

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ СВОЙСТВ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ  
ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ АТЛАНТИКИ  
НА МЕЖГОДОВЫХ МАСШТАБАХ**

© 2012 г. В. Н. Еремеев<sup>1\*</sup>, А. Н. Жуков<sup>2</sup>, А. А. Сизов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Океанологический центр НАН Украины, Севастополь

<sup>2</sup>Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

\*E-mail: director@ibss.iuf.net

Поступила в редакцию 27.04.2011 г.

Представлены результаты исследований пространственной изменчивости поля температуры поверхности (SST) Атлантического океана на межгодовых масштабах. Анализ выполнен по среднемесячным спутниковым данным AVHRR Pathfinder Data JPL NOAA/NASA за 1985–2001 гг. Описаны особенности структуры полей средних за 17 лет значений SST, а также полей градиента и дисперсии временных рядов SST по каждому узлу сетки данных. С помощью ритмодинамического подхода показано существование пространственных тепловых волн в межгодовой изменчивости поля SST по двум основным направлениям – зональному и меридиональному.

**Ключевые слова:** температура поверхности, межгодовая изменчивость, ритмодинамика, общепланетарное поле тепловых волн, Атлантический океан

### ВВЕДЕНИЕ

В ряде работ последних лет активно исследуется повторяемость периодов аномально высоких температур на европейском континенте. Яркий пример – аномально жаркое лето 2003 г. (Blacke et al., 2004; Schar et al., 2004). Это явление, названное “тепловой волной”, связывают с особенностями крупномасштабной циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе (Schar et al., 2004), которые, в частности, приводят к формированию знакопеременных структур аномалий поверхностной температуры в Северной Атлантике (Blacke et al., 2004).

В работах (Еремеев и др., 2006а, 2006б; 2007а, 2007б), посвященных исследованиям общих закономерностей временной и пространственной изменчивости спектральных характеристик геофизических процессов и полей (т.е. их ритмодинамики), было предложено обобщенное представление о возможной природе явлений такого рода. Так, в (Еремеев и др., 2007б) показано существование пространственных волн в изменчивости температуры поверхности Черного моря на межгодовых масштабах. Там же с учетом результатов, полученных в (Еремеев и др., 2007а), было сделано предположение, что такое волновое поле является общепланетарным (ОВП).

Цель данной работы – проверка этого предположения с помощью массива спутниковых данных по температуре поверхности Атлантического океана.

Выбор Атлантики связан с тем, что водные массы этого бассейна в своей динамике полноценно представляют оба полушария планеты, а его протяженность позволяет изучать как меридиональную, так и зональную составляющие ОВП. Решение этой задачи предполагает исследование особенностей пространственной изменчивости температуры поверхности Атлантического океана, поиск устойчивых масштабов такой изменчивости и определение их характеристик на основе аналитических подходов (Еремеев и др., 2006б; 2007а, 2007б).

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные спутниковых наблюдений температуры поверхности ( $t_w$ ) Атлантики за период 1985–2001 гг. были взяты из архива AVHRR Ocean Pathfinder Data JPL NOAA/NASA (<http://podaac.jpl.nasa.gov/woce/woce3>). Использовались среднемесячные значения  $t_w$  для ночного времени наблюдений на равномерной сетке  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (~54 км). Всего было использовано 43200 узлов сетки в пределах прямоугольника  $60^\circ$  с.ш.– $60^\circ$  ю.ш. и  $70^\circ$  з.д.– $20^\circ$  в.д. (рис. 1).

Полученное после проведенных расчетов поле средних за все время наблюдений (17 лет) значений  $t_w$  Атлантики (рис. 1а) хорошо согласуется как с данными контактных измерений, так и с известными представлениями об особенностях

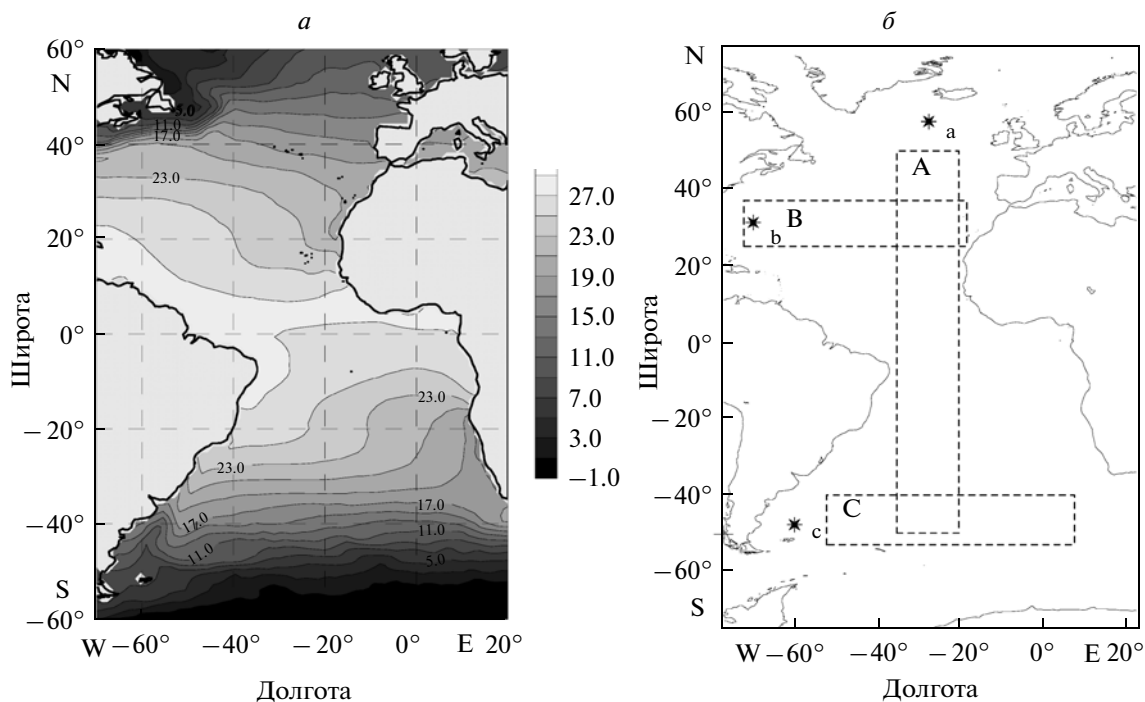


Рис. 1. Поле средней за 1985–2001 гг.  $t_w$  Атлантики по спутниковым данным (а) и географическое расположение трех его фрагментов (А, В, С), выбранных для анализа пространственной изменчивости (б).

циркуляции воды в этом бассейне (Булатов, 1977; Бурков, 1980; Levitus et al., 2005; Deser et al., 2010). Сравнение рис. 1а с аналогичным рисунком из (Булатов, 1977) показывает, что за разделяющие их несколько десятилетий в поле температуры произошли некоторые изменения.

