ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

438

ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Под редакцией д-ра физ.-мат. наук Е. П. БОРИСЕНКОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Сборник посвящен различным аспектам проблемы антропогенного влияния на погоду больших территорий и климат.

Приводятся результаты численного моделирования эффектов влияния тепловых выбросов, углекислого газа.

Рекомендуется несколько новых моделей антропогенного роста CO₂ в атмосфере, дается анализ эффектов воздействия на климат фреонов и галоидоуглеродов.

Рассматриваются некоторые вопросы исследования изменений климата по результатам обработки анализа фактических данных, включающих как метеорологическую информацию, так и информацию о вариациях изотопа ¹³С в растительном веществе.

Сделан обзор требований к данным наблюдений, составляющих предмет спутникового мониторинга климата и необходимых для решения актуальных задач теории климата и его современных изменений.

Сборник рассчитан на специалистов климатологов, метеорологов, гелиогеофизиков, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

The publication deals with the different aspects of antropogenic influence on weather of large region and climate: it contains results of the investigations on this line.

Works are set forth on numerical simulation of heat pollutions, anthropogenic change of CO₂.

A few new models of CO_2 anthropogenic growth in the atmosphere are recommended, and analysis of the freens and haloidcarbons influence on climate are presented.

Some question of the problems of climate changes on base of analysis of real data including both the meteorological information as that about variations of ¹³C isotope in vegetal mamerial are considered.

The review of demands to the observation data which are the subject of spacecraft climate monitoring and which are necessari for the solution of the actual problems of climate theory and its modern changes is made.

The publication is intended for specialists engaged in climatology, meteorology, geophysical and for post — graduates, students of these specialities.

> Ленинградский Гидрометеороногический ин-т БИБЛИОТЕК/ л-д 196196, Малоохтенский пр., 98

 $\frac{20807-090}{069(02)-80}$

21-80(1).

1903040000

© Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1980 г.

предисловие

Настоящий сборник посвящен различным аспектам антропогенного влияния на климат и погоду больших территорий, а также естественным изменениям климата и слежением за его параметрами со спутников.

Условно содержание статей сборника можно разбить на три раздела.

К первому относятся статьи, посвященные влиянию антропогенных факторов на климат и погоду больших территорий. В них рассматриваются такие вопросы, как модели антропогенного роста CO_2 и его влияние на климат тропосферы и стратосферы, влияние тепловых выбросов на климат и погоду больших территорий, воздействие фреонов и галоидоуглеродов на озонный слой и климат стратосферы.

Статьи второго раздела посвящены естественным изменениям климата. В основном здесь анализируются данные инструментальных наблюдений за температурой воздуха у поверхности для северного полушария за последнее столетие. Рассматривается возможность извлечения информации о климате прошлого по изотопному анализу состава растительного вещества.

Третий раздел включает в себя одну большую статью, посвященную анализу возможностей слежения за различными характеристиками климата.

В последние годы интерес к проблеме климата резко возрос во всем мире, свидетельством этому является прошедшая в период 12—24 февраля 1979 г. Всемирная конференция по климату. Расширенные тезисы обзорных докладов, представленных на конференции ведущими специалистами мира, опубликованы на нескольких языках, включая русский, в сборнике «Всемирная конференция по климату» (Изд. ВМО, Женева, 1979).

Публикуемый сборник, естественно, рассматривает лишь часть вопросов данной проблемы и характеризует один из этапов широкого круга исследований, проводящихся по данной проблеме в Главной геофизической обсерватории. им. А. И. Воейкова.

1*

Е. П. Борисенков

МОДЕЛИ АНТРОПОГЕННОГО РОСТА СО₂ В АТМОСФЕРЕ

Антропогенный рост CO₂ в атмосфере в настоящее время представляет собой одну из центральных и наиболее важных проблем при оценке вероятных тенденций будущих изменений климата [1, 5, 16].

Хотя углекислый газ не единственная малая компонента, рост которой в атмосфере увеличивает «тепличный эффект» [22], тем не менее исследование его цикла в системе атмосфера—океан—биосфера в условиях антропогенного воздействия представляет собой ключевую проблему при оценке как будущих изменений климата, так и состояния биосферы.

Фактические данные указывают, что за период индустриального развития общества (1860—1975 гг.) концентрация СО₂ увеличивалась с 290 до 330 млн.⁻¹, что в пересчете на углерод дает рост с 617,2 до 702,4 Гт [11, 21, 25, 29, 30, 32]⁴.

Всего за индустриальный период в атмосферу поступило свыше 200 Гт углерода, что существенно больше наблюдаемого увеличения концентрации CO_2 (рис. 1). Это дает основание считать, что в атмосфере остается только около половины антропогенного углерода. Остальная часть поглощается океаном и биосферой.

Поскольку интенсивность антропогенного роста CO_2 резко возрастает в связи с ростом производства и сжигания топлива, естествен интерес к тому, в каких масштабах будет происходить в дальнейшем рост поступления CO_2 в атмосферу и как проявится буферное влияние океана и биосферы. Проблема осложняется еще больше, если учесть, что воздействие человека на биосферу связано с возможными дополнительными прямыми и косвенными увеличениями поступления CO_2 в атмосферу [9, 11, 24].

За период инструментальных наблюдений было установлено, что с 1959 по 1971 г. концентрация CO₂ увеличилась с 315.7 до

¹ 1 Гт (10⁹ т) углерода эквивалентна 0,4698 млн.-1 (ppm).

325,4 млн.⁻¹ на южном полюсе и с 316,3 до 327,1 на ст. Мауна Лоа. Скорость роста была неустойчива. Влияние биосферы прослеживалось в четко выраженном годовом ходе CO₂, который практически не наблюдается вблизи южного полюса.

Характеристики годового производства индустриального CO₂ в пересчете на углерод по различным данным приведены в табл. 1, 2 и 3 [32],

Таблица 1 дает близко соглашающиеся между собой результаты, из которых отчетливо прослеживается непрерывный рост

CO2

1950

годового производства CO_2 . Таблица 2 характеризует вклад различных источников топлива в производство CO_2 . Вытекающее из данных табл. 2 увеличение доли нефти и газа и уменьшение доли угля в производстве CO_2 , по-видимому, не характерно для будущего периода, в связи с чем экстраполировать эти данные опасно. Скорее всего, как будет видно из дальнейшего изложения, для 20-го века более характерным будет рост доли угля в балансе топлива [16, 20]¹.

В табл. З приведены сравнительные данные об индустриальных выбросах CO₂ и его действительном увеличении в атмосфере [7, 14, 15, 20].



Таблица 1

1955 1960 1965 1970 1975

Рис. 1. Поступление (1) и

наблюдаемое накопление (2)-СО₂ млн.⁻¹/год в атмосфере.

Год	Киллинг 1973	Ротти 1973	Фрайер 1977	Год	Киллинг 1973	Ротти 1973	Фрайер 1977
1960 1961 1962 1963	2,61 2,57 2,70 2,86	2,67 2,63 2,77 2,93	2,66 2,63 2,76 2,92	1968 1969 1970 1971	3,59 3,80 —	$3,68 \\ 3,90 \\ 4,17 \\ 4,38$	3,68 3,88 4,17 4,30
1964 1965 1966 1967	3,03 3,16 3,33 3,38	3,10 3,23 3,40 3,46	3,10 3,23 3,39 3,46	1972 1973 1974 1975			4,48 4,74 4,79 4,79

Годовое производство углерода (Гт/год)

¹ Для каменного угля на 10¹² Дж произведенной энергии будет выделяться в атмосферу 93,5 т СО₂. Для нефти и газа этот эквивалент соответственно равен 74, 54 и 53,5 т.

Таблица 2

Вклад различных факторов роста СО₂ (%)

Год	Уголь	Неочищенная нефть	Натуральный газ	Цемент
$1960 \\ 1961 \\ 1962 \\ 1963 \\ 1964 \\ 1965 \\ 1966 \\ 1967 \\ 1968 \\ 1969 \\ 1970 \\ 1971 \\ 1972 \\ 1972 \\ 1973 \\ 1974 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ 1975 \\ 1976 \\ 1975 \\ $	56,2 52,6 51,2 50,5 49,4 48,0 46,5 43,6 42,2 40,9 39,7 38,1 37,2 35,7 35,8 37,7	$\begin{array}{c} 31,4\\ 33,9\\ 35,0\\ 35,5\\ 36,2\\ 37,2\\ 38,4\\ 40,5\\ 41,5\\ 42,4\\ 43,3\\ 44,3\\ 44,9\\ 46,5\\ 46,5\\ 46,2\\ 44,1 \end{array}$	10,8 $11,7$ $12,1$ $12,3$ $12,6$ $13,0$ $13,3$ $14,0$ $14,3$ $14,8$ $15,2$ $15,7$ $15,9$ $15,8$ $16,0$ $16,2$	1,6 1,7 1,8 1,8 1,8 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 2,0 2,0 2,0 2,1

Таблица З

Сопоставление между индустриальными выбросами СО₂ и его действительным увеличением в атмосфере

		СО2 в атмосфере							
Год	Индустриаль- ный выброс	увеличе	ение, млн1	остаток, %					
	СО2, млн	Мауна Лоа(1)	Южный полюс (2)	(1)	(2)				
1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967 1968 1969 1970 1971	$\begin{array}{c} 1,25\\ 1,24\\ 1,30\\ 1,37\\ 1,46\\ 1,52\\ 1,59\\ 1,63\\ 1,73\\ 1,82\\ 1,96\\ 2,02\\ \end{array}$	0,89 0,68 0,86 0,46 0,60 0,62 0,67 0,78 0,88 1,09 1,32 1,04	0,72 0,65 0,61 0,61 0,62 0,67 0,74 0,84 0,98 1,13 1,32 — Среднее	71 55 66 34 41 41 42 48 51 1,04 67 51 54 ± 15 % 0	58 52 47 45 42 44 44 47 52 57 62 67				

других источников следует, что индустриальное увеличение CO₂ в атмосферу в результате только продуктов сжигания химического топлива составил 13,8 % уровня 1860 г. По некоторым данным около 54—58 % выброса оставалось в атмосфере.

Однако имеются и другие источники антропогенного поступления СО₂ в атмосферу. По данным [11, 16, 21, 30, 32], как и табл. 1, современное производство CO₂ от сжигания ископаемого топлива составляет около 5 Гт/год. По данным [11, 17], от сжигания лесов в ряде стран, особенно расположенных в зоне тропических лесов, дополнительно поступает в атмосферу 1,5 Гт/год углерода. Поток углекислого газа в обратном направлении из атмосферы к новым насаждениям может быть порядка 0,5 Гт/год.

Увеличение использования древесины в промышленных целях дает дополнительный поток углерода в атмосферу порядка 0,3 Гт/год, а за счет сжигания отходов древесины еще порядка 0,25—0,5.

За счет культивации земель дополнительный поток CO₂ в атмосферу по данным [17] может достигать 0,1 Гт/год, а по данным [11] этот поток существенно больше.

В литературе имеются указания на возможное поступление в атмосферу углекислого газа за счет минеральных источников воды, содержащих углекислый газ ($\approx 0,25$ Гт/год), а также вулканической деятельности, газовых источников и др.

В совокупности по данным Болина дополнительный поток CO_2 в атмосферу за счет всех приведенных источников, исключая ископаемое топливо, лежит в пределах 0,5—2,0 Гт/год углерода, что соответствует от 10 до 40 % производства CO_2 при сжигании ископаемого топлива [9].

По данным [11], это значение может быть существенно большим (4,8 Γ т/год), что эквивалентно производству углерода за счет сжигания ископаемого топлива. В этом случае общее поступление антропогенного CO₂ в атмосферу в пересчете на углерод приблизится к значению порядка 10 Γ т/год.⁴

Как указывается в [11, 16], суммарное поступление углерода в атмосферу за счет вырубки лесов и сжигания деревьев с 1860 до 1971 г. составило 95 Гт углерода. Примерно за этот же период, с 1860 по 1976 г., за счет сжигания ископаемого топлива в атмосферу поступило 146 Гт углерода.

