

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

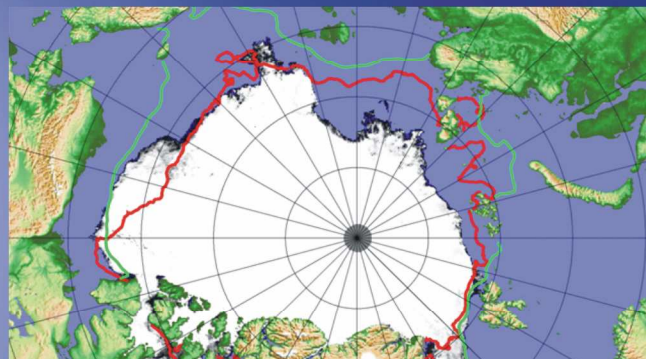


Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-
исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане

III квартал 2009





СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1 Метеорологические условия Северной полярной области в июле–сентябре 2009 года	4
1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период июль–сентябрь 2009 г.	4
1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области за период июль–сентябрь	15
2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2009 года	25
3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей в июле–сентябре 2009 года	40
3.1 Термохалинные условия Арктического бассейна и арктических морей.....	40
3.2 Гидрохимические условия арктических морей	50
3.3 Уровень арктических морей	54
3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей.....	59
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	64



ВВЕДЕНИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в третьем квартале (июль–сентябрь) 2009 года. Фактическая информация для составления обзора получена по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, дрейфующей станции «Северный полюс–36» и «Северный полюс–37», проектов Всемирной Метеорологической Организации и экспедиционных исследований в Арктике, проводимых в рамках национальных программ и международных проектов российскими и зарубежными организациями.

Обзор продолжает серию ежеквартальных обзоров, описывающих развитие метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане в прошедшем квартале текущего года.

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты ГУ «ААНИИ».

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 к.г.н. Радионов В.Ф.) и долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный – зав. отделом к.г.н. Иванов В.В.).

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, полярных станций системы Росгидромета, 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 к.г.н. Юлин А.В., зав. лабораторией к.г.н. Смоляницкий В.М., рук. группы к.т.н. Налимов Ю.В.).

Гидрологический раздел посвящен описанию гидрологических и гидрохимических условия в Северном Ледовитом океане и его морях. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела океанологии (ответственный – зав. отделом к.г.н. Ашик И.М.).

Общее руководство и редакция обзора была выполнена директором ГУ «ААНИИ» д.г.н., профессором Фроловым И.Е.

Подготовку и оформление обзора осуществлял вед. инженер отдела ледового режима и прогнозов Сороко С.О.

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



1 Метеорологические условия Северной полярной области в июле–сентябре 2009 года

1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период июль–сентябрь 2009 г.

В данном разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов различного пространственно–временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с июля по сентябрь 2009 г.

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

Полярный район находится под влиянием трех естественных синоптических районов. На него оказывают влияние основные центры действия атмосферы. На западе в атлантико–евразийском секторе 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 учитывались основные элементы ОЦА: место положения центра планетарного циркумполярного вихря (ПЦПВ) на H_{500} ; географическая ориентация планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ); состояние длинных термобарических волн; развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестроек атмосферных процессов внутри года и оценке метеорологических процессов в отдельных полярных районах Арктики.

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

Соответственно во втором тихоокеано–американском секторе полушария выделяется также



три типа процессов: З – зональный (западный) и два меридиональных M_1 и M_2 .

Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов на полушарии имеют значимые отличия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом для каждой из разновидностей характерна географическая ориентация основных блокирующих гребней антициклонов, влияющих на высокоширотное или низкоширотное по сравнению с нормой траектории циклонов в системах исландского и алеутского минимумов.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов конкретных реализаций ОЦА. Несмотря на сложность взаимосвязей между элементами макроструктуры, множественность их возможных состояний и сочетаний, в эволюции макросиноптических процессов всегда имеется возможность выявить ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития.

В результате мониторинга процессов различного пространственно–временного масштаба с июля по сентябрь 2009 г. были выявлены следующие особенности.

Число дней с формами (W, C, E) и типами (З, M_1 , M_2) по классификации Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса и их отклонения от нормы за период июль–сентябрь 2009 г. представлены в таблице 1.1

Таблица 1.1 – Значения числа дней с формами (W, C, E) и типами (З, M_1 , M_2 и их отклонения от нормы за период июль–сентябрь 2009 г.

Форма и тип циркуляции	W	C	E	З	M_1	M_2
Число дней	34	16	42	40	33	19
Аномалии	-1	-10	11	1	-7	6

В рассматриваемый период выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема разновидностей макропреобразований основных форм циркуляции атмосферы с июля по сентябрь 2009 г. выглядит следующим образом:

Июль → Август → Сентябрь

$E_3 \rightarrow E_{M1} \rightarrow W_3$



Из схемы и таблицы 1.1 видно, что в первом – атлантико–евразийском секторе северного полушария преобладали атмосферные процессы восточной формы циркуляции. Во втором – тихоокеано–американском секторе полушария преобладали зональные атмосферные процессы. Для данных форм и типов с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов были выявлены разновидности этих процессов в первом и во втором секторах северного полушария, отличающиеся высокоширотными и низкоширотными траекториями циклонов.

Для каждого месяца были вычислены средние карты полей геопотенциальной поверхности H_{500} , приземного давления и температуры воздуха и их отклонений от средних многолетних значений (рисунки 1.1–1.12). На всех картах географическая ориентация и состояние основных центров действия атмосферы, распределение полей давления и температуры на северном полушарии и Арктики соответствует синоптическому значению той формы и типу циркуляции и их разновидностей, которые преобладали в том или ином месяце рассматриваемого периода года.

Основные особенности синоптических процессов для каждого внутригодового периода описаны ниже.

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

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

Во втором (тихоокеано–американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы 3. Под влиянием арктического антициклона в данном секторе Арктики преобладал антициклональный режим погоды. Фон давления был выше нормы на 6–10 гПа. Гребень арктического антициклона, ориентированный на Аляску, блокировал выход циклонов в Арктику. Циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с



нормой более южными траекториями. Преобладание получила адвекция теплых воздушных масс при юго–восточных, восточных направлениях воздушных потоков. Среднемесячная температура в восточном секторе Арктики была выше нормы на 1–2 °С.

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

В первом секторе отмечалось преобладание процессов восточной формы циркуляции. В приземном поле под влиянием хорошо развитого антициклона над западным сектором Арктики циклоны Северной Атлантики смещались по сравнению с нормой низкоширотными траекториями. Фон давления в западном секторе Арктики и приполюсном районе был выше нормы на 2–5 гПа. Воздушные потоки в большинстве районов юго–западных и юго–восточных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс и фон температуры был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 3–4 °С отмечались в юго–западной части Карского, Восточно–Сибирском и Чукотском морях.

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

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

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

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



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

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

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

Таблица 1.2 – Каталог макросиноптических процессов по классификации Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам за июль–сентябрь 2009 г.

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

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, C, E) и типов (3, M₁, M₂) атмосферной циркуляции.

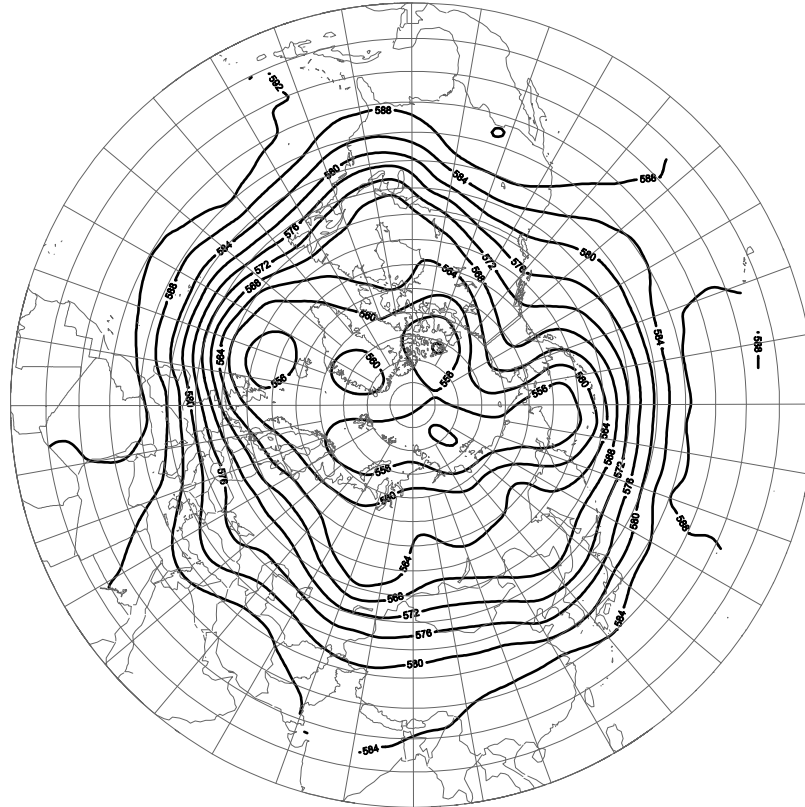


Рисунок 1.1 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за июль 2009 г.

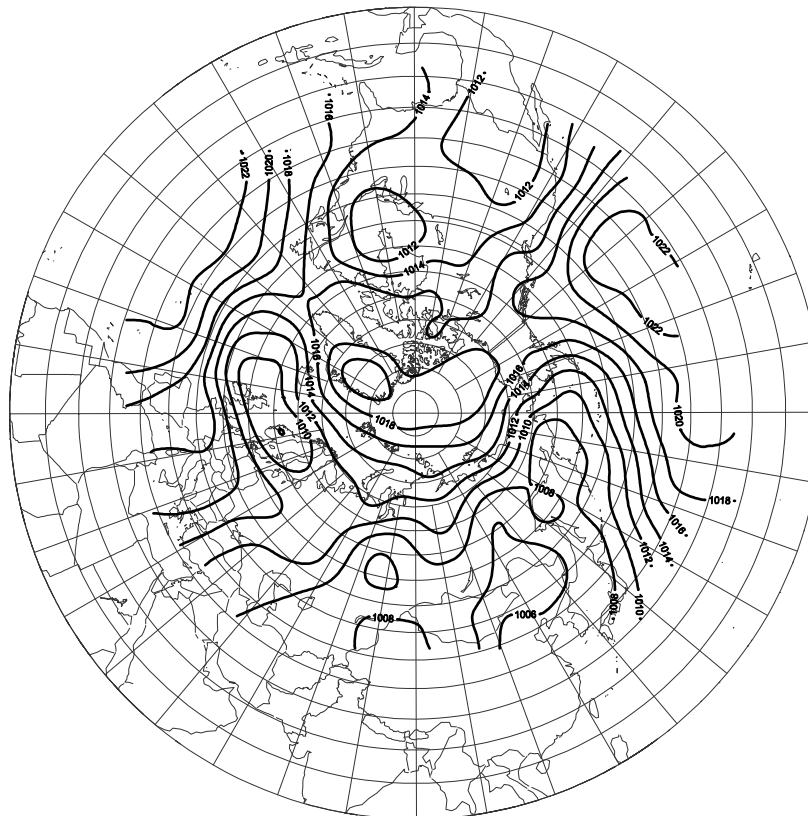


Рисунок 1.2 – Средняя карта приземного давления за июль 2009 г.

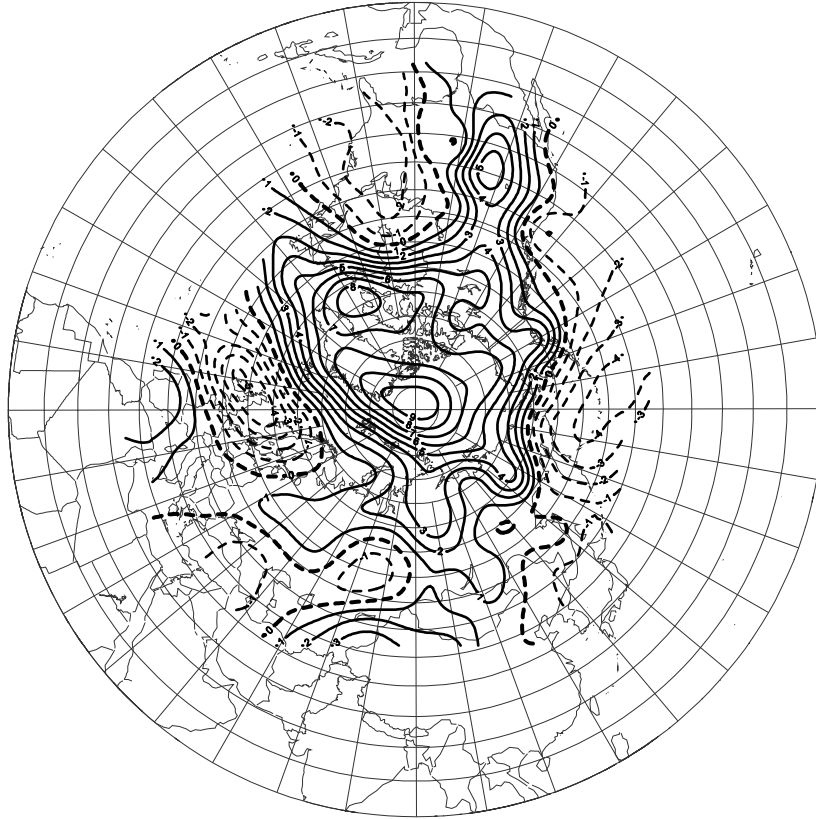


Рисунок 1.3 – Средняя карта аномалий приземного давления за июль 2009 г.

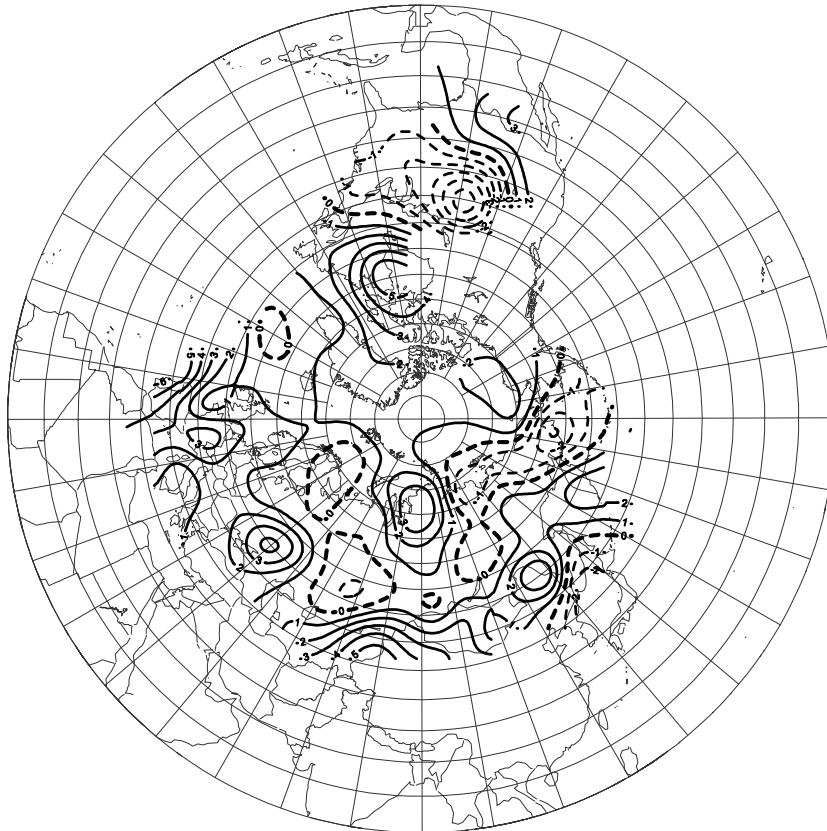


Рисунок 1.4 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за июль 2009 г.

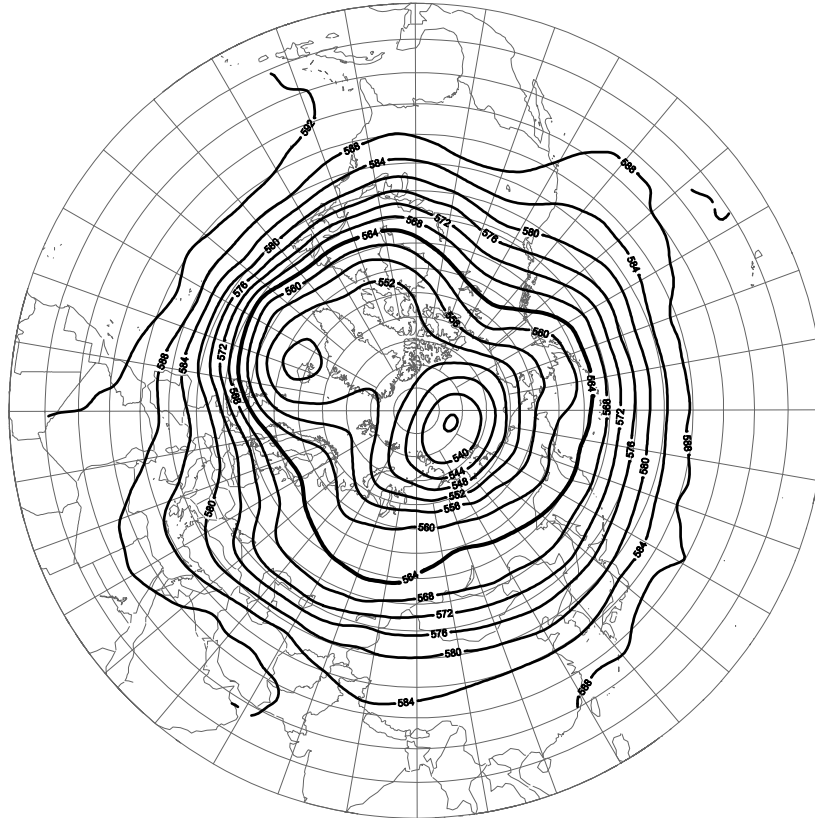


Рисунок 1.5 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за август 2009 г.

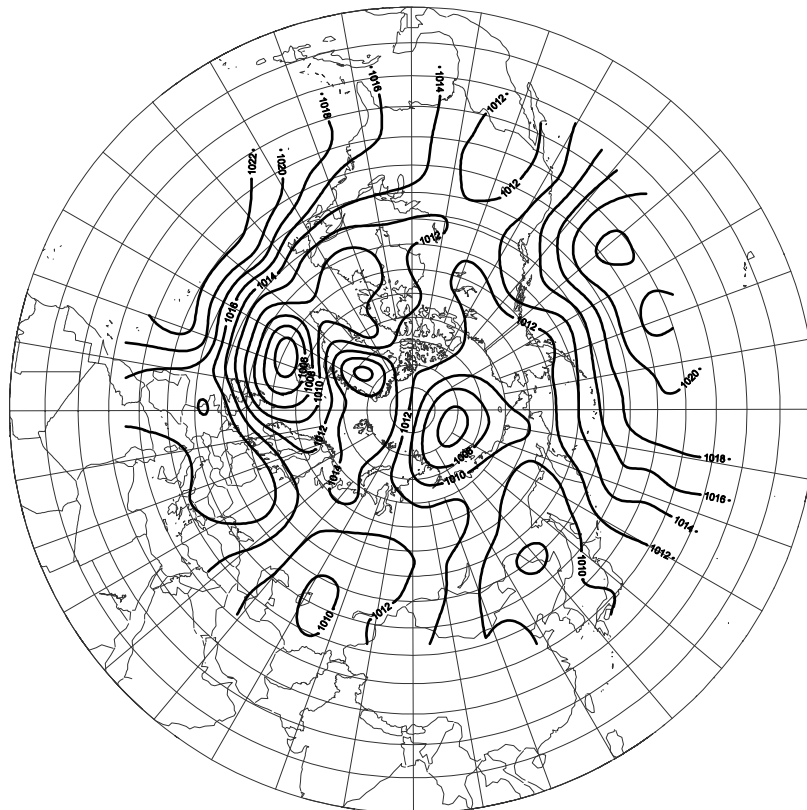


Рисунок 1.6 – Средняя карта приземного давления за август 2009 г.

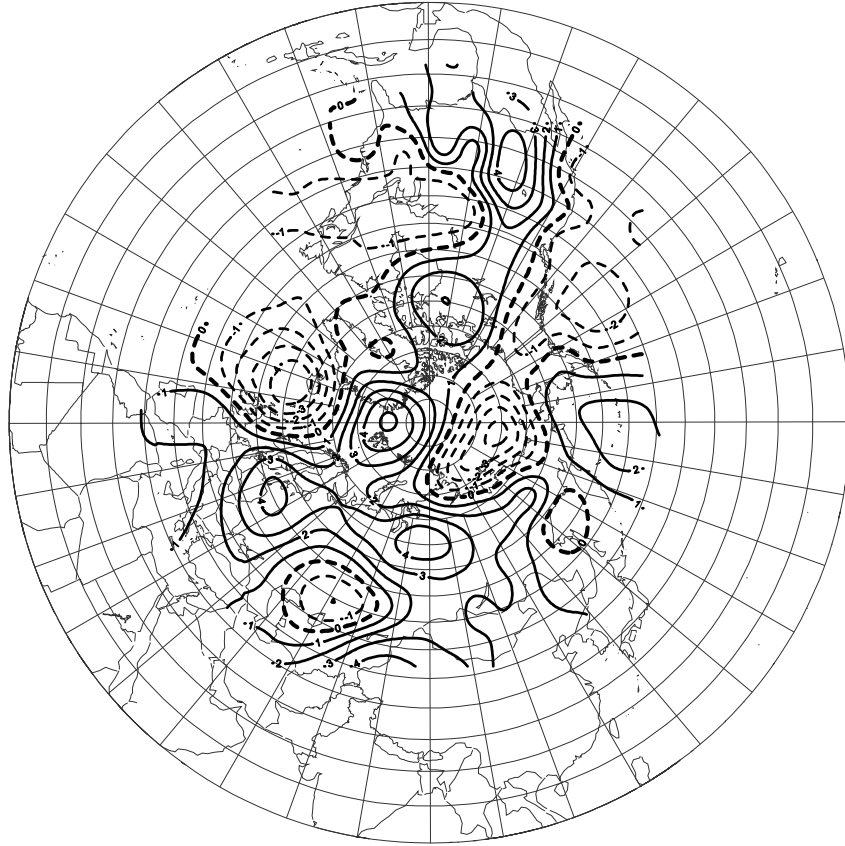


Рисунок 1.7 – Средняя карта аномалий приземного давления за август 2009 г.

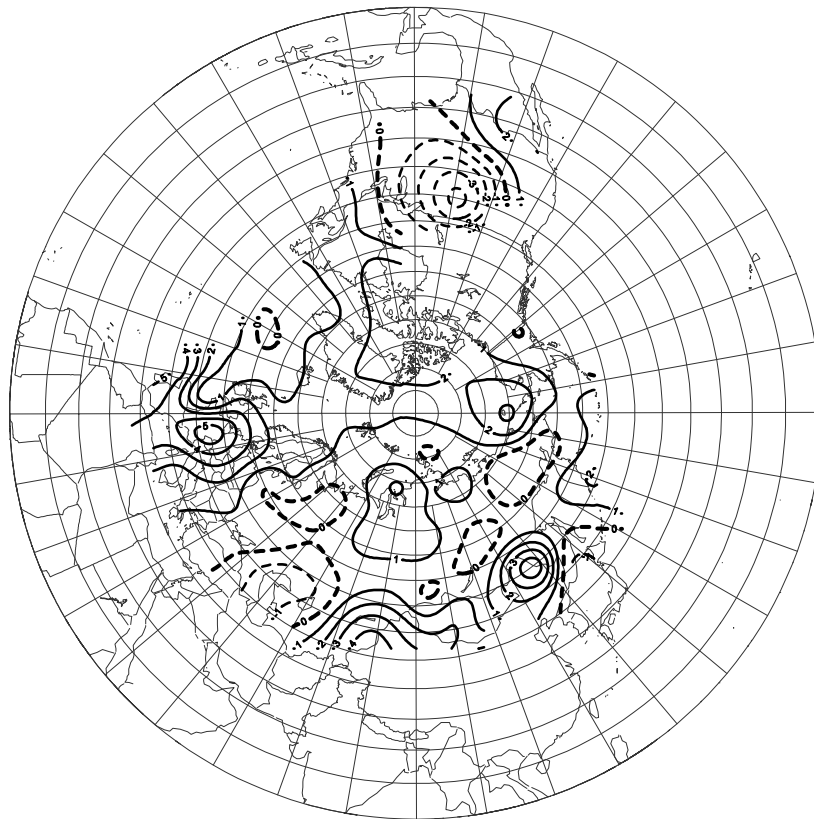


Рисунок 1.8 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за август 2009 г.

