

Термодинамическая модель эмиссии углерода в атмосфере и изменение климата

В.А. Скворцов¹, К.В. Чудненко^{2*}

¹Иркутский государственный университет
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А

Поступила в редакцию 20.01.2012 г.

Впервые с помощью программного комплекса «Селектор-С» с целью изучения причин изменения климата на планете проведено термодинамическое моделирование эмиссии углерода и других наночастиц в приповерхностном слое атмосферы до высоты 500 м при средней температуре поверхности земли 15 °С и в нижних слоях тропосферы на высоте до 2 км при температуре 3 °С и соответствующих давлениях 1013,25 и 790 гПа. При моделировании изменялась концентрация углекислоты в системе и оценивалось ее влияние на температуру в соответствии с геологическими процессами, которые протекали на планете в периоды ее длительного развития. В результате моделирования установлено, что при увеличении концентрации CO₂ в атмосфере в 1,5 раза по сравнению с современным (принят 0,04%) температура к 2070 г. увеличится на 1, а к 2100 г. на 2,5 °С. В нижней части тропосферы также произойдут изменения: углекислота возрастет с 0,03 до 0,06%, а температура – с 3 до 4,6 °С.

Ключевые слова: термодинамическая модель, эмиссия углерода, атмосфера, тропосфера, температура, факторы, климат; thermodynamic model, emission of carbon, atmosphere, troposphere, temperature, factors, climate.

Введение

В век интенсивного развития технического прогресса климатические условия планеты являются главными. Но совокупность проявления природных факторов – землетрясения, вулканические извержения, цунами, торнадо, наводнения, а также антропогенных – площадные пожары, аварии на предприятиях атомной и химической промышленности, гидротехнических сооружениях – могут приводить к изменению установившегося в природе равновесия, недооценивать которое сегодня просто нельзя.

Еще М.И. Будыко в 1973 г. [1], подводя итог предыдущим исследованиям, писал, что атмосферная углекислота наряду с водяным паром поглощает длинноволновое излучение в атмосфере, а изменение ее концентрации могло приводить к колебаниям климата, и предполагал, что определенные ее количества должны быть причиной четвертичных оледенений. Также им отмечалось, что при повышении концентрации углекислоты на 30%, по сравнению с ее уровнем в 1973 г., температура должна возрастать и при содержании углекислоты более 0,05% она станет на 4–5 °С выше предыдущей. А при концентрации углекислоты, равной примерно

половине ее содержания, средняя температура у земной поверхности снизится на несколько десятков градусов, что приведет к полному оледенению Земли. На основе математических расчетов установлено, что для безледного режима концентрация углекислого газа в атмосфере должна составлять 0,042%, а для полного оледенения 0,015%.

По имеющимся данным [2] до начала роста концентрации углекислого газа, происшедшего в последние десятилетия, его значение составляло примерно 0,029% (1900–1950 гг.). Понижение углекислоты до 0,013% в истории Земли совпадало с последним оледенением, которое привело к образованию материковых льдов в Северном полушарии. Не подлежит сомнению и то, что в четвертичный период неоднократно изменялось положение земной поверхности в отношении Солнца. Происходила вариация орбиты Земли [3]: она изменяла инсоляцию (количество солнечной энергии, поступающей на Землю и ее распределение по сезонам и широтам), что также оказывало непосредственное влияние на климат. Исследования радиационного режима показали, что колебания углекислоты в это время были достаточны для развития оледенения, хотя нельзя отрицать и вклад вулканической активности, сопровождавшейся выбросами в атмосферу большого количества аэрозолей, которые изменяли ее прозрачность относительно длинноволнового излучения, поступающего на поверхность Земли. Оценки концентрации атмосферной углекис-

* Валерий Александрович Скворцов (dekanat@geogr.isu.ru); Константин Вадимович Чудненко (chudn@igc.irk.ru).

слоты в различные геологические периоды прошлого в процессе становления современной атмосферной углекислоты рассматривались в работах [4–6].