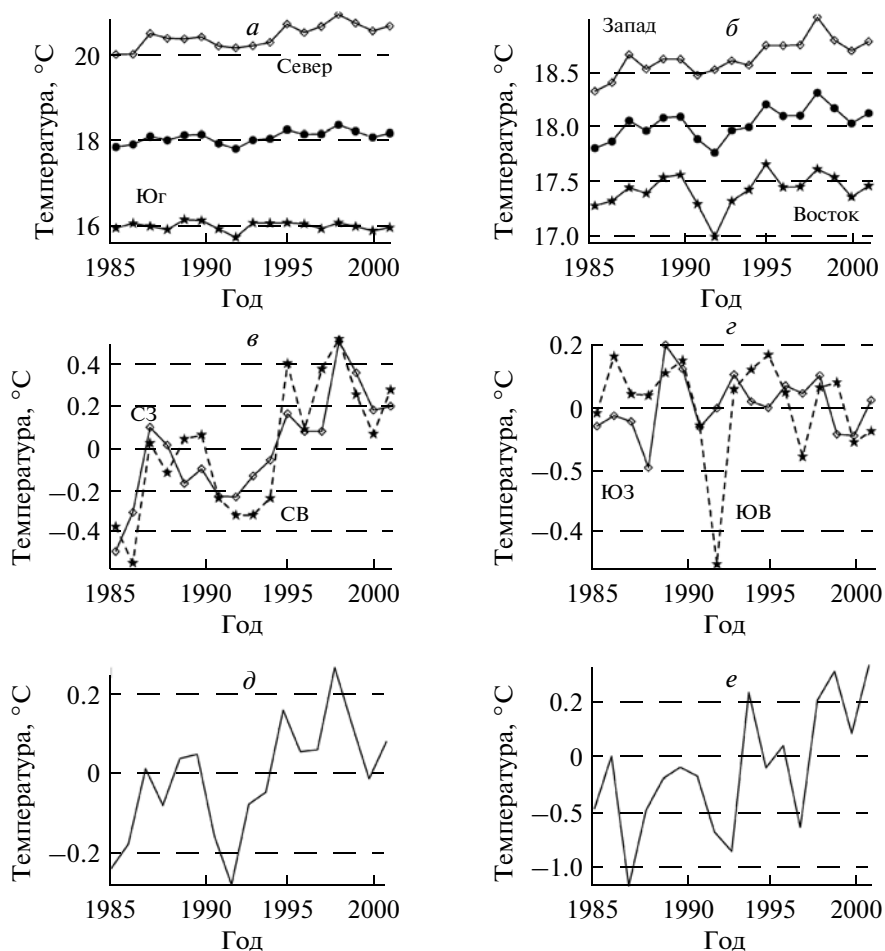
Так, между п-овом Лабрадор и Гренландией  $t_w$  увеличилась в среднем на  $2^\circ\text{C}$ . Изгиб к северу изотермы  $26^\circ\text{C}$  в районе Малых Антильских островов и Пуэрто-Рико сместился выше с  $19^\circ$  с.ш. до  $26^\circ$ – $27^\circ$  с.ш. Аналогичные изменения произошли в положении этой изотермы у Ресифи и Сальвадора (Бразилия), она сдвинулась к югу с  $14^\circ$  ю.ш. до  $21^\circ$  ю.ш. Эти свидетельства повышения температуры Атлантического океана за последние два десятилетия XX в., в первую очередь в районе Ньюфаунленда и в экваториальной области, будут более подробно рассмотрены ниже.

Характерной чертой поля  $t_w$  Атлантики является известная асимметричность между севером и югом, западом и востоком (рис. 2а, б). Графики на этом рисунке были получены путем осреднения средних за 17 лет значений температуры каждого узла сетки данных по всем узлам каждой из частей поверхности Атлантики – севером, югом, западом и востоком. При этом границей между севером и югом был выбран экватор, а между западом и востоком (без равенства числа узлов по половинкам) –  $25.0^\circ$  з.д. Учитывались только узлы с обеспеченностью среднемесячными значениями не менее 95%. В основном полученные зависимости

для  $t_w$  Атлантики совпадают с известными результатами анализа межгодовой изменчивости, полученными по контактными (Levitus et al., 2005) и спутниковым данным (Артамонов и др., 2008). Вместе с тем есть и определенные отличия от данных (Levitus et al., 2005) – прежде всего, по Южной Атлантике.

Более детальные оценки  $t_w$  были получены аналогичным образом для четвертей поверхности океана – северо-запада (СЗ), северо-востока (СВ), юго-запада (ЮЗ) и юго-востока (ЮВ). На рис. 2в, г температуры приведены после удаления постоянной составляющей. При этом граница между западом и востоком с учетом примерного равенства числа узлов сетки по четвертям – это  $32^\circ$  з.д. на севере и  $18^\circ$  з.д. на юге. Полученные результаты показывают очевидную разницу не только в средней температуре этих четвертей (до  $6^\circ\text{C}$  между СЗ и ЮЗ), но и в их изменчивости. Межгодовые колебания  $t_w$  в четвертях и в океане в целом заметно несинхронны, особенно между севером и юго-западом.

В целом за 17 лет наблюдений  $t_w$  на СЗ и СВ увеличилась примерно на  $0.7$ – $0.8^\circ\text{C}$ . На ЮЗ и ЮВ она снизилась на  $0.1^\circ\text{C}$  и  $0.2^\circ\text{C}$  соответственно. Таким образом, общее повышение температуры Атлантики за исследуемый период до  $0.4^\circ\text{C}$  является следствием потепления преимущественно ее северной части. Кроме того, с учетом результатов (Еремеев и др., 2007б) было выполнено срав-



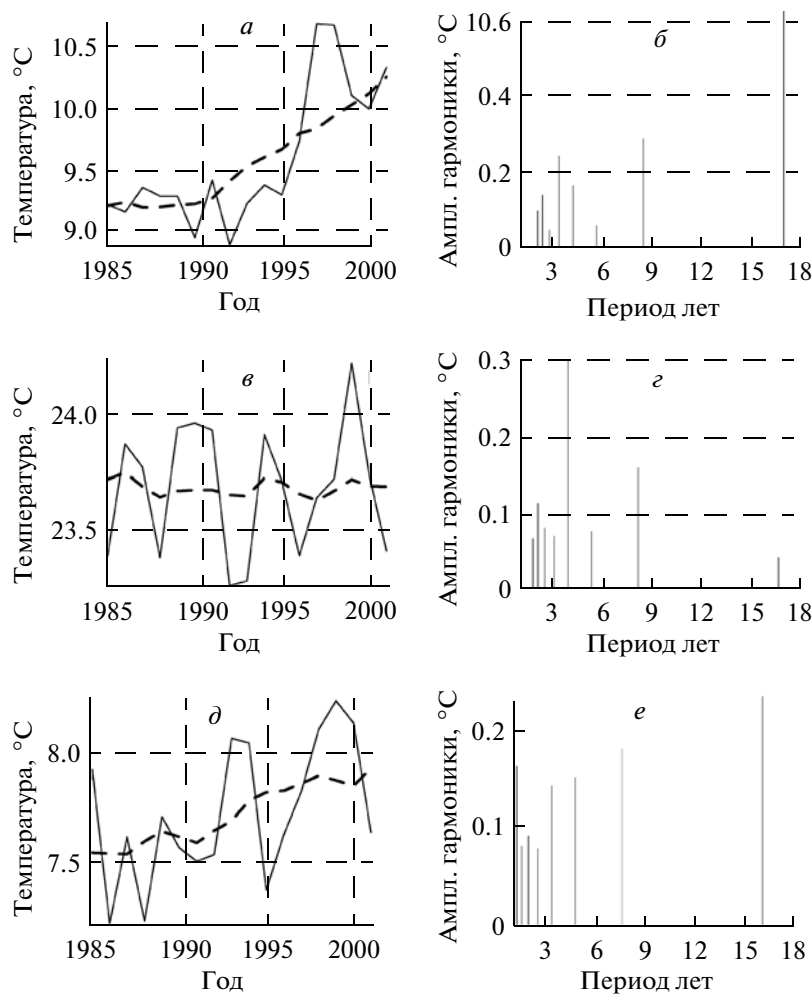
**Рис. 2.** Средние по пространству ряды среднегодовых значений и аномалий  $t_w$  Атлантики, ее частей (половины и четверти) и Черного моря: *a* – север, юг, весь океан; *б* – запад, восток, весь океан; *в* – СЗ (ромбы), СВ (звезды); *г* – ЮЗ (ромбы), ЮВ (звезды); *д* – весь океан; *е* – Черное море.

нение общего хода межгодовой изменчивости  $t_w$  Черного моря (рис. 2*е*), Атлантики в целом и ее частей. Из рис. 2*в*–2*е* следует, что изменчивость  $t_w$  Черного моря наиболее близка к СВ Атлантики, что следовало ожидать. Вместе с тем определенное сходство заметно и с ее ЮВ четвертью.

