

АНАЛИЗ АСИММЕТРИИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕРХНЕГО СЛОЯ
СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ РЕ-АНАЛИЗА ORA-S3

П.А. Сухонос

Институт природно-технических систем,
РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28
E-mail: pasukhonis@mail.ru

Межгодовые аномалии температуры и толщины верхнего перемешанного слоя (ВПС), суммарного потока тепла на поверхности океана и модуля касательного напряжения трения ветра по данным океанического ре-анализа ORA-S3 в период 1980–2011 гг. в ряде регионов Северной Атлантики обладают негауссовой изменчивостью. В области к югу от Азорских островов распределение аномалий указанных характеристик имеет значимую положительную асимметрию. Положительная асимметрия аномалий температуры ВПС возникает из-за положительной асимметрии в изменчивости суммарного потока тепла на поверхности океана и толщины ВПС – составляющих главного слагаемого теплового баланса ВПС.

Ключевые слова: негауссовость, тепловой баланс, верхний перемешанный слой, Северная Атлантика

Поступила в редакцию: 12.09.2022. После доработки: 11.11.2022.

Введение. Характерной особенностью климатической системы является её негауссовость [1]. Ненулевая асимметрия определяет скошенность функции плотности вероятности (ФПВ) и достаточна для демонстрации негауссовости. На суточных масштабах наблюдения с океанских станций погоды показывают, что ФПВ аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в значительной степени не являются гауссовыми [2]. Стохастически–динамическое представление о негауссовой изменчивости ТПО в Мировом океане показало, что динамика негауссовой изменчивости ТПО определяется линейным стохастическим дифференциальным уравнением с линейным мультипликативным шумом [3]. Однако теория, представленная в цитируемой работе, не даёт оценок параметров стохастической модели, приуроченных к конкретным физическим процессам. Величины этих параметров и определяют знак и величины коэффициентов асимметрии и эксцесса, присущих отдельному региону. Авторы [3] применили идеи статистической механики к анализу изменчивости ТПО, пренебрегая локальной динамикой.

Как известно, вдали от интенсивных течений потоки тепла между атмосферой и океаном оказывают определяющее влияние на возникновение аномалий ТПО. По мнению авторов работ [2, 4], ФПВ аномалий ТПО, сформированных только за счёт аномалий потоков тепла на поверхности океана, будет иметь положительную асимметрию. Этот вывод подтверждается с помощью простых моделей локального взаимодействия атмосферы и океана [5]. Однако негауссовый характер ФПВ аномалий температуры верхнего перемешанного слоя (ВПС) может быть обусловлен и другими составляющими баланса тепла ВПС. Кроме того, ярко выраженная сезонность толщины ВПС и характеристик атмосферного воздействия также может вносить свой вклад в формирование негауссовой изменчивости ТПО.

Анализ девяти массивов океанографических данных показал, что коэффициенты асимметрии и эксцесса межгодовых аномалий ТПО за период 1980–2011 гг. во многих регионах Северной Атлантики не соответствуют гауссовому распределению [6]. Причем пространственное распределение этих коэффициентов имеет чётко определенную и простран-

ственно когерентную структуру. Одним из таких регионов является область с положительными коэффициентами асимметрии аномалий ТПО в восточной части субтропического круговорота, расположенная к югу от Азорских островов. Цель статьи – выявить причину положительной асимметрии аномалий ТПО в этой области с привлечением анализа величин слагаемых уравнения теплового баланса ВПС.

Данные и методы. В работе использованы среднемесячные данные из массива ре-анализа океана ORA-S3 с 1959 по 2011 гг. [7]. Данные о касательном напряжении трения ветра и суммарном потоке тепла на поверхности океана получены из массива ре-анализа атмосферы ERA-40 [8] и оперативного анализа по модели ERA-40. Эти потоки тепла и импульса использованы в качестве граничных условий на поверхности океана в ре-анализе ORA-S3. Указанный массив данных содержит полный набор параметров системы океан–атмосфера, по которому можно рассчитать все слагаемые замкнутого уравнения баланса тепла ВПС океана.

Исследования проводились для акватории Северной Атлантики, ограниченной координатами 0–65° с. ш. 8–80° з. д., за период 1980–2011 гг. Из временных рядов за указанный период в каждом узле пространственной сетки удалён

линейный тренд для каждого календарного месяца. Коэффициенты тренда рассчитывались по методу наименьших квадратов. Далее выполнено нормирование значений за каждый месяц на среднее квадратическое отклонение (СКО) межгодовых изменений за указанный период для этого месяца. После этого по полученным среднемесячным рядам рассчитаны коэффициенты асимметрии в каждом узле пространственной сетки. Если правый хвост распределения длиннее левого, то коэффициент асимметрии положителен и наоборот. Если распределение симметрично относительно математического ожидания, то его коэффициент асимметрии равен нулю. Стандартные ошибки (*standard errors (SE)*) асимметрии определялись по формуле $SE(skew) \approx \sqrt{6/N_{eff}}$, где N_{eff} — эффективное число независимых наблюдений [9]. При условии нормального распределения случайной величины около 95% всех её значений сосредоточено в интервале \pm две стандартные ошибки ($\pm 2SE$), что можно считать доверительным интервалом. Эта оценка не учитывает пространственную когерентность коэффициентов асимметрии.

