

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
«ИНСТИТУТ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ»**

*На правах рукописи*

**Аверьянова Екатерина Анатольевна**

**КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ТЕРМОХАЛИННАЯ  
ЦИРКУЛЯЦИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ**

Специальность 25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель  
чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.  
**Полонский Александр Борисович**

Севастополь – 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
РАЗДЕЛ 1 ТЕРМОХАЛИННАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И ЕЕ РОЛЬ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ.....	19
1.1 Основные особенности меридиональной циркуляции в Атлантическом океане.....	19
1.2 Основные механизмы, контролирующие МЦА.....	23
1.3 Североатлантические глубинные водные массы и скорость их формирования .....	30
1.4 Антарктические придонные водные массы и скорость их формирования.....	33
1.5 Оценка интенсивности МЦА по данным прямых измерений....	37
1.6 Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами ТХЦ.....	39
1.7 Влияние меридиональной циркуляции в Атлантическом океане на климатическую систему.....	45
1.8 Выводы к разделу 1.....	53
РАЗДЕЛ 2 КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФАКТОРОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ТЕРМОХАЛИННУЮ ЯЧЕЙКУ.....	55
2.1 Изменчивость потоков тепла и пресных вод на акватории Атлантического океана.....	55
2.1.1 Характеристика материала, использованного для оценки изменчивости турбулентных потоков тепла и пресных вод, методика его обработки.....	55
2.1.2 Баланс тепла в Атлантическом океане.....	56
2.1.3 Турбулентные потоки тепла и их изменчивость.....	59

2.1.3.1 Особенности пространственного распределения турбулентных потоков тепла.....	63
2.1.3.2 Особенности распределения трендов суммарных турбулентных потоков тепла.....	64
2.1.3.3 Низкочастотная изменчивость турбулентных потоков тепла.....	67
2.1.4 Баланс пресных вод в Атлантическом океане.....	73
2.1.5 Изменчивость потоков пресных вод, определяемых разностью осадков и испарений на акватории Атлантического океана.....	74
2.1.5.1 Особенности пространственного распределения средних потоков пресной воды, определяемых разностью осадков и испарений через поверхность океана.....	74
2.1.5.2 Особенности распределения трендов потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарений.....	77
2.1.5.3 Низкочастотная изменчивость потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарений.....	79
2.1.5.4 Изменчивость морского льда, наземного оледенения и потока пресных вод, обусловленного изменением континентального речного стока.....	82
2.2 Изменчивость Североатлантических глубинных вод в местах их формирования.....	85
2.2.1 Характеристика материала, использованного для оценки изменчивости термохалинных характеристик вод в северной части Северной Атлантики, методика его обработки.....	85
2.2.2 Основные тенденции изменчивости температуры и солености в северной части Северной Атлантики.....	86

2.2.3 Низкочастотная изменчивость термохалинных характеристик вод в северной части Северной Атлантики.....	91
2.3 Выводы к разделу 2.....	103
<b>РАЗДЕЛ 3 МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ.....</b>	<b>107</b>
3.1 О моделировании циркуляции океана в рамках моделей различной степени сложности.....	107
3.2 О моделировании океанической циркуляции с использованием боксовых моделей.....	109
3.2.1 Общие сведения о боксовых моделях.....	109
3.2.2. Полусферные боксовые модели.....	114
3.2.3 Межполусферные боксовые модели ТХЦ.....	122
3.3 Четырехбоксовая модель ТХЦ в Северной Атлантике.....	133
3.3.1 Первая серия экспериментов.....	133
3.3.1.1 Описание модели и параметров, используемых в первой серии экспериментов.....	133
3.3.1.2. Стационарные (равновесные) решения.....	137
3.3.1.3. Нестационарные решения.....	140
3.3.1.3.1 Линейный случай.....	140
3.3.1.3.2 Решение нестационарной задачи в случае, когда используется форсинг в виде мгновенных внешних возмущений..	146
3.3.2 Вторая серия экспериментов.....	151
3.3.2.1 Особенности системы уравнений боксовой модели, используемой во второй серии экспериментов.....	151
3.3.2.2 Подбор параметров модели для второй серии экспериментов.....	151
3.3.2.3 Стационарные (равновесные) решения.....	155
3.3.2.4 Нестационарные решения.....	157
3.4 Выводы к разделу 3.....	163



ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	166
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	169
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	175
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	238
ПРИЛОЖЕНИЕ Б.....	244
ПРИЛОЖЕНИЕ В.....	251
ПРИЛОЖЕНИЕ Г.....	253
ПРИЛОЖЕНИЕ Д.....	259
ПРИЛОЖЕНИЕ Е.....	266

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Диагноз состояния климатической системы и прогнозирование изменений климата – актуальная задача, имеющая большое практическое значение. Одним из важнейших климатообразующих механизмов является термохалинная циркуляция в Атлантическом океане (ТХЦ) – часть крупномасштабной циркуляции Мирового океана, обусловленная глобальными меридиональными градиентами плотности, создаваемыми потоками тепла и влаги на поверхности океана. ТХЦ способствует смягчению термических контрастов между экватором и полюсом и регулирует климатическую изменчивость на масштабах от десятилетий до тысячелетий [Broecker, 1997; Rahmstorf, 1999; Clark et al., 2002; Stocker, 2000; Полонский, 2008].

В работах, выполненных с использованием моделей разной степени сложности, например [Stommel, 1961; Rooth, 1982; Brayan, 1986; Manabe, Stouffer, 1988; Hughes, 1994; Rahmstorf, 1996; Marotzke, 2000; Hawkins, 2011; Fürst, Levermann, 2012; Jackson, Wood, 2018a; Jackson, Wood, 2018b; Weijer et al., 2019] сообщается о различных режимах термохалинной циркуляции. Эти результаты хорошо согласуются с выводами палеоклиматических исследований (напр., [Rahmstorf, 2002; Henry, 2016; Lynch-Stieglitz, 2017; Holmes et al., 2021]), показывающих, что для последних 120 тыс. лет имеются свидетельства существования отличных от современного режимов ТХЦ Атлантического океана: холодного режима и режима Хайнриха. Реализация этих режимов сопровождалась похолоданием климата, наиболее выраженным в Атлантико-Европейском регионе.

В конце XX – начале XXI века в связи с ростом внимания к проблеме глобального потепления увеличился интерес к вопросу стабильности современного режима ТХЦ в Северной Атлантике. Вследствие глобального потепления увеличивается скорость таяния льдов и происходит опреснение поверхности океана в высоких широтах, что может привести к ослаблению интенсивности ТХЦ или даже к термохалинной катастрофе (ТХК), т. е. к переходу в отличный от современного циркуляционный режим. Проблема возможности термохалинной

катастрофы в ближайшем будущем до сих пор не имеет определенного ответа. В ряде работ изменение режима ТХЦ в современную климатическую эпоху оценивается как вполне реалистичное, например [Tziperman, 2000; Liu, Liu, 2013; Liu, Fedorov, 2019; Liu et al., 2019; Sévellec et al., 2017; Boyers, 2021]. В то же время имеются и противоположные мнения, например [Schiller et al., 1997; Urban, Keller, 2010; Delworth et al., 2012; Swingedouw et al., 2013; Gent, 2017; Lohmann, Ditlevsen, 2021].

Наряду с полными глобальными моделями и моделями промежуточной сложности боксовые модели являются эффективным инструментом изучения ТХЦ. Они представляют собой упрощенные физические модели, в которых океан разбивается на несколько однородных боксов, обмен между ними контролируется градиентами плотности. По сравнению с более сложными моделями, боксовые модели реализуются намного проще. В них используется меньшее количество плохо определяемых параметров, а полученные результаты более просты в интерпретации и позволяют в явном виде проиллюстрировать различные физические механизмы, ответственные за те или иные наблюдаемые эффекты. В настоящей работе для оценки возможности реализации ТХК в современную климатическую эпоху используется модифицированная четырехбоксовая модель Северной Атлантики [Griffies, Tziperman, 1995], близкая по конфигурации к модели, описанной в работе [Huang et al., 1992]. Причем параметры модели и типичные вариации граничных условий оценены на основе современных массивов данных.

### **Связь работы с научными программами, планами, темами**

1) Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований Морского гидрофизического института НАН Украины в рамках следующих завершенных научно-исследовательских программ: «Фундаментальные и прикладные физико-климатические исследования окружающей среды и климатической системы океан–атмосфера» (шифр «Климат», № 0106U001406), «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов,

определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и гридтехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология», № 0111U001420), «Фундаментальные исследования физических процессов, определяющих состояние морской среды» (шифр «Физика моря»), № 0109U003178, целевой проект по Договору между НАНЦ и МГИ НАН Украины от 30.09.2011 г. № Н/13-2011 в рамках Государственной целевой научно-технической программы проведения исследований Украины в Антарктике «Исследование сезонной и межгодовой изменчивости гидрометеорологических характеристик в поверхностном слое Южного океана и их связь с глобальными процессами в системе океан–атмосфера» (шифр «Антарктика», ГР № 0111U009940, ГР № 0112U008263), 2011–2012 гг., целевой проект по Договору между НАНЦ и МГИ НАН Украины от 20.09.2010 г. № Н/15-10 в рамках Государственной целевой научно-технической программы проведения исследований Украины в Антарктике «Исследование межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий в регионе Антарктического полуострова и в Атлантическом секторе Антарктики» (шифр «Антарктика», ГР № 0110U008154), 2010 г.

2) Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований Института природно-технических систем в рамках следующих завершённых и действующих научно-исследовательских программ: «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов» (0012-2021-0003, № 0012-2019-0002), «Фундаментальные исследования процессов в системе океан–атмосфера–криосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость глобального и регионального климата» (№ 0012-2016-0004), «Фундаментальные исследования процессов в системе океан–атмосфера–литосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды и климата глобального и регионального масштабов» (№ 0012-2014-0009).

3) Работа выполнялась при поддержке РФФИ: Меридиональный перенос тепла в Тропической и Субтропической Атлантике: роль различных механизмов и низкочастотная изменчивость № 15-05-02019 (код «а») 2015–2017 гг.

**Цель диссертационной работы:** исследовать режимы ТХЦ в Атлантическом океане в современную климатическую эпоху и возможность реализации ТХК с использованием данных реанализов и результатов численного моделирования в рамках боксовой модели.

**Задачи исследования:**

1. Систематизировать сведения о механизмах, формирующих ТХЦ и ее изменчивость в Атлантическом океане, и описать современное состояние проблемы неединственности циркуляционных режимов Мирового океана.

2. Оценить изменчивость основных факторов, контролирующих меридиональную термохалинную циркуляцию в Атлантическом океане, для использования их в дальнейших численных экспериментах.

3. Провести серию численных экспериментов с типичными для современного климата параметрами для исследования режимов ТХЦ и возможности реализации ТХК в Северной Атлантике.

**Объект исследования** – Атлантический океан.

**Предмет исследования** – термохалинная циркуляция.

**Методы исследования и использованные материалы**

Для достижения целей, поставленных в диссертационной работе привлекались данные нескольких реанализов (см. Приложение Г), но основные результаты получены с использованием среднемесячных данных океанического реанализа ORA-S3 (ECMWF Operational Ocean Reanalysis System 3) по температуре и солености, 4-срочные данные (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC) атмосферного реанализа Национального центра прогнозов состояния окружающей среды / Национального центра атмосферных исследований США – NCEP/NCAR (о компонентах баланса тепла и пресных вод – турбулентный скрытый и явный потоки тепла, коротковолновая и длинноволновая радиация, осадки), данные

глобальной цифровой модели рельефа, версия 2 (ETOPO2). Для решения поставленных задач использовался спектральный анализ и стандартные статистические подходы: рассчитывались коэффициенты линейных трендов исследуемых величин, уровень их значимости по критерию Манна – Кендалла, среднеквадратические отклонения (СКО) исследуемых величин, исследуемых величин на низких частотах ( $T > 10$  лет и  $T > 30$  лет; они были выделены с использованием фильтра Тьюки), коэффициенты вариации исследуемых величин. Кроме того, использован метод математического моделирования. Используемая боксовая модель реализована на языке FORTRAN. Она представляет собой упрощенную физическую модель ТХЦ Северной Атлантики, в ней океан разбивается на четыре однородных бокса, обмен между которыми контролируется градиентами плотности. В южном поверхностном боксе вода относительно теплая и соленая, а в северном – относительно холодная и пресная. Изменения тепла и соли в каждом боксе обусловлены адвективным обменом с соседними боксами и потоками тепла и соли через поверхность в первых двух боксах. Предполагалось, что океан получает тепло из атмосферы в первом южном боксе и отдает во втором северном с нулевым интегральным балансом. Кроме того, считалось, что осадки, выпадающие над вторым боксом, формируются в результате испарения в первом.

### **Научная новизна полученных результатов**

Наиболее важные из результатов получены впервые, сформулируем их в виде **положений, выносимых на защиту:**

1. На основе анализа данных современных реанализов выявлены следующие особенности крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, принципиально важные для формирования и изменчивости термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, и/или уточнены их количественные характеристики:

– в областях формирования Североатлантических глубинных водных масс (САГВ) обнаружены колебания суммарных турбулентных потоков тепла ( $H + LE$ ) с типичными периодами несколько десятков лет и амплитудами 80–170 Вт/м<sup>2</sup>;

– тренды суммарных турбулентных потоков тепла и потоков пресных вод, определяемых разностью осадков и испарений, в различных регионах формирования САГВ масс имеют разную направленность, но в целом по региону формирования САГВ тренд не значим на уровне 95%;

– установлен уровень высокочастотных шумов суммарных турбулентных потоков тепла и потоков пресных вод на поверхности в регионе формирования САГВ: СКО высокочастотных колебаний ( $H + LE$ ) ( $T < 10$  лет) варьируют в интервале от 60 до 230 Вт/м<sup>2</sup>, а  $P - E$  – от  $0,5 \cdot 10^{-5}$  до  $2 \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с).

2. На основании обобщенного анализа результатов более 200 численных экспериментов в рамках авторской четырехблочной модели:

– уточнен механизм генерации Атлантической мультидекадной осцилляции как внутренней термохалинной моды в Северной Атлантике;

– показано, что в современной климатической ситуации реализация термохалинной катастрофы маловероятна;

– показана потенциальная важность Тихоокеанской декадной осцилляции, которая может дестабилизировать ТХЦ при увеличении амплитуды этой осцилляции в несколько раз.

### **Научная и практическая значимость полученных результатов**

В диссертационной работе показаны новые закономерности изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла и потоков влаги, термохалинных характеристик вод в местах формирования САГВ и Антарктических придонных водных масс (АДВ), изменчивость которых является одним из проявлений крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Получены фундаментальные результаты и уточнены имеющиеся знания об Атлантической термохалинной циркуляции и ее изменчивости в современную климатическую эпоху.

Полученные результаты можно использовать для усовершенствования учебных и рабочих программ специальностей экологической, океанологической, метеорологической, географической направленности в вузах, полученные выводы

могут быть полезны для политиков и использованы в научно-популярных передачах, посвященных термохалинной катастрофе.

### **Личный вклад соискателя**

Постановка задачи исследования диссертационной работы проводилась совместно с научным руководителем членом-корреспондентом РАН, д. г. н., профессором А. Б. Полонским. Обсуждение выводов и анализ результатов исследований, выбор методов исследования осуществлялись совместно с научным руководителем. Соискатель частично участвовал в разработке программного обеспечения и провел все численные эксперименты. Им выполнены все нижеперечисленные расчеты, построение рисунков, графиков, схем и таблиц. Результаты, представленные в диссертации, автор лично докладывал на многочисленных всероссийских и международных конференциях.

Научные результаты, вошедшие в диссертацию, опубликованы в соавторстве с членом-корреспондентом РАН, д. г. н., профессором А. Б. Полонским, к. ф.-м. н. В. Ф. Санниковым, к. г. н. А. В. Юровским.

В работах [Базюра, Полонский, Юровский, 2009; Базюра, Полонский, Юровский, 2009а; Базюра, Полонский, Юровский, 2011] Е. А. Аверьянова (Базюра) участвовала в статистической обработке данных реанализа NCEP о турбулентных потоках тепла и потоках влаги, в анализе результатов, формулировке выводов.

Работы [Аверьянова, 2017; Аверьянова, 2021] выполнены Аверьяновой без соавторов.

В работах [Базюра, Полонский, Санников, 2011; Базюра, Полонский, Санников, 2013; Базюра, Полонский, Санников, 2014; Базюра, Полонский, Санников, 2017] Е. А. Аверьянова (Базюра) участвовала в разработке программного обеспечения для исследования термохалинной циркуляции Атлантики с помощью боксовой модели, в подборе параметров боксовой модели, самостоятельно проводила численные эксперименты, принимала участие в анализе результатов численных экспериментов и формулировке выводов.



Обзор [Аверьянова, Полонский, 2017] выполнен Е. А. Аверьяновой под руководством А. Б. Полонского.

**Апробация результатов диссертации.** Результаты работы были представлены и обсуждались на следующих национальных и международных конференциях и семинарах:

- 1) Международная научная конференция «Функционирование и эволюция экосистем Азово-Черноморского бассейна в условиях глобального изменения климата», п. Кацивели, 2010 г.
- 2) Международная научная конференция «Ломоносовские чтения – 2010».
- 3) Международная научная конференция «Системы контроля окружающей среды – 2010», Севастополь, 2010 г.
- 4) Международная научная конференция «Системы контроля окружающей среды – 2011», Севастополь, 12–16 сентября 2011 г.
- 5) Международная конференция «Гидродинамическое моделирование динамики Черного моря» и семинар «Компьютерное моделирование динамики вод морей и Мирового океана: достижения и проблемы», Севастополь, 20–23 сентября 2011 г.
- 6) Международная конференция «Информатизация географических исследований и пространственное моделирование природных и социально-экономических систем», Алушта, 16–20 сентября 2012 г.
- 7) Международная конференция «Южные моря как имитационная модель океана», Севастополь, сентябрь 2013.
- 8) European Geosciences Union General Assembly 2014, Vienna, 27 April – 02 May 2014 (Session OS 1.3.).
- 9) Научно-практическая молодежная конференция «Экологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление прибрежной зоной», Севастополь, 29 сентября – 5 октября 2014 г.
- 10) Международный технический семинар «Системы контроля окружающей среды – 2015», Севастополь, 14–18 декабря 2015 г.
- 11) XXII международная научно-техническая конференция «Прикладные задачи математики», Севастополь, 14–18 сентября 2015 г.

- 12) II научно-практическая молодежная конференция «Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами», Севастополь, 29 сентября – 2 октября 2015 г.
- 13) IV международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU–2015», Москва, 19–24 октября 2015 г.
- 14) Третья всероссийская конференция по прикладной океанографии, Москва, 20–21 октября 2015 г.
- 15) Международная научная конференция «Окружающая среда и человек» (Арктика, моря, радиация, медицина) памяти члена-корреспондента РАН Д. Г. Матишова, Ростов-на-Дону, 5–8 сентября 2016 г.
- 16) III научно-практическая молодежная конференция «Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами», Севастополь, 28 сентября – 30 сентября 2016 г.
- 17) Международная молодежная научно-практическая конференция «Инновации в геологии, геофизике и географии – 2016», Севастополь, Филиал МГУ имени М.В. Ломоносова, 30 июля – 02 августа 2016 г.
- 18) Черноморская научно-практическая конференция МГУ «Проблемы безопасности в современном мире», Севастополь, 26–28 мая 2016 г.
- 19) Международная научно-техническая конференция «Системы контроля окружающей среды – 2016», Севастополь, 24–27 октября 2016 г.
- 20) III международная конференция «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: экологические вызовы XXI века», Казань, 27–29 сентября 2017 г.
- 21) Международная научно-техническая конференция «Системы контроля окружающей среды – 2017», Севастополь, 6–9 ноября 2017 г.
- 22) Международная научно-практическая конференция «Системы контроля окружающей среды – 2021», Севастополь, 9–12 ноября 2021 г.

### **Публикации**

Основные результаты диссертации опубликованы в соавторстве в 23 публикациях, в том числе в 2 статьях, отвечающих требованиям ВАК при

Министерстве науки и высшего образования Российской Федерации, в 6 статьях, отвечающих требованиям ВАК Украины и соответствующих п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя» («Для лиц, признанных гражданами Российской Федерации, опубликовавших основные научные результаты диссертаций и научные труды в рецензируемых научных изданиях Украины до 1 января 2015 г., указанные публикации признаются в качестве публикаций в рецензируемых научных изданиях в Российской Федерации без ограничения срока»), в 1 книге, в 4 статьях в журналах, входящих в систему РИНЦ, в 2 публикациях в изданиях, входящих в наукометрическую базу Scopus, в 1 публикации в издании, входящем в наукометрическую базу Web of Science, в 12 научных публикациях в сборниках материалов и тезисов конференций различного уровня.

#### **Статьи, опубликованные в изданиях из перечня ВАК РФ**

1. **Аверьянова Е.А., Полонский А.Б.** Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами меридиональной циркуляции в Атлантическом океане // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. № 1. С. 20–53. DOI: 10.21513/2410-8758-2017-1-20-53.

2. **Аверьянова Е.А., Полонский А.Б., Санников В.Ф.** Моделирование особенностей современной термохалинной циркуляции Северной Атлантики с использованием боксовой модели // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53, № 3. С. 406–414. DOI: 10.7868/S0002351517030038.

#### **Публикации, входящие в наукометрические базы Scopus и Web of Science**

1. **Averyanova E.A., Polonsky A.B., Sannikov V.F.** Thermohaline circulation in the North Atlantic and its simulation with a box model // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. Т. 53, № 3. С. 359–366. DOI: 10.1134/S0001433817030021

2. **Bazyura K., Polonsky A., Sannikov V.** Thermohaline circulation and its box

models simulation // Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. EGU2014-409-1. URL: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-409-2.pdf> (дата обращения: 19.06.2022).

### **Статьи, опубликованные в изданиях из перечня ВАК Украины**

1. Полонский А.Б., Базюра Е.А., Санников В.Ф. Об устойчивости термохалинной циркуляции Северной Атлантики // Доповіди Національної академії наук України (Доклады Национальной академии наук Украины). 2014. № 10. С. 99–105. (Базюра — девичья фамилия диссертанта).

3. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Санников В.Ф. Малопараметрическая модель термохалинной циркуляции Северной Атлантики // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. Вып. 25, т. 2. С. 45–57.

4. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. О низкочастотной изменчивости турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. С. 305–308.

5. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. О низкочастотной изменчивости явных турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. Вып. 20. С. 108–116.

6. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. Межгодовая изменчивость положения границы кромки льда в Южном океане // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. Вып 16. С. 246–250.

### **Статьи, опубликованные в изданиях, входящих в РИНЦ**

1. Аверьянова Е.А. О низкочастотной изменчивости баланса осадки–испарение на границе океана и атмосферы в Атлантическом океане // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС, 2017. Вып. 7 (27). С. 107–113.

2. Аверьянова Е.А. Особенности пространственно-временной изменчивости

суммарных турбулентных потоков тепла на границе океан-атмосфера в Атлантике // Системы контроля окружающей среды. 2021. Вып. 4 (46). С. 38–44. DOI: 10.33075/2220-5861-2021-4-38-44.

### **Статьи, опубликованные в других изданиях**

1. **Базюра Е.А.**, Полонский А.Б., Санников В.Ф. Термохалинная циркуляция в Атлантическом океане в различные климатические эпохи и ее моделирование // Информатизация географических исследований и пространственное моделирование природных и социально-экономических систем. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. С. 256–270.

**Соответствие диссертации паспорту научной специальности.** Диссертация соответствует паспорту научной специальности 25.00.30 – «Метеорология, климатология, агрометеорология» по пункту 3. «Взаимодействие атмосферы и океана, явление Эль-Ниньо и глобальная атмосфера».

**Структура работы.** Диссертационная работа состоит из введения, трех разделов и заключения. В первом разделе приведено описание основных особенностей термохалинно-ветровой меридиональной циркуляции в Атлантическом океане в прошлом и настоящем, приведены основные механизмы, контролирующие меридиональную циркуляционную ячейку, изучена роль меридиональной циркуляции в Атлантическом океане в климатической системе. Во втором разделе исследуется изменчивость основных факторов, контролирующих ТХЦ, основное внимание уделяется регионам формирования САГВ и АДВ. В третьем разделе с помощью четырехблочной модели исследуется ТХЦ в Северной Атлантике. Рассматривается влияние ветра, нелинейности связи между градиентами плотности север – юг и объемным меридиональным транспортом и нелинейности уравнения состояния на режимы ТХЦ. Изучается влияние наблюдаемой в реальном океане изменчивости температуры и солености на режимы ТХЦ в модели и возможность возникновения термохалинной катастрофы (ТХК).

Диссертационная работа содержит 281 страницу машинописного текста, 5 приложений, 56 рисунков и 5 таблиц в основном тексте работы, 3 таблицы и 17

рисунков в приложениях. Список использованных источников включает 527 наименований.

### **Благодарности**

Автор работы выражает глубокую благодарность научному руководителю за помощь, ценные советы и постоянное внимание к работе на всех ее этапах, В. Ф. Санникову и А. В. Юровскому за плодотворное сотрудничество, рецензентам Е. Н. Воскресенской и А. Б. Федотову за полезные рекомендации, позволившие улучшить качество работы, сотрудникам лаборатории морских климатических исследований (ИПТС) и отдела морских климатических исследований (МГИ НАНУ) за обсуждение результатов работы.

## РАЗДЕЛ 1

### ТЕРМОХАЛИННАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И ЕЕ РОЛЬ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

В этом разделе на основе современных литературных источников подробно исследован вопрос множественности циркуляционных режимов меридиональной циркуляции в Атлантике (МЦА), рассмотрены основные механизмы, отвечающие за формирование и устойчивость меридиональной циркуляционной ячейки; подробно описаны процессы формирования глубинных и придонных водных масс в Атлантическом океане; выполнена обобщенная оценка интенсивности МЦА, исследована взаимосвязь МЦА и Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО).

#### 1.1 Основные особенности меридиональной циркуляции в Атлантическом океане

Термохалинная циркуляция в Атлантическом океане представляет собой часть меридиональной циркуляции, которая обусловлена глобальными градиентами плотности, создаваемыми потоками тепла и пресной воды на поверхности. Рассмотрим упрощенную схему образования термохалинной ячейки меридиональной циркуляции. При охлаждении в высоких широтах в соответствии с законом «уплотнения при смешении» поверхностные воды заглубляются. Так, Антарктическая придонная водная масса (АДВ) формируется на шельфе Антарктиды, в морях Уэдделла и Росса в результате поверхностного охлаждения в полыньях и за счет осолонения при льдообразовании. Более подробно процессы формирования этой водной массы описаны в приложении А. АДВ распространяется на север в абиссальной зоне океана. В результате интенсивной глубинной конвекции в Норвежском, Гренландском, Лабрадорском морях и в море Ирмингера формируется плотная и холодная Североатлантическая глубинная водная масса (САГВ), процесс формирования которой более подробно описан в

приложении Б. САГВ распространяется на юг в слое над придонными водами. Мощность источника САГВ составляет  $18 \pm 5$  Св [Talley et al., 2003]. В верхнем бароклинном слое формируется компенсационный перенос, направленный на север. В действительности же процесс гораздо более сложный. Например, в [Marshall et. al, 2012] представлена схема МЦА с двумя циркуляционными ячейками, она приведена на рис. 1.1.

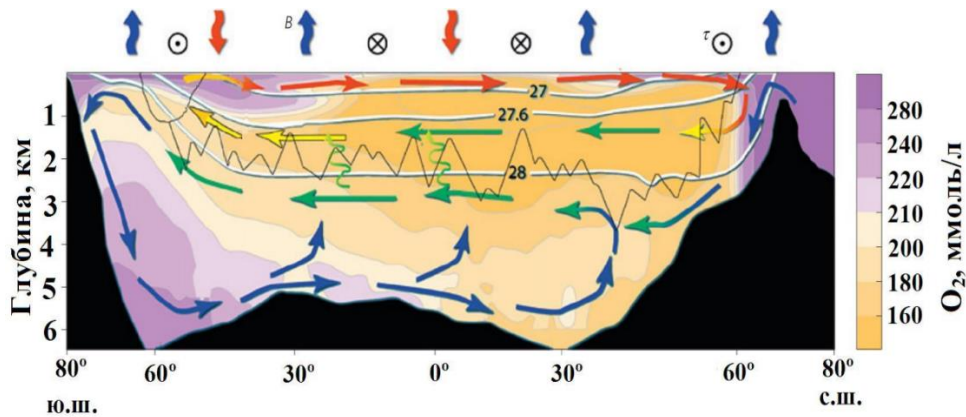


Рисунок 1.1 – Упрощенная схема термохалинно-ветровой меридиональной циркуляции в Атлантическом океане, наложенная на зональное распределение кислорода. Низким концентрациям  $O_2$  (желтый цвет) соответствуют более старые воды, а высоким концентрациям (фиолетовый цвет) соответствуют молодые, недавно вентилируемые воды. Изрезанная линия показывает примерные глубины Срединно-Атлантического хребта и хребта Скоша. Цветными стрелками показана относительная плотность водных масс: наиболее легкие воды и воды термоклина (красный), верхние глубинные воды (желтый), нижняя САГВ (зеленый), АДВ (синий). Процессы перемешивания, связанные с топографией, показаны вертикальными волнистыми стрелками (источник рисунка [Marshall et al., 2012])

Верхняя ячейка меридиональной циркуляции поддерживается за счет широкомасштабного ветрового апвеллинга в промежуточном слое Южного океана и формирования верхней САГВ (определение верхней САГВ приводится в приложении Б). Апвеллинг глубинных вод в Атлантическом океане в отличие от конвекции не имеет четкой локализации, и поэтому его трудно наблюдать. Считается, что он происходит в Южном океане в области Антарктического



циркумполярного течения (АЦТ). Циркуляция в нижней ячейке определяется особенностями формирования АДВ и САГВ. Изопикническая поверхность нейтральной плотности  $27,6 \text{ кг/м}^3$  примерно соответствует границе между циркуляционными ячейками.

Отметим, что формирование в высоких широтах Северного полушария (СП) глубинных вод, проникающих до 3–3,5 км, является особенностью именно Атлантического океана. Так, в высоких широтах северной части Тихого океана отсутствует формирование глубинных водных масс. Причина этого – различная соленость поверхностных вод в субполярных широтах Северной Атлантики и северной части Тихого океана. Соленость в этих регионах Тихого и Атлантического океана отличается примерно на 2–3 ‰. Это объясняется особенностями переноса влаги в атмосфере и влагообмена Тихого и Атлантического океанов с атмосферой. В работе [Emile-Geay et al., 2003] пониженная соленость высоких широтах Тихого океана объясняется слабым обменом между субполярным и субтропическим круговоротами, локальным преобладанием осадков над испарениями в высоких широтах северной части Тихого океана благодаря переносу влаги, связанному с Азиатским муссоном. Вследствие пониженной солености поверхностные воды северной части Тихого океана, даже охлажденные до точки замерзания ( $-1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ ), не проникают глубже нескольких сот метров [Broecker, 1991]. Наверное, самый подробный современный обзор проблемы асимметрии между Атлантическим и Тихим океанами дан в работе [Ferreira et al., 2018]. В ней отмечается, что вопрос о том, какие океанические (перенос солености в Атлантику) или атмосферные процессы (большее испарение над Атлантикой) являются причиной асимметрии, остается открытым. Кроме того, в этой работе рассматриваются такие факторы, как различия в ширине двух океанических бассейнов, меридиональная протяженность африканского и американского континентов, наличие Средиземного моря, различные масштабы процессов, контролирующих соленостную адвекцию и перемешивание в Атлантическом и Тихом океанах.

Меридиональная циркуляционная ячейка в Атлантическом океане является частью глобального океанического конвейера [Broecker, 1991], представленного на рис. 1.2. За счет термохалинных различий уровень Тихого океана примерно на 90 см выше, чем Атлантического. Из-за наклона уровня в поверхностном слое возникает поток теплых вод из Тихого океана через Индийский в Атлантический океан, замыкающий поток глубинных вод из Северной Атлантики [Сарафанов, 2004]. В работе [Morozov et al., 2021] приведена более подробная схема глобальной океанической циркуляции, учитывающая подъем промежуточных вод в Южном океане и опускание вод в Северной Атлантике и у антарктического склона. Отметим, что подробное описание глобальной меридиональной циркуляционной ячейки приводится и в других обзорных работах, например [Buckley, Marshall, 2016; Cessi, 2019; Srokosz, 2021].

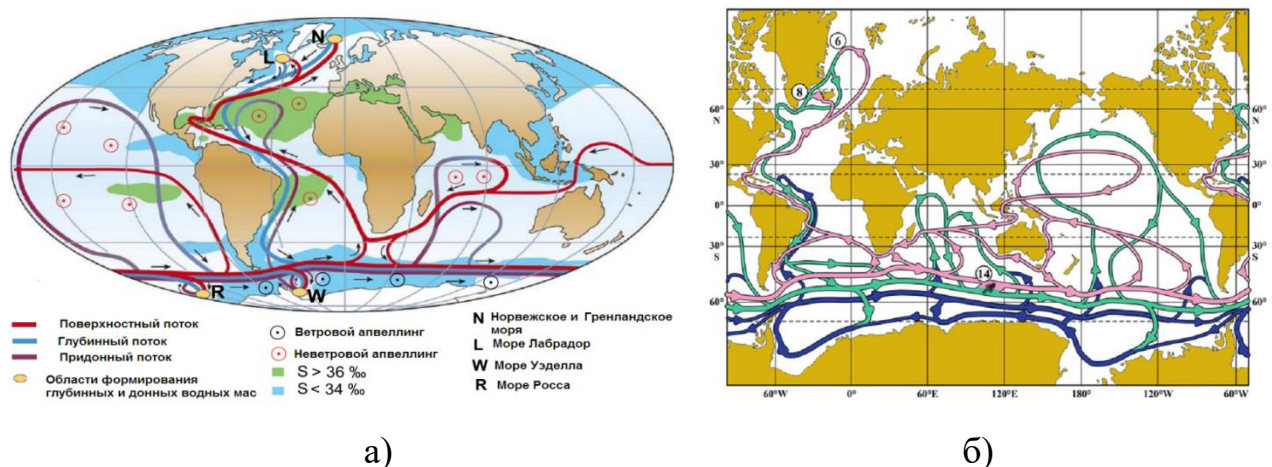


Рисунок 1.2 – Упрощенная схема глобального океанического конвейера:

а) по [Kuhlbrodt et al., 2007];  
 б) по [Morozov et al., 2021]. Розовые стрелки – воды, распространяющиеся в верхнем слое; зеленые стрелки – воды в изопикническом диапазоне, соответствующие формирующимся в Северной Атлантике САВГ, синими стрелками показано распространение антарктических вод в придонном слое Мирового океана. Цифры в кружках обозначают интенсивность опускания воды на глубину в Норвежском и Гренландском морях (6 Св) и в Лабрадорском море (8 Св), а также компенсирующий подъем из глубины в слое термоклина в Южном океане (14 Св)

Рассмотрим более подробно основные механизмы, контролирующие меридиональную циркуляционную ячейку в Атлантике.

## 1.2 Основные механизмы, контролирующие МЦА

Кроме термохалинного механизма, описание которого приведено в предыдущем пункте, в литературе предложены и другие механизмы, контролирующие МЦА. Теорема Сандстрема является отправной точкой дискуссии, в которой оспаривается важнейшая роль термохалинного механизма, определяемого глубинной конвекцией за счет поверхностных потоков тепла в местах формирования глубинных и придонных вод (подробности этой дискуссии можно найти, например, в [Kuhlbrodt et al., 2007]). Сандстрем [Sandström, 1908] провел серию экспериментов в опытных бассейнах и проанализировал связь между расположением источников плавучести и возникновением глубинной МЦ. В экспериментах Сандстрема холодильник (источник холода) и нагреватель (источник тепла) располагались в различных частях опытного резервуара. В одном из экспериментов холодильник располагался выше нагревателя, а в другом – наоборот. Сандстрем показал, что термически контролируемая устойчивая циркуляция возможна, если нагреватель расположен ниже холодильника. В действительности же океан охлаждается и нагревается через поверхность. Далее эта тема развивалась в теоретических работах [Sandstroem, 1916; Bjerknes, 1916].

Однако в [Jeffreys, 1925] показано, что при учете турбулентной диффузии любые горизонтальные градиенты плотности вызывают циркуляцию, даже если нагреватель расположен выше, чем холодильник. Таким образом Джеффрийс поставил под сомнение теорему Сандстрема в применении к циркуляции атмосферы, где турбулентные процессы всегда присутствуют, но относительно циркуляции океана он считал ее допустимой, так как в океане турбулентность ограничена поверхностным слоем. Однако в работе [Munk, Wunsch, 1998] указывается на то, что ни Сандстрем, ни Джеффрийс не учли интенсивную

конвекцию в океане. Она способствует турбулентному перемешиванию в глубине океана (диапикническое перемешивание). Так как океан почти везде стратифицирован по вертикали, тепло за счет этого процесса проникает в глубинные слои. Коман и соавторы [Coman et al., 2006] повторили эксперименты Санстрема в таких же условиях, как в [Sandstroem, 1908, 1916], и наблюдали циркуляционную ячейку. Коман и соавторы пришли к выводу, что Сандстрем просто не смог обнаружить меридиональную циркуляционную ячейку. Таким образом, теорема Садстрема не может быть использована для преуменьшения роли глубинной конвекции за счет поверхностных потоков тепла в местах формирования глубинных и донных вод в качестве механизма, определяющего МЦА. Подробный анализ работ Садстрема и его последователей выполнен группой авторов в [Kuhlbrodt et al., 2008]. Их заключение не противоречит выводу, приведенному выше.

Ряд авторов, например [Munk, 1966; Munk, Wunsch, 1998; Wunsch, Ferrari, 2004] полагают, что диапикническое перемешивание является основным механизмом, контролирующим плотностную стратификацию и определяющим интенсивность меридиональной циркуляции (МЦ). Термин «диапикнический» относится к турбулентному перемешиванию поперек изопикнических поверхностей. Под перемешиванием подразумеваются турбулентные движения в океане, масштабы которых изменяются от менее чем сантиметровых до размеров мезомасштабных вихрей (то есть, до ~50–100 км). Наиболее важными процессами, приводящими к перемешиванию, являются: обрушение внутренних волн, взаимодействие абиссальных приливных потоков или мезомасштабных вихрей с топографией [Garrett, St.Laurent, 2002; St. Laurent, Garrett, 2002; Wunsch, Ferrari, 2004], двойная диффузия [Федоров, 1976].

Диапикническое перемешивание имеет место на большей части акватории океана. Однако есть и исключения. К ним относятся области, где вертикальное перемешивание происходит изопикнически (то есть вдоль изопикн). Такое перемешивание может преобладать, например, в высоких широтах, где изопикны выходят на поверхность, или во фронтальных зонах (например, в АЦТ и в областях

западных пограничных течений) [Kuhlbrodt et al., 2007]. Необходимо отметить, что в последнее десятилетие произошел сдвиг в концептуальных моделях, описывающих меридиональную циркуляцию и стратификации с учетом процессов, протекающих на промежуточных глубинах (в англоязычной литературе их называют *models of the mid-depth overturning circulation and stratification*). В этих моделях энергия, необходимая для того, чтобы на промежуточных горизонтах заглубить воду с высокой плавучестью вниз, сформировать стратификацию и циркуляционную ячейку, поступает в основном вследствие напряжения ветра в циркумполярной области, а не вследствие диапикнического перемешивания, как первоначально предполагал Манк [Munk, 1966]. Касательное напряжение ветра контролирует ячейку Дикона и опосредованно воздействует на бароклинные вихри, которые соответственно влияют на стратификацию и циркуляцию на промежуточных глубинах [Cessi, 2019].

Используя циклическую (в англоязычной литературе такого типа модели называют *loop-model*) модель, Хуанг [Huang, 1999] показал, что в случае, когда учитывается турбулентное перемешивание и нагреватель находится выше холодильника, интенсивность циркуляции контролируется доступной для перемешивания энергией. Как объясняется автором этой работы, в стратифицированном океане диапикническое перемешивание поднимает положение центра масс системы и, следовательно, способствует увеличению доступной потенциальной энергии в системе. Таким образом, для поддержания перемешивания необходим внешний источник механической энергии. Отметим, что нагревание и охлаждение являются важнейшей движущей силой МЦ. Но ряд авторов считают, что при анализе механизмов, контролирующих МЦ, необходимо также учитывать атмосферные ветры и приливы, которые приводят к турбулентному перемешиванию, влияющему на интегральный поток массы [Colin de Verdière, 1993; Munk, Wunsch, 1998; Huang, 1999]. Это подтверждается и энергетическими оценками. По оценкам [Wang, Huang, 2005] энергия поверхностного термического форсинга, то есть часть энергии поверхностных потоков тепла, преобразованная в механическую энергию в океане, в  $10^4$  раз

меньше, чем механическая энергия ветров и приливов. Поэтому указанные выше авторы считают, что для поддержания апвеллинга глубинных вод, который наблюдается в океане, кроме потоков тепла и солей необходимо турбулентное перемешивание, обусловленное в основном ветрами и приливами.

Ряд исследователей придерживаются альтернативной (по отношению к термохалинной) гипотезы, объясняющей механизм формирования МЦ. По их мнению, атлантическая меридиональная циркуляционная ячейка контролируется ветрами в Южном океане, которые вызывают интенсивный апвеллинг глубинных вод (рис. 1.3).

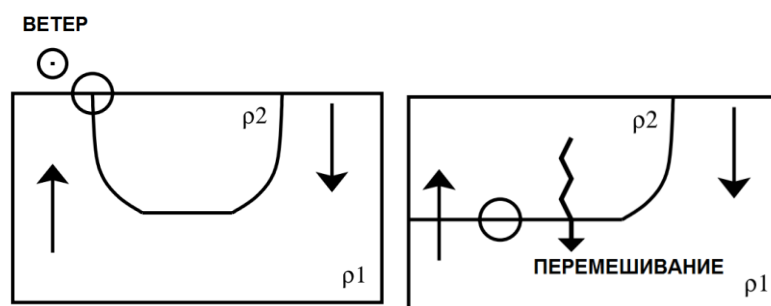


Рисунок 1.3 – Меридиональные разрезы, на которых представлены схемы двух предельных случаев: слева – «только ветровой апвеллинг», справа – «только термохалинный механизм». САГВ образуется в правой (северной) области. Изогнутая линия обозначает термоклин, который отделяет более плотные воды ( $\rho_1$ ) от более легких ( $\rho_2$ ). Незаштрихованный кружок обозначает регион, где водные массы трансформируются в более легкие. В случае «только ветровой апвеллинг» западные ветры Южного океана представлены кружком с точкой внутри. Прямые стрелки указывают направление объемного переноса вод (источник рисунка [Kuhlbrodt et al., 2007])

Широтная полоса пролива Дрейка, между Южной Америкой и Антарктикой, обладает уникальными топографическими свойствами. За исключением Арктики, это единственная область океана, в которой из-за отсутствия топографических барьеров возникает кольцевая зональная циркуляция, достигающая глубины

~2500 м. Расположенные ниже этой глубины мелководья соответствуют Кергеленскому плато в индоокеанской части Южного океана и Дуге Скотия вблизи Пролива Дрейка. Эта особенность приводит к так называемому эффекту Пролива Дрейка [Toggweiler, Samuels, 1993; Toggweiler, Samuels, 1995; Toggweiler, Samuels, 1998]. Интенсивные западные ветры вызывают перемещение вод на север за счет экмановского переноса, это приводит к дивергенции в проливе Дрейка (56°–63° ю. ш.). Из-за отсутствия меридиональных топографических барьеров суммарный (то есть зонально осредненный) зональный градиент давления в этой широтной полосе должен быть нулевым вплоть до глубин сравнительно мелководных областей над океаническими порогами. Следовательно, ни одно суммарное меридиональное геострофическое течение не может сохраниться на этих широтах и глубинах. Таким образом, сохраняются только агеострофические меридиональные потоки. Они могут напрямую создаваться ветром. Приверженцы этой идеи рассматривают ГХЦ лишь как замыкающую ветвь этой контролируемой ветром циркуляции. Вместе с тем модельные исследования показывают, что при «выключении» ветрового форсинга в стандартной климатической модели ячейка меридиональной циркуляции в Атлантическом океане ослабевает, но качественно остается такой же [Rahmstorf, 2006], то есть перехода в другой циркуляционный режим не происходит. Таким образом, термохалинный механизм в большей степени отвечает за устойчивость современного режима МЦА, чем ветровой. Отметим, что проблема взаимодействия термохалинной и ветровой циркуляции относится к классическим (и до конца не разрешенным) проблемам динамики океанических течений и активно обсуждается на протяжении многих десятилетий, начиная с середины 18 века. Более подробное исследование этого вопроса приводится в обзорных работах, опубликованных в середине 20 века и позже, например [Линейкин, 1955; Stommel, 1957; Саркисян, 1966]. Таким образом, вопрос о том, какой из перечисленных механизмов преобладает в реальном океане, требует дальнейших исследований [Rahmstorf, 2006; Полонский, 2010].

Кроме описанных выше, есть ряд механизмов, которые также могут повлиять на меридиональную циркуляционную ячейку, в том числе на изменение

циркуляционного режима, т. е. на устойчивость циркуляционной ячейки. Преимущественно эти механизмы обсуждаются в работах, выполненных с использованием моделей промежуточной сложности или полных глобальных моделей. Далее обсудим эти механизмы более подробно.

Рассмотрим механизм обратной связи, обусловленный адвекцией соли. Немаловажным фактором является то, что сама ячейка МЦА переносит высокосолёные воды из субтропической в субполярную Северную Атлантику и этим поддерживает в конвективных областях условия повышенной солёности. Таким образом, возникает обратная связь, обусловленная адвекцией соли, которая заключается в том, что при ослаблении интенсивности МЦА будет переноситься меньше соли в субполярную часть Северной Атлантики, что приведет к уменьшению конвекции и еще большему ослаблению ячейки МЦА. Исследование влияния этой обратной связи приводится в ряде работ, например [Liu, Liu, 2013; Liu, Liu, 2014; Den Toom et al., 2014; Jackson, 2013]. В работе [Cheng et al., 2018] исследуются элементы обратной связи адвекции соли и внутренней изменчивости АМОС с использованием двух климатических моделей. Авторам статьи [Cheng et al., 2018] в экспериментах (в ответ на резкие возмущения потока пресных вод) не удалось обнаружить обратную связь по адвекции соли, и они делают вывод, что для активации этой обратной связи требуются более сильные внешние вынуждающие воздействия, чем использованные в их работе.

В ряде работ исследуется роль в стабилизации/дестабилизации МЦ Берингова пролива [Hu et al., 2012; Jackson, Wood, 2018; Jackson, Wood, 2018a; Burls et al., 2017], обмена относительно солёными и тёплыми водами между Индийским и Атлантическим океанами к югу от м. Агульяс, например [Gordon et al., 1992; Le Bars et al., 2013]. Однако эти эффекты скорее важны для работ по палеоклиматической тематике, чем при изучении устойчивости современного климата.

Отметим, что на стабильность МЦ влияют атмосферные обратные связи. Так, положение внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) может влиять на стабильность МЦА. ВЗК смещается к югу в ответ на коллапс МЦА (например,



[Zhang, Delworth, 2005; Broccoli et al., 2006]), а включающиеся при ее смещении обратные связи, в свою очередь, способствуют дестабилизации коллапсированного состояния МЦ. Более подробно этот вопрос исследован в работах [Drijfhout, 2010; Schneider et al., 2014; Green, Marshall, 2017; Weijer, 2019; Liu et al., 2017; Yu, Pritchard, 2019].

Атмосферными обратными связями можно также объяснить, почему реакция температуры на коллапс МЦА в высоких широтах СП настолько велика, а перенос тепла океаном, связанный с МЦА на этих широтах, относительно невелик по сравнению с атмосферным переносом тепла (например, [Trenberth, Fasullo, 2017]). Во-первых, устойчивым откликом на уменьшение конвективной активности в субполярной части Северной Атлантики является распространение морского ледяного покрова на юг [Drijfhout, 2014; Liu et al., 2017; Vellinga, Wood, 2002], что приводит к увеличению альбедо поверхности в СП. Проблема двустороннего взаимодействия МЦА с арктическим морским льдом и его влияние на устойчивость МЦА изучается в [Liu, Fedorov, 2019; Liu et al., 2019; Sévellec et al., 2017; Sun et al., 2018]. Еще более важным является последующее уменьшение выделения скрытой теплоты и испарения вследствие остановки МЦА, что приводит к более холодным и сухим условиям в атмосфере (например, [Drijfhout, 2015a; Laurian et al., 2009]). Поэтому более сильный отклик в высоких широтах может быть получен вследствие компенсации Бьеркнеса между океаническим и атмосферным переносами тепла. Суть компенсации Бьеркнеса состоит в следующем: в 1964 г. Бьеркнес [Bjerknes, 1964] впервые предположил, что, если суммарное радиационное воздействие на верхней границе атмосферы и теплозапас океана слишком сильно не меняются, суммарный перенос энергии климатической системой также не будет значительно изменяться, поэтому любые большие вариации атмосферного и океанического переносов тепла должны быть равны по величине и противоположны по знаку. Этот механизм в литературе называют компенсацией Бьеркнеса, при этом предполагается сильная отрицательная обратная связь между изменениями атмосферного и океанического переносов тепла.

Кроме того, отметим, что МЦА, ослабляющаяся вследствие распреснения Северной Атлантики, будет способствовать увеличению температурного контраста между экватором и полюсом, изменению поля ветра, усилению Субтропического антициклонического круговорота и, соответственно, изменению адвекции соли в Северной Атлантике. Эта обратная связь сглаживает первоначальные аномалии солёности, то есть является отрицательной [Huisman et al., 2010].

В общем, можно сделать вывод, что, когда в климатических моделях учитываются атмосферные обратные связи, в плане дестабилизации современного режима МЦА конечным результатом большинства атмосферных обратных связей является противодействие обратной связи за счет адвекции соли, однако совместный вклад этих обратных связей сравнительно невелик и вместе они лишь немного ослабляют обратную связь за счет адвекции соли [Weijer, 2019].

Таким образом, одним из основных механизмов, отвечающих за формирование резких переходных циркуляционных режимов МЦА, является отклик на быстрый термохалинный форсинг, связанный, например, с поступлением значительных объемов пресных талых вод в северную часть бассейна. В настоящей работе основной акцент будет сделан именно на термохалинный механизм, т. к., по нашему мнению, он в большей степени отвечает за переключение между режимами МЦ. В последующих подразделах этого раздела будут подробно описаны особенности формирования САГВ и АДВ и приведены подтверждения резких климатических изменений в прошлом и их связи с режимами ТХЦ.

### **1.3 Североатлантические глубинные водные массы и скорость их формирования**

САГВ не только заполняет абиссаль Северной Атлантики, но и распространяется в Южную Атлантику, а также проникает в Индийский океан. Она характеризуется низкой солёностью и температурой, высокими концентрациями кислорода и низкими концентрациями биогенов. Средние T-S-характеристики САГВ таковы:  $S = 34,9 \text{ ‰}$ ,  $T_{in \text{ situ}} = 2,5 \text{ °C}$  (соответствует потенциальной температуре  $\theta = 2,26 \text{ °C}$  при глубине залегания ядра 3 км) [Мамаев, 2000].

Выделяют различные компоненты САГВ: 1) северо-западная глубинная вода (СЗГВ) (в англ. литературе Denmark Strait Overflow Water (DSOW)); 2) северо-восточная глубинная вода (СВГВ) (в англ. литературе Iceland Scotland Overflow Water (ISOW) и Charlie Gibbs Fracture Zone Water (GFZW) – водная масса разлома Чарли-Гиббса, NEADW – Northeast Atlantic Deep Water); 3) лабрадорская водная масса (ЛВ) (в англ. литературе LSW – Labrador Sea Water) (например, [Morozov, 2010; Morozov, 2021; Ferreira, Kerr, 2017; Bilo, 2020]). Схема распространения различных компонент САГВ приведена на рис. 1.4. Процессы формирования различных компонент Североатлантической глубинной водной массы подробно обсуждаются в приложении Б.

Рассмотрим оценки скорости формирования САГВ и ее различных компонентов. В работе [Morozov et al., 2010] со ссылкой на обзорную публикацию [Schmitz, 1996a] приводятся количественные оценки переносов глубинных вод (с плотностями  $\sigma_0$  от 27,5 до 27,8): через Датский пролив – 3 Св, к востоку от Исландии – 2 Св, за счет вовлеченных вод промежуточных слоев – 8 Св. Согласно [Schmitz, 1996a], количество глубинных вод, переносимых от Ньюфаундлендской банки до 30° ю. ш. в ЗГГТ, составляет 14÷18 Св. По оценкам Тэлли и соавт. [Talley et al., 2003], сделанным на основе трансатлантических гидрографических разрезов, суммарная скорость формирования всех компонент САГВ составляет 18 Св, ошибка этой оценки составляет 3÷5 Св.

В работе [LeBel et al., 2008] приведены скорости формирования различных компонент САГВ, полученные в результате анализа концентраций ХФУ-11, полученных по результатам эксперимента WOCE для периода 1990–1997 гг.: скорость формирования вЛВ составляет 3,5 Св (2 Св для центральной части и 1,5 Св для южной части Лабрадорского моря), кЛВ – 8,2 Св, ISOW – 5,7 Св, DSOW – 2,2 Св, а суммарная продукция САГВ составляет 19,6 Св. Согласно более ранней оценке [Smethie, Fine, 2001], для периода 1970–1990 гг. суммарная продукция САГВ составляет 17,2 Св. Согласно оценке [Petit et al., 2020], суммарный перенос СЗГВ и СВГВ на разрезе OSNAP-east (выполненном летом 2014 г. по проекту

Subpolar North Atlantic Program – OSNAP), располагающемся между  $55^\circ$  с. ш. и  $60^\circ$  с. ш., составляет  $13,2 \pm 3,8$  Св. По оценкам [García-Ibáñez et al., 2018], на разрезе Гренландия – Португалия меридиональный перенос в нижней ветви МЦА вод с потенциальной плотностью  $\sigma_1(1000\text{дбар}) \geq 32,15$  кг/м<sup>3</sup> составляет  $17,6 \pm 3,0$  Св. Таким образом, оценку Тэлли и соавт.  $18 \pm 5$  Св (т. е. 18 Св с погрешностью этой оценки около 30%) можно принять в качестве обобщенной, так как оценки других авторов попадают в этот интервал.

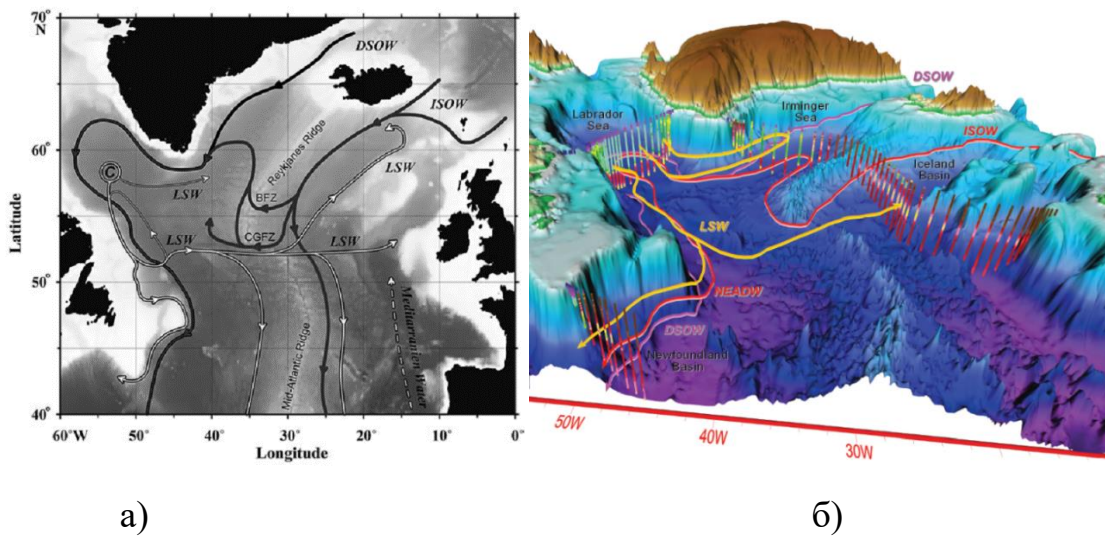


Рисунок 1.4 – Схема распространения глубинных вод в северной части Северной Атлантики:

а) по [Morozov, 2021]. Циркуляция в промежуточных слоях показана белым цветом, распространение вод средиземноморского происхождения – штриховой линией; придонные и глубинные воды – черным и темно-серым цветом; знаком С отмечен регион конвекции в Лабрадорском море; англоязычными терминами обозначены Mid-Atlantic Ridge – Срединно-Атлантический хребет, Reykjanes ridge – хребет Рейкьянес, BFZ – Зона разлома Байт (Bight Fracture Zone), CGFZ – Зона разлома Чарли-Гиббса (Charlie Gibbs Fracture Zone);

б) по [Yashayaev, 2007]. Цветная шкала солености от низкой к высокой: фиолетовый – синий – зеленый – желтый – красный – рубиновый), Labrador Sea – Лабрадорское море, Irminger Sea – море Ирмингера, Iceland Basin – Исландский бассейн, Newfoundland Basin – бассейн Ньюфаундленда. Пояснения нерасшифрованных аббревиатур см. в тексте выше

## 1.4 Антарктические придонные водные массы и скорость их формирования

АДВ является наиболее плотной водной массой Мирового океана, обнаруживается в придонных слоях всех океанов и играет важнейшую роль в формировании глобальной меридиональной циркуляционной ячейки. В литературе встречаются различные определения АДВ, которые подробно обсуждаются в приложении А. Считается, что формирование АДВ потенциально возможно в следующих областях: в море Рисер-Ларсена, между Землей Эндерби и восточной частью моря Росса в Индийско-Тихоокеанском секторе, в Атлантическом секторе в море Уэдделла [Whitworth et al., 1998; Rintoul, 1998; Мамаев, 1994; Orsi et al., 1999], области наиболее активного формирования АДВ отмечены на рис. 1.5 крестиками вокруг Антарктиды. Механизмы формирования АДВ подробно обсуждаются в приложении А. В этом приложении наибольшее внимание уделено Атлантическому сектору, поскольку Атлантический сектор считается основным регионом активного формирования АДВ [Carmack, 1977; Orsi, 1999].

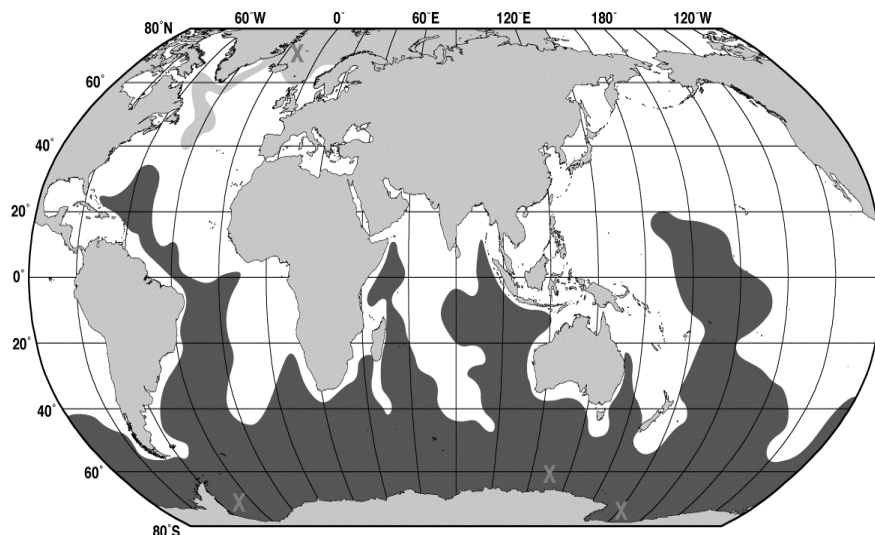


Рисунок 1.5 – Распространение АДВ с плотностями  $\sigma_0 = 27,7 \div 27,9$  кг/м<sup>3</sup> (по [Talley, 1999]). Крестиками вокруг Антарктиды отмечены области наиболее активного формирования АДВ

Оценка скорости формирования АДВ в Южном океане является отдельной, не до конца решенной проблемой. Считается, что на каждый 1 Св шельфовой воды приходится  $\sim 2$  Св сформированной АДВ [Gordon, 2001]. Величины скоростей продукции АДВ определяют на основе исследования величин трассеров (ХФУ, радиоуглерод и другие), на основе оценок диапикнического перемешивания, баланса массы и пресных вод, результатов моделирования. Величины продукции АДВ в Южном океане, приведенные в литературе, варьируют в очень широком диапазоне от 8 до 29 Св (см. последующий текст и табл. 1.1). Проведенные в работах, использующих инверсные модели [Ganachaud, Wunsch 2000; Sloyan, Rintoul, 2001; Lumpkin, Speer, 2007] оценки переноса АДВ на север в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах составляют соответственно  $7 \div 11$ ,  $5 \div 6$  и  $8 \div 10$  Св. В обзорной работе Морозова [Morozov et al., 2021] со ссылками на [de Lavergne et al., 2016; de Lavergne et al., 2016a; Kunze, 2017] сообщается о скорости образования антарктических вод в придонном слое на основе оценок диапического перемешивания, максимальные величины которой оцениваются в  $10\text{--}15$  Св [de Lavergne et al., 2016b] и 20 Св [Kunze, 2017]. Перкей и Джонсон [Purkey, Johnson, 2012] с использованием объемометрического анализа АДВ оценили, что средняя продукция АДВ (в качестве критерия определения АДВ использовался классический критерий:  $\theta < 0$  °C) за период 1993–2006 гг. составила  $8,2 \pm 2,6$  Св.

Данная диссертационная работа посвящена исследованию термохалинной циркуляции в Атлантическом океане, поэтому далее подробно рассмотрим оценки продукции АДВ в Атлантическом секторе Южного океана. Как обсуждается в приложении А, море Уэдделла является основным источником АДВ в Атлантике и одним из ключевых источников АДВ, экспортируемых глобальным океаническим конвейером, и продукция АДВ в море Уэдделла составляет 50-80% от суммарной продукции АДВ. Большая часть донных вод антарктического происхождения распространяется на север в западной части Атлантического океана. Достигнув экватора, часть этих вод перетекает в Восточную Атлантику через многочисленные разломы Срединно-Атлантического хребта, при этом в северной части хребта

наиболее холодные воды распространяются через разлом Вима на  $11^\circ$  с. ш. Поток антарктических вод через разлом Вима близок к 1 Св [Фрей и др., 2018].

В обзорной работе [Morozov et al., 2010] приводится сводная таблица с оценками формирования придонных вод в море Уэдделла по работам различных авторов, опубликованных в период 1975–2004 гг. (см. табл. 1.1), по этим оценкам продукция донных вод в море Уэдделла варьирует в интервале от 1 до 5 Св. Орси и соавторы определили скорость образования АДВ в Атлантическом секторе 4,9 Св [Orsi et al., 1999; Orsi et al., 2002]. Эта оценка сопоставима с результатами, полученными по измерениям течений ( $3 \div 4$  Св) [Fahrbach et al., 1991] и с использованием инверсных моделей ( $5 \div 6$  Св) [Sloyan, Rintoul, 2001; Lumpkin, Speer, 2007], а также других гидрографических оценок или оценок с использованием трассеров ( $4 \div 5$  Св) [Gordon et al., 1993; Gordon, 1998; Mensch et al., 1998; Huhn et al., 2008a]. Оценка продукции АДВ атлантического происхождения ( $\sigma_0 > 28$ ,  $36 \text{ кг/м}^3$ ), распространяющихся на север, приведенная в новейшей работе [Akhoudas. et al., 2021], составляет  $8,4 \pm 0,7$  Св, это почти в два раза выше оценок, обсуждаемых нами выше. Однако эта оценка полностью согласуется с ними, так как в статье [Akhoudas. et al., 2021] при оценке учитываются вовлеченные старые воды циркумполярного течения, объемный перенос этих вод составляет  $3,9 \pm 0,5$  Св.

Таблица 1.1 – Оценки скоростей формирования АДВ и придонных вод моря Уэдделла (источник таблицы [Morozov et al., 2010])

Источник и метод оценки	Границы водной массы	Объемный перенос, Св
<i>Объемный перенос Западного глубинного пограничного течения в море Уэдделла</i>		
[Carmack, Foster, 1975]	WSBW ( $-1,4 < \theta < -1,2$ °C)	2–5
[Foster, Carmack, 1976]	WSBW ( $\theta = -1,3$ °C)	3,6
[Foldvik et al., 1985]	WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	2–5
[Gordon et al., 1993]	WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	3
[Fahrbach et al., 1995]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C)	1–4
[Muench, Gordon, 1995]	WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	2,5–3
[Gordon, 1998]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C)	4–4,8
[Fahrbach et al, 2001]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C)	$1,3 \pm 0,4$

Источник и метод оценки	Границы водной массы	Объемный перенос, Св
[Gordon et al., 2001]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C)	5
[Foldvik et al., 2004]	WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	$4,3 \pm 1,4$
<i>Объемный перенос в круговороте Уэддела</i>		
[Fahrbach et al., 1994]	AABW ( $\theta < 0,0$ °C) WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	3,3–5,6 2,6–2,8
<i>Баланс шельфовых вод</i>		
[Gill, 1973]	AABW ( $\theta = -0,6$ °C)	6–9
[Carmack, 1977]	AABW ( $\theta < 0,0$ °C)	5–10*
<i>Оценки с использованием трассеров</i>		
[Weiss et al., 1979]	AABW ( $\theta < 0,4$ °C) WSBW ( $\theta < -0,9$ °C)	8; 4,5 5, 3
[Weppernig et al., 1996]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C)	5
[Mensch et al., 1997]	AABW ( $\theta = -0,5$ °C) WSBW ( $\theta < -1,0$ °C)	11 3,5
[Mensch et al., 1998a]	WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	5
[Broecker et al., 1998]	AABW ( $PO_4 = 1,95$ ммоль/кг)	15
[Orsi et al., 1999]	AABW ( $\sigma_0 > 28,27$ )	8,1–9,4
[Orsi et al., 2002]	AABW ( $\sigma_0 > 28,27$ )	8,1
[Meredith et al., 2001]	AABW ( $\theta < 1,0$ °C)	$< 6,6; 3,7 \pm 1,6$
<i>Баланс массы</i>		
[Orsi et al., 1999]	AABW ( $\sigma_0 > 28,27$ )	10
<i>Баланс пресных вод</i>		
[Harms et al., 2001]	WSBW ( $\theta < -0,7$ °C, $S > 34,64$ )	2,6
<i>Численные модели</i>		
[Hellmer, Beckmann, 2001]	AABW ( $\sigma_2 > 37,16$ )	11
<i>Инверсные модели</i>		
[Yaremchuk et al., 1998]	WSDW ( $-0,8 < \theta < 0,0$ °C) WSBW ( $\theta < -0,8$ °C)	$2,6 \pm 1,3$ $2,5 \pm 1,9$
[Sloyan, Rintoul, 2001]	AABW ( $\sigma_0 > 28,30$ )	$11 \pm 1$
[Naveira Garabato et al., 2002, 2002a]	AABW ( $\sigma_0 > 28,26$ ) ( $\theta < 0,0$ °C) ( $\sigma_0 > 28,27$ ) ( $\sigma_{2000\text{dbar}} > 37,16$ ) ( $\sigma_0 > 28,30$ ) WSBW ( $\gamma_n > 28,4$ ) ( $\theta < -0,7$ °C)	$9,7 \pm 3,7$ $10,0 \pm 3,7$ $9,8 \pm 3,7$ $9,8 \pm 3,7$ $10,2 \pm 3,8$ $3,9 \pm 0,8$ $4,5 \pm 0,9$
[Ganachaud, Wunch, 2000]	AABW ( $\sigma_0 > 28,11$ kg/m <sup>3</sup> )	$21 \pm 6$



Можно сделать вывод, что, согласно большей части работ, в которых проводится оценка продукции АДВ в Атлантическом секторе Южного океана, скорость формирования придонных вод здесь варьирует в интервале от 2 до 6 Св. Расхождения в оценках обусловлены различными определениями АДВ, разнообразием методов оценки скоростей продукции донных вод, отсутствием необходимого количества данных, причиной которого являются трудности проведения регулярных измерений в местах формирования АДВ. Детально эти вопросы раскрыты в обзорной работе [Morozov et al., 2021].

Таким образом, в современной науке продолжается подробное изучение процессов образования САГВ и АДВ, и окончательная точка в этих вопросах не поставлена. В силу труднодоступности регионов формирования этих вод и недостаточного количества наблюдений в них, неопределенность оценок отдельных компонентов Атлантических придонных и глубинных водных масс может превышать 50%. Мощность источника АДВ в Атлантическом секторе  $4 \pm 2$  Св, а САГВ  $18 \pm 5$  Св, и неопределенность оценок составляет порядка 30–50%. То есть, согласно этим оценкам, интенсивность МЦА должна находиться в интервале  $7 \div 21$  Св. Однако таким образом оцененный диапазон интенсивности варьирует в очень большом интервале, поэтому далее рассмотрим оценки интенсивности МЦА по результатам прямых измерений.

### **1.5 Оценка интенсивности МЦА по данным прямых измерений**

Имеется ряд международных проектов, одна из целей которых – прямые измерения интенсивности МЦА по данным наблюдений: OSNAP (в Северной Атлантике), RAPID/МОСНА, MOVE, SAMBA. Положение разрезов, на которых проводятся измерения в рамках этих проектов, показано на рис.1.6.

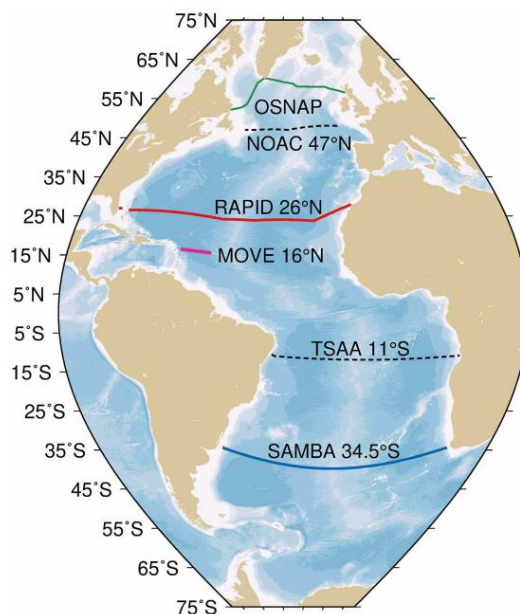


Рисунок 1.6 – Положение разрезов, на которых проводят прямые наблюдения за интенсивностью МЦА: OSNAP (зеленый, с 2014), NOAC 47° с. ш. (черный пунктир, в будущем планируются наблюдения на этом разрезе), RAPID 26° с. ш. (красный, с 2004), MOVE 16° с. ш. (малиновый, с 2000), TSAA 11° с. ш. (черный пунктир, в будущем планируются наблюдения на этом разрезе) и SAMBA 34,5° с. ш. (синий, с 2009). Источник рисунка [Frajka-Williams et al., 2019]

Основной результат, полученный по проекту RAPID/МОСНА, заключается в том, что за период с апреля 2004 г. по февраль 2017 г. интенсивность МЦА составляла  $17,0 \pm 4,4$  Св, разброс между максимальным и минимальным значениями в течение года составляет 4,3 Св, то есть амплитуда сезонного цикла – 2,15 Св. По проекту MOVE (за период февраль 2000 г. – июнь 2018 г.) интенсивность МЦА составляет  $18,0 \pm 5,8$  Св, разброс между максимальным и минимальным значениями в течение года составляет 4,8 Св, то есть амплитуда сезонного цикла 2,4 Св. По проекту SAMBA (за период март 2009 г. – апрель 2017 г.) интенсивность МЦА составляет  $14,6 \pm 5,4$  Св. По проекту OSNAP интенсивность МЦА составляет  $14,9 \pm 4,1$  Св для периода сентябрь 2014 г. – май 2016 г. [Frajka-Williams et al., 2019]. Имеются предположения, что различные оценки в Северном и Южном полушариях могут частично объясняться сдвигом фаз

сезонного цикла для отдельных компонент МЦА (например, сдвигом фаз на  $180^\circ$  для неэкмановской компоненты между  $26^\circ$  с. ш. и  $16^\circ$  с. ш.). Кроме того, методологические особенности оценок МЦА также могут объяснить некоторые различия. Также разброс оценок МЦА в научной литературе частично может быть объяснен наличием межгодовой изменчивости или трендов в рядах МЦА (так как обсуждаемые в тексте оценки соответствуют разным временным периодам) [Frajka-Williams et al., 2018; Frajka-Williams et al., 2019; Elipot et al., 2014; Elipot et al., 2017]. В качестве примера приведем оценки интенсивности МЦА для нескольких временных интервалов по данным RAPID из работы [Smeed, 2018]. Средняя величина интенсивности МЦА за период 2004–2008 гг. составляет 18,8 Св, за период 2008–2011 гг. – 15,9 Св, 2012–2016 гг. – 16,3 Св, а за период 2004–2016 гг. – 17 Св.

Таким образом, неопределенность оценок прямых измерений интенсивности МЦА может превышать 25–30%. Согласно большинству прямых и косвенных оценок, средняя интенсивность МЦА в Атлантическом океане попадает в интервал от 14 до 20 Св. Поэтому в третьем разделе выбрана величина интенсивности МЦА в современную климатическую эпоху  $U_{\text{клим}} = 17$  Св (среднее в диапазоне  $14 \div 20$  Св).

## 1.6 Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами ТХЦ

Брокер с соавторами одним из первых высказал гипотезу о возможности реализации отличных от современного режимов ТХЦ в прошлом, связанных с переходами от теплых к холодным климатическим условиям [Broecker et al., 1985]. Они показали, что изменения температуры на тысячелетних масштабах (колебания стадиал/интерстадиал) и на более длительных масштабах (колебания гляциал/интергляциал) связаны с изменением океанической циркуляции. Гипотеза Брокера нашла свое подтверждение в более поздних работах.

Анализ состава донных отложений, кораллов, ледовых кернов может дать информацию об океанической циркуляции в прошлом. Восстановление временных рядов температуры или солености океана возможно, например, по данным о

популяции ископаемых видов планктона. ТПО можно определить по индексам ненасыщенности непредельных кетонов с сопряженными двойными связями (алкенонов). Алкеноны и соответствующие им алкеноаты являются результатом жизнедеятельности отдельных видов гапнофитовых водорослей, обитающих в верхнем фотическом слое. Методика основана на том, что различные условия влияют на скорость роста, размножения, а следовательно, и на содержание алкенонов. Температуру и соленость вод в прошлом можно восстановить по изотопному составу кислорода кораллов и раковин фораминифер (например, [Mix et al., 2002; Adkins et al., 2002; Corrège, 2007]), так как «многие фораминиферы накапливают  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в равновесии с окружающей водой» [Тейс, Найдин, 1973]. В [De Vernal et al., 1993] предложен метод определения палеосолености поверхности океана по цистам динофитовых водорослей. Палеотемпературу также можно восстановить по отношениям трассеров ( $\text{Sr}/\text{Ca}$ ,  $\text{U}/\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$ ) в кораллах или в кальците раковин планктонных и бентосных фораминифер.

Отметим, что информацию о скоростях объемного переноса получить значительно труднее. Непрямые свидетельства изменения скоростей вентиляции вод можно получить по изотопам углерода и по кадмию ( $\text{Cd}$ ), так как его концентрация связана с концентрацией биогенов. Воды, которые длительное время (десятилетия и более) находились вблизи поверхности, обеднены биогенами и другими химическими веществами, в том числе кадмием, содержание которого изменяется в соответствии с содержанием биогенов. Кроме того, эти воды обеднены  $^{12}\text{C}$  и обогащены  $^{13}\text{C}$ , поскольку эти изотопы углерода используются преимущественно для роста растений и в конечном счете попадают в глубинные слои океана с пеллетами и другими веществами. В приповерхностных водах  $^{14}\text{C}$  (радиоуглерод) находится в равновесии с атмосферой. Воды, которые в течение длительного времени (от столетий до нескольких тысяч лет) находились в глубинных слоях океана, аккумулируют  $\text{Cd}$  и  $^{12}\text{C}$  за счет растворения осаждающихся пеллет, а концентрация  $^{14}\text{C}$  в них уменьшается за счет его радиоактивного распада. Поэтому глубинные и донные воды северо- и южно-

атлантического происхождения имеют характерные соотношения  $^{12}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $\text{Cd}$  и других трассеров [Alley, 2007].

Измеренные в осадочных породах отношения  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  используют в качестве косвенных показателей интенсивности МЦ (например, [McManus, 2004; Lippold et al., 2009]). Отдельные трудности, связанные с использованием изотопных индикаторов для описания океанической циркуляции, обсуждаются в работе [LeGrand, Wunsch, 1995]. Например, в [LeGrand, Wunsch, 1995] показано, что идентифицировать изменения океанической циркуляции, связанные с максимумом последнего оледенения (21–19 тыс. лет до настоящего времени), проще, чем определяемые колебаниями стадиял – интерстадиял.

Гранулометрический метод (основанный на анализе размеров частиц донных отложений) дает возможность оценить скорости локальных придонных течений [Bianchi, McCave, 1999]. Данные об остаточной намагниченности донных осадков также могут быть использованы для определения эффективности переноса магнитных частиц глубинными водами [Kissel et al., 1999]. В качестве консервативного трассера глубинных вод также применяют отношение между изотопами неодима  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  [Piotrowski et al., 2005].

Несмотря на то что в литературе широко обсуждается интерпретация и погрешности каждого типа данных, а в некоторых случаях прокси-данные могут давать противоречивые результаты, достаточно ясная (на определенном количественном уровне) картина режимов циркуляции может быть восстановлена на основании их анализа.

