

Меридиональная изменчивость параметров климатической системы Атлантического океана

В. Н. Малинин¹, П. А. Вайновский²

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: malinin@rshu.ru*

² *ООО «Прогноз», Санкт-Петербург, 197022, Россия
E-mail: pv974@yandex.ru*

Рассматривается межгодовая изменчивость и особенности взаимосвязи различных параметров климатической системы Атлантического океана (АО) от 40° ю. ш. до 60° с. ш. С этой целью выполнены расчёты компонентов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой и радиационных индексов G_a и G_s , характеризующих парниковый эффект, за 40-летний период (1979–2018) для 10-градусных широтных зон АО по данным архива реанализа NCEP/DOE AMIP-II (*англ.* National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Atmospheric Model Intercomparison Project). Показано, что в условиях общего потепления вод АО в большинстве его широтных зон отмечаются положительные тренды параметров, исключая приток коротковолновой радиации. Рекордные темпы роста отмечаются в количестве осадков, безразмерные тренды которых в большинстве широтных зон почти на порядок превышают аналогичные тренды температуры поверхности океана (ТПО) и радиационных индексов. Безразмерные положительные тренды в испарении в 2–6 раз выше аналогичных трендов в ТПО и радиационных индексах. Выявлена значительно более высокая межгодовая изменчивость компонент влагообмена. Для большинства широтных зон оценки коэффициента вариации компонент влагообмена примерно на порядок превышают их значения для компонент радиационного баланса и ТПО, причём более высокие коэффициенты вариации соответствуют в основном зонам с более высокими значениями тренда. Показано, что межгодовая изменчивость характеристик тепло- и влагообмена зависит в основном от внутренних процессов в климатической системе АО. Установлено, что влагосодержание атмосферы представляет собой важный климатообразующий фактор, который через парниковый эффект, с одной стороны, влияет на температуру воздуха и ТПО, а с другой — на осадки. При этом образование осадков, особенно во внутритропической зоне конвергенции, сопровождается выделением огромного количества тепла, которое расходуется на поддержание общей циркуляции и потепление атмосферы.

Ключевые слова: Атлантический океан, меридиональная изменчивость характеристик климата, парниковый эффект, тренды

Одобрена к печати: 17.04.2024
DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-269-291

Введение

Атлантический океан (АО) значительно отличается от других океанов по своим гидрофизическим характеристикам. Поскольку он самый солёный и холодный, то, соответственно, имеет наибольшую плотность (Малинин, 1998). АО имеет свободный доступ в Арктику, поэтому её западная часть, благодаря притоку тёплых океанических вод и воздушных масс из системы Гольфстрим, оказывается наиболее тёплой в Северной полярной зоне (Захаров, Малинин, 2000; Иванов, 2021; Семенов, 2008; Alekseev et al., 2019). Одновременно с этим через проливы и моря Канадского арх., а также через Восточно-Гренландское течение идёт значительный вынос в АО вплоть до 40° с. ш. распреснённых холодных вод и морского льда (Алексеев и др., 2021; Haine et al., 2015; Serreze et al., 2006; Spreen et al., 2020). При усилении потока арктических вод происходит обратный процесс — повышение притока сравнительно тёплых атлантических вод в Северный Ледовитый океан, называемый «атлантификацией» Арктики (Иванов, 2021).

За счёт осенне-зимней конвекции в морях Лабрадор, Ирмингера, распространяющейся до глубин 1000–2000 м, и поступления очень плотных глубинных вод Гренландского моря через Датский полив формируется Североатлантическая глубинная водная масса (Крашенинникова, 2019; Федоров и др., 2018; Bailey et al., 2005; Rhein et al., 2015). Она даёт начало глобальному океанскому конвейеру Брокера (Лаппо, 1984; Broecker, 1991), который переносит Североатлантическую глубинную водную массу на юг в основном в системе Западного глубинного пограничного течения до района 40° ю.ш. (Крашенинникова, 2019; Rhein et al., 2015). На противоположной стороне АО море Уэдделла служит самым интенсивным очагом образования придонных вод, которые вовлекаются в систему Антарктического циркумполярного течения и переносятся в другие океаны и даже через экватор АО (Морозов и др., 2020; Naveira Garabato et al., 2002; Orsi et al., 1999). Атлантический океан играет особую роль в формировании глобального меридионального потока тепла. Он является единственным, в котором существует квазистационарный перенос тепла в Южной Атлантике на север к экватору, получивший название феномена Хастенрата (Лаппо и др., 1990; Hastenrath, 1982; Trenberth, Caron, 2001). Можно также отметить, что северная часть АО является самым мощным очагом поглощения CO₂ из атмосферы (Малинин, Вайновский, 2022; Friedlingstein et al., 2022), а две трети глобального притока в Мировой океан (МО) пресной воды обусловлены эффективным испарением с акватории АО (Малинин, 2012). Очевидно, сказанного достаточно, чтобы понять, насколько значительно АО отличается от Тихого океана, также вытянутого в меридиональном направлении.

Естественно, формирование и тем более изменчивость указанных процессов в значительной степени зависит от интенсивности крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой. Это, прежде всего, пространственно-временные особенности тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой. Теплообмен состоит из составляющих коротковолновой и длинноволновой радиации и потоков явного и скрытого тепла, а влагообмен — из испарения и осадков. По сути, единственным внешним источником поступления тепла к поверхности океана является приходящая коротковолновая радиация (Q_0). Её изменчивость за период 1980–2015 гг. рассматривается в работе (Dong et al., 2023), в которой показано последовательное увеличение Q_0 , особенно ярко выраженное в 1980–1995 гг. Рост Q_0 в значительной степени обусловлен уменьшением общей облачности, корреляция которой с Q_0 составляет $r = -0,89$. Её уменьшение происходит главным образом за счёт уменьшения относительной влажности в тропосфере и «ослабления североатлантической вихревой струи» (*англ.* North Atlantic eddy-driven jet), влияние которой на облачность состоит в ослаблении штормов и уменьшении испарения.

Что касается долговременной изменчивости компонент длинноволнового баланса атмосферы, то он для АО изучен недостаточно. На верхней границе атмосферы уходящее в космос длинноволновое излучение в последние десятилетия имеет положительный тренд (Dewitte, Clerbaux, 2018; Dübal, Vahrenholt, 2021). Очевидно, он проявляется и в АО. Также следует ожидать рост нисходящего длинноволнового излучения, поскольку оно в основном зависит от количества водяного пара в атмосфере (Алексеев, 2023; Бекряев, 2015; Малинин и др., 2023), которое также в последние десятилетия быстро повышается (Малинин и др., 2018; Trenberth et al., 2005).

Значительно лучше исследован тепло- и влагообмен океана с атмосферой в Северной Атлантике (СА). Во многих работах приводятся результаты, свидетельствующие о росте потоков скрытого и явного тепла в атмосферу на большей части акватории СА, в том числе находящейся под воздействием системы Гольфстрим, которые могут оказывать значительное влияние на долгопериодные изменения погоды и короткопериодные изменения климата не только в регионе СА, но и далеко за его пределами (Лаппо и др. 1990; Малинин, Шмакова, 2018; Семенов и др., 2014; Gulev, 1995; Mayer et al., 2023; Palter, 2015). Например, в работе (Малинин, Шмакова, 2018) показано, что наиболее важные климатические индексы СА (Североатлантическое колебание, Атлантическая мультидекадная осцилляция, индекс Гольфстрима, давление в центре Исландского минимума) с высокой точностью могут быть вычислены по суммарной теплоотдаче в атмосферу в 11 двухградусных квадратах в энергоак-

тивных зонах СА. Другой важный аспект — построение непротиворечивых схем взаимодействия между параметрами взаимодействия АО на различных временных масштабах.

Значительный интерес представляет схема меридиональной циркуляции атмосферы в северном полушарии (Basconcillo et al., 2022), согласно которой при выпадении осадков больше нормы во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК) происходит интенсификация не только прямой циркуляционной меридиональной ячейки Хэдли, но и обратной ячейки Ферреля. При выпадении осадков меньше нормы ситуация развивается в обратную сторону. Отметим особую роль ВЗК как локомотива современных изменений глобального климата (Малинин, Вайновский, 2021a). Подтверждение данной схема получила в работе (Малинин и др., 2023), в которой проводился детальный анализ взаимосвязи межгодовых колебаний параметров тепло- и влагообмена в океанической части ВЗК и показано, что *осадки служат «топливом» меридиональной циркуляции атмосферы*. При этом главное влияние на осадки оказывают всего два параметра: парниковый эффект (ПЭ) в тропосфере, определяемый по радиационному индексу Ga (длинноволновый баланс атмосферы), и испарение в зоне $0\text{--}10^\circ$ ю. ш., которые описывают 87 % дисперсии межгодовой изменчивости осадков в главной зоне ВЗК — севернее экватора.

Очевидно, значительный интерес представляет выяснение особенностей взаимодействия в межгодовом временном масштабе основных параметров вертикального тепло- и влагообмена не только в ВЗК, но и в других широтных зонах океанов. Решение этой задачи рассматривается в настоящей работе на примере АО.

Материалы и методы

Теоретической основой выполнения расчётов послужили уравнения теплового баланса океана и водного баланса атмосферы, совокупность которых контролирует климатическую систему АО, в частности вертикальные потоки тепла и влаги. Вначале обратимся к уравнению теплового баланса океана, которое представим в виде (Малинин, 1998):

$$\partial S / \partial t + \text{div} \mathbf{F}_0 = R - LE - \Phi, \quad (1)$$

где S — теплосодержание вод океана до горизонта z ; $\text{div} \mathbf{F}_0$ — вертикально-интегрированный горизонтальный полный поток тепла до горизонта z , вертикальным теплообменом через который пренебрегается; LE — затраты тепла на испарение; Φ — турбулентный теплообмен океана с атмосферой; R — радиационный баланс океана, определяемый как

$$R = Q_0(1 - \alpha) - I_0 = Q_\downarrow - I_{0\uparrow} + I_{0\downarrow}. \quad (2)$$

Здесь Q_0 — поток коротковолновой суммарной (прямой плюс рассеянной) радиации на поверхность океана; α — альbedo, представляющее отношение отражённой радиации к потоку Q_0 ; Q_\downarrow — поглощённая океаном радиация; I_0 — эффективное излучение, т. е. разность между *собственным длинноволновым излучением океана* ($I_{0\uparrow}$) и *противоизлучением атмосферы* ($I_{0\downarrow}$) или $I_0 = I_{0\uparrow} - I_{0\downarrow}$.

Суммарная радиация вносит основной вклад в формирование радиационного баланса R . Она довольно точно измеряется с помощью различных актинометрических датчиков, при этом её погрешность составляет примерно 5 %. По сути Q_0 — единственный внешний параметр для тепловой системы океана. Величина $I_{0\uparrow}$ (в литературе также используется обозначение SULR — *англ.* surface upwelling longwave radiation) зависит в основном от температуры поверхности океана и описывается уравнением Стефана–Больцмана. За вычетом длинноволнового уходящего потока на верхней границе атмосферы (*англ.* outgoing longwave radiation — OLR) получаем длинноволновый баланс атмосферы $Ga = \text{SULR} - \text{OLR}$, который характеризует ПЭ всей атмосферы (Raval, Ramanathan, 1989). Значительно труднее оценить противоизлучение атмосферы, которое сложным образом зависит от вертикального распределения температуры, влажности воздуха и облачности, но всё же определяющим фактором

становится влагосодержание атмосферы (ВА) (Бекряев, 2015; Малинин и др., 2023; Song et al., 2016; Webb et al., 1993). В работе (Воер, 1993) в качестве характеристики ПЭ у подстилающей поверхности предложен индекс G_s (*англ.* surface greenhouse effect parameter), означающий противоизлучение атмосферы.

