

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ: ОТКРЫТИЕ, РАЗВИТИЕ КОНЦЕПЦИИ, РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЕГО АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

С. М. Семенов^{1,2)}

¹⁾ Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН,
РФ, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, SergeySemenov1@yandex.ru

²⁾ Институт географии РАН, РФ, 109017, г. Москва, Старомонетный пер., 29

Резюме. Отмечаются основные исторические вехи открытия парникового эффекта и развития этой концепции. С помощью простых радиационных моделей иллюстрируются явление парникового эффекта, его роль в формировании климата Земли, механизм его антропогенного усиления. Приводятся оценки усиления парникового эффекта, полученные с помощью современной спектральной радиационной модели. Подчеркивается необходимость учета и иных, нерадиационных факторов при прикладных оценках изменения климата в ответ на антропогенные выбросы парниковых веществ в атмосферу.

Ключевые слова. Глобальный климат, парниковый эффект, открытие, развитие концепции, методология оценки.

GREENHOUSE EFFECT: DISCOVERY, CONCEPT DEVELOPMENT, ROLE IN FORMATION OF GLOBAL CLIMATE AND ITS HUMAN-INDUCED CHANGES

S. M. Semenov^{1,2)}

¹⁾ Institute of Global Climate and Ecology,
Glebovskaya str., 20B, 107258, Moscow, Russia, SergeySemenov1@yandex.ru

²⁾ Institute of Geography of Russian Academy of Sciences,
Staromonetny lane, 29, 109017, Moscow, Russia

Summary. The main historical milestones of discovery of the greenhouse effect and development of the concept are pointed out. The greenhouse effect, its role in formation of the Earth's climate, and the mechanism of human-induced enhancement are explained using simple radiative models. Estimates of the greenhouse effect enhancement obtained with a modern spectral radiative model are presented. The necessity to take account of other, non-radiative factors in applied assessments of climate change caused by anthropogenic emissions of greenhouse substances into the atmosphere is emphasized.

Keywords. Global climate, greenhouse effect, discovery, concept development, assessment methodology.

Введение

«Парниковый эффект» сейчас не только элемент научных представлений о формировании климата, но предмет общественного интереса и политических дискуссий. Последнее связано с представлениями о его усилении при хозяйственной деятельности и последующем «нежелательном» изменении глобального климата вследствие этого.

Однако этот термин часто употребляется некорректно или в неправильном контексте, что связано как со сложностью самого понятия, так и с отсутствием общедоступного определения этого термина. Так, часто приходится слышать об «опасности» парникового эффекта и необходимости «борьбы» с ним. А ведь именно благодаря базовому парниковому эффекту на Земле имеются достаточно комфортные для человечества климатические условия.

Существующие определения парникового эффекта и изложения природы этого явления, к сожалению, не отвечают одновременно критериям общедоступности и научной строгости. Приведем два примера.

Вот цитата из Глоссария Рабочей группы I к Пятому оценочному докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), вышедшему в 2013-2014 гг.:

«Парниковый эффект. Инфракрасный радиационный эффект всех составляющих атмосферы, поглощающих инфракрасное излучение. Парниковые газы, облака, и (в малой степени) аэрозоли поглощают земное излучение, излучаемое поверхностью Земли и где-либо в атмосфере. Эти вещества излучают инфракрасную радиацию во всех направлениях, но, при прочих равных условиях, результирующее количество, эмитируемое в космос, обычно меньше, чем могло бы быть в отсутствие этих поглотителей вследствие уменьшения температуры с высотой в тропосфере и ослабления эмиссии вследствие этого...»¹

Признавая важность и в целом высокое качество доклада МГЭИК, надо отметить, что это пояснение понятия «парниковый эффект» нельзя признать удачным.

С другой стороны, среди специалистов-физиков часто используется определение парникового эффекта на Земле (см., например, Монин, Шишков, 2000), основанное на понятии эффективной температуры Земли T_e и ее отличии от фактической температуры земной поверхности T . Эффективная температура T_e соответствует потоку L инфракрасного излучения от Земли, уходящему в космос, в расчете на единицу земной поверхности. Она (в градусах Кельвина) оценивается в соответствии с законом Стефана-Больцмана $L = \sigma T_e^4$, т. е. в предположении о Земле как о черном теле. Если обозначить через T температуру земной поверхности, то разность $\Delta T = (T - T_e)$ есть парниковый эффект. Эффективная температура Земли 249 К (или $-24\text{ }^\circ\text{C}$), температура земной поверхности 288 К (или $+15\text{ }^\circ\text{C}$), т. е. парниковый эффект равен 39 градусам. Отметим, что величина T_e определяется солнечной постоянной и планетарным альбедо, которое зависит от альбедо земной поверхности и атмосферы.

Это совершенно четкий научный подход, но, собственно, не к определению, а уже к способу измерения парникового эффекта. Из этого определения

¹ Оригинал: «**Greenhouse effect** The infrared radiative effect of all infrared-absorbing constituents in the atmosphere. Greenhouse gases, clouds, and (to a small extent) aerosols absorb terrestrial radiation emitted by the Earth's surface and elsewhere in the atmosphere. These substances emit infrared radiation in all directions, but, everything else being equal, the net amount emitted to space is normally less than would have been emitted in the absence of these absorbers because of the decline of temperature with altitude in the troposphere and the consequent weakening of emission.....» (IPCC, 2013).

никак не видна природа явления. Поэтому в качестве общедоступного определения его использовать проблематично. Кроме того, ведь ΔT может меняться и за счет изменения T_e , например, вследствие изменения светимости Солнца, изменения альбедо земной поверхности за счет изменений в землепользовании или альбедо атмосферы за счет увеличения содержания некоторых аэрозолей, что отношения к парниковому эффекту не имеет.

Из сказанного выше следует, что было бы своевременно систематически представить отечественному читателю исходное понятие о парниковом эффекте, историю его открытия и развития концепции, а также современные представления о роли парникового эффекта в формировании климата Земли и его антропогенных изменениях. Именно это является целью данной статьи.

История открытия и определение

К началу XIX века уже было известно, что Солнце является доминирующим источником тепла на Земле (из недр нашей планеты к поверхности поступает тепло, но в сравнительно малых количествах), и что температура воздуха уменьшается с высотой (на доступных для того измерений высотах — до нескольких километров). Совокупность этих двух фактов нуждалась в объяснении. Ведь, если Солнце приносит тепло, то казалось бы согреваться должны прежде всего верхние слои воздуха, а потом нижние и земная поверхность. На объяснение этого ушло несколько десятилетий. Однако, вспомним сначала исходное открытие, произошедшее еще в XVIII веке.

Швейцарский ученый Гораций (Орас)-Бенедикт де Соссюр (Horace-Bénédict de Saussure, 1740–1799) был путешественником и естествоиспытателем. В частности, он исследовал Альпы, производил измерения физических параметров, среди прочего занимался задачей сравнения потоков солнечного света на различных высотах. Для последнего он сконструировал прибор «гелиотермометр». Судя по сохранившемуся словесному описанию, он выглядел следующим образом (см. рис. 1).

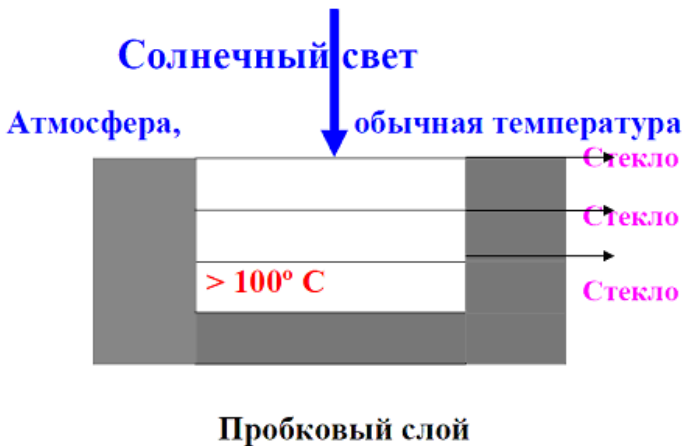


Рисунок 1 — Схема гелиотермометра — прибора для измерения потока солнечного света путем измерения температуры.

