

УДК 621.371.22.4

**РАДИОИЗЛУЧЕНИЕ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ВОЛНАХ
0,86 и 1,3 см ВБЛИЗИ УГЛА БРЮСТЕРА**

*В. Д. Кротилов, В. Н. Никонов, С. А. Пелюшенко,
В. М. Плечков, О. Б. Щуко*

Приведены результаты измерений яркостной температуры морской поверхности при вертикальной поляризации на длинах волн 0,86 и 1,3 см для различных метеоусловий, параметров волнения и температуры воды (T_0). Получены зависимости яркостной температуры морской поверхности (T_{π}) от скорости ветра. Изменения эффективной излучательной способности морской поверхности T_{π}/T_0 на углах Брюстера достигают 6—7% в интервале скоростей ветра от 1 до 12 м/с. Экспериментальные данные проинтерпретированы в рамках модели крупномасштабного волнения с учетом самозатенения. Показано, что наблюдаемые характеристики в основном определяются состоянием морской поверхности.

В настоящее время большое внимание уделяется изучению фонового радиоизлучения морской поверхности с борта самолета, с кораблей и со спутников. Цель этих исследований—получение информации о состоянии морской поверхности на протяженных трассах. При наблюдениях сверху диапазон углов визирования в силу известных ограничений составляет 0—50° от надира. При этом, как нам кажется, диапазону малых углов визирования уделяется мало внимания, а между тем эта область углов представляет несомненный интерес как при дистанционных измерениях состояния морской поверхности, так и при калибровке параметров антенн в радиоастрономических исследованиях, выполняемых в условиях морского полигона.

Успешное проведение этих исследований требует дальнейшего развития методов измерений и в особенности оперативного контроля параметров радиотелескопов в условиях морского полигона. Среди разработанных и широко используемых методов калибровки антенн в наземных условиях можно выделить те, в которых используются естественные источники радиоизлучения с известной интенсивностью [1] (участок леса, земная поверхность, наблюдаемая под углом Брюстера, склон горы и т. д.). В условиях же морского полигона большинство вышеупомянутых областей с известной температурой излучения недоступны для наблюдения. В этом случае при измерениях в качестве «опорных» областей с известной интенсивностью излучения могут быть использованы участки водной поверхности вблизи угла Брюстера, являющиеся наиболее «черными», и область излучения атмосферы вблизи горизонта. При таком выборе «опорных» областей принимается, что яркостная температура водной поверхности вблизи угла Брюстера соответствует физической температуре воды с поправкой на излучательную способность гладкой водной поверхности [2] или, в случае калибровки по атмосфере, температура излучения областей у горизонта принимается равной температуре окружающего воздуха. Как в этом, так и в другом случае не учитывается взаимосвязь между взволнованной морской поверхностью и температурой

излучения опорных областей, что может приводить к ошибкам при калибровке параметров антенн. Влияние этих факторов на эффективную температуру излучения требует проведения как экспериментальных исследований, так и модельных рассмотрений излучения взволнованной водной поверхности.

Яркостная температура гладкой водной поверхности, как известно, определяется ее собственным излучением и отраженным излучением атмосферы. Вклад в яркостную температуру собственного излучения пропорционален физической температуре воды T_0 . Коэффициентом пропорциональности является излучательная способность $1 - R(\epsilon, \theta_0)$. Коэффициент отражения Френеля по мощности для вертикальной или горизонтальной поляризации излучения $R(\epsilon, \theta_0)$ зависит от комплексной диэлектрической проницаемости воды $\epsilon = \epsilon_1 + i\epsilon_2$ и угла наблюдения θ_0 . Действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости, зависящие от длины волны, температуры и солёности, могут быть рассчитаны по известным формулам Дебая [3]. Составляющая яркостной температуры водной поверхности, обусловленная отраженным излучением атмосферы, пропорциональна яркостной температуре атмосферы в данном направлении $T_{я.а}(\Gamma, \theta_0)$, которая зависит от полного вертикального поглощения Γ и может быть рассчитана на основании плоскостной модели атмосферы.

