

И.Г. Деминов

О ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА МАЛЫХ ГАЗОВЫХ ПРИМЕСЕЙ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗОНОСФЕРЫ

На основе численной двухмерной радиационно-фотохимической модели озоносферы исследуются высотно-широтные вариации температуры при антропогенных изменениях состава малых газовых примесей в атмосфере.

Расчеты проводятся в области Северного и Южного полушарий на высотах от 0 до 50 км. Использование достаточно оптимальных радиационной и фотохимической схем, учет среднезональной меридиональной циркуляции, турбулентного макроперемешивания и турбулентного теплообмена дают возможность выявить основные особенности в меридиональном распределении температуры и 27 малых нейтральных составляющих.

Антропогенные возмущения атмосферы обусловлены выбросами в окружающую среду углекислого газа, закиси азота и хлорфторуглеродов.

Результаты расчетов показывают, что при всех рассматриваемых изменениях малых газовых составляющих наибольшие вариации термического режима озоносферы наблюдаются в области полярных широт.

1. Введение. Одной из центральных проблем климатологии является проблема возможного изменения климата в результате антропогенных воздействий на атмосферу [1, 2]: на основе обширного экспериментального материала [3] и теоретических оценок [2–6] четко прослеживаются вариации распределения озона и термического режима атмосферы, обусловленные увеличением фоновых содержаний углекислого газа, закиси азота, метана, хлорфторуглеродов, связанным с интенсивным развитием промышленности и сельского хозяйства. При этом было отмечено, что многие особенности обнаруженных эффектов существенно зависят от характера взаимосвязей между многочисленными процессами, обусловленными фотохимическими, радиационными и динамическими факторами и особенно от температурных обратных связей.

На рассматриваемых высотах заметное влияние на формирование фоновых (климатических) полей концентраций малых нейтральных составляющих и термического режима озоносферы оказывают процессы массового и крупномасштабного вихревого горизонтальных переносов. Поэтому для более глубокого исследования роли взаимосвязей на характер возможных последствий при антропогенных возмущениях автором была разработана двухмерная радиационно-фотохимическая модель озоносферы, являющаяся логическим продолжением разработанных ранее двухмерной фотохимической [5] и одномерной радиационно-фотохимической моделей [4, 6].

На основе разработанной двухмерной радиационно-фотохимической модели исследуются пространственно-временные вариации озона и температуры в области атмосферы от 0 до 50 км и диапазоне широт от Северного до Южного полюса как в спокойных, так и возмущенных условиях. Последние обусловлены выбросами в атмосферу антропогенных загрязнений, содержащих CO_2 , NO_2 и хлорфторуглероды: CF_2CCl_2 , CFCCl_3 , CCl_4 .

2. Описание модели. Разработанная модель основана на традиционной K -теории турбулентного перемешивания [7] и турбулентного теплообмена [8]. В этом случае пространственно-временные вариации состава атмосферы описываются системой зонально усредненных уравнений непрерывности [5].

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \frac{\partial \Phi_{iz}}{\partial z} + \frac{1}{\cos \varphi} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (\cos \varphi \cdot \Phi_{iy}) = p_i - l_i n_i, \quad (1)$$

где n_i — концентрация i -й составляющей; t — время; z — вертикальная координата; y — горизонтальная (вдоль меридиана) координата; φ — широта; p_i и l_i — фотохимические источники и стоки, Φ_{iz} и Φ_{iy} — вертикальная и горизонтальная составляющие потока, определяемые уравнениями

$$\Phi_{iz} = v_z \cdot n_i - N \left(K_{zz} \frac{\partial c_i}{\partial z} + K_{zy} \frac{\partial c_i}{\partial y} \right); \quad (2)$$

$$\Phi_{iy} = v_y \cdot n_i - N \left(K_{yy} \frac{\partial c_i}{\partial y} + K_{zy} \frac{\partial c_i}{\partial z} \right), \quad (3)$$

где v_z и v_y — вертикальная и горизонтальная составляющие скорости зонально усредненной глобальной циркуляции атмосферы; N — полная концентрация молекул воздуха; $c_i = n_i/N$ — отношение

смеси; K_{zz} , K_{zy} , K_{yy} — коэффициенты тензора турбулентной диффузии.