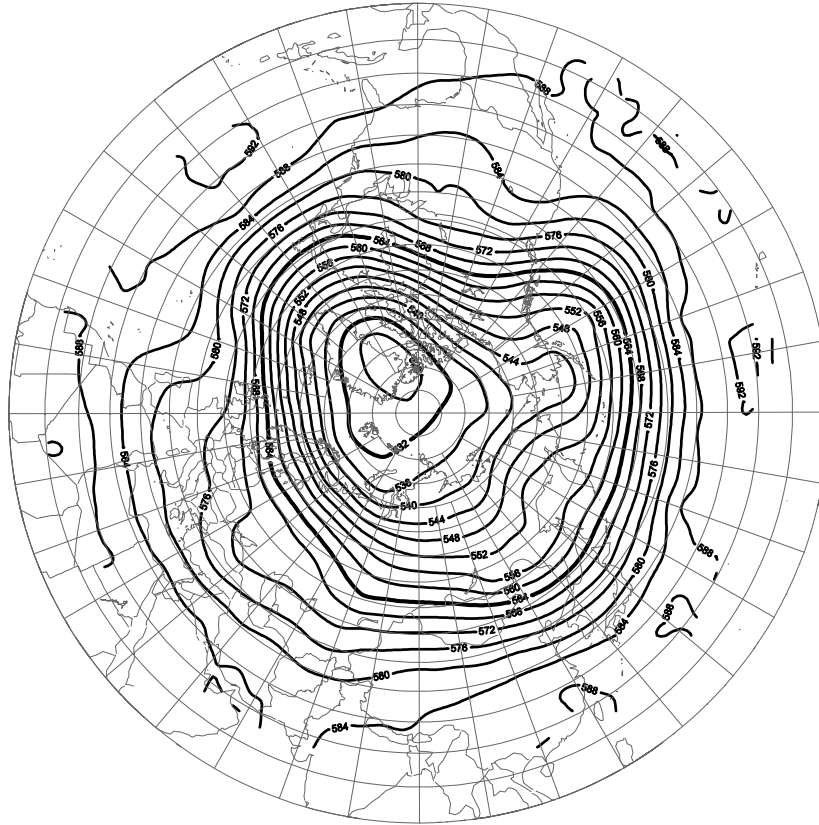


Рисунок 1.9 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за сентябрь 2009 г.

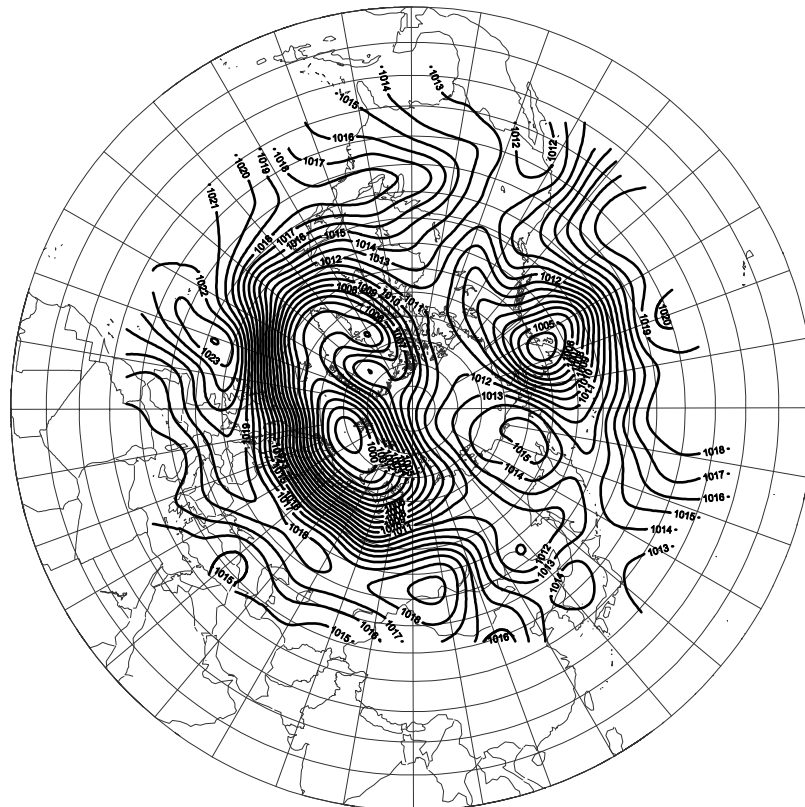


Рисунок 1.10 – Средняя карта приземного давления за сентябрь 2009 г.

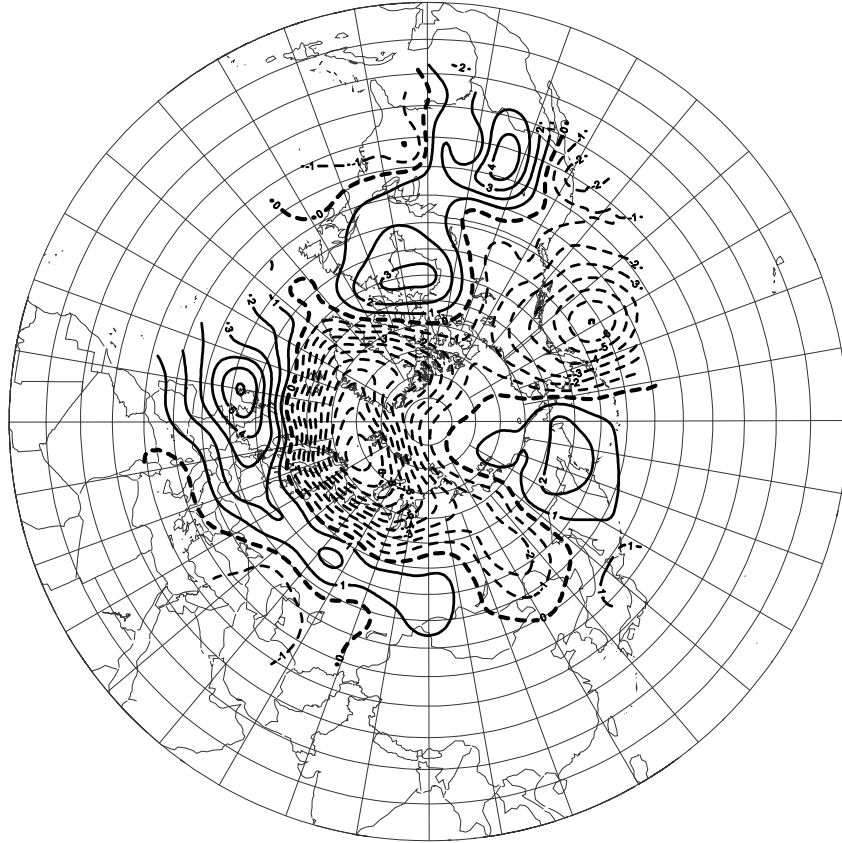


Рисунок 1.11 – Средняя карта аномалий приземного давления за сентябрь 2009 г.

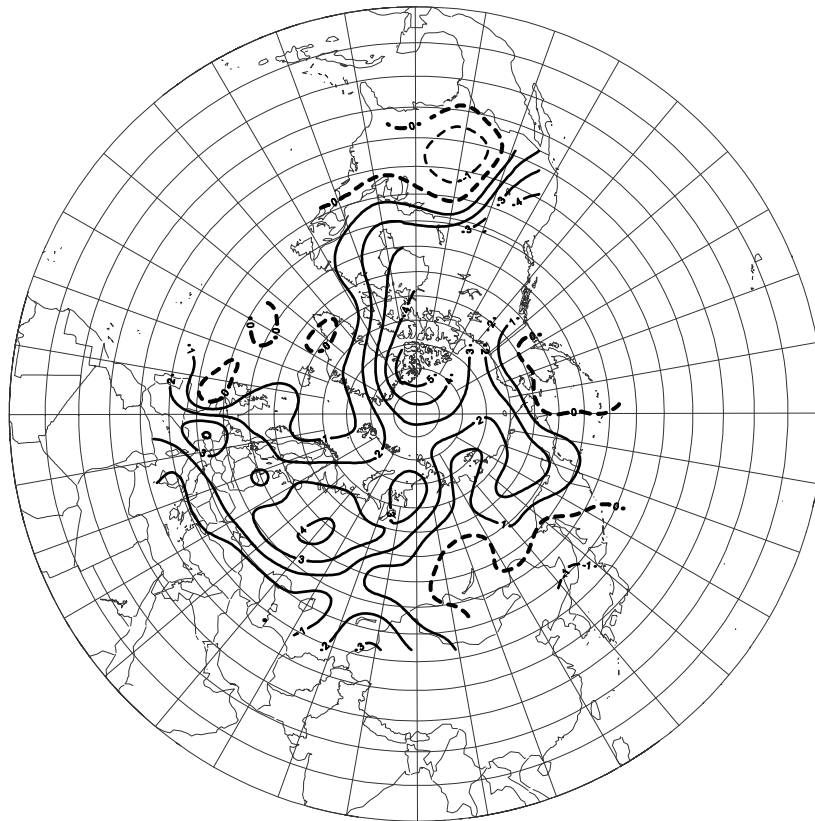


Рисунок 1.12 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за сентябрь 2009 г.

1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области за период июль–сентябрь

В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и атмосферным осадкам по районам северной полярной области (рисунок 1.13) и арктическим морям. Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев МПАБ и дрейфующей станции СП–36.

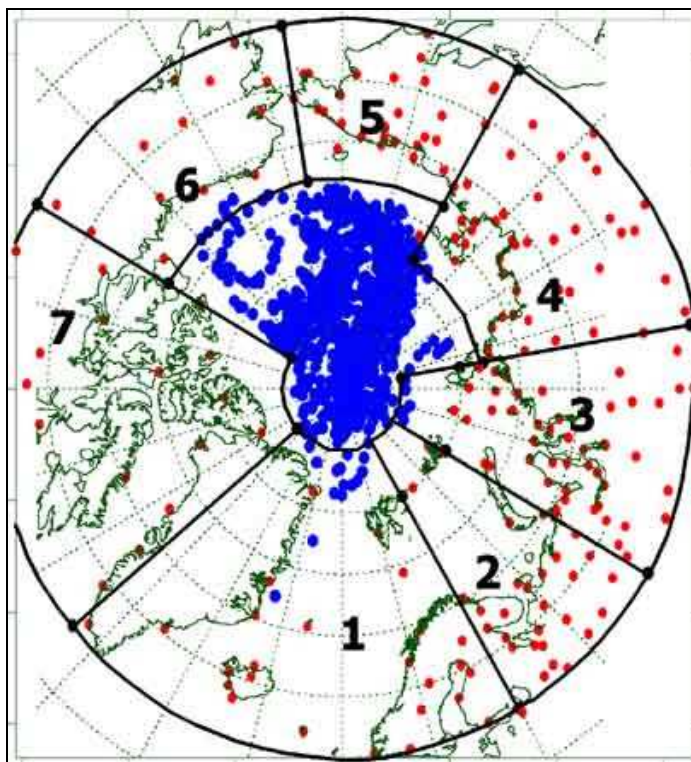


Рисунок 1.13 – Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха является метод оптимальной интерполяции и оптимального осреднения. Приводимые оценки аномалий температуры были получены относительно рекомендованного ВМО стандартного периода 1961–1990 гг. В качестве летнего сезона рассматривался период июнь–август.

Оценка аномалий средней температуры воздуха за летний сезон 2009 года по отдельным широтным зонам (60–85, 60–70 и 70–85 °с.ш.) представлена в таблице 1.3. В летнем сезоне 2009 г. аномалия температуры воздуха СПО составила 0,8 °С (нормированная аномалия 2,7 σ). Лето



2009 г. оказалось десятым теплым летом по рангу теплых лет за период с 1936 г. Сравнительно невысокие значения аномалий имели место в широтных зонах к северу и к югу от 70 °с.ш. Аномалия температуры для широтной зоны 70–85°с.ш. составила 1,1 °С (нормированная аномалия 2,8 σ), а для широтной зоны 60–70°с.ш. – 0,6 °С (нормированная аномалия 1,5 σ). Прошедший летний сезон для этих широтных зон оказался соответственно одиннадцатым и двадцатым по рангу теплых лет за период с 1936 г.

Таблица 1.3 – Аномалия температуры воздуха (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за летний сезон 2009 г., °С

Широтная зона, °с.ш.	Аномалия	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия/нормированная аномалия)
70–85	1,1	2,8	11	2007 (1,7/4,1)
60–70	0,6	1,5	20	2003 (1,3/3,5)
60–85	0,8	2,7	10	2005, 2007 (1,2/3,6)

Сопоставление значений аномалий летней температуры воздуха в 2008 г. для отдельных климатических районов выявило три очага крупных положительных аномалий температуры (пространственно осредненная нормированная аномалия температуры по более 1,5 σ), которые располагались на территории Канадского, Атлантического и Западносибирского районов (таблица 1.4, рисунок 1.14). Значение пространственно осредненной аномалии температуры в каждом из районов составило 1,1 °С. Лето 2009 г. в этих районах соответственно оказалось пятым, десятым и шестнадцатым теплым летом по рангу теплых лет. Очаги небольших отрицательных аномалий температуры воздуха имели место на отдельных станциях Скандинавского п-ова, западной части Европейской территории России, восточной части Чукотского п-ова и в районе вблизи моря Бофорта.

Таблица 1.4 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха за летний сезон 2009 г. для отдельных районов СПО, °С

Климатический район	Аномалия	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия/нормированная аномалия)
Атлантический	1,1	2,8	10	2003 (1,9/4,6)
Североевропейский	0,2	0,2	39	1972 (1,9/1,9)
Западносибирский	1,1	1,6	16	1957 (1,6/2,2)
Восточносибирский	1,0	1,4	17	2001 (1,9/2,8)
Чукотский	0,5	0,8	22	2007 (2,9/4,8)
Аляскинский	0,6	0,9	19	2004 (2,9/4,2)
Канадский	1,1	1,8	5	2008 (1,5/2,7)

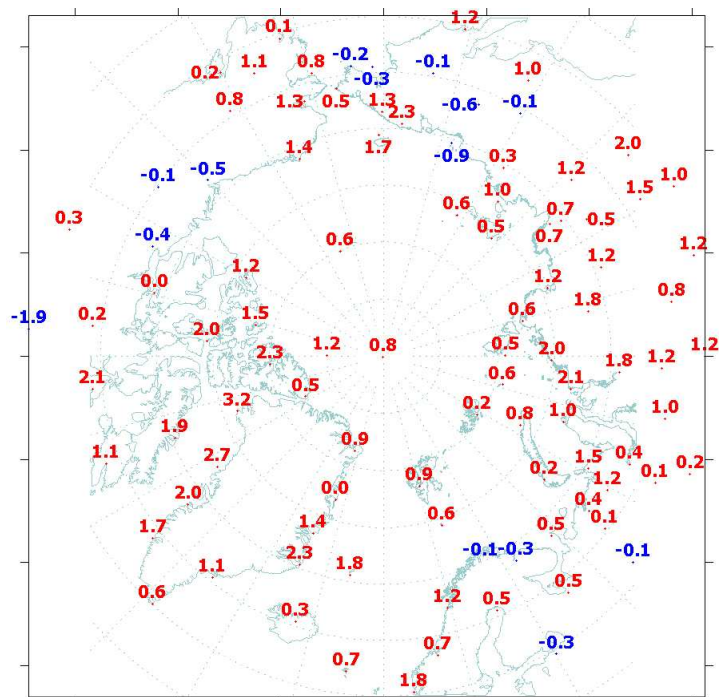


Рисунок 1.14 – Значения аномалий средней температуры воздуха летнего сезона на станциях северной полярной области, °С

В районах арктических морей и на территории суши выше 70 °с.ш. преимущественно наблюдались положительные аномалии температуры. Более 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 нормированных аномалий составили 2,6 и 3,3 σ соответственно (таблица 1.5). В районах морей азиатского сектора наиболее крупные значения пространственно осредненных аномалий температуры летнего сезона имели место в районах Карского и Чукотского морей.

Таблица 1.5 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха за летний сезон 2009 г. для районов севернее 70 °с.ш., °С

Море, часть климатического района	Аномалия	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия/нормированная аномалия)
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,3	2,6	11	2002 (2,3/4,9)
Баренцево море	0,3	0,4	34	2004 (2,0/2,4)
Карское море	1,3	2,2	6	1959 (2,2/3,4)
Море Лаптевых	0,8	1,0	22	1995 (2,1/2,7)
Восточно–Сибирское море	0,6	0,8	23	2007 (3,7/4,8)
Чукотское море	1,2	1,7	8	2007 (3,9/5,5)
Море Бофорта	0,7	1,0	11	2007 (2,3/3,2)
Северная часть Канадского района	2,0	3,3	1	2007 (1,9/3,0)



Временные ряды пространственно осредненных аномалий средней за летний сезон температуры воздуха для отдельных районов широтной зоны 60–85 °с.ш. представлены на рисунке 1.15, а для районов арктических морей на рисунке 1.16.

Оценка линейного тренда средней температуры воздуха за летний сезон СПО и отдельных широтных зон за период 1936–2009 гг. показала сохранение статистически значимого положительного линейного тренда как для широтных зон к северу и югу от 70°с.ш., так и для СПО в целом (таблица 1.6). Повышение температуры летнего сезона составило соответственно 0,6, 0,7 и 0,7°С за 74 года

Для отдельных климатических районов статистически значимый тренд средней за летний сезон температуры воздуха присутствует в районах непосредственно расположенных вблизи северных частей Атлантического и Тихого океанов. Наибольшей величины линейный тренд достигает в тихоокеанском секторе. В Чукотском и Аляскинском районах он равен 0,16°С/10 лет (потепление составило 1,2°С за 74 года). В северной части Северной Атлантики повышение температуры летнего сезона меньше. В Атлантическом районе значение линейного тренда средней температуры воздуха за летний сезон равно 0,08°С/10 лет (0,6°С/74 года). Еще меньше повышение летней температуры в Канадском районе (0,06°/10лет, 0,4°С/74 года). В остальных районах линейный тренд положителен, но значения статистически не значимы.

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

Район, широтная зона	1936–2009		1980–2009		2000–2009	
	Вх	D	Вх	D	Вх	D
Атлантический	0,08	30,0	0,53	74,2	0,45	29,3
Североевропейский	0,05	10,9	0,40	45,8	–0,62	43,1
Западносибирский	0,06	16,7	0,27	32,3	–0,45	36,1
Восточносибирский	0,07	19,3	0,37	39,2	–0,32	12,3
Чукотский	0,16	44,2	0,52	56,2	0,38	14,7
Аляскинский	0,16	40,1	0,25	28,4	0,44	12,6
Канадский	0,06	22,3	0,30	47,0	0,85	50,8
60–70°с.ш.	0,10	44,1	0,34	60,6	–0,12	15,2
70–85°с.ш.	0,08	35,6	0,45	73,8	0,59	52,8
60–85°с.ш.	0,09	40,7	0,37	65,9	0,01	13,5

Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в °С/10 лет;
Второй столбец – вклад тренда в полную дисперсию D%;
Жирным шрифтом выделены статистически значимые значения.

Для последнего тридцатилетнего периода 1980–2009 гг. в СПО и в отдельных широтных зонах, как и в изменениях весенней температуры, в летней температуре характерны статистически значимые положительные тренды. Наиболее высокие значения тренда наблюдаются в изменениях температуры Атлантического и Чукотского районов. Значение линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха в этих районах составляет около 1,6 °С/30 лет.



В последнем десятилетнем периоде статистически значимые тенденции в изменениях температуры летнего сезона отсутствуют.

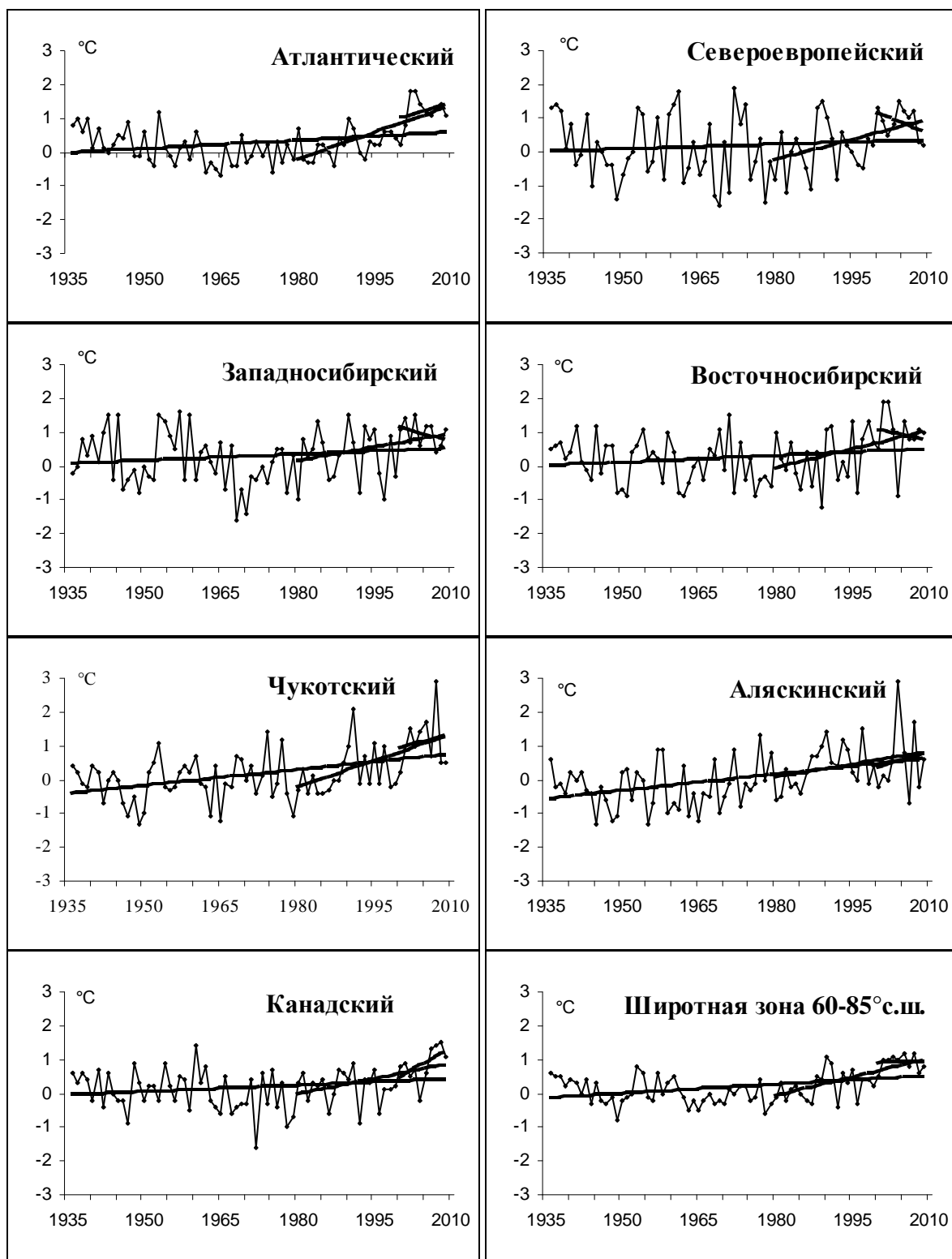


Рисунок 1.15 – Временные ряды аномалий средней за летний сезон температуры воздуха отдельных районов, °C