В связи с этими особенностями был проведен спектральный анализ рядов  $t_w$  по каждому узлу сетки данных Атлантики. На рис. 3 приведены примеры полученных результатов для трех узлов сетки, отмеченных на рис. 1*б* как *a*, *b* и *с*. Как хорошо видно, спектральные оценки временной изменчивости  $t_w$  показывают доминирование масштабов 2.0–2.5 года и 4–5 лет. При этом основные отличия в изменчивости  $t_w$  в большинстве случаев обусловлены влиянием ее низкочастотных (НЧ) составляющих. Несмотря на ряд особенностей, в целом по своей структуре большинство полученных спектров не имеют принципиальных отличий между собой и близки к аналогичным характеристикам  $t_w$  Черного моря (Еремеев и др., 2007б).

Близкие по значениям результаты спектрального анализа, полученные как с помощью традиционного преобразования Фурье (Дубравин и др., 1999; Tanimoto, Xie, 1999), так и вейвлет-анализа (Higuchi et al., 1999), указывают на существование в межгодовой изменчивости  $t_w$  Атлантики по всей ее акватории трех групп устойчивых колебаний – 2–4 года, 5–7 лет, 11–17 лет. Данные величины получены по многолетним (от 50 до 100 лет) контактным измерениям не только  $t_w$ , но также давления и температуры воздуха в приземном слое. В целом эти результаты спектрального анализа соответствуют представлениям об общепланетарном характере данных групп колебаний для межгодовой изменчивости указанных параметров (White, Tourre, 2003; Еремеев и др., 2006а, 2006б).

Вместе с тем для некоторых участков поверхности океана было заметно существенное доминирование в полученных спектрах гармонике с периодом 17 лет, что указывало на трендовый характер изменчивости. Кроме того, для этих участков была характерна и повышенная амплитуда



**Рис. 3.** Ряды среднегодовых значений  $t_w$  Атлантического океана, их НЧ-составляющие (---) для узлов сетки с координатами: 25.25° з.д., 57.75° с.ш. (а); 67.75° з.д., 31.25° с.ш. (б); 57.75° з.д., 47.75° ю.ш. (в) и соответствующие спектры этих рядов (г, д, е).

межгодовых колебаний, что свидетельствовало о значительно более активном изменении температуры этих участков за исследуемый период, в сравнении с основной частью акватории. Поэтому был проведен анализ пространственной изменчивости градиента температуры ( $\Delta t_w$ ) и дисперсии ( $\sigma$ ) соответствующих временных рядов, показавший существенную анизотропию этих полей (рис. 4, 5).

Величина  $\Delta t_w$  при этом рассчитывалась как разница между среднеарифметическими значениями двух последних и двух первых значений рядов  $t_w$  по каждому узлу сетки данных после удаления из них высокочастотной (ВЧ) составляющей. Последнее было сделано с помощью нерекурсивного фильтра скользящего среднего (ФСС) с периодом 10 лет. Примеры результатов такой обработки показаны на рис. 3 пунктиром.

В полученном поле градиента (рис. 4а) на фоне преобладающих участков с  $\Delta t_w$  порядка  $\pm(0.1-0.3^\circ\text{C})$  заметно выделяются семь районов

(два в Северной Атлантике и пять в Южной), значения  $\Delta t_w$  в центрах которых находятся в диапазоне от  $-0.6$  до  $1.5^\circ\text{C}$ . Полученная картина практически полностью совпадает с данными по пространственному распределению среднегодовых линейных трендов  $t_w$  Атлантического океана за 17 лет (Артамонов и др., 2008), полученными по тому же, что и в данной работе, массиву спутниковых измерений. При этом в (Артамонов и др., 2008) тренды рассчитывались стандартно, методом наименьших квадратов.

Наиболее крупный по размерам из семи указанных районов – район с максимальным положительным значением  $\Delta t_w$  (до  $1.5^\circ\text{C}$ ) – расположен между  $40^\circ$  и  $60^\circ$  с.ш.,  $20^\circ$  и  $60^\circ$  з.д. Это область смешения атлантических вод и вод Полярного бассейна (Булатов, 1977). В пределах этого района есть несколько зон с максимальными значениями градиента. Основная расположена примерно в  $5^\circ$  на ЮВ от м. Фарвель (Гренландия) и имеет протяженность около  $15^\circ$  с 3 на В. Еще одна – в устье

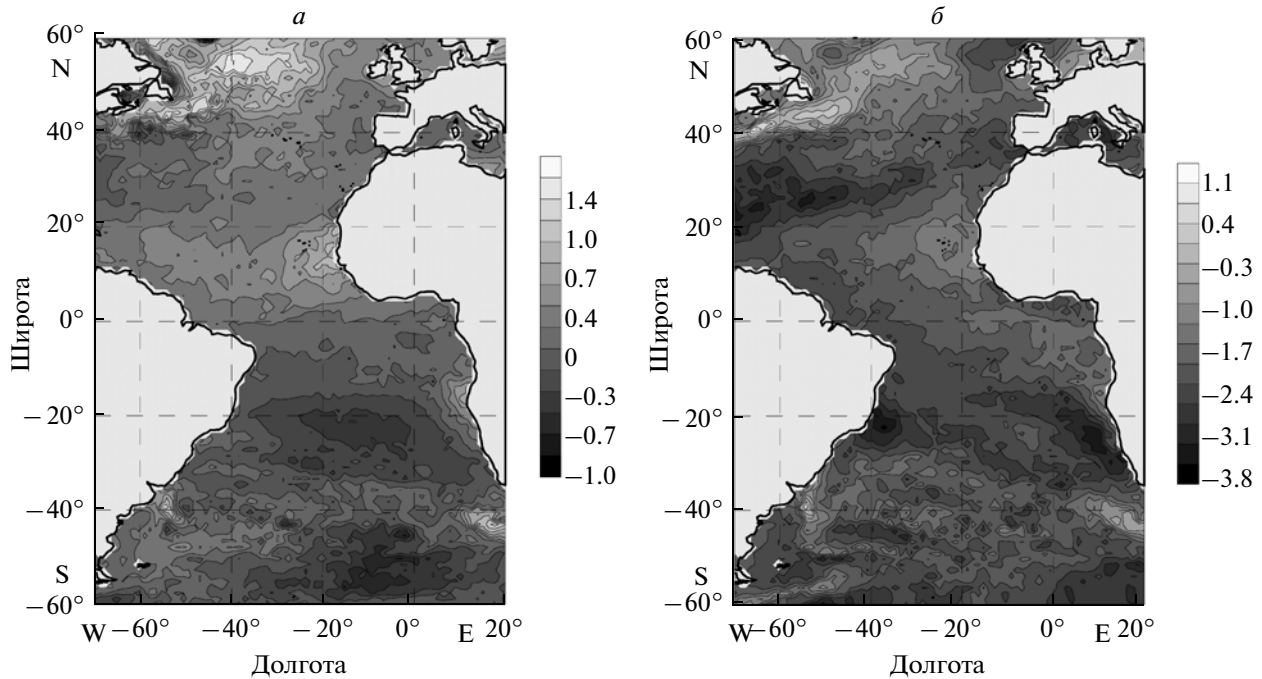


Рис. 4. Поля градиента (а) и логарифма дисперсии (б)  $t_w$  Атлантики за 1985–2001 гг. по каждому узлу сетки данных.

