

УДК 551.501: 629.195.1

**РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И
ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО СПУТНИКОВЫМ
ИЗМЕРЕНИЯМ УХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ**

Доктор техн. наук

Доктор техн. наук

А.Ф. Мухамедгалиев

А.Х. Ахмеджанов

А.Н. Искаков

Т.К. Караданов

Измеряемое на спутнике уходящее излучение Земли определяется функцией пропускания, зависящей от концентрации поглощающих излучение атмосферных газов. На основе решения обратной задачи разработана методика расчета определения общего содержания поглощающих излучение атмосферных газов по спутниковым измерениям.

Развитие спутниковых систем расширяет области использования данных космического зондирования для решения различных задач атмосферы и земной поверхности. Физической основой для решения задач переноса излучения в атмосфере являются измерения на различных спутниках теплового уходящего излучения Земли, генерируемого в различных слоях земной атмосферы и, следовательно, выявляющего их термический режим, который, в основном, формируется содержащимся в них водяным паром.

Серия спутников NOAA-15 (с 1983 года) предназначена для изучения глобального изменения климата. Это солнечно-синхронизированный полярно-орбитальный спутник с радиометром Advanced Very High Resolution (AVHRR) с пятью каналами. Один из каналов относится к видимому, и четыре других – к ближнему инфракрасному и инфракрасному участкам спектра. Со сканера спутника поступает информация о спектральных характеристиках земной поверхности, проводятся дневные и ночные съемки с целью картирования облаков, снега, льда и температуры поверхности. Информация о температурном режиме земной поверхности представляется в виде картированных масок с градацией температуры в цвете.

Данные, получаемые с метеорологических спутников, и особенно со спутника «TERRA/MODIS», широко используются при исследо-

вании атмосферы, океана и суши Земли. Сканер MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer – сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения) предназначен для сбора данных об атмосфере и поверхности Земли как единой системы [3]. Данные о всей поверхности Земли поступают со сканера MODIS каждые 2 дня по 36 спектральным каналам (в диапазоне длин волн 0,405...14,385 мкм) с пространственным разрешением 250...1000 м, что обеспечивает возможность для моделирования климата в глобальном и региональном масштабах. В двух диапазонах длин волн (620...670 и 841...876 нм) сканирование объекта ведется с пространственным разрешением 250 м, в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн – с разрешением 500 м, а в остальных (диапазон от 0,4 до 14,4 мкм) – 1000 м.

Уходящее излучение, измеряемое на спутнике, является суперпозицией излучений всех элементарных слоев атмосферы, причем вес, с которым входит излучение от каждого слоя, определяется функцией пропускания, зависящей от концентрации поглощающих излучение атмосферных газов.

Наиболее важная составляющая часть земной атмосферы – водяной пар. Пространственно-временная изменчивость его концентрации у земной поверхности колеблется в широких пределах. Основная масса водяного пара сосредоточена в тропосфере, и его концентрация быстро убывает с высотой. Среднее значение содержания водяного пара в вертикальном столбе атмосферы Земли в умеренных широтах составляет около 1,6...1,7 см «слоя осажденной воды» (это толщина слоя сконденсированного водяного пара) [1]. Сведения относительно содержания водяного пара в стратосфере противоречивы. Предполагалось, например, что в диапазоне высот от 20 до 30 км удельная влажность сильно увеличивается с высотой. Однако экспериментальные измерения указывают на большую «сухость» стратосферы. По-видимому, удельная влажность стратосферы слабо зависит от высоты и составляет 2...4 мг/кг. Изменчивость содержания водяного пара в тропосфере определяется взаимодействием процессов испарения, конденсации и горизонтального переноса. В результате конденсации водяного пара образуются облака с последующим выпадением атмосферных осадков в виде дождя, града и снега. Процессы фазовых переходов воды протекают преимущественно в тропосфере. Именно поэтому облака в стратосфере (на высотах 20...30 км) и мезосфере (вблизи мезопазы), получившие название перламутровых и серебристых, наблюдаются

сравнительно редко, тогда как тропосферные облака наблюдаются часто и обычно закрывают около 50 % всей земной поверхности.

Земная поверхность, облака и атмосфера являются источниками теплового излучения. Спектр излучения земной поверхности и облаков близок к спектру излучения черного тела при соответствующих температурах; большая часть этого излучения сосредоточено в области длин волн 5...50 мкм (с максимумом около 10 мкм). В области спектра 4...7 мкм присутствуют сильные полосы поглощения водяного пара и углекислого газа. Для области спектра 8...12 мкм характерно довольно слабое поглощение излучения (так называемое «окно прозрачности»).

