

Моделирование микроволнового пространственного поля яркостной температуры атмосферы при разрывной кучевой облачности

Д.П. Егоров¹, Я.А. Илюшин^{1,2}, Я.В. Копцов², Б.Г. Кутуза.¹

¹Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН
125009, г. Москва, ул. Моховая, 11, корпус 7.

E-mail: kutuza@cplire.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет
119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, строение 2.

E-mail: ilyushin@physics.msu.ru

Рассмотрена модель Планка для генерации случайных разорванных облачных полей в трехмерной расчетной области. Разработан алгоритм расчета 2D-картины распределения яркостной температуры нисходящего микроволнового излучения с учетом высотных профилей основных метеорологических параметров, включая профиль влажности, заданный при генерации облачного поля. Решена обратная задача восстановления по полученным яркостным температурам распределений интегральных параметров влагосодержания двухчастотным методом. Исследуются систематические ошибки в оценке интегрального водозапаса облаков, связанные с использованием однородной плоскостройной модели облачного поля, игнорирующей его реальную, неоднородную структуру.

Ключевые слова: яркостная температура, разрывная кучевая облачность, модель Планка, параметры влагосодержания, водозапас облаков, двухчастотный метод

Simulation of microwave spatial field of atmospheric brightness temperature under discontinuous cumulus cloudiness

D.P. Egorov¹, Ya.A. Ilyushin^{1,2}, Ya.V. Koptsov², B.G. Kutuza¹

¹Kotel'nikov Institute of Radioengineering and Electronics of RAS.

²Moscow State University, Faculty of Physics.

Planck's model for generating random discontinuous cloud fields in a three-dimensional computational domain is considered. An algorithm has been developed for calculating a 2D picture of downwelling microwave radiation brightness temperature distribution from altitude profiles of the main meteorological parameters, including liquid water profile obtained during the generation of the cloud field. The inverse problem of integral moisture content parameters distribution retrieval by means of dual-frequency method is solved. Systematic errors in the cloud liquid water content estimation associated with the use of a homogeneous flat-layered model of the cloud field, which ignores its real, inhomogeneous structure, are investigated.

Keywords: brightness temperature, discontinuous cumulus cloudiness, Planck's model, moisture content parameters, cloud liquid water content, dual-frequency method

Введение

Важной задачей дистанционного зондирования окружающей среды является контроль состояния атмосферы и земной поверхности. Зондирование атмосферы с искусственных спутников Земли методом приема радиотеплового излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность» открывает новые возможности для изучения погоды и климата [1]. СВЧ-радиометрические наблюдения из космоса позволяют получать полезную информацию о состоянии облачных полей и количественно определять такие параметры, как полная масса водяного пара в атмосфере, водозапас облаков, эффективная температура облаков [2]. Недостатком существующих методов обработки и интерпретации спутниковых СВЧ-радиометрических данных является использование однородной плоскостройной модели облачного поля, игнорирующей его

неоднородную структуру. По этой причине возникают систематические ошибки в определении искоемых метеорологических параметров.

Целью настоящей работы является исследование систематических ошибок оценки интегральных параметров влагосодержания по плоскостной модели, связанных со случайной природой реальных разорванных облачных полей. В качестве первого шага такого исследования в работе проводится непосредственное численное моделирование радиоярких температур нисходящего излучения разорванной кучевой облачности на различных частотах микроволнового диапазона с использованием Планковской модели облачного поля [3]. Выполнен сравнительный анализ рассчитанных ярких температур с результатами расчетов для модели плоского слоя с эквивалентным усредненным по площади водозапасом.

Моделирование случайных облачных полей и радиоярких температур

Поле случайной разрывной облачности может быть сгенерировано согласно модели Планка [3] с соответствующим распределением облаков по диаметрам и однозначной связью мощности каждого облака с его диаметром [4]. По результатам обработки обширной базы стереоскопических фотографий облачности в районе полуострова Флорида, США, Планком в 1969 г. была предложена следующая формула

$$n(D) = K \cdot e^{-\alpha D}, \quad 0 \leq D \leq D_m. \quad (1)$$

Здесь D – диаметр облака, $n(D)$ – количество облаков определенного диаметра, D_m – максимальный диаметр облака в ансамбле, K – нормировочный коэффициент, α – параметр, зависящий от времени суток и различных локальных климатических условий.

