

Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

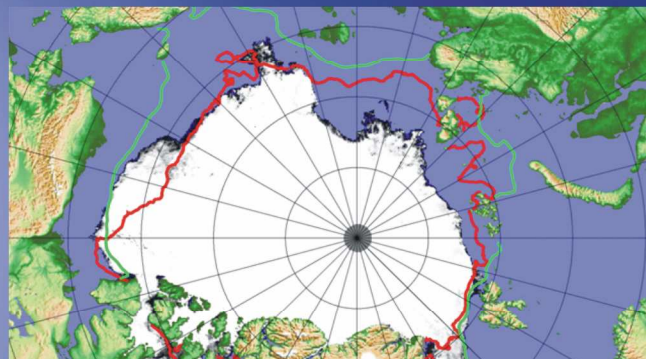


Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-
исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане

III квартал 2008





СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1 Метеорологические условия Северной полярной области в июле – сентябре 2008 года.....	4
1.1 Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов и метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с июля по сентябрь 2008 г.	4
1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области за летний сезон 2008 г.	16
2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2008 года.....	25
3 Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане в июле–сентябре 2008 года.....	38
3.1 Термохалинные условия Арктического бассейна и арктических морей.....	38
3.2 Гидрохимические условия арктических морей	54
3.3 Уровень арктических морей	60
3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей.....	63
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	67



ВВЕДЕНИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях во втором квартале (июль–сентябрь) 2008 года. Фактическая информация для составления обзора получена по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, проектов Всемирной Метеорологической Организации и экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ и проектов Международного Полярного года 2007–2008 гг. (МПГ) 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 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.), отдела долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный – зав. отделом к.г.н. Иванов В.В.), отдела метеоинформации ЦЛГМИ (ответственный – нач. отдела Алексеенков Г.А.).

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностям ледовых явлений в океане и арктических морях. 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.г.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 2008 года

1.1 Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов и метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с июля по сентябрь 2008 г.

В данном разделе приводятся основные результаты мониторинга развития и перестроек атмосферных процессов различного пространственно–временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с июля по сентябрь 2008 г.

Исходной информационной базой явилась стандартная первичная и вторичная метеорологическая информация сети станций и карт за календарные периоды осреднения (среднесуточные, декадные, месячные), а также специализированная информация в виде форм и типов циркуляции; метеорологических характеристик, осредненных по естественным стадиям развития и перестроек процессов и т.д.

Основные материалы для анализа атмосферных процессов и метеорологических условий:

- базы данных четырехсрочных наблюдений атмосферного давления, температуры воздуха, направлений и скорости ветра по станциям северного полушария и Арктики;
- ежедневные синоптические карты Северного полушария (приземные и высотные H_{850} , H_{500});
- среднемесячные и декадные карты давления, температуры воздуха и геопотенциала 500 гПа;
- средние карты приземного давления, температуры воздуха и H_{500} по естественным стадиям развития: по элементарным синоптическим процессам (ЭСП), однородным циркуляционным периодам (ОЦП) и по однородным внутригодовым периодам (ОВП);
- данные зональных и меридиональных градиентов по полярным районам Арктики и умеренной зоне северного полушария
- каталоги крупномасштабных атмосферных процессов на полушарии по классификации Г.Я.Вангенгейма – А.А.Гирса.

Полярный район находится непосредственно под влиянием процессов трех естественных синоптических районов. На него оказывают влияние центры действия атмосферы: на западе в атлантико–евразийском секторе полушария – исландский минимум и азорский максимум, а также азиатский летом циклон и зимой антициклон; на востоке в тихоокеано–американском секторе полушария – алеутский минимум и гавайский максимум.



Процессы данного района тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены с развитием и перестройками процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессами значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район. Вследствие этого при анализе и диагнозе крупномасштабных процессов в июле–сентябре 2008 г. учитывались основные элементы ОЦА: место положения центра планетарного циркумполярного вихря на H_{500} ; географическая ориентация планетарной фронтальной зоны; состояние длинных термобарических волн; развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Все элементы макроструктуры циркуляции атмосферы тесно взаимосвязаны. Каждый элемент макроструктуры циркуляции в каждый момент времени находится в той или иной стадии развития, поэтому возникает многообразие макросиноптических процессов как комплексов элементов макроструктуры. Поэтому оценка пространственно–временной изменчивости крупномасштабных 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. Для атлантико–евразийского сектора полушария выделяется три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды W (западная) форма циркуляции и два меридиональных процесса с волнами большой амплитуды С (меридиональная) и Е (восточная) формы циркуляции.

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

Каждый макропроцесс имеет значимые отличия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом каждая из форм и типов циркуляции имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого месяца конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов реализацией ОЦА.

Тем не менее в каждом отдельном случае конкретных лет можно выявить характерные особенности и их отклонения от нормы.

В результате мониторинга процессов различного пространственно–временного масштаба за рассматриваемый период выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема разновидностей макропреобразований



основных форм циркуляции атмосферы с июля по сентябрь 2008 г. по классификации Г.Я.Вангенгейма – А.А.Гирса выглядит следующим образом:

Июль ⇒ Август ⇒ Сентябрь

W₃ ⇒ W₃ ⇒ E₃

Из схемы видно, что в первом – атлантико–евразийском секторе северного полушария крупномасштабная перестройка в направленности атмосферных процессов произошла от западной формы в июле и августе к восточной в сентябре. Во втором – тихоокеано–американском секторе полушария во всех месяцах преобладала зональная направленность атмосферных процессов.

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, которые преобладали в том или ином месяце рассматриваемого периода года.

Основные особенности синоптических процессов для каждого месяца представлены ниже.

В июле на геопотенциальной поверхности H_{500} центр ЦПВ располагался южнее своего среднего многолетнего положения в районе Новосибирских островов, что обусловило усиление антициклогенеза в Центральном полярном районе Арктики.

В первом (атлантико–евразийском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы западной формы циркуляции. В приземном поле в полярном районе располагался обширный антициклон, который часто взаимодействовал с гребнем азорского антициклона над Европой. Вследствие этого выход северо–атлантических циклонов в Арктику был блокирован. Фон давления от 2 до 5 гПа выше нормы. Циклоны Северной Атлантики смещались более низкоширотными траекториями по континентальной части Европы. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над континентальной частью Азии, что обусловило в западном секторе Арктики адвекцию теплых воздушных масс с континента при преобладающих воздушных потоках с юго–восточной составляющей. Фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до $4,8^{\circ}$ отмечались в юго–западной части Карского моря.

Во втором (тихоокеано–американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели также зональные атмосферные процессы типа 3. При данной разновидности макропроцессов над Тихим океаном отмечалось частое влияние блокирующего гребня хорошо развитого гавайского антициклона на западные районы Америки, где он часто взаимодействовал с



гребнем арктического антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более высокоширотными траекториями над районами Чукотки и Аляски. Такой характер развития крупномасштабных атмосферных процессов обусловил в восточном секторе Арктики адвекцию холодных воздушных масс и отрицательные аномалии температуры при преобладающих северо–восточных потоках в Лаптевых, Восточно–Сибирском и Чукотском морях. В полярном районе американо–канадского сектора фон температуры преобладал выше нормы.

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

В первом секторе под влиянием южной периферии ЦПВ высотная фронтальная зона (ВФЗ) располагалась в зональном направлении южнее своего многолетнего положения. Преобладание получили процессы западной формы циркуляции при низкоширотном смещении циклонов из системы исландского минимума по континентальной части Евразии. Фон давления в западном секторе Арктики ниже нормы до 4–6 гПа. Преобладающее направление воздушных масс с южной составляющей сформировало положительные аномалии температуры. Наибольшие аномалии до 3° отмечались в районе Карского моря.

Во втором секторе преобладали зональные процессы типа 3 при низкоширотном смещении циклонов. Под влиянием хорошо развитого арктического антициклона с центром над Чукотским морем алеутский минимум был ослаблен. В восточном секторе Арктики фон давления выше нормы на 3–5 гПа. За исключением моря Бофорта, во всех районах преобладала адвекция теплых воздушных масс при воздушных потоках с южной составляющей. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры до 5° отмечались в районе Новосибирских островов.

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

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



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

Структурные особенности развития и резких перестроек процессов внутри каждого месяца в 2008 году по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) представлены в таблице 1.1.

Периоды внутри месяца по ЭСП отражают естественные границы смены знака барических полей и преобладающих направлений воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции на северном полушарии. Средние по ЭСП поля геопотенциальной поверхности H_{500} , приземного давления, температуры воздуха и их отклонения от средних многолетних значений находятся в картированной форме в фондах архива отдела Долгосрочных метеорологических прогнозов и на электронных носителях базы данных отдела метеорологической информации ААНИИ.

Таблица 1.1 – Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма–Гирса с июля по сентябрь 2008 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам

Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1	W	3	1–2	C	M1	1–2	C	3
2–5	E	3	3–5	W	M1	3–5	W	3
6–9	W	M1	6–8	C	M1	6–9	W	M2
10–12	W	3	9–12	W	3	10–12	E	3
13–16	W	M2	13–15	W	3	13–16	E	3
17–20	E	3	16–18	E	3	17–19	E	M2
21–23	W	3	19–22	E	M1	20–23	E	3
24–26	C	M1	23–25	W	3	24–26	C	3
27–30	C	M1	26–29	W	3	27–29	W	M1
31	C	M1	30–31	C	3	30	W	3
	W 15 (5) C 8 (–3) E 8 (–2)	3 15 (5) M1 12(–6) M2 4 (1)		W 17 (5) C 7 (0) E 7 (–5)	3 19 (5) M1 12 (–1) M2 0 (–4)		W 11 (–2) C 5 (–3) E 14 (5)	3 20 (5) M1 3(–6) M2 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.



Выводы

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период июль–сентябрь 2008 г., можно сделать следующие выводы:

1 Выявлены фоновые крупномасштабные особенности в направленности развития атмосферных процессов.

Центральный район Арктики:

– центр ЦПВ на геопотенциальной поверхности H_{500} от июля к сентябрю имел направленную тенденцию смещения из восточного сектора (Новосибирские острова) Арктики в западный (север Баренцева моря) до района Баффинова моря.

Первый – атлантико–евразийский сектор:

– крупномасштабная перестройка атмосферных процессов произошла от западной формы в июле и августе к восточной в сентябре;

– антициклональный режим циркуляции преобладал в июле и августе; циклональный в сентябре;

– фон температуры в целом за период выше нормы; наиболее теплым оказался сентябрь, холодным – июль.

Второй – тихоокеано–американский сектор:

– атмосферная циркуляция развивались на фоне аномально высокой повторяемости зональных процессов, при высокоширотном смещении циклонов в системе алеутского минимума в июле и низкоширотном в августе и сентябре;

– антициклональный режим циркуляции в восточном секторе Арктики преобладал в августе и сентябре.

– в целом за период фон температуры выше нормы; наиболее теплым оказался сентябрь, холодным – июль.

2 Установленные структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца по элементарным синоптическим процессам, которые отражают смену знака барических полей и смены направлений воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции.

Структурные особенности процессов внутри каждого месяца согласуются с выявленными фоновыми крупномасштабными особенностями в направленности развития атмосферных процессов в период с июля по сентябрь 2008 г.

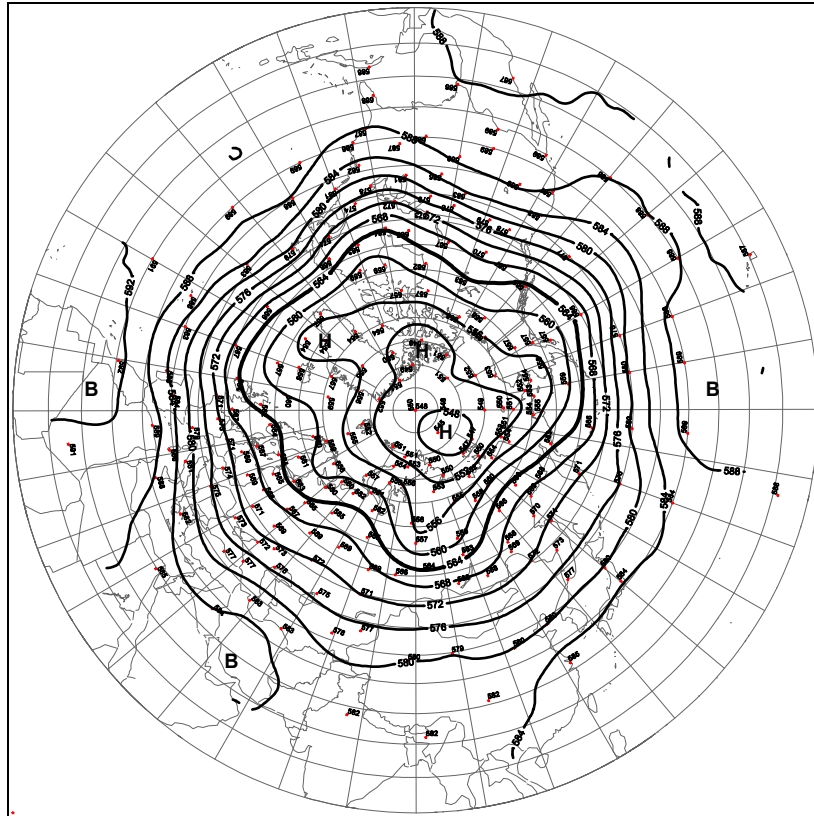


Рисунок 1.1 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за июль 2008 г.

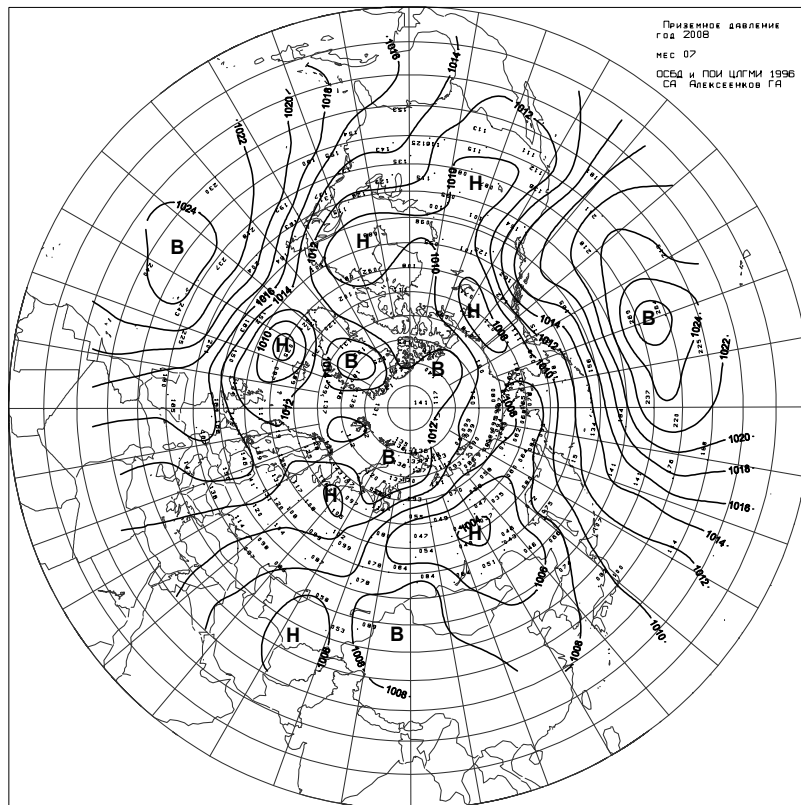


Рисунок 1.2 – Средняя карта приземного давления за июль 2008 г.

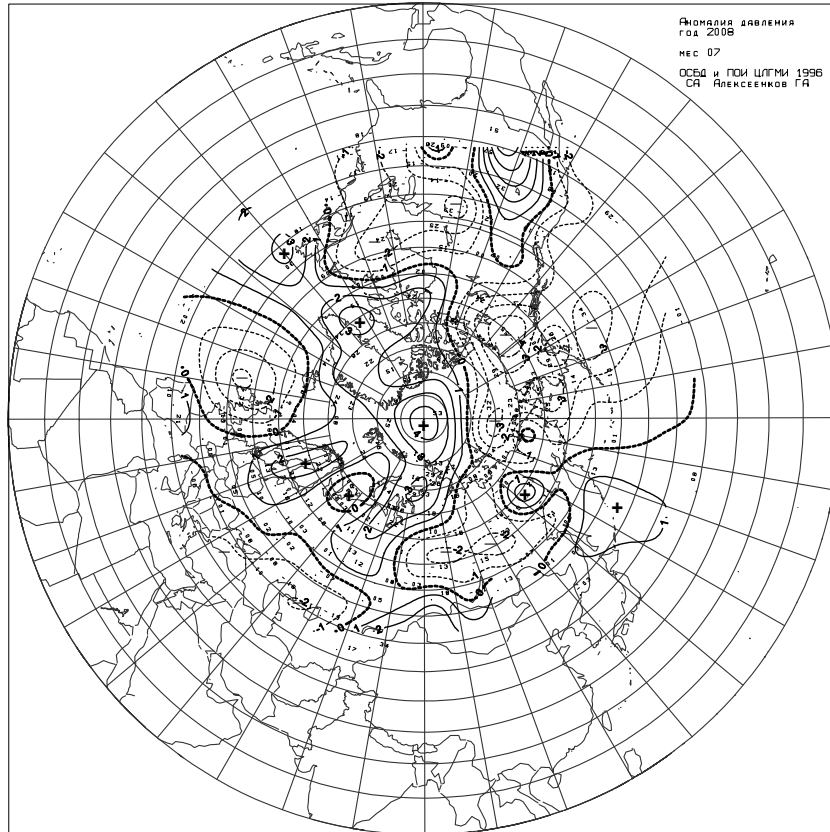


Рисунок 1.3 – Средняя карта аномалий приземного давления за июль 2008 г.

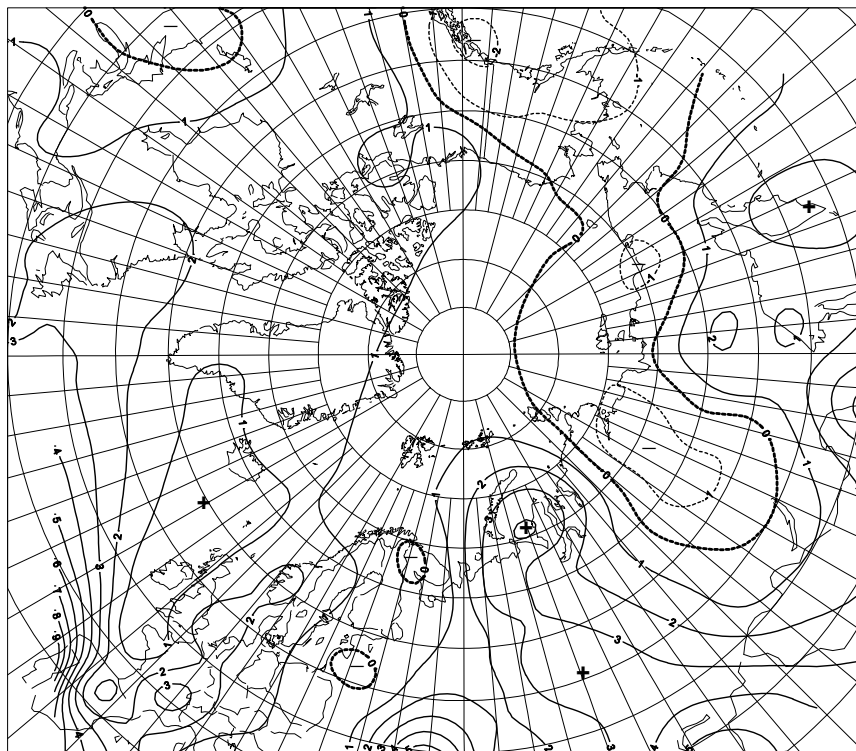


Рисунок 1.4 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за июль 2008 г.

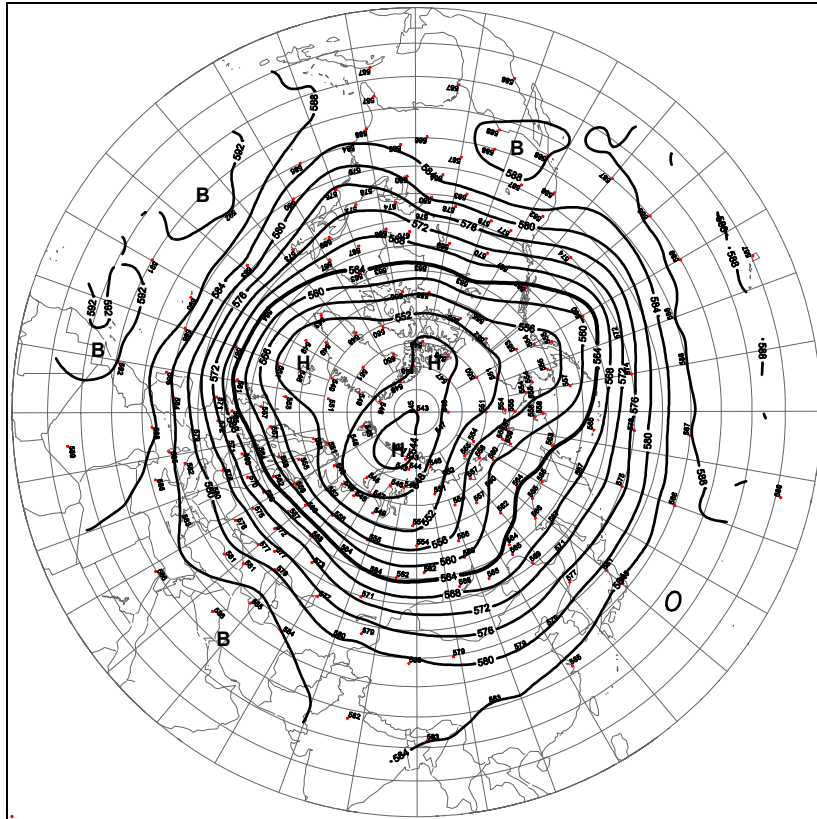


Рисунок 1.5 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за август 2008 г.

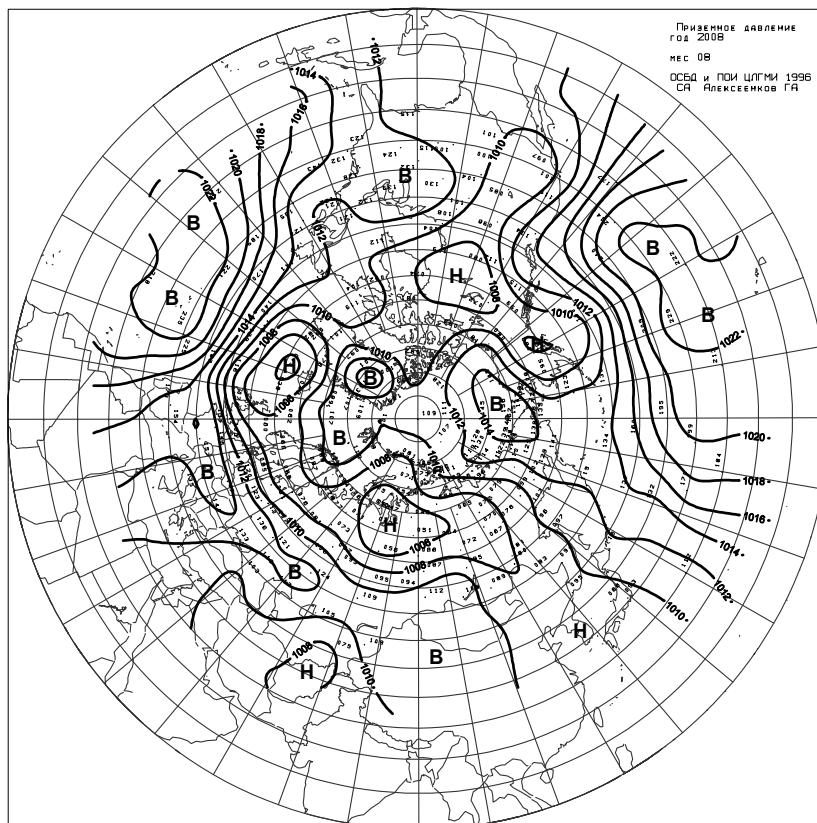


Рисунок 1.6 – Средняя карта приземного давления за август 2008 г.

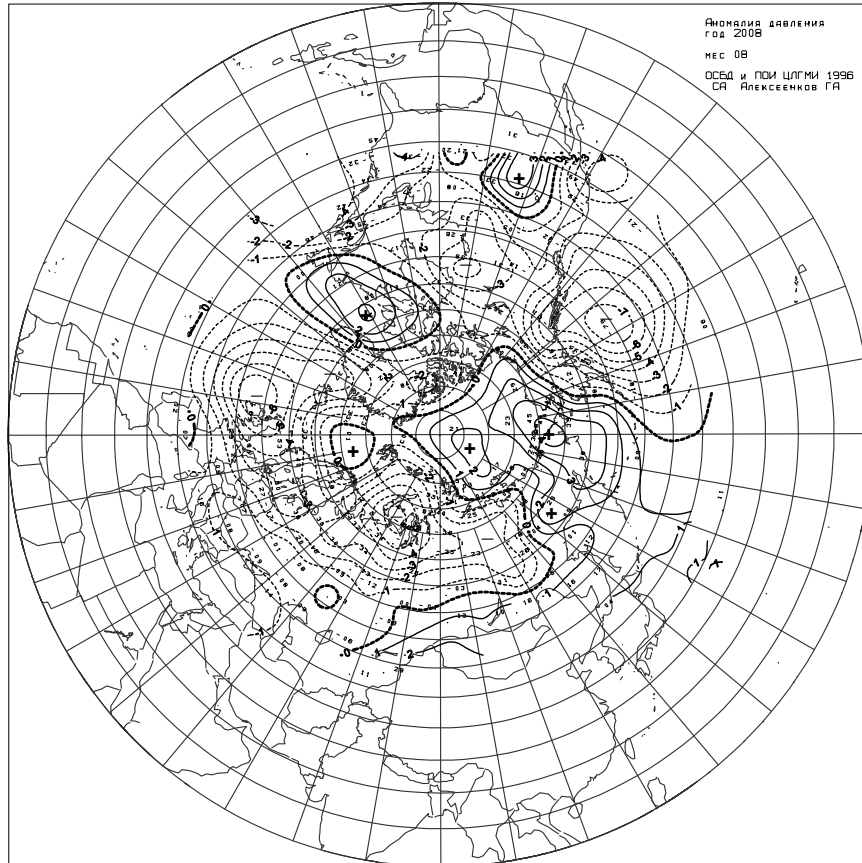


Рисунок 1.7 – Средняя карта аномалий приземного давления за август 2008 г.

