



ISSN 2411–6602 (Online)

ISSN 1607–2855 (Print)

Том 11 • № 1 • 2015 С. 1 – 14

УДК 523.4

Сезоны на Сатурне. I. Изменение отражательных характеристик атмосферы в 1964–2012 гг.

А.П. Видьмаченко

Главная астрономическая обсерватория НАН Украины

Из-за значительного наклона экватора к плоскости орбиты, наличия колец и вытянутости орбиты при обращении вокруг Солнца Сатурн сильно подвержен сезонным изменениям в притоке солнечной радиации. Такое изменение режима облучения атмосферы Сатурна должно сказаться на физических свойствах и оптических характеристиках облачного покрова и/или надоблачной дымки планеты, а также на вертикальной структуре атмосферы на разных широтах. Один раз за 14,7 земных года имеет место равенство условий инсоляции для обоих полушарий, когда кольца планеты для земного наблюдателя видны с ребра. Поэтому такие моменты представляют интерес для сравнительного изучения возможных различий в атмосферных характеристиках северного и южного полушарий. За последние годы возможности для таких наблюдений были в 1966, 1980, 1995 и 2009 гг. Используя наблюдательные данные о распределении отражательных характеристик атмосферы по видимому диску планеты, мы сравнили результаты вычислений в рамках двухслойной модели атмосферы Сатурна для вышеуказанных моментов равноденствий. Оказалось, что в моменты равноденствия в 1966, 1980 и 1995 гг. для весеннего полушария только что вышедшие из тени колец широтные пояса планеты существенно отличаются от других поясов значениями рассеивающей составляющей оптической толщины надоблачного газового слоя τ_c , объемной концентрацией облачного аэрозоля n и мнимой части показателя преломления облачных частиц n_i . Но в момент равноденствия 2009 г. в весеннем полушарии ожидаемого изменения отражательных и поглощательных характеристик не произошло. Там метановое поглощение осталось на прежнем высоком уровне и не образовалась ни высотная дымка, ни разрезанный слой облаков. Поскольку они имеют фотохимическую природу, то мы можем предположить недостаточное количество поступающей в атмосферу энергии для возможности образования фотохимического аэрозольного слоя в нижней стратосфере и/или верхней тропосфере Сатурна.

СЕЗОНИ НА САТУРНІ. I. ЗМІНА ВІДБИВНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ В 1964–2012 РР., Видьмаченко А.П. — Через значний нахил екватора до площини орбіти, наявність кілець і витягнутості орбіти при обертанні навколо Сонця для Сатурна характерні суттєві сезонні зміни припливу сонячної радіації. Така зміна режиму опромінення атмосфери повинна відображатися на фізичних властивостях і оптичних характеристиках хмарного покриву, надхмарового туману і вертикальної структури атмосфери на різних широтах. Один раз за 14,7 земних роки має місце рівність умов інсоляції для обох півкуль, коли кільця планети для земного спостерігача видно з ребра. Тому такі моменти є найцікавішими для порівняльного вивчення можливих відмінностей в атмосферних характеристиках північної та південної півкуль. За останні роки можливості для таких спостережень були в 1966, 1980, 1995 і 2009 рр. Використовуючи спостережні дані про розподіл відбивних характеристик атмосфери по видимому диску планети, ми порівняли результати обчислень в рамках двошарової моделі атмосфери Сатурна для цих моментів рівнодень. Виявилось, що в моменти рівнодення в 1966, 1980 і 1995 рр. для весняної півкуль, яка тільки що вийшла з тіні кілець, широтні пояси планети істотно відрізняються від інших поясів значеннями розсіюючої складової оптичної товщини газового шару над хмарами τ_c , об'ємної концентрації хмарного аерозолу n і уявної частини показника заломлення хмарних частинок n_i . Але в момент рівнодення 2009 р. у весняній півкулі очікуваної зміни відбивних і поглинальних характеристик не відбулося. Там метанове поглинання залишилося на колишньому високому рівні і не утворилися ані висотний серпанок, ні розрізнений шар хмар. Оскільки вони мають фотохімічну природу, то ми можемо припустити недостатню кількість енергії, що надходить в атмосферу, для можливості утворення фотохімічного аерозольного шару в нижній стратосфері та/або у верхній тропосфері Сатурна.

SEASONS ON SATURN. I. CHANGES IN REFLECTING CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERE AT 1964–2012, by Vidmachenko A.P. — Due to considerable tilting of the equator to the orbital plane, presence of rings and elongation of the orbit around the Sun, Saturn is strongly affected by seasonal changes in the solar radiation influx. Such change of the mode of irradiation of Saturn's atmosphere should affect physical properties and optical characteristics of the cloud cover and/or haze above the clouds of the planet, as well as on the vertical structure of the atmosphere at different latitudes. Once in 14,7 terrestrial years we have the equality of conditions of insolation for both hemispheres, when the planet's rings are visible edge-on to a terrestrial observer. Therefore, these moments are interest for comparative study of possible differences in atmospheric characteristics of the northern and southern hemispheres. In recent years, possibilities for such observations were in 1966, 1980, 1995 and 2009. Using the observational data on the distribution of reflective characteristics of the atmosphere on the visible planetary disk, we have compared the results of calculations in the framework of a two-layer model of Saturn's atmosphere for above moments of equinoxes. It was found that in moments of equinox in 1966, 1980 and 1995 for spring hemisphere, which had just emerged from the rings shadow, the planetary latitudinal belts differ significantly from the other zones by the values of scattering component of the optical thickness τ_c of gas layer above the clouds, the volume concentration of aerosol cloud n , and imaginary part of refractive index n_i of cloud particles. But at the time of the equinox in 2009, in the spring hemisphere the expected changes of reflective and absorptive characteristics — did not happen. There methane absorption remained

Видьмаченко Анатолий Петрович; ✉ vida@mao.kiev.ua

Вісник Астрономічної школи, 2015, том 11, № 1

1

at the same high level and does not form any high-altitude haze and/or rarefied cloud layer. Because they have the photochemical nature, we can assume an insufficient amount of incoming energy into the atmosphere for the possibility of the formation of a photochemical aerosol layer in the lower stratosphere and/or upper troposphere of Saturn.

Ключевые слова: атмосфера; Сатурн; метановое поглощение; сезонные изменения.

Key words: atmosphere; Saturn; methane absorption; seasonal variations.

1. ВВЕДЕНИЕ

Для планет, обладающих значительным наклоном экватора к плоскости орбиты, характерно весьма ощутимое различие в притоке солнечной энергии к разным широтным поясам в течение периода их обращения вокруг Солнца. Это должно способствовать проявлению сезонных изменений в планетных атмосферах [6, 7]. Например, Сатурн сильно подвержен сезонным изменениям из-за наклона экватора планеты к плоскости орбиты почти на 27° . Кроме того, кольца также частично перекрывают солнечную радиацию, попеременно снижая ее приток к зимнему полушарию. Ясно, что такое изменение режима облучения атмосферы Сатурна должно сказаться на физических свойствах и оптических характеристиках облачного покрова и/или надоблачной дымки планеты, а также на вертикальной структуре атмосферы на разных широтах. Сильнее всего это должно проявиться на высоких уровнях атмосферы, где формируется излучение в ультрафиолетовом (УФ) участке спектра и в инфракрасных (ИК) полосах [10, 11, 15, 25]. Именно там необходимо искать возможные изменения отражательных и излучательных свойств Сатурна, связанных с сезонными вариациями притока солнечной энергии, хотя не исключена возможность косвенного влияния вариаций притока солнечной энергии и на более глубокие слои атмосферы. При этом только один раз за $\sim 14,7$ земных года имеет место равенство условий инсоляции для обоих полушарий, когда кольца планеты для земного наблюдателя видны с ребра. В это время оба полушария планеты одинаково доступны наземному наблюдателю для исследования их оптических особенностей. Поэтому такие моменты нахождения планеты на орбите представляют наибольший интерес для сравнительного изучения возможных различий в атмосферных характеристиках северного и южного полушарий планеты. За последние несколько десятков лет наиболее благоприятные возможности для таких наблюдений были в 1966, 1980, 1995 и 2009 гг.

Используя наблюдательные данные о распределении метанового поглощения и спектрофотометрические наблюдения в УФ участке спектра по видимому диску планеты, мы сравнили результаты наших вычислений в рамках двухслойной модели атмосферы Сатурна для вышеуказанных моментов равноденствий. Они показали, что в моменты весеннего для рассматриваемого полушария равноденствия в 1966, 1980 и 1995 гг. только что вышедшие из тени колец широтные пояса планеты существенно отличаются от других поясов значениями рассеивающей составляющей оптической толщины надоблачного газового слоя τ_c , объемной концентрации облачного аэрозоля n и мнимой части показателя преломления n_i облачных частиц. Эти вариации отражают пространственные и временные изменения в высоте и плотности облачного покрова Сатурна [47, 62]. Но результаты наблюдений за метановым поглощением в момент равноденствия 2009 г. существенным образом отличаются от аналогичных данных во все предыдущие моменты равноденствий. Соответственно и оптические характеристики, и физические параметры атмосферы в весеннем полушарии Сатурна в этот период также показали значительное отличие от аналогичных результатов при практически одинаковых физико-орбитальных условиях планеты.

