

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ РАССЕЯНИЯ СВЕТА В ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ПО ФОТОМЕТРИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ СУМЕРЕЧНОГО НЕБА

О.С. Угольников

Московский Государственный университет

Астрокосмический центр ФИАН им. П.Н. Лебедева

Поступила в редакцию 12.02.1997 г.

Работа базируется на фотометрических трехцветных наблюдениях сумеречного неба, проведенных в 1994 году на Кучинской Астрофизической обсерватории. Применяя предлагаемую несложную модель земной атмосферы, из этих наблюдений можно получить такие важные характеристики, как содержание в атмосфере озона и аэрозоля, характерную высоту тропосферных аэрозольных конденсаций, вертикальную оптическую толщину атмосферы и индикатрису рассеяния в зависимости от длины волны. Помимо этого, отмечены некоторые интересные свойства цвета фона неба в период гражданских сумерек.

1. ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена исследованию оптических свойств земной атмосферы и их проявлений во время сумерек – периода перехода от дня к ночи. На эффективность анализа сумеречных явлений с целью зондирования атмосферы впервые обратил внимание В.Г.Фесенков [1], измерявший яркость сумеречного неба при глубине погружения Солнца под горизонт, большей 6° . В нашем случае яркость сумеречного неба измерялась при погружении Солнца от 1° до 4° , что позволяло определять оптические параметры нижних слоев атмосферы (высота от 0 до 40 км).

Задача интересна как с точки зрения геофизики и метеорологии, так и с точки зрения астрономии, так как в ней обсуждаются такие величины, как вертикальная оптическая толщина атмосферы и яркость сумеречного неба. С ними очень часто приходится сталкиваться астрономам-наблюдателям.

2. МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрим используемую при обработке наблюдений модель атмосферы Земли и сделанные в ней предположения. Наблюдения проводились во время светлой фазы сумерек вдали от области земной тени. В этих условиях основной вклад в яркость фона неба вносит однократно рассеянный солнечный свет, а влияние многократного рассеяния сводится к небольшой поправке к коэффициенту рассеяния [2].

Атмосфера считается изотермичной на высотах более 10 км, при этом ее температура предполагается равной 220К. Это соответствует действительности на высотах от 10 до 30 км, а вариации температуры выше 30 км не оказывают существенного влияния на ход светлой фазы сумерек вследствие малой оптической толщи указанных слоев атмосферы. Ниже высоты 10 км температура атмосферы предполагается возрастающей на 7.5К при уменьшении высоты на 1км.

В данной модели мы рассматриваем три основные компоненты атмосферы, определяющие ее оптические свойства. Это молекулярная компонента (чистый воздух), озон и аэрозольная составляющая. Оптическая толщина воздушной компоненты считается постоянной. Таким образом предполагается, что все изменения оптических свойств атмосферы происходят за счет двух других компонент – озона и аэрозоля. Значение вертикальной оптической толщи воздушной компоненты брались из [3], при этом учитывалась небольшая высота точки наблюдения над уровнем моря. Предположение изотермичности атмосферы приводит к больцмановскому высотному распределению концентрации воздуха выше 10 км с высотой однородной атмосферы, равной $z_0 = 6.43$ км.

Профиль высотного распределения атмосферного озона считался гауссовым с максимумом на высоте 25 км и стандартной полутолщиной, равной 9 км. Кривая с указанными параметрами близка к наблюдаемому высотному распределению озона в атмосфере. Кроме сильных полос поглощения в ультрафиолетовой области спектра, озон имеет систему полос и в видимой части спектра (полосы Шапюи). Эти полосы имеют максимум на длине волны около 6000 А и распространяются от 4500 А до 7500 А. Обозначим вертикальную оптическую толщину воздушной и озоновой компонент атмосферы как $\tau_1(\lambda)$ и $\tau_2(\lambda)$.

Аэрозоль – самая изменчивая компонента земной атмосферы. Все ее характеристики: полное содержание, высотное распределение, спектральная зависимость рассеяния – меняются в широких пределах за небольшие промежутки времени и на небольших расстояниях. Именно аэрозолю обязаны оптические свойства атмосферы своей

изменчивостью. Основная часть аэрозоля располагается в приземном слое атмосферы. Введем величину H – характерную высоту этого слоя. Высотное распределение аэрозольных частиц ниже этой высоты считается неизвестным, однако мы предполагаем, что все касательные лучи зашедшего Солнца, проходящие над Землей ниже высоты H , сильно поглощаются приземным аэрозолем и не участвуют в формировании сумеречного фона неба. Высотное распределение атмосферного аэрозоля выше H считается больцмановским с той же высотой однородной атмосферы, что и для воздуха. Как мы увидим далее, значение H составляет не менее 7 км, поэтому мы можем не учитывать рефракцию касательных солнечных лучей, малую на этих высотах, и небольшое отличие температуры от 220К в интервале от H до 10км.

Следует обратить внимание, что атмосферный аэрозоль отличается сильной пространственной неоднородностью, и измеренное значение величины H будет относиться не к точке наблюдения, а к району точки наименьшей высоты солнечных лучей.

