

С.М. Боков, И.И. Ипполитов, Л.Н. Попов

УЧЕТ АТМОСФЕРНОГО КАНАЛА ПРИ ОБРАБОТКЕ СКАНОГРАММ СВЕЧЕНИЯ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ

Исследуется влияние геометрии измерений и атмосферного ослабления на сканограммы фонового излучения верхней атмосферы и полярных сияний. Расчеты ослабления, включающего рэлеевское и Ми-рассеяние, выполнены для нескольких наиболее статистически обеспеченных моделей аэрозольной атмосферы. Показано, что для измерений в районе г. Норильска наилучшей оказывается модель Мак-Клатчи ($S_m=50$ км), модифицированная в нижнем 4-километровом слое за счет влияния антропогенных эффектов. Установлено, что исключение из сканограмм полярных сияний эффектов, связанных с геометрией измерений и атмосферным ослаблением, ведет к существенным изменениям в структуре сканограммы.

В настоящее время приобрел актуальность вопрос об исследовании взаимосвязи в системе <литосфера–ионосфера–магнитосфера Земли>. Накоплено большое количество экспериментальных данных, свидетельствующих о существенном влиянии анизотропных по своим физическим свойствам структур земной коры на пространственное распределение полярных сияний (террогенный эффект) [1–3]. Актуальность данной тематики объясняется тем, что определение физического механизма террогенного эффекта позволит развить оптические дистанционные методы глубинного геологического картирования в зоне высоких широт, уточнить модель полярной атмосферы.

Основной задачей в настоящее время является экспериментальное установление закономерности взаимосвязи структур земной коры и пространственного распределения полярных сияний. Это необходимо, поскольку имеющийся экспериментальный материал недостаточен и неоднозначен, отсутствует единая методика обработки результатов наземных фотометрических измерений полярных сияний. Одним из наиболее важных факторов, влияющих на неоднозначность построения изолиний частоты появления полярных сияний, является отсутствие единой модели оптических параметров атмосферы, используемой при обработке экспериментального материала и корректной методики учета собственного ночного свечения атмосферы.

В настоящей статье рассматриваются вопросы, связанные с учетом влияния геометрии наблюдений и атмосферного ослабления на сканограммы, отвечающие собственному ночному свечению атмосферы и наличию полярных сияний.

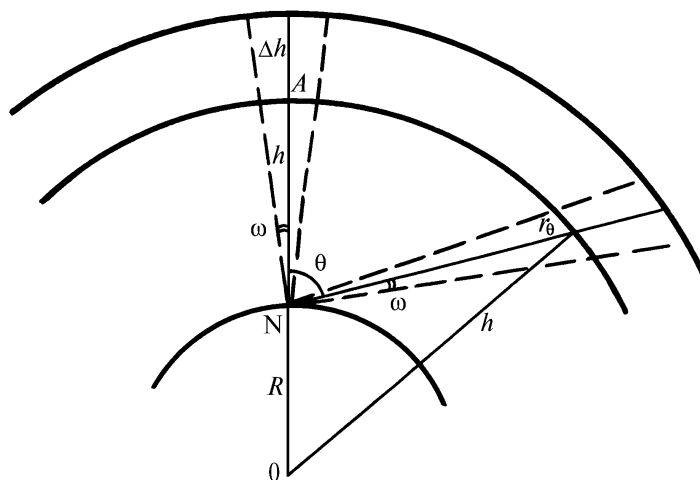


Рис. 1. Модель излучающего слоя: h –высота; Δh –толщина; θ –зенитный угол; ω –угловое поле зрения фотометра; R –радиус Земли; N –точка, в которой расположен фотометр

Моделирование фонового излучения осуществляется заданием сферического излучающего слоя, висящего на высоте h от поверхности Земли и имеющего толщину Δh (рис. 1). Модель построена для сканирующего фотометра, угловое поле зрения которого 2ω град.

