

УДК 551.501.8

О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ И ВОДНОСТИ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НИСХОДЯЩЕГО МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

В. С. Косцов, Ю. М. Тимофеев

Рассматриваются результаты численных экспериментов по совместному восстановлению профилей температуры и влажности тропосферы, а также водности слоистообразных облаков по данным измерений нисходящего СВЧ излучения с использованием радиолокационных измерений высот границ облачного слоя. Для данной комплексной задачи приводится анализ информативности «традиционных» длин волны дистанционного зондирования атмосферы в микроволновом диапазоне. Обсуждаются точности восстановления профилей и интегральных характеристик влагосодержания атмосферы при различных ошибках радиометрических измерений, параметрах физического состояния атмосферы, а также в отсутствие радиолокационных измерений высот границ облачности.

В последние годы значительное внимание уделялось разработке и совершенствованию методов и специализированной аппаратуры для наземного микроволнового зондирования атмосферы. Как в теоретическом, так и в экспериментальном плане изучены возможности использования наземных радиометрических измерений для определения профилей температуры $T(z)$ и влажности $q(z)$ в атмосфере, водности облаков $w(z)$, а также интегральных величин — общего влагосодержания Q и водозапаса облаков W . Следует отметить, что наряду с автономными задачами восстановления характеристик какого-либо одного метеозлемента рассматривались комплексные задачи в различных постановках.

Основные особенности автономных задач термического зондирования рассмотрены в [2, 8], влажностного — в [3, 9, 10]. Пока еще немногочисленны работы, посвященные вопросам восстановления профилей водности облаков. В [13] рассмотрена задача радиотеплолокационного определения $w(z)$ кучевых облаков с борта летательных аппаратов, сформулированы достаточно жесткие требования к радиометрической аппаратуре и к точности задания неконтролируемых параметров для обеспечения восстановления значений водности с погрешностью не более 20%. В [14] обсуждается пассивно-активный метод восстановления $w(z)$ по профилю радиолокационной отражаемости и величине водозапаса W . Оценки погрешностей данного метода, сделанные в [14], показывают, что в некоторых случаях ошибки определения значений водности могут превышать 100%. Таким образом, проблема разработки эффективного дистанционного метода восстановления пространственно-го распределения водности требует дальнейших исследований.

Из ряда комплексных задач наиболее распространенной является задача совместного определения интегрального влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по измерениям радиотеплового излучения на длинах волн $\lambda = 1,35$ и $0,8$ см [11, 12]. Реализуемые в настоящее время точности определения значений Q и W составляют соответственно 3—30% [11, 12] и 7—40% [11].

В [6] предлагается методика радиотеплолокационных наземных измерений Q , W и эффективной температуры облачного слоя. Значение

интегрального влагосодержания определяется по измерениям на $\lambda = 1,35$ и $0,8$ см, водозапаса — по измерениям на $\lambda = 0,27 \div 0,37$ см.

В [7] приводятся результаты совместного определения профиля температуры, интегрального влагосодержания, водозапаса облаков и скорости ветра на высоте облачных образований по результатам радиометрических измерений на $\lambda = 0,56; 1,35$ и $0,6$ см. Полученные значения Q и W используются для задания ядра уравнения переноса в задаче термического зондирования. Отмечается, что среднее отклонение восстановленных значений температуры от зондовых не превосходит $1,5$ К, что соизмеримо с результатами, полученными для безоблачной атмосферы, причем неопределенность в задании высоты облачного слоя слабо сказывается как на результатах измерений яркостной температуры атмосферы, так и на результатах восстановления $T(z)$.

В [5] представлены результаты, полученные при интерпретации ряда одновременных измерений атмосферного излучения в резонансных областях поглощения водяного пара ($\lambda = 1,35$ см) и кислорода ($\lambda \approx 0,5$ см) с целью совместного восстановления профилей температуры и влажности в безоблачной атмосфере. Восстановление осуществлялось в цикле последовательных приближений путем решения соответствующих автономных задач и корректировки ядер используемых интегральных уравнений.

