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

Допущена к защите Зав. кафедрой д.ф.-м. н., профессор \_\_\_\_\_\_ В.А. Царёв \_\_\_\_\_\_\_\_ В.А. Царёв Кафедра океанологии

## ДИПЛОМНЫЙ ПРОЕКТ Исследование изменчивости осадков и испарения над акваторией Северной Атлантики

**Вы**толнила

Розодитель

А.Н. Кугергина гр. О – 65 доцент каф.океанологии РГГМУ, канд. геогр. наук О.И. Шевчук

Санкт-Петербург 2016

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

Допущена к защите

Кафедра океанологии

Зав.кафедрой д.ф.-м.н., профессор

\_\_\_\_ В.А. Царёв

.06.2016

## **ДИПЛОМНЫЙ ПРОЕКТ**

## Исследование изменчивости осадков и

испарения над акваторией Северной Атлантики

Выполнила А.Н. КугергинаРуководитель доцент каф.океанологии РГГМУ, канд.геогр.наукО.И. Шевчук

Санкт-Петербург 2016

## СОДЕРЖАНИЕ

			Стр.
	Сокр	ащения	3
	Введ	ение	4
1.	Физ	ико-географическое описание Северной части Атлантического	
	океан	la	8
	1.1.	Особенности расположения акватории	9
	1.2.	Геоморфология берегов	11
	1.3.	Гидрологические и гидрохимические особенности океана	11
	1.4.	Климат	14
	1.5.	Особенности формирования влагообмена над акваторией	
		северной части Атлантического океана	15
2.	Исхо	дные данные и методы исследования	29
	2.1.	Создание архива исходных данных и их обработка	29
	2.2.	Методы статической обработки данных влагообмена	32
3.	Изме	енчивость характеристик влагообмена в Атлантическом океана	40
	3.1.	Испарение	40
	3.2.	Осадки	49
	Закли	очение	57
	Спис	ок использованных источников	59

### сокращения

ГГЦ	Глобальный гидрологический цикл
ГЦ	Гидрологический цикл
МО	Мировой океан
ОЦА	Область циклонической активности
ВЗК	Внутритропической зоны конвергенции
ВБА	Водный баланс атмосферы

#### Введение

Крупномасштабный влагообмен недостаточно изучен и в настоящее время. Для земного шара характерно наличие системы планетарных (глобальных) круговоротов энергии и различных веществ (воды, газов, солей), приводимых в движение, прежде всего солнечной радиацией. Важное место в этой системе занимает круговорот воды, или, другими словами, глобальный гидрологический цикл (ГГЦ), представляющий непрерывный процесс циркуляции и перераспределения всех природных вод между отдельными оболочками Земли и устанавливающий определенные соотношения между ними при различных масштабах осреднения.

Объектом именноглобальный исследования можно выделить гидрологический цикл. Однако он является частным вопросом метеорологии, океанологии или гидрологии, а представляет собой сложную геофизическую проблему. При этом геофизическое понимание глобального водного баланса предполагает определение не только всех видов вод и гидрологических объектов, но и всех потоков влаги в, пределах гидросферы, атмосферы, лиразного тосферы И между ними, a также масштаба процессов В пространственном и временном разрезах и их сложные, нелинейного характера взаимодействия друг с другом. Такое понимание ГГЦ сформулировано Сатклиффом еще в 1970 г. на открытии международного симпозиума по мировому водному балансу, оно не только не устарело, но, напротив, приобретает все более актуальное звучание. Несмотря на внешнюю простоту схемы круговорота влаги в природе, наши знания о физических процессах еще явно недостаточны. Более того, с уменьшением пространственно-временных масштабов осреднения гидрологические процессы настолько усложняются, что иногда не представляется возможным количественно оценить члены уравнения водного баланса. Весьма низка также точность измерений и расчетов составляющих гидрологического цикла (ГЦ). Достаточно сказать, что даже

глобальные оценки потоков влаги между отдельными оболочками Земли, полученные разными авторами в последние годы, значительно отличаются друг от друга. Особенно плохо обстоит дело с оценкой количества осадков, выпадающих на поверхность Мирового океана, точность определения, которых практически не поддается учету. Атмосфера является центральным и наиболее климатической океан-атмосфераизменчивым компонентом системы криосфера-биосфера, то вполне определенно утверждать, можно что атмосферное звено играет центральную роль в ГГЦ и, стало быть, требует к себе самого пристального внимания.

Предмет исследования – влагообмен, который представляет из себя непрерывный процесс перемещения воды под действием солнечной радиации и силы тяжести. Благодаря влагообмену в атмосфере возникают облака и выпадают осадки. Выделяют малый, большой И внутриматериковый влагообмен. Малый влагообмен наблюдается океаном, над здесь взаимодействуют атмосфера, гидросфера, в процессе участвует живое вещество. Благодаря испарению в атмосферу поступает водяной пар, образуются облака и осадки выпадают на океан.

В большом влагообмене взаимодействуют атмосфера, литосфера, гидросфера, живое вещество. Испарение и транспирация в поверхности океана и с суши обеспечивают поступление водяного пара в атмосферу. Облака, попадая в потоки ОЦА, переносятся на значительные расстояния и осадки могут выпадать в любой точке на поверхности Земли.

Внутриматериковый влагообмен характерен для областей внутреннего стока. Глобальный влагообмен Земли находит свое выражение в водном балансе Земли. За год количество испарившейся на всей Земле воды равно выпавшим осадкам, в годовой влагообмен включено 525,1 тыс. км<sup>3</sup>воды. В течение года с каждого км<sup>2</sup>Земли в среднем испаряется 1030 мм воды. Уровень Мирового океана является важнейшей характеристикой, определяющей как гидродинамические процессы в самом океане, так и характер взаимодействия океана и атмосферы. [1]

Межгодовая изменчивость осадков и испарения до сих пор не достаточно изучена, не смотря на большое количество данных, не малую часть которых, конечно же, составляют спутниковые измерения (естественно доверие к ним существует и в настоящее время). А так же тесную связь с изменениями уровня Мирового океана и в целом большого влияния на формирование климата планеты. Поэтому в настоящее время подобные исследования являются актуальными и востребованными.

В различных работах Малинина В.Н. и Шевчука О.И.[2] была исследована изменчивость осадков и испарения, причем за разные промежутки времени. Из последних и сопоставимых исследований это изменчивость параметров влагообмена, вычисленная по данным CDAS-1 (ClimateDataAssimilationSystem). В данный момент уже имеется новый гидрометеорологический архив CDAS-2, поэтому и возникает большой интерес в исследовании данных находящихся в новом архиве.

Целью данной работы является выявление различных долгопериодных тенденций изменчивости характеристик водного баланса над акваторией северной части Атлантического океана за последние десятилетия.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Создание архива временных рядов осадков и испарения над акваторией северной части Атлантического океана в пространственной сетке 5х5° на основании данных архива CDAS-2 (ClimateDataAssimilationSystem);

2. Построение карт климатических значений составляющих влагообмена (осадки и испарение) над всей акваторией северной части Атлантического океана

3. Построение графиков зонального распределения осредненных осадков и испарения над акваторией северной части Атлантического океана

4. Выделение и анализ трендов в межгодовом ходе составляющих влагообмена над акваторией Атлантического океана.

### 1 Физико-географическое описание Северной части Атлантического океана

Для исследования была выбрана северная часть Атлантического океана. Так как именно данный регион является наиболее важным для европейской части России и Евразийского континента.

Атлантический океан \_ ЭТО экосистема, взаимосвязанная И взаимообусловленная геофизическими и геохимическими процессами И явлениями глобального масштаба. Из всех океанов он имеет наибольшую по меридиану протяженность - около 8,5 тыс. миль. Значительная роль Атлантики людей многом объясняется чисто в жизни BO географическими обстоятельствами: его большой протяженностью (от Арктики до Антарктики) между 4-мя материками. Он разъединяет платформенные структуры на континентах, географически удобные для поселения людей.

