

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

371

ДИСТАНЦИОННОЕ
ЗОНДИРОВАНИЕ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Под редакцией
д-ра техн. наук В. Д. СТЕПАНЕНКО
канд. физ.-мат. наук Ю. И. РАБИНОВИЧА



Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 185/63 Малосолтинский пр., 93

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1976

В сборнике содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований радиотеплового излучения подстилающей поверхности и атмосферы в сантиметровой и миллиметровой областях спектра. Рассматриваются вопросы дистанционного микроволнового зондирования с целью определения влажности и других характеристик поверхности суши, влагозапасов облачности и осадков, вертикального профиля температуры и давления. Приводится описание комплекса самолетной микроволновой аппаратуры повышенной чувствительности для дистанционного зондирования.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, инженеров и аспирантов, специализирующихся в области физики атмосферы, радиофизики и радиотехники.

This collection of papers gives the results of theoretical and experimental studies of radio — thermal emission from the underlying surface and atmosphere in the centimeter and millimeter wavelength region. The problems of microwave remote sensing are considered in order to determine the moisture content and other characteristics of the soil surface, the liquid-water content of cloudiness and precipitation, as well as the vertical profile of temperature and pressure. The description of the airborne microwave instruments of heightened sensitivity for remote sensing is given.

The collection of papers is meant for scientific workers, engineers and post — graduates specializing in the atmospheric physics, radio — physics, radio engineering.

*К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович,
Е. М. Шульгина*

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ И ЗАПАСОВ ПРОДУКТИВНОЙ ВЛАГИ В ПОЧВЕ ПО МИКРОВОЛНОВОМУ ИЗЛУЧЕНИЮ

За последние годы благодаря интенсификации сельского хозяйства урожайность различных сельскохозяйственных культур повсеместно на территории Советского Союза значительно возросла. Так, средний урожай озимой пшеницы в центральных и северо-западных районах составляет около 25 ц с гектара. Однако за счет влияния метеорологических условий колебания урожайности сельскохозяйственных культур от года к году еще очень велики. Огромные территории плодороднейших черноземных почв расположены в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения. Поэтому существенное значение имеет прогноз урожайности основных сельскохозяйственных культур по всей территории СССР. Основную роль в формировании урожая играют запасы продуктивной влаги в почве, т. е. то количество влаги, которое содержится в метровом слое почвы и может быть усвоено растениями. Агрометеорологические прогнозы урожайности основываются на информации о запасах продуктивной влаги в почве, получаемой на сети гидрометеорологических станций. Почти 3000 станций ведут наблюдения за содержанием продуктивной влаги в почве и фазами развития основных сельскохозяйственных культур [1].

Важное практическое значение имеют сведения о запасах влаги в почве, накопившейся к началу весны. Эта влага для районов недостаточного увлажнения — основной фактор, определяющий рост и развитие сельскохозяйственных культур. Запасы продуктивной влаги, составляющие менее 100 мм, для средних и тяжелых почв считаются плохими и даже при нормальном выпадении осадков в течение вегетационного периода не обеспечивают получения высоких урожаев. Высокий урожай может быть получен при запасах влаги, превышающих 150—200 мм.

Из сказанного ясно, какое большое значение имеет для прогноза урожая определение запасов продуктивной влаги в почве.

Создание обширной сети агрометеорологических станций, если учитывать огромный размер обрабатываемых земель на территории СССР, представляет значительные трудности и требует привлечения больших материальных и людских ресурсов. Поэтому существенное значение имеет разработка спутниковых дистанционных методов определения влагозапасов в почве. Одним из возможных методов дистанционной индикации характеристик почвы является определение ее излучательных свойств в сантиметровом диапазоне. Радиотепловое излучение почвы в этом диапазоне связано с ее диэлектрическими характеристиками, которые в свою очередь существенно зависят от температуры и влажности почвы [2]. Рассмотрим основные соотношения, связывающие уходящее радиоизлучение с параметрами, описывающими состояние почвы.

Интенсивность ($T_{\text{я}}$) радиотеплового излучения вертикально-неоднородной среды, какою является почва при условии переменных профилей влажности и температуры, может быть представлена следующим образом [3]:

$$T_{\text{я}} = \sum \int_0^{\infty} T(z) \tilde{\alpha}(z) \frac{\tilde{n}_2(z)}{\tilde{n}_2(0)} \exp \left[- \int_0^z \tilde{\alpha}(z') dz' \right] dz; \quad (1)$$

$$\Sigma = 1 - |R(\theta)|^2. \quad (2)$$

Здесь $R(\theta)$ — френелевские коэффициенты отражения на границе воздух — почва

$$|R(\theta)|^2 = \frac{(\gamma_1 - \gamma_2)^2 + (\delta_1 - \delta_2)^2}{(\gamma_1 + \gamma_2)^2 + (\delta_1 + \delta_2)^2},$$

где для вертикальной поляризации

$$\delta_k = \frac{\tilde{n}_k(0) \varepsilon_k''(0) - \tilde{x}_k(0) \varepsilon_k'(0)}{\varepsilon_k'^2(0) + \varepsilon_k''^2(0)};$$

$$\gamma_k = \frac{\tilde{n}_k(0) \varepsilon_k'(0) + \tilde{x}_k(0) \varepsilon_k''(0)}{\varepsilon_k'^2(0) + \varepsilon_k''^2(0)}$$

$$(k = 1, 2),$$

а для горизонтальной поляризации

$$\delta_k = \frac{\tilde{x}_k(0)}{\tilde{n}_k^2(0) + \tilde{x}_k^2(0)};$$

$$\gamma_k = \frac{\tilde{n}_k(0)}{\tilde{n}_k^2(0) + \tilde{x}_k^2(0)}$$

$$(k = 1, 2);$$

$$\tilde{\alpha}(z) = \frac{4\pi \tilde{x}(z)}{\lambda}.$$

В этих формулах

$$\tilde{n}_k = \sqrt{\frac{\epsilon'_k - \sin^2 \theta}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{\epsilon_k''^2}{(\epsilon'_k - \sin^2 \theta)^2}} + 1 \right)};$$

$$\tilde{\kappa}_k = \sqrt{\frac{\epsilon'_k - \sin^2 \theta}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{\epsilon_k''^2}{(\epsilon'_k - \sin^2 \theta)^2}} - 1 \right)};$$

($k = 1, 2$),

$T(z)$ — температурный профиль почвы; $\epsilon'_k, \epsilon''_k$ — действительная и мнимая части диэлектрических постоянных сред воздух (1) и почва (2) соответственно; λ — длина волны излучения; θ — угол визирования относительно вертикали, а $\epsilon'(0), \epsilon''(0), \tilde{n}(0), \tilde{\kappa}(0), \tilde{n}(0), n(0)$ определяют граничные значения соответствующих переменных.

Заметим, что формула (1) справедлива при условии слабой неоднородности излучающих сред, для которых справедливо условие

$$\left| \frac{d\tilde{n}(z)}{dz} \right| \ll \frac{\pi}{\lambda} \tilde{n}^2(z). \quad (3)$$

Предварительные расчеты, проведенные по формуле (1) для слоистой модели, показали, что при всех реальных влажностях почвы основной вклад в радиояркую температуру дают верхние слои. Так, при поверхностной влажности 30% вклад слоя 0—2 см составляет 71% суммарной радиояркой температуры на волне 18 см, слоя 2—5 см — 25% и слоя 5—10 см — 4%. При поверхностной влажности 5% и влажности нижележащих слоев, не превышающей 10% (пересушенная почва — влажность меньше коэффициента завядания), 73% суммарного излучения поступает от верхнего слоя толщиной 20 см. Для профилей влажности, типичных для весенних условий района целинных земель (пересушенный верхний слой 0—2 см — 2—3% влажности и влажные нижележащие слои — 20—30%), 80—90% излучения поступает от верхнего слоя толщиной 5—10 см. Естественно, что коротковолновые каналы дают информацию лишь о поверхностной влажности.

Таким образом, эти расчеты показали, что непосредственно по данным измерения радиоизлучения не представляется возможным определить влажность в метровом или в крайнем случае в полуметровом слое, знание которой необходимо для агрогидрологических расчетов запасов продуктивной влаги. Одним из возможных путей решения этой проблемы является установление корреляционных связей между значениями влажности поверхностных слоев почвы различной толщины, определяемых по радиоизлучению на нескольких длинах волн, и профилем влажности в интересующем нас слое. С этой целью рассмотрим основные агрогидрологические характеристики почвы.

Основным параметром, характеризующим влагосодержание в почве, с точки зрения агрометеорологии является запас продуктивной влаги. Эта величина определяется следующим соотношением:

$$v = 0,1(w - q) \cdot d \cdot z, \quad (4)$$

где w — влажность почвы, %; q — коэффициент завядания, %; d — объемный вес почвы, г/см³; z — толщина слоя почвы, см.

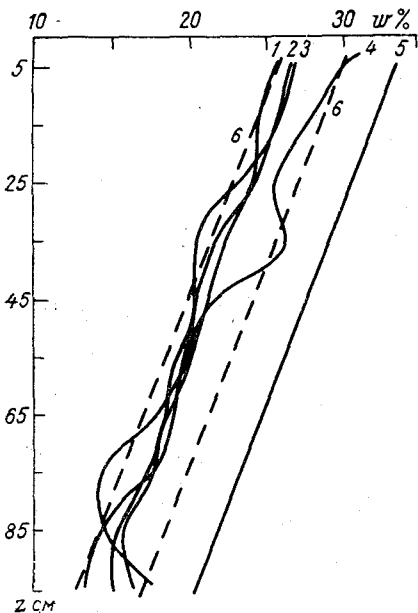


Рис. 1. Профили влажности почвы (1—4), полученные на метеостанции Шортанды в апреле 1975 г., а также средний профиль наименьшей полевой влагоемкости для чернозема (5) и вспомогательные профили (6).

Значения w и q для каждого типа почв определяются заранее [4] и приводятся в справочниках по агрогидрологическим свойствам почвы. Обычно интерес для агрометеорологических целей представляет запас продуктивной влаги в метровом слое почвы. Однако выше было показано, что при микроволновых измерениях можно определить влажность только поверхностного слоя почвы, который формирует основную часть излучения. Таким образом, для решения поставленной задачи необходимо найти связь между влажностью поверхностного слоя почвы и профилем влажности в метровом слое. Для почв, уровень грунтовых вод которых расположен на достаточной глубине, ниже 1 м, должна существовать корреляция между профилем наименьшей полевой влагоемкости и профилем влажности (наименьшей полевой влагоемкостью называется количество влаги, которое находится в почве в подвешенном состоянии, когда сила тяжести полностью уравновешена силами поверхностного натяжения и внутреннего трения).

Анализ реальных профилей влажности, полученных в весенний период по данным агрометстанций Северного Казахстана, подтвердил сделанное предположение о том, что характер изменения влажности с глубиной соответствует среднему профилю наименьшей полевой влагоемкости для данного типа почвы. Это, разумеется, справедливо только для равновесных условий, когда не происходит смачивания поверхностного слоя почвы за счет орошения или выпадения осадков. Подчеркнем, что наименьшая полевая вла-

гоемкость есть постоянная агрогидрологическая характеристика данного типа почвы. Методика определения наименьшей полевой влагоемкости изложена в [5].

На рис. 1 приведены профили влажности, полученные на метеостанции Шортанды в апреле 1975 г., средний профиль наименьшей полевой влагоемкости для чернозема, рассчитанный по данным станций Казахстана, и вспомогательные профили наименьшей полевой влагоемкости, восстановленные по влажности на глубине 5 см.

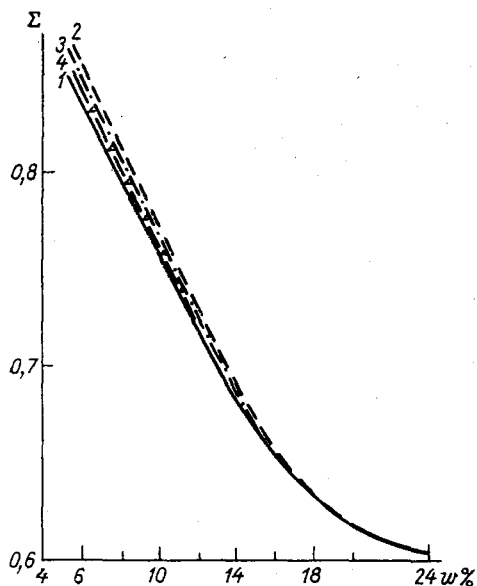


Рис. 2. Зависимость излучательной способности глины (1), чернозема (2), легкого суглинка (3) и песка (4) от влажности на длине волны $\lambda=2$ см; угол визирования $\theta=0^\circ$.

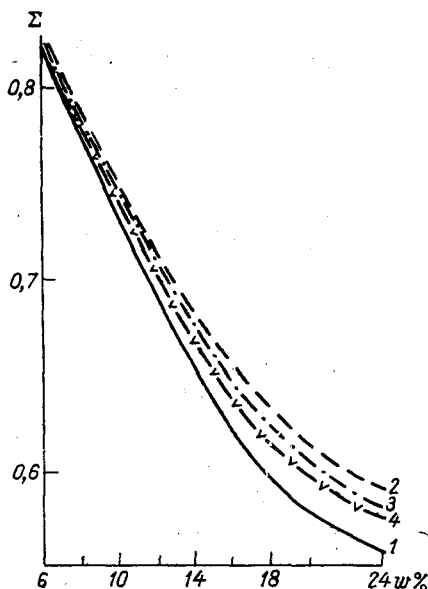


Рис. 3. Зависимость излучательной способности глины (1), чернозема (2), легкого суглинка (3) и песка (4) от влажности на длине волны $\lambda=18$ см; угол визирования $\theta=0^\circ$.

Расчеты влагозапасов почвы в слое 100 см, проведенные по 50 реальным профилям влажности почвы, показали, что средняя относительная ошибка при расчетах с использованием вспомогательного профиля наименьшей полевой влагоемкости, соответствующего реальному профилю, равна 13%, максимальная не превышает 35%. Такая точность вполне удовлетворительна для получения оперативных данных по влагозапасам почвы.

Таким образом, для дистанционной оценки влагозапасов почвы на большой территории необходимы сведения о влажности поверхностного слоя и данные о типе почв.

Влажность поверхностного слоя почвы по данным микроволновых измерений определяется с помощью зависимости излучатель-

ных способностей от влажности, для расчета которых по (2) необходимо знать диэлектрические константы каждого типа почв. В [6] имеются данные о диэлектрических константах песка и глины в широком диапазоне микроволнового спектра. Каждый вид грунта может быть представлен в виде соотношения весов песка и глины [4]. Пользуясь этим соотношением, можно получить диэлектрические константы основных типов почв (легких, тяжелых суглинков и чернозема), которые будут впоследствии использованы при экспериментальной проверке методики.

При проведении соответствующих расчетов диэлектрических констант мы воспользовались следующими формулами для действительной части диэлектрической константы ϵ' [7] и проводимости σ [8] гетерогенных систем:

$$\epsilon' = \frac{(3f_1 - 1) \cdot \epsilon'_1 + (3f_2 - 1) \cdot \epsilon'_2}{4} + \sqrt{\frac{[(3f_1 - 1) \cdot \epsilon'_1 + (3f_2 - 1) \cdot \epsilon'_2]^2}{16} + \frac{\epsilon'_1 \cdot \epsilon'_2}{2}};$$

$$\frac{\sigma - \sigma_2}{\sigma - \sigma_1} = \left(\frac{\sigma}{\sigma_1} \right)^{1/3} (1 - f_2),$$

где f_k — объемная доля компоненты с действительной частью диэлектрической константы ϵ'_k и проводимостью σ_k . Результаты расчетов излучательных способностей различных типов грунтов в зависимости от влажности для длин волн 2 и 18 см приведены на рис. 2 и 3.

Экспериментальная проверка изложенных выше теоретических предположений была произведена во время комплексной экспедиции, посвященной разработке методов и опытному определению запасов продуктивной влаги в почве. Экспедиция проводилась в Северном Казахстане, в отдельных районах Кокчетавской, Целиноградской и Карагандинской областей в апреле 1975 г.

В настоящей статье будет рассмотрен только один аспект использования результатов эксперимента — опытная оперативная обработка данных самолетных многоканальных измерений радионизлучения для определения запасов продуктивной влаги в почве. В эксперименте использовались микроволновые радиометры, размещенные на летающей лаборатории Ил-18 Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и работающие на длинах волн 0,8, 2 и 18 см. Первый радиометр был разработан под руководством С. Т. Егорова [9], а два последних — под руководством В. С. Эткина в ИКИ АН СССР [10]. Самолетные измерения проводились в течение трех дней каждой декады апреля, что позволило охватить за каждый цикл всю территорию исследуемого района размером 270×540 км. Результаты измерений радионизлучения использовались для получения поверхностной влажности ($\lambda=0,8$ и 2 см) и влажности в слое 5—10 см ($\lambda=18$ см). Они осреднялись по минутным интервалам, что дало возможность за 15 летних часов получить достаточную информацию по всей территории района. В качестве примера на рис. 4 приведена карта распределения запасов продуктивной влаги в почве на территории

района, полученная по данным самолетных измерений во второй декаде апреля. В прямоугольниках помещены ее осредненные значения для различных поверхностей (пашня, стерня, целина и т. д.) по данным наблюдений наземной агрометеорологической сети.

Анализируя результаты интерпретации самолетных микроволновых измерений, необходимо отметить прежде всего, что сама характеристика почвы — запас продуктивной влаги, подвержена значительным колебаниям даже для одного географического пункта. Это связано с большими вариациями коэффициента завядания, который входит в уравнение (4). Разность между относительной влажностью и коэффициентом завядания, стоящая в скобках этого уравнения, представляет собой разность величин одного порядка,

Таблица 1

Подстилающая поверхность	Запас продуктивной влаги в слое 0—100 см, мм
Стерня	12
Зябь безотвальная	136
Трава	76
Влагообменный участок . . .	50

поэтому вариации коэффициента завядания вызывают очень большие изменения запасов продуктивной влаги. По-видимому, в дальнейшем для характеристики пространственного распределения влажности почвы целесообразнее с учетом разрешающей способности метода использовать не запасы продуктивной влаги, а полный влагозапас в метровом слое. Сказанное хорошо иллюстрируют данные табл. 1, в которой приведены фактические запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы по наблюдениям Сельскохозяйственной опытной станции Караганды за 7 апреля 1975 г.

При расчете запасов продуктивной влаги по микроволновым измерениям использовались осредненные значения коэффициентов завядания, полученные для преобладающего типа почв каждого участка исследуемого района. Естественно, это может приводить к заметным расхождениям между нашими измерениями и данными наземной агрометеорологической сети.

Вторым обстоятельством, влияющим на точность дистанционных измерений запасов продуктивной влаги, является пространственное осреднение результатов измерений. Неоднородность подстилающей поверхности, в первую очередь наличие водоемов и участков, покрытых лесом и кустарником, может приводить к завышению влагозапаса и его занижению соответственно.

Несмотря на имеющиеся трудности, в целом сопоставление дистанционных методов с прямыми контактными измерениями влагозапасов дает хорошее соответствие. На рис 4 наиболее сухие районы, где запасы влаги не превышают 50% наименьшей полевой

влажностности, локализованы в южной части района, на юге Карагандинской области. На территории Целиноградской и Кокчетавской областей влагозапасы значительно выше как по дистанционным данным, так и по данным наземных станций.

Первый опыт оперативного определения запасов продуктивной влаги в почве показал принципиальную возможность внедрения этих методов в агрометеорологическую практику. Анализ результатов комплексной экспедиции, которая включала также микроволновые измерения на других длинах волн, ИК съемку, аэрофото-съемку и наземные агрофизические измерения характеристик почвы, позволит уточнить методику и оценить количественно точность дистанционных измерений влагозапасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уланова Е. С. Как составляются прогнозы урожая?—«Человек и стихия». Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 56.
2. Кондратьев К. Я. и др. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды. Обзор. Обнинск, изд. ИЦ, 1975. 110 с.
3. Шульгина Е. М. Радиоизлучение вертикально неоднородной среды.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 331, с. 64.
4. Карбышева А. Д. Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР. Алма-Ата, 1964.
5. Руководство по определению агрогидрологических свойств почв на гидрометстанциях. М., Гидрометеиздат, 1964.
6. Лещанский Ю. И., Лебедева Г. Н., Шумилин В. Д. Электрические параметры песчаного и глинистого грунта в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн.—«Изв. ВУЗов, Радиофизика», 1971, т. XIV, № 4.
7. Оделевский В. И. Расчет обобщенной проводимости гетерогенных систем.—ЖТФ, 1951, 21, вып. 6.
8. Bruggeman D. A. G. Berechnung verschiedener physikalischer konstanten von heterogenen substanzen, Ann. Physik, 1935, vol. 24, pp. 636—679.
9. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты.—М., Наука, 1974.
10. Амирханян В. Р. и др. Комплекс самолетной микроволновой радиометрической аппаратуры повышенной чувствительности для дистанционного зондирования подстилающих поверхностей.—См. наст. сборник, с. 134—143.

В. В. Мелентьев, Ю. И. Рабинович

ИЗЛУЧАТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ

Лабораторные измерения. Измерения коэффициентов излучения различных поверхностей, почв, покровов в лабораторных условиях выполнялось по методике, разработанной в ГГО [1]. Методика лабораторных измерений предполагает проведение двух измерений радиояростной температуры ($T_{я}$) замкнутой полости, в которой размещен образец исследуемой поверхности. Первое измерение излучения исследуемого образца производится по излучению модели нагретого абсолютно черного тела (а.ч.т.), которое размещается над образцом. Второе измерение излучательных свойств образца производится при размещении над образцом абсолютного отражателя (а.о.)

Излучательная способность образца исследуемой поверхности определяется в итоге по этим двум независимым измерениям радиояростной температуры полости:

$$\Sigma = 1 - \frac{T_{я1} - T_{я2}}{(\Sigma_{к1} T_{к1} - \Sigma_{к2} T_{к2}) + (1 - \Sigma_{к1}) T_{я1} - (1 - \Sigma_{к2}) T_{я2}}, \quad (1)$$

где $T_{я1}$, $T_{я2}$ — измеренные радиояростные температуры полости для случаев, когда верхней плоскостью являются модели а.ч.т. и а. о. соответственно, $\Sigma_{к}$ — излучательная способность верхней крышки, $T_{к}$ — ее термодинамическая температура.

Измерения радиозлучения различных подстилающих поверхностей по указанной методике производились в течение нескольких лет. Некоторые результаты этих измерений опубликованы в [2 и 3].

В настоящей статье приводятся результаты лабораторных многоканальных измерений, выполненных в последние годы в различные сезоны. Измеренные излучательные способности различных естественных поверхностей на длинах волн 3,2 и 1,6 см сведены в табл. 1. Измерения производились усовершенствованной измерительной установкой с высокотемпературной моделью а.ч.т.,

Таблица 1

Поверхность	Краткое описание	Длина волны, см	Коэффициент излучения	Температура воздуха, °С
Почва (образец)	Толщина слоя 20 см, влажность почвы 6,4%	3,2	0,947	21
	Образец смочен, влажность почвы 19,5%	3,2	0,919	20
	Влажность почвы на поверхности 21%, на глубине 20 см 20,1%	3,2	0,923	23
	Образец смочен дополнительно, влажность почвы на поверхности 34,6%, на глубине 20 см 17,5%	3,2	0,668	22,5
Почва мерзлая (образец)	21/III 1974 г. Температура почвы —0,4°С, влажность почвы 13,9%	3,2	0,923	1,2
Почва оттаявшая (образец)	11/IV 1974 г. Температура почвы +0,4°С, влажность почвы 14%	3,2	0,892	0
Снежный покров	21/III 1974 г. Снег на почве, толщина слоя снега 20—30 см, плотность снега 0,408 г/см³	3,2	0,956	1,2
Мерзлый грунт	21/III 1974 г. Натурные измерения, толщина слоя 11—12 см (мерзлого), влажность грунта у поверхности 45,6%, почва покрыта травой	3,2	0,941	0,4
Почва, частично оттаявшая (натурные измерения)	11/IV 1974 г. Толщина мерзлого слоя 6 см, влажность почвы у поверхности 32,5%	3,2	0,927	0,4
Торф	16/IX 1974 г. Влажность 114% . .	3,2	0,943	18
	3/X 1974 г. Влажность 159% . .	3,2	0,918	15
Глина	16/IX 1974 г. Влажность глины 9%	3,2	0,902	15
Нефть на воде	Слой сырой нефти; толщина слоя, мм:			
	2		0,493	
	3	3,2	0,507	16
	4		0,593	
	5		0,623	
	Старая нефть на воде, толщина слоя 4 мм	3,2	0,622	
Фанера	Толщина листа 8 мм, лист, покрытый алюминиевой краской (один слой)	3,2	0,829	21
		3,2	0,728	23

Поверхность	Краткое описание	Длина волны, см	Коэффициент излучения	Температура воздуха, °С
Сухой бетон	Плита сплошная толщиной 20 см	1,6	0,868	18
Мокрый бетон	Плита смочена	1,6	0,686	18
	11/IV 1974 г, Снег очищен . . .	3,2	0,669	0
Бетон, покрытый снегом	11/IV 1974 г. Толщина снега 8—10 см, плита сплошная толщиной 20 см	3,2	0,906	0
Пластины, магнитоэлектрические, ХВ-2-4		3,2	0,948	0
Асфальт	Шоссейная дорога	3,2	0,974	15

излучательная способность которой была существенно повышена, особенно на длинах волн короче 3,0 см.

Были исследованы коэффициенты излучения песка и почвы с различной влажностью; мерзлого и оттаявшего грунта; почвы, покрытой снегом; почвы после снятия снежного покрова; сухого и влажного травяного покрова; торфа; глины; асфальта; сухого и мокрого бетона; бетона, покрытого снежным покровом; фанеры, чистой и покрытой слоем алюминиевой краски.

В те же сроки производились калибровочные измерения излучательной способности водной поверхности на различных длинах волн и магнитодиэлектрических пластин. Результаты таких калибровок также приводятся в таблице.

Большой интерес представляет исследование зависимости радиоизлучения почвы от ее влажности в связи с проводимыми самолетными экспериментами по определению влажности и влагозапасов почвы средствами пассивной радиотеплолокации. Некоторые аспекты этой проблемы были изложены в [4]. Нами были выполнены измерения излучательной способности песка и супесчаной почвы в зависимости от влажности. Исследованиям подвергались образцы грунтов толщиной 25—30 см. Увлажнение грунта производилось поливом поверхности образца. Забор проб осуществлялся методом режущего цилиндра как с поверхности, так и с глубинных слоев образца. Влажность почвы определялась весовым способом в процентах веса влаги от веса высушенного образца почвы.

При смачивании грунта указанным способом в слое толщиной 25 см создается некоторый профиль влажности. При сильном увлажнении образца может произойти подпор влаги в нижнем слое.

На рис. 1 приводятся полученные нами зависимости излучательной способности песка и почвы на длине волны 3,2 см от их влажности. Измерения подтвердили значительное уменьшение

собственного излучения песка и почвы при изменении поверхностной влажности грунта, что в свою очередь указывает на возможность микроволновой дистанционной индикации влажности почвы. В то же время наши измерения показали, что зависимости излучения от влажности для песка и почвы имеют различный характер. Для образца супесчаной почвы наиболее сильная зависимость излучения от влажности обнаруживается при влажности почвы выше 20%. Такой характер изменения излучательной способности почвы аналогичен характеру изменений, полученных по результатам измерений радиоизлучения песка и глины на длине волны 1,55 см, выполненных в [5].

На рис. 1 также приводятся рассчитанные нами по диэлектрическим константам, заимствованным из [6], зависимости излучательной способности песка и глины от влажности. Вид рассчитанной зависимости хорошо согласуется с нашими измерениями излучательной способности речного песка различной влажности. Однако, по данным измерений, оказалось, что зависимость радиоизлучения песка от влажности выражена более сильно и отличается от такой зависимости супесчаной почвы при ее искусственном увлажнении.

Полученные результаты требуют дополнительной экспериментальной проверки. По-видимому, эти различия связаны с тем, что поверхностная влажность грунта не полностью характеризует его агрогидрологические свойства, а процессы увлажнения речного песка и супесчаной почвы различны. Это обстоятельство дает основание сделать вывод о том, что исследования зависимости радиоизлучения грунтов от влажности при искусственном увлажнении поверхности следует проводить в натуральных условиях на открытом грунте. На рис. 1, кроме того, приводятся значения излучательной способности глины на длине волны 3,2 см по данным одной серии измерений для одной влажности образца. Следует отметить, что для одной и той же влажности излучение глины оказывается выше, чем песка, что соответствует расчетам [5]. Вместе с тем результаты выполненных измерений указывают на большое различие в излучательных характеристиках песка и почвы. Различия в связях излучательных свойств грунта с влажностью, помимо указанных причин, могут возникать из-за способа отбора

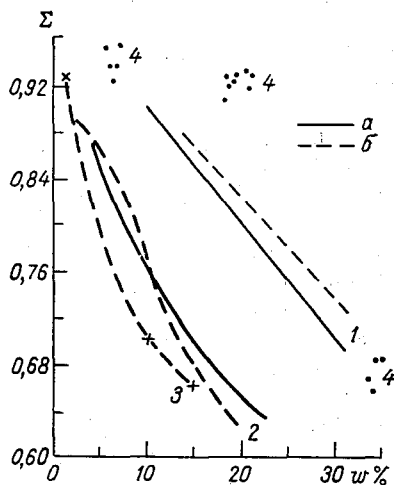


Рис. 1. Зависимость излучательной способности от влажности грунта.

а — песок, б — глина; 1 — теоретические данные, полученные в работе [5], 2 — расчеты по данным работы [6], 3 — данные измерений речного песка, приведенные в [4], 4 — данные измерений супесчаной почвы.

проб грунта на влажность. При искусственном поливе грунта существует различие в увлажнении грунта на поверхности и глубине. При проведении подобных измерений следует обращать особое внимание на подготовку поверхности к эксперименту, на выдержку после полива.

Большие работы были выполнены по изучению радиоизлучения снежного покрова, мерзлого грунта и оттаявшей почвы. Образец почвы, с которым производились исследования влажности почвы, описанный выше, сохранялся в специальной ванне, а затем весной был подвергнут замораживанию — ванна с образцом простояла несколько ночей на открытом воздухе и подвергалась воздействию низких температур (температура воздуха в момент проведения измерений была $1,2^{\circ}\text{C}$, температура поверхностного слоя образца почвы составляла $-0,4^{\circ}\text{C}$). Излучательная способность образца на длине волны 3,2 см составляла 0,923. Эксперимент проводился в марте. В апреле эти измерения были проверены. За это время образец оттаял, а суммарная влажность образца, определенная весовым способом, практически не изменилась. Температура почвы составила $0,4^{\circ}\text{C}$, температура воздуха в день измерений была около 0°C .

Следует отметить, что температура воздуха перед понижением до 0°C составляла $8-10^{\circ}\text{C}$, что способствовало оттаиванию почвы. Образец почвы, помещенный в ванну, полностью оттаял. Излучательная способность почвы при этом понизилась до 0,892. Это подтверждает результаты теоретических расчетов и связано с изменением диэлектрических констант воды при ее замерзании.

В марте проводились измерения излучательной способности снежного покрова на почве и почвы в натуральных условиях. Излучательная способность снежного покрова плотностью $0,408 \text{ г/см}^3$ на длине волны 3,2 см оказалась 0,956 (снег плотный с корочкой наста, претерпевший многократный весенний переход от таяния к образованию наста). По данным наших измерений излучательных свойств весеннего снежного покрова (плотностью $0,58 \text{ г/см}^3$), выполненных ранее [3], $\epsilon=0,944$.

После снятия снежного покрова излучательная способность мерзлой почвы (толщина мерзлого слоя 11—12 см) несколько уменьшилась и составила 0,941, т. е. оказалась близкой к излучательной способности относительно сухой почвы (рис. 1).

В апреле измерения излучательных свойств почвы в натуральных условиях были повторены. Почва за это время частично оттаяла, толщина поверхностного мерзлого слоя составила 6 см. В ночь с 10 на 11 апреля прошел снег, излучательная способность частично оттаявшей почвы, после снятия слоя свежевыпавшего снега, составила 0,927. Температура воздуха во время проведения измерений была несколько выше 0°C .

Излучательная способность почвы в натуральных условиях (слой снега снят, дерн на поверхности почвы, толщина замерзшего слоя почвы 11 см) оказалась равной 0,941. Слой снега на поверхности увеличивает излучательную способность почвы на длине волны

3,2 см до 0,956. Эти измерения дают надежду на возможность дистанционной индикации снежного покрова.

Выполненные измерения показали уменьшение излучательной способности частично оттаявшей почвы, покрытой дерном, что также, по-видимому, позволяет производить оценки глубины слоя промерзания реальных почв. Полностью оттаявший образец почвы со снятой растительностью на длине волны 3,2 см имеет много меньшую излучательную способность, равную 0,892, так что при существующих точностях современной теплолокационной аппаратуры оказывается возможным определить геоморфологические характеристики почвы.

В тот же период были выполнены измерения на длине волны 3,2 см излучательных свойств бетона, покрытого слоем снега, и сырого бетона после снятия снега. Излучательная способность бетонной плиты составила 0,906 и 0,669 соответственно. По нашим измерениям [3], излучательная способность сухой бетонной плиты толщиной 20 см на длине волны 3,2 см составляет 0,836. Таким образом, снежный покров толщиной 8—10 см на поверхности бетона увеличивает излучательную способность поверхности.

Эксперименты, проведенные по исследованию излучательных свойств бетона, показали, что излучательная способность бетона на длине волны 1,6 см составляет 0,868, смачивание поверхности бетона приводит к уменьшению его излучательной способности на этой длине волны до 0,686. Этот эксперимент проводился по усовершенствованной методике с лабораторной установкой, на которой повышена температура и излучательная способность модели черного тела.

Натурные измерения с вышки. В 1973 г. на экспериментальной полевой базе ГГО в Воейково был организован полигон для измерений радиоизлучения естественных покровов. Многоканальная радиометрическая аппаратура была размещена на специальной платформе, установленной на верхней площадке шарнирной двухсекционной вышки, имеющей максимальную высоту подъема 18 м. Каждая секция вышки имеет длину 9 м и может перемещаться в вертикальной плоскости, при этом угол наклона на фермы может изменяться от 0 до 80—85°. Базовая платформа, на которой укреплен нижняя секция (ферма) вышки, может вращаться в горизонтальной плоскости вокруг вертикальной оси на 360°. В итоге верхняя площадка с антеннами и радиометрическими приемниками шарнирной двухсекционной вышки может занимать в пространстве любое положение под любым углом и азимутом по отношению к горизонтальной плоскости, на которой установлен образец исследуемой поверхности. На верхней площадке был размещен блок радиометров с рабочими длинами волн 0,8, 1,35, 1,6, 3,2 см. В качестве антенных систем использовались рупорные и рупорно-параболические антенны. Угол визирования всех антенных систем выставлен параллельно плоскости верхней площадки. Кроме того, параболическая антенная система за счет сканирования зеркала дополнительно позволяет изменять угол визирования в пре-

делах $+55^\circ$. Регистрирующая аппаратура была отделена от измерительных блоков и размещена в передвижных домиках.

Методика измерений заключалась в следующем. Базовая платформа вышки, определяющая положение разреза, в котором производится исследование радиоизлучения поверхности, устанавливалась в направлении на исследуемую поверхность. Нижняя ферма вышки фиксировалась в положении, близком к вертикальному.

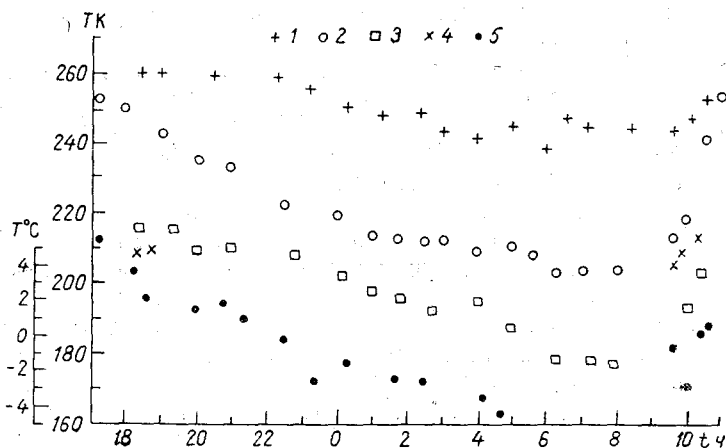


Рис. 2. Суточный ход радиояркостной температуры снежного покрова (1—4), а также температуры воздуха (5) 18—19 марта 1974 г.

1) 3,2 см, 2) 1,35 см, 3) 1,6 см, 4) 0,8 см.

Далее верхняя ферма вышки размещалась в горизонтальном положении, что позволяло соответственно принимать восходящий поток излучения подстилающей поверхности в надире, точнее в угле раскрыва антенной системы радиометра (ширина диаграммы направленности составляет для параболических антенн $2-3^\circ$, для рупорных антенн $10-15^\circ$). Измерения проводились как при фиксированном угле визирования в надир, так и под разными углами визирования.

В 1973 г. были выполнены подготовительные работы по организации работ на полигоне. Весной 1974 г. были начаты измерения радиоизлучения разных покровов на ряде длин волн микроволнового диапазона в различное время суток, которые продолжались и летом. Был определен суточный ход радиояркостных температур снежного покрова, измерены радиояркостные температуры мерзлой почвы при различных глубинах промерзания, проводились эксперименты с полностью оттаявшей почвой, а также с почвой, покрытой травой, и со снятым слоем дерна.

На рис. 2 показан суточный ход изменения радиоизлучения снежного покрова на почве на нескольких длинах волн. Толщина снежного покрова 18—20 см. Непрерывные измерения были начаты 18 марта 1974 г., проверялись в ночь с 18 на 19 марта и 19 марта около полудня эксперимент со снежным покровом был закончен. Во все время измерений наблюдались облака Си и Си 3—4 балла. 20 марта измерения были повторены. Средняя плотность снега по забору методом режущего цилиндра оказалась 18 марта равной $0,450 \text{ г/см}^3$ (18 проб), 20 марта $0,418 \text{ г/см}^3$ (10 проб), 21 марта $0,408 \text{ г/см}^3$ (10 проб).

На этом же рисунке показано изменение во времени температуры воздуха. Следует отметить, что температура воздуха в предшествующую декаду была днем выше 0°C , а ночью падала ниже 0°C , что способствовало сходу снежного покрова, интенсивному снеготаянию в дневные часы, образованию наста на поверхности снега. Кроме того, период зима—начало весны характеризовался частыми оттепелями и снегопадами, что привело к тому, что исследуемый снежный покров состоял из нескольких слоев снега и прослоек льда и наста. Измерения плотности снега также свидетельствуют о том, что наблюдаемый снежный покров достаточно плотен и спрессован, разброс плотности по краям также свидетельствует о неравномерности снеготаяния.

Измерения показали наличие суточного хода радиоизлучения снежного покрова на всех рабочих длинах волн 0,8, 1,35, 1,6 и 3,2 см. Радиояркостные температуры в дневные часы на всех длинах волн оказываются выше, чем в ночные часы, причем контраст температур день—ночь увеличивается с уменьшением длины волны.

Выполненные измерения показали также, что при переходе от отрицательных температур воздуха к положительным рост радиояркостных температур оказывается на всех длинах волн более быстрым. Особенно резкое увеличение радиояркостной температуры наблюдается после начала снеготаяния. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами многочастотных измерений радиоизлучения снежного покрова в весенний период, опубликованными в [7], по данным которых радиояркостные температуры мокрого снега превышают температуры сухого снега (ночные часы наблюдений) и контраст температур увеличивается с уменьшением длины волны. Авторы указанной работы установили связь радиояркостных температур снежного покрова на разных частотах с содержанием свободной воды в снеге. В то же время в [7]

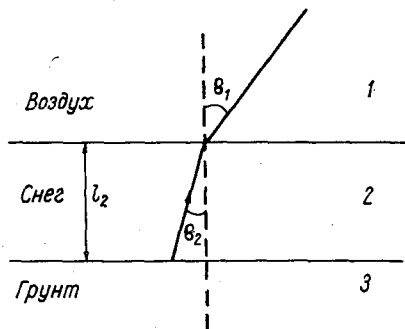


Рис. 3. Схема радиоизлучения трехслойной среды: грунт — снег — воздух.

не приводится объяснений полученному результату, который в некотором смысле противоречит общепринятым представлениям.

Для того чтобы объяснить полученный эффект, необходимо рассмотреть радиоизлучение трехслойной системы почва — снег — воздух (рис. 3). В этой системе диэлектрические постоянные $\epsilon_3 > \epsilon_2 > \epsilon_1$, а коэффициенты отражения $R_{31} \gg R_{32}$ и R_{21} . Поэтому при наложении на почву слоя снега излучение почвы через снег увеличивается, так как суммарное отражение от границ между слоями 2 и 3 и 1 и 2 меньше, чем от границ между слоями 1 и 3.

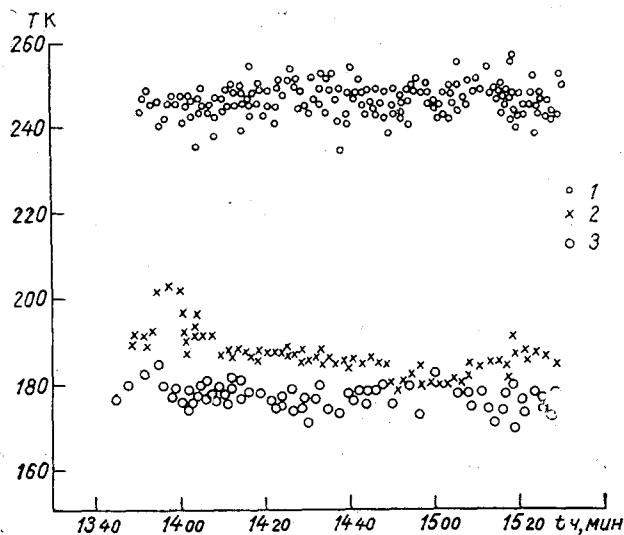


Рис. 4. Радиояркостные температуры мерзлой почвы, покрытой травой.

1) 1,35 см, 2) 0,8 см, 3) 1,6 см.

С увеличением диэлектрической константы ϵ_2 значение R_{32} уменьшается, а R_{21} возрастает. Однако уменьшение R_{32} сильнее сказывается на излучении, и интенсивность излучения почвы через снег возрастает.

На рис. 4 приводятся результаты измерения радиоизлучения мерзлой почвы, покрытой травой. Измерения проводились на том же полигоне после снятия снежного покрова 19 марта 1974 г. Толщина промерзшего слоя 11—12 см, температура воздуха $0,8^\circ\text{C}$. Оказалось, что радиояркостные температуры на всех длинах волн после снятия слоя снега уменьшаются. Это еще раз подтверждает приведенное выше объяснение радиоизлучения трехслойной среды.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что микроволновые измерения позволяют определить бесснежные и покрытые снегом территории, которые имеют одинаковую температуру.

Измерения радиоизлучения почвы были повторены в апреле. К 10 апреля 1974 г. произошел прогрев почвы, она частично оттаяла, толщина мерзлого слоя уменьшилась до 5—6 см.

На полигоне был участок почвы, который находился в тени и где толщина мерзлого слоя осталась около 10 см. Температура воздуха во время измерений была 0,7°C, облачность кучевая и высококучевая 6—7 баллов. Радиояркостные температуры мерзлой почвы ($T_{\text{почвы}}=3,2^\circ\text{C}$) оказались больше, чем у оттаявшей почвы ($T_{\text{почвы}}=0,8^\circ\text{C}$). Этот контраст составляет на длине волны 3,2 см 6—7 К, на длине 1,6 см 7—8 К.

Выполненные многоканальные температурные микроволновые измерения с использованием шарнирной двухсекционной вышки подтвердили возможность дистанционной индикации состояния поверхности почвы, возможность определения снежного покрова на почве, указали на влияние толщины мерзлого грунта на радиоизлучение, установили различие яркостных температур мерзлой и оттаявшей почвы, подтвердили различие в яркостных температурах почвы, покрытой растительным слоем, и почвы со снятым слоем дерна. Однако при проведении таких исследований необходим учет фоновое излучения атмосферы, так как контрасты в излучении поверхности могут быть сглажены за счет излучения атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Методика лабораторных измерений излучательных свойств в сантиметровом диапазоне.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 3—8.
2. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Некоторые результаты лабораторных измерений коэффициентов излучения естественных поверхностей.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 14—17.
3. V. V. Melentyev, Yu. I. Rabinovich. Emission properties of natural surfaces at microwave frequencies. Proc. 8 Intern. Symposium on remote sensing of environment. 1972, Michigan, 217—223.
4. Кондратьев К. Я. и др. Дистанционная индикация влагозапасов атмосферы и подстилающей поверхности.—«Водные ресурсы», 1973, № 2, с. 58—68.
5. Schmugge T. e. a. Remote Sensing of Soil Moisture with Microwave Radiometry. J. G. R., vol. 79, N 2, 1974, p. 317—323.
6. Лещанский Ю. И., Лебедева Г. Н., Шумилин В. Д. Электрические параметры песчаного и глинистого грунта в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн.—«Изв. ВУЗов, Радиофизика», 1971, № 4.
7. Дж. М. Кеннеди, Р. Т. Сакамото. Измерения микроволнового излучения снега.—В кн.: Применение радиотеплолокации в метеорологии. Под ред. Ю. И. Рабиновича. Л., Гидрометеиздат, 1969.

*В. В. Богородский, К. Я. Кондратьев,
Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина,
Г. П. Хохлов*

МИКРОВОЛНОВАЯ ДИСТАНЦИОННАЯ ИНДИКАЦИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ НЕФТЕПРОДУКТАМИ

1. Введение. Одним из следствий непрерывного процесса расширения производства является все возрастающее загрязнение водных бассейнов. Наиболее распространенным продуктом загрязнения океанов и морей является нефть. Масштабы загрязнения вод нефтепродуктами уже в настоящее время весьма значительны и с каждым годом увеличиваются. Главный источник загрязнения — торговый флот (в первую очередь танкерный), который загрязняет нефтепродуктами акватории портов и морских нефтепромыслов при заправках, выгрузках и очистках танков. Кроме того, во время крупных аварий мирового танкерного флота ежегодно разливается около 1 млн. т нефти [1]. Согласно статистическим данным, на 1969 г. в США ежегодно происходит около 7000 разливов нефти [2]. Загрязнение океана достигло в настоящее время такой концентрации, что в ряде случаев естественным путем, так называемым самоочищением вредные выбросы не могут быть рассеяны до предельно допустимых величин. Поэтому за последние годы начались интенсивные поиски различных способов очистки сточных вод и ликвидации последствий разливов нефти и нефтепродуктов. Наряду с разработкой способов борьбы с загрязнением поверхности морей и океанов существенное значение имеет разработка методов дистанционной индикации этих загрязнений с целью своевременной их локализации. Наиболее перспективными являются методы спутниковой дистанционной индикации, которые позволяют получать глобальные данные за короткие промежутки времени.

В настоящей статье рассматривается только один аспект этой проблемы — возможность дистанционной микроволновой индика-

ции загрязнений поверхности океана нефтепродуктами. Возможность применения этого метода основана на изменении излучательных свойств водной поверхности при наличии загрязняющей пленки. Механизм влияния пленки нефти на радиотепловое излучение системы вода — нефть двоякий. Во-первых, растекание нефти на поверхности океана сглаживает мелкомасштабные составляющие спектра волнения, что в свою очередь приводит к понижению радиояркой температуры. По данным работы [3], отрицательные контрасты радиояркой температур, вызванные этим эффектом, могут достигать 10°C . Во-вторых, пленка нефти непосредственно влияет на излучательную способность поверхности за счет большого различия диэлектрических констант воды и нефти. Это приводит к увеличению радиояркой температуры, которая является сложной функцией длины волны, толщины пленки, угла наблюдения и вида поляризации. Кроме того, сама нефтяная пленка за время своего существования на поверхности воды претерпевает большие изменения, что оказывает значительное влияние на излучательные свойства системы вода — нефть.

