

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 291

2000007

ПРИМЕНЕНИЕ
РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИИ
В МЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Ю. И. РАБИНОВИЧА

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1972

В сборнике содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований переноса микроволнового излучения в безоблачной атмосфере и в атмосфере, содержащей гидрометеоры.

Рассматриваются данные наземных и самолетных поляризационных измерений радиоизлучения различных естественных поверхностей. Приводятся расчеты и измерения влияния температуры, солёности и волнения на радиоизлучение водной поверхности.

Расчитан на научных работников, инженеров, аспирантов и студентов, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики и техники СВЧ.

В. В. МЕЛЕНТЬЕВ, Ю. И. РАБИНОВИЧ

МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИЗЛУЧАТЕЛЬНЫХ СВОЙСТВ В САНТИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ

Для решения большинства задач дистанционного зондирования подстилающей поверхности и атмосферы существенное значение имеет точное знание излучательных свойств различных естественных поверхностей. Коэффициенты излучения водной поверхности при разных температурах и соленостях, различных почв, растительных покровов необходимы при интерпретации результатов спутниковых и самолетных микроволновых измерений метеорологических характеристик атмосферы. Кроме того, данные о коэффициентах излучения представляют самостоятельный интерес. Они необходимы при определении характеристик подстилающей поверхности: волнения и ветра над океаном, температуры воды, влажности почвы, сплоченности ледового покрова и других.

Расчеты коэффициентов излучения в сантиметровом диапазоне различных поверхностей по диэлектрическим константам оказываются затруднительными из-за отсутствия фактических данных и не обеспечивают необходимой точности. При расчете коэффициентов излучения реальной водной поверхности трудно учесть изменение излучательных свойств за счет волнения моря и пены. Коэффициент излучения пены сильно зависит от концентрации пузырей и их размера, что в свою очередь определяется соленостью, температурой и концентрацией органического вещества поверхностного слоя океана. Дополнительные трудности при расчете коэффициентов излучения возникают при учете степени шероховатости реальных поверхностей, влажности, ее изменения с глубиной, наличия различных примесей и воздуха в образцах.

Способ измерения излучательной способности различных естественных поверхностей Земли в сантиметровом диапазоне, предложенный в [1], позволяет проводить непосредственное определение коэффициентов излучения и не требует предварительного определения диэлектрических констант образца [2].

Проведем анализ методики измерений. Рупорная антенна радиометрического приемника, расположенная над исследуемой по-

верхностью (рис. 1), принимает излучение поверхности $\alpha_B T_B$ и излучение верхней крышки $\alpha_K T_K$, отраженное от нижней поверхности образца. Это радиоизлучение может быть записано как

$$T' = \alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K \quad (1)$$

где α_B — излучательная способность исследуемой поверхности, T_B — ее термодинамическая температура, α_K — излучательная способность верхней крышки, T_K — ее термодинамическая температура.

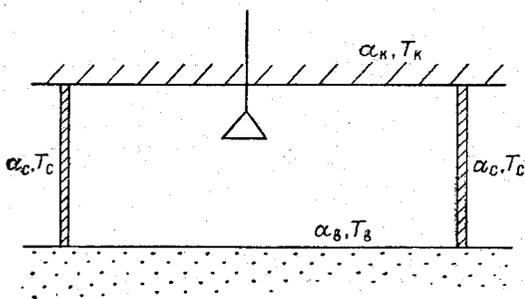


Рис. 1. Схема метода измерений излучательной способности естественных поверхностей.

Второе переотражение излучения исследуемой поверхности и крышки будет иметь вид

$$T'' = [\alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K] (1 - \alpha_K) (1 - \alpha_B). \quad (2)$$

Третье переотражение потоков соответственно дает

$$T''' = [\alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K] (1 - \alpha_K)^2 (1 - \alpha_B)^2. \quad (3)$$

и т. д.

Суммарный поток радиоизлучения с учетом многократных переотражений, принятый антенной радиометра,

$$\begin{aligned} T &= [\alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K] [1 + (1 - \alpha_K) (1 - \alpha_B) + \\ &\quad + (1 - \alpha_K)^2 (1 - \alpha_B)^2 + \dots] = \\ &= [\alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K] \frac{(1 - \alpha_K)^n (1 - \alpha_B)^n - 1}{(1 - \alpha_K) (1 - \alpha_B) - 1}. \end{aligned} \quad (4)$$

При $n \rightarrow \infty$ получаем выражение для радиояркостной температуры поверхности, расположенной внутри замкнутой полости,

$$T = \frac{\alpha_B T_B + (1 - \alpha_B) \alpha_K T_K}{1 - (1 - \alpha_K) (1 - \alpha_B)}. \quad (5)$$

Боковые стенки полости являются абсолютными отражателями, исключаящими влияние излучения окружающих предметов. Кроме того, можно считать, что при этом выполняется условие создания двух параллельных плоскостей бесконечной протяженности, рас-

положенных друг над другом. Одной из этих плоскостей служит исследуемая поверхность, другой (верхней) — абсолютно черное тело (а.ч.т.), либо абсолютный отражатель (а.о.).

Излучательная поверхность образца исследуемой поверхности определяется по двум независимым измерениям радиояркостной температуры полости по формуле

$$\alpha_B = 1 - \frac{T_{я1} - T_{я2}}{[(\alpha_{к1} T_{к1} - \alpha_{к2} T_{к2}) + (1 - \alpha_{к1}) T_{я1} - (1 - \alpha_{к2}) T_{я2}]}, \quad (6)$$

где $T_{я1}$ и $T_{я2}$ — измеренные радиояркостные температуры полости для случаев, когда верхняя плоскость является моделью а.ч.т. и а.о. соответственно.

Можно показать, что точность предлагаемого метода определяется в основном выбором параметров абсолютно черного тела, его чернотой и термодинамической температурой. Чем выше значение коэффициента излучения а.ч.т., тем больше разность (контраст) измеряемых радиояркостных температур $T_{я1} - T_{я2}$, которая и определяет точность измерений. На рис. 2 показана разность радиояркостных температур для случая измерений излучения водной поверхности, имеющей температуру 290°K , коэффициент излучения $\alpha_B = 0,35$ в зависимости от степени черноты а.ч.т. для двух его термодинамических температур: $T'_{к1} = 500^\circ\text{K}$ и $T''_{к1} = 400^\circ\text{K}$. На этом же рисунке представлена погрешность определения δ коэффициента излучения водной поверхности для случая, если ошибка в определении разности $T_{я1} - T_{я2}$ составляет $\pm 1^\circ\text{K}$. Повышение температуры а.ч.т. значительно повышает контраст и понижает погрешность измерений δ . Степень черноты а.ч.т. оказывает также существенное влияние на точность измерений. Как видно из рис. 2, проектируемое а.ч.т. должно иметь коэффициент излучения по крайней мере $0,7-0,8$. Чем больше коэффициент излучения, тем больше измеряемый контраст и тем меньше ошибка измерений. Часто ока-

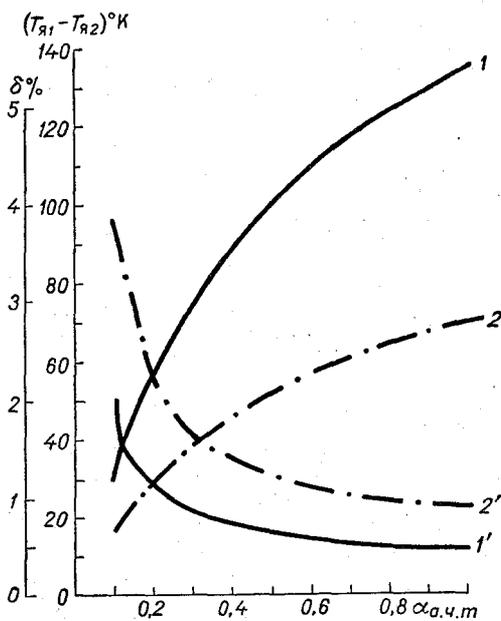


Рис. 2. Зависимость измеряемого контраста (1, 2) и погрешности измерения (1', 2') от степени черноты а.ч.т.

1 и 1' — при $T'_{к1} = 500^\circ\text{K}$, 2 и 2' — при $T''_{к1} = 400^\circ\text{K}$.

1 и 1' — при $T'_{к1} = 500^\circ\text{K}$, 2 и 2' — при $T''_{к1} = 400^\circ\text{K}$.

зывается, что трудно построить а.ч.т. сантиметрового диапазона с достаточно большим коэффициентом излучения. В этом случае добиться получения требуемой точности измерений предлагаемым методом можно за счет увеличения температуры а.ч.т.

Метод позволяет производить измерения коэффициентов излучения различных естественных и искусственных поверхностей. Однако при проведении эксперимента с поверхностями, имеющими

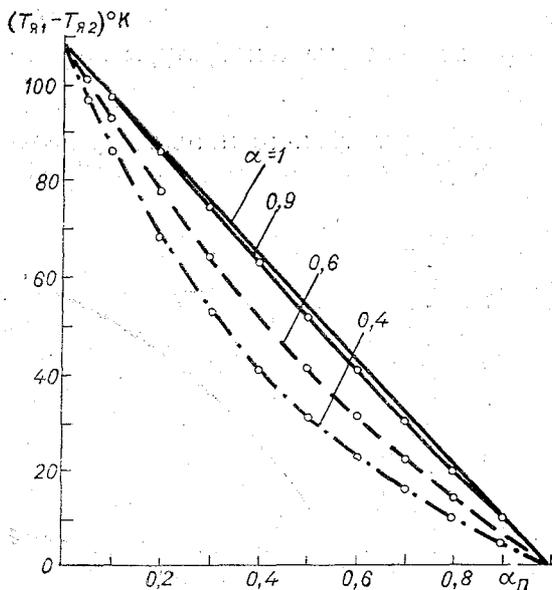


Рис. 3. Зависимость измеряемого контраста от степени черноты поверхности.

большие коэффициенты излучения, возникают некоторые особенности. Рисунок 3 иллюстрирует изменение контраста радиояркостных температур $T_{Я1} - T_{Я2}$ при изучении поверхностей, излучательная способность которых меняется в широких пределах. Температура образца считалась постоянной, равной 290°K , температура а.ч.т. 400°K . На рисунке приводятся зависимости для а.ч.т. с различной степенью черноты. Как можно видеть, большие контрасты наблюдаются при исследовании свойств поверхностей с меньшими значениями коэффициентов излучения. Повышенные степени черноты а.ч.т. во всех случаях приводит к повышению контрастов температур. Определение излучательных характеристик поверхности данным методом возможно уже по оценке величины измеряемого контраста. Так, поверхности, более близкие к а.ч.т., создают меньший контраст радиояркостных температур. Измерение величины излучательной способности таких образцов при этом также возможно, но точность измерений оказывается значительно меньше.

Все рассуждения, приведенные выше, сделаны в предположении, что толщина исследуемого образца l бесконечно большая или по крайней мере больше толщины слоя, в котором излучение затухает, в e раз [3]:

$$l = \frac{\lambda}{4\pi\chi}, \quad (7)$$

где χ — показатель поглощения, λ — длина волны излучения.

Приведем рассчитанные данные для слоя воды при 20°C, 200/00, полученные с использованием величин констант воды [4]:

$\lambda_{\text{см}}$	0,5	0,8	1,35	1,6	3,2	5,0	8,5
χ	2,365	2,736	2,815	2,743	2,112	1,738	1,545
l мм	0,17	0,23	0,38	0,46	1,26	2,29	4,38

Для сред с $\text{tg } \delta \ll 1$ коэффициент затухания электромагнитных волн [5]

$$\chi = \frac{\pi \text{tg } \delta \sqrt{\epsilon'}}{\lambda}, \quad (8)$$

где $\text{tg } \delta$ — тангенс угла потерь, ϵ' — действительная часть диэлектрической проницаемости исследуемой среды.

Расчеты показывают, что для песка с влажностью около 3% на длине волны 3,3 см слой, формирующий излучение, равен примерно 15 см.

Исходя из указанных соображений толщина контейнера с образцом исследуемой поверхности была выбрана равной 25 см. Проводились контрольные измерения реальной поверхности в естественных условиях и образца ее, помещенного в контейнер, которые показали, что изменение радиояркостной температуры в обоих случаях пренебрежимо мало.

Одним из источников погрешностей при измерениях с нагретым черным телом является нагревание образца за счет излучения а. ч. т. Максимум теплового излучения при температуре а. ч. т. 350—400°К лежит в области 7,5—8 мкм. Для разделения потоков ИК и радиоизлучения используются специальные материалы, имеющие высокий коэффициент поглощения в инфракрасной области спектра и прозрачные в радиодиапазоне.

Ошибка единичного измерения излучательной способности различных естественных поверхностей при использовании предложенной методики определяется по следующей формуле:

$$\begin{aligned} \frac{\Delta \alpha_{\text{в}}}{\alpha_{\text{в}}} = & \Delta \alpha_{\text{к1}} \left[\frac{T_{\text{к1}} - T_{\text{я1}}}{A} - \frac{T_{\text{к1}} - T_{\text{я1}}}{B} \right] + \Delta \alpha_{\text{к2}} \left[\frac{T_{\text{к2}} - T_{\text{я1}}}{A} - \frac{T_{\text{к2}} - T_{\text{я2}}}{B} \right] + \\ & + \Delta T_{\text{к1}} \left[\frac{\alpha_{\text{к1}}}{A} - \frac{\alpha_{\text{к2}}}{B} \right] + \Delta T_{\text{к2}} \left[\frac{\alpha_{\text{к2}}}{A} - \frac{\alpha_{\text{к2}}}{B} \right] + \\ & + \Delta T_{\text{я1}} \left[\frac{\alpha_{\text{к1}}}{A} + \frac{(1 - \alpha_{\text{к1}})}{B} \right] + \Delta T_{\text{я2}} \left[\frac{\alpha_{\text{к2}}}{A} + \frac{(1 - \alpha_{\text{к2}})}{B} \right], \quad (9) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} A &= \alpha_{\text{к1}} (T_{\text{к1}} - T_{\text{я1}}) - \alpha_{\text{к2}} (T_{\text{к2}} - T_{\text{я2}}); \\ B &= \alpha_{\text{к1}} T_{\text{к1}} - \alpha_{\text{к2}} T_{\text{к2}} + (1 - \alpha_{\text{к1}}) T_{\text{я1}} - (1 - \alpha_{\text{к2}}) T_{\text{я2}}; \end{aligned}$$

$\Delta \alpha_{\text{в}}$ — погрешность определения излучательной способности исследуемой поверхности; $\Delta \alpha_{\text{к1}}$ — погрешность определения излучательной способности а. ч. т., равная 5%; $\Delta \alpha_{\text{к2}}$ — погрешность определения излучательной способности а. о., равная 5%; $\Delta T_{\text{я1}}$ — по-

грешность определения радиояростной температуры полости при измерении с а. ч. т., равная 1°K ; $\Delta T_{\text{я}2}$ — погрешность определения радиояростной температуры полости при измерении с а. о., равная 1°K ; $\Delta T_{\text{к}1}$ — погрешность определения термодинамической температуры а. ч. т., равная $0,2^{\circ}\text{K}$; $\Delta T_{\text{к}2}$ — погрешность определения термодинамической температуры а. о., равная $0,2^{\circ}\text{K}$.

Проведенная оценка погрешностей измерений излучательной способности различных поверхностей показала, что точность измерений зависит от рабочей длины волны и типа исследуемой поверхности.

В качестве примера приведем результаты оценки точности для случая измерений на длине волны 3,2 см поверхности пресной воды при $T_{\text{к}1}=400^{\circ}\text{K}$, $T_{\text{к}2}=300^{\circ}\text{K}$, $T_{\text{в}}=300^{\circ}\text{K}$, $\alpha_{\text{к}1}=0,9$, $\alpha_{\text{в}}=0,374$. Оказалось, что измеренная радиояростная температура $T_{\text{я}1}=360^{\circ}\text{K}$, $T_{\text{я}2}=300^{\circ}\text{K}$, а ошибка единичного измерения $\frac{\Delta \alpha_{\text{в}}}{\alpha_{\text{в}}}$ при этом составила 5,4%.

Следует заметить, что фактическая точность измерений может быть лучше, так как методика позволяет производить большие серии измерений с последующим осреднением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Способ измерения излучательной способности естественных поверхностей Земли. Авторское свидетельство № 268518 (1287075/26-9 от 2 декабря 1968 г.). Бюллетень изобретений, № 14, 1970.
2. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Лабораторная установка для измерения излучательной способности воды в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 252, 1970.
3. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. ГИТТЛ, М., 1951.
4. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 235, 1970.
5. Тучков Л. Т. Естественные шумовые излучения в радиоканалах. Советское радио. М., 1968.

В. В. МЕЛЕНТЬЕВ, Ю. И. РАБИНОВИЧ

ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ИЗЛУЧЕНИЯ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, ПОКРЫТОЙ ПЕНОЙ И ОРГАНИЧЕСКИМИ ПЛЕНКАМИ

В настоящее время для исследований океана и атмосферы над ним довольно широкое распространение приобретают средства пассивной радиолокации. Основные направления изучения свойств океана — определение температуры поверхности и волнения — требуют знания величин коэффициентов излучения и отражения в зависимости от температуры и солёности моря на различных длинах волн сантиметрового диапазона. В экспериментальных исследованиях, проведенных в последние годы [1, 2] обращалось особое внимание на влияние пенообразования на радиоизлучение взволнованной поверхности. Процент покрытия пеной поверхности океана увеличивается в зависимости от скорости ветра над морем, соответственно изменяется при этом и излучение моря. Излучение пены резко отличается от излучения водной поверхности, так как коэффициент излучения пены велик и различен на разных длинах волн. Однако расчет коэффициентов излучения пены затруднен из-за невозможности использования обычной схемы рассеяния, поскольку пена представляет собой плотно упакованную многослойную структуру, расстояние между соседними пузырьками в которой чрезвычайно мало. Сама структура пены до сих пор изучена недостаточно, известны лишь единичные исследования [3]. Так как пена, возникающая при механическом перемешивании раствора солей в воде, претерпевает быстрые изменения во времени, ее анализ чрезвычайно затруднен. Известно только, что пенообразование сильно зависит от солёности океана и его температуры. По мнению специалистов, изучающих биологию моря, происхождение пены, образующейся в океане при волнении носит органический характер, поскольку пена и поверхностный слой океана насыщены микроорганизмами (гипонейстон) [4].

Быстро прогрессирующее загрязнение поверхности морей и океанов промышленными отходами, привело к тому, что в морях скапливаются пятна бензина, керосина, различных органических веществ, площадь которых значительна.

В литературе, например [5], отмечалось, что нефтяные поверхностные пленки сильно влияют на радиоизлучение океана, однако точных оценок такого влияния до сих пор не получено.

С помощью лабораторной установки для измерения коэффициентов излучения естественных поверхностей были проделаны изме-

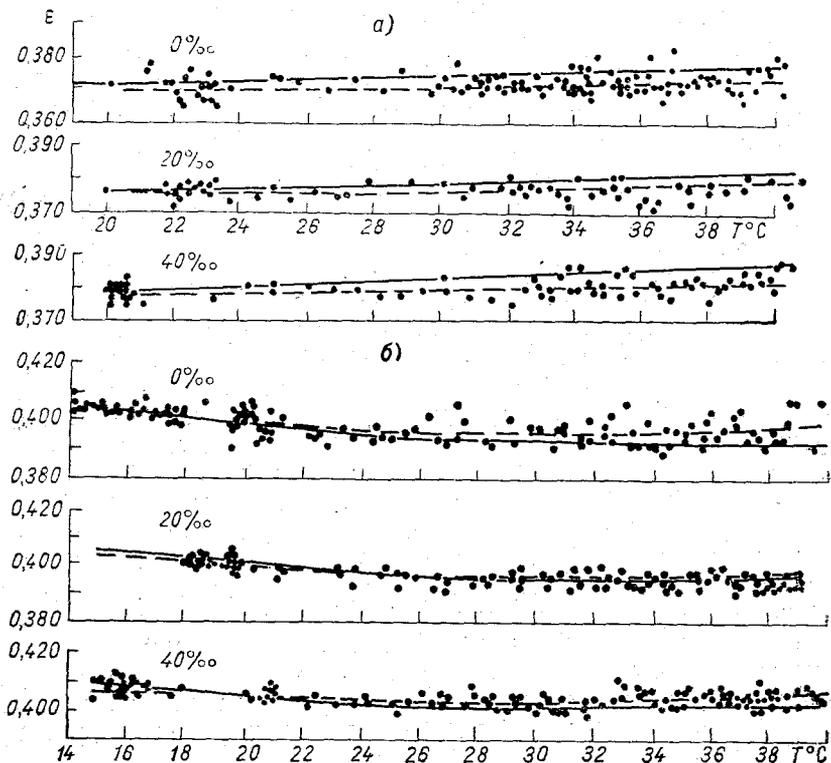


Рис. 1. Зависимость коэффициента излучения

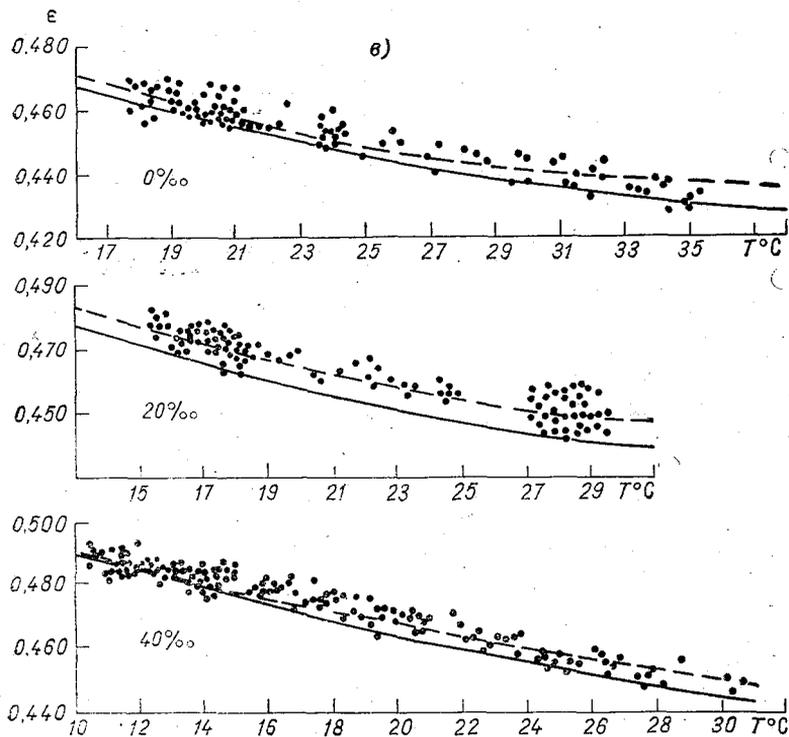
а) $\lambda=3,2$ см, б) $\lambda=1,6$ см, в) $\lambda=0,8$ см; сплошная кривая — теоретические значения

рения зависимостей коэффициентов излучения водной поверхности от температуры и солености на различных длинах волн (рис. 1). Наблюдается хорошее соответствие между теоретическими и измеренными коэффициентами излучения, однако оказалось, что на длинах волн 0,8 и 1,6 см измеренные величины коэффициентов излучения морской и пресной воды выше теоретических, а на длине волны 3,2 см, наоборот, ниже.