Наиболее общие объяснения резких изменений ТХЦ связаны с событиями, вызванными таянием льдов. Считается, что при значительном опреснении в высоких широтах Северной Атлантики уменьшалась плотность поверхностных вод в местах их формирования и скорость их образования. События таяния льдов обычно описывают как резкие возмущения системы. Они могут проходить по двум сценариям:

1) опреснение Северной Атлантики – по такому сценарию, как оно происходило в позднем дриасе (англ. Younger Dryas). Поздний дриас (12,9–11,5 тыс. лет назад) – последнее крупное глобальное климатическое изменение, выделяемое по палеоданным, – внезапное похолодание до околледниковых температур в высоких широтах Северной Атлантики, которое длилось около 1000 лет после окончания последнего ледникового периода (рис. 1.7). В Антарктике на этой стадии усиливалось потепление. 11,5 тыс. лет назад поздний дриас закончился резким потеплением – началом голоцена. В позднем дриасе вода, образовавшаяся вследствие таяния Лаврентийского ледового щита в конце последнего ледникового периода, накапливалась в озере Агассиз (англ. Agassiz) и далее через Великие Американские озера и бассейн реки Св. Лаврентия попала в Северную Атлантику [Broecker, 1989; Rahmstorf, 2002];

2) второй сценарий относится к событиям Хайнриха. События Хайнриха – важнейший тип климатических событий, период которых варьирует в интервале от 5 до 10 тыс. лет (рис. 1.7). Эти события характеризуются отдельными специфическими слоями в донных отложениях Северной Атлантики (Heinrich, 1988). Толщина слоев Хайнриха различна в разных регионах: от сантиметров в Восточной Атлантике до нескольких метров в Лабрадорском море. Осадочные отложения в них насыщены обломочным айсберговым материалом (англ. ice rafted debris). Слои Хайнриха сформировались вследствие эпизодических массивных «выбросов» айсбергов, так называемых эпизодов катастрофической айсберговой разгрузки вследствие серджа (внезапного резкого увеличения скорости движения ледника) Лаврентийского ледового щита через Гудзонов пролив, при котором до 10% ледовых щитов «сползло» в океан [Bond et al., 1992; Andrews, 1998; Chappell, 2002]. Причиной серджа могло стать достижение ледовым щитом критической массы, приводящее к нестабильности (в англоязычной литературе этот механизм называется binge-purge oscillation). При этом пусковым механизмом процесса могли стать даже небольшие возмущения [MacAyeal, 1993]. Движение ледниковых щитов и последующая айсберговая разгрузка приводили к опреснению и

увеличению уровня моря. Повышение уровня продолжалось несколько столетий (от 250 до 750 лет), а типичная величина изменения уровня составляла около 15 м. Исследование возможных пусковых механизмов, которые могут синхронизировать разгрузку ледовых щитов, является одним из важнейших вопросов, связанных с событиями Хайнриха. В литературе предложены и другие механизмы формирования слоев Ханриха, например разрушение шельфовых ледников [Hemming, 2004] или йокульхлейп ледниковых озер, располагавшихся в области Гудзонова залива (йокульхлейп – резкий сброс больших объемов воды из подледных или приледниковых озер, иногда он может быть спровоцирован извержением подледных вулканов) [Johnson, Lauritzen, 1995].

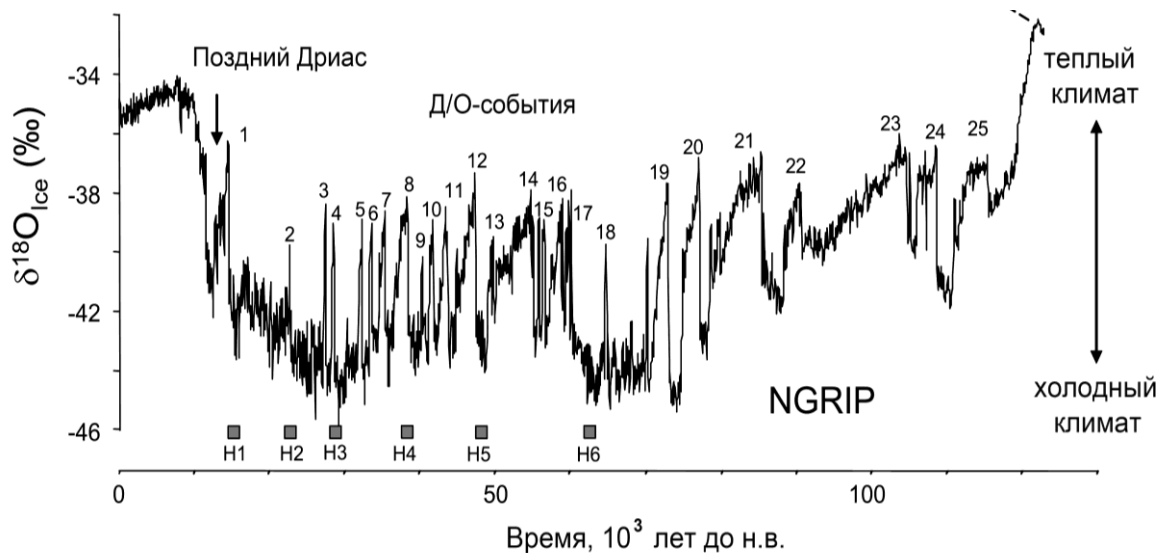


Рисунок 1.7 – Относительное содержание изотопа кислорода-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в ледовых ядрах, косвенно характеризующее температуру воздуха (данные проекта NGRIP) [Andersen et al., 2004]. На рисунке отмечено последнее резкое похолодание – поздний дриас, Д/О-события и события Хайнриха пронумерованы (1–25 и H1–H6, соответственно). Источник рисунка [Clement, Peterson, 2008]

Анализ различных типов палеоданных показывает, что в Атлантическом океане за последние 115 тыс. лет кроме современного (теплого) режима реализовывались и другие режимы СМЦА: холодный режим и режим Хайнриха, они показаны на рисунке 1.8 [Rahmstorf, 2002].

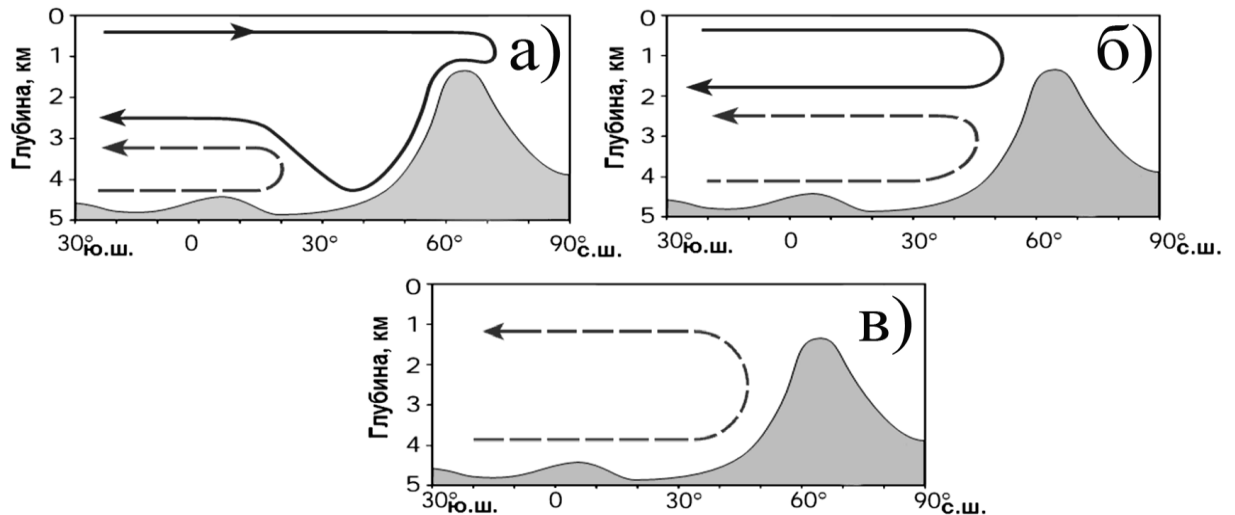


Рисунок 1.8 – Схематическое изображение трех основных режимов циркуляции в Северной Атлантике: а – современный режим; б – режим с мелкой циркуляционной ячейкой; в – режим Хайнриха (off-режим), при котором отсутствует формирование Североатлантической глубинной воды (САГВ). Штриховой линией показано распространение Антарктической придонной воды (АДВ), сплошной – САГВ (по [Rahmstorf, 2002])

При холодном режиме регион формирования САГВ смещался. Он располагался южнее Гренландии в области субполярной Северной Атлантики. При этом САГВ не опускалась так глубоко, как при современном режиме, она проникала не глубже 1,5–2 км. Как следствие, формировалась мелкая циркуляционная ячейка. При режиме Хайнриха (или off-режиме) в результате попадания в океан обломочного айсбергового материала и последующего резкого опреснения в Северной Атлантике при некоторых событиях Хайнриха продукция САГВ значительно уменьшалась или прекращалась совсем, это приводило к значительному ослаблению или полной остановке меридиональной циркуляционной ячейки. Абиссальные части Атлантического бассейна заполнялись глубинными водами антарктического происхождения. Таким образом, имеются надежные свидетельства широтных сдвигов областей конвекции и уменьшения интенсивности или даже полного прекращения формирования САГВ в прошлом, приводивших к резким изменениям величины меридионального



переноса тепла (МПТ) и сопутствующим изменениям климатической системы. Более подробно они рассмотрены в нашей обзорной работе [Аверьянова, Полонский, 2017].

Таким образом, на основе анализа работ по палеоклиматической тематике подтверждена гипотеза множественности режимов ТХЦ и идея о важности изменений потоков тепла и солей в северной части Северной Атлантики как ключевого фактора, отвечающего за переход между режимами.

### **1.7 Влияние меридиональной циркуляции в Атлантическом океане на климатическую систему**

Для начала рассмотрим основные механизмы воздействия океана на климат [Trenberth, Caron, 2001; Полонский, 2008]:

1) за счет большей инерционности и теплоемкости по сравнению с атмосферой (теплозапас атмосферы равен запасу тепла в 3-метровом слое океана) океан медленно нагревается и охлаждается, сглаживает климатические контрасты, уменьшает амплитуду сезонных колебаний гидрометеорологических параметров;

2) океан является основным источником пара для атмосферы, регулируя облачность и радиационный баланс Земли;

3) океан навязывает климатической системе собственные частоты, обусловленные временем бароклинного приспособления крупномасштабных океанических круговоротов и глобальной меридиональной циркуляции к меняющимся атмосферным условиям;

4) океан обеспечивает существенную долю МПТ в системе океан – атмосфера, особенно в низких широтах. В приэкваториальных широтах эта доля достигает  $\sim 2/3$  общего интегрального МПТ. Это приводит к сглаживанию межширотных климатических контрастов.

Из Южной Атлантики тепло переносится в Северную. Кросс-экваториальный перенос тепла составляет по разным оценкам от 0,4 до 0,6 ПВт, а максимум МПТ, направленного на север (около 1,4 ПВт), приходится на

субтропические широты Северной Атлантики [Полонский, Крашениникова, 2010; Marshall et al., 2014; Buckley, Marshall, 2016]. В результате этого переноса в части Атлантики, располагающейся к северу от  $40^\circ$  с. ш., термоклин значительно теплее (примерно на  $3^\circ\text{C}$ ), чем в Тихом океане [Buckley, Marshall, 2016]. На рис. 1.9 представлены прямые оценки пространственно-временной изменчивости МПТ, из них видно, что в настоящее время в северной части Атлантического океана происходит перенос тепла к полюсу, типичная величина которого около 1 ПВт ( $1 \text{ ПВт} = 10^{15} \text{ Вт}$ ). Для сравнения отметим, что современная человеческая цивилизация использует 10 ТВт энергии (то есть  $10^{13} \text{ Вт}$ ) и только 1% этого тепла может покрыть все энергетические затраты человечества [Schlesinger et al., 2006].

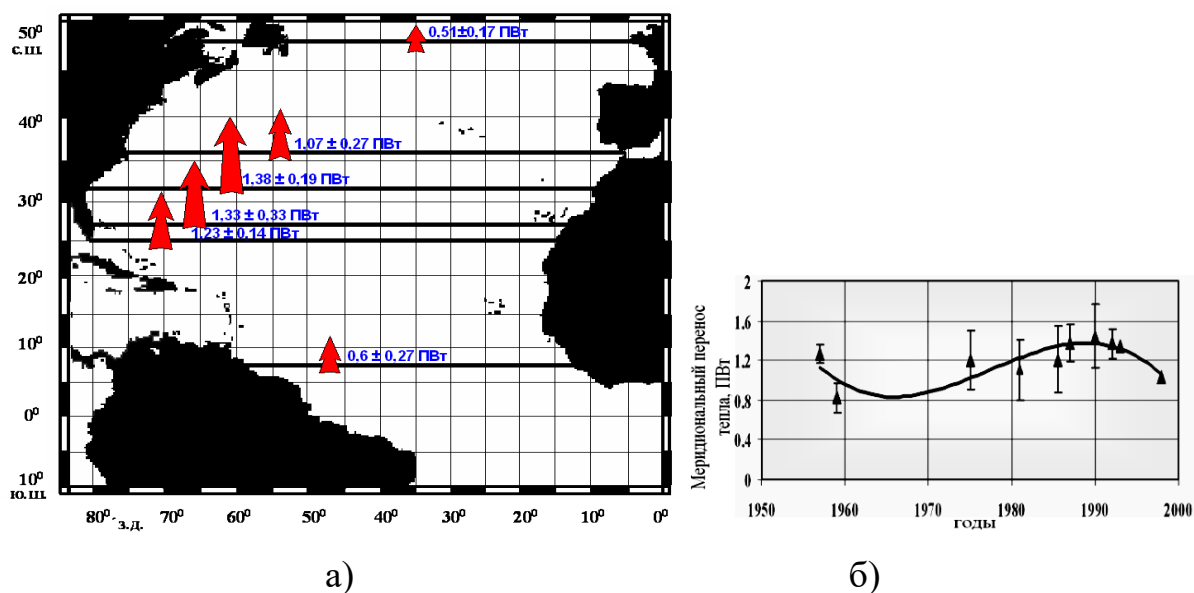


Рисунок 1.9 – Средние за период 1957–1998 гг. меридиональные переносы тепла в северной части Атлантического океана и их среднеквадратические вариации  $\text{ПВт} = 10^{15} \text{ Вт}$  (а); временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике по данным прямых оценок с доверительными 90%-ми границами (вертикальные отрезки) и аппроксимирующий полином 6-ой степени (толстая кривая) (б). Источник рисунка [Полонский, Крашениникова, 2007]

Кроме того, в ряде работ (см., например, обзорную работу [Buckley, Marshall, 2016] и цитируемые в ней статьи) указывается на важнейшую роль океанического МПТ в асимметрии среднего положения ВЗК, сдвинутой к северу от экватора. Подробно механизм влияния океанического МПТ на положение ВЗК рассмотрен в работе [Marshall et al., 2014]. По оценкам, приведенным в этой работе, суммарный радиационный поток на верхней границе атмосферы симметричен относительно экватора, а суммарный (в океане плюс в атмосфере) кросс-экваториальный МПТ направлен на север. Океанический МПТ на экваторе направлен на север и составляет (по данным этих авторов) около 0,4 ПВт. Чтобы скомпенсировать значительный океанический МПТ, внутритропическая зона конвергенции сдвигается к северу от экватора, а атмосферный МПТ направлен на юг и составляет  $-0,2$  ПВт. Таким образом, суммарный перенос тепла в системе океан – атмосфера через экватор составляет около 0,2 ПВт.

Рассмотрим возможный отклик климатической системы на ослабление или коллапс МЦА. Результаты модельных экспериментов показывают, что в среднем по Северному полушарию температурный отклик на блокировку МЦА, возникающую за счет резких изменений гидрологического цикла, приводящих к быстрому опреснению поверхности субарктических регионов Северной Атлантики, составляет  $\sim 2$  °C [Vellinga, Wood, 2008], а региональные изменения еще более значительны (см. рис. 1.10). Так, например, максимум похолодания приурочен к Арктическому региону, где падение температуры превышает 12 °C. В Западной Европе в результате коллапса меридиональной циркуляционной ячейки возможно похолодание на 3–5 °C в первое десятилетие и на 2–3 °C в третье десятилетие после коллапса.

Эффект прямого охлаждения СП может усиливаться увеличением площади акваторий, покрытых морским льдом, в ответ на сокращение переноса тепла океана в Арктику [Vellinga, Wood, 2002]. Этот результат получен и в различных модельных исследованиях [Kageyama et al., 2013; Stouffer et al., 2006], хотя географические масштабы и величина охлаждения варьируются в зависимости от

модели. Некоторые модели также показывают небольшое потепление в Южной Атлантике [Jackson et al., 2015; Weijer et al., 2019].

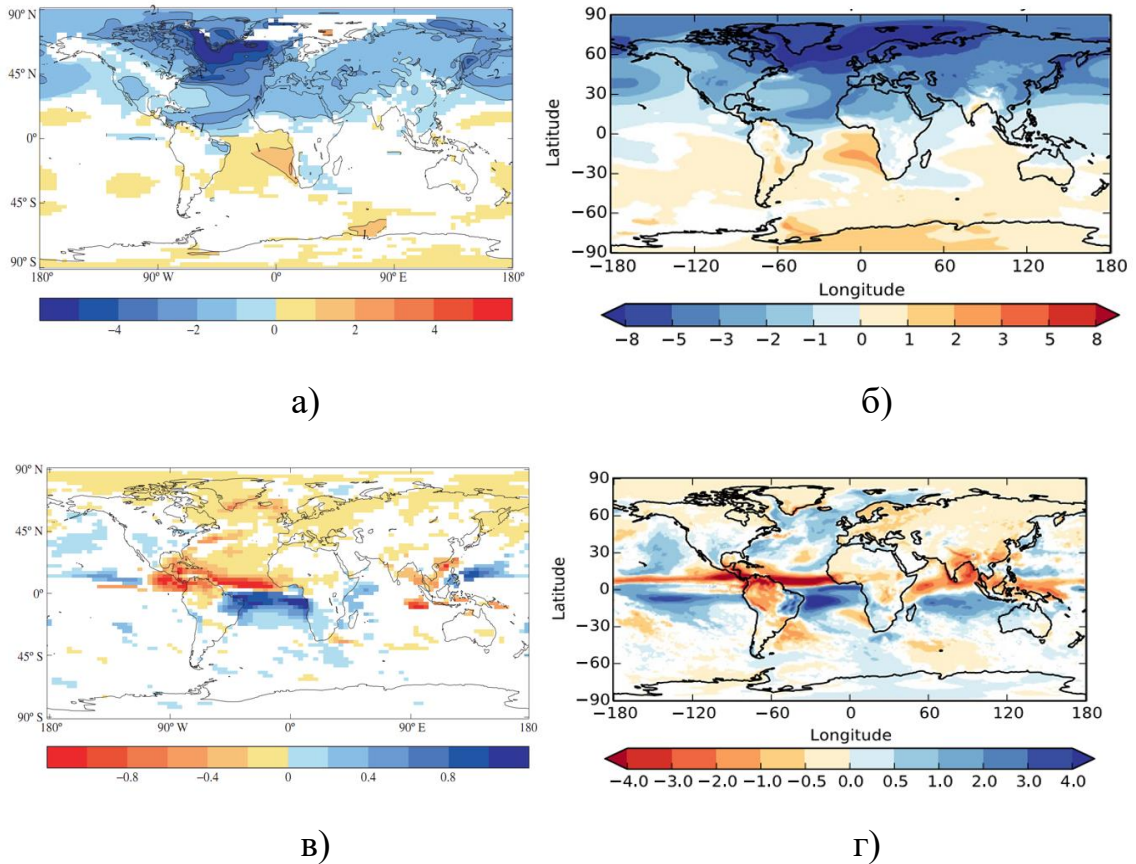


Рисунок 1.10 – Осредненный отклик на искусственную блокировку ТХЦ в моделях HadCM3 (а, в) и HadGEM (б, г); отклик в поверхностной температуре (°C) (а, б); отклик в потоках пресных вод, определяемых разностью осадки (в, г). Испарение указано в м/год (в) и в мм/день (г). Источник рисунков [Wood et al., 2003; Jackson et al., 2015].

Кроме того, остановка ТХЦ может привести к снижению количества осадков над сушей в Северном полушарии [Kageyama et al., 2013; Stouffer et al., 2006], а также к быстрому локальному изменению уровня моря – до 25–50 см в северной части Атлантического океана. Наиболее серьезные последствия изменения уровня моря возможны для северо-востока Америки [Levermann et al., 2005; Little et al., 2017; Pardaens et al., 2011; Yin et al., 2009]. Изменения в количестве осадков и уровня моря могут существенно повлиять и на регионы за пределами Северной

Атлантики [Wood et al., 2003, Vellinga, Wood, 2008]. Другое значительное проявление остановки СМЦА, как уже говорилось выше, – смещение к югу положения ВЗК в Атлантике [Kageyama et al., 2013; Stouffer et al., 2006; Liu et al., 2020]. Такого рода сдвиг в ВЗК вызывает очень существенные изменения сезонных осадков на региональном уровне, которые могут привести к серьезным последствиям, например для Амазонки [Jackson и др., 2015; Parsons et al., 2014; Chen 2018] и Африканского региона [Chang et al., 2008; Defrance et al., 2017]. По результатам некоторых модельных работ получены значительные изменения в тропических осадках вне Атлантики [Weijer et al., 2019]. Точное положение регионов, где наиболее ярко выражены подобные изменения, по разным модельным оценкам различается. Кроме того, достаточно хорошо изучено влияние ослабления СМЦА на муссон в Индийском океане и ЭНЮК [Timmermann et al., 2007; Williamson et al., 2017; Zhang, Delworth, 2005]. В этом случае изменения в погодных условиях происходят из-за сдвигов атмосферной циркуляции.

В ряде работ, например [Brayshaw et al., 2009; Woollings et al., 2012], показано, что ослабление СМЦА может привести к смещению положения траекторий североатлантических циклонов в зимний период к северу (то есть как при положительной фазе САК) и расширению его на восток вглубь континента, а также увеличению количества и интенсивности циклонов в Европе. Другие воздействия на Европу, наблюдаемые в моделях, включают изменения в летних осадках за счет сдвигов в атмосферной циркуляции [Jackson et al., 2015; Naarsma et al., 2015], изменения облачности, снежного покрова и речного стока [Jackson et al., 2015; Jacob et al., 2005].

Отметим, что в научной литературе также имеется ряд исследований, например [Vozbiyik et al., 2011; Kuhlbrodt et al., 2009; Zickfeld et al., 2008], посвященных потенциальным изменениям в углеродном цикле в земных и морских экосистемах при крупномасштабных изменениях океанической циркуляции.

Рассмотрим взаимосвязь Атлантической мультидекадной осцилляции и МЦА. Динамика океана, в особенности МЦА, также играет важную роль в формировании низкочастотной изменчивости температуры поверхности океана и

потоков тепла на границе раздела океана и атмосферы. Инструментальные данные [Schlesinger and Ramankutty, 1994; Kushnir, 1994; Delworth et al., 2007; Deser et al., 2010] и косвенные (прокси) данные [Mann, Park, 1994; Delworth, Mann, 2000; Gray et al., 2004; Svendsen et al., 2014] указывают на наличие значительной междесятилетней изменчивости температуры поверхности океана (ТПО), известной как Атлантическая мультideкадная осцилляция – АМО [Schlesinger and Ramankutty, 1994, Kerr, 2000; Knight et al., 2005; Delworth et al., 2007; Deser et al., 2010]. АМО – это квазипериодические изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике с характерным временным масштабом от 50 до 100 лет. Для количественной характеристики АМО обычно используют индекс АМО, который представляет собой среднегодовую аномалию температуры поверхности океана в Северной Атлантике (осредненную между экватором и 60° с. ш.). Временной ход индекса АМО, в котором удалены колебания с периодом менее 10 лет, представлен на рис.1.11. Пространственная структура аномалий при положительной фазе АМО показана на рис. 1.12. Наибольшие аномалии соответствуют субполярным регионам.

АМО влияет на глобальный и региональный климат (например, [Delworth et al., 2007]). Очевидно, что АМО связана с медленными процессами в океане, в особенности с МЦА. Достаточно подробный обзор этой темы приведен в работе [Zhang et al., 2019]. В данной работе далее подробно рассмотрим основные доказательства связи АМО и МЦА.

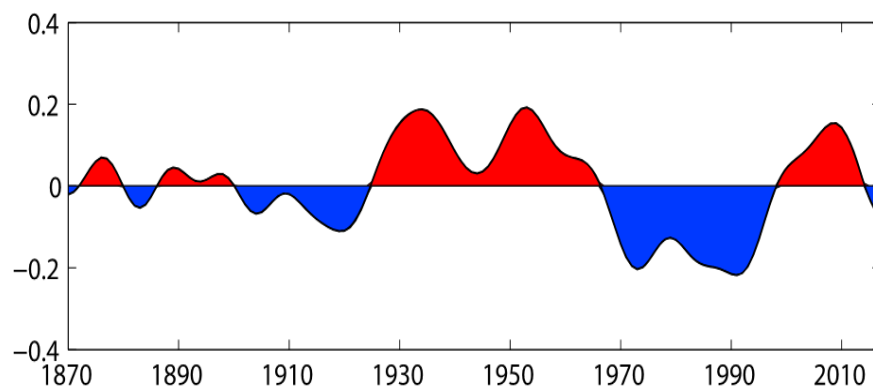


Рисунок 1.11 – Индекс АМО, в котором удалены колебания с периодом менее 10 лет. Источник рисунка [Zhang et al., 2019]

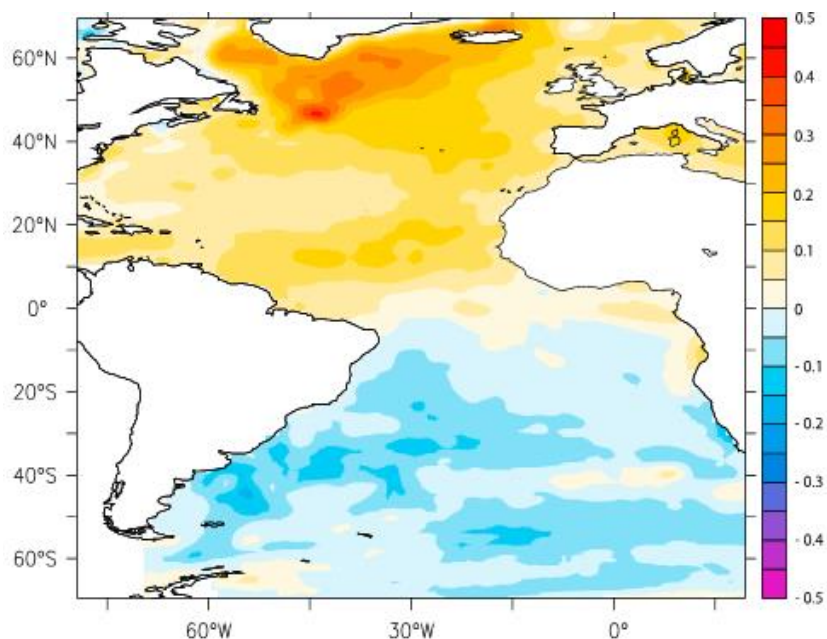


Рисунок 1.12 – Пространственная структура аномалий ТПО при положительной фазе АМО. Рисунок заимствован из работы [Zhang et al., 2019]

В ряде работ, выполненных с использованием наиболее разработанных на сегодня моделей системы океан – атмосфера, исследована взаимосвязь между МЦА и АМО и обнаружена значимая корреляция между ними (с учетом запаздывания между низкочастотной изменчивостью МЦА и ТПО). Некоторые из этих работ показывают, что аномалии ТПО – результат изменчивости МЦА и МПТ [Häkkinen, 1999; Delworth, Mann, 2000; Knight et al., 2005; Latif et al., 2007; Msadek and Frankignoul, 2009; Zhang, 2010a; Delworth and Zeng, 2012; Roberts et al., 2013]. В работах [Dahl et al., 2005; Dong, Sutton, 2007; LeGrande et al., 2006; Stouffer et al., 2006; Timmermann et al., 2007; Vellinga, Wood, 2002; Zhang, Delworth, 2005] показано, что межполушферный ассиметричный отклик ТПО на резкое ослабление МЦА напоминает диполь ТПО в Атлантике, соответствующий отрицательной фазе АМО. Отметим, что по результатам программы RAPID получено значимое ослабление интенсивности МЦА между периодами 2004–2009 и 2009–2014 гг. на 2,9 Св [Frajka-Williams et al., 2016]. Это ослабление МЦА хорошо согласуется с наблюдаемым ослаблением АМО в этот период [Robson et al., 2016]. Прямые оценки пространственно-временной изменчивости МПТ также подтверждают, что

изменчивость МПТ является одним из механизмов, отвечающих за формирование низкочастотной изменчивости ТПО и потоков тепла на границе раздела океан – атмосфера [Полонский, 2008; Hodson et al., 2010; Hodson et al., 2014; Latif et al., 2006; Roberts et al., 2013; Zhang et al., 2013; Zhang, Msadek, et al., 2011].

Отметим, что в научной литературе также описан ряд альтернативных механизмов, которые отрицают определяющую роль МЦА в формировании АМО. К этим механизмам относят изменения во внешнем радиационном форсинге (например, [Bellomo et al., 2018; Bellucci et al., 2017; Booth et al., 2012; Dunstone et al., 2013; Mann, Emanuel, 2006; Murphy et al., 2017]). В частности, изменения концентрации аэрозолей в атмосфере антропогенного и вулканического происхождения рассматриваются частью авторов как основная причина АМО. Кроме этого, в недавних работах АМО интерпретируется как отклик в виде красного шума на внешнее стохастическое воздействие поверхностных потоков тепла, обусловленное влиянием атмосферы, без учета меридионального переноса тепла в океане [Clement et al., 2015]. Однако в работе [Zhang et al., 2019] приведено достаточно подробное обсуждение и обоснованная критика этих гипотез.

Отметим, что МЦА участвует в переносе антропогенного теплового и углеродного сигналов с поверхности в глубинные слои океана. Костов и соавторы [Kostov et al., 2014] показали, что МЦА занимает центральное место в переносе и перераспределении антропогенной составляющей изменений температуры в глубинных слоях, регулируя теплосодержание океана в условиях глобального потепления. В [Marshall et al., 2013; Marshall et al., 2015] исследуется роль МЦА в установлении закономерностей и временных масштабов отклика климатической системы на изменение антропогенного  $\text{CO}_2$ . Авторы этих работ обращают внимание на важную роль верхней ветви МЦА в более быстром потеплении в Арктике, чем в Южном океане, в ответ на увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

Из всех вышеприведенных рассуждений становится понятно, что изменения МЦА оказывают значительное влияние на глобальную климатическую систему, поэтому актуальность исследования стабильности современного режима МЦА в Северной Атлантике в условиях меняющегося климата очевидна.



## 1.8 Выводы к разделу 1

В результате обобщения, выполненного на основе современных литературных источников по меридиональной циркуляции в Атлантике показано, что:

1) термохалинный механизм является основным механизмом, отвечающим за переключение между режимами МЦА. Формирование резких переходных циркуляционных режимов МЦА происходит как отклик на быстрый термохалинный форсинг, связанный, например, с поступлением значительных объемов пресных талых вод в северную часть Северной Атлантики;

2) ключевым фактором, определяющим ТХЦ в Атлантическом океане, являются поверхностные потоки тепла и соли. Они обуславливают интенсивность формирования глубинных и придонных вод. САГВ формируется в основном в Норвежском, Гренландском, Лабрадорском морях и в море Ирмингера. Формирование АДВ потенциально возможно в следующих областях: в море Рисер-Ларсена, между Землей Эндерби и западной части моря Росса в Индийско-Тихоокеанском секторе, а в Атлантическом секторе – в море Уэдделла. Атлантический сектор Южного океана считается основным регионом активного формирования придонных вод. Скорости формирования САГВ составляют  $18 \pm 5$  Св, а АДВ в Атлантическом секторе Южного океана  $4 \pm 2$  Св;

3) согласно большинству прямых и косвенных оценок, средняя интенсивность МЦА в Атлантическом океане попадает в интервал  $14 \div 20$  Св. Обоснован выбор величины интенсивности МЦА в современную климатическую эпоху  $U_{\text{клим}} = 17$  Св (среднее из диапазона  $14 \div 20$  Св), которая будет использована в дальнейшем в численных экспериментах с боксовой моделью;

4) в Атлантическом океане в последние 120 тыс. лет кроме современного реализовывались и другие режимы меридиональной циркуляции. Например, режим с мелкой циркуляционной ячейкой, при котором САГВ формируются в расположенной южнее Гренландии области субполярной Северной Атлантики и не проникают глубже 2 км, или режим Хайнриха, при котором формирование САГВ

в Северной Атлантике блокируется или значительно уменьшается. Эти режимы (особенно последний из них) сопровождались резким похолоданием, наиболее выраженным в Атлантико-Европейском регионе;

5) изменчивость МЦА и обусловленного ею МПТ является одним из механизмов, отвечающих за формирование низкочастотной изменчивости температуры поверхности океана, то есть Атлантической мультideкадной осцилляции.

Опубликованная по первому разделу статья:

**Аверьянова Е.А., Полонский А.Б.** Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами меридиональной циркуляции в Атлантическом океане // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. № 1. С. 20–53. DOI: 10.21513/2410-8758-2017-1-20-53

Результаты, опубликованные в первом разделе, были представлены на 6 международных конференциях в 2012, 2014, 2015, 2016, 2017, 2021 гг.

## РАЗДЕЛ 2

### **КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФАКТОРОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ТЕРМОХАЛИННУЮ ЯЧЕЙКУ**

В этом разделе исследуется изменчивость основных факторов, контролирующих ТХЦ, – потоков тепла и пресных вод, основное внимание уделяется регионам формирования САГВ. Кроме того, анализируется изменчивость термохалинных свойств САГВ в регионах их формирования.

#### **2.1 Изменчивость потоков тепла и пресных вод на акватории Атлантического океана**

Как следует из обсуждений, приводимых в разделе 1, потоки тепла и пресных вод являются важнейшим фактором, контролирующим термохалинную циркуляцию в Атлантическом океане. Поэтому далее рассмотрим изменчивость различных компонент внешнего теплового баланса океана и баланса пресных вод.

##### **2.1.1 Характеристика материала, использованного для оценки изменчивости потоков тепла и пресных вод, методика его обработки**

Для оценки изменчивости потоков тепла и пресных вод использованы ежемесячные данные реанализа NCEP по осадкам (P), турбулентным явным (H) и скрытым (LE) потокам тепла (LE пересчитаны в испарение E), коротковолновой (SW) и длинноволновой (LW) радиации за период 1950–2020 гг. для акватории Атлантического океана. Величины потоков представлены в узлах гауссовской сетки со средним шагом по широте и долготе  $1,9^\circ$  и  $1,875^\circ$  соответственно. По этим данным рассчитывались следующие величины:

– климатические величины испарения (E), разности осадки – испарение (P – E) и суммарных турбулентных потоков тепла (H + LE), коротковолновой и

длинноволновой радиации;

– отношение явных потоков тепла к скрытым – отношение Боуэна ( $B_o = H/LE$ );

– коэффициент линейного тренда рядов  $(H + LE)$  и  $(P - E)$ , уровень значимости линейного тренда определялся по критерию Манна – Кендалла [Kendall, 1975; Mann, 1945];

– среднеквадратические отклонения (СКО) рядов  $(H + LE)$ ,  $(P - E)$ , SW, LW, в которых предварительно удалялся линейный тренд (далее для суммарных турбулентных потоков тепла и потоков осадки – испарение они обозначены СКО-HLE и СКО-P-E);

– СКО суммарных турбулентных потоков тепла и потоков влаги, обусловленных осадками и испарениями, на низких (СКО10-HLE, СКО30-HLE и СКО10-P-E и СКО30-P-E) и высоких (СКОвч10-HLE и СКОвч10-P-E) частотах. Они были выделены с использованием фильтра Тьюки [Bloomfield, 2000]. Параметры фильтра выбирались таким образом, чтобы полностью подавить колебания с периодами менее 10 и менее 30 лет. СКОвч10-HLE и СКОвч10-P-E рассчитывались как корень из разности дисперсий исходного ряда и фильтрованного (в котором удалены колебания с периодом более 10 лет);

– коэффициенты вариации  $(H + LE)$  на низких частотах (Cvar10-HLE и Cvar30-HLE).

### 2.1.2 Баланс тепла в Атлантическом океане

Суммарное количество тепловой энергии, получаемое (знак плюс) или отдаваемое (знак минус) океаном через поверхность, называется внешним тепловым балансом. Рассмотрим уравнение внешнего теплового баланса для океана (В)

$$B = R - H - LE, \quad (2.1)$$

где  $H$  и  $LE$  – турбулентный явный и скрытый потоки тепла из океана в атмосферу;

$R$  – радиационный баланс океана:  $R = SW - LW$ ,  $SW$  – проходящая коротковолновая радиация,  $LW$  – уходящая длинноволновая радиации [Тимофеев, Юровский, 2004].

Климатические величины  $LW$  и  $SW$  для января приведены на рис. 2.1. Основной вклад в изменчивость теплового баланса вносят турбулентные скрытые и явные потоки тепла. Изменчивость проходящей коротковолновой и уходящей длинноволновой радиации значительно меньше, чем изменчивость скрытых и явных турбулентных потоков тепла. На рис. 2.2, 2.3 приведены СКО коротковолновой и длинноволновой радиации по данным NCEP.

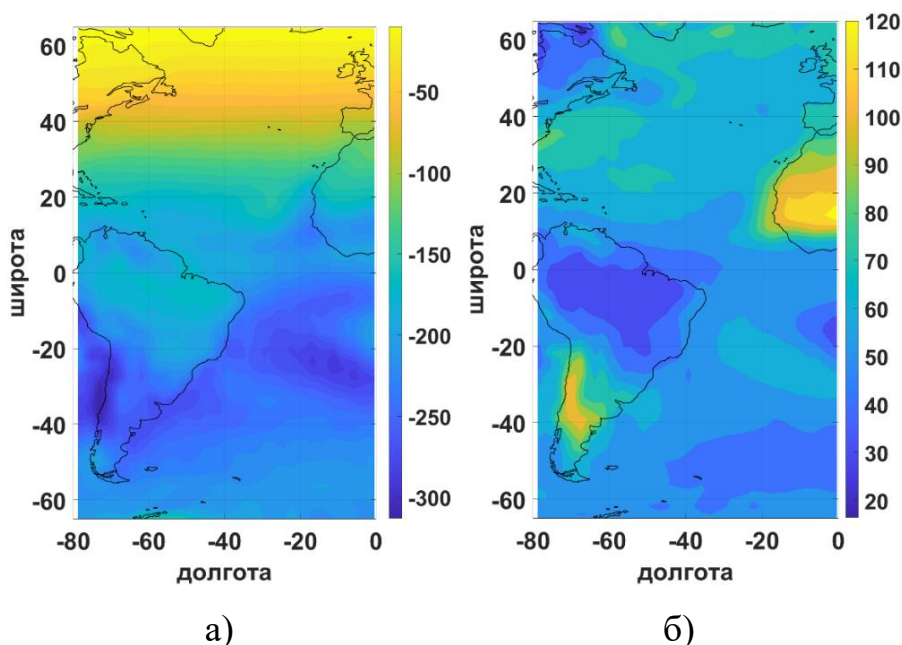


Рисунок 2.1 – Пространственное распределение средних за 1950–2020 гг. величин проходящей коротковолновой (а) и уходящей длинноволновой (б) радиации в Атлантике в январе, Вт/м<sup>2</sup>. Отрицательные величины соответствуют направлению потока из атмосферы в океан, положительные – из океана в атмосферу

Если сравнить СКО радиационного баланса и его компонент (рис. 2.2 и 2.3) с СКО турбулентных суммарных потоков тепла, приводимых далее в диссертации (см. подраздел 2.1.3, рис. 2.7), то можно сделать вывод, что СКО радиационного

баланса на большей части акватории Атлантического океана не превышают  $20 \text{ Вт/м}^2$ .

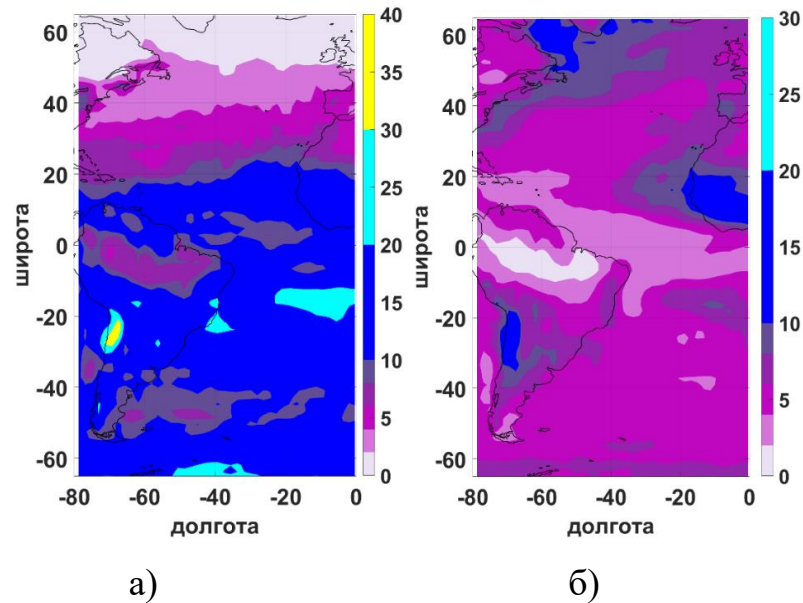


Рисунок 2.2 – Пространственное распределение среднеквадратических отклонений приходящей коротковолновой (а) и уходящей длинноволновой (б) радиации в Атлантике в январе,  $\text{Вт/м}^2$

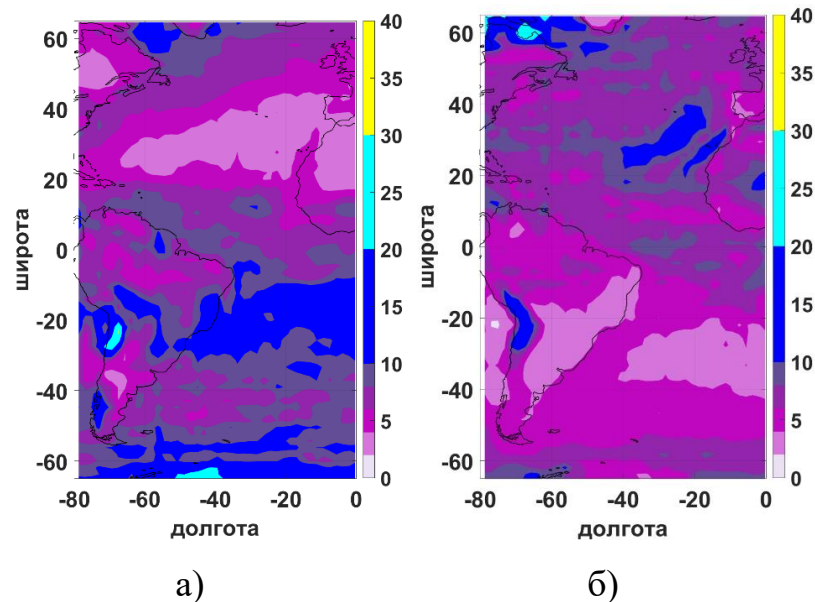


Рисунок 2.3 – Пространственное распределение среднеквадратических отклонений радиационного баланса ( $R = SW + LW$ ) в Атлантике в январе (а), в июле (б),  $\text{Вт/м}^2$

При этом СКО радиационного баланса составляют не более 15–20% от СКО суммарных турбулентных потоков тепла. То есть изменчивость суммарных турбулентных потоков тепла обуславливает главным образом изменчивость теплового баланса. В областях формирования глубинных и придонных вод турбулентные потоки тепла – один из важнейших механизмов, контролирующих интенсивность ТХЦ. Поэтому далее в работе большое внимание уделяется именно изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла.

### 2.1.3. Турбулентные потоки тепла и их изменчивость

Отметим, что проблема надежной оценки турбулентных потоков тепла на поверхности Мирового океана является отдельной, не до конца решенной в современной науке. Турбулентные потоки тепла, как известно, трудно определить на больших пространственных (в масштабах океанических бассейнов) и временных масштабах (от межгодовых до десятилетних). Турбулентные потоки тепла можно оценить прямым методом:

$$H = c_p \cdot \rho \cdot \overline{w'T'}, \quad (2.2)$$

$$LE = L_s \cdot \rho \cdot \overline{w'q'}, \quad (2.3)$$

где  $c_p$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении  $P$ ;

$\rho$  – плотность воздуха;

$w'$ ,  $T'$ ,  $q'$  – пульсации вертикальной скорости, влажности и температуры;

$L_s$  – скрытая теплота испарения.

Однако измерения турбулентных пульсаций  $w'$ ,  $T'$  и  $q'$  слишком трудоемки и немногочисленны для получения соответствующих оценок, они проводятся с неподвижных платформ, с биев, кораблей и с самолетов. Прямые методы определения потоков связаны с существенными трудностями: сложно учесть движения буя и воздействия на датчики при больших скоростях ветра морских брызг, которые затрудняют измерения пульсаций температуры и влажности воздуха.

Поэтому для расчета турбулентных потоков приходится пользоваться приближенными формулами, следующими из полуэмпирической теории турбулентности:

$$H = \rho C_p C_H u_z (T_0 - T_z), \quad (2.3)$$

$$LE = L_s C_E u_z (q_0 - q_z), \quad (2.4)$$

где  $u_z$ ,  $T_z$  и  $q_z$  – скорость ветра, температура и влажность воздуха на стандартной высоте 10 м;

$T_0$  и  $q_0$  – температура воды в поверхностном слое и влажность насыщенного воздуха при температуре  $T_0$  и заданной солености воды;

$C_H$  и  $C_E$  – безразмерные коэффициенты теплообмена и переноса влаги (число Стентона и число Дальтона):

$$C_H = \frac{\overline{w'T'}}{u_z(T_0 - T_z)}, \quad (2.5)$$

$$C_E = \frac{\overline{w'q'}}{u_z(q_0 - q_z)}. \quad (2.6)$$

$C_H$  и  $C_E$  зависят от скорости, направления и продолжительности ветра, стратификации атмосферы, параметров волнения. Рассмотрим кратко эти зависимости.  $C_H$  слабо связан со скоростью ветра и в большей степени зависит от стратификации атмосферы. Для целей моделирования обычно используют два значения:  $C_H = 0,83 \cdot 10^{-3}$  при устойчивой и  $C_H = 1,1 \cdot 10^{-3}$  при неустойчивой стратификации атмосферы. Коэффициент переноса влаги  $C_E$  по величине больше коэффициента теплообмена, и его наиболее вероятное значение лежит между  $1,1 \cdot 10^{-3}$  и  $1,6 \cdot 10^{-3}$ . Устойчивая стратификация уменьшает, а неустойчивая увеличивает  $C_E$ . Кроме того, коэффициент переноса влаги быстро возрастает от  $1,5 \cdot 10^{-3}$  при  $u = 15 \div 20$  м/с до  $10 \cdot 10^{-3}$ , когда  $u > 30$  м/с [Ефимов и др., 1984; Тимофеев, Юровский, 2004].

Многочисленные неточности, связанные с большой чувствительностью потоков к параметризации процессов обмена в приводном пограничном слое в условиях интенсивной изменчивости скорости ветра и состояния поверхности моря, обсуждаются, например, в [WGASF, 2000; Josey, Smith, 2006; Loeb et al., 2009;



Josey et al., 2013; Yu et al., 2013; von Schuckmann et al., 2015; L'Ecuyer et al., 2015; Valdivieso et al., 2017; Bentamy et al., 2017; Cronin et al., 2019; Yu, 2019a].

Подробное сравнение продуктов, содержащих данные по турбулентным скрытым и явным потокам тепла, приведено, например, в работах [Базюра и др., 2009; Valdivieso et al., 2017; Bentamy et al., 2017; Yu, 2019; Justino et al., 2019]. В работе [Valdivieso et al., 2017] на основе сравнения 16 продуктов, содержащих глобальные потоки тепла за период 1993–2009 гг., оценены некоторые характеристики межгодовой и сезонной изменчивости турбулентных потоков тепла. Показано, что реанализ NCEP характеризуется глобальным бюджетом тепла, близким к сбалансированному (дисбаланс составляет  $\sim 3$  Вт/м<sup>2</sup>), в отличие от других реанализов, например MERRA-2 (дисбаланс составляет  $\sim 21$  Вт/м<sup>2</sup>) и ERA-Interim (дисбаланс составляет  $\sim 11$  Вт/м<sup>2</sup>). Проблемы замыкания бюджета энергии и пресной воды в различных продуктах подробно обсуждаются в [Yu, 2019a].

Каян [Cayan, 1992; Cayan, 1992a; Cayan, 1992b] исследовал межгодовую изменчивость потоков и их взаимосвязь с атмосферной циркуляцией и аномалиями ТПО на основе среднемесячных данных массива, используя COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). Он выявил, что межгодовая изменчивость поверхностных потоков связана с доминирующими дальнедействующими структурами атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и северной частью Тихого океана. На большей части акватории этих регионов турбулентные потоки тепла вносят больший вклад в аномалии ТПО, чем вертикальное перемешивание [Cayan, 1992b]. В работе [Lui, Curry, 2006] на основании данных GSSTF2, HOAPS2, ERA-40, NCEP-R2 выявлено, что статистически значимые положительные тренды LE за период 1989–2000 гг. в тропической и субтропической зонах Мирового океана обусловлены положительным трендом скорости ветра.

Некоторые оценки изменчивости суммарных потоков тепла в Северном полушарии выполнены в работах [Hughes, 2006; Белоконь, Полонский, 2007]. По

данным массива FSU3 (Florida State University fluxes) первая эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ) для LE описывает 26%, а для H – 21% общей дисперсии турбулентных скрытых и явных потоков тепла в Северной Атлантике [Hughes, 2006]. По данным NCEP показано, что первая ЭОФ для суммарных потоков тепла в СП ответственна за 34% изменчивости, временной ход первой моды свидетельствует о наличии крупномасштабной климатической изменчивости с типичным периодом 60–80 лет. В [Jin et al., 2008] обсуждаются закономерности распределения климатических величин и СКО H, LE, H + LE, особенности сезонной изменчивости турбулентных потоков тепла по данным проекта Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux). В [Gulev, Belyaev, 2012] проведен анализ параметров распределения вероятности поверхностных турбулентных потоков тепла, рассчитаны средние климатические величины, характеристики сезонной и межгодовой изменчивости параметров распределения и экстремальные величины турбулентных потоков тепла оценены на основе данных реанализа NCEP–NCAR для периода 1948–2008 гг. Показано, что тенденции увеличения скрытых потоков тепла на  $4 \div 7 \text{ Вт/м}^2$  за 10 лет и явных потоков тепла на  $2 \div 3 \text{ Вт/м}^2$  за 10 лет в окрестности западных пограничных течений уравниваются отрицательными трендами H и LE в других областях (например, в зоне низких широт, в окрестности АЦТ).

Таким образом, в ряде работ, цитируемых выше, исследуются различные аспекты изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла. Однако мы в нашей дальнейшей работе делаем упор на выявление регионов в Атлантическом океане, где эта изменчивость наиболее ярко выражена. Ставя такую задачу в рамках диссертационной работы, посвященной термохалинной циркуляции, мы предполагаем, что в регионах формирования глубинных и придонных вод в Атлантическом океане в изменчивости потоков тепла на поверхности океана должна присутствовать низкочастотная компонента. Подтверждение данной гипотезы приводится в подразделах 2.1.3.1–2.1.3.3.

### 2.1.3.1 Особенности пространственного распределения турбулентных потоков тепла

При оценке изменчивости турбулентных потоков тепла важно знать особенности пространственного распределения их средних (климатических) величин. По данным реанализа NCEP в Атлантическом океане среднемесячные величины ( $H + LE$ ), осредненные за период 1950–2020 гг., изменяются в пределах от  $-30$  до  $400 \text{ Вт/м}^2$  (рис. 2.4).

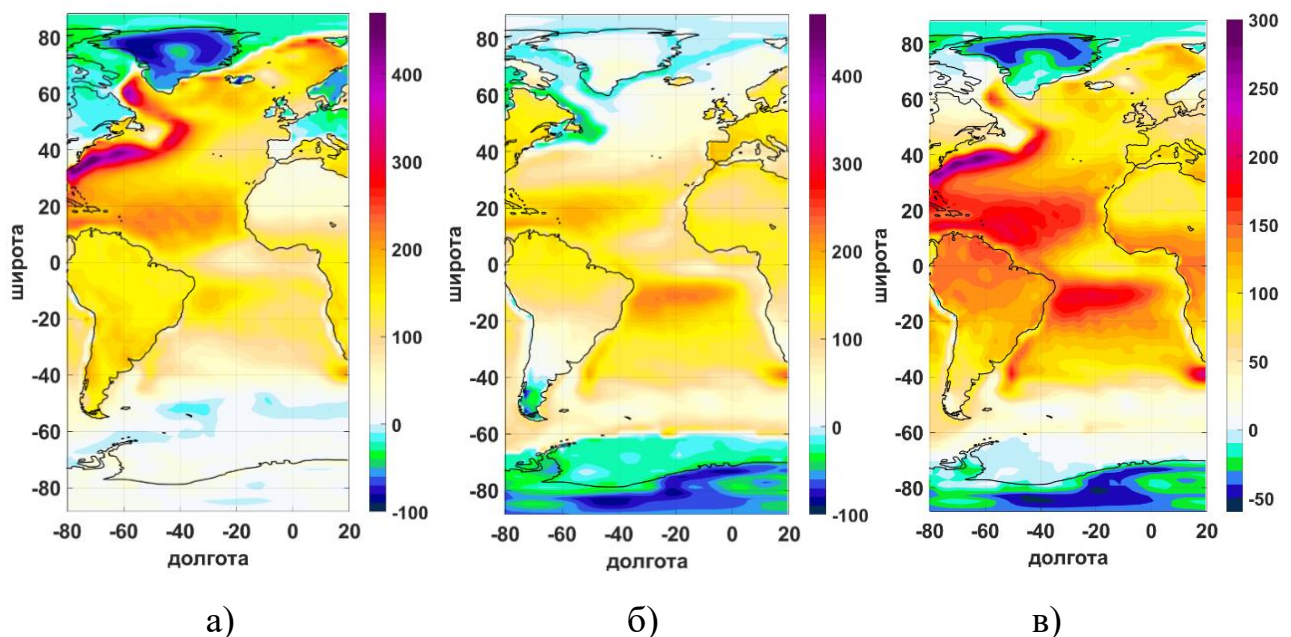


Рисунок 2.4 – Пространственное распределение средних за 1950–2020 гг. величин суммарных турбулентных потоков тепла,  $\text{Вт/м}^2$ : среднемесячных за январь (а), июль (б) (по [Аверьянова, 2021]) и среднегодовых (в)

Максимальные положительные величины ( $H + LE$ ) наблюдаются зимой СП в окрестности течения Гольфстрим, на акватории Лабрадорского моря и на границе кромки льда в Северном Ледовитом океане ( $200 \leq (H + LE) \leq 400 \text{ Вт/м}^2$ ). При этом в Атлантическом секторе Южного океана отмечаются минимальные положительные величины турбулентных потоков тепла ( $0 \leq (H + LE) \leq 25 \text{ Вт/м}^2$ ). Несмотря на явное преобладание положительных величин, в исследуемом регионе наблюдаются и отрицательные величины ( $H + LE$ ). К таким районам относятся

области, покрытые льдом ( $-30 \leq (H + LE) \leq -10 \text{ Вт/м}^2$ ), и окрестности Лабрадорского, Западно- и Восточно-Гренландского течений ( $-20 \leq (H + LE) \leq 0 \text{ Вт/м}^2$ ) в теплый период СП (с июня по август). В этих районах явные потоки тепла направлены из атмосферы в океан, т. к. температура поверхности океана ниже, чем температура воздуха, а скрытые потоки малы. Таким образом, на этих акваториях  $H$  являются главной составной частью  $(H + LE)$ , обуславливающей отрицательные величины суммарных турбулентных потоков тепла. Наибольшие сезонные вариации  $(H + LE)$  соответствуют окрестности Гольфстрима, Лабрадорского моря, кроме льда в Гренландском море, где амплитуда сезонного хода  $(H + LE)$  составляет 110–200  $\text{Вт/м}^2$ .

### **2.1.3.2 Особенности распределения трендов суммарных турбулентных потоков тепла**

Анализ полей коэффициентов линейного тренда суммарных турбулентных потоков тепла ( $K_{\text{тр}}$ ) для периода 1950–2020 гг. (см. рис. 2.5) показал, что в южной части Атлантического океана значимые на 95%-ном уровне коэффициенты линейного тренда среднегодовых суммарных турбулентных потоков тепла в зоне АЦТ отрицательны и составляют  $(-0,1 \dots -1) \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{год)}$ . При этом максимальные по абсолютной величине тренды  $(H + LE)$  получены для восточной части АЦТ. В этой части течения Западных ветров отрицательный тренд  $(H + LE)$  отмечается практически для всех месяцев года, а максимальные величины трендов соответствуют летне-осеннему периоду. В окрестности Южного Пассатного, Северного Пассатного и Гвианского течений, а также в Гвинейском заливе тренды среднегодовых суммарных турбулентных потоков тепла значимые, отрицательные и составляют  $-0,1 \dots -0,7 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{год)}$ .

При рассмотрении полей  $K_{\text{тр}}$  для каждого месяца выявлено, что тренды в Гвинейском заливе отрицательны и значимы на протяжении всего года, а в окрестности Гвианского течения – в период с июля по ноябрь. На акватории Южного Пассатного течения коэффициенты линейного тренда суммарных турбулентных потоков тепла отрицательны и значимы в период с июля по февраль.

Здесь наибольшие площади областей, покрытых изолиниями положительных  $K_{тр}$ , отмечаются в сентябре и октябре. Положительные тренды среднегодовых ( $H + LE$ ), значимые на уровне 95%, соответствуют западной части Южного субтропического антициклонического круговорота с максимумом в интервале широт от  $35^\circ$  до  $45^\circ$  ю. ш., где их величины составляют  $0,2 \div 1$  Вт/( $m^2 \cdot$ год). Проанализировав поля коэффициентов линейного тренда для каждого месяца, можно утверждать, что отрицательные тренды ( $H + LE$ ), значимые на уровне 95%, здесь выявлены практически для всех месяцев года за исключением ноября и декабря, а наибольшие величины  $K_{тр}$  и площади областей, в которых уровень значимости тренда превышает 95%, получены для апреля, мая, июня и июля.

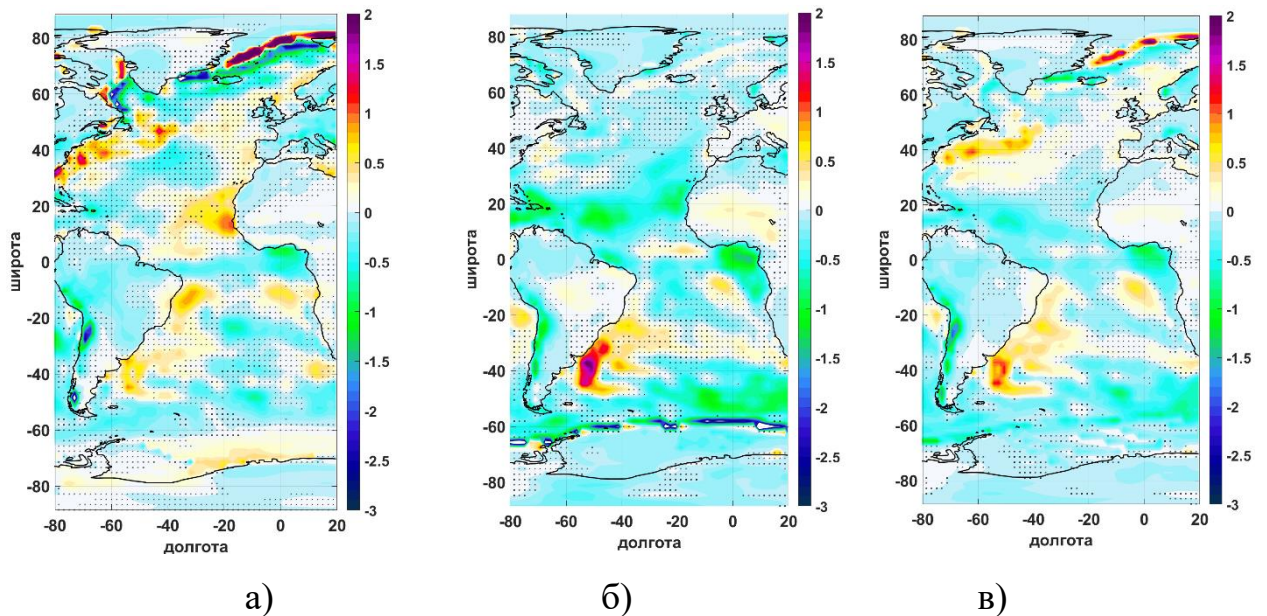


Рисунок 2.5 – Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда суммарных турбулентных потоков тепла, Вт/( $m^2 \cdot$ год): среднемесячных за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в) (по [Аверьянова, 2021]). Области, в которых уровень значимости тренда менее 95%, затемнены

В Северной Атлантике имеется такая же особенность, как и в Южной: положительные тренды среднегодовых ( $H + LE$ ), значимые на уровне 95%, соответствуют западной части субтропического антициклонического круговорота  $0,3 \div 0,7$  Вт/( $m^2 \cdot$ год). Анализ полей трендов ( $H + LE$ ) для каждого месяца позволяет

сделать вывод о том, что наибольшие величины положительных значимых коэффициентов линейного тренда ( $H + LE$ ) в западных частях субтропических круговоротов соответствуют периоду осень – середина зимы соответствующего полушария. Максимальные величины  $K_{тр}$  в окрестности Гольфстрима и на границе между северным субтропическим антициклоническим и северным полярным циклоническим круговоротами отмечаются в ноябре – декабре и составляют  $1 \div 2 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ . Кроме того, значимые отрицательные тренды ( $H + LE$ ) отмечаются в окрестности Северного Пассатного течения с марта по ноябрь (рис. 2.6). В северной части Северной Атлантики значимые на 95%-ном уровне тренды среднегодовых ( $H + LE$ ) получены в западной части Норвежского моря ( $0,1 \div 0,3 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ), на границе кромки льда в Гренландском море ( $0,8 \div 1,8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ). В Дэвисовом и Датском проливах, в восточной части Гренландского моря тренды значимые на уровне 95%, но отрицательные ( $-0,5 \dots -0,7 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ).

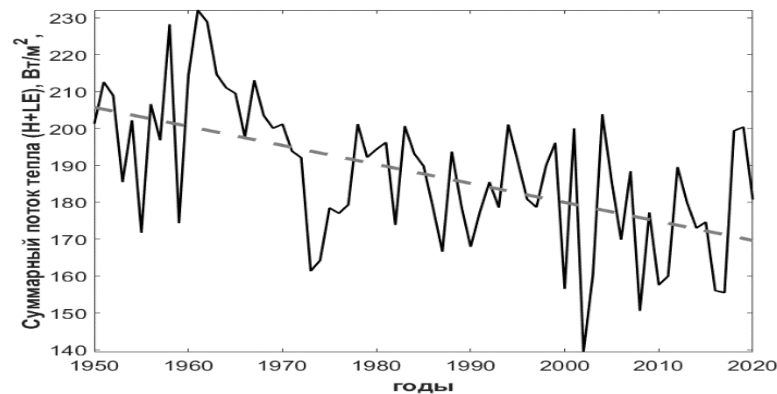


Рисунок 2.6 – Временной ход суммарных турбулентных потоков тепла в точке с координатами  $20^\circ$  с. ш.,  $50^\circ$  з. д. в июле. Штриховой линией показан линейный тренд

Таким образом, в различных регионах формирования САГВ тренды ( $H + LE$ ) имеют различную направленность, а в областях формирования ЛВ тренд незначим на уровне 95%. В целом значимые на 95%-ном уровне тренды ( $H + LE$ ) на большей части акватории Атлантического океана (за исключением западных частей

антициклонических круговоротов) отрицательны. Ежегодное уменьшение притока тепла в нижнюю тропосферу в Мировом океане в результате ослабления турбулентного теплообмена океана с атмосферой одного порядка с дополнительным притоком тепла, обусловленным глобальным потеплением. Таким образом, океан демпфирует потепление нижней тропосферы посредством уменьшения ( $H + LE$ ).

Отметим, что при рассмотрении распределения среднемесячных трендов при переходе от одного месяца к другому в некоторых регионах в одном месяце тренд может быть большим, значимым и положительным, а в следующем – большим (по абсолютной величине), значимым и отрицательным. Объяснение возникновения таких мнимых трендов приведено в отчете МГЭИК [IPCC, 2013], где авторы, ссылаясь на [Tokinaga, Xie, 2011], связывают их с изменениями в методах измерения ключевых метеорологических параметров, в особенности скорости ветра.

### **2.1.3.3 Низкочастотная изменчивость турбулентных потоков тепла**

Среднемесячные СКО-НЛЕ на акватории Атлантического океана изменяются в интервале от 1 до 260 Вт/м<sup>2</sup>. Максимальные СКО отмечены в Лабрадорском море, на границе кромки льда в Северном Ледовитом и Южном океанах и зимой СП у восточного побережья Северной Америки ( $80 \leq \text{СКО} \leq 120 \text{ Вт/м}^2$ ), минимальные – на акваториях, покрытых льдом ( $1 \leq \text{СКО-НЛЕ} \leq 10 \text{ Вт/м}^2$ ) (см. рис. 2.7). Отметим, что области максимумов СКО-НЛЕ и СКО<sub>вч10</sub>-НЛЕ (с периодами менее 10 лет) совпадают и в регионах формирования САГВ (в Лабрадорском, Гренландском, Норвежском морях и окрестности Восточно-Гренландского течения) в зимний период СКО<sub>вч10</sub>-НЛЕ варьируют в интервале от 60 до 230 Вт/м<sup>2</sup>. Наибольшие величины СКО<sub>вч10</sub>-НЛЕ отмечаются зимой в Лабрадорском море (от 150 до 230 Вт/м<sup>2</sup>).



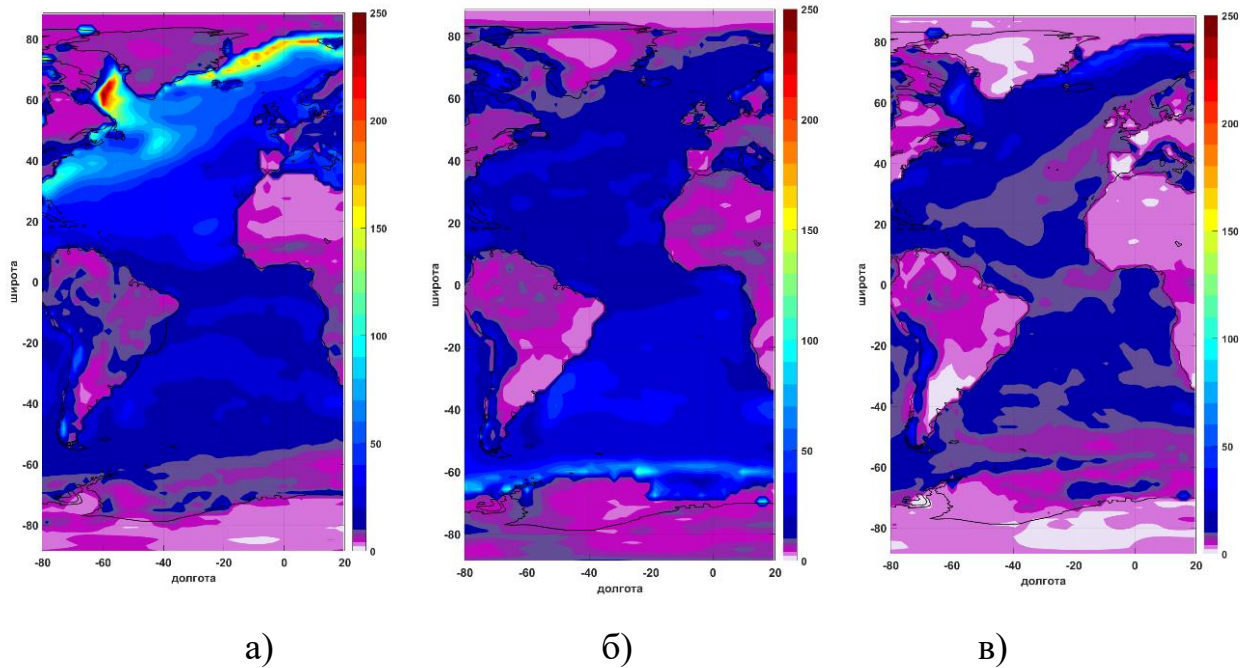


Рисунок 2.7 – Пространственное распределение СКО рядов суммарных турбулентных потоков тепла, Вт/м<sup>2</sup>: за январь (по [Аверьянова, 2021]) (а), июль (б) и среднегодовых (в)

Среднемесячные величины СКО суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах (с периодами более 10 лет (СКО10-НЛЕ) и более 30 лет (СКО30-НЛЕ)) в Атлантике изменяются от 0,1 до 120 Вт/м<sup>2</sup>, а среднегодовые – от 0,1 до 60 Вт/м<sup>2</sup> (рис. 2.8, 2.9). В Северной Атлантике максимум низкочастотной изменчивости (Н + LE) отмечается зимой в Лабрадорском, Гренландском, Норвежском морях, окрестности Восточно-Гренландского течения, т. е. в области формирования САГВ. В этих районах СКО10-НЛЕ и СКО30-НЛЕ составляют 50÷120 Вт/м<sup>2</sup> и 30÷60 Вт/м<sup>2</sup>, а коэффициенты вариации (Cvar10-НЛЕ и Cvar30-НЛЕ) составляют 0,45÷1. На рис. 2.10а и 2.10б показаны временные ряды (Н + LE) в точке, расположенных Лабрадорском море, на рисунках видны колебания с периодами в несколько десятков лет.



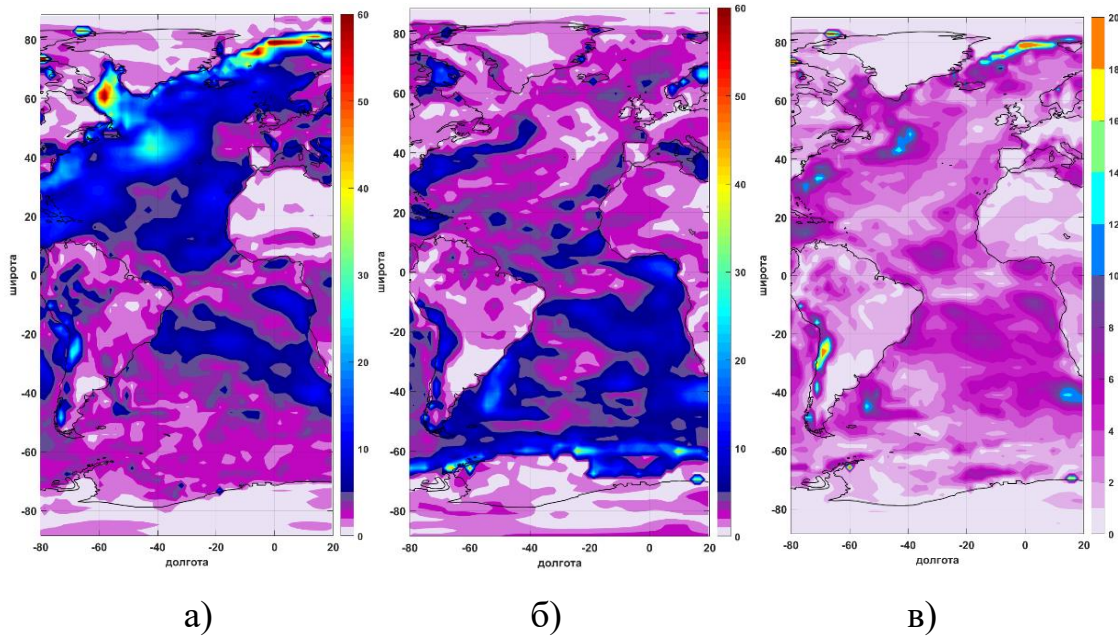


Рисунок 2.8 – Пространственное распределение СКО рядов суммарных турбулентных потоков тепла, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 30 лет, Вт/м<sup>2</sup>: за январь (по [Аверьянова, 2021]) (а), июль (б) и среднегодовых (в)

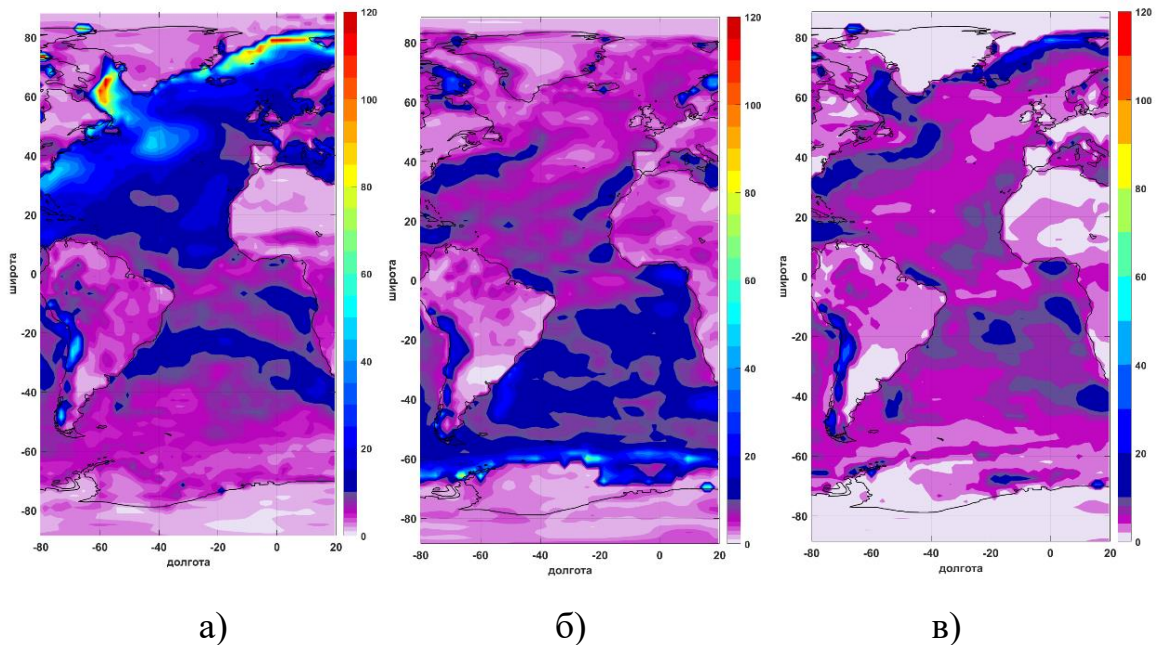


Рисунок 2.9 – Пространственное распределение СКО рядов суммарных турбулентных потоков тепла, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 лет, Вт/м<sup>2</sup>: за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в)

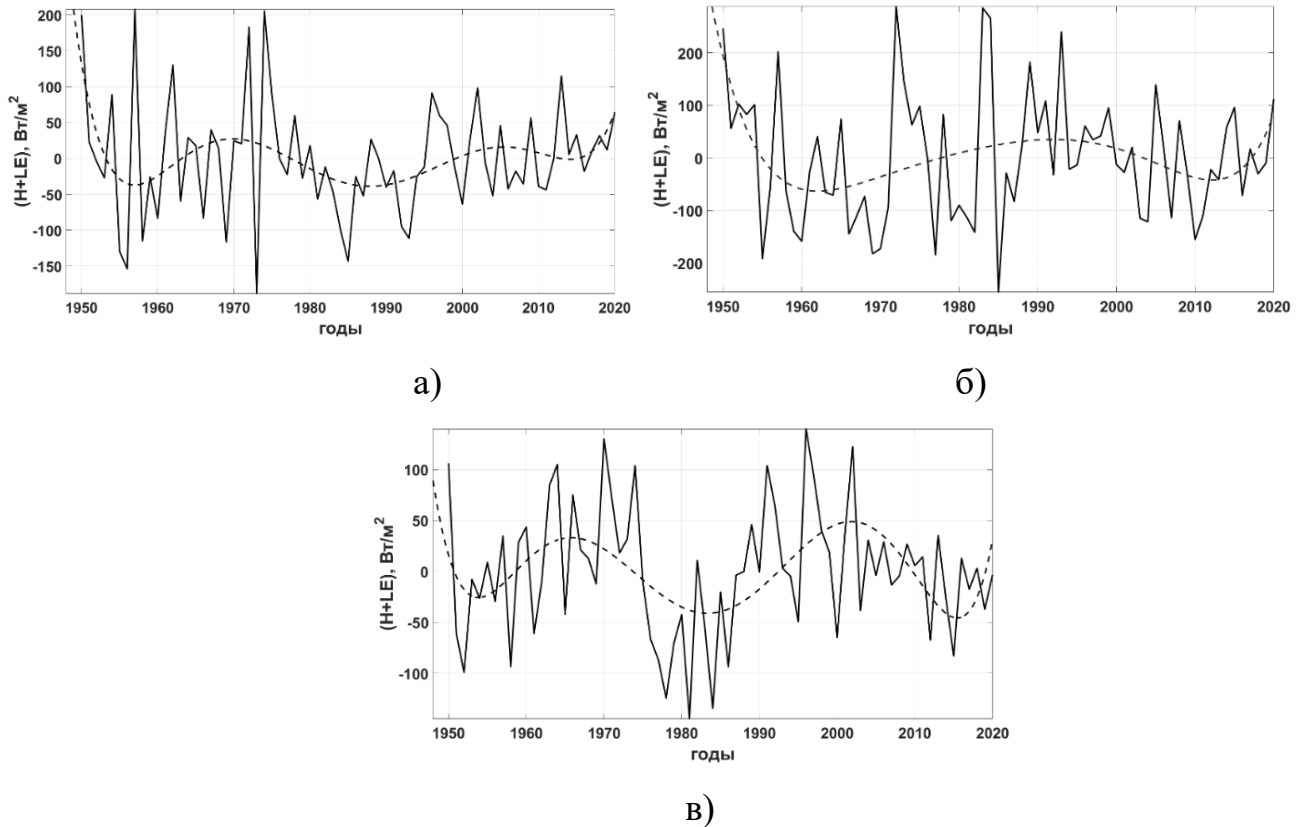


Рисунок 2.10 – Временной ход  $(H + LE)$ , в котором удален линейный тренд (в точке с координатами  $50,475^\circ$  с. ш.,  $54,375^\circ$  з. д.) в январе. Штриховой линией показана аппроксимация ряда полиномом 6-й степени в точке с координатами  $50,475^\circ$  с. ш.,  $54,375^\circ$  з. д. (а) ;  $58,09^\circ$  с. ш.,  $54,375^\circ$  з. д. (б);  $40,95^\circ$  с. ш.,  $39,375^\circ$  з. д. (в)

На рис. 2.11 приведен спектр, полученный в результате осреднения девяти периодограмм рядов  $(H + LE)$  в точках, расположенных в квадрате, вершины которого находятся в Лабрадорском море в точках с координатами:  $58,09^\circ$  с. ш.,  $60^\circ$  з. д.;  $58,09^\circ$  с. ш.,  $56,25^\circ$  з. д.;  $61,9^\circ$  с. ш.,  $60^\circ$  з. д.;  $61,9^\circ$  с. ш.,  $56,25^\circ$  з. д. Средняя величина коэффициента корреляции между рядами потоков тепла в этих точках составляет 0,53. Периодограммы рядов рассчитывались с использованием программного пакета MESOSAUR. На спектре значимый на уровне 80 % пик соответствует квазидвадцатилетней периодичности. Это подтверждает обсуждаемые в тексте выводы о низкочастотной изменчивости потоков тепла в Лабрадорском море. Очевидно, что достоверно выявить наличие колебаний с периодами более 30 лет (см. рис. 2.10б) на таких коротких рядах не представляется

возможным. Однако можно отметить, что эта периодичность в изменчивости потоков тепла в регионе формирования САГВ согласуется с периодичностью АМО. Изменчивость (H + LE) в этом регионе, по-видимому, является одним из главных проявлений долгопериодных колебаний в системе океан – атмосфера. Другим проявлением этих колебаний является низкочастотная изменчивость адвекции переносов тепла [Полонский, 2008].