Предлагаемая в настоящей статье постановка комплексной обратной задачи характеризуется следующими особенностями:

— восстанавливаются вертикальные распределения всех наиболее оптически активных в радиотепловом диапазоне метеоэлементов ($T(z)$, $q(z)$, $\omega(z)$);

— интегральные характеристики рассчитываются из полученных профилей;

— в отличие от подходов, реализуемых в [5–7], в исходное линеаризованное уравнение переноса явно включены вариации всех искомым параметров;

— для устранения ошибок, связанных с линеаризацией исходного уравнения, применяется итерационная методика, предложенная в [25], которая не искажает априорную статистическую информацию;

— в схеме восстановления предусмотрено использование радиолокационных измерений высот границ облачного слоя.

Данная постановка, с практической точки зрения, обусловлена потребностями различных задач метеорологии в получении оперативных данных о распределении всех основных метеоэлементов атмосферы и параметров облачности. Физическим обоснованием комплексирования является тот факт, что практически полное «разделение переменных» и решение автономных задач возможно лишь для случая термического и влажностного зондирования ясной атмосферы и при наличии достаточно слабой облачности. В частности, в работах [8, 9] для соответствующих информативных спектральных областей приведены величины вариаций яркостной температуры $\delta T_{\text{я}}$, обусловленных вариациями «мешающих» параметров — $\delta q(z)$ для термического и $\delta T(z)$ для влажностного зондирования. Согласно этим данным на длинноволновом склоне полосы кислорода $\delta T_{\text{я}}[\delta q(z)]$ составляют $\approx 0,2–0,8$ К, а в области $\lambda \approx 1,35$ см $\delta T_{\text{я}}[\delta T(z)]$ не превышают $1,0$ К. Если неконтролируемые в автономных задачах профили метеоэлементов аппроксимировать статистически экстраполированными по приземным значениям, то величина эффективного шума, обусловленного этими параметрами, будет еще меньше. Сравнение полученных оценок для $\delta T_{\text{я}}$ с реализуемой в настоящее время точностью радиометрических измерений $\sigma \approx 1,0$ К показывает, что постановка комплексной задачи по совместно определению $T(z)$ и $q(z)$ в ясной атмосфере не приведет к существенному повышению точности восстановления по сравнению с автономными задачами [5]. При наличии облачности средней мощности вклад жидкокапельной фазы в яркостную температуру может ока-

заться в указанных спектральных областях довольно значительным (2—4 К), что требует его явного учета в постановке обратной задачи. Совершенно очевидно, что необходимость комплексирования еще более возрастает при повышении точности радиометрических измерений до десятых долей градуса, и, таким образом, соответствующие аспекты требуют дальнейшего рассмотрения.

1. Постановка задачи и детали расчетов. Математической моделью микроволнового наземного эксперимента по зондированию атмосферы является известная интегральная форма уравнения переноса теплового излучения, которую для рассматриваемой области спектра (длины волны 0,3—2,0 см) и слоистообразной облачности без осадков можно записать в следующей форме [1]:

$$T_{\text{я}}(\lambda, \mu) = \frac{1}{\mu} \int_0^{\infty} \alpha_{\lambda}(z) T(z) \exp \left[-\frac{1}{\mu} \int_0^z \alpha_{\lambda}(z') dz' \right] dz, \quad (1)$$

где $T_{\text{я}}(\lambda, \mu)$ — яркостная температура нисходящего теплового излучения, $T(z)$ — кинетическая температура атмосферы, z — высота, λ — длина волны, $\mu = \cos \theta$, θ — зенитный угол, α_{λ} — коэффициент поглощения, обусловленный поглощением O_2 , H_2O и жидкой водой [20—24].