Исходя из этих предположений, разделим аэрозоль на две фракции. Первая – “нижний аэрозоль” – располагается ниже высоты H , а вторая – “верхний аэрозоль” – присутствует на всех высотах, имея экспоненциальное высотное распределение. Обозначим вертикальные оптические толщи этих фракций как $\tau_3(\lambda)$ и $\tau_4(\lambda)$. Спектральная характеристика аэрозольного рассеяния света, связанная с распределением аэрозольных частиц по форме и размерам, также считается неизвестной, и лишь в среднем мы предполагаем ее соответствующей распределению Юнге [4]:

$$\tau_3(\lambda) + \tau_4(\lambda) \sim \lambda^{-1} \quad (1).$$

Смысл понятия “в среднем” будет подробно раскрыт при описании метода обработки наблюдений.

Наконец, мы предполагаем, что в области зенита (при углах рассеяния, близких к $\pi/2$) коэффициент рассеяния пропорционален коэффициенту поглощения (без учета озонового поглощения). Это нарушается при малых углах рассеяния (в области зари), когда отношение этих коэффициентов становится сильно зависимым от длины волны.

С учетом всех этих предположений можно записать формулу для яркости однократно рассеянной компоненты в общем виде. В качестве переменной интегрирования лучше всего взять наименьшую высоту солнечного луча (или высоту его “перигея”) z_p . Она будет изменяться от H до бесконечности:

$$J(h, \lambda) = \text{const} * S(\lambda) \int_H^{\infty} \exp(-\tau_a(z_p, \lambda, h, \zeta, A)) D(\gamma, \lambda) \rho(z_{sc}) \sec(\gamma - \pi/2) \exp(-\tau_b(\lambda, \zeta)) dz_p \quad (2),$$

где $S(\lambda)$ – солнечный спектр, z_{sc} – высота точки рассеяния, γ – угол рассеяния, D – коэффициент рассеяния единицы массы воздуха, h – глубина погружения Солнца под математический горизонт, ζ и A – зенитное расстояние и азимут точки неба, ρ – плотность атмосферы на высоте z_{sc} , τ_a и τ_b – оптические толщи на пути луча до и после рассеяния. Последнюю из этих величин можно считать равной вертикальной оптической толще атмосферы, умноженной на $\sec \zeta$, так как рассеяние происходит на высотах, существенно больших z_0 . Отклонение будет очень малым и независимым от длины волны, не сказываясь на цветовых характеристиках неба.

Если пренебречь поглощением солнечных лучей озоном, то для точки зенита после взятия этого интеграла можно получить выражение яркости однократно рассеянного света:

$$J(h, \lambda) = \frac{\text{const} * S(\lambda) \exp(-Rh^2/2z_0) D(h + \pi/2)}{1.24t_1(\lambda) + t_4(\lambda)} \times \frac{\exp(-\tau(\lambda)) \sec h}{\Phi(h\sqrt{R/z_0})} \times \\ \times (1 - \exp(-(1.24t_1(\lambda) + t_4(\lambda)) * \sqrt{R/z_0} \Phi(h\sqrt{R/z_0}) \exp(-H/z_0))) \quad (3),$$

где R – радиус Земли, $\tau(\lambda)$ – полная вертикальная оптическая толща атмосферы. Функция Φ равна

$$\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \exp(-t^2/2) dt \quad (4).$$

Коэффициент 1.24 появляется вследствие неизоотермичности нижних слоев атмосферы.

При расчете яркости сумеречного неба вдали от зенита или при учете озоновой составляющей картина значительно усложняется, и формулу для яркости неба в аналитическом виде записать уже не удастся. Метод обработки наблюдений основывается на последовательном учете факторов, возникающих при отклонении от зенита, и озонового поглощения. Подробно он будет рассмотрен в следующей части настоящей работы.

3. НАБЛЮДЕНИЯ

Фотометрические наблюдения сумеречного неба проводились на Кучинской Астрофизической обсерватории, находящейся примерно в 10 км к востоку от Москвы, в июне - июле 1994 года. Использовался ореольный фотометр Фесенкова (подробное описание прибора имеется в [5]). Прибор работал в режиме, позволяющем регистрировать световую энергию, приходящую с кругового участка неба радиусом в $2^{\circ}27'$. В качестве приемника использовался ФЭУ системы Кормаковой с мультищелочным катодом.

К сожалению, конструкция прибора не позволяла направлять его в зенит. Минимальное доступное зенитное расстояние составляло $\zeta_0 = 7.8^{\circ}$. Точку противосолнечного вертикала с данным зенитным расстоянием мы будем называть околозенитной. Формула (3) справедлива в этой точке при внесении соответствующих небольших поправок. К тому же обсерватория была расположена так, что солнечный и противосолнечный вертикал не были одновременно доступны наблюдениям. Во время семи вечерних сумерек наблюдались точки противосолнечного вертикала, а из пяти утренних сумерек трижды наблюдался солнечный вертикал и дважды - только околозенитная точка.

