

Академик НАН Украины В. Н. Еремеев, А. Н. Жуков, А. А. Сизов

Поле температуры поверхности Атлантики и его ритмодинамика на межгодовых масштабах

Представлено результати досліджень просторової мінливості поля температури поверхні Атлантичного океану на міжрічних масштабах. Аналіз виконаний за середньомісячними супутниковими даними AVHRR Ocean Pathfinder Data JPL NOAA/NASA за 1985–2001 рр. Описано особливості структури полів середніх за 17 років значень температури води, а також полів градієнта і дисперсії часових рядів по кожному вузлу сітки даних. За допомогою ритмодинамічного підходу показано існування просторових термічних (теплових) хвиль у полі поверхневої температури океану за двома основними напрямками коливань — зональним і меридіональним.

В работах последних лет исследуется повторяемость периодов аномально высоких температур на европейском континенте. Яркий пример тому аномально жаркое лето 2003 г. [1–3]. Такое явление получило название “тепловой волны”, его связывают с особенностями крупномасштабной циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе [3], что приводит, в частности, к формированию знакопеременных структур аномалий поверхностной температуры в Северной Атлантике [1].

Согласно 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 [4–8]. Так, в обзоре [8] показано влияние пространственных термических (тепловых) волн на межгодовую изменчивость температуры поверхности Черного моря, а также (с учетом полученных в [7] результатов) сделано предположение, что данное волновое поле является общепланетарным (ОВП).

В настоящем сообщении изучена возможность существования ОВП тепловых волн с помощью массива спутниковых данных по поверхностной температуре Атлантического океана. Выбор на примере Атлантики связан с тем, что водные массы океанического бассейна в своей динамике полноценно представляют оба полушария планеты, а его протяженность позволяет изучать как меридиональную, так и зональную составляющие волнового поля. Решение этой задачи предполагает исследование особенностей пространственной изменчивости температуры поверхности Атлантического океана (t_w), поиск устойчивых масштабов такой изменчивости и определение их характеристик на основе аналитических подходов [6–8].

Данные спутниковых наблюдений поверхностной температуры Атлантики за период 1985–2001 гг. взяты из архива AVHRR Ocean Pathfinder Data JPL NOAA/NASA (<http://rodaac.jpl.nasa.gov/woce/woce3>). Были использованы среднемесячные значения t_w для ночного времени наблюдений на равномерной сетке $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (~ 54 км), а также 43200 узлов сетки в пределах прямоугольника 60° с. ш. — 60° ю. ш. и 70° з. д. — 20° в. д. Полученное после расчетов поле средних за все время наблюдений (17 лет) значений t_w хорошо согласуется с данными контактных измерений и с известными представлениями об особенностях циркуляции воды в этом бассейне [9–11].

Характерная черта поля t_w Атлантики — его асимметричность между севером и югом, западом и востоком. С помощью пространственного осреднения средних (за 17 лет) значений температуры воды в каждом узле сетки данных для выбранных географических четвертей поверхности океана (северо-запад, северо-восток, юго-запад и юго-восток) проведен анализ ее временной изменчивости. Границей между севером и югом был экватор, а граница между западной и восточной четвертями устанавливались по 25° з. д.

Для каждой из выбранных четвертей была получена значимая разница поля не только средних значений температуры (до 6°C между с.-з. и ю.-з.), но и в их ритмодинамике. В основном полученные зависимости совпадают с аналогичными результатами анализа межгодовой изменчивости по контактными данным [12], однако есть и некоторые отличия, прежде всего по Южной Атлантике.

В целом за 17 лет наблюдений t_w на с.-з. и с.-в. увеличилась примерно на $0,7\text{--}0,8^\circ\text{C}$. На ю.-з. и ю.-в. температура понизилась на $0,1$ 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. Спектральный анализ изменчивости временных рядов t_w по каждому узлу сетки данных показал, что для нее характерно доминирование масштабов 2–2,5 года и 4–5 лет. В большинстве случаев основные отличия в изменчивости t_w обусловлены влиянием ее низкочастотных (НЧ) составляющих.

