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 Крупномасштабная изменчивость характеристик энергоактивных зон Северной Атлантики

Исполнитель Шмакова Виктория Юрьевна

Руководитель доктор географических наук, профессор

Малинин Валерий Николаевич

«К защите допускаю» Заведующий кафедрой _

кандидат физ.-мат. наук, доцент,

Ерёмина Татьяна Рэмовна

«<u>09</u>» <u>06</u> 20<u>(8</u>г.

Санкт-Петербург

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 Крупномасштабная изменчивость характеристик энергоактивных зон Северной Атлантики

Исполнитель Шмакова Виктория Юрьевна

Руководитель доктор географических наук, профессор

Малинин Валерий Николаевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____

кандидат физ.-мат. наук, доцент,

Ерёмина Татьяна Рэмовна

«<u>»</u>____20_г.

Санкт-Петербург

СОДЕРЖАНИЕ

		Стр.		
	Сокращения	4		
	Введение	5		
1	Энергоактивные области Мирового океана			
1.1	Исследование энергоактивных областей в 20 веке			
1.2	Энергоактивные области Северной Атлантики			
1.2.1	Норвежская энергоактивная зона (с января 1957 по декабрь			
	1974 г.)			
1.2.2	Ньюфаундлендская энергоактивная зона (с января 1957 по	20		
	декабрь 1974 г.)			
1.2.3	Бермудская энергоактивная зона (с января 1957 по декабрь	21		
	1974 г.)			
2	Материалы и методы	24		
2.1	Исходные данные			
2.2	Статистические методы анализа гидрометеорологической	27		
	информации			
3	Исследование внутригодовой и межгодовой изменчивости	37		
	суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО			
4	Построение моделей деревьев решений (decision trees)	51		
	климатических параметров с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО			
4.1	Модель дерева решений для индекса Гольфстрима с суммарной	51		
	теплоотдачей в ЭАЗО			
4.2	Модель дерева решений для индекса Северо-Атлантического	56		
	колебания с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО			
4.3	Модель дерева решений для давления в центре Исландского	61		
	минимума с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО			

4.4	Модель дерева решений для индекса АМО с суммарной	66			
	теплоотдачей в ЭАЗО				
4.5	Результаты построения диагностических моделей методом	71			
	деревьев решений для климатических параметров				
	Заключение	75			
	Список использованных источников	78			

СОКРАЩЕНИЯ

ЛГМИ	 Ленинградский Гидрометеорологический Институт;
ЭАЗО	 энергоактивные зоны Мирового океана;
МЛР	 множественная линейная регрессия;
СКО	 среднеквадратическое отклонение;
BAO	 взаимодействие океана и атмосферы;
NCEP-DOE	 National Centers for Environmental Prediction – Department
	of Energy;
NCEP-NCAR	 National Centers for Environmental Prediction –National
	Center for Atmospheric Research;
AMIPII	 Atmospheric Model Intercomparison Project Reanalysis 2;
GSNW	 индекс Гольфстрима «Северная стена» (Gulfstream North
	Wall);
САК	 индекс Северо-Атлантического колебания;
ВНИИГМИ-	 Всероссийский научно-исследовательский институт
МЦД	гидрометеорологической информации — Мировой центр
	данных;
ЦДА	 центр действия атмосферы;
AMO	 индекс Атлантической Мультидекадной осцилляции;
NOAA ESRL	 National Oceanic and Atmospheric Administration Earth
PSD	System Research Laboratory Physical Sciences Division;
АКФ	 автокорреляционная функция;
ETP	 Европейская часть России;
ЧАКФ	 частная автокорреляционная функция;
ИМ	 Исландский минимум.

ВВЕДЕНИЕ

Впервые идея о существенной пространственной дифференциации теплообмена океана с атмосферой высказывалась в работах профессора Ленинградского Гидрометеорологического Института (ЛГМИ) В.В. Тимонова еще в 60-е годы прошлого столетия. Особо активные области океана, где обмен энергией с атмосферой осуществляется наиболее интенсивно, были названы очагами взаимодействия океана и атмосферы. Области выделялись по картам суммарной теплоотдачи в атмосферу за счет турбулентного потока тепла (P) и затрат тепла на испарение (LE). В Северной Атлантике (СА) выделено 4 очага: Бермудский, Ньюфаундлендский, Западно-Гренландский и Норвежский.

Данная идея довольно быстро получила признание, поскольку энергоактивные зоны Мирового океана (ЭАЗО) рассматриваются как специфические океанологические объекты, которые играют роль механизмов регулирования обмена энергией в системе океан-атмосфера и заслуживают внимательного изучения с точки зрения наиболее эффективных направлений разработки долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

В 70 – 80-е гг. 20 века Г.И. Марчуком была сформулирована концепция энергоактивных зон Мирового океана, которая стала стала методологической основой наблюдательной части программы «Разрезы». По результатам этой программы было получено множество уникальных научных результатов, но в начале 90-х годов в результате развала Советского Союза программа была свернута.

Актуальность исследования.

областей Значение энергоактивных океана ДЛЯ понимания короткопериодных колебаний климата настолько значительно, ЧТО ИХ 20 веке, концепция, разработанная В может быть реанимирована с использованием современных технических средств и прежде всего, результатов дистанционного зондирования океана и атмосферы из космоса. В настоящее

время существует несколько десятков глобальных архивов, которые содержат компоненты теплового баланса океана за длительный период времени в узлах сетки c различным пространственно-временным разрешением. Их использование позволяет сделать то, что было невозможно раньше в рамках программы «Разрезы», а именно, более подробно изучить пространственновременную изменчивость ЭАЗО. В настоящей работе будет рассмотрена межгодовая изменчивость трех ЭАЗО в Северной Атлантике: Бермудской, Ньюфаундлендской, и Норвежской и их связь с некоторыми климатическими параметрами – индексом Гольфстрима, Атлантической Мультидекадной осцилляцией, Северо-Атлантическим колебанием и давлением в центре Исландского минимума, которые в значительной степени определяют изменения климата не только в Северной Атлантике, но и в сопредельных районах.

Объект исследования – многолетние колебания суммарной теплоотдачи в Бермудской, Норвежской и Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики.

Предмет исследования – внутригодовая и межгодовая изменчивость суммарной теплоотдачи в Бермудской, Норвежской и Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики в условиях современного климата.

Цель исследования – с помощью методов статистического анализа определить основные особенности распределения суммарной теплоотдачи в Бермудской, Норвежской и Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики и оценить их влияние на климатические параметры.

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи исследования:

1) изучить ранее опубликованные материалы по исследованию энергоактивных зон Мирового океана и выполнить их обзор;

2) построить карты суммарных годовых потоков теплоотдачи (суммарные потоки затрат тепла на турбулентный теплообмен Р и затраты тепла на испарение LE) в Северной Атлантике и определить центры энергоактивных зон

океана;

3) провести статистический анализ внутригодовой и межгодовой изменчивости суммарной теплоотдачи в центрах исследуемых ЭАЗО;

4) выполнить построение моделей деревьев решений (decision trees) климатических параметров с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО;

5) сравнить полученные результаты с моделями множественной линейной регрессии (МЛР) и сделать вывод об эффективности методов в целях диагностического моделирования.

Научная новизна исследования.

1. На основе построенных карт суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике за многолетний период (с 1980 по 2017 гг.) выявлены центры энергоактивных зон океана в условиях интенсивного глобального потепления;

2. Выявлены закономерности крупномасштабной изменчивости суммарной теплоотдачи в энергоактивных зонах Северной Атлантики в период интенсивного потепления климата;

3. Построены статистические модели деревьев решений (decision trees) климатических параметров Северной Атлантики (индексы Гольфстрима, Северо-Атлантического колебания, Атлантической Мультидекадной осцилляции и давление в центре Исландского минимума) с годовыми значениями суммарной теплоотдачи в ЭАЗО.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Результаты анализа межгодовой изменчивости суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике и выявление центров энергоактивных зон в условиях интенсивного глобального потепления (1980-2017 гг.)

2. Закономерности внутригодовой и межгодовой изменчивости суммарной теплоотдачи в энергоактивных зонах Северной Атлантике.

3. Модели деревьев решений (decision trees) климатических параметров Северной Атлантики с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО.

Практическая значимость работы. Полученные результаты подтверждают высокую значимость ЭАЗО в формировании короткопериодных

колебаний климата в Северной Атлантике и могут служит важными предикторами при построении статистических моделей различных гидрометеорологических процессов, в том числе предназначенных для их долгосрочного прогноза.

Объем и структура диссертации.

Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованных источников. Материал диссертации изложен на 82 странице, включает 21 рисунок и 10 таблиц. Список использованных источников содержит 35 наименований.

Содержание работы.

Bo введении обосновывается актуальность выбранной темы диссертационного исследования, обсуждаются цели и задачи исследования, научная И практическая научная новизна, значимость диссертации, формулируются положения, выносимые на защиту. Кратко представлено содержание диссертации.

В *главе 1* дается описание исследования энергоактивных зон Мирового океана в 20 веке, их значимости в разработке долгосрочных гидрометеорологических прогнозов, а также представлено подробное описание крупномасштабной изменчивости климатических характеристик теплообмена в ЭАЗО Северной Атлантики с января 1957 по декабрь 1974 г.

В *главе* 2 дается описание массивов гидрометеорологических данных, которые используются в диссертационном исследовании, представлено краткое описание методов одномерного и многомерного статистического анализа.

В *главе 3* выполняется построение карт среднегодовой суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике, выявление центров ЭАЗО на основе построенных карт, а также исследуется внутригодовая и межгодовая изменчивость среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах Бермудской, Норвежской и Ньюфаундлендской ЭАЗО в условиях современного климата (с января 1980 по декабрь 2017 гг.).

Глава 4 посвящена построению диагностических моделей методом деревьев решений (decision trees) для оценки влияния ЭАЗО на климатические параметры (индекс Гольфстрима, индекс Северо-Атлантического колебания, Исландского лавление В центре минимума и индекс Атлантической Мультидекадной осцилляции). Также выполняется построение моделей МЛР методом включения переменных. Модели, построенные разными методами для каждого климатического параметра, сравнивались между собой по величине стандартной ошибки в долях среднеквадратического отклонения (СКО). На основе этого сравнения делались выводы об эффективности обоих методов при использовании в целях диагностического моделирования.

В заключении сформулированы основные результаты диссертационного исследования.

1 Энергоактивные области Мирового океана

1.1 Исследование энергоактивных областей в 20 веке.

Впервые идея о существенной пространственной дифференциации теплообмена океана с атмосферой высказывалась в работах профессора Ленинградского Гидрометеорологического Института (ЛГМИ) В.В. Тимонова еще в 60-е годы прошлого столетия. В то время, он совместно с А.А. Гирсом опубликовал статью «Об опыте исследования изменений состояния системы океан-атмосфера».

Этим вопросом В.В. Тимонов заинтересовался во время экспедиции в Белое море, когда он пытался рассчитать тепловой баланс моря, поэтому к проблеме взаимодействия океана и атмосферы он подошел более широко и основательно. К решению этой задачи был привлечен большой коллектив кафедры океанологии ЛГМИ [1]. Под руководством В.В. Тимонова были разработаны планы специальных экспедиционных работ в северной части Атлантического океана. Результаты обработки материалов исследований были опубликованы в сборниках под его редакцией в 1961, 1964 и 1965 гг. Позднее в 1967 и 1969 гг. вышли «Атласы изменений состояний системы океан-атмосфера в Северной Атлантике». Эти работы являются самыми крупными работами В.В. Тимонова в области океанологии и глобальной геофизики. Последним его научным трудом стала работа, написанная в соавторстве с А.И. Смирновой и К.И. Непопом в 1970 г. «Об очагах взаимодействия океана и атмосферы», которая выражает идею об энергоактивных районах океана [2].

Эта идея лежит в основе исследования Мирового океана с целью возможно быстрого выяснения общих законов взаимодействия океана и атмосферы и использования их для разработки долгосрочных прогнозов погоды и климата [1].

В.В. Тимоновым при подготовке к Международному геофизическому

году была выдвинута Комплексная тема научных исследований в ЛГМИ по исследованию взаимодействия океана и атмосферы на примере Северной Атлантики. Он обратил особое внимание на то, что процессы взаимодействия океана и атмосферы в различных районах Северной Атлантики имеют неодинаковую интенсивность в зависимости не только от сезона года, но и от района. Особо активные области океана, где обмен энергией между океаном и атмосферой осуществляется наиболее интенсивно, В.В. Тимонов назвал очагами взаимодействия океана и атмосферы. В своих работах он показал, что изменения деятельности этих очагов должны быть показательными, а в некоторой мере и определяющими для крупномасштабных изменений состояния системы океан – атмосфера [1].

Очаги взаимодействия океана и атмосферы (ВАО) заслуживают внимательного изучения с точки зрения наиболее эффективных направлений разработки долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. В работах В.В. Тимонова и его учеников в 60-х гг. были выделены четыре очага взаимодействия океана атмосферы: Бермудский, Ньюфаундлендский, Западно-Гренландский и Норвежский. Основой для их выделения послужили карты суммарной теплоотдачи в атмосферу за счет турбулентного потока тепла (Р) и затрат тепла на испарение (LE). Формирование очагов ВАО связано с адвекцией холодных воздушных масс с материка Северной Америки, Гренландии и Северного Ледовитого океана над районами теплых морских течений. Очаги являются одновременно районами более глубокого конвективного перемешивания и формирования глубинных водных масс, они служат зоной сильной трансформации воздушных масс, а также выноса тепла в верхние слои тропосферы и нижней стратосферы. Совершенно точно, что очаги ВАО существенно влияют на характер крупномасштабной атмосферной циркуляции и формирование центров действия атмосферы [1].

