

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ»
(РГГМУ)

Допущена к защите
Зав. кафедрой к.ф.-м.н., доцент
_____ Т.Р. Еремина
____.06.2016

Кафедра
промышленной океанологии
и охраны природных вод

**ВЫПУСКНАЯ
КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ)**
**Анализ экстремальных тепловых аномалий
деятельного слоя юго-западной части
Баренцева моря в условиях изменения
климата.**

Выполнил(а)	А.В. Моисеев, гр. МПО-2
Руководитель	к.г.н., доцент О.В. Хаймина

Санкт-Петербург 2016

Содержание

	Стр.
Введение	3
1 Современные представления об условиях формирования теплового состояния вод Баренцева моря	5
1.1 Физико-географическая характеристика Баренцева моря	5
1.2 Характеристика разреза «Кольский меридиан»	12
1.3 Обзор литературных источников	15
1.3.1 Представления о процессах, протекающих в Баренцевом море, полученные за всю историю изучения	15
1.3.2 Исследования последнего периода потепления	24
1.3.3 Внутригодовая изменчивость	26
2 Подготовка исходных данных и методы их статистической обработки	28
2.1 Характеристика исходных данных	28
2.2 Методы статистической обработки временных рядов	30
2.2.1 Описательные статистики	30
2.2.2 Корреляционный анализ	32
2.2.3 Парная линейная регрессия	33
2.2.4 Кластерный анализ	38
2.2.5 Метод нормированного размаха (R/S анализ)	42
2.2.5.1 Методика проведения и оценки результатов	43
2.2.5.2 Выделение периодичностей временных рядов	46
2.2.5.3 Оценка времени достоверного прогноза (Модернизированный метод Херста).	49
3 Анализ экстремальных тепловых аномалий деятельного слоя юго-западной части Баренцева моря в условиях изменения	50

	климата	
3.1	Оценка результатов проведенного R/S анализа	50
3.1.1	Исследование возможностей метода нормированного размаха	50
3.1.2	Применение метода нормированного размаха к рядам среднемесячных значений температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»	53
3.2	Пространственно-временное районирование разреза «Кольский меридиан»	59
3.3	Исследование внутри годовой динамики теплового состояния вод на разрезе «Кольский меридиан»	65
	Заключение	69
	Список используемых источников	71
	Приложение А – Графическая схема базового алгоритма расчета критерия Херста	77
	Приложение Б – Визуализация полученных результатов устойчивости метода нормированного размаха	78

Введение

Благодаря своему географическому положению и уникальным гидродинамическим характеристикам, Баренцево море представляет значительный интерес для изучения процессов, происходящих в климатической системе всего Арктического региона.

Первые гипотезы о характере процессов и их вкладе в формирование теплового режима вод Баренцева моря выдвигались еще в начале прошлого века [1]. В настоящее время, хорошо известно, что величина потока тепла, поступающего в море, преимущественно определяется изменчивостью циркуляционных процессов в атмосфере и изменчивостью интенсивности адвективных процессов в водной толще.

Значительным вкладом в изучение теплового состояния Баренцева моря являются, продолжающиеся уже более 100 лет, наблюдения на разрезе «Кольский меридиан», выполняемые силами Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ПИНРО) [2]. Материалы, полученные на разрезах в Баренцевом море, в частности «Кольский меридиан», широко используются в промысловом прогнозировании и при изучении изменений климата.

За всю вековую историю наблюдений в Баренцевом море наблюдалось несколько периодов похолодания и потепления [3]. Существует значительное количество научных работ, посвященных данному вопросу [2, 4, 5, 6 и др.], однако, большинство из них направлено на исследование процессов описывающих фоновую изменчивость теплового состояния вод и не объясняет причин наступления аномально высоких или аномально низких значений температуры воды. Исследование данной проблемы представляет большую сложность и продолжает оставаться актуальной. В рамках решения подобных, нестандартных задач, особый интерес представляет применение современных, неклассических статистических методов, таких как фрактальный анализ.

В данной работе, была поставлена цель – проанализировать экстремальные аномалии температуры воды в деятельном слое юго-западной части Баренцева моря в условиях изменения климата.

Достижение поставленной цели осуществлялось путём последовательного решения нескольких основных задач:

1. проанализировать материалы опубликованных исследований состояния климатической системы Баренцева моря;
2. подготовить массивы данных температуры воды на разрезе «Кольский меридиан», включая восстановление пропусков;
3. изучить и применить к полученным рядам одну из методик фрактального анализа – метод нормированного размаха;
4. выполнить пространственно-временное районирование разреза по тепловому состоянию вод.

1 Современные представления об условиях формирования теплового состояния вод Баренцева моря

1.1 Физико-географическая характеристика Баренцева моря

Баренцево море относится к типу материковых окраинных морей. Его площадь равна 1 млн. 424 тыс. км², объем 316 тыс. км³, средняя глубина 222 м, максимальная глубина 600 м. Море находится между 81°52' и 66°44' с. ш. и 16°30' и 68°32' в. д. Западная граница моря проходит по линии м. Южный (о. Шпицберген) — о. Медвежий — м. Нордкап. На юге, границей с Белым морем является линия м. Святой Нос — м. Канин Нос. С востока море ограничено западным побережьем островов Вайгач и Новая Земля и далее линией м. Желания — м. Кользат. На севере граница моря проходит по северной окраине островов архипелага Земли Франца-Иосифа далее от м. Мэри-Хармсуорт (о. Земля Александры) через острова Виктория и Белый к м. Ли-Смит, который расположен на о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) (рис. 1.1) [7, 8, 9].

В Баренцевом море находятся крупнейшие полярные архипелаги — Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, а также острова Новая Земля, Колгуев, Медвежий и др. Дно представлено сложно-расчлененной подводной равниной с волнистой поверхностью.

Для Баренцева моря характерен полярный морской климат с мягкой продолжительной зимой, коротким прохладным летом и малой годовой амплитудой температуры воздуха. Климатические различия над разными регионами моря обусловлены его большой меридиональной протяженностью, притоком теплых атлантических вод на юго-западе и поступлением холодных вод из арктического бассейна.

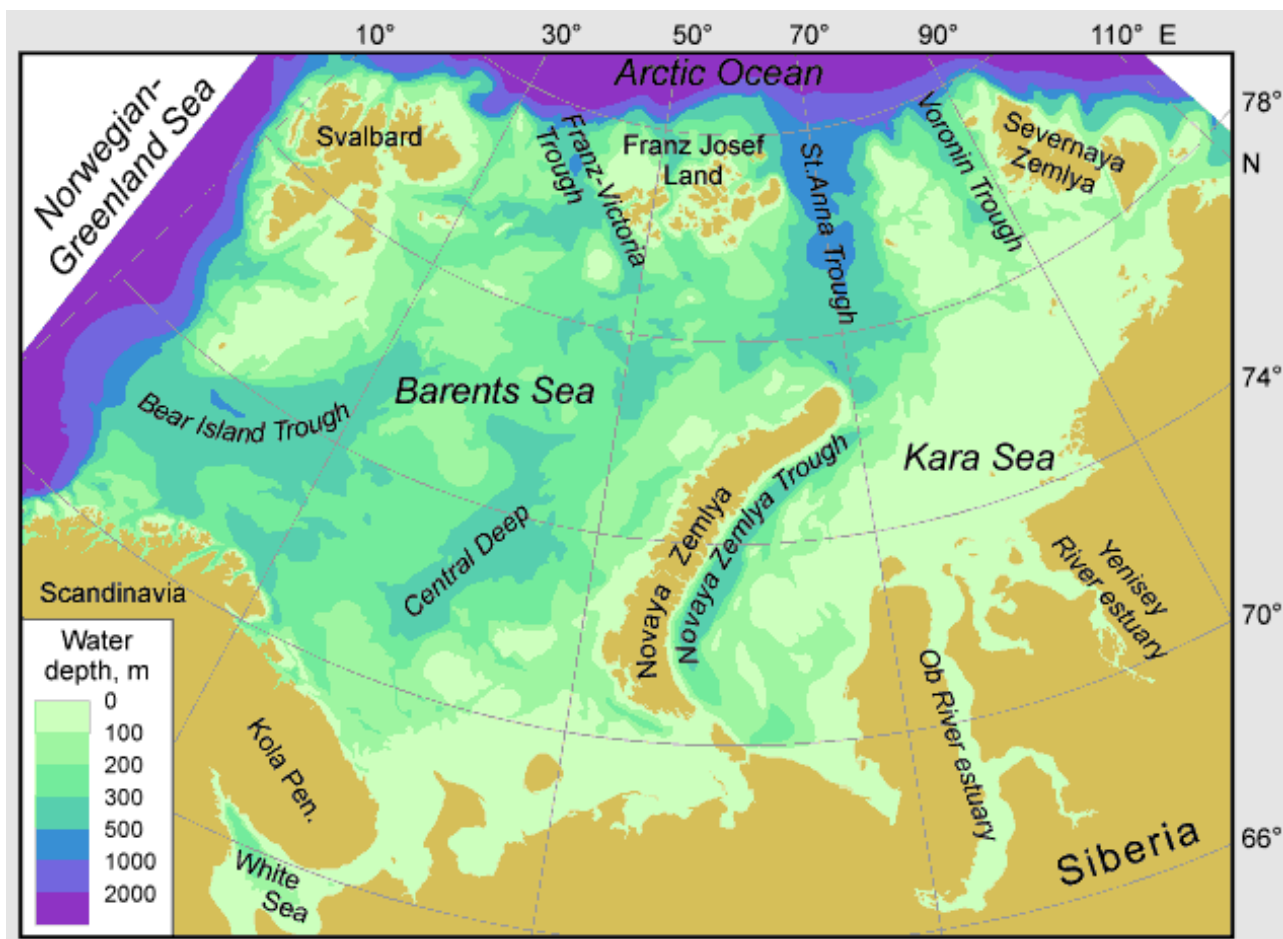


Рисунок 1.1 — Географическое положение и рельеф дна Баренцева моря [10]

Суровость климата, по средним данным, возрастает в море с юга на север и с запада на восток. Средняя годовая температура воздуха характеризуется следующими значениями: о. Медвежий $-1,6^{\circ}\text{C}$, Баренцбург (Шпицберген) $-5,2^{\circ}\text{C}$, Бухта Тихая (ЗФИ) $-10,5^{\circ}\text{C}$. Средние температуры самых холодных месяцев на побережье составляют: $-10^{\circ}\div -15^{\circ}\text{C}$, на северных островах $-20^{\circ}\div -22^{\circ}\text{C}$. В июле средняя температура в различных районах колеблется от $+1^{\circ}$ до $+7^{\circ}\text{C}$ [8].

В северной части моря господствуют массы арктического воздуха, а на юге — воздух умеренных широт. На границе воздушных масс образуется атмосферный арктический фронт, направленный от северной оконечности Новой Земли через острова Медвежий, Ян-Майен к Исландии. Здесь часто

образуются циклоны и антициклоны, определяющие характер погоды и ее устойчивость.

Зимой происходит обострение арктического фронта, что приводит к усилению циклонической деятельности в центральном регионе. В результате наблюдаются сильные ветра и сильные колебания температуры воздуха.

Летом над Баренцевым морем формируется устойчивый антициклон. Вследствие этого устанавливается, прохладная и пасмурная погода со слабыми северо-восточными ветрами. Наиболее высокие температуры воздуха на западе в центральном районе, незначительное уменьшение в северных и юго-восточных областях

Весной и осенью, происходит перестройка крупномасштабных барических полей, поэтому над Баренцевым морем преобладает неустойчивая пасмурная погода с сильными и переменными по направлению ветрами [7, 11].

Речной сток невелик по отношению к площади моря и равен в среднем около $163 \text{ км}^3/\text{год}$. Он сосредоточен в юго-восточной части моря, что связано с впадением в этом районе моря крупных рек, таких как Тулома, Печенга, Западная Лица, Кола, Териберка, Воронья, Рында, Иоканга и других. Материковый сток весьма неравномерно распределен внутри года. Его максимум наблюдается весной и связан с таянием речного льда и снега в бассейнах рек. Минимальный сток отмечается осенью и зимой, когда реки питаются только осадками и грунтовыми водами.

Большое значение в гидрологическом режиме Баренцева моря имеет водообмен с другими морями (рис. 1.2) [9, 8]. Самым значимым фактором для формирования теплового состояния вод на разрезе «Кольский меридиан» является поступление теплых атлантических вод. На водообмен с другими морями расходуется только 12% поступающего тепла в результате чего, поверхностные воды характеризуются положительными значениями (круглый год), по всей площади моря до 75° с. ш.

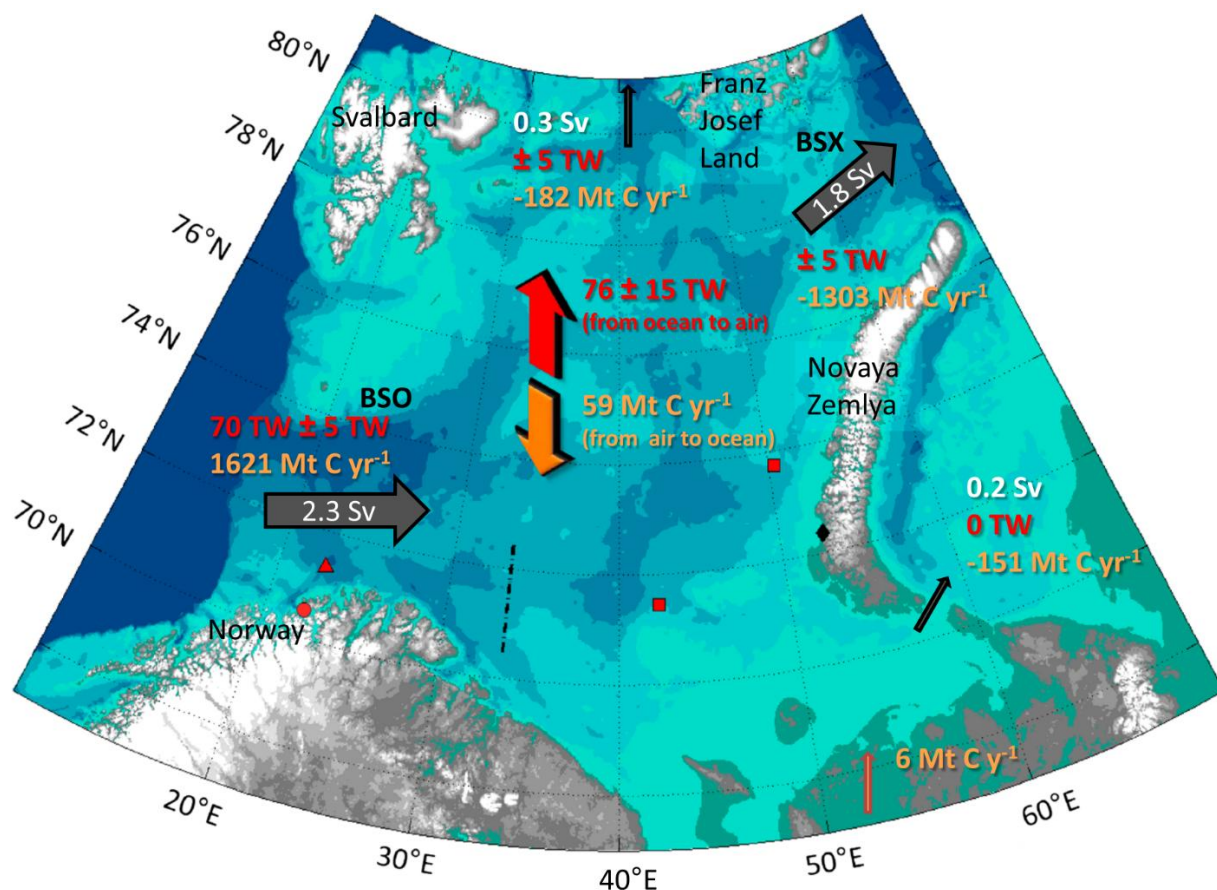


Рисунок 1.2 — Средние оценки поступления и расхода тепла ($\text{TW} = 10^{12} \text{ W}$) через границы Баренцева моря, и углерода ($\text{Mty}^{-1} = 10^{12} \text{ gy}^{-1}$) через поверхность. Черная линия – разрез «Кольский меридиан» [12]

Так же наблюдается понижение поверхностной температуры воды с юго-запада на северо-восток. Зимой её значения достигают $+4$ — $+5$ °C на юго-западе, $+3$ — 0 °C в центральном районе, а в северных и в северо-восточных частях будут наблюдаться значения, близкие к температуре замерзания. В летний период температура поверхности будет близка по величине к температуре воздуха, однако, общая пространственная изменчивость не отличается от зимнего периода. Весной, распределение и величины температуры воды на поверхности моря мало отличаются от зимних, а осенью от летних [8].

На вертикальное распределение температуры оказывают влияние три фактора: распространение атлантических вод, зимнее охлаждение, распространяющееся на большие глубины, и рельеф дна. Изменение температуры воды с глубиной происходит неодинаково в разных районах моря, так в юго-западной части, наиболее подверженной влиянию атлантических вод, температура плавно понижается до дна.

В Атлантических водах наблюдается понижение температуры воды от поверхности до горизонта 100 – 150 м, после чего отмечается её повышение ко дну. Аналогичная картина наблюдается и на северо-востоке моря. В летний период хорошо выражен холодный промежуточный слой (ХПС) между 50 – 100 м со средней температурой -1°C , в ниже лежащих слоях повышение температуры до $+1^{\circ}\text{C}$ связано с прохождением атлантических вод. Во впадинах, куда не проникают теплые воды, происходит сильное выхолаживание, и температура довольно однородна по всей толще зимой, а летом от небольших положительных значений на поверхности она понижается примерно до $-1,7^{\circ}\text{C}$ у дна [7, 8]

На подводных возвышенностях образуются «шапки холодной воды». Это происходит в результате обтекания возвышенностей атлантическими водами, а также более длительное и интенсивное охлаждение на них по сравнению с глубокими районами [13].

Для юго-восточной части моря в зимний период, характерны отрицательные температуры по всей толще. Начиная с весеннего, и по летний период отмечается увеличение прогрева поверхностных вод от 10 – 12 м до 15 – 18 м, соответственно. В результате осеннего охлаждения будет наблюдаться выравнивание температуры по вертикали, в итоге она будет иметь черты зимнего распределения. Таким образом, в этом районе распределение температуры с глубиной идет по типу изолированных морей умеренных широт.

Средняя солёность Баренцева моря приближена по значению к солёности Мирового океана. Это связано с хорошей связью моря с океаном, а также малыми значениями материкового стока. Величина солёности уменьшается с

юго-запада (35‰) к северу и к югу до 34,5‰. Наиболее распреснены (32—33‰) воды в юго-восточной части моря, где таяние льдов сочетается с мощным притоком пресных вод с суши. Изменение солёности по вертикали происходит неодинаково в разных районах моря, что связано с рельефом дна и с притоком атлантических и речных вод. На его большей части она увеличивается от 34,0‰ на поверхности до 35,10‰ у дна [7, 8, 11, 14].

В Баренцевом море выделяют четыре основные водные массы: Атлантическую, Арктическую, Прибрежную и Баренцевоморскую [8, 9]. В виде поверхностных течений (рис. 1.3) [9] в море поступают тёплые и солёные атлантические воды с запада, и арктические воды с характерными отрицательными температурами и пониженной солёностью с севера. Необходимо отметить, что значительный вклад в формирование прибрежных вод вносит материковый сток. Для них характерна низкая солёность и высокие и низкие температуры зимой и летом соответственно. Перемешивание и трансформирование всех вышеперечисленных вод под влиянием местных условий приводит к образованию баренцевоморских вод с низкими температурами и высокой солёностью.

Зимой, северо-восточная часть моря заполнена баренцевоморскими водами, а юго-западная — атлантическими. У поверхности наблюдаются прибрежные воды. Интенсивное перемешивание приводит к быстрой трансформации поступающих вод в баренцевоморские. Летом, северная часть Баренцева моря заполнена арктическими водами, центральная — атлантическими, а южная — прибрежными. Поверхностный слой, преимущественно заполнен арктическими и прибрежными водами. В глубинных слоях северной части моря наблюдаются баренцевоморские воды, а в южной — атлантические.