Фотометр регистрирует излучение, приходящее из объема $V(\theta)$ излучающего слоя, который вычисляется по формуле

$$V(\theta) = 1/3 \pi \operatorname{tg}^2(2\omega) [r_2^3(\theta) - r_1^3(\theta)]. \quad (1)$$

Здесь

$$r_1 = -R \cos(\theta) + [R \cos(\theta) + 2Rh + h^2]^{1/2};$$

$$r_2 = -R \cos(\theta) + [R \cos(\theta) + 2R(h + \Delta h) + (h + \Delta h)^2]^{1/2}.$$

Мощность излучения, достигающего фотометра, может быть представлена в виде

$$P(\theta) \sim h \nu / \tau_u N(\theta) V(\theta) T(\theta), \quad (2)$$

где $N(\theta)$ – число возбужденных излучающих центров на единицу объема; τ_u – время жизни центра в возбужденном состоянии; $T(\theta)$ – наклонная прозрачность атмосферы; h – постоянная Планка; ν – частота излучения.

Сделано предположение, что тушение излучения сторонними частицами не зависит от θ , т.е. в пределах наблюдений атмосфера горизонтально однородна. Расчет $T(\theta)$ производится по формуле

$$T(\lambda, \theta) = \exp \left(- \int_0^{r_\theta} \alpha(\lambda, r) dr \right). \quad (3)$$

Поскольку в моделях атмосферы задано только вертикальное распределение коэффициентов ослабления, то при вычислении интеграла подынтегральная функция определяется на высоте

$$z(r_\theta, \theta) = \sqrt{R^2 + r^2 + 2Rr \cos(\theta)} - R.$$

Объемный коэффициент $\alpha(z, \lambda)$ может быть представлен в виде

$$\alpha(z, \lambda) = \beta_m(z, \lambda) + \alpha_a(z, \lambda) + K_m(z, \lambda), \quad (4)$$

где $\beta_m(z, \lambda)$ – коэффициент рэлеевского рассеяния; $\alpha_a(z, \lambda)$ – аэрозольный коэффициент ослабления; $K_m(z, \lambda)$ – молекулярный коэффициент поглощения.

Значения коэффициентов рэлеевского рассеяния у поверхности Земли при давлении $P_0 = 1013$ мбар и температуре $T_0 = 247^\circ\text{K}$ вычислялись по общей формуле [4]

$$\beta_m(z_0, \lambda) = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)^2}{3N\lambda^4} \frac{6 + 3\delta}{6 - 3\delta}, \quad (5)$$

где $\delta = 0,035$ – фактор деполяризации; N – число молекул в единице объема; n – показатель преломления, определяемый формулой Эдлена [5].

$$(n - 1) \cdot 10^6 = 64,328 + 29498,1 / (146 - \lambda^{-2}) + 255,4 / (41 - \lambda^{-2}), \quad (6)$$

где λ – длина волны в мкм.

Высотное распределение рассчитывалось по формуле

$$\beta_m(z, \lambda) = \beta_m(z_0, \lambda) P(z) T_0 / P_0 T(z), \quad (7)$$

где $P(z)$ – вертикальный профиль давления, а $T(z)$ – вертикальный профиль температуры, которые необходимо иметь для расчета. Эти профили, отвечающие модели атмосферы для зимы полярных широт, приведены в таблице [6].

Т а б л и ц а

Высотные профили давления и температуры для зимы полярных широт

H , км	P , мбар	T , К
1	2	3
0	1,013+3	247
1	8,878+2	251
2	7,775+2	249
3	6,798+2	245
4	5,932+2	240
5	5,158+2	234
6	4,467+2	225
7	3,853+2	223
8	3,308+2	219
9	2,829+2	216
10	2,418+2	216
11	2,067+2	216
12	1,766+2	216
13	1,510+2	216
14	1,291+2	215
15	1,103+2	215
16	9,431+1	214
17	8,058+1	213
18	6,882+1	212
19	5,875+1	212
20	5,014+1	211
21	4,277+1	211
22	3,647+1	211
23	3,109+1	212
24	2,649+1	212
25	2,256+1	212
26	1,925+1	212
27	1,642+1	212
28	1,401+1	212
29	1,195+1	212
30	1,020+1	212
35	4,701	222
40	2,243	235
45	1,113	247
50	5,719-1	259
55	2,944-1	256
60	1,515-1	253
65	7,801-2	249
70	4,016-2	246
80	7,850-3	234
90	1,535-3	222
100	3,000-4	210