Рисунок 2.11 – Спектр, полученный в результате осреднения девяти периодограмм рядов (H + LE) в точках, расположенных в Лабрадорском море

В Северной Атлантике также можно выделить районы, где отмечаются вторичные максимумы низкочастотной изменчивости (H + LE). За такие области примем районы, где СКО10-НЛЕ достаточно велики, но не превышают 50 Вт/м<sup>2</sup>, а коэффициенты вариации Cvar10-НЛЕ лежат в интервале от 0,1 до 0,3. К ним можно отнести Североатлантическое течение и южную часть Гольфстрима. Здесь в зимний период  $30 \leq \text{СКО10-НЛЕ (H + LE)} \leq 50$  Вт/м<sup>2</sup>, а  $0,15 \leq \text{Cvar10-НЛЕ} \leq 0,3$ . Временной ряд H + LE для точки, расположенной в этой области, приведен на рисунке 2.10в, в этом ряду также выделяются колебания с периодом несколько десятков лет. В Южной части Атлантического океана низкочастотная изменчивость в основном приходится на кромку льда. В осенне-зимний период (с марта по август) в этой области СКО10-НЛЕ и СКО30-НЛЕ составляют 25÷60 Вт/м<sup>2</sup>

и  $10\text{--}25 \text{ Вт/м}^2$ . Коэффициент вариации ( $C_{\text{var}10\text{-HLE}}$ ) здесь изменяется в широких пределах (от 0,2 до 0,8). Его наибольшие величины соответствуют зимнему периоду (июль – август). Отметим, что в среднем для акватории Атлантического океана низкочастотная изменчивость ( $T > 10$  лет и  $T > 30$  лет) составляет соответственно 35 и 13% от общей изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла за 1950–2020 гг.

Подчеркнем, что закономерности распределения низкочастотной изменчивости суммарных и явных потоков тепла сходны. Это можно объяснить тем, что в районах, на которые приходятся основные максимумы низкочастотной изменчивости турбулентных потоков тепла, отношение Боуэна  $Bo \geq 1$  (рис 2.12), т. е. явные потоки тепла являются главной составной частью ( $H + LE$ ), определяющей и ее низкочастотную изменчивость [Базюра и др., 2009; Базюра и др., 2009а].

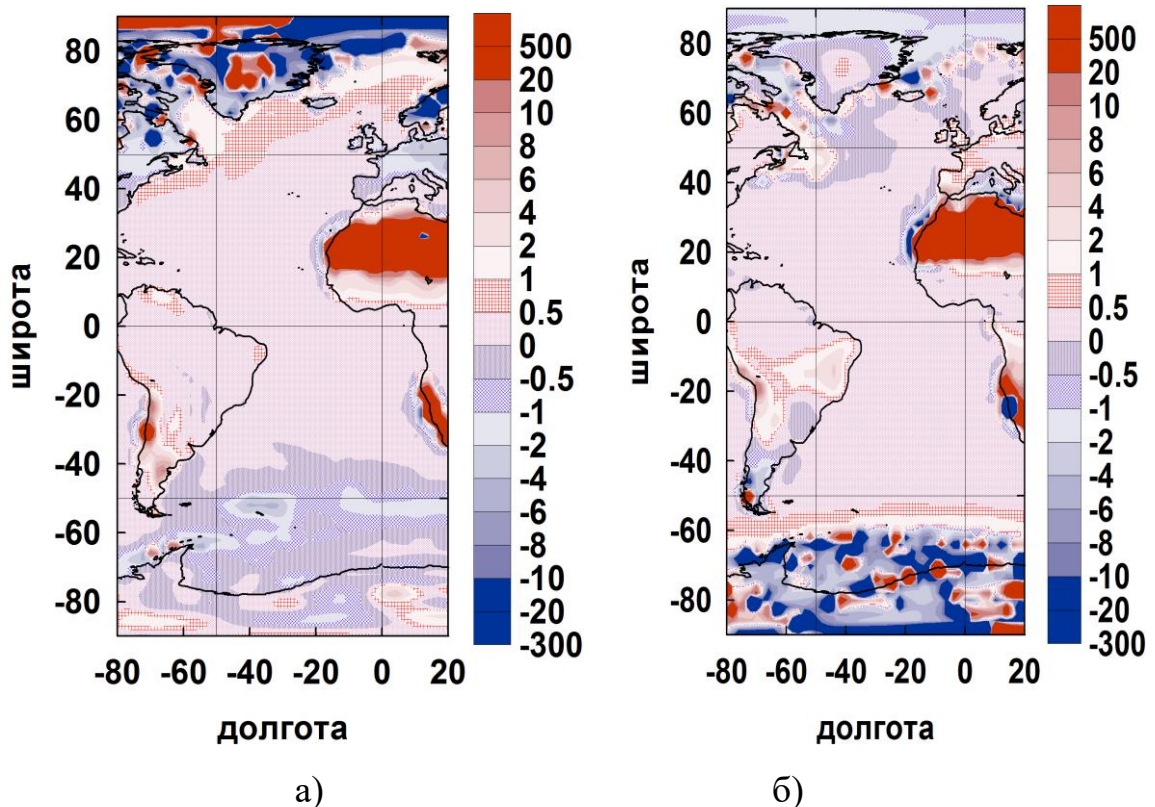


Рисунок 2.12 – Пространственное распределение отношения Боуэна (по [Базюра и др., 2009]): а – январь; б – июль

Отметим, что особенности изменчивости суммарных потоков тепла, полученные по данным реанализа NCEP, воспроизводятся и по данным других продуктов: массива OAFflux и атмосферных реанализов NCEP-R2, MERRA2 (см. подробнее Приложение Г).

#### 2.1.4 Баланс пресных вод в Атлантическом океане

Кроме потоков тепла на термохалинные характеристики вод в регионах формирования САГВ и АДВ оказывает влияние изменчивость потоков пресных вод (потоков соли). Баланс пресных вод ( $V_{fw}$ ) в океане определяется по формуле

$$V_{fw} = P - E + Riv + I, \quad (2.7)$$

где Riv – континентальный речной сток;

I – поток пресных вод за счет изменения морского льда и наземного оледенения;

(P – E) – потоки пресных вод через поверхность океана, которые можно определить как разность осадков и испарения.

В литературе величину (P – E) называют также суммарными осадками. Значение E можно рассчитать из скрытого потока тепла по формуле  $LE = \rho L_E E$ , где  $\rho$  – плотность воды;  $L_E$  – удельная теплота парообразования,  $L_E = (2,501 - 0,00237 \cdot T_s) \cdot 10^6$  (Дж/кг) (типичная величина  $L_E = 2,45 \cdot 10^6$  Дж/кг),  $T_s$  – температура поверхности моря [Yu, 2019a]. Причем величина континентального речного стока составляет ~10% от суммарной величины (P – E) над океаном (см. Приложение Д). Если сравнить величину годового стока рек в Атлантику (данные приведены в Приложении Д) и величину потока пресных вод за счет изменения объема морского льда в Арктике и наземного оледенения в Гренландии из работы [Arnell, 2005], то получим, что вторая из них составляет ~30% от первой. Далее рассмотрим изменчивость каждого слагаемого из правой части более подробно.



## **2.1.5 Изменчивость потоков пресных вод, определяемых разностью осадков и испарений на акватории Атлантического океана**

Оценка тенденций изменчивости  $P - E$  в глобальном масштабе с использованием одних только прямых наблюдений является сложной задачей из-за ограниченных возможностей измерения испарения и неоднородности в наборах данных об осадках и испарении, полученных со спутников [Hegerl et al., 2015; López et al., 2017]. Поэтому оценки характеристик изменчивости  $P - E$  преимущественно делают с использованием данных реанализов. Отметим, что с оценками характеристик изменчивости  $P$  и  $E$ , сделанными по данным реанализов ERA5 и MERRA-2, ERA-Interim и по данным синтетического продукта OAFflux2 (данные в этих продуктах представлены на более мелкой сетке, чем в реанализе NCEP), можно ознакомиться, например, в работах [Bosilovich et al., 2017; Hersbach et al., 2020; Craig et al., 2017; Yu L. et al., 2020]. Расхождения между различными оценками  $P - E$  обсуждаются в [Yu L et al., 2020; Chandanpurkar et al., 2017]. Однако данные в большинстве этих продуктов представлены начиная с 1979–1980 гг., нам же в нашей работе необходимо исследовать низкочастотную изменчивость  $P - E$ , поэтому здесь мы используем сравнительно длинные ряды данных реанализа NCEP.

### **2.1.5.1 Особенности пространственного распределения средних потоков пресной воды, определяемых разностью осадков и испарений через поверхность океана**

При исследовании изменчивости суммарных осадков важно знать особенности распределения климатических величин  $P - E$ . Здесь и далее в работе величины  $P - E$  указаны в  $10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с) (что равно 0,864 мм/сут). В Атлантическом океане среднегодовые величины  $P - E$  распределены симметрично относительно ВЗК, которой соответствуют положительные величины  $P - E$

( $3 \cdot 10^{-5} \leq P - E \leq 6 \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с)). Кроме этого, положительные величины  $P - E$  в Южной Атлантике также отмечаются в области АЦТ, а в Северной Атлантике – в полосе широт между 45° и 60° с. ш. с максимумом к югу от м. Ангмагссалик ( $5 \cdot 10^{-5} \leq P - E \leq 10 \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с)), это видно на рис. 2.13. Наибольшие отрицательные величины  $P - E$  ( $-3 \cdot 10^{-5} \leq P - E \leq -7 \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с)) отмечаются в восточной и центральной субтропических областях Северной и Южной Атлантики. В Карибском море и окрестности Гольфстрима среднегодовые величины  $P - E$  тоже отрицательные, они составляют  $-4 \cdot 10^{-5} \dots -2 \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с). Наибольшие амплитуды сезонных колебаний  $P - E$ , составляющие  $(2 \div 7) \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с), в Атлантике отмечаются в северной экваториально-тропической зоне, на западе южной тропической части, в Карибском море, Мексиканском заливе, в окрестности Гольфстрима. Из всех регионов формирования САГВ наибольшая амплитуда сезонного хода суммарных осадков отмечается в Лабрадорском море и в море Ирмингера и составляет  $(0,7 \div 1,3) \cdot 10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с).

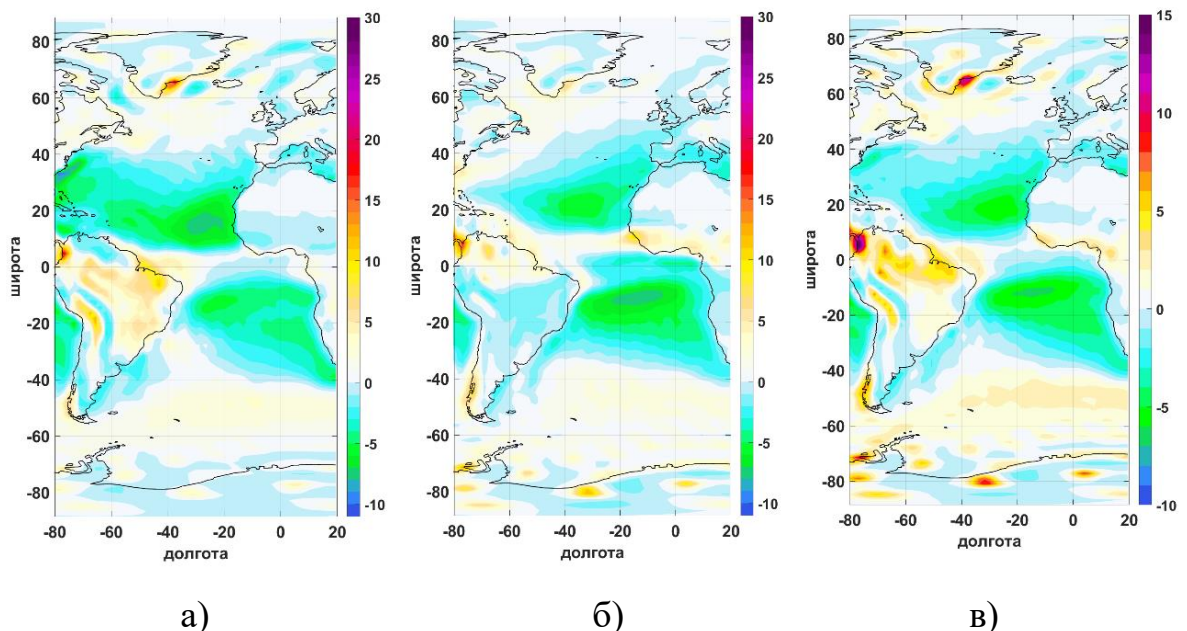


Рисунок 2.13 – Пространственное распределение средних за 1950–2020 гг. величин  $P - E$  ( $10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с)): среднемесячных за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в)

Вышеописанные закономерности принципиально не отличаются от полученных в работе [Romanova et al., 2010]. Отдельные различия в расположении изолиний объясняются разными периодами, выбранными в исследованиях, и обусловлены межгодовой изменчивостью  $P$  и  $E$ .

В [Romanova et al., 2010] проведено сравнение климатических потоков  $P - E$  из реанализа NCEP с климатическими потоками  $P - E$  из массива HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite data), основанного на данных спутниковых измерений и океанического реанализа GECCO (German partner of the consortium for Estimating the Circulation and Climate of the Ocean). Показано, что, несмотря на отдельные различия, в глобальном масштабе общие закономерности распределения  $P - E$  сходны. Наибольшие различия в реанализе GECCO по сравнению с реанализами NCEP и HOAPS отмечаются в устье Конго и Амазонки, в окрестности Восточно-Гренландского течения и в море Лабрадор. Они связаны с неточностями граничных условий по речному стоку и таянию морского льда в GECCO. В зоне ВЗК различия между величинами  $P - E$  могут составлять до 6 мм/сут. Это объясняется тем, что в реанализе NCEP имеется недооценка интенсивности ВЗК [Trenberth, Guillemot, 1998]. На рис. 2.14 приведены зонально усредненные  $P - E$ , полученные по массивам GECCO, HOAPS и NCEP для Северной Атлантики [Romanova et al., 2010].

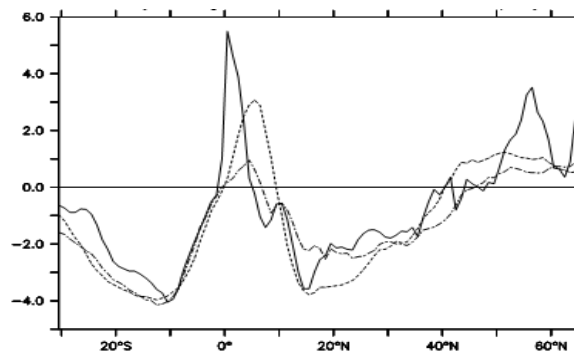


Рисунок 2.14 – Зонально усредненные  $P - E$  (мм/сут) для Атлантики по данным GECCO (сплошная линия), HOAPS (штриховая линия) и NCEP (штрихпунктирная линия) (источник рисунка [Romanova et al., 2010])



Большие величины  $P - E$  для GECCO в полярных регионах – результат учета таяния льда (effect of its inclusion of ice melt), различия в экваториально-тропических широтах связаны, как уже говорилось, с откорректированными граничными условиями стока рек, а завышенные величины  $P - E$  в окрестности  $5^\circ$  с. ш. (рис. 2.14) – следствие бóльших осадков в зоне ВЗК, усвоенных в массиве HOAPS [Аверьянова, 2013].

### **2.1.5.2 Особенности распределения трендов потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарений**

Значимые на 95%-ном уровне отрицательные среднегодовые тренды  $P - E$  соответствуют западной части Северной Атлантики, располагающейся между  $0^\circ$  и  $40^\circ$  с. ш., и западной части Южной Атлантики в широтных зонах  $7^\circ - 27^\circ$  ю. ш. и  $35^\circ - 54^\circ$  ю. ш. В этих областях коэффициенты линейного тренда варьируют в интервале от  $-0,15 \cdot 10^{-6}$  до  $-0,6 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год) соответственно. Из вышеописанных регионов наибольшие отрицательные тренды соответствуют западной экваториально-тропической части Северной Атлантики. В регионах формирования САГВ в Норвежском и Гренландском морях тренды, значимые на уровне 95%, отрицательны ( $-0,1 \dots -0,25$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год)). В центральной части Лабрадорского моря, на акваториях Исландского бассейна и моря Ирмингера положительные среднегодовые тренды  $P - E$  значимы на уровне 95%, а их коэффициенты изменяются в интервале от  $0,15 \cdot 10^{-6}$  до  $0,3 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год). Также положительные значимые тренды (от  $0,2 \cdot 10^{-6}$  до  $0,3 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год)) отмечаются в Гвинейском заливе и в центральной части северной экваториально-тропической зоны ( $0,1 \cdot 10^{-6} \dots 0,2 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год)). В Южной Атлантике значимые среднегодовые положительные тренды отмечаются в окрестности АЦТ и в море Уэдделла ( $0,03 \div 0,35$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год)) с максимумом на акватории пролива Дрейка  $0,2 \div 0,35$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год). Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда  $P - E$  показано на рис. 2.15.



области западного пограничного течения в Северной Атлантике. Это различие Романова и соавт. объясняют недостатками в моделировании физики океана в регионе интенсивных пограничных течений. Таким образом, необходимо помнить, что полученные тренды Р – Е надо рассматривать лишь как имеющие среднюю степень достоверности, т. е. на уровне *medium confidence*, согласно определению из глоссария к отчету МГЭИК [IPCC, 2013].

### **2.1.5.3 Низкочастотная изменчивость потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарений**

Низкочастотная изменчивость Р – Е с периодами более 10 лет составляет 40%, а с периодами более 30 лет – 18% от общей изменчивости потоков Р – Е (рис. 2.16–2.18). Далее в работе величины СКО приводятся в  $10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с). Области наибольших среднегодовых СКО рядов Р – Е, в которых удален линейный тренд (СКО<sub>Р-Е</sub>), и рядов, в которых удален линейный тренд и выделены низкочастотные колебания с периодами более 10 и более 30 лет (СКО<sub>10Р-Е</sub> и СКО<sub>30Р-Е</sub>), отмечаются в западной части Атлантического океана, между 40° с. ш. и 40° ю. ш. Наименьшая изменчивость Р – Е на межгодовом и междесятилетнем масштабах отмечается в окрестности Канарского течения, у западного побережья Африки (20° з. д. – 20° в. д. и 5°–40° ю. ш.), в Южном океане (южнее 50° с. ш.) в период с сентября по март.

В Атлантическом океане в полях СКО<sub>Р-Е</sub>, СКО<sub>10Р-Е</sub> и СКО<sub>30Р-Е</sub> максимумы отмечаются в окрестности Гольфстрима и Флоридского течения, Восточно- и Западно-Гренландского течений, Гвианского и Бразильского течений, в устье Амазонки. Отметим, что наибольшая изменчивость характерна для зимнего периода СП. Величины СКО<sub>Р-Е</sub>, СКО<sub>10Р-Е</sub> и СКО<sub>30Р-Е</sub> для этих регионов приведены в табл. 2.1. Таким образом, в регионах формирования САГВ и АДВ низкочастотная изменчивость Р – Е слабо выражена за исключением области, расположенной юго-восточнее м. Ангмагссалик. Однако этой области в реанализе NCEP соответствует

лишь несколько точек. Поэтому о наличии низкочастотной изменчивости здесь можно утверждать лишь со средней степенью достоверности.

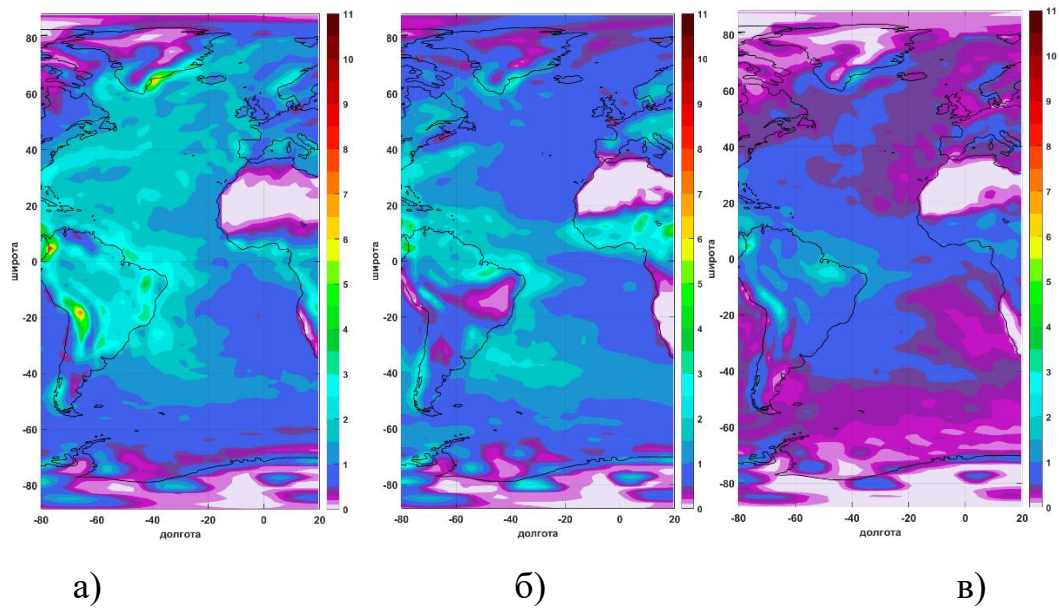


Рисунок 2.16 – Пространственное распределение СКО среднемесячных за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в) величин  $P - E$  ( $10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с))

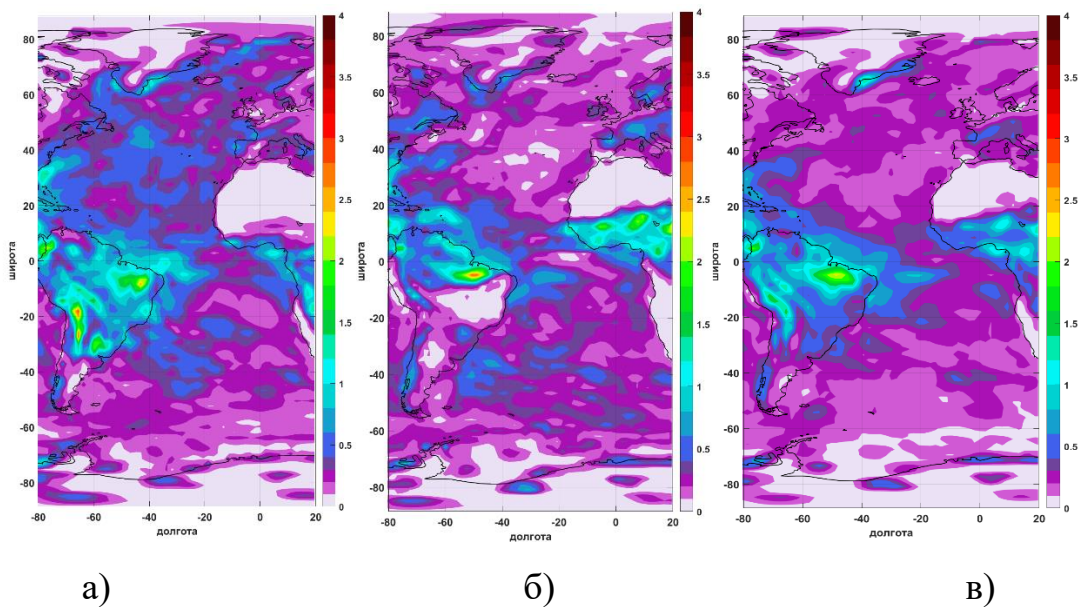


Рисунок 2.17 – Пространственное распределение СКО среднемесячных за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в) величин  $P - E$  ( $10^{-5}$  кг/(м<sup>2</sup>·с)). В исследуемых рядах удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 лет



Таблица 2.1 – Величины СКО в регионах наибольшей межгодовой и низкочастотной изменчивости Р – Е

Регион	СКО <sub>Р-Е</sub> , 10 <sup>-6</sup> кг/(м <sup>2</sup> ·с) <sup>1)</sup>	СКО10 <sub>Р-Е</sub> , 10 <sup>-6</sup> кг/(м <sup>2</sup> ·с) <sup>2)</sup>	СКО30 <sub>Р-Е</sub> , 10 <sup>-6</sup> кг/(м <sup>2</sup> ·с) <sup>3)</sup>
Область, расположенная юго-восточнее м. Ангмагссалик (Гренландия)	от 25 до 50 <sup>1)</sup>	от 5 до 20 <sup>2)</sup>	от 4 до 6 <sup>2)</sup>
Гольфстрим и Флоридское течение	от 20 до 30 <sup>3)</sup>	от 8 до 12 <sup>3)</sup>	от 4 до 8 <sup>3)</sup>
Западно-Гренландское течение	от 10 до 20 <sup>4)</sup>	от 4 до 6 <sup>4)</sup>	от 2 до 5 <sup>4)</sup>
Карибское море (юго-западная область)	от 20 до 50	от 8 до 20	от 6 до 10
Гвианское течение	от 20 до 25 <sup>5)</sup>	от 8 до 14 <sup>5)</sup>	от 4 до 7 <sup>5)</sup>
Бразильское течение	от 15 до 25 <sup>6)</sup>	от 4 до 12 <sup>6)</sup>	от 2 до 5 <sup>6)</sup>

1) Наибольшая изменчивость с ноября по апрель.

2) Наибольшая изменчивость с февраля по апрель, с сентября по ноябрь.

3) Наибольшая изменчивость с августа по январь.

4) Наибольшая изменчивость с ноября по март и с апреля по июль.

5) Наибольшая изменчивость в марте и апреле.

6) Наибольшая изменчивость с января по апрель.

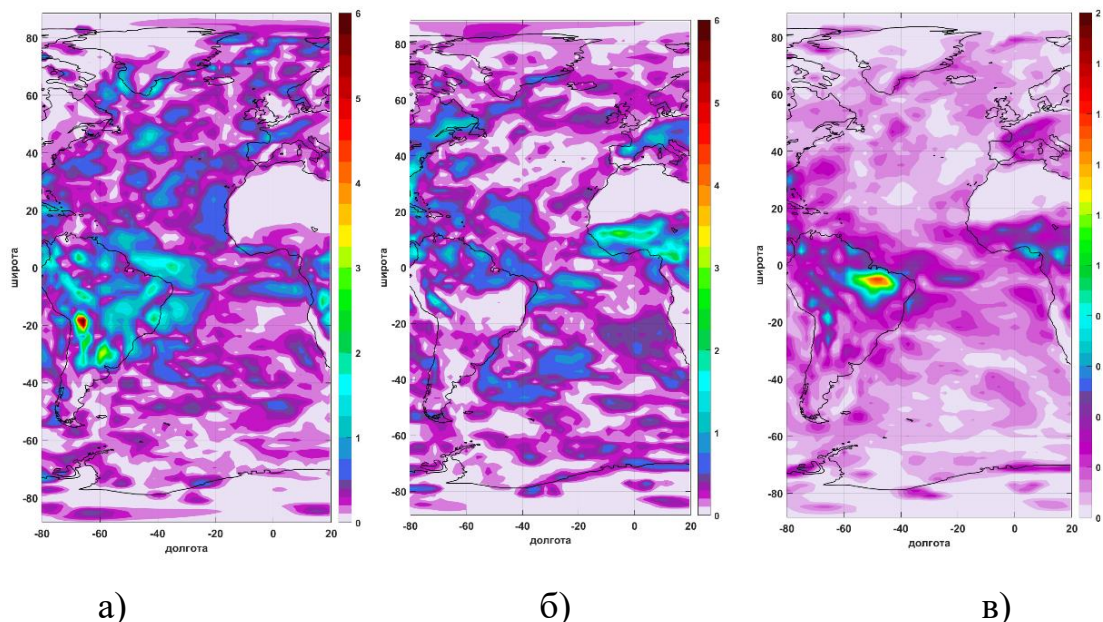


Рисунок 2.18 – Пространственное распределение СКО среднемесячных за январь (а), июль (б) и среднегодовых (в) величин Р – Е (10<sup>-6</sup> кг/(м<sup>2</sup>·с)). В исследуемых рядах удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 30 лет

Отметим, что в регионе формирования САГВ СКО высокочастотных колебаний Р – Е ( $T < 10$  лет) варьируют в интервале от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $20 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с). В области формирования АДВ уровень высокочастотных шумов Р – Е также может достигать  $20 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с), но в восточной части моря Уэдделла есть области, где СКО высокочастотных колебаний Р – Е не превышают  $3 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с).

#### **2.1.5.4 Изменчивость морского льда, наземного оледенения и потока пресных вод, обусловленного изменением континентального речного стока**

На основании анализа литературных источников и собственных расчетов выделены основные закономерности изменчивости морского льда, наземного оледенения и потока пресных вод, обусловленного изменением континентального речного стока. Приведем основные закономерности.

С высокой степенью достоверности можно утверждать, что за период с 1979 по 2012 г. среднегодовое распространение льда в Арктике уменьшается на 3,5–4,1 %/10 лет или 0,45–0,51 млн км<sup>2</sup>/10 лет, а коэффициент линейного тренда сплоченности льда в Лабрадорском море, Дэвисовом и Датском проливах в течение года изменяется от 0 до –1,2 %/год. В Гренландском море в зимний и весенний сезоны эта величина может составлять –1,4...–1,2 %/год. В Норвежском море значимых трендов нет. В Южном океане среднегодовое распространение льда увеличивается со скоростью от 1,2 до 1,8 %/10 лет или от 0,3 до 0,2 млн км<sup>2</sup>/10 лет, сплоченность льда также увеличивается со скоростью 1,5 %/10 лет. Для периода 1950–2001 гг. в Атлантическом секторе Южного океана получен значимый на 90%-ном уровне тренд смещения границы кромки к экватору, составляющий 0,010° широты в год [Базюра и др., 2011; IPCC, 2013].

Анализ работ, в которых использованы данные, включающие период после 2012 г., показал усиление тенденции уменьшения морского льда в Арктике. Так, в [IPCC, 2019; Kumar et al., 2020] показано более интенсивное уменьшение распространения морских льдов в Арктике, для сентября (за период 1979–2018 гг.) оно составляет  $12,8 \pm 2,3$  %/10 лет (в среднем это соответствует уменьшению

площади морского льда на 82300 км<sup>2</sup>/год). Для периода 1979–2020 гг. показано уменьшение площади морского льда в сентябре на 82700 км<sup>2</sup>/год, это в среднем соответствует тренду 13,1 %/10 лет [Perovich et al., 2020]. Для периода 1979–2019 гг. среднегодовое распространение льда в Арктике уменьшается на 4,7 %/10 лет [Yadav et al., 2020]. Прямые наблюдения 2004 и 2017 гг. указывают на уменьшение модальной толщины льда (англ. modal ice thickness) в Северном Ледовитом океане к северу от Гренландии на 0,75 м [Naas et al., 2017]. За последние два десятилетия однолетний морской лед в Арктике стал преобладающим, а самый старый многолетний лед (старше более 4 лет), составлявший в марте 1985 г. 33% ледяного покрова Арктики, почти исчез, уменьшившись до 1,2% в марте 2019 г. [Perovich et al., 2020].

В пятом отчете МГЭИК [Vaughan et al., 2013] указывалось на небольшое, но значимое увеличение среднегодового распространения морского льда в Антарктическом регионе на 1,2–1,8 %/10 лет для периода 1979–2012 гг. (это соответствует 0,13–0,20 млн км<sup>2</sup>/10 лет). Однако в специальном отчете МГЭИК [IPCC, 2019] с высокой степенью достоверности (high confidence – определение этого термина есть в глоссарии к любому отчету МГЭИК, например [IPCC, 2013]) утверждается, что для периода 1979–2018 гг. значимого тренда в изменении распространения морского льда в Антарктическом регионе не выявлено.

Скорость уменьшения Гренландского леникового щита растет. Средняя потеря массы за 1992–2001 гг. составляет 34 (от –6 до 77) Гт/год (это эквивалентно изменению уровня Мирового океана на 0,09 (от –0,02 до 0,20) мм/год), а за период 2002–2011 гг. она составляет 215 (от 157 до 274) Гт/год (эквивалентное изменение уровня Мирового океана 0,59 (от 0,43 до 0,76) мм/год). Аналогичная тенденция получена и для ледникового покрова Антарктики. Средняя скорость потери массы наземного льда в Антарктике за период 1992–2001 гг. составляет 30 (от –37 до 97) Гт/год, что соответствует эквивалентному изменению уровня Мирового океана на 0,08 (от –0,10 до 0,27) мм/год, а за период 2002–2011 гг. 147 (от 72 до 221) Гт/год, что соответствует эквивалентному изменению уровня Мирового океана на 0,4 (от 0,2 до 0,61) мм/год [Vaughan et al., 2013; Базюра и др., 2011]. Оценки изменения

массы ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, полученные в работе [Hugonnet et al., 2021] приведены в табл. 2.2. Согласно этим оценкам изменение массы Гренландского ледникового щита за период 2000–2018 гг. составляет  $-181 \pm 31$  Гт/год, Антарктического ледникового щита  $-121 \pm 104$  Гт/год. Как видно из этих результатов, неопределенность оценок изменения массы ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды от 16 до ~100%.

Таблица 2.2 – Потеря массы ледниковыми щитами за различные периоды, согласно результатам работ [Hugonnet et al., 2021; Smith et al., 2020]

Ледниковый щит	Изменение массы, Гт/год, за период					
	2000–2004	2005–2009	2010–2014	2015–2018	2000–2018	2003–2018
Гренландский	$-94 \pm 65$	$-206 \pm 56$	$-267 \pm 57$	$-152 \pm 64$	$-181 \pm 31$	$-205 \pm 32$
Антарктический	$-36 \pm 118$	$-93 \pm 104$	$-214 \pm 94$	$-157 \pm 87$	$-121 \pm 104$	$-143 \pm 104$ $-118 \pm 48^*$

\* Согласно [Smith et al., 2020].

Речной сток составляет ~10% от суммарной величины испарений над океаном. Из крупнейших рек Атлантического бассейна (расход которых более  $180 \text{ км}^3/\text{год}$ ) значимые на 95%-ном уровне положительные тренды стока рек за период 1948–2004 гг. получены для Миссисипи ( $1,82 \text{ км}^3/\text{год}^2$ ), Параны ( $4,19 \text{ км}^3/\text{год}^2$ ), Уругвая ( $0,87 \text{ км}^3/\text{год}^2$ ) и отрицательные – для Нигера ( $-0,53 \text{ км}^3/\text{год}^2$ ), Конго ( $-3,59 \text{ км}^3/\text{год}^2$ ). Таким образом, в среднем изменчивость речного стока вносит гораздо меньший вклад в изменение солёности Атлантического океана, чем суммарно Р – Е, таяние морских и континентальных льдов, поэтому изменение этих составляющих баланса пресных вод в работе освещено более подробно.

Более детальная информация по вопросам изменчивости морского льда, наземного оледенения и континентального речного стока в Атлантический океан приведена в приложениях Д и Е.



## **2.2 Изменчивость Североатлантических глубинных вод в местах их формирования**

### **2.2.1 Характеристика материала, использованного для оценки изменчивости термохалинных характеристик вод в северной части Северной Атлантики, методика его обработки**

В этом подразделе кроме результатов, представленных в научной литературе, приводятся результаты, полученные автором работы в результате обработки ежемесячных данных из реанализа ECMWF Ocean ReAnalysis ORA-S3 по температуре и солёности за период 1959–2011 гг. Эти данные представлены в узлах регулярной сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ . По ним рассчитывались следующие характеристики пространственно-временной изменчивости температуры и солёности северной части Северной Атлантики:

- среднегодовые и климатические значения температуры и солёности в регионе;
- коэффициенты линейных трендов и их значимость (значимость определялась по критерию Манна – Кендалла [Mann, 1945; Kendall, 1975]; тренды, уровень значимости которых не менее 95%, далее в работе будем называть значимыми);
- среднеквадратические отклонения (СКО) рядов температуры и солёности, в которых удален линейный тренд (СКО-Т и СКО-S);
- среднеквадратические отклонения рядов, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 и менее 30 лет (СКО10-Т, СКО30-Т, СКО10-S, СКО10-S);
- коэффициенты вариации рядов, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 и менее 30 лет (Cvar-Т, Cvar10-Т, Cvar30-Т, Cvar-S, Cvar30-S, Cvar30-S).

Расчеты проводились в математическом пакете Matlab.

## 2.2.2 Основные тенденции изменчивости температуры и солености в северной части Северной Атлантики

Согласно результатам работы Мауритзена и соавторов [Mauritzen et al., 2012], с 1955 по 2005 г. в Северной Атлантике происходил нагрев вод за счет промежуточных и поверхностных слоев (рис. 2.19). Три пятых от общего потепления с 1955 г.  $(0,9 \pm 0,5) \cdot 10^{22}$  Дж произошло в субтропическом круговороте (СТК) (область между 20 и 50° с. ш.); остальные две пятых  $(0,6 \pm 0,1) \cdot 10^{22}$  Дж – в северном субполярном круговороте (СПК) (от 50° с. ш. до Гренландско-Шетландских порогов). Аналогично, так же как и во всей Северной Атлантике, в целом в верхней САГВ увеличивается теплосодержание, его максимум соответствует 1980 г., после чего в 1990-х следует быстрое снижение теплосодержания. Теплосодержание нижней САГВ устойчиво снижается после 1970 г. В работе [Mauritzen et al., 2012] показано, что в период с 1955 по 2005 г. глубинные водные массы охлаждались и чистая убыль тепла нижней САГВ составила  $(4,3 \pm 0,5) \cdot 10^{21}$  Дж; между тем верхняя САГВ получила только  $(2,9 \pm 1,3) \cdot 10^{21}$  Дж. Изменения в теплосодержании нижней САГВ гораздо меньше, чем в водных массах, располагающихся выше. Этот факт согласуется с относительной стабильностью свойств питающих их вод, проходящих через Гренландско-Шетландские пороги, по сравнению с очень изменчивой верхней САГВ (в основном за счет изменчивости конвекции в Лабрадорском море) [Mauritzen et al., 2012].

Выводы Мауритзена и соавторов согласуются с нашими результатами, полученными по данным реанализа ORA-S3 для северной части Северной Атлантики. В среднем в поверхностном слое в этом регионе преобладают положительные значимые линейные тренды температуры. В Лабрадорском море в поверхностном слое получены значимые на 95%-ном уровне тренды, их величины варьируют в интервале от 0,03 до 0,06 °С/год. Максимумы соответствуют северо-западной части моря и окрестности Лабрадорского течения. Области значимых трендов в северо-западной части моря проникают до глубин 200–300 м, однако на

этих горизонтах тренды невелики, хотя и значимы ( $0,005\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$  и меньше). В окрестности Восточно-Гренландского течения также отмечаются положительные значимые величины трендов  $0,04\div 0,07\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , на глубинах  $\sim 100\text{ м}$  эти величины уменьшаются до  $0,01\div 0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . Отметим, что, по данным NCEP, за период 1958–2011 гг. значимых на уровне 95% трендов суммарных турбулентных потоков тепла в этих областях не выявлено (см. рис. 2.20а и 2.20г). Это можно объяснить процессами адвекции.

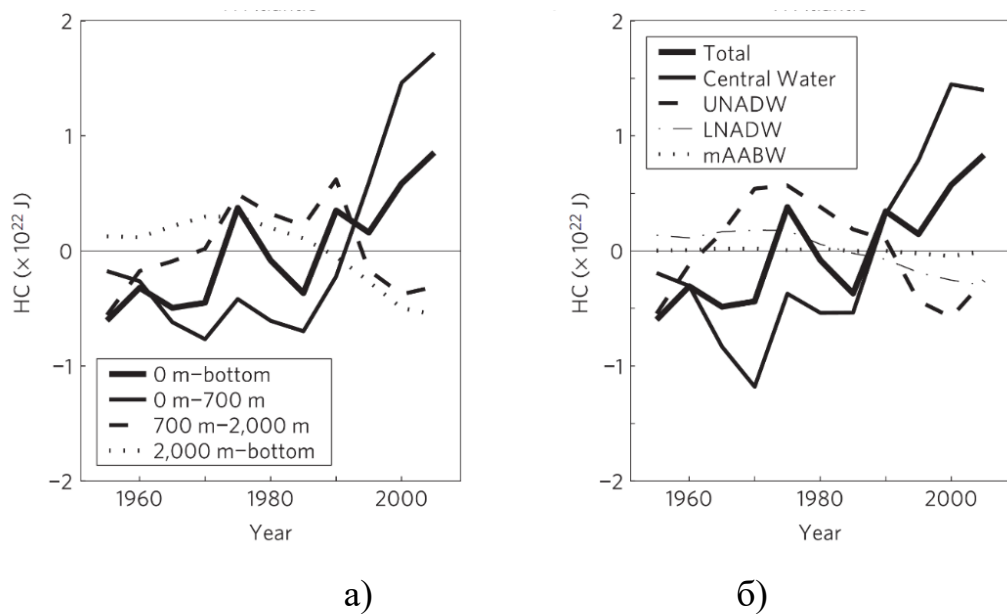


Рисунок 2.19 – Изменение теплосодержания внетропической части Северной Атлантики за период 1955–2005: а – в различном диапазоне глубин; б – в целом (total) и для различных водных масс (Central Water – промежуточная водная масса; UNADW – верхняя САГВ; LNADW – нижняя САГВ; mAABW – модифицированная АДВ) (источник рисунка [Mauritzen et al., 2012])

Отметим область значимых трендов в центральной части исследуемого региона (на рис. 2.20б обозначена звездочкой). Частично она соответствует Североатлантическому течению. Отрицательные тренды отмечаются в слое от 150 до 1500 м. В поверхностных слоях отрицательный тренд температуры в этой области соответствует положению области «warming hole» (см. Приложение В), и в этом смысле область «warming hole» обнаруживается и по данным реанализа

ORA-S3. При увеличении глубины область значимых отрицательных трендов смещается в северо-восточном направлении. Величины трендов изменяются в интервале от  $-0,02$  до  $-0,08$  °C/год, максимум располагается на глубине  $\sim 500$  м на  $25^\circ$  з. д.,  $52,5^\circ$  с. ш. С увеличением глубины область значимых отрицательных трендов смещается к востоку.

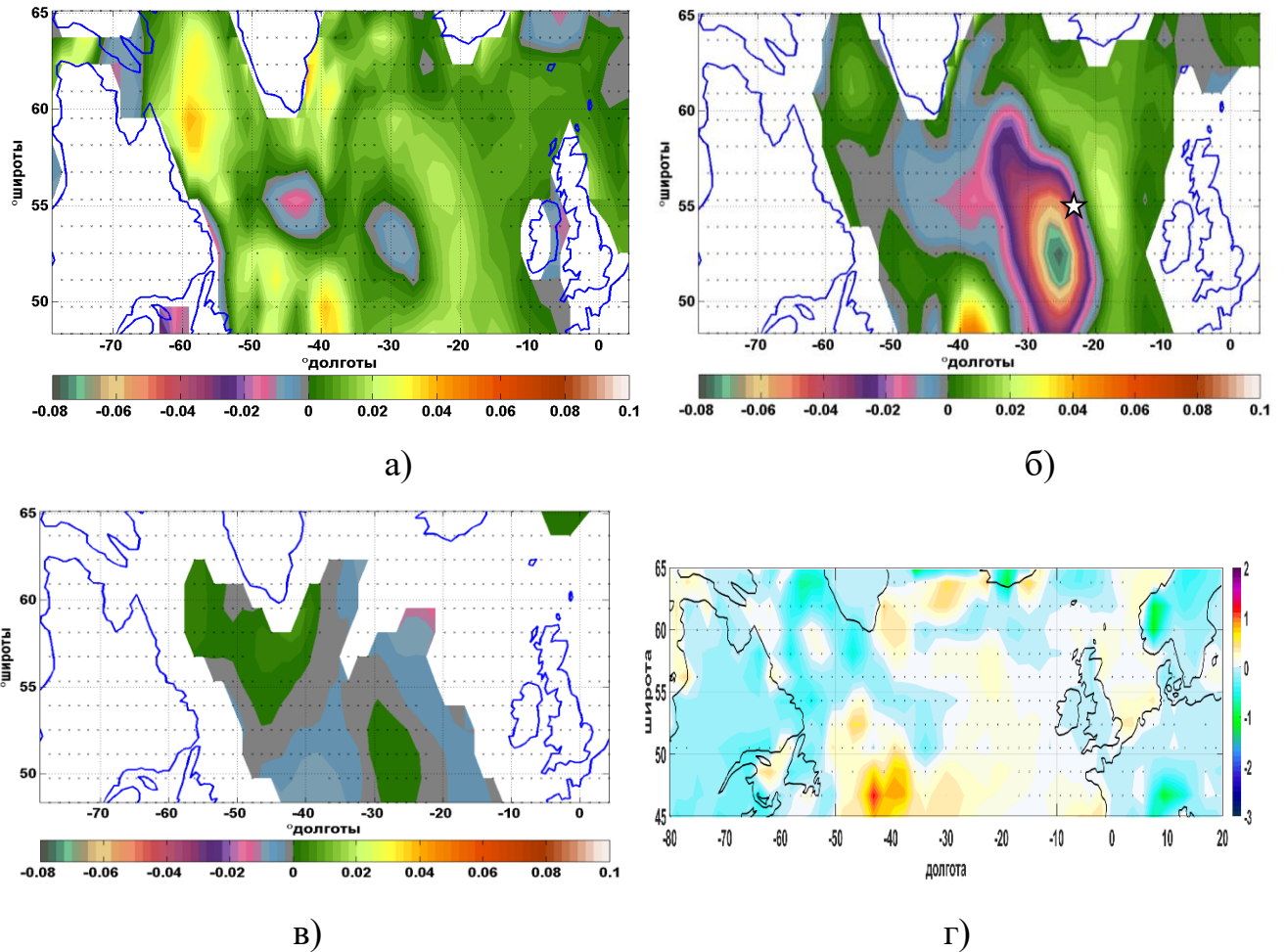


Рисунок 2.20 – Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда температуры ( $\%/\text{год}$ ) в северной части Северной Атлантики на глубинах 46 (а), 535 (б), 2100 м (в) и среднегодовых суммарных турбулентных потоков тепла,  $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ , для периода 1958–2011 гг. (г). Точками отмечены области, в которых уровень значимости тренда менее 95%

Отметим, что в промежуточных слоях область значимых отрицательных трендов не имеет океанографических особенностей (ей не соответствует никакой

определенный тип водной массы), еще труднее объяснить максимальную величину тренда в ядре этой области  $-0,08$  °C/год, т. е.  $4,16$  °C за 52 года. Мы считаем, что этот результат обладает низкой степенью достоверности, т. к., вероятнее всего, эта величина является результатом усвоения недостаточного качества данных и не соответствует реальной климатической картине. На горизонте  $\sim 2000$  м значимые отрицательные тренды отмечаются в восточной части исследуемого региона (рис. 2.20в), что также согласуется с результатами [Mauritzen et al., 2012], коэффициенты линейных трендов на глубинах более 3000 м настолько малы, что не превышают предел погрешности измерений, и это в общем согласуется с выводом о слабой изменчивости вод в глубинных и придонных слоях Северной Атлантики.

На большей части акватории Лабрадорского моря в поверхностном слое тренды солености не значимы на уровне 95%, а значимые отрицательные тренды солености (от  $-2 \cdot 10^{-3}$  до  $-6 \cdot 10^{-3}$  ‰/год) отмечаются лишь в отдельных точках западной части моря и в верхнем 100-метровом слое в Гудзоновом проливе. Значимые положительные тренды солености также получены в поверхностном слое Исландского бассейна (от  $-1 \cdot 10^{-3}$  до  $-4 \cdot 10^{-3}$  ‰/год). Отметим, что распределение значимых линейных трендов солености, рассчитанных по данным реанализа ORA-S3, плохо согласуется с тенденциями изменчивости потоков влаги (P – E) по данным NCEP (рис. 2.21). Это, по-видимому, объясняется адвекцией.

В Исландском бассейне область значимых положительных трендов солености (от  $-1 \cdot 10^{-3}$  до  $-4 \cdot 10^{-3}$  ‰/год) отмечается в поверхностном слое 0–400 м. Ядро этой области расположено в подповерхностном слое. На западе эта область положительных значимых трендов граничит с областью отрицательных значимых трендов, которая совпадает с областью «сомнительных» очень больших отрицательных трендов температуры. Ядро этой области расположено на глубине 400–500 м, в ядре тренды по абсолютной величине могут превышать  $7 \cdot 10^{-3}$  ‰/год, а интервал значимых трендов для всей области: от  $-1 \cdot 10^{-3}$  до  $-7 \cdot 10^{-3}$  ‰/год. К этому результату также следует относиться с осторожностью по причинам, описанным выше.

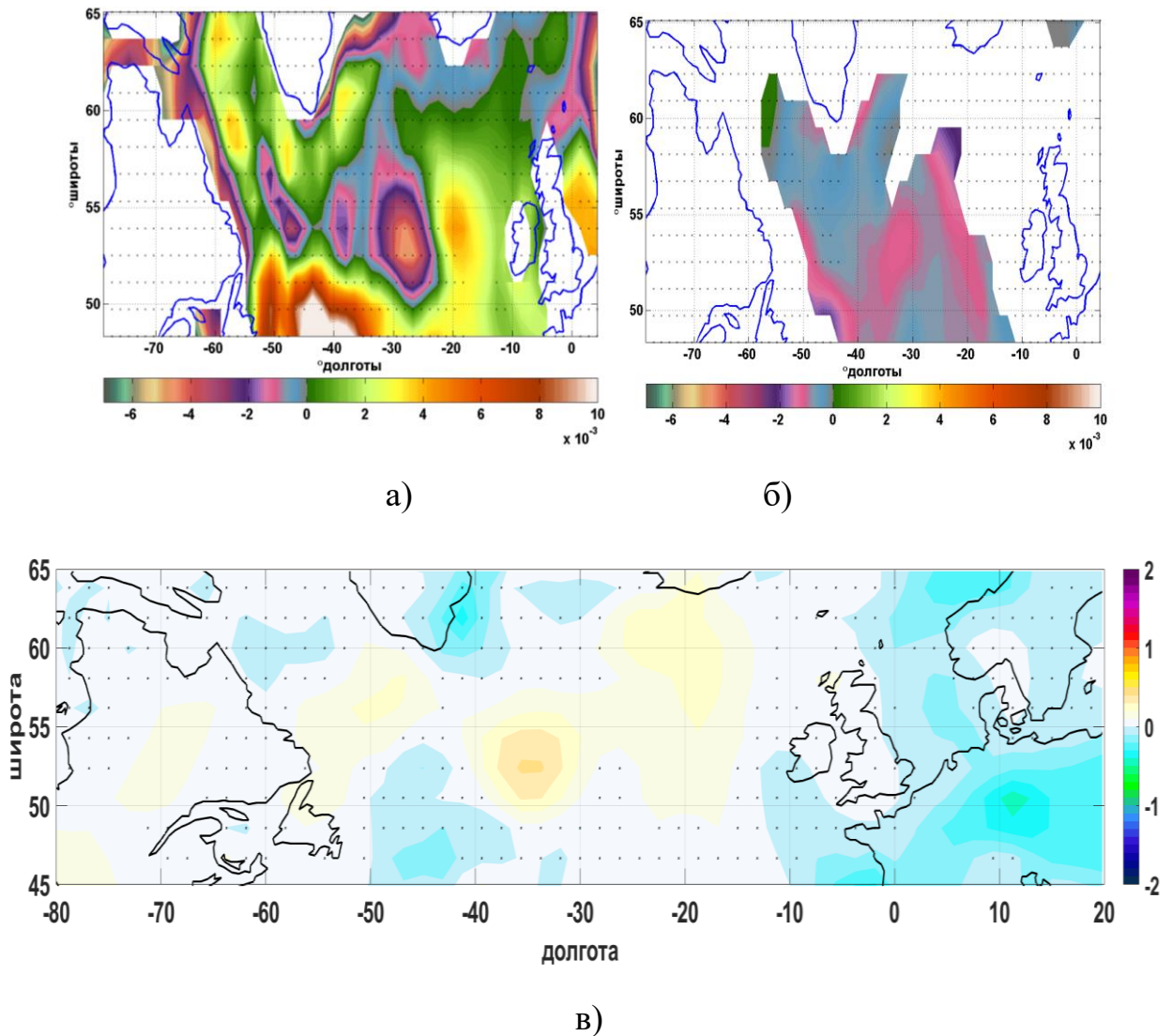


Рисунок 2.21 – Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда: солёности, ‰/год, в северной части Северной Атлантики на глубинах 46 (а), 2100 м (б) и среднегодовых потоков влаги ( $P - E$ ),  $10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>·с·год), для периода 1958–2011 гг. (в). Точками отмечены области, где уровень значимости тренда менее 95%

В слое 750–1500 м отрицательные тренды солёности (от  $-0.5 \cdot 10^{-3}$  до  $-5 \cdot 10^{-3}$  ‰/год) соответствуют областям распространения промежуточных лабдорской и средиземноморской водной масс: наибольшее опреснение (от  $-2 \cdot 10^{-3}$  до  $-4 \cdot 10^{-3}$  ‰/год) отмечается в слое средиземноморской водной массы на глубине  $\sim 1000$  м. В глубинных слоях получены значимые отрицательные тренды солёности. Этот результат согласуется с результатом работы [Dickson et al., 2008],

где указывается на распределение различных компонент САГВ в регионе их формирования во второй половине XX века.

### **2.2.3 Низкочастотная изменчивость термохалинных характеристик вод в северной части Северной Атлантики**

В поверхностном слое области наибольших СКО рядов температуры, в которых удален линейный тренд (СКО-Т), и рядов, в которых удален тренд и выделены низкочастотные колебания с периодами более 10 и более 30 лет (СКО10-Т, СКО30-Т), отмечаются в Лабрадорском море в слое 0–250 м с максимумом на границе кромки льда и на северо-восточной границе северного циклонического круговорота (СЦК) в слое 0–700 м ( $0,7 \leq \text{СКО-Т} \leq 1,6$  °С,  $0,6 \leq \text{СКО10-Т} \leq 1,1$  °С,  $0,15 \leq \text{СКО30-Т} \leq 0,3$  °С). В поверхностном слое в поле СКО, СКО10-Т и СКО30-Т также выделяется Восточно-Гренландское течение, здесь они составляют  $0,5 \div 0,1$  °С,  $0,4 \div 0,6$  °С и  $0,25 \div 0,35$  °С соответственно. Следует отметить, что в поверхностном слое области максимальных коэффициентов вариации и максимальных СКО температуры совпадают. Коэффициенты вариации в этих областях варьируют в диапазоне от 0,7 до 0,5 (рис. 2.22).

Области максимумов низкочастотной изменчивости температуры в верхнем слое соответствуют максимумам низкочастотной изменчивости суммарных потоков тепла. На глубинах, превышающих 1500 м,  $\text{СКО-Т} < 0,25$  °С. Вдоль западных склонов Лабрадорского моря и бассейна Ирмингера располагаются области шириной несколько градусов долготы, где ярче всего проявлена низкочастотная изменчивость ( $0,15 \leq \text{СКО-Т} \leq 0,3$  °С,  $0,1 \leq \text{СКО10-Т} \leq 0,25$  °С,  $0,06 \leq \text{СКО30-Т} \leq 0,09$  °С). Это говорит о сравнительно большей изменчивости вод, образованных в результате конвекции в Лабрадорском море и море Ирмингера, по сравнению с более плотными глубинными водами СЗГВ и СВГВ.



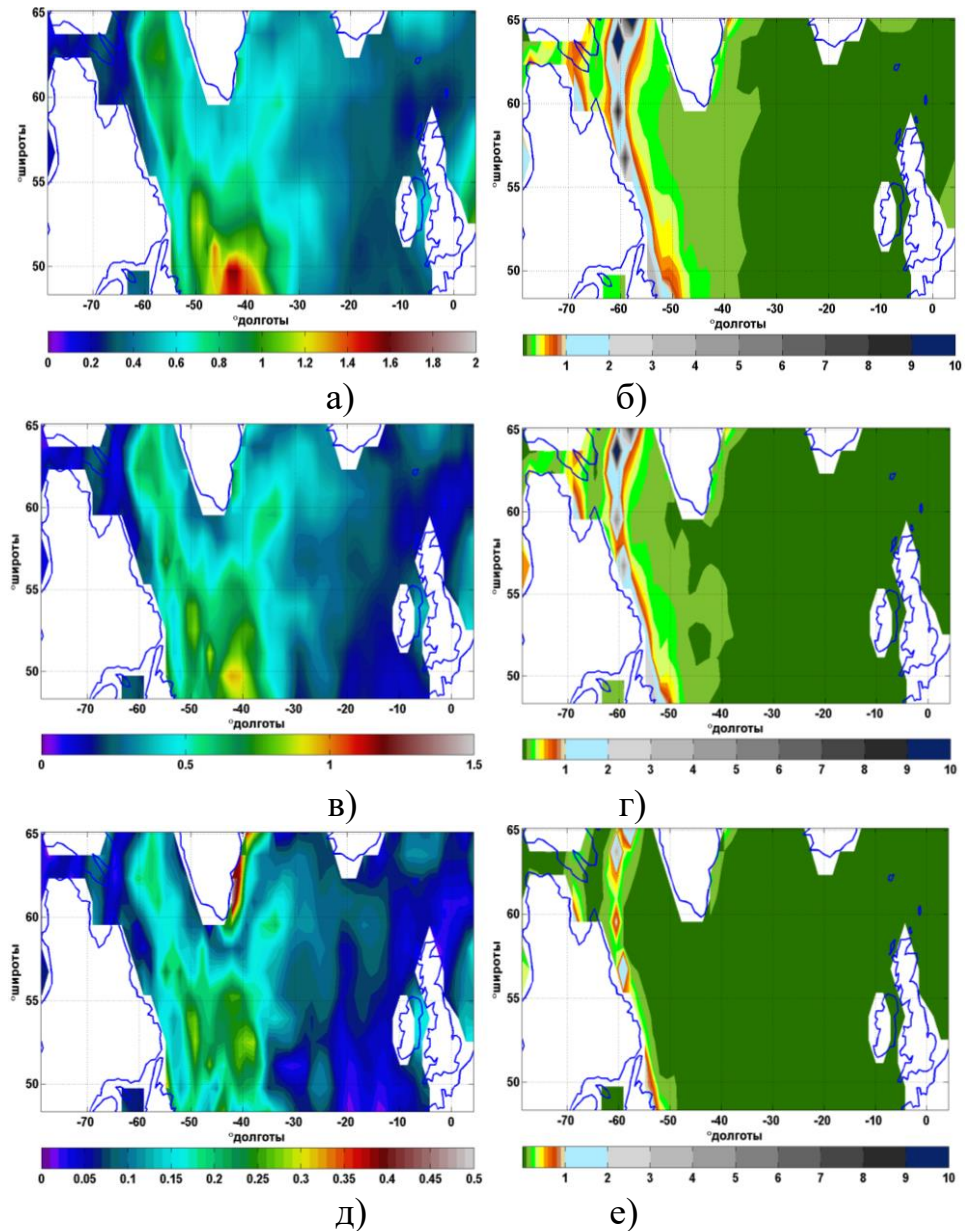


Рисунок 2.22 – Пространственное распределение СКО (а) и коэффициентов вариации рядов температуры, в которых удален линейный тренд (б); СКО рядов температуры, в которых удален линейный тренд, подавлены колебания с периодами менее 10 (в) и менее 30 лет (д); коэффициенты вариации рядов температуры, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 (г) и менее 30 лет (е) – в северной части Северной Атлантики на глубине 46 м

В северной части Северной Атлантики по данным реанализа ORA-S3 (рис. 2.22) низкочастотная изменчивость температуры с периодами более 10 лет



составляет 64% ( $СКО_{10-T}/СКО-T = 0,64$ ), а с периодами более 30 лет – 23% ( $СКО_{30-T}/СКО-T = 0,23$ ) от общей изменчивости температуры. Низкочастотная изменчивость солености с периодами более 10 лет составляет 66%, а с периодами более 30 лет – 23% от общей изменчивости солености.

В поле солености в поверхностных слоях наибольшие СКО и наибольшие коэффициенты вариации рядов солености, в которых удален линейный тренд, совпадают (рис. 2.23) и отмечаются в окрестности северо-восточной границы СЦК ( $СКО-S$ ,  $СКО_{10-S}$ ,  $СКО_{30-S}$  варьируют в интервалах от 0,1 до 0,32 ‰, от 0,16 до 0,21 ‰ и от 0,03 до 0,13 ‰ соответственно). Также в Лабрадорском море выделяется область повышенных СКО солености с максимумом, располагающимся в северо-западной части моря ( $0,25 \leq СКО-S \leq 0,3$  ‰,  $0,05 \leq СКО_{10-S} \leq 0,1$  ‰), в поле  $СКО_{30-S}$  этот максимум не прослеживается.

На глубине 1200 м наблюдается максимум изменчивости солености в юго-восточной части исследуемой области в слое средиземноморских вод ( $0,08 \leq СКО-S \leq 1,2$  °С,  $0,04 \leq СКО_{10-S} \leq 0,06$  °С,  $0,02 \leq СКО_{15-S} \leq 0,03$  °С).

В слоях, располагающихся ниже 1500 м, изменчивость поля солености выражена слабо,  $СКО-S$  варьируют в пределах от 0,01 до 0,03 ‰, а низкочастотные СКО еще меньше.

Теперь рассмотрим более подробно изменчивость ЛВ (или верхней САГВ) по результатам исследований, в которых изменчивость вод оценивается по данным измерений. В ряде работ указывается на изменчивость термохалинных характеристик лабрадорской водной массы в течение последних 60 лет ([Yashayaev et al., 2008] и ссылки в этой работе). Например, в 55-летних рядах температуры и солености в центре Лабрадорского моря, представленных в [Yashayaev et al., 2008], четко выделяются два периода потепления вод в этом регионе (1962–1971, 1977–1983). Периоду первого потепления и осолонения 1962–1971 гг. предшествовали события обновления значительного объема ЛВ. Они произошли в конце 1950-х – в начале 1960-х гг. и обусловлены глубинной конвекцией с максимальной интенсивностью в 1957–1958 гг. В конце этого периода потепления, в 1970–

1971 г., в Лабрадорском море отмечались самая высокая температура и соленость за весь период наблюдений.

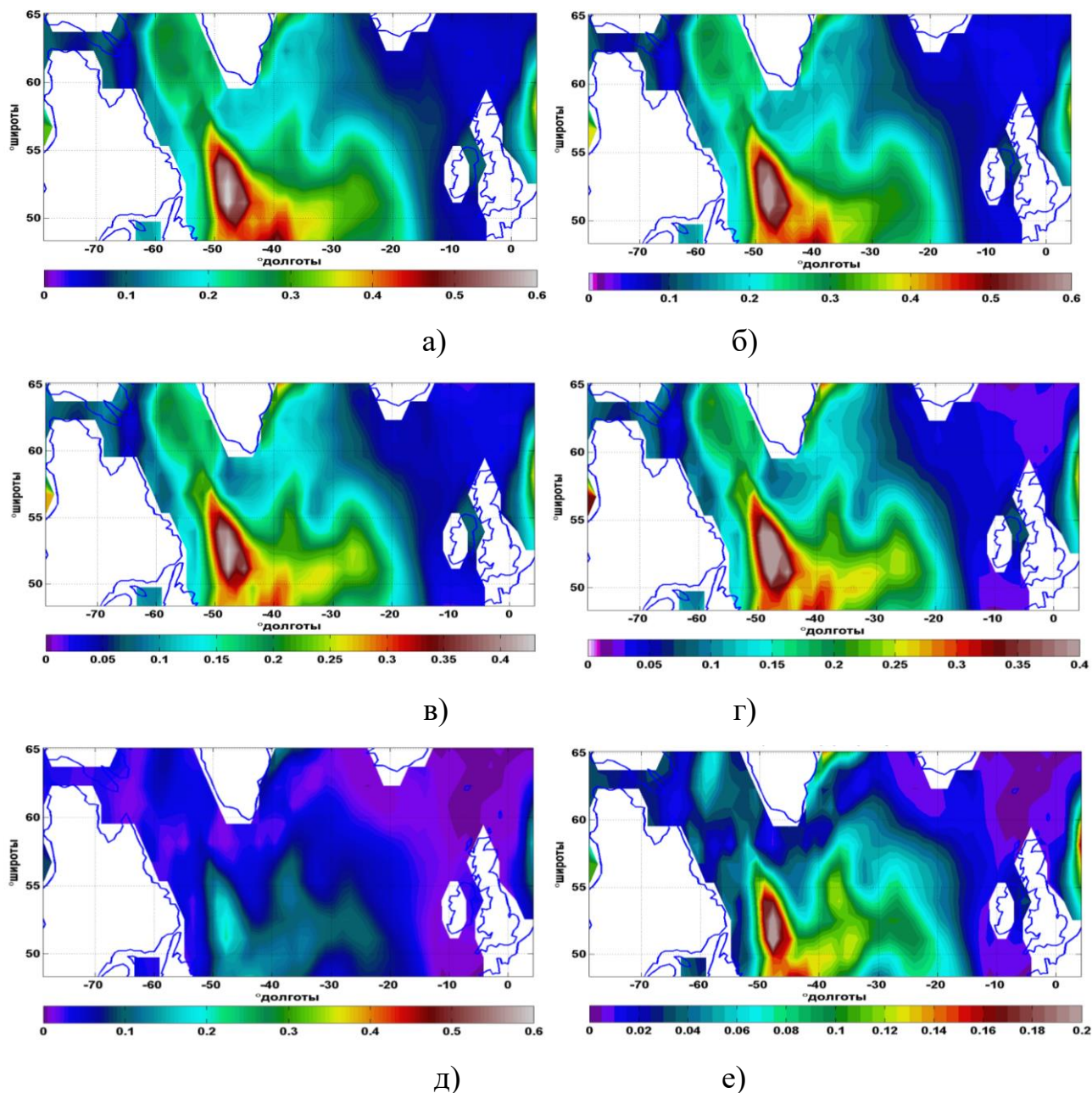


Рисунок 2.23 – Пространственное распределение СКО (а) и нормированных коэффициентов вариации рядов солености, в которых удален линейный тренд (б); СКО рядов, в которых удален линейный тренд, подавлены колебания с периодами менее 10 (в) и менее 30 лет (д); нормированных коэффициентов вариации рядов солености, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 (г) и менее 30 лет (е) в северной части Северной Атлантики на глубине 46 м

После 1971 г. тенденции изменились: начался период распреснения и охлаждения ЛВ, который продолжался до 1990 г. (однако между 1977 и 1984 гг., как указано выше, наблюдалось короткое потепление и осолонение вод) [Сарафанов и др., 2009; Curry et al., 1998; Dickson et al., 2002; Yashayaev, 2007; Yashayaev et al., 2008]. Если рассматривать период с 1930 г., то самые интенсивные и продолжительные конвекции, способствующие обновлению ЛВ, произошли в период 1987–1994 гг. и являлись следствием суровых зим. Они привели к образованию наиболее холодных пресных плотных и объемных вод, проникающих до глубины 2400 м. Их в литературе называют ЛВ<sub>1987–1994</sub> [Lazier et al., 2002; Yashayaev, 2007]. К середине 1990-х гг. формирование такого типа вод уменьшилось за счет притока из субполярных бассейнов более теплых и соленых вод, которые заполнили вышележащие слои.

Следующее потепление началось в 1994 г. и продолжалось в течение следующих 14 лет (1994–2007 гг.). Средняя температура и соленость верхнего 2000-метрового слоя в это время вернулись к большим величинам, наблюдавшимся в конце 1960-х гг. Отметим, что, хотя объем вод класса ЛВ<sub>1987–1994</sub> и уменьшился, в 2007–2008 гг. их идентифицировали в диапазоне глубин 1800–2300 м. Подчеркнем, что произошедшие с конца 1980-х гг. в Лабрадорском море изменения свойств ЛВ впоследствии были зафиксированы во всей субарктической Атлантике (см. [Сарафанов и др., 2009; Сарафанов и др., 2008; Falina et al., 2007; Sarafanov et al., 2007; Yashayaev et al., 2007]).

В 2000 г. началось формирование другого класса лабрадорских вод (ЛВ<sub>2000–2003</sub>). Сформированный в 2000 г. и обновленный в 2001–2003 гг., этот класс вод проникал максимум до глубин 1300 м. То есть этот класс вод распространялся в Северной Атлантике на меньших глубинах, чем его предшественник ЛВ<sub>1987–1994</sub>. Относительно теплые зимы в последующий период 2004–2006 гг. привели к уменьшению объема вновь образованных ЛВ в Лабрадорском море. В целом в Лабрадорском море с 2000 по 2007 г. происходило потепление и осолонение верхнего 2000-метрового слоя. Температурные и соленостные аномалии, связанные с ядрами ЛВ<sub>1987–1994</sub> и ЛВ<sub>2000</sub>, переносились к востоку и достигали моря

Ирмингер через 2 и 1 год соответственно, а Исландского бассейна соответственно через 4 и 5 лет с момента их формирования в Лабрадорском море.

Зимой 2007/2008 г. в Лабрадорском море снова наблюдалась интенсивная конвекция, проникающая до 1550 м. Формировался новый класс лабрадорских вод ЛВ<sub>2008</sub> [Vage, 2009; Yashayaev, Loder, 2009]. При этом за счет интенсивной зимней конвекции происходило охлаждение верхнего 1500-метрового слоя на 0,2 °С. В 2009 г. конвекция в Лабрадорском море достигала глубины 800 м [Greenan et al., 2010]. В 2010 и 2011 гг. в Лабрадорском море отмечалась слабая конвекция (например, в 2011 г. конвекция проникала лишь до глубины 200 м [Yashayaev et al., 2012]). Таким образом, с 2008 по 2011 г. продолжалось потепление и осолонение ЛВ. В 2011–2012 гг. максимальная глубина конвекции в Лабрадорском море не превышала 1300 м [Yashayaev, Loder, 2016].

В 2014, 2015, 2016 гг. отмечалось усиление глубинной конвекции в Лабрадорском море [Yashayaev, Loder, 2016; Yashayaev, Loder, 2017; Kieke, Yashayaev, 2015; Фалина и др., 2017]. Совокупная максимальная глубина конвекции составляла 1500 и 1700 м в 2014 и 2015 гг. соответственно и увеличилась до 1900 м в 2016 г. Воды, сформированные в период 2012–2016 гг., исследователи выделили в отдельный класс ЛВ<sub>2012–2016</sub>. Этот класс был теплее (3,2 °С по сравнению с 2,7 °С для ЛВ<sub>1987–1994</sub>), немного солонее (32,85 е.п.с. по сравнению с 32,83 е.п.с. для ЛВ<sub>1987–1994</sub>) и более легким ( $\sigma_{1\text{ядра}} = 32,37$  по сравнению с 32,41 для ЛВ<sub>1987–1994</sub>).

Отметим, что в 2017–2018 гг. зимняя конвекция в Лабрадорском море усиливалась, и ее глубина достигла 2000 м в 2018 г. Эта глубина конвекции была максимальной после рекордного 1994 г. Усиление конвекции резко прекратилось в 2019 г., зимой 2019 г. ее глубина в среднем не превышала 1000 м [Yashayaev, Kieke, 2020]. Отметим, что в работе [Башмачников и др., 2019] показано, что в Лабрадорском море и в море Ирмингера в межгодовой изменчивости глубины конвекции выражены квазисемилетние циклы.

Вышеописанные закономерности изменения температуры и солености в Лабрадорском море можно проследить на рис. 2.24, 2.25. Причем большая их часть воспроизводится по данным реанализа ORA-S3 (см. рис. 2.26). Так, по данным реанализа ORA-S3 видны тенденции потепления и осолонения в слое ЛВ в

Лабрадорском море в периоды 1962–1971, 1977–1983, 2000–2007 гг. Частично воспроизводятся тенденции распреснения и охлаждения в слое ЛВ в период с середины 1980-х до середины 1990-х гг., когда формировался класс вод ЛВ<sub>1987–1994</sub>.

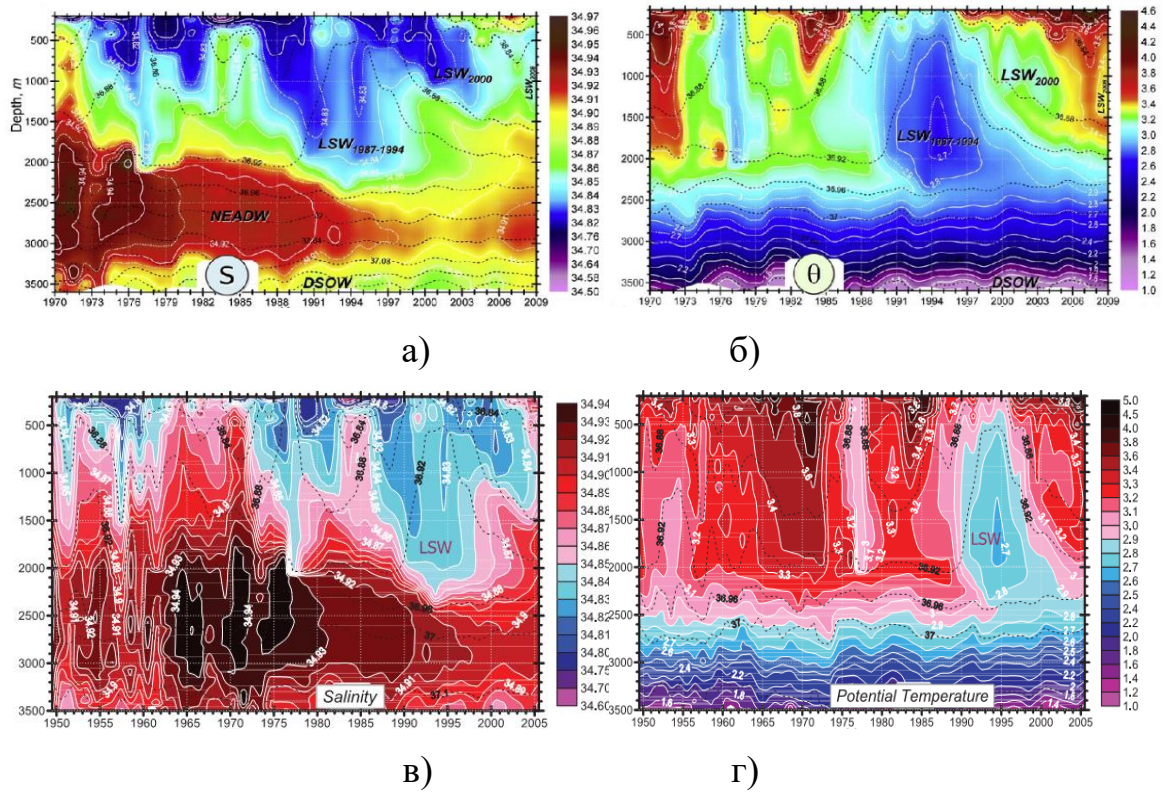


Рисунок 2.24 – Временной ход солёности (а) и потенциальной температуры (б) в центральной части Лабрадорского моря за период 1970–2009 гг. по [Yashayaev, Loder, 2009]; временные ряды солёности (в) и потенциальной температуры (г) в центральной части Лабрадорского моря за период 1950–2005 гг. по [IPCC, 2013]. Черные пунктирные линии – изолинии потенциальной плотности ( $\rho - 1000$ ) кг/м<sup>3</sup>. По вертикальным осям отложены глубины (в м). Величины солёности приведены в psu (е.п.с), а потенциальной температуры – в °C

Североатлантическое колебание (САК) является основным фактором, определяющим изменчивость глубины конвекции в субполярной части Северной Атлантики и продукцию верхней САГВ [Сарафанов, 2009; Ortega et al., 2017]. Преобладание больших положительных значений индекса САК соответствует периодам распреснения и охлаждения ЛВ, связанным с обновлением ядра ЛВ. В положительную фазу САК западные ветры над Северной Атлантикой между 40°



и 60° с. ш. особенно сильны и приводят к более частым и более сильным выбросам холодного и сухого воздуха с североамериканского континента. В результате увеличивается поток тепла океан – атмосфера, снижается температура поверхности моря и увеличивается потенциал глубинной конвекции, усиливается продукция ЛВ (рис. 2.27).

