

С изменением температуры в результате радиационного теплообмена в атмосфере и на подстилающей поверхности значительно изменяется относительная влажность $f(z)$, а следовательно, и оптические характеристики атмосферного аэрозоля, включая и сажевый аэрозоль. Задание трехмерных полей $B_i(z, x, y)$, $f(z, x, y)$ делает возможным моделирование трехмерных полей оптических характеристик антропогенно возмущенной атмосферы.

Институт озерадения
Академии наук СССР
Ленинград

Поступило
3 VI 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков В.Д. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 224 с. 2. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Терзи В.Ф. – ДАН, 1980, т. 253, № 6, с. 1354. 3. Nilson B. – Appl. Opt., 1979, vol. 18, № 20, p. 3457. 4. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И. и др. – ДАН, 1981, т. 259, № 4, с. 814.

УДК 621.396.96:551.25 + 629.78

Г Е О Ф И З И К А

Ю.Г. СПИРИДОНОВ, А.П. ПИЧУГИН, академик АН УССР В.П. ШЕСТОПАЛОВ

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ НАБЛЮДЕНИЕ ИЗ КОСМОСА АТМОСФЕРНЫХ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН

Космический радиолокатор бокового обзора, установленный на спутнике "Космос-1500" [1], позволяет получать информацию о скорости приводного ветра [2], изучать динамические процессы в океане: течения, внутренние волны, океанические вихри и др. [2, 3]. Наряду с этим получены данные о различных атмосферных процессах над океаном, хотя сама атмосфера и облачность практически не влияют на интенсивность отраженного от поверхности радиосигнала 3-сантиметрового диапазона [4]. Механизм проявления атмосферных возмущений на радиолокационных изображениях заключается в модуляции среднего переноса воздуха над океаном локальными динамическими процессами в атмосфере, что приводит к соответствующему изменению высокочастотных составляющих спектра морского волнения, определяющих интенсивность рассеянного радиолокационного сигнала [5]. Синхронные оптические изображения позволяют наблюдать проявление этих процессов также в поле облачности и изучать их на двух уровнях – у поверхности Земли и на высоте облаков.

На радиолокационных изображениях, полученных с ИСЗ "Космос-1500", проявляются атмосферные процессы различных масштабов: атмосферные фронты, тропические циклоны, конвективные ячейки [2, 6], а также стационарные и бегущие внутренние гравитационные волны (ВГВ) [7].

Экспериментальные исследования атмосферных ВГВ проводятся, как правило, с поверхности Земли или с самолетов при помощи высокоточных измерений вариаций температуры и давления. При исследованиях с Земли используются также методы акустического и радиолокационного зондирования [8]. Однако эти измерения ограничены в пространстве и не позволяют вести регулярные наблюдения ВГВ на больших площадях и в глобальном масштабе. Определенный прогресс в глобаль-

ном мониторинге ВГВ достигнут на основе спутниковых оптических изображений облачности, на которых часто наблюдаются волновые структуры, связанные в ряде случаев с проявлением атмосферных ВГВ [9, 10].

Радиолокационные съемки из космоса могут существенно дополнить и расширить возможности спутниковых наблюдений ВГВ, позволяя определять их пространственные характеристики и амплитуду у поверхности Земли независимо от условий освещенности и наличия облачности. На рис. 1 (см. вкл. между стр. 464–465) приведен пример проявления стационарных ВГВ (горных подветренных волн) на оптическом (а) и радиолокационном (б) изображениях, полученных с ИСЗ "Космос-1500" в районе о. Новая Земля.

Анализ синоптической обстановки по данным, полученным за 3 ч до сеанса, свидетельствует о перемещении теплого воздуха с Баренцева моря и натекании его на холодную поверхность Карского моря, частично покрытую льдом, что приводит к образованию устойчивой стратификации нижней тропосферы за горным хребтом о. Новая Земля. Скорость ветра у поверхности составляет около 12,5 м/с. Такие синоптические условия являются благоприятными для возникновения подветренных волн.

Сравнение оптического и радиолокационного изображений показывает, что на них наблюдается одна и та же система волн, вызванная обтеканием протяженного и узкого горного хребта высотой $H \approx 1$ км и шириной по уровню $0,5H$ $2a \approx (20-30)$ км. В отличие от оптического на радиолокационном изображении волновые структуры наблюдаются лишь над открытой морской поверхностью (обширная полынья за о. Новая Земля) и отсутствуют над сушей и льдом. Это подтверждает механизм проявления ВГВ на радиолокационных изображениях за счет модуляции приводного ветра, а также указывает на отсутствие существенного влияния облачности. Длина волны на оптическом изображении меняется от 10 км в южной части волновой системы до 13 км в северной, на радиолокационном изображении – соответственно от 11 до 15 км.

