

УДК 621.396 — 621.384.3

РАДИАЦИОННО-ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

*Т. В. Александрова, Т. Е. Баркан,
И. Т. Бубукин, К. С. Станкевич*

По измерениям радиоярких температур поверхности океана на длинах волн 0,8 и 1,35 см и контактными измерениями температуры воды получены данные об изменении температуры поверхности океана при изменении температуры воды. Получено, что изменение температуры на глубине 0,5—0,7 мм (глубина скин-слоя на длинах волн 0,8 и 1,35 см) составило 0,4 К при изменении температуры воды на 1 градус. Разница между температурой поверхности и температурой воды в диапазоне от 18°С до 28°С, измеренной по стандартной методике, может достигать шести градусов.

Одной из важных задач дистанционного зондирования поверхности океана является определение температуры его поверхности по тепловому радиоизлучению. Подобные измерения проводятся, как правило, с летательных аппаратов с целью температурного картографирования больших площадей [1—3]. При этом для обработки данных измерений необходимо знать радиационно-температурную зависимость морской поверхности $\partial T / \partial T_{\text{вд}}$ (T — яркостная температура моря, $T_{\text{вд}}$ — кинетическая температура воды). В литературе [4—8] приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований величины $\partial T / \partial T_{\text{вд}}$ на углах, близких к надиру. Экспериментальные данные получены в лаборатории и по измерениям с самолетов и спутников. Специфика измерений с авиационных и космических носителей заключается в том, что полученные данные усредняются по большой площади. По этой причине большой интерес представляют измерения величины $\partial T / \partial T_{\text{вд}}$, проведенные с судна или морской платформы с точной привязкой результатов к определенному району океана.

Данная работа посвящена экспериментальному исследованию радиационно-температурных характеристик морской поверхности с борта научно-исследовательского судна.

Измерения проводились в ходе 41-го рейса НИС «Академик Курчатов» на гидрофизическом полигоне [9]. С 20.05.85 по 05.07.85 было проведено 189 циклов измерений на вертикальной поляризации. Скорость ветра, температура воды и другие метеопараметры измерялись метеогруппой экспедиции каждые три часа.

Для наблюдений был использован радиометрический комплекс на длины волн $\lambda_1 = 0,8$ см и $\lambda_2 = 1,35$ см, более подробно описанный в [10]. Регистрация сигналов на выходах радиометров производилась на 29 углах в диапазоне от -20 до $+45^\circ$. Так как судно не оборудовано стабилизированной платформой, за уровень горизонта принимался угол, при котором наблюдался максимальный сигнал на выходе радиометра. Атмосферная часть измерений использовалась для калибровки аппаратуры. При этом зависимость яркостной температуры атмосферы от угла визирования принималась в виде

$$T_{\text{я}} = T_{\text{ср}} (1 - e^{-\tau / \sin \theta}). \quad (1)$$

Здесь $T_{\text{я}}$ — яркостная температура атмосферы, τ — коэффициент поглощения, θ — угол от горизонта, $T_{\text{ср}}$ — средняя температура.

Для построения абсолютной шкалы температур использовались данные работы [11], где приводится график зависимости $T_{\text{ср}}/T_{\text{вз}}$ ($T_{\text{вз}}$ — температура воздуха) от величины поглощения в атмосфере. Для $\tau < 1$ (а именно такие величины поглощения наблюдались в эксперименте) $(T_{\text{ср}}/T_{\text{вз}})_{1,35} = 0,957$ (определяется водяным паром), $(T_{\text{ср}}/T_{\text{вз}})_{0,8} = 0,918$ (с учетом соотношения между поглощениями в водяном паре и кислороде $\tau_{\text{H}_2\text{O}}/\tau_{\text{O}_2} \approx 0,6$ [12]).

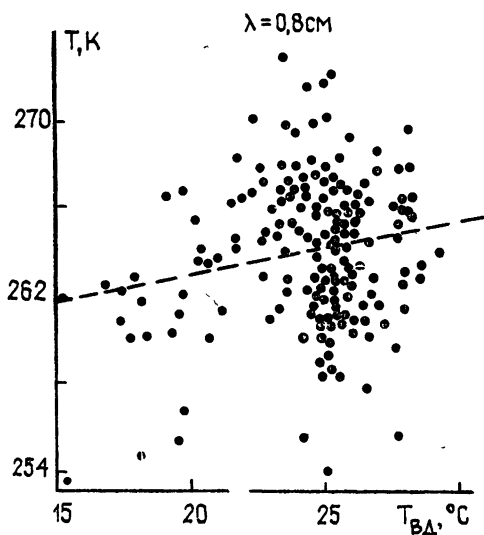


Рис. 1.

