

Тренды компонент влагообмена в системе «океан – атмосфера» в условиях глобального потепления по данным архива Reanalysis-2

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*

Приводятся результаты расчёта компонент вертикального влагообмена (испарение, осадки, влагосодержание атмосферы), а также приповерхностной температуры воздуха и температуры поверхности океана в системе «океан – атмосфера» за период 1979–2019 гг. по данным архива Reanalysis-2. Показано, что безразмерные тренды $I_{\text{тр}}$ годовых значений компонент влагообмена, особенно осадков, значительно выше аналогичных трендов температуры воздуха и температуры поверхности океана. С учётом скрытой теплоты вклад тренда осадков в радиационный форсинг равен $0,32 \text{ Вт/м}^2$, что составляет 43 % от форсинга CO_2 . Установлено, что формирование тренда в испарении и осадках начинается на 10 лет раньше, чем в температуре воздуха и температуре поверхности океана. Выявлено принципиальное расхождение в меридиональном распределении трендов температуры воздуха и компонент влагообмена для 10-градусных широтных зон Мирового океана. Если максимальный тренд температуры приурочен к северной полярной области, то экстремально высокий тренд в осадках отмечается в северной экваториальной зоне ($0-10^\circ \text{ с. ш.}$) и обусловлен мощным усилением интенсивности внутритропической зоны конвергенции. Наиболее высокие тренды испарения наблюдаются в широтной области $40^\circ \text{ с. ш.} - 20^\circ \text{ ю. ш.}$ Максимальные тренды влагосодержания атмосферы отмечаются в зоне $0-20^\circ \text{ с. ш.}$ и затем медленно уменьшаются по направлению к северным широтам. Выявлено, что изменение годовых значений влагосодержания атмосферы над Мировым океаном при изменении температуры на 1° C для промежутка времени 1979–1993 гг. составляет 3,1 мм, или 11,0 %, а для промежутка 1994–2019 гг. — 2,3 мм, или 8,2 %. Это не соответствует уравнению Клаузиуса – Клапейрона, согласно которому влагосодержание должно увеличиваться на 6,5 % при повышении температуры на 1° C . Показано, что доминирующим фактором формирования максимальных значений парникового эффекта, которые отмечаются в экваториальной зоне, является водяной пар, причём рост парникового эффекта идёт прежде всего при ясном небе.

Ключевые слова: гидрологический цикл, влагообмен в системе «океан – атмосфера», тренды, парниковый эффект, глобальное потепление, уравнение Клаузиуса – Клапейрона

Одобрена к печати: 31.03.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25

Введение

Вертикальный влагообмен между океаном и атмосферой, представляющий собой два противоположно направленных потока влаги (испарения и осадков), до настоящего времени остаётся наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла (Малинин, 1994, 2012; Malinin, Gordeeva, 2017). В последние десятилетия создано несколько десятков архивов реанализа характеристик климатической системы за продолжительные многолетние периоды времени, многие из которых содержат данные по испарению и осадкам над океанической поверхностью. Однако количество их пока не перешло в качество. Так, эффективное испарение (разность между испарением и осадками), осреднённое для Мирового океана (МО) за длительный многолетний период времени, должно соответствовать горизонтальному суммарному притоку пресных вод к океану, который определяется со значительно более высокой точностью, чем эффективное испарение. Испарение можно оценить по замыканию уравнения теплового баланса океана, в котором радиационный баланс определяется с меньшими

погрешностями, а турбулентный теплообмен на порядок меньше затрат тепла на испарение. «Эталонные» оценки суммарного притока пресных вод (Q), испарения (E) и осадков (P) для нынешнего столетия, основанные на данных 43 климатических моделей проекта CMIP5 (Wild et al., 2015), составляют соответственно 12, 133 и 121 см/год, или $43,3 \cdot 10^3$, $480,1 \cdot 10^3$ и $436,8 \cdot 10^3$ км³/год (Malinin et al., 2018).

Сравнение оценок испарения и осадков над Мировым океаном за 2002–2008 гг., выполненное в работе (Trenberth et al., 2011) для 8 глобальных архивов реанализа, показало, что только два из них, а именно архивы Japanese Meteorological Agency 25-year Reanalysis (JRA-25) и Twentieth Century Reanalysis (C20r) позволяют получать сбалансированные в смысле физических критериев компоненты влагообмена для МО (в целях удобства назовём их «глобальными»). При этом по трём видам реанализа (MERRA, ERA-40, CFSR) эффективное испарение имеет отрицательную величину, т.е. осадки больше испарения, что с физической точки зрения представляется абсурдом.

С учётом сравнительно короткого расчётного периода эти оценки являются приближёнными. Более точные оценки испарения и осадков были получены в работе (Yu et al., 2017), в которой для 12 видов реанализа они рассчитаны за 35-летний период (1979–2014). Средние оценки испарения и осадков составляют 129 и 118 см/год, что несколько ниже их «эталонных» значений. Это означает, что при условии существенного удлинения временных рядов испарения и осадков их среднеголетние значения для большинства архивов реанализа становятся близкими к физическим критериям точности. Для архива ERA-40 по-прежнему оценка $E-P$ является отрицательной, в то время как разновидность этого архива ERA-20C имеет наилучшее приближение к эталонным оценкам. Существенные расхождения с эталонными оценками испарения свойственны архивам JRA 55 (завышение) и OaFlux (занижение), а с оценками осадков — архивам JRA 55 (завышение) и MERRA (занижение).

В недавно опубликованной работе (Gutenstein et al., 2020) выполнено сравнение испарения и осадков для шести архивов реанализа за 1997–2013 гг., не используемых в работе (Yu et al., 2017). Выявлено значительное расхождение в оценках $E-P$: от $69 \cdot 10^3$ км³/год (архив J-OFURO) до $-24 \cdot 10^3$ км³/год (архив SEAFUX), связанное с большими ошибками в оценках испарения и осадков. Итак, даже среднеголетние усреднённые для акватории МО оценки испарения и осадков для многих архивов реанализа не только существенно отличаются друг от друга, но и не отвечают элементарным физическим критериям точности.

В зарубежных исследованиях оценка их точности осуществляется в основном на качественном уровне расчётом расхождений компонентов влагообмена из разных архивов друг с другом. Однако сравнение рассчитанных характеристик одного архива с неизвестными погрешностями с характеристиками другого архива, но также с неизвестными погрешностями, не позволяет достоверно оценить качество продукта и выявить его недостатки. Особенно это касается исследований в региональном масштабе, для которых контролировать точность расчётов компонентов влагообмена практически не представляется возможным, что вынуждает оценивать их достоверность лишь на качественном уровне (Malinin, Gordeeva, 2017).

Очень сложно оценить степень надёжности межгодовой изменчивости испарения, осадков и особенно их разности. Так, даже в их линейных трендах для глобальных значений, полученных из различных архивов, отмечается значительный разброс: от завышенных положительных до отрицательных значений (Малинин, 2012; Veranger et al., 2006; Bosilovich et al., 2017; Long et al., 2012; Malinin, Gordeeva, 2017; Robertson et al., 2014; Trenberth et al., 2011 и др.). Кроме того, очень мало внимания уделяется анализу меридионального распределения трендов. Практически исследования компонент влагообмена выполняются или на глобальном уровне, или для конкретных регионов. Однако глобальные ряды компонент влагообмена сродни средней температуре по больнице и не показывают, каким образом происходит их формирование.

Хотя точность оценки компонентов вертикального влагообмена и их трендов в системе «океан – атмосфера» по данным дистанционного зондирования со спутников остаётся низкой, альтернативы им всё равно нет. Поэтому совершенствование старых и разработка новых дистанционных методов измерений и расчётов составляющих водного баланса над океаном,

в том числе развитие алгоритмов расчёта, разработка новых методов параметризации, критериев точности и т. д., по-прежнему остаётся фундаментальной задачей гидрометеорологии на ближайшие годы (Malinin, Gordeeva, 2017).

Цель настоящей работы — выявление взаимосвязи трендов годовых значений компонент вертикального влагообмена с температурой воздуха над МО в целом и его 10-градусными широтными зонами по данным архива Reanalysis-2 для условий современного глобального потепления, которое за последние 40 лет (1979–2018) составило $0,19\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Значительное внимание уделяется обсуждению влияния влагосодержания атмосферы на парниковый эффект и межгодовую изменчивость температуры воздуха, которое, по мнению экспертов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, *англ.* Intergovernmental Panel on Climate Change — IPCC), не может быть климатообразующим фактором.