Связь между мощностью (высотой) H и диаметром D облака имеет вид

$$H = \eta D \left(\frac{D}{D_m} \right)^\beta, \quad (2)$$

где η и β – безразмерные параметры (см. [3]).

Отметим, что существуют и другие модели поля разрывной облачности. Так, например, в [5] по результатам обработки самолетных измерений на Украине предложено следующее распределение облаков по диаметрам

$$n(D) = K \cdot D \cdot \left(1 - \frac{D}{D_m} \right)^{p_0}, \quad 0 \leq D \leq D_m. \quad (3)$$

где p_0 – параметр распределения, в среднем равный 4.35.

Ограничимся рассмотрением конвекционных облаков типа Cumulus (кучевые). Средние значения эффективной температуры, водозапаса, мощности и высоты нижней границы облаков Cu hum/med/cong приведены в [3,7]. Высотный профиль водности такого облака может быть рассчитан как [7]

$$w(\xi) = w(\xi_0) \frac{\xi^{\mu_0} (1 - \xi)^{\psi_0}}{\xi_0^{\mu_0} (1 - \xi_0)^{\psi_0}} = \frac{W}{H} \cdot \frac{\Gamma(2 + \mu_0 + \psi_0)}{\Gamma(1 + \mu_0) \Gamma(1 + \psi_0)} \xi^{\mu_0} (1 - \xi)^{\psi_0}, \quad (4)$$

где $\xi = h/H$ – приведенная высота внутри облака, H – мощность облака (км), W – (интегральный) водозапас облака (кг/м²), $w(\xi)$ – водность облака (кг/м³), $w(\xi_0)$ – максимальная водность облака, ξ_0 – приведенная высота максимальной водности, μ_0 и ψ_0 – безразмерные параметры. Согласно [2], значения параметров равны $\mu_0 = 3.27$, $\psi_0 = 0.67$, $\xi_0 = 0.83$, а зависимость водозапаса W от мощности H кучевого облака по приведенным в монографии табличным данным приближенно аппроксимируется формулой

$$W = 0.132574 \cdot H^{2.30215}. \quad (5)$$

Зададим расчетную область Ω с площадью 50x50 км, высотой 10 км и сеткой в 300x300x500 узлов соответственно. Форму облаков будем считать цилиндрической. Примем также, что границы облаков не имеют пересечений. Установив значения модельных параметров K , D_m , α , β , η и назначив фиксированный интервал высот, в котором может меняться нижняя граница облаков, сгенерируем поле разрывной кучевой облачности. Количественное распределение облаков по диаметрам получим из (1), подставив на место D величину $k \cdot D_m \cdot r^{-1}$, где k – целое, $1 \leq k \leq r$, а r подбирается, исходя из подробности имеющейся расчетной сетки. К примеру, можно принять равным $r = \sqrt{i_*^2 + j_*^2}$, где i_* , j_* – число узлов сетки, приходящихся на расстояние D_m в км по соответствующим направлениям. Численный эксперимент показывает, что при итеративном заполнении Ω облаками по убыванию величины их диаметра за приемлемое время поиска подходящего случайного расположения для каждого нового облака удастся достичь максимального процента покрытия плоскости $h=0$ облаками на уровне 65-75% без привлечения специализированных алгоритмов оптимальной упаковки. Большого процента заполнения, однако, получить не удастся.