При расчете прозрачности следует проанализировать возможность молекулярного поглощения для заданной длины волны, т.е. оценить величину K_m . Так, для $\lambda=0,5577$ мкм поглощение может происходить на таких оптических активных газовых составляющих, как H_2O , NO_2 , O_3 . В [7] измерен спектр высокого разрешения водяного пара в области $16500-25250$ cm^{-1} . Из результатов измерения видно, что излучение с $\omega = 0,5577$ мкм и $\omega = 17930,78$ cm^{-1} попадает в окно прозрачности: ближайшие колебательно-вращательные переходы центрированы на $\omega = 17764,57$ и $18066,89$ cm^{-1} . Молекула NO_2 имеет в рассматриваемой области спектр континуального типа с выраженной колебательной структурой. По данным [8], сечение поглощения $\sigma_{NO_2}(0,5577) \approx 6,3 \cdot 10^{-20}$ cm^2 , однако низкие (~ 10 млрд долей по объему в максимуме на высоте 30 км) концентрации NO_2 делают влияние этого поглощения пренебрежимо малым. В спектрах поглощения озона имеются слабые диффузные полосы Шапнюи, занимающие район от 1138

0,6020 до 0,5500 мкм. По данным [9] $\sigma_{O_3}(0,5577)$ равно приблизительно $3,2 \cdot 10^{-21}$ см². Для оценки значимости вклада озона в поглощение мы рассчитали прозрачность T для $\lambda = 0,5577$ мкм и угла $\theta = 0^\circ$ по формуле (3) для случаев, когда поглощение озоном не учитывается и наоборот. В первом случае коэффициент молекулярного поглощения $K_m(z, \lambda)$ в формуле (4) полагался равным нулю. Для второго случая $K_m = 2,32 \cdot 10^{-5} P_3 \Delta H$, где P_3 – давление озона в нанобарах; ΔH – шаг интегрирования по высоте в километрах. Значения P_3 выбирались из модели распределения озона для зимы полярных широт [6]. Были получены значения $T = 0,75$ без учета и $T = 0,67$ с учетом поглощения, что свидетельствует о значимости влияния озона на результаты количественных расчетов.

Существенные затруднения при атмосферно-оптических расчетах вызывает выбор аэрозольной модели. Это обусловлено большой изменчивостью на различных высотах концентраций, микроструктуры и химического состава аэрозолей. Модель Мак-Клатчи [10], отражая такую изменчивость, предполагает разделение атмосферы по высоте на 4 слоя: пограничный слой 0–2, верхняя тропосфера 2–10, нижняя стратосфера 10–30 и верхняя атмосфера 30–100 км. Пограничный слой представлен наибольшим количеством ситуаций. Здесь используются континентальная, морская, тропосферная и городская модели аэрозоля, каждая для значений метеорологической дальности видимости $S_m = 50; 23; 10; 5; 2$ км и значений относительной влажности $U = 0; 70; 80; 99\%$. Для верхней тропосферы модель совпадает с континентальной моделью пограничного слоя с высокими значениями S_m (50; 23 км). В нижней стратосфере допускаются четыре модели аэрозоля: фоновая, умеренно, высоко и предельно вулканическая. Для верхней атмосферы принимается гипотеза метеоритной пыли.

В наших расчетах мы исходили из модели фоновой тропосферной и стратосферной аэрозолей со значением $S_m = 50$ км и нормальной верхней атмосферы. Наряду с этой моделью [10] использовались также фоновая и среднециклическая модели аэрозоля, предложенные Г.М. Крековым и соавторами [11]. Вертикальные профили аэрозольных коэффициентов K_a , отвечающие этим моделям, представлены на рис. 2 для длины волны 0,55 мкм.