2. Свойства нефтяной пленки. К сожалению, в литературе имеется очень мало данных о процессах трансформации нефтяной пленки на поверхности моря. В [4] рассматриваются некоторые результаты американских исследований, которые показали, что свежеразлитая нефть при разливах больших масс образует на поверхности пленку толщиной до 2 мм. Эти же сведения содержатся в [2]. Затем в течение 2—5 суток пленка постепенно расплывается и достигает толщины 10—100 мкм, которая определяется сортом нефти и температурой воды. Далее при контакте с водной поверхностью и воздухом происходит интенсивное испарение легких фракций и растворение ароматических углеводородов. Остаточные тяжелые компоненты в зависимости от температуры и солености воды и атмосферных условий могут претерпевать самоокисление, фотохимическое окисление и биохимическое окисление морскими микроорганизмами. В результате этих процессов, а также вследствие интенсивного перемешивания при волнении на поверхности воды образуется водная эмульсия из тяжелых фракций, покрывая сверху отслоившейся пленкой [1].

Кроме того, под воздействием волнения непрерывная нефтяная пленка расслаивается на отдельные полосы, параллельные большим ветровым волнам. Оставшиеся после испарения тяжелые фракции под воздействием волнения сбиваются в отдельные сгустки, которые могут в зависимости от удельного веса плавать на поверхности или находиться в толще воды.

С точки зрения контроля за состоянием загрязнений наибольший интерес представляют начальные стадии существования нефтяной пленки на поверхности. Эти процессы наиболее просто моделировать при проведении теоретических расчетов и лабораторных исследований.

3. Обзор данных по диэлектрическим константам и излучательным свойствам пленок нефтепродуктов. Хотя в различных

работах, посвященных вопросам дистанционной микроволновой индикации, неоднократно обсуждалась возможность обнаружения загрязнений на поверхности океана, сколько-нибудь подробных расчетов и экспериментальных исследований к моменту начала работы выполнено не было. Для расчетов радиоизлучения системы вода — нефть необходимы данные о диэлектрических константах нефти. В литературе лишь в незначительном количестве работ

можно найти результаты таких измерений. В работе [5] приведены константы для трех типов пленок нефтепродуктов на длинах волн 2,2 и 3,0 см. К сожалению, авторы [5] не сообщают о возрасте нефтепродуктов, хотя в [6] показано, что действительная часть диэлектрической постоянной несколько увеличивается с возрастом, а мнимая — возрастает на 1—2 порядка. В работах [3, 7, 8] приведены действительные части диэлектрической постоянной.

Кроме результатов исследований диэлектрических констант в литературе имеются экспериментальные данные по радиояркостным контрастам нефтяных пятен на фоне воды. Увеличение радиояркостной температуры, вызванное наличием пленки нефти, достигает 100 К на длине волны 0,8 см [3] и 10 К на длине волны 10 см [7]. Одновременно в экспериментах были зарегистрированы аномалии в радиоизлучении, обусловленные сглаживанием мелкомасштабного волнения на поверхности океана. Так, в работе [6] приводятся данные об уменьшении радиояркостной температуры горизонтально

поляризованного излучения на 7 К на длинах волн 3,2 и 0,8 см под влиянием пленки нефти при волнении 3—5 баллов. В [9] зафиксировано уменьшение радиояркостных температур на 2 К под действием мономолекулярной пленки нефти на длинах волн 2,1 и 3,6 см. На длине волны 21,4 см такого уменьшения не наблюдалось.

В работе [10] приведены результаты измерения излучательных свойств пленок масла и керосина на поверхности пресной воды при длине волны 3,2 см. Для пленок естественной толщины коэффициенты излучения составили для керосина $0,410 \pm 0,006$ и масла $0,471 \pm 0,008$ при температуре около 20°C, что соответствует кон-

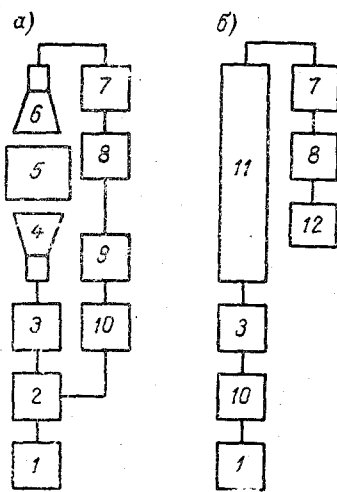


Рис. 1. Блок-схемы установок для измерения показателя преломления (а) и удельного поглощения (б).

1 — генератор, 2 — направленный ответвитель, 3 — вентиль, 4 — передающий рупор, 5 — сосуд, 6 — приемный рупор, 7 — вентиль, 8 — измерительная линия, 9 — развязывающий attenuатор, 10 — измерительный attenuатор, 11 — волноводная секция, 12 — поглощающая нагрузка.

трастам радиоярких температур 10—30 К. Поскольку свойства нефти занимают промежуточное значение, контрасты для нефтяной пленки на этой длине волны должны составлять 15—20 К.

4. Диэлектрические свойства нефти в трехсантиметровом диапазоне. Как отмечалось выше, литературные данные по диэлектрическим константам нефти весьма ограничены. Для получения надежных данных об электрических свойствах нефтепродуктов нами выполнены измерения показателя преломления и удельного поглощения различных нефтепродуктов в диапазоне длин волн 2,5—3,4 см.

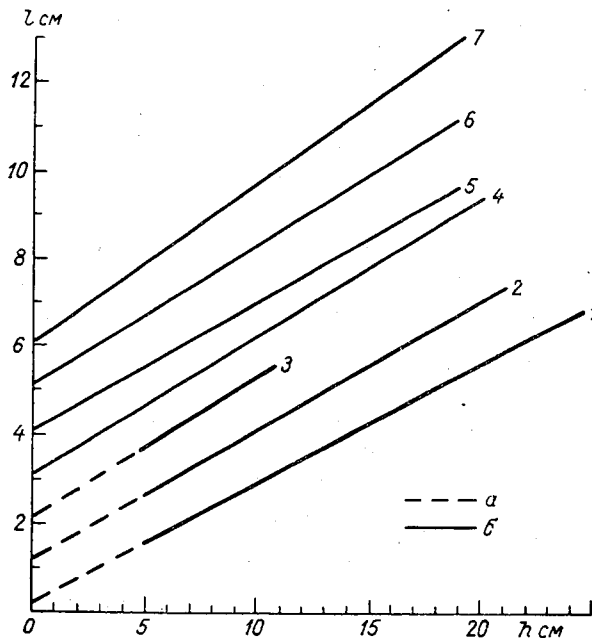


Рис. 2. Зависимости показаний измерительной линии от толщины слоя нефтепродуктов на длине волны 3 см (а) и нефти (б).

1 — бензин, 2 — керосин, 3 — масло АС-8, 4 — масло ВМ-6, 5, 6, 7 — на длинах волн 2,5, 3 и 3,4 см соответственно.

Для этой цели была создана измерительная установка, блок-схема которой представлена на рис. 1 а. Излучение генератора делится на две части, одна из которых используется для облучения сосуда с исследуемым образцом нефтепродукта, а другая — подводится к измерительной линии. Излучение, прошедшее сквозь сосуд с исследуемой жидкостью, также падает на измерительную линию.

В результате интерференции в волноводе измерительной линии возникают стоячие волны. Выравнивание прямого и ослабленного

излучения, подводимого к измерительной линии, осуществляется с помощью аттенуаторов.

Регистрируя смещение l минимума стоячей волны в линии при изменении толщины слоя h исследуемой жидкости, можно вычислить показатель преломления по следующей формуле:

$$n = 1 + \frac{2\Delta l}{\Delta h} \frac{\lambda}{\lambda_b}, \quad (1)$$

где Δl — изменение показаний линии при изменении толщины на величину Δh ; λ и λ_b — длины волн в свободном пространстве и волноводе соответственно.

Сосуд размером $250 \times 250 \times 280$ мм был выполнен из оргстекла; его боковые стенки имели толщину 5 мм, а дно, прилегающее к излучающему рупору, — 0,75 мм. В процессе измерений уровень жидкости с помощью сливного крана понижался через 0,5 см.

В общем случае экспериментальные зависимости смещения стоячей волны от толщины жидкости (рис. 2) соответствуют двухслойной среде оргстекло (дно сосуда) — нефтепродукт. Однако анализ показывает, что влияние дна сосуда на точность измерения показателя преломления незначительно [11].

В зависимости показаний измерительного аттенуатора от толщины слоя нефти наблюдается два типа наложенных друг на друга осцилляций: осцилляции, связанные с переотражениями в пространстве поверхность нефти — приемный рупор ($\lambda = 3$ см), и осцилляции, обусловленные переотражениями в слое нефти ($\lambda_n = 2$ см, соответствующее диэлектрической постоянной $\epsilon_n = 2,24$). Использование этих зависимостей для определения удельного поглощения возможно по наклону прямой линии, осредняющей «низкочастотные» осцилляции. Однако без проведения специального спектрального анализа вычисление удельного поглощения по такой методике вследствие малых потерь в нефти может носить только оценочный характер. Увеличение точности определения удельного поглощения может быть достигнуто или существенным увеличением толщины слоя диэлектрика, или (при данных толщинах) заменой образца на диэлектрик с существенно большими потерями [12], когда амплитуда осцилляций становится значительно меньше величины ослабления сигнала в образце. Поскольку возможности существенного увеличения размеров сосуда были ограничены, для увеличения точности определения удельного поглощения нефти и нефтепродуктов измерительная установка видоизменялась. В основу измерений был положен абсорбционный метод с вариацией толщины образца [13]. Блок-схема установки представлена на рис. 1 б. Амплитудно-модулированный сигнал с генератора подавался через измерительный аттенуатор и вентиль на вход волноводной секции, которая могла заполняться исследуемой жидкостью на необходимую высоту. Сигнал с выходного конца секции регистрировался неподвижным зондом измерительной линии, которая для обеспечения режима бегущих волн с одного конца была нагружена на поглощающую нагрузку.

Волноводная секция имела длину 105 см и была расположена вертикально. Для определения высоты столба жидкости она была снабжена водомерной трубкой, которая у нижнего фланца секции через отверстие диаметром 6 мм сообщалась с внутренними полостями секции и крана. Регулировка уровня жидкости в секции производилась изменением положения вертикально перемещаемого сосуда с жидкостью, соединенного с краном гибким шлангом. Внизу волноводная секция была герметично отделена от других элементов установки двумя слоями пленки фторопласта толщиной 0,025 мм. Влияние этой пленки, толщина которой значительно меньше длины волны, не сказывается сколь-нибудь существенно

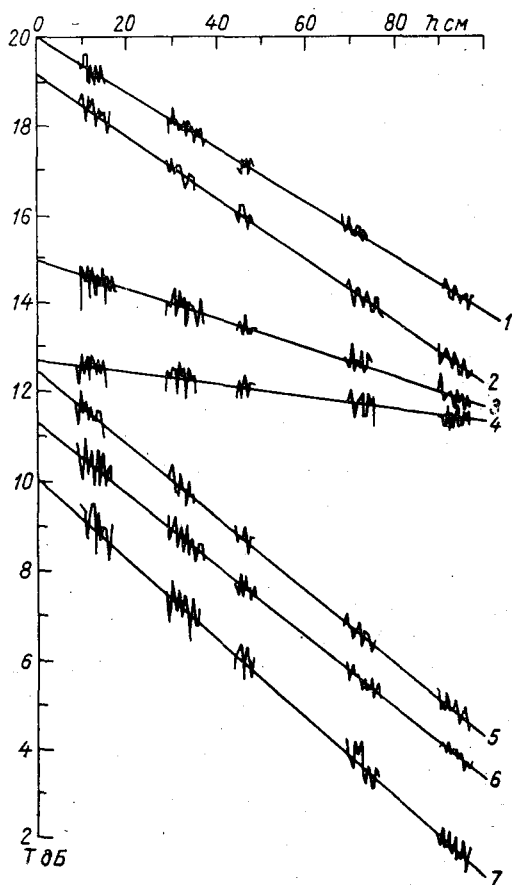


Рис. 3. Ослабление сигнала в волноводной секции при изменении толщины слоя нефтепродуктов на длине волны 3 см.

1 — бензин, 2 — керосин, 3 — масло АС-8, 4 — масло ВМ-6, 5, 6 и 7 — нефть, на длинах волн 3, 3,4 и 2,5 см соответственно.

венно на результатах измерений. Сечение волноводной секции (23×10 мм) обеспечивало распространение в ней только колебаний H_{10} при всех ранее измеренных значениях ϵ' нефтепродуктов.

Перед началом измерений на аттенуаторе выставлялась величина ослабления 20 дБ и на осциллографе отмечался уровень сигнала, снимаемого с измерительной линии, предварительно усиленного услителем. По мере увеличения столба жидкости в секции изменение выходного сигнала компенсировалось изменением ослабления, вносимого аттенуатором.

На рис. 3 представлены прямые, характеризующие относительные изменения показаний аттенуатора в зависимости от высоты столба нефти на длинах волн 2,5, 3,0 и 3,4 см, а также для различных нефтепродуктов на длине волны 3,0 см. Отклонение точек от прямых линий обусловлено наличием стоячих волн вдоль столба нефти.

Удельное поглощение N определяется тангенсом угла наклона прямых

$$N = \frac{\Delta T}{\Delta h}, \quad (2)$$

где ΔT — изменение ослабления сигнала при изменении толщины столба жидкости на Δh .

Параметры представленных на рис. 2 и 3 зависимостей и их дисперсии определялись методом регрессионного анализа и использовались для нахождения показателя преломления (1) и удельного поглощения (2). Рассчитанные по этим данным диэлектрические константы нефти ($\epsilon = \epsilon' + i\epsilon''$) и их погрешности представлены в таблице. Все измерения производились при температуре 20,2—22,5°C.

Заметим, что результаты экспериментального определения диэлектрических констант авторами работы [5] несколько противоречат изложенным выше. По данным работы [5], действительная часть диэлектрической проницаемости исследуемых материалов довольно существенно меняется при изменении частоты от 2,0 до 3,2 см. Мы при исследовании нефти такой спектральной зависимости не наблюдали (таблица). Данные нашего эксперимента обработаны статистически и в пределах средних квадратических дисперсий значения действительной части диэлектрической проницаемости нефти в диапазоне длин волн 2,5—3,4 см совпадают.

Кроме того, приведенные в работе [6] данные о константах нефтепродуктов на длине волны 0,8 см свидетельствуют о том, что действительная часть диэлектрической постоянной сильно зависит от возраста, содержания легких и тяжелых фракций, чистоты и т. д., меняясь от 1,6 до 3.

Таким образом, диапазон изменения диэлектрической константы в зависимости от типа нефтепродукта гораздо шире возможных

спектральных вариаций на длинах волн 0,8—3,0 см. Поэтому мы считали действительную часть диэлектрической постоянной не зависящей от частоты и задавали весь диапазон ее изменения на всех длинах волн, использованных в расчетах.

В вариациях мнимой части диэлектрической постоянной наблюдаются две закономерности. Во-первых, мнимая часть константы увеличивается с длиной волны (в рассматриваемом диапазоне длин волн — незначительно) и с возрастом (по данным работы [6], на 1—2 порядка). Во-вторых, наблюдается отчетливая зависимость мнимой части от типа нефтепродуктов. Значение ее

Таблица

Тип нефтепродукта	λ см	ϵ'	$\Delta \epsilon'$	ϵ''	$\Delta \epsilon''$
Нефть	2,5	2,27	0,02	0,0126	0,0003
Нефть	3,0	2,24	0,02	0,0135	0,0002
Нефть	3,4	2,26	0,02	0,0150	0,0003
Масло АС-8	3,0	2,22	0,02	0,0053	0,0001
Масло ВМ-6	3,0	2,22	0,02	0,00208	0,00006
Керосин	3,0	2,11	0,01	0,0115	0,0002
Бензин	3,0	2,01	0,01	0,0096	0,0002

уменьшается при увеличении октанового числа, т. е. с уменьшением доли тяжелых фракций и удельного веса. Кроме того, на величину мнимой части диэлектрической константы сильно влияют абсорбционные свойства нефтепродуктов. Как видно из таблицы, мнимая часть диэлектрической проницаемости у масла ВМ-6 (вакуумное) в 2,5 раза меньше, чем у масла АС-8, специально не обезвоженного. По-видимому, именно свойством нефти абсорбировать влагу можно объяснить и резкое увеличение мнимой части диэлектрической постоянной с возрастом при взаимодействии с открытым воздухом.

Расчеты радиоизлучения системы нефтепродукт — вода. Для того чтобы оценить возможные вариации радиоярких температур из-за наличия пленок нефтепродуктов на поверхности воды, необходимо выполнить расчет радиоизлучения системы вода — нефть. В общем виде задача дистанционного зондирования загрязнений с летательных аппаратов должна включать и передаточную функцию атмосферы. Однако, учитывая, что влияние атмосферы существенно лишь в коротковолновой области микроволнового спектра, ограничимся рассмотрением радиоярких контрастов на уровне поверхности моря, или, иными словами, определением излучательной способности такой системы. Приближенная оценка уменьшения контрастов из-за излучения атмосферы может быть сделана по данным работы [14].

Излучательная способность системы нефть—вода с учетом потерь во всех средах определяется следующим выражением [15]:

$$\Sigma = \frac{[1 - R_{21}^2(\theta_1)] [1 - R_{32}^2(\theta_1) e^{-2\beta}] - 4R_{32}(\theta_1)R_{21}(\theta_1) e^{-\beta} \sin(\varphi_{32} + \alpha) \cdot \sin \varphi_{21}}{1 + R_{32}^2(\theta_1)R_{21}^2(\theta_1) e^{-2\beta} + 2R_{32}(\theta_1)R_{21}(\theta_1) e^{-\beta} \cos(\varphi_{32} + \varphi_{21} + \alpha)}, \quad (3)$$

где R_{32} , R_{21} — френелевские коэффициенты отражения на границах сред вода—нефть и нефть—воздух соответственно, θ_1 — угол визирования,

$$\beta = \frac{4\pi \tilde{x}_2}{\lambda} d_2;$$

$$\alpha = \frac{4\pi \tilde{n}_2}{\lambda} d_2;$$

$$\operatorname{tg} \varphi_{ik} = \frac{2(\delta_i \gamma_k - \delta_k \gamma_i)}{\gamma_i^2 - \gamma_k^2 + \delta_i^2 - \delta_k^2}, \quad i, k = 1, 2, 3.$$

Для вертикальной поляризации

$$\delta_k = \frac{\tilde{n}_k \varepsilon_k'' - \tilde{x}_k \varepsilon_k'}{\varepsilon_k' + \varepsilon_k''};$$

$$\gamma_k = \frac{\tilde{n}_k \varepsilon_k' + \tilde{x}_k \varepsilon_k''}{\varepsilon_k' + \varepsilon_k''} \quad k = 1, 2, 3.$$

Для горизонтальной поляризации

$$\delta_k = \frac{\tilde{x}_k}{\tilde{n}_k^2 + \tilde{x}_k^2};$$

$$\gamma_k = \frac{\tilde{n}_k}{\tilde{n}_k^2 + \tilde{x}_k^2}, \quad k = 1, 2, 3;$$

$$\tilde{n}_k = \sqrt{\frac{\varepsilon_k' - \sin^2 \theta_1}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{\varepsilon_k''^2}{(\varepsilon_k' - \sin^2 \theta_1)^2}} + 1 \right)};$$

$$\tilde{x}_k = \sqrt{\frac{\varepsilon_k' - \sin^2 \theta_1}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{\varepsilon_k''^2}{(\varepsilon_k' - \sin^2 \theta_1)^2}} - 1 \right)}$$

$$k = 1, 2, 3;$$

ε_k' , ε_k'' — действительная и мнимая части диэлектрических постоянных сред соответственно, d_2 — толщина слоя нефти, λ — длина волны излучения.

Френелевские коэффициенты отражения зависят от диэлектрических свойств граничащих сред и с учетом поглощения в средах имеют следующий вид:

$$|R_{ik}|^2 = \frac{(\gamma_i - \gamma_k)^2 + (\delta_i - \delta_k)^2}{(\gamma_i + \gamma_k)^2 + (\delta_i + \delta_k)^2}.$$

Заметим, что формулы, использованные нами при расчетах, несколько отличны от приведенных в монографии [16] и статье [14]. По-видимому, авторы [14, 16] не точно учитывали изменение фазы коэффициентов отражения при наличии потерь в промежуточной среде. Кроме того, в монографии [16] не приведены явные

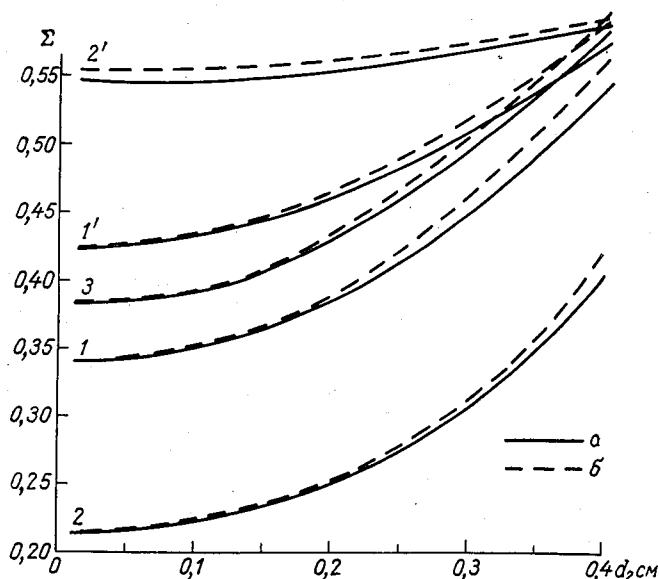


Рис. 4. Зависимость излучательной способности Σ от толщины слоя d_2 см бензина (а) и нефти (б) на поверхности воды для горизонтальной (1, 2, 3) и вертикальной (1', 2', 3) поляризаций при различных углах визирования на длине волны 3 см.

1, 1') $\theta=30^\circ$; 2, 2') $\theta=60^\circ$, 3) $\theta=0$.

выражения для коэффициента излучения трехслойной среды при наличии потерь, а автор [14] приводит неверные выражения для коэффициентов Френеля для случая комплексной диэлектрической проницаемости. Естественно, погрешность при использовании неточных формул максимальна при больших значениях мнимой части диэлектрической проницаемости среды. Однако наши оценки показывают, что ошибки вычисления излучательной способности по формуле из работы [14] даже без учета мнимой части диэлектрической проницаемости нефти могут достигать 0,05—0,1 в зави-

симости от длины волны, толщины слоя и типа нефтепродукта. С уменьшением длины волны ошибки возрастают.

Наши расчеты проведены для длин волн 0,8, 2 и 3 см при температуре 20°C и солености воды 40‰ в зависимости от толщины слоя нефтепродуктов и угла визирования.

По расчетам наибольшей излучательной способностью обладает нефть, наименьшей — бензин. На рис. 4 представлены зависимости излучательной способности нефти и бензина на поверхно-

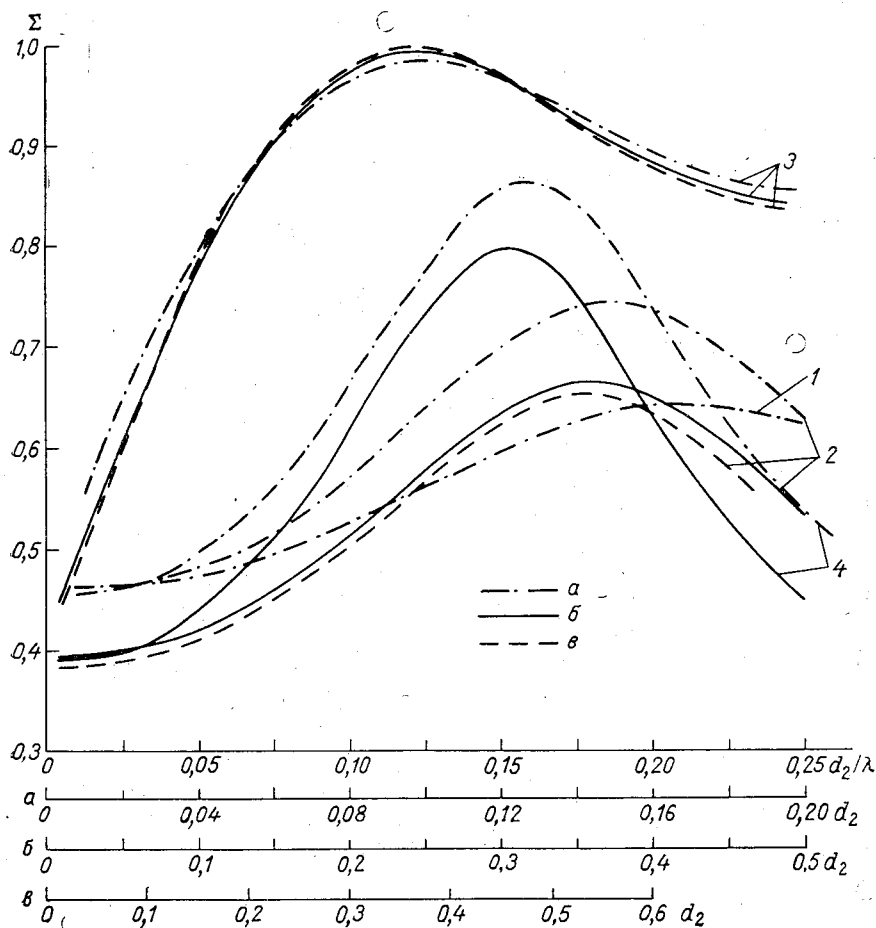


Рис. 5. Зависимость излучательной способности Σ системы нефтепродукт — вода от толщины слоя d_2 см на разных длинах волн λ .

а) $\lambda=0,8$ см, б) $\lambda=2$ см, в) $\lambda=3$ см.

Кривая . . . 1 2 3 4

ε_2' 1,6 2,1 2,1 3,0

ε_2'' 0,01 0,01 2,0 0,01

сти воды от толщины слоя нефтепродуктов на длине волны 3 см при разных углах визирования.

В связи с тем что максимальные наблюдаемые толщины нефти не превышают 2 мм [2, 4], можно с уверенностью констатировать, что тип нефтепродукта идентифицировать невозможно (ва-

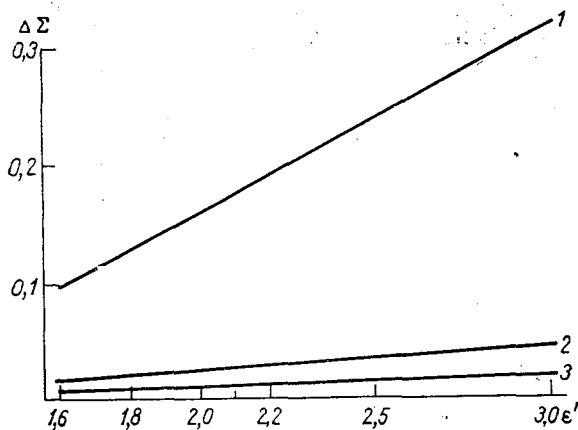


Рис. 6. Зависимость контраста излучательной способности $\Delta\Sigma$, обусловленного слоем нефти толщиной $d_2=1$ мм, от действительной части диэлектрической проницаемости нефти ϵ_2'

($\epsilon_2'' = \text{const}$) на различных длинах волн λ .

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

риации радиояркостной температуры из-за типа нефтепродукта не превышают 1–6 К). Контрасты излучательной способности, вызываемые наличием нефтепродуктов на поверхности, больше на горизонтальной поляризации, чем на вертикальной. Однако они не превышают аналогичных контрастов при наблюдениях в надир.

Таким образом, никакого преимущества наблюдения под углом к нормали не дают, и для обнаружения нефти можно рекомендовать надирные измерения. Контрасты излучательной способности из-за наличия нефтепродуктов на поверхности моря могут достигать 0,06, что соответствует изменению радиояркостной температуры приблизительно на 20 К.

На рис. 5 представлены зависимости излучательной способности нескольких типов нефтепродуктов, различающихся диэлектрическими константами, на трех длинах волн от относительной толщины слоя (в долях длины волны). Четко прослеживается влияние диэлектрических констант на положение максимума кривых и на величину контраста. С увеличением комплексной диэлектрической проницаемости среды максимум смещается в сто-

рону меньших толщин нефти и величина контрастов, вызываемых наличием нефтепродуктов, увеличивается.

Таким образом, процесс старения нефти, т. е. увеличения ее комплексной диэлектрической проницаемости, ведет к увеличению излучения. Так, например, на длине волны 0,8 см при толщине слоя нефти 0,1 см увеличение мнимой части диэлектрической проницаемости на два порядка приводит к возрастанию коэффициента излучения приблизительно на 0,3, что соответствует изменению радиояркой температуры на 90 К.

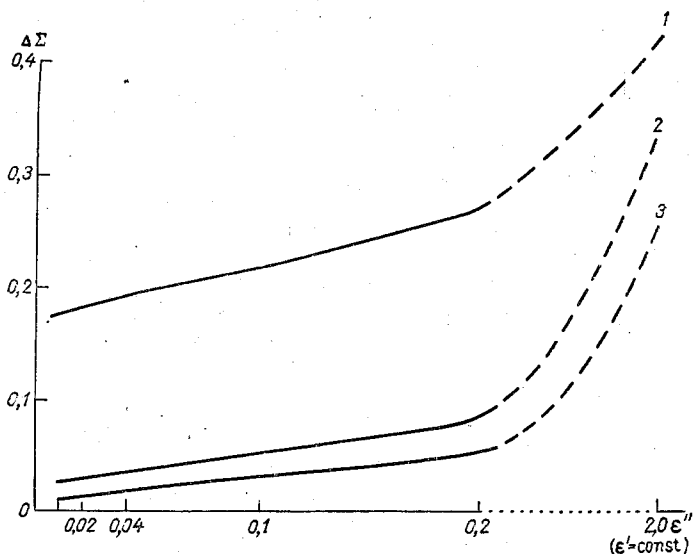


Рис. 7. Зависимость контраста излучательной способности $\Delta\Sigma$, обусловленного слоем нефти толщиной $d_2=1$ мм, от мнимой части диэлектрической проницаемости нефти ϵ_2'' на различных длинах волн λ .

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

Наглядное представление зависимости контраста излучательной способности, обусловленного слоем нефти толщиной 0,1 см, от комплексной диэлектрической константы дают рис. 6 и 7. Сильная зависимость коэффициента излучения от комплексной диэлектрической проницаемости на длине волны 0,8 см создает предпосылки для возможности идентификации вида нефтепродукта, но это приводит к большой неоднородности поля радиоярких температур, поскольку реальные загрязнения нефтепродуктами, особенно существующие длительное время, достаточно неоднородны.

Спектральная зависимость контрастов излучательной способности под влиянием слоя нефти и бензина толщиной 0,5 и 1 мм представлена на рис. 8. Очевидно, что оптимальный спектральный

диапазон длин волн для зондирования нефти на поверхности моря составляет 0,8—2 см. Однако вследствие интерференционного характера зависимости излучательной способности от толщины слоя нефти зондирование на короткой длине волны может привести к неоднозначности результата. Приведем данные о положении первых максимумов зависимости излучательной способности от толщины слоя нефти для всего диапазона изменения диэлектрических констант нефтепродуктов:

Длина волны, см	0,8	1,6	2	3
Положение максимума, см	0,10—0,15	0,2—0,3	0,3—0,4	0,4—0,6

Согласно этим данным для получения однозначного результата при зондировании нефтяных пленок, учитывая, что максимальная наблюдаемая толщина слоя нефти 2 мм, необходимо вести измерения на длине волны $\lambda \geq 1,6$ см.

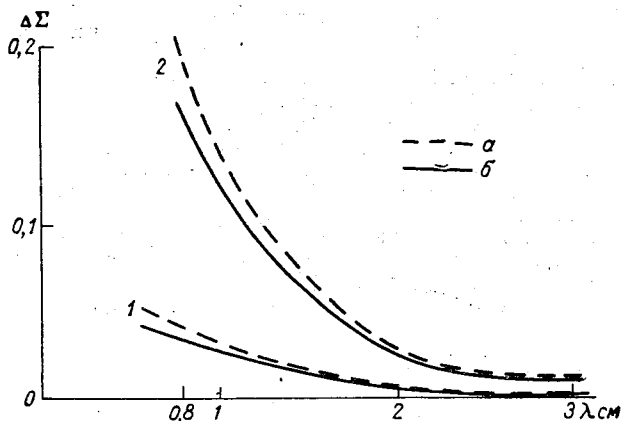


Рис. 8. Спектральная зависимость контраста излучательной способности $\Delta\Sigma$, обусловленного слоем нефти (а) или бензина (б) толщиной d_2 , на поверхности воды.

1) $d_2 = 0,5$ мм, 2) $d_2 = 1$ мм.

Дальнейшие исследования радиоизлучения системы вода — нефть должны быть в первую очередь связаны с уточнениями диэлектрических констант нефтепродуктов и с созданием моделей, отражающих процесс старения и разрушения нефтяной пленки. Кроме того, необходимы прямые измерения радиоизлучения системы вода — нефть как в лабораторных условиях, так и с самолета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hoult D. F. (edit), Oil on the sea. Plenum Press. N. Y., 1969.
2. Kennedy J. M., Wermund E. G. Oil Spills, IR and Microwave. Photogrammetric Eng., 1971, p. 1235—1242.
3. Aukland I. C., Conaway W. H., Sanders N. K. Detection of

oil slick pollution on water surface with microwave radiometer systems. Proc. of 6th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environ., Ann Arbor, Michigan, 1969.

4. Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Поздняков Д. В. Дистанционное обнаружение загрязнения водных бассейнов и фитопланктона оптическими методами.—«Водные ресурсы», 1972, № 3.

5. Лапшин В. Б., Лебедева Г. Н., Нелепо Б. А. Вопросы космической дистанционной индикации загрязнений в океане. Тезисы докладов на XXIV Международном астронавтическом конгрессе. М., ВИНТИ, 1973. 264 с.

6. Edgerton A. T., Meeks D., Williams D. Microwave emission characteristics of oil slicks. AIAA Paper N 71—1071, Joint Conf. on Sensing of Environ. Pollut., Palo Alto, California, 1971.

7. Van Melle M. J., Wang H. H., Hall W. F. Microwave radiometric observations of simulated sea surface conditions. Journ. Geoph. Res., vol. 78, N 6, 1973, p. 969—976.

8. Хиппель А. Р. и др. Диэлектрики и их применение. Пер. с англ. под ред. Д. М. Казарновского. М., Изд. иностр. лит., 1959.

9. Au В. е. a. Multi-frequency radiometric measurements of foam and a mono-molecular slick, Paper, presented at the 9th Conf. on Rem. Sens. of Environ., Ann Arbor, Michigan, 1974.

10. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Измерение коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой пеной и органическими пленками.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291.

11. Богородский В. В., Хохлов Г. П. Интерпретация экспериментальных данных при измерении неоднородных образцов морского льда в сантиметровом диапазоне.—«Тр. ААНИИ», 1975, т. 324.

12. Богородский В. В., и др. Установка для измерения электрических параметров соленого льда на длине волны 3 см.—«Тр. ААНИИ», т. 324, 1975.

13. Брандт А. А. Исследование диэлектриков на сверхвысоких частотах. М., Госиздат физ.-мат. лит., 1963, с. 206—227.

14. Митник Л. М. Обнаружение нефтяных загрязнений на поверхности акваторий методом пассивного зондирования в СВЧ-диапазоне (по данным модельных расчетов).—«Водные ресурсы», 1974, № 2, с. 180—186.

15. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Изд. АН СССР 1957, с. 51.

16. Башаринов А. Е. и др. Измерение радиотепловых и плазменных излучений. М., Изд. Сов. радио, 1968, с. 58.

*Е. А. Беспалова, В. В. Мелентьев,
Ю. И. Рабинович, В. С. Эткин, Т. А. Ширяева*

**МИКРОВОЛНОВАЯ ДИСТАНЦИОННАЯ ИНДИКАЦИЯ
ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ
НЕФТЕПРОДУКТАМИ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ)**

Теоретические исследования возможностей использования микроволновых измерений для контроля загрязнения морской поверхности, выполненные в последние годы, показали их перспективность. Например, в работах [1, 2] подробно рассмотрено влияние различных пленок загрязняющих примесей (керосин, бензин, нефть, различные масла) на излучение системы вода—примесь на разных длинах волн в зависимости от толщины пленки. Показано, что зависимость излучательной способности такой трехслойной системы от толщины загрязняющей примеси носит интерференционный характер, контрасты в излучении по сравнению с излучением чистой водной поверхности составляют примерно 20 К на длине волны 1,6 см и могут быть уверенно зафиксированы существующей радиотеплолокационной аппаратурой.

Для экспериментальной проверки полученных зависимостей была использована методика лабораторных измерений излучательной способности поверхностей, разработанная в ГГО [3]. Измерения, выполненные в 1971 г., показали, что излучательная способность водной поверхности, покрытой пленкой керосина и масла, на длине волны 3,2 см составляет $0,410 \pm 0,006$ и $0,471 \pm 0,008$ соответственно [4]. К сожалению, в этом эксперименте не контролировалась толщина слоя примеси. Загрязняющие примеси медленно выливались до тех пор, пока отдельные пятна не соединились и не покрывали полностью всю поверхность воды в ванне. Толщина слоя, судя только по способу нанесения пленок на поверхность воды, соответствует реальным толщинам загрязняющих примесей при температуре 20°C.

В 1974 г. измерения излучательных свойств водной поверхности, покрытой пленками, были продолжены с использованием того же метода измерений. На рис. 1 представлены результаты измерений излучательной способности Σ свежей нефти на поверхности воды на длине волны 3,0 см. Измерения проводились на открытом воздухе при температуре 17—20°C и высокой относительной влажности. Каждое значение коэффициентов излучения получено по большому числу измерений (20—25), среднее квадратическое отклонение коэффициента излучения от среднего значения

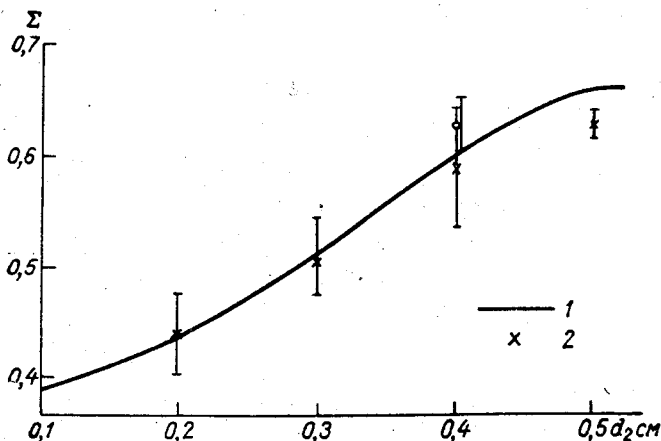


Рис. 1. Сопоставление результатов измерений (2) и расчетов (1) коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой слоем нефти.

составляло $\pm 0,03$. Как видно из рис. 1, экспериментальные значения хорошо согласуются с результатами расчетов [2].

Поскольку имеются сведения о том, что с течением времени за счет абсорбции влаги происходит существенное увеличение мнимой части диэлектрической проницаемости, измерения проводились для свежеразлитой нефтяной пленки. Кроме того, были выполнены измерения излучательной способности нефти на воде, подвергнувшейся процессу «старения» спустя трое суток после первого эксперимента. Было показано, что коэффициент излучения старой нефти увеличился, что подтверждает расчеты. Данные измерений сведены в табл. 1.

Таким образом, лабораторные исследования подтверждают теоретические выводы о возможности микроволновой дистанционной индикации загрязнения водной поверхности.

Следует отметить, что сопутствующие экспериментальные данные по радиояркостным контрастам нефтяных пятен на фоне воды крайне противоречивы. Например, по данным самолетных измерений на длине волны 8,1 мм под углом визирования 45° [5] нефтяная пленка толщиной 67 мкм дает увеличение радиояркост-

ой температуры при спокойной поверхности моря 36 и 22 К на горизонтальной и вертикальной поляризации соответственно (высота полета около 60 м). В то же время по данным этой статьи при волнении на море 5 баллов по шкале Бофорта нефтяные пленки уменьшают радиояркостную температуру на длине волны 3,1 мм на обеих поляризациях на 6—8 К.

В работе делается попытка объяснить этот эффект сглаживанием шероховатостей морской поверхности нефтяными пленками. В работе [6] приводятся результаты наземных лабораторных микроволновых измерений контрастов, создаваемых нефтяной пленкой на воде, которые давали прирост радиояркостных температур на длине волны 0,8 см около 100 К.

Натурные измерения загрязнения морской поверхности выполнялись во время самолетных экспериментов на Каспийском море. Измерения производились в районе морских нефтепромыслов Нефтяные Камни и вблизи г. Махачкалы.

Как известно, основным продуктом загрязнения морей является нефть, теряемая при перевозке танкерным флотом, и при ее морской добыче [7].

Нефтяные Камни — район интенсивной морской нефтедобычи, даже при наличии многочисленных средств защиты от потерь нефтепродуктов отличается значительной [8] загрязненностью. Однако кислородное насыщение морской воды в районе проведения работ по данным анализа контрольных проб было удовлетворительным, что способствовало сравнительно быстрому окислению нефтепродуктов. Согласно визуальным наблюдениям с борта самолета и анализу аэрофотосъемки, на поверхности моря в этом районе имеются обширные участки, занятые тонкими пленками нефтепродуктов. Кроме того, наблюдаются разливы сырой нефти густочерного цвета и окислившейся нефти, имеющей различные оттенки бурого цвета.

Вынос песка и пыли из окружающих пустынных и полупустынных районов в Каспийское море приводит к образованию сгустков нефти на его поверхности, осаждению нефтепродуктов и загрязнению морского дна.

Методика самолетных измерений излучения морской поверхности заключалась в проведении горизонтальных проходов на высотах 300—500 м вдоль направления приземного ветра. Полет начинался над чистой водой, затем проходил через район максимального загрязнения вблизи нефтепромыслов и продолжался над шлейфом нефтепродуктов на морской поверхности, вытянутым по ветру до выхода на чистую воду. Следует заметить, что

Таблица 1

	Толщина слоя, мм	ε	$\pm \Delta \varepsilon$
Свежеразлитая нефть	2	0,44	0,03
	3	0,51	0,03
	4	0,59	0,05
	5	0,62	0,01
„Старая“ нефть	4	0,62	0,02

шлейф по структуре оказался неоднородным, под действием ветра и волнения он разбился на отдельные скопления, различные по толщине. На рис. 2 приводится запись радиояркостной температуры на длине волны 3,0 см над описанным районом. Можно отме-

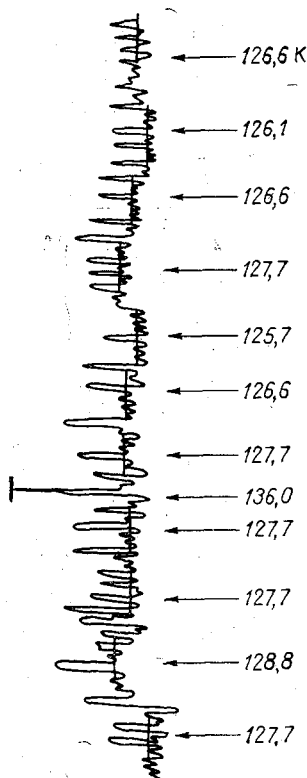


Рис. 2. Образец записи радиояркостной температуры.

тить, что вклад загрязняющих примесей в излучение морской поверхности при наблюдениях с этой высоты отмечается в виде отдельных пиков, которые хорошо идентифицируются по аэрофотоснимку с разливами нефтепродуктов различной толщины. Максимальный контраст радиояркостных температур составляет 8,3 К и соответствует, по визуальной оценке, нефтяному пятну максимальной толщины.

Контраст радиояркостных температур для других разливов нефти составляет в среднем 3—4 К. По данным измерений на длинах волн 0,8, 1,35 и 1,6 см получаются контрасты такой же величины. Измерения, представленные на рис. 2, выполнены под углом визирования 30° от надира. Исследования изменений радиоизлучения загрязненного района при различных углах визирования показали, что в пределах углов 0—30° радиоизлучение практически не зависит от угла визирования. Приращение радиояркостных температур при этих углах составляет 3—4 К. Измерения производились как при ясном небе, так и при наличии двухъярусной просвечивающей облачности слоистых форм, при высоте полета самолета до 800 м. При всех указанных условиях приращение радиояркостных температур были уверенно зафиксированы.

Ниже приводятся результаты измерений на длине волны 3,0 см (горизонтальная поляризация) загрязнения моря в районе г. Махачкалы:

Время, ч, мин	11 13			11 14			11 15		
Радиояркостная температура, К	129,2	130,4	127,0	129,4	127,7	126,4	126,6	126,0	
Время, ч, мин	11 16			11 17			11 18		
Радиояркостная температура, К	125,3	126,0		126,0	126,2	125,6	122,7	122,7	

Под действием северо-восточных ветров нефть постепенно выбрасывалась на песчаный берег. Измерения выполнялись при без-

облачном небе с высоты 1500 м, полеты выполнялись от берега через загрязненный район до чистой воды.

Контраст радиоярких температур, обусловленный нефтяной пленкой, составил 6,5 К, характер записи аналогичен виду радиояркой температуры, представленному на рис. 2, — также просматриваются отдельные пики радиояркой температуры, соответствующие скоплениям нефти на водной поверхности. Как уже указывалось выше, максимальное загрязнение водной поверхности просматривалось вблизи береговой черты, что подтверждается и данными микроволновых измерений. Измерения на более коротких длинах волн дали приращения радиоярких температур того же порядка.

Самолетные исследования районов интенсивного загрязнения нефтепродуктами водной поверхности показали, что превышения радиоярких температур, создаваемых нефтяными пятнами, при измерениях с высот до 1500 м на длинах волн 0,8—3,0 см (горизонтальная поляризация) не превышают 8,5 К и составляют в среднем 3—4 К.

При увеличении высоты полета самолета до 8000 м для сильно загрязненных участков морской поверхности приращение радиояркой температуры просматривается не в виде отдельных пиков, а как превышение уровня сигнала, которое составляет 1,5 К на длине волны 3,0 см.

Если сравнить результаты самолетных измерений с результатами расчета [2], то наблюдаемые контрасты радиоярких температур существенно меньше. Для того чтобы сделать окончательный вывод о соответствии между результатами расчета и эксперимента, необходимы самолетные измерения с одновременным контролем характера и толщины нефтяных пленок. В целом самолетные измерения так же, как и теоретические расчеты, подтверждают возможность микроволновой дистанционной индикации районов интенсивного загрязнения, однако для организации контроля с ИСЗ необходимо еще решить проблему обеспечения необходимой разрешающей способности при построении спутниковых антенных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митник Л. М. Обнаружение нефтяных загрязнений на поверхности акваторий методом пассивного зондирования в СВЧ-диапазоне (по данным модельных расчетов).—«Водные ресурсы», 1974, № 2, с. 180—186.

2. Богородский В. В. и др. Дистанционная индикация загрязнений поверхности моря нефтепродуктами.— В кн.: Труды XVIII сессии КОСПАР. Варна, 1975.

3. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Методика лабораторных измерений излучательных свойств в сантиметровом диапазоне.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 3—8.

4. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Измерение коэффициентов излучения водной поверхности, покрытой пеной и органическими пленками.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 9—13.

5. Edgerton A. T., Meeks D. and Williams D. Microwave Emission Characteristics of Oil Slicks. Joint Conference on Sensing of Environmental Pollutants. AIAA Paper N 71—1071, Palo Alto, California, November 8—10, 1971.

6. Aukland I. C., Conaway W. H., Sanders N. K. Detection of oil slick pollution on water surface with microwave radiometer systems. Proc. of 6th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environ., Ann Arbor, Michigan, 1969.

7. Hoult D. P. (edit). Oil in the sea. Plenum Press, N. Y. 1969.

8. Богородский В. В., Кропоткин М. А. Дистанционное обнаружение нефтяных загрязнений ИК лазером.— Л., Гидрометеониздат, 1975.

Ю. И. Рабинович, М. М. Черняк

ОЦЕНКА ПРИБЛИЖЕННЫХ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЯ ПЕРЕНОСА МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОСАДКАХ

При распространении радиотеплового излучения в атмосфере, содержащей гидрометеоры, наблюдается заметное его ослабление, обусловленное рассеянием на каплях воды и поглощением. В большинстве реальных случаев переноса микроволновой радиации в облаках и осадках малой интенсивности можно ограничиться учетом только поглощения и собственного излучения [1, 2]. Для оценки правомерности такого рода допущения потребовалось корректное решение задачи о переносе микроволнового излучения при наличии гидрометеоров с учетом многократного рассеяния. Это было сделано в работе [3], где выполнены обстоятельные расчеты с использованием данных о коэффициентах ослабления и рассеяния для облачных частиц и капель дождя по [4], а также индикатрисы рассеяния дождевых капель согласно [5].

При рассмотрении переноса микроволнового излучения в облаках и осадках обычно оперируют с радиояркостной температурой T . Используя ее связь с интенсивностью излучения, нетрудно получить следующее интегродифференциальное уравнение переноса излучения относительно T :

$$\mu \frac{dT}{d\tau} = (1 - \Lambda) T_c + \frac{\Lambda}{4\pi} \int_{(\Omega)} T(\tau, \varphi', \theta') x(\tau \theta_0) d\Omega - T(\tau, \theta, \varphi), \quad (1)$$

где $T_c = T_c(\tau)$ — температура среды, $\mu = \cos \theta$, Λ — вероятность выживания кванта.

Решение уравнения (1) требует знания оптических характеристик элементарного объема среды Λ , τ_0 и $x(\theta_0)$. С этой целью были выполнены расчеты значений этих параметров для длин волн

микроволнового диапазона и сред с различной микроструктурой. Результаты приведены в [4, 5, 6, 7].

Анализ выполненных расчетов позволил выяснить следующие особенности оптических параметров в микроволновом диапазоне. Оптическая толщина слоев облачности и осадков меньше, чем для длин волн оптического диапазона. Вероятность выживания кванта сильно зависит от микроструктуры рассеивающей среды. В жидкокапельных облаках ее значение много меньше единицы, а в осадках она достигает 0,5—0,6 при интенсивности 100 мм/ч. Индикатриса рассеяния элементарного объема облачных капель релеевская, а в осадках асимметричная, слабо вытянутая. Для элементарного объема осадков ее можно представить в виде ряда по полиномам Лежандра с тремя членами разложения.

С использованием полученных значений Λ , τ_0 , $x(\theta_0)$ в [3] было произведено полное решение уравнения (1) для значений оптической толщины τ_0 от 0,5 до 3,0. Полное решение уравнения переноса понимается в том смысле, что было учтено многократное рассеяние. Коэффициент отражения подстилающей поверхности R изменялся в интервале от 0 до 1. Температура слоя атмосферы T_c считалась постоянной по всей толщине. Решение уравнения переноса произведено для плоскопараллельного слоя, ограниченного снизу подстилающей поверхностью, по алгоритму, предложенному в [8]. Граничные условия имели следующий вид:

$$\begin{aligned} T(0, \theta) &= 0; \\ T(\tau_0; \theta) &= T_0. \end{aligned} \quad (2)$$

Расчеты производились на ЭВМ и их результаты в виде таблиц и графиков приведены в [3].

Анализ результатов расчета показал, что радиояркостные температуры, соответствующие сферической и несферической индикатрисам рассеяния, отличаются при всех Λ не более чем на 2% во всем диапазоне оптических толщин. Объясняется это тем, что при больших Λ кратность рассеяния велика и, следовательно, форма индикатрисы рассеяния не оказывает существенного влияния на угловую структуру поля излучения. С уменьшением Λ уменьшается и вклад рассеянного излучения. Основную роль начинают играть поглощение и собственное излучение среды, что также приводит к ослаблению угловой зависимости. По-видимому, роль индикатрисы рассеяния будет велика там, где преобладает однократное рассеяние при зеркальной подстилающей поверхности.

Увеличение вероятности выживания кванта ведет к уменьшению радиояркостной температуры слоя как для восходящего, так и для нисходящего излучения. Влияние Λ на радиояркостную температуру тем больше, чем больше оптическая толщина слоя.

При больших оптических толщинах угловая структура поля нисходящего излучения выражена сильнее, чем у восходящего.

При $\tau_0 > 3$ и $0,1 \leq \Lambda \leq 0,4$ влияние диффузно отражающей подстилающей поверхности на радиояркостную температуру слоя мало. При $\tau_0 < 3$ влияние на нее отражающих свойств подстилающей поверхности необходимо учитывать.

Таковы коротко выводы, полученные в [3] при анализе точного решения уравнения переноса.

Полное решение уравнения переноса связано с большим объемом вычислений, не оправданных при малых оптических толщинах и малых вероятностях выживания кванта. В связи с этим на практике часто прибегают к решению приближенного уравнения переноса, пренебрегая вкладом многократного рассеяния. Сопоставим результаты полного решения уравнения переноса, считая их «точными», со значениями радиояркостных температур, полученными из приближенного уравнения.

Считая, что вкладом рассеяния можно пренебречь, из уравнения (1) получим

$$\mu \frac{dT}{d\tau} = (1 - \Lambda)T_c - T. \quad (3)$$

Решение этого уравнения произведем с теми же входными данными и граничными условиями, что и (1). Тогда получим:

$$\begin{aligned} T^- &= (1 - R)T_{\pi} e^{-\tau_0 \sec \theta} + (1 + R e^{-\tau_0 \sec \theta})(1 - \Lambda)T_c(1 - e^{-\tau_0 \sec \theta}); \\ T^+ &= (1 - \Lambda)T_c(1 - e^{-\tau_0 \sec \theta}), \end{aligned} \quad (4)$$

где T^- и T^+ — радиояркостные температуры восходящего и нисходящего излучения соответственно, T_{π} — температура подстилающей поверхности, T_c — температура слоя.

Результаты расчетов помещены в табл. 1, в которой для каждого значения оптической толщины слоя приведено по четыре графы с данными о радиояркостной температуре. В графе 1 даны T^- и T^+ , соответствующие полному решению уравнения переноса, т. е. «точные» значения, в графе 2 приведены значения, рассчитанные по уравнениям (4). О графах 3 и 4 будет сказано ниже. Все значения радиояркостных температур даны в кельвинах. Как видно из таблицы, при $\Lambda = 0,1$ для различных углов визирования и оптических толщин разницы между температурами в графах 1 и 2 достигает 25—30 К. Еще большие расхождения наблюдаются при $\Lambda = 0,4$. Здесь для отдельных θ и τ_0 они достигают нескольких десятков, до 100 К. Поскольку в осадках средней интенсивности для длины волны 3,0 см $\Lambda \geq 0,2$ и $\tau_0 \geq 1$, учет многократного рассеяния необходим. В уравнении (3) рассеяние учитывалось как фактор, ослабляющий излучение, увеличение же проходящего излучения из-за влияния рассеяния пренебрегалось.

В коэффициенте ослабления учитывалось ослабление за счет поглощения и за счет рассеяния. При этом, как показано выше, наблюдаются значительные расхождения результатов приближенного и точного решения. Таким образом, выполнялись расчеты в ряде работ, например в [9, 10, 11, 12]. Исключим теперь

Радиояркие температуры восходящего и н

θ	τ ₀ =3,0				τ ₀ =2,5				τ ₀ =2,0			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Δ=0,4												
T ⁻ 17°40'	252,5	170,0	277,4	250,3	253,2	174,2	278,3	251,0	254,3	180,5	279,5	252,3
39 40	249,2	166,8	276,5	246,8	249,6	169,9	277,3	247,3	250,6	174,3	278,4	248,3
60 00	242,9	165,3	275,4	240,2	243,1	165,8	275,8	240,4	243,5	167,2	276,4	240,9
76 40	233,0	165,0	275,0	229,9	233,1	165,0	275,0	230,0	233,2	165,1	275,1	230,1
87 20	219,9	165,0	275,0	217,0	220,1	165,0	275,0	217,1	220,1	165,0	275,0	217,2
T ⁺ 17°40'	259,5	157,9	233,4	258,9	249,1	153,0	218,0	246,9	232,4	144,7	196,9	231,3
39 40	266,7	161,7	248,5	265,9	259,3	158,6	235,8	258,2	246,4	152,8	217,1	245,2
60 00	273,3	164,7	267,5	272,8	270,2	163,8	261,3	269,3	263,6	162,0	250,0	262,9
76 40	275,7	165,0	274,9	275,3	274,4	165,0	274,6	273,8	272,7	165,0	273,5	271,6
87 20	276,6	165,0	275,0	276,7	276,0	165,0	275,0	275,5	274,3	165,0	275,0	274,2
Δ=0,4												
T ⁻ 17°40'	252,2	169,3	275,7	250,0	252,7	172,1	275,3	250,4	253,3	176,9	274,2	250,9
39 40	249,0	167,0	275,7	246,6	249,3	168,9	275,7	246,9	249,8	172,3	275,2	247,3
60 00	242,8	165,2	275,3	240,1	243,0	165,7	275,5	240,3	243,2	166,8	275,7	240,5
76 40	233,0	165,0	275,0	229,9	233,0	165,0	275,0	229,9	233,3	165,0	275,0	230,0
87 20	219,9	165,0	275,0	217,0	220,0	165,0	275,0	217,1	220,0	165,0	275,0	217,1
T ⁺ 17°40'	259,1	157,9	233,4	258,3	248,7	153,0	218,0	247,5	231,8	144,8	196,9	230,3
39 40	266,3	161,7	248,1	265,5	258,8	158,6	235,3	257,6	245,8	152,7	216,6	244,1
60 00	272,9	164,6	267,5	272,2	269,6	163,9	261,3	268,6	263,1	162,0	251,0	261,5
76 40	277,8	165,0	274,9	274,6	273,7	165,0	274,6	272,9	271,1	165,0	273,5	269,8
87 20	276,1	165,0	275,0	275,7	275,0	165,0	275,0	274,4	273,3	165,0	275,0	272,0
Δ=0,4												
T ⁻ 17°40'	168,1	273,9	249,5		170,1	272,3	249,6		173,3	268,9	249,4	
39 40	166,5	274,9	246,3		167,8	274,1	246,4		170,3	272,1	246,3	
60 00	165,2	275,2	239,9		165,5	275,2	240,0		166,4	275,0	240,0	
76 40	165,0	275,0	229,7		165,0	275,0	229,7		165,0	275,0	229,8	
87 20	165,0	275,0	216,9		165,0	275,0	216,9		165,0	275,0	216,9	
T ⁺ 17°40'	157,9	233,4	257,8		153,0	218,0	246,9		144,8	196,9	229,5	
39 40	161,7	248,1	264,9		158,6	235,3	257,0		152,7	216,6	243,3	
60 00	164,6	267,5	271,6		163,9	261,3	267,8		162,0	251,0	260,5	
76 40	165,0	274,9	273,9		165,0	274,6	271,9		165,0	273,5	268,5	
87 20	165,0	275,0	274,8		165,0	275,0	273,2		165,0	275,0	270,4	

Таблица 1

сходящего излучения при $T_n=29\text{ K}$, $T_c=275\text{ K}$

$\tau_0=1,5$				$\tau_0=1,0$				$\tau_0=0,5$			
1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
$R=0$											
256,5	191,0	281,2	254,5	260,7	209,1	283,5	258,9	269,5	239,6	286,7	268,3
252,4	183,0	280,0	250,2	256,4	199,4	282,3	254,4	265,6	230,9	285,8	264,3
244,8	171,4	277,7	242,0	247,0	182,0	279,8	245,2	256,8	211,4	283,8	255,0
233,6	165,3	274,8	230,5	234,7	166,7	276,0	231,7	240,0	179,5	279,4	237,5
220,4	165,0	275,0	217,5	220,9	165,0	275,0	218,1	222,6	165,0	275,0	219,8
205,8	130,8	168,1	204,2	163,9	107,3	128,5	162,4	98,6	67,3	74,3	97,4
223,7	141,4	189,6	222,0	184,1	120,0	148,8	182,4	115,7	78,7	88,8	114,4
250,4	156,8	229,6	248,6	220,8	142,7	192,2	218,7	153,8	104,3	124,1	151,9
267,5	164,7	269,0	266,0	256,8	162,9	254,4	254,9	218,6	146,0	200,1	215,6
271,5	165,0	275,0	269,6	265,5	165,0	275,0	264,0	253,5	165,0	274,0	243,5
$R=0,2$											
254,1	184,5	271,7	251,3	254,7	196,2	259,7	244,9	253,0	213,1	255,0	247,5
250,1	178,7	273,6	247,8	251,4	190,0	263,1	243,1	250,7	208,6	258,3	245,5
243,7	169,9	275,6	240,8	244,6	178,0	269,6	238,8	245,3	197,6	265,5	240,5
233,3	165,2	275,2	230,0	233,7	166,3	275,5	229,8	234,5	176,1	274,4	230,5
220,1	165,0	275,0	217,1	220,3	165,0	275,0	217,0	220,3	165,0	275,0	216,7
205,1	130,8	168,1	203,2	162,8	107,3	94,3	161,3	97,2	67,4	74,3	97,5
222,8	141,5	188,9	220,8	182,8	120,0	110,9	180,5	113,9	78,8	88,3	112,2
249,3	156,8	229,3	247,2	219,1	142,7	151,4	216,6	151,4	104,3	124,1	149,1
268,0	164,8	269,4	264,2	254,6	162,8	226,5	251,9	215,0	146,1	200,1	211,4
269,4	165,0	275,0	267,9	262,6	165,0	274,9	260,5	248,5	165,0	274,6	245,9
$R=0,4$											
177,8	262,1	248,0		183,4	233,8	242,6		186,6	223,4	226,0	
174,4	267,2	245,3		180,7	241,6	240,9		186,5	230,8	226,0	
168,6	273,6	239,4		174,0	257,1	236,9		183,9	247,1	225,6	
165,1	275,1	229,5		166,0	273,3	228,3		172,8	269,5	223,2	
165,0	275,0	216,7		165,0	275,0	215,9		165,0	275,0	213,6	
130,8	168,1	202,1		107,3	94,3	159,8		67,4	74,3	93,8	
141,5	188,9	219,5		120,0	110,9	178,8		78,8	88,3	110,0	
156,8	229,3	245,7		142,7	151,4	214,3		104,3	124,1	146,1	
164,8	269,4	262,3		162,8	226,5	249,0		146,1	200,1	206,9	
165,0	275,0	265,5		165,0	274,9	256,8		165,0	274,6	239,9	

θ	$\tau_0=3,0$				$\tau_0=2,5$				$\tau_0=2,0$			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
$\Delta=0,4$												
$T^- 17^\circ 40'$	251,7	167,0	272,2	249,4	251,6	168,1	269,2	249,0	251,0	169,7	263,5	247,9
39 40	248,7	166,0	274,0	246,3	248,7	166,8	272,5	246,1	248,3	168,2	268,9	245,3
60 00	242,7	165,1	275,0	240,0	242,7	165,3	274,9	239,9	242,6	165,9	274,2	239,5
76 40	233,1	165,0	275,0	229,8	232,9	165,0	275,9	229,7	232,8	165,0	275,0	229,5
87 20	219,9	165,0	276,0	217,0	219,9	165,0	275,0	216,9	219,8	165,0	275,0	216,8
$T^+ 17^\circ 40'$	258,4	157,9	233,4	257,4	247,7	153,0	218,0	246,3	230,7	144,8	196,9	228,7
39 40	265,5	161,7	248,1	264,5	257,8	157,6	235,3	256,4	244,4	152,7	216,6	242,4
60 00	271,8	164,6	267,5	271,0	268,4	163,9	261,3	267,0	261,4	162,0	251,0	259,4
76 40	273,7	165,0	274,9	273,1	272,0	165,0	274,6	270,9	268,9	165,0	273,5	267,1
87 20	274,3	165,0	275,0	273,8	272,8	165,0	275,0	271,9	270,2	165,0	275,0	268,6

$\Delta=0,4$												
$T^- 17^\circ 40'$	251,4	165,8	270,4	251,6	251,0	166,1	266,2	250,9	249,8	166,1	258,2	249,1
39 40	248,5	165,5	273,2	248,9	248,3	165,8	270,9	248,5	247,5	166,1	265,8	247,1
60 00	242,7	165,1	274,9	243,4	242,6	165,2	274,6	243,2	242,2	165,4	273,5	241,4
76 40	232,9	165,0	245,0	234,2	232,1	165,0	275,0	234,1	232,7	165,0	275,0	233,8
87 20	219,9	165,0	275,0	222,6	219,8	165,0	275,0	222,6	219,6	165,0	275,0	222,4
$T^+ 17^\circ 40'$	258,0	157,9	233,4	257,8	247,2	153,0	218,0	246,7	230,0	144,8	196,9	229,2
39 40	265,0	161,7	248,1	264,5	257,3	158,6	235,3	256,6	243,7	152,7	216,6	242,7
60 00	271,3	164,6	267,5	270,8	267,7	163,9	261,3	266,9	260,5	162,0	251,0	259,5
76 40	273,3	165,0	274,9	272,6	277,8	165,0	274,6	270,4	267,8	165,0	273,5	266,6
87 20	273,4	165,0	275,0	273,0	271,7	165,0	275,0	271,1	268,6	165,0	275,0	267,7

$\Delta=0,4$												
$T^- 17^\circ 40'$	251,1	164,7	268,7	251,3	250,4	164,1	263,2	250,2	248,5	162,5	252,8	247,5
39 40	248,3	164,9	272,3	248,7	247,9	164,8	269,3	248,0	246,6	164,1	262,6	246,1
60 00	242,6	165,0	274,8	243,3	242,4	165,0	274,3	243,0	241,8	164,9	272,7	242,1
76 40	232,8	165,0	275,0	234,2	272,8	165,0	275,0	234,0	232,5	165,0	275,0	233,6
87 20	219,8	165,0	275,0	222,6	219,8	165,0	275,0	222,5	219,6	165,0	275,0	222,2
$T^+ 17^\circ 40'$	257,5	157,9	233,4	257,1	246,7	153,0	218,0	246,1	229,3	144,8	196,9	228,4
39 40	264,5	161,7	248,1	264,0	256,7	158,6	235,3	255,9	242,9	152,7	216,6	241,8
60 00	270,6	164,6	267,5	270,1	267,0	163,9	261,3	266,1	259,6	162,0	251,0	258,3
76 40	272,2	165,0	274,9	271,7	270,2	165,0	274,6	269,3	266,5	165,0	273,5	265,2
87 20	272,4	165,0	275,0	271,9	270,4	165,0	275,0	269,7	267,0	165,0	275,0	265,9

$\tau_0=1,5$				$\tau_0=1,0$				$\tau_0=0,5$			
1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
$R=0,6$											
248,9	171,2	252,5	244,5	241,7	170,5	207,9	233,9	217,6	160,2	191,8	203,8
246,7	170,2	260,8	242,6	240,8	171,4	220,1	233,7	218,7	164,3	203,3	206,0
241,8	167,3	271,5	238,1	238,1	170,0	244,6	232,4	220,9	170,1	228,8	210,2
232,5	165,1	275,1	228,9	239,3	165,6	271,0	226,6	222,8	169,5	264,5	215,7
220,5	165,0	275,0	216,3	218,8	165,0	275,0	214,8	215,4	165,0	275,0	210,4
203,4	130,8	168,1	200,9	160,4	107,3	94,3	158,2	94,0	67,4	74,3	92,0
220,9	141,5	188,9	218,2	180,1	120,0	110,9	176,9	110,2	78,8	88,3	107,7
246,9	156,8	229,3	244,1	215,6	142,7	151,4	212,0	146,4	104,3	124,1	143,0
263,0	164,8	269,4	260,3	250,8	162,8	226,5	245,9	207,3	146,1	200,1	202,3
265,3	165,0	275,0	263,0	256,3	165,0	274,9	253,0	237,8	165,0	274,6	233,7

$R=0,8$

246,1	164,0	243,0	244,0	234,7	157,7	182,1	224,9	198,7	133,7	160,1	180,8
244,6	165,9	254,5	243,2	235,0	162,0	198,6	226,3	201,6	142,2	175,8	185,1
240,7	165,9	269,5	240,4	234,6	166,0	232,0	227,8	207,8	156,4	210,5	194,3
232,1	165,0	275,0	232,9	229,9	165,3	268,7	224,8	217,1	166,2	260,0	208,0
219,3	165,0	275,0	221,7	218,0	165,0	275,0	213,6	212,8	165,0	275,0	207,1
202,5	130,8	168,1	201,6	159,1	107,3	94,3	156,5	92,3	67,4	74,3	89,9
219,9	141,5	188,9	218,8	178,6	120,0	110,9	175,0	108,2	78,9	88,3	105,4
245,7	156,8	229,3	244,3	213,7	142,7	151,4	209,5	143,6	104,3	124,1	139,8
261,3	164,8	269,4	259,8	247,2	162,8	226,5	242,6	203,2	146,1	200,1	197,5
263,1	165,0	275,0	261,8	252,9	165,0	274,9	248,9	232,0	165,0	274,6	227,2

$R=1,0$

243,1	157,9	233,4	240,1	227,3	144,8	156,2	219,2	179,0	107,3	128,5	161,6
242,4	161,7	248,1	240,2	228,9	152,7	177,1	222,4	183,7	120,0	148,2	168,3
239,6	164,6	267,5	238,9	231,0	162,0	219,5	227,4	194,1	142,7	192,2	183,0
231,7	165,0	274,9	232,3	228,6	165,0	266,4	228,0	210,0	162,8	254,6	206,0
219,1	165,0	275,0	221,3	217,2	165,0	275,0	218,6	210,0	165,0	275,0	210,7
201,5	130,8	168,1	200,4	157,7	107,3	94,3	157,1	90,6	67,4	74,3	90,2
218,8	141,5	188,9	217,5	177,0	120,0	110,9	175,6	106,1	78,8	88,3	105,7
244,3	156,8	229,3	242,7	211,7	142,7	151,4	210,0	140,8	104,3	124,1	140,1
259,6	164,8	269,4	257,7	255,7	162,8	226,5	242,4	199,0	146,1	200,1	197,5
260,8	165,0	275,0	259,3	249,2	165,0	274,9	247,6	226,0	165,0	274,6	225,8

θ	τ ₀ =3,0				τ ₀ =2,5				τ ₀ =2,0			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Λ=0,1												
T ⁻ 17°40'	270,5	249,4	275,9	269,9	271,0	250,6	276,5	270,4	271,8	252,9	277,4	271,4
39 40	269,8	248,4	275,5	268,9	270,1	249,1	275,9	269,2	270,7	250,7	276,5	269,9
60 00	268,5	247,6	275,1	267,4	268,6	247,8	275,2	267,4	268,7	248,2	275,4	267,7
76 40	266,5	247,5	275,0	265,3	266,6	247,5	275,0	265,2	266,6	247,6	275,0	265,2
87 20	263,4	247,5	275,0	262,2	263,4	247,5	275,0	262,3	263,4	247,5	275,0	262,3
T ⁺ 17°40'	263,2	236,9	258,9	261,1	254,6	229,4	249,1	252,6	240,2	217,1	233,4	238,4
39 40	269,6	242,6	266,8	267,5	264,1	237,8	260,2	262,0	253,7	229,2	248,5	251,7
60 00	275,8	247,0	273,8	272,7	273,3	245,8	271,9	271,2	269,6	243,0	267,5	267,4
76 40	275,8	247,5	275,0	273,7	275,6	247,5	275,0	273,5	275,2	247,5	274,9	273,0
87 20	279,1	247,5	275,0	274,0	275,9	247,5	275,0	273,8	275,6	247,5	275,0	273,5

Λ=0,1												
T ⁻ 17°40'	271,4	248,9	275,6	269,6	271,8	249,8	275,7	269,9	272,2	251,0	275,7	270,4
39 40	270,6	248,2	275,3	268,7	270,8	248,8	275,5	269,0	271,1	249,8	275,7	269,3
60 00	269,0	247,6	275,1	267,3	269,1	247,7	275,1	268,9	269,2	248,1	275,3	267,5
76 40	266,7	247,5	275,0	265,2	266,7	247,5	275,0	265,2	266,7	247,5	275,0	265,2
87 20	263,3	247,5	275,0	262,2	263,4	247,5	275,0	262,2	263,4	247,5	275,0	262,2
T ⁺ 17°40'	263,1	236,9	258,8	261,7	254,5	229,6	249,1	252,4	240,2	217,2	233,4	238,1
39 40	269,5	242,5	266,6	267,2	264,0	237,9	260,0	261,7	253,6	229,1	248,1	251,4
60 00	274,7	246,9	273,8	272,4	273,2	245,8	271,9	270,8	269,5	243,0	267,5	267,1
76 40	275,7	247,5	275,0	273,3	275,5	247,5	275,0	273,0	275,0	247,5	274,9	272,6
87 20	275,9	247,5	275,0	273,5	275,7	247,5	275,0	273,3	275,4	247,5	275,0	272,9

Λ=0,1												
T ⁻ 17°40'	271,3	248,4	275,2	269,4	271,4	248,9	274,9	269,5	271,5	249,2	273,9	269,4
39 40	270,5	248,0	275,2	268,6	270,6	248,4	275,2	268,7	270,7	248,9	274,9	268,6
60 00	269,0	247,6	275,0	267,3	269,0	247,7	275,1	267,3	269,1	247,9	275,2	267,2
76 40	266,7	247,5	275,0	265,2	266,6	247,5	275,0	265,2	266,7	247,5	275,0	265,1
87 20	263,3	247,5	265,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,2
T ⁺ 17°40'	263,6	236,9	258,8	260,6	254,5	229,6	249,1	252,1	240,1	217,2	233,4	237,8
39 40	269,5	242,5	266,6	267,0	263,9	237,9	260,0	261,5	253,5	229,1	248,1	251,1
60 00	274,7	246,9	273,8	272,1	273,1	245,8	271,9	270,5	263,9	243,0	267,5	266,7
76 40	275,6	247,5	275,0	272,9	277,3	247,5	275,0	272,6	274,8	247,5	274,9	272,1
87 20	275,7	247,5	275,0	273,0	275,5	247,5	275,0	272,7	275,1	247,5	275,0	272,3

$\tau_0=1,5$				$\tau_0=1,0$				$\tau_0=0,5$			
1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4

$R=0$

273,3	256,5	278,9	273,2	275,9	262,7	281,2	276,0	280,7	273,3	284,9	280,8
271,9	253,7	277,8	271,6	274,2	259,4	280,0	274,1	279,1	270,3	283,9	279,1
269,4	249,7	276,1	268,7	271,0	253,4	277,7	270,4	275,5	263,5	281,5	275,0
266,6	247,6	275,0	265,6	267,0	248,1	274,8	266,0	269,0	252,5	277,3	268,0
263,4	247,5	275,0	262,4	263,5	247,5	275,0	262,5	263,7	247,5	275,0	262,6
216,2	196,3	208,3	214,9	176,2	160,9	168,1	175,3	109,6	101,0	104,8	109,0
234,2	212,1	227,4	232,6	197,4	180,0	189,6	196,2	129,4	118,1	121,8	127,5
260,0	235,1	256,5	258,2	235,1	214,0	229,6	233,7	170,1	156,4	163,2	168,8
274,0	247,0	274,2	272,1	269,4	244,3	269,0	267,6	239,5	219,0	235,9	237,1
275,0	275,0	275,0	273,1	273,9	247,5	275,0	272,2	271,1	247,5	275,0	269,4

$R=0,2$

272,7	252,6	274,5	270,7	272,6	253,6	271,7	269,8	268,2	250,8	261,6	263,5
271,6	251,5	275,4	269,6	271,6	253,3	273,6	269,1	268,0	252,2	265,0	263,7
269,6	249,1	275,7	267,7	269,7	251,3	275,6	267,5	267,5	253,6	271,1	263,9
266,7	247,6	275,1	265,2	266,8	247,9	275,2	265,1	266,3	250,8	275,7	264,0
663,4	247,5	275,0	262,2	263,4	247,5	275,0	262,1	263,3	247,5	275,0	261,9
216,1	196,2	200,9	214,3	176,0	160,9	168,1	174,7	109,3	101,1	103,5	108,6
234,0	212,3	220,2	232,0	197,2	180,0	188,9	195,5	128,1	118,3	121,2	127,0
259,6	235,2	252,4	257,5	234,9	214,0	229,5	232,8	169,7	156,4	163,2	168,2
273,8	247,1	273,8	271,3	269,0	244,3	269,4	266,6	238,9	219,2	235,9	236,2
274,7	247,5	275,0	272,3	273,3	247,5	275,0	271,0	270,1	247,5	275,0	268,1

$R=0,4$

271,1	248,7	269,6	268,3	268,2	244,5	262,1	263,8	254,8	228,3	238,2	246,1
270,4	249,2	272,5	267,9	268,2	247,2	267,2	264,3	256,1	234,1	245,9	248,2
269,0	248,6	275,1	266,9	267,9	249,2	273,6	265,0	259,0	243,7	260,7	252,8
266,7	247,5	275,0	265,0	266,1	247,8	275,1	264,6	268,3	249,2	274,1	259,9
263,3	247,5	275,0	262,1	263,3	247,5	275,0	261,8	268,3	247,5	275,0	261,2
216,0	196,2	200,9	213,9	175,8	160,9	168,1	174,3	109,1	101,1	103,5	108,2
233,9	212,3	220,2	231,6	197,0	180,0	188,6	195,1	127,8	118,3	121,2	126,6
259,6	235,2	252,4	257,1	234,6	214,0	229,5	232,3	169,3	156,4	163,2	167,5
273,5	247,1	273,8	270,8	268,6	244,3	269,4	265,9	238,2	219,2	235,9	235,2
274,4	247,5	275,0	271,6	272,8	247,5	275,0	270,1	269,1	247,5	275,0	266,8

θ	$\tau_0=3,0$				$\tau_0=2,5$				$\tau_0=2,0$			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
$\Lambda=0,1,$												
$T^- 17^\circ 40'$	271,1	248,0	274,8	269,1	271,1	248,0	274,1	269,0	270,8	247,4	272,2	268,3
39 40	270,4	247,8	275,0	268,5	270,4	248,0	274,9	268,4	270,2	248,0	274,0	268,0
60 00	269,0	247,5	275,0	267,2	269,0	247,6	275,1	267,2	269,0	247,8	275,1	267,0
76 40	266,7	247,5	275,0	265,2	266,7	247,5	275,0	265,1	266,7	247,5	275,0	265,0
87 20	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,1
$T^+ 17^\circ 40'$	263,0	236,9	258,8	260,4	254,4	229,6	249,1	251,9	240,0	217,2	233,4	237,6
39 40	269,4	242,5	266,6	266,7	263,9	237,9	260,0	261,2	253,4	229,1	248,1	250,8
60 00	274,6	246,9	273,8	271,7	273,0	245,8	271,9	270,4	269,2	243,0	267,5	266,3
76 40	275,5	247,5	275,0	272,5	275,2	247,5	275,0	272,2	274,6	247,5	274,9	271,6
87 20	275,6	247,5	275,0	272,5	275,3	247,5	275,0	272,2	274,9	247,5	275,0	271,7
$\Lambda=0,1,$												
$T^- 17^\circ 40'$	270,9	247,5	274,4	268,8	270,8	247,1	273,3	268,5	270,1	245,6	270,4	267,3
39 40	270,3	247,6	274,9	268,3	270,2	247,5	274,5	268,1	269,8	247,1	273,2	267,4
60 00	269,0	247,5	275,0	268,0	269,0	247,5	275,0	267,9	268,8	247,6	274,9	266,8
76 40	267,8	247,5	275,0	265,1	266,7	247,5	275,0	265,1	266,7	247,5	275,0	265,0
87 20	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,2
$T^+ 17^\circ 40'$	262,9	236,9	258,8	260,2	254,3	229,6	249,1	251,7	239,9	217,2	233,4	237,3
39 40	269,3	242,5	266,6	266,5	263,8	237,9	260,0	260,9	253,3	229,1	248,1	250,5
60 00	274,5	246,9	273,8	271,4	272,9	245,8	271,9	269,9	269,1	243,0	267,5	266,0
76 40	275,3	247,5	275,0	272,1	275,0	247,5	275,0	271,8	274,5	247,5	274,9	271,2
87 20	275,4	247,5	275,0	272,0	275,1	247,5	275,0	271,7	274,7	247,5	275,0	271,2
$\Lambda=0,1$												
$T^- 17^\circ 40'$	270,7	247,0	274,0	268,6	270,4	247,0	272,6	267,9	269,4	243,8	268,7	266,2
39 40	270,2	247,4	274,7	268,2	270,0	247,1	274,2	267,8	269,4	246,1	272,4	266,6
60 00	268,9	247,5	275,0	267,2	268,9	247,5	275,0	267,0	268,7	247,4	274,8	266,5
76 40	266,7	247,5	275,0	265,1	266,7	247,5	275,0	265,1	266,6	247,5	275,0	264,9
87 20	263,3	247,5	275,0	262,2	263,3	247,5	275,0	262,1	263,3	247,5	275,0	262,0
$T^+ 17^\circ 40'$	262,8	236,9	258,8	260,0	254,2	229,6	249,1	251,4	239,8	217,2	233,4	237,0
39 40	269,3	242,5	266,6	266,2	263,7	237,9	260,1	260,6	253,2	229,1	248,1	250,2
60 00	274,4	246,9	273,8	271,1	272,8	245,8	271,9	269,5	268,9	243,0	267,5	265,6
76 40	275,2	247,5	275,0	271,7	274,9	247,5	275,0	271,4	274,3	247,5	274,9	270,7
87 20	275,2	247,5	275,0	271,5	274,9	247,5	275,0	271,1	274,4	247,5	275,0	270,6

$\tau_0=1,5$				$\tau_0=1,0$				$\tau_0=0,5$			
1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4

$R=0,6$

269,5	244,7	264,8	265,9	263,8	235,4	252,5	257,7	241,3	205,8	214,8	239,1
269,3	247,0	269,7	266,2	264,8	241,2	260,8	259,5	244,1	216,1	227,0	232,6
268,6	248,0	274,4	266,2	266,1	247,1	271,5	262,4	250,4	233,8	250,3	241,5
266,6	247,5	275,0	264,8	266,3	247,7	275,0	264,0	260,4	247,5	272,6	255,8
263,3	247,5	275,0	262,0	263,2	247,5	275,0	261,6	262,4	247,5	275,0	260,5
215,9	196,2	200,9	213,7	175,6	160,9	168,1	173,9	108,8	101,1	103,5	107,7
233,8	212,3	220,2	231,3	196,8	180,0	188,9	194,6	127,4	118,3	121,2	126,1
259,5	235,2	252,4	256,6	234,3	214,0	229,5	231,7	168,8	156,4	163,2	166,9
273,3	247,1	273,8	270,2	268,2	244,3	269,4	265,1	237,5	219,2	235,9	234,2
274,0	247,5	275,0	270,9	272,3	247,5	275,0	269,2	268,1	247,5	275,0	265,4

$R=0,8$

267,8	240,8	259,9	266,8	259,4	226,3	243,0	251,6	227,6	183,4	191,4	210,8
268,1	244,7	267,0	264,5	261,3	235,1	254,5	254,6	232,0	198,1	207,9	216,8
268,1	247,4	273,8	265,5	264,3	245,0	269,5	259,8	241,7	223,9	239,9	230,2
266,6	247,5	275,0	264,7	265,9	247,6	275,0	263,5	257,4	245,9	271,0	251,7
263,3	247,5	275,0	261,9	263,1	247,5	275,0	261,0	262,0	247,5	275,0	259,8
215,7	196,2	200,9	213,4	175,4	160,9	168,1	173,5	108,5	101,1	103,5	107,3
233,6	212,3	220,2	230,9	196,6	180,0	188,9	194,2	127,1	118,3	121,2	125,6
259,3	235,2	252,4	256,2	234,0	214,0	229,5	231,2	168,4	156,4	163,2	166,2
273,1	247,1	273,8	269,7	267,8	244,3	269,4	264,4	236,8	219,2	235,9	233,2
273,7	247,5	275,0	270,2	271,7	247,5	275,0	268,3	267,1	247,5	275,0	264,1

$R=1,0$

266,1	236,9	255,0	261,1	254,9	217,2	233,4	245,3	213,9	160,9	168,1	192,9
266,9	242,5	264,1	265,1	257,7	229,1	248,1	249,6	219,8	180,0	188,9	200,9
267,7	246,9	273,1	264,8	262,5	243,0	267,5	257,1	233,0	214,0	229,5	218,7
266,5	247,5	275,0	264,5	265,6	247,5	274,9	262,9	254,3	244,3	269,4	247,6
263,2	247,5	275,0	261,8	263,0	247,5	275,0	261,1	261,6	247,5	275,0	259,1
215,6	196,2	200,9	213,1	175,2	160,9	168,1	173,2	108,2	101,1	103,5	107,0
233,5	212,3	220,2	230,6	196,3	180,0	188,9	193,8	126,5	118,3	121,2	125,2
259,1	235,2	252,4	255,8	233,7	214,0	229,5	230,6	167,9	156,4	163,2	165,7
272,8	247,1	273,8	269,1	267,5	244,3	269,4	263,7	236,1	219,2	235,9	232,4
273,4	247,5	275,0	269,5	271,2	247,5	275,0	267,4	266,1	247,5	275,0	267,0

рассеяние полностью и проведем оценку ошибки в этом случае. Полагая в (3) коэффициент рассеяния равным нулю, получим:

$$T^+ = T_c (1 - e^{-\tau_0' \sec \theta});$$

$$T^- = (1 - R) T_c e^{-\tau_0' \sec \theta} + (1 + R e^{-\tau_0' \sec \theta}) T^+. \quad (5)$$

Выражения (5) дают радиояркостную температуру для восходящего и нисходящего излучения в чисто поглощающей среде. Значения T^- и T^+ , рассчитанные для тех же входных данных, что и в уравнениях (1) и (3), с соответствующим пересчетом τ_0 в τ_0' приведены в графе 3 табл. 1 для каждого значения τ_0 .

Сопоставление граф 2 и 3 табл. 1 показывает, что при учете только чистого поглощения значения радиояркостных температур оказываются гораздо ближе к точным значениям (графа 1), чем при учете в ослаблении и рассеянии.

Как следует из результатов расчета, при $\Lambda = 0,4$ и больших оптических толщинах разница между яркостными температурами существенна. При больших углах она невелика, особенно у нисходящего излучения. При $\Lambda = 0,1$ эта разница меньше для T^- и несколько больше для T^+ . Выполненное сопоставление точных и приближенных значений радиояркостных температур показывает, что при малых углах и больших λ и T_0 как частичное, так и полное пренебрежение рассеянием вряд ли можно считать оправданным.

Теперь исследуем возможность применения одного из приближенных методов решения уравнения переноса к расчету радиояркостных температур. При этом рассмотрим наиболее простой вариант метода, который позволяет получить конечный результат при небольшом объеме вычислений и учитывает в определенной степени вклад многократного рассеяния.

Изложенные ниже результаты получены при расчете радиояркостных температур обычным методом сферических гармоник в P_3 -приближении. Этот вариант не дал удовлетворительной точности.

Рассмотрим двойной P_m -метод, который является разновидностью метода сферических гармоник [13]. Описание и решение этим методом уравнения переноса произведем для плоского слоя при тех же граничных условиях, что и для уравнения (1). За исходное возьмем уравнение (1).

Радиояркостную температуру представим разложением в отдельные ряды по полиномам Лежандра при $\mu > 0$ и $\mu < 0$, считая, что она не зависит от азимута:

$$T^+(\tau, \mu) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) \psi_l^+(\tau) P_l(2\mu-1), \quad \mu > 0;$$

$$T^-(\tau, \mu) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) \psi_l^-(\tau) P_l(2\mu-1), \quad \mu < 0. \quad (6)$$

Особенностью обычного метода сферических гармоник является то, что радиояростная температура при $\mu=0$ на границах раздела рассеивающих сред и свободных поверхностях терпит разрыв, а при $\mu<0$ и $\mu>0$ она непрерывна. В двойном P_m -методе, как видно из уравнений (6), это исключено. Поэтому можно надеяться, что «двойное» разложение радиояростной температуры лучше, чем «одинарное» с удвоенным числом членов, т. е. двойное P_1 -приближение лучше, чем одинарное P_3 -приближение.

Полиномы Лежандра, входящие в (6), удовлетворяют следующему условию ортогональности:

$$\mp \int_0^{\pm 1} P_l(2\mu \pm 1) P_{l'}(2\mu \pm 1) d\mu = \begin{cases} 0 & \text{при } l \neq l'; \\ \frac{1}{2l+1} & \text{при } l = l'. \end{cases} \quad (7)$$

Рассмотрим вывод основных уравнений в двойном P_m -приближении. Уравнение (1) для радиояростных температур нисходящего и восходящего излучения запишется следующим образом:

$$\begin{aligned} \mu \frac{\partial T^+}{\partial \tau} &= (1 - \Lambda) T_c + \frac{\Lambda}{4\pi} \int_+ T^+(\tau, \mu) x(\tau, \theta_0) d\Omega' + \\ &+ \frac{\Lambda}{4\pi} \int_- T^-(\tau, \mu') x(\tau, \theta_0) d\Omega' - T(\tau, \mu), \quad 0 \leq \mu \leq 1; \\ \mu \frac{\partial T^-}{\partial \tau} &= (1 - \Lambda) T_c + \frac{\Lambda}{4\pi} \int_- T^-(\tau, \mu') x(\tau, \theta_0) d\Omega' + \\ &+ \frac{\Lambda}{4\pi} \int_+ T^+(\tau, \mu') x(\tau, \theta_0) d\Omega' - T(\tau, \mu), \quad -1 \leq \mu \leq 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Обозначим $(1 - \Lambda) T_c$ через $q(\tau; \mu)$ и приведем разложение $q(\tau; \mu)$ в ряд по полиномам Лежандра аналогично (6):

$$\begin{aligned} q^+ &= \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) q_l^+(\tau) P_l(2\mu - 1); \\ q^- &= \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) q_l^-(\tau) P_l(2\mu + 1). \end{aligned} \quad (9)$$

Индикатрису рассеяния представим следующим образом:

$$x(\tau, \theta_0) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) \omega_l(\tau) P_l(\theta_0),$$

где

$$\omega_l(\tau) = \int_{-1}^{+1} x(\tau, \theta_0) P_l(\theta_0) d\theta_0;$$

$$P_l(\theta_0) = P_l(\mu) P_l(\mu') + 2 \sum_{n=1}^l \frac{(l-n)!}{(l+n)!} P_l^{(n)}(\mu) P_l^{(n)}(\mu') \cos(\varphi - \varphi'). \quad (10)$$

Для дальнейших преобразований необходимо выразить полиномы Лежандра $P_l(\mu)$ через $P_l(2\mu \pm 1)$. Это можно сделать из соотношений:

$$\begin{aligned} P_l(\mu) &= \sum_{\lambda=0}^{\infty} a_{l\lambda} P_\lambda(2\mu - 1), \quad \mu > 0; \\ P_l(\mu) &= \sum_{\lambda=0}^{\infty} b_{l\lambda} P_\lambda(2\mu + 1), \quad \mu < 0, \end{aligned} \quad (11)$$

где

$$\begin{aligned} a_{l\lambda} &= (2\lambda + 1) \int_0^1 P_\lambda(2\mu - 1) P_l(\mu) d(\mu), \quad \mu > 0; \\ b_{l\lambda} &= (2\lambda + 1) \int_{-1}^0 P_\lambda(2\mu + 1) P_l(\mu) d(\mu), \quad \mu < 0. \end{aligned} \quad (12)$$

Подставляя в уравнение (8) все найденные разложения (6), (10) с учетом (11, 12), получим систему уравнений:

$$\begin{aligned} &\sum_{l=0}^{\infty} (2l + 1) \left(\mu \frac{d\psi_l^+}{d\tau} + \psi_l^+ \right) P_l(2\mu - 1) = \\ &= \Lambda \sum_{l=0}^{\infty} \frac{2l+1}{2} \omega_l \sum_{\lambda'=0}^{\infty} a_{l\lambda'} P_{\lambda'}'(2\mu - 1) \sum_{\lambda=0}^{\infty} (a_{l\lambda} \psi_\lambda^+ + b_{l\lambda} \psi_\lambda^-) + \\ &\quad + \sum_{l=0}^{\infty} (2l + 1) q_l^+ P_l(2\mu - 1), \quad \mu > 0; \\ &\sum_{l=0}^{\infty} (2l + 1) \left(\mu \frac{d\psi_l^-}{d\tau} + \psi_l^- \right) P_l(2\mu + 1) = \\ &= \Lambda \sum_{l=0}^{\infty} \frac{2l+1}{2} \omega_l \sum_{\lambda'=0}^{\infty} b_{l\lambda'} P_{\lambda'}'(2\mu + 1) \sum_{\lambda=0}^{\infty} (a_{l\lambda} \psi_\lambda^+ + b_{l\lambda} \psi_\lambda^-) + \\ &\quad + \sum_{l=0}^{\infty} (2l + 1) q_l^- P_l(2\mu + 1), \quad \mu < 0. \end{aligned} \quad (13)$$

Умножая левые и правые части уравнений (13) соответственно на $P_m(2\mu - 1)$ и $P_m(2\mu + 1)$, произведя интегрирование в соответствующих пределах с учетом соотношения ортогональности, получим следующую систему обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{1}{2(2m+1)} \left[m \frac{d\psi_{m-1}^+}{d\tau} + (m+1) \frac{d\psi_{m+1}^+}{d\tau} + (2m+1) \frac{d\psi_m^+}{d\tau} \right] + \psi_m^+ =$$

$$\begin{aligned}
&= \frac{\Lambda}{2} \sum_{l=0}^{\infty} \frac{2l+1}{2m+1} \omega_l a_{lm} \sum_{\lambda=0}^{\infty} (a_{l\lambda} \psi_{\lambda}^{+} + b_{l\lambda} \psi_{\lambda}^{-}) + q_m^{+}, \quad \mu > 0; \\
&\frac{1}{2(2m+1)} \left[m \frac{d\psi_{m-}^{-}}{d\tau} + (m+1) \frac{d\psi_{m+1}^{-}}{d\tau} - (2m+1) \frac{d\psi_m^{-}}{d\tau} \right] + \psi_m^{-} = \\
&= \frac{\Lambda}{2} \sum_{l=0}^{\infty} \frac{2l+1}{2m+1} \omega_l b_{lm} \sum_{\lambda=0}^{\infty} (a_{l\lambda} \psi_{\lambda}^{+} + b_{l\lambda} \psi_{\lambda}^{-}) + q_m^{-}, \quad \mu < 0. \quad (14)
\end{aligned}$$

Положив в полученных уравнениях $\psi_{m+1}^{+} = \psi_{m+1}^{-} = 0$, получим приближение, состоящее из $2(m+1)$ уравнений. В качестве граничных условий для полученной системы уравнений можно использовать условия Маршака, задавая функции:

$$\begin{aligned}
&\int_{+} T^{+}(0, \mu) \mu^l d\mu; \\
&\int_{-} T^{-}(\tau_0, \mu) \mu^l d\mu, \quad (15)
\end{aligned}$$

где $l=1, 2, \dots, m$.

