



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: Изменение адвекции тепла в Северо-Европейском бассейне

Исполнитель: Соколов Андрей Андреевич

Руководитель Кандидат географических наук, доцент

Гордеева Светлана Михайловна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

Кандидат физико-математических наук, доцент

Еремина Татьяна Рэмовна

«09» 06 2018г

Санкт-Петербург

2018



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение выс-
шего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему: Изменение адвекции тепла в Северо-Европейском бассейне

Исполнитель: Соколов Андрей Андреевич

Руководитель Кандидат географических наук, доцент

Гордеева Светлана Михайловна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

Кандидат физико-математических наук, доцент

Еремина Татьяна Рэмовна

« » 20 г

Санкт-Петербург

2018

Содержание

СОКРАЩЕНИЯ.....	4
ВВЕДЕНИЕ	5
1 Физико-географическое описание Норвежского и Баренцева морей.....	7
1.1 Географическое положение Норвежского моря	7
1.2 Рельеф дна Норвежского моря.....	10
1.3 Циркуляция вод Норвежского Моря.....	11
1.4 Течения Норвежского моря.....	13
1.5 Географическое описание положение Баренцева моря.....	16
1.6 Гидрологическая характеристика Баренцева моря.....	19
1.7 Циркуляция Баренцева море	19
1.8 Ледовитость Баренцева моря	22
1.9 Обзор материалов предыдущих исследований горизонтальных потоков массы в Норвежском море.....	24
2 Материалы и методы исследования	28
2.1 Район исследования	28
2.2 Исходные данные	29
2.3 Расчет потоков тепла	31
2.4 Статистические методы исследования	32
4 Оценка горизонтальных потоков тепла на отдельных разрезах	41
4.1 Среднемноголетнее состояние.....	41
4.2 Оценка трендов.....	46
4.3 Интегральные составляющие потока тепла.....	50
5 Связь интегрального потока тепла с ледовитостью Баренцева моря	56

5.2 Оценка связи интегрального потока тепла с гидрометеорологическими характеристиками.....	59
Заключение.....	66
Список источников.....	70
ПРИЛОЖЕНИЕ	74

СОКРАЩЕНИЯ

СЛО – Северо-Ледовитый океан

СЕБ – Северо-Атлантический бассейн

МФ ААНИИ – Мурманский Филиал Арктического и Антарктического научно-исследовательского института;

ПЛП – Площадь ледового покрова;

САК – Североатлантическое колебание;

АО – Арктическая осцилляции;

ВКФ – Взаимно корреляционная функция:

ВВЕДЕНИЕ

Глобальная климатическая система состоит из пяти взаимосвязанных компонентов: океан, суша, криосфера, биосфера и атмосфера. Связь между этими компонентами довольно сложная. Например, океанические течения способствуют обмену тепла в океане. Особое положение в этой глобальной климатической системе имеет Северно-Европейский бассейн, который включает в себя такие моря как Гренландское, Норвежское и Баренцево. Эти моря, в свою очередь, являются неотъемлемыми и соединяющими элементами между двумя океанами – Атлантическим и Арктическим. Воды западного региона Атлантического океана благоприятно способствуют формированию мягкого климата в Северной Европе, проникая на север. Навстречу движется поток на юг, оставляющий полярные воды [1] и морской лёд по берегам Гренландии.

В Северно-Европейский бассейн течениями из Северной Атлантики и Арктического бассейна Северного Ледовитого океана поступает достаточное количество тепла. В результате чего создаваемые аномалии энергообмена между атмосферой и океаном влияют на перенесение влаги и тепла на территорию Арктики и Европейской части Российской Федерации.

Эти аномалии имеют вид вертикального конвективного турбулентного перемешивания. Тем самым они влияют на развитие в районе Северно-Европейского бассейна убывающей ветви термохалинной циркуляции, от которой берет своё начало сток холодных глубинных вод. Изменения циркуляции в океане, переносы тепла с океана в высокие широты, в частности с арктического бассейна и сибирских арктических морей зависят от перемен условий формирования стока. Для точного прогноза неизбежных изменений в СЛО и морском ледяном покрове необходимо четкое понимание устройства создания долгопериодной изменчивости горизонтального и вертикального обмена и потоков в СЕБ.

Целью работы является исследование изменения адвекции тепла в Северо-Европейском бассейне.

Задачи исследования:

- Сравнение двух баз данных реанализа SODA и ECMWF ORAS4, для выявления информации о потоках и о температуре воды с наибольшей репрезентативностью;
- Оценка горизонтальных потоков масс и тепла на отдельных разрезах в Северо-Европейском бассейне Атлантического океана;
- Выявление изменения межгодовой изменчивости горизонтальных потоков;
- Оценка влияния изменчивости потоков тепла на ледовитость в бассейне Баренцева моря;
- выявление причин и следствий изменения потоков тепла в Северо-Европейском бассейне;

Объектом исследований является Северо-Европейский бассейн.

Предметом является адвективные потоки тепла в Северо-Европейском бассейне.

1 Физико-географическое описание Норвежского и Баренцева морей

1.1 Географическое положение Норвежского моря

Норвежское море – окраинное море Северной Атлантики. На востоке оно ограничено берегами Норвегии, далее граница идет от мыса Нордкап ($25^{\circ} 45'$ в. д.) до острова Медвежий и южной оконечности острова Западный Шпицберген. Западная граница проходит от Шпицбергена до острова Ян-Майен и затем до мыса Гернир в Исландии ($65^{\circ} 05'$ с. ш., $13^{\circ} 30'$ з. д.). Южная граница тянется от мыса Герпир до Фарерских островов (Фуглё, $62^{\circ} 21'$ с. ш., $6^{\circ} 15'$ з. д.), затем до пересечения с параллелью $61^{\circ} 00'$ с. на $0^{\circ} 53'$ з. д. (к северу от Шетландских островов) и следует по этой параллели до берегов Норвегии несколько южнее Согне-фьорда. На северо-востоке Норвежское море граничит с Баренцевым морем, на западе – с Гренландским морем, на юге – с Северным и на юго-западе – с Атлантическим океаном (рисунок 1.1). [2]

Площадь Норвежского моря составляет более 1,4 млн. км², объем – 2 млн. км³. Средние глубины моря примерно 1735 метров, максимальная достигает до 3970 метров. Соленость вод 35 ‰.[3]

От Атлантического океана Норвежское море отделено хребтом, над которым расположились Шетландские и Фарерские острова. Глубина над хребтом не превышает 600 метров. Береговая линия моря сильно изрезана, здесь много заливов и мысов. Благодаря теплоте Норвежскому течению, воды Норвежского моря не замерзают даже зимой. Температура воды даже зимой всегда выше двух градусов тепла, а летом она лежит в пределах $+8$ и $+12$ градусов. [4]



Рисунок 1.1 – Географическое положение Норвежского моря

Географическое положение Норвежского моря, свободный обмен водами в верхних слоях (до горизонтов 500— 1000 м) с соседними Северным Ледовитым и Атлантическим океанами и обособленность котловины моря от этих океанов оказывают определяющее влияние на гидрологические условия моря.

В структуре вод Норвежского моря выделяют два типа. Один из них, Скандинавский, занимает преобладающую часть моря. Эту структуру формируют в основном теплые (4–5°) воды Атлантического океана, холодные и несколько опресненные воды, поступающие из Северного Ледовитого океана, и охлажденные в северных районах Норвежского моря местные воды с температурой около -1° и соленостью 34,6‰. [5]

Второй тип, Гренландский, занимает западную часть Норвежского моря вплоть до границы с Гренландским морем. По окраинным районам Норвежского моря проходят зоны смешения различных типов структуры вод – Грен-

ландского и Скандинавского на западе, Скандинавского и Шпицбергенского на севере и северо-востоке.

Вследствие отепляющего влияния атлантических вод температура почти на всей поверхности Норвежского моря круглый год имеет положительные значения. Она понижается с запада и юго-запада к востоку и северо-востоку.

Зимой наиболее высокая температура ($6-7^{\circ}$) на поверхности наблюдается в южной части моря, в его северных районах она равна $2-3^{\circ}$, у побережья Западного Шпицбергена – отрицательная. Температура воды плавно понижается с глубиной, оставаясь положительной до горизонта 1000 м, и только в более глубоких впадинах (более 1500–2000 м) она становится отрицательной и достигает -1° . [5]

Летом море прогревается, и температура воды на поверхности повышается до $12-13^{\circ}$ на юге и до $5-7^{\circ}$ на севере.

По всему морю температура воды понижается от поверхности до дна. Однако в западной части моря эта картина выражена более резко, чем в восточной. Так, у Ян-Майена нулевая изотерма проходит на горизонте 100 м, а на горизонте 500 м температура воды имеет значения $0-0,6^{\circ}$, тогда как возле о. Медвежьего температура воды на этих горизонтах равна соответственно 5 и 4° , что объясняется отепляющим влиянием атлантических вод. В глубокой части котловины Норвежского моря ниже горизонтов 1200–1500 м вода имеет температуру $-1-1,2^{\circ}$.

В теплое время года активность атмосферных процессов над Норвежским морем и прилегающими районами несколько ослабевает, поэтому сильные ветры наблюдаются не часто. Однако море обычно бывает беспокойным. Ветер развивает значительное волнение в открытых районах моря, перемешивая поверхностные слои до горизонтов 25–30 м. У побережья Скандинавии некоторое распреснение вод на поверхности за счет материкового стока усиливает вертикальную стратификацию, что затрудняет ветровое перемешивание. Здесь оно ограничено горизонтами 15–20 м. [5]

В осенне-зимний сезон ветры усиливаются часто до штормов, и перемешивание в открытой части моря распространяется до горизонтов 30–50 м. Охлаждение поверхности моря вызывает конвекцию. Осеннее конвективно-ветровое перемешивание проникает до 75–100 м. Зимняя вертикальная циркуляция при небольших величинах устойчивости, характерных для открытых районов моря, охватывает верхние слои моря даже до горизонтов 250–300 м. На северо-западной окраине моря, где образуются льды, она проникает еще глубже (до 400–500 м). Распространение перемешивания на большие глубины происходит за счет сползания вод по склонам берегов и подводных возвышенностей. Благодаря хорошо развитому перемешиванию воды Норвежского моря вентилируются от поверхности до дна. [5]

По ветровым и волновым условиям Норвежское море относится к бурным морям. Частые и сильные ветры, большие разгоны, океанские глубины обуславливают высокую степень развития волнения. Сильное волнение наблюдается преимущественно в осенне-зимнее время при западных и юго-западных ветрах. При сильных штормах отдельные крупные волны могут достигать высоты 9 м и несколько больше. В северо-западной части моря кромка льдов ограничивает развитие волнения. Весной и летом в связи с ослаблением циклонической деятельности и заметным снижением скорости ветра волнение уменьшается. В это время преобладают умеренные и слабые волны высотой до 1–1,5 м. При прохождении циклонов волнение усиливается и порой достигает штормовой силы, но довольно быстро утихает с удалением циклона и переменой направления ветра. Серия проходящих циклонов вызывает волны, идущие в разных направлениях, что приводит к образованию толчеи. [5]

1.2 Рельеф дна Норвежского моря

Котловину моря отделяют от больших глубин Атлантического океана и Гренландского моря значительные подводные поднятия – гребни. На юге Фа-

рерско-Исландский порог (с преобладающими глубинами 350–400 м) и порог Уайвилла Томсона (с глубинами 470–550 м) отделяют котловину Норвежского моря от прилегающих больших глубин северной части Атлантического океана. Хребты Исландский, Мона, Книповича разделяют котловины Гренландского и Норвежского морей [3].

Шельф расчленен и наиболее развит у Скандинавии. Значительные пространства он занимает возле Шетландских и Фарерских островов. К Норвежскому морю относится часть Медвежинской банки и плато Копытова. Материковый склон на разных участках имеет различную крутизну. Местами он полого уходит в глубину, местами образует крутые (до 20°) уступы.

Ложе моря характеризуется пересеченным рельефом. Центральную часть моря занимает Норвежская впадина с глубинами 2900–3500 м, на северо-востоке находится Лофотенская котловина с глубинами 2800–3200 м. В Норвежское море частично заходят Норвежский и Фареро-Исландский желоба. Южнее Норвежской впадины поднятие дна образует довольно обширное Норвежское плато с глубинами 650–1150 м. Отдельные банки имеют глубины 100–200 м. Дно глубоководных котловин покрыто глобигериновыми и диатомовыми илами. В западной части моря вблизи островов Исландия и Ян-Майен имеются вулканические осадки, так как на этих островах есть действующие вулканы. На шельфах осадки терригенного происхождения – пески, глина, скопление окатанных валунов, вынесенных ледниками.[3]

1.3 Циркуляция вод Норвежского Моря

Основным элементом циркуляции вод моря является Норвежское течение, формирующееся из атлантических вод, которые поступают через проходы между Шетландскими и Фарерскими островами и Исландией (рисунок 1.2). [6]

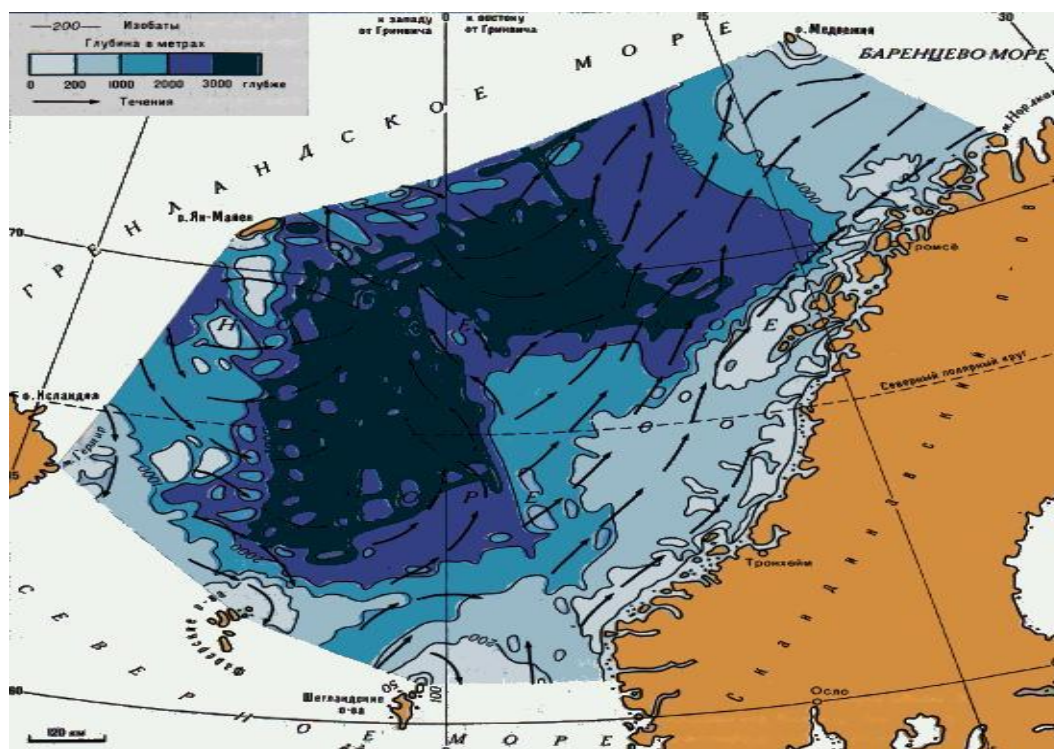


Рисунок 1.2 Циркуляция вод Норвежского моря

Воды Северо-Атлантического течения устремляются к северу через оба прохода: как между Фарерскими и Шетландскими островами, так и между Исландией и Фарерскими островами. Глубина Фареро-Исландского порога 400-500 м. Проход между Фарерскими и Шетландскими островами прорезан глубоким желобом, почему и получил название канала, южнее канала расположен порог Уайвилла-Томсона с глубиной около 550 м, играющий ту же роль, что и Фареро-Исландский порог. Благодаря этим порогам атлантические воды проходят в Норвежское море лишь в верхнем 500-метровом слое. В обоих проходах поток атлантических вод, направленный к северу, занимает восточную часть сечения, западная часть сечения обоих проходов занята потоком вод обратного направления – из Норвежского моря в Атлантический океан.[6]

Над Фареро-Исландским порогом расход северного потока составляет около $9 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, а расход обратного потока, идущего к югу вдоль берега Исландии и известного под названием Восточно-Исландского течения, около $5.5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Воды арктического происхождения составляют в этом потоке примерно $1.5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Остальной объем потока формируется из трансформи-

рованных атлантических вод, частично входящих в Гренландское море через Датский пролив и огибающих Исландию с севера, частично из ответвлений циклонического круговорота в южной части Гренландского моря.[6]

Расход атлантических вод, направляющихся на север через восточную часть Фареро-Шетландского канала $6.7 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Обратный же поток в западной части канала имеет расход $9.3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Значительную часть этого расхода составляют атлантические воды, мало отличающиеся по своим характеристикам от вод восточной части канала. Обратный поток формируется главным образом водами, проходящими из Атлантического океана над Фареро-Исландским порогом, огибающими с севера Фарерские острова и выходящими снова в Атлантику, даже не претерпев значительной трансформации. Вода Норвежского моря с температурой ниже 1° наблюдается только в глубинной части желоба, ее расход в среднем составляет $3.7 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. [6]

Дж. Тайтом были обработаны наблюдения за температурой и соленостью за многолетний период и на основе динамического метода получено среднее значение расхода атлантической воды через Фареро-Шетландский канал, равное $2.3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ($8.2 \text{ км}^3/\text{ч}$). Поток атлантической воды через Фареро-Шетландский порог Тайтом принимался равным $\frac{1}{4}$ потока через Фареро-Шетландский канал. Другие исследователи получили еще более незначительные значения $0.4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. [6]

1.4 Течения Норвежского моря

Общая картина постоянных течений (рисунок 1.3) в Норвежском море формируется под совместным воздействием ветров, притока вод из соседних бассейнов, рельефа дна и других факторов. Как и в других морях северного полушария, здесь существует общее движение поверхностных вод против часовой стрелки. Через Фареро-Шетландский пролив в море входит Северо-Атлантическое течение. При движении на север (со скоростью $20\text{--}25 \text{ см/с}$) его характеристики изменяются, и оно образует основную массу Норвежского те-

чения. К нему присоединяется часть атлантических вод, поступающих в Норвежское море между Исландией и Фарерскими островами. Другая часть этих атлантических вод проникает на юг через западную часть Фареро-Шетландского пролива. Часть вод, проходящих из Атлантики в Норвежское море, огибает с севера Шетландские острова и уходит в Северное море, из которого вдоль берегов Скандинавии движется опресненный, холодный зимой и теплый летом поток, называемый Балтийским течением. Норвежское течение разделяется над Норвежским плато (примерно на 66–67° с.ш. и 3° в.д.) на две ветви. По ложбине между этим плато и материковым склоном

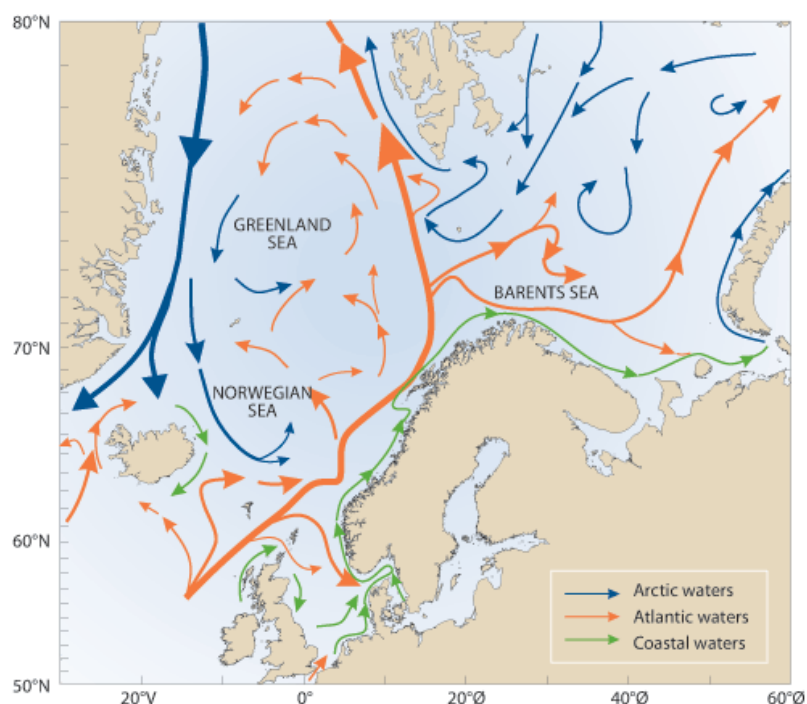


Рисунок 1.3 – Течения Норвежского моря

проходит его Восточная ветвь. Около 68° с.ш. от нее отделяется поток, получивший название Средней ветви Норвежского течения. Оно движется на север и примерно между 9 и 11° в.д. уходит в Гренландское море. На широте Лофотенских островов Восточная ветвь снова делится на две части. Одна из них, Нордкапское течение, уходит в Баренцево море, другая, сохраняя название Восточной ветви, движется на север вдоль материкового склона. Южнее

о. Западный Шпицберген она частично поворачивает на северо-восток, к Зюйдкапскому подводному желобу, образуя теплое Зюйдкапское течение.[5]

Западная ветвь Норвежского течения огибает с запада одноименное плато и следует на север. При этом оно дает довольно значительное ответвление в районе о. Ян-Майен. При движении к этому острову Северо-Западное ответвление взаимодействует с Восточно-Исландским течением, образуя несколько завихрений вод. В районе порога Мона часть вод Северо-Западного ответвления поворачивает на северо-восток и движется в этом направлении до слияния с Западной ветвью в районе банки Луиз-Бойд. На широте примерно 75° с.ш. Восточная, Средняя и Западная ветви Норвежского течения сливаются и образуют Западно-Шпицбергенское течение, которое движется со скоростями около 25 см/с на север и уходит в Гренландское море [5].