В модели рассматриваются 27 малых нейтральных компонентов: O_3 , $O(^3P)$, $O(^1D)$, H , OH , HO_2 , H_2O_2 , H_2 , H_2O , N , NO , NO_2 , NO_3 , N_2O_5 , HNO_3 , N_2O , CO , CH_4 , Cl , ClO , $HOCl$, $ClONO_2$, HCl , CCl_4 , CH_3Cl , CF_2Cl_2 , $CFCl_3$. Взаимодействие всех этих составляющих учитывается в 97 фотохимических реакциях. Перечень реакций, обсуждение фотохимической схемы, ссылки на соответствующую литературу для констант химических реакций, коэффициентов поперечного сечения поглощения и квантовых выходов, а также методы расчетов солнечного излучения и скоростей фотодиссоциаций можно найти в работе [5]. При этом константы скоростей реакций, определяющих сток радикалов OH и HO_2 , уточнены согласно новым данным, представленным в [3]. Из этой же работы взяты данные о потоках солнечного излучения на верхней границе атмосферы в диапазоне длин волн 1750–8525 Å. Плотность атмосферы вычисляется из гидростатического уравнения. Отношение смеси основных составляющих N_2 и O_2 взяты равными соответственно 0,78 и 0,209. Распределение водяного пара в области нижней стратосферы и в тропосфере определяется по заданному профилю относительной влажности. Значения вертикальной составляющей тензора K определяются по методике, предложенной в [9], а меридиональной взяты из работы [10]. Последние несколько скорректированы в области тропосферы. А именно, на всех широтах они увеличены в 6 раз на высоте 2 км, в 4 раза на высоте 6 км и в 1,6 раза на высоте 10 км. Это обеспечило более реальное время перемешивания между полушариями, равное ~ 14 месяцам [11] в тропосфере. Недиagonальные составляющие тензора K , а также значения вертикальной и горизонтальной составляющих зонально усредненной циркуляции атмосферы приняты в модели без каких-либо изменений в соответствии с работой [10].

Нагрев атмосферы задается в виде [8]

$$Q = \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} (\varepsilon_{VT} + \varepsilon_{HT} + \varepsilon_{IR} + \varepsilon_S), \quad (4)$$

где ρ — плотность атмосферы; c_p — теплоемкость при постоянном давлении; ε_{VT} и ε_{HT} — соответственно вертикальный и горизонтальный притоки тепла, обусловленные конвекцией и турбулентным теплообменом; ε_S и ε_{IR} — притоки тепла, обусловленные переносом солнечной и тепловой радиации. Определяются все эти притоки тепла следующими соотношениями

$$\left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_{VT}(z, y) = -\frac{\partial}{\partial z} F_{VT}(z, y); \\ \varepsilon_{HT}(z, y) = -\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial y} (\cos \varphi \cdot F_{HT}(z, y)); \\ \varepsilon_{IR}(z, \varphi) = -\frac{\partial}{\partial z} F_{IR}(z, \varphi); \\ \varepsilon_S(z, \varphi) = -\frac{\partial}{\partial z} F_S(z, \varphi). \end{array} \right. \quad (5)$$

Здесь горизонтальный F_{HT} и вертикальный F_{VT} потоки тепла, обусловленные адвекцией и турбулентным теплообменом, представлены в виде

$$F_{VT} = \rho \cdot v_z \cdot E - K_{zz}^i \cdot \rho \cdot c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_z \right),$$

$$F_{HT} = \rho \cdot v_y \cdot E - K_{yy}^T \cdot \rho \cdot c_p \left(\frac{\partial T}{\partial y} + \Gamma_y \right)$$

