

О НИЗКОЧАСТОТНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА НА АКВАТОРИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Е.А. Базюра, А.Б. Полонский,
А.В. Юрковский

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
99011, г. Севастополь, ул Капитанская, 2
E-mail: lalsufeia@gmail.com

На основе ежемесячных данных реанализа NCEP за 1950-2001 гг. выявлены сезонные особенности пространственного распределения турбулентных потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера, оценена их изменчивость на масштабах более 8 лет.

Введение. Проблема диагноза и прогноза климатических изменений глобального и регионального масштабов относится к числу важнейших цивилизационных проблем современности. Выделяют два типа причин климатических изменений: внешние и внутренние. К внешним относят такие факторы, как изменение потока приходящей солнечной радиации и приливно-отливные явления. Внутренние причины обусловлены изменениями внутри самой климатической системы объединяющей атмосферу, океан, криосферу, сушу и биоту [1]. В данной работе будет проанализирована одна из внутренних причин изменений климата, связанная с крупномасштабным тепловым взаимодействием океана и атмосфера, а именно, низкочастотная изменчивость турбулентных потоков тепла. Океан за счет сравнительно большей теплоемкости является более инерционной (по сравнению с атмосферой) частью климатической системы. Изучая низкочастотную изменчивость турбулентных потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера ($H+LE$), можно выделить области, где океан играет ключевую роль в изменчивости климатической системы на соответствующих масштабах. Цель работы: выявление сезонных особенностей пространственного распределения суммарных турбулентных потоков тепла на границе раздела океан-атмосфера, оценка их низкочастотной изменчивости. Данная работа является продолжением исследований, результаты которых опубликованы в [2].

Характеристика использованного материала и методика его обработки. В работе были использованы ежемесячные данные реанализа NCEP по турбулентным явным (H) и скрытым (LE) потокам тепла за 1950-2001 гг. Величины потоков представлены в узлах гауссовой сетки со средним шагом по широте и долготе $1,9^\circ$ и $1,875^\circ$ соответственно. По этим данным рассчитывались следующие величины:

- линейные тренды ($H+LE$);
- среднеквадратические отклонения (СКО) суммарных турбулентных потоков тепла;
- СКО суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах (SKO_{nq} ($H+LE$)). Они были выделены с использованием фильтра Тьюки. Параметры фильтра выбирались таким образом, чтобы полностью подавить колебания с периодами менее 8 лет;
- коэффициенты вариации ($H+LE$) на низких частотах.

Результаты и их анализ. Распределение суммарных турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана. По данным реанализа NCEP среднемесячные величины ($H+LE$), осредненные за период 1950-2001 гг., изменяются в пределах от -30 до $400 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (на рисунке 1 показаны средние за исследуемый период величины ($H+LE$) для января и июля). Максимальные положительные величины ($H+LE$) наблюдаются зимой Северного полушария (СП) в окрестности течений Гольфстрим, Куросио и на акваториях Лабрадорского, Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей. Здесь ($H+LE$) составляют $200-400 \text{ Вт}/\text{м}^2$. При этом в Южном океане отмечаются минимальные положительные величины турбулентных потоков тепла ($0 \leq (H+LE) \leq 25 \text{ Вт}/\text{м}^2$). Несмотря на явное преобладание положительных величин в некоторых районах Мирового океана наблюдаются отрицательные величины ($H+LE$). К таким районам относятся области, покрытые льдом ($-30 \leq (H+LE) \leq -10 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и занятые перманентным океаническим апвеллингом у западного побережья Южной Америки между 0° и $15-20^\circ$ ю.ш., где на протяжении всего года суммарные турбулентные потоки тепла также отрицательны и составляют $\sim -10 \text{ Вт}/\text{м}^2$. В теплый период СП (с мая по август) отрицательные потоки тепла наблюдаются у северного побережья Азии, в