Величина Φ в среднем для МО составляет 12–16 % от LE (Trenberth et al., 2009; Wild et al., 2015). При этом в большинстве районов МО между Φ и LE отмечается высокая корреляция, что свидетельствует об идентичности их межгодовых колебаний. Поэтому при анализе межгодовой изменчивости LE+ Φ в атмосферу можно ограничиться LE.

Запишем теперь интегральное уравнение водного баланса атмосферы (без учёта воды в твёрдой фазе) в виде (Малинин, Гордеева, 2019):

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div}\mathbf{F} = E - P. \quad (3)$$

Здесь W — общее влагосодержание атмосферы («осаждённая вода»); \mathbf{F} — вертикально-интегрированный горизонтальный полный (адвективный плюс турбулентный) поток водяного пара. Как правило, величина $\partial W/\partial t$ существенно меньше $\text{div}\mathbf{F}$, причём для годовых интервалов времени ею обычно можно пренебречь. Величина $\text{div}\mathbf{F}$, исходя из теоремы Остроградского–Гаусса, интерпретируется как разность между выносом атмосферной влаги за пределы рассматриваемого региона и вносом её внутрь его. Если $\text{div}\mathbf{F} > 0$ ($\text{div}\mathbf{F} < 0$), то это означает, что регион является источником (стоком) влаги, которая выносится за её пределы (вносится извне). Например, из физических соображений ясно, что СА должна представлять собой источник влаги для европейского континента. Правая часть в уравнении (3) представляет два противоположных вертикальных потока влаги: испарения E и осадков P . Их разность ($E - P$), называемая эффективным испарением, через горизонтальный перенос водяного пара определяет увлажнение и речной сток на суше. Отметим, что испарение — очень важный фактор, связывающий уравнения (1) и (3) друг с другом.

Технической основой для расчётов послужил хорошо известный архив NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (*англ.* National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy, Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики; *англ.* Atmospheric Model Intercomparison Project) (Reanalysis-2 (R-2)) (Kanamitsu et al., 2002), который с 1979 г. является естественным продолжением архива NCEP/NCAR (*англ.* National Center for Atmospheric Research, Национальный центр исследований атмосферы США) Reanalysis-1 (R-1) (Kalnay et al., 1996) и первоначально предназначался для исправления выявленных в R-1 недостатков. Однако поскольку проект R-2 стал показывать многообещающие результаты, то он дополнительно стал использоваться для анализа, интерпретации, моделирования и синтеза большого массива разнородных натуральных данных, полученных в результате работы по глобальным исследовательским программам — Эксперимент циркуляции Мирового океана (*англ.* World Ocean Circulation Experiment — WOCE) и Международный проект спутниковой климатологии (*англ.* International Satellite Land Surface Climatology Project II — LSCP) (Kanamitsu et al., 2002).

Отметим, что в описании глобальных проектов R-1 и R-2 чётко указано, что «оба повторных анализа являются глобальными, привязаны к сетке и инициализируются исходными данными с наземных приборов, аэростатов, самолётов и спутников» (<https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-climate-models/Reanalysis-1-2>). Отсюда видно, что в этих архивах применяется комбинированный подход к усвоению всех видов исходной информации. В работе Р. Кистлера с соавторами (Kistler et al., 2001) говорится об использовании в R-1 на протяжении многих лет системы спутников TIROS (*англ.* Television Infrared Observation Satellite). Первый TIROS-1 был запущен в 1960 г. и сразу показал свою эффективность в наблюдении за погодой и долговечность. Широкое применение в реанализе получил установленный на спутнике TIROS новейший оперативный эхолот (*англ.* TIROS operational vertical sounder — TOVS), который состоял из трёх приборов: эхолота инфракрасного излучения высокого разрешения модификации 2 (*англ.* High Resolution Infrared Radiation Sounder Version 2 — HIRS/2), блока стратосферного зондирования (*англ.* Stratospheric Sounding Unit — SSU) и блока микроволно-

вого зондирования (*англ.* Microwave Sounding Unit — MSU). Все три прибора были разработаны для определения излучений, необходимых для расчёта профилей температуры и влажности атмосферы от поверхности до стратосферы.

Несмотря на успешное использование спутников TIROS уже в архиве R-2, настоящая спутниковая эра началась с момента запуска в 1979 г. спутника NOAA 6 (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration 6), на котором установлен комплекс высокоточной аппаратуры активного и пассивного сканирования Земли, в результате чего в архиве R-2 стал формироваться базовый массив данных дистанционного зондирования. Данный спутник был предназначен для поддержки Глобальной программы атмосферных исследований GARP (*англ.* Global Atmospheric Research Program) в 1978–1984 гг. В работе (Kistler et al., 2001) указывается, что в 1979 г. произошло кардинальное изменение в системе наблюдений, применяемых в R-2. Это связано с внедрением в неё глобального оперативного использования спутников, данные которых позволили существенно улучшить описание климата, особенно выше 200 гПа и южнее 50° ю. ш.

В связи с большими финансовыми возможностями архив R-2 в дальнейшем стал приобретать всё более комплексный характер. В него стали включаться многочисленные источники с различными климатическими характеристиками, методы и модели их измерения, в том числе с помощью дистанционного зондирования Земли, программные пакеты и даже другие архивы данных. Так, в разд. «Океан» оперативных данных архива R-2 приводятся 22 набора различных климатических переменных для океана. Например, в наборе MSU приводятся суточная температура тропосферы и осадки в глобальной сетке 2,5×2,5 от 90° с. ш. до 90° ю. ш. Получение этих данных обеспечивают спутники NOAA, к которым относятся TIROS-N, NOAA-6, -7, -9...-11 и NOAA-12. Ежемесячные оценки температуры поверхности океана (ТПО) в R-2 даются в соответствии с базой спутниковых данных NOAA OI V2 (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration Optimum Interpolation, V. 2), разработанной в Институте космических исследований им. Годдарда (*англ.* Goddard Institute for Space Studies — GISS).

Итак, архив R-2 охватывает период спутниковых наблюдений с 1979 г. по настоящее время, использует обновлённые модели прогноза и ассимиляции данных. При этом он совпадает по временному охвату с современной эпохой интенсивного потепления климата. Компоненты бюджета радиации Земли для реанализа рассчитываются с помощью алгоритма переноса излучения в глобальной модели (Kanamitsu, 1989). Архив Reanalysis-2 имеет постоянную поддержку, а его данные находятся в свободном доступе по адресу: http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP/NCEP2/monthly/.

Из данного архива выбирались среднемесячные значения характеристик длинноволнового радиационного баланса, влагообмена между океаном и атмосферой, температуры воздуха (ТА) и ТПО для водной поверхности за 40-летний период (1979–2018) в АО (60° с. ш. – 40° ю. ш.). Эти поля усреднялись по 10-градусным широтным зонам АО. Отметим, что ТА и ТПО можно рассматривать как единый комплекс, поскольку корреляция между ними почти функциональная, а тренды очень близки по величине. Поскольку значения ТПО непосредственно определяются по спутниковой информации, то предпочтение в данной работе отдано ТПО.

Выявление изменчивости компонент тепло- и влагообмена подразумевает использование статистических методов. Временной ряд с годовой дискретностью $X(t)$ можно представить в виде следующего разложения (Малинин и др., 2018б):

$$X(t) = T(t) + C(t) + P(t), \quad (4)$$

где $T(t)$ — трендовая составляющая; $C(t)$ — циклическая компонента, характеризующая регулярные (циклические) межгодовые колебания; $P(t)$ — остаточная часть, характеризующая нерегулярные (случайные) межгодовые колебания. Под трендовой составляющей понимается некоторое медленное изменение процесса без образования циклов, которые, как видно из разложения (4), описываются вторым слагаемым. Оценки трендов имеют массовый характер,

причём наиболее часто они рассчитываются в линейном виде. В «эпоху» современного глобального потепления именно по значениям тренда оцениваются долговременные тенденции в изменчивости параметров климата.

Значимость трендов (вклад в дисперсию функции отклика) оценивается по коэффициенту детерминации. Критическое значение R^2 на уровне значимости 0,05 определяется по формуле $R_{кр}^2 = 4/(n+2)$, где n — длина выборки, при $n = 40$ получаем $R_{кр}^2 = 0,093$, $r_{кр} = 0,33$. Но поскольку тренд — это размерная характеристика, то для сравнения трендов переменных, имеющих разную размерность, необходимо выполнить их обезразмеривание. Для этой цели используется индекс тренда, представляющий собой отношение размаха тренда (a_1n) к его среднему значению ($X_{ср}$) и выражаемый в условных единицах (Малинин, Гордеева, 2015; Малинин и др., 2018):

$$I_{тр} = 100 \times a_1n / X_{ср}, \tag{5}$$

где a_1 — коэффициент уравнения линейного тренда ($X = a_1t + a_0$), характеризующий скорость изменения X в единицу времени t ; n — длина ряда. Циклические колебания рассчитываются на основе гармонического (спектрального) анализа. Их значимость может оцениваться с помощью статистических критериев. Надёжное определение циклических составляющих возможно, если их период в 5–6 раз меньше продолжительности временного ряда. В данной работе оценивались только линейные тренды, поскольку короткопериодные циклы носят преимущественно случайный характер.

Результаты расчётов и их обсуждение

Прежде всего рассмотрим особенности меридионального распределения индексов тренда компонент климатической системы в 10-градусных широтных зонах АО (табл. 1). Нетрудно видеть, что в большинстве широтных зон АО, исключая Q_0 и ΔT , отмечаются положительные оценки трендов параметров. Однако этот рост сильно отличается для разных параметров, в том числе и по широтным зонам. Самые высокие оценки тренда почти во всех широтных зонах отмечаются для осадков. Максимальные значения $I_{тр}$ осадков (более 25 ед.) наблюдаются в ВЗК в зоне 0–1° с. ш. В субтропической зоне высокого давления (20–30° с. ш.) индекс тренда резко уменьшается, однако только в зоне 10–20° ю. ш. тренд в осадках незначим. Наиболее высокие оценки тренда в испарении проявляются в умеренных широтах обоих полушарий. Его максимальные значения (более 15 ед.) отмечаются в зоне 30–50° с. ш. В ВЗК он имеет минимальные оценки.

Таблица 1. Меридиональное распределение индексов тренда параметров климатической системы по широтным зонам АО за 1979–2018 гг. (незначимые тренды подчёркнуты)

Индекс тренда	ΔT	ТПО	E	P	$E - P$	BA	Q_0	Ga	Gs
30–40° ю. ш.	<u>9,80</u>	2,16	15,64	20,41	<u>-3,79</u>	<u>0,61</u>	<u>0,11</u>	2,56	0,55
20–30° ю. ш.	<u>9,80</u>	<u>1,18</u>	12,96	10,06	<u>15,35</u>	<u>-1,21</u>	2,20	-0,01	<u>0,29</u>
10–20° ю. ш.	<u>-14,0</u>	<u>1,06</u>	14,15	<u>-5,24</u>	16,29	-3,39	<u>1,12</u>	-2,78	<u>0,39</u>
0–10° ю. ш.	<u>-5,38</u>	-1,62	-6,95	23,24	-47,95	<u>1,87</u>	2,48	4,17	<u>-0,32</u>
0–10° с. ш.	<u>2,77</u>	2,00	<u>3,63</u>	27,67	72,85	4,73	-2,31	1,65	1,27
10–20° с. ш.	<u>-10,53</u>	1,99	<u>-0,64</u>	25,37	-13,95	6,93	<u>-0,01</u>	1,94	1,21
20–30° с. ш.	-13,40	2,50	9,12	<u>6,45</u>	11,31	4,61	4,44	1,47	0,82
30–40° с. ш.	<u>10,00</u>	4,06	16,74	22,88	<u>3,66</u>	5,39	2,24	3,07	1,26
40–50° с. ш.	17,00	5,22	17,19	25,57	—	4,46	<u>-0,05</u>	3,67	1,13
50–60° с. ш.	-22,00	11,22	<u>13,74</u>	17,21	—	5,98	-1,48	5,23	1,85

Тренды в ВА на всём протяжении Северного полушария (СП) имеют близкие отметки в диапазоне 4,5–6,0 ед. В Южном полушарии (ЮП) южнее 10° ю. ш. отмечается отрицательный тренд. Принципиально важно, что в большинстве широтных зон, особенно в низких широтах, тренды ВА существенно выше трендов ТПО. Это подтверждает то, что они обусловлены главным образом влагообменом в системе «океан – атмосфера», параметры которого имеют значительно более высокие тренды. Эффективное испарение является малой разностью больших величин P и E . В результате деления коэффициента тренда на среднее арифметическое получаем очень высокие оценки $I_{\text{тр}}$. Поэтому для высоких широт СП, в которых оценки E и P примерно равны друг другу, значения $I_{\text{тр}}$ разности $E - P$ в табл. 1 даже не приводятся.