В северной части Норвежского моря отмечается течение, поступающее из Баренцева моря и приносящее холодные распресненные воды, а иногда и льды.

Сходная со схемой поверхностных течений картина движения вод отмечается и на горизонтах 100–500 м. Однако скорости течений здесь несколько меньше, и слабее выражены отдельные струи и круговороты. В целом Норвежское море характеризуется интенсивной циркуляцией поверхностных и глубинных вод.

В отдельных районах моря, на границе теплых и холодных течений, наблюдается Полярный фронт — сравнительно неширокая зона со значительными горизонтальными градиентами температуры и в меньшей степени солености воды. Наиболее отчетливо он выражен в юго-западной части Норвежского моря, где его образуют теплое Норвежское и холодное Восточно-Исландское течения. [5]

В зоне их конвергенции довольно резко изменяются температура и соленость. Полярный фронт здесь существует круглогодично, но в холодное время года проявляется ярче, чем в теплое. Его положение меняется в течение

года и по годам. Фронтальная зона обычно несколько смещается к западу от июня к декабрю. Многолетние изменения ее положения связаны в основном с колебаниями интенсивности Северо-Атлантического и Восточно-Исландского течений и с особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Значительный по протяженности участок Полярного фронта находится в районе подводного порога Мона. Здесь примерно от о. Ян-Майен до подводной возвышенности Луиз-Бойд простирается зона конвергенции теплых и холодных вод. Этот участок Полярного фронта довольно устойчив, и его положение почти не изменяется от сезона к сезону.

Условия, внешне похожие на Полярный фронт, формируются в холодное время года в районе Южно-Норвежского желоба, на границе между атлантическими водами и течением из Балтийского моря, которое представляет собой поток холодных и распресненных вод. Летом различия температуры и солености между этими водами сглаживаются, и фронтальный эффект почти не проявляется. [5]

1.5 Географическое описание положение Баренцева моря

Баренцево море занимает самое западное положение среди морей российской Арктики. Его границы проходят по линии о. Серкапейя (арх. Шпицберген) - о. Медвежий – мыс Нордкап на западе (граница с Норвежским морем), на юге – по берегу материка (граница с Белым морем – от мыса Святой нос до мыса Канин нос), на западе – по западному берегу архипелага Новая Земля до мыса Желания и от него до мыса Кользат (граница с Карским морем). Северная граница определяется по южным проливам архипелага Земли Франца Иосифа, далее от мыса Мэри Хармсуорт до о. Белый и далее по северным берегам островов Земли Франца-Иосифа [7,8].

Площадь моря, по разным источникам, оценивают от 1405 до 1438 тысяч км², объем – от 282 до 322 тысяч км³. Средняя глубина тоже оценивается неоднозначно – от 186 до 229 км [7-9].

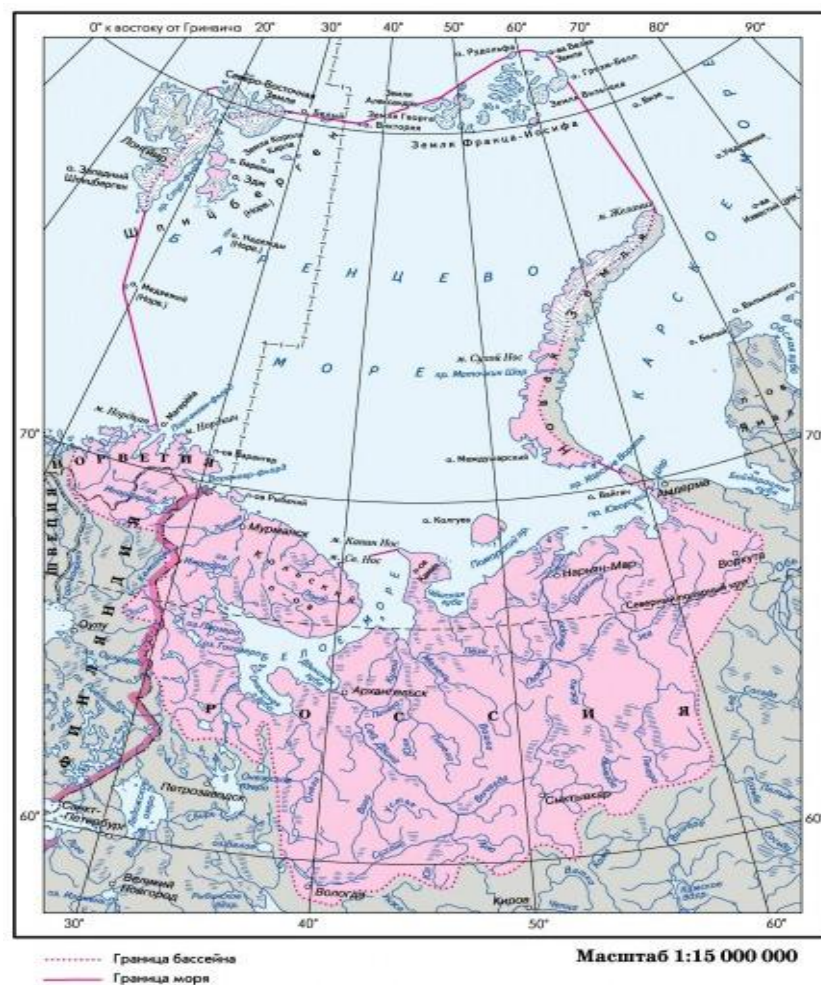


Рисунок 1.4 – Бассейн Баренцево моря [10]

Типы берегов очень разнообразны, причиной является разнообразными сочетаниями геоморфологических и гидрологических факторов. Берега Скандинавского полуострова и архипелага Новая Земля расчленены большим количеством фьордов, бухт и заливов. При этом, береговая линия Кольского полуострова сравнительно гладкая [7]. Встречаются ледяные берега, стекающие в море на Новоземельских горах, Земле Франца-Иосифа и на Шпицбергене. Длина береговой линии составляет около 6645 км [8].

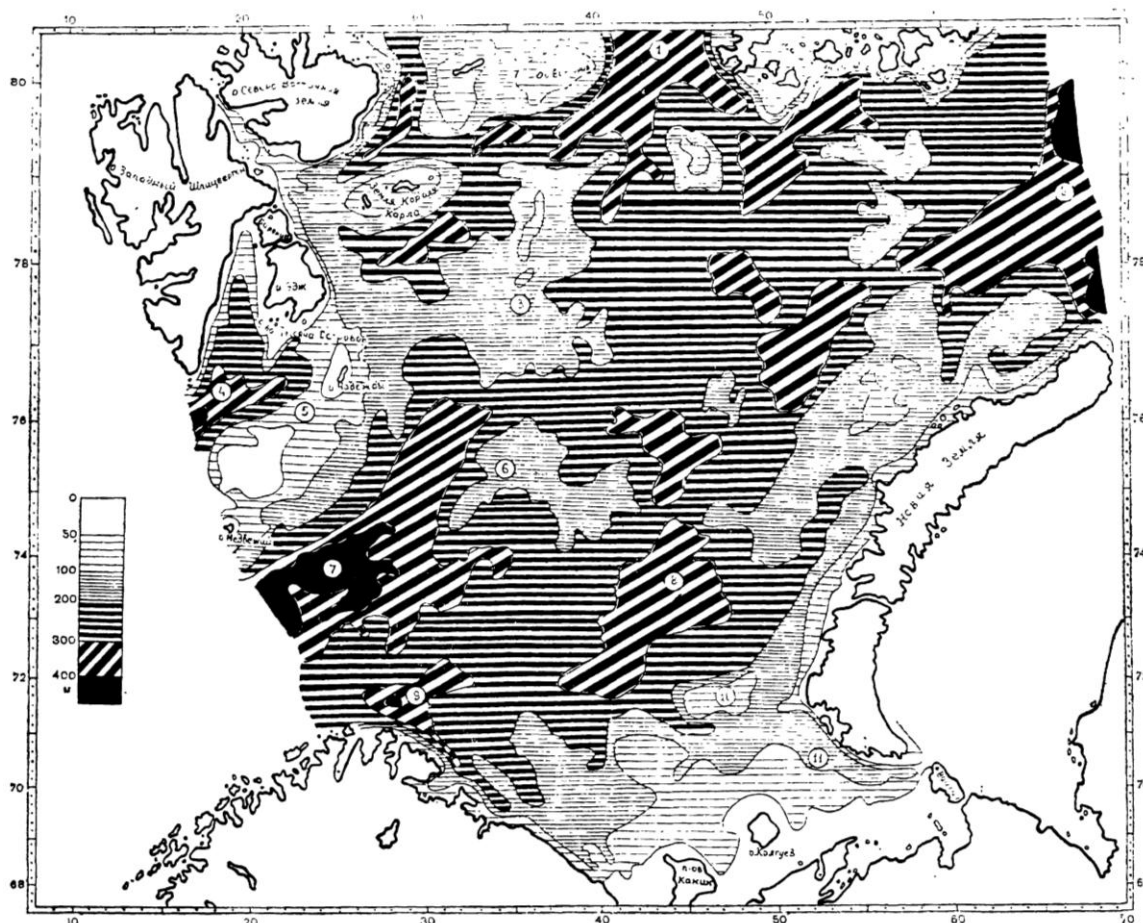


Рисунок 1.5 – Элементы рельефа Баренцева моря [7]:

1 – желоб Франца-Виктории; 2 – желоб Святой Анны; 3 – возвышенность Персея; 4 – Зюндкапский желоб; 5 – Шпицбергенская банка и Центральная возвышенность; 7 – Медвежинский желоб; 8 – Центральная впадина; 9 – Норвежский желоб; 10 – Гусиная банка; 11 – Новоземельский желоб.

Баренцево море расположено на шельфе Северного ледовитого океана. В юго-восточной и северо-западной части моря прибрежные мелководья имеют глубину около 50 метров, в других областях глубина сильно изменяется до 100-200 м уже на расстоянии несколько десятков километров от берега. Дно является сильно расчлененным, с большими перепадами глубин [7]. Это хорошо заметно на картах рельефа дна (рисунок 1.5). Дно имеет равнинно-платформенное строение, основными формами рельефа являются возвышенности и равнины.

1.6 Гидрологическая характеристика Баренцева моря

Площадь водосборного бассейна составляет 668 тысяч км² [7]. Его границы показаны на рисунке 1.4. Разные источники предоставляют различные данные об объеме годового стока в Баренцево море. В работе [9] сообщается о 163 км³/год, в работе [7] эта цифра составляет 263 км³/год. Основной вклад в сток вносит река Печора, на которую приходится половина как водосборной площади (322 тысяч км²), так и годового стока (130 км³/год). Практически весь остальной вклад вносят реки Кольского полуострова и Скандинавии. Сток с арктических островов сложно поддается оценке, но в работе [7] приводятся данные о суммарном речном стоке с поверхности островов (без разделения по бассейнам морей и без учета айсбергов) – с архипелага Шпицберген 35,5 км³/год, с Земли Франца-Иосифа – 3,65 км³/год, с Новой Земли 32,5 км³/год. Питание рек водосборного бассейна определяется как снеговое или смешанное, но с преобладанием снегового [7]. При этом существенное влияние речного стока на гидрологический режим моря наблюдают только в его юго-восточной части, которую называют Печорским морем [9].

1.7 Циркуляция Баренцева море

В Баренцевом море существует сложная система поверхностных и глубинных течений, самым общим свойством которых является движение вод против часовой стрелки. Сформированная крупномасштабными процессами в системе океан-атмосфера северной Атлантики, она активно реагирует на изменчивость синоптических условий непосредственно над акваторией Баренцева моря, распространение приливной волны из Атлантики и Арктического бассейна и изменчивость плотностной структуры морских вод. Хотя скорости приливных течений больше, чем постоянных, но для переноса вод Баренцева моря наибольшее значение имеют устойчивые течения, связанные с водооб-

меном на его границах, а также дрейфовые течения синоптического масштаба, развивающиеся под воздействием полей ветра при прохождении барических образований над Баренцевым морем.[9]

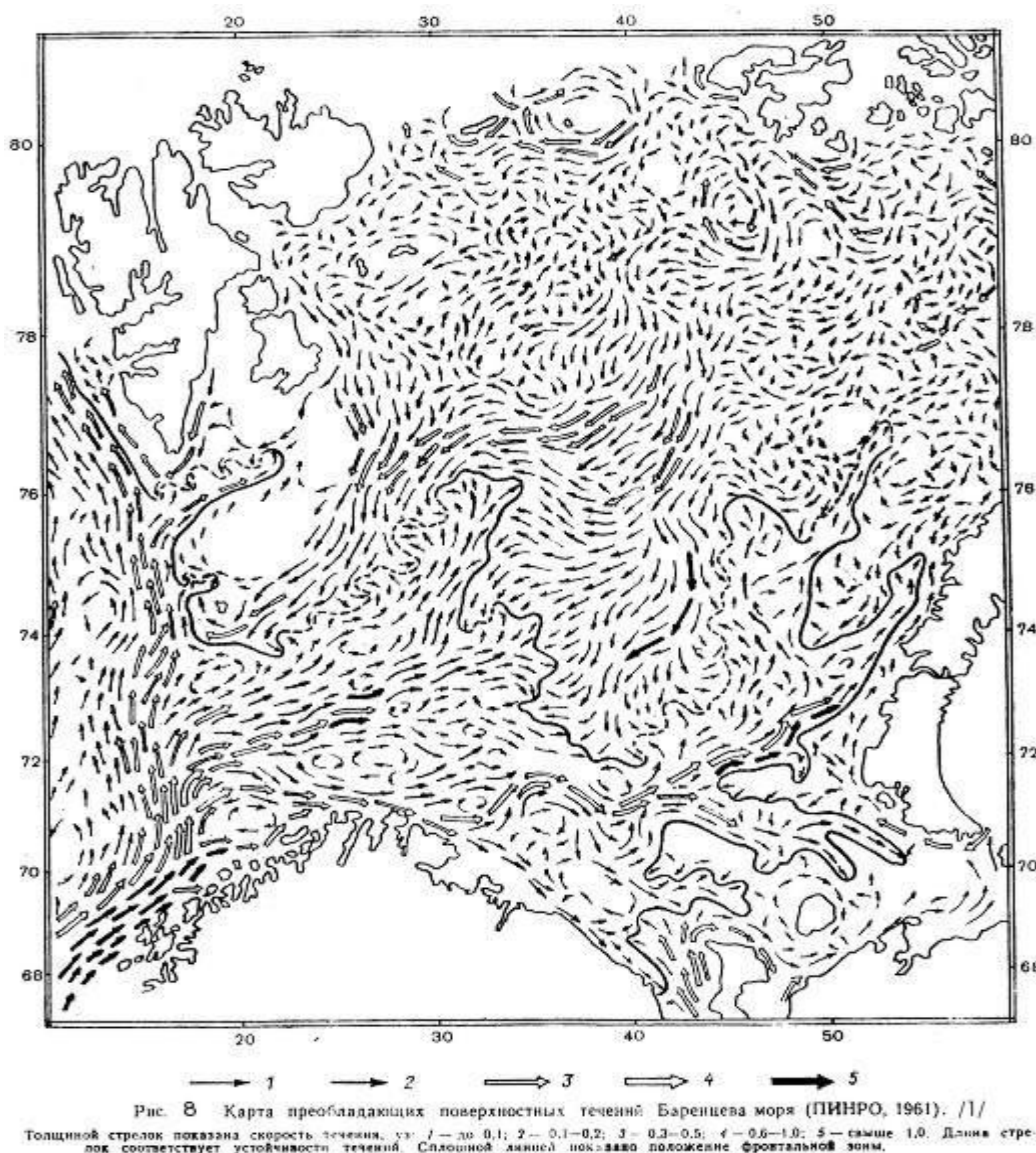


Рисунок 1.4 – Течения Баренцева моря

Ввиду крайне ограниченного количества инструментальных наблюдений за течениями, исследования как постоянных, так и дрейфовых течений в значительной степени основываются на применении расчетных методов. С помощью одного из таких методов, разработанных в МФ ААНИИ, рассчитана система преобладающих поверхностных течений в Баренцевом море, воспро-

изводящая теплые потоки воды, идущие с запада, и холодные - с севера (рисунок 1.4)

Наиболее мощный и устойчивый поток, обуславливающий гидрологический режим моря, образует теплое Нордкапское течение. Оно входит в море с запада и по мере продвижения на восток разделяется на несколько ветвей. На 25° в.д. это течение разделяется на Прибрежное, шириной 20-30 миль и скоростью на поверхности около 40 см/с, и Северное, шириной около 60 миль и скоростью 13 см/с. От меридианов Кольского залива часть вод Прибрежной ветви Нордкапского течения отклоняется к юго-востоку, движется вдоль берега Кольского полуострова и уходит в Белое море. Другая часть Прибрежного течения следует на северо-восток, образуя Мурманское течение, имеющее северо-восточное направление. В районе Северо-Канинской банки оно отделяет от себя небольшую ветвь на восток, которая под названием Колгуево-Печорского течения уходит в Печорское море. Отделив Колгуево-Печорскую ветвь, Мурманское течение продолжает движение на северо-восток и уже под названием Новоземельское течение достигает Маточкина Шара, откуда отклоняется к северо-западу. Особую группу составляют Беломорское и Печорское стоковые течения, которые отличаются пониженной соленостью. Северная ветвь Нордкапского течения, встретив повышение дна на 73° с.ш. и 30° в.д., поворачивает на северо-восток. Однако часть ветви движется на восток и юго-восток, где включается в циклонический круговорот. Основная масса вод северной ветви Нордкапского течения поворачивает на запад и юго-запад. Холодные течения из Арктического бассейна направлены к югу от Земли Франца-Иосифа и вдоль восточного берега Шпицбергена. В районе возвышенности Персея с востока на запад проходит течение "Персея", которое, сливаясь с холодными водами у о. Надежды, образует Медвежинское течение (со средней скоростью 50 см/с). На северо-востоке в море входит течение Макарова, а через Карские Ворота холодные воды течения Литке. Использование диагностической модели В.А.Буркова позволило рассмотреть вертикальную структуру

плотностных течений и выявить, что в глубинных слоях (ниже 200 м) циклоническая циркуляция сменяется на антициклоническую, а приток вод на юго-западной границе - на вынос из моря. [8]

Одной из главных особенностей динамики вод Баренцева моря являются приливные течения. Вызванные приливными колебаниями уровня они имеют такую же периодичность, но смена направлений приливных течений в разных районах моря происходит неодинаково. Вдоль Мурманского берега и в западной части Печорского моря течение, возникающее при приливе, меняется на прямо противоположное при отливе. В открытых частях моря направление течений в большинстве случаев меняется по часовой стрелке, а на некоторых банках - против нее. Смена направлений приливных течений происходит одновременно по всему слою воды от поверхности до дна.

Скорость приливных течений, как правило, превышает скорость постоянных, особенно в поверхностном слое, где они достигают 150 см/с. Большими скоростями характеризуются приливные течения вдоль Мурманского берега, при входе в воронку Белого моря, в Канинско-Колгуевском районе и на Южно-Шпицбергенском мелководье. В открытой части моря скорости приливных течений составляют 10-20 см/с, на юго-востоке 30-40 см/с, на западной границе моря - 30-50 см/с. Приливные течения захватывают всю толщу вод Баренцева моря. Скорости течений с глубиной, как правило, постепенно уменьшаются, особенно в тех районах, где на поверхности они значительны. Однако на глубинах 20-50 м в слое скачка плотности при ярко выраженном сезонном термоклине скорости приливных течений увеличиваются. [8]

1.8 Ледовитость Баренцева моря

Уникальность Баренцева моря заключается в том, что оно является единственным морем Арктики, никогда не покрываемым полностью льдом. Как уже было сказано выше, это следствие влияния теплых вод Атлантики. Обмен льдами с соседними морями невелик по отношению к площадям и объ-

емам льда всего моря, однако он играет важную роль в ледовитости южных, юго-восточных и приграничных северных и северо-восточных районах. В основном ледообмен с Арктическим бассейном происходит через проливы Шиллинга (между Шпицбергенем и землей Франца-Иосифа), Макарова (между Землей Франца-Иосифа и Новой землей), с Карским морем через Карские ворота и с Белым морем через акваторию между мысами Святой Нос и Канин Нос [8].

Расчеты ледообмена отличаются от автора к автору. В работе [8] описываются различные результаты оценок отношения выноса и приноса льда через вышеуказанные проливы. По материалам всех авторов делается вывод о том, что обмен льдом с Арктическим бассейном имеет следующий характер: вынос в единицах площади преобладает над приносом, но для объема отношение обратное. Это объясняется тем, что в результате ледообмена происходит вынос молодых льдов – начальных и однолетних, а приносятся из Арктики толстые двухлетние льды. Приводится вывод о том, что в Баренцевом море преобладает принос льдов, который составляет 50-60 км² и 150-180 км³.