Уравнение теплового баланса ВПС в предположении о вертикальной однородности температуры в этом слое имеет следующий вид

$$T_t + UT_x + VT_y + \frac{(T - T_{-H}) \cdot W'_{-H}}{H} - \frac{Q_0 - Q_{-H}}{\rho_0 C_p H} - HED = 0.$$

Здесь ρ_0 – плотность морской воды в ВПС, C_p – теплоемкость морской воды при постоянном давлении, H и T – толщина и температура ВПС, U и V – средние в пределах ВПС зональная и меридиональная компоненты вектора течений, W'_{-H} – вертикальная скорость течений, нормальная к топографии нижней границы ВПС, с учетом его горизонтальной неоднородности, T_x и T_y – зональный и меридиональный градиенты температуры ВПС, T_t – частная производная температуры ВПС, UT_x и VT_y –

зональная и меридиональная адвекция тепла в пределах ВПС, $(T - T_{-H}) \cdot W'_{-H} / H$ – вертикальная адвекция тепла на нижней границе ВПС, Q_0 и Q_{-H} – тепловые потоки на верхней и нижней границах ВПС.

Поток тепла на нижней границе ВПС Q_{-H} зависит от скорости заглубления ВПС (H_t), скачка температуры $(T - T_{-H})$ и скорости вертикальных движений у его основания и оценивается из обобщённого на случай горизонтально-неоднородного океана соотношения Крауса – Тернера [10]. Последнее слагаемое в левой части уравнения баланса тепла ВПС –

HED (horizontal eddy diffusivity) – характеризует горизонтальную вихревую диффузию тепла, которая определялась согласно [11]. Более подробно методика расчёта компонентов теплового баланса ВПС изложена в [12].

Начало системы координат находится на невозмущенной поверхности океана. Ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вверх.

Температура ВПС определяется как средняя температура в слое от поверхности океана до нижней границы ВПС, положение которой переменено по пространству и времени. В рамках интегральной модели верхнего слоя океана температура ВПС предполагается постоянной по глубине в пределах ВПС и в точности соответствует ТПО. Под ТПО понимается температура на самом верхнем горизонте (5 м) в используемом массиве данных.

Типичная величина погрешностей расчета различных слагаемых уравнения теплового баланса ВПС составляет порядка 10%. В отдельных областях в высоких широтах в зимний период типичная погрешность оценки величин потоков тепла на нижней границе ВПС может достигать 50% вследствие низкого пространственно–временного разрешения доступных данных ре-анализа.

Все перечисленные слагаемые оценивались для каждого месяца за период 1980–2011 гг. Затем рассчитывалась дисперсия компонентов баланса тепла по среднемесячным величинам во все месяцы года за исследуемый период. После этого определялся вклад дисперсии отдельных составляющих в суммарную дисперсию левой части уравнения теплового баланса ВПС в эти месяцы.

Результаты. Пространственное распределение коэффициентов асимметрии временных рядов ТПО, суммарного потока тепла на поверхности океана, толщины ВПС и модуля касательного напряжения трения ветра за период 1980 – 2011 гг. в Северной Атлантике имеет следующие особенности (рис. 1). В поле коэффициентов асимметрии аномалий ТПО по используемым данным выделяются области с отрицательными величинами (рис. 1а). К ним относятся: восточная часть экваториальной зоны Атланти-

ческого океана, область перехода Гольфстрима в Североатлантическое течение и области к югу от Исландии. Область отрицательных коэффициентов асимметрии ТПО в системе Гольфстрим–Североатлантическое течение может плохо проявляться из-за грубого пространственного разрешения исходных данных. Наблюдаемая негауссова изменчивость ТПО в этом регионе хорошо описывается стохастической адвекцией аномалий ТПО в идеализированном зональном течении [4]. Области положительных коэффициентов асимметрии аномалий ТПО расположены к северо-востоку от Южной Америки и к югу от Азорских островов. Отметим, что положительная асимметрия в распределении аномалий ТПО в области к югу от Азорских островов особенно сильно выражена летом, что согласуется с результатами [4, 6].

Положительные коэффициенты асимметрии аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана сосредоточены в окрестности западноафриканского апвеллинга, области к югу от Азорских островов и интенсивных течениях к северу от 30° с. ш. (рис. 1б). К ним относятся: система Гольфстрим–Североатлантическое течение, Восточно–Гренландское и Лабрадорское течения. Области отрицательных коэффициентов асимметрии аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана расположены у северного побережья Южной Америки и малы по площади.