Обратимся теперь к меридиональному распределению индексов тренда характеристик радиационного баланса и ТПО в АО. Нетрудно видеть, что они в разы меньше по сравнению с трендами компонент водного баланса, в том числе с испарением, одновременно входящим в уравнение теплового баланса океана (3). В ВЗК это расхождение с осадками достигает 10 раз. В пределах СП положительные тренды свойственны G_s , G_a и ТПО. В среднем индекс тренда G_a в три раза больше индекса G_s и почти в два раза больше индекса Q_0 . Максимальные расхождения $I_{\text{тр}}$ между G_s и G_a , Q_0 отмечаются севернее 40° широты. Что касается $I_{\text{тр}}$ ТПО, то в большинстве широтных зон он почти не отличается от аналогичных оценок радиационных характеристик и только в зоне 40–60° с. ш. он резко возрастает, что связано с уменьшением $X_{\text{ср}}$ ТПО. Индекс тренда ΔT носит знакопеременный характер, причём только в зонах 20–30° и 40–60° с. ш. он является значимым. Впрочем, изменчивости ΔT более свойственны нелинейные тренды. До 2000 г. величина ΔT возрастает, а затем начинает уменьшаться. При этом в зонах 30–40° севернее и южнее экватора межгодовой изменчивости ΔT присущи только случайные колебания.

Отметим, что поступающая на поверхность океана суммарная радиация Q_0 является единственным внешним параметром для рассматриваемой климатической системы. Её тренд знакопеременный, причём незначимый для четырёх зон АО. В этих зонах нелинейные тренды тоже отсутствуют, временная изменчивость Q_0 в основном соответствует процессу «красный шум». Обращают на себя внимание отрицательные значения тренда в зонах 0–10° с. ш. и 50–60° с. ш., в которых суммарная облачность особенно значительна. Поэтому поступающий на поверхность океана поток рассеянной коротковолновой радиации существенно больше, чем поток прямой радиации. Косвенное подтверждение сказанному следует из характера связи между Q_0 и ВА. С ростом (уменьшением) ВА и одновременно балла общей облачности происходит уменьшение (рост) прямой радиации и рост (уменьшение) рассеянной радиации. Это означает, что должна существовать отрицательная связь между ВА и Q_0 . Действительно, в зонах 0–10° ю. ш. и 0–10° с. ш. корреляция между указанными параметрами составляет –0,80 и –0,79, а в зоне 50–60° с. ш. она равна –0,60. В других зонах АО она значительно меньше (рис. 1).

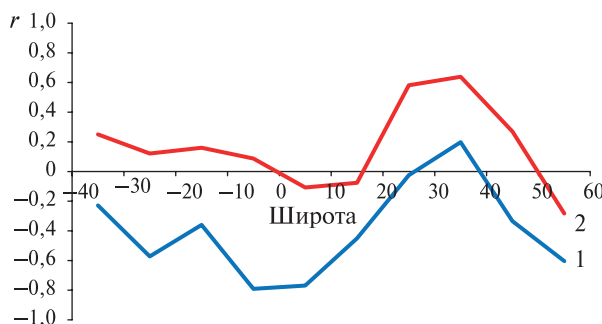


Рис. 1. Меридиональное распределение коэффициентов корреляции суммарной радиации Q_0 с различными переменными (1 — с ВА, 2 — с ТПО) для широтных зон АО

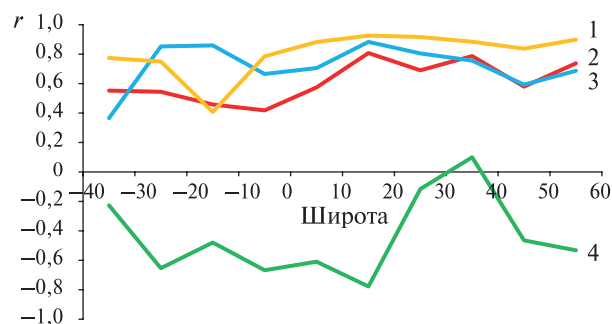


Рис. 2. Меридиональное распределение коэффициентов корреляции ВА с различными переменными (1 — с G_s , 2 — с ТПО, 3 — с G_a , 4 — с $E - P$) для широтных зон АО

Отметим, что корреляция Q_0 с индексами Ga и Gs является отрицательной для всех зон АО, т. е. с уменьшением притока коротковолновой радиации ПЭ увеличивается. Однако данный эффект является опосредованным, ибо он обусловлен более высокой корреляцией этих индексов с ВА (рис. 2, см. с. 275). Корреляция Q_0 с ТПО значима только в зонах 20–30° и 30–40° с. ш., в остальных зонах она носит случайный характер (см. рис. 1). Учитывая знакопеременный характер малых трендов в Q_0 и невысокую корреляцию с ТПО, становится очевидным, что изменчивость характеристик тепло- и влагообмена в АО в межгодовом масштабе времени в основном зависит от внутренних процессов в климатической системе.

В работе (Малинин и др., 2023) было показано, что центральным элементом во взаимодействии океана и атмосферы в ВЗК служит ВА, которое не только связывает воедино гидрологический и тепловой блоки, но и определяет изменчивость параметров ПЭ. Определяющее влияние ВА на индексы Ga и Gs прослеживается и в других зонах АО (см. рис. 2). Корреляция между ВА и Gs в большинстве зон АО высокая, с коэффициентом корреляции $r > 0,80$, максимума она достигает в зоне 10–20° с. ш. ($r = 0,92$). Среднее значение коэффициента корреляции r_{cp} для всех зон равно 0,80. Хотя r между ВА и Ga в большинстве зон несколько ниже, но, за исключением зоны 30–40° ю. ш., он везде выше 0,60 и $r_{cp} = 0,70$. Итак, сильное влияние ВА на ПЭ проявляется на всей акватории АО в СП. Чуть слабее это влияние в Южном полушарии.

Корреляция ВА с ТПО (ТА) несколько меньше. В СП она характеризуется $r_{cp} = 0,70$, что чуть выше по сравнению с ЮП ($r_{cp} = 0,50$). Однако такие оценки корреляции явно не соответствуют утверждению экспертов Межправительственной группы экспертов по изменению климата МГЭИК (AR4..., 2007) о том, что «увеличение концентрации водяного пара полностью обусловлено положительной обратной связью между ними». Здесь, по сути, постулируется, что связь между ТА и ВА должна быть близкой к функциональной. Из рис. 2 видно, что во всех зонах АО корреляция ВА с ТПО далека от функциональной. Как и следовало ожидать, значительное влияние на изменчивость ВА оказывает эффективное испарение, корреляция которого с ВА наиболее велика в ВЗК ($r = 0,60–0,80$). При этом в большинстве зон АО индекс тренда и коэффициент вариации ВА превышают аналогичные параметры ТПО (ТА).

С учётом значительного влияния ТПО (через ТА) и $E - P$ на ВА, для каждой зоны были рассчитаны регрессионные модели $ВА = f(ТПО, E - P)$. На рис. 3 представлено меридиональное распределение оценок коэффициента детерминации R^2 и стандартной ошибки моделей в долях среднеквадратического отклонения (СКО) ВА. Нетрудно видеть, что в большинстве зон рассматриваемые параметры описывают около двух третей дисперсии ВА. Минимальные оценки R^2 отмечаются в ВЗК. Основной причиной этого становится исключительно высокая изменчивость здесь эффективного испарения (табл. 2), которая частично дезавуирует его влияние на ВА. Отметим также, что ошибки моделей во всех зонах заметно меньше СКО ВА, что свидетельствует о довольно высокой точности воспроизведения межгодовой изменчивости ВА.

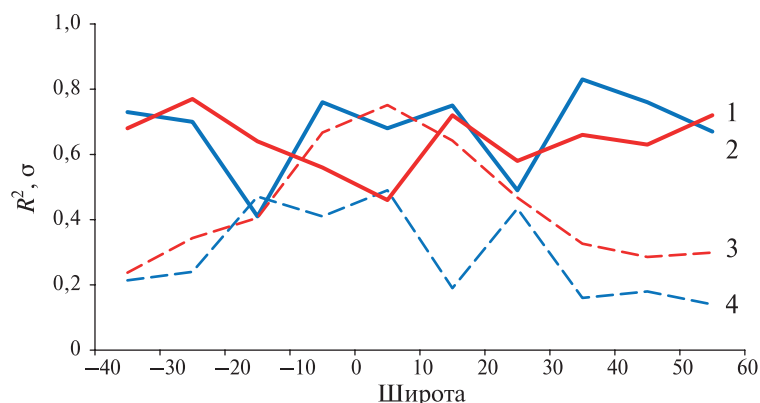


Рис. 3. Меридиональное распределение коэффициентов детерминации R^2 (1 — ВА, 2 — P) и стандартной ошибки моделей в долях СКО (3 — ВА, 4 — P) ВА и осадков

Таблица 2. Меридиональное распределение коэффициентов вариации (C) среднегодовых значений параметров климатической системы по широтным зонам АО за 1979–2018 гг. (в %)

C	ΔT	ТПО	E	P	$E - P$	BA	Q_0	Ga	Gs
30–40° ю. ш.	10,10	1,15	5,94	8,64	21,90	1,84	0,91	1,27	0,34
20–30° ю. ш.	16,80	1,04	5,96	13,93	10,17	2,38	1,80	1,21	0,51
10–20° ю. ш.	16,85	1,02	6,58	28,41	7,10	2,40	1,35	1,54	0,52
0–10° ю. ш.	10,81	1,03	5,04	18,32	40,88	2,35	2,46	1,74	0,39
0–10° с. ш.	8,11	0,92	3,79	12,69	34,39	2,31	2,22	1,32	0,55
10–20° с. ш.	15,29	1,33	3,85	19,32	10,00	3,37	1,36	1,36	0,59
20–30° с. ш.	9,42	0,99	4,15	8,85	7,91	2,40	1,92	1,43	0,46
30–40° с. ш.	10,10	1,38	5,84	10,07	10,95	2,30	1,22	1,33	0,44
40–50° с. ш.	15,11	2,42	7,39	9,98	–	2,18	1,04	1,32	0,55
50–60° с. ш.	19,19	5,72	7,73	7,16	–	3,46	1,31	1,86	0,96

Во многих климатологических работах принято считать, что именно рост ТА и ТПО в «эпоху» глобального потепления определяет рост компонент влагообмена (P и E) (Adler et al., 2008; Held, Soden, 2006; Long et al., 2014; Xie, 2020; Xie et al., 2010). Однако, как следует из *табл. 1*, трудно представить, что сравнительно малые тренды в ТПО могут в 5–10 раз увеличить рост осадков в АО и в 2–6 раз рост испарения. Осреднённые по 10 широтным зонам значения индексов тренда для Q_0 , Ga , Gs равны 1,6; 2,7; 1,0 ед. Для ТПО такая оценка чуть выше (2,9 ед.), но она более чем в шесть раз меньше среднего индекса тренда для P (18,4 ед.) и почти в четыре раза меньше индекса тренда для E (11,0 ед.).

