

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В.ЛОМОНОСОВА  
ФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*

**Багатинский Владислав Андреевич**

**Океанические механизмы мультideкадной изменчивости  
климата в атлантическом секторе Мирового океана**

1.6.17 – Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор физико-математических наук,  
главный научный сотрудник  
Дианский Николай Ардальянович

Москва – 2022

## Оглавление

<b>Введение .....</b>	<b>4</b>
<b>1 Глава. Обзор современного состояния исследований термохалинной циркуляции Северной Атлантики (СА) .....</b>	<b>14</b>
1.1    Глобальный океанский конвейер как основная характеристика термохалинной циркуляции Мирового океана.....	14
1.2    Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (АМОЦ) .....	20
1.2.1    Океанские реанализы в исследовании изменчивости АМОЦ.....	25
1.3    Атлантическая мультидекадная осцилляция. ....	33
1.4    АМО и изменчивость термохалинной циркуляции.....	36
<b>2 Глава. Восстановление циркуляции Атлантического океана с помощью краткосрочных расчетов по модели океана INMOM .....</b>	<b>39</b>
2.1    Выбор периодов усреднения для различных фаз индекса АМО .....	39
2.2    Используемые данные по температуре и солёности на акватории Атлантического океана .....	40
2.3    Используемые данные атмосферного воздействия .....	45
2.4    Используемые данные о батиметрии дна .....	45
2.5    Конфигурация модели .....	45
2.6    Метод диагноза-адаптации как основа восстановления динамики океана .....	47
2.7    Методика проведения экспериментов .....	51
2.8    Сравнительный анализ функции тока АМОЦ, рассчитанной по данным объективных анализов и реанализов .....	52
2.9    Выводы .....	56
<b>3 Глава. Исследование трендов климатических изменений термохалинной циркуляции состояния вод СА.....</b>	<b>57</b>
3.1    Оценка климатических трендов термохалинной циркуляции в СА по данным океанских объективных анализов и реанализов .....	57
3.2    Вклады климатических изменений температуры и солёности по данным EN4 в формирование трендов термохалинной циркуляции СА в 1951-2017 гг. ....	61
3.2.1    Тренды потенциальной температуры и солёности и их вклады в тренды потенциальной плотности СА с 1951 по 2017 гг.....	63

3.2.2	Статистическая значимость трендов потенциальной температуры и солености по исходным данным EN4. ....	73
3.2.3	Вклады изменений потенциальной температуры и солености в тренды функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг. ....	75
3.2.4	Разность между среднезональными уровнями моря в субтропиках и субарктике как индикатор изменчивости АМОЦ. ....	80
3.3	Выводы .....	83
<b>4</b>	<b>Глава. Исследование мультидекадной естественной изменчивости термохалинной циркуляции состояния вод СА с 1951 по 2017 гг. ....</b>	<b>86</b>
4.1	Композитный анализ характеристик термохалинной циркуляции в СА по данным океанских объективных анализов и реанализов .....	87
4.2	Океанический механизм мультидекадных колебаний аномалий потенциальной температуры и солености в различные фазы АМО .....	92
4.3	Выводы .....	96
	<b>Заключение .....</b>	<b>98</b>
	<b>Список условных обозначений .....</b>	<b>103</b>
	<b>Список литературы .....</b>	<b>105</b>
	<b>Приложения .....</b>	<b>124</b>
<b>А.</b>	<b>Описание модели океана INMOM .....</b>	<b>124</b>
A.1	Блок расчёта динамики в модели INMOM .....	124
A.2	Запись уравнений в s-координатах .....	125
A.3	Решение системы уравнений динамики океана .....	127
A.4	Численная реализация .....	129
A.5	Приложение. Демонстрация влияния кинематического условия на поверхности .....	134

## Введение

**Актуальность темы.** В настоящее время крайне актуальны задачи прогноза изменений климата и выявления причин, которые эти изменения обуславливают. Атлантический океан является важным звеном климатической системы Земли. Имеются все основания полагать, что мультидекадные изменения климата во многом порождаются долгопериодными изменениями в термохалинной циркуляции Северной Атлантики (СА), природа которых до сих пор до конца не изучена. Во всех характеристиках термохалинной циркуляции вод СА на значимом уровне выделяются естественные долгопериодные квазициклические колебания с характерными периодами 50–70 лет. Это явление получило название Атлантической мультидекадной<sup>1</sup> осцилляции (АМО) [Schlesinger and Ramankutty, 1994; Kerr, 2000]. Временной ход индекса АМО определяется как временной ход осредненной по акватории СА от экватора до 70°N аномалии температуры поверхности океана (ТПО), отсчитываемой относительно климатического линейного тренда ТПО [Enfield et al., 2001; Gulev et al., 2013; Gulev and Latif, 2015]. Индекс АМО отражает собственные моды климатической изменчивости в системе океан-атмосфера, а линейный тренд – климатические изменения, вызванные внешними факторами (антропогенные и природные выбросы парниковых газов, извержения вулканов, изменение солнечной активности и др.) [Enfield et al., 2001; Gulev et al., 2013; Gulev and Latif, 2015].

В настоящее время механизм генерации мультидекадной изменчивости термохалинной циркуляции в СА является предметом дискуссии [Liu, 2012]. Некоторые авторы указывают на совместный характер взаимодействий в системе океан-атмосфера [Timmermann et al., 1998]. Другие авторы считают, что наблюдаемая мультидекадная изменчивость климата представляет собой океанический отклик на стохастическое атмосферное воздействие [Eden and Jung, 2001; Eden and Willebrand, 2001, Griffies and Tziperman, 1995]. Третьи авторы [Delworth et al., 1993; Gusev and Diansky, 2014; Дианский и Багатинский, 2019;

---

<sup>1</sup> В англоязычной литературе используется название multidecadal – мультидекадная. Поэтому мы будем придерживаться этого названия.

Volodin et al., 2017; Volodin, 2018] говорят о наличии собственных океанических мод, возбуждающихся в совместной климатической системе океан-атмосфера. Таким образом, АМО представляет собой ярко выраженный климатический сигнал мультидекадного и декадного временных масштабов, проявляющийся в ряде климатических характеристик системы океан-атмосфера. Явление АМО тесно связано с поведением атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ). Поэтому в работе проводится их комплексное изучение на основе современных данных объективных анализов **EN4** – Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction (ENACT) и ENSEMBLES (улучшенная ассимиляция океанических данных и прогнозирование климата (ENACT) и ENSEMBLES (Ансамбли)), **WOA13** – World ocean atlas (Атлас мирового океана), **GFDL** – Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Лаборатория геофизической гидродинамики), **ESTOC** – Estimated state of ocean for climate research (Оценочное состояние океана для климатических исследований), **ORA-S4** – Ocean Reanalysis (океанский реанализ), **GECCO** – German contribution of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean project (вклад Германии в проект "Оценка циркуляции и климата океана").

**Целью работы является** исследование связей климатических трендов и АМО с изменениями в термохалинной циркуляции СА на основе данных наблюдений и численного моделирования.

Для осуществления этой цели в работе были поставлены следующие **задачи**:

- 1) реализовать российскую модель INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) для акватории всего Атлантического океана с пространственным разрешением  $0.5^\circ$  по долготе и широте;
- 2) провести расчеты циркуляции Атлантического океана методом диагноза-адаптации по данным океанских объективных анализов EN4 и WOA13 для выявления динамического отклика на изменение термохалинного состояния в СА;

- 3) выявить тренды гидротермодинамических характеристик на акватории СА по данным океанских объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2;
- 4) исследовать вклады климатических изменений температуры и солёности в формирование климатических трендов термохалинной циркуляции СА в 1951-2017 гг. путем проведения экспериментов с моделью INMOM по разработанным специально для этого сценариям;
- 5) используя данные наблюдений EN4 и WOA13 и реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2, провести композитный анализ крупномасштабной климатической изменчивости аномалий температуры и солёности в СА для выявления их связей с теплыми и холодными фазами АМО.

**Научная новизна** заключается в оригинальном подходе к исследованиям, объединяющим анализ данных наблюдений и численного моделирования для восстановления циркуляции океана по этим данным. В работе впервые обнаружен и проанализирован механизм циркуляции среднезональных аномалий температуры и солёности в СА в координатах широта-глубина. Разработана методика выделения вкладов изменений температуры и солёности в изменчивость термохалинной циркуляции СА. На основе численных экспериментов обнаружена связь между интенсивностью термохалинной циркуляции и разностью уровней моря между максимумом в субтропиках и минимумом в субарктике.

**Теоретическая и практическая** значимость представленной работы обусловлена тем, что выявленные по данным наблюдений механизмы связей в изменчивости термохалинного состояния с АМО и АМОЦ могут быть использованы при настройках моделей земной системы, основу которых составляют совместные модели общей циркуляции атмосферы и океана. Это может повысить качество воспроизведения в них явления АМО, необходимого для повышения точности диагноза и прогноза климатических изменений.

Разработанная методика для оценки вкладов изменений различных характеристик океана в динамические характеристики может быть применена для диагноза климатических изменений в термохалинной циркуляции океана.

Аномалия разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$  может использоваться в качестве индекса изменчивости функции тока АМОЦ.

**Методология** исследования заключается в применении модели общей циркуляции океана Института Вычислительной Математики (ИВМ) РАН – INMOM для расчета циркуляции СА в периоды положительных и отрицательных значений индекса АМО на основе современных климатических данных по температуре и солёности океана и предложенной оригинальной методики для оценки вкладов изменений потенциальной температуры и солёности в климатические тренды функции тока АМОЦ.

**Основные положения, выносимые на защиту.**

1. По данным объективных океанских анализов EN4 и WOA13 в период с 1951 по 2017 гг. в верхнем  $\sim 1$ -км слое СА, в термохалинных полях в основном наблюдается климатический среднезональный тренд на потепление и осолонение. Ниже  $\sim 1$ -км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения. Эта картина подтверждается данными океанских реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 (в реанализах ORA-S4 и GECCO2 области потепления захватывают более глубокие слои океана до 3 км).
2. Имеется рассогласование в знаках климатических трендов функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг., рассчитанных по данным реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 как между собой, так и между трендами функции тока АМОЦ, рассчитанных с помощью INMOM по данным объективных анализов EN4 и WOA13.
3. Поля климатических трендов потенциальной плотности, функции тока АМОЦ и уровня моря формируются по линейному закону, как сумма их трендов, формируемых за счет изменений потенциальной температуры и солёности, умноженных на коэффициенты близкие к единице, соответственно. Наблюдаемый тренд на усиление основного ядра функции тока АМОЦ с 1951 по 1990 гг. вызывается изменениями потенциальной температуры, а на ослабление основного ядра функции тока АМОЦ с 1991 по

2017 гг., вызывается изменениями солёности. Наблюдается отрицательная обратная связь в отклик на потепление. Результаты экспериментов подтвердили базовые положения гипотезы Шулейкина о взаимосвязи выноса льдов и поступлением Атлантических вод в Северный Ледовитый океан (СЛО). Была обнаружена связь между трендами в АМОЦ и среднезональных градиентов уровня моря – между трендами максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  и трендами разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ , которые, возможно, могут использоваться в качестве индекса изменчивости функции тока АМОЦ.

4. В тёплые периоды индекса АМО по сравнению с холодными в верхнем  $\sim 1$  км слое СА в основном наблюдаются потепление и осолонение. Ниже этого слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения, при этом в реанализах GFDL и ESTOC эти области меньше, чем для данных EN4, WOA13, ORAS4 и GECCO2. В чередующиеся последовательные периоды индекса АМО положительные и отрицательные температурные (и солёностные) аномалии распространяются с периодом около 60 лет по ходу движения вод в АМОЦ, опускаясь в глубинные слои океана примерно на  $60^{\circ}\text{N}$  и частично поднимаясь на поверхность на  $25^{\circ}\text{N}$  и в области экватора. Этот механизм вносит существенный вклад при формировании фаз индекса АМО.

**Степень достоверности** полученных результатов обеспечивается сочетанием данных наблюдений и численных расчетов (данные реанализов и моделирования по модели INMOM). Полученные результаты согласуются с результатами, описанными в публикациях других научных групп, специализирующихся по тематике климатической изменчивости в СА.

**Апробация работы.** Результаты данной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях: IX Всероссийская конференция по прикладной океанографии «Моря и океаны в условиях изменяющегося климата» (Москва, 2022); Всероссийская научная конференция «Моря России» (Севастополь, 2022); XXVII Международная научная конференция студентов,

аспирантов и молодых ученых "Ломоносов-2020" (Москва, 2020); Всероссийская конференция, посвящённая памяти академика Александра Михайловича Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (Москва, 2020); Труды 61-й Всероссийской научной конференции МФТИ. «Прикладная математика и информатика». (Москва, 2018); VII Международная научно-практическая конференция "Морские исследования и образование" MARESEDU-2018 (Москва, 2018).

Результаты диссертационной работы использовались в следующих научно-исследовательских проектах, выполненных при участии автора: проект «Исследование десятилетней и междесятилетней изменчивости климата в СА и Арктике», РФФ, 2017-2021; проект «Исследование океанических механизмов декадной и мультидекадной изменчивости климата в атлантическом секторе Мирового океана», РФФИ, 2018-2020; проект «Тепломассопереносы в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах как факторы, определяющие изменения гидрологического и ледового режимов», РФФ, 2019-2023; проект «Исследование океанических механизмов мультидекадной изменчивости климата в атлантическом секторе Мирового океана», РФФИ «Аспиранты», 2019-2022.

**Личный вклад.** Автор лично проводил анализ литературных данных и данных моделирования, активно участвовал в постановке цели и задач исследования, реализовал модель INMOM для всей акватории Атлантики и проводил ее расчеты на суперкомпьютере МГУ им. М.В.Ломоносова «Ломоносов 2», обрабатывал и анализировал результаты, формулировал выводы и публиковал полученные результаты в журналах. Представленные автором теоретические аспекты и математические модели полностью оригинальны. Автор активно участвовал в подготовке публикаций, а также докладов на научных конференциях. Некоторые частные результаты по обработке данных наблюдений были получены совместно с научным руководителем Н.А. Дианским. Весь текст работы полностью написан автором за исключением случаев, где указаны цитируемые источники.

**Публикации.** По теме диссертации было опубликовано 3 статьи в журналах, индексируемых в базах данных Web of Science, Scopus и Russian Scientific Citation

Index (RSCI) общим объемом 2.76 п.л. (личный вклад автора составляет 1.75 п.л.) и 2 статьи в сборниках, индексируемых в базе данных РИНЦ, общим объемом 1.47 п.л. (личный вклад автора составляет 0.73 п.л.), а также 4 тезиса докладов на российских и международных конференциях.

### **Статьи в изданиях, входящих в международные базы цитирования Web of Science, Scopus и RSCI.**

1. **Багатинский В. А., Дианский Н. А.** Вклады климатических изменений температуры и солености в формирование трендов термохалинной циркуляции Северной Атлантики в 1951-2017 гг. // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия. — 2022. — № 3. — С. 73–88.  
*На английском: Bagatinsky V. A., Diansky N. A. Contributions of climate changes in temperature and salinity to the formation of north atlantic thermohaline circulation trends in 1951–2017 // Moscow University Physics Bulletin. — 2022. — Vol. 77, no. 3. — P. 565–581.*  
(Scopus/WoS = 0.672) (1 п.л./авторский вклад 0.8 п.л. : анализ литературы, подготовка данных, проведение моделирования, анализ результатов, формулирование выводов и публикация результатов в журнале)
2. **Багатинский В. А., Дианский Н. А.** Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции по данным океанских объективных анализов и реанализов // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2021. — Т. 57, № 2. — С. 1–14.  
*На английском: Bagatinsky V. A., Diansky N. A. Variability of the north atlantic thermohaline circulation in different phases of the atlantic multidecadal oscillation from ocean objective analyses and reanalyses // Izvestiya - Atmospheric and Oceanic Physics. — 2021. — Vol. 57, no. 2. — P. 208–219.*  
(импакт фактор РИНЦ = 1.660, Scopus/WoS = 0.831) (0.88 п.л./авторский вклад 0.55 п.л.: анализ литературы, подготовка данных, проведение

моделирования, анализ результатов, формулирование выводов и публикация результатов в журнале)

3. *Дианский Н. А., Багатинский В. А.* Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2019. — Т. 55, № 6. — С. 157–170.

*На английском: Diansky N. A., Bagatinsky V. A. Thermohaline structure of waters in the north atlantic in different phases of the atlantic multidecadal oscillation // Ivestia, Atmospheric and Oceanic Physics. — 2019. — Vol. 55, no. 6. — P. 628–639.* (импакт фактор РИН = 1.660, Scopus/WoS = 0.831)

(0.88 п.л./авторский вклад 0.4 п.л.: анализ литературы, подготовка данных, проведение моделирования, анализ результатов, формулирование выводов и подготовка результатов к публикации в журнале)

### **Иные публикации.**

#### **Входящие в базу данных РИНЦ.**

- *Багатинский В.А., Багатинская В.В., Дианский Н.А.* // Труды Государственного океанографического института. 2020. № 221. С. 27-41. (0.94 п.л./авторский вклад 0.5 п.л.)
- *Багатинский В.А., Дианский Н.А.* Воспроизведение циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции. Труды VII Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)” Том III (IV): Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». ISBN 978-5-6041943-5-5. 2019. С. 87-94: (0.53 п.л./авторский вклад 0.23 п.л.)

#### **Тезисы докладов на конференциях.**

- Багатинский В.А., Дианский Н.А. Вклады климатических изменений температуры и солености в формирование трендов термохалинной циркуляции Северной Атлантики в 1951-2017 гг. Моря России: вызовы отечественной науки. тезисы докладов Всероссийской научной

конференции, Севастополь, 26–30 сентября 2022 г. – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022. – с. 60-61.

- Багатинский В.А., Багатинская В.В. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции. Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2020» М.: МАКС Пресс, 2020. ISBN 978-5-317-06417-4. [https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov\\_2020/data/section\\_34\\_19483.htm](https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2020/data/section_34_19483.htm)
- Дианский Н.А., Багатинский В.А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции. Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова. 10–12 ноября 2020 года. Сборник тезисов докладов. — М.: Физматкнига. ISBN 978-5-89155-340-8. 2020. с. 71.
- Дианский Н.А., Багатинский В.А. Воспроизведение циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции. Труды 61-й Всероссийской научной конференции МФТИ. 19–25 ноября 2018 года. Прикладная математика и информатика. — М.: МФТИ, 2018. с. 171-173.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, списков условных обозначений и литературы и приложения. Диссертационная работа изложена на 135 страницах, из них 123 страницы основного текста, включая 23 рисунка и 2 таблицы, и 1 приложение на 12 страницах. Список литературы содержит 186 наименований.

**Благодарности.** Автор выражает свою искреннюю благодарность руководителю Николаю Ардальяновичу Дианскому за его поддержку, ценные советы, огромное количество идей и энтузиазм, без которых написание данной работы было бы невозможно. Большое спасибо Михаилу Александровичу Носову и Константину Васильевичу Показееву за организацию учебного процесса во время обучения в магистратуре и аспирантуре, полезные советы, моральную поддержку.

Автор благодарен Наталие Сергеевне Блохиной за полезные советы и поддержку. Автор выражает благодарность всему коллективу кафедры физики моря и вод суши физического факультета МГУ

Отдельные слова благодарности автор выражает Анатолию Владимировичу Гусеву и Владимиру Васильевичу Фомину за их конструктивные комментарии, уделенное ими время для ответов на возникающие вопросы о работе модели INMOM, за их ценные советы и плодотворное сотрудничество.

Спасибо Иванову Владимиру Владимировичу и Колесову Сергею Владимировичу за полезные замечания.

Автор выражает благодарность своей супруге, Варваре за терпеливое ожидание при написании данной работы и моральную поддержку. Автор благодарен всем родным и близким, без поддержки которых написание данной работы было бы невозможно.

# 1 Глава. Обзор современного состояния исследований термохалинной циркуляции Северной Атлантики (СА)

## 1.1 Глобальный океанский конвейер как основная характеристика термохалинной циркуляции Мирового океана.

Глобальный океанский конвейер (ГОК) – это система поверхностных и глубинных течений, охватывающая все бассейны Мирового океана. Он переносит огромные количества воды, тепла, соли и др. связывая поверхность Мирового океана с глубинными слоями [Schmittner, 2007].

ГОК иллюстрирует идею о том, что все океаны в мире связаны через одну систему взаимосвязанных циркуляций, которые переносили тепло и соли из одного района океана в другой. Следует отметить, что подобная концепция, впервые была изложена в работе российского ученого профессора С.С.Лаппо еще в 1984 г., который пришел к ней основываясь на физических постулатах общей циркуляции океана [Лаппо, 1984].

Затем концепция «Океанического конвейера» была сформирована Уоллесом Брокером [Broecker, 1991] в 1991 году, который пришел к ней оценивая возраст вод.

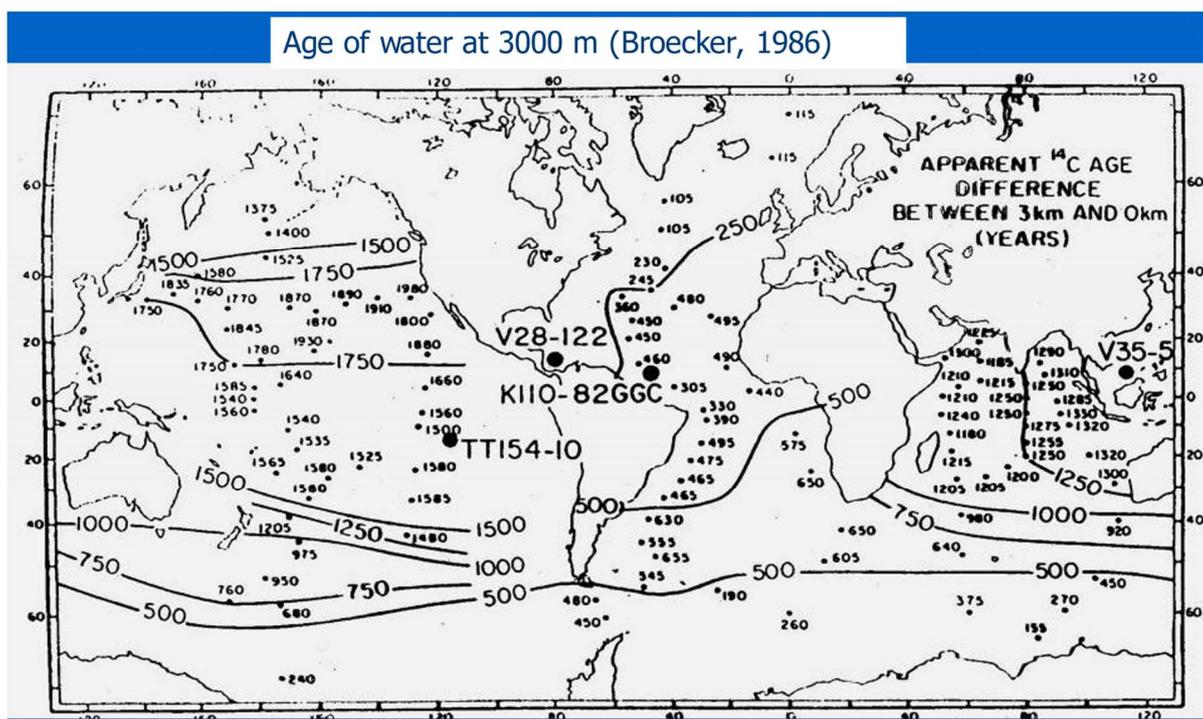


Рисунок 1. Возраст вод на глубине 3000м в 1986 году. Эскиз Брокера 1986 года, в котором система течений изображена в виде конвейерной ленты [Broecker, 1991].

На Рисунке 1 показан знаменитый эскиз Брокера 1987 года, в котором система изображена в виде конвейерной ленты, по которой теплая вода перемещается по поверхности, а холодная вода возвращается на глубину.

В соответствии с этой концепцией, конвейер (рис. 1) берет свое начало в СА, где теплые поверхностные воды, охлаждаясь, становятся плотнее и опускаются в глубинные слои. Сформировавшийся поток глубинных вод устремляется на юг и течет вдоль всего Атлантического океана [Лаппо, 1984; Broecker, 1991]. Затем этот поток соединяется с придонной частью Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) и далее проникает в глубинные области Индийского и Тихого океанов, в северных частях которых происходит подъем вод к поверхности. Для поддержания стационарного состояния существует компенсационный поток в верхнем слое из Тихого и Индийского океанов в противоположном направлении, замыкающий глобальную циркуляцию.

Двигающиеся на север в Атлантическом океане воды главного термоклина (слой температурного скачка) компенсируют отток холодной глубинной водной массы, а за счет разности температур двух слоев формируется дополнительный поток тепла [Gulev et al., 2013]. Промежуточные воды средиземноморского и антарктического происхождения поступают в восточный бассейн субарктической СА с юга, из субтропических широт [Reid, 1979; van Aken, Becker, 1996], дополняя меридиональную циркуляцию вод в регионе. Свойства этих холодных глубоководных масс проявляются в смешанных слоях в высоких широтах СА и южной части Атлантического океана. Здесь интенсивная потеря тепла океаном в атмосферу в сочетании с потерей солей при образовании морского льда приводит к формированию более плотных водных масс с более низкой температурой. Конвективное опускание этих водных масс образует глубинные воды Мирового океана [Lazier, 2001].

За последние 100 лет возросшее количество океанографических наблюдений привело к существенному прогрессу в понимании основных процессов глобальной океанической циркуляции. В публикациях по климатологии и океанологии часто используется понятие термохалинная циркуляции (ТХЦ).

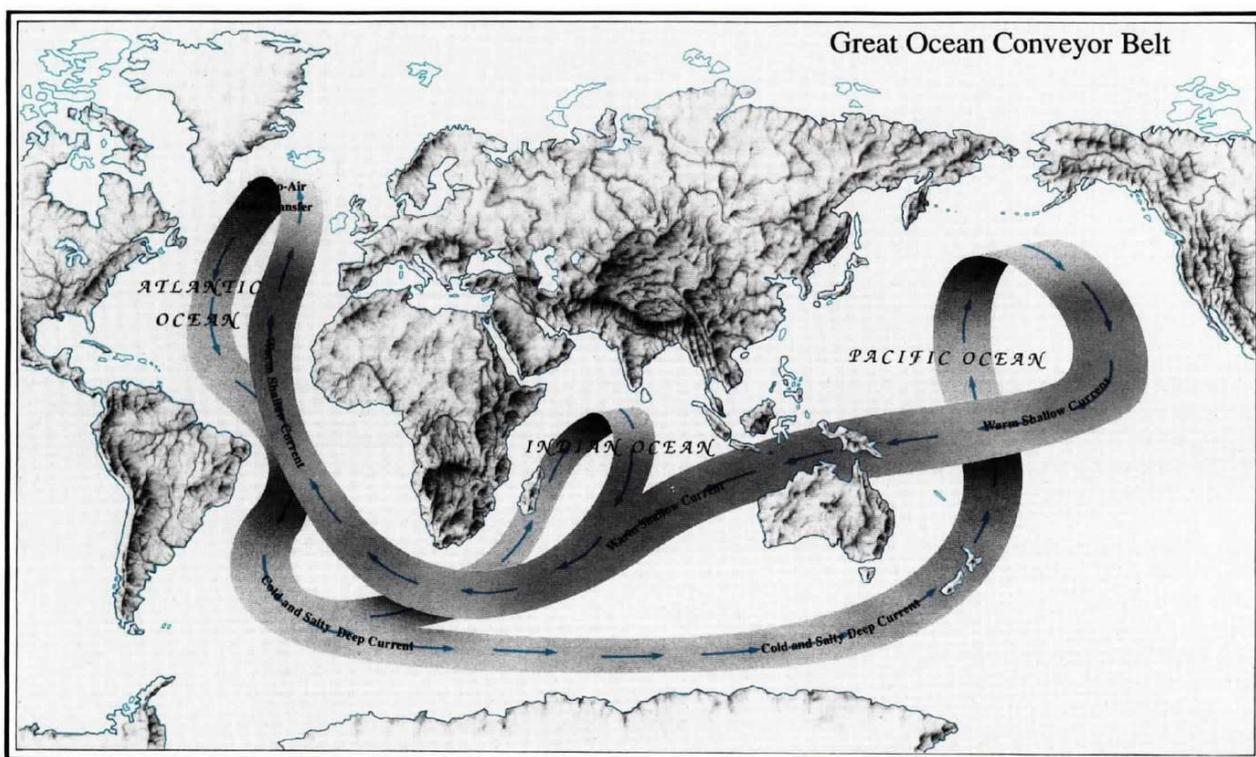


Рисунок 2. Схема Глобального океанического конвейера [Broecker, 1991].

Схема Брокера, получила свое дальнейшее распространение благодаря обнаруженного Хастенратом в 1980 г. [Hastenrath, 1980] аномального направления потока тепла в Южной Атлантике: от Антарктики к экватору. В том же году Стоммел [Stommel et al. 1980] объяснил этот феномен с позиции двухслойной меж океанской циркуляции:двигающиеся на север в Атлантическом океане воды термоклина компенсируют отток североатлантических глубинных вод (САГВ), а за счет разности температур двух слоев формируется дополнительный поток тепла.

Позднее была исследована устойчивость термохалинной циркуляции и получила развитие концепция Брокера об усилении и ослаблении «глобального конвейера» [Broecker et al. 1991]. Схема «глобального конвейера» способствовала формированию ставшего теперь общепринятым взгляда о множественности режимов термохалинной циркуляции и связи интенсивности циркуляции с меридиональным переносом тепла (МПТ), а значит - и с долгопериодными колебаниями климата. [Лаппо и др., 1990].

В литературе также предложены и другие механизмы, контролирующие глобальную циркуляцию. Ряд авторов, например, [Munk, 1966; Munk, Wunsch 1998;

Wunsch, Ferrari, 2004] полагают, что диапикническое перемешивание является основным механизмом, контролирующим плотностную стратификацию и определяющим интенсивность циркуляции. Наиболее важными процессами, приводящими к перемешиванию, являются: 1) обрушение внутренних волн, генерируемых ветром и взаимодействие абиссальных приливных потоков или мезомасштабных вихрей [St. Laurent, Garrett, 2002; Wunsch, Ferrari, 2004]; 2) двойная диффузия [Федоров, 1976]. Некоторые авторы, например, [Toggweiler, Samuels, 1993, 1995, 1998] считают, что одним из факторов, контролирующих глобальный конвейер является интенсивность ветрового перемешивания в Южном океане («эффект пролива Дрейка») и соответствующая активизация там апвеллингов, на что СА реагирует более интенсивным погружением вод. Вместе с тем, модельные исследования [Rahmstorf, 2006] показывают, что при «выключении» ветрового форсинга в стандартной климатической модели ячейка меридиональной циркуляции в Атлантическом океане ослабевает, но качественно остается такой же [Rahmstorf, 2006]. Таким образом, вопрос о том, какой из перечисленных механизмов преобладает, требует дальнейших исследований [Rahmstorf, 2006; Полонский, 2010]. В настоящее время основное внимание уделяется именно термохалинному механизму, т.к., по мнению многих ученых, он в большей степени отвечает за переключение между режимами меридиональной циркуляции.

Свойства ТХЦ в значительной степени определяются топографией дна, включая континенты, подводные хребты и глубокие проходы. Глобальное распределение ветрового напряжения, поверхностного тепла и потоков пресной воды, а также их сезонные и межгодовые вариации влияют на течение и интенсивность ТХЦ. ТХЦ - это глобальное явление с межполушарными и межокеанскими обменами, как показано на схеме конвейерной ленты на Рисунке 2. Из-за типичной вертикальной стратификации температуры и солености этот массообмен также включает в себя крупномасштабный обмен теплом и пресной водой между полушариями и океанами. Более глубокое понимание причин формирования ТХЦ будет способствовать лучшему пониманию причин

формирования климата и приведет к более точному прогнозированию естественного и антропогенного влияния на его изменения [van Aken, 2007].

Современные представления о термохалинной циркуляции океана основано на работе Стоммела и Аронса [Stommel, H., and A.V. Arons 1960]. Они предположили, что водные массы покидают глубинные слои посредством апвеллинга (пространственно-однородное вертикальное перемешивание). Тогда как глубинная циркуляция состоит из серии узких западных пограничных течений (Рисунок 3) [Hogg, 2001], дополняющих циркуляцию.

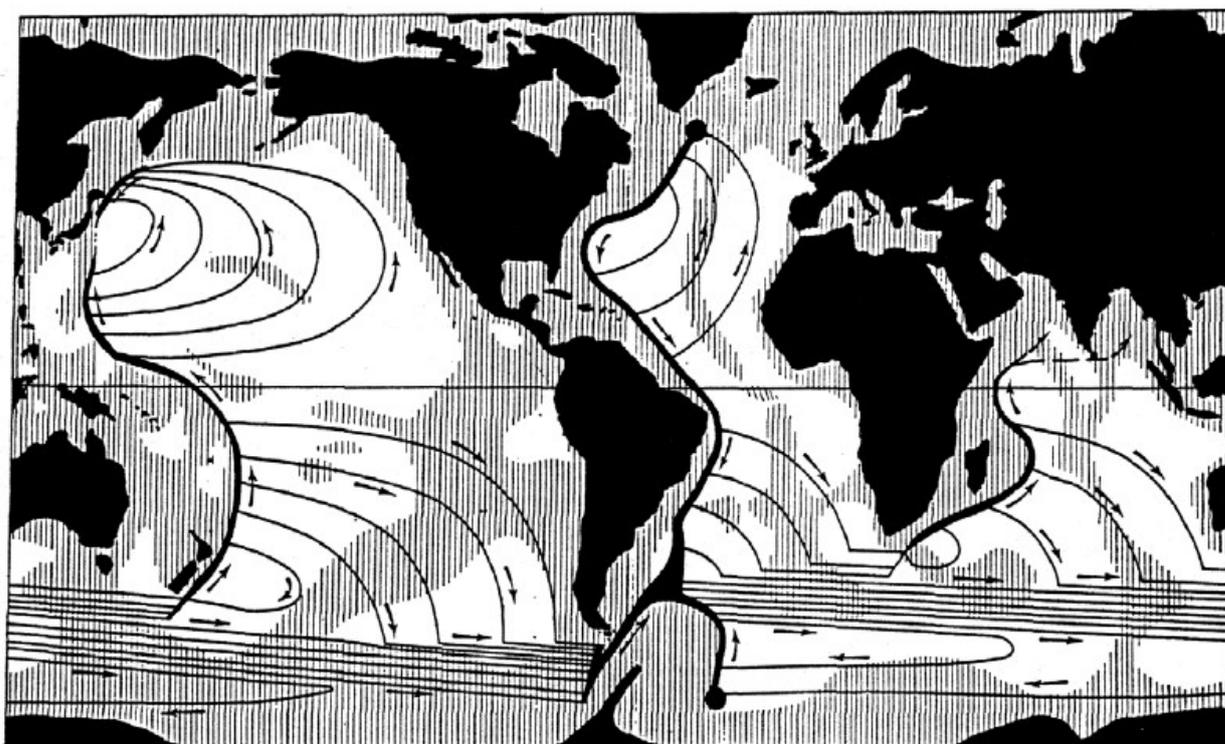


Рисунок 3. Схема циркуляции абиссальных вод по Стоммелу [Stommel, Arons, 1960]

Значительное влияние океана на климат обусловлено несколькими причинами, в частности, его способностью аккумулировать и переносить тепло в меридиональном направлении. За счет большей теплоемкости по сравнению с атмосферой и окружающими его континентами океан медленно нагревается и медленно охлаждается, что уменьшает амплитуду сезонных колебаний гидрометеорологических параметров [Лаппо и др., 1997]. Вместе с тем, Мировой океан обеспечивает существенную долю интегрального МПТ в системе океан – атмосфера, особенно в низких широтах. В приэкваториальных широтах эта доля

достигает  $\sim 2/3$  общего интегрального МПТ [Trenberth, Caron, 2001]. Это приводит к сглаживанию межширотных климатических контрастов. [Аверьянова и др. 2017]

Термин «глобальный конвейер» («конвейерная лента») предполагает наличие локальных потоков воды, движущихся по замкнутой траектории (Рисунок 4), что, в свою очередь, говорит о том, что замедление потока в одном регионе напрямую приводит к глобальному замедлению во всем мире.

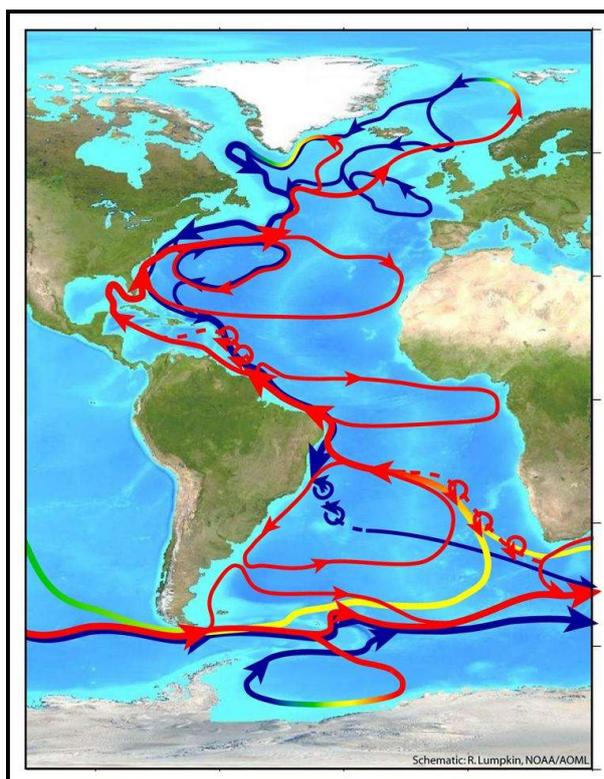


Рисунок 4. Схема Атлантической части Глобальной океанической циркуляции [National Oceanic and Atmospheric Administration (<https://www.noaa.gov/>)].

Палеосвидетельства также показали, что возможны быстрые изменения климата, и что наиболее вероятными виновниками глобальных сдвигов большой амплитуды являются изменения океанической циркуляции [Frajka-Williams, 2011].

Глобальные численные модели показали аналогичную картину: большие поступления опресненной воды в северную часть СА могут снизить глубинную конвекцию и, следовательно, замедлить меридиональную циркуляцию. Приспособление системы циркуляции к изменениям в северных широтах может быть довольно быстрым, порядка одного месяца в результате волновых процессов, распространяющихся вдоль побережья [Frajka-Williams, 2011].

