

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Геофизическая термодинамика: особенности температурной стратификации атмосферы в годовом ходеИ. И. Мохов^{1,2, а}¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики атмосферы
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2*² *Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 3*

Поступила в редакцию 25.02.2022, после доработки 20.03.2022, принята к публикации 21.03.2022.

Представлены результаты анализа данных и модельных расчетов, свидетельствующие о существенной роли временной периодичности граничных условий с периодическим пространственным сканированием в формировании атмосферных температурных особенностей планетной системы, как объекта геофизической термодинамики, наряду с ключевыми физическими процессами, включая радиационный и конвективный теплоперенос. В частности, результаты модельных расчетов с изменением продолжительности годового цикла подтверждают соответствие высоты тропопаузы высоте, характерной для температурного скин-слоя для годового хода инсоляции.

Ключевые слова: температурная стратификация атмосферы, тропопауза, годовой ход инсоляции, анализ данных, моделирование, модели общей циркуляции, сканер–модель.

УДК: 551.5. PACS: 92.00.00.

ВВЕДЕНИЕ

В [1] земная система, в том числе земная климатическая система (ЗКС), включающая в качестве составляющих атмосферу, океаносферу, литосферу, криосферу и биосферу, рассматривается как объект геофизической термодинамики (см. также [2–9]). Если в геофизической гидродинамике принципиально наличие вращения и стратификации, то при определении геофизической термодинамики ключевое значение имеет временная периодичность (цикличность) граничных условий, в том числе с периодическим пространственным сканированием источником тепла — потоком солнечной радиации [1]. При этом применимость термодинамических моделей с ключевой переменной — температурой, как отмечено, в частности, в [10], характеризуется условием

$$\tau_D / \tau_T \ll 1, \quad (1)$$

а применимость зональных термодинамических моделей — условием

$$\omega \tau_T \gg 1, \quad (2)$$

где ω — угловая частота вращения Земли, τ_D и τ_T — характерные времена в климатической системе динамических и термодинамических (радиационных) процессов, соответственно.

В термодинамически неравновесных планетных системах, в том числе в ЗКС, существенна цикличность внешних условий и внутренних процессов. Энергетика ЗКС, как открытой системы, определяется притоком солнечной радиации с периодическими изменениями инсоляции и в суточном, и в годовом ходе, и в тысячелетних особенностях изменений параметров орбиты Земли вокруг Солнца. С цикличностью граничных условий для ЗКС связаны

особенности структуры полей климатических переменных, в частности температурного поля, и их эволюция, что приводит к формированию вынужденных структурных особенностей в разных компонентах земной системы — в атмосфере, гидросфере, литосфере, криосфере и биосфере. На фоне вынужденных структурных особенностей (из-за внешних периодических воздействий) в земной динамической системе с большим числом переменных формируются и структурные особенности в результате внутрисистемных процессов самоорганизации. При этом в зависимости от отрицательных и положительных обратных связей возможны не только режимы с адаптацией земной системы к определенным, не обязательно стационарным, состояниям в зависимости от внешних (зависящих от времени) условий, но и неустойчивые режимы с усилением флуктуаций с возможными переходами к новым режимам. Возможно также проявление резонансных явлений при соответствующих внешних периодических воздействиях и собственных колебательных особенностях системы [1]. С периодичностью притока солнечной радиации, в том числе с сильными вариациями в годовом и суточном ходе, связаны особенности стратификации атмосферы и океана, проявляются особенности деятельного слоя суши, характеристики криосферы и биосферы.

Для земной атмосферы в распределении температуры с высотой выделяются характерные слои — тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, а также внешняя оболочка — экзосфера. В пределах тропосферы вблизи поверхности проявляются приземный и планетарный пограничный слои. Выделяются также разные ионосферные слои. В океаническом температурном поле выделяются приповерхностный слой, верхний квазиоднородный слой, сезонный термоклин, главный термоклин. Проявляются также слои в поле плотности и солености —

^а E-mail: mokhov_ii@physics.msu.ru

пикноклин и галоклин. Проявление особенностей слоистой структуры климатических полей, в том числе тропопаузы, можно связать с разными процессами. В частности, основные особенности вертикального распределения температуры в тропосфере и стратосфере можно описать с использованием уравнения для притока тепла с учетом радиационных притоков и вертикального теплопереноса в турбулентной атмосфере [11–14].