2. ИЗМЕНЕНИЕ ОТРАЖАТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК САТУРНА В РАЗНЫХ ДЛИНАХ ВОЛН В РАЗНЫЕ ГОДЫ

Переходя от более теплых (Юпитер) к более прохладным (Нептун) большим планетам, глубина и прозрачность видимых слоев атмосферы увеличивается [17, 23, 39]. Это происходит в основном из-за уменьшения плотности и увеличения глубины залегания аммиачных облаков. В результате усиливается и интенсивность полос метана CH_4 . Поэтому, например, из-за изменения расстояния Сатурна от Солнца и затенения некоторых частей его атмосферы кольцами аммиачный облачный слой также должен меняться по глубине и вызвать изменение метанового поглощения. Так, в 1966 г. кольца были видны с ребра к Земле и Сатурн был дальше от Солнца, чем после того времени (рис. 1). Атмосфера Сатурна, возможно, была тогда довольно глубокая. Это объяснило бы и высокие значения эквивалентных ширин полос метана. При облучении солнечным светом твердый аммиак NH_3 при температуре -79°C сублимируется за несколько суток. Поэтому, если такие облака не будут пополняться, то наблюдения могут показать существенное изменение глубины залегания аммиачных облаков на шкале времени существенно меньше года [18, 25].

Инсоляция для южного полушария была наибольшей в конце 1973 г., когда там было местное лето, Сатурн был ближе всего к Солнцу, а кольца закрывали северное полушарие. В результате такой комбинации поглощение водорода H_2 и метана CH_4 , вероятнее всего, отражают минимальную высоту аммиачного облачного слоя. Это потому что обычно ограничивающие глубину спектроскопии видимой атмосферы аэрозоли и дымка в тонких аммиачных облаках не будут закрывать газообразный аммиак

и метан под ними от их спектроскопического обнаружения. Как только Сатурн удаляется от Солнца, а угол раскрытия колец уменьшается, то основной облачный слой должен опуститься и на некоторое время могут вернуться только высотные туманы. К настоящему времени разными авторами получены распределения яркости вдоль центрального меридиана Сатурна за 1964–2012 гг. [1–3, 9, 12, 13, 19–21, 24, 29–38, 40–43, 46, 48–61, 64–87]. Используя эти данные, мы проследили возможные вариации распределения яркости в различных широтных поясах за период между четырьмя последовательными прохождениями плоскости колец через плоскость орбиты Земли, то есть между одинаковыми условиями облучения солнечным светом южного и северного полушарий. Начиная с 1966 г., когда кольца были видны с ребра, они постепенно закрывали северное полушарие Сатурна и в 1973 г. закрыли его от широты $+7^\circ$ до северного полюса. С 1973 по 1980 гг. размер тени от колец на планете уменьшался, и в 1980 г. кольца снова наблюдались с ребра; затем такая же ситуация видимости планеты повторилась в моменты равноденствия в 1995 и в 2009 гг.

Л. Трефтон в октябре 1964 г. начал наблюдательную программу по исследованию вариаций в полосах поглощения метана CH_4 725, 860, 890 и 1010 нм в спектрах Сатурна [65]. Эти данные показали, что в северном полушарии метановое поглощение сильнее, чем в южном, которое до этого момента закрывали кольца; а интенсивность метановых полос показала устойчивый рост поглощения с 1973 по 1976 гг. Наиболее ярко это проявилось для полосы 1010 нм, которая не имеет теллурического «загрязнения» водяным паром и имеет широкий минимум. Другие полосы подтвердили такое поведение, хотя их дисперсия была большей. За период 1965–1970 гг. В. Тейфель получил для Сатурна многочисленный материал спектральных наблюдений в метановой полосе поглощения 619 нм [54, 55]. По этим данным следовало (рис. 2), что наибольшее поглощение наблюдается в экваториальном поясе от -11° до $+10^\circ$; с увеличением широты поглощение растет и достигает наибольшего значения на широтах от 20° до 40° ; в полярных областях поглощение меняется мало. Для интервала широт $0^\circ - 30^\circ$ в северном полушарии характерно увеличение поглощения для полос с длинами волн 543, 619, 645, 725, 890 нм, но для полосы CH_4 543 нм оно менее выражено. Для широт более 30° поглощение постоянное в CH_4 543 нм и 619 нм, и в NH_3 645 нм; для полосы CH_4 890 нм отмечено постоянство в распределении поглощения с широтой, хотя у полюса поглощение несколько уменьшается. Отметим, что полоса 890 нм сильно поглощающая и должна быть чувствительна к относительно небольшим изменениям в содержании аэрозоля в верхних слоях атмосферы. Следующее после 1972 г. увеличение абсорбции CH_4 , особенно для 890 нм, предполагает, что туман в южном полушарии на большой высоте будет прорезиваться. Это объясняется затенением кольцами в наблюдаемой области. В течение этого времени поглощение водородом было постоянным или даже немного уменьшилось, что может быть объяснено опусканием высотного тумана из-за охлаждения атмосферы.

Из-за сильно меняющегося наклона колец по отношению к земному наблюдателю форма профиля вдоль центрального меридиана должна быть различна уже из чисто геометрических представлений, поскольку кольца и сам диск обладают разной спектральной отражательной способностью [66–69, 72–74, 76–80]. И хотя по детальным позиционным измерениям фотографий Сатурна, полученным на разных обсерваториях в 1909–1971 гг., в южном полушарии в видимом свете выделяют 14 темных и светлых широтных поясов, но контраст между ними не превышал 1–2% [40]. На полученных в ультрафиолете фотографиях в южном полушарии планеты просматриваются только 7 темных и светлых параллельных экватору облачных образований. Такое уменьшение количества поясов есть следствие того, что темная (и в УФ, и в видимом свете) южная полярная область (SPR) в ультрафиолете простирается до широты -58° , тогда как в видимом свете ее северная кромка имеет широту -83° [40]. Наиболее приметной деталью на диске Сатурна все это время оставалась экваториальная область. Ее отражательная способность в УФ была резко понижена по сравнению с умеренными поясами, тогда как в видимой области спектра — это наиболее яркая часть диска.

За время наблюдений в сезон 1980 г. с помощью изготовленного нами специального сканирующего устройства, мы получили в диапазоне спектра 316–792 нм фотоэлектрические сканы вдоль нескольких параллельных экватору хорд и вдоль центрального меридиана [68, 74, 77, 78]. Усредненные за февраль 1980 г. распределения яркости вдоль южного экваториального пояса и вдоль центрального меридиана приведены соответственно на рис. 3 и 4. Из рис. 3 видно, что в длинноволновом участке спектра имеет место наибольшее потемнение края. При переходе к синим лучам яркость краевых областей начинает расти и в ультрафиолете превышает яркость в центре диска. После исправления наблюдаемых фотометрических разрезов за турбулентное размытие в атмосфере Земли и за конечный размер диафрагмы по методике, приведенной в [68, 79], мы получили, что повышение яркости происходит до самого края диска Сатурна.

На рис. 4 видно, что характер распределения яркости по центральному меридиану в длинноволновом и коротковолновом участках спектра различен. Для фотометрических сканов в $\lambda 540$ нм характерно наличие яркой южной экваториальной зоны (SEZ), которая на $\sim 20\%$ ярче южной умеренной области

(-40°). Северная экваториальная область на 7–10% слабее SEZ. Кроме асимметрии экваториальных областей, асимметрия наблюдается и на умеренных широтах. Так, на широтах $|35^\circ|$ северное полушарие систематически ярче южного на 3–6%. Для фиолетового диапазона длин волн характерно значительное понижение отражательной способности экваториальных областей Сатурна по сравнению с другими деталями. Причем наиболее темная область диска смещена в южное полушарие. И если в 457 нм это малозаметно, то в ультрафиолете хорошо видно, что SEZ на 5–15% (в разных длинах волн) темнее северного. Умеренные пояса в обоих полушариях на 20–40% ярче южного экваториального пояса. На рис. 4 в длине волны 346 нм и особенно в 316 нм просматриваются темные полярные «шапки» на широтах $> |60^\circ|$. Обнаруженный нами факт значительного потемнения околополярных областей в УФ на широтах более $|65^\circ|$ позднее был подтвержден при наблюдениях Сатурна с КА «Вояджер 2» в 264 нм [14].

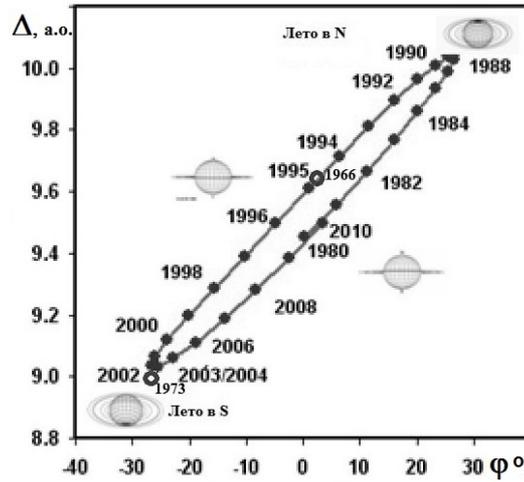


Рис. 1. Изменение радиус-вектора (Δ) Сатурна от сатурноцентрического склонения (φ) [58] за период 1966–2010 гг.