Главной залачей изучение пространственно-временной является изменчивости очагов взаимодействия. Исследование межгодовых колебаний районах потоков тепла И влаги В судов показало, погоды что

крупномасштабные изменения в этих районах происходят синхронно, в то время как в Западно-Гренландском очаге ВАО наблюдается запаздывание тех или иных импульсов со сдвигом в один год. Таким образом, синоптические условия, которые обуславливают увеличение теплоотдачи с поверхности океана по всей системе течений Гольфстрим, создают ситуации, связанные с уменьшением теплоотдачи в Западно-Гренландском очаге ВАО. С другой стороны, устойчивые очаги повышенной и пониженной теплоотдачи оказывают влияние на характер и преобразования атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и прилегающими к ней районами.

Исследование ЭАЗО получило довольно широкое распространение, и нашло свое отражение в ряде работ [3 – 8]. Дальнейшим развитием идей В.В. Тимонова по изучению очагов ВАО следует считать экспедиционные и теоретические исследования, которые проводились в 70 – 80-е гг. в нашей стране по национальной программе «Разрезы». В середине 70-x годов и Ю.Н. Скибой [9, 10] была Г.И. Марчуком выполнена постановка сопряженной задачи для модели термического взаимодействия численный атмосферы с океанами И континентами И ee расчет. Г.И. Марчук и Ю.Н. Скиба проанализировали задачу, исходя из того, что облачность и морские течения являются эффективными регуляторами процессов переработки постоянного потока солнечной радиации в притоки тепла к атмосфере с обратной связью. Сопряженное решение этой задачи было связано с прогнозируемым функционалом от аномалии температуры и объяснялось как функция влияния, которая характеризует область влияния вариаций исходных параметров во всем пространстве на изменение функционала от аномалии температуры в выбранном районе [6].

С помощью проведенных численных экспериментов были выявлены локальные районы на акватории Атлантического И Тихого океанов, характеризующиеся функциями максимальными влияния И своими периодами проявления влияния. Эти результаты ЭТОГО позволили Г.И. Марчуку сформулировать концепцию энергоактивных зон Мирового

океана, которая стала методологической основой наблюдательной части программы «Разрезы» — одного ИЗ наиболее крупных советских естественно-научных проектов, целью которых было исследование роли океана в короткопериодных колебаниях климата и долгосрочных прогнозах погоды [6]. Почти два десятилетия весь научно-исследовательский флот страны, многие научные учреждения Гидрометслужбы и Академии наук работали на программу «Разрезы», было получено множество уникальных научных результатов, но в начале 90-х годов в результате развала Советского Союза программа была свернута и исследование ЭАЗО прекратилось. Довольно подробные описания ЭАЗО в Северной Атлантике на начало 80-х годов даны в работах [11, 12, 13]. По результатам программы «Разрезы» было выделено 10 энергоактивных областей. Регулярные наблюдения в этих зонах могли обеспечить физически непротиворечивую постановку численных экспериментов с крупномасштабной моделью взаимодействия в целях долгосрочного прогнозирования.

В ряде проведенных работ по исследованию энергоактивных зон было дано их феноменологическое описание, были обнаружены проявления этих областей в полях дисперсий радиационных характеристик океана и атмосферы, а также проведены количественные оценки потоков тепла в областях. Результаты исследований заставили рассматривать энергоактивные области не только как методологический наблюдательных элемент, но и как специфические океанологические объекты, которые имеют роль механизмов регулирования обмена энергией в системе океан-атмосфера.

Зонально осредненная картина параметров энергообмена на границе океан-атмосфера не отражает внутренней структуры энергообмена с атмосферой акваторий. Энергоактивные отдельных океанских области являются одними из основных элементов этой внутренней структуры. Сначала необходимо рассмотреть пространственную дифференциацию основных факторов, формирующих обмен энергией на границе океанатмосфера — термических и влажностных контрастов на границе вода-

воздух и фазовых рассогласований годового хода характеристик атмосферы и океана, поскольку они определяют соответственно климатическую и сезонную компоненты энергообмена [6].

Поле радиационного баланса Мирового океана [14, 15] зонально и на любом меридиональном разрезе величины слабо отличаются от среднезональных величин. Однако карты теплового баланса Мирового океана [14, 15] имеют четко выраженную очаговую структуру. Минимумы теплового баланса на них связаны с энергоактивными областями, которые характеризуются экстремальными значениями потоков тепла и испарения в атмосферу. Идентификаторами зон экстремальных потоков могут служить тепловые и влажностные контрасты приводного слоя, а также фазовые рассогласования годового хода параметров океана и атмосферы. Экстремумы фазовых сдвигов (циклической компоненты теплообмена) и градиентов приводного слоя (климатической компоненты) не совпадают друг с другом по местоположению, поскольку они связаны с положением циклических ЭАЗО (II рода) и климатических (I рода) [6].

На рисунке 1.1 приведены карты площади температурных петель $S(T_w T_a)$ и фазовых рассогласований, годовых температурных колебаний воды и воздуха $\phi(T_w T_a)$ для Мирового океана. Эти карты позволяют предварительно выделить на акватории Мирового океана следующие циклические ЭАЗО.

В Тихом океане: 1 — Беринговоморская с очагами у западного и восточного берегов; 2 — Охотоморская; 3 — Японо-морская; 4 — Желтого и Восточно-Китайского морей; 5 — Южно-Китайского моря; 6 — Гавайских островов; 7 — Течения Куросио; 8 — морей Малайского архипелага; 9 — Панамо-Гватемальская (Костариканский апвеллинг); 10 — Острова Пасхи; 11 — Перуанского апвеллинга; 12 — Восточно-Австралийская (хребет Лорд-Хау); 13 — Новозеландская; 14 — Течения Мыса Горн; 15 — Моря Росса [6].



Рисунок 1.1 Распределение по акватории Мирового океана величин температурных петель S (T_wT_a) (°C) (a) и фазовых различий годового хода температур воды и воздуха ф (T_wT_a) (рад) (б) [6]

В Индийском океане: 1 — Аравийского моря; 2 — Бенгальского залива; 3 — Течения Мыса Игольного; 4 — Экваториального апвеллинга; 5 — Южного полярного фронта; 6 — Прикромочная антарктическая [6].

В Атлантическом океане: 1 — Норвежско-Гренландская с очагами у побережья Гренландии (а) и Скандинавии (б); 2 — Ньюфаундлендская; 3 — Течения Гольфстрим; 4 — Западная Тропическая; 5 — Канарская; 6 —

Экваториального и прибрежного Африканского апвеллингов; 7— Фолклендско-Патагонского шельфа; 8— Южно-Американская; 9— Моря Уэдделла [6].

В связи с тем, что выделенные очаги взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике являются основным источником питания энергией атмосферной циркуляции в данном районе, значительный интерес представляет получение более детальных количественных характеристик очагов, в частности величины суммарного теплообмена.

В работе В.Н. Малинина и Н. П. Смирнова [7], посвященной исследованию ЭАЗО в Северной Атлантике, косвенным методом дана приближенная оценка роли очагов в тепловом балансе Северной Атлантики.

(1), Было получено выражение согласно которому суммарный теплообмен океана с атмосферой через некоторую фиксированную площадь S равен притоку вертикально-интегрированных энтальпии, скрытой И потенциальной энергии через границу S за вычетом радиационного баланса атмосферы.

$$\int_{S} QdS = \int_{S} (P + LE)dS =$$

$$= \frac{1}{\rho g} \int_{0}^{p_{0}} \oint_{l} (gz + c_{p}T + Lq)\rho V * ndldp - \int_{S} R_{a}dS$$
(1)

Где *Q* — поток водяного пара;

Р — турбулентный поток тепла;

E — испарение;

L — скрытая теплота парообразования;

S — фиксированная площадь;

ρ — плотность воздуха;

g — ускорение силы тяжести;

z — вертикальная компонента;

c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении;

- *Т* температура воздуха;
- *L* скрытая теплота парообразования;
- *q* удельная влажность;
- *V* трехмерный вектор ветра;
- *п* единичный вектор, нормальный к контуру;
- l длина контура, стягивающего площадь S;
- *R_a* радиационный баланс атмосферы.

Уравнение (1) стало исходным для вычисления турбулентных потоков тепла и влаги со всей акватории Северной Атлантики и ее отдельных районов, резко различающихся по интенсивности процесса теплообмена с атмосферой. В качестве исходных данных для расчетов в работе [7] были использованы величины горизонтальных потоков тепла и водяного пара на отдельных изобарических поверхностях по сети аэрологических станций, находящиеся на побережье Северной Атлантики, ее островах и кораблях погоды, по срочным данным за период с 1957 по 1965 гг.

[7] Результаты, полученные В работе позволили выявить, что поверхности Ньюфаундлендского и Норвежского очагов теплоотдачи в зимний $247*10^{16}$ атмосферу расходуются ккал период в тепла. a co всей рассматриваемой акватории Северной Атлантики – 524*10¹⁶ ккал. Хотя площадь очагов немного превышает ¹/4 площади Северной Атлантики (30%), их теплоотдача составляет почти половину (47%) суммарного потока тепла в атмосферу со всей Северной Атлантики. Несмотря на то, что Норвежский очаг слабее Ньюфаундлендского, его роль является определяющей в формировании погодных условий северо-западной части Европы и прилегающих областей Арктического бассейна.

Также в работе был выполнен приближенный численный расчет среднемесячных величин потока тепла в атмосферу из Норвежского очага за январь с 1949 по 1969 гг. В качестве основы для расчета была использована методика В.В. Шулейкина [16]. В данном случае в расчетах не учитывалось

количество тепла, расходуемого атмосферой на дополнительное эффективное излучение.

Среднее значение потока тепла для данного периода оказалось равным 12,8*10¹⁶ ккал/мес, амплитуда многолетних колебаний – 5*10¹⁶ ккал/мес. Сравнивая среднее значение потока тепла с аналогичной величиной за январь с 1957 по 1965 гг. (19,67*10¹⁶ ккал/мес), получаем их довольно хорошее соответствие. Разница между ними возникает из-за использования различных методов расчета, разных площадей очагов и периодов времени, для которых были определены потоки тепла и влаги [7].

При сопоставлении потока тепла из Норвежского очага с повторяемость индекса зональной циркуляции А.Л. Каца было показано, что увеличению теплоотдачи соответствует усиление зональной циркуляции. Вероятно, это связано с преобладанием восточного переноса в зимний период в данных широтах на уровне моря, в результате которого происходит натекание холодных масс воздуха на теплый океан [7].

1.2 Энергоактивные области Северной Атлантики

Более подробное описание крупномасштабной изменчивости климатических характеристик теплообмена в ЭАЗО с января 1957 по декабрь 1974 г. было дано в работе Бирмана Б.А. и Поздняковой Т.Г. [3].

1.2.1 Норвежская энергоактивная зона (с января 1957 по декабрь 1974 г.) [3]

Норвежская ЭАЗО располагается в акватории Норвежского и части акватории Северного моря, простирается почти на 20° с севера на юг. Формирование климатических условий в зоне происходит под влиянием теплового Норвежского течения. Средняя температура воды в зоне даже зимой не опускается ниже 5 °C, годовая амплитуда на севере зоны составляет около 4 °C, на юге она увеличивается до 8 – 9 °C. Температура воздуха над всей зоной в холодное полугодие ниже температуры воды более чем на 2 °C. Сочетание

неустойчивого термического состояния со значительной скоростью ветра (около 10 м/с) способствует развитию интенсивного теплообмена [3]. Максимальная величина теплообмена в декабре составляет 128 Вт/м². Летом турбулентные потоки направлены из атмосферы в океан.

Радиационные характеристики которые определяются 30НЫ. астрономическими факторами и режимом облачности, имеют хорошо выраженный годовой ход с максимумом В июне. Летом количество поглощенной радиации изменяется довольно сильно и составляет в июле 17.6 Вт/м². Максимум поглощенной радиации в пределах зоны в июле 1970 г. составил 286 Вт/м², при этом с середины 60-х гг. отмечалась тенденция к увеличению приходной части радиационного баланса в зоне. Радиационный баланс в Норвежской зоне отрицателен в среднем около 4-х месяцев, в отдельны годы в течение 6 месяцев (октябрь – март). Наибольшая изменчивость радиационного баланса отмечается в летний период и составляет 12.1 Вт/м². Максимальная величина радиационного баланса наблюдалась в июне 1970 г. и составила 236 Вт/м², абсолютный минимум за период с 1957 по 1974 гг. составил 68 Вт/м² в декабре 1965 г. [3].

Начиная с середины 60-х гг. происходит увеличение летних значений радиационного баланса и уменьшение зимних. Это в свою очередь приводит к возрастанию внутригодовых амплитуд. Так, в 1965 г. амплитуда годовых колебаний составила 220 Вт/м², а в 1974 г. – 251 Вт/м².

Тепловой баланс для Норвежской зоны отрицателен в течение 7 месяцев. Максимальные величины составляют 167 Вт/м² в июне, а минимальные в декабре (– 159 Вт/м²). Наибольшая изменчивость теплового баланса за период с 1957 по 1974 гг. отмечалась в ноябре и феврале – марте и составляла больше 30 Вт/м² [3].