где K_{zz}^T и K_{yy}^T вертикальная и горизонтальная составляющие тензора турбулентной теплопроводности K^T ,

$$E = c_p \cdot T + gz + Lq;$$

$$\Gamma_z = \gamma_\Lambda + \frac{L}{c_p} \frac{\partial q}{\partial z};$$

$$\Gamma_y = \frac{L}{c_p} \frac{\partial q}{\partial y}.$$

Здесь g — ускорение свободного падения; L — скрытая теплота перехода; q — удельная влажность; γ_A — сухоадиабатический градиент температуры. Используемые в (5) F_{IR} и F_S представляют эффективные потоки соответственно теплового и солнечного излучений. Определяются они в виде

$$F_{IR}(z, \varphi) = F_{IR}^{\uparrow}(z, \varphi) - F_{IR}^{\downarrow}(z, \varphi);$$

$$F_S(z, \varphi) = F_S^{\downarrow}(z, \varphi) - F_S^{\uparrow}(z, \varphi),$$

где F_{IR}^{\uparrow} , F_S^{\uparrow} и F_{IR}^{\downarrow} , F_S^{\downarrow} — усредненные по полусфере соответственно восходящие и нисходящие потоки.

Для определения скрытой теплоты перехода используется параметрическое соотношение из [12], а для удельной влажности — из [8]. Составляющие тензора турбулентной теплопроводности определяются соответствующими значениями коэффициентов тензора турбулентной диффузии с поправочными множителями k_{zz} и k_{yy} , подбираемыми таким образом, чтобы рассчитываемые по модели температурные поля удовлетворительно согласовывались с экспериментальными данными. Альбеда земной поверхности и облачность атмосферы приняты такими же, как в работе [8].

При вычислении потоков солнечной радиации в ультрафиолетовой видимой области спектра (0,175–0,9 мкм) учитывается рассеяние солнечного излучения атмосферой, ее отражение поверхностью Земли и облаками, поглощение кислородом, озоном и двуокисью азота. Методика расчетов такая же, как в [13].

При вычислении потоков солнечной радиации в ближней инфракрасной области спектра (0,9–4,0 мкм) учитывается поглощение водяным паром (в полосах с центрами 0,94; 1,1; 1,38; 1,87; 2,7; 3,2 мкм) и углекислым газом (в полосах с центрами 2,0 и 2,7 мкм). Собственным излучением Земли и эффектами рассеяния в этой области спектра пренебрегается. Вычисление интегральных поглощений и учет перекрытия полос поглощения для H_2O и CO_2 проводятся по методике, предложенной в [14].

При вычислении потоков тепловой радиации поглощение длинноволнового излучения учитывается для углекислого газа, озона и водяного пара. Характерная для этих составляющих тонкая структура спектров рассматривается в полосах поглощения с центрами 15 мкм для CO_2 , 9,6 мкм для O_3 , 6,3 мкм для H_2O . Для H_2O учитываются также вращательные полосы поглощения. Вычисление эффективных поглощающих масс, излучательной способности водяного пара, интегральных поглощений CO_2 и O_3 , учет доплеровского уширения спектральных линий для O_3 и CO_2 , а также учет перекрытия полос поглощения CO_2 и H_2O проводятся на основе параметризаций, используемых в [4, 13]. Для учета неоднородности атмосферы применяется приближение Куртиса-Годсона. Коэффициенты отражения, пропускания и излучательной способности облачного покрова для тепловой радиации определяются параметрическими формулами.

При выбросах в атмосферу загрязняющих веществ, содержащих хлорфторметаны и закись азота, учитываются притоки тепла, обусловленные переносом собственного длинноволнового излучения в таких полосах, как 9,22 и 11,82 мкм для $CFCl_3$, 8,68, 9,13 и 10,93 мкм для CF_2Cl_2 и 4,5, 7,78, 8,57 и 17 мкм для N_2O .

3. Методика расчета состава и температуры озоносферы. Система уравнений непрерывности (1), описывающая пространственно-временные изменения малых нейтральных составляющих, представляет собой систему связанных нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных параболического типа. Для решения этой системы, являющейся жесткой (из-за сильной взаимосвязанности уравнений (1) и наличия в них долгоживущих и короткоживущих компонентов), разработан достаточно экономичный алгоритм, использующий в своей основе известный метод переменных направлений и метод сохранения семейств. В полном объеме разработанная методика описана автором в работе [5].