Наблюдения проводились при погружении Солнца под математический горизонт h от 1° до 4° - 5° в трех цветовых полосах: сине-фиолетовой (с эффективной длиной волны 4250 А), зеленой (5490 А) и красной (6930 А). Далее эти цветовые полосы будем обозначать соответственно VI, Gr и Rd. Составлялись два натуральных показателя цвета, характеризующие цвет неба:

$$\begin{aligned} VI - Gr &= \ln (J(Gr)/J(VI)) + \text{const}, \\ VI - Rd &= \ln (J(Rd)/J(VI)) + \text{const} \end{aligned} \quad (5).$$

Здесь, в отличие от стандартных показателей цвета, принятых в астрономии, берется натуральный логарифм, отсюда и название введенных величин. Это сделано для удобства расчетов. Стандартные показатели цвета получаются из натуральных при их умножении на 1.08. Константы в формуле (5) выбираются так, чтобы показатель цвета равнялся нулю при равенстве потоков не в полосах, а в самих эффективных длинах волн (учтены чувствительность ФЭУ и ширины полос).

3.1. Наблюдения в противосолнечном вертикале

Измерения велись на зенитных расстояниях ζ от 7.8° до 67.8° с шагом 5° . Для каждого дня наблюдений была получена зависимость показателей цвета в околоразенитной точке от глубины погружения Солнца. Графики VI–Rd (h) показаны на рис.1.

Видно, что цвет неба изменяется в достаточно широких пределах ото дня ко дню (следует сразу отметить два вечера: 24 и 29 июля, отличающиеся особенной голубизной неба, которая, как мы увидим далее, отнюдь не означает хорошую прозрачность атмосферы в эти дни). Но при этом сохраняется четкая тенденция к возрастанию VI–Rd (покраснению неба) с погружением Солнца. Это объясняется формулой (3), последний множитель которой при больших оптических толщах (в синей и зеленой области) практически неотличим от 1, а в красной области он существенно меньше единицы и приближается к ней с погружением Солнца, при этом небо краснеет. Эффект зависит от $\tau_4(\lambda)$ и H и будет основой для их определения.

В то же время показатель VI–Gr, для которого этот эффект несущественен, не проявляет тенденции к росту и меньше варьирует ото дня ко дню (рис.2). Характерное значение VI–Gr в околоразенитной точке также отрицательно ($-0.7 - -0.8$), т.е. небо в светлые сумерки сохраняет голубой цвет.

Рассмотрим, каким был бы цвет неба при выполнении формулы (3). По нашему предположению отношение $D/(1.24 \tau_1 + \tau_4)$ не зависит от длины волны, множитель $\exp(-\tau(\lambda))$ приводит к спаду в синей области, а последний множитель - в красной. Получается, что небо должно быть зеленовато-желтым, чему способствует и вид функции $S(\lambda)$. Именно таким был бы цвет сумеречного неба при отсутствии озона в атмосфере (с таким предположением выводилась формула (3)). Озон, частично поглощая зеленые и желтые лучи заходящего Солнца, возвращает небу его “привычный” цвет.

Обратимся теперь к зависимости цвета неба от зенитного расстояния при фиксированном погружении Солнца под горизонт. При достаточно больших ζ в противосолнечном вертикале (при больших углах рассеяния) аэрозольное рассеяние становится небольшим по сравнению с воздушным, и вид индикатрисы рассеяния практически не зависит от длины волны. Основным фактором, влияющим на цвет неба, становится увеличение оптической толщи на пути луча после рассеяния. Как мы уже говорили, рассеяние происходит на высотах, значительно больших, чем z_0 , и эту оптическую толщину можно считать равной вертикальной оптической толщине, умноженной на $\sec\zeta$. Разность показателя цвета VI–Rd в точке противосолнечного вертикала с зенитным

расстоянием ζ и интерполированного на то же h значения VI–Rd в околоразенитной точке, таким образом, представляется в виде

$$(VI - Rd)(\zeta, h) - (VI - Rd)(\zeta_0, h) = -\eta + (\tau(VI) - \tau(Rd)) (\sec \zeta - \sec \zeta_0) \quad (6).$$

Это соотношение справедливо при $\zeta > 30^\circ$. В околоразенитной точке аэрозольное рассеяние уже существенно, и появляется отклонение η . Именно такой вид указанной зависимости получается из наблюдений (рис.3). Из этого графика мы можем получить разность вертикальных оптических толщ атмосферы в фиолетовой и красной областях спектра, а также коэффициент η , который, очевидно, пропорционален содержанию верхнего аэрозоля. Но перед этим цветовые характеристики нужно исправить за озоновое поглощение и за два эффекта, возникающих вследствие разности эффективных высот рассеяния для разных длин волн: зависимость этой разности и длины луча до рассеяния от разенитного расстояния. Аналогичная операция с показателем цвета VI–Gr дает разность оптических толщ в фиолетовой и зеленой цветовых полосах. Так как аэрозоль проявляет себя в зеленых лучах по сравнению с воздухом значительно слабее, чем в красных, отклонения η в этом случае не возникает.