На наш взгляд, одной из основных причин столь значительных расхождений в оценках среднего $I_{тр}$ компонент водного и теплового баланса является не менее значительное расхождение в их межгодовой изменчивости. В *табл. 2* даётся меридиональное распределение коэффициентов вариации (C) этих компонент. Нетрудно видеть, что для большинства широтных зон оценки C для компонент влагообмена примерно на порядок превышают значения C для компонент радиационного баланса и ТПО. При этом зонам с более высокими значениями $I_{тр}$ (*табл. 1*), как правило, соответствуют и более высокие коэффициенты вариации. Такая связь наиболее чётко прослеживается для осреднённых по 10 широтным зонам значений C и $I_{тр}$. Она полностью описывается линейным уравнением регрессии:

$$I_{тр,ср} = 1,37C_{ср} + 0,57, \quad (6)$$

которое имеет коэффициент детерминации $R^2 = 0,96$ и стандартную ошибку в долях СКО $I_{тр}$ равную $\delta = 0,98$.

Из *табл. 2* видно, что самая высокая межгодовая изменчивость свойственна эффективно-испарению (за счёт деления на малую величину $X_{ср}$) и осадкам, в среднем она на порядок выше изменчивости радиационных характеристик и ТПО. Абсолютный максимум её приурочен к зоне 10–20° ю. ш. Также высокая изменчивость отмечается у испарения, в несколько раз выше изменчивости радиационных характеристик и ТПО.

Почему испарение, являющееся компонентой теплового баланса океана, так сильно отличается по своей изменчивости и тренду от других составляющих теплового баланса? В качестве примера обратимся к *рис. 4* (см. с. 278), на котором приводится график связи стандартизированных (безразмерных) годовых значений испарения с вертикальным градиентом температуры в приводном слое ($\Delta T = \text{ТПО} - \text{ТА}$) в зоне 0–20° с. ш. АО. Нетрудно видеть, что отмечается высокая согласованность экстремумов и близкие значения нелинейных трендов. Дело в том, что ΔT почти функционально связан с вертикальным градиентом влажности в приводном слое, который в значительной степени определяет испарение (Малинин, 1998). Коэффициент корреляции между E и ΔT составляет $r = 0,78$, причём ошибка определения E по регрессионной модели от ΔT равна 0,15 в долях СКО.

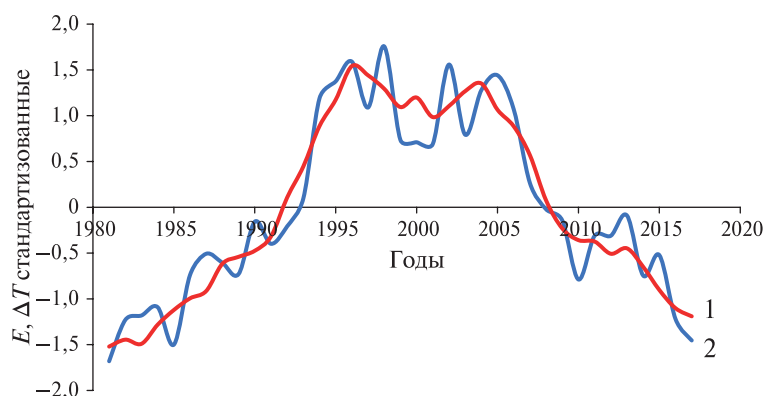


Рис. 4. Межгодовой ход осреднённых по зоне 0–20° с. ш. АО пятилетних скользящих средних стандартизованных (безразмерных) годовых значений испарения (1) и вертикального перепада температуры в приводном слое (2) за 1979–2018 гг.

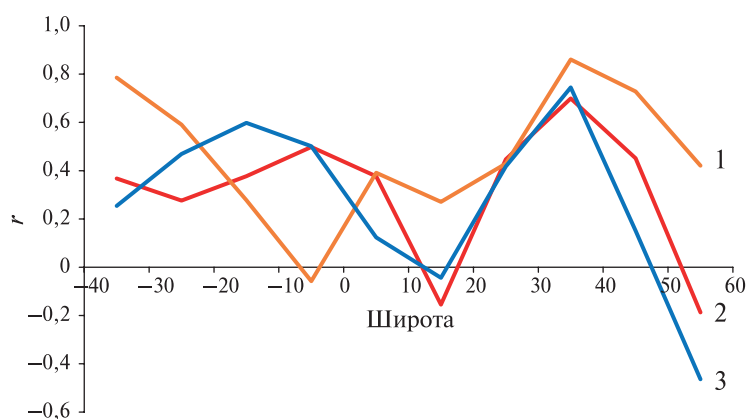


Рис. 5. Меридиональное распределение коэффициентов корреляции испарения с различными переменными (1 — с P , 2 — с ТПО, 3 — с G_s) для широтных зон АО

Отметим, что корреляционная связь E с ТПО существенно слабее. Наибольшее значение r отмечается в зоне 30–40° с. ш., где $r = 0,69$, причём в зонах 10–20° и 50–60° с. ш. величина r между E и ТПО вообще приобретает отрицательные значения (рис. 5). Осреднённый по всем широтным зонам $r_{cp} = 0,35$.

Как и следовало ожидать, межгодовая изменчивость ΔT является очень высокой из-за того, что средние по зонам значения ΔT меньше 1 °С. Она примерно в 2–3 раза выше, чем у испарения и на порядок выше чем у ТПО и ТА. Хотя средний по АО индекс тренда ΔT (4,1) близок к тренду E (5,2) и более чем в два раза превышает тренды ТПО и ТА (1,8; 1,9), однако он в большинстве зон оказывается незначимым. Поэтому формирование тренда испарения, очевидно, в значительной степени обусловлено трендами ветрового режима (Hande et al., 2012; Thomas et al., 2008; Young, Ribal, 2019; Zheng et al., 2017). Например, в работе (Zheng et al., 2017) показано, что тренд годовой скорости ветра над акваторией АО за 1985–2018 гг. везде положителен и находится в пределах 2,0–6,0 см·с⁻¹·год⁻¹, причём более высокие оценки тренда преобладают южнее экватора. Итак, высокая изменчивость в испарение передаётся через ΔT , а тренд скорее всего зависит от скорости ветра.

Хотя испарение — единственный источник образования осадков, однако корреляция между ними в низких широтах (10° ю. ш. – 20° с. ш.) мала ($r < 0,40$). И только далее по направлению к высоким широтам она резко возрастает, достигая максимума в зоне 30–40° СП и ЮП, где $r = 0,80–0,82$. В низких широтах отмечается мощная конвекция выше пограничного слоя атмосферы, которая благоприятствует переходу водяного пара в жидкую фазу и образованию осадков, в то время как изменчивость испарения в основном зависит от интенсивности процессов в приводном слое атмосферы.

Как видно из *табл. 1* и *2*, межгодовая изменчивость и тренды зонально-осреднённых осадков являются наибольшими по сравнению с другими переменными. Помимо испарения другим важнейшим фактором их формирования становится конвекция, благодаря которой происходит конденсация водяного пара, образование облачности и последующее выпадение осадков (Матвеев, 1984). В пределах тропосферы её косвенным индикатором может служить индекс *Ga*. В работе (Малинин и др., 2023) было показано, что в пределах ВЗК корреляция между *Ga* и *P* достигает 0,78–0,81. Также очень высокой корреляция становится для других широтных зон АО (*рис. 6*). В среднем для ОА она равна 0,72. Только в зоне 20–30° ю. ш. она опускается ниже 0,60. Корреляция *P* с *Gs* существенно ниже, причём во многих зонах она носит случайный характер. Относительно высокой в низких широтах считается корреляция между *P* и *VA*, где *r* держится около 0,60, но по направлению к полярным широтам резко уменьшается. Что касается корреляции между *P* и ТПО, то только в зоне 0–20° с. ш. она выше 0,60, а в других зонах *r* носит преимущественно случайный характер. С учётом слабой корреляционной связи и огромной разницы в оценках тренда *P* и ТПО можно уверенно утверждать, что влияние ТПО (ТА) на *P* не столь существенно, как это предполагается в работах (Adler et al., 2008; Long et al., 2014).

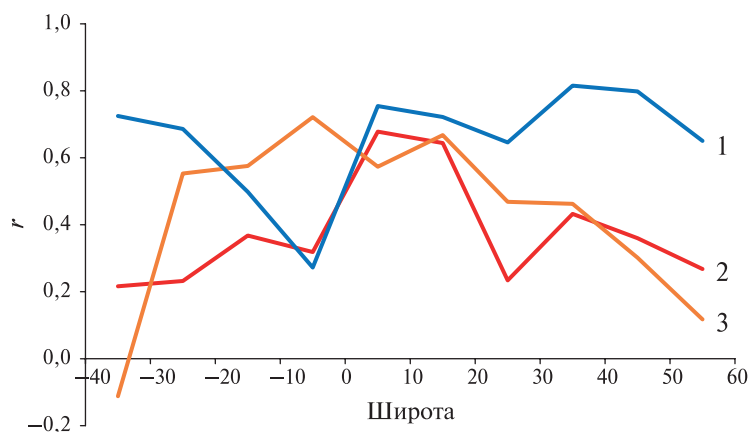


Рис. 6. Меридиональное распределение коэффициентов корреляции осадков с различными переменными (1 — с *Ga*, 2 — с ТПО, 3 — с *VA*) для широтных зон АО

В работе (Малинин и др., 2023) было показано, что в пределах океанической части ВЗК доминирующее влияние на осадки оказывают всего два параметра: ПЭ в тропосфере, определяемый по индексу *Ga*, и испарение. При этом для зоны севернее экватора (0–10° с. ш.) предиктором служит испарение в зоне 0–10° ю. ш., основной объём которого переносится через экватор. Указанные параметры описывают 87 % дисперсии межгодовой изменчивости осадков, причём вклад *Ga* и *E* практически одинаков (соответственно 44 и 43 %). В зоне южнее экватора вклад этих параметров в дисперсию осадков составляет 69 %.

В связи с этим в данной работе для каждой широтной зоны АО выполнен расчёт регрессионных моделей осадков в зависимости от индекса *Ga* и *E*. На *рис. 3* приводится меридиональное распределение коэффициентов детерминации и стандартной ошибки моделей в долях СКО осадков. Нетрудно видеть, что в большинстве зон АО указанные параметры описывают более двух третей дисперсии осадков, т. е. имеют на них преобладающее влияние. Максимальный коэффициент детерминации отмечается в зоне 20–30° с. ш., где он достигает 0,80. Хотя в зонах 10–20° ю. ш. и 20–30° с. ш. $R^2 < 0,50$, однако стандартная ошибка моделей меньше половины СКО (0,48 и 0,43). Это означает, что даже в указанных зонах межгодовая изменчивость осадков воспроизводится с высокой точностью. Возникает вопрос, почему максимальная стандартная ошибка (0,50 СКО) отмечается в зоне 0–10° с. ш., в которой $R^2 = 0,67$. Здесь осадки имеют максимальные значения и высокую межгодовую изменчивость (см. *табл. 2*), поэтому ошибка повышается.

Поскольку фазовый переход влаги может происходить довольно далеко от непосредственного места испарения, была выполнена проверка уточнения регрессионных моделей для этих зон путём включения в расчёт дополнительно испарения в зонах севернее её и южнее. Выявлено, что влияния на осадки эти зоны не оказывают.

В работе (Малинин и др., 2023) на основании детального статистического анализа компонентов тепло- и влагообмена друг с другом и с индексами G_a и G_s составлена концептуальная схема взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров для океанической части ВЗК. Естественно, возникает вопрос, насколько хорошо данная схема отражает взаимосвязь параметров тепло- и влагообмена других зон океанов. Выполненные в настоящей работе расчёты взаимосвязи параметров тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой для различных широтных зон АО показали, что в целом данная схема, представленная на рис. 7, справедлива для других широтных зон. Различия в коэффициентах корреляции между отдельными параметрами для океанической части ВЗК и АО в пределах 10° ю. ш. – 10° с. ш. не превышают 0,10.