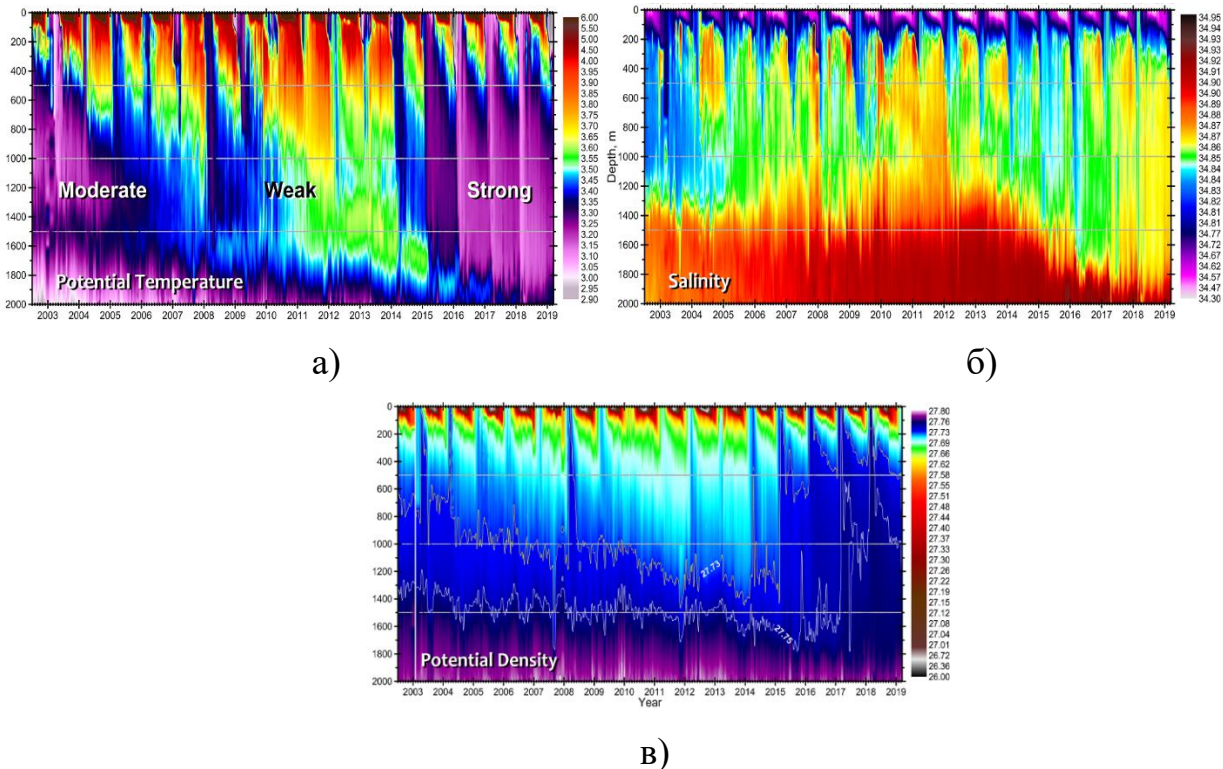


Рисунок 2.25 – Временные ряды потенциальной температуры (а), солёности (б), потенциальной плотности (в) в центральной части Лабрадорского моря за период 2003–2019 гг.

Подробный механизм влияния САК на солёность и температуру в слоях промежуточных и глубинных вод субполярной Северной Атлантики приведен в работе [Сарафанов, 2009]. Сарафанов рекомендует рассматривать связь между САК и продукцией ЛВ как непрямую, т. к. существуют значительные локальные процессы, которые влияют на океан на межгодовых временных масштабах. Например, локальное поле ветра не всегда напрямую связано с интенсивностью западных ветров над центральной частью Северной Атлантики.

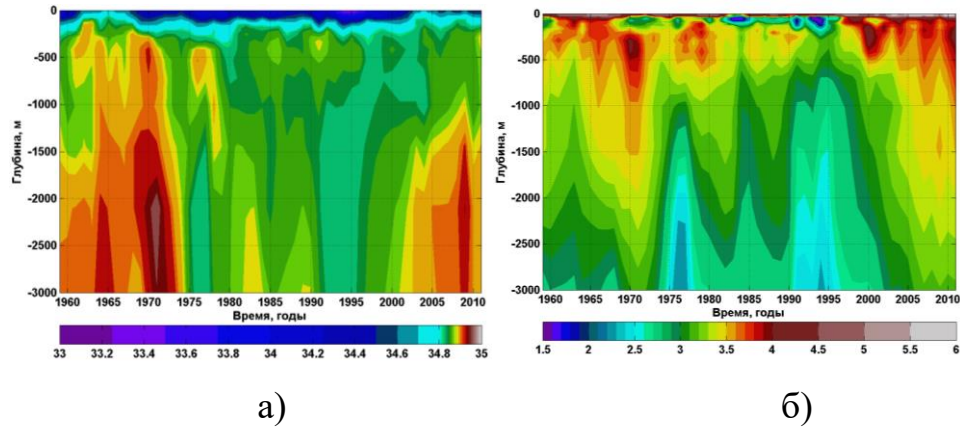


Рисунок 2.26 – Временной ход солености (а) и потенциальной температуры (б) в центральной части Лабрадорского моря (в точке с координатами  $56,7309^\circ$  с. ш.,  $52,0313^\circ$  з. д.) по данным реанализа ORA-S3

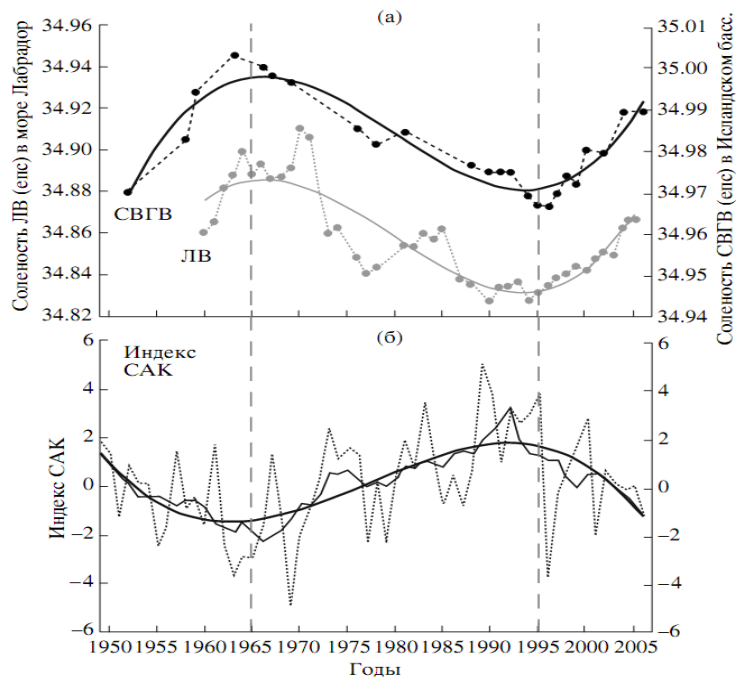


Рисунок 2.27 – Изменения средней солености в слое ЛВ (150–2000 м) в Лабрадорском море (серая пунктирная линия) и солености в ядре СВГВ в Исландском бассейне (черная штриховая линия), долгопериодные составляющие изменений солености показаны с помощью полиномов третьей степени (сплошные линии) (сверху); изменения зимнего (декабрь – март) индекса САК (пунктирная линия); скользящее семилетнее осреднение индекса САК (сплошная тонкая линия) и приближение полиномом третьей степени (сплошная толстая линия) (снизу) (источник рисунка [Сарафанов и др., 2009])

Рассмотрим изменчивость нижней САГВ. По данным, приведенным в [Boessenkool et al., 2007], для Исландского бассейна (восточный склон хребта Рейкьянес) в период со второй половины 40-х до первой половины 1950-х гг. отмечалось опреснение СВГВ, а в следующем десятилетии тенденция изменилась на противоположную, максимум солености в слое СВГВ отмечался в 1965 г. После этого началось длительное распреснение, продолжавшееся до 1990-х гг. С середины 1990-х гг. вновь началось интенсивное потепление и осолонение СВГВ (см. [Сарафанов и др., 2009; Sarafanov et al., 2007]). В [Dickson et al., 2002] также указывается на постоянное распреснение различных компонент САГВ в регионе их формирования в период 1965–2000 гг. (см. рис. 2.28). Однако для различных регионов эти периоды не монотонны: например, с середины 1990-х гг. вновь началось интенсивное потепление и осолонение СВГВ в Исландском бассейне [Сарафанов, 2009; Dickson et al., 2002].

Тенденции распреснения нижней САГВ во второй половине XX в. в [Dickson et al., 2002] объясняются совместным влиянием процессов в регионах, находящихся севернее Гренландско-Шетландских порогов: изменением интенсивности конвекции в Лабрадорском море и в море Ирменгера, перемешиванием и вовлечением распресненных местных вод в Исландском бассейне и Датском проливе, бассейне моря Ирмингер в потоки СЗГВ и СВГВ, – а также процессов, происходящих в Арктическом бассейне и в северных морях (например, изменением выноса морских льдов через пролив Фрама). Кроме того, в статье [Dickson et al., 2002] указывается на связь распреснения САГВ с САК. Это согласуется с закономерностями, описанными в [Сарафанов и др., 2009]: временные интервалы, на которых сохраняются однонаправленные устойчивые тенденции в многолетних изменениях термохалинных свойств ЛВ и СВГВ, в субарктической Атлантике с 1950-х гг. практически совпадают. Временную изменчивость температуры и солености ЛВ и СВГВ в 1950–2000-х гг. можно описать как почти синфазные долгопериодные колебания. А основные черты долгопериодных изменений исследуемых водных масс в регионе таковы: в 1950-х гг. – первой половине 1960-х гг. и во второй половине 1990-х – 2010-х гг. происходило осолонение и



потепление ЛВ и СВГВ, а распреснение и охлаждение отмечалось со второй половины 1960-х до середины 1990-х гг. [Сарафанов и др., 2009].

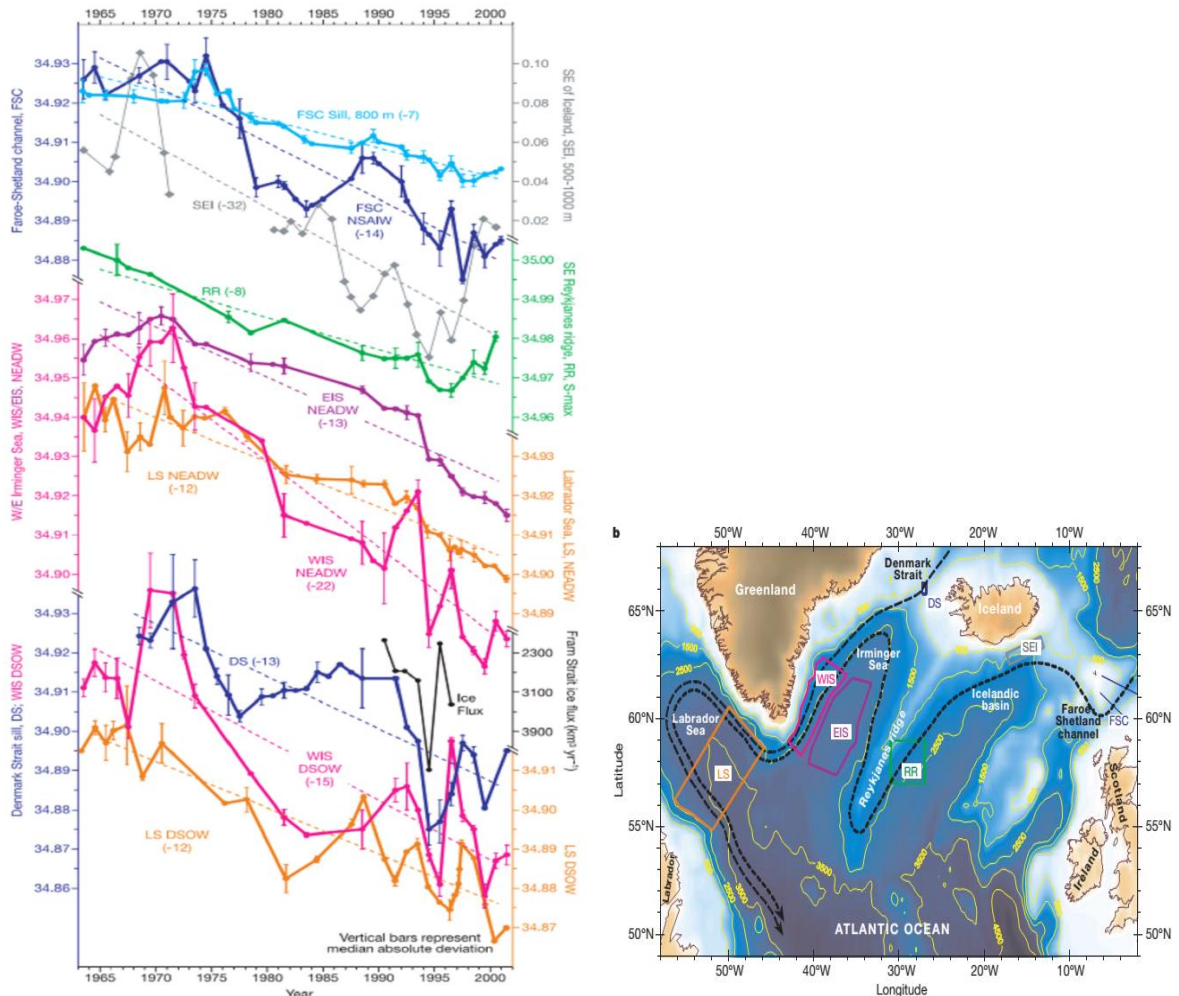


Рисунок 2.28 – Временной ход солёности компонент САГВ в северной части Северной Атлантики, аппроксимация этих рядов линейным трендом, коэффициент тренда (слева); карта региона формирования САГВ (справа). Аббревиатурой показано расположение временных серий, приведенных на рисунке. FSC – воды, проходящие через Фареро-Шетландский пролив; FSC NSAIW – глубинные воды Норвежского моря и арктические промежуточные воды, проходящие через Фареро-Шетландский канал; SEI – воды, проходящие через западную часть Исландско-Шетландских порогов в Исландский бассейн; WIS DSOW EIS DSOW – воды Датского пролива, располагающиеся в западной и восточной частях моря Ирмингера. Кривые DS, WIS DSOW и LS DSOW характеризуют солёность в потоке вод Датского пролива (на глубине 500–550 м при  $T < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), в нижнем придонном слое 0–200 м, когда воды спускаются по склону на юго-востоке Гренландии, и в абиссальных слоях Лабрадорского моря; EIS NEADW, WIS NEADW и LS NEADW описывают временные серии солёности на определенных этапах распространения СВГВ из Датского пролива в восточную часть море Ирмингера, в итоге формируя самые тяжелые воды в Лабрадорском море; RR – представляет продукт смешения вод, проходящих через Исландско-Шетландские пороги с местными водами и местными САГВ Исландского бассейна, протекающими вдоль восточного склона хребта Рейкьянес на  $57\text{--}59^{\circ}$  с. ш.,  $27\text{--}31^{\circ}$  з. д.

В работе [Jochumsen et al., 2012] указывается на изменчивость потока плотных вод через Датский пролив за период 1996–2011 гг. и на отсутствие значимого тренда во временных рядах температуры и солёности. В ней говорится о неясности связи объемного переноса через Датский пролив и САК. Объемный перенос через Датский пролив, превышающий среднее значение, иногда совпадает с положительными показателями индекса САК в зимний сезон, а низкие величины объемного переноса через Датский пролив всегда соответствуют отрицательным индексам САК. Но отрицательный индекс САК не всегда соответствует низким объемным переносам через Датский пролив. Авторы работы [Сарафанов и др., 2009; Сарафанов, 2009] полагают, что большее значение имеет знак индекса САК, а не его величина. Подключение локальных процессов (например, завихренность касательного напряжения ветра в проливе) к объяснению изменчивости тоже дает неясный результат: максимальный коэффициент корреляции между величиной завихренности касательного напряжения ветра и объемным переносом в проливе не превышает 0,4).

Подробная оценка параметров потока, проходящего через наиболее глубокую часть Гренландского-Шетландского хребта – канал Фарерской банки, за период 1995–2005 гг. дана в работе [Hansen, Osterhus, 2007]. Назовем эту водную массу водами Фарерской банки (ВФБ). ВФБ вносят важный вклад в формирование САГВ. По мнению [Hansen et al., 2004] вклад вод, проходящих через канал Фарерской банки (FBC-overflow) вместе с вовлеченными водами, в продукцию САГВ может достигать 25% [Hansen et al., 2004]. Явного тренда объемного переноса за этот период нет, его межгодовая изменчивость составляет около 10% от амплитуды. А за период 1997–2004 гг. солёность ВФБ возросла с 0,015 до 0,02 е.п.с., при этом плотность увеличилась на  $0,01 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ . Кроме того, в этой работе с использованием более полного набора данных не подтвердился результат ослабления переноса ВФБ за период 1950–2000 гг., показанный в более ранней работе этого же коллектива авторов [Hansen et al., 2001].

Таким образом, в работах современных авторов по данным реанализа ORA-S3 показано наличие междесятилетней изменчивости различных компонент САГВ.

Результаты современных работ, включающих работы группы российских ученых под руководством А. В. Сарафанова, показывают, что эта изменчивость обусловлена региональными изменениями глубины зимней конвекции, определяемой потоками тепла океан – атмосфера, термохалинных характеристик вод в верхних и промежуточных слоях океана в северной части Северной Атлантики. [Сарафанов и др., 2013], а не «изменением характеристик и объемов плотных вод, поступающих в Атлантику из Арктического бассейна» [Сарафанов и др., 2013], на что указывалось в более ранних работах, например [Wacon, 1998; Hansen et al., 2004; Peterson et al., 2006].

### 2.3 Выводы к разделу 2

Результаты в пунктах с 2 по 5 сформулированы автором на основе собственного анализа данных атмосферного реанализа NCEP. Результат, представленный в пункте 1, получен на основе анализа научной литературы, в которой исследуется изменение морского льда и наземного оледенения. Результат, сформулированный в пункте 6, получен на основе собственного анализа данных океанического реанализа ORA-S3 и анализа научной литературы.

1. На исследуемом промежутке времени происходит потепление, которое приводит к изменению ключевых параметров криосферы в высоких широтах СП: таянию морского льда в Арктике и уменьшению массы Гренландского ледникового щита. Для периода 1979–2019 гг. среднегодовое распространение льда в Арктике уменьшается на 4,7 %/10 лет; за период 2000–2018 гг. уменьшение массы Гренландского ледникового щита составляет  $181 \pm 31$  Гт/год. Эти процессы способствуют уменьшению плавучести вод в регионе формирования САГВ, особенно в регионах активной конвекции, и, соответственно, уменьшению скорости их формирования и потенциально могут повлиять на термохалинный режим МЦА.

2. В северной части Северной Атлантики значимые на 95%-ном уровне тренды среднегодовых величин (H + LE) получены в западной части Норвежского

моря ( $0,1 \div 0,3 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ), на границе кромки льда в Гренландском море ( $0,8 \div 1,8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ). В Дэвисовом и Датском проливах, в восточной части Гренландского моря тренды значимые на уровне 95%, но отрицательные ( $-0,5 \dots -0,7 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ). То есть в различных регионах формирования САГВ тренды (Н + LE) имеют различную направленность, а в областях формирования ЛВ тренд незначим на уровне 95%. В регионах формирования САГВ – в Норвежском и Гренландском морях – тренды Р – Е, значимые на уровне 95%, отрицательны ( $-0,1 \dots -0,25 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{год})$ ); в центральной части Лабрадорского моря, на акватории Исландского бассейна и моря Ирмингера среднегодовые тренды Р – Е положительные, значимые на уровне 95%, коэффициенты линейного тренда изменяются в интервале от  $0,15 \cdot 10^{-6}$  до  $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{год})$ . Таким образом, тенденции изменений турбулентных потоков тепла (Н + LE) и потоков пресных вод Р – Е в Гренландском и Норвежском морях способствуют увеличению плотности поверхностных вод, а в областях активной конвекции, расположенных южнее Гренландского-Шетландских порогов, тенденции изменения потоков способствуют уменьшению плотности поверхностных вод и их плавучести соответственно.

3. Лабрадорское море и область кромки льда в Гренландском море относятся к областям с наибольшими сезонными вариациями (Н + LE), здесь амплитуда сезонного хода (Н + LE) составляет  $110 \div 200 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Из всех регионов формирования САГВ наибольшая амплитуда сезонного хода Р – Е отмечается в Лабрадорском море и в море Ирмингера и составляет  $(0,7 \div 1,3) \cdot 10^{-5} \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ .

4. Области максимумов СКО-НLE и СКОвч10-НLE (с периодами менее 10 лет) совпадают, и в регионах формирования САГВ (в Лабрадорском, Гренландском, Норвежском морях и окрестности Восточно-Гренландского течения) в зимний период СКОвч10-НLE варьируют в интервале от 60 до  $230 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Наибольшие величины СКОвч10-НLE отмечаются зимой в Лабрадорском море (от 150 до  $230 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ).

5. В Северной Атлантике максимум низкочастотной изменчивости (Н + LE) отмечается зимой в Лабрадорском, Гренландском, Норвежском морях и

окрестности Восточно-Гренландского течения, т. е. в области формирования САГВ. В этих районах СКО10-НЛЕ и СКО30-НЛЕ составляют  $50 \div 120$  Вт/м<sup>2</sup> и  $30 \div 60$  Вт/м<sup>2</sup>. В окрестности Североатлантического течения и южной части Гольфстрима СКО10-НЛЕ достаточно велики, но не превышают 50 Вт/м<sup>2</sup>, а коэффициенты вариации  $S_{var10-НЛЕ}$  лежат в интервале от 0,1 до 0,3. В регионах формирования САГВ низкочастотная изменчивость Р – Е слабо выражена.

6. Во второй половине XX – начале XXI в. для температуры и солёности САГВ, формирующихся в северной части Северной Атлантики, характерны выраженные квазидесятилетние изменения.

Таким образом, знание всех вышеперечисленных особенностей изменчивости потоков тепла и пресных вод, а также выводов раздела 1, дает нам возможность задать реалистичные начальные и граничные условия, чтобы провести физически непротиворечивое моделирование ТХЦ в Северной Атлантике в рамках боксовой модели, результаты которого будут представлены в третьем разделе диссертации.

Опубликованные по второму разделу статьи:

1. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. О низкочастотной изменчивости турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. С. 305–308.

2. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. О низкочастотной изменчивости явных турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. Вып. 20. С.108–116.

3. Базюра Е.А., Полонский А.Б., Юровский А.В. Межгодовая изменчивость положения границы кромки льда в южном океане // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. Вып. 16. С. 246–250.

4. Аверьянова Е.А. О низкочастотной изменчивости баланса осадки–испарение на границе океана и атмосферы в Атлантическом океане // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС, 2017. Вып. 7 (27). С. 107–113.

5. Аверьянова Е.А. Особенности пространственно-временной изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла на границе океан-атмосфера в Атлантике // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС, 2021. Вып. 4 (46). С. 38–44.

Результаты, обсуждаемые в этом разделе, были представлены на семи международных конференциях в 2010, 2011, 2016 гг.

## РАЗДЕЛ 3

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

В этом разделе с помощью четырехблочной модели исследуется ТХЦ в Северной Атлантике. Рассматривается влияние различных механизмов на режимы ТХЦ. В частности, исследуется относительная роль ветра, нелинейности связи между меридиональными градиентами плотности и объемным меридиональным транспортом при формировании различных режимов ТХЦ, при этом эксперименты проводятся с использованием уравнения состояния в разных формах. Изучается влияние стохастических атмосферных флуктуаций и наблюдаемой в реальном океане изменчивости температуры и солености межгодового – десятилетнего масштабов на устойчивость ТХЦ в модели и возможность возникновения термохалинной катастрофы.

#### 3.1 О моделировании циркуляции океана в рамках моделей различной степени сложности

В современных тенденциях развития моделирования циркуляции океана можно выделить два направления. Первое направление связано с развитием упрощенных моделей и моделей промежуточной степени сложности. Они дают возможность понять большой спектр климатических явлений от Эль-Ниньо – Южное колебание до отклика климатической системы на антропогенные выбросы, влияющие на радиационный баланс через эмиссию парниковых газов и аэрозолей, например [Olbers, 2001; Randall et al., 2007]. Важнейшим достоинством этих моделей является их вычислительная эффективность, что дает возможность проводить множественные расчеты при различных дополнительных предположениях, а также реализовывать численные эксперименты с расчетами на тысячи лет вперед и более [Кароль, Киселев, 2013].

Второе направление основано на развитии сложных численных моделей. Они позволяют описать климатическую систему во всем многообразии. Эти модели используют основные законы сохранения, расписанные на сетке с максимально высоким разрешением. Подсеточные эффекты параметризуются с помощью различных гипотез. В таких моделях успешно воспроизводится ряд климатических параметров, годовой цикл, межгодовая изменчивость. Но вместе с тем для использования этих моделей необходимы большие вычислительные мощности и человеческие ресурсы. Это делает весьма проблематичным проведение большого числа численных экспериментов, необходимых для решения указанной задачи. По этим причинам расчеты в глобальных моделях проводят обычно только на несколько столетий вперед. Исключение составляют отдельные эксперименты, (например, [Liu, Liu, 2013; Liu et al., 2017] и др.). Кроме того, часть результатов, полученных в этих глобальных климатических моделях, трудно интерпретируемы. Это объясняется тем, что сложные модели используют много «подгоночных» параметров, характеризующих процессы подсеточного масштаба. Изучение чувствительности модельных результатов к их вариациям представляет собой серьезную проблему, поскольку проведение одного модельного расчета на суперкомпьютере даже при современных мощностях может занять от одного до нескольких месяцев. Отдельной проблемой является недостаточная точность задания начальных и граничных условий ввиду отсутствия адекватной системы долговременных наблюдений (см. разделы 1 и 2 диссертации).

В связи с изложенными выше обстоятельствами использование упрощенных моделей далеко не исчерпало своего потенциала. В этих моделях также остаются проблемы «грубости» параметризаций, точности задания начальных и граничных условий. Однако количество плохо определяемых параметров в них много меньше, чем в полных трехмерных моделях, реализовать их гораздо проще, а результаты, полученные в рамках этих моделей, легче интерпретировать. Важно при этом подчеркнуть, что уровень точности физического описания процессов в рамках упрощенных моделей не хуже точности задания начальных и граничных условий.



## 3.2 О моделировании океанической циркуляции с использованием боксовых моделей

### 3.2.1 Общие сведения о боксовых моделях

Отметим, что в этом разделе приводятся результаты наиболее интересных (по мнению автора диссертации) работ по исследованию меридиональной циркуляционной ячейки с использованием боксовых моделей. Одним из типов упрощенных моделей являются боксовые модели. Несмотря на свою простоту, они успешно описывают ряд климатических явлений и позволяют на количественном уровне оценить некоторые характеристики климатической системы. Боксовые модели ТХЦ способны воспроизводить множественные режимы ТХЦ, в дальнейшем обнаруженные в сложных глобальных моделях общей циркуляции. В боксовых моделях ТХЦ океан разбивается на несколько однородных частей (боксов), обмен между которыми контролируется меридиональными, или вертикальными, градиентами плотности.

Уже первая двухбоксовая модель, представленная в ключевой работе Стоммела [Stommel, 1961], позволила продемонстрировать ряд явлений, занимающих центральное место в теоретическом понимании динамических систем. Модель Стоммела состоит из двух хорошо перемешанных боксов равного объема: теплого соленого южного экваториального и холодного пресного северного полярного бокса. Боксы связаны двумя трубками пренебрежимо малого объема, через которые осуществляется перенос тепла и соли (рис. 3.1а). Предполагается, что океан получает тепло из атмосферы в южном боксе и отдает в северном с нулевым интегральным балансом. Кроме того, считается, что осадки, выпадающие над полярным боксом, формируются в результате испарения в экваториальном боксе. На поверхности для температуры и для солености используются граничные условия Ханей [Haney, 1971]. Стоммел показал, что в системе возможны три равновесных состояния: стабильный соленостный, или халинный, режим (контролируемый (управляемый) меридиональными

градиентами соленостей), стабильный и нестабильный температурные режимы (контролируемые меридиональными градиентами температур). Таким образом, Стоммел показал возможность наличия различных режимов ТХЦ и катастрофических переходов между ними. Отметим, что интерес к его работе возник значительно позднее, когда возрос интерес научного сообщества к механизмам, отвечающим за изменения климата.

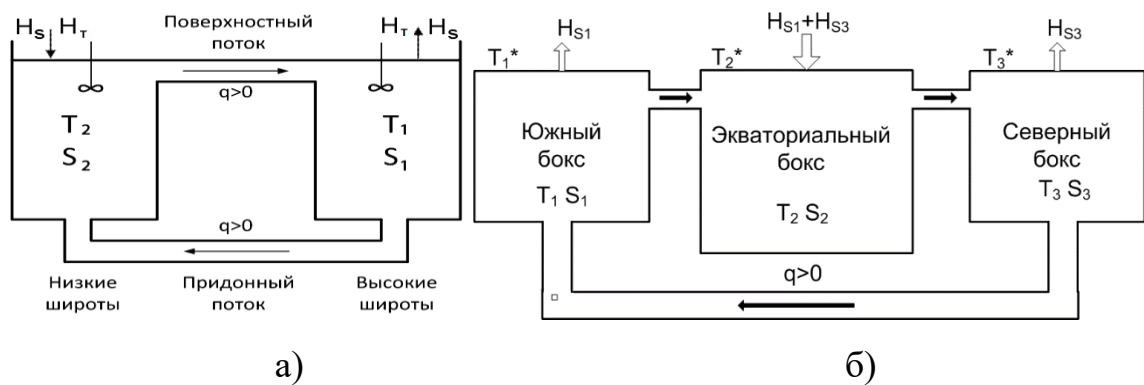


Рисунок 3.1 – Двубоксовая модель Стоммела [Stommel, 1961] (а); трехбоксовая модель Рутца [Rooth, 1982] (б).  $H_S$ ,  $H_T$  – потоки тепла и соли на поверхности;  $T_i$ ,  $S_i$  – температура и соленость боксов;  $q$  – параметр, контролирующий ТХЦ в модели. При  $q > 0$  поток в верхнем слое направлен на север, а в придонном слое – направлен на юг, при  $q < 0$  направление потока – противоположное

Рутс [Rooth, 1982] добавил в модель Стоммела третий бокс и получил идеализированную модель двухполушарного океана с возможностью кросс-экваториального потока. В [Rooth, 1982] океан представлен в виде двух полярных боксов одинакового объема  $V$  и экваториального бокса объема  $2V$  (рис. 3.1б). В модели используются симметричные (относительно экватора) смешанные граничные условия. Наличие в модели глубинной связи между полярными боксами [Rooth, 1982], не проходящей через центральный бокс и связывающей два холодных полярных бокса, автоматически исключает симметричную двухячейковую циркуляцию (она сохраняется только для нестабильного тривиального решения с нулевой величиной объемного транспорта). В этой модели

установлено, что при достаточно больших возмущениях устойчивая одноячейковая циркуляция может перейти в одноячейковую циркуляцию противоположного направления. Это окажет значительное влияние на климат, т. к. кроссэкваториальный транспорт тепла, связанный с термохалинной циркуляцией, изменит направление.

Таким образом, Стоммел и Рутс положили начало двум типам боксовых моделей: полушарные (экватор – полюс) и межполушарные (полюс – экватор – полюс). Чаще всего боксовые модели используются для моделирования термохалинной циркуляции в одном океане, однако встречаются работы по изучению процессов в межокеанских боксовых моделях. Например, в диссертации [Marotzke, 1990] исследуется мультибоксовая модель, в которой Тихий и Атлантический океаны представлены в виде четырех боксов каждый (рис. 3.2). Водобмен между океанами осуществляется на юге, в циркумполярной области, где идет свободный межбассейновый обмен.

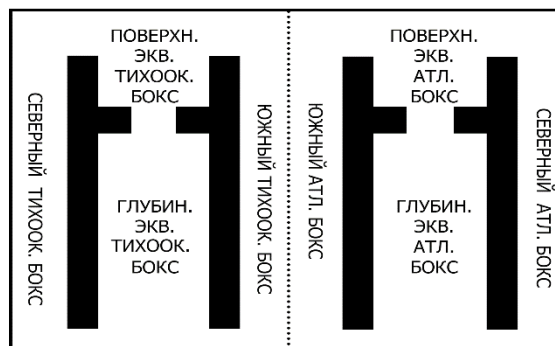


Рисунок 3.2 – Межокеанская боксовая модель Маротзке

Таким образом, работы по океанским боксовым моделям можно разделить на межокеанические и моноокеанические, которые в свою очередь делятся на полусферные и межполусферные. С основными типами конфигурации боксовых моделей подробнее можно ознакомиться в обзоре [Whitehead, 1995].

Рассмотрим граничные условия, чаще всего используемые в боксовых моделях ТХЦ. Взаимодействие между океаном и атмосферой через потоки тепла, влаги и другие механизмы происходит на разных временных масштабах и включает

различные физические процессы. Отставание ТПО от сезонного цикла инсоляции составляет порядка шести недель и обычно параметризуется как отклик на изменение атмосферных условий [Bretherton, 1982]. Зависимость потока длинноволновой радиации, явных и скрытых потоков тепла от температуры позволяет использовать простые линейные ньютоновские граничные условия. Верхний слой океана (или бокс, представляющий его в боксовой модели) восстанавливается до эффективной температуры на коротких временных масштабах порядка 1–2 месяца. Таким образом, граничные условия имеют вид меняющихся потоков тепла:

$$Q_r = \frac{\rho_0 C_p \Delta z_1}{\tau_R} (T_1(\lambda, \varphi) - T_a(\lambda, \varphi)), \quad (3.1)$$

где  $T_1(\lambda, \varphi)$  – температура верхнего бокса толщиной  $\Delta z_1$ , на долготе  $\lambda$  и широте  $\varphi$ ;

$T_a$  – атмосферная эффективная температура;

$C_p$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении;

$\rho_0$  – условная плотность;

$\tau_R$  – время релаксации [Haneу, 1971].

Потоки пресной воды на поверхности океана (за счет осадков, испарений, стока рек, льдообразования) в океанских моделях представляют, как поверхностные граничные условия по солености. Однако испарение зависит от разности температур вода – воздух, а осадки зависят от сложных мелко- и крупномасштабных процессов в атмосфере. Ньютоновское граничное условие по солености имеет вид

$$Q_s = \frac{\rho_0 \Delta z_1}{\tau_R} (S_1(\lambda, \varphi) - S_a(\lambda, \varphi)). \quad (3.2)$$

Физически подтвердить это условие невозможно, т. к. подразумевается использование определенного временного масштаба изменчивости смещения аномалий солености, которые в реальности не наблюдаются. Формула (3.2) подразумевает, что количество осадков и испарений в любой точке зависит от

локальной солености поверхности океана  $S_1(\lambda_1, \varphi)$ , что, очевидно, неверно. Для решения этой проблемы в несовместных океанских моделях используют или фиксированные потоки соли  $Q_s$ , или потоки соли, слабо зависящие от разности температур вода – воздух. Потоки соли можно перевести в потоки пресной воды по формуле

$$P-E(m/yr) = -\frac{sur \cdot Q_s}{\rho_0 S_0}, \quad (3.3)$$

где  $sur$  – это число секунд в году;

$P$  – осадки;

$E$  – испарения;

$S_0$  – постоянная относительная соленость (34,7‰).

Постоянная соленость используется в формуле (3.3) вместо  $S_1$ , так что при интегрировании уравнения (3.3) по поверхности океана в модели с твердой крышкой нулевые суммарные  $(P - E)$  соответствуют суммарному нулевому потоку соли  $Q_s$ .

В боксовых моделях чаще всего используются смешанные граничные условия. Это соответствует поверхностным граничным условиям, которые включают ньютоновское условие восстановления по температуре и фиксированный поток соли. Обычно время релаксации  $\tau_R$  для солености больше, чем для температуры. Использование смешанных граничных условий в сущности предполагает бесконечную теплоемкость атмосферы.

По причине нехватки данных наблюдений приповерхностной скорости ветра в открытом океане, влажности на стандартной высоте (необходимых для определения испарения по балк-формулам) и осадков, для получения потоков пресной воды стационарную задачу в модели обычно решают обычно при ньютоновских граничных условиях и по  $T$  и по  $S$  ((3.1) и (3.2)). Затем определяют поток соли в стационарном состоянии и решают нестационарную задачу с фиксированным потоком соли (3.3), определяемым с использованием решения стационарной задачи. Обоснование этого подхода заключается в том, что, запуская модель, в которой  $T$  и  $S$  восстанавливаются до фиксированных климатических

поверхностных полей, можно получить равновесное состояние с климатически верными полями температуры и солености. Определяемое поле ( $P - E$ ) – это то поле, которое теоретически должно давать климатическое поле солености на поверхности [Weaver, Hughes, 1992].

### 3.2.2 Полусферные боксовые модели

Подробное описание режимов и условий перехода между ними для оригинальной или слегка измененной двухбоксовой модели Стоммела произведено в работах [Marotzke, 1990; Cessi, 1994; Ruddick, Zhang, 1996; Lohmann, Schneider, 1999; Saltzman, 2002; Weaver, Hughes, 1992; Dijkstra, Ghil, 2005]. В качестве наглядного примера приведем решение модели Стоммела в упрощении, сделанном Маротзке [Marotzke, 1990]. Ее отличие от оригинальной модели Стоммела заключается в том, что на поверхности задается только граничное условие для солености, это дает возможность получить решение в аналитическом виде, оно представлено на рис. 3.3. В работе [Ruddick, Zhang, 1996] получен важнейший вывод: показано, что в двухбоксовой модели Стоммела невозможно существование автоколебаний (англ. *self-sustained oscillations*). Там же приведены диаграммы, показывающие зависимость стабильности равновесия в модели Стоммела от соотношения между соленостным и температурным вкладами в суммарный поток плавучести и отношения эффективных времен релаксации температуры и солености.

Однако автоколебания возможны в полусферной двухбоксовой модели Веландера [Welander, 1982], отличающейся по конфигурации от модели Стоммела. Модель Веландера представляет собой два расположенных друг под другом, хорошо перемешанных бокса: верхний слой, температура и соленость которого непосредственно реагируют на поверхностные потоки тепла и соли, и гораздо большего объема глубинный слой океана с постоянными (фиксированными) температурой и соленостью. В этой модели за счет баланса между диффузией и конвекцией возможны самоподдерживающиеся колебания. Посредством

вертикального перемешивания слои взаимодействуют на двух разных временных масштабах: при неустойчивой стратификации происходит быстрое конвективное перемешивание, а в остальное время происходит медленное диффузионное перемешивание. Этот тип осцилляций, возможный в боксовых моделях, связан с конвекцией в регионах образования глубинных водных масс. Расширенный анализ этой модели представлен в [Cessi, 1994].

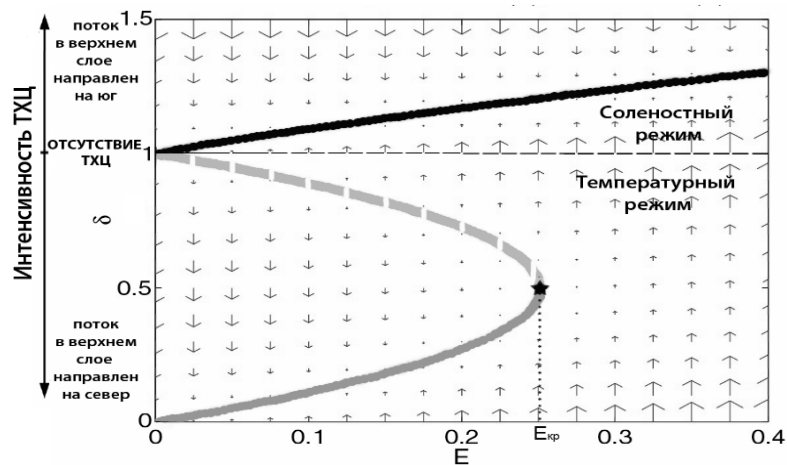


Рисунок 3.3 – Решение уравнений боксовой модели из [Marotzke, 1990] ( $\delta$  – безразмерный параметр, характеризующий интенсивность меридионального потока;  $E$  – безразмерный параметр, характеризующий поток пресных вод на поверхности). Сплошными линиями показано стабильное решение, штриховыми – нестабильное, черными – соленостный режим, серыми – температурный режим; черная кривая – стабильный соленостный режим, серая штриховая – нестабильный температурный режим, серая сплошная – стабильный температурный режим (по [Marotzke, 1990])

Хуанг и его соавторы [Huang et al., 1992] впервые сформулировали четырехбоксовую полусферную модель, в которой совмещены свойства моделей [Welander, 1982] и [Stommel, 1961]. Она состоит из двух глубоководных и двух поверхностных боксов, в ней учитывается вертикальный и горизонтальный обмен теплом и солью. В этой модели также возможны температурный и халинный (соленостный) режимы циркуляции. Авторы использовали метод Монте-Карло для

оценки вероятности достижения термического или халинного режима и не рассматривали характеристики устойчивости этих режимов. Это сделано в [Tziperman et al. 1994]. В рамках этой модели Хуанг и его соавторы показывают, что при выбранных ими параметрах модели, соответствующих современному состоянию Северной Атлантики, небольшое увеличение осадков (на  $\sim 20\%$ ) может привести к переходу в халинный режим, т.е. к ТХК. ТХК осуществляется в три стадии: 1) стадия согласования начальных и граничных условий (40-й – 264-й модельные годы); 2) стадия катастрофы (264-й – 500-й модельные годы); 3) стадия приспособления, во время которой температура и соленость глубинных боксов приспособляются к тем параметрам, которые необходимы при новом равновесном режиме (после 500-го модельного года). Кроме того, Хуанг и соавторы [Huang et al., 1992] провели сравнение между четырехбоксовой ( $2 \times 2$ ) и шестибоксовой ( $3 \times 2$ ) моделями с идентичными условиями на поверхности и сходным атмосферным форсингом и показали, что улучшение разрешения (увеличение количества боксов) качественно не влияет на характер решения, за исключением того, что возникают второстепенные (дополнительные) физически маловероятные режимы циркуляции.

Статья Накамуры и его соавторов [Nakamura et al., 1994] дала начало другому направлению в развитии боксовых моделей – совместным боксовым моделям океана и атмосферы. В полусферной боксовой модели Накамура и соавторы используют усложненную параметризацию совместного взаимодействия океана и атмосферы с учетом меридионального переноса тепла и влаги в атмосфере, в основе которой лежат работы [North, 1975; Wang, Stone, 1980; Stone, Yao, 1990; Branscome, 1983; Shepheld, 1989; Shepheld, 1993; Baumgartner, 1975; Broecker, 1990]. Авторы впервые исследуют связь между меридиональным переносом тепла и влаги бароклинными атмосферными вихрями и режимом ТХЦ. Показано, что эта связь – положительная и дестабилизирует современный режим ТХЦ. Рассмотрим механизм этой обратной связи: уменьшение заглубления в высоких широтах  $\rightarrow$  уменьшение океанического переноса тепла на север  $\rightarrow$  увеличение меридионального градиента температуры ( $T$ ) (выше  $T_{\text{поверхн.экв.бокса}}$  и ниже



$T_{\text{поверхн.полярн.бокса}}$ ) → увеличение переноса влаги в атмосфере на север → увеличение суммарного испарения в низких широтах и суммарных осадков в высоких широтах → изменение солёности ( $S$ ) (уменьшение  $S_{\text{поверхн.полярн.бокса}}$  и увеличение  $S_{\text{поверхн.экв.бокса}}$ ) → дальнейшее ослабление заглублиения вод в высоких широтах → уменьшение океанического переноса тепла на север →... далее цикл снова повторяется («→» – «влияет на, обуславливает»). В [Nakamura et al., 1994] указывается также на то, что классические представления о поверхностном тепловом потоке, используемые в моделях океана, то есть ньютоновская релаксация (Newtonian relaxation law), могут значимо стимулировать эту обратную связь в глобальном масштабе, если эффективная температура и времена релаксации хорошо подобраны.

Далее совместные боксовые модели океана и атмосферы исследовались в работах [Marotzke, Stone, 1995; Krasovsky, Stone, 1998; Shaffer, Olsen, 2001; Verdierie, 2010]. В [Marotzke, Stone, 1995] представлена модель [Nakamura et al., 1994] с упрощенной презентацией атмосферного переноса тепла и влаги. Это дало авторам возможность подробно проанализировать связь между интенсивностью циркуляции и атмосферным переносом тепла и влаги. Ими показано, что линейная зависимость атмосферного переноса тепла от интенсивности океанической циркуляции уменьшает площадь, занимаемую стабильным решением с заглублиением в полярных широтах в пространстве параметров модели, по сравнению с моделями, где пресный форсинг описывается как внешний параметр (т. е. моделями, в которых используются традиционные релаксационные условия Ханей для параметризации атмосферных процессов). Показано, что наиболее сложное поведение в модели возникает при взаимодействии атмосферного переноса тепла и ТХЦ, которое может приводить либо к стабилизации, либо к дестабилизации режима ТХЦ в зависимости от эффективности атмосферного переноса, и очень эффективный атмосферный перенос приводит к дестабилизации. Однако сами авторы [Marotzke, Stone, 1995] указывают на то, что, возможно, дестабилизация – это артефакт модели. И этот аномальный эффект не исчезает, даже когда при введении поправок потоков в модели получается корректный

средний климат. Поэтому далее авторы приводят альтернативную схему параметризации потоков, при которой сохраняется стабильность свойства модели, уточненную для конкретных источников ошибок (ошибок параметризации переноса влаги атмосферой, ошибок в параметризации океанического переноса массы, ошибок в параметризации компонент атмосферного теплового баланса).

В работе [Krasovskiy, Stone, 1998] представлено аналитическое решение модели [Marotzke, Stone, 1995] с учетом предположения, что эффект океанической адвекции тепла невелик по сравнению с влиянием поверхностных потоков тепла и солей, но не пренебрежимо мал. Полученные аналитические решения хорошо согласуются с численными решениями [Marotzke, Stone, 1995] и в общем виде показывают, как дестабилизация системы зависит от чувствительности меридиональных атмосферных переносов к меридиональным градиентам температуры и солености. Показано, что атмосферные обратные связи оказывают небольшое влияние на систему, если она устойчивая, однако их роль увеличивается, когда система слабо устойчивая. Переоценка (недооценка) чувствительности атмосферного переноса влаги к меридиональным градиентам температур всегда стабилизирует (дестабилизирует) систему благодаря положительной обратной связи при переносе влаги атмосферными бароклиническими вихрями, назовем ее ЕМТ-обратной связью (от англ. eddy moisture transport feedback). Эта связь положительна при современной термической моде, но при халинной моде ЕМТ-обратная связь будет отрицательной.

В работе [Verdierie, 2010] исследована стабильность полусферной 3-боксовой модели, в которой учтены горизонтальная и вертикальная адвекция и конвекция (convection adjustment scheme). Рассматриваются две подсистемы: конвективная (с учетом конвекции) и стратифицированная (без учета конвекции). Вердиер указывает на существование переходного аттрактора температура – соленость (ПТСА) в пространстве параметров модели стратифицированной системы, являющегося результатом сильных отрицательных обратных связей вследствие потоков на границе океана и атмосферы, и адвекции, которая быстро регулирует температуру в полярном боксе, в случае, когда бокс стратифицирован. Вблизи

этого аттрактора возможно или самовосстановление, или коллапс ТХЦ. Вердиер описывает механизм полярной халоклиной катастрофы, возникающей, когда в полярный бокс добавляется большая отрицательная аномалия солености конечной амплитуды. Катастрофа происходит в три этапа: 1) короткая переходная фаза, когда система переходит в область вблизи ПТСА (траектории в фазовом пространстве быстро движутся к ПТСА), при этом эволюцию интенсивности ТХЦ определяют температурные градиенты; 2) медленный второй этап (100 модельных лет), во время которого ослабляется интенсивность циркуляции, что связано с увеличением солености в субтропическом боксе (и этот процесс является прекурсором неустойчивости); 3) быстрая стадия коллапса ТХЦ, вызываемого уменьшением солености полярного бокса и соответствующей соленостной положительной обратной связью. Неустойчивость двух последних этапов регулируется нелинейными соленостными положительными обратными связями. Сравниваются два способа моделирования атмосферных процессов: 1) моделирование с использованием смешанных граничных условий; 2) совмещение трехбоксовой океанической модели с моделью энергетического баланса. Во втором случае рассматривается совместная боксовая модель океана и атмосферы, в которую включена параметризация атмосферных процессов. Эти процессы базируются на представлениях авторов работы [Marotzke, Stone, 1995]. Для этого второго случая показано, что для дестабилизации ТХЦ необходимы большие отрицательные аномалии солености, чем для первого. И в первом, и во втором случае наблюдается один и тот же тип неустойчивости.

Ряд работ по боксовым моделям посвящен учету ветровой циркуляции (ВЦ) в боксовых моделях. В работе [Stommel, Rooth, 1968] впервые в простую боксовую модель добавлена ветровая компонента. Авторами исследована динамика потока, контролируемого ветровой циркуляцией (напряжением ветра) и потоками плавучести. В некоторых работах ветровая циркуляция в полусферных моделях представляется в виде горизонтальной диффузии. Например, Шаффер и Олсен [Shaffer, Olsen, 2001] обобщили совместную боксовую модель [Marotzke, Stone, 1995], разбив океаническую часть модели на поверхностный и глубинный слой с

учетом горизонтальной (представляет эффект ветровой циркуляции) и вертикальной диффузии. Они обнаружили, что режим с опусканием вод в высоких широтах стабилизируется увеличением горизонтальной или вертикальной диффузии. В  $2 \times 2 \times 2$ -блочной модели, представленной в работе [Huang, Stommel, 1992], было учтено напряжение ветра. Результаты этой работы сходны с результатами  $2 \times 2$ -блочной модели [Huang et al., 1992] без учета ветра: при параметрах, соответствующих современной Северной Атлантике, система находится в термическом режиме. Показано, что число равновесных (стационарных) состояний системы зависит от интенсивности ВЦ. При слабой ВЦ возможны переходы между различными стационарными состояниями, а при интенсивном ветре множественное равновесие в системе исчезает.

Паскуэро и Тzipерман [Pasquero, Tziperman, 2004] совместили блочную модель типа стомелловской с горизонтально ориентированным тором, изображающим ВЦ в круговороте, и исследовали меридиональную циркуляцию, контролируемую взаимодействием ветра и потока плавучести. В модели учтена односторонняя обратная связь между ВЦ и ТХЦ: ВЦ не изменялась со временем и влияние ТПО на ВЦ не учитывалось. В модели при учете ВЦ обнаружены автоколебания с малыми амплитудами и объяснен механизм их возникновения. Интересно также отметить, что присутствие даже слабого ветрового круговорота может предотвратить переход модели в хаотичный режим.

Макминовски в соавторстве с Тzipерманом [MacMynowski, Tziperman, 2006] улучшили модель, исследуемую в [Pasquero, Tziperman, 2004], сделав акцент на изучении двусторонней обратной связи между ТХЦ и ВЦ. ТХЦ  $\rightarrow$  меридиональный градиент температур  $\rightarrow$  изменение ветра в атмосфере  $\rightarrow$  ВЦ в океане  $\rightarrow$  ТХЦ (« $\rightarrow$ » – «влияет на, обуславливает»). Показано, что при наличии двусторонней обратной связи требуется меньший пресноводный форсинг (изменения в потоках пресных вод) для дестабилизации модели. Для большего пресноводного форсинга (англ. freshwater forcing) результатом действия обратной связи является возникновение нового стабильного равновесия (вместо осцилляций большой амплитуды, которые развиваются в случае без учета такой обратной

связи). Для перехода в это новое устойчивое равновесие в модели Макминовски и Тзипермана необходим бóльший пресноводный форсинг по сравнению с необходимым в модели Паскуеро и Тзипермана.

В работе [Longworth et al., 2005] рассматривается гораздо более простая модель, чем в [Pasquero, Tziperman, 2004]. Логвортз и соавторы в полусферной модели Стомелла и межполусферной модели Рутза учитывают ВЦ, представленную с помощью коэффициентов диффузии. Затем они приводят аналитические решения для этих моделей, показывающие, что при определенной интенсивности ветра и величине атмосферного пресноводного форсинга исключается возможность существования множественного равновесия в боксовых моделях. Этот вывод согласуется с результатами работы [Huang, Stommel, 1992] и более поздней работы [Guan et al., 2008] (о том, что учет ветровой циркуляции исключает множественность равновесных решений боксовой модели).

В статье [Guan et al., 2008] использована нестандартная обратно пропорциональная зависимость интенсивности ТХЦ от градиентов плотности (в основу этого предположения легла теория о балансе механической энергии, которая заключается в том, что ТХЦ контролируется внешними источниками (переход кинетической энергии турбулентности в энергию внутренних волн, осуществляемый вследствие напряжения ветра и диссипации приливами). Такого типа модель здесь и далее будем называть ЕС-модель (от англ. energy constraint model). Если в стандартной модели Стоммела имеются, как уже говорилось ранее, режимы термический устойчивый, термический неустойчивый, халинный устойчивый, то в ЕС-модели режимы другие: халинный устойчивый, халинный неустойчивый, термический устойчивый. Кроме того, бифуркация типа седло – узел в этой модели происходит в халинном режиме, а не в термическом, как в модели Стоммела.

Гуан и его соавторы [Guan et al., 2008] пришли к выводу о том, что в ЕС-модели усиление ветровой циркуляции приводит к ослаблению меридиональной циркуляции, и это противоречит результатам, полученным в моделях с линейной зависимостью меридионального транспорта от разности

плотностей. Гуан и его соавторы не были первыми, кто использовал нелинейную зависимость интенсивности ГХЦ от разности плотностей север – юг. Например, Парк [Park, 1999], основываясь на работах [Bryan, Cox, 1967; Robinson, Stommel, 1959; Hughes, Weaver, 1994; Munk, 1966], показал, что меридиональный объемный транспорт в океане может зависеть от корня третьей степени разности плотности между севером и югом. Более подробное обсуждение работы [Park, 1999] приводится нами в п. 3.2.1.1.

Отметим, что модель Гуана развивается и в более поздних работах, например [Shen et al., 2011; Liu et al., 2021].

### 3.2.3 Межполушарные боксовые модели ГХЦ

Веландер в работе [Welander, 1986] расширил трехбоксовую модель Рутца [Rooth, 1982], допуская глубинную связь между экваториальным и полярным боксами. Геометрия модели Веландера представлена на рис. 3.4. В этой модели получено девять равновесных состояний (при достаточно интенсивном термическом форсинге), четыре из которых оказались стабильными. Состояния с положительным направлением циркуляции в каждом полушарии, при которых в поверхностном слое поток направлен к полюсу, а в глубинном – к экватору, обозначим знаком «+», противоположные направления – знаком «-». Симметричные двухъячейковые режимы (+; +) и (-; -) соответствуют термическому и халинному режимам. Два других ассиметричных одноячейковых стабильных режима (+; -) и (-; +) соответствуют термическому режиму в одном полушарии и халинному в другом полушарии. Отметим, что в модели возможно установление ассиметричных режимов при симметричном атмосферном форсинге. Кроме того, Веландер показал, что равновесие некоторых классов трехбоксовых моделей или n-боксовых моделей может быть представлено как суперпозиция элементарных равновесных состояний двухбоксовых моделей. Например, ассиметричная межполюсная циркуляция – это комбинация температурного

режима в циркуляционной ячейке в одном полушарии и халинного режима в циркуляционной ячейке в другом полушарии.

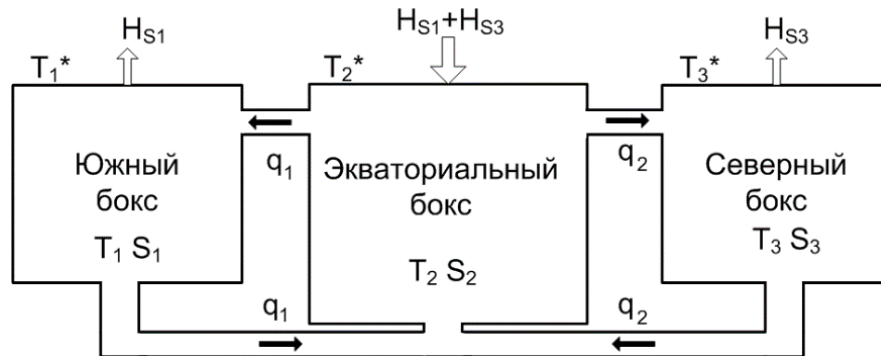


Рисунок 3.4 – Трехблочная модель, используемая в статье [Welander 1986]. В модели установлен симметричный фиксированный поток соли (не изменяющийся во времени), положительный в экваториальном блоке и отрицательный в полярных блоках. Объемный транспорт  $q_1$  и  $q_2$  положителен в направлениях, указанных на рисунке. Объем двух полярных блоков  $V_p$ , объем экваториального блока  $V_e = 2V_p$

Подробное исследование стабильности в модели Рутца [Rooth, 1982] проведено в статье [Scott et al., 1999]. В ней показано, что, в отличие от полусферной модели Стоммела, в межполюсферной модели Рутца существует только один режим с заглуплением на севере (в модели Стоммела два режима с заглуплением на севере – сильный и слабый). Интенсивность циркуляции  $q$  зависит от межполюсной разности температур  $T_N - T_S$  ( $T_N$  и  $T_S$  – равновесные разности температур между экватором и Северным полюсом и между экватором и Южным полюсом). Также интенсивность ТХЦ прямо пропорциональна корню квадратному из потока пресных вод в том полушарии, где происходит подъем вод (если  $q > 0$ , то  $q \sim \sqrt{\Phi_S}$ , если  $q < 0$ , то  $q \sim \sqrt{\Phi_N}$ ;  $\Phi_N, \Phi_S$  – потоки пресных вод в Северном и Южном полушарии). Кроме того, показано, что температурная обратная связь всегда отрицательная, а знак соленостной обратной связи зависит от асимметрии (симметрии) пресноводного форсинга: когда  $\Phi_N > \Phi_S$ , соленостная обратная связь

положительная, а когда  $\Phi_N < \Phi_S$  – отрицательная (в полусферных же моделях соленостная обратная связь всегда положительная). Для случаев с различной симметрией пресного форсинга ( $\Phi_N > \Phi_S$  и  $\Phi_N < \Phi_S$ ) определены пороговые значения возмущений, при которых в модели возможны субкритическая и суперкритическая бифуркации Хопфа. Уточним, что в своей работе авторы [Scott et al., 1999] не совсем точно используют этот термин с математической точки зрения: в этой работе под ними подразумеваются бифуркации из неосциллирующего в осциллирующий режим и наоборот. Также в работе [Scott et al., 1999] модель Рутца расширена параметризацией переноса тепла и влаги в атмосфере за счет бароклинных вихрей (аналогично работе [Marotzke, Stone, 1995]). В расширенной модели интенсивность циркуляции также зависит от  $T_N$ ,  $T_S$ , потока пресных вод в полушарии, в котором происходит апвеллинг, и интенсивности вихревых переносов тепла и влаги. Показано, что обратная связь вследствие переноса влаги вихрями в атмосфере всегда является стабилизирующей, а действие обратной связи в результате переноса тепла вихрями в атмосфере может как стабилизировать, так и дестабилизировать систему: все зависит от знака соленостной обратной связи в системе и величин возмущений.

В работе Рамсторфа [Rahmstorf, 1996] использована четырехблочная модель, сходная по конфигурации с моделью Рутца. Она представляет собой два полярных блока (южный-1 и северный-2) между которыми расположены поверхностный тропический (3) и глубинный тропический (4) блоки. Далее в обсуждении температуру и соленость этих блоков будем обозначать символами «Т» и «S» с нижними индексами, соответствующими номерам блоков. Североатлантические глубинные воды (САГВ) формируются в северном полярном блоке, интенсивность потока из которого контролируется разностью температур между полярными блоками. Солености в блоках определяются за счет адвекции и потоков пресной воды на поверхности. Глубинный тропический блок принципиальной роли не играет (его соленость равна солености северного полярного блока  $S_4 = S_2$ ). Поверхностные температуры задаются с помощью релаксационных условий Ханей или фиксируются (мгновенное приспособление).



Рамсторф показал, что в стационарном состоянии объемный перенос между боксами зависит от атмосферного потока пресных вод в южном полярном боксе ( $F_1$ ), а поток соли в северном полярном боксе  $F_2$  влияет на переходный временной отклик в модели. В зависимости от потока пресных вод при положительном объемном переносе авторами выделено три режима (рис. 3.5): 1) при  $T_2 < T_1$  и  $F_1 < 0$  разности тепла и соли совместно контролируют циркуляцию – термохалинный режим; 2) при  $T_2 > T_1$  и  $F_1 < 0$  – халинный режим (уточним, что, в отличие от модели Стоммела, это не поток вод с формированием глубинных вод на юге, а поток, контролируемый разностями соленостей); 3) самый интересный режим – термический контролируемый режим при  $T_2 < T_1$  и  $F_1 > 0$ . Эта ветвь решения заканчивается бифуркацией типа седло – узел (точка S на рис. 3.5).

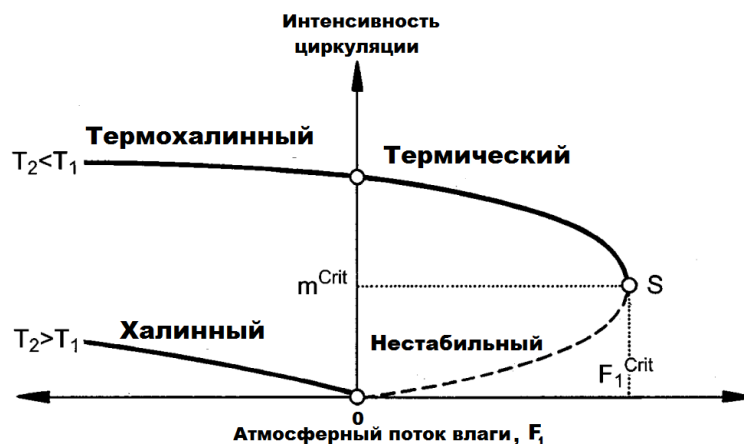


Рисунок 3.5 – Три режима боксовой модели Рамсторфа [Rahmstorf, 1996].

Сплошная линия – стабильное решение; штриховая линия – нестабильное решение; S – точка бифуркации седло – узел

Рамсторф показывает, что термическая ветвь потока, представляющая основной интерес (т. к. соответствует современному режиму циркуляции), возможна только при асимметричном пресном форсинге, и, по его мнению, асимметрия между Северным и Южным полушариями является ключевым фактором в формировании конвейера Брокера. Кроме того, Рамсторф впервые применил гистерезисный подход при исследовании равновесной структуры МЦА

и пороговых возмущений. В этом подходе применяется возмущение атмосферных потоков, его амплитуда увеличивается очень медленно, так что предполагается, что МЦА остается близкой к равновесию для данного форсирующего состояния. При некотором значении амплитуды вынуждающего возмущения МЦА начинает резко изменяться, переходя в коллапсированное состояние равновесия. Когда это равновесие достигнуто, интенсивность вынуждающего возмущения обычно уменьшается до тех пор, пока МЦА снова не начнет переходить из коллапсированного в активное состояние АМОС. Рамсторф сравнил полученную структуру гистерезиса для глобальной модели общей циркуляции океана и для выше обсуждаемой 4-боксовой модели и показал, что реакция МЦА на возмущения потоков пресных вод в Северной Атлантике в этих двух моделях удивительно похожа.

В [Titz et al., 2002] проведен подробный бифуркационный анализ трехбоксовой и четырехбоксовой (по конфигурации такой же, как у Рамсторфа) моделей, в которых потоки тепла не фиксировались, а задавались с помощью условий Ханей через эффективную температуру. Показано, что для таких моделей характерна бистабильность: современное стабильное состояние циркуляции может сменяться нестабильным при прохождении бифуркации седло – узел или субкритической бифуркации Хопфа (при ней возникает нестабильный периодический цикл). Какая из них реализуется – зависит от полусферных пресных потоков. Из бифуркационной диаграммы (см. рис. 3.6, где  $F_1$  и  $F_2$  – потоки пресных вод в южном и северном боксах соответственно) видно:

- увеличение только  $F_1$  при  $F_2 < F_{2\text{Богданова-Такенса}}$  приводит к бифуркации типа седло – узел;
- увеличение только  $F_1$  при  $F_2 > F_{2\text{Богданова-Такенса}}$  приводит к бифуркации Хопфа;
- увеличение только  $F_2$  приводит к бифуркации Хопфа;
- уменьшение  $F_1$ ; увеличение  $F_2$  приводит к бифуркации Хопфа;
- увеличение  $F_1$  или  $F_2$  приводит или к бифуркации типа седло – узел или к бифуркации Хопфа;

– увеличение  $F_1$ ; уменьшение  $F_2$  приводит или к бифуркации типа седло – узел или к бифуркации Хопфа.

Бифуркация седло – узел возникает, когда изменяется общий поток пресных вод в северный и тропический боксы, а не при перераспределении пресных вкладов между низкими и высокими широтами. Бифуркация Хопфа зависит от обоих потоков пресных вод ( $F_1$  и  $F_2$ ). В отличие от Скотта и соавторов [Scott et al., 1999], авторы работы [Titz et al., 2002] приходят к выводу, что поток пресных вод в Южном полушарии определяет стабильность в общем, а роль потока пресных вод в СП важна только в случае, если он превышает пороговое значение ( $F_2 > F_{2\text{Богданова-Такенса}}$ ). Также в [Titz et al., 2002] с помощью упрощенных версий исходной боксовой модели показано, что для возникновения бифуркаций двух вышеописанных типов необходимо как минимум три бокса: два хорошо перемешанных полярных бокса и поверхностный тропический бокс, боксы должны быть «связаны» между собой двумя поверхностными потоками влаги. Для упрощенной модели получены аналитические выражения условий возникновения двух вышеупомянутых типов бифуркаций.

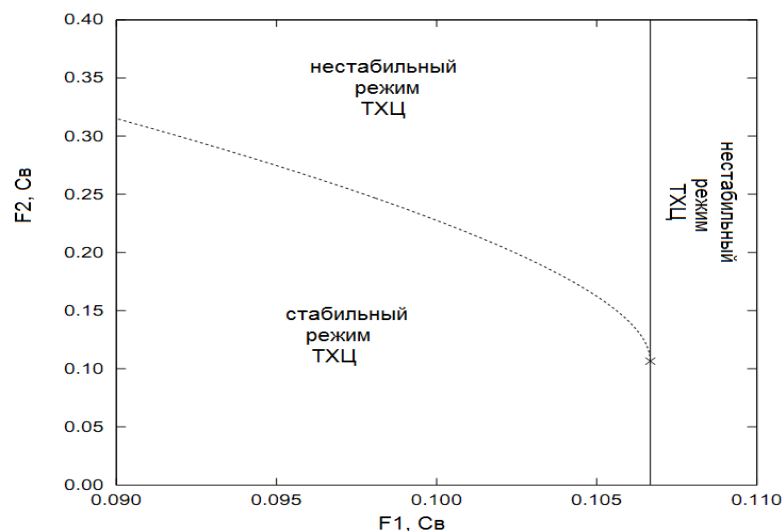


Рисунок 3.6 – Двухпараметрическая бифуркационная диаграмма. Пунктирная кривая – кривая точек бифуркации Хопфа; сплошная кривая – кривая точек бифуркации типа седло – узел; пересечение этих кривых – точка бифуркации Богданова – Такенса

В работе [Lucarini, Stone, part I, 2005] с помощью межполушарной трехблочной модели ТХЦ (она состоит из тропического и полярных северного и южного блоков) изучаются изменения ТХЦ в случае, когда система подвергается воздействиям, соответствующим условиям современного глобального потепления. В качестве имитации условий глобального потепления представлено два типа экспериментов: 1) увеличение потоков пресной воды в обоих высокоширотных блоках; 2) большее увеличение эффективных температур в высокоширотных блоках, чем в тропическом. Показано, что величина возмущения потока влаги в северном полярном блоке, при котором происходит коллапс ТХЦ, зависит от скорости увеличения потока влаги: при высокой скорости оно меньше, чем при низкой. Однако увеличение потока влаги в южном полярном блоке значительно замедляет наступление коллапса ТХЦ. Кроме того, быстрое увеличение потока тепла в Северном полушарии более эффективно дестабилизирует систему, чем медленное, а увеличение потока тепла в Южном полушарии усиливает стабильность системы. Во всех проанализированных случаях медленного форсинга, если он достаточно асимметричный, происходит смена режима ТХЦ на противоположный. Таким образом, в исследованной модели пространственная структура форсинга играет ключевую роль при определении реакции системы: квазисимметричный форсинг, который кажется более разумным в реальных условиях глобального потепления, не очень эффективно дестабилизирует ТХЦ. Авторами также показано, что использование релаксационных граничных условий Ханей (для задания потока тепла на поверхности) уменьшает стабильность системы. Использование граничных условий по температуре в виде фиксированного потока ( $H_i$ ) очень хорошо стабилизирует систему по отношению к возмущениям потока пресных вод на всех временных масштабах. Таким образом, основной вывод, к которому приходят авторы при изучении отклика ТХЦ на возмущения, представленного в несовместных моделях любого уровня сложности: следует обращать особое внимание на пространственную структуру форсинга потоков тепла и пресных вод, т. к. ТХЦ является сильно нелинейной, несимметричной системой.

В работе [Lucarini, Stone, part II, 2005] используемая боксовая модель расширена более близкой к естественному представлению параметризацией физических процессов, определяющих потоки тепла и соли в боксах. Атмосферные потоки тепла и соли представлены как функции температуры океана, выражение для потока пресной воды учитывает уравнение Клаузиуса – Клапейрона [Nakamura, 1994; Stone, Miller, 1980; Stone, Yao, 1990]. Атмосферный поток тепла представлен в виде трех составляющих: скрытого потока тепла (представленного как функция потока пресной воды в бокс), явного потока тепла и радиационного потока тепла. Явный поток тепла и поток пресной воды представлены согласно положениям, обсуждаемым в работах [Stone, Miller, 1980; Stone, Yao, 1990], при этом полагается, что перенос тепла бароклинными вихрями является основным механизмом меридионального переноса тепла. Радиационный поток тепла параметризуется стандартным образом с использованием ньютоновской релаксации [Wang, Stone, 1980; Marotzke, Stone, 1995]. Показано, что при возмущении системы линейным изменением эффективной температуры, а соответственно, и радиационного потока тепла (будем называть этот вид возмущений радиационным), сначала возрастает скрытый поток тепла и поток пресной воды в северном высокоширотном боксе вследствие увеличения давления насыщенного водяного пара при увеличении температуры. Это вызывает уменьшение интенсивности ТХЦ. Значительное увеличение потока тепла в северном полярном боксе в конечном итоге уменьшает эффективность атмосферного переноса (тепла и влаги) и вызывает сильное уменьшение потока пресной воды, скрытого и явного потоков тепла в этот бокс, что приводит к увеличению ТХЦ. Радиационный форсинг не приводит систему к коллапсу, но увеличение меридиональных потоков тепла вызывает уменьшение меридиональных градиентов температур, даже когда в тропиках используется большой радиационный форсинг. Авторы указывают, что этот механизм, возможно, может объяснить периоды потепления в прошлом, такие как, например, эоцен.

Изменения скрытых потоков тепла и потоков пресной воды в двух высокоширотных боксах определяют динамику расширенной боксовой модели

благодаря сильной нелинейной зависимости давления насыщенного водяного пара от температуры. Следовательно, включение уравнения Клаузиуса – Клапейрона в параметризацию потоков тепла и влаги играет ключевую роль в отклике расширенной боксовой модели на возмущения.

Показано, что квазистатические возмущения не могут нарушить режим ТХЦ с заглуплением на севере, кроме тех случаев, когда предполагается относительно неэффективный атмосферный перенос и радиационный форсинг с нереалистично большой асимметрией между севером и югом. Более того, в этом случае точка начального равновесия находится в области бистабильности. Авторами получены критические значения возмущений параметров, при которых система может перейти в равновесное состояние с опусканием вод на юге.

Кроме того, выявлено, что быстрый форсинг более эффективно разрушает существующий режим ТХЦ, чем медленный форсинг. При более интенсивных возмущениях в северном боксе система дестабилизируется эффективнее, а очень медленный форсинг не дестабилизируют систему при любой симметрии (асимметрии) системы за исключением случая, когда атмосферный перенос слабо зависит от меридиональных градиентов температуры.

Оценена чувствительность полученных результатов по отношению к интенсивности возмущений в тропиках и высоких широтах и эффективности атмосферного переноса. Более интенсивный форсинг в тропиках дестабилизирует систему одинаково на всех временных масштабах и сильно дестабилизирует систему при квазисимметричном форсинге. Увеличение эффективности атмосферного переноса в общем делает систему более стабильной в противоположность дестабилизирующему радиоактивному форсингу, т. к. это позволяет более эффективно контролировать потоки плавучести, обеспечивая отрицательную атмосферную обратную связь. Этот эффект особенно значим на временных масштабах форсингов, сравнимых с характерными периодами системы, но он не наблюдается для быстрых возмущений, которые блокируют все обратные связи в системе.

Авторы работы [Lucarini, Stone, part II, 2005] указывают на то, что учет линейной диффузии в атмосферном переносе качественно изменяет особенности устойчивости системы, и считают, что в работах по изучению климатических сдвигов неоднозначную параметризацию, базирующуюся на результатах работ [Stone, Miller, 1980; Stone, Yao, 1990], необходимо использовать с осторожностью. Сравнение результатов с полученными в первой части этой серии работ [Lucarini, Stone, part I, 2005] показывает, что введение явной связи между атмосферой и океаном увеличивает устойчивость системы к возмущениям и для возникновения ТХЦ в этом случае необходимы нереалистичные амплитуды возмущения системы. А учет взаимодействия между атмосферой и океаном приводит к возникновению отрицательной обратной связи, которая при более эффективном атмосферном переносе работает сильнее. Таким образом, в этой работе показано, что временные масштабы возмущений определяют реакцию системы на них. Это подтверждают более ранние работы для ТХЦ-моделей различной степени сложности [Tziperman и Gildor, 2002; Stocker, Schmittner, 1997; Schmittner, Stocker, 1999; Manabe, Stouffer, 1999a; Manabe, Stouffer, 1999b; Manabe, Stouffer, 2000; Stouffer, Manabe, 1999].

Отметим, что автором данной диссертационной работы подробно изучены и более поздние работы, в которых используются боксовые модели для моделирования МЦА, например [Cimatoribus et al., 2014; Tardif et al., 2014; Yang et al., 2015; Schloesser et al., 2020; Liu et al., 2021; Yang et al., 2021, An et al., 2021]. Однако в этом обзоре сделан акцент на наиболее интересных и ключевых, по мнению автора диссертации, работах этого направления.

Таким образом, вышеприведенные рассуждения подтверждают, что боксовые модели способны воспроизводить ряд физических механизмов, отвечающих за изменчивость климата, и являются удобным инструментом для моделирования современного климата.

Согласно рассуждениям, приведенным в первом разделе, термохалинный механизм является ключевым, отвечающим за смену циркуляционных режимов в Атлантическом океане. Процессы конвекции в высоких широтах Северной

Атлантики отвечают за переход между режимами ТХЦ. Поэтому для достижения целей, поставленных в данной работе, достаточно использовать полусферную боксовую модель Северной Атлантики. Нами была выбрана сравнительно простая 4-боксовая модель [Griffies, Tziperman, 1995], базирующаяся на модели, описанной в [Huang et al., 1992]. Боксовая модель такого уровня сложности адекватна нашему уровню знаний о граничных условиях. Как обсуждалось выше, в модели [Huang et al., 1992] небольшое увеличение осадков (на  $\sim 20\%$ ) может привести к переходу в халинный режим, т. е. к ТХК. Отметим, что в работе [Huang et al., 1992] подбор параметров модели произведен достаточно грубо и недостаточно подробно описан, а боксовая модель очень чувствительна к выбору параметров. С использованием 4-боксовой модели, геометрия которой сходна с геометрией модели Хуанга и соавторов [Huang et al., 1992], Гриффис и Тzipерман [Griffies, Tziperman, 1995] описали адвективный механизм осцилляций, возможный в боксовых моделях такого типа. В этом случае колебания контролируются крупномасштабными градиентами температуры и солености. Осцилляции возникают в ответ на мгновенные возмущения потоков тепла. В [Griffies, Tziperman, 1995] показано, что учет атмосферного белого шума в этой модели приводит к возникновению квазидесятилетних осцилляций объемного переноса. В работе Полонского [Polonskii, 2002] в рамках простой полусферной трехбоксовой модели, в которой учитывается только изменение температур боксов (соленость не учитывается), показано, что при типичных для современной системы океан – атмосфера параметрах и без учета солености возможно получение осциллирующего решения с периодом 10–20 лет. То есть автор этой работы с использованием 3-боксовой модели подтверждает гипотезу о том, что одной из главных причин, регулирующих изменчивость десятилетнего масштаба, являются квазипериодические осцилляции меридионального переноса тепла, усиливающиеся за счет положительной обратной связи в системе океан – атмосфера в субтропиках (между аномалиями приводного давления, аномалиями температур в тропической и внетропической зонах и меридиональными дрейфовыми переносами). Продолжением работы [Polonskii,



2002] стала работа этого же автора [Полонский, 2008], в которой с помощью несложных оценок в рамках аналогичной трехблочной модели (но учитывающей изменения соли в блоках) показано, что реализация хотя бы одного из условий, приводящих к ТХК, исключительно трудна в современной климатической ситуации. Очевидно, что это несколько противоречит выводам, сделанным в [Huang et al., 1992]. Поэтому в данной диссертационной работе будет произведен тщательный подбор параметров 4-блочной модели для проверки возможности реализации ТХК в современную климатическую эпоху. Далее в работе развивается 4-блочная модель [Griffies, Tziperman, 1995], параметры которой задаются с использованием характеристик климатической системы, обсуждаемых в 1-м и 2-м разделах диссертации, рассматривается влияние различных механизмов на режимы ТХК в Северной Атлантике.