В океан впадают крупные и средние моря, которые служили и служат естественными путями сообщения, изрезанность береговой линии Европы, наличие Мексиканского залива, Средиземного моря, также способствовали развитию мореплавания и освоению океана. В Атлантический океан и его моря впадает немало больших рек: Амазонка, Конго, Миссисипи, Нил, Дунай, Ла-Плата и др. Они выносят в океан огромные массы пресных вод, взвешенного материала и загрязняющих веществ. В опресненных заливах и морях субполярных и умеренных широт зимой у западных берегов океана образуется лед. Многочисленные айсберги и плавучий морской лед мешают судоходству в северной части Атлантического океана.

### 1.1 Особенности расположения акватории

Атлантический океан, часть Мирового океана, ограниченный Европой и Африкой с востока и Северной и Южной Америкой с запада. Атлантический океан уступает по размерам только Тихому, его площадь составляет примерно 91,66 млн. км<sup>2</sup>, 25,37% от мирового океана, объем 329,66 млн.км<sup>3</sup>, средняя глубина 3597 м, 8742 м наибольшая глубина (желоб Пуэрто-Рико). Он простирается от субарктических широт до субантарктики, т.е. от подводного порога, отделяющего его от Северного Ледовитого океана на севере, до берегов Антарктиды на юге. На востоке Атлантический океан омывает берега Евразии и Африки, на западе - Северной и Южной Америки. Площадь морей, заливов и проливов Атлантического океана составляет 14,69 млн. км. (16 % от общей площади океана), объём 29,47 млн. км. (8,9 %). Моря и основные заливы (по часовой стрелке): Ирландское море, Бристольский залив. Северное Ботнический залив, Финский залив, Рижский море, Балтийское море, залив, Бискайский залив, Средиземное море, море Альборан, Балеарскоеморе, Лигурийское море, Тирренское море, Адриатическое море, Ионическое море, Эгейское море, Мраморное море, Черное море, Азовское море, Гвинейский залив, море Уэдделла (иногда относят Карибское море, Мексиканский залив, Саргассово к Южному океану), море, залив Мэн, залив Святого Лаврентия, море Лабрадор.

Климатические условия Атлантики во многом определяются его большой меридиональной протяженностью, своеобразием конфигурации акватории больше в умеренных широтах, чем в экваториально-тропических. На северной и южной окраине находятся огромные регионы охлаждения и формирования очагов высокого атмосферного давления Гренландского и Арктического бассейнов, Антарктиды на юге. Распределение атмосферного давления и характер воздушных масс влияет на характер облачности, режим и количество атмосферных осадков. Облачность над океаном имеет, как правило, зональную структуру: максимальное количество у экватора с преобладанием кучевых и

У

кучево-дождевых форм. Тропические и субтропические широты имеют наименьшую облачность. В умеренных широтах количество облаков вновь возрастает, и господствуют здесь слоистые и слоисто-дождевые формы.

Атлантический океан из-за большой протяженности с севера на юг, узости в районе экватора и связи с Северным Ледовитым океаном, в целом на поверхности холоднее Тихого и Индийского океанов. Средняя температура воды на поверхности +16,9 °C, в то время как в Тихом +19,1 °C, Индийском +17 °C. Отличается и средняя температура толщи всей водной массы Северного и Южного полушарий. Благодаря Гольфстриму средняя температура воды Северной Атлантики стала постепенно снижаться, что обусловит общее охлаждение температуры около берегов материков. [3]

Моря бассейна Атлантического океана большей частью находятся в Северном полушарии и являются средиземными. Крупными заливами и морями океана являются: Северное, Балтийское, Средиземное, Тирренское, Лигурийское, Ионическое, Адриатическое, Эгейское, Мраморное, Чёрное, Азовское, Саргассово, Карибское, Уэддела (у берегов Антарктиды), а также Мексиканский, Бискайский и Гвинейский заливы. Так как моря Атлантического океана являются внутренними, они имеют лишь ограниченные связи с Атлантикой через сложную систему проливов. По этой причине для них характерны общие черты природы: во всех морях практически отсутствуют приливы; в них почти не проникают теплые Атлантические воды; множество рек приносят большое количество пресной воды. [4]Поэтому в данном исследовании они не будут учитываться.

### 1.2 Геоморфология берегов

Атлантический океан, как уже говорилось ранее, часть Мирового океана, Европой, Африкой, Северной Южной расположенная между И Америками. Атлантический океан граничит с Северным Ледовитым и Южным океаном. Атлантический океан имеет форму латинской буквы S. Наиболее узок в экваториальной части - 2830 км. Берега атлантического океана севернее экватора сильно изрезаны. В этой части расположены все внутренние моря и крупные заливы океана. Восточные берега в большинстве высокие, скалистые, а западные - низкие, образованные аллювиальными отложениями. Типы берегов очень разнообразны: фиордовые, лиманные, эстуарные, дельтовые, лагунные, мангровые, вулканогенные и др. Береговая линия в южной части Атлантического океана значительно менее изрезана, чем в северной, здесь также отсутствуют внутренние моря, по которым влияние океана могло бы проникать в глубь материков Африки и Южной Америки.

### 1.3 Гидрологические и гидрохимические особенности океана

Гидрологический режим Атлантического океана формируется под влиянием климатических условий, водообменом с прилегающими океанами и Средиземным морем, а также особенностей конфигурации окружающей суши. Под влиянием циркуляции атмосферы поверхностные течения океана образуют антициклональные круговороты в субтропических и тропических широтах и циклональные - в северных умеренных и южных высоких широтах. Гольфстрим и его продолжение - Северо-Атлантическое течение - образуют соответственно западной и северной периферии северного антициклонального круговорота.

Мощными носителями тепловой энергии выступают круговые поверхностные течения, расположившиеся по обе стороны от экватора: таковы,

например, Северное Пассатное и Южное Пассатные течения, пересекающие океан с востока на запад. Северное Пассатное течение у Малых Антильских островов разделяется: на северную ветвь, продолжаясь на северо-запад вдоль берегов Больших Антильских островов (Антильское течение) и на южную ветвь уходящую через проливы Малых Антильских островов в Карибское море, а далее через Юкатанский пролив вытекает в Мексиканский залив, и выходит из него через Флоридский пролив, образуя Флоридское течение. Последнее имеет скорость 10 км/час и даёт начало знаменитому течению Гольфстрим. Гольфстрим, следуя вдоль американского побережья, на 40° с.ш. в результате воздействия западных ветров и силы Кориолиса приобретает восточное, а затем северо-восточное направление и получает название Северо-Атлантического течения. Основной поток вод Северо-Атлантического течения проходит между Исландией и Скандинавским полуостровом и вливается в Северный Ледовитый океан, смягчая климат в Европейском секторе Арктики. Из Северного Ледовитого океана вытекают два мощных потока холодных опреснённых вод -Восточно-Гренландское течение, проходящее вдоль восточного берега Гренландии, и Лабрадорское течение огибающее Лабрадор, Ньюфаундленд и проникающее на юг до мыса Хаттерас, оттесняя Гольфстрим от побережья Северной Америки.

В Атлантическом океане существует несколько ярусов глубоководных течений. Под Гольфстримом проходит мощное противотечение, основной стрежень которого лежит на глубине до 3500 м, со скоростью 20 см/с. Противотечение идёт узким потоком в нижней части материкового склона, образование этого течения связано с донным стоком холодных вод из Норвежского и Гренландского морей. В экваториальной зоне океана открыто подповерхностное течение Ломоносова. Оно начинается от Антило-Гвианского противотечения И достигает Гвинейского залива. Мощное глубинное Луизианское течение наблюдается в восточной части Атлантического океана, образуемое придонным стоком более солёных и тёплых средиземноморских вод через Гибралтарский пролив.

Лёдообразование в северной части Атлантического океана происходит в Гренландском и Баффиноваморях. На Гренландском побережье айсберги продуцируются выводными ледниками, например ледником Якобсхавн в районе острова Диско. Плавучие льды в северном полушарии в июле достигают 40° с.ш. Суммарный вынос из Северного Ледовитого океана оценивается в среднем в 900 000 км<sup>3</sup>/год.