Таким образом, яркостная температура гладкой водной поверхности может быть представлена в виде

$$T_{я}(\epsilon, \theta_0) = [1 - R_{в,г}(\epsilon, \theta_0)]T_0 + R_{в,г}(\epsilon, \theta_0)T_{я.а}(\Gamma, \theta_0), \quad (1)$$

где $R_{в,г}(\epsilon, \theta_0)$ — коэффициент отражения Френеля для вертикальной (в) и горизонтальной (г) поляризации излучения. В этом выражении не учтено поглощение радиоволн на пути от точки приема до поверхности и собственное излучение атмосферы на этом же пути, поскольку вызываемые этими эффектами изменения $T_{я}$ на волнах 0,86 см и 1,3 см, на которых проводились измерения, при небольших углах визирования малы и имеют противоположный знак.

В реальных условиях водная поверхность не является идеально гладкой. Для крупномасштабных неровностей с масштабом Λ ($\Lambda \gg \lambda$), в пределах которого справедливы формулы отражения Френеля (приближение геометрической оптики), учет волнения может быть выполнен путем усреднения соотношения (1) по всем возможным значениям угла наклона. Будем полагать, что имеются только крупномасштабные неровности с гауссовым распределением углов наклона в любом сечении, проходящем через нормаль к средней поверхности и направление наблюдения. Вероятность того, что площадка, отклоненная на угол $\Delta\theta$ от гладкой в среднем поверхности, видна из точки наблюдения, в этом случае определяется соотношением

$$P(\Delta\theta) = \exp \left[- \left(\frac{\Delta\theta}{\sigma} \right)^2 \right] / \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \exp \left[- \left(\frac{\Delta\theta}{\sigma} \right)^2 \right] d(\Delta\theta). \quad (2)$$

Средний квадратичный наклон неровностей σ зависит от скорости ветра v . Эта зависимость приведена в [4] для двух направлений наблюдения: вдоль и поперек волны. Мы будем считать σ в дальнейших расчетах не зависящим от азимута наблюдения.

Выполняя усреднение соотношения (1) с учетом (2), получим следующее выражение для яркостной температуры водной поверхности:

$$\bar{T}_я(\varepsilon, \theta_0) = \left[1 - \int_{-\pi/2}^{\pi/2 - \theta_0} R(\varepsilon, \theta_0 + \Delta\theta) P(\Delta\theta) d(\Delta\theta) \right] T_0 +$$

$$+ \int_{-\pi/4 - \theta_0/2}^{\pi/4 + \theta_0/2} T_{я.а}(\Gamma, \theta_0 + 2\Delta\theta) R(\varepsilon, \theta_0 + \Delta\theta) P(\Delta\theta) d(\Delta\theta).$$
(3)

Так как нас интересует излучение водной поверхности вблизи угла Брюстера, проведем три различных метеоусловиях и степени волнения расчетные оценки вариаций вклада отраженного излучения атмосферы $\bar{T}_{а.отр}$ в $\bar{T}_я$, который определяется вторым слагаемым в (3).

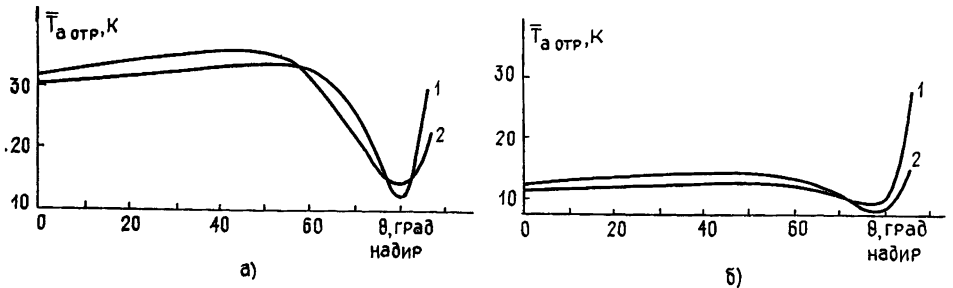


Рис. 1.