Данные

Характеристики влагообмена, а также температуры воздуха (SAT — *англ.* static air temperature) и температуры поверхности океана (SST — *англ.* sea surface temperature) были взяты из архива NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy — Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) (Kanamitsu et al., 2002). Архив Reanalysis-2 достаточно хорошо известен, поэтому не требует детального описания. Он охватывает спутниковый период наблюдений с 1979 г. по настоящее время с пространственным разрешением $1,9^{\circ}$ по широте и долготе и использует обновлённые модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR (National Center for Atmospheric Research — Национальный центр исследований атмосферы США) Reanalysis-1. Reanalysis-2 имеет постоянную поддержку, и его данные находятся в свободном доступе по адресу http://apdr.csoest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP/NCEP2/monthly/gaussian_grid/dl-wf. Из этого архива выбирались среднемесячные значения указанных выше характеристик для открытой водной поверхности МО в пределах 70° с. ш. — 70° ю. ш. за период 1979–2019 гг. Вначале выполнялось осреднение всех среднемесячных полей по 10-градусным широтным зонам океана, а затем по акватории МО в целом.

Межгодовая изменчивость компонент вертикального влагообмена Мирового океана с атмосферой

В *табл. 1* представлены некоторые статистические характеристики компонент вертикального влагообмена с атмосферой, а также SAT и SST для МО в пределах 70° с. ш. — 70° ю. ш. за период 1979–2019 гг. Нетрудно видеть, что отличия E , P и разности $E-P$ от их эталонных значений малы, что повышает степень доверия к ним. Величина интегрального влагосодержания атмосферы (TPW — *англ.* total precipitable water) очень близко соответствует аналогичной оценке из других работ (Малинин, Гордеева, 2015 и др.). Как и следовало ожидать, наибольшая межгодовая изменчивость свойственна эффективному испарению, на порядок меньше изменчивость E и P , почти на два порядка — TPW, SAT и SST.

В *табл. 1* также приводятся оценки величины (углового коэффициента) тренда и оценки индекса тренда. Индекс тренда представляет собой отношение размаха тренда ($a_1 n$) к его среднему значению (X_{cp}) и выражается в условных единицах (Малинин, Гордеева, 2015):

$$I_{\text{тр}} = 100 \times a_1 n / X_{\text{cp}},$$

где a_1 — угловой коэффициент уравнения линейного тренда ($X = a_1 t + a_0$), характеризующий скорость изменения X в единицу времени t ; n — период времени в годах. Индекс тренда — безразмерная величина, что очень удобно для сравнения характеристик разной размерности

и даже одной размерности, но значительно различающихся по абсолютной величине. Например, E и P с TPW и с $E-P$. Если величина тренда осадков больше в 4 раза тренда $E-P$, то $I_{тр}$ осадков уже меньше в 2,7 раза.

Таблица 1. Статистические оценки характеристик системы «океан – атмосфера» в пределах 70° с. ш. – 70° ю. ш. за период 1979–2019 гг.

Характеристика	SAT	SST	E	P	$E-P$	TPW
Среднее	18,1 °C	18,6 °C	1422 мм	1310 мм	112 мм	28,1 мм
Коэффициент вариации C	0,009	0,009	0,033	0,044	0,296	0,012
Величина тренда	0,011 °C/год	0,011 °C/год	3,28 мм/год	4,29 мм/год	-1,01 мм/год	0,020 мм/год
Индекс тренда, %	2,5	2,5	9,4	13,4	-37,0	2,9
R^2	0,67	0,71	0,71	0,73	0,66	0,31

Как видно из табл. 1, индексы тренда SAT и SST значительно меньше $I_{тр}$ компонент влагообмена, особенно осадков, для которых индекс тренда больше чем в 5 раз. Это свидетельствует об их более быстрых темпах роста по сравнению с SAT. При образовании осадков происходит выделение огромного количества тепла, которое непосредственно расходуется на нагревание атмосферы, т. е. по сути, тренд в осадках участвует в формировании тренда в SAT. С учётом скрытой теплоты L тренд в осадках в единицах выделяемой энергии равен 0,32 Вт/м². Для современного глобального потепления (1980–2011) форсинг CO₂ составляет около 0,75 Вт/м² (AR5 Climate..., 2013). Отсюда следует, что тренд в осадках может оказывать существенное влияние на потепление атмосферы. Возникает вопрос: сказывается ли это на охлаждении океана? Ведь сколько тепла дополнительно нагревает атмосферу, столько же должно расходоваться на охлаждение океана. Но поскольку теплоёмкость океана примерно в 1000 раз выше теплоёмкости атмосферы, то океан, в отличие от атмосферы, такие потери тепла не чувствует.

На рис. 1 (см. с. 13) приводится межгодовой ход стандартизированных (безразмерных) и сглаженных по пятилетиям годовых характеристик глобальной системы «океан – атмосфера» за период 1979–2019 гг. Очевидно, в качестве переломной точки, от которой начинается формирование тренда, можно принять наинизший экстремум временного ряда. Если судить по рис. 1, то оценки SAT почти одинаковы в 1983 и 1994 гг. Однако для несглаженных данных явный минимум SAT отмечался в 1993 г., причём изменчивость SAT до 1993 г. носит абсолютно случайный характер. В результате сглаживания произошло некоторое искажение характера временного ряда. В частности, экстремум сдвинулся на один год и несколько приподнялся. Поэтому за начало формирования тренда был принят 1993 г. В 2003 г. в SAT и SST наблюдается положительный экстремум, равный около 0,5, далее некоторый спад до 2010 г. и затем интенсивный рост. Что касается межгодового хода TPW , то он в общих чертах похож на межгодовой ход SAT, за исключением отсутствия промежуточного максимума в 2003 г. Наиболее интенсивный рост TPW отмечается с 2010 г.

Межгодовой ход испарения и межгодовой ход осадков также полностью согласуются между собой. Переломной точкой, с которой начинается формирование положительного тренда, служит 1983 г. Монотонный рост этих характеристик продолжался до наступления экстремума в 2002 г., который составил 1,1. Затем до 2008 г. отмечалось резкое уменьшение количества испарения и осадков. После этого межгодовой ход E и P уже носит случайный характер. Итак, можно отметить наличие существенных расхождений между SST и SAT, с одной стороны, и E и P — с другой. Наиболее принципиальным моментом является опережение роста E и P над ростом SAT на 10 лет. Корреляция E и P с SAT составляет 0,39–0,40, а после удаления трендов она становится равной нулю. Поскольку связь между ними отсутствует, то межгодовая изменчивость E и P не зависит от SAT.

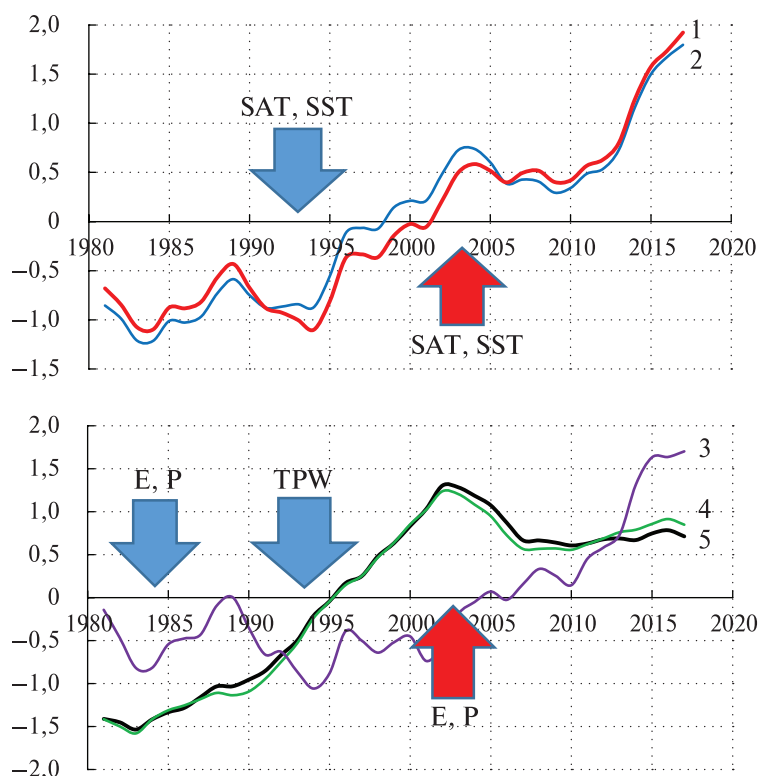


Рис. 1. Межгодовой ход стандартизированных (безразмерных) и сглаженных по пятилетиям годовых характеристик глобальной системы «океан – атмосфера» за период 1979–2019 гг. 1 – SAT; 2 – SST; 3 – TPW; 4 – P; 5 – E

Понятно, что такая изменчивость E и P не может быть объяснена глобальным потеплением, хотя довольно часто именно изменения глобальной SAT считаются определяющим фактором изменений других компонент климатической системы (AR4 Climate..., 2007; AR5 Climate..., 2013). Например, в работе (Adler et al., 2008) на основе данных о глобальных осадках архива GPCP и температуры воздуха архива NASA-GISS за период 1979–2006 гг. показано, что с изменением глобальной температуры воздуха на 1°C глобальное количество осадков будет изменяться на 2,3 %. Над МО изменение осадков значительно выше (6,3 %), причём во внутритропической зоне конвергенции ($25^\circ\text{ с. ш.} - 25^\circ\text{ ю. ш.}$) оно достигает 19,3 % (Adler et al., 2008). На наш взгляд, изменчивость вертикального влагообмена определяется, прежде всего, процессами крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой, причём тренд в осадках принимает непосредственное участие в нагревании атмосферы.