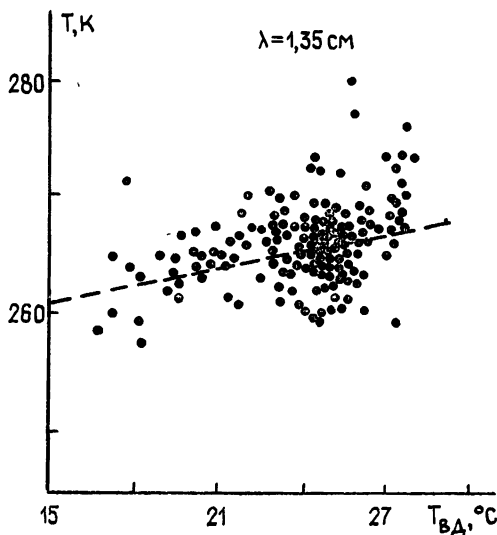


Рис. 2.

Обработка производилась в два этапа. Сначала, чтобы уменьшить влияние ветровой зависимости, аналогично [10] находились значения радиационно-ветровой зависимости $\partial T/\partial V$ и каждый цикл измерений пересчитывался на скорость ветра $V = 10$ м/с. Затем строились графики зависимостей яркостной температуры моря от температуры воды в диапазоне углов от 0 до -20° через один градус. На рис. 1, 2 приведены примеры таких графиков для $\theta = -8^\circ$ на обеих длинах волн. Пунктиром показана регрессионная прямая, найденная способом наименьших квадратов:

$$T = T_1 + \frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} T_{\text{вд}}.$$

Здесь T_1 — величина яркостной температуры при $T_{\text{вд}} = 0$ С, $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$ (К/С) — угол наклона интерполирующей прямой. Величина $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$ характеризует зависимость яркостной температуры морской поверхности от температуры воды. Разброс точек на рис. 1, 2 определяется, в основном, не шумами аппаратуры, а изменением выходного сигнала из-за качки судна. Зависимости $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$ от θ показаны на рис. 3, 4 сплошной кривой, пунктир — ошибки величин $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$, полученные способом наименьших квадратов. Отметим также, что $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$ связано с $K_{\text{ТТвд}}$ — коэффициентом корреляции величин T и $T_{\text{вд}}$ — соотношением $K_{\text{ТТвд}} = (\partial T/\partial T_{\text{вд}}) (\sigma_{\text{Твд}}/\sigma_{\text{T}})$, где $\sigma_{\text{Твд}}$ и σ_{T} — дисперсии T и $T_{\text{вд}}$. Это позволяет по значениям $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$, приводимым на рис. 3, 4, судить о величине коэффициента корреляции $K_{\text{ТТвд}}$. Из рис. 3, 4 видно, что зависимости для $\lambda_1 = 0,8$ см и $\lambda_2 = 1,35$ см сильно отличаются. Максимальное значение радиационно-температурной зависимости $\partial T/\partial T_{\text{вд}} \approx 0,8$ К/С наблюдалось при $-18^\circ \leq \theta \leq -16^\circ$ для

$\lambda_2 = 1,35$ см. На длине волны $\lambda_1 = 0,8$ см такого максимума нет, а в диапазоне углов $-14^\circ \leq \theta \leq -4^\circ$ $\partial T / \partial T_{\text{вд}} \approx 0,2$ К/С и слабо зависит от угла.

Чтобы построить теоретическую зависимость $\partial T / \partial T_{\text{вд}}$ от угла визирования, аналогично [4] запишем выражения для яркостной температуры моря:

$$T = J_{\text{в}} T_{\lambda} + (1 - J_{\text{в}}) T_{\text{я}}. \quad (2)$$

Здесь $J_{\text{в}}$ — коэффициент излучения морской поверхности на вертикальной поляризации, T_{λ} — температура воды на глубине скин-слоя,

$$d = \left\{ k \left[\frac{\epsilon'}{2} (\sqrt{1 + \text{tg}^2 \delta} - 1) \right]^{1/2} \right\}^{-1},$$

где $k = 2\pi/\lambda$, $\text{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon'$ — тангенс угла потерь, ϵ' и ϵ'' — действительная и мнимая части ϵ — диэлектрической проницаемости морской воды [13].

