

УДК.523.5

**А. В. Мороженко, А. П. Видьмаченко, П. В. Неводовский,
Н. М. Костогряз**

Главная астрономическая обсерватория Национальной академии наук Украины
ул. Академика Заболотного 27, Киев, 03680

Эффективны ли поляризационные измерения при изучении аэрозоля атмосферы Земли?

Показано, что орбитальные поляризационные наблюдения Земли в спектральном интервале > 300 нм не позволяют получать ряды параметров Стокса, которые отвечали бы условию однородности оптических свойств системы «атмосфера + поверхность», вследствие чего невозможно корректно разделить вклад атмосферной и поверхностной составляющих и определить физические характеристики аэрозоля в атмосфере. Это обусловлено оптической неоднородностью системы, разной природой аэрозоля над различными деталями рельефа, а также трудно прогнозируемыми временными изменениями оптических свойств системы «атмосфера + поверхность». Наблюдения при < 300 нм более приемлемы из-за того, что сильное поглощение озоновым слоем делает практически невидимой не только поверхность, но и тропосферный слой атмосферы, которые наиболее сильно подвержены эффектам горизонтальной неоднородности и временных вариаций. Поэтому сканирование вдоль отдельных широтных поясов позволит получить квазиоднородные зависимости второго параметра Стокса $Q(\lambda)$ ($U(\lambda) = 0$), пригодные для оценки физических характеристик стратосферного аэрозоля и выявления их изменений в горизонтальной плоскости и во времени.

ЧИ ЕФЕКТИВНІ ПОЛЯРИЗАЦІЙНІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ У ВИВЧЕННІ АЕРОЗОЛЮ АТМОСФЕРИ ЗЕМЛІ?, Мороженко О. В., Видьмаченко А. П., Неводовський П. В., Костогряз Н. М. — Показано, що орбітальні поляризаційні спостереження Землі на довжинах хвиль > 300 нм не дозволяють отримувати ряди параметрів Стокса, які б відповідали умові однорідності оптичних властивостей системи «атмосфера + поверхня», внаслідок чого неможливо коректно розділити вклад атмосферної та поверхневої складових і визначити фізичні характеристики аерозолі в атмосфері. Це зумовлено оптичною неоднорідністю системи, різною природою аерозолі над різними деталями рельєфу, а також важко прогнозованими змінами з часом

оптичних властивостей системи «атмосфера + поверхня». Спостереження при $\lambda < 300$ нм більш прийнятні через те, що сильне поглинання озоновим шаром робить невидимою не лише поверхню, але й нижні шари атмосфери, які найсильніше піддаються ефектам горизонтальної неоднорідності оптичних властивостей та їх змін у часі. Тому сканування вздовж широтних поясів дозволить отримати квазіоднорідні залежності другого параметра Стокса $Q(\lambda)(U(\lambda) = 0)$, які будуть придатні для визначення фізичних характеристик стратосферного аерозолю та виявлення їхньої зміни в горизонтальній площині та з часом.

ARE THE POLARIZATION MEASUREMENTS EFFECTIVE IN THE STUDY OF THE EARTH'S ATMOSPHERE AEROSOL? — by Morozhenko A. V., Vidmachenko A. P., Nevodovskiy P. V., Kostogryz N. M. — It is shown that satellite polarization observations of the Earth at wavelengths more than 300 nm are not effective to determine physical characteristics of aerosol due to the impossibility to properly separate the atmosphere and surface contributions. This is caused by the optical heterogeneity of the surface, changing the aerosol nature over the relief details and difficulties in the prediction of temporal changes of the optical properties of the «atmosphere + surface» system. Observations at wavelengths less than 300 nm are more favourable because the ozone layer absorbs very strongly and makes nearly invisible not only the surface, but also tropospheric layers which are most strongly affected to the horizontal inhomogeneity of optical properties and their temporal variations. Therefore, scanning along individual latitude belts will provide quasi-homogeneous phase dependences of the second Stokes parameter $Q(\lambda)(U(\lambda) = 0)$ which are suitable for the assessment of the physical characteristics of the stratospheric aerosol and revealing their changes in the horizontal plane and in time.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный аэрозоль играет важную роль при формировании теплового режима (парниковый эффект) и в изменении озонового слоя [10, 31]. Его условно можно разделить на тропосферный (высота меньше 20—30 км) и стратосферный (для большей высоты). Эти аэрозоли различаются размером, временем присутствия в атмосфере и своей природой. Тропосферный аэрозоль более короткоживущий, потому что очищение от него происходит не столько оседанием под действием силы тяжести, сколько «вымыванием» осадками (дождь, снег). В верхних слоях атмосферы доминирующим является гравитационное оседание, вследствие чего очищение длится годами. Различными есть и наши знания об этих аэрозолях, потому что с тропосферным мы сталкиваемся ежедневно (от пыли на рабочем столе до осадков в виде дождя, града или снега), а со стратосферным — только наблюдениями перламутровых (на высоте 22—27 км) и серебристых (82—85 км)

облаков, а также понижением степени поляризации сумеречного неба в близких к 90° значениях фазового угла [9, 16, 20]. О тропосферном аэрозоле известно следующее.

1. Природа тропосферного аэрозоля — это поднятый с поверхности грунт, продукты вулканической и производственной деятельности и пр., продукты конденсации и кристаллизации (в первую очередь водяного пара), и в меньшей степени — межпланетное вещество (в том числе и продукты распада метеоритов).

2. Размеры тропосферного аэрозоля — от микронов (в период высокой прозрачности атмосферы) до нескольких сантиметров (град). Функции распределения таких частиц по размерам успешно изучаются в лабораторных условиях (см. фундаментальную работу Л. М. Левина [3]).

3. Форма частиц — от сферической (капли тумана) до весьма сложной (снежинки).

4. Оптическая толщина на уровне моря составляет от 0.06 при $\lambda = 550$ нм (по астрофизическим исследованиям коэффициента прозрачности) до десятков единиц в грозовых облаках.

Более того, самолеты и метеорологические спутники непрерывно обеспечивают данными не только о пространственном и временном распределении тропосферного аэрозоля (главным образом облачности), но и его основных свойствах (забор проб на разных высотах и местах).