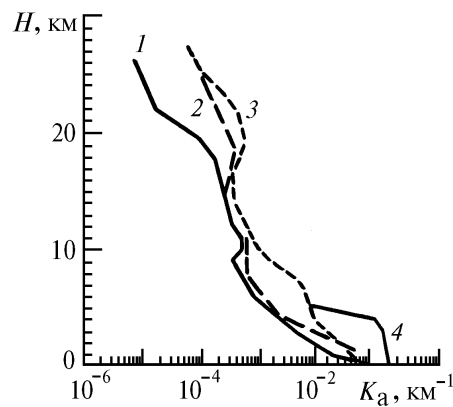


Рис. 2. Высотное распределение коэффициентов аэрозольного рассеяния для различных моделей аэрозольной атмосферы: кривая 1 – фоновая модель; 2 – среднециклическая модель; 3 – модель Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км); 4 – исправленная модель Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км)

Интенсивность излучения атмосферы, регистрируемая фотометром, может быть представлена в виде

$$I(\theta) = K I(\theta) T(\theta), \quad (8)$$

где K – константа калибровки. Для определения последней запишем соотношение (8) для направления в зенит ($\theta=0$), причем в левую часть подставим экспериментальное значение интенсивности

$$I_{0 \text{ эксп}} = K V_0 T_0, \quad (9)$$

$V_0 = V(0)$, $T_0 = T(0)$ – излучающий объем и прозрачность для направления в зенит. Из (9) для константы калибровки следует

$$K = I_{0 \text{ эксп}} / V_0 T_0.$$

После подстановки константы K в (8) получим формулу для вычисления модельной сканограммы фона при наличии экспериментальных данных

$$I(\theta) = I_{0 \text{ эксп}} V(\theta) T(\theta) / V_0 T_0. \quad (10)$$

В приведенных выше рассуждениях было сделано неявное предположение о независимости константы K от угла θ , т.е. о горизонтальной однородности излучающего слоя. Справедливость этого утверждения была проверена нами с помощью тропосферной модели атмосферы MSIS-86 [12]. С помощью этой модели оценивались измерения в концентрации атомарного (излучающий агент) и молекулярного (тушащий агент) на средней высоте полярных сияний $H=110$ км для точки расположения фотометра. Фотометр находился в 100 км севернее г. Норильска, сканирование велось по меридиану так, что в поле зрения попадали участки излучающего слоя, находящиеся между 68 и 72° с.ш. Для этих условий согласно модели MSIS-86 изменения в концентрации атомарного кислорода не превышают 3%, молекулярного – 0,3%. Пример обработки экспериментальной сканограммы в отсутствие полярных сияний по приведенной методике показан на рис. 3 для длины волны $0,5577$ мкм. Экспериментальная сканограмма снималась 13 февраля 1991 г. в $13^{\text{h}}20^{\text{m}}$ UT при видимости 5 баллов согласно [13]. Фотометр располагался в 100 км севернее г. Норильска, а направление сканирования совпадало с меридианом. Как видно из рисунка, модели 1–2 (рис. 2) не совпадают с реальным распределением аэрозольных составляющих, как и модель Мак-Клатчи ($S_m = 23$ км). Модель Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км) практически совпадает со среднециклической моделью [11].

