

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465.7:551.5(261.1)

Е.Н. Воскресенская, А.Б. Полонский

Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических полей и потоков тепла в Северной Атлантике

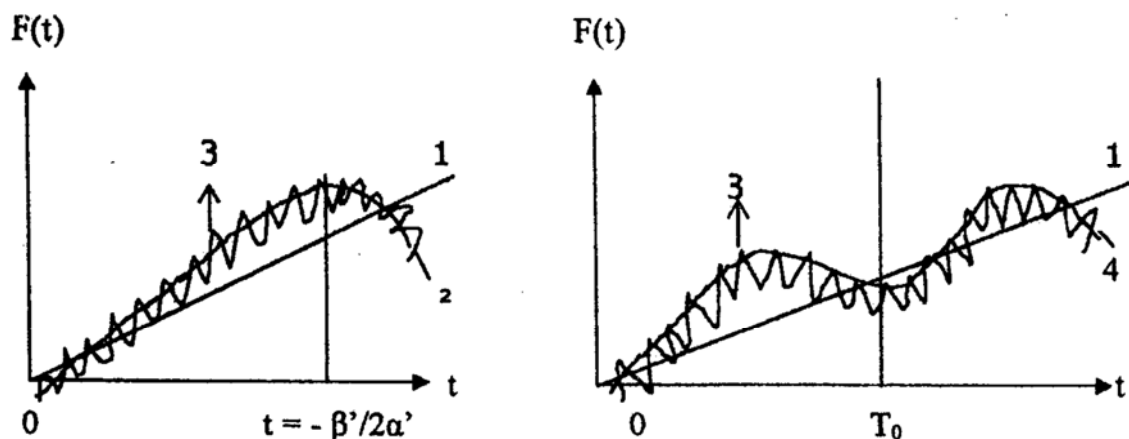
По архивным данным Росгидрометцентра за 1957 – 1990 гг. рассчитаны линейные и квадратичные тренды параметров взаимодействия атмосферы и океана в Северной Атлантике. Линейные тренды рассматривались в качестве вероятного проявления антропогенных процессов, квадратичные — как проявление низкочастотных колебаний естественного происхождения с типичным периодом ~ 65 лет. Линейный тренд температуры поверхности океана (ТПО) и приводной температуры воздуха (ПТВ) отрицателен в высоких широтах. Термические контрасты (ТПО – ПТВ) и дефицит влажности ΔE уменьшаются на большей части анализируемой акватории, указывая на активное влияние Северной Атлантики на тренды ПТВ за счет отрицательной обратной связи, поддерживаемой изменениями явных и скрытых потоков тепла. Значимые квадратичные тренды различных гидрометеопараметров и суммарных потоков тепла подтверждают преобладание в Северной Атлантике естественной изменчивости с периодом ~ 65 лет. Квадратичный тренд потоков тепла обусловлен, главным образом, квадратичным трендом ΔE . Синфазность долгопериодных аномалий ТПО и ΔE на большей части Северной Атлантики указывает на решающую роль изменчивости океана в поддержании междесятилетних колебаний в системе океан – атмосфера.

Введение

Одной из глобальных проблем современности является наблюдаемое повышение температуры воздуха на Земле и его возможные последствия. Что это — результат антропогенной деятельности либо естественная изменчивость климатической системы? Результаты многочисленных исследований последнего десятилетия показали, что существенное влияние на процессы глобального потепления оказывает изменчивость в системе океан – атмосфера, особенно в Северной Атлантике, с типичными периодами несколько десятков лет [1]. При этом низкочастотная изменчивость гидрометеорологических характеристик Северной Атлантики в значительной мере формирует региональные погодные и климатические условия над Европой и прилегающими морями [2, 3]. Проблема разделения наблюдаемой климатической изменчивости на антропогенную и естественную составляющие чрезвычайно сложна, поскольку эти компоненты могут взаимодействовать. Однако если считать, что такое взаимодействие достаточно слабо, то проблема существенно упрощается. Предложено несколько подходов к ее решению. Один из них описан в [4]. Суть его состоит в следующем. Существуют трендовая компонента и 55 – 70-летние вариации в системе океан – атмосфера, выделяемые на значимом уровне [5]. Поэтому если в данных наблюдений, продолжительность которых ~ 30 – 35 лет (примерно половина периода осцилляции), удастся выделить значимые линейные и квадратичные (параболические) тренды

© Е.Н. Воскресенская, А.Б. Полонский, 2004

(рис. 1), их можно интерпретировать соответственно как антропогенный сигнал и естественную изменчивость с периодом ~ 65 лет. Таким образом, на основании анализа трендов достаточно коротких рядов наблюдений можно судить об уровне вклада указанных процессов в общую наблюдаемую изменчивость.



Р и с. 1. Схематическая иллюстрация используемой методики разделения периодической и непериодической компонент изменчивости: 1 — линейный тренд; 2 — параболический тренд; 3 — наблюдаемый параметр; 4 — предполагаемый синусоидальный сигнал; T_0 — период наблюдений, $t = -\beta'/2\alpha'$ — время наступления экстремума функции

Настоящая работа посвящена описанию линейных и квадратичных трендов параметров взаимодействия атмосферы и океана в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. и обсуждению относительной роли океана и атмосферы в глобальных/региональных климатических процессах, типичный период которых превышает 50 лет.

Описание данных и методика обработки

Для расчетов трендов в работе использовались среднемесячные данные судовых наблюдений Российского гидрометцентра, включающие глобальные данные попутных и специализированных судовых наблюдений, а также сведения со стационарных и дрейфующих буев. В качестве первичных были привлечены данные о ТПО, ПТВ, абсолютной влажности (E), компонентах (U_x , U_y) и модуле (V) скорости ветра в районе между $2,5 - 57,5^\circ$ с.ш. и $2,5 - 77,5^\circ$ з.д. с января 1957 г. по декабрь 1990 г. Расчетные данные относились к центрам пятиградусных квадратов. Методика подготовки данных, включая процедуру интерполяции, описана в [6 – 8]. По этим данным рассчитывались явные, скрытые и результирующие потоки тепла на поверхности океана, затем вычислялись сезонный ход всех параметров взаимодействия атмосферы и океана, линейные и параболические тренды. Тренды рассчитывались путем минимизации дисперсии остаточного сигнала γ (или γ') в следующих выражениях:

$$F(t) = F_0 + \beta t + \gamma, \quad (1)$$

$$F(t) = F_0 + \alpha' t^2 + \beta' t + \gamma', \quad (2)$$

где β — коэффициент линейного тренда; α' — коэффициент параболического тренда; $t = -\beta'/2\alpha'$ — время наступления экстремума параболической функции (см. рис. 1).

Сезонный ход отфильтровывался с помощью как аддитивной, так и мультипликативной модели. Аддитивная модель аппроксимирует временной

ряд в виде суммы линейного или квадратичного тренда, осредненного сезонного хода и остаточного случайного сигнала. Мультипликативная модель тренда и сезонности предполагает, что тренд умножается на сезонный индекс, определяемый за весь период наблюдений с 1957 по 1990 гг. Для краткости в настоящей работе будут анализироваться только результаты расчета по мультипликативной модели. Сравнительный анализ аддитивной и мультипликативной моделей, оценка случайной и систематической погрешностей, а также анализ статистической достоверности получаемых трендов приведены в [4].

Как видно из (1), (2), для характеристики линейного тренда достаточно привести один коэффициент, который для простоты будем называть в дальнейшем линейным трендом. Квадратичный тренд характеризуется двумя коэффициентами. Один из них — коэффициент при квадратичном члене, будем называть здесь параболическим трендом. Вместо второго коэффициента приведем фазы низкочастотных колебаний в терминах времени наступления экстремума параболической функции, которые определяются отношением двух коэффициентов ($-\beta'/2\alpha'$, см. (2) и рис. 1).

Результаты

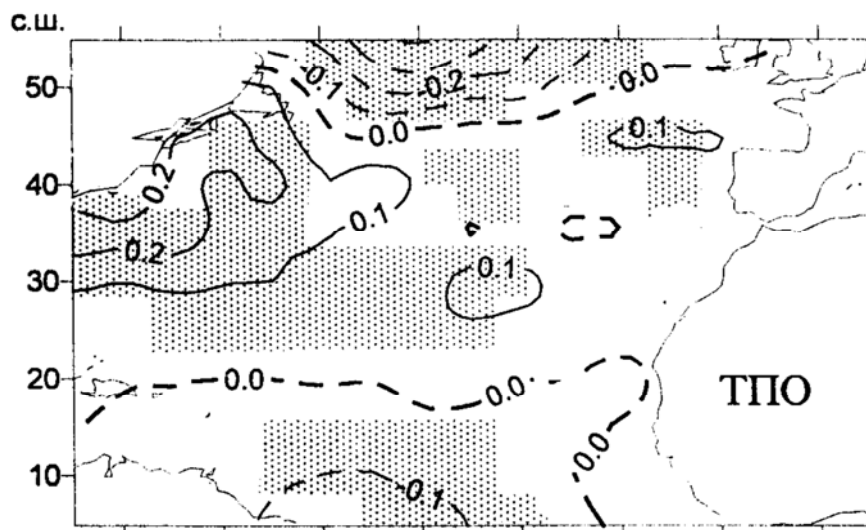
Климатические поля

Среднегодовая ΔT (разность ТПО и ПТВ) над Северной Атлантикой положительна, за исключением района западно-африканского апвеллинга. Поверхность океана теплее воздуха над ним обычно на $0,4 - 1,0^\circ\text{C}$. Максимальные величины ΔT наблюдаются в окрестности Гольфстрима и достигают $1,5^\circ\text{C}$. Безусловно, за счет пространственно-временного осреднения эти значения занижаются, особенно в областях струйных течений и фронтов, таких, как Гольфстрим. Максимальные значения ΔE достигают $8 - 9$ мбар в северо-западной части Тропической Атлантики. К северу ΔE понижается и в окрестности Ньюфаундленда составляет $1 - 2$ мбар. Скорость ветра максимальна севернее 50°с.ш. , она достигает 10 м/с. В южном направлении скорость ветра ослабевает, ее величина уменьшается до $6,5$ м/с в центральной части Субтропической Атлантики. Затем она снова повышается в пассатной зоне, кроме области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). В области ВЗК скорость ветра минимальна, на северо-востоке Экваториальной Атлантики ее значения — менее $6,0$ м/с.