### **3.3 Четырехблочная модель ТХК в Северной Атлантике**

#### **3.3.1 Первая серия экспериментов**

##### **3.3.1.1 Описание модели и параметров, используемых в первой серии экспериментов**

В работе использована четырехблочная модель циркуляции в Северной Атлантике [Griffies, Tziperman, 1995]. Модель представлена двумя поверхностными и двумя глубинными блоками. В южном поверхностном блоке вода относительно теплая и соленая, а в северном – относительно холодная и пресная. Изменения тепла и соли в каждом блоке обусловлены адвективным обменом с соседними блоками, а также потоками тепла и соли через поверхность в первых двух блоках (рис. 3.7). Предполагается, что океан получает тепло из атмосферы в первом (южном) блоке и отдает во втором (северном) с нулевым интегральным балансом. Кроме того, считается, что осадки, выпадающие над вторым блоком, формируются в результате испарения в первом.

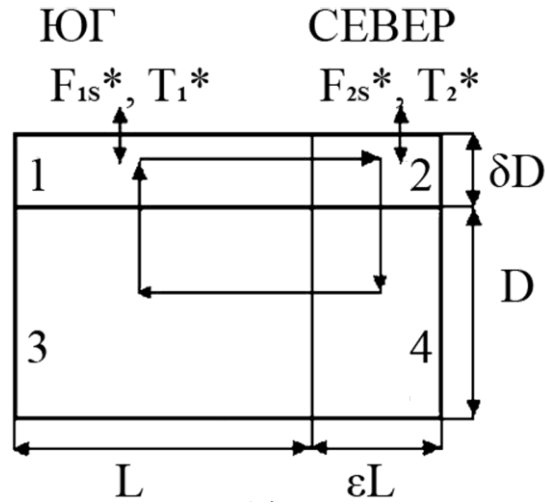


Рисунок 3.7 – Схема боксовой модели Северной Атлантики: 1 – южный поверхностный тропический бокс; 2 – северный поверхностный внетропический бокс; 3 – южный глубинный тропический бокс; 4 – северный глубинный внетропический бокс. Стрелками показано положительное направление термохалинной циркуляции (термическая мода)

Изменения температуры и солёности в каждом боксе описываются следующими дифференциальными уравнениями:

$$\begin{aligned}
 \dot{T}_1 &= \frac{|U|}{\delta V} (T_k - T_1) + F_{1T}, & \dot{S}_1 &= \frac{|U|}{\delta V} (S_k - S_1) + F_{1S}, \\
 \dot{T}_2 &= \frac{|U|}{\delta \varepsilon V} (T_1 - T_2) + F_{2T}, & \dot{S}_2 &= \frac{|U|}{\delta \varepsilon V} (S_1 - S_2) + F_{2S}, \\
 \dot{T}_3 &= \frac{|U|}{V} (T_m - T_3), & \dot{S}_3 &= \frac{|U|}{V} (S_m - S_3), \\
 \dot{T}_4 &= \frac{|U|}{\varepsilon V} (T_n - T_4), & \dot{S}_4 &= \frac{|U|}{\varepsilon V} (S_n - S_4).
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

Здесь  $U$  – скорость объемного переноса (транспорта);

$T_{1-4}$  и  $S_{1-4}$  – температуры и солёности боксов;

$\varepsilon$  и  $\delta$  – безразмерные геометрические параметры (см. рис. 3.2);

$V$  – объем третьего бокса;

$k = 3, l = 1, m = 4, n = 2$  при  $U \geq 0$  и  $k = 2, l = 4, m = 1, n = 3$  при  $U < 0$ ;

точка сверху означает производную по времени.

Потоки тепла на поверхности океана считались пропорциональными разности эффективной температуры воздуха и температуры воды, то есть  $F_{1T} = \gamma_T (T_i^* - T_i)$ . При решении стационарной и нестационарной задач для потоков соли использовались условия  $F_{1S} = \gamma_S (S_i^* - S_i)$  и  $F_{1S} = \gamma_S (S_i^* - \bar{S}_i)$  соответственно, где  $\bar{S}_i$  – значения солёности боксов в стационарном состоянии. Здесь  $T_1^*$ ,  $T_2^*$ ,  $S_1^*$ ,  $S_2^*$  – эффективные температуры и солёности, определяющие величину потоков тепла и соли на поверхности океана;  $\gamma_T^{-1}$ ,  $\gamma_S^{-1}$  – время релаксации температуры и солёности. Обоснование выбора такого типа граничных условий обсуждается в п. 3.1.1.

Термохалинная циркуляция в боксовой модели обусловлена меридиональным градиентом давления, который в гидростатическом приближении пропорционален градиенту плотности. Охлаждение океана на севере увеличивает плотность в боксах 2 и 4 и обуславливает ТХЦ, направленную в верхнем слое от первого бокса ко второму. Объемный меридиональный перенос ( $U$ ) может определяться следующими условиями:

а) линейной зависимостью  $U$  от градиентов плотности (как, например, в работе [Griffies, Tziperman 1995])

$$U = \frac{U_0}{\rho_0} [\delta(\rho_2 - \rho_1) + (\rho_4 - \rho_3)] ; \quad (3.5)$$

б) линейной зависимостью  $U$  от градиентов плотности с учетом дрейфовой составляющей объемного переноса между боксами (заданной с учетом рассуждений, изложенных в работе [Полонский, 2002])

$$U = \frac{U_0}{\rho_0} [\delta(\rho_2 - \rho_1) - (\rho_4 - \rho_3)] - K(T_1 - T_2)^2 ; \quad (3.6)$$

в) нелинейной зависимостью  $U$  от градиентов плотности (как в работе [Park, 1999])

$$U = U_1 \left[ \frac{\delta(\rho_2 - \rho_1) - (\rho_4 - \rho_3)}{\rho_0} \right]^{\frac{1}{3}} . \quad (3.7)$$

Отметим, что выражение линейной зависимости  $U$  от градиентов плотности (3.2) используется в большинстве работ по боксовым моделям, начиная с пионерской работы Стомелла, в том числе и в [Griffies, Tziperman, 1995]. Оно основано на том, что термохалинная циркуляция в боксовой модели обусловлена меридиональным градиентом давления, который в гидростатическом приближении пропорционален градиенту плотности. Поскольку объемный перенос не ограничивается только градиентами плотности и на него влияют зональные ветры, то, предположив, что существует обратная связь между температурой поверхностных боксов и приводным давлением, т. е. приняв во внимание рассуждения, изложенные в работе [Полонский, 2002]), нами в уравнение объемного переноса было введено дополнительное слагаемое, учитывающее дрейфовый перенос между первым и вторым боксами. В итоге уравнение для объемного переноса приобрело вид (3.6). Уточним, что положение северных полярных боксов соответствует области формирования Североатлантической глубинной водной массы. Поэтому, согласно геометрии модели, границы северных боксов можно выбрать так:  $10^\circ$  и  $60^\circ$  з. д.,  $55^\circ$  и  $65^\circ$  с. ш. Величина дрейфового переноса на  $60^\circ$  с. ш. составляет около 1 Св [Беседин, Шаповалов, 2006]. В своей работе Парк [Park, 1999] проводит анализ размерностей, основанный на геострофическом приближении и адвективно-диффузионном балансе в термоклине, опираясь на классические работы [Bryan, Cox, 1967; Robinson, Stommel, 1959; Munk, 1966]. Этот анализ показал, что соотношение для объемного переноса, предложенное в [Stommel, 1961], выполняется, если не учитывать адвективно-диффузионный баланс в термоклине. При его учете зависимость между интенсивностью объемного переноса и градиентом плотностей будет нелинейной и описываемой выражением (3.7).

Плотность в боксовой модели определяется уравнением состояния в линейной (3.8) или в более полной форме (3.9), учитывающей квадратичное слагаемое для температуры:

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha(T_i - T_0) + \beta(S_i - S_0)], \quad (3.8)$$

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha(T_i - T_0) + \beta(S_i - S_0) - \alpha_1(T_i - T_0)^2]. \quad (3.9)$$

В большинстве ранних работ по теории термоклина, теории бароклинной циркуляции, например [Линейкин, 1955; Линейкин, 1957; Линейкин, 1968; Линейкин, 1974], а также в подавляющем большинстве работ по боксовым моделям, используется уравнение состояния в линейной форме, поэтому исследование влияния уравнения состояния в более полной форме на устойчивость ТХЦ в боксовой модели является актуальной задачей.

В первой серии экспериментов использовались параметры боксовой модели из работы [Griffies, Tziperman, 1995]:  $\alpha = 1,668 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ ;  $\beta = 7,61 \cdot 10^{-4} (\text{‰})^{-1}$ ;  $\rho_0 = 1027 \text{ кг/м}^3$ ;  $T_0 = 10 \text{ °C}$ ;  $S_0 = 35 \text{ ‰}$ ;  $U_0 = 8 \cdot 10^{10} \text{ м}^3/\text{с}$ ;  $V = 8 \cdot 10^{16} \text{ м}^3$ ;  $\varepsilon = \delta = 0,1$ ;  $D = 3000 \text{ м}$ ; площадь поверхности второго бокса:  $A = \varepsilon V/D = 2,67 \cdot 10^{12} \text{ м}^2$ ,  $T_1^* = 25 \text{ °C}$ ;  $T_2^* = 0 \text{ °C}$ ;  $S_1^* = 36,5 \text{ ‰}$ ;  $S_2^* = 34,5 \text{ ‰}$ ,  $\gamma_S^{-1} = 300 \text{ сут}$ ;  $\gamma_T^{-1} = 180 \text{ сут}$ . Коэффициент  $\alpha_1 = 5,0 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-2}$  выбирался в соответствии с результатами работы [Bryan, Cox, 1972].

Для численной реализации уравнений боксовой модели использовалась схема Рунге – Кутты с шагом по времени 1 день. Модель реализована на языке программирования Fortran.

### 3.3.1.2 Стационарные (равновесные) решения

Пусть эффективные температуры  $T_1^*$ ,  $T_2^*$  и потоки соли  $F_{1S}$ ,  $F_{2S}$  – постоянны (равны средним). Введем следующие обозначения:  $\bar{U}$  – стационарное значение скорости объемного переноса, а  $\bar{T}_{1-4}$  и  $\bar{S}_{1-4}$  – стационарные значения температуры и солености боксов. Стационарное решение определяется приравниванием нулю правых частей уравнений (3.4) при условии, что  $\bar{T}_3 = \bar{T}_4 = \bar{T}_1$ ,  $\bar{S}_3 = \bar{S}_4 = \bar{S}_1$  при  $\bar{U} \geq 0$ . Отметим, что  $\bar{T}_3 = \bar{T}_4 = \bar{T}_2$ ,  $\bar{S}_3 = \bar{S}_4 = \bar{S}_2$  при  $\bar{U} < 0$ . Проведено 30 экспериментов, в которых комбинировались варианты задания уравнения состояния (в виде (3.8) и (3.9)) и уравнения объемного переноса (в виде (3.5), (3.6), (3.7)), в которых решалась стационарная задача. В случаях замыкания системы (3.4) уравнениями объемного меридионального переноса (3.6) и (3.7) эксперименты проводились с различными значениями параметров модели  $K$  и  $U_1$ . Очевидно, что в

экспериментах, когда меридиональный объемный транспорт в океане зависит от корня третьей степени разности плотности между севером и югом, при том же коэффициенте  $U_0 = 8 \cdot 10^{10} \text{ м}^3/\text{с}$  (как в линейном случае) получается нереалистичное значение объемного переноса. Поэтому, чтобы получить наиболее близкие к реальным (насколько это возможно в данной модели) величины характеристик стационарного состояния, и в особенности  $\bar{U}$ , коэффициент связи в (3.7) был выбран меньше, чем в линейном случае ( $U_1 = 3 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{с}$ ). В эксперименте с линейным уравнением состояния (3.8), нелинейной зависимостью объемного переноса от разности плотностей между северными и южными боксами (3.7) с учетом подобранного коэффициента  $U_1$  получено, что равновесные характеристики боксов и средний объемный перенос изменяются не более чем на 6%.

В экспериментах, когда объемный меридиональный перенос задавался в виде (3.6), выбор значения параметра  $K = 3,6 \cdot 10^3$  связан с получением реалистичных значений объемного транспорта  $\bar{U}$  и его дрейфовой составляющей  $\bar{U}_{\text{др}}$ . Суммарный объемный транспорт составляет  $\bar{U} = 15,88 \text{ Св}$ , а его дрейфовая компонента –  $\bar{U}_{\text{др}} = 1,25 \text{ Св}$ . Учет дрейфового переноса между первым и вторым боксами незначительно изменяет TS-характеристики стационарного решения (не более чем на 3%, см. табл. 3.1). Они получены при использовании уравнения (3.6) для объемного транспорта и линейного уравнения состояния (3.8).

Характеристики наиболее близких к современному климатическому состоянию устойчивых стационарных решений первой серии экспериментов представлены в табл. 3.1.

Таблица 3.1 – Характеристики устойчивых стационарных решений первой серии экспериментов, наиболее близких к современному климатическому состоянию

Типы уравнений, замыкающих систему (3.4)	Характеристики стационарного решения
Линейное уравнение состояния, линейная зависимость объемного переноса от разности плотностей север – юг	$\bar{T}_1 = 24,4 \text{ }^\circ\text{C}$ ; $\bar{T} = 6,0 \text{ }^\circ\text{C}$ ; $\bar{S}_1 = 36,43 \text{ ‰}$ ; $\bar{S} = 35,18 \text{ ‰}$ ; $\bar{U} = 16,9 \text{ Св}$

Типы уравнений, замыкающих систему (3.4)	Характеристики стационарного решения
Более точное уравнение состояния, линейная зависимость объемного переноса от разности плотностей север – юг	$\bar{T}_1 = 24,2 \text{ }^\circ\text{C}; \bar{T} = 7,6 \text{ }^\circ\text{C};$ $\bar{S}_1 = 36,41 \text{ } \%; \bar{S} = 35,32 \text{ } \%;$ $\bar{U} = 23,5 \text{ Св}$
Линейное уравнение состояния, нелинейная зависимость объемного переноса от разности плотностей север – юг	$\bar{T}_1 = 24,4 \text{ }^\circ\text{C}; \bar{T} = 6,3 \text{ }^\circ\text{C};$ $\bar{S}_1 = 36,43 \text{ } \%; \bar{S} = 35,21 \text{ } \%;$ $\bar{U} = 17,8 \text{ Св}$
Более точное уравнение состояния, нелинейная зависимость объемного переноса от разности плотностей север – юг	$\bar{T}_1 = 24,3 \text{ }^\circ\text{C}; \bar{T} = 6,8 \text{ }^\circ\text{C};$ $\bar{S}_1 = 36,42 \text{ } \%; \bar{S} = 35,26 \text{ } \%;$ $\bar{U} = 20,1 \text{ Св}$
Линейное уравнение состояния, линейная зависимость объемного переноса от разности плотностей север – юг с учетом дрейфового переноса между боксами	$\bar{T}_1 = 24,4 \text{ }^\circ\text{C}; \bar{T} = 5,8 \text{ }^\circ\text{C};$ $\bar{S}_1 = 36,43 \text{ } \%; \bar{S} = 35,16 \text{ } \%;$ $\bar{U} = 15,88 \text{ Св}$ (дрейфовая компонента: $\bar{U}_{\text{др}} = 1,25 \text{ Св}$ )

Результаты выше обсуждаемых экспериментов дают возможность сделать вывод о том, что при использовании уравнения состояния в более полной форме (3.9) величина объемного переноса может как увеличиваться, так и уменьшаться (по сравнению с линейным случаем). Это зависит от величин  $\bar{T}_1$ ,  $\bar{T}$  и  $T_0$ . Поэтому тщательный подбор параметров боксовой модели принципиально важен. В этом эксперименте с параметрами, обсуждаемыми выше, при использовании уравнения состояния в более полной форме (3.7), линейной зависимости объемного переноса от разности плотностей север – юг величина объемного переноса в стационарном состоянии увеличивается на 39%, а температура северного и глубинного боксов увеличивается на 27%. Однако для формулировки итогового вывода о влиянии использования уравнения состояния в разных формах на стационарное состояние в боксовой модели будет проведена вторая серия экспериментов и аналогичное исследование будет проведено повторно. В этой серии экспериментов параметры

боксовой модели будут более тщательно подобраны, для того чтобы максимально приблизить ее к современному климату (см. п. 3.2.2). Отметим, что в полностью нелинейном случае, т. е. при замыкании системы (3.4) уравнениями (3.7) и (3.9) получено, что объемный перенос увеличивается на 15%, а равновесная температура северного и глубинных боксов  $\bar{T}$  – на 13% по сравнению с линейным случаем (когда система (3.4) замыкается уравнениями (3.5) и (3.8)).

### 3.3.1.3 Нестационарные решения

#### 3.3.1.3.1 Линейный случай

Для линейного случая был проведен тестовый эксперимент, подтверждающий правильность работы модели. На систему, находящуюся в стационарном состоянии, накладывались мгновенные возмущения (по температуре и по солености). Одновременно температура южного поверхностного бокса увеличивалась на 5 °С, а температура северного поверхностного бокса уменьшалась на 5 °С. Полученные результаты представлены на рис. 3.8, они согласуются с результатами [Griffies, Tziperman, 1995]. Отметим, что такие резкие изменения температуры невозможны при современном состоянии климатической системы.

Рассмотрим механизм этих колебаний [Griffies, Tziperman, 1995]. При учете малых возмущений ( $U'$ ,  $T'_i$ ,  $S'_i$ ) уравнения (3.4) приобретают следующий вид:

$$\dot{T}'_1 = \frac{U'}{\delta V} (\bar{T} - \bar{T}_1) + \frac{\bar{U}}{\delta V} (T'_3 - T'_1) - \gamma_T T'_1, \quad (3.10)$$

$$\dot{T}'_2 = \frac{U'}{\delta \varepsilon V} (\bar{T}_1 - \bar{T}) + \frac{\bar{U}}{\delta \varepsilon V} (T'_1 - T'_2) - \gamma_T T'_2, \quad (3.11)$$

$$\dot{T}'_3 = \frac{\bar{U}}{V} (T'_4 - T'_3), \quad (3.12)$$



$$\dot{T}'_4 = \frac{\bar{U}}{\varepsilon V} (T'_2 - T'_4), \quad (3.13)$$

$$\dot{S}'_1 = \frac{U'}{\delta V} (\bar{S} - \bar{S}_1) + \frac{\bar{U}}{\delta V} (S'_3 - S'_1), \quad (3.14)$$

$$\dot{S}'_2 = \frac{U'}{\delta \varepsilon V} (\bar{S}_1 - \bar{S}) + \frac{\bar{U}}{\delta \varepsilon V} (S'_1 - S'_2), \quad (3.15)$$

$$\dot{S}'_3 = \frac{\bar{U}}{V} (S'_4 - S'_3), \quad (3.16)$$

$$\dot{S}'_4 = \frac{\bar{U}}{\varepsilon V} (S'_2 - S'_4). \quad (3.17)$$

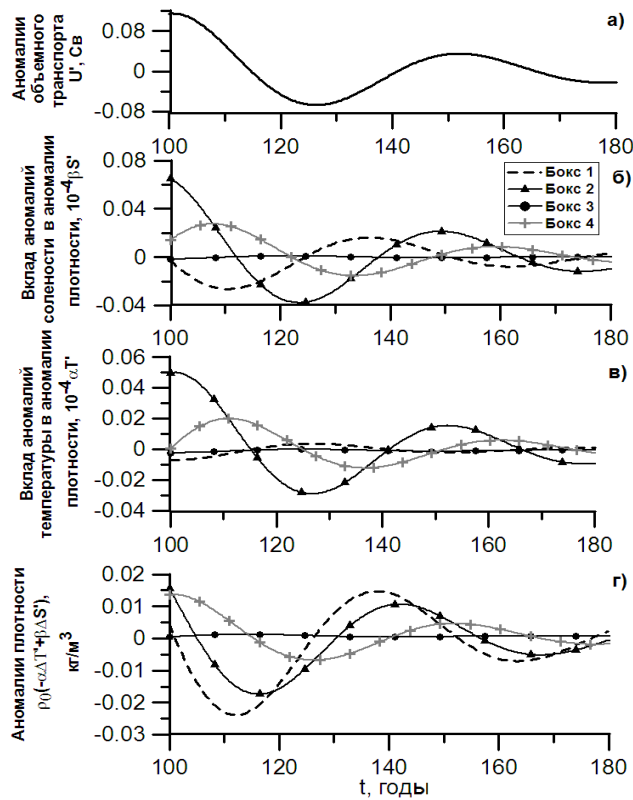


Рисунок 3.8 – Временной ход: а – аномалий объемного транспорта  $U'$ ; б – вклада аномалий солёности  $\beta S'$  в аномалии плотности; в – вклада аномалий температуры в аномалии плотности  $\alpha T'$ ; г – аномалий плотности  $\rho_0 (-\alpha T' + \beta S')$  – при увеличении температуры первого бокса на  $5^\circ\text{C}$  и уменьшении температуры второго бокса на  $5^\circ\text{C}$

Рассмотрим колебания, начиная с положительной аномалии объемного транспорта (см. модельные 140-й – 155-й годы на рис. 3.8). Положительная аномалия объемного переноса  $U'$  вызывает адвекцию воды со средней высокой температурой  $T'_1$  и средней высокой соленостью  $S'_1$  из южного поверхностного бокса в северный поверхностный бокс. Это приводит к возникновению соленостных температурных аномалий на севере (см. правую часть уравнений (3.11 и 3.15)). При сравнении рис. 3.8а и 3.8б видно, что рост  $\beta S'_2$  преобладает над ростом  $\alpha T'_2$  вследствие влияния атмосферы (то есть релаксационных условий по температуре во втором боксе:  $-\gamma_T T_2$ ) на воду, поступившую из первого бокса во второй. В результате этого плотность на севере увеличивается. Изменения плотности усиливают рост аномалии объемного переноса. Таков механизм положительной обратной связи. Также отметим, что во время увеличения солености воды на севере в первом боксе возникает пресная холодная аномалия.

Положительная обратная связь вследствие увеличения солености на севере через несколько лет уступает место отрицательной обратной связи вследствие поступления на север теплых вод. Это приводит к уменьшению роста плотности на севере и аномалии объемного переноса. Экстремально высокая плотность воды на севере способствует развитию максимальной аномалии объемного переноса, после чего начинается его уменьшение. При достижении максимальной плотности в боксе происходит смена в доминировании между соответствующими слагаемыми в уравнениях (3.7)–(3.14). Когда аномалия объемного переноса благодаря температурным обратным связям значительно ослабляется, имеют место следующие соотношения:  $\bar{U} \cdot (S'_1 - S'_2) > U'(\bar{S}_1 - \bar{S}_2)$  и  $\bar{U} \cdot (T'_1 - T'_2) > U'(\bar{T}_1 - \bar{T}_2)$ . Смена в доминировании этих слагаемых стабилизирует систему и вызывает снижение температуры и солености в боксе 2. Благодаря слагаемому  $(-\gamma_T T_2)$ , которое охлаждает бокс 2, температурные возмущения уменьшаются до нуля. За счет отставания по фазе между аномалиями температуры между севером и югом (рис. 3.8) в южном боксе 1 остается значительная пресная холодная аномалия, которая переносится средним потоком на север. Эта адвекция вызывает переход

через ноль температурных и соленостных возмущений на севере и приводит к отрицательной аномалии плотности. Аномалия плотности вызывает отрицательную аномалию объемного переноса, которая ослабляет средний поток. Отрицательная аномалия объемного переноса усиливается по величине положительной обратной связью, создаваемой отрицательной соленостной аномалией на севере. Аномалия объемного транспорта достигает экстремума, когда, благодаря отрицательной температурной аномалии, на севере возникает отрицательная обратная связь. Далее аномалия объемного транспорта увеличивается до нуля, завершая цикл. Затем аналогичный цикл повторяется снова, но с аномалиями температуры, плотности и объемного транспорта противоположного знака.

Рассмотрим случай, когда в экспериментах учитывается стохастический характер потоков тепла. Атмосфера характеризуется высокочастотными флуктуациями, спектр которых близок к белому шуму. Океан, согласно идее Хассельмана [Hasselmann, 1976], интегрирует атмосферные воздействия. При этом океанический отклик представляет собой относительно пассивную реакцию на атмосферные воздействия. Он имеет вид красного шума, т. е. спектра с концентрацией большей части энергии в области низких частот. В работе [Griffies, Tziperman, 1995] учет стохастического характера потоков тепла проводился следующим образом:

$$\dot{T}_1 = \frac{U}{\delta V} (T_3 - T_1) + \gamma_T (T_1^* - T_1) + k\gamma_T \psi_1 (T_1^* - T_1), \quad (3.18)$$

$$\dot{T}_2 = \frac{U}{\delta \epsilon V} (T_1 - T_2) + \gamma_T (T_2^* - T_2) + k\gamma_T \psi_2 (T_2^* - T_2), \quad (3.19)$$

где  $\psi_1, \psi_2$  – случайные величины, распределенные по нормальному закону;

$k = 0,09$  – величина коэффициента вариации по температуре (отношения среднеквадратичного отклонения температуры к ее среднему значению).

В работе [Griffies, Tziperman, 1995] получены квазипериодические колебания объемного транспорта. На рис. 3.9 приведены результаты, полученные автором

диссертационной работы при проведении эксперимента, аналогичного выполненному в оригинальной работе [Griffies, Tziperman, 1995].

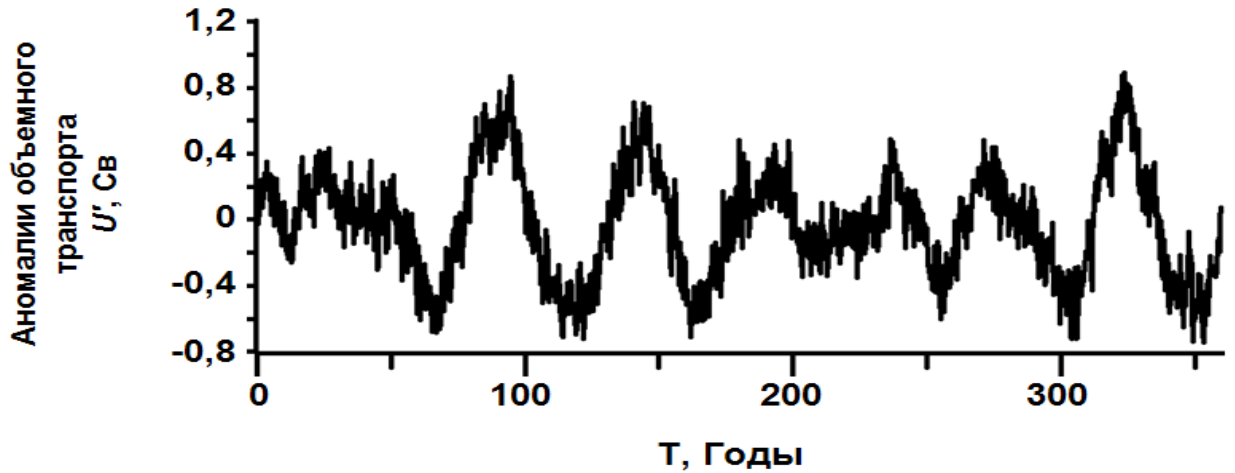


Рисунок 3.9 – Временная изменчивость аномалий объемного транспорта при учете стохастического характера потоков тепла в виде (3.20)–(3.21), полученная в эксперименте, аналогичном эксперименту, проведенному в [Griffies, Tziperman, 1995] при  $k = 0,09$

Отметим, что в 4-блочной модели за атмосферные процессы «отвечает» эффективная температура, поэтому далее стохастическое атмосферное воздействие задавалось через вариации именно эффективной температуры, а не потоков, как в работе [Griffies, Tziperman, 1995]. Стохастический форсинг в этом случае имеет вид

$$\dot{T}_1 = \frac{U}{\delta V} (T_3 - T_1) + \gamma_T (T_1^* - T_1) + k_1 \gamma_T T_1^* \psi_1, \quad (3.20)$$

$$\dot{T}_2 = \frac{U}{\delta \varepsilon V} (T_1 - T_2) + \gamma_T (T_2^* - T_2) + k_2 \gamma_T T_2^* \psi_2. \quad (3.21)$$

Для того чтобы определить реалистические значения коэффициентов  $k_1$  и  $k_2$ , были использованы величины поверхностной температуры из базы данных Мирового океана – World Ocean Database 2005 [Locarnini, 2006]. По ним рассчитаны следующие величины коэффициентов:  $k_1 = 0,18$ ;  $k_2 = 0,37$ . Они соответствуют

коэффициентам вариации климатической поверхностной температуры. Полученная для этого случая изменчивость объемного переноса представлена на рис. 3.10.

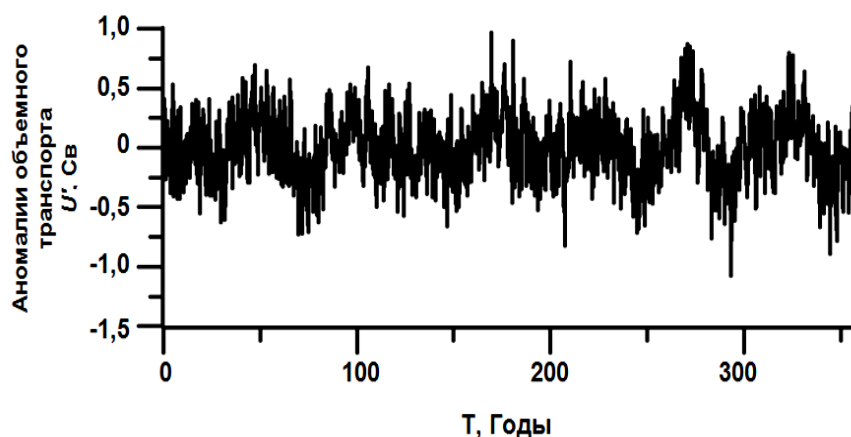


Рисунок 3.10 – Временная изменчивость аномалий объемного транспорта при учете стохастического характера эффективной температуры в виде (3.20)–(3.21) при  $k_1 = 0,18$  и  $k_2 = 0,37$

В обоих экспериментах (см. рис. 3.9 и 3.10) возникают квазипериодические оцилляции объемного переноса с масштабом несколько десятилетий и амплитудами порядка  $\sim 0,4 \div 0,9$  Св. Временной масштаб колебаний соответствует периоду АМО – квазипериодических изменений температуры поверхности океана с характерным временным масштабом от 50 до 100 лет, наблюдаемых в Северной Атлантике и вызывающих климатические вариации соответствующего масштаба (см., например, [Полонский, 2008] и первый раздел диссертации, подраздел 1.7). Действительно, и прямые оценки пространственно-временной изменчивости МПТ в Северной Атлантике [Полонский, Крашенинникова, 2007], и результаты численных экспериментов с глобальными моделями системы океан – атмосфера (например, [Knight et al., 2005]) подтверждают, что изменчивость МПТ является одним из основных механизмов, отвечающих за формирование низкочастотной изменчивости температуры поверхности океана и потоков тепла на границе раздела океан – атмосфера с характерными периодами 50–100 лет (т. е. за АМО). В нашем случае такой механизм описывается в явном виде.

### 3.3.1.3.2 Решение нестационарной задачи в случае, когда используется форсинг в виде мгновенных внешних возмущений

Для дальнейшего исследования влияния на модельную ТХЦ эффектов, связанных с учетом физических механизмов, таких как нелинейность уравнения связи между объемным транспортом и меридиональными градиентами плотности, а также дрейфового переноса между боксами, решалась нестационарная задача, при которой исследовался термический устойчивый режим, соответствующий современному климату. При этом внешнее воздействие (форсинг) задавалось в виде мгновенных возмущений (изменением начальных значений) температуры в первом и втором боксах. Рассмотрим результаты экспериментов, когда система уравнений (3.4) замыкалась: а) уравнением состояния в более полной форме, линейной зависимостью объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами; б) линейным уравнением состояния, нелинейной зависимостью объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами; в) линейным уравнением состояния, зависимостью объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами с учетом дрейфовой составляющей объемного транспорта между боксами ( $U_{др}$ ); г) уравнением состояния в более полной форме, нелинейной зависимостью объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами.

А) Уравнение состояния в более полной форме, линейная зависимость объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами. При возмущениях температуры поверхностных боксов, не превышающих критические (под термином «критические» здесь и далее подразумеваются возмущения, которые приводят к переходу системы в другой режим), получены экспоненциально затухающие колебания. Период колебаний, как это видно из графиков, приведенных на рис. 3.11, уменьшается на 14% по сравнению с линейным случаем. Это связано с увеличением скорости объемного переноса. Время затухания колебаний уменьшается примерно в три раза. Уменьшение времени затухания

колебаний свидетельствует о том, что в этом случае циркуляция «устраняет» аномалии плотности быстрее и для инициации термохалинной катастрофы нужны большие возмущения. Таким образом, при параметрах модели, применяемых в этой серии экспериментов, использование уравнения состояния в более полной нелинейной форме стабилизирует термический режим боксовой модели, соответствующий современному режиму ТХЦ.

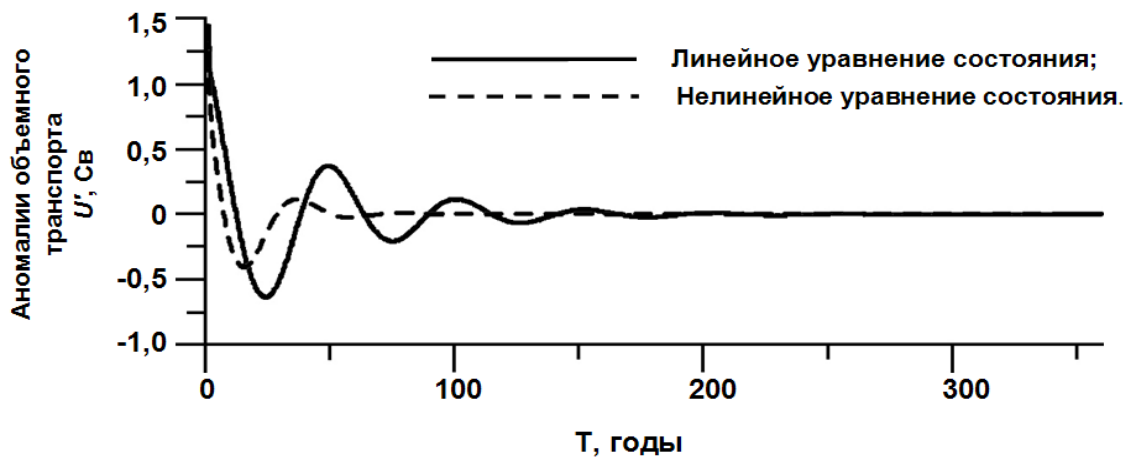


Рисунок 3.11 – Временной ход аномалий объемного транспорта, полученный при одинаковых возмущениях по температуре в первом и втором боксах для линейного уравнения состояния (сплошная линия) и уравнения состояния в более полной форме (штриховая линия)

Б) Линейное уравнение состояния, нелинейная зависимость объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами. Результат решения нестационарной задачи для случая не критических возмущений температуры верхних боксов представлен на рис. 3.12. В этом эксперименте также получены экспоненциально затухающие колебания. Период колебаний увеличивается в 1,4 раза по сравнению с линейным случаем. Это связано с различными коэффициентами связи между объемным транспортом и разностью плотностей между северными и южными боксами. Время затухания колебаний уменьшается в 1,5 раза по сравнению с линейным случаем. То есть использование уравнения для объемного переноса в нелинейной форме стабилизирует

термический режим. Это согласуется с результатом работы Парка [Park, 1999], в которой при использовании нелинейной зависимости в полусферной двухбоксовой модели Северной Атлантики получено, что возникновение ТХК в Северной Атлантике становится менее вероятным по сравнению с линейным случаем.

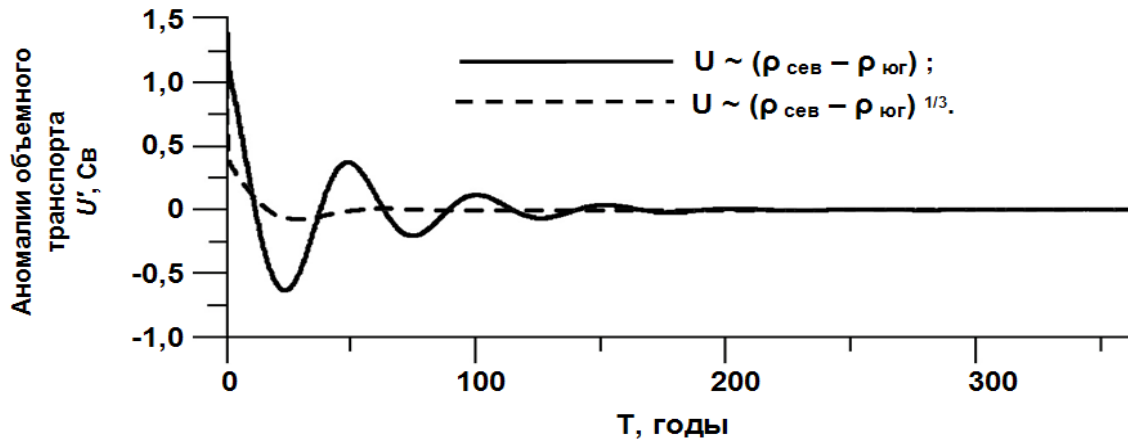


Рисунок 3.12 – Временной ход аномалий объемного транспорта, полученный при одинаковых возмущениях по температуре в первом и втором боксах для линейного и нелинейного уравнения связи между объемным транспортом и разностью плотностей между северными и южными боксами

В) Решение нестационарной задачи в эксперименте с учетом дрейфовой составляющей объемного транспорта между боксами сходно с решением для случая без ее учета. Результаты этих двух экспериментов показаны на рис. 3.13. Различие заключается в том, что при учете  $U_{др}$  получено незначительное увеличение периода колебаний. Очевидно, что причиной увеличения периода колебаний является замедление скорости ТХЦ в боксовой модели. Это замедление происходит потому, что на той широте, которая является границей между боксами, дрейфовая компонента направлена на юг и ослабляет общий перенос на север. Этот эффект связан с тем, что граница между боксами располагается фактически в области западного переноса в атмосфере. Увеличение времени затухания колебаний свидетельствует о том, что учет дрейфовой компоненты незначительно дестабилизирует современный режим ТХЦ.



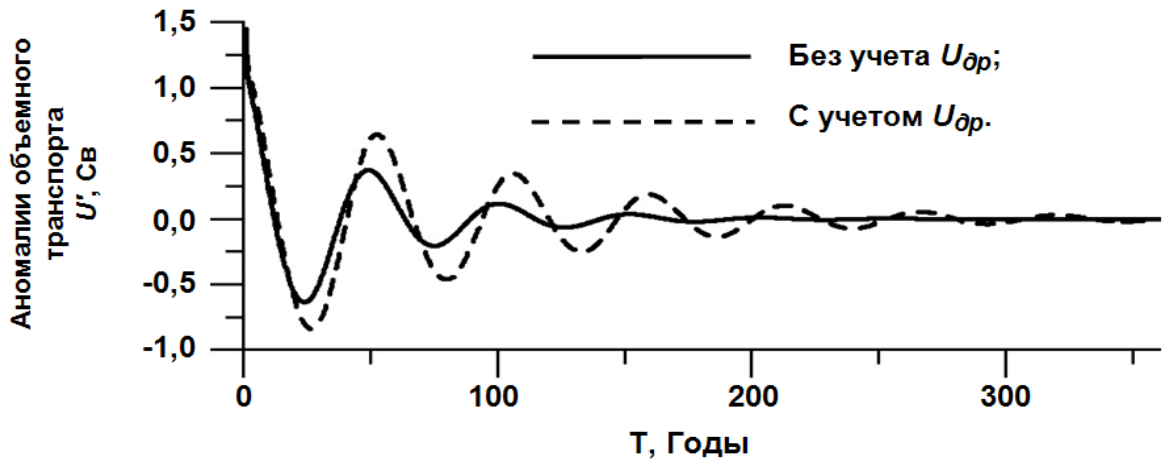


Рисунок 3.13 – Временная изменчивость аномалий объемного переноса.

Использованы одинаковые возмущения по температуре в первом и втором боксах, линейное уравнение состояния и линейное уравнение связи между объемным транспортом и разностью плотностей между северными и южными боксами

Г) Случай, когда нестационарная задача при возмущениях температуры поверхностных боксов, не превышающих критические, решается при замыкании системы (3.4.) уравнением состояния в более полной форме, нелинейной зависимостью объемного транспорта от разности плотностей между северными и южными боксами, – наиболее реалистичный из всех рассмотренных. И в этом эксперименте наблюдается наиболее быстрое затухание колебаний по сравнению со всеми исследуемыми случаями. На рис. 3.14 представлен результат решения нестационарной задачи в этом эксперименте. Это говорит о том, что роль нелинейных эффектов проявляется в дополнительной стабилизации системы.

Таким образом, в первой серии экспериментов нам удалось выявить, что роль нелинейных эффектов проявляется в дополнительной стабилизации системы. В частности, использование уравнения состояния в более полной форме приводит к увеличению объемного транспорта в стационарном состоянии, уменьшению времени затухания колебаний, возникших в системе вследствие мгновенных возмущений термохалинных характеристик поверхностных боксов, и уменьшению периода осцилляций. Учет дрейфового переноса между северными и южными боксами приводит к увеличению периода колебаний системы, возникших в ответ

на мгновенное возмущение начальных условий, и к незначительному уменьшению стабильности системы.

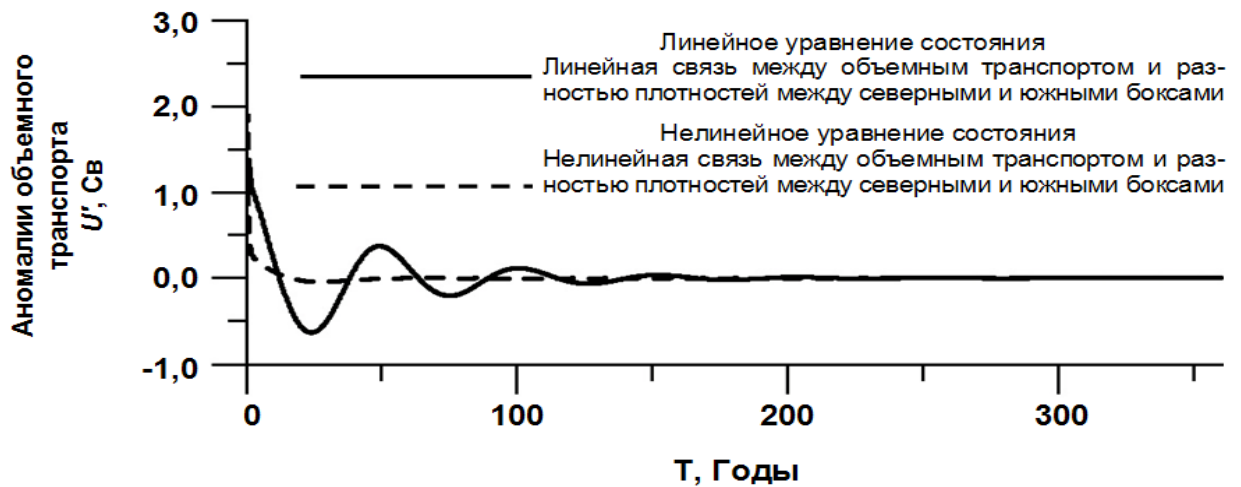


Рисунок 3.14 – Временной ход аномалий объемного транспорта, полученный при одинаковых возмущениях по температуре в первом и втором боксах для линейного и нелинейного уравнения состояния и уравнения связи между объемным транспортом и разностью плотностей между северными и южными боксами

Стохастический характер потоков тепла в боксовой модели обуславливает возникновение квазидесятилетних осцилляций объемного транспорта с амплитудами порядка 1 Св. Таким образом, в современном Атлантическом океане при параметрах, близких к современным климатическим, наиболее вероятным режимом является квазипериодический режим, который проявляется в виде АМО.

Во второй серии экспериментов наша задача заключалась в ответе на вопрос: «Возможна ли ТХК в современную климатическую эпоху?» Поэтому в данной серии рассмотрим модифицированную боксовую модель, более приближенную к реальности, в которой учтем тот факт, что коэффициенты уравнения состояния зависят от термохалинных характеристик в точке и сильно различаются для поверхностных и глубинных слоев. Поэтому целью второй серии экспериментов является оценка пороговых значений, при которых в модифицированной боксовой модели возникает ТХК.

### 3.2.2 Вторая серия экспериментов

#### 3.3.2.1 Особенности системы уравнений боксовой модели, используемой во второй серии экспериментов

Во второй серии экспериментов система уравнений (3.1) замыкалась уравнением объемного переноса в линейной форме (3.2) и уравнением для плотности, записанным в линейной (или в более полной) форме для поверхностных боксов:

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_s (T_i - T_{0s}) + \beta_s (S_i - S_{0s})]$$

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_s (T_i - T_{0s}) + \beta_s (S_i - S_{0s})], \quad (3.22)$$

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_s (T_i - T_{0s}) + \beta_s (S_i - S_{0s}) - \alpha_{1s} (T_i - T_{0s})^2], \quad (3.23)$$

и для глубинных соответственно:

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_d (T_i - T_{0d}) + \beta_d (S_i - S_{0d})], \quad (3.24)$$

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha_d (T_i - T_{0d}) + \beta_d (S_i - S_{0d}) - \alpha_{1d} (T_i - T_{0d})^2]. \quad (3.25)$$

Выбор уравнения для плотности в виде (3.19)–(3.22) обусловлен тем, что коэффициенты уравнения состояния зависят от термохалинных характеристик и сильно различаются для поверхностных и глубинных слоев. Отсчетные температуры и солёности для поверхностного и глубинного слоев также значительно различаются (подробности см. далее в разделе «Подбор параметров модели для второй серии экспериментов»).

#### 3.3.2.2 Подбор параметров модели для второй серии экспериментов

Во второй серии экспериментов для оценки параметров модели и характеристик боксов использовались: 1) среднемесячные данные по температуре и солёности из реанализа ECMWF Operational Ocean Reanalysis System 3 (ORA-S3) за 1959–2011 г. (URL: <ftp://ftp.icdc.zmaw.de/EASYInit/ORA-S3/>) [Balmaseda et al., 2008]; 2) среднемесячные осадки, турбулентные явные и скрытые потоки тепла,

суммарная коротковолновая и длинноволновая радиация, приземная температура из атмосферного реанализа NCEP/NCAR за 1959–2011, распространяемые NOAA/OAR/ESRL PSD, Боулдер, Колорадо, США [Kalnay et al., 1996] (URL: <https://psl.noaa.gov/data/reanalysis/reanalysis.shtml>); 3) данные глобальной цифровой модели рельефа (Gridded Global Relief Data – ETOPO2v2) с двухминутным разрешением (URL: <http://catalog.data.gov/dataset/2-minute-gridded-global-relief-data-etopo2-v2>).

Эффективные температуры и солености ( $S_1^* = 36,08 \text{ ‰}$ ,  $S_2^* = 34,79 \text{ ‰}$ ,  $T_1^* = 19,13 \text{ °C}$ ,  $T_2^* = 2,50 \text{ °C}$ ) выбирались в соответствии с климатическими потоками тепла и влаги.  $T_i^*$  и  $S_i^*$  рассчитывались исходя из предположения о том, что поток соли ( $F_{iS}$ ) пропорционален разности солености поверхностного бокса ( $S_i$ ) и соответствующей эффективной солености ( $S_i^*$ ), а поток тепла ( $F_{iT}$ ) пропорционален разности температуры поверхностного бокса ( $T_i$ ) и эффективной температуры ( $T_i^*$ ).  $T_i^*$  и  $S_i^*$  определялись из следующих формул:

$$F_{iH} = \frac{C_p \cdot \rho \cdot (\bar{T}_i - T_i^*)}{\gamma_T^{-1}} \cdot H_i, \quad (3.26)$$

где  $C_p \cdot \rho = 4,18 \cdot 10^6 \frac{\text{Дж}}{\text{°C} \cdot \text{м}^3}$ ,  $H_i$  – глубина  $i$ -го бокса,

$$F_{iS} = \frac{\rho \cdot (\bar{S}_i - S_i^*)}{\gamma_S^{-1}} H_i. \quad (3.27)$$

При этом поток соли  $F_{iS}$  пересчитывался из потока влаги (осадки минус испарение  $P - E$ ) по формуле (3.3). Поток тепла  $F_{iT}$  определялся как сумма приходящей коротковолновой и уходящей длинноволновой радиации, скрытого и явного потоков тепла. При оценке потока тепла в южном поверхностном боксе учитывался МПТ на южной границе модели, использована оценка МПТ на экваторе из работы [Тимофеев, Юровский, 2004].

При нахождении стационарного (равновесного) решения проводились расчеты с использованием средних за весь период температур, соленостей в боксах,

а также потоков тепла и влаги на поверхности океана. При оценке межгодовой изменчивости выбирались среднегодовые величины, для определения амплитуды сезонного хода – среднемесячные величины.

Для эффективных температур и соленостей поверхностных боксов  $T_i^*$ ,  $S_i^*$  рассчитаны: средние за каждый год и за весь период величины, амплитуда сезонного хода, коэффициент линейного тренда, среднеквадратическое отклонение (СКО) ряда, в котором предварительно удалялся линейный тренд. СКО белого шума рассчитывалось для среднегодовых рядов, из которых удалялись линейный тренд и имеющиеся в ряду периодичности. Соответствие остаточного сигнала белому шуму проверялось с использованием критерия Колмогорова – Смирнова.

Для среднегодовых рядов  $T_i^*$ ,  $S_i^*$  после удаления линейного тренда с помощью быстрого преобразования Фурье были построены периодограммы, рассчитаны спектры и выделены значимые на 90%-ном уровне осцилляции. Вследствие недостаточной длины анализируемых рядов колебания с периодами более 30 лет достоверно выделить не удалось. Следует отметить, что эти колебания вносят значительный вклад в общую дисперсию. Он составляет 52, 31, 23 и 43% для рядов  $S_1^*$ ,  $S_2^*$ ,  $T_1^*$  и  $T_2^*$  соответственно. Далее полученные ряды обрабатывались высокочастотным фильтром, оставляющим колебания с периодами, меньшими 30 лет. Для обработанных таким образом рядов  $T_1^*$  и  $T_2^*$  получены значимые на 90%-ном уровне колебания с периодом 8–9 лет. При оценке амплитуд и дисперсий этих колебаний ряды дополнительно обрабатывались полосно-пропускающими фильтрами 7÷10 лет соответственно. Вклад колебаний с периодом 8–9 лет в дисперсию обработанных высокочастотным фильтром рядов  $T_1^*$ ,  $T_2^*$  составляет 29 и 19% соответственно. Их можно считать проявлением Североатлантического колебания [Полонский, 2008].

В периодограммах рядов  $S_1^*$ ,  $S_2^*$  и  $T_2^*$  имеются пики, соответствующие периоду около 17 лет. Получить достаточно высокий уровень значимости этих колебаний невозможно вследствие недостаточной длины используемых рядов. Но их вклад в дисперсию обработанных высокочастотным фильтром рядов  $S_1^*$ ,  $S_2^*$  и  $T_2^*$  достаточно велик и составляет 11, 20 и 19% соответственно. Аналогичные

периодичности, соответствующие типичной временной изменчивости Тихоокеанского декадного колебания, выделяются и по другим данным [Полонский, 2008]. В данном случае оба колебания (и с периодами 8–9 лет, и с периодом около 17 лет) можно считать внешним квазипериодическим форсингом, действующим на систему.

Южная граница модели выбрана на экваторе, а северная на  $65^\circ$  с. ш. Северные боксы соответствуют области формирования САГВ. Граница  $47,5^\circ$  с. ш. между северными и южными боксами выбиралась по минимуму меридиональной изменчивости термохалинных характеристик, рассчитанной по формуле

$$K_b = \sqrt{\left( \sum_{n=1}^{N_1} (x_n - \bar{x})^2 \cdot \frac{\Delta l_{\text{сев}}}{(N_1 - 1)} \right)_{\text{сев}} + \left( \sum_{k=1}^{N_2} (x_k - \bar{x}_k)^2 \cdot \frac{\Delta l_{\text{юж}}}{(N_2 - 1)} \right)_{\text{юж}}}, \quad (3.28)$$

где  $\bar{x}$  – среднее значение параметра;

$N_{1,2}$  – число точек по широте, попадающих в северный и в южный боксы;

$\Delta l_{\text{сев}}$  и  $\Delta l_{\text{юж}}$  – протяженность северного и южного боксов.

По солёности основной минимум  $K_b$  проходит по  $3^\circ$  с. ш., второй минимум – по  $63^\circ$  с. ш. Очевидно, что ни одна из этих широт не подходит для проведения границы между боксами, т. к. тогда в северном боксе не будет выделена область формирования САГВ. Поэтому граница была выбрана по минимуму  $K_b$ , рассчитанному для температуры. Использование такого подхода можно обосновать тем, что исследуемая в данной работе ТХЦ контролируется в основном термическим фактором. Аналогично была определена граница между глубинными и придонными боксами на глубине 300 м. Нижняя граница модели ограничена средней глубиной распространения САГВ (3500 м). При таких границах объем третьего бокса  $V = 9,22 \cdot 10^{16} \text{ м}^3$ . Параметр  $\varepsilon = 0,2393$  определялся как отношение площадей северного и южного боксов, а  $\delta = 0,0938$  – как отношение глубин поверхностных и глубинных боксов. Коэффициенты уравнения состояния

$$\alpha_s = 2,286 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}, \quad \alpha_d = 1,556 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}, \quad \alpha_{1s} = 0,5125 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-2},$$

$$\alpha_{1d} = 0,5214 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-2}, \quad \beta_s = 7,381 \cdot 10^{-4} (\text{‰})^{-1}, \quad \beta_d = 7,463 \cdot 10^{-4} (\text{‰})^{-1},$$

отсчетные температуры и солёности

$$T_{0s} = 11,66 \text{ }^\circ\text{C}, \quad S_{0s} = 35,35 \text{ } \text{‰}, \quad T_{0d} = 4,83 \text{ }^\circ\text{C}, \quad S_{0d} = 35,15 \text{ } \text{‰}$$

рассчитаны с использованием данных по температуре и солёности из реанализа ORA-S3 на основании уравнения состояния TEOS-10 (The international thermodynamic equation of seawater – 2010) [IOC, SCOR and IAPSO, 2010]. Отсчетные температуры и солёности ( $T_0$  и  $S_0$ ) на каждом горизонте рассчитывались по данным ORA-S3 как среднее между минимальным и максимальным значениями на каждом горизонте. Коэффициенты  $\alpha_s$ ,  $\alpha_d$ ,  $\beta_s$ ,  $\beta_d$  рассчитывали с использованием уравнения состояния TEOS10 (The international thermodynamic equation of seawater – 2010) [IOC, SCOR and IAPSO, 2010]. Применялся распространяемый в свободном доступе пакет функций Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox для Matlab [McDougall, Baker, 2011]. Коэффициенты  $\alpha_{1s}$ ,  $\alpha_{1d}$  подбирались на основании решения линейной системы уравнений, обсуждаемой в [Bryan, Cox, 1972] с учетом ранее рассчитанных с использованием пакета GSW  $\alpha$ ,  $\beta$  и плотностей. Оценки проводились сначала для каждого горизонта и затем усреднялись в каждом боксе. Времена релаксации  $\gamma_S^{-1} = 300$  сут и  $\gamma_T^{-1} = 180$  сут выбирались в соответствии с рекомендациями авторов работы [Griffies, Tziperman, 1995]. Коэффициент  $U_0$  определялся по заданным климатическим величинам интенсивности ТХЦ, температуры и солёности боксов.

Коэффициент  $U_1$  подбирался при использовании средней по различным оценкам интенсивности ТХЦ в современную климатическую эпоху величины ( $U_{\text{клим}} = 17$  Св, см. раздел 1) средних температур и солёностей боксов, оцененных автором настоящей работы по данным ORA-S3 ( $T_1 = 18,0358$ ;  $T_2 = 7,0681$ ;  $T_3 = 5,1846$ ;  $T_4 = 4,1543$ ;  $S_1 = 36,0790$ ;  $S_2 = 34,8115$ ;  $S_3 = 35,0046$ ;  $S_4 = 34,9335$ ).

### 3.3.2.3 Стационарные (равновесные) решения

В экспериментах с учетом уравнения состояния в различных формах (3.22)–(3.25) найдены характеристики стационарных режимов ТХЦ, т. е. положений равновесия исследуемой динамической системы. Они приведены в табл. 3.2. Соответствующие стационарные точки отмечены на рис. 3.15.

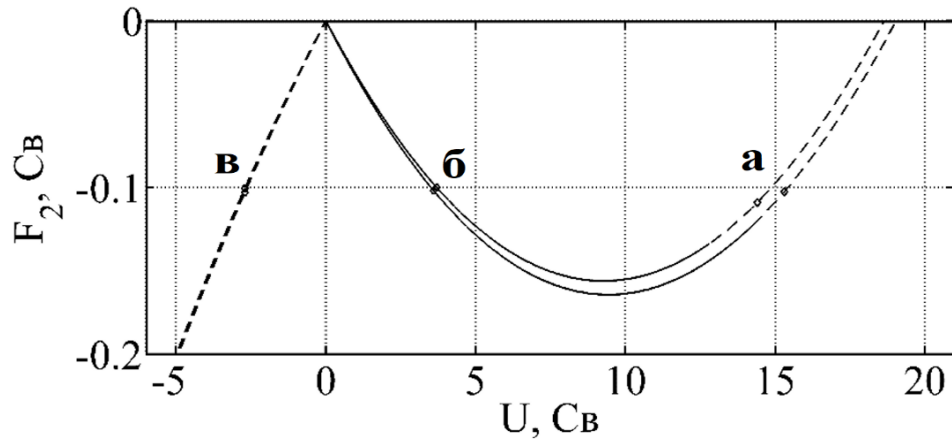


Рисунок 3.15 – Связь интенсивности ТХЦ ( $U$ ) и потока соли во втором боксе ( $F_2$ ).

Сплошная линия – неустойчивый режим; штриховая – устойчивый режим.

Верхняя и нижняя кривые соответствуют случаям использования уравнения состояния в линейной и нелинейной формах. Буквами отмечены стационарные решения

Таблица 3.2 – Характеристики стационарных режимов ТХЦ в боксовой модели Северной Атлантики (вторая серия экспериментов)

Режим	Форма уравнения состояния	
	Линейная (уравнения (3.22), (3.24))	Более полная (уравнения (3.23), (3.25))
а) термический устойчивый	$\bar{U} = 15,27$ Св, $\bar{T}_1 = 18,63$ °С, $\bar{T}_2 = 4,58$ °С, $\bar{S}_1 = 36,03$ ‰, $\bar{S}_2 = 35,04$ ‰	$\bar{U} = 14,38$ Св, $\bar{T}_1 = 18,64$ °С, $\bar{T}_2 = 4,53$ °С, $\bar{S}_1 = 36,03$ ‰, $\bar{S}_2 = 35,03$ ‰
б) неустойчивый	$\bar{U} = 3,65$ Св, $\bar{T}_1 = 18,99$ °С, $\bar{T}_2 = 3,06$ °С, $\bar{S}_1 = 38,96$ ‰, $\bar{S}_2 = 34,83$ ‰	$\bar{U} = 3,74$ Св, $\bar{T}_1 = 18,99$ °С, $\bar{T}_2 = 3,08$ °С, $\bar{S}_1 = 38,78$ ‰, $\bar{S}_2 = 34,84$ ‰
в) халинный устойчивый	$\bar{U} = -2,70$ Св, $\bar{T}_1 = 19,03$ °С, $\bar{T}_2 = 2,92$ °С, $\bar{S}_1 = 35,19$ ‰, $\bar{S}_2 = 29,61$ ‰	$\bar{U} = -2,71$ Св, $\bar{T}_1 = 19,03$ °С, $\bar{T}_2 = 2,92$ °С, $\bar{S}_1 = 35,19$ ‰, $\bar{S}_2 = 29,74$ ‰

Современное климатическое состояние ТХЦ описывается термическим устойчивым режимом (а). Величины  $\bar{U}$ , полученные в обоих экспериментах



второй серии для этого режима, различаются менее чем на 1 Св и попадают в диапазон оценок интенсивности ТХЦ в современную климатическую эпоху (см. раздел 1). Халинный устойчивый режим (в) соответствует палеоклиматическим условиям, типичным для позднего дриаса (например, см. нашу работу [Аверьянова, Полонский, 2017]).

Анализ устойчивости стационарных решений проводился по первому (линейному) приближению [Эльсгольц, 1969]. Этого достаточно для исходной нелинейной системы, поскольку правая часть системы уравнений (3.4) – полиномиальная.

Отметим, что в этой серии экспериментов объемный перенос в стационарном состоянии, полученном при замыкании системы уравнений (3.4) уравнением состояния, в которое включено квадратичное слагаемое для температуры (3.23), (3.25), меньше, чем при замыкании уравнением состояния в линейной форме, на 6%. Напомним, что в первой серии экспериментов при проведении аналогичного расчета величина объемного переноса увеличивается по сравнению с линейным случаем. Однако противоречия здесь нет. Как обсуждалось ранее, это зависит от величин  $\bar{T}_1$ ,  $\bar{T}$  и  $T_0$ , т. е. от параметров боксовой модели. Поэтому корректный подбор параметров модели очень важен. Очевидно, что во второй серии экспериментов параметры модели подобраны более тщательно и боксовая модель лучше соответствует современному климату, поэтому вывод, полученный для этой серии экспериментов, будем считать итоговым и более корректным.

#### 3.3.2.4 Нестационарные решения

Для ответа на вопрос о возможности реализации ТХЦ в этой серии экспериментов исследовался соответствующий современному климату термический устойчивый режим. Задавался внешний форсинг, решалась нестационарная задача, определялись пороговые значения, при которых в системе происходит термохалинная катастрофа. Вычисления проводились для временного

промежутка в 2000 лет. Внешнее воздействие (форсинг) задавалось в виде мгновенных возмущений (изменением начальных значений), белого гауссовского шума и осцилляций потоков тепла и солей на поверхности с периодами 17 лет, 9 лет и 1 год (добавлением соответствующих слагаемых к  $S_1^*$ ,  $S_2^*$ ,  $T_1^*$ ,  $T_2^*$ ). Выбор периодов 17 и 9 лет обоснован в подразделе 3.3.2.2, период 1 год соответствует сезонному ходу.

Белый гауссовский шум задавался и в потоки тепла, и в потоки соли таким образом:

$$\begin{aligned}\dot{T}_1 &= \frac{U}{\delta V}(T_3 - T_1) + \gamma_T(T_1^* - T_1 + k_{1T}\psi_{1T}), \\ \dot{T}_2 &= \frac{U}{\delta \epsilon V}(T_1 - T_2) + \gamma_T(T_2^* - T_2 + k_{2T}\psi_{2T}), \\ \dot{S}_1 &= \frac{U}{\delta V}(S_3 - S_1) + F_{1S} + \gamma_S k_{1S}\psi_{1S}, \\ \dot{S}_2 &= \frac{U}{\delta \epsilon V}(S_1 - S_2) + F_{2S} + \gamma_S k_{2S}\psi_{2S},\end{aligned}\quad (3.29)$$

где  $\psi_i$  – случайные величины, распределенные по нормальному закону;

$k_i$  – СКО белого шума.

Периодический форсинг температуры и солености поверхностных боксов задавался таким образом:

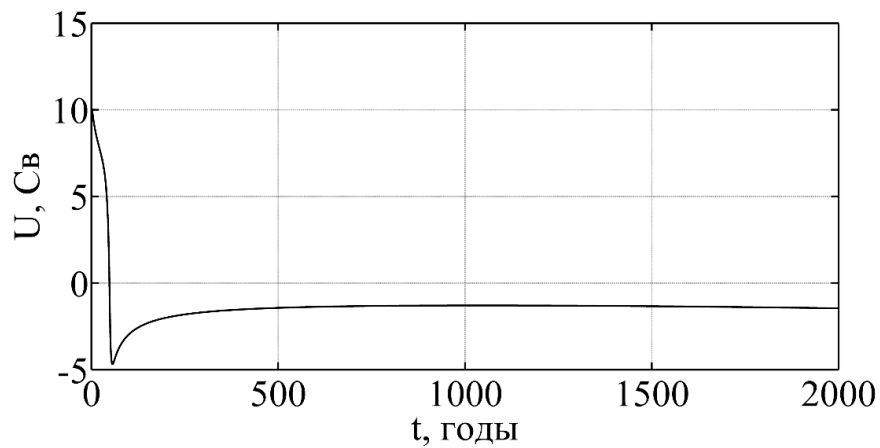
$$\begin{aligned}\dot{T}_1 &= \frac{U}{\delta V}(T_3 - T_1) + \gamma_T(T_1^* - T_1) + \gamma_T A_{1T} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right), \\ \dot{T}_2 &= \frac{U}{\delta V}(T_1 - T_2) + \gamma_T(T_2^* - T_2) + \gamma_T A_{2T} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right), \\ \dot{S}_1 &= \frac{U}{\delta V}(S_3 - S_1) + F_{1S} + \gamma_S A_{1S} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right), \\ \dot{S}_2 &= \frac{U}{\delta \epsilon V}(S_1 - S_2) + F_{2S} + \gamma_S A_{2S} \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right),\end{aligned}\quad (3.30)$$

где  $\tau$  и  $A_i$  – период и амплитуда возмущений в виде периодических осцилляций.

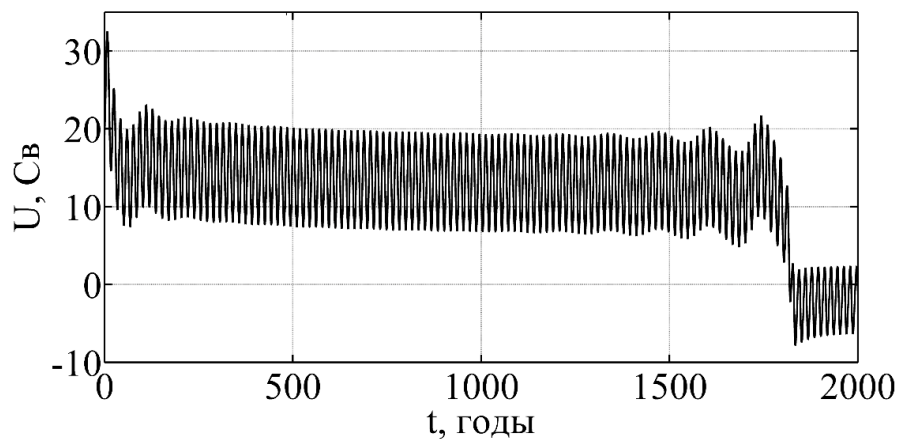
В расчетах при выбранном периоде внешних воздействий варьировались амплитуды (для различных начальных фаз) периодических возмущений, начиная с больших значений, при которых достаточно быстро происходит смена режима циркуляции. Затем амплитуды постепенно уменьшались с целью установления пороговых значений. Аналогично определялись соответствующие величины для белого шума и мгновенных возмущений. Например, для определения порогового значения мгновенных возмущений солёности во втором боксе сначала проводился эксперимент для очень большой величины солёностных возмущений. Например, при возмущении эффективной солёности на 6 ‰ происходила ТХК. Затем эта величина уменьшалась в два раза, затем еще в два раза, после третьего шага ТХК не возникала, поэтому значение мгновенного возмущения увеличивали до 2,5. При мгновенном возмущении 2,5 ‰ ТХК происходила, а при возмущении 2 ‰ не происходила, поэтому следующий эксперимент проводился для значения 2,25 ‰ (среднего значения между 2 и 2,5 ‰). При возмущении 2,25 ‰ ТХК не возникала, поэтому далее выбиралось среднее значение между 2,5 и 2,25 ‰ и т. д. для установления величины порогового возмущения с точностью до десятых. Пороговые значения внешних воздействий для солёности приведены в табл. 3.3, а эволюция меридионального объемного переноса при смене циркуляционного режима (т. е. при развитии ТХК) показана на рис. 3.16. Отметим, что для заполнения каждой ячейки с величинами пороговых возмущений в табл. 3.3 было проведено не менее 10–12 численных экспериментов, т. е. всего было проведено не менее 200 экспериментов. Кроме того, еще была проведена серия численных экспериментов для температуры (не менее 20 численных экспериментов).

Как следует из результатов, описанных в первой серии экспериментов, чем слабее интенсивность объемного переноса в стационарном состоянии, тем менее устойчива циркуляция. То есть в ситуации более интенсивной циркуляции аномалии плотности подавляются быстрее и для возникновения ТХК требуются большие амплитуды возмущений. Из табл. 3.3 видно: при выборе уравнения состояния в более полной форме пороговые значения, приводящие к ТХК, уменьшаются (по сравнению с линейной). Этот результат (так же как, соответственно, и для величин

объемного переноса) не согласуется с результатом первой серии экспериментов, в которой при использовании уравнения состояния в более полной форме ТХЦ была более устойчива. То есть можно сделать вывод, что при более тщательно подобранных параметрах боксовой модели, делающих ее более близкой к современному климатическому состоянию, учет нелинейности уравнения состояния уменьшает пороговые величины.



а)



б)

Рисунок 3.16 – Эволюция меридионального объемного переноса  $U$  при смене циркуляционного режима (ТХК) в экспериментах с использованием уравнения состояния в нелинейной форме. Варианты форсинга: а – мгновенное уменьшение эффективной солености во 2-м боксе на 2,37 ‰; б – периодические колебания эффективной солености во 2-м боксе с периодом 17 лет и пороговой амплитудой 0,47 ‰

Таблица 3.3 – Пороговые значения задаваемых внешних возмущений эффективной солености, при которых происходит смена циркуляционного режима (т. е. ТХК).

Параметры		Период $\tau$ , годы		Сезонный ход	СКО белого шума	Мгновенные возмущения
		17	9			
$S_1^*$ , ‰	НЛ	0,26	0,53	4,84	0,31	0,87
	ЛН	0,27	0,56	5,07	0,35	0,91
	КЛ	0,03	–	0,05	0,018	–
$S_2^*$ , ‰	НЛ	0,47	0,91	8,35	0,93	2,37
	ЛН	0,51	0,10	8,88	1,11	2,48
	КЛ	0,02	–	0,1	0,025	0,025 ± 0,003 ‰/10 лет (или 205 ± 32 Гт/год), для периода 2003– 2018 гг., согласно оценкам [Hugonnet et al., 2021]

Примечание: разброс этих значений указан для всего диапазона начальных фаз задаваемых возмущений. Обозначения ЛН, НЛ, КЛ соответствуют экспериментам с использованием уравнения состояния в линейной (ЛН) и нелинейной (НЛ) формах и типичным величинам изменчивости при современном климате (КЛ) по данным ORA-S3. Знак «–» обозначает, что колебания этой периодичности отсутствуют в исследованном климатическом ряду

При этом даже в экспериментах с использованием уравнения состояния в более полной форме получается, что модельная циркуляция мало чувствительна к межгодовым термическим возмущениям в обоих поверхностных боксах с амплитудой менее 5,8 °С, к стохастическим возмущениям с СКО белого шума менее 18 °С, к мгновенным возмущениям эффективной температуры менее 15 °С и к периодическим возмущениям с амплитудой такой же величины и периодом 1 год (сезонный ход). Очевидно, что периодические и стохастические возмущения, превышающие по величине приведенные значения, недостижимы при

современном климате. По данным ORA-S3, в южном поверхностном боксе температура изменяется со скоростью 0,0113 °С/год, а в северном – 0,0085 °С/год (тренды значимы на уровне 95%), а амплитуды межгодовых колебаний в боксах не превышают 0,2 °С. Модель относительно более чувствительна к возмущениям эффективной солености, чем к возмущениям эффективной температуры. Пороговые значения величин возмущений в экспериментах с периодическим и стохастическим соленостным форсингом на 1–2 порядка превышают типичные для современного климата амплитуды возмущений. Таким образом, при современном уровне случайных воздействий и наблюдаемых амплитудах квазипериодических осцилляций потоков тепла и солей на поверхности океана ТХК не реализуется на исследуемом временном промежутке. Наименьшее различие между пороговой и наблюдаемой амплитудами периодических возмущений отмечается для колебаний с периодом около 17 лет. Одним из возможных механизмов формирования этого сигнала является Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО). Основанием для такого предположения служит тот факт, что результаты наблюдений и модельных исследований показывают, что в индекс ТДО изменяется с типичными периодами 15–25 лет [Geng et al., 2019]. ТДО – это квазипериодические изменения в системе океан – атмосфера в северной части Тихого океана. В литературе ТДО часто характеризуют как колебание, при котором происходит потепление или похолодание поверхностных вод в Тихом океане между 20° и 70° с. ш. Индекс ТДО определяется как главная эмпирическая ортогональная функция среднемесячных значений аномалий температуры поверхности океана, осредненных в районе Тихого океана к северу от 20 параллели северной широты [Mantua et al., 1997; Deser et al., 2010].

Таким образом, как следует из обсуждаемых в предыдущем тексте результатов, Тихоокеанская декадная осцилляция может дестабилизировать ТХЦ при увеличении амплитуды этой осцилляции в несколько раз.

Пороговые значения мгновенных возмущений солености, приводящие к термохалинной катастрофе (см. табл. 3.3), эквивалентны мгновенному таянию  $5,51 \cdot 10^4$  ( $5,26 \cdot 10^4$ ) км<sup>3</sup> льда, что составляет около 2% Гренландского ледникового

щита. Подробно оценки изменения ледового покрова Арктики и Гренландии обсуждаются в разделе 2 (подраздел 2.1.5.4), и очевидно, что мгновенные возмущения солёности такого масштаба при современном климате нереализуемы. Для примера приведем оценку Хьюгоннета и соавторов [Hugonnet et al., 2021]: скорость таяния ледникового покрова Гренландии за период 2003–2018 гг. составляет  $205 \pm 32$  Гт/год. То есть таких скоростей явно недостаточно для реализации ТХК. Таким образом, исследуемый режим ТХЦ устойчив к типичным возмущениям внешних условий при современном климате.

Проведенный анализ показывает, что в современную климатическую эпоху возникновение ТХК маловероятно в отличие, например, от Позднего Дриаса, когда мгновенный выброс пресных вод в Северную Атлантику за счет вод ледникового озера Агассис привел к ТХК (см., например, нашу обзорную работу [Аверьянова, Полонский, 2017]).

Отметим, что исследуемая во второй серии экспериментов система также характеризуется собственными колебаниями, период которых при выбранных параметрах составляет около 100 лет. Эти колебания также можно соотнести с Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО).

Таким образом, ТХЦ в современную климатическую эпоху характеризуется квазипериодическим осцилляционным режимом, проявляющимся в естественных колебаниях климата с типичными периодами от 50 до 100 лет. Развитие термохалинной катастрофы маловероятно.

### 3.4 Выводы к разделу 3

1. Сформулирована 4-блочная модель, являющаяся обобщением модели Гриффиса и Тzipермана [Griffies, Tziperman, 1995]. На основе современных массивов данных (океанического реанализа ORA-S3 и атмосферного реанализа NCEP, данных глобальной цифровой модели рельефа ETOPO2v2) параметры модели подобраны таким образом, чтобы она была приближена к современной климатической системе Северной Атлантики. В модели с такими параметрами в

принципе возможны три режима ТХЦ: термический устойчивый режим, термический неустойчивый и халинный устойчивый режимы. Термический устойчивый режим соответствует современному климату. Халинный устойчивый режим соответствует палеоклиматическим условиям, типичным для позднего дриаса.

2. Показано, что учет дрейфового переноса между северными и южными боксами приводит к незначительному уменьшению стабильности ТХЦ в модели, а использование нелинейной зависимости объемного переноса от меридиональной разности плотностей между северным и южным боксами – к противоположному эффекту.

3. Показано, что использование уравнения состояния в более полном виде способствует незначительному уменьшению стабильности современного циркуляционного режима в боксовой модели: незначительно уменьшает пороговые возмущения, при которых в модели возникает ТХК, по сравнению с линейным случаем. Однако даже в экспериментах с его использованием пороговые возмущения значительно превышают типичные для современного климата величины.

4. Наименьшее различие между пороговой и наблюдаемой амплитудами периодических возмущений отмечается для колебаний с периодом около 20 лет. Как следует из полученных результатов, внешний форсинг, связанный с тихоокеанскими процессами, может дестабилизировать ТХЦ при увеличении их амплитуды в несколько раз.

5. В явном виде проанализирован механизм формирования собственных колебаний в боксовой модели с периодом около 100 лет, проявляющихся в виде АМО.