Наибольшее отклонение измеренных коэффициентов излучения от теоретических наблюдается при температурах поверхности выше 25—30°C.

Для измерений коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой слоем пены, были использованы образцы пены из взби-

того яичного белка и пенообразующих моющих средств/ Измерения проводились в той же лабораторной установке, которая использовалась для измерения коэффициентов излучения воды. Для определения характеристик слоя пены производилось одновременное фотографирование образцов. На рис. 2 приводятся кривые



водной поверхности от температуры и солёности.
 $\epsilon = f(T, S)$ [7]. пунктирная — уравнение регрессии.

распределения диаметров пузырей для обоих образцов пены. Для пены из яичного белка наиболее вероятный диаметр d одного пузыря 0,2 мм при общем числе пузырей в 1 см^3 $N=1350$. Соответственно для мыльной пены $d=0,4$ мм и $N=725$. На рис. 3 показаны коэффициенты излучения яичной и мыльной пены на длине волны 3,2 см, средние значения оказались отличными от коэффициентов излучения чистой водной поверхности, они равны $0,862 \pm 0,008$, $0,893 \pm 0,005$ соответственно.

Таким образом, увеличение количества пузырей и уменьшение их наиболее вероятного объема приводит к уменьшению коэффициента излучения.

Аналогичные измерения были выполнены для воды, покрытой

пленкой керосина или масла. Методика нанесения пленки на поверхность воды была следующей: на поверхность воды медленно выливалось масло или керосин до тех пор, пока отдельные пятна не сливались и не покрывали полностью всю поверхность воды.

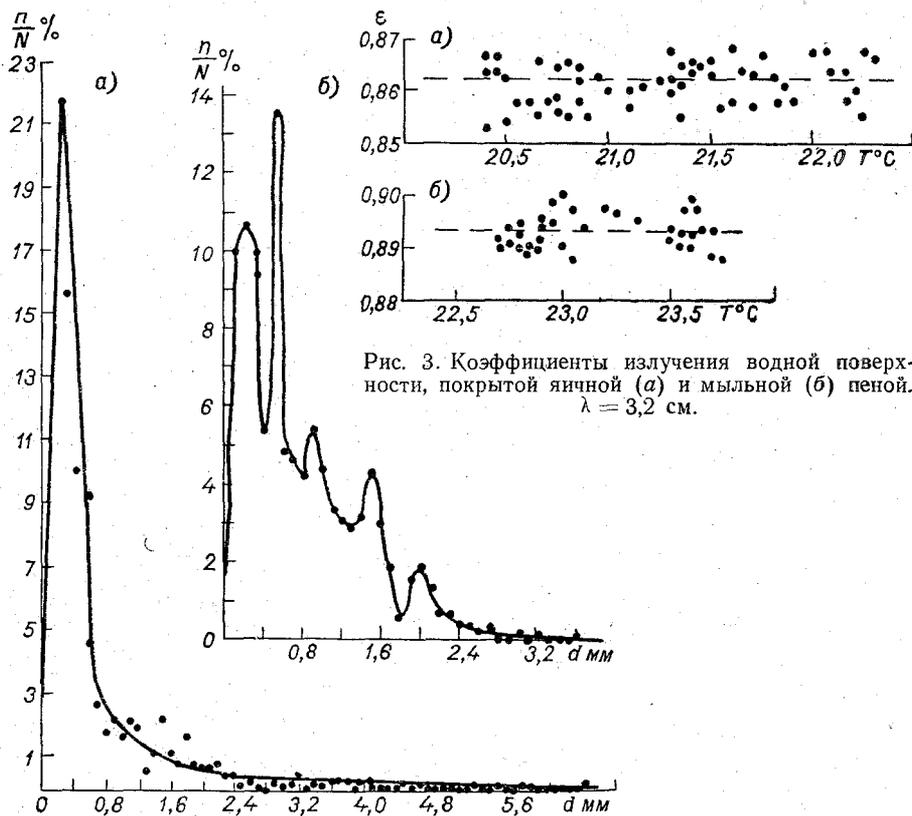


Рис. 3. Коэффициенты излучения водной поверхности, покрытой яичной (а) и мыльной (б) пеной. $\lambda = 3,2$ см.

Рис. 2. Кривые распределения диаметров пузырей яичной (а) и мыльной (б) пены.

При такой методике нанесения пленки толщина ее зависит от вязкости вещества. Пленка керосина получалась ламного тоньше пленки масла.

На рис. 4 показаны измеренные коэффициенты излучения пленок керосина и масла. Средние величины составили $0,410 \pm 0,006$ и $0,471 \pm 0,008$ соответственно. Расчеты коэффициентов излучения поверхностей керосина и масла не были сделаны из-за отсутствия данных о диэлектрических константах этих веществ в микроволновой области. По-видимому, решающее значение в излучении пленок на поверхности моря имеет толщина пленки, которая и влияет на собственное излучение водной поверхности. В настоящее время

для решения этого вопроса предполагается провести эксперимент с контролируемой толщиной пленки, наносимой на поверхность воды, а также измерение коэффициентов излучения веществ, образующих эти пленки. Заметное различие излучательных характеристик пленок органических веществ и пены дает основание считать,

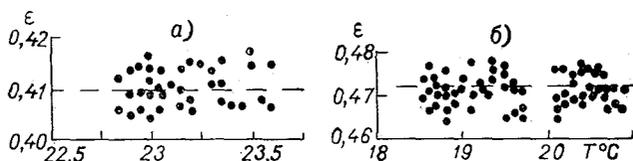


Рис. 4. Коэффициенты излучения водной поверхности, покрытой пленкой керосина (а) и масла (б). $\lambda=3,2$ см.

что оценку загрязнения поверхности океана и степени его покрытия пеной можно проводить по радиоизлучению океана в сантиметровом диапазоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Nordberg W., Conway I. and Thaddeus P. Microwave observations of sea state from aircraft. Quart. J. R. Met. Soc., vol. 95, No. 404, 1969.
2. Dropplem an I. D. Apparent microwave emissivity of sea foam. I. of Geophys. Res., vol. 75, No. 3, 1970.
3. Tomosaburo Abe. A study of the foaming of sea water. On the mechanism of the decay of foam layer of sea water. Records of Oceanographic Works in Japan, vol. 1, No. 2, New Series, 1953.
4. Зайцев Ю. П., Морская нейстонология. Наукова думка, Киев, 1970.
5. Edgerbon A. T., Trexler D. T. Oceanographic applications of remote sensing with passive microwave techniques. Proceedings of the 6-th internal symposium on remote sensing of environment, 1969, Ann Arbor, Michigan.
6. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Способ измерения излучательной способности естественных поверхностей Земли. Авторское свидетельство № 268518 (1287075/26-9 от 2 декабря 1968 г.). Бюллетень изобретений, № 14, 1970.
7. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 235, 1970.

В. В. МЕЛЕНТЬЕВ, Ю. И. РАБИНОВИЧ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ ИЗЛУЧЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

За последние годы были выполнены многочисленные самолетные и отдельные спутниковые измерения характеристик атмосферы и подстилающей поверхности с помощью радиотеплолокационной аппаратуры. Однако в большинстве своем интерпретация этих измерений производилась только для наблюдений над поверхностью океана. При этом получались данные о характеристиках самой водной поверхности и атмосферы над ней. Интерпретация измерений радиоизлучения над поверхностью суши затруднена из-за значительной пестроты радиояркостных контрастов, даваемых естественными поверхностями. Так, если коэффициенты излучения водной поверхности могут быть рассчитаны по диэлектрическим константам воды [1, 2], а измерения [3] показали, что расчеты для гладкой водной поверхности довольно хорошо описывают явление во всем диапазоне изменения температуры и солености, то для поверхности суши таких данных практически нет. Коэффициенты излучения различных естественных поверхностей зависят от диэлектрических констант вещества и диэлектрических констант воды, почти всегда присутствующей в веществе, воздушных прослоек и примесей других материалов. Кроме того, на излучение реальных поверхностей сильное воздействие оказывает относительный размер шероховатостей поверхностей т. е. отношение величины этих шероховатостей к длине волны излучения. Следует отметить, что имеется очень мало данных о диэлектрических константах различных реальных поверхностей в сантиметровом диапазоне. Для описания явления, для получения примерных величин коэффициентов излучения какой-либо поверхности иногда отражение от такой поверхности рассчитывают по диэлектрическим константам, используя формулы Френеля и считая поверхность абсолютно гладкой [4]. Такие величины, безусловно, являются далекой от реальности идеализацией.

В настоящей статье приводятся результаты измерений некоторых образцов естественных поверхностей с помощью лабораторной установки, предложенной в [5] и описанной в [6].

На рис. 1 приводятся результаты измерений излучательной способности сухого и мокрого песка на длине волны 1,6 см. Каждая точка на рисунке представляет результат единичного измерения. Для сухого песка было выполнено 41, а для мокрого песка — 23 измерения. Каждое значение коэффициента излучения исследуемой поверхности получено по двум измерениям — с абсолютно черным телом и абсолютным отражателем (подробно см. [6]).

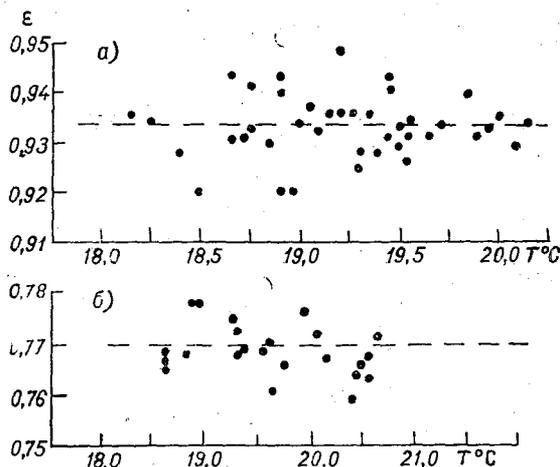


Рис. 1. Коэффициенты излучения сухого (а) и мокрого (б) песка. $\lambda = 1,6$ см.

Толщина образца с песком составляла 25 см, температура образца колебалась в пределах $19,5 \pm 1,5^\circ\text{C}$, что вызвано небольшим нагревом исследуемой поверхности от горячего абсолютно черного тела. Таким образом, полученное среднее значение излучательной способности может быть отнесено к температуре поверхности $19,5^\circ\text{C}$. Среднее значение коэффициента излучения на длине волны 1,6 см оказалось равным для сухого песка 0,933, для мокрого 0,769. Наибольшее отклонение значений от среднего составляет $\pm 0,015$ и $\pm 0,010$ соответственно.

Как видно из полученных результатов, сильное влияние на излучение образца оказывает вода. Излучательная способность песка резко уменьшается при добавлении воды в образец. Это можно объяснить тем, что вода на длине волны 3,2 см при температуре 20°C имеет излучательную способность, равную 0,372 [2]. Присутствие воды в образце приводит также к тому, что разброс точек вокруг среднего уменьшается. Последнее обстоятельство связано с тем, что при принятой методике измерений коэффициентов излучения естественных поверхностей погрешность измерений поверхностей, имеющих более высокую собственную излучательную способность, оказывается выше [6].

Были проведены измерения излучательной способности различных естественных поверхностей на длинах волн 3,2; 1,6 и 0,8 см. Результаты измерений сведены в табл. 1, в которой дается также краткая характеристика исследуемых образцов.

Из табл. 1 видно, что излучательная способность измеренных образцов поверхностей меняется довольно значительно (от 0,961 до 0,742), превосходя соответствующие изменения в ИК области. Поскольку ряд измерений был выполнен на нескольких длинах волн, можно оценить зависимость излучательных свойств поверх-

Таблица 1

Поверхность	Краткое описание	Длина волны, см	Коэффициент излучения	Температура поверхности, °С	Число измерений
Песок сухой . . .	Супесь, поверхность образца ровная, толщина слоя 25 см.	3,2	$0,927 \pm 0,015$	$25,5 \pm 1,5$	49
		1,6	$0,933 \pm 0,015$	19 ± 1	41
		0,8	$0,939 \pm 0,007$	$15,5 \pm 1$	53
Песок мокрый . .	Супесь, поверхность образца ровная, песок насыщен водой, толщина слоя 25 см.	3,2	$0,749 \pm 0,008$	24 ± 2	39
		1,6	$0,769 \pm 0,010$	$19,5 \pm 1$	23
Травяной покров	Высота травы 15-20 см, толщина почвы слоя 20 см.	3,2	$0,935 \pm 0,008$	$27,5 \pm 2$	58
		1,6	$0,961 \pm 0,009$	22 ± 2	37
Щебень	Известняк, крупный, толщина слоя 25 см.	3,2	$0,877 \pm 0,011$	$22 \pm 2,5$	81
Шифер	Волнообразный, несколько слоев, толщина 15 см.	3,2	$0,742 \pm 0,012$	24 ± 3	70
Шлак	Крупный, средний размер 4-6 см, толщина слоя 25 см.	3,2	$0,787 \pm 0,008$	$23,5 \pm 3$	65
Древесина	Сосна, толщина 10 см.	3,2	$0,878 \pm 0,008$	$20 \pm 0,5$	23
Листва	Ветки (береза), толщина 25 см.	3,2	$0,882 \pm 0,011$	$16,5 \pm 1$	47

ностей от длины волны. В качестве примера на рис. 2 построена зависимость излучательной способности сухого и мокрого песка от длины волны. Оказалось, что с увеличением длины волны отражение от этой поверхности увеличивается. Влияние воды на излучение на всех исследуемых длинах волн одинаково — излучательная способность грунта, насыщенного водой, резко падает. Изменение излучательной способности мокрого песка с изменением длины вол-

ны оказывается более плавным. Это, очевидно, связано с тем, что вода на длине волны 1,6 см, как уже указывалось выше, имеет излучательную способность, равную 0,399, а на длине волны 3,2 см 0,372 [2].

Излучательная способность травяного покрова также падает с увеличением длины волны. Однако это связано, по-видимому, с изменением критерия шероховатости Релея, т. е. с увеличением отношения величины шероховатости к длине волны.

Как уже указывалось выше, каждое значение коэффициента излучения, приведенное в табл. 1, получено как среднее из довольно большого числа отдельных измерений. Это приводит к длительной обработке результатов измерений. В настоящее время измерения коэффициентов излучения естественных поверхностей и их обработка продолжают с тем, чтобы охватить основные виды подстилающих поверхностей суши.

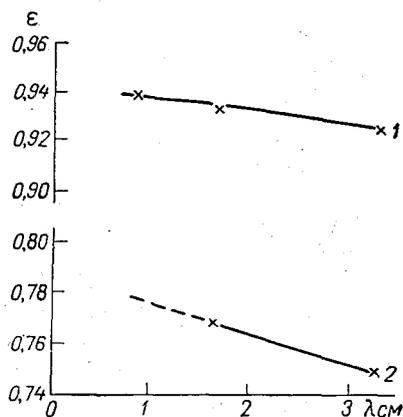


Рис. 2. Зависимость коэффициента излучения сухого (1) и мокрого (2) песка от длины волны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Переслегин С. В. О соотношении между тепловыми и радиояркими контрастами морской поверхности. Изв. АН СССР. «Физика атмосферы и океана», т. III, № 1, 1967.
2. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 235, 1970.
3. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Измерение коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой пеной и органическими пленками. См. наст. сборник.
4. Щукин Г. Г. Радиоизлучение естественных поверхностей суши. См. наст. сборник.
5. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Способ измерения излучательной способности естественных поверхностей Земли. Авторское свидетельство № 268518 (1287075/26-9 от 2 декабря 1968 г.). Бюллетень изобретений № 14, 1970.
6. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Методика измерений излучательных свойств в сантиметровом диапазоне. См. наст. сборник.



РАДИОИЗЛУЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ СУШИ

В последние годы большое внимание уделяется исследованию метеорологических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности с помощью аппаратуры, устанавливаемой на летательных аппаратах. Одной из задач такого дистанционного зондирования является определение некоторых свойств подстилающей поверхности: температуры, влажности и их распределении в поверхностном слое. Все эти характеристики влияют на радиотепловое излучение поверхности. Кроме того, имеется возможность определять тип подстилающей поверхности на основании изменения зависимости вертикально и горизонтально поляризованного радиоизлучения от угла визирования.

Как известно, для гладких непрозрачных поверхностей коэффициенты отражения для горизонтальной $R_G(\vartheta)$ и вертикальной $R_B(\vartheta)$ поляризации могут быть вычислены по формулам Френеля:

$$[R_G(\vartheta)]^{1/2} = \frac{\sin \vartheta - (\epsilon - \cos^2 \vartheta)^{1/2}}{\sin \vartheta + (\epsilon - \cos^2 \vartheta)^{1/2}}, \quad (1)$$

$$[R_B(\vartheta)]^{1/2} = \frac{\epsilon \sin \vartheta - (\epsilon - \cos^2 \vartheta)^{1/2}}{\epsilon \sin \vartheta + (\epsilon - \cos^2 \vartheta)^{1/2}}. \quad (2)$$

Здесь ϵ — относительная диэлектрическая проницаемость, ϑ — угол падения.

Для обоих видов поляризации характерно то, что коэффициент отражения стремится к единице при приближении угла падения к нулю.

При теоретических расчетах зависимости коэффициента излучения от угла падения ϑ (или угла визирования θ) необходимо располагать данными о проводимости σ , составляющих комплексной диэлектрической проницаемости ϵ_1 и ϵ_2 и тангенсе угла электрических потерь $\text{tg } \delta$

Выражения (1) и (2) могут быть записаны в следующем виде:

$$R(\theta) = \frac{(\cos \theta - A)^2 + B^2}{(\cos \theta + A)^2 + B^2}, \quad (3)$$

$$R(\theta) = \frac{[(n^2 - \kappa^2) \cos \theta - A]^2 + (B - 2n\kappa \cos \theta)^2}{[(n^2 - \kappa^2) \cos \theta + A]^2 + (B + 2n\kappa \cos \theta)^2}, \quad (4)$$

где

$$A = \sqrt{\frac{n^2 - \kappa^2 - \sin^2 \theta + \sqrt{(n^2 - \kappa^2 - \sin^2 \theta) + 4n^2 \kappa^2}}{2}},$$

$$B = \frac{n\kappa}{\sqrt{\frac{n^2 - \kappa^2 - \sin^2 \theta + \sqrt{(n^2 - \kappa^2 - \sin^2 \theta) + 4n^2 \kappa^2}}{2}}}.$$

Угол визирования θ — это угол между направлением, из которого принимается излучение от поверхности, и нормалью к этой поверхности, n — показатель преломления, κ — показатель поглощения,

$$n = \sqrt{\frac{\epsilon_1}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{\epsilon_1^2 + \epsilon_2^2}},$$

$$\kappa = \sqrt{-\frac{\epsilon_1}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{\epsilon_1^2 + \epsilon_2^2}}.$$

По формулам (3) и (4) были рассчитаны коэффициенты излучения и поляризации для ряда подстилающих поверхностей, для которых значения ϵ_1 , ϵ_2 , $\text{tg } \delta$ и σ приведены в табл. 1.

В качестве примера на рис. 1 приведены зависимости коэффициентов излучения на длине волны $\lambda = 3,2$ см при вертикальной

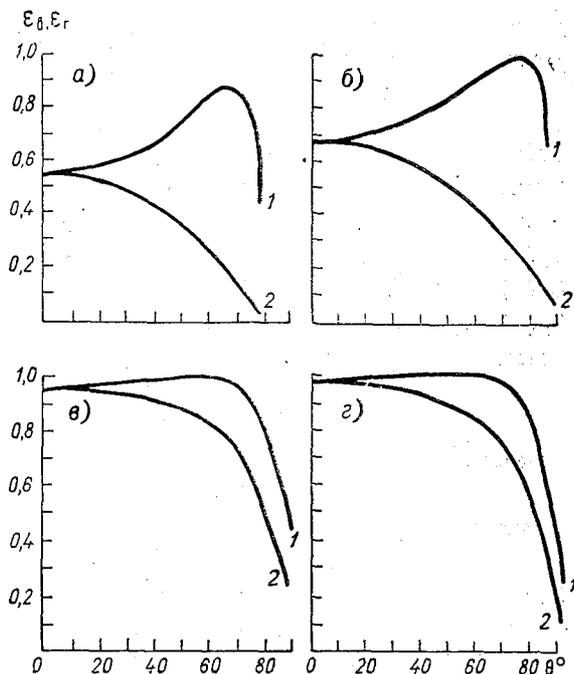


Рис. 1. Зависимость ϵ_v и ϵ_r от угла визирования.

a — асфальт, *б* — базальт, *в* — пепел, *г* — кварцевый песок; 1 — вертикальная, 2 — горизонтальная поляризация.

Таблица 1

Вид поверхности	λ см	ϵ_1	ϵ_2	$\text{tg } \delta$	σ мо/м	Примечание
Очень сухой супесок	9,0	2,0	0,178		0,033	[1]
Насыщенный водой песок	9,0	24,0	3,54		0,666	[1]
Сухой дерн	9,0	3,0	0,30		0,055	[1]
Влажный дерн	9,0	6,0	0,60		0,11	[1]
Бетон	3,2	6,5	1,5			[2]
	0,86	5,5	0,5			[2]
Асфальт	3,2	4,3	0,1			[2]
	0,86	2,5	0,6			[2]
Базальт I	6,6	8,9		0,018		[3]
	0,86	9,2		0,09		[3]
Гранит	6,6	5,2		0,034		[3]
	0,86	5,3		0,023		[3]
	6,6	5,2		0,019		[3]
	0,86	4,9		0,009		[3]
Кварцевый песок		1,223		0,0012		[4]
Гранит		1,359		0,0074		[4]
Лава		1,283		0,0124		[4]
Пепел		1,248		0,0121		[4]
		1,248		0,0147		[4]
		1,346		0,017		[4]
Базальт		1,418		0,039		[4]
Пемза белая		1,16		0,076		[4]
Пемза черная		1,149		0,005		[4]
Туф I		1,252		0,0112		[4]
Туф II		1,24		0,0123		[4]
Туф III		1,356		0,0151		[4]
Базальт ожелезненный	6,0	3,4		0,0194		[5]
	3,2	3,1		0,023		[4]
Базальт	6,0	5,0		0,0205		[4]
	3,2	4,9		0,046		[4]
Лимонит	6,0	11,4		0,0484		[4]
	3,2	6,6		0,058		[4]
Гетит	6,0	6,3		0,0264		[4]
	3,2	8,3		0,059		[4]

ϵ_v и горизонтальной ϵ_r поляризации для четырех видов подстилающей поверхности.