Для понимания глобального потепления очень важной оказывается оценка взаимосвязи между температурой воздуха и содержанием водяного пара в атмосфере, который даже экспертами МГЭИК (Climate..., 1990) признаётся главным парниковым газом. Его вклад в парниковый эффект (ПЭ) вместе с облачностью достигает 75 %, в то время как на долю CO_2 приходится всего 20 %. (Schmidt et al., 2010). Тем не менее, по мнению экспертов МГЭИК, водяной пар не может оказывать никакого воздействия на глобальное потепление, т. е. быть климатообразующим фактором, ибо «увеличение концентрации водяного пара является ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления и, следовательно, полностью обусловлено положительной обратной связью между ними». И так как естественный водяной пар игнорируется, то «следует учитывать только прямые выбросы водяного пара от антропогенной деятельности, которые дают пренебрежимо малый вклад в радиационный форсинг» (AR4 Climate..., 2007).

С этим утверждением трудно согласиться, поскольку полностью пренебрегаются изменения TPW за счёт вариабельности вертикального влагообмена океана с атмосферой. Кроме того, не соответствует действительности декларирование наличия положительной обратной

связи между SAT и TPW, ибо учитывается только *одностороннее* влияние SAT на TPW и не принимается во внимание обратное влияние TPW на SAT.

В работе (Малинин и др., 2018) по результатам анализа годовых значений TPW из архива PMWC (Hilburn, 2009) и SAT из архива Reanalysis-2 (Kanamitsu et al., 2002) над МО за период 1988–2016 гг. показано следующее:

- безразмерный индекс тренда TPW (5,9 %) почти в два раза выше аналогичного индекса тренда в SAT (3,1 %), причём повышение индекса тренда TPW идёт более быстрыми темпами по сравнению с индексом тренда для SAT;
- при повышении SAT на 1 °С, TPW увеличивается на 10 %, что не соответствует уравнению Клаузиуса – Клапейрона (УКК).

Рассмотрим взаимосвязь между SAT и TPW по данным одного архива Reanalysis-2 за более длительный промежуток времени. Межгодовой ход этих параметров за 1979–2019 гг. представлен на *рис. 2*. Нетрудно видеть, что характер связи между SAT и TPW существенно различается в разные промежутки времени. В течение 1979–1993 гг. в межгодовом ходе SAT и TPW отмечается отрицательный тренд, причём в TPW он несколько больше. Быстрый рост SAT и TPW начинается с 1993 г., при этом теснота связи между ними становится меньше. Характеристики трендов представлены в *табл. 2*.

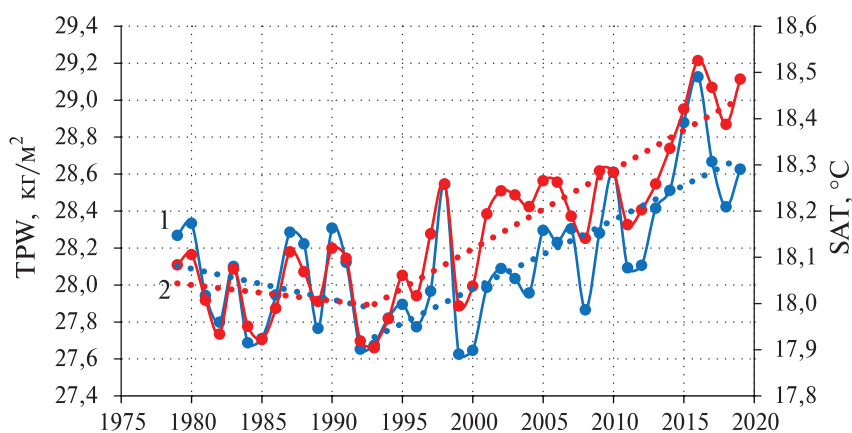


Рис. 2. Межгодовой ход годовых значений влагосодержания атмосферы (1) (кг/м²) и температуры воздуха (2) (°С), над Мировым океаном в течение 1979–2019 гг.

Таблица 2. Оценки характеристик трендов годовых значений SAT и TPW над Мировым океаном для различных интервалов времени

Промежуток времени, годы	Характеристика	Величина тренда	Коэффициент детерминации	Индекс тренда, %
1979–1993	SAT	–0,003 °С/год	0,04	–0,28
	TPW	–0,017 мм/год	0,08	–0,92
1994–2019	SAT	0,016 °С/год	0,70	2,32
	TPW	0,037 мм/год	0,55	3,45

Из *табл. 2* следует, что отрицательные тренды в первый промежуток времени являются незначимыми. Для периода сильного потепления индексы тренда увеличиваются на порядок, но при этом сохраняется заметное превышение I_{TPW} над SAT. Для указанных периодов времени были рассчитаны уравнения регрессии между TPW и SAT:

$$TPW = 3,12SAT - 28,29 \quad (1979-1993),$$

$$TPW = 2,33SAT - 14,37 \quad (1994-2019).$$

Для первого промежутка времени коэффициент детерминации составил $R^2 = 0,91$, для второго — $R^2 = 0,83$. Все коэффициенты регрессии значимы при доверительной вероятности $p > 0,95$. Удивительно, что в случае отсутствия трендов сила связи между TPW и SAT даже несколько выше. Оценим изменение TPW при изменении SAT на 1°C . Для промежутка 1979–1993 гг. оно составляет 3,1 мм, или 11,0 %, для 1994–2019 гг. — 2,3 мм, или 8,2 %.

В качестве основного аргумента в пользу того, что водяной пар оказывает только ключевым следствием процесса глобального потепления, экспертами МГЭИК обычно делается ссылка на уравнение Клаузиуса–Клапейрона, которое связывает насыщающую упругость водяного пара с температурой воздуха и служит обоснованием обратной положительной связи между SAT и TPW. Смысл её сводится к тому, что в результате роста концентрации CO_2 повышаются SAT и абсолютная влажность воздуха, вследствие чего увеличивается TPW, но при этом TPW не может влиять на парниковый эффект, ибо его изменения не носят антропогенного характера. В действительности TPW как главный парниковый газ должен непосредственно усиливать ПЭ и, соответственно, приводить к росту температуры воздуха, увеличение которой, в свою очередь, будет повышать TPW. В этом суть положительной обратной связи между SAT и TPW. Так, Сюкуро Манабе (Syukuro Manabe) и Р. Везеролд (R. Vesperold) (Manabe, 2019) доказали, что при удвоении концентрации CO_2 SAT без учёта водяного пара повышается на $1,3^\circ\text{C}$, а при его учёте — на $2,3^\circ\text{C}$, т. е. её рост идёт почти в два раза быстрее!