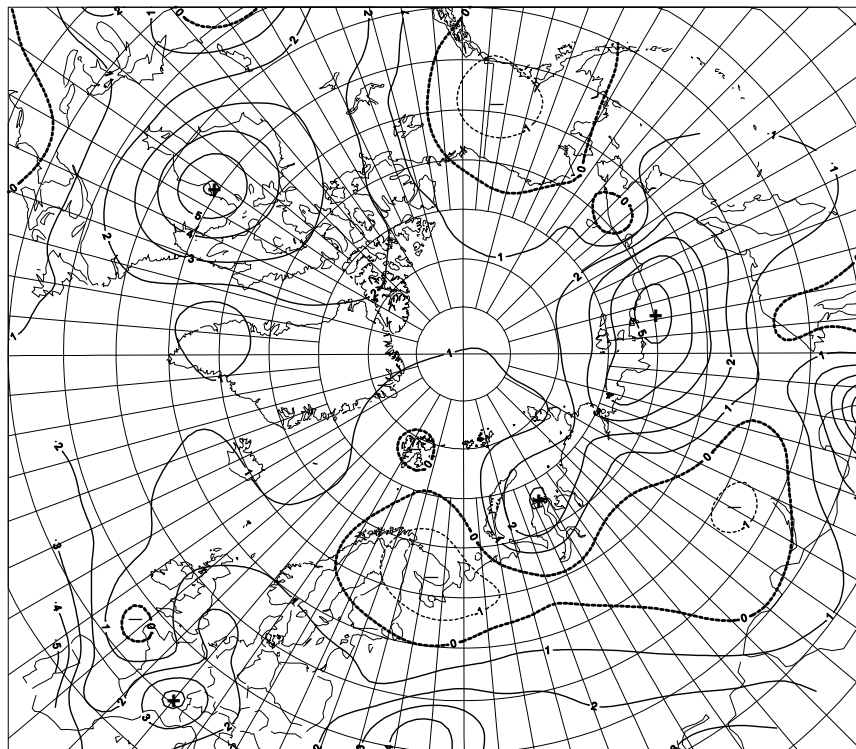


Рисунок 1.8 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за август 2008 г.

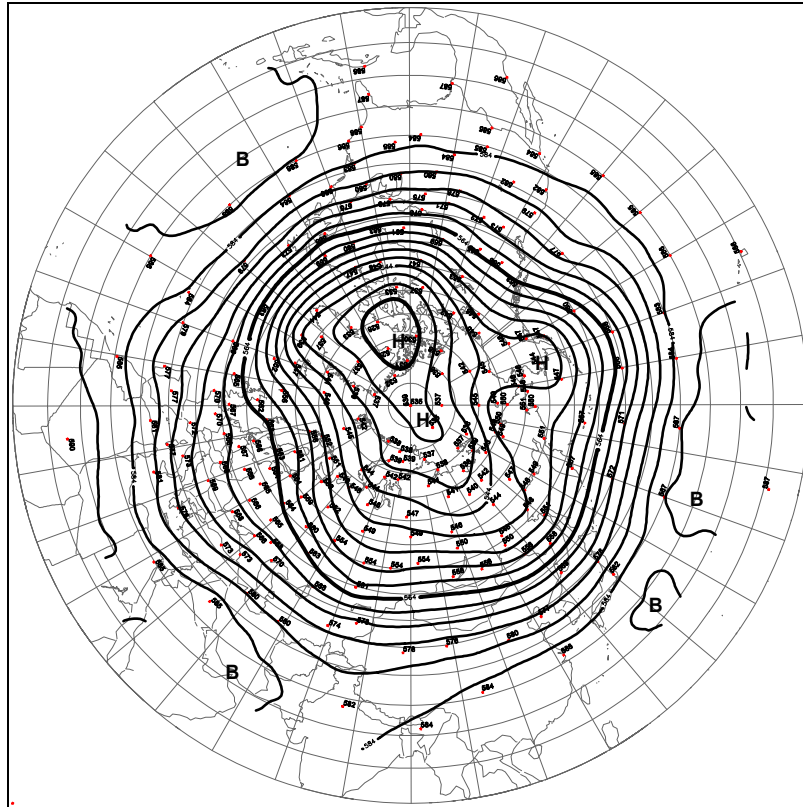


Рисунок 1.9 – Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за сентябрь 2008 г.

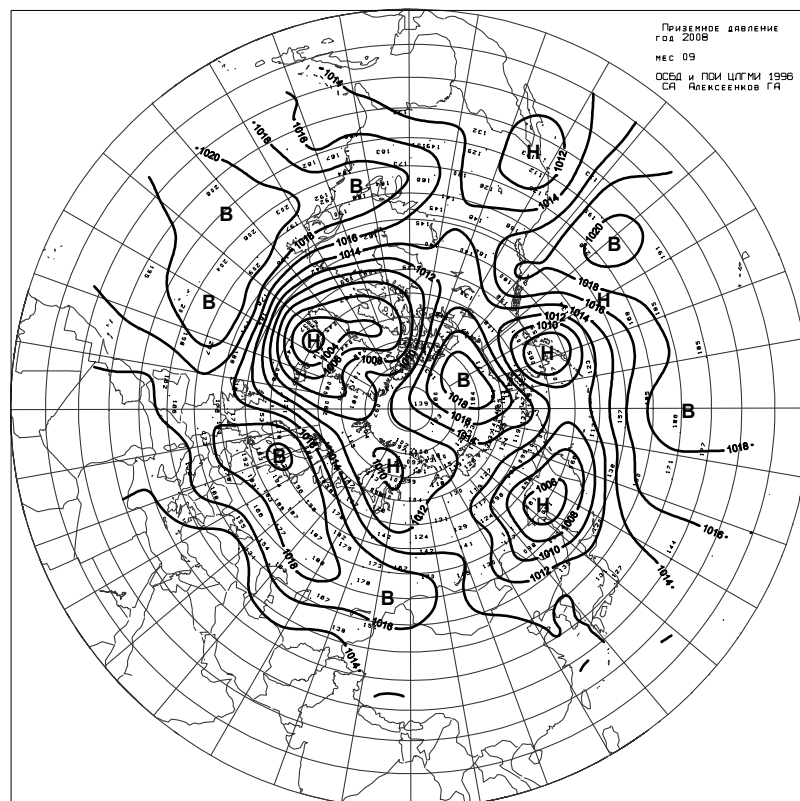


Рисунок 1.10 – Средняя карта приземного давления за сентябрь 2008 г.

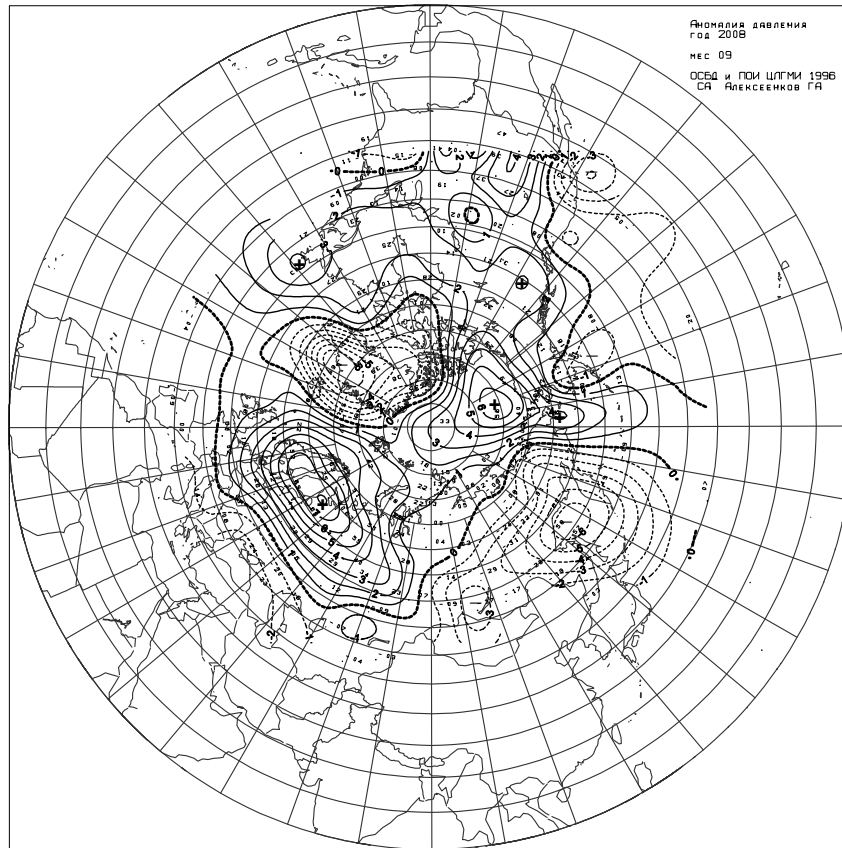


Рисунок 1.11 – Средняя карта аномалий приземного давления за сентябрь 2008 г.

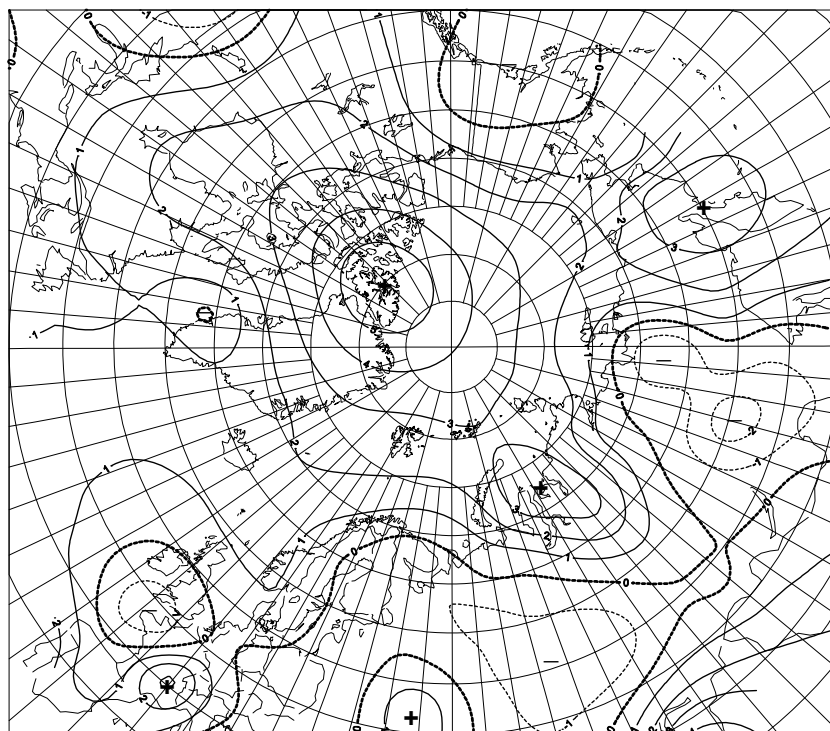


Рисунок 1.12 – Средняя карта аномалий приземной температуры воздуха за сентябрь 2008 г.

1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области за летний сезон 2008 г.

В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и атмосферных осадков по районам северной полярной области (СПО) и арктическим морям (рисунок 1.13). Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев МПАБ.

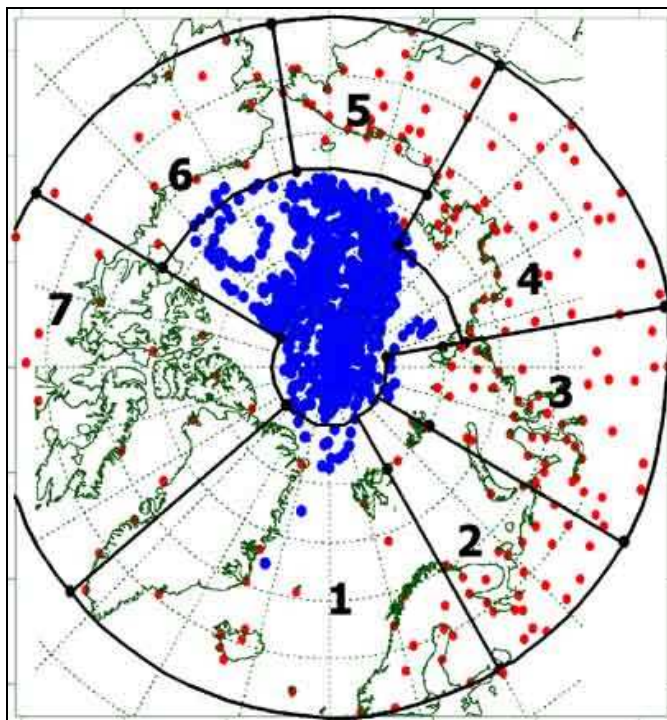


Рисунок 1.13 – Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области

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 2008 года по отдельным широтным зонам (60–85, 60–70 и 70–85 °с.ш.) представлена в таблице 1.2. В летнем сезоне 2008 г. аномалия температуры воздуха СПО составила 0,6 °С (нормированная аномалия 1,8 σ). Лето 2008 г. по рангу теплых лет оказалось шестнадцатым теплым летом 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 0,9 °С (нормированная аномалия 2,5 σ), а для широтной зоны 60–70°с.ш. – 0,7 °С (нормированная аномалия 1,9 σ). Прошедший летний сезон для этих широтных зон оказался соответственно седьмым и четырнадцатым по рангу теплых лет за период с 1936 г.

Таблица 1.2 – Аномалия температуры воздуха (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за летний сезон 2008 г., °С

Широтная зона, °с.ш.	Аномалия	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия/нормированная аномалия)
70–85	0,9	2,5	7	2007 (1,7/4,1)
60–70	0,7	1,9	14	2003 (1,3/3,5)
60–85	0,6	1,8	16	2005, 2007 (1,2/3,6)

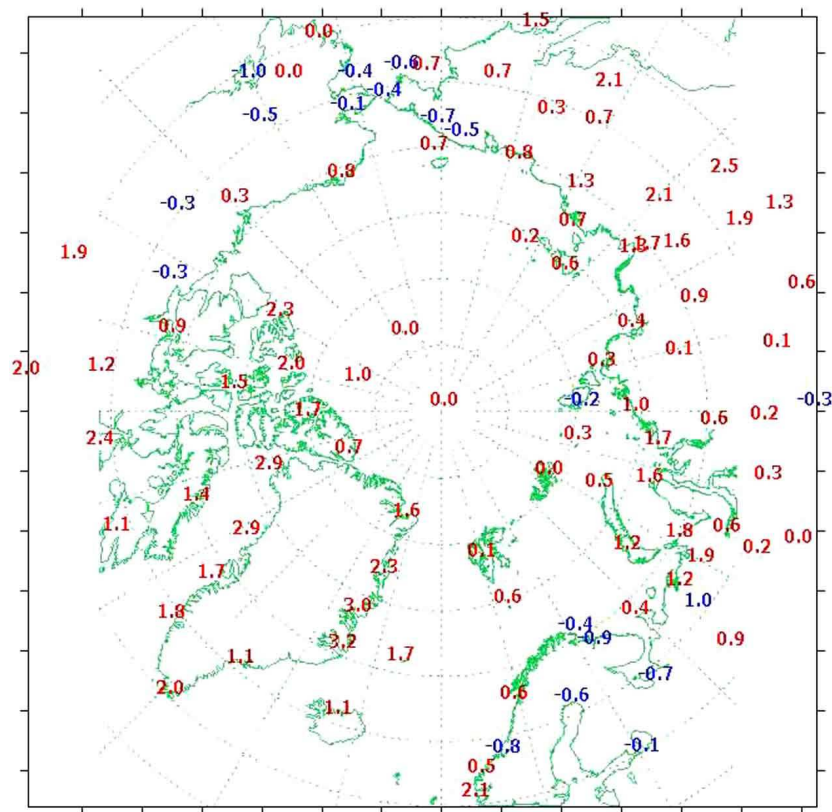


Рисунок 1.14 – Значения аномалий средней температуры воздуха летнего сезона на станциях северной полярной области, °С

Сопоставление значений аномалий летней температуры воздуха в 2008 г. для отдельных климатических районов выявило лишь один очаг крупных положительных аномалий температуры, который располагался на территории Канадского и Атлантического районов (рисунок 1.14, таблица 1.3). Аномалия температуры в Канадском районе составила 1,5°С (2,7 σ), а в Атлантическом 1,4°С (3,6 σ). Лето 2008 г. в этих районах соответственно оказалось первым и



третьим теплым летом по рангу теплых лет. Небольшие отрицательные аномалии температуры воздуха имели место на станциях Скандинавского п-ова, западной части Европейской территории России, восточной части Чукотского п-ова и на Аляске.

Таблица 1.3 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха за летний сезон 2008 г. для отдельных районов СПО, °С

Климатический район	Аномалия	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия/ нормированная аномалия)
Атлантический	1,4	3,6	3	2003 (1,9/4,6)
Североевропейский	0,3	0,3	33	1972 (1,9/1,9)
Западносибирский	0,6	0,8	29	1957 (1,6/2,2)
Восточносибирский	1,1	1,6	14	2001 (1,9/2,8)
Чукотский	0,5	0,8	19	2007 (2,9/4,8)
Аляскинский	-0,2	-0,2	43	2004 (2,9/4,2)
Канадский	1,5	2,7	1	2008 (1,5/2,7)

В районах арктических морей и на территории СПО 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 4,4 и 3,0 σ соответственно (таблица 1.4). В районах арктических морей азиатского сектора СПО значения температуры летнего сезона были близки к норме.

Таблица 1.4 – Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) средней температуры воздуха за летний сезон 2008 г. для районов арктических морей и территории 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	2,0	4,4	2	2002 (2,3/4,9)
Баренцево море	0,3	0,3	32	2004 (2,0/2,4)
Карское море	1,0	1,5	17	1959 (2,2/3,4)
Море Лаптевых	0,7	0,9	20	1995 (2,1/2,7)
Восточно–Сибирское море	0,5	0,7	23	2007 (3,7/4,8)
Чукотское море	-0,1	-0,2	43	2007 (3,9/5,5)
Море Бофорта	1,2	1,7	6	2007 (2,3/3,2)
Северная часть Канадского района	1,9	3,0	2	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.

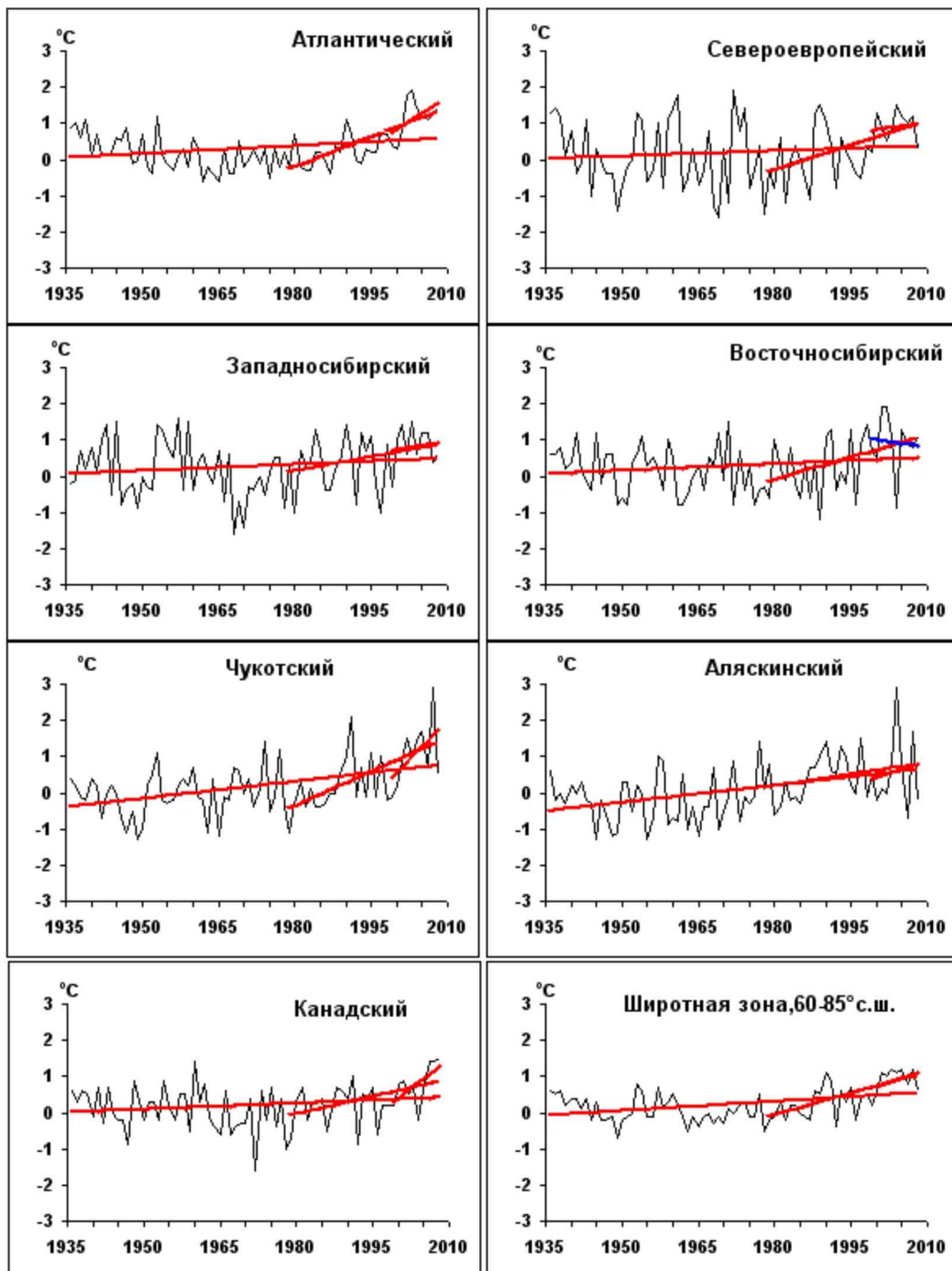


Рисунок 1.15 – Временные ряды аномалий средней за летний сезон температуры воздуха отдельных районов, °С

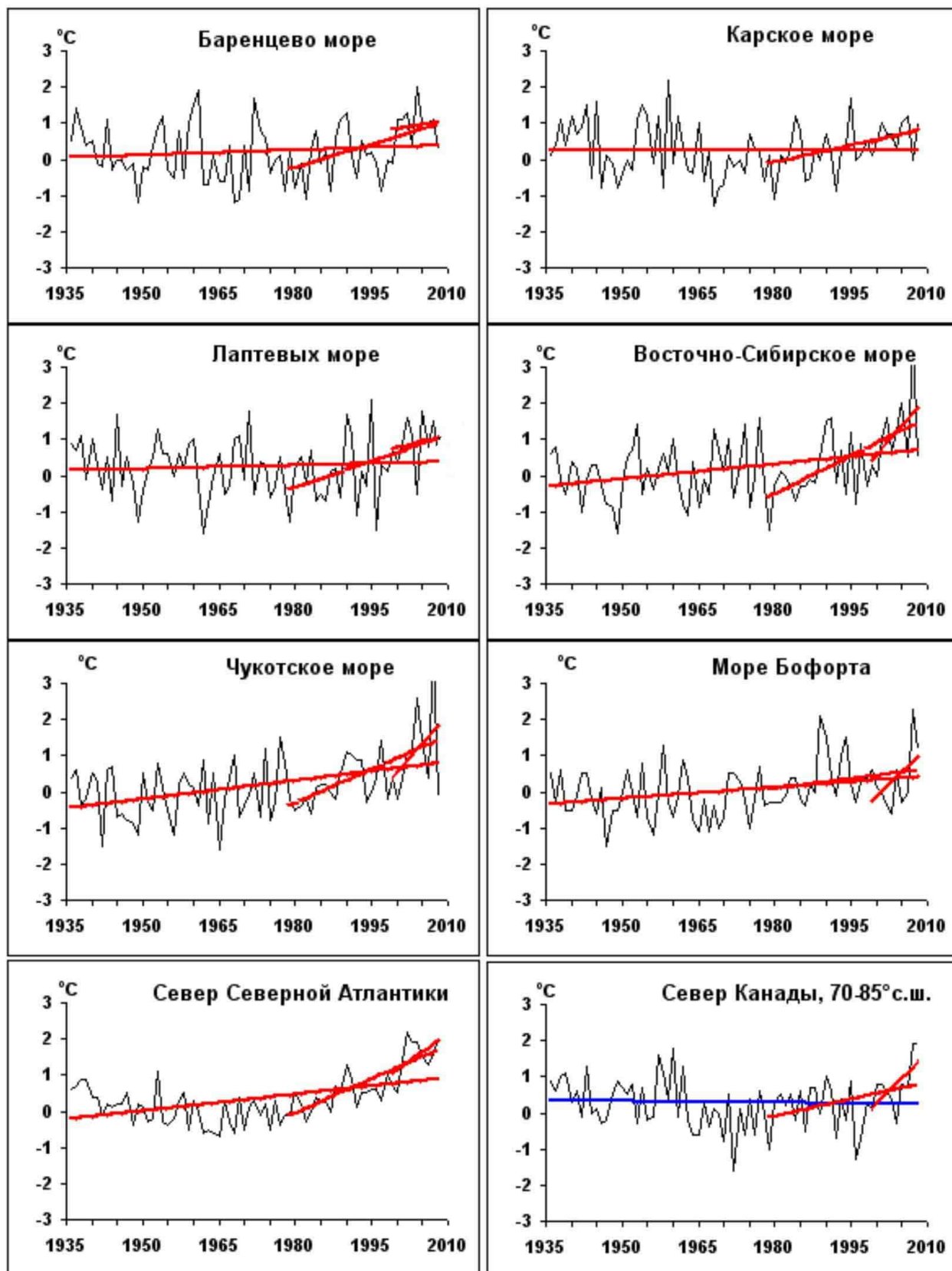


Рисунок 1.16 – Временные ряды аномалий температуры воздуха летнего сезона районов арктических морей, °C



Оценка линейного тренда средней температуры воздуха СПО и отдельных широтных зон за летний сезон 1936–2008 гг. показала наличие статистически значимого положительного линейного тренда как для широтных зон к северу и югу от 70°с.ш., так и для СПО в целом (таблица 1.5). Повышение температуры летнего сезона составило соответственно 0,6, 0,7 и 0,7°С за 73 года.