Из данных о разности оптических толщ (без учета озона) можно получить разности аэрозольных оптических толщ. Чтобы перейти к самим оптическим толщам, нужно определить “нуль-пункт”, который оценивается по методу наименьших квадратов из соотношения (1). Следует отметить, что точное выполнение (1) при этом не предполагается, а большие отклонения от (1) приводят к большим погрешностям значений вертикальной оптической толщи атмосферы. Если рассеяние света происходило бы только на газовой составляющей атмосферы, то отношение полученных функций рассеяния (на единицу массы) в фиолетовых и красных лучах равнялось бы обратному отношению четвертых степеней длин волн. По отклонению реального “цвета рассеяния” можно также судить о содержании верхнего аэрозоля. Введем коэффициент μ :

$$\mu = \ln (D(\gamma, Rd)/D(\gamma, VI)) - 4 \ln (\lambda(VI)/\lambda(Rd)) \quad (7).$$

Угол γ относится к околоразенитной точке, его изменением за счет роста h можно пренебречь. Также как и η , μ будет пропорционально содержанию верхнего аэрозоля, точнее его оптической толще в красных лучах:

$$\tau_4(\text{Rd}) = C_1\eta = C_2\mu \quad (8).$$

Получены необходимые формулы для расчета интересующих нас величин (τ_2 , τ_3 , τ_4 , D , H). Обратимся к специфике метода вычислений. Он заключается в том, что некоторые из этих параметров ($\tau_2(\lambda)$, $\tau_4(\lambda)$ и H), а также коэффициент C_1 , относящийся ко всем наблюдениям в целом, являются входными, и им придаются определенные значения. Это дает возможность исправить данные о яркости и цвете неба за озоновое поглощение и зависимость эффективной высоты рассеяния от зенитного расстояния. Тогда по формуле (6) мы можем определить вертикальную оптическую толщину атмосферы в целом и аэрозольной компоненты для каждой длины волны, а также коэффициент η . Критерием правильности входного значения величины $\tau_4(\lambda)$ будет выполнение первого равенства в формуле (8). Применяя формулу (3) отдельно в каждой длине волны, мы находим D . Сравнивая же показатели цвета в околоразенитной точке, предсказываемые формулой (3) с реальными после исправления за озон, мы контролируем правильность значений τ_2 (по показателю VI–Gr) и H (VI–Rd). Это возможно сделать, так как по нашему предположению $D/\tau = \text{const}$, и изначально неизвестное D не входит в формулы для показателей цвета. Наконец, контролем правильности C_1 будет выполнение второго равенства в формуле (8) для всех дат наблюдений.

Вдали от зенита, где формула (3) неприменима, функция рассеяния определяется прямо из формулы (2) численным интегрированием.

Расчеты были проведены для семи вечерних наблюдений в противосолнечном вертикале. Таблица 1 содержит данные об оптической толщине озоновой и аэрозольной (верхней и нижней вместе) компонент и всей атмосферы для каждой из трех цветовых полос, а также величину H . Ошибка определения оптической толщины озона не превосходит нескольких тысячных, поэтому погрешность полной оптической толщины равна погрешности аэрозольной оптической толщины, главный вклад в которую вносит ошибка определения нуля-пункта, постоянная для всех длин волн, отсюда и слабая зависимость погрешности от длины волны.

Вертикальная оптическая толщина атмосферы была определена с хорошей точностью для наблюдений 30 июня, 10 и 28 июля, когда спектральная характеристика аэрозольного поглощения и рассеяния была близка к (1). В остальные дни она сильно отличалась от (1), а 13 и 29 июля даже не была монотонной.

Атмосферный озон практически не поглощает свет в полосе VI, лежащей вне полос Шапюи. Отношение коэффициентов поглощения озона в полосах Gr и Rd считалось равным

61/20 (соответственно таблицам [3]). Содержание озона в атмосфере в полтора раза превышает среднее, приведенное в [3], таким образом, падения уровня озона, связанного с экологическими причинами, нами не обнаружено. Просматривается постепенное убывание содержания озона в летний период, связанное с годовой периодичностью.

Уровень аэрозоля превышает приводимый в [3] для устойчивой ясной погоды, что неудивительно, если вспомнить, где и когда проводились наблюдения. При этом оптическая толщина верхнего аэрозоля не превышала в полосе R_d значений 0.010 – 0.015, то есть доминировал нижний аэрозоль, расположенный на высотах от 0 до H . Сама же величина H , сохраняя в большинстве вечеров значение порядка 7 км, резко возростала 24 и 29 июля. Вспомним, что именно в эти два вечера цвет неба был аномально голубым, причем за счет падения яркости неба в красной области спектра. Это падение объясняется наличием в 200-300 км к северо-западу от места наблюдения скопления аэрозольных частиц (дымки или облаков) на высоте 7-12 км, увеличивающих непрозрачность атмосферы к касательным лучам Солнца. Увеличение H , как видно из формулы (3), приводит к “поголубению” неба, что означает не хорошую прозрачность в месте наблюдения, а наоборот, плохую прозрачность в 200-300 км от места наблюдения в направлении зашедшего Солнца! Таким, на первый взгляд, парадоксальным выводом мы завершаем анализ наблюдений в противосолнечном вертикале и переходим к солнечному вертикалу.

3.2. Наблюдения в солнечном вертикале

Измерения яркости сумеречного неба в солнечном вертикале проводились в утренние сумерки 11, 29 и 30 июля 1994 года. Их целью являлось построение функции рассеяния воздуха при углах рассеяния, меньших 90° .