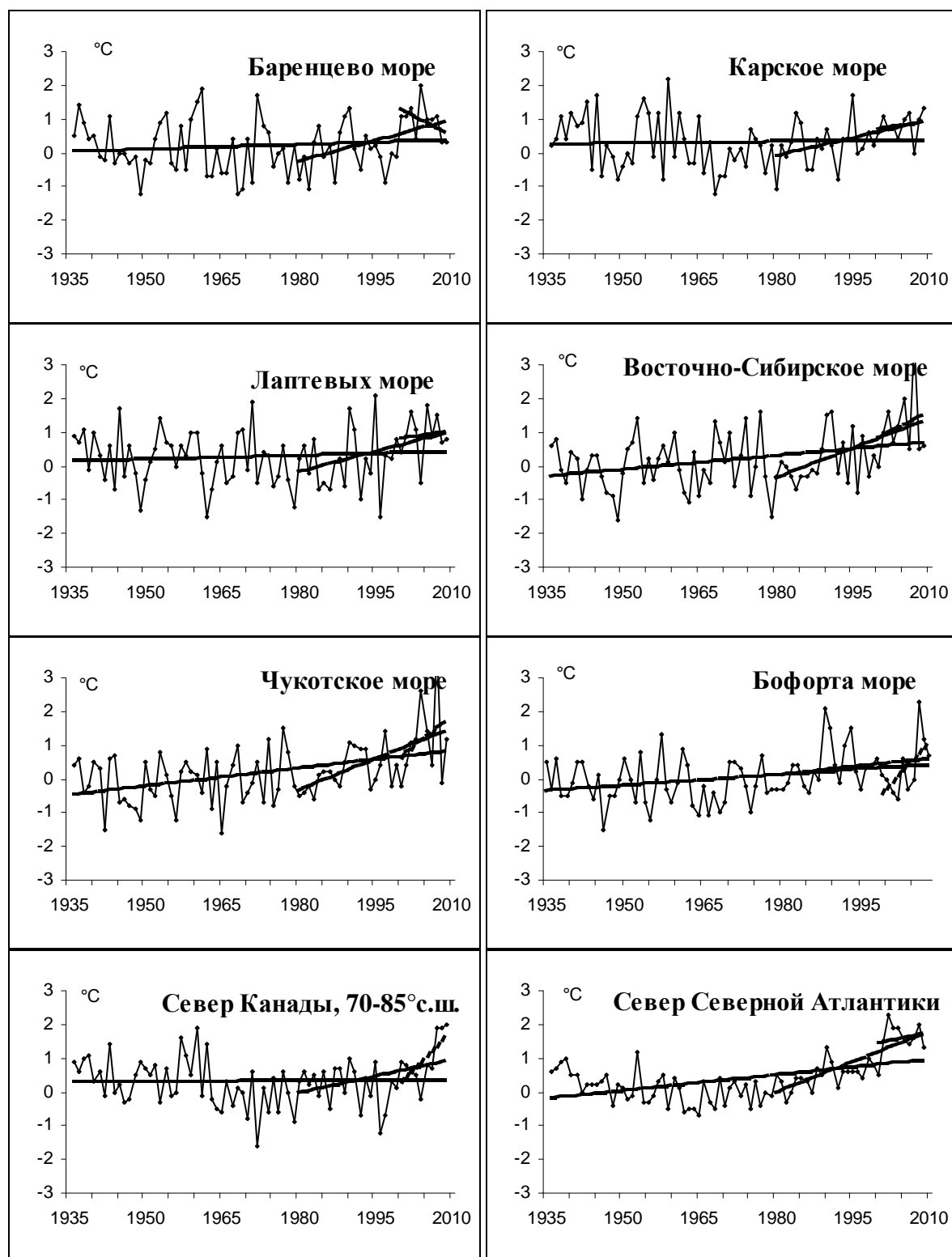


Рисунок 1.16 – Временные ряды аномалий температуры воздуха за летний сезон районов арктических морей, °C

В районах всех арктических морей статистически значимое повышение температуры летнего сезона прослеживается с последнего 30-ти летнего периода (таблица 1.7). Исключение



составляет район моря Бофорта. Наиболее высокая скорость повышения температуры воздуха наблюдается в районе северной части Гренландского и Норвежского морей, а также в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. За 1980–2009 гг. летняя температура воздуха в районах этих морей повысилась на 1,8°C/30 лет.

Таблица 1.7 – Коэффициенты линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха районов арктических морей за период 1936–2009 гг.

Море, часть моря	1936–2009		1980–2009		2000–2009	
	Вх	D	Вх	D	Вх	D
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,16	50,1	0,60	79,2	0,32	19,7
Баренцево море	0,05	12,7	0,41	48,0	-0,79	45,8
Карское море	0,01	4,3	0,35	48,5	0,24	18,0
Море Лаптевых	0,04	10,0	0,40	39,7	0,21	9,4
Восточно-Сибирское море	0,14	33,4	0,59	53,9	0,76	21,8
Чукотское море	0,18	43,1	0,61	56,4	1,18	28,5
Море Бофорта	0,11	31,7	0,17	19,9	1,71	59,1
Северная часть Канадского района	0,01	2,4	0,33	39,5	1,56	65,6

Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в °C/10 лет;
Второй столбец – вклад тренда в полную дисперсию D%;
Жирным шрифтом выделены статистически значимые значения.

Атмосферные осадки

Оценка выпавшего количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха для теплого сезона. За теплый сезон принят период с июня по сентябрь (преимущественно выпадают жидкие осадки).

В таблице 1.8 представлены относительные аномалии сумм осадков (в %) за теплый сезон 2009 г. в целом для СПО и для отдельных широтных зон. В целом для СПО осадков выпало на 10 % меньше нормы. Менее всего осадков наблюдалось в Западносибирском и Чукотском районах (таблица 1.9). И, только в одном из районов, в Канадском, осадков выпало около нормы.

Таблица 1.8 – Относительные аномалии сумм осадков в теплом сезоне 2009 г., %

Широтная зона	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшее значение	Наименьшее значение
60–70°с.ш.	89,1	72	1954 (115%)	1968 (88%)
70–85°с.ш.	95,2	47	1989 (127%)	1998 (84%)
60–85°с.ш.	90,1	72	1954 (117%)	1980 (90%)

Таблица 1.9 – Относительные аномалии сумм осадков в теплом сезоне 2009 г. для отдельных районов СПО, %

Климатический район	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшая	Наименьшая
Атлантический	91,4	54	1964 (120,5)	1968 (75,2)



Климатический район	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшая	Наименьшая
Североевропейский	94,9	49	1981 (128,4)	1980 (68,5)
Западносибирский	83,9	68	2002 (122,6)	1946 (72,4)
Восточносибирский	95,7	51	1988 (125,2)	1967 (78,4)
Чукотский	79,5	65	1954 (139,6)	1982 (60,2)
Аляскинский	86,1	63	1951 (164,4)	1968 (54,1)
Канадский	99,9	32	2005 (123,5)	1977 (75,0)

В таблице 1.10 представлены оценки изменения сумм осадков теплого сезона с 1936 по 2009 гг. по северным (70–85°с.ш.) и южным (60–70°с.ш.) частям климатических районов и для районов в целом. На рисунке 1.17 временные ряды сумм осадков теплого сезона для районов арктических морей и территорий севернее 70°с.ш.

Таблица 1.10 – Параметры линейного тренда сумм осадков теплого сезона года за период 1936–2009 гг.

Район, широтная зона	Вх	% от нормы	D
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	-1.04	-2.1	6.2
Скандинавия и север ЕТР	2.75	8.3	18.1
Западная Сибирь	-3.21	-9.6	20.9
Восточная Сибирь	0.33	1.4	3.4
Чукотка	-1.68	-7.6	12.5
Аляскинский (южная часть)	-2.91	-11.0	14.1
Канадский (южная часть)	3.48	17.4	37.4
60–70°с.ш.	-0.26	-9	4.3
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0.60	3.6	5.2
Баренцево море	-0.54	-2.6	4.4
Карское море	-1.78	-10.7	17.5
Море Лаптевых	-3.16	-18.5	28.7
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	-5.51	-31.8	39.1
Аляскинский (северная часть)	1.74	18.5	12.6
Канадский (северная часть)	1.12	12.5	18.1
70–85°с.ш.	-0.94	-6.2	18.7
Атлантический	-0.49	-1.3	4.2
Североевропейский	1.55	5.5	13.9
Западносибирский	-2.61	-9.9	25.6
Восточносибирский	-1.01	-4.8	12.0
Чукотский	-3.18	-15.7	27.5
Аляскинский	-2.14	-9.1	11.9
Канадский	2.60	16.4	40.6
60–85°с.ш.	-0.71	-2.9	15.0

Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в мм/10 лет;
Второй столбец – изменение сумм осадков в % от среднесезонного значения за 74 года;
Третий столбец – вклад тренда в полную дисперсию D%;
Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды.

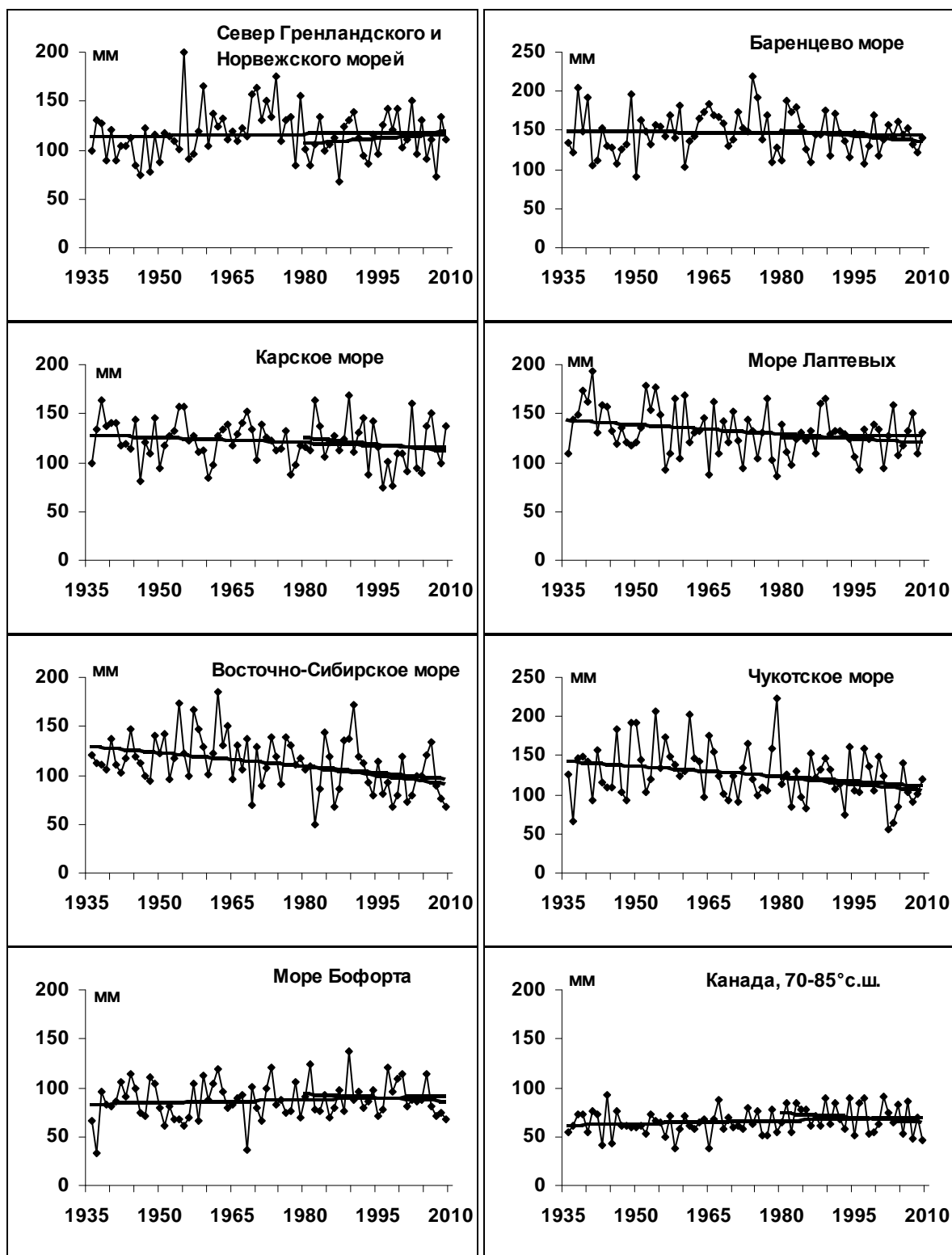


Рисунок 1.17 – Временные ряды сумм осадков теплого сезона, мм

Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков теплого сезона за период 1936–2009 гг. является тенденция уменьшения жидких осадков в целом по региону (на 2,9%) и к северу от 70°с.ш. (на 6,2 % от нормы). Статистически значимый рост жидких осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 17 % от нормы).



В теплом сезоне периода 1936–2009 г. осадки более всего уменьшились в морях евразийского сектора. Уменьшение сумм жидких осадков составило здесь от 3 до 32% от нормы.



2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2009 года

Оценки особенностей развития ледовых условий в июле–сентябре 2008 года получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ГУ «АНИИ» на дрейфующей станции «СП–36», работавшей до августа 2009 года, экспедиции «Арктика–2009» на борту атомного ледокола «Ямал», и «СП–37», которая начала свою работу с сентября 2009 года, и ряда международных проектов (рисунок 2.1).

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

Оценка квантилей распределения общей сплоченности 5% и 50% (медиана) выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО "Глобальный Банк Цифровых Данных по Морскому Льду" за 1945–2004 гг. (включает данные АНИИ за 1945–1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960–1979 гг., Национального ледового центра США за 1972–2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968–1998 гг. и Японского метеорологического агентства за 1970–2006 гг.). Расчет среднемесячных значений общей сплоченности для 2009 года выполнен в лаборатории режимных пособий ГУ «АНИИ» на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду (<http://nsidc.org>).

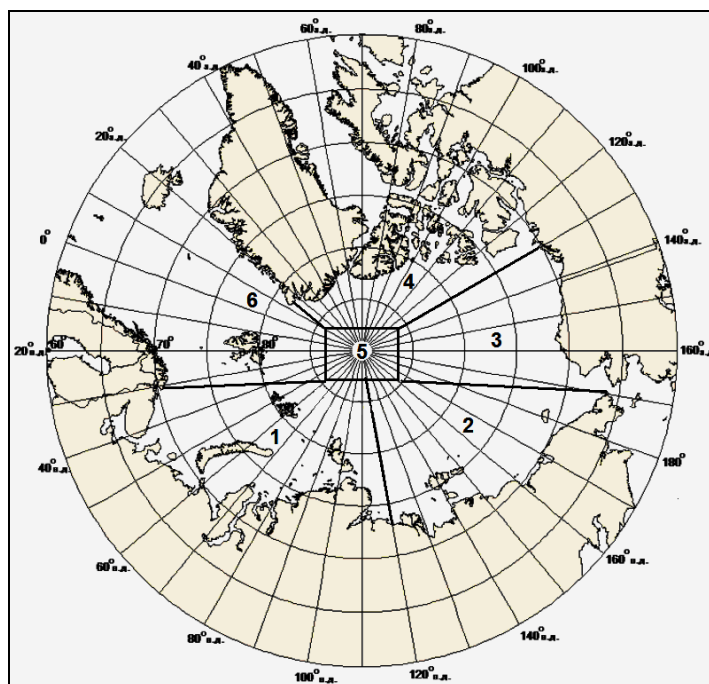


Рисунок 2.1 – Районы Северного Ледовитого океана (1–западный район российского сектора; 2–восточный район российского сектора; 3–аласкинский сектор; 4 канадский сектор; 5–приполюсный район; 6– гренландский сектор)



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 (районы 1, 2) и аляскинский сектор Арктики (район 3). Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики (районы 4 и 6) и приполюсном районе (район 5).

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

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

Распределения льда по сплоченности по бассейну Северного Ледовитого океана на начало июля приведено на рисунке 2.2.

На начало июля в результате выносного дрейфа льда и сформировавшихся обширных заприпайных полыней во всех морях российского сектора Арктики и в море Бофорта сформировалась отрицательная аномалия ледовитости. Причем в западной части моря Лаптевых и Чукотском море сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости, составляющие 30–40%. Очевидно, что освободившиеся ото льда большие пространства чистой воды в этих морях послужили очагами теплонакопления и дальнейшего интенсивного таяния ледяного покрова. Более ранние сроки начала таяния льда были отмечены на всех полярных станциях морей российского сектора Арктики.

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

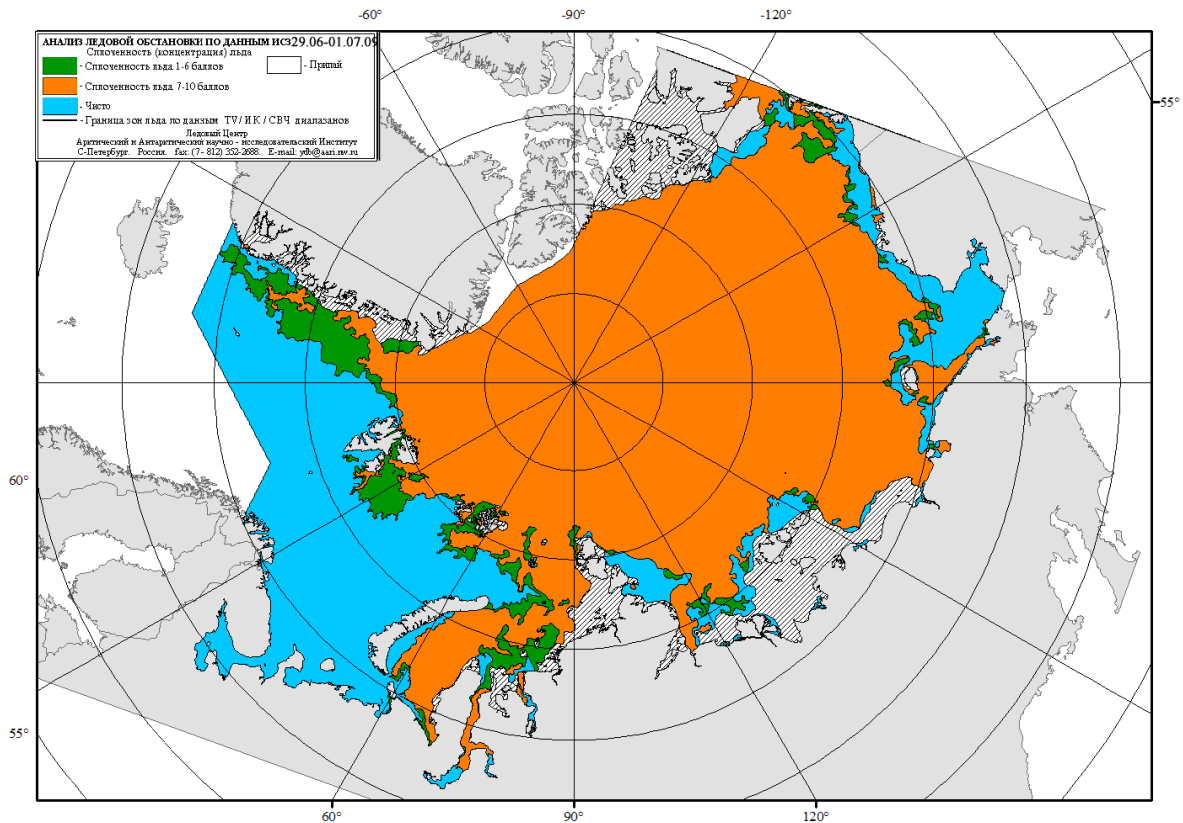


Рисунок 2.2 – Распределение льда по сплоченности в начале июля 2009 г.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2009 года приведены на рисунках 2.3–2.10, 2.14–2.16.

В июле продолжалось интенсивное очищения крайних западных (Баренцева, Карского и западной части Лаптевых) и восточных морей (Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей значительно очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости составили 30–50%. Большое количество льда сохранялось в Восточно–Сибирском море (рисунок 2.3).

Дрейф ледяного покрова приведен на рисунке 2.5. В июле в целом были хорошо выражены все основные структуры дрейфа льда Северного ледовитого океана – трансарктический поток и антициклонический вихрь. Центр антициклонического вихря сместился примерно на 670 км к юго–западу относительно его положения в июне. В канадском потоке скорость вблизи стрежня составляла 2 км/сут. у острова Элсмир и 8–9 км/сут. у острова Банкс.

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

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

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была значительно меньше нормы (рисунок 2.17). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости, вносили окраинные западные и восточные моря (на центральном рисунке 2.4 – голубая зона, отражающая отрицательную аномалию). Больше нормы ледовитость была в гренландском секторе Арктики, морях Бофорта и Восточно-Сибирском (на центральном рисунке 2.4 – зеленая зона, отражающая положительную аномалию).

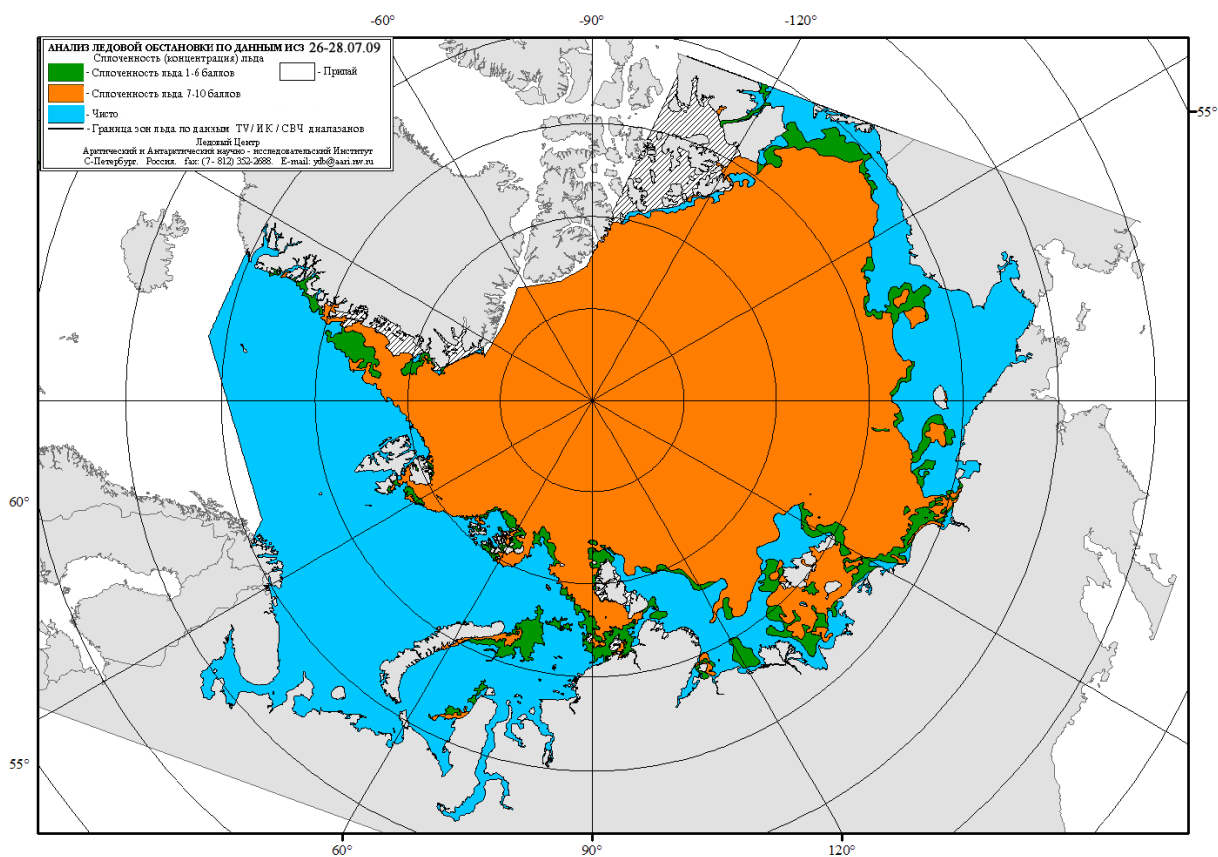


Рисунок 2.3 – Распределение льда по сплоченности в конце июля 2009 г

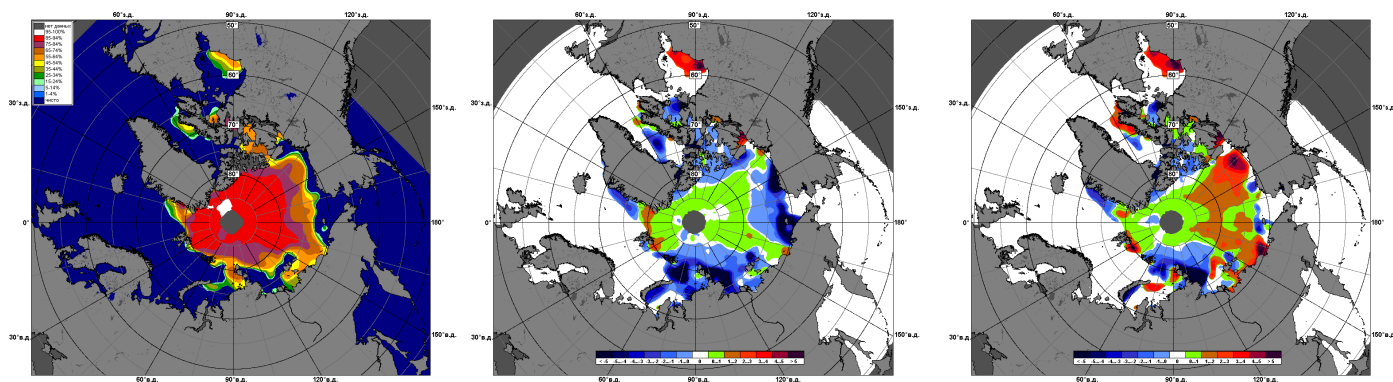


Рисунок 2.4 – Медианное распределение сплоченности льда в июле 2009 г. (слева) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2009 и 2007–2008 гг. на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

