

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

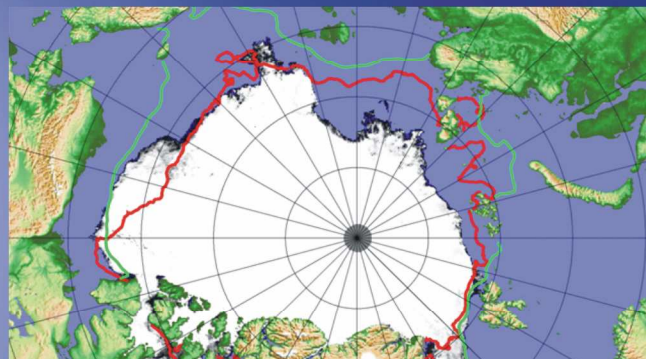


Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-
исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане

III квартал 2010





СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1 Метеорологические условия Северной полярной области в июле–сентябре 2010 года.....	4
1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период июль–сентябрь 2010 года	4
1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области июль–сентябрь 2010 года	18
2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2010 года	27
3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей в июле–сентябре 2010 года	38
3.1 Термохалинные условия в июле – сентябре 2010 года	38
3.2. Гидрохимические условия в июле – сентябре 2010 года	53
3.3. Уровень арктических морей в течение третьего квартала 2010 года	66
3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей в течение третьего квартала 2010 года.....	72



ВВЕДЕНИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в третьем квартале (июль–сентябрь) 2010 года. Фактическая информация для составления обзора получена по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, научных экспедиций на ледоколах и судах, проводимых в высоких широтах по эвакуации дрейфующей станции «Северный Полюс–37» (май–июнь 2010 г.), по программе исследования «Границ континентального шельфа» (август–октябрь 2010 г.), проектов Всемирной Метеорологической Организации и экспедиционных исследований в Арктике, проводимых в рамках национальных программ и международных проектов российскими и зарубежными организациями.

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

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

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

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностям ледовых явлений в океане, арктических морях и устьевых областях основных арктических рек. Основой для такого анализа послужили данные спутникового мониторинга, полярных станций системы Росгидромета, экспедиционные наблюдения на судах и дрейфующих станциях и архивные климатические данные. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела ледового режима и прогнозов (ответственный – зав. лабораторией к.г.н. Юлин А.В., зав. лабораторией к.г.н. Смоляницкий В.М., рук. группы к.т.н. Налимов Ю.В.).

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

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

Подготовку и оформление обзора осуществлял ведущий 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 2010 года

1.1 Развитие крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе северного полушария за период июль–сентябрь 2010 года

В данном разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов различного пространственно–временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе северного полушария за период с июля по сентябрь 2010 г.

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

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

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

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

Соответственно во втором тихоокеано–американском секторе полушария выделяется также



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

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

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

В результате мониторинга процессов различного пространственно–временного масштаба с июля по сентябрь 2010 г. были выявлены следующие особенности.

Число дней с формами (W, C, E) и типами (З, M_1 , M_2) по классификации Г.Я.Вангенгейма – А.А.Гирса и их отклонения от нормы за период июль–сентябрь 2010 г. представлены в таблице 1.1

Таблица 1.1 – Значения числа дней с формами (W, C, E) и типами (З, M_1 , M_2 и их отклонения от нормы за период июль–сентябрь 2010 г.

Форма	W	C	E	З	M_1	M_2
Число дней	29	16	47	35	51	6
Аномалии	-6	-10	16	-4	11	-7

В рассматриваемый период выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема преобразований разновидностей основных форм циркуляции атмосферы с июля по сентябрь 2010 г. выглядит следующим образом:

$$\text{Июль} \rightarrow \text{Август} \rightarrow \text{Сентябрь}$$
$$E_{M_1} \rightarrow (W + E)_{M_1+3} \rightarrow (E+C)_{3+M_1}$$

Из схемы и таблицы 1.1 видно, что в первом – атлантико–евразийском секторе северного полушария преобладали атмосферные процессы восточной формы циркуляции. Во втором – тихоокеано–американском секторе полушарии преобладали меридиональные атмосферные



процессы типа M_1 циркуляции. Для данных форм и типов с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов были выявлены разновидности этих процессов в первом и во втором секторах северного полушария, отличающиеся разновидностями блокирования зонального (западно–восточного) переноса воздушных масс и высокоширотными или низкоширотными траекториями циклонов.

Для каждого месяца были вычислены средние карты полей геопотенциальной поверхности H_{500} , приземного давления и температуры воздуха и их отклонений от средних многолетних значений (Приложение: рисунки 1.2–1.16). На всех картах географическая ориентация и состояние основных центров действия атмосферы, распределение полей давления и температуры на северном полушарии и Арктики соответствует синоптическому значению той формы и типу циркуляции и их разновидностей, которые преобладали в том или ином месяце рассматриваемого периода года.

Изменения давления от месяца к месяцу в 2010 году представлены виде кривых накопленных (интегральных) аномалий давления отдельно для европейского, азиатского, американского и приполюсного секторов Арктики на рисунке 1.1. Интегральная кривая идет вверх при положительных значениях аномалий давления, при отрицательных – вниз.

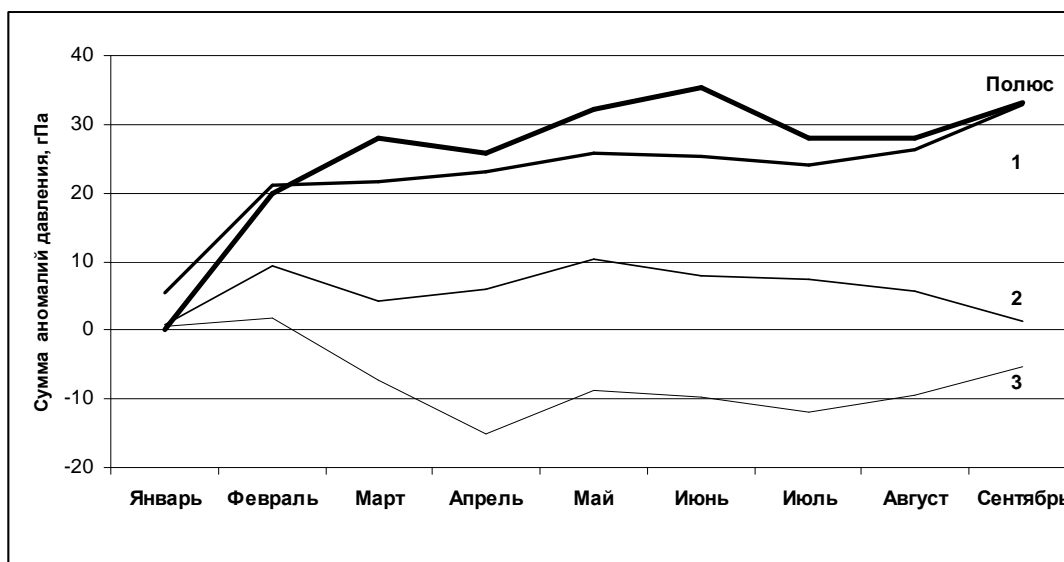


Рисунок 1.1 – Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе–сентябрь 2010 г. в европейском (1), азиатском(2), американском(3) и приполюсном секторах полярного района Арктики

В приземном поле полярного района в июле 2010 г. под влиянием активной циклонической деятельности отмечалось ослабление арктического антициклона. В августе и сентябре арктический антициклон усилился и часто оказывал свое влияние на и атлантико–американском



сектор Арктики и приполюсном районе, что обусловило преобладание здесь положительных аномалий давления. Устойчиво пониженный по сравнению с нормой фон давления в июле–сентябре отмечался в азиатском секторе Арктики.

Основные особенности развития и перестроек синоптических процессов для каждого месяца за период с июля по сентябрь 2010 г. описаны ниже.

В июле центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на H_{500} располагался в приполюсном районе Арктики, основные ложбины которого была ориентирована на район Гренландии и район Западной Сибири.

В первом (атлантико–евразийском) секторе преобладали зональные процессы восточной Е формы циркуляции. В приземном поле под устойчивым влиянием с запада на континентальную Европу гребня азорского антициклона циклоны Северной Атлантики смещались в зональном направлении с запада на восток в Арктику по сравнению с нормой высокоширотными траекториями. Фон давления приполюсном районе ниже нормы на 7,3 гПа. Воздушные потоки преимущественно западных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры со значениями до 3–5°C отмечались в районе Восточно–Сибирского и Чукотского морей.

Во втором (тихоокеано–американском) секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_1 . Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление гавайского антициклона, гребень которого часто оказывал влияние на северную акваторию Тихого океана. Вследствие этого циклоническая деятельность в системе алеутского минимума была ослаблена и циклоны не оказывали влияния на полярный район Арктики. Фон давления ниже нормы на 2–4 гПа. Адвекция воздушных масс с западной составляющей обусловили температурный фон близкий к среднему многолетнему.

В августе центр ЦПВ на поверхности H_{500} сместился из приполюсного района на Карского моря, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Канадско–арктического архипелага и Гренландия находились под частым влиянием высотного гребня, под которым в приземном поле давления сформировался обширный антициклон.

В первом секторе внутри месяца отмечались частые перестройки процессов от западной к восточной форме циркуляции. Под влиянием арктического антициклона циклоны Северной Атлантики в системе исландского минимума сериями смещались низкоширотными траекториями над акваториями Норвежского, Баренцева, Карского и Лаптевых морей. Дальнейшее их продвижение на восток было блокировано гребнем арктического антициклона. Фон давления над этими морями ниже нормы. Над Карским морем среднемесячные аномалии давления достигали



значений ниже нормы на 7 гПа. Под влиянием теплой части арктического антициклона в высоких широтах Арктики преобладали положительные аномалии температуры воздуха до значений 1–3°C. Адвекция холодных воздушных масс с северной составляющей и отрицательные аномалии температуры преобладали над Баренцевым морем

Во втором секторе аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типов M_1 и 3. Характерной особенностью развития макропроцессов явилось усиление арктического и гавайского антициклонов, гребни которых часто взаимодействовали над районом Аляски и блокировали выход циклоны в системе алеутского минимума в Арктику. Фон давления выше нормы на 2–4 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили адвекцию теплых воздушных масс. Средние месячные значения положительных аномалий температуры достигали значений до 3°C.

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

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

Во втором секторе повышенную повторяемость имели крупномасштабные атмосферные процессы типа 3 и M_1 циркуляции. Под влиянием с севера арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались по сравнению с нормой более южными траекториями. Фон давления выше нормы на 2–6 гПа. Преобладание получила адвекция теплых воздушных масс с южной составляющей. Среднемесячная температура в восточном секторе Арктики выше нормы на 2–7°C.

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



Таблица 1.2 – Каталог макросиноптических процессов по классификации Г.Я. Вангенгейма–А.А. Гирса с июля по сентябрь 2010 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
1–2	W	3	1	W	M ₁	1–3	C	3
3–4	C	3	2–5	E	M ₁	4–5	C	M ₁
5–7	E	M ₂	6–8	E	3	6–10	E	M ₁
8–11	E	3	9–11	W	3	11–13	E	M ₂
12–14	E	M ₁	12–14	E	M ₁	14–16	W	3
15–17	E	M ₁	15–19	E	M ₁	17–18	W	3
18–19	E	M ₁	20–22	W	3	19–22	W	M ₁
20–22	E	M ₁	23–27	W	M ₁	23–24	E	3
23–25	E	M ₁	28–31	C	3	25–27	C	M ₁
26–28	E	M ₁				18–29	C	3
29–31	W	M ₁				30	E	3
Итого	W – 5(–5) C – 2 (–9) E – 24 (14)	3 – 8 (–2) M ₁ – 20 (2) M ₂ – 3 (0)	Итого	W 15 (3) C 4 (–3) E 12 (0)	3 14 (0) M ₁ – 17 (4) M ₂ – 0 (–4)	Итого	W– 9 (–4) C– 10 (2) E– 11 (2)	3 – 13(–2) M ₁ – 14 (5) M ₂ – 3 (–3)
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, M ₁ , M ₂) атмосферной циркуляции.								

Выводы

Обобщая данные о развитии и перестройках крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период июль–сентябрь 2010 г., можно сделать следующие выводы:

1. В масштабе северного полушария преобладали: в первом – атлантико–евразийском секторе северного полушария атмосферные процессы восточной формы циркуляции. Во втором – тихоокеано–американском секторе полушария преобладали меридиональные атмосферные процессы типа M₁.

2. Под влиянием процессов блокирования и длинных термобарических волн от месяца к месяцу изменялась структура циркумполярного вихря, система тропосферных ПВФЗ и изменение траекторий циклонов в системе исландского и алеутского минимумов. Над полярным районом на геопотенциальной поверхности H₅₀₀ центр планетарного циркумполярного вихря локализовался: в июле в приполюсном районе; в августе и сентябре в азиатском секторе Арктики.

3. В первом секторе в июле отмечались разновидности процессов с высоко широтными траекториями циклонов Северной Атлантики в полярный район Арктики. В августе и сентябре под влиянием хорошо развитого арктического антициклона циклоны смещались более южными

траекториями. В среднем за период июль–сентябрь в приземном поле в большинстве районов преобладали положительные аномалий температуры.

4. Во втором секторе в период июль–сентябрь в системе алеутского минимума преобладали низкоширотные траектории циклонов и они не оказывали свое влияние на полярный район Арктики. Под влиянием теплой части арктического антициклона преобладали положительные аномалии температуры.

5. Для каждого месяца установлены однородные периоды, отражающие перестройки процессов внутри месяца по ЭСП, смену знака барических полей и направлений преобладающих воздушных потоков в полярном районе Арктики. Структурные особенности процессов внутри каждого месяца согласуются с выявленными фоновыми особенностями в направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов в период с июль по сентябрь 2010 г.

6. В целом, несмотря на сохранение высоких значений положительных аномалий температуры воздуха в Арктике развитие атмосферных процессов в 2010 году отличалось от направленности процессов, которые преобладали в однородной циркуляционной стадии 2004–2008 гг. Отличия выразились в повышение повторяемости в 2010 году меридиональных процессов, усиление арктического антициклона и смещение его в западный сектор Арктики и под его влиянием более частые низкоширотные траектории циклонов в системах исландского и алеутского минимумов Атлантического и Тихого океанов.

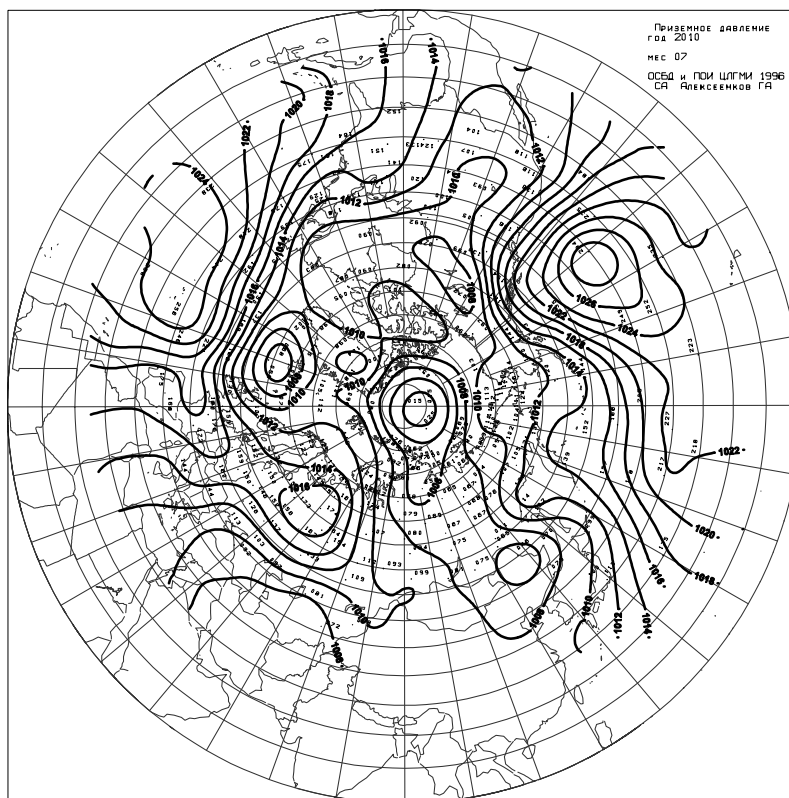


Рисунок 1.2 – Среднее месячное приземное давления за июль 2010 г.

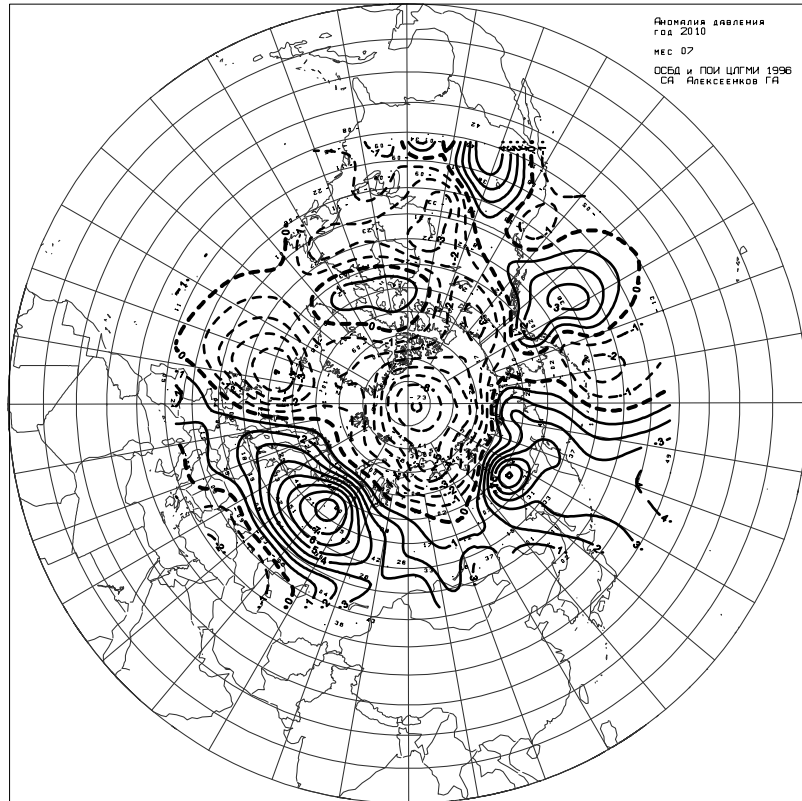


Рисунок 1.3 – Средние месячные аномалии приземного давления за июль 2010 г.

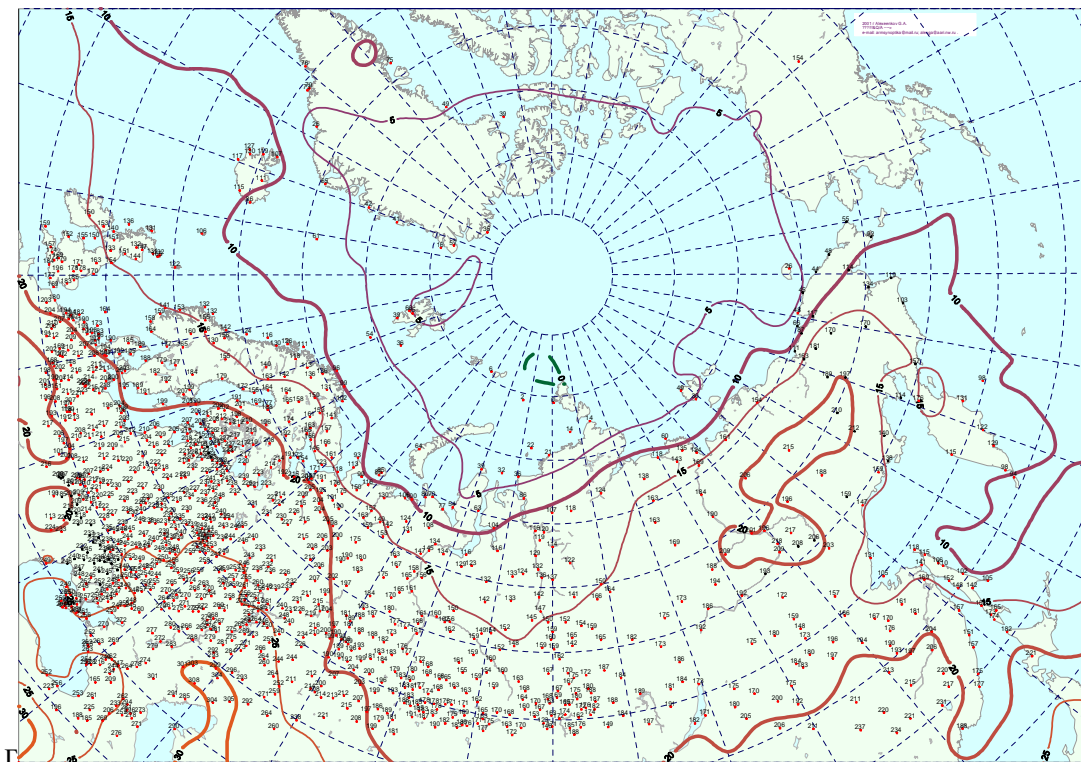


Рисунок 1.4 – Средние месячные приземные температуры воздуха за июль 2010 г.

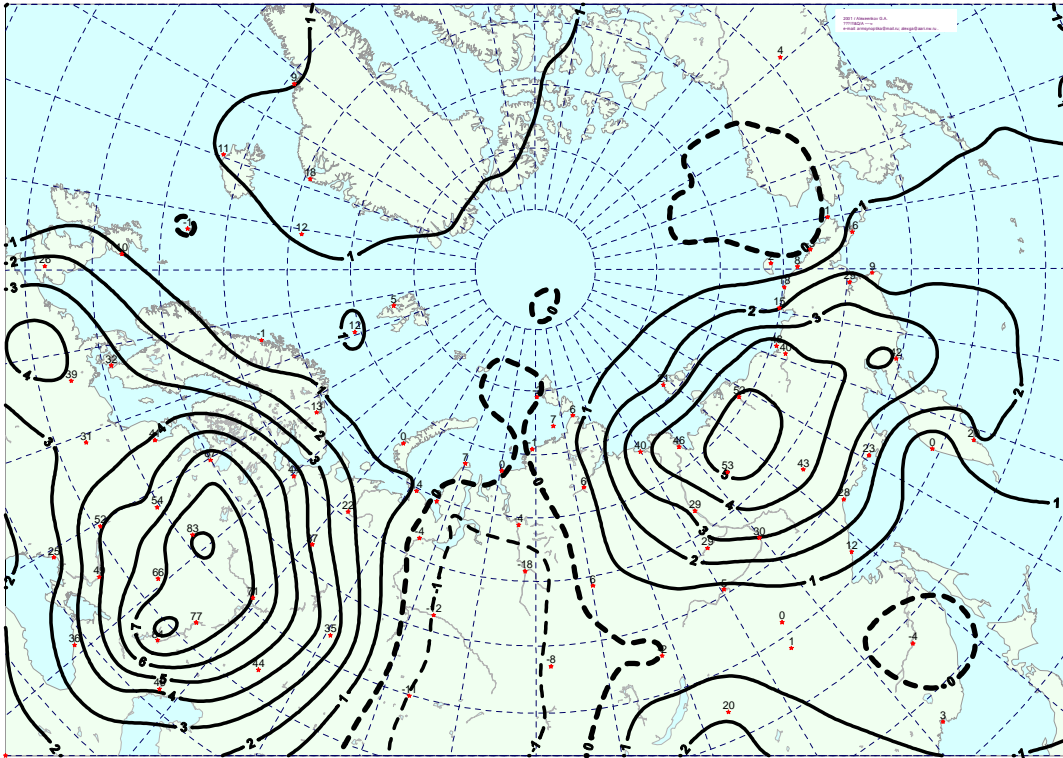


Рисунок 1.5 – Средние месячные аномалии приземной температуры воздуха за июль 2010 г.

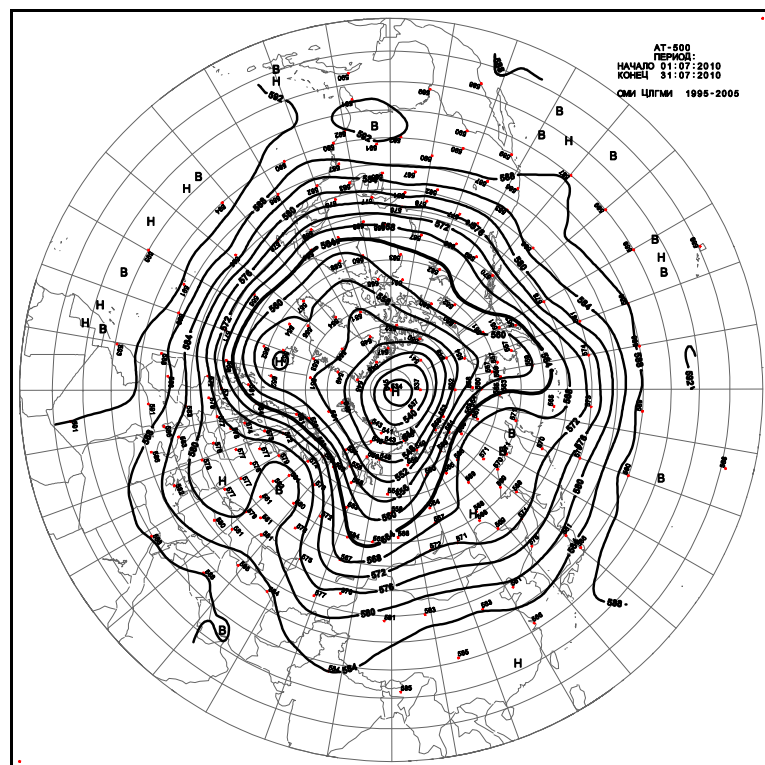


Рисунок 1.6 – Средняя месячная карта изобарической поверхности 500 гПа за июль 2010 г.

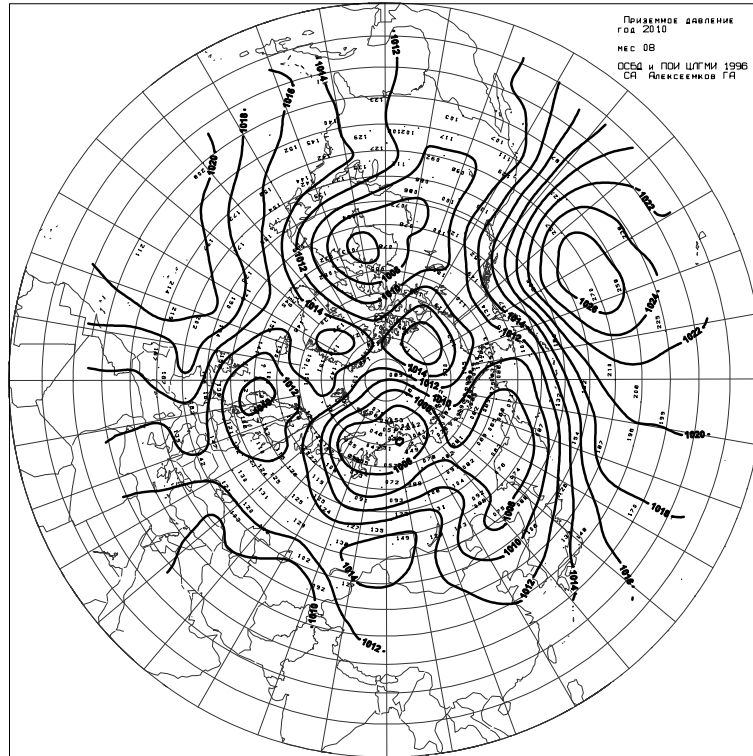


Рисунок 1.7 – Среднее месячное приземное давления за август 2010 г.

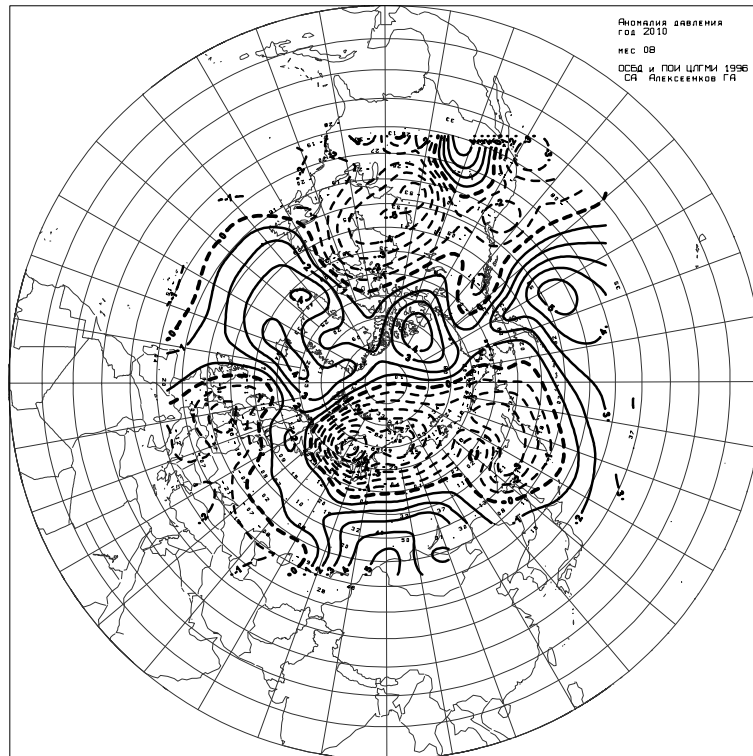


Рисунок 1.8 – Средние месячные аномалии приземного давления за август 2010 г.

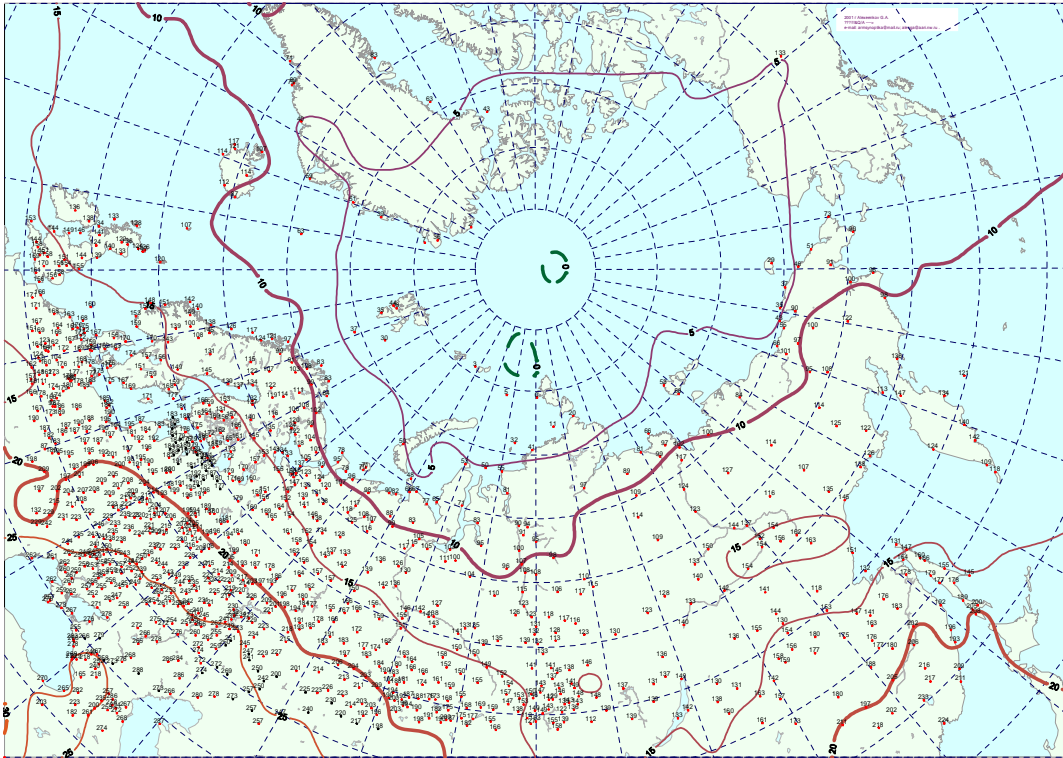


Рисунок 1.9 – Средние месячные приземные температуры воздуха за август 2010 г.