Обширная область положительных коэффициентов асимметрии аномалий толщины ВПС расположена в центральной части субполярного круговорота (рис. 1в). Несмотря на не самые высокие средние многолетние значения толщины ВПС здесь, положительная асимметрия аномалий толщины ВПС возникает из-за развития глубокой конвекции в осенне–зимние месяцы. Отмечаются положительные коэффициенты асимметрии аномалий толщины ВПС в восточной части Северной Атлантики и области к югу от Азорских островов. Области отрицательных коэффициентов асимметрии аномалий толщины ВПС расположены между Северной Америкой и Гренландией.

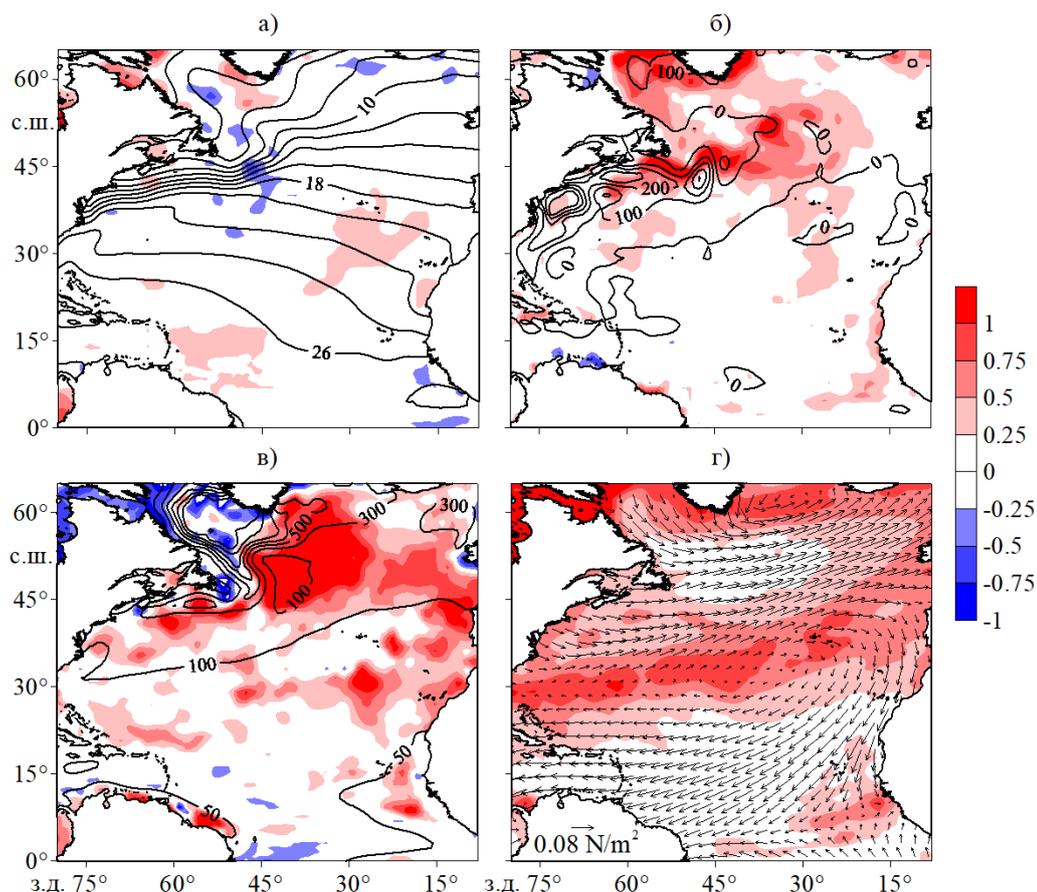


Рис. 1. Коэффициенты асимметрии аномалий ТПО (а), аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана (б), аномалий толщины ВПС (в) и аномалий модуля касательного напряжения трения ветра (г) за период 1980–2011 гг. Показаны только значимые на 95% уровне доверия величины. Изолиниями на рис. а, б, в и векторами на рис. г показаны средние многолетние величины

Fig. 1. Skewness of ocean surface temperature anomaly (a), net surface heat flux anomaly (b), the upper mixed layer (UML) depth anomaly (c) and wind stress modulus anomaly (d) for the period 1980–2011. Only values that are significant at the 95% confidence level are shown. The isolines in figs. a, b, c and vectors in fig. d show long-term average values

Положительные коэффициенты асимметрии аномалий модуля касательного напряжения трения ветра расположены в тех регионах, где средние величины этого параметра малы (рис. 1г). К ним относятся: область между северо-восточным и юго-восточным пассатами, область между северо-восточными пассатами и Западными ветрами, область между восточными ветрами и Западными ветрами. Отрицательные коэффициенты асимметрии аномалий рассматриваемого параметра не обнаружены.