Дифференцируя (2) по $T_{\text{вд}}$, получим

$$\frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} = J_{\text{в}} \frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_{\text{вд}}} + T_{\lambda} \frac{\partial J_{\text{в}}}{\partial T_{\text{вд}}} - T_{\text{я}} \frac{\partial J_{\text{в}}}{\partial T_{\text{вд}}} + (1 - J_{\text{в}}) \frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_{\text{вд}}}. \quad (3)$$

Сравним (3) с аналогичным соотношением для морской поверхности при отсутствии излучения атмосферы и равномерном распределении температуры по глубине:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} \right)_{\text{РП}} = J_{\text{в}} + T_{\text{вд}} \frac{\partial J_{\text{в}}}{\partial T_{\text{вд}}}. \quad (4)$$

Будем считать, что коэффициент излучения определяется формулами Френеля. В этом случае $J_{\text{в}}$ и $\partial J_{\text{в}} / \partial T_{\text{вд}}$ имеет вид

$$J_{\text{в}} = - \frac{4 \text{Re}(\epsilon^{-1/2}) \sin \theta}{|\epsilon^{-1/2} - \sin \theta|^2},$$

$$\frac{\partial J_{\text{в}}}{\partial T_{\text{вд}}} = -4 \sin \theta \left[\frac{\partial / \partial T_{\text{вд}} (\text{Re}(\epsilon^{-1/2}))}{|\epsilon^{-1/2} - \sin \theta|^2} - \frac{\text{Re}(\epsilon^{-1/2}) \partial / \partial T_{\text{вд}} (|\epsilon^{-1/2} - \sin \theta|^2)}{|\epsilon^{-1/2} - \sin \theta|^4} \right], \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial T_{\text{вд}}} (|\epsilon^{-1/2} - \sin \theta|^2) &= 2(\text{Re}(\epsilon^{-1/2}) - \sin \theta) \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial T_{\text{вд}}} \text{Re}(\epsilon^{-1/2}) + 2 \text{Im}(\epsilon^{-1/2}) \frac{\partial}{\partial T_{\text{вд}}} (\text{Im}(\epsilon^{-1/2})). \end{aligned}$$

Выражение для $\partial T_{\text{я}} / \partial T_{\text{вд}}$ можно найти, дифференцируя (1) по $T_{\text{вд}}$. В результате получим

$$\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_{\text{вд}}} = \frac{\partial T_{\text{ср}}}{\partial T_{\text{вд}}} (1 - e^{-\tau/\sin \theta}) + \frac{T_{\text{ср}}}{\sin \theta} e^{-\tau/\sin \theta} \frac{\partial \tau}{\partial T_{\text{вд}}}. \quad (6)$$

$\partial T_{\text{ср}} / \partial T_{\text{вд}}$ можно записать следующим образом:

$$\frac{\partial T_{\text{ср}}}{\partial T_{\text{вд}}} = \frac{\partial T_{\text{ср}}}{\partial T_{\text{вз}}} \frac{\partial T_{\text{вз}}}{\partial T_{\text{вд}}}.$$

Величины $\partial T_{\text{ср}} / \partial T_{\text{вз}}$ приводились выше. Значения $\partial T_{\text{вз}} / \partial T_{\text{вд}}$ и $\partial \tau / \partial T_{\text{вд}}$ определялись из эксперимента и равны $\partial T_{\text{вз}} / \partial T_{\text{вд}} = 0,96 \pm 0,02$, $(\partial \tau / \partial T_{\text{вд}})_{0,8} = -0,001 \pm 0,0008$, $(\partial \tau / \partial T_{\text{вд}})_{1,35} = 0,006 \pm 0,001$.