Дрейф льда обусловлен действием постоянных течений и преобладающих ветров. В зимнее время акватория подвергается действию южных и юго-восточных ветров, что приводит к движению льда на север, и как следствие, в результате сильного потока из Северного Ледовитого океана и Карского моря, к образованию областей высокого сжатия и торошения. В теплые месяцы преобладающие ветра имеют северное направление, результатом чего является движение льдов на юг, где они, оказываясь под влиянием теплых вод и солнечной радиации быстро разрушаются [7].

Начало зимнего ледообразования имеет широтную зависимость. Раньше всего лед начинает образовываться в северной части моря в сентябре, в центральном районе моря в октябре, и позже всего, в ноябре, на юго-востоке. Преобладающий тип льда – плавучий, припай же развит слабо. В течение зимы лед распространяется с востока на запад и с севера на юг. Заканчивается

нарастание с наступлением апреля. Далее следует период таяния и разряжения льдов, отступление кромки на восток и север под действием солнечной радиации и адвективного притока тепла [8].

Согласно [8], изменение неоднородной ледовитости Баренцева моря связано с интенсивностью Нордкапского течения, циркуляцией атмосферы и, в целом, с изменением климата Арктики.

1.9 Обзор материалов предыдущих исследований горизонтальных потоков массы в Норвежском море

Особое внимание к водообмену Норвежского моря с Северной Атлантикой направлено на естественные границы моря – Фареро-Шетландский канал и Фареро-Исландский порог. Учитывая, что через Фареро-Шетландский канал проходит вековой океанографический разрез, 100-летие которого отмечалось в 1993 г. [11], данный район хорошо обеспечен информацией о потоках воды через эту границу. Оценки величины этих потоков рассматриваются в многочисленных научных исследованиях, например [13–19], некоторые из них приведены в табл.1.1. Нужно отметить, что в последние годы измерения производятся на новой приборной базе: измерителями ADCP [20, 21], глайдерами [22], а также на основе альтиметрических данных [23, 24].

Как отмечено в [25] и представлены в (таблице 1.1) видно, что оценки суммарного переноса через южную границу моря разных исследователей сильно разнятся, от 2 до 8 Св. Это объясняется различной приборной базой и различными периодами времени исследований. Однако отмечается, что в последние годы величина потоков оценивается несколько большей, чем ранее, данный факт может быть связано с улучшением качества наблюдений.

В работе [26] были получены распределение интегральных потоков воды через боковые границы бассейна представлены в (таблице 1.1). О существовании струй в этом районе неоднократно упоминалось разными исследователями [27, 28]. Преобладающим горизонтальным потоком здесь является Северо-

Атлантическое течение, воды которого устремляются к северу вдоль всей южной границы, а также через западную границу – между Исландией и Фарерскими островами.

Таблица 1.1 –: Оценки потоков воды на границах Норвежского моря

Границы бассейна	Величина потока, Св
Южная [26]	5.0
Северная [26]	4.3
Фареро- Исландский порог [25]	2.3
Фареро-Шетландский канал (1988-1989) [23]	1.2 - 1.6
Фареро-Шетландский пролив (модель ИВМ РАН на основе климатических данных) [8]	1.5±2.3
Фареро-Шетландский пролив (1994-2005)[16]	3.3±4.0
Фареро-Шетландский пролив(1998-2008) [11]	3.0±2.0
Фареро-Шетландский пролив (1995-2007)[13]	1.7±0.2
Фареро- Исландский порог [20]	3.8
Фареро-Шетландский канал [20]	3.8
Фареро- Исландский порог (1993-2011) [17]	3.5
Фареро-Шетландский канал (1993-2011) [17]	4.1

На северной границе района выходящий поток атлантической воды относительно невелик и наиболее выражен в её восточной части (до 0.7 Св).

Южная граница является основной зоной, через которую Северо-Атлантическое течение поступает в Норвежское море. Практически по всей её протяженности потоки имеют северное направление и отдельные струи, расположенные напротив основных проходов (Фареро-Шетландского и Фареро-Исландского) достигают 1.1 Св. Несмотря на небольшую скорость отдельных струй, общий перенос через южную границу составляет 5 Св и является максимальным потоком, входящим в водоем.

По (таблице 1.1), видно, что оценки интегральных потоков воды через границы бассейна за период с 1981 по 2008 гг. в целом соответствуют результатам, полученным ранее другими исследователями, суммарный поток через южную и южную часть западной границы, соответствующий суммарному потоку через Фареро-Исландский порог и Фареро-Шетландский канал, составляет 7.6 Св.

Одной из составляющих теплового баланса Арктики является поток тепла, идущий от океана. Несмотря на то, что ее доля в тепловом балансе региона невелика [30], океанические процессы оказывают существенное влияние на формирование арктического климата. Так, усиленное поступление атлантических вод (АВ) в Баренцево море оставляет свободной ото льда его акваторию в зимний период, что приводит к изменению циркуляции атмосферы и к аномально холодным периодам на европейской территории России и в Западной Европе [1].

Важнейшей составляющей термического баланса высоких широт является адвекция океанического и атмосферного тепла в этих районах [31]. Наблюдения и модельные оценки и представления об обратных связях системы океан – атмосфера свидетельствует о попеременном усилении среднеширотных океанических или атмосферных потоков тепла в Арктику [32 – 34]. В работах исследовались изменчивости горизонтальных потоков тепла в океане и атмосфере в регионе Баренцева моря. Среднегодовой поток океанического тепла в Баренцево море оставляет 30 – 70 ТВт при среднем значении около 50 ТВт и базовой температуре $T_6 = 0^\circ\text{C}$ [35]. Практически весь поток океанического тепла, поступающий в Баренцево море с запада, отдается в атмосферу над акваторией моря [36]. В исследованиях был выделен тренд к увеличению выноса тепла вдоль северной вдоль северной се оконечности Западной котловины [35].

Приток относительно теплой атлантической воды в арктический бассейн вызывает соответствующий изменение площади ледового покрова. В мери-

диональном направлении атлантической воды (Западно – Шпицбергенское течение) встречает мощные многолетние льды, и вариации притока не вызывает значительных изменений среднеклиматической ПЛП. Но в тоже время колебание интенсивности Нордкапского течения, несущего атлантические воды в Баренцево море, приводит к значительным изменениям ПЛП.[37]

2 Материалы и методы исследования

2.1 Район исследования

Районом исследования послужил Северо-Европейский бассейн Атлантического океана, три разрезах – два разреза зональные и один меридиональный (рисунок 2.1):

1. На широте, 70° с.ш. , в диапазоне долгот от 15° з.д. до 5° в.д..
2. На широте, 60° с.ш., в диапазоне долгот от 15° з.д. до 5° в.д..
3. Меридиональных разрез, находится на долготе 16.5° в.д. в диапазоне широт 69.5° с.ш. до 76° с.ш.

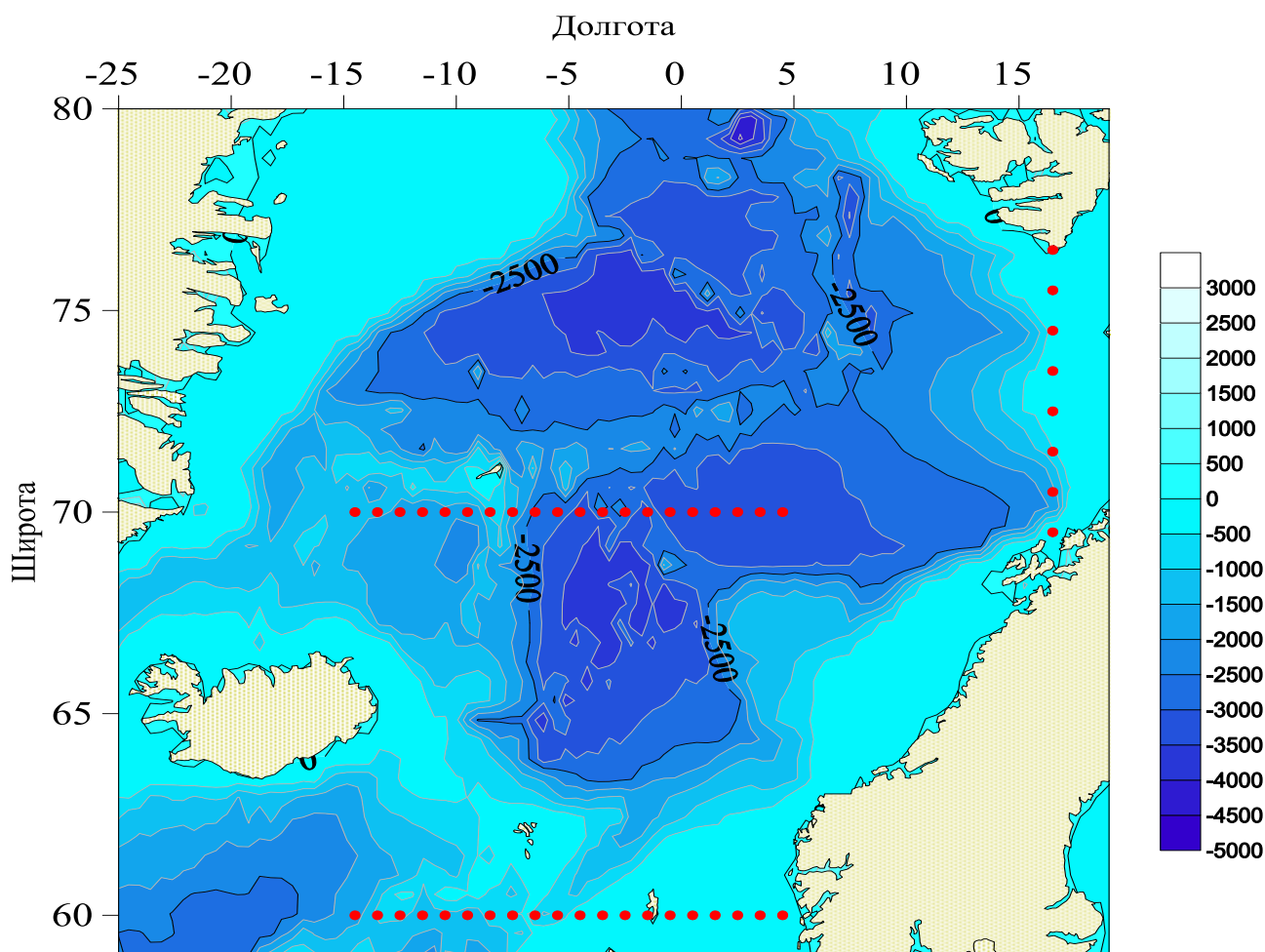


Рисунок 2.1 – Схема расположения разрезов на исследуемой акватории

2.2 Исходные данные

Первоначальной базой исходных данных послужил архив SODA Reanalysis 2.4 Международного Исследовательского Института Климата и Общества Колумбийского университета города Нью-Йорк (США) (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>). Основной массив данных о подповерхностной температуре и солености SODA состоит примерно из 7×10^6 профилей, две трети из которых были получены из Базы данных Мирового океана 2001 с онлайн обновлением до декабря 2004 в сетке $0.5^\circ \times 05^\circ$. Этот набор данных был расширен с помощью наблюдений оперативных профилей температуры архива the National Oceanographic Data Center\ (NOAA), в том числе наблюдений из TAO/Triton и ARGO-дрифтеров. Выбирались горизонтальные скорости течения на 20 горизонтах от 0 до 540 метров, среднемесячные с 1980 по 2008 год.

Второй базой данных послужил реанализ ORAS4, который является составной частью ECMWF (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды) и охватывает период 1958 года по настоящее время (<http://apdrc.soest.hawaii.edu/>)

Реанализ ORAS4 ассимиляция профилей температуры и солености с 1958 по 2009 год, полученных с датчиков ХВТ, CTD, АРГО и мореографов. Кроме того используется аномалии уровня моря по альтиметрическим данным AVIZO. ТПО И ледяной покров получены из базы данных ERA – 40 и NCEP OI SST.

В качестве ассимиляционного метода используется метод NEMOVAR. (<http://apdrc.soest.hawaii.edu/>)

Из этого архива данных также выбирались горизонтальные скорости течений и температура воды на разрезах по параллели 60° , 70° с.ш. и меридиане 17° в.д., на 23 горизонтах от 0 до 540 метров в сетке $1^\circ \times 1^\circ$.

Кроме того, были использованы данные о сплоченности льда в Баренцевом море за период с апреля 1980 года по сентябрь 2015 гг. из базы OISST2 Национального управления океанических и атмосферных исследований США (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) (http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/NOAA_SST/OISST2/), полученные методом оптимальной интерполяции. Метод оптимальной интерполяции представляет собой анализ, использующий объединенные наблюдений из разных платформ (спутники, корабли, буи) на регулярной глобальной сети.

Границы области исследования сплоченности льда: 64,5°с.ш.–82,5°с.ш., 20,5°з.д.–69°в.д., данная область включает в себя не только акваторию Баренцева моря, но и в целом почти весь Северо-Европейский бассейн. Дискретность сетки – 1°×1°.

Для оценки связи адвективного теплового потока с другими гидрометеорологическими характеристиками привлекались среднемесячные значения климатических индексов с 1980 по 2015 год с сайта Королевского Нидерландского метеорологического института (The Royal Netherlands Meteorological Institut) (<https://climexp.knmi.nl/selectindex.cgi>). Использовались следующие характеристики:

1. Индекс североатлантического колебания (САК), рассчитываемый Центром прогнозирования климата Национальное управление океанических и атмосферных исследований (CPC NOAA) на основе главных компонент. Сущность индекса заключается в разности приземного давления между исландским минимумом и азорским максимумом. Положительные значения колебания соответствуют усиленной широтной циркуляции атмосферы, преобладанию западных ветров, как результат – более теплая зима и прохладное лето преобладание положительной фазы САК приводит к смещению кромки льдов Баренцева моря к северо-востоку, а в Гренландском море – к северу.

[38]

2. Индекс арктической осцилляции (АО), который определяется отношением аномалий давления в Арктике к аномалиям давления в средних широтах северного полушария (37-45°с.ш.). Положительный индекс АО (наименьшие значения давления в Арктике) наблюдается в периоды, когда усиливается активность западных ветров в Северной Атлантике, погода становится теплее и влажнее. В период отрицательных значений индекса АО (наибольшие значения давления в Арктике) происходит вынос холодных арктических воздушных масс в средние широты.

2.3 Расчет потоков тепла

Для расчета интегральных потоков тепла и статистического анализа автором были написаны алгоритмы и программы на языке ФОРТРАН, приведенные в Приложении.

Тепловой поток — количество теплоты, передаваемой на единицу площади за единицу времени, выраженная в ваттах на квадратный метр (Вт/м^2)

$$Q = C_p \cdot T \cdot V \cdot \rho \quad (2.1)$$

где Q – поток тепла (Вт/м^2);

C_p – удельная теплоемкость воды, для температуры воды 10° С принята 4182 ($\text{Дж}/(\text{кг}^\circ\text{C})$);

V – скорость течения (м/с);

ρ – плотность воды, принята постоянной 1028 (кг/м^3);

Интегральные потоки через разрезы рассчитывались путем интегрирования характеристик в отдельных ячейках разреза с учётом толщины слоев.

Горизонтальный поток в отдельной ячейке определялся по формуле трапеций [10]:

$$u(j) = \frac{v(j) + v(j+1)}{2} * (z(j+1) - z(j)) \quad (2.2)$$

где v – исследуемая характеристика в центре вертикальной ячейки разреза;

z – горизонт;

j – номер горизонта.

Интегральный поток U рассчитывался как среднее взвешенное значение с учётом площадей пространственных трапеций по следующей формуле [11]:

$$U = \frac{\sum_{j=1}^K (S(j) * u(j))}{\sum_{j=1}^K S(j)} \quad (2.3)$$

где, S – площадь пространственной ячейки;

$u(j)$ – горизонтальный поток в отдельной ячейке;

K – количество пространственных ячеек на разрезе.

2.4 Статистические методы исследования

Анализ тренда проводился с использованием линейного тренда, который имеет вид [12]

$$Tr = a_1 t + a_0, \quad (2.4)$$

где a_1, a_0 – коэффициенты линейного тренда;

t – время;

Коэффициент детерминации R^2 описывает вклад тренда в дисперсию исходного ряда. Чтобы оценить, значим ли вклад R^2 , использовался критерий Стьюдента:

$$t^* = \frac{R}{\sigma_R}, \quad (2.5)$$

где R – коэффициент корреляции между трендом и исходным рядом;

σ_R – стандартное отклонение для распределения коэффициентов корреляции генеральной совокупности, которое рассчитывается так:

$$\sigma_R = \frac{1-R^2}{\sqrt{N-1}}, \quad (2.6)$$

где R^2 – коэффициент детерминации;

N – длина ряда.

Значения критерия Стьюдента t^* сравниваются с критическим значением $t_{кр.}$, которое рассчитывается для уровня значимости $\alpha = 5\%$ и числа степеней свободы как $\nu = N-1$. Если t^* больше $t_{кр.}$, то коэффициент детерминации значим и, следовательно, вклад тренда в дисперсию исходного ряда значимый.

При сравнении характеристик двух рядов, возникает необходимость в проверки различий числовых значений. Но являются ли эти различия значимыми? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо выполнить проверку гипотезы о равенстве средних значений [32].

Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: x_{cp1} = x_{cp2}$; альтернативную, $H_1: x_{cp1} \neq x_{cp2}$. Для проверки гипотезы выбирается t-критерий Стьюдента и рассчитывается его эмпирическое значение:

$$t^* = \frac{|x_{cp1} - x_{cp2}|}{\sqrt{N_1 + D_1 + N_2 * D_2}} * \sqrt{\frac{N_1 * N_2 * (N_1 + N_2 - 2)}{N_1 + N_2}} \quad (2.7)$$

где D_1 и D_2 – дисперсии двух частей выборки соответственно;

N_1 и N_2 – длина соответствующих частей ряда.

Критическое значение критерия Стьюдента $t_{кр.}$ определяется по уровню значимости $\alpha = 0.05$ и числу степеней свободы $\nu = N_1 + N_2 - 2$, где N_1 и N_2 длина соответствующих частей ряда.

Если эмпирическое значение критерия больше критического (по модулю), нулевая гипотеза отвергается. Следовательно, различия в средних значениях двух выборок статистически значимы [29].

Так же как и средние значения, можно сравнить степень изменчивости характеристики в двух выборках, т.е. их дисперсию.

Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: D_1 = D_2$; альтернативную $H_1: D_1 \neq D_2$;

Для проверки гипотезы используется **F**-критерий Фишера. Рассчитаем его эмпирическое значение

$$F^* = \frac{D_1}{D_2} \text{ или } \frac{D_2}{D_1} \quad (F^* > 1), \quad (2.8)$$

где D_1 и D_2 – дисперсии двух частей выборки, соответственно.

Определим критическое значение критерия Фишера ***F_{кр}*** по уровню значимости

$\alpha=0.05$ и числам степеней свободы $\nu_1=N_1-1$ и $\nu_2=N_2-1$, где N_1 и N_2 – длины соответствующих частей ряда.

3 Сравнение баз данных реанализа SODA и ECMWF ORAS4

В предыдущем исследовании [2], проводилось изучение потоков массы через зональные разрезы на широте 60° и 70° с.ш. Для этого использовалась база данных SODA, период времени которой заканчивается 2008 годом.

База данных SODA, в принципе, показала хорошую адекватность в использовании, так как баланс, который был получен в статье [28] сошелся и показал хороший результат.

В настоящей работе было принято решение сделать исследование более актуальным во времени, для этого потребовалась бы информация о более позднем периоде времени, кроме того, за последние несколько лет появилось много методов реанализа, которые позволили бы наиболее адекватно оценить характеристики изменчивости глубоководных параметров, таких как горизонтальные и вертикальные скорости течений, потоки тепла, температуру воды и т.д. Поэтому для продолжения исследования был выбран реанализ ECMWF ORAS4.

Для того, чтобы выявить преимущество наших результатов, было необходимо провести сравнение полученных характеристик, связанных с потоком массы для базы SODA и ECMWF ORAS4, на рисунке 3.1 представлена временная изменчивость интегральных потоков массы для обеих баз на разрезе по 60° с.ш. за пересекающиеся периоды 1980-2008 годы.

На рисунке 3.1 видно, что обе базы данных достаточно адекватно представляют результаты, основные экстремумы совпадают, но так же видно, что в базе SODA характеристики потоков массы несколько завышены.