Сгенерировав поле облачности, определим в каждой точке плоскости нулевой высоты профиль водности $\tilde{w}(h)$ такой, что $\tilde{w}(h) = w((h - H_0)/H)$ (см. (4)), если h внутри облака с высотой нижней границы H_0 и мощностью H , и $\tilde{w}(h) = 0$, если h лежит вне облака. Для расчета радиоярких температур, помимо профиля водности, необходимо обладать знанием высотных профилей термодинамической температуры $T(h)$, атмосферного давления $P(h)$ и влажности воздуха $\rho(h)$. Примем стандартную модель атмосферы с экспоненциальными законами распределения температуры, давления и влажности по высоте. Яркая температура нисходящего в направлении надира излучения атмосферы как многослойной однородной среды представима в виде

$$T_b(\nu) = \int_0^\infty T(h) \gamma(\nu, h) \cdot \exp\left(-\int_0^h \gamma(\nu, z) dz\right) dh. \quad (6)$$

Здесь $T_b(\nu)$ – яркая температура на частоте ν , $\gamma(\nu, h)$ – совокупный по атмосферным составляющим погонный коэффициент поглощения (нп/км)

$$\gamma(\nu, h) = \gamma_o^*(\nu, h) + \gamma_p^*(\nu, h) + \gamma_w^*(\nu, h), \quad (7)$$

где γ_o^* и γ_p^* – погонные коэффициенты поглощения в кислороде и водяном паре соответственно, а γ_w^* – погонное поглощение в облаке. Первые два коэффициента могут быть приближены теоретико-эмпирическими зависимостями $\gamma_o(\nu, h) = \gamma_o(\nu, T(h), P(h))$ (Дб/км) и $\gamma_p(\nu, h) = \gamma_p(\nu, T(h), P(h), \rho(h))$ (Дб/км), взятыми из рекомендаций Международного Союза Электросвязи [8]. Причем, $\gamma_o^* = \chi \cdot \gamma_o$, а $\gamma_p^* = \chi \cdot \gamma_p$, где $\chi = 0.23255814$ – коэффициент перехода от децибелов к неперам.

Запишем выражение для комплексной величины диэлектрической проницаемости воды нулевой солености (частиц облачного образования)

$$\varepsilon_c = \left(\varepsilon_0 + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_0}{1 + \Delta\lambda^2} \right) - i \cdot \Delta\lambda \cdot \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_0}{1 + \Delta\lambda^2}, \Delta\lambda = \frac{\lambda_s}{\lambda}. \quad (8)$$

Здесь $\varepsilon_c = \varepsilon_c(\lambda, t)$ – диэлектрическая проницаемость, λ – длина волны, t – термодинамическая температура, ε_0 – «оптическая» составляющая диэлектрической проницаемости, $\varepsilon_s = \varepsilon_s(t)$ – «статическая» составляющая, $\lambda_s = \lambda_s(t)$ – характерная

длина волны, связанная с временем релаксации молекул воды. Температурные зависимости для параметров ε_0 , ε_s , λ_s можно найти, например, в [2, 9, 10]. Введем весовую функцию поглощения:

$$k_\omega(\lambda, t_\omega) = \frac{0.6\pi}{\lambda} \cdot K_C, \quad (9)$$

где t_ω – средняя эффективная температура облака, а K_C – множитель, определяющий температурное изменение поглощения в облаке. Для модельных расчетов удобно записать:

$$K_C = \text{Im} \left(\frac{\varepsilon_C - 1}{\varepsilon_C + 2} \right) = \frac{3 \cdot (\varepsilon_S - \varepsilon_0) \Delta \lambda}{(\varepsilon_S + 2)^2 + (\varepsilon_0 + 2)^2 \Delta \lambda^2}. \quad (10)$$

Наконец определим коэффициент поглощения $\gamma_\omega^*(\nu, h)$ как произведение весовой функции $k_\omega^*(\nu, t_\omega) = k_\omega(c \cdot \nu^{-1}, t_\omega)$ на величину водности $\tilde{w}(h)$.