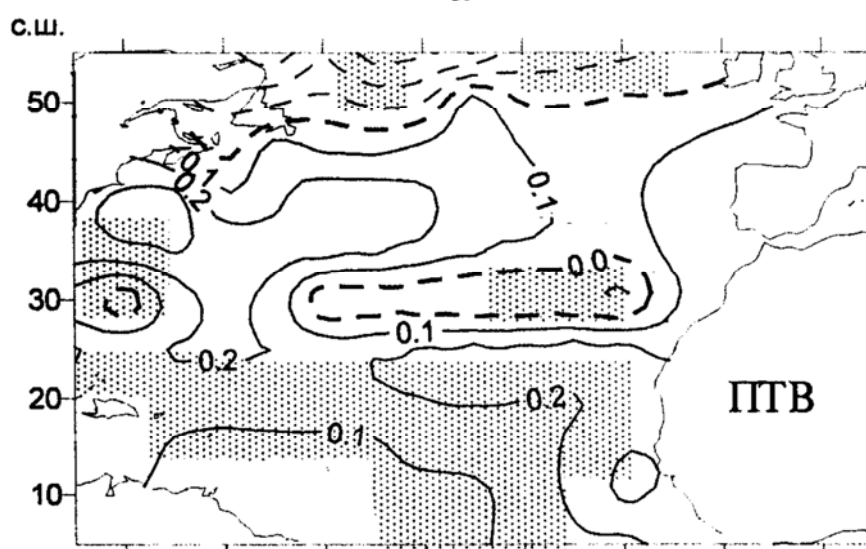
Описанное пространственное распределение изменчивости гидрометеопараметров проявляется в возрастании суммарных потоков тепла от $20 - 40$ Вт/м² в окрестности Ньюфаундленда до более чем $180 - 200$ Вт/м² на северо-западе субтропиков. Суммарные потоки тепла в Северной Атлантике главным образом формируются за счет скрытых потоков, за исключением Северо-Западной Атлантики, где явные потоки также важны. Это подтверждает известные результаты М.И. Будыко, А.Ф. Бункер [9, 10] и других авторов, хотя имеются некоторые количественные расхождения у разных исследователей вследствие различий пространственно-временного осреднения данных, их количества и качества, а также используемых эмпирических коэффициентов.

Тренды

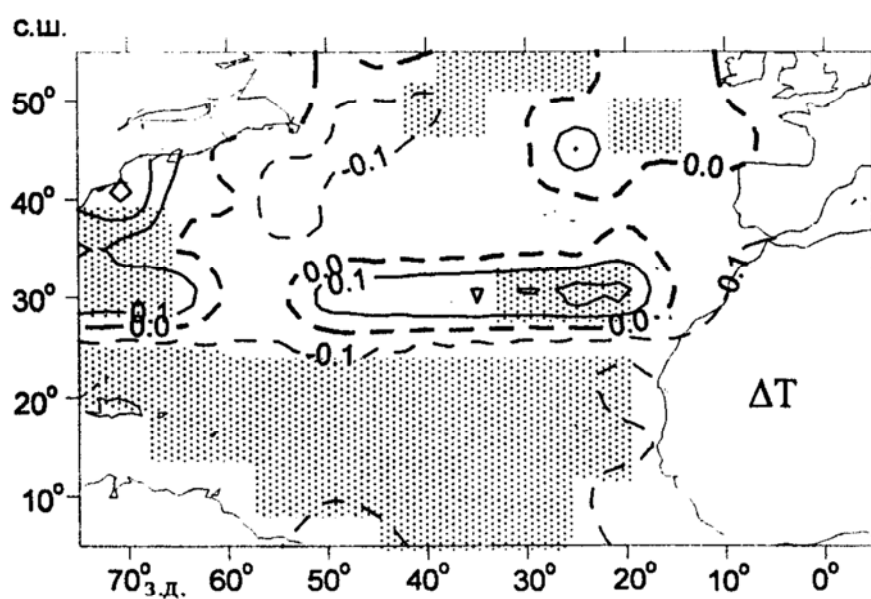
Тренды ТПО, ПТВ и ΔT . В поле линейных температурных трендов Тропической Атлантики выделяются следующие три области (рис. 2, а – в).



a



б



в

Р и с. 2. Коэффициенты линейных трендов ТПО (*a*), ПТВ (*б*) и (ТПО – ПТВ) (*в*), (°C за 10 лет) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Области значимых на 95%-ном уровне трендов затемнены, штриховые линии — отрицательные значения трендов

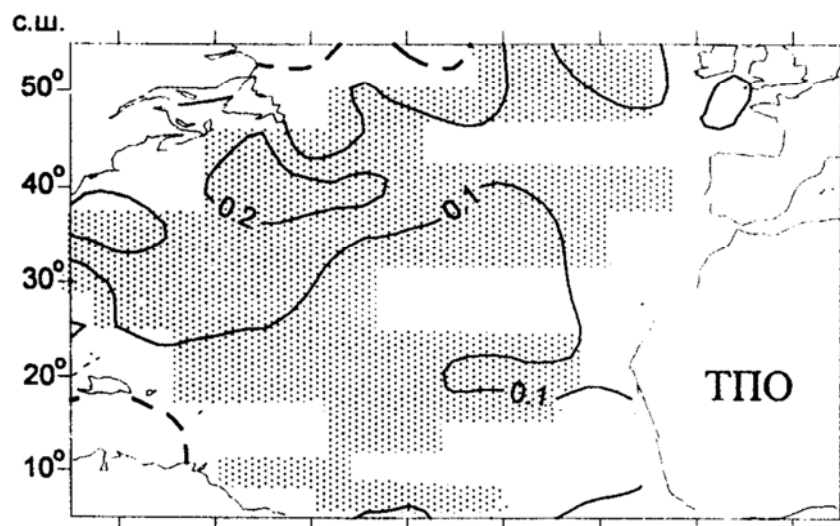
Линейный тренд ПТВ в Тропической Атлантике положителен, в то время как линейный тренд ТПО отрицателен. Максимальный тренд ПТВ ($>0,25^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) отмечается в восточной части Тропической Атлантики. Максимальный отрицательный тренд ТПО в тропиках ($>|-0,1|^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) наблюдается в северо-западной части Экваториальной Атлантики, между 35 и 55° з.д. В результате тренд ΔT отрицателен во всей тропической зоне. Его величина достигает $|-0,2|^{\circ}\text{C}$ за 10 лет в северо-западной части Экваториальной Атлантики и в районе западно-африканского апвеллинга.

Вдоль 30° с.ш. линейный тренд ТПО положителен, в то время как линейный тренд ПТВ отрицателен (кроме области 60° з.д., где он положителен). Их типичные величины составляют $0,1^{\circ}\text{C}$ за 10 лет и $-0,05^{\circ}\text{C}$ за 10 лет соответственно. В результате положительный линейный тренд ΔT ($\sim 0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) наблюдается в этом регионе. В остальных областях субтропической зоны и в средних широтах ТПО и ПТВ положительны и первая из них обычно выше, чем вторая. Поэтому отрицательный линейный тренд ΔT преобладает в этом регионе, за исключением западных субтропиков. Однако он меньше, чем линейный тренд ΔT в Тропической Атлантике, и преимущественно незначим.

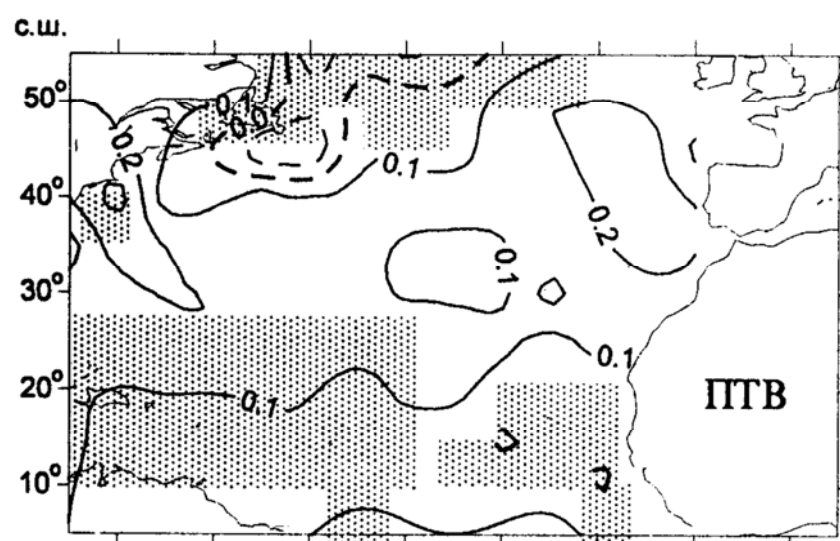
К северу от $45 - 50^{\circ}$ с.ш. тренды ТПО и ПТВ отрицательны. Поверхность океана остывает быстрее, за исключением района Ньюфаундленда и Северо-Восточной Атлантики. Типичный линейный тренд ТПО — от $-0,2$ до $-0,3^{\circ}\text{C}$ за 10 лет к северу от 50° с.ш. и между 25 и 50° з.д., в то время как тренд ПТВ — от $-0,15$ до $-0,25^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Поэтому тренды ΔT отрицательны на большей части Северной Атлантики.