Таким образом, для ТХЦ в современную климатическую эпоху характерен квазипериодический осцилляционный режим, проявляющийся в естественных колебаниях климата. Развитие термохалинной катастрофы при этом представляется маловероятным.



Опубликованные по третьему разделу статьи:

1. Базюра Е.А. Полонский А.Б. Санников В.Ф. Малопараметрическая модель термохалинной циркуляции Северной Атлантики // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. Вып. 25, т. 2. С. 45–57.

2. Базюра Е.А. Полонский А.Б. Санников В.Ф. Термохалинная циркуляция в Атлантическом океане в различные климатические эпохи и ее моделирование // Информатизация географических исследований и пространственное моделирование природных и социально-экономических систем. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. С. 256–270.

3. Полонский А.Б., Базюра Е.А., Санников В.Ф. Об устойчивости термохалинной циркуляции Северной Атлантики // Доповіді Національної академії наук України (Доклады Национальной академии наук Украины). 2014. № 10. С. 99–105.

4. Аверьянова Е.А., Полонский А.Б. Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами меридиональной циркуляции в Атлантическом океане // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 1. С. 20–53. DOI: 10.21513/2410-8758-2017-1-20-53

5. Averyanova E. A., Polonsky A. B., Sannikov V. F. Thermohaline circulation in the North Atlantic and its simulation with a box model // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. Т. 53, № 3. С. 359–366. (Аверьянова Е.А., Полонский А.Б., Санников В.Ф. Моделирование особенностей современной термохалинной циркуляции Северной Атлантики с использованием боксовой модели // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 3. С. 406–414. DOI: 10.7868/S0002351517030038)

Результаты, обсуждаемые в этом разделе, были представлены на 11 международных конференциях в 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2021 гг.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании обобщенного анализа литературных источников, собственных результатов обработки современных массивов данных и расчетов в рамках авторской боксовой модели можно сделать следующее заключение.

Средняя интенсивность МЦА в Атлантическом океане варьирует в интервале от 14 до 20 Св. Современный режим МЦА с такой интенсивностью не является единственно возможным. В последние 120 тыс. лет реализовывались и другие режимы, переход к которым сопровождался резким похолоданием, наиболее выраженным в Атлантико-Европейском регионе. Между различными режимами МЦА возможны резкие переходы вплоть до коллапса ГХЦ – термохалинной катастрофы. Термохалинный механизм является ключевым, отвечающим за переключение между режимами МЦА. Поверхностные потоки тепла и пресных вод (соли) – это ключевой фактор, обуславливающий интенсивность формирования глубинных и придонных вод и определяющий особенности термохалинной циркуляции в Атлантическом океане.

Для Атлантического океана низкочастотная ( $T > 10$  лет) изменчивость суммарных потоков тепла ( $H + LE$ ) составляет 35% от общей изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла. Наибольшая изменчивость ( $H + LE$ ) на низких частотах выявлена для зимы в Северной Атлантике в области формирования Североатлантической глубинной водной массы, на границе кромки льда в полярных областях. Типичные величины СКО суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах ( $T > 10$  лет) здесь варьируют в интервале от 50 до 120 Вт/м<sup>2</sup>. Колебания ( $H + LE$ ) носят квазипериодический характер с типичными периодами несколько десятков лет. В северной части Северной Атлантики области максимумов низкочастотной изменчивости в полях температуры и солёности поверхностного слоя частично соответствуют области максимумов низкочастотной изменчивости суммарных потоков тепла на границе между океаном и атмосферой. В регионах формирования САГВ максимумов низкочастотной изменчивости  $P - E$  не выявлено.

В регионе формирования САГВ СКО высокочастотных ( $T < 10$  лет) колебаний ( $H + LE$ ) варьируют в интервале от 60 до 230 Вт/м<sup>2</sup>, а  $P - E$  от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $20 \cdot 10^{-6}$  кг/(м<sup>2</sup>с).

Значимые на уровне 95% тренды ( $H + LE$ ) на большей части акватории Атлантического океана (за исключением западных частей антициклонических круговоротов) отрицательны. Уменьшение суммарных турбулентных потоков тепла в ответ на глобальное потепление является одним из проявлений отрицательной обратной связи в системе океан – атмосфера. На уровне значимости 95% показано, что тенденции изменений турбулентных потоков тепла ( $H + LE$ ) и потоков пресных вод  $P - E$  в Гренландском и Норвежском морях способствуют увеличению плотности поверхностных вод, а в областях активной конвекции, расположенных южнее Гренландско-Шетландских порогов, тенденции изменения потоков способствуют уменьшению плотности поверхностных вод и их плавучести соответственно. Однако в целом по региону формирования САГВ тренды  $H + LE$  и  $P - E$  не значимы на уровне 95%.

Сформулирована четырехблочная модель, обобщающая модель Гриффиса и Тzipермана [Griffies, Tziperman, 1995]. Подобраны параметры четырехблочной модели, максимально приближенные к современной климатической ситуации в Северной Атлантике. В модели возможны три режима термохалинной циркуляции: термический устойчивый режим, термический неустойчивый и халинный устойчивый режимы. Исследовано влияние учета различных физических механизмов на устойчивость ТХЦ. Показано, что учет нелинейности уравнения состояния и дрейфового переноса между северными и южными блоками способствует незначительному уменьшению стабильности современного циркуляционного режима в блоковой модели, а использование нелинейной зависимости объемного переноса от меридиональной разности плотностей между северным и южным блоками – к противоположному результату.

Определены пороговые возмущения, при которых в модели происходит ТХК. Показано, что пороговые возмущения значительно превышают типичные для современного климата величины.

Наименьшее различие между пороговой и наблюдаемой амплитудами периодических возмущений отмечается для колебаний с периодом около 20 лет, типичным для Тихоокеанской декадной осцилляции. Таким образом, показана потенциальная важность этой осцилляции, которая, как следует из полученных результатов, может дестабилизировать ТХЦ при увеличении амплитуды в несколько раз.

Боксовая модель характеризуется собственными колебаниями с периодом около 100 лет, проявляющимися в виде Атлантической мультидекадной осцилляции, механизм которой исследован в явном виде.

Таким образом, для термохалинной циркуляции в современную климатическую эпоху характерен квазипериодический осцилляционный режим, проявляющийся в естественных колебаниях климата. Развитие термохалинной катастрофы при этом представляется маловероятным.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- AIW Антарктические промежуточные водные массы
- АМОС Атлантическая меридиональная циркуляция
- BFZ Зона разлома Байт
- CDW Циркумполярные глубинные воды
- CGFZ Зона разлома Чарли-Гиббса
- CMIP5 Международный проект по сравнению глобальных совместных климатических моделей, фаза 5
- CMIP6 Международный проект по сравнению глобальных совместных климатических моделей, фаза 6
- CLM3 Модель Земли, версия 3
- COADS Исчерпывающий набор данных об океане и атмосфере
- DSOW Северо-западная глубинная вода
- DWBC Западное глубинное пограничное течение
- Е Испарения
- ECMWF Европейский центр среднесрочных прогнозов
- ЕС Модель, учитывающая нестандартную обратнопропорциональную зависимость интенсивности термохалинной циркуляции от градиентов плотности
- EIS DSOW Северо-западная глубинная вода восточной части моря Ирмингера
- EMT Обратная связь за счет переноса влаги атмосферными бароклинными вихрями
- ERA-40 Европейский атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов за 40 лет
- ERA5 Европейский атмосферный реанализ 5го поколения Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды

ERA-Interim	Промежуточный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды
ETOPO2	Данные глобальной цифровой модели рельефа, версия 2
FSC	Воды, проходящие через Фареро-Шетландские пороги
GECCO	Немецкий проект по оценке циркуляции и климата океана
GSSTF2	Массив Годдарда, содержащий данные о поверхностных турбулентных потоках, полученных на основе спутниковых наблюдений, версия-2
GSW	Океанографический набор инструментов Gibbs-SeaWater (Пакет Гиббса для морской воды) для Матлаба
H	Турбулентные явные потоки тепла
HadCM3	Совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана центра Хэдли Метеорологической службы Великобритании, версия 3
HadGEM3	Глобальная модель окружающей среды центра Хэдли Метеорологической службы Великобритании, версия 3
HOAPS	Набор данных по потокам и другим характеристикам океана и атмосферы института Гамбурга, полученным с использованием данных спутниковых наблюдений
IPCC	Межправительственная группа экспертов по изменению климата
ISOW	Водные массы, формирующиеся после перетекания через Исландско-Шетландские пороги, северо-восточная глубинная вода
ISW	Воды, сформированные вблизи шельфовых ледников
LE	Турбулентные скрытые потоки тепла
LNADW	Нижняя североатлантическая глубинная водная масса
LW	Длинноволновая радиация
MAABW	Модифицированная антарктическая придонная водная масса

- MERRA-2 Набор данных реанализа современной эпохи для исследований и прикладных задач, версия 2
- MOVE Международный эксперимент по оценке изменчивости интенсивности меридиональной циркуляции
- NCEP/NCAR Реанализ Национального центра прогнозов состояния окружающей среды / Национального центра атмосферных исследований США
- NCEP-R2 Реанализ Национального центра прогнозов состояния окружающей среды, версия 2
- NEADW Северо-восточная глубинная вода
- NSAIW Глубинные воды Норвежского моря и арктические промежуточные воды, проходящие через Фареро-Шетландские пороги
- OAFlux Набор данных проекта, в котором усваиваются данные нескольких массивов по потокам на границе океан – атмосфера
- ORA-S3 Океанический реанализ 3 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды
- OSNAP Программа по оценке интенсивности меридиональной циркуляции в субполярной части Северной Атлантики
- RAPID/ Эксперимент по изучению изменчивости меридиональной циркуляции в Северной Атлантике/массив данных о потоках тепла
- MOCHA
- SAM Антарктическое колебание
- SAMBA Эксперимент по изучению интенсивности Атлантической меридиональной циркуляции в южной Атлантике, разрез на котором проводятся измерения в этом эксперименте на 34,5° ю.ш.
- SEI Воды, проходящие через западную часть Исландско-Шетландских порогов в Исландский бассейн

- SROCC Специальный отчет Межправительственной группы экспертов по изменению климата
- TEOS10 Международное термодинамическое уравнение состояния морской воды – 2010
- TSAA Планируемый к реализации в будущем постоянный разрез на 11° ю. ш., цель которого – оценка интенсивности меридиональной циркуляции
- SW Коротковолновая радиация
- UNADW Верхняя североатлантическая глубинная водная масса
- UTC Всемирное координированное время
- WDW Теплые глубинные водные массы моря Уэдделла, являются модифицированными водами Антарктического циркумполярного течения
- WIS DSOW Северо-западная глубинная вода западной части моря Ирмингера
- WOCE Эксперимент по изучению циркуляции Мирового океана
- WSBW Донные воды моря Уэдделла
- WSDW Глубинные воды моря Уэдделла
- АДВ Антарктическая придонная водная масса  
(AABW)
- АМО Атлантическая мультидекадная осцилляция
- АПВ Арктическая промежуточная водная масса
- АЦТ Антарктическое циркумполярное течение
- ВЗК Внутритропическая зона конвергенции
- ВКС Верхний квазиоднородный слой океана
- вЛВ, нЛВ, Верхние, нижние, классические лабрадорские водные массы  
кЛВ
- ВРЧГ (или Водная масса разлома Чарли-Гиббса  
GFZW)



- ВФБ (FBC) Воды Фарерской банки: поток, проходящий через наиболее глубокую часть Гренландско-Шетландского хребта – канал Фарерской Банки
- ВЦ Ветровая циркуляция
- ГПЭ Гравитационная потенциальная энергия
- Д/О- осцилляции Дансгора – Эшгера
- Д/О-события События Дансгора – Эшгера
- е.п.с., psu Единицы практической солености
- ЗГПТ Западное глубинное пограничное течение
- ИПВ Исландская промежуточная водная масса
- КЛ Климатический
- ЛВ (LSW) Лабрадорская водная масса
- ЛН Линейный(ое)
- МВИВ Модифицированная восточно-исландская вода
- МГЭИК Межправительственная группа экспертов по изменению климата
- МОЦО Модели общей циркуляции океана
- МПТ Меридиональный перенос тепла
- МЦ Меридиональная циркуляция
- МЦА Меридиональная циркуляция в Атлантическом океане
- НАН Национальная академия наук
- НАПВ Норвежская арктическая промежуточная водная масса
- НГВМ (или NSDW) Глубинная водная масса Норвежского моря
- НЛ Нелинейный(ое)
- ПТСА Переходный аттрактор температура – соленость
- Р Осадки
- САГВ Североатлантические глубинные водные массы
- САК Североатлантическое колебание

- САХ Срединно-Атлантический хребет
- СВГВ Северо-восточная глубинная водная масса
- СЗГВ Северо-западная глубинная водная масса
- СКО Среднеквадратическое отклонение
- СМЦ Суммарная меридиональная циркуляция (в англ. литературе meridional overturning circulation)
- СОАМОЦ Совместная модель общей циркуляции океана и атмосферы
- СП Северное полушарие
- СПК Субполярный круговорот
- СПМВ Субполярная модальная вода, субполярная модальная водная масса
- СПФ Субполярный фронт
- СрВ Средиземноморская водная масса
- СТК Субтропический круговорот
- СтПВ Субтропическая промежуточная водная масса
- СЦК Северный циклонический круговорот
- США Соединенные Штаты Америки
- ТДО Тихоокеанская декадная осцилляция
- ТПО Температура поверхности океана
- ТХК Термохалинная катастрофа
- ТХЦ Термохалинная циркуляция
- ХФУ (СФС) Хлорфторуглероды
- ЭНЮК Эль-Ниньо – Южное колебание
- ЭОФ Эмпирическая ортогональная функция

**СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ**

1. **Аверьянова, Е. А.** Моделирование особенностей современной термохалинной циркуляции Северной Атлантики с использованием боксовой модели / Е. А. Аверьянова, А. Б. Полонский, В. Ф. Санников. – DOI 10.7868/S0002351517030038. – Текст : электронный // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 53, № 3. – С. 406–414.
2. **Аверьянова, Е. А.** Особенности пространственно-временной изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла на границе океан-атмосфера в Атлантике / Е. А. Аверьянова. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2021. – Т. 4, № 46. – С. 38–44.
3. **Аверьянова, Е. А.** Резкие климатические изменения в прошлом и их связь с режимами меридиональной циркуляции в Атлантическом океане / Е. А. Аверьянова, А. Б. Полонский. – DOI 10.21513/2410-8758-2017-1-20-53. – Текст : электронный // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – № 1. – С. 20–53.
4. **Артамонов, Ю. В.** Сезонная и межгодовая изменчивость Полюньи Уэдделла по среднемесячным климатическим данным о сплоченности морских льдов / Ю. В. Артамонов, А. А. Букатов, В. Н. Еремеев [и др.]. – Текст : непосредственный // Украинский антарктический журнал. – 2009. – № 8. – С. 186–194.
5. **Базюра, Е. А.** Малопараметрическая модель термохалинной циркуляции Северной Атлантики / Е. А. Базюра, А. Б. Полонский, В. Ф. Санников. – Текст : непосредственный // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 25, т. 2. – С. 45–57.
6. **Базюра, Е. А.** Межгодовая изменчивость положения границы кромки льда в южном океане / Е. А. Базюра, А. Б. Полонский, А. В. Юровский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 16. – С. 246–250.

7. **Базюра, Е. А.** О низкочастотной изменчивости турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана / Е. А. Базюра, А. Б. Полонский, А. В. Юровский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2009а. – С. 305–308.
8. **Базюра, Е. А.** О низкочастотной изменчивости явных турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана / Е. А. Базюра, А. Б. Полонский, А. В. Юровский. – Текст : непосредственный // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – Вып. 20. – С. 108–116.
9. **Башмачников, И. Л.** Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции / И. Л. Башмачников, А. М. Федоров, А. В. Весман [и др.]. – DOI 10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201. – Текст : электронный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16, № 1. – С. 191–201.
10. **Белоконь, В. В.** Крупномасштабная изменчивость турбулентных потоков тепла на нижней границе атмосферы в Северном полушарии / В. В. Белоконь, А. Б. Полонский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – С. 311–314.
11. **Беседин, Д. Е.** Дрейфовый перенос через 60° с.ш. в Северной Атлантике / Д. Е. Беседин, С. М. Шаповалов. – Текст : непосредственный // Фундаментальные исследования океанов и морей / Гл. ред. Н. П. Лаверов. – Москва : Наука, 2006. – Т. 1. – С. 78–91.
12. **Гладышев, С. В.** Новый взгляд на структуру водообмена между Арктикой и Северной Атлантикой в Исландском бассейне / С. В. Гладышев, В. С. Гладышев, А. В. Ключиткин, С. К. Гулев. – DOI 10.31857/S0869-56524854502-506. – Текст : электронный // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 485, № 4. – С. 502–506.

13. **Добролюбов, С. А.** Сравнительный анализ характеристик водных масс на трансатлантическом разрезе по 36° с.ш / С. А. Добролюбов, В. П. Терещенков, А. В. Соков. – Текст : непосредственный // Океанология. – 1995. – Т. 35, № 6. – С. 817–823.
14. **Ефимов, В. В.** Оценка методов расчета тепло-влагообмена между океаном и атмосферой / В. В. Ефимов, Н. А. Тимофеев, И. В. Куржеевский [и др.]. – Севастополь : МГИ, 1984. – 46 с. – (Препринт / МГИ АН УССР). – Текст : непосредственный.
15. **Кароль, И.** Парадоксы климата. Ледниковый период или обжигающий зной? / И. Кароль, А. Киселев. – Москва : АСТ ПРЕСС КНИГА, 2013. – 288 с. – Текст : непосредственный.
16. **Котляков, В. М.** Оледенение в Арктике. Причины и следствия глобальных изменений / В. М. Котляков, А. Ф. Глазовский, И. Е. Фролов. – Текст : непосредственный // Вестник Российской академии наук. – 2010. – Т. 80, № 3. – С. 225–234.
17. **Линейкин, П. С.** О влиянии глубины океана на структуру термоклина / П. С. Линейкин. – Текст : непосредственный // Труды Гидрометцентра СССР. – 1968. – № 34. – С. 3–13.
18. **Линейкин, П. С.** Об определении толщины бароклинного слоя моря / П. С. Линейкин. – Текст : непосредственный // Доклады Академии наук СССР. – 1955. – Т. 101, № 3. – С. 461–464.
19. **Линейкин, П. С.** Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря / П. С. Линейкин – Ленинград : Гидрометеиздат, 1957а. – 139 с. – Текст : непосредственный.
20. **Линейкин, П. С.** Теория главного термоклина (обзор) / П. С. Линейкин. – Текст : непосредственный // Океанология. – 1974. – Т. 14, № 6. – С. 965–981.
21. **Мамаев, И. О.** Физическая океанография. Избранные труды / И. О. Мамаев. – Москва : ВНИРО, 2000. – 364 с. – Текст : непосредственный.
22. **Полонский, А. Б.** Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат

- Атлантико-Европейского региона / А. Б. Полонский. – Севастополь : Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2008. – 45 с. – (Современные проблемы океанологии ; вып. 5). – Текст : непосредственный.
23. **Полонский, А. Б.** О механизме десятилетних колебаний в системе океан-атмосфера / А. Б. Полонский. – Текст : непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 1. – С. 25–34.
24. **Полонский, А. Б.** Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и тенденции его изменений во второй половине 20-го века / А. Б. Полонский, С. Б. Крашенинникова. – Текст : непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 1. – С. 45–59.
25. **Полонский, А. Б.** Об устойчивости термохалинной циркуляции Северной Атлантики / А. Б. Полонский, Е. А. Базюра, В. Ф. Санников. – Текст : непосредственный // Доповіді Національної академії наук України. – 2014. – № 10. – С. 99–105.
26. **Полонский, А. Б.** Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике / А. Б. Полонский, С. Б. Крашенинникова. – Текст : непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 6. – С. 24–41.
27. **Полонский, А. Б.** Развитие теории циркуляции Мирового океана для решения климатических задач / А. Б. Полонский. – Текст : непосредственный // Современные проблемы динамики океана и атмосферы : Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина / Под редакцией А. В. Фролова и Ю. Д. Реснянского. – Москва : Гидрометцентр России, 2010. – С. 227–249.
28. **Полонский, А. Б.** Роль океана в изменениях климата / А. Б. Полонский. – Киев : Наукова думка, 2008. – 183 с. – Текст : непосредственный.
29. **Сарафанов, А. А.** Механизм воздействия североатлантического колебания на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод субполярной северной Атлантики / А. А. Сарафанову – Текст : непосредственный // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 3. – С. 65–73.

30. **Сарафанов, А. А.** Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в субполярной северной Атлантике на 60° с. ш. в 1997–2006 гг. / А. А. Сарафанов, А. В. Соков, А. С. Фалина. – Текст : непосредственный // Океанология. – 2009. – Т. 49, № 2. – С. 209–221.
31. **Сарафанов, А. А.** Применение нового метода термохалинного анализа распространения вод для северной части Атлантического океана : дис. ... канд. геогр. наук : 25.00.28 / Александр Александрович Сарафанов. – Москва, 2004. – 195 с. – Текст : непосредственный.
32. **Сарафанов, А. А.** Механизм воздействия Североатлантического колебания на температуру и соленость промежуточных глубинных вод субполярной Северной Атлантики / А. А. Сарафанов. – Текст : непосредственный // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 3. – С. 65–73.
33. **Сарафанов, А. А.** Многолетние изменения характеристик циркуляции глубинных вод на севере Атлантического океана: роль региональных и внешних факторов / А. А. Сарафанов, А. С. Фалина, А. В. Соков. – Текст : непосредственный // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 450. – С. 470–473.
34. **Саркисян, А. С.** Основы теории и расчет океанических течений / А. С. Саркисян. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1966. – 123 с. – Текст : непосредственный.
35. **Тейс, Р. В.** Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов / Р. В. Тейс, Д. П. Найдин. – Москва : Наука, 1973. – 255 с. – Текст : непосредственный.
36. **Тимофеев, Н. А.** Радиационные и тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость / Н. А. Тимофеев, А. В. Юровский. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с. – Текст : непосредственный.
37. **Тимофеев, Н. А.** Радиационные и тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость / Н. А. Тимофеев, А. В. Юровский. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с. – Текст : непосредственный.
38. **Фалина, А. С.** Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг. / А. С. Фалина,

- А. А. Сарафанов, С. А. Добролюбов [и др.]. – Текст : непосредственный // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2017. – № 4. – С. 45–54.
39. **Фалина, А. С.** Межгодовая изменчивость характеристик водных масс субполярной Северной Атлантики на трансатлантическом разрезе по 60° с.ш. / А. С. Фалина. – Текст : непосредственный // Океанология. – 2005. – Т. 45, № 4. – С. 504–517.
40. **Фалина, А. С.** О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики / А. С. Фалина, А. А. Сарафанов. – Текст : непосредственный // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 461, № 6. – С. 710–714.
41. **Федоров, А. М.** Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера / А. М. Федоров, И. Л. Башмачников, Т. В. Белоненко. – DOI 10.21638/spbu07.2018.306. – Текст : электронный // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63, № 3. – С. 345–362.
42. **Федоров, К. Н.** Тонкая термохалинная структура вод океана / К. Н. Федоров. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1976. – 184 с. – Текст : непосредственный.
43. **Фрей, Д. И.** Пространственная структура потока антарктических вод в разломе Вима Срединно-Атлантического хребта / Д. И. Фрей, Е. Г. Морозов, В. В. Фомин [и др.]. – Текст : непосредственный // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54, № 6. – С. 727–732.
44. URL: <ftp://ftp.icdc.zmaw.de/EASYInit/ORA-S3/> (дата обращения: 05.02.2013).
45. **NOAA Physical Sciences Laboratory** : [сайт]. 2022. URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> (дата обращения: 15.07.2021).
46. **Эльсгольц, Л. Э.** Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление / Л. Э. Эльсгольц. – Москва : Наука, 1969. – 424 с. – Текст : непосредственный.
47. **Adkins, J. F.** The salinity, temperature, and  $\delta^{18}\text{O}$  of the glacial deep ocean / J. F. Adkins, K. McIntyre, D. P. Schrag. – DOI 10.1126/SCIENCE.1076252. – Текст : электронный // Science. – 2002. – Vol. 298, issue 5599. – P. 1769–1773.



48. **Akhoudas, C. H.** Ventilation of the abyss in the Atlantic sector of the Southern Ocean / C. H. Akhoudas, J.-B. Sallée, F. A. Haumann [et al.]. – DOI 10.1038/s41598-021-86043-2. – Текст : электронный // Scientific Reports. – 2021. – Vol. 11. – 6760.
49. **Alley, R. B.** Wally was right: predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change / R. B. Alley. – DOI 10.1146/annurev.earth.35.081006.131524. – Текст : электронный // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2007. – Vol. 35. – P. 241–272.
50. **Almansi, M.** Denmark Strait Ocean Circulation Variability : PhD Thesis / M. Almansi. – The Johns Hopkins University, 2020. – 117 p. – Текст : непосредственный.
51. **Alvarez, M.** Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean. I: Assessment and results of an optimum multiparameter analysis / M. Alvarez, S. Brea, H. Mercier [et al.]. – Текст : непосредственный // Progress in Oceanography. – 2014. – Vol. 123. – P. 1–23.
52. **An, S. I.** Rate-dependent Hysteresis of the Atlantic Meridional Overturning Circulation System and Its Asymmetric Loop / S. I. An, H. J. Kim, S. K. Kim. – DOI 10.1029/2020GL090132. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2021. – Vol. 48, issue 1. – e2020GL090132.
53. **Andrews, J. T.** Abrupt changes (Heinrich events) in late Quaternary North Atlantic marine environments: a history and review of data and concepts / J. T. Andrews. – Текст : непосредственный // Journal of Quaternary Science. – 1998. – Vol. 13. – P. 3–16.
54. **Arnell, N. W.** Implications of climate change for freshwater inflows to the Arctic Ocean / N. W. Arnell. – DOI 10.1029/2004JD005348. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2005. – Vol. 110. – D7105.
55. **Bacon, S.** Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean / S. Bacon. – DOI 10.1038/29736. – Текст : электронный // Nature. – 1998. – Vol. 394, issue 6696. – P. 871–874.

56. **Baines, P. G.** Observations and modelling of Antarctic downslope flows: A review. Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin / P. G. Baines, S. Condie, S. S. Jacobs [et al.]. – Текст : непосредственный // Antarctic Research Series. – 1998. – Vol. 75. – P. 29–49.
57. **Balmaseda, M. A.** The ECMWF ocean analysis system: ORAS3 / M. A. Balmaseda, A. Vidard, D. L. T. Anderson. – Текст : непосредственный // Monthly Weather Review. – 2008. – Vol. 136, issue 8. – P. 3018–3034.
58. **Baumgartner, A.** Die Weltwasserbilanz. The World Water Balance / A. Baumgartner, E. Reichel. Oldenbourg ; München, 1975. – 179 p. – Текст : непосредственный.
59. **Beaird, N. L.** Overflow Waters at the Iceland–Faroe Ridge Observed in Multiyear Seaglider Surveys / N. L. Beaird, P. B. Rhines, C. C. Eriksen. – DOI 10.1175/JPO-D-13-029.1. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 2013. – Vol. 43. – P. 2334–2351.
60. **Bellomo, K.** Historical forcings as main drivers of the Atlantic multidecadal variability in the CESM large ensemble / K. Bellomo, L. N. Murphy, A. C. Clement [et al.]. – DOI 10.1007/s00382-017-3834-3. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2018. – Vol. 50, issue 9–10. – P. 3687–3698.
61. **Bellucci, A.** The role of forcings in the twentieth-century North Atlantic multidecadal variability: The 1940–75 North Atlantic cooling case study / A. Bellucci, A. Mariotti, S. Gualdi. – DOI 10.1175/JCLI-D-16-0301.1 – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2018. – Vol. 30, issue 18. – P. 7317–7337.
62. **Bentamy, A.** Review and assessment of latent and sensible heat flux accuracy over the global oceans / A. Bentamy, J. F. Piollé, A. Grouazel [et al.]. – DOI 10.1016/j.rse.2017.08.016. – Текст : электронный // Remote Sensing of Environment. – 2017. – Vol. 201. – P. 196–218.
63. **Bianchi, G. G.** Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flowsouth of Iceland / G. G. Bianchi, I. N. McCave. – DOI 10.1038/1736. – Текст : электронный // Nature. – 1999. – Vol. 397. – P. 515–517.

64. **Biló, T. C.** Pathways of the North Atlantic Deep Water in the North Atlantic Subtropics: Structure and Recirculation Dynamics : PhD Thesis / T. C. Biló. – Miami : University of Miami. – 170 p. – Текст : непосредственный.
65. **Bjerknes, J.** Atlantic air–sea interaction / J. Bjerknes. – Текст : непосредственный // *Advances in Geophysics*. – 1964. – Vol. 10 – P. 1–82.
66. **Bjerknes, V.** Über thermodynamische Maschinen die unter Mitwirkung der Schwerkraft arbeiten / V. Bjerknes. – Leipzig, 1916. – P. 1–33. – (Abhandlungen der Mathematisch-Physischen Klasse der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften ; vol. 35, no. 1). – Текст : непосредственный.
67. **Bloomfield, P.** Fourier Analysis of Time Series: an Introduction / P. Bloomfield. – New York : Wiley-Interscience, 2000. – 269 p. – Текст : непосредственный.
68. **Boers, N.** Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation / N. Boers. – Текст : непосредственный // *Nature Climate Change*. – 2021. – Vol. 11, no. 8. – P. 680–688.
69. **Boessenkool, K. P.** North Atlantic climate and deep-ocean flow speed changes during the last 230 years / K. P. Boessenkool, I. R. Hall, H. Elderfield [et al.]. – DOI 10.1029/2007GL030285. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34. – L13614.
70. **Bond, G.** Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial / G. Bond, H. Heinrich, W. Broecker [et al.]. – Текст : электронный // *Nature*. – 1992. – Vol. 360. – P. 245–249.
71. **Booth, B. B.** Aerosols implicated as a prime driver of twentieth century North Atlantic climate variability / B. B. Booth, N. J. Dunstone, P. R. Halloran [et al.]. – DOI 10.1038/nature10946. – Текст : электронный // *Nature*. – 2012. – Vol. 484, issue 7393. – P. 228–232.
72. **Bosilovich, M. G.** Atmospheric Water Balance and Variability in the MERRA-2 Reanalysis / M. G. Bosilovich, F. R. Robertson, L. Takacs [et al.]. – DOI 10.1175/jcli-d-16-0338.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30. – P. 1177–1196.

73. **Bower, A.** Iceland-Scotland Overflow Water transport variability through the Charlie-Gibbs Fracture Zone and the impact of the North Atlantic Current / A. Bower, H. Furey. – DOI 10.1002/2017JC012698. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122. – P. 6989–7012.
74. **Boyer, E. W.** Riverine nitrogen export from the continents to the coasts / E. W. Boyer, R. W. Howarth, J. N. Galloway [et al.]. – DOI 10.1029/2005GB002537. – Текст : электронный // Global Biogeochem. Cycles. – 2006. – Vol. 20, no. 1. – GB1S91.
75. **Bozbiyik, A.** Fingerprints of changes in the terrestrial carbon cycle in response to large reorganizations in ocean circulation / A. Bozbiyik, M. Steinacher, F. Joos [et al.]. – DOI 10.5194/cp-7-319-2011. – Текст : электронный // Climate of the Past. – 2011. – Vol. 7, no. 1. – P. 319–338.
76. **Branscome, L. E.** A parameterization of transient eddy heat flux on a beta-plane / L. E. Branscome. – Текст : непосредственный // Journal of Atmospheric Sciences. – 1983. – Vol. 40. – P. 2508–2521.
77. **Brayshaw, D. J.** Tropical and extratropical responses of the north atlantic atmospheric circulation to a sustained weakening of the MOC / D. J. Brayshaw, T. Woollings, M. Vellinga. – DOI 10.1175/2008JCLI2594.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2009. – Vol. 22. – P. 3146–3155.
78. **Bretherton, F. P.** Ocean climate modeling / F. P. Bretherton. – Текст : непосредственный // Progress in Oceanography. – 1982. – Vol. 11, no. 2. – P. 93–129.
79. **Brito-Castillo, L.** The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed / L. Brito-Castillo, A. V. Douglas, A. Leyva-Contreras [et al.]. – Текст : непосредственный // International Journal of Climatology. – 2003. – Vol. 23. – P. 751–768.
80. **Broccoli, A. J.** Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling / A. J. Broccoli, K. A. Dahl, R. J. Stouffer. – DOI 10.1029/2005GL024546. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33. – L01702.

81. **Broecker, W. S.** Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode / W. S. Broecker, S. Wallace. – Текст : непосредственный // Nature. – 1989. – Vol. 341, issue 6240. – P. 318–321.
82. **Broecker, W. S.** Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation / W. S. Broecker, D. M. Peteet, D. Rind. — Текст : непосредственный // Nature. – 1985. – Vol. 315, issue 6014. – P. 21–26.
83. **Broecker, W. S.** How much deep water is formed in the Southern Ocean / W. S. Broecker, S. L. Peacock, S. Walker [et al.]. – Текст : непосредственный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1998. – Vol. 103, issue C8. – P. 15833–15843.
84. **Broecker, W. S.** The great ocean conveyor / W. S. Broecker. – Текст : непосредственный // Oceanography. – 1991. – Vol. 4, no. 2. – P. 79–89.
85. **Broecker, W. S.** The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation / W. S. Broecker, T.-H. Peng, J. Jouzel [et al.]. – Текст : непосредственный // Climate Dynamics. – 1990. – Vol. 4. – P. 73–79.
86. **Broecker, W. S.** Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will manmade CO<sub>2</sub> upset the current balance / W. S. Broecker. – Текст : непосредственный // Science. – 1997. – Vol. 278, issue 5343. – P. 1582–1588.
87. **Bryan, F. O.** High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations / F. O. Bryan. – Текст : непосредственный // Nature. – 1986. – Vol. 323. – P. 301–304.
88. **Bryan, K.** A numerical investigation of the oceanic general circulation / K. Bryan, M. D. Cox. – Текст : непосредственный // Tellus. – 1967. – Vol. 19, no. 1. – P. 54–80.
89. **Bryan, K.** An approximate equation of state for the study of the circulation of the World ocean / K. Bryan, M. D. Cox. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 1972. – Vol. 2. – P. 319–335.
90. **Buckley, M. W.** Observations, inferences, and mechanisms of Atlantic meridional overturning circulation variability: a review / M. W. Buckley, J. Marshall. – DOI

- 10.1002/2015RG00049. – Текст : электронный // *Reviews of Geophysics*. – 2016. – Vol. 54. – P. 5–63.
91. **Burls, N. J.** Active Pacific meridional overturning circulation (PMOC) during the warm Pliocene / N. J. Burls, A. V. Fedorov, D. M. Sigman. – Текст : непосредственный // *Science Advances*. – 2017. – Vol. 3, no. 9. – e1700156.
92. **Carmack, E. C.** Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front / E. C. Carmack. – Oxford : Pergamon Press, 1977. – P. 15–41. – Текст : непосредственный.
93. **Carmack, E. C.** On the flow of water out of the Weddell Sea / E. C. Carmack, T. D. Foster. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. – 1975. – Vol. 22. – P. 711–724.
94. **Cayan, D. R.** Latent and sensible heat flux anomalies over the northern Oceans: Driving the sea surface temperature / D. R. Cayan. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1992. – Vol. 22. – P. 859–881.
95. **Cayan, D. R.** Latent and sensible heat flux anomalies over the northern Oceans: The connection to monthly atmospheric circulation / D. R. Cayan. – Текст : непосредственный // *Journal of climate*. – 1992a. – Vol. 5. – P. 354–369.
96. **Cayan, D. R.** Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulate / D. R. Cayan. – Текст : непосредственный // *Atmosphere–Ocean*. – 1992b. – Vol. 30, no. 1. – P. 1–42.
97. **Cazenave, A.** Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo / A. Cazenave. – Текст : непосредственный // *Global and Planetary Change*. – 2009. – Vol. 65, no. 1–2. – P. 83–88.
98. **Cessi, P.** A simple box model of stochastically forced thermohaline flow / P. Cessi. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1994. – Vol. 24. – P. 1911–1920.
99. **Cessi, P.** The global overturning circulation / P. Cessi. – DOI 10.1146/annurevmarine-010318-095241. – Текст : электронный // *Annual review of Marine Science*. – 2019. – Vol. 11. – P. 249–270.

100. **Chang, P.** Oceanic link between abrupt changes in the North Atlantic Ocean and the African monsoon / P. Chang, R. Zhang, W. Hazeleger [et al.]. – DOI 10.1038/ngeo218. – Текст : электронный // Nature Geoscience. – 2008. – Vol. 1, issue 7. – P. 444–448.
101. **Chappell, J.** Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces / J. Chappell. – Текст : непосредственный // Quaternary Science Reviews. – 2002. – Vol. 21, no. 10. – P. 1229–1240.
102. **Chen, J. L.** Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements / J. L. Chen, C. R. Wilson, D. Blankenship [et al.]. – Текст : непосредственный // Nature Geoscience. – 2009. – Vol. 2. – P. 859–862.
103. **Chen, Y.** Future drying in Central America and northern South America linked with Atlantic meridional overturning circulation / Y. Chen, B. Langenbrunner, J. T. Randerson. – DOI 10.1029/2018gl077953. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2018. – Vol. 45, no. 17. – P. 9226–9235.
104. **Cheng, W.** Can the salt-advection feedback be detected in internal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation / W. Cheng, W. Weijer, W. M. Kim. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2018. – Vol. 31, no. 16. – P. 6649–6667.
105. **Church, J. A.** Changes in sea level / J. A. Church. – Текст : непосредственный // Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel / J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs [et al.] (eds.). – Springer, 2001. – P. 639–694.
106. **Cimatoribus, A. A.** Meridional overturning circulation: stability and ocean feedbacks in a box model / A. A. Cimatoribus, S. S. Drijfhout, H. A. Dijkstra. – Текст : непосредственный // Climate Dynamics. – 2014. – Vol. 42, no. 1–2. – P. 311–328.
107. **Clark, P. U.** The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change / P. U. Clark, N. G. Pisias, T. F. Stocker. – Текст : непосредственный // Nature. – 2002. – Vol. 415, no. 6874. – P. 863–869.

108. **Clement, A.** The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation / A. Clement, K. Bellomo, L. N. Murphy. – DOI 10.1126/science.aab3980. – Текст : электронный // Science. – 2015. – Vol. 350, issue 6258. – P. 320–324.
109. **Clement, A. C.** Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period / A. C. Clement, L. C. Peterson. – DOI 10.1029/2006RG000204. – Текст : электронный // Reviews of Geophysics. – 2008. – Vol. 46, no. 4. – RG4002.
110. **Cogley, J. G.** A more complete version of the World Glacier Inventory / J. G. Cogley. – DOI 10.3189/172756410790595859. – Текст : электронный // Annals of Glaciology. – 2009. – Vol. 50, issue 53. – P. 32–38.
111. **Colin de Verdière, A.** On the oceanic thermohaline circulation / A. Colin de Verdière. – DOI 10.1007/978-3-642-84975-6\_4. – Текст : электронный // Modelling Climate-Ocean Interactions / J. Willebrand, D. L. T. Anderson (eds.). New York : Springer, 1993. – P. 151–183. – (NATO ASI Series ; vol. 11).
112. **Colin de Verdière, A.** The instability of the thermohaline circulation in a low-order model / A. Colin de Verdière. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 2010. – Vol. 40, no. 4. – P. 757–773.
113. **Collins, M.** Extremes, Abrupt Changes and Managing Risks / M. Collins. – Текст : непосредственный // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotten [et al.] (eds.). – IPCC, 2019. – P. 589–655.
114. **Collins, M.** Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility / M. Collins, R. Knutti, J. M. Arblaster. – Текст : непосредственный // Climate Change 2013: The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5) / T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner [et al.] (eds.). – Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2013. – Chapter 12. – P. 1029–1136.
115. **Coman, M. A.** Sandstrom's experiments revisited / M. A. Coman, R. W. Griffiths, G. O. Hughes. – Текст : непосредственный // Journal of Marine Research. – 2006. – Vol. 64, no. 6. – P. 783–796.



116. **Comiso, J. C.** Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data / J. C. Comiso, F. Nishio. – DOI 10.1029/2007JC004257. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113, issue C2. – C02S07.
117. **Corrège, T.** Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers / T. Corrège. – Текст : непосредственный // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – Vol. 232, no. 2. – P. 408–428.
118. **Craig, P. M.** The contrast between Atlantic and Pacific surface water fluxes / P. M. Craig, D. Ferreira, J. Methven. – DOI 10.1080/16000870.2017.1330454. – Текст : электронный // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2017. – Vol. 69, no. 1. – P. 1–15.
119. **Cronin, M. F.** Air-Sea Fluxes With a Focus on Heat and Momentum / M. F. Cronin, C. L. Gentemann, J. Edson. – DOI 10.3389/fmars.2019.00430. – Текст : электронный // *Frontiers in Marine Science*. – 2019. – Vol. 6. – P. 430.
120. **Curry, R.** A change in the fresh water balance of the Atlantic over the past four decades / R. Curry, R. R. Dickson, I. Yashayaev. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 2003. – Vol. 426, issue 6968. – P. 826–829.
121. **Curry, R. G.** Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters / R. G. Curry, M. S. McCartney, T. M. Joyce. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 1998. – Vol. 391, issue 6667. – P. 575–577.
122. **Dahl, K. A.** Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: a tropical Atlantic perspective / K. A. Dahl, A. J. Broccoli, R. J. Stouffer. – DOI 10.1007/s00382-004-0499-5. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2005. – Vol. 24, no. 4. – P. 325–346.
123. **Dai, A.** Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004 / A. Dai. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2009. – Vol. 22, no. 10. – P. 2773–2792.
124. **Dai, A.** Historical and Future Changes in Streamflow and Continental Runoff: A Review / A. Dai. – DOI 10.1002/9781118971772.ch2. – Текст : электронный //

- Terrestrial Water Cycle and Climate Change: Natural and Human-Induced Impacts. – 2016. – P. 17–37.
125. **Dai, A.** Surface observed global land precipitation variations during 1900–88 / A. Dai, I. Y. Fung, A. D. Del Genio. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 1997. – Vol. 10. – P. 2943–2962.
126. **Daniault, N.** The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century / N. Daniault. – Текст : непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 2016. – Vol. 146. – P. 142–158.
127. **De Jong, M. F.** Deep convection in the Irminger Sea observed with a dense mooring array / M. F. de Jong. – Текст : непосредственный // *Oceanography*. – 2018. – Vol. 31, no. 1. – P. 50–59.
128. **De Jong, M. F.** The subsurface circulation of the iceland sea observed with rafos oats / M. F. de Jong, H. Søliland, A. S. Bower. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2018. – Vol. 141. – P. 1–10.
129. **De Lavergne, C.** On the consumption of Antarctic bottom water in the abyssal ocean / C. de Lavergne, G. Madec, J. L. Sommer [et al.]. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2016. – Vol. 46. – P. 635–661.
130. **De Lavergne, C.** The impact of a variable mixing efficiency on the abyssal overturning / C. de Lavergne, G. Madec, J. L. Sommer [et al.]. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2016a. – Vol. 46. – P. 663–681.
131. **De Vernal, A.** Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature, and seasonality / A. De Vernal, J. L. Turon, J. Guiot. – Текст : непосредственный // *Canadian Journal of Earth Science*. – 1993. – Vol. 31. – P. 48–62.
132. **Defrance, D.** Consequences of rapid ice sheet melting on the Sahelian population vulnerability / D. Defrance. – DOI 10.1073/pnas.1619358114. – Текст : электронный // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2017. – Vol. 14, no. 25. – P. 6533–6538.

133. **Delworth, T. L.** Multicentennial variability of the Atlantic meridional overturning circulation and its climatic influence in a 4000 year simulation of the GFDL CM2.1 climate model / T. L. Delworth, F. Zeng. – DOI 10.1029/2012GL052107. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39, no. 13. – L13702.
134. **Delworth, T. L.** Decadal to centennial variability of the Atlantic from observations and models / T. L. Delworth, R. Zhang, M. E. Mann. – DOI 10.1029/173GM10. – Текст : электронный // *Geophysical Monograph*. – American Geophysical Union, 2007. – Vol. 173. – P. 131–148.
135. **Delworth, T. L.** Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere / T. L. Delworth, M. E. Mann. – Текст : непосредственный // *Climate Dynamics*. – 2000. – Vol. 16, no. 9. – P. 661–676.
136. **Den Toom, M.** Response of a strongly eddying global ocean to North Atlantic freshwater perturbations / M. den Toom, H. A. Dijkstra, W. Weijer. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – Vol. 44, no. 2. – P. 464–481.
137. **Deser, C.** Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms / C. Deser, M. A. Alexander, S. P. Xie. – DOI 10.1146/annurev-marine-120408-151453. – Текст : электронный // *Annual review of marine science*. – 2010. – Vol. 2. – P. 115–143.
138. **Deser, C.** Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms / C. Deser, M. A. Alexander, S-P. Xie [et al.]. – DOI 10.1146/annurev-marine-120408-151453. – Текст : электронный // *Annual Review of Marine Science*. – Vol. 2, no. 1. – P. 115–143.
139. **Dickson, B.** Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades / B. Dickson, I. Yashayaev, J. Meincke [et al.]. – DOI 10.1038/416832a. – Текст : электронный // *Nature*. – 2002. – Vol. 416, issue 6883. – P. 832–837.
140. **Dickson, R. R.** The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways / R. R. Dickson, J. Brown. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1994. – Vol. 99, no. C6. – P. 12319–12341.

141. **Dickson, R. R.** Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic / R.R. Dickson, J. Lazier, J. Meincke. – Текст : непосредственный // Progress in Oceanography. – 1996. – Vol. 38. – P. 241–295.
142. **Dijkstra, H. A.** Low-frequency variability of the large-scale ocean circulation: A dynamical system approach / H. A. Dijkstra. – DOI 10.1029/2002RG000122. – Текст : электронный // Reviews of Geophysics. – 2005. – Vol. 43. – RG3002.
143. **Dima, M.** Evidence for two distinct modes of large-scale ocean circulation changes over the last century / M. Dima, G. Lohmann. – DOI 10.1175/2009JCLI2867.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2010. – Vol. 23, no. 1. – P. 5–16.
144. **Do, H. X.** A global-scale investigation of trends in annual maximum streamflow / H. X. Do, S. Westra, M. Leonard. – DOI 10.1016/j.jhydrol.2017.06.015. – Текст : электронный // Journal of Hydrology. – 2017. – Vol. 552. – P. 28–43.
145. **Dong, B.** Enhancement of ENSO variability by a weakened Atlantic thermohaline circulation in a coupled GCM / B. Dong, R. T. Sutton. – DOI 10.1175/JCLI4284.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2007. – Vol. 20, no. 19. – P. 4920–4939.
146. **Dong-Chen, E.** The sea level change from the Antarctic ice sheet based on GRACE / E. Dong-Chen, Y. D. Yang, D. B. Chao. – Текст : непосредственный // Chinese Journal of Geophysics. – 2009. – Vol. 52, no. 9. – P. 2222–2228.
147. **Drijfhout, S.** Is a decline of AMOC causing the warming hole above the North Atlantic in observed and modeled warming patterns / S. Drijfhout, G. J. Van Oldenborgh, A. Cimadoribus. – DOI 10.1175/JCLI-D-12-00490.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2012. – Vol. 25, no. 24. – P. 8373–8379.
148. **Drijfhout, S. S.** Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance / S. S. Drijfhout. – Текст : непосредственный // Scientific Reports. – 2015. – Vol. 5, no. 1. – P. 1–12.
149. **Drijfhout, S. S.** Global radiative adjustment after a collapse of the Atlantic meridional overturning circulation / S. S. Drijfhout, T. Bischoff, G. H. Haug. – DOI 10.1007/s00382-014-2433-9. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2014. – Vol. 45. – P. 1789–1799.

150. **Drijfhout, S. S.** The atmospheric response to a thermohaline circulation collapse: Scaling relations for the Hadley circulation and the response in a coupled climate model / S. S. Drijfhout. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23, no. 3. – P. 757–774.
151. **Dunstone, N. J.** Anthropogenic aerosol forcing of Atlantic tropical storms / N. J. Dunstone, D. M. Smith, B. B. Booth [et al.]. – DOI 10.1038/ngeo1854. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2013. – Vol. 6, no. 7. – P. 534–539.
152. **Durack, P. J.** Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming / P. J. Durack, S. E. Wijffels. – DOI 10.1175/2010JCLI3377.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23, no. 16. – P. 4342–4362.
153. **Elipot, S.** Observed basin-scale response of the North Atlantic meridional overturning circulation to wind stress forcing / S. Elipot, E. Frajka-Williams, C. Hughes [et al.]. – DOI 10.1175/JCLID-16-0664.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30. – P. 2029–2054.
154. **Elipot, S.** The observed North Atlantic MOC, its meridional coherence and ocean bottom pressure / S. Elipot, E. Frajka-Williams, C. Hughes [et al.]. – DOI 10.1175/JPO-D-13-026.1. – Текст : электронный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – Vol. 44. – P. 517–537.
155. **Emile-Geay, J.** Warren revisited: Atmospheric freshwater fluxes and “Why is no deep water formed in the North Pacific” / J. Emile-Geay, M. A. Cane, N. Naik. – DOI 10.1029/2001JC001058. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – Vol. 108, issue C6. – 3178.
156. **Ettema, J.** Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high resolution climate modeling / J. Ettema. – DOI 10.1029/2009GL038110. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36, no. 12. – L12501.
157. **Fahrbach, E.** Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea / E. Fahrbach, S. Harms, G. Rohardt. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 106. – P. 2761–2778.

158. **Fahrbach, E.** Transport and structure of the Weddell Gyre / E. Fahrbach, G. Rohardt, J. Schröder [et al.]. – Текст : непосредственный // *Annales Geophysicae*. – 1994. – Vol. 12, no. 9. – P. 840–855.
159. **Fahrbach, E.** An estimate of water mass transformation in the southern Weddell Sea / E. Fahrbach, M. Knoche, G. Rohardt. – DOI 10.1016/S0304-4203(09)90006-8. – Текст : электронный // *Marine Chemistry*. – 1991. – Vol. 35. – P. 25–44.
160. **Fahrbach, E.** Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea / E. Fahrbach, G. Rohardt, N. Scheele. – Текст : непосредственный // *Journal of Marine Research*. – 1995. – Vol. 53. – P. 515–538.
161. **Falina, A.** Variability and renewal of Labrador Sea Water in the Irminger Basin in 1991–2004 / A. Falina, A. Sarafanov, A. Sokov. – DOI 10.1029/2005JC003348. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – Vol. 112, issue C1. – C01006.
162. **Ferreira, D.** Atlantic-Pacific asymmetry in deep water formation / D. Ferreira, P. Cessi, H. K. Coxall. – DOI 10.1146/annurev-earth-082517-010045. – Текст : электронный // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2018. – Vol. 46. – P. 327–352.
163. **Ferreira, M. L.** Source water distribution and quantification of North Atlantic deep water and Antarctic bottom water in the Atlantic Ocean / M. L. Ferreira, R. Kerr. – Текст : непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 2017. – Vol. 153. – P. 66–83.
164. **Fine Rana, A.** Tracers, time scales, and the thermohaline circulation: The lower limb in the North Atlantic Ocean / A. Fine Rana. – Текст : непосредственный // *Reviews of Geophysics*. – 1995. – Vol. 33, no. 2. – P. 1353–1365.
165. **Fogelqvist, E.** Greenland–Scotland overflow studied by hydro-chemical multivariate analysis / E. Fogelqvist. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2003. – Vol. 50, no. 1. – P. 73–102.
166. **Foldvik, A.** Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf / A. Foldvik, T. Gammelsrød, T. Tørresen. – Текст : непосредственный // *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. – 1985. – Vol. 43. – P. 5–20.

167. **Foldvik, A.** Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea / A. Foldvik, T. Gammelsrød, S. Østerhus. – DOI 10.1029/2003JC002008. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2004. – Vol. 109, issue C2. – C02015.
168. **Foldvik, A.** Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation / A. Foldvik, T. Gammelsrød. – Текст : непосредственный // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1988. – Vol. 67, no. 1–2. – P. 3–17.
169. **Foster, T. D.** Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea / T. D. Foster, E. C. Carmack. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. – 1976. – Vol. 23. – P. 301–317.
170. **Frajka-Williams, E.** Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed transports and variability / E. Frajka-Williams., I. J. Ansorge, J. Baehr [et al.]. – DOI 10.3389/fmars.2019.00260. – Текст : электронный // Frontiers in Marine Science. – 2019. – Vol. 6. – 260.
171. **Frajka-Williams, E.** Coherent circulation changes in the deep North Atlantic from 16°N and 26°N transport arrays / E. Frajka-Williams, M. Lankhorst, J. Koelling. – DOI 10.1029/2018JC013949. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2018. – Vol. 123. – P. 3427–3443.
172. **Frajka-Williams, E.** Emerging negative Atlantic Multidecadal Oscillation index in spite of warm subtropics / E. Frajka-Williams, C. Beaulieu, A. Ducez. – DOI 10.1038/s41598-017-11046-x. – Текст : электронный // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7, no. 1. – P. 11224.
173. **Fröb, F.** Irminger Sea deep convection injects oxygen and anthropogenic carbon to the ocean interior / F. Fröb, A. Olsen, K. Våge [et al.]. – DOI 10.1038/ncomms13244. – Текст : электронный // Nature Communications. – 2016. – Vol. 7, no. 1. – P. 1–8.
174. **Fürst, J. J.** A minimal model for wind- and mixing-driven overturning: Threshold behavior for both driving mechanisms / J. J. Fürst, A. Levermann. – DOI

- 10.1007/s00382-011-1003-7. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2012. – Vol. 38, no. 1. – P. 239–260.
175. **Ganachaud, A.** Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data / A. Ganachaud, C. Wunsch. – DOI 10.1038/35044048. – Текст : электронный // *Nature*. – 2000. – Vol. 408, no. 6811. – P. 453–457.
176. **Garabato, A. C. N.** On the export of Antarctic bottom water from the Weddell Sea / A. C. N. Garabato. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2002. – Vol. 49, no. 21. – P. 4715–4742.
177. **García-Ibáñez, M. I.** Water mass distributions and transports for the 2014 GEOVIDE cruise in the North Atlantic / M. I. García-Ibáñez, F. F. Pérez, P. Lherminier. – DOI 10.5194/bg-15-2075-2018. – Текст : электронный // *Biogeosciences*. – 2018. – Vol. 15, no. 7. – P. 2075–2090.
178. **Gardner, A. S.** A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 / A. S. Gardner, G. Moholdt, J. G. Cogley [et al.]. – Текст : непосредственный // *Science*. – 2013. – Vol. 340. – P. 852–857.
179. **Garrett, C.** Aspects of deep ocean mixing / C. Garrett, L. S. Laurent. – DOI 10.1023/A:1015816515476. – Текст : электронный // *Journal of Oceanography*. – 2002. – Vol. 58, no. 1. – P. 11–24.
180. **Gelaro, R.** The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) / R. Gelaro, W. McCarty, M. J. Suarez [et al.]. – Текст : непосредственный // *Journal of climate*. – 2017. – Vol. 30, no. 14. – P. 5419–5454.
181. **Geng, T.** On the mechanisms of Pacific decadal oscillation modulation in a warming climate / T. Geng, Y. Yang, L. Wu. – DOI 10.1175/JCLI-D-18-0337.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2019. – Vol. 32, no. 5. – P. 1443–1459.
182. **Gill, A. E.** Circulation and bottom water production in the Weddell Sea / A. E. Gill. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. – 1973. – Vol. 20, no. 2. – P. 111–140.



183. **Gladyshev, S. V.** Anomalously deep convection in the Irminger Sea during the winter of 2014–2015 / S. V. Gladyshev. – Текст : непосредственный // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. – Vol. 469, no. 1. – P. 766–770.
184. **Gordon, A. L.** Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans / A. L. Gordon, R. F. Weiss, W. M. Smethie Jr. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research*. – 1972. – Vol. 97, no. C5. – P. 7223–7240.
185. **Gordon, A. L.** Bottom Water Formation / A. L. Gordon, J. H. Steele, K. K. Turekian [et al.]. – Текст : непосредственный // *Encyclopedia of Ocean Sciences*. – Academic Press, 2001. – Vol. 1. – P. 334–340.
186. **Gordon, A. L.** Deep and bottom water of the Weddell Sea's western rim / A. L. Gordon, B. Huber, H. H. Hellmer. – DOI 10.1126/science.262.5130.95. – Текст : электронный // *Science*. – 1993. – Vol. 262. – P. 95–97.
187. **Gordon, A. L.** Potential temperature, oxygen and circulation of bottomwater in the Southern Ocean / A. L. Gordon. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. – 1966. – Vol. 13, no. 6. – P. 1125–1138.
188. **Gordon, A. L.** Western Weddell Sea thermohaline stratification / A. L. Gordon, S. S. Jacobs, R. Weiss. – Текст : непосредственный // *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at Antarctic Continental Margins*. – 1998. – Vol. 75. – P. 215–240. – (Antarctic Research Series).
189. **Gray, S. T.** A tree ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 AD / S. T. Gray, L. J. Graumlich, J. L. Betancourt. DOI 10.1029/2004GL019932. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31, no. 12. – L12205.
190. **Green, B.** Coupling of trade winds with ocean circulation damps ITCZ shifts / B. Green, J. Marshall. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, no. 12. – P. 4395–4411.
191. **Greenan, B.** Physical, Chemical, and Biological Conditions in the Labrador Sea in 2009 / B. Greenan. – Текст : непосредственный // *The Atlantic Zone Monitoring Program Bull.* – 2010. – Vol. 9. – P. 11–19.

192. **Griffies, S. M.** A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing / S. M. Griffies, E. Tziperman. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 1995. – Vol. 8. – P. 2440–2453.
193. **Gruber, N.** Anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Atlantic Ocean / N. Gruber. – Текст : непосредственный // *Global Biogeochem. Cycles*. – 1998. – Vol. 12, no. 1. – P. 165–191.
194. **Guan, Y. P.** Stommel's box model of thermohaline circulation revisited – The role of mechanical energy supporting mixing and the wind-driven gyration / Y. P. Guan, R. X. Huang. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2008. – Vol. 38, no. 4. – P. 909–917.
195. **Gudmundsson, L.** Observed Trends in Global Indicators of Mean and Extreme Streamflow / L. Gudmundsson, M. Leonard, H. X. Do. – DOI 10.1029/2018gl079725. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – Vol. 46, no. 2. – P. 756–766.
196. **Gulev, S. K.** Probability Distribution Characteristics for Surface Air-Sea Turbulent Heat Fluxes over the Global Ocean / S. K. Gulev, K. Belyaev. – DOI 10.1175/2011jcli4211.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2012. – Vol. 25, no. 1. – P. 184–206.
197. **Haarsma, R. J.** Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes / R. J. Haarsma, F. M. Selten, S. S. Drijfhout. – DOI 10.1088/1748-9326/10/9/094007. – Текст : электронный // *Environmental Research Letters*. – 2015. – Vol. 1, no. 9. – 94007.
198. **Haas, C.** Ice and Snow Thickness Variability and Change in the High Arctic Ocean Observed by In Situ Measurements / C. Haas. – DOI 10.1002/2017gl075434. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44, no. 20. – P. 10462–10469.
199. **Häkkinen, S.** Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951–1993 / S. Häkkinen. – DOI 10.1029/1999JC900034. –

- Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1999. – Vol. 104, no. C5. – P. 10991–11007.
200. **Haney, R. L.** Surface thermal boundary condition for ocean circulation models / R. L. Haney. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1971. – Vol. 1, no. 4. – P. 241–248.
201. **Hansen, B.** Already the day after tomorrow / B. Hansen, S. Østerhus, D. Quadfasel. – Текст : непосредственный // *Science*. – 2004. – Vol. 305. – P. 953–954.
202. **Hansen, B.** Faroe Bank Channel overflow 1995-2005 / B. Hansen, S. Østerhus. – DOI 10.1016/j.pocan.2007.09.004. – Текст : электронный // *Progress in Oceanography*. – 2007. – Vol. 75. – P. 817–856.
203. **Hansen, B.** North Atlantic-Nordic Seas exchanges / B. Hansen, S. Østerhus. – DOI 10.1016/S0079-6611(99)00052-X. – Текст : электронный // *Progress in Oceanography*. – 2000. – Vol. 45, no. 2. – P. 109–208.
204. **Hansen, J.** GISS analysis of surface temperature change / J. Hansen, R. Ruedy, J. Glascoe. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1999. – Vol. 104, no. D24. – P. 30997–31022.
205. **Hansen, J.** Radiative forcing and climate response / J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy. – DOI 10.1029/96JD03436. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1997. – Vol. 102, no. D6. – P. 6831–6864.
206. **Harms, S.** Sea ice transports in the Weddell Sea / S. Harms, E. Fahrbach, V. H. Strass. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 10, no. C5. – P. 9057–9073.
207. **Hasselmann, K.** Stochastic climate models. Part I Theory / K. Hasselmann. – Текст : непосредственный // *Tellus*. – 1976. – Vol. 28. – P. 473–485.
208. **Hawkins, E.** Bistability of the Atlantic overturning circulation in a global climate model and links to ocean freshwater transport / E. Hawkins. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38. – P. 1–6.
209. **Heinrich, H.** Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years / H. Heinrich. – Текст : непосредственный // *Quaternary research*. – 1988. – Vol. 29. – P. 142–152.

210. **Hellmer, H. H.** The Southern Ocean: A ventilation contributor with multiple sources / H. H. Hellmer, A. Beckmann. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – Vol. 2, no. 15. – P. 2927–2930.
211. **Hemming, S. R.** Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint / S. R. Hemming. – DOI 10.1029/2003RG000128. – Текст : электронный // *Reviews of Geophysics*. – 2004. – Vol. 42, no. 1.
212. **Henry, L. G.** North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciations / L. G. Henry. – Текст : непосредственный // *Science*. – 2016. – Vol. 353. – P. 470–474.
213. **Hersbach, H.** The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach. – DOI 10.1002/qj.3803. – Текст : электронный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2020. – Vol. 146, no. 48. – P. 1999–2049.
214. **Hodson, D. L.** Climate impacts of recent multidecadal changes in Atlantic Ocean sea surface temperature: A multimodel comparison / D. L. Hodson, R. T. Sutton, C. Cassou. – DOI 10.1007/s00382-009-0571-2. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2010. – Vol. 34, no. 7–8. – P. 1041–1058.
215. **Hodson, D. L.** An anatomy of the cooling of the North Atlantic Ocean in the 1960s and 1970s / D. L. Hodson, J. I. Robson, R. T. Sutton. – DOI 10.1175/JCLI-D-14-00301.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2014. – Vol. 27, no. 21. – P. 8229–8243.
216. **Holmes, D. E.** Reorganization of Atlantic waters at sub-polar latitudes linked to deep water overflow in both glacial and interglacial climate states / D. E. Holmes. – Текст : непосредственный // *Climate of the Past Discussions*. – 2021. – P. 1–36.
217. **Holte, J.** Seasonal Overturning of the Labrador Sea as Observed by Argo Floats / J. Holte, F. Straneo. – DOI 10.1175/JPO-D-17-0051.1. – Текст : электронный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2017. – Vol. 4, no. 10. – P. 2531–2543.
218. **Horwath, M.** Signal and error in mass change inferences from GRACE: The case of Antarctica / M. Horwath, R. Dietrich. – Текст : непосредственный // *Geophysical Journal International*. – 2009. – Vol. 177. – P. 849–864.

219. **Hu, A.** Role of the Bering Strait on the hysteresis of the ocean conveyor belt circulation and glacial climate stability / A. Hu, G. A. Meehl, W. Han. – DOI 10.1073/pnas.1116014109. – Текст : электронный // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. – 2012. – Vol. 109. – P. 6417–6422.
220. **Huang, R. X.** Mixing and energetics of the oceanic thermohaline circulation / R. X. Huang. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 1999. – Vol. 29, no. 4. – P. 727–746.
221. **Huang, R. X.** Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation / R. X. Huang, J. R. Luyten, H. M. Stommel. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 1992. – Vol. 22, no. 3. – P. 231–246.
222. **Huang, R. X.** Convective flow patterns in an eight box cube driven by combined wind stress, thermal, and saline forcing / R. X. Huang, H. M. Stommel. – Текст : непосредственный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1992. – Vol. 97, no. C2. – P. 2347–2364.
223. **Huang, J.** Structure and variability of the north icelandic jet from two years of mooring data / J. Huang, R. S. Pickart, H. Valdimarsson. – Текст : непосредственный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2019. – Vol. 124, no. 6. – P. 3987–4002.
224. **Hughes, P. J.** North Atlantic decadal variability of ocean surface fluxes : Master's thesis / P. J. Hughes. – The Florida State University, 2006. – 30 p. – Текст : непосредственный.
225. **Hughes, T. M. C.** Multiple equilibria of an asymmetric two-basin ocean model / T. M. C. Hughes, A. J. Weaver. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 1994. – Vol. 24. – P. 619–637.
226. **Hugonnet, R.** Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century / R. Hugonnet. – Текст : непосредственный // Nature. – 2021. – Vol. 592, no. 7856. – P. 726–731.
227. **Huhn, O.** Evidence of deep and bottom water formation in the western Weddell Sea / O. Huhn, H. H. Hellmer, M. Rhein. – DOI 10.1016/j.dsr2.2007.12.015. – Текст :

- электронный // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2008. – Vol. 55, no. 8–9. – P. 1098–1116.
228. **Huisman, S. E.** An indicator of the multiple equilibria regime of the Atlantic Meridional Overturning Circulation / S. E. Huisman, M. den Toom, H. A. Dijkstra, S. S. Drijfhout. – DOI 10.1175/2009JPO4215.1. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 2010. – Vol. 40. – P. 551–567.
229. **Hurrell, J. W.** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation / J. W. Hurrell. – Текст : непосредственный // Science. – 1995. – Vol. 269. – P. 676–679.
230. **IOC, SCOR and IAPSO 2010:** The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties / Intergovernmental Oceanographic Commission. – UNESCO, 2010. – 196 p. – (Manuals and Guides ; no. 56). – Текст : непосредственный.
231. **IPCC 2013:** Climate Change 2013: The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner [et al.]. – Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2013. – 1535 p. – DOI 10.1017/CBO9781107415324. – Текст : электронный.
232. **IPCC 2007:** Climate Change 2007: Synthesis Report : Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, R. K. Pachauri, A. Reisinger (eds.). – Geneva, Switzerland : IPCC, 2007. – 104 p. – Текст : непосредственный.
233. **Pörtner, H. O.** The ocean and cryosphere in a changing climate. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate / H. O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte [et al.]. – Текст : непосредственный // IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change. – Geneva, Switzerland, 2019. – Vol. 1, no. 3. – 755 p.
234. **Jackson, L. C.** Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM / L. C. Jackson, R. Kahana, T. Graham. – DOI

- 10.1007/s00382-015-2540-2. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2015. – Vol. 45, no. 11–12. – P. 3299–331.
235. **Jackson, L. C.** Timescales of AMOC decline in response to fresh water forcing / L. C. Jackson, R. A. Wood. – Текст : непосредственный // *Climate Dynamics*. – 2018a. – Vol. 51. – P. 1333–1350.
236. **Jackson, L. C.** Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM / L. C. Jackson, R. Kahana, T. Graham [et al.]. – DOI 10.1007/s00382-015-2540-2. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2015. – Vol. 45, no. 11–12. – P. 3299–3316.
237. **Jackson, L. C.** Hysteresis and resilience of the AMOC in an eddy-permitting GCM / L. C. Jackson, R. A. Wood. – DOI 10.1029/2018GL078104. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – Vol. 45. – P. 8547–8556.
238. **Jackson, L. C.** Shutdown and recovery of the AMOC in a coupled global climate model: The role of the advective feedback / L. C. Jackson. – DOI 10.1002/grl.50289. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40. – P. 1182–1188.
239. **Jacob, D.** Slowdown of the thermohaline circulation causes enhanced maritime climate influence and snow cover over Europe / D. Jacob, H. Goettel, J. Jungclaus. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L21711.
240. **Jacobs, S. S.** Bottom water production and its links with the thermohaline circulation / S. S. Jacobs. – Текст : непосредственный // *Antarctic Science*. – 2004. – Vol. 16, no. 4. – P. 427–437.
241. **Jeffreys, H.** On fluid motions produced by differences of temperature and humidity / H. Jeffreys. – Текст : непосредственный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1925. – Vol. 51. – P. 347–356.
242. **Jochumsen, K.** Revised transport estimates of the Denmark Strait overflow / K. Jochumsen. – DOI 10.1002/2017jc012803. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 12, no. 4. – P. 3434–3450.

243. **Jochumsen, K.** Variability of the Denmark Strait overflow: Moored time series from 1996–2011 / K. Jochumsen. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – Vol. 117, no. C12. – C12003.
244. **Johnson, R. G.** Hudson Bay-Hudson Strait jökulhlaups and Heinrich events: a hypothesis / R. G. Johnson, S. E. Lauritzen. – Текст : непосредственный // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1995. – Vol. 117, no. 1. – P. 123–137.
245. **Jonsson, S.** The circulation in the northern part of the Denmark Strait and its variability / S. Jonsson. – Текст : электронный // *ICES CM*. – 1999. – Vol. 50, no. 6. – URL: <https://www.ices.dk/sites/pub/CM%20Documents/1999/L/L0699.pdf> (дата обращения: 21.05.2022).
246. **Josey, S. A.** Exchanges through the ocean surface / S. A. Josey, S. Gulev, L. Yu [et al.]. – Текст : непосредственный // *International Geophysics*. – 2013. – Vol. 103. – P. 115–140.
247. **Josey, S. A.** Guidelines for evaluation of air–sea heat, freshwater and momentum flux datasets / S. A. Josey, S. R. Smith. – Текст : непосредственный // *CLIVAR Global Synthesis and Observations Panel (GSOP)*. – 2006. – Report 12.
248. **Justino, F.** Northern Hemisphere extratropical turbulent heat fluxes in ASRv2 and global reanalyses / F. Justino. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2019. – Vol. 32, no. 7. – P. 2145–2166.
249. **Kageyama, M.** Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study / M. Kageyama, U. Merkel, B. Otto–Bliesner. – DOI 10.5194/cp-9-935-2013. – Текст : электронный // *Climate of the Past*. – 2013. – Vol. 9, no. 2. – P. 935–953.
250. **Kalnay, E.** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler. – Текст : непосредственный // *Bulletin of the American meteorological Society*. – 1996. – Vol. 77, no. 3. – P. 437–471.
251. **Kanamitsu, M.** NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) / M. Kanamitsu, W. Ebisuzaki, J. Woollen [et al.]. – DOI 10.1175/BAMS-83-11-1631. – Текст :



- электронный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2002. – P. 1631–1643.
252. **Kendall, M. G.** Rank Correlation Methods / M. G. Kendall. – London, U.K. : Charles Griffin, 1975. – Текст : непосредственный.
253. **Kerr, R. A.** A North Atlantic climate pacemaker for the centuries / R. A. Kerr. – Текст : непосредственный // *Science*. – 2000. – Vol. 288, no. 5473. – P. 1984–1985.
254. **Kerr, R. A.** Three decades of deep water mass investigation in the Weddell Sea (1984–2014): temporal variability and changes / R. A. Kerr, T. S. Dotto, M. M. Mata. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2018. – Vol. 149. – P. 70–83.
255. **Kieke, D.** Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and cooperation / D. Kieke, I. Yashayaev. – DOI 10.1016/j.poccean.2014.12.010. – Текст : электронный // *Progress in Oceanography*. – 2015. – Vol. 132. – P. 220–232.
256. **Kieke, D.** Water mass circulation and variability in the subpolar North Atlantic : Ph.D. thesis / D. Kieke. – Universit at Bremen, 2005. – 153 p. – Текст : непосредственный.
257. **Kim, H.** Hydrological cycle: river discharge and runoff in “State of the Climate in 2018” / H. Kim. – Текст : непосредственный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2019. – Vol. 100, no. 9. – P. S35–S37.
258. **King, M. A.** Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution / M. A. King, R. J. Bingham, P. Moore. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 2012. – Vol. 491. – P. 586–589.
259. **Kissel, C.** Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: Magnetic analysis of sediments from Nordic seas and North Atlantic / C. Kissel, C. Laj, L. Labeyrie. – DOI 10.1016/S0012-821X(99)00162-4. – Текст : электронный // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – Vol. 171. – P. 489–502.
260. **Knight, J.** A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate / J. Knight, R. Allan, C. Folland. – DOI 10.1029/2005GL024233.

- Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L20708.
261. **Koelling, J.** Intense oceanic uptake of oxygen during 2014–2015 winter convection in the Labrador Sea / J. Koelling, D. W. R. Wallace, U. Send. – DOI 10.1002/2017GL073933. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44. – P. 7855–7864.
262. **Koelling, J.** Oxygen export to the deep ocean following Labrador Sea Water formation / J. Koelling. – DOI 10.5194/bg-19-437-2022. – Текст : электронный // *Biogeosciences*. – 2022. – Vol. 19, issue 2. – P. 437–454.
263. **Koltermann, K. P.** Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic / K. P. Koltermann. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 1999. – Vol. 46, no. 1. – P. 109–138.
264. **Koman, G. E.** Circulation and Overturning in the Eastern North Atlantic Subpolar Gyre : thesis. – University of Miami, 2020. – Текст : непосредственный.
265. **Koshlyakov, M. N.** Antarctic Bottom Water in the Pacific sector of the Southern Ocean / M. N. Koshlyakov, R. Y. Tarakanov. – Текст : непосредственный // *Oceanology*. – 2003. – Vol. 43, no. 1. – P. 5–20.
266. **Koshlyakov, M. N.** Water masses of the Pacific Antarctic / M. N. Koshlyakov, R. Y. Tarakanov. – Текст : непосредственный // *Oceanology*. – 1999. – Vol. 39, no. 1. – P. 5–15.
267. **Kostov, Y.** Impact of the Atlantic meridional overturning circulation on ocean heat storage and transient climate change / Y. Kostov, K. C. Armour, J. Marshall. – DOI 10.1002/2013GL058998. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41, no. 6. – P. 2108–2116.
268. **Krasovskiy, Y.** Destabilization of the thermohaline circulation by atmospheric transports: An analytic solution / Y. Krasovskiy, P. H. Stone. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 1998. – Vol. 11. – P. 1803–1811.
269. **Krauss, W.** Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin / W. Krauss. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1995. – Vol. 100, no. C6. – P. 10851–10871.

270. **Kuhlbrodt, T.** An integrated assessment of changes in the thermohaline circulation / T. Kuhlbrodt, S. Rahmstorf, K. Zickfeld. – DOI 10.1007/s10584-009-9561-y. – Текст : электронный // *Climatic Change*. – 2009. – Vol. 96, no. 4. – P. 489–537.
271. **Kuhlbrodt, T.** On Sandström's inferences from his tank experiments: a hundred years later / T. Kuhlbrodt. – Текст : непосредственный // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2008. – Vol. 60, no. 5. – P. 819–836.
272. **Kuhlbrodt, T.** On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation / T. Kuhlbrodt. – Текст : непосредственный // *Reviews of Geophysics*. – 2007. – Vol. 45, no. 2.
273. **Kumar, A.** Global warming leading to alarming recession of the Arctic sea-ice cover: Insights from remote sensing observations and model reanalysis / A. Kumar, J. Yadav, R. Mohan. – Текст : электронный // *Heliyon*. – 2020. – Vol. 6, no. 7. – e04355.
274. **Kunze, E.** The internal-wave-driven meridional overturning circulation / E. Kunze. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2017. – Vol. 47, no. 11. – P. 2673–2688.
275. **Kurtz, N. T.** Satellite observations of Antarctic sea ice thickness and volume / N. T. Kurtz, T. Markus. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – Vol. 117, no. C8.
276. **Kushnir, Y.** Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions / Y. Kushnir. – DOI 10.1175/1520-0442(1994)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 1994. – Vol. 7, no. 1. – P. 141–157.
277. **Kwok, R.** Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 / R. Kwok, G. F. Cunningham, M. Wensnahan. – DOI 10.1029/2009JC005312. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – C07005.
278. **L'Ecuyer, T. S.** The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century / T. S. L'Ecuyer. – DOI 10.1175/jcli-d-14-00556.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2015. – Vol. 28, no. 21. – P. 8319–8346.

279. **Large, W. G.** Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies / W. G. Large, S. G. Yeager. – Boulder : National Center for Atmospheric Research, 2004. – 112 p. – Текст : непосредственный.
280. **Latif, M.** Decadal to multidecadal variability of the Atlantic MOC: mechanisms and predictability / M. Latif, C. Böning, A. Willebrand [et al.]. – DOI 10.1029/173GM11. – Текст : электронный // Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts – Past and Future Changes of the Ocean's Meridional Overturning / Ed. by A. Schmittner, J. Chiang, S. Hemming. – Washington D.C. : AGU, 2007. – P. 149–166. – (AGU Monograph ; vol. 173).
281. **Latif, M.** Is the thermohaline circulation changing / M. Latif, C. Böning, A. Willebrand. – DOI 10.1175/JCLI3876.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2006. – Vol. 19, no. 18. – P. 4631–4637.
282. **Lazier, J. R. N.** Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 / J. R. N. Lazier, R. M. Hendry, R. A. Clarke. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2002. – Vol. 49, no. 10. – P. 1819–1835.
283. **Le Bars, D.** Impact of the Indonesian throughflow on Agulhas leakage / D. Le Bars, H. Dijkstra, W. De Ruijter. – DOI 10.5194/os-9-773-2013. – Текст : электронный // Ocean Science. – 2013. – Vol. 9. – P. 773–785.
284. **LeBel, D. A.** The formation rate of North Atlantic Deep Water and Eighteen Degree Water calculated from CFC-11 inventories observed during WOCE / D. A. LeBel. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2008. – Vol. 55, no. 8. – P. 891–910.
285. **Leclercq, P.** Estimating the glacier contribution to sea-level rise for the period 1800–2005 / P. W. Leclercq, J. Oerlemans, J. G. Cogley. – Текст : непосредственный // Surv. Geophys. – 2011. – Vol. 32. – P. 519–535.
286. **LeGrand, P.** Constraints from paleotracer data on the North Atlantic circulation during the last glacial maximum / P. LeGrand, C. Wunsch. – Текст : непосредственный // Paleoceanography. – 1995. – Vol. 10, no. 6. – P. 1011–1045.