Ряд исследователей [7] утверждают, что если удвоить содержание CO_2 в атмосфере, то температура на поверхности Земли повысится на 1,5–2 °С. Авторы [8] считают, что выбросы углерода в 2025 г. составят около 18 Гт/год, что лежит внутри интервалов, указанных в сценариях ПАСА В.А. Легасовым и И.И. Кузьминым [9], и уровень эмиссии углерода к 2100 г. может достигнуть 30 Гт [10]. В «Специальном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Сценарии выбросов» [11] приведены 4 базовых и 36 дополнительных прогностических сценариев эмиссии парниковых газов (включая CO_2) на период до 2100 г. В сценариях отмечается, что основными определяющими факторами выбросов являются демографические, технологические и экономические события. Для климатических прогнозов сегодня в основном используются математические модели, которые учитывают состав, динамику атмосферы и океана, перенос длинноволновой и коротковолновой радиации, а также разнообразные обратные связи в климатических системах [12]. В результате получается широкий интервал изменения температуры. Чтобы привести имеющиеся данные в соответствие, необходим комплексный подход, включающий термодинамическое (физико-химическое) моделирование и геологические факторы, такие как движение литосферных плит (приводящих к изменению угла наклона Земли относительно Солнца), крупные в истории Земли оледенения, интенсивные вулканические извержения, изменения температур основных течений воды в океанах и другие, которые следует учитывать при интерпретации. Нельзя забывать и о том, что определенное количество углекислоты поступает в атмосферу в результате площадных пожаров. Продовольственная и сельскохозяйственная Организация объединенных наций (ФАО) в режиме «online» отмечает, что природные пожары ежегодно поражают 350 млн га на планете, в результате в атмосферу дополнительно может поступать до 35 Гт углерода в год. В 2010 г. в России из-за аномальной жары, когда температура в отдельных районах поднималась до +40 °С и ветер достигал 20 м/с, общая площадь, охваченная пожарами, составляла 14 млн га.

Математическое моделирование [13] показало, что увеличение содержания CO_2 в 4 раза приводит к возрастанию температуры нижних слоев атмосферы на земном шаре на 4,1 °С. Изменение климата, связанное с увеличением углекислого газа, проявляется прежде всего в высоких широтах, в тропических областях термический режим меняется незначительно. На основе опубликованных данных [14] показаны изменения глобально осредненной температуры по годам и концентрации CO_2 . Так, начиная с 2000 по 2100 г. прогнозируется увеличение углекислоты с 300 до 900 ppmv, а температуры на 2,5 °С.

Обоснование постановки задачи и методы ее решения

После анализа большого объема проведенных исследований стало очевидно, что данные в них плохо согласуются, а методика получения их не раскрыта, поэтому использовать результаты при прогнозировании возможности возникновения чрезвычайных ситуаций в будущем без корректировки нельзя. Чтобы исправить положение, необходимо провести дополнительные исследования с использованием точных и современных методов. Одним из них в настоящее время является апробированный и широко используемый в научных и практических исследованиях метод термодинамического (физико-химического) моделирования различных систем [15].

В термодинамическом анализе физико-химических систем направление химических реакций к установлению полного или частичного химического равновесия определяется минимизацией потенциала Гиббса (G) системы при заданных параметрах давления P , температуре T и векторе исходного химического состава. В состоянии равновесия потенциал Гиббса

$$G = \sum_{i=1}^k \mu_i x_i,$$

где μ_i – химический потенциал компонента i ; x_i – число молей компонента i ; k – количество химических компонентов системы.

Минимизация термодинамических потенциалов в формулировке выпуклого программирования в науках о Земле, и в геохимии в частности, позволяет решать все те задачи, которые можно моделировать с помощью программ по реакциям, в том числе задачи моделирования необратимых эволюционных процессов в системах и их совокупностях, управляемых независимыми факторами состояния, – температурой, давлением, составом, объемом, теплосодержанием, энтропией, внутренней энергией и химическими потенциалами вполне подвижных компонентов.

В соответствии с этим было принято решение о формировании термодинамической модели эмиссии углерода и сопутствующих аэрозольных наночастиц в атмосфере и тропосфере. Подобное моделирование до настоящего времени не проводилось. Хотя отдельные сведения о поведении аэрозольных частиц в термодинамических системах и их свойствах в печати отмечались [15–22].