На рис. 1 приведены результаты расчета $\bar{T}_{а.отр}$ на волнах 1,3 см (рис. 1а, $\Gamma = 0,28 Hn$) и 0,86 см (рис. 1б, $\Gamma = 0,08 Hn$) при $\sigma = 3^\circ$ (кривые 1, $v = 1$ м/с) и $\sigma = 10^\circ$ (кривые 2, $v = 12$ м/с), когда $T_0 = 283$ К. На рис. 2 приведены результаты аналогичных расчетов $\bar{T}_{а.отр}$ при различных метеоусловиях (кривая 1 — $\Gamma = 0,05 Hn$, 2 — $\Gamma = 0,15 Hn$, 3 — $\Gamma = 0,3 Hn$, сплошные кривые — $T_0 = 298$ К, пунктирные — $T_0 = 283$ К). Анализ расчетных данных, представленных на рис. 1 и рис. 2, показывает, что при различном поглощении в атмосфере изменении параметров волнения в пределах $\sigma = 3 \div 10^\circ$ слабо влияет на отраженную составляющую излучения атмосферы. Отмеченные особенности излучения водной поверхности при наличии волнения позволяют при экспериментальных исследованиях зависимости $\bar{T}_я$ от волнения усреднять данные, полученные при одинаковом состоянии водной поверхности, но при различном поглощении в атмосфере.

Приведенные выше расчеты были сопоставлены с результатами измерений излучения морской поверхности при вертикальной поляризации на волнах 0,86 и 1,3 см. Измерения были выполнены в акваториях Атлантического океана и Черного моря для различных метеоусловий, характеристик волнения и температуры воды. На волне 0,86 см измерения проводились на радиотелескопе РТ-0,6, оснащенный радиометром с чувствительностью 0,07 К при постоянной времени 1 с, диаметр зеркала 0,6 м. На волне 1,3 см использовался радиотелескоп с диаметром зеркала 1,5 м, оснащенный радиометром с чувствительностью ~ 1 К. Ширина диаграмм направленности антенн равна 56' на волне 0,86 см и 50' — на волне 1,3 см. На рис. 3 приведена зависимость эффективной излучательной способности морской поверхности при угле Брюстера от скорости ветра. Сплошные кривые на рис. 3

иллюстрируют результаты теоретических расчетов (3), которые удовлетворительно согласуются с результатами измерений, и как качественно, так и количественно отражают изменения радиополучения водной поверхности при изменении волнения. Так, при изменении скорости ветра от 1 до 10 м/с отношение $T_{я.в}/T_{ов}$ меняется от 0,98 до 0,92 на волне 1,3 см (кривая 1) и от 0,96 до 0,92 — на волне 0,86 см (2). Следует отметить, что, как показывают расчеты, вклад в яркостную температуру морской поверхности отраженного излучения атмосферы вблизи угла Брюстера невелик, $\sim 8-10$ К. При вариациях полного вертикального поглощения в два раза, что и наблюдалось в эксперименте, изменения вклада отраженного излучения атмосферы не превышает 1,5—2 К. Это дало возможность усреднить данные, полученные в различные дни наблюдений, но при одинаковом состоянии морской поверхности.