О возможности резкого изменения интенсивности ТХЦ в Атлантике высказывались еще более 100 лет назад [Weaver et al., 1999], но только в 1961 г. Стоммел на основе анализа простой двухбоксовой модели показал возможность существования нескольких режимов ТХЦ в идеализированном океане [Stommel, 1961]. Позднее возможность существования мультирежимов ТХЦ была подтверждена в рамках трехмерной океанической модели и совместной модели системы «океан-атмосфера» [Bryan, 1986; Manabe, Stouffer, 1988]. Обычно переходы между режимами ТХЦ вызываются изменениями гидрологического цикла, приводящими к резким возмущениям вертикальной стратификации вод и интенсивности термохалинной конвекции [Huang et al., 1992; Tziperman, 2000].

Таким образом, специалисты в общем соглашаются с определением океанического конвейера как потока, который своим нижним рукавом уносит из полярных районов к экватору «проветилированные» (недавно вступавшие в контакт с поверхностью) воды, а верхним рукавом доставляет на их место тёплые солёные воды. Однако никто, как подчеркнула Лозье [Losier, 2010], не будет утверждать, что это есть сплошной непрерываемый поток. Все признают, что реальность гораздо сложнее.

## **1.2 Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (АМОЦ)**

Циркуляция в Атлантическом океане является частью глобальной системы поверхностных и глубоководных течений глобальной ТХЦ и ГОК, которая переносит теплую, соленую воду из низких широт южной части океана в полярную СА, где воды, охлаждаясь, опускаются и возвращаются в виде холодных глубинных вод на юг. Поэтому такая циркуляция получила название АМОЦ. При этом, теплые приповерхностные воды переносят огромное количество тепла, которое по мере продвижения на север отдается в атмосферу, на нее приходится около 90% максимального МПТ в Атлантике около 1,3 ПВт [Johns et al 2011, Xu et al 2016]. Поэтому вариации АМОЦ могут изменять климат Северного полушария. [Knight et al 2005, Stolpe et al 2018].

Первые оценки АМОЦ были основаны на данных трансатлантических океанографических разрезов [Bryden and Hall, 1980; Roemmich and Wunsch, 1985]. Эти наблюдения предоставили важную информацию о структуре и величине АМОЦ, но, имея результаты лишь нескольких съемок, понимание ее изменчивости было ограниченным.

Недавние модели глобальной циркуляции океана предполагали, что быстрое снижение солености в СА может привести к катастрофическому отключению АМОЦ [Rahmstorf, 1995; Vellinga and Wood, 2002]. Более поздние оценки показывают, что в двадцать первом веке циркуляция, скорее всего, замедлится, но не остановится [Meehl et al. 2007]. В ответ на это в последние годы был разработан ряд программ для мониторинга меридиональной циркуляции в СА. Наиболее интересными представляются результаты трех международных проектов: «Термохалинная циркуляция под угрозой» “Thermohaline Overturning - at Risk?” (THOR) [<https://cordis.europa.eu/project/id/212643>], «Североатлантический климат» “North Atlantic Climate” (NACLIM) [<http://naclim.eu/>]; европейский проект по мониторингу в районе Субарктической Атлантики и «Быстрое изменение климата» “Rapid Climate Change” (RAPID) [Frajka-Williams, 2011] совместная программа Великобритании и США по мониторингу интенсивности АМОЦ на 26°N.

Некоторые из первоначальных результатов этих программ были весьма тревожными. На основе данных измерений в Фареро - Шетландском желобе в период с 1996 по 1999 год, был сделан вывод, что с 1950-х годов перенос вод сократился как минимум на 20% [Hansen et al. 2001]. Впоследствии [Bryden et al. 2005], используя данные пяти регулярных разрезов с 1957 по 2004 гг. в СА в районе 25°N, заключили что за это время АМОЦ замедлился примерно на 30%. Однако этот результат был опровергнут более поздними измерениями RAPID на 26°N, которые показали, что как внутригодовая [Cunningham et al. 2007; Rayner et al. 2011; Wunsch and Heimbach 2006], так и межгодовая [McCarthy et al. 2012] изменчивость АМОЦ менее существенна. Кроме того, более длительные наблюдения, подтвержденные моделью океана, показали, что перенос через Фареро-Шетландский канал был в значительной степени устойчивым с 1950-х годов [Olsen

et al. 2008]. Эти результаты показывают, что оценки изменений циркуляции океана из ограниченного набора наблюдений, скорее всего будут ненадежными [Tett, 2014].

Анализ временного ряда данных заякоренных буев программы RAPID (Рисунок 5) показал тенденцию к снижению меридиональной циркуляции с 2004 года. С апреля 2008 по март 2012 года АМОЦ был в среднем на 2.7 Св ( $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ ) слабее, чем в первые четыре года. Экмановский перенос (воздействие поверхностного напряжения) уменьшился примерно на 0.2 Св, Гольфстрим на 0.5 Св, а наибольшее смещение (2.0 Св) дал показатель геострофического течения в районе  $26^\circ\text{N}$ . Изменение геострофического течения представляет собой усиление южного течения выше термоклина. Увеличение Южного потока теплых вод уравнивается уменьшением Южного потока нижних Североатлантических глубинных вод ниже 3000 м. Перенос нижней части глубинных вод СА замедлился на 7 % в год.

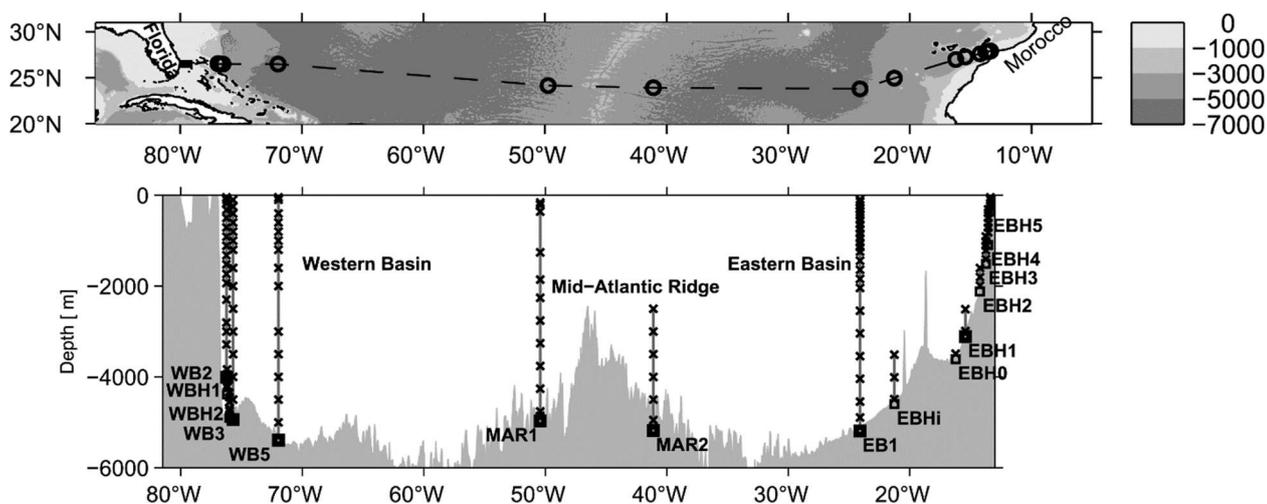


Рисунок 5. Схема распределения станций проекта RAPID [Frajka-Williams, 2011] по исследованию АМОЦ.

Согласно исследованиям [Kanzow et al. 2010] с апреля 2004 по апрель 2008 года среднее значение АМОЦ составляло  $18.7 \pm 2.1$  Св, а среднеквадратическое отклонение - 4.8 Св. Пик амплитуды сезонного цикла АМОЦ составляет 6.7 Св, причем максимальная сила приходится на осень, а минимальная - на весну. В то время как сезонность в АМОЦ обычно считалась доминирующей за счет переноса Экмана на север, [Kanzow et al. 2010] исследование показывает, что колебания значений геострофического переноса открытого

океана и Гольфстрима составляет 2.2 и 1.7 Св соответственно, что существенно больше, чем колебания Экмановского компонента – 1.2 Св. Простая линейная модель [Kanzow et al., 2010], показывает, что в сезонном цикле преобладает ветровое напряжение, скручивающее силу на восточной границе Атлантики. Сезонные геострофические аномалии АМОЦ могут представлять собой важный и ранее недооцененный компонент меридионального переноса и накопления тепла в субтропической СА [Kanzow et al., 2010]. Есть свидетельства того, что сезонный цикл репрезентативен для гораздо более длительных интервалов [Kanzow et al., 2010]. Ранее оценки гидрологических разрезов между 1957 и 2004 годами предполагали долгосрочное снижение АМОЦ на 8 Св. [Kanzow et al., 2010] утверждают, что сглаживание сезонных аномалий АМОЦ могло быть причиной предполагаемого замедления.

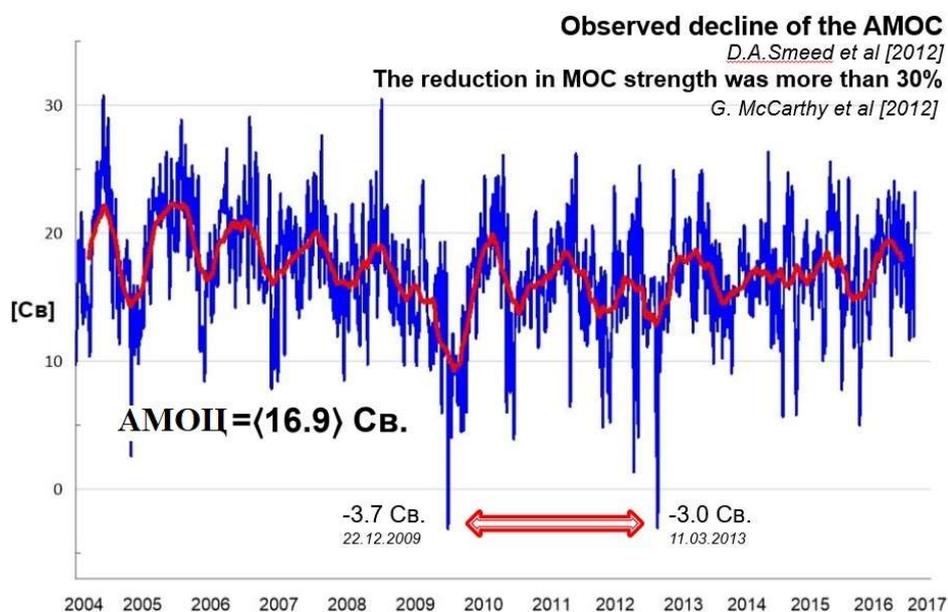


Рисунок 6. Межгодовая изменчивость АМОЦ по данным RAPID [Frajka-Williams, 2011] 2004-2017 гг. на 26°N

Межгодовая изменчивость АМОЦ была незначительной по сравнению с сезонной изменчивостью в течение первых 4 лет наблюдений (с 2004 года), но в период 2009 – 2010 гг. наблюдался большой (30 %) спад АМОЦ (Рисунок 6) [McCarthy et al., 2012]. Это привело к снижению температуры в субтропической части СА. Ученые [Cunningham et al., 2013] предположили, что это снижение было главным фактором низких зимних температур поверхности моря в регионе между 26°N и 41°N. За спадом 2009-2010 годов последовала аномально холодная зима в

Северо-Западной Европе с сильным отрицательным Североатлантическим колебанием (САК) в декабре 2010 года. Авторами [Maidens et al. 2013] было отмечено, что аномальные условия были предсказаны долгосрочными прогнозами на несколько месяцев вперед. Используя ретроспективные данные, [Maidens et al. 2013] сделали вывод, что фактором, который привел к предсказуемости этой зимы, была аномальная температура в верхних слоях океана. Это говорит о том, что мониторинг АМОЦ при 26 °N может дать ценную информацию для сезонного прогнозирования.

За исключением аномального 2009 года, среднее значение АМОЦ для второй половины измерений на 26 °N (2008–2012 гг.) составляло примерно на 1.6 Св ниже, чем за первые четыре года. В том числе в 2009 году ее значение снижается до 2.7 Св. Моделирование предсказывает снижение АМОЦ в XXI веке в ответ на увеличение выбросов парниковых газов примерно на 0.5 Св за десятилетие [IPCC, Solomon et al., 2007]. Наблюдения показывают, что реальное изменение за последнее десятилетие намного больше. Масштаб наблюдаемых изменений предполагает, что они являются частью циклических изменений, а не напрямую связаны с прогнозируемым антропогенным сокращением АМОЦ. Для определения тренда величины, связанной с потеплением в модельных расчетах, потребуется гораздо более продолжительный срок наблюдений. [Thomas et al. 2012] рассмотрели, как компоненты АМОЦ изменились во время сценария потепления в моделях и обнаружили, что уменьшение было вызвано в первую очередь сокращением южного потока глубинных вод, уравновешенных (сбалансированных) сокращением переноса Гольфстрима. Это противоречит некоторым наблюдениям, которые не показали значительных изменений в переносе Гольфстрима за период 2004–2012 годов, когда АМОЦ снижался.

Большая часть изменений АМОЦ связана с переносом поверхностных вод, который был примерно на 1.5 Св ниже, чем в первые четыре года, включая сильное падение в 2009 г. до 2.0 Св.

За время наблюдений на массиве 26°N наблюдались преимущественно отрицательные значения САК. Планка погрешностей гидрографических оценок

слишком велика, чтобы делать какие-либо выводы о связи АМОЦ с САК или АМК (Атлантические многолетние колебания). [Bryden et al., 2005] предположил, что ошибки могут достигать 6 Св. Фактически, перенос АМОЦ, полученный по судовым измерениям в 2010 г., был сильнее, чем в 2004 г. Это подчеркивает тот факт, что для определения изменчивости АМОЦ требуются непрерывные наблюдения [Smeed et al., 2016].

Согласно последней оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Meehl et al., 2007] полное прекращение АМОЦ привело бы к сильному охлаждению [Vellinga and Wood, 2002; Stouffer et al., 2006], но очень маловероятно, что это произойдет в XXI веке. По данным [Schmittner et al., 2007] и [Meehl et al., 2007] в модельных прогнозах изменения климата при условии увеличения антропогенных концентраций парниковых газов существует широкий диапазон ослабления АМОЦ к 2100 году – от 0% до 50%. Другие исследования [Knight et al., 2005; Keenlyside et al., 2005] предполагают, что АМОЦ может ослабнуть в течение следующего десятилетия из-за естественной изменчивости, что приведет к более прохладному климату вокруг СА.

### **1.2.1 Океанские реанализы в исследовании изменчивости АМОЦ**

Наблюдения за Атлантической меридиональной циркуляцией все еще ограничены, особенно когда речь идет о переносах водных масс и их количественных характеристиках [Иванов, 2020].

Численные модели общей циркуляции океана и отдельных морских бассейнов в настоящее время прочно утвердились как средство решения практических задач. Приложения таких моделей составляют основу современных подходов к прогнозированию состояния морской среды, к предсказанию межгодовых вариаций системы атмосфера–океан, оцениванию возможных изменений климата с помощью совместных моделей атмосферы и океана [Иванов, 2020].

Получение диагностических и прогностических оценок состояния морских бассейнов в режиме, близком к реальному времени, основанное на использовании

численных моделей, составляет предмет оперативной океанологии. Одним из основных компонентов морских информационно-прогностических систем, обеспечивающих решение задач оперативной океанологии, являются океанические реанализы.

Результаты численного моделирования океана и климата могут демонстрировать широкий диапазон временных масштабов и процессов изменчивости и являются полезными инструментами для изучения таких процессов. Сегодня одним из важных инструментов изучения океанических процессов стали глобальные океанические реанализы.

Реанализ – это продукт численного моделирования океана, где в качестве граничных условий используются атмосферные форсинги и ассимилируются такие наблюдения, как температура, соленость, скорость течений, аномалии уровня моря и концентрация морского льда [Storto et al., 2019]. Другими словами, реанализ океана - это метод объединения исторических наблюдений с общей моделью океана, основанной на исторических оценках поверхностных ветров, некоторых гидрологических параметров, посредством алгоритма ассимиляции данных для реконструкции исторических изменений состояния океана. Таким образом, реанализы интегрируют наблюдения в динамически согласованную модель океана.

Используя методы ассимиляции данных в сочетании с передовыми вычислительными моделями глобального океана, исследователи могут интерполировать исторические наблюдения во все точки океана. Этот процесс аналогичен созданию атмосферного реанализа и тесно связан с оценкой состояния океана.

Суть процедур усвоения данных состоит в комбинировании данных наблюдений и результатов расчетов по гидродинамической модели, которая выступает в роли пространственно-временного интерполянта для областей, слабо освещенных наблюдениями. Оба компонента реанализа – наблюдения и модель – не лишены неточностей. В конечном итоге процедура усвоения данных сводится к построению оптимальной комбинации из этих двух источников информации с учетом статистической структуры ошибок каждого из них. Получаемая при этом

оценка оказывается более точной, чем оценки, извлекаемые порознь из наблюдений или из модельных расчетов. Успешность (качество результатов) всякой системы усвоения данных определяется уровнем развития всех составляющих наблюдения–модель–анализ. [Зеленько и др., 2016]

Реанализы различаются по типам ассимилированных наблюдений, методам ассимиляции, поверхностного воздействия и используемой модели океана [Balmaseda et al., 2013]. Преимущество реанализа по сравнению с другими продуктами данных заключается в том, что они могут предоставить данные скоростей потоков и другие свойства, которые трудно измерять непрерывно. Однако следует позаботиться о том, чтобы реанализ в достаточной степени ограничивался наблюдениями в интересующей области и что сами ограничения не оказывают отрицательного влияния на процессы [Storto et al., 2019]. Мультимодельные реанализы могут помочь интерпретации, предоставляя ряд возможных вариантов процессов циркуляции [Masina et al., 2017; Storto et al., 2019].

Использование метода реанализа океана позволяет синтезировать модели океана с историческими наблюдениями в океане и ретроспективными прогнозами атмосферного воздействия, для получения оценок состояния океана.

На сегодняшний день посредством океанических реанализов проводят различные исследования АМОЦ. Для работы по Атлантическому региону часто используют набор продуктов численного моделирования, таких как реанализы GFDL, ORA, ESTOC GECCO2, C-GLORSv7, ECCO V4 R3, ECDA3, GLORYS2v4, GLORYS12v1, GloSea5, GONDOLA100A, NorCPM-v1, ORAS5 и UR025.4. Они представляют собой данные, регулярно распределенные по пространству (с шагом сетки  $1/12^\circ$ – $1^\circ$ ) и времени, содержащие систематизированную, комбинированную информацию из разных источников (контактных и спутниковых наблюдений) за период 50–150 лет, обработанную различными 3D- и 4D-моделями. Реанализы с более высоким разрешением (порядка  $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ ) обычно лучше воспроизводят картину циркуляции, чем реанализы с более низким разрешением (порядка  $1^\circ$ ). Хотя эти реанализы используют очень похожие модели и ассимилированные данные, они отличаются в используемых методах ассимиляции, что дает много

интересных различий в результатах [Storto et al., 2019]. Стоит отметить, что не во всех районах земного шара океанические реанализы показывают адекватные результаты [Крашенинникова, Демидов, 2017]. Это связано с сильным сглаживанием данных по пространству, так как все реанализы имеют разный форсинг (данные о фактическом ветре NCEP, ERA40, ERAinterim и др.) и используют различные имитационные модели общей циркуляции океана (MIT, POP, NOPY, NEMO) для усвоения данных. Кроме того, у всех реанализов данные ограничиваются по глубине реанализа, то есть отсутствует «реальное дно». Поэтому, прежде чем использовать эти данные для решения гидрофизических задач, необходимо проводить сравнение данных реанализов и контактных наблюдений.

Основная проблема численного моделирования – недостаточное количество исходных данных измерений. Кроме того, измерения имеют неравномерное пространственно-временное распределение. Невысокая точность оценок меридиональных переносов массы и тепла, полученных по результатам диагностических моделей, может быть обусловлена низким качеством используемого поля плотности и неточным расчетом баротропных течений [Крашенинникова, 2019].

Преимуществом этих данных является регулярное пространственно-временное разрешение. Выделяются следующие недостатки: – непрерывные временные ряды измерений параметров скорости течений и температуры морской воды, полученные в стационарных пунктах наблюдений, не позволяют судить о пространственной структуре изучаемых явлений; – массивы спутниковых данных и атмосферных реанализов обладают широким пространственным покрытием акватории океана, но не могут быть использованы в исследовании изменчивости глубинных вод, так как содержат информацию о свойствах верхнего слоя океана; – существующие массивы данных океанических реанализов, объединяющих в себе измерения, выполнены с разной точностью и временной периодичностью, а их анализ может привести к неправильным или неточным оценкам изменчивости структуры и циркуляции вод [Ganachaud, 2003]; кроме того, в них отсутствуют

данные, охватывающие наблюдениями часть слоя донных вод; – поля осредненных океанологических параметров не подходят для исследования разномасштабной изменчивости океанских процессов, так как интерполяция неоднородных данных приводит к искажению климатических сигналов; вместе с тем климатический атлас WOA за десятилетия может использоваться для этой задачи.

Качество реанализа океана зависит от точности моделей океана, продуктов воздействия и точности данных наблюдений, а именно, как данные, так и ошибки модели вносят свой вклад в неопределенность реанализа. Ошибки модели сокращаются за счет ассимиляции спутниковых и натурных данных, поэтому наличие точных наблюдений с соответствующими надежными оценками погрешности имеет важное значение.

Также важный результат можно получить посредством взаимного сравнения реанализов, межсистемного сопоставления оценок. Распространение различных реанализов свидетельствует об относительной точности реанализов для разных параметров океана. Этот подход был реализован сообществами CLIVAR / GSOP и GODAE, в частности, в ходе проекта ORA-IP [Balmaseda et al., 2015].

Сравнение реанализов дает подробную информацию о недостатках существующей сети наблюдений в океане. Например, [Mignac et al., 2018] показали, что АМОЦ в Южной Атлантике среди нескольких океанских реанализов сильно не согласуются друг с другом из-за несоответствий в силе потока в западном глубинном пограничном течении. Однако внутренняя круговоротная циркуляция показала гораздо большую согласованность между продуктами. Это показывает эффективность ассимиляции данных во внутренней части бассейна, но также подчеркивает сложность ограничения западных пограничных течений с помощью текущих наблюдений Argo и альтиметрии и иллюстрирует потребность в устойчивой прибрежной системе наблюдений [De Mey-Frémaux et al., 2019].

Несмотря на то, что в большинстве случаев пространственно-временные характеристики дрейфовых меридиональных переносов, полученных разными авторами, согласуются между собой, количественно их оценки могут существенно отличаться. Это в первую очередь связано с выбором методики расчета

касательных напряжений трения ветра, с величиной коэффициента сопротивления, а также пространственно-временным сглаживанием используемых данных.

Имеющиеся на сегодняшний день реанализы охватывают широкий спектр модельных систем, разрешений и подходов к ассимиляции данных. Например, системы ECCO, V4R3 и GECCO2 используют схему ассимиляции 4DVar, которая оптимизирует решение путем настройки параметров (включая поверхностные потоки, напряжения ветра и параметры перемешивания), а не применяет приращения температуры и солёности. Реанализ NorCPM-v1 имеет связанный с моделью океана атмосферный компонент и, следовательно, поверхностные потоки и напряжения трения ветра от других продуктов ассимиляции, которые отличаются от атмосферных реанализов. В NorCPM-v1 атмосферных ограничений нет, и ассимиляция осуществляется только для океанической составляющей (слабосвязанная ассимиляция данных). Регулировка в других компонентах (атмосфера, морской лед) происходит динамически во время интеграции системы [Jackson et al. 2016].

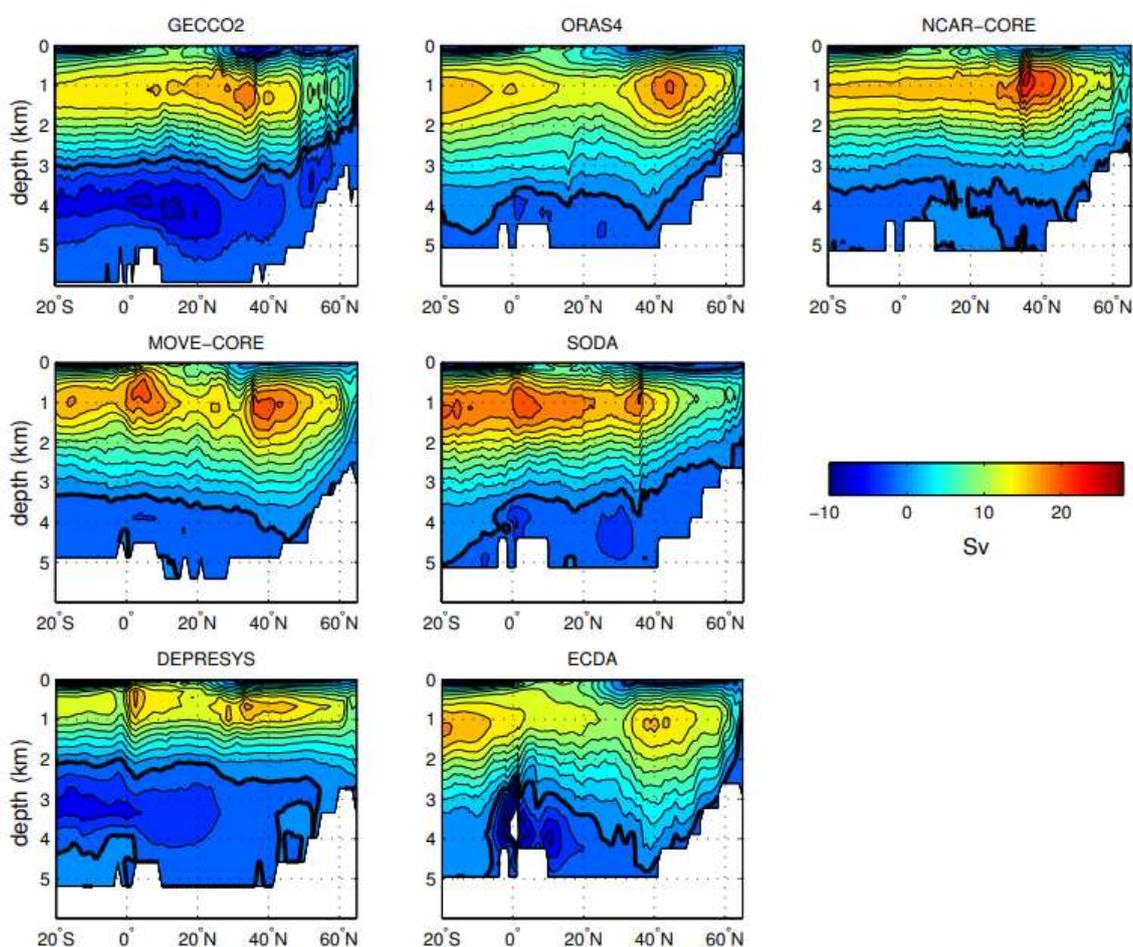


Рисунок 7. Функция тока АМОЦ за 1960-2007 гг. по данным Gecco2 / Oras4 / Ncar-Core / Move-Core / Soda / Depresys / ECDA [Karspeck et al., 2015].

В работе [Karspeck et al., 2015], рассматривались реанализы GECCO2, ORAS4, MOVE-CORE, SODA, DEPRESYS и ECDA за период с 1960 по 2007 год на всех широтах Атлантического океана. В исследовании изменчивости АМОЦ все реанализы, кроме ECDA, показали изменчивость превышающую 0,5 Св. GECCO2 выделяется тем, что имеет относительно сильный и меридионально согласованный положительный тренд АМОЦ (превышающий 1,5 Св за десятилетие). Максимальный тренд сосредоточен на глубине 2000 м (Рисунок 7), что позволяет предположить, что обратная ветвь АМОЦ может углубляться в течение этого периода времени. Напротив, ORAS4 показывает существенное снижение силы АМОЦ на большинстве широт и в большей части водной толщи. SODA и DEPRESYS имеют слабые положительные тренды в высоких широтах в северном полушарии, но в средних широтах в DEPRESYS знак тренда меняется на противоположный. В указанных реанализах, линейные тренды не обнаруживаются в данных без ассимиляции - за исключением того, что MRI-CORE имеет изолированный положительный тренд в высоких широтах в северном полушарии, а GECCO2-REF имеет тренд к увеличению в южном полушарии более чем на 0.5 Св за десятилетие [Karspeck et al. 2015].

Также исследованы тенденции межгодовых изменений АМОЦ, моделируемые с помощью наборов реанализов. На Рисунке 8 [Karspeck et al. 2015] показаны временные ряды среднегодовых аномалий (т. е. отклонений от среднего значения) АМОЦ. Видно, что на глубине 1000 м в межгодовом сравнении в реанализах очень мало согласования (схожих элементов). Хотя можно выделить пару периодов, где есть некоторый общий сигнал, но группа в целом не согласована ни на одной из широт. Падение АМОЦ в 2010 г. на 26.5°N, оцененное RAPID, воспроизведено GECCO2 и ORAS4. Большинство временных рядов в этом наборе показывают общую особенность долгосрочного увеличения АМОЦ, особенно ярко выраженного с середины 1970-х до середины 1990-х годов. Также существует

схожие моменты в ежегодных изменениях АМОЦ в работе [Danabasoglu et al., 2014].

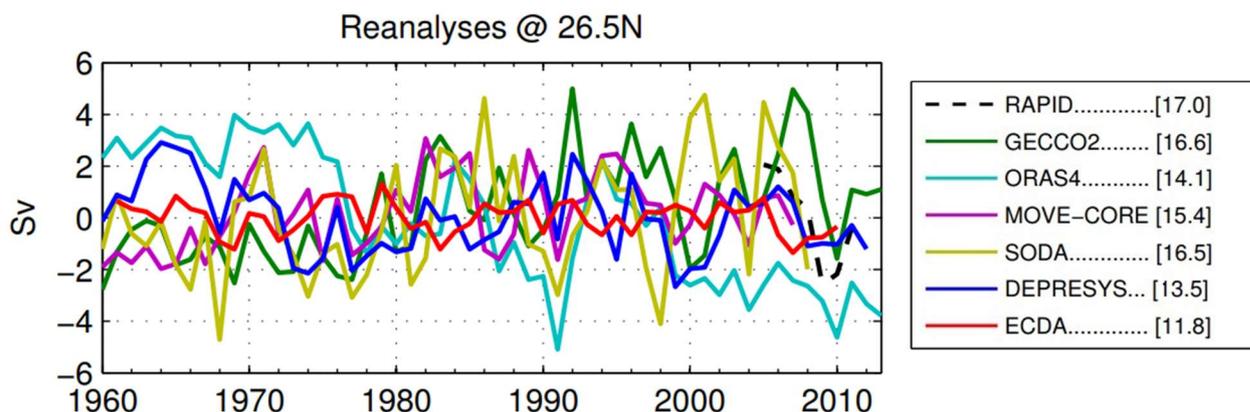


Рисунок 8. Временной ряд среднегодовых аномалий АМОЦ на глубине 1000 м. на  $26^{\circ}\text{N}$  по данным RAPID и реанализам [Karspeck et al. 2015]. В скобках показаны средние значения АМОЦ в Св.

Вместе с тем, Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), используя данные Ocean Reanalysis system (ORA), обнаружил [Balmaseda et al. 2013] снижение АМОЦ примерно на 4% в период с 1959 по 2008 год. [Wang et al. 2010b], используя реанализ океанической циркуляции (GECCO) и реанализ Национального центра экологического прогнозирования (NCEP) получили увеличение значения АМОЦ на 2 Св. Для сравнения в работе [Tett et al., 2014] реанализ ECCO дает перенос АМОЦ на  $26^{\circ}\text{N}$  близкий к значению 17 Св. Его результаты за период с 1960 по 2008 гг. показывают, что на  $26^{\circ}\text{N}$  АМОЦ увеличилась примерно на 20%. Таким образом, видно, что океанические реанализы могут давать противоречивые результаты.

Средний перенос в 1961–2000 гг. на  $26^{\circ}\text{N}$ , полученный в результате другого набора океанических реанализов [Munoz et al. 2011], составлял от 10 до 21 Св. В других расчетах [Tett et al 2014] перенос на  $26^{\circ}\text{N}$  равнялся  $14.9 \pm 0.9$  Св. Из нескольких реанализов три (ORA-S3, ECCO-JPL и SODA) имеют отклонение в пределах 10% от измеренных значений, в то время как отклонение ECCO2 и NCEP (после сдвига на  $0.5^{\circ}$  на север) находятся в пределах 25%, но перенос по DePreSys намного слабее. В общем, величина меридионального переноса по реанализам не сильно меняется в пределах  $\pm 0.5^{\circ}$  широты. Большинство реанализов не попадает в

диапазон отклонения меньше 10% от измеренного среднего значения, а ЕССО2 и вовсе находится в пределах 25%.

В целом исследования переносов АМОЦ показали, что большинство океанических реанализов, довольно хорошо воспроизводят процесс меридиональной циркуляции [Munoz et al. 2011]. Малая продолжительность временных рядов скоростей течений по сравнению с временными масштабами океанического воздействия, а также сложность сезонной и мезомасштабной изменчивости создает проблему для подтверждения результатов реанализов с использованием наблюдений только на одной широте. Только когда средние переносы на 26°N обобщаются с данными переносов других мест исследуемого региона, тогда увеличение количества наборов данных делает возможным объективное сравнение между различными реанализами в Атлантическом регионе.

### **1.3 Атлантическая мультидекадная осцилляция.**

АМО представляет собой ярко выраженный климатический сигнал мультидекадного и декадного масштабов, проявляющийся в ряде климатических характеристик системы океан-атмосфера.

В ряде работ выявлено воздействие АМО на климатические условия в Северном полушарии. Так АМО может оказывать влияние на изменения температуры воздуха, осадков и стока рек в Северной Америке, Европе и Арктике [Enfield et al., 2001; Knight et al., 2006], на активность ураганов [Trenbeth and Shea, 2006] в СА, а также на атмосферные переносы тепла и влаги в Атлантико-Европейском регионе [Панин и Дианский, 2014] и существенно трансформирует скорость продукции североатлантических вод. Авторы работы [Venegas and Mysak, 2000] обнаружили мультидекадную моду изменчивости между наблюдаемой концентрацией морского льда в Гренландском море и давлением на уровне моря в высоких широтах когерентную с наблюдаемой изменчивостью АМО.

В ранних работах, АМО описывается как мода изменчивости с периодом около 50–70 лет [Enfield et al., 2001; Knight et al., 2005]. Вместе с тем результаты более поздних исследований указывают на наличие другой моды междесятилетней

изменчивости с периодом около 20–30 лет [Chylek et al., 2011; Frankcombe and Dijkstra, 2009].

Авторы работы [Eden and Jung, 2001] показали, что существует значимая мультидекадная изменчивость потоков тепла на границе океан-атмосфера, связанная с низкочастотной модой САК. Однако результаты работы [Guan and Nigam, 2009] свидетельствуют об отсутствии значимой корреляции АМО с САК. Очевидно, что это связано с разной природой этих колебаний. Поскольку АМО, в основном, определяется низкочастотной изменчивостью океанической циркуляции, а САК – атмосферной.

[Yamamoto et al., 2020] показали, что АМО поддерживается теплом, накопленным в верхнем перемешанном слое океана.

Природа формирования АМО, как физического явления, исследована гораздо хуже, чем остальные известные климатические индексы, т.к. АМО меньше связана с атмосферой, по сравнению с другими индексами. Так, физические механизмы тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК) исследованы достаточно хорошо [Mantua and Hare, 2002].

Природа АМО все еще требует уточнения. В частности, не до конца выяснена связь АМО с изменчивостью ТПО в Тихом океане. Одни авторы [Enfield et al., 2001; Knight et al., 2006; Ting et al., 2009] указывают на наличие некоторой связи между АМО и аномалиями ТПО в заливе Аляска и тропической части Тихого океана. Другие авторы [Guan and Nigam, 2009] утверждают, что за пределами СА значимая связь АМО с аномалиями ТПО отсутствует.

В настоящее время механизм генерации мультидекадной изменчивости в СА является предметом дискуссии. Это обусловлено тем, что роль атмосферы в наблюдаемой изменчивости климата понята не полностью [Liu, 2012]. Ряд авторов указывают на совместный характер взаимодействий в системе океан-атмосфера, за счет взаимодействия аномалий ТПО с САК [Timmermann et al, 1998]. Другие считают, что низкочастотные океанические моды возбуждаются за счет атмосферного шума, связанного с синоптическими погодными флуктуациями [Griffies and Tziperman, 1995]. Третьи настаивают на том, что наблюдаемая

мультидекадная изменчивость климата представляет собой океанический отклик на стохастическое атмосферное воздействие [Eden and Jung, 2001; Eden and Willebrand, 2001]. Некоторые авторы утверждают о наличии чисто океанических мод, источником энергии для которых является внутренняя неустойчивость крупномасштабной циркуляции океана [Colin de Verdière and Huck, 1999; Frankcombe et al., 2009; Te Raa and Dijkstra, 2002]. Одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера в высоких широтах СА и величинами меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [Knight et al., 2005; Polonsky, 1998; Wang et al., 2010a]. Результаты модельного исследования показали, что долгопериодная (с периодом около 60 лет) изменчивость термохалинной циркуляции в СА влияет на термическое состояние поверхности океана с задержкой около 10 лет [Gusev and Diansky, 2014]. Вместе с тем в некоторых работах изменчивость меридиональной циркуляции не является главной причиной, по крайней мере, декадных колебаний климата в СА. Она объясняется совместным влиянием «термических волн Россби» в СА и «соленостных волн Россби» из Арктики [Volodin, 2013; Frankcombe and Dijkstra, 2011].

В работах [Volodin et al., 2017; Volodin, 2018] на основе результатов длительных расчетов модели земной системы мультидекадные колебания связываются с колебаниями в Арктике. Альтернативная гипотеза состоит в том, что колебательный процесс поддерживается распространением волн типа Россби вдоль береговой линии [Frankcombe and Dijkstra, 2011; Volodin, 2013].

В работе [Delworth et al., 1993] предполагается, что колебания климата связаны с колебаниями интенсивности меридиональной циркуляции в СА – так называемой АМОЦ. При повышении интенсивности меридиональной циркуляции в верхних слоях СА происходит усиление переноса более теплых вод в высокие широты СА. Однако эти более теплые и, следовательно, легкие воды в высоких широтах СА

замедляют меридиональную циркуляцию, что, в свою очередь, приводит к охлаждению и переходу в противоположную фазу колебаний.