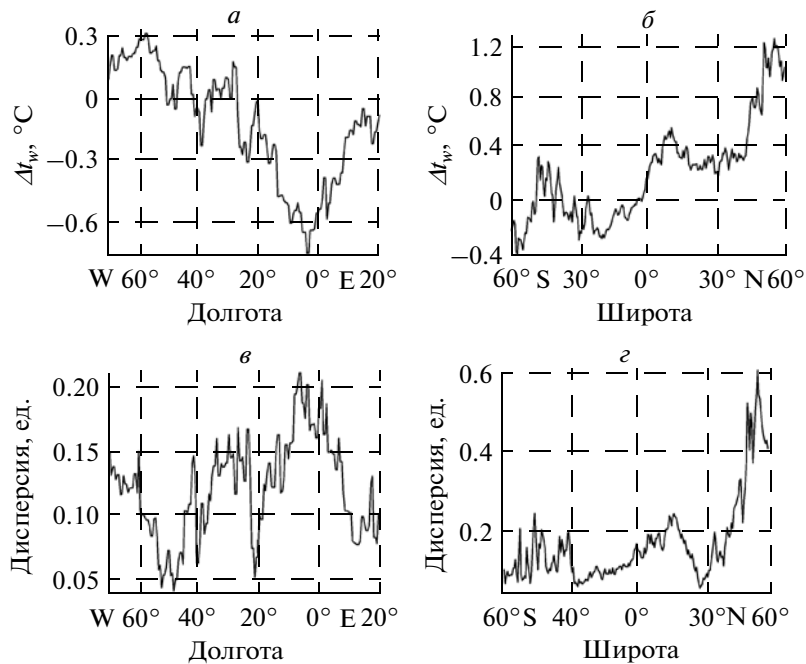


Рис. 5. Разрезы полей градиента и дисперсии  $t_w$  Атлантики по  $50.25^\circ$  ю.ш. (а, в) и  $31.25^\circ$  з.д. (б, г) соответственно.

Девисова пролива, примерно на  $10^\circ$  восточнее Порты Беруэлл (п-ов Лабрадор). Третья – в  $2^\circ$ – $3^\circ$  на Ю и ЮВ от о-ва Ньюфаундленд. В целом весь район Гренландской аномалии градиента занимает область субполярного циклонического океанического круговорота, ограничиваясь с юга север-

ным полярным гидрологическим фронтом (Булатов, 1977).

С Гренландской положительной аномалией  $\Delta t_w$  связаны, по-видимому, еще несколько аналогичных, но слабо выраженных участков на СВ Атлантики, включая воды окраинных морей – Се-

верного, Балтийского и Средиземного. Это небольшие по площади (не более, чем  $3^\circ \times 3^\circ$ ) участки с  $\Delta t_w$  порядка  $0.5-0.7^\circ\text{C}$  на ЮВ (пролив Св. Георга) и западе около ЮВ побережья Великобритании и в прол. Скагеррак в Северном море. Такой же участок есть у побережья Ливии в Средиземном море на западе зал. Сидра ( $32^\circ$  с.ш.,  $16^\circ$  в.д.). И еще один с  $\Delta t_w$  до  $1.0^\circ\text{C}$  — у южного побережья Швеции в Балтийском море (СВ о. Борнхольм).

Поскольку в данном случае анализ поля  $t_w$  на востоке был ограничен  $20^\circ$  в.д., то изучение особенностей полей градиента температуры поверхности воды таких морей, как Балтийское и Средиземное, выходит за рамки данной работы. Вместе с тем очевидно, что описанные выше особенности изменчивости этого поля имеют прямое отношение к происхождению тех погодных аномалий на территории Европы за последние годы, о которых шла речь во введении к данной работе. Именно в этом районе Атлантики за исследованный период было сосредоточено большинство участков с повышенными значениями дисперсии  $t_w$  (рис. 4б).

Вторым значительным районом с положительной аномалией градиента в Северной Атлантике является участок около Дакара (Сенегал) с  $\Delta t_w$  до  $1.0^\circ\text{C}$ . Он расположен между  $5^\circ-20^\circ$  с.ш. и  $15^\circ-30^\circ$  з.д. и вытянут в сторону Южной Америки, где величина  $\Delta t_w$  уменьшается до  $0.3^\circ-0.5^\circ\text{C}$ . Участок максимума градиента температуры в этом районе шириной около  $3^\circ$  вытянут вдоль побережья Сенегала от Мавритании до Гвинеи. Географически, согласно работе (Булатов, 1977), этот район совпадает с тропическим циклоническим круговоротом вод.

В Южной Атлантике два аналогичных района положительных аномалий градиента выражены хорошо, третий — у берегов Анголы и Намибии (юго-западная Африка) — слабее. Для района, расположенного недалеко от Мар-дель-Плата (Аргентина, Южная Америка),  $\Delta t_w \approx 1.0^\circ\text{C}$ . Он расположен между  $52^\circ-57^\circ$  з.д. и  $37^\circ-43^\circ$  ю.ш. Это место взаимодействия двух течений — тепло-го Бразильского и холодного Фольклендского. Взаимодействие субантарктических и субтропических вод этих течений порождает сложную картину их динамики, характеризующуюся наличием разномасштабных круговоротов и вихревых образований. Часть вод этих течений образует обширный циклонический круговорот, вытянутый в меридиональном направлении от  $39^\circ$  до  $47^\circ$  ю.ш. (Саруханян, Смирнов, 1986), в северной части которого и находится Аргентинский район положительной аномалии  $\Delta t_w$ .

Еще один район с максимумом  $\Delta t_w \approx 1.2^\circ\text{C}$  расположен в  $9^\circ-10^\circ$  южнее Кейптауна (Южная Африка), между  $10^\circ-23^\circ$  в.д. и  $38^\circ-45^\circ$  ю.ш. Здесь взаимодействуют идущая на восток северная ветвь Антарктического циркумполярного течения

(АЦТ) и идущее на запад Игольное течение. Для Ангольского района максимальное значение  $\Delta t_w \approx 0.7-0.8^\circ\text{C}$ . Он расположен между  $5^\circ-12^\circ$  в.д. и  $8^\circ-25^\circ$  ю.ш., совпадая географически с участком восточной периферии южного тропического циклонического круговорота. С севера этот район ограничен южным тропическим, а с юга — южным субтропическим гидрологическими фронтами (Булатов, 1977). В этом районе у берега встречаются идущее с севера на юг теплое Ангольское течение и идущее с юга на север холодное Бенгельское течение.

Кроме районов с положительными аномалиями градиента температуры, в Южной Атлантике есть два значительных по площади района с отрицательными значениями  $\Delta t_w$ . Первый, с максимумом  $\Delta t_w \approx -(0.4-0.5)^\circ\text{C}$ , расположен между  $33^\circ$  з.д.— $10^\circ$  в.д. и  $18^\circ-34^\circ$  ю.ш. Он имеет форму, близкую к неправильному эллипсу, вытянутому с СЗ на ЮВ. Географически это северный, восточный и центральный участки южного субтропического антициклонического круговорота (Булатов, 1977). С СВ этот район ограничен южным субтропическим, а с юга — южным полярным гидрологическими фронтами. По его северной периферии с востока на запад проходит южное пассатное течение, а по южной периферии — северная ветвь АЦТ. Второй район расположен между  $35^\circ$  з.д.— $15^\circ$  в.д. и  $43^\circ-59^\circ$  ю.ш., с максимумом  $\Delta t_w$  до  $-0.6^\circ\text{C}$ . Это область южного полярного гидрологического фронта и северной части субполярного циклонического океанического круговорота (Булатов, 1977). Через этот район проходит южная ветвь АЦТ.

Таким образом, четыре из пяти районов положительных аномалий  $\Delta t_w$  практически совпадают с областями циклонических океанических круговоротов, а один из двух районов отрицательных аномалий  $\Delta t_w$  — с областью антициклонического круговорота. В качестве объяснения локализации выделенных районов можно привлечь соображение о том, что в периоды общего потепления климата планеты происходит повышение температуры в поверхностном слое циклонических океанических круговоротов и ее понижение в антициклонических круговоротах (Булатов, 1977). Последнее связано с уменьшением в этот период интенсивности циклонов и антициклонов в океане из-за уменьшения завихренности поля ветра в атмосфере в связи с меньшим контрастом температуры между экваториальной областью и полюсами (Бурков, 1980).

В периоды общего похолодания климата планеты указанные процессы развиваются в противоположном направлении. Видимо, этот же механизм действует и на других мезо- и меньших пространственных масштабах. Вместе с тем в данном случае есть исключения — для восточной части северного субтропического антициклонического океанического круговорота характерно

повышение  $t_w$  на  $0.1^\circ\text{--}0.3^\circ\text{C}$ , а для северной части субполярного циклонического океанического круговорота — ее понижение с максимумом  $\Delta t_w$  до  $-0.6^\circ\text{C}$ .