Формирование термодинамической модели

Создаваемая термодинамическая модель должна дать ответ на вопрос: «Как будет изменяться температура на земной поверхности в зависимости от концентрации углекислого газа в атмосфере (в приземном слое на высоте до 500 м и в нижней части тропосферы на высоте 2 км), состава аэрозолей,

давления и других природных и антропогенных факторов?» Для этой цели были взяты анализы аэрозольных частиц (табл. 1) [23] и обычный состав воздуха (N – 75,527; O – 23,143; Ar – 1,282; CO₂ – 0,040; CO – 10⁻⁷; CH₄ – 1,6 · 10⁻⁶).

Здесь $f(S_p) = |H - H_0|$ и $M^0(S_p) = \bigcap_{T \in D_T^0} M^*(S_p)$; H_0 – энтальпия реагентов, H – энтальпия продуктов химического процесса; M – множество точек определения функции $f_S(T)$; D_T – интервал поиска

Таблица 1

Содержание элементов в аэрозолях, мкг/м³

Место отprobования	Mg	Mn	Pb	Fe	Si	Al	Ca	Ni	Zn	Cu	Cr	Cl	S	Na	K
Поверхностный слой	1,2	0,02	0,07	1,5	5,0	0,4	1,7	0,03	0,1	0,03	0,03	1,52	0,24	0,38	0,34
Нижняя тропосфера	0,2	0,003	0,008	0,6	1,0	0,15	0,2	0,07	0,15	0,008	0,001	0,21	0,11	0,14	0,09

В соответствии с приведенными данными, независимыми компонентами матрицы физико-химической модели являются Mg–Mn–Pb–Fe–Si–Al–Ca–Ni–Zn–Cu–Cr–Cl–S–Na–K–N–C–Ar–H–O. Модель включает водную, газовую и твердую фазы. Водная фаза представлена 535 компонентами. Это в основном катионные, анионные, оксидные, гидроксидные, сульфатные, карбонатные, галогенидные, нитратные, кремневые и углеводородные комплексы, состоящие из сочетания независимых компонентов. Газовая фаза объединяет 286 компонентов, среди которых отмечаются летучие углеводороды C₁–C₂₀, C₄–C₁₂, ароматические углеороды C₆–C₁₀, кислород-, озон-, и серосодержащие компоненты, хлоруглеводороды и галогенсодержащие соединения, обнаруженные в атмосфере городов. Твердые фазы аэрозолей состоят из сверхмалых частиц минералов (в количестве 176), представленных главным образом гидроксидами, карбонатами, сульфатами, хлоритами, гидрослюдами, смешанно-слоистыми минералами и группой каолинит-монтмориллонита, т.е. всеми теоретически возможными минеральными соединениями, которые могут встречаться вблизи поверхности Земли и рассматриваются нами в приземной атмосфере и нижних слоях тропосферы как наночастицы.

Нахождение равновесной температуры в системе в зависимости от изменения концентрации углекислоты в изобарных условиях, соответствующих процессам смешивания, нагревания (охлаждения), сгорания (окисления), с заданной фиксированной энтальпией, проводилось с помощью минимизации отрицательной энтропии (термодинамический потенциал S_p).

Математически задача минимизации S_p может быть выражена в форме

$$\hat{T} = \operatorname{argmin}\{f_{S_p}(T) / x \in M^0(S_p), T \in D_T^0\};$$

$$\hat{x} = \operatorname{argmin}\{G(x) / x \in X(S_p), T = \hat{T}\}.$$

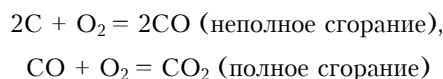
температуры; $M^*(S_p) = \operatorname{Argmin} \{G(x) / x \in M1\}$; $T_0 \in D_T^0$; $X(S_p) = \{x / x \in M1; H - H_0 = 0\}$, $T = T_0$; $P = P_0$.

Вычислительный алгоритм решения задачи S_p основан на подходе однокритериальной минимизации $f S_p(T)$ с использованием метода золотого сечения. В качестве исходных параметров использовались нижняя и верхняя температурные границы интервала, в рамках которого рассматривался моделируемый процесс, точность расчета в градусах Цельсия, начальная температура и давление реагентов.

Результаты термодинамического моделирования

Термодинамическое моделирование эмиссии углерода в атмосфере и тропосфере началось от современного состояния атмосферы (табл. 2).