Кривые, вычисленные по соотношению (4), помечены на рис. 3, 4

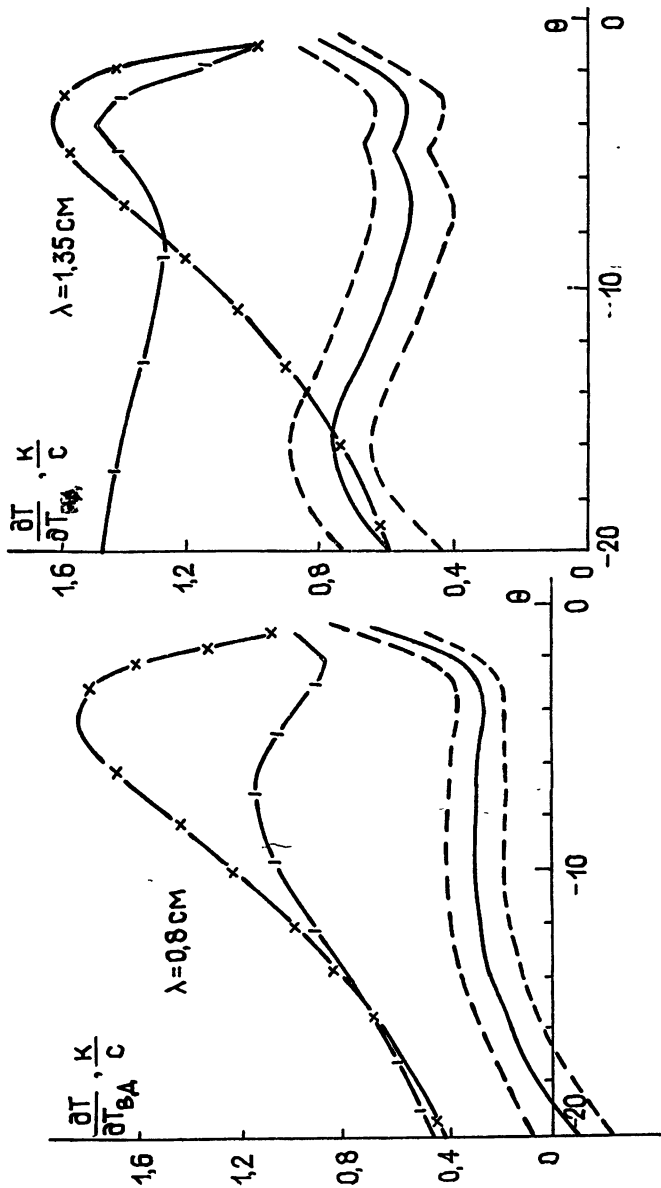


Рис. 3.

Рис. 4.

значком (\times), вычисленные по соотношению (3) при $T_\lambda = T_{\text{вд}}$ значком (\cdot). Как видно из рис. 3, 4, вклад атмосферы на длине $\lambda_2 = 1,35$ см более значителен, чем для $\lambda_1 = 0,8$ см. Очевидно, именно вкладом атмосферы объясняется разница между экспериментальными кривыми на двух длинах волн.

Сначала рассмотрим данные для $\lambda_1 = 0,8$ см, где влияние атмосферы менее существенно.

Отличие экспериментальной кривой на рис. 3 от кривой, полученной из (3), может быть вызвано двумя причинами: или влиянием неровностей поверхности, или отличием температуры воды на глубинах скин-слоя $d_{0,8} \approx 0,5$ мм и $d_{1,35} \approx 0,7$ мм от температуры, измеренной термометром по стандартной методике.

Рассмотрим первый вариант. В этом случае коэффициент излучения неровной поверхности $\bar{J}_в$ можно представить в виде $\bar{J}_в = J_в + \Delta J_в$, где $J_в$ — коэффициент излучения Френеля (5), а $\Delta J_в$ — поправка к $J_в$, связанная с неровностями. Перепишем (3) для этого случая без учета атмосферы при $T_\lambda = T_{\text{вд}}$:

$$\frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} = J_в + \Delta J_в + T_{\text{вд}} \frac{\partial J_в}{\partial T_{\text{вд}}} + T_{\text{вд}} \frac{\partial (\Delta J_в)}{\partial T_{\text{вд}}}, \quad (7)$$

(7) отличается от (4) наличием двух дополнительных членов.