Известно, что в пределах, например, тропических циклонических систем возможно формирование отдельных мезомасштабных вихрей как циклонического, так и антициклонического видов (Бурков, 1980). При этом на фоне общего подъема вод местами возникают особо интенсивные восходящие (в циклонических вихрях и дивергенциях) и нисходящие (в антициклонических вихрях и конвергенциях) движения. Такая сложная система вертикальных перемещений может быть усложнена меандрированием основных потоков, образующих, прежде всего, тропические циклонические круговороты, а в прибрежной части океана, кроме того, апвеллингом. Это в определенной степени объясняет некоторую неоднозначность применения описанного выше механизма климатических изменений состояния океана к полученной конкретной картине поля градиента. Кроме того, последнее может быть связано еще с одним возможным механизмом пространственной изменчивости, не изучавшимся ранее. Он зависит от волновых свойств поля  $t_w$  на межгодовых масштабах (Еремеев и др., 2007б) и будет описан ниже.

Полученные при анализе поля  $\Delta t_w$  результаты непосредственным образом связаны с особенностями поля дисперсии  $t_w$ , рассчитанного стандартным образом (рис. 4б). На этом рисунке значения  $\sigma$  прологарифмированы, поскольку большая разница в значениях между основной частью поля и участками аномалий маскировала его структуру. При анализе этого поля и его широтных и долготных разрезов (рис. 5в, г) прежде всего обращает на себя внимание заметное увеличение  $\sigma$  (в 3–4 раза) в зонах повышенного градиента  $t_w$ . Для основной части поля дисперсии ее значения не превышают величины  $0.1\text{--}0.2$ . Вместе с тем в зонах аномалий значения  $\sigma$  могут увеличиваться до  $1.0\text{--}1.9$ . Это участки, относящиеся к Гренландскому ( $\sigma_{\max} = 1.9$ ) и Аргентинскому ( $\sigma_{\max} = 1.1$ ) районам положительных аномалий  $\Delta t_w$ .

В пределах Гренландского района есть две зоны с максимальными значениями  $\sigma$ . Одна, большая по размерам, расположена между  $50^\circ\text{--}60^\circ$  с.ш. и  $30^\circ\text{--}45^\circ$  з.д. Здесь  $\sigma_{\max} = 0.7\text{--}0.8$ . Вторая вытянулась полосой между  $45^\circ\text{--}70^\circ$  з.д. на  $1^\circ\text{--}2^\circ$  южнее побережья между Сент-Джонсом и Сидни (Канада). В этой зоне  $\sigma$  растет от 1.3 на востоке до 1.9 на западе. В связанных с Гренландским районом участках положительных аномалий  $\Delta t_w$  на СВ Атлантики, а также в Северном и Балтийском морях  $\sigma$  меняется в пределах от 0.4 до 0.9, причем величина дисперсии растет с запада на восток, достигая максимума на западе Балтийского моря.

Для трех других районов положительных аномалий  $\Delta t_w$  — Сенегальского, Ангольского и Южно-Африканского —  $\sigma = 0.3\text{--}0.5$ . Следует заметить, что для районов отрицательных аномалий  $\Delta t_w$  повышенные значения  $\sigma$  не характерны. Исключение составляет цепочка участков с  $\sigma = 0.3\text{--}0.5$ , направленная по ходу северной ветви Антарктического циркумполярного течения от Южных Шетландских островов по дуге на север в сторону Аргентинского района.

Таким образом, в данном случае зоны повышенных положительных аномалий поля градиента и аномалий поля дисперсии Атлантики практически совпадают. Кроме того, по характеру кривых на рис. 5в, г можно заметить, что все они являются сложными, композиционными сигналами, состоящими из нескольких групп колебаний с разными длинами волн. Если воспользоваться терминологией (Монин, Сонечкин, 2005), то здесь можно говорить о полифонии пространственной изменчивости  $t_w$ . Поскольку дисперсия является интегральным показателем интенсивности изменчивости сигналов, это может свидетельствовать о пространственной модуляции амплитуд всех или отдельных колебаний в спектрах исследуемых временных рядов.

С учетом полученных результатов был проведен подробный анализ пространственной ритмодинамики  $t_w$  Атлантики с использованием спектральных методов (Коняев, 1981). По рядам средних годовых значений  $t_w$  для каждого узла сетки данных по всей акватории были рассчитаны с помощью полного преобразования Фурье спектры за 17 лет с идентичной частотной сеткой. Поскольку процедура спектрального анализа предполагает удаление из использованных рядов значений их постоянных составляющих, то в данном случае это позволило устранить влияние на получаемые результаты климатических зон.

Далее для каждой гармоники этих спектров было построено поле распределения ее амплитуды по пространству. Изучение этих полей позволило уточнить высказанные выше, при анализе полей градиента и дисперсии, предположения. Оказалось, что наиболее заметные области аномалий  $\Delta t_w$  и  $\sigma$  совпадают в пространстве с областями наибольших значений амплитуд только части гармоник спектров сигналов, в первую очередь — низкочастотных. На таких участках акватории океана амплитуда гармоник временных спектров изменяется от  $0.6$  до  $1.0^\circ\text{C}$ . На остальной акватории амплитуды гармоник не превышали  $0.4\text{--}0.5^\circ\text{C}$ , т.е. были в 2, а иногда и в 3 раза меньше.

Это позволило предположить резонансный характер возникновения указанных областей аномалий. В данном случае речь идет не просто о временном (или частотном), а о пространственно-временном (или общем) резонансе, возможный

механизм которого в общих чертах сводится к следующему: можно использовать в качестве описания процесса формирования и функционирования всей совокупности разномасштабных круговоротов (вихрей) в океане (или атмосфере) ту же модель полифонического вибратора-струны с множеством концов, — что была предложена в предыдущих работах авторов (ритмодинамический подход) (Еремеев и др., 2006а, 2006б). В такой нетрадиционной модели — иерархической системе полифонических, фрактально-волновых вибраторов, последние обладают общими свойствами многоуровневой, самоподобной (вложенной) амплитудной модуляции и резонансного взаимодействия между основными тонами и обертонами действующих в системе колебаний.

Мы можем рассматривать круговорот как аналог колебания (цикла — волны), топологически замкнутого самого на себя. Иначе говоря, вихрь — это замкнутая волна, а волна — разомкнутый вихрь. Следовательно, можно представить круговороты всех масштабов как основные тоны и обертоны указанной выше модели. Основными тонами, видимо, будут колебания (временные и пространственные) общепланетарных масштабов. В таком общепланетарном полифоническом осцилляторе все колебания и вихри также будут подчиняться в своей динамике принципу общего резонанса. Соответственно на усиление в “зимний” полупериод (т.е., во время похолодания) одного из основных временных тонов будут резонансно реагировать интенсификацией функционирования не все вихри всех масштабов (циклоны и антициклоны), а только часть из них, связанная с основным колебанием по закону октавы (Булгаков и др., 2004). Аналогичной будет реакция и на ослабление какого-либо из основных тонов в “летний” полупериод, т.е. во время потепления.

Для детального анализа особенностей спектральной изменчивости  $t_w$  Атлантики по пространству для основной части ее акватории (т.е., без районов существенных аномалий) из общей сетки данных были выделены три участка: один участок — для анализа пространственной меридиональной ритмодинамики с координатами  $50^\circ$  с.ш.— $50^\circ$  ю.ш.,  $33^\circ$ — $18^\circ$  з.д. и еще два — для зонального анализа с координатами  $37^\circ$ — $25^\circ$  с.ш.,  $70^\circ$ — $16^\circ$  з.д. для Северной Атлантики и  $40^\circ$ — $53^\circ$  ю.ш.,  $50^\circ$  з.д.— $10^\circ$  в.д. — для Южной. Эти участки являются наиболее протяженными в направлениях север-юг и запад-восток и представляют оба полушария. Кроме того, они имеют минимальное количество пропусков наблюдений по входящим в них узлам.