Считается [17], что из 4,8 Гт/год углерода, поступающего в атмосферу за счет сжигания ископаемого топлива, около 2,4 Гт (≈ 50 %) остается в атмосфере (как видно из табл. 3, этот процент от года к году сильно колеблется). Остальная часть углерода распределяется между океаном и биосферой. Так, 1,44 Гт/год углерода (≈ 30 %) поступает в океан и 0,96 (≈ 20 %) поглощается биосферой. По поводу этих данных, однако, можно сделать ряд комментариев. Как указывается в [17], 40% поступающего углерода остается в атмосфере, 40% поглощается биосферой и только 20% поглощается океаном.

Поскольку действительное поступление углерода в атмосферу за счет хозяйственной деятельности может быть вдвое больше, чем за счет сжигания ископаемого топлива, и достигать порядка 10 Гт/год, имеются основания полагать, что остающееся

¹ Эта цифра близко соответствует значению производства условного топлива [3, 4].

в атмосфере количество углерода (2,4 Гт/год) за счет антропогенных факторов составит только 25 % его поступления, а 75 % придется на долю океана и биосферы.

Этот вывод подтверждается и некоторыми новыми данными по анализу содержания изотопов углерода, в частности ¹³С, в древесине деревьев.

На рис. 2, заимствованном из работы [18], приведено вычисленное по данным изотопного анализа колец деревьев поступление углерода в атмосферу за счет сжигания топлива (кривая 2) и биосферных источников, по-видимому, антропогенного происхождения,



Рис. 2. Поступление CO₂ в атмосферу за счет различных источников по данным изотопного анализа колец деревьев.

не связанных с ископаемым топливом (кривая 1), а также общее количество поступившего углерода (кривая 3).

Авторы [18], восстановив содержание CO_2 по значениям ¹³С в деревьях, делают, как видно из рис. 2, следующие выводы:

а) концентрация CO₂ в доиндустриальный период составляла 295±1 млн.⁻¹;

. б) биосферный источник CO₂ антропогенного характера (воздействие на почву, растительность и др.) от начала индустриализации (1860 г.) до середины 20-го века был больше, чем антропогенный источник за счет сжигания ископаемого топлива. Примерно с середины 20-го века рост CO₂ за счет сжигания ископаемого топлива стал преобладать;

в) отношение поступившего CO_2 за счет сжигания ископаемого топлива к биосферному источнику CO_2 в настоящее время составляет 2:1. Соответствующие значения 136 и 70 Гт углерода;

г) в настоящее время поток углерода в атмосферу вследствие сжигания ископаемого топлива достигает 5 Гт/год. Кроме того, в атмосферу поступает еще 3±2 Гт антропогенного углерода в год за счет воздействия на биосферу.

По некоторым данным [18], суммарно биосферный источник оценивается не 70 Гт углерода, а 120 и даже 208. На важность такого поступления антропогенного углерода в атмосферу указывается также в [11]. На основании изложенного можно сделать важный вывод об опасности воздействия на биосферу, в том числе и с точки зрения возможного увеличения в атмосфере антропогенного CO_2 , помимо его поступления за счет сжигания ископаемого топлива. Из этого также следует, что океан и биосфера поглощают существенно больше антропогенного углерода, чем принято было ранее оценивать. Все это объясняет тот повышенный интерес как к естественному циклу CO_2 в системе атмосфера—океан—биосфера, так и к течению этого процесса во времени в условиях антропогенного воздействия.

Надо отметить, что сейчас в силу рассмотренных причин вопрос о роли антропогенного CO₂ стал более сложным, чем лет 10 тому назад, когда начиналось моделирование углеродного цикла.

Главная цель в решении этой проблемы состоит в том, чтобы установить более или менее реальную картину роста CO₂ в атмосфере и определить интенсивность этого роста во времени с учетом взаимодействия всех сред и реальных источников антропогенного углерода.

В существующих моделях углеродного цикла атмосферу обычно рассматривают как единый резервуар. В ряде современных моделей атмосферу подразделяют на два резервуара, два блока с различными свойствами — тропосферу и стратосферу.

Для атмосферы характерно хранение углерода в виде различных соединений, главным из которых является CO₂.

Земная биосфера поглощает CO_2 в процессе синтеза и хранит углерод в своих долгосохраняющихся компонентах (стволы деревьев, соли почвы, перегной и др.). Первоначальные модели рассматривали биосферу как единый резервуар [11, 16].

В современных моделях биосферу подразделяют на два резервуара: короткоживущую биоту с характерным временем перемешивания около 2,5 лет (листья, трава и др.) и долгоживущую биоту с характерным временем перемешивания порядка 60 лет [11].

Обычно поток углерода из атмосферы к биоте оценивается следующим образом:

$$F_{\mathbf{a}\mathbf{6}} = F_{\mathbf{a}\mathbf{6}_{0}} \left[1 + \beta \ln \left(\frac{C_{\mathbf{a}}}{C_{\mathbf{a}_{0}}} \right) \right] \frac{C_{\mathbf{6}}}{C_{\mathbf{6}_{0}}}, \qquad (1)$$

где C_a и C_6 — суммарное содержание углерода в атмосфере и биоте в данный момент времени, а C_{a_0} и C_{6_0} — то же, но для начального момента времени, за который обычно принимается начало индустриализации, т. е. 1860 г.; F_{a6} и F_{a6_0} — поток углерода из атмосферы к биоте в данный и начальный моменты времени соответственно; β — биологический фактор роста, который, по данным Киллинга, меняется от 0 до 0,4.

Роль океана в цикле CO₂, по мнению большинства исследователей, исключительно велика, поскольку он является основным

источником и хранителем излишков индустриального CO₂. Обычно океан разделяют на два слоя:

а) верхний хорошо перемешанный слой со средней толщиной порядка 250 м, колеблющейся, однако, в широких пределах от 75 до 750 м. В нем содержится около 600 Гт углерода, т. е. примерно столько же, сколько в атмосфере;

б) глубинный, медленно перемешивающийся слой, где содержится около 40 тыс. Гт углерода, т. е. примерно в 50 раз больше.

Как следует из [11], на 1975 г. в атмосфере, биосфере, деятельном слое океана и глубинном океане содержалось соответственно 690, 835, 736 и 35 560 Гт углерода.

Между атмосферой, биосферой и океаном существует непрерывный обмен CO₂, интенсивность которого существенно больше нежели скорость поступления антропогенного CO₂.

Если обозначить прирост антропогенного углерода в атмосфере через x (в %), то в океане соответствующее увеличение будет составлять $\frac{x}{z}$ %.

Параметр & характеризует буферное воздействие океана (его называют параметром Ревелла). Теоретически & увеличивается с увеличением температуры океана и неорганического углерода в океане [11]. В моделях параметр & принимается обычно равным 9, 10 или 11 [11, 16].

В зависимости от метода исследования и числа привлекаемых резервуаров (блоков) существующие модели углеродного цикла условно можно разбить на четыре группы.

В первую группу следует включить линейные блочные модели (соответственно 3-, 4-, 5-, 6-, 7-резервуарные и более).

В этих моделях изменения количества углерода во времени для *i*-го резервуара описывается уравнением следующего вида:

$$\frac{dN_i}{dt} = \sum_{\substack{j=1\\ j \neq i}} (k_{ji}N_j - k_{ij}N_i) + n_i^*.$$
(2)

Здесь k_{ij} — постоянные во времени коэффициенты обмена между резервуарами *i* и *j* или *j* и *i*; N_i — переменная во времени масса углерода в *i*-м резервуаре; n_i^* — скорость притока углерода от внешнего источника в *i*-й резервуар. Этот источник не равен нулю только для атмосферы и от него в основном будет зависеть нарушенный естественный цикл СО₂.

Следует отметить, что линейные блочные модели исследованы достаточно подробно. Они обладают рядом ограничительных свойств, которые необходимо иметь в виду при интерпретации результатов, полученных с помощью этих моделей. Данный вопрос исследован, в частности, в [6].

Рассмотрим эти свойства на примере четырехблочной линейной модели.

Пусть N_a , N_5 , N_{π} , N_r содержание углерода (CO₂) соответственно в атмосфере, биосфере, деятельном слое и глубинном океане. Тогда уравнения роста CO₂ для каждого из четырех блоков будут иметь следующий вид:

$$\frac{dN_{a}}{dt} = -k_{a6}N_{a} - k_{ag}N_{a} + k_{6a}N_{6} + k_{ga}N_{g} + n_{a}^{*}; \qquad (3)$$

$$\frac{dN_{6}}{dt} = k_{a6}N_{a} - k_{6a}N_{6}; \qquad (4)$$

$$\frac{dN_{\pi}}{dt} = k_{a\pi}N_{a} + k_{r\pi}N_{r} - k_{\pi a}N_{\pi} - k_{\mu r}N_{\pi}; \qquad (5)$$

$$\frac{dN_{\rm r}}{dt} = k_{\rm gr} N_{\rm g} - k_{\rm rg} N_{\rm F}.$$
(6)

В матричной форме, обозначая вектор N через \overline{N} и вектор n^* через $\overline{n^*}$, имеем

$$\frac{d\overline{N}}{dt} = A\overline{N} + \overline{n}^*, \qquad (7)$$

где матрица А имеет следующий вид:

$$A = \begin{pmatrix} -k_{ab} - k_{aa} & k_{ba} & k_{aa} & 0 \\ k_{ab} & -k_{ba} & 0 & 0 \\ k_{aa} & 0 & -k_{aa} - k_{ar} & k_{ra} \\ 0 & 0 & k_{ar} & -k_{ra} \end{pmatrix}.$$

В случае, если источник равен нулю ($n^* = 0$)

$$\frac{d}{dt} (N_{a} + N_{6} + N_{\pi} + N_{r}) = 0.$$
(8)

При наличии источников

$$\frac{d}{dt} \left(N_{a} + N_{b} + N_{f} + N_{r} \right) = n_{i}^{*}.$$

Можно показать, что при $t \to \infty$ система уравнений (3)—(6) или (7) стремится к устойчивому состоянию установления.

В частности, для рассматриваемой четырехблочной модели оценки установления приведены в табл. 4.

Таблица 4

	k _{aó}	k _{őa}	k _{ад}	k _{да}	k _{gr}	k _{гд}	Na	N ₆	N _д	N _r .
Сойер [31] Зимен и Ал- тенхейм [6]	1/33 1/33	1/40 1/40	1/5 1/5	1/6 1/6	$1/4 \\ 1/6, 2$	1/300 1/300	1 1	1,2 1,21	1,2 1,2	58 58,06

Характерные значения k_{ij} и $N_i *$ при $t \longrightarrow \infty$

* Для N_i за единицу принято содержание СО₂ в атмосфере.

Аналогичные оценки можно получить для 5-, 6-, 7-блочных моделей и др.

С помощью табл. 4 легко оценить время полного обмена углеродом между соответствующими блоками в предположении отсутствия обмена с другими блоками (резервуарами). Время обмена $\tau = \frac{1}{D}$. Так, время обмена между глубинным океаном и его дея-

тельным слоем порядка 300 лет, между деятельным слоем и глубинным океаном — около 4—6 лет, между атмосферой и биосферой, биотой и атмосферой — соответственно 33 и 40 лет, между атмосферой и деятельным слоем океана — порядка 5—6 лет.

Зная общую массу углерода в каждом резервуаре, можно грубо оценить скорость протекания естественных процессов. Так, скорость обмена СО₂ между атмосферой и океаном должна составлять порядка 140,5 Гт/год, а между атмосферой и биосферой — 21. Это существенно больше антропогенного поступления углерода в атмосферу.¹

По данным [6] для 1860 г. N_a , N_b , N_π и N_r соответственно составляли 51·10¹⁵, 62,2·10¹⁵; 61,7·10¹⁵ и 2985,4·10¹⁵ моль, что дает суммарное количество углерода $N = 3160·10^{15}$ моль. Антропогенное поступление углерода в атмосферу за счет сжигания всего топлива оценивается в 600·10¹⁵ моль.