В качестве исходных данных были приняты: средняя температура в приземном слое атмосферы у поверхности Земли 15 °С, атмосферное давление 1013,25 гПа, содержание углекислоты на период 2010–2011 г. 0,04%, углерода 700 гТ. В процессе моделирования имитировалось поступление углерода в атмосферу из ископаемого топлива и наземной биоты. При взаимодействии углерода с кислородом в соответствии с реакциями



происходит сжигание (окисление) углерода до образования углекислоты. Концентрация CO₂ при этом возрастает, и температура у поверхности Земли увеличивается (табл. 2). Полученные в процессе моделирования результаты сопоставлялись с содержаниями CO₂ в атмосфере, приведенными в работах предыдущих исследователей [1, 14, 24–27].

Таблица 2

Зависимость изменения температуры в приповерхностном слое атмосферы от концентрации CO₂

CO ₂ , %	–	0,01	0,015	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,1
T, °C	13,1	13,3	13,4	13,9	14,2	15,0	15,6	16,0	17,2	17,5	18,0	18,8
Год	–	–	–	–	1950	2010	2040	2070	2090	2100	–	–

В результате физико-химического моделирования установлено, что в приповерхностном слое атмосферы (см. табл. 2) при увеличении содержания углекислоты в 1,5 раза (до 0,06%) температура на поверхности планеты может повыситься на 1 °С, при увеличении CO₂ в 2 раза (до 0,08%) температура поднимется до 17,5 °С (на 2,5 °С выше современной). Учитывая, что эмиссия CO₂ в атмосферу составляет около 0,0003% в год, а углерода 3,5 Гт в год (без учета пожаров и вулканической деятельности), повышение температуры на 1 °С ожидается к 2070 г. и на 2,5 °С к 2100 г. В нижней части тропосферы (табл. 3) к этому времени также произойдут изменения: углекислота возрастет с 0,03 до 0,06%, а температура с 3 до 4,6 °С.

Таблица 3

Зависимость изменения температуры в нижней тропосфере от концентрации CO₂

CO ₂ , %	—	0,01	0,015	0,02	0,03	0,06	0,08	0,09	0,1
T, °C	1,6	1,7	1,9	2,1	3,0	4,6	6,1	6,6	7,5
Год	—	—	—	1950	2010	2100	—	—	—

Если в процессе моделирования в приповерхностном слое атмосферы концентрацию углекислоты (относительно современного) уменьшить в 2 раза (до 0,02%), то температура снизится до 14 °С. А в тропосфере в это время при уменьшении концентрации углекислоты с 0,03 до 0,02% температура упадет на 1 °С.

Уменьшение концентрации углекислого газа в приповерхностном слое атмосферы до 0,015–0,010% приведет к снижению температуры на поверхности Земли до 13,3–13,4 °С. А в тропосфере в этот период концентрация CO₂ упадет с 0,02 до 0,01% и установится температура 1,7 °С, что в соответствии с данными предыдущих исследователей [24] может привести к очередному оледенению на планете. Отрезок времени между изменением концентрации CO₂ от начала последнего в истории Земли крупного оледенения (нижний плейстоцен) до промышленной революции составляет около 1 млн лет.

Вместе с изменением CO₂ в атмосфере происходят изменения и в составе аэрозолей. В приповерхностном слое атмосферы термодинамически устойчивыми компонентами в жидкой фазе оказываются: Al(OH)⁺², Al(OH)₂⁺, Al(OH)₃⁰, Al(OH)₄⁻, Al⁺³, AlO₂⁻, CO₂⁰, CO₃⁻², CaCO₃⁰, CaHCO₃⁺, Ca⁺², CaCl⁺, CaSO₄⁰, Cl⁻, Fe⁺², Fe⁺³, FeCl⁰, HAlO₂⁰, HCO₃⁻, HCl⁰, HNO₃⁰, HSO₄⁻, HSiO₃⁻, K⁺, KCl⁰, KOH⁰, KSO₄⁻, MgCO₃⁰, MgHCO₃⁺, Mg⁺², MgCl⁺, N₂⁰, NO₂⁻, NO₃⁻, Na⁺, NaAl(OH)₄⁰, NaAlO₂⁰, NaCl⁰, NaHSiO₃⁰, NaOH⁰, NaSO₄⁻, O₂⁰, SO₄⁻², SiO₂⁰, OH⁻, H⁺, H₂O. Из газов наибольшей летучестью (в порядке убывания) обладают O₂, N₂, H₂O, CO₂, NO, N₂O, HCl, ClNO, Cl₂, O₃, H₂, CO, CH₂O₂, SO₂, NH₃, CCl₂O.