Глубинная циркуляция и вертикальная структура океана образуются водами, погружающимися в результате увеличения их плотности в зонах схождения поверхностных течений в антарктических широтах, и глубинными водами, поступающими из Средиземного моря и Северного Ледовитого океана. В зонах схождения уплотнение происходит в результате перемешивания вод с различной температурой и солёностью. Плотность воды увеличивается тем больше, чем больше разности температуры и солёности перемешивающихся вод и чем ниже их температура.

В соответствии с этим погружающиеся в более высоких широтах воды занимают более низкие горизонты в океане. Глубинные воды формируются в северной части Атлантический океан при участии глубинной воды Средиземного моря, определяющей их высокую солёность, и глубинной воды Гренландского моря, влияние которой ограничивается, однако, крайней северной Таким образом, вертикальной частью океана. В структуре Атлантический океан отмечается подповерхностный и глубинный максимумы и промежуточный минимум солёности, и промежуточный минимум кислорода.

Солёность воды зависит от водного баланса, который складывается в среднем для поверхности океана следующим образом: испарение 1040 мм в год, осадки 780 мм в год и материковый сток 200 мм в год. Последний имеет значение главным образом в узкой прибрежной полосе предустьевых участков океана. В открытом океане солёность определяется соотношением испарения и осадков. Наибольшее испарение 1640-1660 мм в год в тропических и субтропических широтах, на экваторе уменьшается до 1400 мм в год, на 60° с.

ш. до 780 мм в год и на 60° ю. ш. до 320мм в год. Наибольшее количество осадков - около 1770 мм в год приходится на экватор. В умеренных широтах оно вновь уменьшается до 1100-1200 мм в год. Соответственно наибольшая солёность (37,25 %) отмечается в тропических и субтропических широтах, на экваторе уменьшается до 35‰, в южных умеренных широтах до 34‰ и в антарктическом районе до 33,6-33,8‰.

### 1.4 Климат

Разнообразие климатических условий на поверхности Атлантического океана определяется его большой меридиональной протяжённостью и циркуляцией воздушных масс под воздействием четырёх главных атмосферных центров: Гренландского и Антарктического максимумов, Исландского и Антарктического минимумов. Кроме того, в субтропиках постоянно действуют антициклона: Азорский и Южно-Атлантический. Они разделяются лва областью пониженного давления. экваториальной Такое распределение барических областей определяет систему господствующих ветров в Атлантике. Наибольшее влияние на температурный режим Атлантического океана оказывает не только его большая меридиональная протяжённость, но и водообмен с Северным Ледовитым океаном, морями Антарктики И Средиземным морем. Для поверхностных вод характерно их постепенное охлаждение по мере удаления от экватора к высоким широтам, хотя наличие мощных течений обуславливает значительные отклонения от зональных температурных режимов.

В Атлантическом океана представлены все климатические пояса планеты. Для тропических широт характерны незначительные сезонные колебания температуры (средний показатель -20 °C) и обильные осадки. К северу и югу от тропиков расположены субтропические пояса с более заметными сезонными (от 10 °C зимой до 20 °C летом) и суточными колебаниями температур; осадки

здесь выпадают преимущественно летом. Частое явление в субтропической тропические зоне ураганы. Самые мощные тропические ураганы свирепствуют в Карибском бассейне: например, в Мексиканском заливе и на островах Вест-Индии. Вест-индские тропические ураганы формируются в западной части океана в районе 10-15° с.ш. и перемещаются к Азорским островам и Ирландии. Далее к северу и югу следуют зоны субтропиков, где в самом холодном месяце температура понижается до 10 °C, а зимой холодные воздушные массы из полярным областей низкого давления приносят обильные осадки. В умеренных широтах средняя температура самого тёплого месяца держится в пределах 10-15 °C, а самого холодного -10 °C. Здесь также отмечают суточные перепады температур. Для умеренного значительные пояса характерны достаточно равномерно выпадающие в течение года осадки (около 1 000 мм), достигающие максимума в осенне-зимний период, и частые свирепые штормы, за что южные умеренные широты прозваны «ревущими сороковыми». Изотерма 10 °С определяет границы Северного. В Северном полушарии эта граница проходит в широкой полосе между 50° с.ш. (Лабрадор) и 70° с.ш. (побережье Северной Норвегии). [3]

# 1.5 Особенности формирования влагообменанад акваторией северной части Атлантического океана

Для анализа распределения характеристик влагообменаможно использовать труд В.Н. Малинина «Влагообмен в системе океанатмосфера».[1]В работе были получены детальные оценки переноса влаги через экватор для отдельных сезонов года и построена (Табл. 1.1).

За год из Южного полушария в северное переносится 6,6×10<sup>11</sup> г/с влаги. Если принять что весь пар осаждается в экваториальной зоне, то сконденсированное количество влаги будет составлять 22% количества осадков, выпадающих в данной зоне. В южное полушарие за год переносится

4×10<sup>11</sup> г/с влаги, что составляет 17 % количества осадков, выпадающих в экваториальной зоне.

Месяц	В северное полушарие	В южное полушарие	Результирую щий перенос
Январь	0,60	—9,30	
Апрель	3,73	-4,15	0,42
Июль	13,39	— 1,22	12,17
Октябрь	8,68	— 1,29	7,39
Год	6,60	4,00	2,60

Таблица 1.1 – Перенос влаги через экватор. [1]

Из (Табл. 1.1) следует, что результирующий перенос влаги через экватор направлен из зимнего полушария в летнее, причем интенсивность его заметно увеличивается, когда в южном полушарии наступает холодный период. Одновременно с этим можно отметить, что в течение всего года наблюдается поток влаги, направленный противоположно господствующему переносу. Очевидно, это возможно лишь в том случае, если над экватором существуют стационарные зоны постоянного переноса влаги вне зависимости от положения внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Так, большую часть года в северное полушарие переносится влага над Индонезией и восточным побережьем Африки, а в южное полушарие - над центральной частью Тихого океана восточнее о. Рождества.

Если рассматривать отдельно зимний и летний сезоны, то вклад переноса влаги в формирование водного баланса обеих экваториальных зон будет еще больше. Можно полагать, что влагообмен через Экватор оказывает

определенное влияние и на водный бюджет тропических и умеренных широт путем многократного повторения цикла «осадки - испарение».

Стационарный поток влаги обусловлен крупномасштабными квазинеподвижными вихрями, климатическими центрами высокого и низкого давления (центрами действия атмосферы) и орографическими особенностями подстилающей поверхности (в том числе неоднородным характером распределения океанов и материков). Нестационарный поток пара обусловлен крупномасштабными подвижными вихрями, К которым относятся циклонические и антициклонические образования.

На рисунке 1.2, представлено распределение различных мод меридионального переноса влаги.



Рисунок 1.2 - Распределение различных мод зонально осредненного меридионального потока влаги [кг/(м-с)] для зимних (1), летних (2) и годовых (3) условий над земным шаром. а) - средний меридиональный поток влаги; б) - стационарный поток влаги; в) - нестационарный поток влаги. [1]

Анализируя предложенные распределения можно сделать, следующие выводы:

1) средний меридиональный поток влаги ярко выражен в зоне от 20° с. до 20° ю. ш., где он превосходит на порядок другие виды меридионального переноса. Зимой он направлен на Юг и достигает максимума на 10° с. ш. Летом, наоборот, перенос направлен на Север и максимум его отмечается уже на 5° ю.ш. В среднем за год перенос влаги в обоих случаях направлен к экватору;

2) стационарный поток влаги более выражен в северном полушарии по сравнению с южным. Следовательно, неоднородное распределение океанов и атмосферы и как следствие муссонный характер циркуляции играют важную роль в формировании стационарных вихрей. Максимум наблюдается летом между 20-30° с. ш., и обусловлен совместной деятельностью субтропических центров высокого давления и муссонной циркуляции над Южной Азией. Зимой очаг стационарного переноса смещается несколько на север в зону 50-60° с. ш., что в основном связано с развитием исландского и алеутского центров действия атмосферы;

3) нестационарный перенос влаги во все сезоны года направлен в сторону полюсов. Максимальные значения в обоих полушариях отмечаются около 40° широты, последовательно уменьшаясь, как в сторону тропиков, так и в сторону полюсов.