В соответствии с линейной 4-блочной моделью установление наступает при следующих цифрах. При $t \to \infty$: $N_a \to 61, 2 \cdot 10^{15}$ моль, $N_5 \to 74 \cdot 10^{15}$ моль, $N_{\pi} \to 73, 4 \cdot 10^{15}$ моль и $N_r \to 3552 \cdot 10^{15}$ моль. Это означает, что из $600 \cdot 10^{15}$ моль антропогенного углерода 567×10^{15} моль в конечном итоге попадет в глубинный океан. В атмосфере, биосфере и деятельном слое увеличение составит соответственно $10, 2 \cdot 10^{15}, 11, 8 \cdot 10^{15}$ и $11, 7 \cdot 10^{15}$ моль, т. е. порядка 20 %. Концентрация CO₂ при этом, как отмечается в [6], увеличится в ассимптотическом приближении с 312 до 345 млн.⁻¹.

Можно указать еще одно свойство линейных моделей: при сохранении постоянного годового производства СО₂ модели дают линейный рост СО₂ в атмосфере.

В настоящее время начали производиться оценки со второй группой блочных моделей — нелинейными блочными моделями или комбинированными моделями блочного типа.

Пример такого подхода рассмотрен, в частности, в [23, 26].

Если в блочных моделях линейного типа каждый из членов, входящих в правую часть системы (3)—(6) и характеризующих скорость обмена между двумя блоками в одном из направлений, записывается в виде

$$F_{ij} = k_i N_i$$

(9)

¹ Следует иметь в виду, что эти значения характеризуют скорость обмена в том случае, если поток идет в одном направлении. При наличии обратных потоков суммарный обмен будет меньше.

то в нелинейных моделях этот член обычно имеет следующий вил:

$$F_{ij} = k_{ij} N_i^{\alpha_1} N_j^{\alpha_2}, \qquad (10)$$

где a₁ и a₂ некоторые константы. Для описания взаимодействия атмосферы и биосферы, например роста углерода (СО₂) в атмосфере без антропогенного источника, уравнение будет выглядеть так.

$$\frac{dN_{a}}{dt} = k_{6a} N_{a}^{\alpha_{1}} N_{6}^{\alpha_{2}} - k_{a6} N_{a}^{\gamma_{1}} N_{6}^{\gamma_{2}}$$
(11)

при условии

$$N_a + N_6 = \text{const.}$$

В частном случае при $\alpha_1 = 0$ и $\alpha_2 = 1$, $\gamma_1 = 1$ и $\gamma_2 = 0$ модель переходит в класс линейных моделей блочного типа. При α₁ == 0,



Рис. З. Взаимодействие между различными блоками.

 $\alpha_2 = \gamma_1 = \gamma_2 = 1$ модель переходит в класс так называемых билинейных моделей. В принципе вил взаимолействия в нелинейных молелях может отличаться от условия (10).

В работе [23] выполнены эксперименты с четырехблочной комбинированной моделью, в которой привлекаются два антропогенных источника СО2 в атмосфере. Один связан со сжиганием ископаемого топлива, второй — с биосферным источником, не связанным со сжиганием ископаемого топлива.

Схема взаимодействия блоков в модели представлена на рис. 3.

Обмен между атмосферой и деятельным слоем океана $(F_{a\pi})$ и $F_{\pi\pi}$) и между деятельным и глубинным слоями океана ($F_{\pi\pi}$ и $F_{r\pi}$) берется в линейной форме [уравнения (5) и (6)]. Обмен между атмосферой и биосферой и биосферой и атмосферой осуществляется в нелинейной форме.

В эксперименте, описанном в [23], рассматривались три случая:

 $F_{a6} = k_{a6}N_a -$ линейная постановка; $F_{a6} = k_{a6}N_aN_6 -$ билинейное приближение; $F_{a6}^{''} = k_{a6}^{''}N_aN_6 / (k_M + N_0) -$ нелинейное приближение,

где $k_{\rm M}$ — константа, зависящая от типа биомассы, принимающая по данным [8] значение $k_{\rm M}$ = 700 Гт углерода. По данным этого эксперимента получено, что наиболее вероятное общее содержание углерода в атмосфере к 2025 г. будет от 850 до 900 Гт, что примерно на 20—30 % больше, чем его имеется сейчас. (Автор [23] принимает, что на 1975 г. $N_{\rm a}$ = 690 Гт, $N_{\rm 6}$ = 835 Гт, $N_{\rm A}$ = 736 Гт, $N_{\rm r}$ = 35 560 Гт, а в результате сжигания топлива с 1860 по 1977 г. в атмосферу выброшено 140±35 Гт углерода). Скорость поступления антропогенного углерода n_1^* за счет ископаемого топлива составила 4.8+0.5 Гт/год).

В третью группу моделей включаются блочные диффузионные модели с несколькими резервуарами [8, 16, 27]. В этих моделях перенос углерода в атмосфере и деятельном слое океана подчиняется уравнению (2). В глубинном слое океана перенос осуществляется за счет диффузии с постоянным по глубине коэффициентом диффузии. Биота суши рассматривается как задерживающая цепочка с постоянной времени т: сколько вошло в нее углерода из атмосферы в момент времени $t - \tau$, столько же уходит в момент времени t.

В четвертую группу моделей входят так называемые обобщенные блочные океанические модели.¹ Выражение для N_i ищется в следующей форме:

$$N_{i} = \int_{0}^{t} f_{i}(\tau) g_{i}(t-\tau) d\tau + N_{i}. \qquad (12)$$

Здесь $g_i(t)$ — скорость притока углерода в *i*-й резервуар, $f_i(\tau)$ — доля всей массы углерода, вошедшего в *i*-й резервуар в момент времени t и оставшейся там до момента времени $t - \tau$. Весь интеграл, таким образом, представляет собой количество углерода, оставшегося в *i*-м резервуаре в момент времени t [2, 27, 16], N_{i_n} — начальное значение углерода в *i*-м резервуаре.

Говоря о цикле CO_2 и его моделировании, следует сказать несколько слов о так называемом Зюсс-эффекте [5, 12, 16, 28]. Суть его в следующем. Наряду со стабильным углеродом ¹²С, в природе существует радиоуглерод ¹⁴С, являющийся результатом действия космических лучей. Его содержание было сравнительно неизменным вплоть до испытания ядерного оружия, когда количество радиоуглерода резко возросло [10]. Ввиду того что индустриальный CO_2 не содержит радиоуглерода, внесение в атмосферу ¹²С разбавляет естественное содержание радиоуглерода. Его относительная доля за этот счет уменьшается. Поскольку океан не хранит радиоуглерода, то, если бы океан не поглощал индустриальный углерод, относительное уменьшение радиоуглерода соответствовало

¹ Строго говоря, данная группа моделей является разновидностью линейных блочных моделей. Решение типа (12) может быть получено при некоторых упрощениях из системы (2).

бы относительному увеличению СО₂, т. е. ¹²С. Это разбавление и носит название Зюсс-эффекта.

Как показали исследования колец деревьев, в 1950 г. разбавление атмосферы радиоуглеродом составляло 2 %, в то время как в атмосферу поступило к тому времени более чем 10 % антропогенного углерода, не содержащего радиоуглерода. Этот факт является дополнительным подтверждением существенного поглощения антропогенного углерода океаном и биосферой. Знание доиндустриальной концентрации ¹⁴С известно более точно, чем ¹²С. Поэтому данные по радиоуглероду используются для определения ряда модельных параметров, таких как коэффициент диффузии в глубинном океане [12, 27], глубина слоя перемешивания в океане [16].

Характеризуя в целом проблему углеродного цикла, в ней следует выделить четыре наиболее важные и нерешенные до конца задачи, имеющие первостепенное значение для оценки влияния углекислого газа на климат.

1. Необходимо достаточно надежно установить скорость поступления CO₂ в атмосферу за счет антропогенных факторов, прежде всего за счет развития топливно-энергетической базы и биосферных источников.

2. Необходимо теоретически и экспериментально изучить довольно тонкие механизмы обмена CO_2 в системе атмосфера океан—биосфера, прежде всего выяснить, сколько поступающего углерода будет оставаться в атмосфере и какая его часть и с какой скоростью будет поглощаться океаном и биосферой. При этом следует иметь в виду, что скорости обмена могут меняться в зависимости от меняющихся климатических условий, вызванных поступлением антропогенного CO_2 .

3. Следует промоделировать все возможные физические механизмы влияния увеличения CO₂ на погоду, климат, биосферу с обязательным учетом обратных связей для различных сценариев роста антропогенного CO₂ при наличии других антропогенных факторов.¹

4. Следует организовать хорошо продуманную блочную систему наблюдений за содержанием CO₂ в атмосфере и океане, по крайней мере в его деятельном слое, и получить полную глобальную картину изменения содержания CO₂ во времени и пространстве.

Каждая из перечисленных довольно сложных научных задач, по-видимому, потребует некоторое время для получения исчерпывающего их решения.

Остановимся более подробно на первой из поставленных задач, поскольку во всех моделях роста CO_2 в атмосфере решающим фактором являются источники антропогенного роста CO_2 и их интенсивность во времени.

¹ В настоящее время, несмотря на общую тенденцию роста СО₂, после 1940-х годов началось и продолжается с некоторыми флюктуациями понижение средней глобальной температуры [19].

Как было показано, моделирование цикла CO₂ в системе атмосфера—океан—биосфера приводит к установлению концентрации, которая существенно ниже той, которая установится, если весь антропогенный CO₂ останется в атмосфере.

Одним из главных источников антропогенного CO₂ по-прежнему будет сжигание ископаемого топлива. Поэтому темпы роста CO₂, принимаемые в расчет, должны быть согласованы с темпами роста топливно-энергетического комплекса.

В большинстве из последних работ модели антропогенного роста CO₂ основываются на решении либо уравнения

$$\frac{dI}{dt} = R_0 \left(1 - \frac{I}{I_{\infty}} \right)^n I, \qquad (13)$$

предложенного Ротти, либо уравнения

$$\frac{dI}{dt} = R_0 \left[1 - \left(\frac{I}{I_{\infty}}\right)^n \right] I, \qquad (14)$$

предложенного Киллингом и Бокастовым [16]. Здесь R_0 — коэффициент, характеризующий скорость роста CO₂ (углерода), I — масса CO₂ (углерода), поступающего в атмосферу или его объемная концентрация, I_{∞} — критическое значение антропогенного углерода (CO₂), n — параметр, характеризующий в какой-то степени эффективность принимаемых мер по сокращению производства CO₂.

Для величины I_{∞} в различных источниках приводятся следующие оценки. В работе [30] I_{∞} в уравнении (13) принимается в пересчете на CO₂ равной 3500 млн.⁻¹. В [16] величина I_{∞} принимается равной порядка 8,0 I_0 , где I_0 — содержание CO₂ в атмосфере в прединдустриальный период. В работе [11] I_{∞} принимает значения от 2,5 · 10³ до 10 · 10³ Гт углерода.

По данным [3, 4] разведанные запасы условного топлива составляют 1,28.10¹³ т условного топлива, или около 10⁴ Гт углерода.

В пересчете на CO₂ полное сжигание топлива будет соответствовать примерно 12—13-кратному увеличению CO₂ в атмосфере, при условии, что весь углекислый газ останется в ней.

На рис. 4 *а* приведен рост $CO_2\left(\frac{dI}{dt}\right)$ при различных значениях *n*, полученных из (14) при $I_{\infty} = 8,2I_0$ [16]. Из рис. 4 *a* видно, что максимум годового производства CO_2 при n = 2 и $R_0 = 0,0453$ наблюдается в середине 20-го столетия. При n = 0,12 этот максимум смещается к концу 21-го столетия и уменьшается в 4 раза. Соответствующие значения I_a , в виде отношения $\frac{I_a}{I_0}$ приведены на рис. 4 б. Легко видеть, что при n=2 восьмикратное увеличение CO_2 будет достигнуто где-то к концу 21-го века. При n=0,126—7-кратное увеличение CO_2 будет достигнуто лишь к концу 23-го века. Как видно, результаты расчетов сильно зависят от принимаемых параметров R_0 и *n*.