Таким образом, изучаемые параметры системы ВПС–приводный слой атмосферы в ряде регионов Северной Атлантики обладают негауссовой изменчиво-

стью. В области к югу от Азорских островов распределение всех рассматриваемых характеристик имеет значимую положительную асимметрию. Рассмотрим временные зависимости между аномалиями этих параметров в этой области.

В области к югу от Азорских островов была выбрана трапеция $2^\circ \times 2^\circ$ с центром в 30° с. ш. 30° з. д. Получены линейные зависимости между аномалиями исследуемых параметров за период 1980–2011 гг. Поскольку рассматриваемые характеристики не являются нормально распределёнными, то для выявления тесноты связей между ними используется ранговая корреляция Спирмена.

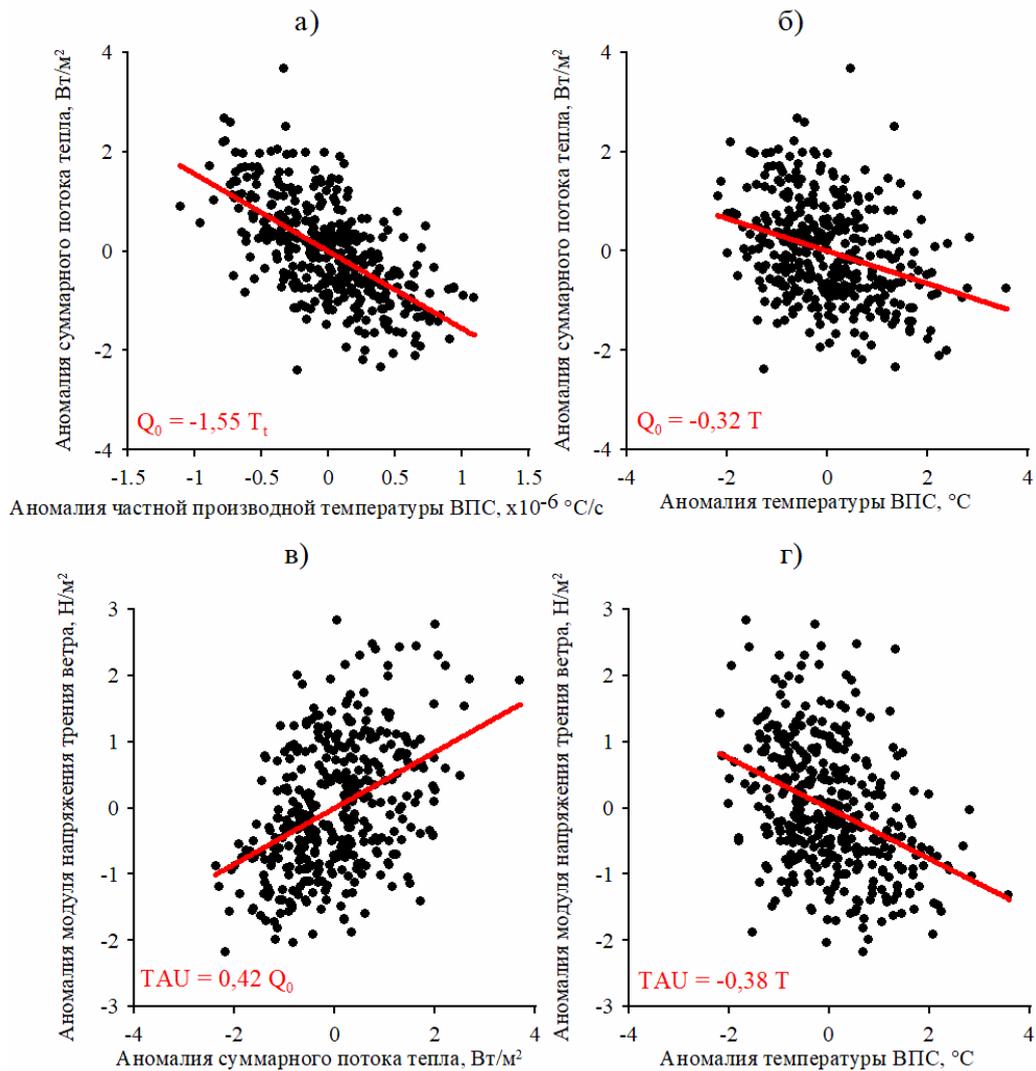


Рис. 2. Зависимость аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана (Q_0) от аномалий частной производной температуры ВПС (T_t) (а), аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана (Q_0) от аномалий температуры ВПС (T) при лидировании потока тепла на 1 месяц (б), аномалий модуля касательного напряжения трения ветра (TAU) от аномалий суммарного потока тепла на поверхности океана (Q_0) (в) и аномалий модуля касательного напряжения трения ветра (TAU) от аномалий температуры ВПС (T) при лидировании модуля касательного напряжения трения ветра на 1 месяц (г) в трапеции $2^\circ \times 2^\circ$ с координатами центра 30° с. ш. 30° з. д.

