

О НИЗКОЧАСТОТНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ БАЛАНСА ОСАДКИ–ИСПАРЕНИЕ НА ГРАНИЦЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНО

Е.А. Аверьянова

Институт природно-технических систем, РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28

E-mail: eisal@mail.ru

На основе ежемесячных данных реанализа NCEP за 1948–2012 гг. выявлены особенности пространственного распределения климатических величин и коэффициентов линейных трендов потоков пресной воды на границе раздела океан–атмосфера, определяемых разностью осадки–испарение (P–E), исследована изменчивость P–E на масштабах более 10 и более 30 лет.

Ключевые слова: осадки, испарения, изменчивость, Атлантический океан, реанализ.

Введение. Суммарные потоки пресной воды играют важнейшую роль в обмене веществом и энергией между атмосферой, континентами, океаном и криосферой. Они формируются за счет речного стока, стока талых вод, осадков и испарения. Последние два участвуют в массо- и энергообмене через поверхность океана, оказывают значительное влияние на потоки плавучести, плотность вод, а значит и циркуляцию в океане. Знание особенностей пространственно-временного распределения P–E в Атлантическом океане необходимо для определения меридиональных потоков тепла и массы, уточнения механизмов формирования водных масс, и может быть использовано для задания внешнего форсинга в моделях циркуляции различной степени сложности.

Недавние наблюдения показывают, что средние и высокие широты Северной Атлантики значительно опреснились в течение последних 40 лет. Отдельный анализ меридионального разреза в западной части Атлантического океана за период 1955–1999 гг. показал систематическое опреснение поверхностных и глубинных вод северной части Северной Атлантики [1]. Анализ поверхностной солености на разрезе по 60° с.ш. от Гренландии выявил переход к значительно более пресным водам в субполярном круговороте в середине 1970-х годов [2]. В [3, 4] сообщается об опреснении в других регионах средних и высоких широт Северной Атлантики. Эти тенденции противоположны повышению

солености в тропиках и субтропиках [1, 5–7].

Наряду с перераспределением водных масс различной солености, изменениями в речном стоке и в экспорте льда из Арктики и Антарктики, баланс между осадками и испарениями на поверхности океана является важнейшим механизмом, определяющим соленость океана. В работе [8] для периода 1988–2001 гг. проведено сравнение P–E с использованием различных продуктов: базы данных GECCO (German ECCO), созданной с использованием данных океанических станций; набора данных HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite data project), основанного на результатах спутниковых измерений и данных из атмосферного реанализа NCEP (The National Center for Environmental Protection / the National Center for Atmospheric Research). Показано, что закономерности распределения P–E во всех трех продуктах согласуются в глобальном масштабе. В целом поля, построенные по данным GECCO схожи с полями по данным HOAPS, но несколько отличаются от полученных из реанализа NCEP. Однако отметим, что реанализ NCEP широко используется в качестве источника форсинга в глобальных океанических моделях и для исследования междесятилетней изменчивости и тенденций в потоках пресной воды (например, [9–11]).

Данная работа расширяет предыдущие исследования. Ее целью является выявление особенностей пространствен-

но-временного распределения P–E на границе океан–атмосфера, оценка их низкочастотной изменчивости и трендов на основе данных реанализа NCEP.

Характеристика материала, использованного для оценки изменчивости потоков пресной воды, определяемых разностью осадки–испарение, и методика его обработки. Использованы ежемесячные данные реанализа NCEP [12] по осадкам и скрытым потокам тепла (пересчитаны в испарение) за 1948–2012 гг. Величины представлены в узлах гауссовской сетки со средним шагом по широте и долготе $1,9^\circ$ и $1,875^\circ$ соответственно. По этим данным были рассчитаны:

- климатические величины P–E;
- коэффициенты линейных трендов P–E, уровень значимости линейного тренда определялся по критерию Манна–Кендала [13, 14].

- среднеквадратические отклонения (СКО) P–E;

- СКО P–E на низких частотах. Они были выделены с использованием фильтра Тьюки. Параметры фильтра выбирались таким образом, чтобы полностью подавить колебания с периодами менее 10 и менее 30 лет.