Измерения велись на зенитных расстояниях от 7.8° до 62.8° . На рис.4 представлены зависимости показателя цвета $V_I - R_d$ от глубины погружения Солнца в области зари ($\zeta=62.8^\circ$). Видно, что хотя в этой области небо краснее (в результате преобладания аэрозольного рассеяния), ход показателя цвета аналогичен околоразенитной точке. Падение $V_I - R_d$ при $h > 4^\circ$ не объясняется формулой (3). Оно связано с тем, что выше 25 км концентрация верхнего аэрозоля начинает убывать быстрее концентрации воздуха, уменьшаясь до очень малых значений на высоте порядка 35 км, о чем свидетельствует “остановка” показателя цвета при $h=6^\circ$.

К сожалению, по наблюдениям в солнечном вертикале невозможно определить вертикальную оптическую толщину атмосферы, так как формула (6) здесь не выполняется.

Поэтому для оценки функции рассеяния мы вынуждены были брать значения оптической толщи, полученные несколько часов назад во время вечерних наблюдений в противосолнечном вертикале, пренебрегая тем самым их изменением за короткую летнюю ночь. Это существенно понизило точность оценки функции $D(\gamma)$ при малых углах рассеяния. Однако, мы можем ввести величину μ' – аналог величины μ для точки с $\zeta_0=7.8^\circ$, но в солнечном вертикале. Для нее также выполняется уравнение (8), но с другой константой.

В отличие от остальных параметров, сохранение величины H за ночь в общем случае не предполагается, так как утром эта величина относится к совершенно другой области атмосферы: Солнце находится уже на северо-востоке. Сохранение H предполагалось только для ночи с 10 на 11 июля, отличавшейся стабильной ясной погодой на большой территории и нормальными характеристиками аэрозольной составляющей. Это позволило замкнуть систему уравнений. Величина H получилась равной 10.5 ± 0.8 км утром 29 июля и 7.5 ± 0.8 км – 30 июля. Таким образом, было обнаружено еще одно аэрозольное скопление, находящееся утром 29 июля к северо-востоку от Кучино.

Наблюдения в обоих вертикалах позволили построить функцию (или индикатрису) рассеяния для углов от 30° до 160° . Усредненная по всем наблюдениям функция представлена на рис.5. Полученная функция рассеяния есть сумма истинной функции рассеяния и добавки, связанной с многократным рассеянием. Пунктиром показана функция рассеяния чистого воздуха, проведенная из расчета отношения яркостей многократно и однократно рассеянного света в зените в светлые сумерки, равного 0.2 [2]. Видно, что при малых углах функция рассеяния превышает воздушную за счет интенсивного рассеяния на аэрозоле, а при больших углах возрастает роль многократного рассеяния, которое почти сравнивается с однократным по вкладу в яркость при $\gamma = 160^\circ$. Следует отметить еще одно важное свойство, а именно независимость роли многократного рассеяния от длины волны. Таким образом, при малых погружениях Солнца многократное рассеяние не изменяет цвета неба и не накладывает серьезных ограничений на формулы, учитывающие лишь однократное рассеяние. Остается заметить, что небольшие пики при углах рассеяния 60° и 130° возникли из-за того, что данные точки наблюдались при больших погружениях Солнца, чем соседние, а вид функции рассеяния (из-за многократного рассеяния) немного меняется с ростом h .

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен метод, позволяющий по результатам технически несложных фотометрических наблюдений сумеречного неба получить целый ряд важных характеристик

нижних слоев атмосферы Земли. Наряду с этим были отмечены два интересных свойства цвета неба в светлые сумерки, связанных с сильной зависимостью от содержания озона и от наличия аэрозольных скоплений в области перигея солнечных лучей.

Но с другой стороны, предлагаемый метод не позволил провести детальные исследования аэрозольной составляющей атмосферы. Для точного построения высотного распределения аэрозоля и спектральной зависимости аэрозольного рассеяния необходимо увеличение количества цветовых полос и расширение интервала погружений Солнца под горизонт. Очень много информации об атмосферном аэрозоле и о вкладе многократного рассеяния могут дать полярно-фотометрические наблюдения сумеречного неба.

В заключение автор хотел бы поблагодарить Л.М. Козлову, Г.А. Порфирьеву, О.Б. Смирнову, Г.В. Мошкина, С.В. Коробкина и Т.В. Воробьева за их большую помощь в организации, проведении и обработке наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Г. Фесенков. Труды Главной Астрофизической обсерватории. стр.7. 1923.
2. Г.В. Розенберг. “Сумерки”. стр.291. М., Физ.-мат. лит. 1963.
3. К.У. Аллен. “Астрофизические величины”. стр. 184. “Мир”. 1977.
4. Ch. Junge. “Artificial stimulation of rain”. London. 1957.
5. Г.Ф. Ситник. “Исследование земной атмосферы по ореолам Солнца и Луны”. стр.29. МГУ. 1985.