Для некоторых участков поверхности океана было найдено существенное доминирование в полученных спектрах гармонике с периодом 17 лет, что, учитывая длину временного ряда, указывает на трендовый характер изменчивости. Кроме того, для этих участков была характерна высокая амплитуда межгодовых колебаний. Анализ полей градиента температуры (Δt_w) и дисперсии (σ) соответствующих временных рядов показал существенную анизотропию этих полей. Величина Δt_w рассчитывалась как разница между среднеарифметическими величинами двух последних и двух первых значений ряда t_w в каждом узле после удаления из них высокочастотной (ВЧ) составляющей фильтром скользящего среднего (ФСС) с периодом 10 лет.

В поле градиента (рис. 1) на фоне преобладающих участков с Δt_w порядка $\pm(0,1\text{--}0,3^\circ\text{C})$ заметно выделяются семь районов (два в Северной Атлантике и пять в Южной), в центрах которых значение Δt_w меняется от $-0,6$ до $1,5^\circ\text{C}$, что практически совпадает с данными по пространственному распределению среднегодовых линейных трендов t_w за 17 лет [13]. Тренды в нашей работе рассчитывались методом наименьших квадратов.

Четыре из пяти районов положительных аномалий Δt_w практически совпадают с областями циклонических круговоротов, а один из двух районов отрицательных аномалий Δt_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 в антициклонических круговоротах — ее понижение [9]. Это 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 [11]. В периоды общего похолодания указанные процессы развиваются в противоположном направлении.

Анализируя широтные и долготные разрезы дисперсии t_w наблюдается ее заметное увеличение (в 3–4 раза) в зонах повышенного значения Δt_w . В среднем значение σ не превышало $0,1\text{--}0,2^\circ\text{C}$. Для районов положительных аномалий Δt_w эти величины возрастали до $1,0\text{--}1,9^\circ\text{C}$, с отрицательными аномалиями Δt_w повышенные значения σ не наблюдались.

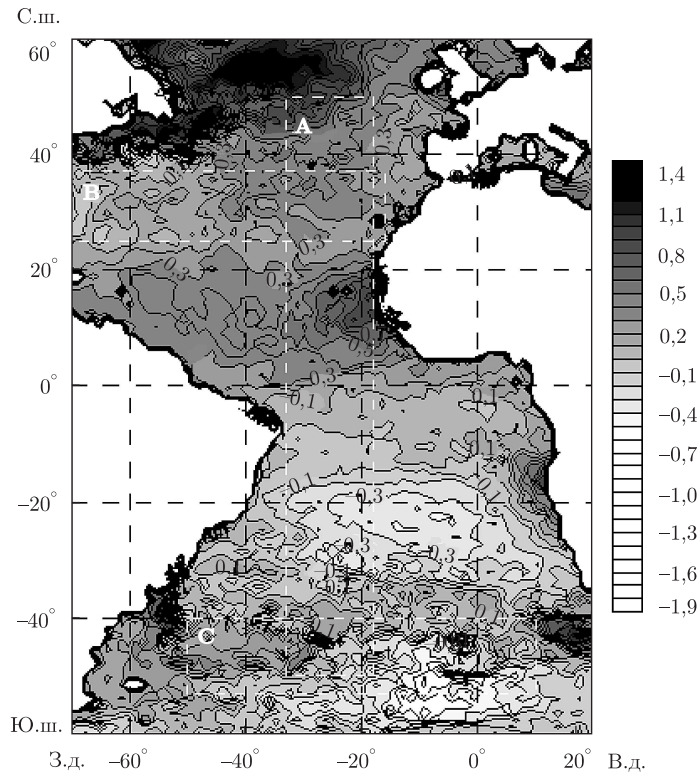


Рис. 1. Поле градиента Δt_w Атлантики за 1985–2001 гг. по каждому узлу сетки данных и расположение фрагментов (А, В, С) поля температуры, выбранных для его спектрального анализа