Температурная стратификация озоносферы рассчитывается при условии теплового равновесия во всей рассматриваемой области, т. е. определяется решением уравнения

$$Q(z, y, T(z, y)) = 0. \quad (6)$$

При этом равновесный профиль температуры восстанавливается из (6) по методике, используемой в [4, 13]. Причем, раскладывая Q в ряд Тейлора, полагают, что приращения температуры по вертикали и вдоль меридиана одинаковы. Это позволяет определить $T(z_k, y_j)$ в виде

$$T(z_k, y_j) = T^0(z_k, y_j) + \frac{Q(z_k, y_j, T^0(z_k, y_j) + \Delta T) \Delta T}{Q(z_k, y_j, T^0(z_k, y_j) + \Delta T) - Q(z_k, y_j, T^0(z_k, y_j))}, \quad (7)$$

где $Q(z_k, y_j, T^0 + \Delta T)$ и $Q(z_k, y_j, T^0)$ определяются по (4). Система уравнений (7) решается методом последовательных приближений до выполнения условия установления, т.е. условия, при котором на $(m + 1)$ -й итерации

$$\max_{k,j} |T^{m+1}(z_k, y_j) - T^m(z_k, y_j)| < \eta,$$

где η — некоторая наперед заданная точность вычисления температурного профиля озоносферы.

Самосогласованные профили состава и температуры озоносферы получаются при совместном решении уравнений непрерывности для каждой составляющей (1) и уравнения теплового баланса (6). При этом выходные данные радиационного блока модели считаются входными для фотохимического блока, и наоборот: выходные данные фотохимического блока — входными данными для радиационного блока.

4. Результаты расчетов. Фоновое распределение состава и температуры озоносферы определяется в области высот от 0 до 50 км и в диапазоне широт от Северного до Южного полюса. Расчеты проводятся численным методом на сетке 26×37 с шагом по высоте $\Delta z = 2$ км и по широте $\Delta \varphi = 5^\circ$ (т.е. $\Delta y \approx 550$ км). Шаг по времени переменный. Погрешность расчетов составляет менее 1% для малых нейтральных составляющих и менее 0,1 К — для температуры. При относительно произвольно заданных начальных n_i и T совместное решение систем (1) и (7) сходится примерно за 6 модельных лет. Затраты времени на расчет самосогласованных профилей состава и температуры озоносферы, достигаемых при выбранной точности вычислений за 20–25 итераций, включающих смену входных данных для радиационного и фотохимического блоков, составляют 9–10 часов с центральных процессоров двух БЭСМ-6, работающих в синхронном режиме.

Проведенные расчеты показывают, что фоновое распределение состава и температуры озоносферы как в области Северного, так и Южного полушарий удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными. Так, сезонно-широтные вариации озона (рис. 1) хорошо согласуются с измерениями [15]. Анализ процессов, ответственных за формирование рассматриваемых вариаций, показывает, что они обусловлены динамическими процессами. Упорядоченный перенос и вихревое перемешивание создают поток озона по направлению к полюсам, вследствие чего общее содержание озона, увеличиваясь с широтой, имеет у полюсов максимальные значения (рис. 1). Эти же процессы ответственны за наибольшие значения озона весной и наименьшие осенью. Хорошо воспроизводится в модели и меридиональное распределение озона. Так, для марта (см. рис. 2,а) четко проявляется характерная для полей озона особенность: максимум концентрации O_3 (штриховая линия на рис. 2,а) в области экватора расположен выше, чем на полюсах.

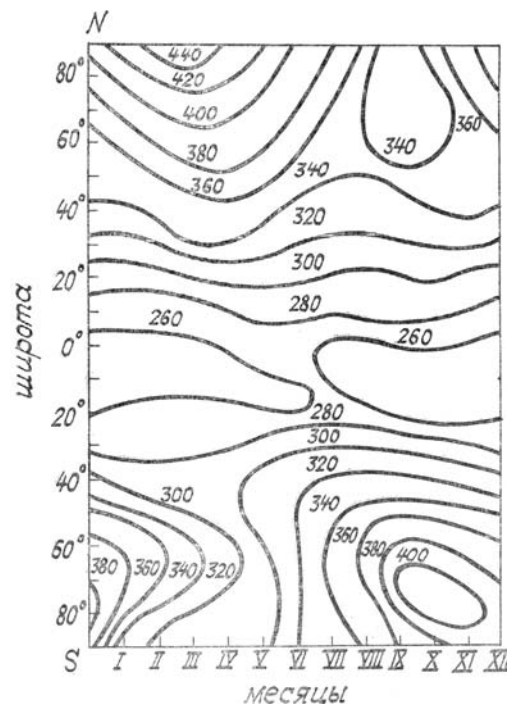


Рис. 1. Распределение общего содержания озона (ед. Добсона)