Постоянная циркуляция воздушных потоков в атмосфере, насыщенной аэрозолями, которые в миниатюре можно рассматривать как самостоятельные трехфазные физико-химические системы, сопровождается изменением термодинамических условий (T, P, C, pH, Eh и фазового состава), что приводит

к распаду аэрозолей, их последующей нуклеации, коагуляции и переносу. Этим и объясняется изменение состава аэрозолей и концентрации компонентов в атмосфере (табл. 4).

Таблица 4

Содержание компонентов в аэрозолях (в молях/л) в приповерхностном слое атмосферы в зависимости от степени протекания процесса. T = 15 °C, P = 1013,25 гПа

Компонент	Объем жидкой фазы, %				
	100	96,9	90,9	75,9	49,8
	Объем газовой фазы, %				
	0	3,0	9,0	24,0	50,1
pH	6,4	5,4	5,4	5,4	5,4
Eh	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
Al(OH) ⁺²	1,9 · 10 ⁻¹¹	1,4 · 10 ⁻⁹	1,5 · 10 ⁻⁹	1,3 · 10 ⁻⁹	6,7 · 10 ⁻¹⁰
Al(OH) ₄ ⁻	1,7 · 10 ⁻⁹	1,0 · 10 ⁻¹⁰	1,1 · 10 ⁻¹⁰	2,4 · 10 ⁻¹¹	4,8 · 10 ⁻¹¹
Al ⁺³	1,4 · 10 ⁻¹²	1,1 · 10 ⁻⁹	1,2 · 10 ⁻¹⁰	1,0 · 10 ⁻⁹	5,2 · 10 ⁻¹⁰
CO ₂ ⁰	3,9 · 10 ⁻⁷	3,4 · 10 ⁻⁵	3,5 · 10 ⁻⁵	3,5 · 10 ⁻⁵	3,5 · 10 ⁻⁵
CaCO ₃ ⁰	—	8,5 · 10 ⁻¹⁷	3,0 · 10 ⁻¹⁶	8,1 · 10 ⁻¹⁶	2,8 · 10 ⁻¹⁵
CaHCO ₃ ⁺	6,2 · 10 ⁻¹⁸	5,2 · 10 ⁻¹⁴	1,8 · 10 ⁻¹⁵	5,1 · 10 ⁻¹³	1,7 · 10 ⁻¹²
Ca ⁺²	1,3 · 10 ⁻¹²	1,3 · 10 ⁻⁹	4,2 · 10 ⁻⁹	1,3 · 10 ⁻⁸	4,2 · 10 ⁻⁸
CaCl ⁺	—	1,0 · 10 ⁻¹⁷	3,8 · 10 ⁻¹⁷	1,0 · 10 ⁻¹⁶	3,6 · 10 ⁻¹⁶
CaSO ₄ ⁰	1,1 · 10 ⁻¹⁸	1,3 · 10 ⁻¹⁶	4,0 · 10 ⁻¹⁵	1,1 · 10 ⁻¹⁴	3,4 · 10 ⁻¹⁴
HAlO ₂ ⁰	1,5 · 10 ⁻⁹	9,9 · 10 ⁻¹⁰	1,0 · 10 ⁻⁹	9,0 · 10 ⁻¹⁰	4,4 · 10 ⁻¹⁰
HSO ₄ ⁻	4,8 · 10 ⁻¹³	9,8 · 10 ⁻¹³	1,8 · 10 ⁻¹²	1,8 · 10 ⁻¹²	1,7 · 10 ⁻¹²
KCl ⁰	9,5 · 10 ⁻⁹	9,7 · 10 ⁻¹⁸	1,0 · 10 ⁻¹⁷	8,7 · 10 ⁻¹⁸	9,7 · 10 ⁻¹⁸
NaSO ₄ ⁻	1,3 · 10 ⁻¹⁵	8,8 · 10 ⁻¹⁶	1,3 · 10 ⁻¹⁵	1,2 · 10 ⁻¹⁵	8,2 · 10 ⁻¹⁶