Экстремально большой тепловой баланс поверхности Норвежской зоны наблюдался в июне 1970 г. и составлял 208 Вт/м². Наибольшая отдача тепла происходила в ноябре 1973 г. – 229 Вт/м². Тенденция к увеличению в летнее время и к уменьшению в зимнее прослеживается и для величин теплового

баланса, только наступает несколько позже, чем для величин радиационного баланса.

1.2.2 Ньюфаундлендская энергоактивная зона (с января 1957 по декабрь 1974 г.) [3]

Ньюфаундлендская ЭАЗО располагается в зоне морского субтропического климата и находится на стыке двух основных морских течений Атлантики: холодного Лабрадорского и теплого Северо-Атлантического. На распределение температуры поверхности океана в пределах исследуемого района оказывает влияние положение полярного гидрологического фронта. На севере зоны температура воды зимой колеблется около 9 °C, а на юге в это же время она составляет от 15 до 17 °C. Такие различия сохраняются в течение всего года. В июле на севере зоны вода прогревается в среднем многолетнем до 13 – 14 °C, а на юге до 22 – 23 °C. Район Ньюфаундлендской зоны характеризуется интенсивной циклонической деятельностью, которая проявляется в больших скоростях ветра и неустойчивом состоянии атмосферы, особенно в осеннезимний период [3].

Поступление солнечной радиации в зимний период составляет от 50 до 80 Вт/м², а в летний – от 230 до 250 Вт/м². В зимние месяцы межгодовые колебания приходящей суммарной радиации сравнимы с величинами суммарной солнечной радиации, а в остальные составляют около 30 – 40 % ее средней месячной величины.

Радиационный баланс поверхности океана в этом районе в среднем многолетнем положителен в течение всего года. Максимум наблюдаются в июле и составляют 196 Вт/м². В отдельные годы, в период с ноября по январь возможно появление отрицательных величин радиационного баланса, не превышающих 31 Вт/м². Основной источник расхода накопленного океаном тепла – суммарный турбулентный обмен [3]. Максимальная интенсивность теплоотдачи приходится на январь и составляет около 230 Вт/м², на этот же месяц приходятся и максимальные величины составляющих турбулентного теплообмена – затраты тепла на турбулентный теплообмен (Р) и на испарение

(LE). Наибольшее ослабление теплоотдачи происходит от марта к апрелю, интенсивнее этот процесс проявляется для турбулентного потока, величина которого в этот период уменьшается почти в два раза. [5] Летом процесс теплоотдачи океану за счет турбулентного обмена либо совсем прекращается, либо меняет знак: в океан поступает незначительная часть энергии. В июле единственным источником потерь тепла являются затраты тепла на испарение, которые составляют 42 BT/m^2 . В этом же месяце отмечается и максимум теплового баланса поверхности Ньюфаундлендской зоны – 157 BT/m^2 . Наиболее интенсивная отдача тепла океаном в атмосферу, приходится на январь (– 229 BT/m^2) [3]. В отдельные годы в январе может наблюдаться очень большая теплоотдача и составлять до (– 420 BT/m^2). Это связано с выносом холодного воздуха с континента Северной Америки на поверхность теплого Северо-Атлантического течения.

Межгодовые изменения составляющих теплового баланса имеют следующие особенности: в конце 60-х – начале 70-х годов происходит увеличение поглощенной солнечной радиации и как следствие – рост радиационного баланса, который наиболее отчетливо проявляется в летнее время. Амплитуда внутригодовых колебаний также увеличивается. В летнее колебаниях время отчетливо выраженных периодов В суммарного турбулентного теплообмена не прослеживается. Начиная с середины 60-х гг., в зимнее время суммарные затраты тепла на турбулентный теплообмен и на испарение (P + LE) значительно возросли, что привело к уменьшению теплового баланса, несмотря на рост приходной части [3].

1.2.3 Бермудская энергоактивная зона (с января 1957 по декабрь 1974 г.) [3]

Восточная часть Бермудской ЭАЗО располагается в акватории севернее Бермудских островов, на границе зон тропического и субтропического климата. Восточная ветвь Гольфстрима оказывает существенное влияние и создает условия неустойчивой стратификации в течение всего года. Наибольшая неустойчивость приводного слоя атмосферы в этом районе – с октября по

декабрь [3].

суммарной солнечной радиации Приход В зоне имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом в июле (294 Bt/м²) и минимумом в декабре (92 Вт/м²). Радиационный баланс положителен в течение всего года. Межгодовая изменчивость радиационного баланса значительно меньше, чем в расположенных севернее, средние зонах, квадратические отклонения колеблются от 2 до 8 Вт/м² [3].

Большие потери тепла происходят за счет суммарного турбулентного теплообмена, максимум которого приходится на январь. В течение полугода интенсивность теплоотдачи превышает 200 Вт/м². Расчеты показывают, что в холодное время потери тепла на 80% происходят за счет испарения. Изменчивость суммарного турбулентного теплообмена В восточной Бермудской зоне довольно большая. Экстремально большие потери тепла океаном за счет турбулентной отдачи в период с 1957 по 1974 гг. происходят в зоне в январе 1970 года и составляют 375 Вт/м². Тепловой баланс поверхности положителен в течение 5 месяцев с апреля по август [3]. Максимальные отрицательные величины теплового баланса, соответствующие максимальной теплоотдаче океаном в атмосферу, приходятся на январь и составляют более – 220 BT/M^2 .

Западная часть Бермудской ЭАЗО находится севернее Багамских островов, в зоне муссонного субтропического климата, под влиянием теплого Флоридского течения. Влияние этого течения отражается в первую очередь на температуре поверхности океана: зимой температура воды в среднем для зоны не опускается ниже 17 °C, а летом и осенью составляет около 25 – 27 °C. Муссонный эффект проявляется в смене направления ветра и в колебаниях влажности воздуха. Исследуемый район отличается сильно неустойчивой стратификацией приводного слоя воздуха [3].

В приходящей суммарной солнечной радиации отмечаются два максимума в мае и июле. Межгодовая изменчивость поступления солнечной радиации небольшая, но составляет более 30% от средних месячных величин.

Минимум солнечной радиации приходится на декабрь и составляет 112 Вт/м². Годовой ход радиационного баланса в целом схож с ходом суммарной солнечной радиации. Межгодовая изменчивость радиационного баланса схожа с изменчивостью в восточной части Бермудской зоны [3].

Сочетание высокой температуры подстилающей поверхности и неустойчивой стратификации создают условия для интенсивной отдачи тепла океаном. За счет турбулентного обмена зимой атмосфера получает из океана от 250 до 280 Вт/м². В отдельные годы эти величины могут превышать 400 Вт/м². Максимальное значение приходится на декабрь. Наименьшие величины, наблюдаются в июне и составляют около 100 Вт/м². Основной вклад в суммарный турбулентный обмен вносят затраты тепла на испарение (около 70% в холодный период и более 90% в теплый период). Тепловой баланс в зоне положителен с апреля по август (максимальное значение отмечается в июне). Наиболее интенсивно океан отдает тепло в декабре – январе.

Западная часть Бермудской зоны отличается от восточной большей межгодовой изменчивостью теплового баланса. Наибольшие положительные величины теплового баланса в зоне за рассматриваемый период с 1957 по 1974 гг. составили в мае 1966 г. 194 Вт/м², что почти в 2 раза превысило среднюю многолетнюю величину. В обеих частях Бермудской зоны во второй половине 60-х гг. имели место самые больше отрицательные значения теплового баланса за исследуемый период с 1957 по 1974 гг., но в начале 70-х годов вновь наметилась тенденция роста теплового баланса [3].

2 Материалы и методы

2.1 Исходные данные

Для оценки значений турбулентного потока тепла (Р) и затрат тепла на NCEP-DOE испарение (LE) использовался архив Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [17]. NCEP-NCAR Reanalysis-2, охватывает спутниковый период с 1979 г. по настоящее время с пространственным разрешением 1.9° по широте и долготе и использует прогноза, обновленные ассимиляции модели данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR Reanalysis-1. В Reanalysis-2 сделаны значительные уточнения в параметрах потоков для суши и океана у земной поверхности. Reanalysis-2 имеет постоянную поддержку и его данные находятся в свободном доступе на сайте Гавайского Университета ASIA-PACIFIC DATA-RESEARCH CENTER [18]. Из данного архива выбирались среднемесячные значения турбулентного потока тепла из океана в атмосферу и затрат тепла на испарение за период с января 1980 по декабрь 2017 гг.

В качестве климатических факторов использовались: индексы Гольфстрима (GSNW), Североатлантического колебания (САК), атлантической мультидекадной осцилляции (АМО), давление в центре Исландского минимума (Р_{им}).

1. Индекс Гольфстрима (Gulfstream North Wall, GSNW) характеризует положение хорошо идентифицируемой северной границы течения («North Wall» или «северная стена»), т.е. косвенно отражает мощность течения. Данный индекс, предложенный Тейлором и Стефенсом в 1980 г. [19], рассчитывается в морской лаборатории Плимута (Великобритания) [20]. Для определения интенсивности течения Тейлором и Стефенсом был использован метод главных компонент, в качестве которой как раз и выступает индекс GSNW.

Положительные значения индекса соответствуют продвижению Гольфстрима на север, а отрицательные, наоборот, на юг относительно среднего многолетнего положения. С учетом этого можно дать косвенную оценку интенсивности течения. Чем выше индекс GSNW, тем дальше на север продвигается Гольфстрим. Среднемесячные значения индекса Гольфстрима представлены на сайте морской лаборатории Плимута (Великобритания) [20]. Более подробное описание индекса Гольфстрима дается в работе [21].

2. Индекс Североатлантического колебания (САК) представляет собой разность атмосферного давления между центрами Азорского максимума и Исландского минимума. Он характеризует интенсивность зонального геострофического переноса воздушных масс в умеренных широтах над Северной Атлантикой. В работе использован индекс САК в виде разности давления между Лиссабоном и Стиккисхоульмюр (Исландия), который имеет длительную продолжительность и непрерывную поддержку [22].

3. Давление в центре Исландского минимума выбиралось из справочной монографии «Мониторинг общей циркуляции атмосферы, северное полушарие», подготовленной во ВНИИГМИ-МЦД [23]. В ней содержатся среднемесячные данные широты, долготы и давления в 5 центрах действия атмосферы северного полушария с 1891 года.

Исходным материалом при подготовке данных по центрам действия атмосферы (ЦДА) послужили среднемесячные карты атмосферного давления на уровне моря над Северным полушарием. Эти данные до 1967 г. были обобщены и опубликованы в работе А.И.Соркиной [24]. С 1968 г. работа по сбору и подготовке данных по ЦДА была продолжена во ВНИИГМИ-МЦД до 2000 г., а в последующие годы – в Гидрометцентре России. Данные по центрам действия атмосферы периодически публиковались в бюллетенях «Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие» по 5-летним периодам (1985-1990, 1991-1995, 1996-2000 гг.) [25].

Принцип снятия данных был аналогичным, как и при снятии данных опубликованных в работе А.И. Соркиной [24] и бюллетенях мониторинга. С

карт снимались координаты центров барических образований и значения давления в этих центрах. В те месяцы, когда формирование того или иного ЦДА не наблюдалось, соответствующие сведения в таблице отсутствуют. В некоторых случаях, снятие данных по интенсивности и местоположению ЦДА произведено ориентировочно [25].

4. Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО) представляет собой долгопериодное изменение температуры поверхности в Северной части Атлантического океана (от 0° до 70° N) [26]. АМО оказывает влияние на температуру воздуха и интенсивность осадков на большей части Северного полушария, как Северной Америки, так и Европы. Среднемесячные данные АМО, которые имеют постоянную поддержку и досупны на сайте NOAA ESRL PSD [26].

Временные ряды рассчитываются из набора данных Kaplan SST, который обновляется ежемесячно. В основном ЭТО показатель температуры В Атлантическом океане. Создаются временные ряды, сглаженной И несглаженной версий. На сайте представлены сглаженные и несглаженные среднемесячные значения индекса АМО для двух периодов – длинный – с 1856 г. по настоящее время и короткий – с 1948 г. по настоящее время.

Получение данных индекса АМО происходит следующим образом [26]: 1. Используется набор данных Kaplan SST (5°х5°);

2. Рассчитывается средневзвешенное значение температуры поверхности над районом Северной Атлантики в основном от 0 до 70° с.ш.;

3. Из временного ряда удаляется тренд;

4. Выполняется сглаживание данных.

Набор данных Kaplan SST создается путем ввода версии MOHSST5 набора данных GOSTA из офиса UK MET в качестве входных данных SST, установленных на различные этапы обработки. Эти шаги включают в себя проекцию Естественных Ортогональных Функций, Оптимальную интерполяцию, прогноз фильтра Калмана, анализ фильтра Калмана и Оптимальную сглаживание. Таким образом, эти методы заполняют любые

пространственные шаблоны, недостающие данные, используя также временной полученные ИЗ данных, которые существуют вместе С В 5°x5° интерполяцией. Набор данных хранится сетке И состоит ИЗ ежемесячных аномалий с 1856 года по настоящее время. Аномалии основаны на периоде с 1951 по 1980 гг. [26]

Пространственное покрытие данных:

- 5.0 градуса по широте глобальной сетки (72х36).
- от 87.5 S до 87.5 N, от 2.5 E до 357.5 E.

Полное описание набора данных представлено в Библиотеке климатических данных (IRI/LDEO Climate Data Library) [27].