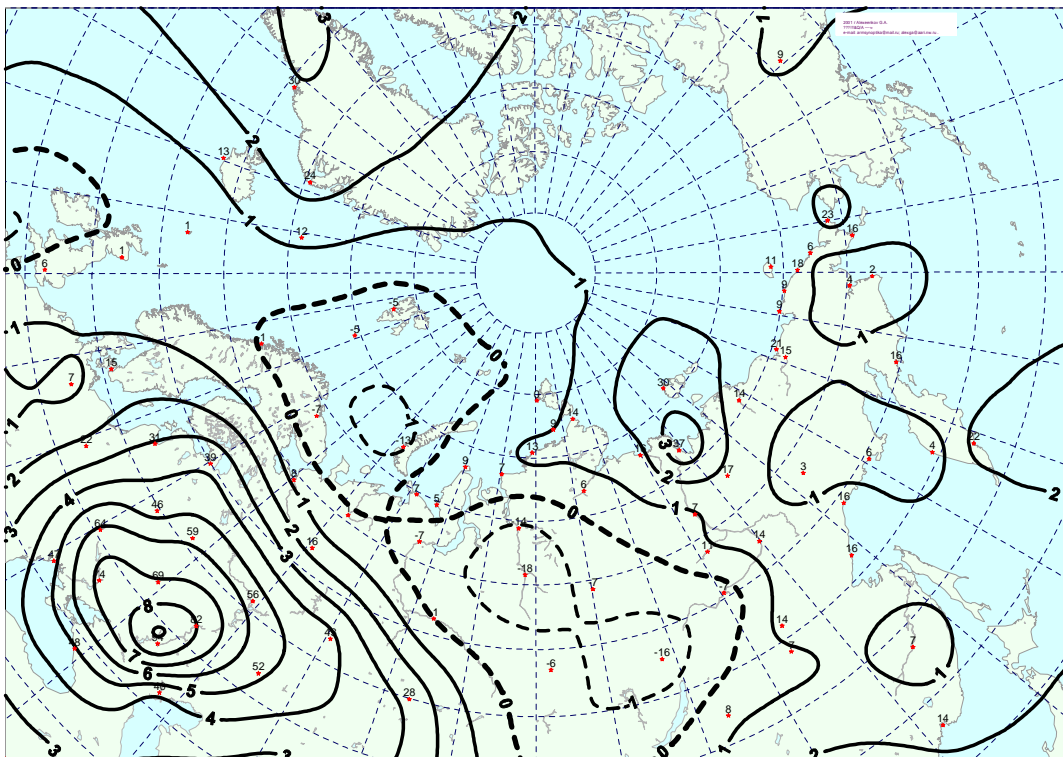


Рисунок 1.10 – Средние месячные аномалии приземной температуры воздуха за август 2010 г.

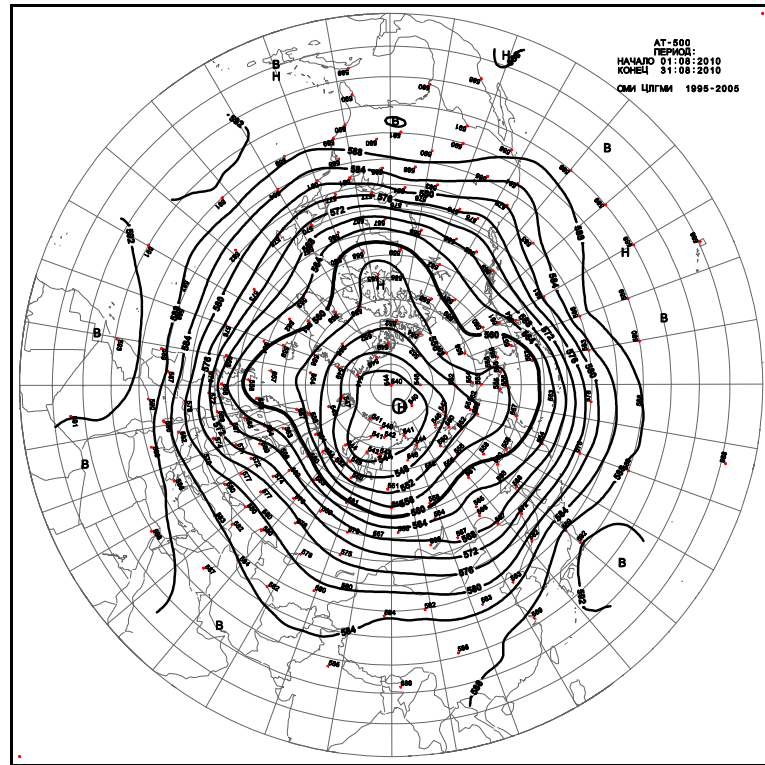


Рисунок 1.11 – Средняя месячная карта изобарической поверхности 500 гПа за август 2010 г.

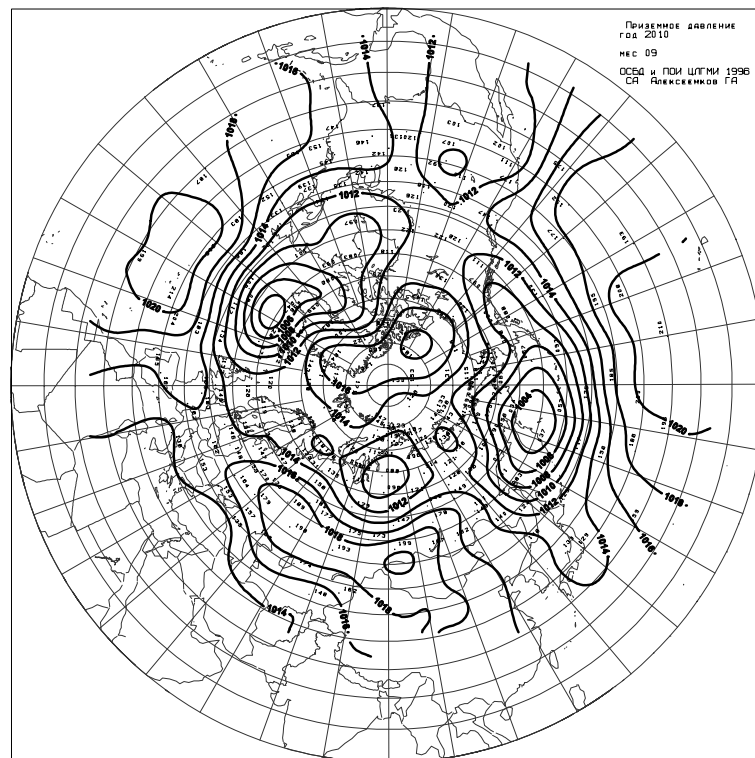


Рисунок 1.12 – Среднее месячное приземное давления за сентябрь 2010 г.

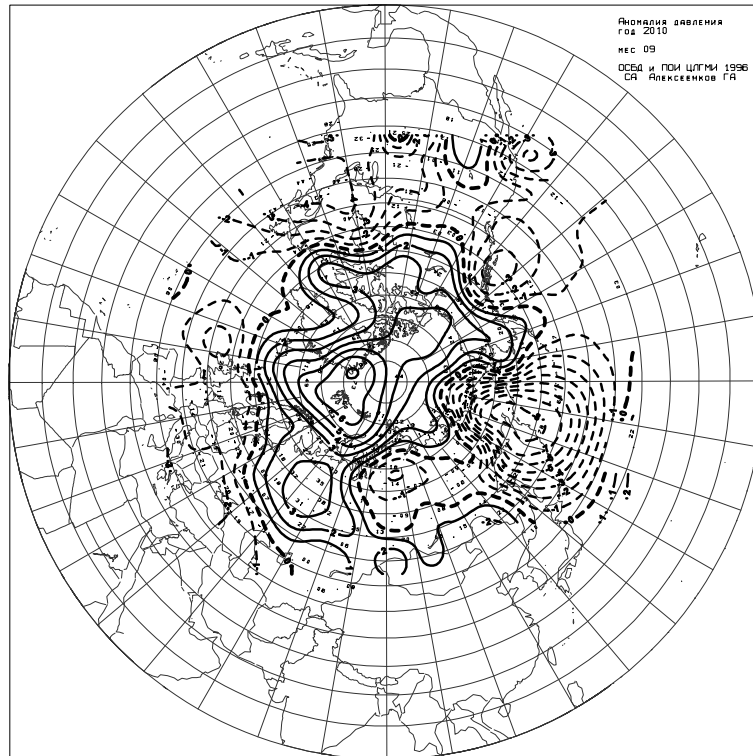


Рисунок 1.13 – Средние месячные аномалии приземного давления за сентябрь 2010 г.

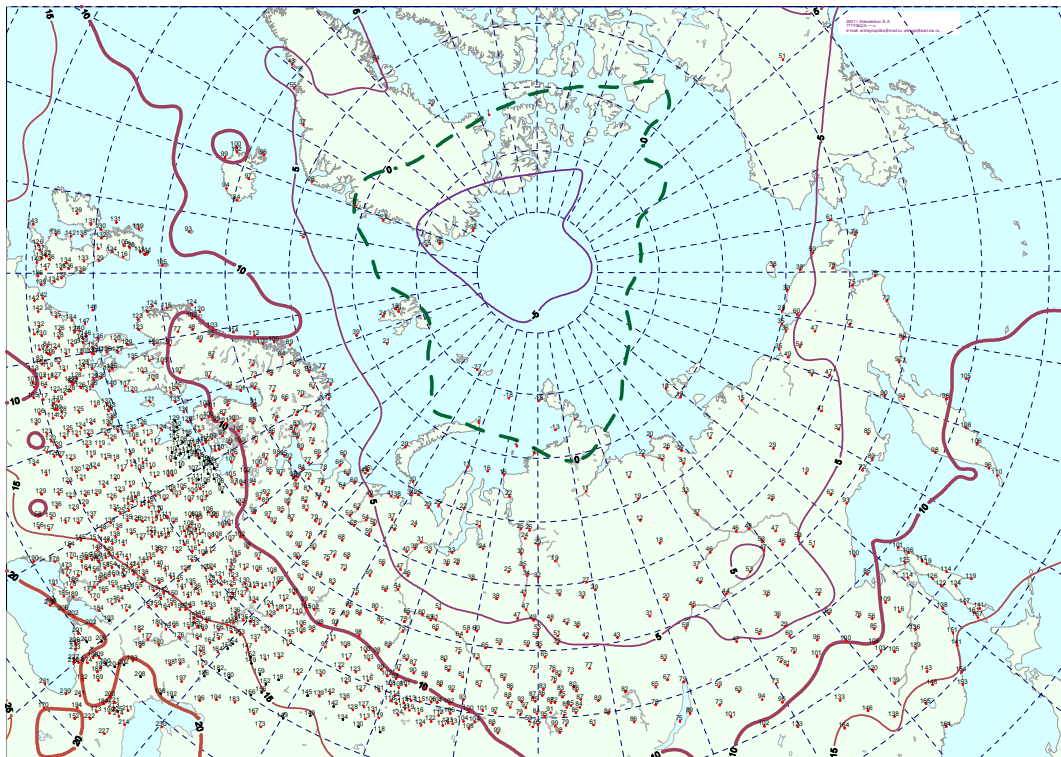


Рисунок 1.14 – Средние месячные приземные температуры воздуха за сентябрь 2010 г.

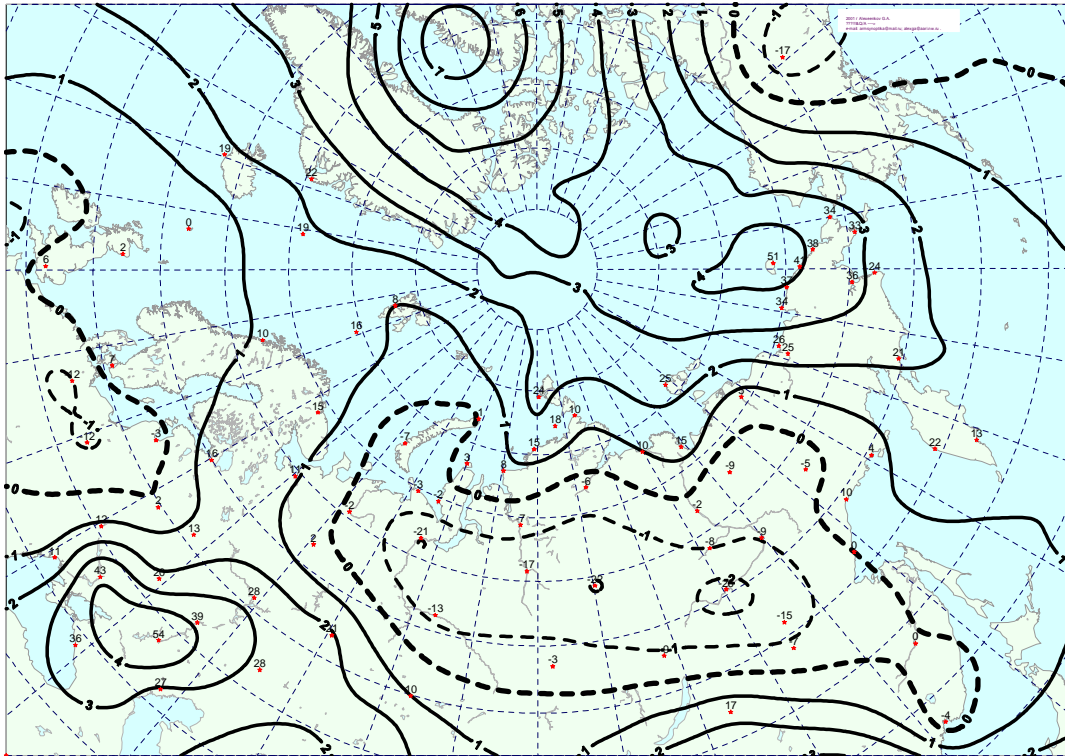


Рисунок 1.15 – Средние месячные аномалии приземной температуры воздуха за сентябрь 2010 г.

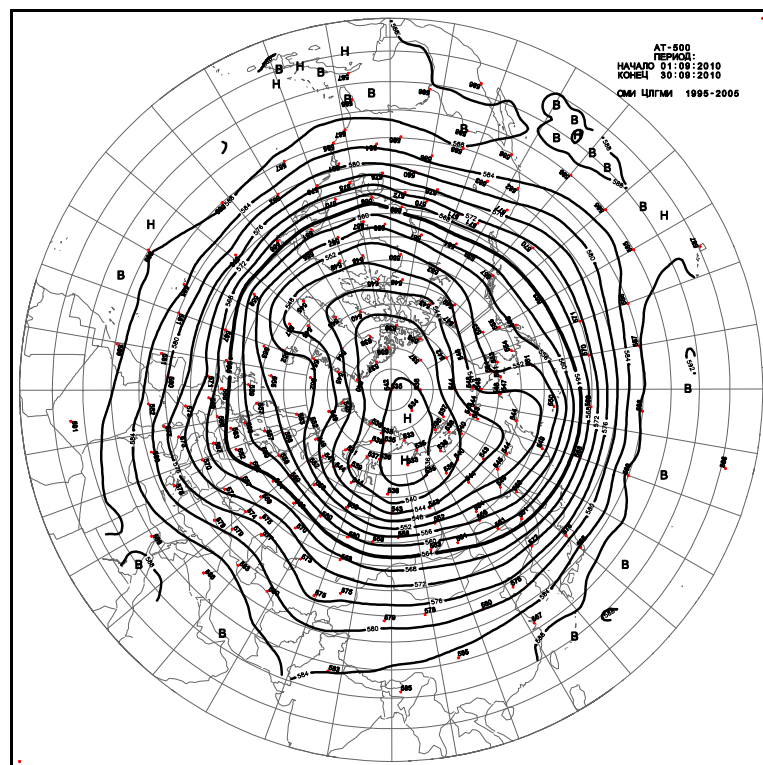


Рисунок 1.16 – Средняя месячная карта изобарической поверхности 500 гПа за сентябрь 2010 г.

1.2 Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области июль–сентябрь 2010 года

В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и атмосферных осадков по районам северной полярной области (СПО) и арктическим морям (рисунок 1.17). Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев МПАБ.

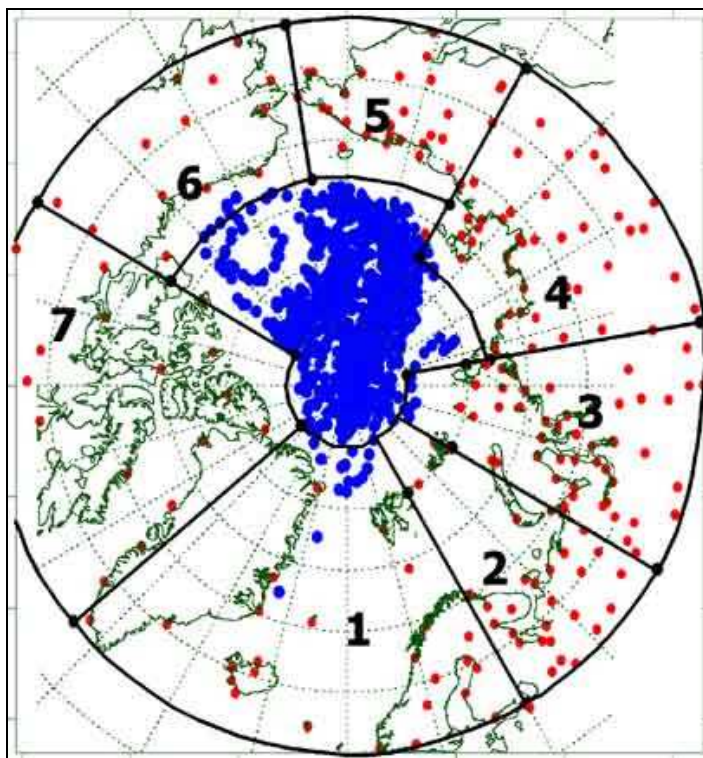


Рисунок 1.17 – Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области (1 – Атлантический; 2 – Североевропейский; 3 – Западносибирский; 4 – Восточносибирский; 5 – Чукотский; 6 – Аляскинский; 7 – Канадский)

Температура воздуха.

Основным методом получения аномалий температуры воздуха, осредненных по территории северной полярной области и территориям отдельных климатически однородных районов, 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 июль–август.

Величины аномалий средней температуры воздуха за летний сезон 2010 года по широтным зонам 60–85, 60–70 и 70–85° с.ш. представлены в таблице 1.3. В летнем сезоне 2010 г. аномалия температуры воздуха СПО составила 1,1 °С (нормированная аномалия 3,3 σ). Лето 2010 г. по рангу теплых лет оказалось пятым теплым летом за период с 1936 г. Аномалия температуры для



широтной зоны 70–85° с.ш. составила 1,3 °С (нормированная аномалия 3,6 σ), а для широтной зоны 60–70° с.ш. – 1,0 °С (нормированная аномалия 2,5 σ). Прошедший летний сезон для этих широтных зон оказался соответственно вторым и седьмым по рангу теплых лет за период с 1936 г.

Таблица 1.3 – Аномалии температуры воздуха на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за летний сезон 2010 г.

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

Наблюдались значительные положительные аномалии температуры в восточной части азиатского сектора, а также в канадском секторе (рисунок 1.18, таблица 1.4). Аномалия температуры в Канадском районе составила 1,7 °С (3,0 σ), в Восточносибирском – 1,9 °С (2,8 σ), а в Чукотском – 1,8 °С (3,0 σ). Лето 2010 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, южных частях Западносибирского и Аляскинского районов.

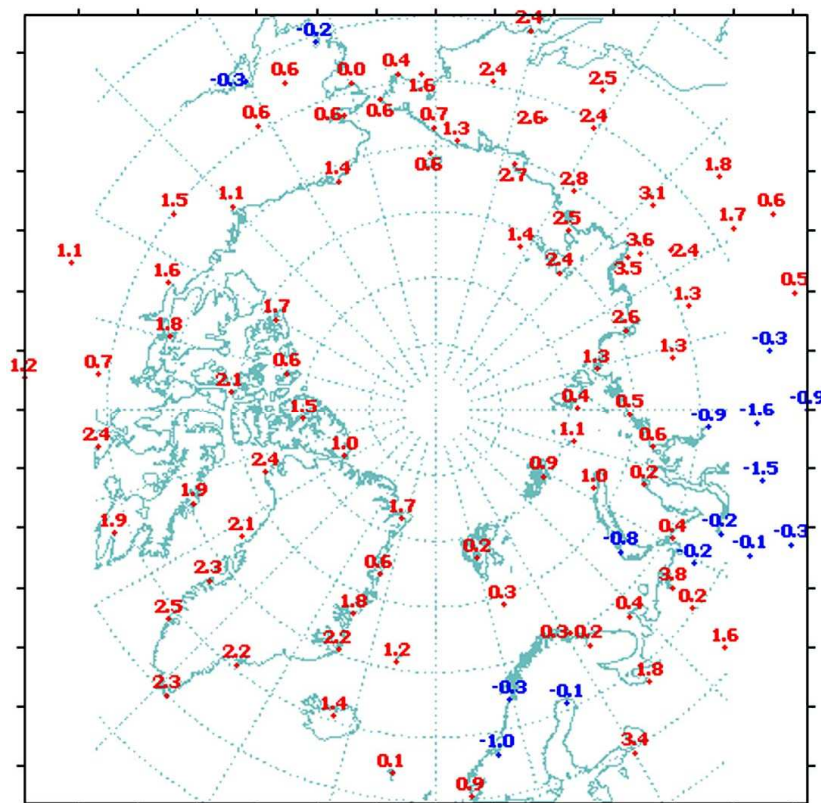


Рисунок 1.18 – Значения аномалий средней температуры воздуха летнего сезона на станциях северной полярной области, °С.



Таблица 1.4 – Аномалии средней температуры воздуха за летний сезон 2010 г. в отдельных районах СПО

Климатический район	Аномалия °С	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия, °С / нормированная аномалия)
Атлантический	1,0	2,6	13	2003 (1,9/4,6)
Североевропейский	0,9	0,9	22	1972 (1,9/1,9)
Западносибирский	-0,1	-0,2	49	1957 (1,6/2,2)
Восточносибирский	1,9	2,8	3	2001 (1,9/2,8)
Чукотский	1,8	3,0	3	2007 (2,9/4,8)
Аляскинский	0,5	0,8	21	2004 (2,9/4,2)
Канадский	1,7	3,0	1	2010 (1,7/3,0)

В районах арктических морей и на территории СПО выше 70° с.ш. преимущественно наблюдались положительные аномалии температуры. Наиболее высокие значения положительных аномалий были в районах морей Лаптевых, Восточно–Сибирского, моря Бофорта, а также в северной части Канадского района. Здесь значения осредненных для этих районов аномалий составили 2,5 °С (3,1 σ), 1,7 °С (2,2 σ), 1,7 °С (2,4 σ) и 1,7 °С (2,8 σ) соответственно (таблица 1.5). Для района моря Лаптевых лето 2010 г. оказалось наиболее теплым с 1936 г.

Таблица 1.5 – Аномалии средней температуры воздуха за летний сезон 2010 г. для районов севернее 70° с.ш.

Море, часть климатического района	Аномалия °С	Нормированная аномалия	Ранг аномалии	Наиболее теплый год (аномалия, °С / нормированная аномалия)
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,1	2,2	12	2002 (2,3/4,9)
Баренцево море	0,2	0,3	38	2004 (2,0/2,4)
Карское море	0,6	1,0	28	1959 (2,2/3,4)
Море Лаптевых	2,5	3,1	1	2010 (2,5/3,1)
Восточно–Сибирское море	1,7	2,2	3	2007 (3,7/4,8)
Чукотское море	0,6	0,8	21	2007 (3,9/5,5)
Море Бофорта	1,7	2,4	3	2007 (2,3/3,2)
Северная часть Канадского района	1,7	2,8	5	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 1.19, а для районов арктических морей на рисунке 1.20.

Оценка линейного тренда средней температуры воздуха СПО и отдельных широтных зон за летний сезон 1936–2010 гг. показала наличие статистически значимого (на 5% уровне значимости) положительного линейного тренда как для широтных зон к северу и югу от 70° с.ш., так и для СПО в целом (таблице 1.6). Повышение температуры летнего сезона составило соответственно 0,7; 0,8 и 0,7 °С за 75 лет.

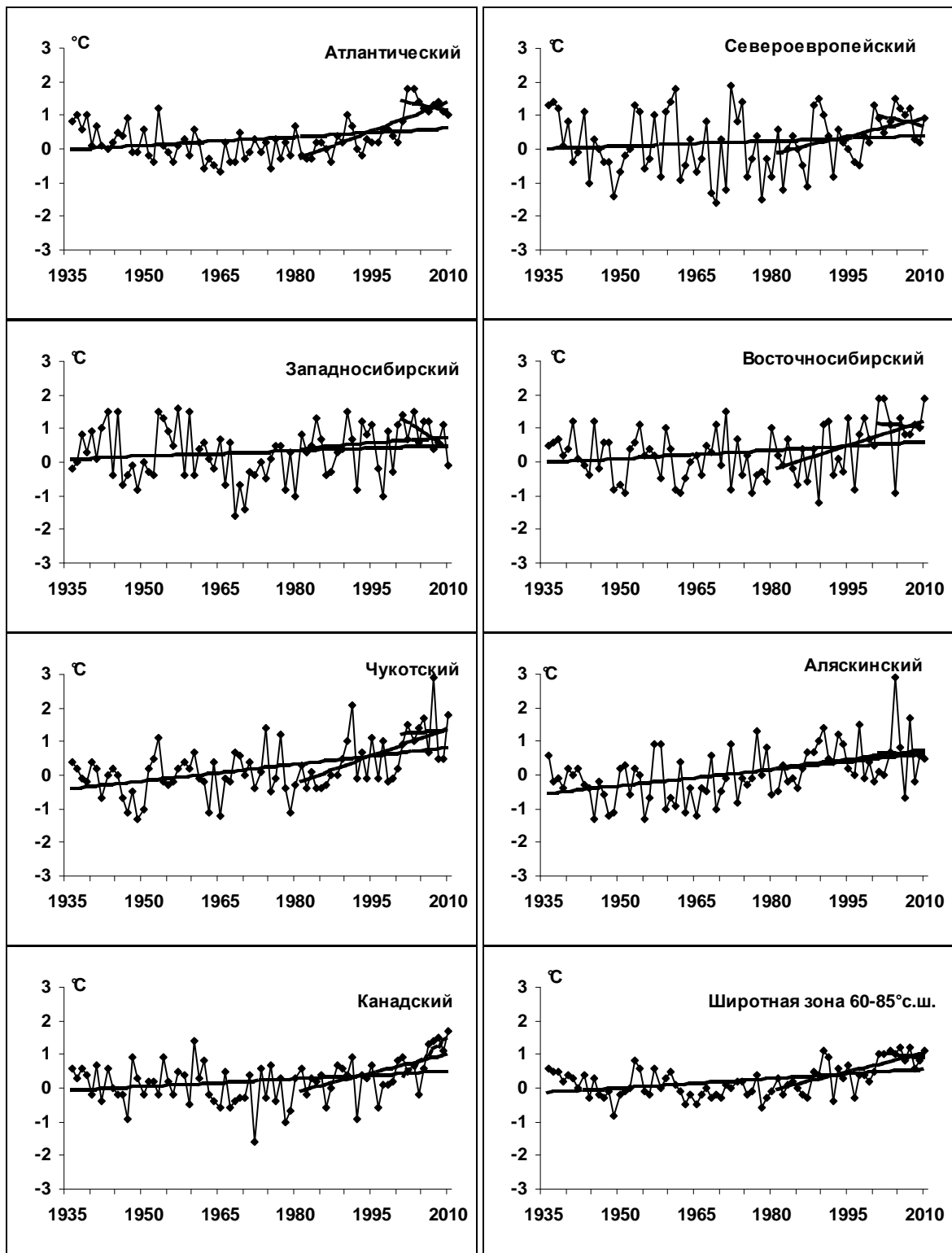


Рисунок 1.19 – Временные ряды аномалий средней за летний сезон температуры воздуха в различных секторах Арктики, °C

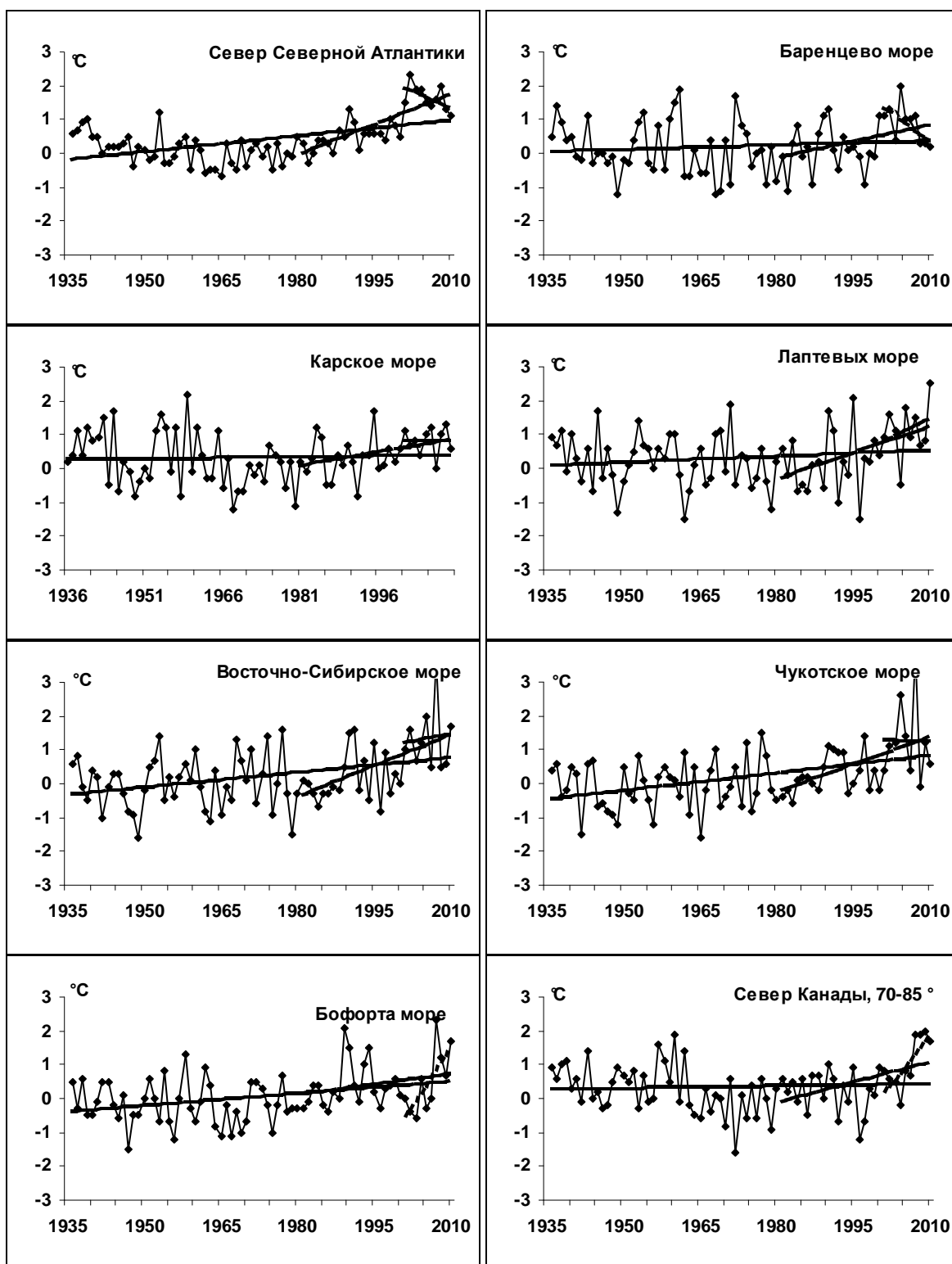


Рисунок 1.20 – Временные ряды аномалий средней за летний сезон температуры воздуха над
окраинными морями СЛО, °С



Таблица 1.6 – Коэффициенты линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха отдельных районов за период 1936–2010 гг.