1. АНАЛИЗ ДАННЫХ

В данной работе рассматриваются особенности температурной стратификации земной атмосферы и ее изменений в связи с годовым ходом инсоляции. В частности, анализируются особенности температурных изменений в тропосфере с формированием тропопаузы. Определение механизмов формирования высоты тропопаузы — одна из проблем физики атмосферы, имеющая большое значение для климата и климатических изменений. Тропосфера — приповерхностный слой с 3/4 общей массы атмосферы Земли и содержит практически всю массу водяного пара. В пределах тропосферы — слоя земной атмосферы от поверхности до высоты 8–9 км в полярных и до 15–17 км в экваториальных широтах — выделяется также пограничный и приземный слои [1, 13, 15, 16]. Для тропосферы характерно близкое к линейному понижение температуры с высотой — в среднем около 6 К/км [17–19].

При анализе процессов в годовом ходе наиболее широко используется гармонический Фурье-анализ [20], а также другие методы с разложением на разные моды. Однако при циклических изменениях со значительной асимметрией по отношению к среднему (среднегодовому) значению возникают проблемы физической интерпретации результатов гармонического анализа исследуемых процессов. В связи с этим в [2, 3] для анализа климатических вариаций в годовом ходе, в частности температурных вариаций на разных уровнях в атмосфере и в разных широтных зонах Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий, был предложен специальный метод амплитудно-фазовых характеристик (МАФХ) без разложения на моды. С использованием МАФХ выявлены, в частности, принципиальные различия температурной динамики в тропосфере в годовом ходе в стадии прогрева (весной) и стадии охлаждения (осенью), что проблемно диагностировать с использованием Фурье разложения на годовую, полугодовую и др. гармоники. В том числе, на основе метода амплитудно-фазовых характеристик для СП в целом выявлено, что среднегодовой режим температуры в пределах тропосферы до среднеполюсарной высоты тропопаузы (около 12 км) достигается при весеннем прогреве с запаздыванием относительно поверхности. Это указывает на то, что для СП в целом прогрев тропосферы до тропопаузы в годовом ходе идет от поверхности. Выше тропопаузы среднегодовой режим достигается весной раньше, чем на поверхности и в стратосфере источник прогрева должен быть другой — связанный с прогревом за счет озонового слоя. При использовании МАФХ отмечены также особенности связанного с суточным

ходом инсоляции приземного слоя — с локальным максимумом запаздывания прогрева относительно поверхности, а также планетарного пограничного слоя — с локальным минимумом запаздывания прогрева относительно поверхности.

При анализе прогрева атмосферы в годовом ходе в зависимости от широты и высоты отмечено, что «весна» (0-фаза — время достижения локального среднегодового режима температуры) в СП распространяется от экватора к субтропикам в тропосфере и одновременно смещается из приполярной стратосферы — это связано с прогревом для озонового слоя в стратосфере (рис. 1). В приполярных широтах максимум содержания озона в стратосфере ниже, чем в средних и низких широтах, и выявленная особенность прогрева приполярной стратосферы весной хорошо соответствует его положению [2, 13]. Затем начинается прогрев атмосферы от поверхности в средних широтах с последующим формированием общей изохроны из изохрон весенней 0-фазы со стороны экватора и от поверхности средних широт. При этом отмечается особенность субтропической области высокого давления в пределах пограничного слоя, для которой локальная «весна» наступает позднее. В результате сближения изохрон 0-фазы, смещающихся от поверхности и из стратосферы формируются «вторичные» изохроны — с распространением весенней фазы в полярную тропосферу и верхнюю тропосферу средних и субтропических широт [2]. (При этом выявляется запаздывание фазы прогрева не только в области субтропического струйного течения, но и в области полярного струйного течения.)