На рис. 5 *а* приведены значения $\frac{dI}{dt}$, определяемые из (14) при фиксированном n = 1 и при различных R_0 . Соответствующие концентрации CO₂ в виде отношения $\frac{I}{I_0}$ показаны на рис. 5 б. Здесь





также видно, что если при $R_0 = 0,0653$ 7—8-кратное увеличение CO_2 будет достигнуто к концу 21-го столетия, то при $R_0 = 0,0153$ 6—7-кратное увеличение будет достигнуто в конце 23— начале 24-го столетия.

Аналогичные результаты, полученные на основе решения уравнения (13), при различных *n*, приведены на рис. 6 [16, 30].

Рисунок 7, заимствованный из [16], дает характеристику временного хода I_a , полученного Киллингом с помощью одной из моделей углеродного цикла, учитывающей океан, включая растворимость и разложения углеродных соединений в океане. Скорость

2*

поступления CO_2 в атмосферу определялась при этом из (14) при $n = 0.5I_{\infty} = 8.2I_0$ и $R_0 = 0.0453$. Из рис. 7 видно, что для первых двух случаев семикратное увеличение CO_2 будет достигнуто к концу 22-го века. При поглощении океаном это увеличение будет 4—5-кратным, а затем оно уменьшится и в пределе содержания CO_2 не будет превышать $1.7I_0$, т. е. при этих условиях океан в состоянии поглотить большую часть поступающего в атмоссферу CO_2 .

Важность учета роли биосферы при анализе моделей роста углекислого газа в атмосфере выше рассматривалась. Наиболее полно этот вопрос изложен в работе [11], из которой в табл. 5



Рис. 7. Изменение концентрации CO_2 в атмосфере с учетом и без учета поглощения CO_2 океаном.

1 — без поглощения, 2 — с учетом глубоководного поглощения, 3 — поверхностное и глубоководное поглощение.

Таблица 5

Масса углерода в различных резервуарах в начальном устойчивом состоянии на 1860 г.

Индекс резервуара	Название резервуара	Масса углерода, Гт	
and the			
C ₁	Атмосфера	616	
C_3	Живые организмы воды	1,5	
C₄	Неживые организмы и органические вещества	29	
•	в деятельном слое океана		
C ₇	Неорганический углерод в деятельном слое океана	580	
C.	Неорганический углерод в термоклинном и глу-	38 420	
-8	бинном океане		
C_{10}	Быстроживушая биота не древесного происхо-	40	
010	жления		
C11	Мелленноживушая биота не превесного проис-	540	
σn	хожления	010	
Cia	Северцые леса (быстромендющийся углерол)	75	
	Северные леса (мелленно меняющийся углерод)	540	
	Осверные леса (медленно меняющимся углерод)	147	
C_{14}	Южные леса (оыстроменяющимся углерод)	500	
C ₁₅	Южные леса (медленно меняющиися углерод)	1 600	
C16	пеживые организмы и органические вещества	1.620	
	в термоклине и глуоинном океане	00.000.000	
C17	пеорганические осадочные месторождения	30 000 000	
C ₁₈	Органические осадочные месторождения	6 600 000 (10 000)	

приведены данные о содержании углерода в различных резервуарах, включая биосферные.

В работе [11] дан анализ численных экспериментов с 14-блочной моделью, учитывающей обмен CO₂ между указанными 14 резервуарами. При обмене с биосферой привлекался механизм взаимодействия, описываемый условием (1). В экспериментах варьировались параметры биологического роста β и Ревелла ξ; последний учитывает буферный эффект океана, а также величины *I*_∞. Источ-



Рис. 8. Изменение концентрации CO₂ со временем при различных значениях β.

a — количество антропогенного углерода, поступающего в атмосферу (в Гт/год); б — рассчитанный рост CO₂ (в Гт) по данным блочной модели при β =0,2 и β =0,3; a — то же при сокращении южных лесов на 1 % в год.

ник антропогенного роста CO_2 за счет сжигания ископаемого топлива задавался в соответствии с [24] при n = 0,5 и n = 1 и $R_0 = 0,0453$. Результаты расчетов представлены в табл. 6.

Кривые изменения концентрации CO_2 в атмосфере при различных значениях β для одной из серии экспериментов приведены на рис. 8. Из табл. 6 и рис. 8 видно, что после достижения максимума концентрации CO_2 (который наступает вслед за достижением максимума годового выброса в атмосферу антропогенного CO_2) начинается ее спад. В пределе концентрация CO_2 стремится к величине, не намного большей той, которая наблюдается в атмосфере. Однако максимальная концентрация CO_2 в атмосфере будет в 5,5—7 раз выше, чем в прединдустриальный период.

Фактор β оказывает влияние на концентрацию CO₂, с увеличением β большая часть антропогенного CO₂ переходит в биосферу.

Таблица б

Масса углерода в атмосфере (Гт) в различные периоды времени в зависимости от значений n, β и ξ (I = 10⁴ Гт углерода)

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$						Год		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	þ	Ę		1960	1970	1975	2000	максимум (год)
	$\begin{array}{c} 0.4\\ 0.4\\ 0.3\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,5 0,5 0,5 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5 1,0 0,5	658,1 658,7 662,2 662,8 666,1 667,0 667,8 671,7 672,8 673,8 678,5 679,9 681,1	676,4 677,2 681,9 662,8 687,3 688,6 689,6 695,0 696,5 697,9 704,2 706,2 707,8	$ \begin{bmatrix} 689,8\\690,7\\696,3\\697,4\\702,6\\704,1\\705,4\\711,6\\713,5\\715,1\\722,6\\724,9\\726,8 \end{bmatrix} $	798,1 800,5 814,0 816,7 835,7 832,5 839,6 835,7 842,8 849,7 854,2 861,5 858,1 854,2 861,5 858,1 854,4 854,4 881,8 880,0 887,4 884,7 884,7 802,2	$\begin{array}{c} 2815,4 & (2135)\\ 2857,4 & (2135)\\ 3400,7 & (2145)\\ 3469,5 & (2150)\\ 4002,0 & (2165)\\ 5039,5 & (2135)\\ 4126,8 & (2165)\\ 4903,7 & (2135)\\ 4236,0 & (2165)\\ 5310,2 & (2135)\\ 4723,2 & (2180)\\ 5675,3 & (2145)\\ 4703,7 & (2180)\\ 5675,3 & (2145)\\ 5675,1 & (2185)\\ 6033,2 & (2145)\\ 5065,1 & (2185)\\ 6033,2 & (2145)\\ 5330,9 & (2190)\\ 6199,1 & (2150)\\ 5561,6 & (2195)\\ 6426,0 & (2150)\\ 5770,4 & (2195)\\ 6695,2 & (2155)\\ \end{array}$

В численных экспериментах варьирование значениями I_{∞} от 5 · 10³ до 10 · 10³ Гт при *n* от 0,5 до 3—10 незначительно сдвигает время достижения максимума антропогенного роста CO₂: с 2135—2140 гг. к 2105—2170 гг. Однако максимум при этом увеличивается в 1,7—1,8 раза.

Установление наступает в результате перекачки антропогенного СО2 в океан и биосферу к концу 23-го столетия. При этом происходит увеличение CO_2 в океане и во всех биосферных резервуарах, за исключением растительности тропической зоны. Основным поглотителем антропогенного СО₂ является океан. При этом в глубинном океане увеличение концентрации происходит монотонно в период между 2060 и 2260 гг. Максимальная концентрация в глубинном океане и слое перемешивания изменяется от 38420 Гт в начальный период до 41 021—42 456 Гт в зависимости от значения β, т. е. от той доли антропогенного СО2, которую берет на себя биосфера. Изменения массы углерода в различных резервуарах на 2160 г. иллюстрирует табл. 7. Как следует из данных табл. 7, модель завышает содержание СО2 в атмосфере уже на начальных периодах времени 1960—1975 гг. Так, содержание СО₂ в 1970 г. должно быть в соответствии с этими расчетами 363, а в 1975 г. — 369,5 млн. -1. Завышение составляет около 35 млн. -1.

Таблица 7	ависимости		Максимум (год)	3 766,9 (2150) 3 687,9 (2150) 840,2 (2155) 857,9 (2155) 857,9 (2155) 41 021,0 (2285) 42 456,0 (2345)
i	(<i>n</i> =0,5) в 33		, 2160	$^{226,3}_{11,1,1}$
	юды времени		2000	$\begin{array}{c} \begin{array}{c} & & & & & & & & & & & & & & & & & & &$
	ізличные пери и ξ	Год	1975	$\begin{array}{c} 786\\ 786\\ 786\\ 786\\ 788\\ 786\\ 788\\ 797\\ 738\\ 77$
	эрвуарах за ра от зиачений β		1970	772 772 772 772 772 772 772 772 772 772
	различиых резо		1960	$\begin{array}{c} 752,7\\ 750,77\\ 750,77\\ 750,77\\ 750,77\\ 750,77\\ 750,78\\ 750,78\\ 750,78\\ 751,88\\ 83,11\\ 19,4\\ 19,4\\ 19,4\\ 19,4\\ 19,4\\ 203,77\\ 766,9\\ 83,11\\ 10,2\\ 203,77\\ 766,9\\ 83,11\\ 10,2\\ 203,77\\ 766,9\\ 83,11\\ 10,2\\ 203,77\\ 766,9\\ 83,11\\ 10,2\\ 203,77\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,2\\ 203,27\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 88,23,10\\ 10,22\\ 766,9\\ 10,22\\ 766,9\\ 10,22\\ 10$
	ерода (Гт) в р			199292929292292292292292292
	ине массы угл		8	
	Измене		Резервуар	222222000000000000000000000000000000000

По этой причине приводимые результаты, по-видимому, нельзя расценивать как прогностические. Это завышение, по всей вероятности, является результатом того, что принятый источник антропогенного выброса CO₂ дает завышенные величины, на чем ниже остановимся более подробно.

Тем не менее, из анализа приведенных данных видно, что буферное воздействие океана и биосферы в конечном итоге стабилизирует антропогенное увеличение CO_2 и в конце концов приводит к установлению такого содержания CO_2 в атмосфере, которое не намного (порядка 20%) превышает современное. Однако, в ближайшие 100—200 лет увеличение концентрации CO_2 все же может быть значительным. Это увеличение в основном будет определяться количеством антропогенного углерода, поступающего в атмосферу, т. е. антропогенным источником. В то же время темпы роста этого поступления CO_2 в атмосферу в очень сильной степени зависят от интенсивности закладываемого в модель источника антропогенного углерода.

После того как модель антропогенного источника задана, моделирование углеродного цикла с помощью линейных или комбинированных блочных моделей в современном виде, а также получение окончательных результатов носит характер более или менее теоретически ясных вычислений максимума и затем установлением CO_2 на уровне примерно на 20 % выше современного.

Вполне очевидно, однако, что для расчетов на ближайшие несколько десятилетий и ближайшие 100—150 лет совершенно небезразлично, какую принять модель роста антропогенного CO₂, поскольку, как было видно, принятие различных параметров n, R_0 , I_0 и I_∞ дает весьма различные результаты, смещающие максимум достижения концентрации CO₂ от середины 21-го века к концу 23-го.

В результате модельные расчеты с одной из наиболее полных моделей углеродного цикла (см. табл. 7) дают завышенное содержание углерода в атмосфере уже на начальном этапе интегрирования системы уравнений.

Данный вопрос представляется актуальным и потому, что имеются высказывания, будто наблюдавшееся текущее потепление климата в конце 1960-х—начале 1970-х годов было вызвано эффектом СО₂ и влияние этого эффекта будет катастрофически усиливаться.¹

В то же время видно, что даже при принятых темпах роста (см. рис. 4, 5, 6, 7) до конца 20-го века рост CO_2 не может превыщать 20—25%. Что касается двойной концентрации, для которой был выполнен ряд численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы, то она может быть достигнута по данным этих рисунков не раньше начала или середины 21-го столетия и

¹ По-видимому, потепление конца 1960-х — начала 70-х годов было одной из тех короткопериодных флюктуаций, которые отмечались и ранее с периодами от 5 до 15 лет. Это потепление, судя по всему, закончилось и не было связано с CO₂.

