационарным глубоким циклоном (давление в центре до 975 мб), располагавшимся в северной части Баренцева моря и перемещавшимся на восток с образованием двухцентральной депрессии. В южной периферии этого циклона (центральная часть моря) преобладали сильные западные ветра (15-20 м/с). На рисунке 3.34, в качестве примера, приведено поле ветра и высот волн H_s на 12 февраля 2008 г.

Самый продолжительный штормовой период в 2008 году составил 12 дней (с 8 по 19 феврал-

ля). Следующий по продолжительности штормовой период (5 дней) отмечался с 25 по 29 декабря.

Карское море

Как видно из таблицы 3.5, в 2008 году на акватории Карского моря в основном преобладали высоты волн от 1 м до 4 м (73% всех случаев). Наиболее штормовыми месяцами в Карском море были сентябрь, октябрь и ноябрь. В таблице приведена повторяемость высот волн на открытых участках Карского моря, свободных ото льда, в период с июля по декабрь. Следует отметить, что до июля Карское море в основном было покрыто льдом, затем стало быстро очищаться и к концу августа оказалось полностью свободным ото льда. До октября Карское море было открыто, затем начались процессы осеннего ледообразования, и море вновь покрылось льдом. К концу декабря область чистой воды сохранилась лишь на небольшом участке к северу от пр. Карские ворота. Сам пролив не замерз.

Таблица 3.5 – Распределения высот волн (Hs) в Карском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	Дни
Июль	7	13	10		1	–	–	–	31
Август	1	12	12	5	1	–	–	–	31
Сентябрь	–	7	7	6	1	6	2	1	30
Октябрь	–	5	9	5	3	8	1	–	31
Ноябрь	–	11	5	11	1	1	1	–	30
Декабрь	3	5	11	5	4	3	–	–	31
Итого	11	53	54	32	11	18	4	1	184

На рисунке 3.35 приведено поле высот волн для наиболее сильного шторма, который имел место в период 01-02 сентября 2008 года, когда значительная высота волн в Карском море достигала 7 м. Волнение вызвано движением глубокого циклона (975 мб) над южной частью Карского и Баренцева морей. Продолжительность этого шторма с высотами волн более 5 м составила для Карского моря 7 дней (01-07 сентября).

Волнение более 5 м наблюдалось также 10 октября и 3 ноября на севере Карского моря, и наиболее часто имело место в октябре (8-9, 17-18 и 20-23 октября).