В умеренных и высоких широтах нестационарный поток доминирует по сравнению с другими модами меридионального переноса влаги и тем самым служит основным механизмом влагообмена между субтропическими широтами, являющимися главными источниками влаги, и высокими широтами (рис. 1.2). [1]

Внутригодовая изменчивость влагосодержания атмосферы полностью определяется внутригодовыми колебаниями влажности воздуха в приводном слое. Роль температурного фактора состоит в том, что он несколько усиливает амплитуду межширотных колебаний влагосодержания атмосферы. Действительно, отношение меридионального градиента влагосодержания

атмосферы к меридиональному градиенту давления пара в приводном слое в пределах северного (0-70° с. ш.) и южного (0-70° ю. ш.) полушарий составляет 1,75 и 1,70, в то время как оно должно составлять лишь 1,59.

Сказанное выше относится и к распределению зонально осредненных значений влагосодержания атмосферы над МО (рис. 1.3). Заметим, что в северном полушарии максимум влагосодержания атмосферы наблюдается в августе, а минимум в январе и феврале. В южном полушарии влагосодержание атмосферы заметно меньше, чем в северном, причем максимум его, отмечающийся в южном полушарии в феврале, практически не превосходит минимального значения влагосодержания атмосферы в северном полушарии. Как мы можем видеть, амплитуда годовых колебаний влагосодержания атмосферы в северном полушарии выше, чем в южном. Однако вследствие значительного превышения площади океанов в южном полушарии годовой ход влагосодержания атмосферы при осреднении его по акватории МО в целом уже отсутствует, причем случайные отклонения от среднего значения не превышают 1 мм.

Межширотный ход влагосодержания атмосферы над отдельными океанами, по существу, повторяет межширотный ход давления пара в приводном слое.

К настоящему времени уже накоплен определенный опыт построения климатологических карт испарения, как в глобальном, так и в региональном масштабе. По существу, все оценки испарения основаны на аэродинамическом методе, различия касаются лишь параметризации коэффициента влагообмена. Оценить точность климатологических значений испарения чрезвычайно сложно.



Рисунок 1.3 - Внутригодовое распределение влагосодержания атмосферы (мм) над Атлантическим океаном.[1]

По мнению В.Н.Малинина [1], Глобальная карта годовых затрат тепла на испарение, в составлении которой использована методика ГГО и преимущественно данные Атласа океанов, достаточно хорошо отражает основные физико-географические закономерности формирования испарения и, очевидно, вряд ли может быть существенно уточнена в ближайшие годы.

На основе данных о парциальном давлении водяного пара, а также о температуре воды, воздуха и скорости ветра В.Н.Малининым и А. В. Безмельницыным [1] был произведен расчет зонально-осредненных месячных значений испарения с поверхности отдельных океанов и МО в целом. Как видно из (рис. 1.4), в Атлантическом океане в высоких широтах отмечается хорошо выраженный годовой ход испарения с максимумом в феврале 220 мм/мес. и минимумом в июне 20 мм/мес. Поэтому в зоне 70-60° с. ш. внутригодовая изменчивость испарения оказывается максимальной и равняется 79 мм. По направлению к экватору годовой ход сглаживается, прежде всего, за счет увеличения испарения в летний период. В широтном поясе 20° с.-20° ю. внутригодовая изменчивость испарения минимальна 6-10 мм.



Рисунок 1.4 - Внутригодовое распределение испарения (мм/мес) с

акватории Атлантического океана. [1]

В (табл. 1.3) максимальные значения наблюдаются в тропических районах, а по направлению к полюсам происходит довольно резкое их уменьшение.

Из (табл. 1.3) видно, что в акватории Атлантического океана в Северном полушарии (40-70° с. ш.) слой испаряющейся воды примерно на 20 см/год выше, чем в Мировом океане.

В распределении осадков над Атлантическим океаном (рис. 1.5), как и следовало ожидать, первостепенное значение принадлежит ВЗК, в пределах которой выпадает наибольшее количество осадков. Так, отношение суммы осадков внутри ВЗК к общей сумме осадков на всей акватории Атлантического океана составляет ~ 24 %. Абсолютный максимум количества выпавших осадков наблюдается в августе на 10° с. ш. (370 мм) и в мае вблизи экватора (380 мм). [1]

Таблица 1.3 - Распределение зонально осредненных годовых значений
испарения E (см) и его меридионального градиента $\Gamma_{\rm E}$ (см/(…°)) над
Атлантическим океаном и Мировым океаном в целом.[1]

	Атлантический океан		Мировой океан	
Зона	E	r <sub>E</sub>	Е	Γ <sub>E</sub>
70—60° с. ш. 60-50 50-40 40-30 30-20 20-10 10-0 0-10° ю. ш. 10-20 20-30 30-40 40-50 50-60 0-70° с. ш. 0-60° ю. ш. 70° с. —60° ю. ш.	$     \begin{array}{r}       120 \\       126 \\       136 \\       170 \\       180 \\       190 \\       169 \\       156 \\       159 \\       158 \\       145 \\       87 \\       61 \\       161 \\       128 \\       146 \\     \end{array} $	0,6 1,0 3,4 1,0 1,0 2,1 1,3 0,1 1,3 5,6 1,5 1,9	80 103 113 155 174 200 183 164 186 175 148 98 72 164 144 153	$2,3 \\ 1,0 \\ 4,2 \\ 1,9 \\ 2,6 \\ 1,7 \\ 1,9 \\ 2,2 \\ 1,1 \\ 2,7 \\ 5,0 \\ 2,6 \\$

Впрочем, минимальное количество осадков также связано с действием ВЗК. В частности, в феврале-апреле, когда ВЗК получает максимальное развитие в южном полушарии, вблизи 15° с. ш. осадков выпадает менее 10 мм. В связи с этим внутригодовая изменчивость осадков также оказывается максимальной в пределах действия ВЗК. Так, в зоне 10-20° с. ш. она равна 53 мм, что составляет ~ 25 % среднего годового количества осадков.

По обе стороны ВЗК распределение осадков становится сравнительно однородным как во времени, так и в пространстве. Особенно это касается

южного полушария, где в пределах 20-60° ю. ш. годовые суммы осадков отличаются друг от друга менее чем на 5 %, а внутригодовая изменчивость практически не выражена. В умеренных и высоких широтах северного полушария проявляется некоторый годовой ход с максимумом осадков осенью и минимумом весной.[Малинин, влагообмен]



Рисунок 1.5 - Внутригодовое распределение осадков (мм/мес) с акватории Атлантического океана. [1]

Из (табл. 1.4) видно, что в акватории Атлантического океана в Северном полушарии (0-70° с. ш.) количество выпадающих осадков примерно на 30 см/год ниже. На экваторе можно наблюдать значительную разницу между Атлантическим океаном и Мировым океаном, составляющая почти 70 см/год. В среднем между Атлантическим океаном и Мировым океаном (70° с. ш. - 70° ю. ш.)разница в осадках составляет около 30 см/год, как мы можем наблюдать из данных Э.Г.Богдановой. [1]

Эффективное испарение, т.е. разность между испарением с океана и количеством осадков, выпавших на его поверхность, является важнейшим

элементом его пресноводного и солевого балансов, а также глобального гидрологического цикла и в значительной степени определяет его интенсивность.