На рис. 1 наблюдается значительное различие в характере зависимостей ϵ_v и ϵ_r от θ для разных поверхностей. Например, хоро-

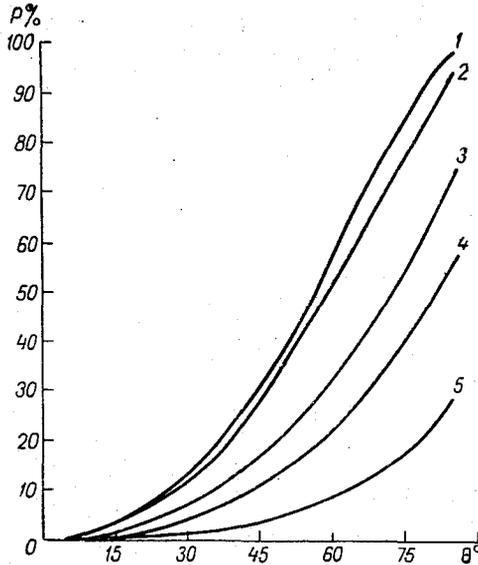


Рис. 2. Зависимость коэффициента поляризации от угла визирования.

1 — насыщенный водой супесок, 2 — влажный дерн, 3 — сухой дерн, 4 — очень сухой супесок, 5 — кварцевый песок.

шо видно, что, чем меньше коэффициент излучения, тем больше различие в абсолютных значениях радиоярких температур для вертикальной $T_{я.в}$ и горизонтальной $T_{я.г}$ поляризации, а следовательно, и коэффициент поляризации. Причем наибольшие значения этой разности соответствуют более плотным породам (гетит, лимонит, базальт ожелезненный и др.), имеющим также большой коэффициент отражения, и, наоборот, наименьшие различия между $T_{я.в}$ и $T_{я.г}$ наблюдаются для сыпучих и пористых пород (различные виды песка, шлак, пепел, пемза, лава и др.), имеющих также малый коэффициент отражения.

Кроме того, наряду со структурой большое влияние на коэффициент излучения имеет влажность почвы. Это хорошо видно из рис. 2, где приведены зависимости коэффициента поляризации P от угла визирования:

$$P = \frac{T_{я.в} - T_{я.г}}{T_{я.в} + T_{я.г}} \cdot 100\%.$$

Наибольший коэффициент поляризации получен для влажного, а наименьший — для сухого кварцевого песка. При этом для насыщенного водой супеска P больше, чем для очень сухого супеска (кривые 1 и 4 на рис. 2) аналогично для дерна (кривые 2, 3 на рис. 2).

Приведенные результаты показывают, что по данным измерений абсолютных значений радиояркой температуры и поляризационных характеристик подстилающей поверхности можно полу-

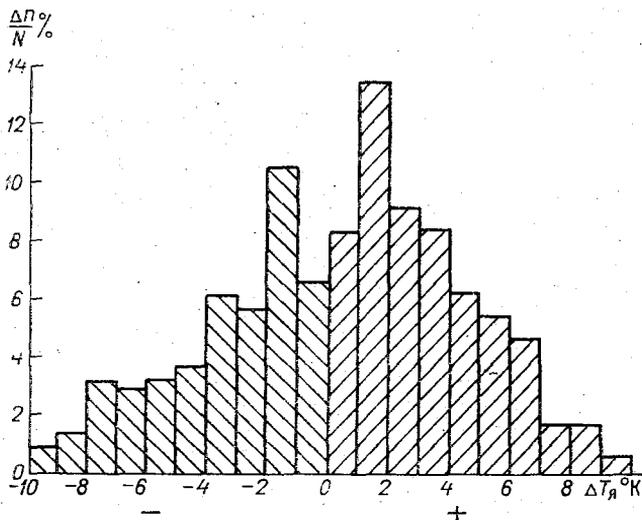


Рис. 3. Распределение отклонений радиояркой температуры поверхности пустыни от среднего значения.

чить информацию о виде подстилающей поверхности, ее структуре и влажности.

Следует заметить, что подобные результаты представляют существенный интерес для планетарной радиоастрономии. По радиоизлучению планет можно судить о виде и структуре их поверхности.

Не меньший интерес представляет задача об использовании радиоизлучения системы земная поверхность — атмосфера для определения метеорологических характеристик атмосферы. В настоящее время эта задача рассматривается в основном только при измерениях над водной поверхностью. Изучение статистических характеристик излучения поверхности суши в сантиметровом диапазоне позволит перейти к определению содержания жидкой и парообразной влаги в атмосфере при измерениях над сушей. Конечно, эти измерения значительно осложняются тем, что пространственно-временная изменчивость радиоярких температур значительно больше, чем над водной поверхностью [6]. Однако эта

задача не является безнадежной, для ее решения необходимы данные о вариациях радиоярких температур различных типов подстилающей поверхности. Начало этой работе было положено при изучении радиоизлучения больших однородных участков поверхности пустыни в юго-восточных Кара-Кумах (1969 г.) с помощью трехсантиметрового радиометра, установленного на самолете ИЛ-18 [6].

На основании полученных данных (1657 измерений) построено распределение отклонений радиояркой температуры пустыни от среднего значения (рис. 3).

Аналогичные измерения были выполнены также для степи, солончаков, солевого раствора (рапы) залива Кара-Богаз-Гол, пашни, покрытой снегом, и других поверхностей.

На основании проведенных измерений при безоблачной атмосфере можно сделать следующий предварительный вывод.

Наиболее вероятное значение радиояркой температуры в осенний период (октябрь) для рапы 171°K , для степи 219°K , для пустыни 256°K , пашни, покрытой снегом, 237°K с вероятными отклонениями от среднего значения порядка $\pm 10^{\circ}$. При этом характер кривых распределения отклонений радиоярких температур этих поверхностей от среднего значения несколько меняется.

Проведенные исследования по радиоизлучению подстилающей поверхности суши являются началом большой работы по изучению статистических характеристик радиоизлучения суши, планируемой на последующие годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Burrows C. R., Attwood S. S. Radio-wave propagation, No. 9, 1949.
2. Пийк В. Теория радиолокационных отражений от земной поверхности. Зарубежная радиоэлектроника, № 3, 1960.
3. Malcolm G., Campbell and Garis W. Electrical properties of rocks and their significance for Lunar radar observation J. of Geophys. Res., vol. 74, No. 25, 1969.
4. Кротиков В. Д. Некоторые электрические характеристики земных пород и их сравнение с характеристиками поверхностного слоя Луны. Изв. ВУЗов. Радиофизика, т. 4, № 6, 1962.
5. Цейтлин Н. М. Применение методов радиоастрономии в антенной технике. Советское радио, 1966.
6. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г., Мелентьев В. В. Определение температуры водной поверхности по радиоизлучению в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 222, 1968.

ИЗЛУЧЕНИЕ ВЗВОЛНОВАННОЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ В САНТИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ

В последние годы в Советском Союзе и за рубежом большое внимание уделяется проблеме изучения океана методами радиотеплолокации [1—11]. Одной из важных задач в этой проблеме является определение состояния поверхности океана по измеренному сантиметровому излучению. Известен ряд экспериментальных [4, 5, 7, 8, 10, 11] и теоретических [1, 9] исследований в этом направлении. В основе теоретических работ лежит допущение о том, что длина волн на поверхности океана велика по сравнению с длиной волны измеряемого радиоизлучения и поэтому можно пользоваться формулами, основанными на приближении Кирхгофа.

В работах [1, 9] исследуется зависимость радиоизлучения океана от скорости ветра путем использования функции распределения уклонов взволнованной поверхности моря, полученной Коксом и Манком [12].

Метод измерений, на основании которых Кокс и Манк построили аналитическое выражение функции распределения уклонов, содержит ряд недостатков [13]. Существенным недостатком является то, что функция получена по небольшому числу эпизодических наблюдений, причем в 40% случаев высоты волн были меньше 1 м и только в 10% случаев они приближались к 2 м.

Следует также отметить, что в работах [1, 9] не дается полной аналитической структуры потока радиоизлучения атмосферы и взволнованной поверхности, принимаемого антенной радиометра, и не содержится выражения зависимости этого потока от непосредственно наблюдаемых в море параметров волн.

Целью настоящей работы является получение аналитического выражения потоков радиоизлучения взволнованной поверхности моря и реальной атмосферы на различных длинах волн сантиметрового диапазона, принимаемого радиометрическим приемником, расположенным на некоторой высоте h , с учетом распределения уклонов, полученных в работе [14], выбор основных параметров и разработка расчетной схемы.

Функция распределения уклонов взволнованной поверхности моря, приведенная в работе [14], выведена из спектра возвыше-

ний, полученного в Союзморниипроекте на основе данных специально поставленных измерений — записей трех «точечных» волнографов, расположенных в вершинах равностороннего треугольника. Очень важным обстоятельством является то, что в выражение этой функции входят параметры волн — высота и период, непосредственно наблюдаемые в море.

Использованное при выводе функции положение о нормальности распределения проекций уклона на главное направление распространения волн и перпендикулярное ему направление проверено по материалам стереофотосъемки волн [15].

Решение уравнения переноса сантиметрового излучения в реальной атмосфере может быть выражено либо через потоки, либо через радиояркостные температуры.

Радиояркостная температура взволнованного моря в том виде, в каком она измеряется микроволновым радиометром, записывается после интегрирования уравнения переноса по всей толще атмосферы следующим образом:

$$T_{я} = \varepsilon T_{\Pi} e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz} + \sec \theta_1 \int_0^h T(z) \beta e^{-\sec \theta_1 \int_z^h \beta dz} dz +$$

$$+ \left\{ \int_0^{2\pi} d\varphi' \int_0^{\pi/2} r(\theta_1, \varphi_1, \theta', \varphi') \sin \theta' \cos \theta' d\theta' \times \right.$$

$$\left. \times \left[\sec \theta' \int_0^{\infty} T(z) \beta e^{-\sec \theta' \int_0^z \beta dz} dz \right] e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz} \right\}, \quad (1)$$

где T_{Π} — температура подстилающей поверхности, $T(z)$ — температура воздуха, β — коэффициент ослабления в атмосферных газах, θ' , φ' — угловые координаты падающего луча, θ_1 — угол визирования, φ_1 — азимут визирования, ε — коэффициент излучения подстилающей поверхности, $r(\theta_1, \varphi_1, \theta', \varphi')$ — коэффициент яркости взволнованной поверхности моря, h — высота, на которой располагается приемник излучения, z — вертикальная координата.

Первое слагаемое уравнения (1) представляет собой излучение морской поверхности, ослабленное слоем атмосферы и приходящее на высоту, на которой расположен приемник излучения; второе — излучение слоя атмосферы от уровня моря до высоты h ; третье — излучение всей атмосферы, отраженное от поверхности моря и ослабленное слоем атмосферы от уровня моря до высоты h .

Данное уравнение для расчета радиоизлучения использовать трудно из-за наличия в третьем слагаемом коэффициента яркости взволнованной поверхности моря, аналитическое выражение которого отсутствует. Поэтому было использовано аналитическое

выражение для потока излучения атмосферы, переотраженного поверхностью моря, которое предложил Мулламаа [16, 17]:

$$S(r_1, \psi_2 = 0) = \sec \theta_1 \int P(\theta_n, \varphi_n) \sec \theta_n \cos \chi R(\chi) \times \\ \times S'(r', \psi_2 = 0) d\theta_n d\varphi_n, \quad (2)$$

где $\psi_2 = 0$ (рис. 1) означает, что плоскостью референции падающего пучка S' и отраженного пучка является меридиональная плоскость, χ — истинный угол падения, θ_n — угол наклона элементарной пло-

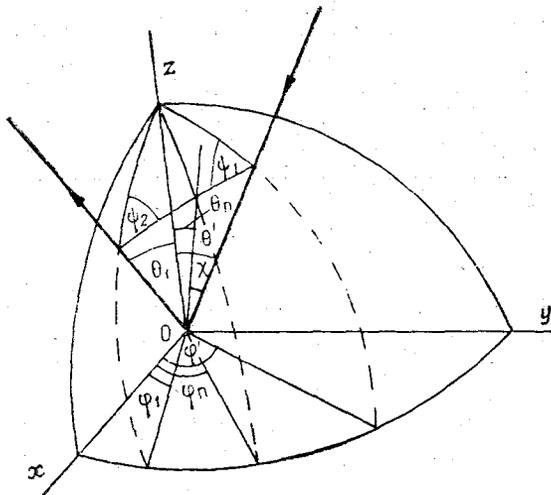


Рис. 1. Ход лучей при отражении.

щадки морской поверхности, φ_n — азимут площадки, $R(\chi)$ — энергетический коэффициент отражения для гладкой поверхности моря, $P(\theta_n, \varphi_n)$ — функция распределения углов единичных площадок взволнованной поверхности моря.

Поскольку в работе [14] использовано понятие уклона взволнованной поверхности моря, который представляет собой градиент возвышения этой поверхности и задается величиной уклона

$$\alpha = \operatorname{tg} \theta_n \quad (3)$$

и направлением φ_n , перейдем к новой функции распределения $f(\alpha, \varphi_n)$, которая связана с $P(\theta_n, \varphi_n)$ через функциональный определитель следующим образом:

$$P(\theta_n, \varphi_n) = f(\alpha, \varphi_n) \frac{D(\alpha, \varphi_n)}{D(\theta_n, \varphi_n)} = f(\alpha, \varphi_n) \frac{1}{\cos^2 \theta_n}. \quad (4)$$

Подставляя (4) в (2), получаем:

$$S(r_1, 0) = \sec \theta_1 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} f(\alpha, \varphi_n) \sec^3 \theta_n \cos \chi R(\chi) S'(r', 0) d\theta_n d\varphi_n. \quad (5)$$

В соответствии с [14] функция распределения уклонов взволнованной поверхности моря для случая установившегося волнения имеет вид

$$f(\alpha, \varphi_n) = A \alpha \exp[-B \alpha^2 (1 + C \sin^2 \varphi_n)]. \quad (6)$$

В формуле (6) A, B, C — коэффициенты:

$$\left. \begin{aligned} A &= 0,0125 \left(\frac{\bar{\lambda}^*}{\bar{h}} \right) \\ B &= 0,0297 \left(\frac{\bar{\lambda}^*}{\bar{h}} \right) \\ C &= 0,747 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Здесь \bar{h} — средняя высота волновых колебаний, $\bar{\lambda}^*$ — средняя условная длина волны, $\bar{h}/\bar{\lambda}^*$ — средняя условная крутизна волн.

Учитывая соотношения (3) и (6), запишем (5) в следующем виде:

$$\begin{aligned} S(r_1, 0) &= A \sec \theta_1 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \exp[-B \operatorname{tg}^2 \theta_n (1 + C \sin^2 \varphi_n) \times \\ &\times \sec^4 \theta_n \sin \theta_n \cos \chi R(\chi) S'(r', 0) d\theta_n d\varphi_n]. \end{aligned} \quad (8)$$

Полагая падающий поток равным единице, найдем коэффициент отражения взволнованной поверхности моря; тогда коэффициент излучения запишется так:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 1 - A \sec \theta_1 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \operatorname{tg} \theta_n \exp[-B \operatorname{tg}^2 \theta_n (1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \\ &\times \frac{1}{\cos^3 \theta_n} \cos \chi R(\chi) d\theta_n d\varphi_n. \end{aligned} \quad (9)$$

Истинный угол падения χ выражается через координаты площадки θ_n, φ_n и угол визирования θ_1 следующим образом:

$$\cos \chi = \cos \theta_n \cos \theta_1 + \sin \theta_n \sin \theta_1 \cos(\varphi_n - \varphi_1). \quad (10)$$

Полагая $\varphi_1 = 0$, запишем (10) для удобства дальнейших преобразований через $\operatorname{tg} \theta_n$:

$$\cos \chi = \frac{(1 + \operatorname{tg} \theta_n \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n) \cos \theta_1}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \theta_n}}. \quad (11)$$

Учитывая это соотношение и переходя в (9) к новой переменной интегрирования α по формуле (3), что обусловлено видом функции (6), получаем:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 1 - A \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \alpha \exp[-B \alpha^2 (1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \\ &\times (1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n) R(\alpha, \varphi_n) d\alpha d\varphi_n. \end{aligned} \quad (12)$$

Теперь радиояркая температура собственного излучения взволнованной поверхности моря [первый член уравнения (1)], представляется в развернутом виде следующим образом:

$$T_{я1} = T_n e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz} \left\{ 1 - A \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \alpha \exp[-B\alpha^2(1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \right. \\ \left. \times (1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n) R(\alpha, \varphi_n) d\alpha d\varphi_n \right\}. \quad (13)$$

Аналитическая структура второго члена уравнения (1), представляющего собой излучение слоя атмосферы от поверхности до высоты приемника излучения, проста и не требует детализации.

Что касается третьего слагаемого уравнения (1), то для того чтобы представить его в аналитическом виде, используется уравнение вида (8), в котором потоки выражены через радиояркие температуры. Это возможно благодаря тому, что между интенсивностью излучения падающего и отраженного потока и их радиояркой температурой существует линейная связь, определяемая в сантиметровом диапазоне формулой Релея — Джинса.

Радиоизлучение атмосферы, падающее на морскую поверхность из угла θ' , с учетом его ослабления, можно записать следующим образом:

$$T'_я = \sec \theta' \int_0^{\infty} T(z) \beta e^{-\sec \theta' \int_0^z \beta dz} dz. \quad (14)$$

Принимая во внимание это выражение, переотраженное излучение атмосферы, ослабленное в слое между поверхностью и приемником, представим в виде

$$T_{я3} = \left\{ A \sec \theta_1 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \exp[-B \operatorname{tg}^2 \theta_n (1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \right. \\ \left. \times \sec^4 \theta_n \sin \theta_n \cos \chi R(\chi) \times \right. \\ \left. \times \left[\sec \theta' \int_0^{\infty} T(z) \beta e^{-\sec \theta' \int_0^z \beta dz} dz \right] d\theta_n d\varphi_n \right\} e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz}. \quad (15)$$

Для возможности интегрирования уравнения (15) выразим углы θ и χ через координаты площадки θ_n и φ_n .

Угол падения θ' связан с истинным углом падения χ соотношением

$$\cos \theta' = \cos 2\chi \cos \theta_1 + \sin 2\chi \sin \theta_1 \cos \varphi_2. \quad (16)$$

Так как

$$\cos \psi_2 = \frac{\cos \theta_n - \cos \theta_1 \cos \chi}{\sin \theta_1 \sin \chi}, \quad (17)$$

то

$$\cos \theta' = 2 \cos \chi \cos \theta_n - \cos \theta_1. \quad (18)$$

Учитывая (10) при $\varphi_1 = 0$, получаем

$$\cos \theta' = \cos 2\theta_n \cos \theta_1 + \sin 2\theta_n \sin \theta_1 \cos \varphi_n, \quad (19)$$

или, имея в виду дальнейшие преобразования,

$$\cos \theta' = \frac{(1 - \operatorname{tg}^2 \theta_n) \cos \theta_1 + 2 \operatorname{tg} \theta_n \sin \theta_1 \cos \varphi_n}{1 + \operatorname{tg}^2 \theta_n}. \quad (20)$$

Учитывая (11) и (20), производим дополнительные тригонометрические преобразования в формуле (15).

Переходя к новой переменной интегрирования α по формуле (3), получим окончательное выражение для третьей составляющей радиоизлучения системы морская поверхность — атмосфера:

$$\begin{aligned} T_{\text{яз}} = & \left\{ A \sec \theta_1 \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \alpha \exp[-B\alpha^2(1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \right. \\ & \times \frac{(1 + \alpha^2)(1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n)}{(1 - \alpha^2) \left(1 + \frac{2\alpha}{1 - \alpha^2} \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n\right)} R(\alpha, \varphi_n) \times \\ & \times \left[\int_0^{\infty} T(z) \beta e^{-\frac{(1 + \alpha^2) \sec \theta_1}{(1 - \alpha^2) \left(1 + \frac{2\alpha}{1 - \alpha^2} \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n\right)} \int_0^z \beta dz} dz \right] d\alpha d\varphi_n \left. \right\} \times \\ & \times e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz} \quad (21) \end{aligned}$$

Таким образом, суммарное радиоизлучение собственно взволнованной поверхности моря и реальной атмосферы с учетом ослабления в ней может быть записано в виде

$$\begin{aligned} T_{\text{я}} = T_n e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz} & \left\{ 1 - A \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \alpha \exp[-B\alpha^2(1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \right. \\ & \times (1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n) R(\alpha, \varphi_n) d\alpha d\varphi_n \left. \right\} + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \sec \theta_1 \int_0^h T(z) \beta e^{-\sec \theta_1 \int_z^h \beta dz} dz + \\
& + \left\{ A \sec \theta_1 \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \alpha \exp[-B\alpha^2(1 + C \sin^2 \varphi_n)] \times \right. \\
& \times \frac{(1 + \alpha^2)}{(1 - \alpha^2)} \cdot \frac{(1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n)}{\left(1 + \frac{2\alpha}{1 - \alpha^2} \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n\right)} R(\alpha, \varphi_n) \times \\
& \times \left. \left[\int_0^\infty T(z) \beta e^{-\frac{(1 + \alpha^2) \sec \theta_1}{(1 - \alpha^2) \left(1 + \frac{2\alpha}{1 - \alpha^2} \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi_n\right)} \int_0^z \beta dz} dz \right] d\alpha d\varphi_n \right\} e^{-\sec \theta_1 \int_0^h \beta dz}
\end{aligned} \tag{22}$$

Выражение (22) представляет собой расчетную формулу переноса микроволнового излучения в реальной атмосфере над взволнованной поверхностью моря.

Перейдем к выбору некоторых определяющих параметров, входящих в формулу (22).

Одной из важных структурных частей этой формулы является выражение функции распределения уклонов взволнованной поверхности моря (6). Входящие в него коэффициенты, как было указано выше, зависят от крутизны волн и определяются формулами (7). Средняя условная крутизна волн $\overline{h/\lambda^*}$ зависит от стадии их развития и, согласно волновой статистической теории, меняется от 0,019 для стадии предельного развития волн до 0,038 для начальной стадии развития, когда волны очень круты [18].

Правда, полного согласия относительно диапазона изменения $\overline{h/\lambda^*}$ и самого понятия «предельная крутизна» среди океанологов нет, но для оценки изменения радиоизлучения взволнованной поверхности в зависимости от крутизны можно брать значения в указанном интервале.