Что касается стратосферного аэрозоля, то, как и для аэрозоля в верхних слоях атмосфер некоторых планет (Венеры на высоте 78 км [43], Марс, выше 70 км [37] и Юпитер, в пределах давления 1—10 мбар [44]), мы пока можем исходить только из некоторых предположений.

Обнаружение в 1970 г. уменьшения на 10 % мощности озонового слоя в так называемой озоновой дыре над Антарктикой, а позже и над некоторыми промышленными регионами Американского и Европейского континентов [45] и глобального потепления — заставили по-новому взглянуть на проблему стратосферного аэрозоля. Практически сразу же обнаруженные эффекты безальтернативно были связаны с такими антропогенными факторами, как фреоны, молекулы которых содержат атомы хлора и фтора [26], и выбросы в процессе производственной деятельности «парниковых» газов, в первую очередь углекислого. На основе этих представлений был принят ряд международных протоколов: Женевская конвенция о глобальном переносе загрязняющих примесей (1970-е годы); Венская конвенция о защите озонового слоя (1985 г.); Монреальский протокол об ограничении и запрещении производства уничтожающих озоновый шар хлор- и фтор-углеводородов (1987 г.); Конвенция об изменении климата (Рио-де-Жанейро, 1992 г.); Киотский Протокол об ограничении выбросов, содействующих возникновению парникового эффекта газов (Киото, 1997 г.). Однако уже тогда было известно, что положенные в основу этих документов механизмы недостаточно изучены, а иногда и

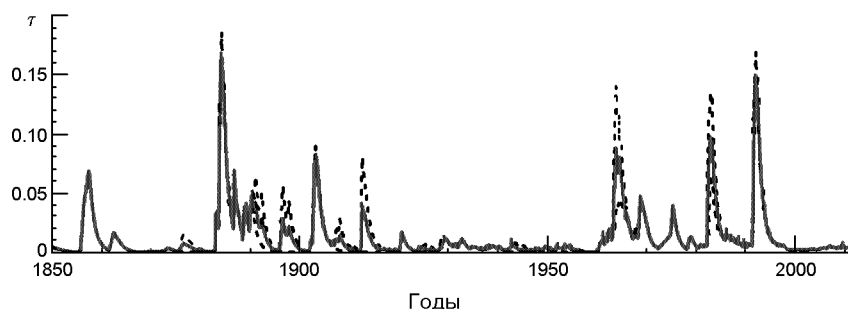


Рис. 1. Изменение оптической толщины аэрозольной составляющей оптической толщины стратосферного аэрозоля на $\lambda = 0.55$ мкм: над северным (N) и южным (S) полушариями и глобально (G) [46] (<http://www.columbia.edu/~mhs119/StratAer/>). Наибольшим значениям в 1984 и 1992 гг. предшествовали извержения вулканов Эль-Чичон (1982 г.) и Маунт Хадсон, Маунт Пинатубо (1991 г.)

ошибочны. Например, фреоновый механизм очень сомнителен, так как фреоны не могут подниматься выше 12 км. Поэтому поиски альтернативных механизмов продолжались.

Так, практически одновременно с обнаружением озоновой дыры было показано, что обнаруженные изменения интенсивности солнечного излучения в далекой УФ-области спектра ($\lambda < 300$ нм) могут обусловить изменения мощности озонового слоя в пределах $\pm 3\%$ [34]. Несколько позже был разработан аэрозольный механизм [10], который был стимулирован выявлением корреляции мощности озонового слоя с количеством стратосферного аэрозоля [47] и значительными временными изменениями его оптической толщины в видимом участке спектра (от 0.001 до 0.1) над полярными районами (рис. 1). Численные расчеты в модели сферических частиц с действительным показателем преломления $n_r = 1.33$ (вода) и нормально-логарифмическим законом распределения частиц по размерам (с дисперсией размеров $\sigma^2 = 0.1$) показали, что обнаруженное над Антарктикой уменьшение мощности озонового слоя на 10% (в озоновой дыре) может быть обусловлено увеличением пересчитанной на длину волны $\lambda = 1$ мкм аэрозольной составляющей оптической толщины приблизительно на 0.003 при эффективном размере частиц $r_0 = 0.05$ мкм, или на 0.03 при $r_0 = 0.10$ мкм, т. е. на величины, которые даже меньше обнаруженных КА «Нимбус-7» в период с 1979 по 1992 гг.

В отличие от фреонового механизма, в котором уменьшение мощности озонового слоя обусловлено главным образом разрушением молекул озона в процессе отрыва одного атома кислорода, последние два механизма изменяют скорость их производства.

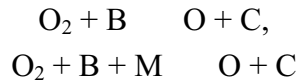
С целью выявления особенностей обусловленного этими механизмами широтного распределения мощности озонового слоя кратко напомним основной механизм формирования озонового слоя: процесс тройных столкновений атомарного и молекулярного кислорода



где М — произвольная третья молекула. Доминирующим источником пополнения атомарного кислорода в стратосфере является фотодиссоциация молекулы кислорода при поглощении солнечного кванта с длинами волн $\lambda < 242$ нм:



тогда как двух- и трехкомпонентные столкновения



являются второстепенными.

То есть, некоторая молекула А при поглощении фотона энергии $h\nu$ переходит в возбужденное состояние A^* (вращательное, колебательное, электронное) либо стимулирует процессы диссоциации (1), или ионизации молекулы; скорость образования возбужденных молекул определяется в соответствии с формулой

$$\frac{d[A^*]}{dt} = [A] E(\lambda) \exp(-\tau_0(\lambda)) - [A^*] J(\lambda), \quad (2)$$

где $[A^*]$, $[A]$ — объемные концентрации возбужденных и невозбужденных молекул кислорода соответственно, $J(\lambda)$ — коэффициент скорости их фотодиссоциации, $E(\lambda)$ — спектральная освещенность Солнцем на верхней границе земной атмосферы, $\tau_0(\lambda) = \tau_g(\lambda) + \tau_a(\lambda)$, $\tau_g(\lambda)$ и $\tau_a(\lambda)$ — газовая и аэрозольная составляющие оптической толщины соответственно, θ — косинус угла падения солнечного луча (зенитного расстояния Солнца), $\mu(\lambda)$ — монохроматические коэффициенты поглощения молекулы кислорода. Из выражения (2) следует, что изменение $E(\lambda)$ обуславливает изменение $J(\lambda)$, относительная величина которого не зависит от высоты Солнца над горизонтом, тогда как изменение $\tau_0(\lambda)$ в первую очередь проявится в приполярных районах. Это, вероятнее всего, и обусловило наибольшие изменения мощности озонового слоя над Антарктикой.