Район, широтная зона	1936–2010		1981–2010		2001–2010	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D
Атлантический	0,08	31,9	0,57	79,2	0,37	29,3
Североевропейский	0,05	12,5	0,36	42,3	-0,64	43,1
Западносибирский	0,05	15,1	0,12	15,4	-0,45	36,1
Восточносибирский	0,08	23,3	0,50	50,6	-0,51	12,3
Чукотский	0,17	46,8	0,55	57,8	0,21	14,7
Аляскинский	0,16	44,5	0,18	21,5	0,42	12,6
Канадский	0,08	26,5	0,38	54,2	0,99	50,8
70–85°с.ш.	0,09	38,6	0,44	73,5	0,45	44,9
60–70°с.ш.	0,10	46,1	0,35	61,2	-0,25	33,2
60–85°с.ш.	0,09	43,3	0,37	66,2	-0,05	5,9

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

Для последнего тридцатилетнего периода 1981–2010 гг. в СПО и в отдельных широтных зонах для летних температур характерны статистически значимые (на 5% уровне значимости) положительные тренды, как и в изменениях весенней температуры. Наиболее высокие значения тренда наблюдаются в Атлантическом и Чукотском районах. Значение линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха в этих районах составляет около 1,7 и 1,6 °С/30 лет соответственно.

В последнем десятилетнем периоде наблюдались отрицательные тренды температуры воздуха в некоторых районах евразийского сектора и в широтных зонах 60–70 и 60–85° с.ш., но их значения статистически не значимы. В широтной зоне 70–85°с.ш. сохранился положительный тренд температуры

В районах всех арктических морей за последние 30 лет наблюдается статистически значимое (на 5% уровне значимости) повышение температуры летнего сезона (таблица 1.7). Исключение составляет северная часть Канадского района. Наиболее высокая скорость повышения температуры воздуха наблюдается в северных частях Гренландского и Норвежского морей, а также в районе Чукотского моря. За 1981–2010 гг. летняя температура воздуха в районах этих морей повысилась на 1,8 °С.



Таблица 1.7 – Коэффициенты линейного тренда средней за летний сезон температуры воздуха в районах арктических морей за период 1936–2010 гг.

Море, часть моря	1936–2010		1981–2010		2001–2010	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,16	51,1	0,59	78,3	-0,67	55,7
Баренцево море	0,04	12,4	0,32	39,4	-1,11	58,9
Карское море	0,02	5,0	0,26	39,9	-0,02	1,4
Море Лаптевых	0,06	15,3	0,52	47,5	0,72	27,3
Восточно-Сибирское море	0,15	35,9	0,40	45,8	1,88	76,0
Чукотское море	0,17	43,2	0,61	55,3	0,26	8,0
Море Бофорта	0,12	35,2	0,54	51,1	-0,07	1,7
Северная часть Канадского района	0,02	6,5	0,21	23,8	2,27	71,1

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

Атмосферные осадки.

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

В целом для СПО в теплом сезоне 2010 г. осадков выпало чуть выше нормы (на 1 %). К югу от 70° с.ш. осадков выпало больше, чем к северу, соответственно 102 и 96 % от нормы. В Атлантическом, Североевропейском, Чукотском и Канадском районах осадков выпало меньше нормы, а в Западносибирском, Восточносибирском – больше нормы (таблица 1.8). Но наибольшее количество осадков летом 2010 г. отмечено в Аляскинском районе (на 14 % выше нормы).

Таблица 1.8 – Относительные аномалии сумм осадков в теплом сезоне 2010 г., %

Климатический район, широтная зона	Относительная аномалия	Ранг аномалии	Наибольшее значение	Наименьшее значение
Атлантический	91,2	55	1964 (120,5)	1968 (75,2)
Североевропейский	98,4	38	1981 (128,4)	1980 (68,5)
Западносибирский	107,2	19	2002 (122,6)	1946 (72,4)
Восточносибирский	107,4	24	1988 (125,2)	1967 (78,4)
Чукотский	97,8	42	1954 (139,6)	1982 (60,2)
Аляскинский	114,5	31	1951 (164,4)	1968 (54,1)
Канадский	96,3	45	2005 (123,5)	1977 (75,0)
60–70°с.ш.	102,2	29	1954 (115)	1968 (88)
70–85°с.ш.	95,8	45	1989 (127)	1998 (84)
60–85°с.ш.	101,1	36	1954 (117)	1980 (90)

В таблице 1.9 приведены оценки изменения сумм осадков теплого сезона за весь период (с 1936 по 2010 гг.) по северным (70–85° с.ш.) и южным (60–70° с.ш.) частям климатических районов и для районов в целом.



Таблица 1.9 – Параметры линейного тренда сумм осадков теплого сезона за весь период и за последнее 30–тилетие

Район, широтная зона	Вх	% от нормы	D, %	Вх	% от нормы	D, %
	1936–2010			1981–2010		
	Южная часть Гренландского и Норвежского морей	-0,90	-1,8	5,5	-9,69	-7,9
Скандинавия и север ЕТР	2,64	8,1	17,7	-6,71	-8,2	19,0
Западная Сибирь	-2,74	-8,3	18,3	5,79	7,0	16,2
Восточная Сибирь	0,55	2,4	5,8	6,71	11,5	27,1
Чукотка	-1,55	-7,1	11,8	-2,49	-4,6	7,5
Аляскинский (южная часть)	-2,57	-9,9	12,7	0,34	0,5	0,8
Канадский (южная часть)	3,33	16,9	36,6	-1,94	-3,9	8,6
60–70°с.ш.	-0,12	-0,4	2,0	-0,84	-1,1	5,9
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,61	3,7	5,3	3,00	7,3	12,4
Баренцево море	-0,30	-1,5	2,5	-5,23	-10,2	21,5
Карское море	-1,65	-10,0	16,6	-4,44	-10,7	15,7
Море Лаптевых	-3,03	-17,9	28,1	1,42	3,4	6,9
Восточно–Сибирское и Чукотское моря	-5,51	-32,2	39,8	-5,07	-11,9	21,8
Аляскинский (северная часть)	1,63	17,5	12,0	1,22	5,3	3,7
Канадский (северная часть)	1,02	11,5	16,7	-4,19	-19,0	25,5
70–85°с.ш.	-0,89	-5,9	18,3	-1,15	-3,0	10,3
Атлантический	-0,40	-1,0	3,5	-5,47	-5,7	20,2
Североевропейский	1,57	5,6	14,4	-5,73	-8,2	22,6
Западносибирский	-2,29	-8,8	22,9	1,51	2,3	5,9
Восточносибирский	-0,82	-4,0	10,0	4,70	9,0	24,1
Чукотский	-3,08	-15,4	27,1	-3,46	-7,0	12,8
Аляскинский	-1,87	-8,0	10,6	0,47	0,8	1,3
Канадский	2,47	15,8	39,4	-2,78	-7,1	19,0
60–85°с.ш.	-0,59	-2,4	13,0	-1,35	-2,2	12,0
Примечание. Первый столбец – значение линейного тренда в мм/10 лет; Второй столбец – изменение сумм осадков в % от среднесезонного значения за 75 лет; Третий столбец – вклад тренда в полную дисперсию D%; Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды						

На рисунке 1.21 временные ряды сумм осадков холодного сезона для районов арктических морей и территорий севернее 70° с.ш. Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков теплого сезона за период 1936–2010 гг. является тенденция уменьшения жидких осадков в целом по региону (на 2 %) и к северу от 70°с.ш. (на 6 % от нормы).

Статистически значимое (на 5–% уровне значимости) увеличение количества жидких осадков наблюдается только в Канадском районе (на 16 % от нормы). В теплом сезоне периода 1936–2010 г. осадки более всего уменьшились в морях евразийского сектора. Уменьшение сумм жидких осадков составило здесь от 2 до 32% от нормы.

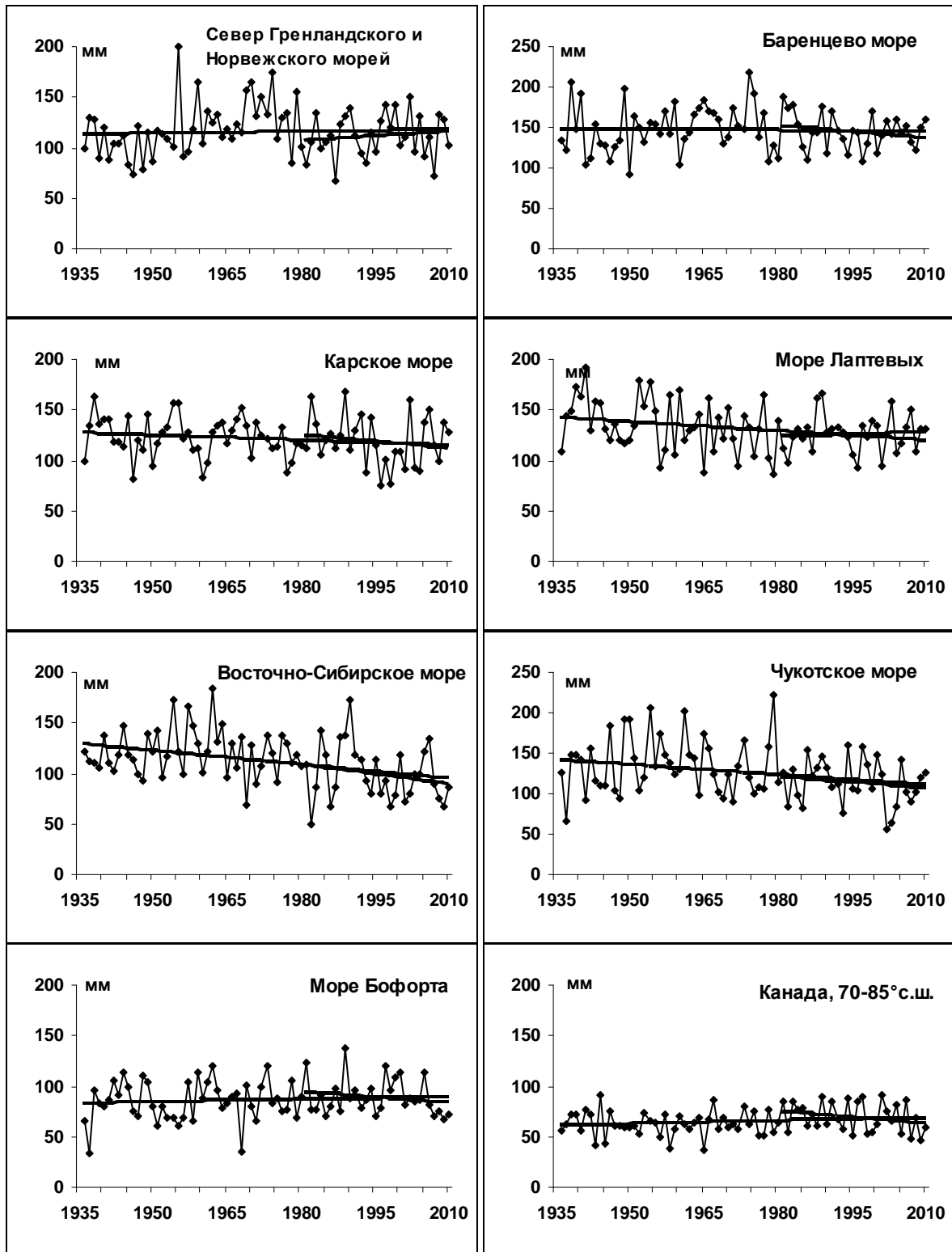


Рисунок 1.21 – Временные ряды сумм осадков теплого сезона, мм



2 Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях в июле–сентябре 2010 года

Оценки особенностей развития ледовых условий в июле–сентябре 2010 года получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ГУ «ААНИИ» и ряда международных проектов. Основные районы Северного Ледовитого океана, однородные по условиям формирования и изменения ледовых условий приведены на рисунке 2.1.

Со всей доступной исходной информацией по разделу можно ознакомиться на сайте ААНИИ 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 ААНИИ за 1945–1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960–1979 гг., Национального ледового центра США за 1972–2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968–1998 гг. и Японского метеорологического агентства за 1970–2006 гг.). Расчет среднемесячных значений общей сплоченности для 2010 года выполнен в лаборатории режимных пособий ГУ «ААНИИ» на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду (<http://nsidc.org>).

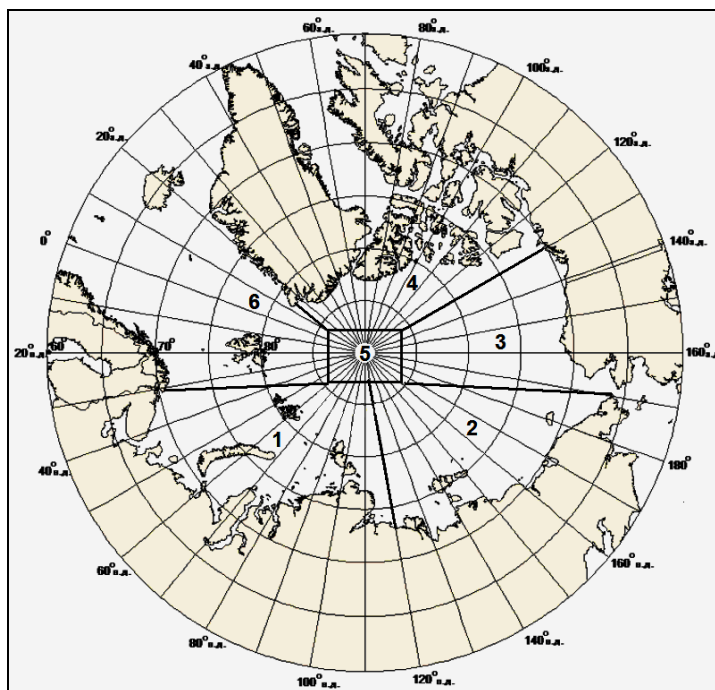


Рисунок 2.1 – Районы Северного Ледовитого океана (1–западный район российского сектора; 2–восточный район российского сектора; 3–алаянский сектор; 4 канадский сектор; 5–приполюсный район; 6– гренландский сектор)



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

В структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли около 60% от общего количества льда. Около 40% от общего количества льда составляли старые льды. Однолетние льды занимали западный и восточный районы российского сектора Арктики (районы 1, 2) и аляскинский сектор Арктики (район 3). Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики (районы 4 и 6) и приполюсном районе (район 5). В северной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей наблюдались протяженные отроги старых льдов.

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

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

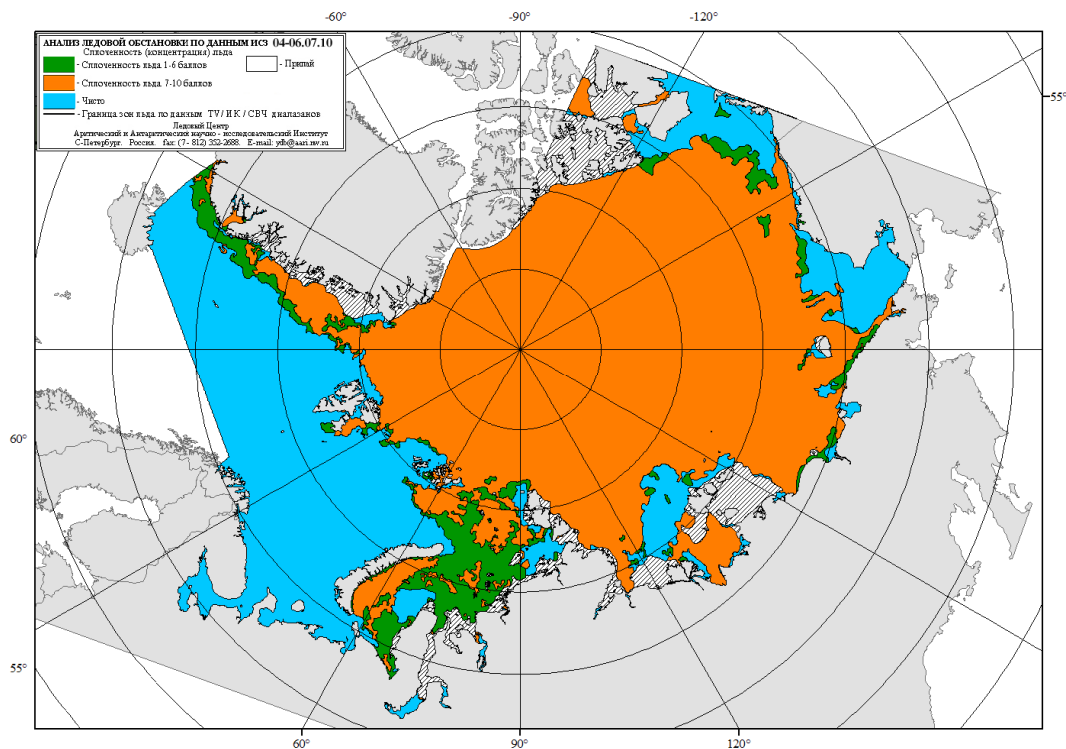


Рисунок 2.2 – Распределение льда по сплоченности в начале июля 2010 г.



На начало июля, в результате выносного дрейфа льда и сформировавшихся обширных заприпайных полыней, в ряде морей российского сектора Арктики и в море Бофорта сформировались отрицательные аномалии ледовитости. В Баренцевом и Карском морях, восточной части моря Лаптевых и Чукотском море сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости, составляющие 25–40%. Очевидно, что освободившиеся ото льда большие пространства чистой воды в этих морях послужили очагами теплонакопления и дальнейшего интенсивного таяния ледяного покрова. Более ранние сроки начала таяния льда были отмечены на всех полярных станциях морей российского сектора Арктики. Наблюдалось очень интенсивное разряжение льда и очищение акваторий морей ото льда в морях западного сектора российской Арктики – Баренцевом и Карском.

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

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль–сентябрь 2010 года приведены на рисунках 2.3–2.4, 2.6–2.7, 2.9–2.10.

В июле продолжалось интенсивное очищения крайних западных (Баренцева, Карского и западной части Лаптевых) и восточных морей (Бофорта и Чукотского). К концу июля акватории этих морей значительно очистились от дрейфующих льдов, аномалии ледовитости составили 25–40%. Большое количество льда сохранялось в западной части моря Лаптевых и Восточно–Сибирском море (рисунок 2.3).

Дрейф ледяного покрова приведен на рисунке 2.5. Сформировавшееся в июле поле дрейфа льда имело чрезвычайно необычную структуру. В поле дрейфа льда образовалась хорошо выраженная обширная циклоническая циркуляция, центр которого находился в приполюсном районе. Преобладание циклонального вихря, столь необычно развитого для этого периода года, привело к затоку льдов в восточные моря Российской Арктики (Восточно–Сибирское, Чукотское) и в Аляскинский сектор Арктики. Основные структуры дрейфа – Трансарктический вынос льда и Канадский антициклональный круговорот были выражены крайне слабо.

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была значительно меньше нормы (рисунок 2.13, а). Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости, вносили окраинные западные и восточные моря (рисунок 2.4, б – темно–синие зоны, отражающая отрицательную аномалию). Однако, по сравнению с 2007–2009 гг, в июле 2010 г развитие ледовых условий было более легким для западных и более тяжелым для восточных морей (рисунок 2.4, в).



Припай в российских арктических морях в течение июля полностью разрушился, что произошло в среднем на 5–15 суток раньше среднемноголетних сроков.

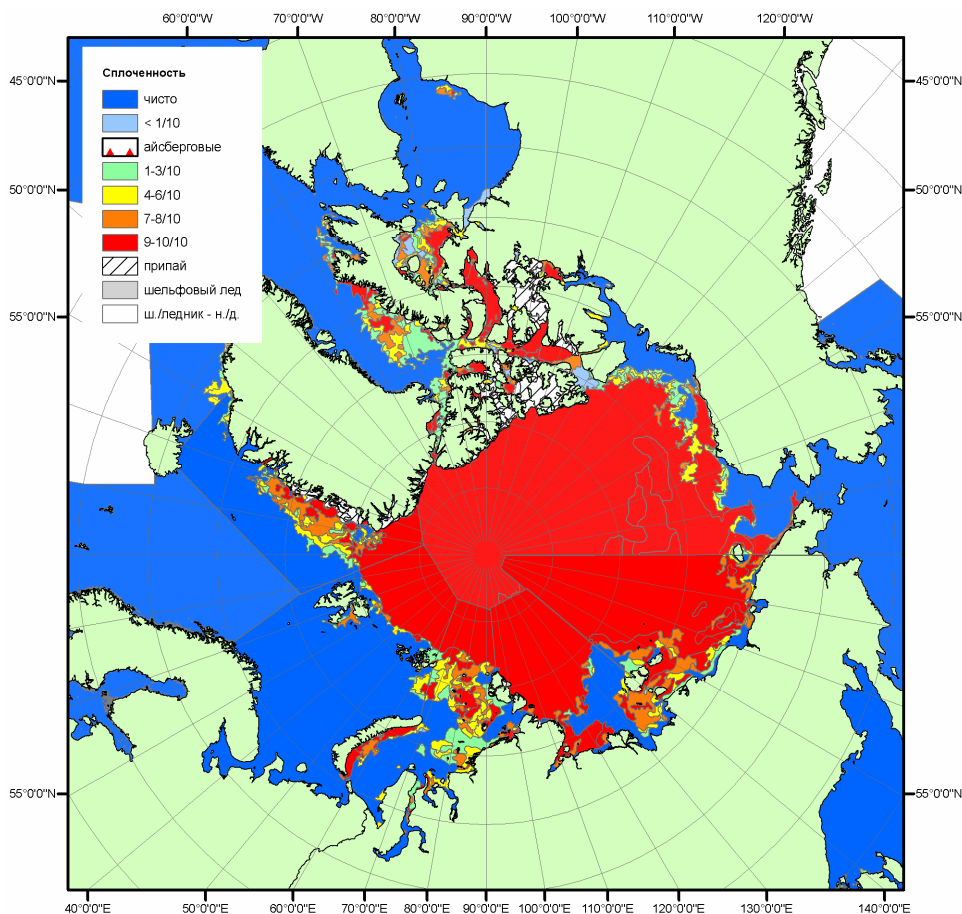


Рисунок 2.3 – Обзорная ледовая карта СЛО за 19–20.07.2010 г. на основе ледового анализа ААНИИ (моря Гренландское...Чукотское) и Национального ледового центра США (моря Бофорта, Линкольна, Канадская Арктика, южная часть Гренландского моря).

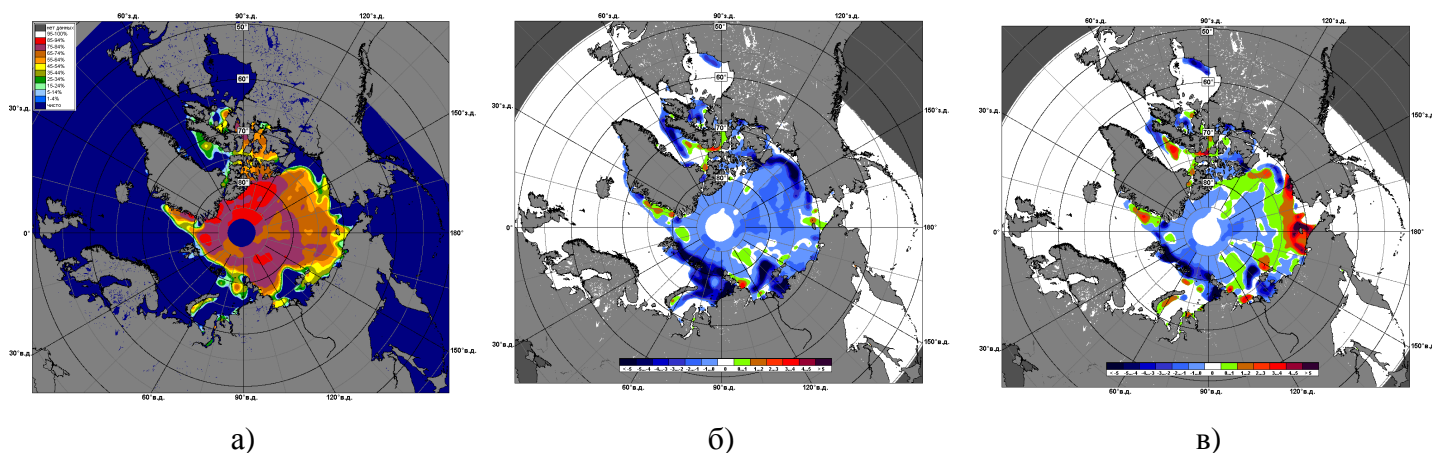


Рисунок 2.4 – Медианное распределение сплоченности льда в июле 2010 г. (а) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

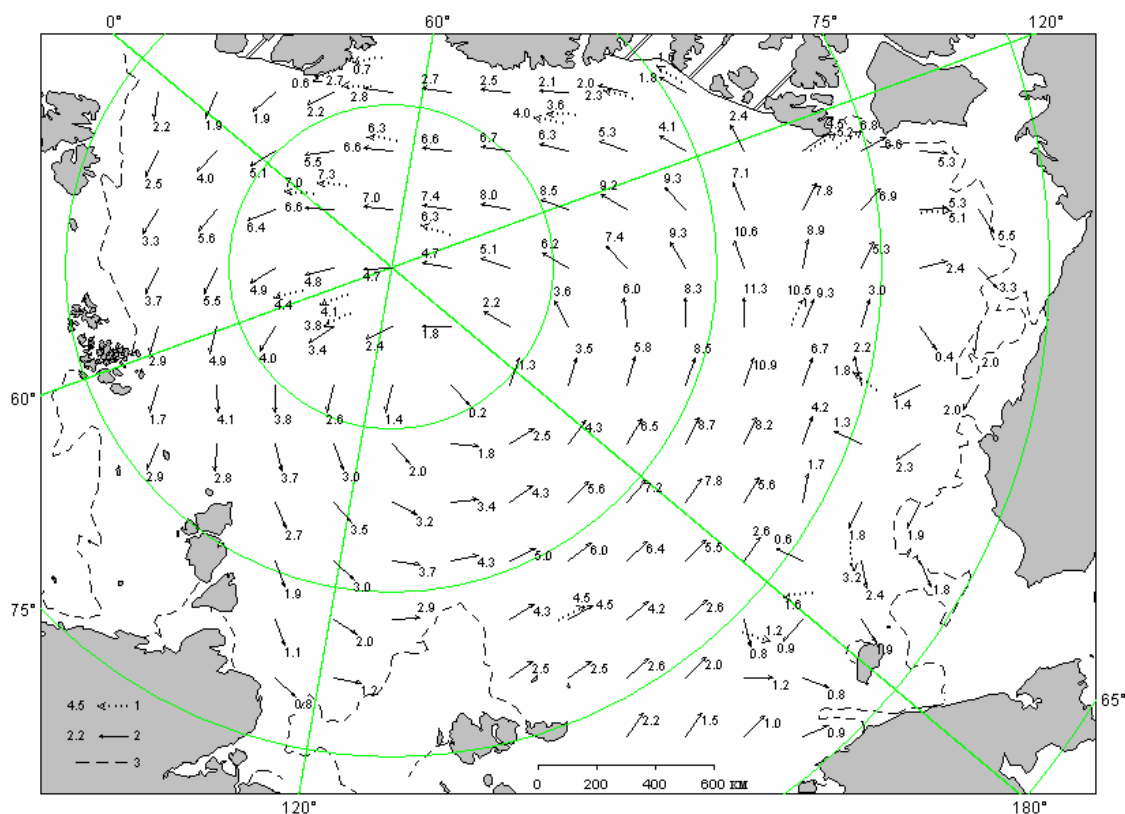


Рисунок 2.5 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2010 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (2.5 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В течение августа продолжалось таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости, как следует из рисунка 2.6, происходило в основном за счет разрушения льда в западном районе российского сектора Арктики (Баренцево, Карское моря) и западной части восточного района российского сектора Арктики (восточная часть моря Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского морей).

В августе, в поле дрейфа льда произошли существенные изменения. Трансарктический вынос льда восстановился, но его стрежень был значительно смещен к востоку, что привело к выносу льдов из российских арктических морей к северному побережью Гренландии и островам Канадского арктического архипелага. Наблюдался хорошо развитый Канадский антициклональный круговорот.

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и островам Канадского арктического архипелага и интенсивного таяния и разрушения в морях российского и аляскинского секторов Арктики в поле сплоченности льда сформировались отрицательные (темно-синие зоны) и положительные аномалии (зеленые зоны) сплоченности льда в этих областях (рисунок 2.7). В августе сформировались и хорошо прослеживались гигантские отроги



основных ледяных массивов арктических морей – Таймырского (в море Лаптевых), Айонского (В Восточно–Сибирском море), Аляскинского (в море Бофорта).