При этом их расположение выбрано по возможности так, чтобы районы существенных аномалий градиента ( $>0.5^\circ\text{C}$ ) и дисперсии ( $>0.3$ )  $t_w$  оставались за их пределами. На рис. 1б эти участки

показаны пунктиром и обозначены соответственно как А, В и С. Необходимо заметить, что для участка А последнее условие удалось выполнить не полностью. Между  $45^\circ$ — $50^\circ$  с.ш. в него попадает периферийная часть Гренландской положительной аномалии  $\Delta t_w$ , а между  $10^\circ$ — $20^\circ$  с.ш. — периферийная часть Сенегальской положительной аномалии  $\Delta t_w$ . На рис. 6 приведены примеры полученных для этих трех участков полей изменчивости амплитуд гармоник спектров с периодами 17.0 и 8.5 лет.

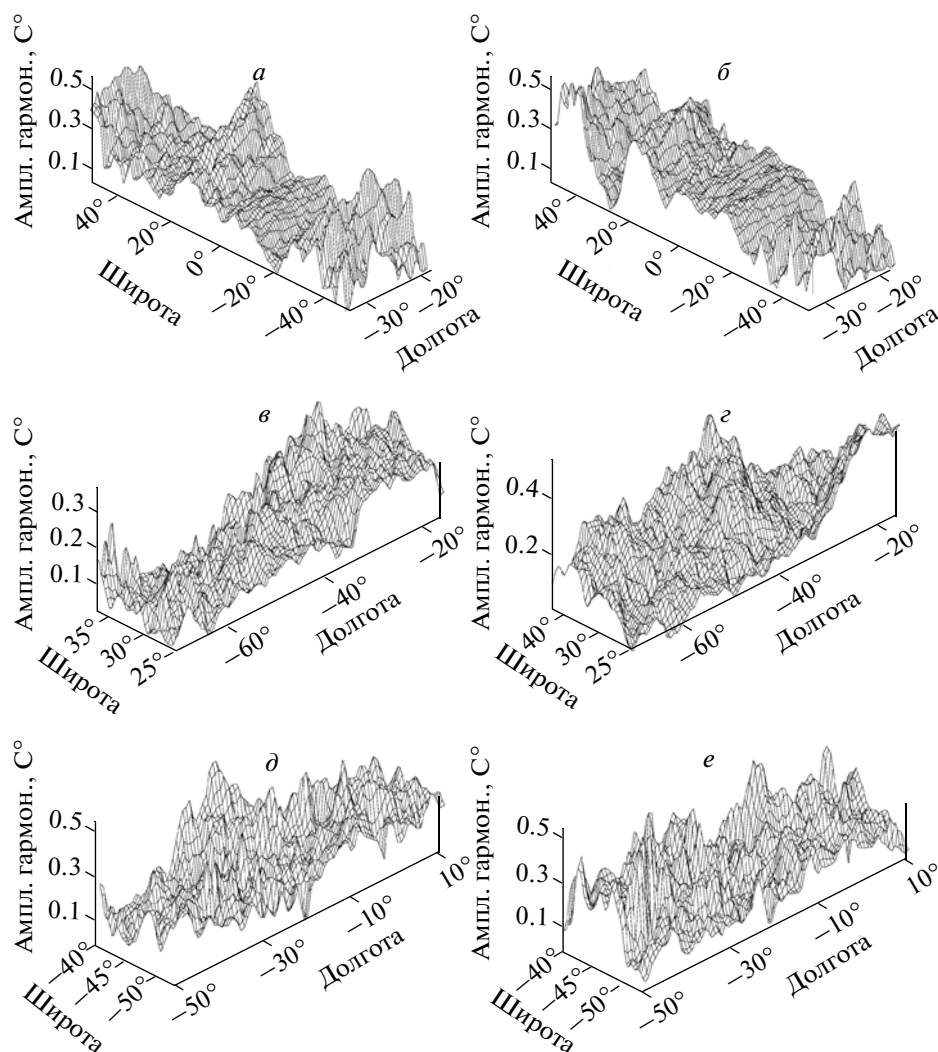
Далее был проведен спектральный анализ по совокупности зональных и меридиональных разрезов полей по этим участкам. Он показал, что в их пределах поля изменчивости амплитуд всех гармоник полученных спектров имеют разномасштабную ячеистую структуру, являющуюся следствием ортогональности двух основных направлений выявленных колебаний — зонального и меридионального. Для групп волн обоих направлений амплитуды колебаний по пространству в среднем равны  $0.2$ — $0.5^\circ\text{C}$ , т.е. являются значимыми в сравнении с точностью спутниковых измерений  $0.1^\circ\text{C}$  (Артамонов и др., 2008).

Интервал между разрезами как по долготе для участка А, так и по широте для участков В и С был равен  $1.5^\circ$ . На рис. 7 для всех трех участков были использованы разрезы поля первой гармоники временных спектров с периодом 17 лет. Последовательность получения отдельных рисунков была следующей. Из исходных рядов с помощью ФСС с периодом  $20^\circ$  выделялась НЧ-составляющая. Она представлена на рис. 7а, г, ж пунктиром, а исходные ряды — сплошной линией. Затем выделенная первым ФСС ( $20^\circ$ ) ВЧ-составляющая обрабатывалась ФСС с периодом  $10^\circ$ , и уже ее НЧ-составляющая показана на рис. 7б, д, з. После этого из ВЧ-составляющей, выделенной вторым фильтром ( $10^\circ$ ), полосовым ФСС  $3^\circ$ — $6^\circ$  выделялась последняя составляющая, показанная на рис. 7в, е, и.

Для участка А доминирующими в спектрах выявленных меридиональных пространственных волн были гармоники с длинами волн ( $\lambda$ ) в среднем  $50^\circ$ ,  $34^\circ$  и  $20^\circ$ — $25^\circ$ , т.е. порядка 5000, 3400, 2000—2500 км. Заметно также влияние гармоник с  $\lambda$  около  $15^\circ$ ,  $10^\circ$  и  $4^\circ$ — $8^\circ$ , или 1500, 1000 и 400—800 км. В большинстве случаев амплитуды 2—5-й гармоник ( $50^\circ$ — $20^\circ$ ) в 1.5—2.5 раза больше остальных гармоник. Первая гармоника ( $100^\circ$ ), представляющая пространственную изменчивость амплитуд тепловых волн с  $\lambda$ , сравнимыми примерно с третьей и более длины окружности земного шара, в данном случае растет с юга на север. Это совпадает с результатами анализа полей градиента и дисперсии.

Для участка В основная доля энергии (до 50% от суммы амплитуд всех гармоник) зональных волн приходится на гармоники с  $\lambda \approx 54^\circ$ ,  $27^\circ$  и  $18^\circ$ ,