Динамика изохрон π -фазы, характеризующей время достижения локального среднегодового режима температуры при похолодании осенью, существенно отличается от динамики изохрон 0-фазы (см. рис. 1) [2]. Для весенней фазы в целом проявляется прогрев атмосферы конвективного типа от поверхности и прогрев стратосферы, связанный с озоновым слоем. Для осенней термодинамики характерно охлаждение атмосферы адвективного типа. Изохроны осенней фазы имеют вертикальный вид и смещаются от полярных широт к низким. При этом со стороны экватора поверх погранслоя смещаются встречные изохроны π -фазы. В результате смещающийся из полярных широт «фронт» π -фазы разбивается на два «вторичных», продолжающих смещаться к экватору — поверх атмосферного погранслоя и внутри него. Характерные скорости смещения 0- и π -фазы для температурного режима атмосферы в годовом ходе оценены порядка 10 м/час — для вертикальной скорости и порядка 10 км/час — для горизонтальной скорости. На основе полученных результатов анализа температурных вариаций в атмосфере в годовом ходе в [2, 3] был сделан вывод о соответствии высоты тропопаузы высоте, характерной для температурного скин-слоя для годового хода.

С годовым ходом инсоляции связаны также принципиальные различия внутригодовой температурной динамики в стратосфере и мезосфере [1, 7]. Наряду с особенностями вертикальной температурной

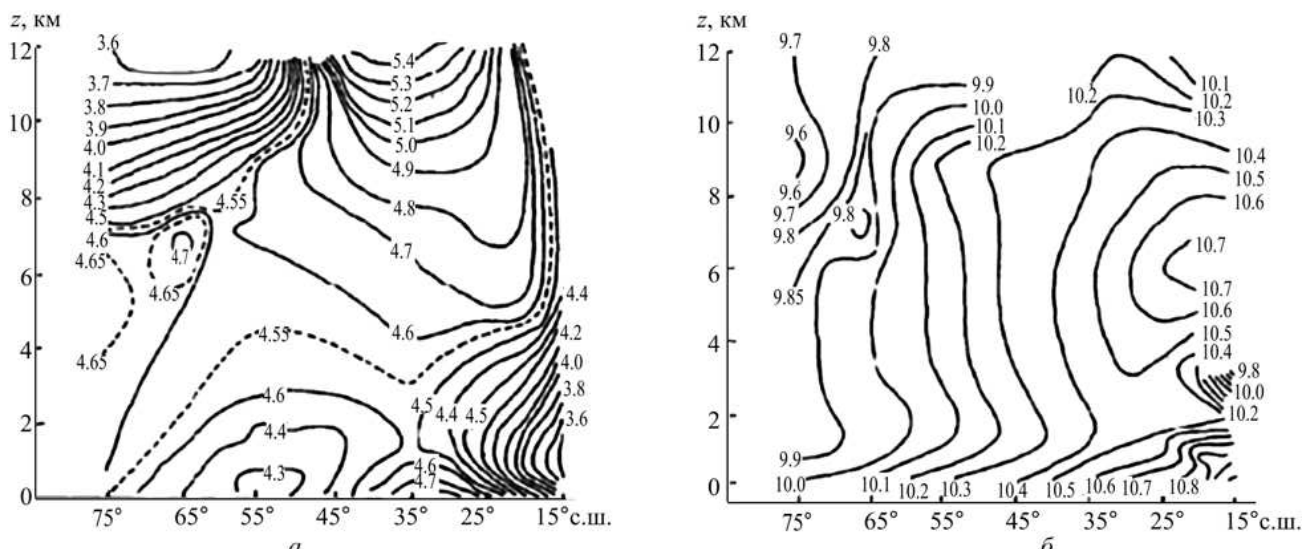


Рис. 1. Последовательные изохроны 0-фазы (а) и π -фазы (б) годового хода температуры атмосферы в зависимости от высоты и широты в Северном полушарии

стратификации атмосферы в связи с годовым ходом инсоляции проявляются структурные особенности динамики широтно-долготных полей климатических переменных. При годовом ходе притоке солнечной радиации к ЗКС (с существенными эффектами ее сканирования источником нагрева — Солнцем) проявляются региональные особенности не только в поле температуры, но и других климатических переменных [1]. Для поля облачности, в частности, проявляется круговое вращение (против часовой стрелки) изохрон годовой моды для общей облачности над Евразией и сопредельными акваториями вокруг Центральной Азии. Выделение 0- и π -фазы на фоне кругового вращения над Евразией и сопредельными акваториями позволяет выявить разнонаправленность смещения их последовательных изохрон (весной и осенью) в области действия Индийского муссона [1, 21, 22]. Отмеченные особенности динамики поля облачности и связанных с ней осадков позволяют объяснить проявление широко известной корреляции [23] снежного покрова в Евразии (зависящего от облачности и осадков в холодные месяцы) и последующих муссонных осадков над Индией (см. [1]).