Полученное в модели распределение температурных полей озоносферы удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными, представленными в [10]. Анализ процессов, ответственных за формирование термического режима атмосферы, указывает на значительную роль процессов, обусловленных конвекцией, фазовыми переходами и турбулентным теплообменом. Именно учет всех

этих факторов (с достаточно сложной их взаимосвязью) позволяет, например, для марта (см. рис. 2,б) воспроизвести основные особенности в меридиональном распределении температуры.

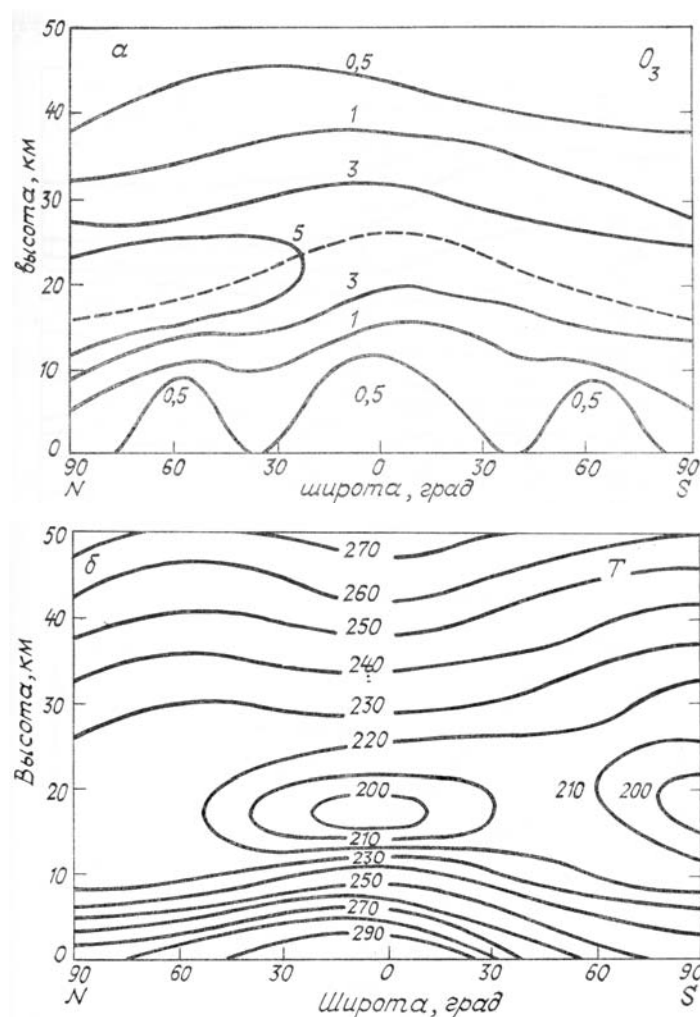


Рис. 2. Распределение озона в 10^{12} см^{-3} (а) и температуры в Кельвинах (б)

Такое вполне адекватное воспроизведение и нейтрального состава, и термического режима озоносферы дает возможность использовать разработанную автором модель для изучения влияния антропогенных воздействий на атмосферу.

Характер антропогенных возмущений озоносферы рассматривается при следующих общепринятых изменениях фонового состояния атмосферы: удвоение содержания CO_2 во всей рассматриваемой области атмосферы, двадцатикратное увеличение хлорфторуглеродов в области тропосферы на $20^\circ - 50^\circ \text{с.ш.}$ и удвоение концентраций закиси азота во всей области тропосферы. Действие каждого из перечисленных антропогенных факторов на термический режим озоносферы имеет свои характерные особенности.