Это был сосуд, все стенки которого, кроме верхней, имели пробковый слой (для термоизоляции). Сосуд имел три отделения, разделенные пластинами из прозрачного стекла. Обычные термометры измеряли температуру воздуха в каждом из трех отделений.

Когда этот прибор выставлялся под поток солнечного света, в отделениях устанавливалась определенная температура воздуха, в каждом своя. Конечно, в каждом из отделений при разной интенсивности солнечного света (например, на равнине и в горах) эти температуры были разные. По этим различиям можно было оценивать различия в потоках солнечного света. Таким образом, эта исходная задача вполне решалась с помощью сконструированного прибора.

Однако, де Соссюр обратил внимание именно на то, что при измерениях в данной точке географического пространства во всех трех отделениях устанавливалось разное значение температуры. В последнем, у дна сосуда, оно было максимальным, во втором от дна – меньше, в самом верхнем — еще меньше. При этом, при совершенно обычной температуре внешнего, атмосферного воздуха в нижнем отделении температура могла превышать 100 °С! Этот эксперимент был проведен в 1774 г. Повторные эксперименты дали те же результаты. Де Соссюр не объяснил механизм открытого им явления.

Лишь спустя 50 лет Жан-Батист Жозеф Фурье (Jean-Baptiste Joseph Fourier, 1768–1830) в работах 1824 и 1827 г., в которых, в том числе, описан опыт де Соссюра с гелиотермометром, объяснил механизм явления. Приведем это объяснение по работе Fourier (1827)¹:

«Лучи этой звезды (*т. е. Солнца*) проникают сквозь стекло вплоть до стенок сосуда. Они нагревают содержащийся в нем воздух и стенки. Их тепло перестает быть световым, лучистым теплом (*chaleur solaire*), у него остаются лишь свойства, общие для темного, теплового излучения (*chaleur obscure*). В таком состоянии оно не способно свободно проникать сквозь стекло, окружающее сосуд (*стеклянные пластинки, накрывающие сосуд*). Оно накапливается внутри, окруженное плохо проводящим тепло веществом до тех пор, пока поступающее тепло не уравнивается теплом рассеивающимся.

В самом деле, если бы все слои атмосферы, сохраняя свою плотность и прозрачность, были бы неподвижны, т. е. эта масса воздуха стала бы твердой, солнечные лучи приводили бы к тем же результатам, которые были только что описаны. Тепло, прибывающее на твердую Землю в виде света, вдруг почти полностью утратило бы способность проникать сквозь прозрачную материю и накапливалось бы в нижних слоях атмосферы, где и повышалась бы температура. При удалении от поверхности теплота уменьшалась бы. Подвижность воздуха, быстро перемещающегося в любом направлении, подъем теплого воздуха вверх, излучение темной теплоты – все это смягчает эффект, который наблюдался бы при прозрачной и твердой атмосфере, но не уничтожает его.

¹ Перевод М. В. Розанова с нашими небольшими редакционными поправками и пояснениями, которые даны курсивом.

Даже там, где теплый воздух поднимается, с подъемом уменьшается и теплота. Так температура повышается, благодаря вмешательству атмосферы, теплу легче пронизывать воздух в состоянии света, нежели превратившись в темную теплоту».

Таким образом, фактически, Фурье объяснял повышение температуры воздуха в направлении к земной поверхности существенно разной прозрачностью атмосферных слоев для коротковолнового излучения (солнечного света) и длинноволнового излучения (излучения земной поверхности и атмосферных слоев). Мы считаем, что объяснение, данное Фурье, является совершенно исчерпывающим для тогдашнего уровня физической науки. Ведь экспериментальное открытие способности некоторых атмосферных газов поглощать длинноволновое излучение произошло только в 1850-х годах.

Отметим, что в работах 1824 г. и 1827 г. Фурье, проводя аналогию между гелиотермометром де Соссюра и реальной атмосферой, нигде явно не употребляет выражение «*serre*» (фр., «парник» или «теплица», в англоязычной литературе – *greenhouse, hothouse*). Дж. Флеминг в статье, посвященной роли Фурье в открытии парникового эффекта (Fleming, 1999), писал, что это выражение Фурье употреблял в более ранней работе (Fourier, 1822).¹

Спустя несколько десятилетий Джон Тиндалл (John Tyndall, 1820–1893) сконструировал экспериментальную установку, которая имела источник длинноволнового (инфракрасного) излучения и, которая давала возможность измерять поглощение длинноволнового излучения различными атмосферными газами. В 1859 г. и последующие годы им были получены основные экспериментальные результаты, которые затем были представлены в нескольких публикациях (Tyndall, 1859, 1861) и, затем, обобщены в работе (Tyndall, 1872). Он обнаружил, что доминирующие по содержанию атмосферные газы — азот и кислород — практически не поглощают длинноволновое (инфракрасное) излучение, а водяной пар, углекислый газ и ряд других обладают этим свойством. Таким образом, гипотеза Фурье о плохой прозрачности атмосферы для потоков «земного» тепла получила экспериментальное подтверждение. Краткий и очень информативный обзор вклада Дж. Тиндалла в теорию парникового эффекта можно найти в статье (Hulme, 2009).

Сванте Август Аррениус (Svante August Arrhenius, 1859–1927) опубликовал в 1896 г. статью (Arrhenius, 1896), в которой развил количественные методы расчета изменения приземной температуры в ответ на изменение концентраций парниковых газов в атмосфере на основе понятия коэффициента поглощения. Он провел расчеты изменений приземной температуры за счет изменения концентрации углекислого газа. Было показано, что изменение концентрации углекислого газа вдвое приведет к существенному изменению приземной температуры – на несколько градусов Цельсия.

¹ “His magnum opus of 1822 discusses the problem of terrestrial temperatures and the principles governing the temperature of a greenhouse (*‘serre’*)” (Fleming, 1999, p. 73).

Представления о причинах возрастания температуры атмосферного воздуха по направлению к земной поверхности, сложившиеся в XX веке, несомненно, восходили к опыту де Соссюра с гелиотермометром и объяснению его результатов Фурье. Центральными в концепции были понятия лучистого теплообмена и лучистого равновесия. Концепцию лучистого равновесия в атмосфере развил Якоб Роберт Эмден (Jacob Robert Emden, 1862–1940) в работе (Emden, 1913). Александр Александрович Фридман (1888–1925) в системе уравнений для расчета вертикального профиля температуры в атмосфере Земли использовал подход Эмдена, но рассмотрел совместно и перенос лучистой энергии, и слабые вертикальные токи воздуха (Friedmann, 1914)¹. Результаты его теоретического расчета вертикального градиента температуры для подвижной атмосферы на качественном уровне хорошо соответствовали данным измерений того времени — градиенту по Вегенеру.

Теория переноса излучения и лучистого теплообмена в атмосфере интенсивно развивалась в трудах Евграфа Сергеевича Кузнецова (1901–1966). В том числе, в его основополагающих работах (Кузнецов, 1941) и (Кузнецов, 1946) перенос излучения рассмотрен применительно к движущейся среде — земной атмосфере, была развита математическая теория лучистого равновесия для среды конечной оптической толщины, исследован вертикальный профиль температуры для лучистого равновесия. Отечественные исследователи и далее вносили существенный вклад в развитие теории лучистого теплообмена в атмосфере, см., например, (Фейгельсон, 1964; Фейгельсон, Краснокутская, 1978). Виктор Викторович Соболев (1915–1999) исследовал многократное рассеяние света в атмосферах планет (Соболев, 1972).

Здесь представления о причинах возрастания температуры атмосферного воздуха по направлению к земной поверхности можно иллюстрировать с помощью следующей простейшей радиационной модели — см. рис. 2. На этом рисунке изображены потоки излучения двух типов — коротковолновый (солнечный, условно с длиной волны $\lambda < 3$ мкм) и длинноволновый (излучение земной поверхности и атмосферных слоев, условно с длиной волны $\lambda \geq 3$ мкм). Считается, что от Солнца приходит только коротковолновое излучение, а земное излучение — все длинноволновое.

На левой панели а) атмосфера отсутствует. Поток солнечной энергии S (здесь и далее поток энергии есть количество энергии в единицу времени в расчете на единицу площади) беспрепятственно проходит через атмосферу и нацело поглощается земной поверхностью. Он разогревает ее до температуры T_0 , при которой поток длинноволнового излучения земной поверхности $L_0 = \sigma T_0^4$ станет равным потоку S , т. е. при радиационном равновесии $S = \sigma T_0^4$.