Одной из важных компонент земной атмосферы является углекислый газ, изменчивость содержания которого связана с жизнедеятельностью растений (фотосинтез), промышленными загрязнениями и растворимостью в морской воде (газообмен между океаном и атмосферой Земли). Обычно изменения содержания углекислого газа невелики, но иногда могут достигать заметных значений. За последние десятилетия наблюдается рост содержания углекислого газа в атмосфере, обусловленный промышленным загрязнением, и это может иметь влияние на климат Земли вследствие создаваемого углекислым газом парникового эффекта. Предполагается, что средняя концентрация углекислого газа остаётся неизменной во всей толще гомосферы. Выше 100 км начинается его диссоциация под влиянием солнечной ультрафиолетовой (УФ) радиации. Около 15 мкм сосредоточена сильная полоса поглощения углекислого газа. Частично перекрываясь с нею, а также в более далекой инфракрасной области спектра располагаются полосы поглощения водяного пара.

УФ радиация почти полностью поглощается в стратосфере озоном. Среднемесячные значения общего содержания озона изменяются в зависимости от широты и времени года. Среднее значение общего содержания озона в г. Атырау составляет 379 единиц Добсона, согласно 20020401.Filter.M-124.368.MGO. Наблюдается увеличение содержания озона от экватора к полюсу и годовой ход с минимумом осенью и максимумом весной. Озон также имеет несколько полос поглощения в инфракрасной области. Однако практический интерес представляет полоса озона, центр которой приходится на длину волны 9,65 мкм, так как она расположена в области атмосферного окна прозрачности. Все другие полосы поглощения озона перекрываются полосами поглощения водяного пара и углекислого газа.

Одной из наиболее оптически активных компонент атмосферы является аэрозоль — взвешенные в воздухе частицы размером от нескольких нм до нескольких десятков мкм, попадающий в атмосферу Земли с поверхности суши и океана, а также из космоса. Аэрозоль наблюдается в тропосфере и в более верхних слоях атмосферы Земли. Концентрация аэрозоля быстро убывает с высотой, но на этот ход налагаются многочисленные локальные максимумы, связанные с существованием аэрозольных слоев и региональными зонами их генерации.

Кроме основных, поглощающих инфракрасную радиацию газов (H_2O , CO_2 и O_3), в атмосфере содержится ничтожное количество других газов, имеющих полосы поглощения в инфракрасной области – это всевозможные окислы азота (NO , N_2O , N_2O_4 , N_2O_5), ряд углеводородных соединений (C_2H_4 , CH_4) и др.

Благодаря сильному поглощению длинноволновой радиации водяным паром, углекислым газом и озоном большая часть излучения земной поверхности поглощается атмосферой, но для коротковолновой солнечной радиации атмосфера прозрачна. Особенно большую роль в поглощении и излучении инфракрасной радиации играют облака. В целом атмосфера оказывает сильное тепляющее воздействие на земную поверхность.

Рассмотрим возможность определения масс газовых составляющих атмосферы по данным MODIS на момент съемки одного выбранного участка. Спектр собственного излучения атмосферы состоит из большого числа линий и полос (Рис. 1). Наиболее широкими и интенсивными полосами поглощения в инфракрасной области спектра обладает водяной пар. Кроме этого, заметное влияние на ослабление теплового излучения в атмосфере оказывают CO_2 и O_3 .

Спектральные области, в которых сосредоточена коротковолновая солнечная и длинноволновая земная радиация, практически не перекрываются, следовательно, перенос коротковолновой и длинноволновой радиации можно рассматривать отдельно. При таком подходе уравнение переноса излучения в атмосфере можно упростить. Для длинноволновой радиации пренебрежимо мало рассеяние, тогда как в коротковолновой области ничтожно мало собственное излучение Земли, облаков и атмосферы.

Уравнение переноса длинноволнового излучения от земной поверхности в атмосфере может быть записано в следующем виде:

$$\frac{dJ_{\lambda}^{\uparrow}}{dz} = -\frac{\rho a_{\lambda}}{\cos \vartheta} (J_{\lambda}^{\uparrow} - I_{\lambda}), \quad (1)$$

где J_{λ}^{\uparrow} – интенсивность восходящего теплового потока, I_{λ} – функция Планка, λ – длина волны, α_{λ} – массовый коэффициент поглощения излучения, ϑ – угол зондирования, ρ – плотность атмосферного газа, поглощающего излучение.