287. **LeGrande, A. N.** Consistent simulations of multiple proxy responses to an abrupt climate change event / A. N. LeGrande, G. A. Schmidt, D. T. Shindell. – DOI 10.1073/pnas.0510095103. – Текст : электронный // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2006. – Vol. 103, no. 4. – P. 837–842.
288. **Lenaerts, J. T. M.** A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling / J. T. M. Lenaerts, M. R van den Broeke, W. J. van de Berg [et. al]. – DOI 10.1029/2011GL050713. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – Vol. 39. – L04501.
289. **Levermann, A.** Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation / A. Levermann, A. Griesel, M. Hofmann. – DOI 10.1007/s00382-004-0505-y. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2005. – Vol. 24, no. 4. – P. 347–354.
290. **Liang, Y. C.** Mapping the locations of asymmetric and symmetric discharge 2 responses in global rivers to the two types of El Niño / Y. C. Liang, C. C. Chou, J. Y. Yu. – DOI 10.1088/1748-9326/11/4/044012. – Текст : электронный // Environmental Research Letters. – 2016. – Vol. 1, no. 4. – P. 3.
291. **Lippold, J.** Does sedimentary  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  from the Bermuda Rise monitor past Atlantic meridional overturning circulation / J. Lippold, J. Grützner, D. Winter [et al.]. – Текст : непосредственный // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36. – L12601.
292. **Little, C. M.** On the relationship between the meridional overturning circulation, alongshore wind stress, and United States East Coast sea level in the Community Earth System Model Large Ensemble / C. M. Little, C. G. Piecuch, R. M. Ponte. – DOI 10.1002/2017JC012713. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122, no. 6. – P. 4554–4568.
293. **Liu, J.** Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989–2000 / J. Liu, J. A. Curry. – DOI 10.1146/annurev-marine-120408-15145. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33, no. 5.

294. **Liu, M.** Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions / M. Liu, T. Tanhua. – DOI 10.5194/os-17-463-2021. – Текст : электронный // Ocean Science. – 2021. – Vol. 17. – P. 463–486.
295. **Liu, W.** A diagnostic indicator of the stability of the Atlantic meridional overturning circulation in CCSM3 / W. Liu, Z. Liu. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2013. – Vol. 26, no. 6. – P. 1926–1938.
296. **Liu, W.** A note on the stability indicator of the Atlantic meridional overturning circulation / W. Liu, Z. Liu. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2014. – Vol. 27, no. 2. – P. 969–975.
297. **Liu, W.** Climate impacts of a weakened Atlantic Meridional Overturning Circulation in a warming climate / W. Liu, A. V. Fedorov, S. P. Xie. – DOI 10.1126/sciadv.aaz4876. – Текст : электронный // Science advances. – 2020. – Vol. 6, no. 26. – eaaz4876.
298. **Liu, W.** Global climate impacts of Arctic sea ice loss mediated by the Atlantic Meridional Overturning Circulation / W. Liu, A. V. Fedorov. – DOI 10.1029/2018GL080602. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2016. – Vol. 46. – P. 944–952.
299. **Liu, W.** Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate / W. Liu, S. P. Xie, Z. Liu. – DOI 10.1126/sciadv.1601666. – Текст : электронный // Science Advances. – 2017. – Vol. 3, no. 1. – e1601666.
300. **Liu, W.** The mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown induced by Arctic sea ice decline / W. Liu, A. V. Fedorov, F. Sévellec. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2019. – Vol. 32. – P. 977–996.
301. **Liu, Z.** A study of capturing Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) regime transition through observation-constrained model parameters, Nonlin / Z. Liu, S. Zhang, Y. Shen [et al.]. – DOI 10.5194/npg-28-481-2021. – Текст : электронный // Processes Geophys. – 2021. – Vol. 28. – P. 481–500.

302. **Locarnini, R. A.** World Ocean Atlas 2005, Vol. 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 61 / R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. I. Antonov. – Washington, D.C. : U.S. Gov. Printing Office, 2006. – 182 p. – Текст : электронный.
303. **Loeb, N. G.** Toward optimal closure of the Earth's top-of-atmosphere radiation budget / N. G. Loeb, B. A. Wielicki, D. R. Doelling. – DOI 10.1175/2008JCLI2637.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2009. – Vol. 22, no. 3. – P. 748–766.
304. **Lohmann, G.** Dynamics and predictability of Stommel's box model: A phase space perspective with implications for decadal climate variability / J. Lohmann, J. Schneider. – Текст : непосредственный // Tellus A. – 1999. – Vol. 51. – P. 326–336.
305. **Lohmann, J.** Risk of tipping the overturning circulation due to increasing rates of ice melt / J. Lohmann, P. D. Ditlevsen. – DOI 10.1073/pnas.2017989118. – Текст : электронный // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2021. – Vol. 118, no. 9. – e2017989118.
306. **Longworth, H.** Ocean gyres and abrupt change in the thermohaline circulation: A conceptual analysis / H. Longworth, J. Marotzke, T. F. Stocker. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, no. 13. – P. 2403–2416.
307. **Lozier, M. S.** A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic / M. S. Lozier. – Текст : непосредственный // Science. – 2019. – Vol. 363, no. 6426. – P. 516–521.
308. **Lucarini, V.** Thermohaline circulation stability: a box model study. Part II: coupled atmosphere–ocean model / V. Lucarini, P. H. Stone. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, no. 4. – P. 514–529.
309. **Lucarini, V.** Thermohaline circulation stability: A box model study. Part I: Uncoupled model / V. Lucarini, P. H. Stone. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, no. 4. – P. 501–513.
310. **Lumpkin, R.** Global ocean meridional overturning / R. Lumpkin, K. Speer. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 2007. – Vol. 37. – P. 2550–2562.

311. **Lynch-Stieglitz, J.** The Atlantic meridional overturning circulation and abrupt climate change / J. Lynch-Stieglitz. – Текст : непосредственный // *Annual Review of Marine Science*. – 2017. – Vol. 9. – P. 83–104.
312. **MacAyeal, D. R.** Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events / D. R. MacAyeal. – Текст : непосредственный // *Paleoceanography*. – 1993. – Vol. 8, no. 6. – P. 775–784.
313. **Macrander, A.** Interannual changes in the overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait / A. Macrander. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32, no. 6.
314. **Mamayev, O. I.** 1992. *Abyssal Ocean Waters* / O. I. Mamayev. – Seattle, Washington : SAIC, 1992. – 200 p. – Текст : непосредственный.
315. **Manabe, S.** Two stable equilibria of a coupled ocean–atmosphere model / S. Manabe, R. J. Stoufer. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 1988. – Vol. 1. – P. 841–866.
316. **Mann, H. B.** Non-parametric test against trend / H. B. Mann. – Текст : непосредственный // *Econometrica*. – 1945.
317. **Mann, M. E.** Atlantic hurricane trends linked to climate change / M. E. Mann, K. A. Emanuel. – DOI 10.1029/2006EO240001. – Текст : электронный // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2006. – Vol. 87, no. 24. – P. 233–241.
318. **Mann, M. E.** Global scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales / M. E. Mann, J. Park. – doi:10.1029/94JD02396. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1994. – Vol. 99, no. D12. – P. 25819–25833.
319. **Mantua, N. J.** A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production / N. J. Mantua, S. R. Hare, Y. Zhang [et al.]. – DOI 10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 1997. – Vol. 78, № 6. – P. 1069–1079.
320. **Marotzke, J.** Atmospheric heat transports, the thermohaline circulation, and flux adjustments in a simple coupled model / J. Marotzke, P. H. Stone. – Текст :



- непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1995. – Vol. 25. – P. 1350–1364.
321. **Marotzke, J.** Instabilities and multiple equilibria of the thermohaline circulation : дисс. / J. Marotzke. – Kiel : Institut für Meereskunde, 1990. – 126 p. – Текст : непосредственный.
322. **Marshall, J.** The ocean's role in setting the mean position of the InterTropical Convergence Zone / J. Marshall, A. Donohoe, D. Ferreira, D. McGee. – DOI 10.1007/s00382-013-1767-z. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2014. – Vol. 42, issue 7–8. – P. 1967–1979.
323. **Marshall, J.** Open-ocean convection: observations, theory, and models / J. Marshall, F. Schott. — Текст : непосредственный // *Reviews of Geophysics*. – 1999. – Vol. 37. – P. 1–64.
324. **Marshall, J.** The ocean's role in polar climate change: asymmetric Arctic and Antarctic responses to greenhouse gas and ozone forcing / J. Marshall, K. C. Armour, J. R. Scott. – DOI 10.1098/rsta.2013.0040. – Текст : электронный // *AGUFM*. – 2013. – Vol. 2013. – A42C-01.
325. **Marshall, J.** The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone / J. Marshall, A. Donohoe, D. Ferreira [et al.]. – DOI 10.1007/s00382-013-1767-z. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2014. – Vol. 42, no. 7–8. – P. 1967–1979.
326. **Marshall, J.** The ocean's role in the transient response of climate to abrupt greenhouse gas forcing / J. Marshall, J. R. Scott, K. C. Armour. – DOI 10.1007/s00382-014-2308-0. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2015. – Vol. 44, no. 7–8. – P. 2287–2299.
327. **Marshall, J.** Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling / J. Marshall, K. Speer. – DOI: 10.1038/NGEO1391. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2012. – Vol. 5, no. 3. – P. 171–180.
328. **Marzeion, B.** Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers / B. A. Marzeion, H. Jarosch, M. Hofer. – Текст : непосредственный // *Cryosphere*. – 2012. – Vol. 6. – P. 1295–1322.

329. **Mauritzen, C.** Importance of density-compensated temperature change for deep North Atlantic Ocean heat uptake / C. Mauritzen, A. Melsom, R. T. Sutton. – Текст : непосредственный // *Nature Geoscience*. – 2012. – Vol. 5, no. 12. – P. 905–910.
330. **McCartney, M. S.** Eastward Flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11°N and Its Influence on the Abyss of the Eastern Basin / M. S. McCartney, S. L. Bennett, M. E. Woodgate-Jones. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1991. – Vol. 21. – P. 1089–1121.
331. **McDougall, T. J.** Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox / T. J. McDougall, P. M. Barker. – Текст : непосредственный // SCOR/IAPSO WG. – 2011. – Vol. 127. – P. 1–28.
332. **McManus, J. F.** Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes / J. F. McManus, R. Francois, J. M. Gherardi. – DOI 10.1038/nature02494. – Текст : электронный // *Nature*. – 2004. – Vol. 428. – P. 834–837.
333. **Meincke, J.** The modern current regime across the Greenland- Scotland Ridge / J. Meincke, M. H. P. Bott, S. Saxov [et al.]. – Текст : непосредственный // *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge—new methods and concepts*. – New York : Plenum Press, 1983. – P. 637–650.
334. **Mensch, M.** The distribution of tritium and CFCs in the Weddell Sea during the mid-1980s / M. Mensch, R. Bayer, J. L. Bullister. – Текст : непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 1997. – Vol. 38. – P. 377–414.
335. **Mensch, M.** Transient tracer observations from the western Weddell Sea during the drift and recovery of Ice Station Weddell / M. Mensch, W. M. Smethie, P. Schlosser [et al.]. – Текст : непосредственный // *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at Antarctic Continental Margins*. – Washington : American Geophysical Union, 1998. – P. 241–256.
336. **Mensch, M.** Tritium and CFC functions for the Weddell Sea / M. Mensch, A. Simon, R. Bayer. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1998. – Vol. 103, no. C8. – P. 15923–15937.

337. **Mercier, H.** Transport of bottom water in the Romanche Fracture Zone and the Chain fracture zone / H. Mercier, K. G. Speer. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1998. – Vol. 28, no. 5. – P. 779–790.
338. **Meredith, M. P.** Oceanography: Replenishing the abyss / M. P. Meredith. – Текст : непосредственный // *Nature Geoscience*. – 2013. – Vol. 6. – P. 166–167.
339. **Milliman, J. D.** Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000 / J. D. Milliman. – Текст : непосредственный // *Global and planetary change*. – 2008. – Vol. 62, no. 3. – P. 187–194.
340. **Mix, A. C.** Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG) / A. C. Mix, E. Bard, R. Schneider. – Текст : непосредственный // *Quaternary Science Reviews*. – 2001. – Vol. 20. – P. 627–657.
341. **Morozov, E.** *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows* / E. Morozov, A. Demidov, R. Tarakanov. – Springer, 2010. – 266 p.
342. **Morozov, E. G.** Deep water masses of the South and North Atlantic / E. G. Morozov // *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean*. – Dordrecht : Springer, 2010. – С. 25–50.
343. **Morozov, E. G.** Deep Water Masses of the South and North Atlantic / E. Morozov, R. Tarakanov, D. I. Frey. – DOI 10.1007/978-3-030-83074-8\_1. – Текст : электронный // *Bottom Gravity Currents and Overflows in Deep Channels of the Atlantic Ocean*. – Cham : Springer, 2021. – P. 1–42.
344. **Msadek, R.** Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model / R. Msadek, C. Frankignoul. – DOI 10.1007/s00382-008-0452-0. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2009. – Vol. 33, no. 1. – P. 45–62.
345. **Muench, R. D.** Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin / R. D. Muench, A. L. Gordon. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1995. – Vol. 100. – P. 18503–18515.
346. **Munk, W.** Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing / W. Munk, C. Wunsch. – DOI 10.1016/S0967-0637(98)00070-3. – Текст : электронный //

- Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1998. – Vol. 45, no. 12. – P. 1977–2010.
347. **Munk, W. H.** Abyssal recipes / W. H. Munk. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research. – 1966. – Vol. 13, no. 4. – P. 707–730.
348. **Murphy, L. N.** The role of historical forcings in simulating the observed Atlantic multidecadal oscillation / L. N. Murphy, K. Bellomo, M. Cane. – DOI 10.1002/2016GL071337. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2017. – Vol. 44, no. 5. – P. 2472–2480.
349. **Nakamura, M.** Destabilization of the thermohaline circulation by atmospheric eddy transports / M. P. Nakamura, H. Stone, J. Marotzke. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 1994. – Vol. 7. – P. 1870–1882.
350. **Naveira Garabato, A. C.** Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea / A. C. Naveira Garabato, K. J. Heywood, D. P. Stevens. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2002. – Vol. 49. – P. 681–705.
351. **Naveira Garabato, A. C.** On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea / A. C. Naveira Garabato, E. L. McDonagh, D. P. Stevens [et al.]. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2002. – Vol. 49. – P. 4715–4742.
352. **North, G. K.** Theory of energy balance climate models / G. K. North. – Текст : непосредственный // Journal of Atmospheric Sciences. – 1975. – Vol. 32. – P. 2033–2043.
353. **Olbers, D.** A gallery of simple models from climate physics / D. Olbers, P. Imkeller, J. S. von Storch. – DOI 10.1007/978-3-0348-8287-3\_1. – Текст : электронный // Stochastic Climate Models. Progress in Probability. – Basel : Birkhäuser, 2001. – Vol. 49. – P. 3–63.
354. **Olsen, S. M.** Observed and modelled stability of overflow across the Greenland-Scotland ridge / S. M. Olsen, B. Hansen, D. Quadfasel [et al.]. – DOI 10.1038/nature07302. – Текст : электронный // Nature. – 2008. – Vol. 455. – P. 519–523.

355. **Orsi, A. H.** Circulation, mixing, and the production of Antarctic Bottom Water / A. H. Orsi, G. C. Johnson, J. L. Bullister. – Текст : непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 1999. – Vol. 43, no. 1. – P. 55–109.
356. **Orsi, A. H.** On the circulation and stratification of the Weddell Gyre / A. H. Orsi, W. D. Nowlin Jr., T. Whitworth III. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1993. – Vol. 40. – P. 169–203.
357. **Orsi, A. H.** On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: a preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements / A. H. Orsi, W. M. Smethie, J. L. Bullister. – DOI 10.1029/2001JC000976. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – Vol. 107. – 3122.
358. **Ortega, P.** Mechanisms of decadal variability in the Labrador Sea and the wider North Atlantic in a high-resolution climate model / P. Ortega, J. Robson, R. T. Sutton. – DOI 10.1007/s00382-016-3467-y. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2017. – Vol. 49, no. 7–8. – P. 2625–2647.
359. **Pardaens, A. K.** A model study of factors influencing projected changes in regional sea level over the twenty-first century / A. K. Pardaens, J. M. Gregory, J. A. Lowe. – DOI 10.1007/s00382-009-0738-x. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2011. – Vol. 36, no. 9–10. – P. 2015–2033.
360. **Park, Y. G.** The Stability of Thermohaline Circulation in a Two-Box Model / Y. G. Park. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1999. – Vol. 29. – P. 3101–3110.
361. **Parsons, L. A.** Influence of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on the monsoon rainfall and carbon balance of the American tropics / L. A. Parsons, J. Yin, J. T. Overpeck. – DOI 10.1002/2013gl058454. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41, no. 1. – P. 146–151.
362. **Pasquero, C.** Effects of a wind-driven gyre on thermohaline circulation variability / C. Pasquero, E. Tziperman. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2004. – Vol. 34, no. 4. – P. 805–816.

363. **Patterson, S. L.** Physical oceanography Glasby GP Antarctic sector of the Pacific / S. L. Patterson, T. Whitworth. – Текст : непосредственный // Elsevier Oceanographic Series. – 1990. – Vol. 51. – P. 55–93.
364. **Pekárová, P.** Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries / P. Pekárová, P. Miklánek, J. Pekár. – Текст : непосредственный // Journal of Hydrology. – 2003. – Vol. 274, no. 1. – P. 62–79.
365. **Perovich, D.** Arctic report card 2020: Sea ice / D. Perovich, W. Meier, M. Tschudi. – NOAA, 2020. – 10 p. – DOI 10.25923/n170-9h57. – Текст : непосредственный.
366. **Peterson, B. J.** Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle / B. J. Peterson, J. McClelland, R. Curry [et al.]. – Текст : непосредственный // Science. – 2006. – Vol. 313, issue 5790. – P. 1061–1066.
367. **Petit, T.** Atlantic Deep Water Formation Occurs Primarily in the Iceland Basin and Irminger Sea by Local Buoyancy Forcing / T. Petit, M. S. Lozier, S. A. Josey. – DOI 10.1029/2020GL091028. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2020. – Vol. 47, no. 22. – e2020GL091028.
368. **Pickart, R. S.** Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet / R. S. Pickart. – Текст : непосредственный // Nature. – 2003. – Vol. 24, no. 6945. – P. 152–156.
369. **Piotrowski, A. M.** Temporal relationships of carbon cycling and ocean circulation at glacial boundaries / A. M. Piotrowski, S. L. Goldstein, S. R. Hemming. – DOI 10.1126/science.1104883. – Текст : электронный // Science. – 2005. – Vol. 307. – P. 1933–1938.
370. **Piron, A.** Argo float observations of basin-scale deep convection in the Irminger sea during winter 2011–2012 / A. Piron, V. Thierry, H. Mercier. – DOI 10.1016/j.dsr.2015.12.012. – Текст : электронный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2016. – Vol. 109. – P. 76–90.
371. **Polonskii, A. B.** On the mechanism of decadal oscillations in the ocean–atmosphere system / A. B. Polonskii. – DOI 10.1023/A:1014669313384. – Текст : электронный // Physical Oceanography. – 2002. – Vol. 12, no. 1. – P. 1–9.

372. **Purkey, S. G.** Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets / S. G. Purkey, G. C. Johnson. – DOI 10.1175/2010JCLI3682.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23. – P. 6336–6351.
373. **Rahmstorf, S.** Ocean circulation and climate during the past 120000 years / S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 2002. – Vol. 419, no. 6903. – P. 207–214.
374. **Rahmstorf, S.** Decadal variability of the thermohaline ocean circulation / S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Beyond El Nino: Decadal and interdecadal climate variability*. – Berlin : Springer, 1999. – P. 309–332.
375. **Rahmstorf, S.** Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation / S. Rahmstorf, J. Box, G. Feulner. – DOI 10.1038/nclimate2554. – Текст : электронный // *Nature Clim Change*. – 2015. – Vol. 5. – P. 475–480.
376. **Rahmstorf, S.** On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation / S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Climate Dynamics*. – 1996. – Vol. 12. – P. 799–811.
377. **Rahmstorf, S.** Thermohaline circulation hysteresis: a model intercomparison / S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L23605.
378. **Rahmstorf, S.** Thermohaline Ocean Circulation / S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. – Amsterdam : Elsevier, 2006. – P. 1–10.
379. **Randall, D. A.** Climate Models and Their Evaluation / D. A. Randall. – Текст : непосредственный // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / D. A. Randall, R. A. Wood, S. Bony [et al.]. – Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2007. – Vol. 32. – P. 10013–2473.

380. **Reid, J. L.** On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean / J. L. Reid, W. D. Nowlin Jr., W. C. Patzert. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1977. – Vol. 7. – P. 62–91.
381. **Rhein, M.** Ventilation variability of Labrador Sea Water and its impact on oxygen and anthropogenic carbon: a review / M. Rhein, R. Steinfeldt, D. Kieke [et al.]. – DOI 10.1098/rsta.2016.0321. – Текст : электронный // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2017. – Vol. 375, issue 2102. – P. 20160321.
382. **Rignot, E.** Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise / E. Rignot, I. Velicogna, M. R. van den Broeke. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38, no. 5. – L05503.
383. **Rintoul, S. R.** On the origin and influence of Adélie Land Bottom Water. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin* / S. R. Rintoul, S. S. Jacobs, R. F. Weiss. – Текст : непосредственный // *Antarctic Research Series*. – 1998. – Vol. 75. – P. 151–171.
384. **Roberts, C. D.** A multimodel study of sea surface temperature and subsurface density fingerprints of the Atlantic meridional overturning circulation / C. D. Roberts, F. K. Garry, L. C. Jackson. – DOI 10.1175/JCLI-D-12-00762.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2013. – Vol. 26, no. 22. – P. 9155–9174.
385. **Robinson, A.** The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation / A. Robinson, H. Stommel. – Текст : непосредственный // *Tellus*. – 1959. – Vol. 2. – P. 295–308.
386. **Robson, J.** A reversal of climatic trends in the North Atlantic since 2005 / J. Robson, P. Ortega, R. Sutton. – DOI 10.1038/ngeo2727. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9, no. 7. – P. 513–517.
387. **Romanova, V.** Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP / V. Romanova. – Текст : непосредственный // *Tellus A*. – 2010. – Vol. 62, no. 4. – P. 435–452.



388. **Rooth, C.** Hydrology and ocean circulation / C. Rooth. – Текст : непосредственный // Progress in Oceanography. – 1982. – Vol. 1. – P. 131–149.
389. **Rothrock, D. A.** The decline in arctic sea ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data / D. A. Rothrock, D. B. Percival, M. Wensnahan. – DOI 10.1029/2007JC004252. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – Vol. 113. – C05003.
390. **Ruddick, B.** Qualitative behavior and nonoscillation of Stommel's thermohaline box model / B. Ruddick, L. Zhang. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – Vol. 9. – P. 2768–2777.
391. **Rudels, B.** The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow / B. Rudels, E. Fahrbach, J. Meincke. – Текст : непосредственный // ICES Journal of Marine Sciences. – 2002. – Vol. 59. – P. 1133–1154.
392. **Rugenstein, M. A.** Northern high-latitude heat budget decomposition and transient warming / M. A. Rugenstein, R. J. Winton. – DOI 10.1175/JCLI-D-11-00695.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2013. – Vol. 26, no. 2. – P. 609–621.
393. **Rühs, S.** Changing spatial patterns of deep convection in the subpolar North Atlantic / S. Rühs. – DOI 10.1029/2021JC017245. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2021. – Vol. 126. – e2021JC017245.
394. **Saltzman, B.** Dynamical Paleoclimatology: Generalized Theory of Global Climate Change / B. Saltzman. – San Diego : Academic Press, 2002. – Текст : непосредственный.
395. **Sandström, J. W.** Dynamische Versuche mit Meerwasser / J. W. Sandström. – Текст : непосредственный // Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, Zeitschrift für Seefahrt- und Meereskunde. – 1908. – Vol. 36. – P. 6–23.
396. **Sandström, J. W.** Meteorologische Studien im Schwedischen Hochgebirge / J. W. Sandström, K. Göteborgs. – Текст : непосредственный // Vetensk. Vitterhetssamhällets Handkl. – 1916. – Vol. 27. – P. 48.

397. **Santoso, A.** Antarctic Bottom Water variability in a coupled climate model / A. Santoso, M. H. England. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2008. – Vol. 38, no. 9. – P. 1870–1893.
398. **Sarafanov, A.** Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997–2006 / A. Sarafanov, A. Falina, A. Sokov. – DOI 10.1029/2007GL031074. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letter*. – 2007. – Vol. 34. – L23609.
399. **Sarafanov, A.** Intense warming and salinification of intermediate waters of southern origin in the eastern subpolar North Atlantic in the 1990s to mid-2000s / A. Sarafanov, A. Falina, A. Sokov. – DOI 10.1029/2008JC004975. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113. – 12022.
400. **Sarafanov, A.** Recent changes in the Greenland–Scotland overflow derived water transport inferred from hydrographic observations in the southern Irminger Sea / A. Sarafanov. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36, no. 13. – P. 1–6.
401. **Schiller, A.** The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model / A. Schiller, U. Mikolajewicz, R. Voss. – DOI 10.1007/s003820050169. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 1997. – Vol. 13. – P. 325–347.
402. **Schlesinger, M. E.** 2006. Assessing the risk of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation / M. E. Schlesinger, J. Yin, G. Yohe [et al.]. – Текст : непосредственный // *Avoiding Dangerous Climate Change*. – Cambridge, UK : Cambridge Univ. Press, 2006. – Vol. 392.
403. **Schlesinger, M. E.** An oscillation in the global climate system of period 65–70 years / M. E. Schlesinger, N. Ramankutty. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 1994. – Vol. 367, no. 6465. – P. 723–726.
404. **Schloesser, F.** The Atlantic Meridional Overturning Circulation and the Cabbeling Effect / F. Schloesser. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2020. – Vol. 50, no. 9. – P. 2561–2572.

405. **Schmittner, A.** The stability of the thermohaline circulation in global warming experiments / A. Schmittner, T. F. Stocker. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 1999. – Vol. 12. – P. 1117–1127.
406. **Schmitz Jr., W. J.** On the World Ocean circulation. Volume I : Some global features. North Atlantic circulation / W. J. Schmitz Jr. – Woods Hole, MA : Woods Hole Oceanographic Institution, 1996. – 148 p. – Текст : непосредственный.
407. **Schneider, T.** Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone / T. Schneider, T. Bischoff, G. H. Naug. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 2014. – Vol. 513, no. 7516. – P. 45–53.
408. **Scott, J. R.** Interhemispheric Thermohaline Circulation in a Coupled Box Model / J. R. Scott, J. Marotzke, P. H. Stone. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1999. – Vol. 29. – P. 351–365.
409. **Romanova, V.** Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP / V. Romanova, A. Köhl, D. Stammer [et al.]. – DOI 10.1111/j.1600-0870.2010.00447.x. – Текст : электронный // *Tellus A*. – 2010. – Vol. 62, no. 4. – P. 435–452.
410. **Sévellec, F.** Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation / F. Sévellec, A. V. Fedorov, W. Liu. – Текст : непосредственный // *Nature Climatic Change*. – 2017. – Vol. 7, no. 8. – P. 604.
411. **Shaffer, G.** Sensitivity of the thermohaline circulation and climate to ocean exchanges in a simple coupled model / G. Shaffer, S. M. Olsen. – Текст : непосредственный // *Climate Dynamics*. – 2001. – Vol. 17. – P. 433–444.
412. **Shen, Y.** A three-box model of thermohaline circulation under the energy constraint / Y. Shen, Y. P. Guan, C. J. Liang [et al.]. – DOI 10.1088/0256-307x/28/5/059201. – Текст : электронный // *Chinese Physics Letters*. – 2011. – Vol. 28, no. 5. – P. 059201.
413. **Shepheld, T. G.** Nonlinear saturation of baroclinic instability. Part III: Bounds on the energy / T. G. Shepheld. – Текст : непосредственный // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1993. – Vol. 50. – P. 2697–2709.

414. **Shepherd, A.** A reconciled estimate of ice-sheet mass balance / A. Shepherd, E. R. Ivins, V. R. Barletta. – DOI 10.1126/science.1228102. – Текст : электронный // Science. – 2012. – Vol. 338, no. 6111. – P. 1183–1189.
415. **Shepherd, T. G.** Nonlinear saturation of baroclinic instability. Part II: Continuously stratified fluid / T. G. Shepheld. – Текст : непосредственный // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1989. – Vol. 46. – P. 888– 907.
416. **Shi, H. L.** Mass change detection in Antarctic ice sheet using ICESat block analysis techniques from 2003 similar to 2008 / H. L. Shi, Y. Lu, Z. L. Du [et al.]. – Текст : непосредственный // Chinese Journal of Geophysics. – 2011. – Vol. 54. – P. 958–965.
417. **Shi, X.** Changes in major global river discharges directed into the ocean / X. Shi, T. Qin, H. Nie. – DOI 10.3390/ijerph16081469. – Текст : электронный // International Journal of Environmental Research and Public Health. – 2019. – Vol. 16, no. 8. – 1469.
418. **Sloyan, B. M.** The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation / B. M. Sloyan, R. Rintoul. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 2001. – Vol. 31. – P. 143–173.
419. **Smeed, D. A.** The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning / D. A. Smeed, S. A. Josey, C. Beaulieu. – DOI 10.1002/2017GL076350. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2018. – Vol. 45. – P. 1527–1533.
420. **Smethie Jr., W. M.** Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories / W. M. Smethie Jr., R. A. Fine. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2001. – Vol. 48, no. 1. – P. 189–215.
421. **Smethie, W. M.** Tracing the flow of North Atlantic Deep Water using chlorofluorocarbons / W. M. Smethie Jr. – Текст : непосредственный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2000. – Vol. 105, no. C6. – P. 14297–14323.
422. **Smethie, W. M.** The Tritium–Krypton–85 Age of Denmark Strait Overflow Water and Gibbs Fracture Zone Water Just South of Denmark Strait / W. M. Smethie, J. H.

- Swift. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1989. – Vol. 94, no. C6. – P. 8265–8275.
423. **Smith, B.** Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes / B. Smith. – Текст : непосредственный // *Science*. – 2020. – Vol. 368. – P. 1239–1242.
424. **Srokosz, M.** Atlantic meridional overturning circulation: reviews of observational and modeling advances – an introduction / M. Srokosz, G. Danabasoglu, M. Patterson. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2021. – Vol. 26, no. 1. – e2020JC016745.
425. **St. Laurent, L.** The role of internal tides in mixing the deep ocean/ L. St. Laurent, C. Garrett. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – Vol. 32, no. 10. – P. 2882–2899.
426. **Stocker, T. F.** Influence of CO<sub>2</sub> emission rates on the stability of the thermohaline circulation / T. F. Stocker, A. Schmittner. – Текст : непосредственный // *Nature*. – 1997. – Vol. 388. – P. 862–864.
427. **Stocker, T. F.** Past and future reorganizations in the climate system / T. F. Stocker. – Текст : непосредственный // *Quaternary Science Reviews*. – 2000. – Vol. 19, no. 1. – P. 301–319.
428. **Stommel, H.** A survey of ocean current theory / H. Stommel. – DOI 10.1016/0146-6313(56)90048-X. – Текст : электронный // *Deep Sea Research*. – 1957. – Vol. 4. – P. 149–184.
429. **Stommel, H.** On the interaction of gravitational and dynamic forcing in simple circulation models / H. Stommel, C. Rooth. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. – 1968. – Vol. 15, no. 2. – P. 165–170.
430. **Stommel, H.** Thermohaline convection with two stable regimes of flow / H. Stommel. – Текст : непосредственный // *Tellus*. – 1961. – Vol. 13. – P. 224–230.
431. **Stone, P. H.** Development of a two-dimensional zonally averaged statistical-dynamical model. Part III: The parameterization of the eddy fluxes of heat and

- moisture / P. H. Stone, M. S. Yao. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 1990. – Vol. 3, no. 7. – P. 726–740.
432. **Stone, P. H.** Empirical relations between seasonal changes in meridional temperature gradients and meridional fluxes of heat / P. H. Stone, D. A. Miller. – Текст : непосредственный // Journal of Atmospheric Sciences. – 1980. – Vol. 37. – P. 1708–1721.
433. **Stouffer, R. J.** Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes / R. J. Stouffer, J. Yin, J. M. Gregory. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2006. – Vol. 19. – P. 1365–1387.
434. **Su, L.** Long-term trends in global river flow and the causal relationships between river flow and ocean signals / L. Su. – DOI 10.1016/j.jhydrol.2018.06.058. – Текст : электронный // Journal of Hydrology. – 2018. – Vol. 563. – P. 818–833.
435. **Sun, L.** Evolution of the global coupled climate response to arctic sea ice loss during 1990–2090 and its contribution to climate change / L. Sun, M. Alexander, C. Deser. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2018. – Vol. 31, no. 19. – P. 7823–7843.
436. **Svendsen, L.** Marine based multiproxy reconstruction of Atlantic multidecadal variability / L. Svendsen, S. Hetzinger, N. Keenlyside. – DOI 10.1002/2013GL059076. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2014. – Vol. 41, no. 4. – P. 1295–1300.
437. **Swift, J. H.** A recent  $\theta$ -s shift in the deep water of the northern North Atlantic / J. H. Swift. – DOI 10.1029/GM029p0039. – Текст : электронный // Climate Processes and Climate Sensitivity. – 1984. – Vol. 29. – P. 39–47.
438. **Swift, J. H.** The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic / J. H. Swift. – Текст : непосредственный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1984. – Vol. 31. – P. 1339–1355.
439. **Swift, J. H. A.** The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic Malmberg S.-A. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic / J. H. Swift, K. Aagaard. – Текст : непосредственный // Deep

- Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1980. – Vol. 27, no. 1. – P. 29–42.
440. **Talley, L. D.** Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean / L. D. Talley, J. L. Reid, P. E. Robbins. – Текст : непосредственный // Journal of Climate. – 2003. – Vol. 16, no. 19. – P. 3213–3226.
441. **Talley, L. D.** Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations / L. D. Talley. – Текст : непосредственный // Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales / Ed. P. U. Clark. – Washington, D.C. : AGU, 1999. – P. 1–22.
442. **Talley, L. D.** Distribution and circulation of Labrador Sea Water / L. D. Talley, M. S. McCartney. – Текст : непосредственный // Journal of Physical Oceanography. – 1982. – Vol. 12. – P. 1189–1205.
443. **Tang, J. S.** Using nonlinear programming to correct leakage and estimate mass change from GRACE observation and its application to Antarctica / J. S. Tang, H. W. Cheng, L. Liu. – Текст : непосредственный // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – Vol. 117. – B11410.
444. **Tanhua, T.** Spreading of overflow water from the Greenland to the Labrador Sea / T. Tanhua, K. Bulsiewicz, M. Rhein. – DOI 10.1029/2005GL022700. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. – L10605.
445. **Tardif, R.** Coupled atmosphere–ocean data assimilation experiments with a low-order climate model / R. Tardif, G. J. Hakim, C. Snyder. – Текст : непосредственный // Climate Dynamics. – 2014. – Vol. 43, no. 5–6. – P. 1631–1643.
446. **Thompson, D. W.** An abrupt drop in Northern Hemisphere sea surface temperature around 1970 / D. W. Thompson, J. M. Wallace, J. Kennedy. – DOI 10.1038/nature09394. – Текст : электронный // Nature. – 2010. – Vol. 467, no. 7314. – P. 444–447.
447. **Timmermann, A.** The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO / A. Timmermann, Y. Okumura, S. I. An. – DOI 10.1175/JCLI4283.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2007. – Vol. 20, no. 19. – P. 4899–4919.

448. **Titz, S.** On freshwater dependent bifurcations in box models of the interhemispheric thermohaline circulation / S. Titz, T. Kuhlbrodt, S. Rahmstorf. – Текст : непосредственный // *Tellus*. – 2002. – Vol. 54. – P. 89–98.
449. **Toggweiler, J. R.** On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing / J. R. Toggweiler, B. Samuels. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1998. – Vol. 28. – P. 1832–1852.
450. **Toggweiler, J. R.** Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation / J. R. Toggweiler, B. Samuels. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1995. – Vol. 42. – P. 477–500.
451. **Toggweiler, J. R.** Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic ocean actually governed by southern hemisphere winds? / J. R. Toggweiler., B. Samuels. – DOI 10.1007/978-3-642-84608-3\_13. – Текст : электронный // *The Global Carbon Cycle* / M. Heimann (ed.). – Berlin : Springer-Verlag, 1993. – P. 303–331.
452. **Tokinaga, H.** Wave- and Anemometer-based Sea surface Wind (WASWind) for climate change analysis / H. Tokinaga, S. P. Xie. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2011. – Vol. 24. – P. 267–285.
453. **Trenberth, K. E.** Atlantic meridional heat transports computed from balancing Earth's energy locally / K. E. Trenberth, J. T. Fasullo. – DOI 10.1002/2016GL072475. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44. – P. 1919–1927.
454. **Trenberth, K. E.** Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses / K. E. Trenberth, C. Guillemo. – Текст : непосредственный // *Climate Dynamics*. – 1988. – Vol. 14. – P. 213–231.
455. **Trenberth, K. E.** Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses / K. E. Trenberth, J. T. Fasullo, J. Mackaro. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2011. – Vol. 24, № 18. – P. 4907–4924.
456. **Tziperman, E.** Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models / E. Tziperman. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1994. – Vol. 24, no. 2. – P. 217–232.



457. **Tziperman, E.** Proximity of the present-day thermohaline circulation to an instability threshold / E. Tziperman. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2000. – Vol. 30, no. 1. – P. 90–104.
458. **Tziperman, E.** The stabilization of the thermohaline circulation by the temperature–precipitation feedback / E. Tziperman, H. Gildor. – Текст : непосредственный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – Vol. 32, no. 9. – P. 2707–2714.
459. **Våge, K.** Revised circulation scheme north of the Denmark Strait / K. Våge, R. S. Pickart, M. A. Spall. – DOI 10.1016/j.dsr.2013.05.007. – Текст : электронный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2013. – Vol. 79. – P. 20–39.
460. **Våge, K.** Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008 / K. Våge, R. S. Pickart, V. Thierry [et al.]. – Текст : непосредственный // *Nature Geoscience*. – 2009. – Vol. 2, no. 1. – P. 67–72.
461. **Valdivieso, M.** An assessment of air–sea heat fluxes from ocean and coupled reanalyses / M. Valdivieso. – DOI 10.1007/s00382-015-2843-3. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2017. – Vol. 49, no. 3. – P. 983–1008.
462. **Van Aken, H. M.** On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin / M. H. van Aken, C. J. de Boer. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1995. – Vol. 42, no. 2. – P. 165–189.
463. **Van de Berg, W.** Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model / W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, C. H. Reijmer [et al.]. – DOI 10.1029/2005JD006495. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research*. – Vol. 111. – D11104.
464. **Van Zanten, D. L.** Variability of pathways of deep water transport to the Denmark Strait : MS thesis / D. L. van Zanten. – 2019. – Текст : непосредственный.
465. **Vaughan, D. G.** Observations: Cryosphere / D. G. Vaughan, J. C. Comiso, I. Allison [et al.]. – Текст : непосредственный // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner

- [et al.]. – Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2013. – P. 317–382.
466. **Velicogna, I.** Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE / I. Velicogna. – Текст : непосредственный // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36. – L19503.
467. **Vellinga, M.** Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation / M. Vellinga, R. A. Wood. – DOI 10.1023/A:1016168827653. – Текст : электронный // Climatic Change. – 2002. – Vol. 54, no. 3. – P. 251–267.
468. **Vellinga, M.** Impacts of thermohaline circulation shutdown in the twenty-first century / M. Vellinga, R. A. Wood. – DOI 10.1007/s10584-006-9146-y. – Текст : электронный // Climatic Change. – 2008. – Vol. 91, no. 1–2. – P. 43–63.
469. **Voet, G.** On the Nordic Overturning Circulation : Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg / G. Voet. – Hamburg, 2010. – 98 p. – Текст : непосредственный.
470. **Von Schuckmann, K.** Consistency between planetary energy balance and ocean heat storage (CONCEPT-HEAT). A prospectus for the CLIVAR research focus / K. von Schuckmann, M. D. Palmer, K. E. Trenberth [et al.]. – 2015. – Текст : непосредственный.
471. **Wang, W.** An experimental study on thermal circulation driven by horizontal differential heating / W. Wang, R. X. Huang. – Текст : непосредственный // Journal of Fluid Mechanics. – 2005. – Vol. 540. – P. 49–73.
472. **Wang, W. C.** Effect of ice-albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensional radiative-convective climate model / W. C. Wang, P. H. Stone. – Текст : непосредственный // Journal of Atmospheric Sciences. – 1980. – Vol. 37. – P. 545–552.
473. **Weaver, A. J.** Stability and Variability of the Thermohaline Circulation and its Link to Climate / A. J. Weaver, T. M. C. Hughes. – Текст : непосредственный // Trends in Physical Oceanography / Council of Scientific Research Integrations. – Trivandrum, India, 1992. – Vol. 1. – P. 15–70.

474. **Weijer, W.** Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review and synthesis / W. Weijer, W. Cheng, S. S. Drijfhout. – DOI 10.1029/2019JC015083. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – Vol. 124, no. 8. – P. 5336–5375.
475. **Weiss, R. F.** Geochemical studies of the Weddell Sea / R. F. Weiss, H. G. Östlund, H. Craig. – Текст : непосредственный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1979. – Vol. 26. – P. 1093–1120.
476. **Welander, P.** A simple heat-salt oscillator / P. Welander. – Текст : непосредственный // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 1982. – Vol. 6, no. 4. – P. 233–242.
477. **Welander, P.** Thermohaline effects in the ocean circulation and related simple models / P. Welander. – Текст : непосредственный // *Large-Scale Transport Processes in Oceans and Atmosphere*. – Amsterdam : Springer, 1986. – P. 163–200.
478. **Wepperni, R.** Isotope data from Ice Station Weddell: implications for deep water formation in the Weddell Sea / R. Weppernig, P. Schlosser, S. Khatiwala. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – Vol. 101. – P. 25723–25739.
479. **WGASF 2000:** Intercomparison and validation of ocean–atmosphere energy flux fields : Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air–Sea Fluxes (WGASF) / P. K. Taylor (ed.). – 306 p. – Текст : непосредственный.
480. **Whitehead, J. A.** Thermohaline ocean processes and models / J. A. Whitehead. – Текст : непосредственный // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 1995. – Vol. 27, no. 1. – P. 89–113.
481. **Whitworth, T.** Water masses and mixing near the Antarctic slope front / T. Whitworth. – Текст : непосредственный // *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin* / T. Whitworth, S. Jacobs, R. Weiss [et al.]. – Washington, DC : American Geophysical Union, 1998. – P. 1–27. – (Antarctic Research Series).

482. **Williams, M. O.** Mesoscale Dynamics in the Faroes Channels : Offshore Technology Report / M. O. Williams, T. J. Sherwin. – 2001. – Vol. 057. – Текст : непосредственный.
483. **Williamson, M.** Effect of AMOC collapse on ENSO in a high resolution general circulation model / M. Williamson, M. Collins, S. Drijfhout. – DOI 10.1007/s00382-017-3756-0. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2017. – Vol. 50. – P. 1–16.
484. **Winton, M.** Connecting changing ocean circulation with changing climate / M. Winton, S. M. Griffies, B. L. Samuels. – DOI 10.1175/JCLI-D-12-00296. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2013. – Vol. 26, no. 7. – P. 2268–2278.
485. **Winton, M.** Importance of ocean heat uptake efficacy to transient climate change / M. Winton, K. Takahashi, I. M. Held. – DOI 10.1175/2009JCLI3139.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23, no. 9. – P. 2333–2344.
486. **Wolf, M. K.** Oxygen Saturation Surrounding Deep Water Formation Events in the Labrador Sea from Argo-O<sub>2</sub> Data / M. K. Wolf. – DOI 10.1002/2017GB005829. – Текст : электронный // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2018. – Vol. 32. – P. 635–653.
487. **Wood, R. A.** Global warming and thermohaline circulation stability / R. A. Wood, M. Vellinga, R. Thorpe. – DOI 10.1098/rsta.2003.1245. – Текст : электронный // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2003. – Vol. 361, no. 1810. – P. 1961–1975.
488. **Woollings, T.** Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling / T. Woollings, J. M. Gregory, J. G. Pinto. – DOI 10.1038/NGEO1438. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2012. – Vol. 5, no. 5. – P. 313–317.
489. **Worby, A. P.** Thickness distribution of Antarctic sea ice / A. P. Worby. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – Vol. 113, no. C5. – C05S92.

490. **Wu, X. P.** Simultaneous estimation of global present-day water transport and glacial isostatic adjustment / X. P. Wu. – Текст : непосредственный // *Nature Geoscience*. – 2010. – Vol. 3. – P. 642–646.
491. **Wunsch, C.** Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans / C. Wunsch, R. Ferrari. – DOI 10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121. – Текст : электронный // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 2004. – Vol. 36. – P. 281–314.
492. **Wüst, G.** Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Das Bodenwasser und die Stratosphäre. Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor". – 1936. – Vol. 1925–1927, no. 6. – P. 1–288. – Текст : непосредственный.
493. **Xu, X.** Variability of the Iceland-Scotland Overflow water transport through the Charlie–Gibbs Fracture Zone: results from an eddy simulation and observations / X. Xu, A. Bower, H. Furey. – Текст : непосредственный // *Journal of Geophysical Research. Oceans*. – 2018. – Vol. 123. – P. 5808–5823.
494. **Yadav, J.** Dramatic decline of Arctic sea ice linked to global warming / J. Yadav, A. Kumar, R. Mohan. – Текст : непосредственный // *Natural Hazards*. – 2020. – Vol. 103, no. 2. – P. 2617–2621.
495. **Yang, F.** On the abrupt change of the maximum likelihood state in a simplified stochastic thermohaline circulation system / F. Yang, X. Sun, J. Duan. – DOI 10.1063/5.0037083. – Текст : электронный // *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science*. – 2021. – Vol. 31, no. 2. – 021103.
496. **Yang, H.** Understanding Bjerknes compensation in atmosphere and ocean heat transports using a coupled box model / H. Yang, Y. Zhao, Z. Liu. – Текст : непосредственный // *Journal of Climate*. – 2016. – Vol. 29, issue 6. – P. 2145–2160.
497. **Yaremchuk, M.** A dynamically consistent analysis of circulation and transports in the southwestern Weddell Sea / M. Yaremchuk, D. Nechaev, J. Schroter. – Текст : непосредственный // *Annales Geophysicae*. – 1998. – Vol. 16. – P. 1024–1038.
498. **Yashayaev, I.** Changing freshwater content: Insights from the subpolar North Atlantic and new oceanographic challenges / I. Yashayaev. – Текст :

- непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 2007. – Vol. 73, no. 3. – P. 203–209.
499. **Yashayaev, I.** Enhanced production of Labrador Sea water in 2008 / I. Yashayaev, J. W. Loder. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36, no. 1. – L01606.
500. **Yashayaev, I.** Enhanced production of Labrador Sea Water in 2008 / I. Yashayaev, J. W. Loder. – doi:10.1029/2008GL036162. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36. – L01606.
501. **Yashayaev, I.** Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016 / I. Yashayaev, J. W. Loder. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44, no. 3. – P. 1429–1438.
502. **Yashayaev, I.** Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 / I. Yashayaev. – Текст : непосредственный // *Progress in Oceanography*. – 2007. – Vol. 73, no. 3–4. – P. 42–276.
503. **Yashayaev, I.** Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability / I. Yashayaev, J. W. Loder. – DOI 10.1002/2016JC012046. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121. – P. 8095–8114.
504. **Yashayaev, I.** Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins / I. Yashayaev, M. Bersch, H. M. van Aken. – Текст : непосредственный // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34, no. 10. – L10602.
505. **Yashayaev, I.** The history of the Labrador Sea Water: Production, spreading, transformation and loss / I. Yashayaev. – Текст : непосредственный // *Arctic-subarctic Ocean Fluxes: Defining the role of the northern seas in climate*. – Springer Science, 2008. – P. 569–612.
506. **Yashayaev, I.** Scientific Council Meeting–June 2012 / I. Yashayaev, B. J. W. Greenan. – (Serial No. N6042 NAFO SCR Doc. 12/18). – Текст : непосредственный.
507. **Yashayaev, I.** History of Labrador Sea Water Production Revisited / I. Yashayaev, D. Kieke. – Текст : электронный // *Ocean Sciences Meeting : proceedings*. – San

- Diego, USA, 2020. – URL: <https://agu.confex.com/agu/osm20/meetingapp.cgi/Paper/646647> (дата обращения 02.03.2022).
508. **Yashayaev, I. M.** A new study of the production, spreading and fate of Labrador Sea / I. M. Yashayaev, M. Bersch, H. van Aken. – Текст : электронный // ASOF Newsletter. – 2004. – Vol. 2. – P. 20–23.
509. **Yashayaev, I.** The History of the Labrador Sea Water: Production, Spreading, Transformation and Loss / I. Yashayaev, N. P. Holliday, M. Bersch, H. M. van Aken. – DOI 10.1007/978-1-4020-6774-7\_25. – Текст : электронный // Arctic–Subarctic Ocean Fluxes / R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines (eds.). – Dordrecht : Springer, 2008. – Chapter 24. – P. 569–612.
510. **Yashayaev, I. M.** Recent decline of the Labrador Sea Water / I. M. Yashayaev, R. A. Clarke, J. R. Lazier. – Copenhagen : ICES, 2000. – URL: <https://www.marinespecies.org/imis.php?module=ref&refid=125580> (дата обращения: 25.06.2022). – Текст : электронный.
511. **Yashayaev, L.** Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability / I. M. Yashayaev, J. W. Loder. – DOI 10.1002/2016JC012046. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2016. – Vol. 121, issue 11. – P. 8095–8114.
512. **Yin, J.** Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States / J. Yin, M. E. Schlesinger, R. J. Stouffer. – DOI 10.1038/ngeo462. – Текст : электронный // Nature Geoscience. – 2009. – Vol. 2, issue 4. – P. 262–266.
513. **Yu, L.** Global air–sea fluxes of heat, fresh water, and momentum: energy budget closure and unanswered questions / L. Yu. – DOI 10.1146/annurev-marine-010816-060704. – Текст : электронный // Annual Review of Marine Science. – 2019. – Vol. 11. – P. 227–248.
514. **Yu, L.** Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review / L. Yu, S. A. Josey, F. M. Bingham. – DOI 10.1111/nyas.14354. – Текст : электронный // Annals of the New York Academy of Sciences. – 2020. – Vol. 1472, issue 1. – P. 76–94.

515. **Yu, L.** Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables / L. Yu, X. Jin, R. A. Weller. – Woods Hole Oceanographic Institution, 2008. – 64 p. – (OAFlux Project Technical Report ; OA-2008-01). – Текст : электронный.
516. **Yu, L.** Towards achieving global closure of ocean heat and freshwater budgets: Recommendations for advancing research in air–sea fluxes through collaborative activities : Report of the CLIVAR/GSOP/WHOI Workshop on Ocean Syntheses and Surface Flux Evaluation / L. Yu, K. Haines, M. Bourassa [et al.]. – International CLIVAR Project Office, 2013. – 43 p. – (International CLIVAR Publication Series; no. 189). – Текст : электронный.
517. **Yu, L.** Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) / L. Yu, R. A. Weller. – DOI 10.1175/BAMS-88-4-527. – Текст : электронный // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2007. – Vol. 88, issue 4. – P. 527–540.
518. **Yu, S.** A strong role for the AMOC in partitioning global energy transport and shifting ITCZ position in response to latitudinally discrete solar forcing in CESM1.2 / S. Yu, M. S. Pritchard. – DOI 10.1175/JCLI-D-18-0360.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2019. – Vol. 32, issue 8. – P. 2207–2226.
519. **Zhang, D.** Multidecadal variability of the North Brazil Current and its connection to the Atlantic meridional overturning circulation / D. Zhang, R. Msadek, M. J. McPhaden. – DOI 10.1029/2010JC006812. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116, no. C4. – C04012.
520. **Zhang, L.** Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations / L. Zhang, C. Wang. – DOI 10.1002/jgrc.20390. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2013. – Vol. 118, no. 10. – P. 5772–5791.
521. **Zhang, R.** A review of the role of the Atlantic meridional overturning circulation in Atlantic multidecadal variability and associated climate impacts / R. Zhang,



- R. Sutton, G. Danabasoglu. – DOI 10.1029/2019RG000644. – Текст : электронный // *Reviews of Geophysics*. – 2019. – Vol. 57, no. 2. – P. 316–375.
522. **Zhang, R.** Latitudinal dependence of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) variations / R. Zhang. – DOI 10.1029/2010GL044474. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37, no. 16. – L16703.
523. **Zhang, R.** Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation / R. Zhang, T. L. Delworth. – DOI 10.1175/jcli3460.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2005. – Vol. 18, no. 12. – P. 1853–1860.
524. **Zickfeld, K.** Carbon-cycle feedbacks of changes in the Atlantic meridional overturning circulation under future atmospheric CO<sub>2</sub> / R. Zhang, G. Sutton, Danabasoglu. – DOI 10.1029/2007gb003118. – Текст : электронный // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2008. – Vol. 22. – GB3024.
525. **Zou, S.** Density-compensated overturning in the Labrador Sea / S. Zou, M. S. Lozier, F. Li. – DOI 10.1038/s41561-019-0517-1. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2020. – Vol. 13. – P. 121–126.
526. **Zou, S.** Observed and modeled pathways of the Iceland Scotland Overflow Water in the eastern North Atlantic / S. Zou, M. S. Lozier, W. Zenk. – DOI 10.1016/j.pocan.2017.10.003. – Текст : электронный // *Progress in Oceanography*. – 2017. – Vol. 159. – P. 211–222.
527. **Zou, S.** Redrawing the Iceland–Scotland Overflow Water pathways in the North Atlantic / S. Zou, A. Bower, H. Furey. – DOI 10.1038/s41467-020-15513-4. – Текст : электронный // *Nature Communications*. – 2020. – Vol. 11. – P. 1890.

## Приложение А

### Антарктические придонные водные массы и особенности их формирования

В работах по Южному океану и Антарктическому региону встречаются различные определения АДВ. Наиболее общее определение предложено в работе [Wüst, 1936], согласно которому к АДВ относят все придонные воды антарктического происхождения, потенциальная температура которых не превышает  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Это определение до сих пор широко используется в современных работах. Некоторые авторы варьируют границу потенциальной температуры в диапазоне от  $1,8$  до  $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  (например, [Mercier, Speer, 1998; McCartney et al., 1991]). По определению [Whitworth et al., 1998; Orsi et al., 1999], также часто используемому в литературе, предельные значения нейтральной плотности АДВ не превышают  $\sigma_0 = 28,27\text{ кг/м}^3$ . Это свойство не позволяет им перетекать через меридиональные хребты в проливе Дрейка в западном направлении вместе с АЦТ. [Reid et al., 1977; Orsi et al., 1999]. Дополнительный критерий, используемый для отделения АДВ от антарктических шельфовых вод, был предложен в [Whitworth et al., 1998]:  $\theta > -1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Согласно современным представлениям, источники АДВ (по [Orsi et al., 1999]) включают шельфовые воды нескольких областей вокруг подводной части антарктического материка [Baines, Condie, 1998] и зоны апвеллинга глубинных вод в южной части Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) [Orsi et al., 1999] (см. рис. 1.6). Воды антарктического шельфа формируются преимущественно в осенне-зимний сезон благодаря охлаждению относительно пресных антарктических поверхностных вод с температурой, близкой к температуре замерзания, и осолонению при льдообразовании. В результате этого процесса образуются холодные соленые шельфовые воды (см. рис. А.1). Формирование антарктических шельфовых вод и их дальнейший даунвеллинг вдоль антарктического склона на абиссаль с последующим образованием АДВ возможен при соблюдении следующих условий:

1) существовании долговременной полыньи (зоны открытой воды или аномально низкой сплоченности льда вблизи антарктического континента), поддерживаемой ветрами с континента, приводящей к интенсивной отдаче тепла атмосфере;

2) достаточной ширине шельфа, требующейся для обеспечения необходимого времени взаимодействия с атмосферой;

3) наличии каньонов, через которые проходит отток наиболее тяжелых вод с шельфа [Morozov, 2010].

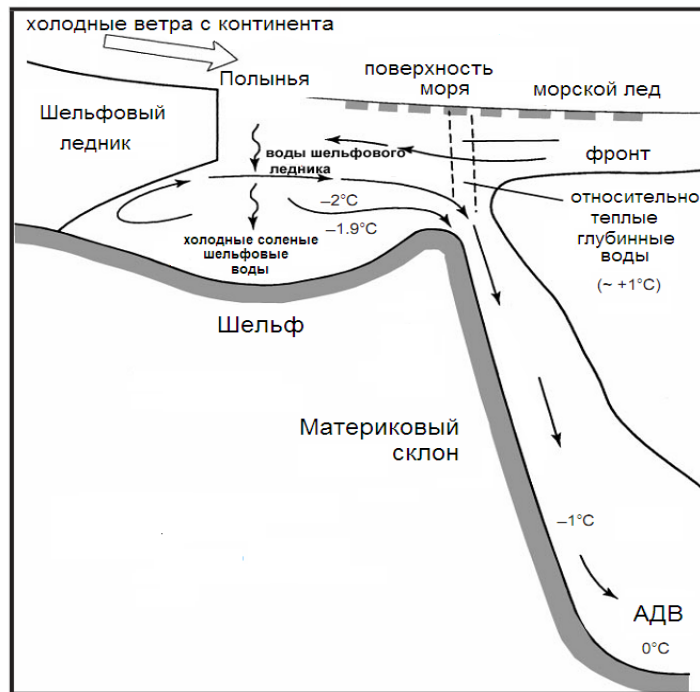


Рисунок А.1 – Схема циркуляции водных масс вблизи континентального шельфа Антарктиды (по [Gordon, 2001])

При взаимодействии шельфовых вод с подошвой ледника происходит таяние льдов, охлаждение и распреснение шельфовых вод. Образующийся при этом тип шельфовых вод (в англ. литературе Ice shelf waters (ISW) – воды ледникового шельфа) может быть идентифицирован по низким потенциальным температурам ( $\theta < -2$  °C). Соленость наиболее холодных ISW лежит в пределах от 34,6 до 34,7 ‰. Опускающиеся шельфовые воды взаимодействуют с отклоняющимися к югу от

АЦТ циркумполярными глубинными водами (CDW). В результате взаимодействия образуются водные массы, которые спускаются вдоль континентального склона и пополняют слой АДВ. Перемещение шельфовых вод компенсируется притоком вод материковой отмели (более теплых, чем плотные шельфовые воды) с температурами  $\theta \approx 1 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $S > 34,7 \text{ } \text{‰}$  (рис. А.1).

В зоне АЦТ АДВ выделяют по повышенному содержанию кислорода. Концентрации кислорода и биогенных веществ зависят от путей перемещения и возраста вод. В отдельных случаях возможна идентификация АДВ различного происхождения [Patterson and Whitworth, 1990; Koshlyakov, Tarakanov, 1999; Koshlyakov, Tarakanov, 2003a].

Потенциальная температура АДВ, сформировавшихся в море Уэдделла, составляет около  $-1,5 \text{ }^\circ\text{C}$  и менее, соленость – около  $34,65 \text{ } \text{‰}$ , а концентрация силикатов  $\sim 100 \text{ ммоль/кг}$ . Для АДВ из моря Росса  $\theta, S$ -характеристики составляют  $-0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $34,75 \text{ } \text{‰}$ , у воды, формирующейся вблизи Берега Георга V (Земля Адели), соленость меньше:  $34,4\text{--}34,7 \text{ } \text{‰}$ . Средние  $\theta, S$ -характеристики АДВ в области  $60^\circ$  ю. ш. составляют  $\theta = -0,4 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $S = 34,66 \text{ } \text{‰}$  по [Мамаев, 1992], средняя концентрация силикатов примерно  $125 \text{ ммоль/кг}$ . Отметим, что высокая концентрация силикатов в АДВ ( $> 120 \text{ ммоль/кг}$ ) является отличительной особенностью (маркером) этих вод [Liu, Tanhua, 2021].

Атлантический сектор считается основным регионом активного формирования АДВ [Carmack, 1977; Orsi, 1999]. По результатам анализа характеристик водных масс, проведенным Кармаком [Carmack, 1977], получено, что около 70% АДВ в Южном океане формируется в море Уэдделла, в работе [Foldvik, Gammelsrød, 1988] указана величина порядка 80 %, а Орси и соавт. [Orsi et al., 1999] по данным распределения ХФУ показали, что  $\sim 60\%$  АДВ формируются в Атлантическом секторе. По мнению других авторов, доля вод, формируемых в море Уэдделла, составляет около 50% от общей продукции АДВ (например, публикации [Meredith, 2013; Kerr et al., 2018] и ссылки в последней). Поэтому рассмотрим более подробно процессы образования АДВ в Атлантическом секторе Южного океана (в море Уэдделла).

Важнейшей особенностью циркуляции в море Уэдделла является циклонический круговорот (круговорот Уэдделла), который располагается между Антарктическим полуостровом и 30° в. д. [Orsi et al., 1993]. Из-за неоднородностей в Юго-западном Индийском Хребте поднимающиеся глубинные воды АЦТ проникают в восточную часть круговорота. Затем эти воды переносятся на запад вдоль южной ветви круговорота, постепенно охлаждаясь и опресняясь за счет вовлечения окружающих местных вод.

Местные воды – пресные и холодные зимние воды, в верхнем перемешанном слое зимние воды существуют круглогодично как остаточная часть холодного слоя, образующегося при формировании морского льда [Foster, Carmack, 1976]. В дальнейшем эти модифицированные теплые глубинные воды АЦТ смешиваются с юго-западными шельфовыми водами моря Уэдделла (водами ледникового шельфа Филчера – Ронне), отличающимися относительно высокой соленостью ( $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 34,7 ‰) и в итоге формируются донные воды моря Уэдделла (Weddell Sea Bottom Water – WSBW;  $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 34,65 ‰). Несмотря на то что окрестности шельфового ледника Филчера – Ронне традиционно считаются источником WSBW в море Уэдделла, в ряде работ сообщается, что значительная часть продукции WSBW относится к восточной части Антарктического полуострова, вблизи шельфового ледника Ларсена [Fahrback et al., 1995; Weppernig et al., 1996; Gordon, 1998].

В работе [Kerr et al., 2018] показано, что WSBW преимущественно состоит из  $71 \pm 4\%$  модифицированной теплой глубинной воды (англ. modified-Warm Deep Water),  $29 \pm 4\%$  плотной шельфовой водной массы (англ. Dense Shelf Waters), последняя на 2/3 состоит из шельфовой воды высокой солености (High Salinity Shelf Water) и на 1/3 из воды шельфовых ледников (Ice Shelf Water). Далее, по мере передвижения вдоль континентального шельфа, донные воды моря Уэдделла смешиваются с менее плотными глубинными водами Циркумполярного течения, в результате формируются глубинные воды моря Уэдделла (WSDW). При этом их плотность уменьшается, а типичные T-S-индексы составляют:  $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 34,66 ‰ [Whitworth, 1987; Alvarez et al., 2014]. WSBW содержат бóльшие концентрации атмосферных газов, чем WSDW [Mensch et al., 1997], и отличаются от них

максимумом гидростатической устойчивости [Reid et al., 1977]. Имеются работы, в которых указывается на механизм формирования WSDW в результате смешения шельфовых и относительно теплых глубинных вод (напр., [Weppernig et al., 1996]). Тем не менее считается, что объем водных масс, сформированных таким образом, незначителен, а большая часть продукции АДВ в море Уэдделла определяется формированием WSBW (см. работу [Gordon, 1998] и ссылки в ней). Как показано в работе [Foster, Carmack, 1976], АДВ, берущие свое начало в море Уэдделла, на 62,5% состоят из глубинных вод Циркумполярного течения, на 25% – из шельфовых вод и на 12,5% – из местных «зимних» вод [Whitworth, 1987]. Сформированные воды перемещаются к северу в западной части круговорота Уэдделла и могут покидать море Уэдделла различными путями.

В ранних работах, например [Gordon, 1966], полагается, что распределение потенциальной температуры в придонном слое является доказательством распространения АДВ вдоль Южно-Сандвичевого желоба (South Sandwich Trench). В других работах [Orsi et al., 1993; Orsi et al., 1999] отмечается, что АДВ могут покидать море Уэдделла вдоль Южной Сэндвичевой абиссальной равнины и части круговорота, располагающейся к востоку от Срединно-Атлантического хребта (рис. 1.9). В работе [Locarnini et al., 1993] обсуждается возможность экспорта АДВ через Южный хребет Скоша, который отделяет море Уэдделла от моря Скоша. Локарнини с соавторами [Locarnini et al., 1993] оценили северный геострофический перенос в 1,5 Св (вблизи изобаты 1500 м) через Орникейский пролив – самый глубокий разлом в Южном хребте Скоша. Прямые измерения к северу от разлома [Gordon et al., 2001] и определение АДВ, перетекающих через хребет в других регионах (областях) [Locarnini et al., 1993; Naveira Garabato et al., 2002], не дают убедительных подтверждений того, что эта величина может быть репрезентативным показателем прямого экспорта AABW через хребет. Разветвление траекторий экспорта АДВ из моря Уэдделла тесно связано с двумя региональными типами АДВ: глубинные воды моря Уэдделла (WSDW) могут перетекать через Южный хребет Скоша, а более плотные воды – придонные воды моря Уэдделла (WSBW) – не могут (напр., [Naveira Garabato et al., 2002]). WSBW

более плотные и более пресные, чем WSDW, содержат бóльшие концентрации атмосферных газов [Mensch et al., 1997] и отличаются от WSDW максимумом гидростатической устойчивости [Reid et al., 1977]. Поэтому традиционно считается, что WSDW более вентилируема и является продуктом линейного смешения WSBW и располагающейся над ней теплой глубинной воды.

## Приложение Б

### Особенности формирования различных компонент Североатлантической глубинной водной массы

#### Б.1 Лабрадорская водная масса (ЛВ)

ЛВ является результатом конвекции в открытом океане – важнейшего процесса вентиляции глубинных слоев океана. За счет адвекции холодных и сухих воздушных масс арктического происхождения на более теплые поверхностные воды возникает интенсивный поток тепла из океана в атмосферу. Вследствие этого уменьшается плавучесть, ослабляется плотностная стратификация и происходит конвективное опускание вод. Этот процесс происходит скачкообразно и имеет горизонтальные масштабы от сотен километров до 1 км и менее, что соответствует масштабам конвективного столба [Marshall, Schott, 1999]. За счет этого механизма такие атмосферные составляющие, как кислород, углекислый газ, антропогенные хлорфторуглероды (ХФУ) и тритий, попадают в глубинные слои (например, [Fine, 1995; Gruber, 1998; Koelling et al., 2017; Rein, 2017; Wolf et al., 2018, Koelling et al., 2021]).

Глубинная конвекция происходит прежде всего в центральной и южной частях Лабрадорского моря в конце зимы. Глубина конвекции в различные годы варьирует от 200 до 2400 м (напр., [Yashayaev, Loder, 2016; Yashayaev, Loder, 2017; Holte, Straneo, 2017]). Кроме того, в работах [Falina et al., 2007; Pickart et al., 2003; Gladyshev et al., 2016; Piron et al., 2016; Frob et al., 2016; de Jong et al., 2018; Rühls et al., 2021] приводятся свидетельства глубинной (проникающей до 1500–2000 м) конвекции в южной и юго-западной частях моря Ирмингера. Подробное расположение областей глубинной конвекции в Лабрадорском море и море Ирмингера исследуется в [Федоров и др., 2018]. Во время этой конвекции формируются водные массы, которые по их термохалинным характеристикам можно отнести к ЛВ. Конвективные процессы возникают из-за зимних холодных



стоковых ветров, которые дуют из Гренландии [Dickson et al., 1996; Pickart et al., 2003; Фалина, 2005].

Обсуждение межгодовой изменчивости глубины конвекции в море Лабрадор приводится во втором разделе. Из трех типов водных масс, формирующих САГВ, ЛВ отличается наименьшей плотностью. Кроме того, ЛВ характеризуется аномально низкой потенциальной завихренностью, высоким содержанием ХФУ, антропогенных трассеров (например, гексафторида серы SF<sub>6</sub>) и относительно низким содержанием биогенных элементов – нитратов, силикатов, фосфатов [Talley, McCartney, 1982; Smethie et al., 2000; Фалина, 2005; Tanhua et al., 2005]. В результате процесса конвекции в море Лабрадор образуется ЛВ с примерно следующими характеристиками в ядре на месте образования:  $\theta$  от 2,7 до 3,5 °C, S от 34,8 до 34,89 ‰. [Yashayaev, 2000; Yashayaev, 2004; Фалина, 2005]. В зависимости от глубины конвекции могут формироваться или верхние или нижние (классические) лабдорские водные массы: вЛВ и нЛВ (или кЛВ). Их потенциальные плотности варьируют в диапазонах нЛВ  $\sigma_0 = 27,74 \div 27,81$  кг/м<sup>3</sup> и вЛВ  $\sigma_0 = 27,68 \div 27,76$  кг/м<sup>3</sup> [Kierke, 2005; Sarafanov et al., 2007], в работе [Liu, Tanhua, 2021] приводится такой диапазон нейтральной плотности для ЛВ:  $\sigma_0 = 27,68 \div 27,81$  кг/м<sup>3</sup>.

Часть лабдорской водной массы выносится в субтропики, а часть рециркулирует в субполярном бассейне. В субарктической части Атлантики (севернее 40° с. ш.) ЛВ из зоны формирования распространяется следующим образом: в системе западного глубинного пограничного течения (ЗГПТ), которое проходит вдоль Ньюфаундлендской Банки в западной части Северной Атлантики и далее на юг; на север вокруг южной оконечности Гренландии в бассейн Ирмингера; на восток над разломом Чарли-Гиббса, далее проникая в Исландский бассейн и в проход Рокколл. Схема распространения ЛВ показана на рис. А.1. Скорость продукции Лабдорской водной массы в разное время по оценкам разных авторов варьирует в широких пределах от 2 до 12 Св [Фалина, 2005; Zou et al., 2019]).

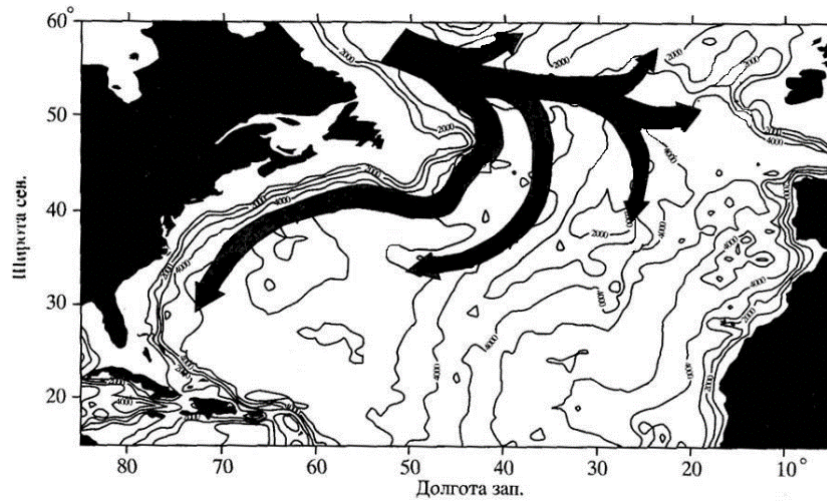


Рисунок Б.1 – Схема основных путей распространения ЛВ в Северной Атлантике по [Kolterman, 1999]

#### Б.2 Северо-западная глубинная водная масса (СЗГВ)

Северо-западная глубинная водная масса (в зарубежной литературе – DSOW) образуется при перетекании порогов Датского пролива (620–640 м) водами Восточно-Гренландского течения и промежуточными водами Гренландского моря (сформированными в Гренландском море в результате зимней конвекции) и их дальнейшем заглублении в результате смешения с местными водами, располагающимися к югу от порогов [Fogelqvist et al., 2003]. Объемный перенос вод с потенциальной плотностью  $\sigma_0 > 27,8 \text{ кг/м}^3$  через Датский пролив по более ранним оценкам составляет  $2,5 \div 3,2 \text{ Св}$ . [Диксон, 1994; Schmitz, 1996]. По более поздним оценкам [Macrander et al., 2005] для периода 1999–2004 гг. объемный перенос СЗГВ через Датский пролив варьировал в интервале от 3,07 до 3,68 Св, по оценкам [Jochumsen et al., 2012; Jochumsen et al., 2017] для периода 1996–2004 гг. эта величина составляет  $3,4 \pm 1,4 \text{ Св}$ , и  $3,2 \pm 1,5 \text{ Св}$  для периода 1996–2016 гг. Такие различия в оценках обусловлены межгодовой изменчивостью. Кроме того, в [Фалина, Сарафанов, 2015] указывается на то, «что современные оценки переноса плотных арктических вод в Атлантику через Датский пролив ... существенно занижены, поскольку основаны на измерениях в глубоком канале пролива и не

учитывают перенос плотных вод на шельфе. Установлено, что в море Ирмингера плотные арктические шельфовые воды смешиваются с атлантическими водами и опускаются в промежуточные и глубинные слои океана. Опускание (каскадинг) плотных шельфовых вод в море Ирмингера влияет на термохалинные характеристики вод нижнего звена МТЦ и приводит к увеличению переноса глубинных вод в ЗГПТ. Вклад каскадинга шельфовых вод на севере моря Ирмингера в расход ЗГПТ на 60 ° с. ш. может достигать 25% от этого расхода».

В [Swift et al., 1980; Jonsson, 1999] предполагается, что главной компонентой СЗГВ является Арктическая промежуточная водная масса (АПВ:  $0 < T < 2$  °С,  $S < 34,9$  ‰), сформированная зимой в центральной части Исландского моря (Исландским морем в англоязычной литературе называют акваторию над Исландским плато между хребтами Кольбейнсей и Ян-Майен). В [Smethie, Swift, 1989] предполагается, что наиболее плотная часть потока СЗГВ не исландского происхождения, а формируется из промежуточных вод Гренландского моря. Часть авторов описывают образование СЗГВ изопикническим перемешиванием на западе, в области восточной границы Восточно-Гренландского течения (где вовлекается арктический поток из пролива Фрама, представленный рециркулирующей атлантической водой, верхней полярной глубинной водой и арктической промежуточной водой) [Backon, 1998; Rudels et al., 2002]. Современные исследования также показывают важность процессов и в Исландском, и в Гренландском морях при формировании СЗГВ [Våge et al., 2013; de Jong et al., 2018; Huang et al., 2019; van Zanten, 2019; Almansi, 2020].

После перетекания через порог между Исландией и Гренландией СЗГВ смешивается с окружающими водными массами при резком опускании, вследствие чего перенос на юг возрастает практически в два раза и, по данным разрезов, сделанных на 160 км южнее порога, составляет  $5,1 \div 5,2$  Св [Dickson, Brown, 1994; Krauss, 1995; Olsen et al., 2008; Hansen, Østerhus, 2007; Koman, 2020]. Вовлеченные воды состоят из Антарктической донной воды, ЛВ, Средиземноморской и Субполярной модальной вод [Kieke, 2005]. Далее СЗГВ распространяется на юг, проходит вдоль континентального склона Гренландии, огибает море Лабрадор с

запада и распространяется на юг в системе ЗГПТ. Эта водная масса характеризуется придонным максимумом кислорода, минимумом температуры и силикатов [Фалина, 2005; Morozov et al., 2010]. СЗГВ распространяется на глубинах 3500–4000 м. Она является наиболее плотной и холодной из всех образующихся на севере водных масс. Согласно результатам работы Свифта [Swift, 1984], СЗГВ составляет 31%, а согласно результатам Мамаева [Мамаев, 1994] – 27% от объемного переноса ЗГПТ. Характеристики СЗГВ на глубинах 2500–4500 м:  $S = 34,7 \div 35,1 \text{ ‰}$ ,  $\theta = 2 \div 4 \text{ °C}$  [Koltermann et al., 1999],  $S = 34,86 \div 34,94 \text{ ‰}$  [Curry et al., 2003],  $\sigma_0 = 27,8 \div 27,88 \text{ кг/м}^3$  [Kieke, 2005],  $\sigma \geq 27,90 \text{ кг/м}^3$  [Sarafanov et al., 2007], оценка Сарафанова и соавторов относится к водам в бассейне Ирмингера.