Одновременно с образованием молекул озона происходит их диссипация по описанному выше сценарию, вследствие чего со временем устанавливается равновесие концентраций молекул озона и кислорода, которая определяется соотношениями

$$\begin{aligned} [\text{O}_3]/[\text{O}_2] &= (k_{12}J_2[\text{M}]/k_{13}J_3)^{1/2}, \\ [\text{O}_3]/[\text{O}_2] &= k_{12}[\text{M}]/k_{13} \end{aligned}$$

в дневное и ночное время соответственно. Здесь J_2 , J_3 — коэффициенты скорости фотодиссоциации молекул кислорода и озона соответственно, k_{12} , k_{13} — коэффициенты скорости диссоциации в процессе двойных столкновений молекул кислорода и озона с третьими молекулами.

Необходимо помнить, что поскольку фотодиссоциация молекулы озона согласно процессу (1) происходит при взаимодействии с квантами $\lambda < 1178$ нм, то при всех остальных равных условиях изменения коэффициента J_3 будут меньшими, чем J_2 . Это обусловлено пренебре-

жимо слабыми изменениями интенсивности солнечного излучения в длинноволновой области спектра и значительным увеличением $\tau_0(\lambda)$ с уменьшением длины волны, что характерно для мелких частиц, которые и могут длительное время находиться в верхних слоях земной атмосферы.

Отметим, что сейчас рассматривается еще и механизм непосредственного взаимодействия молекулы озона с аэрозолем, который основан на явлении захвата его молекул каплями жидкости [31], известного под названиями «гетерогенные реакции», или «сток озона на аэрозольных частичках» и который может быть существенным в тропосфере (при наличии облаков, тумана).

Как было показано в работе [8], обнаруженное с 1970 по 1990 гг. увеличение температуры на 0.4°C может быть обусловлено уменьшением болометрического альбеда Земли всего на 0.006 за счет, например, увеличения загрязненности вод мирового океана. Это означает, что глобальное потепление может быть следствием как минимум двух механизмов: усиления парникового эффекта и увеличения эффективной температуры.

Понимание важности стратосферного аэрозоля стимулировало постановку экспериментов по его изучению с орбитальных КА. Первоначально это была регистрация КА «Нимбус-7» ослабления интенсивности Солнца при входе в тень или выходе из тени КА (затменный эксперимент [28]). По этим данным определялись точные значения оптической толщины газовой-аэрозольной среды на луче зрения $\tau_1(h)$ на разных высотах h ; а по ним — надирные значения $\tau_0(h)$. Несколько позже группой Дж. Хансена [28] был разработан проект комплекса, который включал сканирующий поляриметр на спектральный диапазон 410 — 2250 нм (12 светофильтров) [48], наблюдательные данные которого должны обеспечить изучение физических характеристик аэрозоля.

Целью нашей работы является обсуждение проблем, которые необходимо преодолеть на пути получения достоверных данных об аэрозоле в атмосфере Земли. Начнем с оценки $\tau_0(h)$ по данным затменного эксперимента.

ЗАТМЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

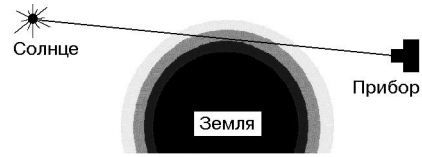
Напомним, что измерение ослабления солнечного излучения при входе в тень (выходе из тени) КА (рис. 2) позволяет определять точные значения оптической толщины газовой-аэрозольной среды на луче зрения $\tau_1(h)$ на разных высотах h , а по ним и оптическую толщину в надире $\tau_0(h)$ [36] согласно приближенному выражению

$$\tau_0(h) = \tau_1(h) [2(R - h)/H_a(r, a, h)]^{1/2},$$

где R — радиус Земли, $H_a(r, a, h)$ — так называемая аэрозольная шкала высоты. Последняя определяется выражением

$$H_a(r, h) = D_i(h)/V_s(r, h),$$

Рис. 2. Схема затменного эксперимента



или выражением [39]

$$1/H_a(r, h) = 1/H_g(h) + V_s(r, h)/D_t(h),$$

где

$$D_t(h) = (Q_t / (g c_p)) (dt/dh - g/c_p)^{-1}$$

— коэффициент турбулентной диффузии, который определяется турбулентным и молекулярным теплообменом, переносом лучистой энергии, фазовыми переходами конденсатов в атмосфере и переходами кинетической энергии движения в тепловую под влиянием конвективного и турбулентного перемешивания;

$$V_s = (2 r^2 a g / 9 d) (1 - A l / r)$$

— скорость оседания частиц под действием силы тяжести в спокойной атмосфере [19];

$$H_g(h) = kT / g$$

— газовая шкала высот, g — ускорение свободного падения, l — длина свободного пробега молекул, a — удельная плотность частицы, d — коэффициент динамической вязкости, k — постоянная Больцмана, T — температура в кельвинах, m — молекулярная масса, dt/dh — вертикальный градиент температуры, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, Q_t — турбулентный поток тепла в вертикальном направлении. Значение фактора A составляет 0.86 для жидких и очень гладких частиц сферической формы и 0.7 — для изрытых частиц [19].

Отметим, что согласно [39] высотная зависимость $D_t(h)$ удовлетворительно описывается выражением

$$D_t(h) = D_t(0) [n(0)/n(h)]^{1/2},$$

где $n(0)$ и $n(h)$ — концентрация молекул на соответствующих высотах в атмосфере.