Авторы работы [Dima and Lohmann, 2007] предложили механизм генерации мультидекадной изменчивости, согласно которому термохалинная циркуляция в СА, вынос морского льда и пресной воды из Арктики и динамика атмосферы обладают некоторой памятью и за счет отрицательной обратной связи генерируют квазипериодическую мультидекадную моду. Аналогичный механизм был предложен в статье [Jungclaus et al., 2005], в которой анализировалось 500-летнее интегрирование совместной модели атмосфера-морской лед-океан. Авторы обнаружили выраженные мультидекадные колебания Атлантической меридиональной циркуляции и связанные с ней флуктуации потоков тепла на периодах 70–80 лет, которые значимо коррелируют с интенсивностью конвекции в области формирования глубинных вод и выносом пресной воды из Арктики. Однако результаты исследования [Wang et al., 2012] показали, что АМО возникает за счет положительной обратной связи между ТПО и запыленностью атмосферы в СА, которая определяется мультидекадной изменчивостью интенсивности осадков в пустыне Сахара.

Таким образом, АМО представляет собой выраженный климатический сигнал мультидекадного и декадного масштаба, проявляющийся в ряде климатических характеристик системы океан-атмосфера. Однако единая точка зрения на причины, вызывающие их долгопериодные изменения, пока еще не выработана.

#### **1.4 АМО и изменчивость термохалинной циркуляции.**

Поскольку АМОЦ является отражением термохалинной циркуляции в Атлантике, то формирование индекса АМО должно быть тесно связано с термохалинным режимом СА.

В настоящее время предложено несколько возможных механизмов для объяснения естественных мультидекадных колебаний климата в Арктике и СА. В одном из них предполагается [Delworth et al., 1993], что колебания АМО тесно

связаны с колебаниями интенсивности АМОЦ. Как предположил Шулейкин В.В. [Шулейкин, 1968]: При повышении интенсивности меридиональной циркуляции в верхних слоях СА происходит интенсификация переноса более теплых тропических вод и непосредственно связанного с ним МПТ в высокие широты СА. Это, в свою очередь, приводит к усилению циркуляции в СЛО и к усилению выноса льда из СЛО в СА [Шулейкин, 1968]. Усиление выноса льда из СЛО приводит к распреснению и охлаждению поверхностных вод в СА, следствием чего является «остывание» Северо-Атлантического течения, ослабление АМОЦ и уменьшение МПТ из умеренных широт в полярные. В результате этого циркуляция в СЛО океане замедляется, что приводит к ослаблению выноса льда из океана, потеплению в СА и интенсификации МПТ, после чего цикл повторяется [Шулейкин, 1968]. Именно этого механизма АМО мы и будем придерживаться.

Изменчивость АМОЦ может влиять не только на климат, но и на погоду в Европе [Duchez et al., 2016]. Холодная погода в приполярной Атлантике коррелирует с высокими летними температурами в Европе, а волна жары в Европе в 2015 году была связана с рекордным «холодным пятном» («cold blob») в Атлантике [Duchez et al., 2016]. По сути, было обнаружено, что низкая субарктическая ТПО способствует распределению давления воздуха, которое направляет теплый воздух на север и в Европу. Моделирование также предполагает, что ослабление АМОЦ может стать «основной причиной будущих изменений атмосферной циркуляции в Западной Европе летом» [Haarsma et al., 2015], а также потенциально может привести к усилению штормов в Европе [Jackson et al., 2015]. Ослабление АМОЦ также было связано с повышением уровня моря выше среднего на восточном побережье США [Sallenger et al., 2012; Ezer, 2015] и усилением засухи в Сахеле [Defrance et al., 2017].

Авторы [Bakker et al., 2016; Boning et al., 2016] считают, что продолжающееся глобальное потепление, вероятно, еще больше ослабит АМОЦ в долгосрочной

---

В то время как была опубликована работа [Delworth et al., 1993] еще не было введено понятие АМОЦ, и в ней использовался более общий термин – термохалинная циркуляция (ТХЦ) [Hall and Bryden, 1982; Dickson and Brown, 1994; Hirschi et al., 2003]. Главной особенностью ТХЦ является меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (МОЦ) [Lee and Marotzke, 1998; Ganachaud and Wunsch, 2000], которая также включает меридиональный перенос водных масс, приводимых в движение ветром.

перспективе за счет изменений гидрологического цикла, таяния морского льда и ледяного щита Гренландии, что вызовет дальнейшее опреснение северной части Атлантического океана. Последнее является прямым механизмом, ослабевающим АМОЦ [Smith and Gregory, 2009]. Учитывая, что АМОЦ является одним из хорошо задокументированных бифуркационным механизмом климатической системы с определенным порогом коллапса [Lenton et al., 2008], вызывает серьезную озабоченность то, что близость климатических условий в Атлантике к этому порогу все еще малоизвестна [Liu et al., 2014; Liu et al. 2017; Hofmann and Rahmstorf, 2009; Buckley and Marshall, 2016].

В работах [Caesar et al., 2018; Voers, 2021] были предложены несколько индексов изменчивости АМОЦ, основанных на данных наблюдений за поверхностной температурой и соленостью по всему бассейну Атлантического океана. Как известно в последние десятилетия АМОЦ ослабевает, при этом АМОЦ демонстрирует два режима работы и переход от сегодняшнего сильного режима к слабому может привести к катастрофическим последствиям в изменении климата. Однако критическая точка, момент бифуркации, когда она вовсе остановится, пока не найдена [Voers, 2021].

В работе [Zhang et al., 2016] используя упрощенные модели уровня моря, были изучены вклады тепла и ветра в уровень моря в СА за 1993–2012 гг. было показано, что в межгодовых и декадных временных масштабах модель волн Россби [Meyers, 1979] воспроизводит сигналы уровня моря лучше всего. Термостерический уровень моря воспроизводит межгодовые и декадные вариации уровня моря в нескольких регионах за пределами тропиков. При этом изменения уровня моря нельзя просто отнести к какому-либо одному процессу, даже если исключить мезомасштабные водовороты. Напротив, изменчивость уровня моря представляет собой совместное влияние локального нагрева в сочетании с динамикой ветровых волн Россби и циркуляции Свердрупа [Sverdrup, 1947; Schmitz et al., 1992].

## 2 Глава. Восстановление циркуляции Атлантического океана с помощью краткосрочных расчетов по модели океана INMOM

### 2.1 Выбор периодов усреднения для различных фаз индекса АМО

В эволюции индекса АМО (Рисунок 9а.) с 1940 г. хорошо выделяется мультидекадное квази-шестидесятилетнее колебание [Панин и др., 2017], на фоне которого развивается декадная изменчивость, скорее всего имеющие разную физическую природу. Гипотезы о формировании мультидекадной изменчивости приведены в главе 1. Природа декадной изменчивости в большей степени связана с процессами взаимодействия атмосферы и океана и волнами Россби в СА и СЛО [Frankcombe and Dijkstra, 2011; Volodin, 2013]. В работе [Lin et al., 2019] показывается, что роль АМОЦ в формировании декадных колебаний незначительна. В данной работе мы будем исследовать мультидекадную изменчивость термохалинной циркуляции в СА.

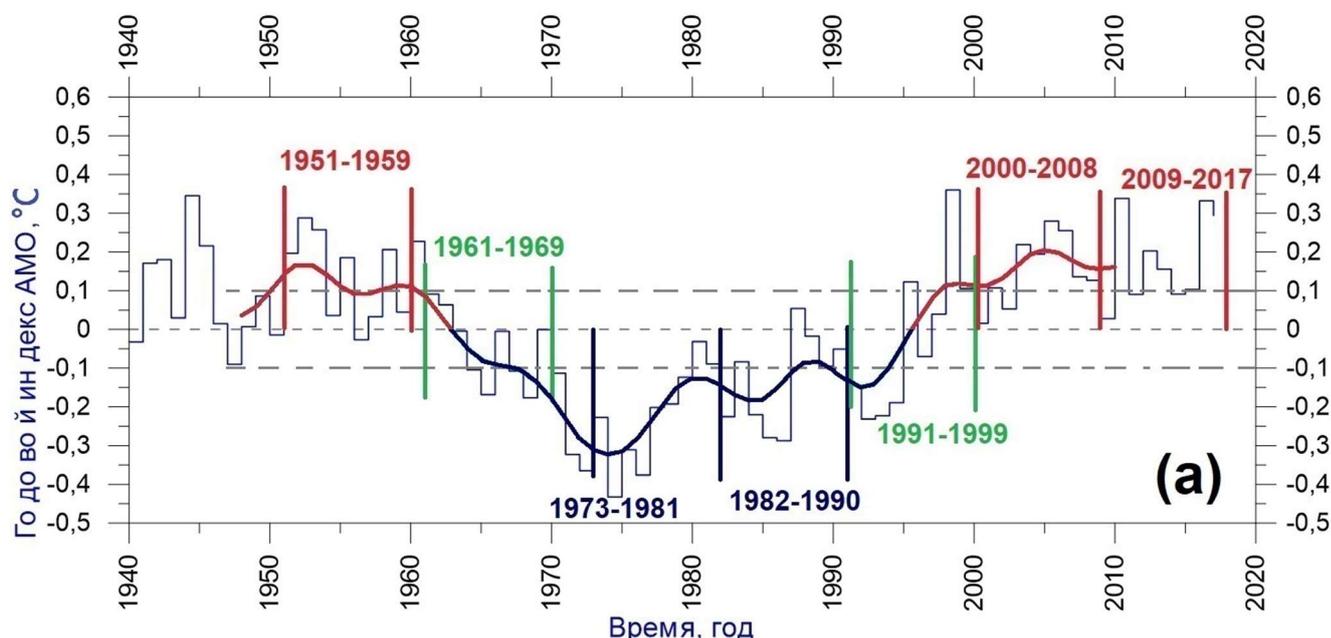


Рисунок 9. Ступенчатая линия – значения среднегодового индекса АМО, рассчитанные в NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) и плавная кривая – результат его низкочастотной фильтрации с отсечением периодов до 8 лет. Штриховыми линиями показаны величины  $\pm 0.1$  °C, отсекающие периоды, когда индекс АМО принимает значения по модулю больше  $0.1$  °C.

Будем рассматривать термохалинное состояние СА в различные фазы временного хода индекса АМО только с 1951 года. Это объясняется тем, что наиболее точно трехмерное термохалинное состояние океана по данным наблюдений можно определить только с конца 1940-х годов, поскольку именно с этого времени происходит быстрый рост количества наблюдений в океане [Atkinson et al., 2014].

Для изучения климатической изменчивости термохалинной циркуляции СА выделим следующие периоды в соответствии с эволюцией АМО (Рисунок 9), по которым будем проводить осреднение по времени для исследования соответствующих климатических состояний СА:

- трёх «теплых» периодов, когда наблюдаются значительные (по модулю больше  $0.1^{\circ}\text{C}$ ) положительные состояния индекса АМО – с 1951 по 1959 г. (кроме GDFL, ESTOC и ORA-S4), с 2000 по 2008 г. и с 2009 по 2014-2017 (в зависимости от временного охвата данных, см. таблицу 1);
- переходного периода от «тёплой» к «холодной» фазе – с 1961 по 1969 г.;
- двух «холодных» периодов, когда наблюдаются значительные отрицательные состояния индекса АМО – с 1973 по 1981 г. и с 1982 по 1990 г.;
- переходного периода от «холодной» к «тёплой» фазе – с 1991 по 1999 г.

Интервалы периодом примерно 10 лет выбраны для того, чтобы исключить влияние 10-летних колебаний на более долгопериодные квази-шестидесятилетние колебания.

## **2.2 Используемые данные по температуре и солёности на акватории Атлантического океана**

Для определения и сравнения характеристик термохалинной циркуляции СА были выбраны глобальные поля температуры и солёности по двум объективным анализам EN4 [Gouretski and Reseghetti, 2010] и WOA13 (World Ocean Atlas 2013) [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013] и четырём реанализам GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) [Zhang et al., 2007], ESTOC (Estimated state of ocean for climate research) [Osafune et al., 2015], ORA-S4 (Ocean ReAnalysis System 4)

[Balmaseda et al., 2012] и GECCO2 (German partner of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean 2) [Köhl, 2015].

Объективные анализы EN4 и WOA13 получены с использованием только пространственно-временной интерполяции данных наблюдений без учета динамики океана. Указанные массивы данных также получены с использованием комбинированного подхода: учитывалось спрогнозированное состояние океана, основанное на более ранних данных объективного анализа и профилях данных наблюдений за доступный временной период. Следует отметить, что основным их источником служит World Ocean Database (WOD, который получен NOAA), в случае EN4 это WOD09 [Boyer et al., 2009], а в случае WOA13 – WOD13 [Boyer et al., 2013].

Реанализы GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 получены путем расчетов по разным моделям общей циркуляции океана, с использованием различных методов усвоения океанографической информации из каких-либо объективных анализов и спутниковой информации. Поэтому в них представлена и циркуляция вод Мирового океана. Потоки тепла, пресной воды и импульса из атмосферы предписываются из различных источников, полученных, в свою очередь, с использованием различных атмосферных реанализов. Основным источником данных объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализа GFDL служит база данных World Ocean Database (WOD13 и WOD09), которая разработана NOAA, источник реанализа ESTOC – данные EN4, а реанализов ORA-S4 и GECCO2 более ранняя версия EN3. Описание рассматриваемых массивов данных приведено в таблице 1 [Горбушкин и Демидов, 2019].

Таблица 1. Описание океанских объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4, GECCO2 используемых в работе.

	EN4	WOA13	GFDL	ESTOC (K7)	ORA-S4	GECCO2
Версия	4.2.0	2013 v2	1	1	4	2
Разработчик	MetOffice (UK)	NODC / NOAA (USA)	GFDL / NOAA (USA)	JAMSTEC / RCGC (Japan)	ECMWF (Europe)	UHN (Germany)

Модель	-	-	GFDLs ECDA CM2.1	MOM3- based OGCM	NEMO V3.0	MITgcm
Период расчёта	1900- 2017	1955- 2012	1961-2015	1957-2014	1958- 2017	1948- 2016
Шаг по времени	1 месяц	10 лет (для каждого календа рного месяца)	1 месяц	1 месяц	1 месяц	1 месяц
Пространственн ое разрешение	1° x 1°	0.25° x 0.25°	1° x(1°-1/3°)	1° x 1°	1° x 1°	1° x 1°
Число уровней	42	102	50	46	42	50
Нижний уровень, м	5350	5500	5316	5525	5350	5906
Основной источник исходных данных	WOD13, ASBO, GTSP, P, Argo	WOD13	WOD09, GTSP, P, Argo	EN4	EN3	EN3
Атмосферное воздействие	-	-	Атмосферная компонента совместной модели	NCEP/ NCAR RA1	ERA-40, ERA- Interim	NCEP RA1
Ассимиляция ТПО и морского льда	-	-	NCEP/NCAR, NCEP/DOE, HadSST, OISST	Reynolds SST, OISST	ERA-40, NCEP OI v2, OSTIA	AMSRE SST
Процедура ассимиляции	-	-	KF. T, S	4D-VAR	3D-var	4D-VAR
Критерий определения толщины ВПС	-	-	$\Delta\rho = 0.03$ кг/м <sup>3</sup>	-	-	-
Динамика океана	нет	нет	да	да	да	да

Примечания к таблице 1: T, S, SSH — данные наблюдений по температуре, солёности и отклонениях уровенной поверхности (спутниковая альтиметрия) соответственно; MvOI — многоэлементная оптимальная интерполяция; 3(4)D-Var — трехмерный (четырёхмерный) вариационный анализ; KF — фильтр Калмана;  $Ri_{crit}$  — критическое значение числа Ричардсона;  $\Delta\rho$  ( $\Delta T$ ) — увеличение (уменьшение) плотности (температуры) по сравнению со значениями на глубине 10 м.

Стоит отметить, что океанский реанализ GFDL получен с помощью расчетов по совместной климатической модели общей циркуляции атмосферы и океана GFDL CM2.1 (Climate Model 2.1), которая использовалась для проведения климатических расчетов для подготовки 4-го оценочного доклада IPCC (International Panel on Climate Change, или в русской транскрипции МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата) [Stocker et al., 2013].

Было проведено предварительное сравнение схожих реанализов ORA-S3 и ORA-S4 и в силу того, что ORA-S4 содержит больше горизонтов по глубине и имеет бóльший временной охват, выбор был остановлен на нём.

По массивам океанских данных GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 для потенциальной температуры и солёности были рассчитаны средние значения, а по данным EN4 для лета и зимы<sup>2</sup> отдельно, для каждого рассматриваемого периода (Рисунок 9).

Массив данных WOA13 содержит среднемесячные, среднесезонные и среднегодовые данные по *in situ* температуре и солёности осредненные для следующих 6 периодов: с 1955 по 1964 г., с 1965 по 1974 г., с 1975 по 1984 г., с 1985 по 1994 г., с 1995 по 2004 г., с 2005 по 2012 г. Для анализа были использованы средние состояния для лета и зимы для каждого периода. По *in situ* температуре данных WOA13 была рассчитана потенциальная температура с помощью методики TEOS-10 [McDougall and Barker, 2011]. Для анализа была использована потенциальная температура ( $\theta$ ), как более наглядно, чем температура *in situ* (T), отражающая тепловое состояние океана по глубине.

---

<sup>2</sup>Заметим, что для океана даты начала и окончания зимнего (январь, февраль и март) и летнего (июль, август и сентябрь) периодов принято сдвигать на 1 месяц вперед от календарных дат.

На Рисунке 10 показаны средние (от экватора до 70°N) тренды аномалий приповерхностной температуры СА по данным EN4, WOA13, GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 с 1951 по 2017 г. и в зависимости от временного охвата данных (см. таблицу 1). Средняя приповерхностная температура на глубине 5 м имеет положительный тренд по всем массивам данных. Объективный анализ EN4 и реанализ GECCO2 имеют одинаковый временной охват и их тренды приповерхностной температуры близки и равны 0.101 °C/10 лет и 0.093 °C/10 лет, соответственно. Тренд приповерхностной температуры по данным объективного анализа WOA13 выше и составляет 0.124 °C/10 лет, так как этот массив имеет более короткую продолжительность, чем объективный анализ EN4 и вклад периода наиболее интенсивного потепления с конца 1970-х по начало 2000-х гг. сказывается в нем сильнее. Временной охват данных ESTOC, ORA-S4 и GFDL практически одинаковый, но при этом они показывают различные тренды приповерхностной температуры равные 0.084 °C/10 лет, 0.114 °C/10 лет и 0.155 °C/10 лет. Стоит отметить, что размах колебаний АМО (Рисунок 9) и средних изменений ТПО за 70 лет (Рисунок 10) сопоставимы.

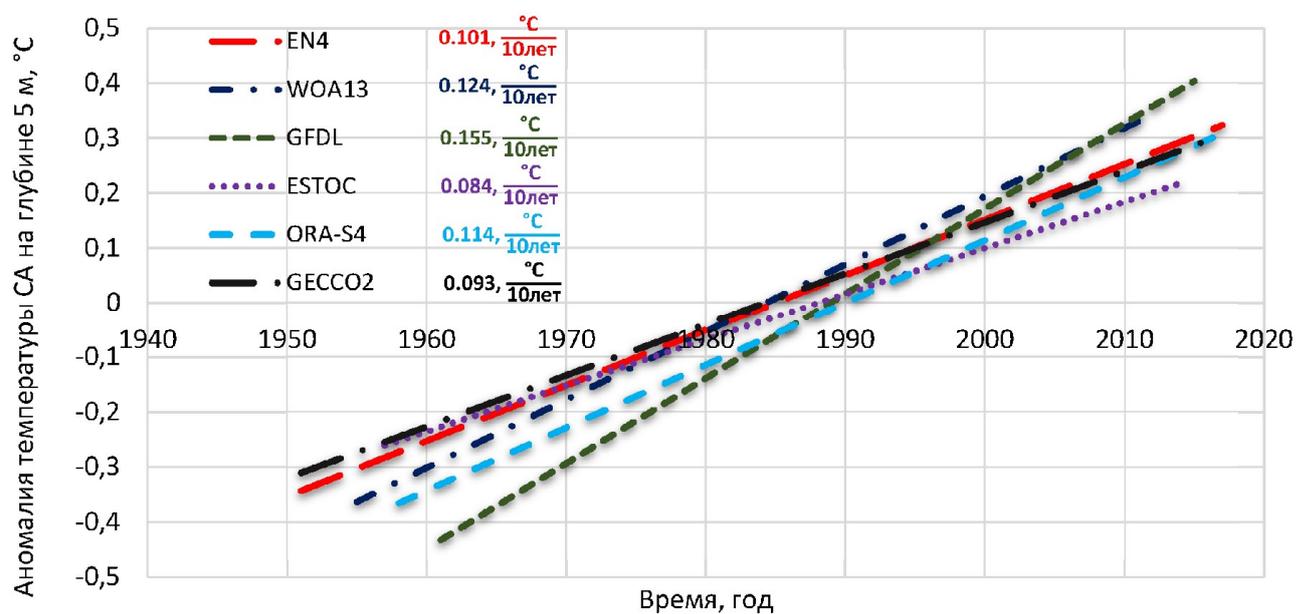


Рисунок 10. Средние тренды аномалий температуры СА на глубине 5 м по данным EN4, WOA13, GFDL, GECCO2, ESTOC и ORA-S4.

### **2.3 Используемые данные атмосферного воздействия**

Для исследования вкладов только термohалинных характеристик в изменчивость динамики океана, на поверхности океана из атмосферного воздействия задавалось только постоянное среднее с 1951 по 2017 гг. напряжение трения ветра.

Для расчета, необходимого нам среднего с 1951 по 2017 гг. напряжения трения ветра, использовались две базы данных о приводном ветре. Из базы данных атмосферного воздействия CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) версии 2, охватывающего период 1951-2009 гг., специально предназначенной для автономных расчетов моделей общей циркуляции океана [Danabasoglu et al., 2014; Griffies et al., 2012], были использованы зональная и меридиональная компоненты скорости ветра для периода с 1951 по 1959 гг. А по данным атмосферного воздействия JRA55-do, охватывающего период с 1958 по настоящее время [Tsujino et al., 2018] и являющимся дальнейшим развитием базы данных CORE, с 1959 по 2017 гг. И как указывают авторы базы данных JRA55-do [Tsujino et al., 2018]: “глобально усредненные характеристики аналогичны между наборами данных JRA55-do и CORE, что означает, что JRA55-do может подходящим образом заменить набор данных CORE для использования в создании глобальных моделей океана и морского льда”, а также граничных условий.

### **2.4 Используемые данные о батиметрии дна**

Батиметрия для этой версии модели задавалась по данным ETOPO5 [National Geophysical Data Center, 1993].

### **2.5 Конфигурация модели**

Для целей настоящей работы сигма-модель океана INMOM была реализована для акватории Атлантического океана (АО) от 100°W до 25°E и от Антарктиды до 82°N с пространственным разрешением 0.5° по долготе и широте и 33 неравномерно заданными уровнями по глубине со сгущением к поверхности океана.

INMOM уже на протяжении более чем двух десятилетий используется в качестве океанического блока российской модели земной системы (МЗС) INMCM (Institute of Numerical Mathematic Climate Model) различных версий [Дианский и Володин, 2002; Володин и Дианский, 2003; Володин и Дианский, 2004; Дианский и др., 2006; Володин и Дианский, 2006; Володин и др., 2010; Володин и др., 2013; Володин и др., 2018]. МЗС INMCM различных версий участвовала в 4-м, 5-м 6-м международном проекте по расчетам и прогнозам климатических изменений CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov>), результаты которых вошли, соответственно, в AR-4, AR-5 и AR-6 оценочные доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК)) (см., например, [Stocker et al., 2013; Masson-Delmotte et al., 2021]). Кроме того, глобальная версия INMOM участвовала в международном проекте CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) [Griffies et al., 2009], вторая фаза которого была посвящена изучению изменчивости циркуляции в СА [Danabasoglu et al., 2014; Danabasoglu et al., 2016].

Следует отметить, что в наших предыдущих работах [Дианский и Багатинский, 2019; Багатинский и Дианский, 2021] использовалась версия INMOM для СА от  $100^{\circ}\text{W}$  до  $15^{\circ}\text{E}$  и от экватора до  $80^{\circ}\text{N}$ . Было выявлено, что в приэкваториальной области метод диагноза-адаптации для этой акватории работает недостаточно корректно, в первую очередь из-за влияния граничных условий, задаваемых на экваторе, как жидкой границе. Чтобы избежать этой проблемы и была выбрана область всего АО. Расчет циркуляции в АО проводился по методу диагноза-адаптации по подготовленным термохалинным состояниям по данным EN4. Эти данные интерполировались на сеточную область модели и выступали в качестве начальных условий по температуре и солёности. Причем температура пересчитывалась из in-situ в потенциальную по методике UNESCO88 [Gill, 1982], т.к. в INMOM, как и в практически всех современных моделях океана, именно потенциальная температура используется в качестве прогностической переменной [Дианский, 2013]. Для задания условий на жидких границах, в полосах шириной 3 узла сетки, так называемым методом «ватных стенок» («sponge

boundary condition») [Дианский, 2013; Shin, 1995] в Тихом океане вдоль  $100^{\circ}\text{W}$ , между Антарктидой и Африкой и в Средиземном море вдоль  $25^{\circ}\text{E}$  и на северной границе вдоль круга широты  $82^{\circ}\text{N}$  использовались те же подготовленные данные для температуры и солёности EN4, а также уровень моря.

При решении уравнений для температуры и солёности в краевые условия второго рода на поверхности океана делались релаксационные добавки, представляющие собой разности наблюдаемых из EN4 и модельных величин ТПО и солёности поверхности океана (СПО), умноженных на  $0.01\text{ см/с}$  и  $0.02\text{ см/с}$ , соответственно, что означает релаксацию модельных температуры и солёности, осреднённых по 10-метровому верхнему слою к данным наблюдений с временным масштабом чуть более 1 и 1/2 суток, соответственно.

Более подробное описание модели INMOM можно посмотреть в приложении А.

## **2.6 Метод диагноза-адаптации как основа восстановления динамики океана**

Для восстановления динамики океана по подготовленным вышеописанным данным о температуре и солёности для 7-ми климатических фаз АМО (Рисунок 9) использовался метод диагноза-адаптации, предложенного А.С. Саркисяном с соавторами [Демин и др, 1991], а в качестве океанской модели, необходимой для этого метода, использовалась модель океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Sigma Ocean Model) [Дианский, 2013].

Проводились расчеты циркуляции АО для зимы и лета отдельно<sup>3</sup> для всех выделенных фаз АМО (сценарии экспериментов описаны ниже). Каждый из расчетов проводился на 90 сут., из которых первые 30 сут. проводился разгон модели в режиме диагноза при предписанных полях потенциальной температуры и солёности. В последующие 60 суток эксперимент проводился в режиме адаптации, при котором рассчитывались итоговые поля термохалинного состояния и циркуляции вод для всех летних и зимних выделенных периодов индекса АМО.

---

<sup>3</sup> Заметим, что для океана даты начала и окончания зимнего (январь, февраль и март) и летнего (июль, август и сентябрь) периодов принято сдвигать на 1 мес. вперед от календарных дат.

При таком подходе роль модели вторична, поскольку она, главным образом, используется только для восстановления квази-геострофической циркуляции океана исходя из его термохалинного состояния по данным наблюдений, а также устранения на этапе адаптации заведомых ошибок в 3D полях потенциальной температуры и солёности. Таким образом, динамика океана, восстановленная по методу диагноза-адаптации, определяется, в первую очередь, используемыми данными.

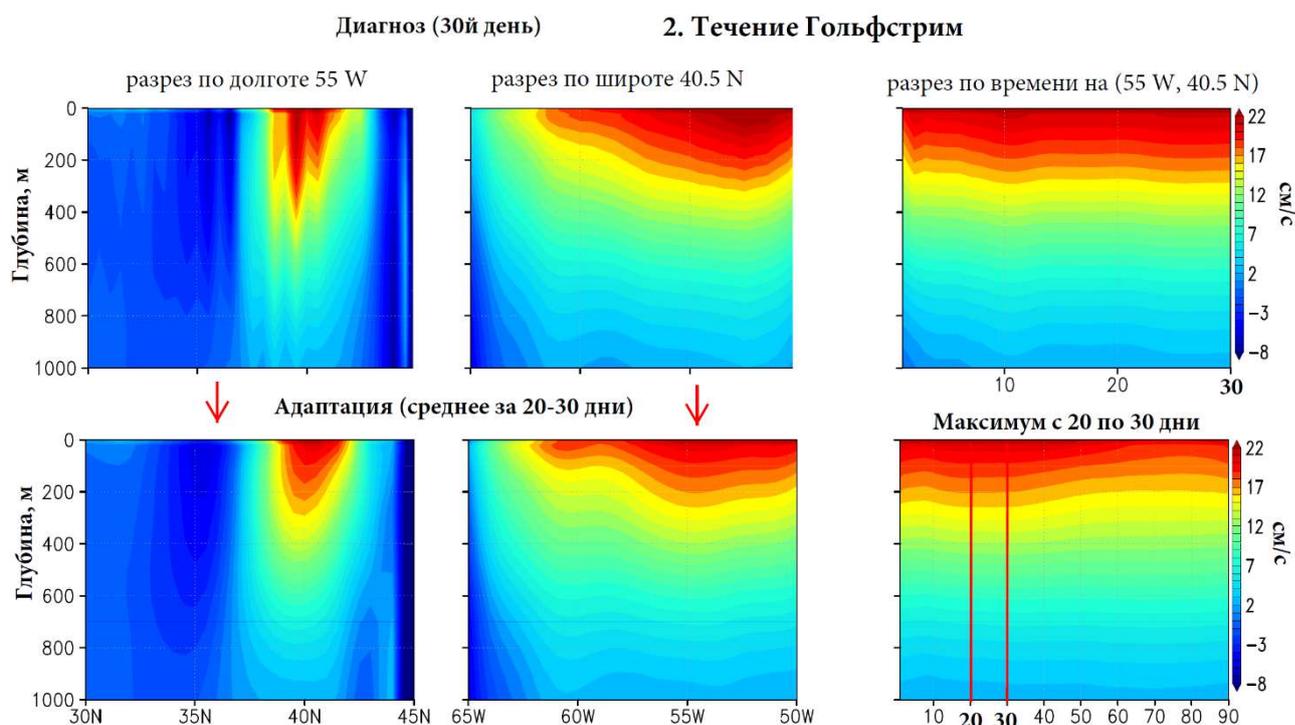
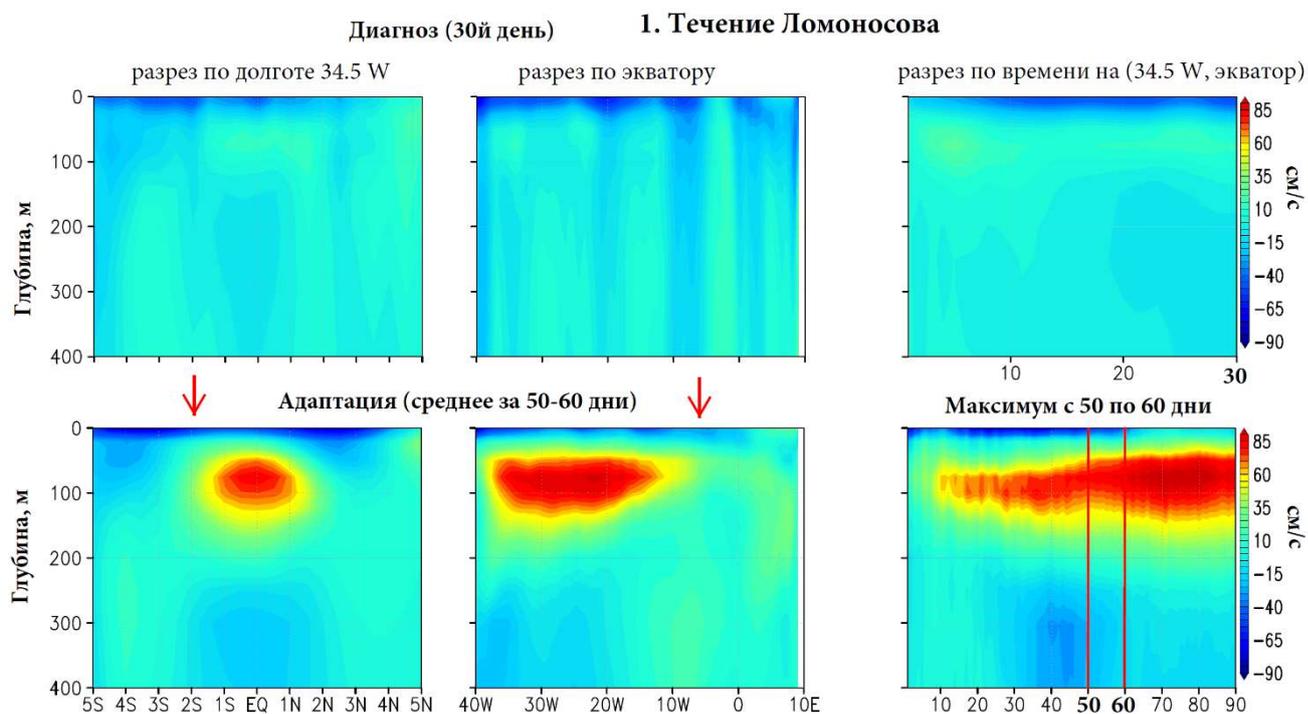


Рисунок 11. Определение периодов усреднения в адаптации по течениям Ломоносова и Гольфстрим. Различные разрезы зональной скорости по результатам диагноза и адаптации.

На рисунке 11 показаны различные разрезы зональной скорости в областях течений Ломоносова и Гольфстрима. Разрезы по времени (рисунок 11, справа) показывают, как формируются течения в зависимости от времени расчетов. В области экватора от 15 S до 15 N для корректного восстановления динамики океана

необходимо проводить расчеты в режиме адаптации дольше из-за особенностей циркуляции в этой области, чем для остальных областей (Демин и др, ). Время усреднения характеристик в адаптации в области от 15 S до 15 N, определялось по максимуму течения Ломоносова, но так чтобы приповерхностом слое оставалось экваториальное течение. Для области от 15 S до 15 N этот период усреднения с 50 по 60 дни адаптации (Рисунок 11, справа). Для остальных областей Атлантики период усреднения характеристик в адаптации определялся по максимуму течения Гольфстрим, который наблюдается с 20 по 30 дни адаптации (Рисунок 11, справа).

Для анализа среднегодового состояния результаты расчета осреднялись за зиму и лето и за последние 30 суток расчетов. Расчеты показали, что эта версия INMOM по предложенному сценарию диагноз-адаптация адекватно воспроизводит средноклиматическую наблюдаемую структуру основных гидрофизических полей.

На рисунке 12 показаны средние за 1951-2017 гг. течения в АО. Видно, что по результатам диагноза воспроизводятся не все течения АО. В то время как по результатам адаптации хорошо видны основные течения, такие как: течение Западных ветров, Бразильское, Бенгельское, Южное Пассатное, Гвианское , Северное Пасатное, Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Восточно-Гренландское, Лабрадорское течения.

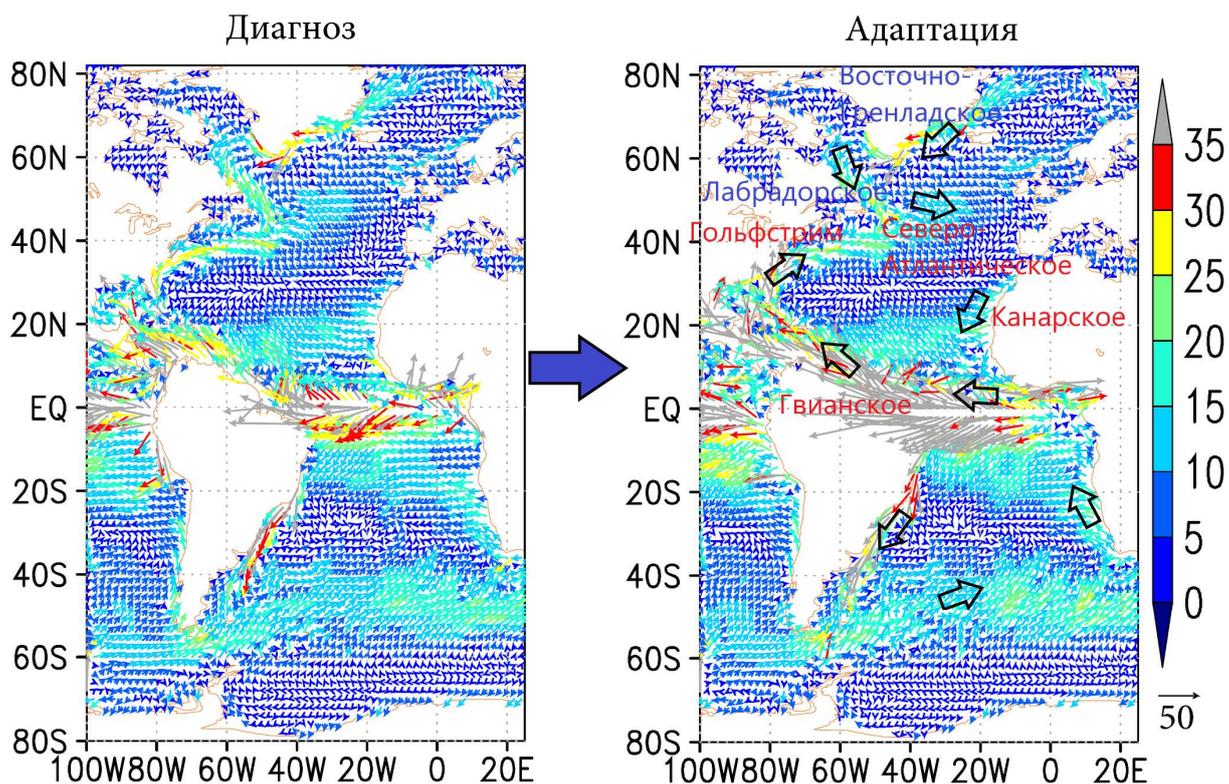


Рисунок 12. Средние течения на поверхности океана за 1951-2017 гг. по результатам 1 эксперимента в диагнозе (а) и в адаптации (б) на основе данных океанского объективного анализа EN4.

## 2.7 Методика проведения экспериментов

Для оценки вкладов изменений потенциальной температуры и солёности в формирование изменчивости функции тока АМОЦ (см. ниже в главе 3.2) с помощью модели INMOM методом диагноза-адаптации проводилось 4 отдельных эксперимента для каждого из вышеописанных 14-ти состояний АО (для 7 периодов, лето и зима отдельно) в каждом из которых расчет циркуляции СА проводился по нижеследующим методикам.

1. Динамические характеристики океана для каждого рассматриваемого периода рассчитывалась в зависимости от потенциальной температуры и солёности, которые условно можно записать как:

$$F_1 = F_1(\theta(t), S(t), (\bar{\tau}_x, \bar{\tau}_y)) \quad (1)$$

где  $F$  – какая-либо динамическая характеристика (функция тока, уровень моря и др.),  $\theta$  – потенциальная температура,  $S$  – солёность,  $(\tau_x, \tau_y)$  –

зональная и меридиональная компоненты напряжения трения ветра, где черта здесь и ниже означает осреднение за 1951-2017 гг.