По данным спутниковых наблюдений облачности [9] для подветренных волн характерны длины 10–20 км и определенные метеорологические условия: существование статистически устойчивого слоя в нижней тропосфере на высотах около 1 км и наличие большого вертикального градиента скорости ветра на некоторых уровнях.

Представляет интерес сопоставление данных радиолокационного наблюдения ВГВ с модельными расчетами параметров подветренных волн, выполненных с привлечением данных метеорологического зондирования атмосферы. На рис. 2 приведен вертикальный профиль температуры $T(h)$ (кривая 1), построенный по данным радиозондирования на метеостанции г. Амдерма через 3 ч после получения изображений, приведенных на рис. 1; кривая 2 на рис. 2 – сухая адиабата, характеризующая нейтральную устойчивость.

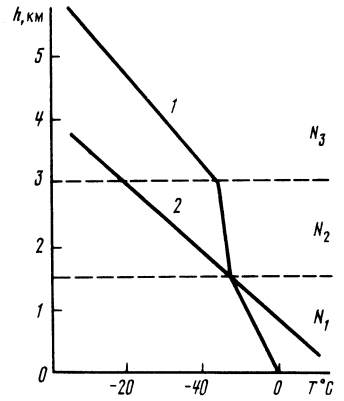
Для определения параметров подветренных волн примем трехслойную модель атмосферы, в которой частота Вьяйсяля–Брента N постоянна в каждом из слоев:

$$(1) \quad N = \begin{cases} N_1, & 0 < h < h_1 = 1,5 \text{ км}, \\ N_2, & h_1 < h < h_2 = 3,0 \text{ км}, \\ N_3, & h_2 < h, \end{cases}$$

где $N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{d\Theta}{dh}$; g – ускорение силы тяжести; $\Theta = T(1000/p)^{0,286}$ – потенциальная температура; T – температура в кельвинах; p – давление в миллибарах.

Используя температурный профиль на рис. 2, который определяет модель

Рис. 2. Вертикальные профили температуры: 1 – по данным радиозондирования; 2 – сухая адиабата



устойчивости атмосферы в южной части наблюдаемой волновой системы, получим: $N_1 = 0,014$, $N_2 = 0,0175$, $N_3 = 0,011$ рад/с.

Характерным условием возникновения подветренных волн является резкое возрастание скорости ветра с высотой на определенных уровнях [9]. Однако, поскольку данные о профиле ветра отсутствуют, целесообразно выбрать такую модельную зависимость скорости ветра $u(h)$, чтобы не усложнять расчеты введением в задачу сдвига ветра. Это можно сделать, если подобрать профиль нарастания скорости

ветра с высотой специальным образом [11], чтобы величина $\frac{N^2(h)}{u^2(h)} - \frac{u''(h)}{u(h)}$

была постоянна в приземном слое $h < h_2$, а в верхнем (при $h > h_2$) положить $u(h) = \text{const} = u_m$. При этом, хотя модель рис. 2 имеет три слоя, она в основных чертах является двухслойной, в том смысле, что ВГВ могут быть представлены в виде плоских волн в двух областях $0 < h < h_2$ и $h > h_2$. Тогда условия захвата ВГВ в приземном волноводе имеют вид

$$(2) \quad \frac{N_3}{u_m} < k < \frac{N_1}{u_0}, \quad \left(\frac{N_1}{u_0}\right)^2 - \left(\frac{N_3}{u_m}\right)^2 > \frac{\pi^2}{4h_2^2},$$

где u_0 и u_m – горизонтальные скорости невозмущенного потока при $h = 0$ и $h > h_2$ соответственно; $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число; λ – длина ВГВ.

Из условий (2) при $u_0 = 12,5$ м/с для различных u_m имеем:

$$(3) \quad 5,6 \text{ км} < \lambda < \begin{cases} 11 \text{ км}, & u_m = 20 \text{ м/с}, \\ 13,6 \text{ км}, & u_m = 25 \text{ м/с}, \\ 16,4 \text{ км}, & u_m = 30 \text{ м/с}. \end{cases}$$

Конкретная величина λ из диапазона (3) определяется характеристическим уравнением для двухслойной модели:

$$(4) \quad \text{tg}(n/h_2) = -n/\sqrt{(N_1/u_0)^2 - (N_3/u_m)^2 - n^2},$$

где $n = \sqrt{(N_1/u_0)^2 - k^2}$.