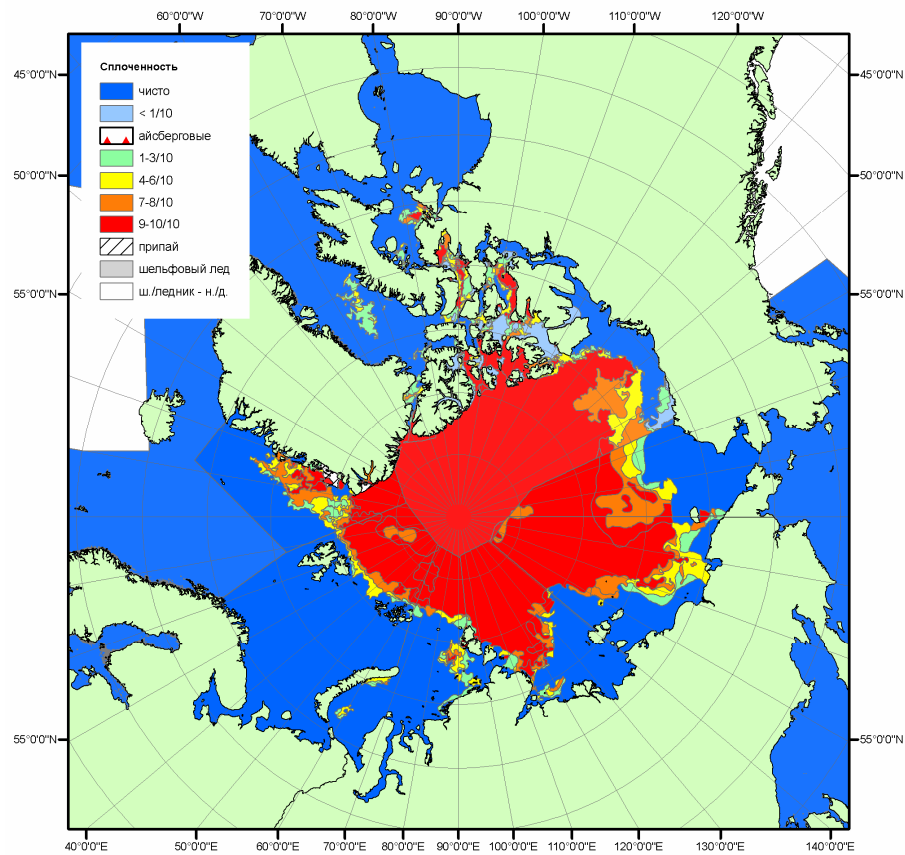


Рисунок 2.6 – Обзорная ледовая карта СЛО за 16–17.08.2010 г. на основе ледового анализа ААНИИ (моря Гренландское...Чукотское) и Национального ледового центра США (моря Бофорта, Линкольна, Канадская Арктика)

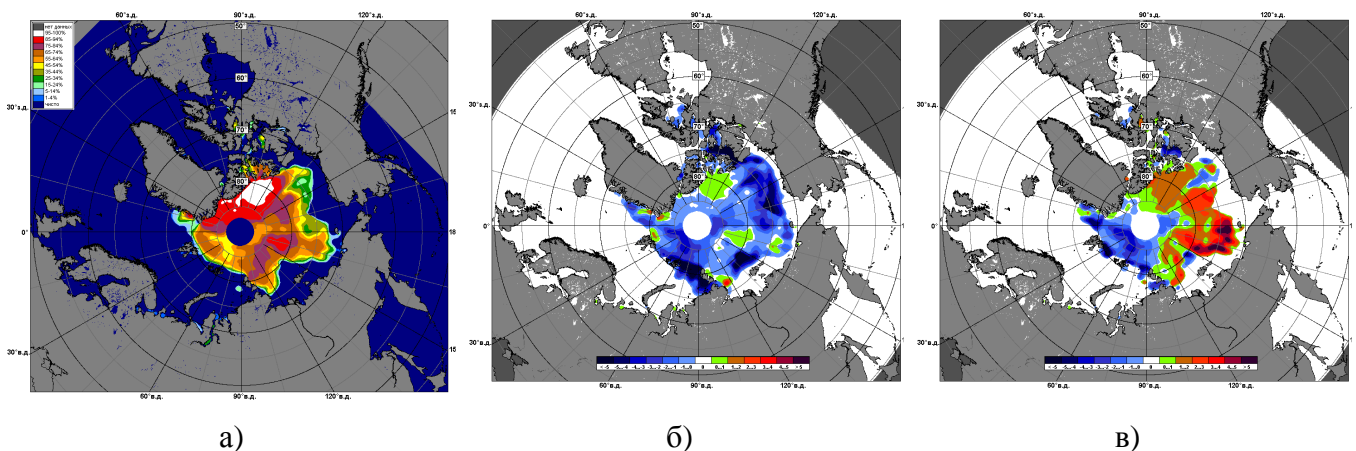


Рисунок 2.7 – Медианное распределение сплоченности льда в августе 2010 г. (а) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

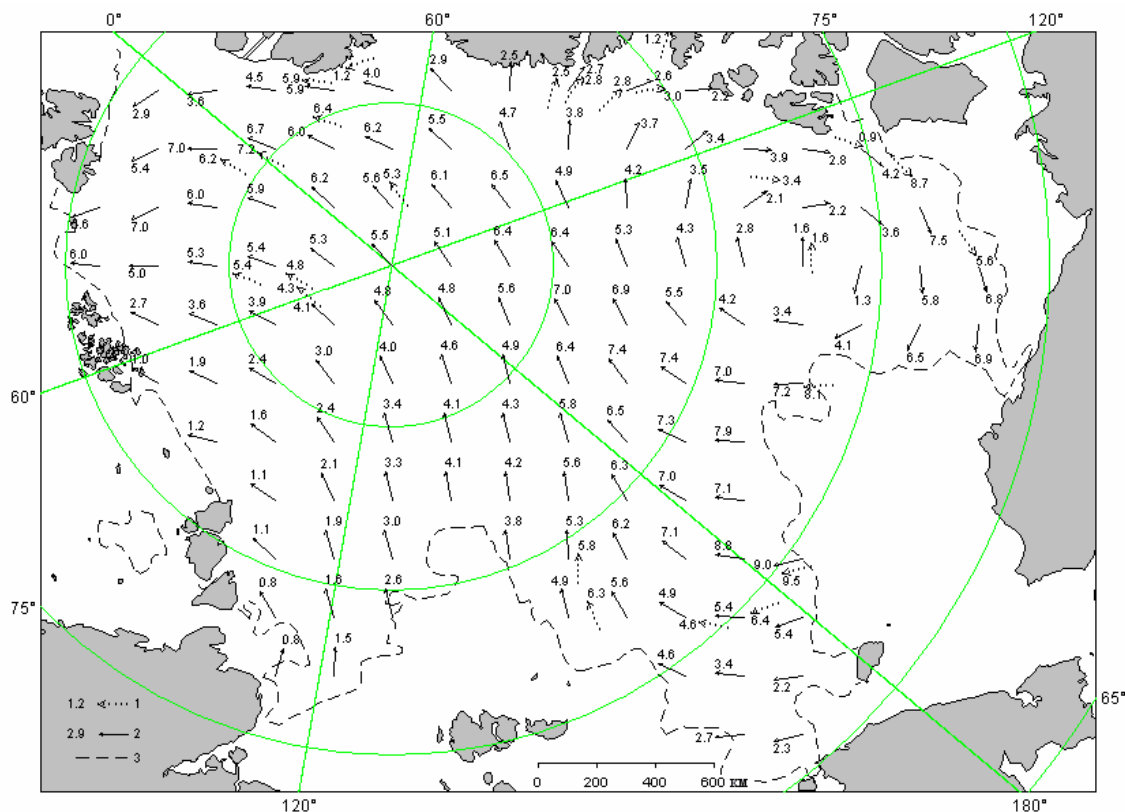


Рисунок 2.8 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2010 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (0.6 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

В течение сентября происходило дальнейшее очищение российских арктических морей, но уже значительно медленными темпами. К концу периода летнего разрушения, льды сохранились только в западной части моря Лаптевых (Таймырский ледяной массив), в восточной части Восточно-Сибирского моря (Айонский ледяной массив) и в море Бофорта (Аляскинский ледяной массив). Прибрежные акватории всех арктических морей были свободны от дрейфующих льдов. Основная масса льдов, сохранившихся после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский сектора Арктики (рисунок 2.9).

В сентябре наблюдалось восстановление основных структур поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане. Возобновился Трансарктический вынос льда со стрежнем направленным в пролив Фрама. Наблюдался хорошо развитый Канадский антициклональный круговорот с центром, смещенным к островам Канадского арктического архипелага.

В поле сплоченности льда, приведенном на рисунке 2.10 б, наблюдалось формирование значительных отрицательных аномалий сплоченности (темно-синие зоны) в российском и аляскинском секторах Арктики. Положительные аномалии сплоченности льда сохранялись в гренландском и канадском секторах Арктики (зеленая зона).



Количество и распределение льда в конце летнего периода было аномально легким и приближалось к распределению льда повторяемости 5% квантиля (рисунок 2.11, б).

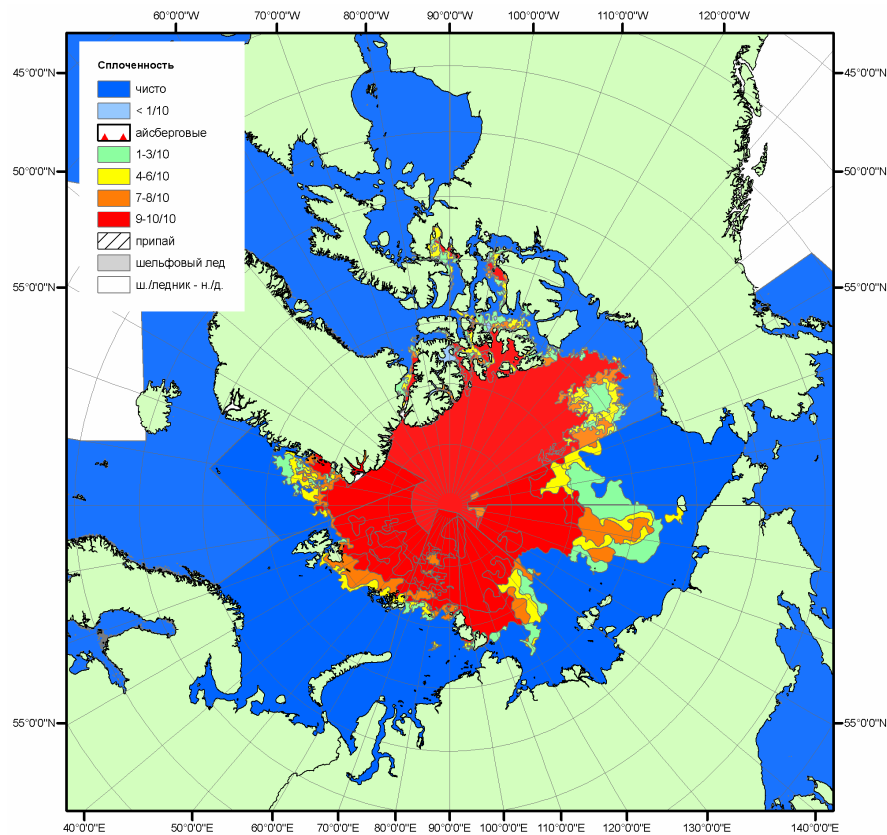


Рисунок 2.9 – Обзорная ледовая карта СЛО за 13–14.09.2010 г. на основе ледового анализа ААНИИ (моря Гренландское...Чукотское) и Национального ледового центра США (моря Бофорта, Линкольна, Канадская Арктика).

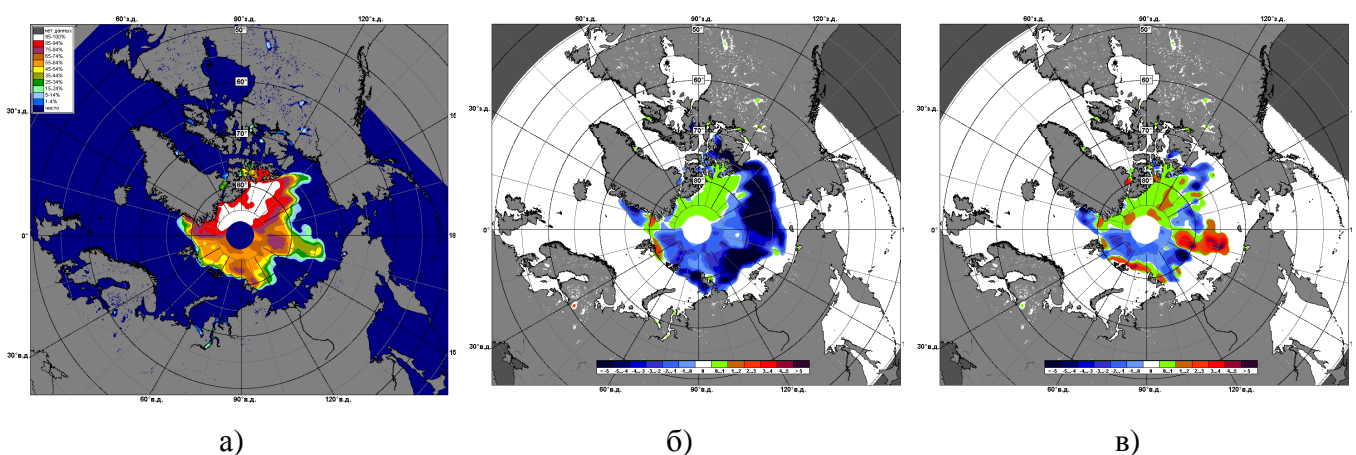


Рисунок 2.10 – Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2010 г. (а) и её разности относительно медианного распределения за тот же месяц за периоды 1979–2010 (б) и 2007–2009 гг. (в) на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM

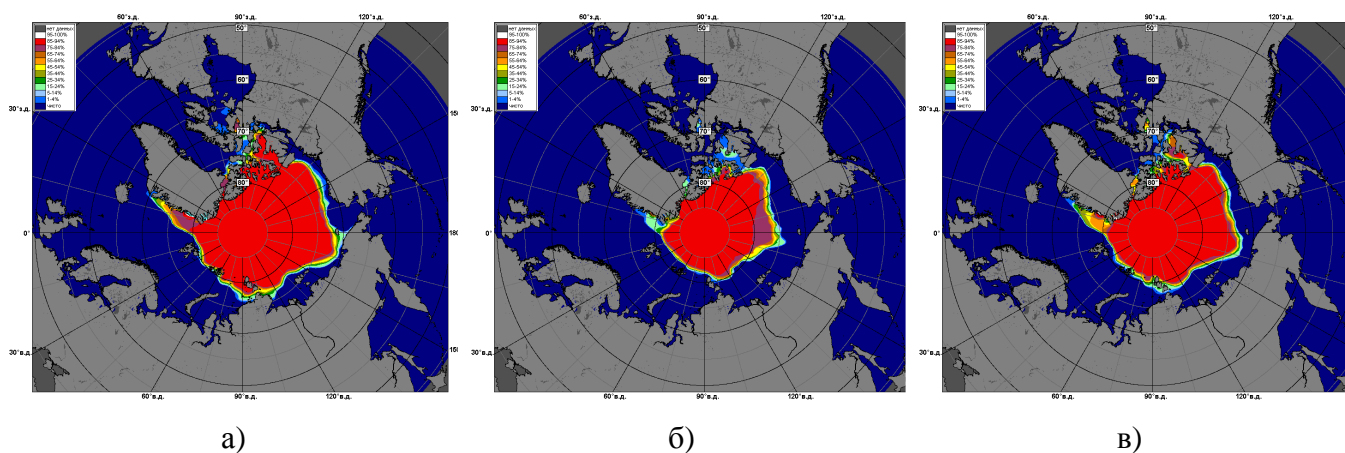


Рисунок 2.11 – Климатические распределения сплоченности льда в сентябре на основе ледовых карт за ряд наблюдений 1933–2007: (а) – медиана, (б) – 5%-квантиль, (в) – 25%-квантиль

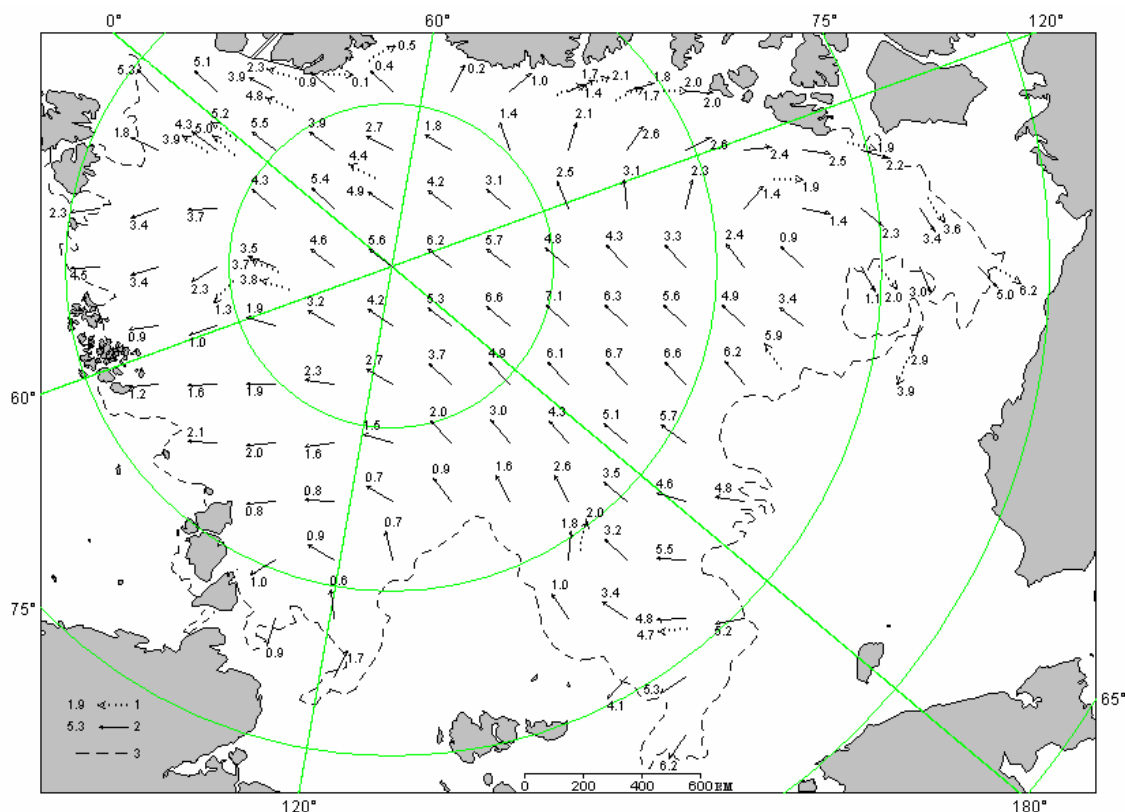


Рисунок 2.12 – Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2010 г. (1 – направление (стрелка) и скорость (4.8 км/сут) дрейфа автоматического буя; 2 – те же характеристики дрейфа льда, рассчитанные в узле сетки; 3 – кромка дрейфующего льда)

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ГУ «ААНИИ», общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2010 года составила 4,8 млн. кв. км при норме 6,5 млн. кв. км, что на 26% меньше среднееголетних значений. Необходимо отметить,



что начиная с 2008 года начало наблюдаться увеличение остаточной ледовитости Северного Ледовитого океана. Достигнув в 2007 году своего исторического минимума, составившего 4,3 млн. кв. км., начиная с 2008 года остаточная ледовитость составила уже 4,7 млн. кв. км. (что на 0,36 млн. кв. км. больше чем в 2007 году), в 2009 году 5,4 млн. кв. км. (что на 0,6 млн. кв. км. больше чем в 2007 году), а в 2010 году 4,8 млн. кв. км., что близко к значениям 2008 года (таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Фактические, средние и экстремальные значения ледовитости Северной полярной области (Арктики) и их отдельных секторов на 19.09 за 2007...2010 гг. и за период 1978–2010 гг.

Регион	2007	2008	2009	2010	Среднее ско	Мин.	Макс.
Арктика	4405 (4345– 24.09)	4777 (4735 12.09)	5423 (5217– 11.09)	4808	6594/912	4405 (2007)	7824 (1980)
Сектор 170°W – 45°W (Канадская Арктика)	2248 (2190– 18.09)	2168 (2081 12.09)	2444 (2315– 13.09)	2155 (2102 07.09)	2905/370	2146 (1998)	3500 (1983)
Сектор 45°W – 95°E (Зап.Евраз.Арктики)	1368 (1347– 11.09)	1229 (1209 24.09)	1400 (1244– 28.09)	1327 (1229– 22.08)	1512/243	1106 (2001)	1956 (1989)
Сектор 95°E – 170°W (Вост. Евраз. Арктики)	789 (718– 26.09)	1381 (1371 26.09)	1579 (1510– 11.09)	1326	2176/521	789 (2007)	2989 (1996)

На рисунке 2.13 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов за период с 26.10.1978 по 19.09.2010 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды количество льда в 2010 году превышало показатели 2007 и 2008 годов.

Основной вклад в формировании легких ледовых условий внесли моря западные арктические моря (меридиональный сектор 45°W–95°E). Как видно из рисунка 2.13, в летние месяцы (июнь–август) ледовитость морей в этом меридиональном секторе была меньше, чем в 2007 г., в котором наблюдался исторический минимум ледовитости Северного ледовитого океана. Ледовитость морей остальных меридиональных секторов (восточных арктических морей) устойчиво превышала наблюдаемые ледовитости 2007–2008 гг. (рисунок 2.13, в, г).

В целом, во все сезоны 2010 года общее увеличение количества льда в Северном Ледовитом океане было значительно меньше нормы, но превышало исторический минимум 2007 года.

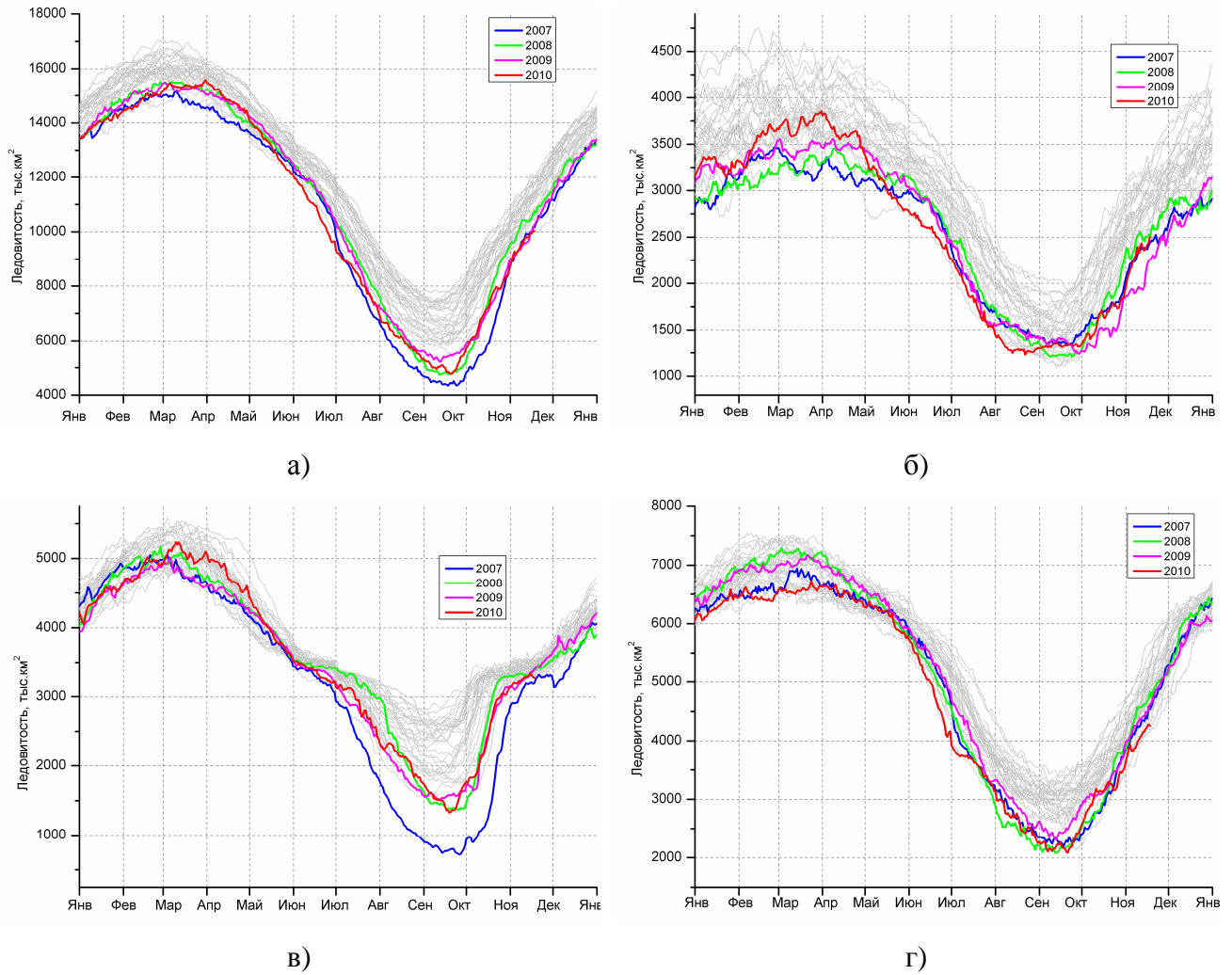


Рисунок 2.13 – Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости: а) – для Северной полярной области и меридиональных секторов б) – 45°W–95°E (Гренландское – Карское моря), в) – 95°E–170°W (моря Лаптевых – Чукотское и Берингово, Охотское) и г) – 170°W–45°W (море Бофорта и Канадская Арктика) за период с 26.10.1978 по 19.11.2010 по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM



3 Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей в июле–сентябре 2010 года

3.1 Термохалинные условия в июле – сентябре 2010 года

В течение летнего периода с июля по сентябрь 2010 г в глубоководной части Арктического бассейна было задействовано 5 работающих буев ИТР (Ice-Tethered Profiler), оснащенных профилографами с помощью которых обеспечивалось непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760 метрового слоя вод. При этом три из пяти буев дрейфовали в пределах Евразийского сектора Арктики в непосредственной близости от пролива Фрама. К ним относятся ИТР буй под номером 37, установленный в августе 2009 г. в северной части моря Лаптевых с борта ледокола Капитан Драницын; ИТР буй номер 38, установленный в апреле 2010 г. в приполюсном районе и ИТР буй номер 29, установленный в августе 2008 года в районе хребта Менделеева. Два ИТР буя под номерами 23 и 33 осуществляли свою миссию в пределах канадской глубоководной котловины.

Кроме непрерывной информации с профилографов, данные о гидрологическом состоянии СЛО поступали в течение рассматриваемого периода с ряда российских и международных экспедиций, к числу которых можно отнести экспедиции «Шельф–2010», «Арктика–Кара–2010» и «ЛАПЭКС–2010». В рамках работ по программе высокоширотной экспедиции «Шельф–2010» в августе–сентябре 2010 г. был получен уникальный (с точки зрения пространственного покрытия данными) океанографический материал, охватывающий значительную часть глубоководной области центральной части арктического бассейна. Район, покрытый данными STD–наблюдений, простирался от границы континентального склона Евразии до географической точки Северного Полюса, захватывая хребты Ломоносова и Менделеева. В центральной части моря Лаптевых материалы STD–наблюдений были получены в сентябре 2010 г. в рамках российско–германской морской экспедиции «ЛАПЭКС–2010». Несколько STD–зондирований, выполненных в северной части Карского моря по программе исследований «Арктика–Кара–2010» завершают перечень доступных для анализа данных океанографических наблюдений в СЛО за третий квартал 2010 г. Положение всех выполненных океанографических станций, использованных в рамках настоящего обзора, показано на рисунке 3.1.

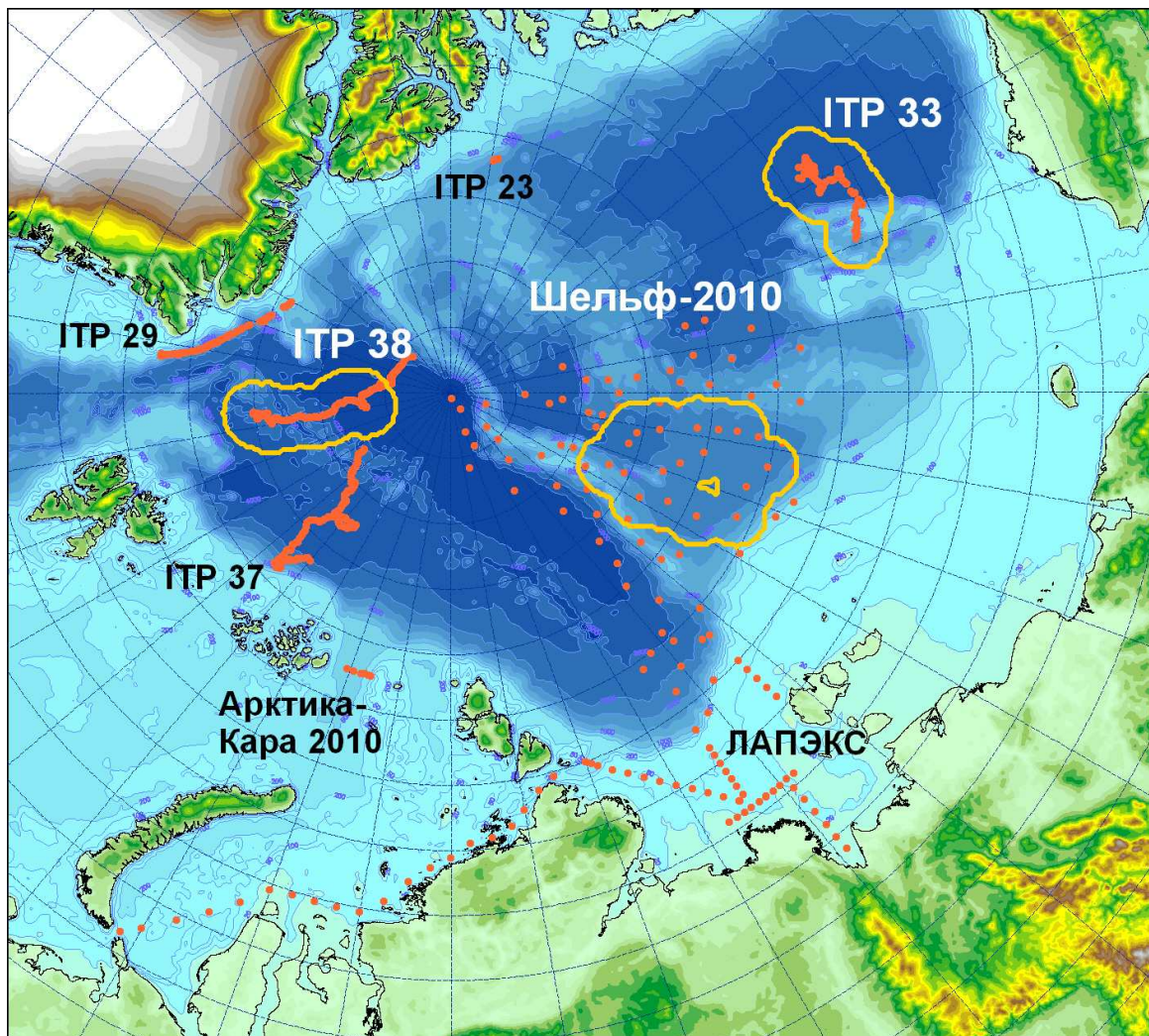


Рисунок 3.1 – Положение океанографических станций, выполненных в течение третьего квартала 2010 г., а также зон, в которых производился поиск исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры. Контурами выделены районы для поиска исторических аналогов вертикальной термохалинной структуры дрейфа ITP–38, ITP–33 и район, соответствующий центральной области полигона исследований в рамках работы российской экспедиции «Шельф–2010» на НИС «Академик Федоров»

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

В течение последних нескольких лет аномальное развитие гидрометеорологических процессов привело к формированию значительных по пространственному масштабу зон, характеризующихся существенными аномалиями термохалинного состояния. В поверхностном слое и до глубин, достигающих от нескольких десятков до сотен метров, на акватории Американо-Северного суббассейна СЛО наблюдались отрицательные аномалии солёности, значение которых в поверхностном слое достигало 2–4 промилле, по сравнению с климатической нормой.



Одновременно с этим, в поверхностном слое Евразийского суббассейна СЛО наблюдались положительные аномалии солёности величиной 1–2 промилле. Нулевая изолиния аномалии солёности проходила от Новосибирских островов на север вдоль хребта Ломоносова. Наибольший контраст поверхностной солёности между Амеразийским и Евразийским суббассейнами был при этом зарегистрирован в 2007 г., тогда как в последующие годы при общем сохранении структуры поля аномалий поверхностной солёности значения аномалий несколько уменьшились по величине.

Для анализа изменений солёности в поверхностном слое на акватории СЛО в третьем квартале 2010 года была построена карта распределения солёности на глубине 10 метров по всем имеющимся данным, изображенная на рисунке 3.2. Из представленного рисунка отчетливо видно, что структурно распределение поверхностной солёности в значительной степени соответствует общим представлениям о гидрологическом режиме поверхностного слоя на акватории Арктического бассейна и окраинных морей, демонстрируя хорошо известную тенденцию к уменьшению солёности в восточном направлении.

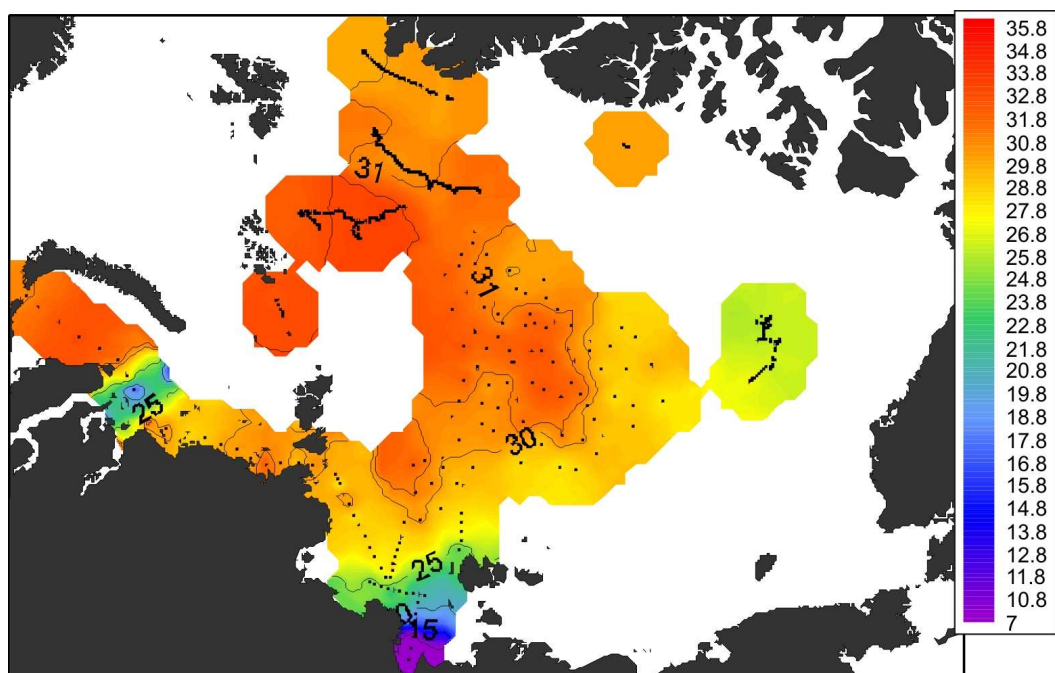


Рисунок 3.2 – Пространственное распределение солёности на глубине 10 метров по данным измерений с июля по сентябрь 2010 года

Так, в поверхностном слое Евразийского суббассейна наблюдается постепенное уменьшение величин солёности от значений, превышающих 32 промилле в районе прохождения струи вод западно–шпицбергенского течения (а вернее его продолжения в подповерхностном слое Арктического бассейна) к северу от Земли Франца–Иосифа. При дальнейшем продвижении в

приполюсные районы и в восточном направлении значения поверхностной солености уменьшаются на 1–2 промилле и достигают значений 30–31 промилле. Отдельные наблюдения, выполненные в районе центральной канадской котловины показывают дальнейшее уменьшение солености до 26–27 промилле (рисунок 3.2).