Для вариаций $\delta T_{\text{я}}(\lambda, \mu)$, обусловленных вариациями профилей температуры $\delta T(z)$, влажности $\delta q(z)$ и водности облаков $\delta w(z)$, используя разложение в функциональный ряд Тейлора или метод сопряженных функций [15], в линейном приближении можно записать следующее выражение:

$$\begin{aligned} \delta T_{\text{я}}(\lambda, \mu) = & \int_0^{\infty} F_T(z, \lambda, \mu) \delta T(z) dz + \\ & + \int_0^{\infty} F_q(z, \lambda, \mu) \delta q(z) dz + \int_0^{\infty} F_w(z, \lambda, \mu) \delta w(z) dz. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь F_T , F_q , F_w — вариационные производные для соответствующих функционалов, определяемые следующими выражениями, где все величины рассчитываются для средних профилей метеопараметров из априорных статистических данных:

$$F_T(z, \lambda, \mu) = \frac{\alpha_{\lambda}(z)}{\mu} \exp \left[-\frac{1}{\mu} \int_0^z \alpha_{\lambda}(z') dz' \right] + S(z, \lambda, \mu) \frac{\partial \alpha_{\lambda}(z)}{\partial T}; \quad (3a)$$

$$F_q(z, \lambda, \mu) = S(z, \lambda, \mu) \partial \alpha_{\lambda}(z) / \partial q; \quad (3b)$$

$$F_w(z, \lambda, \mu) = S(z, \lambda, \mu) \partial \alpha_{\lambda}(z) / \partial w; \quad (3b)$$

$$\begin{aligned} S(z, \lambda, \mu) = & \frac{1}{\mu} \left\{ T(z) \exp \left[-\frac{1}{\mu} \int_0^z \alpha_{\lambda}(z') dz' \right] - \right. \\ & \left. - \frac{1}{\mu} \int_0^z \alpha_{\lambda}(z') T(z') \exp \left[-\frac{1}{\mu} \int_0^{z'} \alpha_{\lambda}(z'') dz'' \right] dz' \right\}. \end{aligned} \quad (4)$$

Аналогичные выражения получены в работе [10]. Однако необходимо отметить, что в задачах термического зондирования ясной атмосферы и при наличии слабой облачности традиционно пренебрегается зависимостью $\delta \alpha_{\lambda}(\delta T)$ (второй член в формуле (3a)) [2, 7, 10]. Прове-

денные нами соответствующие расчеты показали, что при данной постановке комплексной задачи по измерениям яркостных температур в широкой спектральной области 0,3 — 1,35 см расчеты $\delta T_{я}$ необходимо производить с использованием полной формулы (3а), в которой учитываются вариации коэффициента поглощения, обусловленные вариациями температуры.

Решение комплексной обратной задачи заключается в обращении уравнения (2), которое в матричной форме запишется в виде

$$\delta T_{я} = F \delta x, \quad (5)$$

где $\delta T_{я}$ — вектор, компонентами которого являются величины $\delta T_{я}(\lambda_i, \mu_k)$ при дискретных значениях λ_i и μ_k ; F — матрица «прямого» оператора, образованная из значений вариационных производных с соответствующими квадратурными коэффициентами; δx — совокупный вектор вариаций метеопараметров.

В схеме обращения предусматривался учет радиолокационных измерений высот границ облачности и прямых измерений T и q на поверхности Земли. Для прямых измерений имеем

$$y_p = P \delta x, \quad (6)$$

где y_p — вектор результатов прямых измерений, P — оператор прямых измерений. Искомое решение, получаемое с помощью метода статистической регуляризации, представляется в следующем виде:

$$\delta x = (\alpha F + \Sigma^{-1} F + \beta P + \tilde{\Sigma}^{-1} P + D^{-1})^{-1} \alpha F + \Sigma^{-1} \delta T_{я} + \quad (7)$$

$$+ (\alpha F + \Sigma^{-1} F + \beta P + \tilde{\Sigma}^{-1} P + D^{-1})^{-1} \beta P + \tilde{\Sigma}^{-1} y_p,$$