2.2 Статистические методы анализа гидрометеорологической информации

1. Первичный статистический анализ [28]

Первичный статистический анализ гидрометеорологической информации позволяет определить:

 показатели положения (среднее арифметическое, медиана, минимум, максимум статистического ряда);

2) показатели разброса (дисперсия, стандартное отклонение, размах);

 показатели, описывающие закон распределения (эмпирическая функция распределения, ее характеристики) [28].

2. Выделение и анализ тренда [29]

Тренд – это медленное изменение процесса, период которого превышает длину исходной реализации. Наличие тренда в исходном ряду определяется его длиной. Тренд изменяется при изменении длины исследуемого ряда. Он может появляться, исчезать, изменять свою интенсивность или форму.

Тренд отличается от тенденции временного ряда тем, что он не может образовывать циклы. Тенденция временного ряда говорит нам о главных

закономерностях в развитии случайного процесса [29]. В большинстве случаев именно долгопериодная изменчивость ряда рассматривается в качестве основной тенденции. Значимый тренд обычно является частным случаем тенденции, но не наоборот.

Тренд может быть линейным или нелинейным, аппроксимированным различными функциями. При небольшой длине ряда, может быть достаточно линейного представления тренда:

$$T(t) = a_0 + a_1 t; (2.1)$$

где

T(t) — функция, описывающая трендовую компоненту;

*а*₀, *а*₁, — коэффициенты регрессии;

t — независимая переменная (время).

Нелинейный тренд может быть аппроксимирован полиномом второй степени:

$$T(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2; (2.2)$$

где

T(t) — функция, описывающая трендовую компоненту;

*а*₀, *а*₁, *а*₂ — коэффициенты регрессии;

t — независимая переменная (время).

Значимость тренда оценивается по критерию Стьюдента [29]. Сначала выполняется формулирование нулевой гипотезы по отношению к коэффициенту регрессии и к коэффициенту корреляции:

$$H_0: |a_1| = 0, H_0: |r| = 0;$$
 (2.3)

где *H*₀ — нулевая гипотеза;

*а*₁ — коэффициент регрессии;

г — коэффициент корреляции.

Для того чтобы оценить выдвинутые гипотезы рассчитывается эмпирическое значение критерия Стьюдента по формуле (2.4), причем $t_r = t_{a1}$

$$t = \frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}};$$
 (2.4)

где *t* — эмпирическое значение критерия Стьюдента;

г — коэффициент корреляции;

п — длина ряда.

Если эмпирическое значение критерия Стьюдента меньше его критического значения при заданном уровне значимости, то тренд считается значимым [29], т.е.

$$t > t_{\kappa p} \left(\alpha, \nu \right) \tag{2.5}$$

где *t* — эмпирическое значение критерия Стьюдента;

 $t_{\kappa p}$ — критическое значение критерия Стьюдента;

α — уровень значимости;

v == n−2, число степеней свободы;

п — длина ряда.

Для того чтобы оценить значимость нелинейного тренда формулируется нулевая гипотеза в отношении корреляционного отношения, проверка гипотезы выполняется аналогично проверке коэффициента корреляции. По коэффициенту детерминации оценивается вклад тренда в дисперсию исходного ряда, а его величина определяется коэффициентом регрессии [29].

Поделив на длину интервала разности первого и последнего значений, которые вычисляются по полиному 2-й степени, можно вычислить величину нелинейного тренда. Для нелинейного тренда коэффициент детерминации в будет больше, чем у линейного. Различия между трендами будут больше, чем больше будет «крутизна» тренда.

3. Гармонический анализ [29]

Для описания периодических процессов используется гармонический анализ, который представляет собой разложение в ряд Фурье.

Функцию f (t) в интервале [T, T + 2л] можно представить следующей формулой:

$$f(t) = f^{--} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n Cos(n\omega t) + b_n Sin(n\omega t)]; \qquad (2.6)$$

где

f(t) — исследуемая функция;

 f^- — математическое ожидание функции f (t);

ω — частота;

 a_n, b_n — коэффициенты, определяемые по формуле (7).

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) Cos(n\omega t) dt , b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) Sin(n\omega t) dt ; \qquad (2.7)$$

где Т — период.

Гармониками называются слагаемые ряда Фурье, которые представляются в виде:

$$U_n = a_n \cos(n\omega t) + b_n \sin(n\omega t)$$
(2.8)

где $n = 1, 2, 3 \dots$

Если ввести угол ϕ_n , то гармоники представляются следующим образом:

$$U_n = A_n Cos(n\omega t - \varphi_n), \qquad A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$$
(2.9)

где

А_n — амплитуда гармоники;

φ_n — фаза гармоники.

Разница между максимальным и минимальным значениями в исследуемом ряду называется амплитудой гармоники. Фаза представляет собой интервал времени наступления первого максимума от начала отсчета. В результате разложения в ряд Фурье получаем постоянную компоненту f⁻ и сумму гармоник с частотами , кратными основной частоте , постоянными амплитудами и начальными фазами [29].

Вклад гармоники в дисперсию исходного ряда определяется по формуле (2.10).

$$k_i = A_i^2 / 2\sigma^2$$
 (2.10)

где k_i — вклад гармоники;

А_{*i*} — амплитуда гармоники;

σ — дисперсия исходного ряда.

Все выделенные гармоники также проверяются на значимость. Вклад гармоники интерпретируется как коэффициент детерминации, который представляет ту часть дисперсии исследуемого процесса, которая описывается данной гармоникой. Извлекая корень из k_i , получаем коэффициент корреляции между данной гармоникой и исходным процессом.

Значимость коэффициента корреляции оценивается по критерию Стьюдента. Дисперсия остатков вычисляется путем отделения значимых гармоник от незначимых и вычитанием их суммарной дисперсии из дисперсии исходного ряда.

$$D_{\varepsilon} = D_x - \sum_{i=1}^p k_i; \qquad (2.11)$$

где

 D_{ϵ} — дисперсия остатков;

*D*_x — дисперсия исходного ряда;

р — число значимых гармоник;

Гармонический анализ проводится в пять этапов:

1) определение среднего арифметического;

 оценивание коэффициентов Фурье и построение функция аппроксимации исходных данных;

3) оценивание вклада каждой гармоники в общую дисперсию ряда;

4) интерпретация значимых гармоник;

5) исключение значимых гармоник из исходного ряда и анализ остатков [29].

4. Автокорреляционный анализ [29]

С помощью автокорреляционного анализа выделяются скрытые периодичности, вычисляется оценка спектральной плотности, степени связности ряда, а также выполняется долгосрочный прогноз на основе экстраполяции автокорреляционной функции (АКФ).

АКФ характеризует внутреннюю структуру процесса, его динамику во внутренней области. Коэффициент автокорреляции представляет собой коэффициент корреляции между значениями исходного ряда и его же значениями на некотором сдвиге. АКФ имеет вид последовательности коэффициентов автокорреляции, начиная с нулевого сдвига [29].

Для дискретного стационарного процесса конечной продолжительности

автокорреляционная функция имеет вид:

$$r(\tau) = \frac{\sum^{N-\tau} (x_i - x^{--}) (x_{i+\tau} - x^{--})}{N-\tau};$$
(2.12)

где $r(\tau)$ — автокорреляционная функция; N — длина ряда; τ — сдвиг; x_i — текущий элемент ряда; x^- — математическое ожидание ряда; $x_{i+\tau}$ — элемент ряда на сдвиге τ .

Оценка АКФ производится на основе нулевой гипотезы по критерию Стьюдента:

$$H_0: |r(\tau)| = 0, npu \ \tau \neq 0$$
 (2.13)

$$/r(\tau)/\sigma_{r(\tau)} > t_{\kappa p} \tag{2.14}$$

где

*H*₀ — нулевая гипотеза;

г(т) — автокорреляционная функция;

 $\sigma_{r(\tau)} = \frac{1 - r^2(\tau)}{\sqrt{N - \tau - 1}}$, стандартное отклонение ординат автокорреляционной функции;

 $t_{\kappa p} = t_{\kappa p}(\alpha, N - \tau - 1)$, критическое значение критерия Стьюдента при заданном уровне значимости.

Коэффициент автокорреляции считается значимым, если выполняется условие, представляемое формулой (2.14). Недостаток критерия состоит в том,

что с помощью него не учитываются циклические колебания в исходном ряду.

Существуют разные АКФ временных рядов:

а) «Белый шум»

Теоретическая модель описывается АКФ, равной нулю на всех сдвигах, кроме нулевого.

б) «Красный шум»

Теоретическая модель описывается АКФ, которая имеет значимые коэффициенты корреляции только на нулевом и первом сдвиге.

в) Циклические колебания

Теоретическая модель циклического колебания описывается АКФ, которая имеет вид затухающей косинусоиды [29].

5. Метод деревьев решений (decision trees) [30, 31]

Метод деревьев решений (decision trees) является одним из наиболее популярных методов мультидисциплинарной области Data Mining, возникшей и развивавшейся на базе достижений прикладной статистики, распознавания образов, нейронных сетей, методов искусственного интеллекта, теории баз данных.

Метод деревьев решений может быть найти свое применение на практике для многих гидрометеорологических задач, например, для задач классификации и прогнозирования. Задача классификации при помощи метода дерева решений решается, если зависимая переменная принимает дискретные значения. Задача численного прогнозирования, когда дерево решений устанавливает зависимость переменной от независимых переменных, решается, если зависимая переменная принимает непрерывные значения. Впервые суть метода деревьев решений была изложена в 1966 г. в работе Ханта и др. [32].

В настоящее время метод деревьев решений пока что не получил широкого применения в гидрометеорологических исследованиях. Существуют только работы [30, 31], посвященные построению прогностических моделей годового стока крупных рек. По результатам работ было выявлено, что данный метод обладает существенными преимуществами по сравнению с классическим методом множественной линейной регрессии (МЛР). В работах [33, 34] дается более подробное описание метода деревьев решений.

Метод деревьев решений имеет ряд достоинств:

получаемые результаты визуализируются и их интерпретация более понятная;

2) алгоритм построения дерева решений не требует от пользователя выбора независимых переменных. На вход алгоритма могут быть поданы все переменные, а алгоритм сам выберет наиболее значимые из них, которые будут использованы для построения дерева;

3) большая часть алгоритмов построения деревьев решений имеют возможность специальной обработки пропущенных значений;

4) точность моделей, созданных при помощи решений деревьев, сопоставима с другими методами построения классификационных моделей (статистические методы, нейронные сети);

5) деревья решений работают с любыми типами исходных данных, как с числовыми, так и с категориальными переменными;

6) деревья решений строят непараметрические модели, то есть исходные данные свободны от теоретического распределения.

В наиболее простом виде дерево решений — это способ представления классифицирующих правил в виде иерархической структуры. Основой этой структуры, имеющей вид дерева, являются правила типа «*если*... *mo*...» («*if* – *then*»). Для того, чтобы определить к какому классу отнести некоторый объект или ситуацию, необходимо ответить на вопросы, стоящие в узлах этого дерева, начиная с его корня.

Корень — исходный вопрос, внутренний узел дерева, является узлом проверки определенного условия. Далее идет следующий вопрос и т.д., пока не будет достигнут конечный узел дерева, являющийся узлом решения. Вопросы имеют вид «значение параметра А больше х?». Если ответ «да», то осуществляется переход к правому узлу следующего уровня, если «нет» — то к
левому узлу. Затем снова задается вопрос, связанный с соответствующим узлом [30, 31].

Поскольку деревья имеют иерархическую природу, ветвления выполняются последовательно, начиная с корневой вершины, затем переходят к вершинам потомков до тех пор, пока дальнейшее ветвление не прекратится и «неразветвленные» вершины потомки окажутся терминальными. Терминальные вершины — это узлы дерева, начиная с которых никакие решения больше не принимаются. Например, в программе STATISTICA на рисунке дерева решения терминальные вершины выделяются красными пунктирными линиями, а остальные — так называемые решающие вершины, или вершины ветвления (нетерминальные) — сплошными синими линиями. Началом дерева считается самая верхняя решающая вершина, которую иногда также называют корнем дерева.

Наиболее удобно для расчетов использовать алгоритм CART в пакете STATISTICA с априорными вероятностями, пропорциональными численности классов, и ценой ошибки классификации одинаковой для всех классов [35]. В этом случае минимизация потерь эквивалентна минимизации доли неправильно классифицированных наблюдений. Ограничение на число ветвлений устанавливалось по ошибке классификации с кросс-валидацией по тестовой выборке, обеспечивает отсечение что дерева ПО минимальной ценесложности [30, 31].

36

3 Исследование внутригодовой и межгодовой изменчивости суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО

По данным среднемноголетних значений радиационных потоков с 1980 по 2009 гг. из массива NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2 Monthly Climatology – затрат тепла на испарение (LE) и турбулентный теплообмен (P) было построено среднемноголетнее поле распределения годовых значений суммарной теплоотдачи (P+LE) в Северной Атлантике, представленное на рисунке 3.1.



Рисунок 3.1 – Среднемноголетнее распределение годовых значений суммарной теплоотдачи (P+LE) в Северной Атлантике за 1980-2017 гг. Ромбики – квадраты, данные в которых использованы при построении моделей деревьев решений. Звездочки – центры ЭАЗО с максимальной теплоотдачей [36]

По среднемноголетней карте суммарной теплоотдачи были выделены ЭАЗО Северной Атлантики. В данной работе будут рассмотрены три ЭАЗО – Бермудская, Норвежская и Ньюфаундлендская. Также по карте были определены центры зон (обозначены звездочкой), их координаты указаны в таблице 3.1.