Значимый параболический тренд ΔT отрицателен в западной тропической и субтропической зоне и положителен в северо-западной/северной части Северной Атлантики и в районе западно-африканского апвеллинга. В основном параболические тренды и ТПО, и ПТВ ответственны за параболический тренд ΔT (на большей части региона оба параболических тренда синфазны). В то же время положительный параболический тренд ТПО, превышающий $0,2^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$, является более важным фактором для западной части Северной Атлантики, а отрицательный квадратичный тренд — для района восточнее Ньюфаундленда, где его величина составляет от $-0,1$ до $-0,2^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$. В экваториальной зоне Атлантики отрицательный квадратичный тренд ΔT достигает $-0,05^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$. Это является следствием того, что положительный параболический тренд ПТВ превышает здесь параболический тренд ТПО, их величины составляют соответственно свыше $0,25^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$ и свыше $0,2^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$ (рис. 3, а – в).

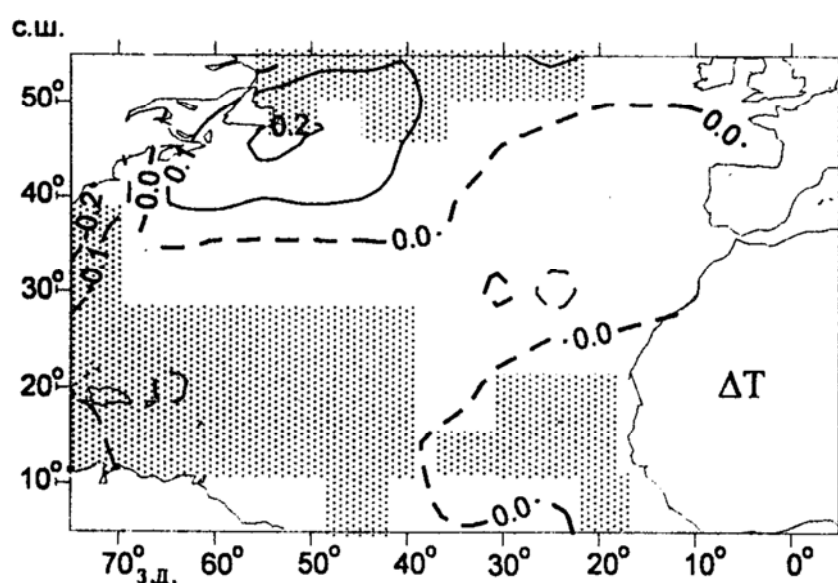
Линейный и квадратичный температурные тренды обеспечивают значимую часть общей дисперсии. Например, по нашим оценкам, доля квадратичного тренда в общей изменчивости аномалии ТПО достигает $0,4$ в высоких широтах и $0,25$ в северо-западной части Экваториальной и Субтропической Атлантики, а также в северо-восточной части Субтропической Атлантики. Ранее в работе [11] было показано, что линейный тренд ТПО наиболее важен на северо-западе в средних и высоких широтах и в районе западно-африканского апвеллинга, где его вклад в общую дисперсию превышает $0,4$. Эти регионы примерно совпадают с регионами, где дисперсии аномалий ТПО максимальны.



a



б



в

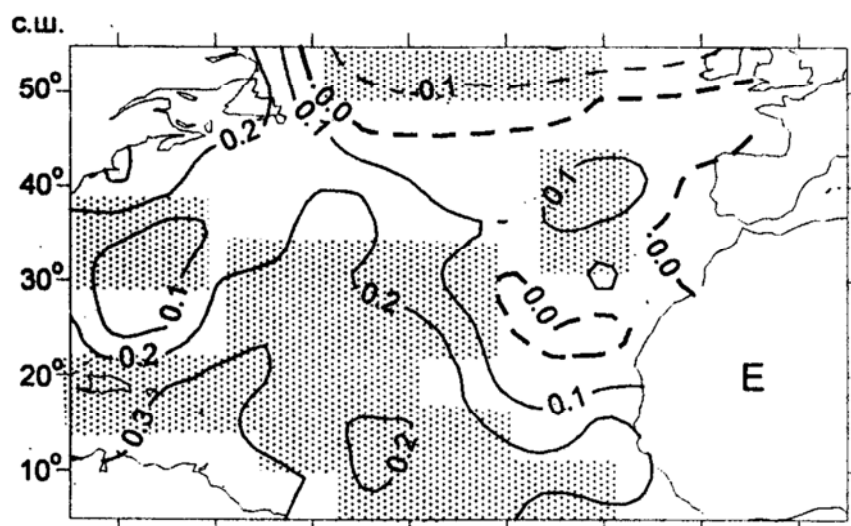
Р и с. 3. Коэффициенты квадратичных трендов ТПО (*a*), ПТВ (*б*) и (ТПО – ПТВ) (*в*) ($^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$) в Северной Атлантике за 1957–1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2

Таким образом, повышение ПТВ проявляется в низких и средних широтах Северной Атлантики. Одновременно охлаждение поверхности океана наблюдается в северной части Северной Атлантики. С 1957 по 1990 гг. среднегодовая величина ΔT уменьшилась в два раза в Тропической Атлантике, за исключением ее северо-восточной части. В области западно-африканского апвеллинга знак среднегодового ΔT изменился от плюса к минусу в конце пятидесятых – начале шестидесятых годов прошлого века. Средние значения ΔT с 1957 по 1990 гг. там отрицательны, абсолютная величина среднегодовой разности ΔT повысилась примерно в 3 раза в 1980-е годы.

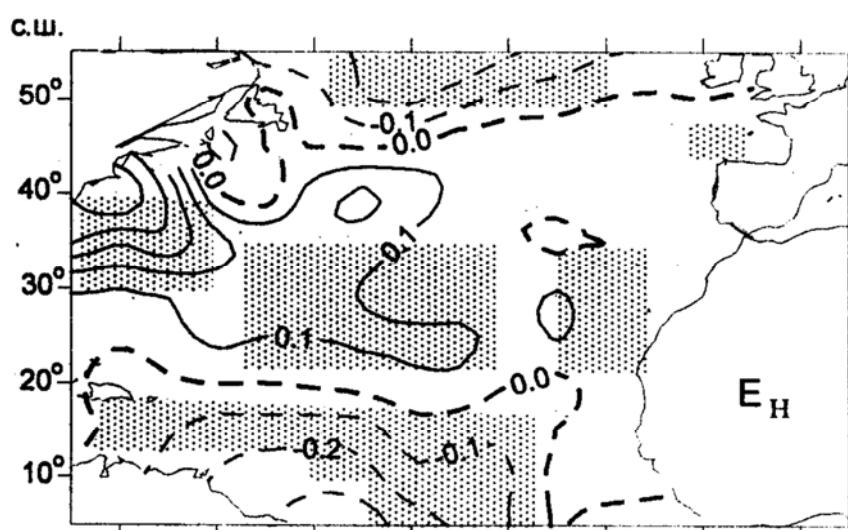
Тренды влажности, насыщающей влажности и ΔE . С 1957 по 1990 гг. абсолютная влажность характеризовалась положительным линейным трендом над большей частью Северной Атлантики, за исключением региона между 50 – 55°с.ш. и 20 – 50°з.д., где наблюдался значимый отрицательным тренд (свыше $|-0,2|$ мбар за 10 лет). Положительный тренд абсолютной влажности максимален (свыше 0,35 мбар за 10 лет) на северо-западе Тропической Атлантики (рис. 4, а). Пространственное распределение линейного тренда насыщающей влажности напоминает пространственное распределение линейного тренда ТПО (ср. рис. 2, а и 4, б). Так же, как в поле линейных трендов ТПО, в Северной Атлантике отмечаются три области. В Тропической Атлантике этот линейный тренд отрицателен с максимумом (менее $-0,35$ мбар за 10 лет) в западной части Экваториальной Атлантики, между 45 и 55°з.д. В субтропиках и на северо-западе средних широт линейный тренд насыщающей влажности положителен и имеет максимум в области 40°с.ш. и 70°з.д., превышающий 0,5 мбар за 10 лет. Севернее 45°с.ш. тренд насыщающей влажности отрицателен, по абсолютной величине он превышает $|-0,2|$ мбар за 10 лет в районе севернее 50°с.ш., между 30 и 45°з.д.

Следовательно, линейный тренд ΔE отрицателен почти над всей Северной Атлантикой, между экватором и 40°с.ш., кроме областей Гольфстрима и северо-восточной части Субтропической Атлантики. Максимум этого тренда по абсолютной величине ($>|-0,6|$ мбар за 10 лет) наблюдается в западной части Экваториальной Атлантики. Максимум положительного тренда ΔE достигает 0,3 мбар за 10 лет в окрестности Гольфстрима (рис. 4, в).