в период 1980–2011 гг. Прямые красные линии – линейная аппроксимация

Fig. 2. Dependence of the net surface heat flux anomalies (Q_0) on the anomalies of the UML temperature partial derivative (T_t) (a), the net surface heat flux anomalies (Q_0) on the UML temperature anomalies (T) when the heat flux leading for 1 month (b), the wind stress modulus anomalies (TAU) on the net surface heat flux anomalies (Q_0) (c) and the wind stress modulus anomalies (TAU) on the UML temperature anomalies (T) when the wind stress modulus leading for 1 month (d) in a trapezoid $2^\circ \times 2^\circ$ with center coordinates 30° N 30° W in the period 1980–2011. Straight red lines – linear approximation

Аномалии частной производной температуры ВПС и суммарного потока тепла на поверхности океана имеют синхронную отрицательную связь с коэффициентом корреляции равным $-0,63$ (рис. 2а). Отток тепла с поверхности

океана ($Q_0 > 0$) вызывает уменьшение скорости потепления ВПС ($T_t < 0$) и наоборот. Аномалии частной производной температуры ВПС и толщины ВПС значимую синхронную связь не имеют. При лидировании частной производной

температуры ВПС на 1 месяц между этими параметрами возникает отрицательная связь с коэффициентом корреляции равным $-0,43$. Уменьшение скорости потепления ВПС ($T_r < 0$) сопровождается заглублением ВПС ($H > 0$) на следующий месяц и наоборот. Аномалии температуры и толщины ВПС имеют синхронную отрицательную связь с коэффициентом корреляции равным $-0,38$. Заглубление ВПС ($H > 0$) сопровождается вовлечением холодной воды в ВПС и, как следствие, охлаждением ВПС ($T < 0$) и наоборот. Аномалии суммарного потока тепла на поверхности океана и температуры ВПС значимую синхронную связь не имеют. При лидировании суммарного потока тепла на 1 месяц между этими параметрами возникает отрицательная связь с коэффициентом корреляции равным $-0,33$ (рис. 2б). Отток тепла с поверхности океана ($Q_o > 0$) сопровождается охлаждением ВПС ($T < 0$) на следующий месяц и наоборот. Аномалии суммарного потока тепла на поверхности океана и модуля касательного напряжения трения ветра имеют синхронную положительную связь с коэффициентом корреляции равным $0,40$ (рис. 2в). Аномалии теплового потока тесно связаны с аномалиями скорости ветра [13]. Аномалии модуля касательного напряжения трения ветра и температуры ВПС имеют синхронную отрицательную связь с коэффициентом корреляции равным $-0,33$. При лидировании ветрового воздействия на 1 месяц между этими параметрами возникает более сильная отрицательная связь с коэффициентом корреляции равным $-0,38$ (рис. 2г). Интенсификация ветрового воздействия способствует оттоку тепла с поверхности океана и заглублению и охлаждению ВПС, более сильно выраженному на следующий месяц. Такой сдвиг обусловлен термической инерцией ВПС [14, 15].

Таким образом, в области к югу от Азорских островов подтверждается тесная отрицательная связь между аномалиями частной производной температуры ВПС и аномалиями суммарного потока тепла на поверхности океана. Ано-

малии суммарного потока тепла и модуля касательного напряжения трения ветра, обладающие значимой положительной асимметрией, имеют тесную положительную связь между собой. Аномалии указанных параметров при лидировании на 1 месяц сопровождаются формированием аномалий температуры ВПС противоположного знака.

Рассмотрим далее причины формирования аномалий температуры ВПС в области к югу от Азорских островов с помощью анализа компонентов замкнутого теплового баланса ВПС. Соотношение дисперсий аномалий компонентов теплового баланса ВПС в рассматриваемой области рассчитано для каждого календарного месяца и показано на рис. 3.

Вклад дисперсии аномалий частной производной температуры ВПС в общую дисперсию теплового баланса ВПС минимален в мае и максимален в летние месяцы (6–9%). Рассматриваемая область является малоадвективным регионом: скорости течений и горизонтальные градиенты температуры ВПС малы. Вклад дисперсии аномалий горизонтальной адвекции тепла в ВПС в общую дисперсию теплового баланса ВПС наименьший и регистрируется с января по март (до 3%). Вклад дисперсии аномалий вертикальной адвекции тепла на нижней границе ВПС в общую дисперсию теплового баланса ВПС существенен. Его величина изменяется от 9–12% в апреле и летних месяцах до 35–40% в мае и зимних месяцах.