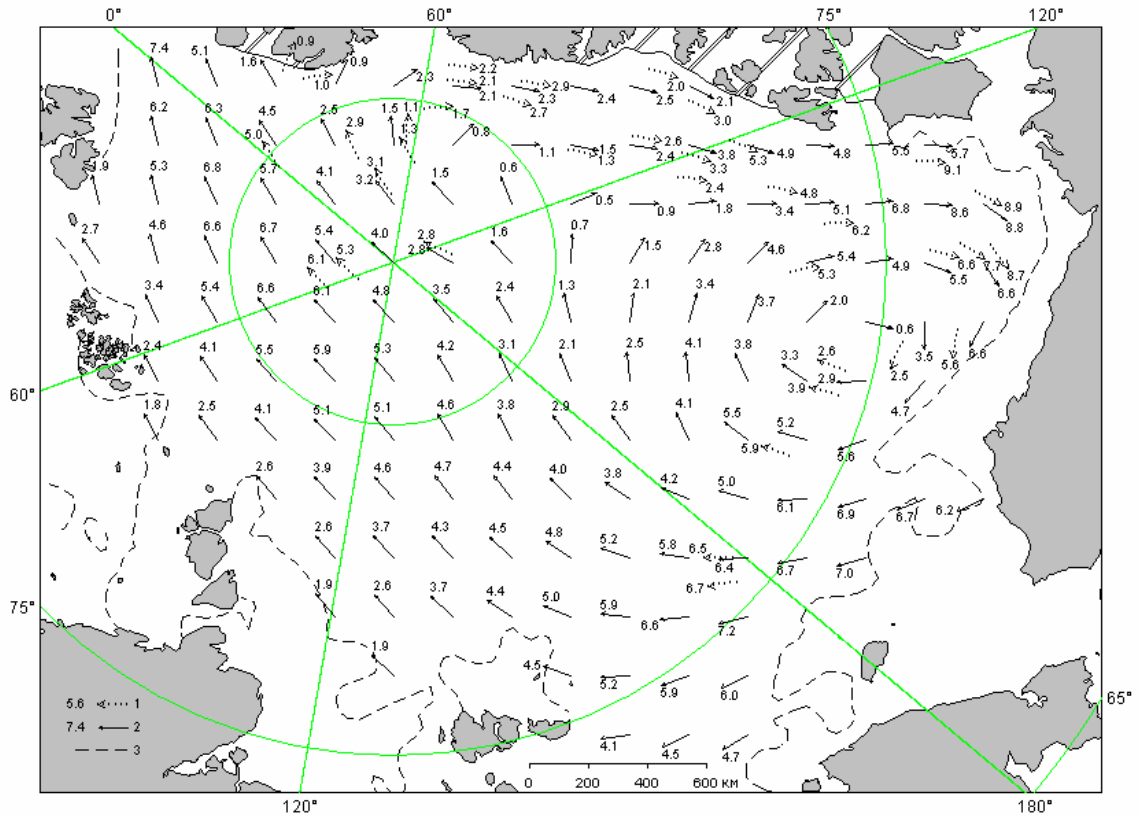


Рисунок 2.5 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2009 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (2.5 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в окраинных арктических морей (рисунок 2.6).

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



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

По данным о сплоченности льда на основе данных SSMR–SSM/I, наибольшая сплоченность наблюдалась в приполюсном районе и гринландском секторе Арктики (рисунок 2.7).

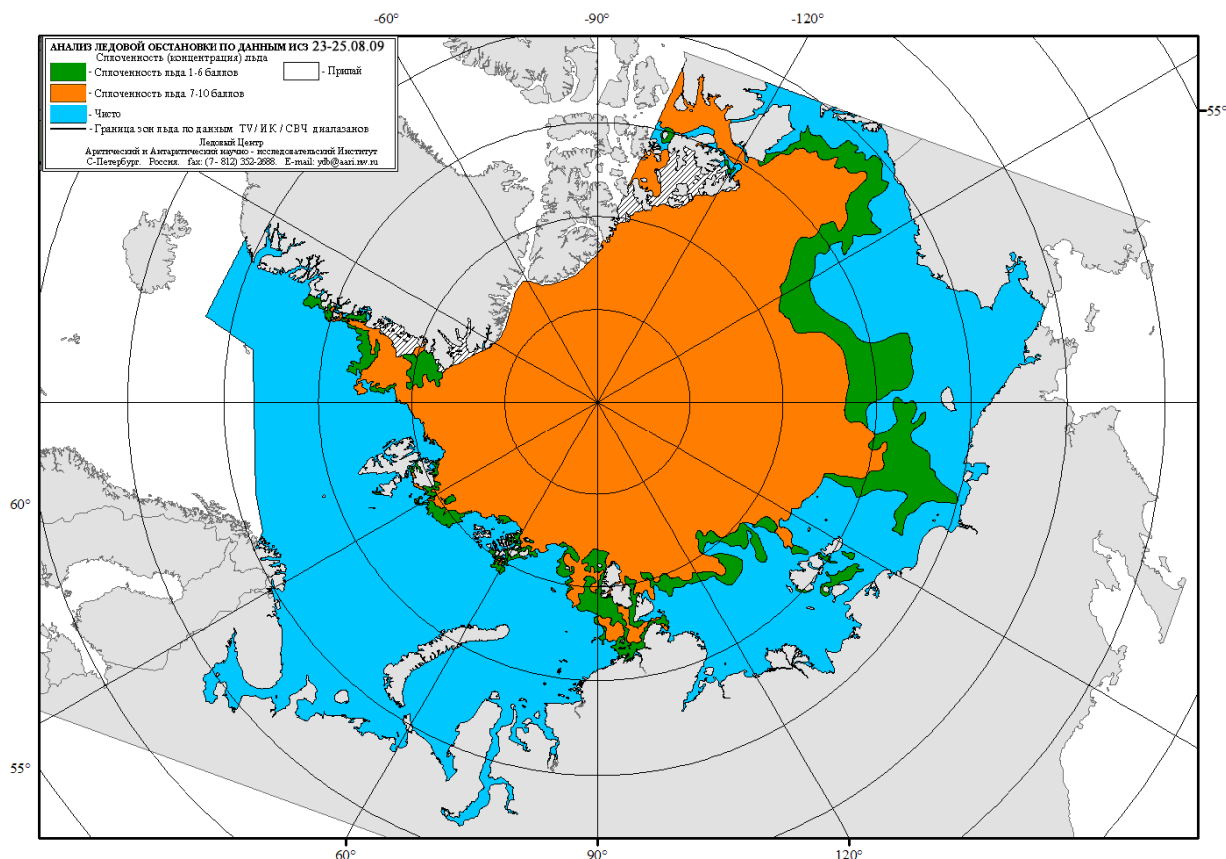


Рисунок 2.6 – Распределение льда по сплоченности в конце августа 2008 г.

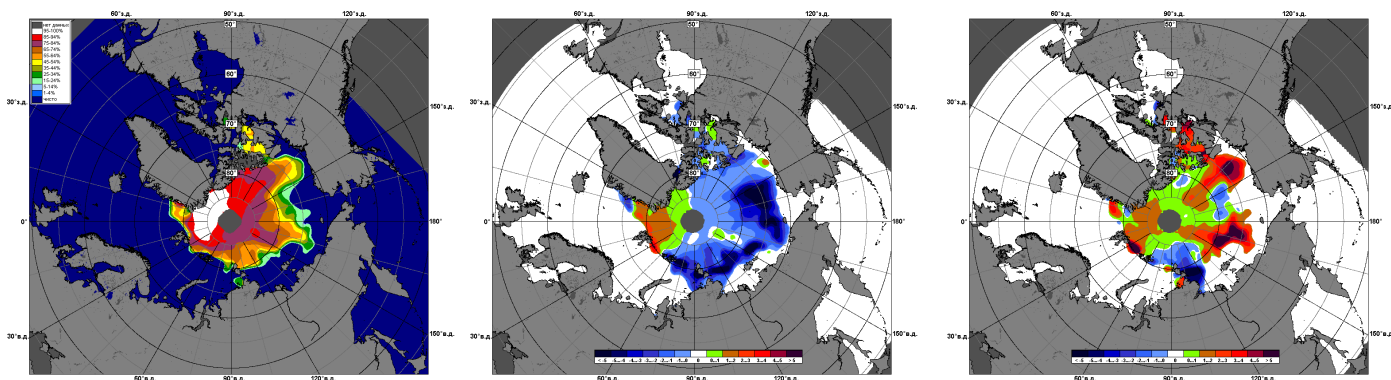


Рисунок 2.7 – Медианное распределение сплоченности льда в августе 2009 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2009 гг. на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

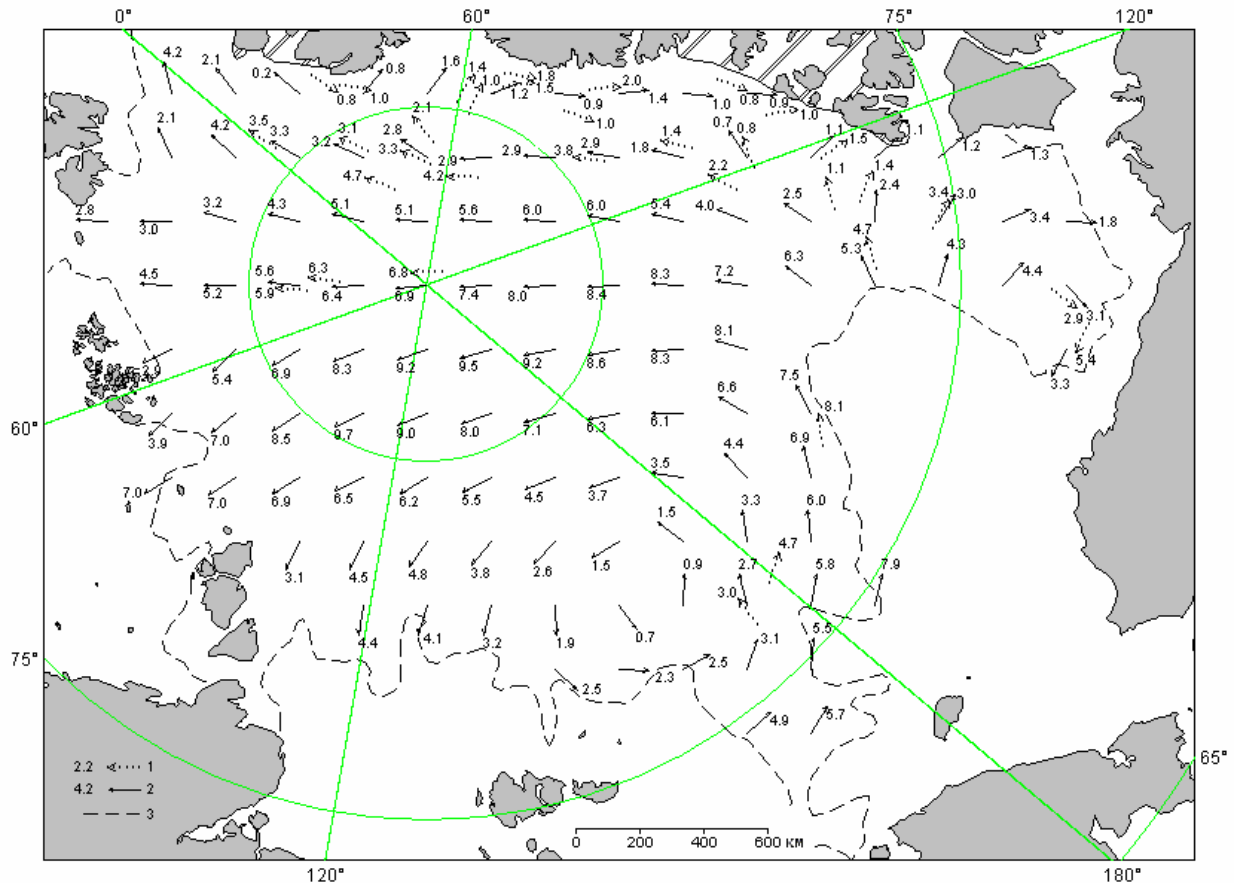


Рисунок 2.8 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2008 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (0.6 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В конце августа–первой половине сентября была проведена масштабная морская операция ГУ «ААНИИ» на ал «Ямал», включающую в себя высокоширотное плавание с эвакуацией дрейфующей станцией «СП–36», поиском ледяного поля и высадкой новой дрейфующей станции «СП–37». В период экспедиции был выполнен большой объем наблюдений за состоянием ледяного покрова (основные результаты ледовых наблюдений экспедиций любезно предоставлены С.В. Фроловым).

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

Плавание осуществлялось через приполюсный район. На всем протяжении маршрута плавания наблюдалось активное ледообразование, все снежицы были покрыты наслудом, толщиной до 5–7 см. Маршрут движения ал «Ямал» приведен на рисунке 2.9

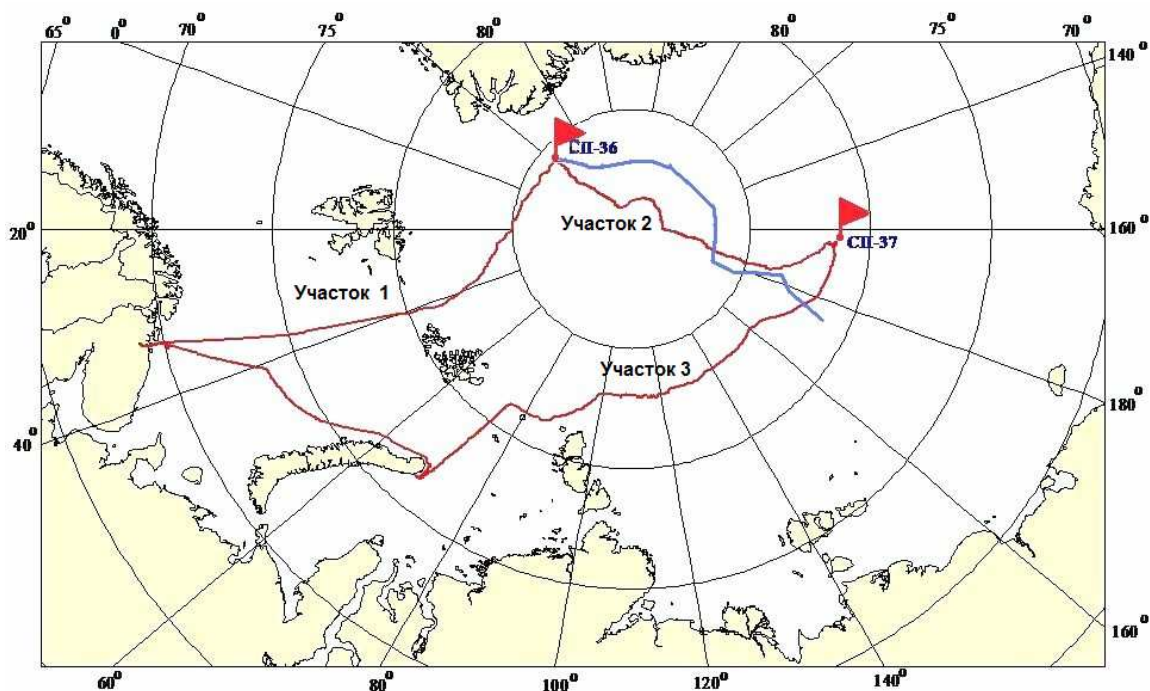


Рисунок 2.9 – Маршрут плавания ал «Ямал» в августе–сентябре 2009 года и однородные по ледовым условиям участки плавания

Условно указанный маршрут плавания можно разделить на следующие участки:

- на участке маршрута от $81^{\circ}24'$ с.ш., $163^{\circ}38'$ з.д. до $82^{\circ}15'$ с.ш., $175^{\circ}03'$ в.д. общая сплоченность льда составила 8–9 баллов, из них двухлетний 1 балл, однолетний 6–7 баллов, нилас 1 балл; торосистость льда – 0–1 балл;
- на участке маршрута от $82^{\circ}15'$ с.ш., $175^{\circ}03'$ в.д. до $83^{\circ}17'$ с.ш., $142^{\circ}34'$ в.д. общая сплоченность льда – 9–10 баллов, из них однолетний 8–9 баллов, нилас – 1 балл, преобладающая торосистость льда – 1 балл;
- на участке маршрута от $83^{\circ}17'$ с.ш., $142^{\circ}34'$ в.д. до $83^{\circ}11'$ с.ш., $135^{\circ}24'$ в.д. общая сплоченность льда – 9 баллов, из них однолетний – 8 баллов с включением двухлетнего, нилас – 1 балл, торосистость – 0–1 балл;
- на участке маршрута от $83^{\circ}11'$ с.ш., $135^{\circ}24'$ в.д. до $82^{\circ}09'$ с.ш., $94^{\circ}12'$ в.д. общая сплоченность льда – 9–10 баллов, из них однолетний 7–8 баллов, нилас – 2 балла, торосистость – 0–1 балл;
- на участке маршрута от $82^{\circ}09'$ с.ш., $94^{\circ}12'$ в.д. до $81^{\circ}08'$ с.ш., $79^{\circ}11'$ в.д. общая сплоченность льда составила 7–8 баллов, весь ледяной покров состоял из обломков и битых форм однолетнего льда;



Предварительный анализ результатов судовых специальных ледовых наблюдений был проведен по трем основным участкам маршрута плавания ледокола (номера и положение участков приведены на рисунке 2.9):

- Участок 1 – от кромки льда в Баренцевом море до дрейфующей станции СП–36 (протяженность участка – 600 миль);
- Участок 2 – от дрейфующей станции СП–36 до дрейфующей станции СП–37 (протяженность участка – 1219 миль);
- Участок 3 – от дрейфующей станции СП–37 до кромки льда на севере Карского моря (протяженность участка – 1030 миль).

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

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

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

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

Толщина ровного льда.

Возрастному составу льда соответствует и распределение толщины ровного льда (вне торосистых образований). В распределении толщины льда на отдельных участках маршрута плавания следует отметить следующие особенности (рисунок 2.10):

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

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

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

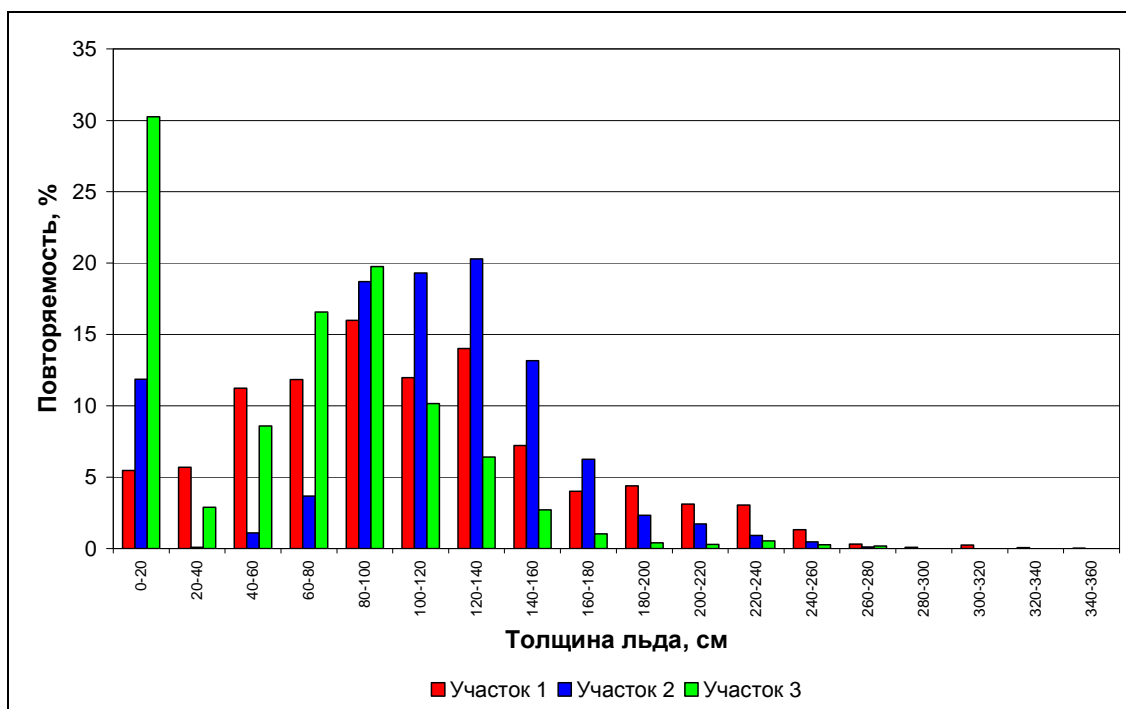


Рисунок 2.10 – Распределение толщины ровного льда по данным визуальных наблюдений на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.

Торосистость льда

Ледяной покров Арктического бассейна в августе–сентябре 2009 г. в целом отличался невысокими значениями торосистости льда (рисунок 2.11–2.12). Преобладающие значения торосистости на всех участках изменялись в пределах 0–1 – 2 балла. Тем не менее, наибольшая торосистость льда отмечалась на участке 2. Относительная протяженность пути во льдах указанной торосистости на этом участке составила 86 %, в то время как на участках 1 и 3 этот показатель составлял 74 % и 54 %, соответственно.

Очень торосистые льды (более 3 баллов) наблюдались только на участке 1, однако относительная протяженность пути плавания в таких льдах не превысила 0,5 % (рисунок 2.11–2.12).

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

Результаты измерений морфометрических характеристик снежно–ледяного покрова на ледомерном полигоне дрейфующей станции «СП–36» приведены на рисунке 2.13

Наращение льда в пределах полигона продолжалось вплоть до 2–ой декады июня и достигло 120 см за период с 30.09.08 г. по 21.06.09 г. (9 месяцев) При этом средняя скорость нарастания льда на его нижней поверхности составила 5 см в декаду, что вполне соответствует



климатическим данным для старых льдов. Масса вновь нарощего льда в пределах полигона составила 8464 т при плотности морского льда равной 920 кг/м³.