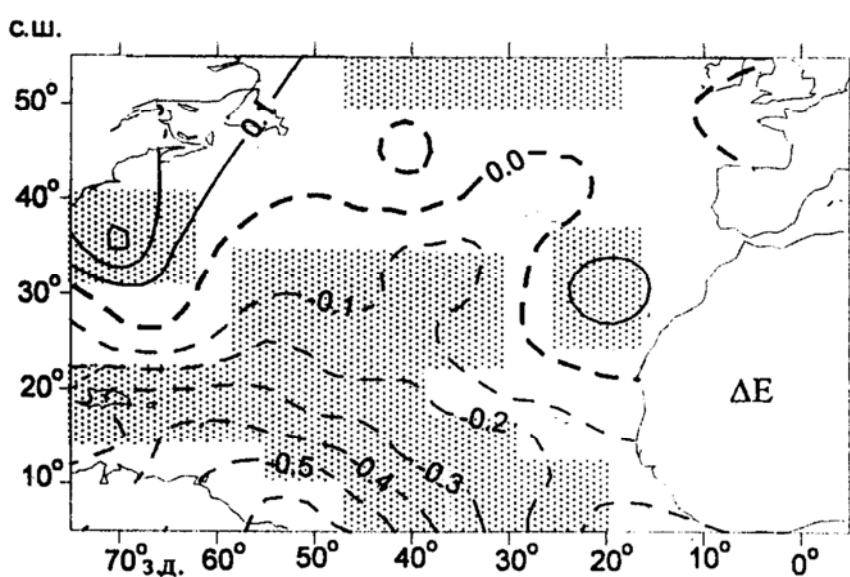
Таким образом, в период с 1957 по 1990 гг. среднегодовое значение ΔE понизилось в Тропической Атлантике на 15 – 20%, в районе Гольфстрима — повысилось на 15%. Иначе говоря, относительные низкочастотные изменения ΔE меньше, чем ΔT . Тем не менее влияние тренда ΔE на суммарные потоки тепла значительнее, чем тренда ΔT , практически над всей Северной Атлантикой, поскольку скрытые потоки тепла составляют большую часть суммарных потоков. Такое влияние особенно велико в западной части Тропической Атлантики, где тренд скрытых потоков тепла и доля среднего скрытого потока тепла в суммарных средних потоках тепла максимальны. В то же время на востоке Тропической Атлантики, в субтропиках и к востоку от Ньюфаундленда тренды ΔE и ΔT одинаково важны.



a

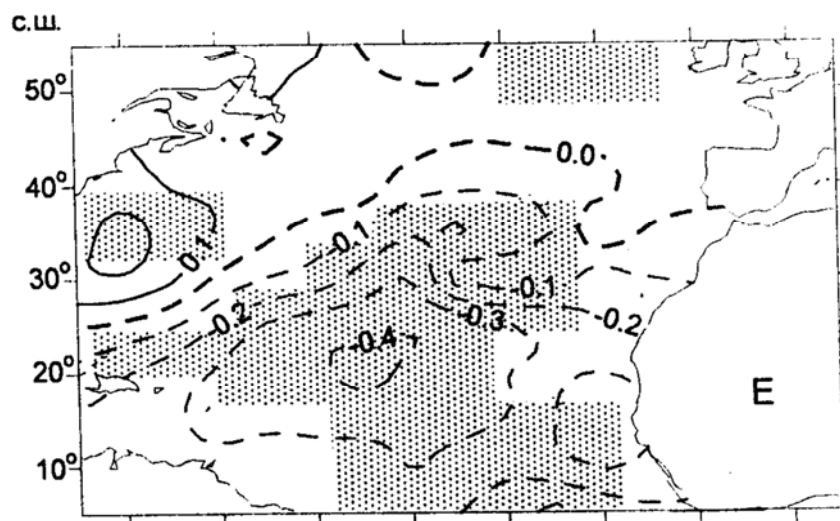


b

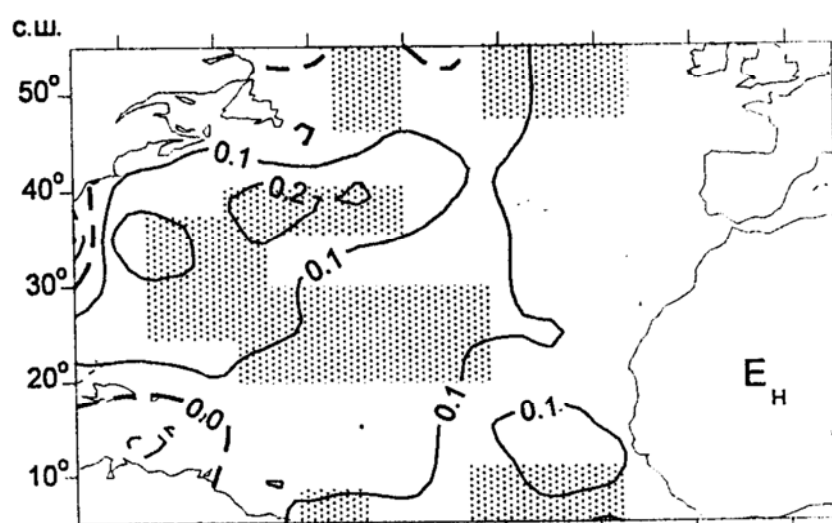


v

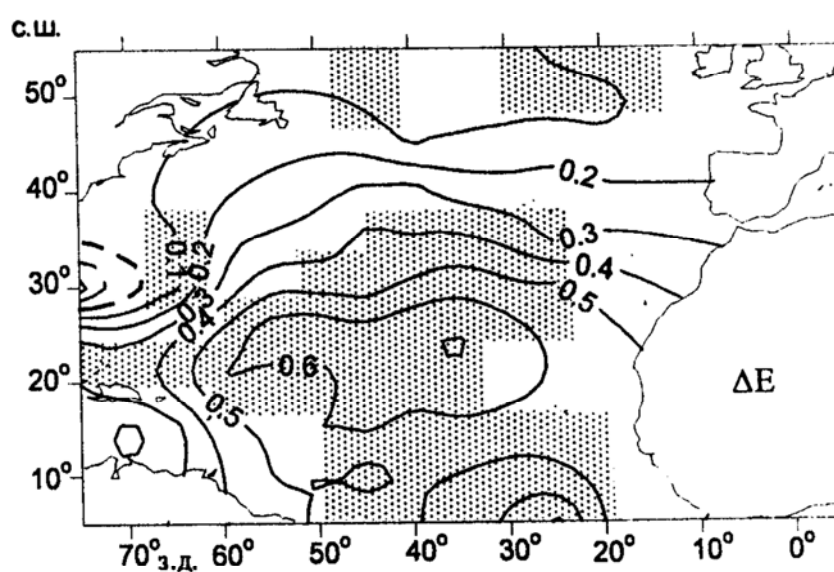
Р и с. 4. Коэффициенты линейных трендов абсолютной влажности (*a*), насыщающей влажности (*b*) и дефицита влажности ΔE (*v*) (мбар за 10 лет) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2



a



б



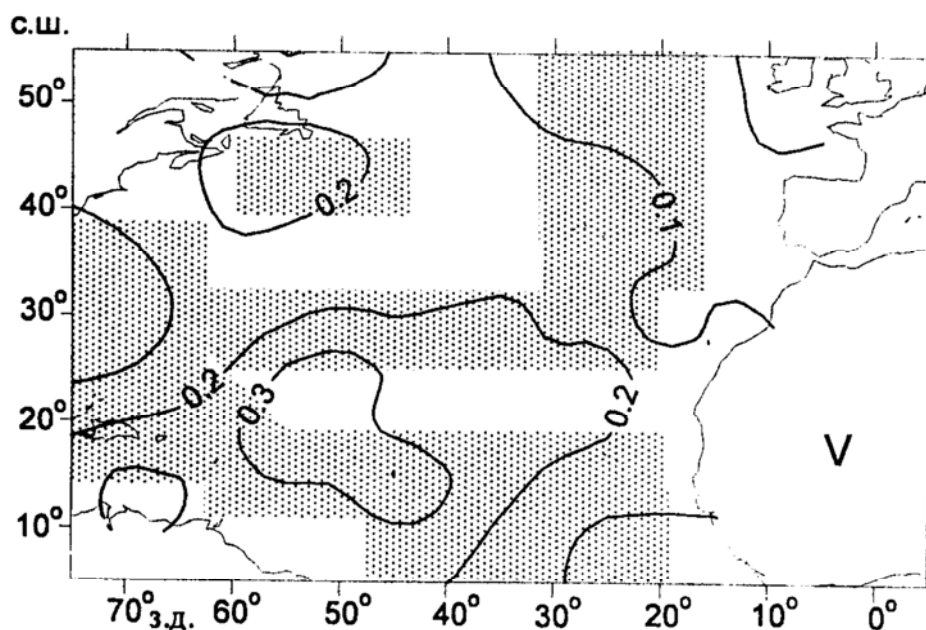
в

Р и с. 5. Коэффициенты квадратичных трендов абсолютной влажности (*a*), насыщающей влажности (*б*) и дефицита влажности ΔE (*в*) (мбар за $(10 \text{ лет})^2$) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2

Квадратичный тренд ΔE значим и положителен практически над всей Северной Атлантикой. Он более значим по сравнению с квадратичным трендом ΔT в субтропиках (ср. рис. 3, в и 5, в). Это существенный результат, поскольку точность определения ΔE меньше, чем ΔT . Нужно заметить, что этот параболический тренд может быть частично обусловлен линейным трендом ТПО. Фактически насыщающая влажность экспоненциально зависит от ТПО. Поэтому линейный тренд ТПО может приводить к нелинейности тренда насыщающей влажности. Однако этот эффект достаточно слаб, и фактически над большей частью акватории Северной Атлантики отсутствует значимый параболический тренд насыщающей влажности (рис. 5, б). Пространственные распределения квадратичного тренда ΔE и абсолютной влажности похожи (ср. рис. 5, а и 5, в). Из этих рисунков ясно видно, что квадратичный тренд ΔE в большей мере обеспечивается квадратичным трендом абсолютной влажности, за исключением окрестности Гольфстрима.