	Атлантический океан		Мнровой океан	
Зона	Po	Гр	Po	Г <sub>Р</sub>
70—60° с. ш. 60—50 50—40 40—30 30—20 20—10 10—0 0—10° ю. ш. 10—20 20—30 30—40 40—50 50—60 60—70	$110 \\123 \\120 \\89 \\54 \\81 \\252 \\93 \\29 \\104 \\119 \\110 \\106 \\74$	$1,3 \\ 0,3 \\ 3,1 \\ 4,5 \\ 2,7 \\ 17,1 \\ 15,9 \\ 6,4 \\ 7,5 \\ 1,5 \\ 0,9 \\ 0,4 \\ 3,2 \\$	101 108 109 102 79 130 255 159 115 126 132 142 134 89	0,7 0,1 0,7 2,3 5,1 12,5 9,6 4,4 1,1 0,6 1,0 0,8 4,5
0—70° с. ш. 0—70° ю. ш. 70° с.—70° ю. ш.	114 93 104	6,4 5,1 5,0	142 131 135	4,7 3,1 3,5

Действительно, чем выше эффективное испарение над океаном, тем интенсивнее приток речных вод с континентов. Эффективное испарение представляет результирующий влагообмен в системе океан-атмосфера и для

Таблица 1.4 – Распределение зонально осредненного годового количества осадков P<sub>o</sub>(см) и его меридионального градиента Г<sub>p</sub> (см/(...°)) над Атлантическим океаном и Мировым океаном в целом по данным Э.Г.Богдановой. [1]

достаточно больших пространственно-временных масштабов осреднения адекватно описывается уравнением водного баланса атмосферы (ВБА)

$$\frac{\partial W}{\partial t} + divF = E - P \tag{1.1}$$

Где

W интегральное влагосодержание атмосферы

F вертикально интегрированный горизонтальный поток водяного пара

Е испарение

Р количество осадков

Для изучения межгодовой изменчивости влагообмена могут быть использованы несколько подходов. Прежде всего это традиционный метод, основанный на раздельном определении испарения и количества осадков с последующей оценкой их разности. Однако если пространственно-временная изменчивость испарения в Северной Атлантике в настоящее время изучена сравнительно неплохо, то межгодовая изменчивость количества осадков над океаном практически неизвестна. Более того, даже климатические оценки, полученные на основе традиционных данных сети осадкомерных станций, дистанционных наблюдений с ИСЗ, с помощью численных моделей атмосферы и различных косвенных методов [5]показывают значительные расхождения между собой.

Другой подход связан с определением эффективного испарения по левой части уравнения (1.1). При этом их непосредственная оценка по полной системе аэрологических данных возможна лишь для акваторий, ограниченных достаточно плотной сетью стационарных станций, либо за периоды специально спланированных натурных экспериментов.

Авторы считают [5], что более перспективным является направление, связанное с параметризацией «атмосферных» компонентов уравнения ВБА, т.е. с предвычислением их по сравнительно небольшому числу переменных, описывающих исходный процесс с заданной точностью. В связи с этим важное значение имеет поиск физически обоснованных гипотез, введение которых позволило бы существенно сократить объем исходных данных с наименьшими потерями точности в расчетах. Различные аспекты проблемы параметризации уравнения ВБА обсуждается в работах автора [5].

В настоящее время созданы обширные архивы указанных параметров, позволяющие уже анализировать межгодовую изменчивость влагообмена в Северной Атлантике. [6]

Меридиональное распределение Е<sub>эф</sub> в целом достаточно правильно отражает общие закономерности формирования влагообмена:

- значительное превышение количества осадков над испарением в экваториальной зоне;

- еще более значительное превышение испарения над осадками в тропических и субтропических широтах;

- преобладание осадков над испарением в умеренных и высоких широтах.

Однако количественно оценить точность значений  $E_{3\phi}$  чрезвычайно сложно. Разброс климатических оценок  $E_{3\phi}$  полученных различными авторами непосредственно по разности испарения и количества осадков (см. рисунок 1.4), весьма значителен практически на всех широтах. Тем не менее, рассчитанные модели [5] значения  $E_{3\phi}$  почти не выходят за пределы диапазона климатологических оценок, что повышает к ним степень доверия.

Межгодовая изменчивость  $E_{3\phi}$  особенно велика в экваториальной зоне, что, очевидно, обусловлено значительной пространственной миграцией ВЗК год от года. Так, в отдельные годы на широте 5° ВЗК выражена настолько слабо, что испарение здесь превышает осадки. К сожалению, до сих пор мало известно о причинах и характере миграций ВЗК.



эффективного испарения, вычисленных по модели и полученных разными авторами непосредственно по данным об испарении и количестве осадков [5].

Значительно лучше изучена межгодовая изменчивость  $E_{3\phi}$  в высоких широтах, где колебания испарения и количества осадков находятся под воздействием большого числа разных факторов. К ним относятся значительный контраст температур воды и воздуха, миграции исландского минимума давления, наличие разнообразных фронтальных зон в океане и полярного фронта в атмосфере, площадь распространения морских льдов и т.д. Максимальная временная устойчивость в колебаниях  $E_{3\phi}$ проявляется, в тропических и субтропических широтах и обусловлена минимальным количеством выпадающих здесь осадков.

Временной ход осредненных по всей акватории Северной Атлантики значений эффективного испарения  $E_{э\phi}$ , солености *S*, а также  $t_0$  приводится на рисунке 1.5.



Рисунок 1.5 – Межгодовой ход осредненных по всей акватории Северной Атлантики значений эффективного испарения, солености и температуры поверхности океана.

Наблюдается хорошее согласие в межгодовой изменчивости эффективного испарения и солености ( $\Gamma = 0.88$ ) и несколько более худшее соответствие этих характеристик с температурой воды. Отметим, что временной ход « $E_{3\phi}$ », «S» и « $t_0$ » представляет собой типичную модель случайного процесса по типу «красного шума» с первым коэффициентом автокорреляции  $\Gamma_1 = 0.42$  для солености,  $\Gamma_1 = 0.38$  для  $E_{3\phi}$  и r = 0.37 для  $t_0$ . Однако при сдвиге  $\tau > 2$  расхождения между автокорреляционными функциями резко возрастают.

### 2 Исходные данные и методы исследования

### 2.1 Создание архива исходных данных и их обработка

Для решения вопроса о целесообразности использования того или иного набора данных, необходимо проанализировать все имеющиеся архивы, учитывая специфику территории. Например, для Европы более высокую надежность имеют данные станционных наблюдений, в то время как на территориях с редкой сетью (например, над океанами) трудно отдать предпочтение какому-либо типу данных. Поэтому мы решили, что в данной работе будем рассматривать лишь глобальный водный баланс, т.е. осадки и испарение, а также их разницу (эффективное испарение), но вначале проведем обзор имеющихся в нашем распоряжении наборов данных по испарению и осадкам.

В работе принято решение использовать архив данных на временном отрезке с января 1980 по декабрь 2014 гг. Это решение обусловлено тем, что в работе Шевчука О.И. [2] было показано, что наиболее адекватные данные, отражающие испарения и осадки на планете, появились с 1980 г, когда современные методы получения и обработки появились информации, позволяющие получить более точную и качественную информацию. B расчетах выполнены арифметические осреднения рядов для Северной части Атлантического океана, а затем произведено осреднениедля океана в целом. Естественно все осреднения производились с учетом площадей (формула 2.10). Основываясь на имеющихся результатах нельзя сделать однозначный вывод о том, какие данные по испарению более надежны, но, учитывая результаты анализа различных источников данных, более надежными, по-видимому, NOAA NCEP-NCAR CDAS-1[6], следует считать ре-анализа однако появившийся в недавнем времени новый переработанный архив ре-анализа NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2[7] возможно не хуже отражает компоненты влагообмена, именно его мы и будем использовать.

Необходимые для расчета данные были взяты из свободного архива NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2, где представленысреднемесячные данные испарения и осадков за период с января 1979 по октябрь 2015 г. [7],с пространственным разрешением 1,875°×1.904°. Так как в работе было решено использовать данные значений периода с 1980 по 2014 гг, то из общего временного ряда был вырезан, интересующий нас отрезок времени.



Рисунок 2.1 – Схема расположения точек исходных данных в узлах сетки 1,875°×1.904°.

Из исходного архива были исключены станции над материками, а для выделения в исходных данных только надводной части испарения и осадков, а для уменьшения количества исходных данных было произведено

пространственное осреднение с масштабом сетки в 5х5° (Рис.2.2), это возможно сделать, потому что наше исследование проводится в глобальном масштабе. Также рассчитаны зонально-осредненные значения осадков и испарения над Атлантическим океаном с шагом в 5°.



Рисунок 2.2 - Схема расположения входящих в рабочий архив точек (сетка 5°×5°).