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ

Ключевые особенности годового хода температурного режима атмосферы в широтно-высотном разрешении, выявленные в [1–3], можно качественно описать с использованием предложенной в [8] (см. также [1]) модели двумерной системы с вертикальной теплопроводностью и с горизонтально перемещающимся (сканирующим) тепловым источником (сканер-модель). Согласно [1, 2], средняя скорость межширотного перемещения границ 0- и π -фаз годового хода температурного режима (режимов достижения локального среднегодового режима весной и осенью) в тропосфере близка к скорости смещения (порядка 10 км/ч) границ соответствующих фаз для инсоляции с запаздыванием примерно на месяц.

Такая скорость соответствует быстрому — за месяц — горизонтальному перемещению границы фазы среднегодового режима от полюса до тропических широт (70° широты/мес).

С использованием предложенной сканер-модели, даже в простейшем ее варианте, при описании весеннего весеннего прогрева атмосферы, быстро сканируемой источником нагрева (переменной инсоляцией с годовым периодом $T = 2\pi/\omega$), с не взаимодействующими между собой вертикальными атмосферными столбами (без горизонтального обмена) воспроизводятся основные особенности годового хода поля температуры, отмеченные в [1–3]. При этом теплоперенос по вертикали в каждом атмосферном столбе описывается нестационарным уравнением

$$c\rho(z)\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial(\lambda(z,t)\partial T/\partial z)}{\partial z} + F(z,t) \quad (3)$$

с переменным коэффициентом теплопроводности. Здесь $\rho(z)$ — плотность воздуха на уровне z , c — теплоемкость, λ — коэффициент теплопроводности, T — температура, F — нестационарный источник тепла. Атмосферные столбы в сканер-модели характеризуются соответствующей широтой φ . В [8] рассмотрен простейший вариант сканер-модели (с постоянным коэффициентом теплопроводности и экспоненциальным вертикальным профилем плотности с граничным условием $T(z=0, \varphi, t) = T_0 \cos[\omega(t - t_0(\varphi))]$ на нижней границе), для которого решение уравнения теплопроводности для столба атмосферы на широте φ имеет вид

$$T(z, \varphi, t) = T(z=0, \varphi) - \gamma z + A_0 e^{-az} \cos[\omega(t - t_0) - az]. \quad (4)$$

Здесь $t_0(\varphi) = R_3(\varphi - \varphi_0)/V$, R_3 — радиус Земли, $V(\varphi)$ — характерная скорость межширотного смещения определенной фазы температурной волны на нижней границе при годовом ходе инсоляции, γ — вертикальный градиент температуры в тропосфере,