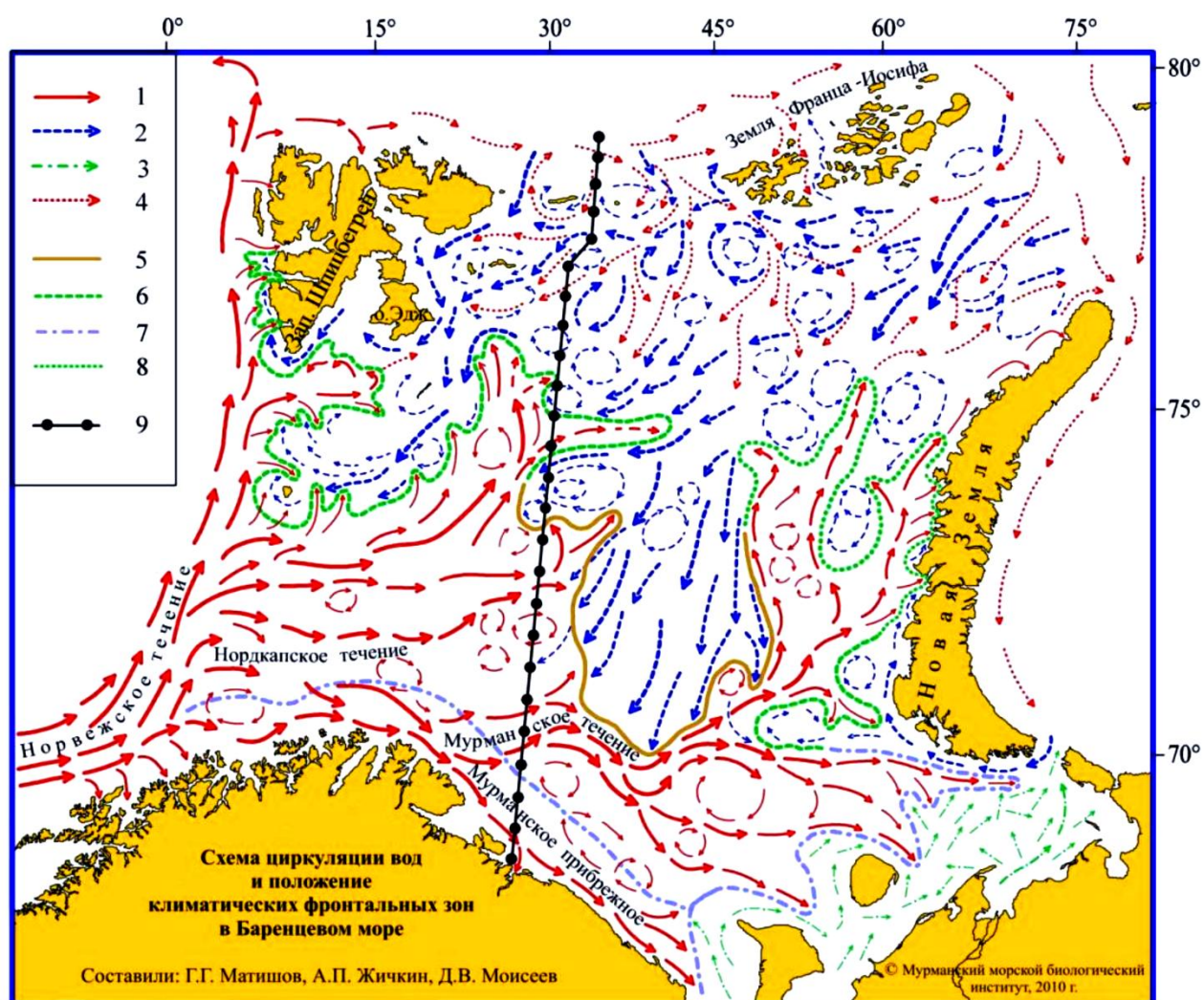


Рисунок 1.3 — Схема циркуляции вод, фронтальных зон Баренцева моря и положение разреза «Кольский меридиан». 1 – теплые; 2 – холодные; 3 – местные прибрежные течения; 4 – распространение глубинных атлантических вод; 5 – термические; 6 – термохалинные; 7 – халинные; 8 – слабовыраженные, неустойчивые климатические фронтальные зоны; 9 – разрез «Кольский меридиан» [14]

В системе общей циркуляции вод существует общее движение поверхностных вод против часовой стрелки (рис. 1.3) [7, 8, 11, 13]. Главное влияние на гидрологический режим моря оказывает тёплое Нордкапское течение, со средней скоростью 25 — 26 см/с.

Кроме разветвленной системы теплого Нордкапского течения в Баренцевом море ясно выражены холодные течения. На севере, вдоль возвышенности «Персея» с востока на запад проходит течение «Персея», сливаясь с холодными водами у о. Надежды, оно образует Медвежинское течение, со скоростями примерно 51 см/с. На северо-востоке из Карского моря поступает течение Макарова.

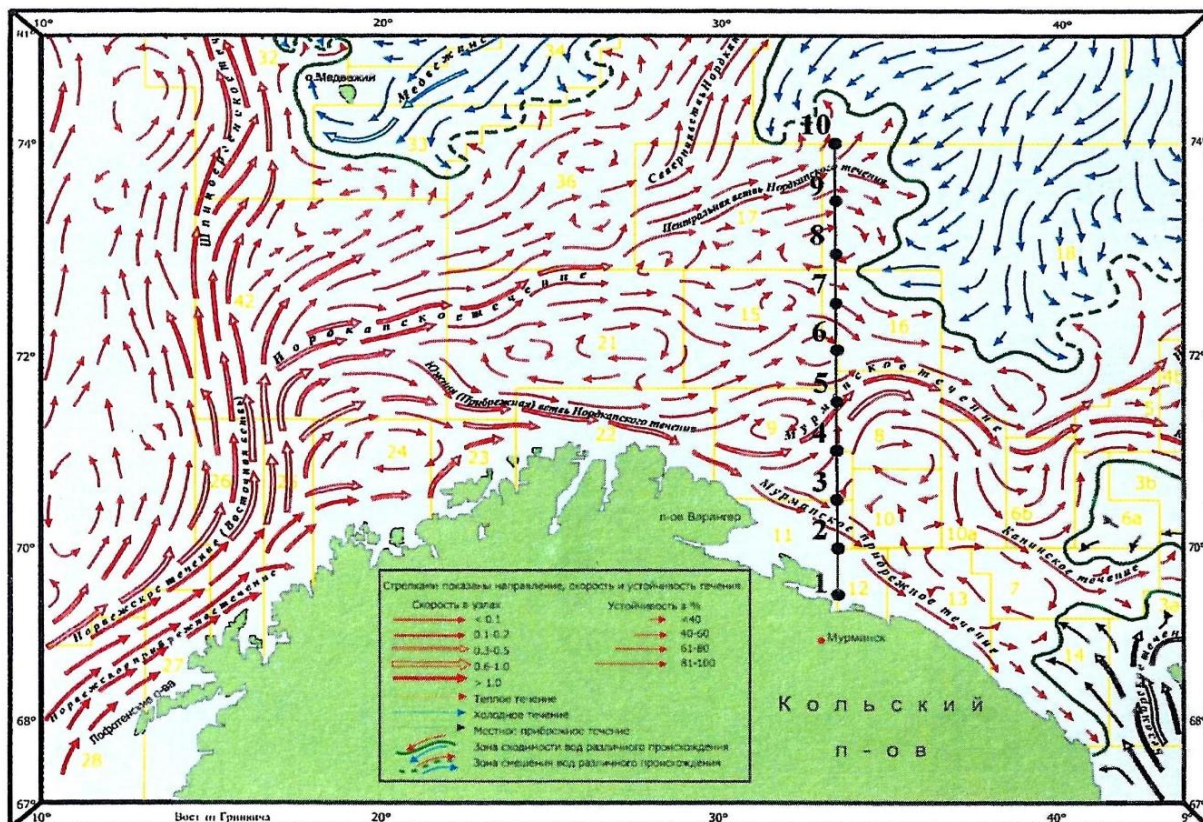
На поверхностные течения оказывают влияние интенсивность и расположение крупных барических полей. Так, локализация Полярного антициклона и западное расположение Исландского минимума приводят к проникновению Западно-Новоземельского течения далеко на север с дальнейшим распространением в Карское море. При значительном развитии Сибирского максимума и северном расположении Исландского минимума преобладает вынос вод, из Баренцева моря через проливы, лежащие на севере моря. Общая картина течений усложняется местными циклоническими и антициклональными круговоротами, возбуждаемыми ветрами и приливными движениями воды [7, 8, 11].

Ежегодно около 1/4 поверхности моря свободно ото льда в течение круглого года. Это объясняется притоком в его юго-западную часть теплых атлантических вод, не позволяющих воде охлаждаться до температуры замерзания и служащих своеобразным барьером для льдов, надвигающихся с севера [8, 11].

1.2 Характеристика разреза «Кольский меридиан»

Кольский меридиан является стандартным океанографическим разрезом расположенным вдоль 33 30' в.д от побережья Кольского залива на север до 77°с.ш. [2]. Он располагается в области распространения теплых вод системы Нордкапского течения, Мурманского течения и опресненных вод Мурманского прибрежного течения (рис. 1.3) [6].

а)



б)



Рисунок 1.4 — Положение разреза «Кольский меридиан» в Баренцевом море: а) схема поверхностных течений в Баренцевом море; б) топография дна в районе разреза [6]

Общая протяженность разреза составляет 450 миль. Он состоит из 19 станций, включая три дополнительные. Глубина на станциях изменяется от 150 м до 310 м, средняя глубина – 245 м.

В основном, за весь период наблюдения, проводились исследования на станциях с 1 по 10 (до 74°с.ш.), о чём говорит наибольшее количество данных по этим станциям. Для более подробного изучения этот участок делят на три отрезка (рис. 1.4): с 1 по 3 станции – для исследования прибрежной ветви Мурманского течения, с 3 по 7 станции – для исследования Мурманского течения и с 8 по 10 станцию – соответствующий центральной ветви Нордкапского течения. Характерное распределение температуры и солёности на первых 10 станциях разреза «Кольский меридиан» по данным за 2008 представлено на рисунке 1.5.

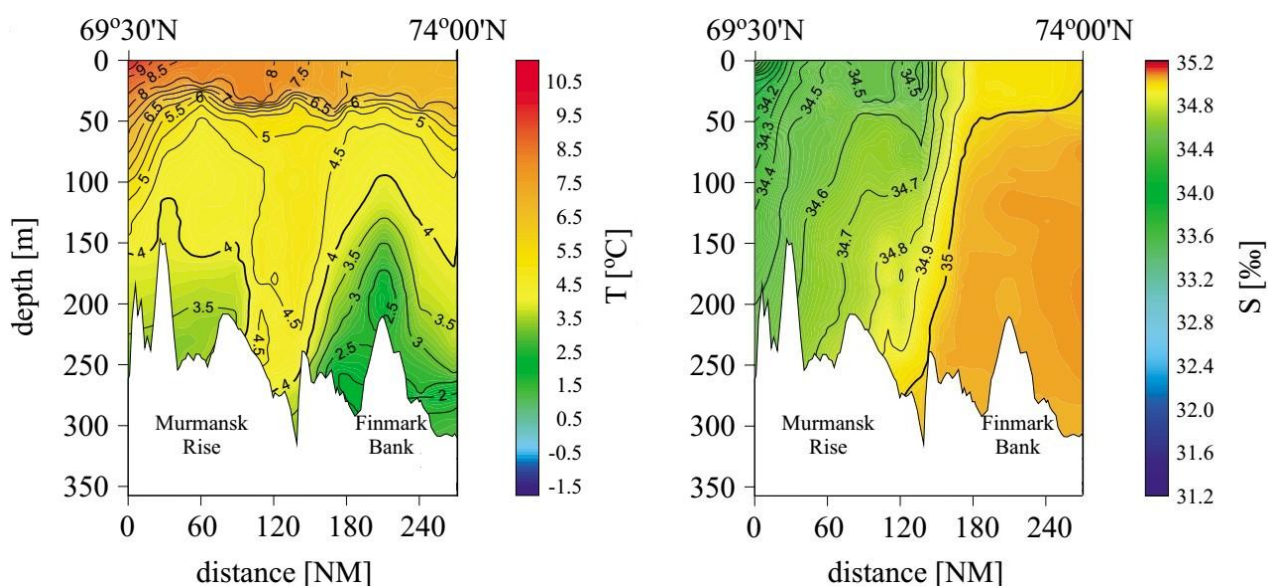


Рисунок 1.5 — Распределение температуры (слева) и солёности (справа) на участке с 1 по 10 станции разреза «Кольский меридиан» по материалам [15]

На данный момент разрез «Кольский меридиан» является основным в Арктическом бассейне, на котором проводятся регулярные океанографические наблюдения [2].

Материалы, полученные на разрезе, являются основой для исследований крупномасштабных изменений гидрометеорологических процессов, как в Баренцевом море, так и на акватории Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна, а также их биолого-промысловых последствий [2, 6].

Необходимо отметить, что многие зарубежные исследования, посвящены изучению процессов на западной границе Баренцева моря (BSO, Barents Sea Opening). Несмотря на то, что данный район лежит несколько западнее разреза «Кольский меридиан», можно предположить, что изменчивость происходящих там процессов, будет хорошо скоррелирована с процессами, протекающими на разрезе.

1.3 Обзор литературных источников

По мнению многих авторов, существует несколько факторов определяющих термохалинный режим Северного Ледовитого океана (СЛО). На западе, основной поток энергии приходит через пролив Фрама и Баренцево море, а на востоке, с вторжением тихоокеанских вод через Берингов пролив.

Первые предположения о процессах и их вкладе в формировании теплового режима вод в Баренцевом море выдвигались еще в начале прошлого века [1]. В настоящее время, хорошо известно, что величина потока тепла, поступающего в море определяется в разной степени несколькими факторами. Наибольший вклад вносят процессы, связанные с адвекцией тепла течениями, взаимодействием в системе океан-атмосфера и процессами, происходящими в криосфере. Несмотря на значительно меньший вклад, необходимо учитывать и такие факторы как речной сток, осадки и т. д.

Данный регион является областью взаимодействия более холодных арктических воздушных масс и теплых Европейских. Это говорит о том, что Баренцево море является не только ключевым регионом для формирования процессов, наблюдающихся во всем арктическом регионе, но и играет важную роль в формировании глобального климата.

1.3.1 Представления о процессах, протекающих в Баренцевом море, полученные за всю историю изучения

При исследовании любого природного процесса важное значение играет выявление и оценка вклада факторов, обеспечивающих его изменчивость (таб.1.1). Большинство исследователей [16, 17, 18 и др.], сходятся во мнении, что наибольший вклад в изменчивость термохалинной структуры Баренцева моря вносит адвекция теплых Атлантических вод.

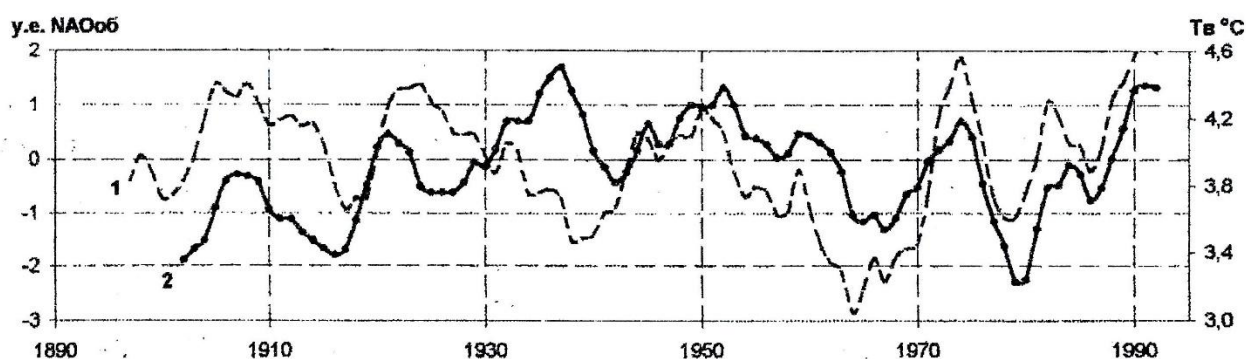


Рисунок 1.6 – Сравнение пятилетних скользящих индекса NAO_{об} с температурой воды на «Кольском меридиане» в Баренцевом море [19]

По разным оценкам, данный процесс описывает 50 – 60% притока тепла в море. Существенный вклад оказывают и процессы взаимодействия в системе океана и атмосферы, на которые приходится ~40% притока энергии и практически весь отток тепла. Важно отметить, что наряду с этими двумя доминирующими факторами, существует также влияние стока рек, осадков и других менее значимых факторов, суммарный вклад которых составляет ~0.04 Св., что в десятки раз меньше влияния адвекции.

Значительное влияние на тепловое состояние вод Баренцева моря оказывают крупномасштабные атмосферные процессы, охватывающие практически всю Северную Атлантику и часть Северного Ледовитого океана.

Одной из характеристик данных процессов может являться индекс атмосферной циркуляции, который представляет собой нормированный градиент давления между двумя точками. Наиболее репрезентативными для Арктического региона являются индекс Северо-Атлантического колебания (САК или North Atlantic Oscillation, NAO) и индекс Арктической осцилляции (АО, Arctic Oscillation).

Таблица 1.1 – Среднемноголетние оценки прихода и расхода тепла в южной части Баренцева моря [17]

Приход	Расход
Адвекция течениями 56%	Затраты на испарение 36,5 %
Солнечная радиация 42%	Теплообмен с атмосферой 34,5 %
Теплообмен с атмосферой 2%	Эффективное излучение 29 %

Индекс NAO [20] характеризует собой атмосферную активность между областью низкого давления в районе Исландии («Исландская депрессия») и областью высокого давления в районе Азорских островов. Существует несколько интерпретации индекса NAO, связывающих разные географические точки. Сравнение пятилетних скользящих средних значений индекса $NAO_{об}$ с температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» (рис. 1.6), показало, что изменение интенсивности циркуляции вносит большой вклад в изменчивость температуры воды в Баренцевом море [19]. Установлено, что многолетние колебания атмосферных и океанических условий в Баренцевом море имеют не только тесную статистически достоверную синхронную связь, но и противоположную климатическую направленность. Связь между индексом атмосферной циркуляции NAO и температурой воды на разрезе «Кольский

меридиан» может быть использована для составления долгосрочных прогнозов температуры воды в Баренцевом море [21].

При оценке внешнего воздействия на формирование термического режима морских вод, помимо атмосферных индексов, большой интерес представляет исследование многолетнего хода температуры воздуха в приземном слое и температуры поверхности океана. Данные характеристики могут являться косвенной оценкой потока тепла на границе раздела океана и атмосферы.

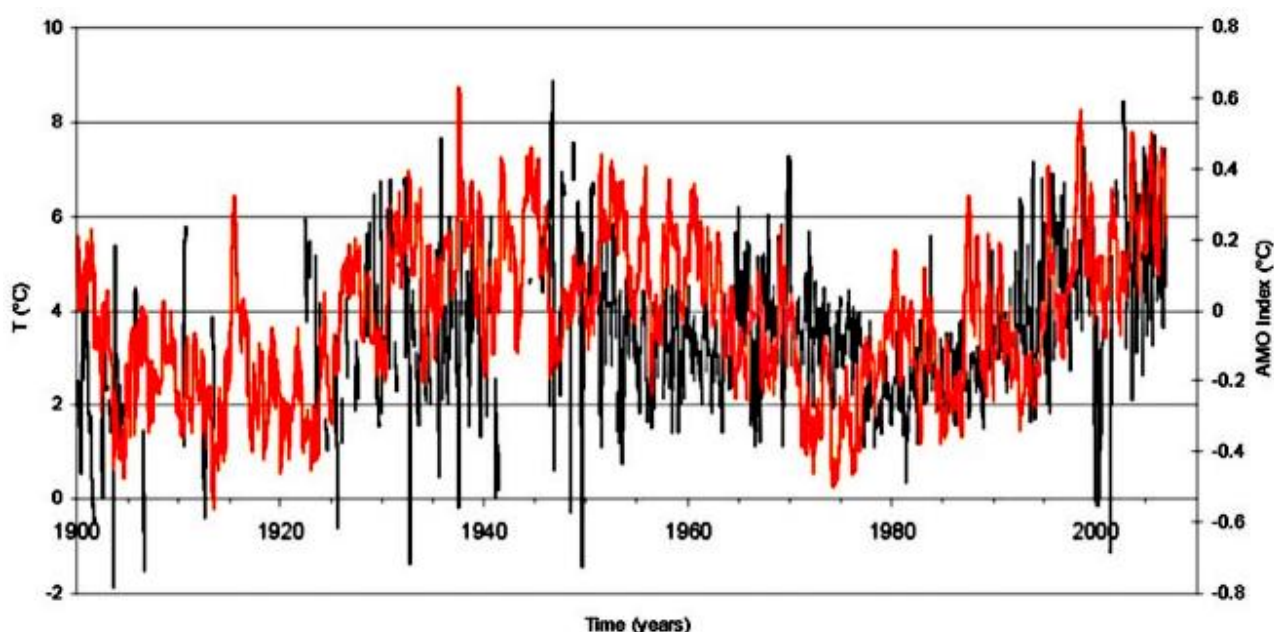


Рисунок 1.7 – Среднемесячная температура слоя 100 – 150 в Баренцевом море за период с 1900 по 2006 год (черный) и индекс североатлантической осцилляции (красный) [3]

В настоящее время обнаружена устойчивая связь между температурой воды слоя 100 – 150 в Баренцевом море и индексом североатлантической осцилляции (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) за период с 1900 по 2006 год [3]. Индекс АМО представляет собой поверхностную температуру осредненную по всей Северной Атлантике с 0° по 70° северной широты. Сравнивая вековой ход индекса с ходом температуры воды в Баренцевом море

(рис. 1.7), хорошо видно, что наступление холодных и теплых периодов в согласованно с ослаблением и интенсификацией индекса АМО, другими словами, с температурой в приповерхностном слое над всей Северной Атлантикой. Данное наблюдение имеет большую значимость при попытке объяснить факторы, обуславливающие изменчивость притока тепла в регион Баренцева моря.