Из уравнения Клаузиуса–Клапейрона следует, что при повышении средней глобальной температуры воздуха на 1°C насыщающая упругость водяного пара увеличивается на 6,5 % (Brutsaert, 2017; O’Gorman, Muller, 2010). Но УКК является чисто термодинамическим и не описывает реальную турбулентную атмосферу. При этом возникает вопрос, насколько точно полученные оценки для МО характеризуют земной шар в целом. Поэтому была выполнена дополнительная проверка влияния суши на характер связи между TPW и SAT. Для этого осуществлялся расчёт годовых значений TPW и SAT в узлах сетки и последующее их осреднение по территории суши. Это позволило получить оценки TPW и SAT для земного шара в целом. Затем рассчитывались уравнения регрессии между SAT и TPW для промежутков 1979–1993 и 1994–2019 гг. Коэффициенты детерминации оказались равными 0,82 и 0,83 соответственно. Для первого промежутка времени при повышении SAT на 1°C TPW увеличивается на 2,1 мм, или на 8,15 %, а для второго — на 2,1 мм, или на 8,0 %. Скорее всего, расхождение в 3 % для периода 1979–1993 гг. связано с короткой длиной временных рядов. Как и следовало ожидать, МО даёт доминирующий вклад в связь глобальных значений TPW и SAT.

Итак, даже из предположения одностороннего влияния SAT на TPW следует, что при повышении SAT на 1°C TPW увеличивается существенно больше, чем на 6,5 %, что не соответствует УКК. Однако никакого одностороннего влияния SAT на TPW нет и не может быть в принципе, ибо изменения TPW в соответствии с уравнением глобального атмосферного баланса влаги определяются разностью глобальных величин испарения и осадков или, в первом приближении, разностью испарения и осадков над Мировым океаном. Совершенно очевидно можно утверждать, что влагосодержание атмосферы является климатообразующим фактором.

Меридиональное распределение трендов компонент влагообмена океана с атмосферой

Приведённые в *табл. 1* линейные тренды компонент влагообмена и SAT над МО дают лишь общую «генеральную» тенденцию (представление) развития процессов за период 1979–2019 гг. и не отражают особенности их пространственно-временной динамики. Особенно важной представляется меридиональная изменчивость испарения и осадков. В общем случае максимальное количество осадков выпадает в экваториальных районах, находящихся под воздействием *внутритропической зоны конвергенции* (ВЗК). По направлению к полюсам следует их резкое уменьшение к тропикам ($30\text{--}20^\circ$ с. ш.), обусловленное поясом высокого атмосферного давления, затем увеличение количества осадков в умеренных широтах и, наконец,

понижение в полярных районах (рис. 3). Основной закономерностью испарения является наличие максимумов в тропической зоне (10–20°) каждого полушария и быстрое его убывание по направлению к полярным широтам.

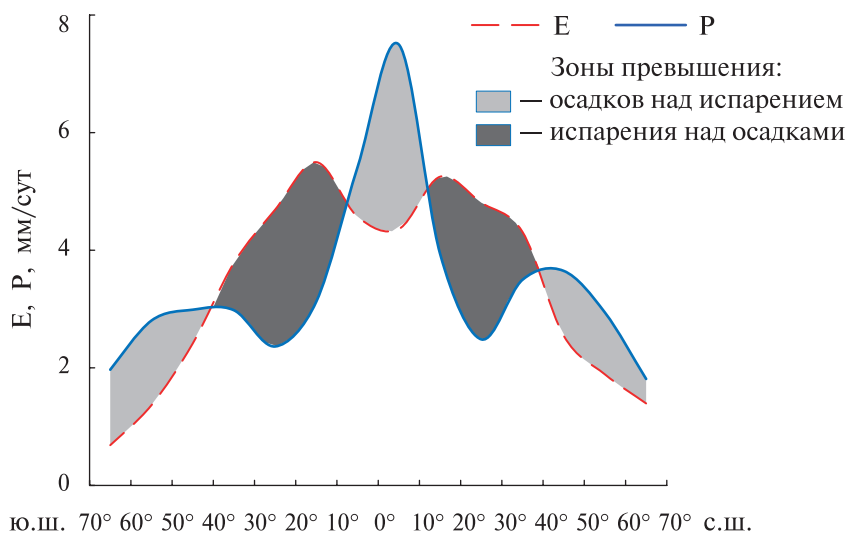


Рис. 3. Меридиональное распределение среднеширотных климатологических значений осадков и испарения (мм/сут) над Мировым океаном

На рис. 4 представлено меридиональное распределение трендов SAT, E и P для 10-градусных широтных зон МО. Как и следовало ожидать, максимальные значения тренда SAT отмечаются в северной полярной области и обусловлены ускоренным ростом потепления Арктики. По направлению к экватору тренд SAT уменьшается, причём в зоне 10° с.ш. – 20° ю.ш. он незначим. Затем по направлению к южной полярной области тренд несколько повышается, но всё равно его оценки в 2–3 раза ниже для соответствующих широтных зон северного полушария. Меридиональное распределение трендов в SAT кардинально отличается от аналогичных трендов в испарении и осадках. Оценки тренда в испарении, за исключением области южнее 50° ю.ш., значимы, а распределение их носит относительно ровный характер для всех широтных зон МО. Этого нельзя сказать про распределение трендов в осадках.

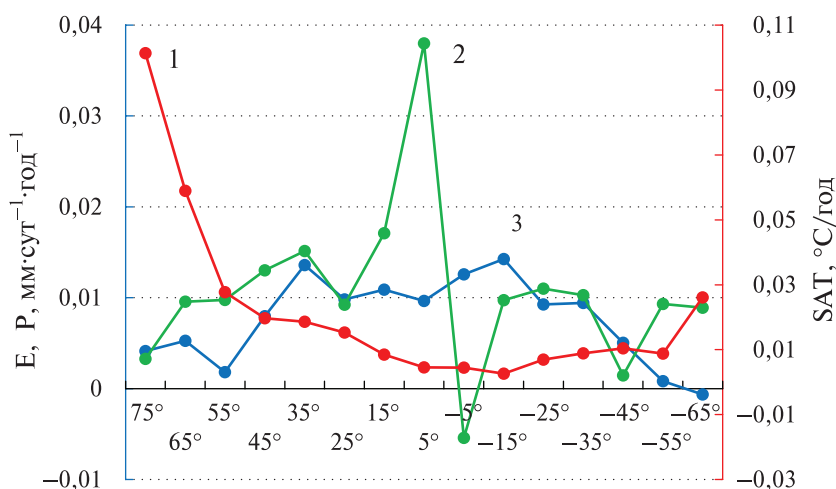


Рис. 4. Меридиональное распределение трендов SAT (1), P (2) и E (3) для 10-градусных широтных зон МО

Экстремально высокий тренд отмечается в северной экваториальной зоне ($0-10^{\circ}$ с. ш.), в то время как в южной зоне ($0-10^{\circ}$ ю. ш.) он отсутствует. В умеренных зонах северного полушария тренды несколько выше, чем в южном полушарии. Отметим также важный момент: максимальная корреляция между зонально-осреднёнными значениями P и SAT имеет место в экваториальной зоне ($0-10^{\circ}$ с. ш.), где она достигает 0,50. На остальной акватории МО она незначима.

Возникает вопрос, почему в пределах ВЗК севернее экватора тренд в осадках максимален, а южнее экватора его нет. На рис. 5 приводится распределение межгодового хода осадков в зонах $0-10^{\circ}$ с. ш. и $0-10^{\circ}$ ю. ш. Нетрудно видеть, что переломной точкой в осадках является 1998 г., который полностью меняет характер их межгодовых колебаний. Так, в зоне $0-10^{\circ}$ с. ш. вначале отмечались чисто случайные колебания осадков, а затем начался их стремительный рост (табл. 3). В зоне $0-10^{\circ}$ ю. ш. до 1998 г. количество осадков довольно быстро повышалось, но затем ещё быстрее они стали уменьшаться. В результате основной тренд оказался близким к нулю. Причины столь неординарного распределения осадков до настоящего времени не выявлены. Поэтому рассмотрим данный вопрос более подробно.