Для отдельных климатических районов 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, где в Чукотском и Аляскинском районах он равен 0,16°С/10 лет (потепление составило 1,2°С за 73 года). В остальных районах линейный тренд положителен, но значения статистически не значимы.

Таблица 1.5 – Коэффициенты линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха отдельных районов за период 1936–2008 гг.

Район, широтная зона	1936–2008		1979–2008		1999–2008	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D
Атлантический	0,07	26,7	0,55	75,5	0,92	52,5
Североевропейский	0,05	11,1	0,45	51,1	0,21	14,7
Западносибирский	0,06	15,7	0,25	31,4	0,23	12,7
Восточносибирский	0,06	17,2	0,40	41,7	-0,19	7,2
Чукотский	0,16	44,1	0,63	63,6	1,47	51,8
Аляскинский	0,16	42,6	0,21	24,0	0,45	13,0
Канадский	0,06	19,5	0,32	47,9	1,08	59,5
60–70°с.ш.	0,10	43,3	0,38	65,3	0,56	49,1
70–85°с.ш.	0,08	32,8	0,45	73,7	0,76	63,1
60–85°с.ш.	0,09	39,8	0,39	68,6	0,41	36,7

Примечания
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 1979–2008 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 и 1,9 °С/30 лет соответственно.

В последнем десятилетнем периоде отмечается статистически значимый тренд повышения температуры летнего сезона для широтной зоны 70–85°с.ш. в целом.

В районах всех арктических морей статистически значимое повышение температуры летнего сезона прослеживается с последнего 30–ти летнего периода (таблица 1.6). Исключение составляет район моря Бофорта. Наиболее высокая скорость повышения температуры воздуха



наблюдается в районе Восточно–Сибирского моря. За 1979–2008 гг. летняя температура воздуха в районе моря повысилась на 2,1°C/30 лет.

Таблица 1.6 – Коэффициенты линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха районов арктических морей за период 1936–2008 гг.

Море, часть моря	1936–2008		1979–2008		1999–2008	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,15	49,3	0,62	80,7	1,02	55,7
Баренцево море	0,05	12,7	0,42	49,4	0,23	11,9
Карское море	0,00	0,1	0,31	43,8	0,37	27,0
Море Лаптевых	0,03	8,5	0,48	45,3	0,38	17,1
Восточно–Сибирское море	0,14	33,0	0,71	60,7	1,63	45,6
Чукотское море	0,17	41,6	0,62	56,7	1,61	37,9
Море Бофорта	0,10	30,4	0,19	22,1	1,35	46,9
Примечания						
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 теплом сезоне в СПО проводилась по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. За теплый сезон принят период с июня по сентябрь (преимущественно выпадают жидкие осадки).

В таблице 1.7 представлены относительные аномалии (в %) сумм осадков за теплый сезон 2008 г. для СПО, а также для отдельных широтных зон. В целом по СПО осадков выпало менее нормы (на 6 %) из-за существенно малого количества осадков в Атлантическом, Западносибирском и Чукотском районах (таблица 1.8).

Таблица 1.7 – Относительные аномалии сумм осадков в теплом сезоне 2008 г., %

Широтная зона	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшее значение	Наименьшее значение
60–70°с.ш.	96,3	60	1954 (115)	1968 (88)
70–85°с.ш.	85,8	68	1989 (127)	1998 (84)
60–85°с.ш.	93,8	65	1954 (117)	1980 (90)

Таблица 1.8 – Относительные аномалии сумм осадков в теплом сезоне 2008 г. для отдельных районов СПО, %

Климатический район	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшая	Наименьшая
Атлантический	80,4	72	1964 (120)	1968 (75)
Североевропейский	100,1	29	1981 (128)	1980 (68)
Западносибирский	95,2	49	2002 (123)	1946 (72)
Восточносибирский	102,8	30	1988 (125)	1967 (78)
Чукотский	78,5	65	1954 (140)	1982 (60)
Аляскинский	101,3	47	1951 (164)	1968 (54)
Канадский	109,6	14	2005 (124)	1977 (75)



В таблице 1.9 представлены оценки временных изменений сумм осадков теплого сезона с 1936 по 2008 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 показаны временные ряды сумм осадков теплого сезона для районов арктических морей и территорий севернее 70°с.ш.

Таблица 1.9 – Параметры линейного тренда сумм осадков теплого сезона за период 1936–2008 гг.

Район, широтная зона	Вх	% от нормы	D
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	-0,83	-1,6	4,9
Скандинавия и север ЕТР	2,97	8,8	19,1
Западная Сибирь	-2,61	-7,7	17,1
Восточная Сибирь	0,52	2,2	5,4
Чукотка	-1,44	-6,4	10,6
Аляскинский (южная часть)	-2,45	-9,2	11,7
Канадский (южная часть)	3,46	17,1	36,6
60–70°с.ш.	0,01	0,0	0,2
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,69	4,1	5,9
Баренцево море	-0,50	-2,4	4,0
Карское море	-2,04	-12,0	19,7
Море Лаптевых	-3,28	-18,9	29,2
Восточно–Сибирское и Чукотское моря	-5,45	-31,0	38,1
Аляскинский (северная часть)	1,56	16,3	11,0
Канадский (северная часть)	1,40	15,4	22,4
70–85°с.ш.	-0,93	-6,0	18,3
Атлантический	-0,32	-0,8	2,7
Североевропейский	1,70	5,9	15,0
Западносибирский	-2,37	-8,9	23,1
Восточносибирский	-0,93	-4,3	10,9
Чукотский	-2,99	-14,6	25,5
Аляскинский	-1,79	-7,5	9,8
Канадский	2,69	16,7	41,2
60–85°с.ш.	-0,53	-2,1	11,2
Примечания			
Первый столбец – значение линейного тренда в мм/10 лет;			
Второй столбец – изменение сумм осадков в % от среднесезонного значения за 73 года;			
Третий столбец – вклад тренда в полную дисперсию D%;			
Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды			

Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков теплого сезона за период 1936–2008 гг. является тенденция уменьшения жидких осадков в целом по региону (на 2,1%) и к северу от 70°с.ш. (на 6,0 % от нормы). Статистически значимый рост жидких осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 17 % от нормы).

В теплом сезоне периода 1936–2008 г. осадки более всего уменьшились в морях евразийского сектора. Уменьшение сумм жидких осадков составило здесь от 4 до 38% от нормы.

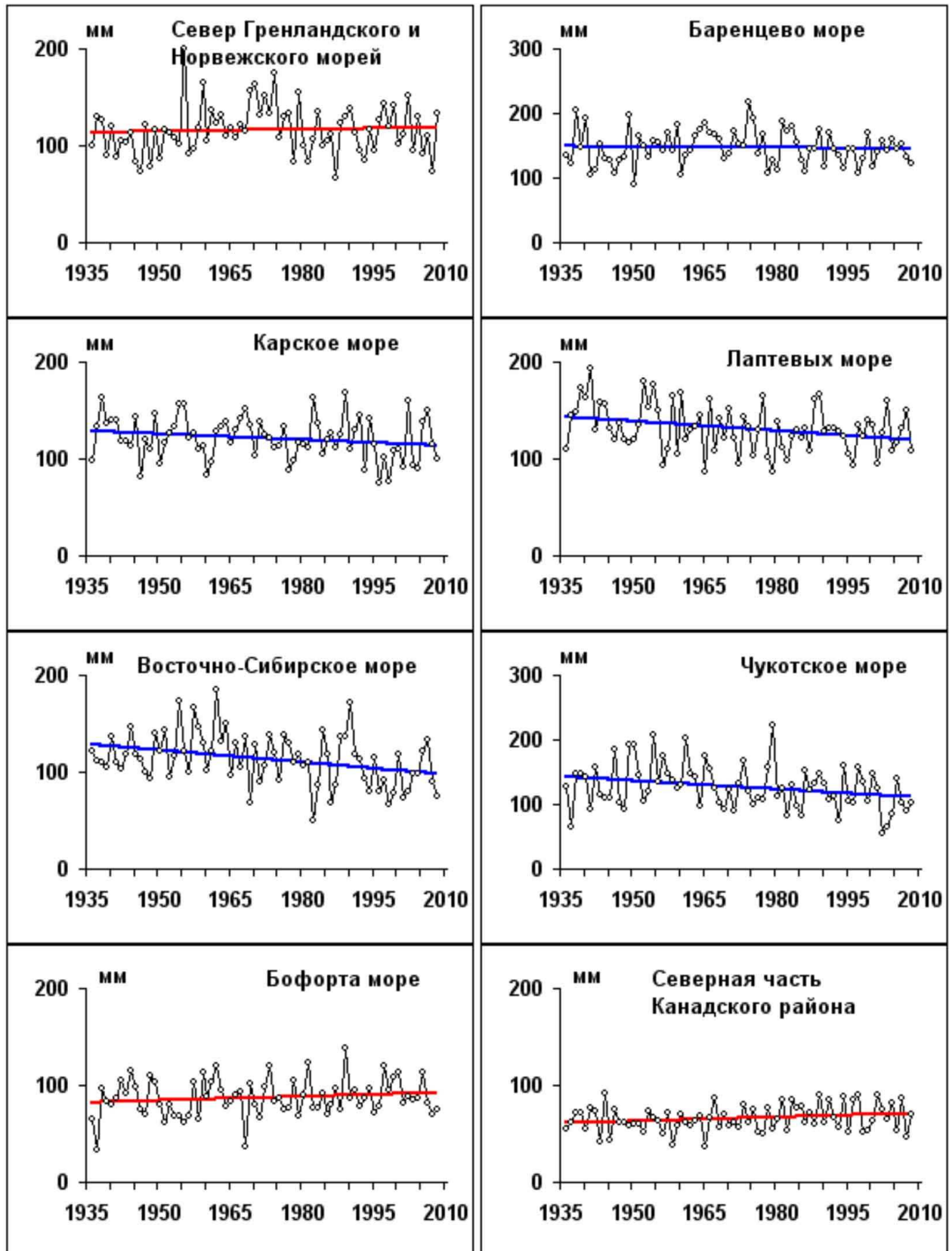


Рисунок 1.17 – Временные ряды сумм осадков теплого сезона, мм



2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2008 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» с борта НЭС «Академик Федоров» и на дрейфующей станции «СП–36», которая начала свою работу с сентября 2008 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 2008 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>).

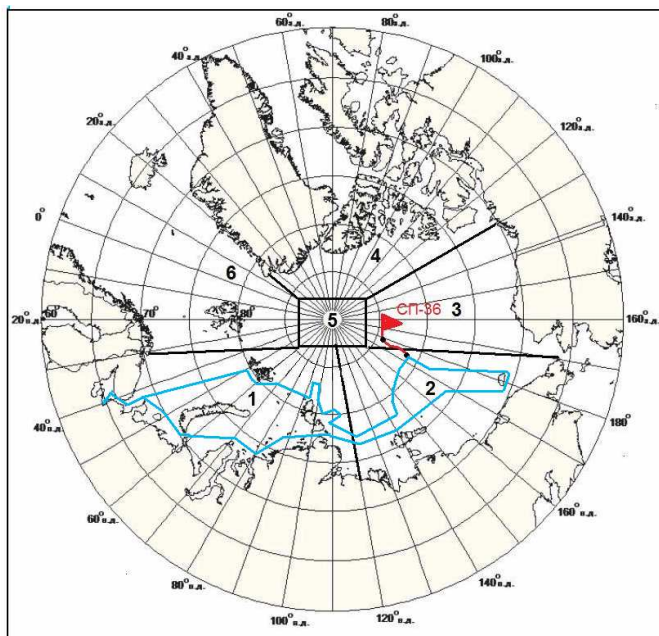


Рисунок 2.1 – Районы Северного Ледовитого океана (1–западный район российского сектора; 2–восточный район российского сектора; 3–алаяскинский сектор; 4 канадский сектор; 5–приполюсный район; 6– гренландский сектор), маршрут плавания НЭС «Академик Федоров» (зеленая линия) и дрейф «СП–36» (красная линия) в августе–сентябре 2008 года

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 увеличения 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 и 2), более половины аляскинского сектора (район 3) и приполюсного района (район 5). Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики (районы 4 и 6).

По данным полярных станций во всех морях российского сектора Арктики к началу таяния сформировались отрицательные аномалии толщины льда. Наиболее крупные аномалии толщины составили от 15 до 30 см и наблюдались в западных морях – Баренцевом, Карском, Лаптевых.

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

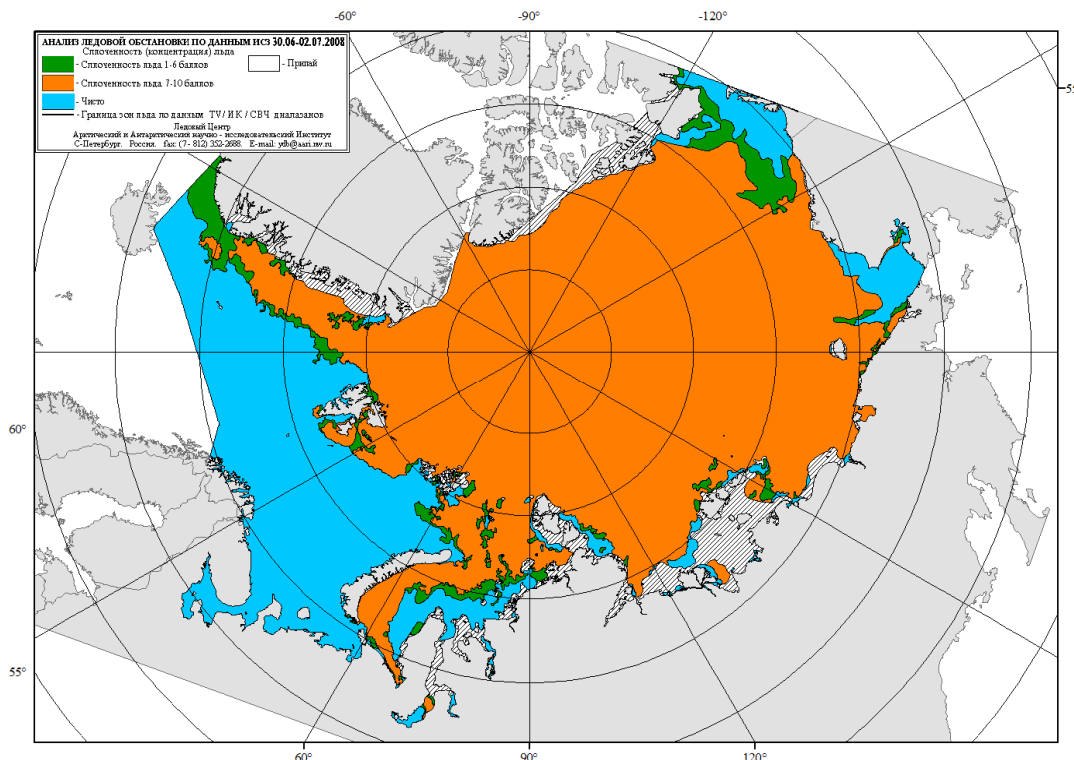


Рисунок 2.2 – Распределение льда по сплоченности в начале июля 2008 г.



Обращает на себя внимание устойчивое интенсивное очищение окраинных западных (Баренцево и Карское) и восточных морей (Бофорта и Чукотское), которое начало проявляться в конце весеннего периода и получила дальнейшее развитие в начале летнего периода. Причем процессы очищения акватории этих морей шли настолько интенсивно, что уже в начале июля в каждом из этих морей сформировались большие отрицательные аномалии ледовитости, составившие от -10 до -20% от среднегодового значения. Если рассматривать сформировавшиеся аномалии в долях среднеквадратического отклонения, то они составили около $-0,8\sigma$ в морях Карском и Чукотском (что относится к градации большой отрицательной аномалии) и около $-1,2\sigma$ в морях Баренцевом и Бофорта (что относится к градации крупной отрицательной аномалии). 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 течение весеннего периода и особенно хорошо проявился в окраинных морях российского и аляскинского секторов Арктики, начались летние процессы.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2008 года приведены на рисунках 2.3–2.11.

В июле продолжалось развиваться интенсивное очищение крайних западных (Баренцево и Карское) и восточных морей (Бофорта и Чукотское). К концу июля акватории этих морей значительно очистились от дрейфующих льдов (рисунок 2.4).

В течение июля наблюдалось смещение центра трансарктического дрейфа к евразийскому побережью. Северные районы российских арктических морей попали под действие периферии трансарктического потока льдов. В российском и аляскинском секторах Арктики преобладал дрейф ледяного покрова в западном направлении, который привел к приносу и концентрации сплоченных льдов в морях Лаптевых и Восточно–Сибирском и одновременному выносу льдов из морей Бофорта и Чукотского. Припай в российских арктических морях в течение июля полностью разрушился.

Антициклональный круговорот был выражен слабо и смещен в канадский сектор Арктики. Основной океанический массив дрейфующего льда был прижат к американскому побережью Арктики. Здесь развитие ледовых процессов протекало с запозданием. В Канадского Арктического архипелаге отмечалось сохранение припая до конца июля.

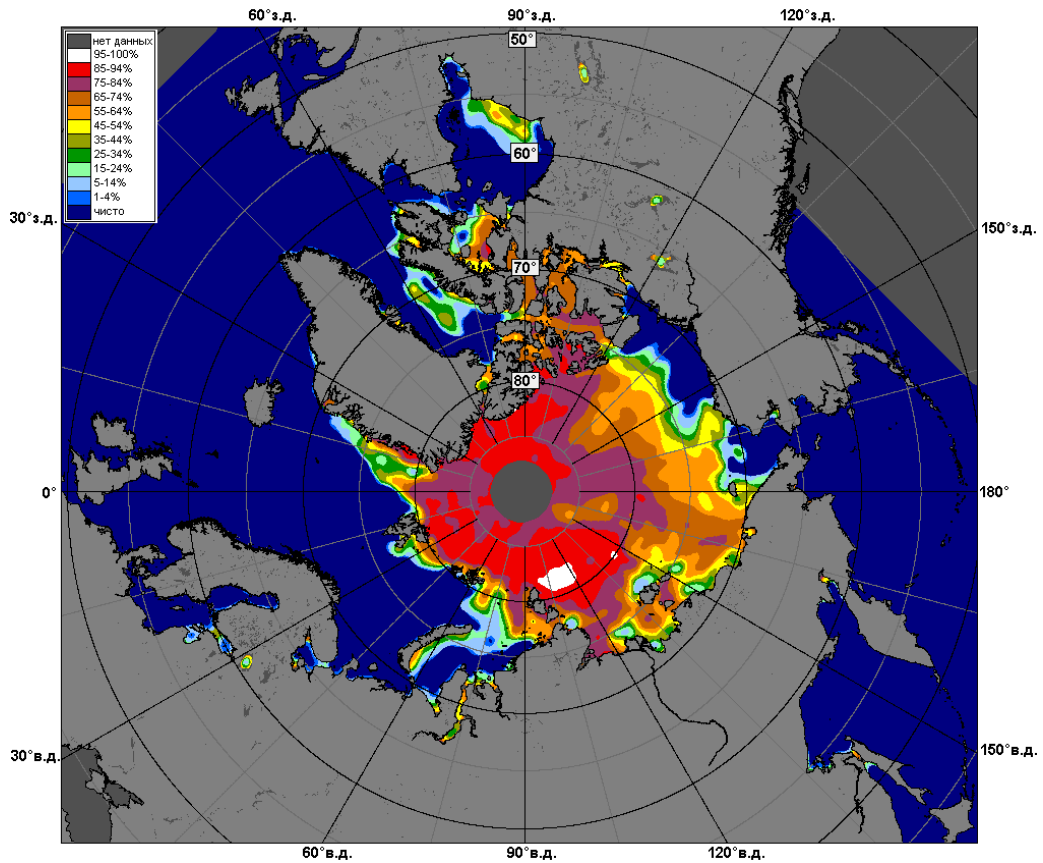


Рисунок 2.3 – Среднемесячное распределение сплоченности льда в июле 2008 г.

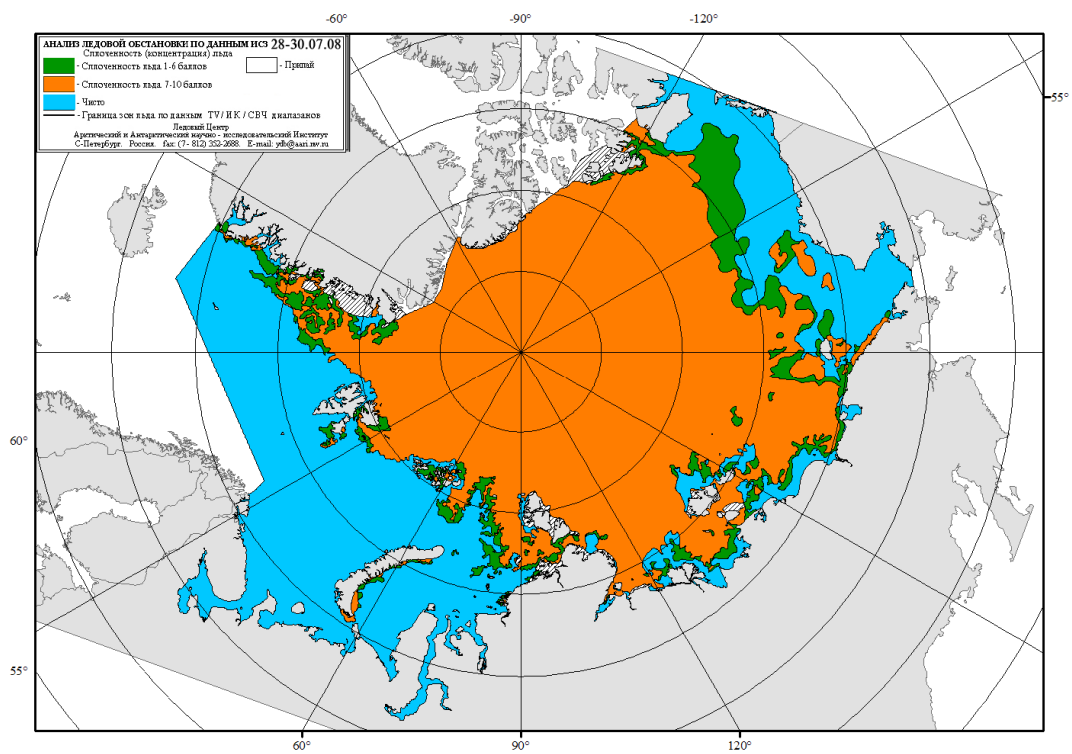


Рисунок 2.4 – Распределение льда по сплоченности в конце июля 2008 г.

По нашим оценкам, в июле ледовитость Северного Ледовитого океана была меньше нормы на 0,6–0,7 млн. кв. км (рисунок 2.15). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости, вносили окраинные западные и восточные моря (рисунок 2.4).

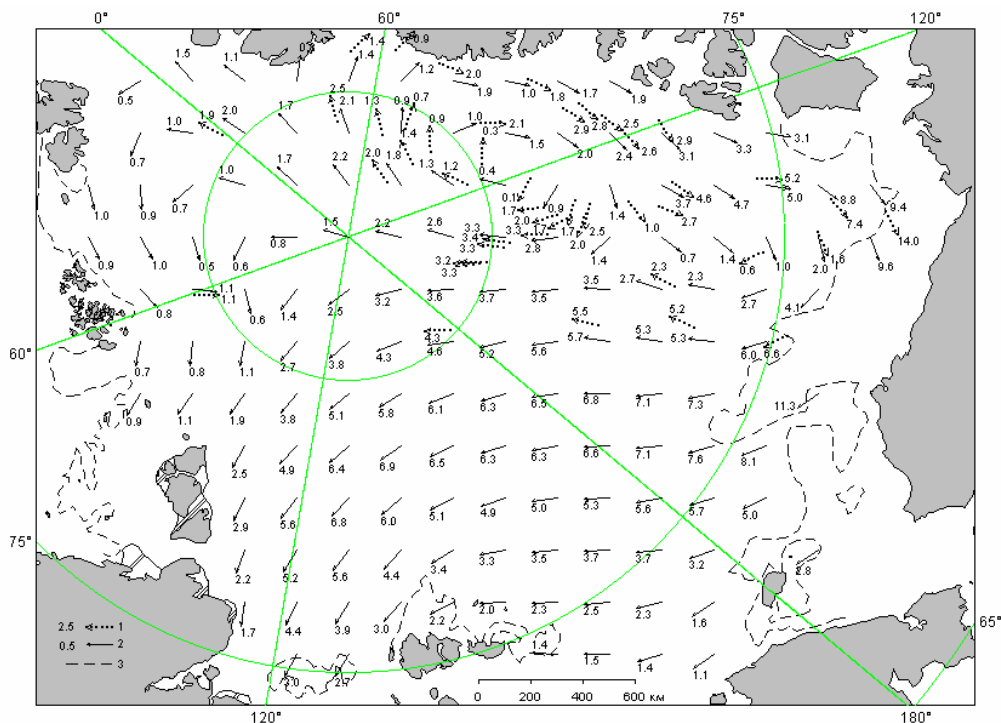


Рисунок 2.5 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2008 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (2,5 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет выноса и разрушения льда в окраинных арктических морей и проливах Канадского Арктического архипелага (рисунок 2.7).

Более выраженным стал антициклональный круговорот. В аляскинском секторе Арктики граница сплоченных льдов наблюдалась необычайно высоко, в районе 80°с.ш. В результате арктического антициклонального круговорота дрейфующий лед по периферии вихря выносило на чистую прогретую воду в море Бофорта, что также способствовало его быстрому разрушению.

Центр трансарктического течения сместился к своему обычному положению, с ориентацией стрежня дрейфа на пролив Фрама. Это привело к концентрации и сплочению льда у островов северная Земля, ЗФИ, Шпицберген, Гренландия. По данным о сплоченности льда на основе данных SSMR–SSM/I, наибольшая сплоченность наблюдалась в приполюсном районе, гренландском секторе Арктики, в российском секторе в районе островов Северная Земля (рисунок 2.6).