Некоторые исследователи отмечают, что интенсивный рост температуры тропосферы в течении осенне-зимнего периода может быть связан не только с изменением глобальной атмосферной циркуляции, но и со значительным сокращением площади морских льдов [22].

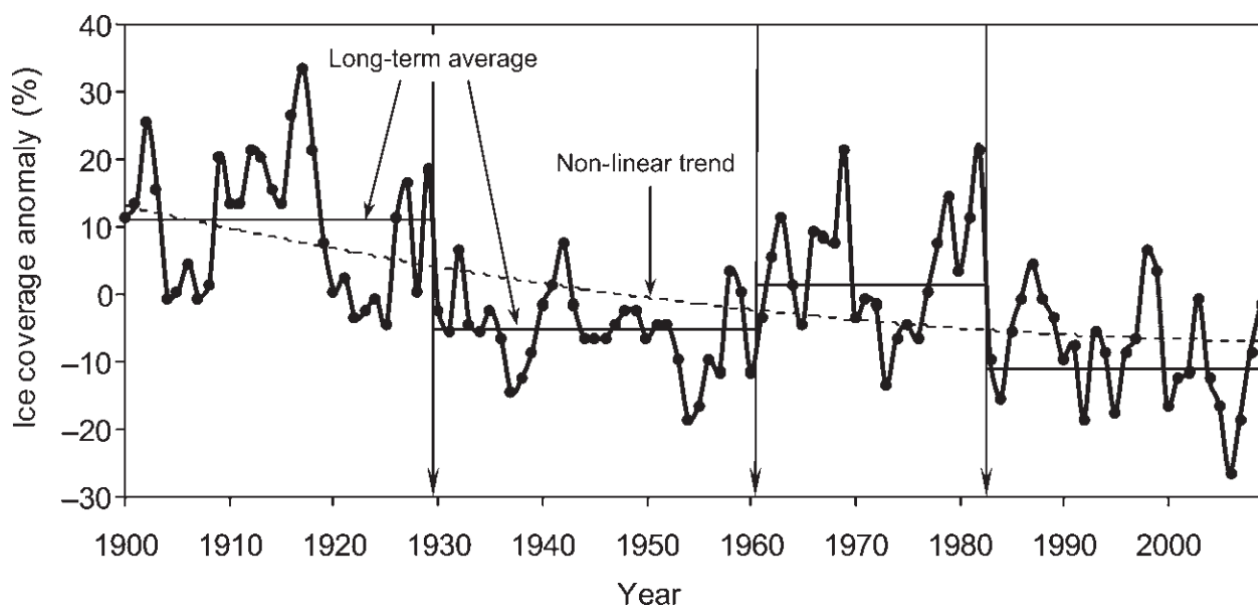


Рисунок 1.8 – Аномалии площади ледяного покрова в Баренцевом море с Мая по Июль за период с 1900 по 2009 год с нанесенным полиномиальным трендом и осреднением за характерные периоды [18].

Процессы, происходящие в криосфере, т.е. связанные с образованием и таянием морских льдов, имеют большое значение для процессов, протекающих на поверхности океана. Существуют много исследований ледяного покрова

базирующихся на различных рядах наблюдений и разных методиках оценки [23, 24].

Анализ данных наблюдений за площадью морского льда в Баренцевом море с середины 20-го века по наше время, показывает отрицательную динамику на протяжении всего рассматриваемого периода (рис.1.8). В 1950-х и 1970-х годах ледяной покров охватывал примерно 30% от акватории моря, в то время как в наши дни, всего 14% (рис.1.9) [12].

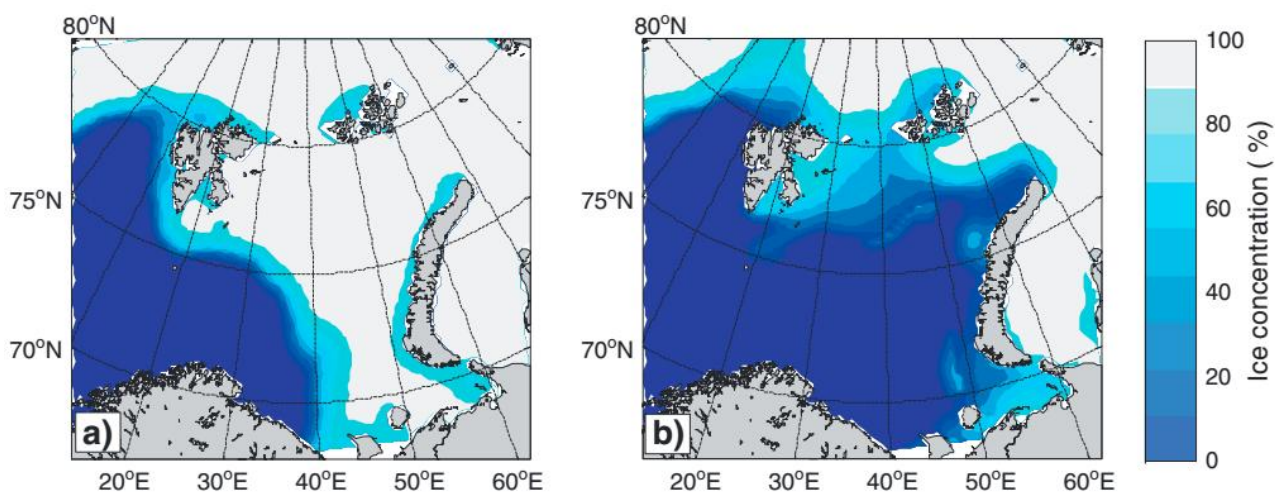


Рисунок 1.9 – Концентрация льда в Баренцевом море по данным NSIDC (National Snow and Ice Data Center, USA): а) 1979 год, б) 2006 год. [12]

По отношению к другим морям Арктического бассейна, Баренцево море имеет свой особенный режим. Когда, в зимний период, большинство Арктических морей покрыты льдом, в данном регионе можно наблюдать обширные области открытой воды, через которые происходит интенсивный теплообмен с атмосферой. Как уже указывалось ранее, через поверхность Баренцева моря за зимний период происходит потеря примерно половины тепла всего Северного Ледовитого океана.

По оценкам Межправительственной группы экспертов по климату (МГИЭК, IPCC) за период с 1966 по 2007 год, сухопутный припай в Баренцевом море уменьшался на 11 см за декаду [25]. Анализ данных

дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне показывает сокращение протяженности ледяного покрова на 17% за декаду за последние 25 лет [26]. За последний период исследований, наибольшая протяженность ледяного покрова наблюдалась в Баренцевом море в 1998 году, а наименьшая в 2011 – 2012 году. Стоит отметить, что для динамики изменения площади морского льда в баренцевоморском регионе характерна десятилетняя цикличность.

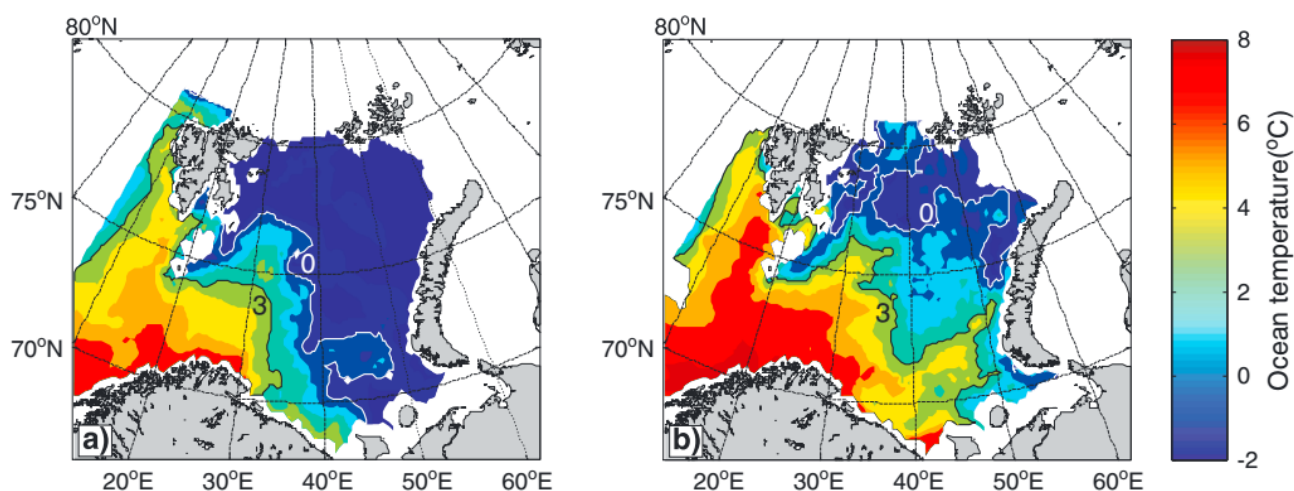


Рисунок 1.10 – Температура воды в слое 50 – 200 метров в июле-августе: а) 1979 год, б) 2006 год. По данным Института морских исследований (Institute of Marine Research, Norway) и ПИНРО. Белая линия – изотерма 0°C, черная линия – изотерма 3°C. [12]

Таким образом, можно сказать, что значительное влияние на процессы трансформации морского льда в Баренцевом море оказывают следующие факторы: интенсивность северных ветров, количество и интенсивность циклонов, а также количество поступающих в регион теплых атлантических вод.

Несмотря на ощутимый вклад крупномасштабных атмосферных процессов и процессов связанных с состоянием криосферы, преобладающее влияние на тепловой режим региона, оказывает поступление теплых

атлантических вод. Чаще всего, идентификация Атлантических вод происходит по их относительно высокой температуре и солености (таб. 1.2).

Таблица 1.2 – Характеристики разных типов Атлантических вод в Баренцевом мор. Сводная таблица по разным источникам [27].

Температура, °C	Соленость, psu	Комментарии
$T < 1$	$S > 35.00$	Воды образовавшиеся в результате локального охлаждения в Баренцевом море
$T = -2 - 0$	$S = 34.75 - 34.95$	Ядро Атлантической водной массы в слое 75 – 250 метров
$T = 0.1 - 0.2$	$S = 34.86$	Атлантические воды на юге Баренцева моря
$T = 3 - 6$	$S > 34.90$	Атлантические воды на юге Баренцева моря (поверхность)

Однако некоторые исследователи отмечают, что определение потока с использованием только этих двух параметров не всегда может быть точным, так как: «...понятие «высокая температура и соленость» это функция от региона, глубины и времени» [27].

Наиболее интенсивный поток поступает на западную границу Баренцева моря (BSO, Barents Sea Opening) с Норвежским прибрежным течением, после чего, происходит его ветвление на более мелкие потоки, которые в дальнейшем распространяются вглубь моря. По разным оценкам перенос атлантических вод вносит от 1.6 до 2.0 Св. в тепловой баланс Баренцева моря. [15]. Межгодовая изменчивость потока составляет примерно ± 0.6 Св. от средней оценки.

Результаты многих исследований подтверждают, индикатором климатических изменений в термохалинном состоянии вод всего Баренцева моря являются изменения, происходящие в ядре атлантической водной массы. Так результаты TS-анализа показали, что наступление периодов похолодания и потепления в регионе, напрямую связано с аналогичными изменениями поступающих атлантических вод [3].

Характеристики атлантических вод, поступающих в Баренцево море, могут быть обусловлены двумя факторами. Во-первых, усиление интенсивности переноса. Увеличение скорости переноса приведёт к увеличению объёмов тёплых атлантических вод, поступающих в Баренцево море, следовательно, они будут сохранять свои свойства значительно дольше, что должно отражаться на температуре воды на разрезах в данном регионе. Установлено, что интенсификация переноса атлантических вод на север, приводит к наблюдению более высоких температур в ядре Атлантической водной массы на разрезах в Баренцевом море. В свою очередь на интенсивность потока влияет динамика Северо-Атлантического колебания. Стоит отметить, что для циркуляционных процессов в океане и атмосфере в Северной Атлантике, характерно синхронное изменение интенсивности и положения в пространстве. Основные колебания имеют период 7 – 8 лет. Причиной формирования такой цикличности предполагается взаимодействие в системе атмосферы, гидросферы и криосферы [28].

Во-вторых, влияние адвекции может заключаться в более сильном прогреве вод в низких широтах, откуда они поступают на север. Что соответственно также приведёт к наблюдению повышенных температур в исследуемом регионе.

Таким образом, делается предположение о том, что наступление холодного или теплого периода в тепловом режиме Баренцева моря связано с тем, насколько прогретой придет атлантическая вода на западную границу и насколько долго сможет сохранять свои характеристики при распространении к центру моря.

В процессе исследования теплового состояния вод важно оценить вклад в дисперсию температуры воды колебаний, имеющих разные временные масштабы. По результатам исследований В.Д. Бойцова с высокой долей достоверности можно сказать, что короткопериодные колебания описывают лишь 3% дисперсии исходного ряда температуры воды. Климатический сезонный ход вносит вклад порядка 57% в слое 0 – 50 метров и 50% в слое 50 – 200 метров. В случае межгодовых колебаний вклад в изменчивость суммарной дисперсии составил 33% в слое 0 – 50м и 40% в слое 50 – 200м. Так же установлено, что на некоторые циклы изменчивости температуры вод Мурманского течения, непосредственное влияния оказывают внешние факторы, но наиболее значимым каналом передачи тепла водным массам будут являться крупномасштабные системы атмосферной и океанической циркуляции над Северной Атлантикой [5].

1.3.2 Исследования последнего периода потепления

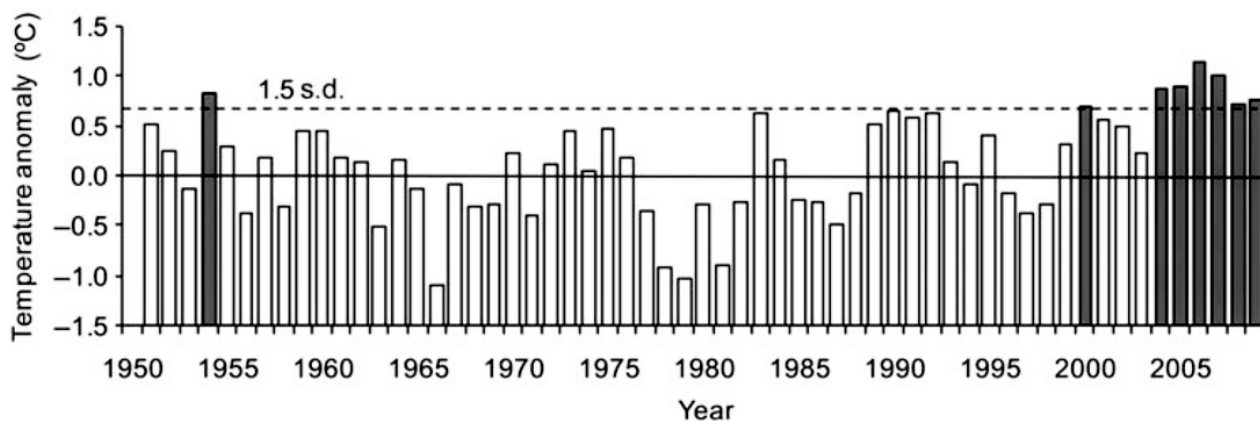


Рисунок 1.11 – Среднегодовые значения аномалии температуры воды (указать период) в слое 0 – 200 на разрезе «Кольский меридиан» (Мурманское течение, станции 3 – 7) [18].

Известно, что за весь инструментальный период наблюдений в Баренцевом море наблюдался ряд холодных и теплых периодов. В последние

два десятилетия, температура воздушных и водных масс была выше нормы [5, 6].

Разница среднегодовых значений температуры воды за последний холодный (1978 – 1982 гг.) и теплый (2002 – 2006) период составила 4°C [3]. Распределение температуры вод за каждый из этих периодов представлено на рисунке 1.10. В первом десятилетии 21-го века, среднегодовая аномалия температуры превышала норму (1950 – 2000 гг.) на 0,5 – 1,2°C, а среднегодовая температура слоя 0 – 200 метров на разрезе «Кольский меридиан» была на 4,7 °C выше, чем за первую декаду прошлого века (рис. 1.11) [18].

Стоит отметить, что за весь последний период наиболее с потепление наблюдается на севере и на северо-востоке, начиная с 70-х годов прошлого века, в то время как на юге только с 2000-х годов. Подобную асинхронность связывают с влиянием локальных климатических процессов [29], которые в свою очередь обусловлены крупномасштабными климатическими циркуляциями. Однако, общий положительный тренд обуславливает интенсификация адвективных процессов в океане. [16].

Потепление Баренцева моря в начале 21-го века, можно связать с усилением переноса теплых атлантических вод. На разрезе «Кольский меридиан», выполненном в летний период 2001, 2007 и 2008 г., область распространения Атлантической водной массы располагалась немного севернее 74° с.ш., (примерно 300 м. миль на север от начала разреза), что хорошо коррелирует с предыдущими исследованиями. [15]. Область распространения атлантических вод через разрез в 2001 составила 61 км² и выросла до 98.2 км² в 2007 г., после чего, в 2008 г. отмечалось небольшое уменьшение до 96.7 км². Таким образом, наибольшее количество тепла на разрез поступило в 2007 году.

Увеличение потока тепла отражается и в динамике площади морского льда. Большинство исследователей отмечают ускоряющееся уменьшение площади морских льдов в северном полушарии: от 3% в начале 21 века до 4,6% к 2007 году. В 2012 году была зафиксирована наименьшая площадь морских

льдов за всю историю наблюдений. Поверхность ледяного поля была на 15% меньше чем предыдущий минимум 2007 года.

1.3.3. Внутригодовая изменчивость

С точки зрения оценки изменчивости гидрометеорологических временных рядов, наряду с выявлением долгопериодных компонент, важную роль играет оценка внутригодовой изменчивости.

Таблица 1.3 – Среднемноголетние оценки прихода и расхода тепла в южной части Баренцева моря [16]

Месяц	Солн. энергия Wm-2	Длин. волн. рад. Wm-2	Т возд. .°C	Осадки мм/мес.	Альбедо снега	Ветер m/s	Ветер СКО dm/s	Атлант перенос Sv	Изменч. потока (Sv)
Янв.	0.0	224.3	-11.6	11.1	0.85	9.3	4.7	2.8	+0.8
Фев.	1.8	226.9	-12.2	9.9	0.84	9.2	4.7	2.3	+0.3
Март	33.7	232.7	-9.8	7.8	0.83	8.7	4.2	2.1	+0.1
Апр.	106.2	239.4	-8.6	6.6	0.81	7.4	3.8	1.3	-0.7
Май.	183.4	267.4	-2.6	3.9	0.82	6.1	3.4	1.7	-0.3
Июнь.	227.4	286.4	1.6	1.2	0.78	5.8	3.2	1.9	-0.1
Июль	203.3	299.0	3.5	0.0	0.64	5.2	2.9	1.7	-0.3
Авг.	133.9	293.5	3.9	0.0	0.69	5.7	3.2	2.1	0.1
Сен.	55.2	281.1	2.5	1.5	0.84	6.7	3.6	1.8	-0.2
Окт.	9.4	258.6	-2.4	7.2	0.85	7.6	4.1	1.8	-0.2
Ноя.	0.1	239.0	-6.8	8.7	0.85	8.6	4.3	2.2	+0.2
Дек.	0.0	227.9	-10.0	11.1	0.85	9.0	4.3	1.9	-0.1
Средн.	79.5	256.4	-4.4	5.8	0.80	7.4	3.9	2.0	0

Согласно исследованиям выполненным на основе оценок потока тепла атлантических вод за период с 1997 по 2007 год, были сделаны выводы о том, что поток Атлантических вод через BSO наиболее интенсивен в течении зимнего периода и достигает максимума 2.8 Sv в январе (таб. 1.3), после чего, весной происходит сильный спад до 1.3 Sv в апреле. В остальное время, количество поступающего тепла меняется не значительно и оценивается вблизи 2.0 Св. [12, 30].