Для того, что бы оценить количественно эти различия было проведено сравнение средних и дисперсий на основе теории проверки гипотез (см. п. 2.2), результаты которого представлены в таблице 3.1

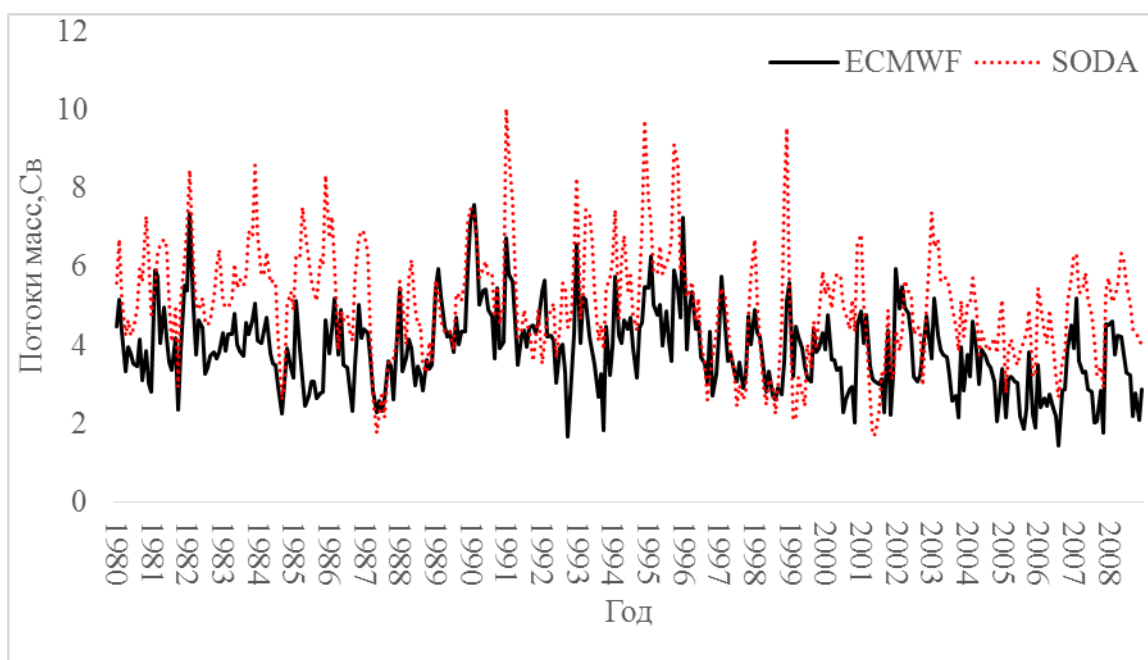


Рисунок 3.1 – Интегральные потоки массы для базы данных SODA и ECMWF ORAS4 на разрезе 60° с.ш. 1980–2008 год.

Таблица 3.1 – Статистика временных рядов баз данных SODA и ECMWF ORAS4 на широте 60 ° с.ш.

Характеристики	ECMWF ORAS4	SODA
Среднее, Св	3.88	5.03
Стандартное отклонение, Св	1.05	1.42
Дисперсия выборки, Св ²	1.1	2.01
Эксцесс	0.58	0.68
Асимметричность	0.5	0.37

Из таблицы 3.1, видно, что разность средних составила 1.15 Св. Оценка равенства средних по критерию Стьюдента показала, что различия значимы при уровне значимости 5 % ($t^*=12,22$, $t_{кр}=1.96$). Отношение дисперсий показало, что дисперсия в базе SODA практически в два раза больше, чем дисперсии ORAS 4 и составило 1.82. Проверка по критерию Фишера показала значимое превышение дисперсий. Так же, можно отметить, что для рядов наблюдаются довольно близки по значения эксцесса и асимметричности.

Для интегральных потоков двух баз данных был рассчитан коэффициент корреляции, оказался достаточно высоким ($r=0.62$) и свидетельствует о соответствии этих баз данных по интегральному потоку на разрезе.

Для интегральных потоков массы на разрезе 70° с.ш так же, как и для 60° с.ш., было осуществлено сравнение баз данных SODA и ECMWF ORAS4 за пересекающиеся периоды 1980-2008 годы. В отличие от разреза по 60° с.ш., обе базы данных различны по отношению друг к другу (рисунок 3.2), на протяжении всего времени горизонтальные потоки массы ведут себя не согласованно.

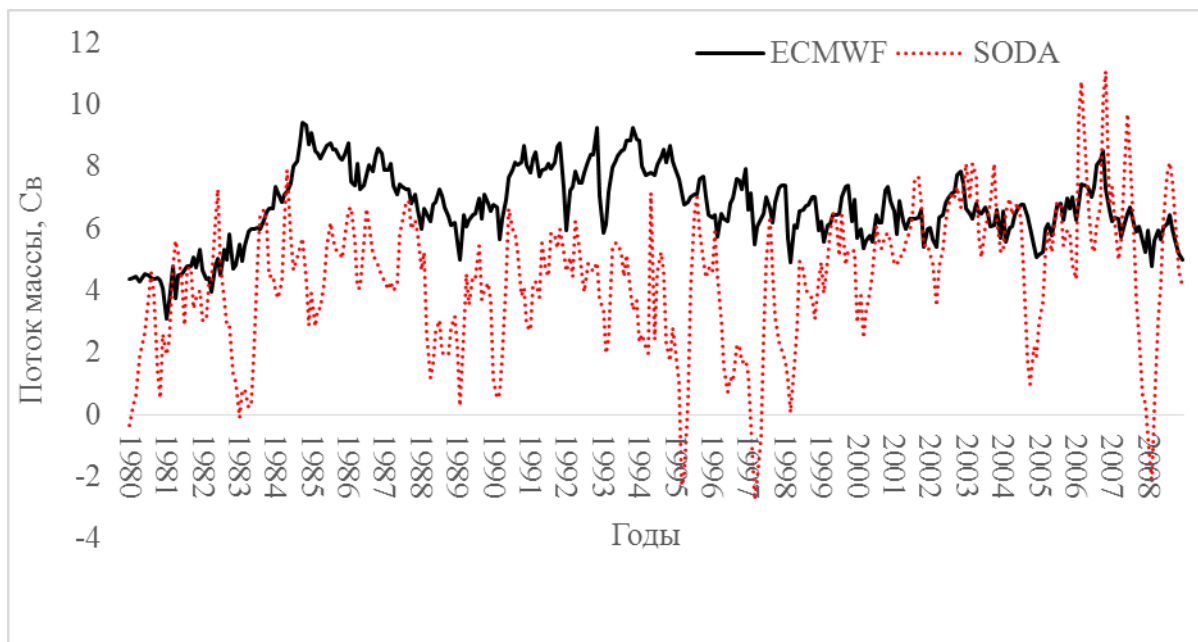


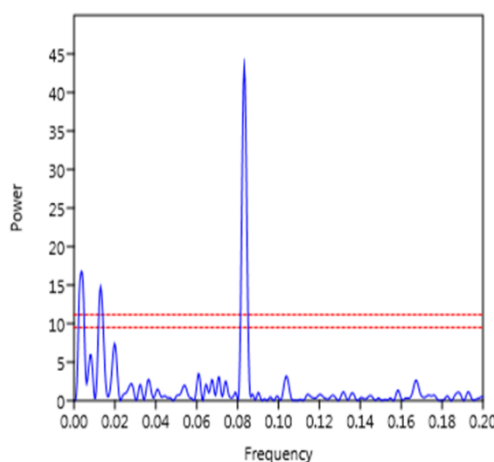
Рисунок 3.2 – Интегральные потоки массы для базы данных SODA и ECMWF ORAS4 на разрезе по 70° с.ш. за период 1980–2008 год.

Таблица 3.2 – Статистика временных рядов базы данных SODA и ECMWF ORAS4 на широте 70° с.ш. за период 1980–2008 год

Характеристики	ORAS4	SODA
Среднее, Св	6.7	4.4
Стандартное отклонение, Св	1.2	2.2
Дисперсия выбокри, Св^2	1.4	4.9
Экссесс	-0.3	0.57
Асимметричность	-0.17	-0.38

Основываясь на основных статистических характеристиках в таблице 3.2, можно сделать вывод, что разность средних составила 2,3 Св. Оценка равенства средних по критерию Стьюдента показала, что различия значимы при уровне значимости 5 % ($t^*=17,23$, $t_{кр}=1,96$). Отношение дисперсий показало, что дисперсия в базе SODA практически в три раза больше, чем дисперсии ECMWF ORAS4 и составило 3.38. Такое превышение дисперсий является значимым по критерию Фишера. Также был рассчитан коэффициент корреляции, значение которого составило 0.22, данный числовой коэффициент говорит нам о слабой связи между двумя рядами. Это наглядно видно и на рисунке 3.2. Так же в рядах довольно значимые расхождения в эксцессе и асимметричности.

а)



б)

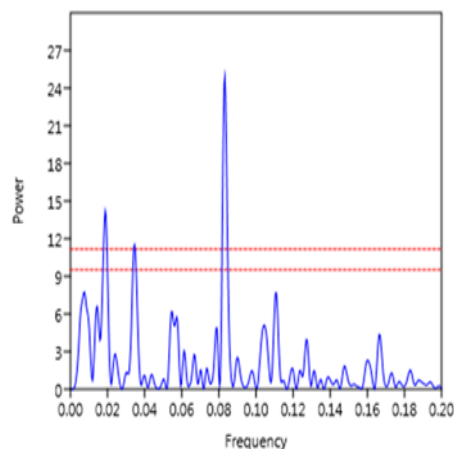


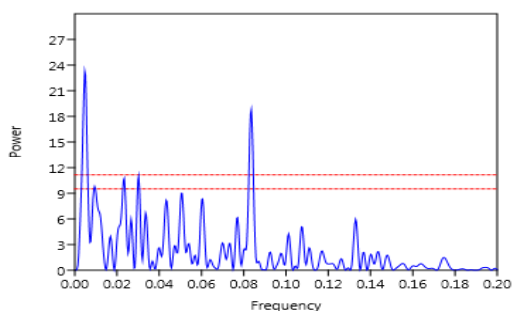
Рисунок 3.2 – Периодограммы для интегральных потоков масс для базы данных SODA (а) и ECMWF ORAS4 (б) на широте 60° с.ш.

Дополнительно для каждой базы данных была рассмотрена спектральная структура интегральных потоков, и было выявлено, что на 60° с.ш. (рисунок 3.2) основная спектральная структура для обеих баз данных SODA и ECMWF ORAS 4 определяется основным пиком спектра с периодом 12 меся-

цев, можно отметить, что в базе SODA пик имеет большую величину, это определяется тем, что дисперсия в базе SODA практически в 2 раза превышает дисперсию ECMWF ORAS4. Кроме того, в структуре рядов выделяются длиннопериодные составляющие, которые более выражены в базе ECMWF ORAS 4.

Спектральная структура интегральных потоков также была рассмотрена на разрезе 70° с.ш. (рисунок 3.3 (а) и 3.3 (б)) и выявлено, что годовая гармоника в базе данных SODA выражена лучше, чем в базе ECMWF ORAS4. Кроме того в обеих базах прослеживается ярко выраженная межгодовая изменчивость: в базе ECMWF ORAS4 основные гармоники 25 и 9 лет, а в базе SODA – 18 лет. Таким образом, изменчивость потоков разрез 70° с.ш. обладают различной спектральной структурой.

а)



б)

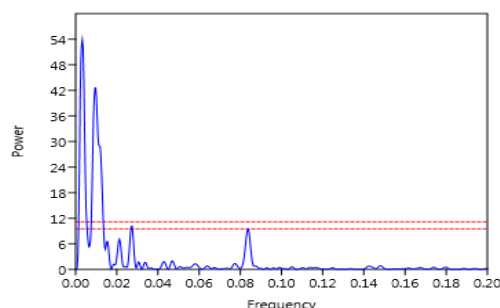


Рисунок 3.3 – Периодограммы для интегральных потоков масс для базы данных SODA (а) и ECMWF ORAS4 (б) на широте 60° с.ш.

Значительные различия в базах данных на разрезе по 70° с.ш. объясняются прежде всего тем, что он находится в области значительной динамики вод, так как проходит через Лафотенский вихрь. Также разрез не захватывает часть Северо-Атлантического течения, которая является достаточно устойчивой и могла бы показывать устойчивость в оценке равенства средних, дисперсий на разрезе 70° с.ш. по разным базам.

Таким образом, можно заключить, что на разрезе 60° с.ш., несмотря на статистические значимые различия первичных статистических характеристик, базы данных океанского реанализа похожи по изменчивости интегральных потоков массы, в спектральной структуре обоих рядов ярко выражена годовая гармоника, а более длинноволновые составляющие находятся на уровне белого шума.

Интегральные потоки массы на разрезе 70° с.ш., для обоих баз данных имеют принципиальные различия, как по первичной статистике, так и значительно различаются по функции распределения. В спектральной структуре обоих рядов выражены разные длинноволновые составляющие, а годовая изменчивость присутствует только в базе SODA.

4 Оценка горизонтальных потоков тепла на отдельных разрезах

4.1 Среднемноголетнее состояние

Для каждого разреза были рассчитаны среднемноголетние потоки тепла, скоростей течений и температуры воды. Результаты представлены на рисунках 4.1-4.4, на которых все характеристики отражены для отдельных вертикальных ячеек.

На (рисунке 4.1(a)) выделяются две основные струи потока тепла, имеющие северное направление. Первый тепловой поток, лежащий в окрестности долготы 5° з.д. распространяется до горизонта 0-100 метров. Максимальное значение теплового потока достигает $9.7 \cdot 10^5$ Вт/м², на горизонте 0-30 метров. Второй поток расположен восточнее $3-4^\circ$ в.д., слабее, максимум достигает $6.7 \cdot 10^5$ Вт/м². Струи распространяются практически до нижней границы нашего исследования, 450 - 500 метров, ослабевая с глубиной.

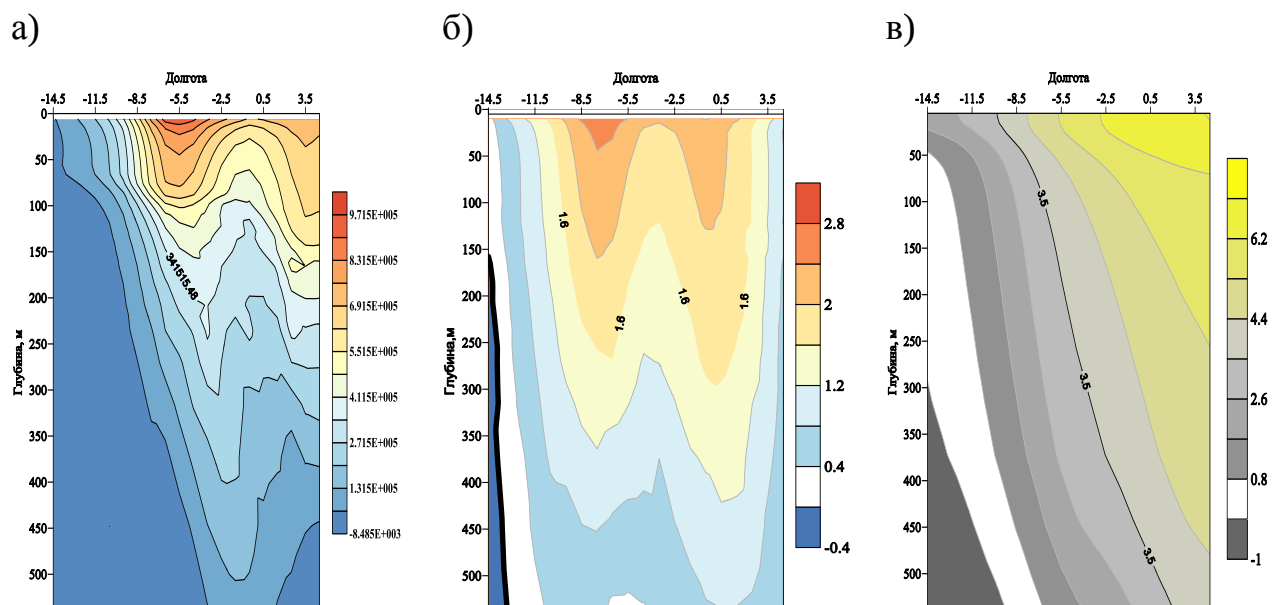


Рисунок 4.1 – Распределение среднегодовых характеристик на разрезе 70° с.ш. за период с 1980 по 2015 год. (а – тепловой поток, Вт/м², б – скорости течений, см/с, в – температура воды °С)

Потоки тепла на равных могут определяться, как среднегодовыми значениями скорости, так и среднегодовыми значениями температуры воды (рисунок 4.1(б)). Тепловой поток в западной части разреза в основном определяется скоростью течения, восточный поток по большей части определяется температурой, так как повышенная температура занимает крайне восточную часть (рисунок 4.1 (в)).

На разрезе 60° с.ш. (рисунок 4.2(а)) выделяются три основные струи. Две из них направлены на север и одна направлена на юг. Первая струя, имеющая южное направление, находится в окрестности долгот 3° з.д. 2° в.д., над Фареро-Шетландским каналом (раздел 1.3). Она распространяется на юг за счет меандрирования Северо - Атлантического течения над Фареро-Шетландским порогом (рисунок 4.3). Распределение потока тепла по горизонту достигает дна с максимальной интенсивностью $4.5 \cdot 10^5$ Вт/м². Две другие струи имеют северное направление, одна из которых находится на 6° з.д.. Поток располагается до горизонта 110 метров, более мощная струя теплового потока находится на границе исследуемого разреза, на 4° в.д. Тепловой поток интенсивен до 230 метров. Максимальные значения потока прослеживаются в верхних горизонтах и достигают $5.5 \cdot 10^5$ Вт/м² на горизонте от 0 - 20 метров.

Распространение температуры воды происходит не только по глубине, но и по пространству и характеризуется поверхностным распределением. Максимальное значение температуры находится на горизонтах 0-50 метров и диапазон изменения составляет 9.2-10.4° С. По мере смещения на восток изотерма поднимается и на 2° з.д., происходит переход к понижению температуры. Над шельфом находится относительно холодная вода, с минимумом 6°С (рисунок 4.2(в)). Возможное влияние температуры на интенсивность теплово-

го потока оказывается в поверхностных горизонтах. На распространение теплового потока в большей степени оказывают значения скоростей течений.

Для потоков тепла, расположенных в окрестности долгот 3° з.д. 2° в.д и на 6° з.д., определяющую роль в формировании оказывают две характеристики: поверхностная температура и скорости течений. Поток, расположенный на 4° в.д. в основном определяется скоростью течения (рисунок 4.2(а, б, в)).

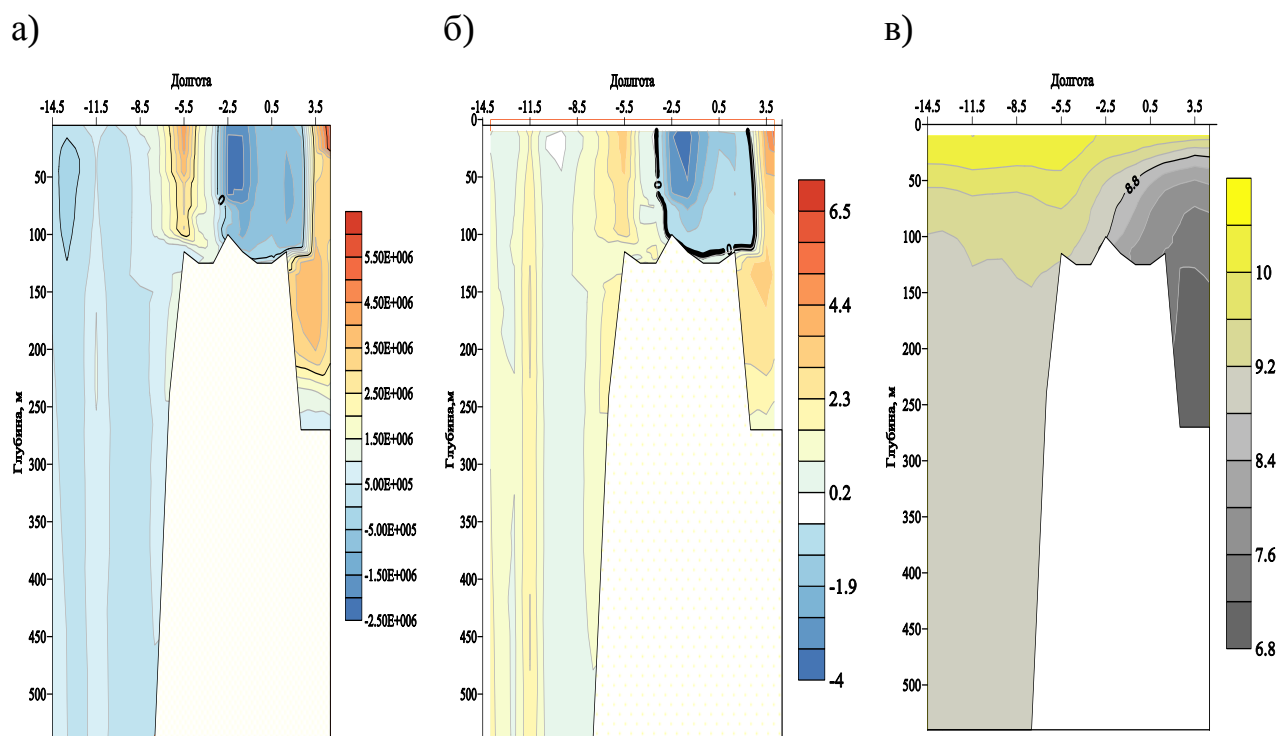


Рисунок 4.2 – Распределение среднегодовых характеристик на разрезе 60° с.ш. за период с 1980 по 2015 год. (а – тепловой поток, Вт/м², б – скорости течений, см/с, в – температура воды $^{\circ}$ C)

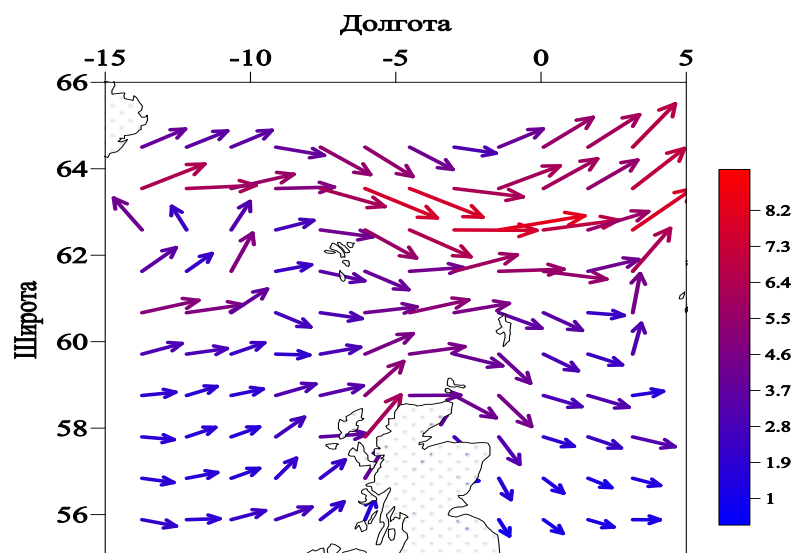


Рисунок 4.3 – Среднегодовые скорости течений на поверхности на 56 – 66° с.ш. и 15° з.д. и 5° в.д. за период с 1980 до 2015 год (см/с).