южной части Северного Субполярного круговорота в Тихом океане и в окрестности следующих холодных течений: Лабрадорского (-30° (Н+ЛЕ) $-10 \text{ Вт}/\text{м}^2$), Камчатского, Курильского (-20° (Н+ЛЕ) $-5 \text{ Вт}/\text{м}^2$). В этих районах явные потоки тепла направлены из атмосферы в океан, т.к. температура поверхности океана ниже, чем температура

воздуха, а скрытые потоки малы. То, на этих акваториях Н являются главной составной частью (Н+ЛЕ), обуславливающей отрицательные величины суммарных турбулентных потоков тепла. Наибольшие сезонные вариации (Н+ЛЕ) ($200-300 \text{ Вт}/\text{м}^2$) соответствуют областям интенсивных течений Гольфстрим и Куросио.

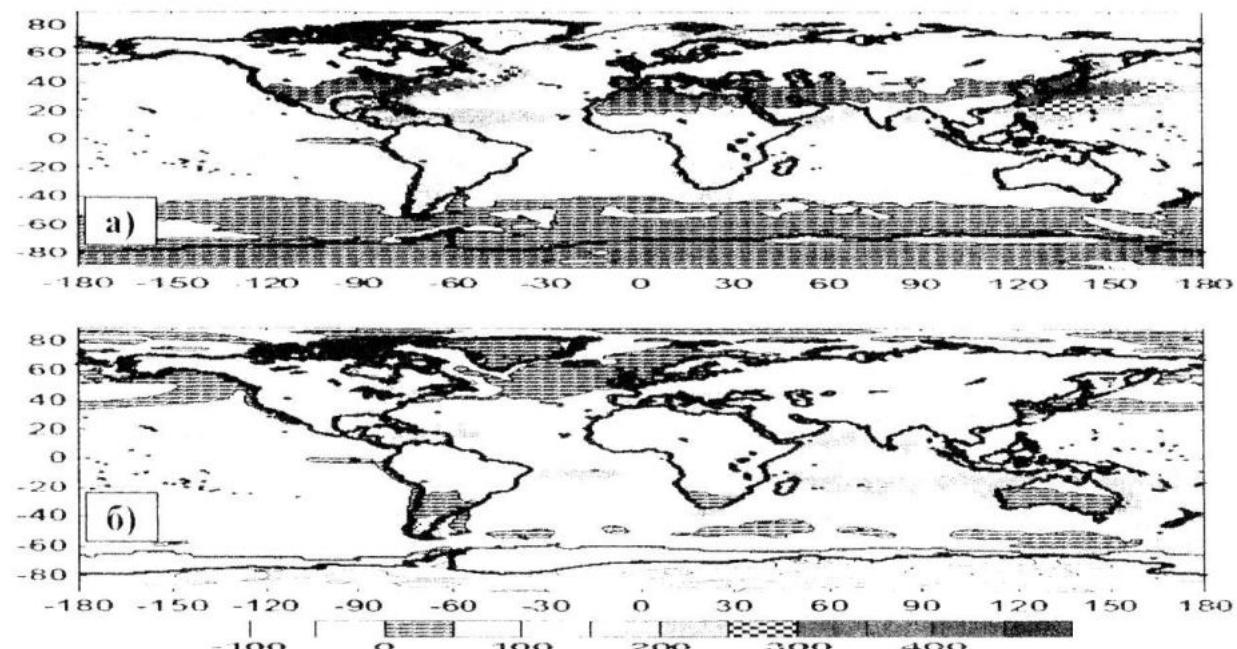


Рисунок 1. Средние за 1950–2001 гг. величины суммарных турбулентных потоков тепла. Вт/м²: а) – январь, б) – июль.

Сравнение величин (Н+ЛЕ), полученных по данным NCEP, с представленными в работе [3] показало, что основные закономерности распределения потоков тепла на акватории Мирового океана сохраняются. В среднем величины (Н+ЛЕ), подсчитанные в [3], превышают величины потоков по данным реанализа NCEP на $20 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Это расхождение связано с большими коэффициентами турбулентного обмена C_H и C_L , выбранными при расчетах потоков тепла в работе [3]. Отметим, что разброс оценок (Н+ЛЕ) в $20 \text{ Вт}/\text{м}^2$ является типичным [3].