Особенности пространственного распределения средних потоков пресной воды, определяемых разностью

осадки–испарение через поверхность океана.

Здесь и далее в работе величины P–E указаны в 10^{-5} кг/($m^2 \times c$), 10^{-5} кг/($m^2 \times c$) = 0,864 мм/сутки. В Атлантическом океане среднегодовые величины P–E распределены симметрично относительно внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), которой соответствуют положительные величины P–E ($3 \times 10^{-5} \leq P-E \leq 6 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$)). Кроме того, положительные величины P–E в Южной Атлантике также отмечаются в области Антарктического циркумполярного течения, а в Северной Атлантике в полосе широт между 45 и 60° с.ш. с максимумом к югу от м. Ангагссалик ($5 \times 10^{-5} \leq P-E \leq 10 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$)), это видно на рис. 1. Наибольшие отрицательные величины P–E ($-3 \times 10^{-5} \leq P-E \leq -7 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$)) отмечаются в восточной и центральной субтропических областях Северной и Южной Атлантики. В Карибском море и окрестности Гольфстрима среднегодовые величины P–E тоже отрицательные, они составляют $-3 \times 10^{-5} - 4 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$). Наибольшие амплитуды сезонных колебаний отмечаются в окрестности Гольфстрима (от -8×10^{-5} кг/($m^2 \times c$) в январе до 5×10^{-5} кг/($m^2 \times c$) в июле – августе), в Карибском море ($-7 \times 10^{-5} \leq P-E \leq 10 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$)) и в устье Амазонки ($3 \times 10^{-5} \leq P-E \leq 10 \times 10^{-5}$ кг/($m^2 \times c$)).

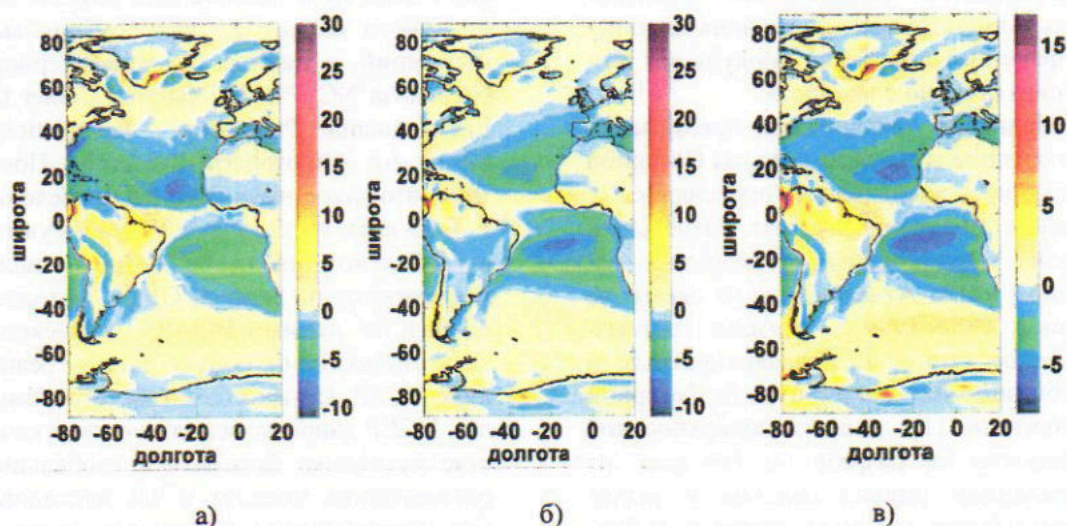


Рис. 1. Средние за 1948–2012 гг. среднемесячные (а – январь, б – июль) и среднегодовые (в) величины P–E, (10^{-5} кг/($m^2 \times c$))

Вышеописанные закономерности принципиально не отличаются от полученных в работе [8]. Отдельные различия в расположении изолиний объясняются разными периодами, выбранными в исследованиях, и обусловлены межгодовой изменчивостью Р и Е. В работе [8] показано, что в Атлантическом океане наибольшие различия в GECCO по сравнению с NCEP и HOAPS отмечаются в устье Конго и Амазонки, в окрестности Восточно-Гренландского течения и в море Лабрадор. Эти различия связаны с неточностями граничных условий по речному стоку и таянию морского льда в GECCO. В зоне ВЗК различия между величинами Р–Е могут составлять до 6 мм/сутки. Это объясняется тем, что в реанализе NCEP имеется недооценка интенсивности ВЗК, см., например, [15].