значительно позже в зависимости от принятых параметров роста СО₂.

По этой причине представляет интерес согласование параметров моделей с данными о росте производства топлива. В настоящее время имеются достаточно подробные данные о росте производства топлива в мире, которые получены независимым путем и которые следует принять в расчет при оценке темпов роста СО₂ [16, 20].

млн.т

Рассмотрим несколько моделей роста содержания СО₂ в атмосфере, принимая во внимание темпы роста производства топлива.

Пусть в наипростейшем случае годовые темпы роста производства топлива пропорциональны величине его годового производства *q*, т. е.

$$\frac{dq}{dt} = k_0 q, \qquad (15)$$

откуда

$$q = q_0 e^{k_0 t}. \qquad (16)$$

Здесь q и q_0 — годовое производство условного топлива в моменты времени tи t=0, k_0 — коэффициент роста. Рис. 9. Характеристика роста производства энергии в мире (млн. т в пересчете на уголь. Прямая линия характеризует процент роста в год.

Общее количество произведенного топлива за время *t* определяется соотношением

$$Q = \int_{0}^{t} q \, dt = \frac{q_0}{k_0} (e^{k_0 t} - 1). \tag{17}$$

Приравнивая к Q общие запасы разведанного топлива Q_{κ} , найдем время T, когда будут исчерпаны все запасы химического топлива, т. е.

$$Q_{\kappa} = \frac{q_0}{k_0} (e^{\kappa_0 t} - 1),$$

$$T = \frac{1}{k_0} \ln\left(\frac{k_0 Q_{\Re}}{q_0} - 1\right).$$
 (18)

Легко видеть, что за пределами указанного периода не имеет смысла экстраполировать производство топлива с помощью (17) и соответствующий этому закону экспоненциальный рост CO₂ в атмосфере.

По данным [20], k_0 следует положить не более 2—3 % в год $(k_0 \approx 0,02...0,03)$.

Рост производства энергии в мире по данным [18] характеризует рис. 9. По одному из наиболее достоверных источников [20]

следует, что в среднем за период с 1860 по 1975 г. средний прирост производства энергии составлял 2 % в год.

На основании равенства (18) T будет составлять 109 лет при $k_0 = 0,02$, 129 лет при $k_0 = 0,03$ и 74 года при $k_0 = 0,06$.

Однако принимаемый в соответствии с (15) экспоненциальный рост производства топлива не согласуется с прогнозными темпами



Рис. 10. Упрощенные кривые истощения мировых запасов угля, нефти, газа и урана.

№ кривой	Вид топлива	$p_{K} \cdot 1C^{15}$	I _K	o ,
1	Уголь	10 96,5	2046	42
2	Нефть	146,25	2012	30
3	Газ	99,25	2046	40
4	Уран	60	2005	12

роста производства топлива, рассмотренными в частности в [16]. На рис. 10 приведена наиболее вероятная картина, характеризующая рост производства топлива, согласно которой (что вполне естественно) вначале будет наблюдаться рост производства топлива, а затем его сокращение. Максимум наступит где-то через 100 лет — в 2075 г.

Уравнение, описывающее годовое производство энергии (топлива) описывается законом нормального распределения и имеет следующий вид:

$$q_{\kappa} = p_{\kappa} e^{-\frac{1}{2} \left[(t - I_{\kappa}) / \frac{\sigma}{\kappa} \right]^{2}}.$$
 (19)

Общее количество произведенного химического топлива на время *t* определяется на основе (19) и (18) следующим образом:

$$Q = \sum_{k=1}^{3} q_{k} = \sum_{k=1}^{3} \int_{0}^{t} p_{k} e^{-\frac{1}{2} \left[(t-I_{k})/\sigma_{k} \right]^{2}}, \qquad (20)$$

k = 1, 2, 3 (компоненты топлива: уголь, нефть, газ). Значения констант приведены на рис. 10.

Именно такому или близкому к нему закону должен, по-видимому, подчиняться закон роста производства топлива. В любом случае функция годового производства топлива должна иметь максимум.

Пусть по аналогии с (13) и (14) для производства топлива имеем

$$\frac{dQ}{dt} = R_0 \left(1 - \frac{Q}{Q_{\kappa}}\right)^n Q, \qquad (21)$$

либо

$$\frac{dQ}{dt} = R_0 \left[1 - \left(\frac{Q}{Q_{\kappa}} \right)^n \right] Q.$$
(22)

Так же как и в моделях антропогенного роста CO_2 за начало отсчета времени примем начало индустриального периода развития общества, т. е. 1860 г. Решение (21) и (22) при n = 1 дает

 $Q = \frac{Q_0 Q_{\kappa} e^{R_0 t}}{Q_{\kappa} + Q_0 \left(e^{R_0 t} - 1\right)}.$ (23)

При t = 0, $Q = Q_0$, что соответствует добыче топлива на начало индустриального периода. При $t \to \infty$ $Q \to Q_{\kappa}$, что соответствует прогнозным запасам условного топлива.

На основании (23)

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{R_0 \left(Q_{\kappa} - Q_0\right)}{Q_{\kappa} + Q_0 \left(e^{R_0 t} - 1\right)} Q, \qquad (24)$$

$$R = \frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt} = \frac{R_0 (Q_{\kappa} - Q_0)}{Q_{\kappa} + Q_0 (e^{R_0 t} - 1)}, \qquad (25)$$

где R — убывающая функция времени. При t = 0 получим

$$R = \frac{R_0 \left(Q_{\kappa} - Q_0\right)}{Q_{\kappa}} \simeq R_0. \tag{26}$$

Исследуя (24) на экстремум найдем, что в точке экстремума

$$\left(\frac{d^2Q}{dt^2}=0, t=t_m\right)$$

имеем

а

$$t_m = \frac{1}{R_0} \ln \frac{Q_{\kappa} - Q_0}{Q_0} \,. \tag{27}$$

Легко видеть, что время t_m существенно зависит от принимаемых R_0 , Q_{κ} и Q_0 .

По имеющимся в литературе данным [16], Q_0 следует положить порядка 20 Гт, а $Q_{\rm R} = 1,28 \cdot 10^{13}$ т [3, 4]. Отсюда $\frac{Q_{\rm K}}{Q_0} = 640$ и t_m . будет зависеть практически только от R_0 .

При этих условиях найдем, что время t_m при $R_0 = 0,02, 0,03, 0,04$ соответственно равно 315, 210 и 160 годам, что свидетельствует о достижении максимума производства топлива и максимума выброса CO₂ в 2175, 2070 и 2020 гг. Как видно из проведенного анализа, значение R_0 является решающим параметром при определении темпов роста производства топлива и, как следствие, темпов роста CO₂. Если принять в расчет данные рис. 10, где максимум производства топлива топлива топлива топлива производства топлива производства солдива. СО₂. Если принять в расчет данные рис. 10, где максимум производства топлива падает на 2075 г., то наиболее предпочтительным значение R_0 при n = 1 является величина порядка 0,03 (см. рис. 5 a), но никак не 0,0453.¹

При $n \neq 1$ решение уравнений (21). и (22) усложняется и в связи с этим в ряде случаев осуществляется численно. Однако при n = 2 можно также произвести некоторые важные для качественного анализа оценки.

Обозначая

$$\frac{Q_{\kappa}}{Q_{\kappa}-Q_{0}}-\ln\frac{Q_{\kappa}-Q_{0}}{Q_{0}}=\alpha_{0}$$

и интегрируя (21) при n = 2, получим выражение для Q в неявном виде

$$\ln \frac{Q}{Q_{\kappa}-Q} + \frac{Q_{\kappa}}{Q_{\kappa}-Q} = R_0 t + \alpha_0$$
⁽²⁸⁾

из условия

$$\frac{d^2Q}{dt^2} = 0 = \frac{R_0 \left(Q_{\kappa} - Q_{\vartheta}\right) \left(Q_{\kappa} - 3Q_{\vartheta}\right)}{Q_{\kappa}^2} \left(\frac{dQ}{dt}\right)_{\vartheta}$$
(29)

найдем, принимая во внимание, что в точке экстремума $Q = Q_{\mathfrak{g}}$ должно выполняться условие $Q_{\mathfrak{k}} - 3Q_{\mathfrak{g}} = 0$, $Q_{\mathfrak{g}} = \frac{Q_{\kappa}}{3}$.

С помощью (28) теперь можем найти время $t = t_m$, когда достигает максимума функция $\frac{dQ}{dt}$.

На основании (28)

$$t_{m} = \frac{1}{R_{0}} \left[\ln \frac{Q_{\vartheta}}{Q_{\kappa} - Q_{\vartheta}} + \frac{Q_{\kappa}}{Q_{\kappa} - Q_{\vartheta}} - \alpha_{0} \right], \tag{30}$$

или

$$t_m = \frac{1}{R_0} \left[\ln \frac{1}{2} + \frac{3}{2} - 1 + \ln 640 \right].$$
(31)

¹ Если окажется, что прогнозные запасы условного топлива увеличатся на порядок, время t_m увеличится примерно вдвое при тех же значениях R_0 .

Легко видеть, что и здесь определяющим параметром при уста-

новлении времени наступления максимума $\frac{dQ}{dt}$ является R_0 . При $R_0 = 0,02, 0,03$ и 0,04 (полагая $Q_{\rm K}/Q_0 = 640$) опять получаем практически те же значения t_m , что и при n = 1, порядка 315, 210 и 160 лет. Такое согласие, естественно получается не для всех R_0 , но важно то, что во всех случаях параметр R_0 является определяющим при установлении t_m . Для того чтобы удовлетворить максимуму производства топлива в 2075 г. при n = 2 также нужно положить $R_0 = 0,03$. Если же максимум производства химического топлива будет сдвинут на более позднее время, для чего имеются основания, то более предпочтительным будет значение $R_0 = 0,02$.

Однако эти оценки будут зависеть и от принимаемых значений $Q_{\mathbf{k}}$ и в особенности Q_{0} .

Так, в соответствии с данными Ревелла и Манка [16] в пересчете на углерод $Q_{\rm R} = 5 \cdot 8 \cdot 10^{12}$ т, а $Q_0 = 4,5 \cdot 10^9$ т. В этом случае $\frac{Q_{\rm R}}{Q_0} = 1288$, а время t_m составит при $R_0 = 0,02$, 0,03 и 0,04 соответственно 380, 256 и 192 лет, что соответствует достижению максимума концентрации в 2210, 2116 и 2052 гг. При этих условиях для того, чтобы удовлетворить максимуму достижения производства топлива в 2070 г. (см. рис. 10), предпочтительнее пользоваться значением R_0 , лежащим где-то между 0,02 и 0,03.

В большинстве моделей значения параметра R_0 варьируют при оценке роста CO₂ от 0,0153 до 0,0653. Наиболее употребительно значение $R_0 = 0,0453$, которое, как было видно из анализа решения (21) при n = 1 и n = 2 и его сопоставлении с данными рис. 10, является завышенным.

Можно предполагать, что наиболее надежно известно значение не R_0 , а k_0 (о годовых темпах роста производства топлива в мире), которое по данным [20], приведенным на рис. 9, составляет 0,02.

Рисунок 11, характеризующий интенсивность роста годового производства топлива $\left(\frac{dQ}{dt}\right)$, построен на основе решения (21) при n = 1 и n = 2 в предположении, что $R_0 = 0,02$. Величина Q_0 здесь априори не задавалась и была определена из условия, что для 1972 г. (t = 112 лет) $Q_t(112) = 9 \cdot 10^9$ т условного топлива [3, 4]. Приведенные на рис. 11 кривые годового производства топлива качественно более всего соответствуют кривым, характеризующим годовое производство CO₂ при $R_0 = 0,0153$ на рис. 4 *а* по данным [16]. Все это дает основание думать, что выводы о предполагаемых темпах роста концентрации CO₂, основанные на различных моделях роста типа (13) или (14) при $R_0 = 0,0453$, завышают возможную прогнозную концентрацию CO₂, поскольку в этих моделях параметр R_0 является решающим.