Распределение атлантических вод во всем Баренцевом море так же имеет хорошо выраженную внутригодовую изменчивость. Зимой, в связи с малой глубиной и интенсивной конвекцией, все воды становятся хорошо перемешанными от поверхности до дна. Теплые атлантические воды будут наблюдаться во всей водной толще. Летом, вертикальный градиент температуры и солености формируется под действием таяния льда и потока тепла на поверхность моря. Под влиянием этих факторов образуется верхний 50-ти метровый распресненный слой, который по своим характеристикам значительно отличается от слоя 50 – 200 метров и препятствует теплообмену между глубинными водами и атмосферой [27].

2 Подготовка исходных данных и методы их статистической обработки

2.1 Характеристика исходных данных

В качестве исходных данных, были использованы среднемесячные значения температуры воды (рис. 2.1) на разрезе «Кольский меридиан» опубликованные на сайте ПИНРО [2], за период с 1951 по 2013 гг. Положение разреза представлено на рисунке 1.4.

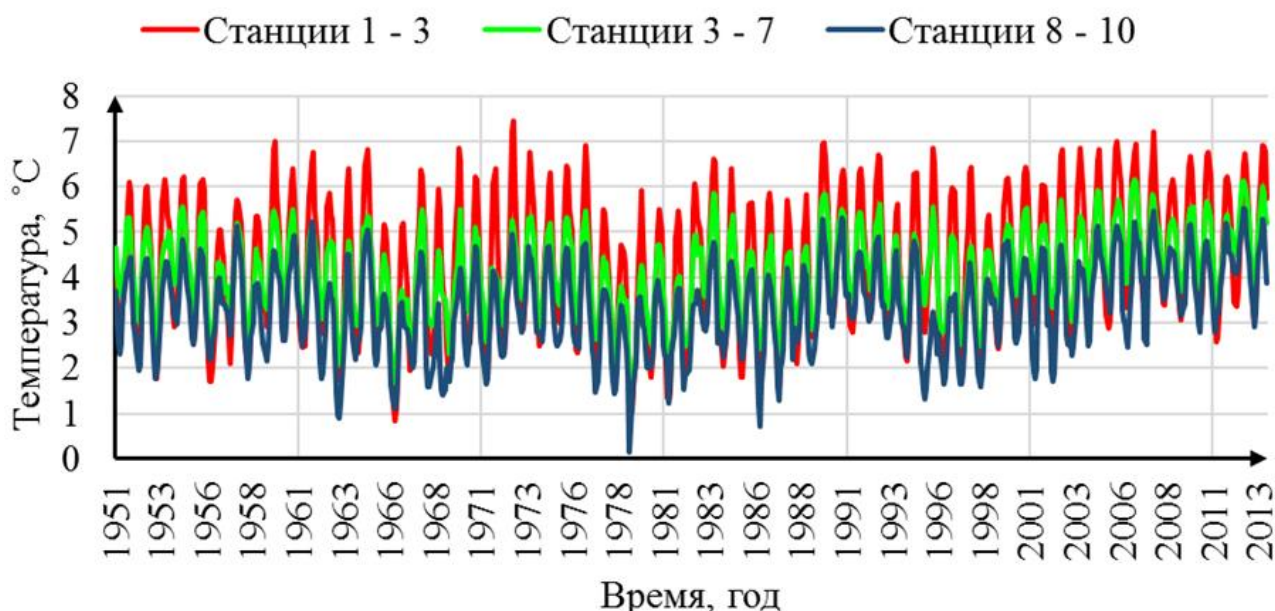


Рисунок 2.1 — Среднемесячные значения температуры воды в слое 0 – 200 на трех участках разреза «Кольский меридиан» за весь исследуемый период с 1951 по 2013 год по данным ПИНРО [2].

Для проведения исследования использовались три участка разреза: южный - станции 1 – 3, центральный - станции 3 – 7 и северный - станции 8 – 10. Исходные данные были представлены среднемесячной температурой воды

в слоях 0 – 200 м, 0 – 50 м, 50 – 200 м, и 150 – 200 м (за исключением южного участка разреза) на каждом из трёх участков разреза. На северном участке в исходных данных имелись пропуски. Количество пропусков приведено в таблице 2.1. Так как все пропуски являлись групповыми, т.е. два и более значения подряд, поэтому для их восстановления применялся метод парной линейной регрессии (рис. 2.4). В качестве предиктора в регрессионной зависимости использовались значения температуры на центральном участке разреза. Коэффициент корреляции для зависимой выборки составил 0,92.

Таблица 2.1 – Количество пропущенных значений за каждый год

Год	1995	2001	2002	2006	2007
Количество пропущенных месяцев	12	5	3	8	2

В рамках проведения исследования выполнялось несколько обособленных вычислений, для которых необходимо было использовать свои наборы данных. Общая характеристика исходных данных представлена в таблице 2.2.

Для исследования метода нормированного размаха были использованы искусственно сгенерированные ряды, которые представляли собой сумму синусоид с разными периодами длиной 756 значений (~ кол-ву среднемесячных значений на разрезе «Кольский меридиан»). Важно заметить, что периоды для синусоид были выбраны согласно наиболее часто встречающимся в океанографических рядах т.е.: 12, 18, 84, 96 и 132 месяцев, что в дальнейшем может быть полезно при исследовании реальных последовательностей. Также были использованы и ряды с другими (более показательными) периодами.

Для выполнения районирования разреза, на основе исходных данных ПИНРО [2], были сформированы дополнительные массивы значений

температуры воды за каждый месяц для поверхностного (0 — 50м), глубинного (50 — 200м) и придонного (150 — 200м) слоя, за исключением южного участка разреза.

Таблица 2.2. – Характеристика исходных рядов

Ряд	Количество	Длина одного ряда
Среднемесячная температура воды	11	756
Среднегодовая температура воды	11	62
Внутригодовое районирование	132	62
Ряды для верификации R/S анализа	20	От 62 до 3000
Аномалии температуры воды	11	756

2.2 Методы статистической обработки временных рядов

В современной науке, при изучении исследовании свойств сложных систем, широкое применение нашел подход, основанный на анализе зарегистрированных в системе сигналов. Популярность данного подхода обусловлена высокой сложностью или невозможностью математического описания исследуемого процесса, в то время как в нашем распоряжении имеется характерная наблюдаемая величина. Например, в аритмологии в качестве такого сигнала используется электрокардиограмма, в сейсмологии — запись колебаний земной коры, в метеорологии — данные метеонаблюдений и т.п. [31].

2.2.1 Описательные статистики

На данный момент существует большое количество методов статистической обработки, регулярно использующихся для исследования

временных рядов. Расчёт описательных (первичных) статистик является начальным действием при проведении любого статистического анализа (рис. 2.2). Все описательные статистики делятся на несколько групп:

- а) Показатели положения — среднее арифметическое, медиана, минимум, максимум статистического ряда и др.;
- б) Показатели разброса — дисперсия, стандартное отклонение, размах и др.;
- в) Показатели, описывающие закон распределения — эмпирическая функция распределения (ЭФР) и её характеристики.

В первую очередь происходит расчет показателей положения статистического ряда. Среднее арифметическое ($\bar{x}$) значение оценивает центр тяжести для ряда или, другими словами, точку её равновесия при различных колебаниях.

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (1)$$

Медиана (Me) — это значение признака, приходящегося на середину упорядоченного по возрастанию (ранжированного) ряда. Её главным свойством заключается в том, что сумма абсолютных отклонений членов ряда от медианы есть величина наименьшая. Важно заметить, что при длине ряда $N < 30$ значений медиану используют вместо среднего арифметического значения.

$$\sum_{i=1}^N |x_i - Me| = \min \quad (2)$$

На следующем этапе анализа оцениваются показатели разброса. Дисперсия (D) и связанное с ней стандартное отклонение (или среднее квадратическое (σ)) характеризуют среднее рассеяние значений ряда от среднего арифметического значения и рассчитываются по формулам соответственно:

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (3.1)$$

$$\sigma = \sqrt{D} \quad (3.2)$$

Максимальный разброс значений ряда характеризует размах вариации (R), а степень изменчивости характеристики в исследуемой выборке описывает коэффициент вариации (C):

$$R = \max - \min \quad (4)$$

$$C = \frac{\sigma}{\bar{x}} * 100\% \quad (5)$$

Нормирование используется для удаления размерностей исследуемых рядов. Процесс нормирования является необходимым для проведения кластерного анализа, так как для достоверного расчёта евклидовых расстояний необходимо, чтобы все признаки имели одинаковую величину. Для проведения нормирования использовалась следующая формула:

$$X_{\text{норм}} = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma_X} \quad (6)$$

2.2.2 Корреляционный анализ

При анализе природных явлений, значимый интерес представляет оценка их связи с другими процессами. Наиболее широко, для оценки тесноты и направления связи между изучаемыми переменными используется корреляционный анализ. Оценка линейной связи между процессами выражается через коэффициент корреляции (R).

Коэффициент корреляции может быть рассчитан по формуле:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N [(x_{1i} - \bar{x}_1)(x_{2i} - \bar{x}_2)]}{N\sigma_1\sigma_2}, \quad (7)$$

где x_{1i} и x_{2i} – значения первой и второй переменных соответственно;

$\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ – средние значения первой и второй переменных, соответственно;

σ_1 и σ_2 – стандартные отклонения первой и второй переменных, соответственно;

N – длина рядов первой и второй переменных.

Оценку корреляционной зависимости между большим количеством переменных (больше двух) можно представить в виде корреляционной матрицы.

Любую зависимость между двумя переменными можно представить, как совокупность значений в поле двух координат образует «облако» точек или эллипс рассеяния. В том случае если эллипс вырожден в прямую линию, то связь между переменными будет характеризоваться функциональной зависимостью ($|R| = 1$). Если малая и большая оси эллипса равны, то связь между двумя процессами является абсолютно случайной. ($|R| = 0$). Направление связи определяется по знаку коэффициента корреляции. Если $R > 0$, то наблюдается прямая зависимость, если $R < 0$, то обратная. Проверка полученного коэффициента на значимость осуществляется с использованием критерия Стьюдента.

При использовании результатов корреляционного анализа важно понимать, что наличие значимой корреляции между двумя переменными не определяет причинно-следственной связи между ними.

2.2.3 Парная линейная регрессия

В тех случаях, когда рассматриваются длинные ряды наблюдений *in situ*, часто возникает потребность восстановить пропуски, имеющиеся в данных (рис 2.2.). Наиболее простым и надежным способом для этого является нахождение регрессионных зависимостей между рядами наблюдений. Наличие линейной связи между двумя переменными, позволяет построить модель линейной регрессии двух переменных. Суть метода состоит в получении простого и качественного уравнения связи между двумя переменными. С помощью подобного уравнения можно рассчитать значения зависимой переменной, если известны значения независимой. В общем виде уравнение выглядит как:

$$Y = aX + b, \quad (7)$$

где Y – зависимая переменная;
 X – независимая переменная;
 a - коэффициент регрессии;
 b – свободный член.

Отличия уравнения регрессии от математического уравнения прямой линии, заключается в том, что в первом описывается связь между «физическими» характеристиками, а не абстрактными значениями.

Коэффициент регрессии «а» представляет собой тангенс угла наклона линии регрессии к оси абсцисс и определяется по формуле:

$$a = R \frac{\sigma_y}{\sigma_x}, \quad (8)$$

где R – коэффициент корреляции между переменными;
 σ_y и σ_x - стандартные отклонения зависимой и независимой переменной, соответственно.

Свободный член «b» представляет собой расстояние от начала координат до пересечения оси ординат уравнением регрессии и рассчитывается:

$$b = \bar{y} - a\bar{x}, \quad (9)$$

где a – коэффициент регрессии;

$\bar{y}$ и $\bar{x}$ – средние значения зависимой и независимой переменных соответственно.

Для определения качества используются параметры модели линейной регрессии, к которым относятся:

а) Коэффициенты регрессии и оценки их значимости.

Оценка значимости коэффициентов регрессии производится на основе проверки гипотезы:

$$\begin{aligned} H_0: a = 0; b = 0; \\ H1: a \neq 0; b \neq 0; \end{aligned} \quad (10)$$

для проверки которой рассчитывается критерий Стьюдента:

$$t_a^* = \frac{a}{\sigma_a}; t_b^* = \frac{b}{\sigma_b}, \quad (11.1)$$

$$\sigma_a = \frac{\sigma_y(1-R^2)}{\sigma_x(\sqrt{N-1})}, \sigma_b = \frac{\sigma_y\sqrt{1-R^2}}{\sqrt{N-1}} \quad (11.2)$$

где σ_a и σ_b – стандартные случайные погрешности расчета коэффициентов, a и b ;

R – коэффициент корреляции переменных, входящих в регрессию;

σ_y и σ_x – стандартные отклонения зависимой и независимой переменной, соответственно;

N – длина ряда.

Критическое значение $t_{кр}(\alpha, U)$ определяется по уровню значимости α (принимается равным 5%) и числу степеней свободы $U=N-1$, где N -длина ряда и рассчитывается с помощью функции Excel «СТЮДРАСПОБР») [42].

Сравниваем t^* с $t_{кр}$ (по модулю). Нулевая гипотеза отвергается, в том случае, если $|t^*| > t_{кр}$, следовательно, соответствующий коэффициент регрессии значим.



Рисунок 2.2 — Исходные и восстановленные значения температуры воды в слое 50 – 200 на северном участке разреза «Кольский меридиан»

б) Коэффициент детерминации R^2 , который показывает долю дисперсии исходного ряда, которая описывается моделью регрессии и рассчитывается как квадрат коэффициента корреляции.

в) Адекватность регрессионной модели генеральным данным. Для оценки адекватности необходимо рассчитать:

1) Для каждого момента времени вычислить по уравнению регрессии модельные значения температуры воды $\hat{y}$.

2) Рассчитать дисперсию модели $\hat{y}$, характеризующую изменчивость линии регрессии относительно среднего значения $\bar{y}$.

$$D_{\hat{y}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{y})^2. \quad (12)$$

3) Для каждого момента времени рассчитать остатки регрессии

$$\varepsilon_i = y_i - \hat{y}_i \quad (13)$$

4) Рассчитать дисперсию остатков ε , характеризующую отклонение уравнения регрессии от результатов наблюдений y

$$D_{\varepsilon} = \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2. \quad (14)$$

5) Оценить адекватность регрессионной модели.

Для этого выдвигаем нулевую гипотезу о равенстве дисперсий

$$\begin{aligned} H_0: D_{\hat{y}} &= D_{\varepsilon} \\ H_1: D_{\hat{y}} &\neq D_{\varepsilon} \end{aligned} \quad (15)$$

Для проверки используется критерий Фишера $F^* = \frac{D_{\hat{y}}}{D_{\varepsilon}} (N - 2)$, который сравнивается с $F_{кр}$ при заданном уровне значимости α ($\alpha=0.05$) и степенях свободы $U_1=1$, $U_2=N-2$. Если $F^* > F_{кр}$, то нулевая гипотеза о равенстве дисперсий отвергается, что означает в рассматриваемом случае адекватность регрессионной модели.

г) Стандартная ошибка модели $\sigma_\varepsilon = \sqrt{D_\varepsilon}$

Модель считается качественной, если выполняются условия:

а) Все коэффициенты регрессии значимы.

б) Коэффициент детерминации больше 0.70. Это свидетельствует о том, что независимых переменных достаточно для описания дисперсии и сходного ряда.

в) Модель должна быть адекватна генеральным данным.

г) Стандартная ошибка модели должна быть меньше 0.67 стандартного отклонения ряда зависимой переменной y [42].

2.2.4 Кластерный анализ

Кластерный анализ (КА) или многомерный кластерный анализ (МКА) [31] можно определить, как совокупность методов, применяющихся для классификации многомерных наблюдений [32]. Задачей кластерного анализа является разбиение множества объектов на определённое (целое) количество кластеров (подмножеств). Необходимо учитывать, что каждый объект из множества может принадлежать только одному из кластеров. В результате, можно выделить классы объектов по различной степени «близости», а также выделить объекты, не вошедшие в какие-либо классы. В кластерном анализе, в отличие от комбинационных группировок, используется политетический подход к образованию групп, т.е. все признаки одновременно участвуют в группировке. При этом обычно не известно целесообразное количество выделяемых групп и соответственно их четкие границы [34]. Существует большое количество методов кластерного анализа, среди которых можно выделить две большие группы: агломеративные (объединяющие) и дивизимные (разделяющие), однако, существуют и методы, которые сложно причислить к одной из этих групп (метод k -средних и метод поиска сгущений).

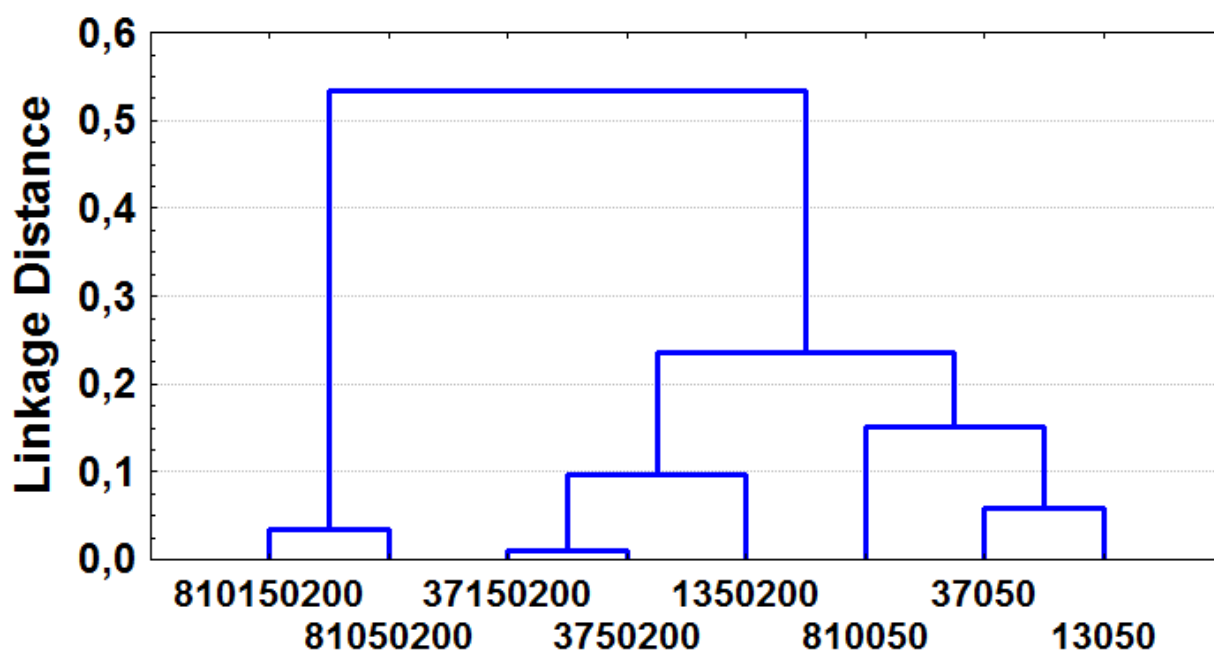


Рисунок 2.3 — Районирование разреза «Кольский меридиан» на основе среднемесячных данных осредненных за по слоям на трех участках разреза.

Самыми распространенными являются иерархические агломеративные методы, сущность которых заключается в том, что на первом шаге каждый объект рассматривается в виде отдельного кластера. В данной работе применялся метод Уорда. Этот алгоритм использует методы дисперсионного анализа для оценки расстояний между кластерами. Метод минимизирует сумму квадратов расстояний до центров кластеров. Сначала во всех уже имеющихся кластерах производится расчет средних значений переменных. Затем вычисляются квадраты евклидовых расстояний от отдельных представителей каждого кластера до этого кластерного среднего значения. Эти расстояния суммируются. В один новый кластер объединяются те кластеры, при объединении которых получается наименьший прирост общей суммы расстояний [35].