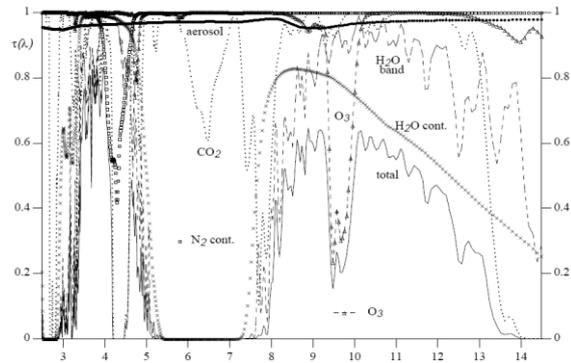


Рис. 1. Функция пропускания атмосферы при среднеширотных летних условиях. График приведен из [3].

Изучение спектров длинноволнового излучения различных участков земной поверхности показало, что с вполне достаточной степенью точности земную поверхность можно считать черным телом. Это означает, что излучение земной поверхности при всех длинах волн отличается на один и тот же множитель от излучения абсолютно черного тела, имеющего температуру, одинаковую с температурой земной поверхности. Относительный коэффициент поглощения, или поглощательная способность σ земной поверхности для различных участков поверхности по данным измерений колеблется от 0,85 до 0,99. Наибольшей поглощательной способностью в инфракрасном участке спектра обладает снег, для которого $\sigma = 0,986$ (по другим данным 0,995). Поэтому, принимая во внимание высоту атмосферы H , решение уравнения (1) может быть записано в виде:

$$J_{\lambda}^{\uparrow}(H) = I_{\lambda}(T_0) + e^{-\frac{\alpha_{\lambda}\rho H}{\cos\vartheta}} \left(\frac{\alpha_{\lambda}}{\cos\vartheta} \int_0^H \rho I_{\lambda}(T(z)) e^{-\frac{\alpha_{\lambda}\rho(H-z)}{\cos\vartheta}} dz \right), \quad (2)$$

где $J_{\lambda}^{\uparrow}(H)$ – фиксируемое на спутнике значение интенсивности излучения.

В правой части (2) первый член соответствует восходящему излучению от земной поверхности с радиационной температурой рассматриваемого участка T_0 , а второй – излучению атмосферы. Последнее выражение можно переписать в следующем виде:

$$J_{\lambda}^{\uparrow}(H) = J_{\lambda}^{\uparrow}(T_0) + J_{atm}, \quad (3)$$

$$J_{\lambda}^{\uparrow}(T_0) = I_{\lambda}(T_0) e^{-\frac{\alpha_{\lambda} \rho H}{\cos \theta}}, \quad (4)$$

где $J_{\lambda}^{\uparrow}(T_0)$ – восходящее тепловое излучение от участка земной поверхности при температуре T_0 , J_{atm} – излучение атмосферы, $I_{\lambda}(T_0)$ – функция Планка:

$$I_{\lambda}(T_0) = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T_0}} - 1}. \quad (5)$$

Для определения температуры участка земной поверхности T_0 можно использовать данные спутника об интенсивности излучения J_{λ}^{\uparrow} по 20 каналу (3,66...3,84 мкм):

$$T_0 = \frac{hc}{\lambda k} \cdot \frac{1}{\ln \left(1 + \frac{2\pi hc}{\lambda^5 J_{\lambda}^{20}} \right)}, \quad (6)$$

Рассчитанное поле температур земной поверхности по космоснимку в ночное время на северо-восточном побережье Каспийского моря на 7 апреля 2008 года представлено на рис. 2, что действительно соответствует фактической температуре в этом районе (<http://meteocenter.net>) с возможной ошибкой до 1 °С.

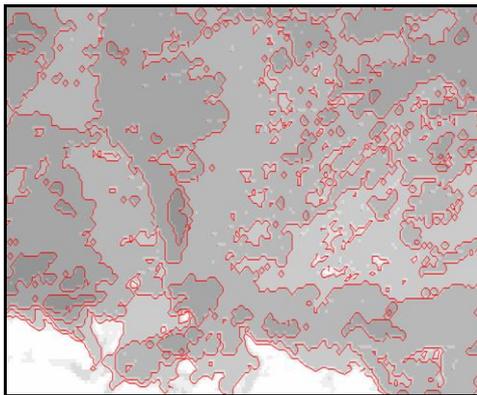


Рис. 2. Рассчитанное по космоснимку от 7 апреля 2008 года поле температуры на северо-восточном побережье Каспийского моря.