На правой панели б) изображена такая же ситуация, но при наличии «тонкой атмосферы», которая нацело поглощает длинноволновое излучение. «Тонкая» означает, что излучаемые ею потоки длинноволновой радиации L_1

¹ Эту и многие другие работы А. А. Фридмана на русском языке можно найти в книге (Фридман, 1966).

одинаковы в обе стороны — к земной поверхности и в космос. В состоянии радиационного равновесия $L_1 = S$, поскольку система ‘земная поверхность+атмосфера’ не нагревается и не охлаждается. А, чтобы температура земной поверхности была постоянной, необходимо, чтобы $L_1 + S = L_0$. Следовательно, на правой панели должно быть выполнено $L_0 = 2S$, т. е. при радиационном равновесии $2S = \sigma T_0^4$.

Таким образом, при наличии тонкой атмосферы, прозрачной для коротковолнового излучения и непрозрачной для длинноволнового излучения, в состоянии радиационного равновесия поток длинноволнового излучения от земной поверхности вдвое больше, чем в отсутствие атмосферы. В соответствии с законом Стефана-Больцмана температура во втором случае больше, чем в первом, в $(2)^{1/4} \approx 1.2$ раза. Это и есть парниковый эффект в рассматриваемой иллюстративной модели системы ‘земная поверхность+атмосфера’.

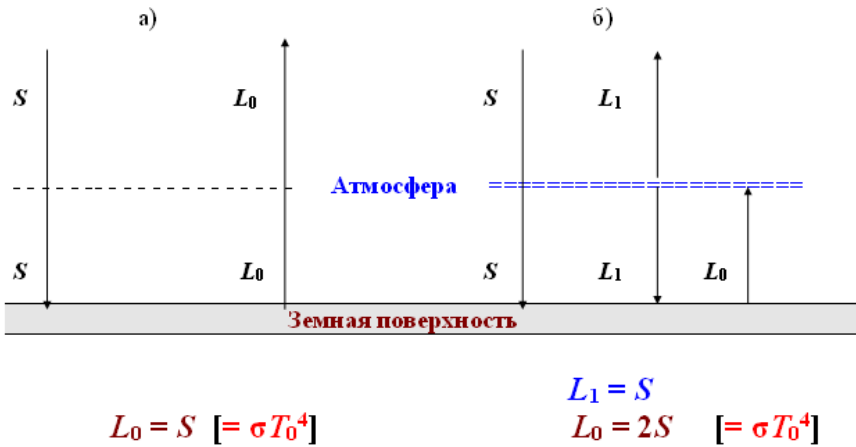


Рисунок 2 — Иллюстративная радиационная модель парникового эффекта: земная поверхность нацело поглощает все потоки излучения, а атмосфера прозрачная для солнечного, коротковолнового излучения, но совершенно непрозрачная для земного, длинноволнового излучения. При наличии такой атмосферы температура земной поверхности больше той, что устанавливается в отсутствие атмосферы. Пояснение переменных и уравнений даны в тексте.

Рассмотренная схема приводит к следующему простому определению **парникового эффекта** как явления в климатической системе Земли: **радиационный эффект наличия в атмосфере парниковых веществ, выражающийся, при прочих равных условиях, в повышении температуры в приповерхностном слое по сравнению с ситуацией их отсутствия в атмосфере**. Характеристическое свойство парникового вещества: оно в гораздо большей степени поглощает длинноволновое, земное излучение, чем коротковолновое излучение Солнца. Такими парниковыми веществами являются парниковые газы (водяной пар, углекислый газ, метан, закись азота, другие) и вода в форме облаков.

Заметим, что аналогия с реальным агротехническим сооружением — «парником» («теплицей», «оранжереей») — здесь просматривается довольно четко: в накрытом стеклом ящике, выставленном на солнечный свет, температура повышается за счет того, что стекло более прозрачно для коротковолнового, солнечного излучения, чем для длинноволнового, инфракрасного излучения, исходящего от стенок ящика. Аналогия не полная, поскольку стеклянная крыша реального парника еще препятствует перемешиванию воздуха внутри него с внешним воздухом.

На рис. 3 приведена иллюстративная радиационная модель парникового эффекта с N атмосферными слоями, прозрачными для солнечного, коротковолнового излучения и совершенно непрозрачными для земного, длинноволнового излучения. Эта модель обобщает ситуацию, представленную на правой панели б) рис. 2.

На рис. 3 схематически изображены равновесные потоки лучистой энергии в системе ‘земная поверхность+атмосфера’, содержащей несколько (N) атмосферных слоев. Можно вычислить, что в этих условиях для n -го слоя (земная поверхность считается нулевым слоем) восходящий поток длинноволнового излучения есть $L_n = (N + 1 - n)S$, $n = 0, 1, \dots, N$. Потоки L_n и, соответственно, температуры слоев $T_n = (L_n/\sigma)^{1/4}$ возрастают к нижней границе системы. Именно это наблюдал де Соссюр в своих опытах с гелиотермометром.

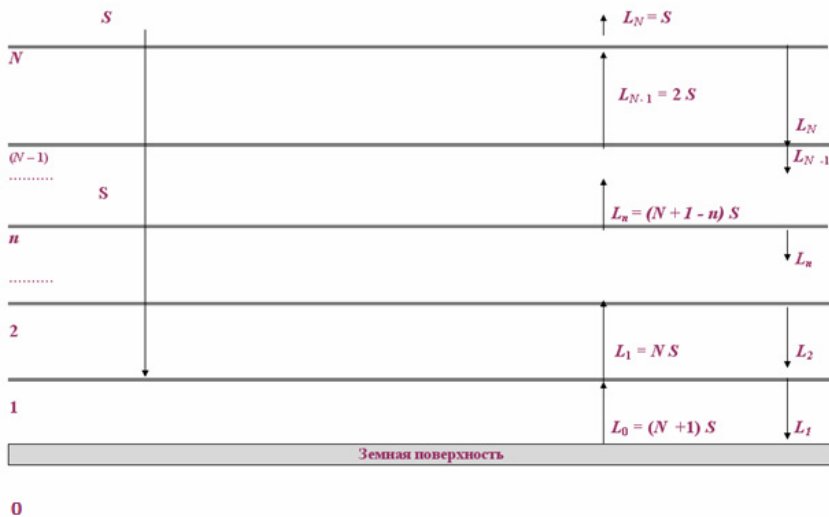


Рисунок 3 — Иллюстративная радиационная модель парникового эффекта с N атмосферными слоями, обобщающая простейшую модель, изображенную на рис. 2, панель б).

Отметим, что в последнем примере (рис. 3) может сложиться впечатление, что температура земной поверхности $T_N = ((N + 1)S/\sigma)^{1/4}$ может быть произвольно большой. Ведь реальную атмосферу в модели исследователь может делить на произвольное число слоев. Однако это иллюзия: при заданной массе атмосферного столба над единицей площади земной поверхности при увеличении числа слоев N масса каждого из них будет уменьшаться. Они будут ста-

новиться все более и более прозрачными для длинноволнового излучения и, представленная на рис. 3 модель с непрозрачными слоями, станет непригодной.

Реальная атмосфера Земли, содержащая парниковые газы – водяной пар (H_2O), углекислый газ (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O), озон (O_3) и другие — обладает значительными парниковыми свойствами. Это показывает следующий простой расчет, данные для которого взяты из современного энергетического бюджета системы “земная поверхность+атмосфера” (Trenberth et al., 2009). К земной поверхности приходит поток коротковолнового излучения 184 Вт м^{-2} , часть которого 23 Вт м^{-2} отражается земной поверхностью. Таким образом, ее альbedo равно 0.125. На верхнюю границу атмосферы от Солнца приходит поток 341 Вт м^{-2} . В отсутствие атмосферы и при сохранении этого значения альbedo земная поверхность поглощала бы $(1-0.125) \cdot 341 = 298.38 \text{ Вт м}^{-2}$. В состоянии радиационного равновесия столько же бы излучалось земной поверхностью в космос. В настоящее время излучается 396 Вт м^{-2} , а температура земной поверхности равна примерно 288 К. Тогда в отсутствие атмосферы в соответствии с законом Стеффана-Больцмана температура земной поверхности была бы равна $288 \cdot (298.38/396)^{1/4} \approx 268 \text{ К}$, т. е., примерно, на 20 градусов меньше современной. На самом деле было бы еще холоднее, поскольку при похолодании альbedo земной поверхности увеличивается.