Турбулентный поток тепла, который иногда называют скоростью нагревания элементарного объема газа за счет поглощения света частицами, обуславливает восходящие потоки, имеющие скорость V_t

которая на порядки может превышать скорость оседания V_s в спокойной атмосфере. Так, для глобальной пылевой бури на Марсе в 1971 г., последствия которой ощущались более трех месяцев, в соответствии с приближенными оценками

$$Q_t(h) = E_0 a (d_a / dh) \exp[-a(h)/a_0]$$

(a_0 — альbedo однократного рассеяния частиц) дневные значения V_t могли достигать 2 м/с [36]. Со временем под воздействием турбулентного перемешивания устанавливается стационарное распределение частиц по высоте:

$$N(h) = N(r,0) \exp \int_0^h \frac{dh}{H_a(r,h)} dr.$$

Безусловно, в верхних слоях земной атмосферы (из-за малости ρ_a) значение V_t будет значительно меньше, но поскольку на высоте 40 км для сферических частиц с радиусом 0.1 мкм $V_g = 0.0048$ и 0.0016 см/с для $\rho_a = 1$ и 3 г/см³ соответственно, то и здесь турбулентный эффект может быть существенным. Поскольку скорость восходящих потоков после захода Солнца может уменьшиться практически до нуля, то частицы, поднятые днем на высоту h_t , ночью опустятся на высоту h_g , а после восхода — снова начнут подниматься. Смена дневного и ночного времени обусловит смену эффективной высоты аэрозольного слоя и эффективного размера частиц. Это приведет к широтной зависимости его оптической толщины, что, кстати, и наблюдалось в период глобальной пылевой бури на Марсе в 1971 г. [24].

Как видим, корректный переход от оптической толщины газовой-аэрозольной среды на луче зрения $\tau_1(h)$ к оптической толщине в надире $\tau_0(h)$ требует достоверных данных о природе аэрозоля (плотности ρ_a) и его эффективном размере именно в момент наблюдений. Как раз на получение этих данных был нацелен поляриметрический эксперимент [48], попытка реализации аналога которого (ГЛОРИЯ) в начале 2011 г. оказалась неудачной. Поскольку сейчас НАСА продолжает работы над этим проектом, а Украина заявила о намерении реализовать аналогичный эксперимент [21], то ниже мы постараемся ответить на следующий вопрос: окажутся ли поляризационные измерения Земли в области спектра с $\lambda > 300$ нм эффективными в достижении этой цели.

ПОЛЯРИМЕТРИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

При разработке поляриметрического эксперимента группа Дж. Хансена исходила из опыта определения физических характеристик аэрозоля в атмосфере Венеры [29, 30], поле диффузно отраженного излучения которой формируется только в газовой-аэрозольной среде полубесконечной оптической толщины. Предполагалось, что в результате будут получены высокоточные данные о физических характеристиках аэрозоля: спектральных значений показателя преломления (с погрешностью ± 0.02), эффективного радиуса ($\pm 10\%$), эффективной дисперсии размеров ($\pm 40\%$), спектральных значений оптической толщины ($\pm 10\%$) и альbedo однократного рассеяния ($\pm 10\%$), формы частиц, а также о пространственном и временном изменении этих характеристик [21]. Напомним, что именно с такими погрешностями были определены некоторые из перечисленных параметров аэрозоля в атмосфере Венеры. Специфической особенностью Земли является то, что отражательные и поляризационные свойства ее света формируются взаимодействием солнечного излучения не только с атмосферой, но и с поверхностью планеты.

Поскольку один из авторов настоящей работы имеет опыт анализа поляризационных наблюдений не только планет с атмосферами полубесконечной оптической толщины [1, 42], но и с оптически тонкими (Марс [5—7]), то ниже остановимся на специфике применения поляриметрического метода к изучению аэрозоля планет с оптически тонкой атмосферой. Для этого сначала рассмотрим идею применения поляриметрического метода в наиболее простом варианте: применительно к планетам с оптически толстыми атмосферами.

Венера является наиболее подходящим представителем планет с оптически толстой атмосферой, потому что для нее еще наземными средствами были получены данные о фазовых зависимостях степени поляризации света $P(\alpha)$ и альbedo диска $A(\alpha)$ в широких интервалах фазовых углов (15° — 145°) и длин волн (340 — 990 нм) [23]. В этом случае поле диффузно отраженного излучения формируется только газовой-аэрозольной средой, а выражение для фазовой зависимости второго параметра Стокса $Q(\alpha) = P(\alpha)A(\alpha)$ в модели однократного рассеяния имеет вид

$$Q(\alpha) = (1 - \omega_g)Q_a(\alpha) + \omega_g Q_g(\alpha),$$

где $Q_a(\alpha)$ и $Q_g(\alpha)$ — значения этого параметра для аэрозольной и газовой составляющих, ω_a и ω_g — объемные коэффициенты рассеяния аэрозоля и газа соответственно.

Путем сравнения наблюдаемых и рассчитанных значений $Q(\alpha)$ определяются значения показателя преломления, эффективного радиуса частиц $r_{\text{эф}}$, дисперсии размеров $v_{\text{эф}}$ (в модифицированном гамма-распределении) и λ , при которых имеет место наилучшее согласие расчетов и наблюдений (рис. 3). При этом сделаны такие упрощающие предположения:

1) значения искомых параметров одинаковы для всех планетоцентрических широт θ и долгот L (оптическая однородность диска) и не изменяются со временем. Это обстоятельство предполагает, что фазовая зависимость $Q(\alpha)$, которая получена по наблюдениям на длительном промежутке времени, сформирована газовой-аэрозольной средой с одинаковыми физическими характеристиками;

2) задается модель вертикальной структуры атмосферы, чаще всего — вертикально однородная.

Безусловно, эти требования строго никогда не выполняются, но, как видно из рис. 3, разброс данных, полученных на протяжении четырех лет, не намного превышает ошибки измерений.

Что касается второго предположения, то анализ данных для Венеры в моделях оптически однородного газовой-аэрозольного слоя (с учетом только однократного рассеяния [17, 23], со строгим учетом многократного рассеяния [29, 30] и с его приближенным учетом [42]) и для вертикально неоднородного слоя [33] — привел к практически одинаковым значениям параметров аэрозоля, которые характеризуют некий аэрозоль, усредненный по видимой поверхности, по глубине и во времени.