Если расчеты проводятся по отдельным слоям, то условия (15) необходимо задавать на границе каждого слоя. Ограничимся в дальнейшем рассмотрением двойного P_1 -приближения. При этом учтем, что собственное излучение не зависит от μ , а индикатриса рассеяния имеет отличные от нуля только коэффициенты ω_0, ω_1 и ω_2 . Полагая $m=0; 1$, получим из (14):

$$\begin{aligned}
&\frac{d\psi_0^{+}}{d\tau} + \frac{d\psi_1^{+}}{d\tau} + 2\psi_0^{+} = \Lambda \left[\left(\omega_0 + \frac{3}{4} \omega_1 \right) \psi_0^{+} + \frac{3}{4} \omega_1 \psi_1^{+} + \right. \\
&\quad \left. + \left(\omega_0 - \frac{3}{4} \omega_1 \right) \psi_0^{-} + \frac{3}{4} \omega_1 \psi_1^{-} \right] + 2q_0^{+}; \\
&\frac{d\psi_0^{-}}{d\tau} + 3 \frac{d\psi_1^{+}}{d\tau} + 6\psi_1^{+} = \Lambda \left[\frac{3}{4} \omega_1 \psi_0^{+} + \frac{3}{4} \left(\omega_1 + \frac{15}{4} \omega_2 \right) \psi_1^{+} - \right. \\
&\quad \left. - \frac{3}{4} \omega_1 \psi_0^{-} + \frac{3}{4} \left(\omega_1 - \frac{15}{4} \omega_2 \right) \psi_1^{-} \right]; \\
&-\frac{d\psi_0^{-}}{d\tau} + \frac{d\psi_1^{-}}{d\tau} + 2\psi_0^{-} = \Lambda \left[\left(\omega_0 - \frac{3}{4} \omega_1 \right) \psi_0^{+} - \frac{3}{4} \omega_1 \psi_1^{+} + \right. \\
&\quad \left. + \left(\omega_0 + \frac{3}{4} \omega_1 \right) \psi_0^{-} - \frac{3}{4} \omega_1 \psi_1^{-} \right] + 2q_0^{-}; \\
&\frac{d\psi_0^{-}}{d\tau} - 3 \frac{d\psi_1^{-}}{d\tau} + 6\psi_1^{-} = \Lambda \left[\frac{3}{4} \omega_1 \psi_0^{+} + \frac{3}{4} \left(\omega_1 - \frac{15}{4} \omega_2 \right) \psi_1^{+} - \right. \\
&\quad \left. - \frac{3}{4} \omega_1 \psi_0^{-} + \frac{3}{4} \left(\omega_1 + \frac{15}{4} \omega_2 \right) \psi_1^{-} \right]. \quad (16)
\end{aligned}$$

Систему (16) решим для сферической индикатрисы рассеяния. Попутно заметим, что значения ωl , заимствованные из [3], при использовании применительно к системе (16) необходимо умножить на 2π .

Перепишем систему уравнений (16) в следующем виде:

$$\begin{aligned}\frac{d\psi_0^+}{d\tau} &= r_{11}\psi_0^+ + r_{12}\psi_1^+ + r_{13}\psi_0^- + r_{14}\psi_1^-; \\ \frac{d\psi_1^+}{d\tau} &= r_{21}\psi_0^+ + r_{22}\psi_1^+ + r_{23}\psi_0^- + r_{24}\psi_1^-; \\ \frac{d\psi_0^-}{d\tau} &= r_{31}\psi_0^+ + r_{32}\psi_1^+ + r_{33}\psi_0^- + r_{34}\psi_1^-; \\ \frac{d\psi_1^-}{d\tau} &= r_{41}\psi_0^+ + r_{42}\psi_1^+ + r_{43}\psi_0^- + r_{44}\psi_1^-, \quad (17)\end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned}r_{11} &= -r_{23} = -\frac{3}{2}\left(2 - \Lambda\omega_0 - \frac{1}{2}\Lambda\omega_1\right); \\ r_{12} &= r_{34} = \frac{3}{2}\left(2 + \frac{1}{2}\Lambda\omega_1 - \frac{15}{16}\Lambda\omega_2\right); \\ r_{13} &= -r_{31} = \frac{3}{2}\Lambda\left(\omega_0 - \frac{1}{2}\omega_1\right); \\ r_{14} &= r_{32} = \frac{3}{4}\Lambda\left(\omega_1 + \frac{15}{8}\omega_2\right); \\ r_{21} &= r_{43} = \frac{1}{2}(2 - \Lambda\omega_0); \\ r_{22} &= -r_{44} = -3\left(1 - \frac{15}{32}\Lambda\omega_2\right); \\ r_{23} &= r_{41} = -\frac{1}{2}\Lambda\omega_0; \\ r_{24} &= -r_{42} = -\frac{45}{32}\Lambda\omega_2. \quad (18)\end{aligned}$$

Решая систему (17) в общем виде, получим:

$$\begin{aligned}\psi_0^+(\tau) &= A_{11}C_1 e^{s_1\tau} + A_{12}C_2 e^{s_2\tau} + A_{13}C_3 e^{s_3\tau} + A_{14}C_4 e^{s_4\tau} + Q_1; \\ \psi_1^+(\tau) &= A_{21}C_1 e^{s_1\tau} + A_{22}C_2 e^{s_2\tau} + A_{23}C_3 e^{s_3\tau} + A_{24}C_4 e^{s_4\tau} + Q_2; \\ \psi_0^-(\tau) &= A_{31}C_1 e^{s_1\tau} + A_{32}C_2 e^{s_2\tau} + A_{33}C_3 e^{s_3\tau} + A_{34}C_4 e^{s_4\tau} + Q_3; \\ \psi_1^-(\tau) &= A_{41}C_1 e^{s_1\tau} + A_{42}C_2 e^{s_2\tau} + A_{43}C_3 e^{s_3\tau} + A_{44}C_4 e^{s_4\tau} + Q_4, \quad (19)\end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned}
 s_1 &= \sqrt{\frac{A}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{A^2 - 4M}}; & s_2 &= -\sqrt{\frac{A}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{A^2 - 4M}}; \\
 s_3 &= \sqrt{\frac{A}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{A^2 - 4M}}; & s_4 &= -\sqrt{\frac{A}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{A^2 - 4M}}; \quad (19a) \\
 A &= 12(2 - \Lambda \omega_0) - 3 \Lambda \omega_1(1 - \Lambda \omega_0) - \frac{45}{4} \Lambda \omega_2; \\
 M &= 36(1 - \Lambda \omega_0)(1 - \Lambda \omega_1) \left(1 - \frac{135}{144} \Lambda \omega_2\right).
 \end{aligned}$$

Постоянные $C_i (i=1, 2, 3, 4)$ находятся с помощью граничных условий (15).

Значения $A_{ij} (i, j=1, 2, 3, 4)$ выражаются через r_{ij} , а $Q_i (i=1, 2, 3, 4)$ — через r_{ij} и q_0 .

Формулы для их расчета приведены в приложении. С помощью формул (19) и (6) получим следующие выражения для радиоярких температур в двойном P_1 -приближении:

$$\begin{aligned}
 T^+(\tau, \mu) &= \psi_0^+(\tau) + 3 \psi_1^+(\tau) P_1(2\mu - 1), & \mu > 0; \\
 T^-(\tau, \mu) &= \psi_0^-(\tau) + 3 \psi_1^-(\tau) P_1(2\mu + 1), & \mu < 0. \quad (20)
 \end{aligned}$$

Систему (17) решим для сферической индикатрисы рассеяния. С учетом того, что подстилающая поверхность является черной ($R=0$) с температурой T_n , а на верхнюю границу слоя $\tau=0$ излучение извне не падает, с помощью (15) получим следующие уравнения для нахождения C_i :

$$\begin{aligned}
 \psi_0^+(0) &= 0; \\
 \psi_1^+(0) &= 0; \\
 \psi_0^-(\tau_0) &= T_n; \\
 \psi_1^-(\tau_0) &= 0. \quad (21)
 \end{aligned}$$

Результаты решения системы (17) при граничных условиях (21) приведены в графе 2 табл. 2, а в графе 1 приведены «точные» значения радиоярких температур, найденные из формул (6).

Как видно из сопоставления данных табл. 2, двойной метод дает хорошие результаты для восходящего излучения при всех оптических толщинах и вероятностях выживания кванта. Неплохим также является совпадение значений радиоярких температур при $\Lambda=0,4$ для нисходящего излучения, за исключением малых оптических толщин и малых θ . Для $\lambda=0,1$ и нисходящего излучения двойное P_1 -приближение дает неудовлетворительные результаты.

В целом P_1 -приближение можно использовать для расчетов переноса микроволнового излучения при $\Lambda > 0,1$ и относительно

Таблица 2

Радиояркие температуры восходящего и нисходящего излучения
при $T_{\text{п}}=291 \text{ К}$, $T_{\text{с}}=275 \text{ К}$

θ	$\tau_0=3,0$		$\tau_0=2,5$		$\tau_0=2,0$		$\tau_0=1,5$		$\tau_0=1,0$		$\tau_0=0,5$	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
T^- — $17^\circ 40'$	252,5	252,7	253,2	251,6	254,3	253,4	256,5	255,3	260,7	260,6	269,5	271,9
— 39 40	249,2	246,4	249,6	244,8	250,6	246,2	252,4	247,8	256,4	251,9	265,6	261,8
— 60 00	242,9	237,2	243,1	234,8	243,5	235,6	244,8	236,6	247,0	239,2	256,8	247,0
— 76 40	233,0	228,0	233,1	224,8	233,2	225,0	233,6	225,5	234,7	226,5	240,0	232,1
— 87 20	219,9	221,7	220,1	217,9	220,1	217,8	220,4	217,8	220,9	217,8	222,6	222,0
T^+ $17^\circ 40'$	259,5	261,7	249,1	249,7	232,4	220,6	205,8	197,1	163,9	140,9	98,6	55,4
39 40	266,7	265,1	259,3	255,7	246,4	232,8	223,7	214,3	184,1	169,3	115,7	96,0
60 00	273,3	270,0	270,2	264,4	263,6	250,8	250,4	239,5	220,8	211,2	153,8	155,8
76 40	275,7	274,9	274,4	273,1	272,7	268,7	267,5	264,7	256,8	253,0	218,6	215,6
87 20	276,6	278,3	276,0	279,1	274,3	281,0	271,5	281,9	265,5	281,0	253,5	256,5
T^- — $17^\circ 40'$	270,5	272,9	272,1	273,4	273,0	276,9	274,4	275,7	276,8	287,7	281,4	284,1
— 39 40	269,8	271,3	270,9	271,7	271,5	273,9	272,7	273,3	275,0	275,7	279,6	280,3
— 60 00	268,5	269,0	269,2	269,2	269,3	269,6	270,0	269,9	271,5	271,2	276,0	274,7
— 76 40	266,5	266,7	266,7	265,0	266,7	265,2	266,8	266,4	267,1	266,7	269,2	269,0
— 87 20	263,4	265,1	263,3	264,9	263,4	262,2	263,4	264,0	263,5	263,6	263,7	265,2
T^+ $17^\circ 40'$	263,2	189,0	254,6	181,2	240,2	167,5	216,2	150,3	176,2	111,9	109,6	39,1
39 40	269,6	209,7	264,1	203,4	253,7	193,4	234,2	180,2	197,4	150,3	129,4	80,3
60 00	274,8	240,3	273,3	237,2	269,6	231,6	260,0	224,4	235,1	207,0	170,1	155,7
76 40	275,8	270,8	275,6	270,5	275,2	269,7	274,0	268,5	269,4	263,5	239,5	231,1
87 20	279,1	291,7	275,9	293,3	275,6	295,9	275,0	298,7	273,9	302,2	271,1	282,7

больших τ_0 , т. е. в тех случаях, когда неучет рассеяния дает наибольшие погрешности.

Дальнейшее повышение точности приближенных методов расчета переноса микроволнового излучения с учетом многократного рассеяния можно осуществить, если воспользоваться методом последовательных приближений для решения уравнения переноса. В качестве нулевого приближения можно использовать решение, полученное в двойном P_1 -приближении. Подставляя в (8) соответствующие значения из (20) с учетом (19), получим следующие выражения для $T^+(\tau, \mu)$ и $T^-(\tau, \mu)$:

$$\begin{aligned}
 T^+(\tau, \mu) &= T_0(0, \mu) e^{-\tau/\mu} + (1 - \Lambda) \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau} T_c(\tau) e^{-(\tau-t)/\mu} dt + \\
 &+ \frac{\Lambda}{2} \frac{1}{\mu} \int_0^{\tau} [(A_{11} + A_{31}) C_1 e^{s_1 t} + (A_{12} + A_{32}) C_2 e^{s_2 t} + (A_{13} + A_{33}) \times \\
 &\times C_3 e^{s_3 t} + (A_{14} + A_{34}) C_4 e^{s_4 t} + Q_1 + Q_3] e^{-(\tau-t)/\mu} dt; \\
 T^-(\tau, \mu) &= T_0(\tau_0, \mu) e^{-(\tau_0-\tau)/\mu} + (1 - \Lambda) \frac{1}{\mu} \int_{\tau}^{\tau_0} T_c(\tau) e^{-(t-\tau)/\mu} dt + \\
 &+ \frac{\Lambda}{2} \frac{1}{\mu} \int_{\tau}^{\tau_0} [(A_{11} + A_{31}) C_1 e^{s_1 t} + (A_{12} + A_{32}) C_2 e^{s_2 t} + (A_{13} + A_{33}) \times \\
 &\times C_3 e^{s_3 t} + (A_{14} + A_{34}) C_4 e^{s_4 t} + Q_1 + Q_3] e^{-(t-\tau)/\mu} dt, \quad (22)
 \end{aligned}$$

где $T_0(0, \mu)$ и $T_0(\tau_0, \mu)$ — значения яркостной температуры на границах слоя $\tau=0$ и $\tau=\tau_0$.

В том случае, когда $T_c = \text{const}$, уравнения (22) запишутся так:

$$\begin{aligned}
 T^+(\tau_0, \mu) &= T_0(0, \mu) e^{-\tau_0/\mu} + (1 - \Lambda) T_c (1 - e^{-\tau_0/\mu}) - \\
 &- \frac{\Lambda}{2} e^{-\tau_0/\mu} \left[\frac{A_{11} + A_{31}}{1 + s_1 \mu} C_1 (1 - e^{(1-s_1 \mu) \tau_0/\mu}) - \frac{A_{12} + A_{32}}{1 + s_2 \mu} \times \right. \\
 &\times C_2 (1 - e^{(1-s_2 \mu) \tau_0/\mu}) - \frac{A_{13} + A_{33}}{1 + s_3 \mu} C_3 (1 - e^{(1-s_3 \mu) \tau_0/\mu}) - \\
 &- \left. \frac{A_{14} + A_{34}}{1 + s_4 \mu} C_4 (1 - e^{(1-s_4 \mu) \tau_0/\mu}) + (Q_1 + Q_3) (1 - e^{-\tau_0/\mu}) e^{\tau_0/\mu} \right]; \\
 T^-(0, \mu) &= T_0(\tau_0, \mu) e^{-\tau_0/\mu} + (1 - \Lambda) T_c (1 - e^{-\tau_0/\mu}) + \\
 &+ \frac{\Lambda}{2} \left[\frac{A_{11} + A_{31}}{1 - s_1 \mu} (1 - e^{-(1-s_1 \mu) \tau_0/\mu}) + \frac{A_{12} + A_{32}}{1 - s_2 \mu} \times \right. \\
 &\times C_2 (1 - e^{-(1-s_2 \mu) \tau_0/\mu}) + \frac{A_{13} + A_{33}}{1 - s_3 \mu} C_3 (1 - e^{-(1-s_3 \mu) \tau_0/\mu}) + \\
 &+ \left. \frac{A_{14} + A_{34}}{1 - s_4 \mu} C_4 (1 - e^{-(1-s_4 \mu) \tau_0/\mu}) + (Q_1 + Q_3) (1 - e^{-\tau_0/\mu}) \right]. \quad (23)
 \end{aligned}$$

Результаты расчетов, выполненные по формулам (23), для диффузно отражающей подстилающей поверхности с коэффициентом отражения $0 \leq R \leq 1,0$, приведены в графе 4 табл. 1.

Вычисления произведены для сферической индикатрисы рассеяния.

Анализ результатов расчетов показывает, что использование метода последовательных приближений существенно улучшает точность расчетов для всех рассмотренных значений оптических толщин, вероятностей выживания кванта и углов визирования. Данные, приведенные в табл. 1, дают расхождение с «точным» решением в пределах нескольких градусов, что соответствует относительной ошибке, меньшей 3%. Это означает, что данный метод может успешно применяться для расчетов переноса микроволнового излучения, когда точность метода чистого поглощения неудовлетворительна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е. и др. Особенности метода сверхвысокочастотного радиометрического зондирования с летательных аппаратов.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222.
2. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222.
3. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222.
4. Шифрин К. С., Черняк М. М. Рассеяние и ослабление сантиметрового излучения каплями воды.—«Тр. ГГО», 1967, вып. 203, с. 109—123.
5. Шифрин К. С., Черняк М. М. Индикатрисы рассеяния сантиметрово-вой радиации каплями воды.—«Тр. ГГО», 1967, вып. 203, с. 123—138.
6. Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микрорадиоволн в осадках.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 74.
7. Черняк М. М. Ослабление электромагнитного излучения малыми каплями воды.—«Тр. ВГИ», 1970, вып. 17, с. 274.
8. Гермогенова Т. А. О характере решения уравнения переноса для плоскопараллельного слоя.—«Ж. vych. и мат. физ». 1961, т. 1, № 6.
9. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г., Черняк М. М. Радиоизлучение облаков и осадков.—«Тр. ГГО», 1967, вып. 222.
10. Домбковская Е. П. Определение температуры морской поверхности и влагосодержания атмосферы по измерениям излучения системы Земля — атмосфера с ИСЗ.—«Тр. ГМЦ», 1969, вып. 50.
11. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение влагосодержания атмосферы над поверхностью суши.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 309, с. 3—14.
12. Шукин Г. Г. Перенос микроволнового излучения в атмосфере над шероховатыми поверхностями.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 309, с. 114—135.
13. Кейз К., Цвайфель П. Линейная теория переноса. М., «Мир», 1972.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Соотношения, из которых находятся коэффициенты A_{ij} ($i, j = 1, 2, 3, 4$)

$$A_{11} = -\frac{\alpha_2}{\alpha_1 - \alpha_2} + \frac{(\alpha_2 - \alpha_3) [(\alpha_2 \beta_1 - \alpha_1 \beta_2) \sigma_2 + \sigma_3 (\alpha_1 \mu_2 - \alpha_2 \mu_1)]}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)};$$

$$A_{12} = \frac{\alpha_1}{\alpha_1 - \alpha_2} \left\{ 1 + \frac{1}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4} [(\alpha_1 \beta_2 \sigma_2 - \alpha_1 \gamma_2 \sigma_3 - \alpha_2 \beta_1 \sigma_2 + \right. \\ \left. + \alpha_2 \gamma_1 \sigma_3) \times (\alpha_1 - \alpha_3) + (\alpha_1 \beta_2 \sigma_4 - \alpha_1 \mu_2 \sigma_1 - \alpha_2 \beta_1 \sigma_4 + \right. \\ \left. + \alpha_2 \mu_1 \sigma_1) (\alpha_3 - \alpha_4) \right\};$$

$$A_{13} = \frac{1}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)} \{ (\alpha_2 \beta_1 - \alpha_1 \beta_2) [\sigma_2 (\alpha_1 - \alpha_2) + \sigma_4 (\alpha_2 - \alpha_4)] - \\ - (\alpha_2 \gamma_1 - \alpha_1 \gamma_2) [\sigma_1 (\alpha_2 - \alpha_4) + \sigma_3 (\alpha_1 - \alpha_2)] \};$$

$$A_{14} = \frac{\alpha_2 - \alpha_3}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)} [(\alpha_1 \beta_2 - \alpha_2 \beta_1) \sigma_4 - (\alpha_1 \mu_2 - \alpha_2 \mu_1) \sigma_1];$$

$$A_{21} = \frac{\alpha_2 - \alpha_3}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)} \left[\frac{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4}{\alpha_2 - \alpha_3} - \sigma_2 (\beta_1 - \beta_2) + \sigma_3 (\gamma_1 - \gamma_2) \right];$$

$$A_{22} = -\frac{1}{\alpha_1 - \alpha_2} \left\{ 1 - \frac{(\beta_1 - \beta_2) [\sigma_2 (\alpha_1 - \alpha_3) + \sigma_4 (\alpha_3 - \alpha_4)]}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4} + \right. \\ \left. + \frac{(\gamma_1 - \gamma_2) [\sigma_1 (\alpha_3 - \alpha_4) + \sigma_3 (\alpha_1 - \alpha_3)]}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4} \right\};$$

$$A_{23} = -\frac{1}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)} \{ (\beta_1 - \beta_2) [\sigma_2 (\alpha_1 - \alpha_2) + \sigma_4 (\alpha_3 - \alpha_4)] - \\ - (\gamma_1 - \gamma_2) [\sigma_1 (\alpha_2 - \alpha_4) + \sigma_3 (\alpha_1 - \alpha_2)] \};$$

$$A_{24} = \frac{(\alpha_2 - \alpha_3)}{(\alpha_1 - \alpha_2) (\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4)} [\sigma_4 (\beta_1 - \beta_2) - \sigma_1 (\gamma_1 - \gamma_2)];$$

$$A_{31} = \frac{\sigma_2 (\alpha_2 - \alpha_3)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{32} = - \frac{\sigma_2(\alpha_1 - \alpha_3) + \sigma_4(\alpha_2 - \alpha_4)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{33} = \frac{\sigma_2(\alpha_1 - \alpha_2) + \sigma_4(\alpha_2 - \alpha_4)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{34} = - \frac{\sigma_4(\alpha_2 - \alpha_3)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{41} = - \frac{\sigma_3(\alpha_2 - \alpha_3)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{42} = \frac{\sigma_1(\alpha_3 - \alpha_4) + \sigma_3(\alpha_1 - \alpha_3)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{43} = - \frac{\sigma_1(\alpha_2 - \alpha_4) + \sigma_3(\alpha_1 - \alpha_2)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$A_{44} = \frac{\sigma_1(\alpha_2 - \alpha_3)}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4}.$$

Здесь

$$\sigma_1 = (\alpha_2 - \alpha_3)(\beta_1 - \beta_2) - (\alpha_1 - \alpha_2)(\beta_2 - \beta_3);$$

$$\sigma_2 = (\alpha_3 - \alpha_4)(\gamma_2 - \gamma_3) - (\alpha_2 - \alpha_3)(\gamma_3 - \gamma_4);$$

$$\sigma_3 = (\alpha_3 - \alpha_4)(\beta_2 - \beta_3) - (\alpha_2 - \alpha_3)(\beta_3 - \beta_4);$$

$$\sigma_4 = (\alpha_2 + \alpha_3)(\gamma_1 - \gamma_2) - (\alpha_1 - \alpha_2)(\gamma_2 - \gamma_3).$$

Соотношения, из которых определяются значения $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i (i=1, 2, 3, 4)$

$$\alpha_i = \frac{\Delta \alpha_i}{\Delta_i}; \quad \beta_i = \frac{\Delta \beta_i}{\Delta_i}; \quad \gamma_i = \frac{\Delta \gamma_i}{\Delta_i}.$$

Здесь

$$\Delta \alpha_i = \begin{vmatrix} -r_{12} & r_{14} & -r_{24} \\ -r_{13} & -(r_{11} + s_i) & r_{21} \\ -r_{14} & r_{12} & -(r_{22} + s_i) \end{vmatrix};$$

$$\Delta \beta_i = \begin{vmatrix} (r_{22} - s_i) & -r_{12} & -r_{24} \\ r_{23} & -r_{13} & r_{21} \\ r_{24} & -r_{14} & -(r_{22} + s_i) \end{vmatrix};$$

$$\Delta \gamma_i = \begin{vmatrix} (r_{22} - s_i) & r_{14} & -r_{12} \\ r_{23} & -(r_{11} + s_i) & -r_{13} \\ r_{24} & r_{12} & -r_{14} \end{vmatrix};$$

$$\Delta_i = \begin{vmatrix} (r_{22} - s_i) & r_{14} & -r_{24} \\ r_{23} & -(r_{11} + s_i) & r_{21} \\ r_{24} & r_{12} & -(r_{22} + s_i) \end{vmatrix}.$$

Значения r_{ij} определяются формулами (18), а s_i — формулами (19а).

Соотношения для определения функций $Q_i (i=1, 2, 3, 4)$

$$Q_1 = \frac{q_0}{\alpha_1 - \alpha_2} [(\alpha_1 \beta_2 - \alpha_2 \beta_1) K_1 - (\alpha_1 \gamma_2 - \alpha_2 \gamma_1) K_2 - (\alpha_1 k_2 - \alpha_2 k_1)];$$

$$Q_2 = \frac{q_0}{\alpha_1 - \alpha_2} [(\beta_1 - \beta_2) K_1 - (\gamma_1 - \gamma_2) K_2 - (k_1 - k_2)];$$

$$Q_3 = -q_0 K_1;$$

$$Q_4 = q_0 K_2.$$

Здесь

$$K_1 = [\sigma_2(k_1 - k_2)(\alpha_2 - \alpha_3) - \sigma_2(k_2 - k_3)(\alpha_1 - \alpha_2) - \\ - \sigma_1(k_2 - k_3)(\alpha_3 - \alpha_4) + \sigma_4(k_3 - k_4)(\alpha_2 - \alpha_3)] \frac{1}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4};$$

$$K_2 = \frac{1}{\sigma_1 \sigma_2 - \sigma_3 \sigma_4} [\sigma_3(k_1 - k_2)(\alpha_2 - \alpha_3) - \sigma_3(k_2 - k_3)(\alpha_1 - \alpha_2) + \\ + \sigma_1(k_3 - k_4)(\alpha_2 - \alpha_3) - \sigma_1(k_2 - k_3)(\alpha_3 - \alpha_4)];$$

$$k_i = \frac{3 - \alpha_i - 3\beta_i - \gamma_i}{s_i} \quad (i = 1, 2, 3, 4).$$

Б. М. Воробьев, Н. А. Батурина

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ УХОДЯЩЕГО
РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СИСТЕМЫ
ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — АТМОСФЕРА
С КОНВЕКТИВНЫМИ ОБЛАКАМИ**

Быстрое развитие в последние годы дистанционных методов радиоиндикации природных образований из космоса требует все более надежных и детальных сведений о закономерностях радиотеплового излучения системы Земля — атмосфера. Эти же данные необходимы и при разработке космических систем связи, работающих в СВЧ диапазоне. Несмотря на большое количество работ, посвященных данному вопросу [1—5], отдельные его стороны остаются пока не выясненными. Так, практически не изучены особенности радиоизлучения системы земная поверхность — атмосфера с конвективными облаками, учитывающие их сложную вертикальную структуру. Выяснению этих особенностей и посвящена данная работа.

**Исходные формулы, параметры и соотношения, используемые
в расчетах**

Суммарное уходящее радиотепловое излучение системы подстилающая поверхность — облачная атмосфера можно представить, предполагая однократное рассеяние, в виде

$$T_{\text{я}} = T_{\text{я}}^{\text{п}} + T_{\text{я}}^{\text{а}} + T_{\text{я}}^{\text{о}}, \quad (1)$$

где

$$T_{\text{я}}^{\text{п}} = \varepsilon(\lambda, T) T_0 e^{-\tau}; \quad (2)$$

$$T_{\text{я}}^{\text{а}} = \int_0^{\infty} \alpha_1(z) T(z) e^{-\tau} dz + R(\lambda, T) e^{-\tau} \int_z^{\infty} \alpha_1(z) T(z) e^{-\tau} dz; \quad (3)$$

$$T_{\text{я}}^{\text{о}} = \int_{z_{\text{нг}}}^{z_{\text{вг}}} \alpha_2(z) T(z) e^{-\tau} dz + R(\lambda, T) e^{-\tau} \int_{z_{\text{нг}}}^{z_{\text{вг}}} \alpha_2(z) T(z) e^{-\tau} dz. \quad (4)$$

В этих выражениях $T_{\text{я}}$ — суммарная радиояркостная температура всей системы, определяемая излучением подстилающей поверхности ($T_{\text{я}}^{\text{п}}$), безоблачной атмосферы ($T_{\text{я}}^{\text{а}}$) и облака ($T_{\text{я}}^{\text{о}}$); T_0 и $T(z)$ — температура подстилающей поверхности и атмосферы на высоте z соответственно; $\varepsilon(\lambda, T)$, $R(\lambda, T) = 1 - \varepsilon(\lambda, T)$ — коэффициенты излучения и отражения земной поверхности; $\alpha_1(z) = \alpha_{\text{H}_2\text{O}}(z) + \alpha_{\text{O}_2}(z)$ — молекулярные коэффициенты поглощения водяным паром и кислородом; $\alpha_2(z)$ — коэффициент поглощения

Таблица 1

Исходные параметры кучевых облаков в различных моделях

Номер модели	ΔH км	$T_{\text{нг}}^{\circ}\text{C}$	$q_{\text{макс}}$ г/м ³	Q г/км ²	Фазовое состояние
1	1	10	0,23	$1,65 \cdot 10^{-4}$	Капельно-жидкое
2	2	10	0,60	$8,17 \cdot 10^{-4}$	
3	3	10	1,02	$2,09 \cdot 10^{-3}$	
4	4	10	1,50	$4,10 \cdot 10^{-3}$	
5	5	10	2,02	$6,89 \cdot 10^{-3}$	
6	5	5	2,02	$6,89 \cdot 10^{-3}$	
7	5	15	2,02	$6,89 \cdot 10^{-3}$	
8	8	10	3,77	$2,46 \cdot 10^{-2}$	Смешанное
9,10	8	10	3,77	$2,46 \cdot 10^{-2}$	

радиоизлучений в облаке; $z_{\text{нг}}$, $z_{\text{вг}}$ — соответственно нижняя и верхняя граница облачного слоя; τ — оптическая толщина пройденной лучем атмосферы, равная

$$\tau = \int_z [\alpha_1(z) + \alpha_2(z)] dz. \quad (5)$$

При конкретных расчетах по формулам (1) — (5) использована модель стандартной атмосферы [6]. На этом фоне в численную схему вводились модели конвективных облаков с различными вертикальной мощностью, температурой основания и фазовым состоянием их предвершинной части. Вертикальные профили температуры и давления внутри облака соответствовали их значениям в стандартной атмосфере. Распределение же с высотой водности $q(z)$ в облаках мощностью не более 5 км аппроксимировалось степенным выражением, полученным на основе экспериментальных данных, в виде [7]

$$q(z) = Az'(\Delta H - z')^{1/3}, \quad (6)$$

где z' — высота над основанием облака; ΔH — его вертикальная мощность; A — коэффициент, численно равный $5 \cdot 10^{-5} \text{ г} \cdot \text{м}^{-13/3}$. Для

облаков большей вертикальной мощности, находящихся в предгрозовой или предградовой стадии развития, профиль $q(z)$ задавался по данным расчетов, выполненных в [8, 9]. Помимо вертикальной мощности и соответственно водности, варьировали также температуру основания облаков $T_{нг}$.

Используемые в расчетах исходные параметры конвективных облаков представлены в табл. 1. Модели 9, 10 относятся к конвективным облакам с закристаллизовавшейся вершиной. Причем мощ-

Таблица 2

Значения множителя $\text{Im} \left(-\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right)$ для воды и льда

$T^\circ\text{C}$	λ см					$\lambda = 0,86 \div 17$ см
	0,86	1,35	3,2	10	17	
	Вода					Лед
—50						$1,3 \cdot 10^{-4}$
—40	0,160	0,184	0,143	0,055	0,033	$1,6 \cdot 10^{-4}$
—30						$1,8 \cdot 10^{-4}$
—20	0,172	0,134	0,065	0,022	0,013	$2,2 \cdot 10^{-4}$
—10						$3,2 \cdot 10^{-4}$
0	0,107	0,072	0,032	0,010	0,006	$9,6 \cdot 10^{-4}$
20	0,067	0,044	0,019	0,006	0,003	

ность кристаллической зоны в модели 10 составляет 2,5 км (температура интенсивной кристаллизации $T_{ик}$ равна -30°C), а в модели 9 равна 1 км ($T_{ик} \approx -40^\circ\text{C}$).

При интегрировании выражений (1) — (5) вся безоблачная атмосфера была разбита на 24 слоя переменной толщины (от 200 м в нижних слоях до 2 км начиная с 10 км). Шаг интегрирования в облаках не превышал 200 м.

Расчет коэффициентов поглощения $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ и α_{O_2} производился по известным формулам Ван Флека. Коэффициент поглощения радиоизлучения в облаках рассчитывался по формуле

$$\alpha_2(z) = \frac{6 \pi q(z)}{\lambda \rho} \text{Im} \left(-\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right), \quad (7)$$

где λ — длина волны излучения, ρ — плотность воды, $\text{Im} \left(-\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right)$ — оператор мнимой части комплексной диэлектрической проницаемости. Значения его для воды и льда, рассчитанные по данным [10, 11], представлены в табл. 2.

Излучательная способность подстилающей поверхности принималась равной либо единице (случай абсолютно черного тела),

либо задавалась по данным выполненным в [12] расчетов для случая гладкой водной поверхности с нулевой соленостью. Все расчеты выполнены для длин волн 0,86; 1,35; 3,2; 10 и 17 см.

Анализ результатов расчета

Основные результаты выполненных расчетов представлены в сводной табл. 3, а некоторые из них на рис. 1.

Рассмотрим основные закономерности переноса радиоизлучений СВЧ диапазона в исследуемой системе.

а. Вклад отдельных составляющих в суммарное радиоизлучение системы. В качестве примера для оценки такого вклада рассмотрим конвективные облака сравнительно небольшой вертикальной мощности (рис. 1 а, $\Delta H=3$ км) и сильно развитые по вертикали (рис. 1 б, $\Delta H=8$ км). Как видно, в первом случае ($\Delta H=3$ км) в области сравнительно больших длин волн ($\lambda \geq 5$ см) для обоих типов поверхностей практически все излучение системы определяется подстилающей поверхностью. С уменьшением длины волны все более заметный вклад начинают давать облака и молекулярная атмосфера, особенно в случае гладкой водной поверхности. Так, например, для $\lambda \leq 1,3$ см излучение облака превышает все остальные компоненты, но только для случая гладкой водной поверхности.

Существенно иной характер рассматриваемых процессов для сильно развитых по вертикали облаков. Излучение их превышает все остальные компоненты начиная с $\lambda < 3$ см для гладкой водной поверхности и $\lambda < 2$ см для абсолютно черного тела. Заметное влияние таких облаков на суммарное излучение прослеживается практически во всем диапазоне длин волн (во всяком случае для $\lambda < 10$ см).

б. Влияние вертикальной мощности, фазового состояния и температуры основания облака на спектр уходящего радиоизлучения системы. На рис. 1 в представлены результаты расчетов радиояркостной температуры системы для некоторых моделей. Здесь же для сравнения нанесена кривая $T_{\text{я}}(\lambda)$ для стандартной безоблачной атмосферы (модель 0). Как видно, в случае развития облаков над абсолютно черной поверхностью радиотепловое излучение является сравнительно монотонной функцией и длины волны, и вертикальной мощности облаков. Яркостная температура возрастает по мере увеличения длины волны и уменьшения мощности облака, приближаясь к своему асимптотическому значению, равному температуре такой поверхности (в данном случае $T_{\text{я}}$ стремится к $T_0 = 288,16$ К). Существенно иной характер спектра уходящего радиотеплового излучения в случае гладкой водной поверхности. Для конвективных облаков небольшой вертикальной мощности ($\Delta H \leq 5$ км) суммарная яркостная температура системы по-прежнему остается монотонной функцией длины волны. Причем облакам большей мощности соответствуют и большие значения яркостных температур.

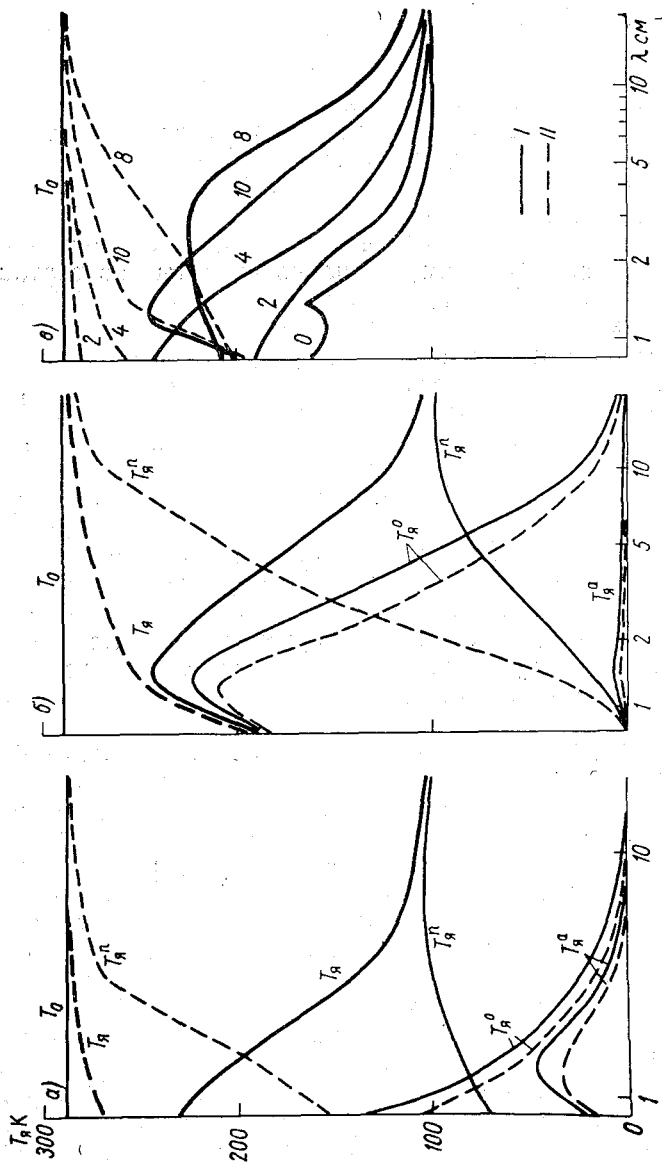


Рис. 1. Составляющие уходящего радиотеплового излучения системы Земля — облачная атмосфера в случае гладкой водной поверхности (I) и поверхности абсолютно черного тела (II). а — для модели № 3, б — для модели № 10, в — другие модели. Цифры у кривых на рис. 1 в соответствуют номерам числовых моделей, исходные данные которых приведены в табл. 1.

Таблица 3

**Суммарные результаты расчета радиоярких температур (К)
в различных моделях**

Номер модели	$\varepsilon=3 (\lambda, T)$				$\varepsilon=1$			
	$T_{\text{я}}^{\text{a}}$	$T_{\text{я}}^{\text{o}}$	$T_{\text{я}}^{\text{п}}$	$T_{\text{я}}$	$T_{\text{я}}^{\text{a}}$	$T_{\text{я}}^{\text{o}}$	$T_{\text{я}}^{\text{п}}$	$T_{\text{я}}$
$\lambda=0,86 \text{ см}$								
1	34,1	12,7	117	164	23,2	8,80	253	285
2	28,1	61,3	101	191	20,0	44,3	218	282
3	15,1	134	71,9	224	14,2	105	155	274
4	8,98	194	39,2	242	7,76	169	84,5	261
5	3,17	221	15,1	240	2,99	209	32,9	245
6	2,53	220	12,1	234	2,41	210	26,3	238
7	4,05	222	19,0	245	3,76	207	40,9	252
8	0,010	205	0,053	205	0,010	205	0,114	205
9	0,030	204	0,150	204	0,030	204	0,322	204
10	0,273	192	1,20	193	0,276	191	2,58	193
$\lambda=1,35 \text{ см}$								
1	59,4	5,39	100	166	40,4	3,72	242	286
2	55,3	28,2	94,3	178	37,9	19,8	227	284
3	45,5	72,1	81,1	188	32,6	52,9	195	280
4	32,1	129	61,4	223	24,7	101	148	273
5	18,9	181	38,8	238	15,9	154	93,2	263
6	15,6	187	33,3	236	13,4	163	80,1	156
7	21,6	171	44,3	238	17,8	143	10,7	268
8	0,478	211	1,38	214	0,475	210	3,33	214
9	1,20	213	2,96	217	1,19	210	7,12	218
10	6,58	223	15,2	245	6,13	209	36,6	252
$\lambda=3,2 \text{ см}$								
1	6,45	1,17	106	113	3,99	0,722	284	288
2	6,35	6,33	105	117	3,94	3,92	280	288
3	6,10	17,8	102	125	3,83	11,2	273	288
4	5,71	37,7	96,0	139	3,64	24,2	259	286
5	5,01	67,0	88,0	160	3,31	44,4	234	282
6	4,76	76,9	84,0	166	3,19	51,6	227	282
7	5,23	58,8	90,7	155	3,42	38,5	243	285
8	1,57	188	35,1	224	1,32	156	94,0	251
9	2,23	160	46,6	219	1,75	134	125	261
10	3,61	124	68,6	196	2,58	88,6	184	275

Номер модели	$\varepsilon = \varepsilon(\lambda, T)$				$\varepsilon = 1$			
	$T_{я}^a$	$T_{я}^o$	$T_{я}^n$	$T_{я}$	$T_{я}^a$	$T_{я}^o$	$T_{я}^n$	$T_{я}$

$\lambda = 10$ см

1	3,27	0,121	103	106	2,0	0,074	286	288
2	3,27	0,673	102	106	2,0	0,412	286	288
3	3,25	1,94	102	108	1,99	1,19	285	288
4	3,18	4,33	102	109	1,98	2,66	283	288
5	3,18	8,32	101	112	1,96	5,13	278	285
6	3,16	9,91	100	113	1,95	6,12	279	287
7	2,79	7,11	101	111	7,96	4,38	281	288
8	2,75	44,7	90,4	138	1,76	28,7	252	282
9	2,88	34,1	93,7	131	1,82	21,6	261	284
10	3,07	18,6	98,0	120	1,91	11,6	273	286

$\lambda = 17$ см

1	0,822	0,044	100	101	0,50	0,027	286	286
2	0,822	0,246	100	101	0,50	0,150	286	286
3	0,820	0,701	100	102	0,499	0,427	286	286
4	0,818	1,53	100	102	0,498	0,935	285	286
5	0,813	2,95	99,7	103	0,496	1,80	284	286
6	0,815	3,49	99,6	104	0,498	2,13	284	286
7	0,815	3,08	99,8	104	0,497	1,88	284	286
8	0,768	16,9	96,1	118	0,475	10,5	274	285
9	0,786	12,6	97,2	111	0,484	7,78	277	285
10	0,804	6,76	98,8	106	0,492	4,14	281	286

Для конвективных же облаков большой вертикальной протяженности ($\Delta H = 8$ км) зависимость яркостной температуры от длины волны носит экстремальный характер. Так, для чисто водяного облака (модель 8) максимальное значение яркостной температуры приходится на длину волны 3 см и составляет 224 К, в то время как на длине волны 0,86 см $T_{я} = 205$ К. Это объясняется большой оптической толщиной облаков¹.

Практически все излучение такой системы складывается из излучения тонкой предвершинной части облака с низкими отрицательными температурами. Некоторое возрастание в этом случае яркостной температуры по мере увеличения длины волны обусловлено дополнительным вкладом в излучение других компонент и прежде всего подстилающей поверхности.

¹ Так, например, оптическая толщина водяного облака с $\Delta H = 8$ км на длине волны 0,86 см составляет 7,74 Нп.

Для облака с закристаллизовавшейся вершиной экстремальный характер зависимости $T_{\lambda}(\lambda)$ выражен еще сильнее, а максимальная яркостная температура превышает яркостную температуру системы с капельно-жидкими облаками. Так, максимальная яркостная температура составляет 245 К на длине волны 1,35 см, что на 21 К больше максимальной температуры в модели 8.

Такая закономерность объясняется существенно меньшими по сравнению с водой коэффициентами поглощения и ослабления радиоизлучений ледяными частицами.

Что касается влияния температуры основания облака на спектр уходящего радиоизлучения системы, то, как показали расчеты, оно носит второстепенный характер и не превышает нескольких градусов яркостной температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974. 188 с.
2. Степаненко В. Д. Контрасты радиояркостных температур при наблюдении облаков и осадков.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 121—131.
3. Горелик А. Г., Калашников В. В., Фролов Ю. А. Возможности идентификации зон осадков с МИСЗ.—«Тр. ЦАО», 1972, вып. 103, с. 31—40.
4. Алибегова Ж. Д., Шукин Г. Г. Обнаружение зон осадков с ИСЗ по микроволновому излучению.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 72—78.
5. Бреус Ю. П. и др. Зависимость радиотеплового излучения облака от фазового состояния воды в нем.—«Тр. ВГИ», 1975, вып. 29, с. 12—18.
6. Глаголев Ю. А. Справочник по физическим параметрам атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 212.
7. Скацкий В. И. Исследование водности кучевых облаков.—«Тр. ИПГ», 1969, вып. 13, с. 94.
8. Воробьев Б. М., Пономарева О. В. Численное моделирование макродинамических и микрофизических процессов в мелкокапельной конвективной струе.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 155—164.
9. Воробьев Б. М., Пономарева О. В. Искусственная кристаллизация мощных кучевых облаков.—«Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1975, т. 11, № 5, с. 525—528.
10. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 348.
11. Розенберг В. И., Воробьев Б. М. Ослабление электромагнитных волн диапазона 100 мкм—17 см в теплых и переохлажденных облаках и туманах.—«Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1975, т. 11, № 5, с. 529—531.
12. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне.—«Тр. ГГО», 1970, вып. 235, с. 78—123.

Г. В. Елисеев, В. Д. Степаненко

К ВОПРОСУ ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО МЕТОДА ОБНАРУЖЕНИЯ ЗОН ОСАДКОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ С ИСЗ

В одной из первых работ, посвященных теоретическому обоснованию возможностей обнаружения облаков и осадков с помощью спутниковых радиотеплолокаторов (РТЛ), использовались контрасты радиояркостных температур $\Delta T_{\text{я}}$ [1]. В более поздних работах, посвященных этой задаче, также использовались лишь указанные контрасты [2—5], по величине которых судили о возможностях радиотеплового обнаружения облаков и осадков, локализованных над различными подстилающими поверхностями. Однако обнаружение зон осадков при помощи бортовых, в том числе и спутниковых РТЛ, происходит в условиях помех, что заставляет формулировать задачу вероятностным образом. К таким помехам относятся:

- вариации радиояркостной температуры подстилающей поверхности,

- радиояркостные контрасты, вызванные непогодной облачностью,

- инструментальные ошибки измерений $T_{\text{я}}$.

Кроме того, вероятность обнаружения очагов осадков необходимо определять с учетом разрешающей способности РТЛ.

Остановимся более подробно на каждом из указанных факторов.