Распространение потоков тепла на меридиональном (рисунок 4.4(а)) разрезе в южном и в центральном участке определяется как скоростью течения, так и температурой воды (рисунок 4.4 (а,б,в)). Северная струя потока тепла, определяется в большей степени скоростью течений (рисунок 4.4 (б)).

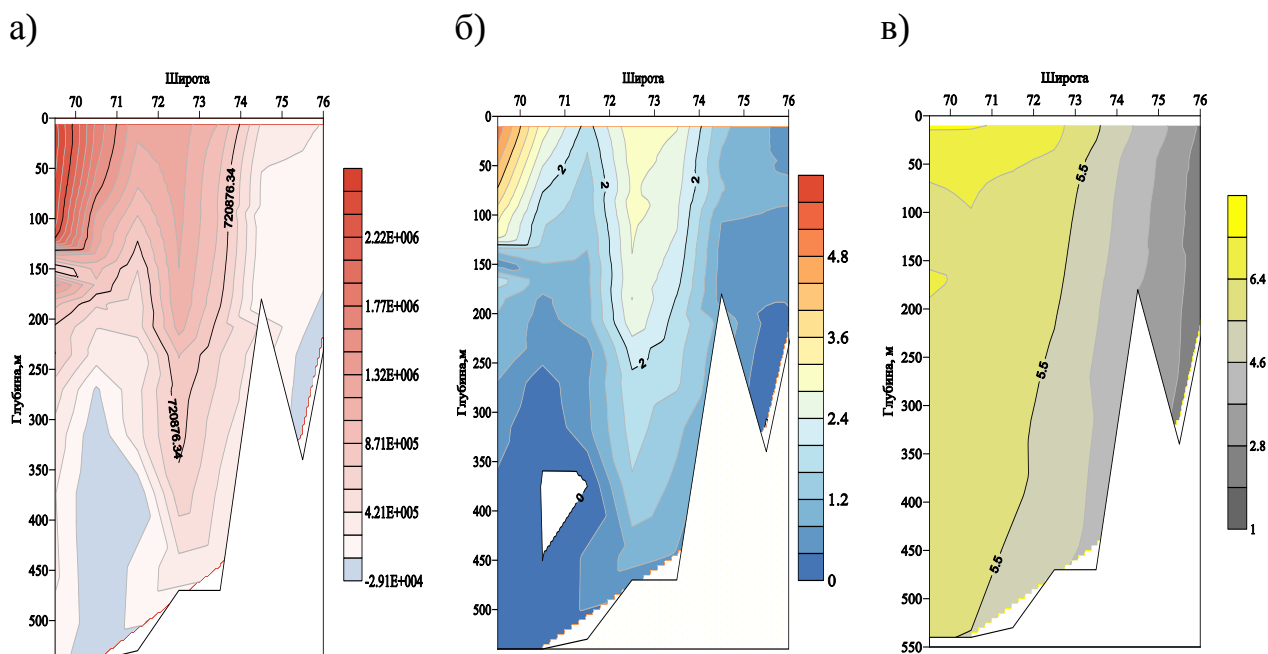


Рисунок 4.4 – Распределение среднегодовых характеристик на меридиональном разрезе 16.5° в.д. за период с 1980 по 2015 год. (а – тепловой поток, Вт/м², б – скорости течений, см/с, в – Температура воды, °C)

Таким образом, поток тепла в Баренцево море определяется тремя различными струями: южной, центральной и северной, которые проходят через желоба. Северная и центральная струи распространяются в восточном направлении через Зюндкапский и Медвежий желоб, соответственно (см. рисунок 1.5) .

4.2 Оценка трендов

Для каждой вертикальной ячейки разрезов были сделаны оценки трендов по среднемесячным данным за период с 1980 по 2015 год. Результаты приведены на рисунках 4.5 – 4.7. Все тренды были проверены на значимости при уровне значимости 5% и локализация значимых трендов отмечены красными точками.

На (рисунке 4.5 (а,б)) видно, что поток тепла на разрезе 70° с.ш., расположенный на 7° з.д. на горизонтах от 0 до 40 метров, значительно усиливается со временем с максимумом у поверхности. Поток, расположенный к востоку от 2.5° з.д., испытывает ослабление струи по всей толще.

Определяющую роль на формирование потока, расположенного на 7° з.д. до горизонта 140 метров, оказывает влияние скорости течений, в котором также выделяется положительный тренд. Глубже поток определяется величиной тренда по температуре (рисунок 4.5 (г)). Ослабление потока в восточной части разреза в основном определяется скоростью течений по всей толще.

Основываясь на этом, можно сделать вывод, что на разрезе на 70° с.ш. происходит усиление со временем центральной струи и ослабление восточной. Данные процессы приводят к смещению потока на запад со временем.

На разрезе, расположенном на 60° с.ш., прослеживается значительное усиление потока на восточной границе разреза до горизонта 50 метров (рисунок 4.6 (а) с максимальным ускорением скорости потока на поверхности. Тренд в изменчивости потока на восточной границе определяется возрастанием скоростей течений (рисунок 4.6 (в)).

Две струи, расположенные на 7 з.д. и 2 з.д., имеют общую тенденцию к ослаблению со временем скоростей потока. Это связано с ослаблением скоростей течений и понижением температуры воды (рисунок 4.6 (в,г)).

Таким образом, на разрезе 60° с.ш. поток тепла увеличивается со временем в восточной части, что приводит к смещению общего потока тепла на Восток.

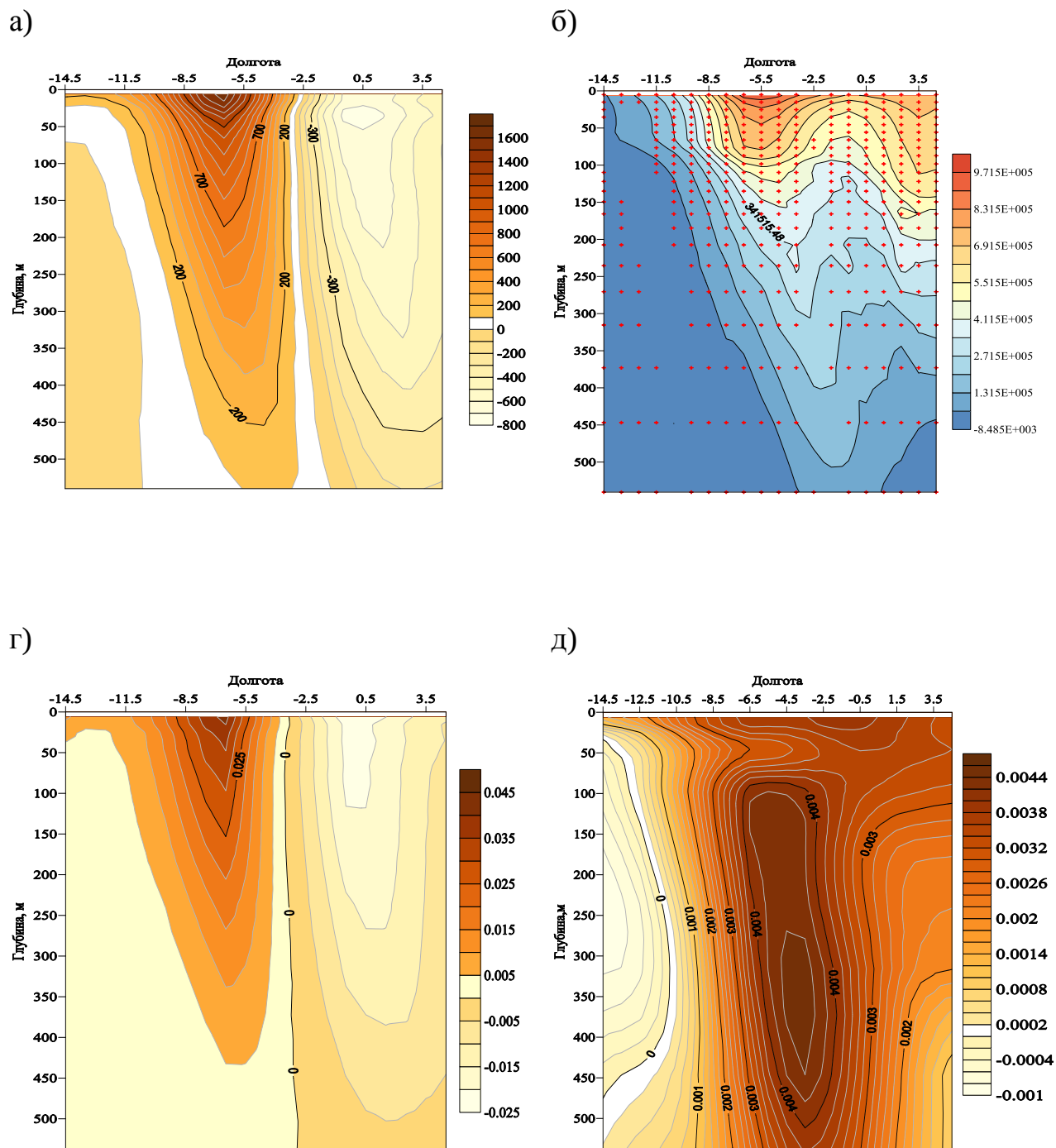
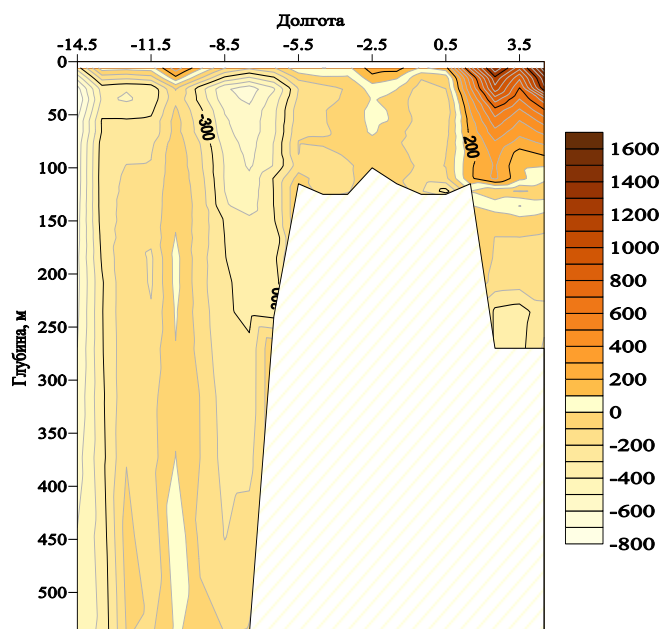


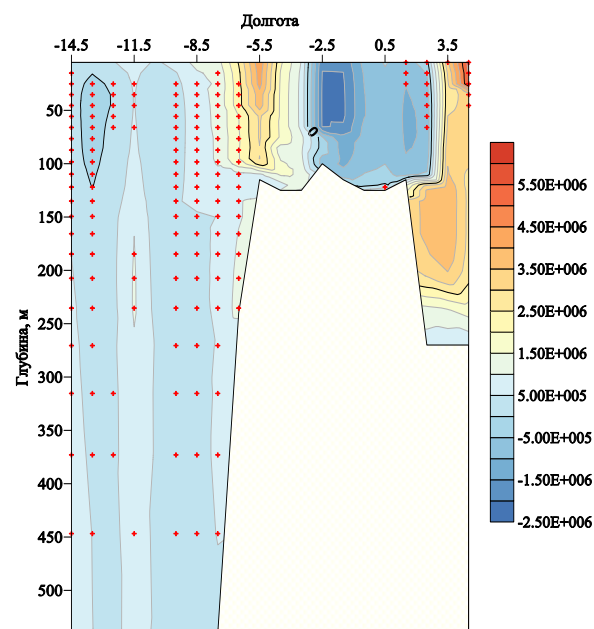
Рисунок 4.5 – Характеристики тренда на разрезе 70° с.ш. за период с

1980 по 2015 год. (а – Величины тренда теплового потока, Вт/м², б - тепловой поток, Вт/м², в – величина тренда скоростей течений, м/с, г – величина тренда температура воды, °C).

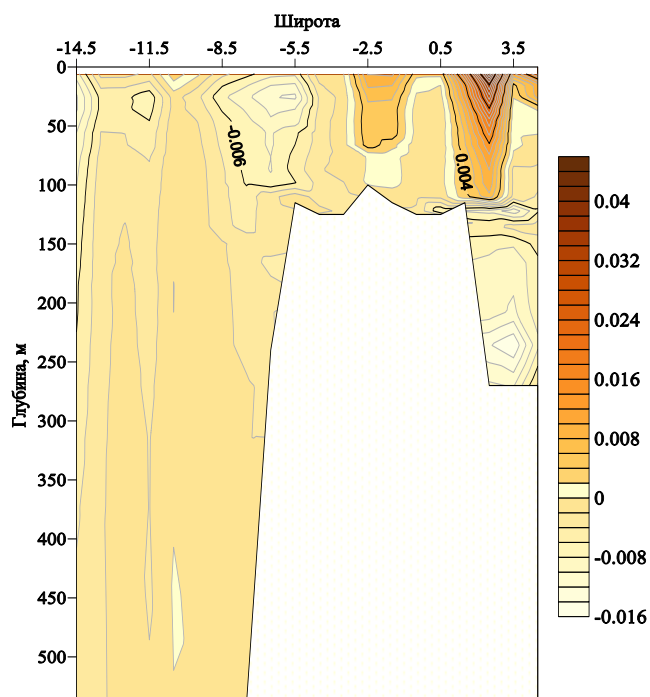
а)



б)



в)



г)

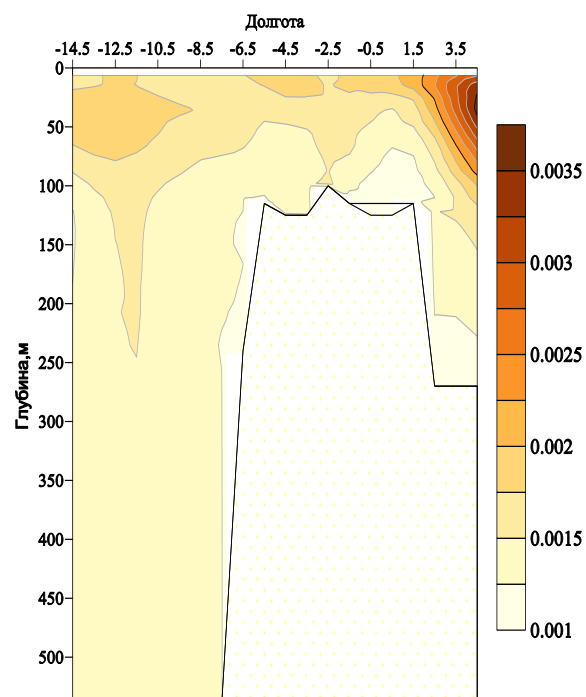
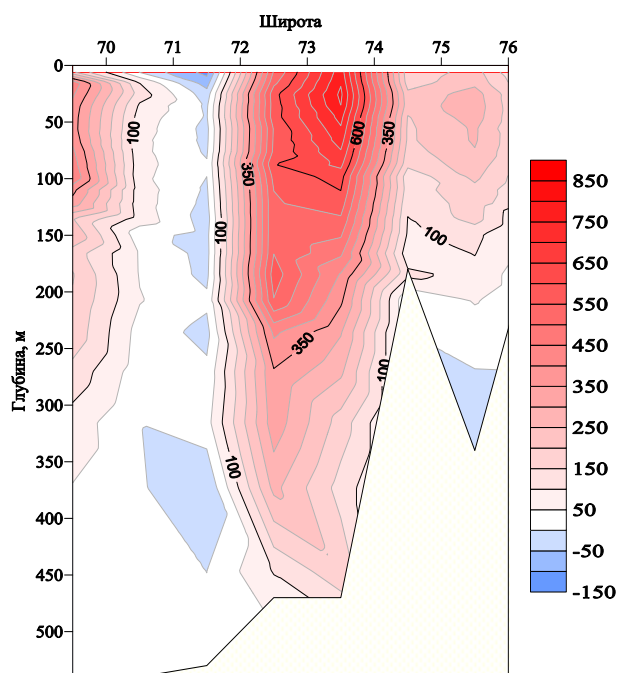
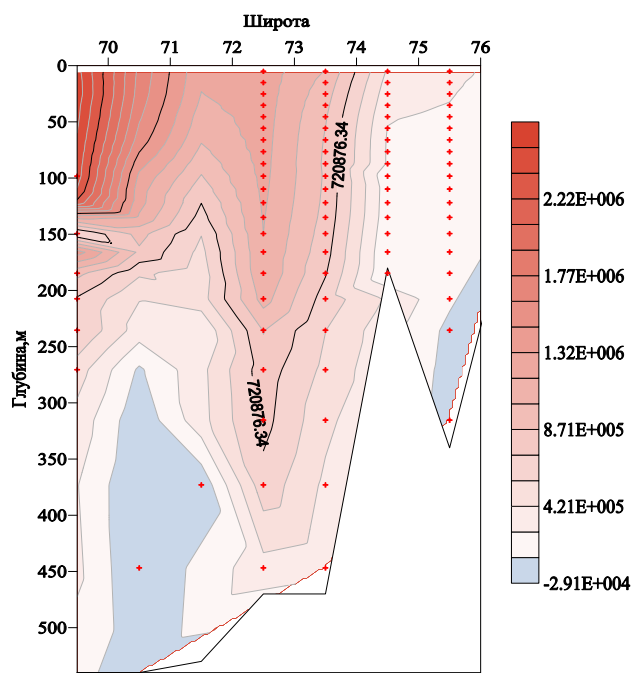


Рисунок 4.6 – Характеристики тренда на разрезе 60° с.ш. за период с 1980 по 2015 год. (а – Величины тренда теплового потока, Вт/м², б - тепловой поток, Вт/м², в – величина тренда скоростей течений, м/с, г – величина тренда температура воды, °С).