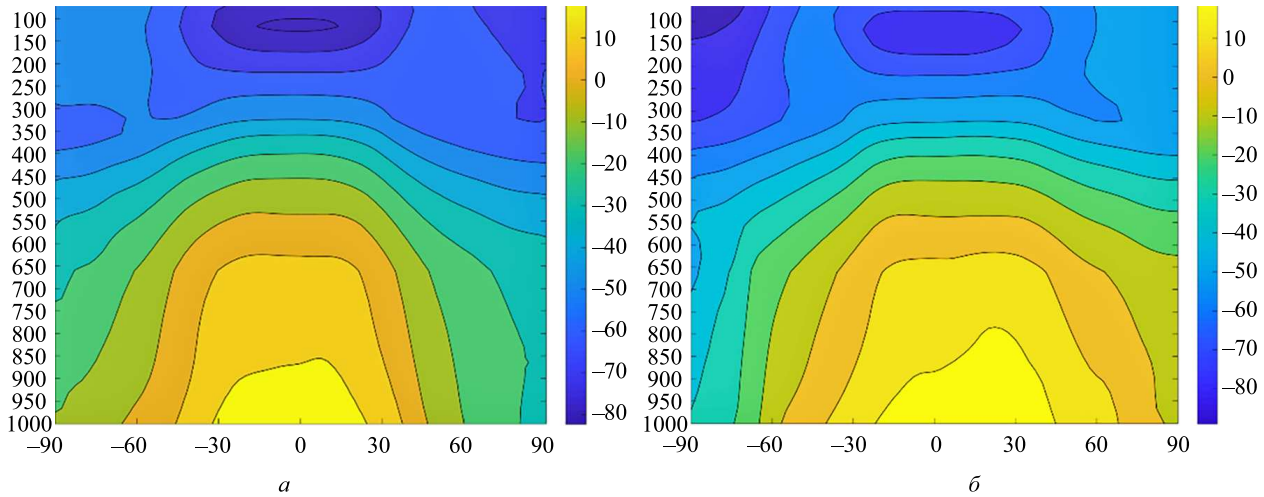


Рис. 2. Сезонные распределения температуры (шкала справа в °C) в тропосфере и нижней стратосфере в зависимости от широты (от 90° с.ш. до -90° ю.ш.) и высоты (в гПа) в декабре-феврале (а) и в июне-августе (б) по модельным расчетам при современной продолжительности годового цикла

$a = (\omega/2k)^{1/2}$, ω — частота годового хода, k — эффективный коэффициент теплопроводности. Уравнение характеристики для (4) в плоскости вертикальной (z) и горизонтальной ($x = R_3\varphi$) координат имеет вид

$$az + \omega(x - x_0)/V = \text{const.} \quad (5)$$

При этом изохроны постоянной фазы годового хода температурного режима атмосферы в сканер-модели [8] определяются уравнением

$$[\omega/2k(x)]^{1/2}z + \omega V^{-1}(x) = \text{const.} \quad (6)$$

Если принять, что весной в целом для СП согласно [21, 22] $V(\varphi) > 0$ (граница 0-фазы приповерхностной температуры смещается от экватора к полюсу), то изохроны 0-фазы в атмосфере будут иметь наклон в сторону экватора. Осенью с $V(\varphi) < 0$ последовательные изохроны π -фазы смещаются от полюса в сторону экватора и наклонены в сторону полюса. С помощью сканер-модели объясняются ключевые особенности температурных изменений в разных широтных зонах в годовом ходе, отмеченные по реальным данным, при учете неоднородности подстилающей поверхности и различий термодинамических свойств океана и суши. Учитывался также связанный с озоном прогрев в более высоких слоях атмосферы — в стратосфере. Ограничением предложенной в [8] сканер-модели является невозможность выделения особенности пограничного слоя, поверх которого горизонтальный прогрев и охлаждение атмосферы распространяются быстрее, чем внутри него. Для описания подобных эффектов в ЗКС как системе термодинамического типа в рамках малопараметрических моделей необходим учет горизонтального переноса [1].

Более детальный анализ результатов расчетов с моделью общей циркуляции атмосферы в [24] выявил, что при моделировании годового хода достаточно адекватно воспроизводятся ключевые общие особенности изменения температурного режима атмосферы в годовом ходе, выявленные в [2,

3] по данным наблюдений. При этом отмечены некоторые различия, связанные с моделированием взаимодействия тропосферы и стратосферы.

Для оценки роли годового хода инсоляции (периодического форсинга) в формировании тропопавзы были проведены специальные численные расчеты с климатической моделью общей циркуляции при разной продолжительности годового цикла (см. [25]). На рис. 2 представлены сезонные широтно-высотные распределения температуры в тропосфере и нижней стратосфере в декабре-феврале (а) и в июне-августе (б) по модельным расчетам при современной продолжительности годового цикла (365 сут.) высота тропопавзы отмечается на уровне около 100 гПа (около 16 км), а высота тропопавзы в полярных широтах — около 300 гПа (около 8–9 км).