В терминах аномалий по отношению к средним климатическим распределениям поле поверхностных значений летней солености напоминает зарегистрированную в предыдущие годы дипольную структуру, характеризующуюся существованием положительных аномалий солености в глубоководной части Евразийского сектора и отрицательных – в Канадском секторе СЛО. При этом по сравнению с предыдущими годами зона положительных аномалий поверхностной солености оказалась несколько смещена в сторону Американо-Евразийского суббасейна и заняла часть акватории над котловиной Макарова с хорошо выраженным ядром аномалии со значениями +1,0..+1,5 промилле (рисунок 3.3). Одновременно с этим, положительные аномалии поверхностной солености в восточной части котловин Нансена и Амундсена сменились в текущий период отрицательными значениями. Таким образом, можно предположить, что под влиянием атмосферных и гидрологических факторов произошло смещение границы фронтального раздела между ядрами положительных и отрицательных аномалий солености в поверхностном слое СЛО.

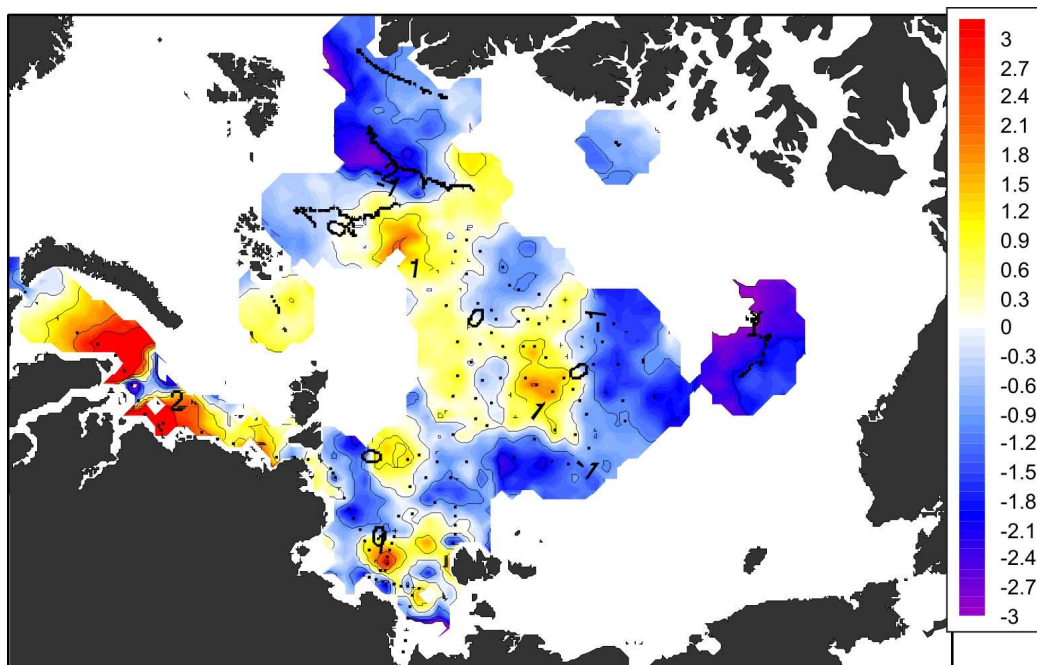


Рисунок 3.3 – Пространственное распределение аномалий солености на глубине 10 метров по данным измерений с июля по сентябрь 2010 года по отношению к климатическим значениям в летний период

Аналогично солености термический режим вод Арктического бассейна в последние годы претерпел ряд значительных изменений. Наиболее существенные из них приурочены к глубинному слою вод североатлантического происхождения, который, начиная с 2003–2004 гг., демонстрирует планомерное увеличение средних и максимальных температур, связанное с усилением затока тепла, переносимого водами западно–шпицбергенского течения через пролив Фрама из Северной Атлантики. В целом, распределение температур в слое вод атлантического происхождения демонстрирует ряд закономерностей, характерных для всего исторического периода наблюдений. К числу таких особенностей в первую очередь относится постепенное уменьшение температуры от пролива Фрама в сторону Амеразийского суббассейна. В связи с тем, что основная струя атлантических вод (АВ) перемещается в виде глубинного течения вдоль границы материкового склона Евразии, наиболее существенные изменения температур в этом слое наблюдаются в северном направлении, тогда как с запада на восток падение температуры воды выражено в меньшей степени. Так, по пути следования от пролива Фрама до моря Лаптевых АВ теряют порядка 2–3°C. В связи с тем, что по мере своего перемещения в восточном направлении АВ становятся холоднее, они постепенно заглубляются, что приводит к еще более быстрому падению температуры на выбранном фиксированном горизонте. Согласно полученной картине распределения температуры на глубине 250 м (рисунок 3.4) в центральной части Канадской котловины температура в слое АВ составляет около -1°C .

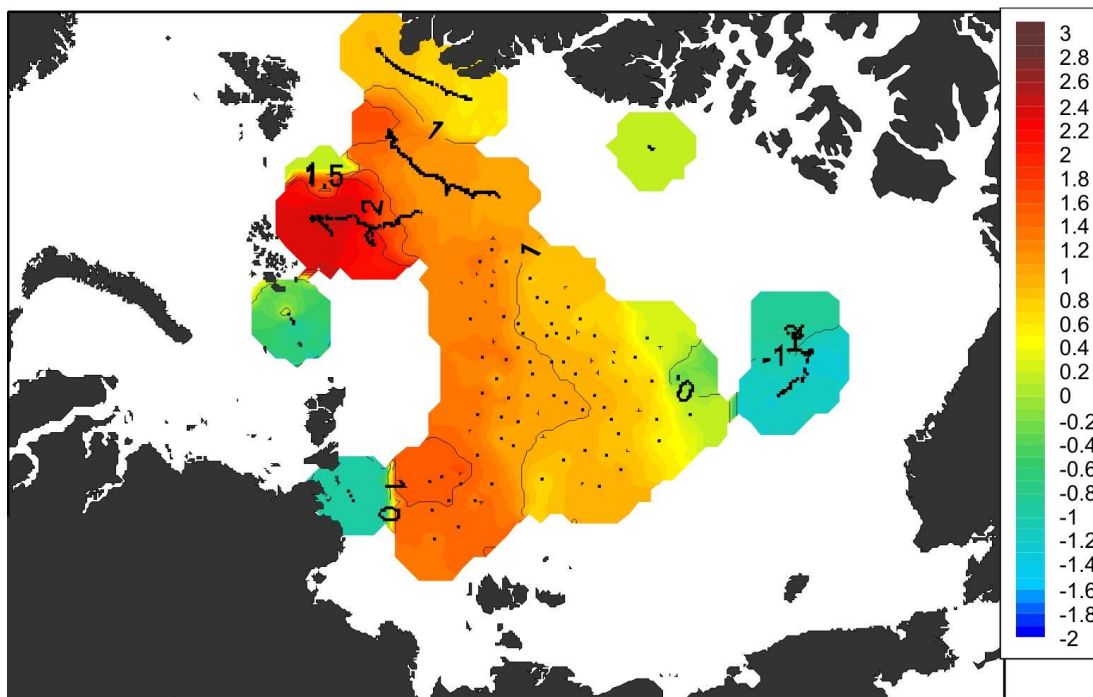


Рисунок 3.4 – Пространственное распределение температуры на глубине 250 метров по данным измерений с июля по сентябрь 2010 года

Хотя в соответствии с классическим определением такие температуры формально не характеризуют слой глубинных атлантических вод (традиционно выделяемых по нулевой изотерме), но, очевидно, что присутствие температур существенно выше точки замерзания при отсутствии других источников тепла, может быть отнесено только к эффекту прогрева от атлантического слоя.

Текущий 2010 год не является исключением в ряде последних лет, характеризующихся наличием ярко выраженных положительных аномалий температуры глубинных атлантических вод по сравнению с климатическими значениями. Согласно проведенному сравнению было установлено, что большая часть глубоководной части Арктического бассейна демонстрирует положительные аномалии температуры в слое атлантических вод, варьирующиеся от небольших положительных значений близких к нулю и до 0,8–0,9°C в районе котловины Макарова (рисунок 3.5).

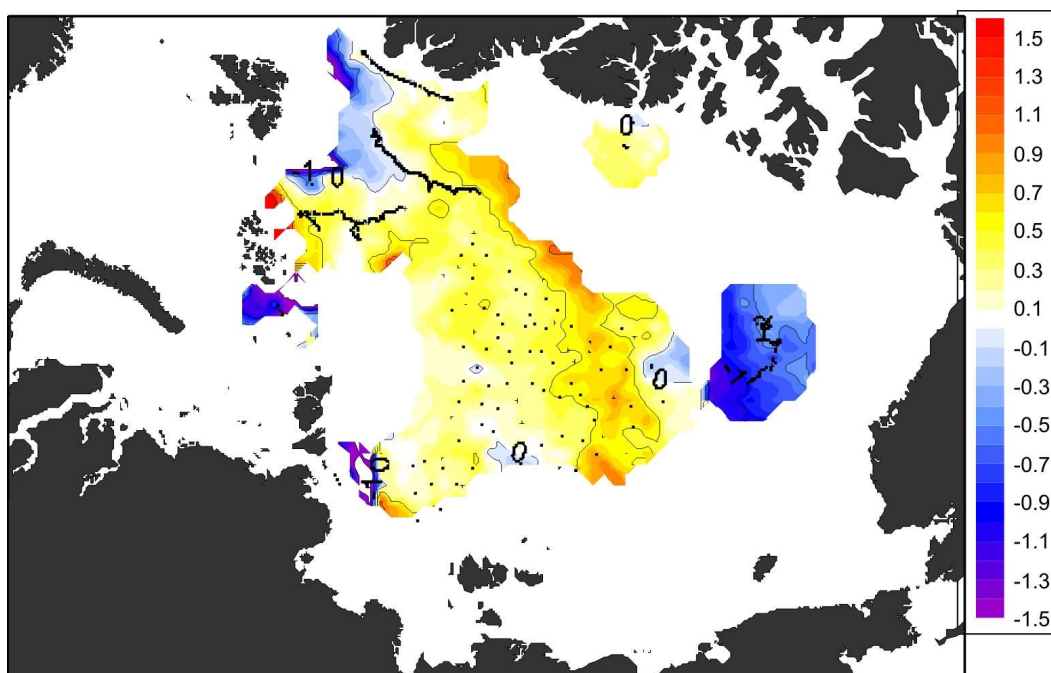


Рисунок 3.5 – Пространственное распределение аномалий температуры на глубине 250 метров по данным измерений с июля по сентябрь 2010 года по отношению к климатическим значениям в летний период

Далее в разделе посвященном анализу вертикальной термохалинной структуры будет показано, что присутствие отрицательных аномалий величиной до -1°C в зоне существования канадского антициклонического круговорота на глубине 250 м объясняется не уменьшением температуры в слое АВ, но заглублением ядра последнего. Такой результат не противоречит полученным ранее данным о положительных аномалиях температуры АВ в этом районе, т.к. ядро



АВ находится здесь на больших глубинах. Область с негативными аномалиями на рисунке 3.5 соответствует термоклину на верхней границе атлантических вод. В этом случае формирование отрицательных аномалий может быть вызвано некоторым заглублением термоклина за счет накопления избыточного содержания пресных вод в области круговорота и прогиба изопикнических поверхностей на глубине.

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

Особенности вертикальной термохалинной структуры Арктического суббассейна

Для анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры по данным наблюдений в течение третьего квартала 2010 г. был осуществлен расчет основных статистических моментов (среднее, стандартное отклонение, минимальные и максимальные значения) вертикальных профилей распределения температуры и солёности. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных по географическому признаку. В качестве таких географических зон мы использовали район дрейфа буя ИТР–38 для описания вертикальной структуры Евразийской части арктического бассейна прилегающей к проливу Фрама и характеризующейся присутствием отрицательных аномалий солёности в поверхностном слое (рисунок 3.3); район дрейфа ИТР–33 для описания вертикальной структуры центральной части Американо-Евразийского суббассейна в области ядра круговорота Бофорта и район расположения части станций, выполненных с борта НЭС «Академик Федоров» в районе котловины Подводников, где наблюдаются существенные положительные аномалии поверхностной солёности. Выбранные зоны в некотором приближении можно рассматривать в качестве однородных с точки зрения особенностей вертикальной термохалинной структуры. Подобный подход также является удобным способом значительного сокращения информации для последующего анализа особенностей вертикальной термохалинной структуры, которая в значительной степени обусловлена именно фактором географического положения, а также ее пространственно–временной изменчивости.

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

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейнаПоверхностный слой

Поверхностный однородный слой с толщинами около двух десятков метров характеризуется значениями солености, изменяющимися в диапазоне от 30,3 до 31,3 промилле, при среднем значении около 30,95 что примерно на 1,2 промилле меньше средних значений для рассматриваемого района, определенных как климатическое среднее за весь исторический период наблюдений до 2003 года (рисунок 3.6).

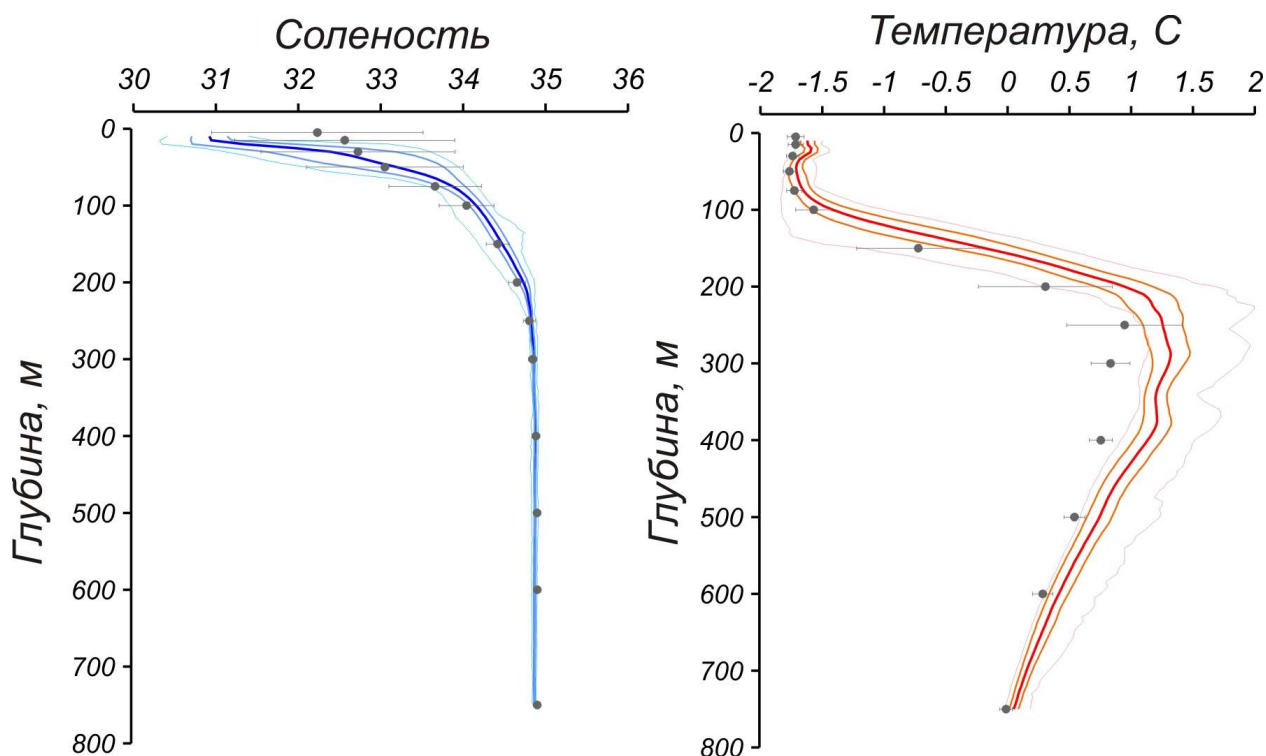


Рисунок 3.6 – Вертикальное распределение солености и температуры по результатам измерений в Евразийском суббассейне по данным ИТР–38 в августе–сентябре 2010 г. (жирная линия – профиль средних значений, толстые линии – область стандартного отклонения, тонкие линии – минимальные и максимальные значения характеристик, черные точки – средние климатические значения и стандартные отклонения характеристик по данным «Базы океанографических данных СЛО» отдела океанологии)

Однако выявленное значение аномалии сопоставимо с величиной стандартного отклонения климатических оценок, что позволяет рассматривать полученную аномалию в качестве естественной флуктуации локальных гидрологических условий, связанных либо с изменениями конфигурации фронтальной зоны между более солеными водами западно–шпицбергенского течения и более пресными поверхностными водами центральной части СЛО с одной стороны, либо с существованием долгопериодной изменчивости интенсивности затока более соленых вод



из северной Атлантики, которая, в свою очередь, также может приводить к изменениям конфигурации фронтальной зоны в поверхностном слое. Сохранение отрицательного знака аномалии солёности прослеживается до глубин 40–50 метров, где знак аномалии меняется на положительный, сохраняющийся до глубины 200–300 метров. При этом сами значения аномалий в этом слое составляют не более 0,2–0,3 от величины стандартного отклонения по климатическим данным.

С точки зрения термического режима температура поверхностного слоя мало отличалась от климатической нормы, варьируясь в довольно узких пределах при температуре замерзания при данной солёности, что хорошо видно на рисунке 3.6. Учитывая, что вода в поверхностном слое находится в состоянии близком к точке замерзания, отрицательные аномалии солёности приводят к формированию положительных аномалий температуры, которая примерно на $+0,1^{\circ}\text{C}$ превышает климатическую норму.

Присутствие отрицательных аномалий солёности в поверхностном слое несколько отличается от характерного осолонения, наблюдавшегося в течение последних лет на акватории Евразийского суббассейна. Тем не менее, разброс наблюдаемых в течение третьего квартала значений солёности (плюс–минус стандартное отклонение) лишь незначительно выходит за рамки пространственно–временной изменчивости, полученной на основании анализа исторических данных.

Атлантическая водная масса

Ниже слоя холодного галоклина, который занимает по вертикали диапазон глубин от нижней границы верхнего квазиоднородного слоя до 70–80 м, в Арктическом бассейне расположена водная масса атлантического происхождения или атлантические воды (АВ), отличающиеся высокими значениями температур и солёностей.

Аномальное термическое состояние АВ, наблюдаемое в Евразийском суббассейне, начиная с 90–х годов прошлого века, а особенно в течение последних 5–6 лет, продолжает оставаться ключевой характеристикой аномального состояния вод этой части СЛО. По данным наблюдений ядро АВ исследуемого района расположено на глубинах от 280 до 290 м, а сам слой АВ занимает диапазон глубин от 150–170 метров до 750–800 метров. Характерные температуры в ядре атлантических вод достигают от $+1,15^{\circ}$ до $+1,50^{\circ}\text{C}$, что на $+0,5^{\circ}$ выше климатической нормы (рисунок 3.6). В отдельных случаях STD наблюдений были зарегистрированы значения температур, достигающие $+2,0^{\circ}\text{C}$, которые на два стандартных отклонения превышают климатические значения. Термические аномалии в ядре АВ при этом не сопровождаются сколько либо значительными аномалиями солёности, которая варьируется в диапазоне климатической изменчивости.



Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0°C , расположена примерно на глубине 160 метров, что на 30–40 метров ближе к поверхности по сравнению с климатическим положением верхней границы. Более близкое расположение АВ к поверхности является характерной особенностью режима Евразийского суббассейна в течение последних нескольких лет.

Вертикальная структура вод центральной части Американо-Евразийского суббассейна

Поверхностный слой

По данным измерений с июня по сентябрь 2010 года поверхностный слой толщиной 30–40 метров в центральной части круговорота Бофорта характеризовался более пресными и теплыми водами, по сравнению с историческими значениями (рисунок 3.7).

Так, температура воды на 10 м превышает климатическую среднюю на $0,2^{\circ}\text{C}$, в то время как значение солёности оказалось меньше климатического на 3–4 промилле. Увеличение содержания пресной воды в поверхностном слое, по всей видимости, связано в первую очередь с более интенсивным таянием ледяного покрова и накопления талых вод и вод речного происхождения в круговороте Бофорта.

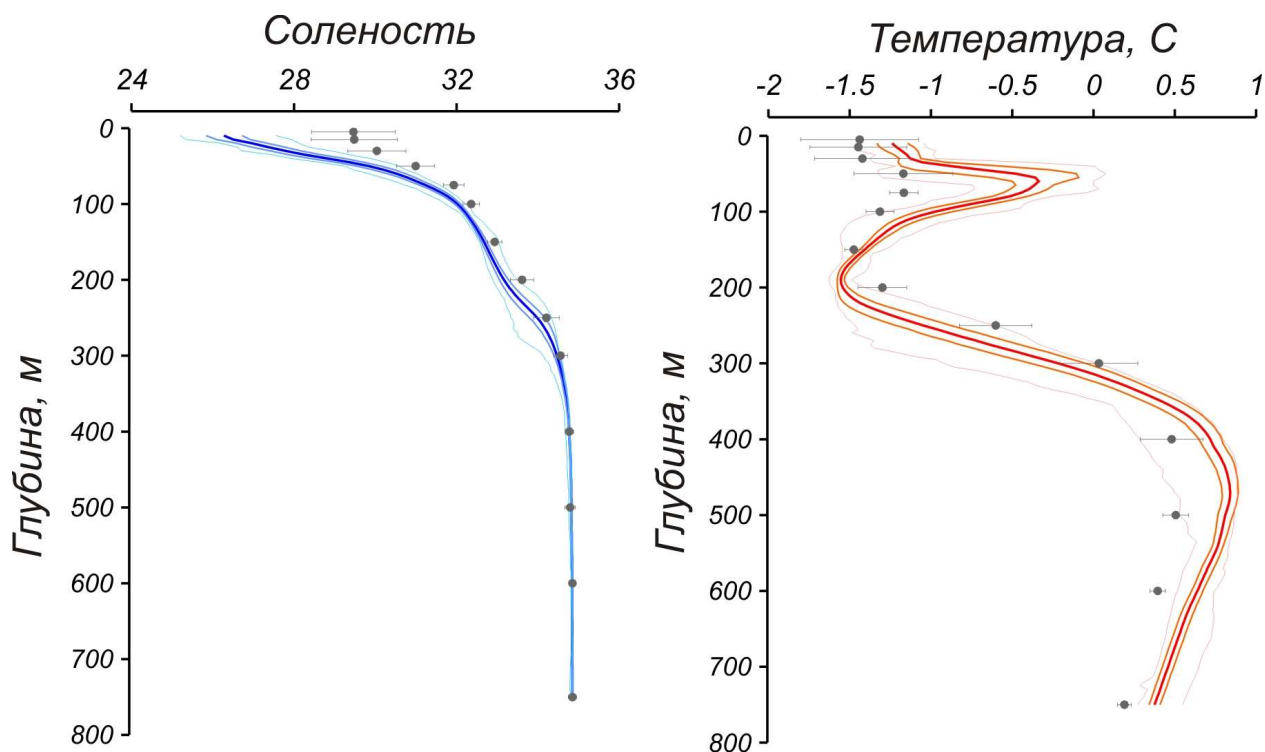


Рисунок 3.7 – Вертикальное распределение солёности и температуры по результатам измерений в Канадской котловине по данным ИТР–33 в июле–сентябре 2010 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.6)



Тихоокеанские воды

Ниже поверхностных вод в Американо-Чукотском секторе располагается слой летних тихоокеанских вод (ЛТВ), поступающих на шельф Чукотского моря через Берингов пролив в летний период. Толщина данного слоя составляет 115 м (от 35 до 150 м глубины), что в целом соответствует историческим данным (диапазон глубин от 30 до 130 м). Слой ЛТВ, также как и поверхностный, обладает отрицательной аномалией солености, которая варьируется примерно от 2 промилле на верхней границе до 0,25–0,30 промилле на нижней границе. И аналогично поверхностному слою в слое ДТВ регистрируется положительная аномалия температуры, составляющая более 0,8°C на глубине 60 м, что более чем в два раза больше величины стандартного отклонения температуры по климатическим данным. Причиной положительной аномалии температуры слоя ЛТВ является увеличивающийся тепловой поток через Берингов пролив, наблюдаемый с начала 1990-х гг. Причиной отрицательной аномалии солености, с одной стороны может являться незначительное увеличение поступления тихоокеанских вод в СЛО, обладающих меньшей соленостью по сравнению с собственными водами Арктического бассейна, а с другой – взаимодействие с достаточно распресненным поверхностным слоем.

ЛТВ подстикает слой зимних тихоокеанских вод (ЗТВ), в котором наблюдаются отрицательные аномалии температуры. Наибольшее значение аномалии достигается на глубине 200 м и составляет 0,24°C.

Атлантическая водная масса

В слое Атлантической водной массы (АВ), ограниченной изотермами 0 градусов, наблюдается положительная аномалия температуры. При значении температуры в ядре АВ около 0,8–0,9°C значение аномалии достигает 0,3°C на глубине 470 м. Эта величина почти в два раза превышает значение стандартного отклонения температуры в ядре АВ согласно историческим данным. Вертикальное распределение солености в слое АВ полностью соответствует среднему климатическому.

Вертикальная структура вод котловины Подводников

Поверхностный слой

Толщина поверхностного слоя в котловине Подводников по данным экспедиции «Шельф–2010» составляет около 20 м с соленостью от 30,5 до 32,5 промилле. Хотя эти значения превышают на 0,8–1,0 промилле климатическую норму (а в ряде случаев до 1,5 промилле), но в целом находятся в пределах естественной климатической изменчивости. Это обстоятельство подчеркивает, что наблюдаемые аномалии в пространственном распределении поверхностной солености, хоть и являются существенными по величине, но не могут рассматриваться в качестве доказательств отсутствия исторических аналогов.

Температура верхнего слоя близка к температуре замерзания (рисунок 3.8).

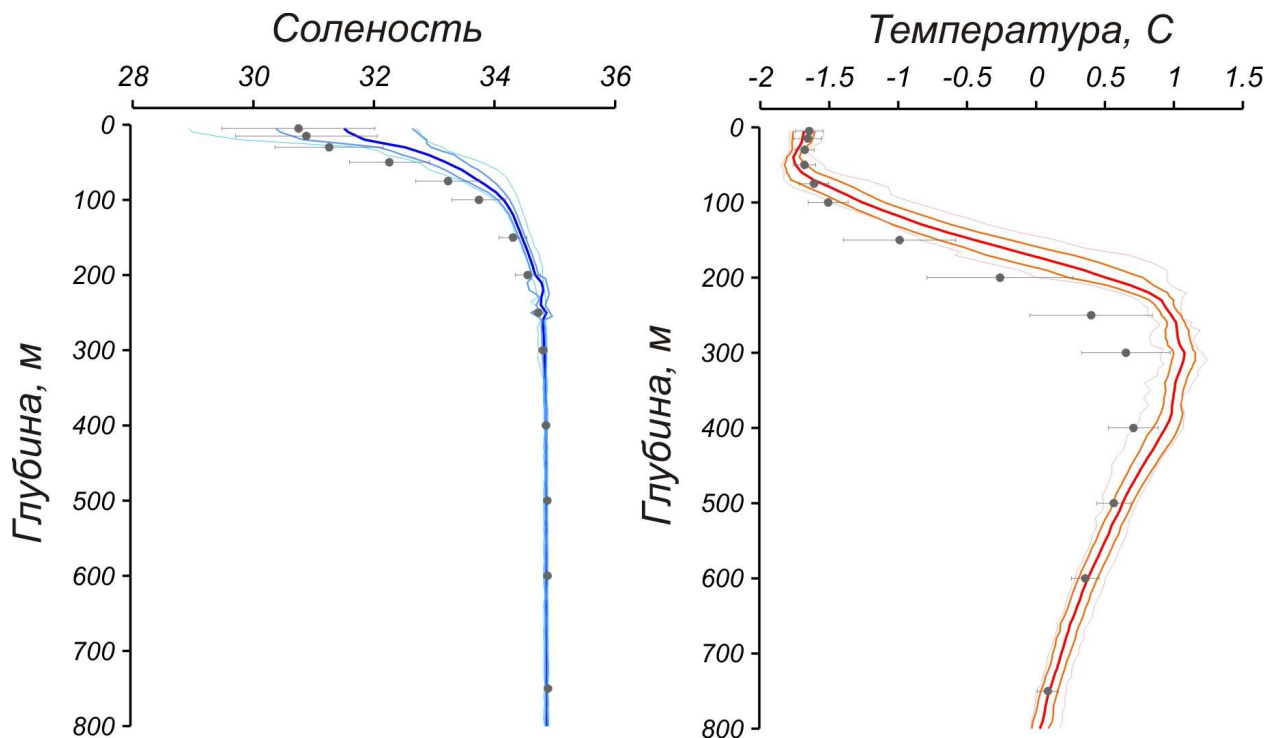


Рисунок 3.8 – Вертикальное распределение солености и температуры в верхнем 800–метровом слое по результатам измерений в котловине Подводников по данным экспедиции «Шельф–2010» в августе–сентябре 2010 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.6)

Промежуточный слой

Промежуточный слой в районе котловины Подводников представлен холодными водами тихоокеанского происхождения с соленостью порядка 33,1 промилле и водами шельфового происхождения, образующихся в результате процессов ледообразования и конвективного перемешивания. Термохалинные характеристики этих двух типов вод идентичны, и их выделение возможно только с привлечением дополнительных гидрохимических данных. Аномалия температуры в ядре рассматриваемого слоя с наименьшими температурами является отрицательной и составляет $0,08^{\circ}\text{C}$, в то время как соленостная аномалия является положительной и составляет 1 промилле.

Атлантическая водная масса

Верхняя граница АВ залегает на 50 м ближе к поверхности по сравнению с историческими данными (170 м наблюдаемые против 220 м по историческим аналогам). В целом АВ обладает положительными аномалиями температуры, которое достигает максимума $0,42^{\circ}\text{C}$ на глубине



300 м. Глубже 630 м распределение температуры и солености становятся близки к климатическому уровню.

Наиболее вероятной причиной такого явления является ослабление пикноклина (на графиках вертикального распределения отчетливо видно, что осолонение верхнего 100–200 метрового слоя привело к меньшему вертикальному градиенту солености и, следовательно, плотности), что способствует более интенсивной теплоотдаче на верхней границе АВ и смещению нулевой изотермы к поверхности. Другим возможным фактором следует считать наблюдаемое в течение последних лет значительное увеличение температуры АВ и, вследствие этого, уменьшение плотности. Последнее, в свою очередь, приводит к меньшей глубине заглупления АВ в Евразийском и, частично, в Амеразийском суббассейне.