Что касается выбора значений уклонов, то предполагается, что существует непрерывный спектр уклонов. Поскольку для расчетов радиоизлучения представляют интерес только те уклоны, вероятность появления которых довольно велика и вклад от которых достаточно велик, то необходимо определить границы значений углов α и φ_n . На поверхности океана в любое время существуют уклоны, имеющие все возможные направления от 0 до 2π , и все значения φ_n в этом интервале должны учитываться. Границы значений должны определяться только для величин уклонов α .

Можно показать, что верхнее граничное значение уклона зависит от степени развитости волнения и определяется формулой

$$\alpha_r = \frac{14,65 \left(\frac{\bar{h}}{\lambda^*} \right)}{\sqrt{1 + 0,747 \sin^2 \varphi_n}} \quad (23)$$

Определять нижний предел интегрирования по α нет необходимости в силу того, что функция распределения уклонов (6) быстро растет от нуля. Поэтому он выбирается вблизи нуля.

Следует также отметить, что функция распределения уклонов описывает только крупномасштабные неоднородности на поверхности моря, не учитывая капиллярных волн и пенообразования.

Отражение от каждой элементарной площадки взволнованной поверхности, совокупность которых определяет выбранную модель поверхности, происходит по законам отражения для плоской поверхности. Коэффициенты отражения такого элементарного механизма $R(\chi)$, зависящие от диэлектрических констант поверхности, рабочей длины волны и угла падения, могут быть определены по формулам Френеля.

В настоящей работе используются результаты таких расчетов, проделанных в [3]. Температура моря меняется от 0 до 40°C, соленость — от 0 до 40‰. При расчете переноса необходимо учесть все возможные вариации этих параметров морской поверхности в различных частях земного шара. Радиояркостные температуры должны быть рассчитаны для углов падения от 0 до 90° для вертикальной и горизонтальной поляризации для рабочих длин волн от 0,5 до 10 см.

Следует обратить внимание на необходимость особенно точного расчета излучения моря для вертикальной поляризации вблизи угла Брюстера.

Для случая взволнованной поверхности моря отражение от элементарной площадки происходит под истинным углом падения χ , который задается формулами (10), (11), углом визирования θ и угловыми координатами площадки θ_n и φ_n (или, что то же самое, величиной уклона взволнованной поверхности $\alpha = \operatorname{tg} \theta_n$ и направлением уклона φ_n).

Так как интегрирование уравнения (22) ведется по полусфере, направление уклона меняется от 0 до 360°.

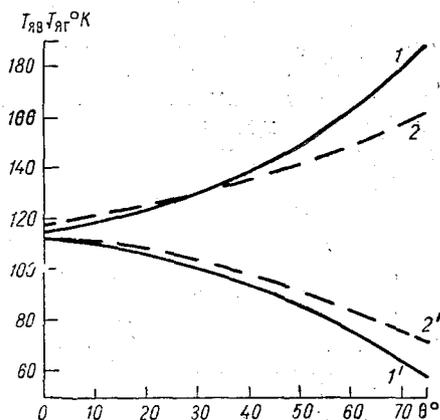


Рис. 2. Радиояркостная температура взволнованной водной поверхности по теоретическим (1 и 1') и экспериментальным (2 и 2') данным.

1 и 2 — для вертикальной, 1' и 2' — для горизонтальной поляризации.

Коэффициенты ослабления β , также входящие в показатель экспоненты, определяемые поглощением радиоизлучения в водяном паре и кислороде, сильно зависят от рабочей длины волны. Расчеты коэффициентов поглощения были сделаны в работе [19]. Поскольку излучение атмосферы вносит существенный вклад до высот 20—30 км, z принимается равным 31 км, высота размещения приемника h выбирается такой же. Модель атмосферы была принята стандартной.

На рис. 2 приводятся результаты расчетов переноса излучения в зависимости от угла визирования на длине волны 3,2 см для $h/\lambda^* = 0,028$, остальные параметры следующие: $T_{\text{п}} = 25^\circ\text{C}$, $S = 40\%$, $\rho = 7,5 \text{ г/м}^3$. Наблюдается хорошее соответствие между теоретической и экспериментальной кривыми. Это позволяет считать, что выбранная модель с достаточной точностью описывает механизм переноса сантиметрового излучения от взволнованной поверхности моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С., Ионина С. Н. Тепловое излучение и отражение от волнующейся поверхности моря в микроволновой области. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
2. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г., Мелентьев В. В. Определение температуры водной поверхности по радиоизлучению в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
3. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 235, 1970.
4. Шутко А. М. Экспериментальные исследования характеристик теплового радиоизлучения морской поверхности. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
5. Матвеев Г. Т. Об интерпретации измерений уходящего микроволнового излучения поверхности облака по спутниковым данным. Метеорология и гидрология, № 8, 1970.
6. Кондратьев К. Я. О возможности интерпретации данных измерений уходящего теплового радиоизлучения с целью определения температуры подстилающей поверхности и влагосодержания атмосферы. Метеорология и гидрология, № 4, 1969.
7. Droppleman I. D. Apparent microwave emissivity of sea foam. I. of Geophys. Res., vol. 75, No. 3, 1970.
8. Nordberg W., Canaway I., Thaddeus P. Microwave observation of sea state from aircraft. Quart. I. R. Met. Soc. 95, 1969, N-404.
9. Stogryn A. The apparent temperature of the sea at microwave frequencies. IEEE Trans. on Antennas and Prop., vol. AP-15, No. 2, 1967.
10. Williams G. F. Microwave radiometry of the ocean and the possibility of marine wind velocity determination from satellite observations. I. of Geophys. Res., vol. 74, No. 18, 1969.
11. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Самолетные измерения радиоизлучения взволнованной поверхности моря. См. наст. сборник.
12. Cox C., Munk W. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, Bull. of Scripps Inst. of Oceanography, vol. 6, No. 9, 1956.
13. Применение аэрометодов для исследования моря. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.
14. Марцинкевич Л. М. Распределение уклонов взволнованной поверхности моря. Метеорология и гидрология, № 10, 1970.

15. Марцинкевич Л. М. Исследование статистических характеристик уклонов взволнованной поверхности моря по планшетам стереофотосъемки волн. *Метеорология и гидрология*, № 11, 1970.

16. Мулламаа Ю. Диффузное отражение и пропускание света неровной поверхностью раздела двух изотропных сред. Исследования по физике атмосферы, № 3, Институт физики и астрономии АН ЭССР, Тарту, 1962.

17. Мулламаа Ю. Атлас оптических характеристик взволнованной поверхности моря. Институт физики и астрономии АН ЭССР, Тарту, 1964.

18. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем. Гидрометеоиздат, М., 1960.

19. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. *Труды ГГО*, вып. 222, 1968.

В. В. МЕЛЕНТЬЕВ, Ю. И. РАБИНОВИЧ, Г. Г. ЩУКИН

САМОЛЕТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ВЗВОЛНОВАННОЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Изучение радиоизлучения взволнованной поверхности моря представляет значительный интерес для решения задач дистанционного зондирования подстилающей поверхности и атмосферы. Измеряя поляризованное радиоизлучение моря, можно определять состояние волнения. Кроме того, при измерениях метеорологических характеристик атмосферы с летательных аппаратов, особенно в глобальном масштабе, необходимы данные о радиоизлучении поверхности океана. Рассмотрим результаты самолетных поляризационных измерений радиоизлучения поверхности моря при различных состояниях поверхности в диапазоне 0,8—3,2 см.

Волнение приводит к значительному увеличению шероховатости поверхности и изменению коэффициента излучения. Коэффициент излучения и радиояркостьная температура взволнованной водной поверхности, как показывают расчеты [1, 2, 3], отличаются от соответствующих значений для гладкой поверхности и изменяются в зависимости от стадии развития волнения. В работе [1] была сделана оценка изменений коэффициентов излучения и яркости в зависимости от силы ветра над морем на разных длинах волн сантиметрового диапазона. В [2] приводится аналитическое выражение для уходящего радиоизлучения взволнованной поверхности моря и реальной атмосферы в микроволновой области спектра с учетом функции распределения уклонов взволнованной поверхности, полученной в [4]. В теоретической работе [3] рассчитаны радиояркостьные температуры взволнованной поверхности моря в зависимости от температуры моря, скорости ветра над морем и угла визирования. Следует отметить, что в работах [1, 3] используется функция распределения уклонов взволнованной поверхности, предложенная Коксом и Манком [5].

Помимо теоретических работ, известны также экспериментальные исследования собственного радиоизлучения взволнованной поверхности моря. Так, в [6] были выполнены с самолета поляризационные измерения излучения водной поверхности в зависимости от волнения на длине волны 3,2 см. Было получено существенное различие коэффициентов излучения взволнованной и гладкой вод-

ных поверхностей и изменение коэффициента излучения в зависимости от волнения (оценка волнения сделана по шкале Бофорта). В [7] представлены результаты самолетных измерений, а в [8] — измерений с вышки-маяка взволнованной поверхности на длинах волн 1,6 и 3,6 см. По этим измерениям были найдены зависимости радиояркой температуры моря от скорости ветра перед морем, угла визирования для вертикальной и горизонтальной поляризации излучения.

В настоящей работе приводятся некоторые результаты измерений радиотеплового излучения взволнованной поверхности с по-

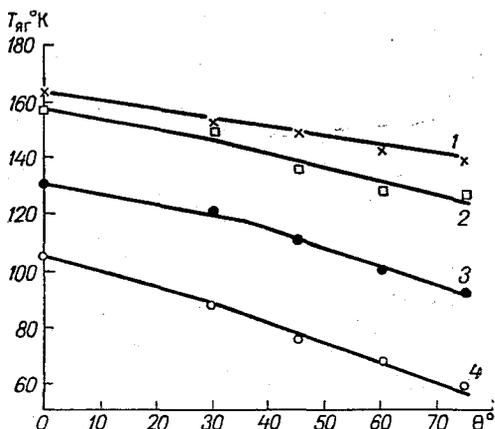


Рис. 1. Зависимость радиояркой температуры взволнованного моря от угла визирования при $h=0,5$ м.

1) $\lambda = 1,35$, 2) $\lambda = 0,8$, 3) $\lambda = 1,6$, 4) $\lambda = 3,2$ см.

мощью радиометрической аппаратуры, размещенной на борту самолета ИЛ-18. Методика измерений подробно описана в [6]. Измерения проводились над Каспийским морем на длинах волн 0,8; 1,35; 1,6 и 3,2 см в зависимости от угла визирования для горизонтальной и вертикальной поляризации.

Высота волны и балльность волнения определялись визуально с самолета и по гидросиноптическим картам Азербайджанского УГМС.

На рис. 1 представлена зависимость радиояркой температуры взволнованной поверхности моря от угла визирования θ для горизонтальной поляризации, полученная по результатам самолетных измерений на разных длинах волн λ в диапазоне 0,8—3,2 см. Высота волны в море $h=0,5$ м, высота полета самолета 300 м. Метеорологическая ситуация в районе проведения полета следующая: ниже самолета — ясно, выше — 8—9 баллов As, St, температура воды в районе измерений 6—8°C. Как видно из рисунка, при увеличении угла визирования на всех длинах волн наблюдается умень-

шение радиояркостной температуры. Это уменьшение на каждой длине волны неодинаково: для углов визирования больше 30° на канале 1,35 и 0,8 см спад радиояркостной температуры меньше, это можно объяснить происходящим при этих углах увеличением вклада излучения атмосферы.

На рис. 2 (кривые 3—5) показаны результаты измерений с высоты 300 м радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря на длине волны 1,6 см для горизонтальной поляризации как функции угла визирования при различной высоте волны. Как видно из рисунка, увеличение высоты волны несколько увели-

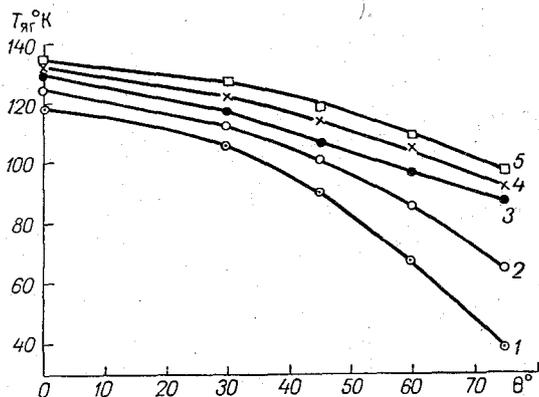


Рис. 2. Зависимость радиояркостной температуры взволнованного моря от угла визирования при $\lambda=1,6$ см.

1) кривая, рассчитанная без учета атмосферы, 2) с учетом атмосферы, 3) $h=0,5$, 4) $h=2,0$, 5) $h=3 \div 3,5$ м.

чивает радиояркостную температуру моря. Это увеличение составляет $8-10^\circ\text{K}$. Следует указать, что увеличение высоты волны от 0,5 до 1,5—2 м обычно приводит к увеличению радиояркостной температуры. При дальнейшем увеличении высоты волны до 2—3 м рост радиояркостной температуры замедляется.

На рис. 2 также приведены рассчитанные зависимости собственного излучения гладкой водной поверхности от угла визирования при температуре воды 8°C , солености 20‰ на длине волны 1,6 см без учета влияния атмосферы (кривая 1) и уходящее излучение на уровне $H=300$ м с учетом облачной атмосферы (кривая 2). Для расчета кривой 2 использована модель атмосферы, содержащая слой облачности толщиной 1 км с удельной водностью $W=0,1$ г/м³, что примерно соответствует реальным условиям, при которых были получены данные кривых 3—5. При расчетах учитывалось влияние излучения водяного пара и кислорода. Из сравнения кривых рис. 2 видно, что вклад атмосферы играет существенную роль (кривые 1—2). Кроме того, сравнивая кривые 2 и 3—5, можно оценить вклад в радиоизлучение волнения, который при изменении угла визирования от 0 до 75° составляет в среднем от 10 до 25°K . Все результаты, приведенные на рис. 2, относятся к горизонтально-поляризованной составляющей радиоизлучения на длине волны 1,6 см.

Самолетные измерения радиоизлучения на $\lambda=3,2$ см были проведены одновременно для вертикальной и горизонтальной поляризации. Поэтому имеется возможность оценить влияние волнения моря на поляризационные характеристики. На рис. 3 представлены радиояркостные температуры для двух поляризаций в зависимо-

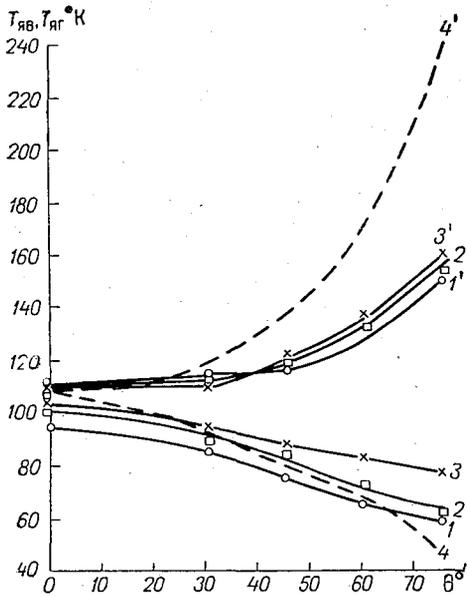


Рис. 3. Зависимость радиояркостной температуры взволнованного моря для вертикальной (1', 2', 3' и 4') и горизонтальной (1, 2, 3 и 4) поляризации от угла визирования при $\lambda=3,2$ см.
1) $h=0,5$, 2) $h=1,5$, 3) $h=2$, 4) $h=0$ м.

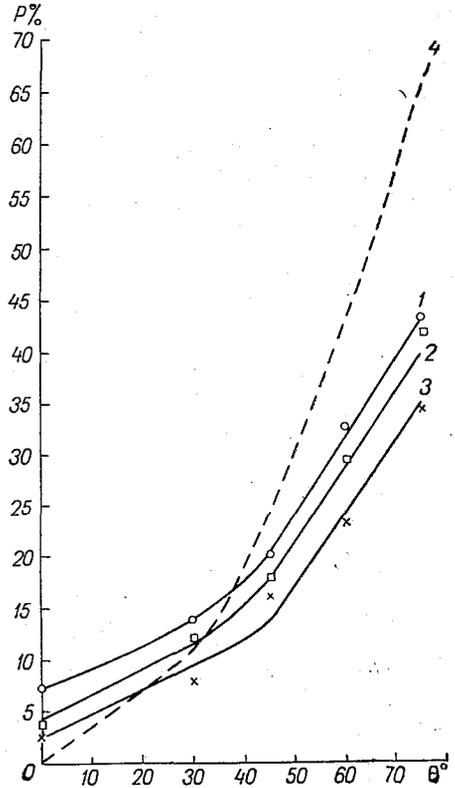


Рис. 4. Зависимость коэффициента поляризации от угла визирования при $\lambda=3,2$ см.
1) $h=0,5$, 2) $h=1,5$, 3) $h=2$, 4) $h=0$ м.

сти от угла визирования для высоты волны от 0,5 до 2 м. Можно отметить увеличение радиояркостной температуры моря с увеличением высоты волны при всех углах визирования для горизонтальной поляризации. Для вертикальной поляризации такой однозначной зависимости от высоты волны не обнаружено: при визировании в надир и под малыми углами радиояркостные температуры очень близки между собой, а при углах визирования, больших 40° ,

радиояркая температура с увеличением высоты волны несколько увеличивается.

Одной из важных характеристик степени шероховатости поверхности является коэффициент поляризации, который более чувствителен к изменению шероховатости.

На рис. 4 приведена зависимость коэффициента поляризации от угла визирования для тех же высот волн 0,5, 1,5 и 2 м на волне 3,2 см. Коэффициент поляризации P рассчитывался по формуле

$$P = \frac{T_{я.в} - T_{я.г}}{T_{я.в} + T_{я.г}} \cdot 100\%.$$

Из рисунка видно, что коэффициент поляризации увеличивается с увеличением угла визирования, что соответствует ходу излучательной способности воды при двух поляризациях; зависимость

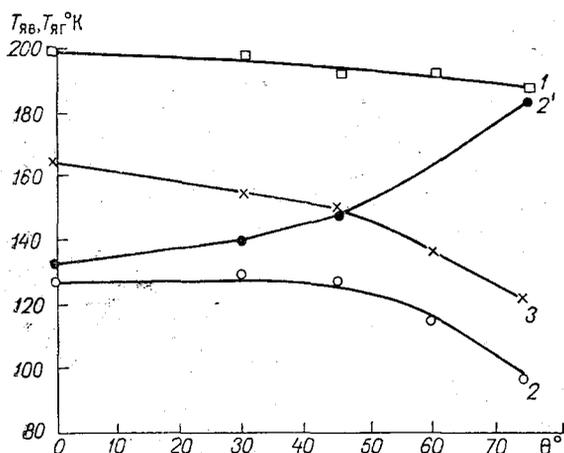


Рис. 5. Зависимость радиояркой температуры для вертикальной (2') и горизонтальной (1, 2, 3) поляризации от угла визирования. Залив Кара-Богаз-Гол, Каспийское море.

1) $\lambda = 0,8$, 2) $\lambda = 3,2$, 3) $\lambda = 1,6$ см.

излучения от шероховатости проявляется отчетливо. С увеличением степени волнения коэффициент поляризации для всех углов визирования убывает.

Интересные результаты были получены при измерениях с самолета радиоизлучения подстилающей поверхности в заливе Кара-Богаз-Гол на Каспийском море. Как известно, вода этого залива представляет собой пересыщенный раствор различных солей. Зависимость радиоизлучения, показанная на рис. 5, от угла визирования сохраняется примерно такая же, как и для морской воды обычной солености, однако обнаруживается разное увеличение радиоярких температур по абсолютной величине на всех длинах волн. Обычно на этих длинах волн при увеличении солености для ненасыщенных растворов радиояркая температура убывает в соответствии с уменьшением коэффициента излучения. В пересыщенных растворах эта зависимость носит обратный характер. Это, по-видимому, связано с тем, что излучающая система может

рассматриваться как насыщенная водой соль, для которой коэффициент излучения убывает по сравнению с коэффициентом излучения сухой соли.

Оценивая результаты самолетных измерений волнения, следует отметить, что при визировании в наклонном направлении под углами свыше 60° можно получать данные о степени волнения по довольно грубым градациям. Это связано с тем, что радиоизлучение заметно увеличивается при переходе от гладкой поверхности к взволнованной. При увеличении высоты волн, при дальнейшем развитии волнения, прирост радиояркостной температуры существенно замедляется. Для уточнения полученных результатов предполагаются дальнейшие самолетные исследования с привлечением данных судовых наблюдений за волнением и стереоаэрофотосъемки. Кроме того, предполагается провести измерения радиоизлучения водной поверхности в бассейне с волнопродуктором в строго контролируемых условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С., Ионина С. Н. Тепловое излучение и отражение от волнующейся поверхности моря в микроволновой области. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
2. Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Излучение взволнованной поверхности моря в сантиметровом диапазоне. См. наст. сборник.
3. Stogryn A. The apparent temperature of the sea at microwave frequencies. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, vol. AP-15, No. 2, March 1967.
4. Марцинкевич Л. М. Распределение уклонов взволнованной поверхности моря. Метеорология и гидрология, № 10, 1970.
5. Cox C., Munk W. H. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, Bull. Scripps Inst. Oceanogr., vol. 6, No. 9, 1956.
6. Рабинович Ю. И. и др. Поляризационные измерения излучения подстилающей поверхности в сантиметровом диапазоне. Труды ГГО, вып. 235, 1970.
7. Nordberg W., Conway I., Thaddeus P. Microwave observations of sea state from aircraft. Quart. I. R. Met. Soc., vol. 95, No. 404, 1969.
8. I. P. Holinger, Passive microwave measurements of the sea surface. I. Geophys. Res., vol. 75, No. 27, 1970.

ВЛИЯНИЕ СТРАТИФИКАЦИИ АТМОСФЕРЫ НА УХОДЯЩЕЕ ИЗЛУЧЕНИЕ В ПОЛОСЕ ПОГЛОЩЕНИЯ O_2

На поглощение микроволновой радиации кислородом O_2 впервые указал Ван Флек в связи с изучением распространения микроволнового излучения в атмосфере. Теоретические расчеты микроволновых спектров атмосферы вблизи $\lambda=0,5$ см как для наблюдений с поверхности, так и для наблюдений со спутников были проведены в работах [1, 2, 3]. Изменение зенитного ослабления излучения в атмосфере, вызываемое сезонными флюктуациями профилей температуры и давления, а также экстремальными климатическими распределениями, исследовалось в [4].

Основная задача настоящей статьи — оценить чувствительность уходящего излучения к изменению стратификации атмосферы. С этой целью были проведены расчеты поля уходящего излучения в полосе поглощения O_2 , ослабления в атмосфере и влияния на них вертикального профиля температуры.