На рис. 3 представлены сезонные широтно-высотные распределения температуры в тропосфере и нижней стратосфере в декабре-феврале (а) и в июне-августе (б) по модельным расчетам при продолжительности годового цикла вдвое меньшей современной. При этом высота тропической тропопавзы отмечается на уровне около 200 гПа (около 11–12 км). Полученные модельные результаты подтверждают сделанный ранее на основе анализа климатических данных с использованием МАФХ вывод о соответствии толщины тропосферы (высоты тропопавзы) высоте температурного скин-слоя для атмосферы при циклическом прогреве от поверхности из-за годового хода инсоляции. При этом в модельных расчетах высота тропопавзы при вдвое меньшей продолжительности годового цикла получена в $\sqrt{2}$ меньше, чем при современной продолжительности годового цикла.

Результаты влияния циклических граничных условий с разной периодичностью (от суточного хода до периодов в сотни тысяч лет, в том числе разных циклов Миланковича для изменений параметров орбиты Земли) проявляются и в слоистой структуре океана, и деятельных слоев суши, и в криосфере,

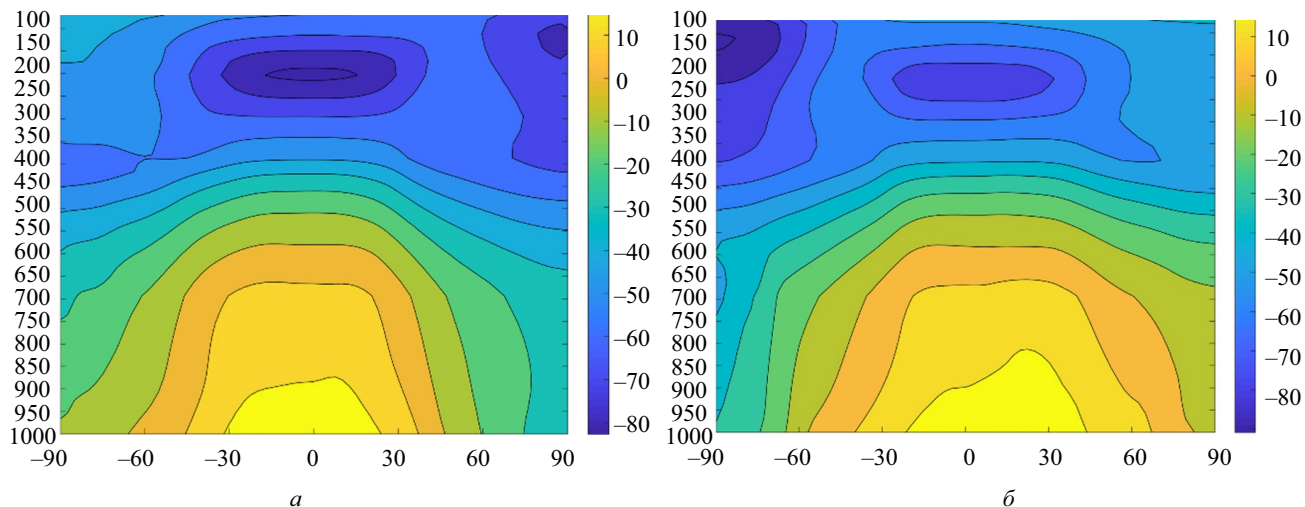


Рис. 3. Сезонные распределения температуры (шкала справа в °C) в тропосфере и нижней стратосфере в зависимости от широты (от 90° с.ш. до 90° ю.ш.) и высоты (в гПа) в декабре–феврале (а) и в июне–августе (б) по модельным расчетам при продолжительности годового цикла вдвое меньшей современной