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

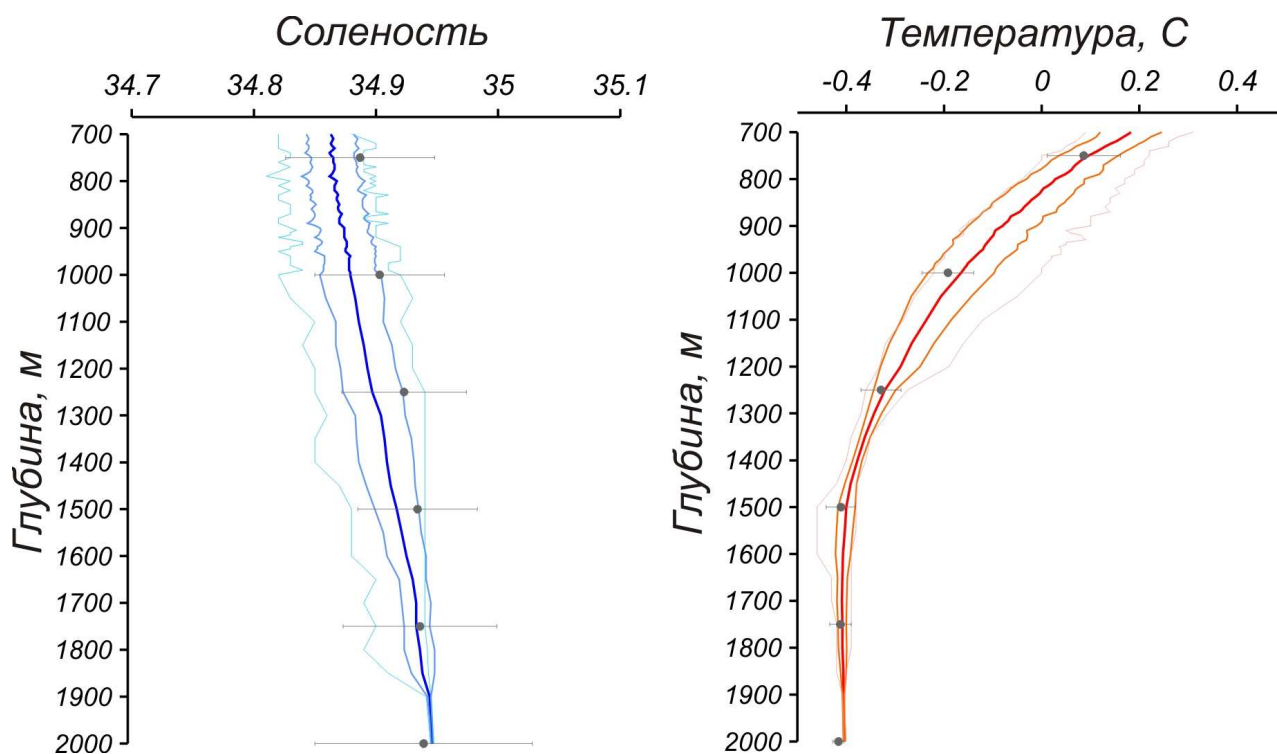


Рисунок 3.9 – Вертикальное распределение солености и температуры в глубинных слоях по результатам измерений в центральной части СЛО (котловина Подводников) по данным экспедиции «Шельф–2010» в августе–сентябре 2010 г. (условные обозначения соответствуют рисунку 3.6)

Термохалинное состояние морей сибирского шельфа: море Лаптевых

Распределение поверхностной солености в море Лаптевых в сентябре 2010 г., представленное на рисунке 3.10, дает представление о деталях развития гидрологических процессов в летний период на акватории моря. Область распресненных вод наблюдалась к востоку от дельты реки Лены в непосредственной близости от Быковской протоки. Типичные значения солености на поверхности в рассматриваемом районе составили 6–8 промилле с температурами достигающими 7–8°C. Воды, расположенные к северу от дельты реки Лена, были значительно трансформированы процессами перемешивания и отдачей тепла в атмосферу. Эти более соленые и холодные поверхностные воды имели температуру и соленость в пределах от +3 до +5°C и 17–21 промилле соответственно, что несколько выше климатического среднего значения для этой области.

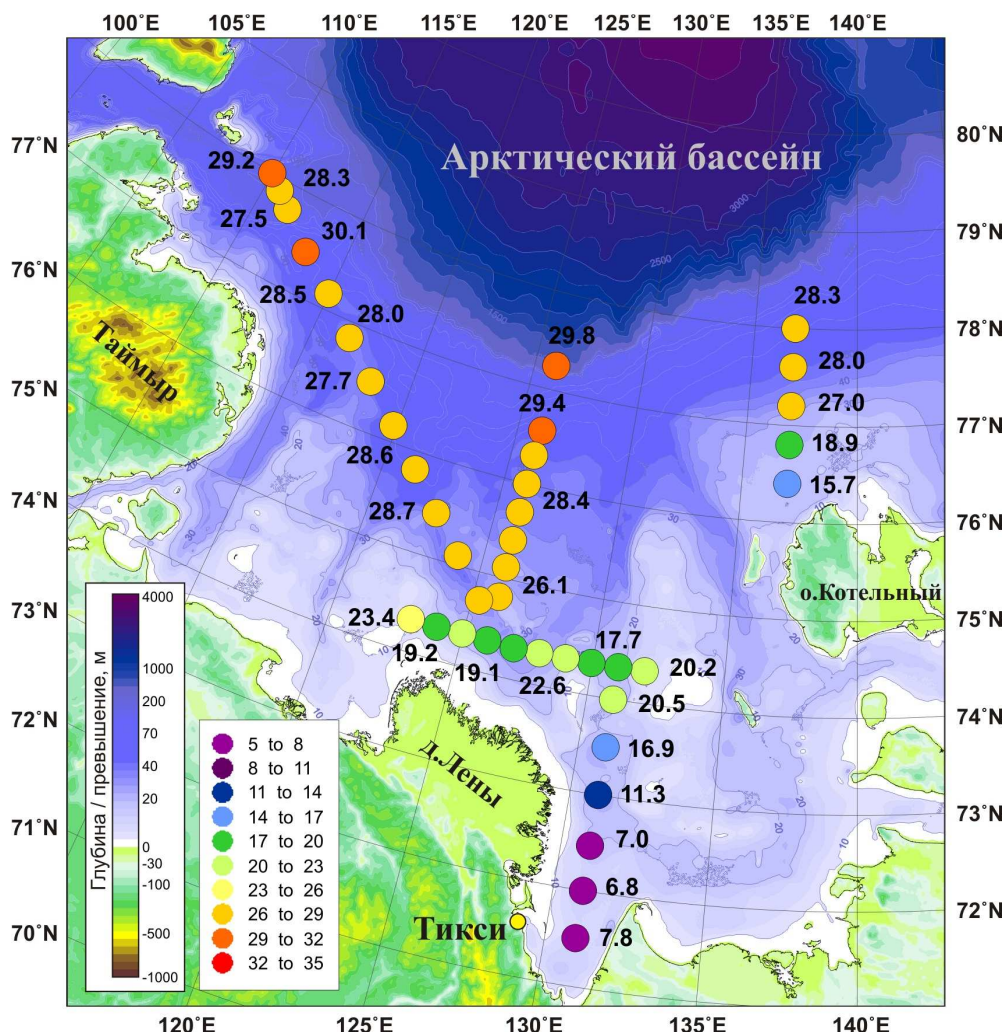


Рисунок 3.10 – Пространственное распределение солености на глубине 2 метра по данным измерений в сентябре 2010 года

По-всей видимости, присутствие более соленых вод здесь было обусловлено проникновением на шельф более соленых вод из открытой части Арктического бассейна. Такой тип циркуляции соответствует восточному и северо-восточному распространению линзы речных вод из центральной части моря Лаптевых благодаря ветрам западных направлений. Так, в летний период 2010 года, преимущественно наблюдались юго-западные ветры, действие которых привело к тому, что поверхностный распресненный слой был смещен в северо-восточном направлении. Это подтверждает ряд измерений, выполненных севернее о-ва Котельный, где были обнаружены значения поверхностной солености от 15 до 18 промилле, что на 6–8 промилле меньше климатической нормы для этого периода. При этом температура поверхностного слоя в этом районе также была аномально высокой и превышала климатическую на 3–4°C, достигая +4,3°C (рисунок 3.11).

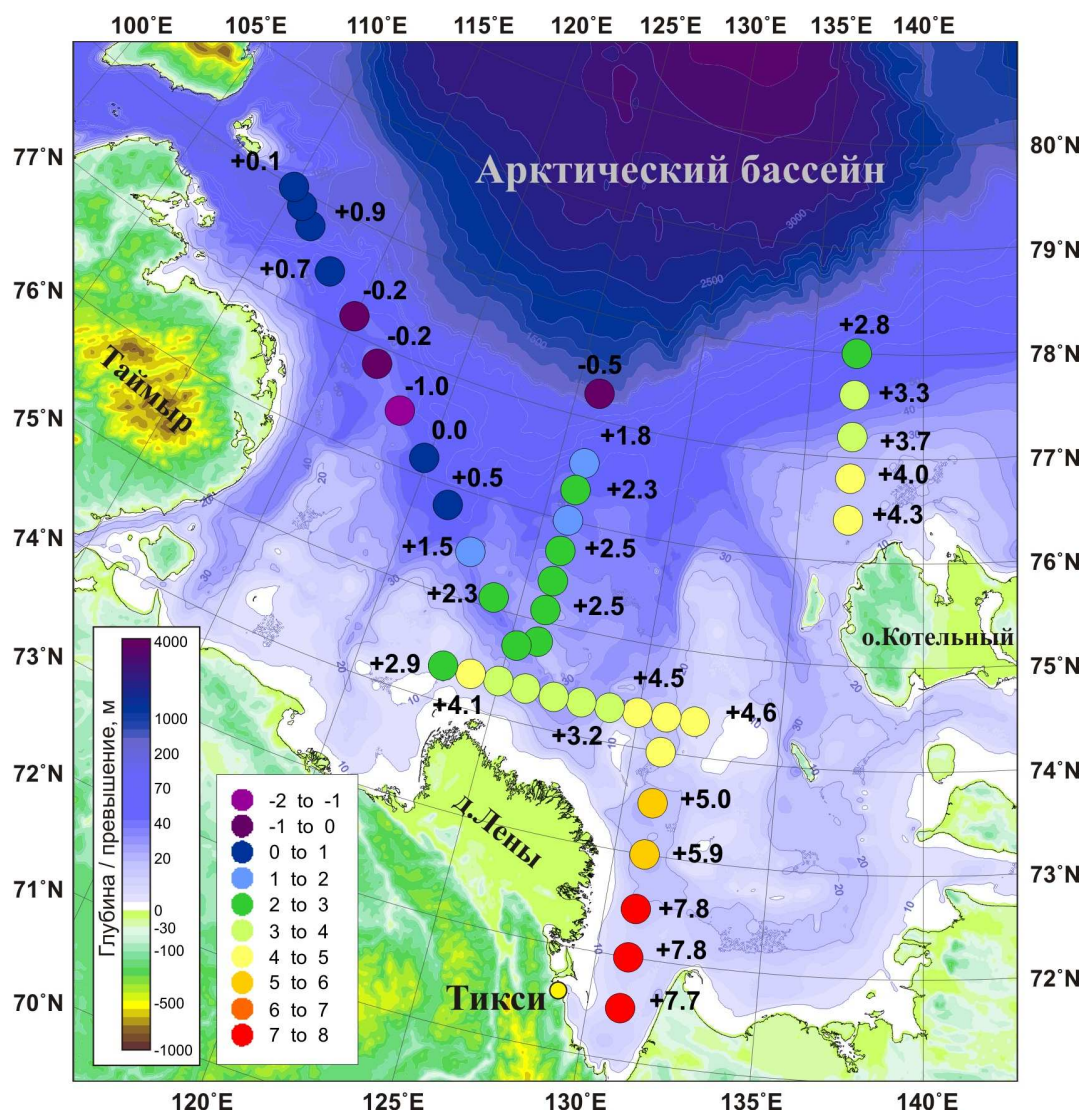


Рисунок 3.11 – Пространственное распределение температуры на глубине 2 метра по данным измерений в сентябре 2010 года



Анализ распределения температуры и солености на некоторых океанографических станциях выявил ключевые различия в термохалинной структуре шельфа моря Лаптевых. В целом, в водной толще выделяются слабо стратифицированный теплый и распресненный поверхностный слой, занимающий верхние 10–15 метров глубины, и сильно стратифицированный слой пикноклина, изолирующий соленые и холодные донные воды, обладающие отрицательной температурой и соленостью более 25–27 промилле. Перемешивание распресненных речных вод с более солеными приводит к постепенному увеличению поверхностной солености и глубины залегания пикноклина в северном направлении. Высокие значения температуры, найденные в поверхностном слое к северу от острова Котельный, предполагают, что обмен теплом с атмосферой превышает потерю тепла, вследствие латеральных и вертикальных процессов перемешивания.

Выводы

Анализ гидрологических условий за рассматриваемый период показал, что генеральная структура поля термохалинных характеристик состояния вод не претерпела значительных изменений на акватории СЛО по сравнению с предыдущими годами. Однако удалось выявить ряд неоднородностей, которые не были зарегистрированы ранее. В частности, к таким аномалиям можно отнести значительную положительную аномалию поверхностной солености в районе котловины Подводников. Кроме этого удалось зарегистрировать наличие отрицательных аномалий солености в поверхностном слое в непосредственной близости от пролива Фрама, что также не было зарегистрировано в течение ряда предшествующих лет.

3.2. Гидрохимические условия в июле – сентябре 2010 года

Гидрохимические исследования являются важной составляющей мониторинга природной среды. Биогенные элементы (кремний, фосфаты, нитриты, нитраты, аммоний) являются минеральной базой первичной продукции. Поступая в морскую воду из атмосферы и за счет фотосинтеза, кислород расходуется при деструкции органического вещества, обусловленной микробиологическими процессами. В комплексе с данными по температуре и солености гидрохимические характеристики служат дополнительными показателями распространения проникающих в Арктический бассейн водных масс и процессов их трансформации и позволяют уточнить положение, границы, место и время их происхождения.

Настоящий обзор написан в рамках ЦНТП 5.3.1 «Разработать, испытать и внедрить новые технологии мониторинга гидрологических, гидрохимических и ледовых условий в Северном Ледовитом океане и арктических морях» и охватывает период с июля по сентябрь 2010. В этот



период проведено 2 научно исследовательских рейса (рисунок 3.12, 3.13) результаты, которых вошли в настоящий обзор:

1 Научно исследовательский рейс на НЭС «Академик Федоров» с 28 июля по 15 октября 2010 г.;

2 Научно–исследовательский рейс на ГС «Николай Евгенов» с 31 августа по 9 октября 2010 г

Основными целями гидрохимических исследований в указанных рейсах являлось:

– получение новых данных о гидрохимических условиях в высокоширотном районе Арктического бассейна;

– изучение процессов формирования и изменчивости гидрохимической структуры вод Арктического бассейна Северного Ледовитого океана (СЛО) с акцентом на высокоширотных районах материкового склона и континентального шельфа России;

– исследование пространственного распределения растворенного кислорода, кремния, минеральных форм фосфора и азота (нитратного, нитритного, аммонийного), органических форм фосфора и азота, а также растворенного органического углерода;

– мониторинг структуры и динамики водных масс по гидрохимическим параметрам;

– исследование процессов распространения и трансформации Атлантических и Тихоокеанских вод в Арктическом бассейне СЛО;

– анализ современного продукционно–деструкционного состояния экосистем Арктического бассейна, оценка элементарного состава органического вещества (ОВ) и запасов основных биогенных элементов для продуцирования ОВ фитопланктоном.

– получение комплексной количественной информации о состоянии природной системы моря Лаптевых;

– исследование гидрохимических условий в южной части моря Лаптевых, где зимой располагается полынья, а летом формируется фронтальная зона между речными и морскими водами;

– получение адекватного представления о внутригодовых циклах изменчивости параметров состояния морских систем для совершенствования моделей прогноза изменений климата.

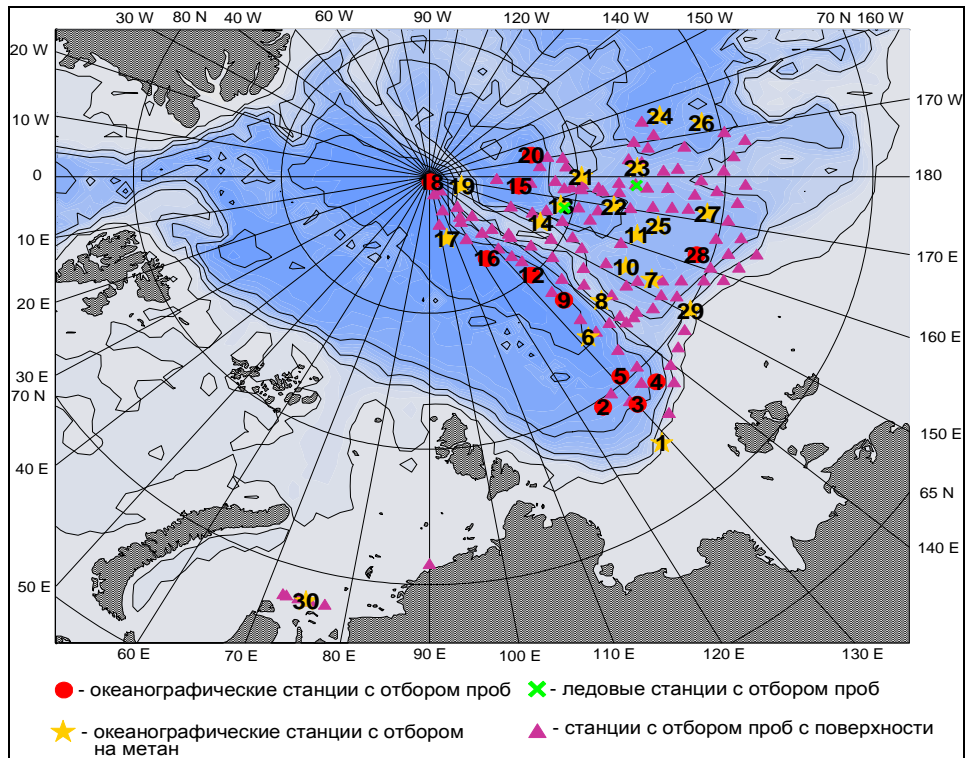


Рисунок 3.12 – Схема станций выполненных в рейсе НЭС «Академик Федоров»

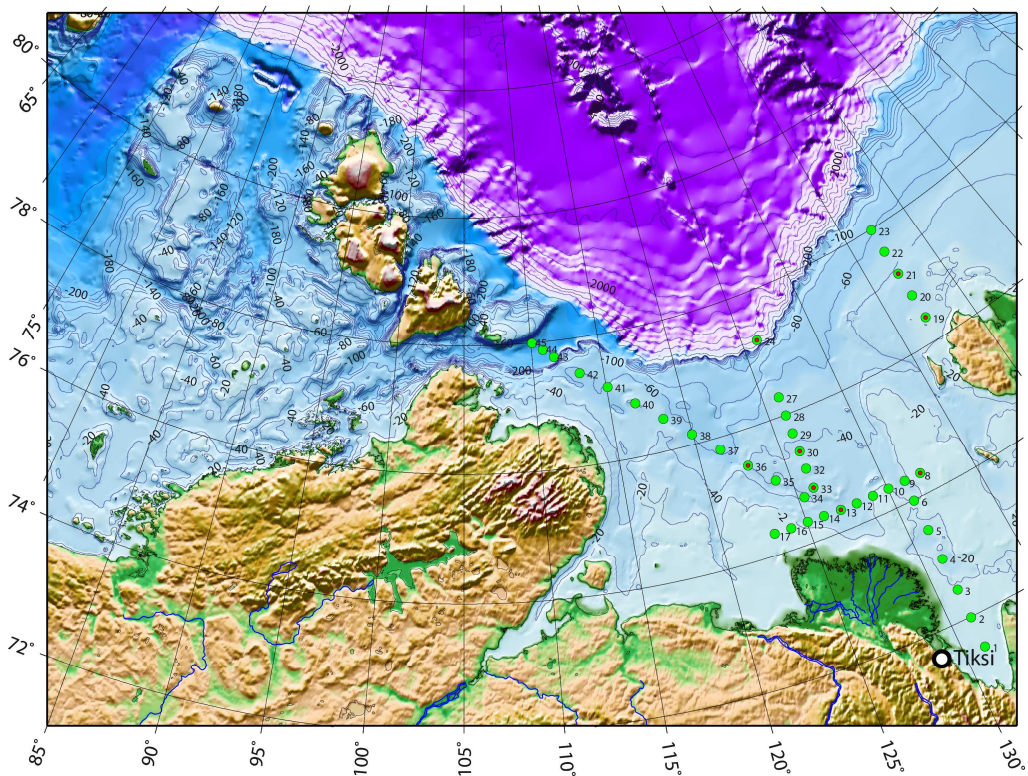


Рисунок 3.13 – Схема гидрохимических станций выполненных в течение TRANSDRIFT XVII (станции, на которых были отобраны пробы для определения растворенного кислорода и биогенных элементов обозначены зеленым)



Предварительные научные результаты

Бассейн Северного Ледовитого океана

Схема станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в рейсе НЭС «Академик Федоров», приведена на рисунке 3.12

Содержание *кремнекислоты* на исследуемой акватории изменялось от крайне низких значений в поверхностном слое (0,3 $\mu\text{M}/\text{л}$) до весьма значительных величин в слое тихоокеанских вод (39,8 $\mu\text{M}/\text{л}$, на горизонте 100 м). Наиболее «простой» тип распределения кремния отмечается на отдельных станциях евразийского суббассейна западнее хребта Ломоносова, расположенных как вне зоны влияния стока речных вод в поверхностном слое, или тихоокеанских вод в промежуточном. Этот тип характеризуется резким увеличением содержания кремния в слое в слое 30–200 м, от величин близких к 1 μM до более чем 4 μM . В слое атлантических вод (от 200 до 1200 м), содержания кремния с глубиной уменьшается, а на отдельных станциях, как например, на ст. 12, в слое Атлантических вод, на глубинах 300–400 м по всем характеристикам можно наблюдать незначительный локальный минимум, связанный, вероятно, с присутствием здесь более молодой модификации Атлантических вод с низким содержанием биогенных элементов и высоким содержанием кислорода. Характерные концентрации кремния в слое атлантических вод – от 3,8 до 7,3 $\mu\text{M}/\text{л}$. От 1200 до 2000 м содержание кремния повышается до величин 10,5–11,2 $\mu\text{M}/\text{л}$. Глубже рост содержания кремния ко дну практически не выражен. На станциях, расположенных южнее, ближе к континентальному склону Евразии, в поверхностном слое может отмечаться локальный максимум кремнекислоты, связанный с влиянием речных вод. Содержание кремния на поверхности здесь может достигать величин более 10 $\mu\text{M}/\text{л}$. С увеличением глубины до горизонтов 50–75 м на этих станциях происходит резкое падение содержания кремния до величин около 3 $\mu\text{M}/\text{л}$, после чего начинается постепенное возрастание концентраций, аналогичное другим станциям евразийского суббассейна, описанное выше (рисунок 3.14).

Восточнее хребта Ломоносова характер вертикального профиля кремнекислоты изменяется. В слое максимальных значений расположенном на глубинах от 2000 до 3000 м содержание кремния выше, чем на станциях в евразийском суббассейне и составляют 12,06–12,70 $\mu\text{M}/\text{л}$. В котловине Макарова, где глубины около 4000 м, ниже этого слоя концентрации кремния незначительно понижаются до 11,55–12,04 $\mu\text{M}/\text{л}$. На станциях, выполненных в котловине Подводников (глубины до 2800 м) слой максимальных значений является придонным.

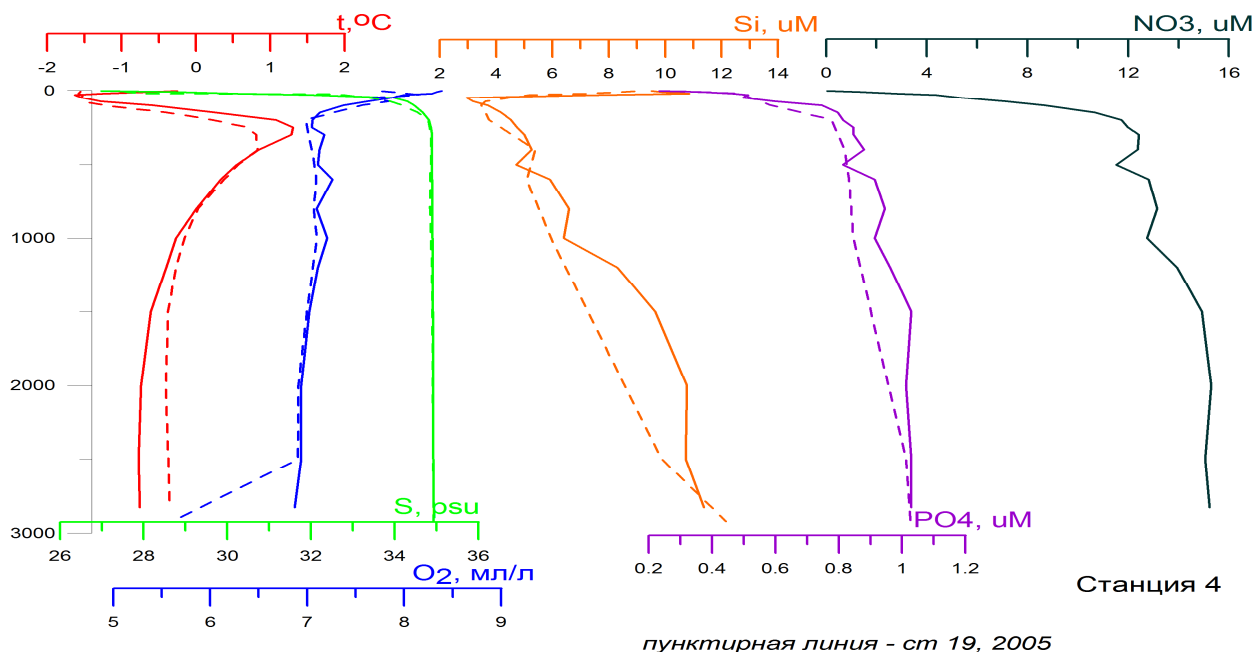


Рисунок 3.14 – Вертикальное распределение основных характеристик на станции 4

Важной особенностью вертикального распределения кремния восточнее хребта Ломоносова является увеличение влияния тихоокеанских вод, характеризующихся повышенными концентрациями кремния в слое от 30 до 150 м. Ядра этих вод наблюдаются на горизонтах от 40 до 100 м. В котловине Подводников заметное влияние этих вод прослеживается на ст. 27 и 28, расположенных ближе всего к источнику формирования этих вод. На ст. 27 отмечаются два максимума кремнекислоты – на горизонте 75 м (до 23,05 $\mu\text{M}/\text{л}$), и на 40 м (до 18,72 $\mu\text{M}/\text{л}$), связанные, видимо, с наличием здесь тихоокеанских вод различных модификаций. Общая мощность слоя тихоокеанских вод на этой станции составляет более 100 м (рисунок 3.15). На станциях, выполненных в котловине Макарова, по распределению кремния, также заметно сильное влияние этих вод. Так, например, на ст. 15 содержание кремния достигает величины 26,4 μM , при том, что общая мощность слоя максимальных значений кремния составляет около 40 м.

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

Минеральный азот представлен тремя формами: нитратами, нитритами и аммонийным азотом. Содержание нитритов в среднем было ниже 0,05 $\mu\text{M}/\text{л}$. Заметное повышение содержание нитритов обнаруживается почти на всех станциях в подповерхностном слое (горизонты 20–30 м) до величин более 0,12–0,19 $\mu\text{M}/\text{л}$.

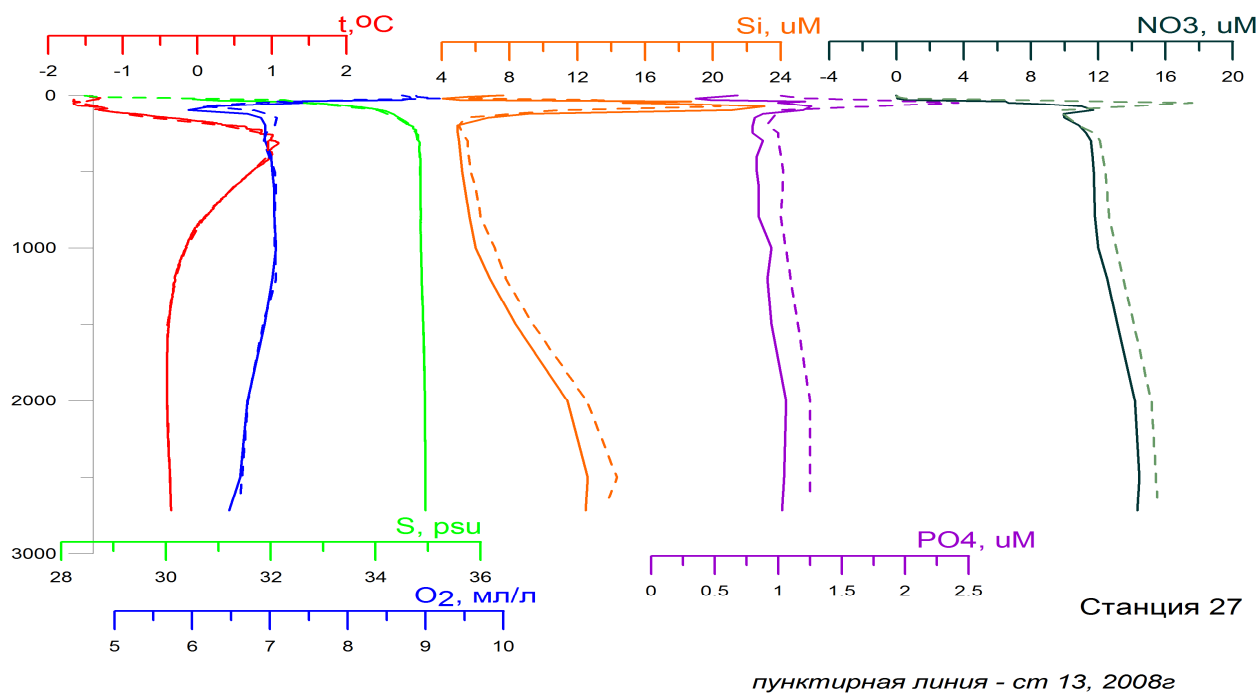


Рисунок 3.15 – Вертикальное распределение основных характеристик на станции 27

Содержание *аммонийного азота* также крайне невелико и составляет в среднем менее $0,5 \mu\text{M}/\text{л}$, что находится на границе предела чувствительности метода. Тем не менее, можно проследить общие закономерности увеличения аммонийного азота к поверхности. Максимальные значения аммонийного азота отмечены в поверхностном слое и достигают величин более $1,1 \mu\text{M}/\text{л}$.

Более чем 90 % общего содержания минерального азота составляет *нитратный азот*. Исключения могут составлять лишь поверхностные горизонты, где содержание нитратного азота может снижаться до аналитического нуля. Максимальных значений нитраты также достигают в слое тихоокеанских вод ($16,92 \mu\text{M}/\text{л}$), а также в придонном слое (до $15,60 \mu\text{M}/\text{л}$).

Вертикальное распределение нитратов на большинстве станций, где отсутствует влияние тихоокеанских вод, характеризуется следующими особенностями. От поверхности, где наблюдаются минимальные концентрации, до глубин 200–250 м содержание нитратов растет. Достигая в слое атлантических вод величин $11,3\text{--}12,7 \mu\text{M}/\text{л}$, содержание нитратов почти не меняется до глубин около 800 м, после чего рост с глубиной продолжается, увеличиваясь в придонном слое (ниже 2000 м) до величин $12,8\text{--}13,6 \mu\text{M}/\text{л}$. На тех станциях, где отмечено влияние тихоокеанских вод, наблюдается существенное увеличение содержания нитратов до $8,2\text{--}16,9 \mu\text{M}/\text{л}$.



Содержание *минерального фосфора* на исследуемой акватории изменялось от 0,15 на поверхности до 2,22 $\mu\text{M}/\text{л}$ в слое тихоокеанских вод. Вертикальное распределение фосфатов схоже в целом с распределением нитратов – резкий рост к глубинам 200–250 м до 0,8–0,9 $\mu\text{M}/\text{л}$, снижение градиентов в слое атлантических вод, дальнейшее повышение к глубине 2000 м, однородное распределение в придонном слое (до 1,11 $\mu\text{M}/\text{л}$) и максимальные концентрации в слое тихоокеанских вод. Однако имеются и различия. Так, например, однородность распределения в слое атлантических вод по фосфатам выражена меньше, чем по нитратам, и отмечается только в евразийском суббассейне, где сильнее влияние вод атлантического происхождения. Восточнее хребта Ломоносова в этом слое все же отмечается незначительное увеличение содержания фосфатов с глубиной.

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

При сравнении вертикальных распределений концентраций растворенного кислорода на некоторых станциях, выполненных в экспедициях 2005, 2007, 2008 гг. с результатами, полученными в настоящей экспедиции, можно сделать вывод, что изменения концентрации растворенного кислорода по глубине практически идентичны друг другу. Имеют место некоторые расхождения в пределах 0,1 – 0,3 мл/л на некоторых горизонтах, приуроченных в основном к поверхностному слою и струе Атлантических вод. Скорее всего, это связано с межгодовыми и сезонными колебаниями в температурном режиме поверхностных и Атлантических вод. По данным 2010 года в глубоководном слое отмечается повышение содержания растворенного кислорода в среднем на 0,1 мл/л.