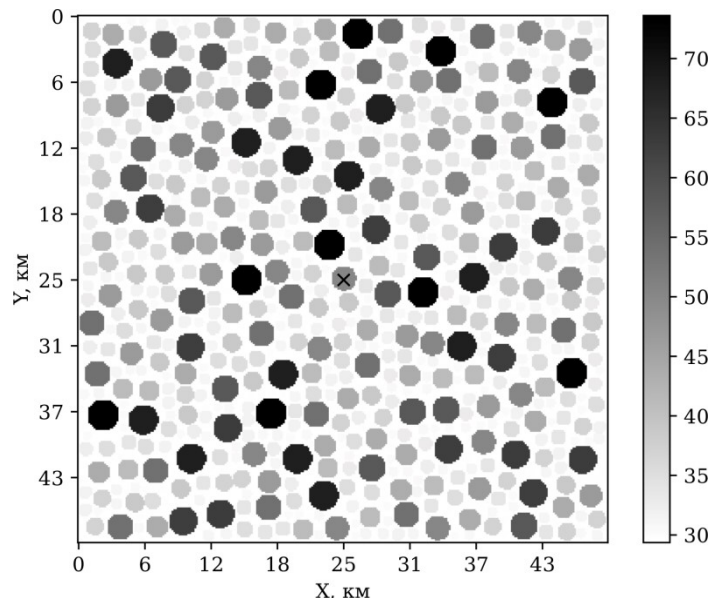


Рис. 1. Модельные значения яркостной температуры $T_b(\nu)$, [К]. Частота 22.2 ГГц.

С учетом (1), (2), (4)-(10) произведем расчет 2D-картины распределения яркостной температуры на частоте $\nu = 22.2$ ГГц в направлении надира (рис. 1) при $K = 220$, $D_m = 3$ км, $\alpha = 1$, $\beta = 0.5$, $\eta = 1$. Нижняя граница облаков варьируется в пределах высот от 1 до 3 км. Процент облачности (процент покрытия плоскости $h = 0$ облаками в их проекции по вертикали) составил 60.8%. Среднее на всей площади 50x50 км значение водозапаса W^* , полученное интегрированием профиля $\tilde{w}(h)$ по h в каждой точке плоскости $h = 0$ и последующим усреднением по всем точкам, составило 0.32 кг/м². Сплошной слой облачности с таким водозапасом, согласно (5), имел бы мощность 1.41 км. Однако средняя мощность облаков составила 0.97 км при усреднении по площади и лишь 0.61 км в среднем по облаку.

Восстановление интегральных параметров влагосодержания

Двухчастотный радиометрический метод определения интегральных параметров влагосодержания представлен в [2,6, 10]. Он позволяет по яркостной температуре атмосферы, измеренной всего на двух частотах, оценить значения полной массы водяного пара Q (г/см²) и водозапаса облаков W (кг/м²). Если известны эффективная температура облаков t_ω , средняя абсолютная температура атмосферы T_a , а полное поглощение в толще атмосферы сравнительно невелико $\tau \lesssim 1$ нп, то

достаточно записать и решить любым из доступных способов систему двух линейных относительно Q и W уравнений

$$\tau(v_i) = \tau_o(v_i) + k_p(v_i) \cdot Q + k_o^*(v_i, t_o) \cdot W, \quad i = 1, 2, \quad (11)$$

где $\tau(v) = \ln[T_\alpha(v)] - \ln[T_\alpha(v) - T_b(v)]$ – оценка на полное поглощение в атмосфере в направлении зенита (нп), $T_b(v)$ – яркостная температура в надире (К), $\tau_o(v) = \gamma_o^*(v, 0) \cdot H_1^v$ – поглощение в кислороде (нп), $\gamma_o^*(v, 0)$ – погонный коэффициент поглощения в кислороде на высоте $h = 0$ (нп/км), H_1^v – характеристическая высота поглощения в кислороде (около 5 км), $k_o^*(v, t_o)$ – весовая функция поглощения в облаке. Выражение для весовой функции $k_p(v)$ приведено в (12).

$$k_p(v) = \gamma_p^*(v, 0) \cdot H_2^v \cdot \left(\int_0^\infty \rho(h) dh \right)^{-1}. \quad (12)$$

Здесь $\gamma_p^*(v, 0)$ – погонный коэффициент поглощения в водяном паре на высоте $h = 0$ (нп/км), H_2^v – характеристическая высота поглощения для водяного пара (от 1.6 до 2.1 км), $\rho(h)$ – стандартный профиль водяного пара в атмосфере.