В этой связи имеет смысл рассмотреть несколько моделей антропогенного роста CO_2 , уточнив параметры моделей, в частности, R_0 по данным k_0 , приведенным на рис. 9. Действительно, если аналитический вид зависимости роста CO₂ от времени представить в виде аналитических формул, определяющих I(t) и $\frac{dI(t)}{dt}$, то величина $R = \frac{1}{I(t)} \frac{dI(t)}{dt}$, определяемая из этих выражений, должна быть близка для периода 1860—1975 гг. величине k_0 , т. е. равна 0,02. Кроме того, величины I(t) и $\frac{dI(t)}{dt}$ для последних десятилетий, для которых эти данные наиболее достоверны, должны



топлива.

удовлетворительно согласовываться с фактическими данными о производстве топлива.

Некоторые модели антропогенного поступления CO₂ в атмосферу были проанализированы с помощью аналитических функций, имеющих экстремум, который должен совпадать с максимумом производства химического топлива. Вычисления с помощью этих формул дают концентрации, которые сильно меняются в зависимости от параметров модели.

Эту зависимость можно проиллюстрировать в общем виде и на других моделях антропогенного поступления CO₂.

Пусть по аналогии с (22) имеем

$$\frac{dI}{dt} = R_0 I \left[1 - \left(\frac{I}{I_{\infty}} \right)^n \right].$$
(32)

После интегрирования (32), получим

$$I^{n} = \frac{I^{n}_{\infty}e^{R_{0}nt}}{e^{R_{0}nt} + \left(\frac{I_{\infty}}{I_{0}}\right)^{n} - 1},$$

или, обозначая $\frac{I_{\infty}}{I_0} = \omega$,

$$I^{n} = \frac{I_{\infty}^{n} e^{R_{0}nt}}{e^{R_{0}nt} + \omega^{n} - 1};$$
(34)

$$\frac{dI}{dt} = \frac{R_0 I_{\infty} e^{R_0 t} (\omega^n - 1)}{(e^{R_0 n t} + \omega^n - 1)^{\frac{n+1}{n}}}.$$
(35)

При n = 1 решение (34) тождественно (23), а (35) — (24). Исследуя (35) на экстремум, найдем

$$t_m = \frac{1}{nR_0} \ln \frac{\omega^n - 1}{n}.$$
 (36)

Нетрудно теперь оценить, как влияют параметры модели на результаты расчетов антропогенного поступления СО₂ в атмосферу.

Прежде всего результаты расчетов будут зависеть от ω , т. е. от отношения I_{∞} к I_0 . Если в соответствии с [16] принять $I_{\infty} = 5820$ Гт углерода, а $I_0 = 20$ Гт, то $\omega = 291$. Если, в соответствии с данными Ревела и Манка [16], принять $I_{\infty} \approx 5000$ Гт, а $I_0 = 4,5$ Гт, то для этого случая $\omega = 1100$. Для первого значения ω при $R_0 = 0,03$, n = 1, $t_m = 190$ лет, $R = \left(\frac{1}{I} \frac{dI}{dt}\right)_{1970} = 0,027$, $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970} =$ = 13,65 Гт/год, $I_{1970} = 497$ Гт/год. Для второго значения ω при $R_0 = 0,03$, $t_m = 233$ года (максимум в 2093 г.), R = 0,033 (3,3 % годового роста), $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970} = 3,52$ Гт/год, $I_{1970} = 120,4$ Гт углерода.

Последние цифры близко согласуются с фактическими данными о производстве топлива и прогнозными темпами его роста. При n = 0.5, $R_0 = 0.03$ и $\omega = 1100$ получаем заниженные значения I и $\frac{dI}{dt}$ (R = 0.027), $I_{1970} = 74.8$ Гт, $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970} = 2.51$ Гт/год.

Можно предложить еще несколько функциональных зависимостей от времени антропогенного поступления СО₂ в атмосферу. Одна из них имеет следующий вид:

$$\frac{dI}{dt} = k_1 I e^{-m_1 t}, \tag{37}$$

где k_1 и m_1 — параметры модели. После интегрирования (37), имеем

$$I = I_0^{\frac{k_1}{m_1}(1 - e^{-m_1 t})}, \tag{38}$$

а

$$\frac{lI}{lt} = k_1 I_0 e^{\frac{k_1}{m_1}} e^{-\left(m_1 t + \frac{k_1}{m_1} e^{-m_1 t}\right)}.$$
(39)

Из (38), при $t \rightarrow \infty$, следует, что

$$I_{\infty} = I_0 e^{\frac{\kappa_1}{m_1}}, \tag{40}$$

откуда

$$\frac{k_1}{m_1} = \ln \frac{I_{\infty}}{I_0} = \ln \omega.$$
 (41)

При $I_{\infty} = 5820$ Гт и $I_0 = 20$ Гт $\frac{k_1}{m_1} = 5,673$. При $I_{\infty} = 5000$ Гт и $I_0 = 4,5$ Гт $\frac{k_1}{m_1} = 7,013$.

Исследуя (39) на экстремум, найдем

$$t_m = \frac{1}{m_1} \ln \frac{k_1}{m_1} = \frac{1}{m_1} \ln (\ln \omega).$$
 (42)

Для более общего случая, по аналогии с (37) можем записать

$$\frac{dI}{dt} = k_n I^n e^{-m_n t}.$$
(43)

Тогда (*n*≠1)

$$Y = \frac{I_0}{\left[1 - \frac{(n-1)k_n}{m_n} I^{n-1} (1 - e^{-m_n t})\right]^{\frac{1}{n-1}}},$$
 (44)

$$\frac{dI}{dt} = \frac{k_n I_0^n e^{-m_n t}}{\left[1 - \frac{(n-1)k_n}{m_n} I_0^{n-1} (1 - e^{-m_n t})\right]^n}.$$
 (45)

Из (44) найдем

$$I_{\infty}^{n-1} = \frac{I_0^{n-1}}{\left[1 - \frac{(n-1)k_n}{m_n} I_0^{n-1}\right]},$$
(46)

или

$$\frac{\omega - 1}{\prod_{0}^{n-1}} = (n-1) \frac{k_n}{m_n}.$$
 (47)

Исследуя (45) на экстремум, получим, что

$$t_{m} = \frac{1}{m_{n}} \ln \left[\frac{\frac{k_{n}}{m_{n}} I_{0}^{n-1}}{1 - \frac{(n-1)k_{n}}{m_{n}} I_{0}^{n-1}} \right],$$
(48)

или, с учетом (46)

$$t_m = -\frac{1}{m_n} \ln \frac{k_n}{m_n} I_\infty^{n-1} \tag{49}$$

(при n = 1 выражение (49) тождественно (42)).

Системы уравнений (47) и (48) при заданном *п* могут быть легко использованы для нахождения параметров модели k_n и m_n .

Нетрудно видеть, что как и для случая n = 1 определяющими факторами здесь будут значения I_{∞} , I_0 и t_m , каждое из которых известно с большим приближением. Если теперь удовлетворить для t_m условию, определяемому [2] ($t_m = 210$ лет), и положить $I_0 = 20$ Гт, а затем произвести вычисления величин $R = \left(\frac{1}{I} \frac{dI}{dt}\right)_{1860-1970}$, I_{1970} и $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970}$, то получим несколько заниженные значения указанных величин. Более близкие к реальным значения получаются при n = 2 или 3 и $I_0 = 4,5$ Гт. Поскольку I_{∞} и в особенности I_0 известны весьма приближенно, на наш взгляд, более предпочтительным является задание тех величин, которые определены наиболее надежно. К ним относятся $R = \frac{1}{I} \frac{dI}{dt}$, $\frac{dI}{dt}$ и с меньшей достоверностью I и t_m .

аг Можно попытаться не задавать I₀, а вычислять этот и другие параметры, используя более надежные современные данные.

Так, на основании (43) для n = 2 имеем при заданных $I_{\infty} = 5820$ Гт, $I_{1970} = 130$ Гт, $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970} = 5$ Гт/год, имеем $\beta = 0,039\,340\,27$ год⁻¹, $k = 0,024\,110\,5$ 1/год · Гт, $I_0 = 1,75$ Гт. Соответствующая для этого случая величина $R = \frac{1}{I} \left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970} = 0,02$, т. е. при этом обеспечиваются средние годовые темпы роста про-

изводства энергии 2 % в год за период с 1860 по 1970 г. (см. рис. 9).

Соответствующее этому росту производства максимальное производство энергии в середине следующего столетия составит при теплотворной способности условного топлива 7000 кал/г порядка 1660.10¹⁸ Дж/год.

Если обратиться к рис. 10, то в соответствии с этим источником максимуму производства химического топлива (уголь, нефть, газ) соответствует величина 1400.10¹⁸ Дж/год.

Таким образом, закон роста CO₂, определяемый (43) при n = 2и указанных выше параметрах модели β , k и I_0 , дает величины, согласующиеся с прогнозными темпами роста производства химического топлива (см. рис. 10).

Если положить n = 3, то этот максимум резко увеличивается и составляет 2400.10¹⁸ Дж/год.

График роста CO₂ при n = 3 согласуется с темпами роста, приведенными на рис. 4, 5, 6, для самых максимальных и мало реалистичных темпах роста CO₂, при n = 1 максимум занижается и составляет 1720·10¹⁸ Дж/год.

ставляет 1720·10¹⁸ Дж/год. При этом $R = \frac{1}{I} \frac{dI}{dt}$, $\left(\frac{dI}{dt}\right)_{1970}$, I_{1970} при n = 1 и n = 3 тоже соответствуют реальным значениям.

Модели антропогенного поступления CO₂ в атмосферу за счет сжигания ископаемого топлива с уточненными параметрами, на наш взгляд, наиболее реалистичны при моделировании углеродного цикла в системе атмосфера—океан—биосфера.

3 Заказ № 87

Для полного учета антропогенного роста CO_2 в различных средах необходимо, однако, корректно оценить варианты антропогенного роста CO_2 и за счет воздействия на биосферу. Эта проблема одна из наиболее трудных.

Окончательный вывод о влиянии CO₂, оказываемом на климат и биосферу, может быть сделан лишь на основе комбинированных полных моделей, учитывающих углеродный цикл в системе океан биосфера—атмосфера с уточненными параметрами моделей при обязательном учете сложных обратных связей. Модели должны учитывать влияние меняющихся климатических условий на цикл CO₂, влияние меняющейся вследствие этого температуры океана, изменение фотосинтеза растений и др.

Совершенно обязательно учесть в этих моделях влияние и других малых компонент, увеличение которых частично также связано с развитием топливно-энергетической базы. Прежде всего, речь может идти о влиянии окислов азота, накапливание которых в стратосфере способствует поглощению ультрафиолетовой радиации и уменьшению метеорологической солнечной постоянной. Климатический эффект от этого воздействия будет обратен тепличному эффекту СО₂. По величине он может быть соизмерим с тепличным эффектом СО₂. Вопрос этот новый, требующий детальных исследований. Важно лишь подчеркнуть здесь, что увеличение СО₂ и вызываемый им тепличный эффект будет не единственной альтернативой изменения климата в связи с увеличением сжигания топлива.

Реальная картина пока такова, что похолодание климата, начавшееся в 1930—1940-х годах и продолжающееся сейчас, происходило и происходит на фоне роста СО₂. Удовлетворительного объяснения этому пока еще не найдено.