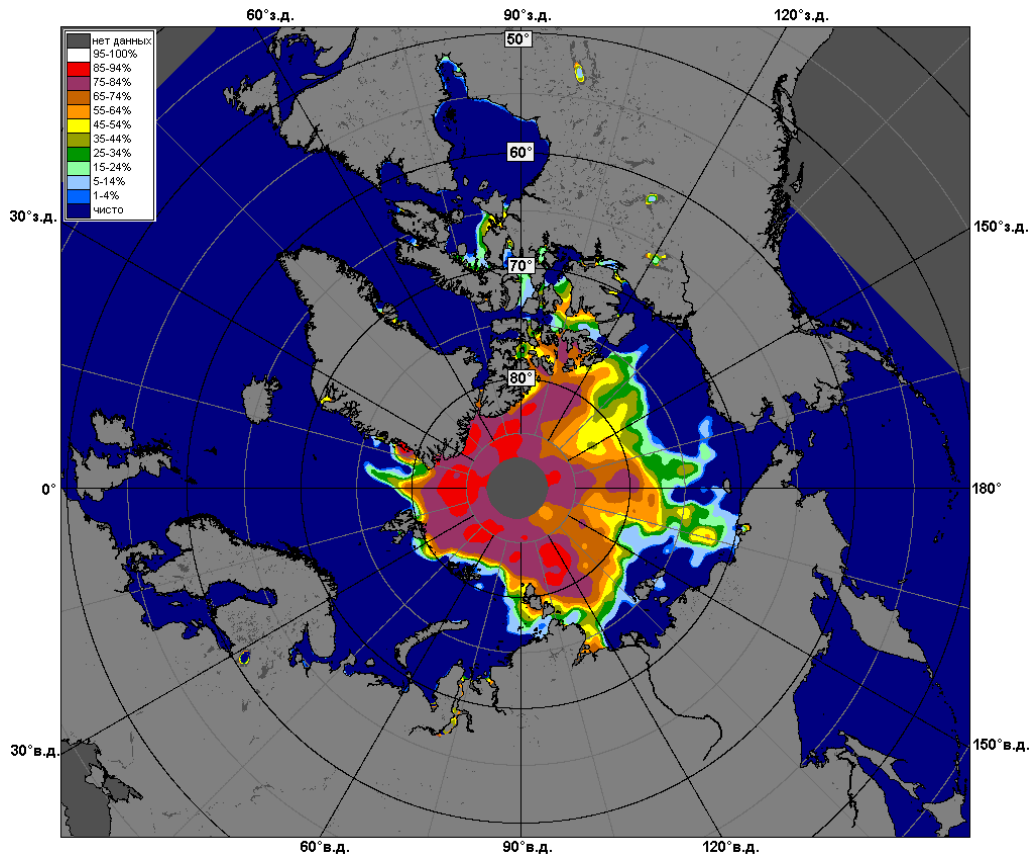


Рисунок 2.6 – Среднемесячное распределение сплоченности льда в августе 2008 г.

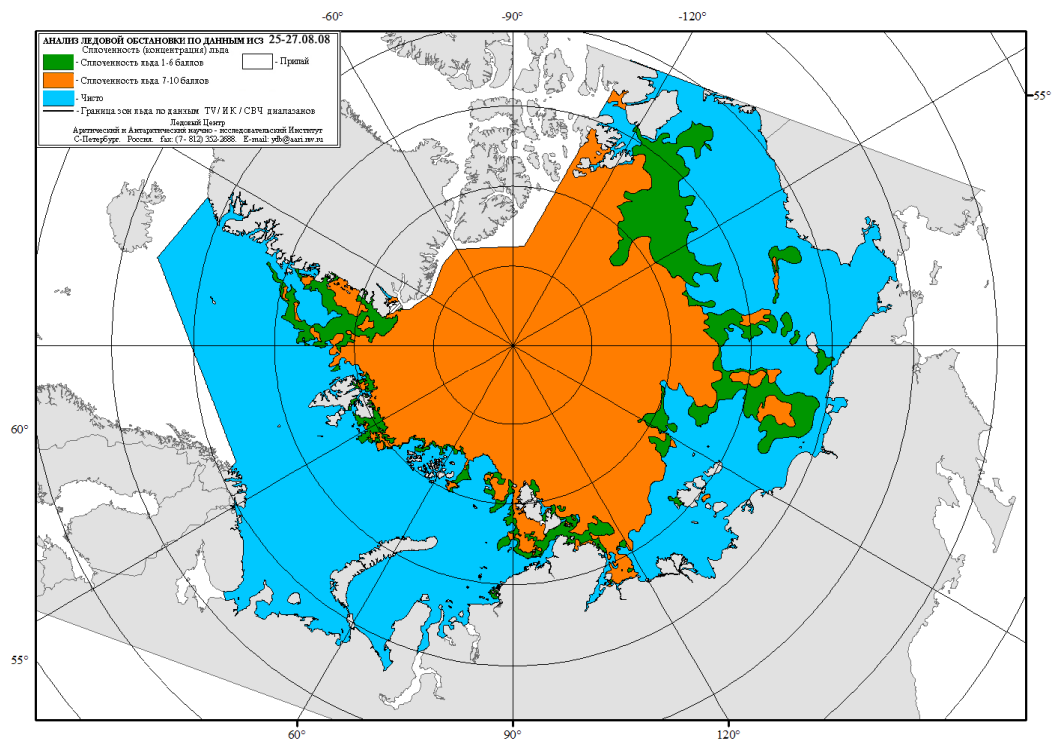


Рисунок 2.7 – Распределение льда по сплоченности в конце августа 2008 г.

По оценкам, выполненным в ГУ «АНИИ», в августе сохранялась отрицательная аномалия ледовитости Северного Ледовитого океана, составляющая 0,6–0,7 млн. кв. км, но превышающая показатель 2007 года на 0,5–0,6 млн. кв. км (рисунок 2.15).

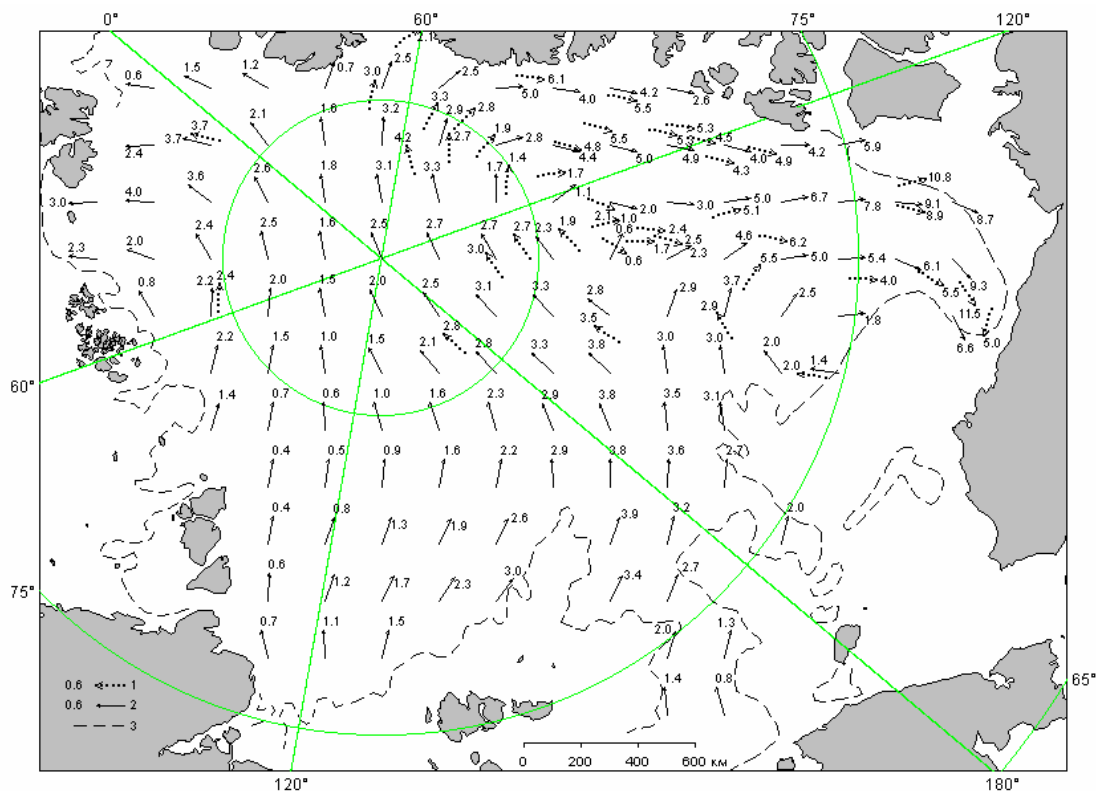


Рисунок 2.8 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2008 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (0,6 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

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

По данным наблюдений в районе поиска льдины для высадки дрейфующей станции (83°с.ш., 173°в.д.) отмечалось преобладание однолетнего толстого льда сплоченностью 8 баллов с отдельными полями старого льда. Преобладающие формы ледяного покрова – поля и обломки полей. Средняя торосистость не превышала 1 балла, толщина льда изменялась в пределах 50–



100 см. Практически все снежицы были покрыты наслудом толщиной от 3 до 10 см, что означало окончание периода таяния льда. Высота снега на льду составляла 3–5 см (рисунок 2.9).

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



Рисунок 2.9 – НЭС «Академик Федоров» в дрейфе у ледяного поля дрейфующей станции СП–36

В течение сентября в бассейне Северного Ледовитого океана преобладал дрейф ледяного покрова направленный от евразийского берега к американскому. Об этом свидетельствуют схема результирующего дрейфа льда (рисунок 2.13) и данные о дрейфе станции «СП–36». Дрейф станции «СП–36» происходил со средней скоростью около 12–13 км в сутки в генеральном направлении на север–северо–восток (рисунок 2.10). В дрейфующих льдах высоких широт в первой декаде сентября стало отмечаться появление молодого льда. Летний период таяния и разрушения ледяного покрова закончился.

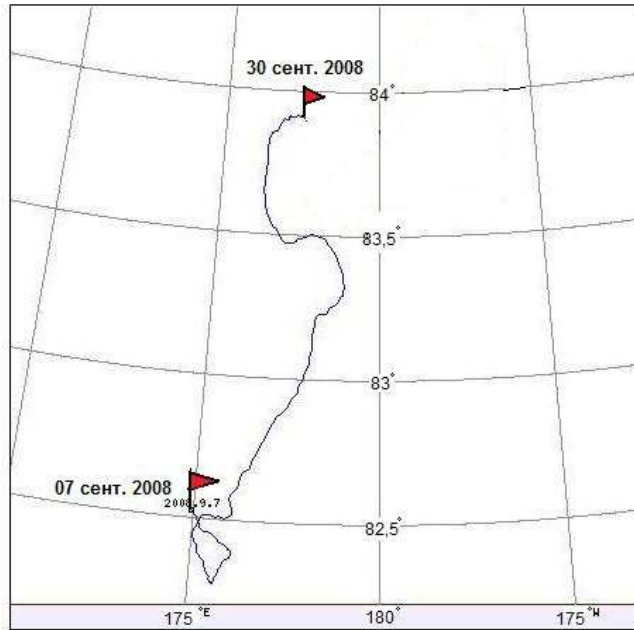


Рисунок 2.10 – Генеральный дрейф дрейфующей станции «СП–36» в сентябре 2008 г.

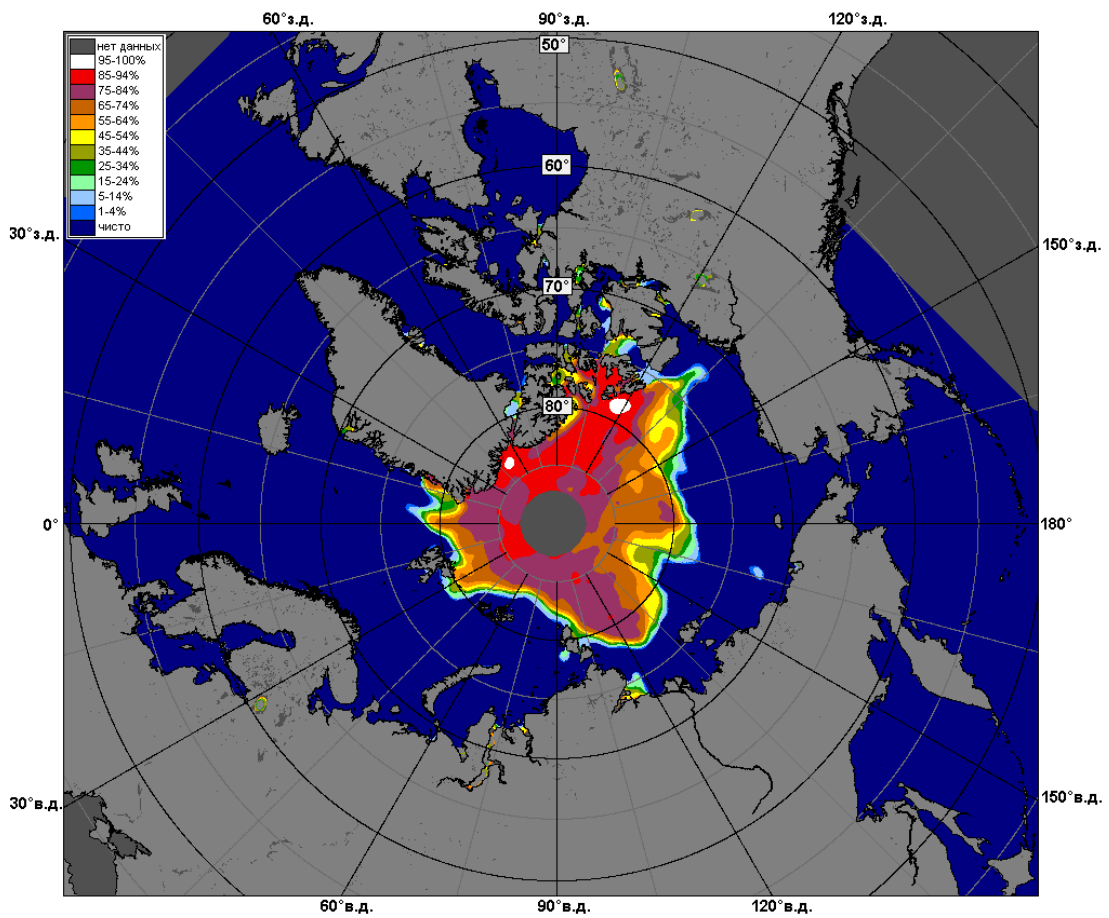


Рисунок 2.11 – Среднемесячное распределение сплоченности льда в сентябре 2008 г.

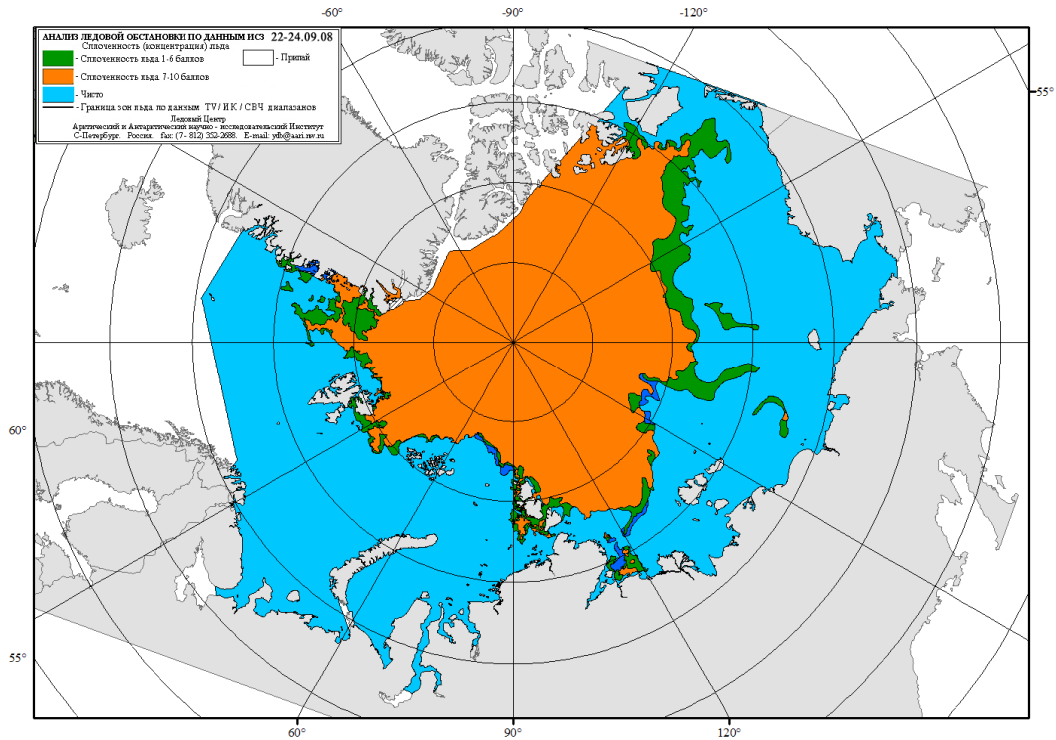


Рисунок 2.12 – Распределение льда по сплоченности в конце сентября 2008 г.

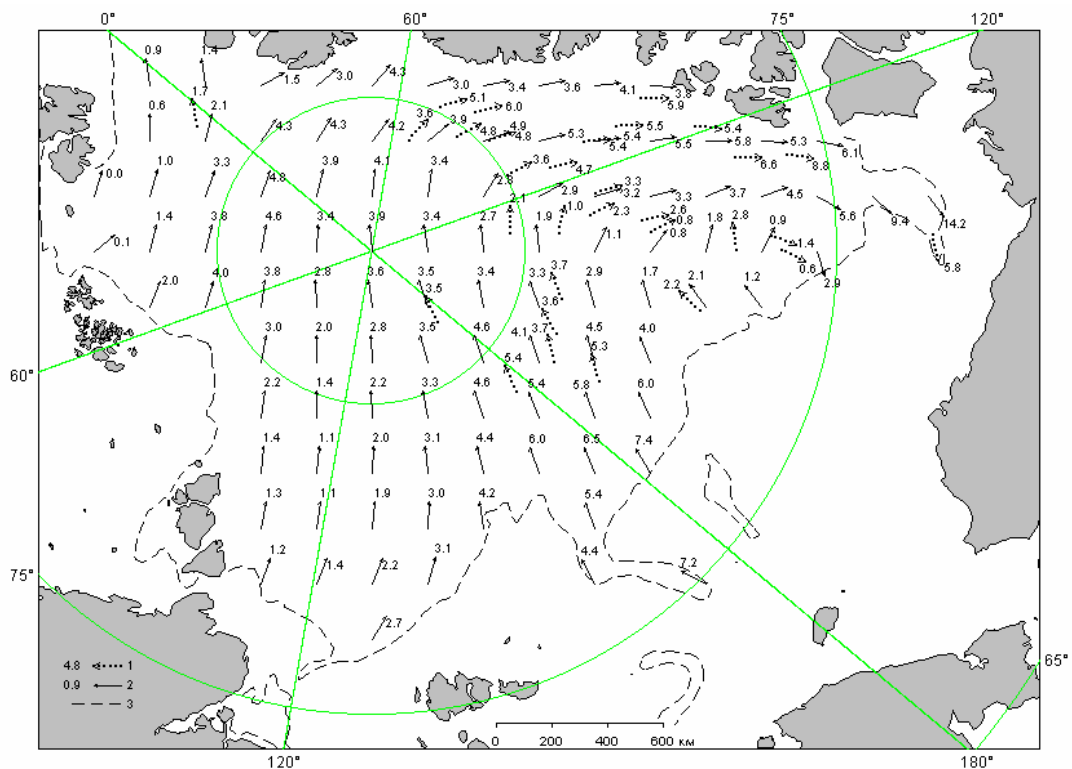


Рисунок 2.13 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2008 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (4,8 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

Основная масса сохранившихся после периода летнего таяния льдов в Северном Ледовитом океане была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский сектора Арктики. Все окраинные арктические моря были практически полностью свободны ото льдов, кроме моря Лаптевых. В центральной части российского сектора Арктики, в северной части моря Лаптевых, сохранился гигантский отрог остаточных льдов (рисунок 2.12). Если ледовитость всех морей в сентябре изменялась пределах 0–6%, то ледовитость моря Лаптевых составила 21% (таблица 2.1). Самые крупные аномалии ледовитости наблюдались в восточных окраинных морях – Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта.

Таблица 2.1 – Характеристика ледовитости арктических морей в сентябре 2008 г.

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

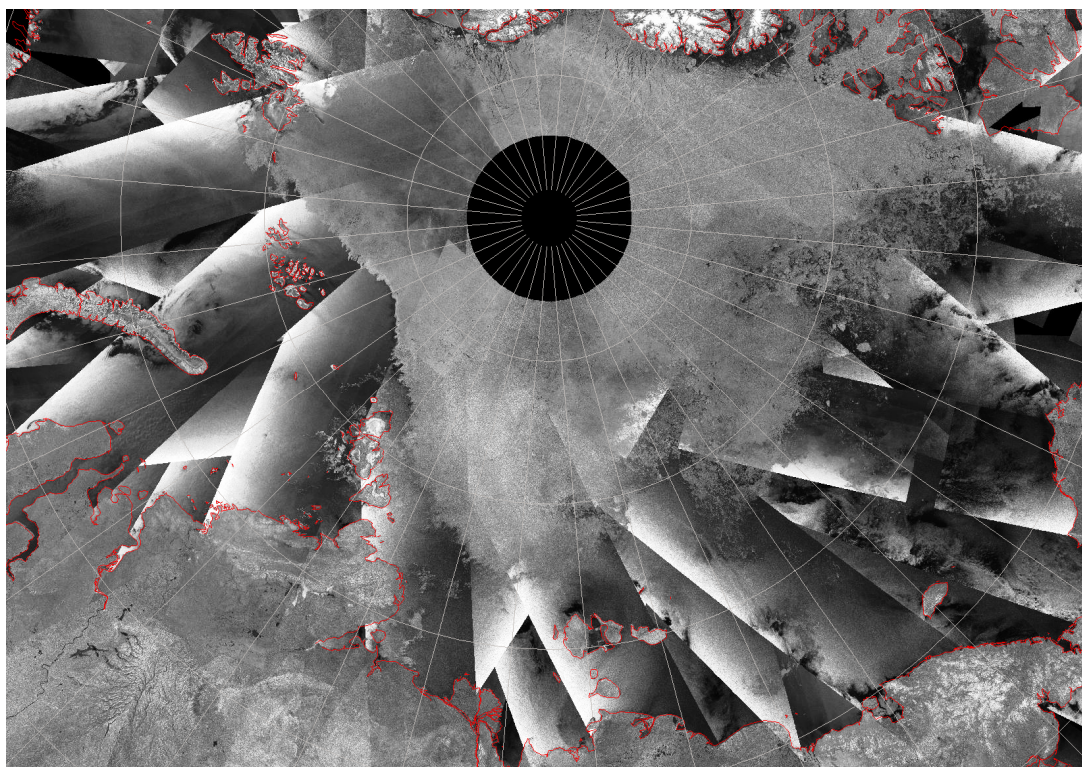


Рисунок 2.14 – Распределение пятен и полос разреженных льдов в прикромочной зоне морей Евразийской Арктики и Арктического Бассейна по данным GMM ИСЗ ENVISAT за 11–13.09.2008, ©DTU

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

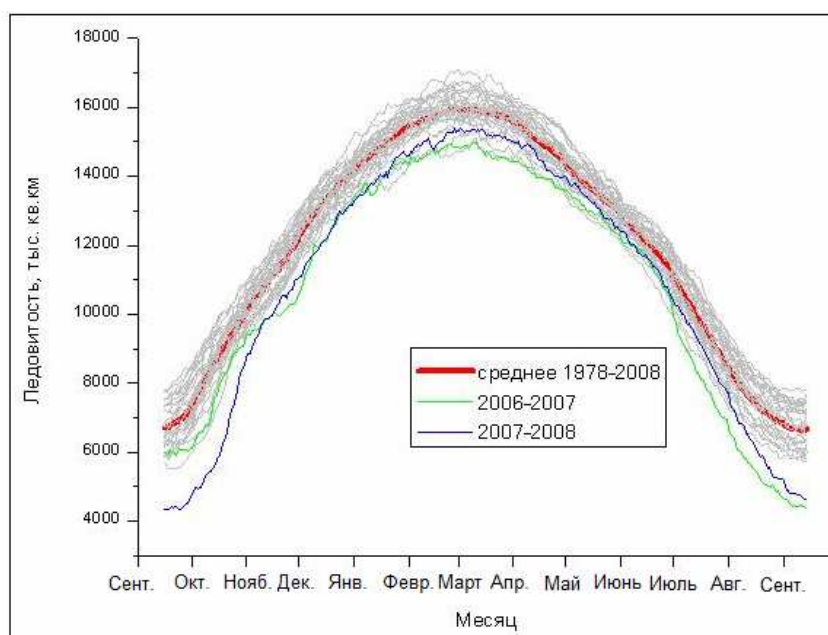


Рисунок 2.15 – Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости Северной полярной области за период с середины сентября 2007 г. по середину сентября 2008 г. по годам и в среднем за ряд 1978–2008 гг. на основе данных SSMR–SSM/I (алгоритм NASATEAM – НЦДСЛ США)

По данным Национального ледового центра США, минимум общей ледовитости Северного ледовитого океана в 2008 году был достигнут 12 сентября. Площадь арктических льдов достигла по их оценкам, составила 4,52 миллиона квадратных километров, что на 0,4 миллиона квадратных километров больше чем в сентябре прошлого года.

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

Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды количество льда в 2008 году превышало показатели 2007 года. В целом, во все сезоны 2008 года наблюдалось общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане.

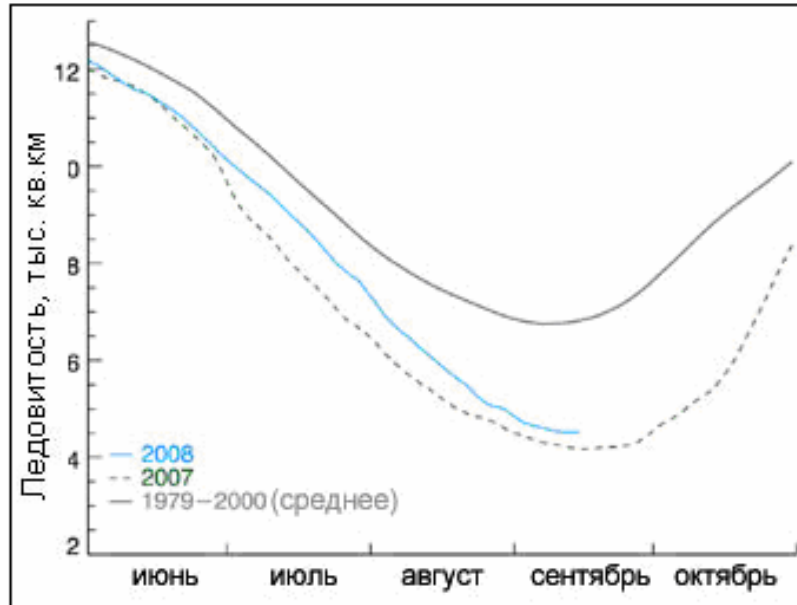


Рисунок 2.16 – Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в летний период по данным Национального ледового центра США

3 Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане в июле–сентябре 2008 года

3.1 Термохалинные условия Арктического бассейна и арктических морей

Термохалинные условия в Евразийском секторе Арктического бассейна по данным экспедиции Арктика–2008

Высокоширотная экспедиция Арктика–2008 решала ряд научных задач, включающих в себя:

- получение новых натуральных данных по океанографическим и гидрохимическим условиям в высокоширотном районе Арктического бассейна;
- мониторинг состояния водных масс и их динамики;
- исследование процессов формирования новых водных масс Арктического бассейна;
- изучение процессов распространения и трансформации Атлантических вод в Арктическом бассейне СЛО.