Линейный и квадратичный тренды влажности отвечают за значительную часть ее общей дисперсии. Причем пространственные распределения вкладов квадратичных трендов ΔE и ТПО в общую изменчивость аномалий ΔE и ТПО очень похожи. Однако доля квадратичного тренда ΔE и суммарная дисперсия аномалий ΔE более значимы в тропиках, в то время как доля квадратичного тренда ТПО и общей изменчивости аномалий ТПО больше в высоких широтах.

Тренды скорости ветра. Значимый линейный тренд V положителен над всей акваторией Северной Атлантики (рис. 6). Его величина ($\geq 0,1$ м/с за 10 лет) превышает возможное значение фиктивного тренда, обусловленное методическими причинами. Линейный тренд меридионального экмановского переноса явно указывает на интенсификацию зональной циркуляции по всей Северной Атлантике в период 1957 – 1990 гг. (таблица; см. также [12]). Индекс Североатлантического колебания (САК) также подтверждает интенсификацию зональной атмосферной циркуляции в средних широтах с начала 60-х годов [13, 14].



Р и с. 6. Коэффициенты линейных трендов скорости ветра (м/с за 10 лет) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2

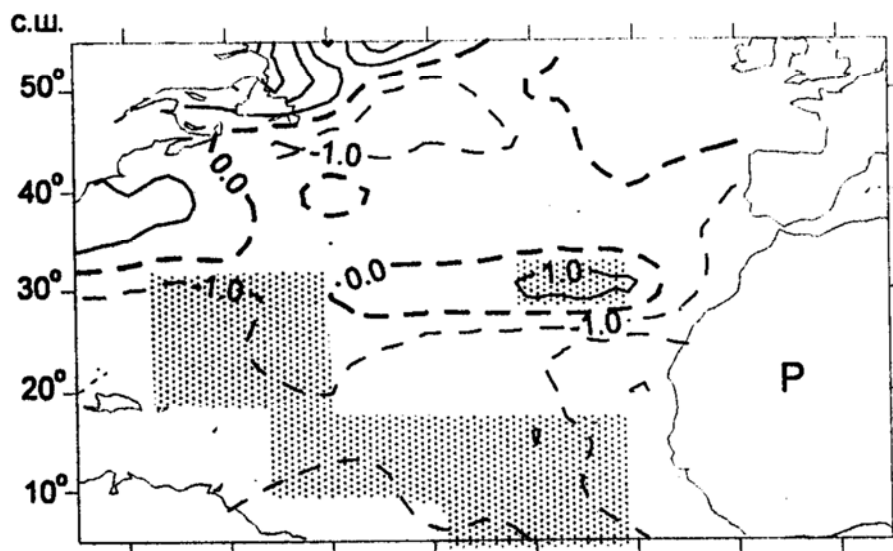
**Характеристика средних меридиональных экмановских переносов
в Северной Атлантике, линейных и квадратичных трендов в 1957 – 1990 гг.**

°с.ш.	$Q_y, Cв$	$\beta, Cв$ за 10 лет	$\alpha_1, Cв$ за $(10 \text{ лет})^2$	$t_e = -\beta_1/2\alpha_1$ (десятки лет)
20	5,6	0,86	-0,41	1,9
30	0,49	0,795	-0,12	2,0
40	-0,72	0,127	0,07	0,9
50	-0,78	0,91	0,14	1,5
60	0,14	-0,2	0,73	1,9

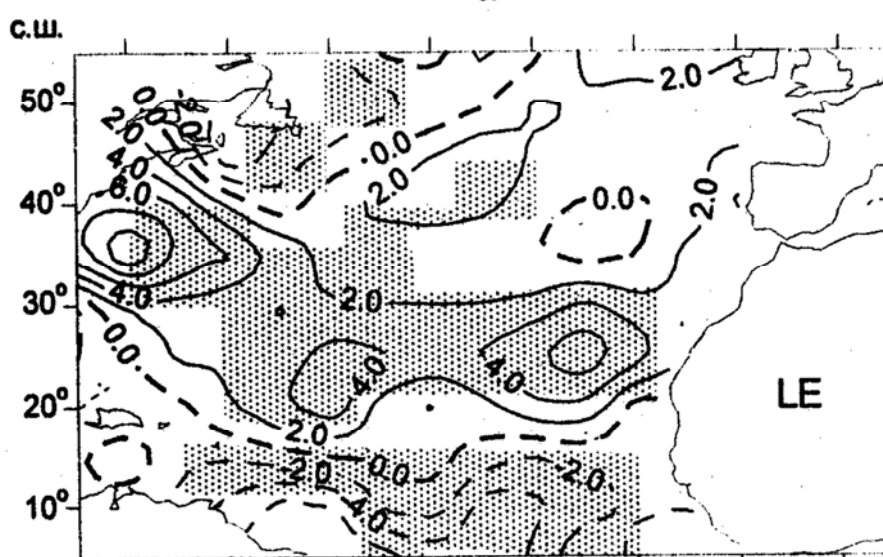
П р и м е ч а н и е. Q_y — среднегодовой интегральный меридиональный перенос между 20 и 60°с.ш.; β и α_1 — коэффициенты линейного и параболического трендов соответственно; $t_e = -\beta_1/2\alpha_1$ — фаза параболического тренда в терминах десятилетий после 1957 г., когда достигался экстремум параболической функции. $1 Cв = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Незначимые на 95%-ном уровне величины трендов и фаз выделены.

Линейный тренд скорости ветра максимален ($>0,3 \text{ м/с}$ за 10 лет) между 10 – 25°с.ш. и 40 – 60°з.д. (рис. 6). Автор работы [15] обнаружил тренд V в Тропической Атлантике такого же порядка по данным массива *Comprehensive ocean – atmosphere data sets (COADS)* с 1946 по 1987 г. Интенсификация крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северной/Тропической Атлантике в течение последних десятилетий получена также в работах [10, 16]. Среднегодовой ветер в 1957 – 1990 гг. усилился в Тропической Атлантике примерно на 10%. Следует подчеркнуть, что относительные значения линейных трендов ΔT превышают относительные величины трендов скорости ветра. Более того, значимый квадратичный тренд V отсутствует на большей части регионов Северной Атлантики в противоположность квадратичному тренду ΔE . Частично это объясняется сильной зашумленностью данных о скорости ветра. Наличие значимого квадратичного тренда интегральной зональной скорости над большей частью Северной Атлантики подтверждает этот вывод. Соответствующий тренд меридионального экмановского переноса отрицателен на севере Тропической Атлантики и в субтропиках и положителен в высоких широтах. Это объясняется интенсификацией восточного ветра в пассатной зоне, а западного — в высоких широтах, начиная с конца 1960-х годов.

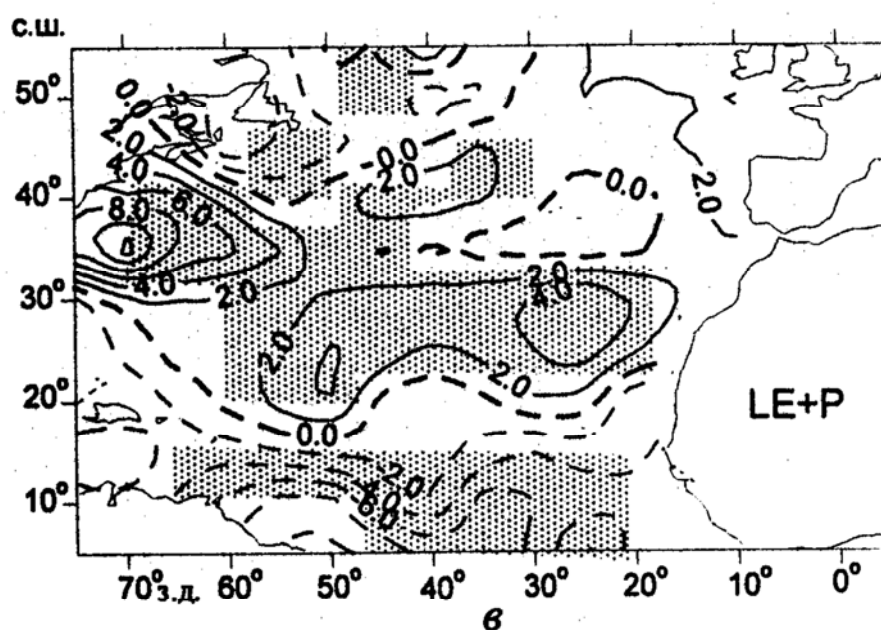
Тренды потоков тепла. Описанные выше линейные тренды гидрометеопараметров в Северной Атлантике формируют в полях линейных трендов потоков тепла три характерные области (рис 7, а – в).



a



b



в

Р и с. 7. Коэффициенты линейных трендов потоков явного тепла (а), скрытого тепла (б) и суммарных потоков (LE+P) (в) (Вт/м^2 за 10 лет) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2

В Тропической Атлантике отмечается значимое понижение суммарных потоков тепла за счет отрицательных трендов ΔE и ΔT . Отрицательный тренд суммарных потоков тепла за счет изменения ΔE и ΔT превышает $|-12|$ Вт/м² за 10 лет на западе Экваториальной Атлантики. Тренд LE за счет вклада тренда ΔE является главной составной частью трендов суммарных потоков тепла в Экваториальной Атлантике, за исключением западно-африканского апвеллинга, где тренд явных потоков вследствие изменения ΔT также существенен. Как упоминалось выше, тренд ΔE особенно важен в западной части Тропической Атлантики. Положительные линейные тренды явных и скрытых потоков тепла за счет усиления ветра меняются там от 4 до 10 Вт/м² за 10 лет. Они возмещают частично отрицательный тренд за счет понижения $\Delta E/\Delta T$ (см. также [17]).