В воздухе основное поглощение радиоволн обусловлено молекулами O_2 и H_2O . У этих молекул имеются заметные дипольные моменты: у O_2 — магнитный, у H_2O — электрический. Для всех остальных газов (N_2 , CO_2 , H_2 , A_2 , He, Ne) коэффициент поглощения в микроволновом диапазоне мал.

Для того чтобы рассчитать интенсивность уходящего излучения или его радиояркостную температуру, необходимо прежде всего выполнить расчеты коэффициентов поглощения. Расчеты проводились по формуле С. А. Жевакина и А. П. Наумова [5]. Для вычислений полуширины спектральной линии поглощения использовалась полуэмпирическая формула из работы [6]. При нормальном атмосферном давлении расстояние между линиями порядка 0,01—0,02 см, т. е. сравнимо с шириной линии. Это приводит к тому, что отдельные линии не разрешаются и наблюдается сплошная полоса, несколько искаженная небольшими максимумами и минимумами (рис. 1). С увеличением высоты над поверхностью Земли отдельные спектральные линии O_2 в этом диапазоне начинают разрешаться и, хотя в пиках линий поглощение остается большим, образуются глубокие минимумы поглощения. Были рассчитаны коэффициенты поглощения различных слоев атмосферы для 50 частот, расположенных в области полосы поглощения O_2 при длине волны 0,5 см. Результаты расчетов для различных слоев сведены в табл. 1. В таблице даны высоты средин слоев, а толщины слоев соответствуют разбивке, указанной ниже.

Для определения чувствительности уходящего излучения системы Земля — атмосфера к вариациям вертикального профиля температуры выполнен численный эксперимент по определению радиоярких температур уходящего излучения на ЭВМ.

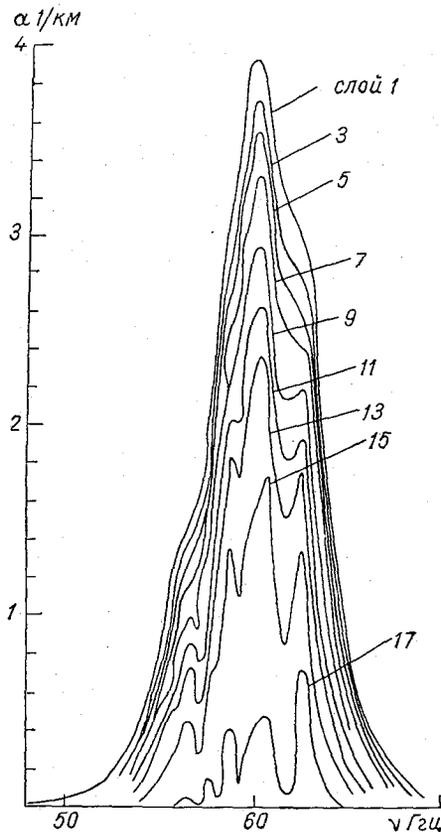


Рис. 1. Зависимость коэффициентов поглощения на разных высотах от частоты.

Слой	1	3	5	7	
Уровень, км.	0,25	1,25	2,25	3,5	
Слой	9	11	13	15	17
Уровень, км.	5,5	7,5	9,5	13,5	23,5

Для вычислений атмосфера была разбита на 18 слоев от 0 до 31 км: от 0 до 3 км через 0,5 км; от 3 до 11 км через 1 км и от 11 до 31 км через 5 км.

В расчете использовались стандартные распределения температуры и давления:

$$\left. \begin{aligned} P &= P_0 \left(\frac{T_0 - 6,5z}{T_0} \right)^{5,25} \\ T &= T_0 - 6,5z \end{aligned} \right\} z \leq 11 \text{ км,}$$

$$\left. \begin{aligned} P &= P_{11} e^{-\delta(z-11)} \\ T &= T_{11} \end{aligned} \right\} 11 \text{ км} < z \leq 31 \text{ км,}$$

$$\delta = \frac{mg}{kT_{11}} = 0,151 \text{ км}^{-1} = \text{const.}$$

Таблица I

z км ft м	0,25	0,75	1,25	1,75	2,25	2,75	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5	10,5	13,5	18,5	23,5	28,5
	48,0	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
48,5	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
49,0	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
49,5	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
50,0	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
50,5	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
51,0	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0
51,5	0,11	0,11	0,10	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0
52,0	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0
52,5	0,19	0,17	0,17	0,16	0,14	0,14	0,12	0,10	0,09	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,01	0,0	0,0	0,0
53,0	0,25	0,24	0,22	0,21	0,19	0,18	0,18	0,14	0,12	0,10	0,09	0,07	0,06	0,05	0,02	0,0	0,0	0,0
53,5	0,34	0,32	0,30	0,28	0,26	0,25	0,22	0,19	0,16	0,14	0,12	0,10	0,08	0,07	0,04	0,01	0,0	0,0
54,0	0,47	0,44	0,42	0,39	0,37	0,34	0,31	0,27	0,23	0,20	0,17	0,14	0,12	0,10	0,06	0,02	0,0	0,0
54,5	0,64	0,60	0,57	0,54	0,51	0,48	0,44	0,38	0,34	0,29	0,25	0,21	0,18	0,15	0,09	0,03	0,01	0,0
55,0	0,85	0,81	0,77	0,74	0,70	0,66	0,61	0,54	0,48	0,42	0,37	0,32	0,27	0,23	0,14	0,05	0,01	0,0
55,5	1,12	1,07	1,02	0,98	0,93	0,89	0,83	0,75	0,67	0,60	0,53	0,46	0,41	0,35	0,22	0,07	0,02	0,0
56,0	1,41	1,36	1,30	1,26	1,20	1,16	1,10	1,00	0,92	0,84	0,77	0,70	0,63	0,56	0,33	0,13	0,04	0,0
56,5	1,50	1,45	1,40	1,35	1,30	1,25	1,17	1,08	1,00	0,92	0,84	0,77	0,71	0,64	0,46	0,21	0,07	0,0
57,0	1,55	1,50	1,43	1,36	1,30	1,24	1,16	1,05	0,94	0,83	0,74	0,64	0,56	0,48	0,26	0,07	0,02	0,02
57,5	2,06	2,00	1,92	1,86	1,80	1,63	1,64	1,53	1,42	1,32	1,22	1,13	1,05	0,97	0,73	0,39	0,02	0,04
58,0	2,60	2,53	2,45	2,38	2,30	2,23	2,13	1,99	1,85	1,72	1,59	1,47	1,34	1,21	0,77	0,24	0,06	0,01
58,5	3,03	2,95	2,87	2,80	2,71	2,64	2,54	2,40	2,28	2,16	2,04	1,94	1,84	1,75	1,36	0,78	0,40	0,01
59,0	3,23	3,14	3,05	2,96	2,87	2,78	2,65	2,50	2,33	2,17	2,03	1,88	1,74	1,60	1,11	0,45	0,14	0,03

59.5	3.64	3.54	3.44	3.35	3.25	3.16	3.04	2.86	2.69	2.53	2.39	2.24	2.10	1.96	1.44	0.72	0.30	0.09
60.0	3.96	3.86	3.76	3.66	3.56	3.47	3.33	3.15	2.98	2.80	2.64	2.52	2.39	2.27	1.77	1.02	0.50	0.17
60.5	3.87	3.77	3.67	3.57	3.48	3.39	3.26	3.10	2.94	3.79	2.65	2.51	2.39	2.27	1.70	1.01	0.49	0.17
61.0	3.38	3.28	3.18	3.08	2.98	2.88	2.75	2.56	2.39	2.22	2.05	1.90	1.75	1.60	1.12	0.47	0.15	0.04
61.5	3.16	3.05	2.95	2.85	2.76	2.66	2.53	2.34	2.17	2.00	1.83	1.67	1.51	1.36	0.87	0.07	0.07	0.02
62.0	3.12	3.02	2.92	2.83	2.73	2.64	2.51	2.34	2.17	2.00	1.85	1.70	1.55	1.41	0.94	0.34	0.09	0.02
62.5	3.00	2.94	2.85	2.77	2.68	2.60	2.49	2.35	2.20	2.08	1.97	1.86	1.77	1.68	1.39	1.00	0.73	0.52
63.0	2.47	2.39	2.30	2.22	2.13	2.05	1.94	1.79	1.64	1.50	1.37	1.25	1.13	1.02	0.73	0.43	0.34	0.32
63.5	1.91	1.83	1.76	1.68	1.61	1.54	1.43	1.30	1.17	1.05	0.95	0.84	0.74	0.65	0.44	0.23	0.11	0.04
64.0	1.48	1.41	1.34	1.28	1.21	1.16	1.07	0.96	0.85	0.76	0.67	0.58	0.50	0.43	0.27	0.11	0.04	0.01
64.5	1.12	1.07	1.01	0.96	0.91	0.86	0.79	0.70	0.61	0.54	0.47	0.40	0.34	0.29	0.17	0.06	0.02	0.0
65.0	0.84	0.80	0.76	0.71	0.67	0.66	0.57	0.50	0.44	0.38	0.32	0.28	0.23	0.19	0.11	0.03	0.01	0.0
65.5	0.63	0.89	0.56	0.52	0.49	0.46	0.42	0.36	0.31	0.27	0.23	0.19	0.16	0.13	0.07	0.02	0.0	0.0
66.0	0.47	0.44	0.41	0.39	0.36	0.34	0.30	0.26	0.22	0.19	0.16	0.13	0.11	0.09	0.05	0.01	0.0	0.0
66.5	0.35	0.33	0.31	0.29	0.27	0.25	0.22	0.19	0.17	0.14	0.12	0.09	0.08	0.60	0.03	0.01	0.0	0.0
67.0	0.27	0.25	0.24	0.22	0.21	0.19	0.17	0.15	0.13	0.11	0.09	0.07	0.06	0.05	0.03	0.01	0.0	0.0
67.5	0.21	0.20	0.18	0.17	0.16	0.15	0.14	0.11	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.02	0.0	0.0	0.0
68.0	0.17	0.16	0.15	0.14	0.13	0.12	0.11	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.0	0.0	0.0
68.5	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.0	0.0	0.0
69.0	0.12	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.0	0.0	0.0
69.5	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.0	0.0	0.0
70.0	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.0	0.0	0.0
70.5	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.0	0.0
71.0	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.1	0.0	0.0	0.0
71.5	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0
72.5	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0
72.5	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.020	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0

Давление на поверхности Земли $P_0=760$ мм рт. ст., а температура $T_0=293^\circ$.

Суммарная радиояркостная температура определялась как сумма трех составляющих:

излучение подстилающей поверхности, ослабленное атмосферой,

$$T_{я1} = T_0(1 - R) e^{-\sum_{i=0}^n \Delta \tau_{i, i-1} \cdot \sec \theta}, \quad (1)$$

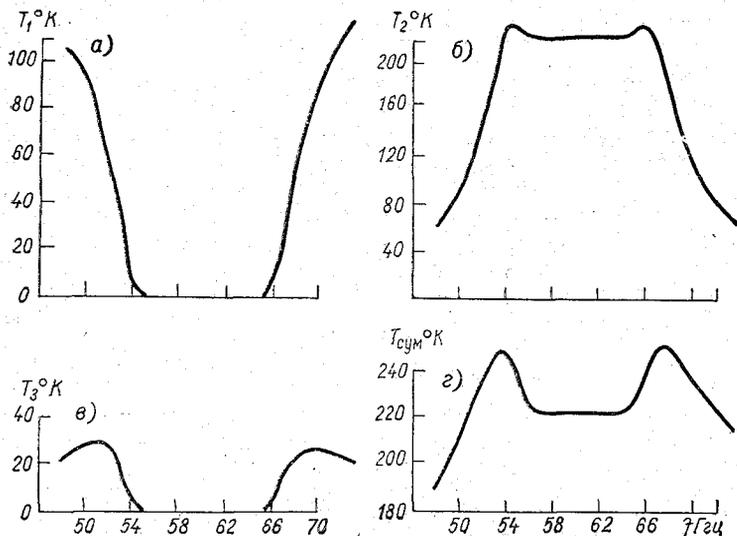


Рис. 2. Излучение подстилающей поверхности, ослабленное атмосферой (а), излучение толщи атмосферы (б), излучение атмосферы, отраженное от подстилающей поверхности и ослабленное атмосферой (в), и суммарное излучение системы Земля — атмосфера (г).

собственное излучение всей толщи атмосферы

$$T_{я2} = R e^{-\sum_{i=0}^n \Delta \tau_{i, i-1} \cdot \sec \theta} \sum_{i=18}^0 \frac{T_i + T_{i-1}}{2} \times \\ \times (1 - e^{-\Delta \tau_{i, i-1} \cdot \sec \theta}) e^{-\sum_{l=i-1}^0 \Delta \tau_{l, l-1} \cdot \sec \theta}, \quad (2)$$

собственное излучение атмосферы, отраженное от подстилающей поверхности и ослабленное атмосферой.

$$T_{я3} = R e^{-\sum_{i=0}^n \Delta \tau_{i, i-1} \cdot \sec \theta} \sum_{i=18}^0 \frac{T_i + T_{i-1}}{2} \times$$

$$\times \left(1 - e^{-\Delta \tau_{i, i-1} \cdot \sec \theta}\right) e^{-\sum_{l=i-1}^0 \Delta \tau_{l, l-1} \cdot \sec \theta}$$

В выражениях (1), (2), (3) приняты следующие обозначения: R — коэффициент отражения, $r=1-R$ — коэффициент излучения (значения коэффициента излучения были взяты для температуры Земли $T_0=293^\circ\text{K}$ [7]),

$$\Delta \tau_{i, i-1} = \gamma_{i, i-1} \Delta z_{i, i-1},$$

$\Delta \tau_{i, i-1}$ — оптическая толщина i -того слоя, $\Delta z_{i, i-1}$ — толщина i -того слоя, $\gamma_{i, i-1}$ — коэффициент поглощения i -того слоя, θ — угол визирования.

По (1), (2), (3) вначале были проведены расчеты радиояркихостных температур для стандартной атмосферы. Результаты расчетов приведены на рис. 2 и в табл. 2 отдельно для каждого слагаемого и суммарного излучения. Излучение Земли на частотах 55—65 Гц равно нулю из-за сильного поглощения в центре полосы O_2 .

Для того чтобы оценить влияние аномалий в распределении температуры на величину уходящего излучения, были выполнены по той же программе расчеты при наличии инверсий температуры. На разных высотах в атмосфере вводились инверсионные слои с различной глубиной инверсии. В табл. 1 приведены результаты расчета коэффициентов поглощения в различных слоях без инверсии. При наличии инверсии результаты расчетов соответствующих коэффициентов поглощения представлены на рис. 3. При введении более теплого слоя на различных высотах соответствующий коэффициент поглощения уменьшается; при введении слоя с более низкой температурой коэффициент поглощения увеличивается. Температура инверсионных слоев взята следующая: 288, 298, 303, 308, 313°. Температура Земли во всех случаях оставалась равной 293°K.

Проведем анализ полученных данных. В результате расчетов обнаружена реакция уходящего излучения на изменения температурного распределения. Вариации температуры тонких слоев ($\Delta z=0,5$ км) у поверхности Земли не оказывают заметного влияния на уходящее излучение. Введение первого теплого слоя (0,5 км у поверхности Земли) приводит к увеличению температуры на 0,5° в области 53 и 67 Гц (без инверсии $T_{\text{я}}=248,5^\circ$, с инверсией $T_{\text{я}}=249^\circ$). Инверсионные слои вводились на высотах от 0,5 до 9 км. При введении слоя с $T=308^\circ$ толщиной $\Delta z=1$ км на высоте 9 км $T_{\text{я}}$ увеличилось до 252°, т. е. температура изменилась на 3,5° на частоте 53 Гц; на частоте 67 Гц $T_{\text{я}}$ при этой инверсии равнялось 253,5° вместо 250,5° при нормальной атмосфере. Самые сильные изменения $T_{\text{я}}$ естественно, происходят при температуре инверсионного слоя $T=313^\circ$ и наибольшей высоте этого слоя над уровнем Земли. Реакция уходящего излучения на изменение температурного распределения увеличивается с увеличением толщины инверсионного слоя (рис. 4 и табл. 3). При увеличении толщины слоя до 1,5 км на высоте 1,5 км увеличение радиояркой температуры значительно,

до 251,5°. На основе численных экспериментов показано, что для обеспечения удовлетворительной точности определения вертикального профиля температуры необходима высокая точность измерений радиоярких температур. Так, например, чтобы обнаружить температурную инверсию на высотах, близких к Земле ($z=1 \div 2$ км), чувствительность аппаратуры должна быть не больше чем 0,5°. Для зондирования более высоких слоев достаточной является чувствительность порядка 1—1,5°.

Все расчеты проводились для гладкой водной поверхности. При рассмотрении неидеальной поверхности изменение радиояркой

Таблица 2

f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$	f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$
$T_0=293^\circ\text{K}$, без инверсии									
48,0	106,1	61,7	22,7	190,5	61,0	0	221,5	0	223,5
48,5	103,2	67,9	24,1	195,2	61,5	0	221,5	0	223,5
49,0	99,8	75,0	25,5	200,3	62,0	0	221,5	0	223,5
49,5	95,7	83,3	26,9	205,9	62,5	0	221,5	0	223,5
50,0	90,7	93,0	28,2	211,9	63,0	0	221,5	0	223,5
50,5	84,7	104,4	29,4	218,6	63,5	0	221,7	0	221,7
51,0	77,3	118,3	30,1	225,7	64,0	0,001	223,0	0	223,0
51,5	68,1	135,1	30,0	233,2	64,5	0,04	226,3	0,02	226,3
52,0	56,7	155,4	28,4	240,5	65,0	0,4	231,0	0,2	231,6
52,5	43,0	176,6	24,6	246,2	65,5	0,2	234,3	1,3	237,9
53,0	39,2	202,3	18,1	248,6	66,0	7,7	232,0	4,4	244,1
53,5	15,8	221,5	10,3	246,6	66,5	17,2	221,8	9,6	248,7
54,0	5,7	231,2	4,0	240,9	67,0	29,6	205,7	15,3	250,5
54,5	1,4	231,9	0,1	234,2	67,5	42,6	187,2	20,0	249,8
55,0	0,2	228,9	0,1	228,6	68,0	54,8	169,4	23,1	247,3
55,5	0,01	224,7	0,01	224,7	68,5	65,6	153,3	24,9	243,9
56,0	0	222,1	0	222,1	69,0	75,0	139,3	25,7	240,1
56,5	0	221,7	0	221,7	69,5	83,2	127,2	25,9	236,3
57,0	0	223,5	0	223,5	70,0	91,3	116,7	25,6	232,7
57,5	0	221,5	0	223,5	70,5	96,6	107,5	25,0	229,2
58,0	0	221,5	0	223,5	71,0	112,3	99,4	24,3	226,0
58,5	0	221,5	0	223,5	71,5	117,3	92,2	23,5	223,0
59,0	0	221,5	0	223,5	72,0	111,9	85,5	22,6	220,3
59,5	0	221,5	0	223,5	72,5	116,1	80,1	21,7	217,8
60,0	0	221,5	0	223,5	73,0	119,9	74,8	20,8	215,5
60,5	0	221,5	0	223,5	73,5	123,4	70,2	19,9	213,4

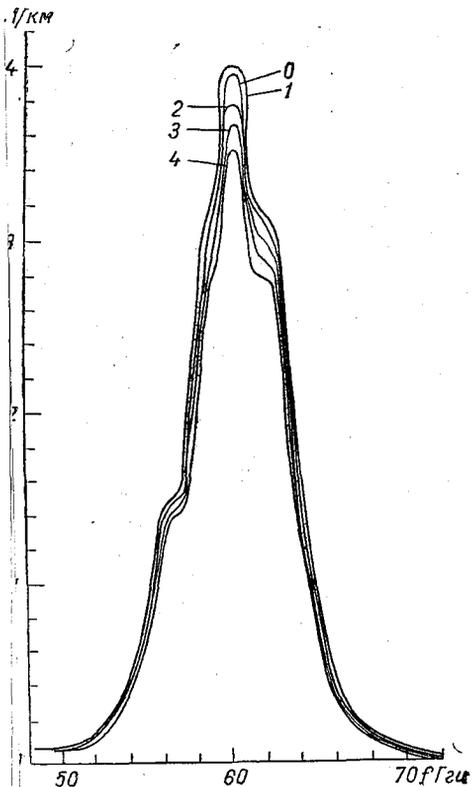


Рис. 3. Коэффициент поглощения без инверсии и при наличии инверсии.

0) без инверсии, 1) $T_{\text{инв}} = 288^\circ\text{K}$, 2) $T_{\text{инв}} = 298^\circ\text{K}$, 3) $T_{\text{инв}} = 303^\circ\text{K}$, 4) $T_{\text{инв}} = 308^\circ\text{K}$.

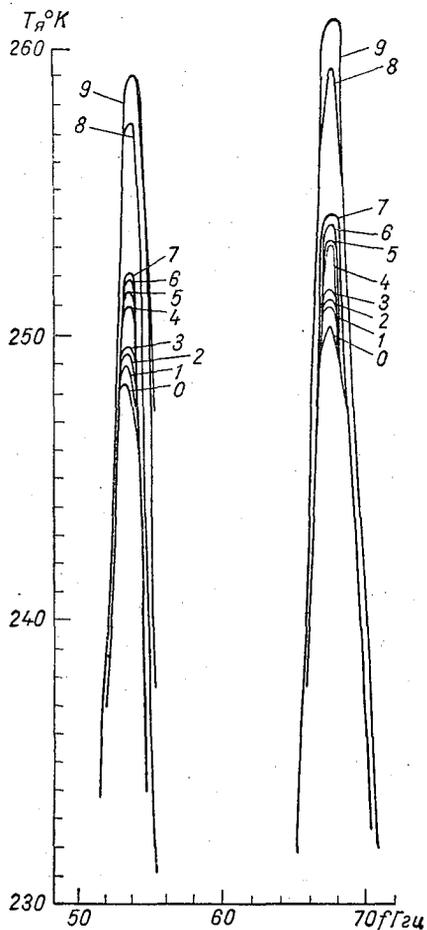


Рис. 4. Излучение системы Земля — атмосфера при наличии инверсии различной глубины.