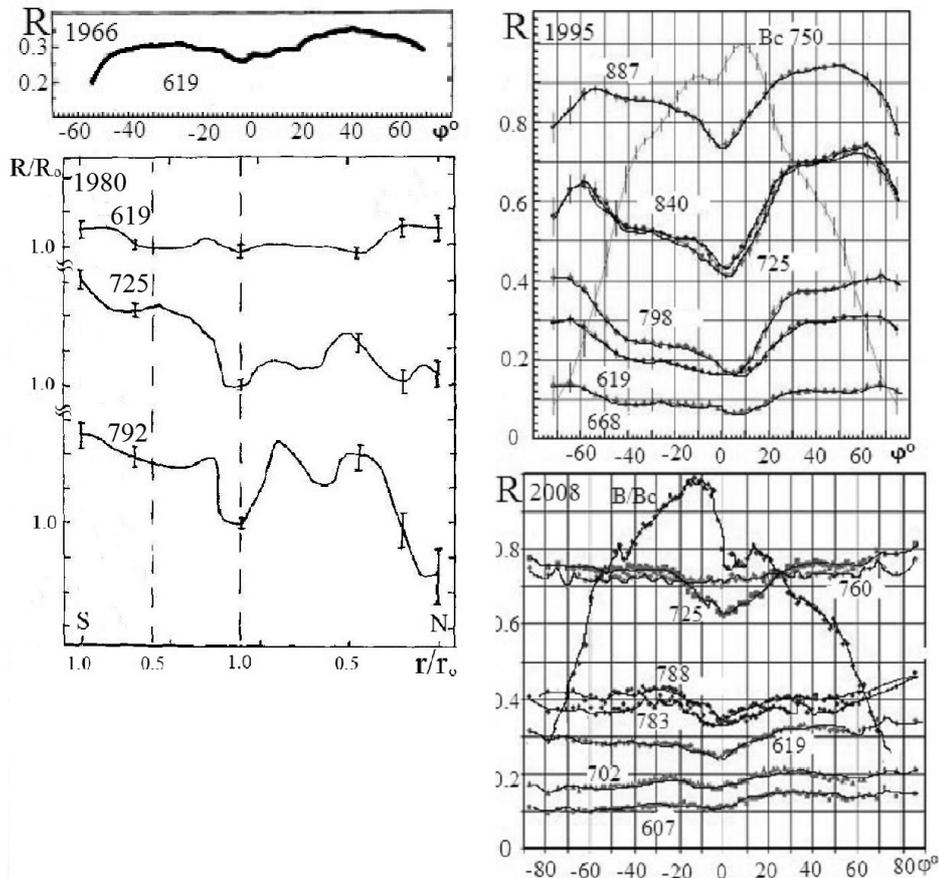


Рис. 2. Широтные вариации глубины R полос поглощения метана на диске Сатурна: 29.11.1966 [1, 46, 53–55], 19.09.1995 [56–61], декабрь 2008 г. [57–61] по измерениям зональных спектров; изменение нормированных значений поглощения R/R_0 в полосах поглощения метана по измерениям в 1980 г. [46, 68, 74].

То есть в УФ наибольшее поглощение характерно для экваториальной области Сатурна и для околополярных областей в южном и северном полушариях. В коротких длинах волн, также как и в длинноволновом участке спектра, существует значительная асимметрия между южной и северной умеренными областями. Причем, если в 457 нм северное полушарие ярче, то в УФ наблюдается противоположная картина: отражательная способность южного полушария выше отражательной способности северного, соответственно, на 3% в 407 нм и на 20% в 316 нм. Как видим, существует сильная спектральная зависимость относительного распределения яркости по центральному меридиану. Значения широт наблюдаемых разрезов были нами исправлены еще и за атмосферную дисперсию. Для этого мы использовали таблицы смещений для горы Майданак [84].

По нашим наблюдениям в 1980 г. (рис. 3), кроме уже известного поярчения краев планеты, мы обнаружили еще и наличие вторичных максимумов яркости; они более выражены для выходящего из тени восточного края диска [80]. Причем вторичные максимумы для восточного полушария присутствуют до оппозиции и после нее, а западный вторичный максимум значительно лучше виден до оппозиции. На полученном 14.03.1980 профиле также видна некоторая волна яркости [38], и положение максимумов в общих чертах совпадает с нашими результатами. Наличие таких максимумов нельзя отнести за счет локальных облачных образований, поскольку индивидуальные сканы получены при разной долготе центрального меридиана. Их мы объясняем наличием неоднородности в вертикальной структуре атмосферы Сатурна, и результирующая индикатриса имеет именно такой сложный вид. Очень наглядным доказательством объяснения вторичных максимумов в УФ эффектами индикатрисы является присутствие таких же вторичных максимумов на теоретически рассчитанном нами фотометрическом распределении яркости для длин волн 316, 346 и 372 нм (рис. 3) [22, 83]. Отметим, что в 407 нм наблюдается сильное отличие характера потемнения в южной и северной экваториальных областях Сатурна: так в NEZ потемнение к краю значительно больше, чем в SEZ. Такое отличие в некоторой степени сохраняется и в 372 нм. В северной экваториальной области увеличение яркости к краю сменяется ее уменьшением при $\mu = \cos i$ (i — угол отражения света) несколько большем, чем в SEZ.

Сравнение наших результатов в УФ 1980 г. с данными, полученными в аналогичных условиях облучения Сатурна солнечной радиацией [33], показывает, что в 1966 г. также присутствовало различие в характере изменения потемнения к краю диска между SEZ и NEZ. Однако в то время в северной экваториальной зоне наблюдалось значительное увеличение яркости от центра к краю, тогда как в SEZ оно практически отсутствовало. В 1980 г. ситуация изменилась на противоположную: уже SEZ обладала большим поярчением края и стала самой темной деталью на диске Сатурна; в 1966 г. самой темной деталью была северная экваториальная область. Обращаем внимание на тот факт, что таким аномальным характером изменения яркости к краю обладают те экваториальные области, которые длительное время (~ 14 земных лет) были закрыты кольцами Сатурна: до 1966 г. кольца закрывали южную экваториальную область, а с 1966 по 1980 гг. они закрывали уже NEZ. Как в 1966, так и в 1980 гг. ранее затененные кольцами широтные пояса обладали повышенным на 20–50% значением отражательной способности в синем и УФ участке спектра [33, 68, 76] по сравнению с экваториальными областями,

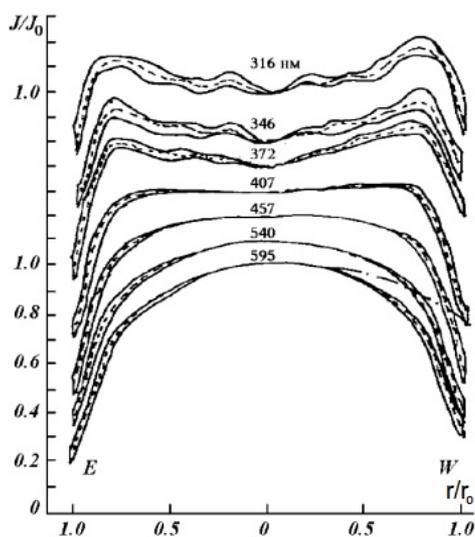


Рис. 3. Распределение яркости вдоль южного экваториального пояса Сатурна за февраль 1980 г. Пунктирные кривые — расчеты для $r_0 = 1$ мкм и $n_r = 1,42$. Штрих-пунктир (595 нм) — расчеты для $r_0 = 0,4$ мкм и $n_r = 1,93$ [74, 83].

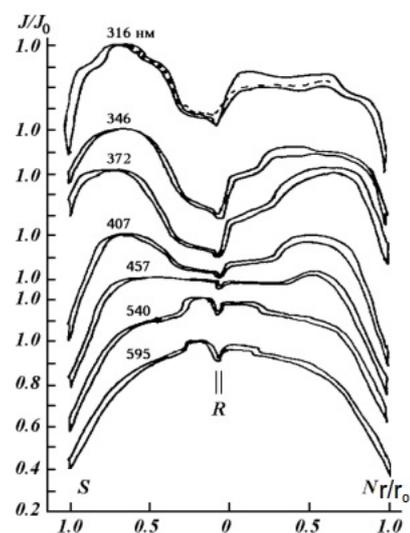


Рис. 4. Распределение яркости вдоль центрального меридиана Сатурна по измерениям в феврале 1980 г. Вертикальными линиями показаны границы проекции колец на диск. Пунктирная кривая — расчеты [74, 83].

которые не экранировались кольцами. Этот эффект качественно может быть объяснен появлением чисто рассеивающей надоблачной дымки со значительной оптической толщиной ($\tau > 0,5$) после выхода из-под колец. Составляющими эту дымку частицами могут быть кристаллы метана и аммиака субмикронного размера, вынесенные снизу на большие высоты продукты фотолиза разных химических элементов [16, 28, 44], а также молекулы и пыль, выметаемые солнечным ветром и метеоритной бомбардировкой из колец в затененную ими область атмосферы Сатурна [16, 44, 45, 72], то есть как раз на SEZ до 1966 г. и на NEZ до 1980 г.

В мае–июне 1980 г. нами были проведены исследования распределения яркости по диску Сатурна в трех молекулярных полосах поглощения 619, 725 и 792 нм. Разделив данные для этих полос на соответствующие данные для непрерывного спектра, были получены качественные сведения об относительном изменении интенсивности метановых полос поглощения по диску (рис. 2). Наши данные для центрального меридиана подтверждают сделанные ранее многими авторами выводы о сильной широтной зависимости интенсивности метановых полос поглощения [1, 2, 5, 27, 33, 35]. Из рис. 2 видно, что для 619 нм в экваториальном поясе Сатурна наблюдается минимум поглощения; на широтах 50° – 60° поглощение максимальное и лишь слегка убывает на высоких широтах с приближением к полюсам. На это же указывают и результаты фотографических наблюдений планеты в 1965 г. [9, 51–55]. Аналогичные выводы были сделаны по данным, полученным другими наблюдателями при разном наклоне оси вращения Сатурна. Поэтому мы можем заключить, что изменение с широтой интенсивности полос поглощения связано не только с чисто геометрическим эффектом изменения толщи атмосферы на луче зрения, но и с различиями в условиях формирования полос поглощения на разных широтах планеты.