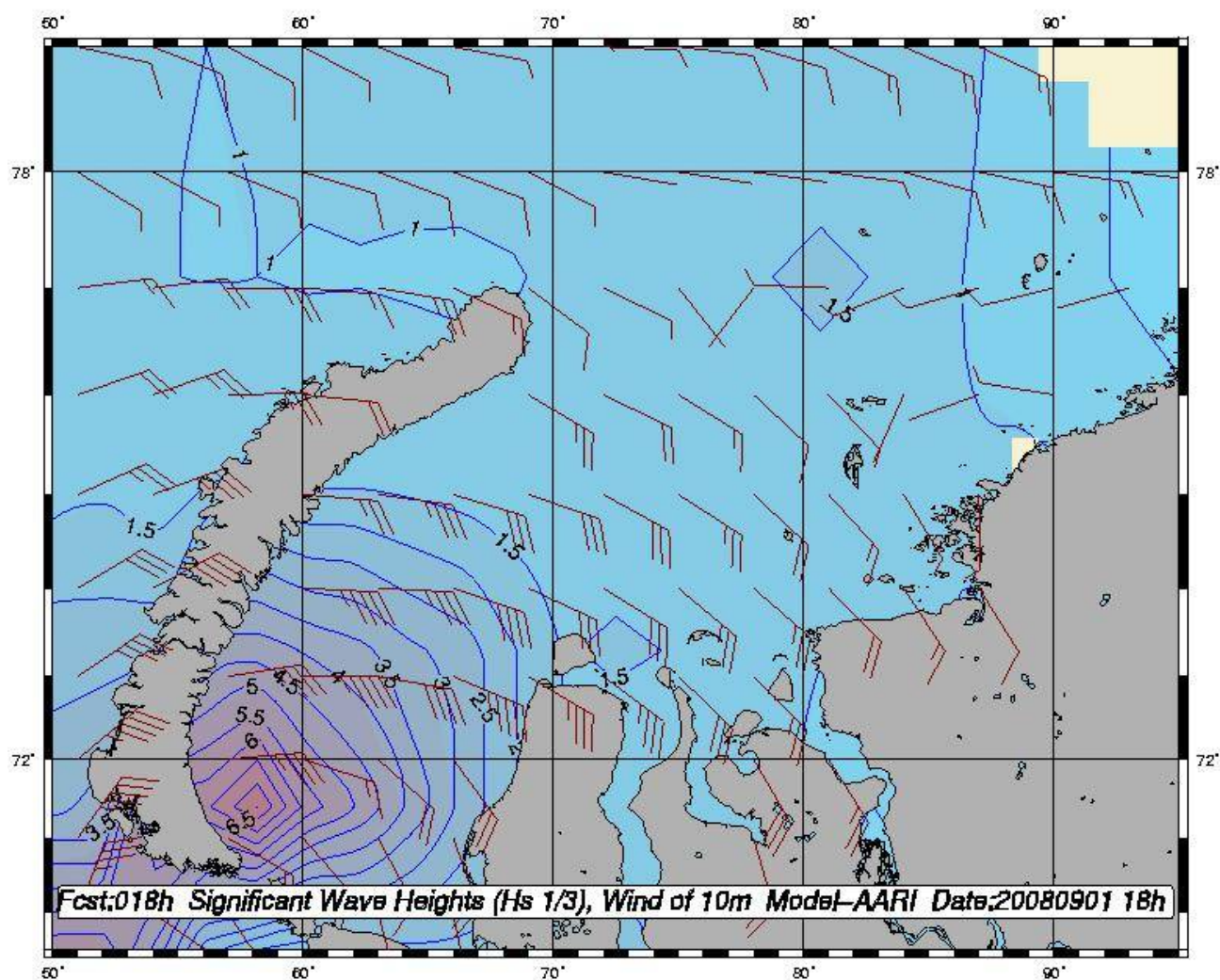


Рисунок 3.35 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Карском море на 18 ч. (UTC) 1 сентября 2008 г.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Развитию волнения на акваториях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского с января до начала августа препятствовал ледяной покров, поэтому в таблицах 3.6 - 3.7 сведения о повторяемости значительных высот волн по результатам модельных расчетов для этих морей за июль месяц отсутствуют. Для Чукотского моря (таблица 3.8) сведения за июль месяц относятся к открытой части моря от Берингова пролива до о. Врангеля (примерно до 72° с.ш.).

Полностью ото льда Чукотское море освободилось в начале августа, Восточно-Сибирское море очистилось к концу августа - началу сентября, а море Лаптевых полностью не открылось даже к концу сентября. Наиболее открытым море Лаптевых было в первой декаде сентября, а уже к середине октября оно вновь начало покрываться льдом в результате осеннего ледообразования.

Таблица 3.6 – Распределения высот волн (Hs) в море Лаптевых по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	Дни
Август (с 5 августа)	5	18	4	–	–	–	–	–	27 (31)
Сентябрь	1	16	10	3	–	–	–	–	30
Октябрь	1	12	2	–	–	–	–	–	15 (31)
Итого	7	46	16	3	–	–	–	–	72

Таблица 3.7 - Распределения высот волн (Hs) в Восточно-Сибирском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	Дни
Август (с 5 августа)	–	20	4	1	2	–	–	–	27 (31)
Сентябрь	–	10	12	8	–	–	–	–	30
Октябрь	–	11	9	3	–	–	–	–	23 (31)
Итого	–	41	25	12	2	–	–	–	80