Если количество жидкой фазы в системе составляет 75,9%, а газовой 24%, то в отличие от того, когда эти соотношения близки (соответственно 49,8 и 50,1), среди аэрозолей происходит увеличение на порядок таких компонентов, как Al(OH)⁺², Al⁺³, NaSO₄⁻, и уменьшение CaCO₃⁰ и CaHCO₃⁺; когда жидкая фаза составляет 90,9, а газовая — 9,0%, то увеличивается количество Al(OH)₄⁻, HAlO₂⁰, KCl⁰ и уменьшается Ca⁺², CaCl⁺, CaSO₄⁰, что приводит к выпадению из атмосферы осадков различного состава. Парциальные давления газов и фугитивности практически не меняются.

В тропосфере, когда происходит изменение соотношения жидкой и газовой фаз, содержание большинства компонентов остается практически постоянным. Исключение составляют (табл. 5) CaCl⁺, HSO₄⁻, KSO₄⁻, NaCl₄⁻, NaSO₄⁻, которые в случае увеличения жидкой фазы в аэрозолях до 96,9% и уменьшения газовой до 3,0% возрастают на порядок.

Таблица 5

Содержание компонентов в тропосфере (в молях/л) в зависимости от степени протекания процесса. T = 3 °C, P = 790 гПа

Компонент	Объем жидкой фазы, %		
	96,9	49,9	2,4
	Объем газовой фазы, %		
	3,0	50,0	97,5
pH	5,5	5,5	5,5
Eh	0,9	0,9	0,9
CaCl ⁺	1,0 · 10 ⁻¹⁷	6,0 · 10 ⁻¹⁸	7,6 · 10 ⁻¹⁸
HSO ₄ ⁻	1,9 · 10 ⁻¹²	5,2 · 10 ⁻¹³	5,2 · 10 ⁻¹³
KSO ₄ ⁻	2,3 · 10 ⁻¹⁶	5,6 · 10 ⁻¹⁷	7,4 · 10 ⁻¹⁷
NaCl ⁰	1,1 · 10 ⁻¹⁷	5,2 · 10 ⁻¹⁸	6,6 · 10 ⁻¹⁸
NaSO ₄ ⁻	1,2 · 10 ⁻¹⁵	3,3 · 10 ⁻¹⁶	4,1 · 10 ⁻¹⁶

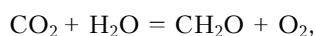
Отсутствие аэрозолей летучих углеводородов в приземной атмосфере и тропосфере в процессе термодинамического моделирования объясняется тем, что, обладая высокой реакционной способностью и скоростью переноса, они легко рассеиваются и из-за малых концентраций участие в химических реакциях практически не принимают, поэтому в качестве устойчивых стабильных продуктов не фиксируются.

Все аэрозольные частицы модели могут рассматриваться как ядра конденсации, способные изменять фазовый состав и структуру облаков. В случае преобладания жидкой фазы над газовой в облаках возникает большое число мелких капель, которые в результате гидродинамических и физико-химических процессов адвекции и конвекции переносятся в атмосфере и вызывают определенные процессы. Мелкие частицы и молекулы газов при этом быстро диффундируют к поверхности облачных капель и собираются на них. А газовые аэрозольные частицы в результате адсорбции на водяных каплях и увлажненных поверхностях удаляются из атмосферы. Пространственно временные взаимодействия аэрозольных частиц и углекислоты с облаками нарушают основные функции последних (перенос, отражательную способность и роль фильтров), что приводит к изменению погодных условий: потеплению, похолоданию и выпадению в определенный период соответствующих осадков.

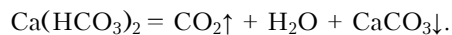
Обсуждение результатов

Оценить влияние углекислоты на климат предлагается в геохронологической последовательности.