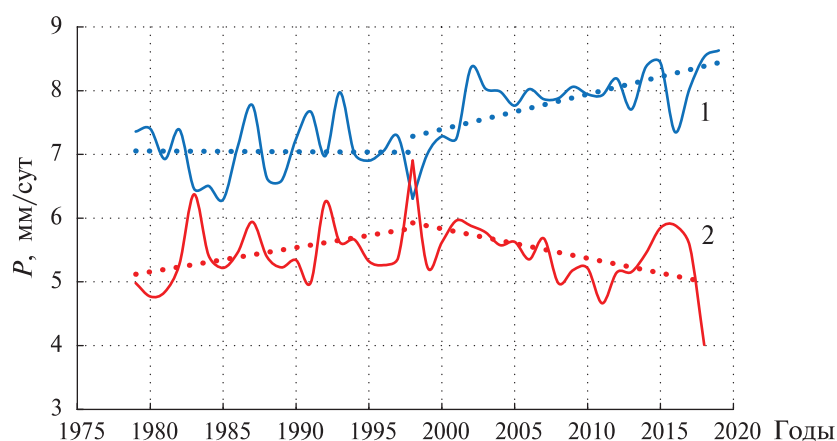


Рис. 5. Межгодовой ход осадков в широтных зонах $0-10^{\circ}$ с.ш. (1) и $0-10^{\circ}$ ю. ш. (2) (мм/сут)

Таблица 3. Оценки характеристик трендов годовых значений осадков над Мировым океаном для различных интервалов времени

Промежуток времени, годы	Зона	Величина тренда, мм/год	Коэффициент детерминации	Индекс тренда, %
1979–1998	$0-10^{\circ}$ с. ш.	–0,365	0,00	–0,29
	$0-10^{\circ}$ ю. ш.	13,87	0,18	13,82
1998–2019	$0-10^{\circ}$ с. ш.	19,71	0,42	13,75
	$0-10^{\circ}$ ю. ш.	–18,61	0,32	–19,61
1979–2019	$0-10^{\circ}$ с. ш.	13,87	0,51	20,77
	$0-10^{\circ}$ ю. ш.	–1,82	0,02	–4,11

В настоящее время достаточно уверенно можно утверждать об усилении тропического гидрологического цикла, расширении циркуляционной ячейки Хэдли в последние десятилетия, которые связаны с трендами глобального потепления (Hu, Fu, 2007; Lu et al., 2009; Seidel et al., 2008; Zhou et al., 2011 и др.). При этом расширение шло в большей степени на север и в меньшей — на юг. Зонам восходящих движений воздуха свойственны интенсивные положительные тренды, а зонам опускания — более слабые отрицательные. Что касается находящейся внутри ячейки Хэдли внутритропической зоны конвергенции, то, по мнению ряда авторов (Burne et al., 2018), отмечается её сужение и усиление количества выпадающих здесь осадков.

Известно, что ширина ВЗК составляет несколько сотен километров и большую часть года она находится севернее экватора, причём круглый год — в Атлантическом и Тихом океанах (Liu et al., 2020; Philander et al., 1996). Поэтому экстремальный положительный тренд в осадках в зоне 0–10° с. ш. есть яркое свидетельство мощного усиления интенсивности ВЗК. В связи с этим нет ничего удивительного в том, что осадки в данной зоне практически не реагируют на южное колебание и Эль-Ниньо (табл. 4). В табл. 4 представлены коэффициенты корреляции осадков в зонах 0–10° с. ш., 0–10° ю. ш. с SAT и E в этих же зонах, а также с индексами, характеризующими явление Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК). Индексы N3+4, N1+2 и SOI являются общеизвестными: N3+4 — это SST в районе 5° с. ш. – 5° ю. ш. и 120–170° з. д., N1+2 — ТПО (температура поверхности океана) в районе 0–10° ю. ш., 80–90° з. д., SOI (South Oscillation Index) — индекс южного колебания, MEI (Multivariate ENSO Index) — многовариантный индекс ЭНЮК. Хотя формально ЭНЮК — региональный фактор, его влияние распространяется далеко за пределами Тихого океана.

Таблица 4. Оценки выборочных коэффициентов корреляции осадков в зонах 0–10° с. ш., 0–10° ю. ш. с SAT и E в этих же зонах, а также с индексами, характеризующими явление Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК)

Зона	SAT	E	N3+4	N1+2	SOI	MEI
0–10° с. ш.	0,50	0,48	0,22	–0,14	0,21	–0,23
0–10° ю. ш.	0,00	0,03	0,30	0,48	–0,46	0,47

Примечание: полужирным начертанием отмечены значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Как видно из табл. 4, отсутствие корреляции испарения с осадками в зоне 0–10° ю. ш. ($r = 0,03$) связано с тем, что большая часть испарившейся влаги переносится через экватор, где она участвует в формировании межгодовой изменчивости осадков (корреляция E зоны 0–10° ю. ш. с осадками зоны 0–10° с. ш. составляет $r = 0,78$). Кроме того, незначимой оказывается корреляция осадков в зоне 0–10° ю. ш. с испарением в соседних зонах, т. е. ролью океана в межгодовой изменчивости осадков этой зоны можно пренебречь. Поскольку осадки в зоне 0–10° ю. ш. для МО имеют значимую корреляцию с индексами ЭНЮК (см. табл. 4), то, очевидно, существует тесная связь ослабления пассатной циркуляции в атмосфере (уменьшения индекса южного колебания) с ростом количества осадков в данной зоне. Поэтому можно достаточно уверенно утверждать, что индекс SOI в значительной степени контролирует межгодовую изменчивость осадков этой зоны МО.

Обратимся теперь к меридиональному распределению трендов TPW и SAT для 10-градусных широтных зон МО (рис. 6, см. с. 19). Нетрудно видеть, что в южном полушарии тренды значительно меньше, чем в северном. При этом в зоне 0–20° ю. ш. они незначимы для уровня значимости $\alpha = 0,05$ по критерию Стьюдента. Однако в северном полушарии тренды SAT и TPW носят противоположный характер. Если для SAT максимальные тренды свойственны приполярным районам (60–70° с. ш.) с их резким падением к южным широтам, то для TPW, наоборот, максимальные тренды отмечаются в низких широтах (0–20° с. ш.), которые затем медленно уменьшаются по направлению к северным широтам.

Для количественной оценки ПЭ могут быть использованы параметры G_a (англ. atmosphere greenhouse effect parameter — параметр парникового эффекта атмосферы) (Raval, Ramanathan, 1989) и G_s (англ. surface greenhouse effect parameter — параметр поверхностного парникового эффекта) (Voer, 1993). Первый представляет разность между длинноволновым излучением подстилающей поверхности и на верхней границе атмосферы, а второй — противозлучение атмосферы. Поэтому G_a характеризует величину ПЭ всей атмосферы, а G_s — у подстилающей поверхности. В работе (Song et al., 2016) показано, что указанные параметры имеют наиболее высокие значения в низких широтах с максимумом на экваторе. При этом в зоне 25° с. ш. – 25° ю. ш. за период 2003–2014 гг. отмечались сильные положительные тренды

в TPW (0,04 см/год), в G_a и G_s при ясном небе (отсутствии облачности) и отсутствие тренда в G_a и G_s при общей облачности (рис. 7). В работе (Webb et al., 1993) доказано, что в низких широтах изменчивость величины ПЭ при ясном небе в доминирующей степени определяется TPW. Отсюда следует, что именно влагосодержание атмосферы является доминирующим фактором формирования максимальных значений ПЭ.

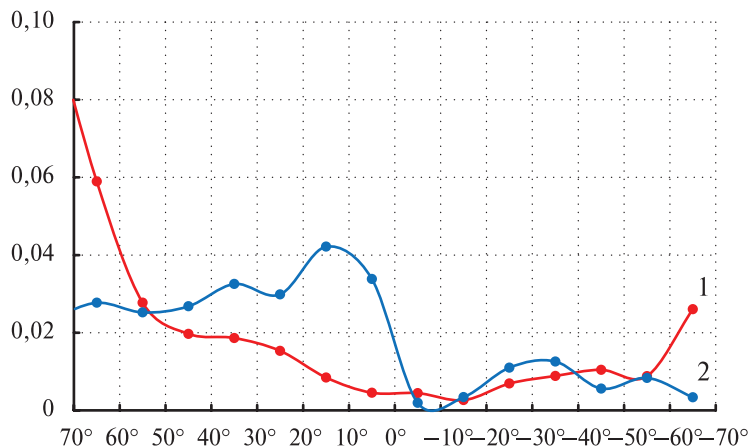
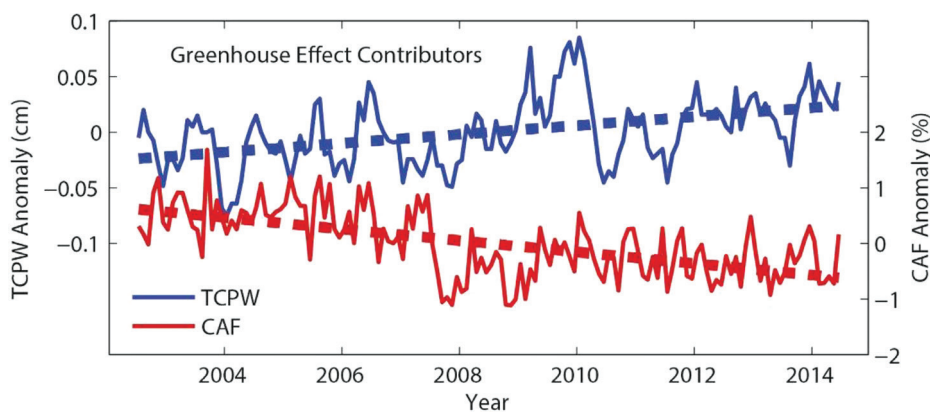
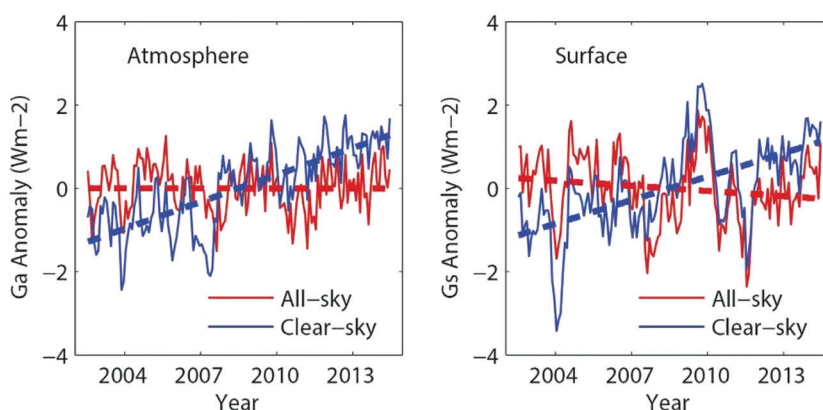