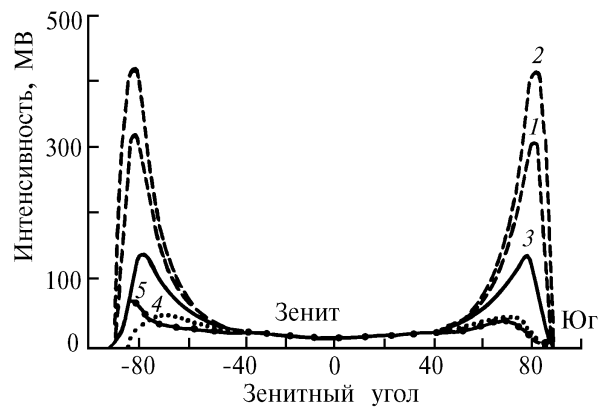


Рис. 3. Экспериментальные и модельные сканограммы в линии 5577 Р для различных моделей высотного распределения аэрозольных составляющих атмосферы: кривая 1 – среднециклическая модель по [11]; 2 – фоновая модель [11]; 3 – модель Мак-Клатчи ($S_m = 23$ км) [10]; 4 – модель Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км), исправленная на высотах 0–5 км; 5 – экспериментальная сканограмма от 18.02.91 г. ($13^{\text{h}}20^{\text{m}}$ UT)

Расхождение эксперимента и моделей может быть вызвано по меньшей мере двумя причинами. Первая – это несовершенство самих моделей, обусловленное отсутствием достаточно представительного материала о концентрации и оптических свойствах аэрозолей в приполярной зоне. Вторая причина может быть связана с возможными локальными антропогенными воздействиями в зоне наблюдений. В нашем случае основным источником таких воздействий может быть Норильский горно-металлургический комбинат, выбрасывающий в атмосферу, по официальным данным, до 2 368 млн т загрязняющих веществ в год [14].

Считая главной причиной имеющихся расхождений влияние антропогенных эффектов, мы провели корректировку модели Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км) на высотах 0–4 км (кривая 4 на

рис. 3), которая максимально приблизила модель к эксперименту. Среднее абсолютное отклонение модели от эксперимента составляет 1,068. Высотное распределение коэффициентов аэрозольного рассеяния соответствует кривой 4 на рис. 2.

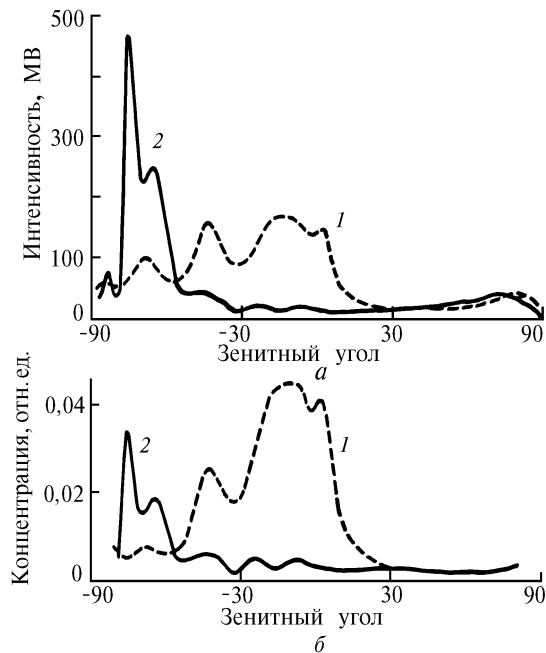


Рис. 4. Сканогаммы полярных сияний в линии 5577 Å (а): 1–13.02.1992 г. 20^h00^mUT, сияния типа a_1S11cz и $fRB1cN2$; 2–18.02.1992 г. 16^h55^mUT, сияние типа $RB2cN2$. Распределение концентрации излучающих центров (б)

Описанная выше модель была использована нами для корректировки двух экспериментальных сканогамм, представленных на рис. 4. Эти сканогаммы использовались для вычисления относительных концентраций $N(\theta)$ возбужденных частиц через экспериментальные интенсивности $I_{\text{эсп}}(\theta)$ по формуле

$$N(\theta) = I_{\text{эсп}}(\theta) / V(\theta) T(\theta) .$$

Результаты расчета приведены на рис. 4, б, из которого видно, что изменениям подвергаются прежде всего участки сканогаммы, отвечающие большим значениям зенитного угла как к северу, так и к югу. Для малых и средних значений зенитного угла пространственная структура сканогаммы сохраняется, но могут значительно измениться относительные интенсивности отдельных компонентов структуры. Учет этих изменений представляется существенным при статистической обработке экспериментальных сканогамм.