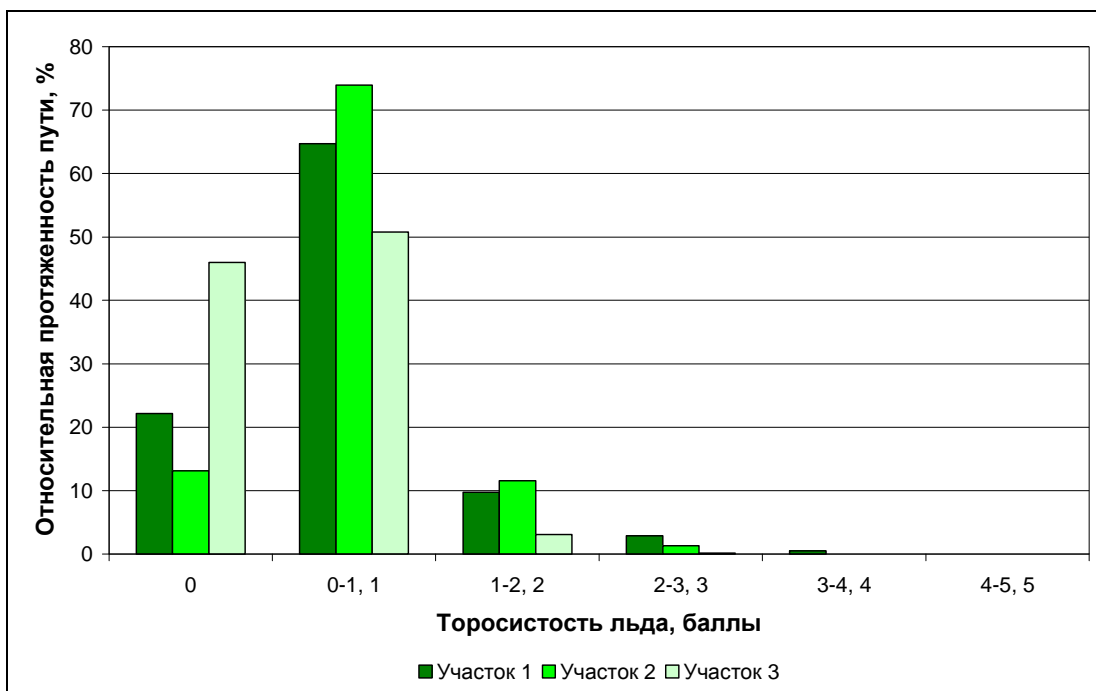


Рисунок 2.11 – Распределение торосистости льда на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.

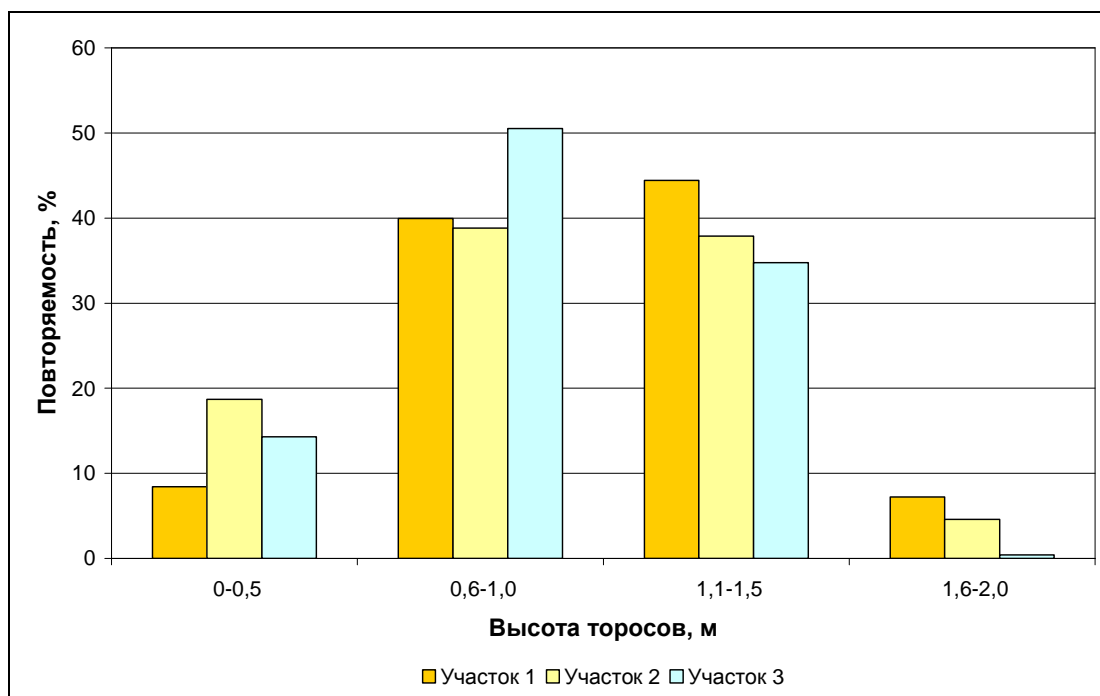


Рисунок 2.12 – Распределение средней высоты торосистых образований на пути плавания а/л «Ямал» в августе–сентябре 2009 г.



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

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

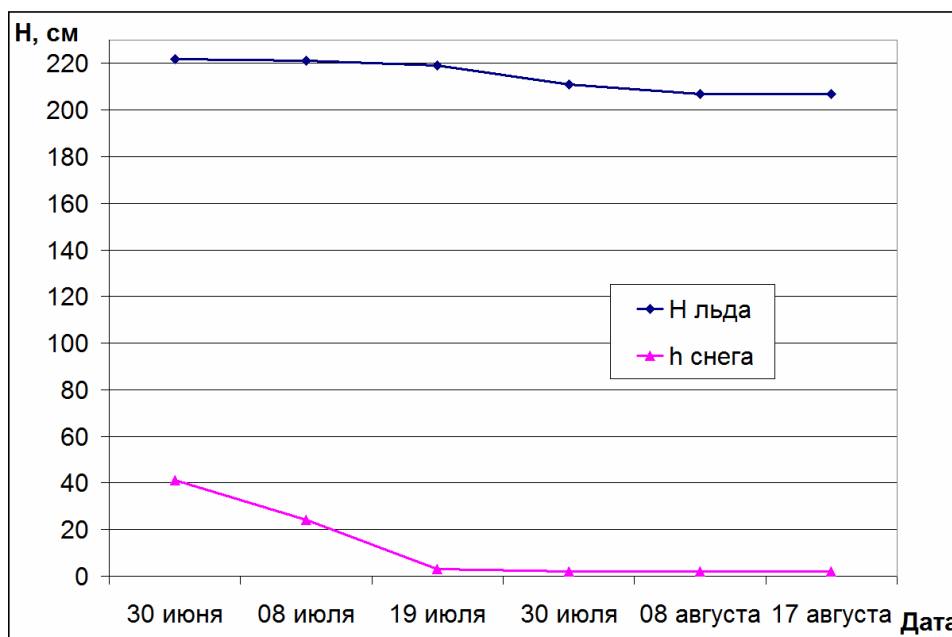


Рисунок 2.13 – Результаты прямых контактных измерений толщины льда на дрейфующей станции «СП–36»

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

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

Основная масса сохранившихся после периода летнего таяния льдов в Северном Ледовитом океане была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский сектора Арктики. Все окраинные арктические моря были практически полностью свободны ото льдов, кроме Восточно–Сибирского моря и моря Бофорта. В центральной части российского сектора Арктики, в северной части Восточно–Сибирского моря, сохранился гигантский отрог остаточных льдов (рисунок 2.14).

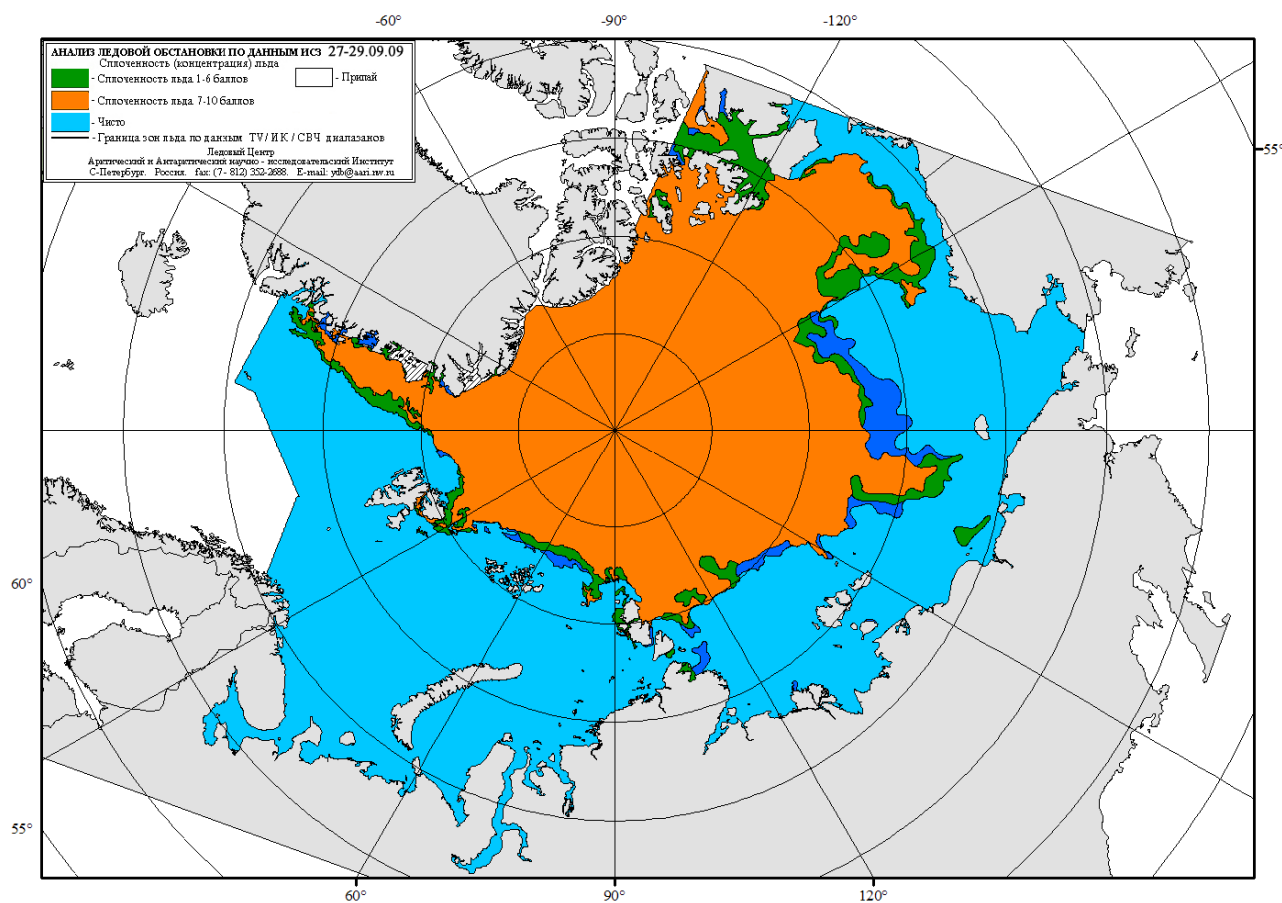


Рисунок 2.14 – Среднемесячное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г.

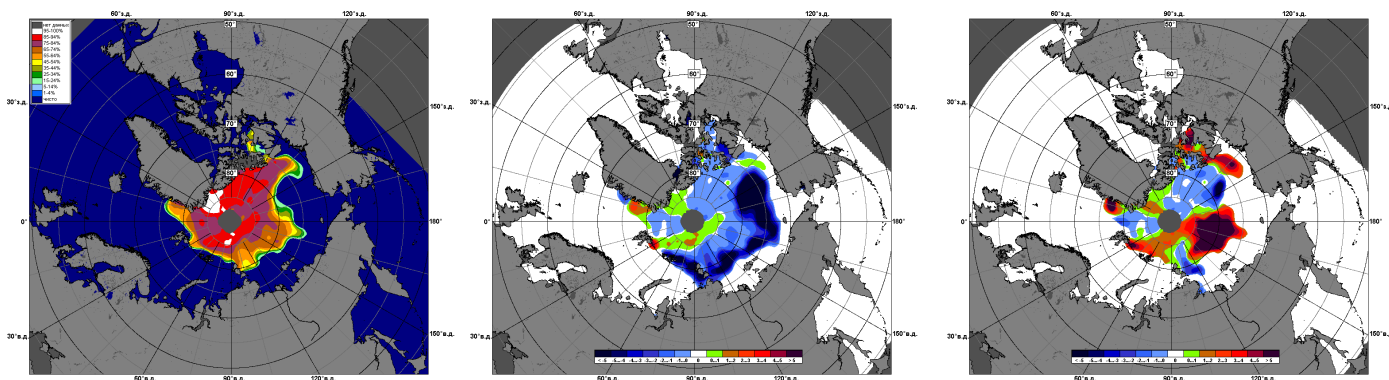


Рисунок 2.15 – Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2009 г. (слева) и её разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979–2009 гг. на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

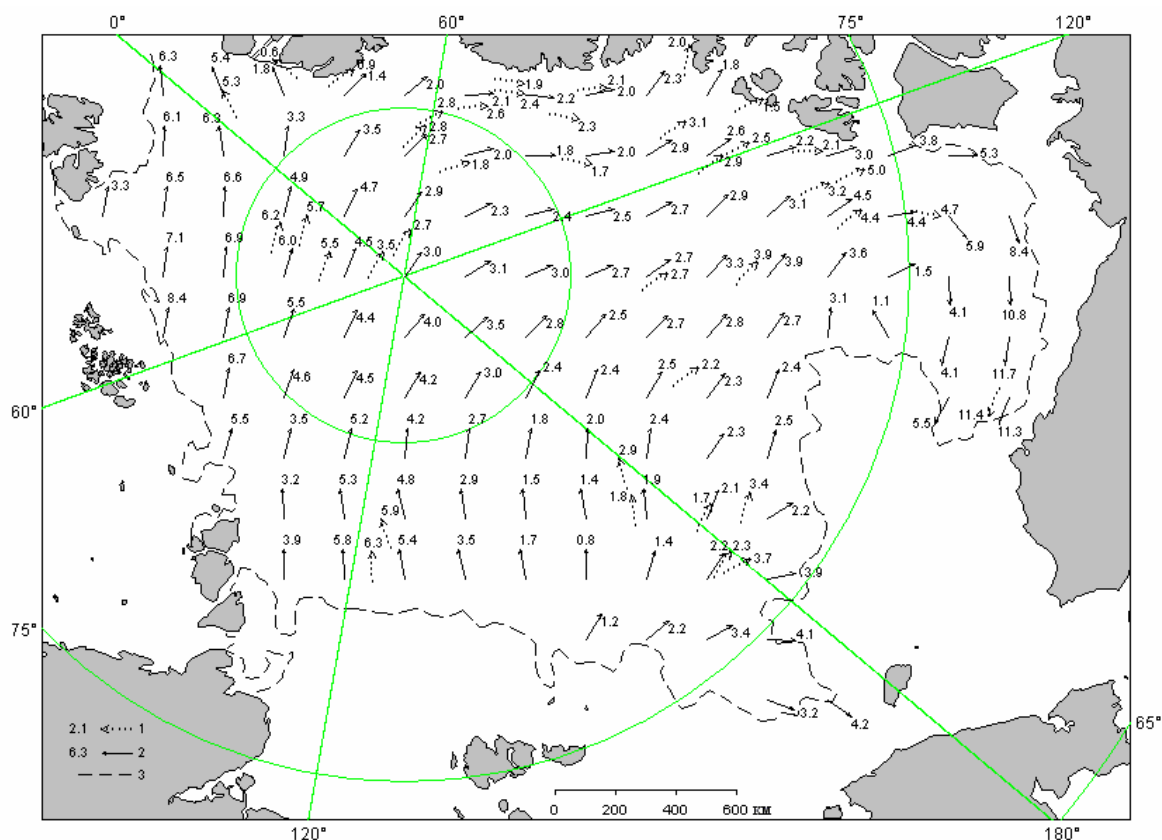


Рисунок 2.16 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2008 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (4.8 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «АНИИ», общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2009 года составила 5,2 млн. кв. км при норме 6,3 млн. кв. км, что на 17% меньше среднемноголетних значений (таблица 2.2). Необходимо отметить, что начиная с 2008 года начало наблюдаться увеличение остаточной ледовитости



Северного Ледовитого океана. Достигнув в 2007 году своего исторического минимума, составившего 4,3млн. кв. км., начиная с 2008 года остаточная ледовитость составила уже 4,7 млн. кв. км. (что на 0,36 млн. кв. км. больше чем в 2007 году), а в 2009 году 5,2 млн. кв. км. (что на 0,86 млн. кв. км больше чем в 2007 году).

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

Годы	S, млн. км ²	Аномалии, млн. км ²	
		от среднего	от 2007 г.
1978–2009	6.584	–	–
2007	4.345	–2.239	–
2008	4.706	–1.878	+0.361
2009	5.200	–1.384	+0.855

На рисунке 2.17 приведены оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области за период с 26.10.1978 по 14.11.2009 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды количество льда в 2009 году превышало показатели 2007 года. В целом, во все сезоны 2009 года на общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане было значительно меньше нормы, но превышало исторический минимум 2007 года.

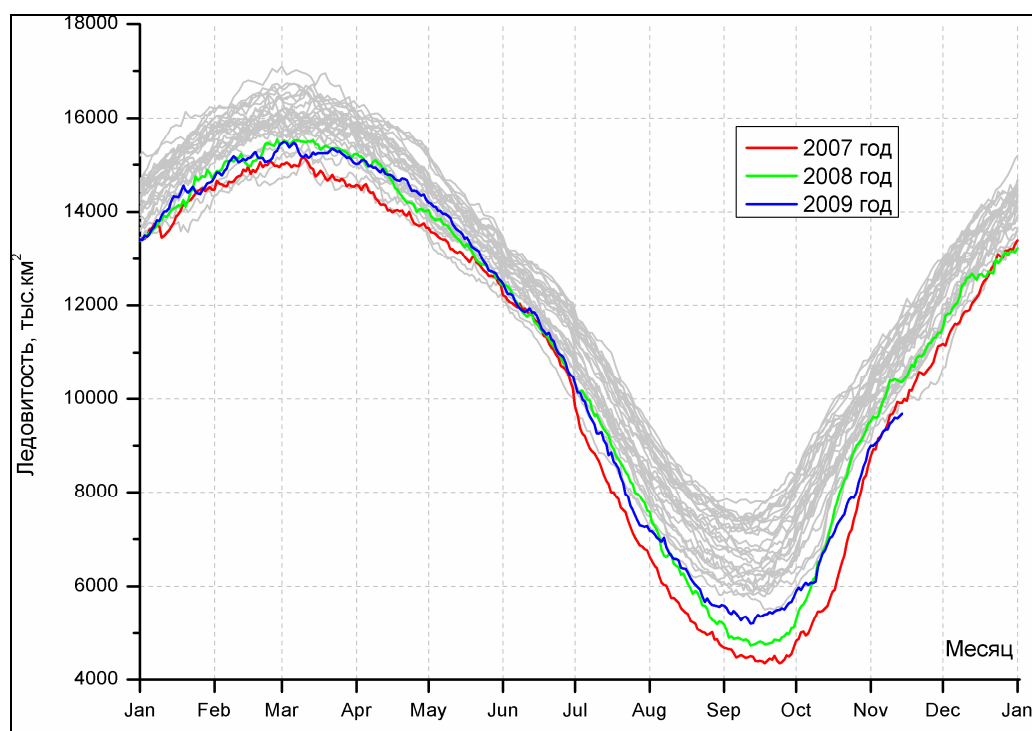


Рисунок 2.17 – Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области за период с 26.10.1978 по 14.11.2009 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM



3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей в июле–сентябре 2009 года

3.1 Термохалинные условия Арктического бассейна и арктических морей

В третьем квартале 2009 г. информация о состоянии вертикальной термохалинной структуры верхнего 760 метрового слоя вод глубоководной части Арктического Бассейна непрерывно поступала в общей сложности с 4 автономных дрейфующих платформ, оснащенных ИТР (Ice–Tethered Profiler) профилографами. Кроме перечисленных автономных платформ, эпизодическая информация обеспечивалась за счет выполнения плановых работ на дрейфующей станции СП–36 к северу от Гренландии, исследований в рамках российско–американской программы NABOS–2009 на борту ледокола «Капитан Драницын», экспедиции «Арктика–2009» на борту атомного ледокола «Ямал», российско–немецкой экспедиции «ТРАНСДРИФТ–XVI», с двух ИТР профилографов, установленных в конце августа в северной части моря Лаптевых, а также в ряде иностранных экспедиций, данные которых пока недоступны для общего пользования.

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры в глубоководной части СЛО по данным наблюдений в третьем квартале 2009 г. был осуществлен расчет основных статистических моментов (среднее, стандартное отклонение, минимальные и максимальные значения) распределения температуры и солености. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных некоторых ИТР–бுவ, наблюдений в рамках экспедиции «НАБОС–2009» и на станции СП–36 по географическому признаку. Так, два бுவ ИТР–11 и ИТР–21 перемещались в южной части канадского антициклонического круговорота; последовательная серия наблюдений на ИТР–23, ИТР–29 и СП–36 – в северной части канадского суббассейна по направлению к проливу Фрама; ИТР–36, ИТР–37 и три океанографических разреза экспедиции «NABOS–2009», выполненные поперек материкового склона – в восточной части бассейна Нансена и Амундсена (рисунок 3.1). Подобный подход является удобным способом значительного сокращения информации для последующего анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры, которая в значительной степени обусловлена именно фактором географического положения.

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 профилографов или положения океанографических станций (рисунок 3.1).

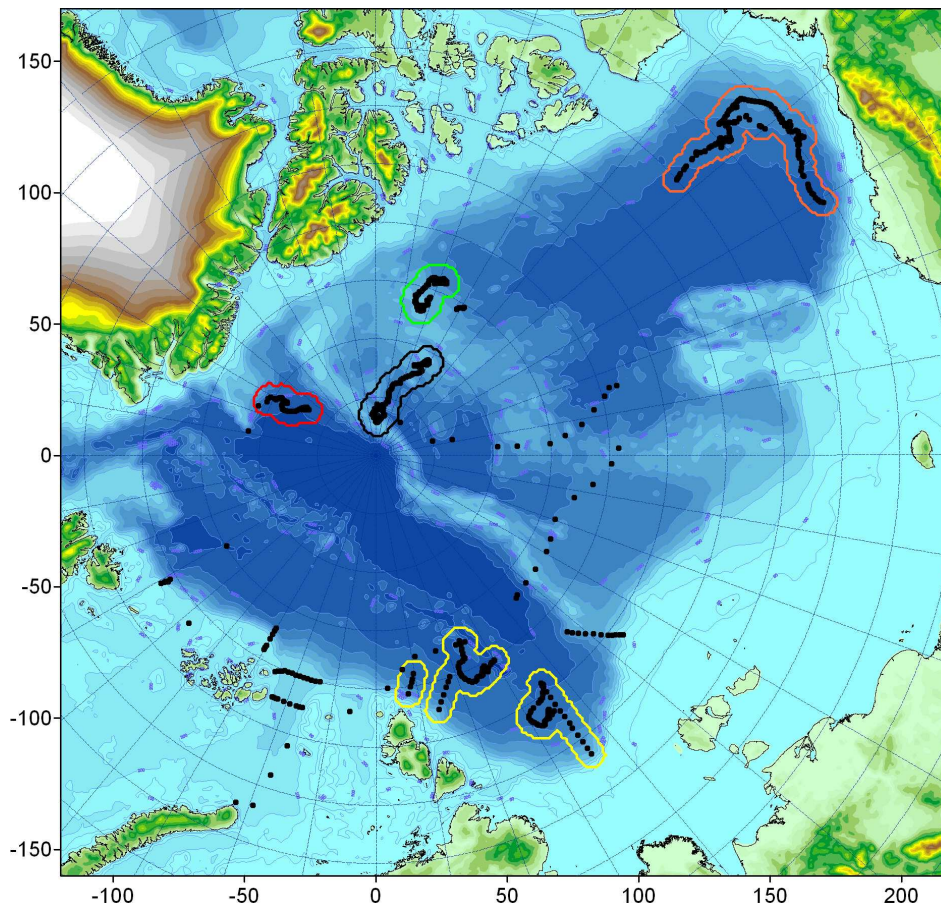


Рисунок 3.1 – Положение 100–километровых зон вдоль линий дрейфа буев ИТР, дрейфующей станции СП–36 и разрезов, выполненных у Северной Земли в рамках российско–американской экспедиции NABOS–2009 за третий квартал 2009 г., в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры. (оранжевый цвет – районы дрейфа ИТР–11 и ИТР–21; зеленый – ИТР 23; черный – ИТР–29; красный – дрейфующей станции СП–36; желтый – ИТР–36, 37 и экспедиции NABOS–2009; черные точки – места выполнения глубоководных океанографических станций)

Вертикальная термохалинная структура вод восточной части бассейнов Нансена и Амундсена

Поверхностный слой

В восточной части бассейнов Нансена и Амундсена районе дрейфа ИТР–36, 37 и трех океанографических разрезов экспедиции «NABOS–2009» в верхнем перемешанном слое в целом не наблюдалось аномальных значений характеристик. Характерный диапазон изменчивости температур поверхностного слоя варьировался от температуры замерзания морской воды в районах покрытых льдом до максимальных температур, достигающих значений более 2°C в южной части океанографического разреза в центральной части моря Лаптевых (рисунок 3.2).