ЭАЗО	Широта, ф	Долгота, λ
Бермудская	39° N	61.9° W
Норвежская	69.5° N	0°
Ньюфаундлендская	42.9° N	43.1° W

Таблица 3.1 Координаты центров ЭАЗО

На рисунке 3.1 также нанесены квадраты (ромбики), данные в которых были использованы при построении моделей деревьев решений и множественной линейной регрессии, а также для метода главных компонент.

Исследование временной изменчивости суммарной теплоотдачи (P+LE) в центрах ЭАЗО проводилось по среднегодовым значениям радиационных потоков с 1980 по 2017 гг. – затрат тепла на испарение (LE) и турбулентный теплообмен (P), которые были рассчитаны по среднемесячным значениям из массива NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2 Monthly [36].

В таблице 3.2 представлены первичные статистические характеристики среднегодовых значений теплоотдачи из океана в атмосферу в центрах ЭАЗО.

Самой мощной из всех ЭАЗО является *Бермудская ЭАЗО*, которая располагается севернее Бермудских островов, на границе зон тропического и субтропического климата. Зона вытянута вдоль теплого течения Гольфстрим (см. рисунок 3.1). Выносы довольно холодного воздуха с американского континента на теплую водную поверхность создают максимальный контраст между температурой воздуха в приводном слое атмосферы и температурой поверхности океана. Это способствует формированию мощного потока тепла в атмосферу. Так, в центре зоны суммарная теплоотдача для среднемноголетних

годовых условий превышает 358.7×12 > 4000 Вт/м² (см. таблицу 3.2). Однако межгодовая изменчивость ее невелика. Коэффициент вариации равен 8.1 %. Максимальное значение среднегодовой суммарной теплоотдачи с января 1980 по декабрь 2017 гг. составило 438.1 Вт/м², минимальное – 303.8 Вт/м².

Таблица 3.2 Первичные статистические характеристики среднегодовых значений теплоотдачи из океана в атмосферу в центрах ЭАЗО в Вт/м² [36]

ЭАЗО	Среднее	СКО	К-т вариации,	Минимум	Максимум
			%		
Бермудская	358.7	29.2	8.1	303.8	438.1
Ньюфаундлендская	250.7	26.2	10.4	173.0	299.0
Норвежская	125.4	15.2	12.1	94.7	162.7

Ньюфаундлендская ЭАЗО находится в дельте Гольфстрима на стыке двух течений: холодного Лабрадорского И теплого Северо-Атлантического. Естественно, она уступает по мощности Бермудской ЭАЗО. Район Ньюфаундлендской зоны характеризуется интенсивной циклонической больших деятельностью, которая проявляется В скоростях ветра И неустойчивом состоянии атмосферы, особенно в осенне-зимний период. Это в сочетании с миграциями полярного гидрологического фронта способствует формированию значительных колебаний теплообмена с атмосферой [36]. Суммарная теплоотдача для среднемноголетних годовых условий в центре зоны превышает 250 Bт/м², причем межгодовая изменчивость относительно невелика. Коэффициент вариации равен 10.4 %. Максимальное значение среднегодовой суммарной теплоотдачи с января 1980 по декабрь 2017 гг. составило 299 BT/m^2 , минимальное – 173 BT/m^2 .

Норвежская ЭАЗО располагается в акватории Норвежского и части акватории Северного моря, простирается почти на 20° с севера на юг. Формирование климатических условий в зоне происходит в основном под влиянием теплового Норвежского течения и Исландского центра действия

атмосферы. Здесь отмечается усиленный циклогенез, формирование и углубление циклонических образований, вследствие чего большую часть года преобладают значительные скорости ветра, а зимой нередки интенсивные шторма, что приводит к резкому росту теплообмена с атмосферой. Именно отсюда в Полярный бассейн и на Европейскую территорию России (ЕТР) приходит основная часть атлантических циклонов, приносящих интенсивные осадки. Благодаря относительно теплой поверхности моря отмечается довольно высокая теплоотдача. В центре зоны среднегодовая суммарная теплоотдача для среднемноголетних условий в центре зоны составляет 125 Вт/м². Хотя в интенсивности Норвежская ЭАЗО уступает другим зонам, однако соседство с Полярным бассейном и ЕТР заставляет считать ее климатическое значение для них исключительно важным [36]. Коэффициент вариации составляет 10.4 %. Максимальное значение среднегодовой суммарной теплоотдачи с января 1980 по декабрь 2017 гг. составило 162.7 Вт/м², минимальное – 94.7 Вт/м².

Для исследования изменчивости суммарной теплоотдачи в течение года, был выполнен анализ внутригодовой изменчивости. Для этого значения суммарной теплоотдачи в центрах каждой ЭАЗО были осреднены по каждому месяцу за весь период исследования. По полученным данным среднемноголетних месячных значений суммарной теплоотдачи в трех ЭАЗО Северной Атлантики с 1980 по 2017 гг. был построен график, представленный на рисунке 3.2.

Как видно из рисунка 3.2 во всех трех зонах минимальные значения суммарной теплоотдачи отмечаются в летние месяцы. Это связано с тем, что атмосфера летом нагрета больше, чем океан, и соответственно, теплоотдача уменьшается. Так минимум для всех трех зон наблюдается в июле и составляет для Бермудской зоны – 135.4 Вт/м², для Ньюфаундлендской – 63.4 Вт/м², для Норвежской – 23.2 Вт/м². Максимальные значения суммарной теплоотдачи приходятся на зимние месяцы, поскольку именно в это время года океан отдает большую часть накопленного тепла. Для всех трех зон максимум наблюдается в

40

декабре и составляет для Бермудской зоны – 550.9 Вт/м², для Ньюфаундлендской – 416.9 Вт/м², для Норвежской – 209.3 Вт/м².



Рисунок 3.2 – Внутригодовая изменчивость суммарной теплоотдачи (P+LE) в центрах Бермудской, Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО

Из внутригодовой изменчивости также отчетливо видно, что интенсивность теплоотдачи в Бермудской зоне немного превышает теплоотдачу в Ньюфаундлендской зоне и больше, чем в 2 раза в Норвежской.

Для рядов среднегодовых значений суммарной теплоотдачи были выделены линейные и нелинейные тренды, описываемые полиномом 3-й степени. Оценка значимости трендов проводилась путем проверки на значимость коэффициентов детерминации. Критическое значение критерия Стьюдента рассчитывалось при уровне значимости $\alpha = 0,05$ и числе степеней свободы v = N - 2, а критическое значение коэффициента корреляции по формуле (3.1).

$$R_{\rm kp}(t) = \frac{-\sqrt{N-1} + \sqrt{(N-1) + 4 * t_{\rm kp}^2}}{2 * t_{\rm kp}};$$
(3.1)

где $R_{\kappa p}$ — критическое значение коэффициента корреляции;

N — длина ряда;

t_{кр} — критическое значение критерия Стьюдента.

Результаты расчетов для среднегодовых значений теплоотдачи в центрах трех ЭАЗО представлены в таблице 3.3. Значимые тренды выделены курсивом.

Таблица 3.3 Оценка значимости трендов для среднегодовых значений теплоотдачи в центрах ЭАЗО

ЭАЗО	Тренд	R^2	R	t _{кp}	R _{кр}
Бермудская	Линейный	0.186	5 0.431		
	Нелинейный	0.255	0.505		
Норвежская	Линейный	0.321	0.567		
	Нелинейный	0.389	0.624	2.026	0.303
Ньюфаундлендская	Линейный	0.045	0.212		
	Нелинейный	0.363	0.602		

Проверка значимости тренда выполнялась на основе проверки неравенства $R^2 > R^2_{kp}$. Данное неравенство выполняется для всех выделенных трендов, кроме линейного для Ньюфаундлендской ЭАЗО. Значимые тренды неслучайным образом отличаются от нуля и вносят определенный вклад в формирование изменчивости исходного ряда.

Вклад линейного тренда в изменчивость среднегодовых значений теплоотдачи в Бермудской ЭАЗО составляет 18.6 %, в Норвежской – 32.1 %, в Ньюфаундлендской зоне линейный тренд незначим. Вклад нелинейных трендов в изменчивость рассматриваемых рядов больше, чем линейных. В Бермудской ЭАЗО вклад нелинейного тренда составляет 25.5 %, в Норвежской – 38.9 %, в

Ньюфаундлендской – 36.3 %. Поскольку вклад нелинейных трендов несколько больше, чем линейных, можно полагать нелинейный характер распределения суммарной теплоотдачи.

На рисунках 3.3 – 3.5 приводится межгодовой ход среднегодовых значений теплоотдачи в центрах ЭАЗО за период с 1980 по 2017 гг., соответствующий эпохе интенсивного глобального потепления.



Рисунок 3.3 Временной ход среднегодовых значений суммарной теплоотдачи в Бермудской ЭАЗО с 1980 по 2017 гг. и тренды

Из приведенных рисунков 3.3 – 3.5 следует, что для всех трех ЭАЗО характерен рост значений суммарной теплоотдачи P+LE. Однако для Ньюфаундлендской зоны тренд незначим по критерию Стьюдента. Максимальный линейный тренд отмечается в Бермудской зоне, который равен 1.14 Вт/м²год, минимальный линейный тренд – в Ньюфаундлендской зоне (0.50 Вт/м²год), для Норвежской зоны величина линейного тренда составляет 0.77 Вт/м²год.

За рассматриваемый период времени теплоотдача в Бермудской зоне увеличилась на 42 Вт/м²год, т.е. на 12 %, в Норвежской – на 28.6 Вт/м²год. Корреляция между центрами зон является невысокой. Между Бермудской и Ньюфаундлендской зонами r=0.37, между Бермудской и Норвежской r=0.44. Полностью отсутствует корреляция между Ньюфаундлендской и Норвежской зонами [36].



Рисунок 3.4 Временной ход среднегодовых значений суммарной теплоотдачи в Норвежской ЭАЗО с 1980 по 2017 гг. и тренды





Для выявления короткопериодных циклических колебаний в трех исследуемых временных рядах среднегодовой теплоотдачи в центрах зон был выполнен гармонический анализ (анализ Фурье). Из исходных рядов были удалены линейные тренды и среднее (в случае не значимости линейного тренда в Ньюфаундлендской зоне). Далее в программе STATISTICA были построены периодограммы и рассчитаны гармоники на частотах, соответствующих пикам периодограммы.

В таблице 3.4 для трех зон приведены характеристики гармоник и оценка их значимости. Для всех трех исследуемых временных рядов свойственны малоустойчивые короткопериодные циклические колебания [36]. В Бермудской зоне максимальный вклад в дисперсию исходного ряда (16.6 %) дает 2-летняя цикличность, в Ньюфаундлендской зоне цикличность с периодом 6.3 лет, вклад которой составляет 15.7 %, в Норвежской зоне вклад 2-летней цикличности составляет 10.5 % (см. таблицу 3.4).

В таблице 3.5 представлены значения вклада трендовой, периодической и случайной компонент. В Бермудской зоне на долю случайных колебаний приходится 33.8 % дисперсии исходного ряда, в Ньюфаундлендской – 58.6 %, в Норвежской – 47.4 %.

	БЕРМУДСКАЯ				НОРВЕЖСКАЯ		НЬЮФАУНДЛЕНДСКАЯ		
	T = 12.67	T = 3.17	T = 2.53	T = 2	T = 2.53	T = 2	T = 7.6	T = 6.33	T = 3.45
	лет	года	года	года	года	года	лет	лет	года
Частота	0.50	1.98	2.48	3.14	2.48	2.81	0.83	0.99	1.82
Амплитуда, Вт/м ²	12.59	14.81	12.32	16.86	6.80	6.93	13.57	14.65	12.97
Фаза, рад	0.10	-0.63	1.03	-0.01	-0.81	-0.72	-1.25	-1.93	-1.08
Дисперсия, Вт/м ²	79.22	109.66	75.90	142.15	23.12	24.01	92.04	107.25	84.05
Дисперсия ряда,		855.	55		229.7	72		685.10	
BT/M^2									
Вклад, %	9.3	12.8	8.9	16.6	10.1	10.5	13.4	15.7	12.3
Общий вклад		47.	6		20.5		41.4		
гармоник, %									
				Oi	ценка значим	ости			
σ _R	0.15	0.14	0.15	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
t*	2.32	2.87	2.25	3.45	2.75	2.82	2.58	2.85	2.43
tkp					2.03				

Таблица 3.4 Характеристики гармоник и оценка их значимости

Таблица 3.5 Вклад компонент в изменчивость среднегодовых значений теплоотдачи для трех ЭАЗО

ЭАЗО	Вклад компонент				
	Трендовая	Периодическая	Случайная		
Бермудская	18.6	47.6	33.8		
Норвежская	32.1	20.5	47.4		
Ньюфаундлендская	—	41.4	58.6		

Довольно большой вклад случайной компоненты в изменчивость среднегодовых значений суммарной теплоотдачи во всех трех ЭАЗО означает, что теплоотдача в ЭАЗО в значительной степени формируется случайным образом, т.е. большим числом не поддающихся учету разнообразных факторов. Несмотря на это, как будет показано ниже, ЭАЗО имеют огромное влияние на межгодовые колебания климата в Северной Атлантике.

Для среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО также был выполнен анализ автокорреляционной функции (АКФ) на 10 сдвигах. Для расчета уровней значимости АКФ использовался критерий Стьюдента. Его критическое значение находилось при уровне значимости $\alpha = 0.05$ и числе степеней свободы $v = N - \tau - 1$, где τ – сдвиг. Уровни значимости АКФ рассчитывались по формуле (3.1).