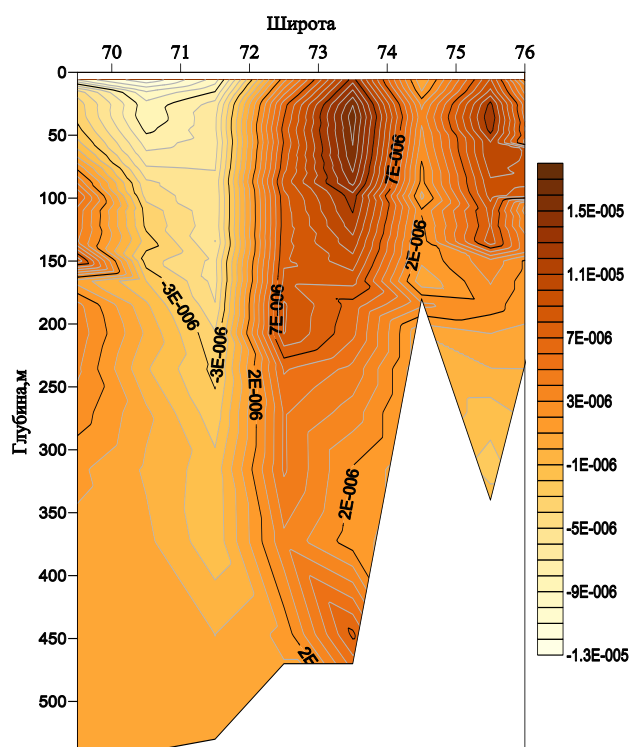
а)



б)



в)



г)

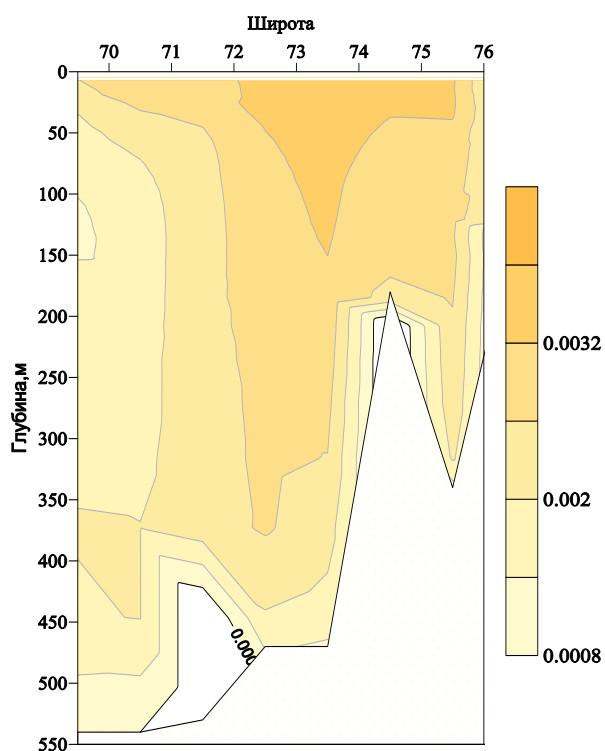


Рисунок 4.7 – Распределение величины тренда на меридиональном разрезе 16.5° в.д. за период с 1980 по 2015 год. (а – Величины тренда теплового потока Вт/м^2 , б - тепловой поток Вт/м^2 , в – величина тренда скоростей течений м/с, г – величина тренда температура воды $^{\circ}\text{C}$).

Рассматривая разрез в меридиональном направлении на рисунке (4.7 (б)), отмечаем, что значимые тренды выявляются только для центральной и северной струй теплового потока выявленных в среднемноголетнем состоянии и показывают их значительное усиление со временем. Максимальный тренд отмечается в подповерхностном слое центральной струи потока и составляет 800 Вт/м^2 в месяц. Это происходит за счет усиления скорости течений по всей толще разреза до дна (рисунок 4.7(в)). Основную роль в формировании трендов в центральной и южной струях потока тепла играют как скорость течения, так и температура воды (рисунок 4.7 (в,г)). Нужно отметить, что южная, прибрежная часть потока тепла изменения со временем не испытывает, так как тренд оказался не значимым.

4.3 Интегральные составляющие потока тепла

Для всех разрезов по всей площади были рассчитаны интегральные составляющие потока тепла (рисунок 4.8– 4.10). Для них были рассчитаны линейные тренды и коэффициенты тренда проверены на значимость при уровне значимости 5%, и оказались значимы.

На 60° с.ш. прослеживается ослабление потока тепла (рисунок 4.8). Это может быть связано с тем, что поток поворачивает в связи с усилением меандрирования (см. п. 4.1). Величина тренда составила $-4 \cdot 10^{10} \text{ Вт/м}^2$ в месяц. На 70° отмечается наличие тренда такого же порядка, только положительный с величиной тренда $3 \cdot 10^{10} \text{ Вт/м}^2$ в месяц (рисунок 4.9). В меридиональном разрезе на входе Баренцево море тренд также положительный, и на порядок больше (ри-

сунок 4.10). Этот факт говорит нам о том, что заток тепла, идущий в Баренце-во море, значительно увеличивается.

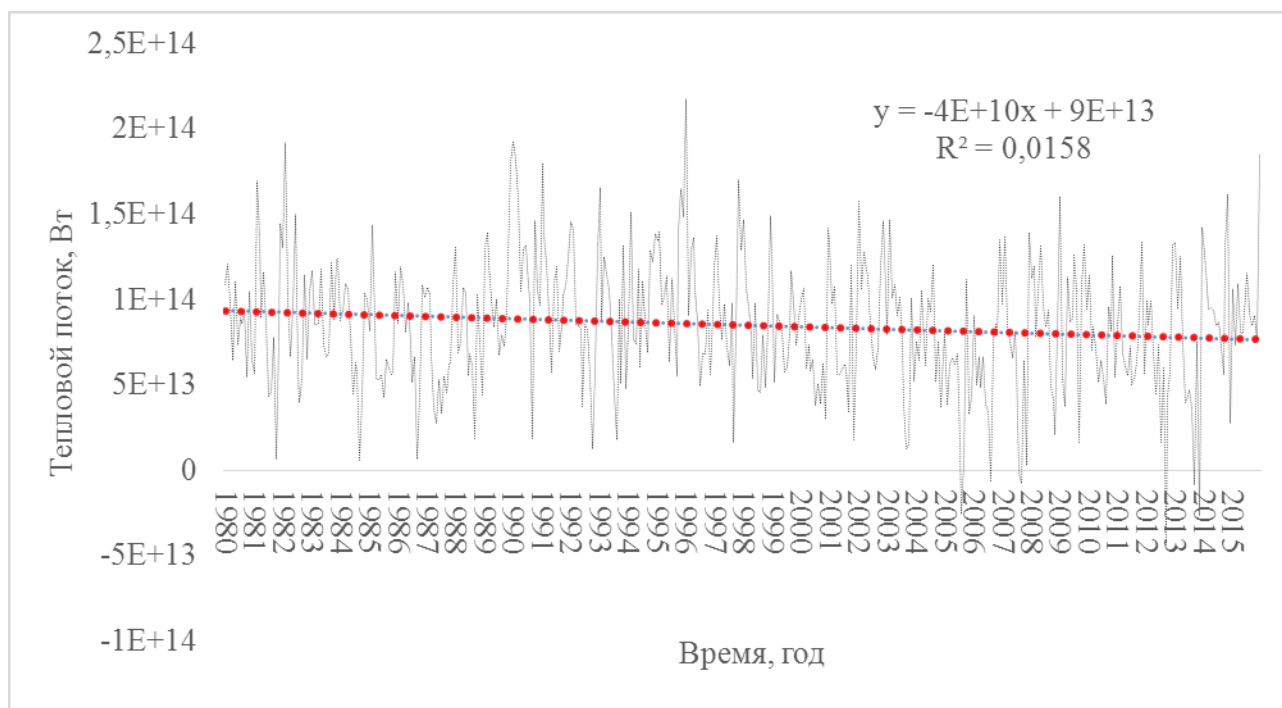


Рисунок 4.8 – Интегральный поток тепла на зональном разрезе по 60° с.ш. за период 1980 – 2015 год.

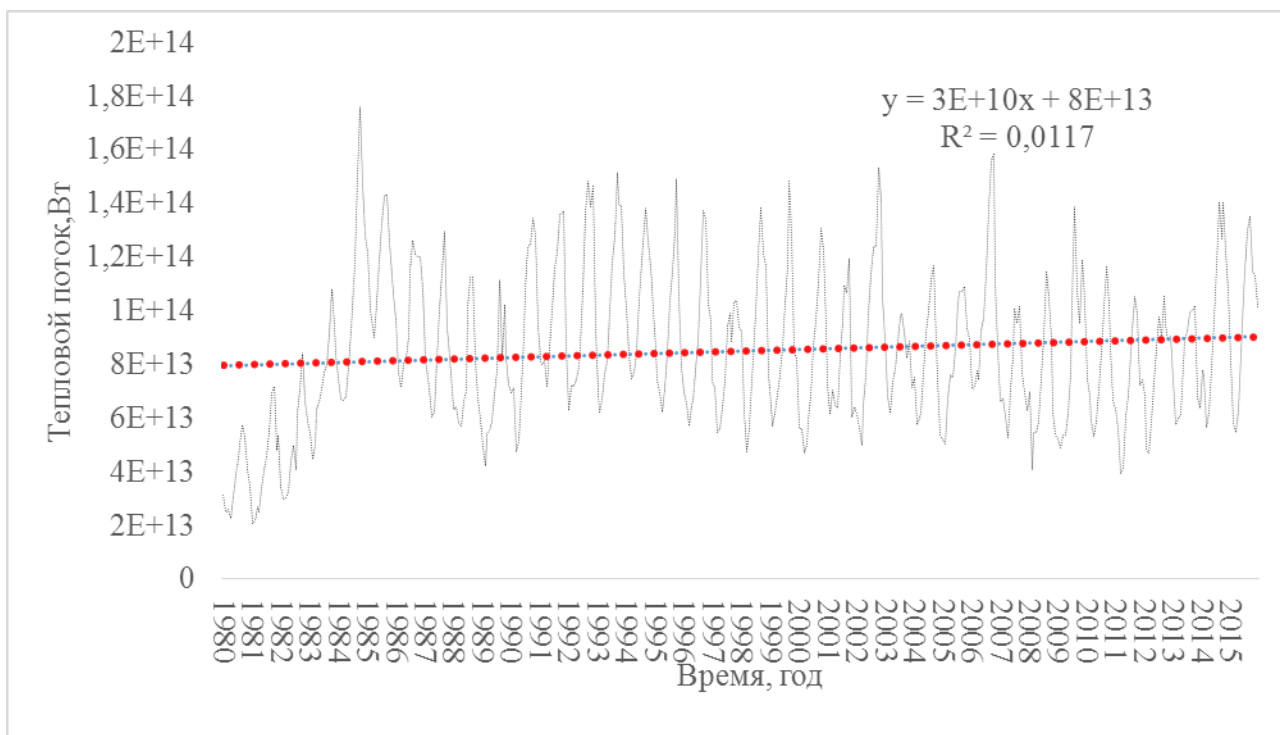


Рисунок 4.9 – Интегральный поток тепла на зональном разрезе 70° с.ш. за период 1980 – 2015 год.

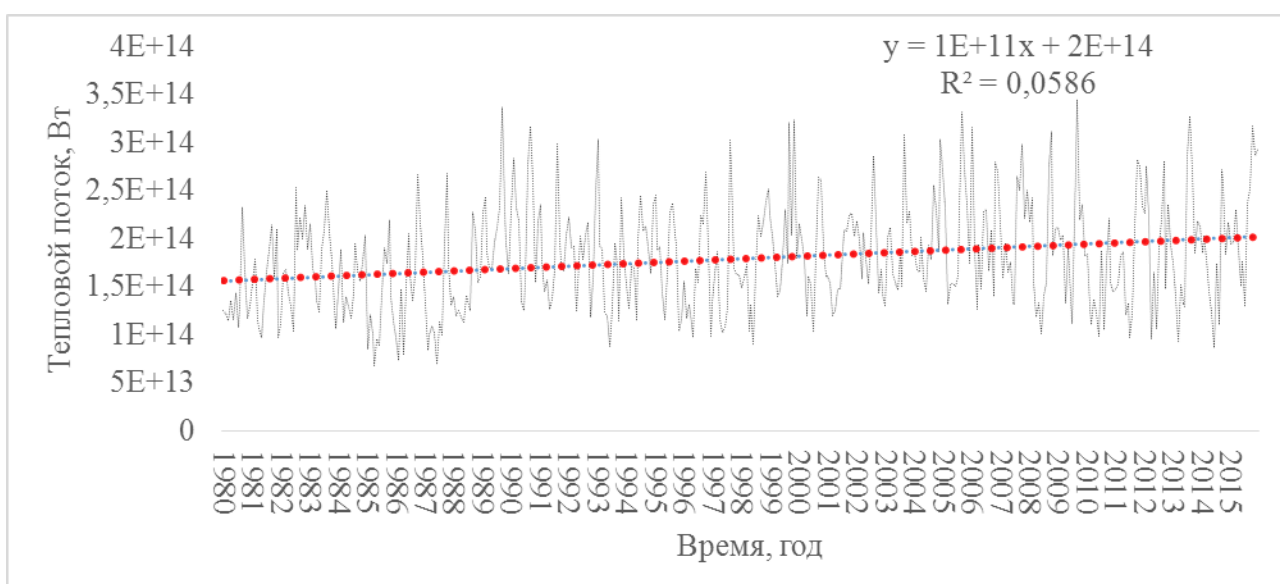


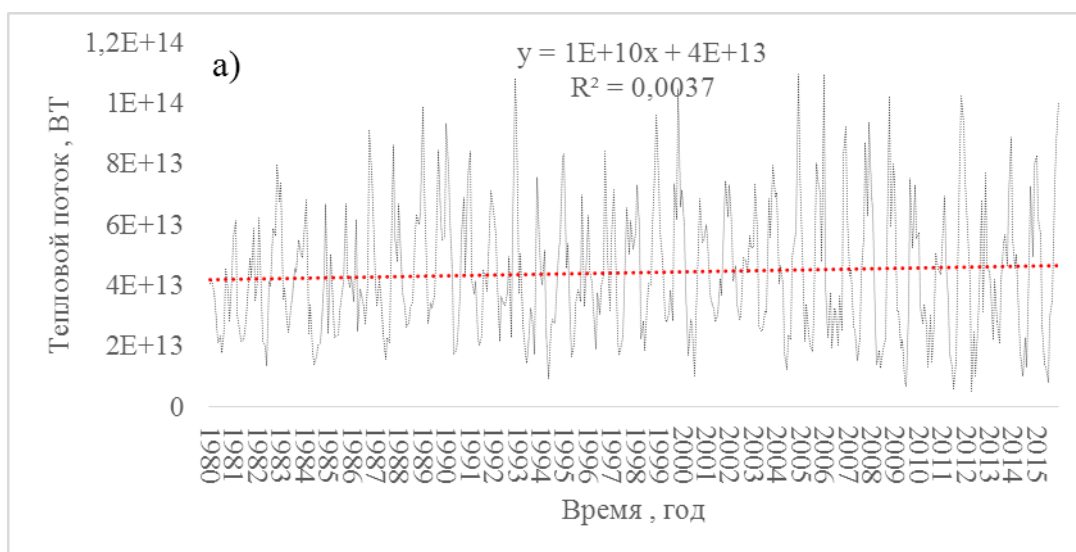
Рисунок 4.10 – Интегральный поток тепла на меридиональном разрезе 16.5° в.д. за период 1980 – 2015 год.

Как рассматривалось в (п.4.1), на меридиональном разрезе выявлено три основных струи течений. И для того, чтобы выявить какая из струй вносит

наибольший вклад в увеличение общего потока тепла в Баренцево море, было принято решение отдельно рассмотреть для каждой части разреза интегральный поток тепла.

При рассмотрении трех струй (рисунок 4.11(а, б, в)) видно, что в южном потоке тепла тренд отсутствует, значительный тренд по величине наблюдается в центральной части потока. Также слабовыраженный тренд прослеживается в северном потоке.

Кроме трендов для этих трех струй на меридиональном разрезе были рассчитаны основные статистики (таблица 4.1). Было осуществлено сравнение средних величин потока тепла. На основании полученных характеристик можно сделать вывод о том, что центральный поток тепла самый мощный. Он по среднему значению превышает значение северного и южного потоков в 2 раза и составляет $8.3 \cdot 10^{13}$ Вт/м² или 83 ТВт/м².



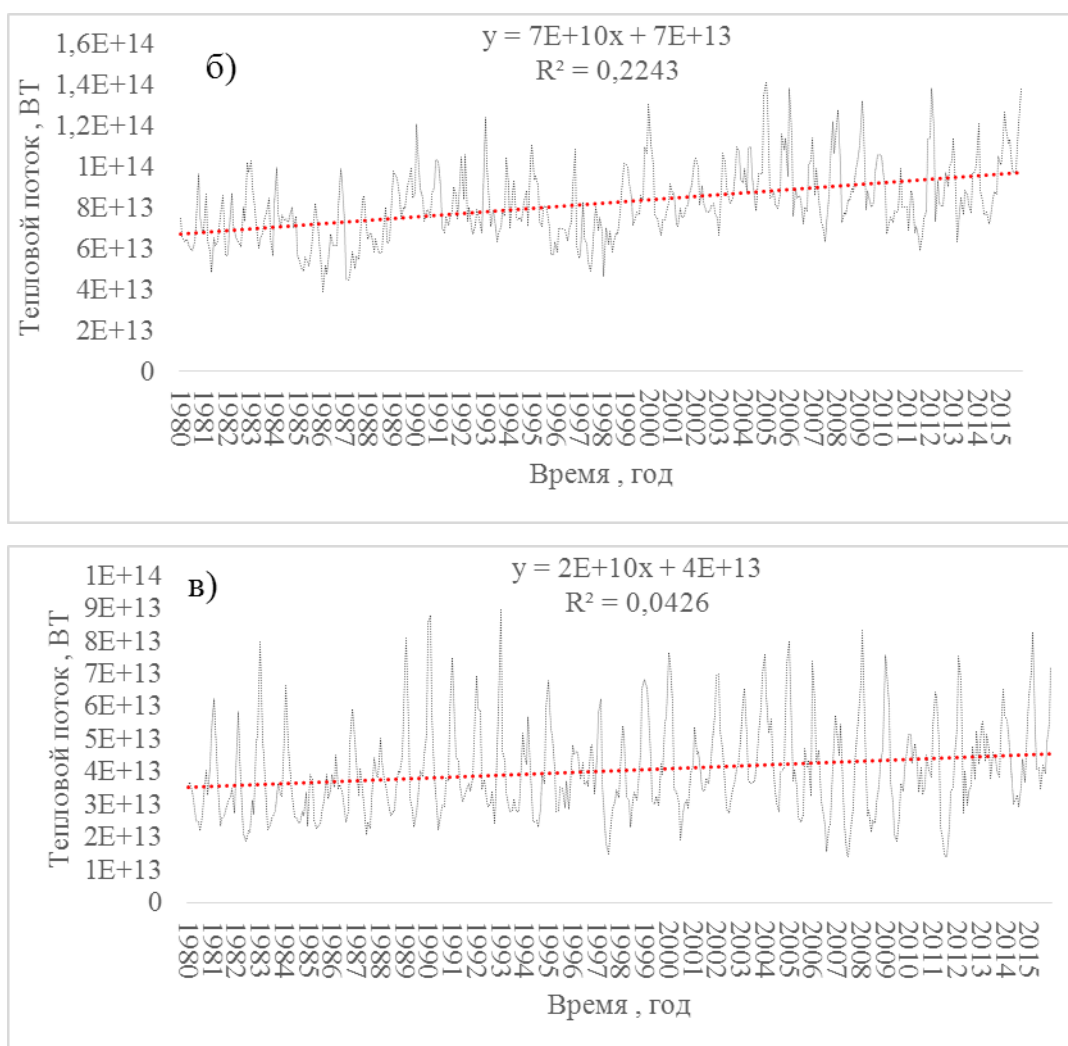


Рисунок 4.11 – Интегральные составляющие потока тепла на участках меридионального разреза 69-76° с.ш. 1980–2015 год. (а – 16.5° в.д. 69-71° с.ш., б – 16.5° в.д. 72-74° с.ш., в – 16.5° в.д. 74-76° с.ш.)

Таблица 4.1 – Статистика южного, центрального и северного потока тепла на меридиональном разрезе 69-76° с.ш.

Характеристики	70-72° с.ш.	72-74° с.ш.	74-76° с.ш.
Среднее, Вт/м ²	4.44E+13	8.20E+13	4.04501E+13
Стандартное отклонение, Вт/м ²	2.16E+13	1.82E+13	1.44417E+13
R ² линейного тренда	0.004	0.22	0.043
Величина тренда, Вт/м ²	1.00E+10	7.00E+10	2.00E+10

Он так же мощнее по величине тренда и в 7 раз превышает южный поток и в 3.5 раза северный поток тепла. По тренду тепловой поток в центральной струе увеличился с 1980 по 2015 год с 63 ТВт/м² до 97 ТВт/м².

5 Связь интегрального потока тепла с ледовитостью Баренцева моря

После того, как выяснили, что поток тепла в Баренцевом море увеличивается, то возникают вопросы: что является причиной изменчивости потоков тепла в Баренцевом море и к чему это все приведёт? Основной характеристикой, на которую влияет поток тепла в Северо-Атлантическом бассейне и Баренцева море является ледовитость.

Для выявления связи интегрального потока тепла с общей ледовитостью Северо-Атлантического бассейна и Баренцева моря был проведен корреляционный анализ. На рисунках 5.1 – 5.3 представлены значения коэффициентов корреляции интегрального потока тепла для каждой струи меридионального разреза по 16.5° в.д. со сплоченностью льда в каждой точке сетки (см.п.2.2) Северо-Европейского бассейна (отмечено точками на картах). Зона незначимых коэффициентов корреляции и кромка льда закрыты маской.

Опираясь на полученные карты (рисунок 5.1), видно, что на всех трех картах коэффициент корреляции не очень велик и изменяется в пределах от 0.5 до – 0.5. Такой коэффициент показывает значимую взаимосвязь между исследуемыми характеристиками.

На рисунке 5.1 отображены значения корреляционной связи северного теплового потока с ледовитостью. Можно отметить, что в северной части Баренцева моря находятся положительные коэффициенты корреляции. Это говорит нам о том, что при увеличении теплового потока в северной струе предполагается увеличение ледовитости там. Отрицательные значения корреляции отмечаются в восточной части Баренцева моря, что свидетельствует об уменьшении ледовитости при увеличении потока тепла.