### 2.2 Методы статической обработки данных влагообмена

В данной работе для расчета основных статистик, таких как среднее значение, среднеквадратичное отклонение, дисперсия, стандартное отклонение, тренд использовались общеизвестные формулы.

Для вычисления среднего значения выборки с 1980 по 2014 год, использовалась формула 2.1

$$\overline{X} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N} X_i , \qquad (2.1)$$

где

$\overline{X}$	среднее значение
Ν	длина исследуемого ряда
i	порядковый номер
X <sub>i</sub>	і-ый параметр

Для расчетов стандартного отклонения была использована формула 2.2

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N} \left( X_i - \overline{X} \right)^2} , \qquad (2.2)$$

где

σ	стандартное отклонение
$\overline{X}$	среднее значение
Ν	длина исследуемого ряда
i	порядковый номер
$X_i$	і-ый параметр

Очевидно, межгодовая изменчивость метеорологических параметров может быть представлена в виде следующего разложения:

$$X(t) = T(t) + C(t) + E(t), \qquad (2.3)$$

Где

- T(t) трендовая составляющая
- C(t) компонента, характеризующая квазипериодические (циклические) колебания временного ряда
   E(t) остаточная часть, характеризующая
  - нерегулярные колебания

Естественно, аддитивное разложение вида (2.3) в определенной степени гипотетично, поскольку не всегда соблюдается требование к статистической независимости (некоррелированности) отдельных слагаемых в правой части. Однако, как показывает опыт экспериментальных исследований, оно достаточно хорошо выполняется для многих гидрометеорологических характеристик. Очевидно, сумму первых двух слагаемых в разложении (2.3) можно рассматривать как детерминированную часть, в то время как третье слагаемое — это случайная часть.

В разложении (2.3) под трендовой составляющей следует понимать некоторое медленное изменение процесса с периодом, превышающим длину исходной реализации [8]. Отсюда следует, что само существование тренда полностью определяется длиной ряда. При изменении его длины тренд может появляться, исчезать, менять свою интенсивность и форму. Но при этом он не может образовывать циклы, которые, как видно из разложения (2.3), описываются вторым слагаемым. Отметим, что до настоящего времени существует некоторая путаница в понятии тренда. В ряде работ (например, [8])

тренд отождествляется с тенденцией — длиннопериодной компонентой временного ряда, которая характеризует низкочастотную изменчивость и в отличие от тренда уже может образовывать циклы. Существует также мнение [8], что под трендом следует понимать детерминированную составляющую временного ряда. Кроме того, в некоторых случаях под трендом понимают самую долгопериодную составляющую временного ряда.

Учитывая сказанное, прежде всего рассмотрим классификацию случайных процессов (рис. 2.2).



Рисунок 2.2 – Классификация случайных процессов.[8]

Известно, что в общем случае все случайные процессы можно разделить на стационарные и нестационарные. В свою очередь стационарные временные ряды делятся на эргодические и неэргодические. В качестве конкретных эргодического стационарного случайного проявлений процесса можно рассматривать модели временного ряда в виде "белого шума", "красного шума" и циклического колебания. Белый шум — условное название процесса, представляющего собой последовательность случайных чисел, не коррелированных друг с другом. Красный шум — условное название процесса, которому свойственна корреляция только между смежными (соседними) значениями временного ряда. Это означает, что во временном ряду присутствует инерционность. Циклическое колебание — такое колебание, параметры которого (период, амплитуда) испытывают некоторые нерегулярные изменения во времени. Яркий пример циклического колебания — солнечная активность, период которого меняется в довольно широких пределах (8-15 лет), а мощность отдельных циклов варьирует более чем в два раза.

Нестационарность случайных процессов обычно проявляется в виде трендовой составляющей. При этом возможен тренд по математическому ожиданию, когда выборочное среднее линейным или нелинейным образом изменяется во времени; тренд по дисперсии, когда меняется размах колебаний, или одновременно тренд по математическому ожиданию и дисперсии. Отсюда следует, что детерминированная составляющая — это сумма трендовой и циклической компонент, а случайная составляющая — это сумма красного и белого шума. Кроме того, нестационарность случайного процесса может отмечаться и по автокорреляционной функции. Как известно, это происходит в тех случаях, когда она зависит не только от временного сдвига т, но и от начала отсчета. Нужно отметить, что, к сожалению, данный вид нестационарности по сравнению с трендами изучен значительно слабее.

Для гидрометеорологических рядов характерны в основном тренды по математическому ожиданию. Они могут быть линейного и нелинейного вида. Обычно они аппроксимируются полиномиальными приближениями

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

$$T(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2$$
  
2.4

Численные значения коэффициентов в этих формулах определяются методом наименьших квадратов. Разумеется, возможны и другие способы аппроксимации тренда. Например, в некоторых случаях нелинейный тренд описывается экспоненциальной зависимостью 2.5.

$$T(t) = a_0 + a_1 \exp(a_2 t^2)$$
(2.5)

Однако использование метода наименьших квадратов возможно только в частном случае при  $a_2$ = 1. При оценке тренда наиболее важным представляется оценка его значимости. Хотя известно большое число самых разнообразных приемов, но все же наиболее распространенным является использование критерия Стьюдента. Так, при оценке значимости линейного тренда записывается нулевая гипотеза по отношению к коэффициенту регрессии  $a_x$ и коэффициенту корреляции г

$$H_0: a_1 = 0, H_0: r = 0 \tag{2.6}$$

Для проверки этой гипотезы рассчитывается выборочный критерий Стьюдента

$$t_r^* = \frac{r}{\sigma_r}, t_a^* = \frac{a_1}{\sigma_{a1}}, \tag{2.7}$$

где σ<sub>r</sub> и σ<sub>a1</sub> — стандартные отклонения коэффициентов корреляции и регрессии, вычисляемые в предположении о нормальном распределении временного ряда по формулам

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n - 1}}, \sigma_{a1} = \frac{\sigma_x (1 - r^2)}{\sigma_t \sqrt{n - 1}}$$
(2.8)

где σ<sub>x</sub> и σ<sub>t</sub> — соответственно стандартные отклонения зависимой и независимой переменных.

,

Тренд считается значимым, если оценки критерия Стьюдента превышают его критическое значение при заданном уровне значимости, т. е.  $t^* > t_{kp}(\alpha, \nu = n-2)$ , где  $\alpha$  — уровень значимости,  $\nu$  — число степеней свободы. Поскольку  $t_r = t_a$ , то при оценке значимости тренда достаточно использовать только один из этих параметров. При оценке значимости нелинейного тренда рассчитывается корреляционное отношение  $\eta$ , а затем осуществляется проверка нулевой гипотезы как коэффициента корреляции.

Тренды рассчитывались непосредственно по среднегодовым данным. Заметим, что в принципе тренды могут быть вычислены и по среднемесячным значениям временных рядов. Тренды считаются значимыми при t>t<sub>кp</sub>.

В данной работе опробован метод проверки значимости линейного и нелинейного тренда основанный на расчете критического значения коэффициента корреляции по формуле 2.9

$$r_{\hat{e}\hat{o}} = \frac{-\sqrt{n-1} + \sqrt{n-1 + 4 \cdot t_{\hat{e}\hat{o}}^2}}{2 \cdot t_{\hat{e}\hat{o}}}$$
(2.9)

где

# r<sub>кр</sub> критическое значение коэффициента корреляцииn длина ряда

 $t_{kp}$  критическое значение Стьюдента ( $t_{kp} = 1,96$ ).

Тренд считается значимым, если оценки критерия детерминации превышают квадрат критического значения коэффициента корреляции при заданном уровне значимости, в нашем случае 5%. Для ряда с n = 53  $r_{\kappa p} = 0.25 - r_{\kappa p}^2 = 0.06$  именно с этим значением и проводится сравнение и оценка значимости.

Рассчитанные по среднемесячным и среднегодовым данным тренды практически полностью совпадают. Различие состоит в том, что в первом случае среднеквадратическая ошибка оказывается меньше в несколько раз, поэтому даже малые по величине тренды могут быть значимыми. Очевидно, искусственное завышение значимости трендов может приводить к неверным физическим выводам.