Представим каждый i -ый объект выборки точкой в n -мерном пространстве признаков. При классификации объектов в качестве меры сходства или метрики, обычно используются показатели расстояния или меры

близости. Чаще всего используется евклидово расстояние, однако, существует большое количество других метрик: взвешенное евклидово расстояние, расстояние city-block, расстояние Минковского, расстояние Махаланобиса и др. При классификации признаков в качестве меры сходства обычно выступают коэффициенты первой корреляции между признаками:

$$r_{ij} = \frac{\sum_{h=1}^N ((x_{hi} - \bar{x}_i)(x_{hj} - \bar{x}_j))}{\sigma_i \sigma_j}, \quad (16)$$

Где x_{hi} и x_{hj} – значения первого и второго ряда,
 $\bar{x}_i$ и $\bar{x}_j$ – среднее значение первой и второй переменной соответственно,
 σ_i и σ_j – стандартное отклонение первого и второго ряда соответственно.

Для определения евклидова расстояния между i -й и j -й точками d_{ij} исходные данные нормируются так, как признаки имеют различную размерность.

Евклидово расстояние определить по формуле:

$$d_{ij} = \sum_{h=1}^m \sqrt{x_{hi} - x_{hj}}, \quad (17)$$

Где x_{hi} , x_{jh} – значения h -го признака для i -го и j -го объектов;
 m – число характеристик.

Объединение объектов в класс, или объединение кластеров i и j , осуществляется по формуле:

$$d_{ij} = \min (d_{ik}; d_{jk}). \quad (18)$$

После объединения новый кластер выступает как отдельный объект. Матрица евклидовых расстояний пересчитывается по формуле:

$$d_{i+j,k} = \frac{n_i}{n_i+n_j} d_{ik} + \frac{n_j}{n_i+n_j} d_{jk}, \quad (19)$$

Где n_i – число объектов в классе;

i ; n_j – число объектов в кластере j .

Другой мерой сходства, учитывающей изменения признаков внутри записи, является разность «1- r », где r – коэффициент корреляции Пирсона.

Результат кластерного анализа может быть представлен в виде дендрограммы (рис. 2.3.), на которой по оси ординат откладываются номера объектов, а по оси абсцисс – евклидовы расстояния. При объединении объектов в классы координаты нового объекта получаются как координаты центра тяжести.

При использовании различных методов кластерного анализа для одной и той же совокупности могут быть получены различные варианты разбиения. На полученные результаты, значительное влияние может оказывать как выбор признаков для проведения классификации, так и выбор алгоритма расчета. Выбор меры сходства, так же оказывает влияние на результаты разбиения.

После достижения какого-либо результата, необходимо выполнить его оценку. В кластерном анализе для этого используется мера качества классификации, которую принято называть функционалом или критерием качества.

Стоит отметить, что в большинстве случаев алгоритмы классификации и критерии качества связаны между собой, т.е. определенный алгоритм обеспечивает получение экстремального значения соответствующего функционала качества. Например, использованный в данной работе метод

Уорда, приводит к образованию кластеров с минимальной внутриклассовой дисперсией.

Среди наиболее распространенных функционалов качества можно выделить:

- а) Сумма квадратов расстояния до центра кластеров;
- б) Сумма внутриклассовых расстояний между объектами;
- в) Суммарная внутриклассовая дисперсия.

Помимо перечисленных выше методов оценки, судить о качестве разбиения позволяют и такие простейшие методы, как сравнение средних значений признаков в каждом из кластеров, со средним значением всей совокупности оценка по типу образовавшихся кластеров.

Важно понимать, что перечисленные способы предполагают формальный подход к оценке полученных результатов и должны являться вспомогательными средствами для проведения исследования. Основная же роль должно принадлежать содержательному анализу и опираться на подготовительную работу с теоретическим материалом.

В океанологии, наибольшую популярность, кластерный анализ приобрел для выявления и анализа водных масс (ВМ), например, в работе [36]. Применение КА, возможно для характеристики вертикального распределения водных масс в заданной точке, пространственного распределения водных масс на заданном горизонте и др.

В настоящем исследовании с применением методики кластерного анализа решались две задачи: классификация вод по тепловому состоянию с учетом величины, знака и продолжительности аномалии и районирование разреза «Кольский меридиан».

2.2.5 Метод нормированного размаха (R/S анализ)

Любое исследование с применением методов классической статистики начинается с выдвижения и проверки гипотезы о случайности процессов, происходящих в системе. Другими словами, с проверки предположения о том,

что процесс, лежащий в основе временного ряда имеет много составных частей (степеней свободы), которые взаимодействуют настолько комплексно, что детерминистичное объяснение невозможно. Таким образом, для удовлетворения всех условий стандартной гауссовой статистики, события не должны быть независимыми друг от друга и иметь одинаковую вероятность наступления.

Долгое время предполагалось, что большинство крупных, комплексных систем должны моделироваться именно таким образом. Однако, если изучаемая система не удовлетворяет указанным выше условиям, то появляется необходимость использования нового, непараметрического подхода [37].

Исходя из предположения о том, что временной ряд на некотором интервале масштабов самоподобен, а процессы, происходящие в данный момент, определяются предыдущими состояниями, особый интерес представляет оценка долговременной памяти исследуемых рядов. В настоящее время, широкое распространение получил фрактальный анализ [38]. Большинство современных методов фрактального анализа базируются на исследованиях британского гидролога Х. Е. Херста, получившем название RS – анализ или метод нормированного размаха.

2.2.5.1 Методика проведения и оценки результатов

Методика основана на анализе отношения нормированного размаха R_n к стандартному отклонению σ_n , на исследуемом участке ряда n . При анализе данных о разливах Нила [38] он обнаружил, что:

$$(R/\sigma)_n = c * n^H \quad (20.1)$$

$$H = \frac{\log(\frac{R}{\sigma})}{\log(c*n)} \quad (20.2)$$

где H – коэффициент Херста;

C – константа пропорциональности (Эмпирическая константа, рассчитанная Херстом для сравнительно коротких рядов наблюдений за естественными процессами как 0,5.).

Существуют и другие оценки величины константы пропорциональности. Например, 1.5708 [40]. Однако в данной работе, используется классическое значение.

Из формулы показателя Херста видно, что его рост может быть обусловлен следующими факторами: увеличением размаха колебаний R , уменьшением среднеквадратичного отклонения S или уменьшением размера окна n . Важно отметить, что при исследовании коротких рядов, показатель Херста имеет склонность, даже на случайных рядах, оценивать их как персистентные, завышая величину H [40].

Методика анализа довольно проста (А):

а) в начале исходный временной ряд M преобразуем в ряд длины $N = M - 1$:

$$N_i = \log\left(\frac{M_{i+1}}{M_i}\right); \quad (21)$$

б). После подготовки данных временной ряд длины N разделяется на A смежных подпериодов длины n , так чтобы $A * n = N$, для каждого подпериода I_a , $a = 1, 2, 3 \dots A$ определяется среднее значение e_a .

$$e_a = \frac{1}{n} * \sum_{k=1}^n N_{k,a} \quad (22)$$

где $N_{k,a}$ – k -й элемент подпериода I_a ;

в) Формируется временной ряд накопленных отклонений от среднего значения $X_{k,n}$ для каждого подпериода I_a :

$$X_{k,a} = \sum_{i=1}^k (N_{i,a} - e_a) \quad (23)$$

где $k=1, 2, 3, \dots, n$

г) Диапазон R_{Ia} определяется как разность максимального и минимального накопленного отклонения

$$R_{Ia} = \max(X_{k,a}) - \min(X_{k,a}) \quad (24)$$

где $1 \leq k \leq n$

д) Для каждого подпериода определяется выборочное стандартное отклонение S_{Ia}

$$S_{Ia} = \sqrt{\frac{1}{n} * \sum_{k=1}^n (N_{k,a} - e_a^2)} \quad (25)$$

е) Каждый диапазон R_{Ia} нормализуется путём деления на S_{Ia} и определяется среднее значение R/S для длины n :

$$(R/S)_n = (1/A) * \sum_{a=1}^A (R_{Ia}/S_{Ia}) \quad (26)$$

ж) Процесс повторяется при увеличении n до тех пор, пока $n = (M-1)/2$. Наклон кривой зависимости $\log(R/S)$ от $\log(n)$ является оценкой показателя Херста.

Временные последовательности, для которых H больше 0.5 (таб. 2.3), относятся к классу персистентных – сохраняющих имеющуюся тенденцию. Если приращения были положительными в течение некоторого времени в

прошлом, то есть происходило увеличение, то и впредь в среднем будет происходить увеличение. Таким образом, для процесса с $H > 0.5$ тенденция к увеличению в прошлом. означает тенденцию к увеличению в будущем. И наоборот, тенденция к уменьшению в прошлом означает, в среднем, продолжение уменьшения в будущем. Чем больше H , тем сильнее тенденция. При $H = 0.5$ никакой выраженной тенденции процесса не выявлено, и нет оснований считать, что она появится в будущем. Случай $H < 0.5$ характеризуется антиперсистентностью – рост в прошлом означает уменьшение в будущем, а тенденция к уменьшению в прошлом делает вероятным увеличение в будущем. И чем меньше H , тем больше эта вероятность. В таких процессах после возрастания переменной обычно происходит её уменьшение, а после уменьшения – возрастание [37]. Важной особенностью является малая чувствительности данного метода к длине ряда, за исключением критически малых значений необходимых для получения устойчивого решения. Стоит отметить, что для любых прямолинейных рядов значение $H \rightarrow 1$ только при очень больших N , а на реальных рядах для $N < 100$ значение критерия Херста будет находится в диапазоне от 0.707 до 0.755 (Значения которые Гарольд Херст получил для случайных рядов естественных процессов 0.72) [40].

2.2.5.2 Выделение периодичностей временных рядов

Одной из важнейших задач анализа временных рядов является сегментация или, другими словами, выделение периодов с разной динамикой. [29]. В рамках решение данной задачи анализ Хёрста позволяет выявить периодические циклы даже пре их наложении, однако, для решения данной задачи существуют другие методы. Главным преимуществом применения R/S анализа является возможность выявления с помощью него непериодических циклов.

Непериодические циклы представляют большой интерес в гидрометеорологии. Зачастую мы знаем, что некоторые вещи имеют циклы, но не можем точно определить, как долго будет длиться каждый цикл. Такие

ситуации возникают, например, при изучении экстремальных значений температуры. Непериодические циклы не имеют абсолютной частоты, но вместо нее имеют среднюю частоту. Возникновение подобных циклов может иметь два источника. Они могут быть статистическими циклами, которые иллюстрируются явлениями персистентности Херста и резкими изменениями направлений, или же результатом нелинейной динамической системы, другими словами детерминированного хаоса.

Таблица 2.3 — Характеристика ряда данных для различных значений показателей Херста [40].

Возможные значения H	Характеристика исследуемого процесса
$H = 0$	Никаких движений или они цикличны с очень большой частотой колебаний.
$0 \leq H \leq 0.5$	Ряд неустойчив, антиперсистентен.
$H = 0.5$	Абсолютно случайный ряд.
$0.326 \leq H \leq 0.674$	Ряд с высокой вероятностью случайный.
$0.5 < H \leq 1$	Трендоустойчивый, персистентный ряд.
$H \sim 0,72$	Эмпирическое значение показателя Херста для природных явлений.
$H \rightarrow 0.86$	К этому значению стремится линейный тренд при сравнительно <u>больших</u> N (до 5000).
$H > 1$	Очень редкое явление. Возникают независимые скачки амплитуды.

Однако, нельзя не упомянуть и о некоторых недостатках данного метода, связанных с выделением периодичностей из временного ряда. В некоторых

случаях, например, при анализе рядов солнечной активности, при попытке выделить периоды будут получены завышенные значения (144 мес. вместо 132). Это может быть связано, например, с тем, что в естественных рядах, обычно имеется дело с квазипериодами, то есть с некоторыми усредненными значениями (как 11-летний цикл для солнечной активности). Однако, одна и та же компонента, может иметь достаточно широкий диапазон изменчивости, что приводит к получению ошибки [40].

Наиболее легким способом для выделения циклов из полученных графиков является статистика, первоначально используемая Херстом [39, 41] для проверки на стабильность. Эта статистика, называется V-статистикой и определяется следующим способом:

$$V_n = \frac{(R/S)_n}{\sqrt{n}} \quad (27)$$

Эта статистика дает более точное измерение длины цикла и хорошо работает в присутствии шума [37]. Данное отношение приведет к горизонтальной линии, в том случае если R/S статистика изменяет масштаб пропорционально квадратному корню из времени. То есть, для независимого вероятностного процесса график будет плоским, для персистентного ряда он будет иметь наклон вверх, а для антиперсистентного вниз. Разрывы на графике появятся, когда график V выравняется. В таких точках процесс с долговременной памятью рассеивается [37].

Важной особенностью является то, что R/S анализ устойчив к шуму, что делает его очень важным при изучении естественных процессов. Впоследствии оказалось, что многие явления, такие как температура воды и воздуха [42], сток рек [39], количество осадков [43] или высота морских волн, хорошо описываются критерием Херста [44, 45].

2.2.5.3 Оценка времени достоверного прогноза (Модернизированный метод Херста).

С точки зрения прогнозирования, одним из наиболее интересных способов применения метода нормированного размаха, является оценка возможного предела прогнозирования.

Данная методика основана на предположении о зависимости величины H в (20.2) от временного масштаба и определении её соответственно через дифференцирование R/S по n , что можно представить в виде следующего выражения:

$$H^*(n_i) = \frac{\ln\left(\frac{R(n_{i+1})}{S(n_{i+1})}\right) - \ln\left(\frac{R(n_i)}{S(n_i)}\right) - \ln(A)}{\ln(n_{i+1}) - \ln(n_i)} \quad (28)$$

Анализ поведения данной функции может показать характерное время выхода на случайный процесс, которое обычно близко ко времени забывания начальных условий, на котором теряется взаимосвязь (корреляция) будущих значений с прошлыми.

Для исследования возможностей метода нормированного размаха были сгенерированы ряды следующего вида:

$$x = \left[\left(\sin \frac{\pi}{50} * t + \Pi 1 \right) + \left(\sin \frac{\pi}{20} * t + \Pi 2 \right) \right] + r \quad (28.1)$$

$$y = \sin \frac{\pi}{50} * t + \sin \frac{\pi}{20} * t \quad (28.2)$$

где $0 < t < 1000$;

$0 < r < 1$ – значение случайной величины

$\Pi 1, \Pi 2$ – произвольный сдвиг

3 Анализ экстремальных тепловых аномалий деятельного слоя юго-западной части Баренцева моря в условиях изменения климата

3.1 Оценка результатов проведенного R/S анализа

Одной из важнейших задач анализа временных рядов является сегментация или, другими словами, выделение периодов с разной динамикой. [31]. Существуют разные подходы к решению задачи сегментации временных рядов. В различных областях науки, для решения подобных задач, в последнее время прибегают к инструментарию теории динамических систем.

В данной работе для оценки временного ряда использовался метод нормированного размаха, или R/S анализ. Он позволяет вычислить показатель Херста, меру хаотичности ряда. Подробная методика расчетов и оценки полученных показателей была представлена в предыдущей главе.

3.1.1 Исследование возможностей метода нормированного размаха

Методика R/S-анализа широко распространена в разных областях научных исследований, однако, преимущественно в экономике. Несмотря на то, что основатель метода был гидрологом и проводил свои исследования на рядах, полученных для естественных процессов, в наше время, в области естественных наук существует только не так много работ [38, 42, 43], посвященных использованию метода нормированного размаха для оценки гидрометеорологических рядов.

Таким образом, перед началом исследования «реальных» временных рядов, необходимо было провести оценку «поведения» метода нормированного размаха (R/S – анализа) при различных ситуациях, которые наиболее часто встречаются в рядах наблюдений. Так были произведены три основные оценки:

оценка устойчивости метода к шуму, к разности фаз гармоник и к разности амплитуд гармоник.

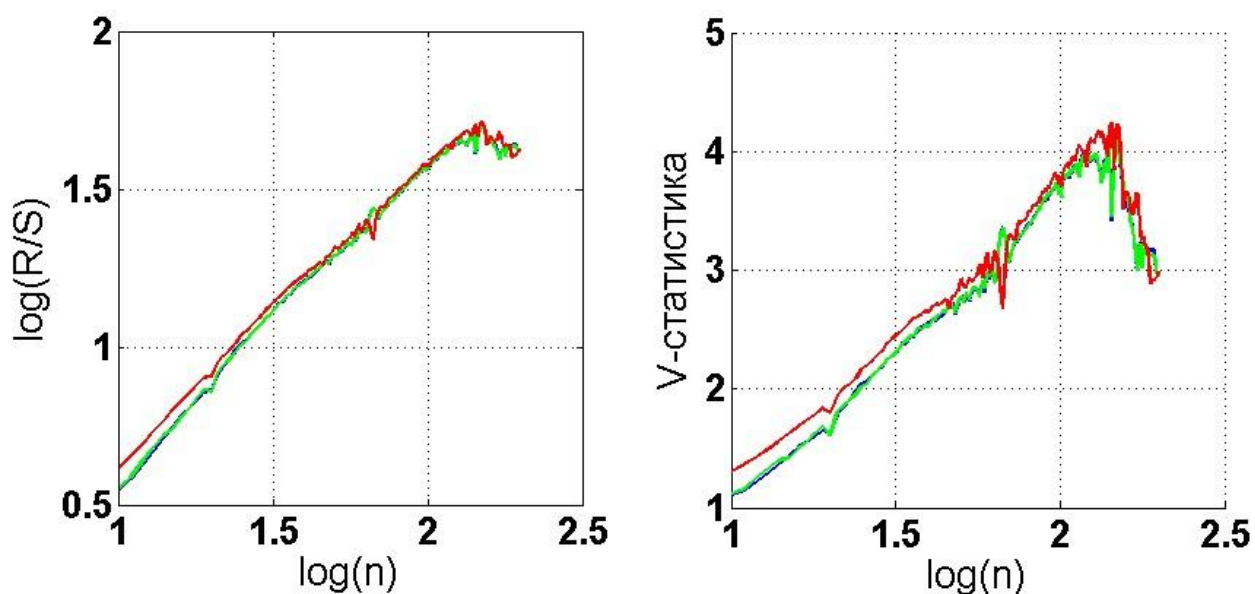


Рисунок 3.1 – Траектория $\log(R/S)$ (слева) и V-статистики (справа) полученные для рядов длиной 1000 значений: красный - (28.2) эталонный ряд, синий – (28.1), где $\Pi_1 = \pi$, $\Pi_2 = 0$, зеленый - (28.1), где $\Pi_1 = 0$, $\Pi_2 = \pi$

При анализе естественных процессов, важным аспектом является выделение детерминированной и недетерминированной составляющих или «шума», который может значительно искажать результаты вычислений и требует выделения и отдельного анализа. Таким образом, одним из самых важных требований к методу анализа детерминированной составляющей естественных рядов является его устойчивость к «шуму».

В данном случае, в качестве эталонного, использовался ряд, представляющий собой сумму гармоник с одинаковой амплитудой без шума. На полученных графиках (Б.1), хорошо видно синхронное изменение кривых как для ряда без недетерминированной компоненты (эталонного ряда), так и с присутствием шума, что говорит о малой чувствительности метода к наличию в рядах шума. Единственным отличием, в полученных результатах, является

незначительное, но закономерное, расхождение в получаемых значениях нормированного размаха (R/S). Однако, данные расхождения настолько малы, что никак не отражаются на полученных оценках критерия Н.

В реальных условиях, гармоники, из которых состоит ряд различаются не только по периоду, но и по амплитуде (рис. Б.2, 3, 4), что может заметно сказываться на оценке вклада того или иного процесса в общую дисперсию исходного (анализируемого) ряда. Исследование рядов с разной амплитудой показало, что при равенстве амплитуд у гармоник на графиках критерия Херста и V-статистики, с небольшой степенью точности можно выявить каждую из гармоник, однако, наиболее выражены гармоники с большим периодом. При увеличении амплитуды меньшей гармоники, её проявление на графике отношения логарифма R/S к логарифму n значительно увеличивается, при увеличении амплитуды большей гармоники, выявить меньшую на графике уже не удастся. Рассмотрев случай с разностью амплитуд гармоник, необходимо отметить и возможность разности фаз между ними (рис. 3.1.). Хорошо видно, что при рассмотрении рядов со сдвигом на π , отмечается запаздывание наступления ожидаемых значений логарифма R/S относительно эталонного ряда.