Особенности распределения трендов потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарения. Значимые на 95% уровне отрицательные тренды Р–Е соответствуют западной части Северной Атлантики, расположенной между 3° и 15° с.ш. и ее восточной части, расположенной немного севернее: между 10° и 20° с.ш. В этих областях коэффициенты линейного тренда варьируют от $-0,2 \times 10^{-6}$ до $-0,8 \times 10^{-6}$ и от $-0,2 \times 10^{-6}$ до $-0,4 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год) соответственно. На 50° с.ш. в окрестности Североатлантического течения и в центральной части моря Лабрадор отмечаются положительные значимые на 95% уровне тренды Р–Е с коэффициентами, изменяющимися в интервале от $0,2 \times 10^{-6}$ до $0,4 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год). Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда Р–Е показано на рис. 2.

Среднегодовой тренд Р–Е в окрестности Гольфстрима изменяется в диапазоне от $-0,2 \times 10^{-6}$ до $-0,6 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год) и не значим на 95% уровне. Однако, для периода с мая по октябрь тренд здесь значим, и его величина может достигать $-0,8 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год). В Гвинейском заливе аналогичная ситуация: среднегодовой тренд тоже незначим, а для периода с июня по август он значим на 95% уровне, а его величина изменяется от $0,2 \times 10^{-6}$ до $0,4 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год).

В остальных энергоактивных областях Северной Атлантики (в областях формирования глубинных водных масс):

Гренландское, Норвежское моря, море Ирмингера, тренд не значим на 95% уровне.

В Южной Атлантике максимальные отрицательные значимые тренды Р–Е отмечаются в окрестности Бразильского течения в зоне между 10° и 20° ю.ш. и изменяются в пределах от $-0,2 \times 10^{-6}$ до $-0,6 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год). В восточной части этой зоны также есть области значимых трендов Р–Е, но их коэффициенты не превышают $-0,2$. В проливе Дрейка, Море Уэдделла, области Антарктического циркумполярного течения, расположенной между 20° и 60° з.д. тренды положительные значимые, и их величины также не превышают $0,2 \times 10^{-6}$ кг/(м²×с×год).

Примечательно, то, что площади и величины коэффициентов в областях значимых отрицательных линейных трендов Р–Е не балансируются площадями и величинами коэффициентов в областях значимых положительных линейных трендов. Это говорит о среднем отрицательном тренде в Атлантическом океане и увеличении переноса пресных вод из океана на материк. Этот согласуется с выводом об осолонении Атлантического океана во второй половине XX века, о котором говорится в 5 отчете Межправительственной группы экспертов по изменению климата [16] со ссылкой на [17].

Необходимо отметить, что Тренбертс и соавторы [18], проанализировав 8 атмосферных реанализов, в число которых входит и NCEP указал на возможность наличия «ложных» трендов в полях Р–Е, они могут быть связаны с изменением наблюдательной системы со временем и другими факторами. Например, в работе [8], где проводится сравнение линейных трендов Р–Е в массивах GECCO, HOAPS и NCEP за период 1988–2001 гг., получено различие даже в знаках значимых трендов в области западного пограничного течения в Северной Атлантике. Его авторы [8] объясняют недостатками в моделировании физики океана в регионе интенсивных пограничных течений.

Таким образом, мы понимаем, что полученные тренды Р–Е надо рассматривать лишь со средней степенью достоверности. Средний уровень достоверности соответствует уровню «medium confidence», согласно определению из [16].