Отметим, что роль парникового эффекта в формировании климата Земли неоднозначно оценивалась многими исследователями даже в недавнем прошлом, в том числе в России. Так, Олег Георгиевич Сорохтин (1927–2010) полагал, что возрастание температуры воздуха по направлению к земной поверхности вполне удовлетворительно описывается адиабатой Пуассона (Сорохтин, 2001), а радиационный эффект, по крайней мере в тропосфере, незначителен. Возможно, что локально атмосфера бывает в таком состоянии. Но с таким представлением о состоянии глобальной атмосферы трудно согласиться, поскольку при адиабатическом состоянии атмосферы тепло не уходит конвективным путем с земной поверхности и она непрерывно бы нагревалась за счет поглощаемого потока солнечного излучения.

Антропогенное усиление парникового эффекта

С. Аррениус, обсуждая вопрос о «геологических» последствиях значительных парниковых свойств углекислого газа CO_2 (Arrhenius, 1896), указывал на возможную существенную роль колебаний содержания этого газа в атмосфере в изменениях приземной температуры в геологическом масштабе времени. Его коллега А. Хёгбом (Arvid Högbom) обратил внимание на то, что современные тогдашние антропогенные выбросы углекислого газа в атмосферу сравнимы с его потоками при эмиссии, удалении из атмосферы и депонировании при некоторых естественных геохимических процессах. Теоретически это могло обогатить атмосферу CO_2 и способствовать глобальному потеплению. Однако С. Аррениус считал, что этот процесс антропогенного обогащения

атмосферы CO_2 (если он реализуется) займет несколько тысячелетий, т. е. что проблема не актуальна. Его интересовали гораздо большие, геологические масштабы времени и проблема возможного влияния колебаний состава атмосферы, в частности, по содержанию CO_2 , на возникновение ледниковых периодов на Земле. По его расчетам существенное уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере могло приводить к похолоданию климата Земли и развитию оледенения.

Многие ученые того времени были скептически настроены в отношении роли состава атмосферы в формировании климата Земли, в частности, роли углекислого газа в потеплении. Кнут Онгстрём¹ (Knut Ångström, 1857–1910) полагал, что возможности углекислого газа абсорбировать излучение исчерпаны при уже тогдашних концентрациях. Так, в опыте по оценке поглощения длинноволнового излучения CO_2 (Ångström, 1900), проведенном в его лаборатории, было использовано меньшее, чем в атмосферном столбе, количество этого газа. При выполнении такого же опыта с уменьшенным на треть количеством газа было зафиксировано пренебрежимо малое изменение поглощения длинноволнового излучения. Это, по мнению Онгстрёма, означало, что поглощающая способность CO_2 уже достигает «насыщения» при концентрациях, меньших природных. Таким образом, ее дальнейший рост не может оказывать существенного влияния на температуру. Кроме того, аргументом против существенной роли усиления парникового эффекта при росте содержания CO_2 в потеплении климата было следующее: CO_2 эффективно поглощает излучение на тех же длинах волн, на которых эффективно поглощает и водяной пар, которого в атмосфере очень много (почти 1%). Это, также интерпретировалось так, что дальнейший рост концентрации углекислого газа не может оказывать существенного влияния на приземную температуру. Применительно к климату планеты такая интерпретация результатов лабораторных опытов оказалась неверной. Небольшим изменениям доли длинноволновой радиации земной поверхности, поглощенной в толще атмосферы, может соответствовать значительное увеличение температуры земной поверхности. Мы к этому вопросу еще вернемся в следующем разделе.

Недостаточность (в те времена) экспериментальных данных, в том числе спектроскопических, и недостаточное развитие математического аппарата для описания явления привели к тому, что в первые примерно 40 лет XX века влияние изменений состава атмосферного воздуха на глобальный климат через механизм парникового эффекта не было общепризнанной концепцией, часто подвергалось сомнению и в целом мало привлекало внимания ученых.

С конца 1930-х годов возможность антропогенного парникового потепления вновь стала привлекать к себе внимание исследователей. Гай Стюарт Колиндер (Guy Stewart Callendar, 1898–1964) опубликовал статью (Callendar, 1938), в которой привел следующие оценки. Сжигание ископаемого органического топлива за предшествующие публикации полвека привело к эмиссии 150 млрд. тонн

¹ В русскоязычной литературе укоренилось «Ангстрем».

CO₂, причем, примерно $\frac{3}{4}$ этого количества осталось в атмосфере. Расчеты, основанные на коэффициенте поглощения длинноволнового излучения, показали, что вследствие этого глобальная приземная температура «при ясном небе» в 1930-е годы должна расти со скоростью 0.003 °C в год. С другой стороны, обобщение данных 200 метеорологических станций показало, что за полвека, предшествовавшие публикации, температура росла со средней скоростью 0.005 °C в год. Это была первая работа, где говорилось о произошедшем заметном антропогенном усилении парникового эффекта на Земле вследствие обогащения атмосферы парниковыми газами в ходе хозяйственной деятельности.

Развитие мирового хозяйства с середины XX века привело к интенсификации сжигания ископаемого органического топлива (угля, нефти, газа) и существенному обогащению атмосферы парниковыми газами, прежде всего CO₂. Концентрация этого газа выросла за этот период примерно, с 310 ppm до почти 370 ppm к концу XX века (и, практически, до 400 ppm к настоящему времени). Актуальность проблемы стала все более осознаваться, и исследования парникового эффекта и климатических последствий его антропогенного усиления стали развиваться.

Внимание ученых к проблеме климатических последствий роста концентрации CO₂ особенно возросло в 1960-х годах. Сукуро Манабе (Syukuro Manabe) и Ричард Трайен Уэзеролд (Richard Tryon Wetherald, 1936–2011) исследовали вопрос об изменении температурного профиля атмосферы при изменении концентрации CO₂, используя современные физико-математические методы. В частности, в работе (Manabe, Wetherald, 1967) было показано, что удвоение концентрации CO₂ приведет к глобальному потеплению в приповерхностном слое примерно на 2 °C.

Михаил Иванович Будыко (1920–2001) в 1972 г. дал прогноз потепления глобального климата в связи с ожидаемым ростом содержания CO₂ в атмосфере (Будыко, 1972). К настоящему времени этот прогноз хорошо соответствует данным наблюдений.

К этому времени стало ясно, что обогащение атмосферы CO₂ — не единственный фактор антропогенного парникового потепления. Метан (CH₄), закись азота (N₂O) и некоторые другие парниковые газы, наряду с естественными источниками поступления в атмосферу, имеют мощные антропогенные источники. Их концентрации в атмосфере к концу XX века существенно выросли (IPCC, 2014). Эти газы эффективно поглощают земное, длинноволновое излучение, в том числе на тех длинах волн, где у водяного пара есть «окна прозрачности», например, от 8 до 12 мкм. Это усиливает естественный, базовый парниковый эффект.

В. Раманатан (Ramanathan, 1975) указал на сильнейшие парниковые свойства хлорфторуглеродов (CFSs — Chlorofluorocarbons в англоязычной литературе). Эти вещества антропогенного происхождения. Они стали поступать в атмосферу во второй половине XX века в результате хозяйственной деятельности (использовались, в том числе, в качестве хладагентов в холодильных установках, как растворители и пропелленты в аэрозольных баллонах).

Чтобы пояснить, как изменение содержания парниковых газов в атмосфере влияет на парниковый эффект (на степень его проявления), используем снова простейшую иллюстративную радиационную модель с «тонкой» атмосферой, аналогичную той, что приведена на правой панели б) рис. 2. Только будем считать, что атмосфера не абсолютно непрозрачна для длинноволнового, земного излучения, а в какой-то степени прозрачна (см. рис. 4). Параметр b характеризует пропускание длинноволнового излучения атмосферой, $0 \leq b \leq 1$. Чем больше b , тем атмосфера более прозрачна для длинноволнового излучения.