- Динамические характеристики океана рассчитывались в зависимости только от потенциальной температуры:

$$F_2 = F_2(\theta(t), \bar{S}, (\bar{\tau}_x, \bar{\tau}_y)) \quad (2)$$

- Динамические характеристики океана рассчитывались только в зависимости от солёности:

$$F_3 = F_3(S(t), \bar{\theta}, (\bar{\tau}_x, \bar{\tau}_y)) \quad (3)$$

- Динамические характеристики океана рассчитывались в зависимости от потенциальной температуры и солёности для каждого рассматриваемого периода из которых были удалены линейные тренды за 1951-2017 гг.:

$$F_4 = F_4(\theta(t) - \theta_{trend} + \bar{\theta}, S(t) - S_{trend} + \bar{S}, (\bar{\tau}_x, \bar{\tau}_y)) \quad (4)$$

Таким образом во всех экспериментах напряжение трения ветра задавалось одним и тем же, как среднее за 1951-2017 гг. Это сделано для того, чтобы выявить именно термохалинный фактор в формировании изменчивости и изменений АМОЦ.

## 2.8 Сравнительный анализ функции тока АМОЦ, рассчитанной по данным объективных анализов и реанализов

Для того чтобы выяснить как изменчивость в термохалинном состоянии в СА сопровождается изменчивостью в ее термохалинной циркуляции была рассчитана функция тока АМОЦ для каждого из массивов используемых данных в таблице 1 по меридиональной скорости по общепринятой методике, хорошо описанной в [Дианский, 2013; Stepanov et al., 2016]. В целом функция тока АМОЦ является характеристикой термохалинной циркуляции океана в СА, когда в верхнем ~1-км слое воды медленно переносятся на север, отдавая накопленное тепло в атмосферу в средних и высоких широтах и, вследствие этого охлаждаются и опускаются (опрокидываются), возвращаясь в глубинных слоях на юг. Именно АМОЦ и

определяет МПТ на север водами СА. Таким образом движение вод в АМОЦ можно косвенно связать с Атлантическим сектором океанского конвейера Брокера-Лаппо [Лаппо, 1984; Broecker, 1991].

Для океанских реанализов структура функции тока АМОЦ рассчитывалась по меридиональной составляющей скорости из баз данных рассматриваемых реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 по стандартной методике, описанной, например, в [Дианский, 2013; Stepanov et al., 2016]:

$$\psi(y, z) = \int_{\text{дно океана}}^z \int_{100W}^{15E} v(x, y, z') dx dz' \quad (5)$$

где  $\psi$  – функция тока АМОЦ,  $v$  – меридиональная скорость,  $x$  – долгота,  $y$  – широта,  $z$  – глубина.

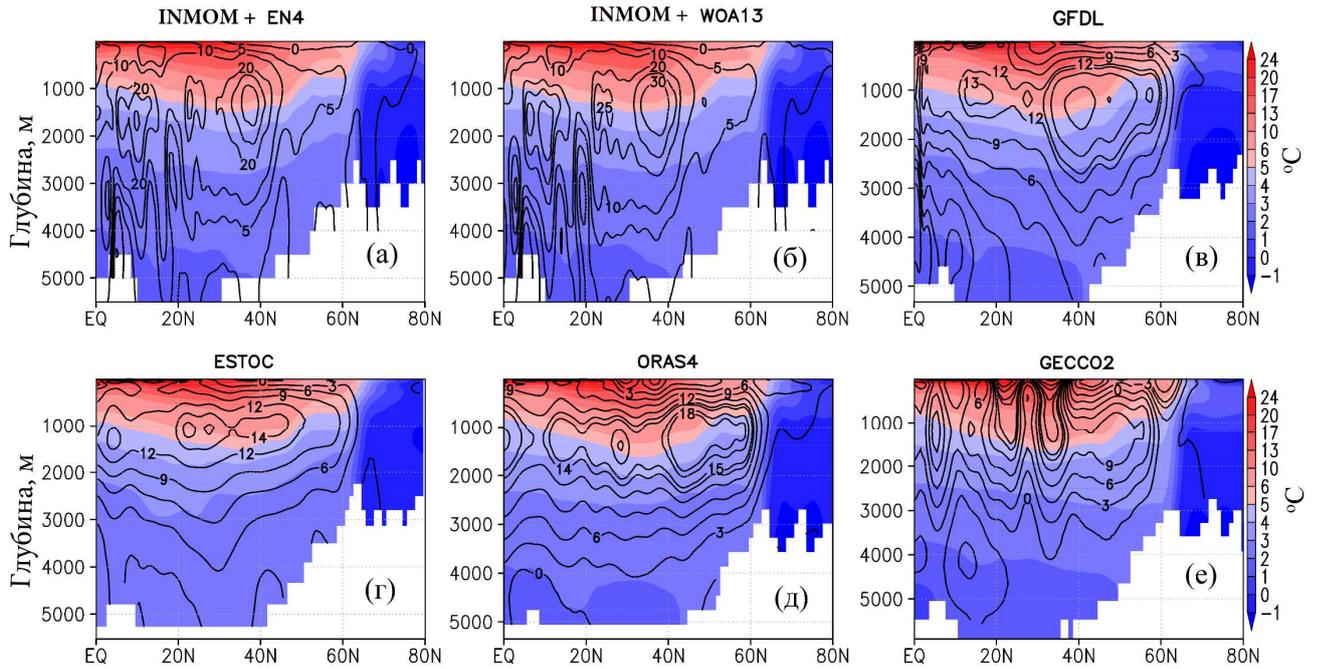
Для восстановления динамики океана и расчета функции тока АМОЦ по данным о температуре и солёности объективных анализов EN4 и WOA13 (для каждого отдельно) была использована описанная выше модель INMOM (см. раздел 2.5) [Дианский, 2013]. Расчет циркуляции СА проводился по методу диагноза-адаптации, предложенным академиком А.С. Саркисяном с соавторами [Демин и др., 1991] (см. раздел 2.6). Расчёты показали, что модель INMOM по предложенному сценарию диагноз-адаптация адекватно воспроизводит среднеклиматическую наблюдаемую структуру основных гидрофизических полей в средних и высоких широтах. Расчёты по INMOM проводились на вычислительных ресурсах центра коллективного пользования на суперкомпьютерах «Ломоносов» и «Ломоносов-2» (<https://www.msu.ru/lomonosov/science/computer.html/>), принадлежащих МГУ имени М.В. Ломоносова и суперкомпьютере «МВС-100К», принадлежащему МСЦ РАН (<http://www.jscc.ru/>).

Стоит отметить, что при анализе изменений характеристик термохалинной циркуляции по данным объективных анализов EN4 и WOA13 использовались не исходные данные (таблица 1), а прошедшие процедуру адаптации в модели INMOM на её модельной сетке с разрешением  $0.5^\circ$  по долготе и широте. Для анализа изменчивости функции тока АМОЦ в этом разделе использовались

результаты 1 эксперимента (см. раздел 2.7), где динамические характеристики океана рассчитывались в зависимости от потенциальной температуры и солености, а напряжение трения ветра задавалось постоянным.

За исключением реанализа GECCO2, все рассчитанные функции тока АМОЦ в целом согласуются с климатическими расчетами [Danabasoglu et al., 2014; Гусев и Дианский, 2014] и между собой (Рисунок 13). Функция тока АМОЦ восстановленная с помощью модели INMOM по данным объективного анализа EN4 (Рисунок 13а, ж) хорошо согласуется с функцией тока АМОЦ, рассчитанной по данным реанализа GFDL (Рисунок 13в, и) с коэффициентом корреляции равным 0.84. Более того, рассчитанные по данным океанских объективных анализов и реанализов средние за доступный период функции тока АМОЦ, отражающие термохалинную циркуляцию в СА, в целом похожи друг на друга. Тем не менее по своей пространственной структуре их можно разделить на две группы: (EN4, WOA13, GFDL) и (ESTOC, ORA-S4, GECCO2) (Рисунок 13).

Средняя потенциальная температура и функция тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.



Средняя соленость и функция тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.

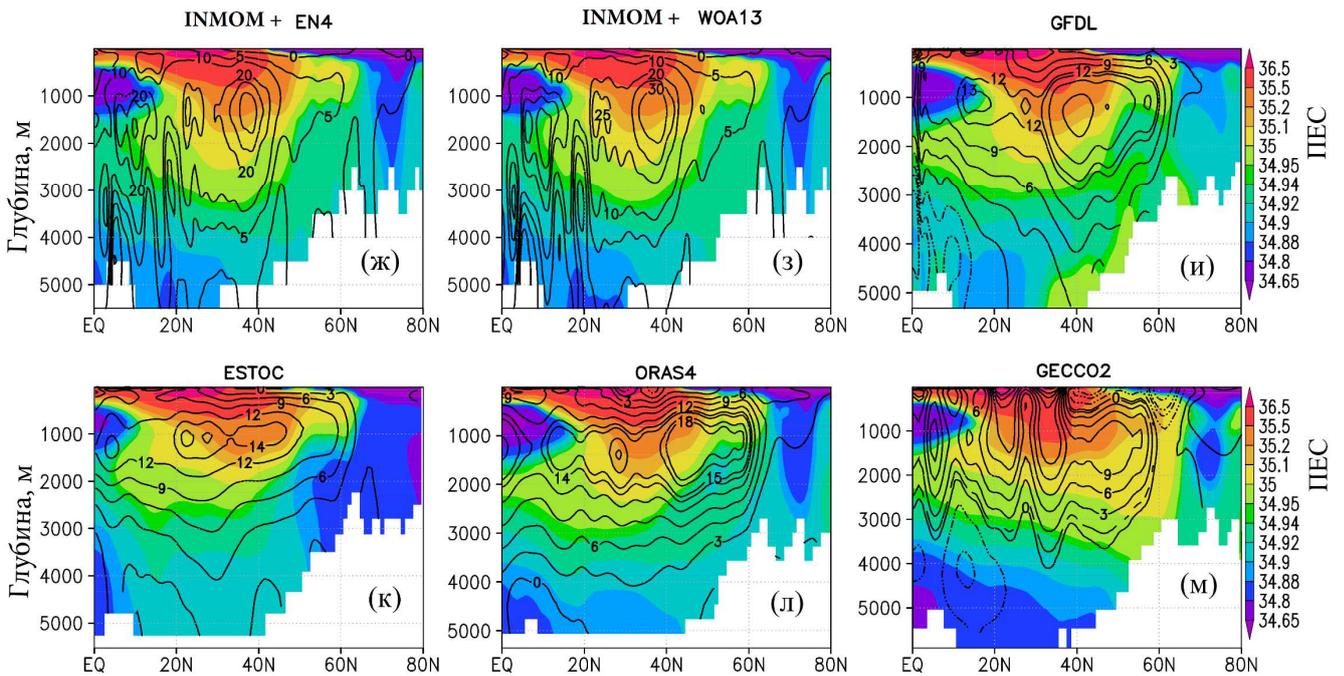


Рисунок 13. Рассчитанные функции тока АМОЦ (показаны изолиниями в Sv) по данным объективных анализов EN4 (а, ж), WOA13 (б, з) и реанализов GFDL (в, и), ESTOC (г, к), ORAS4 (д, л) и GECCO2 (е, м) на фоне своих среднезональных потенциальных температур (а, б, в, г, д, е), показаны цветом в °C и соленостей (ж, з, и, к, л, м, н), показаны цветом в PES (практические единицы солености).

## 2.9 Выводы

Была реализована модель INMOM для акватории всего Атлантического океана с пространственным разрешением  $0.5^\circ$  по долготе и широте.

Разработана методика для оценки вкладов изменений потенциальной температуры и солёности в формирование изменчивости функции тока АМОЦ с помощью модели INMOM методом диагноза-адаптации.

Были проведены расчеты циркуляции Атлантического океана для выявления динамического отклика на изменение термохалинного состояния в СА.

### **3 Глава. Исследование трендов климатических изменений термохалинной циркуляции состояния вод СА**

Прежде, чем перейти, собственно, к анализу мультидекадной изменчивости термогидродинамических характеристик СА, рассмотрим среднезональные тренды  $\theta$  и  $S$  и функции тока АМОЦ, которые также представляют важный интерес с точки зрения климатических изменений, происходящих в СА.

#### **3.1 Оценка климатических трендов термохалинной циркуляции в СА по данным океанских объективных анализов и реанализов**

Если в целом рассчитанные нами функции тока АМОЦ по различным данным похожи друг на друга, то наши расчеты высветили проблему того, что в своих трендах функции тока АМОЦ реанализов сильно отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4, WOA13. Причем основная проблема заключается в том, какого знака эти климатические тренды аномалий функции тока АМОЦ.

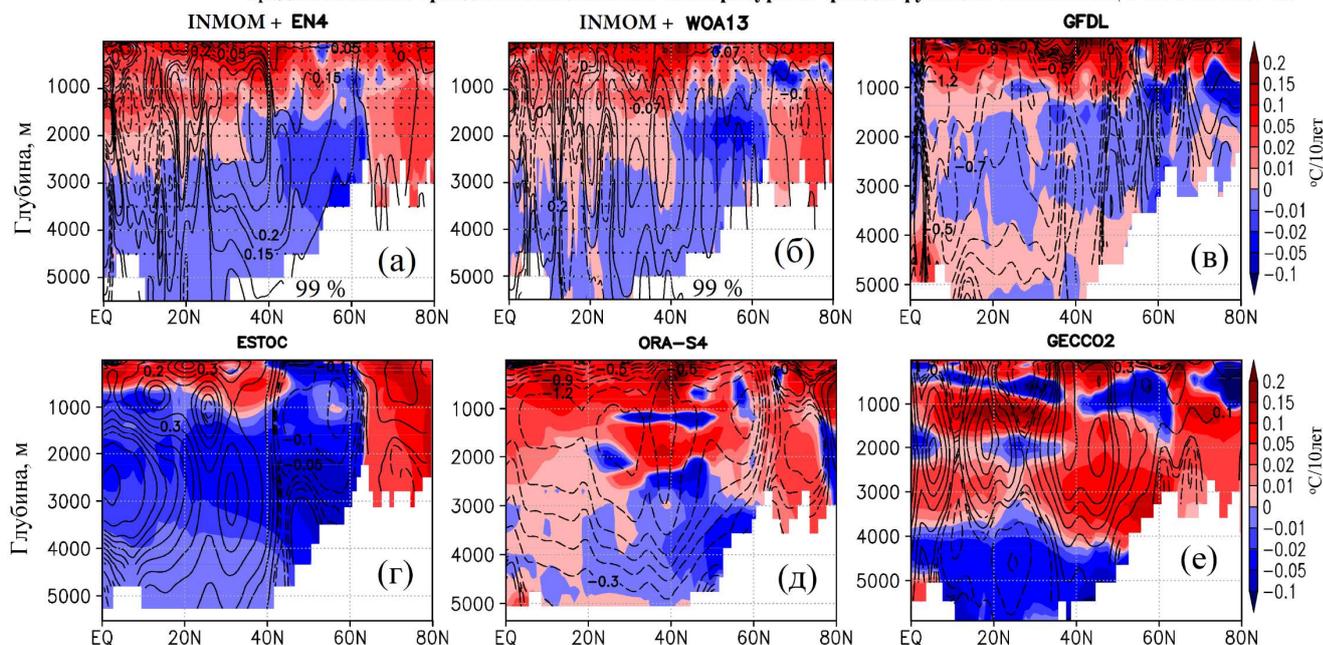
Трендом называют коэффициент  $F_{trend}$  линейной регрессии  $F(t)$ :

$$\hat{F}(t) = F_{trend} * t + C \quad (6)$$

где  $\hat{F}(t)$  – линейная регрессия какой-либо термогидродинамической характеристики  $F(t)$ ,  $F_{trend}$  и  $C$  – коэффициенты линейной регрессии,  $t$  – время.

На Рисунке 14 изолиниями показаны линейные тренды функции тока АМОЦ по данным объективных анализов и реанализов на фоне своих среднезональных линейных трендов потенциальной температуры и солёности (показаны цветом) в координатах широта-глубина.

Среднезональные тренды потенциальной температуры и тренды функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.



Среднезональные тренды солёности и тренды функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.

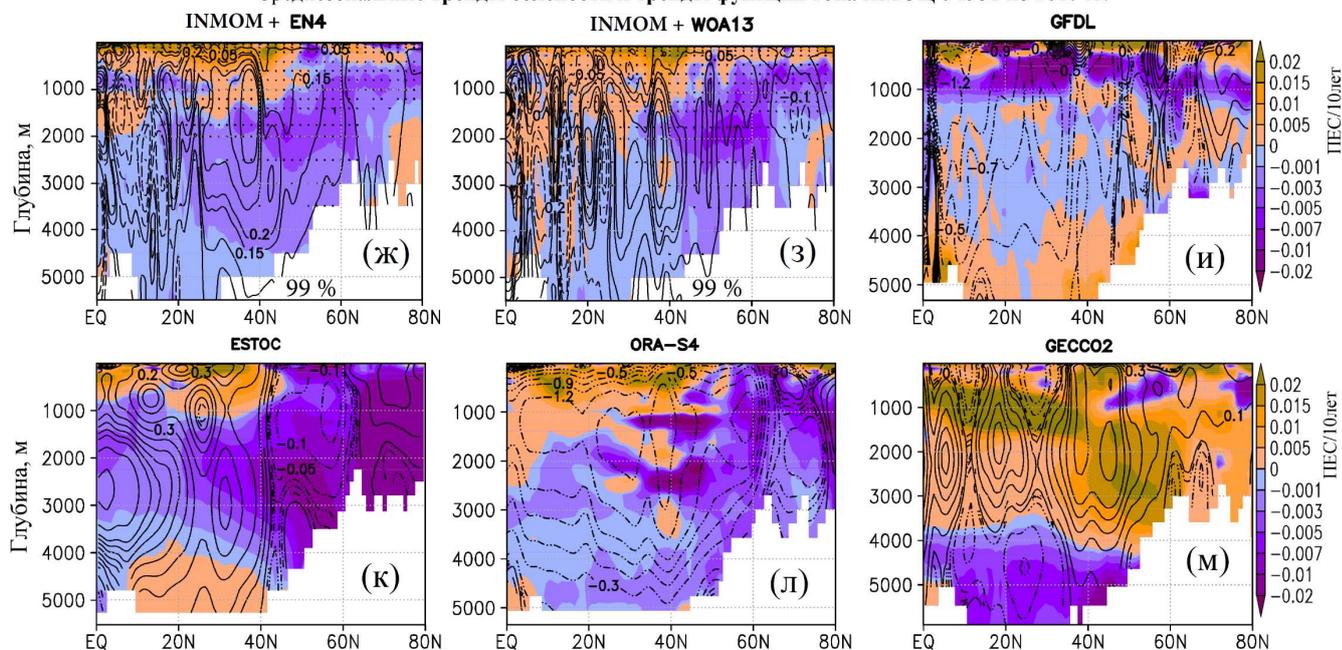


Рисунок 14. Линейные тренды функции тока АМОЦ (показаны изолиниями в Св/10лет) по данным объективных анализов EN4 (а, ж), WOA13 (б, з) и реанализам GFDL (в, и), ESTOC (г, к), ORA-S4 (д, л) и GECCO2 (е, м) на фоне своих среднезональных линейных трендов потенциальной температуры (а, б, в, г, д, е), показаны цветом в °С/10лет и солёности (ж, з, и, к, л, м), показаны цветом в ПЕС/10лет. Точками на рисунках (а, б) и (ж,з) показаны статистически значимые на уровне 99 % тренды потенциальной температуры и солёности, соответственно.

Стоит отметить, что линейные тренды потенциальной температуры и солёности рассчитывались в каждой точке сетки рассматриваемых данных, а затем зонально осреднялись.

Среднезональные тренды потенциальной температуры (Рисунок 14, показаны цветом) СА, построенные по данным объективных анализов EN4 (Рисунок 14а), WOA13 (Рисунок 14б) и реанализа GFDL (Рисунок 14в), показывают, что в верхнем ~1-км слое, в основном, наблюдается потепление, особенно сильное около  $40^{\circ}\text{N}$ , где Гольфстрим переходит в Северо-Атлантическое течение. Это потепление в области  $40^{\circ}\text{N}$  связывается со сдвигом положения начала Северо-Атлантического течения к северу, что приводит к сильной аномалии температуры и солёности в этих широтах [Caesar et al., 2018]. Ниже 1-км слоя наблюдается значительная область похолодания и распреснения, образование которой связывается с таянием льдов Гренландии, выносом распресненных вод из СЛО и затягиванием этих холодных и более пресных вод в глубинные слои. С большой долей уверенности можно полагать, что основной вклад в таяние ледников Гренландии, так и в сдвиг Северо-Атлантического течения на север, вносит парниковый эффект [Stocker et al., 2013; Caesar et al., 2018], вызванный, главным образом, антропогенным воздействием [Stocker et al., 2013]. По нашему мнению, массивы данных EN4, WOA13 и GFDL показывают наиболее объективную картину трендов.

Также были рассчитаны коэффициенты корреляции между трендами температуры и солёности для данных наблюдений EN4 и WOA13, которые составили 0.79 как для данных EN4, так и для WOA13, что говорит о высокой связи между температурой и солёностью. Высокое значение этого коэффициента говорит и о том, что аномалии  $\theta$  и  $S$  делают противоположный, компенсирующий друг друга вклад в формирование аномалий поля потенциальной плотности (как будет показано ниже в главе 3.2).

Распределение температурных трендов по данным наблюдений (объективного анализа) EN4 и WOA13 показывает, что в СА в верхнем одно-километровом слое за последние 70 лет накоплено колоссальное количество дополнительного тепла, оцениваемое по используемым данным EN4 в  $6.89 \cdot 10^7$  ПДж, а по WOA13 в  $5.63 \cdot 10^7$  ПДж. Ясно, что этот теплозапас включает в себе такую инерцию климатического потепления, что даже если остановить

антропогенные выбросы парниковых газов потепление климата Земли не прекратится, о чем также свидетельствуют климатические оценки IPCC [Stocker et al., 2013]. Так, чтобы скомпенсировать это потепление вод в верхних слоях СА, например, за 50-летний промежуток времени, необходимо охлаждать поверхность океана со средним потоком  $0.76 \text{ Вт/м}^2$  согласно данным EN4 и  $0.65 \text{ Вт/м}^2$  согласно WOA2013. Однако даже при самом умеренном сценарии IPCC будущего развития климатических изменений, радиационный поток парникового эффекта, направленный на разогрев поверхности Земли, составляет  $2.5 \text{ Вт/м}^2$ .

Для реанализа ESTOC (Рисунок 14г) область потепления наблюдается в верхнем  $\sim 1$ -км слое от экватора до  $40^\circ\text{N}$ , а затем область похолодания до  $60^\circ\text{N}$  и далее снова область потепления по всей глубине до  $80^\circ\text{N}$ . В реанализе ORA-S4 (Рисунок 14д) в верхнем  $\sim 2.5$ -км слое наблюдается потепление, а глубже небольшие области похолодания. По данным реанализа GECCO2 (Рисунок 14е) в верхнем  $\sim 4$ -км слое наблюдаются в основном области потепления и небольшие области похолодания, ниже  $\sim 4$ -км слоя только области похолодания.

Среднезональные тренды солености (Рисунок 14, показаны цветом) СА показали осолонение в верхнем  $\sim 1$ -км слое от экватора до  $\sim 40$ - $50^\circ\text{N}$  и, в основном, распреснение от  $\sim 50^\circ\text{N}$  до  $80^\circ\text{N}$  по данным объективных анализов EN4 (Рисунок 14ж) и WOA13 (Рисунок 14з), а также реанализов ESTOC (Рисунок 14к) и ORA-S4 (Рисунок 14л), в то время как глубже  $\sim 1$ -км слоя наблюдаются области распреснения. По данным реанализа GFDL (Рисунок 14и) по всей глубине наблюдаются и области распреснения и осолонения. В реанализе GECCO2 (Рисунок 14м) в верхнем  $\sim 4$ -км слое осолонение, а ниже распреснение.

Стоит отметить, что рассчитанные по данным EN4 и WOA2013 тренды потенциальной температуры и солености показывают практически одну и ту же пространственную структуру долгопериодных изменений термохалинного состояния СА. Это подтверждается высокими значениями пространственных коэффициентов корреляции между данными EN4 и WOA2013, равными 0.92 для трендов температуры (Рисунок 14а, б) и 0.77 для трендов солёности (Рисунок 14в, г). При этом данные EN4 показывают более сглаженную структуру

долгопериодных изменений, чем WOA2013 (Рисунок 14), что связано, скорее всего, с более высоким пространственным разрешением данных WOA2013 (см. таблицу 1).

В своих трендах функции тока АМОЦ (Рисунок 14, показаны изолиниями) реанализов и объективных анализов EN4 и WOA13 показывают неоднозначную структуру. Так данные объективных анализов (данные наблюдений) EN4 (Рисунок 14а, ж) и WOA13 (Рисунок 14б, з) и реанализа GECCO2 (Рисунок 14е, м) демонстрируют в основном положительные тренды функции тока АМОЦ, что говорит о ее интенсификации.

Данные реанализа ESTOC (Рисунок 14г, к) показывают положительные тренды функции тока АМОЦ от экватора до 40°N и отрицательные от 40°N до 60°N. Но тренды по данным GFDL (Рисунок 14в, и) и ORA-S4 (Рисунок 14д, л) показывают главным образом отрицательные значения, что сигнализирует об ослаблении АМОЦ при наблюдаемых климатических изменениях, что согласуется с климатическими расчетами и оценками по данным наблюдений IPCC [Stocker et al., 2013], где с помощью модели GFDL показано, что, если наблюдается тренд температуры на потепление, то АМОЦ ослабляется.

Таким образом по данным объективных анализов (наблюдений) EN4 и WOA13, а также по реанализам GECCO2 и ESTOC – тренды функции тока АМОЦ в основном положительные, а по реанализам GFDL и ORA-S4 – тренды функции тока АМОЦ отрицательные. Это противоречие должно быть исследовано в будущем, так как тренды функции тока АМОЦ во многом определяют глобальные климатические изменения.

### **3.2 Вклады климатических изменений температуры и солености по данным EN4 в формирование трендов термохалинной циркуляции СА в 1951-2017 гг.**

В данном разделе была поставлена задача изучения обнаруженной выше особенности изменчивости трендов функции тока АМОЦ в СА за 1951–2017 гг. Вышеотмеченные значительные различия в океанских объективных анализах и реанализах в функции тока АМОЦ (см., также, [Багатинский и Дианский, 2021])

свидетельствуют о том, что реконструкция океанических полей с помощью синтеза данных наблюдений и моделирования еще далека от завершения.

Поэтому для решения поставленной задачи были использованы только данные объективного анализа EN4, поскольку они охватывают период с 1900 года по настоящее время для каждого месяца, а WOA13 содержит только усредненные данные для следующих 6 периодов: с 1955 по 1964 гг., с 1965 по 1974 гг., с 1975 по 1984 гг., с 1985 по 1994 гг., с 1995 по 2004 гг., с 2005 по 2012 гг. При этом особенности термохалинной изменчивости СА по данным EN4 и WOA13 практически полностью согласованы между собой (см. раздел 2.8) [Дианский и Багатинский, 2019; Багатинский и др., 2020; Багатинский и Дианский, 2021], т.к. основой для EN4 и WOA13 является одна и та же база данных World Ocean Database (WOD13) [Boyer et al., 2013], собранная в NOAA. Для восстановления циркуляции по данным о температуре и солености из EN4 использовались численные расчеты по российской сигма-модели общей циркуляции океана INMOM методом диагноза-адаптации (см. разделы 2.5, 2.6). Для исследования формирования термохалинной циркуляции использовалась, разработанная нами техника, оценивающая вклады изменений потенциальной температуры и солености в формирование изменчивости функции тока АМОЦ (раздел 2.7).

Несмотря на то, что расчеты проводились для всей области АО, мы здесь будем, как и в работах [Багатинский и Дианский, 2019] и [Багатинский и Дианский, 2021], анализировать состояние только СА, поскольку именно она оказывает наибольшее влияние на изменчивость климата в Европейской части Евразии.

Для изучения характеристик термохалинной циркуляции, период с 1951 по 2017 гг. был разбит на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг., как в работе [Hassan et al., 2021]. Эти периоды связаны с усилением с 1951 по 1990 и ослаблением с 1991 по 2020 АМОЦ – усредненной по ансамблю моделей участвующих в проекте CMIP-6 [Hassan et al., 2021]. Тренд с 1951 по 1990 гг. рассчитывался используя подготовленные периоды: 1951-1959 гг., 1961-1969 гг., 1973-1981 гг. и 1982-1990 гг., а тренд с 1991 по 2017 гг. используя периоды 1991-1999 гг., 2000-2008 гг. и 2009-2017 гг. (см. периоды на рисунке 9).

Методом наименьших квадратов для трендов динамических характеристик определялись коэффициенты множественной регрессии (с точностью до второго знака после запятой) линейной модели [Gromyko et al., 2022]:

$$F_{1,trend}(\theta, S) = aF_{2,trend}(\theta) + bF_{3,trend}(S) \quad (7)$$

Где  $F_{i,trend}$  – тренд динамической характеристики (потенциальной плотности  $\rho$ , функции тока АМОЦ  $\psi$  или уровня моря  $\zeta$ ) в  $i$  (1-3) эксперименте (см. раздел 2.7).  $a$  и  $b$  – коэффициенты множественной регрессии. По коэффициентам  $a$  и  $b$  определялись коэффициенты множественной корреляции [Gromyko et al., 2022].

### **3.2.1 Тренды потенциальной температуры и солёности и их вклады в тренды потенциальной плотности СА с 1951 по 2017 гг.**

За период с **1951 по 2017** гг. потенциальная температура (Рисунок 15а) и солёность (Рисунок 15г) в **верхнем 400 м слое** демонстрируют положительные тренды по всей области СА, кроме области субарктического круговорота, где тренды отрицательны («холодное пятно», см. ниже). Это согласуется с результатами работы [Caesar, 2018]. При этом тренды потенциальной плотности в верхнем 400 м слое (Рисунок 15ж) за период с 1951 по 2017 гг. в 1-м эксперименте, в котором задаются изменения потенциальной температуры и солёности, принимают отрицательные значения почти по всей области СА. С точки зрения влияния на тренды плотности, тренды температуры и солёности оказывают противоположное влияние. При этом реальный тренд в поле плотности в СА за исследуемый период практически полностью определяется температурным трендом. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 15а), тренды потенциальной плотности (Рисунок 16к, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают в основном отрицательные значения, поскольку они определяются только трендами в температуре, которые уже не компенсируются противоположным влиянием со стороны солёности. Из-за прогрева верхнего слоя океана тренды в плотности принимают отрицательные значения почти по всей СА, кроме области субарктического круговорота, где они положительны (Рисунок 15к) из-за отрицательных здесь трендов в потенциальной температуре (Рисунок 15а). Эта

область называется «холодное пятно» (“cold blob”), см., например, [Keil et al., 2020]. Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 15г) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности (Рисунок 15н, 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения почти по всей СА, кроме области субарктического круговорота, где тренды потенциальной плотности отрицательны (Рисунок 15н), что хорошо согласуется с трендом солёности (Рисунок 15г). Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности (Рисунок 15ж) за период с 1951 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое дают тренды температуры, а в области «холодного пятна» вклады потенциальной температуры и солёности компенсируются. Следует отметить, что поле трендов потенциальной плотности за весь исследуемый период с 1951 по 2017 гг. формируются по линейному закону, как простая сумма трендов потенциальной плотности, формируемых за счет трендов в температуре и солёности. Это подтверждают рассчитанные коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое (Рисунок 15ж, Рисунок 15к и Рисунок 15н) равные  $a = 1.00$  и  $b = 1.00$ , коэффициент множественной корреляции также равен 1.00, т.е с 1951 по 2017 гг.:  $\rho_{1,trend}(\theta,S)=\rho_{2,trend}(\theta)+\rho_{3,trend}(S)$ .

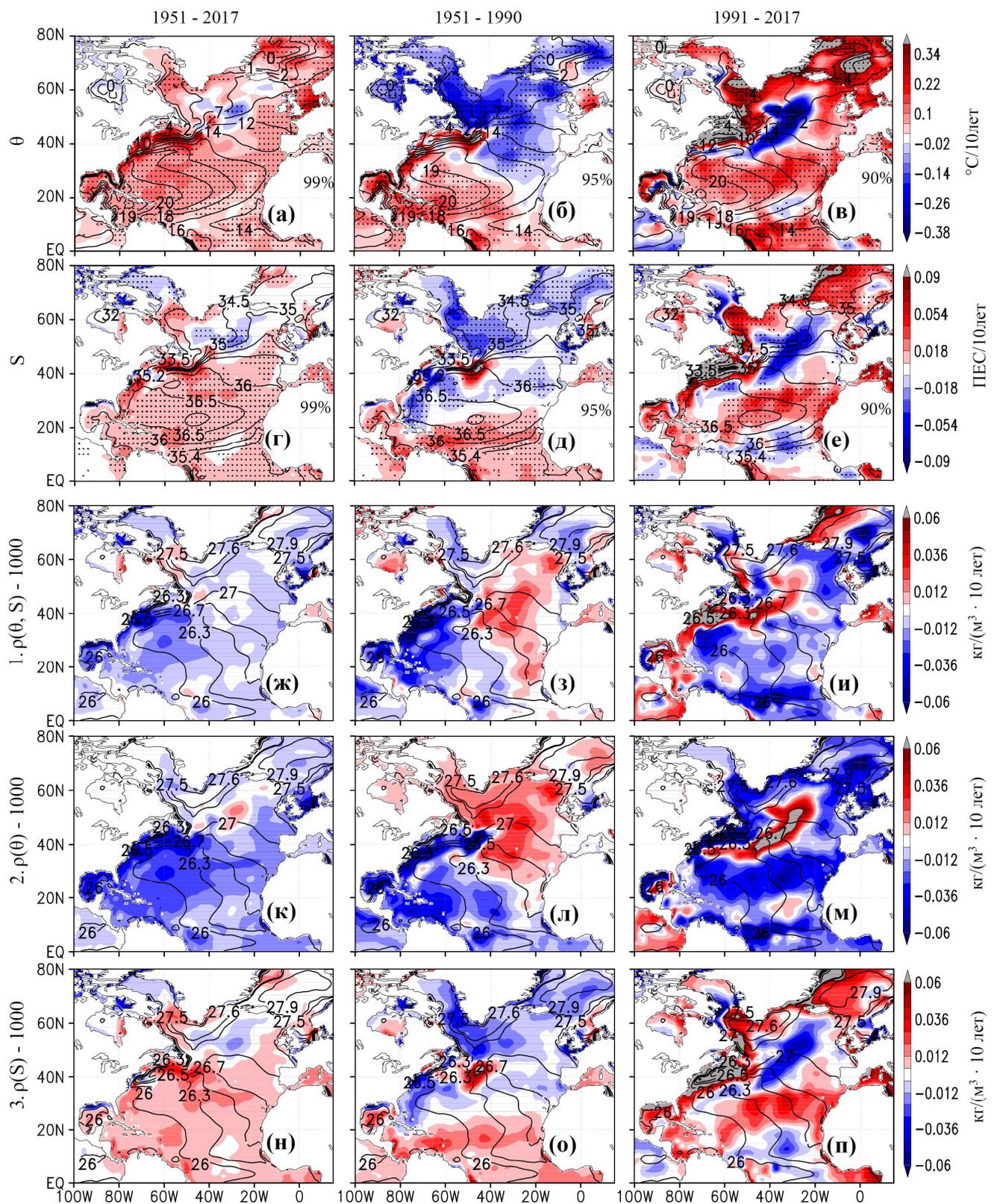


Рисунок 15. Климатические тренды потенциальной температуры, используемой в экспериментах 1 и 2 (см. эксперименты в разделе 2.7),  $^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$  и  $^{\circ}\text{C}$ ; в верхнем 400 м слое СА за 1951-2017 (а), 1951-1991 (б) и 1991-2017 (в)гг. (показаны цветом), соответственно, и средние за период состояния потенциальной температуры в верхнем 400 м слое (показаны изолиниями). (г), (д), (е) – то же, что (а), (б), (в), но для солености, используемой в экспериментах 1 и 3, ПЕС/10лет и ПЕС; (ж), (з), (и) – то же, что (а), (б), (в), но для потенциальной плотности в

величинах  $\sigma_T = \rho - 1000$ , кг/(м<sup>3</sup>·10лет) и кг/м<sup>3</sup> - по результатам 1 эксперимента; (к), (л), (м) – то же, что (ж), (з), (и), но по результатам 2 эксперимента и (н), (о), (п) – то же, что (ж), (з), (и), но по результатам 3 эксперимента. Точками на рисунках (а-е) показаны статистически значимые тренды на уровне 90-99 % потенциальной температуры и солёности, соответственно.

За период с **1951 по 1990 гг. в верхнем 400 м слое** наблюдаются в основном положительные тренды потенциальной температуры (Рисунок 15б) от экватора до 45°N и солёности (Рисунок 15д) от экватора до 25°N, при этом в остальных областях и в области субарктического круговорота наблюдается значительная область отрицательных трендов как температуры, так и солёности. Отрицательный тренд солёности за период с 1951 по 1990 гг., по-видимому, вызван влиянием Великой солёностной аномалии (ВСА), адвективным событием [Dickson et al., 1988], наблюдавшимся в течении 14 лет с 1968 по 1982. В 1968 г. к северу от Исландии наблюдался большой объем распресненных вод, распространяющийся против часовой стрелки вокруг субарктического круговорота в СА и вернувшийся в Гренландское море в 1981–1982 гг. Этот объем распресненных вод ослабил конвекцию в северной части СА [Dima and Lohmann, 2011], тем самым вызвав ослабление АМОЦ в области субарктического круговорота (как будет показано ниже), что, по-видимому, и привело к дальнейшему распреснению и похолоданию (Рисунок 15б) северной части СА. Авторы [Dima and Lohmann, 2011] считают, что ВСА в 1968 году возникла из-за резонанса между временными колебаниями выноса морского льда из Гренландского моря в СА с периодами 70 лет, 14 лет и 20 лет, связанных с известными климатическими циклами [Enfield and Mestas-Nunes, 1999; Deser and Blackmon, 1993; White and Cayan]. В работе [Mysak et al., 1990] показано, что ВСА произошла после большого речного стока из канадской Арктики в СЛО в 1964–1966 гг. Тренды потенциальной плотности (Рисунок 15з) в верхнем 400 м слое за период с 1951 по 1990 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солёности, принимают отрицательные значения от 100°W до 40°W и в основном положительные значения от 40°W. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 15б), тренды потенциальной плотности (Рисунок 15л, 2 эксперимент, с 1951 по

1990 гг.) практически полностью определяются трендами в температуре при отсутствии компенсации со стороны солёности, принимая отрицательные значения почти по всей области субтропического круговорота, кроме области от  $40^{\circ}\text{W}$  до 0 меридиана и от  $25^{\circ}\text{N}$ , и положительные значения в области субарктического круговорота (Рисунок 15л) из-за отрицательного здесь тренда в потенциальной температуре (Рисунок 15б). Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 15д) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности за 1951-1990 гг. (Рисунок 15о, 3 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают положительные значения от экватора до  $20^{\circ}\text{N}$ , а после  $20^{\circ}\text{N}$  в основном отрицательные значения, что хорошо согласуется с трендами солёности (Рисунок 15д). Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности (Рисунок 15з) за период с 1951 по 1990 гг. в верхнем 400 м слое практически по всей области СА дают тренды температуры, кроме области ближе к Гренландии, где вклад от изменений солёности превалирует. В этот период с 1951 по 1990 гг. поле трендов потенциальной плотности также формируются по линейному закону. Однако вклад солёности незначительно меньше температурного. Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 15з, Рисунок 15л и Рисунок 15о) равны  $a = 1.00$  и  $b = 0.99$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е с **1951 по 1990 гг.:**  $\rho_{1,trend}(\theta, S) \approx \rho_{2,trend}(\theta) + \rho_{3,trend}(S)$ .