Таблица 3.8 – Распределения высот волн (Hs) в Чукотском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	Дни
Июль	1	14	8	7	1	–	–	–	31
Август	–	12	15	3	1	–	–	–	31
Сентябрь	–	11	15	2	2	–	–	–	30
Октябрь	–	6	17	7	1	–	–	–	31
Ноябрь	1	7	8	6		–	–	–	22 (30)
Итого	2	50	63	25	5	–	–	–	145

Как видно из данных таблиц 3.6 - 3.8, на акватории морей Восточной Арктики в период с июля по сентябрь в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 3 м. При этом наибольшую повторяемость в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море имело волнение с высотой 1-2 м, а в Чукотском море 2-3 м. Волнение выше 5 м в 2008 году на акватории морей восточной Арктики не имело места.

Наиболее сильное волнение (более 3 м) наблюдалось в море Лаптевых 1, 27 и 29 сентября, в Восточно-Сибирском море (более 4 м) - 25 и 26 августа, а в Чукотском море (более 4 м) - 31 июля, 14 августа, 18-19 сентября, 15 октября.

На рисунке 3.36 приведено поле высот волн и ветра на 30 сентября 2008 года для акватории морей восточной Арктики в период открытой воды. При этом необходимо отметить, что в 2008 году очищение ото льда акваторий арктических морей и самого Арктического бассейна СЛО было значительно меньшим по сравнению с 2007 годом.

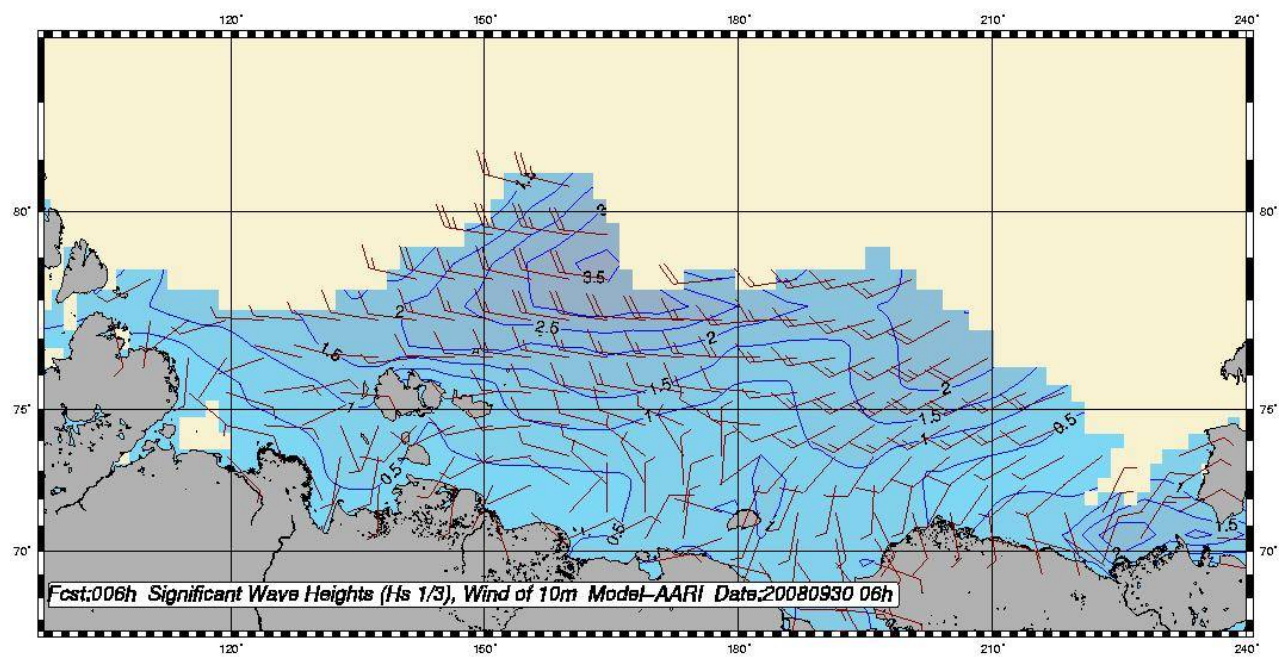


Рисунок 3.36 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в морях восточной Арктики на 06 ч (UTC) 30 сентября 2008 г.