Рис. 6. Меридиональный профиль трендов SAT (°C/год) и TPW (мм/год) для 10-градусных широтных зон Мирового океана. 1 – SAT, 2 – TPW



a



б

Рис. 7. Распределение среднемесячных аномалий различных атмосферных параметров для зоны 25° с. ш. – 25° ю. ш. за период 2003–2014 гг. (Song et al., 2016): а – изменчивость интегрального влагосодержания атмосферы (TCPW) и общей облачности в процентах (CAF); б – изменчивость параметров G_a (слева) и G_s (справа) при общей облачности (All-sky) и при ясном небе (Clear-sky)

Заключение

На основе данных известного архива реанализа NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) выполнен расчёт компонент вертикального влагообмена, температуры воздуха и температуры поверхности океана и их трендов за период 1979–2019 гг. для всего Мирового океана и для 10-градусных широтных зон. Показано, что индексы тренда SAT и SST значительно меньше $I_{\text{тр}}$ компонент влагообмена, особенно осадков, для которых индекс тренда больше чем в 5 раз. Это свидетельствует об их более быстрых темпах роста по сравнению с SAT. С учётом скрытой теплоты L тренд в осадках в единицах выделяемой энергии составляет $0,32 \text{ Вт/м}^2$. Для современного глобального потепления (1980–2011) радиационный форсинг CO_2 составляет около $0,75 \text{ Вт/м}^2$ (AR5 Climate..., 2013). Отсюда следует, что тренд в осадках может оказывать существенное влияние на потепление атмосферы. Установлено, что формирование тренда в испарении и осадках начинается на 10 лет раньше, чем в SAT и SST.

Показано принципиальное расхождение в меридиональном распределении трендов SAT и P для 10-градусных широтных зон МО. Если максимальные значения тренда зонально-среднённых значений SAT отмечаются в северной полярной области и вызваны ускоренным ростом потепления Арктики, то экстремально высокий тренд в осадках отмечается в северной экваториальной зоне ($0-10^\circ \text{ с. ш.}$) и обусловлен мощным усилением интенсивности ВЗК. Межгодовая изменчивость и отсутствие тренда в осадках в зоне $0-10^\circ \text{ ю. ш.}$ не связаны с SAT и в значительной степени контролируются пассатной циркуляцией в атмосфере над Тихим океаном, т. е. индексом южного колебания SOI. Всё вышесказанное означает, что изменчивость вертикального влагообмена определяется в основном внутренней естественной изменчивостью, а именно процессами крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой.

Оценка связи между годовыми значениями SAT и TPW для МО показала, что она существенно неодинакова в разные промежутки времени. В течение 1979–1993 гг. при отсутствии тренда в межгодовом ходе SAT увеличение TPW при повышении SAT на 1° C составляет 3,1 мм, или 11,0 %, а в течение 1994–2019 гг. при ярко выраженном глобальном потеплении оно равно 2,3 мм, или 8,2 %. Дополнительная проверка по влиянию суши на характер связи между TPW и SAT показала, что для земного шара в целом при повышении SAT на 1° C TPW увеличивается для первого промежутка времени на 8,2 %, а для второго — на 8,0 %. Это не соответствует уравнению Клаузиуса–Клапейрона, согласно которому TPW на земном шаре должно повышаться на 6,5 % при повышении SAT на 1° C . По мнению экспертов МГЭИК, данное уравнение служит обоснованием того, что водяной пар является только ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления, которое через обратную положительную связь определяет изменения TPW. В действительности одностороннего влияния SAT на TPW не может быть в принципе, ибо изменения TPW в соответствии с уравнением глобального атмосферного баланса влаги определяются разностью глобальных величин испарения и осадков или, в первом приближении, разностью испарения и осадков над Мировым океаном. С учётом того, что водяной пар — главный парниковый газ, он непосредственно через ПЭ влияет на рост SAT, повышение которой, в свою очередь, приводит к некоторому увеличению TPW.

Меридиональное распределение трендов SAT и TPW для 10-градусных широтных зон МО свидетельствует об их существенных различиях, особенно в северном полушарии. Максимальные тренды TPW отмечаются в низких широтах ($0-20^\circ \text{ с. ш.}$), которые затем медленно уменьшаются по направлению к северным широтам. Тренд в SAT в низких широтах ($10^\circ \text{ с. ш.} - 20^\circ \text{ ю. ш.}$) незначим и постепенно повышается к Северной полярной области, где он максимален. Так как меридиональному профилю ПЭ свойственно, что его максимальные значения отмечаются в низких широтах, то становится очевидным, что именно водяной пар оказывается доминирующим фактором формирования максимальных значений парникового эффекта.

Полученные результаты противоречат гипотезе исключительно антропогенного роста глобальной температуры, которая в императивном виде сформулирована в Пятом отчёте

МГЭИК (AR5 Climate..., 2013): «...в высшей степени вероятно (*extremely likely*, 95–100 %), что влияние человека является доминирующей причиной наблюдаемого потепления с середины XX столетия». Во-первых, до 1975 г. на земном шаре отмечалось похолодание и только после 1975 г. началось интенсивное потепление, а во-вторых, *extremely likely* означает игнорирование естественных факторов. Но так ли это? В общем случае парниковый эффект, обусловленный углекислым газом, состоит из двух компонент: естественной и антропогенной, т. е. $ПЭ = ПЭ_{ест} + ПЭ_{антр}$. Эмиссия CO_2 из МО в атмосферу составляет 78 млрд т/год, из биосферы — 118 млрд т/год (Елисеев, 2017), а также есть выброс за счёт вулканической активности. Антропогенные выбросы равны примерно 9 млрд т/год. Даже если пренебречь вулканическими выбросами, антропогенный вклад в ПЭ оказывается равным 4,6 %. Вследствие сильной турбулентности и значительных скоростей движения воздушных масс происходит быстрое перемешивание различных атмосферных примесей, в том числе парниковых газов различного происхождения. Полное перемешивание в атмосфере в глобальном масштабе оценивается примерно неделей. Именно за такое время происходит полное обновление водяного пара в атмосфере. Даже в течение месяца парниковые газы перемешиваются в атмосфере не менее четырёх раз. В связи с этим в настоящее время корректное разделение ПЭ на естественную и антропогенную компоненты вряд ли возможно (Малинин и др., 2018).

На наш взгляд, наиболее реальной становится «промежуточная» точка зрения, в соответствии с которой современное потепление климата обусловлено не только ростом концентрации парниковых газов, но и естественными факторами. Одним из первых её сформулировал академик К. Я. Кондратьев (Кондратьев, Донченко, 1999), по мнению которого «по целому ряду причин нет оснований считать, что глобальное потепление обусловлено только ростом концентрации ПГ». По сути, «промежуточную» точку зрения поддерживает и академик И. И. Мохов (Мохов, Смирнов, 2018а, б), по мнению которого «для сравнительно коротких интервалов времени (15–30 лет) вклад АМО в тренд глобальной SAT сопоставим с вкладом парниковых газов и может даже превышать его» (АМО — атлантическая мультидесятилетняя осцилляция).