Так, при удвоении CO_2 (здесь и в дальнейшем будут приведены расчеты для марта) у поверхности Земли наблюдается (см. рис. 3) резкое увеличение температуры, обусловленное парниковым эффектом. При этом если в тропиках изменение T_s составляет $\sim 2 \text{ К}$, то у полюсов (из-за влияния ледяного покрова) оно достигает $\sim 7 \text{ К}$. Интересно отметить, что при неизменном профиле абсолютной влажности поверхностная температура Земли (ср. штриховую и сплошную кривые на рис. 3, б) увеличивается не столь значительно. Это указывает на очень важную роль температурной обратной связи, обусловленной зависимостью от температуры содержания водяного пара. В области стратосферы удвоение CO_2 приводит к значительному усилению инфракрасного излучения, что вызывает резкое снижение температуры выше $\sim 20 \text{ км}$ (рис. 3,а). При этом наиболее значительное уменьшение температуры наблюдается в полярной области.

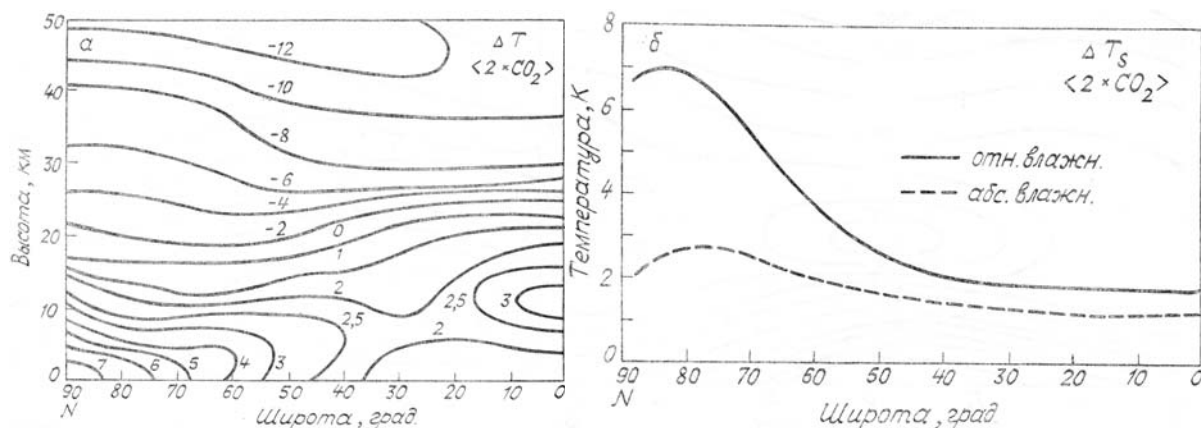


Рис. 3. Абсолютные изменения температуры (в кельвинах) при антропогенных загрязнениях атмосферы углекислым газом

При удвоении N_2O и двадцатикратном увеличении хлорфторуглеродов (ХФУ) парниковый эффект незначителен и достигает, например, на 35° с.ш. соответственно 0,27 и 0,59°K. Поэтому более детально рассмотрим только область стратосферы. Здесь при выбросах в атмосферу антропогенных N_2O и ХФУ происходит значительное уменьшение озона. Это и приводит к существенному снижению температуры (рис. 4) почти во всей области стратосферы. При этом все характерные особенности изменений озона от рассматриваемых антропогенных факторов четко проявляются и в термическом режиме атмосферы. Хорошо это прослеживается при хлорфторуглеродных загрязнениях. Так, резкое снижение O_3 из-за ХФУ в области стратосферы влечет за собой уменьшение оптической толщи атмосферы, а, следовательно, проникновение большего потока солнечного УФ излучения на более низкие высоты. Это в свою очередь приводит к дополнительному образованию озона за счет «смогового» механизма. Именно этим «самовосстанавливающим» эффектом и объясняется некоторое увеличение температуры (рис. 4,а) в области $0-50^\circ$ с.ш.

Таким образом, только на основе самосогласованных моделей можно выявить все характерные особенности изменения термического режима озоносферы при антропогенных возмущениях.