Таким образом, тренды ΔE и ΔT являются решающими факторами, регулирующими знак линейных трендов суммарных потоков тепла в Тропической Атлантике. Положительный тренд скорости ветра снижает отрицательный линейный тренд суммарных потоков тепла на ~ 5 Вт/м² за 10 лет. В итоге суммарный линейный тренд снижается до $|-10|$ Вт/м² за 10 лет (или до $\sim 20\%$ за 35 лет) в Тропической Атлантике. Ясно видно также, что характер поведения линейных трендов ТПО, ΔE , LE и $(LE+P)$ одинаков для тропиков (ср. рис. 2, а; 4, в и 7, б, в). Эта схожесть подтверждает важную и активную роль тропического океана в низкочастотных изменениях системы океан – атмосфера.

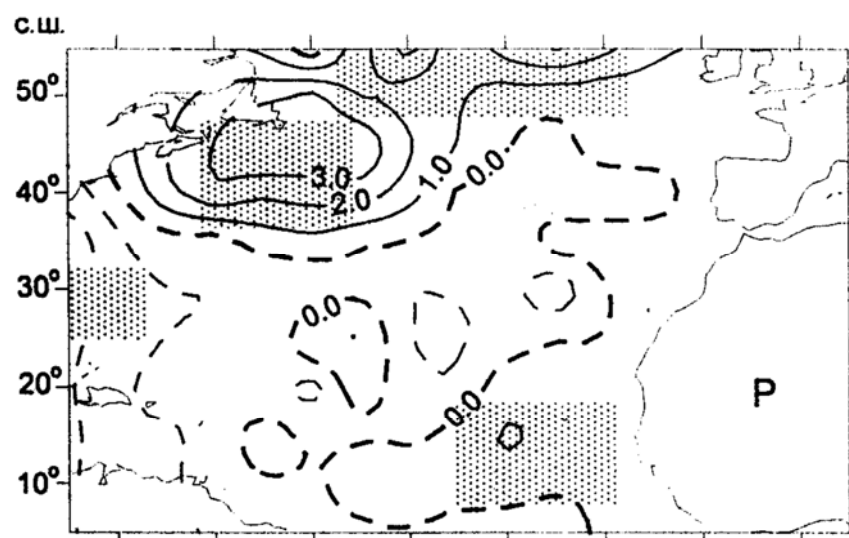
В субтропиках суммарные потоки тепла повышаются, главным образом, за счет интенсификации скорости ветра. Величина линейного тренда суммарных потоков тепла там достигает 5 – 10 Вт/м² за 10 лет (рис. 7, в). Положительный тренд явных и скрытых потоков (за счет трендов ΔE и ΔT) ответственен за некоторую часть этих линейных трендов на северо-востоке и северо-западе субтропиков (ср. рис. 2, в; 4, в; 7, а, б). Таким образом, большая часть суммарных потоков тепла в субтропиках обеспечивается трендами за счет интенсификации скорости ветра.

Севернее 50° с.ш. и между 40 и 50° з.д. наблюдается значимый линейный тренд суммарных потоков тепла за счет понижения ΔE и ΔT . Однако обычно эта величина не превышает 2 Вт/м² за 10 лет. На остальной части Северной Атлантики суммарные потоки тепла незначимы.

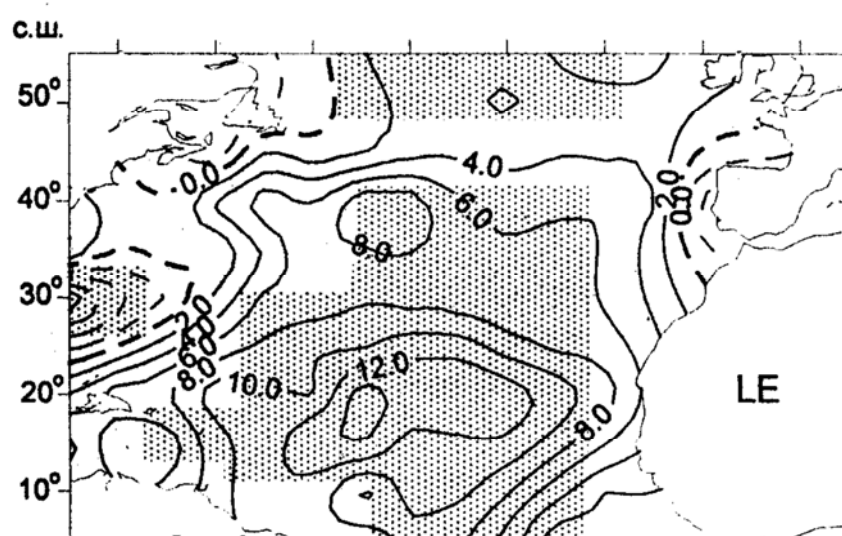
Квадратичный тренд в полях потоков тепла значим над большей частью Северной Атлантики. Он максимален в северной части Тропической Атлантики. Квадратичный тренд LE является важнейшим элементом суммарных потоков тепла Северной Атлантики, за исключением ее северо-западной части, где параболический тренд явных потоков тепла не менее важен (рис. 8, а – в).

Обсуждение

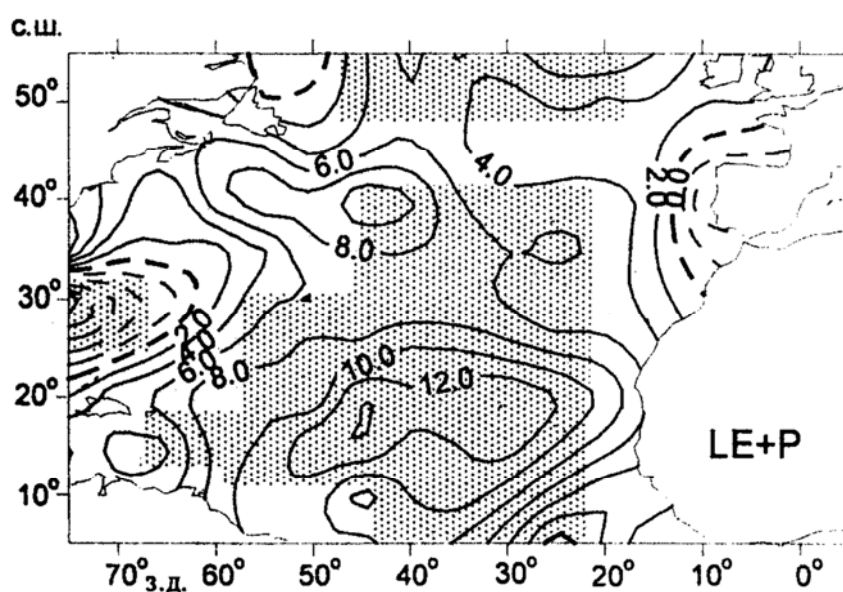
Полученные результаты явно показывают, что линейный тренд LE является главной составляющей трендов суммарных потоков тепла над большей частью Северной Атлантики. Это подтверждается также и выводами работы [10]. Однако выделяется два региона (а именно, небольшая область в северной части Тропической Атлантики, включая район западно-африканского апвеллинга, и область к востоку/северо-востоку от Ньюфаундленда), где линейный тренд явных потоков тепла превышает тренд LE (рис. 7, а, б).



a



б



в

Р и с. 8. Коэффициенты квадратичных трендов потоков явного тепла (*a*), скрытого тепла (*б*) и суммарных потоков (*LE+P*) (*в*) (Вт/м^2 за $(10 \text{ лет})^2$) в Северной Атлантике за 1957 – 1990 гг. Условные обозначения — см. рис. 2

Линейный тренд LE обеспечивается прежде всего линейным трендом ΔE , за исключением северной части Тропической и Субтропической Атлантики, где линейный тренд скорости ветра также важен. Возникает вопрос: какова относительная роль трендов абсолютной и насыщающей влажности при температуре, равной ТПО (или, проще говоря, какова относительная роль низкочастотной изменчивости атмосферы и океана)? Фактически наши результаты указывают на то, что положительный тренд абсолютной влажности является важнейшим фактором, регулирующим понижение ΔE над северо-западной частью Тропической и центральной частью Субтропической Атлантики. Значимый положительный линейный тренд абсолютной влажности приводит к значимым линейным трендам ΔE , LE и $(LE+P)$. Отрицательный линейный тренд насыщающей влажности обеспечивает только небольшую часть этих трендов. Доля тренда насыщающей влажности в трендах скрытых и суммарных потоков тепла является важной в северо-восточной части Субтропической Атлантики, высоких широтах и северо-восточной части Экваториальной Атлантики (ср. области значимых трендов на рис. 4, б и 7, а – в).