Так, в S- и N-экваториальных поясах поглощение заметно убывает к краям диска. Причем на расстоянии от центра диска в пределах 0,7–0,8 радиуса практически не наблюдается изменение интенсивности молекулярных полос поглощения, и только для расстояния больше 0,8 радиуса имеет место заметное изменение. На широтах $\pm 30^\circ$ различие в поглощении между центральными и краевыми участками практически отсутствует. При переходе к более высоким широтным поясам уменьшение поглощения к краям сменяется его увеличением при переходе от центра к краю, причем большее изменение наблюдается в южном полушарии. Полосы поглощения в 725 и 792 нм имеют большую интенсивность, чем в 619 нм. Для них минимальное поглощение наблюдается в экваториальном поясе и несколько увеличивается с широтой. Для 725 нм в южном полушарии при переходе от экватора к высоким широтам, поглощение растет до -30° . Дальше до широты -60° намечается его уменьшение, и с приближением к полюсу оно снова увеличивается. В северном полушарии максимальным поглощением обладают умеренные широты, а при переходе к более высоким широтам интенсивность полосы поглощения уменьшается. Изменение молекулярного поглощения от центрального меридиана к краю в 725 нм выражено слабее, чем в 619 нм; наблюдается также некоторое уменьшение поглощения к краям диска в экваториальных поясах. Для широты -44° нами обнаружено выходящее за пределы ошибок увеличение поглощения к краю, тогда как в северном полушарии ($+40^\circ$) поглощение около края меньше, чем на центральном меридиане. Такой же ход изменения вдоль центрального меридиана и вдоль разных широтных поясов наблюдается и в полосе 792 нм. И только в экваториальном поясе поглощение в 702 нм уменьшается к краям заметнее, чем в 725 нм. Таким образом, на Сатурне отсутствует строгая симметрия отражательных свойств северного и южного полушарий даже при практически нулевом сатурноцентрическом склонении Солнца, когда радиационный режим облучения обоих полушарий становится одинаковым. На планете отсутствует и монотонное изменение метанового поглощения с широтой, но отчетливо выражен зональный характер вариаций поглощения. Это может говорить о существовании различий в оптических характеристиках и структуре облачного слоя Сатурна на разных широтах.

В [64, 65] также отмечены долгосрочные изменения в поглощении CH_4 , сопровождающиеся слабо противоположными изменениями в поглощении H_2 . Вокруг равноденствия в 1980 г. поглощение водородом и метаном в северном полушарии было противоположными тому, что было в южном полушарии. Вариации поглощения можно отнести к сезонному изменению переменной дымки в тропосфере Сатурна, отвечающей на изменения температуры и инсоляции через процессы сублимации и замораживания. Сгущение или замораживание CH_4 очень маловероятно с тем, чтобы способствовать появлению какой-либо дымки. Изменение во времени поглощения в сильных полосах CH_4 в южных умеренных широтах согласуется с теоретически ожидаемым отставанием по фазе на 60° между температурой тропопаузы и сезонно-переменной инсоляцией [18]. В 1971–1977 гг. дымка была самой низкой приблизительно во время с максимальной температурой. С 1973 по 1976 г. в южных умеренных широтах на 20% увеличилось поглощение NH_3 . Вероятно, именно повышение инсоляции является причиной чистой сублимации кристаллов NH_3 . Значительные долгосрочные изменения, по-видимому, распространяются на самые глубокие видимые части атмосферы Сатурна. Это было бы еще одним свидетельством, что глубокая видимая атмосфера регулируется процессами, такими как динамика и термодинамика фазовых превращений, которые имеют время отклика намного меньше времени радиационной постоянной. В период с 1973 по

1976 г. поглощение CH_4 также значительно увеличилось [63], в то время как поглощение H_2 оставалось практически постоянным. Это произошло во время, близкое к максимальной инсоляции, когда Сатурн был ближе всего к Солнцу, а кольца были максимально раскрыты. Такое поведение поглощения предложено объяснить опусканием высотной дымки в этот период.

Долгосрочный тренд показывает рост поглощения CH_4 с 1970 до 1978 г., а широкий максимум особенно очевиден в полосах 890 и 1010 нм и совпадает со временем максимального затенения кольцами. Уменьшение поглощения стало очевидным в 1979 г. Отметим, что более слабые полосы CH_4 , которые формируются глубже в дымке, имеют такое же качественное поведение, как и более сильные полосы на протяжении всего периода наблюдений с 1970 по 1979 гг. Это означает, что в этом регионе атмосферы Сатурна существует вертикально распределенная дымка, и что ее распределение изменяется в сезонном масштабе времени [64]. За результатами 20-летнего (1964–1984) спектроскопического исследования поглощения водорода, метана (725, 899 и 1000 нм) и аммиака (645 нм) отмечены заметные долгосрочные изменения в полосах метана и слабые противоположные изменения в линиях водорода [64, 65]. Изменение молекулярного поглощения коррелируют с сезонным циклом инсоляции и отнесено к изменениям в верхней дымке в ответ на изменения температуры. Туман был самым низким приблизительно в одно время с максимальной температурой, влияющей на процессы сублимации и на замерзание кристаллов аммиака. То есть изменения могут быть обусловлены сочетанием сублимации и осаждения частиц в стабильной атмосфере при увеличении парциального давления NH_3 в потеплевшей зоне конвекции. Время максимальной тропосферной очистки произошло около 1978 г., почти через пять лет после момента максимальной инсоляции южных умеренных областей. Это согласуется с моментом максимальной ожидаемой температуры тропосферы на основе радиационной постоянной времени.

В [43] приведены результаты спектральных наблюдений северного полушария атмосферы Сатурна в УФ, синем, видимом и красном фильтрах в период с 1980 (эпоха «кольца с ребра») по 1987 г. (максимальное затенение кольцами). За это время отмечено увеличение на 7% отражательной способности NEV и уменьшение яркости EZ [48]. Это согласуется с изменением вертикальной структуры облаков в этих экваториальных районах и оптических свойств аэрозольных слоев на верхней границе облаков в тропосфере и подтверждается основанными на более длительном периоде наблюдений результатами [41].

В работе [32] в видимой и ближней инфракрасной (460–940 нм) области спектра с 1986 по 1989 гг. показано значительное усиление поглощения водорода, метана и аммиака в северной полярной области по сравнению с остальной частью планеты. С 1986 по 1991 гг. наблюдались небольшие (до 4%) изменения альбедо в континууме и в молекулярном поглощении [42]. Показано, что сезонные изменения в коротковолновой области спектра в моменты равноденствия в 1966 и 1980 гг. можно объяснить сублимацией поглощающего УФ излучение аэрозоля при изменении инсоляции в эти годы [21, 33, 38, 83]. Выполненные в 1995 г. наблюдения также показали [56, 60, 61], что широтное распределение поглощения метана носит явно асимметричный характер относительно экватора Сатурна: наименьшее поглощение характерно для экваториального пояса; однако на умеренных широтах в южном полушарии интенсивность всех полос поглощения CH_4 в диапазоне длин волн 580–880 нм была значительно ниже, чем на тех же широтах северного полушария.

Можно было предположить, что в равноденствие 2009 г. широтное распределение поглощения метана окажется «зеркальным» по сравнению с наблюдавшимся в 1995 г. Однако, как это отмечено в [79], этого не произошло: в северном полушарии поглощение не уменьшилось, хотя в южном оно существенно возросло. Отметим, что с 1995 по 2002 гг. Сатурн приближался к Солнцу на минимальное расстояние ~ 9 а.е. по мере раскрытия кольца и к Солнцу было обращено южное полушарие (рис. 1). Поэтому к моменту равноденствия в 2009 г. оно должно было накопить значительно больше получаемой от Солнца энергии (на 15–25%), чем то, которое могло накопить северное полушарие перед равноденствием в 1995 г. (рис. 5). Ведь в предыдущий полупериод оборота планеты к Солнцу было наклонено северное полушарие, и это соответствовало ее максимальному удалению от Солнца почти на 10 а.е.

Можно предположить, что за счет этого с 1995 г. по мере приближения Сатурна к Солнцу и увеличения наклона южного полушария происходило постепенное частичное испарение аэрозолей и снижение объемной плотности аммиачных облаков в южном полушарии. При этом уменьшался средний объемный коэффициент рассеяния в облаке и/или дымке. Это, в свою очередь, приводило к постепенному усилению видимого метанового поглощения за счет увеличения оптического пути поглощения при многократном рассеянии в облачном покрове планеты.

3. СРАВНЕНИЕ ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ДИСКА САТУРНА В МОМЕНТЫ РАВНОДЕНСТВИЯ

Таким образом, для Сатурна за период 1965–2012 гг. получен многочисленный материал по спектральным наблюдениям полос метана. Широтное различие метанового поглощения по диску показывает существенную асимметрию между северным и южным полушариями. Экваториальный пояс характеризуется наименьшим поглощением во всех полосах. Но изменение поглощения к средним широтам в

северном и южном полушариях происходит по-разному. Например, при видимости колец с ребра в идентичных условиях предыдущей истории наблюдения планеты поглощение в северном полушарии было существенно большим, чем в южном и в 1966, и в 1995 гг. Противоположный эффект наблюдался в 1980 г. [68, 77, 87], когда поглощение было большее уже в южном полушарии Сатурна.