В ходе решения поставленных задач удалось собрать уникальный материал, включающий попутные судовые STD и ХВТ наблюдения за вертикальной структурой водных масс Арктического Бассейна и окраинных морей арктического шельфа (рисунок 3.1).

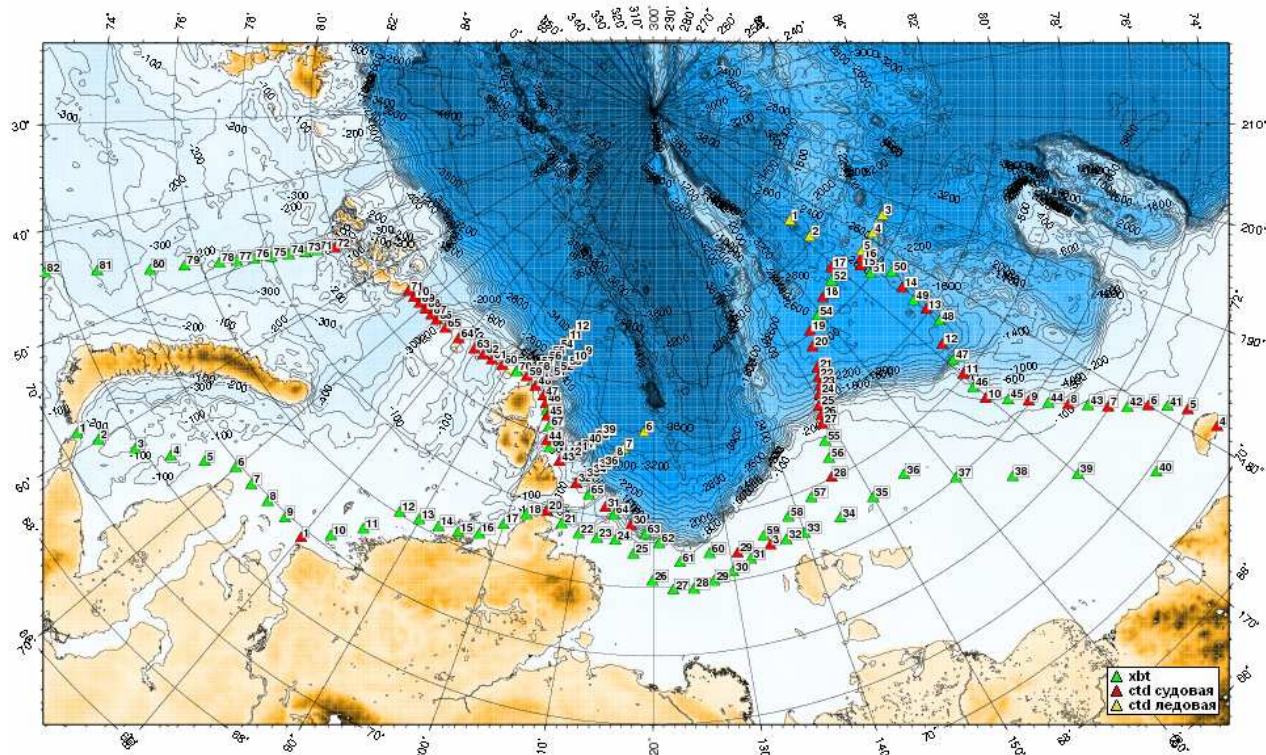


Рисунок 3.1 – Пространственное расположение океанографических станций, выполненных в Высокоширотной арктической экспедиции «Арктика 2008»

Поверхностный слой арктических вод в районе котловины Подводников, благодаря наличию сезонного ледяного покрова, оказался экранированным от процессов летнего прогрева. В связи с этим, температура поверхностного слоя оказывается близкой к температуре замерзания при данной солености. Что касается самой солености, то измерения показали существенное распреснение поверхностного слоя. Наблюдаемые значения солености достигали 28 ‰, что на 1–2 ‰ меньше характерных климатических значений (рисунок 3.2). В западной части котловины присутствует летняя арктическая водная масса с еще меньшими значениями солености (до 26‰), что связано, по-видимому, с более интенсивными процессами летнего таяния, протекавшими в тёплый период года.

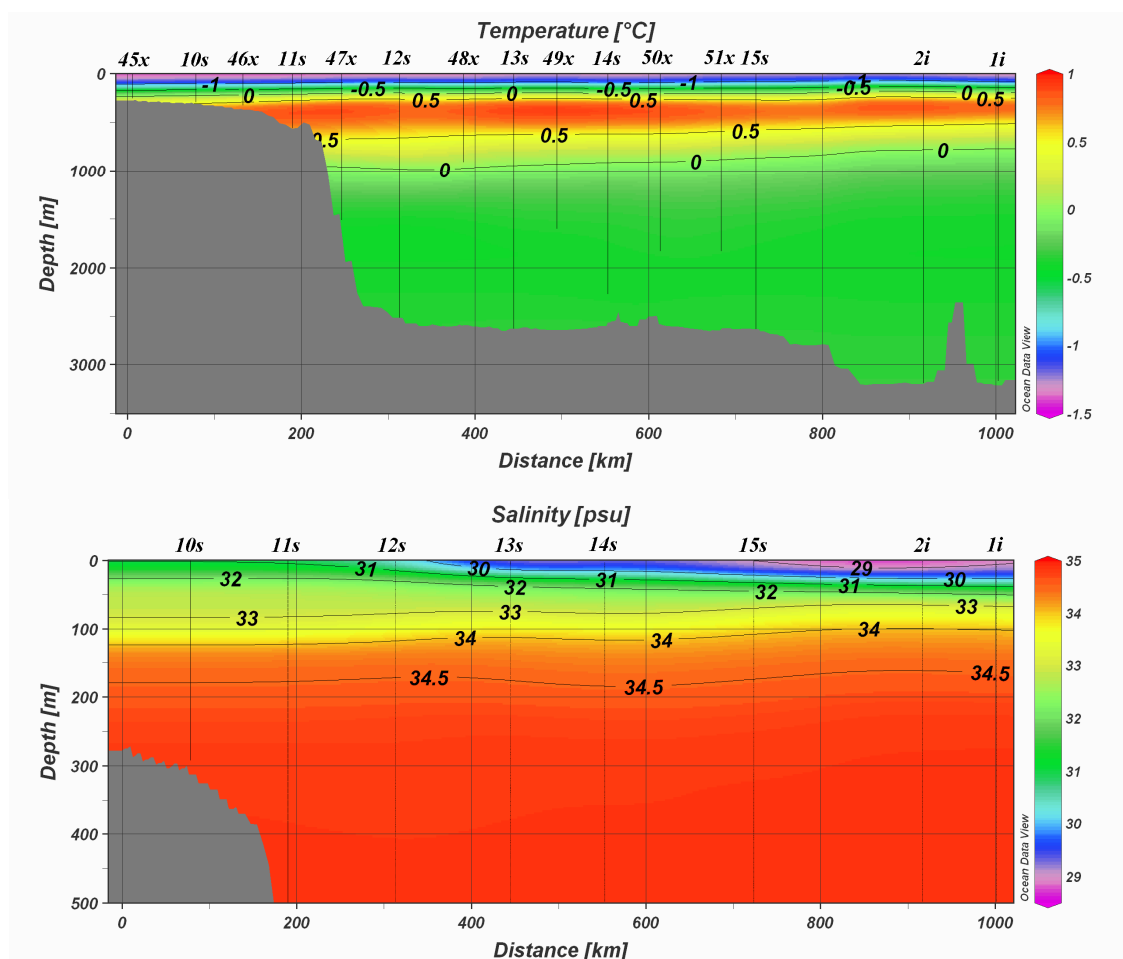


Рисунок 3.2 – Распределение температуры и солености в августе–сентябре 2008 г. на океанографическом разрезе в котловине Подводников вдоль западного склона хр. Менделеева по данным экспедиции Арктика–2008

Термохалинная структура глубинных вод в этом районе обусловлена присутствием существенно трансформированной водной массы атлантического происхождения. Этот тип вод наблюдался в виде характерной более солёной и теплой прослойки в диапазоне глубин от 180 до 900 м (по положению изотермы 0°C). Данные разрезов хорошо подтверждают известный факт



топографической привязанности стржня струи атлантических вод к материковому склону. Ядро этой водной массы располагается на глубинах 270–310 м с температурой от 1,24°C в западной части котловины до 1,12 °С – в восточной части. Солёность в ядре атлантических вод находилась в диапазоне от 34,81 до 34,83 ‰.

В сентябре 2008 г. экспедицией Арктика–2008 было успешно выполнено четыре океанографических разреза поперек границы материкового склона северо–восточнее архипелага Северная Земля. Труднодоступность указанного района в течение практически всего исторического периода наблюдений в летний период, подчеркивает уникальность полученной в сентябре 2008 г. информации. Только благодаря наблюдаемым с конца прошлого столетия климатическим изменениям в Арктике, район к северо–востоку от островов Северной Земли оказался относительно более доступен для проведения морских научных исследований. С точки зрения перспектив научных исследований этого района особый интерес вызывают процессы, связанные с трансформацией глубинных атлантических вод, распространяющихся в восточном направлении вдоль границы континентального склона. Широко известен факт, что склон Северной Земли является местом потенциального проявления эффектов каскадинга. Образованная на материковом шельфе сильно охлаждённая водная масса обладает максимальной для данного района плотностью, что позволяет ей при продвижении вдоль изопикнических поверхностей опускаться с материкового склона в более глубоководные части моря, осуществляя вентиляцию промежуточного и глубинных слоев. Наблюдаемая глубина следов проникновения вод каскадинга, определяемая по характерному изгибу изотерм и изохалин, составила порядка 400 м.

При продвижении струи атлантических вод в восточном направлении происходит постепенное уменьшение температуры и солёности ядра водной массы, сопровождающееся его заглублением с 191 до 283 м. Температура на расстоянии примерно 350 км падает на величину 0,56°C (с 2,59° до 2,03°C), а солёность с 34,94‰ до 34,88‰. При этом на самом южном разрезе наблюдаются более повышенные значения температуры и солёности, которые составляют 2,029 °С и 34,884‰ соответственно. Если принять во внимание, что эти оценки приведены именно для ядер водных масс, и учесть характер трансформации АВ при движении вдоль материкового склона, можно предположить, что параметры консервативного ядра непостоянны во времени и содержат в себе изменчивость межгодовых колебаний. Выделение межгодовых вариаций и определение дальнейших тенденций в изменении свойств атлантического слоя является одной из приоритетных задач мониторинга климатической системы СЛЮ. В то же время, нельзя сбрасывать со счетов и такой немаловажный аспект, как изменение характера сезонной трансформации атлантической воды, вследствие изменения ее параметров на входе в Арктический бассейн, в том числе трансформации баренцевоморской ветви.

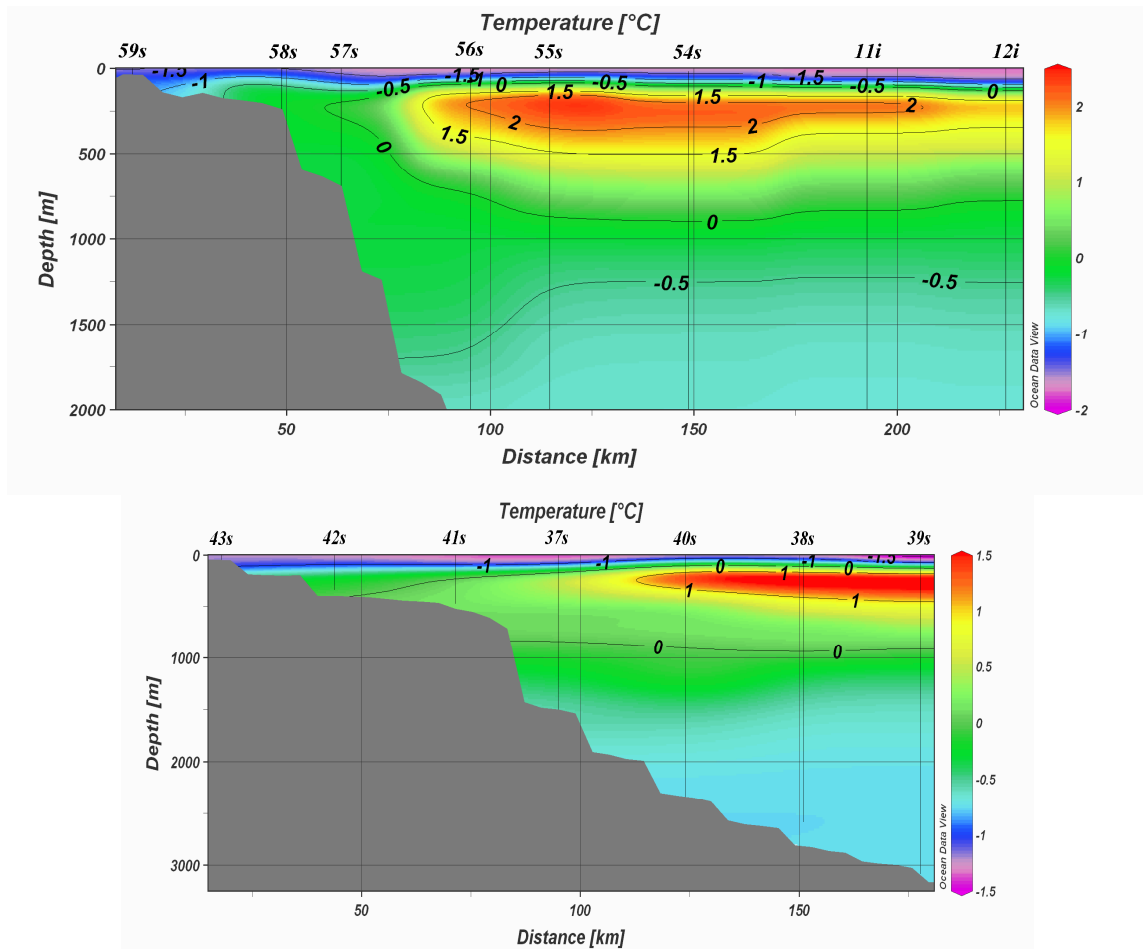


Рисунок 3.3 – Трансформация температуры ядра атлантических вод, по мере их распространения в восточном направлении вдоль границы континентального склона у Северной Земли, по данным экспедиции Арктика–2008

Тепловые потери слоя АВ за счёт горизонтального обмена при продвижении вод вдоль склона в западной части Арктики считаются незначительными и происходят, как правило, лишь в областях глубоководных желобов Карского моря. Наиболее правдоподобным объяснением этого феномена является "разбавление" атлантических вод холодными и относительно более пресными водами, формирующимися на шельфе Баренцева и Карского морей в результате зимней термохалинной конвекции. Проникающие в желоба струи АВ рециркулируют на поднимающемся рельефе дна и, охлаждаясь вследствие перемешивания с морскими водами, вновь сливаются с основным потоком. В целом, океанографический разрез, выполненный в северной части Карского моря поперек глубоководных желобов Св.Анны и Воронина не выявили существенных изменений по сравнению с климатическими значениями термохалинных характеристик. Температура воды в ядре баренцевоморской ветки атлантических вод на глубине порядка 200 м составляла 1,73°C, что соответствует характерному диапазону климатических значений температур от 1,5 до 2,0°C (рисунок 3.4).

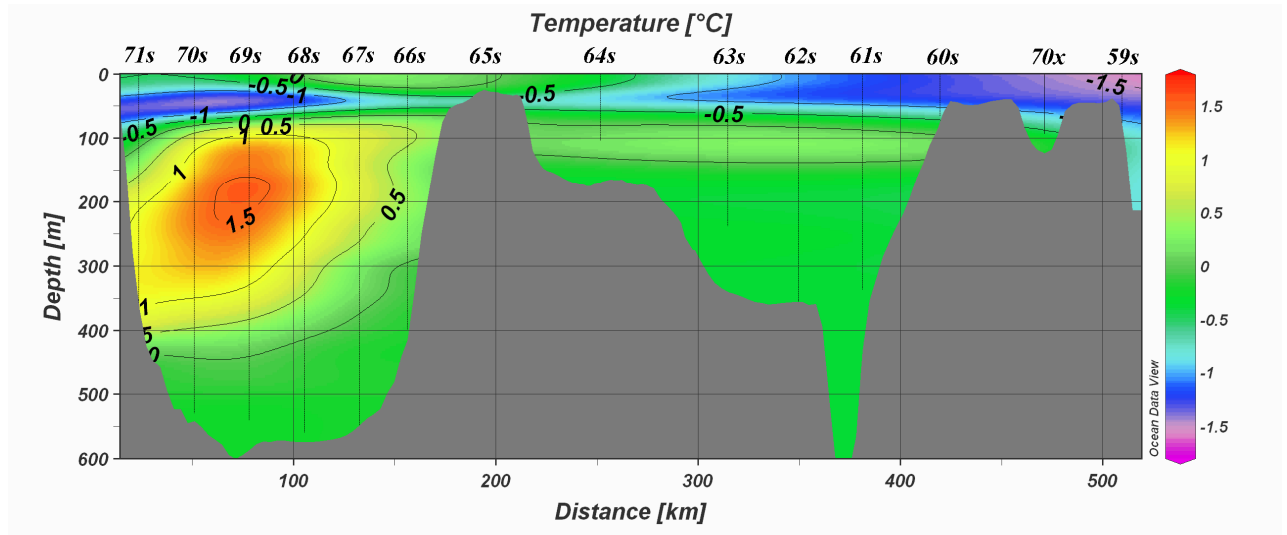


Рисунок 3.4 – Распределение температуры в августе–сентябре 2008 г. на океанографическом разрезе в северной части Карского моря, пересекающим глубоководные желоба Святой Анны и Воронина, по данным экспедиции Арктика–2008

Термохалинные условия в окраинных морях Российской Арктики по данным экспедиций Баркалав–2008 и Арктика–2008

Экспедиционные исследования, выполненные с борта НИС «Иван Петров» и д/л «Академик Федоров» в августе–сентябре 2008 г., позволили получить термохалинные характеристики термохалинной структуры вод морей арктического шельфа России.

В частности, для термохалинной структуры вод северной части разреза, выполненного от ЗФИ к горлу Белого моря, характерен промежуточный минимум температуры, располагающийся на горизонтах 90–100 м (рисунок 3.5). Летом невысокая поверхностная температура понижается до глубины сезонного термоклина, где сохраняются ее наиболее низкие (до $-1,5$ °C) зимние значения. Глубже в слое 100–200 м, не затронутом зимней вертикальной циркуляцией, температура несколько повышается и равна около $-1,0$ °C. Верхний слой южной части разреза занимает тёплая атлантическая водная масса, поступающая в Баренцево море через западную открытую границу с Нордкапским течением. Температура воды с этом слое достигала значения $7,81$ °C, что соответствует среднеклиматическим условиям сентября для этого района.

В результате исследований было зафиксировано аномально высокое значение температуры (достигающее $9,5$ °C) верхнего слоя моря в юго–западной части Карского моря, нехарактерное для поверхностных баренцевоморских вод в этом районе. Аномальный прогрев мог быть сформирован за счет очагов летнего таяния, вследствие процессов локальной динамики и термодинамики морского льда, которые привели к образованию распресненного слоя воды и его последующему



прогреву. Измерения поверхностной температуры и солености, выполненные в прибрежной полосе центральной и восточной частях Карского моря также показали существование значительной положительной аномалии температуры по сравнению с климатическими значениями. Верхний однородный слой оказался прогрет до температур 8–9 °С в центральной части моря и до 2–3°С в районе пролива Вилькицкого (рисунок 3.6).

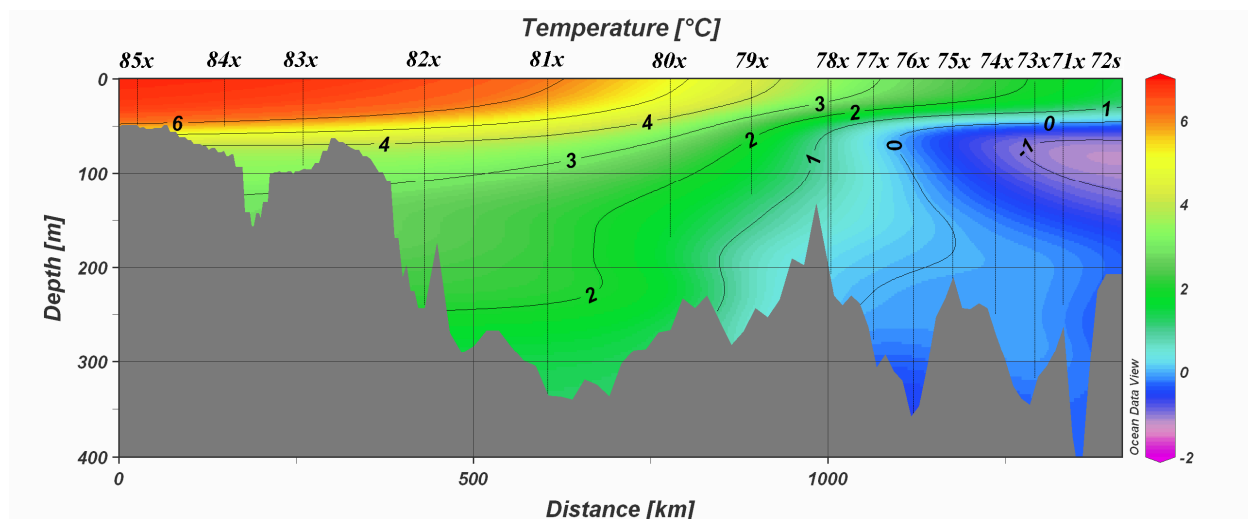


Рисунок 3.5 – Распределение температуры воды в августе–сентябре 2008 г. на океанографическом разрезе от горла Белова моря к ЗФИ по данным экспедиции Арктика–2008

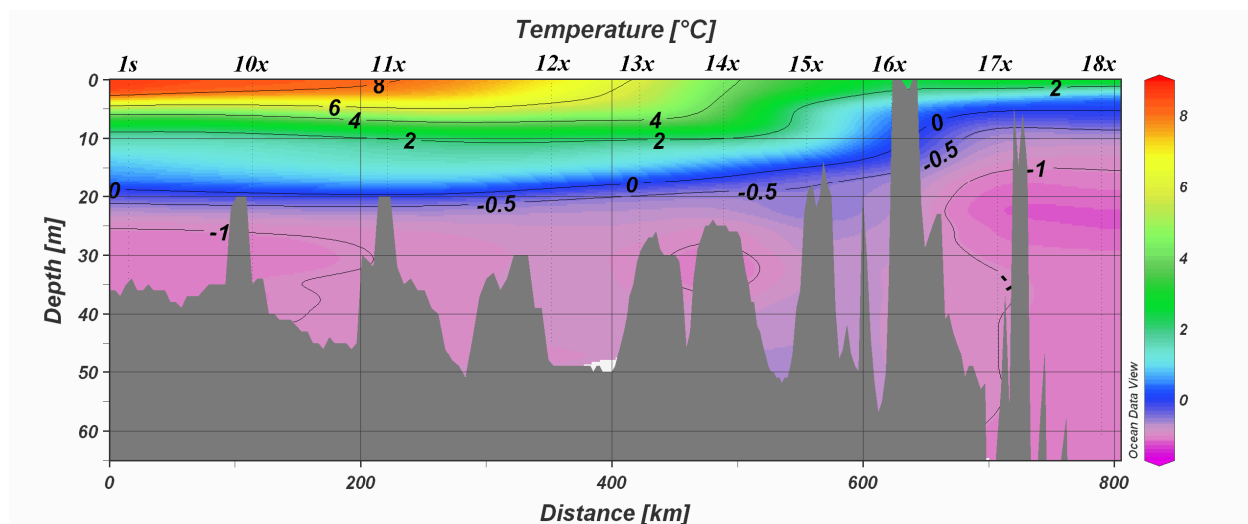


Рисунок 3.6 – Распределение температуры воды в августе–сентябре 2008 г. на океанографическом разрезе от о.Диксон к проливу Вилькицкого по данным экспедиции Арктика–2008

Термохалинная структура поверхностного слоя северной части моря Лаптевых имеет четко выраженную границу раздела, обусловленную положением Таймырского ледяного массива. В северо–западной части моря, покрытой льдом, температура поверхностного слоя близка к



температуре замерзания, тогда как северо–восточная часть моря, свободная ото льда, характеризуется существованием неглубокого (толщиной до 10–15 м) прогретого слоя с температурами достигающими значений 2–4°C. Наблюдаемые температуры существенно превышают климатические значения и являются следствием более раннего очищения акватории моря от льда и последующего прогрева верхнего слоя. По сравнению с 2007 г. температура была ниже на 1–3°C.

В центральной части моря Лаптевых наблюдался центральный тип распространения стока р. Лена, который характеризуется распространением линзы пресных вод преимущественно в северном направлении. Это обуславливает высокие значения температуры (до 4,0–4,5°C) и высокую степень распреснения (до 7–9‰) в центральных областях моря Лаптевых северо–восточнее дельты р. Лены и в заливе Буор–Хая (рисунок 3.7).

В целом, можно отметить, что значения температуры поверхностного слоя в августе–сентябре 2008 г. в море Лаптевых, хотя и превышали климатический, были ниже, чем наблюдаемые в соответствующий период 2007 года, когда поверхностная температура воды на большей части акватории Арктического бассейна и арктических морей была значительно выше среднегодовой.

Согласно полученной информации юго–западная часть Восточно–Сибирского моря находится под влиянием притока водных масс из моря Лаптевых. По сравнению с предыдущим годом, поверхностный слой прогрет в меньшей степени и максимальные значения температур достигают значений 2,5–3,0°C при значениях солености около 17–18‰.