Выводы

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов полярного района Арктики за период январь-декабрь 2008 г., можно сделать следующие выводы:

- В масштабе северного полушария преобладали разновидности процессов западной формы циркуляции. При этом в период февраль-сентябрь отмечалось преобладание зональных процессов с низкоширотными по сравнению с нормой траекториями циклонов, а в январе, октябре-декабре – высокоширотные траектории;
- Над полярным районом геопотенциальной поверхности на H_{500} центры циркумполярного вихря наиболее часто локализовались в евразийском секторе Арктики. Приполюсный район Арктики часто оказывался под влиянием высотного гребня;
- В приземном поле полярного района отмечалось усиление арктического антициклона и частое влияние его на приполюсный район и атлантико-евразийский сектор Арктики. В связи с этим в 2008 г. по сравнению с 2007 г. фон давления над полярным районом повысился до положительных значений аномалий давления;
- В 2008 г. в полярном районе преобладала адвекция теплых воздушных масс. При более низкоширотном, чем в 2007 г., смещении циклонов в системе исландского и алеутского минимумов среднегодовой фон аномалий температуры сохранился выше нормы, но понизился по сравнению с 2007 г. на $0,8^{\circ}\text{C}$;
- Наиболее значимое понижение аномалии температуры на 3°C отмечалось в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей, повышение до $1,5^{\circ}\text{C}$ – в районе северного побережья Гренландии.
- В целом характер направленности атмосферных процессов в 2008 г. по фоновым термобарическим характеристикам был близок к текущей циркуляционной стадии 2004–2007 гг., при которых отмечалось устойчивое преобладание адвекции теплых воздушных масс и формирование положительных аномалий температуры воздуха в Арктике;
- Оценки линейного тренда температуры воздуха на территории северной полярной области за 1936–2008 гг. показывают преобладание положительных трендов как в среднем за год, так и в отдельные сезоны. Выделяются статистически значимые тренды в весеннем и летнем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш., в которой находится основная часть арктических льдов. За последние 30 лет, в этой зоне прослеживается потепление над акваториями всех арктических морей. Наиболее высокими темпами повышение температуры происходит в северной части Гренландского и Норвежского морей, а также в районе Баренцева моря. В по-

следнем десятилетнем периоде (1999-2008 гг.) потепление наблюдалось практически на всей территории северной полярной области от 60 до 85° с.ш.

Основными характерными чертами развития ледовых процессов 2008 года явились:

- К концу периода нарастания льда его толщина была меньше среднемноголетней во всех окраинных морях СЛО (по данным измерений на полярных станциях);
- В начале летнего периода отмечалось интенсивное таяние и разрушение ледяного покрова, центрами которого явились моря – Баренцево, Чукотское и Бофорта;
- В течение летнего периода таяния и разрушения льда сформировалась крупная отрицательная аномалия ледовитости СЛО, общее количество льда составила 4,6 млн. кв. км при норме 6,3 млн. кв. км. Однако несмотря на отрицательную аномалию ледовитости 2008 года наблюдалось увеличение количества льда в СЛО по сравнению с 2007 годом, по разным оценкам на 0,5-0,6 млн кв. км.;
- Наблюдалось позднее начало ледообразования, но проходило оно с большой интенсивностью, которая проявлялась в быстром замерзании обширных акваторий морей;
- Развитие ледовых условий в 2008 году проходило по легкому типу.