Таким образом, с увеличением сдвига ветра $u_m - u_0$ растет и максимально возможная длина захваченной волны и при $u_m > 20$ м/с наблюдается хорошее соответствие результатов модельных расчетов λ с полученными по радиолокационным изображениям ВГВ.

Другой важной характеристикой ВГВ, которую можно определять по радиолокационным изображениям из космоса, является амплитуда волн у поверхности Земли. Заметим, что оптические изображения волновых структур в поле облачности не несут информации об амплитуде ВГВ.

Удельная эффективная площадь рассеяния взволнованной морской поверхности, которая определяет интенсивность радиолокационного сигнала, связана со скоростью приводного ветра u_0 . Вариации величины u_0 , обусловленные ВГВ, приводят к соответствующим изменениям УЭПР и могут быть определены количественно

но по радиолокационным изображениям [2]. В рассматриваемом случае (рис. 1б) вариации скорости приводного ветра составляют $\Delta u \approx \pm (2,5-3)$ м/с.

Проведем оценку амплитуды ВГВ на основе двухслойной модели, использованной выше для определения длины волны. Для этой модели из волнового уравнения для ВГВ, образующихся за протяженным хребтом [12], можно получить выражение для возмущения горизонтальной составляющей скорости ветра у поверхности:

$$(5) \quad u|_{h=0} = -2\pi u_0 a H \frac{n^2 \gamma}{k(1 + \gamma h_2)} e^{-ka} \sin(kx),$$

где $\gamma = \sqrt{k^2 - (N_3/u_m)^2}$; величины k , n находятся из характеристического уравнения (4); x — координатная ось в направлении ветра.

Из (5) для значений параметров модели $H = 1$ км, $a = 10$ км, $\lambda = 13$ км, $u_0 = 12,5$ м/с, $u_m = 25$ м/с получим $\Delta u = \pm 1,25$ м/с, что достаточно хорошо (при весьма идеализированной модели) согласуется со значениями Δu , определенными по радиолокационному изображению.

В заключение приведем пример наблюдения системы ВГВ. На рис. 3 (см. вкл. между стр. 464—465) даны радиолокационное (а) и синхронное оптическое (б) изображения системы ВГВ над акваторией Северной Атлантики к востоку от Азорских островов. Наблюдаемая система волн занимает обширную площадь — более 100 тыс. км² и, по всей вероятности, образована за счет интерференции подветренных волн, вызванных обтеканием изолированных гор на Азорских островах стационарным потоком. Обращает на себя внимание различие волновых структур в поле приводного ветра (рис. 3а) и в поле облачности (рис. 3б), где отдельные элементы общей волновой системы не наблюдаются из-за отсутствия облачности на некоторых участках оптического изображения.

Таким образом, радиолокационные наблюдения из космоса акваторий океана открывают новые возможности исследования ВГВ в атмосфере, позволяя определять их характеристику у поверхности Земли на больших площадях и в любое время суток независимо от наличия облачного покрова. Хорошее совпадение экспериментальных данных с модельными расчетами позволяет надеяться, что новый метод найдет широкое применение в практике дистанционных исследований атмосферных волновых процессов.

Государственный научно-исследовательский центр
изучения природных ресурсов, Москва
Институт радиофизики и электроники
Академии наук УССР, Харьков

Поступило
10 IV 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. Калмыков А.И., Ефимов В.Б., Кавелин С.С. и др. — Исслед. Земли из космоса, 1984, № 5, с. 84—93.
2. Калмыков А.И., Пичугин А.П., Цымбал В.Н. — Там же, 1985, № 4, с. 65—77.
3. Дулов В.А., Коротаев Г.К., Кудряцев В.Н. и др. — Там же, № 3, с. 32—40.
4. Спиридонов Ю.Г., Пичугин А.П. — Там же, 1984, № 6, с. 21—27.
5. Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I. et al. — IEEE Trans., 1968, vol. AP-16, № 5, p. 554—559.
6. Калмыков А.И., Пичугин А.П., Цымбал В.Н., Шестопалов В.П. — ДАН, 1984, т. 279, № 4, с. 860—862.
7. Калмыков А.И., Назиров М., Никитин П.А. и др. — Исслед. Земли из космоса, 1985, № 3, с. 41—47.
8. Чедуик Р.Б., Госсард Э.Э. Тр. Ин-та инж. по электротехн. и радиоэлектр., 1983, т. 71, № 6, с. 59—78.
9. Griette D. — Tellus, 1976, vol. 28, № 6, p. 499—520.
10. Смирнова Н.В. Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 20, с. 30—34.
11. Scorer R.S. — QJR Meteorol. Soc., 1949, vol. 75, p. 41—56.
12. Госсард Э., Хуг У. Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.