В ранние периоды становления планеты движение литосферных плит приводило к изменению их формы и развитию в их краевых частях зон тектономагматической активизации, оказывающих определенное влияние на изменение климата [28]. С этими зонами пространственно связаны процессы горообразования и вулканизм. Колебания уровня Мирового океана, которые происходили в моменты его понижения, увеличивали площадь суши, что приводило к потере тепла. Немаловажную роль при этом играли и потоки радиации, идущие от Солнца вследствие изменения циклов его активности, а также наклон орбиты вращения Земли относительно Солнца. Перечисленные выше факторы снижали концентрацию углекислоты в атмосфере в соответствии с реакциями



Проведенный анализ структурно-палеогеографических карт, составленных под руководством А.М. Страхова [29], показал, что многочисленные области интенсивного развития вулканизма в истории Земли проявлены неравномерно. Выбросы CO_2 в атмосферу следуют и из множества подводных вулканов, а разрушения бикарбоната кальция происходят в океанической воде за счет подъема горячих струй ($T = 98\text{--}100\text{ }^\circ\text{C}$) по реакции



Можно проанализировать и развитие оледенения в истории Земли. Оно отмечалось в протерозое, палеозое, мезозое и кайнозое. И искать какую-то прямую связь очагового вулканизма с участками оледенения на планете достаточно сложно.

Изменение температуры планеты на протяжении длительного ее развития зависело также от взаимного расположения материков и океанов. Концентрация CO_2 в атмосфере при этом уменьшалась, и температура на поверхности планеты снижалась. Следовательно, изменение углекислоты в атмосфере возможно только за счет совокупности проявления главным образом природных и в меньшей степени техногенных факторов.

Заключение

В результате моделирования установлено, что при увеличении концентрации CO_2 в атмосфере в 1,5 раза по сравнению с современным значением (принято 0,04%) температура к 2070 г. увеличится на 1, а к 2100 г. на 2,5 $^\circ\text{C}$. В нижней части тропосферы также произойдут изменения: углекислота возрастет с 0,03 до 0,06%, а температура – с 3 до 4,6 $^\circ\text{C}$. Это при условии, что будет идти равномерное поступление углекислоты в атмосферу из природных и техногенных источников. При таком развитии сценария кроме медленного потепления на планете, к которому человек и все живое легко адаптируются, серьезных нарушений (за исключением незначительного подтопления краевых участков континентов и отступления вечной мерзлоты на 100–200 км к северу) не произойдет.

Ускорить процесс глобального потепления в данном случае могут только природные факторы. Например, увеличение количества аэрозоля в атмосфере вследствие интенсивных площадных или равномерно рассредоточенных на планете вулканических выбросов, уменьшение альбедо в результате урбанизации земной поверхности приведут к повышению температуры на поверхности и могут оказать влияние на климат Земли в течение 100 лет. Что касается техногенных факторов (даже если учесть возможность развития в отдельных районах площадных пожаров и аварий на крупных объектах), то к увеличению выбросов в атмосферу углекислого газа в 1,5–2 раза за указанный срок они не приведут. В случае уменьшения CO_2 в атмосфере до 0,02, а в тропосфере до 0,0015% на планете произойдет снижение температуры на 1 $^\circ\text{C}$.

Подобная температура уже была на планете 1600 г. Одной из причин этого явилось мощное извержение вулкана на территории нынешнего Перу в Южной Америке. В атмосферу было выброшено огромное количество пыли и сернистых газов. В начале в период выброса температура на отдельных участках поверхности Земли повысилась, а потом, когда стали проявляться другие природные факторы (о которых говорилось ранее), концентрация CO_2 в атмосфере упала до 0,015% и в тропосфере до 0,01%. И только после этого температура

на поверхности начала снижаться, что привело к увеличению площади ледниковых покровов в высоких широтах, а также к развитию локальных участков оледенения на возвышенных поверхностях суши. Этот процесс возможен только в том случае, если при движении литосферных плит большая часть континентов окажется в полярных областях.

Проведенное термодинамическое моделирование поведения углерода и наночастиц в атмосфере и тропосфере показало, какие главные факторы оказывают существенное влияние на изменение концентрации CO_2 в атмосфере и температуру на планете и что нас может ожидать в ближайшем будущем (глобальное потепление или похолодание), комбинации каких факторов могут привести к ускорению и развитию соответствующих процессов.