На содержание кислорода и биогенных элементов в поверхностном слое в районе исследований в летний период влияют следующие факторы:

- разрушение сплошного ледяного покрова и прогрев поверхностного слоя, способствующие, с одной стороны, уменьшению растворимости кислорода в результате повышения температуры поверхностного слоя, а с другой, увеличению – при распреснении поверхностных вод тающими льдами;
- очищение воды ото льдов, приводящее к восстановлению газообмена между поверхностными водами и атмосферой;
- развивающиеся процессы фотосинтеза, нередко приводящие к значительному перенасыщению поверхностных вод кислородом;
- большой объем материкового стока, вносящий значительное количество легкоокисляющегося органического и минерального материала и уменьшающий содержание кислорода в поверхностных водах арктических морей.

В районе ст. 1, 3, 4 содержание кислорода составляет 8,2–8,6 мл/л (97–100 % насыщения). Наблюдающиеся здесь пониженные концентрации кислорода относительно соседних областей можно объяснить нахождением в этой зоне теплых сравнению с прилежащими областями вод. В районе ст. 2, 6, 9, 12 содержание кислорода достигает 9,4 мл/л (109 % насыщения). В связи с наличием здесь сплоченного льда, логично предположить, что основным фактором, который оказывает влияние на концентрации растворенного кислорода, скорее всего, является интенсивный процесс фотосинтеза, приводящий к значительному перенасыщению поверхностных вод кислородом. В районе ст. 8, 7, 10, 11, 22, 23, 24, 25 происходит понижение концентраций растворенного кислорода до 8,8–8,9 мл/л (102–105 % насыщения), что, возможно, связано с резким повышением солености. На остальных станциях насыщение вод кислородом достигает 100 % (рисунок 3.16).

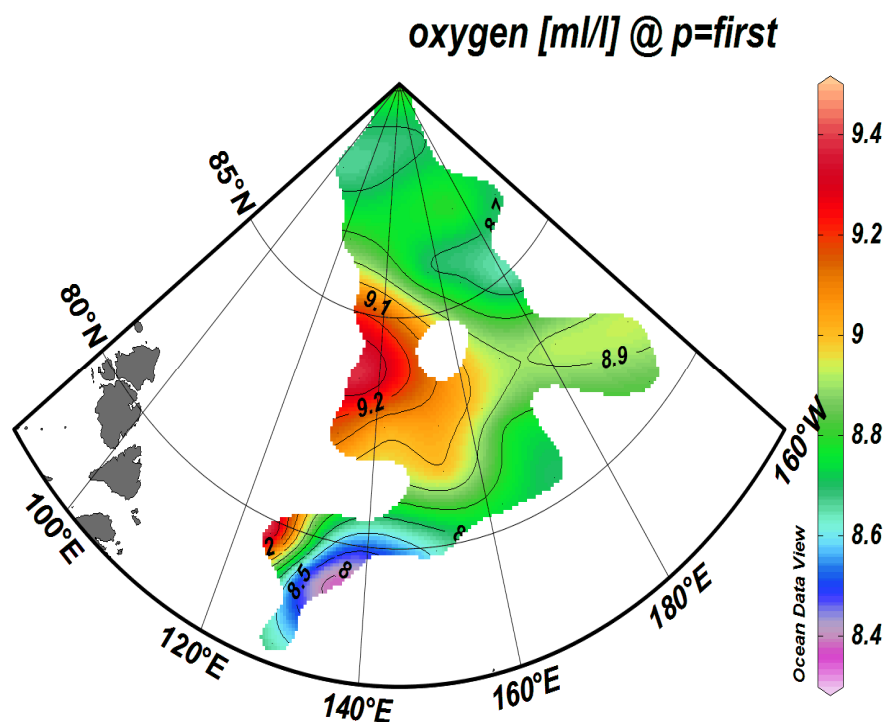


Рисунок 3.16 – Распределение растворенного кислорода на поверхности

В распределении кремнекислоты на поверхности можно выделить как минимум 3 области повышенных значений: Первая расположена в южной части исследуемой акватории, связанная с влиянием речных вод. Здесь концентрации кремния достигают величин 8–11 $\mu\text{M}/\text{л}$. Граница этой зоны весьма сложная и определяется динамическими факторами. С северо-востока к ней примыкает другая область высоких значений кремния, приуроченная к хребту Менделеева. Она прослеживается на север примерно до 83° с.ш. Далее к северу ее продолжает обширная область



высоких значений кремния, занимающая сначала акваторию над хребтом Менделеева, а севернее над всей котловиной подводников и приполярной частью хребта Ломоносова. Полоса максимальных значений кремния в пределах этой зоны (выше $9 \mu\text{M}/\text{л}$) начинается над восточным склоном хребта Ломоносова около 83° с.ш. и расширяется к северу над всей приполярной частью хребта Ломоносова, заходя в Евразийский суббассейн (рисунок 3.17).

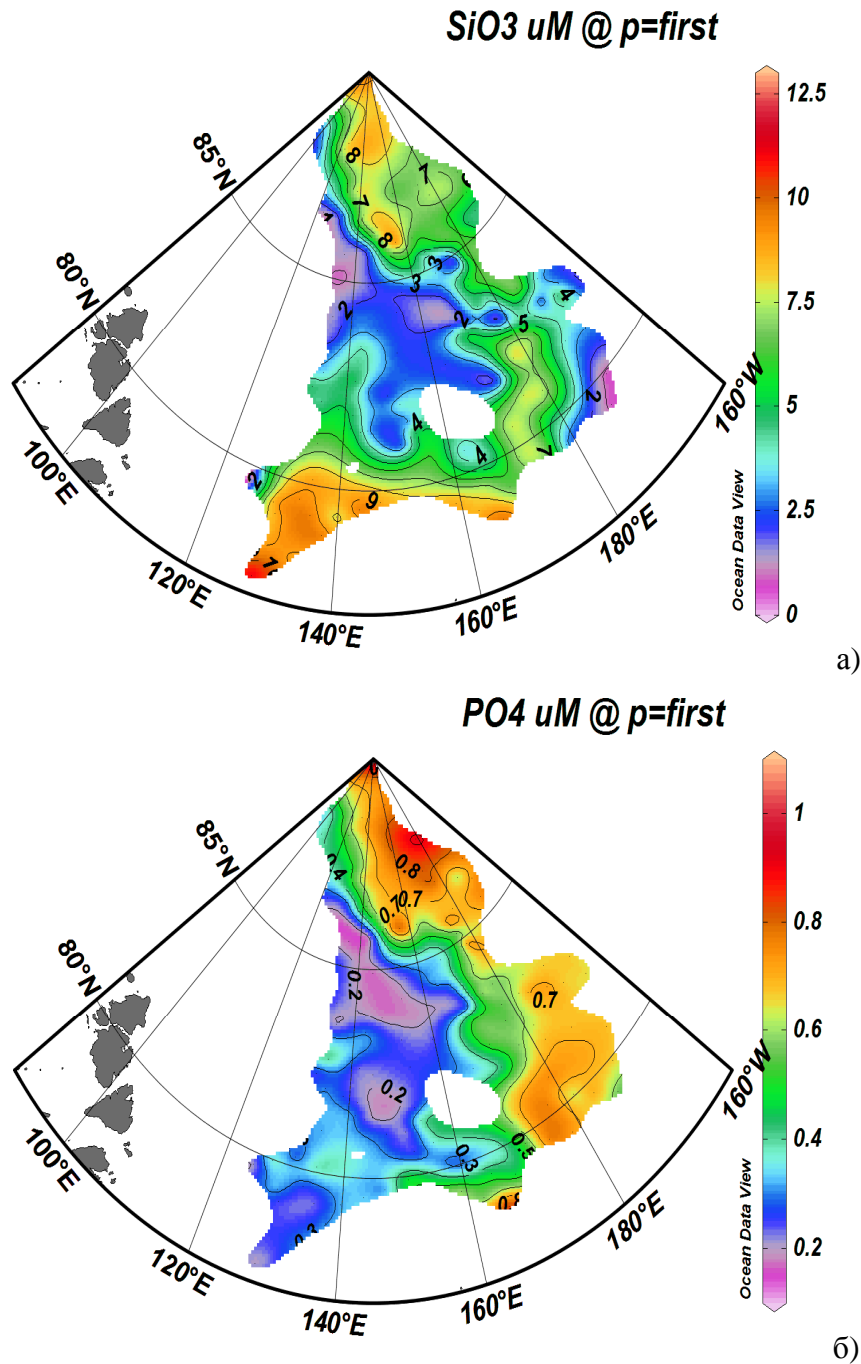


Рисунок 3.17 – Распределение кремнекислоты (а) и минерального фосфора (б) на поверхности



В центральной части исследуемой акватории прослеживается обширная область пониженных значений содержания кремния, ограниченная изолинией 3 $\mu\text{M}/\text{л}$. Эта область охватывает большую часть котловины Подводников и распространяется на северо–запад, пересекая хребет Ломоносова. Содержание кремния в пределах этой области может снижаться до величин менее 1 $\mu\text{M}/\text{л}$. Эта область совпадает с зоной максимумов солености и растворенного кислорода, и в данном случае, вероятно, мы имеем дело с поверхностными водами Шпицбергенского типа, поступающих из Баренцева и Карского морей и имеющих атлантическое происхождение. Также, возможно, это результат интенсификации процесса фотосинтеза. Восточнее хребта Менделеева в направлении к Чукотскому поднятию содержание кремния снижается, но недостаточное количество станций не позволяет сделать выводы об обширности этой области.

Распределение минерального фосфора частично повторяет картину распределения кремния. В юго–западной части акватории выделяется зона минимальных значений фосфатов, ограниченная изолинией 0,3 $\mu\text{M}/\text{л}$. Она совпадает с зоной минимума кремния, а, кроме того, к ней прибавляется та область, где содержание кремния возрастает за счет влияния речных вод. Таким образом, проникновение речных вод в арктический бассейн не оказывают непосредственного влияния на распределение минерального фосфора. С северо–востока отмечается зона повышенных концентраций минерального фосфора. Концентрации минерального фосфора достигают здесь величин 0,7–0,9 $\mu\text{M}/\text{л}$. Фронтальная зона между этими областями совпадает с аналогичной по кремнию (рисунок 3.17).

Общие закономерности распределения нитратов на поверхности значительно отличаются от распределения кремния и минерального фосфора. Выделяются две области повышенных содержаний нитратов. Первая, наиболее обширная, имеет квазимеридиональное направление и распространяется от континентального склона Евразии в сторону полюса над восточной частью котловины Подводников, приполярной частью хребта Ломоносова и прилегающей к нему восточной части котловины Амундсена. Эту область можно ограничить изолинией 0,5 $\mu\text{M}/\text{л}$, а максимальные значения на поверхности достигают величин 1,6–2,0 $\mu\text{M}/\text{л}$ (рисунок 3.18).

Вторая область, относительно небольшая, расположена в южной части котловины Амундсена, примыкая к хребту Ломоносова. Здесь нитраты достигают значений 1,9 $\mu\text{M}/\text{л}$. Можно отметить, что область максимальных концентраций нитратов расположена чуть западнее области повышенных содержаний кремния и фосфатов и совпадает с расположением фронтальной зоны этой области. На большей же части акватории общее содержание минерального азота имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором, как указывалось ранее.

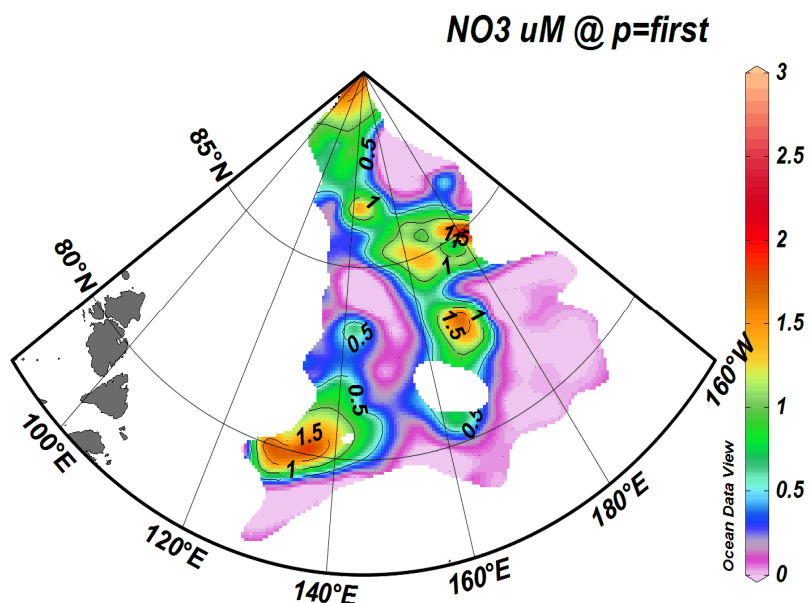


Рисунок 3.18 – Распределение нитратов на поверхности

Изучение распространения в арктическом бассейне вод тихоокеанского происхождения, выделяемых по максимальным значениям биогенных элементов и минимуму кислорода является одной из наиболее интересных задач. В настоящей экспедиции присутствие тихоокеанских вод было выявлено на 10 станциях.

Ядро тихоокеанских вод может обнаруживаться на горизонтах от 30 до 100 метров. Мощность слоя меняется от 120 м ближе к шельфу Чукотского моря, и до 45 метров на станциях, расположенных дальше от источника формирования этих вод. На отдельных станциях глубины минимума кислорода и максимума биогенных элементов не совпадают. Слабее всего экстремум выражается по нитратам. Так, на отдельных станциях содержание нитратов в тихоокеанских водах выглядит в виде ступеньки.

Равномерной картины распределения Тихоокеанских вод не отмечается, что позволяет сделать вывод о том, что они распространяются отдельными струями и не всегда напрямую от источника их формирования. Для прояснения картины их распространения следует увеличить дискретность выполнения станций.

Море Лаптевых

Схема станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в море Лаптевых в сентябре 2010 г., представлена на рисунке 3.13.

Два основных разреза дают представление о структуре распределения водных масс в шельфовой части моря Лаптевых: вдоль 74°20' с.ш. (рисунок 3.19) и вдоль 126° в.д. (рисунок 3.20). Поскольку эти разрезы так же выполнялись в рейсах 2007–2009 гг. есть возможность сравнения данных этих лет. Летом 2009 г. для анализа использовались данные о

концентрациях растворенного кислорода и насыщении вод кислородом. Анализ проводился с привлечением данных о температуре, солёности и хлорофилле-«а». Более детальный анализ можно будет провести после окончания обработки проб биогенных элементов и растворенного органического вещества. Эти данные войдут в годовой обзор гидрохимических условий.

Концентрации растворенного кислорода, зафиксированные в рейсе находились в пределах от 4.08 мл/л (Станция 4, придонный горизонт) до 8.88 мл/л (Станция 39, 15 м). Средняя концентрация растворенного кислорода составляет 7.54 мл/л.

Восточная часть разреза $74^{\circ}20'$ с.ш. (рисунок 3.19) занимают речные воды (к востоку от 130° в.д.). Водная толща перемешана до 20 м. В понижениях дна (Станция 9) наблюдается минимум кислорода (4,17 мл/л). На долготе $126-131^{\circ}$ в.д. наблюдается фронтальная зона между водами речного выноса и морскими водными массами. Здесь наблюдаются повышенные концентрации растворенного кислорода (8.7 мл/л), вода насыщена кислородом до 102,6%, а так же зафиксированы высокие концентрации хлорофилла-«а». Придонную структурную зону (глубже 20 м) занимают зимние водные массы слабо насыщенные кислородом (70%, 5,16 мл/л) и имеющие температуру около $-1,0^{\circ}\text{C}$, а солёность 31,8 промилле.

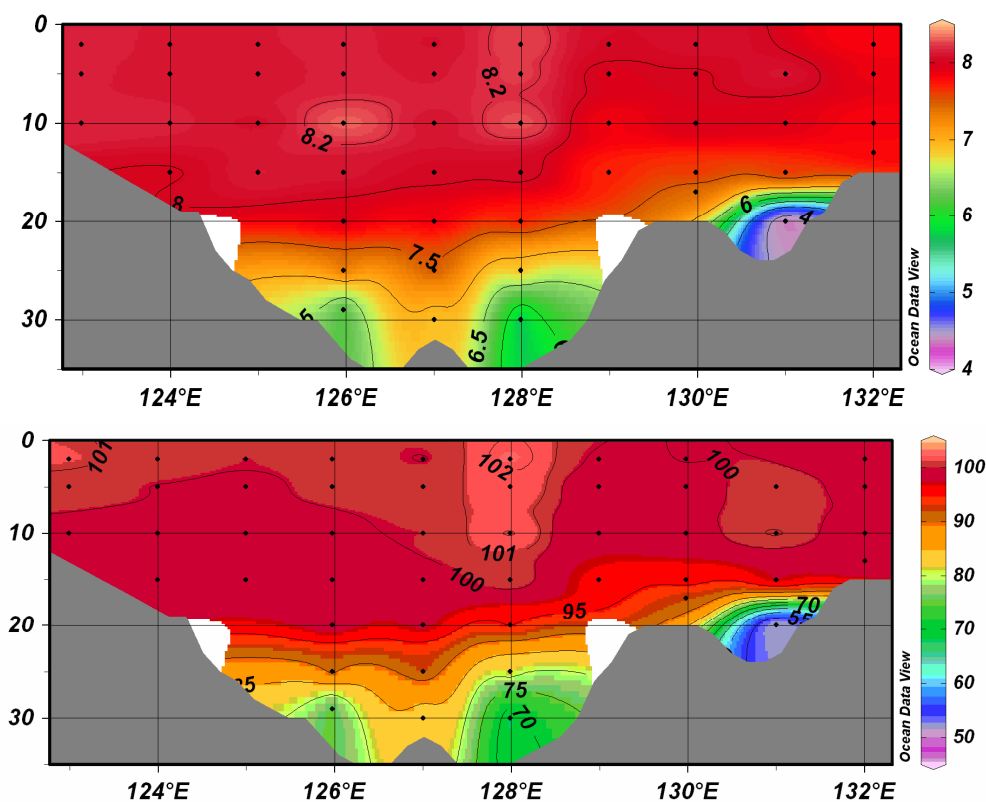


Рисунок 3.19 – Концентрации растворенного кислорода (мл/л) и насыщения воды кислородом (%) на разрезе $74^{\circ}20'$ с.ш. в сентябре 2010 г.

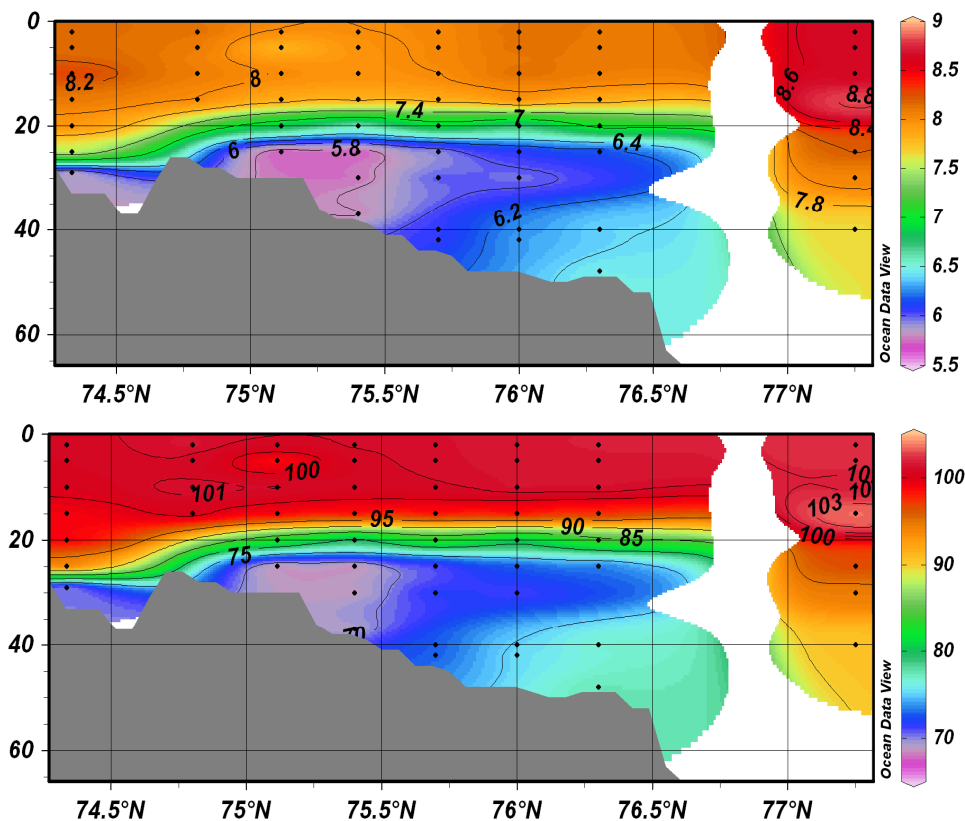


Рисунок 3.20 – Концентрации растворенного кислорода (мл/л) и насыщения воды кислородом на разрезе 126°00' в.д. в сентябре 2010 г.

Речные воды на разрезе 126° в.д. (рисунок 3.20) распространяются до 74° с.ш. в верхнем 10 м слое и имеют концентрации растворенного кислорода 8,15–8,35 мл/л. До 77° с.ш. находится широкая зона речного выноса. Здесь верхний перемешанный слой имеет толщину около 20 м, концентрации растворенного кислорода составляют 8,0–8,2 мл/л а насыщение вод кислородом достигает 101%. Эти воды характеризуются высоким содержанием хлорофилла «а». К северу от 77° с.ш. в слое 15–25 м находится промежуточный максимум растворенного кислорода, где насыщение достигает 103,8%. Этот слой так же характеризуется высокими концентрациями хлорофилла «а». Придонную структурную зону занимают соленые холодные воды с относительно низким содержанием растворенного кислорода (5,46 мл/л).

Выводы

Тихоокеанские воды на исследуемой акватории обнаружены на 10 станциях. Равномерной картины распределения Тихоокеанских вод не отмечается, что позволяет сделать вывод о том, что они распространяются отдельными струями и могут сохранять свои свойства на достаточном удалении от источника формирования.

Детальное исследование поверхностного распределения биогенных элементов позволило получить подробные карты их распределения. Полоса максимальных значений содержания



кремния и минерального фосфора прослеживается над хребтом Менделеева и продолжается над восточным склоном хребта Ломоносова, расширяясь к северу над всей приполярной частью хребта Ломоносова и заходя в Евразийский суббассейн в районе полюса. Область максимальных концентраций нитратов расположена чуть западнее области повышенных содержаний кремния и фосфатов и совпадает с расположением фронтальной зоны этой области.

Подпитка биогенными элементами фотического слоя над хребтом Менделеева и в приполярной области осуществляется за счет подъема в подповерхностный слой тихоокеанских вод.

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

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

В сентябре 2010 г. понижениях дна южной части шельфа моря Лаптевых обнаружены существенно пониженные концентрации растворенного кислорода (на 0,7–0,8 мл/л ниже средних многолетних значений для данного района). Район распространения промежуточного максимума растворенного кислорода, обнаруженного в северо–западной и северной частях моря Лаптевых, хорошо согласуется с характером распространения речного стока.

3.3. Уровень арктических морей в течение третьего квартала 2010 года

Характеристика особенностей колебаний уровня *Карского моря* за период с июля по сентябрь 2010 года составлена по четырехсрочным наблюдениям за уровнем моря на восьми станциях этого бассейна: Амдерма, Усть–Кара, Сопочная Карга, о. Диксон, м. Стерлегова, о–ва Известий ЦИК, о. Визе и о. Голомянный.

В юго–западной части Карского моря (рисунок 3.21) в июле–сентябре наблюдался повышенный фон колебаний уровня, аномалии среднемесячного уровня составили от +9 +10 см в июле до +20 +23 см в августе. Наибольший подъем уровня +95 см относительно среднемноголетнего значения в этом районе отмечался 16–17 июля 2010 года. Наиболее существенное понижение уровня (–45 см) было зарегистрировано на станции Амдерма 24 сентября 2010 года. Самое большое значение величины колебаний уровня наблюдалось в июле 2010 года, в Амдерме оно составило 118 см, а в Усть–Каре – 133 см.

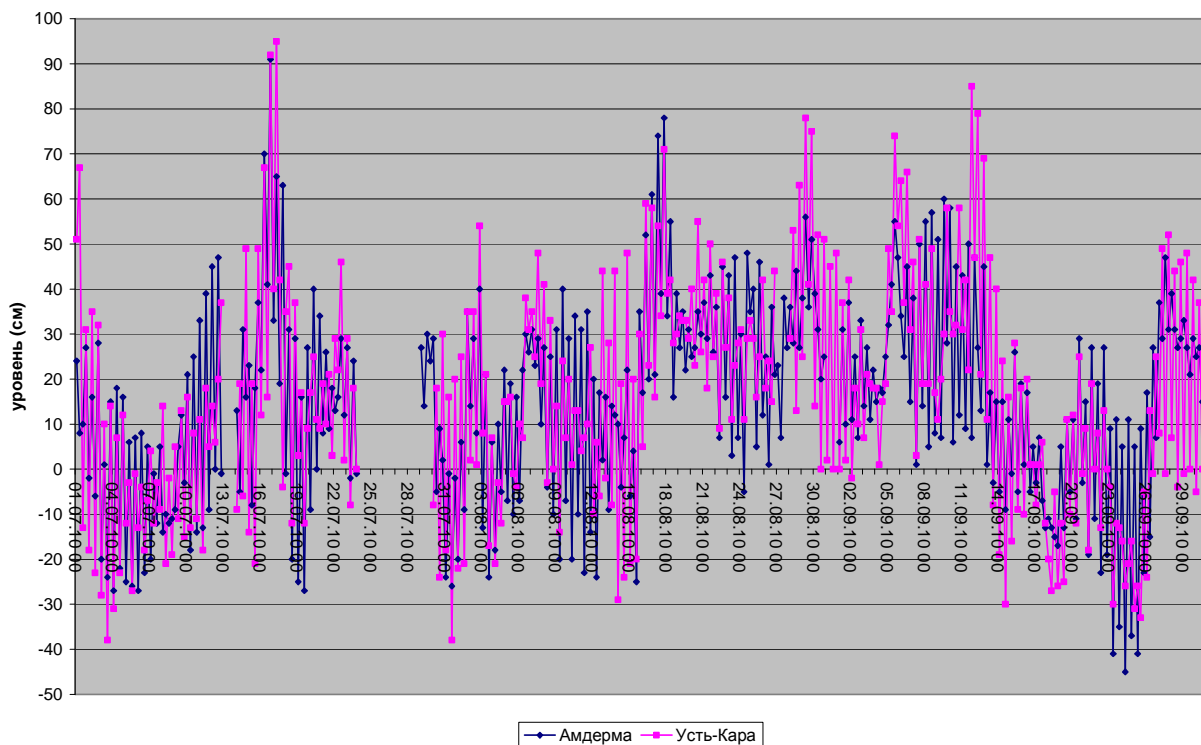


Рисунок 3.21 – Колебания уровня на станциях юго-западной части Карского моря в июле–сентябре 2010 г.

Наблюдения за колебаниями уровня в северной части Карского моря (о. Визе и о. Голомянный), к сожалению, производились только в июле, что не дает возможность в полной мере оценить пространственно-временную изменчивость уровня в этом районе за весь период третьего квартала (рисунок 3.22). Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что колебания уровня в северо-восточной части Карского моря в июле происходили на повышенном фоне. Если ориентироваться на прибрежные станции (Сопочная Карга, о. Диксон, о-ва Известий ЦИК), то можно отметить понижение фона колебаний уровня от июля к сентябрю. Так, если в июле среднемесячный уровень на станциях Сопочная Карга и о-ва Известий ЦИК был равен +22 см и +14 см соответственно, то в сентябре он составил –1 см и –17 см. Наиболее значительный подъем уровня на побережье северо-восточной части Карского моря отмечался 25 июля, при этом на станции Сопочная Карга в этот день уровень поднялся на 123 см выше среднемноголетнего значения, а на станции о-ва Известий ЦИК – на 71 см. Следующий значительный подъем уровня был зарегистрирован 2 сентября, когда на станции Сопочная Карга уровень поднялся до отметки +95 см, а на станции о. Диксон +92 см. Существенных понижений уровня на протяжении июля–сентября не отмечалось, максимальные сгоны в этот период достигали –50–70 см.

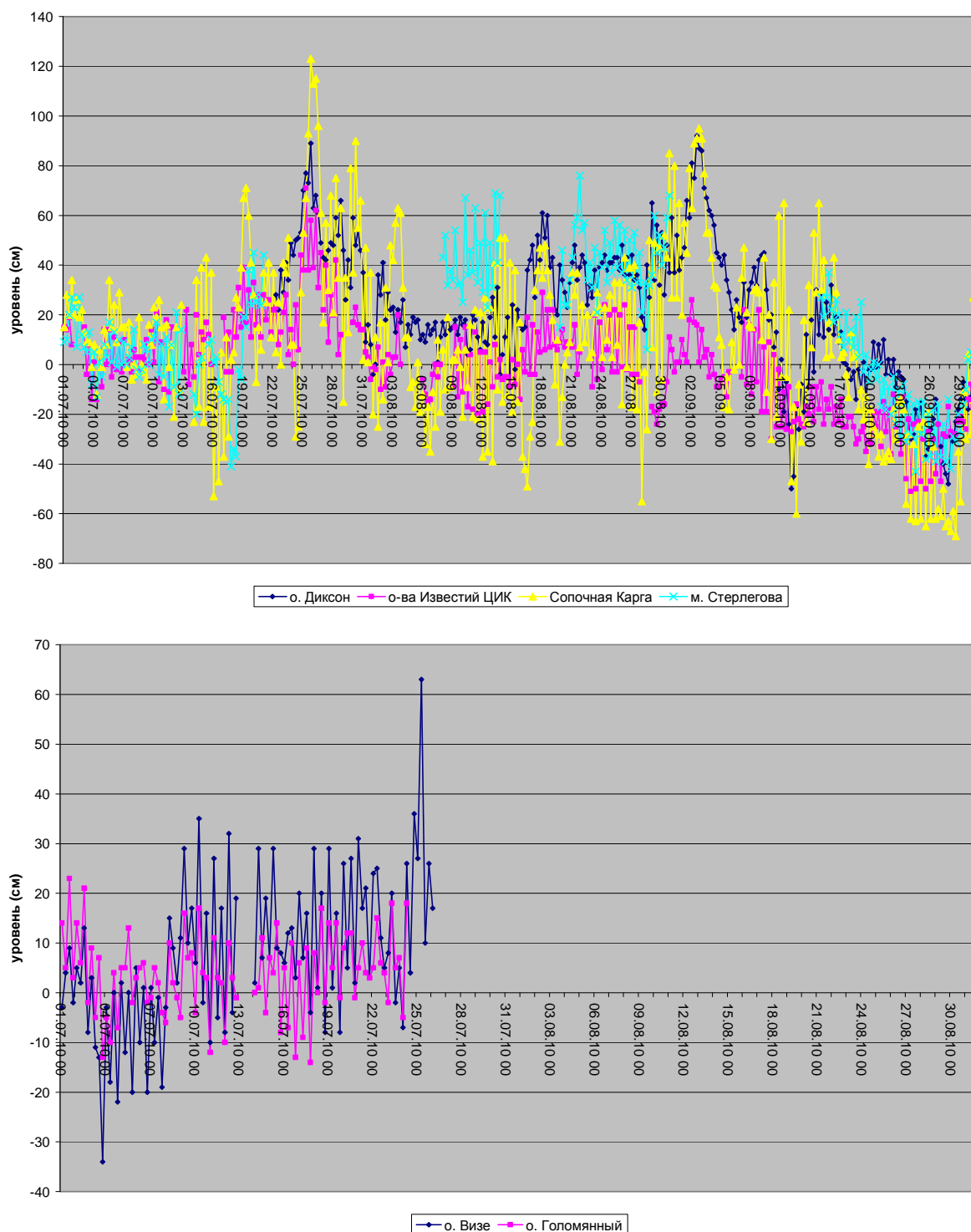


Рисунок 3.22 – Колебания уровня на станциях северо–восточной части Карского моря в июле–сентябре 2010 г.