и в биосфере [1]. В годовом ходе океанических температурных полей, например, проявляются пограничные слои влияния континентов на расстоянии сотен километров в пределах верхнего однородного слоя океана, связанного с годовым ходом инсоляции [6]. На разных временных масштабах проявляются слои в земной коре, связанные с формированием и деградацией многолетнемерзлых грунтов — «вечной мерзлоты» (с эффектами гистерезиса) [26].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные оценки свидетельствуют о существенной роли временной периодичности граничных условий с периодическим пространственным сканированием в формировании атмосферных (и климатических) структурных особенностей планетной системы, как объекта геофизической термодинамики, наряду с ключевыми физическими процессами, в том числе радиационным и конвективным теплопереносом. Подобные эффекты должны проявляться и для атмосфер других планет. В частности, для планет Солнечной системы существенное различие характерных слоев, в частности высот тропопавзы, связано не только с составом и гидротермодинамическими особенностями планетных атмосфер, но и с параметрами их орбит вокруг Солнца и вращения вокруг своей оси и их вариаций.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (19-17-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеиздат, 1993.
2. Мохов И.И. // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 80.
3. Мохов И.И. // Метеорология и гидрология. 1985. № 9. С. 38.
4. Мохов И.И. // Метеорология и гидрология. 1986. № 1. С. 24.
5. Мохов И.И. // Тр. 5 Всесоюзн. совещания по применению статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 35.
6. Мохов И.И. // Океанология. 1987. 27, Вып. 3. С. 369.
7. Мохов И.И. В: Метеорологические исследования в Антарктике. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 150.
8. Мохов И.И. В: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 288.
9. Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы и ее эволюции в годовом ходе и межгодовой изменчивости. Дисс. на соиск. уч. степ. доктора физ.-мат. наук. М., ИФА РАН. 1995.
10. Мохов И.И. Чувствительность и устойчивость зональных термодинамических моделей климата. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФА АН СССР, 1979.
11. Кибель И.А. Избранные работы по динамической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1984.
12. Held I.M. // J. Atmos. Sci. 1982. 39. Р. 412.
13. Маховер З.М. Климатология тропопавзы. Л.: Гидрометеиздат, 1983.
14. Hu S., Vallis G.K. // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2019. 145 (723). Р. 2698.
15. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1978.
16. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд. МГУ, 2001.
17. Stone P.H., Carlson J.H. // J. Atmos. Sci. 1979. 36. Р. 415.
18. Мохов И.И. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. 19, № 9. С. 913.
19. Мохов И.И., Акперов М.Г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. 42, № 4. С.467.
20. Wang B., Kim H.-J., Kikuchi K., Kitoh A. // Clim. Dyn. 2011. 37. Р. 941.
21. Мохов И.И. // Метеорология и гидрология. 1989. № 7. С. 47.
22. Матвеев Ю.Л., Мохов И.И. // Метеорология и гидрология. 1990. № 5. С. 38.
23. Шукла Дж. В: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. Проблемы и перспективы. Под ред. Д. Барриджа, Э. Челена. М.: Мир. 1987. С. 168.
24. Мохов И.И. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. 25, № 2. С. 143.
25. Мохов И.И., Тимажев А.В. // ДАН. Науки о Земле. 2020. 494, № 2. С. 48.
26. Eliseev A.V., Demchenko P.F., Arzhanov M.M., Mokhov I.I. // Clim. Dyn. 2014. 42, № 5–6. Р. 1203.

Geophysical Thermodynamics: Features of Atmospheric Temperature Stratification in the Annual Cycle

I. I. Mokhov^{1,2}

¹*Department of Atmospheric Physics, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University
Moscow 119991, Russia*

²*A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS. Moscow, 119017, Russia
E-mail: mokhov_ii@physics.msu.ru*

The results of data analysis and model calculations are presented, indicating the significant role of the temporal periodicity of boundary conditions with periodic spatial scanning in the formation of atmospheric temperature features of the planetary system, as an object of geophysical thermodynamics, along with key physical processes, including radiative and convective heat transfer. Specifically, the results of model calculations with a changed length of the annual cycle confirm that the tropopause height corresponds to the height characteristic of the temperature skin layer for the annual cycle of insolation.

Keywords: atmospheric temperature stratification, tropopause, annual cycle of insolation, data analysis, modeling, general circulation models, scanner-model.

PACS: 92.00.00.

Received 25 February 2022.

English version: *Moscow University Physics Bulletin. 2022. 77, No. 3. Pp. 549–554.*

Сведения об авторе

Мохов Игорь Иванович — доктор физ.-мат. наук, профессор, академик РАН, зав. кафедрой физики атмосферы физического факультета МГУ, научный руководитель ИФА им. А.М. Обухова РАН; тел.: (495) 939-38-06, (495) 951-55-65, e-mail: mokhov_ii@physics.msu.ru, mokhov@ifaran.ru.