За период с **1991 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое** потенциальная температура (Рисунок 15в) и солёность (Рисунок 15е) демонстрируют в основном положительные тренды, кроме области протекания Северо-Атлантического течения, где наблюдаются отрицательные тренды. При этом тренды потенциальной плотности (Рисунок 15и) в верхнем 400 м слое за период с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солёности, принимают в СА во основном отрицательные значения, кроме областей протекания Гольфстрима, Северо-Атлантического течения, Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений, где тренды положительны.

Когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 15в), тренды потенциальной плотности (Рисунок 15м, 2 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.) полностью определяются трендами в температуре при отсутствии компенсации со стороны солёности, принимая отрицательные значения почти по всей области СА, кроме области протекания Гольфстрима и Северо-Атлантического течений, где тренд положителен из-за отрицательного здесь тренда в потенциальной температуре (Рисунок 15в). Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 15е) при отсутствии компенсации со стороны температурных трендов, тренды потенциальной плотности (Рисунок 15п, 3 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.) имеют противоположные знаки, чем на Рисунке 15м (2 эксперимент) и принимают в основном положительные значения, кроме областей у экватора и протекания Северо-Атлантического течения, что хорошо согласуется с трендом солёности (Рисунок 15е). Таким образом, главный вклад в формирование трендов в поле плотности за период с 1991 по 2017 гг. в верхнем 400 м слое практически по всей области СА дают тренды потенциальной температуры, кроме области протекания Гольфстрима, Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений, где превалирует вклад от изменений солёности. И в этот период с 1991 по 2017 гг. поле трендов потенциальной плотности также формируется практически по линейному закону. Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов потенциальной плотности в верхнем 400-м слое за период с 1991 по 2017 гг. (Рисунок 15и, Рисунок 15м и Рисунок 15п) равны  $a = 0.99$  и  $b = 0.99$ , а коэффициент множественной корреляции также равен 0.99, т.е с **1991 по 2017** гг.:  $\rho_{1,trend}(\theta, S) \approx \rho_{2,trend}(\theta) + \rho_{3,trend}(S)$ .

Как было обнаружено ранее (раздел 3.1) [Багатинский и Дианский, 2019] и [Багатинский и Дианский, 2021] за период с **1951 по 2017** гг. в верхнем 1-км слое СА наблюдаются положительные **среднезональные** тренды потенциальной температуры (Рисунок 16а) и солёности (Рисунок 16г), т.е. происходит потепление и осолонение, а ниже 1-км слоя наблюдаются отрицательные тренды, происходит похолодание и распреснение. При этом среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16ж, 1 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают

отрицательные значения по всей глубине. Это говорит о том, что потенциальная энергия вод СА за счет изменения их термохалинного состояния увеличилась, за счет расширения вод, в основном в поверхностном слое, что приводит к увеличению стерического уровня моря (показано ниже), что, в свою очередь, согласуется с климатическими расчетами и оценками по данным наблюдений IPCC6 [Gulev et al., 2021]. Также видно, что, когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 16а), среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16к, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают отрицательные значения по всей глубине, что хорошо согласуется с трендом среднезональной потенциальной температуры (Рисунок 16а). Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 16г), в верхнем 1-км слое среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16н, 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения, а ниже 1-км слоя отрицательные значения, что хорошо согласуется с среднезональными трендами солёности (Рисунок 16г). Таким образом в верхнем 1-км слое среднезональные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет потенциальной температуры, а ниже за счет солёности. Коэффициенты множественной регрессии (7) для среднезональных трендов потенциальной плотности за период с 1951 по 2017 гг. (Рисунок 16ж, Рисунок 16к и Рисунок 16н) равны  $a = 0.99$  и  $b = 0.99$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е с **1951 по 2017** гг. для среднезональных трендов плотности:  $\rho_{1,trend}(\theta,S) \approx \rho_{2,trend}(\theta) + \rho_{3,trend}(S)$ .

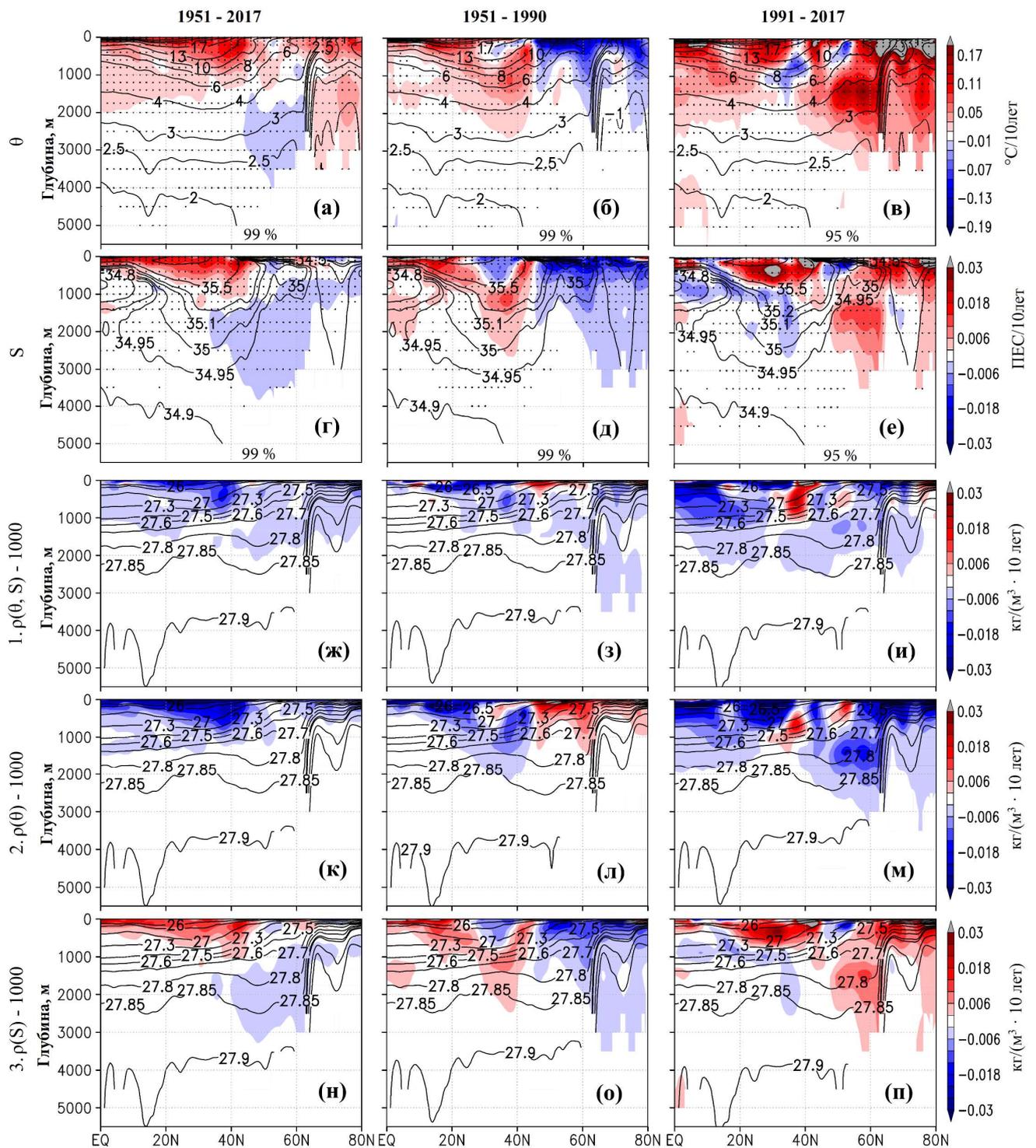


Рисунок 16. То же, что и на Рисунке 15, но для среднезонального состояния СА. Точками на рисунках (а-е) показаны статистически значимые тренды на уровне 95-99 % потенциальной температуры и солёности, соответственно.

За период с 1951 по 1990 гг. в верхнем 1-км слое СА от экватора до 45°N наблюдаются в основном положительные среднезональные тренды потенциальной температуры (Рисунок 16б) и солёности (Рисунок 16д), т.е. происходит потепление и осолонение, кроме области от 25°N до 40°N глубиной 1

км, где тренды солености отрицательны и происходит распреснение. После 45°N наблюдаются отрицательные тренды потенциальной температуры и солености, происходит похолодание и распреснение SA. При этом среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16з) за период с 1951 по 1990 по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения практически по всей глубине, кроме области от 40°N до 55°N в верхнем 500 м слое. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 16б), среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16л, 2 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают в основном отрицательные значения от экватора до 45°N и положительные после 45°N, что хорошо согласуется с трендом среднезональной потенциальной температуры (Рисунок 16б). Когда задаются только изменения солености (Рисунок 16д), среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16о, 3 эксперимент, с 1951 по 1990 гг.) принимают в основном положительные значения от экватора до 45°N, кроме области от 25°N до 40°N глубиной 1 км, где тренды отрицательны, после 45°N тренды также отрицательны, что хорошо согласуется с среднезональными трендами солености (Рисунок 16д). Таким образом, от экватора до 50°N среднезональные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет изменений потенциальной температуры, а в области от 25°N до 40°N в верхнем 1 км слое и после 50°N по всей глубине за счет изменений солености. Коэффициенты множественной регрессии (7) для среднезональных трендов потенциальной плотности за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 16з, Рисунок 16л и Рисунок 16о) равны  $a = 0.99$  и  $b = 0.99$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е. с **1951 по 1990** гг. для среднезональных трендов плотности:  $\rho_{1,trend}(\theta,S) \approx \rho_{2,trend}(\theta) + \rho_{3,trend}(S)$ .

За период с **1991 по 2017** гг. наблюдаются в основном положительные **среднезональные** тренды потенциальной температуры (Рисунок 16в) практически по всей глубине SA, кроме областей от 25°N до 40°N в слое 500-1500 м и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, среднезональные тренды солености (Рисунок 16е) также в основном положительны, кроме областей от экватора до 40°N ниже 500 м

слоя и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, т.е. в основном в СА происходит потепление и осолонение. Среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16и) за период с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солёности, принимают в основном отрицательные значения практически по всей глубине, кроме областей от 35°N до 45°N в верхнем 1 км слое и от 45°N до 55°N в слое 300-600 м, где тренды положительны. Также видно, что, когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунок 16в), среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16м, 2 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.), принимают в основном отрицательные значения, кроме областей от 35°N до 40°N в слое 500-1500 м и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, где тренды положительны, что хорошо согласуется с трендом среднезональной потенциальной температуры (Рисунок 16в). Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 16е), среднезональные тренды потенциальной плотности (Рисунок 16п, 3 эксперимент, с 1991 по 2017 гг.), принимают в основном положительные значения, кроме областей от экватора до 40°N ниже 500 м слоя и от 45°N до 55°N в верхнем 500 м слое, где тренды отрицательны, что хорошо согласуется с среднезональными трендами солёности (Рисунок 16е). Таким образом, среднезональные тренды потенциальной плотности формируются в основном за счет изменений потенциальной температуры практически по всей глубине СА, кроме областей от 35°N до 45°N и от 45°N до 55°N в верхнем 300 м слое, где вклад от изменений солёности превалирует. Коэффициенты множественной регрессии (7) для среднезональных трендов потенциальной плотности за период с 1991 по 2017 гг. (Рисунок 16и, Рисунок 16м и Рисунок 16п) равны  $a = 0.98$  и  $b = 0.98$ , а коэффициент множественной корреляции равен 0.99, т.е с **1991 по 2017** гг. для среднезональных трендов плотности:  $\rho_{1,trend}(\theta, S) \approx \rho_{2,trend}(\theta) + \rho_{3,trend}(S)$ .

Расчитанные коэффициенты множественной регрессии для трендов плотности для всех периодов также подтверждают их простую линейную зависимость от трендов плотности, формируемых за счет трендов в температуре и солёности. Следует отметить, что поле трендов плотности за весь исследуемый

период с 1951 по 2017 гг. формируется по линейному закону, когда оно формируется как простая сумма. Это подтверждают рассчитанные коэффициенты множественной корреляции.

### **3.2.2 Статистическая значимость трендов потенциальной температуры и солености по исходным данным EN4.**

Тренды потенциальной температуры и солености в верхнем 400м слое (Рисунок 17а-е) и среднезональном состоянии (Рисунок 17ж-м) по исходным данным показывают ту же структуру и те же значения, что и после моделирования с помощью INMOM методом диагноза-адаптации (Рисунок 15а-е и Рисунок 16а-е, соответственно). При этом по исходным данным (Рисунок 17) все тренды значимы на уровне 99%, т.к. временной шаг исходных данных меньше и составляет 1 месяц.

Стоит отметить, что в исходных данных на рисунке 17к-м среднезональные тренды солености на глубине ниже 3000 м показывают сильные отрицательные значения от экватора до 40°N, которые исчезают после моделирования (рисунок 16г-е). Это говорит о том, что в исходных данных есть ошибки, которые убираются на этапе адаптации.

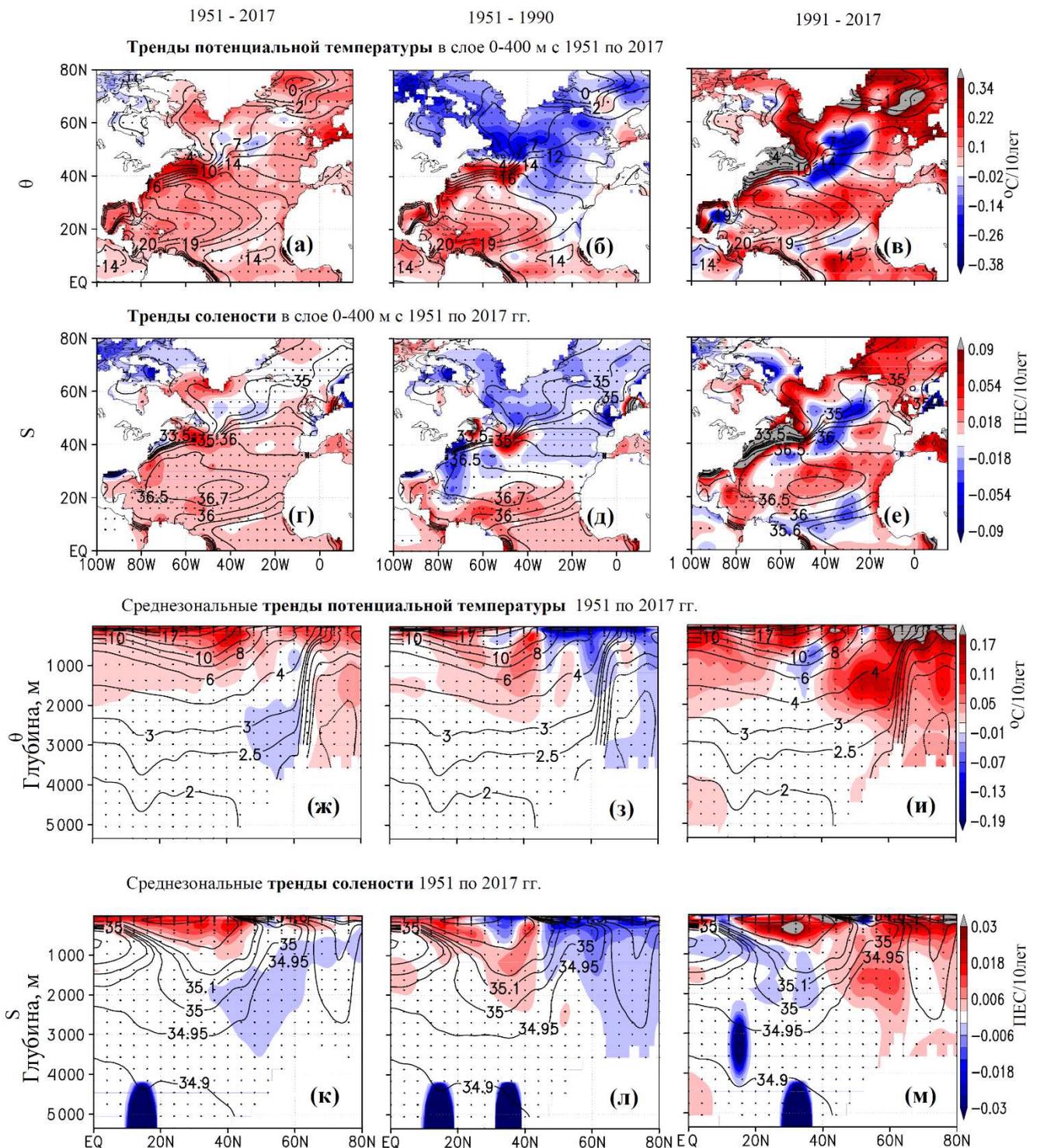


Рисунок 17. Тренды (показаны цветом) по исходным данным EN4 (см. таблицу 1) и их статистическая значимость (показана точками, где тренд значим на уровне 99 %) для потенциальной температуры в слое 0-400 м  $^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$  для периодов: 1951-2017 (а), 1951-1990 (б) и 1991-2017 (в) и солёности в слое 0-400 м [ПЕС/10лет], соответственно. (ж, з, и) – то же, что и на (а, б, в), но для среднезональных трендов потенциальной температуры. (к, л, м) – то же, что и на (ж, з, и), но для среднезональных трендов солёности [ПЕС/10лет].

### **3.2.3 Вклады изменений потенциальной температуры и солёности в тренды функции тока АМОЦ с 1951 по 2017 гг.**

Тренды функции тока АМОЦ за 1951-2017 гг. (Рисунок 18а) по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения температуры и солёности, принимают в основном положительные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции за 1951-2017 гг., при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 2017 гг. (Рисунок 19а), а в области субарктического круговорота небольшие положительные и отрицательные тренды уровня моря. Когда задаются только изменения потенциальной температуры (Рисунки 18а, 19а), тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18г, 2 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают положительные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции, при этом в области субтропического круговорота наблюдаются положительные тренды уровня моря (Рисунок 19г), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря. Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 15г, Рисунок 16г), тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18ж, 3 эксперимент, с 1951 по 2017 гг.) принимают в основном отрицательные значения, что говорит об ослаблении меридиональной циркуляции, при этом в области субтропического круговорота наблюдаются отрицательные тренды уровня моря (Рисунок 19ж), а в области субарктического круговорота положительные тренды уровня моря. Таким образом, главный вклад в положительные тренды функции тока АМОЦ за период с 1951 по 2017 гг. и положительные в области субтропического круговорота и отрицательные в области субарктического круговорота тренды уровня моря делают изменения потенциальной температуры, а изменения солёности вносят противоположный по знаку вклад. Стоит отметить, что поля трендов функции тока АМОЦ и уровня моря также формируются по линейному закону, как простая сумма трендов, формируемых за счет трендов в температуре и солёности. Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1951 по 2017 гг. (Рисунок 18а, Рисунок 18г и Рисунок 18ж) равны  $a = 1.01$  и  $b = 0.95$ , а

коэффициент множественной корреляции равен 0.99, т.е с 1951 по 2017 гг.:  $\psi_{1,trend}(\theta, S) = 1.01\psi_{2,trend}(\theta) + 0.95\psi_{3,trend}(S)$ . Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов уровня моря за период с 1951 по 2017 гг. (Рисунок 19а, Рисунок 19г и Рисунок 19ж) равны  $a = 1.00$  и  $b = 1.01$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е с 1951 по 2017 гг.:  $\zeta_{1,trend}(\theta, S) \approx \zeta_{2,trend}(\theta) + \zeta_{3,trend}(S)$ .

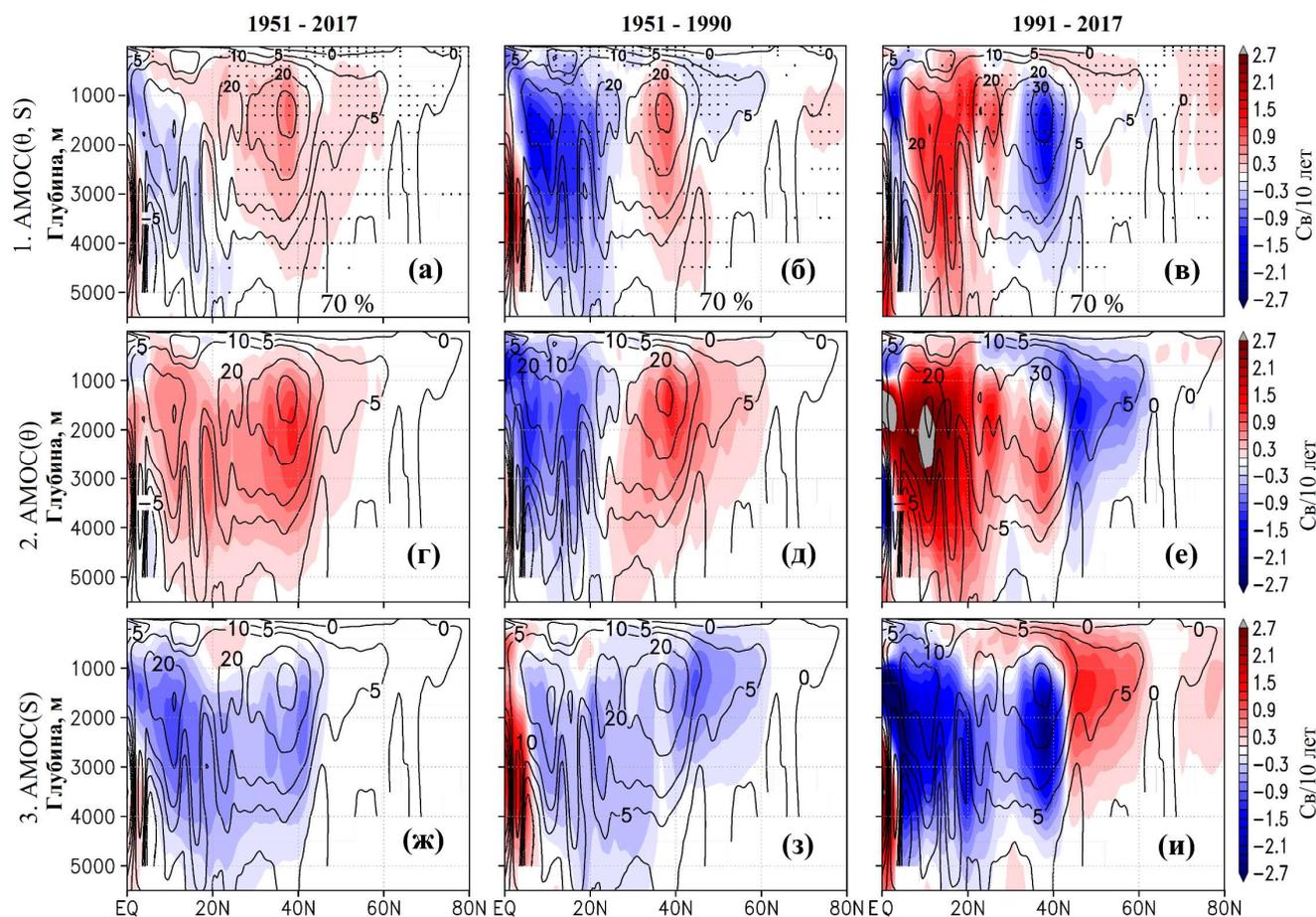


Рисунок 18. Тренды функции тока АМОЦ, Св/10лет за 1951-2017, 1951-1991 и 1991-2017 гг. (показаны цветом), соответственно и средние за период функции тока АМОЦ (показаны изолиниями) Св: по результатам 1 эксперимента (а), (б), (в); по результатам 2 эксперимента (г), (д), (е), по результатам 3 эксперимента (ж), (з), (и). Точками на рисунках (а, б, в) показаны статистически значимые тренды функции тока АМОЦ, соответственно.

По результатам 4 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солёности из которых были удалены тренды за 1951-2017 гг., было получено, что, если из исходных данных удалить тренды, то также не будет трендов плотности, функции тока АМОЦ и уровня моря, т.е. тренды равны нулю.

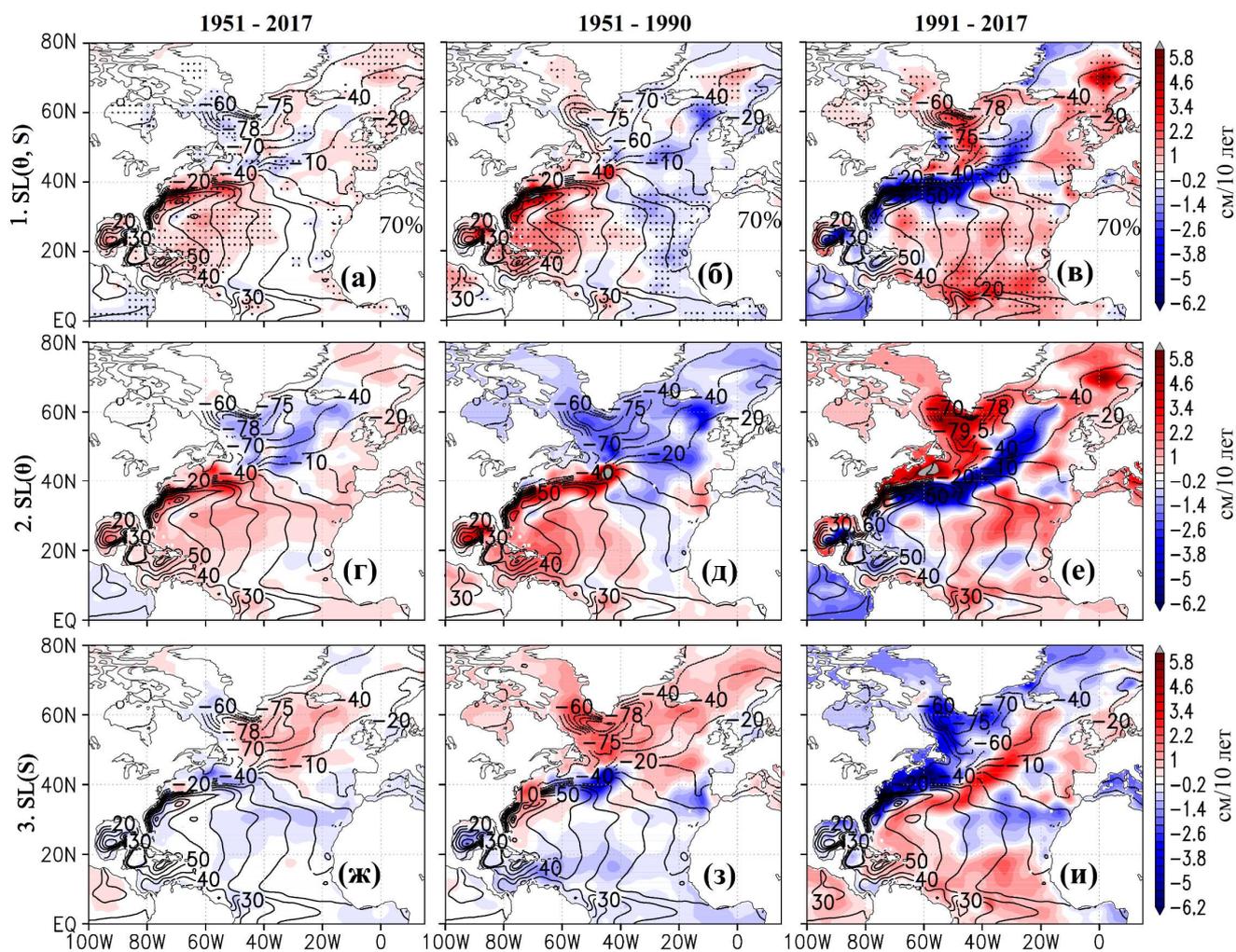


Рисунок 19. То же, что и на Рисунке 18, но для уровня моря, см/10лет и см. Точками на рисунках (а, б, в) показаны статистически значимые тренды уровня моря, соответственно.

Тренды функции тока АМОЦ за **1951-1990** гг. (Рисунок 18б) по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солености, принимают отрицательные значения от экватора до  $25^{\circ}\text{N}$ , далее от  $25^{\circ}\text{N}$  до  $45^{\circ}\text{N}$  и в области ядра функции тока АМОЦ в основном положительные значения и от  $45^{\circ}\text{N}$  небольшие отрицательные значения, что говорит об усилении меридиональной циркуляции в области ядра, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 19б), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря. Во 2 эксперименте, вызванные изменениями потенциальной температуры (Рисунок 15б, Рисунок 16б) тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18д) за период с 1951 по 1990

гг. принимают отрицательные значения от экватора до 25°N и положительные значения от 25°N и в области ядра функции тока АМОЦ, что говорит об усилении меридиональной циркуляции в области ядра за счет изменений от потенциальной температуры, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима в основном наблюдаются положительные тренды уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 19д), а в области субарктического круговорота отрицательные тренды уровня моря, вызванные изменениями температуры. Когда задаются только изменения солёности (Рисунок 15д, Рисунок 16д) тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18з, 3 эксперимент, с 1951-1990 гг.) принимают в основном отрицательные значения, что говорит об ослаблении меридиональной циркуляции за счет вклада от изменений солёности, при этом в области субтропического круговорота и Гольфстрима наблюдаются в основном отрицательные тренды уровня моря (Рисунок 19з), а в области субарктического круговорота положительные тренды уровня моря, вызванные изменениями солёности. Таким образом, основной вклад в тренды функции тока АМОЦ за период с 1951 по 1990 гг. от экватора до 45°N и в области ядра делают изменения потенциальной температуры, а после 45°N изменения солёности, которые вносят отрицательный по знаку вклад практически по всей глубине СА, при этом тренды уровня моря также определяются в основном изменениями потенциальной температуры, а изменения солёности вносят противоположный по знаку вклад. Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 18б, Рисунок 18д и Рисунок 18з) равны  $a = 0.87$  и  $b = 0.86$ , а коэффициент множественной корреляции равен 0.98, т.е с **1951 по 1990** гг.:  $\psi_{1,trend}(\theta, S) = 0.87\psi_{2,trend}(\theta) + 0.86\psi_{3,trend}(S)$ . Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов уровня моря за период с 1951 по 1990 гг. (Рисунок 19б, Рисунок 19д и Рисунок 19з) равны  $a = 1.01$  и  $b = 1.01$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е с **1951 по 1990** гг.:  $\zeta_{1,trend}(\theta, S) \approx \zeta_{2,trend}(\theta) + \zeta_{3,trend}(S)$ .

Тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18в) за **1991-2017** гг. по результатам 1 эксперимента, в котором задавались изменения потенциальной температуры и солёности, принимают положительные значения от экватора до 30°N,

отрицательные значения от  $30^{\circ}\text{N}$  до  $45^{\circ}\text{N}$  и в области ядра, а после  $45^{\circ}\text{N}$  снова небольшие положительные значения. При этом в областях протекания Гольфстрима и Северо-Атлантического течений в основном наблюдаются отрицательные тренды уровня моря (Рисунок 19в) за период с 1991 по 2017 гг., а в области Лабрадорского течения в основном положительные тренды уровня моря. Во 2 эксперименте, вызванные изменениями потенциальной температуры (Рисунок 15в, 19в) тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18е) за период с 1991 по 2017 гг. принимают в основном положительные значения от экватора до  $45^{\circ}\text{N}$  и в области ядра, кроме верхнего 1-км слоя от  $20^{\circ}\text{N}$ , что говорит в основном об усилении циркуляции, а после  $45^{\circ}\text{N}$  тренды функции тока АМОЦ отрицательны, что говорит об ослаблении циркуляции. При этом в областях Гольфстрима и Северо-Атлантического течений в основном наблюдаются отрицательные тренды уровня моря за период с 1991 по 2017 гг. (Рисунок 19е), а в области Лабрадорского и Восточно-Гренландского течений положительные тренды. В 3 эксперименте, вызванные изменениями солёности (Рисунок 15е, Рисунок 16е) тренды функции тока АМОЦ (Рисунок 18и) за период с 1991 по 2017 гг. принимают в основном отрицательные значения от экватора до  $45^{\circ}\text{N}$  и в области ядра, кроме верхнего 1-км слоя от  $10^{\circ}\text{N}$ , что говорит в основном об ослаблении циркуляции, после  $45^{\circ}\text{N}$  тренды функции тока АМОЦ положительны, что говорит об усилении циркуляции. При этом в областях Гольфстрима наблюдаются как отрицательные, так и положительные тренды уровня моря за период с 1991 по 2017 гг., в области Северо-Атлантического течения в основном положительные тренды уровня моря, а в области Лабрадорского и Восточно-Гренландского течений отрицательные тренды уровня моря. Таким образом, основной вклад в тренды функции тока АМОЦ за период с 1991 по 2017 гг. от экватора до  $30^{\circ}\text{N}$  делают изменения потенциальной температуры, а от  $30^{\circ}\text{N}$  и в области ядра изменения солёности. Причем по всей глубине СА вклады от изменений потенциальной температуры в тренды функции тока АМОЦ с 1991 по 2017 гг. противоположны по знаку вкладам от изменений солёности. Главный вклад в тренды уровня моря вносят изменения потенциальной температуры, а изменения солёности дают противоположный по знаку вклад.

Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов функции тока АМОЦ за период с 1991 по 2017 (Рисунок 18в, Рисунок 18е и Рисунок 18и) равны  $a = 0.94$  и  $b = 0.90$ , а коэффициент множественной корреляции равен 0.93, т.е с **1991 по 2017** гг.:  $\psi_{1,trend}(\theta, S) = 0.94\psi_{2,trend}(\theta) + 0.90\psi_{3,trend}(S)$ . Коэффициенты множественной регрессии (7) для трендов уровня моря за период с 1991 по 2017 (Рисунок 19в, Рисунок 19е и Рисунок 19и) равны  $a = 1.00$  и  $b = 0.97$ , а коэффициент множественной корреляции равен 1.00, т.е с **1991 по 2017** гг.:  $\zeta_{1,trend}(\theta, S) \approx \zeta_{2,trend}(\theta) + \zeta_{3,trend}(S)$ .

Следует отметить, что коэффициенты регрессионных связей между трендами АМОЦ из 1 эксперимента с трендами АМОЦ из 2 и 3 экспериментов (см. раздел 2.7) для всего периода 1951-2017 гг. близки к 1, а для других периодов 1951 - 1990 гг. и 1991 - 2017 гг. отличаются от 1, это может говорить о том, что не были учтены изменения напряжения трения ветра, которое во всех экспериментах задавалось как среднее за 1951 - 2017 гг. Т.е. в период с 1951 по 2017 гг. изменения температуры и солености получились согласованными с напряжением трения ветра, а для других периодов нет. То, что за период с 1951 по 1990 имеются наиболее сильные отличия коэффициентов множественной регрессии от единицы может говорить о том, что в этом эксперименте роль ветра в формирование АМОЦ несколько выше.

### **3.2.4 Разность между среднезональными уровнями моря в субтропиках и субарктике как индикатор изменчивости АМОЦ**

Тренды в отклонениях уровня моря (Рисунок 19), как и следовало ожидать очень хорошо отражают тренды в плотности (Рисунок 15) согласно стериическому закону. Коэффициенты корреляции между трендами потенциальной плотности в верхнем 400-м слое и трендами уровня моря для периодов с 1951 по 2017 гг., с 1951 по 1990 гг. и с 1991 по 2017 гг. по результатам 1 эксперимента (Рисунок 15ж,з,и и Рисунок 19а,б,в) равны -0.55, -0.69 и -0.65, соответственно, по результатам 2 эксперимента (Рисунок 15к,л,м и Рисунок 19г,д,е) равны -0.84, -0.85 и -0.76, соответственно и по результатам 3 эксперимента (Рисунок 15н,о,п и Рисунок 19ж,з,и) равны -0.52, -0.55 и -0.74, соответственно. При этом уровень моря хорошо

отражает динамику течений [Sarkisyan and Sundermann, 2009], поскольку является одним из движущих факторов термохалинной циркуляции.

Была обнаружена связь между трендами в АМОЦ и среднезональных градиентов уровня моря. В таблице 2 показаны тренды максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  (в области ядра) и тренды разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  (максимум уровня моря в субтропической области) и  $57.5^{\circ}\text{N}$  (минимум уровня моря в субарктической области), по результатам 4-х экспериментов.

Таблица 2: Тренды максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  –  $\psi_{38.5N}$ , Св/10лет в 4 экспериментах (см. раздел 2.7, коэффициенты  $a$  и  $b$  см. в разделе 3.1) и тренды разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$  –  $\zeta_{diff} = \zeta_{34.5N} - \zeta_{57.5N}$ , см/10лет.