Вклад дисперсии аномалий суммарного потока тепла на верхней границе ВПС, нормированных на толщину ВПС, в общую дисперсию теплового баланса ВПС наибольший среди остальных слагаемых. В летние месяцы величина этого вклада максимальна и составляет ~50%. С октября по май вклад дисперсии аномалий этого слагаемого в общую изменчивость баланса тепла ВПС насчитывает 25–35%. Вклад дисперсии аномалий потока тепла на нижней границе ВПС в общую дисперсию теплового баланса ВПС невелик и отмечается с августа по декабрь с максимумом в ноябре (7%). В этот период года ВПС интенсивно заглубляется и это приводит к возникно-

вению потока тепла на нижней границе ВПС, вкладом которого нельзя пренебрегать в суммарном балансе тепла ВПС. Вклад дисперсии аномалий горизонтальной вихревой диффузии тепла в общую дисперсию теплового баланса ВПС существенен. В целом вклад дис-

персии аномалий этого слагаемого в общую изменчивость баланса тепла ВПС составляет около 30%. Минимальные величины вклада отмечаются в октябре–ноябре (20–25%) и максимальные величины вклада – в марте–апреле (40–45%).

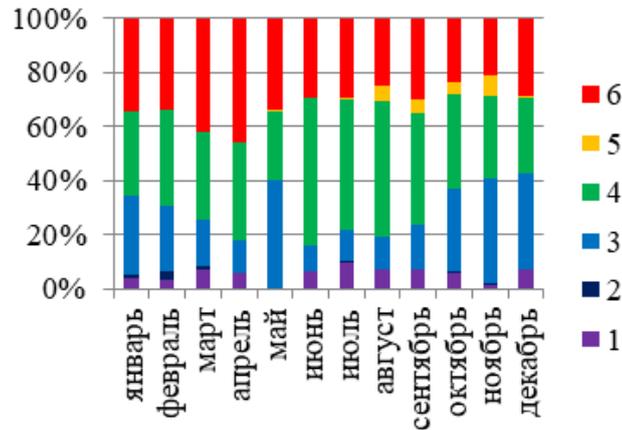


Рис. 3. Вклад дисперсии (%) слагаемых в общую дисперсию теплового баланса ВПС по месяцам в период 1980–2011 гг. в окрестности 30° с. ш. 30° з. д. На рисунке цифрами обозначены компоненты баланса тепла: 1 – частная производная температуры ВПС; 2 – горизонтальная адвекция тепла; 3 – вертикальная адвекция тепла на нижней границе ВПС;

4 – суммарный поток тепла на поверхности океана, нормированный на толщину ВПС;

5 – поток тепла на нижней границе ВПС; 6 – горизонтальная вихревая диффузия тепла

Fig. 3. Contribution of the variance (%) of the terms to the total variance of the UML heat balance by months in the period 1980–2011 in the vicinity of 30° N 30° W. In figure the heat balance components are indicated by numbers: 1 – the UML temperature partial derivative; 2 – horizontal heat advection;

3 – vertical heat advection at the UML lower boundary; 4 – net surface heat flux, normalized to the UML depth; 5 – heat flux at the UML lower boundary; 6 – horizontal eddy diffusivity of heat

Согласно центральной предельной теореме [16], если случайная величина представляет собой результат взаимодействия сравнительно слабых и примерно равноценных факторов, то распределение такой величины при достаточно большом числе факторов стремится к нормальному распределению. Однако если среди множества взаимодействующих факторов есть хотя бы один или два преобладающих фактора, то уже нет оснований утверждать, что случайная величина будет подчиняться нормальному закону. В данном случае аномалия температуры ВПС является результатом взаимодействия всех компонентов теплового баланса ВПС. Один из компонентов (суммарный поток тепла на верхней границе ВПС, нормированный на толщину ВПС) составляет существенную долю общей дисперсии балан-

са тепла ВПС в годовом цикле (от ~30% в холодный период года до ~50% в теплый период года в области к югу от Азорских островов). Причем оба составляющих этого компонента баланса тепла ВПС (суммарный поток тепла на поверхности океана и толщина ВПС) характеризуются значимой положительной асимметрией в рассматриваемой области. ФПВ межгодовых аномалий других компонентов теплового баланса ВПС не проявляют значимой асимметрии. На основании этого можно заключить, что положительная асимметрия аномалий температуры ВПС в области к югу от Азорских островов в основном возникает за счёт наличия положительной асимметрии в изменчивости суммарного потока тепла на поверхности океана и толщины ВПС – составляющих главного компонента теплового баланса ВПС.