Распределение трендов суммарных турбулентных потоков тепла на акватории Мирового океана. Тренды (Н+ЛЕ) на большей части акватории Мирового океана отрицательны. В центре северной тропической части Тихого океана ($10^{\circ}-20^{\circ}\text{с.ш.}, 120^{\circ}-165^{\circ}\text{з.д.}$) значимые на 80% уровне тренды (Н+ЛЕ) отмечены для периода июня–сентябрь (рис. 2).

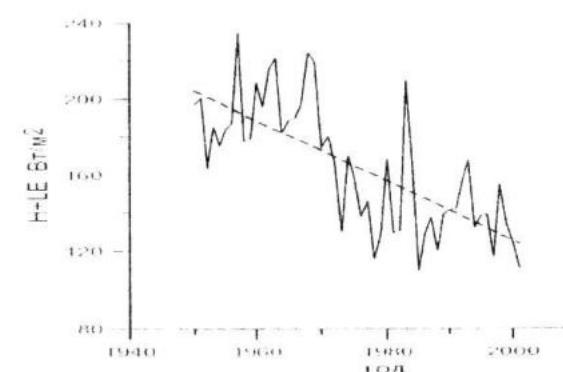


Рисунок 2. Временной ряд суммарных турбулентных потоков тепла (в точке $10.476^{\circ}\text{с.ш.}, 148.125^{\circ}\text{з.д.}$) в июле. Пунктиром показан линейный тренд.

Величины трендов изменяются от -0.75 до $-2 \text{ Вт}/(\text{м}^2\cdot\text{год})$. Максимальные плюсовые, ограниченные изолиниями наибольших трендов (Н+ЛЕ), соответствуют периоду июня–июль. В экваториальной зоне Тихого океана ($5^{\circ}\text{ю.ш.}-8^{\circ}\text{с.ш.}, 110^{\circ}-145^{\circ}\text{з.д.}$) значи-

мые на 80%-уровне тренды соответствуют периоду с июня по декабрь, их величины изменяются от $-0,5$ до $-2 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$. На остальной акватории Мирового океана, значимость трендов ($H+LE$) не превышает 80%.

Ежегодное уменьшение притока тепла в нижнюю тропосферу в результате ослабления турбулентного теплообмена океана с атмосферой одного порядка с дополнительным притоком тепла, обусловленным глобальным потеплением. Таким образом, океан демпфирует потепление нижней тропосферы посредством уменьшения ($H+LE$).

Низкочастотная изменчивость турбулентных потоков тепла. СКО ($H+LE$) на

акватории Мирового океана лежат в интервале от $1,4$ до $235 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Максимальные СКО отмечены на границе кромки льда в Северном Ледовитом и Южном океанах и зимой СП у восточных побережий Северной Америки и Евразии ($100 \leq \text{СКО} \leq 235 \text{ Вт}/\text{м}^2$), минимальные – на акваториях, покрытых льдом ($3 \leq \text{СКО} \leq 10 \text{ Вт}/\text{м}^2$).

Величины СКО суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах на акватории Мирового океана изменяются от $0,3$ до $130 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (рис.3). В среднем низкочастотная изменчивость составляет около 40% от общей изменчивости суммарных турбулентных потоков тепла.