Сгенерировав поле разрывной кучевой облачности согласно модели Планка, произведем расчет 2D-картин распределения яркостной температуры нисходящего в направлении надир излучения для частот $\nu = 22.2, 27.2$ и 37.5 ГГц. Получим три массива значений $T_b^v = T_b^v(i, j)$, $0 \leq i < 300$, $0 \leq j < 300$. Воспользуемся двухчастотным методом и по полученным массивам значений T_b^v для пары частот 22.2 и 27.2 ГГц восстановим картину распределения интегрального водозапаса $W_1(i, j)$. Повторим вычисления для пары частот 22.2 и 37.5 ГГц и получим распределение $W_2(i, j)$. Найдем средние значения $W_1^* = \langle W_1(i, j) \rangle_{i,j}$ и $W_2^* = \langle W_2(i, j) \rangle_{i,j}$.

Для оценки систематических ошибок восстановления водозапаса, возникающих за счет использования однородной плоскостной модели облачного поля, игнорирующей его реальную, разрывную структуру, будем применять к массивам яркостных температур T_b^v операцию поблочного усреднения (13) с блоками $n \times n$ узлов последовательно для $n = 1, 2, 3 \dots 300$ и следить за динамикой средних значений восстановленного водозапаса W_1^* и W_2^* .

$$\tilde{T}_b^v(i, j) = \sum_{k,l} \frac{T_b^v(k, l)}{n^2}, \quad (13)$$

где $n \cdot i^* \leq k < n \cdot (i^* + 1)$, $n \cdot j^* \leq l < n \cdot (j^* + 1)$, а $i^* = [i/n]$, $j^* = [j/n]$. Квадратные скобки означают целочисленное деление. Таким образом, блоки не имеют пересечений и понимаются как элементы разрешения (усреднения), с помощью которых картина разрывной облачности (T_b^v) сводится к набору плоскостных приближений (\tilde{T}_b^v), см. рис. 1 и 2 (а, б). На рис. 2 изображены результаты \tilde{T}_b^v усреднения картины распределения яркостной температуры T_b^v , полученной ранее (см. рис. 1) для $\nu = 22.2$ ГГц при $K = 220$, $D_m = 3$ км, $\alpha = 1$, $\beta = 0.5$, $\eta = 1$.

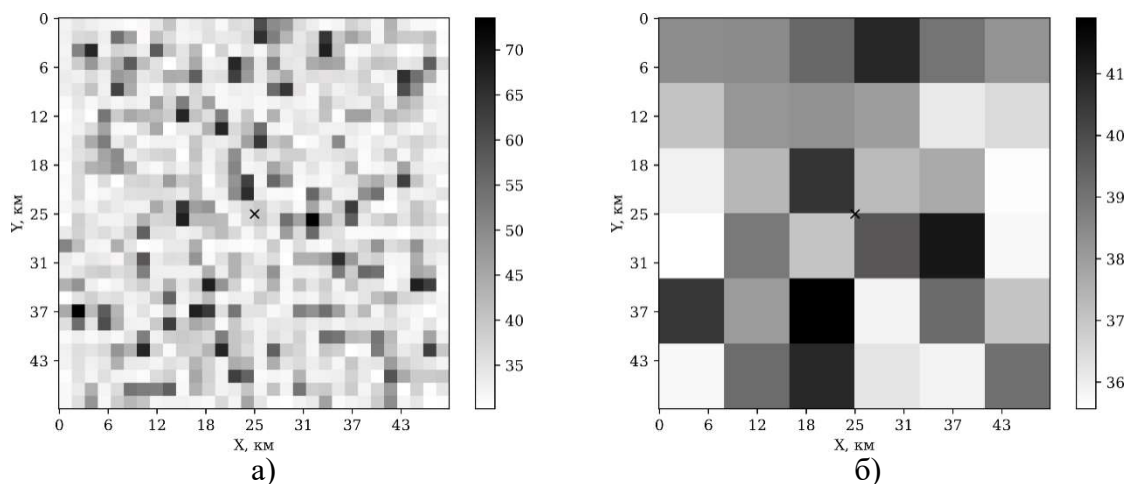


Рис. 2. Модельные значения яркостной температуры $\tilde{T}_b^v(i, j)$ [K]. Частота 22.2 ГГц. Элемент разрешения $n \times n$: а) 10x10 узлов, б) 50x50 узлов.