Известно, что радиояркостная температура, определяемая по спутниковым данным, будет:

$$T_{\text{я}\lambda} = T_{\text{э}} K_{\lambda} e^{-\tau(\lambda)} + \int_0^H t(y) \alpha(\lambda, y) e^{-\int_y^H \alpha(\lambda, h) dh} dy +$$

$$+ e^{-\tau(\lambda)} \bar{R}^2 \int_0^H t(y) \alpha(\lambda, y) e^{-\int_0^y \alpha(\lambda, h) dh} dy; \quad (1)$$

$$\alpha(\lambda, y) = \alpha_k(\lambda, y) + \alpha_n(\lambda, y) + \alpha_o(\lambda, y) + \alpha_d(\lambda, y),$$

где $\alpha_k(\lambda, y)$ — коэффициент поглощения радиоволн длиной λ кислородом воздуха на высоте y атмосферы, $\alpha_n(\lambda, y)$ — коэффициент поглощения радиоволн водяным паром, $\alpha_o(\lambda, y)$ — коэффициент поглощения радиоволн облаками, $\alpha_d(\lambda, y)$ — коэффициент поглощения радиоволн осадками, $T_{\text{яп}} = T_0 K_\lambda$ — радиояркая температура подстилающей поверхности.

Применительно к рассматриваемой задаче воспользуемся основными положениями теории обнаружения сигналов на случайном фоне.

В выборке случайного процесса, которым можно считать выходной сигнал РТЛ, дискретизованный каким-либо образом, может или присутствовать полезный сигнал (сигнал осадков), или отсутствовать.

В работе [6] показано, что если получать информацию только о величине выходного сигнала радиометра и допустить, что вариации измеряемой радиояркой температуры, вызванные облачностью с дисперсией σ_o^2 , подстилающей поверхностью с σ_n^2 , случайными ошибками радиометра с σ_d^2 , аддитивны и нормально распределены с дисперсией

$$\sigma_m^2 = \sigma_o^2 + \sigma_n^2 + \sigma_d^2, \quad (2)$$

вероятности пропуска очага осадков $P_{\text{пр}}$, вызывающего на выходе радиометра контраст $\Delta T_{\text{яс}}$, и ложной тревоги $P_{\text{лт}}$ даются формулами:

$$P_{\text{пр}} = P(\Lambda < \Lambda_n / \Delta T_{\text{яс}}) = \frac{1}{2} + \Phi_0 \left(\frac{\Delta T_{\text{яп}} + \Delta T_{\text{яс}}}{\sigma_m} \right); \quad (3)$$

$$P_{\text{лт}} = P(\Lambda \geq \Lambda_0) = \frac{1}{2} - \Phi_0 \left(\frac{\Delta T_{\text{яп}}}{\sigma_m} \right). \quad (4)$$

Здесь Λ — отношение правдоподобия, полностью определяющее вероятность наличия сигнала; Λ_n , $\Delta T_{\text{яп}}$ — пороговые значения отношения правдоподобия и радиояркого контраста соответственно, которые определяются на основе оптимального соотношения вероятностей пропуска (3) и ложной тревоги (4);

$$\Phi_0(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-t^2/2} dt$$

— интеграл вероятностей.

Решения о наличии или отсутствии осадков должны приниматься по правилу:

$$\Delta \geq \Delta_n \text{ — осадки есть;}$$

$$\Delta < \Delta_n \text{ — осадков нет.}$$

До сих пор не учитывалась пространственная разрешающая способность РТЛ, которая определяется шириной диаграммы направленности антенны и постоянной времени радиометра. Их учет показывает, что мы принципиально не можем регистрировать на выходе РТЛ полный физический контраст $\Delta T'_a$ зоны осадков, если ее размеры недостаточно велики.

Следовательно, если обозначить контраст на выходе РТЛ через $\Delta T_{яс}$, то в первом приближении можно полагать справедливым соотношение

$$\Delta T_{яс} = K \Delta T'_{яс},$$

где $K \leq 1$ — коэффициент потери информации, который необходимо определить. Для этого аппроксимируем диаграмму направленности следующим уравнением

$$\Psi(x, y) = \frac{1}{\pi \alpha_a^2} \exp\left(-\frac{x^2 + y^2}{\alpha_a^2}\right),$$

где $\alpha_a = 0,68 H_c \sin \theta$ — эффективный радиус мгновенной площади обзора (H_c — высота орбиты ИСЗ, θ — ширина диаграммы направленности), $\sqrt{x^2 + y^2}$ — расстояние до точки пересечения оси диаграммы направленности с земной поверхностью.

Первый множитель (7) выбран из условия калибровки.

Распределение контраста радиоярких температур очагов осадков аппроксимируем колоколообразной поверхностью

$$\Delta T_a = \Delta T_{ям} \exp\left(-\frac{x^2 + y^2}{r^2}\right),$$

где r — радиус дождевого очага, $\Delta T_{ям}$ — максимальный контраст радиоярких температур очага осадков.

Радиометр аппроксимируем аperiodическим звеном первого порядка с весовой функцией

$$h(t') = \frac{1}{\tau} \exp\left(-\frac{t'}{\tau}\right),$$

где τ — постоянная времени РТЛ; t' — «обратное» текущее время.

Вычислим отклик антенны $\Delta T_{яа}$ от очага осадков в случае, когда зона обзора диаграммы направленности антенны движется со скоростью u вдоль оси Ox (рис. 1). В этом случае $\eta = \xi = x - ut$.

Поэтому

$$T_{\text{я}} = \frac{\Delta T_{\text{я} m}}{\pi \alpha_a^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int \exp \left[-\frac{(x-ut)^2 + y^2}{\alpha_a^2} \right] - \exp \left(-\frac{x^2 + y^2}{r^2} \right) dx dy =$$

$$= \Delta T_{\text{я} m} \frac{1}{\frac{\alpha_a^2}{1 + \frac{r^2}{\alpha_a^2}}} \exp \left(-\frac{u^2}{\alpha_a^2 + r^2} t^2 \right). \quad (10)$$

Из формулы (10) видно, что есть гауссова кривая с амплитудой

$$\Delta T_{\text{я} m} = \Delta T_{\text{я} m} \frac{1}{1 + \frac{\alpha_a^2}{r^2}} = \Delta T_{\text{я} m} K_{\psi}, \quad (11)$$

где K_{ψ} — коэффициент заполнения диаграммы направленности антенны.

Если α фиксировано, то при $r \rightarrow 0$ $K_{\psi} \rightarrow 0$ и при $r \rightarrow \infty$ $K_{\psi} \rightarrow 1$.

Рассчитаем далее отклик радиометра на сигнал вида (10), обозначив для сокращения записи

$$S^2 = \frac{\alpha_a^2 + r^2}{u^2}.$$

Тогда

$$\Delta T_{\text{я} p}(t) = \frac{\Delta T_{\text{я} m} K_{\psi}}{\tau} \int_0^{\infty} \exp \left[-\frac{(t-t')^2}{S^2} \right] \exp \left(-\frac{t'}{\tau} \right) dt' =$$

$$= \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{S}{\tau} \Delta T_{\text{я} m} K_{\psi} \exp \left(-\frac{t}{\tau} + \frac{S^2}{4\tau^2} \right) \times$$

$$\times \left[1 - 2 \Phi_0 \left(\frac{S}{\sqrt{2}\tau} - \frac{\sqrt{2}t}{S} \right) \right]. \quad (12)$$

Для вычисления был использован интеграл суперпозиции. считая, что максимум функции $\Delta T_{\text{я} p}(t)$ достигается при $t=0$ (на самом деле он достигается несколько позже, но, как показали расчеты, это запаздывание несущественно), получим следующее выражение для амплитуды выходного сигнала радиометра $\Delta T_{\text{я} p m}$:

$$\Delta T_{\text{я} p m} = \Delta T_{\text{я} m} \cdot K_{\psi} \cdot K_{\tau}. \quad (13)$$

Здесь

$$K_{\tau} = \sqrt{\pi} a \exp(a^2) [1 - 2 \Phi_0(\sqrt{2}a)], \quad (14)$$

где

$$a = \frac{S}{2\tau} \frac{\sqrt{\alpha_a^2 + r^2}}{2u\tau}$$

— безразмерный параметр, учитывающий размер очага осадков (ширину диаграммы направленности антенны (α), постоянную

времени радиометра (τ) и линейную скорость сканирования (u).
Параметр a можно выразить также в виде

$$a = \frac{a_a}{u \tau} \sqrt{\frac{1}{1 - K_\psi}}. \quad (1)$$

Из анализа (см. формулы (11), (14), (15)) зависимости коэффициента $K = K_\psi K_\tau$ от отношения r/a при различных постоянных времени радиометра τ можно сделать вывод, что постоянная времени радиометра должна быть выбрана в соответствии с шириной диаграммы направленности и скорости сканирования, а именно должно быть:

$$\tau \approx \frac{a_a}{u} \approx 0,68 \sin \theta \frac{H_c}{u}. \quad (1)$$

Кроме того, нереально требовать, чтобы параметры РТЛ обеспечивали величину $K > 0,6 \div 0,7$, так как это требование сопря-

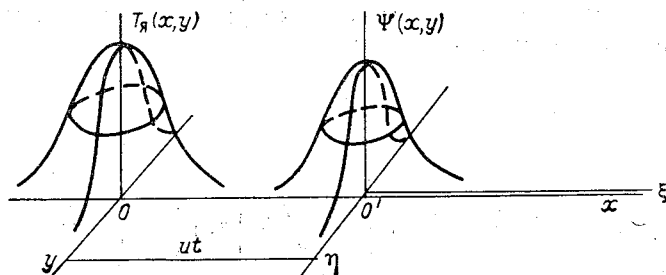


Рис. 1. К вычислению отклика антенны.

жено при заданном размере метеорологических объектов с режим уменьшения θ и τ . Поэтому в дальнейшем мы полагаем, что $K = 0,6$.

Оценим по формуле (16) потребную величину τ , если $H_c = 500$ км, $\theta = 1^\circ$ и сектор сканирования составляет $\pm 40^\circ$. В этом случае $u = 700$ км/с и $\tau_{opt} = 0,015$ с.

Теперь имеются все исходные данные для расчета эффективности обнаружения очагов осадков, выпадающих над различными подстилающей поверхностью. При расчетах используем следующий критерий:

$$P_o = 1 - (P_{лт} + P_{пр}). \quad (1)$$

Напомним, что соотношение (17) дает возможность определить вероятность правильного принятия решения о наличии или отсутствии осадков, если используется правило решения (5).

Для расчетов P_o была составлена программа в терминах языка «альфа». Радиояркостные температуры в случае безоблачно-

огоды, недождевой облачности и облачности с дождями различной интенсивности, необходимые для расчета соответствующих контрастов, вычислялись по следующей формуле:

$$T_{я\lambda} = T_{я} K_{\lambda} e^{-\tau(\lambda)} + \sum_{i=1}^{80} \bar{t}_i (1 - e^{-\bar{\alpha}_i \Delta y_i}) \exp\left(\sum_{j=1}^{80} \bar{\alpha}_j \Delta y_j\right) + \\ + \bar{R}^2 e^{-\tau(\lambda)} \sum_{i=1}^{80} \bar{t}_i (1 - e^{-\bar{\alpha}_i \Delta y_i}) \exp\left(-\sum_{j=1}^{80} \bar{\alpha}_j \Delta y_j\right). \quad (18)$$

Здесь

$$\tau(\lambda) = \sum_{i=1}^{80} \bar{\alpha}_i \Delta y_i;$$

$$\bar{\alpha}_i = \bar{\alpha}_{ki} + \bar{\alpha}_{pi} + \bar{\alpha}_{wi} + \bar{\alpha}_{di}$$

правой части соотношения записаны средние коэффициенты поглощения в i -том слое кислородом, водяным паром, облачностью и дождем соответственно.

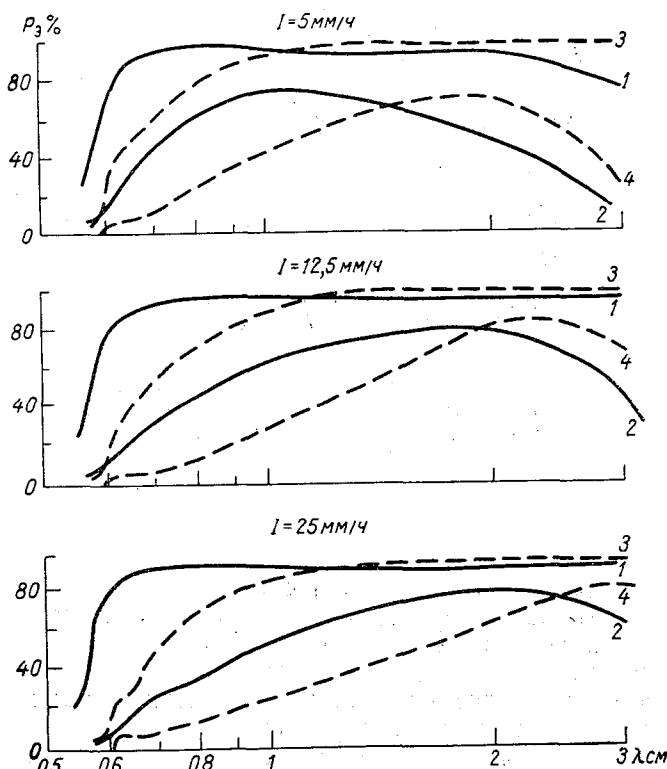


Рис. 2. Эффективность обнаружения зон осадков различной интенсивности над морем (1, 3) и сушей (2, 4) при углах визирования 0° (1, 2), 60° (3, 4) и $\sigma_n = 5$ К.

Характеристики облачности и дождей, а также температуры и влажности воздуха брались типичными для климатических условий умеренных широт.

Пороговое значение радиояркостного контраста выбиралось равным

$$\Delta T_{\text{яп}} = 1,8 \sigma_m.$$

Средняя квадратическая ошибка измерения радиояркостной температуры составляет $\sigma_{\text{я}} = 2$ К.

Расчеты показали, что в случае априорной неопределенности в радиояркостной температуре подстилающей поверхности составляющей $\sigma_{\text{п}} \approx 12$ К, как это имеет место в случае дополнительного прибора, эффективность обнаружения сильных дождей над сушей не превышает 60%, а умеренных и слабых — 40%.

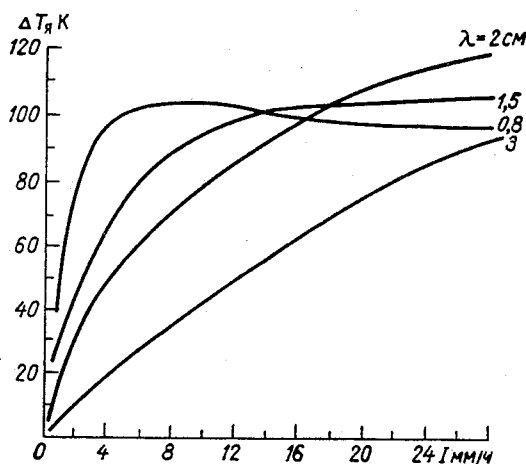


Рис. 3. Зависимость радиояркостного контраста зон осадков от их интенсивности для различных длин волн в случае наблюдения над морем.

Оптимальная длина волны оказывается зависящей от интенсивности осадков и увеличивается с ростом их интенсивности.

Осадки, выпадающие над морем, обнаруживаются устойчиво с вероятностью более 90% ($\lambda_{\text{орт}} = 1,1 \div 1,5 \text{ см}$).

В случае применения двухканального прибора, по-видимому, удастся снизить величину неопределенности в радиояркостной температуре подстилающей поверхности до $\sigma_{\text{п}} = 5$ К.

Расчеты эффективности для этого случая представлены на рис. 2. Анализ кривых на этих рисунках показывает, что повышение эффективности обнаружения осадков для условий суши возрастает до 60—80% в зависимости от интенсивности осадков

Значения $\lambda_{орт} = 1 \div 2$ см. При увеличении угла визирования максимальные значения P_0 в общем сохраняются для осадков заданной интенсивности.

Эффективность обнаружения очагов дождей над морем в случае неопределенности в радиояростной температуре $\sigma_n = 5$ К составляет более 95% в широком интервале длин волн (от 0,8 до 2—3 см). Причем с увеличением интенсивности дождей $\lambda_{орт}$ также возрастает. На рис. 3 показаны рассчитанные значения $\Delta T_{я}$ для разных λ и интенсивности дождей. Анализируя этот рисунок, можно видеть, что с уменьшением λ «насыщение» радиояростного контраста наступает при меньшей интенсивности осадков. Поэтому в задаче их определения наиболее благоприятной можно считать длину волны 1,8—2 см. В этом случае сохраняется достаточно высокая чувствительность к слабым осадкам и в то же время «насыщение» кривой $\Delta T_{я}(I)$ не достигается даже при очень сильных дождях ($I = 30$ мм/ч).

В работах [5, 7, 8] достаточно подробно рассматриваются возможности и особенности определения некоторых параметров атмосферы с помощью микроволновых радиометров, установленных на самолетах и спутниках. Ряд авторов анализирует также погрешности измерений. Применительно к длинам волн 0,8, 1,35 и 3,4 см, используемым на ИСЗ «Космос-243», проведем и мы оценку погрешностей определения интегрального водозапаса атмосферы (интегральной влажности атмосферы S и интегральной водности W).

Обычно для практического определения указанных характеристик уравнение переноса приводится к следующему простому виду:

$$T_{я}(\lambda) = T_3 K_{\lambda} e^{-\tau_{\varphi}(\lambda)} + T_1'(1 - e^{-\tau_{\varphi}(\lambda)}) + T_2' \bar{R}_3^2 e^{-\tau_{\varphi}(\lambda)} (1 - e^{-\tau(\lambda)}), \quad (19)$$

где $T_{я}(\lambda)$ — радиояростная температура, фиксируемая за пределами атмосферы при угле визирования φ в предположении ее плоскопараллельности; T_3 — эффективная термодинамическая температура подстилающей поверхности; K_{λ} — излучательная способность этой поверхности, $\bar{R}_3^2$ — средний эффективный коэффициент отражения радиоволн в направлении визирования с учетом диффузности; T_1' , T_2' — некоторые средние температуры атмосферы, $\tau_{\varphi}(\lambda)$ — интегральное поглощение радиоволн.

Если считать, что $\bar{R}_3^2 \approx 1 - K$, что допустимо на практике ввиду сравнительно небольшого вклада в $T_{я}(\lambda)$ третьего слагаемого, то в уравнении (19) величина $T_{я}(\lambda)$ зависит, кроме $\tau_{\varphi}(\lambda)$, еще от четырех параметров, практически известных с той или иной ошибкой.

Если мы хотим выяснить более подробно физический смысл величин T_1' и T_2' , то применительно к T_1' можно записать выражение для собственного излучения атмосферы:

$$T_1'(1 - e^{-\tau_\varphi(\lambda)}) = \int_0^H t(y) \alpha(\lambda, y) e^{-\int_y^H \alpha(\lambda, h) dh} dy, \quad (20)$$

где $\alpha(y)$ — распределение коэффициента ослабления радиоволн с высотой, $t(y)$ — профиль температуры в атмосфере.

Обычно $t(y)$ представляют в виде $t(y) = t_0 - \Delta t(y)$, где $\Delta t(y)$ — отклонения температуры воздуха по высоте в атмосфере от приземной температуры t_0 . Тогда выражение (20) можно привести к следующему виду:

$$T_1' = t_0 - \frac{e^{-\tau_\varphi(\lambda)}}{1 - e^{-\tau_\varphi(\lambda)}} \int_0^H \Delta t(y) \alpha(y) e^{-\int_y^H \alpha(h) dh} dy. \quad (21)$$

Из анализа этого уравнения можно сделать вывод, что в случае изотермической атмосферы $\Delta t(y) \equiv 0$ величина $T_1' = t_0$.

Таблица 1

Средние значения и изменчивость ΔT_1
и ΔT_2 для разных длин волн

λ см	$\Delta \bar{T}_1$ К	$\Delta \bar{T}_2$ К	$\sigma_{\Delta \bar{T}_1}$ К	$\sigma_{\Delta \bar{T}_2}$ К	Число случаев
0,8	17,2	15,8	5,7	6,0	180
1,35	16,1	15,2	4,8	4,9	108
3,4	21,4	21,1	4,3	4,4	144

Наличие же вертикального градиента температуры приводит к следующему выражению: $T' = t_0 - \Delta T_1$, где поправка на неизотермичность атмосферы определяется соотношением

$$\Delta T_1 = \frac{e^{-\tau_\varphi(\lambda)}}{1 - e^{-\tau_\varphi(\lambda)}} \int_0^H \Delta t(y) \alpha(y) e^{-\int_y^H \alpha(h) dh} dy. \quad (22)$$

Она зависит от высотного профиля температуры и поглощающей субстанции в атмосфере. То же самое относится и к параметру T_2' .

Из вышеизложенного следует, что точные значения T_1' и T_2' без знания $t(y)$ и $\alpha(y)$ нам известны быть не могут. Поэтому на практике используются следующие приближенные соотношения:

$$T_1' = t_0 - \Delta \bar{T}_1; \quad (23)$$

$$T_2' = t_0 - \Delta \bar{T}_2, \quad (24)$$

где $\Delta \bar{T}_1$ и $\Delta \bar{T}_2$ рассчитаны для некоторых средних профилей $\alpha(y)$ и средних величин $\tau_\varphi(\lambda)$.

Нами с помощью ЭЦВМ по данным аэрологического зондирования были проведены расчеты ΔT_1 и ΔT_2 , а также их изменчивости (табл. 1).

Из формулы (22) вытекает, что, если не имеется наземных данных либо не решается задача дистанционного термического зондирования с ИСЗ, нам оказывается неизвестным и точное значение t_0 , что, конечно, увеличивает неопределенность T_1' и T_2' , так как

$$\sigma_{T_1'}^2 = \sigma_{t_0}^2 + \sigma_{\Delta}^2 \bar{T}_1'; \quad (25)$$

$$\sigma_{T_2'}^2 = \sigma_{t_0}^2 + \sigma_{\Delta}^2 \bar{T}_2'. \quad (26)$$

Использование климатических значений T_0 может давать относительно большие ошибки в T_1' и T_2' .

В связи с этим перспективным представляется использование дополнительного канала на ИСЗ, производящего радиометрические измерения в полосе поглощения кислорода. Например, измеренная на частоте 53,3 ГГц радиояркая температура тесно связана со средней температурой тропосферы (максимум соответствующей весовой функции лежит на высоте около 4 км). Проведенные нами расчеты показывают, что

$$T_1' = T_{\pi_{0,5}} + 22 \text{ К}. \quad (27)$$

Средняя квадратическая ошибка этого выражения составляет 4 К.

Кроме того, результаты измерений в полосе поглощения кислорода могут быть использованы на этапе перехода от $\tau_{\varphi}(\lambda)$ к S и W , так как коэффициент ослабления радиоволн облачностью и водяным паром существенно зависит от температуры, а также в целях фронтологического анализа (подобно картам OT_{1000}^{500}).

Выше мы оценили неопределенность в параметрах T_1' и T_2' , входящих в уравнение (19). Средняя квадратическая изменчивость этих величин достигает 5—6 К. Неопределенность в остальных параметрах уравнения (19) может быть принята равной:

$$\sigma_K = 0,03 \text{ и } \sigma_{T_3} = 3 \text{ К}. \quad (28)$$

Рассчитаем теперь ошибку в определении $\tau_{\varphi}(\lambda)$ по формуле (19) с учетом неопределенности исходных данных. Для этого необходимо знать частные производные радиояркой температуры $T_{\pi}(\lambda)$ по всем параметрам уравнения (19). Они были вычислены с помощью ЭЦВМ.

Суммарная неопределенность в радиояркой температуре может быть выражена следующим образом:

$$\sigma_{T_{\pi}}^2 = \left(\frac{\partial T_{\pi}}{\partial K} \sigma_K \right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\pi}}{\partial T_3} \sigma_{T_3} \right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\pi}}{\partial T_1'} \sigma_{T_1'} \right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\pi}}{\partial T_2'} \sigma_{T_2'} \right)^2 + \sigma_{\pi}^2. \quad (29)$$

Эта неопределенность в величине $T_{\text{я}}$ влечет за собой следующую неопределенность при определении интегрального поглощения:

$$\sigma_{\tau}^2 = \frac{\sigma_{T_{\text{я}}}^2}{\left(\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial \tau}\right)^2}. \quad (30)$$

В некоторых случаях разделять величины излучательной способности K_{λ} и эффективной температуры подстилающей поверхности $T_{\text{я}}$ нет необходимости. Тогда

$$\sigma_{\tau}^2 = \frac{1}{\left(\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial \tau}\right)^2} \left[\left(\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_{\text{яп}}} \sigma_{T_{\text{яп}}}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_1'} \sigma_{T_1'}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\text{я}}}{\partial T_2'} \sigma_{T_2'}\right)^2 + \sigma_{\text{я}}^2 \right], \quad (31)$$

где $T_{\text{яп}} = T_{\text{я}}$.

Естественно, что величины $\sigma_{T_{\text{яп}}}$, σ_K , σ_{T_1}' и σ_{T_2}' должны подставляться в выражении (30) и (31) в долях приращений соответствующих аргументов $\delta T_{\text{яп}}$, δK и так далее. Величина σ_{τ} получается в единицах $\delta \tau$.

Если принять следующие значения: $\sigma_{T_{\text{яп}}} = 6 \text{ K}$, $\sigma_{T_1}' = 5 \text{ K}$, $\sigma_{T_2}' = 6 \text{ K}$, $\sigma_{\text{я}} = 5 \text{ K}$ и $\bar{\tau} = 0,1$, то над морем ($K=0,5$) величина $\sigma_{\tau} = 0,04 \text{ Нп}$, а над сушей ($K=0,85$) $\sigma_{\tau} = 0,2 \text{ Нп}$.

Отсюда можно заключить, что неопределенность в интегральном поглощении τ над сушей в 5 раз больше, чем над морем при одинаковых погрешностях в исходных данных. Если учесть, что

Таблица 2

Радиояркие контрасты $\Delta T_{\text{я}}$ К, вызванные облачностью и влажностью атмосферы для различных λ ($W=1500 \text{ г/м}^2$, $S=7 \text{ г/см}^2$)

K	$\lambda=0,8 \text{ см}$		$\lambda=1,35 \text{ см}$		$\lambda=3,4 \text{ см}$	
	W	S	W	S	W	S
0,5	28	30	15	74	5,7	2,6
0,55	25	27	14	66	5,2	2,2
0,60	22	25	12	58	4,6	2,0
0,65	19	21	10	50	4,0	1,6
0,7	16	17	9,0	42	3,4	1,3
0,75	14	14	7,3	34	2,9	1,0
0,8	12	11	5,8	25	2,2	0,8
0,85	8,7	7,9	4,3	17	1,6	0,6
0,9	5,5	4,8	2,7	9,2	1,0	0,4
0,95	2,3	1,6	1,2	1,2	0,5	0,2
1,0	-0,4	-1,5	-0,4	-6,9	0,1	0,1

при отсутствии осадков величина τ резко превышает 0,2—0,3 с (обычно составляет около 0,1 Нп) на длинах волн 0,8 и 1,35 см, то мы можем получить 4—5 градаций интегральной влажности или влажности при наблюдении над морем.

В случае же наблюдения над сушей ($K=0,85$) подобной информации мы получить не сможем вообще, так как апостериорная неопределенность σ_τ практически совпадает с априорной изменчивостью величины τ .

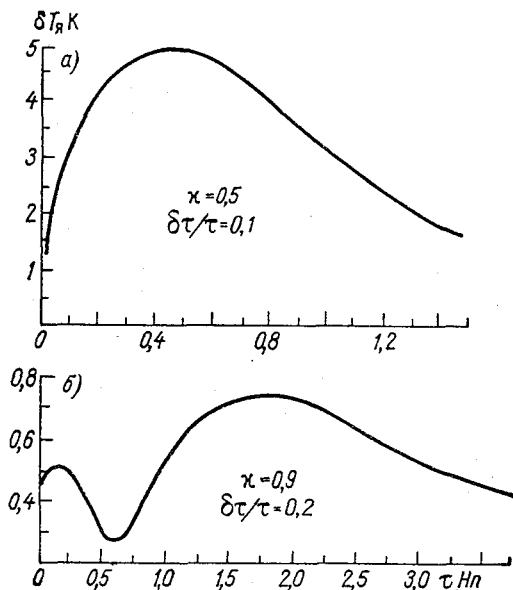


Рис. 4. Зависимость контраста $\delta T_{я}$ от $\delta \tau / \tau$ и τ в случае моря (а) и в случае суши (б).

Справедливость этих выводов подтверждается и данными табл. 2, где приведены рассчитанные на ЭЦВМ контрасты радиояркостных температур, вызванные интегральной влажностью $S=7$ г/см² и водозапасаом облаков $W=1500$ г/м² для разных длин волн λ и излучательной способности подстилающей поверхности.

Следует отметить, что приведенные значения W могут наблюдаться у облаков *Cu cong.*, а значение интегральной влажности — при температуре воздуха у земли 27°C и относительной влажности в нижних слоях 100%. Эти значения близки к максимальным для данных условий.

На рис. 4 приведены зависимости $\Delta T_{я}$ от относительного изменения интегрального поглощения для различных величин τ в случае суши и моря.

Анализируя графики на этом рисунке, можно видеть, что для случая измерений над морем максимальное количество информации об атмосфере будет возможно получить, если τ меняется от 0,1 до 1,0 Нп. Необходимого диапазона изменения τ можно достичь выбором подходящей длины волны и угла визирования.

Над сушей величина $T_{\text{я}}$ слабо зависит от относительного изменения интегрального поглощения. Это приводит к малым контрастам радиоярких температур и к невозможности практического определения S и W в случаях безоблачной атмосферы либо при наличии дождевой облачности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1966.
2. Степаненко В. Д. Контрасты радиоярких температур при наблюдении облаков и осадков.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 121—131.
3. Рабинович Ю. И. и др. Радиоизлучение облаков и осадков.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 149—151.
4. Алибегова Ж. Д., Щукин Г. Г. Обнаружение зон осадков с ИСЗ по микроволновому излучению.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 72—79.
5. Кутуза Б. Г. и др. Контрасты радиоярких температур облаков и дождей в СВЧ диапазоне.—«Тр. ГМЦ», 1970, вып. 50.
6. Шестов Н. С. Выделение оптических сигналов на фоне случайных помех. М., «Советское радио», 1967.
7. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 83—99.
8. Шифрин К. С., Гашко В. А., Ламден К. С. Влияние вариаций характеристик атмосферы на радиотепловое излучение.— В кн.: Оптика океана и атмосферы. Л., «Наука», 1972, с. 82—93.

В. Д. Степаненко

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ ОСАДКОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ ПРОЛЕТЕ
НАД СУШЕЙ ИСЗ «КОСМОС-243»**

Искусственный спутник Земли «Космос-243» был запущен 23 сентября 1968 г. с апогеем 319 км и перигеем 210 км. Наклон плоскости орбиты к плоскости экватора составлял $71,3^\circ$. Установленные на борту спутника радиометры позволяли измерять радиояркостную температуру уходящего микроволнового излучения на волнах 8,5, 3,4, 1,35 и 0,8 см и инфракрасного — в диапазоне 10—12 мкм.

Чувствительность радиометров около 0,7 К на волнах $\lambda_1 = 8,5$ см и $\lambda_2 = 3,4$ см и около 2 К на $\lambda_3 = 1,35$ см и $\lambda_4 = 0,8$ см. Постоянная времени регистрирующих устройств равнялась примерно 2 с [1—3]. На всех волнах, кроме λ_1 , антенны радиометров имели одинаковую ширину диаграммы направленности, которая на уровне половинной мощности составляла около $3,5^\circ$. На волне λ_1 диаграмма была в 2,5 раза шире. Все антенны были направлены в надир.

Для определения общего влагосодержания использовались показания радиометров на резонансной длине волны поглощения водяным паром около 1,35 см и на волне 0,8 см, на которой происходит заметное поглощение капельно-жидкой облачностью и осадками. Измерения на волнах 3,4 и 8,5 см позволили осуществить более точную привязку местности, судить об излучении подстилающей поверхности и определять акватории, занятые сильными дождями.

Радиометрические данные со спутника «Космос-243», привлекаемые для обработки, были получены на волнах 0,8 и 1,35 см во время второго витка 23 сентября 1968 г. в период 82—92 мин. В это время спутник пролетал над Турцией, Черным морем в районе Туапсе и далее в северо-восточном направлении над ЕТС (рис. 1).

Процесс обработки и привязки радиометрической информации был такой же, как и в ранее выполненных работах других авторов [1—3].

Подспутниковая траектория пересекала в точке с координатами $\varphi=58^\circ$ с. ш., $\lambda=53^\circ$ в. д. ветвь теплого фронта, связанного с центром циклона, расположенного в западной части Финского залива. Температура воздуха у земли за теплым фронтом находилась в пределах $16-18^\circ\text{C}$, а перед фронтом в пределах $5-8^\circ\text{C}$, температура почвы в указанном районе составляла $5-10^\circ\text{C}$.

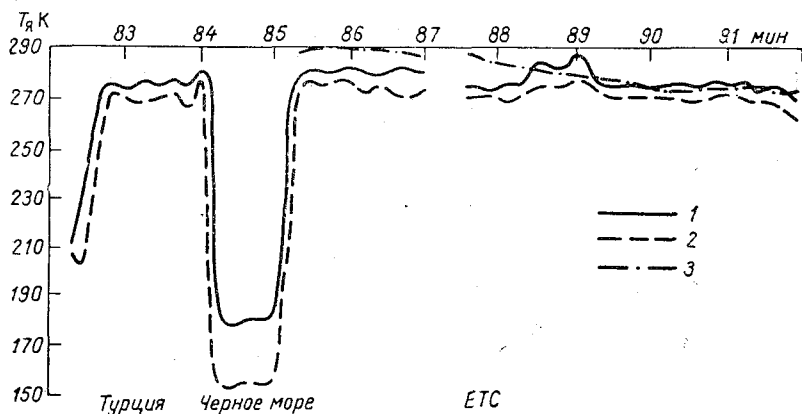


Рис. 1. Профиль радиояростной температуры по траектории.
1) $\lambda=1,35$ см, 2) $\lambda=0,8$ см, 3) T_0 — температура поверхности суши.

Как известно, методика определения общего влагосодержания W и водозапаса Q основана на расчете интегрального поглощения радиоволн путем решения следующего уравнения [1, 2], полученного из известных соотношений

$$Ae^{-2\tau} - Be^{-\tau} - C = 0, \quad (1)$$

где $A = \bar{R}^2 \bar{T}$; $B = T_0 K - \bar{T}(1 - R^2)$; $C = \bar{T}$.

Уравнение (1) можно преобразовать в следующее:

$$\tau = -\ln\left(\frac{B}{2A} + \sqrt{\frac{B^2}{4A^2} + \frac{C}{A}}\right). \quad (2)$$

В безоблачной атмосфере интегральное поглощение обусловлено кислородом и водяным паром, $\tau = \tau_{\text{кл}} + \tau_{\text{ял}}$.

Вариации интегрального поглощения в кислороде лежат в пределах 15% [1]. В дальнейшем эту составляющую атмосферного поглощения будем считать известной. Тогда

$$\tau_{\text{ял}} = \tau - \tau_{\text{кл}}. \quad (3)$$

Для дальнейших расчетов общего влагосодержания и водозаса будем использовать систему уравнений:

$$\begin{cases} \tau' = \gamma'_{в.п} Q + \gamma'_{обл} W; \\ \tau'' = \gamma''_{в.п} Q + \gamma''_{обл} W, \end{cases} \quad (4)$$

где τ' и τ'' — интегральные поглощения соответственно на длинах волн 0,8 и 1,35 см; $\gamma'_{в.п}$ и $\gamma''_{в.п}$ — удельные коэффициенты поглощения на соответствующих волнах; $\gamma'_{обл}$ и $\gamma''_{обл}$ — удельные коэффициенты поглощения на этих же длинах волн в облаках.

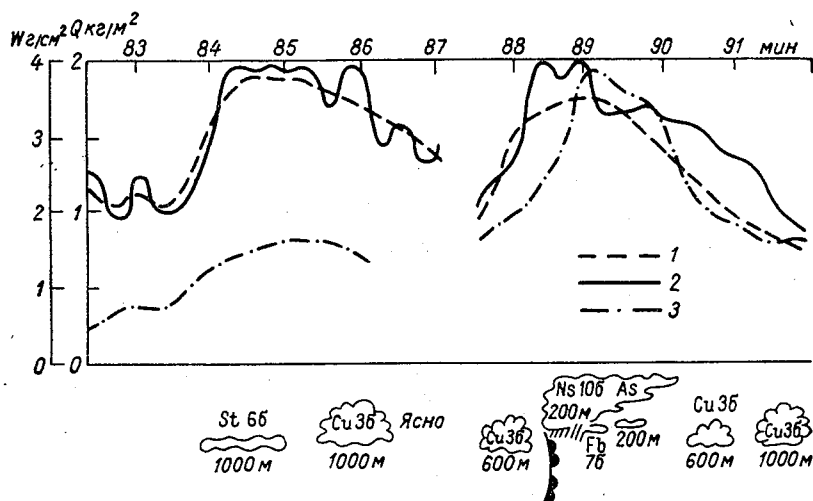


Рис. 2. Влагосодержание атмосферы и водозапас облаков.

1) W по данным радиозондирования, 2) Q по спутниковым данным РТЛ, 3) W по спутниковым данным РТЛ.

Определив Q и W , можно также найти W_0 и Q_0 с помощью соотношений:

$$\begin{cases} Q = Q_0 H; \\ W = W_0 L, \end{cases} \quad (5)$$

где W_0 — водность облаков, Q_0 — абсолютная влажность атмосферы, H — характеристическая высота распределения абсолютной влажности, L — толщина облачного слоя.

В результате обработки радиометрической информации были рассчитаны профили радиоярких температур $T_{я}(\lambda)$ вдоль проекций витков ИСЗ. При этом значения K выбирались в зависимости от пролетаемой спутником местности. В дальнейшем по найденным значениям $T_{я}(\lambda)$ определялся контраст радиоярких температур в зависимости от наличия зон облаков и осадков,

а также вычислялись с помощью формул (2), (4) и (5) влагосодержание атмосферы и водозапас облаков (рис. 2).

Из совместного анализа рисунков 1—2 можно сделать некоторые заключения. Над южными районами (около 30° с. ш.) радиояркая температура на волне 1,35 см составляет 275—280 К над сушей и 180—185 К над Черным морем. Радиояркая температура на волне 0,8 см примерно на 8—10 К ниже, что обусловливается меньшим влиянием радиоизлучения атмосферы на этой длине волны. На рис. 1 хорошо просматривается контраст радиоярких температур в районе Сыктывкара, достигающий 15—18 К на волне 1,35 и 8—10 К на волне 0,8 см и обусловленный наличием облаков N_s — A_s 10 баллов. Недождевые формы облаков типа C_u , количество которых на трассе не превышает 3—5 баллов, практически не дают заметных контрастов T_p . При пересечении указанной фронтальной зоны на 89-й минуте наблюдается увеличение влагосодержания до 4 г/см^2 и водозапаса облаков до $1,8 \text{ кг/м}^2$.

Характерным является также и то, что общее влагосодержание над районами Черного моря заметно выше, чем над районами суши, за исключением районов рассматриваемого теплового фронта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е. и др. Радиоизлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974.

2. Башаринов А. Е., Митник Л. М. Особенности поля влажности над океанами по данным радиометрических СВЧ измерений и ИСЗ «Космос-243». М., ИРЭ АН СССР, 1970. (Ротапринт).

3. Гурвич А. С., Дёмин В. В. Определение общего влагосодержания в атмосфере по измерениям из ИСЗ «Космос-243». — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1970 т. VI, № 8.

*Ю. П. Бреус, В. В. Мелентьев,
Ю. И. Рабинович, М. М. Черняк*

РАДИОТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ГРАДОВЫХ И ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ

Известно, что интенсивность собственного радиотеплового излучения гидрометеоров зависит от длины волны, температуры частицы и ее коэффициента поглощения. В [1, 2] было проведено исследование теплового излучения капель воды разного размера в микроволновом диапазоне длин волн при различных температурах. Отмечены особенности зависимости коэффициента поглощения и интенсивности излучения от температуры и длины волны. Данные об интенсивности излучения обводненных и сухих градин приведены в [3].

Для сравнительной характеристики энергии излучения сферических водяных и ледяных частиц на рис. 1 приведены значения отношения интенсивности излучения сухих и обводненных градин к интенсивности излучения капель воды при температуре 273 К. Отношение $B_{\text{л}}/B_{\text{в}}$ бралось для частиц разных размеров, до значений $d=d_{\text{max}}$. Для ледяных частиц размером $d>d_{\text{max}}$ их излучение бралось по отношению к излучению капли с $d=d_{\text{max}}=0,7$ см. Длины волн λ и толщина водяной пленки на градине h указаны на рисунке.

Как видно из рисунка, для сухих градин при λ , равном 0,86; 1,35; 3,2 и 8,5 см излучение даже больших ледяных частиц остается на порядок меньше излучения капли предельного размера, а для $\lambda=10$ см оно меньше на два порядка.

Иная картина наблюдается у обводненных градин. Из-за больших геометрических размеров и изменившихся диэлектрических свойств их излучение может быть больше излучения даже предельно больших капель, которые могут встретиться в облаках и осадках. Обращает на себя внимание также слабая зависимость интенсивности излучения обводненных градин от размера частиц при $0,86 \leq \lambda \leq 3,2$ см и $d > 1$ см. Увеличение толщины водяной пленки для этих длин волн не оказывает существенного влияния на изменение излучательной способности частиц. Градины с $d > 0,6$ см

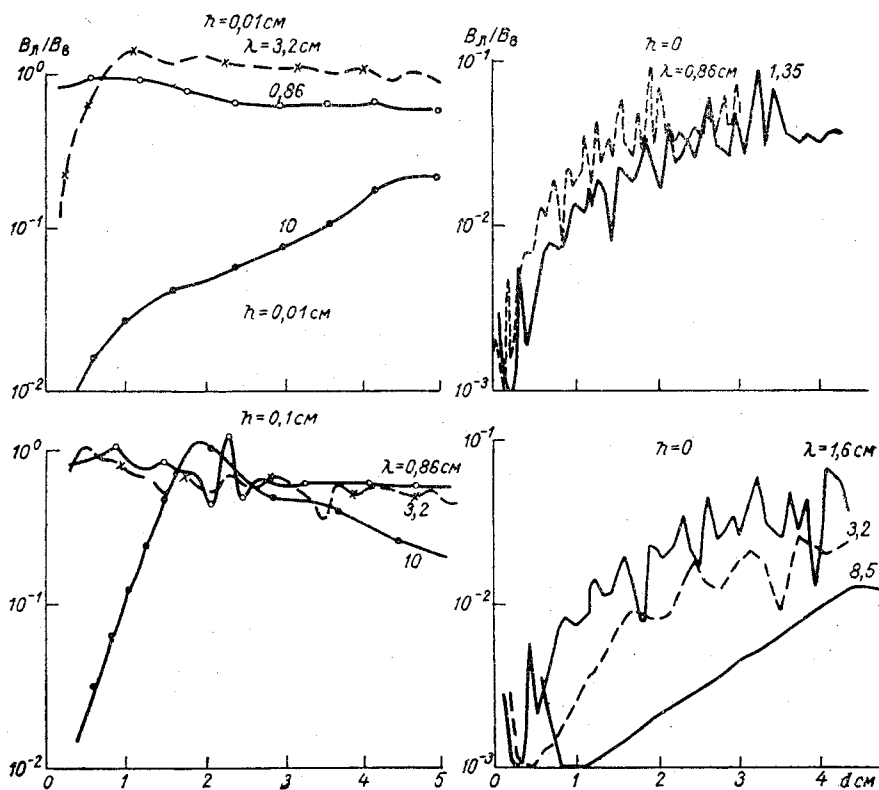


Рис. 1. Зависимость отношения интенсивности теплового излучения ледяных частиц к интенсивности излучения капель воды от диаметра.

с точки зрения своей излучательной способности ведут себя как водяные капли большой величины. Влияние значений h и d становится существенным при $\lambda > 3,2$ см.

Следует отметить, что пленка воды толщиной более 0,05 см не может удержаться на градине, находящейся в потоке воздуха. Более того, как показали экспериментальные исследования [4], максимальная толщина водяной пленки на поверхности градины с диаметром от 0,9 до 2,3 см не может быть больше 0,02 см. Наличие или отсутствие водяной пленки связано с режимом роста града. Если рост града происходит за счет сублимации водяного пара или за счет того, что попадающая вода на поверхность градины успевает быстро замерзнуть, то градина будет оставаться сухой. В том случае, когда градина в процессе роста обильно аккумулирует на себе воду и последняя замерзает медленно, поверхность градины будет влажной. Мелкие капли воды также могут быть вкраплены в поверхность градины. Оба режима роста имеют место в природе. Градина покрывается пленкой воды и тогда, она попадает в область положительных температур в облаке или в зону осадков.

Существенное различие в излучательных способностях капель воды и сухих ледяных частиц сухого и обводненного града может быть использовано для определения режима роста града в облаках, индикации фазового состояния воды в облаке и оценки результатов воздействия на облака кристаллизующими реагентами. Принципиальная же возможность использования пассивной локализации совместно с активной для обнаружения града в облаке была обоснована в [3, 5]. В основу было положено различие в излучательных способностях и в значениях интенсивности отраженного сигнала активного радиолокатора от сред, содержащих капли воды, сухие и обводненные градины.

Облачные слои, согласно изложенному выше, в которых имеется сухой град, будут иметь низкую радиояркостную температуру, но интенсивность отраженного сигнала активного локатора будет большой. Если же в слое будут только капли воды, то относительно большой радиояркостной температуре будет соответствовать небольшое значение отраженного сигнала. При наличии в слое обводненных градин ему будут соответствовать большие значения яркостной температуры и отраженного сигнала. Естественно, что все это будет справедливо при равных протяженностях излучающего слоя и идентичности других условий. В реальных облаках все будет обстоять сложнее, но в общих чертах приведенные выше положения должны сохраниться. Это подтверждается экспериментальными результатами, приведенными ниже.

Экспериментальные исследования радиотеплового излучения радковых и дождевых облаков были выполнены в Краснодарской экспедиции.

Для измерения теплового излучения использовался приемник длиной волны 3,2 см, чувствительностью 1 К при постоянной времени 1 с. Пассивный локатор работал синхронно с активным радиолокатором (РЛС). Длина волны излучения РЛС была равна 3,2 см, мощность излучения в импульсе 80 кВт. При анализе экспериментальных результатов привлекались данные РЛС с $\lambda = 10$ см и результаты индикации града оперативного локатора противорадовой экспедиции. Сведения о месте и времени выпадения града и его размерах, а также об интенсивности выпавших осадков были получены от служб контроля и метеорологического обеспечения экспедиции.

С помощью РЛС с $\lambda = 3,2$ см определялись высота верхней границы радиоэхо, высота передней границы H излучающего слоя, расстояния до него и его протяженность, интенсивность отраженного сигнала P , а также производилось наведение пассивного локатора на облако. Длительность записи излучения на одном уровне пассивным локатором составляла 1—1,5 мин. Ширина диаграммы направленности антенн обоих локаторов была одинаковой.

За период работы было зафиксировано несколько случаев выпадения града. Интенсивным было градобитие в ночь на 24 июля 1974 г. в районе расположения аппаратуры. Максимальный диа-

метр выпавшего града был равен 2,5 см. Градовое облако в начальный момент его наблюдения находилось на расстоянии 5 км от РЛС.

Наблюдение за облаком началось в 22 ч 27 мин. Это время соответствовало той стадии развития облака, когда оно уже сформировалось как градовое и имело высоту 11,5 км.