Уравнения для потоков лучистой энергии, приведенные в левой части рис. 4, являются условиями равновесия потоков лучистой энергии в системе ‘земная поверхность+атмосфера’ и на земной поверхности. Из этих условий найдутся потоки L_0 и L_1 ; их значения приведены справа. Поскольку $L_0 = 2S_0/(1+b)$, то при уменьшении коэффициента пропускания b поток L_0 возрастает, а с ним возрастает и температура земной поверхности T_0 , поскольку $L_0 = \sigma T_0^4$. Увеличение содержания парниковых веществ в атмосфере уменьшает ее коэффициент пропускания b , что приводит к потеплению земной поверхности. Таким путем усиливается парниковый эффект вследствие обогащения атмосферы парниковыми газами в ходе хозяйственной деятельности.

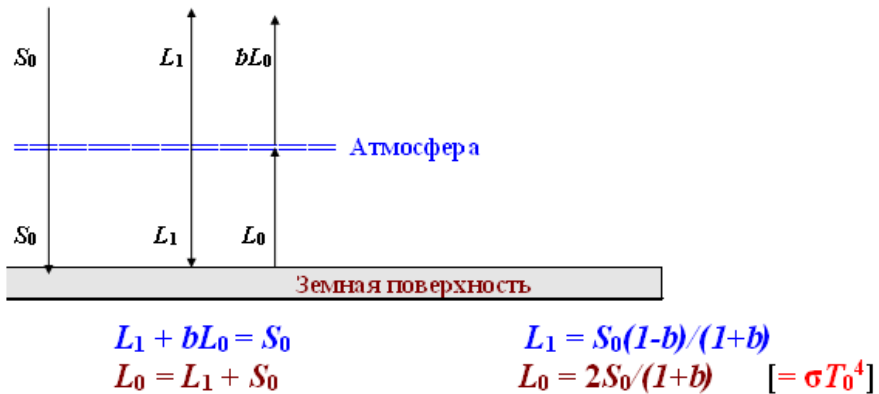


Рисунок 4 — Иллюстративная радиационная модель с прозрачной (в какой-то степени) для длинноволнового излучения атмосферой; S_0 — поток солнечного, коротковолнового излучения; L_0 — поток энергии, излучаемой земной поверхностью в длинноволновом диапазоне; L_1 — потоки энергии, излучаемой атмосферой к поверхности Земли и в космос; b характеризует пропускание атмосферой лучистой энергии в длинноволновом диапазоне.

На самом деле атмосферу Земли нельзя считать «тонкой». Ее свойства существенно меняются с высотой. На рис. 5 приведена иллюстративная радиационная модель, в которой горизонтально-однородная атмосфера имеет непрерывное распределение по вертикали, т. е. является «толстой». Все приведенные на рисунке переменные — для единицы земной поверхности: S_0 — нисходящий поток солнечного, коротковолнового излучения; M_0 — полная масса столба атмосферы; M — переменная высоты, выраженная массой ниже-

лежащего воздуха; $J^\downarrow(M)$ и $J^\uparrow(M)$ — нисходящий и восходящий потоки длинноволнового, земного излучения на «высоте» M . Как и ранее, считаем, что солнечное излучение только коротковолновое, атмосфера для него совершенно прозрачна, и оно нацело поглощается земной поверхностью. Земная поверхность и атмосферные слои излучают только длинноволновое излучение, причем, попадая на земную поверхность оно нацело поглощается.

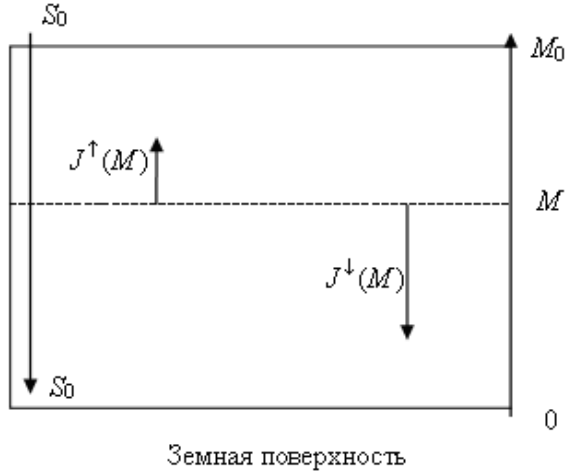


Рисунок 5 — Иллюстративная радиационная модель, в которой горизонтально-однородная атмосфера имеет непрерывное распределение по вертикали; символы пояснены в тексте.

Восходящий и нисходящий потоки длинноволнового излучения на «высоте» M частично поглощаются атмосферным слоем массы dM ($w(M)$ — коэффициент поглощения). Этот процесс описывают первые члены в правых частях приведенных ниже двух уравнений. В состоянии равновесия поглощенная энергия излучается вверх и вниз в равных долях. Это описывается вторыми членами уравнений:

$$\frac{dJ^\downarrow(M)}{d(-M)} = -w(M)J^\downarrow(M) + 0.5w(M)(J^\downarrow(M) + J^\uparrow(M)),$$

$$\frac{dJ^\uparrow(M)}{dM} = -w(M)J^\uparrow(M) + 0.5w(M)(J^\downarrow(M) + J^\uparrow(M)).$$

При этом $S_0 + J^\downarrow(M) = J^\uparrow(M)$ — выполняется условие равновесия потоков лучистой энергии на «высоте» M (т. е. то, что находится до этой высоты, не нагревается и не охлаждается), а $J^\downarrow(M_0) = 0$ — длинноволновое излучение не приходит к земной атмосфере извне. Эта система уравнений имеет следующие решения:

$$J^\downarrow(M) = 0.5S_0 \int_M^{M_0} w(x)dx. \quad J^\uparrow(M) = S_0(1 + 0.5 \int_M^{M_0} w(x)dx);$$

Восходящий поток длинноволнового излучения зависит от «высоты» M и среднего (средневзвешенного по массе) коэффициента поглощения $W(M)$ на высотах от M до M_0 следующим образом:

$$J^\uparrow(M) = S_0 \left(1 + 0.5 \int_M^{M_0} w(x) dx \right) = S_0 (1 + 0.5(M_0 - M)W(M)).$$

На верхней границе атмосферы ($M = M_0$) поток $J^\uparrow(M)$ всегда равен S_0 .

В простейшем случае, когда коэффициент w поглощения не зависит от «высоты» ($w = W = \text{const}$), поток $J^\uparrow(M)$ возрастает линейно с массой вышележащего слоя атмосферы. При увеличении среднего коэффициента поглощения этот градиент становится круче — см. рис. 6.

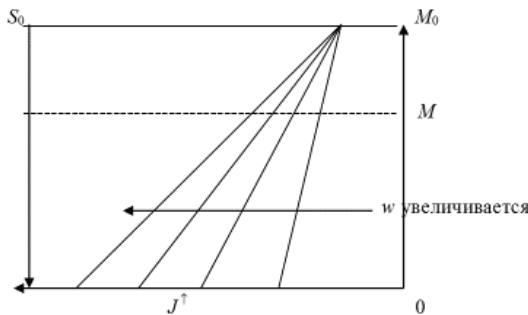


Рисунок 6 — Изменение восходящего потока длинноволнового излучения в зависимости от «высоты» M и коэффициента поглощения w .

Рис. 6 иллюстрирует усиление парникового эффекта при обогащении «толстой», распределенной по высоте атмосферы парниковыми газами — ведь при таком обогащении значение коэффициента поглощения увеличивается, и приповерхностная температура возрастает. Поскольку парниковые вещества, привносимые человеком в атмосферу, — малые ее составляющие, то общая масса столба атмосферы M_0 при расчете считалась неизменной.