Также, на этапах тестирования, были произведены попытки выделить, с помощью, описанной выше методики V-статистики, характерные периодичности исследуемых рядов. Стоит отметить, что при рассмотрении рядов суммы двух гармоник с периодами намного меньше длины ряда (28.1, 28.2). Данная методика проявляет себя достаточно хорошо. При этом если амплитуда гармоники с большим периодом, больше гармоники с меньшим периодом, это приводит к «затиранию» пика меньшей гармоники на графике траектории V-статистики.

Расчет самого критерия Херста, наиболее часто проводят двумя способами. Классический метод, подразумевает расчет (20.2) для каждого размера окна и дальнейшее осреднение по всем масштабам или по интервалам (рис. 3.3.). С нашей точки зрения, данный метод является наиболее надежным и

информативным, так как позволяет не только получить интегральную оценку, но и подробно оценить изменение персистентности ряда на разных масштабах. Еще одним возможным методом получения интегральной оценки критерия Херста, является расчет угла наклона графика линейной аппроксимации траектории логарифма R/S . Однако в данном случае, можно отметить достаточно важную закономерность. При наличии в ряду гармоник, с малым периодом, но большой амплитудой, например, гармоника сезонного хода в гидрометеорологических рядах, интегральная оценка критерия Херста будет занижаться.

Подводя итог описанным выше оценкам свойств метода, стоит сказать, что на данном этапе, метод нормированного размаха стоит использовать как вспомогательный инструмент в исследовании и прогнозировании временных рядов. Для оценки его способности к сегментации исходного ряда необходимо производить дополнительные исследования и тестирования с использованием различных наборов как искусственно сгенерированных, так и, что наиболее важно, рядов наблюдений за естественными, природными процессами. Достаточно полезным результатом является выделение короткопериодной составляющей в ряду и оценка её вклада.

3.1.2 Применение метода нормированного размаха к рядам среднемесячных значений температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»

Согласно полученным оценкам, наиболее сложным с точки зрения прогнозирования является поверхностный слой 0 – 50 м. Величина критерия Херста в данном случае значительно ниже относительно других слоев, что говорит о менее значимом проявлении вклада долговременных тенденций. По нашему мнению, полученные значения оценки критерия связаны с тем, что изменчивость температуры воды в данном слое в большей степени зависит от взаимодействия в системе океан-атмосфера, из-за которого преобладающими в данном процессе являются изменчивости с характерным периодом эквивалентным сезонному, внутригодовому ходу, т.е. ~12 месяцам.

Таблица 3.1 Величина критерия Херста для каждого из участков разреза «Кольский меридиан», по слоям, полученная для рядов среднемесячной температуры воды

Слой	Участок разреза		
	1 - 3	3 - 7	8 - 10
0 - 50	0,67	0,69	0,72
50 - 200	0,73	0,81	0,80
150 - 200	-	0,85	0,82
0 - 200	0,72	0,78	0,78

Данное предположение также отражено и в траектории графиков, полученных для отношения логарифма R/S к логарифму размера выбранного окна n и V -статистики, на которой видны разрывы при окне ~ 12 месяцам. Также это хорошо отражено и на графике траектории критерия Херста по отношению к размеру окна (рис. 3.2).

Рассматривая значения, полученные для прибрежного участка разреза, можно отметить схожую картину. Скорее всего, причина заключается в том, что данный участок разреза является наиболее мелководным, а значит, наибольшее влияние на всю толщу вод оказывают процессы, происходящие в поверхностном слое. Несмотря на это, значения критерия Херста в данном случае, позволяют сделать вывод о слабой персистентности или антиперсистентности исходных рядов, а, следовательно, говорить о теоретической возможности прогнозирования температуры воды на данном участке разреза «Кольский меридиан».

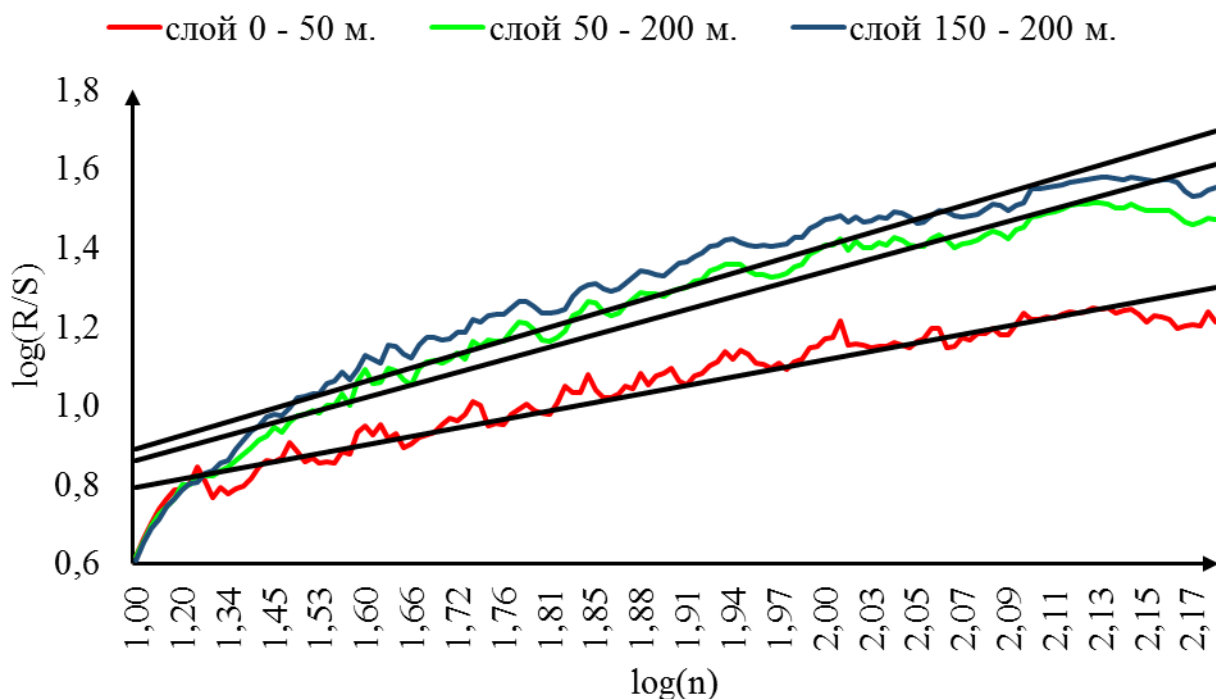


Рисунок 3.2 – Отношение логарифма нормированного размаха к логарифму размера окна n , с нанесенным линейным трендом для каждого из рядов на центральном участке разреза «Кольский меридиан»

С точки зрения решения задач прогнозирования, наиболее интересными являются глубинные слои на центральном и северном участках разреза «Кольский меридиан». Полученная оценка критерия Херста в данном случае, в среднем, составляет 0,8. Согласно классическим представлениям об интерпретации полученных результатов R/S-анализа такие высокие значения говорят о том, что тенденция отмечавшаяся в прошлом, будет в значительной степени проявляться и в будущем. Также стоит отметить, что полученные оценки слоя 0 – 200 м, ожидаемо близки к значениям глубинных слоев, что говорит о их значительно большем вкладе в формирование тепловых условий вод на разрезе.

Можно предположить, что столь высокая персистентность, обусловлена влиянием долгопериодных процессов, происходящих в глубинных слоях океана и, очевидно, оказывающих значительное влияние на тепловой режим всей толщи вод, от поверхности до дна, особенно в зимний период.

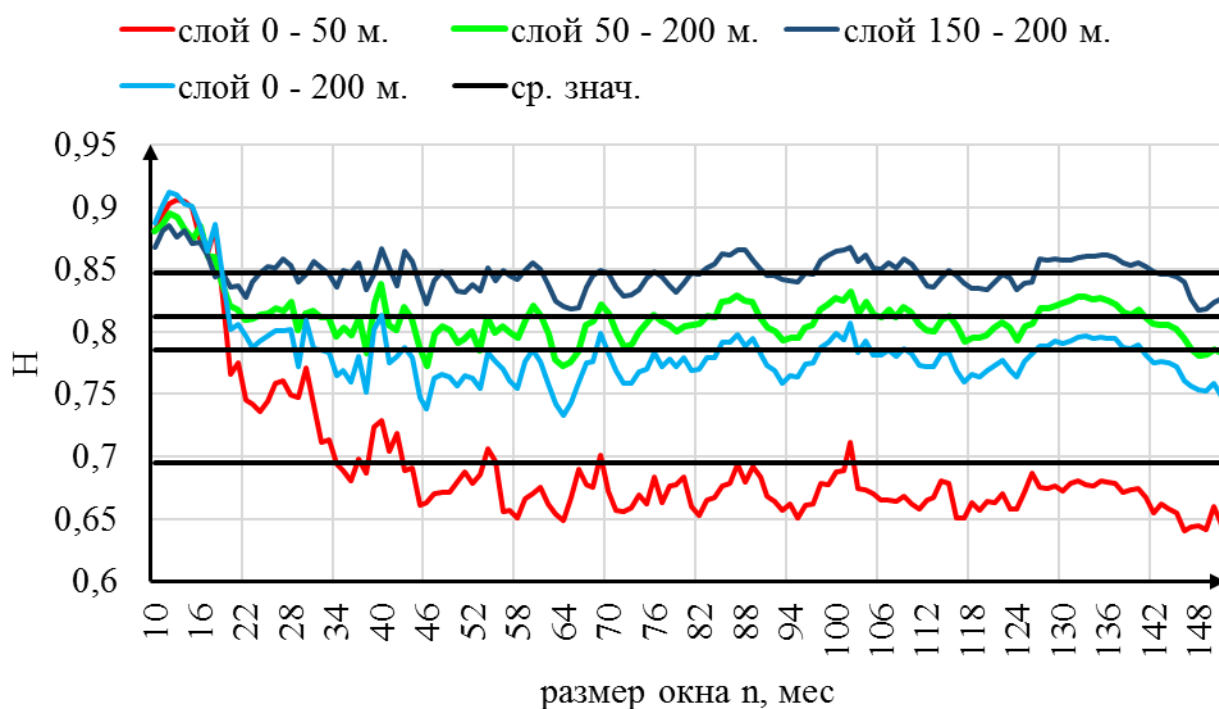


Рисунок 3.3 – Траектория значения критерия Херста в зависимости от размера окна для рядов среднемесячной температуры воды центрально участка разреза «Кольский меридиан» с нанесенными средними значениями для каждого из слоев.

Хорошо известно, что основное поступление теплых и соленых атлантических вод в Баренцево море происходит в слое ниже 50 – 100 метров [8]. В связи с этим, наличие долгопериодных циклов, в глубинных слоях вод, должно быть связано с адвективными процессами, происходящими в юго-западной части Баренцева моря. Другими словами формирование и изменчивость теплового состояния моря в данном слое обусловлено динамикой изменений, происходящих в ядре атлантической водной массы.

Интересно отметить то, что в приведенных выше случаях поверхностного и южного участков разреза, значение критерия Херста находится в диапазоне наиболее характерном для природных процессов, в то время как для всех остальных оно стремится к значению характерному для линейного тренда.

Как и указывалось ранее, при работе с рядами, обладающими квазипериодичностью, пики, на графиках траектории критерия Херста H и отношения логарифма R/S , показывают некоторое смещение относительно ожидаемых циклов, что существенно усложняет решение задачи сегментации (выделения детерминированных компонент).

Проведенные исследования возможностей метода нормированного размаха показали, что большое значение в полученные оценки вносят короткопериодные процессы, происходящие в ряду, следовательно, для оценки только крупномасштабных процессов, ряды необходимо нормировать и в дальнейшем, работать с рядами аномалии температуры воды.

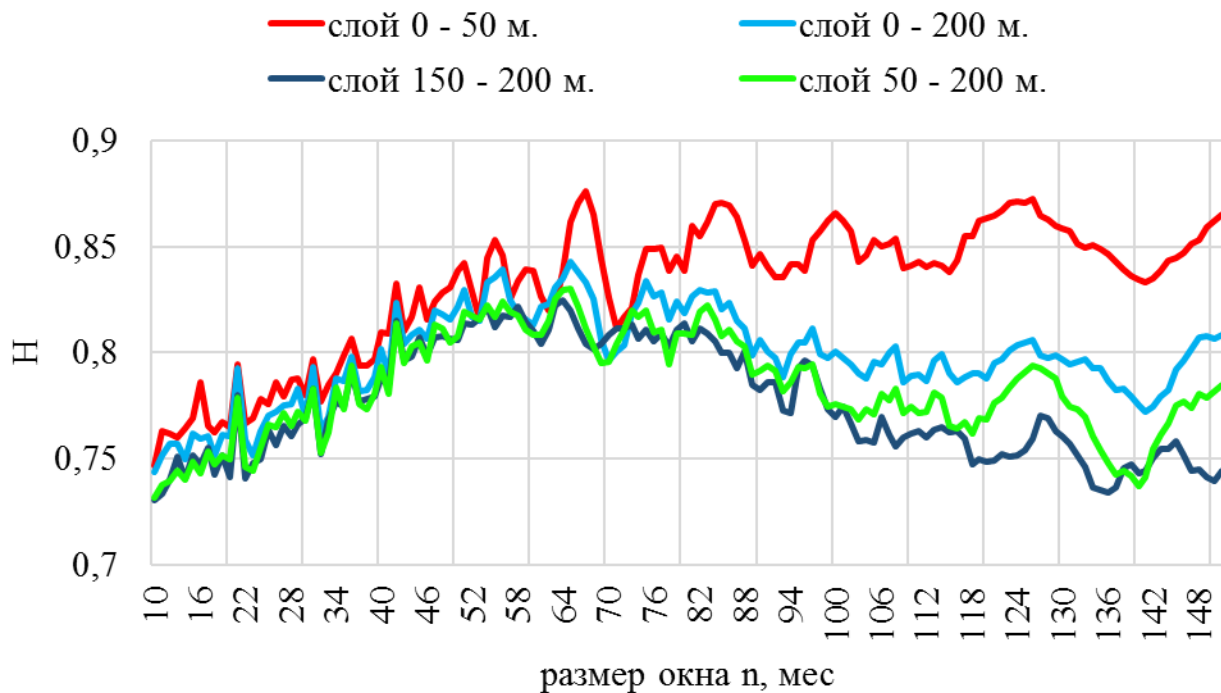


Рисунок 3.4 – Траектория значения критерия Херста в зависимости от размера окна для рядов среднемесячной аномалии температуры воды центрально участка разреза «Кольский меридиан»

Хорошо видно, что после нормирования исходных рядов (рис. 3.4.), с глубинных слоев разреза и соответственно в слое 0 – 200, наибольшая

персистентность наблюдается в области от 50 до 80 месяцев. Подобная цикличность отмечается и другими авторами [5] выделяющими в вековом ходе температуры воды 5-ти и 7-8-ми летние периодичности. Важно заметить то, что слой 0 – 200 метров, имеет близкие значения со слоем 50 – 200 метров, что еще раз подтверждает предположение о том, что без учета сезонного хода, тепловое состояние вод наблюдающиеся на разрезе «Кольский меридиан» в большей степени определяется процессами, протекающими в глубинных слоях. Данные выводы распространяются и на северный участок разреза, с 8 по 10 станции.

Вполне ожидаемая картина наблюдается и на участке разреза с 1 по 3 станции, где все слои имеют близкие по величине оценки персистентности на разных временных масштабах, что подтверждает сделанное выше предположение о единой причине, обуславливающей изменчивость во всей водной толще от поверхности до дна.

Полученные оценки критерия Херста, можно сравнить с оценками вклада в дисперсию температуры воды периодичностей, имеющих разные временные масштабы и полученными с применением классических методов статистического анализа временных рядов. Так, согласно с ранее проведенными исследованиями, с высокой долей достоверности можно сказать, что климатический сезонный ход вносит вклад порядка 57% в слое 0 – 50 метров и 50% в слое 50 – 200 метров. В случае межгодовых колебаний вклад в изменчивость суммарной дисперсии составил 33% в слое 0 – 50м и 40% в слое 50 – 200м [5]. Таким образом можно сказать, что полученные данные, в целом, совпадают с результатами, полученными В.Д. Бойцовым, для юго-западной части Баренцева моря.

3.2 Пространственно-временное районирование разреза «Кольский меридиан»

Наиболее широкое распространение в гидрометеорологии, методика кластерного анализа получила для выделения и анализа водных масс. В данной работе, кластерный анализ использовался не только для классификации теплового состояния вод и дальнейшей оценки согласованности наступления того или иного типа лет на разных участках разреза «Кольский меридиан», но и для районирования исследуемой области.

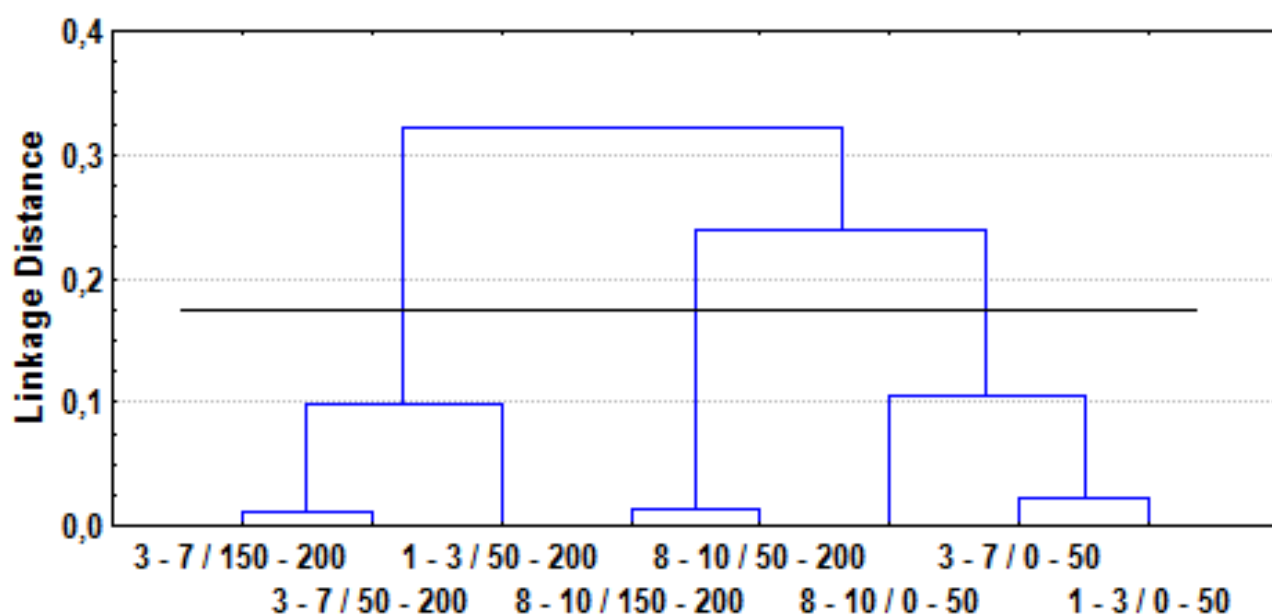


Рисунок 3.5 — Районирование разреза «Кольский меридиан» выполненное по среднегодовым значениям температуры воды за период с 1951 по 2013 год.

Обозначения: участок разреза / границы слоя в метрах.

Для получения средней картины согласованной изменчивости температуры воды за весь исследуемый период на разрезе «Кольский меридиан», было произведено районирование разреза по согласованности

межгодового хода температуры воды (рис. 3.5.). Полученные результаты, хорошо согласуются с результатами, полученными при использовании метода нормированного размаха, то есть, можно выделить класс поверхностных вод, класс северных глубинных вод, и самый большой класс – слой от 50 метров до дна на южной и центральной части разреза.

Сопоставляя полученную пространственную классификацию, с классификацией теплового состояния вод за весь исследуемый период (таб. 3.2; рис. 3.6.) на каждом участке разреза «Кольский меридиан» можно отметить ряд характеристик каждого из выделенных пространственных классов. Так, можно сказать, что по отношению к норме (1951 – 2010 год), наибольшее количество аномально холодных лет наблюдалось в классе северных глубинных вод (~18 лет), что составляет практически 30% от всего исследуемого периода, в то время, как только 5 лет аномально теплыми. В поверхностных водах, чаще всего наблюдались средние классы от теплых до холодных. На все три класса приходится от 70% до 80% от всего исследуемого периода, в зависимости от конкретного участка. В слое от 50 до 200 метров на центральном и южном участке разреза, наблюдалось наибольшее количество аномально теплых лет и наименьшее количество аномально холодных и нормальных. То есть чаще всего, тепловое состояние вод в данном классе было либо теплым, либо холодным.