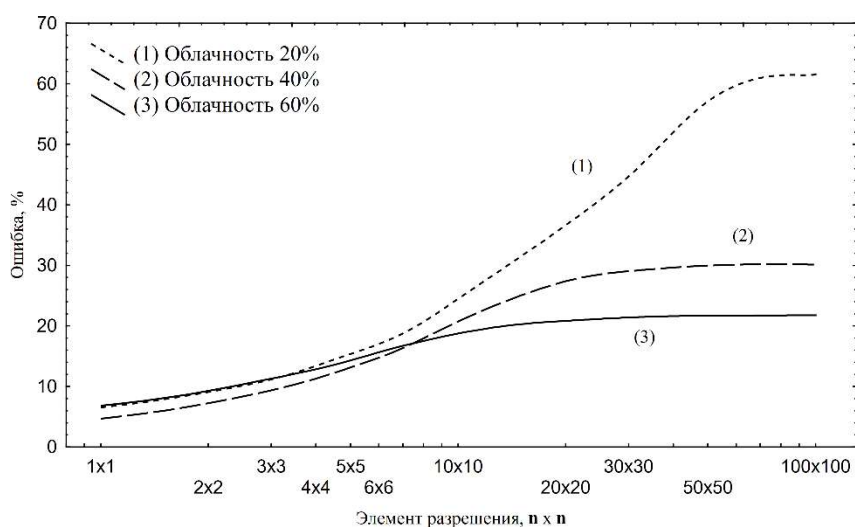


Рис. 3. Зависимость относительной ошибки $W_{err}^{(1)}$ (двухчастотный метод, 22.2 и 27.2 ГГц) от элемента разрешения $n \times n$, $n = 1 \dots 100$ узлов, при различном проценте облачности (20%, 40%, 60%).

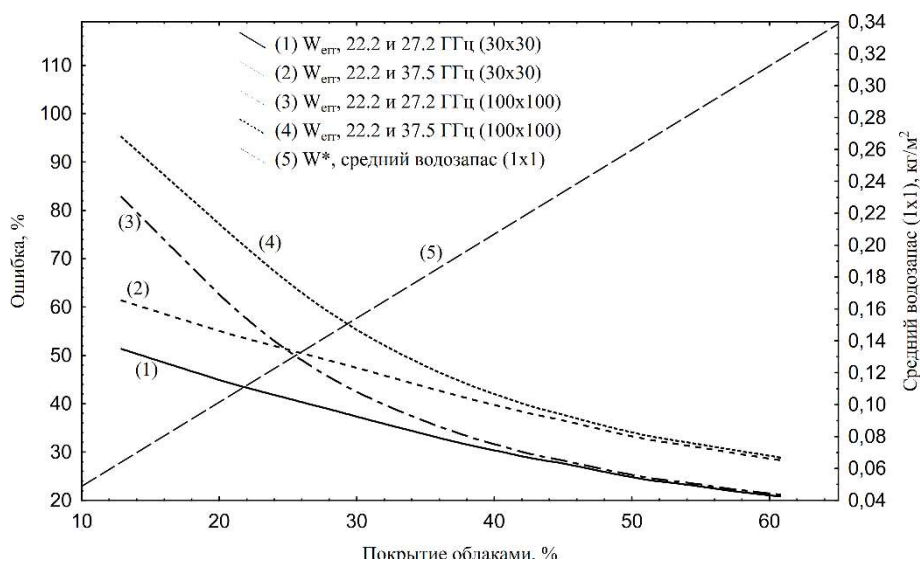


Рис. 4. Относительные ошибки $W_{err}^{(1)}$ и $W_{err}^{(2)}$ в зависимости от процента облачности при фиксированных $n = 30$ и $n = 100$; $K = 50 \dots 220$; $\eta = 1$.