Таким образом, зоны положительных аномалий Δt_w и аномалий σ практически совпадают. По характеру кривых зональных и меридиональных разрезов этих полей для разных значений широты и долготы видно, что все они являются сложными, композиционными сигналами, состоящими из нескольких групп колебаний с разными длинами волн. 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 этих результатов был проведен спектральный анализ пространственной изменчивости поля t_w Атлантики, согласно с методикой [14]. По рядам средних годовых значений t_w для каждого узла сетки данных по всей Атлантике нами рассчитаны с помощью полного преобразования Фурье спектры за 17 лет. Процедура спектрального анализа предполагает удаление из использованных рядов значений их постоянных составляющих, что позволило устранить влияние на результаты климатических зон. Далее для каждой гармоники этих спектров было построено поле распределения ее амплитуды по пространству. Оказалось, что области наибольших аномалий Δt_w и σ совпадают в пространстве с областями наибольших значений амплитуд только части гармоник спектров сигналов, в основном НЧ. На таких участках акватории амплитуда гармоник временных спектров составляла от 0,6 до 1,0 °С. На остальной акватории амплитуды гармоник не превышали 0,4–0,5 °С, т. е. были в 2–3 раза меньше.

Для детального анализа особенностей спектральной изменчивости t_w Атлантики по пространству из общей сетки данных были выделены три участка. Один участок для анализа

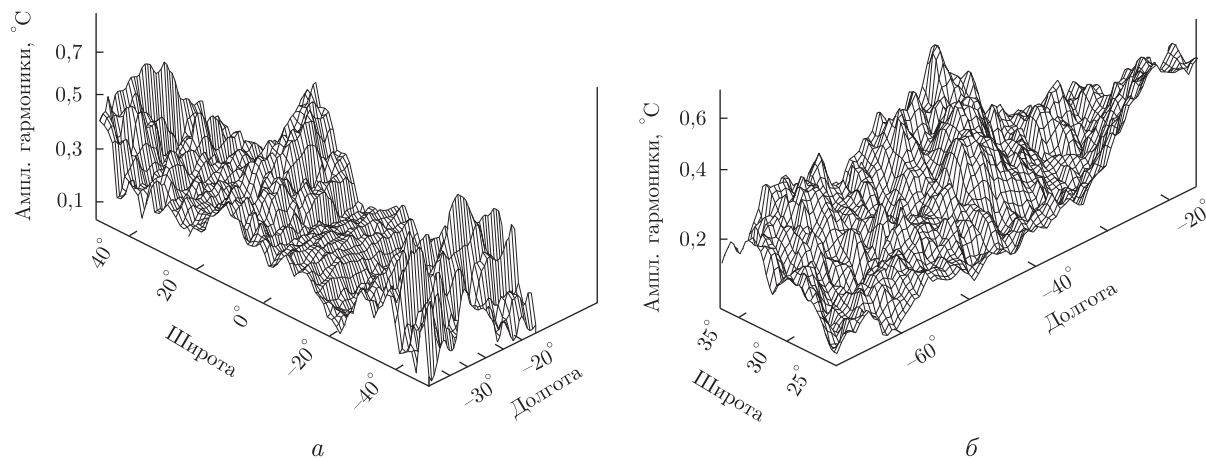


Рис. 2. Поля пространственной изменчивости амплитуд гармоник спектров t_w Атлантики за 17 лет с периодами 17,0 и 8,5 лет для участка **A** (а) и **B** (б) соответственно

меридиональной ритмодинамики с координатами 50° с. ш. — 50° ю. ш., 33° — 18° з. д. и еще два участка для зонального анализа с координатами 37° — 25° с. ш., 70° — 16° з. д. для Северной Атлантики и 40° — 53° ю. ш., 50° з. д. — 10° в. д. для Южной. Эти участки являются наиболее протяженными в данных направлениях и представляют оба полушария, и, кроме того, имеют минимальное количество пропусков наблюдений по входящим в них узлам. (На рис. 1 они показаны пунктиром и обозначены соответственно как **A**, **B** и **C**.)