С целью выявления процессов и областей их действия на изменчивость температуры вод на разрезе, было выполнено деление исследуемого разреза на области по степени согласованности изменчивости температуры в каждый из месяцев.

Районирование разрезов проводилось в несколько этапов. Вначале, классификация методом Уорда была применена, к каждому набору месячных данных, то есть была получена классификация за каждый месяц. После чего, по результатам классификации данные были сопоставлены и сгруппированы в большие кластеры.

Таблица 3.2 Годы с аномальными тепловыми условиями (аномалии более 1.5S) на разрезе «Кольский меридиан» за период 1951-2013 гг.

Класс	Для всех слоев			Для всего разреза			
	южный (ст.1-3)	центральный (ст. 3-7)	северный (ст.8-10)	0 – 50 м	50 – 200 м	150 – 200 м*	0 – 200 м
АХ	1966	1966	1966	1966	1966	1966	1966
			1968	1968			
	1978	1978	1978	1978	1978	1978	1978
	1979	1979	1979	1979	1979	1979	1979
	1981	1981			1981	1981	
АТ	2004	2004		2004			2004
	2005	2005	2005	2005	2005	2005	2005
	2006	2006		2006			2006
	2007	2007	2007	2007	2007	2007	2007
			2008		2008	2008	2008
					2009	2009	2009
							2010
	2012	2012	2012	2012	2012	2012	2012
	2013	2013		2013			2013

*- только для северного и центрального участков

Результаты проведенного кластерного анализа показали наличие на разрезе четырех периодов с разным распределением областей согласованной изменчивости температуры вод (рис. 3.7.). Первый, «холодный», период наблюдается на разрезе в период с января по март и характеризуется согласованным изменением температуры вод на каждом из участков разреза «Кольский меридиан» от поверхности до дна, при этом наиболее отличается от двух других северный участок разреза.

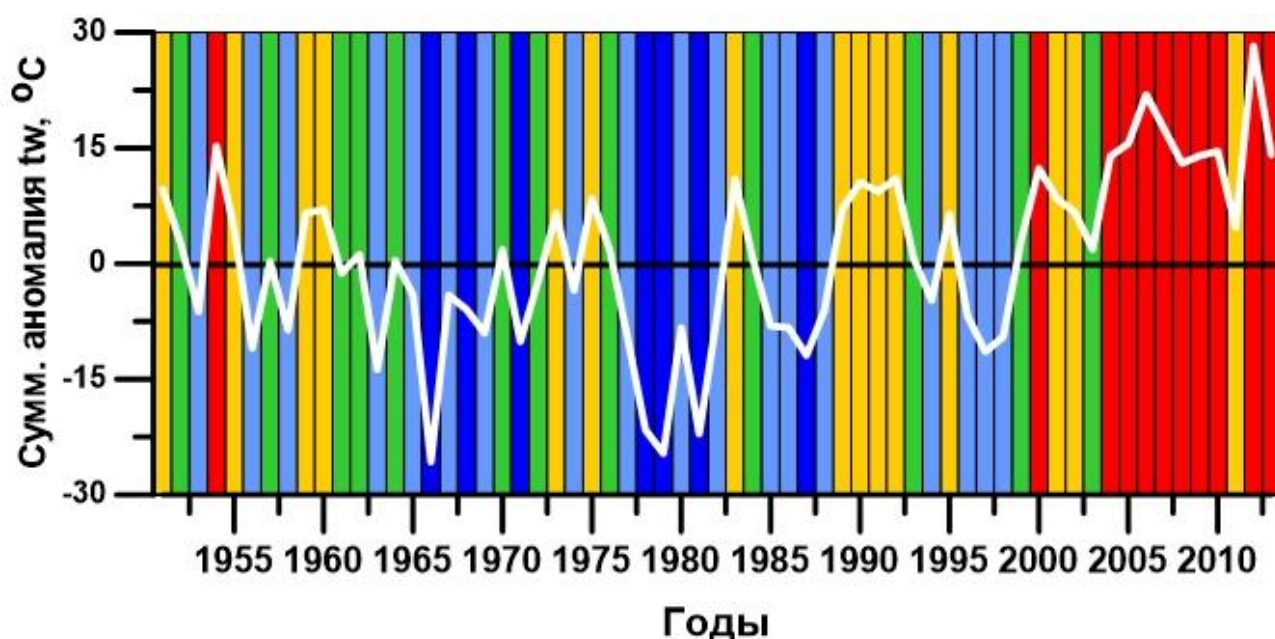


Рисунок 3.6 – Изменчивость теплового состояния вод в слое 50 – 200 метров на участке с 3 по 7 станцию (центральный) разреза «Кольский меридиан». Норма 1951 – 2013 год. Красный – anomalно теплые (AT), желтый – теплые (T), зеленый – нормальные (H), голубой – холодные (X), синий – anomalно холодные (AX)

Второй, «теплый», период наступает в мае и продолжается до октября. На протяжении всего этого периода на разрезе хорошо выражен верхний 50-ти метровый слой. Однако, несмотря на значительные различия между поверхностными и глубинными слоями, можно отдельно отметить наиболее согласованную изменчивость на южном и центральном участке разреза.

Оставшиеся два случая можно определить, как периоды перестройки от «холодного» режима к «теплому» и наоборот. Перестройка от «холодного» периода к «теплому» происходит в апреле, когда все ещё обособлены воды на севере разреза. Влияние процессов на южный участок разреза будет складываться из изменчивости температуры воды поверхностного слоя центрального участка разреза, а к маю распространится и на северный участок. При переходе от «тепла» к «холоду» можно наблюдать ситуацию обратную

указанной выше. Смена процессов, влияющих на температуру поверхностного слоя в «теплый» период, происходит с севера на юг, так, в ноябре температуры воды на поверхности северного участка приобретает согласованный ход с глубинными водами.

Наиболее интересная ситуация складывается в декабре, когда в целом, распределение вод на разрезе будет характерно «холодному» периоду, кроме придонного слоя на станциях 3 – 7, температура воды на которых выделяется в отдельный класс.

Хорошо известно, что в зимний период, в связи с малой глубиной и интенсивной конвекцией, все воды в Баренцевом море становятся хорошо перемешанными от поверхности до дна. [27]. Таким образом, можно сделать вывод, что указанный выше «холодный» период года, отличающийся несогласованностью изменения температуры воды на каждом из участков разреза, основной вклад в изменчивость вносят адвективные процессы, т.е. поступление Атлантических вод на разрез через систему Нордкапского течения. Это согласовано с ранее полученными оценками потока тепла через западную границу Баренцева моря (BSO). Так анализ внутригодовой изменчивости потока теплых атлантических вод через BSO показывает максимальные значения, от 2 до 2,8 Св., в течении всего зимнего периода с ноября по март [16]. В летние месяцы, под действием таяния льда и потока тепла на поверхность моря формируется сезонный вертикальный градиент температуры и солености. Таким образом, в море формируется двухслойная стратификация вод. При этом, очевидно, слой 0 – 50 метров, значительно отличается от глубинного слоя по своим характеристикам [27]. Полученные результаты хорошо коррелируют с данным предположением. Важной особенностью «теплого» периода года является согласованность в ветвях Мурманского течения. Так же можно отметить и согласованность результатов с годовым приходом солнечной радиации на поверхность Баренцева моря (таб.1.3).

Анализируя полученные результаты, видно, что во всех рассмотренных случаях, обособленно ведет себя северная часть разреза «Кольский меридиан», в то время как южная и центральная части зачастую согласованны между собой. Скорее всего, это связано с динамикой вод на границе Норвежского и Баренцева моря (рис. 1.3), когда основная (центральная) часть Нордкапского течения уходит на северо-восток, а вдоль Скандинавского полуострова движется Мурманское течение, которое делится на центральную и прибрежную ветвь уже непосредственно после входа в Баренцево море. Следовательно, режим вод на южной и центральной части разреза будет хорошо согласован между собой, в то время как на северном участке, находящимся под действием центральной ветви Нордкапского течения, будут наблюдаться значительно отличающиеся значения.

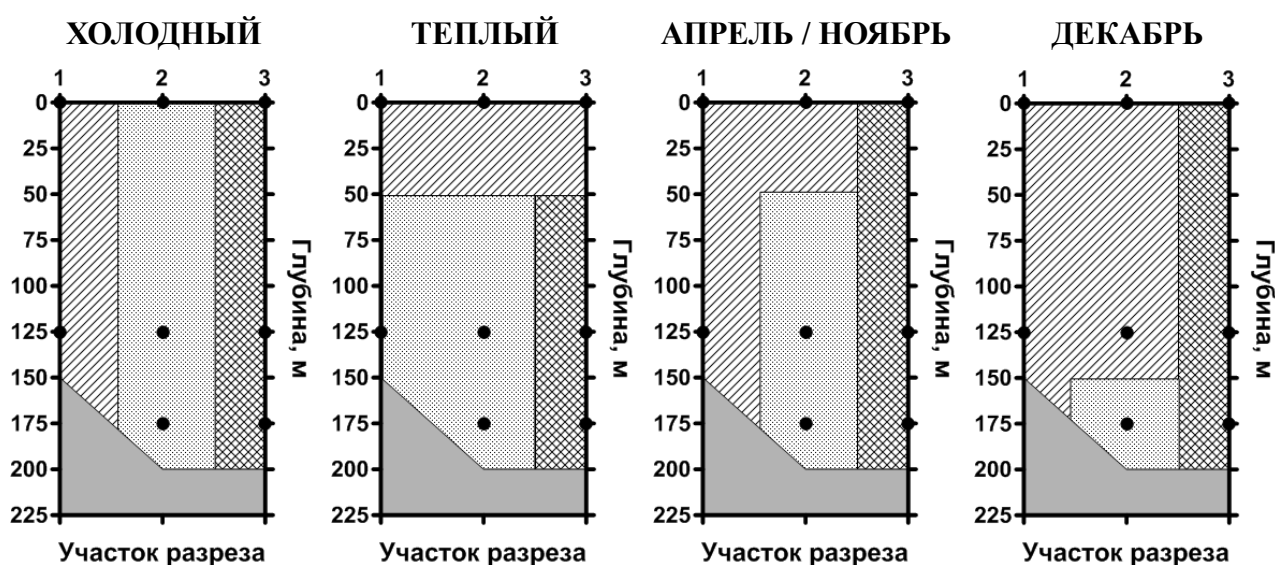


Рисунок 3.7 — Схемы распределение областей с согласованным ходом температуры воды в разные сезоны года на трех участках разреза «Кольский меридиан»: 1) южный, 2) центральный, 3) северный

Приведенные выше предположения вод с различными тепловыми характеристиками подтверждается и данными контактных наблюдений, проведенных в 2001, 2007, 2008 годах [15].

Полученные результаты районирования разреза «Кольский меридиан» в разные месяцы, хорошо сопоставимы с результатами оценки персистентности исходного ряда с помощью метода нормированного размаха. Отсутствие эффекта «долговременной памяти» в рядах температуры верхнего пятидесятиметрового слоя возникает под действием теплого периода времени, с соответствующим влиянием короткопериодных процессов, связанных солнечным прогревом. Согласно полученной классификации, придонная часть разреза и глубинный участок на северной части разреза не изменяются в течении года. Это говорит о том, что процессы, происходящие в данных областях, имеют периоды более одного года, что хорошо подтверждается наивысшими оценками (~ 0.8) критерия Херста.

3.3 Исследование внутри годовой динамики теплового состояния вод на разрезе «Кольский меридиан»

Хорошо известно, что подавляющему большинству естественных, в том числе и гидрометеорологических, процессов присуща сезонная цикличность. Это значит, что наряду с выявлением крупномасштабных, долгопериодных колебаний в исследуемых рядах, при исследовании факторов, обуславливающих аномальность теплового состояния вод, особое внимание необходимо уделить оценке короткопериодных процессов и внутригодового хода. Для более детального изучения внутригодовой изменчивости были проанализированы ряды температуры за каждый из 12 месяцев в каждом из исследуемых слоев.

Наиболее консервативной оценкой теплового состояния вод является среднее значения температуры воды (таб. 3.3). Оценки данной характеристики показывают, что в среднем, за последние 60 лет в период с января по май

наиболее теплые условия в разных слоях складывались на участке с 3 по 7 станцию, а начиная с мая по декабрь в слое 0 — 50 на участке с 1 по 3 станцию.

Таблица 3.3 – Средние значения температуры воды за каждый из 12 месяцев в каждом слое разреза «Кольский меридиан»

Ст.	Слой	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1 - 3	0 - 50	3.84	3.06	2.55	2.41	3.07	4.52	6.49	7.98	8.05	6.98	5.76	4.72
	50 - 200	3.89	3.12	2.62	2.41	2.64	3.03	3.56	4.33	5.26	5.82	5.50	4.72
3 - 7	0 - 50	3.94	3.47	3.18	3.04	3.44	4.51	6.26	7.44	7.34	6.23	5.21	4.49
	50 - 200	3.97	3.54	3.24	3.07	3.17	3.42	3.64	3.90	4.27	4.62	4.68	4.38
	150 - 200	3.91	3.55	3.26	3.05	3.02	3.17	3.31	3.42	3.59	3.85	4.12	4.15
8 - 10	0 - 50	3.15	2.84	2.57	2.48	2.90	3.85	5.34	6.39	6.22	5.15	4.23	3.66
	50 - 200	3.04	2.66	2.40	2.22	2.41	2.82	3.13	3.43	3.84	4.02	3.84	3.44
	150 - 200	2.87	2.51	2.26	2.06	2.12	2.39	2.64	2.85	3.16	3.37	3.44	3.22

Наименьшие значения в течении всего года характерны для глубинного слоя, 150 — 200 метров, на северном участке разреза, что является важным наблюдением, при учете того, что именно в этом слое, но несколько севернее, расположено ядро атлантической водной массы, обеспечивающий подавляющее количество тепла, поступающего в Арктический бассейн. Можно предположить, что подобные условия связаны с динамикой положения основных ветвей течения, то есть с тем, что южная граница центральной ветви нордкапского течения располагалась несколько севернее и не затрагивала исследуемую область.

Еще одной важной закономерностью, отмечающейся в «нормальных» значениях температуры воды, является запаздывание наступления максимальных значений по отношению к выше лежащим слоям. При этом, южный участок, с максимумом в сентябре, запаздывает по отношению к центральному и северному с максимумом в августе. Следующий экстремум наблюдается в слое 50 — 200 метров и в данном случае позже всего, в ноябре,

наиболее теплые условия формируются на центральном участке разреза, в то время как на юге и на севере, этот период наступает в октябре. Разница между максимумами в слое 50 — 200 и 150 — 200 составляет 1 месяц, так максимум на участке 3 — 7 ст. наступает в декабре, а на участке 8 — 10 ст. в ноябре. Таким образом, наибольшие средние значения температуры во всех слоях на трех участках разреза «Кольский меридиан» наблюдаются в период с августа по декабрь. Наступление максимумов в начале происходит в верхнем слое 0 — 50 метров, а дальше, с разным временным сдвигом, в зависимости от участка разреза, продвигается в глубину и отмечается в слое 50 — 200, а затем и в 150 — 200 метров.

Оценка дисперсии рядов среднемесячной температуры воды показал, что наибольшую изменчивость, во все месяцы, кроме июля, наблюдается в поверхностном слое на северном участке разреза «Кольский меридиан». Подобный результат, хорошо согласуется и с анализом среднегодовых значений, однако, при использовании среднемесячных наборов данных, контраст между слоем 0 — 50 м на севере и остальным разрезом проявляется более ярко. Еще одной особенностью северного поверхностного слоя является и то, что наибольшей дисперсией обладают октябрьские значения температуры воды, в то время как в слое 50 — 200 м и 150 — 200 м, на этом же участке, это период с февраля по март. Рассматривая каждый из участков разреза в отдельности, хочется отметить, что на южной, прибрежной части разреза наибольшая изменчивость в верхнем пятидесятиметровом слое наблюдается в июле, а в глубинном слое в сентябре. На центральном участке разреза наибольшей дисперсией в глубинном и придонном слое обладают майские температуры, а в поверхностном слое — это температура в июле

Заключение

В завершении работы перечислим основные результаты исследования экстремальных аномалий температуры воды в деятельном слое юго-западной части Баренцева моря в условиях изменения климата:

1) метод нормированного размаха может являться хорошим, однако, вспомогательным инструментом исследования гидрометеорологических временных рядов. Для полноценного использования всех его возможностей, необходимо проводить дополнительные исследования с применением большого объема хорошо изученных рядов наблюдений за природными процессами;

2) наибольший вклад в изменчивость температуры воды в слое 0 – 200 м на южном участке разреза, и в поверхностном слое на северном участке разреза вносят процессы с временным масштабом эквивалентным внутригодовому ходу. Наиболее персистентным является глубинный слой на центральном и северном участке разреза, что связано с поступлением через данный слой основной массы атлантических вод. Процессы, преобладающие в глубинных слоях на центральном и северном участке разреза, имеют масштаб от 50 до 80 месяцев;

3) по отношению к норме (1951 – 2010 год), наибольшее количество аномально холодных лет наблюдалось в классе северных глубинных вод (~18 лет), что составляет практически 30% от всего исследуемого периода, в то время, как только 5 лет аномально теплыми. В поверхностных водах, чаще всего наблюдались средние классы от теплых до холодных. На все три класса приходится от 70% до 80% от всего исследуемого периода, в зависимости от конкретного участка. В слое от 50 до 200 метров на центральном и южном участке разреза, наблюдалось наибольшее количество аномально теплых лет и наименьшее количество аномально холодных и нормальных. То есть чаще всего, тепловое состояние вод в данном классе было либо теплым, либо холодным.

4) в сезонном ходе вод можно выделить четыре периода: «холодный» с января по март, когда температура во всех слоях на каждом участке разреза «Кольский меридиан» обусловлена только влиянием соответствующей ветви течения. «Теплый» период, который наступает в мае под действием таяния льда и потока тепла на поверхность моря и продолжается до октября. Таким образом, в Баренцевом море формируется двухслойная стратификация вод. При этом, очевидно, слой 0 – 50 м, значительно отличается от глубинного слоя по своим характеристикам. И два периода перестройки: от «холодного» периода к «теплому» в апреле и наоборот - в ноябре;

5) за последние 60 лет в период с января по май наиболее теплые условия в разных слоях складывались на участке с 3 по 7 станцию, а начиная с мая по декабрь в слое 0 — 50 м на участке с 1 по 3 станцию. Наименьшие значения в течении всего года характерны для глубинного слоя, 150 — 200 м, на северном участке разреза. Сравнение годовой нормы, полученной для каждого из рядов, показало запаздывание наступления максимальных значений по отношению к выше лежащим слоям. Максимальные средние значения температуры во всех слоях на трех участках разреза «Кольский меридиан» достигаются в период с августа по декабрь. Наибольшая дисперсия во все месяцы, кроме июля, наблюдается в поверхностном слое на северном участке разреза. Еще одной особенностью северного поверхностного слоя является и то, что наибольшей дисперсией обладают октябрьские значения температуры воды, в то время как в слое 50 — 200 м и 150 — 200 м, на этом же участке, это период с февраля по март.

Выполненное исследование позволило сформулировать следующие выводы:

1) использование метода Херста для анализа персистентности на разных временных масштабах показало, что характерный срок забывания начальных условий составляет ~ 12 месяцев. Это является следствием более высокой внутригодовой изменчивости по сравнению с межгодовой изменчивостью теплового состояния вод юго-западной части Баренцева моря и не позволяет

рассчитывать на высокую оправдываемость прогнозов температуры воды с заблаговременностью более 12 месяцев;

2) наличие квазигармоники с периодом от 50 до 70 месяцев, делает целесообразным учет фоновых изменений, происходящих в слое залегания атлантических вод при разработке долгосрочных прогнозов.