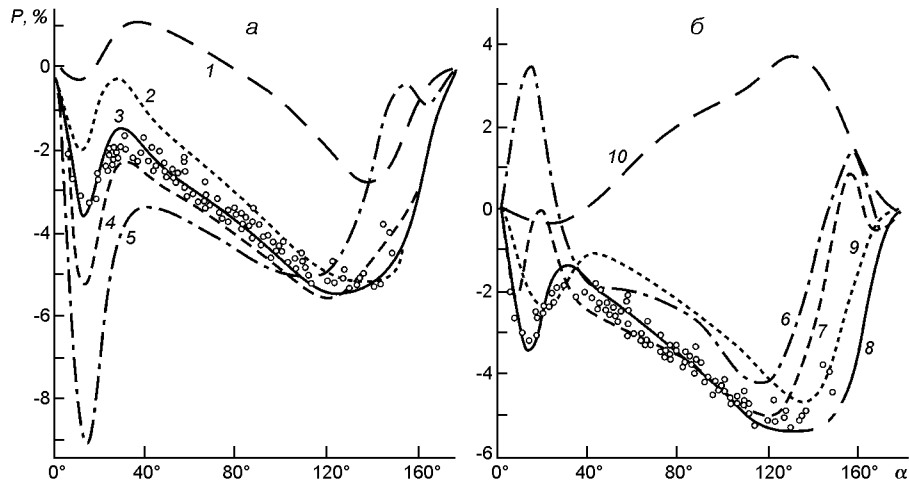


Рис. 3. Наблюдаемая (кружки) и рассчитанные (линии) зависимости $P(\alpha)$ для Венеры на $\lambda = 990$ нм по данным [30]: а — при фиксированном значении $v_{эф} = 0.07$ (линия 1 — $n_r = 1.33$, $r_{эф} = 0.8$ мкм, 2 — $n_r = 1.40$, $r_{эф} = 1.0$ мкм, 3 — $n_r = 1.43$, $r_{эф} = 1.05$ мкм, 4 — $n_r = 1.45$, $r_{эф} = 1.1$ мкм, 5 — $n_r = 1.50$, $r_{эф} = 1.2$ мкм); б — при фиксированных значениях $v_{эф} = 0.07$, $n_r = 1.43$ (6 — $r_{эф} = 2$ мкм, 7 — $r_{эф} = 1.5$ мкм, 8 — $r_{эф} = 1.0$ мкм, 9 — $r_{эф} = 0.7$ мкм, 10 — $r_{эф} = 0.4$ мкм)

Интересно отметить, что Б. Лио [41] из сравнения полученной им зависимости $P(\alpha)$ в визуальных лучах с лабораторными данными для капель воды пришел к выводу, что наилучшее согласие расчетов с наблюдениями имело место при монохроматическом радиусе 1.25 мкм, что близко к данным [30]: $r_{эф} = 1.1 \pm 0.1$ мкм при $v_{эф} = 0.07 \pm 0.02$.

В отличие от вышеупомянутых работ [17, 23, 29, 30, 34], в работе [42] отрабатывался метод анализа поляризационных наблюдений планет-гигантов, для которых интервал изменения фазовых углов для наземного наблюдателя весьма ограничен (для Юпитера меньше 12°), и поэтому анализировались спектральные значения $P(\alpha, \lambda)$. Однако и здесь были получены практически такие же значения характеристик аэрозоля.

Для планет с *оптически тонкими атмосферами* их поляриметрические свойства формируются взаимодействием: 1) неполяризованного солнечного излучения с газовой-аэрозольной средой и поверхностью и 2) отраженного поверхностью уже поляризованного излучения с атмосферой. Если пренебречь последним, то даже в модели однократного рассеяния выражение для второго параметра Стокса будет иметь вид

$$Q(\alpha, L, \mu_0, \mu) = [(1 - \mu_0 \mu) Q_a(\alpha, L, \mu) + \mu_0 \mu Q_g(\alpha, L, \mu)] \exp[\mu_0 \mu / 4(1 - \mu_0 \mu)] \{1 - \exp[\mu_0 \mu (1 - \mu_0 \mu) / 4]\} + Q_n(\alpha, L, \mu_0, \mu) \exp[\mu_0 \mu (1 - \mu_0 \mu) / 4], \quad (3)$$

где $Q_n(\alpha, L, \mu_0, \mu)$ — поверхностная составляющая, μ_0 — альbedo однократного рассеяния, μ_0 и μ — косинусы углов падения и отражения света.

Кроме очевидной оптической неоднородности в горизонтальной плоскости, на параметры $Q_n(\lambda, L, \theta_0, \alpha, \beta)$ и $Q_a(\lambda, L, \theta_0, \alpha, \beta)$ будет оказывать влияние еще и разнообразие рельефа (особенно на газовую и аэрозольную составляющую оптической толщины). Если учесть, что значения этих параметров испытывают существенные и непрогнозируемые изменения во времени (особенно поверхностной составляющей), то становится очевидной практическая невозможность получить фазовую зависимость $Q(\lambda, L, \theta_0, \alpha, \beta)$, которая хотя бы приближенно отвечала бы условию оптической однородности системы «атмосфера + поверхность». Дело в том, что при движении КА, например по полярной сферической орбите на высоте 670 км с периодом обращения 90 мин, подспутниковая точка будет смещаться по широте со скоростью около 7 км/с, а по долготе — со скоростью около 0.43 км/с. Поэтому зависимости $P(\lambda, \theta)$ и $A(\lambda, \theta)$, полученные сканированием, будут относиться к различным деталям на трассе длиной 670 км (при $\theta = 45^\circ$), на которой и речи не может быть о горизонтальной оптической неоднородности не только поверхности, но и атмосферы. Правда, при сканировании в плоскости орбиты можно пытаться отслеживать одну и ту же деталь, однако остаются проблемы, связанные: 1) с изменением линейного разрешения при удалении ИСЗ от избранной детали, 2) со смещением плоскости орбиты по долготе от избранной детали (на 480 км для $\theta = 60^\circ$), 3) с неидеальной стабилизацией ИСЗ (так, при «болтанке» оси визирования в пределах всего 0.1° [21] смещение будет достигать 1.2 км). Если первые две проблемы можно пытаться устранить, то третья является непрогнозируемой и пока неустранимой.

Проблема разделения атмосферной и поверхностной составляющих выражения (3) весьма сложна. В то время как для аэрозольных частиц сферической и многих типов несферической формы сейчас разработаны строгие методы расчета элементов матрицы рассеяния света [38], то для поверхностной составляющей аналогичные разработки находятся в начальной стадии [18]. Поэтому при анализе наблюдательных данных на длинах волн $\lambda > 300$ нм для поверхностной составляющей необходимо использовать некоторую априорную информацию. Так, Б. Лио [41] и И. Н. Минин [4] при анализе поляризационных измерений интегрального диска Марса в периоды высокой прозрачности его атмосферы принимали соответственно, что функция $Q_n(\lambda, \theta)$ идентична лунной функции или функции для минерала ксантосидерит. Иной подход избрал А. Ингерсол [32], предполагая, что связь между альбедо и степенью поляризации в эффекте Умова идентична для всех длин волн:

$$A(\lambda, \theta)P(\lambda, \theta)^n = \text{const},$$

а различие спектральных зависимостей $P(\lambda, \theta)$ и $1/A(\lambda, \theta)$ при $\theta = 42.5^\circ$ обусловлено атмосферой.