Заключение. Температура и толщина ВПС, суммарный поток тепла на поверхности океана и модуль касательного напряжения трения ветра в ряде регионов Северной Атлантики обладают негауссовой изменчивостью. В области к югу от Азорских островов ФПВ межгодовых аномалий всех указанных характеристик имеет значимую положительную асимметрию.

В обозначенной области подтверждается тесная отрицательная связь между аномалиями частной производной температуры ВПС и аномалиями суммарного потока тепла на поверхности океана. Аномалии суммарного потока тепла и модуля касательного напряжения трения ветра, обладающие значимой положительной асимметрией, имеют тесную положительную связь между собой. Аномалии указанных параметров при лидировании на 1 месяц сопровождаются формированием аномалий температуры ВПС противоположного знака.

Анализ слагаемых замкнутого уравнения теплового баланса ВПС показал, что в области к югу от Азорских островов важную роль в формировании аномалий температуры ВПС играют процессы локального взаимодействия океана с атмосферой. Изменчивость суммарного потока тепла, нормированного на толщину ВПС, составляет существенную долю общей дисперсии теплового баланса ВПС в годовом цикле. В летние месяцы величина этого вклада максимальна и составляет ~50%.

Таким образом, положительная асимметрия аномалий температуры ВПС в области к югу от Азорских островов в основном возникает за счёт наличия положительной асимметрии в изменчивости суммарного потока тепла на поверхности океана и толщины ВПС – составляющих главного слагаемого теплового баланса ВПС.

Автор выражает глубокую благодарность рецензенту за ценные рекомендации к первому варианту статьи.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИПТС № госрегистрации 121122300074-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pires C.A.L., Hannachi A. Independent subspace analysis of the sea surface temperature variability: non-gaussian sources and sensitivity to sampling and dimensionality // Complexity. 2017. V. 2017. Article ID 3076810. <https://doi.org/10.1155/2017/3076810>.
2. Sura P., Newman M., Alexander M.A. Daily to decadal sea surface temperature variability driven by state-dependent stochastic heat fluxes // Journal of Physical Oceanography. 2006. V. 36. No. 10. P. 1940–1958. <https://doi.org/10.1175/JPO2948.1>.
3. Sura P., Sardeshmukh P.D. A global view of non-Gaussian SST variability // Journal of Physical Oceanography. 2008. V. 38. No. 3. P. 639–647. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3761.1>.
4. Sura P. On non-Gaussian SST variability in the Gulf Stream and other strong currents // Ocean Dynamics. 2010. V. 60. No. 1. P. 155–170. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0255-9>.
5. Sura P., Sardeshmukh P.D. A global view of air–sea thermal coupling and related non-Gaussian SST variability // Atmospheric Research. 2009. V. 94. No. 1. P. 140–149. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.08.008>.
6. Sukhonos P.A., Evstigneev V.P. Analysis of the non-Gaussianity of the sea surface temperature in the North Atlantic based on reanalysis data // Processes in GeoMedia. 2022. V. 6. https://doi.org/10.1007/978-3-031-16575-7_57.
7. Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T. The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // Monthly Weather Review. 2008. V. 136. No. 8. P. 3018–3034. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1>.
8. Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J. et al. The ERA-40 re-analysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2005. V. 131. No. 612. P. 2961–3012. <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>.

9. *Brooks C.E.P., Carruthers N.* Handbook of Statistical Methods in Meteorology, London: Her Majesty's Stationery Office, 1953, 412 p.
10. *Kraus E.B.* Modeling and prediction of the upper layers of the ocean, Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979, pp. 175–208.
11. *Wolff J.-O., Maier-Reimer E., Legutke S.* The ocean primitive equation model. Tech. Rep. No. 13, Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ), 1997, 98 p.
12. *Полонский А.Б., Сухонос П.А.* О вкладе вихревого переноса в среднегодовой бюджет тепла верхнего слоя Северной Атлантики // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 5. С. 597–606. <https://doi.org/10.1134/S0002351518050097>.
13. *Alexander M.A., Scott J.D.* Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans // *Journal of the Climate*. 1997. V. 10. No. 11. P. 2963–2978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2963:SFVOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2963:SFVOTN>2.0.CO;2).
14. *Pookkandy B., Dommenget D., Klingaman N., Wales S., Chung C., Frauen C., Wolff H.* The role of local atmospheric forcing on the modulation of the ocean mixed layer depth in reanalysis and a coupled single column ocean model // *Climate Dynamics*. 2016. V. 47. No. 9. P. 2991–3010. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3009-7>.
15. *Дианский Н.А.* Временные связи и пространственные формы совместных мод аномалий высоты изобарической поверхности 500 мб и температуры поверхности океана зимой в Северной Атлантике // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 2. С. 197–213.
16. *Кацман Ю.Я.* Теория вероятностей, математическая статистика и случайные процессы: учебник. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. 131 с.