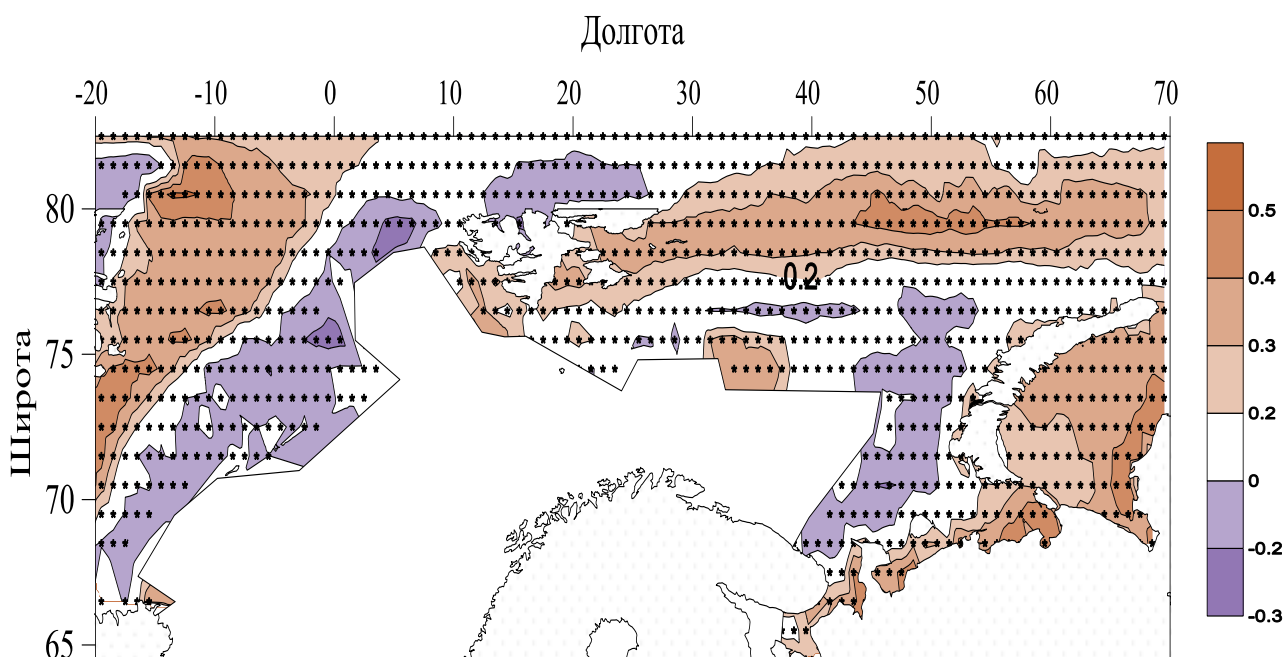


Рисунок 5.1 – Корреляционные связи интегрального потока тепла северной струи меридионального разреза 16.5° в.д. ($74-76^\circ$ с.ш.) со сплоченностью льда в Северо-Европейского бассейна за период 1980 по 2015 гг.

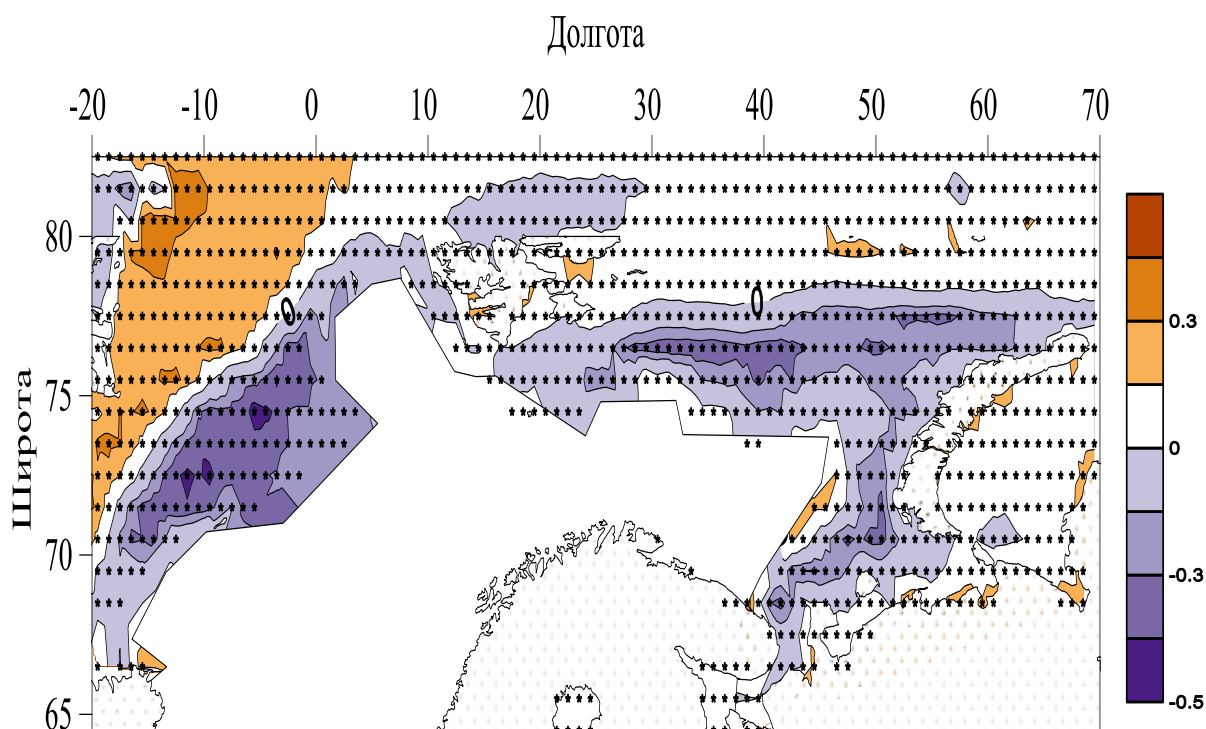


Рисунок 5.2 – Корреляционные связи интегрального потока тепла центральной струи меридионального разреза 16.5° в.д. ($72-74^\circ$ с.ш.) со сплоченностью льда в Северо-Европейского бассейна за период 1980 по 2015 гг.

Совершенно иная картина наблюдается при прохождении потока тепла в центральной части разреза (рисунок 5.2). Вся акватория Баренцева моря связана с этим потоком тепла обратной связью. Это предполагает уменьшение ледовитости при усилении интегрального потока тепла. В центральной части Баренцева моря отмечается небольшая область с положительными значениями коэффициента корреляции. Это говорит нам о возможном нарастании льда в этом районе

Увеличение потока тепла, проходящего через южную часть разреза (рисунок 5.3), определяет уменьшение сплоченности льда в северном и юго-восточном бассейне Баренцева моря. В свою очередь, в центральной части бассейна (75° с.ш. и $30-40^{\circ}$ в.д.) отмечается область с положительными коэффициентами корреляции. Это показывает нам то, что вся интенсивность полного потока тепла уходит в юго-восточную часть бассейна и по мере продвижения на север происходит ослабление потока, вследствие чего происходит предположительное нарастание льда в центральной северной части.

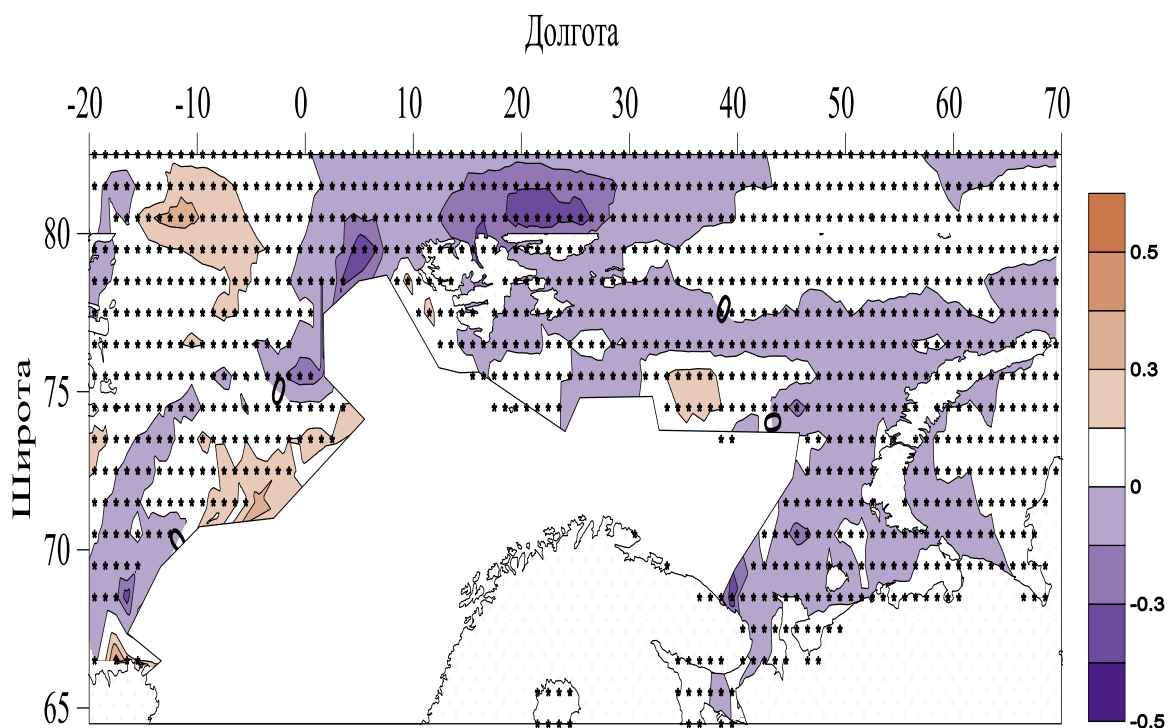


Рисунок 5.3 – Корреляционные связи интегрального потока тепла южной струи меридионального разреза 16.5° в.д. ($70-72^{\circ}$ с.ш.) со сплоченностью льда) в Северо-Европейского бассейна за период 1980 по 2015 гг.

Основываясь на полученных результатах, можно сделать вывод о том, что Нордкапское течение по мере продвижения на восток трансформируется на два потока: северный (центральная часть разреза) и южный. В зависимости от их интенсивности происходит изменение в сплоченности льда в Баренцевом море. Южный поток, имеющий восточное направление, в большей степени оказывает влияние на уменьшение сплоченности льда в юго-восточной части бассейна Баренцева моря. Учитывая, что в южном потоке тренд отсутствует, то ожидать значительных ледовых изменений в этом районе не приходится.

Второй поток, проходящий через северную часть разреза, является наиболее слабым. По мере продвижения на восток поток ослабевает и возможно поворачивает к югу, влияя на ледовитость центрального бассейна Баренцева моря. Из-за этого сплоченность льда в северной части моря увеличивается.

Самым мощным тепловым потоком на данном разрезе оказался центральный. Он значительно увеличивается по тренду, и в результате его воздействия оказывается, что практически на всей акватории Баренцева моря может происходить уменьшение ледовитости, чему свидетельствуют отрицательные коэффициенты корреляции.

5.2 Оценка связи интегрального потока тепла с гидрометеорологическими характеристиками

На данном этапе работы выявлялись связи между интегральными потоками тепла на трех разрезах Северо-Европейского бассейна с климатическими индексами. Для этого использовался взаимный корреляционный анализ (ВКФ) между среднемесячными и среднегодовыми значениями теплового потока и климатическими индексами: индексом североатлантического колебания (САК), индексом арктической осцилляции (АО).

В таблице 5.1 приведены значения синхронных коэффициентов корреляции между среднемесячными и среднегодовыми значениями потока тепла и климатическими индексами.

Можно проследить, что на двух зональных разрезах на 60° и 70° с.ш. в среднемесячных значениях значимые корреляционные связи отсутствуют. Обратная картина прослеживается на меридиональном разрезе, где поток тепла имеет достаточно хорошую связь со среднемесячными значениями индексов АО и САК. Значения коэффициента корреляции составили от 0.43 до 0.49 (таблица 5.1).

В среднегодовых значениях наличие связи отмечается между потоком тепла на разрезе 60° с.ш. и индексом АО, а с индексом САК она более слабая. Наоборот, поток тепла на разрезе 70° с.ш. отстает от индекса САК на два года ($R=0.51$), а с индексом АО связь отсутствует. Достаточно значимая связь наблюдается для потока тепла, проходящего через меридиональный разрез, с индексом АО, где значение коэффициента корреляции составляет 0.60.

Таблица 5.1 – Оценки связи интегрального потока тепла на трех разрезах в Северо-Атлантическом Бассейне с климатическими индексами (североатлантического колебания (САК) и индексом арктической осцилляции (АО)).

Индексы	Разрезы		
	60° с.ш.	70° с.ш.	16.5° в.д.
среднемесячные			
САК	-0.01	-0.09	0.49
АО	0.02	-0.15	0.43
среднегодовые			
САК	0.39	(на 2 сдвиге) 0.51	0.31
АО	0.44	-0.08	0.60

Для более подробного представления взаимосвязи интегрального потока тепла с климатическими индексами (САК и АО), для среднегодовых значений были построены графики с наиболее значимыми коэффициентами корреля-

ции. На рисунках 5.4 – 5.6 имеется наличие связи между интегральным потоком тепла и САК, видно, что наиболее значимая связь прослеживается на рисунке 5.6, поведение графиков характеризуется согласованностью временной изменчивости. Так же наличие связи имеется с индексом АО, наиболее значимое на меридиональном разрезе (рисунок 5.7).

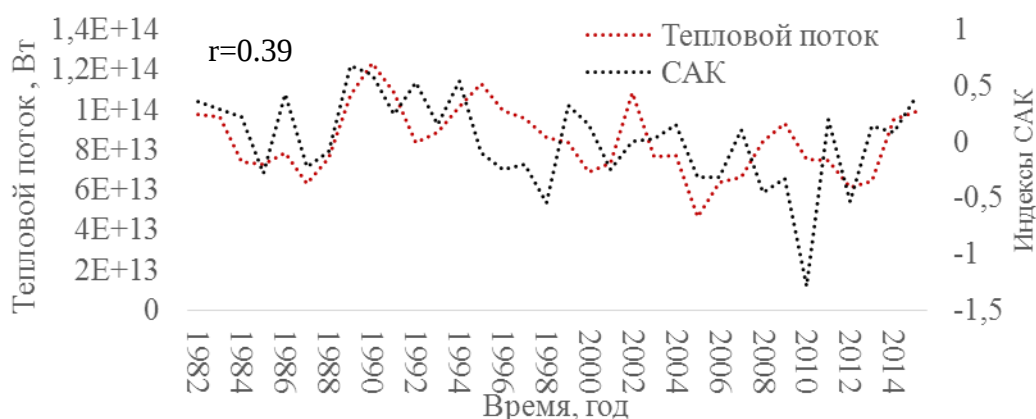


Рисунок 5.4 – Межгодовая изменчивость интегрального потока тепла и индекса САК на зональном разрезе 60° с.ш. за период 1982 – 2015 год.

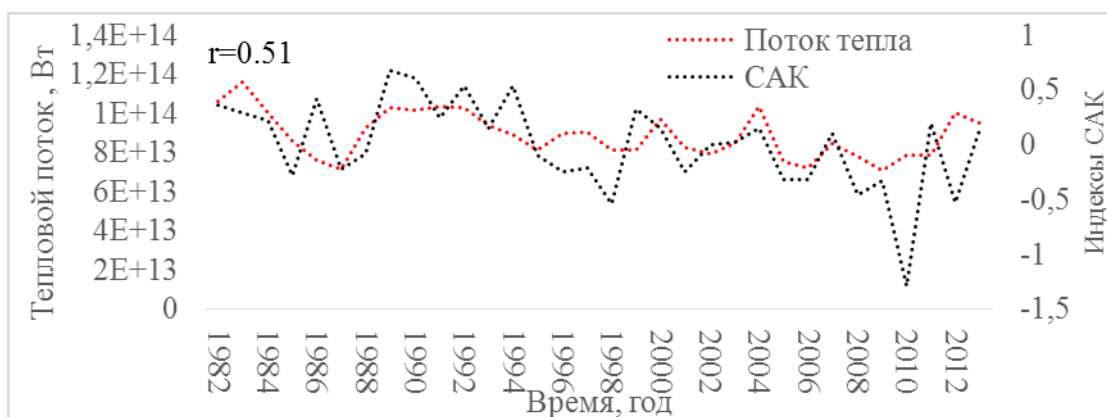


Рисунок 5.5 – Межгодовая изменчивость интегрального потока тепла и индекса САК на зональном разрезе 70° с.ш. за период 1982 – 2015 год. Индекс САК сдвинут назад относительно теплового потока на 2 года.

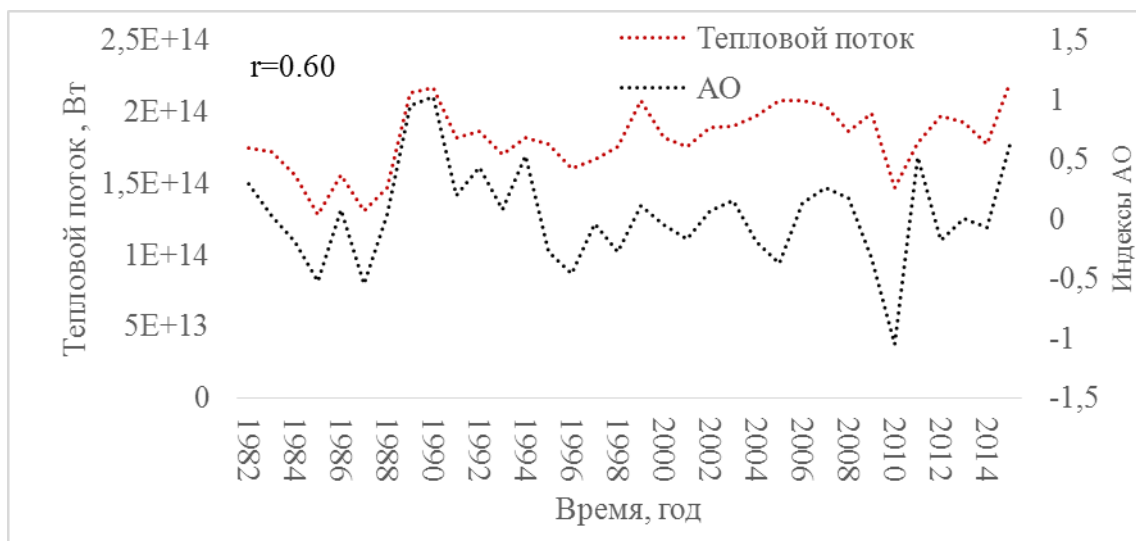


Рисунок 5.7 – Межгодовая изменчивость интегрального потока тепла и индекса АО на меридиональном разрезе 16.5° в.д. за период 1982 – 2015 год.

Так же, для потока тепла, проходящего через меридиональный разрез, выполнялась проверка на наличие связи с климатическими характеристиками САК и АО с тремя струями: южной, центральной и северной.

Анализируя таблицу 5.2, можно отметить, что в среднемесячных значениях связь потока тепла практически одинаковая по значению для трех струй. Лишь струя, проходящая через южную границу потока, имеет более значимую связь с климатическими индексами, чем в центральной и северной частях потока. Среднегодовые значения теплового потока характеризуются отсутствием связей с климатическими индексами в южной части потока, а также прослеживается слабая связь в северной части потока. Наиболее значимая связь выявляется в центральном потоке тепла, как для североатлантического колебания, так и для индекса арктической осцилляции.

На рисунках 5.8 и 5.9 показана межгодовая изменчивость потоков тепла и климатических индексов для наиболее значимых коэффициентов корреляции. Видно, что на рисунке 5.9 графики повторяют друг друга на протяжении всего временного интервала.

Таблица 5.2 – Оценки связи интегрального потока тепла на трех участках меридионального разреза в Северо-Атлантическом бассейне с климатическими индексами (североатлантического колебания (САК) и индексом арктической осцилляции (АО)).