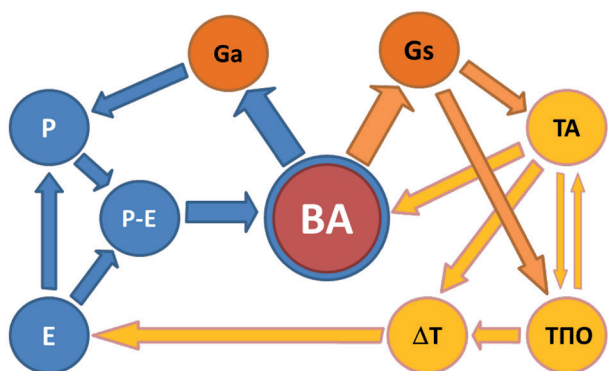


Рис. 7. Концептуальная схема взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в системе «океан – атмосфера» (BA – интегральное влагосодержание атмосферы, P – осадки, E – испарение, P – E – эффективные осадки, G_a – длинноволновый баланс атмосферы, G_s – коротковолновый баланс атмосферы, TA – температура воздуха в приземном слое океана, TПО – температура поверхности океана, ΔT – вертикальный градиент температуры в приземном слое океана)

Таблица 3. Распределение осреднённых для всех широтных зон АО коэффициентов корреляции между параметрами, представленными на рис. 7 (верхний треугольник), а также для СП (нижний треугольник). Незначимые коэффициенты в таблице не приводятся

Параметр	ΔT	ТПО	E	P	E – P	BA	Q_0	G_a	G_s
ΔT	1,00		0,51	0,38					
ТПО		1,00		0,38		0,59		0,50	0,79
E	0,62		1,00	0,48					
P	0,39	0,44	0,52	1,00	–0,64	0,45		0,68	0,44
E – P				–0,70	1,00	–0,45		–0,47	
BA		0,70		0,45	–0,50	1,00	–0,39	0,72	0,82
Q_0					0,49	–0,34	1,00	–0,45	
G_a		0,55		0,74	–0,55	0,74	–0,38	1,00	0,64
G_s		0,84		0,47	–0,36	0,89		0,72	1,00

В табл. 3 приводятся осреднённые для всех широтных зон АО коэффициенты корреляции между параметрами, представленными на рис. 7 (верхний треугольник табл. 3), а также для северного полушария (нижний треугольник табл. 3). Незначимые коэффициенты корреляции при уровне $\alpha = 0,05$ ($r < 0,33$) в табл. 3 опущены. Такое разбиение необходимо для того, чтобы показать наличие определённых расхождений в оценках. В зонах СП корреляция почти между всеми параметрами выше, чем для АО в целом, причём для некоторых пар (E и ΔT , TПО и BA) разность между ними существенна (0,11). Отсюда следует, что в ЮП взаимосвязи между рассматриваемыми параметрами несколько слабее. Это связано с более сла-

бой интенсификацией центров действия атмосферы, циркуляционной ячейки Хедли и особенно ячейки Ферреля, а также с более низкой гидрометеорологической обеспеченностью данными акватории ЮП, что неминуемо сказывается на точности оценок реанализа.

Отметим интересный факт. Единственный внешний фактор — приток коротковолновой радиации Q_0 — практически совсем не влияет на изменчивость переменных в климатической системе АО. Это означает, что их межгодовая изменчивость определяется внутренними процессами в системе «океан — атмосфера» и регулируется системой положительных и отрицательных обратных связей, причём положительные связи преобладают. Именно за их счёт происходит формирование положительных трендов в параметрах климатической системы. Другой интересный факт связан с ΔT и $E - P$. Оба параметра являются малой разностью больших величин их определяющих. Но если у ΔT отсутствует корреляция с (ТПО, ТА), то эффективное испарение имеет значительную корреляцию со всеми параметрами влагообмена, причём наиболее высокую с осадками.

На рис. 7 нетрудно видеть два блока взаимодействия, которые связаны друг с другом. Центральный элемент в этой схеме — ВА, которое является важным климатообразующим фактором (Малинин и др., 2018). Оно одновременно влияет на формирование изменчивости Ga , на тренд и изменчивость Gs . Левый блок состоит из процессов влагообмена. В результате повышения (понижения) ВА происходит усиление (ослабление) индекса Ga . Вследствие этого повышается (понижается) температура тропосферы, усиливается (ослабляется) конвекция и возрастает (уменьшается) количество выпадающих осадков. При этом тренд осадков обусловлен в основном влиянием испарения в данной зоне. Исключение составляет зона $0-10^\circ$ с. ш., в которой изменчивость осадков зависит от испарения в зоне южнее экватора.

Другое важное следствие процессов влагообмена состоит в том, что на изменчивость разности $E - P$ доминирующее влияние оказывают осадки. Поскольку эффективное испарение в значительной степени влияет на формирование тренда и изменчивости ВА, то не удивительно, что между ВА и P в большинстве зон отмечается высокая корреляция.

Правый блок состоит из процессов теплообмена. Влияние ВА на индекс Gs является доминирующим. В результате ПЭ повышается ТПО и ТА. Вследствие положительной обратной связи происходит определённое влияние ТА на ВА, которое затем через ПЭ воздействует обратно на ТА. При этом в ЮП взаимосвязь ВА с ТА и $E - P$ слабее, чем в СП. Итак, ТА и $E - P$ примерно одинаково влияют на изменчивость ВА. Однако тренд ВА формируется исключительно за счёт процессов влагообмена, поскольку тренды P и E в разы превышают тренд ТА. Отметим также, что межгодовая изменчивость испарения в значительной степени, особенно в СП, контролируется вертикальным градиентом температуры ΔT в приводном слое атмосферы.

Заключение

В настоящей работе выполнены расчёты компонент тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой за 40-летний период (1979–2018) для широтных зон Атлантического океана. Показано, что в условиях общего потепления вод АО в большинстве его широтных зон отмечаются положительные оценки трендов параметров, исключая Q_0 , означающие их рост во времени. Однако этот рост сильно отличается для разных параметров, в том числе и по широтным зонам. Рекордные темпы роста отмечаются в количестве осадков, которые в большинстве широтных зон почти на порядок превышают тренды ТПО и радиационных индексов. Также быстро растёт испарение, тренды которого в 2–6 раз выше трендов ТПО и радиационных индексов.

Очевидно, что *рост компонент влагообмена не обусловлен потеплением атмосферы и океана и объясняется другими причинами*. Одна из таких причин — значительно более высокая межгодовая изменчивость компонент влагообмена. Для большинства широтных зон оценки коэффициента вариации компонент влагообмена примерно на порядок превышают их значения для компонент радиационного баланса и ТПО, причём более высокие коэффициенты вариации соответствуют в основном зонам с более высокими значениями $I_{тр}$. Наибольшая

изменчивость свойственна осадкам, которая в большинстве широтных зон АО почти на порядок выше изменчивости радиационных характеристик и ТПО. Несомненно, она связана с процессами конвекции в атмосфере, что благоприятствует переходу водяного пара в жидкую фазу с образованием облачности, изменчивость которой очень высока (Матвеев и др., 1986; Foster, Heidinger, 2013; Zhou et al., 2016).

Принимая во внимание знакопеременный характер малых трендов и случайный характер корреляции Q_0 с ТПО в большинстве широтных зон АО, можно уверенно утверждать, что изменчивость характеристик тепло- и влагообмена в межгодовом масштабе времени зависит в основном от внутренних процессов в климатической системе АО.

С учётом центральной роли ВА в функционировании климатической системы АО (см. рис. 7), обсудим это подробнее. По нашему мнению, формирование глобального потепления, которое ярко проявляется в АО, обусловлено не столько антропогенной деятельностью, сколько внутренней изменчивостью климатической системы за счёт процессов крупномасштабного взаимодействия между океаном и атмосферой и регулируется системой положительных и отрицательных обратных связей, причём положительные связи преобладают ((Малинин, 2012; Малинин, Вайновский, 2021б; Малинин и др., 2018, 2023) и др.). При этом особое значение имеет положительная обратная связь между ВА и температурой воздуха. Водяной пар, как известно, это самый главный парниковый газ, вклад которого вместе с облачностью в ПЭ составляет примерно 75 %, вклад CO_2 — 20 %, остальные 5 % приходятся на другие парниковые газы (Schmidt et al., 2010). Отсюда очевидной видится климатообразующая роль водяного пара. Отметим, что близкий вывод был сделан академиком В. Ф. Логиновым (Логинов, Лысенко, 2019), по мнению которого «водяной пар выступает важнейшим фактором, способным влиять на быстрые глобальные изменения климата Земли и определять его короткопериодные флуктуации».

Однако в зарубежных исследованиях это полностью игнорируется с подачи Межправительственной группы экспертов по изменению климата, по сути, определяющей научную политику в области изучения климата за рубежом, поскольку признание климатообразующей роли водяного пара противоречит главной концепции МГЭИК об исключительном значении антропогенных выбросов CO_2 в парниковом эффекте и современных изменениях климата. Апофеозом многолетней деятельности МГЭИК по последовательному раскручиванию антропогенного маховика влияния на климат стал принципиальный вывод в Пятом отчёте МГЭИК (AR5..., 2013): «...в высшей степени вероятно (*extremely likely*, 95–100 %), что влияние человека является доминирующей причиной наблюдаемого потепления с середины XX столетия», который полностью игнорирует естественные факторы, с чем нельзя согласиться. Заметим, что в последнем Шестом отчёте (AR6..., 2021) данный вывод не корректируется, следовательно, концепция на доминирование влияния антропогенной деятельности на климат осталась неизменной.

Поскольку водяной пар естественного происхождения не вписывается в антропогенную парадигму, эксперты МГЭИК призывают в качестве климатического фактора «учитывать только прямые выбросы водяного пара от антропогенной деятельности, которые дают пренебрежимо малый вклад в радиационный форсинг» (AR4..., 2007). При этом имеется в виду стратосферный водяной пар, который образуется в результате окисления метана, выбрасываемого самолётами, поскольку он непосредственно обусловлен антропогенной деятельностью. Понятно также, что стратосферный водяной пар на несколько порядков меньше ВА, сосредоточенного в пределах тропосферы и не связанного с антропогенным CO_2 .

Для объяснения отсутствия влияния ВА на климат в Четвёртом отчёте МГЭИК (AR4..., 2007) сформулировано следующее положение: «увеличение концентрации водяного пара является ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления и, следовательно, полностью обусловлено положительной обратной связью между ними». Ключевое слово — «**полностью**»! Если полностью, то значит, связь между ТА и ВА должна быть близкой к функциональной. С этим утверждением трудно согласиться, поскольку оно означает полное пренебрежение изменениями ВА за счёт вариабельности вертикального влагообмена океана с атмосферой (см. формулу (3)). Кроме того, не соответствует действительности декларирование

наличия положительной обратной связи между ТА и ВА, ибо экспертами МГЭИК принимается во внимание только **одностороннее** влияние ТА на ВА и не учитывается обратное влияние ВА на ТА.

В статье (Малинин и др., 2023) и в настоящей работе показано, как в действительности работает положительная обратная связь. Например, при росте (ТА, ТПО) происходит повышение влагоёмкости атмосферы и ВА начинает расти. С ростом ВА усиливается ПЭ за счёт повышения индекса G_s (корреляция между ВА и G_s почти во всех зонах АО выше 0,80) и, как результат, увеличивается (ТА, ТПО). В свою очередь рост ТА будет повышать ВА. Во **взаимном** влиянии друг на друга суть положительной обратной связи между ТА и ВА. Огромное влияние ВА на ТА было доказано нобелевским лауреатом Сюкуро Манабе (*англ.* Syukuro Manabe) ещё в 1970-е гг. и позже подтверждено в 2019 г. (Manabe, 2019): при увеличении концентрации CO_2 в два раза ТА без учёта водяного пара (для сухой атмосферы) повышается на 1,3 °C, а при его учёте — на 2,3 °C, т. е. её рост идёт почти в два раза быстрее! Однако в западных публикациях данный результат игнорируется.