Для участка спектра излучения 5,4...7,2 мкм, непрозрачного для излучения от поверхности Земли, на сканере MODIS регистрируется излучение самой атмосферы (Рис. 1), и тогда $J_{\lambda}^{\uparrow}(H) = J_{atm}^{27}$, поскольку для 27 канала диапазон волн составляет 6,535...6,895 мкм.

Учитывая, что излучение атмосферы в ночное время можно принять за излучение черного тела, определим температуру атмосферы по формуле Планка:

$$T_{atm} = \frac{hc}{\lambda k} \cdot \frac{1}{\ln \left(1 + \frac{2\pi hc}{\lambda^5 J_{atm}^{27}} \right)}, \quad (7)$$

где h – постоянная Планка, c – скорость света, k – постоянная Больцмана.

Можно допустить, что для рассматриваемого момента съемок T_{atm} является средней температурой атмосферы, тогда

$$J_{atm} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\frac{hc}{e^{\lambda k T_{atm}} - 1}}. \quad (8)$$

Рассмотрим вопрос об определении массы водяного пара. По значению интенсивности излучения атмосферы можно определить массу атмосферного газа, поглощающего излучение. Излучение, приходящееся на интервалы длин волн 5,5...7,0 мкм и 17 мкм и выше, поглощается в основном водяным паром. Для определения массы водяного пара можно воспользоваться данными интенсивности излучения J_{λ}^{\uparrow} по 31 каналу (10,78...11,28 мкм).

Поглощение излучения в атмосфере зависит от количества поглощающего вещества, а не от геометрической толщины слоя, поэтому вместо высоты z удобно ввести новую переменную – поглощающую массу:

$$m = \int_0^z \rho dz, \quad (9)$$

где ρ – плотность поглощающего вещества. При этом m следует понимать как эффективную поглощающую массу, т.е. количество поглощающего вещества в столбе воздуха единичного сечения от земной поверхности до уровня z .

Тогда из уравнения (2), с учетом функции пропускания, следует:

$$J_{\lambda}^{\uparrow}(H) = 0,67 I_{\lambda}^{\uparrow}(T_0) e^{-\frac{\alpha_{\lambda} m H}{\cos \theta}}. \quad (10)$$

Из (10) можно найти выражение для определения количества водяного пара m :

$$m = \frac{\cos \theta}{\alpha_{31} H} \ln \frac{0,67 I_{31}(T_0)}{J_{31}^{\uparrow}}. \quad (11)$$

В соотношении (9) массовый коэффициент поглощения излучения α_λ можно определить из таблиц [2], а $I_\lambda(T_0)$ определяется по формуле Планка при известном значении температуры участка земной поверхности T_0 и J_{31}^\uparrow по данным интенсивности уходящего излучения в 31 канале.

Среднее значение влагосодержания вертикального столба на северо-восточном побережье Каспийского моря составляет $28 \pm 2,8$ кг/м², рассчитанное по данным космоснимка от 7 апреля 2008 г. Аналогичным образом можно определить содержание углекислого газа по 24 каналу и озона по 30 каналу сканера «MODIS».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 640 с.
2. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики – СПб.: Наука, 2003. – 474 с.
3. WAN Z. MODIS LST ATBD // Institute Computational Earth System Science, USA, Santa Barbara, 1999, 77 pp.

ДГП Институт космических исследований, г. Алматы

РГП ЦАФИ НКА РК, г. Алматы

ШЫҚҚАН СӘЛЕНІ СПУТНИКПЕН ӨЛШЕУ АРҚЫЛЫ ЖЕР БЕТІНІҢ ТЕМПЕРАТУРАСЫ МЕН АТМОСФЕРАДАҒЫ ЫЛҒАЛ МӨЛШЕРІН ЕСЕПТЕУ

Техн. ғылымд. док.	А.Ф. Мұхамедғалиев
Техн. ғылымд. док.	А.Х. Ахмеджанов
	А.Н. Ысқақов
	Т.К. Қараданов

Спутникпен өлшенген жердің шыққан сәулесі атмосфералық газдардың жұтылған сәулесінің концентрациясына тәуелді болатын өткізгіштік функциясымен анықталады. Кері есепті шешу негізінде спутниктік өлшемдер бойынша атмосфералық газдардың жұтылу сәулесінің жалпы мөлшерін анықтауды есептеу әдістемесі әзірленді.