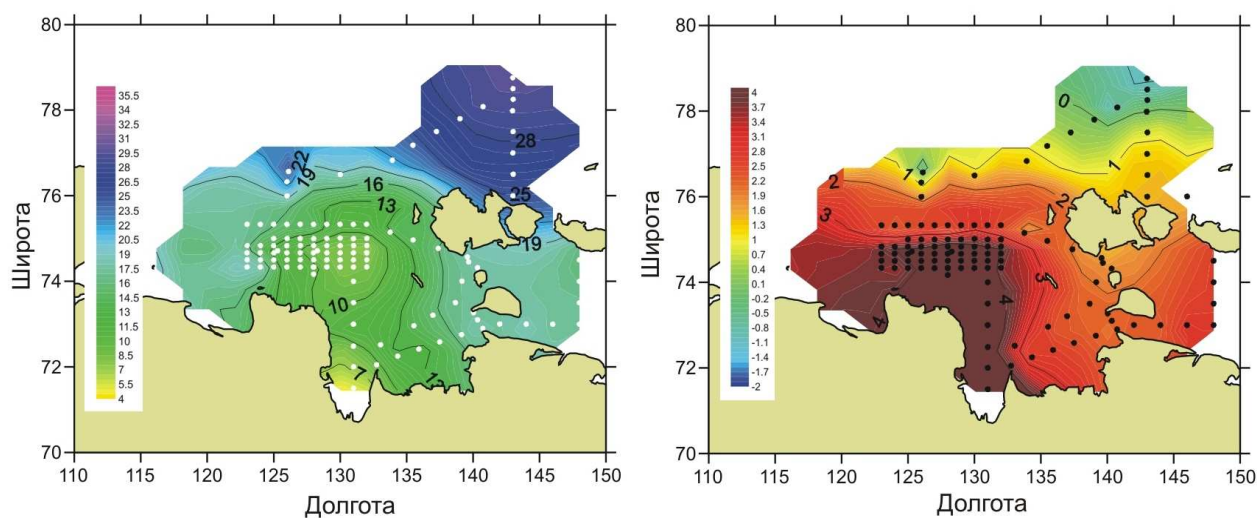


Рисунок 3.7 – Распределение температуры и солености в поверхностном слое моря Лаптевых в августе–сентябре 2008 г. по данным экспедиции Баркалав–2008



Термохалинное состояние водных масс Восточно–Сибирского моря характеризуется существованием выраженной трёхслойной структуры, в которой выделяется верхний слой, слой термоклина и слой воды, образованной в результате осенне–зимнего выхолаживания, обладающие максимальной плотностью с температурами, достигающими $-1,52\text{ }^{\circ}\text{C}$. Верхний перемешанный слой, сформированный в результате процессов летнего прогрева, располагается на глубинах до 12–15 метров и имеет температуры, превышающие 3°C (рисунок 3.8).

В центральной части и северо–восточной частях моря наблюдаются аномальные (по сравнению с окружающими) температуры верхнего слоя с величинами отрицательных аномалий, достигающими $1,5^{\circ}\text{C}$. Несмотря на отсутствие ледяного покрова в этом регионе в момент проведения экспедиционных исследований мы можем предположить, что такая структура водных масс была сформирована под экранирующим воздействием морского льда в летний период, вследствие динамических процессов вынесенного к моменту начала осеннего выхолаживания.

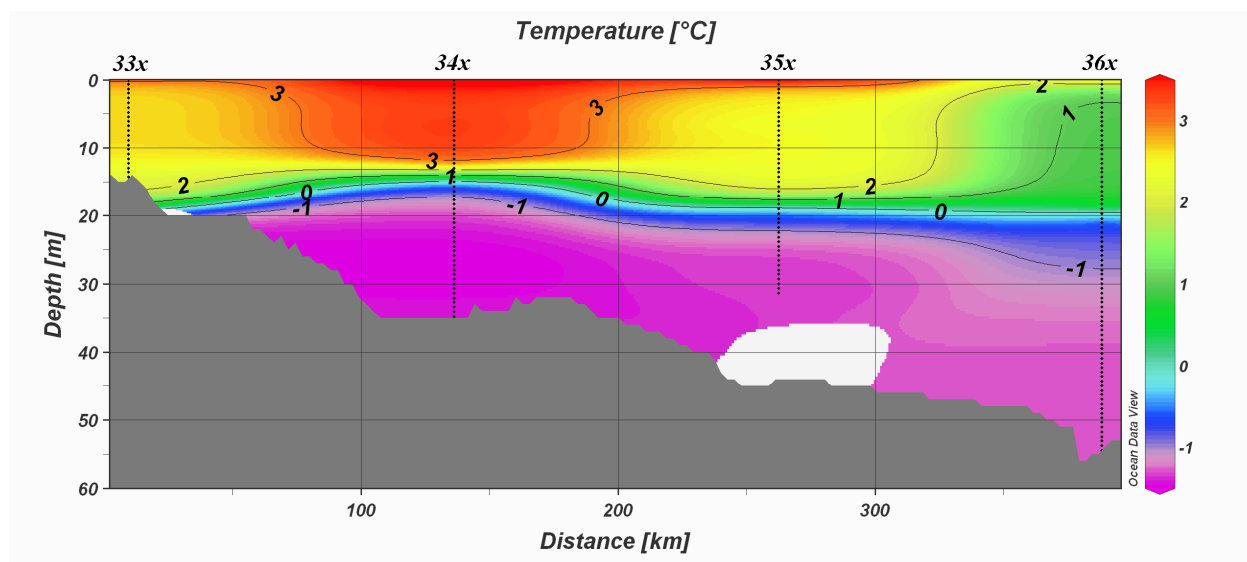


Рисунок 3.8 – Распределение температуры воды в августе–сентябре 2008 г. на широтном океанографическом разрезе в северо–восточной части Восточно–Сибирского моря по данным экспедиции Арктика–2008

Термохалинные условия в Канадском секторе Арктического бассейна по данным дрейфующих ИТР буев

В третьем квартале 2008 г. в Арктическом бассейне продолжали работать 14 буев ИТР. Восемь из них (ИТР–8, ИТР–11, ИТР–13, ИТР–18, ИТР–21, ИТР–22, ИТР–23 и ИТР–30) перемещались в зоне действия канадского антициклонического круговорота; пять буев (ИТР–25, ИТР–26, ИТР–27, ИТР–28 и ИТР–29) дрейфовали преимущественно в южном направлении в районе котловины



Подводников и хребта Менделеева; и один буй (ИТР–19) дрейфовал северо–восточнее Гренландии в районе котловины Амундсена и Макарова в сторону пролива Фрама (рисунок 3.9). По особенностям вертикальной термохалинной структуры информация со всех представленных буев была разделена на три основных группы:

- группа I – буи ИТР–8, ИТР–11, ИТР–13, ИТР–18, ИТР–21, ИТР–22, ИТР–23 и ИТР–30;
- группа II – буи ИТР–25, ИТР–26, ИТР–27, ИТР–28 и ИТР–29;
- группа III – буй ИТР–19.

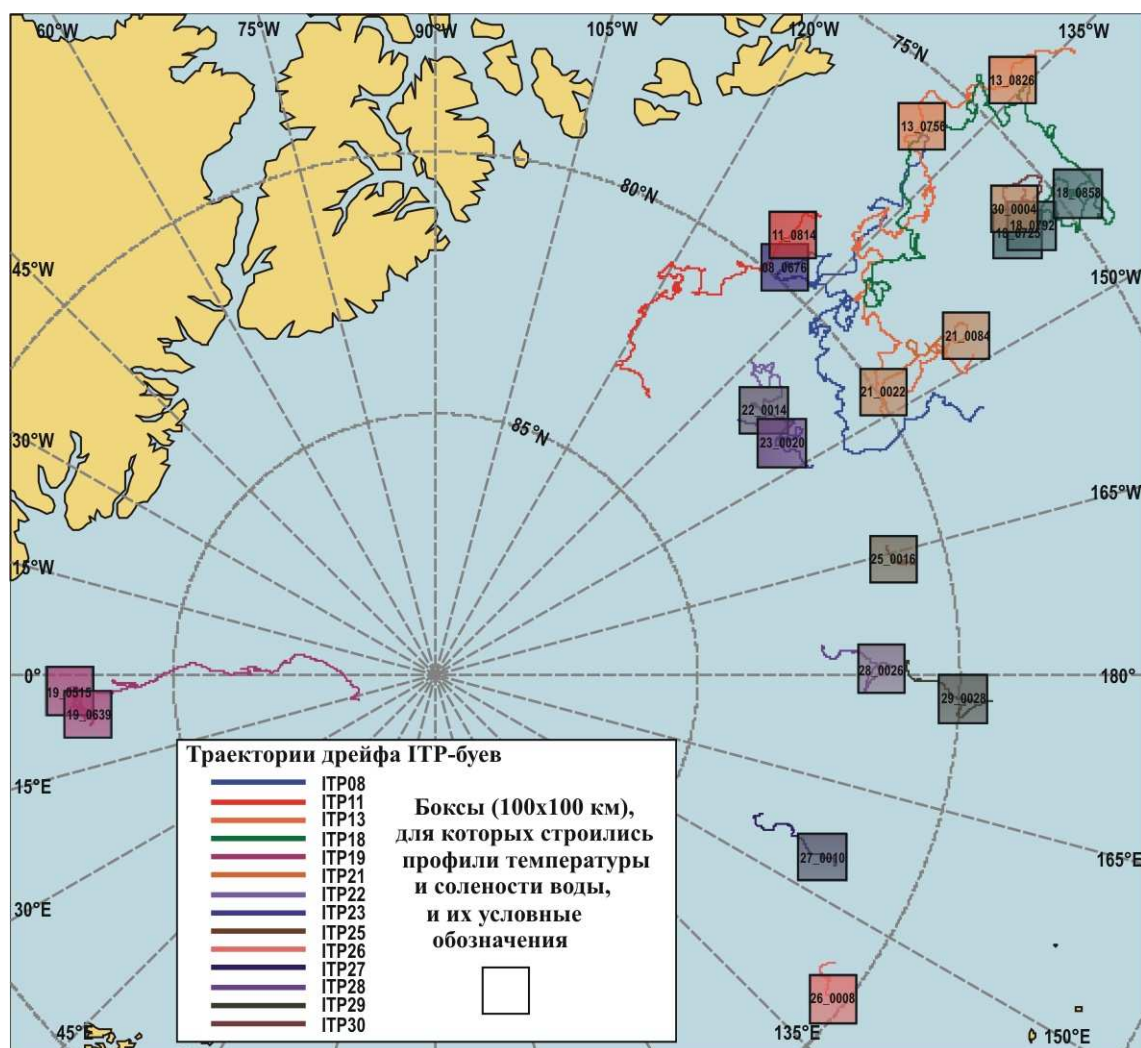


Рисунок 3.9 – Схема дрейфа буев ИТР, функционировавших в третьем квартале 2008 г.:

- показаны траектории дрейфа буев с начала дрейфа и по конец сентября 2008 г.;
- квадратами показано положение боксов (100x100 км), для которых проводилось сравнение TS–профилей буев с климатическими характеристиками вертикальной термохалинной структуры из «Базы океанографических данных СЛО» отдела океанологии ААНИИ;
- центры квадратов соответствуют положению ИТР буев на 15 число каждого месяца (июль, август, сентябрь), за исключением ИТР–16, где наблюдения прекращены 4 апреля 2008 г.



При этом, первая из указанных групп, по особенностям вертикальной термохалинной структуры вод Тихоокеанского происхождения была условно разделена на две подгруппы: Ia (к этой подгруппе относятся вертикальные профили с буев ИТР–8, ИТР–11, ИТР–22 и ИТР–23) и Ib (ИТР–13, ИТР–18, ИТР–21 и ИТР–30).

Характеристики вертикальной термохалинной структуры в районе дрейфа буев ИТР–8, ИТР–11, ИТР–22 и ИТР–23 (примерное положение района 130–145° з.д., 79–82,5° с.ш.)

Особенностью вертикальной термохалинной структуры в этом районе были повышенные значения температуры в ядре Атлантических Вод (АВ) по сравнению с предшествующими наблюдениями из массива исторических данных. При этом положение ядра АВ было выше климатического уровня: ядро наблюдалось на глубинах (350–380 м). В целом, положительные аномалии температуры величиной 0,1–0,2° в глубоководном слое наблюдаются на глубинах, превышающих 200 метров (рисунок 3.10). Большое количество инверсионных прослоек в профилях температуры и солености в области центральной части ядра говорит о развитых процессах бокового интрузионного обмена, что приводит к перераспределению тепла и солей из ядра АВ к окружающим водным массам.

Верхней перемешанный слой (ВПС) с температурами около –1,4° и соленостью – 27–28 ‰ достигал глубин 15–20 метров. Измеренные солености на 2–3 ‰ ниже регистрируемых ранее в этом районе с соответствующий период, хотя уровень достоверности климатических значений является невысоким из-за малого количества исторических данных. При этом, следует отметить сложности, связанные с точным определением положения границы и характеристик ВПС по данным измерений ИТР буев. С одной стороны это связано с ограничением верхней границы производимых измерений (измерения начинаются с глубины не менее 7 метров), а с другой – широкой изменчивостью указанных характеристик за длительный временной период наблюдений и при значительном пространственном изменении положения буев за трехмесячный период обзора состояния. Также в значительной степени влияет то обстоятельство, что рассматриваемый квартал совпадает со временем протекания осенне–зимних процессов, которые в значительной степени трансформируют вертикальную структуру ВПС.

Слой вод тихоокеанского происхождения в рассматриваемом районе характеризуется наличием нескольких хорошо или слабо выраженных прослоек более теплых вод тихоокеанского происхождения в диапазоне глубин от 50 до 150 м. с максимальной температурой около –1.15–1.25°С. В большинстве случаев на вертикальных профилях присутствуют два или три локальных слабовыраженных максимума температуры ниже ВПС. Скорее всего, это является следствием различного времени экспозиции тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив.



Проникновение тихоокеанских вод через Берингов пролив носит нестационарный характер, причем сами характеристики вод могут иметь существенный разброс. По мере их распространения в пределах канадского сектора Арктики исходные различия могут увеличивать амплитуду, вследствие неоднородностей процессов трансформации, что, в конечном итоге, и формирует столь сложную вертикальную структуру с перемежающимися локальными максимумами температур.

Таблица 3.1 – Характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа буев ИТР–8, ИТР–11, ИТР–22 и ИТР–23

Верхний перемешанный слой		Тихоокеанские воды		Атлантические воды	
Толщина, м	15 – 20	Верхняя граница, м	50 – 70	Верхняя граница (положение изотермы 0°C), м	210 – 250
Температура, °C	–1,20 – 1,45	Нижняя граница, м	100 – 150	Нижняя граница (положение изотермы 0°C), м	нет данных
Соленость, ‰	27,2 – 28,5	Максимальная температура, °C	–1,10 – 1,30	Максимальная температура, °C	+0,62 +0,81
Положение ядра, м	–	Положение ядра, м	–	Положение ядра, м	352 – 377

Характеристики вертикальной термохалинной структуры в районе дрейфа буев ИТР–13, ИТР–18, ИТР–21 и ИТР–30 (примерное положение района 130–150° з.д., 74–80° с.ш.)

Характерной особенностью вертикальной термохалинной структуры в этом районе являлось более высокое положение ядра АВ, которое наблюдалось на 40–60 метров выше глубины по климатической норме. При этом значения температур в ядре также на 0,2–0,3°C выше климатических, при меньших значениях солености. Так, отрицательные аномалии профиля солености достигают 1–2 и более ‰ и наблюдаются до глубин 400–500 метров. Особенно ярко эти аномалии проявляются в районе дрейфа буев ИТР–13 и ИТР–21 (рисунок 3.11).

Верхней перемешанный слой (ВПС) с температурами около –1,4 – –0,4 °C и соленостью 26,5–28,0 ‰ достигал глубин 20–30 метров. Как и в первом районе, значения зарегистрированных соленостей оказались меньше наблюдаемых в этот период года ранее, и абсолютная величина аномалии доходит до 2,0–3,0 ‰.

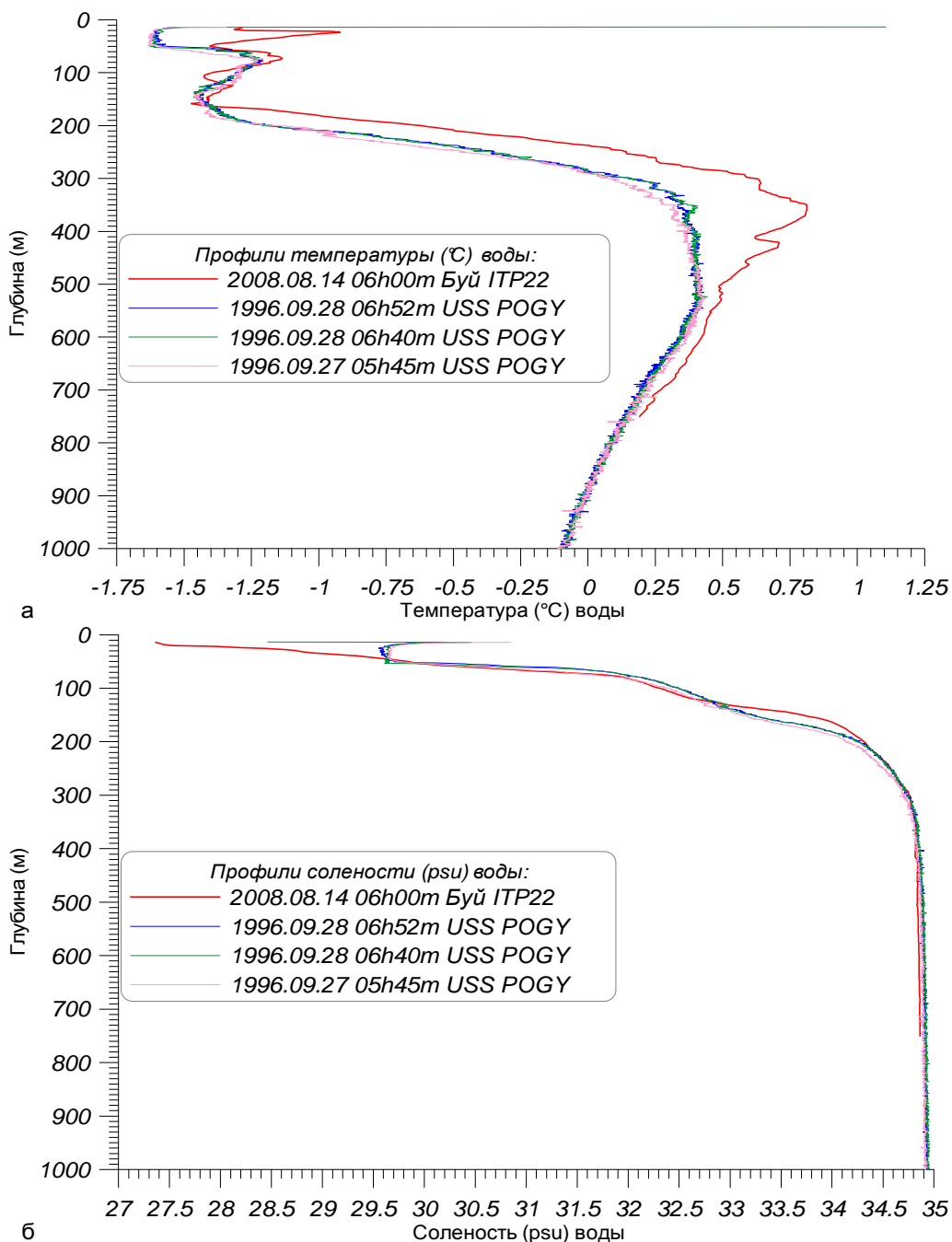


Рисунок 3.10 – Профили: а – температуры (°С); б – солёности (‰) воды для слоя 0–1000 м в боксе 22_0014 по данным TS–профилографа дрейфующего буя ИТР22 (зондирование №0014 за 2008.08.14 06h00m), а также по историческим данным (за календарный период 14 сентября ± 45 суток) «Базы океанографических данных СЛЮ» отдела океанологии ААНИИ

Тихоокеанские воды с температурой от $-0,9$ до $-0,6$ °С расположены несколько глубже по сравнению с климатическими глубинами расположения этой прослойки, что связано, по всей видимости, с существенным распреснением поверхностного слоя и заглубления относительных изопикнических поверхностей. Согласно измерениям максимум температуры ТВ расположен на 20–30 метров глубже климатических глубин.

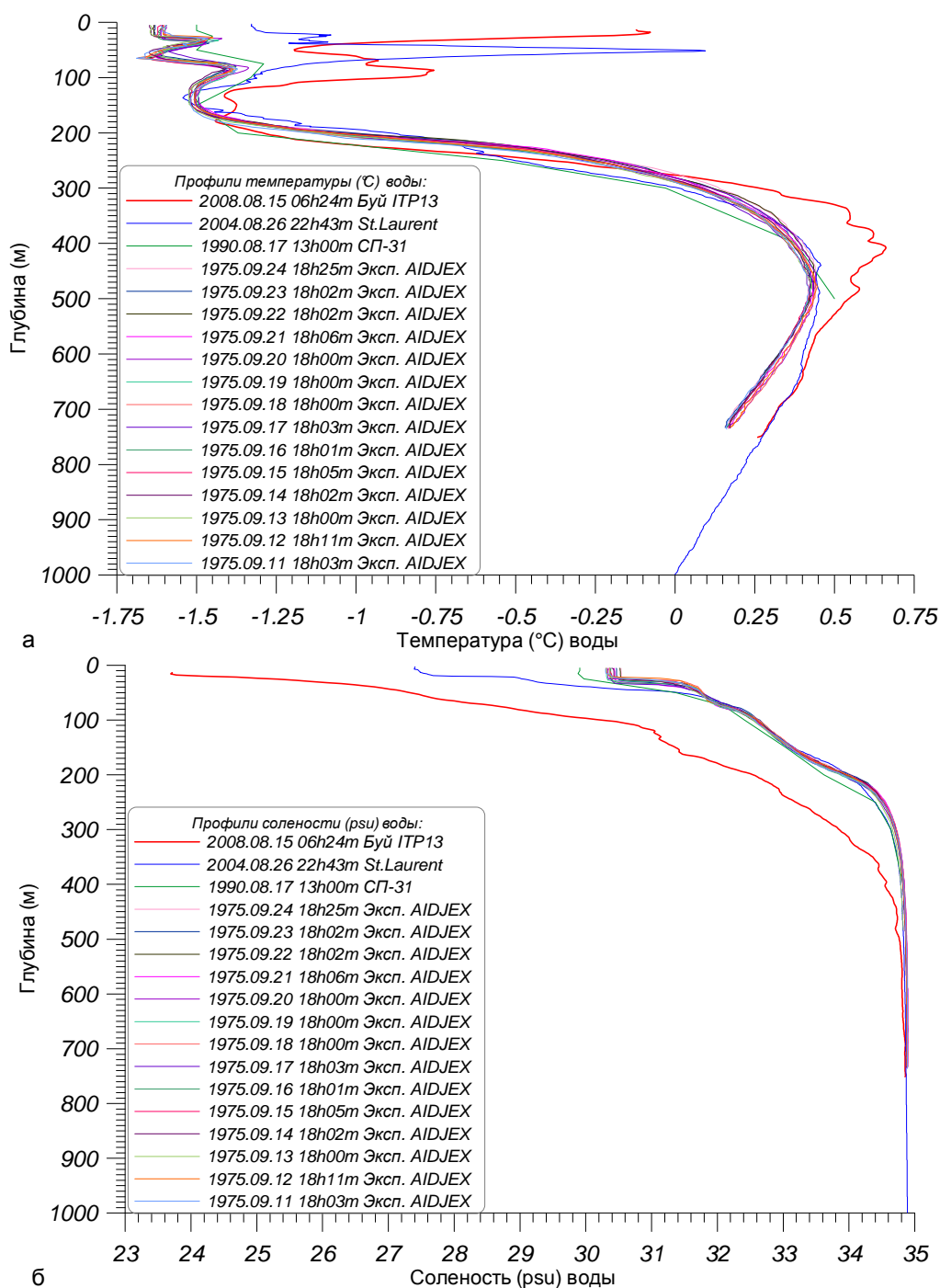


Рисунок 3.11 – Профили: а – температуры (°C); б – солёности (%) воды для слоя 0–1000 м в боксе 13_0826 по данным TS-профилографа дрейфующего буй ИТР13 (зондирование №0826 за 2008.08.15 06h24m), а также по некоторым историческим данным (за календарный период 15 августа ± 45 суток) «Базы океанографических данных СЛО» отдела океанологии ААНИИ



Таблица 3.2 – Характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа буйев ИТР–13, ИТР–18, ИТР–21 и ИТР–30

Верхний перемешанный слой		Тихоокеанские воды		Атлантические воды	
Толщина, м	30 – 40	Верхняя граница, м	40 – 60	Верхняя граница (положение изотермы 0°C), м	240 – 270
Температура, °C	–1,4 – 0,4	Нижняя граница, м	100 – 160	Нижняя граница (положение изотермы 0°C), м	нет данных
Соленость, ‰	29,75 – 30,75	Максимальная температура, °C	–0,90 – 0,60	Максимальная температура, °C	+0,55+0,90
Положение ядра, м	–	Положение ядра, м	–	Положение ядра, м	355 – 420

Характеристики вертикальной термохалинной структуры в районе дрейфа буйев ИТР–25, ИТР–26, ИТР–27, ИТР–28 и ИТР–29 (примерное положение района 140 в.д. – 165° з.д., 80–82° с.ш.)

Рассматриваемые станции расположены в районе котловины Подводников, частично захватывая район хребта Ломоносова и Менделеева. ИТР буй под номером 25 в третьем квартале 2008 года дрейфовал к северу от по Чукотского поднятия. На профилях ИТР–25, а также на вертикальных профилях температуры и солености, измеренных на ИТР–28, характерно слабое развитие подповерхностного максимума температуры, соответствующего прослойке Тихоокеанских вод. При дальнейшем движении на запад слабые признаки присутствия этой прослойки полностью пропадают и на профилях с ИТР–29, ИТР–27, ИТР–26 не обнаруживаются.