Следует также иметь в виду, что связь между ТА и ВА далека от функциональной. На примере АО видно, что корреляция между ТПО и ВА в СП выше (0,60–0,80), чем в ЮП (0,40–0,60), т. е. детерминация находится всего в пределах 0,16–0,64. В целом для МО она составляет $R^2 = 0,83–0,91$ (Малинин, Вайновский, 2021б). Как показано в работе (Малинин, Вайновский, 2021а), это связано с эффектом пространственного осреднения.

Естественно, надо учитывать непосредственное влияние влагообмена в системе «океан – атмосфера» на ВА. Для большинства широтных зон АО корреляция ВА с $E - P$ находится в диапазоне 0,45–0,80. Однако принципиально важно, что тренды в ВА существенно выше трендов в ТА, причём переломные точки в трендах ВА и ТА отмечаются в разные годы (Малинин, Вайновский, 2021б; Malinin et al., 2018). Это свидетельствует, что длительные тенденции в изменениях ВА обусловлены именно процессами влагообмена.

В качестве основного аргумента в пользу того, что водяной пар является только ключевым следствием процесса глобального потепления, эксперты МГЭИК обычно ссылаются на уравнение Клаузиуса – Клапейрона (УКК), которое связывает насыщающую упругость водяного пара с ТА. Согласно УКК при повышении средней глобальной ТА на 1 °C насыщающая упругость водяного пара должна увеличиться на 6,5 % (Brutsaert et al., 2017; O’Gorman, Muller, 2010). Однако следует иметь в виду, что УКК — чисто термодинамическое уравнение и плохо отражает реальную турбулентную атмосферу. Кроме того, насыщающая упругость водяного пара — это не эквивалент ВА. Даже в предположении одностороннего влияния ТА на ВА при повышении ТА на один градус ВА повышается на 8–10 %, что не соответствует УКК (Малинин, Вайновский, 2021б; Malinin et al., 2018). Но в действительности одностороннего влияния не может быть в принципе, поскольку, как указано выше, влияние является только **взаимным**.

Важная роль ВА в функционировании климатической системы состоит также в том, что оно является основным фактором, определяющим парниковый индекс G_a , который, в свою очередь, в значительной степени влияет на изменчивость осадков. При повышении ВА и G_a осадки растут. Рост осадков вызывает уменьшение эффективного испарения, вследствие чего корреляция $E - P$ с P и ВА становится отрицательной. Поскольку эти связи имеют под собой физическую основу, то корреляция между этими параметрами в большинстве зон АО оказывается довольно высокой, но особенно ярко она проявляется в ВЗК, где коэффициент корреляции ВА с P , G_a и $E - P$ более 0,60, а между $E - P$ и P достигает почти единицы. Отметим, что при образовании осадков, особенно в океанической части ВЗК, выделяется огромное количество тепла, которое расходуется на поддержание общей циркуляции атмосферы.

Очевидно, энергетическую оценку тренда осадков можно рассматривать как компоненту радиационного форсинга. С учётом скрытой теплоты L тренд годовых осадков над Мировым океаном за 1979–2018 гг. в единицах выделяемой энергии составляет 0,32 Вт/м² (Малинин, Вайновский, 2021б). Для современного глобального потепления (1980–2011) радиационный форсинг CO_2 составляет около 0,75 Вт/м² (AR5..., 2013). Отсюда следует, что тренд осадков оказывает значительное влияние на потепление атмосферы. Но поскольку эта оценка не име-

ет непосредственного антропогенного происхождения, то она в радиационном форсинге не учитывается.

Итак, ВА представляет собой важный климатообразующий фактор, влияющий через ПЭ, с одной стороны, на температуру воздуха и температуру поверхности океана, а с другой — на осадки, причём их образование сопровождается выделением большого количества тепла, которое расходуется на поддержание атмосферной циркуляции и потепление атмосферы.

Что касается роли CO_2 , вклад которого в суммарный ПЭ составляет примерно 20 %, то он является своеобразным катализатором глобального потепления. Его рост — это фактор усиления положительной обратной связи между ТА и ВА, не допускающий движения климатической системы в сторону похолодания, которое последний раз отмечалось в 50–70-е гг. прошлого столетия. Принимая во внимание эмиссию CO_2 в атмосферу из Мирового океана (78 млрд т/год), из биосферы (118 млрд т/год) и антропогенный выброс CO_2 в атмосферу (9 млрд т/год), получаем, что антропогенный вклад в ПЭ за счёт CO_2 оказывается равным около 5 % (Малинин, Вайновский, 2021б). Отсюда легко получить экспертную оценку вклада антропогенного CO_2 в суммарный ПЭ, которая составляет примерно 1 %.

Работа выполнена в рамках темы госзадания Российского государственного гидрометеорологического университета № FSZU-2020-0009.

Литература

1. *Алексеев Г. В.* Потепление климата Арктики: расхождения между глобальными моделями климата и наблюдениями и возможные причины // *Гидрометеорология и экология*. 2023. № 71. С. 207–230. DOI: 10.33933/2713-3001-2023-71-207-230.
2. *Бекряев Р. В.* Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // *Фундам. и приклад. климатология*. 2015. № 1. С. 27–48.
3. *Захаров В. Ф., Малинин В. Н.*, Морские льды и климат. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 92 с.
4. *Иванов В. В.* Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // *Гидрометеорология и экология*. 2021. № 64. С. 407–434. DOI: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434.
5. *Крашенинникова С. Б.* Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике. Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2019. 124 с.
6. *Лаппо С. С.* К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // *Исслед. процессов взаимодействия океана и атмосферы: сб. / Ред. С. С. Лаппо*. М.: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1984. С. 125–129.
7. *Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А. Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 335 с.
8. *Логинов В. Ф., Лысенко С. А.* Современные изменения глобального и регионального климата. Минск: Беларуская навука, 2019. 318 с.
9. *Малинин В. Н.* Общая океанология. Ч. 1. Физические процессы. СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. 342 с.
10. *Малинин В. Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2012. 260 с.
11. *Малинин В. Н., Вайновский П. А.* (2021а) Влагообмен между океаном и атмосферой во внутритропической зоне конвергенции // *Гидрометеорология и экология*. № 63. С. 255–278. DOI: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278.
12. *Малинин В. Н., Вайновский П. А.* (2021б) Тренды компонент влагообмена в системе «океан – атмосфера» в условиях глобального потепления по данным архива Reanalysis-2 // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. Т. 18. № 3. С. 9–25. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25.
13. *Малинин В. Н., Вайновский П. А.* О межгодовой изменчивости наиболее интенсивных очагов источников и стока CO_2 в океане на основе данных наблюдений // *Гидрометеорология и экология*. 2022. № 66. С. 51–70. DOI: 10.33933/2713-3001-2022-66-51-70.
14. *Малинин В. Н., Гордеева С. М.* Изменчивость влагосодержания атмосферы над океаном по спутниковым данным // *Исслед. Земли из космоса*. 2015. № 1. С. 3–11. DOI: 10.7868/S0205961415010042.
15. *Малинин В. Н., Гордеева С. М.* Влияние влагообмена в Северной Атлантике на увлажнение Европейской части России и годовой сток Волги // *Водные ресурсы*. 2019. Т. 46. № 3. С. 318–332. DOI: 10.31857/S0321-0596463318-332.

16. Малинин В. Н., Шмакова В. Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике // *Фундам. и приклад. климатология*. 2018. № 4. С. 55–70. DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70.
17. Малинин В. Н., Гордеева С. М., Наумов Л. М. Влагосодержание атмосферы как климатообразующий фактор // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15. № 3. С. 243–251. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-243-251.
18. Малинин В. Н., Вайновский П. А., Гордеева С. М. О взаимосвязи межгодовой изменчивости параметров тепло- и влагообмена системы «океан–атмосфера» во внутритропической зоне конвергенции зоне конвергенции // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20. № 4. С. 281–296. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-281-296.
19. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
20. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности / Под ред. Л. Т. Матвеева. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
21. Морозов Е. Г., Фрей Д. И., Тараканов Р. Ю. Поток антарктической донной воды через восточную часть прохода Филипп в море Уэдделла // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 680–684. DOI: 10.31857/S0030157420050160.
22. Семенов В. А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *Докл. Акад. наук*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
23. Семенов В. А., Мохов И. И., Полонский А. Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата в Северном полушарии // *Морской гидрофиз. журн*. 2014. № 4. С. 14–27.
24. Федоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*. 2018. Т. 63. № 3. С. 354–362. DOI: 10.21638/spbu07.2018.306.
25. Adler R. F., Gu G., Wang J.-J. et al. Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006) // *J. Geophysical Research*. 2008. V. 113. Article D22104. DOI: 10.1029/2008JD010536.
26. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // *Intern. J. Climatology*. 2019. V. 39. No. 8. P. 3582–3592. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
27. Alekseev G. V., Smirnov A. V., Pnyushkov A. V. et al. Changes of fresh water content in the upper layer of the Arctic Basin in the 1950s–2010s // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021. No. 4. P. 25–38. DOI: 10.7868/S2073667321040031.
28. AR4 Climate Change 2007: The Physical Science Basis. IPCC Report. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge; N. Y.: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
29. AR5 Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Report. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge; N. Y.: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
30. AR6 Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani et al. Cambridge; N. Y.: Cambridge Univ. Press, 2021. 2204 p.
31. Bailey D. A., Rhines P. B., Hakkinen S. Formation and pathways of North Atlantic deep water in a coupled ice–ocean model of the Arctic–North Atlantic Oceans // *Climate Dynamics*. 2005. V. 25. P. 497–516. DOI: 10.1007/s00382-005-0050-3/.
32. Basconcello J., Moon H.-Ju., Wang B., Mistry M. Possible influence of the warm pool ITCZ on compound climate extremes during the boreal summer // *Environmental Research Letters*. 2022. V. 16. Article 114039. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac30f8>.
33. Boer G. J. Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets // *Climate Dynamics*. 1993. V. 8. No. 5. P. 225–239. DOI: 10.1007/BF00198617.
34. Broecker W. S. The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. V. 4. No. 2. P. 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.191.07>.
35. Brutsaert W. Global land surface evaporation trend during the past half century: Corroboration by Clausius–Clapeyron scaling // *Advances in Water Resources*. 2017. V. 106. P. 3–5. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.08.014>.
36. Dewitte S., Clerbaux N. Decadal Changes of Earth’s Outgoing Longwave Radiation // *Remote Sensor*. 2018. V. 10. No. 10. Article 1539. <https://doi.org/10.3390/rs10101539>.
37. Dong B., Sutton R. T., Wilcox L. J. Decadal trends in surface solar radiation and cloud cover over the North Atlantic sector during the last four decades: drivers and physical processes // *Climate Dynamics*. 2023. V. 60. P. 2533–2546. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06438-3>.
38. Dübal H.-R., Vahrenholt F. Radiative energy flux variation from 2001–2020 // *Atmosphere*. 2021. V. 12. Article 1297. <https://doi.org/10.3390/atmos12101297>.