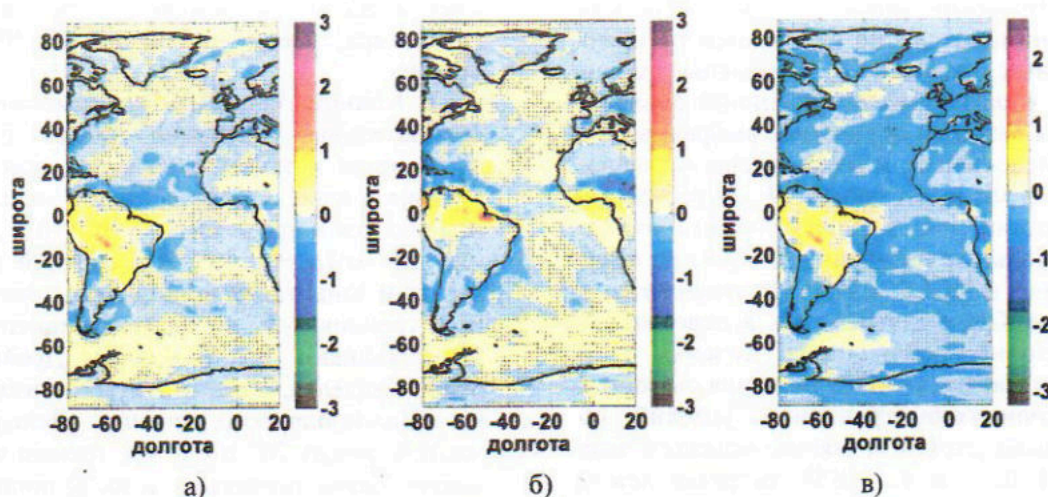


Рис. 2. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда среднемесячных (а – январь, б – июль) и среднегодовых (в) Р–Е (10^{-6} кг/($m^2 \times c \times год$)). Области, где уровень значимости тренда менее 95% затемнены

Низкочастотная изменчивость потоков пресной воды через поверхность океана, определяемых как разность осадков и испарения. Низкочастотная изменчивость Р–Е с периодами более 10 лет составляет 40%, а с периодами более 30 лет – 18% от общей изменчивости потоков влаги (рис. 3–5).

Величины СКО в приводятся в 10^{-6} кг/($m^2 \times c$). Области наибольших среднегодовых СКО рядов Р–Е, в которых удален линейный тренд (СКО_{Р–Е}) и рядов, в которых удален линейный тренд и выделены низкочастотные колебания с периодами более 10 и более 30 лет (СКО_{10Р–Е} и СКО_{30Р–Е}) отмечаются в западной части Атлантического океана, между 40° с.ш. и 40° ю.ш. Наименьшая

изменчивость Р–Е на межгодовом и междесятилетнем масштабах отмечается в окрестности Канарского течения, у западного побережья Африки (20° з.д.–20° в.д. и 5°–40° ю.ш), в Южном океане (южнее 50° с.ш.) в период с сентября по март.

В Атлантическом океане в полях СКО_{Р–Е}, СКО_{10Р–Е} и СКО_{30Р–Е} максимумы отмечаются в окрестности Гольфстрима и Флоридского течения, Восточно- и Западно-Гренландского течений, Гвианского и Бразильского течений, и в устье Амазонки. Отметим, что наибольшая изменчивость характерна для зимнего периода Северного полушария. Величины СКО_{Р–Е}, СКО_{10Р–Е} и СКО_{30Р–Е} для этих регионов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Величины СКО в регионах наибольшей межгодовой и низкочастотной изменчивости Р–Е

Регион	СКО _{Р–Е}	СКО _{10Р–Е}	СКО _{30Р–Е}
Область, расположенная юго-восточнее м. Ангмагссалик (Гренландия)	от 25×10^{-6} до 50×10^{-6} кг/($m^2 \times c$), наибольшая изменчивость с ноября по апрель	от 5×10^{-6} до 20×10^{-6} кг/($m^2 \times c$) наибольшая изменчивость с февраля по апрель, с сентября по ноябрь	от 4×10^{-6} до 6×10^{-6} кг/($m^2 \times c$) наибольшая изменчивость с февраля по апрель, с сентября по ноябрь
Гольфстрим и Флоридское течение	от 20×10^{-6} до 30×10^{-6} кг/($m^2 \times c$)	от 8×10^{-6} до 12×10^{-6} кг/($m^2 \times c$)	от 4×10^{-6} до 8×10^{-6} кг/($m^2 \times c$)
Наибольшая изменчивость с августа по январь			

Продолжение таблицы 1.