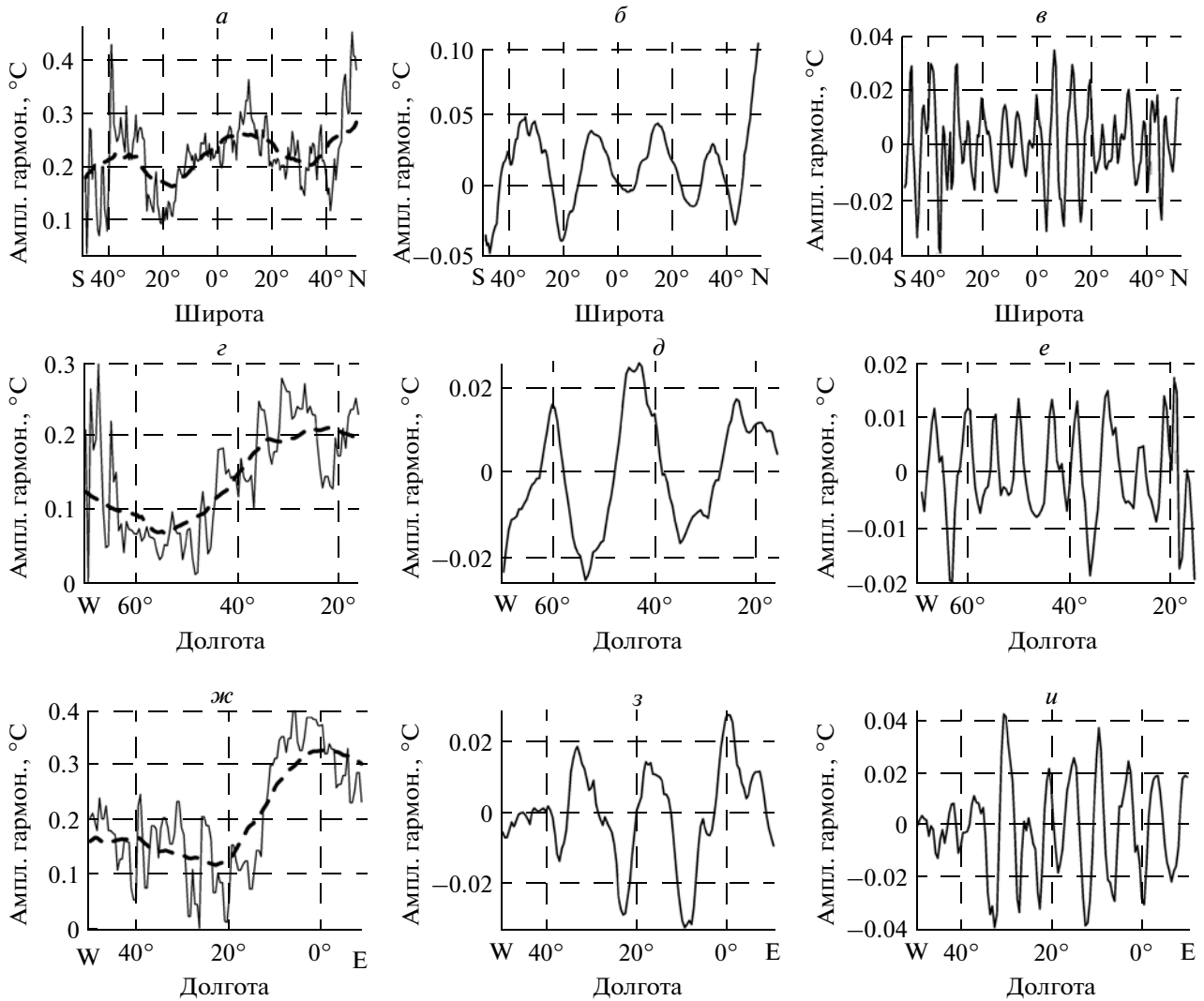


**Рис. 6.** Поля пространственной изменчивости амплитуд гармоник спектров  $t_w$  Атлантики за 17 лет с периодами соответственно 17.0 и 8.5 лет для участков А (а, б), В (в, з), С (д, е).

т.е. 5400, 2700 и 1800 км. При этом амплитуды первой и второй гармоник ( $54^\circ$ ,  $27^\circ$ ) в 2–2.5 раза больше третьей и в 3–4 раза больше остальных гармоник. Некоторый вклад также вносят гармоники с  $\lambda \approx 8^\circ$ – $14^\circ$ . Для участка С доминируют гармоники с  $\lambda \approx 60^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $20^\circ$  и  $15^\circ$ , т.е. порядка 6000, 3000, 2000 и 1500 км. Амплитуда первой гармоники ( $60^\circ$ ) в 1.5–2.0 раза больше остальных доминант. Между участками В и А, С заметна разница в амплитудах доминирующих гармоник. Для участка В они почти в 2 раза выше, т.е. квазипериодичность зональных тепловых волн в Северной Атлантике выражена более отчетливо.

Амплитуды полученных в результате такой процедуры фильтрации колебаний невелики, что характерно для межгодовых масштабов изменчивости. Свое влияние на их величину оказали и особенности амплитудно-частотных характери-

стик использованных фильтров (Хэмминг, 1987). Вместе с тем все они в основном в 2–4 раза больше величины погрешности ( $0.01^\circ\text{C}$ ), с которой исходные данные представлены в архиве AVHRR Pathfinder. Можно заметить, что в данном случае амплитуды меридиональных колебаний примерно в 1.5 раза больше, чем зональных. Для аналогичных колебаний приземной температуры воздуха Северной Евразии и  $t_w$  Черного моря результаты анализа дали противоположный результат (Еремеев и др., 2007а, 2007б). Возможно, это различие существенно зависит от протяженности исследуемых фрагментов. Кроме того, показательно, что диапазоны средних по величине амплитуд колебаний  $t_w$  Атлантики и Черного моря практически совпадают ( $0.2$ – $0.5^\circ\text{C}$ ), а для температуры воздуха Северной Евразии эти величины заметно больше –  $0.3$ – $0.8^\circ\text{C}$ .



**Рис. 7.** Ряды изменчивости по пространству (*а, г, ж*) широтных и меридиональных разрезов полей временной гармонике  $t_w$  с периодом 17 лет и выделенных из них ФСС отдельных составляющих после первой фильтрации ( $20^\circ$ ), второй ( $10^\circ$ ) и третьей ( $3^\circ$ – $6^\circ$ ) соответственно для участков: А – для разреза по  $31.25^\circ$  з.д. (*а*),  $29.75^\circ$  з.д. (*б*),  $20.75^\circ$  з.д. (*в*); В – по  $36.75^\circ$  с.ш. (*г*),  $30.75^\circ$  с.ш. (*д*),  $27.75^\circ$  с.ш. (*е*); С – по  $50.75^\circ$  ю.ш. (*ж*),  $46.25^\circ$  ю.ш. (*з*),  $46.25^\circ$  ю.ш. (*и*).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение полученных результатов с картинами ритмодинамики аналогичных характеристик атмосферы и океана в Атлантико-Европейском секторе и на территории Северной Евразии (Еремеев и др., 2006а, 2006б; 2007а, 2007б) показало, что данный механизм формирования изменчивости поля температуры (тепловые волны) единообразно действует для параметров атмосферы и гидросферы не только на региональных, но и на планетарных пространственных масштабах. Это позволяет рассматривать волновое и резонансное взаимодействие в качестве одного из основных механизмов осуществления связей между макроциркуляционными и региональными процессами в морских системах.

Подобная крупномасштабная, знакопеременная структура зональных полос поля аномалий  $t_w$  Атлантического океана, “сложенных” в меридиональном направлении на всем его протяжении с юга на север, уже описывалась в литературе в последние годы для декадных колебаний (Хие, Tanimoto, 1998). Кроме того, волновой характер пространственной изменчивости по кольцевому разрезу по  $56^\circ$  ю.ш. был получен в (White, Peterson, 1996) на межгодовых масштабах не только для температуры поверхности океана, но и для других параметров – атмосферного давления на уровне моря, меридиональной компоненты скорости ветра и границы морского льда.

Позднее факт существования квазипериодических волн на межгодовых масштабах в про-

пространственной изменчивости температуры поверхности океана и атмосферного давления в приземном слое в пределах между 40° ю.ш. и 60° с.ш. по данным ре-анализа был показан в (White, Tourre, 2003). Однако ни в этих, ни в других подобных работах полученные результаты не интерпретировались как результат суперпозиции тепловых волн или волн других параметров, образующих разномасштабную пространственную ячеистую структуру, как следствие ортогональности двух основных направлений колебаний — зонального и меридионального. Соответственно сама возможность существования общепланетарного волнового поля тепловых волн как такового никем не исследовалась.

Вместе с тем необходимо заметить, что для описанных в данной работе особенностей пространственной ритмодинамики в зонах существенных аномалий изменчивости  $t_w$  Атлантики высказанное выше предположение об их возможном резонансном происхождении пока является чисто гипотетическим. Такое предположение привлекательно в смысле единообразного описания любых процессов изменчивости. Однако в данном случае различные по своей природе группы механизмов управления изменчивостью могут действовать и параллельно, вызывая последствия, накладывающиеся друг на друга. Поэтому факт сосуществования поля тепловых волн и областей существенных аномалий изменчивости  $t_w$  можно рассматривать и таким образом.