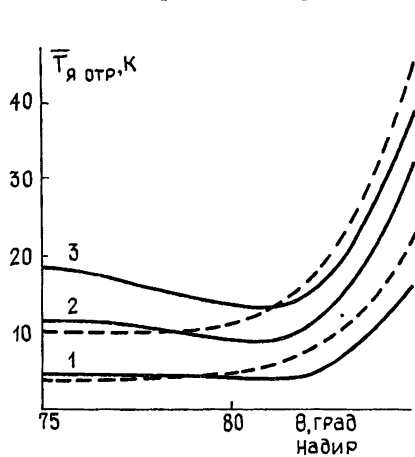


Рис. 2

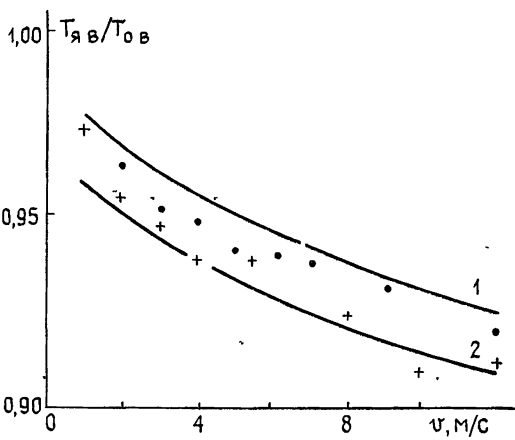
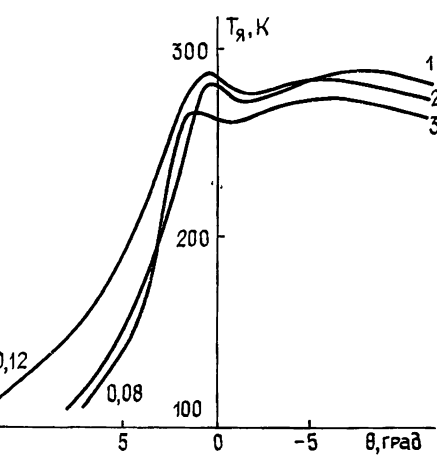
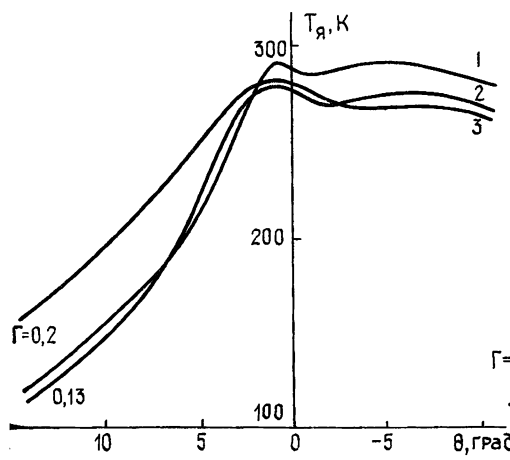


Рис. 3



а)

б)

Рис. 4

На рис. 4а, б приведены примеры экспериментальных угловых зависимостей яркостной температуры атмосферы и водной поверхности на $\lambda = 1,3$ см, кривая 1 — $v = 2$ м/с, 2 — $v = 8$ м/с, 3 — $v = 8,7$ м/с (а) и $\lambda = 0,86$ см, 1 — $v = 2$ м/с, 2 — $v = 3$ м/с, 3 — $v = 8,7$ м/с (б). Из этих зависимостей следует, что максимум яркостной температуры

смещен относительно линии горизонта (угол $\theta_0 = 0$) примерно на полуширину диаграммы (при измерениях она составляла $\sim 1^\circ$) и яркостная температура в максимуме близка к температуре окружающего воздуха. Это смещение максимума яркостной температуры связано с тем, что морская поверхность несколько холоднее атмосферы и часть ее излучения попадает в главный лепесток диаграммы направленности. Таким образом, при калибровке антенны по излучению горизонта необходимо вводить поправку на нечерноту опорной области

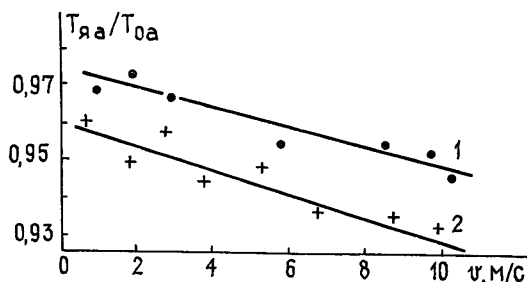


Рис. 5.

на горизонте. На рис. 5 представлены результаты измерений яркостной температуры опорной области на горизонте, которые показывают, что величина этой поправки линейно зависит от скорости ветра и изменяется от 0,98 до 0,94 на $\lambda=1,3$ см (кривая 1) и от 0,96 до 0,92 на $\lambda=0,86$ см (кривая 2), если скорость ветра меняется от 1 до 12 м/с.