Принципиально иной подход использовал А. В. Мороженко [5—7], который обнаружил, что значение фазового угла β_i , на котором $P = 0$ (точка инверсии), в длинноволновой области спектра не зависит

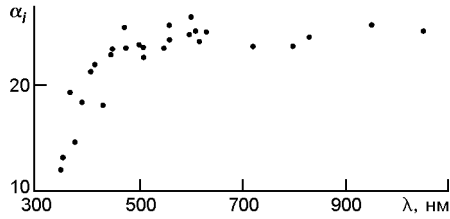


Рис. 4. Зависимость угла инверсии α_i от λ [7]

от длины волны, а при $\lambda < 500$ нм оно резко уменьшается (рис. 4). Это было приписано влиянию атмосферы. В предположении, что во всем интервале длин волн $\alpha_i(\lambda) = \text{const}$ и равно ее значению в длинноволновой области спектра, выражение (3) для наблюдаемой зависимости $P(\alpha_i)$ при $\lambda < 500$ нм сводится к виду

$$Q(\alpha_i, \lambda) = [1 - Q_a(\alpha_i, \lambda) - Q_g(\alpha_i, \lambda)] f(\alpha_0(\lambda), \alpha_i),$$

где $f(\alpha_0(\lambda), \alpha_i)$ — проинтегрированное по всему диску выражение $(1 - \exp[-\alpha_0(\lambda)(1/\alpha_0 - 1/\alpha_i)])$.

В то же время поляризационные наблюдения спутника Сатурна Титана с атмосферой конечной оптической толщины (атмосферное давление у поверхности около 1.5 бар) в интервале длин волн $\lambda = 264 \dots 750$ нм анализировались в модели полубесконечного газово-аэрозольного слоя [35].

Степень горизонтальной оптической неоднородности хорошо изучена для Луны (рис. 5 и 6), но для поверхности Земли различия будут значительно большими (фактор 30 и более) из-за более выраженного различия альбедо деталей (например, свежеспаханный чернозем и только что выпавший снег), тогда как для Луны это различие не больше фактора 3 (в визуальных лучах).

Таким образом, поляриметрия Земли в видимой области спектра может даже не позволить получить однородные фазовые зависимости $P(\alpha_i)$ и $Q(\alpha_i, \lambda)$, а поэтому и речи не может быть о получении более-менее достоверных данных об атмосферном аэрозоле.

Иная ситуация имеет место при наблюдениях на $\lambda < 300$ нм, в которых поглощение в озоновом слое настолько большое, что солнечные лучи в этих длинах волн не достигают высоты (в среднем) меньше 20 км. Благодаря этому полностью отсекается влияние не только поверхности, но и тропосферного аэрозоля, т. е. тех составляющих в выражении (3), которые показывают наибольшие изменения оптических характеристик в горизонтальной плоскости и подвержены наибольшим временным изменениям. Поэтому наблюдаемая поляризация в этой области спектра обусловлена только стратосферной составляющей атмосферы ($Q_p(\alpha_i, L, \alpha_0, \lambda) = 0$), вследствие чего выражение (3) сводится к виду

$$Q(\alpha_i, L, \lambda) = [1 - Q_a(\alpha_i, L, \lambda) - Q_g(\alpha_i, L, \lambda)].$$

Именно на эту область спектра ($\lambda < 300$ нм) нами предложен специальный космический эксперимент [8, 12—15]. Из-за того что мощность озонового слоя и его эффективная высота изменяются в меридиональной плоскости, сканирование целесообразно вести в парал-

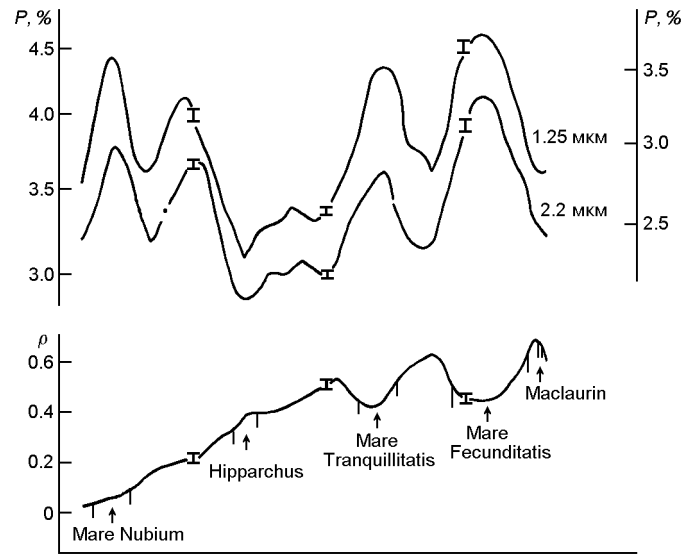


Рис. 5. Поляризационные (сверху) и фотометрический (внизу) сканы фрагмента лунной поверхности [27]

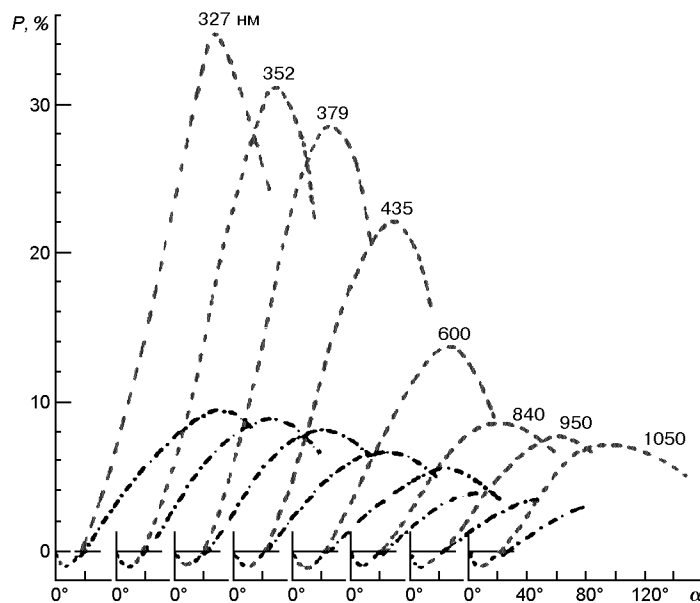


Рис. 6. Спектральные фазовые зависимости $P(\alpha)$ детали в океане Процелларум (пунктир) и в районе Шиллера (штрих-пунктир) [25]

лельных экватору плоскостях. В этом случае, как и для Венеры, возможная оптическая неоднородность проявится в зависимостях $Q(\alpha, L, \lambda)$, полученных на различных оборотах КА.