Дата, 1994	H, км	Цвет	Аэрозоль	Озон	Сумма
30.06	7.2±0.6	Vl	0.086	0.000	0.367±0.021
		Gr	0.073	0.051	0.224±0.023
		Rd	0.052	0.017	0.108±0.019
09.07	7.2±1.0	Vl	0.197	0.000	0.478±0.101
		Gr	0.181	0.047	0.329±0.101
		Rd	0.105	0.016	0.159±0.101
10.07	7.0±0.3	Vl	0.078	0.000	0.359±0.014
		Gr	0.064	0.049	0.213±0.013
		Rd	0.047	0.016	0.103±0.013
13.07	6.9±0.3	Vl	0.131	0.000	0.412±0.099
		Gr	0.145	0.043	0.288±0.099
		Rd	0.080	0.014	0.134±0.099
24.07	12.5±1.2	Vl	0.247	0.000	0.529±0.059
		Gr	0.218	0.041	0.359±0.059
		Rd	0.150	0.013	0.203±0.058
28.07	7.6±0.8	Vl	0.101	0.000	0.383±0.027
		Gr	0.087	0.048	0.235±0.025
		Rd	0.062	0.016	0.117±0.024
29.07	11.7±1.0	Vl	0.053	0.000	0.334±0.073
		Gr	0.019	0.042	0.160±0.072
		Rd	0.037	0.014	0.090±0.072

Таблица 1. Значения H , вертикальной оптической толщи отдельных компонент и атмосферы в целом по вечерним наблюдениям в противосолнечном вертикале.

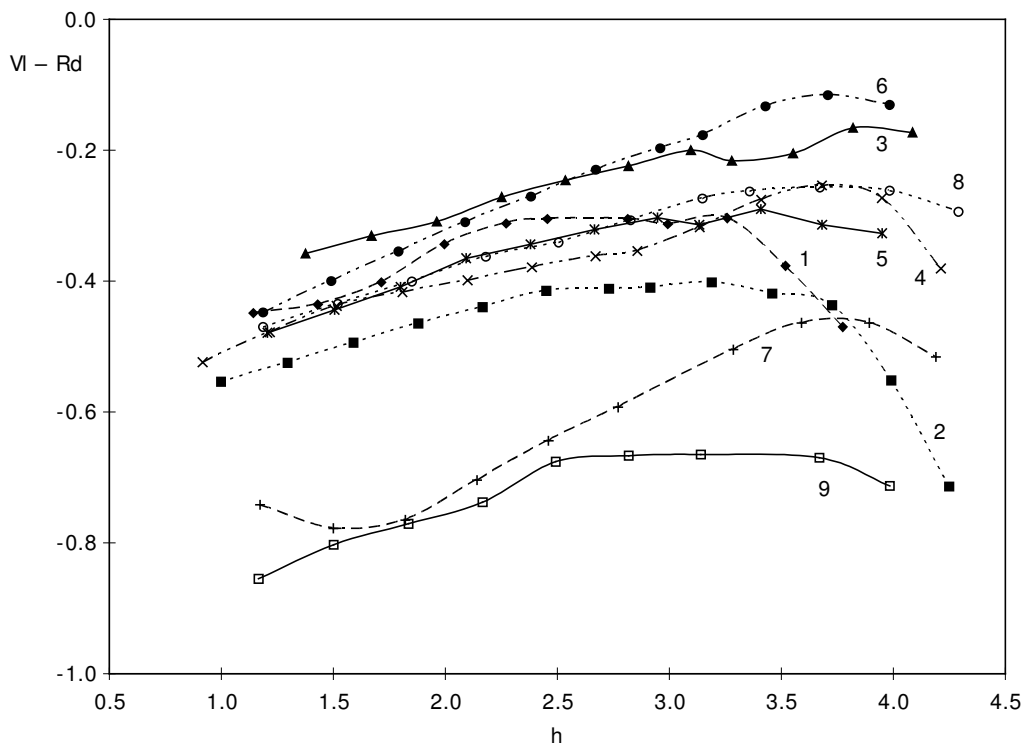


Рис. 1. Зависимость показателя цвета VI-Rd от глубины погружения Солнца в околоренитной точке. 1 – вечер 30.06, 2 – утро 08.07, 3 – вечер 09.07, 4 – утро 10.07, 5 – вечер 10.07, 6 – вечер 13.07, 7 – вечер 24.07, 8 – вечер 28.07, 9 – вечер 29.07.1994 г.