Как следует из эксперимента [10], $\Delta J_в$ не превышает 10% от $J_в$ и объяснить разницу между теоретической (4) и экспериментальной кривыми на рис. 3 не может. Для того чтобы объяснить эту разницу с помощью последнего члена в (7), он должен иметь величину $\sim 0,5$ — $0,6$, т. е. при изменении температуры воды на 10 градусов поправка к яркостной температуре, связанная с волнением, должна изменяться на 5—6 градусов. Напомним, что ветровая зависимость при обработке была учтена и в данном случае влияние температуры на волнение должно быть непосредственным, а не через корреляцию температуры со скоростью ветра. Температура воды может сказываться на мелкомасштабном, капиллярном волнении. Однако поправка к яркостной температуре, связанная с мелкомасштабным волнением, не превышает 1—5 К [14, 15]. В (7), для простоты, не учитывались члены, описывающие вклад атмосферы в $\partial T / \partial T_{\text{вд}}$. Все приведенные выше рассуждения можно повторить с учетом влияния атмосферы. Таким образом, эффекты, связанные с наличием волнения, не могут объяснить разницу между теоретической и экспериментальной кривыми на рис. 3. Влиянием волнения можно объяснить отсутствие характерного максимума при $\theta \approx -7$ на экспериментальной кривой. Как известно, волнение приводит к размытию максимума яркостной температуры на угле Брюстера. Если подставить в (3) $J_в$ с учетом волнения, максимум при $\theta \approx -7^\circ$ исчезнет и теоретическая кривая будет параллельна экспериментальной.

Рассмотрим второй вариант. В этом случае соотношение (3) описывает экспериментальную кривую на рис. 3 (отличием T_λ от $T_{\text{вд}}$ во втором члене можно пренебречь). Вычитая (3) из (3) при $T_\lambda = T_{\text{вд}}$, найдем $\partial T_\lambda / \partial T_{\text{вд}}$:

$$\frac{\partial T_\lambda}{\partial T_{\text{вд}}} = 1 - \frac{1}{J_в} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} \right)_{T_\lambda = T_{\text{вд}}} - \frac{\partial T}{\partial T_{\text{вд}}} \right]. \quad (8)$$

В диапазоне углов $-5 \div -20^\circ$ (где влиянием слоя атмосферы между наблюдателем и морской поверхностью можно пренебречь, $\partial T / \partial T_{\text{вд}} \approx 0,3$, $(\partial T / \partial T_{\text{вд}})_{T_\lambda = T_{\text{вд}}} \approx 0,8 \div 0,9$) получим $\partial T_\lambda / \partial T_{\text{вд}} \approx 0,4$. Таким образом, единственной причиной, которая позволяет объяснить экспериментальные данные, является более медленный рост температуры воды на глубинах 0,5—0,7 мм по сравнению с температурой, измеренной термометром. Полученное значение $\partial T_\lambda / \partial T_{\text{вд}}$ относится к диапазону температур воды 18—28° С (диапазон температур за период измерений). Если пред-

положить, что при 18°C T_λ и $T_{\text{вд}}$ совпадали, то при 28°C разница температур на глубине $0,5\text{--}0,7$ мм и измеренной обычным способом может достигать 6°C . Из данного эксперимента мы не можем определить толщину слоя воды, в котором происходит изменение температуры. Можно получить нижний предел этой величины по потоку тепла, идущего с поверхности океана: $Q \approx -170$ Вт/м² [16]. Q связан с коэффициентом молекулярной теплопроводности воды $c=0,6$ Вт/(м·К) и градиентом температуры соотношением

$$Q = -c \nabla T_{\text{вд}}.$$

Отсюда получим, что $\nabla T_{\text{вд}}$ не может превышать $0,3$ К/мм, а толщина слоя воды, где происходит изменение температуры, не может быть меньше 2 см.

Рассмотрим теперь кривые, полученные для $\lambda_2=1,35$ см (рис. 4). Как уже указывалось выше, вклад атмосферы здесь более значителен. Отметим также характерный минимум при $\theta \approx -8^\circ$ на теоретической и экспериментальной кривых, который связан с уменьшением вклада атмосферы вблизи угла Брюстера. В описанной выше модели вклад атмосферы равен разнице между кривыми, помеченными (') и (×). Для более точного учета вклада атмосферы необходимо подставить в (3) J_λ с учетом волнения. Однако и более простая модель, с помощью которой вычислялись кривые (') и (×), позволяет утверждать, что влияние атмосферы может объяснить разницу между экспериментальными кривыми на длинах волн $0,8$ см и $1,35$ см. Это означает, что радиационно-температурная зависимость для $\lambda_2=1,35$ см после вычета влияния атмосферы будет близка к аналогичной кривой для $\lambda_1=0,8$ см, т. е. данные, полученные из канала $1,35$ см, подтверждают выводы, которые были сделаны из анализа кривых, полученных для $\lambda_1=0,8$ см.