В [36] по полученным в 1994–2003 гг. в области спектра от 218 до 1042 нм изображениям с космического телескопа им. Хаббла представлено исследование вертикальной структуры облаков и дымки в южном полушарии Сатурна. Отмечено, что оптическая толщина стратосферной дымки увеличивается на всех широтах при увеличении инсоляции, а тропосферная дымка показывает среднесрочные изменения оптической толщины (до 2 раз) на протяжении от нескольких месяцев до 1–2 лет. Такие изменения затрагивают практически все широты, но в разное время. Было также обнаружено снижение альbedo однократного рассеяния сине-поглощающих тропосферных частиц дымки, наиболее сильное в экваториальных и полярных областях. Долгосрочные изменения плавно следуют за сезонными колебаниями инсоляции без всякой видимой задержки; это предполагает наличие фотохимических процессов, которые влияют на оптические свойства частиц и на их размер. А среднесрочные изменения — внезапные и показывают различные временные масштабы, указывая на динамическое происхождение.

Последнее равноденствие на Сатурне было в 2009 г. В это время снова появилась возможность сравнить широтные распределения интенсивности полос поглощения метана с наблюдениями в предыдущие равноденствия. В отличие от четко выраженной асимметрии поглощения в южном и северном полушариях в 1995 и 1996 гг. [56, 60, 61], в равноденствие 2009 г. отличие поглощения между полушариями на средних широтах почти отсутствует (рис. 2). До этого момента Сатурн был наклонен к Солнцу южным полушарием, и там наблюдался рост поглощения в полосе 725 нм [24, 59].

Проведенный нами в работах [21, 68, 74, 83] анализ наблюдательных данных показал, что в видимой области спектра (595 нм) фотометрические профили вдоль центрального меридиана, полученные в 1980 г. [38, 68], практически повторяют профиль 1966 г., полученный при таких же условиях освещения планеты Солнцем [33]. В УФ за это же время произошли значительные изменения в отражательных свойствах облачного слоя Сатурна. Если в 1966 г. самой темной деталью на диске был северный экваториальный пояс [33], то в 1980 г. таковым стал уже южный экваториальный пояс. С уменьшением сатурноцентрического склонения Солнца самый темный широтный пояс приближается к экватору, в 1967 г. переходит через него, в 1973 г. достигает широты -9° и в 1980 г. снова приближается к экватору [68]. Наблюдения на сканирующем фотометре в 1980 г. при $B = +1,4^\circ$ также показали [50], что в этот период наиболее темная область в ультрафиолете и самая яркая в 700 нм значительно смещена в южное полушарие, а не симметрична относительно экватора. Создается впечатление, что пояс, обладающий минимальной отражательной способностью в ультрафиолете, передвигается по диску Сатурна за подсолнечной точкой, несколько отставая от нее.

То есть из нашего анализа можно сделать вывод о существовании эффекта запаздывания в происходящих в атмосфере Сатурна изменениях [18, 40, 46, 50]. А яркость всех исследуемых широтных поясов в 1966 г. находится в противофазе к аналогичным наблюдательным данным, полученным в 1980 г. и в фазе с аналогичными наблюдательными данными, полученными в 1995 г., и в ультрафиолете, и в метановых полосах. Но в равноденствие 2009 г. ожидаемого «зеркального» к 1995 г. характера измене-

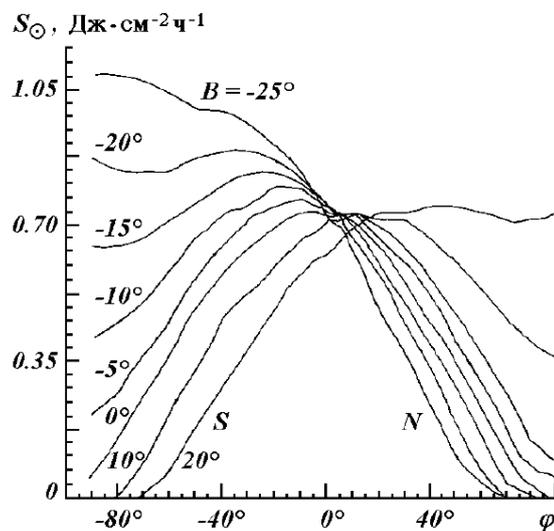


Рис. 5. Приток солнечной энергии к облачному слою Сатурна на разных широтах при разных углах наклона колец к плоскости орбиты Земли B

ния отражательных характеристик широтного распределения в УФ и в полосах поглощения метана не произошло. Так, как и ожидалось, в южном полушарии метановое поглощение существенно возросло, но вот в только что вышедшем из тени колец северном — оно совсем не уменьшилось (!).

4. ПРИЧИНЫ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ САТУРНА

На основании имеющихся фотометрических и поляриметрических спектральных данных в различных длинах волн при разных условиях освещения планеты Солнцем и в разные сезоны видимости Сатурна представим некоторые результаты определения оптических параметров газовой и аэрозольной составляющих атмосферы планеты. Процедура вычислений подробно описана в работах [21, 83]. Мы использовали результаты расчетов интенсивности диффузно-отраженного от многослойной атмосферы излучения с учетом многократного рассеяния по программе, которая в свое время любезно была предоставлена нам Ж.М. Длугач [8]. Вычисления проводились исходя из предположения, что отраженное излучение в спектральном диапазоне 300–800 нм формируется в части атмосферы Сатурна, которая может быть представлена двумя однородными слоями. Верхний слой является оптически тонким чисто газовым слоем, оптическая толщина рассеивающей компоненты которого равна τ_c . Нижний — газовой-аэрозольный полубесконечный слой, характеризуется альбедо однократного рассеяния частиц в полосе поглощения ω_ν и в непрерывном спектре ω_c , параметром $\beta = \sigma_g / (\sigma_g + \sigma_a)$ и индикатрисой рассеяния $\chi(\alpha)$. Здесь приняты следующие обозначения: $\omega_\nu = \sigma_0 / (\sigma_0 + \kappa + \alpha_\nu)$, $\omega_c = \sigma_0 / (\sigma_0 + \kappa)$, где $\sigma_0(\lambda) = \sigma_g(\lambda) + \sigma_a(\lambda)$ — объемный коэффициент рассеяния; κ и α_ν — объемные коэффициенты поглощения в непрерывном спектре и в полосе поглощения, соответственно; σ_g и σ_a — объемные коэффициенты рассеяния газа и аэрозоля. В рамках этой модели могут быть определены относительная концентрация газа $\frac{\alpha_\nu}{\sigma_0} = \frac{1}{\omega_\nu} - \frac{1}{\omega_c}$ и эффективная оптическая толщина формирования полос поглощения $\langle \tau \rangle$.

При этом выражение для остаточной интенсивности в момент оппозиции, т.е. при $\mu = \mu_0$, и при рассеивающей компоненте оптической толщины $\tau_c \ll 1$, записывается в виде

$$R_\nu(\mu_0) = \frac{r_\nu^0(\mu_0)}{r_c^0(\mu_0)} \exp\left(-\frac{2\tau_\nu}{m_0}\right). \quad (1)$$

Из приведенного выражения (1) следует, что в зависимости от плотности облаков и величины τ_ν эквивалентная ширина полосы поглощения может как уменьшаться, так и увеличиваться к краю видимого диска планеты. Подбором этих параметров можно описать результаты имеющихся в нашем распоряжении наблюдательных данных для отдельных участков диска Сатурна. Многочисленные исследования поляризационных свойств различных участков диска Сатурна не показали наличия каких-либо значительных широтных неоднородностей [4, 5]. Это дает основание утверждать, что действительная часть показателя преломления облачных частиц и их размер для разных широтных поясов практически одинаковы. Поэтому наблюдаемое различие фотометрических свойств широтных поясов может быть обусловлено различиями объемной концентрации облачного аэрозоля, оптической толщины надоблачного газового слоя и спектральных значений мнимой части показателя преломления облачных частиц. Вариации именно этих характеристик весьма слабо сказываются на поляризационных свойствах атмосферы, однако оказывают существенное влияние на ее яркость. Степень этих различий мы оценивали по полученным в моменты близкие к равноденствию в 1966, 1980, 1995 и 2019 гг. распределениям яркости на диске Сатурна в непрерывном спектре и в молекулярных полосах поглощения [1–3, 19, 21, 26, 27, 29, 30, 31, 33, 37, 56–58, 68, 83, 87.]

Определение параметров модели атмосферы $\chi(\lambda)$, $\omega_c(\lambda)$, $\omega_{i0}(\lambda)$, $\sigma_0(\lambda)$, $\beta(\lambda)$ проводилось по следующей схеме. По данным о распределении яркости вдоль южной экваториальной зоны в $\lambda < 600$ нм и по спектральным значениям коэффициентов яркости для ее центра были определены $\omega_c(\lambda)$, $\tau_c(\lambda)$. Дальше по соответствующим данным о центральной интенсивности полосы поглощения метана 725 нм и характере ее изменения от центра диска к краю были определены значения ω_{i0} и поглощающей компоненты оптической толщины надоблачного слоя в предположении, что концентрация поглощающего газа в облачном и надоблачном слое одинаковы. При вычислении параметров атмосферы Сатурна использована индикатриса рассеяния $\chi(\alpha)$, которая была рассчитана по физическим характеристикам облачных частиц (показатель преломления, функция распределения их по размерам, форма и т.п.), определенным из поляризационных измерений [5, 21]; средний радиус частиц принимался равным $r = 1,0 \pm 0,1$, их действительная часть показателя преломления $1,35 \leq n_r \leq 1,42$ и дисперсия размеров частиц $0,12 \pm 0,02$. Предполагалось, что распределение частиц по размерам подчинено нормально-логарифмическому закону

$$f(r) dr = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_0)}{2\sigma^2}\right) d(\ln r),$$

где $f(r) dr$ — доля частиц, радиусы которых заключены в пределах от r до $r + dr$; r_0 — среднее геометрическое радиусов частиц; σ^2 — дисперсия логарифма радиусов. Сравнивая результаты расчетов с

Таблица 1. Некоторые значения параметров двухслойной модели атмосферы Сатурна для южной экваториальной зоны (данные 1980 г.)