Однако, на настоящей стадии, модели, позволяющие учесть все многообразие происходящих и ожидаемых процессов, пока еще не созданы. В связи с этим следует очень осторожно относиться к различного рода прогнозам изменения климата за счет антропогенного роста CO_2 . Особенно осторожно следует относиться к категоричным прогностическим оценкам, основанным на тех или иных моделях роста только лишь CO_2 . На настоящей стадии они могут рассматриваться не более как предварительные качественные оценки, зависящие от принятой модели антропогенного источника CO_2 и требующие критического анализа и дальнейшего уточнения, не говоря о необходимости учета совокупности влияющих факторов.

Другим из возможных и необходимых направлений исследований при моделировании углеродного цикла следует считать оценку допустимых темпов антропогенного роста CO_2 в атмосфере, при которых океан и биосфера в состоянии регулировать содержание CO_2 в атмосфере в разумных пределах. Такие исследования еще не начаты, но они могут оказаться крайне полезными и необходимыми для подготовки рекомендаций по регулированию сжигания химического топлива в атмосфере. 1. Борисенков Е. П. Климат и его изменения. - М.: Изп-во «Знание».

сер. «Физика», 1976, № 6.— 64 с. 2. Киллинг Ч. Д. Цикл двуокиси углерода: резервуарные модели для описания обмена атмосферной двуокиси углерода с океаном и растительностью суши. — В кн.: Химия нижней атмосферы. — М.: Изд-во «Мир». 1976. с. 243—275.

3. Кириллин В. А. Энергетика. Современное состояние и перспективы.-Вестн. АН СССР, 1975, № 2, с. 5—12.

4. Стырикович М. А. Взаимодействие топливно-энергетического комплекса с окружающей средой.— Вестн. АН СССР, 1975, № 2, с. 13—23.

5. Физические основы климата и его изменений. Нац. программа СССР ПИГАП-КЛИМАТ. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД: 1977. 128 с.

6. Avenhaus R., Tenyi S., Frick H. Mathematical treatment of box models for the CO₂-cycle at the Earth. Pap. presented at the IIASA/WMO Workshop on Carbon Dioxide, Climate and Society, Laxenburg, Feb. 21-24, 1978. 9 p.

7. Baer G. F., Goeller N. E., Olson I. S., Rotty R. M. The global carbon dioxide problem .- Oak Ridge Nat. Lab., 1976 .- 72 p.

8. Biologie/Ed. G. Czihak, H. Langer, H. Ziegler, Berlin, 1976, 390 p. 9. Bolin B. Changes of land biota and their importance for the carbon

cycle. — Science, 1977, vol. 196. p. 613—615. 10. Broecker W. S., Olson E. A. Radiocarbon from nuclear tests. — Science, 1960, vol. 132, p. 712—721.

11. Changes in the global carbon cycle and the biosphere. - Environmental Sciences Division, Publication N. 1050 ORNL/EIS-109.- Washington. 1978.-169 p

12. Craig H. The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea.— Tellus, 1957, vol. 9, N 1. p. 1—17.

13. Craig H. Abyssal carbon-13 in the South Pacific.-J. Geophys. Res., 1970, vol. 75.— 691—695.

14. Energy, Use, conservation and supply/Ed. P. H. Abelson, A special science compendium. Amer. Association for the Advancement of Science.- Washington, 1974.—154 p.

15. Energy and climate. Panel on energy and climate.— Washington, D. C.: NAS, 1977.— 281 p.

16. Energy and climate. Studies in geophysics.— Washington, D. C.: National Research Council, 1977.- 158 p.

17. Frever H. D. Increase of atmospheric CO₂. Source analysis. Scope Workshop on Biogeochemical cycling of Carbon. Rotzeburg, 21-26, March, 1977. Vol. 4.— 12 p.

18. Freyer H. D. Preliminary evaluation of the past CO2 increase as derived from ¹³C measurement in tree rings. Pap. presented at the IIASA/WMO Workshop on Carbon dioxide, Climate and Society. Laxenburg, 21-24 Feb. 1978.-10 p

19. Hare F. K. Climatic variation and variability, empirical evidence from meteorological and other sources. Overview paper.— Proc. World Climate Conf. Geneva, 12—23 Feb. 1979.— p. 47—59.
20. Hörfele U. e. a. Second Status Report of the IIASA Project on Energy System 1975.— Research Report RR-76-1, IIASA, 2361.— Laxenburg, 1976.—249 p.

21. Keeling C. D. Industrial production of carbon dioxide from fossil fuels and limestone.— Tellus, 25, 1973.— 174 p.

22. Kellog W. W. Effects of human activities on global climate.- WMO Techn. Note, N 156, (WMO, N 486).- Geneva, 1977.- 47 p.

23. Kohlmaier G. H., Fischbach U., Krat Z. G., Sire E. O. A nonlinear interaction model between land biota and the atmosphere. Pap. presented at the IIASA/WMO-Workshop on Carbon Dioxide, Climate and Society. Laxenburg, 21-24 Feb. 1978.-18 p.

24. Lieth H., Whittaner R. H. Primary productivity of the biosphere. Ecological Studies 14.— Berlin—Heidelberg—New York, 1975.— 339 p.

3*

25. Munn R. E., Machta L. Human activities that affect climate.— Proc. World Climate Conf. Geneva, 12—23 Feb. 1979, p. 131—158.

26. Niehaas F. A non-linear eight level tandem model to calculate the future CO_2 and C-14 burden to the atmosphere.—Research Memo. IIASA, RM-76-35, Laxenburg, 1976.—56 p.

27. Oeschger H., Siegentharer U., Schotterer U., Gugelman A. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature.— Tellus, 1975. Vol. 27 (N 2), p. 168—192.

28. Revelee R., Suess H. Carbon exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO_2 during the past decades.— Tellus, 9, 1957, p. 18—27.

29. Rotty R. M. Global energy demand and related climate change.— Inst. Energy Analysis. IEA(M)-76-5. Research Memo. June 1976.— 19 p.

30. Rotty R. Present and future production of CO_2 from fossil fuels – a global appraisal. Pap. prepared for Energy Research and Development Agency Workshop of Significant Environmental Concerns. Miami, 7–11 Mar. 1977, p. 17.

31. Sawyer I. S. Man-made carbon dioxide and the greenhouse effect.— Nature, vol. 239, 1972, p. 23—26.

32. Scope Workshop on Biogeochemical Cycling of Carbon. Vol. 1, 2, 3, 4. Hamburg/Ratzeburg, 21-26 Mar. 1977.- 400 p.
Л. Р. Ракипова

ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ КЛИМАТА СТРАТОСФЕРЫ К ИЗМЕНЕНИЯМ СОДЕРЖАНИЯ СО₂

Углекислый газ CO_2 принадлежит к тем малым компонентам, изменение содержания которых в атмосфере может оказывать заметное влияние на ее радиационный баланс, а следовательно, на климаты Земли.

Хотя объемная концентрация углекислого газа мала и составляет только 0,032 %, он играет существенную роль в формировании температуры атмосферы. Углекислый газ поглощает коротковолновую радиацию в значительно меньщей степени, чем длинноволновую. Это известное положение подтверждают результаты работы [2], в которой на рис. 1 представлены изменения средней температуры атмосферы у земной поверхности, соответствующие различным концентрациям CO_2 и вызванные вариациями только коротковолновой (ΔT_1) или только длинноволновой (ΔT_{II}) радиацию и переизлучая ее обратно к земной поверхности и вверх CO_2 способствует нагреванию нижних слоев атмосферы (так как при этом скорость охлаждения земной поверхности уменьшается) и охлаждению ее верхних слоев.

Наблюдения показывают, что благодаря сгоранию топлива, содержащего углеводороды, количество CO_2 в атмосфере в течение 20-го столетия непрерывно увеличивается. Объемная концентрация CO_2 в 1969 г. составляла около 320 чнм, а в конце прошлого столетия только 290 чнм. Современная скорость увеличения количества CO_2 в атмосфере равна примерно 0,7—1,5 чнм/год, причем рост количества CO_2 в Антарктиде запаздывает относительно роста в северном полушарии на 1 год. Если такой темп увеличения CO_2 сохранится в ближайшие 10-летия, то к 2000-му году объемная концентрация CO_2 составит 370—390 чнм, а к середине 21-го столетия она удвоится, что приведет к разогреванию тропосферы. Многочисленные оценки с помощью моделей различной степени сложности дают примерно одни и те же результаты. Увеличению объемной концентрации CO_2 к концу текущего столетия на 20 % будет соответствовать увеличение средней годовой глобальной температуры на 0,4—0,6 °С ([5], [2], [1]). В [5] учитывается обратная связь между содержанием водяного пара в атмосфере и ее температурой, которая приводит к увеличению тепличного эффекта водяного нара при увеличении температуры атмосферы. В [1] учитывается обратная связь снежного покрова с температурой. Но ни одна модель не учитывает обратные связи облачности и содержания СО₂ в атмосфере с температурой. Последняя связь положительна и должна приводить к увеличению скорости накопления CO_2 в атмосфере (соответственно— к уменьшению этой скорости для океана и биомассы) и увеличению разогрева атмосферы.

Поэтому полученные количественные оценки чувствительности климата тропосферы к вариациям содержания в ней СО₂ нуждаются в дальнейшем уточнении. Ценность выполненных к настоящему времени работ состоит в том, что они позволили количественно исследовать некоторые процессы, связанные с наличием СО₂ в атмосфере. В частности, был обнаружен эффект «насыщения», связанный с нелинейностью зависимости между изменениями концентрации СО2 и температурой (при концентрациях, превышающих современные более чем в 5 раз температура практически перестает изменяться [2], [7]). Этот эффект объясняется особенностями поглощения углекислым газом радиации в полосе 15 мкм: при некотором количестве CO_2 вся длинноволновая радиация, приходящаяся на этот участок спектра, оказывается поглощенной. Дальнейшее увеличение количества CO₂ уже не может оказать влияние как на длинноволновую радиацию, так и на тепловой режим атмосферы.

Для оценки влияния облачности на чувствительность климата к изменениям содержания СО₂ в атмосфере были произведены расчеты изменений средней температуры Северного полушария ΔT для двух моделей облачной атмосферы с использованием такой же методики, как в [2]. Параметры первой модели: для облаков нижнего яруса балл облачности n_н = 0,3, толщина облачного слоя 450 м, высота нижней границы слоя 1 км, альбедо 0.60; для облаков среднего яруса балл облачности $n_c = 0,2$, толщина облачного слоя 600 м, высота нижней границы слоя 3 км, альбедо 0,48; общий балл облачности n = 0,5. Вторая модель: облачность нижнего яруса отсутствует ($n_{\rm H} = 0$), балл облачности среднего яруса $n_{\rm c} = 1,0$, остальные параметры такие же, как в первой модели. На рис. 1 представлены изменения температуры у земной поверхности $\Delta T(0)$, как функции C для моделей безоблачной (по данным [2]) и облачной атмосферы двух полугодий. С — изменения объемной концентрации СО2 относительно ее современного значения (C = 1). При C = 0 для теплого полугодия $\Delta T(0)$ равны -7.8, -6,7, -5,4 °С, для холодного полугодия равны -7.8, -6.9, -6,0°С соответственно для баллов облачности 0, 0,5, 1,0. При C = 5 для теплого полугодия $\Delta T(0)$ равны 2,8, 2,2, 1,8°С, для холодного — 2,3, 1,9, 1,7 °С при тех же условиях облачности. Отсюда видно, что эффект облачности относительно невелик. Так

как знак обратной связи облачность—температура не определен, то трудно сказать, как изменится полученный результат при включении ее в модели. Эффекты обратной связи снежный покров—температура и водный пар—температура можно оценить из сопоставления следующих значений $\Delta T(0)$ в работах Ракиповой Л. Р. [2] и Манабе [1] для C = 2 при удвоении количества CO_2 : 1,4 и 2,95 соответственно, свидетельствующих, что эти эффекты весьма существенны. При удвоении содержаний CO_2 в атмосфере они примерно вдвое увеличивают значение $\Delta T(0)$.

Вопрос об изменении климата стратосферы в результате хозяйственной деятельности человека имеет большое научное и практи-



Рис. 1. Изменения ΔT (0) в зависимости от С в теплом (*a*) и холодном (*б*) полугодиях.