На рис. 2 приведены примеры полей изменчивости амплитуд гармоник временных спектров с периодами 17,0 и 8,5 лет в пределах участков **A** и **B**.

Спектральный анализ по совокупности зональных и меридиональных разрезов полей t_w указанных участков показал, что изменчивость амплитуд всех гармоник спектров имеет разномасштабную ячеистую структуру как следствие ортогональности двух основных направлений 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 $0,1$ $^\circ\text{C}$ [13]. На рис. 3 приведен пример изменчивости меридионального разреза поля первой гармоники спектров t_w с периодом 17 лет для участка **A**.

Интервал между разрезами по долготы для участка **A** и по широте для участков **B** и **C** был равен $1,5^\circ$. Последовательность получения отдельных спектральных компонент пространственной изменчивости была следующей. Из исходных рядов с помощью ФСС с периодом 20° выделялась НЧ составляющая. Она приведена штриховой линией на рис. 3, а, а исходный ряд — сплошной линией. Затем выделенная ФСС (20°) ВЧ составляющая обрабатывалась ФСС с периодом 10° и уже ее НЧ составляющая показана на рис. 3, в. После этого из ВЧ составляющей, выделенной вторым фильтром (10°), выделялась полосовым ФСС с периодом 3 – 6° (составляющую см. на рис. 3, г).

Для участка **A** доминирующими в спектрах выявленных меридиональных пространственных волн были гармоники с длинами волн (λ) в среднем 50° , 34° и 20 – 25° , т. е. порядка 5000, 3400 км и 2000–2500 км. Заметно также влияние гармоник с λ около 15° , 10° и 4 – 7° или 1500, 1000 км и 400–700 км. В большинстве случаев, амплитуды 2–5-й гармоник (50 – 20°) в 1,5–2,0 раза больше остальных гармоник. Первая гармоника (100°), представляющая пространственную изменчивость амплитуд тепловых волн с λ , сравнимыми с $1/3$