В заключение этого раздела сопоставим изменение температуры земной поверхности и способность атмосферного столба в целом поглощать длинноволновое излучение при увеличении коэффициента поглощения. В общем случае (предполагать постоянство коэффициента поглощения с высотой здесь не обязательно) восходящий поток длинноволнового излучения у земной поверхности равен

$$J^\uparrow(0) = S_0 \left(1 + 0.5 \int_0^{M_0} w(x) dx \right) = S_0 (1 + 0.5 M_0 W(0)),$$

т. е. он возрастает линейно с возрастанием среднего по всем «высотам» коэффициента поглощения $W(0)$. Соответственно, и температура земной поверхности может возрастать неограниченно в силу закона Стефана-Больцмана:

$$T_0 = \left(\frac{1}{\sigma} S_0 (1 + 0.5 M_0 W(0)) \right)^{1/4}$$

Часть A потока длинноволнового излучения земной поверхности, абсорбируемая атмосферным столбом в целом (на всех высотах) равна

$$A = 1 - \exp\left(-\int_0^{M_0} w(x)dx\right) = 1 - \exp(-M_0 W(0))$$

Значение A с ростом среднего коэффициента поглощения $W(0)$ асимптотически стремится к единице, в то время как температура T_0 растет неограниченно. Как видно из последних двух формул, малость — в области насыщения — приращения доли абсорбированного всей толщей атмосферы излучения земной поверхности при увеличении среднего коэффициента поглощения не является препятствием для существенного приращения температуры земной поверхности. Заметим, что в реальной современной земной атмосфере ситуация близка к такому насыщению — земная поверхность излучает 396 Вт м^{-2} в инфракрасной области, из которых в космос, не задерживаясь атмосферой, уходит лишь 40 Вт м^{-2} , т.е. около 10% (Trenberth et al., 2009).

Современные оценки парникового эффекта с помощью спектральных радиационных моделей

В тех простых радиационных моделях, которые выше использовались для пояснения понятия «парниковый эффект» и явления его антропогенного усиления, излучение на Земле условно подразделялось на два типа — коротковолновое (солнечное) и длинноволновое (земное). Однако такое деление является слишком грубым, пригодным только для целей иллюстрации, а не для прикладных расчетов. Причину этого можно пояснить следующим образом. Предположим, что единичный поток излучения, встречающий на своем пути массу воздуха M , является суммой двух одинаковых по величине монохроматических потоков излучения 0.5 и 0.5 , имеющих разные длины волн. Коэффициенты поглощения излучения для этих длин волн равны w_1 и w_2 . Тогда коэффициент пропускания для всего потока будет равен $0.5(\exp(-w_1 M) + \exp(-w_2 M))$. Если попытаться оценить пропускание с помощью осредненного коэффициента поглощения, то пропускание получится равным $\exp(-0.5(w_1 + w_2)M)$. Две последние формулы (из которых первая — точная) дают одинаковые результаты при равных w_1 и w_2 , близкие результаты при близких значениях коэффициентов поглощения и совершенно разные при сильно различающихся. Причем, последняя всегда занижает коэффициент пропускания (и, значит, завышает поглощение).

При расчете парникового эффекта это может приводить к значительным ошибкам, поскольку иногда коэффициенты поглощения очень резко (на порядок и более) меняются даже при небольших изменениях длины волны. Это можно видеть на рис. 7, где приведена зависимость коэффициента поглощения водяного пара от длины волны (в размерности $\text{см}^2 \text{ молекула}^{-1}$ его принято называть «сечением поглощения»).

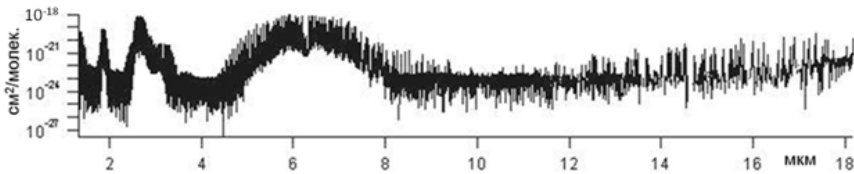


Рисунок 7 — Зависимость коэффициента поглощения (сечения поглощения) водяного пара от длины волны (Pacific Northwest National Laboratory, USA, <http://vpl.astro.washington.edu/spectra/h2opnlimagesmicrons.htm>).

Поэтому при прикладных расчетах парникового эффекта и его антропогенного усиления необходимо использовать спектральные радиационные модели, т. е. при расчетах делить весь диапазон длин волн, соответствующих коротковолновому (солнечному) и длинноволновому (земному) излучению на возможно более мелкие интервалы. Пределы такого дробления, конечно, определяются наличием спектроскопических данных о значениях коэффициентов поглощения для этих интервалов.

Кроме того, при прикладных расчетах с помощью радиационных моделей изменения температуры земной поверхности вследствие изменения состава атмосферы необходимо учитывать не только явление поглощения излучения в атмосфере, но и явление рассеяния. Монохроматический поток излучения определенного направления при взаимодействии с молекулами, аэрозолями и каплями воды, содержащимися в атмосфере, претерпевает рассеяние. Он без изменения длины волны начинает распространяться во всех направлениях в пропорциях, определяемых природой того объекта, на котором он претерпел рассеяние. Способность излучения к рассеянию на молекулах газов в атмосфере (рэлеевское рассеяние) убывает с ростом длины волны обратно пропорционально ее четвертой степени.

В современной отечественной литературе все этапы вычисления парникового эффекта и его антропогенного усиления в рамках спектральной радиационной модели с использованием современных спектроскопических данных описаны в работе (Семенов, Попов, 2011). Расчетная схема, использованная в этой работе, описывает явления рассеяния и поглощения коротковолнового излучения атмосферными слоями, его отражение и поглощение земной поверхностью, явления поглощения и излучения длинноволновой радиации земной поверхностью и атмосферными слоями. Были рассмотрены 410 спектральных интервалов в пределах общего диапазона от 0.1975 до 100 мкм. Для излучения с длиной волны до 0.75 мкм значения коэффициентов поглощения были взяты из работы (Андропова и др., 1986), а в остальных случаях оценены, исходя из информации, приведенной в международной спектроскопической базе данных HITRAN (The HITRAN..., 1998) в версии 2008 г.

Расчеты, проведенные с помощью этой спектральной радиационной модели, дали следующие результаты относительно изменения радиационно-равновесной температуры земной поверхности при заданных изменениях кон-

центрации CO_2 — см. рис. 8 (Семенов, 2012). На этом рисунке за нулевую принята средняя глобальная температура земной поверхности, которая соответствует составу атмосферы 1970-х годов. Отметим, что абсолютное значение этой температуры при расчетах оказалось завышенным, что естественно, поскольку радиационная модель не учитывает иные, нерадиационные пути отвода тепла от земной поверхности.

Напомним, что в 1975 г. концентрация CO_2 была, примерно, 330 ppm. На графике на рис. 8 заполненный квадрат соответствует потеплению к концу XX века. Удвоение концентрации углекислого газа 1975-го года (она составляла около 330 ppm) соответствует потеплению, примерно, на 1.5 °С. Полное изъятие CO_2 из атмосферы соответствует очень большому похолоданию — более чем на 10 °С.

Проведенные вычисления, в частности, способствовали прояснению вопроса о чувствительности радиационно-равновесной температуры земной поверхности к изменению концентраций парниковых газов в атмосфере (см. табл. 1). Во втором столбце приведены исходные, базовые концентрации c^* парниковых газов (соответствуют 1970-м годам); в третьем столбце — полученное значение чувствительности, т. е. $\Delta T_0/\Delta c$, вычисленное для этой исходной точки, причем здесь при оценке были использованы малые приращения Δc ; в четвертом — приращение температуры при десятикратном увеличении базовой концентрации, т. е. оценивалась чувствительность к большим приращениям концентрации.

Несмотря на то, что, как известно, водяной пар играет основную роль в формировании базового («доиндустриального») парникового эффекта, как следует из данных табл. 1 чувствительность температуры к дальнейшему малому приращению содержания водяного пара в атмосфере гораздо меньше, чем к приращению содержания углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O). Эти четыре газа в отношении эффективности воздействия на температуру при одинаковых (в ppm) малых изменениях концентраций можно расположить в следующую последовательность: $\text{N}_2\text{O} > \text{CH}_4 > \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O}$.