Регион	СКО _{Р-Е}	СКО10 _{Р-Е}	СКО30 _{Р-Е}
Западно-Гренландское течение	от 10×10^{-6} до 20×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 4×10^{-6} до 6×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 2×10^{-6} до 5×10^{-6} кг/(м ² ×с)
	Наибольшая изменчивость с ноября по март, и с апреля по июль		
Карибское море (юго-западная область)	от 20×10^{-6} до 50×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 8×10^{-6} до 20×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 6×10^{-6} до 10×10^{-6} кг/(м ² ×с)
Гвианское течение	от 20×10^{-6} до 25×10^{-6} кг/(м ² ×с)	8×10^{-6} до 14×10^{-6} кг/(м ² ×с)	4×10^{-6} до 7×10^{-6} кг/(м ² ×с)
	Наибольшая изменчивость в марте-апреле		
Бразильское течение	от 15×10^{-6} до 25×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 4×10^{-6} до 12×10^{-6} кг/(м ² ×с)	от 2×10^{-6} до 5×10^{-6} кг/(м ² ×с)
	Наибольшая изменчивость с января по апрель		

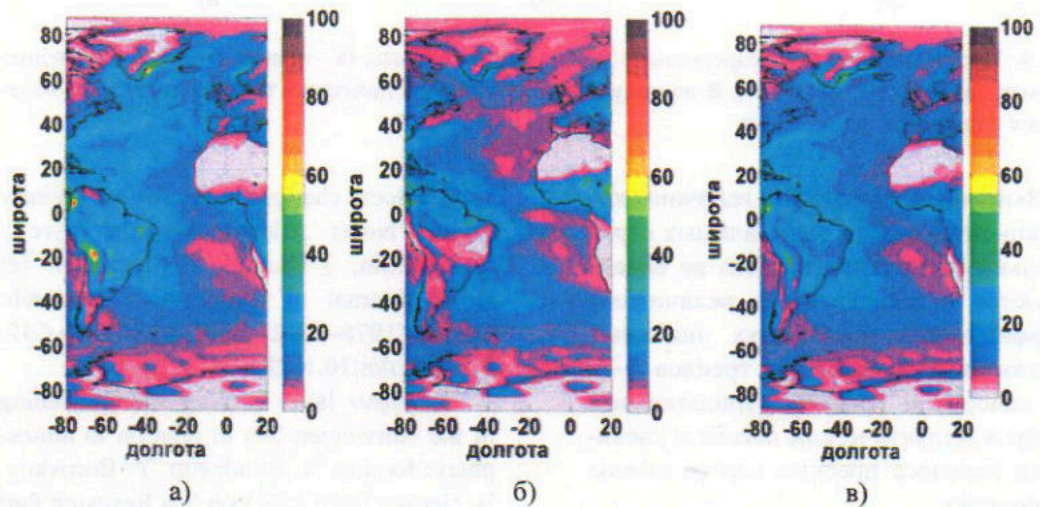


Рис. 3. а) и б) – Пространственное распределение СКО среднемесячных (а – январь, б – июль) и среднегодовых (в) Р-Е (10^{-6} кг/(м²×с))