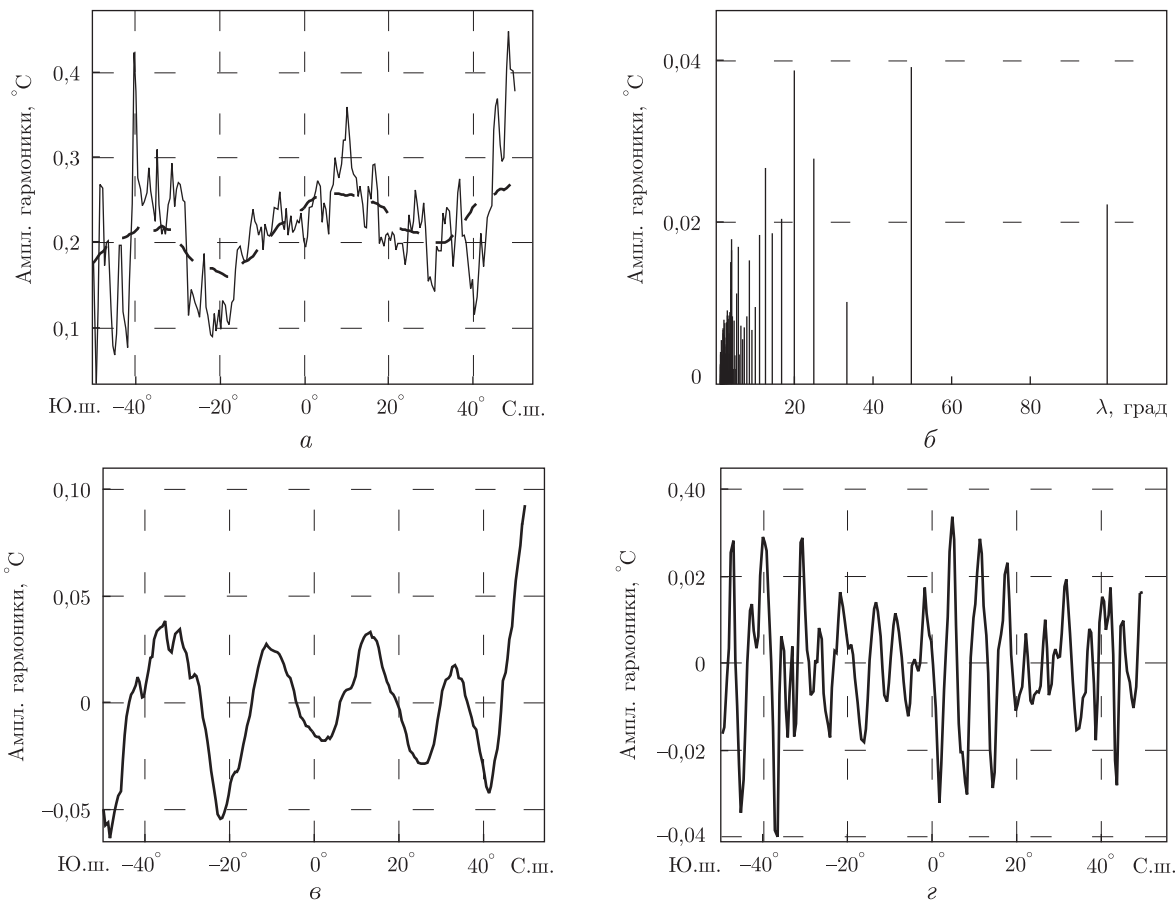


Рис. 3. Ряд изменчивости по пространству (а) меридионального разреза по 31.25° з. д. поля гармоники t_w с периодом 17 лет для участка **A**, его спектр (б) и ряды выделенных из него ФСС отдельных спектральных составляющих после 1-й фильтрации (20°) (а, штриховая линия), 2-й (10°) (д) и 3-й ($3-6^\circ$) (е)

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 **B** основная доля энергии (до 50% от суммы амплитуд всех гармоник) зональных волн приходится на гармоники с $\lambda \approx 54^\circ$, $\lambda \approx 27^\circ$ и $\lambda \approx 18^\circ$, т. е. соответственно 5400, 2700 и 1800 км. При этом амплитуды первой и второй гармоник (54° , 27°) в 2–2,5 раза больше третьей и в 3–4 раза больше остальных гармоник. Некоторый вклад также вносят гармоники с $\lambda \approx 8-14^\circ$. Для участка **C** доминируют гармоники с $\lambda \approx 60^\circ$, $\lambda \approx 30^\circ$, $\lambda \approx 20^\circ$ и $\lambda \approx 15^\circ$, т. е. порядка 6000, 3000, 2000 км и 1500 км. Амплитуда первой гармоники (60°) в 1,5–2,0 раза больше остальных доминант. Между участками **B**, **A**, **C** заметна разница в амплитудах доминирующих гармоник. Для **B** они почти в 2 раза выше, т. е. квазипериодичность зональных тепловых волн в Северной Атлантике выражена более отчетливо.

Волновой характер пространственной изменчивости по кольцевому разрезу по 56° ю. ш. получен в обзоре [15] 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. Однако полученные результаты еще не интерпретировались как результат суперпозиции тепловых волн или волн дру-

гих параметров и, следовательно, сама возможность существования ОВП тепловых волн не исследовалась.