Для корректного осреднения данных использовалась специальная формула учитывающая площади усредняемых значений

$$\overline{X} = \frac{\Sigma x_i m_i}{\sum_{30}^1 m_i} = \frac{x_1 m_1 + x_2 m_2 + \dots + x_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n}$$
(2.10)

где

Xсреднее значениеMiплощадь усредняемой трапецииiпорядковый номерXii-ый параметр

### 3 Изменчивость характеристик влагообмена в атлантическом океане

### 3.1 Испарение

Испарение - процесс фазового перехода вещества из жидкого состояния в парообразное или газообразное, происходящий на поверхности вещества. Процесс испарения является обратным процессу конденсации (переход из парообразного состояния в жидкое). При испарении с поверхности жидкости или твёрдого тела вылетают (отрываются) частицы (молекулы, атомы), при этом их кинетическая энергиядолжна быть достаточна для совершения работы, необходимой для преодоления сил притяжения со стороны других молекул жидкости. [9]

В настоящее время существует значительное число методов оценки испарения с поверхности океана. Сравнительный анализ, достоинства и недостатки различных методов определения испарения даются в многочисленных публикациях, поэтому, очевидно, нет необходимости их обсуждать.

Для первоначальной оценки, количества испарившейся влаги, построена климатическая карта распределения испарения над акваторией Северной части Атлантического океана, которая представлена на рисунке 3.1. отчетливо видно, акваториейимеет неравномерное что испарение над распределение. Максимальные значения расположены у берегов Южной и Северной Америки от 10° с.ш. - 40° с.ш. и находятся в пределах от 200 до 270 см/мес. Эти значения представлены в виде трех очагов, расположенных у побережья США (38° с.ш. -65° з.д.), (33° с.ш. - 78° з.д.) и Венесуэлы (12° с.ш. - 50° з.д.). Севернее 40° с.ш. испарение составляет 160 и менее см/мес. В западной части исследуемого района градиент изменения осадков больше, чем у восточных берегов Атлантического океана, однако пределы практически одинаковые.



Рисунок 3.1 - Климатическая карта распределения испарения над северной частью Атлантического океана.

Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с общепринятым распределением испарения над данной акваторией. Однако сравнение с подобными данными, полученными в других работах по более старому архиву CDAS-1[9], показывает некоторые отличия. Величины и положения максимумов практически совпадают, что же касается минимумов, то северо-западный по величине и положению находится в том же районе, а вот

у при экваториальных берегов Африки у других авторов отмечается минимум в 100 мм/мес, который кардинально отличается от полученного нами в 140 мм/мес.

На рисунке 3.2 представлено зональное распределение испарения, рассчитанное путем усреднения значений в 5°-х квадратах для соответствующей зоны и вычисления их климатических значений. Величина зон составила 5° от 0° до 70°с.ш., всего 14 зон.



Рисунок 3.2 – Зональное распределение испарения в Северной части Атлантического океана.

Также как и с климатическим распределением испарения над Атлантическим океаном, все практически соответствует общепринятым представлениям и даже совпадает с результатами, полученными в работах с использованием CDAS-1. У полюса и экватора наблюдаются минимумы 25 мм/мес и 140 мм/мес соответственно, отличие от других авторов лишь в зоне 0-5°с.ш. в +27 мм/мес. И некоторый сдвиг одного максимума в зону на 5° севернее в зону 35°-40°с.ш. с разницей по величине в +20 мм/мес. Максимум в зоне 10°-15°с.ш. остается на месте, но величина также выше на 20 мм/мес.

Далее были построены карты распределения коэффициента детерминации линейного и нелинейного тренда испарения на акватории Атлантического океана, на которые нанесены точки с порядковым номером в максимальных значениях испарения, а также выделены области с положительными и отрицательными значениями трендов (рис 3.3).

На (рис. 3.3) отчетливо видно, что в Атлантическом океане наблюдаются различные зоны испарения. Нужно отметить, что зоны нелинейного тренда покрывают большую площадь океана, чем зоны линейного тренда. Также выражено преобладание отрицательного нелинейного тренда, что свидетельствует об уменьшении испарения в последнее десятилетие.



Рисунок 3.3а – Распределение коэффициента детерминации линейного тренда в испарении на акватории Атлантического океана; заштрихованы зоны отрицательных значений трендов.



Рисунок 3.36 – Распределение коэффициента детерминации нелинейного тренда в испарении на акватории Атлантического океана; заштрихованы зоны отрицательных значений трендов.

Для точек с наибольшими коэффициентами детерминации были построены графики межгодового хода испарения, которые представлены на рисунке (Рис.3.4). Хорошо видно, что даже в точках с максимальными коэффициентами детерминации, нелинейный тренд совсем незначительно превышает линейный, чего нельзя сказать о местах, где сам линейный тренд оказался незначим



Рисунок 3.4а – Межгодовой ход испарения над акваторией северной части атлантического океана в точке№ 38



Рисунок 3.4б – Межгодовой ход испарения над акваторией северной части атлантического океана в точке№ 138



Рисунок 3.4в – Межгодовой ход испарения над акваторией северной части атлантического океана в точке№ 141

Для выявления глобальных тенденций в межгодовом ходе испарения над акваторией Северной Атлантики было выполнено усреднение 5°-х квадратов с учетом площадей их криволинейных трапеций и получен один ряд межгодового хода испарения над всем районом исследования. Результаты представлены на рисунке 3.5.



Рисунок 3.5 – График межгодового хода испарения в северной части Атлантического океана

Из (рис. 3.5) отчетливо видно, что характер изменения испарения носит не линейный характер, коэффициент детерминации составляет 0,54 и перегиб наблюдался после 1996 г. Следовательно можно выделить несколько периодов с линейным изменением иследуемой характеристики. С 1980 по 1996 гг. наблюдается положительная тенденция роста испарения со средней скоростью 0,47 см/год, а в период с 1997 по 2014 гг. тренд вообще не значим и можно сделать вывод об отсутствии кокого либо тренда на данном участке. Сравнение с расчетами по CDAS-1 показало, что разницы в выявленых периодах нет, однако в трендах после 2000 года в CDAS-1 был отрицательный тренд, причем довольно сильный -1,02 см/год, а в CDAS-2положительный 0,17 см/год и не значимый.Однако на всем периоде исследования сохраняется значимый положительный тренд 0,35 см/год.

### 3.2 Осадки

Осадки – вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на земную поверхность. Осадки приносят на поверхность суши всю воду, участвующую в процессах влагообмена. Подавляющая часть осадков (дождь, морось, снег) выпадает из облаков. Осадки измеряются в толщине слоя воды (обычно выраженной в миллиметрах),выпавшей в единицу времени.

Для оценки количества осадков а данной работе, также как и для испарения, использовался архивNOAA NCEP-DOE Reanalysis-2. Построена климатическая карта распределения осадков над северной частью Атлантического океана, которая представлена на рисунке 3.8.

Самое большое количество осадков в северной части Атлантического океана наблюдается на экваторе вблизи северо-восточного части Южной Америки у побережья Венесуэлы и распространяется в направлении экватора до побережья Африки. В этом районе океана количество выпавших осадков достигает 200-220 см/год. Также большие количества осадков выпадают у побережья Северной Америки в районе 35° с.ш. - 45° з.д., где они составляют 180-200 см/год.

Следует отметить, что над акваторией северной части Атлантического океана имеются яркие очаги с низким количеством выпавших осадков. Самый крупный находятся у побережья Африки (20° с.ш.). Во всех остальных областях годовое количество осадков колеблется в пределах 60-120 см/год.



Рисунок 3.8 - Климатическая карта распределения осадков над акваторией северной части Атлантического океана.

После этого был построен график зональной изменчивости выпадающих осадков в северной части Атлантического океана. Для этого были выделены зоны, которые составили 5° в широтном направлении. Для каждой из них рассчитаны средние многолетние значения осадков, которые представлены на (рис. 3.9), где видно,что максимумы осадков наблюдается в экваториальной зоне 230-250 см/год и в умеренно-тропическом регионе 35°-65°с.ш. 100-150 см/год. Минимумы наблюдаются в Северных широтах 30 см/год и на широтах 10-35°с.ш. от 75 до 100 см/год. В общем, распределение соответствует

нормальному, однако величина довольно завышены относительно данных полученных другими авторами.