1. Будыко М.В. Атмосферная углекислота и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1973. 33 с.
2. Jnadverten climate modification. Cambridge Massachusetts: The MIT Press, 1971. 308 p.
3. Кови К. Орбита Земли и ледниковые эпохи // В мире науки. 1984. № 4. С. 26–35.
4. Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137–147.
5. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 208 с.
6. Лосев К.С. Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Космосинформ, 2001. 400 с.
7. Горшков В.Г., Довгалюк Ю.А., Иволев Л.С. Физические основы экологии : Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2005. 252 с.
8. Перри Г., Ландсберг Г.Х. Предполагаемое мировое потребление энергии // Энергия и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1981. С. 55–79.
9. Легасов В.А., Кузьмин И.И. Проблемы энергетики // Природа. 1981. № 2. С. 8–23.
10. Кондратьев К.А., Крапивин В.Ф. Моделирование глобального круговорота углерода. М.: Физматлит, 2004. 336 с.
11. Специальный доклад МГЭИК. Сценарии выбросов. МГЭИК Женева, Швейцария, 2000. 27 с.
12. Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: S. Solomon, D. Quin, M. Manning,

- Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. Cambridge: United University Press, 2007. 996 p.
13. Кислов А.В. Теория климата. М.: Изд-во МГУ, 1989. 148 с.
 14. Кислов В.А. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука» Интерметодика, 2001. 351 с.
 15. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
 16. Clegg S.L., Brimblecome P., Wexler A.S. A thermodynamic model of system $\text{H}^+ - \text{NH}_4^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{NO}_3^- - \text{H}_2\text{O}$ at tropospheric temperatures // J. Phys. Chem. A. 1998. V. 102. P. 2127–2154.
 17. Clegg S.L., Brimblecome P., Wexler A.S. A thermodynamic model of system $\text{H}^+ - \text{NH}_4^+ - \text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{NO}_3^- - \text{Cl} - \text{H}_2\text{O}$ at 298.15 K // J. Phys. Chem. A. 1998. V. 102. P. 2155–2171.
 18. North G., Erukhimova T. Atmospheric thermodynamics. Elementary Physics and Chemistry. Cambridge University Press, 2009. 281 p.
 19. Andrews D.G. An introduction to atmospheric physics. Cambridge University Press, 2010. 249 p.
 20. Clegg S.L., Seinfeld J.H., Brimblecome P. Thermodynamic modeling of aqueous aerosols containing electrolytes and dissolved organic compounds // J. Aerosol Sci. 2001. V. 32, N 6. P. 713–738.
 21. Clegg S.L., Seinfeld J.H., Edney E.O. Thermodynamic modeling of aqueous aerosols containing electrolytes and dissolved organic compounds. II. An extended Zdanovskii, Stokes –Robinson approach // J. Aerosol Sci. 2001. V. 32, N 6. P. 667–690.
 22. Clegg S.L., Kleeman M.J., Griffin R.J., Seinfeld J.H. Effects of uncertainties in thermodynamic properties of aerosol components in air quality model. Part 1. Treatment of inorganic compounds. On the condensed phase // Atmos. Chem. Phys. 2008. V. 8. P. 1057–1085.
 23. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольная модель атмосферы М.: Наука, 1981. 104 с.
 24. Будыко М.И. Изменение климата. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 280 с.
 25. Марчук Г.И. Моделирование изменения климата и проблема долгосрочного прогноза погоды // Метеорол. и гидрол. 1979. № 7. С. 25–36.
 26. Pierrehumbert R.T. Principles of planetary climate. Cambridge University Press, 2010. 678 p.
 27. Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 320 с.
 28. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
 29. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 448 с.

V.A. Skvortsov, K.V. Chudnenko. Thermodynamical model of the carbon emission in the atmosphere and change of climate on the planet.

It is the first time that thermodynamical (physicochemical) modeling of the carbon emission and other super microscope of solid aerosol particles have been carried out in the earth's surface, at a height of 500 m, at an average temperature of 15 °C and in the troposphere, at a height of 2 km and temperature of 3 °C (according to pressures of 1013,25 and 790 gPa) has been made with the help of program complex SELEKTOR-C for change condition of the climate on the planet. In modeling the concentration of carbonic acid in the system changed and its influence on the temperature in accordance with geological processes, which happened on planet in the long period has been estimated. It was stated that the temperature might raise up to 1 °C by 2070 and up to 2,5 °C by 2100 in case that no great changes or disasters take place.