Формирование глобального потепления 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. Главенствующей является положительная обратная связь между влагосодержанием атмосферы и температурой воздуха. При этом углекислый газ — своеобразный катализатор глобального потепления. Его рост — это фактор усиления обратной положительной связи между температурой воздуха и влагосодержанием, не допускающий движения климатической системы в сторону похолодания.

Авторы искренне признательны рецензенту за тщательное прочтение рукописи и целый ряд полезных замечаний, которые позволили заметно улучшить содержание статьи.

Литература

1. Елисеев А. В. Глобальный цикл CO_2 : основные процессы и взаимодействие с климатом // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 4. С. 5–27.
2. Кондратьев К. Я., Донченко В. К. Экодинамика и геополитика. Глобальные проблемы. СПб.: НИЦЭБ РАН – СПб ФИЦ РАН, 1999. Т. 1. 1040 с.
3. Малинин В. Н. Влагообмен в системе океан-атмосфера. Л.: Гидрометеиздат, 1994. 197 с.
4. Малинин В. Н. Уровень океана: настоящее и будущее. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2012. 260 с.
5. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость влагосодержания над океаном по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 1. С. 3–11.
6. 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.

7. *Мохов И. И., Смирнов Д. А.* (2018а) Вклад радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультидесятилетней осцилляции в тренды приповерхностной температуры // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 9. С. 5–13.
8. *Мохов И. И., Смирнов Д. А.* (2018б) Оценки вклада атлантической мультидекадной осцилляции и изменений атмосферного содержания парниковых газов в тренды приповерхностной температуры воздуха по данным наблюдений // *Докл. Акад. наук*. 2018. Т. 480. № 1. С. 97–102. DOI: 10.7868/S0869565218130200.
9. *Adler R. F., Gu G., Wang J.-J., Huffman G. J., Curtis S., Bolvin D.* Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006) // *J. Geophysical Research*. 2008. V. 113. Art. No. D22104. DOI: 10.1029/2008JD010536.
10. 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, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller, Cambridge; N. Y.: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
11. 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, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley. Cambridge; N. Y.: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
12. *Beranger K., Barnier B., Gulev S., Crepon M.* Comparing 20 years of precipitation estimates from different sources over the world ocean // *Ocean Dynamics*. 2006. V. 56(2). P. 104–138.
13. *Boer G.* Climate Change and the regulation of the surface moisture and energy budgets // *Climate Dynamics*. 1993. V. 8. P. 225–239.
14. *Bosilovich M. G., Robertson F. R., Takacs L., Molod A., Mocko D.* Atmospheric Water Balance and Variability in the MERRA-2 Reanalysis // *J. Climate*. 2017. V. 30. P. 1177–1196. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0338.1.
15. *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.
16. *Byrne M. P., Pendergrass A. G., Rapp A. D., Wodzicki K. R.* Response of the Intertropical Convergence Zone to Climate Change: Location, Width, and Strength // *Current Climate Change Reports*. 2018. V. 4. P. 355–370. URL: <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0110-5>.
17. Climate Change 1990: The IPCC Scientific Assessment. Report prepared for IPCC by Working Group I / eds. J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums. Cambridge; N. Y.; Melbourne: Cambridge University Press, 1990. 410 p.
18. *Gutenstein M., Fennig K., Schröder M., Trent T., Bakan S., Roberts J. B., Robertson F. R.* Intercomparison of freshwater fluxes over ocean and investigations into water budget closure // *EGU*. 2020. 35 p. URL: <https://doi.org/10.5194/hess-2020-317>.
19. *Hilburn K. A.* The Passive Microwave Water Cycle Product. REMSS Technical Report 072409. 2009. 30 p.
20. *Hu Y., Fu Q.* Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2007. V. 7. P. 5229–5236. DOI: 10.5194/acp-7-5229-2007.
21. *Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J. J., Fiorino M., Potter G. L.* NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // *Bul. American Meteorological Society*. 2002. V. 83(11). P. 1631–1643.
22. *Liu C., Liao X., Qiu J., Yang Y., Feng X., Allan R. P., Cao N., Long J., Xu J.* Observed variability of intertropical convergence zone over 1998–2018 // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15. Art. No. 104011. URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba033>.
23. *Long S. Chiu, Gao S., Shie Ch.-L.* Oceanic Evaporation: Trends and Variability // *Remote Sensing – Applications*. 2012. 20 p. URL: https://cdn.intechopen.com/pdfs/37538/InTech-Oceanic_evaporation_trends_and_variability.pdf.
24. *Lu J., Deser C., Reichler T.* Cause of the widening of the tropical belt since 1958 // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. Art. No. L03803. DOI: 10.1029/2008GL036076.
25. *Malinin V. N., Gordeeva S. M.* Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. No. 9. P. 934–944. DOI: 10.1134/S0001433817090195/.
26. *Malinin V. N., Gordeeva S., Naumov L., Ershova A., Averkiev A.* To the evaluation of trends in the components of ocean-atmosphere moisture exchange // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2018. V. 11(4). P. 28–33. DOI: 10.7868/S2073667318040044.
27. *Manabe S.* Role of greenhouse gas in climate change // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2019. V. 71(1). Art. No. 1620078. DOI: 10.1080/16000870.2019.1620078.
28. *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. Art. No. 025207.
29. *Philander S. G. H., Gu D., Lambert G., Li T., Halpern D., Lau N. C., Pacanowski R. C.* Why the ITCZ is mostly north of the equator // *J. Climate*. 1996. V. 9(12). P. 2958–2972.

30. Raval A., Ramanathan V. Observational determination of the greenhouse effect // *Nature*. 1989. V. 342. P. 758–761.
31. Robertson F. R., Bosilovich M. G., Roberts J. B., Reichle R. H., Adler R., Ricciardulli L., Berg W., Huffman G. Consistency of Estimated Global Water Cycle Variations over the Satellite Era // *J. Climate*. 2014. V. 27(16). P. 6135–6154. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00384.1.
32. 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.
33. Seidel D. J., Fu Q., Randel J. W., Reichler T. J. Widening of the tropical belt in a changing climate // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1(1). P. 21–24.
34. Song J., Wang Y., Tang J. A Hiatus of the Greenhouse Effect // *Scientific Reports*. 2016. V. 6(1). Art. No. 33315. DOI: 10.1038/srep33315.
35. Trenberth K. E., Fasullo J. T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *J. Climate*. 2011. V. 24. P. 4907–4924.
36. Webb M. J., Slingo A., Stephens G. L. Seasonal variations of the clear-sky green-house effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities // *Climate Change*. 1993. V. 9. No. 3. P. 117–130.
37. Wild M., Folini D., Hakuba M. Z., Schär C., Seneviratne S. I., Kato S., Rutan D., Ammann C., Wood E. F., König-Langlo G. The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models // *Climate Dynamics*. 2015. V. 44. No. 11–12. P. 3393–3429.
38. Yu L., Jin X., Josey S., Lee T., Kumar A., Wen C., Xue Y. The Global Ocean Water Cycle in Atmospheric Reanalysis, Satellite, and Ocean Salinity // *J. Climate*. 2017. V. 30. P. 3829–3852. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0479.1.
39. Zhou Y. P., Xu K.-M., Sud Y. C., Betts A. K. Recent trends of the tropical hydrological cycle inferred from Global Precipitation Climatology Project and International Satellite Cloud Climatology Project data // *J. Geophysical Research*. 2011. V. 116. Art. No. D09101. DOI: 10.1029/2010JD015197.