где Σ — матрица ошибок измерений яркостной температуры, $\tilde{\Sigma}$ — матрица ошибок прямых измерений, D — совокупная корреляционная матрица метеопараметров, «+» — знак транспонирования, α и β — служебные параметры для оценки влияния прямых измерений на результаты восстановления (при $\alpha=1$, $\beta=1$ производится учет как прямых, так и радиометрических измерений, $\alpha=1$, $\beta=0$ — учет только радиометрических измерений, $\alpha=0$, $\beta=1$ — статистическая экстраполяция). Для оценок теоретической точности восстановления рассчитывалась матрица ошибок метода

$$M = (\alpha F + \Sigma^{-1} F + \beta P + \tilde{\Sigma}^{-1} P + D^{-1})^{-1}. \quad (8)$$

Следует отметить, что в настоящее время не существует достаточно полных и согласованных моделей облачной атмосферы, включающих, помимо средних профилей, ковариационные и взаимоквариационные матрицы метеопараметров (особенно для влажности облаков). В связи с этим в расчетах использовались модели, скомпилированные на основе большого количества разрозненных данных, в частности [16–19].

Как неоднократно отмечалось (см., например, [10]), задача влажностного зондирования является существенно нелинейной. Сделанные нами оценки ошибок, связанных с линеаризацией уравнения переноса в спектральной области $\lambda \approx 1,35$ см, полностью совпадают с приведенными в [10]. Для уменьшения влияния ошибок указанного типа в схеме численных экспериментов применялась итерационная методика, описанная в [25]. Результаты расчетов показали достаточно быструю сходимость итерационного процесса и стремление восстановленного профиля к истинному в пределах теоретических оценок точности, полученных для линейной задачи.

2. Анализ полученных результатов. При постановке численных экспериментов мы не ставили перед собой задачу оптимизации спектральной схемы измерений, а ориентировались на существующую аппа-

ратуру. Расчеты вариаций микроволнового нисходящего излучения, обусловленных вариациями $\delta T(z)$, $\delta q(z)$ и $\delta w(z)$, показали, что использование при комплексном зондировании каналов для термического зондирования в полосе кислорода $\lambda=0,5$ см, для влажностного зондирования в линии водяного пара $\lambda=1,35$ см, а также каналов в окнах прозрачности $\lambda=0,3$ и $0,8$ см вполне оправдано. Максимальные $\delta T_{я}$, обусловленные вариациями $\delta T(z)$ и $\delta q(z)$, наблюдаются на традиционных длинах волн, причем никаких существенно новых эффектов, связанных с мощностью и высотой расположения облаков, не наблюдается, за исключением того, что значения вариаций $\delta T_{я}[\delta q(z)]$ были несолько выше при наличии облаков верхнего яруса, что объясняется меньшим экранирующим эффектом высоколежащего облачного слоя по сравнению с облаками нижнего яруса.

Влияние облаков различной высоты на величины вариационных производных F_T , F_q и F_w , которое может быть весьма существенно, демонстрирует рис. 1, где представлены F_T для $\lambda=0,566$ см и $\theta=0$ (сплошная линия соответствует ясной атмосфере, штриховая—наличию облачности нижнего яруса с $h_{п.г}=0,5$ км и $h_{в.г}=1,5$ км, штрихпунктирная—наличию облачности верхнего яруса с $h_{п.г}=6,5$ км, $h_{в.г}=7,5$ км).

Для оценки чувствительности нисходящего микроволнового излучения к вариациям профиля водности нами рассчитывались $\delta T_{я}(\lambda, \mu)$, обусловленные $\delta w(z)$ при фиксированной величине интегрального водозапаса W для $\lambda=0,3$; $0,8$ и $1,35$ см. В разных вариантах расчета варьировались W и толщина облаков H . Если в качестве средней случайной погрешности измерений $T_{я}(\lambda, \mu)$ взять значение $\sigma=1$ К, то для облаков с высотой нижней границы $h_{п.г}=0,5$ км величина полезного сигнала $\delta T_{я}[\delta w(z)]|_{w=\text{const}}$ превышает $\sigma=1$ К при $W \gg 0,5$ кг/м² и $H \geq 1,5$ км при $\lambda=0,8$ см.