Таким образом, как следует из результатов измерений яркостной температуры морской поверхности в диапазоне 0,86—1,3 см, модель крупномасштабного волнения, учитывающая затенение, как качественно, так и количественно описывает зависимость параметров радиоизлучения водной поверхности от ее взволнованности. Как расчет, выполненный в рамках вышеизложенной модели, так и измерения показали, что 1) при наличии волнения морская поверхность на рассматриваемых волнах всегда холоднее, чем атмосфера на горизонте; 2) имеется максимум яркостной температуры атмосферы вблизи горизонта, величина и положение которого по углу зависят от усредняющего действия диаграммы направленности приемной антенны и состояния морской поверхности. При уменьшении степени волнения этот максимум приближается к горизонту; 3) на вертикальной поляризации вклад в яркостную температуру морской поверхности, наблюдаемой вблизи угла Брюстера, отраженного радиоизлучения атмосферы минимален, и величина этого вклада практически не зависит от полного вертикального поглощения и балльности моря (см. рис. 1, 2). Это позволяет проводить дистанционные измерения волнения морской поверхности по наблюдениям вариаций яркостной температуры морской поверхности вблизи угла Брюстера. Следует отметить, что эти вариации по абсолютной величине составляют около 2—3 К (м/с)⁻¹, что примерно в 3—4 раза выше, чем при наблюдениях на углах визирования в надире [5].

Таким образом, выполненные нами исследования показали, что излучение морской поверхности вблизи угла Брюстера несет информацию о характеристиках волнения и может быть использовано при дистанционных измерениях. Кроме этого, излучение областей в направлении угла Брюстера и на горизонт может быть использовано в исследованном диапазоне при калибровке антенн в качестве опорных

областей с известной яркостной температурой при условии введения поправок, учитывающих состояние морской поверхности.

Учет параметров волнения позволяет исключить систематические погрешности $\sim (4-9)\%$ при определении яркостной температуры опорных областей, используемых при калибровке параметров антенн. Абсолютная погрешность калибровки по проведенным оценкам не хуже, чем $5-7\%$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цейтлин Н. М. Антенная техника и радиоастрономия — М.: Сов. радио, 1976.
2. Пиколаев А. Г., Перцов С. В. Раднотеплокация. — М.: Сов. радио, 1967.
3. Башаринов А. Е., Гуревич А. С., Егоров С. Т. Излучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974.
4. Cox S. Munk W. — J. Opt. Soc. America, 1954, 44, № 11, p. 838.
5. Hollinger J. P. — J. Geophys. Res., 1970, 75, № 27, p. 5209.

Научно-исследовательский
радиофизический институт

Поступила в редакцию
4 января 1984 г.

RADIO EMISSION OF THE SEA SURFACE AT 0.86 AND 1.3 cm CLOSE TO THE BRUSTER ANGLE

V. D. Krotikov, V. N. Nikonov, S. A. Pelyushenko, V. N. Plechkov, O. B. Shchuko

Measurement results are given for the brightness temperature of the sea surface in vertical polarization at 0.86 and 1.3 cm for different meteoconditions, parameters of roughness and the waver temperature (T_0). Dependences of the sea surface brightness temperature (T_{br}) on the wind velocity have been obtained. Variations of the effective radiating capacity of the sea surface T_{br}/T_0 at the Bruster angles amounts $6-7\%$ in the wind velocity interval from 1 up to 12 m/s. An interpretation is given of the experimental data in the frames of large-scale roughness model taking into account self-shading. It is shown that the characteristics observed are defined mainly by the state of the sea surface.

ИНФОРМАЦИЯ

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, т. XXIV, № 3, 1984 г.

Аннотации статей, представляющих интерес для читателей
«Радиофизики»

Веселовский И. С. Неустойчивость солнечного ветра в области его формирования

Рассмотрена неустойчивость звуковых волн малой амплитуды в расширяющемся потоке солнечного ветра. Неустойчивость локализована в области дозвукового течения и может быть причиной повышенного уровня флуктуаций на расстояниях $(10-20) R_{\odot}$ в солнечной короне.

Блаунштейн Н. Ш., Цедилкина Е. Е. Расплывание сильно вытянутых неоднородностей в верхней ионосфере.

На основе численного решения уравнений диффузии в неоднородной ионосфере рассматривается расплывание сильно вытянутой неоднородности. Показано, что в неоднородной плазме (ионосфере) характер расплывания неоднородностей сильно изменяется. Обнаружены новые эффекты расщепления неоднородности на две, всплывания неоднородности вверх и прорастания в магнитосферу, изменение ее формы.