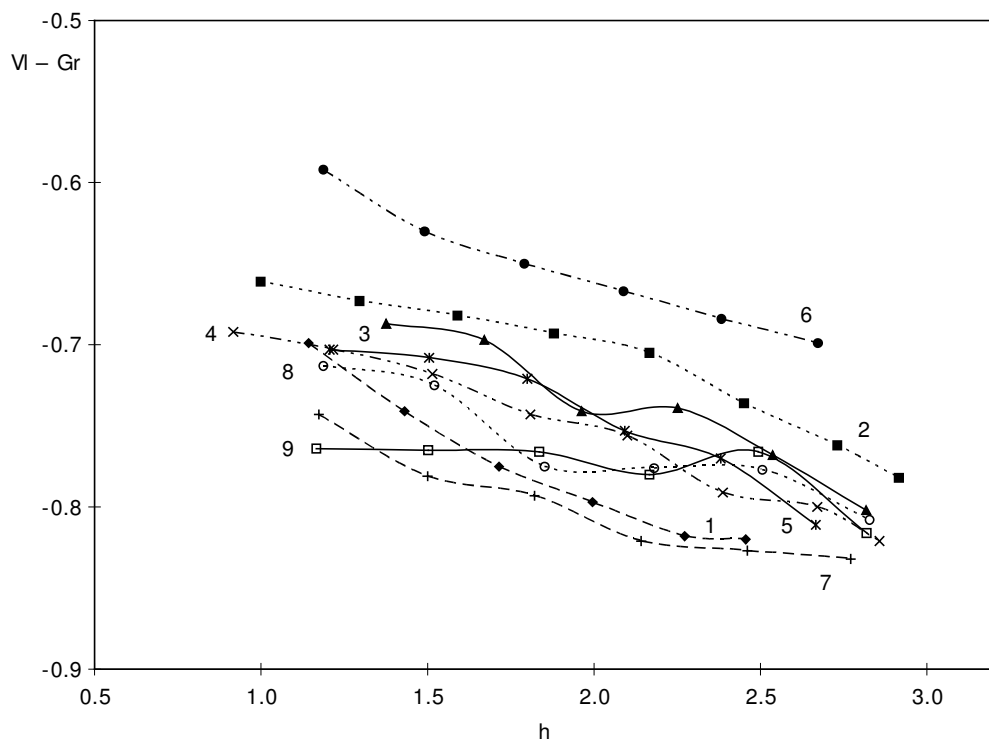


Рис. 2. Зависимость показателя цвета VI-Gr от глубины погружения Солнца в околоренитной точке. Обозначения аналогичны рис. 1.

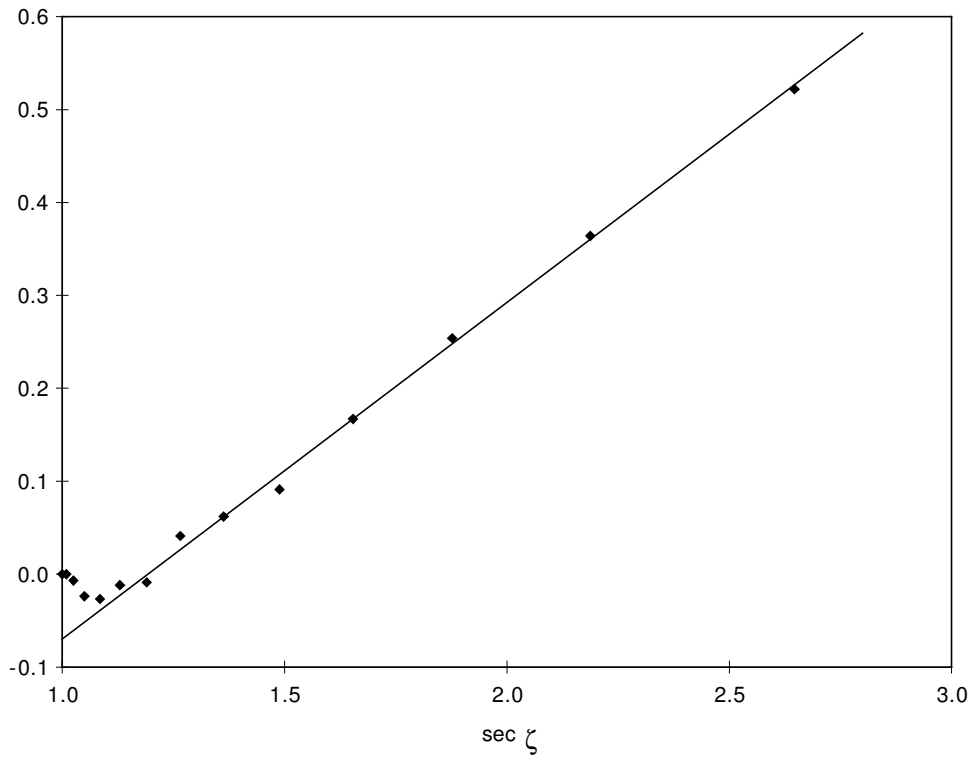


Рис.3. Зависимость показателя цвета VI–Rd от зенитного расстояния в противосолнечном вертикале (вечер 24 июля 1994 года)