На рисунке 3.5 представлены совмещенные графики АКФ и уровней значимости для среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах трех рассматриваемых ЭАЗО.



Рисунок 3.5 – АКФ для среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО

Теоретическая модель белого шума описывается АКФ, равной нулю на всех сдвигах, исключая нулевой. Однако такие АКФ на практике не встречаются, поскольку теоретическая модель белого шума представляет собой не более чем математическую абстракцию. Поэтому целесообразно от теоретической модели перейти к случайному стационарному процессу, о котором можно говорить, что он развивается по типу модели «белый шум». В этом случае автоматически принимается условие, что коэффициенты частной автокорреляции являются незначимыми на всех сдвигах, исключая нулевой.

Как видно из рисунка 3.5 обычная АКФ не может определить белый шум, так как отдельные коэффициенты корреляции превышают критическое значении (R_{kp}) при уровне значимости $\alpha = 0.05$. На рисунке 3.6 приведены совмещенные графики частной автокорреляционной функции (ЧАКФ) для среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах трех рассматриваемых ЭАЗО.



Рисунок 3.5 – ЧАКФ для среднегодовой суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО

Из приведенного выше рисунка видно, что все значения ЧАКФ оказываются незначимыми на всех сдвигах, и, соответственно, имеем модели «Белого шума» в чистом виде, что соответствует абсолютно случайному процессу распределения суммарной теплоотдачи в центрах ЭАЗО.

4 Построение моделей деревьев решений (decision trees) климатических параметров с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО

В настоящей работе были построены диагностические модели деревьев решений в программе STATISTICA. При построении моделей деревьев решений задаются зависимые и независимые переменные, а также значение ошибки кросс-валидации. В качестве независимых переменных были взяты среднегодовые суммарные затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен в исследуемых квадратах рассматриваемых энергоактивных зон Северной Атлантики. Временной период изменчивости суммарной теплоотдачи зависит от временной изменчивости каждого климатического параметра (зависимой переменной). В качестве зависимых переменных взяты среднегодовые значения индекса Гольфстрима с 1980 по 2014 гг., индекса Северо-Атлантического колебания с 1980 по 2017 гг., давления в центре Исландского минимума с 1980 по 2010 гг. и индекса Атлантической мультидекадной осциляции с 1980 по 2017 гг.

Также в программе Microsoft Excel были построены модели множественной линейной регрессии (МЛР) методом включения переменных. Построенные модели сравнивались с моделями, полученными по методу деревьев решений по величине стандартной ошибки в долях СКО. На основе этого сравнения делались выводы об эффективности обоих методов при использовании в целях диагностического моделирования.

4.1 Модель дерева решений для индекса Гольфстрима с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО

Модель дерева решений для индекса Гольфстрима строилась по 29 квадратам Бермудской ЭАЗО. На рисунке 4.1 представлено распределение значений цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) и цены

51

ошибки кросс-проверки (CV-cost) в зависимости от числа узлов дерева. Дерево 1 имеет одиннадцать терминальных и десять нетерминальных вершин, последнее дерево 11 – одну вершину, соответствующую исходной выборке. Как видно из рисунка, с увеличением количества вершин цена ошибок обучения (1) уменьшается. Это очевидно, поскольку при увеличении количества переменных в модели зависимая переменная описывается точнее [36]. По распределению ошибок кросс-валидации (2) видно, что дерево 8 имеет наименьшую ошибку независимых оценок, и поэтому оно может быть принято как оптимальное.



Рисунок 4.1 – Значения цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) (1) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) (2) в зависимости от числа узлов дерева для модели индекса Гольфстрима

Для дополнительной оценки точности были рассчитаны соответствующие статистические характеристики, а именно коэффициент детерминации и стандартная ошибка модели в долях среднеквадратического отклонения исходного ряда зависимой переменной. Характеристики для всех деревьев были рассчитаны для периода с 1980 по 2014 гг. и представлены в таблице 4.1. Также в таблице приведена стандартная ошибка модели МЛР в долях СКО на каждом расчетном шаге.

Таблица	4.1	Статистические	оценки	для	всех	моделей	деревьев	решений
индекса I	оль	фстрима [36]						

N⁰	Номер	Число вершин	Коэффициент	Стандартная	Стандартная
шага	дерева	терминальных/	детерминации	ошибка	ошибка
		нетерминальных	модели	модели	модели МЛР
			дерева	дерева	в долях СКО
			решений	решений в	
				долях СКО	
1	10	2/1	0.43	0.74	0.78
2	9	3/2	0.64	0.59	0.63
3	8	4/3	0.74	0.50	0.61
4	7	5/4	0.79	0.44	0.60
5	6	6/5	0.84	0.37	0.55
6	5	7/6	0.88	0.31	0.52
7	4	8/7	0.90	0.26	
8	3	9/8	0.93	0.22	
9	2	10/9	0.94	0.20	
10	1	11/10	0.94	0.19	

Из приведенной ниже таблицы следует, что с увеличением количества ветвлений коэффициент детерминации быстро увеличивается, а стандартная ошибка индекса Гольфстрима в долях СКО уменьшается. По статистическим характеристикам оптимальным деревом было принято дерево 5 [36]. Для данного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями индекса Гольфстрима составляет 0.88, стандартная ошибка равна 0.22 (31 % СКО (СКО_{GSNW} = 0.70)).

Построение регрессионной модели индекса GSNW методом включения переменных имеет меньшую эффективность, поскольку на всех шагах она имеет меньшую точность по сравнению с моделью дерева решений (см. таблицу 4.1). Так на шаге 3, на котором было выбрано оптимальное дерево по наименьшей ошибке, стандартная ошибка модели МЛР в долях СКО превышает стандартную ошибку модели по методу деревьев на 11 %.

На рисунке 4.2 представлено дерево 8, которое было принято за оптимальное по наименьшей независимой ошибке. На первом ветвлении разделителем выступают среднегодовые суммарные затраты тепла в 1-м квадрате (координаты центра $\varphi = 37.1^{\circ}$ N, $\lambda = 67.5^{\circ}$ W) в Бермудской зоне. Если затраты тепла в нем больше 320.4 Вт/м², то в 13 случаях из 35 отмечаются отрицательные значения индекса Гольфстрима со средним значением -0.34. Если затраты тепла меньше 320.4 Вт/м², то в 22 случаях значение индекса Гольфстрима чуть выше среднего значения исходного ряда (X_{GSNW} = 0.25) и в среднем составляют 0.59 [36].

На втором ветвлении происходит уточнение формирования 22 положительных значений индекса Гольфстрима, за счет 2-го квадрата ($\phi = 41^{\circ}$ N, $\lambda = 61.9^{\circ}$ W) в Бермудской зоне. Если в нем теплоотдача выше 239.7 Вт/м², то в 15 случаях из 22 отмечаются высокие положительные значения индекса Гольфстрима со средним значением 0.86. В противном случае (если затраты тепла меньше 320.4 Вт/м² – 7 случаев) значения индекса Гольфстрима, близкие к нулю (в среднем 0.01).



Рисунок 4.2 – Оптимальное дерево решений для индекса Гольфстрима

На третьем ветвлении уточняются 15 высоких положительных значений, за счет среднегодовых суммарных затрат тепла в 3-ем квадрате ($\varphi = 39^{\circ}$ N, $\lambda = 60^{\circ}$ W) Бермудской зоны. Если затраты тепла больше 362.2 Вт/м², то в 3 случаях из 15 отмечаются низкие положительные значения индекса Гольфстрима со средним значением 0.21. В противном случае, если затраты тепла меньше 362.2 Вт/м², то имеем 12 случаев, когда наблюдаются высокие положительные значения индекса Гольфстрима (в среднем 1.03).

На рисунке 4.3 представлено сопоставление временной изменчивости фактических и вычисленных значений индекса Гольфстрима по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2014 гг. Как видно из рисунка, уже на 3 расчетном шаге, соответствующем дереву 8, отмечается довольно хорошее описание фактических значений индекса Гольфстрима, прослеживается общая динамика его изменчивости и основные экстремумы. Дальнейшее добавление переменных в модель деревьев позволяет улучшить ее качество и описание исходных данных (дерево 5).



Рисунок 4.3 Временная изменчивость фактических и вычисленных значений индекса Гольфстрима по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2014 гг.

4.2 Модель дерева решений для индекса Северо-Атлантического колебания с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО

Модель дерева решений для индекса Северо-Атлантического колебания строилась по 29 квадратам Бермудской, 30 квадратам Норвежской и 26 квадратам Ньюфаундлендской ЭАЗО [36]. На рисунке 4.4 представлено распределение значений цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) в зависимости от числа узлов Дерево 1 имеет дерева. тринадцать терминальных двенадцать И вершин, последнее дерево 13 нетерминальных одну вершину, соответствующую исходной выборке. С увеличением количества вершин цена ошибок обучения (1) уменьшается, поскольку при увеличении количества переменных в модели зависимая переменная описывается точнее. По распределению ошибок кросс-валидации (2) видно, что дерево 10 имеет наименьшую ошибку независимых оценок, и оно может быть принято как оптимальное.



Рисунок 4.4 – Значения цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) (1) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) (2) в зависимости от числа узлов дерева для модели индекса САК

В таблице 4.2 представлены коэффициент детерминации и стандартная ошибка модели в долях СКО исходного ряда зависимой переменной. Характеристики для всех деревьев были рассчитаны для периода с 1980 по 2017 гг. Также в таблице приводятся значения стандартной ошибки модели МЛР в долях СКО.

Таблица 4.2 Статистические оценки для всех моделей деревьев решений индекса САК

N⁰	Номер	Число вершин	Коэффициент	Стандартная	Стандартная
шага	дерева	терминальных/	детерминации	ошибка	ошибка
		нетерминальных	модели	модели	модели МЛР
			дерева	дерева	в долях СКО
			решений	решений в	
				долях СКО	
1	12	2/1	0.27	0.82	0.85
2	11	3/2	0.54	0.68	0.79
3	10	4/3	0.71	0.56	0.76
4	9	5/4	0.82	0.45	0.71
5	8	6/5	0.87	0.38	0.70
6	7	7/6	0.91	0.33	0.67
7	6	8/7	0.94	0.27	
8	5	9/8	0.95	0.24	
9	4	10/9	0.95	0.22	
10	3	11/10	0.95	0.21	
11	2	12/11	0.96	0.20	
12	1	13/12	0.96	0.20	

Из таблицы 4.2 следует, что с увеличением количества ветвлений коэффициент детерминации быстро увеличивается, а стандартная ошибка индекса САК в долях СКО уменьшается. По статистическим характеристикам оптимальным деревом было принято дерево 7. Для данного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями индекса САК составляет 0.91, стандартная ошибка равна 0.12 (33 % СКО (СКО_{САК} = 0.38)).

Необходимо также отметить, что построение регрессионной модели индекса САК методом включения переменных также имеет меньшую эффективность, поскольку на всех шагах модель имеет меньшую точность по сравнению с моделью дерева решений (см. таблицу 4.2). Так на шаге 3, соответствующем оптимальному дереву по наименьшей ошибке, стандартная ошибка модели МЛР в долях СКО превышает стандартную ошибку модели по методу деревьев на 20 %.

На рисунке 4.5 представлено дерево 10, которое было принято за оптимальное по наименьшей независимой ошибке.



Рисунок 4.5 – Оптимальное дерево решений для индекса САК

На первом ветвлении разделителем выступает суммарная теплоотдача в 4-м квадрате ($\phi = 44.8^{\circ}$ N, $\lambda = 37.5^{\circ}$ W) в Ньюфаундлендской зоне. Если затраты тепла больше 147.5 Вт/м², то в 29 случаях из 38 отмечаются положительные значения индекса САК со средним значением 0.17. Если затраты тепла меньше

147.5 BT/M^2 , то в 9 случаях значения индекса САК отрицательные (в среднем - 0.32).

На втором ветвлении происходит уточнение 29 случаев за счет среднегодовых суммарных затрат в 5-м квадрате ($\varphi = 69.5^{\circ}$ N, $\lambda = 1.9^{\circ}$ E), находящемся в Норвежской зоне. Если затраты тепла больше 114.4 Вт/м², то в 20 случаях из 29 отмечаются значения индекса САК близкие к нулю со средним значением 0.04. В противном случае, если затраты тепла меньше 114.4 Вт/м², то в 9 случаях – высокие положительные значения индекса САК (в среднем 0.47).

Разделителем третьего ветвления для уточнения 9-ти отрицательных значений выступает суммарная теплоотдача в 6-ом квадрате ($\varphi = 35.2^{\circ}$ N, $\lambda = 69.3^{\circ}$ W) в Бермудской зоне. Если затраты тепла больше 346.1 Вт/м², то в 1 случае из 9 отмечаются очень низкие отрицательные значения индекса САК со средним значением -1.15. Если затраты тепла меньше 346.1 Вт/м², то в 8 случаях наблюдаются небольшие отрицательные значения индекса САК (в среднем -0.22).

На рисунке 4.6 представлена временная изменчивость фактических и вычисленных значений индекса Северо-Атлантического колебания по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2017 гг.

Как видно из рисунка, уже на 3 расчетном шаге, соответствующем дереву 10, отмечается довольно хорошее описание фактических значений индекса Северо-Атлантического колебания, прослеживается общая динамика его изменчивости и основные экстремумы. При дальнейшем добавлении переменных в модель деревьев улучшает ее качество и описание исходных данных (дерево 7).