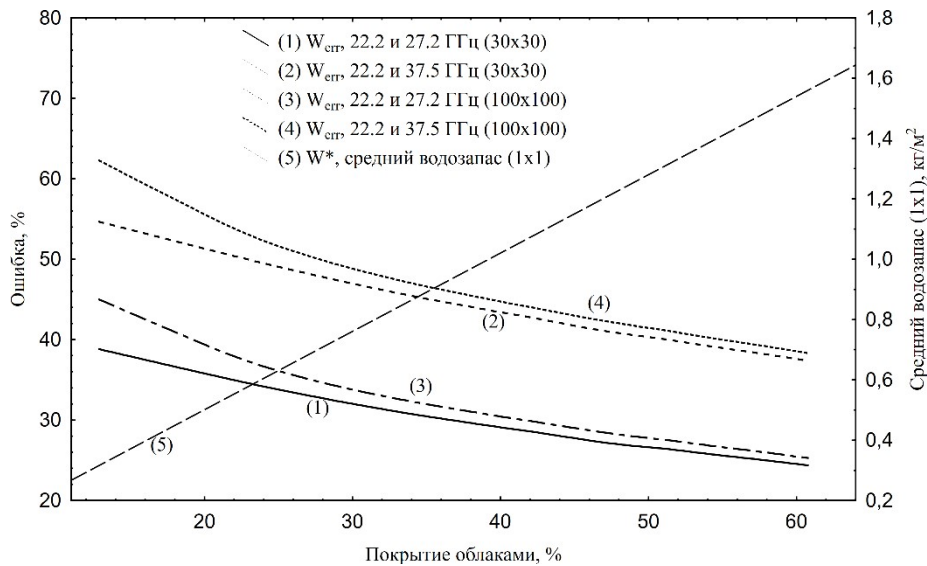


Рис. 5. Относительные ошибки $W_{err}^{(1)}$ и $W_{err}^{(2)}$ в зависимости от процента облачности при фиксированных $n = 30$ и $n = 100$; $K = 50 \dots 220$; $\eta = 2$.

Средние значения водозапаса W_1^* , W_2^* , рассчитанные при различных n двухчастотным методом, сравним с «реальным» средним водозапасом W^* , полученным, как и ранее, прямым интегрированием профиля $\tilde{w}(h)$ по h в каждой точке плоскости $h = 0$ и последующим усреднением по всем точкам. Величину относительной ошибки $W_{err}^{(i)}$ (%), $i = 1, 2$, введем стандартным образом.

$$W_{err}^{(i)} = \frac{|W_i^* - W^*|}{W^*} \cdot 100\%, \quad i = 1, 2. \quad (14)$$

Влияние элемента разрешения $n \times n$, $n = 1 \dots 100$ узлов, на величину относительной ошибки $W_{err}^{(1)}$ показано на рис. 3 ($D_m = 3$ км, $\alpha = 1$, $\beta = 0.5$, $\eta = 1$). Интерполяция значений выполнена сплайнами. Ось абсцисс имеет логарифмический масштаб. Кривые (1) – (3) приведены для различного процента облачности (процента покрытия облаками). Процент облачности регулируется модельным параметром K . Средняя абсолютная температура атмосферы принята равной $T_a = 278$ К, эффективная температура облаков $t_{\omega} = -2$ °С. Минимальная возможная высота нижней границы облака составила 1 км, максимальная – 3 км. Облака не имеют пересечений и не могут располагаться друг над другом. Зависимость величины относительной ошибки $W_{err}^{(2)}$ (двухчастотный метод, комбинация 22.2 и 37.5 ГГц) от элемента разрешения $n \times n$, $n = 1 \dots 100$ узлов, имеет аналогичный рисунку 3 характер. С той разницей, что $W_{err}^{(2)}$ всегда больше $W_{err}^{(1)}$ на 1-2% при малых n и на 10-15% при больших n . С увеличением элемента разрешения возрастают и ошибки (%) в определении среднего водозапаса облаков двухчастотным методом. При $n \geq 10$ узлов на величине относительной ошибки уже заметно сказывается процент облачности.