Рисунок 3.9 Зональный график изменчивости осадков в северной части Атлантического океана.

Для более детального исследования, также как и для испарения были построены карты распределения коэффициента детерминации линейного и нелинейного тренда осадков на акватории Атлантического океана, также выделены области с положительными и отрицательными значениями трендов (рис 3.10a, рис. 3.10б).

На картах распределения коэффициента детерминации линейного тренда четко видна неравномерность межгодовой изменчивости осадков по всему океану. Можно отметить, что значимые области на карте с нелинейным трендом занимают большую площадь океана, чем на карте с линейным трендом. Линейные тренды в Северной части Атлантического океана, как видно из рисунка 3.10а положительные, а все отрицательные тренды не

значимы. Соответственно напрашивается вывод, о том, что в глобальном масштабе осадки возрастают.



Рисунок 3.10а - Распределение коэффициента детерминации линейного тренда в осадках на акватории Атлантического океана; заштрихованы зоны отрицательных значений трендов.

Однако, если обратиться к распределению нелинейного тренда над акваторией Северной части атлантического океана (рис. 3.10б), хорошо видно что на большей половине акватории осадки носят нелинейный характер, причем распространение отрицательного нелинейного тренда гораздо больше, чем положительного. Соответственно можно также сделать вывод, о том, что в последнее десятилетие наблюдается тенденция к снижению роста количества осадков и переход к некоторой стационарности или небольшому снижению количества осадков.



Рисунок 3.10б - Распределение коэффициента детерминации нелинейного тренда в осадках на акватории Атлантического океана; заштрихованы зоны отрицательных значений трендов.

Далее для наиболее больших и значимыхтрендов были построены графики изменчивости осадков за последние десятилетия (Рис. 3.11).



Рисунок 3.11а – График межгодового хода осадков в северной части Атлантического океана – точка №9



Рисунок 3.11б – График межгодового хода осадков в северной части Атлантического океана – точка №55



Рисунок 3.11в – График межгодового хода осадков в северной части Атлантического океана – точка №122

Так же как и для испарения для расчета осадков было произведено осреднение рядов в Северной части Атлантического океана в целом, после чего построен график межгодового хода для северной части Атлантического океана (рис. 3.12).

На (рис. 3.12) заметно, что характер изменения выпавших осадков в части Атлантического океана носит нелинейный характер. Можно отметить, что максимум наблюдался в 2007 г. после чего количество осадков с каждым годом стало уменьшаться практически с той же скоростью что и росло в перыдущие годы. Это означает, что мы можем выделить два периода с линейным изменением исследуемой характеристики, которые показаны на (рис. 3.12).



Рисунок 3.12 – График межгодового хода осадков в северной части Атлантического океана.

На рисунке 3.12 наблюдается отчетливо выраженный положительный линейный тренд 1,04 см/год, однако нельзя опустить и значимость нелинейного тренда, коэффициент детерминации готорого выше, чем у линейного и составляет 66%. Исходя из этого, можно сказать, что до 2007 года наблюдался планомерный рост количество осадков со скоростью 1,55 см/год, а после 2007 года пошел на спад, так как наблюдается отрицательный тренд -1,61 см/год, но значимость его не велика, поэтому скорее всего пока можно утверждать, то в период с 2007 по 2014 год наблюдается некоторая стационарность в изменчивости осадков, глядя на нелинейный тренд.

#### Заключение

На основе архива NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2был создан собственный архив данных по значениям осадков и испарений в пространственной сетке 5х5°

Построены карты климатических значений, составляющих влагообмена, которые показали, что данные используемого архива вполне сопоставимы с климатическими картами других авторов. Максимальные значения испарения расположены у берегов Южной и Северной Америки от 10° с.ш. - 40° с.ш. и находятся в пределах от 200 до 270 см/мес. Эти значения представлены в виде трех очагов, расположенных у побережья США (38° с.ш. - 65° з.д.), (33° с.ш. - 78° з.д.) и Венесуэлы (12° с.ш. - 50° з.д.). Севернее 40° с.ш. испарение составляет 160 и менее см/мес. В западной части исследуемого района градиент изменения осадков больше, чем у восточных берегов Атлантического океана, однако пределы практически одинаковые. В испарении имеются наблюдаются яркие очаги с низким количеством выпавших осадков. Самый крупный находятся у побережья Африки (20° с.ш.). Во всех остальных областях годовое количество осадков колеблется в пределах 60-120 см/год. Самое большое количество осадков наблюдается на экваторе вблизи северовосточной части Южной Америки y побережья Венесуэлы И распространяется в направлении экватора до побережья Африки. В этом районе океана количество выпавших осадков достигает 200-220 см/год. Также большие количества осадков выпадают у побережья Северной Америки в районе 35° с.ш. - 45° з.д., где они составляют 180-200 см/год.

Полученные зональные распределения испарения и осадков, адекватно отражают изменение характеристик с широтой.

По полученным испарения были данным осадков И проанализированны тренды В межгодовом ходе, составляющие влагообмена. Можно сделать вывод, что изменения межгодового хода испарения и осадков в северной части Атлантического океана носят нелинейный характер. Испарение С 1980 по 1996 гг. наблюдается положительная тенденция роста испарения со средней скоростью 0,47 см/год, а в период с 1997 по 2014 гг. тренд вообще не значим и можно сделать вывод об отсутствии кокого либо тренда на данном участке. Изменения межгодового хода осадков в северной части Атлантического океана до 2007 года наблюдался планомерный рост количество осадков со скоростью 1,55 см/год, а после 2007 года спад, так как наблюдается отрицательный тренд, но значимость его не велика, поэтому скорее всего пока можно утверждать, то в период с 2007 по 2014 год появляется некоторая стационарность в изменчивости осадков.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

 Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан-атмосфера: учебное пособие; под ред. О.М. Федотова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1994. – 197 с.

2. Шевчук О.И. Межгодовая изменчивость уровня мирового океана в современных климатических условиях: Диссертация, 2009.

3. Физико-географическая характеристика Атлантического океана <u>URL:http://biofile.ru/geo/23602.html</u>.

Дата обращения: 20.05.2016

Орлёнок В.В., Курков А.А., Кучерявый П.П., Тупикин С.Н.
 Физическая география: Учебное пособие / Под ред. В.В. Орлёнка.
 <u>Калининград</u>, 1998. - 480 с.

5. Океаны и моря планеты Земля. Атлантический океан. <u>URL:http://lixabedanachalo.ru/okeanyi-i-morya-planetyi-zemlya-</u> <u>atlantiche/#ixzz3cr2wOFgc</u>.

Дата обращения: 13.05.2016

 Физическая география материков и океанов: учеб. Пособие для студ. Высш. Учебн. заведений /Т. Ю. Притула, В.А. Ерёмин, А. Н. Спрялин. – М. : Гуманитар. изд. центр ВЛАДОС, 2004. – 685с. : ил.

7. Современные проблемы гидрометеорологии. / Под ред.
В.Н. Малинина // Сб. науч. тр. РГГМУ. – 1999. – Вып 123. – 233 с.

8. NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Diagnostic surface/ IRI/LDEO Climate Data Library. URL:http://iridl.ldeo.columbia. edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/ .Diagnostic/ .surface/.

Дата обращения: 5.05.2016

9. NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2 Monthly flx: NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2). / IRI/LDEO Climate Data Library.

URL:http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-

DOE/.Reanalysis-2/.Monthly/.flx/.flx/

Дата обращения 5.05.2016

Малинин В.Н. Статистические методы анализа
 гидрометеорологической информации. Учебник,- СПб.: изд. РГГМУ,
 2008. - 408 с.

11. Испарение/Википедия

URL:https://ru.wikipedia.org/wiki/%C8%F1%EF%E0%F0%E5%ED%E8%E5.

Дата обращения: 1.06.2016

Шевчук О.И., Малинин В.Н. Влияние эффективного испарения на уровень мирового океана. Ученые записки РГГМУ, №22, 2011