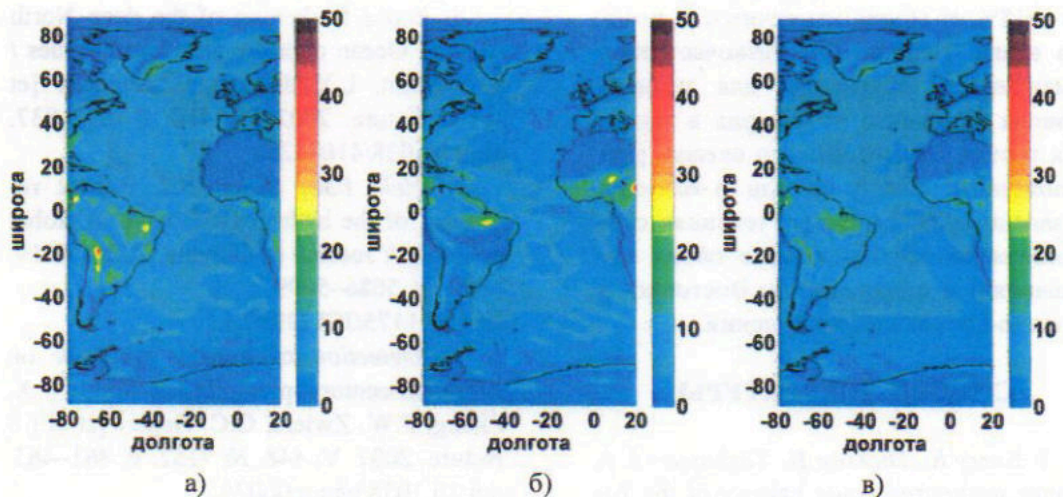


Рис. 4. Пространственное распределение СКО среднемесячных (а – январь, б – июль) и среднегодовых (в) Р-Е (10^{-6} кг/(м²×с)). В исследуемых рядах удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 10 лет

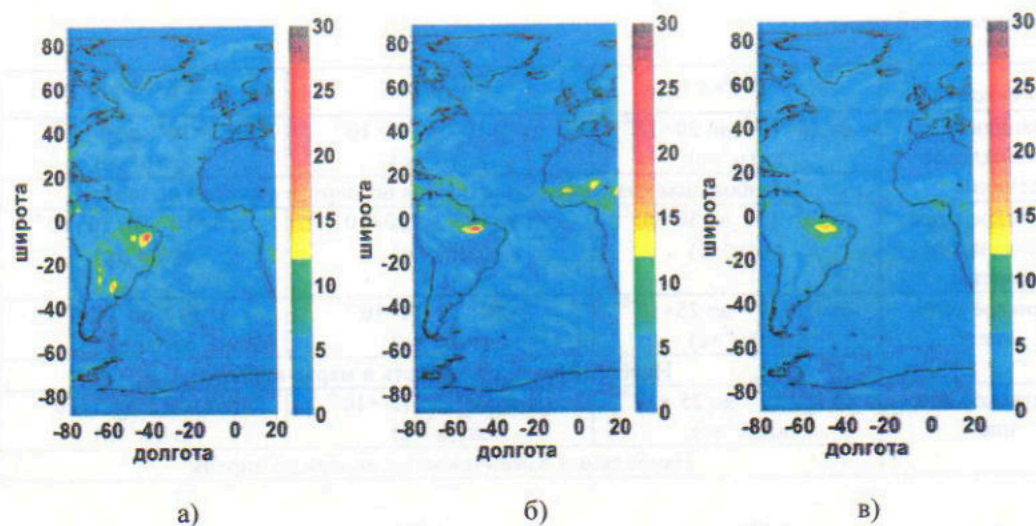


Рис. 5. Пространственное распределение СКО среднемесячных (а – январь, б – июль) и среднегодовых (в) Р–Е (10^{-6} кг/($m^2 \times c$)). В исследуемых рядах удален линейный тренд и подавлены колебания с периодами менее 30 лет

Выводы. 1. Площади и величины коэффициентов в областях значимых отрицательных линейных трендов не балансируются с площадями и величинами коэффициентов в областях значимых положительных линейных трендов Р–Е, что говорит о среднем отрицательном тренде в Атлантическом океане и увеличении переноса пресных вод из океана на материки.