Соленость поверхностного слоя незначительно превышала средний климатический уровень и изменялась от 28 промилле в центральной части моря Лаптевых и до 34,2 промилле в районе к северо-востоку от Северной Земли при среднем значении 31,36. Положительные аномалии солености величиной около 0,1–0,2 промилле, наблюдающиеся в поверхностном и в более глубоких слоях вод, практически исчезая только на глубинах превышающих 300–400 метров. Такое осолонение характерно для общей тенденции осолонения глубоководной части Евразийского бассейна, наблюдающейся в последние годы.

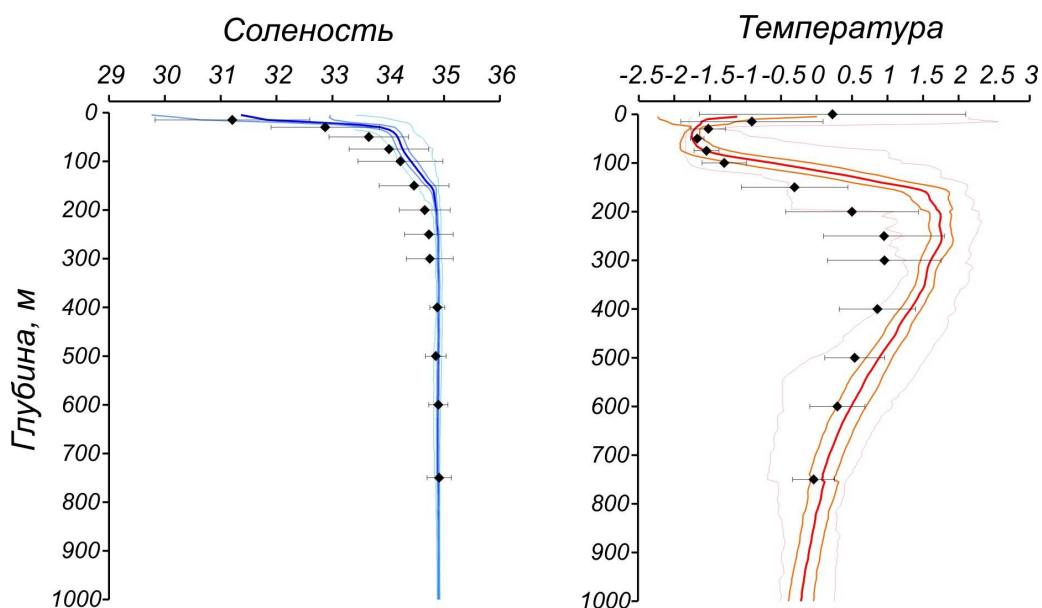


Рисунок 3.2 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буя ИТР–36, 37 и на трех океанографических разрезах экспедиции НАБОС–2009 в августе–сентябре 2009 г. (жирная линия – профиль средних значений, толстые линии – область стандартного отклонения, тонкие линии – минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик; черные точки – средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным «Базы океанографических данных СЛО»)

Атлантическая водная масса

Как и в предшествующий двухлетний период, воды атлантического происхождения в Евразийском бассейне демонстрируют значительную положительную аномалию температуры относительно климатических значений. В третьем квартале 2009 г. температура воды в ядре атлантических вод (АВ), расположенном на глубинах от 130 до 700–800 м (по положению изотермы 0°C), превышала климатические значения на +0,6..+0,8°C.



В целом, положительные аномалии температуры глубинного слоя АВ наблюдаются на глубинах, превышающих 100 метров, и прослеживаются до глубины 700–800 метров. При этом, как и ранее, продолжает отчетливо прослеживаться тенденция к более высокому положению слоя АВ, верхняя граница которых традиционно определяется глубиной расположения изотермы 0°C. По результатам многочисленных измерений в рассматриваемом районе Евразийского суббассейна величина смещения верхней границы составила 50–150 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 300 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 восточной части бассейнов Нансена и Амундсена.

Верхний перемешанный слой		Атлантические воды	
Толщина	10 – 20 м или отсутствие	Верхняя граница (положение изотермы 0°C)	100 – 120 м
Температура	-1.90 – 0.0 °C	Нижняя граница (положение изотермы 0°C)	750 – 900 м
Солёность	29.8 – 32.9	Максимальная температура	+1.6 – +1.9 °C
		Положение ядра	190 – 270 м

Вертикальная термохалинная структура вод Канадского суббассейна

Поверхностный слой

Распределение солёности поверхностного слоя в Канадском суббассейне в третьем квартале 2009 г. демонстрировало сохранение отрицательной аномалии поверхностной солёности до глубин 50–200 метров. В поверхностном слое наблюдались значения солёности в диапазоне от 26,0–27,8 на станциях ИТР–11 и ИТР–21 (рисунок 3.3), далее увеличиваясь в сторону пролива Фрама до величины 29,1–29,9 промилле по данным измерений профилографа ИТР–23 (рисунок 3.4) и ИТР–29 (рисунок 3.5). Наблюдаемые отрицательные аномалии являются следствием существенного



распределения вод канадского сектора Арктики в 2007–2008 гг. и сохраняющегося по настоящее время.

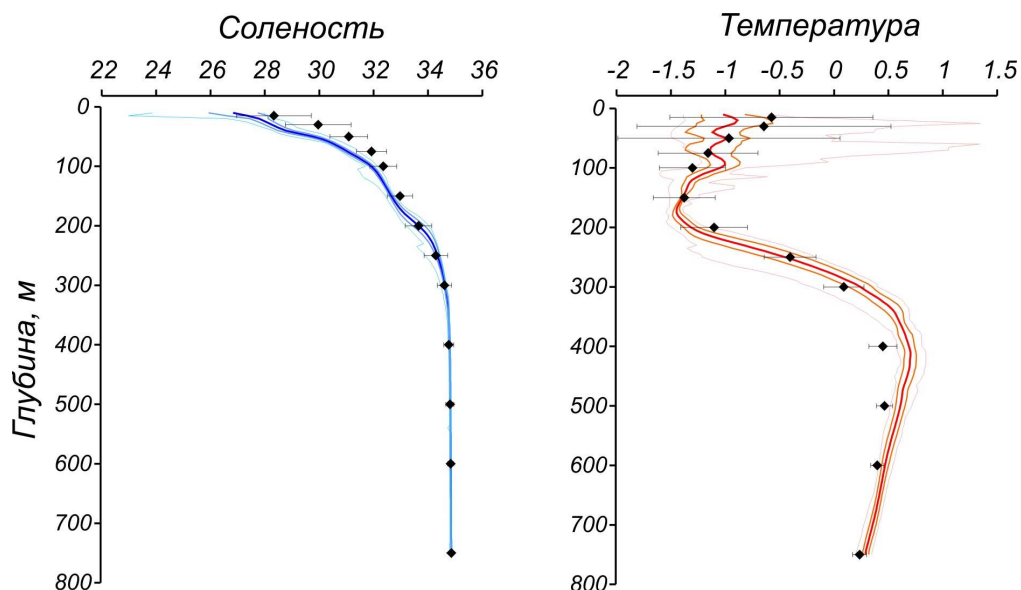


Рисунок 3.3 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буев ИТР–11 и ИТР–21 в июле–сентябре 2009 г. (условные соответствия рис. 3.2)

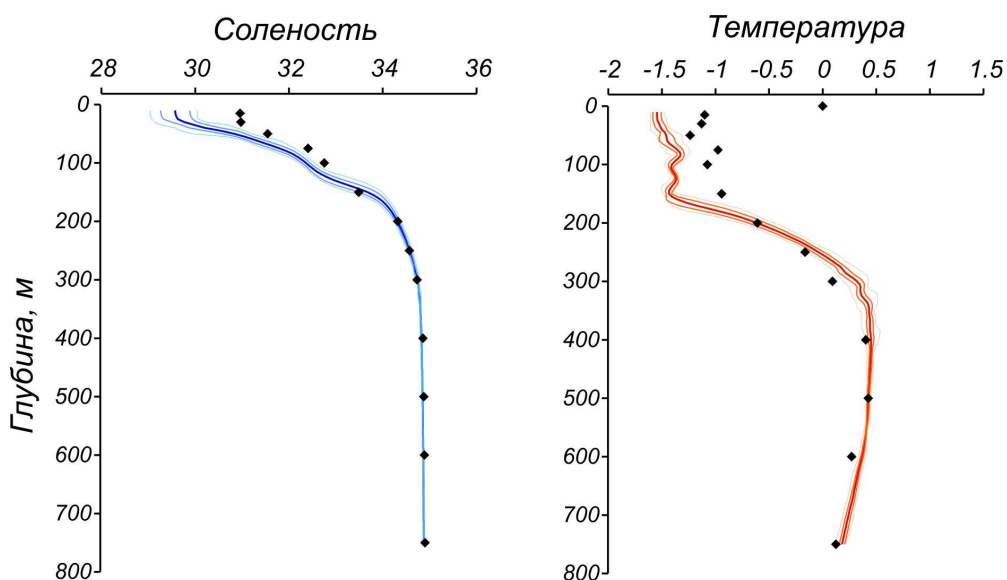


Рисунок 3.4 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буя ИТР–23 в июле–сентябре 2009 г. (условные обозначения соответствуют рис. 3.2)

Температура воды верхнего перемешанного слоя были близки к точке замерзания и варьировались от $-1,6$ до $-1,5$ °С по данным ИТР–23, 29 и от $-1,4$ до $-0,5$ на станциях ИТР–11 и 21.



Причем в некоторых случаях на последних станциях в поверхностном слое отмечались положительные значения температур, обусловленные значительным сокращением площади ледяного покрова в южной части канадского бассейна и радиационного прогрева свободной ото льда поверхности акватории.

Атлантическая водная масса

Слой атлантических вод в Канадском суббассейне, также как и в Европейском, демонстрирует устойчивые положительные аномалии температуры воды глубинных вод, наблюдаемые до горизонтов 500–700 метров. Значения аномалий составляют от +0,3 до +0,5 °С. Абсолютные значения температур в ядре варьируются от +0,5..+0,7 °С по данным на различных профилях, а само ядро располагается на глубинах от 300 до 450 метров.

Положение верхней границы АВ изменяется в диапазоне 200–300 метров, причем наиболее глубоко верхняя граница АВ расположена в южной части канадской котловины и подходит ближе к поверхности по мере продвижения к приполюсному району.

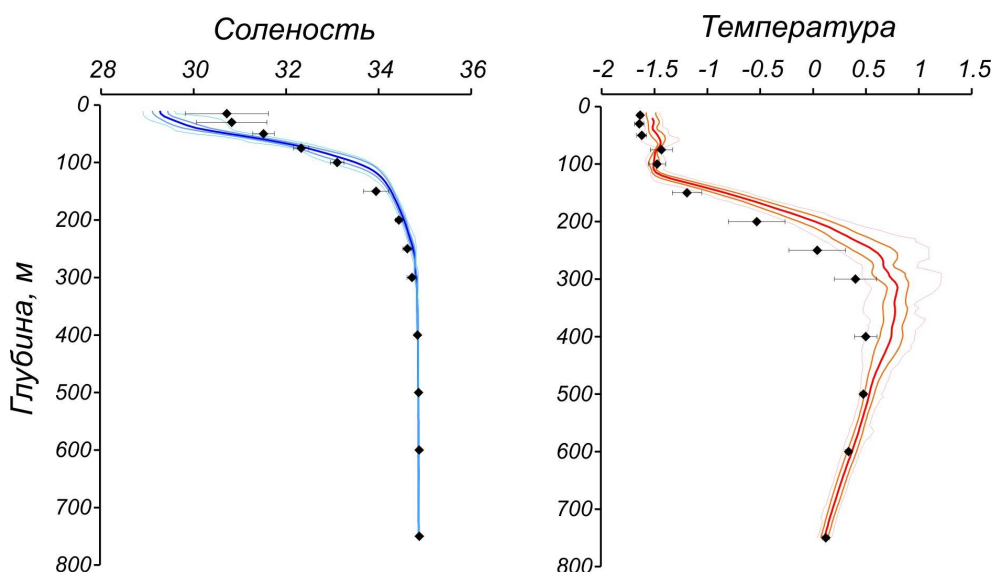


Рисунок 3.5 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений профилографа буя ИТР–29 в июле–сентябре 2009 г. Условные обозначения соответствуют рис.3.2

Тихоокеанские воды

Присутствие вод тихоокеанского происхождения было зафиксировано только по результатам наблюдений на буях ИТР–11 и 21 в южной части канадской котловины.



Выполненная статистическая обработка имеющейся информации позволила определить, что термическое состояние слоя тихоокеанских вод в целом соответствует климатической норме по диапазону изменчивости, а по уровню средних значений даже демонстрирует значения температур, пониженные на 0,2–0,3 °С по сравнению со средними значениями за предшествующий период наблюдений.

Вертикальная термохалинная структура вод по данным дрейфующей станции «Северный Полюс 36»

За период со 1 по 31 июля с помощью зонда–профилографа SBE 19 plus выполнена 31 гидрологическая станция. Из них: 4 глубоководных – до глубин 3224 (станция 290), 3223 (273), 3217 (2 станции 279 и 297) метров, 27 гидрологических станций до глубины около 1000 метров (средняя глубина 1021 метр).

В результате анализа данных зондирований июля 2009 г установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод.

1. Средняя толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составила 36 метров, его средняя температура –1.58 градуса Цельсия, максимальная –1.52, минимальная –1.61 градусов Цельсия. Средняя соленость 30.05 промилле, максимальная 30.16, минимальная 29.96 промилле. Температура данного слоя повышалась, соленость понижалась с течением времени, что обусловлено ходом летних процессов. Имело место таяние снега на поверхности льда и удаление пресной воды со льда. Толщина ВКС была больше на конечном участке дрейфа, однако при этом ВКС был менее однороден, начиная с гидрологической станции 293 (21.07). В данной структурной зоне отмечалось наличие незначительного градиента плотности (станции 293–296 (21–24.07) и 301–303 (29–31.07)), а также промежуточный слой с градиентами плотности более, чем в ВКС и значительно меньше, чем в пикноклине (станции 297–300 (25–28.07)). Видимо, данный слой формируется при вынужденном перемешивании ВКС, в котором отмечен градиент плотности. При этом верхняя часть такого слоя оказывается более однородна, нежели нижняя его часть.

2. Средняя глубина залегания нижней части пикноклина составила 105 метров, средняя толщина 69 метров. Толщина пикноклина менялась от 59 до 78 метров. Глубина залегания нижней границы менялась от 102 до 110 м. Средняя температура пикноклина составила –1.6 градуса Цельсия, максимальная температура в среднем составила –1.57, находясь в пределах от –1.53 до –1.61; минимальная температура в среднем была –1.64, составив от –1.63 до –1.68. Средняя соленость составила 32.59 промилле, максимальная соленость 34.03 промилле (от 33.97 до 34.11 промилле). Пикноклин на всех гидрологических станциях, как и ранее, состоял из одного слоя.



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

3. Верхняя граница слоя атлантических вод в среднем залегала на глубине 171 метр, её глубина менялась от 167 до 177 метров. Глубже данный слой находился на конечном участке траектории дрейфа (гидрологические станции 297–303). Толщина слоя атлантических вод в среднем составила 643 м, от 629 до 657 м. Наибольшие значения данной оценки отмечены на северо–западном участке дрейфа, наименьшие – в средней части траектории дрейфа. Изменения толщины слоя атлантических вод происходили за счет различий в положении нижней границы данных вод, (в среднем 813 м, от 796 до 824 м). Температура в слое атлантических вод в среднем составила 0.62 градуса Цельсия, меняясь от 0.58 до 0.67. Максимум температуры атлантических вод (1.35) отмечен на станциях 284 (12.07), 285 (13.07). Наибольшая температура данных вод в течение отчетного месяца отмечалась в период 12–15 июля (1.34–1.35). На южном участке траектории дрейфа, после гидрологической станции 290 (18.07) значения максимальных температур в слое атлантических вод практически не менялись, будучи около 1.25 градуса Цельсия. Глубина залегания области максимумов температуры атлантических вод менялась от 295 до 326 метров, в среднем 311 метров. Ближе к поверхности максимумы температуры атлантических вод расположены в центральной части траектории дрейфа.

Средняя соленость в слое атлантических вод устойчиво составила 34.8 промилле. Максимальная соленость в слое атлантических вод в устойчиво составила 34.86 промилле. Минимальная соленость данных вод в среднем была 34.513 промилле (34.51 до 34.52 промилле). Ядро атлантических вод залегало в среднем на глубине 311 метров, положение ядра и значения температуры воды в нем совпадало во всех случаях с положением максимумов температуры воды в ядре атлантических вод. Соленость вод ядра атлантических вод устойчиво составила 34.85 промилле.

Минимальная температура морской воды на глубоководных станциях имела минимум значений около -0.75 (-0.74) градуса Цельсия на глубине около 2780 метров. Увеличение температуры воды ко дну крайне незначительно и не более 0.01 градуса Цельсия -0.73 (-0.74).

За период со 1 по 19 августа с помощью зонда–профилографа SBE 19 plus выполнена 21 гидрологическая станция. Из них: 3 глубоководных станции до глубин 3217, 3200, 3217 метров, 18 гидрологических станций до глубины около 1000 метров (средняя глубина 1021 метр). В

результате анализа данных зондирований августа 2009 г установлены следующие особенности в расположении и оценках структурных зон толщи вод.

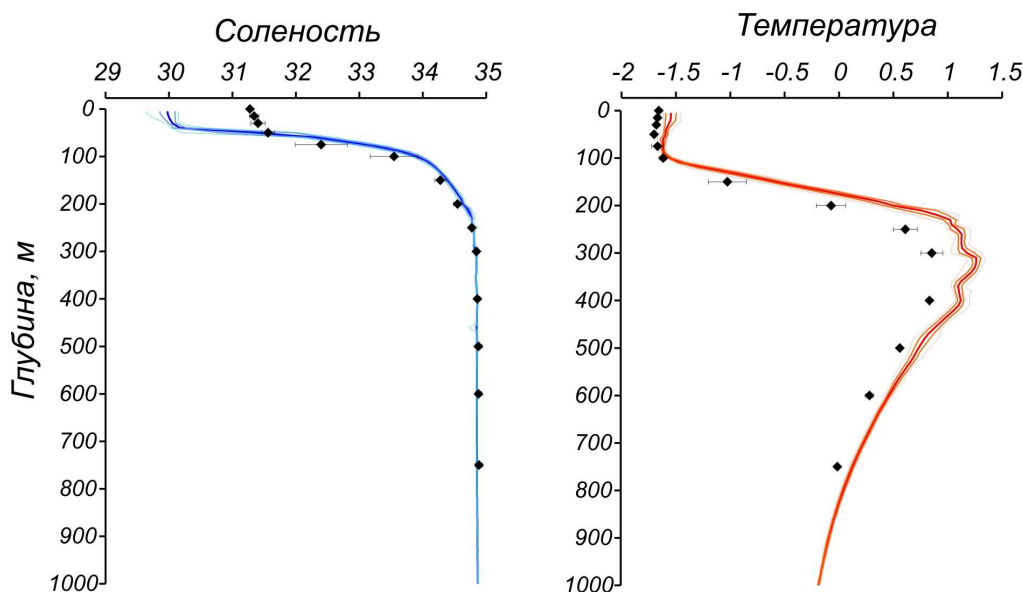


Рисунок 3.6 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений на дрейфующей станции СП–36 в июле–августе 2009 г. (условные обозначения соответствуют рис.3.2)

Верхняя граница атлантических вод залегала на глубинах 174–180 м, нижняя 801–821 м. Нижняя граница в течение недели поднимается от 821 до 819 метра (станции 305 (02.08)) и далее до 801 метра (станция 308 (05.08)). Толщина данного слоя составила 621–646 метров, менялась вместе с положением нижней границы атлантических вод. Глубина залегания ядра атлантических вод составила 298–325 метров. Она изменялась вместе с изменениями в положении нижней границы атлантических вод. Верхняя граница пикноклина находилась на глубинах 41–44 м, нижняя – 106–112 м. Температура на поверхности в течение недели изменялась от –1.51 до –1.55 градуса Цельсия. Соленость в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) изменялась около значения 30 промилле – от 29.91 до 30.04 промилле. Средняя температура воды в пикноклине изменялась в пределах от –1.57 до –1.6 градуса Цельсия. Максимальная соленость в пикноклине незначительно изменялась около значения 34.0 промилле – от 33.96 до 34.07 промилле. Температура ядра атлантических вод менялась в пределах 1.21–1.26 градуса Цельсия. Максимумы температуры атлантических вод во всех случаях совпадали с положением ядра атлантических вод. Соленость в ядре атлантических вод устойчиво составила 34.85 промилле.

В течение первой недели августа ВКС не был однороден, на всех гидрологических станциях в толще ВКС отмечен незначительный градиент плотности. На гидрологических станциях, выполненных в течение недели, толщины прослоек в пикноклине сходны.



Верхняя граница атлантических вод залегала на глубинах 175–178 м, нижняя 813–825 м. Нижняя граница опускается от 814 до 818 метров на станциях 309–313 (02–10.08), затем несколько поднимается до 816 метров (станция 314 (11.08)) и далее опускается до 825 метров на станции 315 (12.08). Толщина данного слоя составила 637–647 метра, менялась вместе с положением нижней границы атлантических вод. Глубина залегания ядра атлантических вод составила 317–328 метров. Она изменялась вместе с изменениями в положении нижней границы атлантических вод. Верхняя граница пикноклина находилась на глубинах 40–43 м, нижняя – 108–113 м. Температура на поверхности в течение недели повышалась в течение недели от –1.49 до –1.48 (–1.47 на станции 314) градуса Цельсия. Соленость в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) в течение недели несколько повышалась от значения 29.92 промилле до 30.02 промилле. Средняя температура воды в пикноклине сперва несколько повышалась от –1.57 (станция 309) до –1.55 (станция 311 (08.08)), затем незначительно понижалась до –1.59 градуса Цельсия. Максимальная соленость в пикноклине незначительно изменялась около значения 34.0 промилле – от 34.01 до 34.09 промилле. Температура ядра атлантических вод изменялась незначительно около величин 1.24 – 1.25 градуса Цельсия. Максимумы температуры атлантических вод во всех случаях совпадали с положением ядра атлантических вод. Соленость в ядре атлантических вод устойчиво составила 34.85 промилле.

В течение второй недели ВКС не был однороден, на всех гидрологических станциях в толще ВКС отмечен незначительный градиент плотности. На гидрологических станциях, выполненных в течение недели, толщины прослоек в пикноклине сходны.

Верхняя граница атлантических вод залегала на глубинах 175–178 м, нижняя 814–828 м. Нижняя граница меняет трижды свое положение в течение недели: поднимается с 828 до 814 метров (гидрологические станции 316, 317 (13, 14.08)), затем опускается до 822 метров (станция 318, 15.08) и далее, начиная с 16.08 находится на глубине 817–818 метров 19.08 (станция 322) вновь опускается до 320 метров. Толщина данного слоя составила 639–651 метра, менялась вместе с положением нижней границы атлантических вод. Глубина залегания ядра атлантических вод составила 309–328 метров. Она постепенно уменьшалась в течение недели по мере продвижения станции на юго–восток и восток и несколько увеличилась при смещении на север 19.08. Верхняя граница пикноклина находилась на глубинах 40–42 м, нижняя – 110–115 м. Температура на поверхности в течение недели в целом повышалась в течение недели от –1.50 до –1.46. Соленость в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) в течение недели несколько понижалась от значения 30.02 промилле до 29.9 промилле. Средняя температура воды в пикноклине незначительно менялась в пределах от –1.55 до –1.57. Максимальная соленость в пикноклине незначительно изменялась около значения 34.0 промилле – от 34.03 до 34.11 промилле.