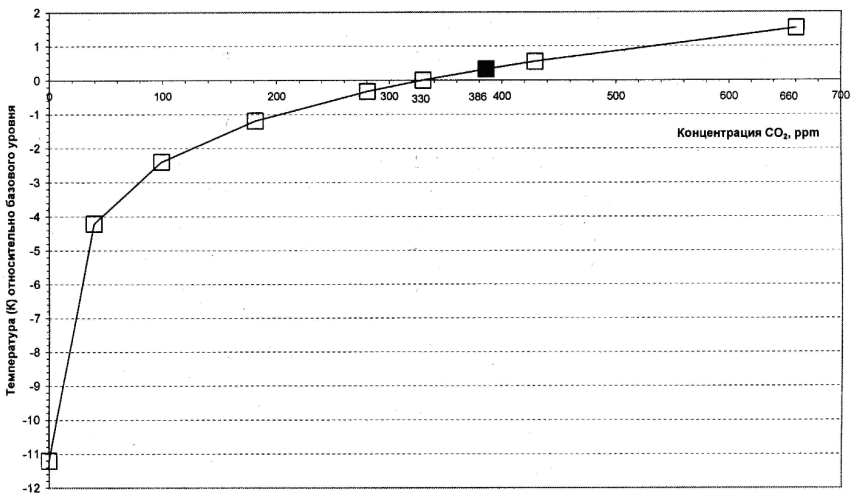


Рисунок 8 — Зависимость радиационно-равновесной температуры земной поверхности от концентрации CO_2 в атмосфере, полученная с помощью спектральной радиационной модели, использующей современные спектроскопические данные.

Однако для больших приращений концентраций ситуация иная. Наиболее существенное приращение температуры дает рост содержания CO_2 , а роль метана и закиси азота является сравнительно скромной. Для водяного пара оценка не проводилась, поскольку антропогенное повышение его содержания в атмосфере на порядок представляется нереалистичным. Оценки для больших изменений концентраций представляются сейчас также актуальными, например, в связи с теоретической возможностью быстрого метанового потепления (Голицын, Гинзбург, 2007).

Таблица 1. Базовые концентрации (c^*), чувствительность ($\Delta T_0/\Delta c$) радиационно-равновесной температуры земной поверхности к малому увеличению содержания парниковых газов и прирост ΔT_0 радиационно-равновесной температуры T_0 при переходе от c^* к $c^* \times 10$.

Газ	c^* , ppm	$\Delta T_0/\Delta c$ (K/ppm)	ΔT_0 при переходе от c^* к $(c^* \times 10)$, K
H_2O (водяной пар)	7750	0.001	–
CO_2	330	0.006–0.007	7.9
CH_4	1.7	0.08–0.09	0.8
N_2O	0.32	0.7–0.9	1.3

Выше рассмотрена лишь радиационная составляющая процесса изменения температуры на Земле вследствие изменения состава атмосферы — ее обогащения парниковыми газами. Расчет, выполненный на основе современных спектроскопических данных, показывает, что дальнейшее обогащение атмосферы парниковыми газами — углекислым газом, метаном, закисью азота — действительно заметно усиливает парниковый эффект. Сомнения в этом, высказываемые некоторыми исследователями, рассеиваются этими оценками. Однако, насколько такое усиление смягчается или же усиливается процессами иной, нерадиационной природы (изменениями конвективных потоков тепла, водного цикла и др.), возможно изучать лишь в рамках многофакторного подхода, с помощью более полных физико-математических моделей.

Многофакторность наблюдаемого изменения климата

Парниковый эффект действует в климатической системе не изолированно. Это сложная система, включающая атмосферу, гидросферу, педосферу, биоту, между которыми происходят взаимодействия, процессы обмена веществом и энергией, порождающие глобальный климат. Эти процессы обладают значительным числом прямых и обратных связей. На рис. 9 представлен современный энергетический бюджет Земли (Trenberth et al., 2009).

Как видно на рис. 9, основная часть энергии уходит от земной поверхности в атмосферу радиационным путем (396 Вт м^{-2}). Однако имеются еще нерадиационные потоки — энергия уходит и за счет процессов конвекции (17 Вт м^{-2}) и эвапотранспирации (80 Вт м^{-2}). В сумме последние два потока дают примерно 25% общего потока уходящего от земной поверхности тепла.

Когда атмосфера обогащается парниковыми веществами, например, углекислым газом в ходе хозяйственной деятельности, то происходит «попытка» потепления в соответствии с тем механизмом усиления парникового эффекта, что был рассмотрен выше — увеличивается температура земной поверхности, становится круче градиент температуры воздуха, по крайней мере в нижней атмосфере. При этом активизируются процессы отведения тепла от земной поверхности в атмосферу за счет процессов конвекции и эвапотранспирации. Такие обратные связи приводят к некоторой компенсации, к сдерживанию потепления. Манабе и Уэзеролд (Manabe, Wetherald, 1967) использовали для количественной оценки усиления парникового эффекта при обогащении CO_2 концепцию радиационно-конвективного равновесия. Однако содержание водяного пара предполагалось неизменным. В отечественной работе (Андропова и др., 1986), наряду с использованием концепции радиационно-конвективного равновесия, значительное развитие получил фотохимический блок модели атмосферы. Это очень существенно, поскольку некоторые парниковые газы, прежде всего озон, участвуют в очень сложном комплексе фотохимических и химических реакций в атмосфере.



Рисунок 9 — Современный энергетический бюджет Земли, Вт м⁻² (Trenberth et al., 2009).

Возможную компенсацию парникового потепления за счет активизации потока тепла от земной поверхности в атмосферу за счет испарения (с последующим его выделением в атмосфере при конденсации водяного пара) трудно исследовать с помощью простых моделей. С одной стороны, активизация испарения ведет к охлаждению земной поверхности за счет затрат энергии на испарение. С другой стороны, возможное увеличение содержания водяного пара в атмосфере приводит к усилению парникового эффекта и, наоборот, к потеплению.

Кроме того, возможны и другие неопределенности, например, связанные с поглощением и накоплением тепла океаном за счет изменившихся режимов

вертикального перемешивания водных масс и характера горизонтальных течений. При «попытке» парникового потепления могут измениться и естественные глобальные биогеохимические циклы парниковых веществ, что также может изменить (усилить или ослабить) конечный эффект.

Все это означает, что полноценные прикладные оценки климатических последствий антропогенного обогащения атмосферы парниковыми веществами можно получить только в рамках физически полных моделей глобальной климатической системы, учитывающих многообразные прямые и обратные связи. Первая такая модель — модель общей циркуляции атмосферы — для оценки эффекта удвоения содержания CO_2 была предложена Манабе и Уэзеролдом (Manabe, Wetherald, 1975).

В настоящее время МОЦАО — модели общей циркуляции атмосферы и океана — созданы во многих ведущих климатических центрах мира. Последний, Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) рассматривает информацию, полученную с помощью, примерно, 40 таких моделей, участвовавших в международном проекте CMIP5 — Coupled Model Intercomparison Project, phase 5 ([http://www-rcmndi.llnl.gov/projects/cmip/](http://www.rcmndi.llnl.gov/projects/cmip/)). В России такая модель впервые была создана и поддерживается в Институте вычислительной математики Российской академии наук. Она в значительной степени основана на разработках этого института (Володин, Дианский, 2003; Дымников и др., 2006)¹. В последнее время модель глобальной климатической системы была создана также в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова Росгидромета (Мелешко и др., 2015). В каждой из таких моделей имеется радиационный блок (более или менее детализированный), отвечающий за перенос энергии излучением и его изменение вследствие обогащения атмосферы парниковыми веществами. Подобные блоки, необходимые для их создания параметризации, развивались и отечественными исследователями (Гинзбург, Фейгельсон, 1980).

Использование физически-полных глобальных климатических моделей позволило получить (рис. 10) разложение наблюдаемого к настоящему времени глобального потепления с 1951 г. на составляющие вклады отдельных антропогенных и естественных факторов. Заметим, что вклад антропогенного усиления парникового эффекта доминирует (зеленый прямоугольник).

В заключение отметим, что те климаты, которые продуцируют глобальные климатические модели, исходя из заданного изменения состава атмосферы во времени (например, обогащения парниковыми веществами), всегда несколько отличаются от реальности. Ведь любая модель глобального климата в качестве факторов его изменения учитывает ограниченную их совокупность. Обычно это соляренные факторы (свойства потока излучения от Солнца), орбитальные факторы (изменение элементов земной орбиты), состав атмосферы (газы, аэрозоли),

¹ В последнее время вошел в употребление термин «модель земной системы», «the Earth's system model», который употребляется в отношении моделей климатической системы Земли, включающих описание биогеохимических циклов.