Значения вариаций $\delta T_{я}(\lambda, \mu)$ в каналах $0,3$ и $1,35$ см заметно ниже. Для облаков верхнего яруса с $h_{п.г}=6,0$ км значения W и H , при которых измерения нисходящего излучения становятся информативными ($\delta T_{я} > 1,0$ К) относительно вариаций профиля водности, приблизительно такие же, что и для облаков нижнего яруса, однако максимальные $\delta T_{я}$ наблюдаются при этом для $\lambda=0,3$ см.

Таким образом, анализ решения прямой задачи показывает, что наземные измерения микроволнового излучения могут, в принципе, позволить получать информацию о вертикальном профиле водности только для достаточно мощных слоистообразных облаков*. Естественно, что когда варьируется интегральный водозапас облаков W , вели-

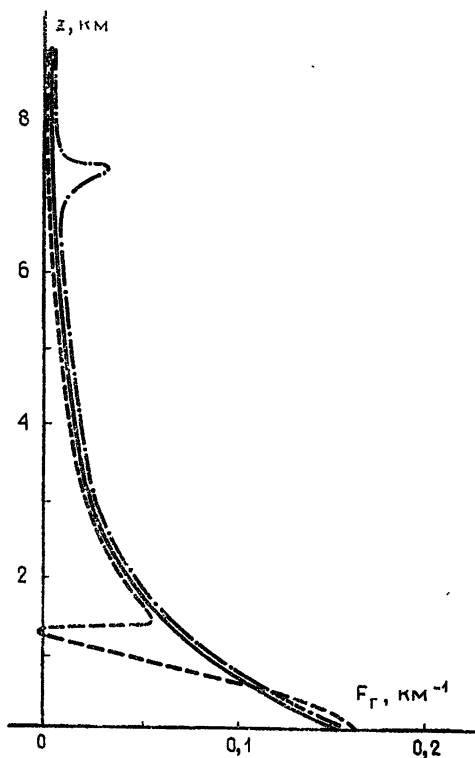


Рис. 1.

* Другие типы облаков в рамках использованной нами модели горизонтально-однородной атмосферы нами не рассматривались.

чины $\delta T_{\pi}(\lambda, \mu)$ для $\lambda=0,3$ и $0,8$ см существенно превосходят уровень погрешностей радиометрических измерений.

Анализ точности решения комплексной обратной задачи осуществлялся нами для случая пятиканальных измерений на длинах волн $0,3; 0,556; 0,566; 0,8$ и $1,35$ см и зенитных углах $0, 60, 70,5, 75,5^{\circ}$.

В табл. 1 приведены теоретические погрешности восстановления профилей температуры $\Delta T(z)$, влажности $\Delta q(z)/q(z)$ и водности $\Delta w(z)$ при априорной неопределенности в 5 К, 50% и $0,18$ г/м³ соответственно.

Т а б л и ц а 1

Теоретические погрешности восстановления $T(z)$, $q(z)$ и $w(z)$
(облако расположено в слое $0,6 - 2,0$ км), $\sigma=1,0$ К

Высота, км	0,2	0,4	0,6	1,0	1,2	1,4	2,0	3,0	4,0	6,0
ΔT , К	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,7	2,1	2,4	2,8	3,7
$\Delta q/q$, %	15	17	18	19	20	20	25	29	32	40
Δw , г/м ³	—	—	0,171	0,171	0,156	0,156	—	—	—	—

Как видно из таблицы, теоретические погрешности восстановления $T(z)$ находятся в диапазоне $1,0 - 2,1$ К в нижнем (около 2 км) слое атмосферы, возрастая до $3,7$ К на высоте $6,0$ км. Полученные значения погрешности температурного зондирования в облачной атмосфере очень близки к соответствующим погрешностям для безоблачной атмосферы [2, 8]. Относительные погрешности восстановления профиля влажности составляют не более 25% в слое $0 - 2$ км, возрастая до 40% на высоте 6 км. Как видно из таблицы, теоретические погрешности восстановления профиля водности велики и близки к априорной неопределенности в знании $w(z)$ ($0,180$ г/м³), что подтверждает сделанный нами ранее вывод при анализе результатов расчетов вариаций $T_{\pi}(\lambda, \mu)$. (В приведенном примере толщина облака составляла $1,4$ км.)