Температура ядра атлантических вод изменялась незначительно около величин 1.24 – 1.25 градуса Цельсия. Максимумы температуры атлантических вод во всех случаях совпадали с положением ядра атлантических вод. Соленость в ядре атлантических вод устойчиво составила 34.85 промилле.

В течение третьей недели августа ВКС не был однороден, на всех гидрологических станциях в толще ВКС отмечен незначительный градиент плотности. На гидрологических станциях, выполненных в течение недели, толщины прослоек в пикноклине схожи.

Таблица 3.2 – Основные характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа станции СП–36.

Верхний перемешанный слой		Атлантические воды	
Толщина	36 м	Верхняя граница (положение изотермы 0°C)	167–180
Температура	–1.61/–1.52°C	Нижняя граница (положение изотермы 0°C)	796–825
Соленость	29.96–30.16	Максимальная температура, °C	1.25 °C
Положение ядра	–	Положение ядра	298–328м

3.2 Гидрохимические условия арктических морей

Информация по гидрохимическому состоянию вод Арктического бассейна за период с июля по сентябрь в настоящее время представлена только данными, полученными в ходе российско–германской морской экспедиции «TRANSDRIFT XVI» в море Лаптевых, в которой было выполнено 32 станции, на которых проводился отбор проб для гидрохимических анализов. Всего было отобрано около 230 проб на биогенные элементы, проведено 155 определений растворенного кислорода. Отобрано так же около 50 проб для определения растворенного органического углерода.

Для сравнения результатов экспедиции с климатическими значениями использовались архивные данные за весь период наблюдений (1922–2006) за сентябрь для моря Лаптевых (рисунок 3.7).

Распределение температуры, солености, содержания растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе 126° в.д., полученное по результатам рейса, представлено на рисунке 3.8.

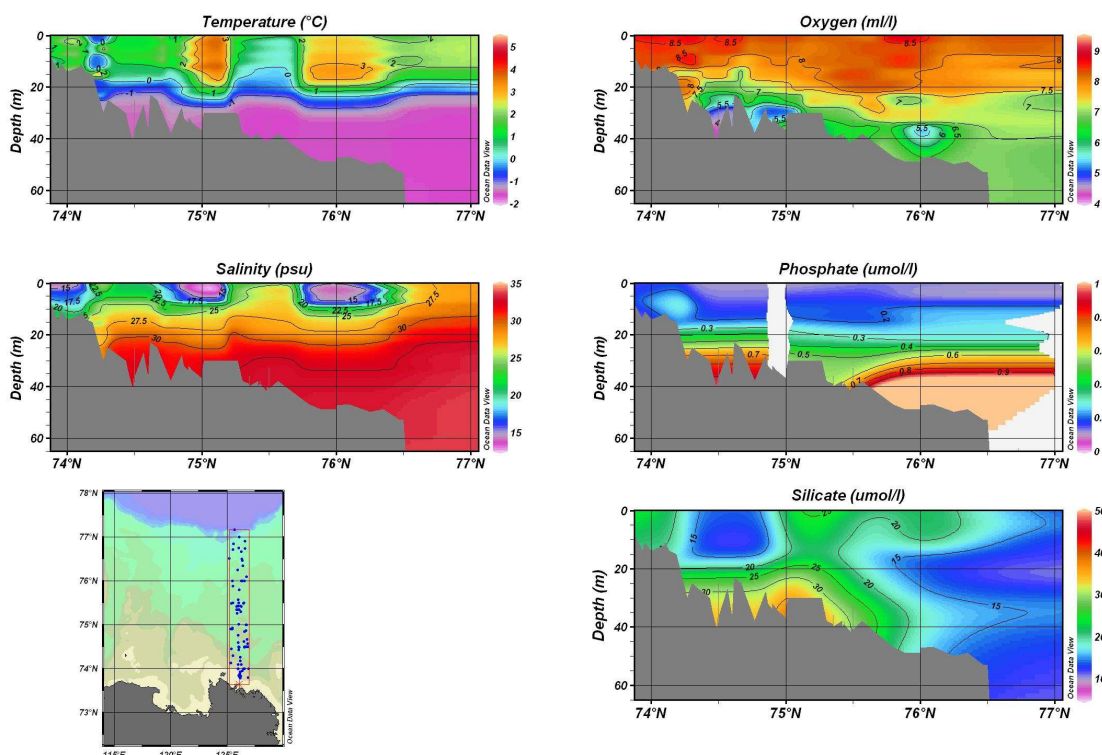


Рисунок 3.7 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по 126° в.д. в сентябре по данным 1922–2006 г.

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

Концентрации фосфатов в поверхностной структурной зоне соответствуют климатическим значениям (около 0,2 мкМоль/л), однако в северной части разреза их концентрации на 0,1 мкМоль/л ниже. Содержания кремния в северной части разреза так же ниже среднемноголетних значений на 5–10 мкМоль/л. Из распределения фосфатов на разрезе так же можно предположить, что наблюдаемый на глубинах около 15–20 м минимум фосфатов, является



частью поверхностной водной массы, погружившейся под более теплую и менее соленую воду зоны речного выноса.

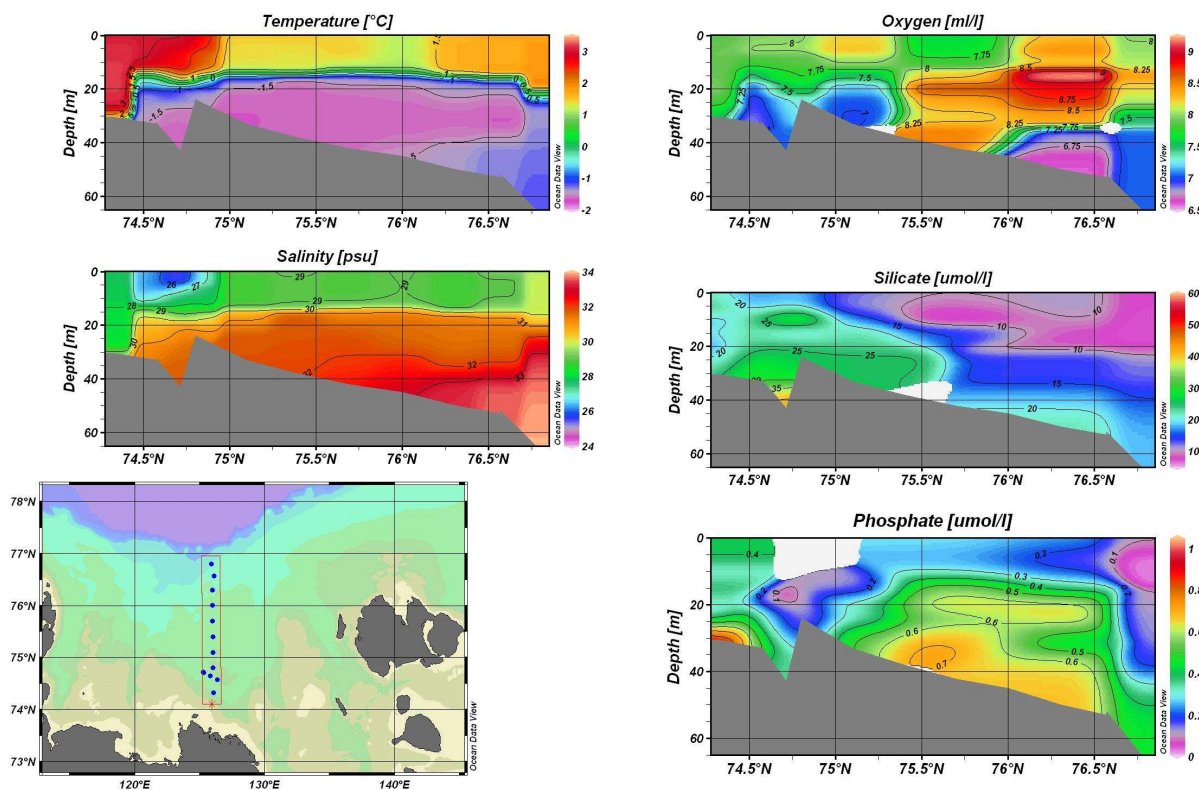


Рисунок 3.8 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по 126° в.д. по данным 2009 г.

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

На разрезе 74°20' с.ш. (рисунок 3.9) хорошо прослеживается зона распространения речных вод на запад. Толщина поверхностного слоя составляет около 10 м, что соответствует климатическим данным. По данным сентября 2009 г. речные воды распространяются в западном направлении только до 127° в.д. В центральной части разреза хорошо выделяется зимняя придонная водная масса, так же отмеченная выше при описании разреза 126°Е. Она характеризуется низкой температурой (до -1.57°C), достаточно высокой соленостью (31‰),

низким содержанием растворенного кислорода (до 4.08 мл/л), что на 0,7–0,8 мл/л ниже средних для данной водной массы значений, и сравнительно высокими концентрациями биогенных элементов (силикатов около 70 мкМоль/л и фосфатов до 1.0 мкМоль/л). Так же присутствие этой водной массы отмечается в понижении рельефа в восточной части разреза. Здесь она имеет более высокие концентрации растворенного кислорода (до 6.6–6.7 мл/л), а концентрации фосфатов здесь достигают 1.6 мкМоль/л.

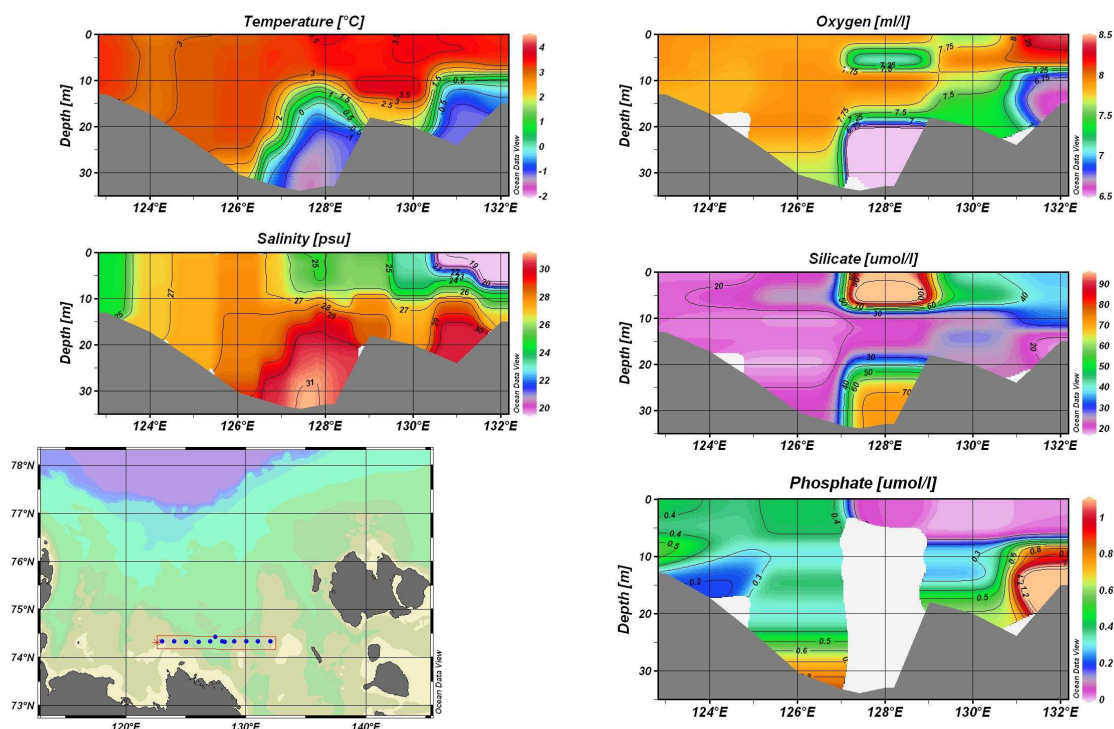


Рисунок 3.9 – Распределение температуры, солености, растворенного кислорода, силикатов и фосфатов на разрезе по 74°20' с.ш. по данным 2009 г.

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

К еще одной особенности данного года можно отнести ярко выраженный промежуточный максимум растворенного кислорода в центральной части моря, что, вероятно, объясняется

пониженными температурами поверхностного слоя в зимний и весенний период, когда формировалась эта водная масса.

3.3 Уровень арктических морей

Характеристика особенностей колебаний уровня Карского моря за период с июля 2009 года по сентябрь 2009 года составлена по четырехсрочным наблюдениям за уровнем моря на восьми станциях этого бассейна: Амдерма, Усть–Кара, Сопочная Карга, о. Диксон, м. Стерлегова, о–ва Известий ЦИК, о. Визе и о. Голомянный.

В юго–западной части Карского моря (рисунок 3.10) в июле–сентябре наблюдался повышенный фон колебаний уровня, аномалии среднемесячного уровня составили от +3 +18 см на станции Усть–Кара до +17 +33 см на станции Амдерма. Наибольший подъем уровня +104 см (относительно среднемноголетнего значения) в этом районе отмечался 10 сентября 2009 года. Наиболее существенное понижение уровня (–38 см) было зарегистрировано на станции Усть–Кара 14 июня 2009 года. Самое большое значение величины колебаний уровня наблюдалось в июле 2009 года, в Амдерме оно составило 108 см, а в Усть–Каре – 97 см.

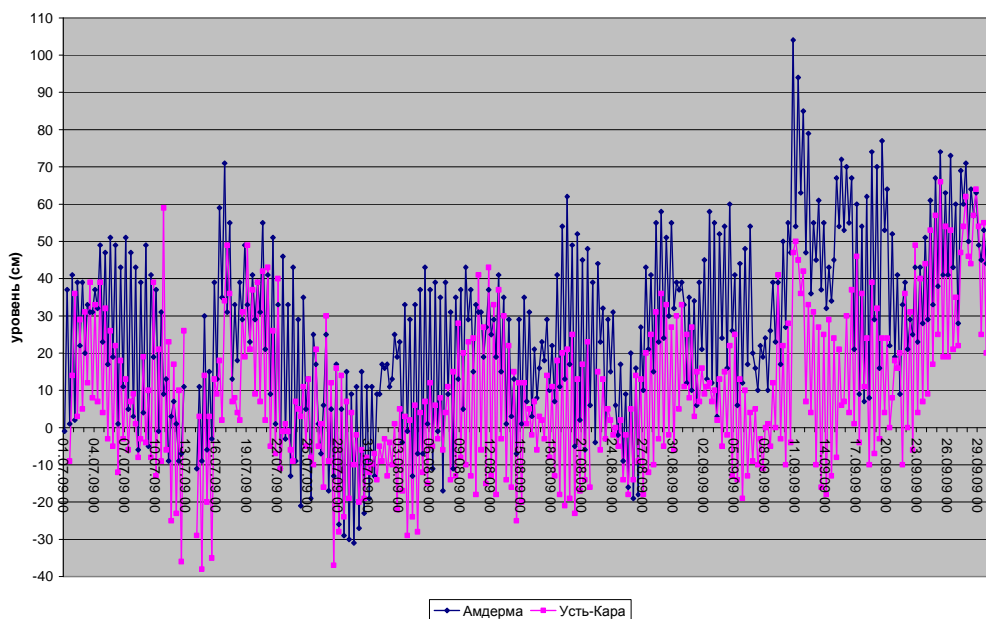


Рисунок 3.10 – Колебания уровня на станциях юго–западной части Карского моря в июле–сентябре 2009 г.

В северо–восточной части Карского моря (рисунок 3.11) колебания уровня в прибрежной и более северной мористой областях несколько отличались друг от друга: если на станциях Сопочная Карга, о. Диксон и м. Стерлегова в течение всего периода сохранялся повышенный фон колебаний уровня (аномалии среднемесячного уровня от +13 до +37 см), то на станциях о–ва Известий ЦИК, о. Визе и о. Голомянный повышенный фон колебаний уровня отмечался только в



сентябре (аномалии среднемесячного уровня до +18 см на станции о-ва Известий ЦИК), а в июле и августе фон колебаний уровня в этом районе был слабо пониженный (аномалии среднемесячного уровня до -5 -7 см). Наиболее значительный подъем уровня на побережье северо-восточной части Карского моря отмечался 6 сентября, при этом на станции Сопочная Карга в этот день уровень поднялся на 138 см выше среднемноголетнего значения, а на станции о. Диксон – на 77 см. Существенных понижений уровня на протяжении июля-сентября не отмечалось. максимальные сгоны в этот период достигали -38 – 42 см.

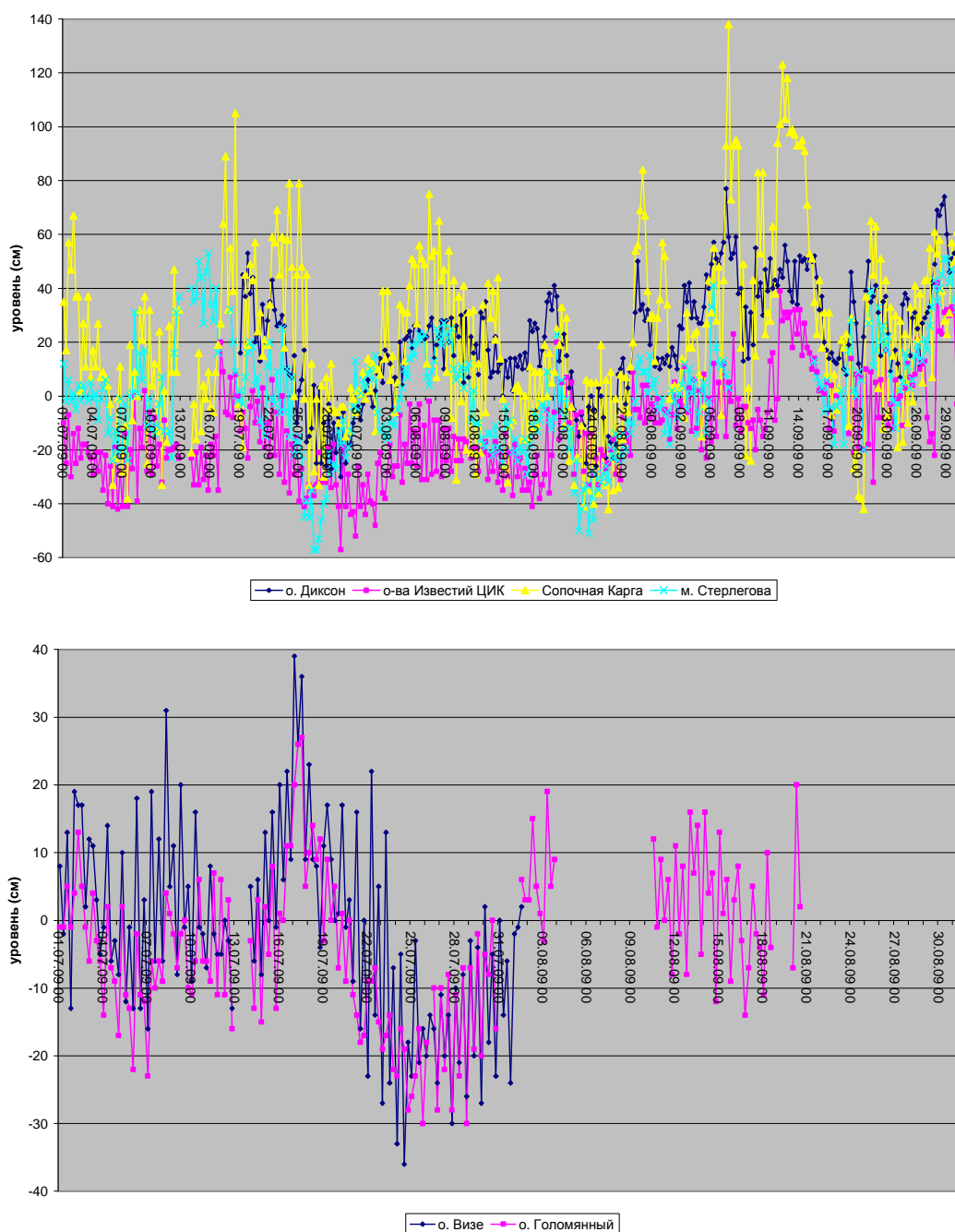


Рисунок 3.11 – Колебания уровня на станциях северо-восточной части Карского моря в июле-сентябре 2009 г.



Характеристика особенностей колебаний уровня моря Лаптевых за период с июля по сентябрь 2009 года представлена по материалам четырехсрочных наблюдений за уровнем на шести полярных станциях этого района: Анабар, о-ва Дунай, Тикси, м. Кигилях, пролив Санникова и о. Котельный (рисунок 3.12).

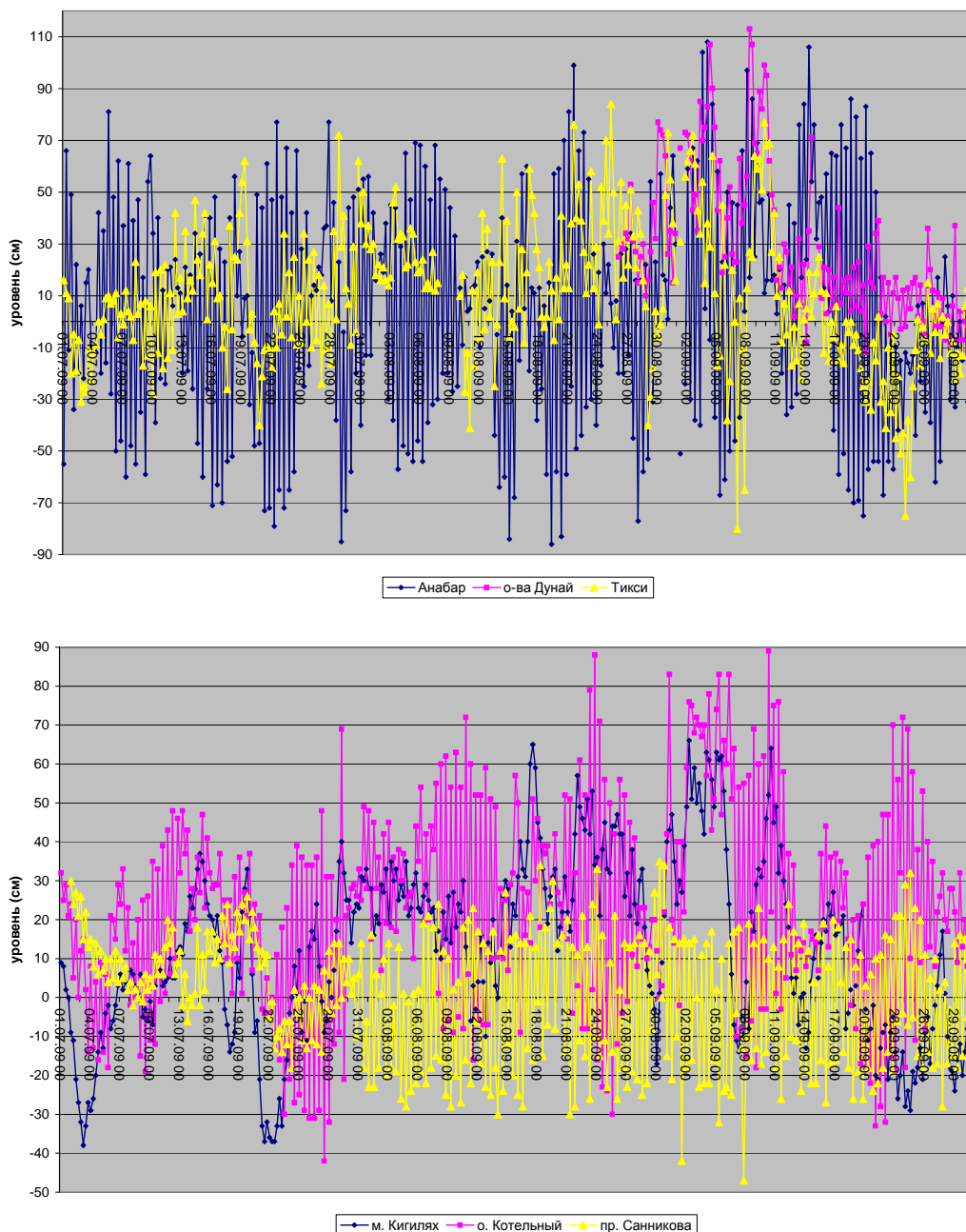


Рисунок 3.12 – Колебания уровня на станциях моря Лаптевых в июле–сентябре 2009 г.