Кривая	Высота инверсии, км	Δz км
0	без инверсии	
1	0,75	0,5
2	1,75	0,5
3	3,5	1
4	4,5	1
5	5,5	1
6	8,5	1
7	9,75	1,5
8	4,5	3
9	7,5	3

Таблица 3

f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$	f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$
$T=313^{\circ}\text{K}, H=0,5 \text{ км}$									
48,0	106,5	61,2	22,8	190,5	66,5	17,5	221,8	9,9	249,1
48,5	103,9	67,4	24,2	195,3	67,0	30,0	205,5	15,6	251,1
49,0	100,2	74,5	25,7	200,4	67,5	43,1	186,9	20,4	250,5
49,5	96,1	82,7	27,2	206,0	68,0	55,4	168,9	23,6	247,9
50,0	91,2	92,4	28,5	212,1	68,5	66,3	152,7	25,4	244,4
50,5	85,2	103,9	29,7	218,8	69,0	75,7	138,7	26,2	240,6
51,0	77,9	117,7	30,5	226,1	69,5	83,9	126,6	26,3	236,7
51,5	68,6	134,7	30,4	223,7	70,0	91,0	116,0	26,0	233,0
52,0	57,1	155,1	28,9	241,0	70,5	97,3	106,8	25,4	229,5
52,5	43,4	178,5	25,0	246,9	71,0	112,9	98,7	23,7	223,2
53,0	28,5	202,3	18,4	249,2	71,5	108,0	91,5	23,7	223,2
53,5	15,0	221,5	10,5	247,0	72,0	112,5	85,1	22,8	220,5
54,0	5,8	231,3	4,1	241,1	72,5	116,6	79,4	21,9	217,9
54,5	1,4	231,9	1,0	234,3	73,0	120,4	74,2	20,9	215,6
55,0	0,2	228,2	0,1	228,6	73,5	123,9	69,6	20,0	213,5
55,5	0	224,7	0	224,7					
56,0	0	222,1	0	221,1					
$T=313^{\circ}\text{K}, H=0,75 \text{ км}$									
56,5	0	221,7	0	221,7	48,0	106,5	61,2	22,6	190,3
57,0	0	223,5	0	223,5	48,5	103,7	67,4	24,0	195,0
57,5	0	221,5	0	221,5	49,0	100,2	74,5	25,4	200,1
58,0	0	221,5	0	221,5	49,5	96,2	82,7	26,9	205,7
58,5	0	221,5	0	221,5	50,0	91,3	92,4	28,2	211,8
59,0	0	221,5	0	221,5	50,5	85,2	103,3	29,4	218,6
59,5	0	221,5	0	221,5	51,0	77,9	117,7	30,2	225,8
60,0	0	221,5	0	221,5	51,5	68,6	134,7	30,1	233,5
60,5	0	221,5	0	221,5	52,0	57,1	155,1	28,7	241,0
61,0	0	221,5	0	221,5	52,5	43,4	178,5	24,9	246,9
62,0	0	221,5	0	221,5	53,0	28,5	202,4	18,4	249,3
62,5	0	221,5	0	221,5	53,5	15,0	221,6	10,5	247,1
63,0	0	221,5	0	221,5	54,0	5,8	231,3	4,1	241,2
63,5	0	221,7	0	221,7	54,5	1,4	231,9	1,0	234,3
64,0	0	223,0	0	223,0	55,0	0,2	228,2	0,1	228,5
64,5	0	226,3	0	226,3	55,5	0	224,7	0	224,7
65,0	0,4	231,0	0,2	231,6	56,0	0	222,1	0	222,1
65,5	2,4	234,3	1,4	238,1	56,5	0	221,7	0	221,7
66,0	7,9	232,0	4,6	244,4	57,0	0	223,5	0	223,5

f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$	f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$
57,5	0	221,5	0	221,5	50,0	91,3	92,3	28,2	211,9
58,0	0	221,5	0	221,5	50,5	85,3	103,8	29,4	218,6
58,5	0	221,5	0	221,5	51,0	77,9	117,8	30,2	225,9
59,0	0	221,5	0	221,5	51,5	68,7	134,7	30,2	233,5
59,5	0	221,5	0	221,5	52,0	57,2	155,1	28,7	241,0
60,0	0	221,5	0	221,5	52,5	43,4	178,6	24,9	246,9
60,5	0	221,5	0	221,5	53,0	28,5	202,5	18,4	249,4
61,0	0	221,5	0	221,5	53,5	15,0	221,6	10,5	247,2
61,5	0	221,5	0	221,5	54,0	5,8	231,4	4,1	241,3
62,0	0	221,5	0	221,5	54,5	1,5	231,9	1,0	234,4
62,5	0	221,5	0	221,5	55,0	0,2	228,2	0,1	228,5
63,0	0	221,5	0	221,5	55,5	0	224,7	0	224,7
63,5	0	221,7	0	221,7	56,0	0	222,1	0	222,1
64,0	0	223,0	0	223,0	56,5	0	221,7	0	221,7
64,5	0	226,3	0	226,3	57,0	0	223,5	0	223,5
65,0	0,4	231,0	0,2	231,6	57,5	0	221,5	0	221,5
65,5	2,4	234,3	1,4	238,1	58,0	0	221,5	0	221,5
66,0	7,9	232,1	4,6	244,5	58,5	0	221,5	0	221,5
66,5	17,5	221,9	9,6	249,2	59,0	0	221,5	0	221,5
67,0	30,0	205,6	15,6	251,2	59,5	0	221,5	0	221,5
67,5	43,1	187,0	20,3	250,4	60,0	0	221,5	0	221,5
68,0	55,4	169,0	23,4	247,8	60,5	0	221,5	0	221,5
68,5	69,3	152,7	24,2	244,2	61,0	0	221,5	0	221,5
69,0	75,7	138,7	25,9	240,4	61,5	0	221,5	0	221,5
69,5	83,9	126,5	26,0	236,5	62,0	0	221,5	0	221,5
70,0	91,1	116,0	25,7	232,7	62,5	0	221,5	0	221,5
70,5	97,4	106,8	25,1	229,2	63,0	0	221,5	0	221,5
71,0	103,0	98,7	24,3	226,0	63,5	0	221,7	0	221,7
71,5	108,0	91,5	23,5	223,0	64,0	0	223,0	0	223,0
72,0	112,5	85,1	22,5	220,2	64,5	0	226,3	0	226,3
72,5	116,7	79,3	21,6	217,7	65,0	0,4	231,0	0,2	231,6
73,0	120,5	74,2	20,7	215,4	65,5	2,4	234,4	1,4	238,2
73,5	123,9	69,6	19,8	213,3	66,0	7,9	232,2	4,6	244,6
	$T=313^{\circ}\text{K}, H=1,25 \text{ км}$				66,5	17,5	222,0	9,8	249,3
48,0	116,6	61,2	22,5	190,9	67,0	30,0	205,7	15,6	251,3
48,5	103,7	67,3	24,0	194,9	67,5	43,1	187,1	20,3	250,3
49,0	100,3	74,4	24,4	200,1	68,0	55,5	168,9	23,4	247,9
49,5	96,2	82,7	26,9	205,7	68,5	66,3	152,8	25,2	244,3

f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$	f ГГц	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$
$T=313^{\circ}\text{K}, H=4,5 \text{ км}$					67,0	30,4	207,2	15,8	253,4
48,0	107,1	60,6	22,4	190,1	67,5	43,7	188,0	20,5	252,3
48,5	104,2	66,8	23,8	194,8	68,0	56,2	169,4	23,7	249,2
49,0	100,8	73,9	25,3	200,0	68,5	67,2	152,8	25,4	245,3
49,5	96,8	82,1	26,8	205,7	69,0	76,7	138,4	26,1	241,1
50,0	91,9	91,8	28,2	211,9	69,5	84,9	126,1	26,1	237,0
50,5	86,0	103,4	29,4	218,8	70,0	92,0	115,5	25,7	233,2
51,0	78,6	117,5	30,3	226,3	70,5	98,3	106,2	25,1	229,5
51,5	69,3	134,7	30,3	234,3	71,0	103,8	98,1	24,3	226,2
52,0	57,7	155,6	28,9	242,2	71,5	108,8	90,9	23,4	223,1
52,5	43,9	179,6	25,1	248,6	72,0	113,4	84,5	22,7	220,3
53,0	28,8	204,1	18,6	251,6	72,5	117,5	78,7	21,5	217,7
53,5	15,2	223,8	10,6	249,6	73,0	121,2	73,6	20,6	215,4
54,0	5,9	233,5	4,2	243,5	73,5	124,6	68,9	19,7	213,8
54,5	1,5	233,4	1,0	235,9	$T=313^{\circ}\text{K}, H=5,5 \text{ км}$				
55,0	0,2	229,0	0,1	229,4	48,0	107,0	60,7	22,4	190,1
55,5	0	224,9	0	224,9	48,5	104,2	66,9	23,8	194,9
56,0	0	222,2	0	222,2	49,0	100,8	80,0	25,3	200,1
56,5	0	221,7	0	221,7	49,5	96,8	82,2	26,8	205,7
57,0	0	223,6	0	223,6	50,0	91,9	91,9	28,2	212,0
57,5	0	221,5	0	221,5	50,5	85,9	103,5	29,4	218,9
58,0	0	221,5	0	221,5	51,0	78,5	117,6	30,3	226,4
58,5	0	221,5	0	221,5	51,5	69,2	134,9	30,3	234,4
59,0	0	221,5	0	221,5	52,0	57,7	155,8	28,9	242,3
59,5	0	221,5	0	221,5	52,5	43,8	179,9	25,1	248,8
60,0	0	221,5	0	221,5	53,0	28,8	204,5	18,5	251,8
61,0	0	221,5	0	221,5	53,5	15,2	224,3	10,6	250,1
61,5	0	221,5	0	221,5	54,0	5,8	234,2	4,1	244,2
62,0	0	221,5	0	221,5	54,5	1,5	234,2	1,0	236,7
62,5	0	221,5	0	221,5	55,0	0,2	229,5	0,1	229,9
63,0	0	221,5	0	221,5	55,5	0	225,2	0	225,2
63,5	0	221,7	0	221,7	56,0	0	222,2	0	222,2
64,0	0	223,0	0	223,0	56,5	0	221,7	0	221,7
64,5	0	226,8	0	226,8	57,0	0	223,7	0	223,7
65,0	0,4	232,2	0,2	232,8	57,5	0	221,5	0	221,5
65,5	2,5	236,4	1,4	240,2	58,0	0	221,5	0	221,5
66,0	6,0	234,5	4,6	247,1	58,5	0	221,5	0	221,5
66,5	17,8	224,1	10,0	251,8					

$f_{ГГц}$	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$	$f_{ГГц}$	$T_{я1}$	$T_{я2}$	$T_{я3}$	$T_{сум}$
70,5	98,1	106,5	25,1	229,6	60,0	0	221,5	0	221,5
71,0	103,7	98,3	24,3	226,3	60,5	0	221,5	0	221,5
71,5	108,7	91,1	23,4	223,2	61,0	0	221,5	0	221,5
72,0	113,2	84,7	22,5	220,4	61,5	0	221,5	0	221,5
72,5	117,3	78,9	21,5	217,8	62,0	0	221,5	0	221,5
73,0	121,1	73,8	20,6	215,5	62,5	0	221,5	0	221,5
73,5	124,5	69,1	19,7	213,4	63,0	0	221,5	0	221,5
$T=313^{\circ}K, H=7,5 \text{ км}$					63,5	0	221,7	0	221,7
48,0	116,9	60,9	22,5	190,3	64,0	0	223,7	0	223,7
48,5	104,0	67,1	23,9	195,0	64,5	0	228,6	0	228,6
49,0	100,7	74,2	25,3	200,2	65,0	0,4	234,8	0,2	235,5
49,5	96,6	82,4	26,8	205,8	65,5	2,4	238,9	1,4	242,7
50,0	91,7	92,2	28,2	212,1	66,0	7,9	236,4	4,6	248,9
50,5	85,8	103,8	29,4	218,9	66,5	17,6	225,3	9,8	252,8
51,0	78,4	117,8	30,2	226,4	67,0	30,2	208,1	15,6	254,0
51,5	69,1	135,1	30,2	234,4	67,5	43,5	188,6	20,4	252,0
52,0	57,5	156,1	28,8	242,3	68,0	55,9	170,0	23,5	249,4
52,5	43,6	180,2	25,0	248,9	68,5	66,9	153,3	25,3	245,4
53,0	28,7	205,0	18,4	252,1	69,0	76,4	139,9	26,0	242,3
53,5	15,1	225,2	10,5	250,7	69,5	84,6	14,4	26,0	125,0
54,0	5,7	235,4	4,1	245,3	70,0	91,7	14,7	25,7	132,1
54,5	1,5	235,8	1,0	238,2	70,5	98,0	15,0	25,1	138,1
55,0	0,2	231,1	0,1	231,4	71,0	113,6	15,3	24,3	143,1
55,5	0	226,1	0	226,1	71,5	108,6	15,5	23,4	147,5
56,0	0	222,4	0	222,4	72,0	113,1	15,7	22,5	151,3
56,5	0	221,8	0	221,8	72,5	117,2	15,8	21,6	154,6
57,0	0	224,3	0	224,3	73,0	121,0	16,0	20,6	157,6
57,5	0	221,5	0	221,5	73,5	124,4	16,1	19,7	160,3
58,0	0	221,5	0	221,5					
58,5	0	221,5	0	221,5					
59,0	0	221,5	0	221,5					
59,5	0	221,5	0	221,5					

температуры может быть значительным вследствие изменений свойств подстилающей поверхности. Поэтому задача о чувствительности уходящего излучения к изменениям стратификации атмосферы может быть решена лишь для ограниченной области изменения свойств неидеальной подстилающей поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Meeks M. L. Atmospheric emission and opacity at millimeter wavelength due to oxygen. *J. Geophys. Res.*, 66, 1961.
2. Barret A. H., Kuiper J. W. and Lenoir W. B. Observations of microwave emission by molecular oxygen in the terrestrial atmosphere. *J. Geophys. Res.*, vol. 71, No. 20, 1966.
3. Meeks M. L. and Litley A. E. The microwave spectrum of oxygen in the Earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, No. 6, 1963.
4. Carl E. Reber, Richard L. Mitchell, Clarence L. Carter. Attenuation of the 5mm wavelength band in a variable atmosphere. *Trans. on ant. and prop.*, vol. AP-18, No. 4, July 1970.
5. Жевакин С. А., Наумов А. П. Распространение сантиметровых, миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в земной атмосфере. *Изв. ВУЗов, Радиофизика*, т. 10, № 9, 1967.
6. Zimmerer R. W. and Mizashiman. Precise measurements of the microwave absorption frequencies of the oxygen molecule and the velocity of light. *Physical Rev.*, vol. 121, No. 1, 1961.
7. Переслегин С. В. О соотношении между тепловыми и радиояркими контрастами морской поверхности. *Изв. АН СССР, «Физика атмосферы и океана»*, т. III, № 1, 1967.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЖИДКИХ ОСАДКОВ ПО СОБСТВЕННОМУ ТЕПЛОВОМУ РАДИОИЗЛУЧЕНИЮ

До настоящего времени получение надежной информации об интенсивности и суммах осадков, выпадающих на больших территориях, вызывает значительные трудности. Существующие на метеорологической сети методы измерения осадков носят локальный характер и с большими погрешностями дают распределение сумм осадков по большим территориям. Для получения пространственного распределения осадков и определения их интенсивности лучшие результаты дает радиолокационный метод, основанный на измерении отраженного от зоны осадков сигнала. Однако ошибки при таких измерениях могут достигать нескольких сот процентов [1], что объясняется в первую очередь влиянием спектра капель в осадках на радиолокационную отражаемость. В последние годы появился новый метод определения влагосодержания в облаках и осадках, основанный на измерении радиоизлучения жидкокапельных систем в сантиметровом диапазоне — так называемый метод пассивной радиотеплолокации.

Используя метод пассивной радиотеплолокации, можно получать данные о суммарной водности вдоль направления визирования с большей точностью, поскольку собственное тепловое радиоизлучение осадков в сантиметровом диапазоне ($\lambda = 3$ см) пропорционально водности и практически не зависит от распределения капель по размерам [2]. Но и этот метод в свою очередь обладает существенным недостатком — он не позволяет получать информацию о пространственном распределении зон облачности и осадков, которая необходима для интерпретации результатов измерений. Поэтому целесообразно проводить радиотеплолокационные измерения синхронно с радиолокационными. Принимаемое тепловое радиоизлучение осадков, записанное в терминах радиоярких температур $T_{я}$, имеет вид

$$T_{я} = \int_0^H T(z) \alpha(z) \sec \theta \cdot e^{-\int_0^z \alpha(\zeta) \sec \theta d\zeta} dz, \quad (1)$$

где $T(z)$ — термодинамическая температура атмосферы ($^{\circ}\text{K}$) на уровне z , $\alpha(z)$ — коэффициент поглощения (1/км), z — вертикаль-

ная координата, θ — угол визирования, H — протяженность зоны осадков (км).

Это выражение справедливо для случая, когда можно пренебречь рассеянием в осадках, что практически имеет место для длин волн более 3 см.

Вводя понятие оптической толщины слоя атмосферы

$$\tau(z) = \int_0^z \alpha(\zeta) \sec \theta d\zeta$$

и переходя в уравнении (1) от z к новой переменной $\tau(z)$, получаем следующее выражение для $T_{я}$:

$$T_{я} = \int_0^{\tau_H} T(\tau) e^{-\tau} d\tau, \quad (2)$$

где $\tau_H = \int_0^H \alpha(z) \sec \theta dz$ — оптическая толщина всей зоны осадков.

Интегрируя выражение (2), имеем

$$T_{я} = T_{ср}(1 - e^{-\tau}), \quad (3)$$

где $T_{ср}$ — средняя температура слоя осадков в направлении визирования.

В формулах (2) и (3) под $T_{я}$ понималась радиояркая температура атмосферы, содержащей гидrometeorные образования. Поэтому для получения радиояркой температуры собственно осадков необходимо учесть поглощение радиоизлучения в атмосферных газах: кислороде и водяном паре. Для этой цели осуществляется измерение радиоизлучения атмосферы, не содержащей осадков, под тем же углом визирования θ . Измерения проводятся при малых углах визирования, благодаря чему при нормальной рефракции в атмосфере принимаемое излучение формируется в подоблачном слое. Выбором θ можно свести влияние облачности на $T_{я}$ осадков к минимуму. Исключив $T_{я, атм}$ из общего выражения для $T_{я}$, получаем только радиоизлучение зоны осадков, т. е. имеем

$$T_{я, ос} = T_{я} - T_{я, атм} \quad (4)$$

или

$$T_{я, ос} = T_{ср} (1 - e^{-\tau_{ос}}). \quad (5)$$

Логарифмируя выражение (5), определяем τ осадков:

$$\tau_{ос} = \ln \frac{T_{ср}}{T_{ср} - T_{я, ос}}. \quad (6)$$

Поскольку вертикальная протяженность слоя осадков в среднем составляет 1—2 км, можно считать $T_{ср}$ равным T_0 (T_0 — температура воздуха у поверхности Земли), так как градиент температуры в осадках очень мал. Кроме того, с помощью активного радиолокатора можно определить высоту нижней границы облаков $H_{н.г.}$ из

которых идут осадки, и, зная, градиент температуры в осадках γ , можно определить $T_{\text{ср}}$:

$$T_{\text{ср}} = T_0 - \frac{\gamma H_{\text{н.г}}}{2}. \quad (7)$$

Как известно, $\tau_{\text{ос}} = \int_0^H \alpha(P) dh$, где $dh = dz \cdot \sec \theta$, $\alpha(P)$ — коэффициент ослабления в осадках интенсивности P .

Весь слой осадков можно охарактеризовать средней интенсивностью $P_{\text{ср}}$.

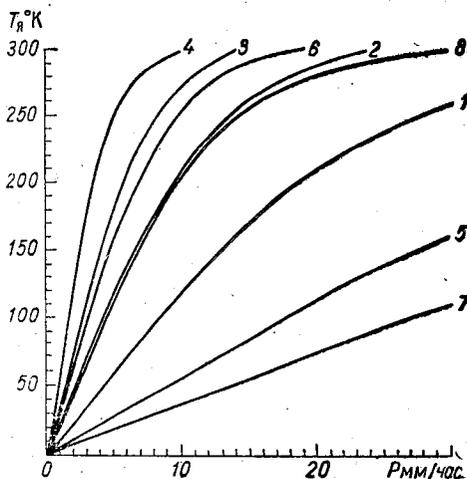


Рис. 1. Зависимость радиоизлучения осадков от их интенсивности и протяженности.
1, 2, 3, 4 — для $\lambda=3,2$ см, $l=10, 25, 50, 100$ км;
5, 6 — для $\lambda=5$ см, $l=10, 100$ км; 7, 8 — для $\lambda=6,4$ см, $l=10, 100$ км.

Следовательно, $\tau_{\text{ос}} = \alpha_{\text{ос}}(P_{\text{ср}})H$. Коэффициент $\alpha_{\text{ос}}(P_{\text{ср}})$ является функцией интенсивности осадков, т. е., определив $\alpha_{\text{ос}}(P_{\text{ср}}) = \frac{\tau_{\text{ос}}}{H}$, можно легко найти среднюю интенсивность осадков $P_{\text{ср}}$. Эта зависимость, рассчитанная для распределения капель по размерам типа Маршалла-Пальмера, содержится в работе [3]. Проведенные в [1, 3, 4] оценки указывают на то, что влияние типа распределения капель по размерам на эту зависимость незначительно; это же подтверждают и результаты работы [5], в которой найдена жесткая корреляционная связь между интенсивностью осадков и их водностью.

Окончательная формула для $\alpha_{\text{ос}}$ имеет вид

$$\alpha_{\text{ос}} = \frac{\ln \frac{T_{\text{ср}}}{T_{\text{ср}} - T_{\text{я}}}}{H}. \quad (8)$$

По формуле (5) были проведены расчеты для длин волн 3,2, 5 и 6,4 см с учетом только излучения собственно осадков. Из рис. 1, настроенного по этим данным, видно, что зависимость радиоизлучения от интенсивности осадков для $\lambda=6,4$ см носит практически линейный характер для осадков большой протяженности и малой интенсивности ($l=100$ км, $P \leq 10$ мм/час), а также для сильных осадков малой протяженности ($l=10$ км, $P > 10$ мм/час). Однако для осадков малой интенсивности $T_{я}$ на $\lambda=6,4$ см значительно меньше, чем $T_{я}$ на $\lambda=3,2$ см. Для более длин-

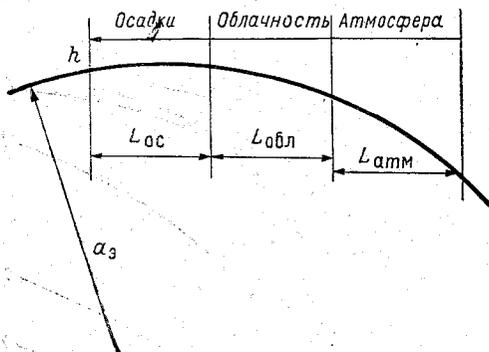


Рис. 2. Схема геометрических толщин трехслойной атмосферы.

ных волн ($\lambda > 6,4$ см), естественно, зависимость $T_{я}$ от P для зон осадков любой протяженности будет линейной, однако само радиоизлучение будет мало, что затруднит получение большого количества градаций интенсивности осадков, а следовательно, приведет к уменьшению точности. Очевидно, для измерений осадков средней интенсивности и большой протяженности следует использовать диапазон длин волн 3—5 см.