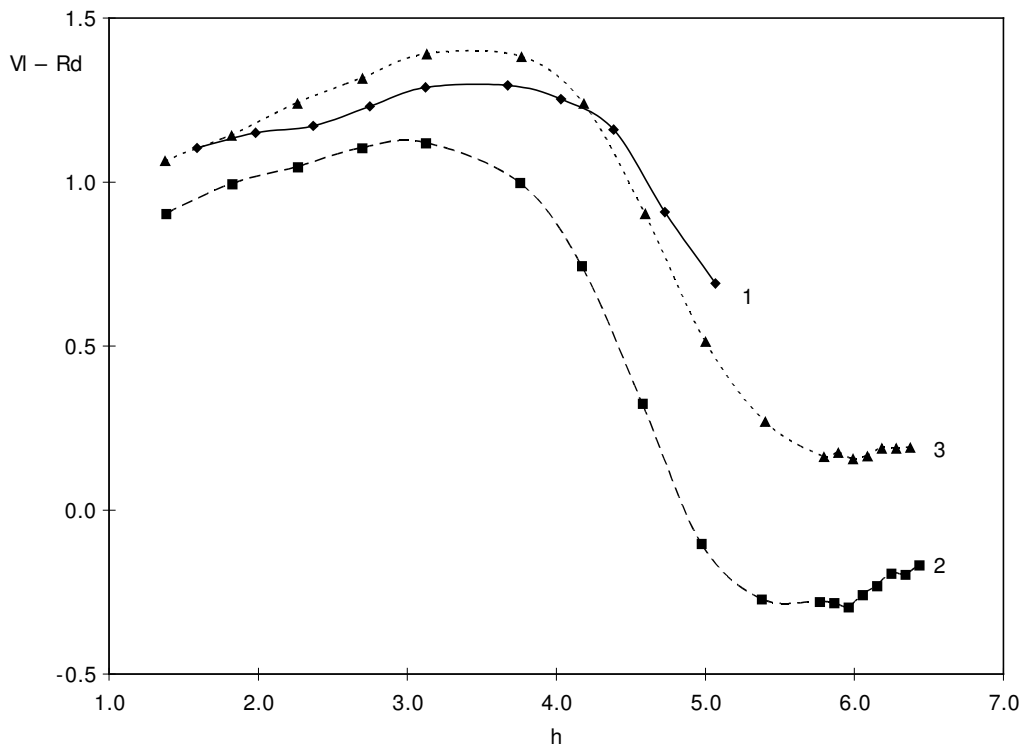


Рис. 4. Зависимость показателя цвета VI–Rd от глубины погружения Солнца в области зари.
1 – утро 11.07, 2 – утро 28.07, 3 – утро 29.07.1994 г.

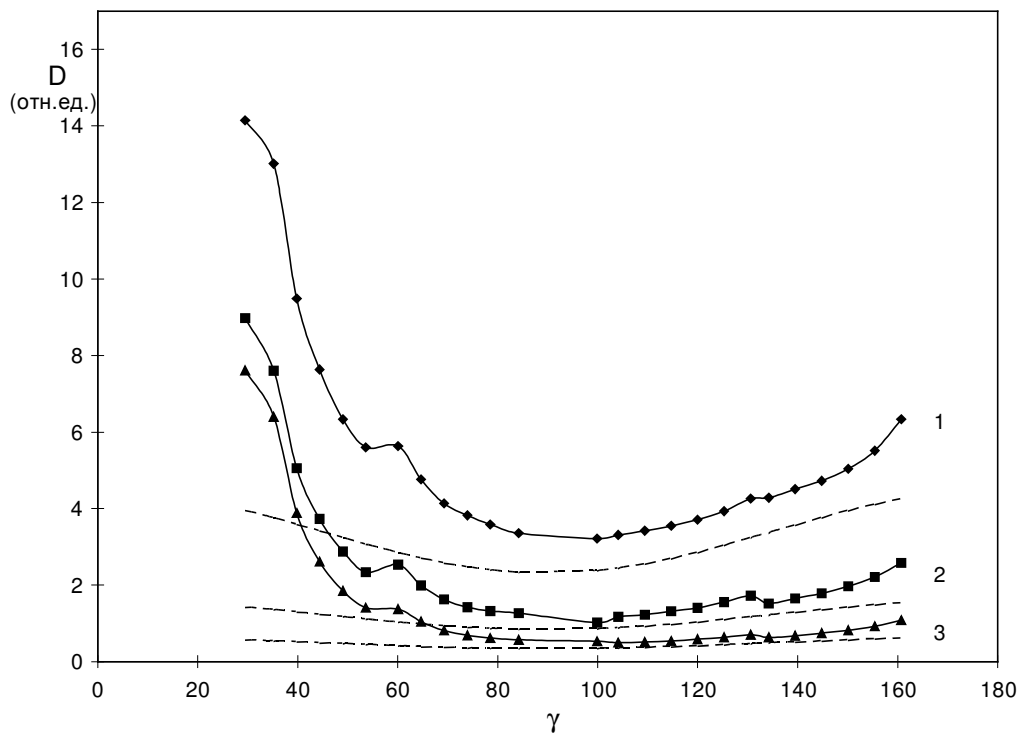


Рис. 5. Средняя функция рассеяния (в относительных единицах) в нижних слоях атмосферы для трех длин волн.

DEFINITION OF LIGHT SCATTERING PARAMETERS IN THE EARTH'S ATMOSPHERE BASING ON THE PHOTOMETRIC OBSERVATIONS OF THE TWILIGHT SKY

O.S. Ougolnikov

Moscow State University

Astro-Space Centre Of Lebedev's Physical Institute

This work is based on the photometric three-color observations of the twilight sky that were carried out at Kuchino Astrophysical observatory in 1994. Using the simple model of the Earth's atmosphere suggested in this work we can determine important parameters such as ozone and aerosol content, characteristic altitude of tropospheric aerosol condensations, the vertical optical depth of the atmosphere and scattering indicatrice depending on the wavelength.

Besides, we have noticed interesting features of the sky color during the civil twilight.