Рисунок 4.6 Временная изменчивость фактических и вычисленных значений индекса Северо-Атлантического колебания по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2017 гг.

4.3 Модель дерева решений для давления в центре Исландского минимума с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО

Модель дерева решений для давления в центре Исландского минимума строилась 30 квадратам Норвежской ЭАЗО, которые максимальным образом влияют на формирование Исландской депрессии [36]. На рисунке 4.7 представлено распределение значений цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) в зависимости от числа узлов дерева.

Дерево 1 имеет одиннадцать терминальных и десять нетерминальных вершин, последнее дерево 11 – одну вершину, соответствующую исходной выборке. С увеличением количества вершин цена ошибок обучения (1) уменьшается, поскольку при увеличении количества переменных в модели зависимая переменная описывается точнее. По распределению ошибок кроссвалидации (2) видно, что дерево 8 имеет наименьшую ошибку независимых оценок, и оно может быть принято как оптимальное.

В таблице 4.3 представлены коэффициент детерминации и стандартная ошибка модели в долях среднеквадратического отклонения исходного ряда зависимой переменной. Характеристики для всех деревьев были рассчитаны для периода с 1980 по 2010 гг. Также в таблице приводятся значения стандартной ошибки модели МЛР в долях СКО.



Рисунок 4.7 – Значения цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) (1) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) (2) в зависимости от числа узлов дерева для модели давления в центре Исландского минимума

Таблица 4.3 Статистические оценки для всех моделей деревьев решений давления в центре Исландского минимума

N⁰	Номер	Число вершин	Коэффициент	Стандартная	Стандартная
шага	дерева	терминальных/	детерминации	ошибка	ошибка
		нетерминальных	модели	модели	модели МЛР
			дерева	дерева	в долях СКО
			решений	решений в	
				долях СКО	
1	10	2/1	0.52	0.84	0.91
2	9	3/2	0.42	0.75	0.91
3	8	4/3	0.77	0.62	0.89
4	7	5/4	0.84	0.54	0.89
5	6	6/5	0.89	0.45	0.88
6	5	7/6	0.92	0.38	
7	4	8/7	0.94	0.33	
8	3	9/8	0.95	0.30	
9	2	10/9	0.96	0.28	
10	1	11/10	0.96	0.26	

Из таблицы 4.3 следует, что с увеличением количества ветвлений коэффициент детерминации быстро увеличивается, а стандартная ошибка давления в центре ИМ в долях СКО уменьшается. По статистическим характеристикам оптимальным деревом было принято дерево 5. Для данного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями давления в центре ИМ составляет 0.92, стандартная ошибка равна 0.76 гПа (38 % СКО (СКО_{Рим} = 2.02 гПа)).

Построенная регрессионная модель давления в центре Исландского минимума методом включения переменных имеет очень большую стандартную ошибку в долях СКО и, соответственно, меньшую эффективность. На всех шагах модель имеет меньшую точность по сравнению с моделью дерева решений (см. таблицу 4.3). Так на шаге 3, соответствующем оптимальному

дереву по наименьшей ошибке, стандартная ошибка модели МЛР в долях СКО превышает стандартную ошибку модели по методу деревьев на 27 %. Плохое качество модели МЛР обусловлено недостаточным количеством переменных, которые бы наилучшим образом описывали изменчивость давления в центре Исландского минимума. Для построения же оптимальной модели дерева решений достаточно трех переменных, которые позволяют описать 77 % дисперсии исходного ряда.

На рисунке 4.8 представлено дерево 8, которое было принято за оптимальное по наименьшей независимой ошибке. На первом ветвлении разделителем выступают среднегодовые суммарные затраты тепла в 7-м квадрате ($\phi = 71.4^{\circ}$ N, $\lambda = 3.8^{\circ}$ E) в Норвежской зоне. Если затраты тепла больше 120.6 Вт/м², то в 5 случаях из 31 отмечаются высокие значения давления в центре Исландского минимума со средним значением 1003.2 гПа. Если затраты тепла меньше 120.6 Вт/м², то в оставшихся 26 случаях значения давления близкие к среднему значению ($X_{Pим} = 1000.81$ гПа) и составляют в среднем – 1000.4 гПа.

На втором ветвлении происходит уточнение 26 случаев за счет среднегодовых суммарных затрат в 8-м квадрате ($\varphi = 71.4^{\circ}$ N, $\lambda = 1.9^{\circ}$ W) в Норвежской зоне. Если затраты тепла больше 82.3 Вт/м², то в 19 случаях из 26 отмечаются значения давления в центре ИМ близкие к среднему давлению и составляют 1000.9 гПа. Если же затраты тепла меньше 82.3 Вт/м², то в 7 случаях отмечаются низкие значения давления в центре ИМ (в среднем 999 гПа).



Рисунок 4.8 – Оптимальное дерево решений для давления в центре Исландского минимума

Разделителем третьего ветвления для уточнения 19-ти значений близких к среднему давлению выступает суммарная теплоотдача в 9-ом квадрате ($\varphi = 63.8^{\circ}$ N, $\lambda = 3.8^{\circ}$ E) в Норвежской зоне. Если затраты тепла больше 99.99 Вт/м², то в 13 случаях из 19 отмечаются средние значения давления в центре ИМ (в среднем 1000.1 гПа). В противном случае, если затраты тепла меньше 99.99 Вт/м², то в 6 случаях наблюдаются повышенные значения давления в центре ИМ (в среднем 1002.4 гПа).

На рисунке 4.9 представлена временная изменчивость фактических и вычисленных значений давления в центре Исландского минимума по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2010 гг.



Рисунок 4.9 Временная изменчивость фактических и вычисленных значений давления в центре Исландского минимума по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2010 гг.

Как видно из рисунка, уже на 3 расчетном шаге, соответствующем дереву 8 отмечается довольно хорошее описание фактических значений давления в центре Исландского минимума, прослеживается общая динамика его изменчивости и основные экстремумы. Дальнейшее добавление переменных в модель деревьев улучшает ее качество и описание исходных данных (дерево 4).

4.4 Модель дерева решений для индекса АМО с суммарной теплоотдачей в ЭАЗО

Модель дерева решений для индекса АМО строилась 29 квадратам Бермудской, 30 квадратам Норвежской и 26 квадратам Ньюфаундлендской ЭАЗО [36]. На рисунке 4.10 представлено распределение значений цены

проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) и цены ошибки кросспроверки (CV-cost) в зависимости от числа узлов дерева.



Рисунок 4.10 – Значения цены проверки на обучающей выборке (Resubstitution cost) (1) и цены ошибки кросс-проверки (CV-cost) (2) в зависимости от числа узлов дерева для модели индекса АМО

1 Дерево терминальных имеет двенадцать одиннадцать И нетерминальных вершин, последнее дерево 12 _ одну вершину, соответствующую исходной выборке. С увеличением количества вершин цена ошибок обучения (1) уменьшается, поскольку при увеличении количества модели зависимая переменная описывается точнее. По переменных в распределению ошибок кросс-валидации (2) видно, что дерево 9 имеет наименьшую ошибку независимых оценок, и оно может быть принято как оптимальное.

В таблице 4.4 представлены коэффициент детерминации и стандартная ошибка модели в долях среднеквадратического отклонения исходного ряда зависимой переменной. Характеристики для всех деревьев были рассчитаны для периода с 1980 по 2017 гг. Также в таблице приводятся значения стандартной ошибки модели МЛР в долях СКО.

Таблица 4.4 Статистические характеристики моделей деревьев решений для индекса АМО

N⁰	Номер	Число вершин	Коэффициент	Стандартная	Стандартная
шага	дерева	терминальных/	детерминации	ошибка	ошибка
		нетерминальных	модели	модели	модели МЛР
			дерева	дерева	в долях СКО
			решений	решений в	
				долях СКО	
1	11	2/1	0.45	0.73	0.77
2	10	3/2	0.62	0.61	0.60
3	9	4/3	0.75	0.49	0.57
4	8	5/4	0.84	0.39	0.52
5	7	6/5	0.89	0.33	0.51
6	6	7/6	0.91	0.29	
7	5	8/7	0.93	0.27	
8	4	9/8	0.94	0.24	
9	3	10/9	0.95	0.23	
10	2	11/10	0.95	0.22	
11	1	12/11	0.95	0.21	

Из таблицы 4.4 следует, что с увеличением количества ветвлений коэффициент детерминации быстро увеличивается, а стандартная ошибка индекса АМО в долях СКО уменьшается. По статистическим характеристикам

оптимальным деревом было принято дерево 6. Для данного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями индекса АМО составляет 0.91, стандартная ошибка равна 0.53 (29 % СКО (СКО_{АМО} = 0.18)).

Построенная регрессионная модель индекса АМО методом включения переменных имеет меньшую эффективность, поскольку на всех шагах модель имеет меньшую точность по сравнению с моделью дерева решений (см. таблицу 4.2). Так на шаге 3, соответствующем оптимальному дереву по наименьшей ошибке, стандартная ошибка модели МЛР в долях СКО превышает стандартную ошибку модели по методу деревьев на 8 %.

На рисунке 4.11 представлено дерево 9, которое было принято за оптимальное по наименьшей независимой ошибке.

На первом ветвлении разделителем выступают среднегодовые суммарные затраты тепла в 1-м квадрате ($\varphi = 37.1^{\circ}$ N, $\lambda = 67.5^{\circ}$ W) в Бермудской зоне. Если затраты тепла больше 263.5 Вт/м², то в 24 случаях из 38 отмечаются положительные значения индекса АМО со средним значением 0.13. Если затраты тепла меньше 263.5 Вт/м², то в 14 случаях значения индекса АМО отрицательные (в среднем -0.12).

На втором ветвлении происходит уточнение 14 случаев за счет среднегодовых суммарных затрат в 10-м квадрате ($\varphi = 48.6^{\circ}$ N, $\lambda = 39.4^{\circ}$ W) в Ньюфаундлендской зоне. Если затраты тепла больше 206.6 Вт/м², то в 9 случаях из 14 отмечаются очень низкие отрицательные значения индекса АМО со средним значением (-0.21). Если затраты тепла меньше 206.6 Вт/м², то в 5 случаях – значения индекса АМО близкие к среднему значению ($X_{AMO} = 0.04$).



Рисунок 4.11 – Оптимальное дерево решений для индекса АМО

На третьем ветвлении происходит уточнение 24 положительных значений, за счет среднегодовых суммарной теплоотдачи в 11-м квадрате ($\varphi = 42.9^{\circ}$ N, $\lambda = 41.3^{\circ}$ W) в Ньюфаундлендской зоне. Если затраты тепла больше 195.03 Вт/м², то в 20 случаях из 24 отмечаются высокие положительные значения индекса АМО со средним значением 0.17. В противном случае, если затраты тепла меньше 195.03 Вт/м², то в 4 случаях наблюдаются отрицательные значения индекса АМО близкие к нулю (в среднем -0.06).

На рисунке 4.12 представлена временная изменчивость фактических и вычисленных значений индекса АМО по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2017 гг.



Рисунок 4.12 Временная изменчивость фактических и вычисленных значений индекса АМО по оптимальным моделям деревьев решений с 1980 по 2017 гг.

Как видно из рисунка, уже на 3 расчетном шаге, соответствующем дереву 9 отмечается довольно хорошее описание фактических значений индекса AMO, прослеживается общая динамика его изменчивости и основные экстремумы. При дальнейшем добавлении переменных в модель деревьев улучшается ее качество, и исходные данные описываются более точно (дерево 6).

4.5 Результаты построения диагностических моделей методом деревьев решений для климатических параметров

Результаты построения диагностических моделей методом деревьев решений для климатических параметров, полученные ранее в разделах 4.1 – 4.4, были обобщены и проанализированы. На рисунке 4.13 и в таблице 4.5 приведены реперные квадраты среднегодовых значений суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу в ЭАЗО, которые участвуют в построении
оптимальных моделей для климатических параметров – индексы Гольфстрима, САК, АМО и давление в центре Исландского минимума.



Рисунок 4.13 Реперные квадраты среднегодовых значений суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу в ЭАЗО с высокой точностью описывающих комплекс из 4 климатических параметров (GSNW, CAK, Р_{им}, AMO) [36]

Таблица 4.5 Реперные квадраты среднегодовых значений суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу в ЭАЗО

N⁰	Долгота, °	Широта, °	Модель
1	-67.5	37.1	Индекс Гольфстрима
2	-61.9	41	(GSNW)
3	-60	39	
4	-37.5	44.8	
5	1.9	69.5	Индекс САК
6	-69.4	35.2	

5 1			
N⁰	Долгота, °	Широта, °	Модель
7	3.8	71.4	Давление в центре
8	-1.9	71.4	Исландского
9	3.8	63.8	минимума
6	-69.4	35.2	
10	-39.4	48.6	Индекс АМО
11	-41.3	42.9	

Продолжение таблицы 4.5 Реперные квадраты среднегодовых значений суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу в ЭАЗО

В результате проведенного исследования было установлено, что теплоотдача в ЭАЗО с высокой степенью точности описывает межгодовые колебания климатических параметров в Северной Атлантике – индексы Гольфстрима, атлантической мультидекадной осцилляцией, североатлантического колебания и давление в центре Исландского минимума. Каждый из этих параметров с точностью примерно 70 % дисперсии (на оптимальном шаге по наименьшей ошибке кросс-проверки) описывается среднегодовыми значениями суммарной теплоотдачи в трех квадратах ЭАЗО. Всего 11 квадратов в энергоактивных зонах достаточно, чтобы описать весь комплекс важнейших климатических параметров в Северной Атлантике с приемлемой для практических целей точностью. Это доказывает важнейшую роль энергоактивных зон океана в формировании короткопериодных колебаний климата в современных условиях глобального потепления [36].