λ , нм	$r(\alpha=4^\circ)$	τ_c	τ_c^R	(ω)	$\beta(\lambda)$	$\sigma_0(\lambda)$, $\text{см}^{-1} \cdot 10^{-6}$
316	$0,180 \pm 0,018$	$0,30 \pm 0,10$	0,30	$0,63^{+0,08}_{-0,05}$	$0,088 \pm 0,021$	2,1
346	$0,163 \pm 0,012$	$0,20 \pm 0,05$	0,20	$0,67 \pm 0,06$	$0,061 \pm 0,014$	2,0
372	$0,134 \pm 0,010$	$0,15 \pm 0,04$	0,15	$0,70 \pm 0,02$	$0,043 \pm 0,009$	2,0
457	$0,342 \pm 0,023$	$0,07 \pm 0,02$	0,07	$0,93 \pm 0,01$	$0,021 \pm 0,005$	1,9
540	$0,519 \pm 0,034$	$0,04 \pm 0,01$	0,04	$0,977 \pm 0,005$	$0,011 \pm 0,002$	1,9
596	$0,583 \pm 0,039$	$0,02 \pm 0,01$	0,02	$0,984 \pm 0,004$	$0,005 \pm 0,002$	1,9

Таблица 2. Некоторые значения параметров двухслойной модели атмосферы Сатурна для северной экваториальной зоны (данные 1966 г.)

λ , нм	$r(\alpha=4^\circ)$	τ_c	τ_c^R	(ω)	$\beta(\lambda)$	$\sigma_0(\lambda)$, $\text{см}^{-1} \cdot 10^{-6}$
355	$0,160 \pm 0,016$	$0,20 \pm 0,07$	0,20	$0,68 \pm 0,07$	$0,058 \pm 0,019$	2,0
425	$0,240 \pm 0,024$	$0,09 \pm 0,02$	0,09	$0,90 \pm 0,01$	$0,024 \pm 0,007$	1,9
555	$0,560 \pm 0,058$	$0,02 \pm 0,01$	0,02	$0,982 \pm 0,004$	$0,006 \pm 0,002$	1,9

Таблица 3. Значения параметров двухслойной модели атмосферы Сатурна для 4 моментов равноденствия

φ°	$R_{\nu 0}/R_{\nu 0}(1)$	$R_{\nu 0}(1)$	$r_{\nu 0}(1)$	$\tau_{\nu 0}$	$\beta \cdot 10^4$	σ_0 , $\text{см}^{-1} (\cdot 10^{-6})$	n , см^{-1}	ω_c	n_i , 10^4
1966 г.									
+34	$0,995 \pm 0,010$	0,276	0,676	$0,203 \pm 0,010$	42 ± 24	1,5	13	0,9967	1,71
+21	$1,003 \pm 0,008$	0,271	0,701	$0,198 \pm 0,014$	35 ± 20	1,8	14	0,9963	1,65
+10	$1,021 \pm 0,006$	0,327	0,810	$0,159 \pm 0,015$	34 ± 19	2,3	18	0,9965	1,68
-09	$1,009 \pm 0,005$	0,312	0,776	$0,174 \pm 0,017$	42 ± 21	2,0	15	0,9948	2,07
-19	$0,997 \pm 0,007$	0,287	0,720	$0,191 \pm 0,017$	43 ± 23	1,7	16	0,9962	1,73
-32	$0,990 \pm 0,009$	0,290	0,690	$0,164 \pm 0,019$	49 ± 27	1,3	12	0,9967	1,69
1980 г.									
+40	$1,013 \pm 0,009$	0,306	0,697	$0,057 \pm 0,009$	72 ± 23	1,1	9	0,9969	1,15
+32	$0,981 \pm 0,006$	0,286	0,739	$0,114 \pm 0,012$	63 ± 20	1,2	9	0,9965	1,55
+10	$1,008 \pm 0,005$	0,310	0,764	$0,167 \pm 0,006$	41 ± 13	1,8	14	0,9946	2,26
-08	$1,031 \pm 0,003$	0,333	0,840	$0,148 \pm 0,003$	31 ± 10	2,5	19	0,9966	1,51
-16	$1,008 \pm 0,005$	0,293	0,823	$0,200 \pm 0,008$	39 ± 12	2,1	16	0,9965	1,55
-33	$0,995 \pm 0,005$	0,256	0,706	$0,226 \pm 0,009$	49 ± 14	1,6	12	0,9957	1,86
-44	$0,988 \pm 0,008$	0,263	0,638	$0,247 \pm 0,005$	35 ± 10	2,3	17	0,9967	1,48
1995 г.									
+30	$1,00 \pm 0,01$	0,27	0,70	$0,20 \pm 0,02$	38 ± 20	1,7	14	0,9963	1,70
+9	$1,02 \pm 0,01$	0,33	0,80	$0,15 \pm 0,02$	34 ± 20	2,4	19	0,9965	1,68
-9	$1,01 \pm 0,01$	0,31	0,76	$0,17 \pm 0,02$	43 ± 20	1,9	15	0,9950	2,10
-30	$1,00 \pm 0,01$	0,27	0,72	$0,19 \pm 0,02$	47 ± 20	1,5	13	0,9962	1,70
2009 г.									
+30	$0,98 \pm 0,01$	0,29	0,73	$0,17 \pm 0,01$	47 ± 17	1,6	12	0,9965	1,65
+9	$1,01 \pm 0,01$	0,32	0,83	$0,15 \pm 0,01$	41 ± 13	2,3	18	0,9960	1,72
-9	$1,01 \pm 0,01$	0,33	0,83	$0,15 \pm 0,01$	39 ± 10	2,4	19	0,9966	1,70
-30	$0,99 \pm 0,01$	0,29	0,72	$0,20 \pm 0,01$	45 ± 12	1,7	15	0,9965	1,72

распределением отражательной способности вдоль экватора интенсивности и вдоль некоторых широтных поясов и значения центральной интенсивности полосы поглощения метана в 725 нм для выбранной широты оценивались такие параметры двухслойной модели атмосферы Сатурна, как значения τ_c и $\omega_c(\lambda)$. Как пример таких расчетов мы приводим взятые из [21] табл. 1 и 2. Там же приведены и значения τ_c^R , вычисленные по формуле: $\tau_c^R = \tau_c(\lambda_0) \cdot (\lambda/\lambda_0)^4$, где привязка осуществлена к длине волны $\lambda_0 = 316$ нм. Как видно, определенные из наблюдений спектральные значения $\tau_c(\lambda)$ хорошо согласуются с расчетными $\tau_c^R(\lambda)$. Это может быть только тогда, когда надоблачная атмосфера или чисто газовая, или содержит очень мелкие аэрозольные частицы с $r_0 \ll 0,1$ мкм. Значения $\beta(\lambda)$ для других длин волн определялись из соотношения

$$\beta(\lambda) = \left[1 + \frac{1 - \beta(\lambda_0)}{\beta(\lambda_0)} \cdot \frac{C(\lambda)}{C(\lambda_0)} \cdot \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^6 \right]^{-1} \quad (2)$$

где $C(\lambda)\lambda^2$ и $C(\lambda_0)\lambda_0^2$ — полидисперсные коэффициенты рассеяния единичного объема среды; λ_0 — длина волны, для которой первоначально вычислялось значение β .

Затем вычислялся объемный коэффициент рассеяния среды $\sigma_0(\lambda)$, объемная концентрация аэрозольных частиц n , оценивались значения $R_{\nu 0}(\lambda)$ и спектральные коэффициенты яркости $r_c(\lambda)$ для центров по-

ясов на широтах около ± 9 и $\pm 30^\circ$. С использованием данных об интенсивности отраженного излучения для центра хорды в непрерывном спектре и в полосе поглощения для всех этих же поясов определялись значения ω_c , ω_{i0} и τ_{i0} (табл. 3). Отметим, что значения объемного коэффициента рассеяния и объемной концентрации аэрозольных частиц приведены для уровня с атмосферным давлением $P = 1$ атм. Соответствующий расчет объемного коэффициента рассеяния газа был выполнен для водородно-гелиевой атмосферы, состоящей из 85% водорода и 15% гелия [69].

Как мы уже отмечали, наблюдаемые фотометрические различия широтных поясов Сатурна в разных участках спектра могут быть вызваны различиями в значениях $\tau_c(\lambda)$, $\beta(\lambda)$ и мнимой части показателя преломления $n_i(\lambda)$, т.е. $\omega_c(\lambda)$. Именно это и подтверждают полученные оценки этих параметров (табл. 3). При расчете предполагалось, что аэрозоль состоит из аммиака, который практически не поглощает свет в видимой области спектра, и незначительного количества какой-то неизвестной растворенной в нем примеси. В этом случае отношение мнимых частей показателя преломления для разных широтных поясов во всем рассматриваемом нами спектральном интервале есть величина постоянная и равная отношению этих величин для длины волны 725 нм, соответствующие оценки для которой выполнялись по методике, приведенной в работах [21, 83].