а также факторы внутренней изменчивости климатической системы, порожденные взаимодействием ее очень разнородных элементов. Во-первых, о механизме влияния некоторых из учитываемых факторов известно далеко не все и, во-вторых, возможно, что есть и иные, неучтенные, но существенные факторы. Например, Г. В. Груза и Э. Я. Ранькова в работе (Груза, Ранькова, 2014), изучая данные о ходе приземной глобальной температуры за период инструментальных наблюдений, статистическими методами выделили составляющую в ходе температуры, связанную с CO_2 , и ненаправленные естественные колебания, с примерно, 60-летним циклом. Причина этих колебаний пока не ясна, поэтому никакой расчетной моделью они не описываются. Хотя их амплитуда — примерно 0.2°C — невелика по сравнению с ожидаемым в XXI веке глобальным потеплением на несколько градусов, они могут на половине «периода» усиливать антропогенное потепление, а на другой — ослаблять, компенсировать, даже приводить к временному похолоданию. Единственный путь к преодолению таких неопределенностей — дальнейшее изучение физической природы факторов изменения и изменчивости климата.

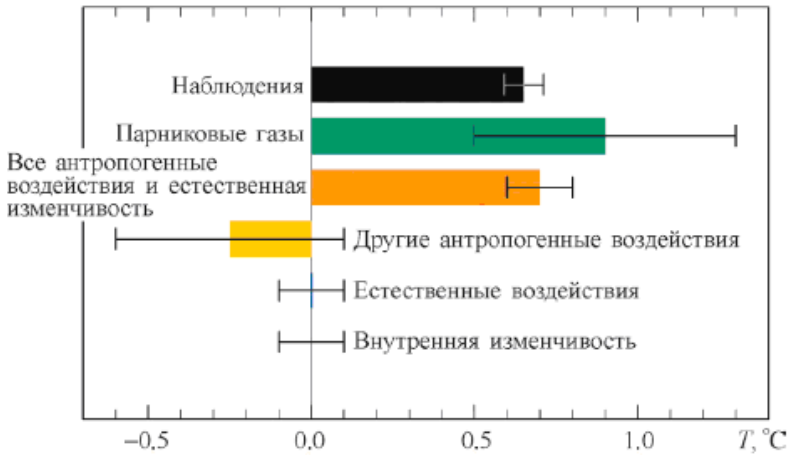


Рисунок 10 — Вероятностные границы (горизонтальные интервалы) и средние значения (цветные прямоугольники) оценок установленного вклада разных факторов в линейный тренд наблюдавшегося глобального потепления в 1951–2010 гг. (IPCC, 2014).

Благодарности

Автор признателен В. И. Эскину за полезные обсуждения содержания статьи и И. А. Корневой за помощь в оформлении рукописи.

Список литературы

- Андропова Н. Г., Бабанова В. В., Кароль И. Л. и др. 1986. Радиационно-фотохимические модели атмосферы. — Л., Гидрометеиздат, 192 с.
- Будыко М. И. 1972. Влияние человека на климат. — Л., Гидрометеиздат, 46 с.

- Володин Е. М., Дианский Н. А. 2003. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, с. 193–210.
- Гинзбург А. С., Фейгельсон Е. М. 1980. Параметризация лучистого теплообмена в моделях общей циркуляции атмосферы. — В сб.: Физика атмосферы и проблема климата. — М., Наука, с. 42–66.
- Голицын Г. С., Гинзбург А. С. 2007. Оценки возможности «быстрого» метанового потепления 55 млн. лет назад. — Доклады Российской академии наук, т. 413, №6, с. 816–819.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2014. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата. — В сб.: Труды международной конференции “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти А. М. Обухова, Москва, 13–16 мая 2013. — М., ГЕОС, с. 225–230.
- Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М. 2006. Проблемы моделирования климата и его изменений. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 42, с. 618–636.
- Кузнецов Е. С. 1941. Лучистый теплообмен в движущейся жидкой среде. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., т. 5, № 1, с. 3–28.
- Кузнецов Е. С. 1946. Распределение температуры атмосферы по вертикали при лучистом равновесии. — Труды Ин-та теоретической геофизики АН СССР, т. 1, с. 3–94.
- Мелешко В. П., Спорышев П. В., Матюгин В. А., Говоркова В. А., Павлова Т. В., Байдин А. А., Школьник И. М., Катцов В. М. 2015. Моделирование климата XXI столетия с помощью совместной глобальной модели атмосферы и океана ГГО-3. — Труды ГГО (в печати).
- Монин А. С., Шишков Ю. А. 2000. Климат как проблема физики. — Успехи физических наук, т. 170, № 4, с. 420–445.
- Семенов С. М. 2012. Парниковый эффект и его антропогенное усиление. — Солнечно-земная физика, вып. 21, с. 10–17.
- Семенов С. М., Попов И. О. 2011. Сравнительные оценки влияния изменения концентраций диоксида углерода, метана, закиси азота и водяного пара на радиационно-равновесную температуру земной поверхности. — Метеорология и гидрология, № 8, с. 34–43.
- Соболев В. В. 1972. Рассеяние света в атмосферах планет. — М., Изд-во «Физматгиз», 325 с.
- Сорохтин О. Г. 2001. Парниковый эффект: миф и реальность. — Вестник РАЕН, т. 1, № 1, с. 8–21.
- Фейгельсон Е. М. 1964. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. — М., Наука, 231 с.

- Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. 1978. Потоки солнечного излучения и облака. — Л., Гидрометеиздат, 157 с.
- Фридман А. А. 1966. Избранные труды /под. ред. проф. Л. С. Полака/. — М., Наука, 462 с.
- Ångström K. 1900. Über die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäures bei der Absorption der Erdatmosphäre. *Annalen der Physik*, 4(3), 720–732.
- Arrhenius S. 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, p. 237–276.
- Callendar G. S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 64(275), p. 223–240.
- Emden R. 1913. Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. *Sitzungsberichte der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Phys. Klasse*, 55, 142.
- Fleming J. R. 1999. Joseph Fourier, the ‘greenhouse effect’, and the quest for a universal theory of terrestrial temperatures. *Endeavour.*, vol. 23(2), p. 72–75.
- Fourier J. 1822. *Théorie analytique de la chaleur*. Paris: Firmin Didot Père et Fils.
- Fourier J.-B. J. 1824. *Remarques Générales Sur Les Températures Du Globe Terrestre Et Des Espaces Planétaires*. *Annales de Chimie et de Physique*, vol. 27, p. 136–167.
- Fourier J.-B. J. 1827. *Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*. *Memoires de l'Académie Royale des Sciences*, vol. 7, p. 569–604.
- Friedmann A. A. 1914. Zur Theorie der Vertikaltemperaturverteilung. - *Meteorol. Z.*, 31, 154–156.
- Hulme M. 2009. On the origin of ‘the greenhouse effect’: Tyndall’s 1859 interrogation of nature. *Weather*, vol. 64, No. 5, p. 121–123.
- IPCC 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- IPCC 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

- Manabe S., Wetherald R. T. 1967. Thermal equilibrium in the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 24, No 3, p. 241–259.
- Manabe S., Wetherald R. T. 1975. The effects of doubling of the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Science*, vol. 32, No 1, p. 3–15.
- Ramanathan V. 1975. Greenhouse Effect Due to Chlorofluorocarbons: Climatic Implications. *Science*, 190, p. 50–51.
- The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 edition, 1998. *J. Quant. Spectrosc. Radiat.*, vol. 60, No 5, p. 665–710.
- Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget. *Bulletin of American Meteorological Society*, p. 311–323.
- Tyndall J. 1859. On the transmission of heat of different qualities through gases of different kinds. *Proceedings of the Royal Institution*, vol. 3, p. 155–158.
- Tyndall J. 1861. On the absorption and radiation of heat by gases and vapours. *Philos. Mag.*, vol. 22, p. 169–194 and 273–285.
- Tyndall J. 1872. Contributions to molecular physics in the domain of radiant heat. A series of memoirs published in the 'Philosophical Transactions' and 'Philosophical Magazine'; with additions. By John Tyndall, LL.D, F.R.S., Professor of natural philosophy in the Royal Institution. London, Longmans, Green and Co, 446 pp.