Таблица 3.3 – Характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа буйев ИТР–25, ИТР–26, ИТР–27, ИТР–28 и ИТР–29

Верхний перемешанный слой		Атлантические воды	
Толщина, м	20 – 30	Верхняя граница (положение изотермы 0°C), м	250 – 300
Температура, °C	–1,6 – 1,5	Нижняя граница (положение изотермы 0°C), м	нет данных
Соленость, ‰	29,2 – 30,9	Максимальная температура, °C	+0,70 +0,84
Положение ядра, м		Положение ядра, м	370 – 460

Положительные аномалии температуры ядра АВ, расположенного на глубинах от 270 до 450 метров, находятся на уровне измеренных значений в предыдущие годы. По сравнению с климатическими максимумами они достигают значений 0,20–0,30°C. Температура ядра АВ



уменьшается по мере движения с запада на восток: на профилях ИТР–26 она составляет порядка $1,55^{\circ}\text{C}$ и падает до $0,85^{\circ}\text{C}$ в районе дрейфа ИТР–25. При этом, по сравнению с историческими записями, само ядро заглублено относительно климатических значений глубины на 100–150 метров в Канадской котловине (ИТР–25 и ИТР–28) и расположено выше климатического уровня в районе котловины Подводников.

ВПС с температурами варьирующимися от $-1,6^{\circ}\text{C}$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$ и соленостью порядка 29–31 ‰ достигает глубин 20–30 метров. Значения солености соответствуют климатическим, а в ряде случаев несколько превышают последние.

Характеристики вертикальной термохалинной структуры в районе дрейфа буя ИТР–19 (примерное положение района $0-10^{\circ}$ в.д., $83-84^{\circ}$ с.ш.)

Слабое покрытие района дрейфа буя ИТР–19 затрудняет поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры. В качестве единственного аналога для сравнения можно назвать профили, измеренные высокоширотной экспедицией на шведском ледоколе Оден в 1991 г. По сравнению с ними можно отметить несколько большие значения температур в ядре АВ и существенное осолонение верхнего 200–250 метрового слоя вод (рисунок 3.12). Положительные аномалии температур в ядре составляют до $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$. При этом положительные аномалии прослеживаются в диапазоне глубин от 120–130 до 600–700 метров, что говорит о существенно большем теплозапасе по сравнению с периодом 90–х годов.

Также заслуживает внимания особенности вертикальной структуры профиля солености по результатам измерений на этом дрейфующем бую. Профиль солености характеризуется существование двух халоклинов: подповерхностный на глубинах 20–40 метров и на глубинах от 80 до 120 метров выше слоя термоклина. При этом второй халоклин заканчивается локальным максимумом солености, что образует инверсию толщиной несколько десятков метров с аномалией солености до 0,3 ‰. В профиле температуры аномалий не наблюдается.

Таблица 3.4 – Характеристики термохалинной структуры в районе дрейфа буя ИТР–19

Атлантические воды	
Верхняя граница (положение изотермы 0°C), м	130 – 150
Нижняя граница (положение изотермы 0°C), м	780–800
Максимальная температура, $^{\circ}\text{C}$	+1,75 +1,85
Положение ядра, м	200 – 240

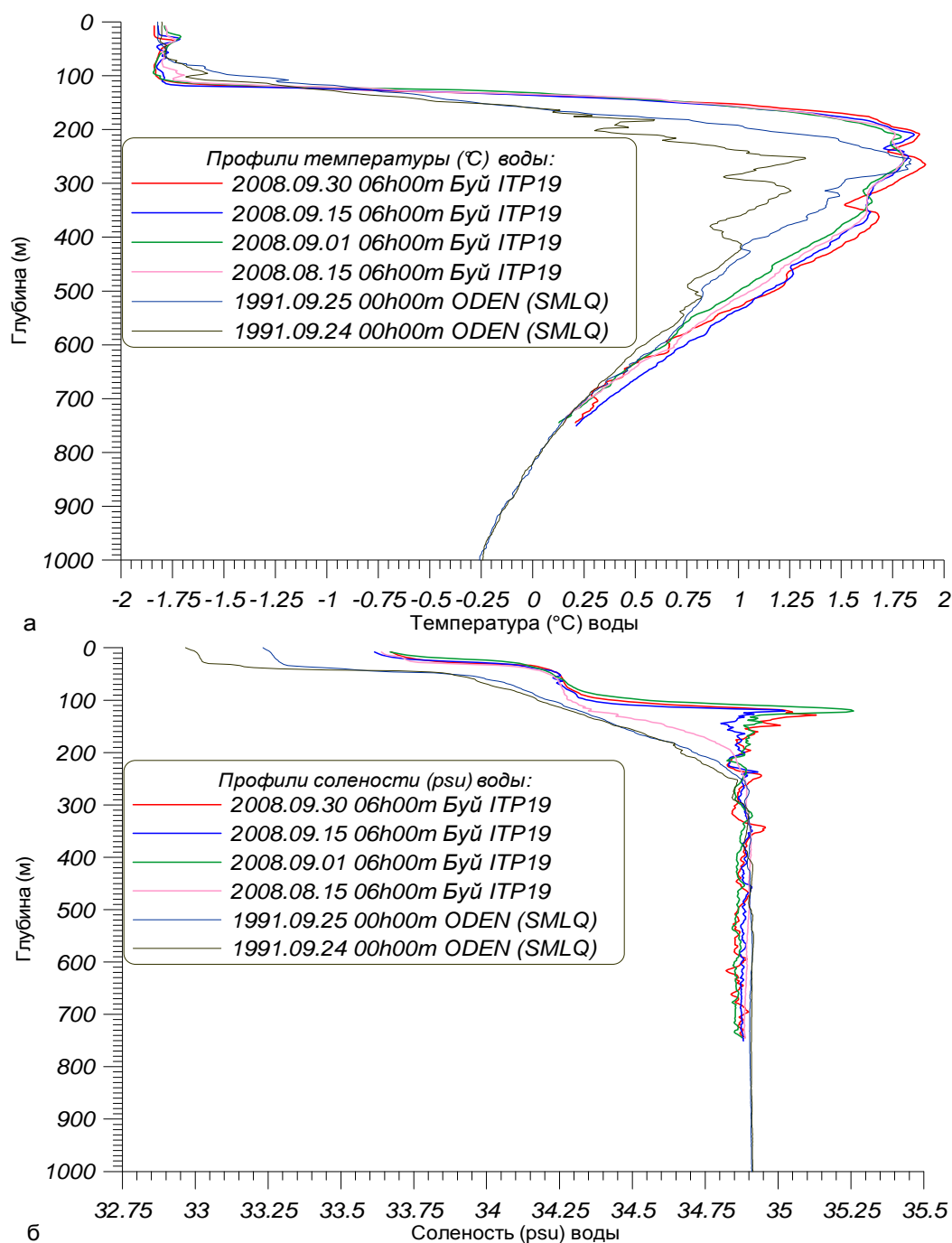


Рисунок 3.12 – Профили: а – температуры (°C); б–солёности (‰) воды для слоя 0–1000 м в боксе 19_0639 по данным TS–профилографа дрейфующего буя ITP19 (зондирование №0639 за 2008.09.15 06h00m), а также по некоторым другим данным буюв ITP и историческим данным (за календарный период 15 сентября ± 45 суток) «Базы океанографических данных СЛО» отдела океанологии АНИИ



3.2 Гидрохимические условия арктических морей

Основная цель гидрохимических исследований экспедиции «Арктика–2008», проходившей в августе – сентябре 2008 г., состояла в получении новых данных о распределении основных гидрохимических характеристик в водах арктических морей и материкового склона Арктического бассейна для исследования и объяснения процессов взаимодействия и трансформации водных масс и мониторинга природной среды в районе исследований. Схема станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения, приведена на рисунке 3.13. На каждой станции выполнялось определение фосфатов, силикатов, кислорода. Всего было выполнено определений: фосфатов – 969, силикатов – 969, кислорода – 970.

На рисунке 3.13 показан общий характер вертикальных изменений силикатов, кислорода и фосфатов на склоне сибирского шельфа летом 2008. Согласно рисунку 3.13 наибольшая изменчивость гидрохимических параметров наблюдалась в слое от 0 до 1000 м. На рисунке 3.14 представлено распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе к северо–западу от о. Врангеля. Эти станции расположены в восточной части района наблюдений, где распространение вод, поступающих из Берингова моря, проявляется особенно отчетливо. Ядро тихоокеанских вод, определяемое по максимуму силикатов, отчетливо прослеживается в интервале глубин 75÷100 и 100÷150 м. Концентрации силикатов в ядре тихоокеанских вод превышали 50 мкМ/л, а содержание кислорода было ниже 4 мл/л. Наибольшие и наименьшие концентрации силикатов наблюдались в интервале глубин 75–100 м. На рисунке 3.15 представлена среднемноголетняя изменчивость температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе к северо–западу от о. Врангеля. Необходимо отметить, что содержание силикатов в 2008 г. оказалось выше климатической нормы, которая составляет 40 мкМ/л, а содержание кислорода, соответственно, было ниже нормы, которая составляет 5–6 мл/л. Следует также подчеркнуть, что верхняя нулевая изотерма находилась примерно на горизонте 200 м, а температура на склоне шельфа превышала 0,75°C. Согласно климатической норме нулевая изотерма должна находиться на горизонте ~ 250м, а температура на склоне быть близкой к 0,5°C (рисунок 3.15).

На разрезе от архипелага Северная Земля к архипелагу Земля Франца–Иосифа, в желобе Св. Анны хорошо прослеживается стрежень атлантических вод с повышенной температурой и пониженным содержанием кислорода относительно верхних и нижних водных масс (рисунок 3.16). При этом следует отметить, что температура в стрержне (+1°C) оказалась ниже климатической нормы (+1,5°C), представленной на рисунке 3.17.

Таким образом, в экспедиции «Арктика–2008» были получены новые данные по гидрохимическим параметрам в арктических морях. Концентрация силикатов в ядре тихоокеанских вод на разрезе к северо–западу от о–ва Врангеля превышала климатическую норму, а содержание кислорода, соответственно, было ниже нормы.

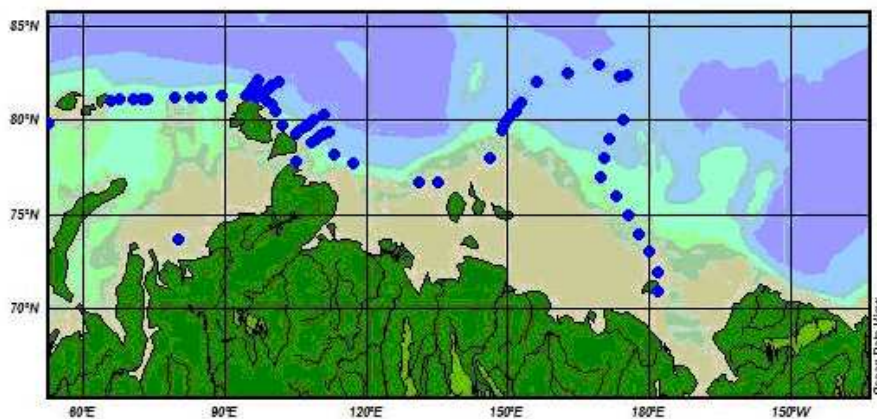
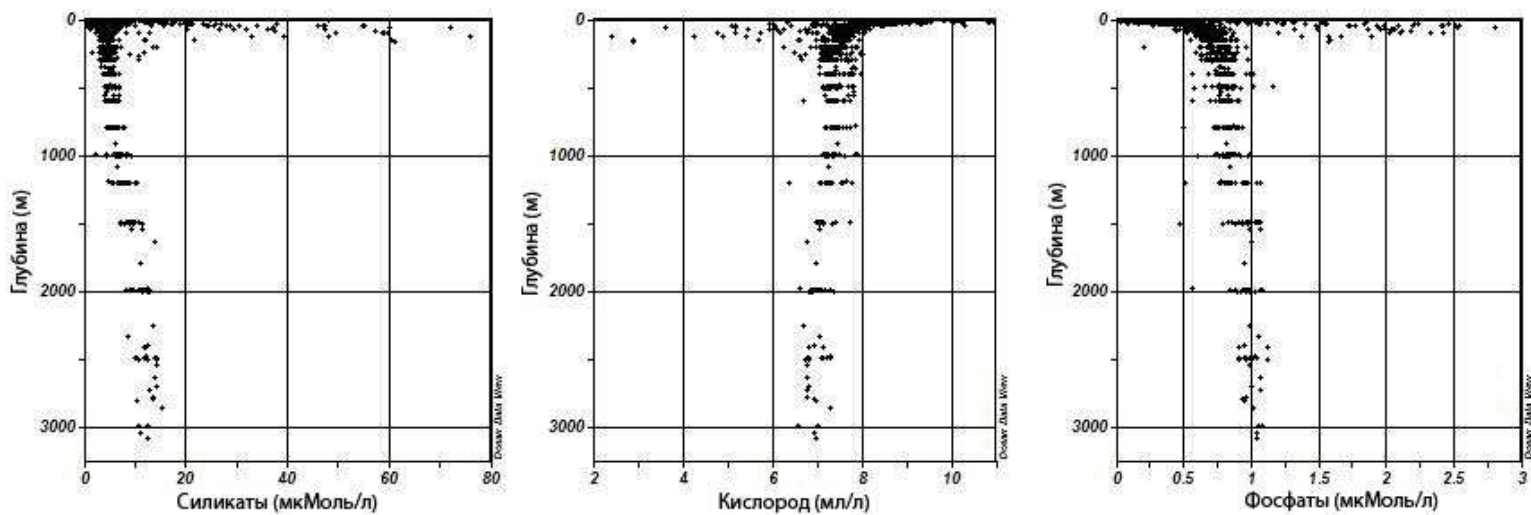


Рисунок 3.13 – Вертикальное распределение, силикатов, кислорода и фосфатов на склоне сибирского шельфа

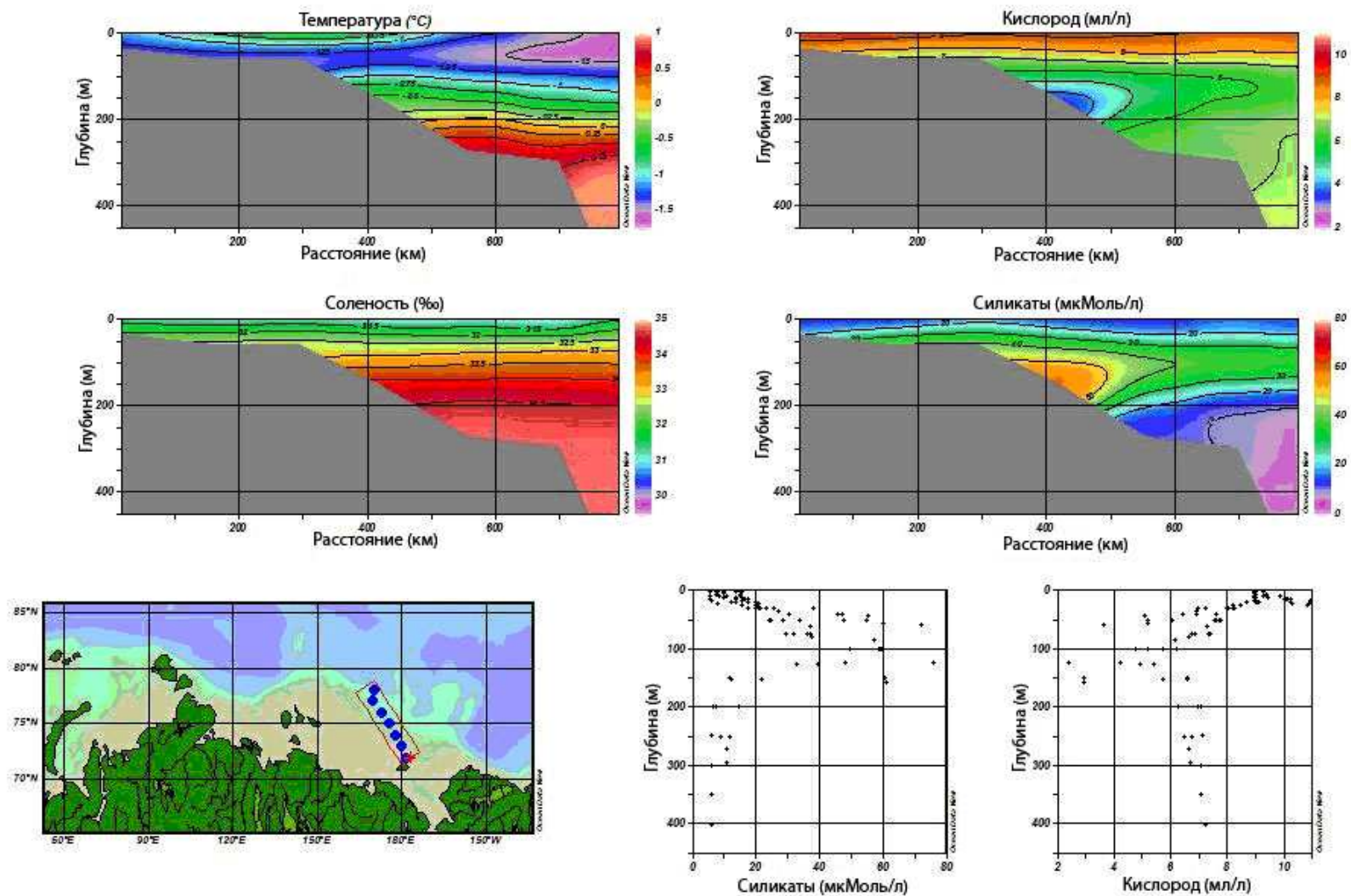


Рисунок 3.14 – Распределение температуры, солёности, кислорода, и силикатов на разрезе к северо-западу от о. Врангеля

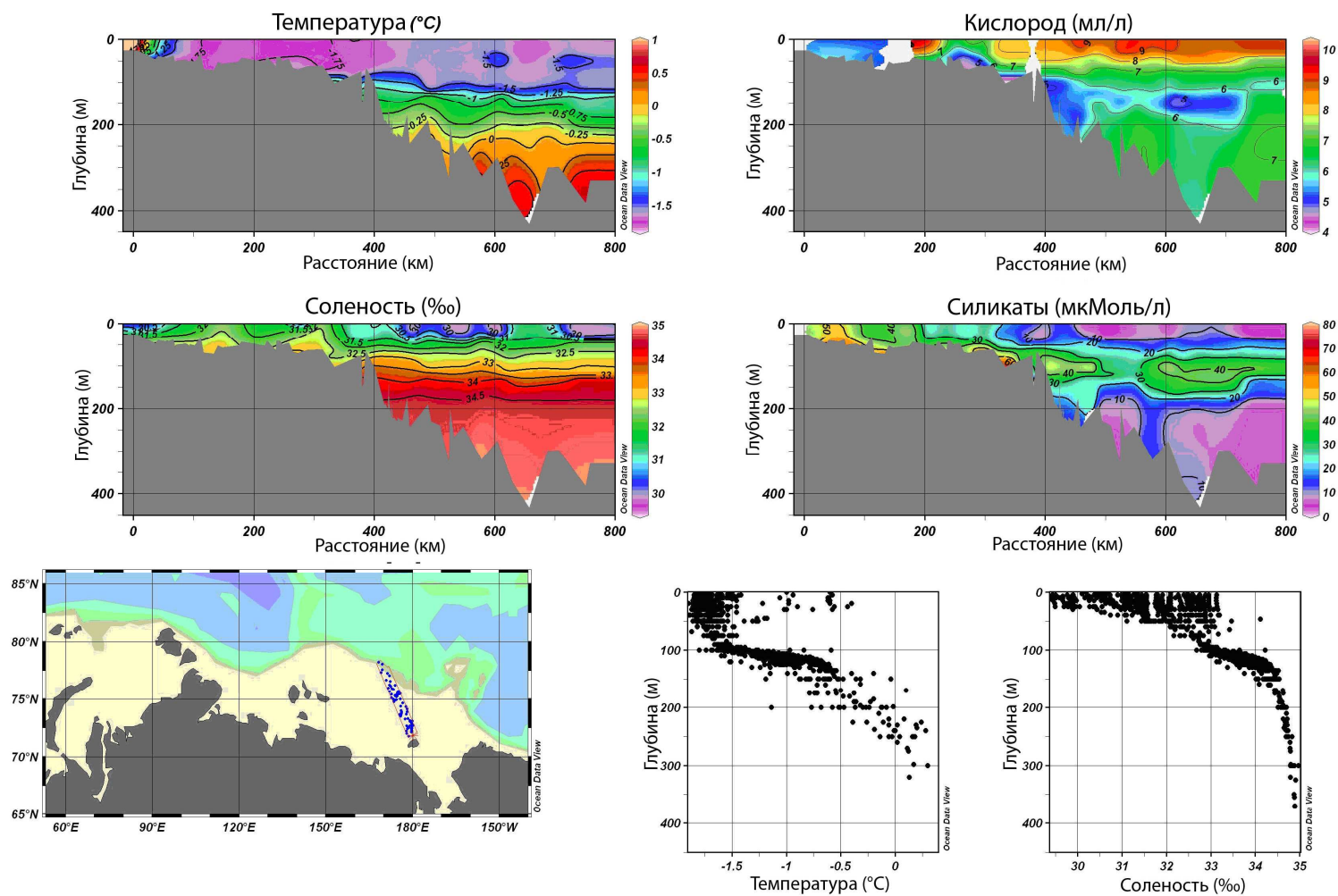


Рисунок 3.15 – Среднемноголетнее распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе к северо-западу от о. Врангеля

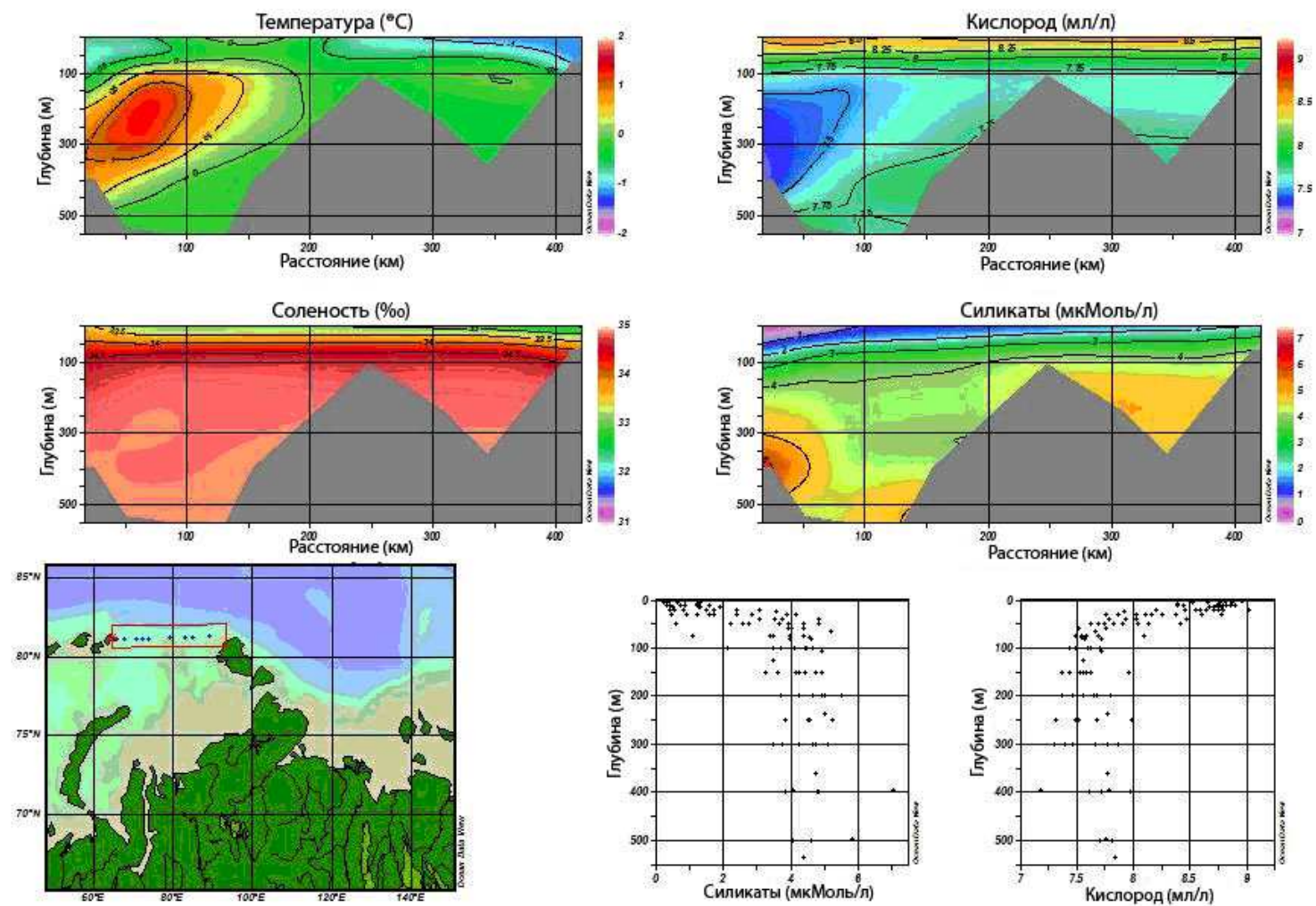


Рисунок 3.16 – Распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе между архипелагами Земля Франца–Иосифа и Северная Земля

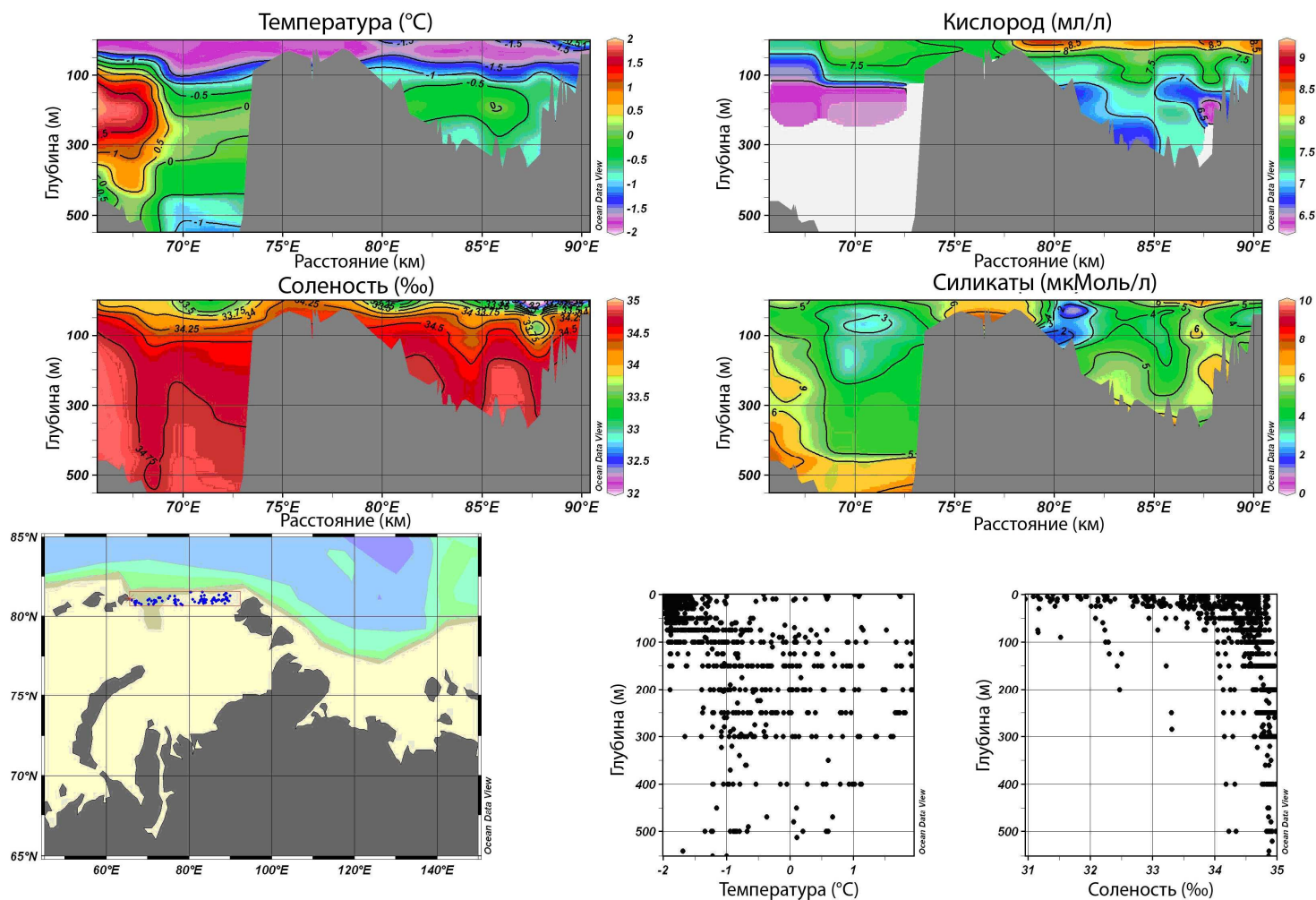


Рисунок 3.17 – Среднеголетнее распределение температуры, солёности, кислорода и силикатов на разрезе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Северная Земля



3.3 Уровень арктических морей

В течение июля–сентября 2008 года колебания уровня на станциях арктических морей характеризовались отсутствием значительных сгонов и нагонов, с одной стороны, и повышенным фоном колебаний уровня, с другой стороны, что является достаточно характерным для данного времени года. Фон колебаний уровня в юго–западной части Карского моря составил 0 – +20 см, в северо–восточной части Карского моря – +5 – +10 см, вдоль южного побережья моря Лаптевых – +20 – +25 см, в районе Новосибирских островов – +10 – +15 см, вдоль южного побережья Восточно–Сибирского моря +5 – +15 см.