Численные эксперименты для набора типичных профилей $T(z)$, $q(z)$ и $w(z)$, в основном, подтвердили результаты, полученные при расчете матрицы ошибок (табл. 1).

На рис. 2 приведены погрешности восстановления $T(z)$ (а) и $q(z)$ (б) (сплошная линия — облачность нижнего яруса, штриховая — облачность верхнего яруса) и результаты восстановления $w(z)$ (в, г) (сплошная линия — истинный профиль, штриховая — восстановленный профиль) в качестве типичных примеров. Погрешности восстановления температуры в широком диапазоне высот не превышают 2 К, а профиля влажности 30% . Локальный минимум погрешности восстановления $T(z)$ вблизи 7 км ($\sim 1,0$ К) для случая облаков верхнего яруса обусловлен наличием локального максимума вариационной производной F_T (см. рис. 1).

В рассмотренном на рис. 2 примере комплексного восстановления метеопараметров атмосферы предполагалась высокая точность радиометрических измерений ($\sigma=0,2$ К). Это позволило восстановить достаточно хорошо качественный вид профиля $w(z)$ для облаков как нижнего, так и верхнего ярусов. При этом, однако, погрешности восстановления даже в максимуме $w(z)$ составляют $20 - 30\%$, заметно возрастая в областях с меньшими значениями $w(z)$. Существенно подчеркнуть, что восстановление $w(z)$ осуществлялось при использовании радиолокационных измерений высот верхней и нижней границ облаков. Отсутствие этой дополнительной информации полностью исключает возможность восстановления вертикальных профилей водности.

Совместное восстановление вертикальных профилей метеопараметров облачной атмосферы позволяет получать и интегральное содержание водяного пара Q , и водозапас облаков W . Оказалось, что погрешности определения Q и W при $\sigma=1,0$ К в среднем составляют 4% ,

Такая высокая точность определения интегральных характеристик по сравнению с подходами, предложенными в [11, 12], подтверждает сделанный в [3] вывод о предпочтительности определения интегральных параметров по восстановленным профилям по сравнению с методами их непосредственного восстановления из приближенных форм уравнения переноса.