2. Низкочастотная изменчивость потоков влаги с периодами более 10 лет составляет 40%, а с периодами более 30 лет – 18% от общей изменчивости потоков влаги. Наибольшая низкочастотная изменчивость отмечается для зимнего периода Северного полушария в западных частях Атлантического океана, расположенных между 40° с.ш. и 40° ю.ш. (в западных пограничных течениях субтропических круговоротов в обоих полушариях) и в окрестности Восточно- и Западно-Гренландского течений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Curry R., Dickson B., Yashayaev I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades // *Nature*. 2003. V. 426. № 6968. P. 826–829. doi:10.1038/nature02206.

2. Recent changes in the surface salinity of the North Atlantic subpolar gyre / G.Reverdin, J.Durand, F.Mortensen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012). 2002. V. 107. № C12. P. 8010. doi:10.1029/2001JC001010.

3. Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing / J. Blindheim, V. Borovkov, B. Hansen [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2000. V. 47. № 4. P. 655–680. doi: 10.1016/S0967-0637(99)00070-9

4. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades / B.Dickson, I.Yashayaev, J. Meincke [et al.] // *Nature*. 2002. V. 416. P. 832–837. doi:10.1038/416832a.

5. Held I.M., Soden B.J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. № 21. P. 5686–5699. doi: 10.1175/JCLI3990.1.

6. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends / X. Zhang, F.W. Zwiers, G.C. Hegerl [et al.] // *Nature*. 2007. V. 448. № 7152. P. 461–465. doi:10.1038/nature06025.

7. Wu P., Wood R. Convection induced long term freshening of the subpolar North Atlantic Ocean // *Climate dynamics*. 2008. V. 31. № 7–8. P. 941–956.

doi:10.1007/s00382-008-0370-1.

8. *Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP / V. Romanova, A. Köhl, D. Stammer [et al.] // Tellus A. 2010. V. 62. № 4. P. 435–452. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00447.x.*

9. *Röske F. A global heat and freshwater forcing dataset for ocean models // Ocean Modelling. 2006. V. 11. № 3. P. 235–297.*

doi: 10.1016/j.ocemod.2004.12.005.

10. *Josey S.A., Marsh R. Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern subpolar gyre // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012). 2005. V. 110. P. C05008. doi: 10.1029/2004JC002521.*

11. *Changes in freshwater content in the North Atlantic Ocean 1955–2006 / T. Boyer., S. Levitus, J. Antonov [et al.] // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. P. L16603. doi:10.1029/2007GL030126.*

12. *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler [et al.] // Bulletin of the American meteorological Society. 1996. V. 77. № 3. P. 437–471.*

13. *Kendall M.G. Rank Correlation Methods / 4th edition. Charles Griffin. London. U.K. 1975. 272 p.*

14. *Mann H.B. Non-parametric test against trend // Econometrica. 1945. V. 13 P. 245–259.*

15. *Trenberth K.E., Guillemot C.J. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR re-analyses // Climate Dynamics. 1998. V. 14. P. 213–231. doi:10.1007/s003820050219.*

16. *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. doi:10.1017/CBO9781107415324.*

17. *Durack P.J., Wijffels S.E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // Journal of Climate. 2010. V. 23. № 16. P. 4342–4362. doi: 10.1175/2010JCLI3377.1.*

18. *Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // Journal of Climate. 2011. V. 24. № 18. P. 4907–4924.*

LOW-FREQUENCY VARIABILITY OF BALANCE PRECIPITATION–EVAPORATION AT OCEAN-ATMOSPHERE BOUNDARY IN THE ATLANTIC OCEAN

E.A. Averyanova

Institute of Natural and Technical Systems, Russian Federation, Sevastopol, Lenina St., 28

Spatial distribution of climatic variables and linear trends of surface freshwater flux (precipitation minus evaporation) has been analyzed based on NCEP reanalysis monthly dataset for 1948–2012. Low-frequency surface freshwater flux variability (more than 10 and 30 years) has been estimated in the present study.

Keywords: Precipitation, evaporation, variability, Atlantic ocean, reanalysis.