На рис. 2 а приведено изменение радиояростной температуры и интенсивности отраженного сигнала РЛС этого облака с вы-

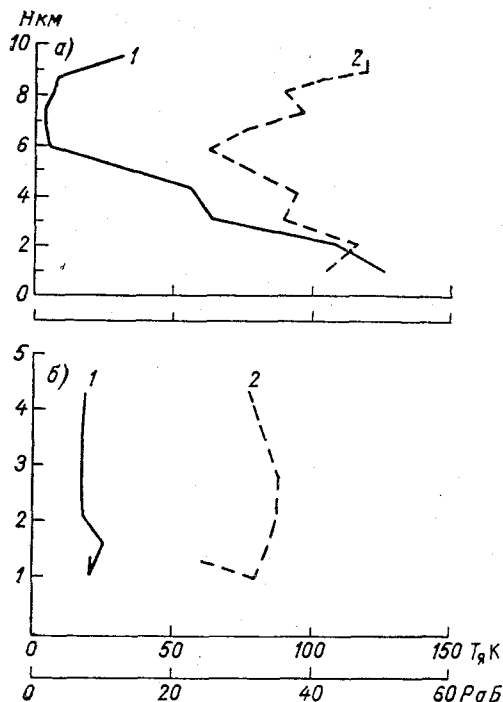


Рис. 2. Зависимость радиояростной температуры (1) и интенсивности отраженного сигнала P (2) от высоты градового и дождевого облаков.

а — градовое облако, б — дождевые облака.

сотой. Горизонтальная дальность до передней границы облака в процессе измерений изменялась и находилась в пределах 5—10 км.

К началу измерений в облаке сформировалось две ячейки. Первое измерение было проведено в 22 ч 32 мин на высоте 9,5 км в наиболее развитой ячейке. На рисунке этому измерению соответствует яркостная температура 35 К и интенсивность отраженного сигнала $P=55$ дБ (отражаемость $\eta=3,4 \times 10^{-6} \text{ см}^{-1}$). Такой большой отраженный сигнал соответствовал граду. Это было подтверждено данными РЛС с $\lambda=10$ см и индикацией оперативного лоатора противоградовой экспедиции.

Следующее измерение было проведено в 22 ч 33 мин на высоте 9,1 км. Несмотря на то что интенсивность отраженного сигнала не изменилась, протяженность излучающего слоя увеличилась, яркостная температура упала до 20 К. К

моменту следующего измерения как отраженный сигнал, так и яркостная температура уменьшились несмотря на то, что протяженность излучающего слоя возросла. Яркостная температура упала до 10 К и соответствовала $\eta=3,4 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$.

Уменьшение интенсивности отраженного сигнала и яркостной температуры до высоты 5,9 км, по-видимому, связано с уменьшением концентрации града и его размера. Расчеты показывают, что полученным значениям яркостных температур и отражаемостям на высотах 8,3—5,9 км может соответствовать сухой град со средне-

бическим диаметром 0,6 см и концентрацией частиц 1 м^{-3} при логарифмически нормальной функции распределения градин по размеру.

На высотах 4,0—3,1 км радиояркая температура возросла до 63—70 К, а отражаемость — до $\eta = 1,4 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$. На этих высотах на них уже сказывается влияние жидкокапельной фракции, находящейся в облаке.

Измерения на высотах ниже 3 км производились с 22 ч 48 мин в направлении второй ячейки облака. Выпадение града из нее в зоне осадков фиксировалось в 22 ч 52 мин на высоте 2,1 км. Интенсивность отраженного сигнала соответствовала $P = 52 \text{ дБ}$ ($\eta \sim 10^{-6} \text{ см}^{-1}$), а радиояркая температура составляла 122 К. Измерения в этом же направлении на высоте 1 км через 2 мин соответствовали отражаемости $\eta = 6,8 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$ и средней яркой температуре 141 К. При регистрации радиотеплового излучения на этом уровне в течение двух минут радиояркая температура изменилась от 187 до 96 К. Такое уменьшение температуры обязано трансформации зоны осадков. Заметного перемещения облака в это время не происходило. Протяженность излучающего слоя осадков на этой высоте была 17 км.

Сопоставление значений радиоярких температур для высот 5; 9,1; 2,1 км показывает, что при одинаковых интенсивностях отраженного сигнала граду в облаке соответствуют радиояркие температуры в 4—6 раз меньшие, чем в зоне осадков, когда градовые частицы имеют на своей поверхности водяную пленку.

При измерениях радиоизлучения этой зоны в период с 22 ч 5 мин до 23 ч 00 мин, выполненных на высотах 3,9—1,7 км (не отраженные на рисунке), при высоте верхней границы радиоэхо 1 км яркая температура оказалась равной 50—70 К. Эти значения характерны для жидких осадков. Отражаемость при этом находилась в диапазоне $7,5 \cdot 10^{-9}$ — $4 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$. Протяженность излучающего слоя составляла 16—18 км.

Приведем значения радиоярких температур градового облака, полученные 12 июля 1974 г.:

км	6,9	5,5	5,0	4,5	4,1	3,6	3,1	2,6	2,4	2,0
К	20,3	14,0	8,0	18,8	34,5	48,6	53,5	61,1	81,3	144,1
дБ	38	30	40	42	42	47	47	47	42	50

К началу измерений верхняя граница облака имела высоту 1 км. Протяженность излучающего слоя находилась в пределах 16 км. Максимальный диаметр выпавшего града не превышал 5 см.

Минимальное расстояние до передней границы облака было равно 10 км. Отражаемость η изменилась от $5 \cdot 10^{-7}$ ($H = 6,9 \text{ км}$) до $2 \cdot 10^{-6}$ ($H = 2 \text{ км}$).

Полученные выше значения яркой температуры и отражаемости для градовых облаков показывают, что при граде на больших высотах в действительности отмечается несоответствие между

относительно малым значением яркостной температуры и большим значением отраженного сигнала.

Рассмотрим теперь результаты измерения радиотеплового излучения облаков, из которых выпадали только жидкие осадки.

На рис. 2 б иллюстрируется изменение радиояркостной температуры облака и слоя осадков с высотой. Измерения проводились 27 июля 1974 г. Облако имело высоту верхней границы 8,1 км. Толщина излучающего слоя на всех высотах не превышала 6 км.

Как видно из графика, яркостная температура и отраженный сигнал слабо меняются с высотой и находятся соответственно в пределах 16—24 К и 24—35 дБ ($\eta = 3,4 \cdot 10^{-9} \div 3,4 \cdot 10^{-8} \text{ см}^{-1}$).

Полученные значения радиояркостных температур представляют интерес в том плане, что дают представление об интенсивности излучения слоев небольшой протяженности, содержащих в основном капли воды. Приведем значения яркостной температуры для облака и дождя, зарегистрированные 10 июля 1974 г.

H км	3,7	3,5	3,1	2,9	1,5
$T_{я}$ К	71,6	66,8	58,8	54,7	46,8
P дБ	42	40	26	42	42

Облако по сравнению с выше описанным было более плотным, имело высоту 7,6 км. Протяженность излучающего слоя находилась в пределах 6—15 км, отражаемость η — от $4,6 \cdot 10^{-7}$ ($H = 3,7$ км) до $1,1 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$ ($H = 1,5$ км).

Данные о радиояркостной температуре и интенсивности отраженного сигнала для облака, из которого выпадали жидкие ливневые осадки, приведены ниже:

H км	6,2	5,2	4,2	3,6	3,1	2,7	2,3	0,65	0,40	0,13	0,1
$T_{я}$ К	209,5	206,5	212,0	209,2	205,7	203,7	240	186,2	165,9	170,2	177
P дБ	30	30	34	36	33	35	38	38	40	40	4

Наблюдения проводились 15 августа 1974 г. К началу наблюдения облако имело высоту 10,5 км. Протяженность излучающего слоя находилась в пределах 8—25 км, а значения отражаемости составляли от $3,4 \cdot 10^{-9}$ ($P = 42$ дБ) до $1,3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$ ($P = 34$ дБ).

Средняя интенсивность дождя была равна 90 мм/ч.

Из этих данных видно, что большие значения яркостной температуры соответствуют относительно небольшим значениям отраженного сигнала активной РЛС. Это связано со значительным поглощением излучения в слое, содержащем капли воды и имеющем большую протяженность. Именно последнему в основном обязано увеличение яркостной температуры до 240 К на высоте 2,3 км. Протяженность излучающего слоя на этой высоте равна 28 км.

В связи с тем что град в дожде в значительной степени увеличивает яркостную температуру слоя осадков, небезынтересно сопоставить отражаемости и близкие значения $T_{я}$ для ливневых

осадков и обводненного града в излучающих слоях одинаковой плотности. Согласно приведенным данным имеем:

для града $T_{\text{я}} = 144,1 \text{ К}$, $\eta = 4,2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}$ ($H = 2 \text{ км}$),
для ливня $T_{\text{я}} = 165 \text{ К}$, $\eta = 9,5 \cdot 10^{-9} \text{ см}^{-1}$ ($H = 0,4 \text{ км}$).

Как видно, и в этом случае за счет большого различия отражаемостей выпадающий град можно отличить от ливневого дождя.

Приведенные данные о радиояркостной температуре дождевых облаков показывают, что с изменением высоты $T_{\text{я}}$ меняется медленно. Облако в определенной степени является как бы однородным по отношению к своей излучательной способности. В противоположность этому для градовых облаков характерно более резкое изменение $T_{\text{я}}$ и уменьшение ее в верхней части облака, где имеется град.

Выводы

Обобщая полученные экспериментальные данные, можно сделать следующие выводы.

1. Интенсивность теплового излучения облаков, содержащих град, неградовых облаков и слоя жидких осадков различна.

2. Характер изменения яркостной температуры с высотой в градовом облаке существенно отличается от характера ее изменения в неградовом облаке. Градовое облако по отношению к своей излучательной способности более неоднородно, чем дождевое.

3. С помощью средств пассивной и активной микроволновой локализации, используя различия между радиояркостными температурами отражаемостями градовых и неградовых облаков, можно проводить индикацию града в облаках и осадках.

В заключение следует отметить, что выбор оптимальной длины волны пассивного локатора во многом зависит от поставленной задачи. Если необходимо проводить индикацию только образовавшегося крупного града, то можно использовать микроволновые приемники с $\lambda \geq 3,2 \text{ см}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шифрин К. С., Черняк М. М. Тепловое излучение капель воды микроволновой области.—Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1974, т. 10, № 10, с. 1107.
2. Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микрорадиоволн в осадках.—Тр. ГГО, 1968, вып. 222, с. 74.
3. Черняк М. М., Компановский В. И. Тепловое излучение сферических частиц воды и льда в микроволновом диапазоне.—Тр. ВГИ, 1973, вып. 22, с. 221.
4. Эмба Я. А., Хоргуани В. Г., Тлисов М. И. Некоторые вопросы термодинамики градин.—Тр. ВГИ, 1973, вып. 24, с. 3.
5. Бреус Ю. П., Компановский В. И. и др. Зависимость радиотеплового излучения облака от фазового состояния воды в нем.—Тр. ВГИ, 1975, вып. 29, с. 12.

Г. В. Елисеев, Б. Д. Панин, В. Д. Степаненко

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ДАННЫМ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ИЗЛУЧЕНИЯ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ

С точки зрения дистанционного определения метеорологических данных с помощью спутников наряду с инфракрасным и видимым участками спектров весьма перспективным является микроволновой диапазон. Эффективность использования микроволнового диапазона в целях получения сведений о влажности, о границах и сплошности льдов, об облачности, осадках убедительно продемонстрирована результатами, полученными с помощью спутника «Космос-243».

В связи с практическим использованием микроволнового диапазона для дистанционного получения метеорологических данных необходимо решить ряд вопросов, связанных с выбором оптимального состава измерений, которые следует производить на спутниках, а также с построением методов интерпретации этих измерений.

Несмотря на достигнутые успехи в этой области, ряд вопросов еще остается нерешенным. Учитывая высокую стоимость натурных экспериментов думаем, что при решении этих вопросов большую пользу могут принести численные эксперименты.

В настоящей работе на основе численных экспериментов по замкнутой схеме исследуется возможность получения сведений о вертикальных профилях температуры по спектрам уходящего излучения в микроволновом диапазоне.

При использовании измерений в микроволновом диапазоне для определения параметров атмосферы следует считаться с существенной зависимостью уходящего излучения от радиофизических свойств излучающей поверхности.

Радиояркая температура излучающей поверхности $T_{\text{яп}}$ выражается соотношением

$$T_{\text{яп}} = T_{\text{э}} \kappa_{\lambda}, \quad (1)$$

где $T_{\text{э}}$ — эффективная температура излучающего слоя поверхности, κ_{λ} — излучательная способность поверхности, зависящая от длины волны.

Толщина эффективного слоя, где формируется излучение, зависит от λ , а следовательно, при наличии градиента температуры от λ зависит и $T_{\text{э}}$. Для иллюстрации этой зависимости в табл. 1

Таблица 1

Затухание (Нп/м) (числитель) и толщина эффективного слоя (см) (знаменатель)

λ см	Увлажнение, %			
	5	15	5	15
	Песчаный грунт		Глинистый грунт	
0,816	140/3,6	510/1,0	220/2,5	600/0,7
1,9	80/6,0	230/2,0	90/5,5	260/2,0
3,17	40/130	110/4,5	50/10,0	120/4,0
9,475	55/90,0	14/35,0	10/50,0	30/17,0

и 2 приведены рассчитанные с использованием данных о диэлектрических константах значения затухания радиоволн, толщины эффективного слоя песчаного и глинистого грунтов, а также поправки к радиояркой температуре на неизотермичность при разном увлажнении.

Приведенные в табл. 1 и 2 результаты получены с использованием критерия шероховатости Релея и формул Френеля.

Из таблиц видно, что влияние неизотермичности эффективного слоя на радиояркую температуру особенно существенно при $\lambda = 9,975$ см.

Таблица 2

Поправки к значениям радиояркой температуры для песчаного грунта при увлажнении 5% (числитель) и 15% (знаменатель)

γ° C/м	λ см			
	0,816	1,9	3,17	9,975
10	0,0/0,0	0,1/0,0	0,2/0,1	1,6/0,6
20	0,1/0,0	0,2/0,1	0,5/0,2	3,3/1,3
50	0,3/0,1	0,7/0,2	1,1/1,4	8,0/3,3

С увеличением увлажнения грунта это влияние уменьшается, так как уменьшается толщина эффективного слоя.

Излучательная способность поверхности κ_λ зависит от λ . В случае сухих грунтов при всех длинах волн $\kappa_\lambda = 0,83 \div 0,93$. В случае увлажненных грунтов для $0,8 \text{ см} < \lambda < 8 \text{ см}$ значение κ_λ изменяется от 0,8 до 0,5.

Для лесных массивов $\kappa_\lambda = 0,92 \div 0,99$.

Характеристики, определяющие радиояркостную температуру водной поверхности, менее разнообразны. Эффективная температура T_Σ для водной поверхности практически не зависит от λ , так как толщина эффективного излучающего слоя мала (несколько миллиметров). Излучательная способность водной поверхности зависит от длины волны, поляризации, солености и волнения.

Изложенные соображения использовались в процессе численных экспериментов при решении прямой и обратной задач на основе уравнения переноса излучения

$$T_\Sigma(\lambda) = T_\Sigma \kappa_\lambda e^{-\tau_\Sigma(\lambda)} + \int_0^H T(z) \alpha_\Sigma(\lambda, z) e^{-\int_z^H \alpha_\Sigma(\lambda, h) \sec \varphi \, dh} \sec \varphi \, dz + \\ + e^{-\tau_\Sigma(\lambda)} \bar{R}_\Sigma^2 \int_0^H T(z) \alpha_\Sigma(\lambda, z) e^{-\int_0^z \alpha_\Sigma(\lambda, h) \sec \varphi \, dh} \sec \varphi \, dz, \quad (2)$$

где $\tau_\Sigma(\lambda) = \int_0^H \alpha_\Sigma(\lambda, y) \sec \varphi \, dy$, $t(y)$ — температурный профиль, $\alpha_\Sigma(\lambda, y)$ — суммарное поглощение радиоволн длиной λ на высоте y , φ — надиальный угол, $\bar{R}_\Sigma^2$ — средний эффективный коэффициент отражения радиоволн по мощности в направлении φ (с учетом диффузности).

Трансформация микроволнового излучения определяется поглощением, рассеянием и излучением в полосах кислорода, водяного пара, аэрозолей, гидрометеоров и других компонентов атмосферного воздуха. Учет рассеяния и отражения связан с существенным усложнением расчетов переноса излучения, а поэтому, принимая во внимание сравнительно небольшое влияние этих факторов, в данной работе мы их не учитывали.

Коэффициенты поглощения кислородом α_K в диапазоне 50—70 ГГц и водяным паром α_H для линии 22,235 ГГц рассчитывались с использованием данных из работ по формулам:

$$\alpha_K(\nu, P, T) = 0,6158 P T^{-3} \sum_{N_{\text{неч}}} S_N \exp\left(-\frac{E_N}{KT}\right); \quad (3)$$

$$\alpha_H(\nu, P, T) = 32,4 \cdot 10^{-5} \exp\left(-\frac{644}{T}\right) \frac{\nu^2 P S}{T^{3,125}} \left(1 + 0,0147 \frac{ST}{P}\right) \times$$

$$\times \left[\frac{1}{(\nu - 22,235)^2 + \Delta \nu^2} + \frac{1}{(\nu + 22,235)^2 + \Delta \nu^2} \right] + 2,55 \cdot 10^{-3} \nu^2 S \frac{\Delta \nu}{T^{1,5}}, \quad (4)$$

где ν — частота, $\Delta \nu$ — ширина частотного интервала, S — удельная влажность, P — давление, T — температура (К),

$$S_N = F_{N+} \mu_{N+}^2 + F_{N-} \mu_{N-}^2 + F_0 \mu_0;$$

$$F_{N\pm} = \frac{\Delta \nu}{(\nu_{N\pm} - \nu) + \Delta \nu^2} + \frac{\Delta \nu}{(\nu_{N\pm} + \nu) + \Delta \nu^2};$$

$$F_0 = \frac{\Delta \nu}{\nu^2 + \Delta \nu^2}, \quad \mu_{N+}^2 = \frac{N(2N+3)}{N+1}, \quad \mu_{N-} = \frac{(N+1)(2N-1)}{N};$$

$$\mu_0^2 = \frac{2(N^2 + N + 1)(2N + 1)}{N(N + 1)}, \quad \frac{E_N}{KT} = \frac{2,06844 \cdot N(N + 1)}{T},$$

$\nu_{N\pm}$ — частоты, соответствующие разрешенным переходам

$$(J = N) \rightarrow (J = N + 1), \quad (J = N) \rightarrow (J = N - 1),$$

N — нечетные квантовые числа, $J = N - 1$ или $J = N + 1$.

Полуширина линии поглощения водяного пара, центрированная у 22,235 ГГц, оценивалась с помощью соотношения

$$\Delta \nu = 2,58 \cdot 10^{-3} \left(1 + 0,0147 \frac{ST}{P} \right) \frac{P}{\left(\frac{T}{318} \right)^{0,625}}.$$

Ослабление излучения облаками и осадками рассчитывалось с использованием теории Ми. Поглощение и рассеяние радиоволн гидрометеорами может рассчитываться с помощью теории, развитой В. И. Розенбергом. Однако в случае наличия облаков со спектром частиц, радиус которых не превышает 100—200 мкм, можно использовать достаточно простую формулу

$$\alpha_\delta = \left[0,6 \frac{\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \right] \delta,$$

где δ — водность облака (г/м^3), $m = \sqrt{\varepsilon}$ — комплексный показатель преломления, $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$,

$$\varepsilon' = \varepsilon_0 + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_0}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda} \right)^2}, \quad \varepsilon'' = \frac{(\varepsilon_s - \varepsilon_0) \frac{\lambda_s}{\lambda}}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda} \right)^2},$$

ε_0 — оптическая диэлектрическая проницаемость,

$$\varepsilon_s = 8,1 \cdot 10^{-4} (T - 273)^2 - 0,40885 (T - 273) + 88,2,$$

$$\lambda_s = 1,4662 e^{-0,0634(T-273)} + 1,36 \cdot 10^{-4} (T - 273) + 1,8735.$$

Из уравнения переноса видно, что радиояркостная температура, фиксируемая на борту спутника под надирным углом φ , является сложным нелинейным функционалом, зависящим от распределения поглотителей (излучателей), от температурного про-

филя $t(y)$, а также от эффективной термодинамической температуры и излучательной способности подстилающей поверхности.

Уравнение переноса позволяет ставить и решать самые различные обратные задачи в зависимости от того, какие исходные данные будут задаваться.

Ниже рассматриваются результаты численных экспериментов, в которых сначала с помощью уравнения переноса решается прямая задача, а затем полученные спектры обращаются относительно вертикальных профилей температуры, т. е. решается задача термического зондирования. Прямая задача решается при различных профилях температуры, влажности, водности и характеристик подстилающей поверхности. Полученные таким образом значения радиотеплового излучения затем искажаются на случайную величину с нормальным распределением и с дисперсией σ_n^2 .

С помощью такого приема моделируются возможные в действительности искажения спектров, а поэтому результаты, получаемые при обращении этих спектров, могут быть использованы в реальных задачах.

В процессе численных экспериментов прямая и обратная задача решались при различном наборе спектральных интервалов в пределах 0,5—4 см. По результатам этих решений были выбраны семь участков шириной по 0,1 см, централизованные при длинах волн 1,3; 1,1; 0,9; 0,8; 0,7; 0,6; 0,5 см ($j=1, 2, 3, \dots, 7$), которые использовались для решения задачи термического зондирования.

Для практической реализации термического зондирования, помимо прочих условий, необходимо, чтобы коэффициенты поглощения в выбранных участках $\alpha_z[\lambda, y, T(y)]$ были известными функциями, по возможности мало зависящими от температуры.

В этом случае, пренебрегая отражением и считая известными характеристики подстилающей поверхности и $\alpha_z[\lambda, y, T(y)]$, уравнение переноса для условий измерений в надир записывается в виде

$$T_{яа} = \int_0^H T(z) \alpha_z(\lambda, z, T(z)) \exp\left(-\int_y^H \alpha_z[\lambda, z, T(z)] dz\right) dy, \quad (5)$$

где

$$T_{яа}(\lambda) = T_{я}(\lambda) - T_{э} \kappa_{\lambda} \exp\left(-\int_0^H \alpha_z[\lambda, z, T(z)] dz\right);$$

$$\alpha_z[\lambda, z, T(z)] = \alpha_k[\lambda, z, T(z)] + \alpha_n[\lambda, z, T(z)] + \alpha_o[\lambda, z, T(z)].$$

Из уравнения (5) видно, что в силу зависимости α_z от T задача термического зондирования является нелинейной. Кроме этого, решение уравнения (5) осложняется тем, что в общем случае неизвестны значения

$$\int_0^H \alpha_z[\lambda, z, T(z)] dz \text{ и } T_{э} \kappa_{\lambda}.$$

Для преодоления этих трудностей будем исходить из следующих соображений. В пределах небольших интервалов $\Delta\lambda_1$ можно принять, что

$$\tilde{T}_z \tilde{\kappa}_\lambda \approx \int_{\Delta\lambda_1} P(\lambda) \left\{ \frac{T_\pi(\lambda) - T_{\pi a}(\lambda)}{\exp(-\tau[\lambda, T(z)])} \right\} d\lambda, \quad (6)$$

где $P(\lambda)$ — весовой множитель, учитывающий связь $T_{\pi\kappa_\lambda}$ и $T_\pi(\lambda)$.

Так как $\tilde{T}_z \tilde{\kappa}_\lambda$ зависит от $T(z)$, то решение уравнения (5) относительно $T(z)$ должно предусматривать уточнение не только α_z но

$\tilde{T}_z \tilde{\kappa}_\lambda$, т. е. должно быть итерационным.

С учетом этих соображений уравнение переноса записывается следующим образом:

$$T_\pi(\lambda) = \int_{\Delta\lambda_1} P(\lambda') \left\{ \frac{T_\pi(\lambda') - A[\lambda', T(z)]}{\exp(-\tau[\lambda', T(z)])} \right\} d\lambda' e^{-\tau[\lambda, T(z)]} + A[\lambda, T(z)], \quad (7)$$

где

$$\lambda' \in \Delta\lambda_1;$$

$$A[\lambda, z, T(z)] = \int_0^H T(z) \alpha_z[\lambda, z, T(z)] \exp \left\{ - \int_z^H \alpha_z[\lambda, h, T(h)] dh \right\} dz.$$

Уравнение (7) в операторной форме имеет вид

$$T_\pi(\lambda) = B_{T_\pi\lambda}^\lambda T(z), \quad (8)$$

где $B_{T_\pi\lambda}^\lambda T(z)$ — нелинейный оператор, зависящий от $T_{\pi\lambda}$ и $T(z)$.

Спектральный интервал $\Delta\lambda_1$ может совпадать с рабочим интервалом, в котором решается прямая и обратная задачи, однако, как показали расчеты, для улучшения сходимости итерационного процесса при решении обратной задачи интервал $\Delta\lambda_1$ следует расширить в сторону больших λ . Практически это означает, что должен быть предусмотрен прозрачный участок, предназначенный для получения информации только о подстилающей поверхности. В качестве такого прозрачного участка был выбран участок шириной 0,1 см с центром при $\lambda=3$ см ($j=8$).

В силу некорректности рассматриваемой задачи прямое решение уравнения (7) относительно $T(z)$ невозможно. Поэтому задача сводится к вариационной, в которой обеспечивается минимум параметрического функционала

$$M^\alpha = \sum_{j=1}^8 [T_{\pi j} - B_j T(z)]^2 + \beta \int_0^H \left[\frac{\partial T(z)}{\partial z} \right]^2 dz = \min,$$

где β — параметр регуляризации.

Систему уравнений Эйлера запишем в матричной форме

$$P_T^\beta \mathbf{T} = \bar{f},$$

где P_T^β — квадратная неособенная матрица, элементы которой содержат коэффициенты α_z и β ; $\mathbf{T}$ — вектор решений, составляющими которого являются значения температуры на различных уровнях z ; $\bar{f}$ — вектор правых частей, составляющие которого зависят от $T_{я,j}$ и коэффициентов квадратурных формул.

Решение относительно $T(z)$ строится методом итераций при различных $\beta_k = \beta_0 - 0,005 \text{ К}$ ($\beta_0 = 1$, $k = 1, 2, \dots$),

$$\mathbf{T}^{(v+1)} = (P_{T^{(v)}}^\beta)^{-1} \bar{f} \quad (v = 0, 1, 2, \dots),$$

при следующих граничных условиях:

$$T|_{z=0} = T_{j=8}, \quad \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=H} = \text{const.}$$

Из полученного набора решений $\{T^{(v)}\}^{\beta_k}$ выбирается то, которое удовлетворяет условию

$$\min \max |T^{(v), \beta_{k+1}} - T^{(v), \beta_k}, \quad 0 \leq z \leq H.$$

В качестве начального приближения $T^{(v=0)}$ используются климатические профили. Решение строилось для высот $0 \leq z \leq H$ ($H = 26 \text{ км}$).

При обращении невозмущенных спектров (т. е. без наложения ошибок на значения радиояркостной температуры) средние квадратические ошибки восстановления профилей лежат в пределах $0,7\text{—}1,5 \text{ К}$, а минимальные достигают $3\text{—}4 \text{ К}$, наибольшие ошибки приходятся на уровни вблизи тропопавзы и верхней границы решения.

Большие ошибки вблизи верхней границы решения появляются за счет того, что принятый в верхнем граничном условии вертикальный градиент температуры для стандартной атмосферы может существенно отличаться от истинного.

Ошибки обращения невозмущенных спектров характеризуют «шум» алгоритма.

Для возмущенных спектров (при средней квадратической ошибке в радиояркостной температуре, равной $0,5 \text{ К}$) средняя квадратическая ошибка решений увеличивается до 2 К , а максимальная — до $5,5 \text{ К}$.

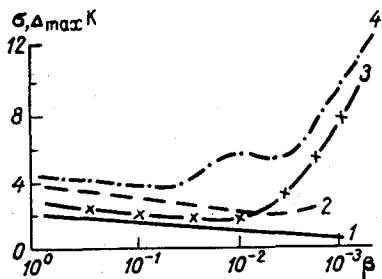


Рис. 1. Зависимость средних квадратических (σ) и максимальных ($\Delta_{\max}$) ошибок восстановления профилей температуры (К) от параметра регуляризации (β) и ошибок в значениях радиояркостной температуры ($\sigma T_{я}$).

1 и 2 — соответственно σ и $\Delta_{\max}$ при $\sigma T_{я} = 0,1 \text{ К}$; 3 и 4 — соответственно σ и $\Delta_{\max}$ при $\sigma T_{я} = 0,6 \text{ К}$.

На рис. 1 представлены средние квадратические и максимальные ошибки решений в зависимости от погрешностей в спектрах и от значений параметров регуляризации.

В процессе численных экспериментов оценивалась также точность решения обратных задач в зависимости от значений влажности, водности и мощности облаков, а также от интенсивности осадков. При этом прямая задача решалась с учетом влажности, облачности и осадков, а обратная — без учета. Зависимость точ-

Таблица 3

**Средние квадратические и максимальные ошибки решений
в зависимости от водности облаков и интенсивности осадков**

Облачность	Водность облаков, г/см ³	Вертикаль- ная мощ- ность обла- ков, м	Ошибки решения			
			суша		море	
			σ_T	$(\sigma_T)_{\max}$	σ_T	$(\sigma_T)_{\max}$
Ясно	—	—	0,8	2,0	0,9	2,2
Cs	0,05	1400	0,9	2,3	1,1	2,0
St	0,2	600	1,0	2,1	3,3	8,1
Ac	0,15	600	1,7	2,3	4,4	11
As	0,2	1600	1,9	2,9	8,2	21
As—Ns при осадках, интенсивность 2,5 мм/ч	0,35	4000	6,1	14	18	45

ности решения от облачности и осадков иллюстрируют данные табл. 3.

Из результатов математического моделирования, представленных в табл. 3, видно, что термическое зондирование в микроволновом диапазоне над сушей возможно при наличии облачности, но при отсутствии осадков. При этом значения температуры в подоблачном слое оказываются завышенными. Это объясняется тем, что радиояркая температура подстилающей поверхности в этом случае определяется в основном по наиболее прозрачному каналу, в котором ослабление радиации облачностью существенно.

Алгоритм же решения предусматривает определение таких температур, которые обеспечивают равенство исходных и вычислительных спектров. При этом заниженные значения температуры подстилающей поверхности компенсируются завышенными значениями температуры нижних слоев воздуха (в подоблачном слое).

Влияние влажности на точность восстановления температурного профиля над сушей невелико (средняя квадратическая ошибка при решении обратной задачи без учета влажности составляет

около 1 К). Над морем ошибки решений при наличии облачности и большой влажности достигают 10 К и более. Это указывает на нецелесообразность применения рассматриваемого способа для термического зондирования над морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомоллов О. С., Панин Б. Д. Косвенное определение вертикального профиля влажности.—«Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1973, т. 9, № 4.
2. Борисенков Е. П. О решении некоторых обратных задач спутниковой метеорологии.—«Метеорология и гидрология», 1967, № 3.
3. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1960.
4. Малкевич М. С. Некоторые вопросы интерпретации поля уходящей радиации Земли.—«Тр. ГГО», 1964, вып. 166.
5. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М., Наука, 1973.
6. Drayson S. R. Atmospheric transmission in the CO_2 bands between 12 and 18 μ , Appl. Opt., 5, N 3, 1966.

Б. Д. Панин, В. Д. Степаненко

О ДИСТАНЦИОННОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ДАВЛЕНИЯ (ГЕОПОТЕНЦИАЛА) СО СПУТНИКОВ

Дистанционное определение давления с помощью спутников требуемой точностью относится к числу наиболее сложных обратных задач атмосферной оптики.

Формально к определению давления можно подойти так же, как к определению влажности [1], используя спектральные изменения в полосах поглощения оптически активных компонентов атмосферного воздуха, содержание которых известно, например, в полосах углекислого газа и кислорода. Возможности использования для этих целей измерений в полосе поглощения кислорода вблизи длины волны 0,76 мкм и в окне прозрачности около 74 мкм рассмотрены в работах [4, 5]. Обсудим этот вопрос применительно к 15-мкм полосе углекислого газа.

Об определении давления с помощью уравнений переноса радиации. Если принять, что объемная концентрация углекислого газа постоянна, а влияние водяного пара на излучение мало и может быть учтено, то функцию пропускания в пределах полосы 0,76 мкм можно считать однозначной функцией температуры и давления. Будем исходить из того, что температурная стратификация известна в результате решения задачи термического зондирования, а с помощью метода приведенной массы учтена температурная зависимость функции пропускания.

Если решение задачи термического зондирования получено в изобарической системе координат, то в этом случае в уравнениях переноса единственной неизвестной функцией будет приземное давление (P_n). Но это еще не означает, что задача может быть решена. Удовлетворительное по точности решение относительно давления удастся получить лишь в том случае, если входящее излучение в используемых участках спектра будет достаточно сильно реагировать на вариации приземного давления.

При решении рассматриваемой задачи будем ориентироваться на измерения входящего излучения в полосе 15 мкм с помощью

спутникового инфракрасного спектрометра (СИКС). Для каналов 1 и 2 СИКС, в которых зависимость излучения от приземного давления наибольшая, вариации приземного давления в пределах ± 20 мбар сопровождаются изменениями уходящего излучения от 0 до 0,6 и от 0 до 12% соответственно в зависимости температурной стратификации в нижней тропосфере.

Эти оценки, полученные на основе решения прямой задачи, позволяют считать, что ошибки решений обратных задач относительно температуры для нижней тропосферы, если вместо истинного приземного давления использовать стандартное, могут быть следствием отличия давления от стандартного и указывают на ограниченную точность обратной задачи для приземного давления. Если учесть приблизительный характер этих оценок, то целесообразно произвести оценки точности по результатам непосредственных расчетов.

Рассмотрим один из возможных вариантов решения обратной задачи относительно приземного давления. Сформулируем эту задачу следующим образом. Требуется уточнить приземное давление, если температура на всех уровнях известна из результатов термического зондирования. Будем считать, что решение задачи термического зондирования получено для приземного давления, равного стандартному, и что за счет отличий истинного давления от стандартного искажена приземная температура. Поэтому будем полагать неизвестными не только приземное давление, и температуру. Будем ориентироваться на измерения излучения в каналах СИКС. Так как зависимость функций пропускания приземного давления наиболее существенна для каналов 1 и 2, то будем использовать только эти каналы.

Уравнения переноса для этих каналов запишем в следующем виде:

$$U_1(0) = E_1(T_n)P_1(P_n) + \frac{E_1(T_n) + E_1(T_1)}{2} [P_1(P_1) - P_1(P_n)] + \\ + \int_{P_1}^0 E_1(T) dP_1(P); \quad (1)$$

$$U_2(0) = E_2(T_n)P_2(P_n) + \frac{E_2(T_n) + E_2(T_1)}{2} [P_2(P_1) - P_2(P_n)] + \\ + \int_{P_1}^0 E_2(T) dP_2(P), \quad (2)$$

где P_n и T_n — приземные давление и температура; P_1 и T_1 — давление и температура на верхней границе первого слоя; нижние индексы у E и P означают номера каналов. При записи этих уравнений как обычно предполагалось, что излучательная способность поверхности равна единице.

Частотную зависимость исключим с помощью соотношения

$$E_2(T) = \beta_2 E_1(T) + \alpha_2. \quad (3)$$

Для линейризации задачи воспользуемся разложением функций пропускания в ряд Тейлора. Ограничиваясь двумя членами разложения, имеем:

$$P_1(P_n) = P_1(\bar{P}_n) + \left. \frac{\partial P_1(P)}{\partial P} \right|_{\bar{P}_n} \cdot P'_n; \quad (4)$$

$$P_2(P_n) = P_2(\bar{P}_n) + \left. \frac{\partial P_2(P)}{\partial P} \right|_{\bar{P}_n} \cdot P'_n, \quad (5)$$

где $\bar{P}_n = 1000$ мбар — стандартное приземное давление, P'_n — поправка к стандартному давлению, которую требуется определить. В соответствии с методом регуляризации систему уравнений для определения P'_n и $E_1(T_n)$ получим, минимизируя выражение для параметрического функционала вида

$$I^a = \left\{ \sum_{j=1}^2 \left[\Delta_j + \int_{P_1}^0 E_j(T) dP_j(P) - U_j(0) \right]^2 \right\} + \alpha (\bar{P}_n + P'_n)^2 = \min, \quad (6)$$

где через Δ_j обозначены первый и второй члены в правой части уравнений (1) и (2), записанные с учетом соотношений (3) — (5).

Проверка такого подхода к определению давления и температуры у земли проводилась с помощью вычисленных спектров на участках, соответствующих каналам 1 и 2 СИКС. Спектры вычислялись для разных стратификаций с различным приземным давлением (от 950 до 1050 мбар).

При решении обратных задач приземное давление $\bar{P}_n$ полагается равным 1000 мбар.

Результаты расчетов показывают, что если вертикальный градиент температуры в слое $P_n - P_1$ отличен от нуля и лежит в пределах $0,2 - 1^\circ\text{C}$ на 100 м, то приземное давление вычисляется в среднем с ошибкой около 5 мбар, а поправки к температуре составляют от 0,1 до $1,2^\circ\text{C}$. Причем, чем больше градиент, тем меньше ошибки.

При наложении на спектры ошибок, соответствующих реальным измерениям СИКС ($1 - 2\%$), точность решений уменьшается в 1,5—2 раза. Если наложить ошибки на спектр и на температурную стратификацию $\left(\int_{P_1}^0 E_j(T) dP_j \right)$ одного знака (такая ситуация наиболее реальна) P_1 , то точность решений практически не изменится.

Все эти оценки относятся к условиям безоблачной погоды. При зотермии и наличии облаков возможность определения давления рассматриваемом варианте исключается.

На основе полученных оценок можно предполагать, что рассмотренный подход к определению приземного давления и темпе-

ратуры по реальным измерениям на спутниках позволит уточнить решение задачи термического зондирования и получать сведения об основных чертах приземного барического поля в районах безоблачной погоды.

К определению давления и температуры на уровне излучающей поверхности с помощью излучений в каналах 1 и 2 можно также использовать следующий подход.

Запишем уравнения переноса радиации для излучений в этих каналах в следующем виде:

$$U_1(0) = \varepsilon_1 E_1[T(\zeta_n)] P_1(\zeta_n) + \int_{\zeta_n}^0 E_1[T(\zeta)] \frac{\partial P_1(\zeta)}{\partial \zeta} d\zeta;$$

$$U_2(0) = \varepsilon_2 E_2[T(\zeta_n)] P_2(\zeta_n) + \int_{\zeta_n}^0 E_2[T(\zeta)] \frac{\partial P_2(\zeta)}{\partial \zeta} d\zeta,$$

где $\zeta_n = P_n/1000$, $\zeta = P/1000$, ε_1 , ε_2 — относительные коэффициенты излучения. Уровень ζ_n может соответствовать подстилающей поверхности либо верхней границе облачности, если в поле зрения приборов попадут облака. В этих уравнениях не учитывается отражение (несмотря на то, что излучение поверхности предполагается отличным от абсолютно черного), а функции пропускания считаются зависящими только от давления (ζ).

Для функций пропускания будем использовать эмпирические соотношения

$$P_1(\zeta) = 1 - 0,05 \zeta^2; \quad P_2(\zeta) = 1 - 0,70 \zeta^2, \quad (1)$$

которые с точностью до 5—8% удовлетворяют значениям, приведенным в работе [6]. Вертикальные профили температуры будем описывать формулой

$$T(\zeta) = T(\zeta_n) \left(\frac{\zeta}{\zeta_n} \right)^{n_i}, \quad (1)$$

где $n_i = R \gamma_i / g$ ($i = 1, 2, \dots$).

Для простоты будем считать, что

$$E_1(T) = \alpha_1(T) \sigma T^4;$$

$$E_2(T) = \alpha_2(T) \sigma T^4,$$

где α_1 и α_2 — коэффициенты, слабо зависящие от температуры. Зависимость коэффициентов α_1 и α_2 от температуры может быть учтена с помощью значений радиационной температуры в каналах 1 и 2. Значения γ_i определяются по результатам решения задачи термического зондирования.

Считая α_1 , α_2 и γ_i известными, проинтегрируем уравнения (7) и (8) по ζ . Если использовать два значения γ_i (γ_1 — для тропосферы,

феры, γ_2 — для стратосферы), то результаты интегрирования записываются следующим образом:

$$U_1(0) = \alpha_1 \sigma \left\{ T^4(\zeta_n) (1 - 0,05 \zeta_n^2) \varepsilon_1 + \right. \\ \left. + 0,1 \left[\frac{T^4(\zeta_1)}{(4n_1 + 1)} \zeta_1 + \frac{T^4(\zeta_n)}{(4n_2 + 1)} \left(\zeta_n - \frac{\zeta_1^{4n_2+1}}{\zeta_n^{4n_2}} \right) \right] \right\}; \quad (11)$$

$$U_2(0) = \alpha_2 \sigma \left\{ T^4(\zeta_n) (1 - 0,70 \zeta_n^2) \varepsilon_2 + \right. \\ \left. + 1,4 \left[\frac{T^4(\zeta_1)}{(4n_1 + 1)} \zeta_1 + \frac{T^4(\zeta_n)}{(4n_2 + 1)} \left(\zeta_n - \frac{\zeta_1^{4n_2+1}}{\zeta_n^{4n_2}} \right) \right] \right\}, \quad (12)$$

где ζ_1 — уровень, разделяющий слои атмосферы с γ_1 и γ_2 (n_1 и n_2).

В качестве ε_1 и ε_2 принимаются средние значения для естественных поверхностей (в том числе для облаков). Значения ζ_1 и $T(\zeta_1)$ определяются по результатам термического зондирования. С учетом этого можно считать, что в уравнениях (11) и (12) две неизвестные функции: $T^4(\zeta_n)$ и ζ_n .

Исключая из уравнений (11) и (12) $T^4(\zeta_n)$, получаем

$$\zeta_n^{4n_2+2} [(4n_2 + 1) (0,70 A_1 \varepsilon_2 - 0,05 A_2 \varepsilon_1)] + \zeta_n^{4n_2+1} (0,1 A_2 - 1,4 A_1) + \\ + \zeta_n^{4n_2} [(4n_2 + 1) (A_2 \varepsilon_1 - A_1 \varepsilon_2)] = \zeta_1^{4n_2+1} (1,4 A_1 - 0,1 A_2), \quad (13)$$

где

$$A_1 = [(4n_1 + 1) U_1(0) - 0,1 \alpha_1 \sigma T^4(\zeta_1)] \alpha_2 \sigma; \\ A_2 = [(4n_1 + 1) U_2(0) - 1,4 \alpha_2 \sigma T^4(\zeta_1)] \alpha_1 \sigma.$$

Разделив уравнение (13) на $\zeta_n^{4n_2}$, преобразуем его к виду, удобному для использования итерационного решения,

$$\zeta_n^{v+1} = \frac{1}{B_2} \left[\frac{C}{\zeta_n^{4n_2}} - B_1 \zeta_n^2 \right]^v - \frac{B_3}{B_2}, \quad (14)$$

где

$$B_1 = (4n_2 + 1) (0,70 A_1 \varepsilon_2 - 0,05 A_2 \varepsilon_1); \\ B_2 = (0,1 A_2 - 1,4 A_1); \\ B_3 = (4n_2 + 1) (A_2 \varepsilon_1 - A_1 \varepsilon_2); \\ B_4 = \zeta_1^{4n_2+1} (1,4 A_1 - 0,1 A_2);$$

v — номер итерации.

Рассмотренный способ в принципе позволяет вычислять давление на уровне подстилающей поверхности или на верхней границе сплошных плотных облаков. Однако точность решений оказы-

вается невысокой. Решения чувствительны к ошибкам всех задаваемых параметров, но особенно к ошибкам в градиенте температуры γ_1 , в значениях $U_2(0)$, ϵ_1 и ϵ_2 . Оценки показывают, что погрешностям $U_1(0)$ в 3%, γ_1 , ϵ_1 и ϵ_2 в 5—10% соответствуют относительные ошибки в ζ_n около 0,01 (т. е. 10 мбар в давлении).

Использование свойств среднего энергетического уровня. Ориентируясь на возможности получения вертикальных профилей температуры с помощью задачи термического зондирования, к определению приземного давления можем подойти на основе концепции среднего энергетического уровня в плане работ Е. П. Борисенкова [2, 3].

Воспользуемся формулой, которая связывает приземное давление P_n с давлением на среднем энергетическом уровне P_c в гипотетической политропной атмосфере,

$$P_c = P_n \left(\frac{1}{1+n} \right)^{1/n}, \quad (15)$$

где $n = R\gamma/g$ — показатель политропы.

Показатель политропы выбирается так, чтобы приземная температура и температура на среднем энергетическом уровне в гипотетической политропной атмосфере и в реальной были одинаковыми. Температура у земли и температура на среднем энергетическом уровне в гипотетической политропной атмосфере связаны соотношением

$$T_c = \frac{T_n}{1+n}, \quad (16)$$

где T_c — температура на среднем энергетическом уровне.

Формула (15) позволяет производить вычисления приземного давления, если известны давление на среднем энергетическом уровне и показатель политропы. Показатель политропы может быть рассчитан по (16), если известна температура у земли и на среднем энергетическом уровне. Температура у земли и на других изобарических уровнях определяется из решений задачи термического зондирования. Таким образом, необходимо получить давление и температуру на среднем энергетическом уровне.

Применительно к данным радиозондирования для определения P_c и T_c можно воспользоваться соотношением из [3]

$$\frac{H_c}{T_c} = \frac{R}{g}, \quad (17)$$

где H_c — высота среднего энергетического уровня. Так как P_c близко к 400 мбар, к определению P_c и T_c следует привлекать T и H ближайших уровней, т. е. 500, 400 и 300 мбар. По этим данным рассчитывается

$$\gamma = \frac{T_{500} - T_{300}}{H_{500} - H_{300}},$$

а затем с помощью формул политропной атмосферы и малого шага по H ($\Delta H = 5 \div 10$ м) вычисляются $T(H_{400} \pm k\Delta H)$ и $P(H_{400} \pm$

$-k\Delta H$) ($k=1, 2, \dots$). В процессе этих вычислений контролируется выполнение соотношения (17). Значения $H_{400} \pm k\Delta H$, удовлетворяющие соотношению (17), принимаются за H_c , а значения P и T , соответствующие H_c , — за P_c и T_c . По значениям P_c и T_c рассчитывается плотность на среднем энергетическом уровне ρ_c по уравнению состояния. Для расчетов H_c , P_c , T_c и ρ_c по радиозондовым данным можно использовать также формулы из работы [3].

Для данных, получаемых в результате термического зондирования, такую схему использовать нельзя, так как неизвестны высоты изобарических уровней. Применительно к этим данным предлагается использовать эмпирическое соотношение для плотности на среднем энергетическом уровне

$$\rho_c = 0,21 \rho_{500} + 0,68 \rho_{400} + 0,11 \rho_{300}, \quad (18)$$

которое было получено по данным радиозондирования. Значения ρ_c определялись с помощью рассмотренной выше схемы. Плотность на уровнях 500, 400 и 300 мбар вычисляется с помощью уравнения состояния.