5. ВЫВОДЫ

Из анализа значений параметров, вычисленных для разных широтных областей, подтвержден вывод о том, что для полушария, которое до момента получения наблюдательных данных экранировалось кольцами (то есть, там длительное время была зима: до 1966 и до 1995 г. в южном полушарии и до 1980 г. — в северном полушарии), облачный слой является более разреженным и его верхняя граница находится в нем на большей высоте, чем в полушарии, «пережившем» до этого летний сезон. Кроме того, те экваториальные области Сатурна, которые длительное время были закрыты кольцами, ощущая дефицит притока в атмосферу солнечной радиации, отличаются от других широтных поясов повышенным количеством сильно поглощающей цветной примеси.

Однако 2009 г. не соответствует такому предположению (см. окончание табл. 3). Только что вышедшая из тени колец северная экваториальная область не показала уменьшения метанового поглощения. То есть в этой части атмосферы не образовалась ни высотная дымка, ни разреженный слой облаков. Поскольку обычно эти новообразования имеют фотохимическую природу, то можно предположить, что по какой-то причине не хватило энергии в атмосфере для образования фотохимического аэрозольного слоя, который обычно образовывался в нижней стратосфере (верхней тропосфере) Сатурна и не позволял глубоко «заглядывать» к тропосферным облакам, уменьшая метановое поглощение и повышая альбедо. Возможную причину такого сценария мы рассмотрим позднее.

1. Аврамчук В.В. Распределение метанового поглощения в полосе 0,619 мкм по диску Сатурна в 1966 г. // Астрометрия и астрофизика. — 1968. — № 1. — С.161–164.
2. Аврамчук В.В., Кругов В.Д. Результаты фотографических наблюдений Сатурна и их интерпретация // Астрометрия и астрофизика. — 1973. — № 18. — С.39–45.
3. Бугаенко Л.А., Галкин Л.С., Мороженко А.В. Исследование молекулярного поглощения в атмосферах планет-гигантов // Астрон. вестник. — 1972. — 6, № 4. — С.223–227.
4. Бугаенко О.И., Галкин Л.С. Поляриметрические исследования планет-гигантов. II. Фазовый ход поляризации избранных областей диска Сатурна // Астрон. журнал. — 1972. — 49, № 4. — С.837–843.
5. Бугаенко О.И., Галкин Л.С., Мороженко А.В. Поляриметрические исследования планет-гигантов. I. Распределение поляризации по диску Сатурна // Астрон. журнал. — 1971. — 48, № 4. — С.373–379.
6. Витинский Ю.И., Оль А.И., Сазонов Б.И. Солнце и атмосфера Земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 351 с.
7. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 319 с.
8. Длугач Ж.М. Отражение света многослойной планетной атмосферой // Астрон. вестник. — 1982. — 17, № 2. — С.234–239.
9. Тейфель В.Г. Сравнение распределения поглощения в полосе CH_4 6190Å на дисках Юпитера и Сатурна // Труды астрофиз. ин-та АН Каз.ССР. — 1967. — № 9. — С.59–62.
10. Эйгенсон М.С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. — Львов: Издательство Львовского университета, 1957. — 230 с.
11. Эйгенсон М.С., Гневышев М.Н., Оль А.И., Рубашев Б.М. Солнечная активность и ее земные проявления. — М.-Л.: ОГИЗ, 1948. — 323 с.
12. Baines K.H., Drossart P., Momary T.W., et al. The Atmospheres of Saturn and Titan in the Near-Infrared First Results of Cassini/VIMS // Earth, Moon, and Planets. — 2005. — 96, № 3–4. — P.119–147.
13. Bezard B., Gautier D., Conrath B. A seasonal model of the Saturnian upper troposphere Comparison with Voyager infrared measurements // Icarus. — 1984. — 60. — P.274–288.
14. Busse F.H. Differential rotation in stellar convective zones // Astrophys. J. — 1970. — 159. — P.629–639.

15. *Callis L.B., Nealy J.E.* Solar UV variability and its effect on stratospheric thermal structure and trace constituents // *Geophysical Research Letters*. — 1978. — **5**. — P.249–252.
16. *Carlson R.W.* Photo-sputtering of ice and hydrogen around Saturn's rings // *Nature*. — 1980. — **283**, № 5746. — P.461.
17. *Cess R.D., Carlson B.E., Caldwell J., et al.* Latitudinal variations in Jovian stratospheric temperatures // *Icarus*. — 1981. — **46**. — P.249–255.
18. *Cess R.D., Cochran J.* A Saturnian stratospheric seasonal climate model // *Icarus*. — 1979. — V. 38. — P.349–357.
19. *Cochran A.L., Cochran W.D.* Longitudinal variability of methane and ammonia bands on Saturn // *Icarus*. — 1981. — **48**. — P.488–495.
20. *Conrath B.J., Pirraglia J.A.* Thermal structure of Saturn from Voyager infrared measurements — Implications for atmospheric dynamics // *Icarus*. — 1983. — **53**. — P.286–292.
21. *Dlugach J.M., Morozhenko A.V., Vidmachenko A.P., Yanovitskij E.G.* Investigations of the optical properties of Saturn's atmosphere carried out at the Main Astronomical Observatory of the Ukrainian Academy of Sciences // *Icarus*. — 1983. — **54**. — P.319–336.
22. *Dlugach J.M., Yanovitskij E.G.* The Optical Properties of Venus and the Jovian Planets. II. Methods and Results of Calculations of the Intensity of Radiation Diffusely Reflected from Semi-Infinite Homogeneous Atmospheres // *Icarus*. — 1974. — **22**, № 1. — P.66–81.
23. *Drossart P., Courtin R., Atreya S., Tokunaga A.* Variations in the Jovian atmospheric composition and chemistry // Time-variable phenomena in the Jovian system. — Washington: NASA-SP-494. — 1989. — P.344–362.
24. *Fletcher L.N., Achterberg R.K., Greathouse Th.K., et al.* Seasonal change on Saturn from Cassini/CIRS observations 2004–2009 // *Icarus*. — 2010. — **208**, Issue 1. — P.337–352.
25. *Gallis L.V., Nealy J.E.* Temperature UV variability and its effect on stratospheric thermal structure and trace constituents // *Geophysical Research Letters*. — 1978. — **5**. — P.249–252.
26. *Glatzmaier G.A., Gilman P.A.* Compressible convection in a rotating spherical shell. V. Induced differential rotation and meridional circulation // *Astrophys J.* — 1982. — **256**, № 1. — P.316–330.
27. *Hays D.L., Latham D.A., Hays S.* Measurements of the Monochromatic Flux from Vega // *Astrophys. J.* — 1975. — **197**, № 3, part 1. — P.587–592.
28. *Ip W.-H.* On plasma transport in the vicinity of the rings of Saturn: a siphon flow mechanism // *Journal of Geophysical Research*. — 1983. — **88**. — P.819–822.
29. *Irvine W.M., Simon Th., Menzel D.H., et al.* Multicolor photoelectric photometry of the brighter planets. II. Observations from le Houga Observatory // *Astronomical Journal*. — 1968. — **73**, № 4. — P.251–264.
30. *Irvine W.M., Simon Th., Menzel D.H., et al.* Multicolor Photoelectric Photometry of the Brighter Planets. III. Observations from Boyden Observatory // *Astronomical Journal*. — 1968. — **73**, № 8. — P.807–823.
31. *Karkoschka E., Tomasko M.* Saturn's vertical and latitudinal cloud structure 1991–2004 from HST imaging in 30 filters // *Icarus*. — 2005. — **179**, Issue 1. — P.195–221.
32. *Karkoschka E., Tomasko M.G.* Saturn's Upper Troposphere 1986–1989 // *Icarus*. — 1992. — **97**. — P.161–181.
33. *Marin M.* Photometric photographique de Saturne // *J. Observ.* — 1968. — **51**, № 3. — P.179–191.
34. *Ortiz J.L., Moreno F., Molina A.* Saturn 1991–1993: Reflectivities and Limb-Darkening Coefficients at Methane Bands and Nearby Continua—Temporal Changes // *Icarus*. — 1995. — **117**, Issue 2. — P.328–344.
35. *Owen T.* The spectra of Jupiter and Saturn in the photographic infrared // *Icarus*. — 1969. — **19**, № 3. — P.355–364.
36. *Perez-Hoyos S., Sanchez-Lavega A., French R.G., Rojas J.F.* Saturn's cloud structure and temporal evolution from ten years of Hubble Space Telescope images (1994–2003) // *Icarus*. — 2005. — **176**. — P.155–174.
37. *Pilcher C.B., McCord Th.B.* Narrow-Band Photometry of the Bands of Jupiter // *Astrophysical Journal*. — 1971. — **165**. — P.195–201.
38. *Price M.J., Franz O.G.* Saturn: UBV photoelectric pinhole scans of the disk. II // *Icarus*. — 1980. — **44**, № 4. — P.657–667.
39. *Reese E.J.* Jupiter: its Red Spot and other features in 1969–1970 // *Icarus*. — 1971. — **14**, № 3. — P.343–354.
40. *Reese E.J.* Recent photographic measurement of Saturn // *Icarus*. — 1971. — **15**, № 3. — P.466–479.
41. *Sanchez-Lavega A., Battaner E.* Long-term changes in Saturn's atmospheric belts and zones // *Astronomy and Astrophysics Supplement Series*. — 1986. — **64**, № 2. — P.287–301.
42. *Sanchez-Lavega A., Lecacheux J., Colas F., Laques P.* Temporal Behavior of Cloud Morphologies and Motions in Saturn's Atmosphere // *Journal of geophysical research*. — 1993. — **98**, № E10. — P.18857–18872.
43. *Sanchez-Lavega A., Quesada J.A.* A survey of Saturn's northern hemisphere from 1979 to 1987 // *Planet. Space Sci.* — 1988. — **36**, № 12. — P.1381–1389.
44. *Shimizu M.* Strong interaction between the ring system and the ionosphere of Saturn // *Moon and Planets*. — 1980. — **22**. — P.521–522.
45. *Smoluchowski R.* Formation of fine dust on Saturn rings as suggested by the presence of spokes // *Icarus*. — 1983. — **54**, № 2. — P.263–266.
46. *Steklov A.F., Vidmachenko A.P., Miniailo N.F.* Seasonal variations in the atmosphere of Saturn // *Soviet Astronomy Letters*. — 1983. — **9**. — P.135–136.