Колебания уровня на станции Анабар в течение всего периода происходили на слабо повышенном фоне (аномалии среднемесячного уровня от +2 до +9 см). Наиболее значительные подъемы уровня на этой станции наблюдались 19 августа (+99 см) и 19 сентября (+108 см), а



наиболее значительные понижения уровня 19 августа (–86 см) и 29 июля (–85 см). При этом величина колебаний уровня 19 августа составила 183 см.

В юго–восточной части моря Лаптевых на станциях Тикси и м. Кигилях в июле и сентября наблюдался слабоповышенный фон колебаний уровня (аномалии среднемесячного уровня от +3 до +11 см), а в августе повышенный (аномалии среднемесячного уровня +22 +26 см). наиболее значительный подъем уровня в этом районе произошел 1 сентября, когда уровень моря на станции Тикси на 91 см превысил среднемноголетнее значение, а на станции м. Кигилях на 66 см. Наиболее значительное понижение уровня в этом районе отмечалось 7 сентября на станции Тикси, когда уровень моря упал на 80 см ниже среднемноголетнего значения. Таким образом, величина колебаний составила 171 см.

В северо–восточной части моря Лаптевых на станции о. Котельный колебания уровня в течение всего периода происходили на повышенном фоне (аномалии среднемесячного уровня от +15 до +29 см). Наиболее значительные подъемы уровня отмечались 10 сентября (+89 см) и 23 августа (+88 см). Наиболее значительные понижения уровня были почти в три раза меньше подъемов (от –30 до –42 см), а величина колебаний уровня в июле–сентябре на станции о. Котельный составила 131 см.

Анализ колебаний уровня моря в Восточно–Сибирском море выполнялся с использованием данных четырехсрочных наблюдений на трех станциях: Амбарчик, Рау–Чуа и Певек (рисунок 3.13).

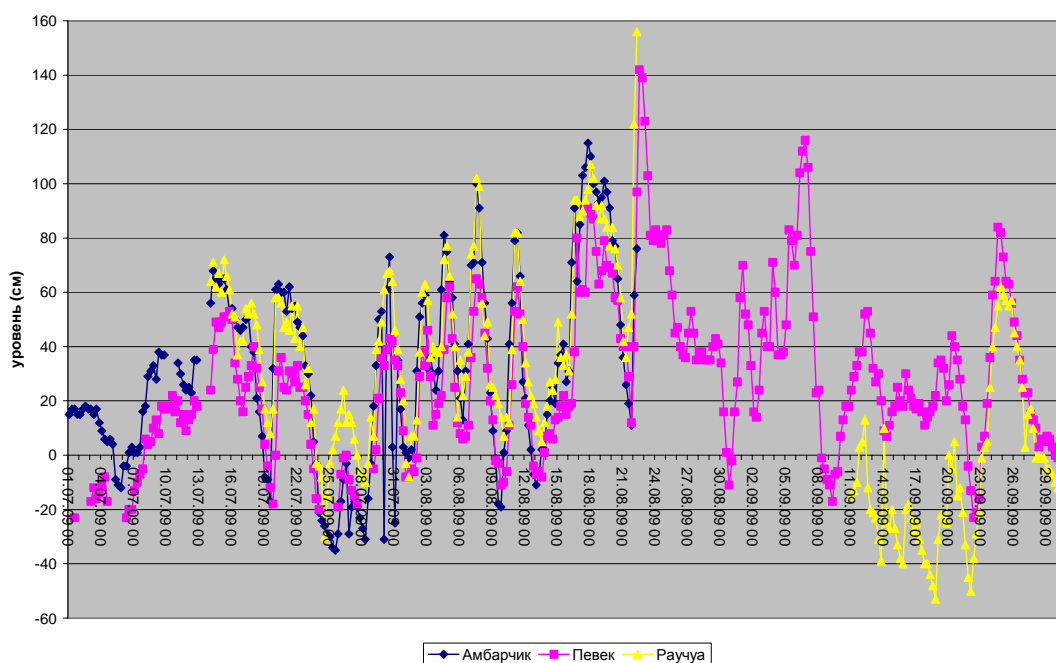


Рисунок 3.13 – Колебания уровня на станциях Восточно–Сибирского моря в июле–сентябре 2009 г.



В течение июля–сентября 2009 года колебания уровня моря на этих станциях происходило на повышенном фоне, при этом если в июле и сентябре средний уровень на этих станциях превышал среднемноголетние значения на 13–30 см, то в августе фон был существенно повышенным – от +38 на станции Певек до +50 см на станции Рау–Чуа. Наиболее значительный нагон на побережье Восточно–Сибирского моря наблюдался 22 августа, когда уровень моря на станции Певек на 142 см, а на станции Рау–Чуа на 156 см превысил среднемноголетние значения. При этом сгоны в течение июля–сентября были сравнительно невелики, наиболее значительное понижение уровня отмечалось 18 сентября на станции Рау–Чуа, когда уровень понизился до –50 см. Наибольшая величина колебаний отмечалась в августе на станции Рау–Чуа, где она составила 164 см.

В июле–сентябре 2009 года на акватории Чукотского моря наблюдения за уровнем моря выполнялись только на одной станции – о. Врангеля (рисунок 3.14). Эти данные позволяют сделать вывод о том, что колебания уровня в августе и сентябре 2009 г. происходили на слабо повышенном фоне (аномалии среднемесячного уровня +5 +6 см). Величина наиболее значительных подъемов уровня составила +61 см в августе и +50 см в сентябре, наиболее значительных понижений уровня –51 см в августе и –41 см в сентябре. Наибольшая величина колебаний уровня, таким образом, отмечалась в августе и составила 112 см.

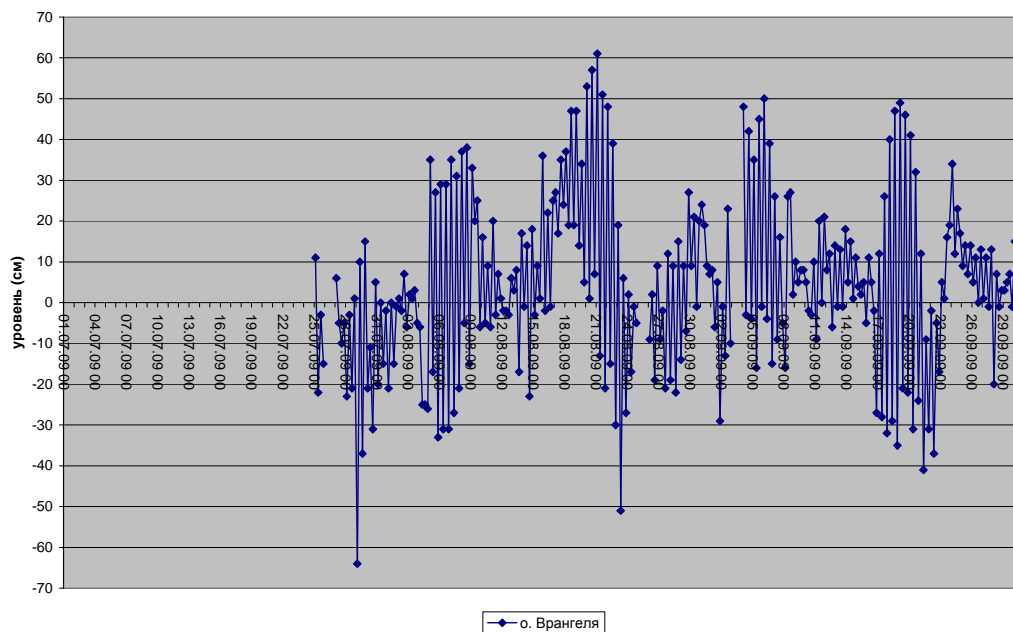


Рисунок 3.14 – Колебания уровня на станциях Чукотского моря в июле–сентябре 2009 г.

В целом можно отметить, что колебания уровня в арктических морях в июле–сентябре 2009 г. происходили на повышенном фоне, наиболее значительные подъемы уровня в морях Карском и Лаптевых наблюдались в сентябре, а в Восточно–Сибирском в августе, при этом



отмечалась существенная асимметрия величин сгонов и нагонов: нагоны существенно превышали сгоны.

3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей

По результатам модельных расчетов выполнена оценка повторяемости значительных высот волн (H_s – обеспеченность 13%) с июля по сентябрь 2009 года. Положение кромки льда при расчетах определялось ежедневным усвоением спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I и AMSR). Сведения о распределении высот волн (количество дней с максимумом в указанной градации) для Баренцева и Карского морей приведены в таблицах 3.3 и 3.4, а для акватории морей восточной Арктики в таблицах 3.5–3.7 (моря Лаптевых, Восточно–Сибирское и Чукотское, соответственно).

Баренцево и Карское моря

Как видно из таблицы 3.3, с июля по сентябрь 2009 года на акватории Баренцева моря в большинстве случаев развивалось волнение в диапазоне высот от 3 м до 5 м. Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило:

- 1 (3 %) – в июле;
- 2 (6 %) – в августе;
- 5 (17 %) – в сентябре.

Таблица 3.3 – Распределения высот волн (H_s) в Баренцевом море в июле–сентябре 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)							Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	
Июль	–	–	11	16	3	1	–	31
Август	–	9	4	6	10	2	–	31
Сентябрь	–	–	2	11	12	3	2	30
Итого		9	17	33	25	6	2	92

Самым штормовым по силе волнения оказался сентябрь месяц. Июль месяц был самым спокойным.

Наиболее сильный шторм был 4 сентября, когда высоты волн на акватории Баренцева моря превышали 6 м. Шторм был обусловлен прохождением над Баренцевым морем быстро перемещающегося циклона с давлением в центре 985 мб. Продолжительность шторма составила одни сутки. На рисунке 3.15, в качестве примера, приведено поле ветра и высот волн H_s на 12 часов 4 сентября 2009 г.

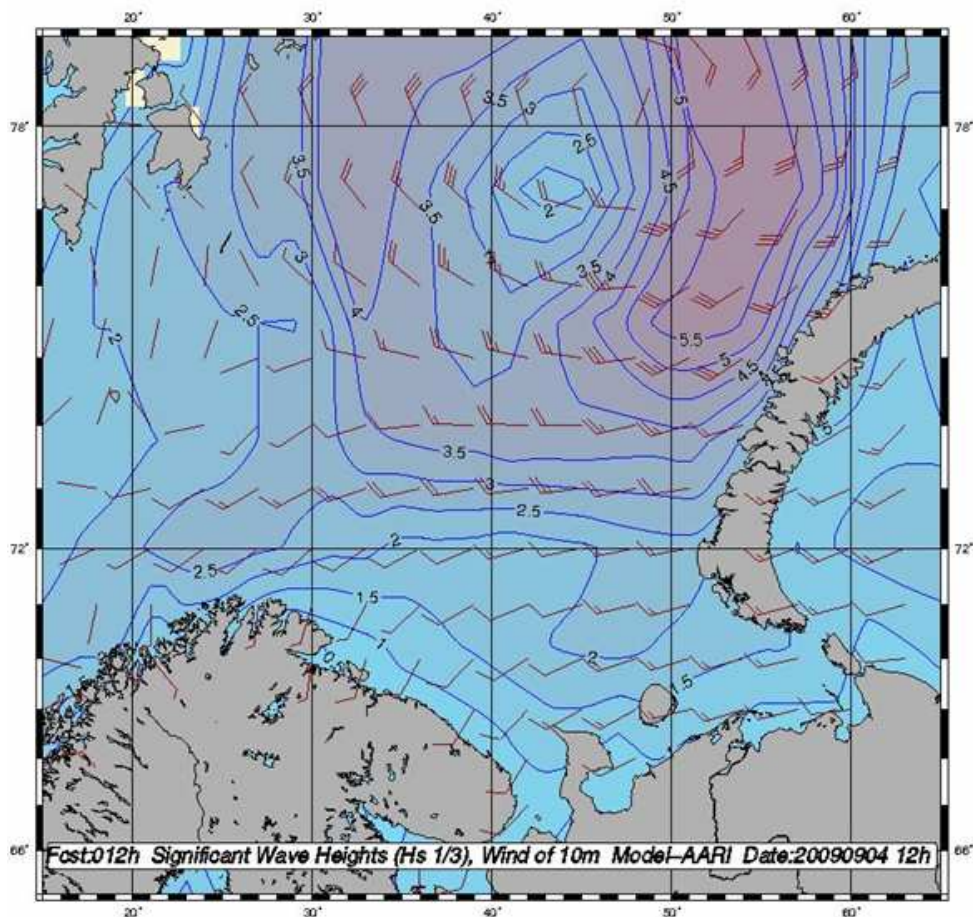


Рисунок 3.15 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Баренцевом море на 12 ч (UTC) 4 сентября 2009 г.

Карское море полностью очистилось ото льда во второй половине августа. Следует отметить, что в начале июля на большей части акватории Карского моря наблюдался лед, поэтому в таблице 3.4 для июля месяца приведены значения высот волнения на открытых участках Карского моря.

Как видно из таблицы 3.4, с июля по сентябрь 2009 года на открытой акватории Карского моря в большинстве случаев развивалось волнение в диапазоне высот от 1 м до 3 м. Волнение с высотой волн более 5 м в Карском море имело место лишь в сентябре месяце и составило 2 случая (6%). Это было 21 и 22 сентября 2009 г.

Таблица 3.4 – Распределения высот волн (Hs) в Карском море в июле–сентябре 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)							Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	
Июль	–	11	16	–	4	–	–	31
Август	2	15	12	2	–	–	–	31
Сентябрь	–	4	6	15	3	1	1	30
Итого	2	30	34	17	7	1	1	92

Наиболее сильный шторм был 21 сентября, когда высоты волн на акватории Карского моря превышали 6 метров. Шторм продолжался один день. На рисунке 3.16, в качестве примера, приведено расчетное поле ветра и высот волн H_s на 06 часов 21 сентября 2009 г.

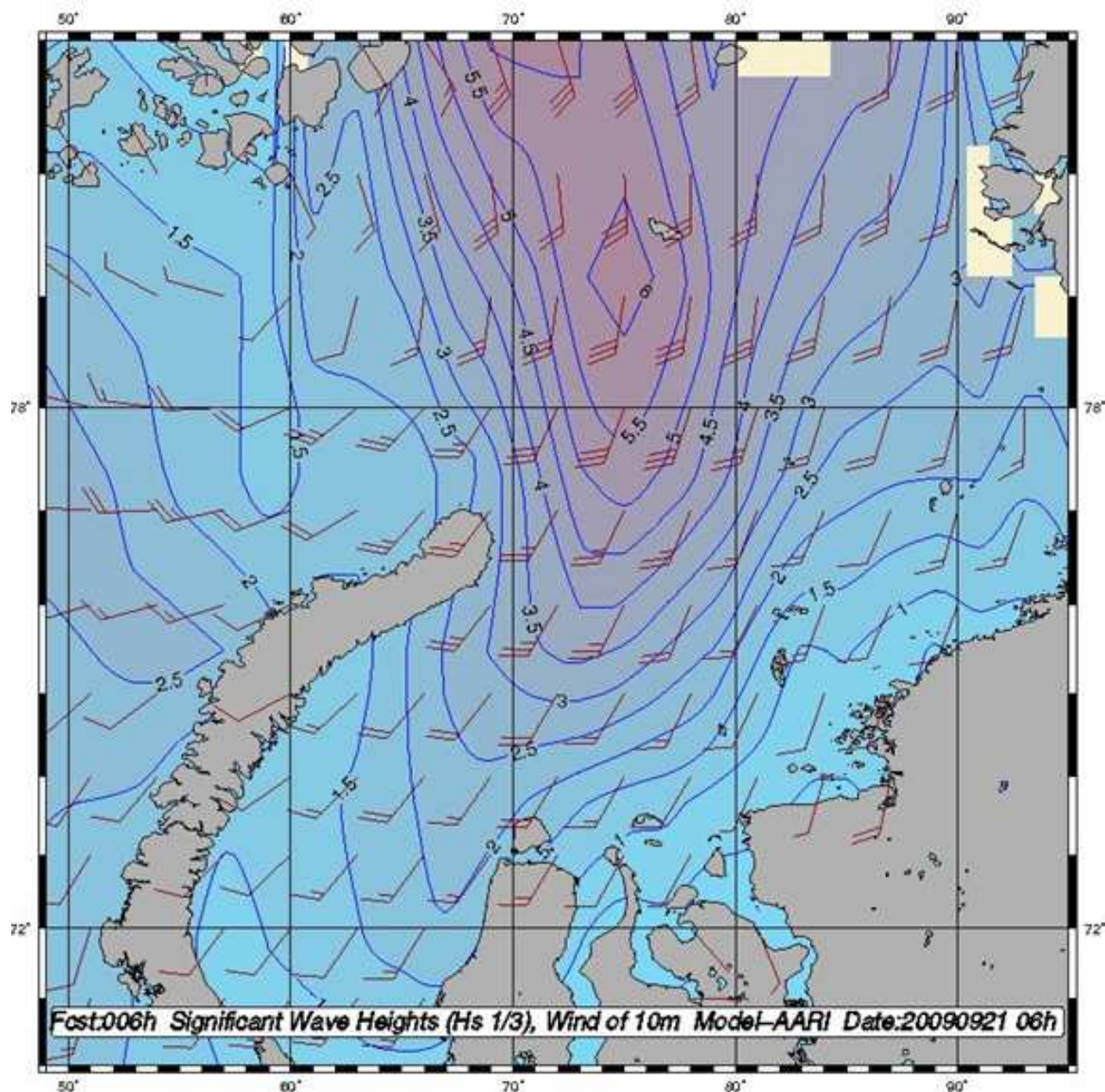


Рисунок 3.16 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Карском море на 06 ч (UTC) 21 сентября 2009 г.

Моря восточной Арктики

В таблицах 3.5–3.7 приведены распределения значительных высот волн для морей восточной Арктики с июля по сентябрь 2009 г. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на



акваториях морей Лаптевых, Восточно–Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Следует отметить, что в 2009 г. море Лаптевых стало открываться значительно раньше, чем в 2008 году. Если в 2008 году в июле на море был лед, то в 2009 году открытая вода появилась к востоку от о. Северная Земля уже в начале июля, а к началу августа море почти очистилось ото льда. Восточно–Сибирское море стало очищаться ото льда в конце июля – в начале августа. Чукотское море в июле 2009 г. было открыто от Берингова пролива до 72° с.ш. В начале августа акватория Чукотского моря практически очистилась ото льда, а в сентябре месяце область чистой воды доходила уже до 82° с.ш. (см. рисунок 3.17).

Таблица 3.5 – Распределения высот волн (Hs) в море Лаптевых в июле–сентябре 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)				
	0–1	1–2	2–3	3–4	Дни
Июль	2	16	12	1	31
Август	1	15	13	2	31
Сентябрь	–	13	12	5	30
Итого	3	44	37	8	92

Таблица 3.6 – Распределения высот волн (Hs) в Восточно–Сибирском море в июле–сентябре 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)					Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Июль	–	–	–	–	–	–
Август	–	12	13	5	1	31
Сентябрь	1	13	8	7	1	30
Итого	1	25	21	12	2	61

Таблица 3.7 – Распределения высот волн (Hs) в Чукотском море в июле–сентябре 2009 г.

Месяц	Высоты волн (м)						Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	
Июль	1	10	13	6	1	–	31
Август	–	8	16	7	–	–	31
Сентябрь	1	6	11	7	4	1	30
Итого	1	37	38	12	4	–	92

Как видно из таблиц 3.5–3.7, высоты волн на морях восточной Арктики в период с июля по сентябрь составляли в основном 1–3 м (88 % случаев в море Лаптевых, 75 % случаев в Восточно–Сибирском море и 81 % в Чукотском море). Самый сильный шторм на морях восточной Арктики был 6 сентября, когда высота волны в северо–восточной части Чукотского моря достигла 5,5 м (см. рисунок 3.18). Продолжительность шторма составила один день.

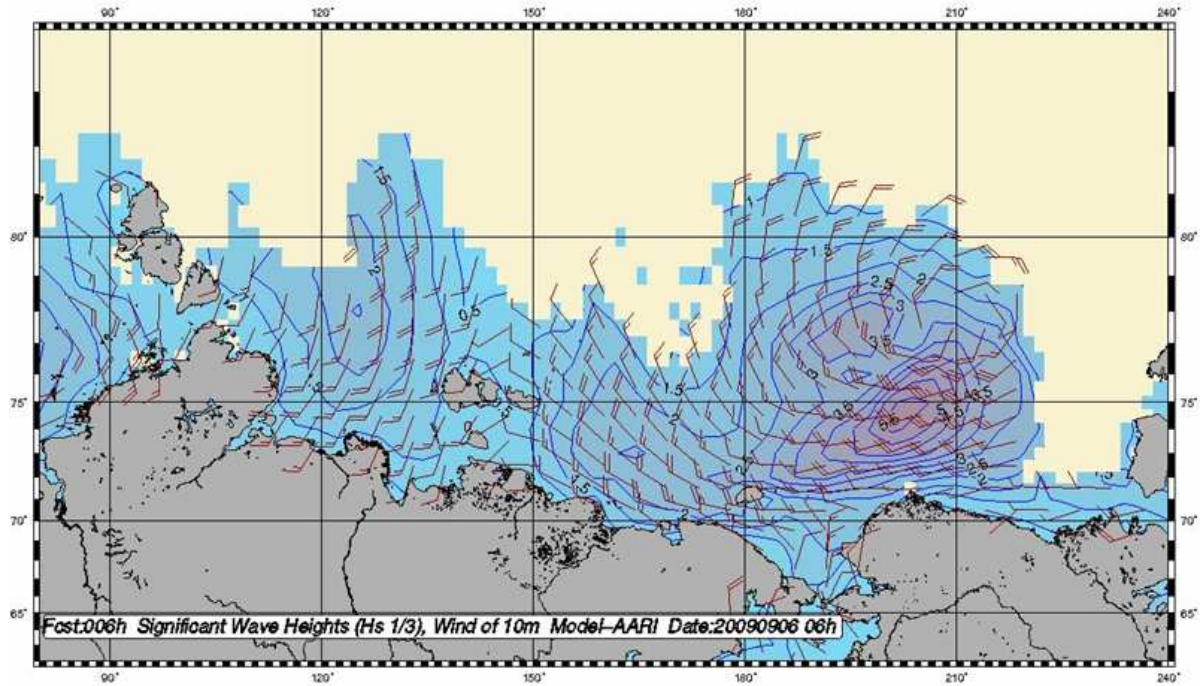


Рисунок 3.17 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности на морях восточной Арктики на 06 ч (UTC) 6 сентября 2009 г.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития гидрометеорологических и ледовых процессов, происходивших в Северном Ледовитом океане за период июль-сентябрь 2009 г., можно сделать следующие выводы:

1 В масштабе северного полушария преобладали: в первом – атлантико-евразийском секторе северного полушария атмосферные процессы восточной формы циркуляции. Во втором – тихоокеано-американском секторе полушария преобладали зональные атмосферные процессы;

2 Над полярным районом на геопотенциальной поверхности H_{500} центр планетарного циркумполярного вихря смещался с запада на восток и локализовался: в июле в районе моря Лаптевых; в августе в восточный сектор Арктики; в сентябре в западном секторе Арктики. Под влиянием процессов блокирования и длинных термобарических волн от месяца к месяцу изменялась структура циркумполярного вихря, система тропосферных ПВФЗ и изменение траекторий циклонов в системе исландского и алеутского минимумов;

3 В целом характер направленности атмосферных процессов в июле-сентябре 2009 г. по своим фоновым термобарическим характеристикам близок к текущей циркуляционной стадии 2004–2008 гг., при которых отмечалось устойчивое преобладание адвекции теплых воздушных масс и формирование положительных аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики. Отличием данного года явилось сезонная тенденция к понижению температурного фона по сравнению с 2007 и 2008 гг.;

4 Общая площадь дрейфующих льдов в Северном Ледовитом океане в середине сентября 2009 года составила 5,2 млн. кв. км при норме 6,3 млн. кв. км, что на 17% меньше среднемноголетних значений;

5 Второй год подряд наблюдалось увеличение остаточной ледовитости в Северном Ледовитом океане, по сравнению с историческим минимумом, наблюдавшимся в 2007 году. Ежегодное увеличение остаточной ледовитости составляет приблизительно 0,4-0,5 млн. кв. км.