Через плотность ρ_c , используя P , T и ρ на ближайших уровнях, можем вычислить P_c и T_c , например, по формулам политропной атмосферы:

$$P_c = 500 \left(\frac{\rho_c}{\rho_{500}} \right)^{\frac{g}{g-R\gamma}}, \quad (19)$$

$$T_c = T_{500} \left(\frac{\rho_c}{\rho_{500}} \right)^{\frac{R\gamma}{g-R\gamma}}, \quad (20)$$

де

$$\gamma = \frac{T_{500} - T_{300}}{H_{300} - H_{500}}, \quad H_{300} - H_{500} = \frac{R\bar{T}_{300-500}}{g} \ln \frac{500}{300}.$$

Привлечение эмпирического соотношения (18) для расчета именно плотности, а не H , T или P представляется целесообразным, так как вариации плотности вблизи уровней 500, 400 и 300 мбар малы, а средний энергетический уровень совпадает с изопикническим [3]. Поэтому вычисления ρ_c с помощью соотношения (18) достаточно точны, при этом ошибки вычислений ρ_c не превосходят 3—5%.

После того как определены P_c и T_c , с помощью формул (15) и (16) рассчитываются n_{π} и P_{π} .

Из анализа формул (15) и (16) следует, что результаты расчетов по ним чувствительны к ошибкам в n_{π} , T_c и T_{π} . Менее чувствительны к ошибкам расчеты с помощью бараметрической формулы

$$P_{\pi} = P_c \exp \left(-\frac{gH_c}{RT_m} \right).$$

Кроме этого в бараметрической формуле фигурирует средняя температура T_m слоя P_{π} — P_c , при вычислении которой ошибки в температуре на конкретных уровнях сглаживаются.

Формулу для T_m удобно записать в следующем виде:

$$T_m = \frac{(50 - P_c)T_{500-P_c} + \sum_i \Delta P_i \bar{T}_i + (P_n - P_k) \bar{T}_{P_n - P_k}}{P_n - P_c}, \quad (21)$$

где ΔP_i — разность давления на соседних изобарических уровнях на которых известна температура, $\bar{T}_{500-P_c}$, $\bar{T}_i$, $\bar{T}_{P_n - P_k}$ — средняя температура в слоях между соседними изобарическими уровнями, P_k — давление на ближайшем изобарическом уровне, расположенном выше подстилающей поверхности.

Если подставить (21) в барометрическую формулу, то неизвестная величина P_n будет фигурировать в показателе у экспоненты. Поэтому расчеты P_n с помощью барометрической формулы следует производить, используя итерационную процедуру, по схеме

$$P_n^{v+1} = P_c \exp \left\{ \frac{g H_c}{R} \cdot \frac{(P_n^v - P_c)}{\left[(50 - P_c) \bar{T}_{500-P_c} + \sum_i \Delta P_i \bar{T}_i + (P_n^v - P_k) \bar{T}_{P_n^v - P_k} \right]} \right\}. \quad (22)$$

Вычисления P_n с помощью формулы (22) и температурных профилей, полученных в результате решения задачи термического зондирования по теоретически рассчитанным спектрам в каналах СИКС, характеризуются средней абсолютной ошибкой, равной 6 мбар.

Используя значения среднего уровня температуры, полученные в результате решения задачи термического зондирования, можем рассчитать также высоты изобарических поверхностей с помощью формулы относительного геопотенциала

$$H_p = H_c \pm \frac{R \bar{T}_{P_c - p}}{g} \ln \frac{P}{P_c}.$$

Ошибки такого рода расчетов колеблются в пределах 50—100 м в зависимости от уровня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов О. С., Панин Б. Д. Косвенное определение вертикального профиля влажности. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1973, т. 9.
2. Борисенков Е. П. О решении некоторых обратных задач спутниковой метеорологии. — «Метеорология и гидрология», 1967, № 3.
3. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1960.
4. Малкевич М. С. Некоторые вопросы интерпретации поля уходящей радиации Земли. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 166.
5. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М., «Наука», 1973.
6. Grayson S. R. Atmospheric transmission in the CO₂ bands between 12 and 18 μ. Appl. Opt., 5, N 3, 1966.

Ж. Акатаев, Б. Б. Чен, В. И. Костюк

ВЛИЯНИЕ ПРОФИЛЯ ТРАССЫ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ РАДИОТЕХНИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В работе излагаются результаты экспериментальных исследований влияния профиля радиотрассы на результаты измерения испарения радиотехническим методом, разработанным во ВНИИКАМС, и дается радиометеорологическая обстановка в районах исследований.

1. Постановка задачи

Согласно радиометоду [1], среднее значение испарения $\bar{E}$ с поверхности больших площадей определяется по замираниям амплитуды электромагнитных волн ультракороткого диапазона, распространяющихся в пределах прямой видимости, по формуле

$$\bar{E} = \frac{\rho k T^2}{\Pi B_1 p} \left(M - \frac{\lambda}{\pi} \left| \arcsin \frac{\bar{V}}{2} \right| \right), \quad (1)$$

где ρ — плотность воздуха, $k = 0,2(2z_2)^{1/4}$ — коэффициент турбулентности, z_2 — высота приемной антенны, T — абсолютная температура воздуха, Π , M — коэффициенты, зависящие от профиля трассы, $B_1 = 600$, p — давление воздуха, λ — длина волны, $\bar{V}$ — среднее значение множителя ослабления поля.

На закрытых трассах при изменении градиента показателя преломления воздуха g_n меняется радиус кривизны луча, что эквивалентно изменению высоты препятствия (угла дифракции) [2]:

$$H(g_n) = H - \frac{r^2}{4} g_n m(1 - m) \cdot 10^{-6}, \quad (2)$$

где $g_n = g_N \cdot 10^{-6}$, r — расстояние между прямо-передающими антеннами, H — высота закрытия, $m = r_{01}/r$ — относительная координата точки, в которой определяется просвет; r_{01} — расстоя-

ние от передатчика до препятствия; $H(g_n)$ — величина, входящая во все дифракционные формулы для определения напряженности электромагнитного поля [2].

Поскольку g_n изменяется в широких пределах в реальных условиях, изменяется и множитель ослабления, и по изменениям уровня сигнала на закрытых трассах также можно определять испарение.

Связь, установленная в [3], позволяет по замираниям амплитуды ЭМП УКВ диапазона, распространяющихся в пределах прямой видимости и далеко за горизонт, определять среднее значение испарения с больших площадей естественных поверхностей.

При измерении испарения с больших территорий на достоверность показаний приборов большое влияние оказывает правильный выбор профиля трассы. Основной целью специальных исследований, проводившихся на четырех радиотрассах, была проверка влияния профиля трассы на результаты измерения испарения радиометодом. Для этого исследовался характер замираний напряженности ЭМП УКВ диапазона, рефрактивные свойства приземного слоя (коэффициент преломления воздуха и его градиент) и изменения испарения на трассах с различными профилями: на наклонной трассе, проходящей над сушей (Восточная — Чолпон-Ата, частота 1950 МГц); на наклонной трассе, проходящей над водной поверхностью (Оргочор — Чолпон-Ата, 2000 МГц); на открытой водной трассе (Чолпон-Ата — Тамга, 395 МГц) и на закрытой трассе, проходящей над сравнительно ровной поверхностью суши (Фрунзе — Каинда; 49,75; 77,25 и 1200 МГц).

На этих трассах велась круглосуточная запись уровня сигнала на ленте самописца, одновременно измерялись метеорологические параметры. Затем по данным измерений рассчитывались коэффициент преломления воздуха, его градиент и суммарное испарение теплобалансовым методом. При этом особое внимание уделялось точности измерений. Так, при замере метеорологических и актинометрических параметров применялись наиболее точные приборы — самописцы. Для уменьшения погрешности измерений напряженности ЭМП производилась дополнительная калибровка приемно-передающей аппаратуры. Обработка данных велась статистическим методом при помощи электронно-оптического перфоратора типа «Силуэт» и на вычислительной машине М-222.

2. Место проведения испытаний

Экспериментальные работы проводились в двух климатических районах Киргизии: Чуйской долине и Иссык-Кульской котловине.

Чуйская долина расположена на севере Киргизской ССР, часть ее находится в Казахской ССР. С северо-востока она ограничена высокими Чу-Илийскими горами, на юге — высоким снежным

Средние многолетние метеорологические параметры

Метеопараметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Беловодская ГМС (Чуйская долина)													
<i>p</i> мбар	933,4	932,6	931,4	930,6	928,5	925,1	922,1	924,0	929,2	933,6	936,4	936,0	930,3
<i>t</i> °C	-5,7	-3,5	3,1	11,2	16,6	20,8	22,7	21,2	15,6	9,0	1,6	-3,1	9,1
<i>e</i> мбар	3,4	4,0	5,8	8,3	10,9	12,5	13,0	11,8	8,6	6,5	4,8	3,7	7,8
<i>E</i> мм/мес	16	20	35	85	130	169	210	184	145	74	40	19	1118
<i>u</i> м/с	1,3	1,4	1,8	2,0	2,0	1,9	1,6	1,4	1,6	1,7	1,5	1,3	1,6
<i>N</i> -ед.	288	292	290,5	293,8	295,3	296,3	296,4	294,6	288,5	288,2	287,9	286,9	289,9
ГМС Чолпан-Ата (Иссык-Кульская котловина)													
<i>p</i> мбар	836,1	835,0	836,9	836,2	836,0	835,1	834,3	834,3	839,4	839,7	839,7	837,4	836,4
<i>t</i> °C	-2,8	-2,0	1,5	7,1	11,5	15,1	16,9	16,6	13,0	7,6	-2,6	-1,2	7,2
<i>e</i> мбар	3,6	3,8	4,9	6,3	8,7	11,0	13,0	12,8	9,8	7,2	4,8	3,7	7,4
<i>E</i> мм/мес	31	31	42	81	103	121	127	116	100	68	53	31	914
<i>u</i> мм/с	1,8	2,0	1,8	2,0	1,9	1,8	1,6	1,5	1,9	1,9	2,2	2,1	1,9
<i>N</i> -ед.	258,4	258,9	260,4	261,8	268	274,7	281,8	281,2	271,5	260	260,7	258,8	266,4

Киргизским хребтом, к западу и северу долина открыта и незаметно переходит в пустыню Муюнкум в Казахстане. В востоку и югу долина постепенно повышается, представляя собой широкую покатую равнину. Средняя высота ее составляет около 650 м над ур. м.

Иссык-Кульская котловина находится на высоте 1600 м над ур. м. и со всех сторон окружена горами. Нижнюю часть котловины занимает оз. Иссык-Куль, площадь которого более 6300 км², длина 177 км, а наибольшая глубина 702 м. Температура воды колеблется от 4 до 23°C. Озеро не замерзает, только при значительных морозах образуется кромка льда у его берега.

Сезонные изменения метеорологических параметров, характеризующих климат этих районов, приведены в табл. 1.

3. Аппаратура

Приборы, использованные для измерения актинометрических и метеорологических параметров. Суммарное испарение с поверхности суши в 1970—1971 гг. (Каиндинский опытный участок ВНИИКАМС) измерялось теплобалансовым методом, описанным в руководстве ГГО [5]. При этом использовались:

- 1) балансомер Янишевского для измерения радиационного баланса;
- 2) психрометры аспирационные для измерения температуры и влажности воздуха;
- 3) анемометры ручные для определения скорости ветра;
- 4) термометры Савинова для определения градиентов температуры почвы.

В 1971—1972 гг. суммарное испарение на Каиндинском опытном участке измерялось при помощи теплоградиентографа АФИ. Аэрологические исследования в Чуйской долине и Иссык-Кульской котловине были проведены с помощью вертолета Ми-2 и привязных радиозондов А-22-IV.

Приборы, использованные для измерения напряженности поля ультракоротких радиоволн. При записи напряженности электромагнитных волн использовались следующие приборы:

- 1) измерительные приемники типов П5-1, П5-2, П5-4Б, FSM-1;
- 2) передающие устройства
 - радиостанция типа Р-401М;
 - передатчик Фрунзенского телецентра;
 - передатчик Р-60 на радиорелейных станциях Оргокор и Восточная;
- 3) самописцы типов Н37, Н373, Н390, Н302;
- 4) антенны
 - трех-, пяти- и семиэлементные типа «волновой канал»;
 - параболическая с коэффициентом усиления 2870;
 - антенна Фрунзенского телецентра;

— антенны радиорелейных станций Чолпон-Ата, Оргочор и Восточная;

5) генераторы стандартных сигналов для калибровки приемной измерительной системы.

4. Оценка точности измерений

Точность измерения испарения теплобалансовым методом. Исследования, проведенные Л. Р. Струзером [6], показывают, что случайные ошибки при измерении испарения теплобалансовым методом намного превышают систематические. При измерении часовых значений испарения через каждую минуту случайные ошибки составляют примерно 20% с вероятностью 0,8. При измерении же средних суточных, пятисуточных и месячных значений испарения случайные ошибки уменьшаются.

Точность определения коэффициента преломления воздуха. Оценка средней погрешности при определении приведенного коэффициента преломления воздуха N по [7] на основе точности метеоизмерений на сетевых станциях [8] дает значение ΔN около 1,6 N -ед. Средние квадратические погрешности в определении N методом привязных зондов за период измерений составили 1,6—1,8 N -ед., а при зондировании на вертолете Ми-2 с метеографом А-10 на различных высотах были следующими:

Высота, км	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0
σ	2,1	1,7	1,6	1,4	1,3

Точность измерений среднего уровня сигнала УКВ. Прием и запись сигналов производились сеансами, продолжительность которых варьировалась от нескольких часов до десятков. В процессе измерения осуществлялся контроль излучаемой передатчиком мощности, калибровка и подстройка приемной системы на несущей частоте, соответствующей режиму работы передающей станции.

Оценка погрешности при определении среднего значения сигнала [9] показала, что обработка участка записи сигнала на интервале в 1 ч с числом разбиения 120 (через каждые 0,5 мин) позволяет с полной достоверностью и малой ошибкой (порядка 5%) вычислять истинное значение сигнала.

5. Результаты специальных исследований

Как было упомянуто выше, для экспериментальных исследований было выбрано четыре трассы. Результаты исследований по каждой трассе приведены в отдельности.

Трасса Оргочор—Чолпон-Ата. Наклонная трасса Оргочор—Чолпон-Ата протяженностью 82,5 км проходила над оз. Иссык-Куль. На этой трассе измерения проводились в 1970—1971 гг.

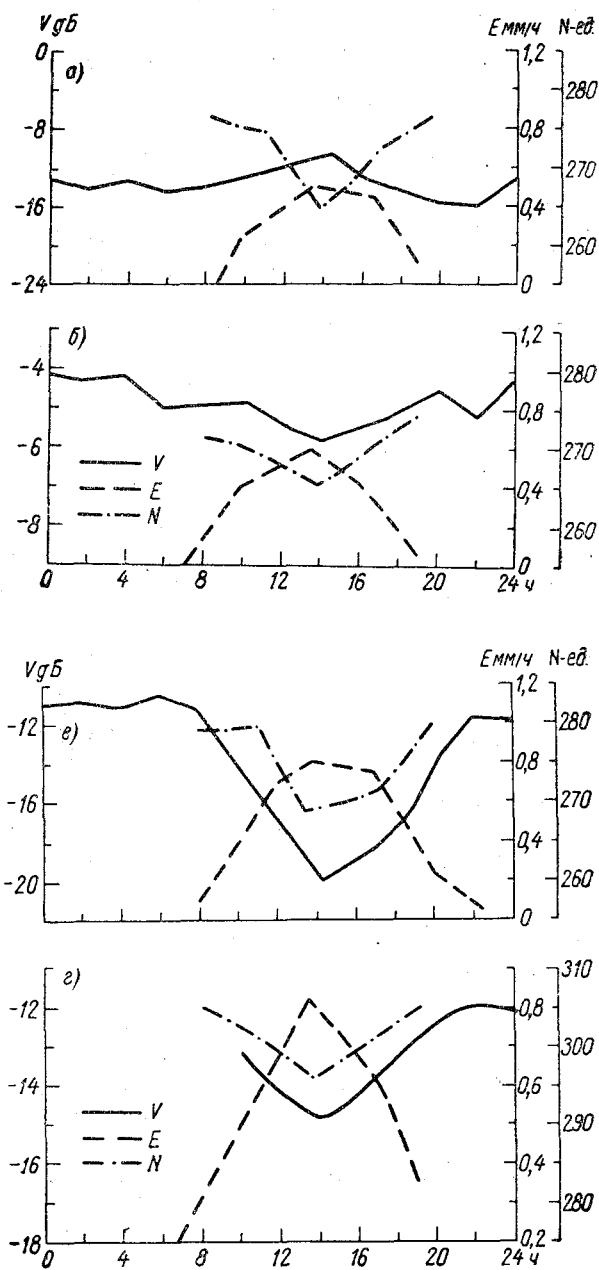


Рис. 1. Среднесуточный ход множителя ослабления сигнала V , коэффициента преломления и испарения E на трассах: а) Орочор — Чолпон-Ата, б) Восточная — Чолпон-Ата, в) Чолпон-Ата — Тамга, г) Фрунзе — Каинда. Июль.

характерные для сезонов месяцы. Запись уровня сигнала велась круглосуточно в течение 10 дней каждого месяца. По осредненным часовым значениям множителя ослабления поля V , коэффициента преломления воздуха у поверхности земли N и испарения E построены кривые суточного хода. На рис. 1 а в качестве примера приведены суточные распределения этих параметров в июле.

Из рис. 1 видно, что какой-либо связи характера замираний сигнала со временем суток, кроме дневных часов, когда коэффициент корреляции между уровнем сигнала и коэффициентом преломления составлял 0,62, не наблюдается. Несовпадение между суточным ходом уровня сигнала и суточным ходом испарения, по-видимому, объясняется большим перепадом высот приемной и передающей антенн. Поэтому по коэффициенту преломления воздуха, измеренному у поверхности земли, нельзя судить о замираниях сигнала на трассах с большим наклоном (с большим перепадом высот приемно-передающих пунктов, около 200 м и более). Здесь требуются аэрологические исследования верхних слоев атмосферы.

Трасса Восточная — Чолпон-Ата. Наклонная трасса Восточная — Чолпон-Ата протяженностью 83 км проходила над сушей. Запись уровня сигнала велась одновременно и в те же сроки, что и на трассе Оргочор — Чолпон-Ата, на самописце типа Н302. По осредненным часовым значениям множителя ослабления поля, коэффициента преломления и испарения построены кривые суточного хода. На рис. 1 б приведены распределения этих параметров в течение суток в июле. Здесь также не отмечается какой-либо связи замираний уровня сигнала со временем суток.

Трасса Чолпон-Ата — Тамга. Трасса Чолпон-Ата — Тамга протяженностью 60 км проходила над поверхностью оз. Иссык-Куль. Запись уровня сигнала велась круглосуточно в течение 10 суток в июле 1970 г. По осредненным значениям множителя ослабления поля, коэффициента преломления воздуха и испарения построены кривые суточного хода. Значения суммарного испарения рассчитывались по методу теплового баланса, при этом использовались данные метеорологических и актинометрических измерений, произведенных на суше на расстоянии 1 км от берега озера. На рис. 1 в даны суточные распределения указанных параметров в июле.

Из рисунка видно, что амплитуда замираний уровня сигнала довольно большая и составляет в среднем 8 дБ. Изменения множителя ослабления поля имеют ярко выраженный суточный ход и хорошо коррелированы как с изменениями N , так и с изменениями суммарного испарения. Коэффициент корреляции между V и N составляет 0,91, между E и V равен 0,94. Исследуемая трасса является открытой, коэффициент отражения от поверхности озера равен единице. На этой трассе можно полагать, что напряженность УКВ в приемной точке связана с суммарным испарением соотношением (1).

Трасса Фрунзе — Каинда. Закрытая трасса Фрунзе — Каинда протяженностью 60 км проходила над равнинной местностью. Измерения

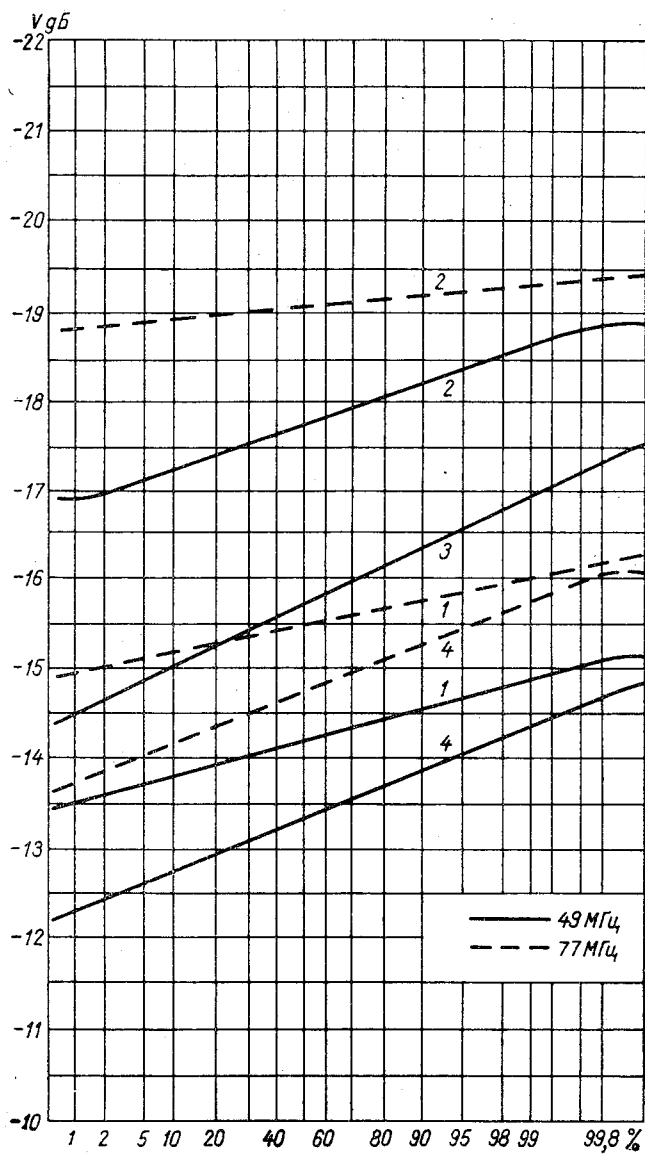


Рис. 2. Интегральные распределения множителя ослабления сигнала на трассе Фрунзе — Каинда.

1 — июнь, 2 — июль, 3 — август, 4 — сентябрь.

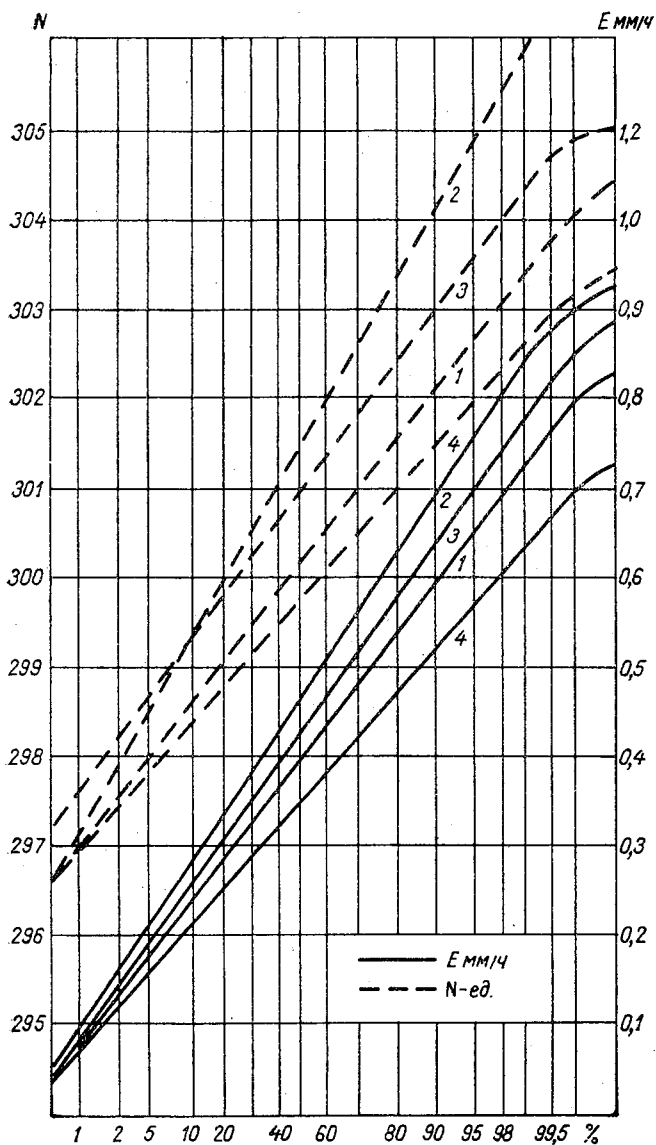


Рис. 3. Интегральные распределения коэффициента преломления воздуха и суммарного испарения на трассе Фрунзе — Кайнда.

1 — июнь, 2 — июль, 3 — август, 4 — сентябрь.

уровня сигнала УКВ производились с июня по сентябрь 1971 и с июня по август — сентябрь 1972 г. По осредненным часовым значениям множителя ослабления поля, коэффициента преломления воздуха у поверхности земли и испарения построены кривые суточного хода. На рис. 1 г приведены суточные распределения этих параметров в июле, на рис. 2 — кривые интегрального распределения множители ослабления поля, на рис. 3 — кривые интегрального распределения коэффициента преломления воздуха у поверхности земли и суммарного испарения за тот же период.

Из графиков видно, что амплитуда замираний множителя ослабления сигнала УКВ наибольшая в июле (3 дБ), изменения уровня поля имеют ярко выраженный суточный ход и хорошо коррелированы с изменениями коэффициента преломления воздуха у поверхности земли ($R=0,90$) и изменениями суммарного испарения ($-0,87$). R — коэффициент корреляции.

6. Результаты экспериментальных исследований радиометеорологической обстановки

Чуйская долина. Рассмотрим особенности суточного и сезонного распределений коэффициента преломления воздуха и его градиента по данным градиентных и аэрологических наблюдений.

В табл. 2 представлен суточный ход коэффициента преломления воздуха в 15-метровом слое летом (в августе). Как видно из таблицы, суточное распределение N у земли (на высоте 2 м) имеет простой ход с максимумом ночью и минимумом в 18 ч. Время наступления минимума соответствует времени наступления минимального значения влажности. На высотах 5 и 10 м суточный ход показателя преломления воздуха соответствует суточному ходу давления водяного пара с максимумами в утренние и вечерние часы и минимумами днем и ночью, на уровне 15 м второй максимум наступает в ночное время и соответствует времени наступления минимума температуры и влажности.

Суточный ход коэффициента преломления воздуха на уровне 2 м осенью (табл. 2) имеет вид двойной волны с максимумами в полдень и вечером и минимумами утром и днем. Дневной максимум обусловлен увеличением влагосодержания воздуха, а вечерний, видимо, является результатом резкого уменьшения температуры воздуха в эти часы, т. е. в осеннее время преобладающее влияние на суточные изменения коэффициента преломления оказывают не только изменение испарения в течение суток, но и изменение температуры, особенно во вторую половину дня. Такое же распределение N в течение суток наблюдается на высотах 5 и 10 м. На уровнях 15 и 30 м осенью в распределении N имеются минимумы днем и максимум ночью. Дневной минимум является результатом влияния на N обоих метеозлементов, а рост ото дня к ночи обусловлен значительным падением температуры воздуха.

Таблица 2

Время, местное	Высота, м				
	2	5	10	15	30,5
Лето					
06	311,1	311,6	307,8	307,9	
09	310,1	316,5	313,8	310,4	
12	297,2	287,8	295,9	296,2	
15	293,5	293,9	292,9	290,3	
18	292,4	289,7	291,0	293,0	
21	317,8	317,8	314,9	303,1	
00	321,5	306,4	305,2	306,2	
суточная амплитуда N-ед. . .	29,1	28,1	23,9	20,1	
Осень					
06	308,1	306,9	308,4	307,2	307,9
09	307,5	304,8	305,4	306,2	304,8
12	308,4	306,1	306,4	302,5	303,3
15	302,9	301,7	299,3	300,8	299,2
18	305,2	304,8	305,2	302,3	304,3
21	311,3	311,6	310,8	307,5	308,5
00	308,2	308,2	309,5	309,7	308,9
суточная амплитуда N-ед. . .	8,4	9,9	11,5	8,9	9,7

Зимой (рис. 4) на всех высотах до 100 м происходит увеличение от ночи к утру, и максимум N наступает в утренние часы. В слое до 50 м суточные изменения N выражены довольно четко и имеют вид двойной волны. Второй максимум на этих высотах приходится на вечернее время (21 ч). Дневной минимум наступает во всем слое до 100 м одновременно в 15 ч.

На основании данных табл. 2 получим следующие значения амплитуды суточного хода A_N с высотой:

Высота, м	2	15	30	50	75	100
$A_N = N_{\max} - N_{\min}$	5,2	8,3	2,9	4,3	3,4	5,2

Как видим, летом максимальные амплитуды* наблюдаются в нижнем 15-метровом слое, суточная амплитуда у земли в среднем составляет 25—30 N-ед. Затем она убывает с высотой, достигая 20 N-ед. на уровне 15 м. Осенью амплитуда у земли составляет —9 N-ед. Зависимости изменения суточной амплитуды N от высоты не выявлено. Имеется даже в какой-то степени увеличение амплитуды с высотой. Максимальная амплитуда отмечается на высоте 10 м (11—12 N-ед.).

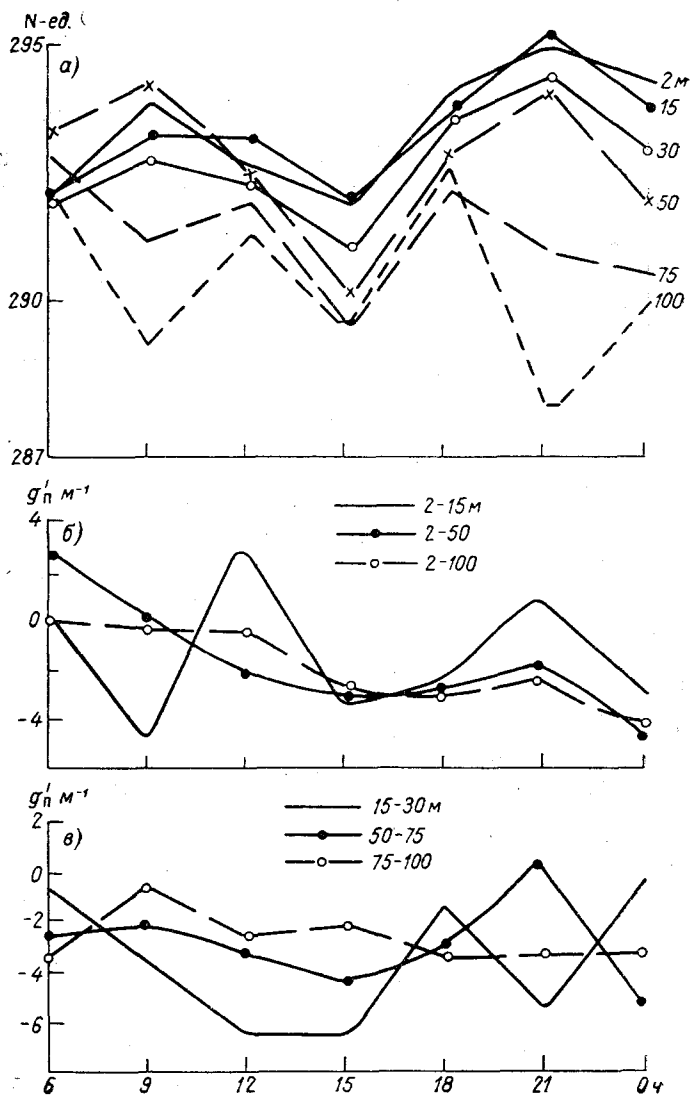


Рис. 4. Среднесуточный ход коэффициента преломления воздуха (а), его градиента в зависимости от толщины слоя (б) и высоты слоя (в) зимой в Чуйской долине.

Зимой среднесуточная амплитуда N у земли составляет 5—6 ед. Наибольшая амплитуда отмечается на уровне 15 м, что обусловлено минимумом амплитуды температуры на этой высоте и отсительно большим значением суточной амплитуды влажности. а остальных высотах суточная амплитуда N не превышает 3—4 ед.

Столь сложный характер изменения амплитуды коэффициента рефракции не дает возможности представить в аналитическом виде ее распределение по высоте.

Таблица 3

$$g'_n = g_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$$

Сезон года	Часы						
	6	9	12	15	18	21	24
Слой 2—15 м							
зима	0,4	—4,8	3,0	—3,5	—2,6	1,0	—3,0
весна	—12,0	—	—3,3	—14,0	—8,6	—4,0	—55,3
лето	—21,6	—2,3	—6,8	—22,5	—23,7	—51,6	—27,3
осень	—1,3	—9,0	—9,6	—24,2	—12,5	—0,7	—0,7
Слой 2—30 м							
зима	0,0	—4,1	—2,6	—2,8	—1,9	0,0	—2,8
весна	—5,3	—	—1,7	—9,0	—6,7	3,0	—15,0
лето	—2,6	—11,1	—3,0	—23,3	—11,0	—6,0	—3,5

Суточный ход g_n в слое 2—15 м за различные сезоны в рассматриваемом районе приведен в табл. 3.

Как видно из таблицы, зимой и весной распределение g_n имеет вид двойной волны с максимумами в 12 и 21 ч, минимумы наблюдаются днем и ночью. Зимой перед восходом солнца, в полдень вечером наблюдаются положительные градиенты g_n , что должно вызывать отрицательную рефракцию в это время суток. В остальные сроки значения g_n меньше нормальных (кроме 9 ч). Весной преимущественно наблюдаются g_n , превышающие нормальные, но не достигающие сверхкритических значений. В 12 и 21 ч градиенты имеют пониженные и нормальные значения соответственно, в ночные часы — сверхкритические значения.

Летом градиенты g_n в течение суток, кроме утренних часов и полудня, имеют аномальные значения, характеризующие сверхрефракционное состояние атмосферы в рассматриваемом слое. В утренние часы наблюдается пониженная рефракция, в полдень — повышенная. Летом максимум g_n приходится на утренние часы и минимум — на вечерние. Осенью в светлое время суток g_n достигает повышенных значений, а днем (15 ч) — сверхрефракционного,

когда отмечается минимум в суточном ходе g_{Π} . Максимум градиента g_{Π} в этот период растянут на вечерние и ночные часы.

Суточный ход g_{Π} в слое 2—30 м (табл. 3) идентичен ходу в слое 2—15 м.

Весной распределение g_{Π} имеет вид двугорбой кривой с максимумами в полдень и вечерние часы, когда градиент достигает положительных значений: минимум — ночные и утренние часы при повышенных значениях градиента во все остальные сроки. Осенью в слое 2—30 м суточный ход g_{Π} имеет вид двойной волны, максимальные его значения приходятся на ночные и утренние часы, минимумы — на 9 и 18 ч.

Таблица 4

Повторяемость g'_{Π} в определенных пределах (%)

Толщина слоя, м	Значения g'_{Π}					
	0	0—4	—4, —15,7	<—15,7	max	min
2—15	36	24	32	8	10,7	—19,3
2—30	20	48	32	0	7,3	—11,3
2—50	25	50	25	0	7,4	—5,3
2—75	20	65	15	0	4,1	—7,7
2—100	16,7	72,2	11,1	0	2,9	—6,6

Таким образом, очевидно, что суточный ход зависит от сезона. Амплитуда суточного хода g_{Π} возрастает от зимы к лету, уменьшаясь с увеличением толщины слоя. На рис. 4 приведен суточный ход g_{Π} зимой в слое атмосферы до 100 м в зависимости от высоты (рис. 4 б) и толщины слоя (рис. 4 а). Наибольшая суточная амплитуда g_{Π} отмечается в самом тонком слое 2—15 м, наименьшая — в слое 2—100 м. Зависимости суточной амплитуды от высоты слоя не наблюдаются.

В табл. 4 дано дифференциальное распределение градиентного показателя преломления в приземном слое воздуха до 100 м в зависимости от толщины слоя для зимы. Для каждого слоя приведена повторяемость в процентах значений g'_{Π} в пределах указанного интервала.

Из таблицы видно, что аномальные случаи рефракции ($g_{\Pi} > 0$ и $g_{\Pi} < -15,7 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$) чаще всего встречаются в самом нижнем слое 2—15 м. С увеличением толщины слоя процент случаев сверхрефракции равен нулю. Случаи положительной рефракции встречаются чаще, чем сверхрефракции. В процентном отношении случаев пониженной рефракции больше, чем повышенной, особенно в слоях выше 30 м.

Для анализа частоты появления слоев с аномальными градиентами в зависимости от высоты слоя составлена табл. 5.

Из таблицы видно, что частота появления случаев аномальной рефракции в слоях, расположенных выше 30 м, уменьшается с ростом высоты. В слоях 2—15 и 30—50 м случаи аномальной рефракции встречаются чаще, чем в других. Причем положительная рефракция встречается на всех высотах намного чаще, чем сверхрефракция. Случаев пониженной рефракции больше, чем повышенной, число их увеличивается с высотой.

Таблица 5

Повторяемость g_{π}' в определенных пределах (%)

Высота слоя, м	Значения g_{π}'					
	>0	0 -4	-4, -15,7	<-15,7	max	min
2—15	36	24	32	8	10,7	-19,3
15—30	16	32	52	0	30,0	-10,7
30—50	25	58,3	16,7	0	19,5	-7,5
50—75	13,6	72,8	13,6	0	17,2	-12,8
75—100	11,3	82,7	6,0	0	2,0	-3,6

Более детальная картина статистического распределения g_{π} в зависимости от толщины слоя приведена на рис. 5. Из рисунка видно, что экспериментальные распределения g_{π} удовлетворительно аппроксимируются нормальным законом, и дисперсия градиента с увеличением толщины слоя уменьшается. Медианные значения g_{π} принимают отрицательные значения при увеличении высоты слоя.

Статистическое распределение градиента показателя преломления в зависимости от толщины слоя летом в Чуйской долине до высоты 100 м не подчиняется единому нормальному закону [10] и аппроксимируется тремя нормальными законами распределения для областей пониженной и нормальной рефракции, повышенной рефракции, сверх- и субрефракции в зависимости от времени суток. По-видимому, это обусловлено местной горно-долинной циркуляцией в летнее время. Выше 100 м экспериментальное распределение g_{π} удовлетворительно аппроксимируется нормальным законом, и дисперсия градиента уменьшается с увеличением толщины слоя.

Иссык-Кульская долина. Климатические и физико-географические особенности побережья оз. Иссык-Куль и прилегающих к нему районов с высокогорным рельефом должны обуславливать особенности в распределении коэффициента преломления воздуха, а следовательно, и в условиях распространения УКВ, которые вызваны прежде всего различием подстилающих поверхностей, взаимодей-

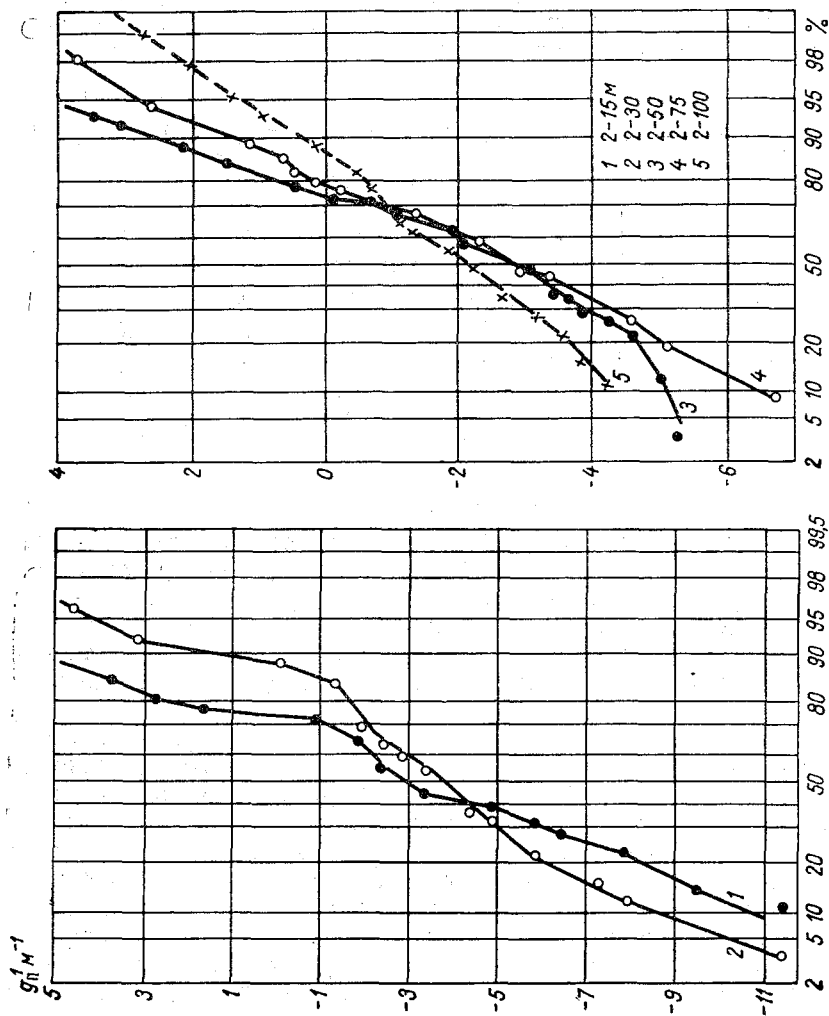


Рис. 5. Интегральное распределение градиента показателя преломления в зависимости от толщины слоя зимой в Чукотской области

гвием крупномасштабной и местной циркуляции с орографическим комплексом Иссык-Куля.

Результаты расчета градиента показателя преломления воздуха в зависимости от толщины слоя показывают [10], что аномальные случаи рефракции встречаются в основном в нижнем 100-метровом слое атмосферы. С увеличением толщины слоя процент таких случаев уменьшается, а выше 500 м отрицательная рефракция вообще не встречается. Причем отрицательная рефракция встречается чаще, чем сверхрефракция. Частота появления случаев отрицательной рефракции имеет тенденцию к уменьшению с увеличением высоты слоя, а случаи сверхрефракции до высоты 200 м распределены равномерно. При этом отрицательная рефракция встречается чаще, чем сверхрефракция. Выше 200 м случаи появления пониженной рефракции с увеличением высоты слоя увеличиваются, а частота появления случаев повышенной рефракции уменьшается. Экстремальные значения градиентов внутри слоя не выявляют четкой зависимости g_{π} от высоты слоя.

Экспериментальное распределение градиента показателя преломления воздуха [10] в зависимости от толщины слоя до 500 м сильно отличается от нормального закона распределения случайных величин и может быть аппроксимировано тремя нормальными законами с различными параметрами для областей повышенной, отрицательной и нормальной или пониженной рефракции.

Повышенная рефракция отмечается в вечерние часы, когда турбулентное движение воздуха постепенно ослабевает. В это время происходит быстрое охлаждение приземных слоев воздуха по сравнению с верхними слоями, что приводит к инверсии температуры, влажность воздуха убывает с высотой. В результате коэффициент преломления быстро уменьшается по высоте, и его градиенты достигают повышенных значений.

Отрицательная рефракция наблюдается в утренние и ночные часы, когда происходит одновременный рост температуры и влажности воздуха с высотой. В утренние часы поступление влаги из озера превалирует над переносом ее в верхние слои турбулентным потоком, а ночью рост влажности, очевидно, происходит за счет переноса влаги, которая скапливается днем в отрогах хребтов и не расходуется на процессы облакообразования, береговым бризом. Такой механизм распределения влажности совместно с температурной инверсией в эти часы приводит к «инверсионному» распределению коэффициента преломления воздуха, что и вызывает отрицательную рефракцию.

Области нормальной и пониженной рефракции отмечаются в дневные часы, когда за счет конвекции, а затем турбулентного движения происходит перемешивание воздуха, обуславливающее некоторое среднее распределение метеоэлементов, приближающееся к распределению в нормальной атмосфере. Поэтому днем обычно наблюдается рефракция, близкая к нормальной. Выше 500 м распределение градиентов удовлетворительно подчиняется нормальному закону.

Отметим, что по данным исследований в Забайкалье наибольшее отличие от нормального закона имеет распределение градиента показателя преломления на берегу Байкала [11].

Таким образом, в горных районах наблюдается сильная зависимость статистического распределения градиента от местных условий. В табл. 6 приведены средние значения градиентов показателя преломления и их средние квадратические отклонения в зависимости от толщины слоя.

Таблица 6

Толщина слоя, м	$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$ и $\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$					
	Рефракция					
	нормальная и пониженная		повышенная		отрицательная	
	$\bar{g}_n$	σ	$\bar{g}_n$	σ	$\bar{g}_n$	σ
2—15	—2,2	1,6	—8,2	12,4	7,2	5,2
2—30	—2,6	1,3	—7,6	5,8	7,4	5,6
2—100	—2,8	1,1	—7,1	5,1	7,3	4,7
2—200	—3,2	0,9	—6,2	3,8	2,8	1,2

Выводы

Из результатов экспериментальных работ по исследованию влияния профиля трассы на измерение испарения с естественных поверхностей радиометодом можно сделать следующие выводы.

1. На наклонных трассах с большим перепадом высот передающих пунктов, где отсутствуют отраженные от земли сигналы замирания уровня сигнала УКВ обуславливаются лишь неоднородностями верхних слоев атмосферы. В силу этого изменения поля УКВ не имеют тесной связи с коэффициентом преломления воздуха у земной поверхности.

2. На открытых горизонтальных трассах, проходящих над поверхностью земли (сушей или водой), в пределах прямой видимости замирания уровня сигнала УКВ зависят от рефрактивных свойств атмосферы, а следовательно, и от испарения.

3. На трассах с небольшим закрытием также наблюдается зависимость уровня сигнала от изменений коэффициента преломления воздуха в связи с изменением угла дифракции (высоты закрытия) при изменении рефракции.

4. Анализ радиометеорологических условий распространения УКВ в рассматриваемых районах показывает, что наблюдается сильная зависимость статистического распределения коэффициента преломления воздуха и его градиента от местных условий, что требует учета этих особенностей при выборе трасс для определения испарения радиотехническим методом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акатаев Ж., Костюк В. И. Определение среднего значения испарения с некоторой площади по замираниям ультракоротких радиоволн. — Тезисы окл. респ. научно-техн. конференции. Фрунзе, 1974, с. 79—81.
2. Калинин А. И. Расчет трасс радиорелейных линий. М., «Связь», 1964, 28 с.
3. Костюк В. И., Акатаев Ж. Положительное решение Гос. Комитета по изобретениям и открытиям на заявку № 1893304/18—10 от 10.10.1974 г. «Способ измерения испарения».
4. Розеншток Ю. Л., Автоматическое устройство для измерения и регистрации коэффициентов обмена и турбулентных потоков тепла и влаги. — Метеорология и гидрология, 1965, № 8.
5. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса (ГГО). Л., Гидрометеоиздат, 1964.
6. Струзер Л. Р. К вопросу о точности определения испарения методом теплового баланса. — «Тр. ГГИ», 1956, вып. 54(108).
7. Беспалов Д. П. Точность измерений температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения. — «Тр. ГГО», 1956, вып. 61(123).
8. Вопросы радиометеорологии. — «Тр. ГГО», 1956, вып. 61 (123).
9. Дальнее тропосферное распространение УКВ. М., «Советское радио», 1965.
10. Чен Б. Б. и др. О вертикальной структуре коэффициента преломления атмосферы в 1,5-километровом пограничном слое в горных условиях Киргизии. — Тезисы докл. X Всесоюз. конф. по распр. радиоволн. Секция 2. М., «Наука», 1972, с. 21—25.
11. Цыдыпов Ч. Ц. Исследование распространения УКВ в гористой местности континентального климата. Дисс. на соискание уч. степ. д-ра физ.-мат. наук. Томск, 1970.