Список используемых источников

1. Helland-Hansen, B., and F. Nansen (1909), The Norwegian Sea - Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900- 1904 [Текст] // Rep. on Norw. Fish. and Marin. Invest.- 1909.- 11(2). 360 pp.
2. Официальный сайт Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [www. pinro.ru](http://www.pinro.ru) (дата обращения: 21.09.2014).
3. Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability [Текст] // Geographical research letters. – 2009. – Vol. 36. - P. 1–13.
4. Терещенко В. В. Сезонные и межгодовые изменения температуры и солёности воды основных течений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море [Текст]. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1997. – 71 с.
5. Бойцов В. Д. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и её прогнозирование [Текст].– Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006.– 292 с.
6. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900 – 2008 гг. [Текст].– Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009.– 139 с.
7. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря [Текст].– М. Мысль, 1999.– С.31 – 39
8. Электронное справочное пособие по океанографическим характеристикам Баренцева моря (2005 г.) [Электронный ресурс].– Режим доступа: <http://www.aari.nw.ru> (дата обращения: 08.02.2016).
9. Ozhigin V.K., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V.D., Karsakov A.L. The Barents Sea / The Barents Sea. Ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation/ Eds. Jakobsen T., Ozhigin V.K. [Текст].– Tapir Academic Press, Trondheim, Norway, 2011.– P. 39–76.

10. Byrd Polar and Climate Research Center [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://research.bpcrc.osu.edu> (дата обращения: 02.08.2015).
11. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР [Текст].– М. Изд. МГУ, 1982.– С. 86 – 102.
12. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Camille Li, Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The Role of the Barents Sea in the Arctic climate system [Текст] // *Reviews of Geophysics*. – 2013. – Vol.51. – P. 415 – 449.
13. Доронин Ю.П. Региональная океанология [Текст].– Л.: Гидрометеиздат, 1986.– С. 84 – 95.
14. Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Денисов В.В., Жичкин А.П., Моисеев Д.В. Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности [Текст] // Труды Кольского научного центра РАН. Океанология 2013 №1, 2013 – С. 56 – 71
15. Matishov G.G., Matishov D.G., Moiseev D.V. Inflow of Atlantic-origin waters to the Barents Sea along glacial troughs. [Текст] // *Oceanologia*.- 2009.- 51(3).- 321 - 340.
16. Smedsrud L. H., Ingvaldsen R., Nilsen J. E. Ø., Skagseth Ø. Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes [Текст] // *Ocean Science*.- 2010.- Vol.6.- P. 219 – 234.
17. Аверкиев А.С., Густоев Д.В., Карпова И.П., Серяков Е.И. Исследование и долгосрочное прогнозирование тепловых процессов на разрезе «Кольский меридиан» [Текст] // "100 лет океанографических наблюдений на разрезе "Кольский меридиан" в Баренцевом море": Сб. докл. Междунар. симпозиума.– Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005.– С. 15 – 32.
18. Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G., Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009. [Текст] // *ICES Journal of Marine Science*. – 2012. - Vol. 69. – P. 833 – 840.
19. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат [Текст]. – СПб.: Изд. РГГМУ, 1998.– 122с

20. National Weather Center, Climate Prediction Center [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> (дата обращения: 22.06.2015).

21. Бочков Ю.А. Крупномасштабные колебания температуры воды на разрезе «Кольский меридиан и её прогнозирование». - "100 лет океанографических наблюдений на разрезе "Кольский меридиан" в Баренцевом море"/ Сб. докл. Междунар. симпозиума [Текст].– Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005.– С.32 – 47

22. Sato K., Inoue J., Watanabe M. Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter [Текст] // Environmental Research Letters.- 2014.- Vol.9.- 1-8.

23. Cavalieri D. J., Parkinson C. L., Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. [Текст] // The Cryosphere.- 2012.- Vol.6.- P. 881 – 889.

24. Onarheim I.H., Eldevik T., Arthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H., Skillful prediction of Barents Sea ice cover [Текст] // Geophysical Research Letters.- 2015.- Vol.42.- 5364-5371.

25. Stocker T.F., Plattner D. Qin, G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC WG I Fifth Assessment Report [Электронный ресурс] // IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. Режим доступа: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf (дата обращения 01.03.2015).

26. Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования. [Текст] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, - 2013, - Т.10. №1 - С. 328 - 336

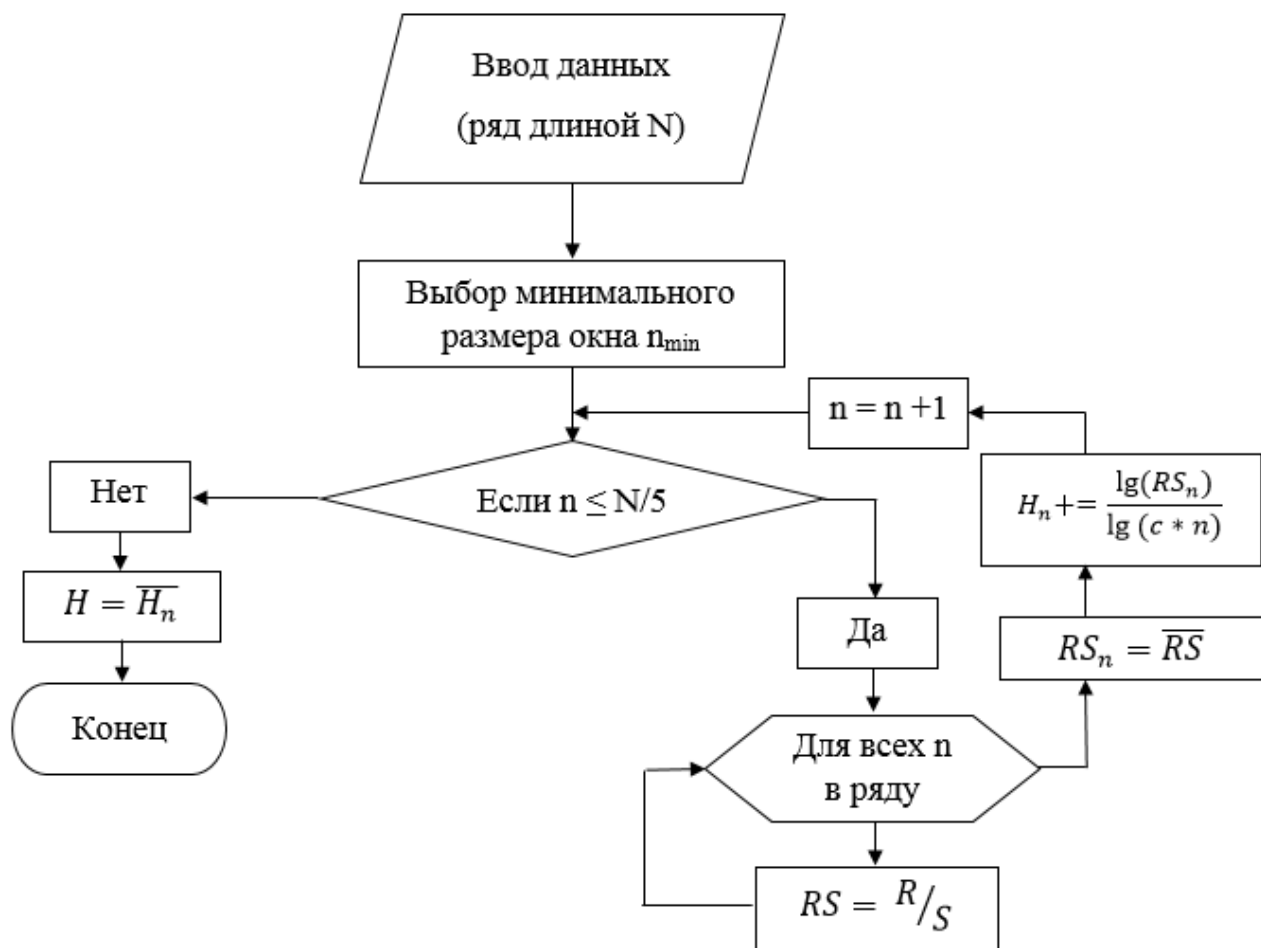
27. Smolyar I., Adrov N., The quantitative definition of the Barents Sea Atlantic Water: Mapping of the annual climatic cycle and interannual variability [Текст] // ICES Journal of Marine Science. – 2003. - Vol. 60. – P. 836 – 845.

28. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Дроздов В.В. Циклонический центр действия атмосферы и океана в Северной Атлантике [Текст]// Учёные записки РГГМУ.– 2010.– №15.– С. 117 – 135.
29. Терещенко В.В. Гидрометеорологические условия в Баренцевом море в 1985 – 1998 гг. [Текст] – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1999. – 176 с.
30. Arthun M., Eldevik T., Smerdsud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B., Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat [Текст] // Journal of climate. – 2012. – Vol.25. – P. 4736-4743.
31. Лоскутов А.Ю., Анализ временных рядов, курс лекции // Физический факультет МГУ [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://chaos.phys.msu.ru> (дата обращения: 22.06.2015).
32. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» [Текст].– СПб.: Изд-во РГГМУ, 2010.– 76 с.
33. Малинин В.Н., Вайновский П.А. Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ. 1992. Стр. 60 – 78.
34. Сошникова Л.А., Тамашевич В.Н., Уебе Г., Шефер М. Многомерный статистический анализ в экономике. - М.: ЮНИТИ-ДАНА, 1999. - 598 с. С. 468 - 501
35. Котович Н.В. Алгоритмы кластеризации образов символов [Текст].– Труды ИСА РАН.– 2008.– Т.38.– С. 251 – 241.
36. Карлин Л.Н., Чанцев В.Ю., Хаймина О.В, Даньшина А.В., Исаев А.В. Особенности динамической структуры вод прибрежной зоны Туапсе. [Текст] // Ученые записки РГГМУ. – 2009. – Вып. 11. – С. 113 - 122
37. Пэтерс, Э.Э. Фрактальный анализ финансовых рынков [Текст] / Э.Э. Петерс. - М.: Интернет трейдинг, 2004. 304 с.
38. Солнцев Л.А., Иудин Д.И., Снегирева М.С. Фрактальный анализ векового хода средней температуры воздуха в г. Нижнем Новгороде [Текст] // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. Нижний Новгород. – 2007. № 4. С. 88 - 91.

39. Hurst H.E. Long-term storage capacity of reservoirs. [Текст] // Trans. Amer. Soc. Civil Eng.- 1951.- Vol.116.- P. 770-808.
40. Фон Нейман Э. Расчет показателя Херста с целью выявления трендовости (персистентности) финансовых рынков и макроэкономических показателей [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://capital-times.com.ua> (дата обращения: 17.01.2015).
41. Hurst H.E., Black R.P., Simaika Y.M. Long-term storage: An experimental study [Текст]. - L.: Constable, 1965
42. Carvalho L. M. V., Tsonis A. A., Jones C., Rocha H. R., Polito P. S. Anti-persistence in the global temperature anomaly field [Текст] // Nonlinear Processes in Geophysics. – 2007. – Vol.14. – P. 723 – 733.
43. Rubalcaba J.J.O., Fractal Analysis of Climatic Data: Annual Precipitation Records in Spain [Текст] // Theoretical and Applied Climatology.-1997. – Vol.56.- P. 83 – 87.
44. Филатова Е.С., Филатов Д.М., Стоцкая А.Д. Анализ временного ряда электропотребления методом НОРМИРОВАННОГО РАЗМАХА // Современные проблемы науки и образования. [Электронный ресурс] – 2014. – № 5; режим доступа: www.science-education.ru/119-15063 (дата обращения: 11.11.2014).
45. Федер Е. Фракталы // М.: «Мир», 1991. – 254 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Графическая схема базового алгоритма расчета критерия Херста



ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Визуализация полученных результатов устойчивости метода нормированного размаха

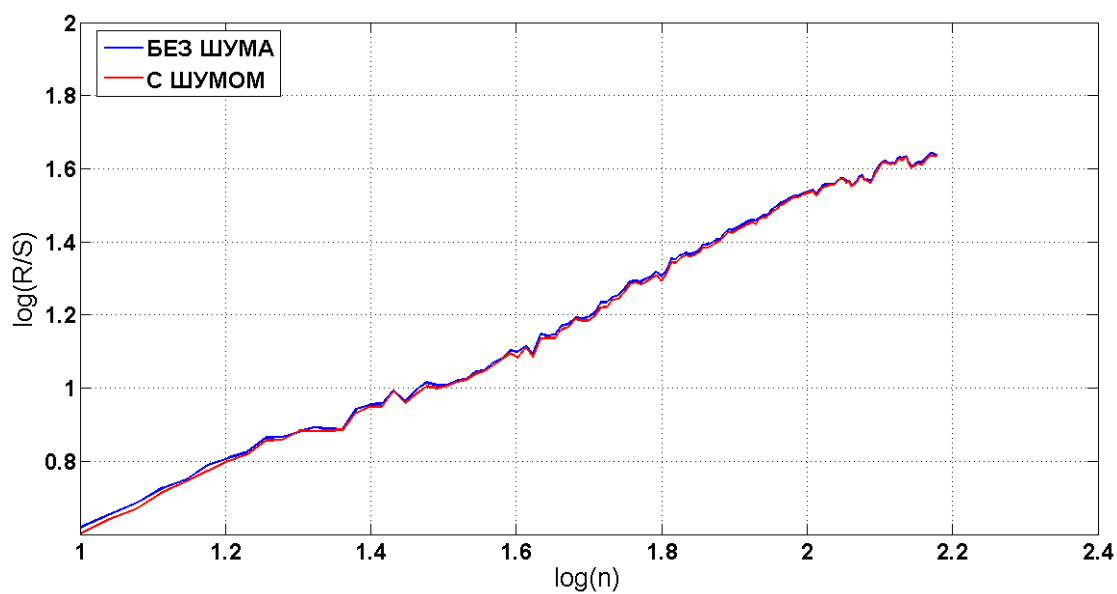


Рисунок — Б.1. Проверка устойчивости метода к шуму. Отношение логарифма R/S к логарифму размера окна для ряда длиной 756 значений с суммой гармоник с периодом 12, 18, 84, 96, 132 месяца с шумом и без

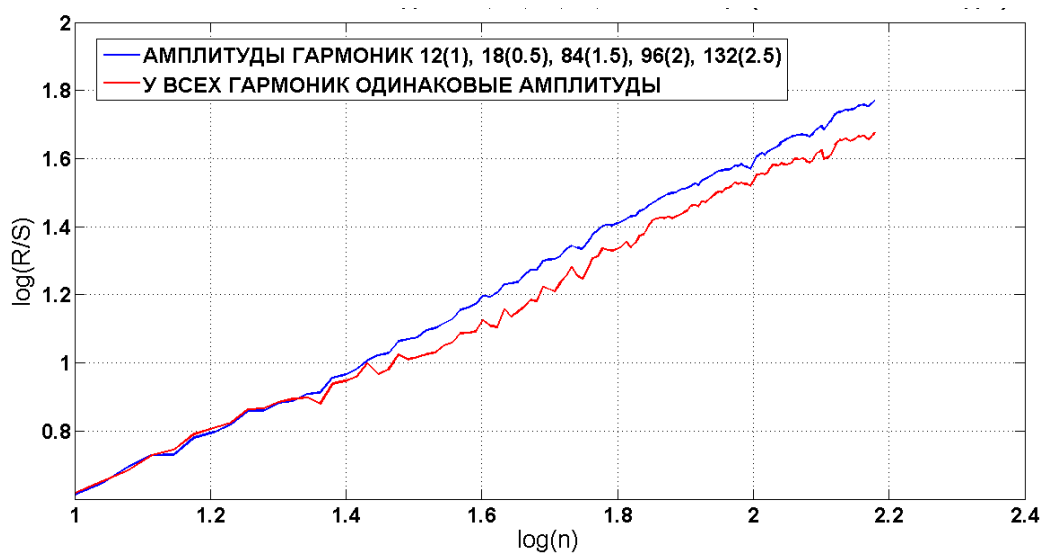


Рисунок — Б.2. Проверка устойчивости метода к разным амплитудам гармоник.

Отношение логарифма R/S к логарифму размера окна для ряда длиной 756 значений с суммой гармоник с периодом 12, 18, 84, 96, 132 месяца для ряда с одинаковыми амплитудами (красная) и с разными амплитудами (синяя) - период (амплитуда)

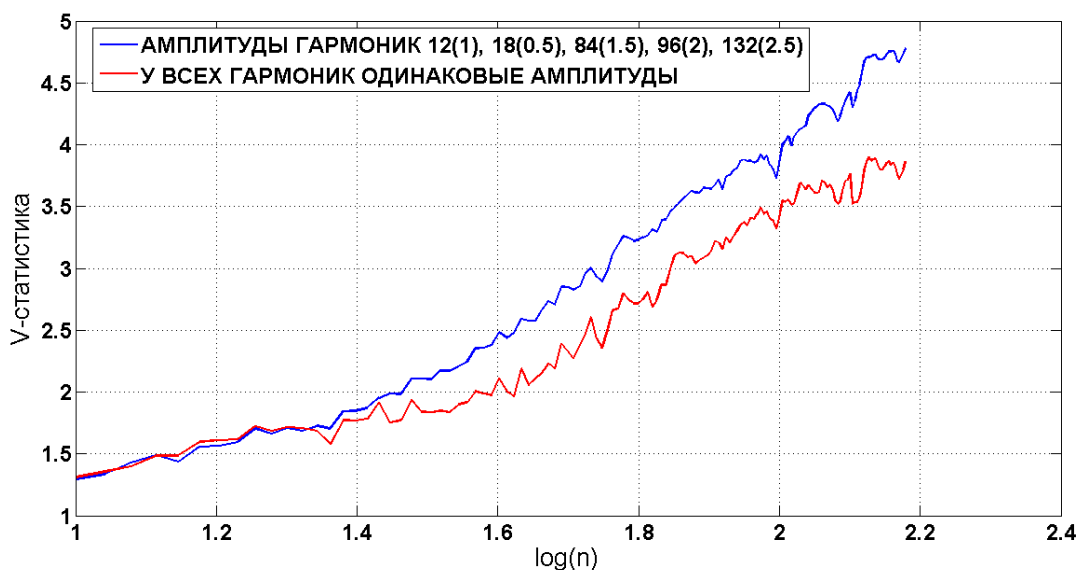


Рисунок — Б.3. Проверка устойчивости метода к разным амплитудам гармоник.

V - статистика для ряда длиной 756 значений с суммой гармоник с периодом

12, 18, 84, 96, 132 месяца для ряда с одинаковыми амплитудами (красная) и с разными амплитудами (синяя) - период (амплитуда)

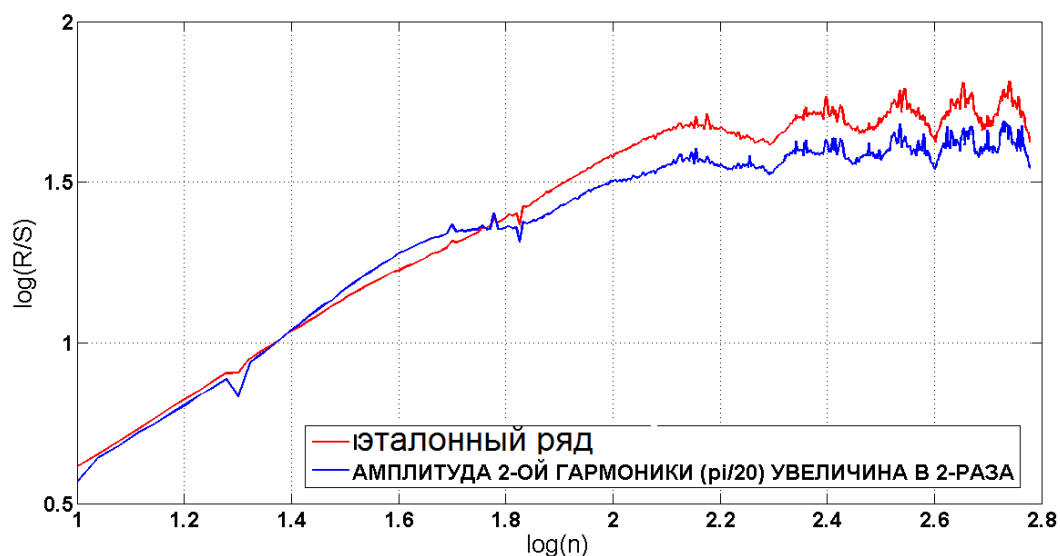


Рисунок — Б.4. Проверка устойчивости метода к разным амплитудам гармоник.

Отношение логарифма R/S к логарифму размера окна для ряда длиной 3000 значений сумма гармоник с периодом $\pi/50$ и $\pi/20$. У двух гармоник равная амплитуда (красная), у гармоники с периодом $\pi/20$ амплитуда больше в два раза (синяя)