Trends in moisture exchange components in the ocean-atmosphere system under global warming according to the Reanalysis-2 archive

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*
E-mail: pv974@yandex.ru

The article provides the results of calculating the components of vertical moisture exchange (evaporation, precipitation, atmospheric moisture content), as well as surface air temperature (SAT) and sea surface temperature (SST) in the ocean-atmosphere system for 1979–2019 according to the data from the Reanalysis-2 archive. The dimensionless trends of annual values of moisture exchange components, particularly precipitation, are shown to be significantly higher than similar trends in air temperature and sea surface temperature. Taking into account the latent heat, the contribution of the precipitation trend to radiative forcing is 0.32 W/m², which amounts to 43 % of CO₂ forcing. It is established that a trend in evaporation and precipitation starts to develop 11 years earlier than the one in SAT and SST. A fundamental discrepancy in the meridional distribution of SAT trends and the components of moisture exchange for 10-degree latitudinal zones of the World Ocean has been revealed. The maximum SAT trend is confined to the northern polar region, while an extremely high trend in precipitation is noted in the northern equatorial zone (0–10°N) and caused by increasing intensity of the Inter-Tropical Convergence Zone. The highest evaporation trends are observed in the 40°N – 20°S latitudinal region. The maximum total precipitable water (TPW) trends are observed in the 0–20°N zone, with their slow decrease northwards. It is revealed that the change in the annual values of the TPW over the World Ocean with a change in SAT by 1 degree amounts to 3.1 mm or 11.0 % for 1979–1993 and 2.4 mm or 8.3 % for 1994–2019. This does not correspond to the Clausius–Clapeyron equation, implying the increase TPW by 6.5 % with a 1-degree increase in SAT. Water vapor is shown to be the dominant factor in the maximum greenhouse effect values, confined to the equatorial zone, with the increasing greenhouse effect mostly in the clear sky.

Keywords: hydrological cycle, ocean-atmosphere moisture exchange, trends, greenhouse effect, global warming, Clausius-Clapeyron equation

Accepted: 31.03.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25

References

1. Eliseev A. V., The global CO₂ cycle: main processes and interactions with climate, *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*, 2017, No. 4, pp. 5–27 (in Russian).
2. Kondrat'ev K. Ya., Donchenko V. K., *Ekodinamika i geopolitika. Global'nye problemy* (Ecodynamics and Geopolitics. Global problems), Saint Petersburg: NITsEB RAN – SPb FITs RAN, 1999, Vol. 1, 1040 p. (in Russian).
3. Malinin V. N., *Vlagoobmen v sisteme ocean-atmosfera* (Moisture exchange in the ocean-atmosphere system), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1994, 197 p. (in Russian).
4. Malinin V. N., *Uroven' okeana: nastoyashchee i budushchee* (The ocean level: present and future), Saint Petersburg: RGGMU, 2012, 260 p. (in Russian).
5. 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).
6. 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.
7. Mokhov I. I., Smirnov D. A. (2018a), Contribution of greenhouse gas radiative forcing and atlantic multidecadal oscillation to surface air temperature trends, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2018, Vol. 43, No. 9, pp. 557–564.
8. Mokhov I. I., Smirnov D. A. (2018b), Estimating the contributions of the Atlantic multidecadal oscillation and variations in the atmospheric concentration of greenhouse gases to surface air temperature trends from observations, *Doklady Earth Sciences*, 2018, Vol. 480, No. 1, pp. 602–606.
9. Adler R. F., Gu G., Wang J.-J., Huffman G. J., Curtis S., Bolvin D., Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006), *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, Art. No. D22104, DOI: 10.1029/2008JD010536.
10. *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, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), Cambridge; N. Y.: Cambridge University Press, 2007, 996 p.
11. *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*, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge; N. Y.: Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
12. Beranger K., Barnier B., Gulev S., Crepon M., Comparing 20 years of precipitation estimates from different sources over the world ocean, *Ocean Dynamics*, 2006, Vol. 56(2), pp. 104–138.
13. Boer G., Climate Change and the regulation of the surface moisture and energy budgets, *Climate Dynamics*, 1993, Vol. 8, pp. 225–239.
14. Bosilovich M. G., Robertson F. R., Takacs L., Molod D., Atmospheric Water Balance and Variability in the MERRA-2 Reanalysis, *J. Climate*, 2017, pp. 1177–1196, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0338.1.
15. 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.
16. Byrne M. P., Pendergrass A. G., Rapp A. D., Wodzicki K. R., Response of the Intertropical Convergence Zone to Climate Change: Location, Width, and Strength, *Current Climate Change Reports*, 2018, Vol. 4, pp. 355–370, available at: <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0110-5>.
17. *Climate Change 1990: The IPCC Scientific Assessment, Report prepared for IPCC by Working Group I*, J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums (eds.), Cambridge; N. Y.; Melbourne: Cambridge University Press, 1990, 410 p.
18. Gutenstein M., Fennig K., Schröder M., Trent T., Bakan S., Roberts J. B., Robertson F. R., Intercomparison of freshwater fluxes over ocean and investigations into water budget closure, *EGU*, 2020, pp. 1–35, available at: <https://doi.org/10.5194/hess-2020-317>.
19. Hilburn K. A., *The Passive Microwave Water Cycle Product, REMSS Technical Report 072409*, 2009, 30 p.
20. Hu Y., Fu Q., Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2007, Vol. 7, pp. 5229–5236, DOI: 10.5194/acp-7-5229-2007.

21. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L., NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. American Meteorological Society*, 2002, Vol. 83(11), pp. 1631–1643.
22. Liu C., Liao X., Qiu J., Yang Y., Feng X., Allan R. P., Cao N., Long J., Xu J., Observed variability of inter-tropical convergence zone over 1998–2018, *Environmental Research Letters*, 2020, Vol. 15, Art. No. 104011, available at: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba033>.
23. Long S., Chiu, Gao S., Shie C.-L., Oceanic Evaporation: Trends and Variability, *Remote Sensing – Applications*, 2012, 20 p., available at: https://cdn.intechopen.com/pdfs/37538/InTech-Oceanic_evaporation_trends_and_variability.pdf.
24. Lu J., Deser C., Reichler T., Cause of the widening of the tropical belt since 1958, *Geophysical Research Letters*, 2009, Vol. 36, Art. No. L03803, DOI: 10.1029/2008GL036076.
25. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2017, Vol. 53, No. 9, pp. 934–944, DOI: 10.1134/S0001433817090195.
26. Malinin V.N., Gordeeva S., Naumov L., Ershova A., Averkiev A., To the evaluation of trends in the components of ocean-atmosphere moisture exchange, *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*, 2018, Vol. 11(4), pp. 28–33, DOI: 10.7868/S2073667318040044.
27. Manabe S., Role of greenhouse gas in climate change, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2019, Vol. 71(1), Art. No. 1620078, DOI: 10.1080/16000870.2019.1620078.
28. 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, Art. No. 025207.
29. Philander S. G. H., Gu D., Lambert G., Li T., Halpern D., Lau N. C., Pacanowski R. C., Why the ITCZ is mostly north of the equator, *J. Climate*, 1996, Vol. 9(12), pp. 2958–2972.
30. Raval A., Ramanathan V., Observational determination of the greenhouse effect, *Nature*, 1989, Vol. 342, pp. 758–761.
31. Robertson F. R., Bosilovich M. G., Roberts J. B., Reichle R. H., Adler R., Ricciardulli L., Berg W., Huffman G., Consistency of Estimated Global Water Cycle Variations over the Satellite Era, *J. Climate*, 2014, Vol. 27(16), pp. 6135–6154, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00384.1.
32. 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, No. D20, pp. 2156–2202.
33. Seidel D.J., Fu Q., Randel W.J., Reichler T.J., Widening of the tropical belt in a changing climate, *Nature Geoscience*, 2008, Vol. 1(1), pp. 21–24.
34. Song J., Wang Y., Tang J., A Hiatus of the Greenhouse Effect, *Scientific Reports*, 2016, Vol. 6(1), Art. No. 33315, DOI: 10.1038/srep33315.
35. Trenberth K. E., Fasullo J. T., Mackaro J., Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses, *J. Climate*, 2011, Vol. 24, pp. 4907–4924.
36. Webb M.J., Slingo A., Stephens G. L., Seasonal variations of the clear-sky green-house effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities, *Climate Change*, 1993, Vol. 9, No. 3, pp. 117–130.
37. Wild M., Folini D., Hakuba M. Z., Schär C., Seneviratne S. I., Kato S., Rutan D., Ammann C., Wood E. F., König-Langlo G., The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models, *Climate Dynamics*, 2015, Vol. 44, No. 11–12, pp. 3393–3429.
38. Yu L., Jin X., Josey S., Lee T., Kumar A., Wen C., Xue Y., The Global Ocean Water Cycle in Atmospheric Reanalysis, Satellite, and Ocean Salinity, *J. Climate*, 2017, Vol. 30, pp. 3829–3852, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0479.1.
39. Zhou Y. P., Xu K.-M., Sud Y. C., Betts A. K., Recent trends of the tropical hydrological cycle inferred from Global Precipitation Climatology Project and International Satellite Cloud Climatology Project data, *J. Geophysical Research*, 2011, Vol. 116, Art. No. D09101, DOI: 10.1029/2010JD015197.