Следует подчеркнуть заметное совпадение пространственной структуры полей линейных трендов ТПО, LE и $(LE+P)$. Понижение ТПО в Экваториальной Атлантике и к северо-востоку от Ньюфаундленда сопровождается значимым уменьшением LE . В то же время ТПО, LE и $(LE+P)$ в субтропиках повышаются (ср. рис. 2, а и 7, б, в). Фактически этот результат подтверждает, что тренд потоков тепла на поверхности океана не может объяснять тренд ТПО на акватории Северной Атлантики.

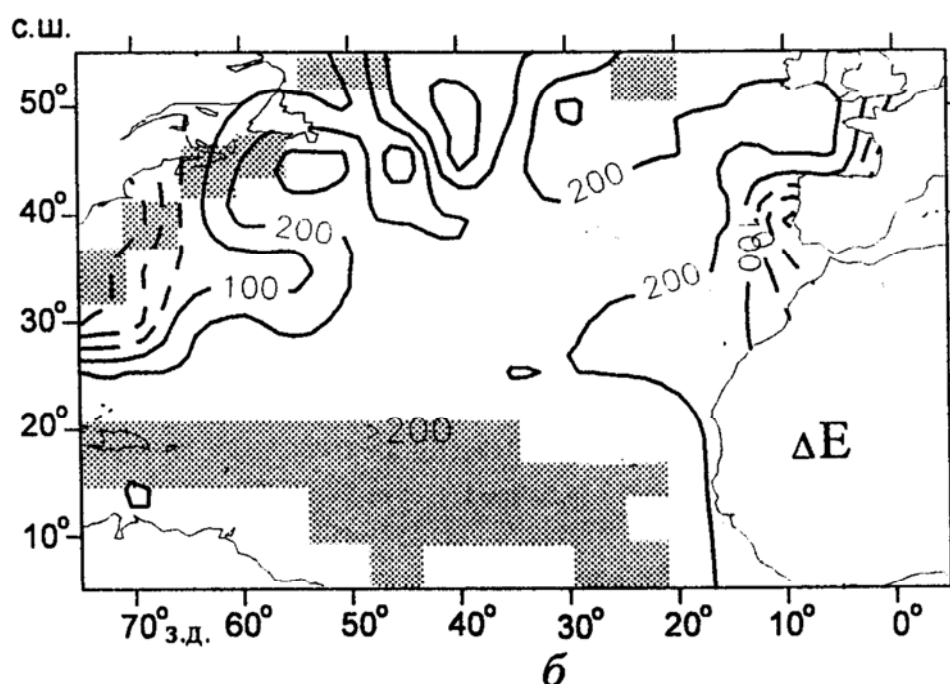
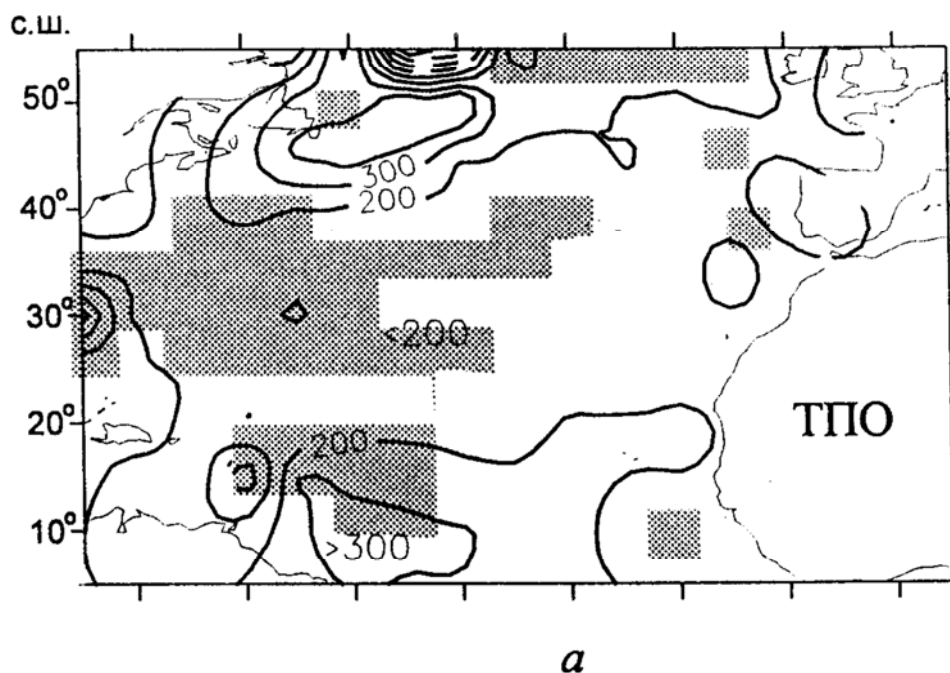
Квадратичные тренды потоков тепла на поверхности океана объясняются, главным образом, квадратичным трендом ΔE . Параболический тренд атмосферной влажности является важным элементом тренда ΔE на большей части исследуемого пространства, а для северной зоны Тропической Атлантики его вклад является решающим. Такой результат подчеркивает важнейшую роль атмосферы в междесятилетней изменчивости в системе океан – атмосфера. Следует вместе с тем отметить, что в любом случае океан служит главным источником атмосферной влаги, и, несмотря на сложную внутреннюю термодинамику атмосферы, он остается главным регулятором низкочастотных изменений в системе океан – атмосфера.

Подчеркнем, что повышение ПТВ в тропиках и частично в средних широтах, вероятно, связано с парниковым эффектом. Фактически, несмотря на долговременное понижение $(LE+P)$ в низких широтах, ПТВ и абсолютная влажность там возрастали. При этом облачность увеличивалась, а коротковолновая радиация в Экваториальной Атлантике и субтропиках уменьшалась [6]. Таким образом, внутренние, естественные изменения в системе океан – атмосфера не могут объяснить повышение ПТВ. Это подтверждает, что парниковый эффект на самом деле проявляется в тропиках.

В принципе, атмосфера становится теплее и влажнее в результате антропогенных изменений. Атмосферная влага может возрасти в результате увеличения уровня осадков, испарения или/и изменения адвективного переноса тепла [10, 18]. Наши результаты показывают, что процессы в Северной Атлантике уменьшают тренд влажности в низких и высоких широтах благодаря долговременному понижению скорости испарения. Разница между низкими и

высокими широтами заключается в значительно большей средней величине ΔE в тропиках. Поэтому похожие тренды ΔE в тропиках и в высоких широтах могут приводить к разным трендам скорости испарения. Мы не можем оценить влияние тренда частоты выпадения осадков на содержание водяного пара в воздухе из-за недостатка данных по осадкам. Однако результаты [5] показывают, что это влияние может быть достаточно сильным, особенно в тропиках. Приведенные результаты также показывают, что режим интенсивных пассатов, западных ветров в умеренных широтах и усиленной океанической циркуляции, холодный Тропический/Субполярный круговорот и теплый Субтропический круговорот в Северной Атлантике типичны для глобального потепления. Такой режим приводит к ослаблению глобального потепления за счет того, что океан поглощает антропогенное тепло (см. также [19]). Усиление меридиональной циркуляции является одним из принципиальных проявлений этого процесса (см. также результаты модельных расчетов [1] и наши оценки [14]). Конечно, усиление северо-восточного пассата вызывает более интенсивное испарение и более активную адвекцию сухого и теплого воздуха из Сахары и, следовательно, дополнительное повышение ПТВ. Однако рис. 2, а; 4, а и 7, а, б ясно показывают, что этот эффект значителен только над очень ограниченным пространством Северной Атлантики. Полученные результаты еще раз подчеркивают, что океан демпфирует потепление нижней тропосферы через изменчивость термохалинной/ветровой циркуляции (и, соответственно, меридионального переноса тепла) и путем понижения ($LE+P$) (или, другими словами, через прямое относительное охлаждение тропосферы) в низких и высоких широтах.

В то же время показано, что междесятилетние изменения абсолютной влажности и ТПО (и, соответственно, изменения в полях ΔE и LE) являются важнейшим регулирующим элементом низкочастотной изменчивости системы океан – атмосфера с типичным периодом ~ 65 лет. Фазовый сдвиг долгопериодных аномалий между ТПО и ΔE показывает, что во внутренней части Северной Атлантики они меняются в фазе или аномалии ТПО несколько опережают ΔE (например, на части тропиков и субтропиков — рис. 9). Это подчеркивает решающую роль океана в указанном районе (см. также [20]). Фактически междесятилетняя изменчивость ΔE значительно опережает изменения ТПО только в одном регионе — в Северо-Западной Атлантике. Именно в области Ньюфаундленда типичный фазовый сдвиг между квадратичными трендами ΔE и ТПО составляет ~ 200 мес ($\sim 16 - 17$ лет). Рис. 3, а, в и 9, а, б подтверждают идею об усилении Субполярного круговорота при низкочастотной интенсификации потоков тепла на поверхности океана и об обмене с Субтропическим круговоротом, что является главным механизмом генерации долгопериодных изменений в океане. Современные результаты моделирования [1] подтверждают, что соответствующие колебания меридионального переноса тепла отвечают за основную часть наблюдаемых изменений. На севере Тропической Атлантики на междесятилетнем масштабе существует баланс между направленным на север экмановским и направленным на юг глубководным переносом [5]. Это подтверждается тем обстоятельством, что фазы междесятилетних изменений ТПО и меридионального экмановского переноса в северной части Тропической Атлантики совпадают (таблица).