Индексы	Разрезы		
	70-72° с.ш.	72-74° с.ш.	74-76° с.ш.
среднемесечные			
САК	0.42	0.25	0.28
АО	0.38	0.28	0.32
среднегодовые			
САК	0.10	0.41	0.34
АО	-0.08	0.60	0.47

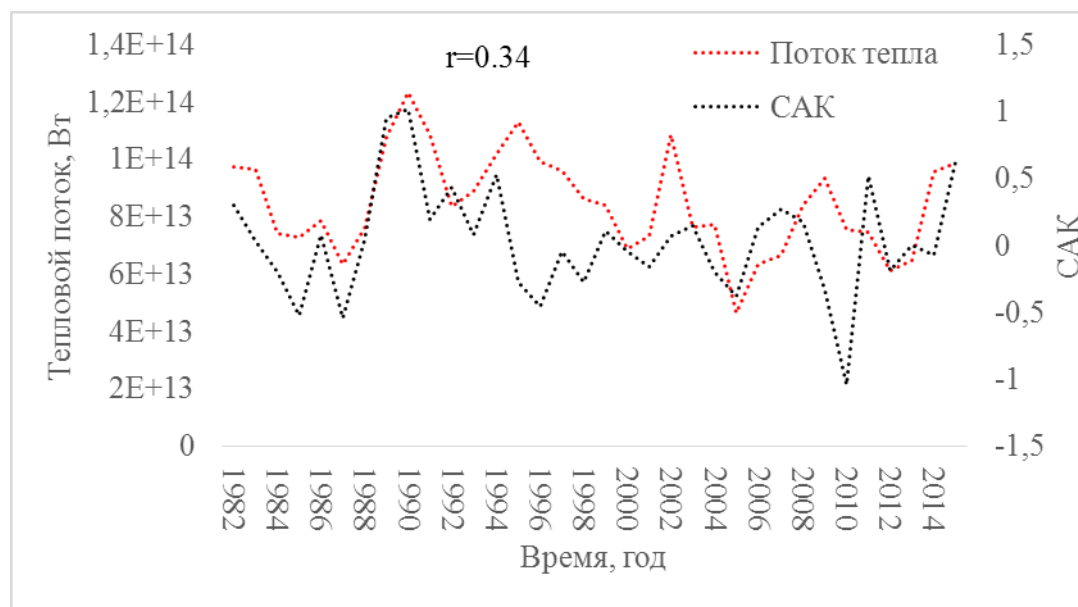


Рисунок 5.8 – Межгодовая изменчивость интегрального потока тепла и индекса САК на северном участке (74-76° с.ш.) меридионального разреза по 16.5° в.д. за период 1982–2015 год

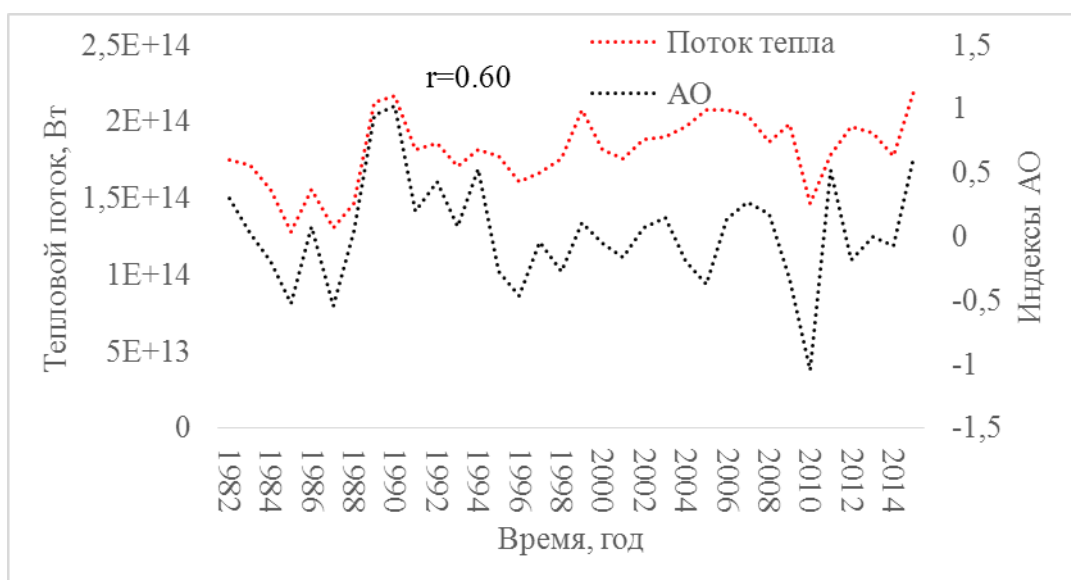


Рисунок 5.9 – Межгодовая изменчивость интегрального потока тепла и индекса САК на центральном участке (72-74° с.ш.) меридионального разреза по 16.5° в.д. за период 1982–2015 год

Были рассмотрены корреляционные функции, но как оказалось, что значимые коэффициенты корреляции на сдвигах, отличных от 0, отсутствуют.

На основании выше сказанного можно сделать вывод о том, что интегральные потоки тепла, проходящие через зональный и меридиональный разрезы, имеют связи с климатическими индексами. Наиболее значимыми они оказались на меридиональном разрезе, где коэффициент корреляции составил 0.60, а так же прослеживаются не сильные связи на зональных разрезах. Анализируя меридиональный разрез, через который проходит 3 основные струи теплового потока, было выявлено, что значимая связь между тепловым потоком и климатическими индексами прослеживается с центральным потоком тепла.

В ходе нахождения взаимосвязи интегрального потока с климатическими данными Североатлантического колебания и арктической осцилляции было определены положительные связи. Так как Связи между индексами могут указывать как о усилении потока тепла, так и о его ослаблении, на основании полученных положительных связей, положительная связь говорит об увели-

чении значений индексов, что может свидетельствовать об усилении широтной циркуляции и к смещению кромки льда к северо-востоку .

Заключение

По результатам проведенной работы можно сделать следующие выводы:

В ходе сравнении двух баз данных SODA и ORAS4 были выявлено, что на разрезе 60° с.ш., несмотря на статистические значимые различия первичных статистических характеристик, базы данных океанского реанализа похожи по изменчивости интегральных потоков массы, в спектральной структуре обоих рядов ярко выражена годовая гармоника, а более длинноволновые составляющие находятся на уровне белого шума.

Интегральные потоки массы на разрезе 70° с.ш., для обоих баз данных имеют принципиальные различия, как по первичной статистике, так и значительно различаются по функции распределения. В спектральной структуре обоих рядов выражены разные длинноволновые составляющие, а годовая изменчивость присутствует только в базе SODA.

Значительные различия в базах данных на разрезе по 70° с.ш. объясняются тем, что он находится в области значительной динамики вод, так как проходит через Лафотенский вихрь. Также разрез не захватывает часть Северо-Атлантического течения, которая является достаточно устойчивой и могла бы показывать устойчивость в оценке равенства средних, дисперсий на разрезе 70° с.ш. по разным базам.

Потоки тепла на равных могут определяться, как среднегодовыми значениями скорости, так и среднегодовыми значениями температуры воды. На разрезе 70° с.ш. выделяются две основные струи потока тепла, имеющие северное направление. Первый тепловой поток, лежащий в окрестности долготы 5° з.д. распространяется до горизонта 0-100 метров. Максимальное значение теплового потока достигает $9.7 \cdot 10^5 \text{ Вт/м}^2$, на горизонте 0 – 30 метров. Второй поток расположен восточнее 3-4° в.д., слабее, максимум достигает $6.7 \cdot 10^5 \text{ Вт/м}^2$.

На разрезе 60° с.ш. выделяются три основные струи. Две из них направлены на север и одна направлена на юг. Первая струя, имеющая южное направление, находится в окрестности долгот 3° з.д. 2° в.д., над Фареро-Шетландским каналом. Она распространяется на юг за счет меандрирования Северо - Атлантического течения над Фареро–Шетландским порогом. Распределение потока тепла по горизонту достигает дна с максимальной интенсивностью $4.5 \cdot 10^5$ Вт/м². Две другие струи имеют северное направление, одна из которых находится на 6° з.д. Поток располагается до горизонта 110 метров, более мощная струя теплового потока находится на границе исследуемого разреза, на 4° в.д максимальные значения потока прослеживаются в верхних горизонтах и достигают $5.5 \cdot 10^5$ Вт/м², на горизонте 0 – 20 метров.

Поток тепла в Баренцево море определяется тремя различными струями: южной, центральной и северной, которые проходят через желоба. Северная и центральная струи распространяются в восточном направлении через Зюйд-капский и Медвежий желоб, соответственно. Южная струя теплового потока находится у побережья Норвегии на широте 70° с.ш., распространяется до горизонта 0-130 метров. Максимальное значение потока достигает $1.22 \cdot 10^6$ Вт/м² на горизонте 0– 50 метров. Второй поток расположен на широте 72.5° с.ш., распространяется по горизонту и достигает глубины 220 метров с максимальной интенсивностью $1.7 \cdot 10^6$ Вт/м². Самая северная струя расположена на широте 76° с.ш.. Глубина ее распространения достигает до 320 метров с максимумом $4.6 \cdot 10^5$. Все три струи имеют восточное направление.

Для каждой вертикальной ячейки разрезов были сделаны оценки трендов по среднемесячным данным за период с 1980 по 2015 год.

Поток тепла на разрезе 70° с.ш., расположенный на 7° з.д. на горизонтах от 0 до 40 метров, значительно усиливается со временем с максимумом у поверхности. Поток, расположенный к востоку от 2.5° з.д., испытывает ослабление струи по всей толще. Определяющую роль на формирование потоков тепла оказывают влияние скорости течений и температура. На разрезе на 70°

с.ш. происходит усиление со временем центральной струи и ослабление восточной. Данные процессы приводят к смещению потока на запад со временем.

На разрезе 60° с.ш., прослеживается значительное усиление потока на восточной границе разреза до горизонта 50 метров с максимальным ускорением скорости потока на поверхности. Тренд в изменчивости потока на восточной границе определяется возрастанием скоростей течений. Две струи, расположенные на 7 з.д. и 2 з.д., имеют общую тенденцию к ослаблению со временем скоростей потока. Поток тепла увеличивается со временем в восточной части, что приводит к смещению общего потока тепла на восток.

На меридиональном разрезе значимые тренды выявляются только для центральной и северной струй теплового потока выявленных в среднемноголетнем состоянии и показывают их значительное усиление со временем. Максимальный тренд отмечается в подповерхностном слое центральной струи потока и составляет 800 Вт/м^2 в месяц. Основную роль в формировании трендов в центральной и южной струях потока тепла играют как скорость течения, так и температура воды.

При оценке интегральных потоков тепла, было выявлено, что на 60° с.ш. прослеживается ослабление потока тепла. Это может быть связано с тем, что поток поворачивает в связи с усилением меандрирования.

Для потока тепла в Баренцево море было выявлено три основные струи течений, при их анализе было определено, отсутствие тренда в южном потоке тепла, значительный тренд по величине наблюдается в центральной части потока. Также слабовыраженный тренд прослеживается в северном потоке. Было осуществлено сравнение средних величин потока тепла. На основании полученных характеристик оказалось, что центральный поток тепла самый мощный. Он по среднему значению превышает значение северного и южного потоков в 2 раза и составляет $8.3 \cdot 10^{13} \text{ Вт/м}^2$ или 83 ТВт/м^2 .

Основываясь на полученных результатах, был сделан вывод, что Нордкапское течение по мере продвижения на восток трансформируется на два по-

тока: северный (центральная часть разреза) и южный. В зависимости от их интенсивности происходит изменение в сплоченности льда в Баренцевом море. Южный поток, имеющий восточное направление, в большей степени оказывает влияние на уменьшение сплоченности льда в юго-восточной части бассейна Баренцева моря. Учитывая, что в южном потоке тренд отсутствует, то ожидать значительных ледовых изменений в этом районе не приходится.

Второй поток, проходящий через северную часть разреза, является наиболее слабым. По мере продвижения на восток поток ослабевает и возможно поворачивает к югу, влияя на ледовитость центрального бассейна Баренцева моря. Из-за этого сплоченность льда в северной части моря увеличивается.

Самым мощным тепловым потоком на данном разрезе оказался центральный. Он значительно увеличивается по тренду, и в результате его воздействия оказывается, что практически на всей акватории Баренцева моря может происходить уменьшение ледовитости, чему свидетельствуют отрицательные коэффициенты корреляции.

При оценке связи интегральные потоки тепла с климатическими индексами САК и АО было определено, что у потоков тепла проходящие через зональный и меридиональный разрезы прослеживается наличие связи. Наиболее значимыми они оказались на меридиональном разрезе, где коэффициент корреляции составил 0.60, а так же прослеживаются не сильные связи на зональных разрезах. На меридиональном разрезе, через который проходит 3 основные струи теплового потока, была выявлена положительная связь между центральным тепловым потоком с климатическими индексами САК и АО. Положительная связь говорит об увеличении значений индексов, что может свидетельствовать об усилении широтной циркуляции и к смещению кромки льда к северо-востоку.

Список источников

- 1 Смирнов А.В. Эволюция верхнего слоя океана в Северо – Евразийском бассейне: Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук, спец. 25.0.0.28 – океанология. Санкт-Петербург. 2011 г.
- 2 Большая советская энциклопедия. М.: Сов. Энцикл., 1969—1978.
- 3 Норвежское море. Рельеф дна /База знаний [электронный ресурс].– Доступ: http://proznania.ru/?page_id=2352, свободный
- 4 География. Озера, Реки, Вулканы /Норвежское море [электронный ресурс].– Доступ: <http://repartee.ru/2012/01/norvezhskoe-more/>, свободный
- 5 Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря /Природа Мира. Москва, Мысль, 1999.– 402 с.
- 6 Суховой В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986.– 402 с.
- 7 Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том I Баренцево море / Под ред. Теризиева Ф.С., Гирлюка Г.В., Зыковой Г.Г., Дженюка С.Л.– Л.:Гидрометеиздат, 1990. 179 с.
- 8 Баренцево море // ААНИИ.– Доступ: http://www.aari.ru/resources/a0013_17/barents/atlas_barents_sea/Atlas_Barents_sea_seasons/text/Barenc.htm
- 9 Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – М., Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- 10 География России.– Доступ: <https://geographyofrussia.com/morya-rossii-barencevo-more/>
11. Таррелл У.Р. Изменения в оттоке вод из северных морей по результатам 100-летнего периода океанографических наблюдений в Фареро-Шетландском канале // 100 лет океанографических наблюдений на разрезе "Кольский мери-

диан" в Баренцевом море: Сб. докл. Междунар. симпозиума.– Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. С. 101-114

12 Валерианова М.А., Новикова Е.М. Об изменчивости гидрологических условий в южной части Норвежского моря// Исследования северной части Атлантического океана. Труды ЛГМИ. 1964. Вып. 3. С. 3-11

13 Мошонкин С.Н., Филюшкин Б.Н. Влияние придонных гравитационных течений в проливах на водные массы Северной Атлантики // Водные массы океанов и морей. (К 100-летию А.Д. Добровольского).– М.:МАКС пресс.2007.– С.

14 Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне/ Под ред. Г.В.Алексеева и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1989.- 128 с.

15 Hatun H., T. A. McClimans. Monitoring the Faroe Current using altimetry and coastal sea-level data // Continental Shelf Research. 2003. Vol. 23. Pp. 859–868

16 Johannessen J. A., R. P. Raj, J. E. Ø. Nilsen, T. Pripp, P. Knudsen, F. Counillon, D. Stammer, L. Bertino, O. B. Andersen, N. Serra, N. Koldunov. Toward Improved Estimation of the Dynamic Topography and Ocean Circulation in the High Latitude and Arctic Ocean: The Importance of GOCE // Surv. Geophys. 2014. Vol. 35. Pp. 661–679. DOI 10.1007/s10712-013-9270-y

17 Mork K.A., J. Blindheim. Variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas, 1955-1996// Deep-Sea Research I. 2000. Vol. 47. Pp.1035-1057.

18. Pistek P., D.R. Johnson. Transport of the Norwegian atlantic current as determined from satellite altimetry // Geoph. Res. Lett.1992. Vol.19, No.13. Pp. 1379-1382.

19. Tait J. B. Hydrography of the Faroe Shetland Channel 1927- 1952 // Mar. Res. Scot. 1957. No. 2. 309 pp.

20 Berx B. The hydrography and circulation of the Faroe-Shetland Channel: a century of research//Ocean Challenge. 2012. Vol.19. P.15-19

- 21 Hughes S. L., W. R. Turrell, B. Hansen, S. Østerhus. Fluxes of atlantic water (volume, heat and salt) in the Faroe-Shetland channel calculated from a decade of acoustic doppler current profiler data (1994-2005)// Fisheries Research Services collaborative report. No 01/06. Marine Laboratory. – Aberdeen, 2006.
- 22 Beaird N. L., P. B. Rhines, C. C. Eriksen. Overflow Waters at the Iceland–Faroe Ridge Observed in Multiyear Seaglider Surveys.// J. Phys. Oceanogr. 2013. Vol. 43. Pp. 2334–2351.
- 23 Hansen B., H. Hátún, K. M. H. Larsen, R. Kristiansen, E. Mortensen, S. Østerhus. Atlantic water flow between Iceland and Faroes 2012 – 2013 // Havstovan, Technical Report Nr. 14 – 02. 2014 – URL: <http://www.hav.fo/PDF/Ritgerdir/TecRep1402.pdf>
- 24 1 Hatun H., T. A. McClimans. Monitoring the Faroe Current using altimetry and coastal sea-level data // Continental Shelf Research. 2003. Vol. 23. Pp. 859–868
- 25 Pistek P., D.R. Johnson. Transport of the Norwegian atlantic current as determined from satellite altimetry // Geoph. Res. Lett. 1992. Vol. 19, No. 13. Pp. 1379–1382.
26. С.М. Гордеева, А.А. Соколов. Климатическая оценка водного баланса Норвежского моря // Ученые записки РГГМУ. 2015. №41. С. 126-135.
- 27 Валерианова М.А., Новикова Е.М. Об изменчивости гидрологических условий в южной части Норвежского моря// Исследования северной части Атлантического океана. Труды ЛГМИ. 1964. Вып. 3. С. 3-11
- 28 Сентябов Е.В. Межгодовые изменения океанографических условий в Норвежском море и их влияние на распределение пелагических рыб: диссертация ... кандидата географических наук : 25.00.28 / [Место защиты: Рос. гос. гидрометеорол. ун-т (РГГМУ)]. - Санкт-Петербург, 2009. - 171 с.
- 29 Гордеева С. М. Практикум по курсу «Статистические методы анализа гидрометеорологической информации» – СПб.: РГГМУ, 2010.–74 с.
- 30 А.А. Балкин, Г.В. Алексеев, П.В. Богородский, В.В. Харитонов, В.Т. Соколов. Вертикальные потоки тепла в верхнем 400 – метровом слое Арктическо-

го бассейна по данным наблюдений на дрейфующей станции «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38» // Проблема Арктики и Антарктики 2014. Проблема Антарктики №2. С. 41 – 56

31 Trenberth K.E, Carton J. M. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports // J. Clim. 2001. V. 14, № 16. P. 3433 – 3443.

32 Bjerknes J. Atlantic Air–Sea Interaction / New York: Advances in Geophysics. Academic Press. 1964. T. 10. P. 1– 82.

33 Jungclaus J. H., Koenigk T. Low – frequency variability of the Arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations // Clim. Dyn. 2010. V. 34. № 2 – 3. P. 265 – 279.

34 Farneti R., Vallis G.K. Meridional Energy Transport in the Coupled Atmosphere – Ocean System: Compensation and Partitioning // J. Clim. 2013. V. 26. № 18. P. 7151 – 7166.

35 Skagseth O., Furevik T., Ingvaldsen R. et al Volume and Heat Transport to the Arctic Ocean Via the Norwegian and Barents Seas // Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Dordrecht: Springer Netherlands, 2008. P. 45- 64.

36 Amedsrud I.H., Esau I., Ingvaldsen R.B. et. Al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Rev. Geophys. 2013. V. 51. №3. P. 515 – 449.

37 В.А. Семенов Влияние океанологического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Доклады академии наук. 2008. Том 418, № 1. С. 106 – 109

38 Нестеров Е.С. // Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М.: Триада, лтд, 2013. – 144 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А. Программное обеспечение для расчетов

```
Program stat
Real t(432),z(23),l(20), av(460), raz(460), RR(460),c(460),g(432)
Real NN(432), Cor(432),Reg(432), A(432), s(432), tt(432), ppf(432,23,20), at(432),
qwe(432)
Real v(432,23,20), flow(432,23,20)
integer i, j, k, x, ppf_sh ,v_sh
open(1,file='rezaltTemp.txt')
open(2,file='flow60.txt')
do i=1,432
do j=1,23
do k=1,20
!print*, i,j,k
read (2,*) i, j, k, flow(i, j, k)
end do
end do
end do
x=1
q=432
cc=124.71
srt=216.5
sum=0.0
x=1
do i=1,432
g(i)=i
end do
do k=1,20
do j=1,23
sum=0.0
summ=0.0
v_sh=0
do i=1,432
if (flow(i,j,k).gt.-1e20) then
sum=sum+flow(i,j,k)
v_sh=v_sh+1
end if
```

```

end do
if (v_sh.ne.0) then
av(x)=sum/v_sh
if (ppf_sh .ne. 0) then
!at(x)=summ/ppf_sh
endif
end if
x=x+1
end do
sum=0.0
end do
x=1
q=432
p=1/q
do k=1,20
do j=1,23
sum=0.0
v_sh=0
do i=1,432
if (flow(i,j,k).gt.-3e14) then
raz(x) = ((flow(i,j,k) - av(x))**2
sum = sum + raz(x)
v_sh = v_sh + 1
end if
end do
c(x)=sqrt(sum*p)
x=x+1
end do
end do
x=1
q=432
cc=124.71
srt=216.5
do k=1,20
do j=1,23
sam=0.0
do i=1,432
NN(x)=c(x)*cc*q

```

```

RR(x)=(flow(i, j, k)-av(x))*((g(i)-srt))
sam=sam+RR(x)
if (NN(x) .ne. 0) then
Cor(x)=(sam/NN(x))
Reg(x)=cor(x)**2
a(x)=(c(x)/cc)*Cor(x)
s(x)=c(x)*(1-cor(x)**2)/(cc*(sqrt(q-1)))
tt(x)=abs(a(x))/s(x)
endif
end do
write(1,'(10F20.4)') z(j), l(k),Cor(x), Reg(x), a(x), s(x), c(x), tt(x)
x=x+1
end do
end do
end program

```