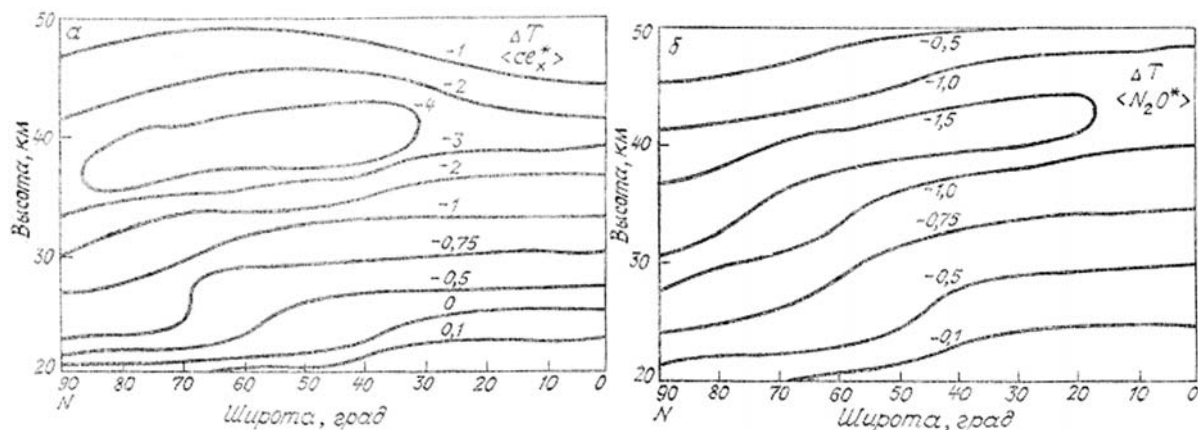


Рис. 4. Абсолютные изменения температуры (в Кельвинах) при антропогенных загрязнениях атмосферы хлорфторуглеродами (а) и закисью азота (б)

1. Будыко М. И. Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 280 с.
2. Антропогенные изменения климата. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 406 с.
3. Atmospheric ozone 1985: Assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change. WMO global ozone research and monitoring project. 1985. Report № 16. 1369 p.
4. Деминов И. Г. // В сб.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона. Материалы докладов. (Тбилиси, 1981). — Тбилиси: Мецниереба. 1982. С. 43.
5. Деминов И. Г., Гинзбург Э. И., Задорожный А. М. Численное моделирование озоносферы. Новосибирск. 1985. 114 с. Деп. в ВИНТИ. № 2014-85.
6. Деминов И. Г., Гинзбург Э. И. // В сб.: Атмосферный озон. Труды VI Всес. симпозиума. (Ленинград, 1985). Л.: Гидрометеиздат. 1987. С. 169.
7. Brasseur C. // Aeron. Acta. 1980. № A212. 64 p.
8. Ou S.-C.S., Liou K.-N. // J. Atm. Sci. 1984. V. 41. № 15. P. 2289.
9. Brasseur C. // La Meteorolog. 1978. № 15. P. 99.

10. The Natural Stratosphere of 1974. CIAP Monograph. I. DOT-TST-75-51, Wash. D.C. 1975. 1420 p.
11. Miller C., Filkin D.L., Owens A.J. //J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № C12. P. 12039.
12. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат. 1969. 647 с.
13. Гинзбург Э.И., Гуляев В.Т., Жалковская Л.В. Динамические модели свободной атмосферы. Новосибирск: Наука. 1987. 293 с.
14. Liou K.-N., Ou S.-C.S. //J. Atm. Sci. 1983. V. 40. № 1. P. 214.
15. Dutsch H.M. //Adv. in Geophys. 1971. V. 15. P. 219.

Новосибирский госуниверситет

Поступила в редакцию
10 июня 1988 г.

I. G. Dyominov. The Effect of the Trace Gas Composition Variations on the Thermal Regime of Ozonosphere.

The altitude-litudinal stratospheric temperature variations due to the perturbation of the trace gas composition by anthropogenic sources are studied using a 2-D numerical radiative-photochemical model of ozonosphere. The numerical simulations show that for all the anthropogenic effects considered, the greatest variations of the ozonospheric thermal regime occur in the Polar Regions.