Р и с. 9. Фазы квадратичных трендов ТПО (а) и ΔE (б) в месяцах (начиная с января 1957 г.), когда достигаются экстремумы функции. Условные обозначения — см. рис. 2

Таким образом, схема междесятилетних ($T \sim 65$ лет) колебаний в системе океан – атмосфера такова. Они генерируются на северо-западе Северной Атлантики и распространяются вдоль основных траекторий глубинных океанических течений на юг. В то же время меняется интенсивность атмосферной циркуляции, и это приводит к переносу аномалий ТПО вдоль траекторий поверхностных течений. Положительная обратная связь в системе океан – атмосфера поддерживает первоначальный импульс, тогда как отрицательная обратная связь переключает фазу САК. Таким образом, большинство современных результатов подтверждает оригинальную идею Бьеркнеса, касающуюся

эффективности крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в Северной Атлантике и важности адвективных изменений ТПО для долговременных изменений в системе океан – атмосфера [21].

Области, в которых линейный тренд ТПО может вызывать нелинейный (параболический) тренд ΔE и, следовательно, — параболический тренд LE , достаточно ограничены. В этих регионах разделение естественных и антропогенных трендов невозможно с использованием предложенного метода, а доступные данные морских наблюдений не позволяют судить об относительных вкладах антропогенных и естественных изменений в общую низкочастотную изменчивость. Как было показано выше, в основном этот эффект достаточно слаб.

Заключение

1. Обнаружено значимое понижение ПТВ/ТПО в высоких широтах Северной Атлантики, повышение ПТВ/ТПО в средних широтах и охлаждение поверхности океана в Тропической Атлантике в 1957 – 1990 гг. Отрицательный тренд ТПО максимален в высокоширотной зоне, где он превышает отрицательный тренд ПТВ. Тренд $\Delta T/\Delta E$ отрицателен на большей части Северной Атлантики. Этот результат подтверждает факт сильного влияния Северной Атлантики на региональные (и, возможно, глобальные) тренды ПТВ за счет отрицательной обратной связи, которую поддерживают изменения явных и скрытых потоков тепла. Тренды ТПО и потоков тепла уменьшают повышение ПТВ в тропиках, несмотря на статистически значимое повышение скорости ветра в зоне северо-восточного пассата. Они вызывают также понижение ПТВ на севере Северной Атлантики.

2. Максимальное воздействие океана на атмосферу отмечается в определенных районах (таких, как северная часть Тропической Атлантики и северо-восточная часть Северной Атлантики), где пространственная структура линейных трендов ТПО, ΔE и потоков тепла одинакова. Трендами потоков тепла на поверхности океана здесь нельзя объяснить линейные тренды ТПО. Меридиональный экмановский перенос является одним из существенных факторов, регулирующих трендовые изменения ТПО в северной части Тропической Атлантики. Влияние линейного тренда абсолютной влажности на линейный тренд скрытых потоков тепла очень важно в северо-западной части тропиков и в центральной части Субтропической Атлантики.

3. Обнаружены значимые квадратичные тренды различных гидрометеопараметров и суммарных потоков тепла в 1957 – 1990 гг. как проявление естественной изменчивости с характерным периодом ~ 65 лет. Квадратичный тренд потоков тепла обусловлен, главным образом, квадратичным трендом ΔE . Междесятилетние изменения атмосферной влаги являются решающим фактором, регулирующим квадратичный тренд ΔE , за исключением окрестности Гольфстрима, где параболический тренд насыщающей влажности является более важным. Низкочастотные изменения потоков тепла на поверхности океана генерируют междесятилетнюю изменчивость в северо-западной части Северной Атлантики. В то же время долгопериодные изменения ТПО и ΔE на значительной части акватории Северной Атлантики синфазны. Это указывает на решающую роль изменчивости океана в поддержании междесятилетних колебаний в системе океан – атмосфера.

4. Полученные результаты указывают на принципиальную важность крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана для низкочастотной изменчивости климатической системы Северной Атлантики.

Выражаем благодарность профессору А. Суми (A. Sumi) и Н.А. Тимофееву за обсуждение первого варианта работы и критические замечания.

Работа была частично поддержана грантом NATO EST-CLG-978911.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Delworth T.S., Dixon K.W.* Implications of the Recent Trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic Thermohaline Circulation // *J. Clim.* — 2000. — 13. — P. 3721 – 3727.
2. *Hurrell J.W., Loon H.* Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation // *Clim. Change.* — 1997. — 36. — P. 301 – 326.
3. *Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N., Basharin D.V.* Low-frequency Variability of the Coupled Ocean-Atmosphere System: Global and Regional Aspects // *Proceedings of International Conference on Climate Change and Variability: Past, Present and Future.* — Tokyo. — 2000. — P. 231 – 236.
4. *Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н.* О статистической структуре гидрометеорологических полей в Северной Атлантике // *Морской гидрофизический журнал.* — 2004. — № 1. — С. 14 – 25.
5. *Eden C., Jung T.* North Atlantic interdecadal variability: Oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1856 – 1997) // *J. Clim.* — 2001. — № 14. — С. 676 – 691.
6. *Бирман В.А., Позднякова Т.Г.* Климатический мониторинг эффективных потоков тепла поверхности океана // *Метеорология и гидрология.* — 1992. — № 4. — С. 102 – 104.
7. *Дмитриев С.В.* Об интерполяции долговременных судовых данных на равномерную сетку // *Труды ВНИГМИ-МЦД.* — 1983. — 99. — С. 93 – 98.
8. *Артамонов Ю.В., Воскресенская Е.Н., Джиганшин Г.Ф. и др.* Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических и гидрофизических характеристик Тропической и Субтропической Атлантики в связи с глобальными вариациями типа Эль-Ниньо – Южные осцилляции / Под ред. А.Б. Полонского и А.А. Сизова // *Деп. рукопись № 4560.* — В91. — М.: ВИНТИ, 1991. — 247 с.
9. *Атлас теплового баланса Земного шара* / Под ред. М.И. Будыко. — Л.: Госгеолтехиздат, 1963. — 69 с.
10. *Bunker A.F.* Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972 // *Mon. Wea. Rev.* — 1980. — 108. — P. 720 – 732.
11. *Polonsky A.B., Kazakov S.I.* On a trend in the Coupled System over the North Atlantic and conveyor belt variability // *Proceedings of Regional Workshop on Climate Variability and Climate Change Vulnerability and Adaptation (PRAHA, 11 – 16 Sept. 1995).* — PRAHA, 1995. — P. 54 – 58.
12. *Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н.* Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология.* — 1996. — 7. — С. 89 – 99.
13. *Hurrell J.W.* Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // *Science.* — 1995. — 269, № 5224. — P. 676 – 679.
14. *Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б.* Тренды и межгодовая изменчивость параметров низкочастотного взаимодействия атмосферы и океана в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология.* — 1993. — № 11. — С. 73 – 80.
15. *Bigg G.R.* Comparison of Coastal Wind and Pressure Trends over the Tropical Atlantic: 1946 – 1987 // *Int. J. Climatol.* — 1993. — 13. — P. 411 – 421.
16. *Flohn H., Kapala A.* Changes of Tropical sea-air interaction processes over a 30-year period // *Nature.* — 1989. — 338, № 6212. — P. 244 – 246.
17. *Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б.* Низкочастотная изменчивость потоков тепла в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология.* — 1994. — № 6. — С. 48 – 58.
18. *Trenberth K.E.* Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change // *Clim. Change.* — 1998. — 39, № 4. — P. 667 – 694.

19. Corti S., Molteni F., Palmer T.N. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes // *Nature*. — 1999. — 398. — P. 799 – 802.
20. Cayan D. Interannual variability of moisture and heat fluxes over the North Atlantic. Euroclivar/US Workshop on the role of the Atlantic in Climate Variability (Florence, 11 – 14 May 1998). Workshop report. Eucliv. — 1998. — 11. — P. 22 – 23.
21. Bjerknes J. Atlantic air-sea interaction // *Adv. Geophys.* — 1964. — 10. — P. 1 – 82.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 12.11.02
После доработки 18.12.02

ABSTRACT Linear and parabolic trends of the atmosphere-ocean interaction characteristics over the North Atlantic are estimated using the historical data sets of the Russian Hydrometeorological Center for 1957 – 1990. The linear trends are considered as a possible manifestation of anthropogenic processes, and the parabolic ones – as natural low-frequency variability with a typical period of about 65 years. Linear trends of the sea surface temperature (SST) and the sea air temperature (SAT) are negative in high latitudes. Thermal contrasts (SST-SAT) and humidity deficiency tend to decrease over the major part of the water area under investigation. It denotes strong influence of the North Atlantic on SAT trends due to negative feedback generated by latent and sensible heat fluxes. Significant parabolic trends of various hydrometeorological parameters and total heat fluxes testify to the fact that natural variability with the typical period of about 65 years prevails in the North Atlantic. Parabolic trend of heat fluxes is conditioned mainly by ΔE parabolic trend. Long-term anomalies of SAT and ΔE are in phase over the most of the North Atlantic that shows the decisive role of the ocean variability in generation of interdecadal fluctuations in the coupled ocean-atmosphere system.