39. Foster M. J., Heidinger A. PATMOS-x: Results from a diurnally corrected 30-yr satellite cloud climatology // *J. Climate*. 2013. V. 26. P. 414–425. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00666.1>.
40. Friedlingstein P., Jones M. W., O'Sullivan M. et al. Global Carbon Budget. 2021. *Earth System Science // Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 1917–2005. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>.
41. Gulev S. K. Long-term variability of sea–air heat transfer in the North Atlantic Ocean // *Intern. J. Climatology*. 1995. V. 15. P. 825–852. <https://doi.org/10.1002/joc.3370150802>.
42. Haine T. W. N., Curry B., Gerdes R. et al. Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects // *Global and Planetary Change*. 2015. V. 125. P. 13–35. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>.
43. Hande L. B., Siems S. T., Manton M. J. Observed trends in wind speed over the Southern Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. Article L11802. DOI: 10.1029/2012GL051734.
44. Hastenrath S. On meridional heat transport in the world ocean // *J. Physical Oceanography*. 1982. V. 12. No. 8. P. 922–927. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2).
45. Held I. M., Soden R. J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming // *J. Climate*. 2006. V. 19. P. 5686–5699. <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>.
46. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project // *Bull. American Meteorological Society*. 1996. V. 77. P. 437–471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYR P>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYR P>2.0.CO;2).
47. Kanamitsu M. Description of the NMC global data assimilation and forecast system // *Weather and Forecasting*. 1989. V. 4. No. 3. P. 335–342. DOI: 10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
48. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al. NCEP – DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // *Bull. American Meteorological Society*. 2002. V. 83. No. 11. P. 1631–1644. DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
49. Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // *Bull. American Meteorological Society*. 2001. V. 82. P. 247–267. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2).
50. Long S., Xie S., Zheng X., Liu Q. Fast and slow responses to global warming: Sea surface temperature and precipitation patterns // *J. Climate*. 2014. V. 27. P. 285–299. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00297.1>.
51. Malinin V. N., Gordeeva S., Naumov L. et al. To the evaluation of trends in the components of ocean–atmosphere moisture exchange // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2018. V. 11. No. 4. P. 28–33. DOI: 10.7868/S2073667318040044.
52. Mayer J., Haimberger L., Mayer M. A quantitative assessment of air–sea heat flux trends from ERA5 since 1950 in the North Atlantic basin // *Earth System Dynamics*, 2023. V. 14. P. 1085–1105. <https://doi.org/10.5194/esd-14-1085-2023>.
53. Manabe S. Role of greenhouse gas in climate change // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2019. V. 71. No. 1. Article 1620078. DOI: 10.1080/16000870.2019.1620078.
54. Naveira Garabato A. C., McDonagh E. L., Stevens D. P. et al. On the export of Antarctic bottom water from the Weddell Sea // *Deep-Sea Research II*. 2002. V. 49. P. 4715–4742. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00156-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00156-X).
55. O’Gorman P. A., Muller C. J. How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius–Clapeyron scaling in climate change simulations? // *Environmental Research Letters*. 2010. V. 5. No. 2. Article 025207. DOI: 10.1088/1748-9326/5/2/025207.
56. Orsi A. H., Johnsson G. C., Bullister J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic bottom water // *Progress in Oceanography*. 1999. V. 43. P. 55–109. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X).
57. Palter J. B. The Role of the Gulf Stream in European Climate // *Annual Review of Marine Science*. 2015. V. 7. P. 113–137. DOI: 10.1146/annurev-marine-010814-015656.
58. Raval A., Ramanathan V. Observational determination of the greenhouse effect // *Nature*. 1989. V. 342. Article 6251. P. 758–761. DOI: 10.1038/342758a0.
59. Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R. Advection of North Atlantic deep water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere // *J. Geophysical Research*. 2015. V. 120. No. 4. P. 2471–2487. <https://doi.org/10.1002/2014JC010605>.
60. Schmidt G. A., Ruedy R. A., Miller R. L., Lacis A. A. Attribution of the present-day total greenhouse effect // *J. Geophysical Research*. 2010. V. 115. Iss. D20. P. 2156–2202. <https://doi.org/10.1029/2010JD014287>.
61. Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G. et al. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // *J. Geophysical Research: Ocean*. 2006. V. 111. Iss. C11. Article C11010. 19 p. <https://doi.org/10.1029/2005JC003424>.
62. Spreen G., Steur L., De Divine D. et al. Arctic Sea Ice volume export through Fram Strait from 1992 to 2014 // *J. Geophysical Research: Ocean*. 2020. V. 125. No. 6. Article e2019JC016039. <https://doi.org/10.1029/2019JC016039>.
63. Song J., Wang Y., Tang J. A hiatus of the greenhouse effect // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. No. 1. Article 33315. DOI: 10.1038/srep33315.
64. Thomas B. R., Kent E. C., Swail V. R., Berry D. I. Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height // *Intern. J. Climatology*. 2008. V. 28. P. 747–763. <https://doi.org/10.1002/joc.1570>.

65. Trenberth K. E., Caron J. M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // *J. Climate*. 2001. V. 14. No. 16. P. 3433–3443. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2).
66. Trenberth K. E., Fasullo J., Smith L. Trends and variability in column integrated atmospheric water-vapor // *Climate Dynamics*. 2005. V. 24. P. 741–758. DOI: 10.1007/s00382-005-0017-4.
67. Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. Earth's global energy budget // *Bull. American Meteorological Society*. 2009. V. 90. No. 3. P. 311–324. DOI: 10.1175/2008bams2634.1.
68. Webb M. J., Slingo A., Stephens G. L. Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities // *Climate Dynamics*. 1993. V. 9. No. 3. P. 117–129. DOI: 10.1007/BF00209749.
69. Wild M., Folini D., Hakuba M. Z. et al. The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models // *Climate Dynamics*. 2015. V. 44. P. 3393–3429. DOI: 10.1007/s00382-014-2430-z.
70. Xie S.-P. Ocean warming pattern effect on global and regional climate change // *AGU Advances*. 2020. V. 1. No. 1. Article e2019AV000130. <https://doi.org/10.1029/2019AV000130>.
71. Xie S.-P., Deser C., Vecchi G. A. et al. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 966–986. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3329.1>.
72. Young I. R., Ribal A. Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height // *Science*. 2019. V. 364. No. 6440. P. 548–552. DOI: 10.1126/science.aav9527.
73. Zheng C. W., Li C. Y., Li X. Recent Decadal Trend in the North Atlantic Wind Energy Resources // *Advances in Meteorology*. 2017. V. 2017. Article 7257492. 8 p. <https://doi.org/10.1155/2017/7257492>.
74. Zhou C., Zelinka M. D., Klein S. A. Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. No. 16. P. 871–874. <https://doi.org/10.1038/ngeo2828>.

Meridional variability of climatic system parameters in the Atlantic Ocean

V. N. Malinin¹, P. A. Vainovsky²

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia*
E-mail: malinin@rshu.ru

² *OOO Prognoz, Saint Petersburg 197022, Russia*

The article examines interannual variability and features of the relationship between various parameters of the climate system of the Atlantic Ocean (AO) from 40° S up to 60° N. For this purpose, calculations were made of the components of heat and moisture exchange and radiation indices G_a and G_s , characterizing the greenhouse effect, between the ocean and the atmosphere over a 40-year period (1979–2018) for 10° latitude zones of the AO according to the NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy) reanalysis archive AMIP-II (Atmospheric Model Intercomparison Project). It is shown that, under conditions of general warming of the waters of the AO, in most of its latitudinal zones, positive estimates of parameter trends are noted, excluding the influx of short-wave radiation, which means their increase over time. Record growth rates are observed in the amount of precipitation, which in most latitudinal zones is almost an order of magnitude higher than the trends in sea surface temperature (SST) and radiation indices. Evaporation is also growing rapidly, with trends that are 2–6 times higher than trends in SST and radiation indices. A significantly higher interannual variability of moisture exchange components was revealed. For most latitudinal zones, estimates of the coefficient of variation of the moisture exchange components are approximately an order of magnitude higher than their values for the components of the radiation balance and SST, with higher coefficients of variation corresponding mainly to zones with higher trend values. It is shown that interannual variability of heat and moisture exchange characteristics depends mainly on internal processes in the climate system of the AO. It has been established that moisture content of the atmosphere is an important climate-forming factor, which, through the greenhouse effect, on the one hand, affects air temperature and SST, and on the other, precipitation. At the same time, the formation of precipitation, especially in the ITCZ (Intertropical Convergence Zone), is accompanied by the release of a huge amount of heat, which is spent on maintaining of the general circulation and warming of the atmosphere.

Keywords: Atlantic Ocean, meridional variability of climate characteristics, greenhouse effect, trends

Accepted: 17.04.2024

DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-269-291

References

1. Alekseev G.V., Arctic climate warming: discrepancies between global climate models and observations and possible causes, *Hydrometeorology and Ecology*, 2023, No. 71, pp. 207–230 (in Russian), DOI: 10.33933/2713-3001-2023-71-207-230.
2. Bekryaev R.V., Changes in the downward and net longwave surface radiation fluxes in high latitudes, *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*, 2015, No. 1, pp. 27–48 (in Russian).
3. Zakharov V.F., Malinin V.N., *Morskiye l'dy i klimat* (Sea ice and climate), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000, 92 p. (in Russian).
4. Ivanov V.V., Present changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with reduction of the sea ice cover, *Gidrometeorologiya i ekologiya*, 2021, No. 64, pp. 407–434 (in Russian), DOI: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434.
5. Krashenninnikova S.B., *Vodnye massy i perenosy tepla v Severnoi Atlantike* (Water masses and heat transfers in the North Atlantic), Simferopol: IT "ARIAL", 2019, 124 p. (in Russian).
6. Lappo S.S., On the issue of the causes of heat advection to the north across the equator in the Atlantic Ocean, In: *Study of the processes of interaction between the ocean and the atmosphere*, Lappo S.S. (ed.), Moscow, 1984, pp. 125–129 (in Russian).
7. Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskiy A.E., *Krupnomasshtabnoe teplovoe vzaimodeistvie v sisteme okean – atmosfera i energoaktivnye oblasti Mirovogo okeana* (Large-scale thermal interaction in the ocean-atmosphere system and energy-active regions of the World Ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 335 p. (in Russian).
8. Loginov V.F., Lysenko S.A., *Sovremennye izmeneniya global'nogo i regional'nogo klimata* (Modern changes in global and regional climate), Minsk: Belaruskaya Navuka, 2019, 318 p. (in Russian).
9. Malinin V.N., *Obshchaya okeanologiya. Ch. 1. Fizicheskie protsessy* (General oceanology. Pt. 1. Physical processes), Saint Petersburg: Publ. House RGGMU, 1998, 342 p. (in Russian).
10. Malinin V.N., *Uroven' okeana: nastoyashchee i budushchee* (The ocean level: present and future), Saint Petersburg: Publ. House RGGMU, 2012, 260 p. (in Russian).
11. Malinin V.N., Vainovsky P.A. (2021a), Moisture exchange between the ocean and the atmosphere in the intertropical convergence zone, *Gidrometeorologiya i ekologiya*, No. 63, pp. 255–278 (in Russian), DOI: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278.
12. Malinin V.N., Vainovsky P.A. (2021b), Trends in moisture exchange components in the ocean–atmosphere system under conditions of global warming according to the Reanalysis-2 archive, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, Vol. 18, No. 3. pp. 9–25 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25.
13. Malinin V.N., Vainovsky P.A., On the interannual variability of the most intense sources and sinks of CO₂ in the ocean based on observational data, *Gidrometeorologiya i ekologiya*, 2022, No. 66, pp. 51–70 (in Russian), DOI: 10.33933/2713-3001-2022-66-51-70.
14. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Variability of atmospheric water vapor over the ocean according to satellite data, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 1, pp. 3–11 (in Russian), DOI: 10.7868/S0205961415010042.
15. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Effect of moisture exchange in the Northern Atlantic on European Russia moistening and annual Volga runoff, *Water Resources*, 2019, Vol. 46, No. 3, pp. 466–479, DOI: 10.1134/S009780781903014X.
16. Malinin V.N., Shmakova V.Yu., Variability of the energy active zones in North Atlantic, *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*, 2018, No. 4. pp. 55–70 (in Russian), DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70.
17. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Naumov L.M., Total precipitable water of the atmosphere as a climate forcing factor, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2018, Vol. 15, No. 3, pp. 243–251 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-243-251.
18. Malinin V.N., Vainovsky P.A., Gordeeva S.M., On the relationship between the interannual variability of parameters of heat and moisture exchange of the ocean–atmosphere system in the intertropical convergence zone, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2023, Vol. 20, No. 4, pp. 281–296 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-281-296.
19. Matveev L.T., *Kurs obshchei meteorologii. Fizika atmosfery* (General meteorology course. Atmospheric physics), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984, 751 p. (in Russian).