Отдельную проблему могут представлять эмиссии различных газов и ориентированные частицы (например, кристаллы льда). Последние могут проявиться в специфической ориентации плоскости поляризации (что наблюдалось, например, в коротковолновой области спектра Сатурна [2]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, поляризационные наблюдения Земли в спектральном интервале $\lambda > 300$ нм не позволят получить достоверные данные о физических свойствах аэрозоля, их пространственном распределении и временных изменениях. Во-первых, принципиально невозможно корректно разделить атмосферную и поверхностную составляющие фазовой зависимости параметра Стокса $Q(\lambda)$. Во-вторых, практически невозможно получить корректные наблюдательные данные о зависимости $Q(\lambda)$, которые отвечали бы условию оптической однородности. Причинами последнего являются оптическая неоднородность системы «атмосфера + поверхность» в горизонтальной плоскости и непрогнозируемые их изменения во времени (доминирующая роль в этом принадлежит поверхностной составляющей из-за высокоамплитудных изменений оптических свойств и сложности рельефа поверхности, а также «болтанка» ИСЗ на орбите).

Дистанционные поляризационные наблюдения Земли в спектральном диапазоне $\lambda < 300$ нм являются более обнадеживающими из-за того, что в этой области спектра сильно поглощающий стратосферный озоновый слой не пропускает солнечного излучения в нижние слои атмосферы. Этим отсекается вклад не только поверхности, но и тропосферы, т. е. тех составляющих в уравнении (3), которые наиболее сильно подвержены эффектам горизонтальной неоднородности оптических свойств и временным изменениям. Поэтому сканирование вдоль отдельных широтных поясов позволит для каждого из них получить квазиоднородные зависимости значения параметра Стокса $Q(\lambda, L, \theta, \tau)$, которые формируются взаимодействием солнечного излучения только с газовой-аэрозольной средой на высотах, больших эффективной высоты озонового слоя.

Такие данные вполне пригодны для анализа с целью определения физических характеристик стратосферного аэрозоля, а также для выявления их широтного и временного изменений.

1. Бугаенко О. И., Длугач Ж. М., Мороженко А. В., Яновицкий Э. Г. Об оптических свойствах облачного слоя Сатурна в видимой области спектра // *Астрон. вестник*.—1975.—9, № 1.—С. 13—21.
2. Бугаенко О. И., Мороженко А. В. Ориентированные частицы в верхних слоях атмосферы Сатурна // *Физика планетных атмосфер*. — Киев: Наук. думка, 1981.—С. 108—112.
3. Левин Л. М. Исследование по физике грубодисперсных аэрозолей. — М.: Изд.-во АН СССР, 1961.—267 с.
4. Минин И. Н. Оптическая модель атмосферы Марса // *Астрон. журн.*—1967.—44, № 6.—С. 1284—1295.
5. Мороженко А. В. Определение атмосферного давления у поверхности Марса по поляризационным наблюдениям // *Астрон. циркуляр*.—1965.—№ 337.—С. 1—4.
6. Мороженко А. В. Атмосфера Марса по поляризационным наблюдениям // *Астрон. журн.*—1969.—46, № 5.—С. 1087—1094.
7. Мороженко А. В. Оптические параметры атмосферы и поверхности Марса. 1. Аэрозольная составляющая чистой атмосферы // *Астрон. вестник*.—1974.—8,

- № 3.—С. 121—127.
8. *Мороженко А. В.* Лунная база: Мониторинг глобальных изменений на Земле // Кинематика и физика небес. тел.—2001.—**17**, № 6.—С. 549—559.
 9. *Мороженко А. В.* Поляриметрия сумеречного неба и стратосферный аэрозоль // Кинематика и физика небес. тел.—2010.—**26**, № 1.—С. 74—78.
 10. *Мороженко А. В., Шаврина А. В., Велесь А. А.* Роль стратосферного аэрозолю в формировании озонового слоя // Кинематика и физика небес. тел.—2000.—**16**, № 4.—С. 364—368.
 11. *Мороженко О. В.* Методи і результати дистанційного зондування планетних атмосфер. — Київ: Наук. думка, 2004.—647 с.
 12. *Мороженко О. В., Відьмаченко А. П.* Спостережна база на Місяці і глобальні екологічні проблеми Землі // Четвертая украинская конференция по космическим исследованиям: Сб. тез. — Киев, 2004.—С. 29.
 13. *Мороженко О. В., Шаврина А. В., Велесь О. О.* Концепція моніторингу газового та аерозольного (для висот більше 30 км) забруднення земної атмосфери з борту Міжнародної космічної станції // Космічна наука і технологія.—2000.—**6**, № 2/3.—С. 68—79.
 14. *Неводовський С. П., Відьмаченко А. П., Мороженко О. В. та ін.* Український молодіжний супутник: Дослідження аерозольного шару атмосфери Землі за допомогою УФ-поляриметра // Космічна наука і технологія.—2004.—**10**, № 5/6.—С. 27—32.
 15. *Неводовский П. В., Мороженко А. В., Неводовский Е. П., Гераимчук М. Д.* Изучение характеристик аэрозоля стратосферы Земли методом ультрафиолетовой поляриметрии // Оптика и спектроскопия.—2009.—**107**, № 2.—С. 231—235.
 16. *Розенберг Г. В.* Сумерки. — М: Физматгис, 1963.—380 с.
 17. *Соболев В. В.* Исследование атмосферы Венеры. II // Астрон. журн.—1968.—**45**, № 1.—С. 169—176.
 18. *Тишковицеу В. П.* Многократное рассеяние электромагнитных волн дискретными случайными средами: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — Харьков, 2009.—314 с.
 19. *Фуке Н. А.* Механика аэрозолей. — М: Изд.-во АН СССР, 1955.—351 с.
 20. *Угольников О. С., Маслов И. А.* Исследование атмосферного аэрозоля в широком диапазоне высот на основе поляризационных измерений суперечного неба // Поляризационная оптика: Тез. докл. Междунар. научно-технической конф., посвященной 50-летию факультета электронной техники МСИ. — М., 2008.—С. 97—98.
 21. *Яцкив Я. С., Мищенко М. И., Розенбуш В. К. и др.* Проект «Аэрозоль-UA»: Дистанционное зондирование аэрозолей в земной атмосфере со спутника // Космічна наука і технологія.—2012.—**18**, № 4.—С. 3—15.
 22. *Ajello J. M., Pang K. D., Lane A. L., et al.* Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: bright-limb observations of the lower atmosphere of Mars // J. Atmos. Sci.—1976.—**33**, N 3.—P. 544—552.
 23. *Coffeen D. L.* A polarimetric study of the atmosphere of Venus // A Dissertation submitted to the faculty of the department of astronomy: Thesis for PhD degree. — Tucson: Univ. Arizona, 1968.—117 p.
 24. *Conrath B.* Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm 1971 // Icarus.—1975.—**24**, N 1.—P. 36—46.
 25. *Dollfus A., Bowell E.* Polarimetric properties of the lunar surface and its interpretation. Part 1. Telescopic observations // Astron. and Astrophys.—1971.—**10**, N 1.—P. 29—53.
 26. *Farman J. S., Gardiner B. C., Ahanrlin J. D.* Large losses of ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature.—1985.—**315**, N 1.—P. 207—210.
 27. *Forbes F. F., Welch P. A.* The infrared polarization of the Moon // Communs Lunar and Planet. Lab.—1968.—**73**, N 24.—P. 105—110.
 28. *Hansen J.* Climate forings and feedbacks // Long-term monitoring of global climate forcings and feedbacks / Ed. by J. Hansen, W. Rossow, I. Fung. — New York,