По-видимому, увеличение или уменьшение  $t_w$  Черноморского региона и СВ части Северной Атлантики связано с изменчивостью одной и той же совокупности (группы) тепловых волн преимущественно зонального направления. При этом незначительное для межгодовых масштабов (1–2 года) опережение или отставание изменчивости поля  $t_w$  Черного моря по фазе от Северной Атлантики (рис. 2) может быть связано с отношением между длиной и скоростью движения наиболее энергичного колебания в этой группе тепловых волн и расстоянием между Северной Атлантикой и Черным морем.

Разномасштабная, ортогональная волновая структура поля температуры воды Атлантики и его динамика являются, по-видимому, одним из основных источников его анизотропии, т.е. пятнистости по пространству. В связи с этим можно заметить, что одной из важных прикладных задач, решаемых с помощью спутниковых данных, является идентификация температурных фронтов на поверхности океанов и морей (Гинзбург и др., 2002). Известно, что зоны таких фронтов, границ течений, подъема и опускания вод (зоны дивергенции и конвергенции) являются перспективными рыбопромысловыми районами.

Если рассматривать фронты как зоны перехода (раздела) между областями аномалий противопо-

ложного знака в полях каких-либо параметров, то тогда очевидно, что выявленная ячеистая структура волнового поля является одним из важных источников температурных фронтов различной степени мощности. Таким образом, появляется возможность связать между собой исследования пространственной ритмодинамики физических процессов морских систем и изучение условий формирования зон концентрации различных составляющих биомассы этих систем в связи с особенностями такой ритмодинамики, а не только с учетом мезомасштабной циркуляции вод.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ пространственной ритмодинамики  $t_w$  Атлантики позволил получить результаты не только качественно, но и количественно совпадающие с полученными ранее (Еремеев и др., 2007а, 2007б). Обобщение этих результатов в пределах последних 20–45 лет наблюдений по разным видам данных позволяет сделать следующие выводы.

Выявленные закономерности пространственной изменчивости полей поверхностной температуры, в том числе поля температуры поверхности Атлантического океана, на разных масштабах в виде квазипериодических колебаний (волн) свидетельствует о том, что для пространственной изменчивости этого объекта исследований в основном характерны те же свойства, что и для изменчивости по времени. Пространственная динамика поля  $t_w$  (ортогональные стоячие и бегущие тепловые волны) и его фрактально-волновая структура спектральной изменчивости (ФВСИ) по пространству являются генетическим источником аналогичных свойств, включая внутриспектральную изменчивость (ВСИ), выявленных ранее (Еремеев и др., 2006а, 2006б) для временных рядов температуры на любых временных масштабах.

На основании полученных в данной работе результатов, а также результатов (White, Tourre, 2003; Еремеев и др., 2007а, 2007б) можно считать установленным существование в поверхностном слое океана и приземной атмосфере общепланетарного поля тепловых волн на межгодовых масштабах. Такое поле представляет собой совокупность волн зонального и меридионального направлений, образующих разномасштабную ячеистую структуру, которая может быть описана с помощью модели полифонического, фрактально-волнового вибратора (Еремеев и др., 2006а).

Вместе с тем подтвердить или опровергнуть это утверждение можно было бы, выполнив аналогичный анализ за тот же (или больший) период времени для полей  $t_w$  Тихого и Индийского океанов и Циркумполярной области Антарктики по спутниковым данным, а также по контактными данным для поля приземной температуры возду-

ха, например, Северной Америки или территории от арктического побережья Сибири до юго-восточной Азии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артамонов Ю.В., Бабий М.В., Букатов А.В., Скрипалева Е.А. Региональные особенности сезонной изменчивости линейных трендов поля температуры в Атлантическом океане и их связь с крупномасштабной циркуляцией вод // Морской гидрофиз. журн. 2008. № 4. С. 3–27.
- Булатов Р.П. Климатические и гидрологические характеристики Атлантического океана // Атлантический океан / Ред. Булатов Р.П., Бараш М.С., Иваненков В.Н., Марти Ю.Ю. М.: Мысль, 1977. С. 19–86.
- Булгаков Н.П., Жуков А.Н., Сизов А.А. Исследование общих групп устойчивых ритмов межгодовой изменчивости температуры воздуха и ряда других процессов в прибрежных зонах // Доп. НАН України. 2004. № 9. С. 99–104.
- Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 253 с.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Франкиньоль М., Делль Б. Исследование фронтов южной части Индийского океана с помощью спутниковых температурных данных // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 5. С. 39–49.
- Дубравин В.Ф., Егорихин В.Д., Зубин А.Б., Навроцкая С.Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана: Деп. в ВИНТИ 16.04.99. № 1195-В99. Калининград, 1999. 93 с.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А. Исследование особенностей ритмодинамики межгодовой изменчивости гидрометеорологических и гидрологических процессов в прибрежных зонах // Докл. РАН. 2006а. Т. 409. № 2. С. 254–257.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А. Фрактально-волновая структура изменчивости геофизических процессов морских систем // Геоинформатика. 2006б. № 4. С. 73–80.
- Еремеев В.Н., Баянкина Т.М., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А., Сухих Л.И. О волновых свойствах пространственной изменчивости полей температуры воздуха в Северной Евразии на межгодовых масштабах // Доп. НАН України. 2007а. № 1. С. 111–116.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Сизов А.А. Пространственная анизотропия межгодовой изменчивости температуры воды Черного моря (по спутниковым данным) // Исслед. Земли из космоса. 2007б. № 5. С. 3–10.
- Коняев К.В. Спектральный анализ случайных океанологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 207 с.
- Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений: тройной солнечный и другие циклы. М.: Наука, 2005. 191 с.
- Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Водные массы и циркуляция Южного океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
- Хэмминг Р.В. Цифровые фильтры. Пер. с англ. М.: Недра, 1987. 221 с.
- Blacke E., Blackburn M., Harrison G., Hoskins B., Methven J. Factors Contributing to the Summer 2003 European Heatwave // Weather. 2004. V. 59. P. 217–223.
- Deser C., Alexander M.A., Shang-Ping Xie, Phillips A.S. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms // Annu. Rev. Mar. Sci. 2010. V. 2. P. 115–143. doi: 10.1146/annurev-marine-120408-151453.
- Higuchi K., Huang J., Shabbar A. A wavelet characterization of the North Atlantic oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature // Int. J. Climatol. 1999. V. 19. № 10. P. 1119–1129.
- Levitus S., Antonov J., Boyer T. Warming of the world ocean, 1955–2003 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L02604. P. 1–4.
- Schar C., Vidale P.L., Luthi D., Frei C., Haberli C., Liniger M.A. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves // Nature. 2004. V. 427. P. 332–336.
- Tanimoto Y., Xie S.-P. Ocean-atmosphere variability over the Pan-Atlantic basin // J. Meteorol. Soc. Jap. 1999. V. 77. № 1. P. 31–46.
- White W.B., Peterson R.G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent // Nature. 1996. V. 380. P. 699–702.
- White W.B., Tourre Y.M. Global SST/SLP waves during the 20th century // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 12. P. 53-1–53-4. doi: 10.1029/2003GL017055.
- Xie S.-P., Tanimoto Y. A pan-Atlantic decadal climate oscillations // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. № 12. P. 2185–2188.

## Investigation of the Wave Properties of the Atlantic SST Spatial Variability on Interannual Scales

V. N. Eremeev<sup>1</sup>, A. N. Zhukov<sup>2</sup>, A. A. Sizov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Oceanological Centre National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

<sup>2</sup>Marine Hydrophysical Institute National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

Results of investigations of spatial variability of the Atlantic sea surface temperature (SST) on interannual scales are presented. The analysis is carried out based on monthly average satellite data of AVHRR Pathfinder Data JPL NOAA/NASA for 1985–2001. Described are the structural features of the fields of water temperature values (average for 17 years) and also the fields of time series gradient and variance on each knot of the data grid. Existence of spatial heat waves in the ocean surface temperature field in two basic directions — zonal and meridian — is shown by means of the rhythmodynamics approach.

**Keywords:** sea surface temperature, interannual variability, rhythmodynamics, general planet field of the heat waves, Atlantic Ocean