Характеристика	№ эксперимента		периоды		
			1951-2017	1951-1990	1991-2017
Тренд максимума функции тока АМОЦ на $38.5^{\circ}\text{N}$ [Св/10лет]	1.	$\psi_{1,trend}(\theta, S)_{38.5N} =$	0.85	1.01	-1.84
	2.	$\psi_{2,trend}(\theta)_{38.5N} =$	1.13	1.37	-0.01
	3.	$\psi_{3,trend}(S)_{38.5N} =$	-0.34	-0.47	-2.07
	4.	$\psi_{4,trend}(\theta - \theta_{trend} + \bar{\theta}, S - S_{trend} + \bar{S})_{38.5N} =$	-0.01	-	-
	2.+3.	$a\psi_{2,trend}(\theta)_{38.5N} + b\psi_{3,trend}(S)_{38.5N} =$	0.82 ( $a=1.01$ , $b=0.95$ )	0.79 ( $a=0.87$ , $b=0.86$ )	-1.87 ( $a=0.94$ , $b=0.90$ )
Тренд разности между среднезональными аномалиями уровня моря на $34.5^{\circ}\text{N}$ и $57.5^{\circ}\text{N}$ [см/10лет]	1.	$\zeta_{1,trend}(\theta, S)_{diff} =$	0.54	0.60	-1.40
	2.	$\zeta_{2,trend}(\theta)_{diff} =$	1.03	1.49	-2.24
	3.	$\zeta_{3,trend}(S)_{diff} =$	-0.47	-0.88	0.86
	4.	$\zeta_{4,trend}(\theta - \theta_{trend} + \bar{\theta}, S - S_{trend} + \bar{S})_{diff} =$	-0.01	-	-
	2.+3.	$a\zeta_{2,trend}(\theta)_{diff} + b\zeta_{3,trend}(S)_{diff} =$	0.56 ( $a=1.00$ , $b=1.01$ )	0.61 ( $a=1.01$ , $b=1.01$ )	-1.41 ( $a=1.00$ , $b=0.97$ )

Было получено, что с 1951 по 2017 гг. наблюдается тренд на усиление максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$ , равный 0.85 Св/10лет, вызванный в основном изменениями потенциальной температуры, вклад которой составляет 1.13 Св/10лет, а изменения солёности дают противоположный по знаку вклад, т.е. отрицательный тренд, равный -0.34 Св/10лет. Если разделить период с 1951 по 2017

гг. на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг., то получим, что с 1951 по 1990 гг. также наблюдается тренд на усиление максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  на  $1.01 \text{ Св}/10\text{лет}$ , вызванный в основном изменениями потенциальной температуры, вклад которой составляет  $1.37 \text{ Св}/10\text{лет}$ , а изменения солёности дают противоположный по знаку вклад, равный  $-0.47 \text{ Св}/10\text{лет}$ . При этом с 1991 по 2017 гг. наблюдается уже тренд на ослабление максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$ , равный  $-1.84 \text{ Св}/10\text{лет}$ , вызванный в основном изменениями солёности и вклад которой составляет  $-2.07 \text{ Св}/10\text{лет}$ , а изменения потенциальной температуры дают вклад близкий к нулю, равный  $-0.01 \text{ Св}/10\text{лет}$ .

Таким образом показано, что тренды на потепление и осолонение действуют с точки зрения интенсивности ядра АМОЦ в разных направлениях, причем с 1951 по 1990 гг. превалирует потепление, а с 1991 по 2017 гг. осолонение.

Было обнаружено, что тренды максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  и их фаза хорошо согласуются с трендами разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ , где превалирует вклад от изменений потенциальной температуры.

С 1951 по 2017 гг. наблюдается тренд на увеличение разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ , равный  $0.54 \text{ см}/10\text{лет}$ , вызванный в основном изменениями потенциальной температуры и вклад которой составляет  $1.03 \text{ см}/10\text{лет}$ , изменения солёности дают противоположный по знаку вклад, т.е. отрицательный тренд, равный  $-0.47 \text{ см}/10\text{лет}$ . Если разделить период с 1951 по 2017 гг. на два с 1951 по 1990 и с 1991 по 2017 гг. то получим, что с 1951 по 1990 гг. также наблюдается тренд на увеличение разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ , равный  $0.60 \text{ см}/10\text{лет}$ , вызванный в основном изменениями потенциальной температуры и вклад которой составляет  $1.49 \text{ см}/10\text{лет}$ , а изменения солёности дают противоположный по знаку вклад, равный  $-0.88 \text{ см}/10\text{лет}$ . При этом с 1991 по 2017 гг. наблюдается уже тренд на уменьшение разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ , равный  $-1.40 \text{ см}/10\text{лет}$ , вызванный в основном изменениями потенциальной

температуры и вклад которой составляет  $-2.24$  см/10лет, а изменения солёности дают противоположный по знаку вклад, равный  $0.86$  см/10лет.

Таким образом, по разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$  можно определять ускорение или замедление ядра функции тока АМОЦ и лучшее согласование получается для периодов с 1951 по 1990 и с 1951 по 2017 гг., где вклад от изменений потенциальной температуры превалирует, а также для 1 эксперимента с 1991 по 2017 гг. Несогласование для 2 и 3 экспериментов для периода с 1991 по 2017 гг. происходит, скорее всего, из-за усиления циркуляции в верхнем 500-м слое (Рисунок 18в) и сильного за период с 1991 по 2017 гг. перегрева и осолонения в области субарктического круговорота и в Арктике (Рисунок 15в,е, Рисунок 16в,е), что привело к интенсификации МПТ и усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО [Caesar et al., 2018], это, в свою очередь, привело к распреснению и похолоданию в области Северо-Атлантического течения и частично в области Гольфстрима (Рисунок 15в,е), а также к похолоданию ниже 500 м слоя на  $35^{\circ}\text{N}$  и в слое от поверхности до 500м на  $55^{\circ}\text{N}$  (Рисунок 16в) и распреснению ниже 500 м слоя от экватора до  $40^{\circ}\text{N}$  и в слое от поверхности до 500м на  $55^{\circ}\text{N}$  (Рисунок 16е), что, скорее всего, и повлияло на разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ .

### **3.3 Выводы**

В главе 3 по данным объективных океанских анализов EN4 и WOA13 и реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 были исследованы среднезональные характеристики термохалинной циркуляции вод СА за последние 70 лет. Показано, что в среднезональных климатических трендах полей потенциальной температуры и солёности для всех массивов данных проявляются схожие термохалинные структуры. Для того чтобы выяснить как изменчивость в термохалинном состоянии вод в СА сопровождается изменчивостью в ее термохалинной циркуляции, проводился анализ изменчивости функции тока АМОЦ. Рассчитанные по данным океанских объективных анализов и реанализов средние функции тока АМОЦ, отражающие термохалинную циркуляцию в СА, в целом похожи друг на друга. Тем не менее по своей пространственной структуре

их можно разделить на две группы: (EN4, WOA13, GFDL) и (ESTOC, ORA-S4, GECCO2). В своих трендах функции тока АМОЦ реанализов сильно отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4 и WOA13. Причем главное отличие заключается в знаках климатических трендов, определяющих изменения направления зонально осредненной термохалинной циркуляции.

Для выяснения роли термохалинных факторов в формирование климатической трендов термохалинной циркуляции в СА были определены вклады изменений потенциальной температуры и солёности в тренды функции тока АМОЦ. Для этого с помощью модели INMOM и данных электронного атласа EN4 (MetOffice, Великобритания) методом диагноза-адаптации восстанавливалась циркуляция СА за характерные периоды 1951–2017 гг., 1951–1990 гг. и 1991–2017 гг. В двух выбранных периодах 1951–2017 гг. и 1951–1990 гг. все основные особенности изменений в АМОЦ объясняются главным образом температурными изменениями, которые преобладают над солёностными. При этом наблюдаемый тренд на ослабление основного ядра функции тока АМОЦ с 1991 по 2017 гг., вызывается изменениями солёности, а на усиление основного ядра функции тока АМОЦ с 1951 по 1990 гг. вызывается изменениями потенциальной температуры. Обнаружена связь между трендами максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$  и трендами разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$ . Таким образом разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  и  $57.5^{\circ}\text{N}$  могут использоваться в качестве индекса изменчивости функции тока АМОЦ.

По результатам проведенных экспериментов, подтверждается гипотеза Шулейкина В.В. [Шулейкин, 1968]: из-за сильного потепления южной части СА (Рисунок 15б, Рисунок 16б) происходит усиление функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое, что приводит к усилению переноса перегретых и более солёных вод и интенсификации МПТ на север, что в свою очередь приводит к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА (до 1970-х гг.) [Caesar et al., 2018; Dima and Lohmann, 2011], а затем к распреснению и охлаждению субарктического круговорота СА (Рисунок 15в,е, Рисунок 16в,е, с 1951 по 1990 гг.)

и спустя какое-то время к усилению функции тока АМОЦ в области ядра (Рисунок 18в, с 1951 по 1990 гг.). Это распреснение и охлаждение СА (Рисунок 15д, Рисунок 16д) приводит к замедлению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое и в области субарктического круговорота (Рисунок 18б, с 1951-1990 гг.), а также к ослаблению МПТ на север и замедлению циркуляции СЛО, что, в свою очередь, приводит к образованию льда в СЛО и замедлению его выноса в СА (до 2000-х гг.) [Dima and Lohmann, 2011], и спустя какое-то время к замедлению функции тока АМОЦ в области ядра (Рисунок 18в, с 1991 по 2017 гг.). При этом продолжающееся потепление и осолонение южной части СА, снова приводят к ускорению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое и в области субарктического круговорота (Рисунок 18в, с 1991 по 2017 гг.), что, в свою очередь, приводит к потеплению и осолонению северной части СА и СЛО (Рисунок 15в,е, Рисунок 16в,е, с 1991 по 2017 гг.), интенсификации МПТ на север и снова к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА (до 2030-х гг.), что в будущем должно снова привести к распреснению и охлаждению СА, ускорению функции тока АМОЦ в области ядра и замедлению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое СА и в области субарктического круговорота. Таким образом, функция тока АМОЦ в области ядра усиливается (ослабляется) с задержкой 30-35 лет после усиления (ослабления) функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое СА и в области субарктического круговорота.

#### **4 Глава. Исследование мультидекадной естественной изменчивости термохалинной циркуляции состояния вод СА с 1951 по 2017 гг.**

Для исследования мультидекадной естественной изменчивости термохалинной циркуляции применялся композитный анализ [Diansky and Sukhonos, 2018] аномалий среднегодовых среднезональных характеристик  $\theta$ ,  $S$  и потенциальной плотности  $\rho$ , характеризующих термохалинный сигнал климатических изменений в различные фазы АМО. Композитный анализ или метод эмпирических условных статистик – это общепринятая методика при анализе изменений климата, он используется для характеристики изменчивости какого-либо параметра в противоположных фазах. С помощью этой методики можно выделить чистый сигнал, соответствующий влиянию отдельного климатического сигнала на гидрофизические поля. Композитный анализ используется во многих работах, в качестве примера можно привести работы [Enfield et al., 2001; Diansky and Sukhonos, 2018; Dima and Lohmann; 2007], в которых исследуется связь АМО с изменчивостью приповерхностных характеристик атмосферы и океана.

Аномалии вычислялись путем вычитания из полученных трехмерных полей  $\theta$  и  $S$  линейных трендов, определяемых за рассматриваемые периоды EN4 и WOA2013. Вычитание линейных трендов проводилось для того, чтобы исключить более долгопериодные климатические изменения климата океана, связываемые в основном с внешним, главным образом антропогенным, влиянием [Stocker et al., 2013], и оставить только собственные изменения климата.

Для того, чтобы оценить сигнал климатической изменчивости в СА проводился композитный анализ картины аномалий  $\theta$  и  $S$  по отношению к фазам индекса АМО. Композитный анализ аномалий какой-либо характеристики основан на расчете разности между композитом аномалий этой характеристики в положительную фазу индекса АМО и композитом аномалий в отрицательную фазу индекса АМО (так называемая разность композитов). При этом композит аномалий рассматриваемой характеристики в положительную фазу индекса АМО, определяется как усредненное за периоды состояние этих аномалий, когда фаза

индекса АМО положительна (для EN4 периоды – с 2000 по 2008 гг. и с 2009 по 2017 гг., в случае WOA2013 – с 1995 по 2004 гг. и с 2005 по 2012 гг.), а композит аномалий в отрицательную фазу индекса АМО, как усредненное за все периоды состояние аномалий, когда фаза индекса АМО отрицательна (с 1973 по 1981 гг., с 1982 по 1990 гг. для EN4, в случае WOA2013 – с 1965 по 1974 гг. и с 1975 по 1984 гг.). Разность композитов рассматриваемой характеристики рассчитывалась в каждом узле пространственной сетки и затем зонально осреднялась.

Разность композитов рассчитывалась по формуле:

$$F_{diff. comp.} = F_{anomaly}(2000 - 2017 \text{ гг.}) - F_{anomaly}(1973 - 1990 \text{ гг.}) \quad (8)$$

где  $F_{anomaly}(t) = F(t) - \hat{F}(t)$ ,  $\hat{F}(t)$  – линейная регрессия  $F(t)$  (потенциальная температура, соленость, функция тока АМОЦ и др.) в (6),  $t$  – время.

Таким образом, полученная среднезональная разность композитов аномалий рассматриваемой характеристики отражает среднезональный сигнал естественных мультидекадных колебаний, показывая характер изменений в теплой фазе по отношению к холодной фазе АМО.

#### **4.1 Композитный анализ характеристик термохалинной циркуляции в СА по данным океанских объективных анализов и реанализов**

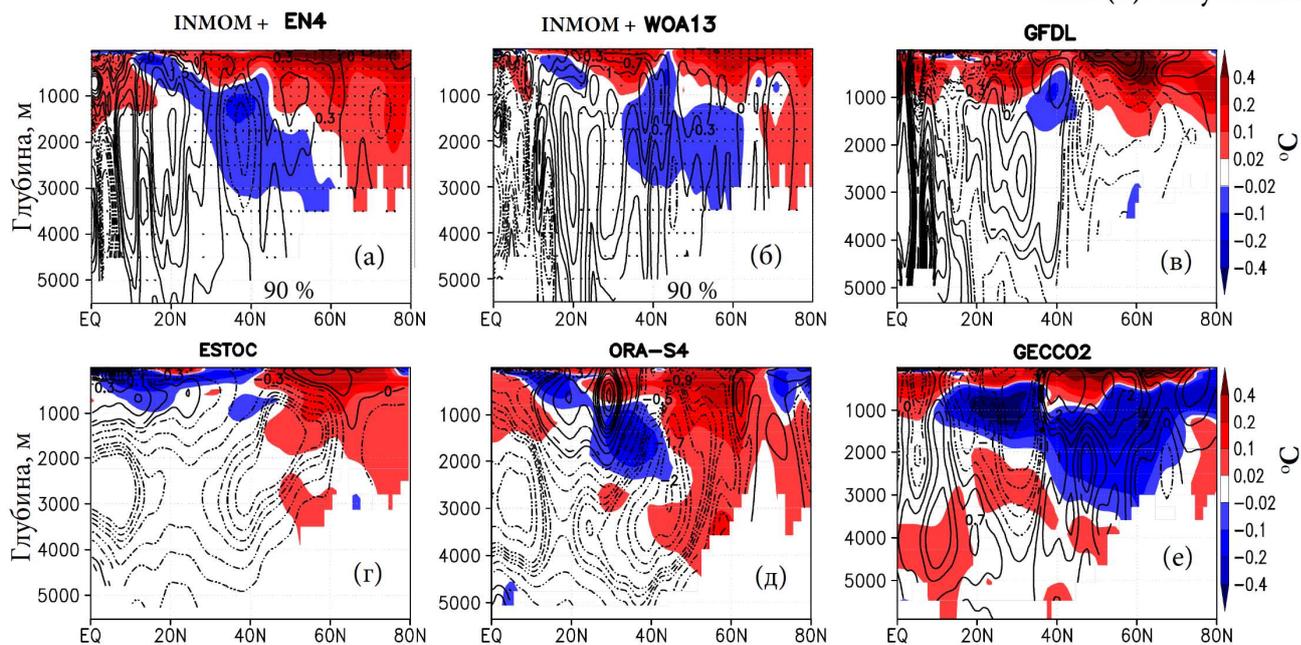
При анализе разностей композитов аномалий  $\theta$  и  $S$  (Рисунок 20), которые отражают сигнал естественных мультидекадных колебаний, была обнаружена очень интересная структура вертикальной стратификации. Она проявляется практически одинаково для данных EN4 (Рисунок 20а, ж), WOA2013 (Рисунок 20б, з) и ORA-S4 (Рисунок 20д, л). Коэффициенты пространственной корреляции между данными EN4 и WOA13 равны 0.73 (между Рисунками 19а и б) и 0.62 (между Рисунками 19ж и з) для разностей композитов аномалий  $\theta$  и  $S$ , соответственно. Установлено, что в тёплые периоды индекса АМО (Рисунок 9) по сравнению с холодными наблюдается потепление и осолонение в верхнем 1-км слое СА, кроме широт от 10°N до 20°N. Ниже 1-км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения от экватора до 50-60°N, которые более ярко выражены

в данных EN4. Косвенно этот эффект был также обнаружен в работе [Соколов и др., 2018] при изучении изменчивости термохалинного состояния в отдельных районах СА. По-видимому, такая структура изменчивости связана с характером изменчивости термохалинной циркуляции СА и требует своего исследования.

Для реанализа GFDL разности композитов аномалий потенциальной температуры (Рисунок 20в) также показывают потепление в верхнем ~1-км слое, и небольшое похолодание глубже, при этом среднезональные разности композитов солёности (Рисунок 20и) в верхнем ~1-км слое показывают как области осолонения, так и распреснения. В реанализе ESTOC в верхнем ~1-км слое от экватора до 40°N наблюдается похолодание и далее до 80°N потепление (Рисунок 18г), и от экватора до 20°N распреснение и далее до 80°N в основном осолонение (Рисунок 20к). Среднезональные разности композитов потенциальной температуры и солёности по данным реанализа GECCO2 (Рисунок 20е, м) показывают потепление и осолонение в верхнем ~0.5-км слое, в слое от ~0.5-км до ~2-км – похолодание и распреснение, глубже ~2-км от экватора до 40°N снова наблюдается потепление и осолонение и от 40°N до 80°N – в основном, похолодание и распреснение.

Среднезональные разности композитов потенциальной температуры

АМО(+) минус АМО(-)



Среднезональные разности композитов солёности

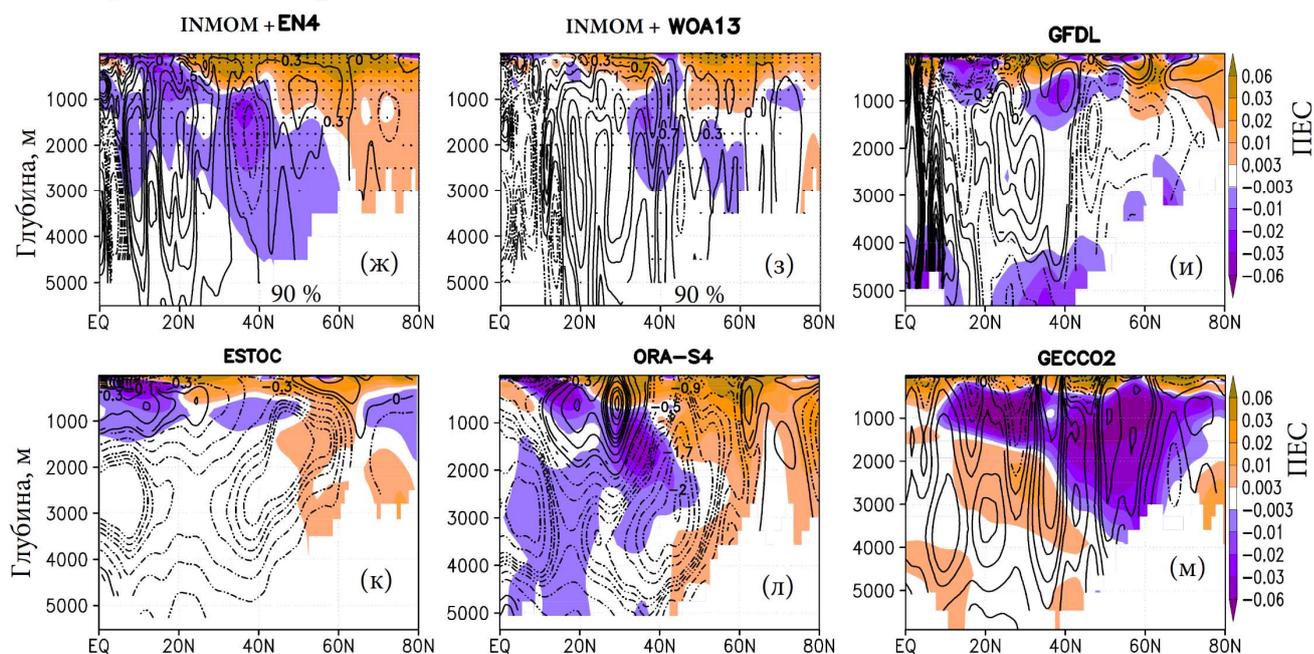


Рисунок 20. Разности композитов аномалий функции тока АМОЦ (показаны изолиниями в Св) по данным объективных анализов EN4 (а, ж), WOA13 (б, з) и реанализам GFDL (в, и), ESTOC (г, к), ORA-S4 (д, л) и GECCO2 (е, м) на фоне своих среднезональных разностей композитов аномалий потенциальной температуры (а, б, в, г, д, е), показаны цветом в °С и солёности (ж, з, и, к, л, м, н), показаны цветом в ПЕС. Точками на рисунках (а, б) и (ж,з) показаны статистически значимые тренды на уровне 90 %.

Также были рассчитаны коэффициенты корреляции между разностями композитов аномалий  $\theta$  и  $S$ , которые равны 0.72 (между Рисунками 19а и ж) и 0.78 (между Рисунками 19б и з) для данных EN4 и для WOA2013, соответственно.

Высокие значения этих коэффициентов корреляции, так же как было отмечено и для трендов (см. главу 3), означают, что аномалии  $\theta$  и  $S$  вносят противоположный, компенсирующий друг друга вклад в формирование аномалий поля плотности.

При этом разности композитов аномалий потенциальной плотности демонстрируют несколько отличную структуру пространственных изменений для данных EN4 (Рисунок 21д) и WOA2013 (Рисунок 21е), особенно проявляющуюся в глубинных слоях. Согласно данным WOA2013 в глубинных слоях больше областей с положительными аномалиями плотности. Структура аномалий плотности по данным WOA2013 отличается и большей переменяемостью.

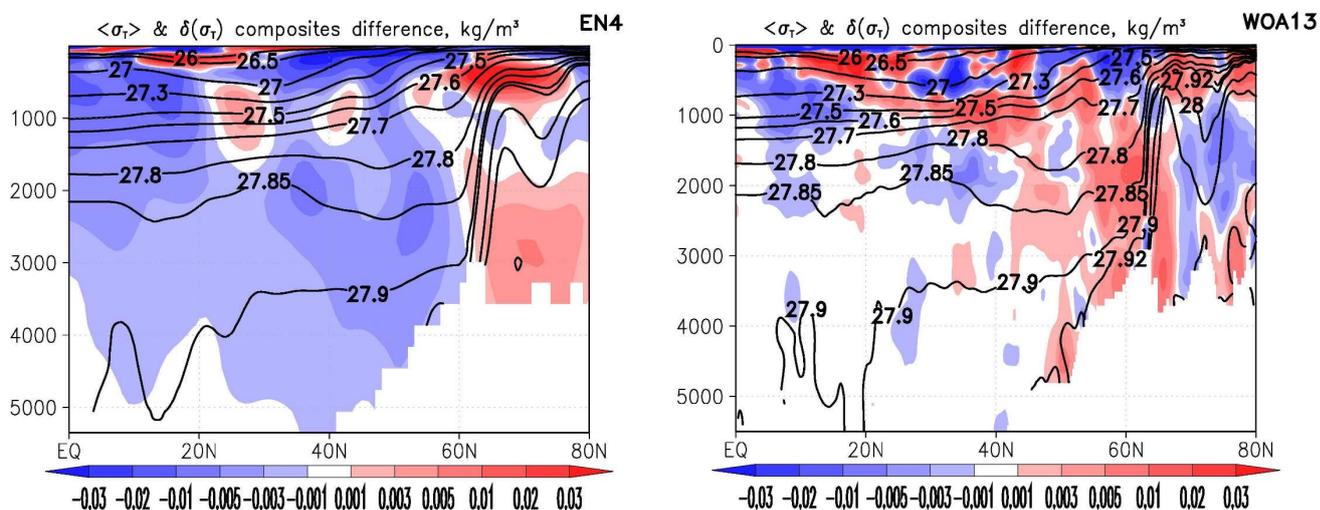


Рисунок 21. Среднезональные разности композитов (показаны цветом) потенциальной плотности в величинах  $\sigma_T$  (д, е) ( $\sigma_T = \rho(\theta, S) - 1000$ ),  $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$ , рассчитанные по объективным анализам EN4 (слева), WOA2013 (справа). Изолиниями показаны средние значения этих величин за рассматриваемые периоды.

При этом вклад температурных изменений в изменения потенциальной плотности в верхних слоях превалирует над солёностным, а в глубинных слоях наоборот, наблюдается превалирующий вклад солёности, что хорошо согласуется с работой [Wang et al., 2010a].

Обнаруженные отличия в термохалинном состоянии СА в периоды положительного и отрицательного индекса АМО приводят к гипотезе, что основную роль в этом процессе может играть АМОЦ. Пространственная структура

АМОЦ, оцениваемая на основе данных наблюдений и воспроизводимая в различных моделях общей циркуляции океана, показана, например, в работах [Danabasoglu et al., 2014; Гусев и Дианский, 2014; Володин и др., 2018]. В целом АМОЦ является характеристикой термохалинной циркуляции океана в СА, когда в верхнем 1-км слое воды медленно переносятся на север, отдавая накопленное тепло в атмосферу в средних и высоких широтах и, вследствие этого, опускаются (опрокидываются), возвращаясь в глубинных слоях на юг. Именно АМОЦ и определяет МПТ на север водами СА. Таким образом движение вод в АМОЦ можно косвенно связать с атлантическим сектором океанского конвейера Брокера-Лаппо [Лаппо, 1984; Broecker, 1991].

Разности композитов аномалий функции тока АМОЦ (Рисунок 20, показаны изолиниями) показали, что по данным EN4 (Рисунок 20а, ж), WOA13 (Рисунок 20б, з) и GECCO2 (Рисунок 20е, м) наблюдается в основном усиление АМОЦ в теплую фазу индекса АМО по отношению к холодной, а по данным ESTOC (Рисунок 20г, к) и ORA-S4 (Рисунок 20д, л) в основном ослабление АМОЦ, в то время как данные реанализа GFDL (Рисунок 20в, и) показывают смешанную структуру. Причем по данным ESTOC от экватора до 25°N и по данным ORA-S4 от 10°N до 30°N наблюдаются также и области положительных значений разностей композитов аномалий функции тока АМОЦ, а по данным GECCO2 от 10°N до 35°N наблюдается область отрицательных значений.

Разности композитов аномалий функции тока АМОЦ по данным объективного анализа EN4 (Рисунок 20а, ж) согласуются с реанализом GFDL (Рисунок 20в, и) от 20°N до 40°N (и в области ядра функции тока АМОЦ на 25°N (Рисунок 12а,в)), где наблюдаются положительные значения разностей композитов аномалий функции тока АМОЦ и стоит отметить, что между этими широтами находится максимум МПТ на север [Дианский, 2013].

Таким образом разности композитов функции тока АМОЦ (Рисунок 20, показаны изолиниями) реанализов и объективных анализов EN4 и WOA13 показывают неоднозначную структуру. Так данные объективных анализов (данные наблюдений) EN4 (Рисунок 20а, ж) и WOA13 (Рисунок 20б, з) и реанализа GECCO2

(Рисунок 20е, м) демонстрируют в основном положительные разности композитов функции тока АМОЦ, что говорит о ее интенсификации, а остальные реанализы GFDL, ORA-S4 и ESTOC демонстрируют отрицательные значения разностей композитов, что говорит о ее ослаблении.

#### **4.2 Океанический механизм мультидекадных колебаний аномалий потенциальной температуры и солёности в различные фазы АМО**

Поскольку композитный анализ выявил более отчетливую вышеописанную характерную структуру изменчивости термохалинных полей в данных EN4, то покажем связь её формирования с АМОЦ по этим данным. На Рисунке 22 и Рисунке 23 показан процесс перемещения среднезональных аномалий  $\theta$  и  $S$  по данным объективного анализа EN4 для выделенных фаз АМО на фоне функции тока АМОЦ, средней за 1948-2017 гг. Она показана изолиниями начиная от  $20^{\circ}\text{N}$ , так как метод диагноза-адаптации работает не достаточно корректно в приэкваториальной области из-за особенностей океанической циркуляции, приводящей здесь к дополнительному шуму в динамике океана [Демин и др., 1991]. Генерализованные направления движения вод в АМОЦ показаны дополнительными стрелочками. Из анализа среднезональных детрендрованных аномалий температуры и солёности, показанных на Рисунке 22 и Рисунке 23 в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО, было обнаружено, что положительные и отрицательные аномалии как температуры, так и солёности перемещаются по ходу движения вод в АМОЦ вокруг ее ядра, опускаясь в глубинные слои океана примерно на  $60^{\circ}\text{N}$  и поднимаясь на поверхность на  $25^{\circ}\text{N}$ . Это вполне согласуется с теорией мультидекадных колебаний, предложенной еще в работе [Delworth et al., 1993].

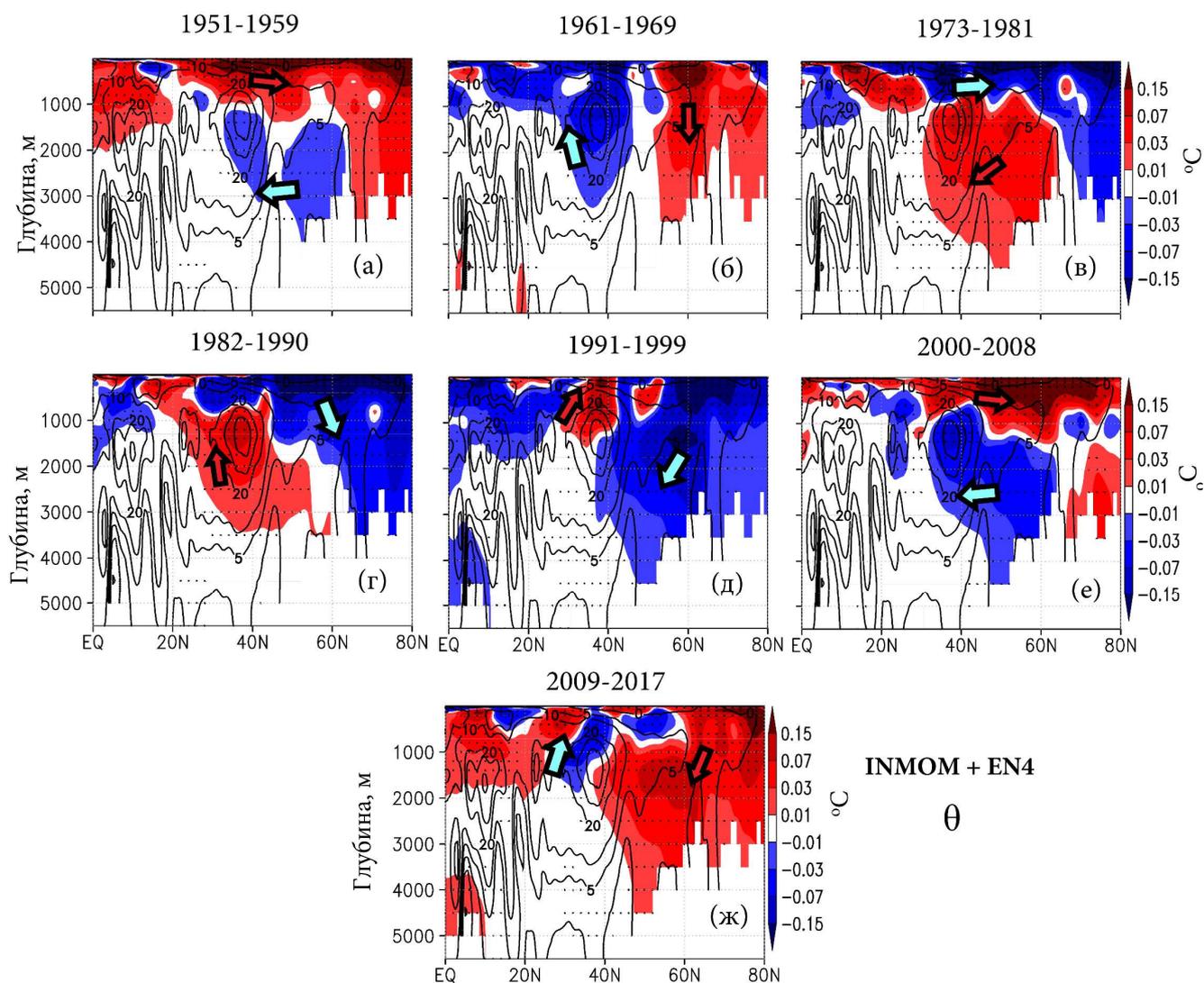


Рисунок 22. Среднезональные аномалии потенциальной температуры  $\theta$  в различные периоды АМО, ( $^{\circ}\text{C}$ , показана цветом) и наложенная на неё средняя за 1948 – 2017 гг. функция тока АМОЦ, рассчитанная по модели INMOM (Св, показана изолиниями, стрелки указывают на генерализованное направление движения вод меридиональной циркуляции). Точками показаны статистически значимые тренды на уровне 90 %.

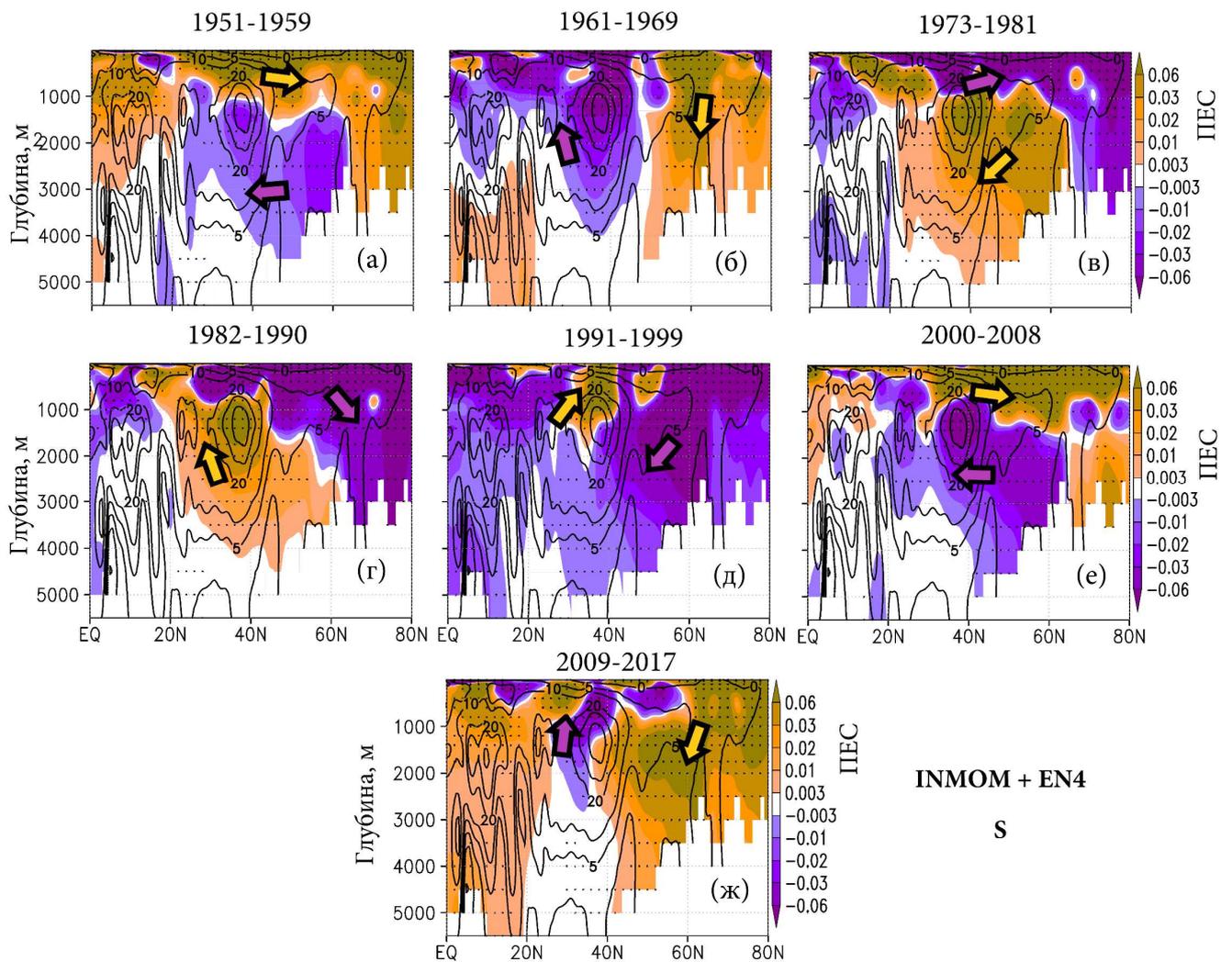


Рисунок 23. То же, что и на Рисунке 22, но для аномалий солёности  $S$  (ПЕС). Точками на рисунках показаны статистически значимые тренды на уровне 90 %.

Из этих рисунков видно, что в тёплые периоды АМО (Рисунок 22а, е, ж, Рисунок 23а, е, ж), а также при переходе от тёплого к холодному периоду (Рисунок 22б, Рисунок 23б), воды с положительными аномалиями температуры и солёности опускаются в глубинные слои ниже 1-км, а воды с отрицательными аномалиями поднимаются из глубинных слоев на поверхность в соответствии с перемещениями вод в АМОЦ [Danabasoglu et al., 2014; Гусев и Дианский, 2014; Володин и др., 2018]. В холодные же периоды индекса (Рисунок 22в, г, Рисунок 23в, г) и при переходе от холодного к тёплому периоду (Рисунок 22д, Рисунок 23д), наблюдается обратная картина, когда воды уже с отрицательными аномалиями температуры и солёности опускаются, а холодные воды с положительными температурными и солёностными аномалиями поднимаются. И этот процесс

происходит приблизительно с периодом 60 лет, также в соответствии с оценкой времён перемещения вод в АМОЦ [Danabasoglu et al., 2014; Гусев и Дианский, 2014; Володин и др., 2018]. Можно предположить, что благодаря именно этому процессу наблюдаются тёплые и холодные фазы индекса АМО.

При этом нельзя утверждать, что в поверхностном слое аномалии  $\theta$  и  $S$  пассивно переносятся движением вод за счет АМОЦ, так как, во-первых, здесь они вступают во взаимодействие с атмосферой, а, во-вторых, в приблизительно 100-метровом слое в средних широтах  $40-60^\circ\text{N}$  АМОЦ меняет свое направление на обратное.

Обнаруженный нами процесс формирования среднезональных детрендрованных аномалий температуры и солёности в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО косвенно подтверждает положение о том, что одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера в высоких широтах СА и величинами меридиональных переносов тепла в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [Knight et al., 2005; Polonsky, 1998; Polonskii, 2008; Voskresenskaya and Polonskii, 2004; Williams et al., 2014; Wang et al., 2010a].