*В. Р. Амирханян, Е. А. Беспалова, М. Г. Булатов
В. М. Веселов, Н. Н. Ворсин, Ю. А. Милицкий
В. Г. Мировский, Ю. А. Немлихер, В. В. Никитин
М. Д. Раев, Ю. И. Рабинович, Д. П. Скулачев
И. А. Струков, Т. А. Ширяева, В. С. Эткин*

**КОМПЛЕКС САМОЛЕТНОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ
РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ ПОВЫШЕННОЙ
ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ**

Теоретические и экспериментальные исследования, проведенные в последние годы [2, 9], показали перспективность применения радиофизических методов дистанционного зондирования подстилающих поверхностей с целью определения их характеристик. Одним из таких методов является применение пассивных радиометрических приемников. Измерение радиояркостной температуры подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне позволяет решать целый ряд прикладных задач: определять температуру и состояние морской поверхности; картировать ледовую обстановку; оценивать вариации солености воды; определить температуру и влажность почв; выделять зоны снеготаяния и мерзлоты.

Исследования характеристик подстилающих поверхностей в микроволновом диапазоне из космоса были начаты в 1968 г. со спутника «Космос-243». Эти исследования были продолжены позднее со спутника «Космос-384» и с запущенного в 1972 г. американского метеорологического спутника «Нимбус-5».

В феврале — марте 1973 г. был проведен советско-американский эксперимент «Беринг», целью которого было решение некоторых задач микроволновой индикации излучения подстилающих поверхностей [4, 5].

С целью развития исследования характеристик подстилающих поверхностей в микроволновом диапазоне на самолете-лаборатории [4, 5] был установлен описанный ниже комплекс радиометрической аппаратуры повышенной чувствительности. В этот комплекс

ходят радиометрические приемники следующих диапазонов: 0,8, 2, 3 и 18 см. Аппаратура обладает повышенной чувствительностью:

Волна, см	0,8	2	3	18
Чувствительность, К	0,06—0,07	0,03—0,045	0,10—0,15	0,2—0,4

Все радиометры выполнены по модуляционной схеме, применяется модуляция и демодуляция сигналов напряжением прямоугольной формы (меандр). Чувствительность радиометра ΔT в этом случае определяется по формуле [3]

$$\Delta T = \sqrt{\alpha^2 T_m^2 \frac{\Delta F}{\Delta f} + (T_a - T_э)^2 \frac{\delta \overline{G^2}}{G_0^2}}, \quad (1)$$

где $\alpha = \sqrt{2}$ — для радиометра с вырожденным ПУ на входе ($\lambda = 2$ и 0,8 см); $\alpha = 2\sqrt{2}$ — для одноканального радиометра ($\lambda = 3$ и 18 см); $T_m = T_{пр} + T_a + T_{\phi}$; $T_{пр}$ — шумовая температура приемника радиометра; T_a — шумовая температура антенны; T_{ϕ} — шумовая температура антенно-фидерного тракта; ΔF — полоса пропускания выходного низкочастотного фильтра; Δf — полоса принимаемых частот; $T_э$ — температура эквивалента; $\delta \overline{G^2}/G_0^2$ — нестабильность коэффициента усиления.

Работа по повышению чувствительности радиометров велась в направлении создания устройств для уменьшения как первого, так и второго члена в формуле (1). В радиометрах с диапазонами 0,8 и 2 см входными каскадами приемника являются мал шумя-

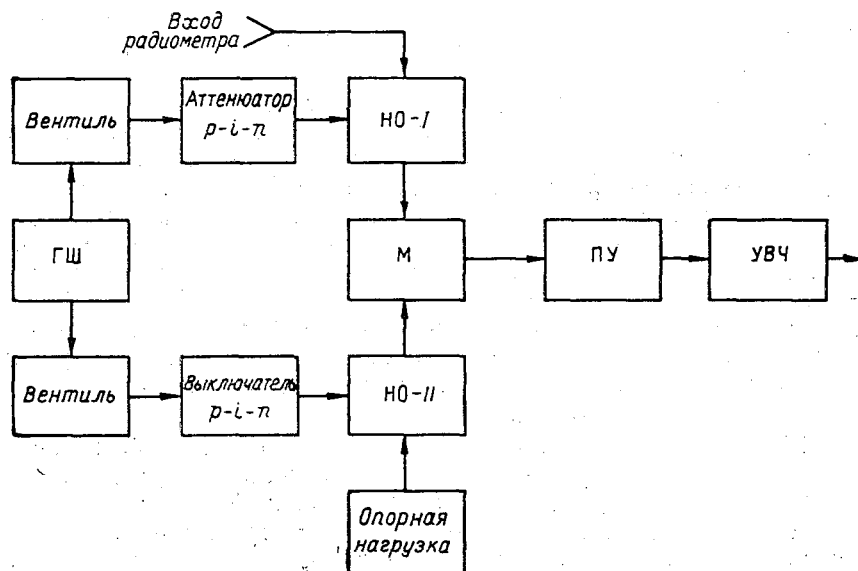


Рис. 1. Упрощенная блок-схема входного устройства 0,8-сантиметрового радиометра.

щие параметрические усилители. С целью уменьшения влияния на стабильности коэффициента усиления во всех радиометрах, кроме с диапазоном 18 см, предусмотрена возможность работы при равенстве радиоярких температур измерительной антенны T и опорной нагрузки T_0 (нулевой метод). Выравнивание этих температур осуществляется с помощью шумовых генераторов, мощности которых через направленные ответвители вводится в входные тракты. Поэтому при расчете чувствительности по формуле (1) T_0 принимается равной $T_0 \approx 293$ К.

Ниже приводятся краткие описания и технические характеристики каждого радиометра.

Блок-схема входного устройства 0,8-сантиметрового радиометра изображена на рис. 1. Это приемник прямого усиления, в котором в качестве входного каскада используется малошумящий широкополосный вырожденный параметрический усилитель (ПУ), описанный ранее в [6]. Для развязки ПУ применен блок из трех Y-циркуляторов 08ЦВ-3, помещенных в специальную обойму, позволяющую производить их стыковку между собой без использования промежуточных отрезков волноводов, что дало возможность уменьшить потери во входных плечах блока до 0,8—0,9 дБ и в выходных до 1 дБ. Обойма, в которую, кроме циркуляторов и ПУ, вмонтирована опорная нагрузка, термостатирована при температуре 300 К со стабильностью $\pm 0,05$ К. Полоса принимаемых частот радиометра определяется модулятором и составляет 1 ГГц. Величина развязки между модулятором и ПУ по краям этой полосы равна примерно 40 дБ. Коэффициент усиления ПУ с описанным блоком циркуляторов $G_{пу} \approx 14$ дБ при шумовой температуре на входе циркулятора $T_{пу} \approx 130$ К. Модулятор представляет собой ферритовый переключатель, выполненный на базе Y-циркулятора. Частота модуляции 1000 Гц.

Внутренняя калибровка радиометра осуществляется путем наложения на измеряемый сигнал шумового калибровочного сигнала, который подается через НО-II с помощью выключателя $p-i-n$ в тракт эквивалента от генератора шума ГШ на газоразрядной лампе. Отличительной особенностью разработанной схемы входного устройства является использование одного ГШ и для калибровки, и в качестве генератора подшумливающего сигнала. Последний подается в тракт входного сигнала через НО-I. Для этой цели сигнал снимается с обоих концов волновода ГШ через развязывающие устройства. Такое использование ГШ особенно актуально для бортового приемника, так как дает ощутимый выигрыш в весе, габаритах и энергопитании.

СВЧ узлы радиометра обеспечивают на его входе эффективную шумовую температуру $T_{пр} \approx 300$ К, что с учетом шумов антенны $T_a \approx 300$ К должно привести к флуктуационной чувствительности $\Delta T \approx 0,5$ К при постоянной времени $\tau = 1$ с. При лабораторном измерении ΔT (по $1/6$ шумовой дорожки) было получено значение, равное 0,06 К ($\tau = 1$ с), а при измерении на борту самолета ΔT оказалось больше, около 0,08 К.

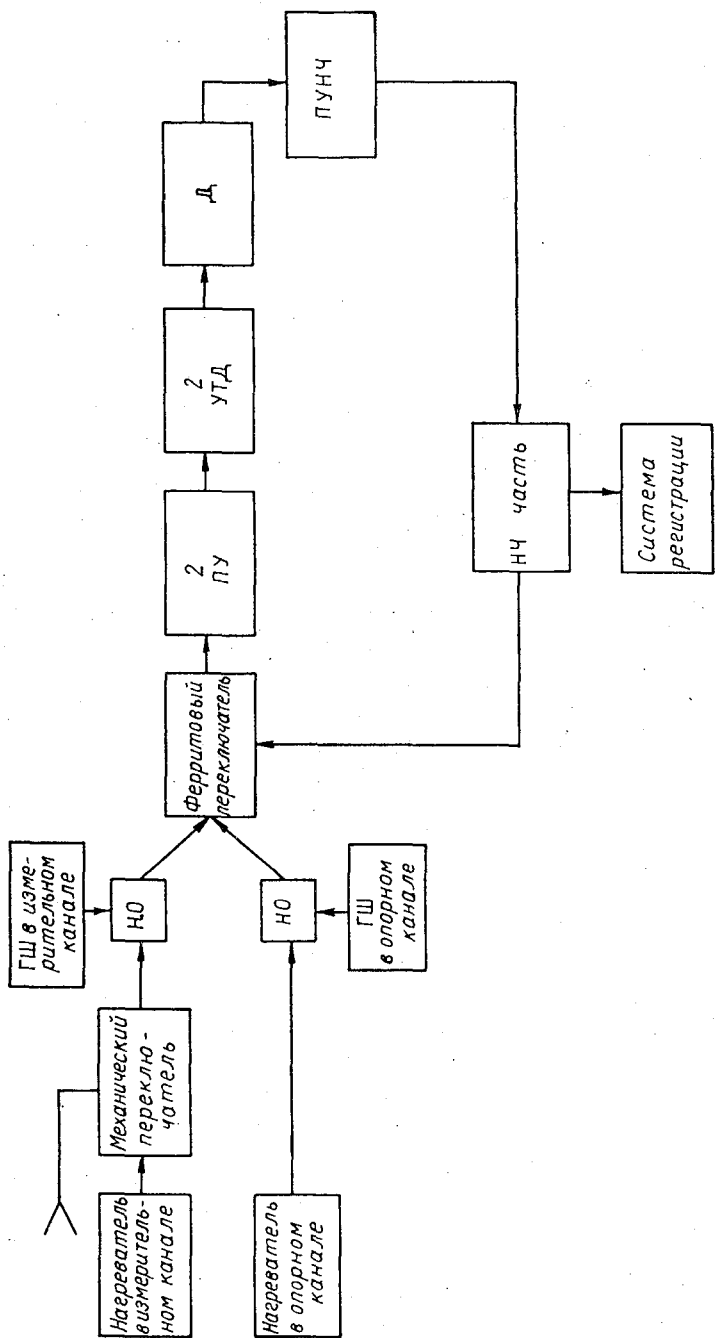


Рис. 2. Блок-схема 2-сантиметрового радиометра.

В радиометре предусмотрена возможность работы на шкалах от 10 до 200 К.

Радиометр двухсантиметрового диапазона представляет собой приемник прямого усиления, блок-схема которого изображена на рис. 2. В качестве входных усилителей применены два каскада вырожденных ПУ [7], использующих бескорпусные варакторной структуры из Ga As, со стабилизированным коэффициентом усиления [8]. Основные параметры ПУ: полоса усиливаемых частот около 1600 МГц, коэффициент усиления $G_{\text{ПУ}} \approx 13$ дБ и шумовая температура $T_{\text{ш}} \approx 80 \div 100$ К. Развязка ферритового циркулятора между ПУ и модулятором равна 40 дБ, при этом потери составляют $0,6 \div 0,7$ дБ. Модулятор представляет собой ферритовый переключатель, выполненный на основе Y-циркулятора. Частота модуляции около 1000 Гц. Развязка $L_{\text{обр}}$, прямые потери $L_{\text{пр}}$ и КСВн плеча переключателя в рабочей полосе составляют более 20, менее 0,3 дБ и около 1,15 соответственно. В качестве окончечных усилительных каскадов в радиометре используются два каскада усилителя на туннельных диодах (ТУ), которые значительно компактнее и проще ПУ, так как не требуют генератора накачки. Основные параметры ТУ: полоса около 1600 МГц, $G_{\text{ТУ}} \approx 11 \div 13$ дБ, шум-фактор $F \approx 4,5 \div 5$ и мощность насыщения $P_{\text{нас}} \approx (1 \div 5) \cdot 10^{-5}$ Вт. Оконечным СВЧ элементом радиометра является квадратичный детектор на диоде Д-603; чувствительность его в полосе $\Delta P \leq 5 \cdot 10^{-12}$ Вт·Гц^{1/2}. Перепад чувствительности в рабочей полосе не более 2 дБ.

Внутренняя калибровка прибора осуществляется путем подачи опорное плечо радиометра через направленный ответвитель калибровочного сигнала от твердотельного генератора шумового сигнала на лавинно-пролетном диоде (ЛПД). Второй такой же генератор используется в качестве источника подшумливающего сигнала, мощность от него через направленный ответвитель поступает в измерительное плечо.

При оценке чувствительности радиометра по формуле (1) положим $T_a = T_s = 290$ К. Тогда шумовая температура прибора ($T_{\text{пр}} = 200$ К) суммируется из вкладов I и II каскадов ПУ (100 и 3,5 К соответственно) и шума, создаваемого входным устройством, развязкой на входе модулятора и переключателем (около 90 К).

Анализ таблицы показывает, что в настоящее время для существенного снижения шумовой температуры приемного устройства в целом недостаточно уменьшать коэффициент шума усилительных устройств, необходимо столь же интенсивно искать пути снижения входных потерь.

Расчет дает $\Delta T = 0,027$ К (без учета $T_{\text{ф}}$) при $\tau = 1$ с. Экспериментальная величина чувствительности в лабораторных условиях составила 0,03 К, на борту самолета в условиях полета 0,04—0,045 К. В радиометре предусмотрена возможность работы на нескольких шкалах от единиц до сотен градусов.

Блок-схема трехсантиметрового радиометра представлена на рис. 3. Это приемник прямого усиления с четырьмя каскадами усилителей на туннельных диодах (УТД), обладающих полосой уси-

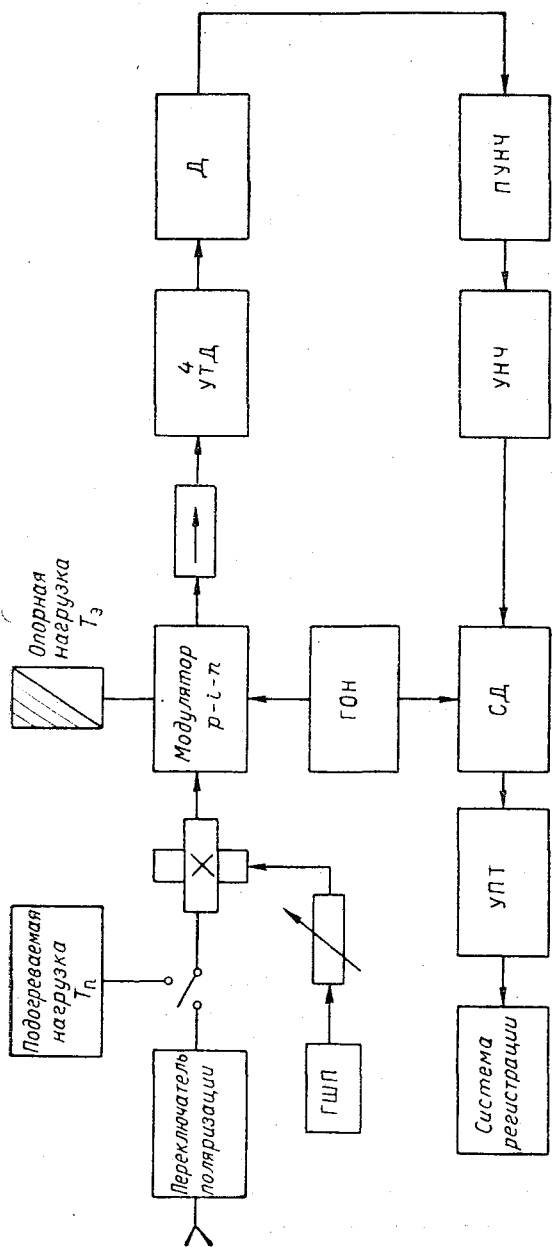


Рис. 3. Блок-схема 3-сантиметрового радиометра.

ния примерно 1200 МГц, шумовой температурой около 900 К, суммарным коэффициентом усиления около 50 дБ. В качестве модулятора используется ферритовый циркулятор с переключателем $p-i=n$. Параметры модулятора и развязок аналогичны параметрам двухсантиметрового радиометра. Детекторная секция обладает добротностью примерно 100. В радиометре предусмотрена возможность установки на вход фарадеевского переключателя поляризаций принимаемого излучения. Переключатель обладает потерями около 0,8 дБ и развязкой между поляризациями приблизительно 20 дБ.

Внутренняя калибровка радиометра осуществляется путем механического переключения входа прибора с антенны на подогреваемую нагрузку, температура которой $T_{\text{н}} \approx 360$ К. Таким образом величина калибровочной ступеньки $T_{\text{н}} - T_{\text{э}} \approx 70$ К. Значения $T_{\text{н}}$ и $T_{\text{э}}$ контролируются термодатчиками.

В качестве генератора подшумливающего сигнала, так же как и в двухсантиметровом радиометре, используется генератор шума на ЛПД. Спектральная плотность мощности шума ГШ на ЛПД ($P_{\text{ш}}$) регулируется током, при этом на определенном участке характеристика $P_{\text{ш}}$ линейна.

Оценка чувствительности радиометра по формуле (1) без учета $T_{\text{ф}}$ дает $\Delta T \approx 0,13$ К. Лабораторные и бортовые измерения ΔT не приводят к существенному ухудшению чувствительности ($\Delta T \leq 0,15$ К). Учет потерь в антенно-фидерном тракте (около 0,5 дБ) позволяет получить точность абсолютных измерений 5 К.

Блок-схема 18-сантиметрового радиометра с супергетеродинным приемником без усилителя высокой частоты изображена на рис. 4.

Полосковые модулятор и переключатель выполнены на серийных $p-i-n$ -диодах типа 2А503А. При этом параметры модулятора следующие:

Прямые потери	$L_{\text{пр}} = 0,35 \div 0,4$ дБ
Развязка	$L_{\text{з}} > 25$ дБ
КСВн	$< 1,2$
Δf	40 %

Для данного радиометра специально разработан ферритовый вентиль, работающий на поверхностной волне. Вентиль собран на Ш-образной полосковой линии с применением шайб из феррита марки 60С4, отобранных по величине ΔH ($\Delta H < 40$ эрстед). При этом параметры вентилля следующие:

Прямые потери	$L_{\text{пр}} = 0,7$ дБ
Развязка	$L_{\text{з}} > 30$ дБ
КСВн	$< 1,2$
Δf	300 МГц

Смеситель балансной конструкции выполнен на 3-дБ мосте с применением симметричной полосковой линии передачи

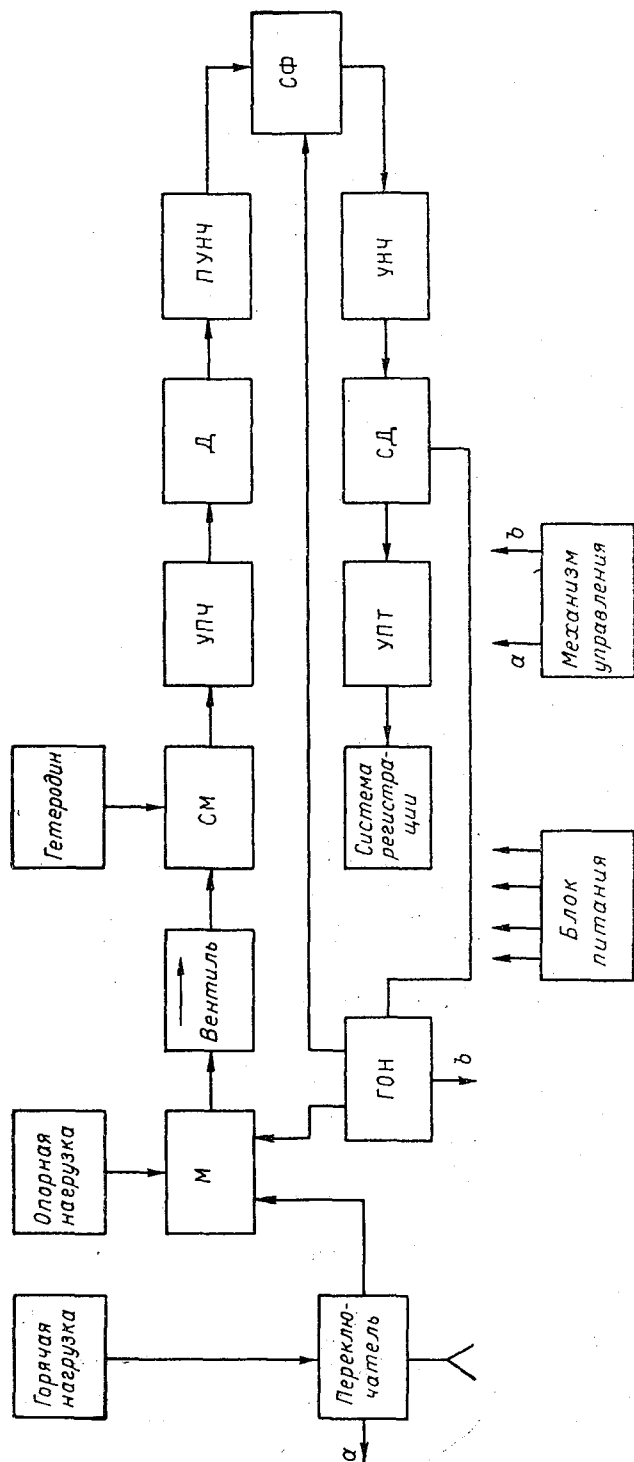


Рис. 4. Блок-схема 18-сантиметрового радиометра.

В системе используются диоды с барьером Шоттки в полосковом корпусе с параметрами $\tau=0,15$ мс; $R_s=500$ м; $I_s \approx 10^{-14}$ А.

Усилитель промежуточной частоты УПЧ представляет собой четырехкаскадный усилитель на транзисторах 1Т329А, имеет полосу пропускания $\Delta f=200$ МГц (по уровню 3 дБ), коэффициент шума $F \leq 2,5$ ед. в полосе частот, коэффициент усиления 60 дБ.

Каждый каскад представляет собой каскадную схему типа «общий эмиттер — общий эмиттер», охваченную обратной связью. Все каскады аналогичны друг другу.

Нагрузкой УПЧ является квадратичный детектор, выполненный на диоде 2А104А.

Внутренняя калибровка осуществляется, как и в трех сантиметровом радиометре, по калибровочному сигналу от подогреваемой нагрузки.

Рабочая шкала прибора 200 К.

Таблица

Проверяемые параметры	Результаты измерений
Флуктуационная чувствительность ΔT при $\tau=1$ с	$<0,4$ К
Стабильность нулевого уровня за 10 мин.	$<1\%$
Кратковременная стабильность коэффициента усиления (за 10 мин)	$<1\%$
Линейность амплитудной характеристики	$<10\%$

Расчетное значение чувствительности радиометра $\Delta T \approx 0,2$ К. Результаты испытаний приемника приведены в табл. 1.

В отличие от предыдущих радиометров, в 18-сантиметровом радиометре выбор режимов работы прибора («0» прибора, калибровка, измерение) может осуществляться автоматически с помощью программно-временного устройства.

Низкочастотные (НЧ) части всех радиометров аналогичны. Наиболее подробно структурная схема НЧ части представлена на рис. 4 для 18-сантиметрового радиометра.

Продетектированный сигнал поступает на вход предварительного усилителя низкой частоты (ПУНЧ). После усилителя в ПУНЧ сигнал фильтруется в синхронном фильтре (СФ), усиливается в усилителе низкой частоты (УПЧ), синхронно детектируется (СД) и усиливается в усилителе постоянного тока (УПТ). После УПТ сигнал поступает на интегрирующую цепочку, постоянная времени которой может меняться от 0,03 до 32 с, опорное напряжение для работы СФ и СД вырабатывает генератор опорных напряжений (ГОН). Он вырабатывает также напряжение, необходимое для работы модулятора. Частота модуляции 1000—2000 Гц.

Низкочастотные части всех радиометров выполнены на транзисторах и микросхемах.

В радиометрах двух- и трехсантиметровых диапазонов применяется НЧ часть, разработанная в СКБ ИРЭ АН СССР под руководством В. С. Аблязова и В. Н. Соснина [1].

Регистрация выходных сигналов всех радиометров, входящих в состав радиометрического комплекса, осуществляется в аналоговом виде на самописцах типа КСП-4, быстродействующих многоканальных самописцах типа НЗ27 и в цифровом виде на 64-канальном магнитофоне девятиразрядным двоичным кодом. С каждого из радиометров на цифровую систему регистрации поступает основной сигнал, несущий информацию о радиояростной температуре, и служебные сигналы, характеризующие такие параметры приборов, как режим работы (запись нулевого уровня, калибровка, работа на антенну), величина шумового компенсирующего сигнала (при работе прибора в квазиулевого режиме), положение антенны. Одновременно на магнитофоне записываются вспомогательные параметры: курс, высота, скорость, тангаж, крен самолета.

Регистрация указанных сигналов в цифровом виде и последующий ввод их в ЭВМ позволяют существенно сократить время обработки результатов летных экспериментов, повысить точность качества информации, принимаемой радиометрами, и дают возможность наиболее полно реализовать характеристики и потенциальные возможности радиометров, входящих в описываемый комплекс аппаратуры.

Авторы выражают благодарность своим коллегам В. Э. Бекеру, Д. А. Кирсанову, Э. А. Михайловой, Л. Н. Никулиной и А. С. Смирновой за помощь в разработке и настройке отдельных узлов аппаратуры, а также инженерам ГГО Г. П. Сидоренко и А. П. Вашукосу за помощь в установке и отладке аппаратуры на борту самолета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблязов В. С. и др. Унифицированная низкочастотная часть модуляционного радиометра.—Тезисы докладов II Всесоюз. школы по радиоприемным устройствам СВЧ. Ереван, 1974. 147 с.
2. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974.
3. Есепкина Н. А., Корольков Д. В., Парийский Ю. Н. Радиотелескопы и радиометры. М., «Наука», 1973.
4. Кондратьев К. Я., Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Советско-американский эксперимент «Беринг». «Метеорология и гидрология», 1973, № 11, с. 3.
5. Кондратьев К. Я., Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Предварительные результаты экспедиции «Беринг». Л., Изд. ГГО, 1973.
6. Корогод В. В. и др. Широкополосные параметрические усилители 3-миллиметрового диапазона волн.—Изв. ВУЗов, Радиофизика, 1973, т. 16, № 5. 88 с.
7. Мировский В. Г., Струков И. А., Эткин В. С. Исследование выстроенных широкополосных параметрических усилителей СМ и ММ диапазонов при использовании бескорпусных полупроводниковых структур.—«Радиотехника и электроника», 1975, т. 20, № 4. 496 с.
8. Мировский В. Г., Струков И. А., Хатуицев Ю. Л. К вопросу стабилизации параметров параметрических усилителей.—«Радиотехника и электроника», 1973, т. 18, № 9. 1865 с.

В. И. Биненко, В. В. Мелентьев

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОВРЕМЕННЫХ САМОЛЕТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИОЯРКОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И МИКРОСТРУКТУРЫ ОСАДКОВ В ПЕРИОД ПРОВЕДЕНИЯ АТЭП

Введение. Изучение пространственно-временного поля осадков по земному шару является важной и актуальной задачей метеорологии. Методы измерения осадков с помощью плевниографа и осадкомеров далеки от совершенства, а сбор и анализ такого рода данных для решения рассматриваемой задачи являются сложным и трудоемким процессом. Анализ количества или интенсивности осадков над водной поверхностью океанов и морей затруднен по вполне понятным причинам, а наши данные о них основываются только на отдельных судовых измерениях [1].

Радиолокационные и радиометрические методы исследования облаков и осадков [2, 3, 4] наиболее перспективны в случае наличия достаточно надежной корреляционной связи между радиолокационной отражаемостью или радиояркостной температурой и интересующим нас параметром — интенсивностью осадков. Теоретическая и экспериментальная апробация этих методов применительно к спутниковым измерениям могла бы позволить кардинально рассмотреть вопрос о пространственно-временной изменчивости осадков.

Первый способ индикации осадков нашел уже достаточно широкое распространение на земле, но он технически трудно осуществим с ИСЗ. Радиотеплолокационная аппаратура уже используется на спутниках (например, типа «Космос-243»), поэтому апробация метода микроволновой индикации настоятельно необходима.

Измерения радиоизлучения зон облачности и осадков проводились ранее [56]. Они проводились в комплексе с радиолокационными (МРЛ-1) и плевниографическими измерениями и носили методический характер. Интерпретация результатов измерений была до некоторой степени затруднена, так как сравнивались измерения

очечные с помощью пювиографа и интегральные с помощью пассивного и активного радиолокаторов.

В ходе проведения атлантического тропического эксперимента (АТЭП) удалось впервые провести одновременные измерения радиояркостной температуры и микроструктуры облаков и осадков. Тем самым рассмотреть возможность их микроволновой индикации.

Методика. Постановка этой задачи стала возможной благодаря наличию на борту самолета-лаборатории ГГО микроволновых радиометров и прибора для измерения размера крупных частиц (ИРЧ) [7]. В связи с этим авторы настоящей статьи выражают искреннюю благодарность А. Н. Невзорову за предоставление прибора ИРЧ и помощь при поставке этих измерений.

Микроволновые измерения проводились с помощью радиометрического приемника супергетеродинного типа на длинах волн λ , равных 0,8, 1,35, 1,6 см с полосой пропускания 30 МГц и чувствительностью около 2,5 К, общая погрешность измерения 10—15% [8].

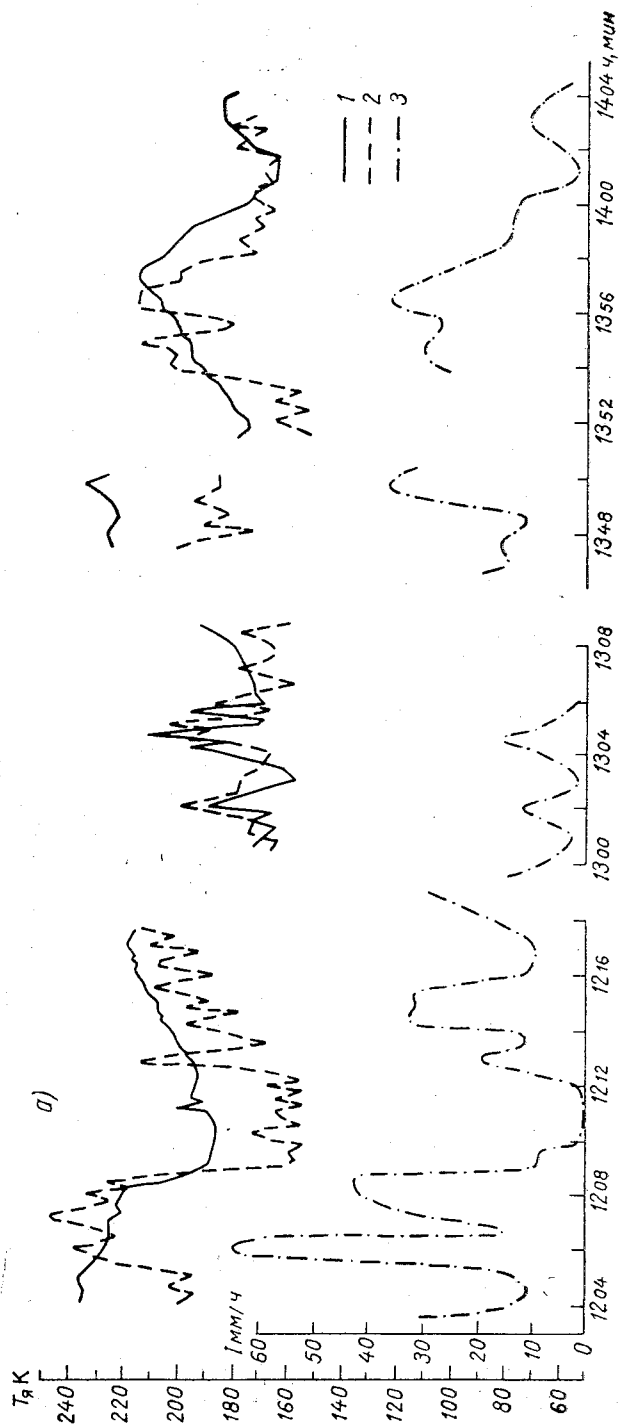
Измерения спектров распределения крупных частиц по размерам проводились с помощью фотоэлектрического прибора ИРЧ [7]. Диапазон измерения размеров частиц от 100 мкм до 3,0 мм (т. е. соответствует размеру дождевых капель), а концентрации от 1 до 0 000 м³.

Исследования собственного радиоизлучения и микроструктуры облаков осуществлялись при выполнении многосамолетных операций по основной программе АТЭП. Измерения проводились синхронно на одном эшелоне в облаках. Случаи пролета самолета под облаком в зоне осадков были эпизодическими и кратковременными. Так как самолет ГГО был нацелен в основном на выполнение радиационной подпрограммы АТЭП, то одновременные измерения радиояркостной температуры и микрофизики облаков и осадков были выполнены только в 5 полетах.

Выражение для измеряемой с самолета радиояркостной температуры T_{π} , поверхности океана (в случае измерения в надир и без учета вклада рассеяния в интенсивность радиоизлучения) можно записать следующим образом:

$$T_{\pi} = \varepsilon T_{\pi} e^{-\int_0^H \alpha_i(z) dz} + \int_0^H T(z) \alpha(z) e^{-\int_z^H \alpha_i(z) dz} dz + \\ + \left[(1 - \varepsilon) \int_0^{\infty} T(z) \alpha(z) e^{-\int_0^H \alpha(z) dz} dz \right] e^{-\int_0^H \alpha_i(z) dz}, \quad (1)$$

где T_{π} — температура подстилающей поверхности (или в рассматриваемом случае физическая температура воды океана), $T(z)$ —



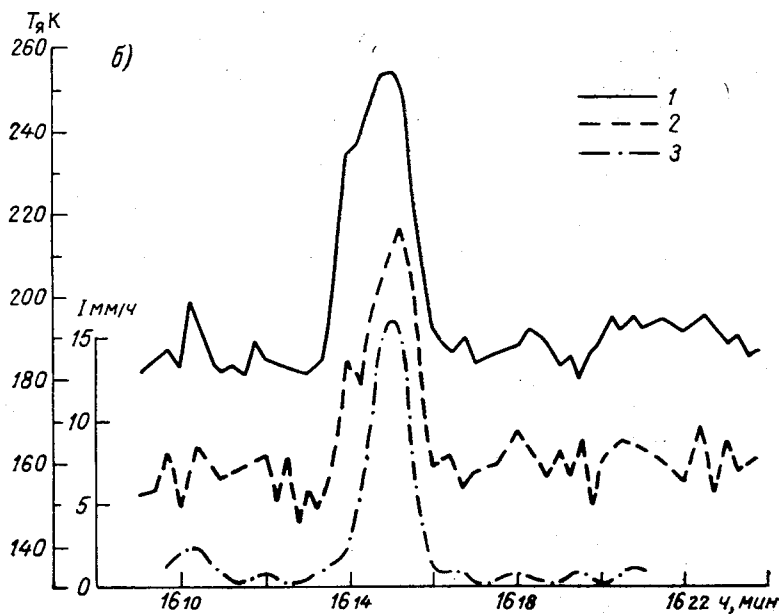


Рис. 1. Временной ход радиояростной температуры (1 и 2) на длинах волн 0,8 и 1,6 см и интенсивности (3) осадков над Атлантикой по измерениям 5 сентября 1975 г. (а), 13 сентября 1975 г. (б).

температура воздуха на высоте z , ε — коэффициент излучения подстилающей поверхности, α и α_i — коэффициенты ослабления в атмосферных газах и гидрометеорах,

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= \alpha_{O_2} + \alpha_{H_2O} + \alpha_{обл} + \alpha_{погл. ос} \\ \alpha_1 &= \alpha + \alpha_{расс. ос} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$\alpha_{обл}$ — коэффициент поглощения в облаках, $\alpha_{погл. ос}$ и $\alpha_{расс. ос}$ — коэффициенты поглощения и рассеяния в осадках, которые зависят от интенсивности осадков.

Так например, как известно, коэффициенты ослабления и рассеяния радиоизлучения единичным объемом осадков рассчитываются по формулам:

$$\begin{aligned} \alpha_{осл} &= \frac{\pi}{4} \int_{r_1}^n r^2 K(m\rho) n(r) dr, \\ \alpha_{расс} &= \frac{\pi}{4} \int_{r_1}^n r^2 K_p(m\rho) n(r) dr, \end{aligned} \quad (3)$$

где r — радиус капли, $K(m\rho)$ и $K_p(m\rho)$ — поперечники ослабления и рассеяния, $n(r)$ — функция распределения капель дождя по

размерам, m — показатель преломления, $\rho = 2\pi r/\lambda$ — безразмерный параметр, характеризующий относительный размер частицы.

Так как эти формулы учитывают однократное рассеяние, то в случае осадков (особенно сильных) необходимо пользоваться точными формулами Ми.

Согласно нашим измерениям распределение капель дождя в зоне внутритропической конвергенции характеризовалось значительным увеличением удельного веса крупных частиц (особенно в облаках типа Сб, Си *cong.*) и подчинялось, как правило, экспоненциальному закону распределения

$$n(r) = ae^{r/R_0}, \quad (4)$$

где R_0 — параметры распределения.

В свою очередь данные о микроструктуре осадков $n_i(r_i)$ и скорости падения капель $V_i(r_i)$ были использованы для определения интенсивности осадков I по следующей формуле:

$$I = \sum m_i(r_i) n_i(r_i) V_i(r_i), \quad (5)$$

где $m_i(r_i)$ — масса капли размера r_i .

Использование опытных данных о скорости падения капель около поверхности вносит погрешность при определении зависимости радиояростной температуры от интенсивности осадков, так как не учитывается скорость восходящих и нисходящих потоков воздуха сопутствующих эксперименту.

Результаты. На рис. 1 показаны результаты одновременных измерений распределения радиоизлучения и интенсивности осадков рассчитанных по формуле (5) согласно данным измерений микроструктуры осадков со временем. Приводимые рисунки соответствуют измерениям, которые проводились 5 и 13 сентября 1975 г. в облаках типа Сб.

Хорошо прослеживаются очаги осадков как в ходе распределения радиояростной температуры на длинах волн 0,8 и 1,6 см, так и во временном распределении и интенсивности осадков, которые изменяются в широком диапазоне до 65 мм/г. Как видно из рисунка, протяженность зоны ливневых осадков может достигать нескольких десятков километров (при скорости самолета 500 км/ч), радиояростные контрасты над водной поверхностью за счет облачности и осадков достигают 90 К, т. е. вполне достаточны, чтобы судить о грациях интенсивности осадков. О контрасте радиояростной температуры за счет осадков можно судить, если от измеряемой температуры отнять (согласно формуле (1)) результирующую температуру за счет излучения подстилающей поверхности, атмосферы и облаков. Измерения на длине волны, 1,35 см не рассматриваются в настоящей статье, так как на этой длине волны наибольший вклад в радиояростную температуру обусловлен влиянием водяного пара.

На рис. 2 представлена зависимость радиояростной температуры системы океан — атмосфера на длинах волн 0,8 и 1,6 см от интенсивности осадков. Как видно из рисунка, наличие в атмосфе-

е мороси (0,6 мм/г) приводит к незначительному увеличению радиояростной температуры, которая наиболее резко изменяется особенно на длине волны 0,8 см) при переходе от мелкокапельных 0,6—1,2 мм/ч к крупнокапельным (1,8—3,0 мм/ч) и ливневым садкам. В случае ливневых осадков больше 3 мм/ч рост радиоркостной температуры несколько уменьшается и достигает насыщения $T_{я} \sim 260$ К (на 0,8 см) при интенсивности осадков около мм/ч. Это насыщение обусловлено тем, что радиоизлучение оке-на почти полностью поглощается атмосферой и величина радиоркостной температуры начинает убывать, а затем почти не меня-ется с увеличением интенсивности осадков.

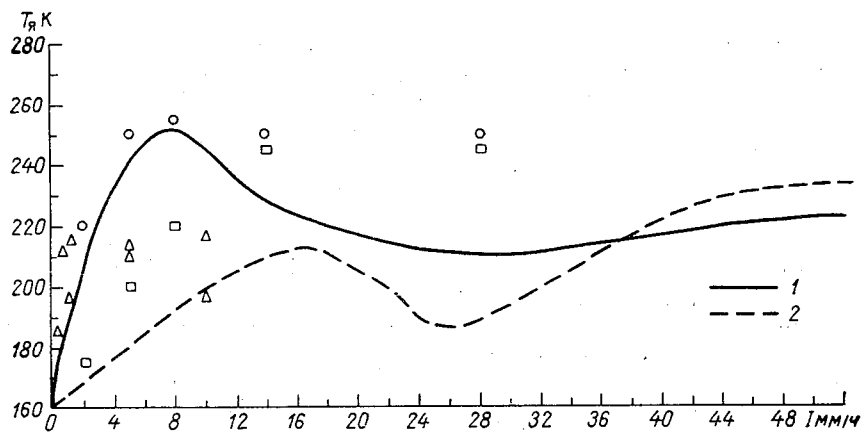


Рис 2. Зависимость радиояростной температуры системы океан — атмосфера от интенсивности осадков (согласно [10, 11]).
1 — на длине волны 0,8 см, 2 — на 1,6 см.

На длине волны 1,6 см (кривая 2) радиояростная температура с увеличением интенсивности осадков растет медленнее, что позволяет с помощью измерений на этой длине волны выделить большее число градаций интенсивности осадков. Для области осадков с интенсивностью 24—26 мм/ч имеет место минимум радиояростной температуры, а при 30 мм/ч наблюдается ее увеличение.

Наличие минимума радиояростной температуры (на рис. 3 кривая 2) может быть обусловлено тремя причинами:

1) отсутствием достаточного количества экспериментальных точек для рассматриваемой области осадков;

2) тем обстоятельством, что эти точки соответствуют измерениям 2 сентября 1975 г. в градовом облаке, т. е. обусловлены влиянием фазового состояния облака. Наличие сухих или обводненных градин может привести к уменьшению интенсивности радиоизлучения (в связи с различием в диэлектрических проницаемостях воды и льда, форм и размеров капелек и кристаллов).

3) влиянием многократного рассеяния радиоизлучения в случае крупнокапельных ливневых осадков, так как для таких осадков оптическая толщина $\tau = \int_0^H \alpha(z) dz$ может быть достаточно большой, а вероятность выживания кванта

$$\omega_0 = \frac{\alpha_{\text{расс}}}{\alpha_{\text{осл}}} \sim 0,5 \div 0,6.$$

На этом же рисунке представлены значения радиоярких температур на соответствующих длинах волн по данным расчетов выполненных В. Д. Степаненко [10] и Е. П. Домбковской [11]. Имеет место качественное подобие экспериментальных данных теоретическим. Количественные различия могут быть объяснены теми же причинами, которые уже упоминались, в частности неучетом при расчетах рассеивающих свойств среды и ее фазового состояния.

Выводы

Результаты одновременных измерений радиояркой температуры и микроструктуры осадков в период проведения АТЭП позволили сделать вывод, что наиболее перспективен дистанционный метод индикации дождящей облачности средствами пассивной радиолокации на длине волны 1,6 см, так как на этой длине волны насыщение наступает при больших интенсивностях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. Под ред. О. А. Дроздова. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 136 с.
2. Степаненко В. Д. Применение радиолокации в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
3. Шифрин К. С., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222.
4. Алибегова Ж. Д., Шукин Г. Г. Обнаружение зон осадков с ИСЗ по микроволновому излучению.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291. с. 72—79.
5. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Некоторые результаты измерений радиоизлучения осадков.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 63—71.
6. Бреус Ю. П. и др. Зависимость радиотеплового излучения облака от фазового состояния воды в нем.—«Тр. ВГИ», 1975, вып. 29, с. 12—17.
7. Невзоров А. Н. Измерение спектров размеров крупных частиц для высотного герметизированного самолета.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 276 с. 189—195.
8. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222.
9. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1962. 700 с.
10. Степаненко В. Д. Контрасты радиоярких температур при наблюдении облаков и осадков.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 149—151.
11. Домбковская Е. П. Корреляционная зависимость между интенсивностью теплового радиоизлучения системы Земля—атмосфера и водозапасом облаков. — «Метеорология и гидрология», 1969, вып. 7, с. 26—35.

СОДЕРЖАНИЕ

К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина. Определение влажности и запасов продуктивной влаги в почве по микроволновому излучению	3
В. В. Мелентьев, Ю. И. Рабинович. Излучательная способность естественных поверхностей в микроволновом диапазоне	12
В. В. Богородский, К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина, Г. П. Хохлов. Микроволновая дистанционная индикация загрязнений поверхности моря нефтепродуктами	22
Е. А. Беспалова, В. В. Мелентьев, Ю. И. Рабинович, В. С. Эткин, Т. А. Ширяева. Микроволновая дистанционная индикация загрязнения поверхности моря нефтепродуктами (экспериментальные исследования)	37
Ю. И. Рабинович, М. М. Черняк. Оценка приближенных методов ешения уравниения переноса микроволнового излучения в осадках	43
Б. М. Воробьев, Н. А. Батурина. Некоторые закономерности уходящего радиотеплового излучения системы подстилающая поверхность — атмосфера с конвективными облаками	66
Г. В. Елисеев, В. Д. Степаненко. К вопросу об эффективности радиолокационного метода обнаружения зон осадков и определения влагосодержания с ИСЗ	74
В. Д. Степаненко. Некоторые результаты радиометрических наблюдений осадков и определения влагосодержания атмосферы при пролете над сушей ИСЗ «Космос-243»	87
Ю. П. Бреус, В. В. Мелентьев, Ю. И. Рабинович, М. М. Черняк. Радиотепловое излучение градовых и дождевых облаков	91
Г. В. Елисеев, Б. Д. Панин, В. Д. Степаненко. Определение вертикального профиля температуры по данным спектрометрических измерений излучения в микроволновом диапазоне	98
Б. Д. Панин, В. Д. Степаненко. О дистанционном определении давления (геопотенциала) со спутников	107
Ж. Акатаев, Б. Б. Чен, В. И. Костюк. Влияние профиля трассы на результаты измерения испарения радиотехническим методом	115

В. Р. Амирханян, Е. А. Беспалова, М. Г. Булатов, В. М. В
селов, Н. Н. Ворсин, Ю. А. Милицкий, В. Г. Мировский, Ю.
Немлихер, В. В. Никитин, М. Д. Раев, Ю. И. Рабинович, Д.
Скулачев, И. А. Струков, Т. А. Ширяева, В. С. Эткин. Компле
самолетной микроволновой радиометрической аппаратуры повышенной чувс
вительности для дистанционного зондирования подстилающих поверх
стей 1

В. И. Биненко, В. В. Мелентьев. Некоторые результаты одновремен
ных самолетных измерений радиояркостной температуры и микроструктур
осадков в период проведения АТЭП 14