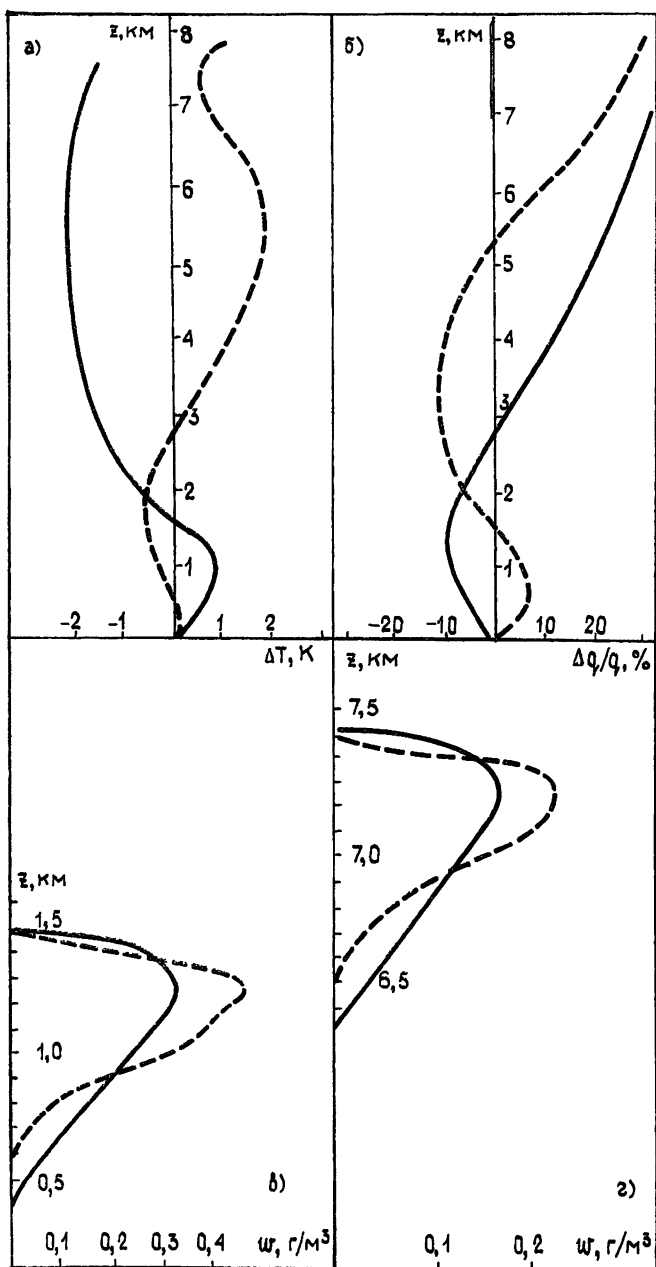


Рис. 2.

Нами проводился ряд численных экспериментов, в которых оценивались возможности комплексного метода при отсутствии радиолокационных измерений высот границ облачности. При этом предполагалось, что визуально можно определить высоту нижней границы и оценить вертикальную протяженность облака с погрешностью порядка 500—1000 м. В этом случае, как было указано выше, профиль влажности восстановить не удастся. В облачных и околооблачных слоях

резко возрастают ошибки определения температуры и влажности, которые могут достигать 3—4 К и 60—80% соответственно. Это объясняется низкой пространственной разрешающей способностью наземного радиотеплового косвенного метода, который не позволяет восстанавливать тонкую структуру профилей, в частности профиля влажности, для которого характерны большие градиенты у границ облака. При известных $h_{н.г}$ и $h_{в.г}$ предположение о том, что водяной пар в облаке является насыщенным, служит в качестве дополнительной априорной информации, которая позволяет верно отразить как качественный ход, так и количественные характеристики профиля влажности. При больших ошибках определения $h_{н.г}$ и $h_{в.г}$ данная информация уже не является адекватной, что приводит к росту ошибок восстановления профилей. Что касается определения интегральных характеристик, то при принятых ошибках визуальных оценок $h_{н.г}$ и $h_{в.г}$ погрешности восстановления Q и W не превосходят 10%, отражая тот факт, что информация о высоте облачного слоя неявно содержится в измерениях $T_{я}$ на $\lambda=0,3$ и $0,8$ см [4].

В заключение отметим, что при измерениях $T_{я}$ на минимальном, на наш взгляд, наборе длин волн (0,556; 0,566; 1,35 см) погрешности определения Q и W лежат в пределах, соответственно, 4—10% и 15—20%.

3. Основные результаты и выводы. 1) При комплексном зондировании атмосферы со слоистообразной облачностью точность определения профилей температуры и влажности в слое 0—2 км практически не отличается от точности, получаемой при решении автономных задач для ясной атмосферы [2, 8, 9], и составляет 1—2 К и 15—25% соответственно.

2) Определение вертикального профиля водности с погрешностями порядка 50% возможно для достаточно протяженных по вертикали слоистообразных облаков ($H=1,0 \div 1,5$ км) при осуществлении радиометрических измерений с высокой точностью (0,2—0,5 К) и привлечении данных радиолокационных измерений высот нижней и верхней границ облаков. Указанная величина погрешности несколько выше аналогичных оценок, приведенных в [13] для кучевых облаков, которые по сравнению со слоистообразными характеризуются гораздо большей мощностью и вертикальной протяженностью.