Рассмотрим на рис. 4 ($D_m = 3$ км, $\alpha = 1$, $\beta = 0.5$, $\eta = 1$) зависимость относительных ошибок $W_{err}^{(1)}$ и $W_{err}^{(2)}$ (шкала слева) от процента облачности при фиксированном элементе разрешения $n \times n$: 30x30 – кривые (1) и (2), 100x100 – кривые (3) и (4). Кривая (5) на графике изображает линейную регрессию значений «реального» среднего водозапаса W^* по проценту облачности. Численный эксперимент показывает, что с уменьшением процента облачности, т.е. с увеличением разрывности облачного поля, начиная с $n \geq 10$ узлов, наблюдается заметный рост величины относительной ошибки

определения интегрального водозапаса, причем эта ошибка растет быстрее на большем по размеру элементе разрешения.

Для сравнения приведем на рис. 5 ($D_m = 3$ км, $\alpha = 1$, $\beta = 0.5$, $\eta = 2$) аналогичные зависимости относительных ошибок $W_{err}^{(1)}$ и $W_{err}^{(2)}$ (шкала слева) от процента облачности при тех же n , но положим $\eta = 2$ (см. (2)). Другие модельные параметры оставим без изменения. Таким образом, имеем облака заведомо большей мощности, что отражается на абсолютных значениях среднего водозапаса W^* (шкала справа). При больших W^* (см. (14)) получим меньшие величины относительных ошибок. Однако их рост с уменьшением процента облачности при $n \geq 10$ сохраняется.

Заключение

Реализована модель Планка для генерации случайных разорванных облачных полей в трехмерной расчетной области. Выполнен численный эксперимент по расчету 2D-распределений яркостной температуры нисходящего в направлении надирра излучения разорванной облачности на частотах 22.2, 27.2 и 37.5 ГГц. Проведен анализ систематических ошибок восстановления интегрального водозапаса облаков, возникающих из-за не учета разрывной структуры кучевых облаков. Показано, что относительная ошибка определения средней величины водозапаса облаков двухчастотным радиометрическим методом может значительно возрасти с увеличением разрывности облачного поля. Большую роль играет размер выбранного элемента пространственного разрешения (усреднения), с помощью которого разрывная картина облачности сводится к набору плоскостойких приближений.

Работа выполнена за счет бюджетного финансирования в рамках госзадания по теме 0030-2019-0008 "Космос" и при поддержке РФФИ (проект № 20-02-00703).

Литература

1. Башаринов А.Е., Егоров С.Т., Колосов М.А., Кутуза Б.Г. Особенности метода сверхвысокочастотного радиометрического зондирования атмосферы с летательных аппаратов. // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. №222. С.153-158.
2. Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли. Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: 2016. 336 с.
3. Planck V.G. The size distribution of cumulus clouds in representative Florida populations. // J.Appl.Met. 1969. V.8. N.1. P.46-67.
4. Кутуза Б.Г., Смирнов М.Т. Влияние облачности на усредненное радиотепловое излучение системы Атмосфера-Поверхность океана. // Исследования Земли из космоса. 1980 (№3) С.76-83.
5. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов. // Труды ЦАО. 1977. №134. С.53-164.
6. Аквилонова А.Б., Кутуза Б.Г. Радиотепловое излучение облаков. // Радиотехника и электроника. 1978. Т.23. №9. С.1792-1806.
7. Войт Ф.Л., Мазин И.П. Водность кучевых облаков. // Изв. АН СССР, ФАО. 1972. Т.8. №11. С.1166.
8. Recommendation ITU-R P.676-6. Attenuation by atmospheric gases (Question ITU-R 201/3). International Telecommunication Union. 2005.
9. Розенберг В.И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Л.: Гидрометеиздат. 1972. 348 с.
10. Башаринов А.Е., Кутуза Б.Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн. // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. №222. С.100-110.