Однако в настоящее время хорошо освоенным в техническом отношении является трехсантиметровый диапазон, где можно достичь чувствительности порядка $0,01^\circ\text{K}$ и угловой разрешающей способности около $30'$ при диаметре антенны 2—2,5 м. С увеличением длины волны эти показатели ухудшаются.

Общая теоретическая схема не дает еще конкретных данных о точности предлагаемого метода определения осадков. Кроме обычных погрешностей для радиотеплолокационных измерений, подробно рассмотренных в [6], точность измерений будет существенно зависеть от соотношения радиоярких температур, создаваемых излучением чистой атмосферы плюс облачность и излучением слоя осадков. В связи с этим рассмотрим радиоизлучение атмосферы на $\lambda=3,2$ см в горизонтальном направлении, состоящей из трех слоев: чистая атмосфера, зона осадков и облачность. Для того чтобы рассчитать оптические толщины слоев, надо определить геометрическую толщину каждого слоя. Поскольку оптимальный угол визирования при измерении осадков близок к нулю, необходимо учитывать рефракцию (рис. 2). Дальность прямой видимости

при условии нормальной рефракции в атмосфере была определена по формуле:

$$R_0 = \sqrt{2a_3} (\sqrt{h} + \sqrt{z}), \quad (9)$$

где a_3 — эффективный радиус Земли, равный 8400 км, h — высота, на которой расположена оптическая ось антенны (м), z — верхняя граница слоя осадков (1 км), облачности (3 км), атмосферы (10 км).

Отсюда получаем следующие значения геометрического пути в каждом слое (табл. 1).

Расчеты радиоизлучения трехслойной атмосферы с учетом полученных значений геометрического пути были произведены по формуле

$$T_{\text{я}} = T_1(1 - e^{-\tau_1}) + T_2(1 - e^{-\tau_2})e^{-\tau_1} + T_3(1 - e^{-\tau_3})e^{-(\tau_1 + \tau_2)}, \quad (10)$$

где T_1, T_2, T_3 — термодинамическая температура осадков, облачности и чистой атмосферы соответственно, равная 297, 287 и 260°К, τ_1, τ_2, τ_3 — оптические толщины слоев осадков, облачности и атмосферы, соответственно равные:

$$\begin{aligned} \tau_1 &= (\alpha_{\text{ос}} + \alpha_{\text{атм}}^{\text{I}}) L_{\text{ос}}, \\ \tau_2 &= (\alpha_{\text{обл}} + \alpha_{\text{атм}}^{\text{II}}) L_{\text{обл}}, \\ \tau_3 &= \alpha_{\text{атм}}^{\text{III}} L_{\text{атм}}. \end{aligned} \quad (11)$$

Значения коэффициентов поглощения в облаках, осадках и безоблачной атмосфере были взяты из работ [3, 7].

Расчеты $T_{\text{я}}$ произведены для безоблачной атмосферы, атмосферы, содержащей облачность различной водности W , и атмосферы, содержащей осадки различной интенсивности. При этом коэффициент заполнения очагов осадков был принят равным 5% [7]. Результаты расчетов представлены в табл. 2, в которой, кроме того, помещены радиояркостные контрасты $\Delta T_{\text{я. обл.}}$, $\Delta T_{\text{я. ос.}}$:

$$\begin{aligned} \Delta T_{\text{я. обл.}} &= T_{\text{я. обл.}} - T_{\text{я. атм.}}, \\ \Delta T_{\text{я. ос.}} &= T_{\text{я. ос.}} - T_{\text{я. обл.}} \end{aligned} \quad (12)$$

Как видно из приведенных в табл. 2 данных, даже при интенсивности осадков 10 мм/час на длине волны 3,2 см не наступает насыщения и радиояркостная температура трехслойной атмосферы не достигает термодинамической температуры у поверхности Земли (274 и 297°К). Точность определения интенсивности осадков зависит от того, как точно учитывается радиоизлучение безоблачной атмосферы и облачности. Что касается вклада безоблачной атмосферы, он достаточно точно может быть учтен как путем расчета, так и путем проведения измерений в тех же азимутах при отсут-

ствий облачности и осадков. Значительно сложнее обстоит дело с учетом вклада облачности. Имея данные о высоте верхней и нижней границ облачности, по данным радиолокационных измерений

Таблица 2

Радиояркостные контрасты ($^{\circ}\text{K}$) для трехслойной атмосферы $\lambda = 3,2 \text{ см}$

$T_{я} \text{ } ^{\circ}\text{K}$	Безоблачно	Облачность при $W \text{ г/м}^3$			Осадки при $P \text{ мм/час}$		
		0,1	0,2	1,0	0,5	5	10
$T_{я}$	135	149	168	190	150	227	274
$\Delta T_{я-обл}$	—	14	33	55	21	92	139
$\Delta T_{я-ос}$	—	—	—	—	1	59	84

и средним значениям водности для каждого вида облаков можно приблизительно оценить их вклад. Более точно можно определять вклад облачности и чистой атмосферы, проводя измерения радиояркостных температур в азимутах на границе зоны выпадающих осадков. Последний способ не приемлем, когда осадки наблюдаются во всех азимутах.

Поскольку, как показывают данные табл. 2, контраст радиояркостных температур зоны осадков по отношению к радиоизлучению облачности и чистой атмосферы составляет довольно значительную величину, вполне можно выделить 3—5 градаций интенсивности осадков. Проведение систематических радиолокационных и радиотеплолокационных измерений с одновременными плувиографическими измерениями осадков позволяет оценить точность предлагаемой методики и возможность ее применения для оперативных наблюдений за осадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1967.
2. Красюк Н. П., Розенберг В. И., Чистяков Д. А. Учет влияния дождя с различными спектрами капель на работу радиолокационных станций. Радиотехника и электроника, т. XIII, № 5, 1968.
3. Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микрорadioволн в осадках. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
4. Красюк Н. П., Розенберг В. И., Чистяков Д. А. Ослабление и рассеяние радиолокационных сигналов дождями с распределением размеров капель по Шифрину и Маршаллу-Пальмеру. Радиотехника и электроника, т. XIII, № 10, 1968.
5. Бартенева О. Д., Довгялло Е. Н., Полякова Е. А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 220, 1967.
6. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г., Волков В. Г. О возможных погрешностях абсолютных измерений радиоизлучения. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
7. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерениям микроволнового излучения. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
8. Прихотько Г. Ф., Курейко М. А., Шошин В. М. Некоторые характеристики осадков на опытной площадке экспериментального метеорологического полигона. Труды УкрНИГМИ, вып. 67, 1967.

Ю. И. РАБИНОВИЧ, Г. Г. ШУКИН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ОСАДКОВ

В период с 25 ноября 1969 г. по 20 февраля 1970 г. в районе г. Баку над Каспийским морем были проведены радиотеплолокационные исследования радиоизлучения облачности и осадков. Комплекс включал самолетные и наземные радиотеплолокационные измерения, измерения радиолокационной отражаемости полей облачности и осадков и метеорологические наблюдения. Наземная аппаратура (радиометр и радиолокатор) была размещена на ст. Маштага, на территории аэрологической станции Азербайджанского УГМС, в 5—6 км от береговой черты. Наземные радиотеплолокационные измерения осуществлялись с помощью трехсантиметровой аппаратуры, чувствительность которой составляла $1,5^\circ\text{K}$ при постоянной времени 1 сек. Радиометр был установлен на поворотной площадке антенной системы радиолокационной станции «СОН-4».

Таким образом, измерения радиотеплового излучения атмосферы можно было производить в любом азимуте и под любым углом места.

Геометрические характеристики очагов осадков и их интенсивности определялись с помощью станции МРЛ-1.

Самолетные исследования радиоизлучения зон облачности и осадков осуществлялись с помощью четырехканального радиометра, описанного в [1]. Полеты проводились в радиусе действия наземной станции МРЛ-1, которая использовалась для обнаружения зон мощной облачности и осадков и их пространственного распределения. Для облегчения руководства совместной работой рабочий район был разбит на квадраты. Между самолетом и наземным комплексом поддерживалась постоянная двусторонняя радиосвязь.

Рассмотрим кратко методику и организацию измерений. С помощью станции МРЛ-1 определялись зоны с повышенной радиолокационной отражаемостью. В этот район вылетал самолет ИЛ-18. При выходе в намеченный квадрат вначале осуществлялся пролет на малой высоте, под облаками для определения наличия осадков, а затем вертикальный разрез атмосферы до выхода за пределы облачности.

В наземном пункте проводились измерения радиолокационной отражаемости от зон облачности и осадков при различных углах места в выбранном азимуте. Одновременно в этом же направлении проводились измерения радиотеплолокационной станцией (РТЛ). При вертикальном зондировании самолетом сквозь слой осадков

Таблица 1

Характеристики	Значение	
Время измерения, час. мин.	14 40	15 00
Протяженность зоны осадков, км	52	38
Средняя интенсивность осадков, мм/час:		
МРЛ-1	1,1	1,3
РТЛ (Земля)	1,6	1,8
МРЛ-1 (вдоль трассы полета)	0,45	0,46
РТЛ (самолет)	0,9	1,0
Данные по плевниографу	3,6	3,6

и облачности определялись тип облачности, ее нижняя и верхняя границы, а также распределение температуры, давления и влажности воздуха с высотой с помощью самолетного метеорографа.

На островных и береговых станциях осуществлялись измерения интенсивности осадков, температуры воды, волнения, скорости ветра, температуры, давления и влажности воздуха. В установленные сроки проводилось радиозондирование атмосферы на береговой ст. Маштага. Кроме того, при интерпретации результатов измерений привлекались данные судовых измерений температуры воды.

Результаты измерений МРЛ-1 представлялись в виде обработанных фотографий с экрана ИКО (рис. 1). В клетках указаны величины интенсивности осадков P_1 , вычисленные на основе корреляции между P и радиолокационной отражаемостью Z типа $Z = AP^2$, где коэффициенты A и a выбираются на основе стандартного распределения капель по размерам типа Маршалла-Пальмера.

Измерения РТЛ представлялись в виде значений радиояростной температуры $T_{я}$ в заданных азимутах и углах места.

Проведенный эксперимент по совместным самолетным и наземным измерениям осадков носил в основном методический характер. Однако были получены некоторые предварительные результаты. В качестве примера в табл. 1 представлены данные интенсивности осадков, полученные при измерениях 14 декабря 1969 г. над Каспийским морем на удалении около 100 км от Баку. Протяженность трассы полета примерно 100 км. Зона осадков по данным МРЛ-1 в направлении полета составляла 52 км в 14 час. 40 мин. и 38 км в 15 час. 00 мин. В таблице приведены данные РТЛ и МРЛ-1 о средней интенсивности осадков вдоль трассы полета, а также в направлении на центр трассы. Данные МРЛ-1 получены по стандартной методике обработки. Для радиотеплолокационной аппаратуры средняя интенсивность жидких осадков найдена по зависимости интенсивности осадков от их радиояростной температуры. Для наземных измерений, т. е. измерений нисходящего потока, эта

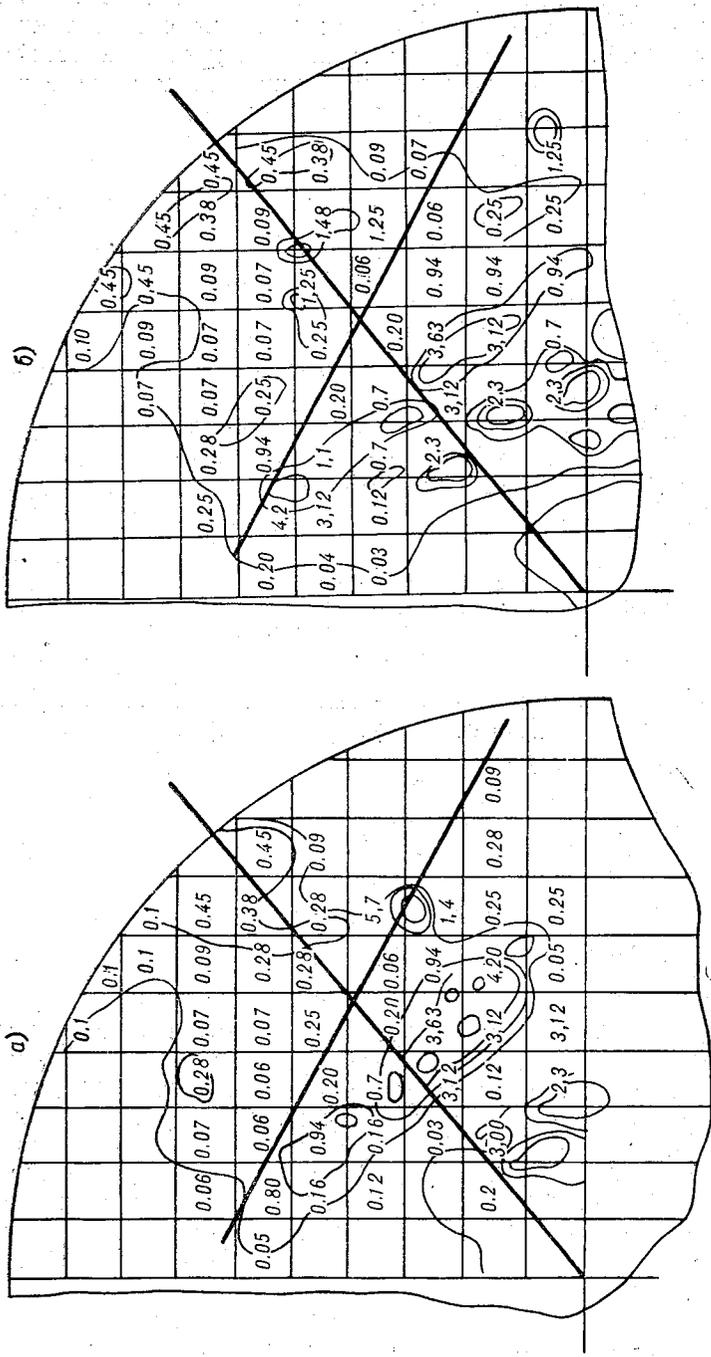


Рис. 1. Результаты измерений МРЛ-1, представленные в виде обработанных фотографий с экрана ИКО. 14 декабря 1969 г.
 а) 14 час. 40 мин., б) 15 час.

зависимость рассчитана по формулам, приведенным в [2]. Результаты расчетов при длине волны 3,2 см для физической температуры осадков 283°K и зон осадков различной протяженности показаны на рис. 2; коэффициенты ослабления сантиметрового излучения в жидких осадках были взяты из работы [4].

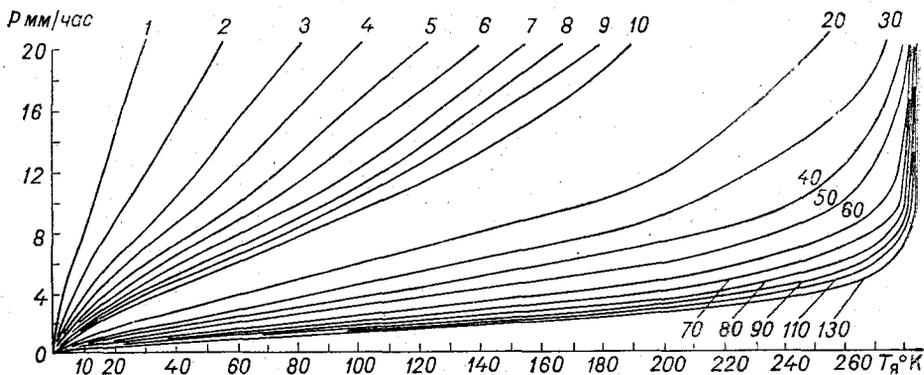


Рис. 2. Зависимость интенсивности осадков от радиоизлучения слоев осадков различной протяженности при температуре слоя 283°K (цифры у кривых — толщина слоя в километрах).

Для случая измерений с самолета восходящего излучения в надир расчеты проведены по следующей формуле:

$$T_{я} = (1 - R) T_{п} e^{-\int_0^H \alpha(z) dz} + \int_0^H T(z) \alpha(z) dz e^{-\int_z^H \alpha(z) dz} dz + \left(R \int_0^{\infty} T(z) \alpha(z) e^{-\int_0^z \alpha(\zeta) d\zeta} dz \right) e^{-\int_0^H \alpha(z) dz}, \quad (1)$$

где $T_{п}$ — физическая температура подстилающей поверхности, $T(z)$ — физическая температура атмосферы на высоте z , α — коэффициент ослабления, R — коэффициент отражения, H — высота, на которой расположен приемник излучения, z — вертикальная координата. При этом $\alpha(z) = \alpha_{ос} + \alpha_{обл} + \alpha_{н_2O} + \alpha_{O_2}$, т. е. представляет собой сумму коэффициентов поглощения в осадках, облачности, водяном паре и атмосферном кислороде. Рассеяние в осадках здесь не учитывается, поскольку интенсивность осадков не превосходила 2—3 мм/час.

При численном интегрировании уравнения (1) по слоям имеем

$$T_{я} = T_{п}(1 - R) e^{-(\tau_1 + \tau_2 + \tau_3)} + \sum_{i=1}^3 T_i(z) (1 - e^{-\alpha_i(z) \Delta z_i}) e^{-\alpha_{i+1}(z) \Delta z_{i+1}} +$$

$$+ \left(R \sum_{j=3}^0 T_j(z) \right) \left(1 - e^{-\alpha_j(z) \Delta z_j} \right) e^{-\alpha_{j-1}(z) \Delta z_j} e^{-(\tau_1 + \tau_2 + \tau_3)}, \quad (2)$$

где i — номер слоя ($i=1$ — слой осадков, $i=2$ — облачный слой, $i=3$ — чистая атмосфера),

$$\tau_1 = (\alpha_{ос} + \alpha_{H_2O} + \alpha_{O_2}) \Delta z_{ос},$$

$$\tau_2 = (\alpha_{обл} + \alpha_{H_2O} + \alpha_{O_2}) \Delta z_{обл},$$

$$\tau_3 = (\alpha_{H_2O} + \alpha_{O_2}) \Delta z_{атм},$$

$\Delta z_{ос}$, $\Delta z_{обл}$, $\Delta z_{атм}$ — вертикальная протяженность осадков, облачности и чистой атмосферы соответственно.

Согласно формуле (2) были проведены предварительные расчеты для нескольких моделей атмосферы, которые представлены в табл. 2. При этом значения коэффициентов $\alpha_{обл}$ и $\alpha_{ос}$ взяты из работ [3, 4], а коэффициентов α_{H_2O} и α_{O_2} — из [5].

Вернемся к табл. 1. В ней приводится средняя интенсивность осадков в направлении на центр трассы, по которой осуществлялся полет самолета, вычисленная по радиолокационной отражаемости (по данным МРЛ-1), а также по данным наземной станции РТЛ. Между двумя парами этих значений наблюдается удовлетворительное согласие. Расхождение объясняется, по-видимому, разным угловым разрешением антенн станций РТЛ и МРЛ-1, а также несовершенством методики определения осадков по радиолокационной отражаемости.

Для интерпретации результатов самолетных радиометрических измерений по данным МРЛ-1 определялась средняя интенсивность осадков в направлении полета и сравнивалась со средней интенсивностью на маршруте по данным самолетной станции РТЛ. В этом случае интенсивность осадков, полученная по данным РТЛ, также превышает интенсивность, вычисленную по радиолокационной отражаемости. В последней строке табл. 1 приведены данные об интенсивности осадков, полученные на аэрологической станции Маштага, которая находится на удалении 100—150 км. Конечно, эта цифра не может быть использована для количественных сравнений и приведена только для характеристики метеорологической ситуации в этом районе.

В качестве иллюстрации сказанного выше и для сопоставления на рис. 3 представлено два распределения интенсивности осадков вдоль трассы полета самолета и два по данным станции МРЛ-1. Результаты, приведенные в табл. 1, получены как средние вдоль трассы. В одном случае (рис. 3 а) соответствие довольно хорошее, в другом (рис. 3 б) — несколько хуже. Вся трасса в 100 км разбита с интервалом 10 км на 10 участков, для каждого из которых на рисунке указана средняя интенсивность осадков.

Аналогичные результаты в табл. 3 и на рис. 4 приведены для другого дня измерений — 13 декабря 1969 г. В этом случае удаление

Таблица 2

 $\lambda = 3,2 \text{ см}, R = 0,624, p = 20\%/_{00}, \Delta z_{\text{обл}} = 1 \text{ км}, \Delta z_{\text{ос}} = 1 \text{ км}$

$T_{\text{п}} \text{ } ^\circ\text{K}$	$T_{\text{ос}} \text{ } ^\circ\text{K}$	$T_{\text{обл}} \text{ } ^\circ\text{K}$	$T_{\text{н}} \text{ } ^\circ\text{K}$ при $W \text{ г/м}^2$			
			0,1	0,2	0,5	1,0
$P = 0,5 \text{ мм/час}$						
285	280	263	111,5	113,3	118,1	126,1
	280	273	111,1	112,3	115,7	121,4
	280	283	110,9	111,7	114,3	119,1
289	284	263	112,9	114,7	119,5	127,6
	284	273	112,6	113,8	117,1	122,9
	284	283	112,3	113,0	115,9	120,5
293	288	263	114,2	115,9	121,7	128,5
	288	273	113,8	114,9	118,2	124,3
	288	283	113,5	114,4	117,1	121,7
$P = 1,0 \text{ мм/час}$						
285	280	263	112,0	113,6	118,5	126,6
	280	273	111,6	112,9	116,3	121,9
	280	283	111,3	112,3	114,9	119,5
289	284	263	113,6	115,1	120,1	127,9
	284	273	113,0	114,3	117,8	123,4
	284	283	112,8	113,8	116,4	121,1
293	288	263	114,7	116,4	122,3	129,3
	288	273	114,3	115,5	118,9	124,5
	288	283	114,1	114,9	117,6	122,2
$P = 2,0 \text{ мм/час}$						
285	280	263	113,4	115,0	119,7	127,6
	280	273	113,0	114,0	117,5	122,8
	280	283	112,7	113,6	116,3	120,6
289	284	263	114,8	116,3	121,1	129,0
	284	273	114,3	115,2	118,7	124,3
	284	283	114,1	114,8	116,6	122,0
293	288	263	115,9	117,6	122,2	130,2
	288	273	115,5	116,7	120,1	125,6
	288	283	115,3	116,1	118,8	123,4

T_n °K	$T_{ос}$ °K	$T_{обл}$ °K	$T_{я}$ °K при W г/м ²			
			0,1	0,2	0,5	1,0
$P = 5,0$ мм/час						
285	280	263	118,0	119,6	122,8	131,2
	280	273	117,5	118,5	122,0	127,4
	280	283	117,2	118,1	120,9	125,3
289	284	263	119,5	121,4	125,8	133,1
	284	273	119,0	120,3	123,4	128,8
	284	283	118,7	119,7	122,3	126,7
293	288	263	120,8	122,4	127,1	134,5
	288	273	120,4	121,5	124,8	130,2
	288	283	119,9	121,0	123,6	127,9
$P = 10,0$ мм/час						
285	280	263	127,7	129,2	113,6	140,5
	280	273	127,3	128,5	131,5	136,4
	280	283	127,3	127,9	130,4	134,5
289	284	263	129,5	131,1	135,4	142,3
	284	273	129,2	130,3	132,5	138,3
	284	283	129,1	129,8	132,3	136,3
293	288	263	131,0	132,5	136,7	143,6
	288	273	130,6	131,7	134,7	139,6
	288	283	130,4	131,2	133,6	137,6

от Баку было примерно 150 км. Самолетные измерения проводились на трассе протяженностью около 50 км. Волнение моря во время измерений составляло 6—7 баллов. Обращают на себя внимание большие расхождения между интенсивностями осадков, вычисленными по радиолокационной отражаемости и по данным самолетных и наземных радиометрических измерений.