- 1992.—P. 6—12.
29. *Hansen J. E., Arking A.* Clouds of Venus: Evidence for their nature // *Science*.—1971.—**171**, N 3972.—P. 669—672.
30. *Hansen J. E., Hovenir J. W.* Interpretation of the polarization of Venus // *J. Atmos. Sci.*—1974.—**31**, N 4.—P. 1137—1160.
31. *Hanson D. R., Ravinshankara A. R., Solomon S.* Heterogeneous reactions in sulfuric oxide aerosols: A framework for model calculations // *J. Geophys. Res.*—1994.—**99**, N 7.—P. 3617—3628.
32. *Ingersol A. P.* Polarization measurements of Mars and Mercury: Rayleigh scattering in the Martian atmosphere // *Astrophys. J.*—1971.—**163**, N 1.—P. 121—130.
33. *Kattawar G. M., Young L. D. C.* Scattering in the atmosphere of Venus. II. Effects of varying the scale height of the scattering particles // *Icarus*.—1977.—**30**, N 1.—P. 179—185.
34. *Keateang G. M.* The response of ozone to solar activity variations: A review // *Solar Phys.*—1981.—**74**, N 2.—P. 321—347.
35. *Lane W. A., Hord Ch. W., West R. A., et al.* Photopolarimetry from Voyager 2. Preliminary results on Saturn, Titan, and rings // *Science*.—1982.—**215**, N 4532.—P. 537—543.
36. *Leovy C. B., Briggs C. A., Young A. T., et al.* The Martian atmosphere: Mariner 9 television experiment progress report // *Icarus*.—1972.—**17**, N 2.—P. 373—393.
37. *Leovy C. B., Smith B. A., Young A. T., Leighton R. B.* Mars atmosphere during the Mariner 9 extended mission: Television results // *J. Geophys. Res.*—1973.—**78**, N 2.—P. 4253—4266.
38. *Light scattering by nonspherical particles: Halifax contributions* / Eds G. Videen, Q. Fu, P. Chyleck. — Maryland, Adelphi, Army Research Laboratory, 2000.—335 p.
39. *Lindzen R. S.* Tides and gravity waves in the upper atmosphere // *Mesospheric models and related experiments* / Ed. D. Fiocco. — Hingham Massachusetts: Reidel, 1971.—P. 122—130.
40. *Long-term monitoring of global climate forcings and feedbacks* / Eds J. Hansen, W. Rossow, I. Fung. — New York, 1992.—89 p.
41. *Lyot B.* Recherches sur la polarisation de la lumière des planètes et de quelques substances terrestres // *Ann. Observ. Meudon*.—1929.—**29**, N 1.—P. 1—161.
42. *Morozhenko A. V., Yanovitskij E. G.* The optical properties of Venus and the Jovian planets. I. The atmosphere of Jupiter according to polarimetric observations // *Icarus*.—1973.—**18**, N 3.—P. 583—592.
43. *O'Leary B. T.* Venus: Vertical structure of stratospheric hazes from Mariner 10 pictures // *Atmos. Sci.*—1975.—**32**.—P. 1091—1100.
44. *Rages K., Beebe R., Senske D.* Jovian stratospheric hazes: The high phase view from Galileo // *Icarus*.—1999.—**139**, N 2.—P. 211—226.
45. *Reinzel G. C., Tiao G. C., DeLuisi J. J., et al.* Analysis of upper stratospheric umkehr ozone profile data for trends and the effect of stratospheric aerosols // *J. Geophys. Res.*—1984.—**89**.—P. 4833—4840.
46. *Sato M., Hansen J. E., McCormick M. P., Pollack J. B.* Stratospheric aerosol optical depth, 1850—1990 // *J. Geophys. Res.*—1993.—**98**, N 22.—P. 22,987—22,994.
47. *Tiao G. C., Reinzel G. C., Pedrick J. H., et al.* A statistical trend analysis of ozone data // *J. Geophys. Res.*—1986.—**91**.—P. 13121—13136.
48. *Travis L.* Earth observing scanning polarimeter // *Long-term monitoring of global climate forcings and feedbacks* / Ed. by J. Hansen, W. Rossow, I. Fung. — New York, 1992.—P. 40—46.

Статья поступила в редакцию 27.03.13