Как и для данных объективных анализов EN4 и WOA13 для реанализа ORA-S4 и в меньшей степени для остальных реанализов GFDL, ESTOC и GECCO2 также был обнаружен этот механизм, что в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО положительные и отрицательные температурные (и солёностные) аномалии распространяются по ходу движения вод в АМОЦ с периодом около 60 лет, опускаясь в глубинные слои океана примерно на  $60^\circ\text{N}$  и поднимаясь на поверхность на  $25^\circ\text{N}$ . Можно сделать вывод, что этот механизм вносит существенный вклад при формировании фазы индекса АМО.

### 4.3 Выводы

В главе 4 по данным объективных океанских анализов EN4 и WOA13 и реанализов GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2 исследуются среднезональные характеристики термохалинной циркуляции вод СА методом композитного анализа. Показано, что в верхнем 1-км слое океана в среднезональных разностях композитов аномалий полей потенциальной температуры и солёности для всех массивов данных проявляются схожие термохалинные структуры. Но в своих разностях композитов аномалий функции тока АМОЦ реанализов сильно отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4 и WOA13. Причем главное отличие заключается в знаках разностей композитов, определяющих изменения направления среднезональной термохалинной циркуляции.

Было установлено, что в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО положительные и отрицательные температурные (и солёностные) аномалии распространяются с периодом около 60 лет по ходу движения вод в АМОЦ, опускаясь в глубинные слои океана примерно на  $60^{\circ}\text{N}$  и поднимаясь на  $25^{\circ}\text{N}$ . Наиболее ярко этот процесс проявляется для объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализа ORA-S4. Можно сделать вывод, что этот механизм вносит существенный вклад в формирование фаз индекса АМО.

Гипотеза Шулейкина [Шулейкин, 1968], также объясняет формирование и смену фаз индекса АМО [Багатинский и Дианский, 2019]. Как было обнаружено выше [Багатинский и Дианский, 2019] положительные и отрицательные среднезональные аномалии потенциальной температуры и солёности попарно перемещаются по ходу движения вод в АМОЦ сменяя друг друга с периодом около 60-70 лет. В начале холодной фазы АМО (1963-1995 гг.), во-первых, происходит подъем отрицательных аномалий потенциальной температуры и солёности на  $25^{\circ}\text{N}$  и затягивание на глубину положительных аномалий на  $60^{\circ}\text{N}$ , а, во-вторых, вынос льда и распрененных вод из СЛО в СА максимален в 1960-х гг. [Dima and Lohmann, 2011] и, по-видимому, вызван усилением циркуляции СЛО в прошедшей теплой фазе АМО с 1927 по 1963 гг., эти два эффекта приводят к ослаблению функции тока

АМОЦ в верхнем 500-м слое и в области субарктического круговорота, ослаблению МПТ на север [Dima and Lohmann, 2011] и еще большему формированию отрицательных аномалий потенциальной температуры и солёности в верхнем 1-км слое СА и их дальнейшему переносу на север, что приводит к ослаблению циркуляции СЛО и уменьшению выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА с 1963 по 1995 гг. Затем наступает теплая фаза АМО (1996-настоящее время (возможно до 2029 гг.)), где все наоборот, во-первых, происходит подъем положительных аномалий потенциальной температуры и солёности на 25°N и затягивание на глубину отрицательных аномалий на 60°N, а, во-вторых, вынос льда и распресненных вод из СЛО в СА минимален в 2000-х гг. [Dima and Lohmann, 2011] и, по-видимому, вызван ослаблением циркуляции СЛО в прошедшей холодной фазе АМО с 1963 по 1995 гг., эти два эффекта приводят к усилению функции тока АМОЦ в верхнем 500-м слое и в области субарктического круговорота, интенсификации МПТ на север и еще большему формированию положительных аномалий потенциальной температуры в верхнем 1-км слое, что приводит к усилению циркуляции СЛО и выноса льда и распресненных вод из СЛО в СА с 1996 по настоящее время. Затем цикл повторяется и следующая холодная фаза АМО должна наступить примерно в 2029 году.

## Заключение

Атлантический океан является важным звеном климатической системы Земли. Имеются основания полагать, что мультидекадные изменения климата во многом порождаются долгопериодными изменениями в термохалинной циркуляции СА, природа которых до сих пор до конца не изучена. Эти мультидекадные (главным образом квази-шестидесятилетние) колебания климата хорошо проявляются в индексе АМО [Schlesinger and Ramankutty, 1994; Kerr, 2000; Enfield et al., 2001] на фоне которых развиваются и декадные осцилляции.

Для объективного изучения состояния вод и термохалинной циркуляции СА в различные фазы индекса АМО по данным о потенциальной температуре и солености океана были рассчитаны средние климатические состояния для различных периодов индекса АМО (Рис. 1) по двум объективным анализам EN4 и WOA13 и четырем океанским реанализам GFDL, ESTOC, ORA-S4 и GECCO2.

Для того чтобы выяснить как изменчивость в термохалинном состоянии в СА сопровождается изменчивостью в ее термохалинной циркуляции, была реализована сигма-модель океана INMOM для акватории АО от  $100^{\circ}$  W до  $25^{\circ}$  E и от Антарктиды до  $82^{\circ}$  N с пространственным разрешением  $0.5^{\circ}$  по долготе и широте и 33 неравномерно заданными уровнями по глубине со сгущением к поверхности океана для расчета динамики по данным EN4 и WOA13. По меридиональной составляющей скорости течений реанализов и меридиональной составляющей скорости течений восстановленной по методу диагноза-адаптации [Демин и др., 1991] с помощью модели INMOM по данным объективных анализов, были рассчитаны функции тока АМОЦ [Дианский, 2013; Stepanov et al., 2016]. АМОЦ, определяя МПТ в СА [Gulev et al., 2013], имеет важное значение для формирования климата Земли и его изменений. Она отражает термохалинную циркуляцию в СА, показывая ее интенсивность и пространственно-временные особенности изменчивости состояния вод и их циркуляции.

Рассчитанные по данным океанских объективных анализов и реанализов средние за доступный период функции тока АМОЦ, отражающие термохалинную циркуляцию в СА, в целом похожи друг на друга. Тем не менее по своей

пространственной структуре их можно разделить на две группы: (EN4, WOA13, GFDL) и (ESTOC, ORA-S4, GECCO2).

В верхнем ~1-км слое, в основном, наблюдается климатический тренд на потепление и осолонение. Ниже ~1-км слоя наблюдаются значительные области похолодания и распреснения (в реанализах ORA-S4 и GECCO2 эти области захватывают более глубокие слои океана до 3 км), что связывается с таянием льдов Гренландии, выносом распресненных вод из СЛО и затягиванием этих холодных и более пресных вод в глубинные слои. При наблюдаемых климатических изменениях потенциальной температуры и солёности, тренды функции тока АМОЦ реанализов сильно отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4 и WOA13. Причем главное отличие заключается в знаках климатических трендов, определяющих изменения направления среднезональной термохалинной циркуляции.

Обнаруженные в океанских реанализах значительные различия в зонально-осреднённых характеристиках и их изменениях для потенциальной температуры, солёности и функции тока АМОЦ свидетельствуют о том, что реконструкция океанических полей с помощью синтеза данных наблюдений и моделирования еще далека от завершения.

Для выяснения роли термохалинных факторов в формирование климатических трендов термохалинной циркуляции в СА была предложена методика для оценки вкладов изменений потенциальной температуры и солёности в формирование изменчивости функции тока АМОЦ с помощью модели INMOM методом диагноза-адаптации. Проведены расчеты циркуляции Атлантического океана.

Были определены вклады изменений потенциальной температуры и солёности в тренды функции тока АМОЦ. Для этого с помощью модели INMOM и данных электронного атласа EN4 методом диагноза-адаптации восстанавливалась циркуляция СА за характерные периоды: 1951–2017 гг., 1951–1990 гг. и 1991–2017 гг.

Показано, что поля трендов потенциальной плотности, функции тока АМОЦ и уровня моря формируются по линейному закону, как сумма их трендов, формируемых за счет изменений в потенциальной температуре и солёности, умноженных на коэффициенты  $a$  и  $b$  близкие к 1, соответственно. Это подтверждают рассчитанные коэффициенты множественной регрессии, которые также близки к 1.

Обнаружено, что вклады в тренды функции тока АМОЦ от изменений потенциальной температуры в основном противоположны и противодействуют вкладам от изменений солёности. Показано, что основной вклад в формирование трендов функции тока АМОЦ, рассчитанных за период с 1951 по 2017, вносят изменения потенциальной температуры и функция тока АМОЦ усиливается по всей глубине. В двух выбранных периодах 1951–2017 гг. и 1951–1990 гг. все основные особенности изменений в АМОЦ объясняются главным образом температурными изменениями, которые преобладают над солёностными. При этом наблюдаемый тренд на ослабление основного ядра функции тока АМОЦ с 1991 по 2017 гг., вызывается изменениями солёности, а на усиление основного ядра функции тока АМОЦ с 1951 по 1990 гг. вызывается изменениями потенциальной температуры.

Результаты экспериментов подтвердили базовые положения гипотезы Шулейкина о взаимосвязи выноса льдов и поступлением Атлантических вод в СЛО.

Тренды разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  (максимум уровня моря в субтропиках) и  $57.5^{\circ}\text{N}$  (минимум уровня моря в субарктике) хорошо согласуются с трендами максимума функции тока АМОЦ на  $38.5^{\circ}\text{N}$ , где преобладают вклады от изменений потенциальной температуры и, возможно, могут использоваться в качестве индекса по прогнозу изменчивости функции тока АМОЦ в области ядра.

Исследование естественной изменчивости термохалинной циркуляции проводилось методом композитного анализа, основанного на расчете усредненной разности состояний (композитов) для теплых и холодных периодов за вычетом линейного тренда [Дианский и Багатинский, 2019; Diansky and Sukhonos, 2018].

Разность композитов аномалий какой-либо характеристики отражает сигнал естественных мультидекадных колебаний, показывая картину изменений в теплой фазе по отношению к холодной.

Показано, что в среднезональных разностях композитов полей потенциальной температуры и солёности для отдельных массивов данных проявляются схожие термохалинные структуры.

При этом разности композитов функции тока АМОЦ реанализов сильно отличаются как между собой, так и от данных объективных анализов EN4 и WOA13. Причем главное отличие заключается в знаках разностей композитов.

Показано, что в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО положительные и отрицательные температурные (и солёностные) аномалии перемещаются с периодом около 60 лет по ходу движения вод в АМОЦ. Это явление лучше всего наблюдается по данным объективных анализов EN4 и WOA13 и реанализа ORA-S4 и в меньшей степени по остальным реанализам. Можно сделать вывод, что этот механизм вносит существенный вклад при формировании фаз индекса АМО. Обнаруженный процесс формирования среднезональных детрендрованных аномалий температуры и солёности в чередующиеся последовательные периоды индекса АМО косвенно подтверждает положение о том, что одним из возможных механизмов поддержания АМО является сдвиг фаз между долгопериодными изменениями потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера в высоких широтах СА и величинами МПТ в Субтропической Атлантике, определяемый временем адвекции термохалинных аномалий из Тропической Атлантики в субарктические широты [Knight et al., 2005; Polonsky, 1998; Polonskii, 2008; Voskresenskaya and Polonskii, 2004; Williams et al., 2014; Wang et al., 2010a].

Тренд на усиление основного ядра АМОЦ с 1950-х по 1990 гг., в значительной степени является отражением потепления из-за антропогенного и других внешних факторов, что воспроизводится климатическими моделями земной системы в ответ на повышение уровня CO<sub>2</sub> [Caesar et al., 2018]. На эту тенденцию к усилению АМОЦ из-за потепления накладывается тенденция к

ослаблению из-за осолонения в тропических и средних широтах, но распреснения в высоких широтах. С 1991 по 2017 вклад от осолонения в верхнем  $\sim 1$  км слое в средних широтах начинает превалировать, что приводит к ослаблению основного ядра АМОЦ в этот период. Эта изменчивость АМОЦ хорошо отражается в изменчивости разности между среднезональными уровнями моря на  $34.5^{\circ}\text{N}$  (максимум уровня моря в субтропической области) и  $57.5^{\circ}\text{N}$  (минимум уровня моря в субарктической области).

## Список условных обозначений

- АМОЦ – Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция;
- АМО – Атлантическая мультидекадная осцилляция ;
- ТДК – Тихоокеанское десятилетнее колебание;
- АМК – Атлантические многолетние колебания;
- СА – Северная Атлантика;
- АО – Атлантический океан;
- СЛО – Северный Ледовитый океан;
- САК – Североатлантическое колебание;
- МПТ – Меридиональный перенос тепла;
- ТПО – Температура поверхности океана;
- СПО – Соленость поверхности океана;
- Св – Свехдруп =  $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$
- ПЕС – Практические единицы солёности;
- INMOM – Institute of Numerical Mathematics Ocean Model (Модель океана Института вычислительной математики);
- NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальное управление океанических и атмосферных исследований);
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (Межправительственная группа экспертов по изменению климата);
- CORE – Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (Согласованные эталонные эксперименты по океаническому льду);
- JRA – Japanese Reanalysis (Японский реанализ);
- ORA – Ocean Reanalysis (океанский реанализ);
- GFDL – Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Лаборатория геофизической гидродинамики);
- GECCO – German contribution of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean project (вклад Германии в проект "Оценка циркуляции и климата океана");

ESTOC – Estimated state of ocean for climate research (Оценочное состояние океана для климатических исследований);

WOA13 – World ocean atlas (Атлас мирового океана);

EN4 – Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction (ENACT) и ENSEMBLES (улучшенная ассимиляция океанических данных и прогнозирование климата (ENACT) и ENSEMBLES (Ансамбли));

SSH – Sea surface height (Высота поверхности моря);

$T$  – *in situ* температура;

$\theta$  – потенциальная температура;

$S$  – соленость;

$\rho$  – потенциальная плотность;

$\psi$  – функция тока АМОЦ;

$\zeta$  – уровень моря.

## Список литературы

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

Багатинский В. А., Дианский Н. А. Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции по данным океанских объективных анализов и реанализов // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57, № 2. С. 1–14. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020024>

Багатинский В.А., Багатинская В.В., Дианский Н.А. // *Труды Государственного океанографического института*. 2020. № 221. С. 27-41. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=46113391>

Володин Е.М., Гусев А.В., Дианский Н.А., Ибраев Р.А., Ушаков К.В. Воспроизведение циркуляции мирового океана по сценарию CORE-II с помощью численных моделей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 1. С. 97–111. <https://doi.org/10.7868/S0003351518010105>

Володин Е.М., Дианский Н.А. Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 12. С. 5–14.

Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в 20-22 столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2006. Т. 42. № 3. С. 291–306.

Володин Е.М., Дианский Н.А. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39. № 2. С. 193–210.

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19-21 веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400. <https://doi.org/10.7868/S000235151304010X>

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4.0 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 448–466. <https://doi.org/10.1134/S000143381004002X>

Горбушкин А. Р., Демидов А. Н. Изменчивость термохалинных характеристик на  $\sim 26,5^\circ\text{N}$  по данным трансатлантических океанологических разрезов и реанализов // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 64 – 77.

Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости в 1948-2007 гг. с помощью модели INMOM // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2014. Т. 50. № 1. С. 3–15.

Демин Ю.Л., Ибраев Р.А., Саркисян А.С. Калибрация моделей циркуляции и воспроизведения климата Мирового океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 10. С. 1054–1067.

Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Москва: Физматлит. 2013. 272 с.

Дианский Н.А., Багатинский В.А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 157–170. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556157-170>

Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 824–840.

Дианский Н.А., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Русаков А.С. Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 421-442.

Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Вильфанд Р.М., Струков Б.С., Цырульников М.Д. и Свиренко, П.И. Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия

Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 501–513.

Иванов А.А. Циркуляция вод Тропической Атлантики по данным измерений и реанализов: НКР: 25.00.28 / Иванов Алексей Алексеевич. - М., 2020. - 86 с.

Крашенинникова С. Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике // Институт морских биологических исследований им. А. О. Ковалевского РАН. Симферополь: ИТ «Ариал». 2019. 124 с. <https://doi.org/10.21072/978-5-907162-84-6>

Крашенинникова С. Б., Демидов А. Н. Меридиональный перенос водных масс на разрезе  $\sim 26^\circ$  с. ш. в Атлантике по данным прямых измерений и океанических реанализов // Морские исследования и образование: MARESEDU-2017 : тр. VI Междунар. науч.-практ. конф., 30 окт. – 2 нояб., 2017. Москва. 2017. С. 94–97.

Лаппо С.С, Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.

Лаппо С.С. О причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. Москва: Гидрометеиздат. 1984. С. 125–129.

Лаппо С.С., Соков А.В., Терещенков В.П, Добролюбов, С.А. Океан и колебания климата // Российская наука: выстоять и возвратиться, Межд. Научн. Фонд РФФИ. М. Наука. 1997. С. 245-251.

Панин Г. Н., Дианский Н. А., Соломонова И. В., Гусев А. В., Выручалкина Т. Ю. Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического сценария // Арктика: экология и экономика. 2017. Т. 2. № 26. С. 35–52.

Панин Г.Н., Дианский Н.А. Колебания уровня Каспийского моря и климата Северной Атлантики // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, №. 3, С. 304–316. <https://doi.org/10.7868/S0002351514020084>

Полонский А.Б. Развитие теории циркуляции Мирового океана для решения климатических задач // В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Гос. учреждение «Гидрометцентр России». Москва. 2010. С. 227-249.

Соколов В.А., Соков А.В., Грузинов В.М. О влиянии океана на потепление климата в Северном полушарии // Процессы в геосредах. 2018. Т. 1. № 14. С. 773–779.

Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л., Гидрометеоиздат. 1976. 184 с.

*Шулейкин В.В.* Физика моря. М. 1968. 1090 с.

Atkinson C.P., Rayner N.A., Kennedy J.J., Good S.A. An integrated database of ocean temperature and salinity observations // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. V. 119. P. 7139–7163. <https://dx.doi.org/10.1002/2014JC010053>

Bakker P., Schmittner A., Lenaerts J. T. M. et al. Fate of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Strong decline under continued warming and Greenland melting // Geophysical Research Letters. 2016. 43(23). P. 12,252–12,260. doi:10.1002/2016gl070457

Balmaseda M. A., Hernandez F., Storto A., Palmer M. D. et al. The Ocean Reanalyses Intercomparison Project (ORA-IP) // Journal of Operational Oceanography. 2015. 8(sup1). P. s80–s97. doi:10.1080/1755876x.2015.1022329

Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A. Evaluation of the ECMWF Ocean Reanalysis ORAS4 // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2013. V. 139. I. 674. P. 1132-1161. doi:10.1002/qj.2063

Boers N. Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // Nature Climate Change. 2021. 11(8). P. 680–688. doi:10.1038/s41558-021-01097-4

Böning C. W., Behrens E., Biastoch A., Getzlaff K., & Bamber J. L. Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean // *Nature Geoscience*. 9(7). P. 523–527. doi:10.1038/ngeo2740

Boyer T. P., Antonov J. I., Baranova O. K. et al. World Ocean Database 2009 // NOAA Atlas NESDIS. 2009. V. 66. P. 1–216.

Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. World Ocean Database 2013 // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 72. P. 1–209.

Broecker W.S. The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. V. 4. P. 79–89.

Bryan F. High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations // *Nature*. V. 323, N 6086. P. 301–304. doi:10.1038/323301a0.

Bryden H. L., Hall M. M. Heat transport by currents across 25°N latitude in the Atlantic Ocean // *Science*. 1980. V. 207, N 4433. P. 884–886. <https://doi.org/10.1126/science.207.4433.884>.

Bryden H. L., Longworth H. R., and Cunningham S. A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 24°N // *Nature*. 2005. 438. P. 655– 657.

Buckley M. W., & Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // *Reviews of Geophysics*. 2016. 54(1). P. 5–63. <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>

Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., & Saba V. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature*. 2018. 556(7700). P. 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>

Chylek P., Folland C.K., Dijkstra H.A., Lesins G., Dubey M.K.: Ice-core data evidence for a prominent near 20 year time-scale of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Geophys. Res. Lett.* 2011. 38(13), L13704. doi: 10.1029/2011GL047501.

Colin de Verdière A., Huck T. Baroclinic instability: An oceanic wavemaker for interdecadal variability // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. 29(5). P. 893–910.

Cunningham S. A., Kanzow T., Rayner D. et. al. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N // *Science*. 2007. V. 317, I. 5840. P. 935–938. <https://doi.org/10.1126/science.1141304>.

Cunningham S. A., Roberts C. D., Frajka-Williams E. et al. Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown cooled the subtropical ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2013. 40(23). P. 6202–6207. doi:10.1002/2013gl058464

Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D. et al. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states // *Ocean Modelling.* 2014. 73 76–107. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.10.005>

Danabasoglu G., Yeager S.G., Kim W.M. et al. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part II: Inter-annual to decadal variability // *Ocean Modelling.* 2016. V. 97. P. 65–90. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007>

De Mey-Frémaux P., Ayoub N., Barth A. et al. Model-observations synergy in the coastal ocean // *Front. Mar. Sci.* 2019. 6:436. doi: 10.5670/oceanog.2009.76

Defrance D., Ramstein G., Charbit S. et al. Consequences of rapid ice sheet melting on the Sahelian population vulnerability // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2017. 114(25). P. 6533–6538. <https://doi.org/10.1073/pnas.1619358114>

Delworth T., Manabe S., Stouffer R. J. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled atmosphere-ocean model // *J. Clim.* 1993. V. 6. P. 1993–2011.

Deser C., Blackmon M.L. Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900–1989 // *J. of Climate.* 1993. V. 6. I. 1 P. 1743–1753. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006)

Diansky N.A., Sukhonos P.A. Multidecadal Variability of Hydro-Thermodynamic Characteristics and Heat Fluxes in North Atlantic // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes.* 2018. P. 125–137. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-77788-7\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77788-7_14)

Dickson R.R., Meinecke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The Great Salinity Anomaly in the Northern North Atlantic 1968-1982 // *Progress in Oceanography.* 1988. V. 20. N 2. P. 103–151.

Dima M., Lohmann G. A. hemispheric mechanism for the Atlantic multidecadal oscillation // *J. Clim.* 2007. V. 20. P. 2706–2719.

Dima M., Lohmann G. Causes and Consequences of the Late 1960s Great Salinity Anomaly // Planet Earth 2011 - Global Warming Challenges and Opportunities for Policy and Practice. 2011. 10. P. 213-230. <https://doi.org/10.5772/24820>

Duchez A., Frajka-Williams E., Josey S.A. et al. Drivers of exceptionally cold North Atlantic Ocean temperatures and their link to the 2015 European heat wave // Environ. Res. Lett. 2016. 11(7). 074004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/074004>

Eden C., Jung T. North Atlantic interdecadal variability: oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865–1997) // J. Clim. 2001. 14(5). P. 676–691.

Eden C., Willebrand J.: Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation // J. Clim. 2001. 14(10). P. 2266–2280.

Enfield D.B., Mestas-Nunes A.M. Multiscale Variabilities in Global Sea Surface Temperatures and Their Relationships with Tropospheric Climate Patterns // Journal of Climate. 1999. V. 12. I. 9. P. 2719-2733. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012%3C2719:MVIGSS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012%3C2719:MVIGSS%3E2.0.CO;2)

Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall river flows in the continental U.S // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745> (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/>)

Ezer T. Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012 // Global Planet. Change. 2015. 129. P. 23-36. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.03.002>

Frajka-Williams E. RAPID: Observations of the meridional overturning circulation at 26N // UK Challenger Society: Ocean Challenge. 2011. 18. P. 14–18.

Frankcombe L.M., Dijkstra H.A. Coherent multidecadal variability in North Atlantic sea level // Geophys. Res. Lett. 2009. 36(15), L15604. doi: 10.1029/2009GL039455.

Frankcombe L.M., Dijkstra H.A. The role of Atlantic – Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability // Geophys Res Lett. 2011. 38(16). L16603. doi: 10.1029/2011GL048158.

Frankcombe L.M., Dijkstra H.A., Von der Heydt A. Noise-induced multidecadal variability in the North Atlantic: excitation of normal modes // *J. Phys. Oceanogr.* 2009. 39(1). P. 220–233.

Ganachaud A., and Wunsch C. Large scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment // *J. Clim.* 16. 2003. P. 696– 705.

Gill, A.E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press. New York. 1982. 662 p.

Gouretski V., Reseghetti F. On depth and temperature biases in bathythermograph data: development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // *Deep-Sea Research I*. 2010. V. 57. P. 812–834. (<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>)

Griffies S.M., Biastoch A., Boening C. et al. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) // *Ocean Modelling*. 2009. V. 26. P. 1–46. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007>

Griffies S.M., Tziperman E. A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing // *J. Clim.* 1995. 8(10). P. 2440–2453.

Griffies S.M., Winton M., Samuels B., et al. Datasets and protocol for the CLIVAR WGOMD coordinated ocean–sea ice reference experiments (COREs) // *WCRP Report No. 21/2012*. 2012. 21 p.

Gromyko G., Vorobyev A., Ivanov Y. et al. *Theory of statistics*. INFRA-M. 2022. pt. 4. 474 p. DOI: 10.12737/textbook\_5d0734d6e23853.79720708

Guan B., Nigam S. Analysis of Atlantic SST variability factoring interbasin links and the secular trend: Clarified structure of the Atlantic multidecadal oscillation // *J. Clim.* 2009. 22(15). P. 4228–4240.

Gulev S. K., Latif M. The origins of a climate oscillation // *Nature*. 2015. 521(7553). P. 428–430. doi:10.1038/521428a

Gulev S. K., Latif M., Keenlyside N., Park W., & Koltermann K. P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*. 2013. 499(7459). P. 464–467. doi:10.1038/nature12268

Gulev S. K., Thorne P. W., Ahn J. et al. Changing State of the Climate System. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. // Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani et al. (eds.)]. Cambridge University Press. 2021. P. 287-422.

Gusev A.V., Diansky N.A. Numerical simulation of the world ocean circulation and its climatic variability for 1948–2007 using the INMOM // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. 50(1). P. 1–12.

Haarsma R.J., Selten F.M., Drijfhout S.S. Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes // *Environ. Res. Lett.* 2015. 10(9). 094007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094007>

Hall M.M., Bryden H.L. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // *Deep Sea Res. Part A*. 1982. 29(3). P. 339-359. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90099-1)

Hansen J. E. Ruedy R., Sato M., et al. A closer look at United States and global surface temperature change // *J. Geophys. Res.* 2001. 106. P. 23,947–23,963. doi:10.1029/2001JD000354.

Hassan T., Allen R.J., Liu W., Randles C.A. Anthropogenic aerosol forcing of the Atlantic meridional overturning circulation and the associated mechanisms in CMIP6 models // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2021. 21. P. 5821-5846. <https://doi.org/10.5194/acp-21-5821-2021>

Hastenrath S. Heat Budget of Tropical Ocean and Atmosphere // *Journal of Physical Oceanography*. 1980. 10(2). P. 159–170. doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0159:hbotoa>2.0.co;2

Hirschi J., Baehr J., Marotzke J. et al. A monitoring design for the Atlantic meridional overturning circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2003. 30. N 7. P. 1413-1416. <https://doi.org/10.1029/2002GL016776>

Hofmann M., Rahmstorf S. On the stability of the Atlantic meridional overturning circulation // Proc. Natl Acad. Sci. 2009. 106. N 49. P. 20584-20589. <https://doi.org/10.1073/pnas.0909146106>

Hogg N.G. Quantification of the deep circulation. In: Ocean Circulation and Climate [Siedler, G., J.A. Church, and J. Gould (eds.)] // Academic Press, San Diego. 2001. pp. 259–270.

[https://doi.org/10.1175/15200442\(1993\)006%3C1993:IVOTTC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200442(1993)006%3C1993:IVOTTC%3E2.0.CO;2)

[https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_Chapter02.pdf](https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter02.pdf)

Huang R.X., Luyten J.R., Stommel H.M. Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation // Journal of Physical Oceanography. 1992. V. 22. N. 3. P. 231–246. doi: 10.1175/1520-0485(1992)022<0231:MESICT> 2.0.CO;2.

Jackson L.C., Kahana R., Graham T. et al. Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM // Clim. Dyn. 2015. 45. P. 3299-3316. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2>

Jackson L.C., Peterson K.A., Roberts C.D., Wood R.A. Recent slowing of Atlantic overturning circulation as a recovery from earlier strengthening // Nat. Geosci. 2016. 9. P. 518–522. <https://doi.org/10.1038/ngeo2715>

Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M. et al. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N // J. Climate. 2011. 24. P. 2429– 2449. doi:10.1175/2010JCLI3997.1

Jungclauss J.H., Haak H., Latif M., Mikolajewicz U. Arctic-North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation // J. Clim. 2005. 18(19). P. 4013–4031. doi: 10.1175/JCLI3462.1.

Kanzow T. et al. Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N // J. Clim. 2010. 23. P. 5678– 5698.

Karspeck A. R. et al. Comparison of the Atlantic meridional overturning circulation between 1960 and 2007 in six ocean reanalysis products // Climate Dyn. 2015. 49. P. 957–982, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2787-7>.

Keenlyside N., Latif M., Botzet M., Jungclaus J. & Schulzweida U. A coupled method for initializing El Niño Southern Oscillation forecasts using sea surface temperature // *Tellus A*. 2005. 57. P. 340–356.

Keil P., Mauritsen T., Jungclaus J. et al. Multiple drivers of the North Atlantic warming hole // *Nature Climate Change*. 2020. 10. P. 667-673. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0819-8>.

Kerr R.A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries // *Science*. 2000. V. 288. P. 1984–1985. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984>

Knight J., Allan R., Folland C., Vellinga M., Mann M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. 32(20), L20708. doi: 10.1029/2005GL024233.

Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L17706.

Köhl A. Evaluation of the GECCO2 Ocean Synthesis: Transports of Volume, Heat and Freshwater in the Atlantic // *Q. J. R. Met. Soc.* 2015. V. 141. I. 686. P. 166-181.

Lazier J., Pickart R., and Rhines P. Deep convection. Chapter 5.5 in *Ocean Circulation and Climate*, [Siedler G., Church J. and Gould W.J., editors] International Geophysics Series. Academic Press. 2001. pp. 387—400.

Lee T., Marotzke J. Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. 28. P. 923-943. [https://doi:10.1175/1520-0485\(1998\)028<<0923:SCOMOA>>2.0.CO;2](https://doi:10.1175/1520-0485(1998)028<<0923:SCOMOA>>2.0.CO;2)

Lenton T.M., Held H., Kriegler E. et al. Tipping elements in the Earth's climate system // *Proc. Natl Acad. Sci.* 2008. 105(6). P. 1786-1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>

Lin P., Yu Z., Lu J. et al. Two regimes of Atlantic Multidecadal Oscillation: cross-basin dependent or Atlantic-intrinsic // *Science Bulletin*. 2019. V. 64. № 3. P. 198-204.

Liu W., Liu Z., Brady E.C. Why is the AMOC Monostable in Coupled General Circulation Models? // *J. Clim.* 2014. 27. P. 2427-2443. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00264.1>

Liu W., Xie S.P., Liu Z., Zhu J. Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate // *Sci. Adv.* 2017. 3(1). e1601666. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601666>

Liu Z. Dynamics of interdecadal climate variability: A historical perspective // *J. Clim.* 2012. V. 25(6). P. 1963–1995. <https://doi:10.1175/2011jcli3980.1>

Locarnini R. A., Mishonov A. V., Antonov J. I. et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 73, P. 1–40. <https://doi.org/10.7289/V55X26VD>

Lozier M. S. Deconstructing the Conveyor Belt // *Science*. 2010. 328(5985). P. 1507–1511. doi:10.1126/science.1189250

Maidens A., Arribas A., Scaife A.A., MacLachlan C., and Peterson, D. The Influence of Surface Forcings on Prediction of the North Atlantic Oscillation Regime of Winter 2010–11 // *Mon. Weather Rev.* 2013. 141. P. 3801–3813, doi:10.1175/MWR-D-13-00033.1

Manabe S., Stouffer R. J. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model // *Journal of Climate*. 1988. V. 1, N. 9, P. 841-866. doi: 10.1175/1520-0442(1988)001<0841:TSEOAC>2.0.CO;2

Mantua N.J., Hare S.R. The Pacific Decadal Oscillation // *J. Oceanogr.* 2002. 58(1). P. 35–44.

Masina S., and Storto A. Reconstructing the recent past ocean variability: status and perspective // *J. Mar. Res.* 2017. 75. P. 727–764. doi: 10.1357/002224017823523973

Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 6) // Cambridge University Press. 2021. P. 1-41

McCarthy G., Frajka-Williams E., Johns W.E. et al. Observed interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N, *Geophys. Res. Lett.* 2012. 39, L19609, doi:10.1029/2012GL052933

McDougall T.J., Barker P.M. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox // SCOR/IAPSO WG127. 2011. P. 1–28.

Meehl G.A., Covey C., Delworth T. et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2007. 88(9). P. 1,383–1,394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1383>.

Meyers G. On the annual Rossby wave in the tropical North Pacific Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1979. 9(4). P. 663-674. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1979\)009<0663:OT ARWI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0663:OT ARWI>2.0.CO;2).

Mignac D., Ferreira D., and Haines K. South Atlantic meridional transports from NEMO-based simulations and reanalyses // *Ocean Sci.* 2018. 14. P. 53–68. doi: 10.5194/os-14-53-2018

Munk W.H. Abyssal recipes // *Deep-Sea Res.* 1966. 13. P. 707-730.

Munk W.H., & Wunsch C. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing // *Deep Sea Research I.* 1998. 45. P. 1977–2010.

Munoz E., Kirtman B., & Weijer W. Varied representation of the Atlantic Meridional Overturning across multidecadal ocean reanalyses // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2011. 58(17-18). P. 1848–1857. doi:10.1016/j.dsr2.2010.10.064

Mysak L.A., Manak D.K., Marsden R.F. Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle // *Climate Dynamics.* 1990. 5(2). P. 111-133. <https://doi.org/10.1007/BF00207426>

National Geophysical Data Center // NOAA. ETOPO5. 1993. <https://doi.org/10.7289/V5D798BF>

Olsen A., Brown K.R., Chierici M., Johannessen T, and Neill C. Sea-surface CO<sub>2</sub> fugacity in the subpolar North Atlantic // *Biogeosciences.* 2008. 5. P. 535– 547.

Osafune S., Masuda S., Sugiura N., Doi T. Evaluation of the applicability of the Estimated State of the Global Ocean for Climate Research (ESTOC) dataset // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. I. 12. P. 4903–4911. <https://doi.org/10.1002/2015GL064538>

Polonskii A.B. Atlantic multidecadal oscillation and its manifestations in the Atlantic-European region // *Phys. Oceanogr.* 2008. V. 18. № 4. P. 227–236.

Polonsky A.B. Interdecadal variability in the ocean-atmosphere system // *Russian Meteorology and Hydrology*. 1998. V. 5. P. 37–44.

Rahmstorf S. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle // *Nature*. 1995. 378(6553). P. 145–149. doi:10.1038/378145a0

Rahmstorf S. Thermohaline Ocean Circulation. // In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences* /edited by S.A. Elias. Elsevier. Amsterdam. 2006. P. 1-10.

Rayner M.J., Hauber M.E., Steeves T.E., Lawrence H.A. et al. Contemporary and historic separation of trans-hemispheric migration between two genetically distinct seabird populations // *Nat Commun*. 2011. 2(1). 332. P. 1-7.

Reid J.L. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea // *Deep-Sea Res*. 1979. 26. P. 1199-1223.

Roemmich D., and Wunsch C. Two transatlantic sections: Meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // *Deep Sea Res. Part A*. 1985 32(6). P. 619-664.

Sallenger A.H., Doran K.S., Howd P.A. Hotspot of accelerated sea-level rise on the Atlantic coast of North America // *Nat. Clim. Change* 2012. 2(12). P. 884-888. <https://doi.org/10.1038/nclimate1597>

Sarkisyan A. S., & Sündermann J. E. Modelling Ocean Climate Variability. 2009. 374 p. doi:10.1007/978-1-4020-9208-4

Schlesinger M.E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. V. 367. P. 723–726.

Schmittner A., Brook E. and Ahn E. Impact of the ocean's Overturning circulation on atmospheric CO<sub>2</sub> // *Geophysical Monograph Series*. 2007 V. 173. P. 315–334. doi:10.1029/173gm20

Schmitz W.J., Thompson J.D., Luyten J.R. The Sverdrup circulation for the Atlantic along 24°N // *J. Geophys. Res*. 1992. 97(C5). P. 7251-7256. <https://doi.org/10.1029/92JC00417>

Shin C. Sponge boundary condition for frequency-domain modeling // *Geophysics*. 1995. 60(6). P. 1870–1874. <https://doi.org/10.1190/1.1443918>

Smeed D., McCarthy G., Rayner D., et al. Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26°N from 2004 to 2015 / British Oceanographic Data Centre. Natural Environment Research Council. UK. 2016. <https://doi.org/10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b>.

Smith R.S., Gregory J.M. A study of the sensitivity of ocean overturning circulation and climate to freshwater input in different regions of the North Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2009. 36(15). L15701. <https://doi.org/10.1029/2009GL038607>

Solomon S., Qin D., Manning M. et al. IPCC 4: Climate Change 2007: The Physical Science Basis // Cambridge University Press. 2007. 996 p.

St. Laurent L. C. and Garrett C. The role of internal tides in mixing the deep ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. 32(10). P. 2882–2899.

Stepanov V. N., Iovino D., Masina S., Storto A., Cipollone A. Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5°N // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 121. P. 1459–1475. <https://doi.org/10.1002/2015JC011007>

Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K. et al. (eds.). IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I IPCC 5 // Cambridge University Press. 2013. 1535 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

Stolpe M., Medhaug I., Sedláček J., Knutti R. Multidecadal Variability in Global Surface Temperatures Related to the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Journal of Climate.* 2018. 31(7). P. 2889–2906. <https://doi:10.1175/jcli-d-17-0444.1>

Stommel H. and Arons A. On the abyssal circulation of the world ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere & II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in ocean basins // *Deep Sea Res.* 1960. 6. P. 140–154 & 217–233. [https://doi:10.1016/0146-6313\(59\)90075-9](https://doi:10.1016/0146-6313(59)90075-9)

Stommel H.M. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. // *Tellus.* 1961. V. 13. P. 224-230. <https://doi:10.1111/j.2153-3490.1961.tb00079.x>.

Stommel H.M., Csanady G.T. A relation between the T-S curve and global heat and atmospheric water transports // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № C1. P. 495-501.

Storto A. et al. The added value of the multi-system spread information for ocean heat content and steric sea level investigations in the CMEMS GREP ensemble reanalysis product // *Climate Dyn.* 2019. 53. P. 287–312. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4585-5>.