ANALYSIS OF THE SKEWNESS OF CHARACTERISTICS OF THE UPPER LAYER OF THE NORTH ATLANTIC ACCORDING TO THE ORA-S3 REANALYSIS

P.A. Sukhonos

Institute of Natural and Technical Systems,
RF, Sevastopol, Lenin St., 28

The interannual anomalies of the upper mixed layer (UML) temperature and depth, the net surface heat flux and the wind stress modulus according to the ORA-S3 oceanic reanalysis data for the period 1980–2011 in a number of regions of the North Atlantic exhibit non-Gaussian variability. In the area south of the Azores, the distribution of anomalies of these characteristics has a significant positive skewness. The positive skewness of the UML temperature anomalies arises due to the positive skewness in the variability of the net surface heat flux and the UML depth, which are the components of the main UML heat balance term.

Keywords: non-Gaussianity, heat balance, upper mixed layer, North Atlantic.

REFERENCES

1. *Pires C.A.L. and Hannachi A.* Independent subspace analysis of the sea surface temperature variability: non-gaussian sources and sensitivity to sampling and dimensionality. *Complexity*, 2017, Vol. 2017, Article ID 3076810. <https://doi.org/10.1155/2017/3076810>.
2. *Sura P., Newman M. and Alexander M.A.* Daily to decadal sea surface temperature variability driven by state-dependent stochastic heat fluxes. *Journal of Physical Oceanography*, 2006, Vol. 36, No. 10, pp. 1940–1958. <https://doi.org/10.1175/JPO2948.1>.
3. *Sura P. and Sardeshmukh P.D.* A global view of non-Gaussian SST variability. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, Vol. 38, No. 3, pp. 639–647. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3761.1>.

4. Sura P. On non-Gaussian SST variability in the Gulf Stream and other strong currents. *Ocean Dynamics*, 2010, Vol. 60, No. 1, pp. 155–170. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0255-9>.
5. Sura P. and Sardeshmukh P.D. A global view of air–sea thermal coupling and related non-Gaussian SST variability. *Atmospheric Research*, 2009, Vol. 94, No. 1, pp. 140–149. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.08.008>.
6. Sukhonos P.A. and Evstigneev V.P. Analysis of the non-Gaussianity of the sea surface temperature in the North Atlantic based on reanalysis data. *Processes in GeoMedia*, 2022, Vol. 6. https://doi.org/10.1007/978-3-031-16575-7_57.
7. Balmaseda M.A., Vidard A., and Anderson D.L.T. The ECMWF Ocean Analysis System: ORAS3. *Monthly Weather Review*, 2008, Vol. 136, No. 8, pp. 3018–3034. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1>.
8. Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., et al. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, Vol. 131, No. 612, pp. 2961–3012. <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>.
9. Brooks C.E.P. and Carruthers N. Handbook of Statistical Methods in Meteorology, London: Her Majesty's Stationery Office, 1953, 412 p.
10. Kraus E.B. Modeling and prediction of the upper layers of the ocean, Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979, pp. 175–208.
11. Wolff J.-O., Maier-Reimer E., and Legutke S. The ocean primitive equation model. Tech. Rep. No. 13, Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ), 1997, 98 p.
12. Polonsky A.B. and Sukhonos P.A. O vklade vihrevogo perenosa v srednegodovoj byudzhnet tepla verhnego sloya Severnoj Atlantiki (On the contribution of the eddy transport to the annual mean heat budget of the upper layer in the North Atlantic). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018, Vol. 54, No. 5, pp. 507–514. <https://doi.org/10.1134/S0001433818050092>.
13. Alexander M.A. and Scott J.D. Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Journal of the Climate*, 1997, Vol. 10, No. 11, pp. 2963–2978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2963:SFVOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2963:SFVOTN>2.0.CO;2).
14. Pookkandy B., Dommenges D., Klingaman N., Wales S., Chung C., Frauen C., and Wolff H. The role of local atmospheric forcing on the modulation of the ocean mixed layer depth in reanalysis and a coupled single column ocean model. *Climate Dynamics*, 2016, Vol. 47, No. 9, pp. 2991–3010. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3009-7>.
15. Dianskii N.A. Vremennye svyazi i prostranstvennyye formy sovместnyh mod anomalij vy-soty izobaricheskoj poverhnosti 500 mb i temperatury poverhnosti okeana zimoj v Severnoj Atlantike (Spatio-temporal patterns between the coupled modes of 500-mb geopotential height and sea surface temperature anomalies in the wintertime North Atlantic). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 1998, Vol. 34, No. 2, pp. 197–213.
16. Katsman Yu.Ya. Teoriya veroyatnostey, matematicheskaya statistika i sluchaynyye protsessy (Probability theory, mathematical statistics and stochastic processes). Tomsk: Izd-vo Tomskogo politekhnicheskogo universiteta, 2013, 131 p.