Характерной особенностью колебаний уровня практически во всех районах арктических морей в третьем квартале 2008 года стало существенное превышение абсолютной величины нагонов над абсолютной величиной сгонов. В юго–западной части Карского моря, в южной части моря Лаптевых и южной части Восточно–Сибирского моря средняя величина нагонов превысила среднюю величину сгонов приблизительно в 2,5 раза, в северной части Карского моря и в районе Новосибирских островов – в 1,5 раза. При этом в юго–западной части Карского моря величина колебаний уровня составила 100–150 см, в северной части Карского моря – 50–70 см, вдоль южного побережья моря Лаптевых – 140–160 см, в районе Новосибирских островов – 120–130 см, у южного побережья Восточно–Сибирского моря – 140–160 см.

В Карском море наиболее значительный подъем уровня отмечался 23 сентября, когда уровень на станции Сопочная Карга поднялся на 139 см выше среднемноголетней величины (рисунок 3.18). В море Лаптевых уровень на станции о–ва Дунай дважды превышал отметку плюс сто сантиметров: 5 (+103 см) и 21 (+121 см) августа (рисунок 3.19). В Восточно–Сибирском море также существенные подъемы уровня отмечались дважды: 8 июля, когда уровень на п/ст Певек достиг отметки +103 см и 26 августа, когда уровень на п/ст Певек достиг отметки +100 см, а на п/ст Рау–Чуа отметки +119 см (рисунок 3.20).

В период 22–25 сентября через акваторию Карского моря перемещался в восточно–юго–восточном направлении циклон, центр которого пересекал северную часть моря, при этом юго–западная часть моря оказалась под воздействием сильных западных ветров общий подъем уровня в этом районе. Морфометрические особенности района Енисейского залива способствовали формированию здесь локального подъема уровня, отмечавшегося на станции Сопочная Карга.

21–22 августа акватория моря Лаптевых оказалась под воздействием циклона перемещавшегося в меридиональном направлении с юга на север, при этом центр циклона двигался через центральную часть моря. В результате в западной части моря господствовали сильные ветра северо–западного направления, а в восточной части моря отмечался сравнительно



слабый ветер неустойчивых направлений. Сформировавшийся в этой ситуации нагон наиболее ярко проявился на станции о-ва Дунай, а нагонная волна, затухая, медленно распространилась на всю юго-восточную часть моря, вызвав повышение уровня в этом районе на 40–60 см.

К 23 августа над Аляской и прилегающей к ней территорией Канады сформировался обширный циклон, с ложбиной, протянувшейся от м. Барроу к Новосибирским о-вам, при этом в тыловой части ложбины оказалась практически вся акватория Восточно-Сибирского моря. Пониженное давление и сильные ветра западного, северо-западного направлений вызвали существенный подъем уровня, отмечавшийся на всех станциях ведущих наблюдения за уровнем на южном побережье Восточно-Сибирского моря. При этом наступление максимума в ходе колебаний уровня на всех станциях отмечалось приблизительно в одно и то же время.

Существенных понижений уровня в течение всего третьего квартала на станциях арктических морей не отмечалось: 7-го сентября на станции Амбарчик в Восточно-Сибирском море уровень понизился до отметки –74 см, до отметок –68 см (31 июля) и –69 см (31 августа) опускался уровень на станции Анабар в юго-западной части моря Лаптевых, 2-го сентября на 65 см ниже средней величины опустился уровень на п/ст Сопочная Карга в Карском море.

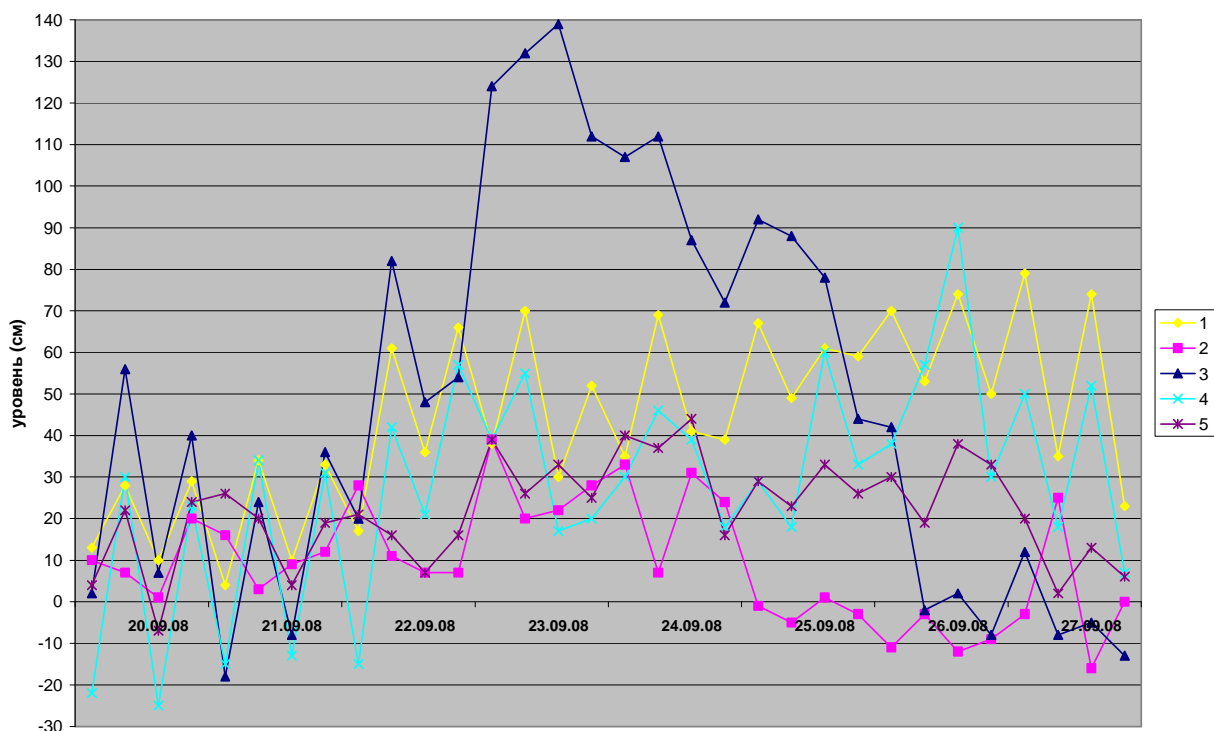


Рисунок 3.18 – Колебания уровня на станциях арктических морей в период с 20 по 27 сентября 2008 г. (1 – Амдерма, 2 – о-ва Известий, 3 – Сопочная Карга, 4 – Усть-Кара, 5 – м. Челюскина)

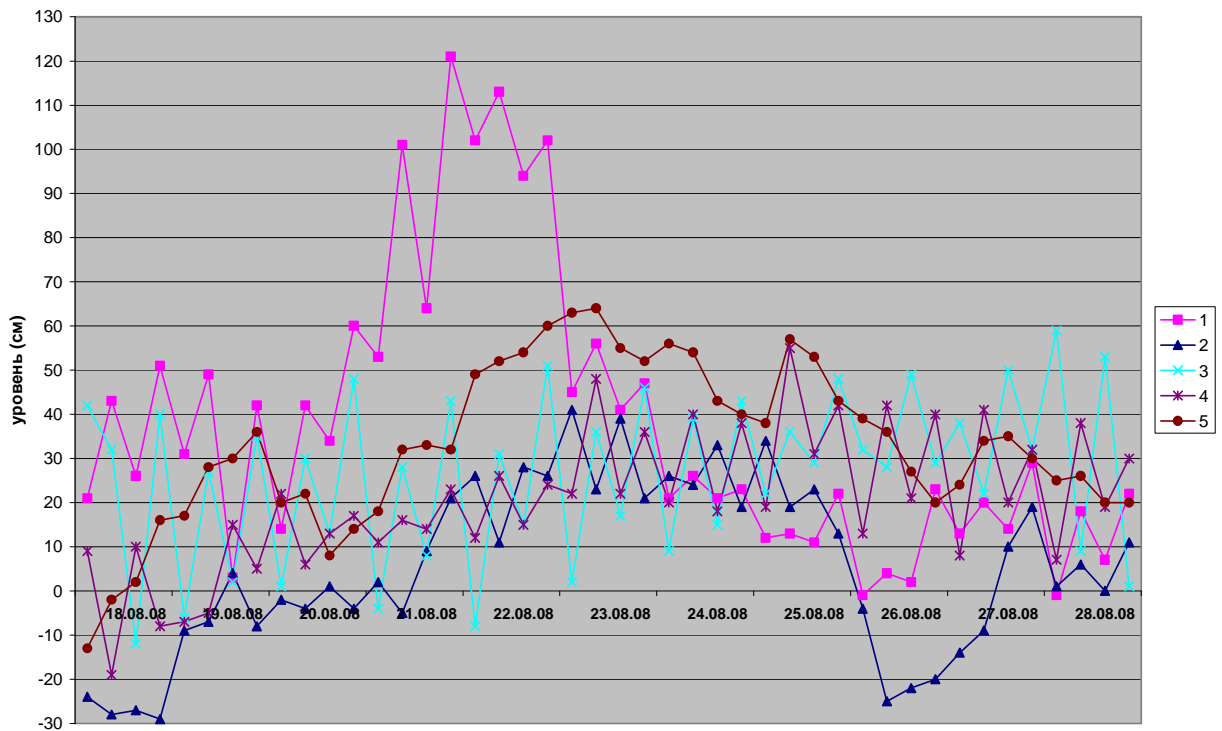


Рисунок 3.19 – Колебания уровня на станциях арктических морей в период с 18 по 28 августа 2008 г. (1 – о-ва Дунай, 2 – м. Кигилях, 3 – о. Котельный, 4 – пр. Санникова, 5 – Тикси)

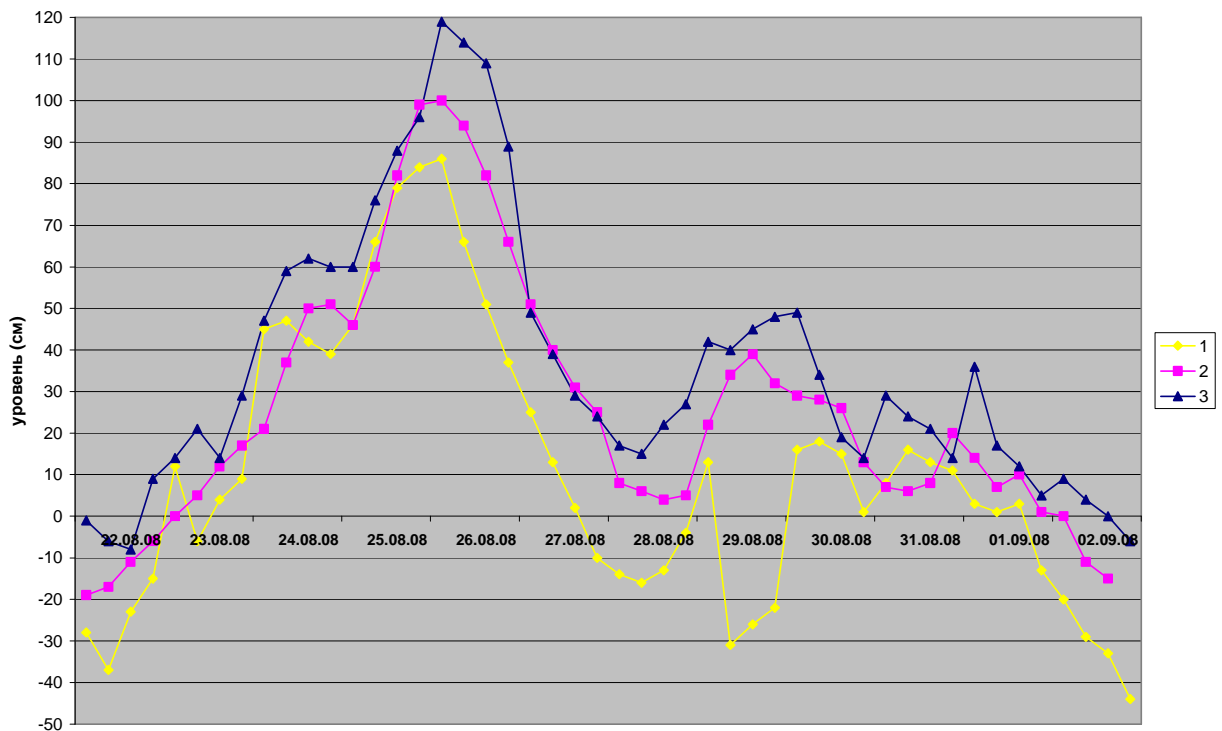


Рисунок 3.20 – Колебания уровня на станциях арктических морей в период с 22 августа по 2 сентября 2008 г. (1 – Амбарчик, 2 – Певек, 3 – Рау-Чуа)



3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей

В связи с отсутствием данных измерений оценка повторяемости значительных высот волн (H_s – обеспеченность 13%) на акватории арктических морей для июля, августа и сентября 2008 года была выполнена по результатам модельных расчетов. Сведения о распределении высот волн (количество дней с максимумом в указанной градации) для Баренцева и Карского морей приведены в таблицах 3.5 и 3.6, а для акватории морей восточной Арктики в таблицах 3.7–3.9 (море Лаптевых, Восточно–Сибирское море и Чукотское море, соответственно).

Баренцево море и Карское море

Следует отметить, что в начале июля на большей части акватории Карского моря наблюдался лед. Море открывалось ото льда постепенно, начиная с южных районов, и полностью открылось к третьей декаде августа. Поэтому в таблице 3.6 для июля месяца приведены значения высот волнения на открытых участках Карского моря.

Таблица 3.5 – Распределения значительных высот волн (H_s) в Баренцевом море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль		4	12	13	2	–	–	–	31
Август		3	21	4	3	–	–	–	31
Сентябрь		4	4	5	7	1	7	2	30
Итого		11	37	22	12	1	7	2	92

Таблица 3.6 – Распределения значительных высот волн (H_s) в Карском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль	7	13	10	–	1	–	–	–	31
Август	1	12	12	5	1	–	–	–	31
Сентябрь	–	7	7	6	1	6	2	1	30
Итого	8	32	29	11	3	6	2	1	92

Как видно из таблиц 3.5 и 3.6, на акваториях Баренцева и Карского морей в период с июля по август в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 0 до 4 м. Волнение выше 5 м имело место лишь в сентябре месяце.

В третьем квартале 2008 года сентябрь месяц был самым штормовым по количеству, силе и продолжительности ветрового волнения свыше 5 м. Число случаев, когда высота волн в сентябре превышала 5 м, составило:



- 10(33 %) – для Баренцева моря;
- 9(30 %) – для Карского моря.

Эти показатели выше, чем в сентябре 2007 года. Что касается августа, то август 2007 года для Баренцева и Карского морей был более штормовым, чем август 2008 года.

Наиболее сильным был шторм в период 1–2 сентября 2008 года, когда значительная высота волн в Карском (01.09.08, 18ч) и Баренцевом (02.09.08, 06ч) морях превысила 7 м (рисунок 3.21). Волнение было вызвано выходом глубокого южного циклона (давление в центре 975 мб) в район острова Колгуева. Продолжительность этого шторма с высотами волн более 5 м составила для Карского моря 7 дней (1–7 сентября), а для Баренцева моря – 5 дней (1–5 сентября).

Второй сильный шторм имел место 21–23 сентября. При этом над акваторией Баренцева моря наблюдались сильные юго–западные и западные ветра >15 м/с, которые способствовали развитию волнения выше 6 м в северо–восточной части Баренцева моря (22.09.08, 0ч) и выше 5 м в Карском море. Ветра вызваны атлантическим циклоном (давление в центре 985 мб), смещавшимся от арх. Шпицбергена к Земле Франца Иосифа.

Моря Восточной Арктики

Развитию волнения на акваториях моря Лаптевых и Восточно–Сибирского моря с января до начала августа препятствовал ледяной покров, поэтому в таблицах 3.7 – 3.8 сведения о повторяемости значительных высот волн по результатам модельных расчетов для этих морей за июль месяц отсутствуют. Для Чукотского моря (таблица 3.9) сведения за июль месяц относятся к открытой южной части моря от Берингова пролива до о. Врангеля.

Полностью ото льда Чукотское море освободилось в начале августа, Восточно–Сибирское море к концу августа – началу сентября, а море Лаптевых полностью не открылось даже к концу сентября.

Таблица 3.7 – Распределения высот волн (Hs) в море Лаптевых по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль	–	–	–	–	–	–	–	–	
Август (с 10августа)	3	15	4	–	–	–	–	–	22(31)
Сентябрь	1	16	10	3	–	–	–	–	30
Итого	4	31	14	3	–	–	–	–	52



Таблица 3.8 – Распределения высот волн (H_s) в Восточно–Сибирском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль	–	–	–	–	–	–	–	–	
Август (с 7 августа)	–	18	4	1	2	–	–	–	25(31)
Сентябрь	–	10	12	8	–	–	–	–	30
Итого	–	28	16	9	2	–	–	–	55

Таблица 3.9 – Распределения высот волн (H_s) в Чукотском море по месяцам 2008 г.

Месяц	Высоты волн (м)								Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	
Июль	1	14	8	7	1	–	–	–	31
Август	–	12	15	3	1	–	–	–	31
Сентябрь	–	11	15	2	2	–	–	–	30
Итого	1	37	38	12	4	–	–	–	92

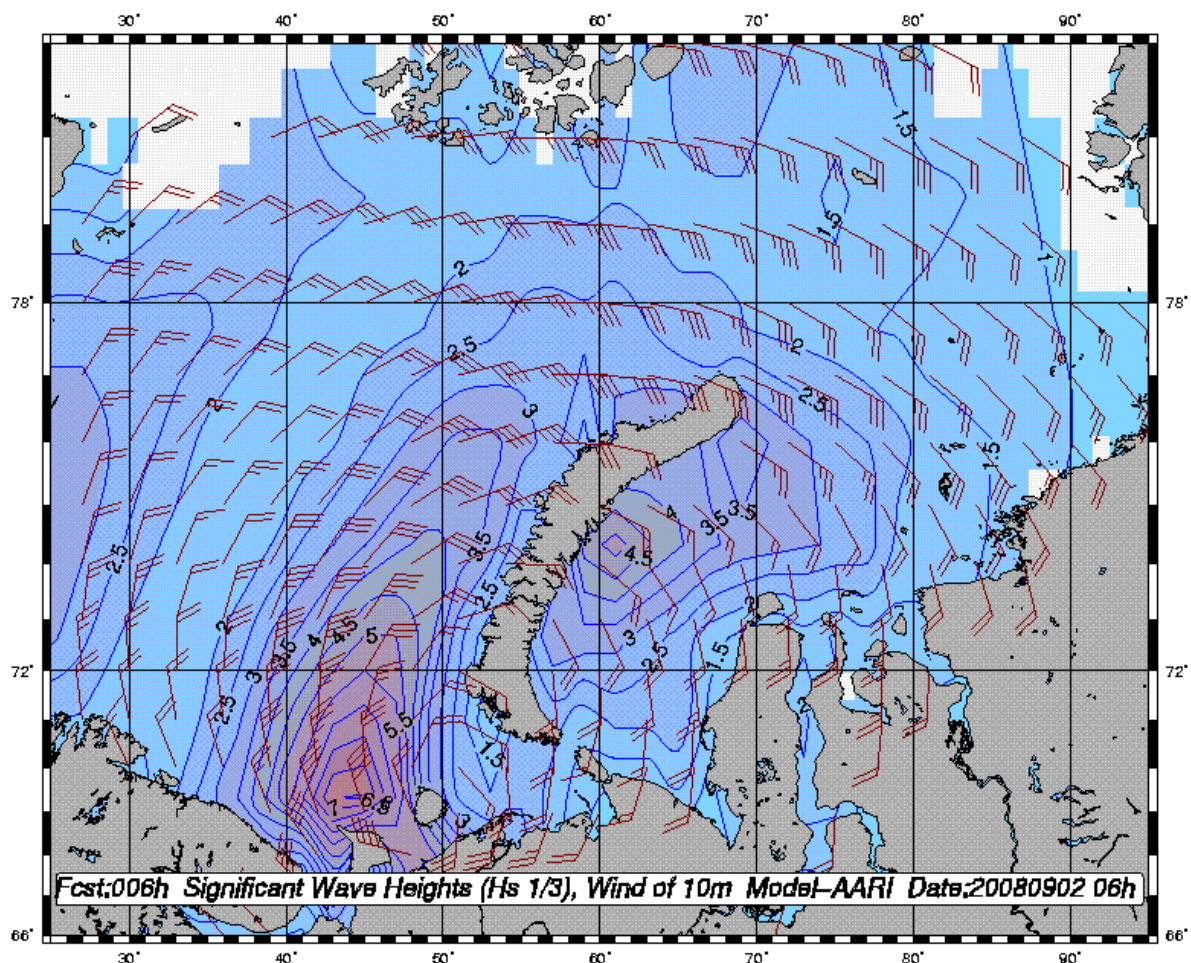


Рисунок 3.21 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Баренцевом море на 06 ч. (UTC) 2 сентября 2008 г.



Как видно из таблиц 3.7 – 3.9, на акватории морей Восточной Арктики в период с июля по сентябрь в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 0 до 3 м. При этом наибольшую повторяемость в море Лаптевых и Восточно–Сибирском море имело волнение с высотой 1–2 м, а в Чукотском море 2–3 м.

Следует отметить, что в третьем квартале 2008 года отмечалось менее интенсивное развитие ветрового волнения на акватории восточной Арктики по сравнению с аналогичным кварталом 2007 г.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития гидрометеорологических и ледовых процессов и явлений, произошедших в Северном Ледовитом океане за период июль-сентябрь 2008 г., можно отметить:

1 В центральном районе Арктики центр ЦПВ на геопотенциальной поверхности H_{500} от июля к сентябрю имел направленную тенденцию смещения из восточного сектора (Новосибирские острова) Арктики в западный (север Баренцева моря) до района Баффина моря;

2 В атлантико-евразийском секторе крупномасштабная перестройка атмосферных процессов произошла от западной формы в июле и августе к восточной в сентябре. Антициклональный режим циркуляции преобладал в июле и августе; циклональный в сентябре, фон температуры в целом за период выше нормы; наиболее теплым оказался сентябрь, холодным – июль;

3 В тихоокеано-американском секторе атмосферная циркуляция развивались на фоне аномально высокой повторяемости зональных процессов, при высокоширотном смещении циклонов в системе алеутского минимума в июле и низкоширотном в августе и сентябре. Антициклональный режим циркуляции в восточном секторе Арктики преобладал в августе и сентябре, фон температуры в целом за период был выше нормы, наиболее теплым оказался сентябрь, холодным – июль.

4 Для развития ледовых условий в летний период 2008 года характерным стало интенсивное уменьшение льда в окраинных западных (Баренцево и Карское) и восточных морей (Бофорта и Чукотское), которое начало проявляться в конце весеннего периода и получила дальнейшее развитие в начале летнего периода, преобладание однолетних льдов в бассейне океана, отсутствие старых льдов в российском, аляскинском секторах и центральном районе Арктики;

5 Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в конце летнего периода, по оценкам специалистов ГУ «АНИИ», составила 4,5–4,6 млн. кв. км, что значительно меньше среднеемноголетнего значения (норма 6,3 млн. кв. км). Необходимо отметить, что в 2008 году наблюдалось увеличение количества льда по сравнению с аналогичным периодом 2007 года на 0,4–0,5 млн. кв. км.