Характеристика особенностей колебаний уровня *моря Лаптевых* за период с июля по сентябрь 2010 года представлена по материалам четырехсрочных наблюдений за уровнем на шести полярных станциях этого района: Анабар, о-ва Дунай, Тикси, м. Кигилях, пролив Санникова и о. Котельный (рисунок 3.23).

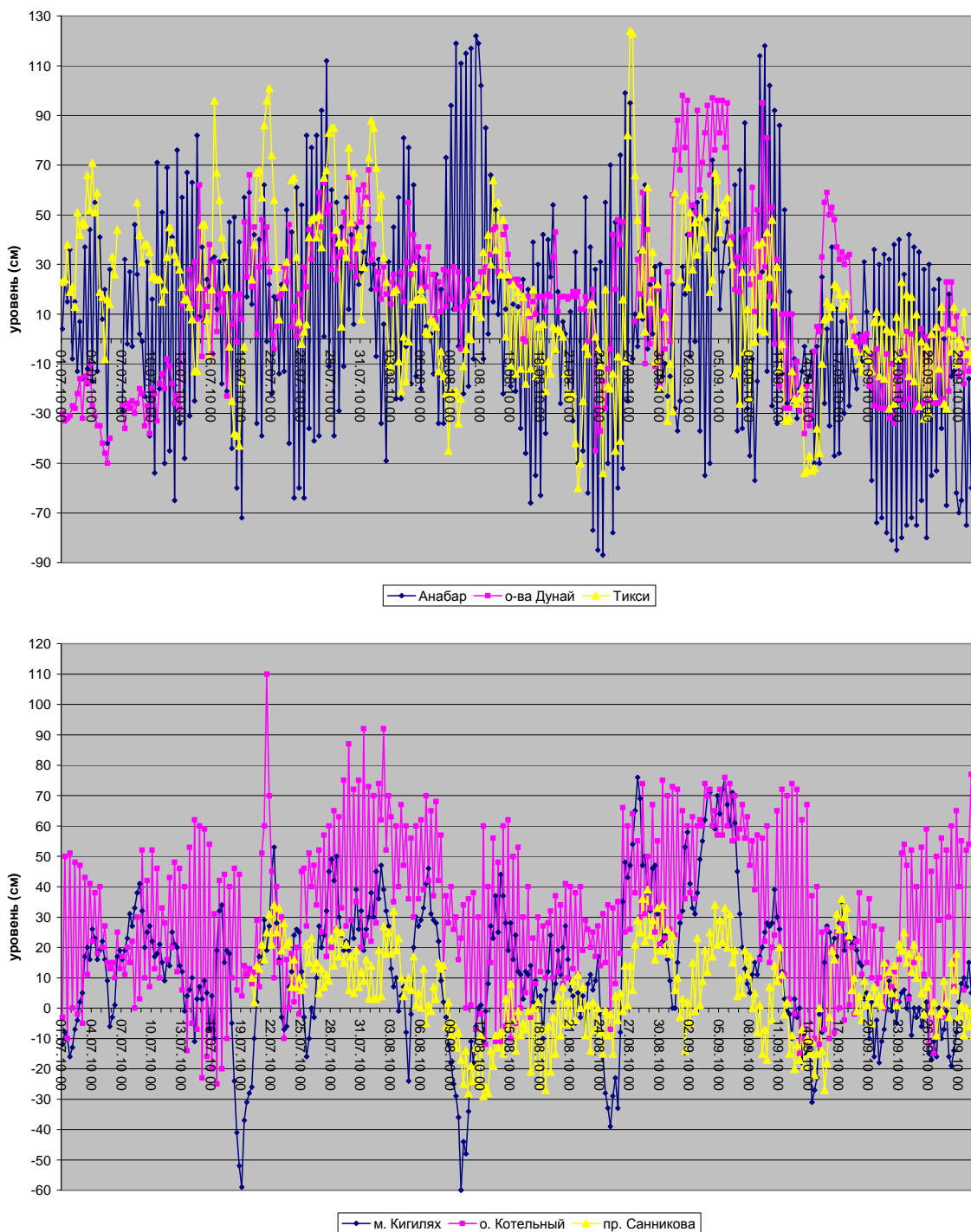


Рисунок 3.23 – Колебания уровня на станциях моря Лаптевых в июле–сентябре 2010 г.

Изменения фона колебаний уровня на станции Анабар в течение третьего квартала по своему характеру были близки к изменениям, отмеченным для северо–восточной части Карского моря: постепенное понижение от июля к сентябрю с отметки +13 см до –5 см. Наиболее значительные подъемы уровня на этой станции наблюдались 11 августа (+122 см), 9 сентября (+118 см) и 27 июля (+112 см), а наиболее значительные понижения уровня 24 августа (–87 см) и



22 сентября (–85 см). При этом величина колебаний уровня составила 209 см в августе и 203 см в сентябре.

На станциях восточной части моря Лаптевых на протяжении всего периода наблюдался повышенный фон колебаний уровня (аномалии среднемесячного уровня от +1 до +35 см), при этом на станции о. Котельный повышенный фон колебаний уровня имел ярко выраженный характер (от +28 см в июле до +35 см в сентябре). Наиболее значительный подъем уровня в этом районе произошел 27 августа, когда уровень моря на станции Тикси на 133 см превысил среднемноголетнее значение, а на станции м. Кигилях в этот же день уровень поднялся на 76 см выше средней величины. Необходимо отметить также существенный подъем уровня 21–22 июля, который был зафиксирован практически всеми станциями восточной части моря Лаптевых, при этом на станции о. Котельный уровень поднялся на 110 см выше среднемноголетней величины, на станции Тикси на 101 см, м. Кигилях – 56 см, пр. Санникова – 37 см. Наиболее значительное понижение уровня в этом районе отмечалось 24 августа и 13 сентября на станции Тикси, когда уровень моря упал на 71 см ниже среднемноголетнего значения. Таким образом, максимальная величина колебаний уровня (204 см) в этом районе отмечалась на станции Тикси в августе.

Анализ колебаний уровня моря в *Восточно-Сибирском море* выполнялся с использованием данных четырехсрочных наблюдений на трех станциях: Амбарчик, Рау–Чуа и Певек (рисунок 3.24). В течение июля–сентября 2010 года колебания уровня моря на этих станциях происходили на ярко выраженном повышенном фоне (от +8 до +48 см), при этом наибольшие значения среднемесячного уровня на этих станциях отмечались в сентябре, когда уровень превышал среднемноголетние значения на 29–48 см. Наиболее значительные нагоны на побережье Восточно-Сибирского моря наблюдались на станции Амбарчик 5 сентября (+108 см), 2 августа (+106 см) и 22 июля (+104 см). При этом значительные подъемы уровня в эти дни были отмечены и на станциях Рау–Чуа и Певек. При этом сгоны в течение июля–сентября были сравнительно невелики, наиболее значительное понижение уровня отмечались также на станции Амбарчик 20 июля (–61 см) и 13 августа (–57 см). Таким образом, наибольшая величина колебаний уровня наблюдалась в Восточно-Сибирском море на станции Амбарчик в июле (165 см) и августе (163 см).

В июле–сентябре 2010 года на акватории *Чукотского моря* наблюдения за уровнем моря выполнялись только на одной станции – о. Врангеля (рисунок 3.25), при этом период наблюдений охватывает только вторую половину августа – конец сентября. К сожалению, анализ имеющихся данных наблюдений затруднен в связи с явным изменением нуля поста и невозможностью в связи с этим использовать существующие оценки изменчивости уровня на этой станции.

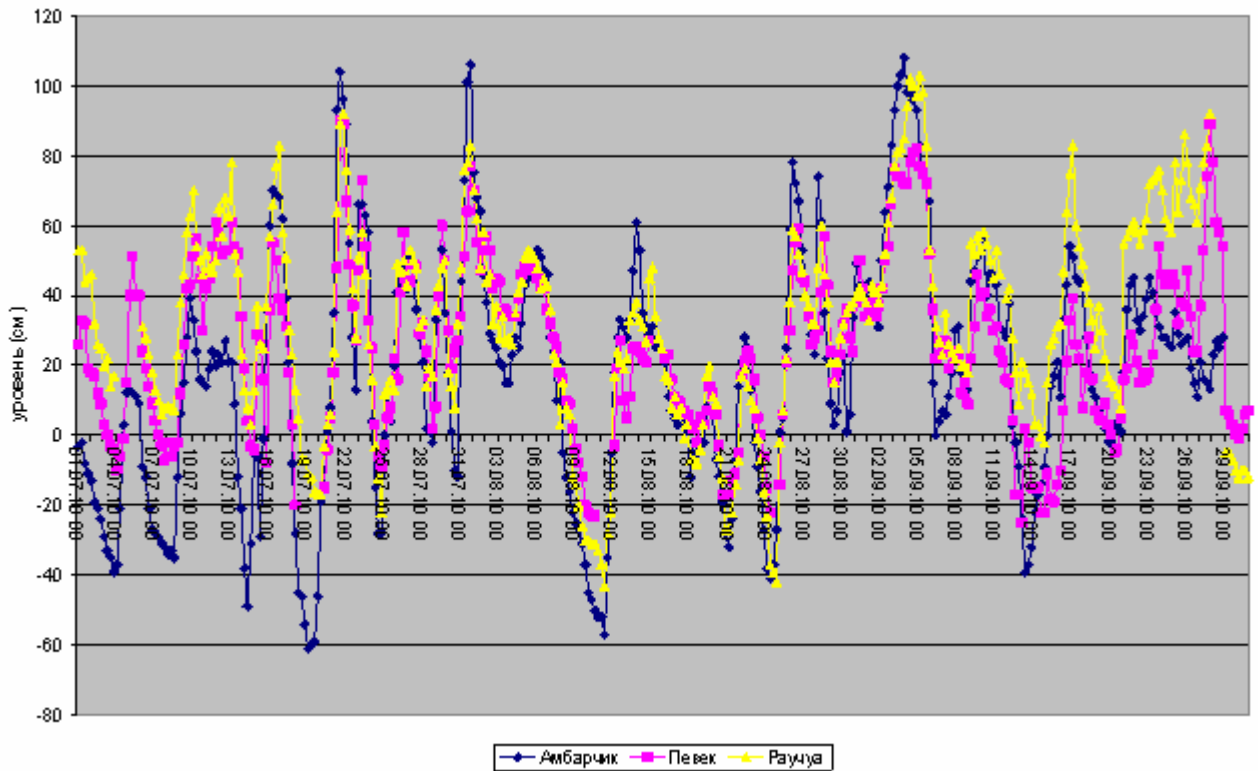


Рисунок 3.24 – Колебания уровня на станциях Восточно-Сибирского моря в июле–сентябре 2010 г.

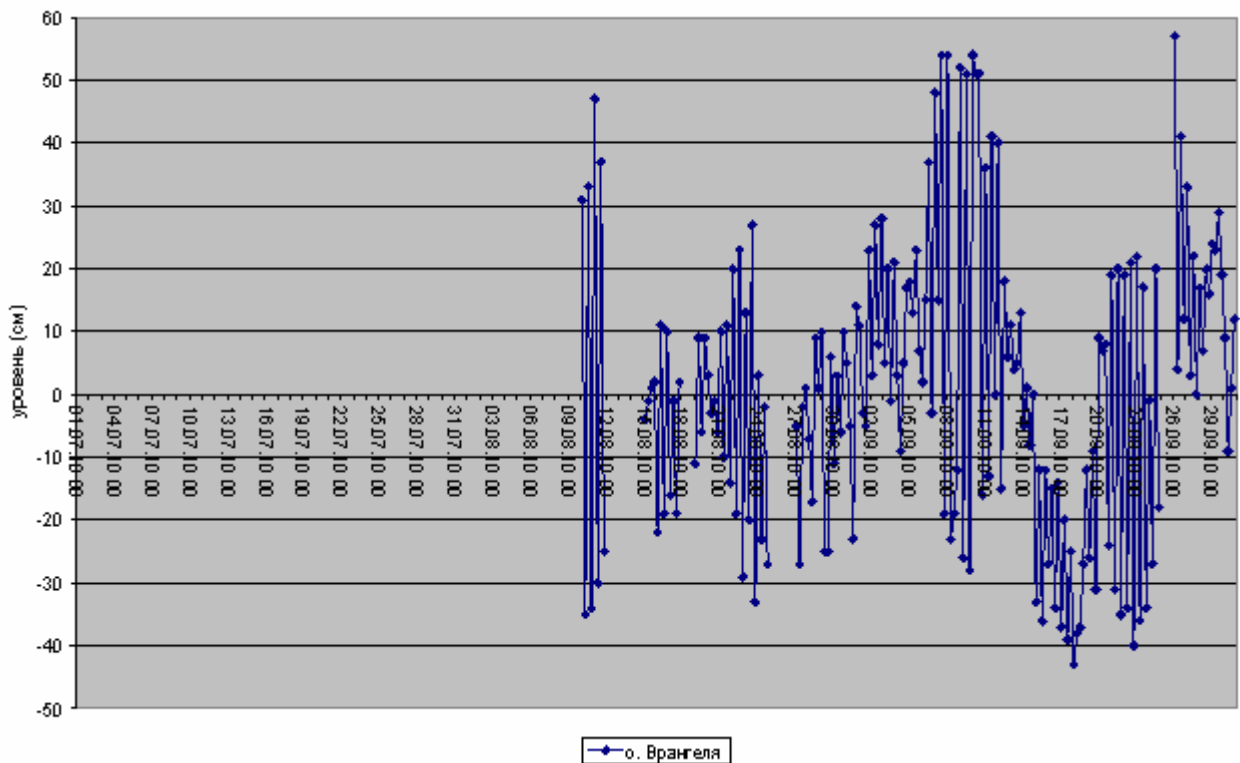


Рисунок 3.25 – Колебания уровня на станциях Чукотского моря в июле–сентябре 2010 г.



В целом можно отметить, что колебания уровня в арктических морях в июле–сентябре 2010 г. происходили на повышенном фоне. При этом необходимо отметить не вполне типичный характер колебаний выразившийся:

– понижение фона колебаний уровня от июля к сентябрю в Карском море и западной части моря Лаптевых, при противоположной направленности сезонного хода уровня в арктических морях в нормальных условиях;

– наибольшие величины штормовых нагонов в Карском море и море Лаптевых наблюдались в июле и августе, хотя обычно повышение штормовой активности наблюдается в осеннее время года, на станции Тикси максимальный нагон в августе почти вдвое превысил максимальный нагон в сентябре;

– в июле максимальные нагоны в мористой части превысили нагоны в прибрежной части моря Лаптевых (на станции о. Котельный максимальная величина подъема уровня составила +110 см, а на станции Тикси +101 см), хотя как правило сгонно–нагонные колебания уровня у материкового побережья арктических морей значительно превосходят сгонно–нагонные колебания уровня в северных приглубых частях этих морей.

3.4 Ветровое волнение на акватории арктических морей в течение третьего квартала 2010 года

В виду отсутствия регулярных инструментальных измерений волнения в арктических морях России, обзор ветрового волнения основывается на модельных расчетах и прогнозах. Расчеты и прогнозы ветрового волнения выполнены по новой версии авторской спектрально–параметрической модели, разработанной в ЛО ГОИН и модифицированной в ААНИИ. Модель неоднократно верифицировалась по инструментальным данным измерений на различных акваториях и сравнивалась с известными и широко используемыми в мире моделями WAM и WAVEWATCH. С 2001 года модель внедрена в оперативную практику Гидрометцентра России и по ней регулярно, дважды в сутки, выпускаются прогнозы полей волнения в Мировом океане (<http://hmc.hydromet.ru>).

Решением Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) от 16 мая 2008 г. новая версия модели ветрового волнения ААНИИ (AARI–PD2) рекомендована для использования в оперативно–прогностической работе Гидрометцентра России и ААНИИ.

Район Российской Арктики представлен в модели двумя большими расчетными областями с шагом 1,0° по долготе и 0,5° по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и



Карское моря (западный сектор), а вторая – море Лаптевых, Восточно–Сибирское и Чукотское моря (восточный сектор). Основными исходными данными в расчетах являлись поля атмосферного давления на уровне моря, температура воздуха на 2–х метровом горизонте, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Положение кромки льда задавалось путем ежедневного усвоения спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I и AMSR) по сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов выполнена оценка повторяемости (число дней с соответствующим максимумом) значительных высот волн (H_s – обеспеченность 13 %) на акватории арктических морей в период с июля по сентябрь 2010 г. Сведения о распределении высот волн для Баренцева моря приведены в таблицах 3.1–3.2, для Карского моря – в таблицах 3.3.–3.4, а для акваторий морей Лаптевых, Восточно–Сибирского и Чукотского – в таблицах 3.5–3.7.

Таблица 3.1 – Распределение (число дней) высот волн (H_s) в Баренцевом море в период с июля по сентябрь 2010г.

Месяц	Высоты волн, м										Дни	
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10		10–11
Июль		6	16	2	4	1		1			1	31
Август		10	14	3	1	1				2		31
Сентябрь		5	3	14	6	2						30
Итого		21	33	19	11	4		1		2	1	92

Как видно из таблицы 3.1, в третьем квартале 2010 г. на акватории Баренцева моря в июле и августе в большинстве случаев развивалось волнение в диапазоне высот от 2 до 3 м, а в сентябре – от 3 до 4 м. Число дней, когда высота волн на акватории Баренцева моря в превышала 5 м, составило в третьем квартале лишь 4 случая (4 %). Для сравнения в таблице 3.2 представлено число дней с высотами волн более 5 м с июля по сентябрь в 2008–2010 гг.

Таблица 3.2 – Число дней в Баренцевом море с высотами волн более 5 м с июля по сентябрь в 2008–2010 гг.

Месяц	Число штормовых дней			Максимальная значительная высота волн, м		
	3 кв. 2010г.	3 кв. 2009г.	3 кв. 2008г.	3 кв. 2010г.	3 кв. 2009г.	3 кв. 2008г.
Июль	2	1	–	10–11	5–6	–
Август	2	2	–	9–10	5–6	–
Сентябрь	2	5	9	5–6	6–7	7–8
Итого	6	9	9			

Как видно из таблицы 3.2, третий квартал 2010 г. заметно отличается от 2008 и 2009 гг. по силе волнения. В июле и августе 2010 г. максимальные значительные высоты волн достигали 9–11 м, что почти в два раза больше, чем в 2009 г. В 2008 году волнения более 5 м в июле и августе не было. Сентябрь 2010 г., напротив, уступает 2008 г. и 2009 г. как по числу штормовых дней, так и по силе волнения.

Наиболее штормовыми месяцами были июль и август. Самый сильный шторм был 23–25 июля причем 24 июля волнение превысило 10 м. Такое волнение было вызвано сильными ветрами (свыше 25 м/с) западных и северо-западных румбов, связанных с прохождением над южной частью Баренцева моря глубокого циклона с давлением в центре 975 мб. Перемещение этого циклона в течение 24 июля в сторону Карского моря сопровождалось значительным волнением и над акваторией Карского моря около пр. Карские ворота. В качестве примера, на рисунке 3.26 приведено поле ветра и высот волн H_s на 06 часов 24 июля 2010 г.

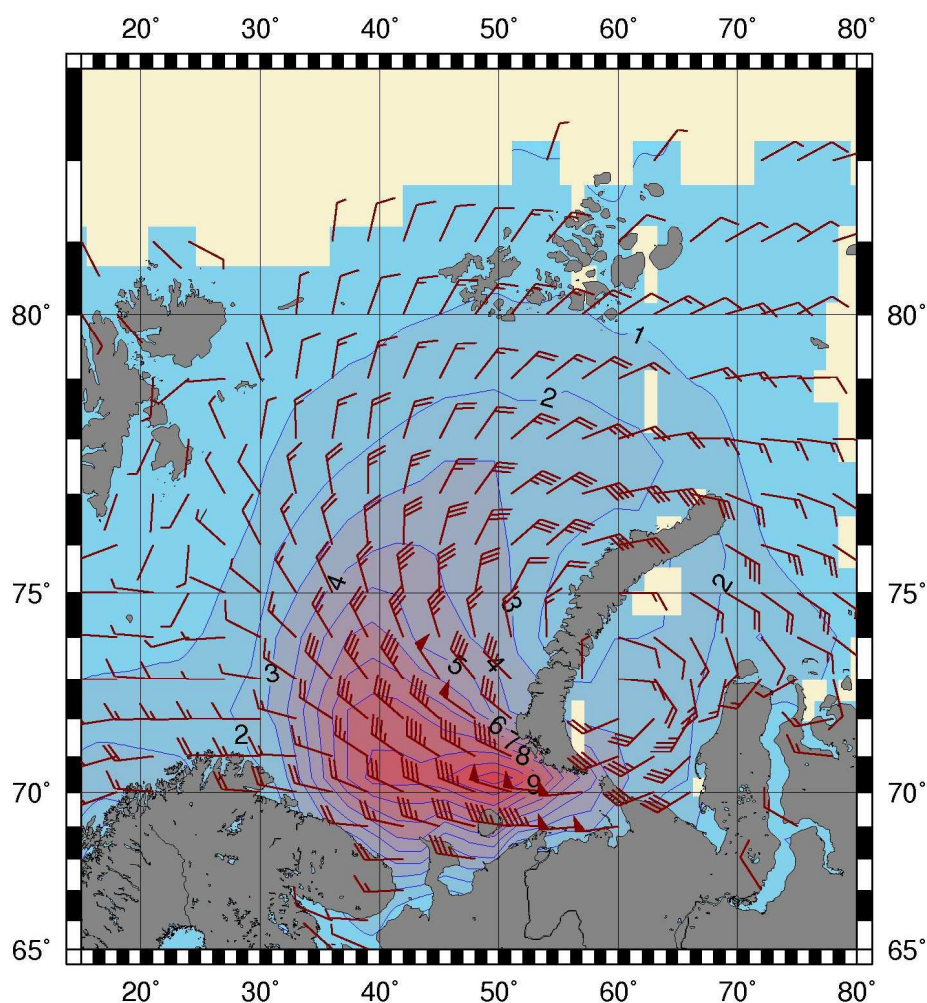


Рисунок 3.26 – Ветер и высота волн 13% обеспеченности в Баренцевом море на 06 ч. (UTC) 24 июля 2010 г.



Второй сильный шторм с высотами волн более 9 м имел место в центральной и южной части Баренцева моря 16–17 августа. Он сопровождался северо–западными ветрами более 20 м/с и также был вызван движением глубокого циклона над Баренцевым морем с давлением в центре 975 мб.

Следует отметить, что для юго–восточной части Баренцева моря волнение с высотой более 9–10 м является очень редким явлением в летний сезон. Это подтверждается и справочными данными по режиму ветра и волнения в Баренцевом море, согласно которому повторяемость таких высот волн в этом районе за весь безледный период (июнь–декабрь) составляет 0,01% (примерно раз в 10 лет).

Общие сведения о ветровом волнении в Карском море с июля по сентябрь 2010 г. представлены в таблице 3.3, из которой видно, что в июле и августе 2010 г. на открытой акватории Карского моря в большинстве случаев развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 2 м, а в сентябре от 2 до 3 м. Волнение с высотой волн более 5 м в Карском море с июля по сентябрь имело место лишь 4 раза. Наиболее штормовым месяцем для Карского моря был июль (24.07.2010, 18ч), когда высота волн превысила 9 м. Таких значений, согласно, не было в южной части Карского моря за 40–летний безледный период расчетов (июнь–октябрь).

В таблице 3.3 даны сведения о ветровом волнении на открытой части Карского моря, которое стало открываться в начале июля и к концу месяца почти очистилось ото льда.

Таблица 3.3 – Распределение (число дней) высот волн (Hs) в Карском море в июле– сентябре 2010 г.

Месяц	Высоты волн, м										Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	
Июль	1	14	9	4	1	1				1	31
Август	1	15	11	2	1	1					31
Сентябрь	1	9	12	6	1	1					30
Итого	3	38	32	12	3	3				1	92

Характер ветрового волнения в Карском море (таблица 3.4) в 2010 году заметно отличается от 2009 и 2008 гг. В 2008–2009 гг. в июле и августе волн более 5 м не было, а в июле 2010 г. высота волны в Карском море достигала 10 м. Сентябрь 2010 г. по силе волнения уступает 2008 и 2009 году.



Таблица 3.4 – Число дней в Карском море с высотами волн более 5 м с июля по сентябрь в 2008–2010 гг.

Месяц	Число штормовых дней			Максимальная значительная высота волн, м		
	3 кв. 2010г.	3 кв. 2009г	3 кв. 2008г	3 кв. 2010г.	3 кв. 2009г	3 кв. 2008г
Июль	2	–	–	9–10	–	–
Август	1	–	–	5–6	–	–
Сентябрь	1	1	9	5–6	6–7	7–8
Итого	4	1	9			

В морях восточной Арктики (таблицы 3.5–3.7) с июля по сентябрь 2010 г. высот волн выше 5 м не наблюдалось. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно–Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Море Лаптевых стало открываться во второй половине июля и до начала августа было открыто незначительно. К концу августа ото льда освободилась лишь половина моря (его восточная часть). К концу сентября часть моря к востоку от арх. Северная Земля по–прежнему оставалась покрытой льдом. Поэтому в таблице 3.5 даны сведения лишь для августа и сентября. Из таблицы видно, что наибольшую повторяемость в море Лаптевых в это время имело волнение с высотой 1–2 м. Число случаев с высотой волны 4–5 м составило 3 (5 %). Необходимо отметить, что в 2008 и 2009 годах таких высот волн в августе и сентябре не было.

Таблица 3.5 – Распределение (число дней) высот волн (Hs) в море Лаптевых в июле–сентябре 2010 г.

Месяц	Высоты волн, м					Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Август	6	11	9	4	1	31
Сентябрь		17	7	4	2	30
Итого	6	28	16	8	3	61

Восточно–Сибирское море стало освобождаться ото льда в начале августа и к концу сентября почти полностью очистилось ото льда. В сентябре граница открытой воды севернее Новосибирских островов между морем Лаптевых и Восточно–Сибирским морем достигла 80–82° с.ш. (рисунок 3.27). Из таблицы 3.6 видно, что наибольшую повторяемость в Восточно–Сибирском море в августе имело волнение с высотой 1–2 м, а в сентябре 2–3 м. Число случаев с высотой волны 4–5 м составило три и имело место в сентябре. Особых отличий по силе волнения по сравнению с 2008–2009 годами нет.



Таблица 3.6 – Распределение (число дней) высот волн (H_s) в Восточно–Сибирском море в июле–сентябре 2010 г.

Месяц	Высоты волн (м)					Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Август (с 6 августа)	3	13	6	4	–	31(26)
Сентябрь	–	8	18	1	3	30
Итого	3	21	24	5	3	56

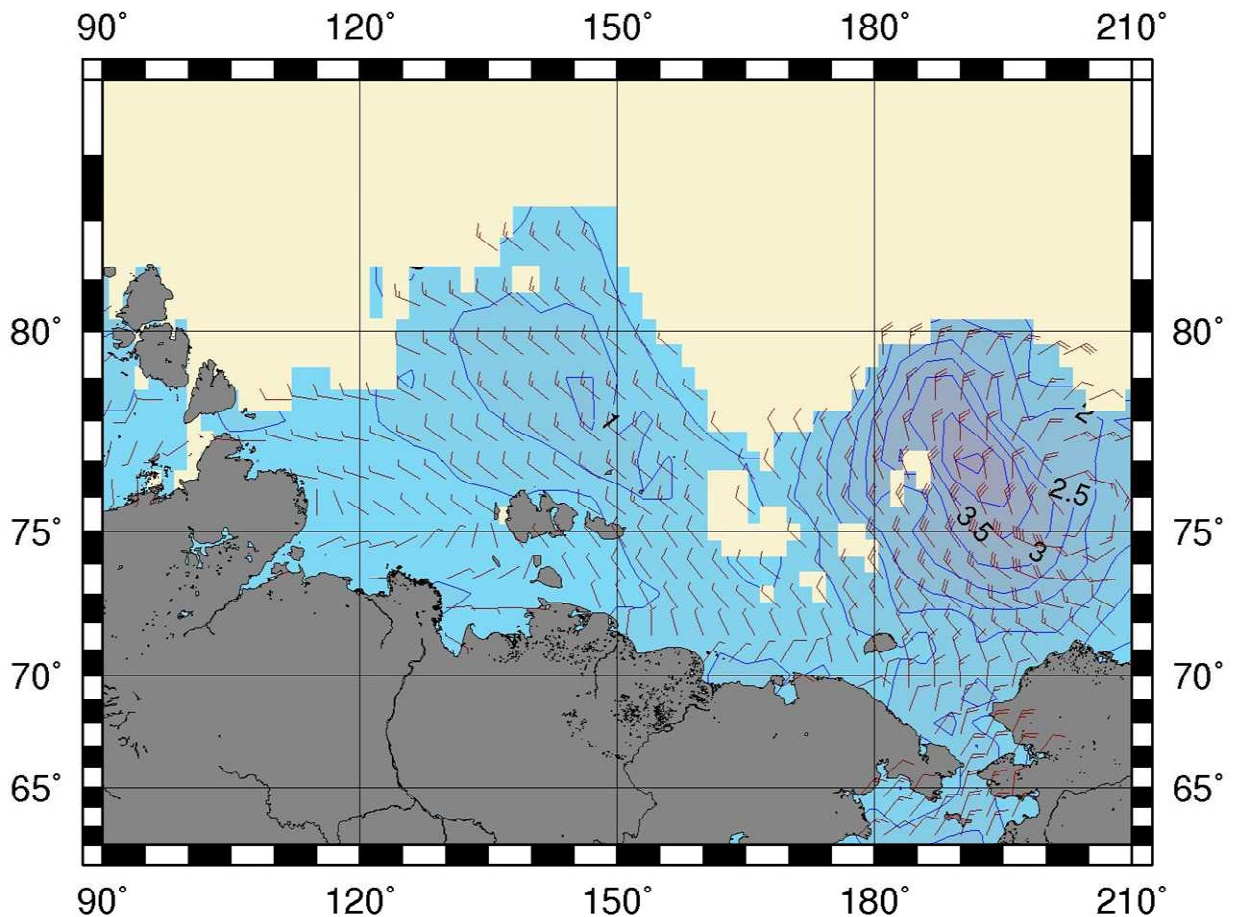


Рисунок 3.27 – Ветер и высота волн 13 % обеспеченности на морях восточной Арктики на 12ч (UTC) 25 сентября 2010 г

Чукотское море начало освобождаться от льда в конце июня – начале июля. К концу июля область чистой воды дошла до острова Врангеля, к концу августа море было открыто, к концу сентября область чистой воды доходила до 80° с.ш., а после 25 сентября стала сокращаться. Как видно из таблицы 3.7 наибольшую повторяемость в Чукотском море в июле 2010 г. имело волнение с высотой 1–2 м, в августе 1–3 м, а в сентябре 2–3 м. Наибольшие высоты волн 4–5 м имели место в сентябре (число случаев 4), что близко к 2008 году, но несколько ниже 2009 г. (там был случай 5–6 м).



Таблица 3.7 – Распределение (число дней) высот волн (H_s) в Чукотском море в июле–сентябре 2010 г.

Месяц	Высоты волн (м)					Дни
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	
Июль	2	20	8	1	–	31
Август	1	11	11	8	–	31
Сентябрь		5	16	5	4	30
Итого	3	36	35	14	4	92

Анализ результатов модельных расчетов ветрового волнения за июль–сентябрь 2010 г. на акваториях Баренцева, Карского морей и морей восточной Арктики показал, что в Баренцевом и Карском морях самым штормовым месяцем был июль, когда высоты волн в Баренцевом и Карском морях превышали 9–10 м (24 июля), что является очень редким явлением для этих морей в летний период. На акваториях морей Лаптевых, Восточно–Сибирском и Чукотском в основном развивалось волнение в диапазоне высот от 1 до 3 м и не превышало 5 м. Наиболее сильное волнение (4–5 м) в морях восточной Арктики наблюдалось в сентябре (7 сентября в море Лаптевых, 14–15 сентября в Восточно–Сибирском море и 25 сентября 2010 г. в Чукотском море) (см. рисунок 3.27).