20. Matveev Yu. L., Matveev L. T., Soldatenko S. A., *Global'noye pole oblachnosti* (Global cloud field), L. T. Matveev (ed.), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986, 278 p. (in Russian).
21. Morozov E. G., Frey D. I., Tarakanov R. Yu., Antarctic bottom water flow through the eastern part of the Philip passage in the Weddell Sea, *Okeanologiya*, 2020, Vol. 60, No. 5, pp. 680–684 (in Russian), DOI: 10.31857/S0030157420050160.
22. Semenov V. A., Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic Region, *Doklady Earth Sciences*, 2008, Vol. 418, No. 1, pp. 91–94, DOI: 10.1134/s1028334x08010200.
23. Semenov V. A., Mokhov I. I., Polonsky A. B., Modeling the influence of natural long-term variability in the North Atlantic on the formation of climate anomalies in the Northern Hemisphere, *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 2014, No. 4, pp. 14–27 (in Russian).
24. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L., Belonenko T. V., Localization of areas of deep convection in the Nordic seas, the Labrador Sea and the Irminger Sea, *Vestnik SPbGU. Nauki o Zemle*, 2018, Vol. 63, No. 3, pp. 354–362 (in Russian), DOI: 10.21638/spbu07.2018.306.
25. Adler R. F., Gu G., Wang J.-J. et al., Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006), *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, Article D22104, DOI: 10.1029/2008JD010536.
26. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L. et al., Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming, *Intern. J. Climatology*, 2019, Vol. 39, No. 8, pp. 3582–3592, <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
27. Alekseev G. V., Smirnov A. V., Pnyushkov A. V. et al., Changes of fresh water content in the upper layer of the Arctic Basin in the 1950s–2010s, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 2021, Vol. 14, No. 4, pp. 25–38, DOI: 10.7868/S2073667321040031.
28. *AR4 Climate Change 2007: The Physical Science Basis. IPCC Report. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. (eds.), Cambridge; New York: Cambridge Univ. Press, 2007, 996 p.
29. *AR5 Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Report. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.), Cambridge; New York: Cambridge Univ. Press, 2013, 1535 p.
30. *AR6 Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani et al. (eds.), Cambridge; New York: Cambridge Univ. Press, 2021, 2204 p.
31. Bailey D. A., Rhines P. B., Hakkinen S., Formation and pathways of North Atlantic Deep Water in a coupled ice–ocean model of the Arctic–North Atlantic Oceans, *Climate Dynamics*, 2005, Vol. 25, pp. 497–516, DOI: 10.1007/s00382-005-0050-3/.
32. Basconcillo J., Moon Il-Ju., Wang B., Mistry M., Possible influence of the warm pool ITCZ on compound climate extremes during the boreal summer, *Environmental Research Letters*, 2022, Vol. 16, Article 114039, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac30f8>.
33. Boer G. J., Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets, *Climate Dynamics*, 1993, Vol. 8, No. 5, pp. 225–239, DOI: 10.1007/BF00198617.
34. Broecker W. S., The great ocean conveyor, *Oceanography*, 1991, Vol. 4, No. 2, pp. 79–89, <https://doi.org/10.5670/oceanog.191.07>.
35. Brutsaert W., Global land surface evaporation trend during the past half century: Corroboration by Clausius–Clapeyron scaling, *Advances in Water Resources*, 2017, Vol. 106, pp. 3–5, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.08.014>.
36. Dewitte S., Clerbaux N., Decadal Changes of Earth's Outgoing Longwave Radiation, *Remote Sensor*, 2018, Vol. 10, No. 10, Article 1539, <https://doi.org/10.3390/rs10101539>.
37. Dong B., Sutton R. T., Wilcox L. J., Decadal trends in surface solar radiation and cloud cover over the North Atlantic sector during the last four decades: drivers and physical processes, *Climate Dynamics*, 2023, Vol. 60, pp. 2533–2546, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06438-3>.
38. Dübal H.-R., Vahrenholt F., Radiative Energy Flux Variation from 2001–2020, *Atmosphere*, 2021, Vol. 12, Article 1297, <https://doi.org/10.3390/atmos12101297>.
39. Foster M. J., Heidinger A., PATMOS-x: Results from a diurnally corrected 30-yr satellite cloud climatology, *J. Climate*, 2013, Vol. 26, pp. 414–425, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00666.1>.
40. Friedlingstein P., Jones M. W., O'Sullivan M. et al., Global carbon budget. 2021. Earth system science, *Earth System Science Data*, 2022, Vol. 14, pp. 1917–2005, <https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>.
41. Gulev S. K., Long-term variability of sea-air heat transfer in the North Atlantic Ocean, *Intern. J. Climatology*, 1995, Vol. 5, pp. 825–852, <https://doi.org/10.1002/joc.3370150802>.
42. Haine T. W. N., Curry B., Gerdes R. et al., Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects, *Global and Planetary Change*, 2015, Vol. 125, pp. 13–35, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>.
43. Hande L. B., Siems S. T., Manton M. J., Observed Trends in Wind Speed over the Southern Ocean, *Geophysical Research Letters*, 2012, Vol. 39, Article L11802, DOI: 10.1029/2012GL051734.

44. Hastenrath S., On meridional heat transport in the world ocean, *J. Physical Oceanography*, 1982, Vol. 12, No. 8, pp. 922–927, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2).
45. Held I. M., Soden R. J., Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *J. Climate*, 2006, Vol. 19, pp. 5686–5699, <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>.
46. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al., The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project, *Bull. American Meteorological Society*, 1996, Vol. 77, pp. 437–471, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYP>2.0.CO;2).
47. Kanamitsu M., Description of the NMC global data Assimilation and forecast system, *Weather and Forecasting*, 1989, Vol. 4, No. 3, pp. 335–342, DOI: 10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
48. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al., NCEP – DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. American Meteorological Society*, 2002, Vol. 83, No. 11, pp. 1631–1644, DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
49. Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al., The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, *Bull. American Meteorological Society*, 2001, Vol. 82, pp. 247–267, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2).
50. Long S., Xie S., Zheng X., Liu Q., Fast and slow responses to global warming: Sea surface temperature and precipitation patterns, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, pp. 285–299, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00297.1>.
51. Malinin V., Gordeeva S., Naumov L. et al., To the evaluation of trends in the components of ocean–atmosphere moisture exchange, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 2018, Vol. 11, No. 4, pp. 28–33, DOI: 10.7868/S2073667318040044.
52. Mayer J., Haimberger L., Mayer M., A quantitative assessment of air–sea heat flux trends from ERA5 since 1950 in the North Atlantic basin, *Earth System Dynamics*, 2023, Vol. 14, pp. 1085–1105, <https://doi.org/10.5194/esd-14-1085-2023>.
53. Manabe S., Role of greenhouse gas in climate change, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2019, Vol. 71, No. 1, Article 1620078, DOI: 10.1080/16000870.2019.1620078.
54. Naveira Garabato A. C., McDonagh E. L., Stevens D. P. et al., On the export of Antarctic bottom water from the Weddell Sea, *Deep-Sea Research II*, 2002, Vol. 49, pp. 4715–4742, [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00156-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00156-X).
55. O’Gorman P. A., Muller C. J., How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius–Clapeyron scaling in climate change simulations?, *Environmental Research Letters*, 2010, Vol. 5, No. 2, Article 025207, DOI: 10.1088/1748-9326/5/2/025207.
56. Orsi A. H., Johnsson G. C., Bullister J. L., Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 1999, Vol. 43, pp. 55–109, [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X).
57. Palter J. B., The role of the Gulf Stream in European climate, *Annual Review of Marine Science*, 2015, Vol. 7, pp. 113–137, DOI: 10.1146/annurev-marine-010814-015656.
58. Raval A., Ramanathan V., Observational determination of the greenhouse effect, *Nature*, 1989, Vol. 342, Article 6251, pp. 758–761, DOI: 10.1038/342758a0.
59. Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R., Advection of North Atlantic deep water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere, *J. Geophysical Research*, 2015, Vol. 120, No. 4, pp. 2471–2487, <https://doi.org/10.1002/2014JC010605>.
60. Schmidt G. A., Ruedy R. A., Miller R. L., Laci A. A., Attribution of the present-day total greenhouse effect, *J. Geophysical Research*, 2010, Vol. 115, Issue D20, pp. 2156–2202, <https://doi.org/10.1029/2010JD014287>.
61. Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G. et al., The large-scale freshwater cycle of the Arctic, *J. Geophysical Research: Ocean*, 2006, Vol. 111, Issue C11, Article C11010, 19 p., <https://doi.org/10.1029/2005JC003424>.
62. Spreen G., Steur L., De Divine D., Gerland S. et al., Arctic Sea ice volume export through Fram Strait from 1992 to 2014, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2020, Vol. 125, No. 6, Article e2019JC016039, <https://doi.org/10.1029/2019JC016039>.
63. Song J., Wang Y., Tang J., A Hiatus of the Greenhouse Effect, *Scientific Reports*, 2016, Vol. 6, No. 1, Article 33315, DOI: 10.1038/srep33315.
64. Thomas B. R., Kent E. C., Swail V. R., Berry D. I., Trends in ship wind speeds adjusted for observation method and height, *Intern. J. Climatology*, 2008, Vol. 28, pp. 747–763, <https://doi.org/10.1002/joc.1570>.
65. Trenberth K. E., Caron J. M., Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climatology*, 2001, Vol. 14, No. 16, pp. 3433–3443, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3433:EO MAAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3433:EO MAAO>2.0.CO;2).
66. Trenberth K. E., Fasullo J., Smith L., Trends and variability in column integrated atmospheric water-vapor, *Climate Dynamics*, 2005, Vol. 24, pp. 741–758, DOI: 10.1007/s00382-005-0017-4.
67. Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J., Earth’s global energy budget, *Bull. American Meteorological Society*, 2009, Vol. 90, No. 3, pp. 311–324, DOI: 10.1175/2008bams2634.1.
68. Webb M. J., Slingo A., Stephens G. L., Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities, *Climate Dynamics*, 1993, Vol. 9, No. 3, pp. 117–129, DOI: 10.1007/BF00209749.

69. Wild M., Folini D., Nakuba M. Z. et al., The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models, *Climate Dynamics*, 2015, Vol. 44, pp. 3393–3429, DOI: 10.1007/s00382-014-2430-z.
70. Xie S.-P., Ocean warming pattern effect on global and regional climate change, *AGU Advances*, 2020, Vol. 1, No. 1, Article e2019AV000130, <https://doi.org/10.1029/2019AV000130>.
71. Xie S.-P., Deser C., Vecchi G. A. et al., Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall, *J. Climate*, 2010, Vol. 23, pp. 966–986, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3329.1>.
72. Young I. R., Ribal A., Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height, *Science*, 2019, Vol. 364, No. 6440, pp. 548–552, DOI: 10.1126/science.aav9527.
73. Zheng C. W., Li C. Y., Li X., Recent decadal trend in the North Atlantic wind energy resources, *Advances in Meteorology*, 2017, Vol. 2017, Article 7257492, 8 p., <https://doi.org/10.1155/2017/7257492>.
74. Zhou C., Zelinka M. D., Klein S. A., Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget, *Nature Geoscience*, 2016, Vol. 9, No. 16, pp. 871–874, <https://doi.org/10.1038/ngeo2828>.