Stouffer R. J. et al. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes // *J. Climate.* 2006. 19. P. 1365–1387.

Sverdrup H.U. Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 1947. 33(11). P. 318-326. <https://doi.org/10.1073/pnas.33.11.318>

Te Raa L.A., Dijkstra H.A. Instability of the thermohaline ocean circulation on interdecadal timescales // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. 32(1). P. 138–160.

Tett S. F.B., Sherwin T. J., Shrivastava A., & Browne O. How much has the North Atlantic Ocean Overturning Circulation changed in the last 50 years? // *J. Climate.* 2014. 27(16). P. 6325–6342. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00095.1>

Thomas M.D., de Boer A.M., Stevens D.P., and Johnson H.L. Upper ocean manifestations of a reducing meridional overturning circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2012. 39. L16609. doi:10.1029/2012GL052702

Timmermann A., Latif M., Voss R., Grotzner A. Northern hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode // *J. Clim.* 1998. V. 11. P. 1906–1931.

Ting M., Kushnir Y., Seager R., Li C. Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic // *J. Clim.* 2009. 22(6). P. 1469–1481

Toggweiler J.R., Samuels B. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.* 1995. V. 42, N 4, P. 477-500. doi: 10.1016/0967-0637(95)00012-U.

Toggweiler J.R., Samuels B. Is the Magnitude of the Deep Outflow from the Atlantic Ocean Actually Governed by Southern Hemisphere Winds? // *The Global Carbon Cycle.* V. 15. P. 303–331. doi:10.1007/978-3-642-84608-3\_13

Toggweiler J.R., Samuels B.. On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing // *Journal of Physical Oceanography.* 1998. V. 28, N 9. P. 1832-1852. doi: 10.1175/1520-0485(1998)028<1832:OTOSLS>2.0.CO;2.

Trenberth K.E., Caron J.M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // *J Clim.* 2001. 14. P. 3433–3443. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C3433:EOMAAO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C3433:EOMAAO%3E2.0.CO;2)

Trenberth K.E., Shea D.J. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005 // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L12704.

Tsujino H., Urakawa S., Nakano H. et al. JRA-55 based surface dataset for driving ocean - sea-ice models (JRA55-do) // *Ocean Modelling.* 2018. V. 130. P. 79-139. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.07.002>

Tziperman E. Proximity of the present-day thermohaline circulation to an instability threshold // *Journal of Physical Oceanography.* 2000. V. 30. N 1. P. 90-104. doi: 10.1175/1520-0485(2000)030<0090:POTPDT>2.0.CO;2.

van Aken H.M., G. Becker Hydrography and through-flow in the North-Eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project // *Progress in Oceanography.* 1996. 38(4). P. 297–346. doi:10.1016/s0079-6611(97)00005-0

van Aken H.M., *The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction* // *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library.* 2007. V. 39. 328 p. doi:10.1007/978-0-387-48039-8

Vellinga M., and Wood R.A. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation // *Climate Change.* 2002. 54. P. 251–267.

Venegas S.A., Mysak L.A. Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic // *J. Clim.* 2000. 13(19). P. 3412–3434

Volodin E. M. The nature of 60-year oscillations of the Arctic climate according to the data of the INM RAS climate model // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling.* 2018. V. 33. № 6. P. 1–9.

Volodin E. M., Mortikov E. V., Kostykin S. V. et al. Simulation of modern climate with the new version of the INM RAS climate model // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics.* 2017. V. 53. № 2. P. 142–155.

Volodin E.M. The mechanism of multidecadal variability in the Arctic and North Atlantic in climate model INMCM4 // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. № 3. 035038.

Voskresenskaya E.N., Polonskii A.B. Low-frequency variability of hydrometeorological fields and heat fluxes over the North Atlantic // *Phys. Oceanogr.* 2004. V. 14. № 4. P. 203–220.

Wang C., Dong S., Evan A.T., Foltz G.R., Lee S.-K.: Multidecadal covariability of North Atlantic sea surface temperature, African dust, Sahel rainfall, and Atlantic hurricanes // *J. Clim.* 2012. 25(15). P. 5404–5415.

Wang C., Dong S., Munoz E. Seawater density variations in the North Atlantic and the Atlantic meridional overturning circulation // *Clim. Dyn.* 2010a. V. 34. P. 953–968.

Wang W., Kohl A., and Stammer D. Estimates of global ocean volume transports during 1960 through 2001 // *Geophys. Res. Lett.* 2010b. 37, L15601, <https://doi.org/10.1029/2010GL043949>.

Weaver A.J., Bitz C. M., Fanning A. F., Holland M. M. Thermohaline circulation: High-latitude phenomena and the difference between the Pacific and Atlantic // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 1999. V. 27, N 1. P. 231-285. doi: 10.1146/annurev.earth.27.1.231.

White W.B., Cayan D.R. Quasi-periodicity and global symmetries in interdecadal upper ocean temperature variability // *Journal of Geophysical Research.* 1998. 103(C10). P. 21335–21354. <https://doi.org/10.1029/98JC01706>

Williams R. G., Roussenov V., Smith D., Lozier M. S. Decadal Evolution of Ocean Thermal Anomalies in the North Atlantic: The Effects of Ekman, Overturning, and Horizontal Transport // *Journal of Climate.* 2014. V. 27. P. 698–719.

Wunsch C., and Heimbach P. Practical global oceanic state estimation // *Physica D: Nonlinear Phenomena.* 2006. 230(1-2). P. 197–208. doi:10.1016/j.physd.2006.09.040

Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the ocean // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2004. 36. P. 281–314.

Xu S., Chen L., Chen H., Li J., Lin W., and Qi D.: Sea air CO<sub>2</sub> fluxes in the Southern Ocean for the late spring and early summer in 2009 // *Remote Sens. Environ.* 2016. 175. P. 158–166, doi:10.1016/j.rse.2015.12.049

Yamamoto A., H. Tatebe, and M. Nonaka, On the emergence of the Atlantic multidecadal SST signal: A key role of the mixed layer depth variability driven by North Atlantic oscillation // *J. Clim.* 2020. V. 33, N 9. P. 3511–3531. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0283.1.

Zhang J., Kelly K.A., Thompson L.A. The role of heating, winds, and topography on sea level changes in the North Atlantic // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. 121(5). P. 2887–2900. <https://doi.org/10.1002/2015JC011492>

Zhang S., Harrison M. J., Rosati A., Wittenberg A. T. System design and evaluation of coupled ensemble data assimilation for global oceanic climate studies // *Mon. Weather Rev.* 2007. V. 135. I. 10. P. 3541–3564. <https://doi.org/10.1175/MWR3466.1>

Zweng M.M, Reagan J.R., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. // NOAA Atlas NESDIS. 2013. V. 74. P. 1–39. <https://doi.org/10.7289/V5251G4D>

## Приложения

### А. Описание модели океана INMOM

#### А.1 Блок расчёта динамики в модели INMOM

Исходная система уравнений крупномасштабной динамики океана в приближениях Буссинеска и несжимаемости записывается в форме Громеки-Лэмба следующим образом:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + [(\text{rot } \mathbf{U} + 2\boldsymbol{\Omega}) \times \mathbf{U}] + \text{grad} \left( \frac{\mathbf{U}^2}{2} + \frac{p}{\rho_0} \right) &= \frac{\rho}{\rho_0} \mathbf{g} + \mathbf{F}(\mathbf{U}), \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \text{grad } \theta &= \mathbf{F}(\theta) - \frac{\partial R}{\partial z}, \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \text{grad } S &= \mathbf{F}(S), \\ \text{div } \mathbf{U} &= \mathbf{0}.\end{aligned}\tag{A.1}$$

Здесь  $\mathbf{U} = (u, v, w)$  – вектор трёхмерной скорости,  $p$  – давление,  $\rho_0$  – фоновая плотность (константа по пространству и времени),  $\rho$  – истинная плотность,  $\mathbf{g}$  – среднее ускорение свободного падения,  $\boldsymbol{\Omega}$  – угловая скорость вращения Земли,  $\theta$  – потенциальная температура,  $S$  – солёность,  $R$  – поток проникающей радиации,  $\mathbf{F}(\mathbf{U})$ ,  $\mathbf{F}(\theta)$ ,  $\mathbf{F}(S)$  – операторы мелкомасштабной физики, конкретный вид которых выбирается в зависимости от обстоятельств.

Если применяется приближение гидростатики, то при условии, что ось  $\mathbf{z}$  системы координат параллельна направлению  $\mathbf{g}$ , система записывается в виде:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} + [\text{rot } \mathbf{U} \times \mathbf{U}]_h + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{k} + \text{grad}_h \left( \frac{\mathbf{U}^2}{2} + \frac{p}{\rho_0} \right) &= \mathbf{F}_h(\mathbf{U}), \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \text{grad } \theta &= \mathbf{F}(\theta) - \frac{\partial R}{\partial z}, \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \text{grad } S &= \mathbf{F}(S), \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= \rho g, \\ \text{div } \mathbf{U} &= \mathbf{0}, \\ \rho &= \rho(\theta, S, p).\end{aligned}\tag{A.2}$$

Здесь нижним индексом  $h$  отмечена проекция трёхмерного вектора на горизонтальную плоскость,  $\mathbf{k}$  – базисный вектор, направленный вдоль линии

действия силы тяжести. Система сопровождается набором граничных и начальных условий, которые будут приведены при более подробной формулировке уравнений. В произвольной ортогональной системе  $(x, y, z)$  с коэффициентами Ламе  $(r_x, r_y, r_z)$  соответственно операторы дифференциальной геометрии записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} \text{grad } j &= \frac{\mathbf{i}}{r_x} \frac{\partial j}{\partial x} + \frac{\mathbf{j}}{r_y} \frac{\partial j}{\partial y} + \frac{\mathbf{k}}{r_z} \frac{\partial j}{\partial z}, \\ \text{div } \mathbf{J} &= \frac{1}{r_x r_y r_z} \left( \frac{\partial}{\partial x} (J_x r_y r_z) + \frac{\partial}{\partial y} (J_y r_z r_x) + \frac{\partial}{\partial z} (J_z r_x r_y) \right), \\ \text{rot } \mathbf{J} &= \frac{\mathbf{i}}{r_y r_z} \left( \frac{\partial}{\partial y} (J_z r_z) - \frac{\partial}{\partial z} (J_y r_y) \right) + \frac{\mathbf{j}}{r_z r_x} \left( \frac{\partial}{\partial z} (J_x r_x) - \frac{\partial}{\partial x} (J_z r_z) \right) + \frac{\mathbf{k}}{r_x r_y} \left( \frac{\partial}{\partial x} (J_y r_y) - \frac{\partial}{\partial y} (J_x r_x) \right), \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

где  $j$  – некоторая скалярная функция, а  $\mathbf{J}=(J_x, J_y, J_z)$  – векторная.

В обобщённой сферической системе координат  $r_z=1$ , а  $r_x$  и  $r_y$  могут иметь различный вид. Если положить метрические коэффициенты не зависящими от координаты  $z$  (приближение тонкой плёнки), то уравнения будут иметь вид:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - \left( l + \frac{1}{r_x r_y} \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) v &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r_x} \frac{\partial p}{\partial x} + \tilde{F}_u, \\ \frac{dv}{dt} + \left( l + \frac{1}{r_x r_y} \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) u &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r_y} \frac{\partial p}{\partial y} + \tilde{F}_v, \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= \rho g, \\ \frac{d\theta}{dt} &= F(\theta) - \frac{\partial R}{\partial z}, \\ \frac{dS}{dt} &= F(S), \\ \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u r_y}{\partial x} + \frac{\partial v r_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \rho &= \rho(\theta, S, p). \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Здесь  $\frac{d\bullet}{dt} \equiv \frac{\partial\bullet}{\partial t} + \frac{u}{r_x} \frac{\partial\bullet}{\partial x} + \frac{v}{r_y} \frac{\partial\bullet}{\partial y} + w \frac{\partial\bullet}{\partial z}$ ,  $l=2\Omega \sin\varphi$ ,  $\varphi$  – географическая широта.

## A.2 Запись уравнений в s-координатах.

Введём изобатическую координату  $\sigma = \frac{z + \zeta(x, y, t)}{H(x, y) + \zeta(x, y, t)}$ , где  $z$  – обычная вертикальная координата,  $H$  – глубина водоёма при невозмущённой поверхности,

$\zeta$  – отклонение высоты морской поверхности от невозмущённого состояния.

Отсюда, полагая  $h=H+\zeta$  и  $Z=\sigma h-\zeta$ , получим изменение частных производных:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bullet}{\partial x} &\rightarrow \frac{\partial \bullet}{\partial x} - \frac{1}{h} \frac{\partial Z}{\partial x} \frac{\partial \bullet}{\partial \sigma}, \\ \frac{\partial \bullet}{\partial y} &\rightarrow \frac{\partial \bullet}{\partial y} - \frac{1}{h} \frac{\partial Z}{\partial y} \frac{\partial \bullet}{\partial \sigma}, \\ \frac{\partial \bullet}{\partial z} &\rightarrow \frac{1}{h} \frac{\partial \bullet}{\partial \sigma}, \\ \frac{\partial \bullet}{\partial t} &\rightarrow \frac{\partial \bullet}{\partial t} - \frac{1}{h} \frac{\partial Z}{\partial t} \frac{\partial \bullet}{\partial \sigma}.\end{aligned}\tag{A.5}$$

Тогда система переписывается следующим образом:

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} - \left( l + \frac{1}{r_x r_y} \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) v &= - \frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r_x} \left( \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{1}{h} \frac{\partial Z}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) + \tilde{F}_u + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa}{h} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \right), \\ \frac{dv}{dt} + \left( l + \frac{1}{r_x r_y} \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) \right) u &= - \frac{1}{\rho_0} \frac{1}{r_y} \left( \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{1}{h} \frac{\partial Z}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) + \tilde{F}_v + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa}{h} \left( \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right), \\ \frac{1}{h} \frac{\partial p}{\partial \sigma} &= \rho g, \\ \frac{d\theta}{dt} &= \tilde{F}_\theta - \frac{1}{h} \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \\ \frac{dS}{dt} &= \tilde{F}_S, \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u r_y h}{\partial x} + \frac{\partial v r_x h}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} &= 0, \\ \rho &= \rho(\theta, S, p).\end{aligned}$$

Здесь  $\frac{d \bullet}{dt} \equiv \frac{\partial \bullet}{\partial t} + \frac{u}{r_x} \frac{\partial \bullet}{\partial x} + \frac{v}{r_y} \frac{\partial \bullet}{\partial y} + \frac{\omega}{h} \frac{\partial \bullet}{\partial \sigma}$ ,  $\omega = w - \frac{u}{r_x} \frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{v}{r_y} \frac{\partial Z}{\partial y} - \frac{\partial Z}{\partial t}$  – составляющая скорости,

нормальная к s-поверхности.

### Граничные условия

На твёрдых участках границы обрести ставятся следующие условия: для скорости – непротекание, скольжение на боковой поверхности (равенство нулю компонентом тензора вязких напряжений) и квадратичное трение на дне; для температуры и солёности – отсутствие потоков тепла и соли. Рассмотрим условия на открытой границе  $\sigma = 0$ , которая может содержать источники воды, тепла, соли и импульса. На ней ставятся следующие граничные условия:

- для вертикальной скорости – скорость притока объёма воды в бассейн:

$$\omega = Q, \quad (\text{A.6})$$

где  $Q$  – баланс воды на поверхности, задаваемый в единицах скорости;

- для импульса:

$$\omega U_h - \frac{\nu}{h} \frac{\partial U_h}{\partial \sigma} = \mathbf{q}_U, \quad (\text{A.7})$$

где  $\mathbf{q}_U$  – поток импульса, состоящий как из напряжения трения ветра на поверхности, так из импульса, изменяемого в системе за счёт изменения объёма бассейна;

- для температуры и солёности:

$$\begin{aligned} \omega \theta - \frac{\nu_\theta}{h} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} &= q_\theta, \\ \omega S - \frac{\nu_S}{h} \frac{\partial S}{\partial \sigma} &= q_S, \end{aligned} \quad (\text{A.8})$$

где  $q_\theta$  и  $q_S$  – потоки тепла и соли соответственно, состоящие как из фактических потоков на поверхности, так и из тепла и соли, изменяемых в системе за счёт изменения объёма бассейна.

- для давления:

$$p = p_a, \quad (\text{A.9})$$

где  $p_a$  – атмосферное давление на уровне моря.

### **A.3 Решение системы уравнений динамики океана.**

1) **Приведение к дивергентному виду.** Умножим уравнения для каждой прогностической переменной на  $h$ . Затем прибавим к каждому из них уравнение неразрывности, умноженное на соответствующую переменную.

2) **Симметризация градиента давления.** Представим давление как

$$p = \tilde{p} + \frac{1}{2} \rho g Z.$$

Тогда исключая уравнение гидростатики с учётом граничных условий получим.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial hu}{\partial t} + T_u(u, v, \omega, h) - hlv &= P_x - hg \frac{1}{r_x} \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0 r_x} \frac{\partial p_a}{\partial x} + F_u(u, v) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa}{h} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \right), \\
\frac{\partial hv}{\partial t} + T_v(u, v, \omega, h) + hlu &= P_y - hg \frac{1}{r_y} \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0 r_y} \frac{\partial p_a}{\partial y} + F_v(u, v) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa}{h} \left( \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right), \\
\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u r_y h}{\partial x} + \frac{\partial v r_x h}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} &= 0, \\
\frac{\partial r\theta}{\partial t} + T_\theta(u, v, \omega, \theta, h) &= F_\theta(\theta) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa_\theta}{h} \left( \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \\
\frac{\partial S}{\partial t} + T_S(u, v, \omega, S, h) &= F_S(S) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{\kappa_S}{h} \left( \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \right), \\
\rho &= \rho(\theta, S, p).
\end{aligned} \tag{A.10}$$

Здесь введены следующие обозначения:

Операторы переноса:

$$\begin{aligned}
T_u(u, v, \omega, h) &= \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial h r_y u u}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v u}{\partial y} - h \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) v \right) + \frac{\partial \omega u}{\partial \sigma}, \\
T_v(u, v, \omega, h) &= \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial h r_y u v}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v v}{\partial y} + h \left( v \frac{\partial r_y}{\partial x} - u \frac{\partial r_x}{\partial y} \right) u \right) + \frac{\partial \omega v}{\partial \sigma}, \\
T_\theta(u, v, \omega, \theta, h) &= \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial h r_y u \theta}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial \sigma}, \\
T_S(u, v, \omega, S, h) &= \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial h r_y u S}{\partial x} + \frac{\partial h r_x v S}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega S}{\partial \sigma}.
\end{aligned} \tag{A.11}$$

Градиенты давления:

$$\begin{aligned}
P_x &= -\frac{gh}{2r_x} \left( \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\sigma h \left( \rho - \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma - \sigma \left( \rho \frac{\partial h}{\partial x} - h \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) \right), \\
P_y &= -\frac{gh}{2r_y} \left( \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\sigma h \left( \rho - \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma - \sigma \left( \rho \frac{\partial h}{\partial y} - h \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \right).
\end{aligned} \tag{A.12}$$

Оператор боковой вязкости записывается как дивергенция тензора напряжений:

$$\begin{aligned}
F_u(u, v) &= \frac{1}{r_x r_y^2} \frac{\partial}{\partial x} (r_y^2 K D_T h) + \frac{1}{r_x^2 r_y} \frac{\partial}{\partial y} (r_x^2 K D_S h), \\
F_v(u, v) &= -\frac{1}{r_x^2 r_y} \frac{\partial}{\partial y} (r_x^2 K D_T h) + \frac{1}{r_x r_y^2} \frac{\partial}{\partial x} (r_y^2 K D_S h).
\end{aligned} \tag{A.13}$$

Здесь  $K$  – коэффициент вязкости, а  $D_T$  и  $D_S$  – компоненты тензоров напряжений сжатия-растяжения и сдвига соответственно:

$$D_T = \frac{1}{r_x r_y} \left( r_y^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{r_y} \right) - r_x^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{r_x} \right) \right),$$

$$D_S = \frac{1}{r_x r_y} \left( r_x^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{u}{r_x} \right) + r_y^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{v}{r_y} \right) \right). \quad (\text{A.14})$$

Операторы диссипации для скоростей написаны в упрощённой форме вдоль сигма-поверхностей. При необходимости можно построить операторы диссипации 4-го порядка путём двукратного применения алгоритма построения операторов диссипации 2-го порядка.

Оператор горизонтального турбулентного обмена для температуры и солёности реализован в виде суммы изопикнической диффузии и вихревого переноса Гента-МакВильямса:

$$D(S) = \text{div}(M \text{ grad } S),$$

$$M = \begin{pmatrix} \mu & 0 & -\mu\alpha_x \\ 0 & \mu & -\mu\alpha_y \\ -\mu\alpha_x & -\mu\alpha_y & \mu(\alpha_x^2 + \alpha_y^2) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & 0 & \gamma\mu\beta_x \\ 0 & 0 & \gamma\mu\beta_y \\ -\gamma\beta\alpha_x & -\gamma\beta\alpha_y & 0 \end{pmatrix}, \quad (\text{A.15})$$

где  $\mu$  – коэффициент боковой диффузии,  $\gamma$  – коэффициент пропорциональности, обычно полагающийся равным 1,  $\alpha_x = \frac{\partial \rho_{pot} / \partial x}{\partial \rho_{pot} / \partial \sigma}$ ,  $\alpha_y = \frac{\partial \rho_{pot} / \partial y}{\partial \rho_{pot} / \partial \sigma}$ ,  $\beta_y = \alpha_y - \frac{Z_y}{h}$ .

$\beta_x = \alpha_x - \frac{Z_x}{h}$ . Первое слагаемое тензора описывает диффузию вдоль поверхностей постоянной потенциальной плотности, второе – процесс переноса со скоростями:

$$U_{gm} = \frac{\partial}{\partial z} (\gamma\mu\beta_x), \quad V_{gm} = \frac{\partial}{\partial z} (\gamma\mu\beta_y), \quad W_{gm} = \text{div}_h (\gamma\mu\beta_x, \gamma\mu\beta_y).$$

#### А.4 Численная реализация

##### Схема по времени.

При численной реализации используется двуслойная схема по времени. На начало шага интегрирования считаются известными все величины на шаге  $n$ . Для построения согласованной схемы решения используется так называемая линеаризация нелинейных слагаемых. Это означает, что некоторые переменные, входящие в состав таких слагаемых, считаются неизменными на протяжении шага интегрирования по времени. В частности, после интегрирования на предыдущем

шаге по времени на текущий момент имеются скорости течений  $u^n, v^n$ , уровень моря  $\zeta^n$ , полная толщина океана  $h^n$ . После расчёта потоков объёма, тепла, соли и импульса для текущего шага по времени можно с помощью уравнения неразрывности рассчитать новую толщину океана  $h^{n+1}$  и вертикальную скорость. На этом уравнении неразрывности, которое считается фиксированным, и основаны процессы переноса всех субстанций на новом шаге по времени. Аналогично, линеаризации подвергается потенциальная плотность. Эти величины, в свою очередь позволяют рассчитать коэффициенты турбулентных диффузии и вязкости, углы наклона нейтральных поверхностей и построить линеаризованные операторы бокового и вертикального турбулентного обменов. Для операторов переноса используется дополнительный этап предиктора, а в окончательный оператор входит линейная комбинация решения с явного шага и решения с шага предиктор. В операторах диффузии и вязкости по горизонтали переменные берутся без коррекции с явного шага, а по вертикали – с неявного. Для скорости задача расщепляется на два основных этапа: перенос-диффузия и адаптация к полю давления.

Схему работы модели по времени можно описать следующим образом: инициализация, основной цикл по времени, финализация.

Основной цикл по времени состоит из следующих этапов:

- 1) Определение текущего модельного времени: (подпрограмма `model_time_def`)

$$t = t(\tau, n), \quad (\text{A.16})$$

где  $t$  – текущее время,  $n$  – номер шага,  $\tau$  – величина основного шага по времени в секундах.

- 2) Задание на поверхности и открытых границах данных, соответствующих текущему моменту времени.

$$f_{bound} = f_{bound}(t) \quad (\text{A.17})$$

где в качестве  $f_{bound}$  выступают температура и солёность поверхности океана и данные на открытых границах (для данных на океанической сетке подпрограмма `os_data_time_interpol`) и характеристики атмосферы (для данных на атмосферной

сетке интерполяция по времени – подпрограмма atm\_data\_time\_interpol, и интерполяция по пространству – подпрограмма atm\_data\_spatial\_interpol).

### Основные процедуры динамики океана

- 3) Расчёт компонентов тензора горизонтальных напряжений (для полных трёхмерных скоростей и средних по глубине) (подпрограмма stress\_components).

$$D_T = \frac{r_y}{r_x} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u^n}{r_y} \right) - \frac{r_x}{r_y} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v^n}{r_x} \right),$$

$$D_S = \frac{r_x}{r_y} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{u^n}{r_x} \right) + \frac{r_y}{r_x} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{v^n}{r_y} \right).$$
(A.18)

- 4) Расчёт коэффициентов горизонтального турбулентного обмена по Смагоринскому (если нужно), при этом от вязкости рассчитывается и среднее по глубине:

$$\mu = \mu_{ref} + smag(D_T^2 + D_S^2),$$
(A.19)

где  $\mu_{ref}$  – фоновое значение коэффициента,  $smag$  – функция от модуля тензора напряжений (подпрограмма smagorinsky\_coeff)

- 5) Расчёт углов наклона для универсальной диффузии (подпрограмма diffusion\_slopes)  
 6) Расчёт потоков объёма, тепла, соли и импульса на поверхности (sea\_surface\_fluxes) и дне (sea\_bottom\_fluxes).  
 7) Расчёт новых толщины океана и вертикальной скорости (hhq\_vertical\_velocity), согласованных с уравнением неразрывности:

$$h^{n+1} = h^n + \tau \left( Q^n - \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial \bar{u}^n r_y h^n}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}^n r_x h^n}{\partial y} \right) \right),$$

$$\omega^n = \int_1^\sigma \left( \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u^{n'} r_y h^n}{\partial x} + \frac{\partial v^{n'} r_x h^n}{\partial y} \right) + Q^n \right) d\sigma,$$
(A.20)

где  $Q^n$  – поток объёма на поверхности на текущий момент времени,

$$u^{n'} = u^n - \bar{u}^n, \quad v^{n'} = v^n - \bar{v}^n,$$

$$\bar{u}^n = \int_0^1 u^n d\sigma, \quad \bar{v}^n = \int_0^1 v^n d\sigma.$$

- 8) Расчёт коэффициентов вертикального обмена. Используется один из вариантов.

- а) Параметризация Pacanowski&Philander1981:

$$Ri = Ri(\rho_{pot}^n, u^n, v^n), \quad \nu = \nu(Ri),$$
(A.21),

где  $Ri$  – число Ричардсона,  $\nu$  – коэффициент вертикальной диссипации, который свой для скорости и температуры (подпрограмма prmix).

- б) Параметризация Мони́на-Обухова.

в) Параметризация Меллора-Ямады (подпрограммы Mellor\_Yamada\_gendis и turb\_tran\_diff)

9) Расчёт температуры и солёности (подпрограмма tracer\_tran\_diff):

а) шаг предиктор. Используется градиентная форма записи при фиксированной по времени глубине и только для оператора переноса:

$$\begin{aligned}
& \frac{\theta_{i,j,k}^{pred} - \theta_{i,j,k}^n}{\tau} + \\
& + \frac{1}{2(\Delta x \Delta y h^n)_{i,j}} \left( (u^n h^n \Delta y)_{i+\frac{1}{2},j,k} (\theta_{i+1,j,k}^n - \theta_{i,j,k}^n) + (u^n h^n \Delta y)_{i-\frac{1}{2},j,k} (\theta_{i,j,k}^n - \theta_{i-1,j,k}^n) \right) + \\
& + \frac{1}{2(\Delta x \Delta y h^n)_{i,j}} \left( (v^n h^n \Delta x)_{i,j+\frac{1}{2},k} (\theta_{i,j+1,k}^n - \theta_{i,j,k}^n) + (v^n h^n \Delta x)_{i,j-\frac{1}{2},k} (\theta_{i,j,k}^n - \theta_{i,j-1,k}^n) \right) + \\
& + \frac{1}{2h_{i,j}^n} \left( \omega_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n (\theta_{i,j,k+1}^n - \theta_{i,j,k}^n) + \omega_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n (\theta_{i,j,k}^n - \theta_{i,j,k-1}^n) \right) = 0,
\end{aligned} \tag{A.22}$$

б) шаг корректор. Используется дивергентная форма записи и полное уравнение.

Значения с шага предиктор используются только в операторе переноса.

$$\begin{aligned}
& \frac{h^{n+1} \theta_{i,j,k}^{n+1} - h^n \theta_{i,j,k}^n}{\tau} + \\
& + \frac{1}{2(\Delta x \Delta y)_{i,j}} \left( (u^n h^n \Delta y)_{i+\frac{1}{2},j,k} (\theta_{i+1,j,k}^{corr} + \theta_{i,j,k}^{corr}) - (u^n h^n \Delta y)_{i-\frac{1}{2},j,k} (\theta_{i,j,k}^{corr} + \theta_{i-1,j,k}^{corr}) \right) + \\
& + \frac{1}{2(\Delta x \Delta y)_{i,j}} \left( (v^n h^n \Delta x)_{i,j+\frac{1}{2},k} (\theta_{i,j+1,k}^{corr} + \theta_{i,j,k}^{corr}) - (v^n h^n \Delta x)_{i,j-\frac{1}{2},k} (\theta_{i,j,k}^{corr} + \theta_{i,j-1,k}^{corr}) \right) + \\
& + \frac{1}{2} \left( \omega_{i,j,k+\frac{1}{2}}^n (\theta_{i,j,k+1}^{corr} + \theta_{i,j,k}^{corr}) - \omega_{i,j,k-\frac{1}{2}}^n (\theta_{i,j,k}^{corr} + \theta_{i,j,k-1}^{corr}) \right) = \\
& = D(\mu, \nu, \alpha_x, \alpha_y, \theta^n, \theta^{n+1}) - \frac{\partial R}{\partial \sigma},
\end{aligned} \tag{A.23}$$

Здесь  $\theta$  – потенциальная температура,  $\Gamma$  – оператор переноса скаляра как функция скоростей, скаляра и глубины,  $D$  – совокупность операторов боковой и вертикальной диффузии как функция коэффициентов, углов наклона изонейтральных поверхностей и искомого скаляра,  $R$  – вертикальный поток проникающей радиации. В операторах переноса  $\theta^{corr} = \alpha \theta^{pred} + (1 - \alpha) \theta^n$ , где в случае  $\alpha=0$  получается явная схема Эйлера, являющаяся для кососимметричных операторов безусловно неустойчивой с коэффициентом перехода  $Tr = \sqrt{1 + C^2}$ , где  $C$  – число Курранта; в случае  $\alpha=1$  получается схема Мацуно с коэффициентом перехода  $Tr = \sqrt{(1 - C^2)^2 + C^2}$ , являющаяся условно устойчивой и обладающая численной диффузией. В случае  $\alpha=0.5$  получается схема Хойна с коэффициентом перехода  $Tr = \sqrt{1 + \frac{C^4}{4}}$ , являющаяся безусловно неустойчивой, но с более слабой степенью расходимости, нежели схема Эйлера.

Аналогичное уравнение для солёности, за исключением источника радиации.

- 10) Расчёт переноса и диффузии для компонентов скорости (подпрограмма `uv_tran_diff`). Делается аналогично процедуре для температуры и солёности с той разницей, что в адвективные слагаемые добавляются метрические члены, связанные с кривизной системы координат, и оператор вязкости задаётся через тензор вязких напряжений. При необходимости используется оператор бигармонической вязкости, который получается двукратным применением оператора гармонической.
- 11) Расчёт плотностей *in situ*  $\rho^{n+1}$  и потенциальной  $\rho_{pot}^{n+1}$  по обновлённым значениям температуры и солёности. Использование обновлённых значений вместо предыдущих позволяет повысить устойчивость алгоритма по скорости внутренних волн, который является условно устойчивым.
- 12) Расчёт изменения трёхмерной скорости за счёт градиентов давления, вызванного неоднородностью поля плотности (подпрограмма `pressure_gradients`).

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} = P_x &= -\frac{g}{2} r_y \left( \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\sigma h^{n+1} \left( \rho^{n+1} - \sigma \frac{\partial \rho^{n+1}}{\partial \sigma} \right) d\sigma - \sigma \left( \rho^{n+1} \frac{\partial h^{n+1}}{\partial x} - h^{n+1} \frac{\partial \rho^{n+1}}{\partial x} \right) \right), \\ \frac{\partial v}{\partial t} = P_y &= -\frac{g}{2} r_x \left( \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\sigma h^{n+1} \left( \rho^{n+1} - \sigma \frac{\partial \rho^{n+1}}{\partial \sigma} \right) d\sigma - \sigma \left( \rho^{n+1} \frac{\partial h^{n+1}}{\partial y} - h^{n+1} \frac{\partial \rho^{n+1}}{\partial y} \right) \right).\end{aligned}\quad (A.24)$$

- 13) Расчёт правых частей для двумерных скоростей, обусловленных градиентом атмосферного давления.

$$RHS_{\bar{u}} = -p_x^{atm}, RHS_{\bar{v}} = -p_y^{atm}. \quad (A.25)$$

- 14) Разделение скоростей на бароклинные и баротропные составляющие (подпрограмма `depth_ave`).

$$\begin{aligned}u' &= u - \bar{u}, \quad v' = v - \bar{v}, \\ \bar{u} &= \int_0^1 u d\sigma, \quad \bar{v} = \int_0^1 v d\sigma.\end{aligned}\quad (A.26)$$

- 15) Бароклинная адаптация

$$\begin{aligned}\frac{u^{n+1, \prime}}{\tau} - l v^{n+1, \prime} &= f_u, \\ \frac{v^{n+1, \prime}}{\tau} + l u^{n+1, \prime} &= f_v,\end{aligned}\quad (A.27)$$

где в правой части располагаются слагаемые с предыдущего шага. Ввиду разнесённых сеток для скоростей строится энергетически согласованная пространственная аппроксимация.

- 16) Решение задачи для быстрых волн.

В силу высокой скорости внешних гравитационных волн задачу для них целесообразно реализовать неявным методом. Задачу удобно сформулировать в виде полных потоков  $U$  и  $V$ , равных произведению скорости на глубину. После вынесения всех источников (атмосферного давления) и слагаемых с предыдущего шага в правую часть мы приходим к системе уравнений.

$$\begin{aligned} \frac{U^{n+1}}{\tau} - lV^{n+1} + gh \frac{1}{r_x} \frac{\partial \zeta^{n+1}}{\partial x} &= f_u, \\ \frac{V^{n+1}}{\tau} + lU^{n+1} + gh \frac{1}{r_y} \frac{\partial \zeta^{n+1}}{\partial y} &= f_v, \\ \frac{\zeta^{n+1}}{\tau} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial r_y U^{n+1}}{\partial x} + \frac{\partial r_x V^{n+1}}{\partial y} \right) &= f_\zeta, \end{aligned} \quad (\text{A.28})$$

Необходимо использование инструмента для решения систем линейных алгебраических уравнений. При этом желательно матрицу системы рассчитывать один раз в самом начале расчёта. Этого, на первый взгляд, можно добиться, представив глубину в слагаемых при градиентах уровня как сумму невозмущённой глубины и уровня моря, а затем перенести слагаемые с уровнем в правую часть.

17) Сдвиг нумерации для массивов полных глубин.

На этом шаг по времени задачи динамики океана заканчивается. Цикл повторяется до достижения нужного момента расчётного времени

## **А.5 Приложение. Демонстрация влияния кинематического условия на поверхности**

Постановка граничного условия для вертикальной скорости на поверхности с учётом изменения объёма бассейна позволяет описывать изменение солёности на поверхности океана без введения фиктивных потоков соли, как это вынуждены делать в моделях с фиксированным объёмом. Рассмотрим систему, состоящую из уравнений солёности и неразрывности и запишем её в разностном виде по времени и по вертикали. На внутреннем слое  $k$  система будет иметь вид:

$$\begin{aligned} \frac{h^{n+1} - h^n}{\tau} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial r_y h}{\partial x} + \frac{\partial r_x h}{\partial y} \right)_k + \frac{\omega_{k+1/2} - \omega_{k-1/2}}{\Delta \sigma_k} &= 0, \\ \frac{hS_k^{n+1} - hS_k^n}{\tau} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial r_y hS}{\partial x} + \frac{\partial r_x hS}{\partial y} \right)_k + \frac{\omega_{k+1/2}(S_k + S_{k+1}) - \omega_{k-1/2}(S_k + S_{k-1})}{2\Delta \sigma_k} &= 0. \end{aligned} \quad (\text{A.29})$$

Здесь для удобства переменные вне производных по времени выписаны без привязки к номеру шага по времени. Предположим, что схема по времени явная. Если начальное распределение солёности однородно по пространству, то её можно вынести из-под знаков пространственных производных. Умножив на это значение солёности уравнение неразрывности и вычитая его из уравнения для солёности, можно получить  $S^{n+1}=S^n$ , что означает, что при выполнении уравнения неразрывности солёность во внутренних точках, заданная изначально константой по пространству, ею и остаётся (свойство локального сохранения).

Если записать эти же уравнения в первом слое по вертикали, то с учётом граничных условий на поверхности (для вертикальной скорости задаётся поток массы (объёма), а поток соли задаётся равным нулю) получится следующее:

$$\begin{aligned} \frac{h^{n+1} - h^n}{\tau} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u r_y h}{\partial x} + \frac{\partial v r_x h}{\partial y} \right)_1 + \frac{\omega_{k+1/2} - Q}{\Delta \sigma_1} &= 0, \\ \frac{h S_1^{n+1} - h S_1^n}{\tau} + \frac{1}{r_x r_y} \left( \frac{\partial u r_y h S}{\partial x} + \frac{\partial v r_x h S}{\partial y} \right)_1 + \frac{\omega_{1+1/2} (S_k + S_{k+1})}{2 \Delta \sigma_1} &= 0. \end{aligned} \quad (\text{A.30})$$

Аналогично, задав начальное распределение однородным по пространству и вычитая уравнение неразрывности, умноженное на эту солёность, из уравнения для солёности, получим:

$$S_1^{n+1} = S_1^n \left( 1 - \frac{Q \tau}{h^{n+1} \sigma_1} \right). \quad (\text{A.31})$$

Таким образом, получается изменение солёности в первом слое без введения фиктивных потоков соли, а используя лишь кинематическое условие для вертикальной скорости. Для получения аналогичного уравнения для солёности первого слоя в моделях, не учитывающих изменение объёма бассейна, приходится вводить фиктивный поток соли.