Заключение

Таким образом, задавая длину волны излучения, высоту и толщину излучающего слоя, можно моделировать сканогамму в отсутствие полярного сияния и вводить коррекцию на геометрию наблюдений и атмосферное ослабление. К недостаткам рассмотренной модели можно отнести отсутствие учета следующих факторов:

- влияния многократного рассеяния на приземных трассах;
- диффузного отражения от земной поверхности;
- несоответствия существующего распределения аэрозольных составляющих модельному.

Если диффузное отражение от подстилающей поверхности легко учесть, введя альбедо земной поверхности, то с остальными факторами возникают определенные трудности, требующие учета многих параметров.

Исходя из вышесказанного, данной моделью можно пользоваться в интервале зенитных углов $0-70^\circ$, где ошибка, вносимая многократным рассеянием для рассматриваемых длин волн, не превышает 20% [15]. Данные эксперимента показывают, что в Норильском районе модель Мак-Клатчи ($S_m = 50$ км) хорошо описывает модель полярной атмосферы при учете изменений в пограничном слое, т.е. при фотометрических измерениях необходимо контролировать распределение коэффициента аэрозольного рассеяния на высотах 0–5 км и вести измерения дальности видимости.

Авторы выражают признательность д. ф.-м. н. Ю.Н.Пономареву за полезные замечания, сделанные по данной работе.

1. Краковецкий Ю.К., Наддубович Ю.А., Попов Л.Н. // ДАН СССР. 1984. Т. 279. N 3. С. 510–592.
2. Краковецкий Ю.К., Самсонов В.П., Попов Л.Н. и др. // Эффекты высыпания заряженных частиц в верхней атмосфере. Якутск. 1988. С. 3–13.
3. Самсонов В.П., Васильев В.Г. // Геомагнетизм и аэрномия. 1986. Т. 26. N 4. С. 691–694.
4. Зуев В.Е. Лазерный контроль атмосферы. М.: Мир, 1976. С. 45–90.
5. Edlen В. // J. Opt. Soc. Amer. 1953. V. 43. N 5. P. 339–344.
6. Ипполитов И.И. и др. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск.: Наука, 1985. С. 4–44.
7. Camy-Peyret С., Fland J.M., Mandin J.Y., Chevillord J.P. // J. Mol. Spectr. 1985. V. 113. N 1. P. 208–228.
8. Stevens С. // Chem. Phys. Lett. 1973. V. 18. P. 465–470.
9. Cunnold D.N., Chu W.P., Barnes R.A. et al. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N D6. P. 8447–8460.
10. Kneizys F.X., Shettle F.P., Gallery W.O. Atmospheric transmittance/radiance: Computer code Lowtran 5. Environment Res. Paper. AFGL-TR-80-0067. 1980. N 697.
11. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 277 с.
12. Hedin A.E. // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N A5. P. 4649–4662.
13. Наддубович Ю.А. Визуальные наблюдения полярных сияний (Инструкция). Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1978. 44 с.
14. Обзор состояния окружающей природной среды в СССР // Человек и стихия. Л.: Гидрометеоздат, 1991. С. 26–27.
15. Henriksen K., Stomnes K., Ostensen P. // Atmospheric Environment. 1989. V. 23. N 7. P. 1573–1579.

Томский госуниверситет
им. В.В. Куйбышева

Поступила в редакцию
17 января 1992 г.

S.M. Bokon, I.I. Ippolitov, L.N. Popov. Account for the Atmospheric Channel in Processing the Aurora Scannograms.

The effect of measurement geometry and atmospheric extinction on the background radiation scannograms of the upper atmosphere and aurora is investigated. The calculation of the atmospheric extinction due to Rayleigh and Mie scattering have been done using several the statistically well proved models of the aerosol atmosphere. It was found that the McClatchey model ($S_m = 50$ km) modified in the lower 4-kilometer layer to account for the influence of the anthropogenic effects was the best one for measurement carried out in Norilsk. It was established that the elimination of effects from the aurora scannograms connected with the measurement geometry and the atmospheric extinction resulted in strong changes in the scannograms structure.