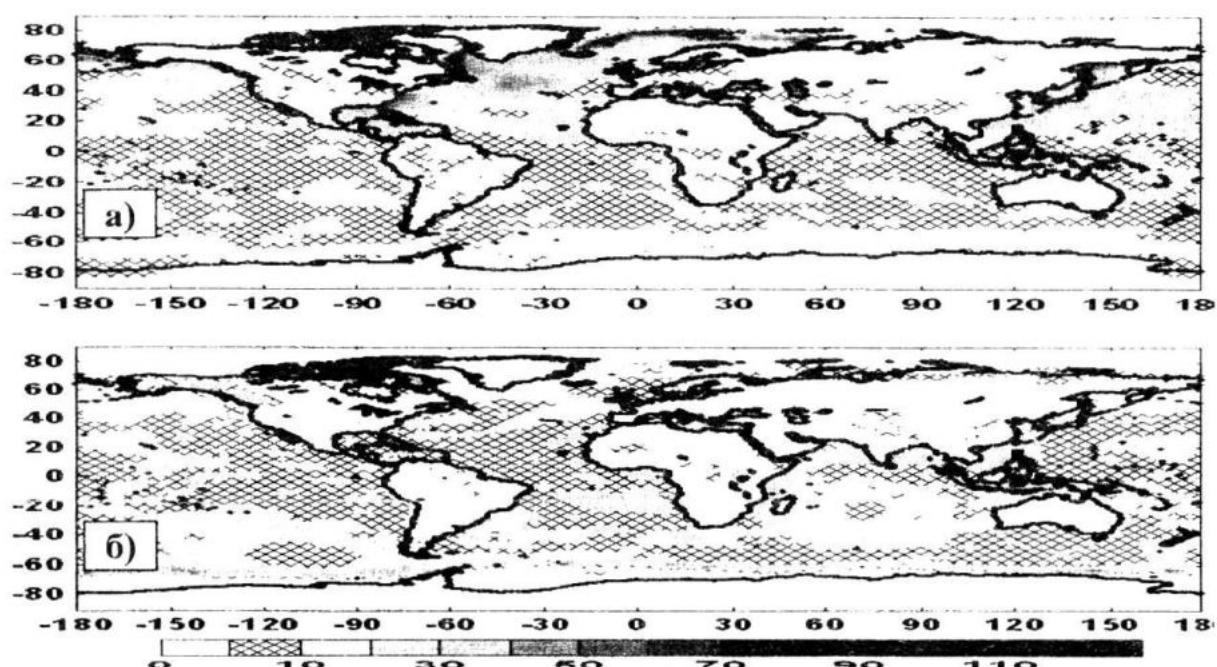


Рисунок 3 – Среднеквадратические отклонения суммарных турбулентных потоков тепла на низких частотах, $T > 10$ лет, $\text{Вт}/\text{м}^2$ а) - январь, б) - июль

В СП максимум низкочастотной изменчивости ($H+LE$) отмечается зимой в Атлантическом океане в областях Лабрадорского (рис. 4), Гренландского, Норвежского морей, окрестности Восточно-Гренландского течения, т.е. области формирования Североатлантической глубинной водной массы. В этих районах $\text{СКО}_{\text{нч}} (H+LE)$ составляют 60 – $130 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а C_V варьирует от $0,4$ до 1 . Изменчивость ($H+LE$) в этом регионе, по-видимому, является одним из главных проявлений долгопериодных колебаний в системе океан-атмосфера. Другим проявле-

ем этих колебаний является низкочастотная изменчивость адвекции переносов тепла [1]. Большие величины $\text{СКО}_{\text{нч}} (H+LE)$ и C_V выявлены также в областях кромки льда. В Атлантическом океане в этих районах $\text{СКО}_{\text{нч}} (H+LE)$ составляют 50 – $100 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а C_V варьирует от $0,25$ до 1 . В Гудзоновом заливе в декабре $\text{СКО}_{\text{нч}} (H+LE)$ изменяются в интервале от 50 до $80 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что обуславливает большие величины коэффициента вариации ($0,7 \leq C_V \leq 1$). В Тихом океане у кромки льда в Беринговом, Охотском морях и у восточного побережья п-ова Камчатка величины $\text{СКО}_{\text{нч}} (H+LE)$ составляют 30 –

80 Bt/m^2 , коэффициент вариации изменяется в интервале от 0,1 до 0,55. Изменчивость ($H+LE$) в этих районах обусловлена смещением положения кромки льда.