### Б.3 Северо-восточная глубинная водная масса (СВГВ)

Северо-восточная глубинная водная масса (в англ. литературе — ISOW) образуется при перетекании промежуточных и глубинных вод Норвежского моря через пороги Исландско-Фарерского и Фареро-Шетландского проливов с глубинами 480 и 840 м соответственно [Добролюбов и др., 1995; van Aken, de Boer, 1995; Dickson, Brown, 1994]. Воды, перетекающие через эти пороги, являются продуктом смешения промежуточных и глубинных вод Норвежского моря: норвежской глубинной водной массы – НГВМ ( $\theta \approx -1 \text{ °C}$ ,  $S \approx 34,91 \text{ ‰}$ ) и норвежской арктической промежуточной водной массы – НАПВ ( $-0,5 < \theta < 0,5 \text{ °C}$ ,  $34,87 < S < 34,90 \text{ ‰}$ ). Соотношение НГВМ/НАПВ подвержено квазидекадной изменчивости и варьирует в интервале от 2/3 до 3/2 [Swift, 1984; Hansen, Østerhus, 2000; Williams, Sherwin, 2002; Beaird et al., 2013]. Средняя оценка переноса вод из Норвежского моря через Фареро-Шетландский пролив приводится в работе [Dickson, 1994] и составляет 1,7 Св для воды  $\sigma > 27,8$ . По оценкам Meincke [Meincke, 1983] перенос плотной воды через расщелины в хребте между Исландией и Фарерскими островами составляет 1 Св, согласующаяся с ней оценка ( $1 \pm 0,6 \text{ Св}$ ) приведена в работе [Voet, 2010]. В [Hansen, Østerhus, 2000] приведена величина объемного переноса глубинных и промежуточных вод Норвежского моря через

Фареро-Исландский пролив, составляющая 0,5 Св. В [Гладышев и др., 2019] со ссылкой на [Beaird et al., 2013] указывается на короткопериодную изменчивость объемного переноса вод (изменяющихся в диапазоне от 0,05 до 2 Св), перетекающих в Исландский бассейн через Исландско-Фарерский проход. При прохождении Фарерской банки, а также при перетекании Исландско-Шотландских порогов свойства вод меняются: воды гомогенизируются за счет диапикнического перемешивания. В связи с тем, что при опускании вод в Исландский бассейн происходит вовлечение и перемешивание со значительно более теплыми и солеными водами северо-восточной Атлантики (субполярной модальной водой (СПМВ), Исландской промежуточной водной массой (ИПВ), Средиземноморской водной массой (СрВ), ЛВ, в которых велико влияние СПМВ и ИПВ, СВГВ значительно солонее и теплее, чем СЗГВ [Добролюбов, 1995; Kierke, 2005]. Сформированная СВГВ с глубинным пограничным течением распространяется вдоль восточного склона хребта Рейкьянес и через глубоководный разлом Чарли-Гиббса в районе 52°–53° с. ш. проникает в Западную Атлантику – в Лабрадорский бассейн и в море Ирмингера. В литературе СВГВ в восточном бассейне называют Исландско-Шотландской (Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW)), а достигшую западной части Срединно-Атлантического хребта называют Водой разлома Чарли-Гиббса (ВРЧГ) (Gibbs Fracture Zone Water (GFZW)) [Swift, 1984; Daniault et al., 2016; Bower, Furey, 2017; Zou et al., 2017; Zou et al., 2020; Xu et al., 2018; Гладышев и др., 2019]. По оценкам, приведенным в работе [Smethie, Swift, 1989], необходимое время распространения ВРЧГ из района источника, находящегося к югу от Исландско-Шетландского хребта, до области Датского пролива варьирует от 1 года до 11,5 лет (наилучшая оценка 7,5 лет). Далее ВРЧГ смешивается с более плотной водой Датского пролива и распространяется в системе ЗГПТ в Лабрадорском море, а затем в Ньюфаундлендском бассейне. По результатам [Swift, 1984] и по оценкам [Мамаев, 1994] вклад СВГВ в САГВ, экспортируемую к югу от Большой Ньюфаундлендской Банки в субтропическую часть Атлантического океана, составляет 37 и 31% соответственно. В Исландском бассейне СВГВ легко идентифицировать по максимуму солености под слоем ЛВ на глубинах 2500–

3500 м. СВГВ в западном бассейне Северной Атлантики прослеживается по локальному максимуму солености и силикатов и кислородному минимуму между ядрами СЗГВ и ЛВ на глубинах 2500–3000 м [van Aken, de Boer, 1995]. К югу от Исландии объемный перенос СВГВ составляет 3,5 Св [Dickson, 1994].

Отметим, что в ряде работ, выполненных по результатам обработки данных по проекту OSNAP, обсуждается идея о том, что процессы трансформации вод в промежуточных и глубинных слоях в бассейне Ирмингера и в Исландском бассейне определяют интенсивность формирования САГВ [Lozier et al., 2019; Zou et al., 2019], а не процессы глубинной конвекции в море Лабрадор. Однако мы считаем, что эту идею можно рассматривать как гипотезу, но не как установленный факт.

## Приложение В

### **Взаимосвязь меридиональной циркуляции в Атлантике и явления возникновения области, в которой наблюдается отрицательный тренд температуры, расположенной в окрестности Северного Атлантического субполярного круговорота**

Тренды температуры за двадцатое столетие в различных климатических проекциях показывают наличие особой области, расположенной в окрестности Северного атлантического субполярного круговорота, в которой (в отличие от остальных частей океана) наблюдается отрицательный тренд температуры (см. рис. В1). Эту область в англоязычной литературе называют *warming hole*. Прямого перевода на русский язык этого термина нет, поэтому далее в тексте будем пользоваться англоязычным термином. В ряде работ исследуется вопрос: связано ли это явление с океанической циркуляцией? Маршалл и соавторы [Marshall et al., 2015c] полагают, что *warming hole* можно объяснить адвекцией тепла океанической циркуляцией. Винтон и соавторы [Winton et al., 2013] акцентируют внимание на роли меняющейся структуры течений в изменении пространственной структуры антропогенного океанического притока тепла. В работе [Winton et al., 2013] утверждается, что присутствие *warming hole* приводит к смещению притока антропогенного тепла от низких широт к высоким, так как атмосфера более чувствительна к форсингу в высоких широтах за счет обратных связей альbedo – лед [Hansen et al., 1997; Winton et al., 2010; Rugenstein et al., 2013]. Поэтому глобальное увеличение ТПО значительно ослабляется за счет океанической циркуляции. Авторы работы [Rahmstorf et al., 2015] считают, что *warming hole* можно объяснить ослаблением МЦА в двадцатом столетии, в особенности после 1970 г. (см. [Dima, Lohmann, 2010; Thompson et al., 2010]). По результатам модельных работ также показано, что *warming hole* связана с ослаблением ячейки меридиональной циркуляции, которое получается в результатах климатических проекций на будущее, и при ретроспективных расчетах [Drijfhout et al., 2012; Woollings et al., 2012]. В [Liu et al., 2020] на основе результатов моделирования с

использованием глобальной совместной модели океан – атмосфера показано, что *warming hole* при изменениях, связанных с антропогенным потеплением при современном климате, не исчезает. Это произойдет лишь при коллапсе МЦА.

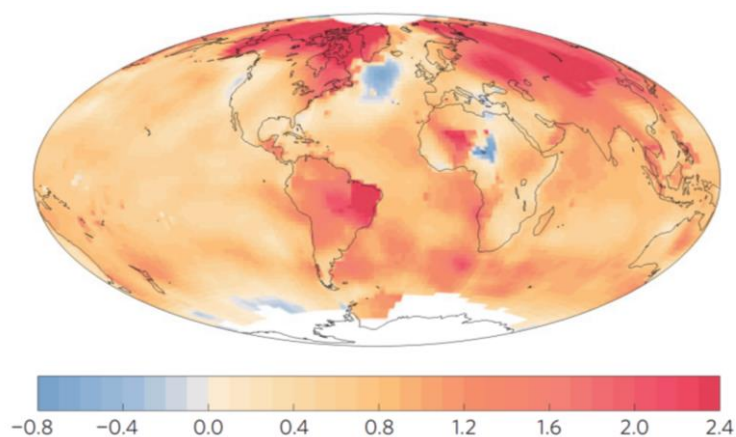


Рисунок В.1 – Линейный тренд ГПО ( $^{\circ}\text{C}/100\text{лет}$ ) по данным NASA GISS [Hansen et al., 1999] за период 1901–2013. Источник рисунка [Rahmstorf et al., 2015]



## Приложение Г

### Сравнительный анализ изменчивости и трендов суммарных турбулентных потоков тепла по данным проекта OAFflux и атмосферных реанализов NCEP/NCAR, NCEP-R2, MERRA2

На основании данных четырех массивов, содержащих данные по турбулентным явным и скрытым потокам тепла OAFflux (Objectively Analyzed air-sea fluxes for the global oceans), NCEP/NCAR, NCEP-DOE (The National Centers for Environmental Prediction Department of Energy) Reanalysis 2, MERRA2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2) [Kalnay et al., 1996; Kanamitsu et al., 2002; Yu, Weller, 2007; Yu, Weller, 2007a; Ronald et al., 2017], проведен сравнительный анализ пространственно-временной изменчивости и трендов ( $H + LE$ ).

#### Г.1 Характеристика материала и методика его обработки

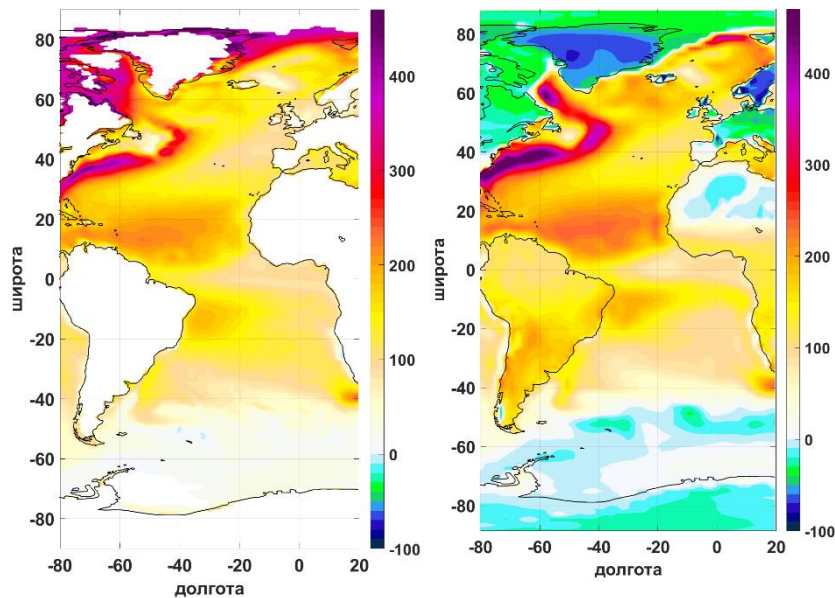
Использованы данные проекта OAFflux и трех глобальных атмосферных реанализов NCEP/NCAR, NCEP-R2, MERRA2 по турбулентным явным и скрытым потокам тепла за следующие периоды: 1958–2020 гг. (NCEP/NCAR, OAFflux); 1980–2020 гг. (MERRA2, NCEP-R2). По данным NCEP/NCAR, OAFflux за период 1958–2020 гг. и по данным NCEP/NCAR, OAFflux, MERRA2, NCEP-R2 за период 1980–2020 гг. рассчитывались следующие величины:

- климатические величины ( $H + LE$ );
- коэффициент линейного тренда рядов ( $H + LE$ ), уровень значимости линейного тренда определялся по критерию Манна – Кендалла [Kendall, 1975; Mann, 1945];
- среднеквадратические отклонения (СКО) рядов ( $H + LE$ ), в которых предварительно удалялся линейный тренд;

– СКО суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах. Они были выделены с использованием фильтра Тьюки [Bloomfield, 2000]. Параметры фильтра выбирались таким образом, чтобы полностью подавить колебания с периодами менее 10 лет.

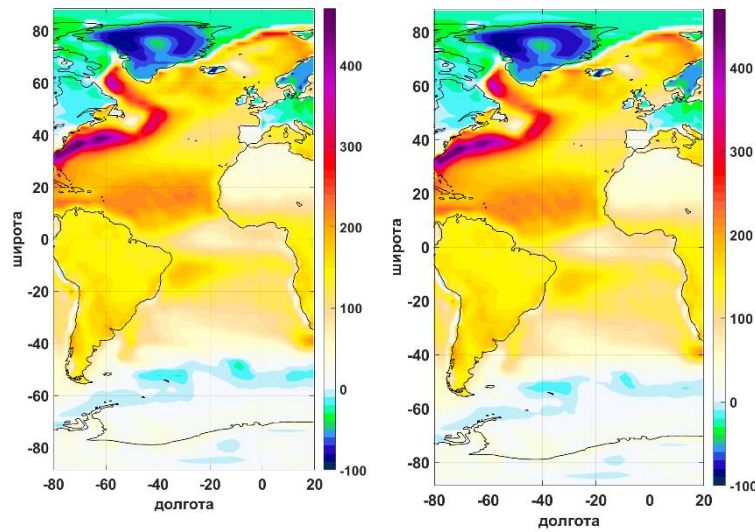
## Г.2 Результаты и их анализ

Основные особенности пространственного распределения средних (климатических) величин ( $H + LE$ ), описанные в подразделе 2.1.3.1, воспроизводятся по всем исследуемым массивам (рис. Г.1 и Г.2). Различия в величинах ( $H + LE$ ) можно объяснить межгодовой изменчивостью, так как осреднение проводилось за разные временные интервалы, а также различиями в методиках усвоения данных и в первичных данных, используемых в процессе ассимиляции в этих продуктах (см., например, [Bentamy et al., 2017; Yu, 2019; Justino et al., 2019]).



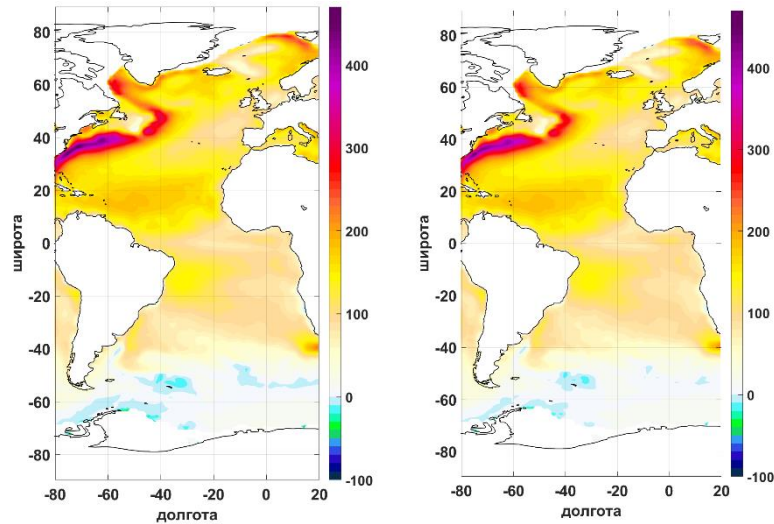
MERRA2 (1980–2020 гг.)      NCEP-R2 (1980–2020 гг.)

Рисунок Г.1 – Пространственное распределение средних за указанный период величин суммарных турбулентных потоков тепла, Вт/м<sup>2</sup> (январь), по данным MERRA2 и NCEP-R2



NCEP (1980–2020 гг.)

NCEP/NCAR (1958–2020 гг.)



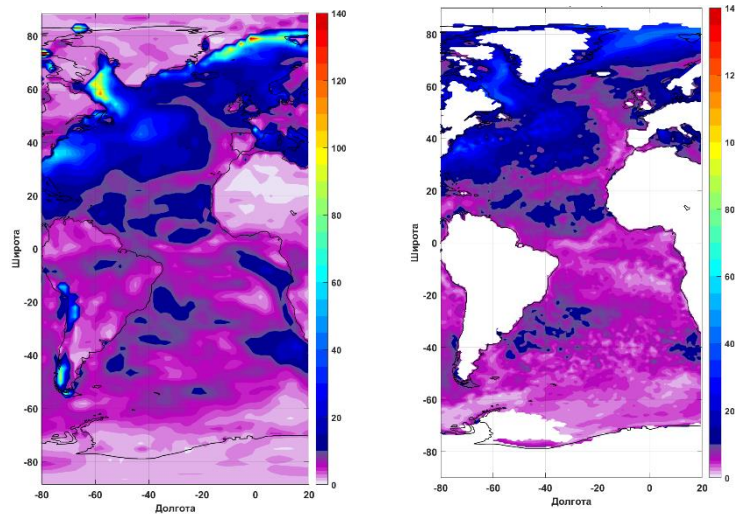
OAFflux (1980–2020 гг.)

OAFflux (1958–2020 гг.)

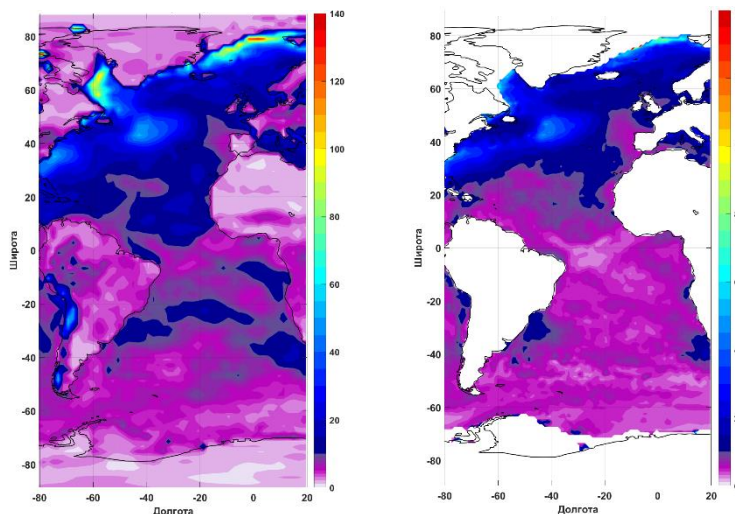
Рисунок Г.2 – Пространственное распределение средних за указанный период величин суммарных турбулентных потоков тепла, Вт/м<sup>2</sup> (январь), по данным NCEP/NCAR, OAFflux

Отметим, что максимумы низкочастотной изменчивости в регионе формирования САГВ и в окрестности Гольфстрима в зимний период выделяются по всем исследуемым массивам. Но наибольшие амплитуды низкочастотных колебаний в этих регионах получены по данным реанализов NCEP/NCAR и NCEP-R2. Рассчитанные по данным массивов MERRA2 и OAFflux амплитуды

низкочастотных колебаний в 1,5–2 раза меньше, чем по данным NCEP/NCAR и NCEP-R2.



NCEP-R2 (1980–2020 гг.) MERRA2 (1980–2020 гг.)



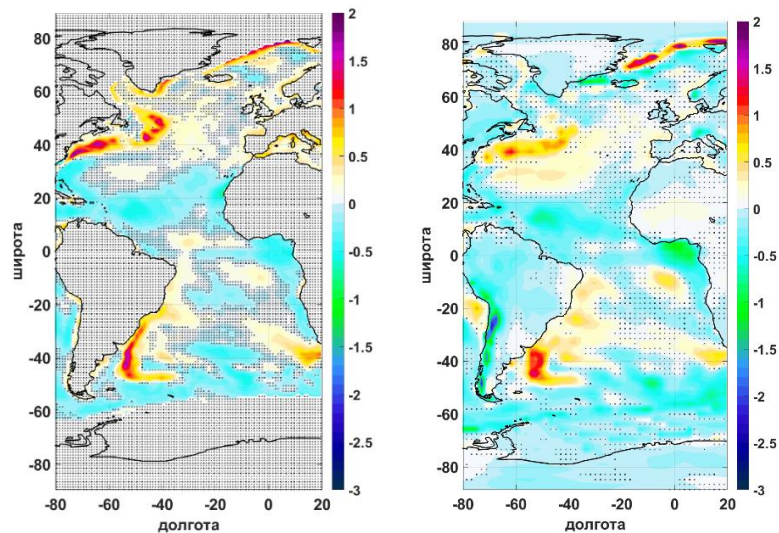
NCEP/NCAR (1958–2020 гг.) OAFflux (1958–2020 гг.)

Рисунок Г.3 – Пространственное распределение SKO рядов суммарных турбулентных потоков тепла, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 лет, Вт/м<sup>2</sup>, за январь по данным NCEP/NCAR, OAFflux, MERRA2, NCEP-R2

Нами для оценки параметров внешнего форсинга в боксовой модели был выбран реанализ NCEP с наибольшей изменчивостью, так как ему будут соответствовать наибольшие амплитуды внешнего форсинга, и использование

данных других реанализов принципиально не повлияет на результаты, полученные в результате моделирования ТХЦ в третьем разделе. Для примера на рис. Г.3 приведено пространственное распределение СКО рядов суммарных турбулентных потоков тепла, в которых удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 лет, за январь по данным массивов NCEP/NCAR, OAFflux, MERRA2, NCEP-R2.

На рис. Г.4 приведено пространственное распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовых суммарных турбулентных потоков тепла, рассчитанных по массивам, для которых доступны наиболее длинные ряды данных за общий для них период (63 года). Из рис. Г.4 видно, что для большей части региона формирования САГВ тренд не значим на уровне 95%. При усреднении по всему региону формирования САГВ по обоим массивам получен такой же результат, как и во втором разделе: значимого на 95% тренда суммарных турбулентных потоков тепла в регионе активного формирования САГВ нет.



OAFflux (1958–2020 гг.) NCEP/NCAR (1958–2020 гг.)

Рисунок Г.4 – Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовых суммарных турбулентных потоков тепла за указанный период по данным массивов OAFflux и NCEP. Области, в которых уровень значимости тренда менее 95%, затемнены



Таким образом, использование данных других массивов по турбулентным потокам тепла принципиально не повлияет на выводы работы, касающиеся реализуемости термохалинной катастрофы.

## Приложение Д

### Изменчивость потока пресных вод, обусловленного изменением континентального речного стока

Осадки над континентами частично формируются из влаги, испаряющейся из океана, а с речным стоком эта влага возвращается обратно в океан, тем самым поддерживается долгосрочный баланс потоков соли в океан. Речной сток составляет ~10% от суммарной величины испарений над океаном и является важнейшим компонентом глобального водного баланса. С речным стоком в океан также попадает большое количество частиц, минеральных веществ и биогенов, поэтому он играет важнейшую роль в биохимических циклах [Large, Yeager, 2004; Boyer, 2006]. На рис. Д.1 приведен среднегодовой поток пресных вод по [Large, Yeager, 2004].

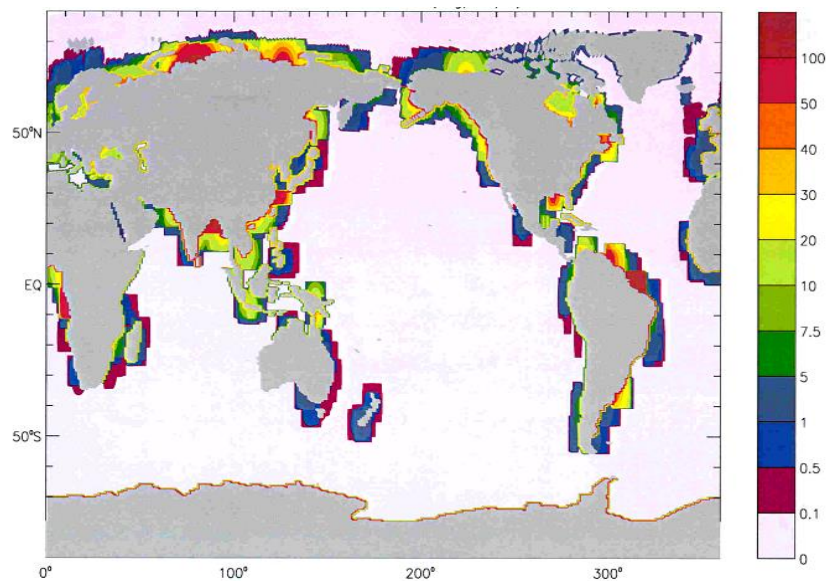


Рисунок Д.1 – Распределение среднегодового потока пресных вод за счет континентального стока рек в  $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  по [Large, Yeager, 2004]).

$1 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с}) = 0,0864 \text{ мм}/\text{день} \approx 31 \text{ мм}/\text{год}$ , приблизительно эквивалентно  
поверхностному потоку тепла в  $1 \text{ Вт}/\text{м}^2$

В пятом отчете МГЭИК [IPCC, 2013] на работу [Dai et al., 2009] ссылаются как на одно из полных последних исследований речного стока. В [Dai et al., 2009] проведено детальное исследование речного стока 925 крупнейших рек Земли. В работе использованы исторические ряды наблюдений расхода рек, объединенные данные центра глобального речного стока (Global Runoff Data Centre), Национального центра атмосферных исследований (National Center for Atmospheric Research), Университета Нью-Гемпшир (University of New Hampshire), Национальной геологической службы США (U.S. Geological Survey), Водной службы Канады (Water Survey of Canada), системы наблюдений за гидрологическим циклом в Западной и Центральной Африке (Hydrologic Cycle Observation System for West and Central Africa), бразильской базы данных Гидровеб (Brazilian Hydro Web), данных из коллекции [Milliman et al., 2008]. Для большинства рек ряды за период 1948–2004 гг. достаточно полные. Пробелы в данных заполнялись методом линейной регрессии с использованием речного стока, полученного с помощью модели Community Land Model, version 3 (CLM3). В CLM3 использован основанный на данных наблюдений форсинг по осадкам и другим атмосферным параметрам. Для автора этой диссертационной работы наибольший интерес представляют реки бассейна Атлантического океана, изменчивость которых и будет далее подробно рассмотрена.

В [Dai et al., 2009] приводятся величины средних расходов рек и коэффициенты линейного тренда по данным наблюдений для 20 рек, средний расход которых превышает 180 км<sup>3</sup>/год. Из крупнейших рек бассейна Атлантического океана значимые на 95%-ном уровне тренды за период 1948–2004 гг. получены для Миссисипи, Параны, Уругвая (положительные) и Нигер, Конго (отрицательные) соответственно (см. табл. Д.1). Величина и статистическая значимость трендов очень чувствительны к периоду времени, за который они оцениваются. Например, за период 1948–1982 для Параны отмечается в среднем возрастание, а за период 1982–2004 убывание расхода. Интенсивная межгодовая изменчивость временных рядов видна на рис. Д.2 и согласуется с результатами более ранних работ (например, [Pekarova et al., 2003]). Для Амазонки сравнительно



большой расход отмечался в середине 1970-х и меньший в поздних 1960-х, а для Ориноко, наоборот, в ранних 70-х отмечался сравнительно низкий расход, а в ранних 80-х – сравнительно высокий расход. Некоторые хорошо известные климатические события отражаются во временных рядах расходов рек. Например, сильнейшая засуха в пустыне Сахель в 1970-х и 1980-х отражена уменьшением расхода реки Нигер. Связь ЭНЮК и расходов отдельных рек также очевидна, например периоды наименьших расходов Амазонки и наибольших расходов Миссисипи согласуются с событиями Эль-Ниньо в 1972–1973, 1982–1983, 1997–1998. Другие атмосферные моды, например САК и Тихоокеанская декадная осцилляция, также оказывают влияние на региональные осадки [Hurrell, 1995; Dai et al., 1997), а следовательно, и на интенсивность рек Северо-Атлантического и Северо-Тихоокеанского бассейнов [Brito-Castillo, Douglas, 2003; Milliman et al., 2008].

Таблица Д.1 – Средний расход ( $Q$ ) и коэффициент линейного тренда ( $b$ ) за период 1948–2004 гг. крупнейших рек Атлантического бассейна ( $Q > 180 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Жирным выделены значимые (на уровне 95%) тренды для периода 1948–2004 гг. и значимые (на уровне 90%) для периода 1960–2010 гг.

Название реки	$Q$ , $\text{км}^3/\text{год}$	$b$ , $\text{км}^3/\text{год}^2$ за 1948–2004 гг, по [Dai et al., 2009].	$b$ , $\text{км}^3/\text{год}^2$ за 1960–2010 по [Shi et al., 2019]
Амазонка (экватор)	5444	-2,93	-1,68
Конго ЮП (6 ю. ш)	1270	<b>-3,59</b>	<b>-4,79</b>
Ориноко СП	996	0,44	<b>2,28</b>
Миссисипи СП	522	<b>1,82</b>	<b>2,52</b>
Парана ЮП	517	<b>4,19</b>	<b>3,50</b>
Токантинс экв ю. ш.	347	0,04	-
Св. Лаврентия СП	230	0,32	0,07
Магдалена СП	224	0,06	0,44
Уругвай ЮП	182	<b>0,87</b>	-
Нигер 5 с. ш. СП	181	<b>-0,53</b>	<b>-0,06</b>

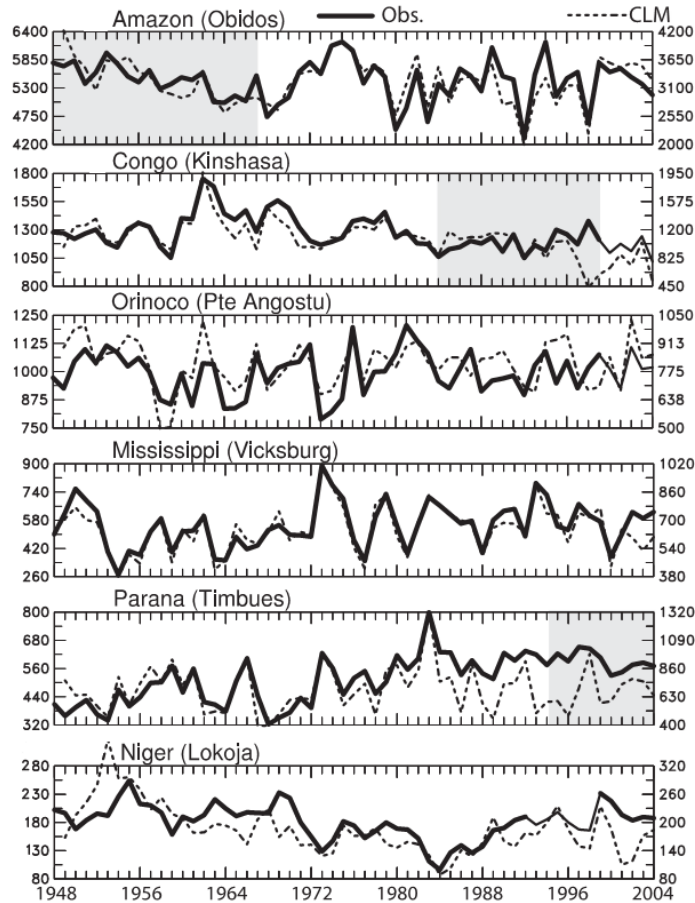


Рисунок Д.2 – Временные ряды расхода рек Амазонки, Конго, Ориноко, Миссисипи, Параны, Нигера, полученные по результатам наблюдений (сплошная линия, левая ордината) и рассчитанные по модели CLM3 (штриховая линия, правая ордината) за 1948–2004 гг. Источник рисунка [Dai et al., 2009]

Даи и соавт. [Dai et al., 2009] проинтегрировали величину речного стока для каждого квадрата  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы на побережье и определили величину и значимость линейного тренда в каждом квадрате и в каждом океане (см. рис. Д.3). Статистически значимы положительные тренды в Атлантическом океане: соответствуют области побережья Мексиканского залива и обусловлены изменчивостью рек бассейна Миссисипи. Статистически значимые отрицательные тренды соответствуют рекам, расположенным в центральной Африке (главным образом Конго), и Западной Африке (Сахель). Тренды на большей части южноамериканского побережья статистически незначимы. Уменьшение осадков

над Африкой и увеличение над большей частью США и Аргентины отражается в соответствующей тенденции изменения речного стока в этих регионах.

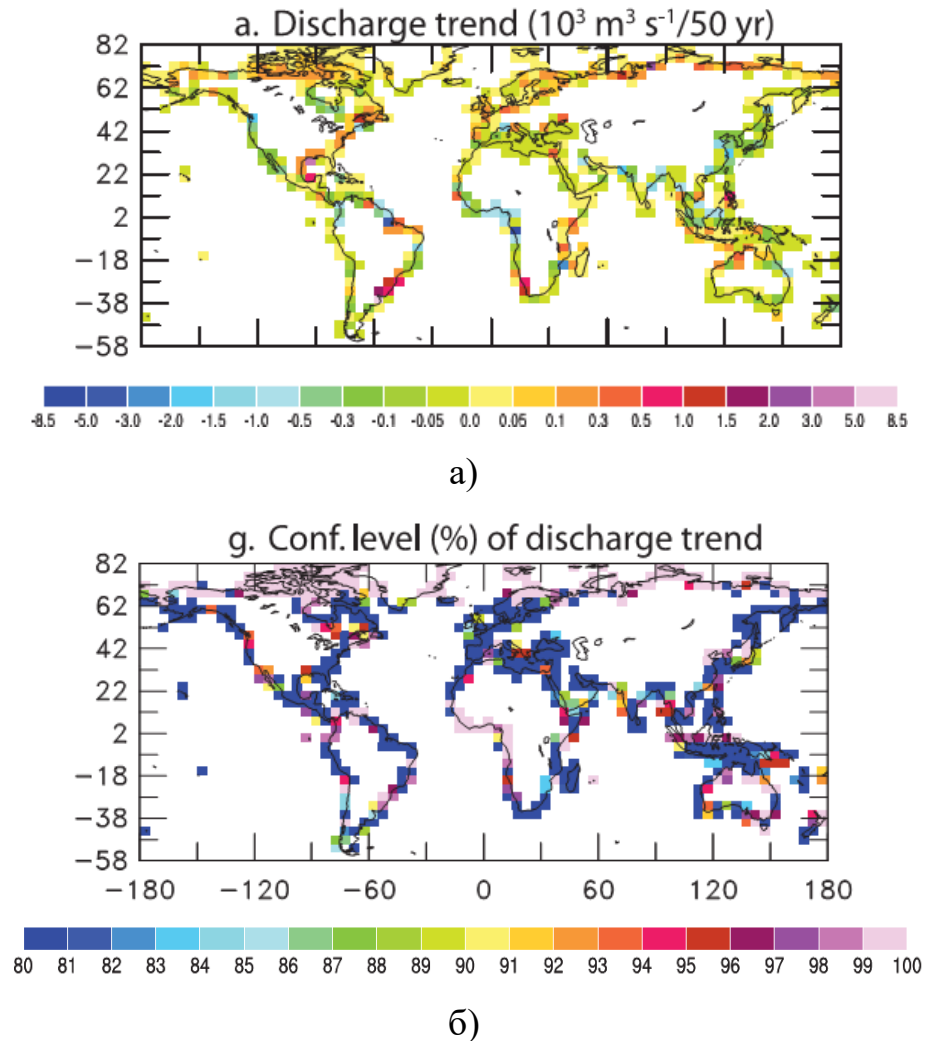


Рисунок Д.3 – Линейные тренды за период 1948–2004 гг. речного стока для каждого прибрежного квадрата  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы (а) и уровень их значимости (б) (по [Dai et al., 2009])

В рядах суммарного речного стока в Атлантику и в Мировой океан проявляются интенсивные межгодовые и междесятилетние вариации. Суммарный речной сток в Атлантический океан и Эль-Ниньо – Южное колебание (в частности, индекс Niño3.4) коррелируют со сдвигом. Индекс Niño3.4 опережает средний речной сток в Атлантике на четыре месяца и отстает от суммарного речного стока в Мировой океан на месяц. Сдвиги обусловлены откликом в поле осадков на

события Эль-Ниньо. События Эль-Ниньо вызывают уменьшение речного стока таких рек Атлантического бассейна, как Амазонка, Нигер, Ориноко, и увеличение речного стока в океан для Миссисипи, Параны и Уругвай, в результате отмечается слабая корреляция ( $r = -0,5$ ) при вышеуказанном сдвиге рядов. Экстремально высокий суммарный речной сток в Атлантическом океане отмечался в 1946 г. (год Ла-Ниньо), а экстремально низкий – в 1992 г. (год Эль-Ниньо) (см. рис. Д.4а). Корреляция глобального речного стока с индексом Nino3.4 также достаточно велика ( $r = -0,66$ ) (рис. Д.4б). Взаимосвязь стока рек и глобальных климатических мод (Эль-Ниньо – Южного колебания и Тихоокеанской декадной осцилляции) также обсуждаются в работах [Dai, 2016; Kim, 2019; Liang et al., 2016].

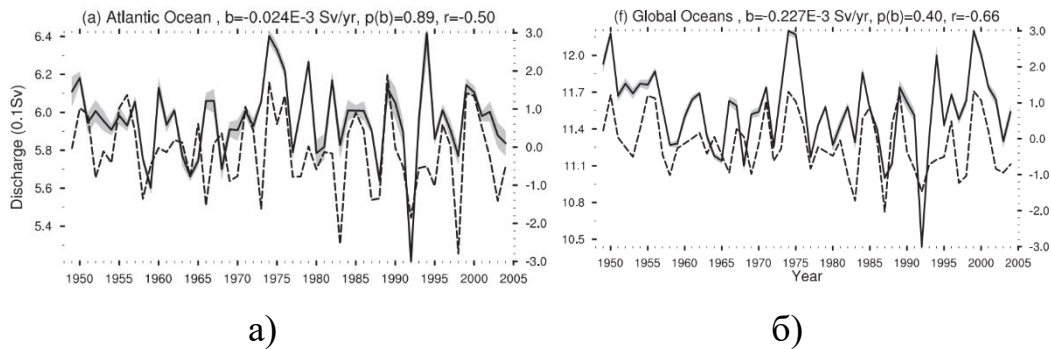


Рисунок Д.4 – Временные ряды суммарного среднегодового речного стока с континентов в Атлантический (а) и Мировой океан (б) за период 1948–2004 гг. (сплошная линия, левая ордината) и индекс Nino3.4, умноженный на 21 (штриховая линия, левая ордината). Над рисунками указаны:  $r$  – коэффициент корреляции между речным стоком и индексом Nino3.4,  $b$  – коэффициент линейного тренда и уровень его значимости:  $1-p(b)$  (по [Dai et al., 2009])

Отметим, что суммарный коэффициент линейного тренда в Атлантический океан за период 1948–2004 гг. составляет  $0,024 \text{ мСв/год} = 0,024 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{год}$  и не значим на уровне 90%. За период 1960–2010 гг. значимые на 90%-ном уровне тренды из всех рек бассейна Атлантического океана получены для Миссисипи, Ориноко и Параны, значимые отрицательные – для рек Конго и Нигер (табл. Д.1). Проанализировав тренды из табл. Д.1, можно сделать вывод, что изменения в потоке пресных вод в Атлантику за счет изменения стока рек значительно меньше, чем за

счет изменений потока Р – Е и таяния льда. Кроме того, имеющиеся глобальные исследования, сделанные на основе данных, полученных начиная с 1950 г. или позже, в целом сходятся во мнении, что рек стало больше, их сток уменьшается, а не увеличивается [Do et al., 2017; Gudmundsson et al., 2019; Shi et al., 2019; Su et al., 2018]. На большинстве рек не произошло статистически значимых изменений речного стока, и при глобальном агрегировании значительных изменений не происходит [Dai, Zhao, 2017]. Эти факты дают нам возможность не учитывать изменения в расходе рек при моделировании ТХЦ в Северной Атлантике.

## Приложение Е

### Некоторые аспекты изменчивости криосферы Арктики и Антарктики

#### Е.1 Изменчивость морского льда в Арктике

Морской лед – важнейший компонент климатической системы. Находясь на границе раздела вода – воздух, он изменяет поверхностное альbedo и влияет на потоки тепла, массы и импульса и газообмен между океаном и атмосферой. Морской лед оказывает влияние на формирование и вентиляцию глубинных вод, а также на глобальный климат на различных временных масштабах. Кроме того, морской лед формирует ряд обратных связей в климатической системе.

Под распространением морского льда будем понимать сумму площадей, покрытых льдом со сплоченностью не менее 15%. Распространение морского льда в Арктике имеет ярко выраженный сезонный ход. Среднее распространение морского льда летом составляет  $\sim 6 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, а зимой  $15 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> [Vaughan et al., 2013]. По оценкам, приведенным в [Котляков и др., 2010], акватория Северного Ледовитого океана в период 2000–2010 гг. характеризовалась уменьшением площади старых (многолетних) морских льдов, включая двухлетние, на 40%. В этой же работе приводятся коэффициенты линейного тренда площади распространения морского льда в западных морях, к которым Котляков относит Гренландское, Баренцево и Карское. За весь период 1900–2000 гг. коэффициент линейного тренда площади распространения льда составляет 460 тыс. км<sup>2</sup>/100 лет (4,6 тыс. км<sup>2</sup>/год), за период 1900–1946 гг. – 13,9 тыс. км<sup>2</sup>/год; за период 1946–2000 гг. – 1,32 тыс. км<sup>2</sup>/год. Очевидно, что во второй половине XX века скорость таяния морского льда в этих морях уменьшается.

На рис. Е.1 приведено распределение коэффициентов линейного тренда сплоченности морского льда в Арктике (в %/год) за период 1979–2012 гг. для различных сезонов.

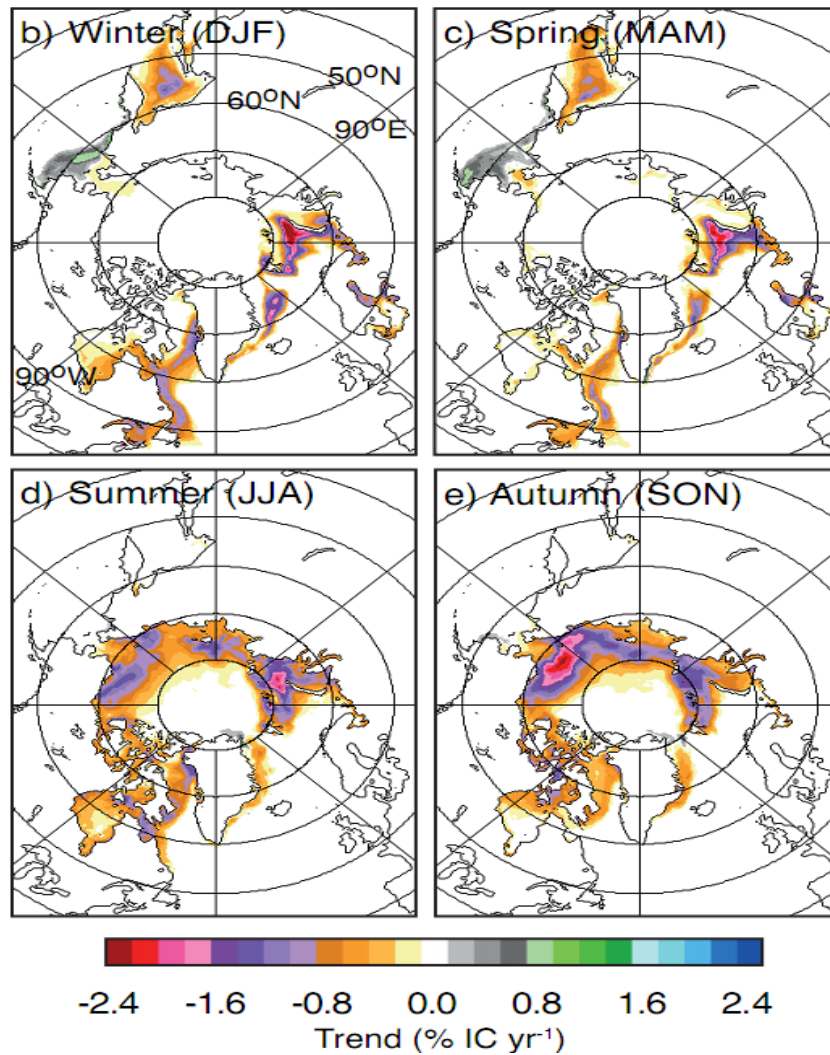


Рисунок Е.1 – Тренды сплоченности морского льда (%/год) в Арктике за период с 1979 по 2012 г.: b – зима (декабрь, январь, февраль); c – весна (март, апрель, май); d – лето(июнь, июль, август); e – осень (сентябрь, октябрь, ноябрь) (по приведенным в пятом отчете МГЭИК оценкам [Comiso, Nishio, 2008], продленным до 2012)

Наиболее интересная для меня, как автора представляемой диссертационной работы, область – регион образования САГВ. Из рис. Е.1 видно, что коэффициент линейного тренда сплоченности льда в Лабрадорском море, Дэвисовом и Датском проливах в течение года изменяется от 0 до  $-1,2$  %/год. В Гренландском море в зимний и весенний сезоны эта величина может составлять  $-1,4 \dots -1,2$  %/год. В Норвежском море значимых трендов нет. Отметим, что в феврале – марте достигается максимум распространения морских льдов в Арктике. За период с 1979

по 2012 г. среднегодовое распространение льда уменьшается на 3,5–4,1 %/10лет или 0,45–0,51 млн км<sup>2</sup>/10 лет. Максимальные коэффициенты линейного тренда изменения площади ледового покрова соответствуют лету и составляют 9,4÷13,6 %/10 лет или 0,73÷1,07 млн км<sup>2</sup>/10 лет (по данным, приведенным в отчете [IPCC, 2013], и по данным из работы [Comiso, Nishio, 2008], продленным до 2012).

Доступных длительных рядов изменений толщины морского льда нет, однако в работе [Kwok et al., 2009] при сравнении данных спутниковой лазерной альтиметрии за 2003–2008 гг. и данных измерений с подводных лодок за 1958–1976 гг. указывается на уменьшение толщины морского льда на ~ 1,6 м (на ~ 53%). Коэффициенты линейного тренда объема и толщины морского льда в Северном Ледовитом океане за 2003–2008 гг. составляют  $-1237(-862)$  км<sup>3</sup>/год,  $-0,2(-0,17)$  м/год для осени (зимы) [Kwok et al., 2009]. Результаты анализа 34 круизов подводных лодок [Rothrock et al., 2008], охватывающих область Арктики, изображенную на рис. Е.2, за период 1975–2000 гг. показали, что среднегодовая толщина морского льда в исследуемом регионе уменьшилась от максимума в 1980 г. (3,6 м) до минимума в 2000 г. (2,4 м). За весь исследуемый период наиболее резкие изменения отмечались в 1990 г., когда толщина льда уменьшилась на 0,08 м/год.

## Е.2 Изменчивость морского льда в Антарктике

Среднее распространение морского льда в Антарктике имеет сезонный ход с минимумом в феврале  $\sim 3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> и максимумом в сентябре  $\sim 18 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Средняя толщина морских льдов в сентябре составляет  $\sim 1$  м. Только небольшая часть льдов имеет возраст более 2 лет, и чаще всего они встречаются в море Уэдделла и у западного побережья Антарктического полуострова [IPCC, 2013].



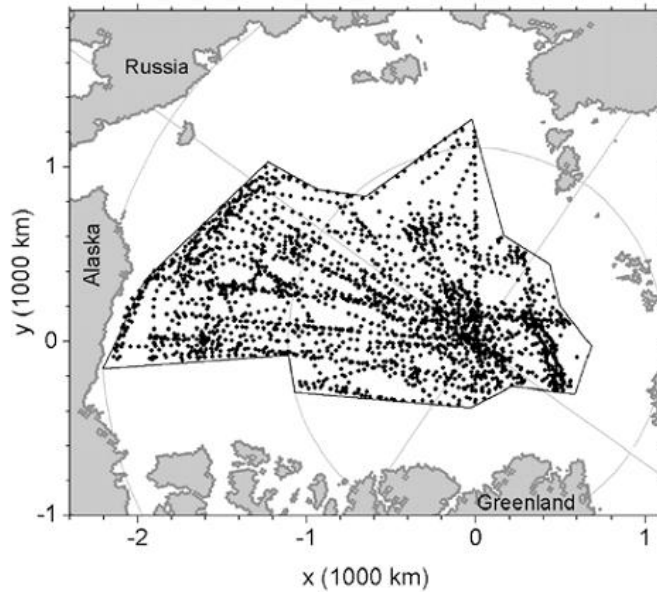


Рисунок Е.2 – Районы, где проводились измерения, используемые при анализе толщины льда в работе [Rothrock et al., 2008]

В отчете МГЭИК [IPCC, 2013] утверждается высокая степень достоверности результата об увеличении распространения морского льда в Южном океане за период 1979–2012 гг. со скоростями от 1,2 до 1,8 %/10 лет или от 0,3 до 0,2 млн км<sup>2</sup>/10 лет).

На рисунке Е.3 показано распределение коэффициентов линейного тренда сплоченности морского льда (%/год) за период 1979–2012 гг. для каждого сезона. За этот 34-летний период среднегодовая сплоченность морского льда в Антарктическом регионе увеличивалась со скоростью 1,5 %/10лет. Однако имеются региональные различия знаков трендов, которые, предположительно, обусловлены изменениями скорости ветра и структуры атмосферной циркуляции в Антарктическом регионе. В наиболее интересной для нас области – Атлантическом секторе Южного океана наибольшие площади, покрытые изолиниями отрицательных трендов сплоченности, достигающих  $-0,6...-0,8$  %/год, соответствуют зимнему и весеннему сезонам, а наибольшие площади, покрытые изолиниями положительных трендов сплоченности, достигающих  $0,8-1,2$  %/год, – летнему и осеннему сезонам. Отметим, что положительные тренды преимущественно соответствуют восточной части Атлантического сектора, а

отрицательные – западной [Vaughan et al., 2013]. Однако уровень значимости трендов в данной работе не указывается.

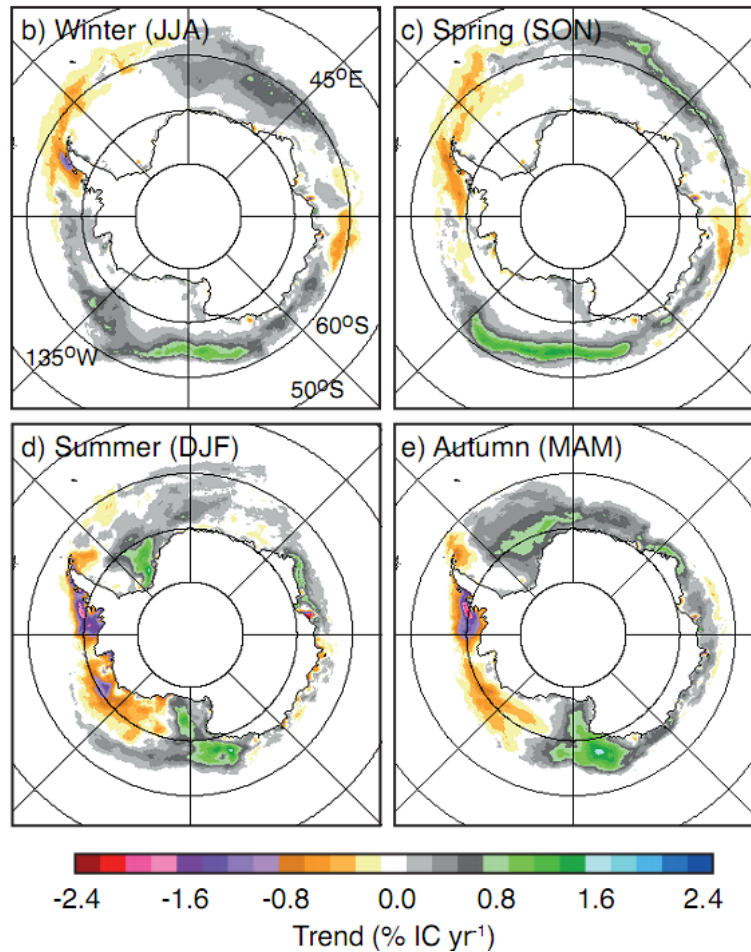


Рисунок Е.3 – Тренды концентрации морского льда (%/год) в Антарктике за период 1979–2012: b – зима (декабрь, январь, февраль); c – весна (март, апрель, май); d – лето(июнь, июль, август); e – осень(сентябрь, октябрь, ноябрь) (по приведенным в пятом отчете МГЭИК оценкам [Comiso, Nishio, 2008], продленным до 2012)

Долгопериодных измерений толщины морского льда в Антарктике также нет. Однако в работе [Worby et al., 2008] анализ результатов 81 рейса и 2 полетов вертолетов (23373 наблюдения за период 20 лет) показал странный результат: долгопериодное среднее и СКО средней толщины льда составляют  $0,87 \pm 0,91$  м, что на 40% больше, чем средняя толщина льда (0,62 м). Авторы объясняют такой результат значительным влиянием деформационных процессов на толщину

морского льда в Антарктике. Недавний анализ спутниковых данных ICESat за период 2003–2008 гг. [Kurtz, Markus, 2012] показал, что тренды толщины морского льда в антарктических морях не значимы на уровне 85 %.

Кроме того, автором диссертационной работы в соавторстве с А. Б. Полонским и А. В. Юровским в статье [Базюра и др., 2011] проведена работа по выявлению особенностей изменчивости положения границы кромки льда в Антарктическом регионе в зимний период (июль – сентябрь) Южного полушария (ЮП) на основе данных реанализа NCEP по явным турбулентным потокам тепла (Н). Для этого были использованы ежемесячные данные реанализа NCEP/NCAR по турбулентным явным потокам тепла (Н) за 1950–2001 гг. Величины потоков представлены в узлах гауссовской сетки со средним шагом по широте и долготе  $1,9^\circ$  и  $1,875^\circ$  соответственно. По этим данным рассчитывались следующие величины:

1) положение границы кромки льда в Антарктическом регионе в зимний период (как границы раздела между областями, покрытыми изолиниями положительных и отрицательных Н);

2) коэффициенты линейного тренда сдвига положения границы кромки льда.

Долготное распределение трендов смещения границы кромки льда в Южном океане приведено на рис. Е.4. Отметим, что общий характер трендов в каждом из трех секторов Южного океана (Атлантический, Тихоокеанский, Индоокеанский) принципиально различен. Так как диссертационная работа посвящена моделированию циркуляции в Атлантическом океане, то более подробно рассмотрим Атлантический сектор Южного океана ( $70^\circ$  з. д. –  $20^\circ$  в. д.). Тенденции изменчивости в других секторах можно посмотреть в [Базюра и др., 2011]. Далее в работе под отрицательными величинами коэффициентов линейного тренда смещения границы кромки льда будем понимать смещение на юг, а под положительными – смещение на север. Средний по всему Атлантическому сектору коэффициент линейного тренда составляет  $-0,010^\circ$  широты/год. Это свидетельствует о сдвиге границы кромки льда к экватору. Полученный тренд значим на уровне 90%. Значимый на уровне 87% тренд смещения границы кромки льда к северу выявлен на стыке Тихоокеанского и Атлантического секторов

(80° з. д. – 40° з. д.) с максимумом на 55° з. д. Величина тренда здесь превышает 0,05 °широты/год. В остальных зонах Атлантического региона тренды незначимы на уровне 85%.

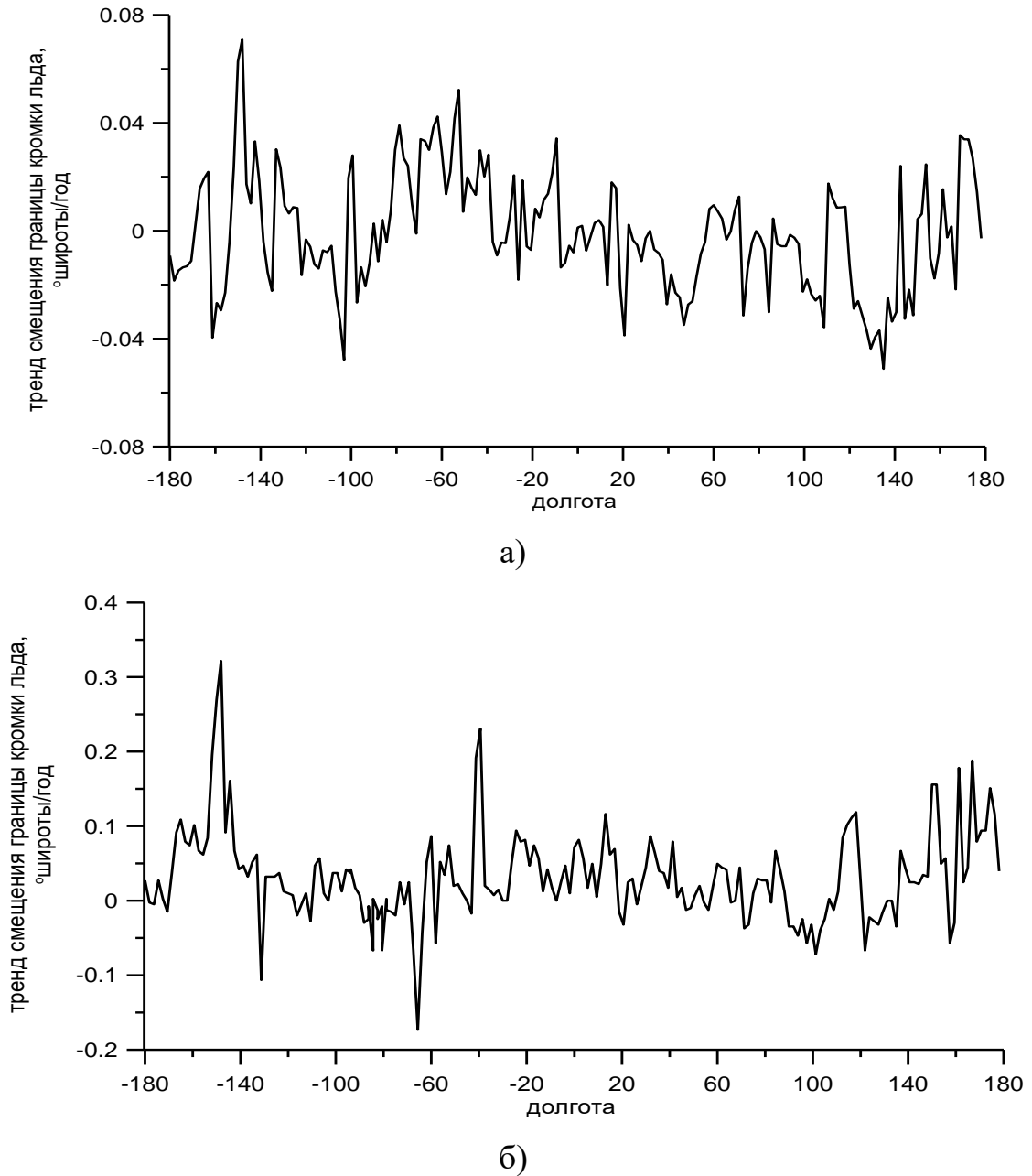


Рисунок Е.4 – Долготное распределение трендов смещения границы кромки льда в Южном океане: а – для зимнего сезона (1950–2001 гг.); б – для зимнего сезона (1981–2001 гг.). Отрицательные величины трендов соответствуют смещению на юг, положительные – смещению на север (по [Базюра и др., 2011])

Начиная с восьмидесятых годов прошлого столетия в реанализе NCEP усваиваются данные спутниковых наблюдений. Следовательно, для этого периода наиболее соответствующие реальным процессам тенденции изменения положения границы кромки льда целесообразно выявить по данным NCEP лишь за период, охватывающий время после 1981 г., что и было сделано. Очевидно, такая характеристика климатической изменчивости, как тренд, очень чувствительна к периоду, за который она определяется. Поэтому при изменении периода, за который вычисляется тренд, его знак, величина и уровень изменяются. И при исследовании изменчивости положения границы кромки льда для зимнего сезона (июль – сентябрь) периода 1981–2001 гг. выявлено, что средний по всему Антарктическому региону тренд сдвига границы кромки льда к северу значим на уровне 95% и составляет  $0,031^\circ$  широты/год. При полном осреднении по Атлантическому сектору получен тренд, уровень значимости которого не превышает 85 %.

### Е.3 Изменчивость наземного оледенения

Основные физические характеристики наземного оледенения приведены в табл. Е.1 по [Church et al., 2001]. Приведем определения основных элементов ледникового покрова Земли. Ледовый щит – масса материкового льда, достаточно глубокая для покрытия большей части рельефа коренной подстилающей породы с тем, чтобы его форма определялась главным образом его динамикой (поток льда по мере его внутреннего деформирования и/или скольжения по основанию). Ледовый щит стекает с высокой части центрального ледового плато, поверхность которого имеет незначительный средний уклон. По краям уклон обычно более крутой, и лед большей частью сбрасывается через быстротекущие ледяные потоки или выводные ледники, в некоторых случаях в море или на плавающие в море шельфовые ледники. В современном мире есть только три больших ледовых щита: один в Гренландии и два в Антарктиде – Восточный и Западный

антарктические ледовые щиты, разделенные Трансантарктическими горами. В ледниковые периоды были и другие ледовые щиты. Ледник – масса наземного льда, движущаяся вниз по склону под действием силы тяготения (в результате внутренней деформации и/или скольжения в области основания) и ограниченная внутренним напряжением и трением в основании и по бокам. Ледник поддерживается за счет накопления снежной массы на больших высотах, уравниваемой за счет подтаивания на малых высотах или схода в море. Ледяная шапка – куполообразная масса льда, обычно покрывающая высокогорный участок, которая по своим размерам значительно меньше ледяного щита [IPCC, 2007].

Таблица Е.1 – Физические характеристики ледникового покрова Земли

Характеристика	Ледники	Ледяные шапки	Ледники и ледяные шапки	Гренландский ледяной щит	Антарктические ледяные щиты
Количество	160 000	70			
Площадь (10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> )	0,43	0,24	0,68	1,71	12,37
Объем (10 <sup>6</sup> км <sup>3</sup> )	0,08	0,10	0,18 ± 0,04	2,85	25,71
Эквивалентный подъем уровня Мирового Океана	0,24	0,27	0,50 ± 0,10	7,2	61,1
Эквивалентное изменение уровня Мирового океана, мм/год	–	–	1,9 ± 0,3	1,4 ± 0,1	5,1 ± 0,2

Очевидно, что Гренландский и Антарктические ледовые щиты, являясь самыми крупными наземными скоплениями льда в ЮП и СП соответственно, занимают особое место в наземном оледенении. Для оценок поверхностного баланса массы ледовых щитов часто используют результаты региональных атмосферных климатических моделей. Оценки верифицируются с использованием независимых данных *in situ* и при необходимости рекалибруются и корректируются в соответствии с данными наблюдений, даунскеллингом данных глобальных реанализов или интерполяцией данных *in situ* [Vaughan et al., 2013]. Полученный таким способом для периода 1958–2007 гг. поверхностный баланс массы Гренландского ледового щита составляет  $469 \pm 82$  Гт/год ( $1 \text{ Гт} = 10^{12} \text{ кг}$ ; изменение на 362,5 Гт эквивалентно изменению уровня Мирового океана на 1 мм). Интенсивная межгодовая изменчивость поверхностного баланса массы (СКО составляет 107 Гт/год) обусловлена рассогласованностью фаз колебаний осадков (78 Гт/год) и стоков (78 Гт/год) [Ettema et al., 2009]. Полученный аналогичным способом поверхностный баланс массы Антарктических ледовых щитов (за исключением шельфовых ледников) за период 1979–2010 гг. оценивается в  $1983 \pm 122$  Гт/год [van de Berg et al., 2006; Lenaerts et al., 2012], межгодовая изменчивость (СКО = 114 Гт/год) обусловлена изменчивостью выпадения осадков в виде снега. Неопределенность таких этих оценок составляет  $\sim 20\div 40\%$  [Vaughan et al., 2013].

### Е.3.1 Изменчивость ледникового покрова в Северном полушарии

В обзорной статье [Котляков и др., 2010] приведены короткопериодные оценки баланса общего ледникового покрова Гренландии (ледовый щит + периферические ледники (ледники Гренландии, не входящие в Гренландский ледовый щит)), построенные на дистанционных данных: спутниковой радарной альтиметрии и интерферометрии, воздушной и спутниковой лазерной альтиметрии

и спутниковой гравиметрии (см. табл. Е.2). Отметим наличие значительных различий (несогласованности) в этих оценках.

Таблица Е.2 – Оценки баланса общего ледникового покрова Гренландии (источник таблицы [Котляков и др., 2010])

Метод	Период	Тенденция
По оценкам спутниковой радарной альтиметрии	1992–2003	Объем ледникового покрова увеличивается на $11,1 \pm 3$ км <sup>3</sup> /год
По оценкам воздушной лазерной альтиметрии	1993/1994– 1998/1999	Снижение объема льда на $\sim -60,0$ км <sup>3</sup> /год
	1997–2003	Снижение объема льда на $-80,0 \pm 12$ км <sup>3</sup> /год
По оценкам спутниковой гравиметрии GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)	2002–2004	$-82 \pm 28$ км <sup>3</sup> /год
	Июль 2002 – март 2005	$-129 \pm 15$ км <sup>3</sup> /год
	Апрель 2002 – ноябрь 2005	$-239 \pm 23$ км <sup>3</sup> /год
Спутниковая лазерная альтиметрия (icesat)	Февраль 2003 – апрель 2007	$-141 \pm 1$ км <sup>3</sup> /год
Спутниковая радарная интерферометрия	1996–2000	Ускорение движения выводных ледников Гренландии южнее $66^\circ$ с. ш. => сток в море вырос с 90 до 220 км <sup>3</sup> /год. Основная причина негативного баланса Гренландии – сброс льда в океан выводными ледниками.

В более позднем обобщающем отчете [Vaughan et al., 2013] с высокой степенью достоверности утверждается, что за последние два десятилетия ледниковый покров Гренландии уменьшается, за счет чего увеличивается уровень



Мирового океана (Ewert et al., 2012; Sasgen et al., 2012; Shepherd et al., 2012). На рис. Е.4 показаны кумулятивные потери льда в Гренландии за период 1992–2012 гг., обобщенные по 18 работам 14 различных исследовательских групп [Vaughan et al., 2013]. Среднее изменение массы ледового покрова в Гренландии за период 2005–2010 гг. по этим оценкам составляет  $-121$  (от  $-149$  до  $-94$ ) Гт/год, что соответствует эквивалентному изменению уровня Мирового океана на  $0,33$  (от  $0,41$  до  $0,26$ ) мм/год. Средняя скорость потерь льда увеличилась с  $34$  (от  $-6$  до  $77$ ) Гт/год (эквивалентное изменение уровня Мирового океана  $0,09$  (от  $-0,02$  до  $0,20$ ) мм/год за период 1992–2001 гг. до  $215$  (от  $157$  до  $274$ ) Гт/год (эквивалентное изменение уровня Мирового океана  $0,59$  (от  $-0,43$  до  $0,76$ ) мм/год за период 2002–2011.

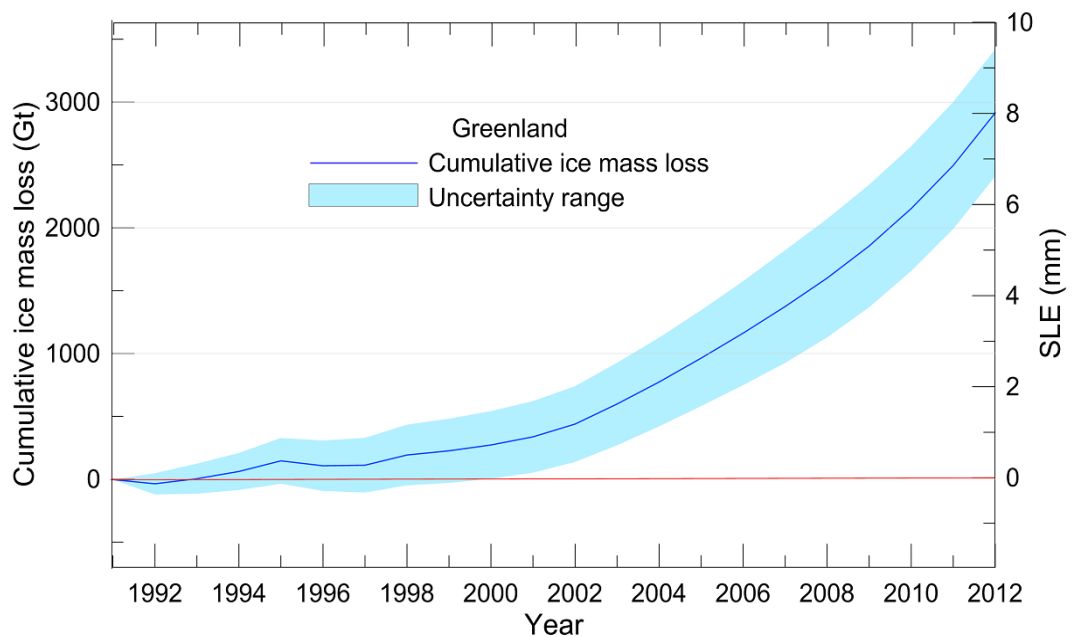


Рисунок Е.4 – Кумулятивные потери льда Гренландским ледниковым щитом за период 1992–2012 гг. (синяя линия). Голубым цветом показана неопределенность оценок. По оси  $x$  – годы, по оси  $y$  слева – куммулятивные потери массы льда в Гт, по оси  $y$  справа – эквивалентное повышение уровня Мирового океана в мм.

Источник рисунка [Vaughan et al., 2013]

Ледники периферии Гренландии составляют 12% от общей площади, занимаемой всеми ледниками Земли без учета Гренландского и Антарктических ледниковых щитов. В связи с различием методик оценки количества льда в Гренландии в обсуждаемых исследованиях, при анализе литературы очень сложно отделить результаты исследований изменения ледникового покрова Гренландии, включающих периферические ледники, от результатов исследований, исключаящих периферические ледники. Отметим, что после 2003 г. преобладают работы, в которых используются гравиметрические методы и в них не учитываются периферические ледники. И, несмотря на наличие работ, в которых оценено изменение периферических ледников Гренландии (см. табл. Е.3), эти изменения включены в оценки ледникового покрова, обсуждаемые выше [Vaughan et al., 2013].

В работе [Shepherd et al., 2012] автор провел сравнение массы (и скорости изменения массы) ледникового покрова Гренландии (так называемый Ice-sheet Mass Balance Intercomparison Experiment (IMBIE)) по данным, полученным с помощью различных методов. Для этого он использовал ансамбль данных спутниковой альтиметрии, интерферометрии, воздушной гравиметрии, воздушного радиолокационного зондирования и данных, полученных с помощью атмосферных климатических моделей для общих регионов и временных интервалов. Им получено хорошее согласование (соответствие) между различными методами, хотя неопределенность каждого метода достаточно велика. Комбинирование данных, полученных с помощью различных методов, улучшает (уменьшает) общую неопределенность. Отметим, что и авторам работы [Shepherd et al., 2012] также не удалось отделить оценки, учитывающие периферические ледники, от оценок, их не учитывающих. Для Гренландии обобщенная оценка [Shepherd et al., 2012] за период 1992–2011 гг. составила  $-142 \pm 49$  Гт/год (это эквивалентно подъему уровня Мирового океана  $0,39 \pm 0,14$  мм/год).

Таблица Е.3 – Изменение массы ледников периферии Гренландии по различным оценкам за различные периоды. Источник таблицы [Vaughan et al., 2013]

Период	Ссылка	Изменение массы, Гт/год	Эквивалентное изменение уровня океана, мм/год
1901–1990	[Marzeion et al., 2012; Leclercq et al., 2011]	$-54 \pm 16$	$0,15 \pm 0,05$
1971–2009	[Cogley, 2009a; Marzeion et al., 2012]	$-21 \pm 10$	$0,06 \pm 0,03$
1993–2009	[Cogley, 2009a; Marzeion et al., 2012]	$-37 \pm 10$	$0,10 \pm 0,03$
2005–2009	[Cogley, 2009a; Marzeion et al., 2012]	$-56 \pm 10$	$0,15 \pm 0,03$
2003–2009	[Gardner et al., 2013]	$-38 \pm 7$	$0,10 \pm 0,02$

Третье место после Антарктики и Гренландии по объему льда принадлежит ледникам Канадского арктического архипелага (Канадская Арктика), занимающим площадь 146 тыс. км<sup>2</sup>. Временной ход изменения бюджета массы ледников в Северной и Южной частях Канадской Арктики приведен на рис Е.5. Отметим, что во второй половине 20 века оледенение Канадского арктического Архипелага сократилось на ~ 3%. При этом самые низкие участки ледников уменьшались быстрее всего. Особенно сильное разрушение отмечалось для шельфовых ледников этого региона. В течение 20 века их площадь сократилась с 9000 до 1600 км<sup>2</sup>.

Остальные ледники Арктики (Ледники Исландии, Шпицбергена, Русской Арктики) оказывают гораздо меньшее влияние на пресный баланс Атлантики. Например, лишь 30% потерь льда Арктики (без учета Гренландского ледового щита и ледников периферии Гренландии) обусловлены стоком льда в океан, остальные 70% связаны с поверхностной убылью массы. И эти 30% находятся в пределах погрешности измерения баланса массы ледового покрова Гренландии [IPCC, 2013;

Котляков и др., 2010]. Поэтому тенденции изменения ледников Исландии, Шпицбергена, Русской Арктики в работе рассматриваться не будут.

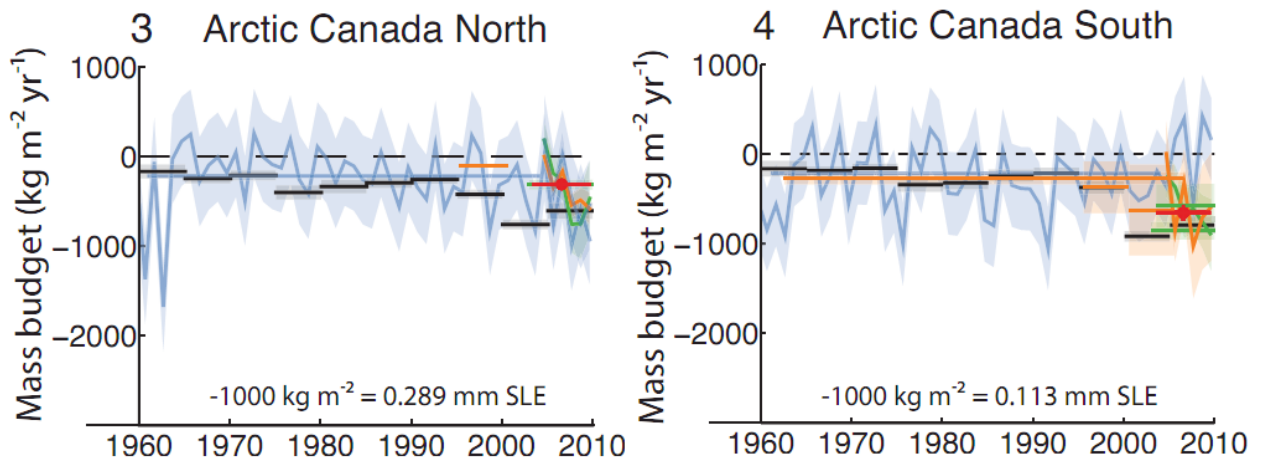


Рисунок Е.5 – Бюджет массы льда в ледниках Канадской Арктики. Источник рисунка [Vaughan et al., 2013]

### Е.3.2 Изменчивость ледникового покрова Антарктики

Антарктический ледовый щит с высокой степенью достоверности уменьшается. Потери массы льда – результат ускорения движения выводных ледников в восточной части Антарктического полуострова и в Западной Антарктике в области побережья моря Амудсена. Средняя скорость потери массы наземного льда в Антарктике за период 1992–2001 гг. составляет 30 (от 37 до 97) Гт/год, что соответствует эквивалентному изменению уровня Мирового океана на 0,08 (от –0,10 до 0,27) мм/год, а за период 2002–2011 гг. 147 (от 72 до 221) Гт/год, что соответствует эквивалентному изменению уровня Мирового океана на 0,4 (от 0,2 до 0,61) мм/год. Эти данные основаны на работах 10 различных исследовательских групп [Cazenave et al., 2009; Chen et al., 2009; E et al., 2009; Horwath and Dietrich, 2009; Velicogna, 2009; Wu et al., 2010; Rignot et al., 2011c; Shi et al., 2011; King et al., 2012; Tang et al., 2012] (см. рис. Е.6).

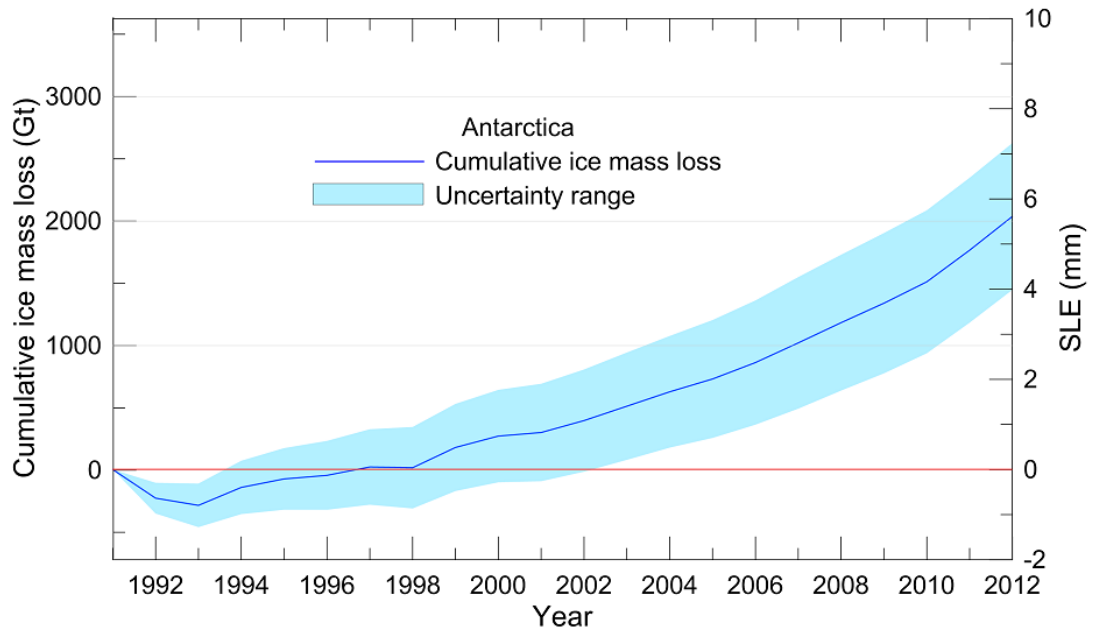


Рисунок Е.6 – Кумулятивные потери льда Антарктическим гренландским ледниковым щитом за период 1992–2012 гг. (синяя линия). Голубым показана неопределенность оценок. По оси  $x$  – годы, по оси  $y$  слева – кумулятивные потери массы льда в Гт, по оси  $y$  справа – эквивалентное повышение уровня Мирового океана в мм. Усредненные результаты 10 исследовательских групп. Источник рисунка [Vaughan et al., 2013]