Результаты радиометрических измерений хорошо согласуются с измерениями интенсивности осадков на ст. Маштага. Поскольку в этом случае были длительные обложные осадки с большой зоной протяженности, правомерность таких сопоставлений здесь выше, чем в предыдущем случае.

Проведенные предварительные исследования показали перспективность совместного использования пассивного и активного радиолокаторов как для совершенствования методов определения интенсивности осадков с Земли, так и для интерпретации результатов самолетных измерений радиоизлучения зон осадков.

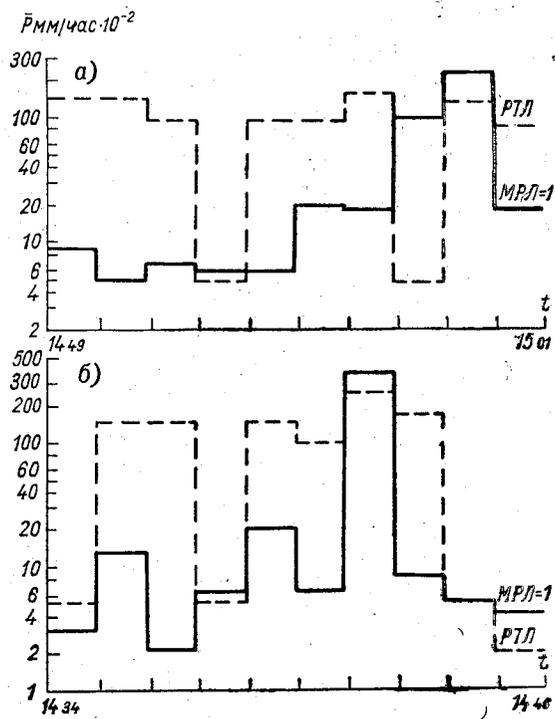


Рис. 3. Распределения интенсивности осадков, полученные по данным станций МРЛ-1 и РТЛ 14 декабря 1969 г.

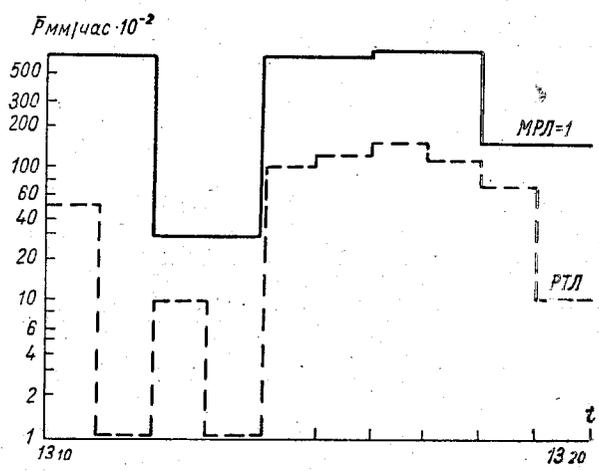


Рис. 4. Распределения интенсивности осадков, полученные по данным станций МРЛ-1 и РТЛ 13 декабря 1969 г.

В дальнейшем планируется проведение эксперимента как в зонах выпадения интенсивных осадков над водной поверхностью, так и в районах с разветвленной дождемерной сетью над сушей.

Таблица 3

Характеристика	Значение
Время измерения, час. мин.	13 15
Протяженность зоны осадков, км	30
Средняя интенсивность осадков, мм/час:	
МРЛ-1	5,0
РТЛ (Земля)	0,9
МРЛ-1 (вдоль трассы полета)	4,6
РТЛ (самолет)	0,6
Данные по пьювиографу	0,1—0,9

ЛИТЕРАТУРА

1. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
2. Рабинович Ю. И. и др. О возможности определения интенсивности жидких осадков по собственному тепловому радиоизлучению. См. наст. сборник.
3. Шифрин К. С., Черняк М. М. Ослабление и рассеяние сантиметрового излучения каплями осадков. Труды ГГО, вып. 209, 1967.
4. Шифрин К. С., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
5. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. Труды ГГО, вып. 222, 1968.

ОБНАРУЖЕНИЕ ЗОН ОСАДКОВ С ИСЗ ПО МИКРОВОЛНОВОМУ ИЗЛУЧЕНИЮ

Применять радиотеплолокационную аппаратуру на ИСЗ для определения полей облачности и зон осадков принципиально возможно. Относительно легко это осуществить над водной поверхностью [1], где радиояркие контрасты за счет облачности и осадков достигают десятков градусов. Значительно труднее обнаружить гидrometeorные образования над поверхностью суши, что объясняется большой излучательной способностью последней. Однако эта задача также разрешима, поскольку при выпадении осадков над сушей происходит смачивание поверхности, которое приводит к резкому уменьшению коэффициента излучения и, следовательно, к дополнительному увеличению радиояркого контраста облачности и осадков по отношению к собственному радиоизлучению подстилающей поверхности. Для оценки вклада облачности и осадков в радиояркую температуру восходящего потока радиоизлучения системы Земля — атмосфера и составления технических требований к радиометрической аппаратуре, устанавливаемой на ИСЗ, проведены расчеты для двух длин волн: 0,8 и 3,2 см. Но для этих расчетов необходимо знать наиболее вероятные значения интенсивности и протяженности полей жидких осадков и определить характеристики облачности, соответствующей различным типам осадков.

В настоящее время хорошо известно многообразие причин, определяющих условия образования и выпадения осадков, локальный, дискретный характер их распределения в пространстве. Что касается изученности осадков с точки зрения геометрии их распределения, то здесь вопрос практически остается открытым. Это вызвано как характером самого исследуемого объекта (его ярко выраженной пространственной и временной изменчивостью), так и несовершенством методов его измерения. В силу этого в настоящее время имеется очень ограниченное количество данных о пространственной микроструктуре осадков и фактически отсутствуют сведения о микроструктуре распределения осадков по площади.

Известно, что площади, занятые осадками различных типов, различаются чрезвычайно сильно. Ливневые внутримассовые и гро-

зовые дожди, как правило, имеют ярко выраженную очаговую структуру и чаще всего выпадают на площадях в несколько десятков и сотен квадратных километров.

Обложные осадки, связанные с циклоническими или фронтальными системами, охватывают площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров [2]. Однако большая пространственная неоднородность поля осадков присуща и этому типу осадков. Правда, в последнем случае пятнистость носит более закономерный, волнообразный характер [3].

Поскольку все вычисления в работе были выполнены для двух основных видов поверхности (песка и воды), представлялось не-

Таблица 1

Интенсивность осадков, мм/час	Средняя протяженность очагов осадков, км	Форма облачности	Водность облаков, г/м ³	Высота, км	Средняя толщина, км
≤0,6	11	Ac	0,15	0,5	0,5
		St	0,20	0,7	0,7
0,7—6,0	10	Ns	0,23	2,0	2,0
>6,0	3	Cb	0,60—0,70	2,0—3,0	2,0—3,0

обходимым исследовать микроочаговую структуру полей осадков над сушей и в каком-либо океаническом районе. Основным источником для получения необходимых сведений о пространственной структуре пятен осадков, выпадающих над сушей, служили данные наземных наблюдений густой сети станций и постов Валдайского ливнемерного куста, представляющего климатическую зону избыточного увлажнения. Поскольку все расчеты в работе производились применительно к аппаратуре, устанавливаемой на ИСЗ, в идеальном случае необходимо было исследовать геометрические характеристики полей осадков за интервал времени, соизмеримый со временем пролета спутника над некоторой территорией, т. е. за доли минуты или хотя бы за 1 мин. Однако, имея в распоряжении только плювиографические записи хода дождей по характерным точкам, обработка дождей по минутным интервалам представлялась исключительно трудоемкой и практически неосуществимой. Поэтому для получения геометрических характеристик полей осадков использовались временные интервалы осреднения в 15 мин.

Как показал анализ полученных методом картирования величин протяженности отдельных очагов осадков, все их можно сгруппировать по трем градациям наиболее характерных значений интенсивности (табл. 1).

Первая градация интенсивности (0,6 мм/час и менее) соответствует выпадению мороси, вторая (0,7—6,0 мм/час) — выпадению

обложных дождей и третья (6,0 мм/час и более) — выпадению ливней.

В табл. 1 помещены формы облаков, сопутствующих различным типам осадков, и некоторые осредненные по данным различных авторов характеристики облачности [4, 5, 6].

В табл. 2 приведена аэроклиматическая характеристика простираемости сплошной низкой облачности с высотой нижней границы

Таблица 2

Протяженность, км	Вероятность, %		
	сентябрь	октябрь	ноябрь
100—500	35	16	23
600—1000	25	24	17
1100—1500	16	15	18
1600—2000	19	43	42
2100—3000	—	—	—

менее 1 км в полосе умеренных широт ($\varphi = 60^\circ$ с. ш.), полученная на основании обработки метеорологических наблюдений за 1950—1954 гг. А. Н. Лебедевым [7].

Исследование структуры полей осадков, выпадающих над морями и океанами, затруднено, поскольку в этих районах земного шара отсутствует постоянная сеть наблюдений над состоянием погоды и в том числе над осадками. Тем не менее, воспользовавшись данными, поступающими с семи кораблей погоды, базирующихся в северной части Атлантики, удалось установить идентичность распределения осадков по градациям интенсивности в этом районе океана и в северо-западной части ЕТС, где режим осадков формируется под непосредственным влиянием Атлантического океана. Исходя из этого масштабы отдельных очагов осадков в районе Атлантики в первом приближении можно считать равными масштабам очагов осадков, выпадающих над сушей в северо-западной части ЕТС.

Используя климатические характеристики полей облачности и осадков, приведенные в табл. 1 и 2, были выполнены расчеты поля восходящего излучения на длинах волн 0,8 и 3,2 см.

В расчетах предполагалось, что атмосфера состоит из трех плоскопараллельных слоев, лежащих на плоской подстилающей поверхности. Вертикальная протяженность слоя облачности принята равной 2 км, а осадков 1 км. Общая толщина атмосферы составляет 10 км. Метеорологические характеристики атмосферы и подстилающей поверхности приняты следующими: температура подстилающей поверхности $T_{\text{п}} = 288^\circ\text{K}$, атмосферное давление и абсолютная влажность воздуха у поверхности Земли $p_0 = 1013$ мб, $\rho = 7,5$ г/м³ соответственно.

Таблица 3

	λ см	Безоблачно	Облачность при W г/м³			Осадки при P мм/час (W г/м³)		
			0,1	0,2	1,0	0,5 (0,1)	5 (0,2)	10 (1,0)
τ _I	0,8	1,96·10 ⁻²	1,96·10 ⁻²					
	3,2	3,66·10 ⁻³	3,66·10 ⁻³					
τ _{II}	0,8	—	1,28·10 ⁻¹	5,54·10 ⁻¹	7,54·10 ⁻²	1,28·10 ⁻¹	5,54·10 ⁻¹	
	3,2	—	1,1·10 ⁻²	4,14·10 ⁻²	7,16·10 ⁻³	1,1·10 ⁻²	4,14·10 ⁻²	
τ _{III}	0,8	—	—	—	4,12·10 ⁻²	5,08·10 ⁻¹	9,59·10 ⁻¹	
	3,2	—	—	—	3,36·10 ⁻³	2,30·10 ⁻²	5,34·10 ⁻²	

Слой осадков (III) характеризуется температурой $T_{ос} = 283^{\circ}\text{K}$ и интенсивностью P , равной 0,5; 5,0 и 10 мм/час.

Слой облаков (II) имеет температуру $T_{обл} = 273^{\circ}\text{K}$, а влажность W , равную 0,1; 0,2 и 1,0 г/м³ в зависимости от типа облачности и, следовательно, интенсивности осадков (табл. 1).

Слой безоблачной атмосферы (I) имеет физическую температуру $T_{атм} = 260^{\circ}\text{K}$. Вертикальные распределения температуры, давления и влажности взяты для стандартной атмосферы [8].

Перенос микроволнового излучения рассчитан по формулам, представленным в [9], а коэффициенты излучения атмосферных газов и гидрометеорологических образований — согласно [8, 10]. Оптические толщины для всех трех слоев представлены в табл. 3, где $\tau_I = \tau_{O_2} + \tau_{H_2O}$, $\tau_{II} = \tau_{O_2} + \tau_{обл}$, $\tau_{III} = \tau_{O_2} + \tau_{H_2O} + \tau_{ос}$.

Вычисления выполнены для трех видов подстилающей поверхности: сухого песка (ϵ коэффициентом излучения $\epsilon = 0,9$), мокрого песка ($\epsilon = 0,7$) и воды ($\epsilon = 0,48$) для $\lambda = 0,8$ см и $\epsilon = 0,38$ для $\lambda = 3,2$ см).

Результаты расчетов радиояркой температуры для безоблачной атмосферы, атмосферы, содержащей облачность, и атмосферы с облачностью и осадками, а также величины радиоярких контрастов облачности $\Delta T_{я. обл} = T_{я. обл} - T_{я. атм.}$ и осадков $\Delta T_{я. ос} = T_{я. ос} - T_{я. обл}$ приведены в табл. 4.

Из таблицы следует, что для обеих длин волн с уменьшением коэффициента излучения возрастает радиояркий контраст облачности и осадков. При увеличении же интенсивности осадков до 5 мм/час их вклад в суммарное радиоизлучение при $\lambda = 0,8$ см вначале возрастает, а затем начинает уменьшаться, т. е. начиная с некоторого значения P радиояркая температура независимо от типа поверхности приближается к физической температуре атмосферы. Это приводит к «насыщению» радиоизлучения и не дает возможности различать дальнейшие изменения интенсивности осадков. В то же время при $\lambda = 3,2$ см наблюдается непрерывный рост радиояркого контраста.

Пользуясь данными о геометрической протяженности зон осадков и их радиоизлучении, можно сформулировать основные технические требования к сканирующей двухканальной радиометрической аппаратуре ($\lambda = 0,8$ и $\lambda = 3,2$ см), предназначенной для обнаружения зон осадков с ИСЗ. При этом высота полета спутника предполагается равной 700 км при периоде обращения вокруг Земли около 90 мин. и скорости на орбите примерно 8 км/сек.

Определение угловой разрешающей способности θ аппаратуры следует проводить, принимая за наиболее вероятную протяженность отдельного очага осадков 10 км (табл. 1). Тогда θ составит примерно $50' - 1^{\circ}$ и соответственно диаметр антенны для $\lambda = 3,2$ см будет равен приблизительно 2 м, а для $\lambda = 0,8$ см 0,5 м. Для обеспечения беспропускного обзора поверхности Земли с 20%-ным перекрытием сектор сканирования должен составлять 94° , т. е. $\pm 47^{\circ}$, что соответствует полосе обзора примерно 1500 км. Исходя из значений угловой разрешающей способности и сектора

Таблица 4

ε	Безоблачно					
	0,9	0,7	0,48	0,9	0,7	0,38
	λ = 0,8 см			λ = 3,2 см		
T _я	261	210	155	259	203	112
Δ T _{я. обл}	—	—	—	—	—	—
Δ T _{я. ос}	—	—	—	—	—	—

ε	Облачность при W г/м ³								
	0,1			0,2			1,0		
	0,9	0,7	0,48	0,9	0,7	0,48	0,9	0,7	0,48

	λ = 0,8 см								
T _я	262	215	162	266	220	173	273	254	233
Δ T _{я. обл}	1	5	7	5	10	18	12	44	78
Δ T _{я. ос}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ε	0,9	0,7	0,38	0,9	0,7	0,38	0,9	0,7	0,38

	λ = 3,2 см								
T _я	260	203,3	113,3	260	204	116	262	208	123
Δ T _{я. обл}	1	0,3	1,3	1	1	4	3	5	11
Δ T _{я. ос}	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ε	Осадки при P мм/час (W г/м ³)								
	0,5 (0,1)			5 (0,2)			10 (1,0)		
	0,9	0,7	0,48	0,9	0,7	0,48	0,9	0,7	0,48

	λ = 0,8 см								
T _я	262	218	170	275	259	243	278	274	247
Δ T _{я. обл}	1	8	15	14	49	88	17	64	92
Δ T _{я. ос}	0	3	8	9	39	70	5	20	14
ε	0,9	0,7	0,38	0,9	0,7	0,38	0,9	0,7	0,38

	λ = 3,2 см								
T _я	260,2	205	115	260,4	207	122	264	215	139
Δ T _{я. обл}	1,2	2	3	1,4	4	10	5	12	27
Δ T _{я. ос}	0,2	1,7	1,7	0,4	3	6	2	7	16

сканирования для беспрерывного обзора скорость сканирования должна составлять 63 град/сек. и, следовательно, постоянная времени аппаратуры τ будет порядка $1-2 \cdot 10^{-3}$ сек.

На основании рассчитанных минимальных значений $\Delta T_{н.ос}$ при полученной постоянной времени необходимо иметь чувствительность аппаратуры $\sqrt{\delta T^2}$ не менее 1°K для $\lambda=0,8$ см и $0,1^\circ\text{K}$ для $\lambda=3,2$ см. Такая чувствительность реально осуществима в настоящее время.

Таким образом, основные параметры аппаратуры могут быть представлены в табл. 5.

Таблица 5

λ см	$\sqrt{\delta T^2}$ °K при $\tau = 1$ сек.	τ сек.	θ сек.	Сектор сканирования, град.	Скорость сканирования, град/сек.
0,8	0,2	$1-2 \cdot 10^{-3}$	1	94	63
3,2	0,02	$1-2 \cdot 10^{-3}$	1	94	63

Сравнивая результаты расчетов для $\lambda=0,8$ см и $\lambda=3,2$ см (табл. 4), следует отметить, что на длине волны $\lambda=0,8$ см при увеличении интенсивности осадков радиояркий контраст убывает. При большой интенсивности осадков наступает «насыщение» и радиояркая температура достигает физической температуры атмосферы. Но расчеты радиоярких температур были проведены для идеального случая, когда коэффициент заполнения диаграммы направленности антенны осадками равен единице, т. е. для осадков с очагом протяженности не менее 10 км. На самом же деле при большей интенсивности осадков протяженность очагов может быть менее 10 км (табл. 1), т. е. коэффициент заполнения будет меньше единицы и, следовательно, возможен рост радиояркого контраста осадков.

Однако только по данным в канале $\lambda=0,8$ см весьма трудно судить о градациях интенсивности осадков, поскольку абсолютные значения радиояркой температуры для различных типов подстилающей поверхности близки между собой. Поэтому, для того чтобы иметь возможность оценить вид подстилающей поверхности, целесообразно привлекать данные о радиоизлучении осадков на более длинных волнах ($\lambda=3,2$ см), где, как видно из табл. 4, отчетливо проявляются границы вода — суша. Кроме того, этот канал может быть использован для получения другой полезной метеорологической информации, например данных о границе и сплошности ледового покрова, температуры океана и т. д. Если же ограничиться созданием одноканальной сканирующей аппаратуры, то целесообразнее использовать для измерения осадков канал 0,8 см, поскольку наибольшие значения с точки зрения вклада в суммы осадков имеют осадки малой интенсивности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г., Черняк М. М. Радиоизлучение облаков и осадков. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
2. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей Северо-Западного района Европейской территории СССР и их зависимости от площади распространения. Труды ГГИ, вып. 1(55), 1947.
3. Ромов А. И. О мезоструктуре фронтальных осадков. Метеорология и гидрология, № 6, 1965.
4. Дубровина Л. С. Некоторые характеристики водности облаков над территорией СССР. Труды НИИАК, вып. 44, 1967.
5. Боровиков А. М., Гайворонский И. И., Зак Е. Г., Костарев В. В., Мазин И. П., Минервин В. Е., Хргиан А. Х., Шмелер С. М. Физика облаков. Гидрометеиздат, 1961.
6. Матвеев Л. Т., Кожарин В. С. Роль турбулентного перемешивания в формировании структуры слоистообразных облаков. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 11, 1956.
7. Лебедев А. Н. Климат СССР, вып. I (Европейская территория СССР). Гидрометеиздат, Л., 1958.
8. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. Труды ГГО, вып. 222, 1968.
9. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Некоторые результаты измерения радиоизлучения осадков. См. наст. сборник.
10. Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микрорадиоволн в осадках. Труды ГГО, вып. 222, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Методика лабораторных измерений излучательных свойств в сантиметровом диапазоне	3
Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Измерение коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой пеной и органическими пленками	9
Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Некоторые результаты лабораторных измерений коэффициентов излучения естественных поверхностей	14
Щукин Г. Г. Радиоизлучение естественных поверхностей суши	18
Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Излучение взволнованной поверхности моря в сантиметровом диапазоне	24
Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Самолетные измерения радиоизлучения взволнованной поверхности моря	34
Шифрин К. С., Мамырина Л. П. Влияние стратификации атмосферы на уходящее излучение в полосе поглощения O_2	40
Рабинович Ю. И., Сальман Е. М., Шифрин К. С., Щукин Г. Г. О возможности определения интенсивности жидких осадков по собственному тепловому радиоизлучению	57
Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Некоторые результаты измерения радиоизлучения осадков	63
Алибегова Ж. Д., Щукин Г. Г. Обнаружение зон осадков с ИСЗ по микроволновому излучению	72

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 291

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОТЕПЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Редактор Л. В. Царькова
Технический редактор Л. М. Шишкова
Корректоры: Т. В. Алексеева, Л. И. Хромова

Слано в набор 20/IV 1971 г. Подписано к печати 16/III 1972 г. М-08088. Вумага 60×90/16, типографская № 1. Печ. л. 5,25. Уч.-изд. л. 5,21. Тираж 600 экз. Индекс МЛ-61. Заказ 930. Цена 36 коп.

Гидрометеоздат, Ленинград, Б-53, 2-я линия, д. 23

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР
Сортавала, Карельская, 42