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 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 ритмодинамика поля поверхностной температуры (ортогональные тепловые волны и их свойства [7, 8]) являются источником аналогичных свойств временных рядов температуры на различных временных масштабах и для различных географических пунктов наблюдений [4–6]. Все это свидетельствует в пользу сделанного авторами предположения о том, что поле термических (тепловых) волн на межгодовых масштабах для приземной атмосферы и поверхности океана является общепланетарным.

Вместе с тем окончательно подтвердить или опровергнуть это утверждение можно было бы, выполнив аналогичный анализ за тот же (или больший) период времени для полей поверхностной температуры Тихого и Индийского океанов.

1. *Blacke E., Blackburn M., Harrison G. et al.* Factors Contributing to the Summer 2003. – European Heatwave // *Weather*. – 2004. – **59**. – P. 217–223.
2. *Benitson M., Diaz H.F.* The 2003. – heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland // *Global and Planet. Change*. – 2004. – **44**. – P. 73–81.
3. *Schar C., Vidale P.L., Luthi D. et al.* The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves // *Nature*. – 2004. – **427**. – P. 332–336.
4. *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.
5. *Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Сизов А. А.* Исследование особенностей ритмодинамики межгодовой изменчивости гидрометеорологических и гидрологических процессов в прибрежных зонах // *Докл. АН*. – 2006. – **409**, № 2. – С. 254–257.
6. *Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Сизов А. А.* Фрактально-волновая структура изменчивости геофизических процессов морских систем // *Геоинформатика*. – 2006. – № 4. – С. 73–80.
7. *Еремеев В. Н., Баянжина Т. М., Жуков А. Н. и др.* О волновых свойствах пространственной изменчивости полей температуры воздуха в Северной Евразии на межгодовых масштабах // *Доп. НАН України*. – 2007. – № 1. – С. 111–116.
8. *Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Лебедев Н. Е., Сизов А. А.* Пространственная анизотропия межгодовой изменчивости температуры воды Черного моря (по спутниковым данным) // *Исследование Земли из космоса*. – 2007. – № 5. – С. 3–10.
9. *Булатов Р. П.* Климатические и гидрологические характеристики Атлантического океана // *Атлантический океан* / Под ред. Р. П. Булатова, М. С. Бараш, В. Н. Иваненкова, Ю. Ю. Марти. – Москва: Мысль, 1977. – С. 19–86.
10. *Саруханян Э. И., Смирнов Н. П.* Водные массы и циркуляция Южного океана. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1986. – 288 с.
11. *Степанов В. Н.* Океаносфера. – Москва: Мысль, 1983. – 370 с.
12. *Levitus S., Antonov J., Boyer T.* Warming of the world ocean, 1955–2003 // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – **32**. – L02604. – P. 1–4.
13. *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 // *Мор. гидрофиз. журн.* – 2008. – № 4. – С. 3–27.

14. *Коняев К. В.* Спектральный анализ случайных океанологических полей. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1981. – 207 с.
15. *White W. B., Peterson R. G.* An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent // *Nature*. – 1996. – **380**. – P. 699–702.

*Океанологический центр НАН Украины, Севастополь
Морской гидрофизический институт
НАН Украины, Севастополь*

Поступило в редакцию 14.12.2009

Academician of the NAS of Ukraine **V. N. Ereemeev, A. N. Zhukov, A. A. Sizov**

The field of Atlantic surface temperatures and its rhythmodynamics on interannual scales

The results of investigations of the spatial variability of the Atlantic surface temperature on interannual scales are presented. The analysis of mean monthly satellite data of AVHRR Pathfinder Data JPL NOAA/NASA for 1985–2001 is carried out. Structural features of the fields of water temperature (average for 17 years) and the fields of time series gradient and variance on each knot of the data grid are described. The existence of spatial thermal (heat) waves in the ocean surface temperature field in two basic directions – zonal and meridional ones – is shown by means of the rhythmodynamics approach.