Как уже упоминалось во введении, в литературе имеется ряд работ [4-8], в которых приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований величины $\partial T/\partial T_{\text{вд}}$ на углах, близких к надиру. В этих работах делается вывод об удовлетворительном согласии теории с экспериментом, т. е. эффект замедленного роста температуры на глубине скин-слоя не был обнаружен. Такое расхождение в результатах может быть обусловлено двумя причинами. Если обнаруженный эффект характерен только для приэкваториального района океана, то в спутниковых измерениях он не виден из-за усреднения по широте. Подобное предположение имеет под собой достаточно серьезные основания, так как существует поток энергии из океана в атмосферу в приэкваториальных широтах с последующим переносом тепла в более высокие широты. Поэтому этот эффект может зависеть не только от широты, но и от смены времен года. Кроме того при измерениях с авиационных и космических носителей для абсолютной калибровки аппаратуры используются реперные районы на поверхности Земли. Если в качестве реперного района используется морская поверхность, где этот эффект также присутствует, то это может сильно затруднить его обнаружение.

Использованная методика измерений с борта научно-исследовательских судов является в настоящее время единственным способом определения изменений температурной зависимости в натуральных условиях на глубинах порядка нескольких десятых миллиметра. Она нечувствительна к случайным и систематическим ошибкам в абсолютной калибровке и влиянию морского волнения.

В заключение авторы выражают благодарность А. В. Хрулеву за большую помощь в проведении эксперимента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурвич А. С., Егоров С. Т. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1966. Т. 2. С. 305.
2. Матвеев Д. Т. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1968. Т. 4. № 5. С. 508.
3. Swift С. Т. // Boundary-Layer Meteorology. 1980. V. 18. P. 25.

4. Переслегин С. В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1967. Т. 3. № 1. С. 47.
5. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиационное излучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974.
6. Шутко А. М. // Радиотехника и электроника. 1978. Т. 23. № 10. С. 2107.
7. Рабинович Ю. Н., Мелентьев В. В. // Труды ГГО. 1970. Вып. 235. С. 124.
8. Арманд Н. А., Башаринов А. Е., Шутко А. М. // Изв. вузов. Радиофизика. 1977. Т. 20. № 6. С. 809.
9. Иванов Ю. А., Корш В. Г., Монин А. С., Овчинников И. М., Шадрин И. Ф. // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 5. С. 858.
10. Александрова Т. В., Баркан Т. Е., Бубукин И. Т. // Изв. вузов. Радиофизика. 1988. Т. 31. № 9. С. 1133.
11. Кисляков А. Г. // Изв. вузов. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 3. С. 451.
12. Жевакин С. А., Наумов А. П. // Изв. вузов. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 3. С. 433.
13. Виноградова М. Б., Руденко О. В., Сухоруков А. П. Теория волн. — М.: Наука, 1979.
14. Докучаев В. Г., Кротиков В. Д. // Изв. вузов. Радиофизика. 1981. Т. 24. № 8. С. 937.
15. Антипычев М. Л., Шутко А. М. // Радиотехника и электроника. 1981. Т. 26. № 11. С. 2291.
16. Вершинский Н. В., Волков Ю. А., Соловьев А. В. // ДАН СССР. 1981. Т. 256. № 3. С. 694.

Научно-исследовательский
радиофизический институт

Поступила в редакцию
25 февраля 1988 г.

RADIATION-TEMPERATURE CHARACTERISTICS OF THE SEA SURFACE ACCORDING TO THE MEASUREMENT DATA AT THE CENTRAL PART OF THE ATLANTIC OCEAN

T. V. Aleksandrova, T. E. Barkan, I. T. Bubukin, K. S. Stankevich

Data have been obtained on variation of the ocean surface temperature with variation of the water temperature according to the measurements of brightness temperatures of the ocean surface at 0.8 cm and 1.35 cm and contact measurements of the water temperature. It has been obtained that variation of the temperature at 0.5—0.7 mm depth (the depth of the skin-layer at 0.8 and 1.35 cm) amounts 0.4 K with variation of the water temperature by 1°. A difference between the surface and water temperatures in 18°C—28°C range measured over the standard methodics may achieve 6°. The measurement method used on boards of scientific ships is at present the single one for the definition of the temperature dependences under the natural conditions at the depths of the order of several tenth of millimeter.