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

- Положительные аномалии поверхностной температуры воды наблюдались на значительной части Американо-Азиатского суббассейна. При этом в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря положительные аномалии достигали +2°C. В Евразийском суббассейне поверхностная температура воды была в пределах нормы, но в районе пролива Фрама отмечалась отрицательная аномалия. В Карском море в поверхностном слое наблюдалась более высокая температура воды, причем в юго-западной части моря положительная аномалия достигала +6°C;
- Летом 2008 г. на большей части акватории Американо-Азиатского суббассейна наблюдалось распреснение поверхностного слоя, при этом в отдельных районах отрицательные аномалии (распреснение) достигали –2 ‰. В Евразийском суббассейне от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых отмечалось осолонение поверхностного слоя, и в северной части моря Лаптевых отрицательные аномалии солености достигали –2 ‰. В целом, поверхностный слой Американо-Азиатского суббассейна был аномально распресненным, а поверхностный слой Евразийского суббассейна был аномально соленым. Контраст солености между двумя суббассейнами достигал 4 ‰. Нулевая изолиния аномалии солености проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова. Таким образом, распределение

поверхностной солености летом 2008 г. на большей части акватории Арктического бассейна и арктических морей относится к аномальному;

– Как средняя в слое температура атлантических вод, так и их максимальная температура в 2008 г. всюду была всюду выше средней климатической. В тоже время по сравнению с 2007 г. средняя и максимальная температура атлантических вод понизилась на $0,25-0,50^{\circ}\text{C}$, общее теплосодержание и толщина атлантических вод уменьшились. Но в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод, по сравнению с 2007 г.;

– Поверхностный слой в районе дрейфа СП-35 оказался ненасыщен углекислым газом. Ниже 100-150 м давление CO_2 быстро возрастает. Минимум pH и максимальные величины NTC наблюдаются в слое 500 – 1200 м. Наиболее ярко это выражено в районе предполагаемого распространения склоновых вод. В этом случае склоновые воды должны быть обогащены не только кислородом, но и углекислым газом. Образование склоновых вод может быть одним из важнейших путей поступления атмосферного CO_2 в СЛО;

– Данные наблюдений за уровнем в 2008 году показали в целом сохранение тенденций изменения среднего уровня арктических морей, сложившихся на протяжении последних десятилетий. Характерной чертой этих тенденций для большинства районов является наличие положительного тренда, проявившегося в период после 1985 года. Основной причиной повышения уровня является интенсификация циклонических процессов в арктических морях. 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 эвстатической составляющей;

– Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за 2008 год на акваториях Баренцева и Карского морей, а также морей восточной Арктики показал, что в Баренцевом море самым штормовым месяцем был февраль, когда высота волн на входе в Баренцево море превысила 12 м. В Карском море максимальное развитие (7 м) ветровое волнение получило в сентябре. На акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского в период с июля по сентябрь в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 3 м. Волнение более 5 м в 2008 году на акваториях морей восточной Арктики не имело места.

Список литературы

1. Александров Е.И., Дементьев А.А. База приземных метеорологических данных полярных районов и ее использование // В кн.: Формирование базы данных по морским льдам и гидрометеорологии.- СПб: Гидрометеиздат, 1995.- С. 67-75.
2. Arctic Climatology Project. 2000. Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas. Edited by F. Fetterer and V. Radionov // Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. CD-ROM.
3. National Snow and Ice Data Center. 2003. Meteorological Data from the Russian Arctic, 1961-2000. V. Radionov, compiler // Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media. <http://nsidc.org/data/g02141.html>.
4. Веб-сайт ГУ «ААНИИ» // <http://www.aari.nw.ru>.
5. Лугина К.М., Сперанская Н.А. Изменчивость средней годовой приземной температуры воздуха в высоких широтах северного полушария // Тр. ГГИ.-1984.- № 295.- С. 87-97.
6. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Метеорологический режим Арктического бассейна // СПб: Гидрометеиздат, 1999. - 344 с.
7. Радионов В.Ф., Александров Е.И., Арутюнов А.В. Метеорологические условия в период дрейфа станции "Северный полюс-32" // Метеорология и гидрология. - 2004. - №11, С. 90-96.
8. Метеорологические условия в околополюсном районе Северного Ледовитого океана (по данным наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс-32, 33, 34») // Проблемы Арктики и Антарктики // 2007. -№ 75, С. 53-60.
9. Обзор гидрометеорологических процессов в СЛО в 2007 году
10. Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне // СПб: Гидрометеиздат, 1996. - 124