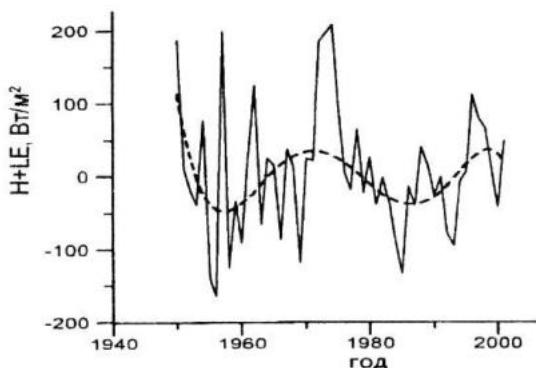


Рисунок 4 – Временной ряд суммарных турбулентных потоков тепла (в точке 50,475° с.ш. 54,375° з.д.) в январе (тренд удален). Пунктиром показана аппроксимация ряда полиномом 6-й степени

В СП также можно выделить районы, где отмечаются вторичные максимумы низкочастотной изменчивости ($H+LE$). В этих районах СКО_{нч} ($H+LE$) достаточно велики, но не превышают 50 Bt/m^2 , а коэффициенты вариации лежат в интервале от 0,1 до 0,3. В Атлантическом океане к таким районам можно отнести границу между Северным Субполярным циклоническим и Субтропическим антициклоническим круговоротами. Здесь в зимний период $30 \leq \text{СКО}_{\text{нч}}(H+LE) \leq 50 \text{ Bt/m}^2$, а $0,15 \leq C_V \leq 0,3$. Достаточно интенсивная низкочастотная изменчивость ($H+LE$) в этой области объясняется изменчивостью положения Гольфстрима и Лабрадорского течения. В Тихом океане вторичный максимум низкочастотной изменчивости ($H+LE$) отмечен на акватории залива Аляска. Здесь в декабре-январе $25 \leq \text{СКО}_{\text{нч}}(H+LE) \leq 40$, а $C_V \sim 0,15$.

В Южном полушарии низкочастотная изменчивость в основном приходится на кромку льда. В осенне-зимний период (с марта по август) в этой области СКО_{нч} ($H+LE$) лежат в интервале от 25 до 60 Bt/m^2 . C_V изменяется в широких пределах (от 0,2 до 0,8). Его наибольшие величины соответствуют зимнему периоду (июль-август).

Выводы. 1. Сравнение величин ($H+LE$), полученных по данным NCEP, с представленными в работе [3] показало, что основные закономерности распределения потоков тепла на акватории Мирового океана

сохраняются. В среднем величины ($H+LE$), подсчитанные в [3], превышают величины потоков по данным реанализа NCEP на 20 Bt/m^2 .

2. Тренды ($H+LE$), значимые на уровне 80%, отмечены преимущественно в экваториально-тропической зоне Тихого океана. Их величины изменяются в пределах от -0,5 до -2 $\text{Bt/(m}^2\cdot\text{год)}$. Уменьшение ($H+LE$) в ответ на глобальное потепление является проявлением отрицательной обратной связи в системе океан-атмосфера

3. Низкочастотная изменчивость суммарных турбулентных потоков тепла составляет ~40% от общей изменчивости ежемесячных суммарных турбулентных потоков тепла.

4. Наибольшие величины СКО турбулентных потоков тепла на низких частотах (от 60 до 130 Bt/m^2) выявлены для зимы Северного полушария в Северной Атлантике в области формирования Североатлантической глубинной водной массы и на кромке льда в Северном Ледовитом океане. Коэффициенты вариации здесь изменяются от 0,4 до 1. Колебания ($H+LE$) носят квазипериодический характер с типичными периодами несколько десятков лет.

Л и т е р а т у р а

1. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. – К.: Наукова думка, 2008. – 183 с.
2. Белоконь В.В., Полонский А.Б. Крупномасштабная изменчивость турбулентных потоков тепла на нижней границе атмосферы в Северном полушарии. // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 2007. – С. 311–314.
3. Тимофеев Н.А., Юрьевский А.В. Радиационные и тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 2004. – 256 с.
4. Taylor P.K. Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields – Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes. WCRP-112, WMO/TD –1036, 2000. – 306 p.