3) Погрешности определения интегральных характеристик атмосферы Q и W составляют около 4% ($\sigma=1,0$ К) при использовании спектрально-угловых измерений $T_{я}(\lambda, \mu)$ (на пяти длинах волн и при 4—6 углах) и комплексного подхода к решению обратной задачи.

В заключение считаем своим приятным долгом поблагодарить Г. Г. Щукина, В. В. Розанова за полезные обсуждения результатов работы на различных этапах исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радионизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 188 с.
2. Ершов А. Т., Наумов А. П. — Изв. вузов — Радиофизика, 1974, 17, № 11, с. 1610.
3. Ершов А. Т., Плечков В. М. — Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1977, 13, № 1, с. 102.
4. Башаринов А. Е., Кутуза Б. Г. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 100.
5. Алешин В. И., Наумов А. П., Плечков В. М., Сумин М. И., Троицкий А. В. — В сб.: Радиофизические исследования атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 160.
6. Жевакин С. А. — Изв. вузов — Радиофизика, 1978, 21, № 8, с. 1122.
7. Кузнецова М. Г., Рассадовский В. А., Троицкий А. В. — Изв. вузов — Радиофизика, 1979, 22, № 8, с. 938.
8. Алешин В. И., Наумов А. П., Плечков В. М., Сумин М. И., Троицкий А. В. — Изв. вузов — Радиофизика, 1977, 20, № 2, с. 198.
9. Ершов А. Т., Фролов Ю. А. — Труды ЦАО, 1974, вып. 116, с. 84.

10. Маркйна Н. Н., Наумов А. П., Сумин М. И. Препринт НИРФИ № 149. — Горький, 1981.
11. Борин В. П., Наумов А. П. — Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1978, 14, № 8, с. 894.
12. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г., Попова Н. Д. — Метеорология и гидрология, 1985, № 8, с. 103.
13. Малкевич М. С., Косолапов В. С. — Исследования Земли из космоса, 1981, № 6, с. 63.
14. Попова Н. Д., Щукин Г. Г. — Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 68.
15. Марчук Г. И. — Космические исследования, 1964, 2, вып. 3, с. 462.
16. Васищева М. А., Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. Обзорная информация. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1976. — 94 с.
17. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. — М.: Наука, 1964. — 231 с.
18. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 230 с.
19. Авиационно-климатический атлас — справочник СССР. — М.: Гидрометеиздат, 1973, 2, вып. 3. — 226 с.
20. Зражевский А. Ю. — Радиотехника и электроника, 1976, 21, № 5, с. 951.
21. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 348 с.
22. Van Vleck J. H. — Phys. Rev., 1947, 71, № 7, p. 413.
23. Carter C. J., Mitchell R. I., Reber E. E. — J. Geophys Res., 1968, 73, № 10, p. 3113.
24. Zimmerer R. W., Mizushima M. — Phys. Rev., 1961, 121, № 1, p. 152.
25. Тимофеев Ю. М., Розанов В. В., Поляков А. В., Поберовский А. В. — Метеорология и гидрология, 1986, № 6, с. 66.

Ленинградский государственный
университет

Поступила в редакцию
24 июня 1986 г.
после переработки
29 мая 1987 г.

ABOUT THE ACCURACY OF THE DETERMINATION OF VERTICAL PROFILES
OF TEMPERATURE, HUMIDITY AND STRATUS CLOUDS LIQUID WATER
FROM THE DATA OF DOWN WARD MICROWAVE RADIATION MEASUREMENTS

V. S. Kostsov, Yu. M. Timofeev

The results of numerical experiments of the temperature, humidity and stratus clouds liquid water profiles joint restoration from the down ward microwave radiation measurements using radar measurements of the cloud layer boundaries heights are under consideration. For this complex problem the analysis of informativity of the «traditional» remote sounding wavelengths in the microwave region is presented. The accuracy of profiles and integral characteristics of water content restoration with different measurements errors, parameters of the atmospheric physical condition and also in the absence of radar measurements of cloud boundaries heights is discussed.