47. Stone P.H. The Dynamics of the Atmospheres of the Major Planets // Space Science Reviews. — 1973. — **14**, Issue 3–4. — P.444–459.
48. Suggs R. Ground based observations of a convective cloud feature in Saturn's northern hemisphere // Proceedings of the Southwest Regional Conference for Astronomy and Astrophysics. — 1984. — **9**. — P.21.
49. Teifel V.G. Calculation of the Depths of Absorption Lines and Bands on the Disk of a Planet Surrounded by a Semi-Infinite Homogeneous Atmosphere // Solar System Research. — 1975. — **9**. — P.57.
50. Teifel V.G. Optical properties and structure of Saturn's atmosphere // Solar System Research. — 1980. — **14**, № 1. — P.1–16.
51. Teifel V.G. The atmosphere of Saturn // In: Exploration of the planetary system. Proceedings of the Symposium, Torun, Poland, September 5–8, 1973. (A75–21276 08–91) Dordrecht, D. Reidel Publishing Co. — 1974. — P.415–440.
52. Teifel V.G., Usol'tseva L.A., Kharitonova G.A. Optical Properties and Structure of Saturn's Atmosphere. II. Latitudinal Variations of Absorption in the 0,62- μ CH₄ Band and Characteristics of the Planet in the Near Ultraviolet // Soviet Astronomy. — 1973. — **17**. — P.108–111.
53. Teifel V.G., Usol'tseva L.A., Kharitonova G.A. Optical Properties and Structure of Saturn's Atmosphere. I. Preliminary Results of Studies of CH₄ Absorption Bands on the Planetary Disc // Soviet Astronomy. — 1971. — **15**. — P.296–302.
54. Teifel V.G., Usol'tseva L.A., Kharitonova G.A. The Spectral Characteristics and Probable Structure of the Cloud Layer of Saturn // Planetary Atmospheres. Proceedings from 40th IAU Symposium held in Marfa, Texas, Oct. 26–31, 1969. Edited by Carl Sagan, Tobias C. Owen, and Harlan J. Smith. International Astronomical Union. Symposium no. 40, Dordrecht, Reidel. — P.375–383.
55. Teifel V.G. Molecular absorption and the possible structure of the cloud layers of Jupiter and Saturn // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1969. — **26**, № 5. — P.854–859.
56. Teifel V.G. Molecular-Absorption Distribution over Saturn's Disk from the 1995 Observations Based on the Zonal CCD Spectrophotometry: Observational Results // Solar System Research. — 1997. — **31**, Issue 3. — P.198–206.
57. Teifel V.G., Karimov A. Latitudinal asymmetry of the ammonia absorption on Saturn // European Planetary Science Congress 2009, held 14–18 September in Potsdam, Germany. — EPSC. — **4**. — P.34.
58. Teifel V.G., Karimov A.M., Kharitonova G.A. Comparison of the Latitudinal Variations of the Methane Absorption // Astronomicheskii Tsirkulyar. — 2010. — **1573**. — P.1–2.
59. Teifel V.G., Vdovichenko V., Karimov A., et al. Saturn CCD-spectrophotometry in 2009 and 2010 — a comparison of near- and post-equinox latitudinal distribution of molecular absorption // European Planetary Science Congress 2010, held 20–24 September in Rome, Italy. EPSC. — V. 5. Abstr. 322. — P.322.
60. Teifel V.G., Vdovichenko V.D., Karimov A.M., et al. The Space-Time Variations of the Molecular Absorption Bands on Jupiter and Saturn from 1995–2007 Observations // 39th Lunar and Planetary Science Conference, held March 10–14, 2008 in League City, Texas. LPI Contribution № 1391. — P.1530.
61. Teifel V.G., Vdovichenko V.D., Karimov A.M., et al. Saturn at and between the equinoxes 1995 and 2009 // 41st Lunar and Planetary Science Conference, held March 1–5, 2010 in The Woodlands, Texas. LPI Contribution № 1533. — P.1250.
62. Temma T., Chanover N.J., Simon-Miller A.A., et al. Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging // Icarus. — 2005. — **175**, Issue 2. — P.464–489.
63. Tomasko M.G., West R.A., Orton G.S., Teifel V.G. Clouds and aerosols in Saturn's atmosphere // In: Saturn (A85-33976 15-91). Tucson, AZ, University of Arizona Press. — 1984 — P.150–194.
64. Trafton L. Long-Term Changes in Saturn's Troposphere // Icarus. — 1985. — **63**. — P.374–405.
65. Trafton L. Saturn: Long-Term Variation of H₂, and CH₄, Absorptions // Icarus. — 1977. — **31**. — P.369–384.
66. Vidmachenko A.P. Absolute electrophotometry of features of Saturn's disc // Physics of planetary atmospheres. — 1981. — P.113–132.
67. Vidmachenko A.P. Absolute electrophotometry of the B ring of Saturn // Physics of planetary atmospheres. — 1981. — P.132–138.
68. Vidmachenko A.P. Electrophotometry of Saturn. II — Spectral brightness distribution along the central meridian // Astrometriia i Astrofizika. — 1984. — № 51. — P.56–62.
69. Vidmachenko A.P. Giant planets — Theoretical and observational aspects // Astronomicheskii Vestnik. — 1991. — **25**. — P.277–292.
70. Vidmachenko A.P. On activity of Jupiter's atmosphere // XXIX Lunar and Planetary Science Conference. — Houston, Texas (USA). — 1998. — P.1–2.
71. Vidmachenko A.P. On the activity of Jupiter's atmosphere // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 1985. — **1**, № 5. — P.91.
72. Vidmachenko A.P. Possible effect of the rings on the photometric properties of Saturn's cloud layer // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 1985. — **1**. — P.12–15.
73. Vidmachenko A.P. Seasonal changes in the reflection characteristics of Saturn in 4 moments of Saturnian equinox // 17 International scientific conference Astronomical School of Young Scientists, held May 20–22, 2015 in Zhytomyr, Ukraine. The program and abstracts. — P.10–14.

74. *Vidmachenko A.P.* Seasonal variations in the optical characteristics of Saturn's atmosphere // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 1999. — **15**, № 5. — P.320–331.
75. *Vidmachenko A.P.* Temporal changes in methane absorption in Jupiter's atmosphere // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 1997. — **13**, № 6. — P.21–25.
76. *Vidmachenko A.P.* The albedo of the southern equatorial region of Saturn in 1977–1981 // *Astronomicheskii Vestnik*. — 1984. — **18**, № 3. — P.191–198.
77. *Vidmachenko A.P.* The appearance of seasonal variations in Saturn's atmosphere // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 1987. — **3**. — P.10–12.
78. *Vidmachenko A.P.* The electrophotometry of Saturn. I — The distribution of brightness over the equatorial regions in the spectral range of 0,3–0,6 micron // *Astrometriia i Astrofizika*. — 1982. — № 47. — P.70–75.
79. *Vidmachenko A.P.* The influence of solar activity on seasonal variation of the methane absorption in Saturn's atmosphere // Kinematics and Physics of Celestial Bodies. — 2015. — **31**, Issue 3. — P.38–53.
80. *Vidmachenko A.P.* The Photometrical Features in Brightness Distribution Over Saturn's Equatorial Belt in Ultraviolet // *Astronomicheskii Tsirkulyar* № 1227. — 1982. — P.1–3.
81. *Vidmachenko A.P.* Variations in Reflective Characteristics of Jupiter's Atmosphere // *Solar System Research*. — 1999. — **33**. — P.464.
82. *Vidmachenko A.P.* Variations of reflective characteristics of Jupiter's atmosphere // 31st Lunar and Planetary Science Conference. — March 13–17, 2000. — Houston, Texas (USA). — P.1–2.
83. *Vidmachenko A.P., Dlugach Zh.M., Morozhenko A.V.* Nature of the optical nonuniformity in Saturn's disk // *Solar System Research*. — 1984. — **17**, № 4. — P.164–171.
84. *Vidmachenko A.P., Klimenko V.M., Morozhenko A.V.* Multicolor photometry of features on the disk of Jupiter. I — Relative spectrophotometry in the 1977–1978 observing period // *Solar System Research*. — 1980. — **14**, № 2. — P.62–67.
85. *Vidmachenko A.P., Morozhenko A.V., Klimenko V.M.* Phase effect for the brightness coefficient of the central disk of Saturn and features of Jupiter's disk // *Icarus*. — 1980. — **42**, № 3. — P.354–357.
86. *Vidmachenko A.P., Steklov A.F., Minyajlo N.F.* Seasonal activity on Jupiter? // *Soviet Astronomy Letters*. — 1984. — **10**. — P.289–290.
87. *West R.A., Tomasko M.G., Smith B.A., et al.* Spatially resolved methane band photometry of Saturn. I — Absolute reflectivity and center-to-limb variations in the 6190-, 7250-, and 8900-Å bands // *Icarus*. — 1982. — **51**. — P.51–64.

Поступила в редакцию 3.08.2015
Принята к печати 31.08.2015