Стоит также отметить, что метод деревьев решений подтвердил свою наибольшую эффективность при построении диагностических моделей, по сравнению с методом включения переменных в модель МЛР. Для получения оптимальных моделей методом деревьев решений, описывающих порядка 70 % дисперсии исходного ряда, достаточно 3-х переменных, в то время как для моделей МЛР хорошего качества необходим учет большего количества влияющих переменных. Еще одним преимуществом метода деревьев решений

73

является отсутствие так называемого человеческого фактора. Программа сама подбирает наиболее значимые переменные в модель в отличие от моделей МЛР методом включения, при построении которых исследователь сам выбирает какие переменные добавлять в модель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Энергоактивные области специфические рассматриваются как океанологические объекты, которые играют роль механизмов регулирования обмена энергией в системе океан-атмосфера, и поэтому они заслуживают внимательного изучения с точки зрения наиболее эффективных направлений разработки долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. В 20 веке Мирового проводилось исследование энергоактивных 30H океана по национальной программе «Разрезы», было получено множество уникальных научных результатов, но в начале 90-х годов в результате развала Советского Союза программа была свернута.

В настоящей работе было проведено исследование изменчивости среднегодовой суммарной теплоотдачи в условиях современного климата в трех ЭАЗО Северной Атлантики – Бермудской, Ньюфаундлендской и Норвежской за период с 1980 по 2017 гг. Для оценки влияния ЭАЗО на Северной основные климатические параметры В Атлантике (индекс Гольфстрима, индекс Северо-Атлантического колебания, давление в центре Исландского минимума, индекс Атлантической Мультидекадной Осцилляции) были построены диагностические модели методом деревьев решений и методом включения переменных в модель МЛР. Результаты, полученные при моделировании двумя методами, сравнивались между собой и, на основе этого делался вывод об эффективности методов в целях диагностического моделирования.

В ходе исследования были получены следующие результаты. За исследуемый период среднегодовая суммарная теплоотдача для среднемноголетних условий в центре Бермудской ЭАЗО составила – 358.7 Вт/м², в Ньюфаундлендской – 250.7 Вт/м², в Норвежской – 125.4 Вт/м². Бермудская зона является более интенсивной, поскольку она вытянута вдоль теплого течения Гольфстрим. Ньюфаундлендская зона находится на стыке

75

теплого Гольфстрима и холодного Лабрадорского течения, поэтому уступает в интенсивности Бермудской зоне. Интенсивность Норвежской зоны хоть и уступает другим зонам, но ее климатическое значение для Полярного бассейна и Европейской части России считается исключительно важным. Во всех трех зонах минимум суммарной теплоотдачи отмечаются в июле, а максимум – в декабре.

В центрах ЭАЗО для рядов среднегодовых значений суммарной теплоотдачи были выделены линейные и нелинейные тренды, описываемые полиномом 3-й степени. Для всех трех ЭАЗО характерен рост значений суммарной теплоотдачи. Вклад положительного линейного тренда В изменчивость среднегодовых значений теплоотдачи в Бермудской ЭАЗО составляет 18.6 %, в Норвежской – 32.1 %, в Ньюфаундлендской зоне линейный тренд незначим. Максимальный линейный тренд отмечается в Бермудской зоне, который равен 1.14 Вт/м²год, минимальный линейный тренд - в Ньюфаундлендской зоне (0.50 Вт/м²год), для Норвежской зоны величина линейного тренда составляет 0.77 Вт/м²год. За рассматриваемый период времени теплоотдача в Бермудской зоне увеличилась на 42 Вт/м²год, в Норвежской – на 28.6 Вт/м²год.

Для всех трех исследуемых временных рядов свойственны малоустойчивые короткопериодные циклические колебания. В Бермудской зоне максимальный вклад в дисперсию исходного ряда (16.6 %) дает 2-летняя цикличность, в Ньюфаундлендской зоне цикличность с периодом 6.3 лет, вклад которой составляет 15.7 %, в Норвежской зоне вклад 2-летней цикличности составляет 10.5 %

В Бермудской зоне на долю случайных колебаний приходится 33.8 % дисперсии исходного ряда, в Ньюфаундлендской – 58.6 %, в Норвежской – 47.4 %. Довольно большой вклад случайной компоненты в изменчивость среднегодовых значений суммарной теплоотдачи во всех трех ЭАЗО означает, что теплоотдача в ЭАЗО в значительной степени формируется случайным образом, т.е. большим числом разнообразных факторов, которые не поддаются

учету. Несмотря на это, ЭАЗО имеют огромное влияние на межгодовые колебания климата в СА.

Оценка влияния ЭАЗО на климатические параметры проводилась на основе построенных диагностических моделей методом деревьев решений и методом включения переменных в модель МЛР. Для всех рассматриваемых климатических параметров (индекс Гольфстрима, индекс САК, давление в центре Исландского минимума и индекс АМО) оптимальными моделями были выбраны модели деревьев решений на 3-ем расчетном шаге по наименьшей ошибке кросс-валидации. Каждый из этих параметров с точностью порядка 70 % дисперсии описывается среднегодовыми значениями суммарной теплоотдачи в трех квадратах ЭАЗО. Таким образом, для того, чтобы описать весь комплекс важнейших климатических параметров в Северной Атлантике с приемлемой практических целей точностью достаточно всего 11 квадратов в для энергоактивных зонах. Проведенное исследование изменчивости ЭАЗО Северной Атлантики и анализ их влияния на климатические параметры доказывает важнейшую роль энергоактивных зон океана в формировании короткопериодных колебаний климата в современных условиях глобального потепления.

Также стоит отметить, что метод деревьев решений подтвердил свою наибольшую эффективность в построении диагностических моделей по сравнению с моделями МЛР, для хорошего качества которых необходимо большее количество независимых переменных.

Результаты, полученные настоящей В ходе исследования В диссертационной работе, могут быть дальнейшем использованы при исследовании изменчивости ЭАЗО в условиях современного меняющегося климата, а также для оценки их влияния на различные климатические процессы. По результатам данного исследования написана научная статья «Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике», которая в настоящее время находится на рецензии В редакции журнала «Фундаментальная и прикладная климатология» [36].

77

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Некрасов А.В. Всеволод Всеволодович Тимонов / А.В. Некрасов СПб.: Гидрометиздат, 1991 г. 100 с.
- 2 Тимонов В.В. Очаги взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой
 / В.В. Тимонов, А.И. Смирнова, К.И. Непоп // Океанология. 1970. Т.10. №5. — с.745 – 749.
- 3 Бирман Б.А. Климатические характеристики теплообмена в зонах активного взаимодействия океана и атмосферы / Б.А. Бирман, Т.Г. Позднякова — М.: Гидрометцентр СССР, 1985. — 84 с.
- Бирман Б.А. Некоторые вопросы климатологии теплообмена в энергоактивных зонах Мирового океана / Б.А. Бирман, Д.А. Ларин, Т.Г. Позднякова // Метеорология и гидрология. 1983. № 5. с. 79 86.
- 5 Кондратьев К.Я. Аномалии радиационного баланса Земли И теплосодержания деятельного проявления слоя океана как энергоактивных зон / К.Я. Кондратьев, В.В. Козодеров // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М.: ВИНИТИ, 1984. —280 с.
- 6 Лаппо С.С. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные зоны Мирового океана / С.С. Лаппо, С.К. Гулев, А.Е. Рождественский — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 339 с.
- Малинин В.Н. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике / В.Н. Малинин, Н.П. Смирнов // Труды ААНИИ. 1977. Т.362. с.58 70.
- 8 Малинин В.Н. Водный баланс атмосферы Норвежской энергоактивной зоны / В.Н. Малинин // Труды ЛГМИ. Л.: Изд.ЛПИ. 1986. вып.93. с. 99 –112.

- 9 Марчук Г.И., Скиба Ю.Н. Численный расчет сопряженной задачи для модели термического взаимодействия атмосферы с океанами и континентами / Г.И. Марчук, Ю.Н. Скиба // Изв. АН СССР. ФАО. — 1976.— Т. 12, № 5.— с. 459 – 469.
- 10 Марчук Г.И. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана / Г.И. Марчук и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 320 с.
- 11 Алексеев Г.В. Норвежская энергоактивная зона / Г.В. Алексеев, Ю.В. Николаев, В.А. Романцов // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». — М.: ВИНИТИ, 1985. — Т.5. с.45 – 62.
- 12 Баранов Е.И. Гидрометеорологическая характеристика Ньюфаундлендской энергоактивной зоны / Е.И. Баранов и др. // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». — М.: ВИНИТИ, 1985. —Т.5. — с.63 – 93.
- 13 Бурков В.А. Гидрометеорологический обзор энергоактивной зоны Гольфстрима / В.А. Бурков // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». М.: ВИНИТИ, 1985. — Т.5. — с.4 – 44.
- 14 Атлас теплового баланса океанов. Севастополь. МГИ АН УССР, 1970.— 130 с.
- 15 Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 255 с.
- 16 Шулейкин В.В. Связь между климатом Европы и переносом тепла в Атлантике / В.В. Шулейкин // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. —1968. — Т.4,№3. — с. 243 – 261.
- Kanamitsu M. NCEP—DOE AMIP-II reanalysis (R-2) / M. Kanamitsu,
 W. Ebisuzaki, J. Woollen, Yang S-K, J.J. Hnilo, M. Fiorino, G.L. Potter //
 Bul. of the Atmos. Met. Soc. 2002. Vol. 83. P. 1631 1643.
- 18 NCEP-DOE Reanalysis 2, Monthly [Электронный ресурс]. электрон.

дан. / ASIA-PACIFIC DATA-RESEARCH CENTER of the IPRC. — Hawaii, 2018 — Режим доступа: http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ ncep2_mon.php

- Taylor A.H. Latitudinal displacements of the Gulf Stream and their relation to changes in temperature and zooplankton abundance in the NE Atlantic / A.H. Taylor, J.A. Stephens. // Oceanol. Acta. 1980. No 3. P. 145 149.
- 20 Latitude of the Gulf Stream [Электронный ресурс]. электрон. дан. / Plymouth Marine Laboratory. — Plymouth, 2018 — Режим доступа: http://www.pml-gulfstream.org.uk/
- 21 Карлин Л.Н. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме / Л.Н. Карлин, В.Н. Малинин, С.М. Гордеева // Океанология. — 2013. — том 53. — №4. — с. 1 – 9
- 22 Hurrell J. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact / J. Hurrell // Geophysical Monograph 134. American Geophysical Union. — 2003.
- 23 Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие / Под ред. Р.М. Вильфанда, А. И. Неушкина. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД, 2012. 123 с.
- 24 Соркина А.И. Многолетние колебания средних месячных величин интенсивности и средних месячных географических положений центров действия атмосферы в северном полушарии. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Приложение №2. Таблицы. — М.,1972. — 35 с.
- 25 Пантелеев В.Л. Введение в Математическую Обработку Наблюдений [Электронный ресурс]. — электрон. лекцион. курсы. — Лаборатория Гравиметрии ГАИ им. П.К. Штернберга, МГУ им. М.В. Ломоносова. — 2018 — Режим доступа: http://lnfm1.sai.msu.ru/grav/russian/lecture/mon/ mon.htm
- 26 Climate Timeseries AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) Index

[Электронный pecypc]. — NOAA ESRL Physical Oceanography Division. — 2018. — Режим доступа: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/ AMO/

- IRI/LDEO Climate Data Library [Электронный ресурс]. электрон. дан.
 2018 Режим доступа: http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.
 KAPLAN/.EXTENDED/.v2/.ssta/.
- 28 Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» / С.М. Гордеева СПб.: изд. РГГМУ, 2010 74 с.
- 29 Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. / В.Н. Малинин — СПб.: изд. РГГМУ, 2008. — 408 с.
- 30 Гордеева С.М. Использование Data Mining в задаче гидрометеорологического прогнозирования / С.М. Гордеева, В.Н. Малинин // Ученые записки РГГМУ. — 2016. — No 44. — с. 30 – 44.
- 31 Гордеева С.М. О предвычислении годового стока крупных рек Европейской территории России на основе метода деревьев решений (decision trees) / С.М. Гордеева, В.Н. Малинин // Ученые записки РГГМУ. — 2018. — No 50. — С. 53 – 65.
- 32 Hunt E.B. Experiments in induction / E.B. Hunt, J. Marin, P.J. Stone N.Y., Academic Press, 1966.
- Bramer M. Principles of Data Mining / M. Bramer // London: Springer-Verlag, 2007. — 344 p. — DOI: 10.1007/978-1-84628-766-4.
- Breiman L. Classification and Regression Trees / L. Breiman, J. Friedman, R.
 Olshen, C. Stone New York: Chapman and Hall, 1984. 358 p.
- 35 Interactive Trees (C&RT, CHAID): Statistica Help / [Электронный ресурс].
 StatSoft inc. 2018. Режим доступа: http://documentation.statsoft.com/
 STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID
 _HIndex

36 Малинин В.Н., Шмакова В.Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике (статья находится на рецензии в редакции журнала «Фундаментальная и прикладная климатология»).