ческое значение. Из-за малых плотностей воздуха здесь антропогенные эффекты должны быть выражены значительно сильнее. Пока в этой проблеме основное внимание уделяется озону.

Автор попыталась оценить для стратосферы климатообразующие эффекты изменения на 20 % количества CO_2 . Эти оценки были получены на основании численных экспериментов с моделью Лиови, описывающей совместное действие радиационных, фотохимических и циркуляционных факторов [3], [4]. При расчетах было сделано предположение, что плотность CO_2 на всех уровнях, в том числе и стратосферных, увеличивается на 20 % (так как отношение смеси для CO_2 от высоты не зависит). Согласно Маргетройду и Гуди [6], радиационное выхолаживание в стратосфере также должно увеличиться приблизительно на 20 %.

Соответствующие поправки были введены в невозмущенные притоки тепла модели летней стратосферы (в табл. 1 [3]).

В табл. 1 приведены разности отклонений температуры ΔT^* от значений, соответствующих состоянию радиационного равновесия T_0 . Величина T^* связана с несбалансированной частью радиационного притока тепла, вызывающей крупномасштабные движения воздушных масс в стратосфере.

Поскольку с изменением радиационных притоков тепла изменяются также значения T^* и температура лучистого равновесия

Таблица 1

<i>г</i> км	$\varphi^{\mathbf{o}}$						
	90	60	50	40	30		
$\begin{array}{c} 60\\ 55\\ 50\\ 45\\ 40\\ 35\\ 30\\ 25\\ 20\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1,1\\ 1,6\\ 0,7\\ 0,2\\ 0,4\\ 0,9\\ -0,4\\ -0,8\\ 0,7\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,6\\ 1,2\\ 0,8\\ 0,4\\ 0,5\\ 0,4\\ -0,1\\ -0,3\\ -0,4 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,6\\ 0,4\\ 0,7\\ 1,5\\ 0,3\\ 0\\ 0,1\\ -0,3\\ -0,9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,5\\ 0,4\\ 0,5\\ 0,5\\ 0,3\\ 0,2\\ -0,3\\ -0,4\\ -0,2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,1\\ 0,5\\ 0,3\\ 0,1\\ 0,4\\ -0,3\\ -0,3\\ -0,2\\ -0,1\\ \end{array}$		

 T_0 , приведенные в табл. 1 данные представляют только часть полного изменения температуры $\Delta T = \Delta T_0 + \Delta T^*$.

В использованной динамической модели значения T^* связаны с радиационными притоками тепла q и вертикальными скоростями w соотношением вида:

$$T^* = aq - bw$$

где коэффициенты a и b зависят от характеристик вертикального турбулентного перемешивания. В правой части этого соотношения оба члена имеют одинаковый порядок. Поэтому знаки T^* и ΔT^* не обязательно должны совпадать со знаками q и Δq . Так, на высотах 35—60 км $\Delta T^* > 0$, хотя $\Delta q < 0$. Очевидно, здесь нагревающий эффект уменьшения скоростей восходящих движений оказался больше эффекта увеличения радиационного выхолаживания.

Приведем оценки ΔT_0 , полученные О. Н. Вишняковой из условия равенства озонных притоков тепла радиационному выхолаживанию стратосферы за счет углекислого газа, параметризованному через температуру (коэффициенты параметризации зависят от концентрации углекислого газа):

г км .	20	25	30	34	- 38	40	42
Δ <i>T</i> ₀ K	0	0	-2,0	-2,7	-3,3	—3,7	_4,7
<i>2</i> КМ	48	52	54	56	58	62	64
Δ <i>T</i> ₀ K	5,5	-6 , 1	6,5	6,6	-6,5	5,4	-4,6

Из приведенных данных видно, что полное изменение температуры ΔT_0 на всех высотах стратосферы будет отрицательным. В модели Лиови учитывается обратная отрицательная связь между концентрацией O_3 и температурой. Автору удалось параметризовать обратную связь между концентрацией O_3 и вертикальными скоростями. В дальнейшем эта связь будет введена в численные эксперименты с CO_2 .

1. Манабе С. Использование многопараметрической модели общей циркуляции для исследования климата и его изменений.— В кн.: Физические основы теории климата и его моделирования. 1974, с. 153—167.

2. Ракипова Л. Р., Вишнякова О. И. Влияние вариаций концентрации углекислого газа на термический режим атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1973, № 5, с. 23—31. 3. Ракипова Л. Р. Термический и циркуляционный режим озоносферы.—

3. Ракипова Л. Р. Термический и циркуляционный режим озоносферы. Труды ГГО, 1976, вып. 380, с. 3—14.

4. Leovy C. Simple models of thermally driven mesospheric circulation.— J. Atm. Sci., 1964, vol. 21, N 4, p. 327—341.

5. Manabe S., Wetherald R. M. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity.— J. Atm. Sci., 1967, vol. 24, N 3, p. 241—259.

6. Murgatroyd R. J., Goody R. M. Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1958, vol. 84, N 361, p. 225-234.

7. Rasool S. J., Schneider S. Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate.— Science, 1971, vol. 173, N 3992.

Е. П. Борисенков, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров, В. Н. Приемов

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОВЫХ ВЫБРОСОВ НА ПОГОДУ И КЛИМАТ

Систематическое изучение вопросов, связанных с выяснением возможного влияния человеческой деятельности на окружающую среду, началось сравнительно недавно. Особенно интенсивно оно ведется в последнее время в связи с быстрым ростом промышленности и энергетики во всем мире, а также в связи с тем, что следы этой деятельности становятся все более заметными.

В этой проблеме важное место занимают вопросы воздействия на окружающую среду, в особенности на атмосферу, быстро развивающейся топливно-энергетической базы. Главными здесь являются такие проблемы, как загрязнение атмосферы отходами промышленности и топливно-энергетического комплекса, а также так называемое тепловое загрязнение атмосферы, т. е. искусственные тепловые выбросы в атмосферу. В настоящей статье более детально рассматривается тепловое загрязнение атмосферы, поскольку этот аспект имеет самостоятельное значение.

Рядом авторов в последнее время произведены оценки вероятного развития топливно-энергетической базы в ближайшие 100— 150 лет и соответствующего этому теплового загрязнения атмосферы. Некоторые из таких оценок, основанные на предполагаемых темпах роста топливно-энергетической базы от 4 до 10 % в год, приводят при экстраполяции на 150—200 лет вперед к тепловой катастрофе, т. е. катастрофическому для глобального климата повышению средней планетарной температуры.

В данной работе ставилась задача на основании анализа данных о современном развитии топливно-энергетической базы проверить эти оценки с тем, чтобы получить достаточно аргументированный ответ на вопрос о возможности существенного антропогенного изменения глобального климата, а также исследовать возможное влияние искусственных тепловых выбросов на местный климат, динамику атмосферы и погоду на больших территориях с помощью как простейших теплобалансовых, так и полных гидродинамических моделей.

Вероятный рост производства энергии в первом приближении можно количественно оценить, исходя из следующих соотношений. Полагая, что прирост производимой энергии *dq* пропорционален общему годовому производству энергии *q*, имеем

$$dq = kq \ dt, \tag{1}$$

откуда

$$(q = q_0 e^{kt})$$
 (2)

Здесь q — количество производимой энергии (топлива) в момент времени t, а q_0 — то же для момента времени, принимаемого за начальный (t=0), k — коэффициент, характеризующий темп роста производства энергии (топлива). При темпе роста 3, 5, 6 и 10 % k будет соответственно равно 0,03, 0,05, 0,06, 0,10.

На основании (2) легко оценить количество произведенной энергии Q_T за период времени T:

$$Q_T = \int_0^1 q \, dt = \frac{q_0}{k} \left[e^{kT} - 1 \right]. \tag{3}$$

Зная k и q_0 , приравняв Q всем прогнозным запасам условного топлива $Q_{\rm n}$, которые теперь достаточно надежно установлены [6], можно оценить период времени T, когда химическое топливо будет полностью исчерпано:

 $T = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{kQ_{\pi}}{q_0} + 1\right).$ (4)

По данным [6], прогнозные запасы условного топлива составляют 1,28 · 10¹⁸ т условного топлива (ТУТ). Отсюда с использованием формулы (4) находим, что T будет иметь порядок 140 лет при k = 0,03 и 80 лет при k = 0,06.

Однако при сопоставлении полученных данных с данными различных литературных источников сразу же возникает ряд противоречий.

Они заключаются прежде всего в том, что принимаемые темпы роста тепловых выбросов в 10,5—6 % и даже 4 % не согласуются с прогнозируемым потреблением топлива на 2000-ный и последующие годы. По данным [6] мировое потребление всех энергетических ресурсов в мире в 1970 г. составило $9 \cdot 10^9$ т условного топлива, а по данным [14, 15] — около $5 \cdot 10^9$ т в пересчете на углерод. К 2000 г. потребление достигнет $25 \cdot 10^9$ т. Экстраполяция на базе (2) может согласовываться с этой цифрой, если положить k == 0,03, а не 0,06 или 0,10, следовательно необходимо предположить, что рост энергетических мощностей составляет не более 3 % в год. Существуют и другие доводы в пользу этого аргумента.

Таким образом, темпы роста порядка 3 % в год, по-видимому, следует считать оптимальным критерием для оценки будущих

тепловых выбросов по верхнему пределу. Имеется, однако, ряд осложнений.

Первое осложнение связано с правомерностью экстраполяции роста производства энергии по экспоненте (2) в предположении, что в течение всего периода времени k = const. В литературе имеются указания на то, что по мере приближения к исчерпыванию химического топлива значение k должно стремиться к нулю [14]. При этом зависимость q от времени определяется кривой с максимумом во второй половине следующего столетия.

Второе осложнение при оценке влияния тепловых выбросов на погоду и климат вызвано тем, что в условном топливе около 80— 90 % будет занимать каменный уголь. Это означает, что одновременно с ростом тепловых выбросов будет возрастать поток в атмосферу углекислого газа. Следовательно, роль непосредственных тепловых выбросов может быть усилена тепличным эффектом углекислого газа и некоторых других активных примесей, обладающих тепличным эффектом (водяной пар, фреоны и др.). Здесь не будем касаться еще одной проблемы — химического и аэрозольного загрязнения атмосферы — вследствие развития топливно-энергетического комплекса [2, 10].

Следует также отметить работы, в которых уделяется внимание возможности какого-то ощутимого влияния тепловых выбросов на среднюю глобальную температуру, прежде, чем они могут проявить себя в воздействии на динамический режим атмосферы. Это влияние может сказаться прежде всего не на средних глобальных температурах, которые вряд ли существенно при этом изменятся, а на режиме погоды и, как следствие, на климатологии вторых моментов [4, 13]. Достаточно, например, указать, что среднее глобальное давление (масса атмосферы) фактически является неизменной величиной. Однако изменение режима погоды под воздействием антропогенных факторов может существенно повлиять на поле дисперсий давления, характеризующих изменчивость атмосферных процессов, на осадки и др. Это может более кардинально повлиять на народное хозяйство и биосферу, чем некоторое увеличение или уменьшение средней глобальной температуры. Как было показано в [4, 13], основания для такого беспокойства имеются, поскольку за последние два десятилетия наблюдается рост дисперсий поля давления на 15-20 % по сравнению с 1920-ми годами. Остановимся на этом вопросе более подробно.

Уравнение баланса механической энергии, проинтегрированное по всей сфере и с целью исключения внутригодовых изменений за год, может быть записано следующим образом:

$$\left\{\frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{K}+\overline{\Pi}\right)\right\} = \{\overline{P}\} - \{\overline{D}\}.$$
(5)

Здесь K — кинетическая энергия, Π — потенциальная энергия, P — работа расширения, D — диссипация кинетической энергии. Черта над буквами означает осреднение во времени, фигурные скобки — осреднение по всей сфере и по массе всего столба атмосферы.

Уравнение первого начала термодинамики в форме уравнения энергии может быть записано так:

$$\left\{\frac{\partial \overline{I}}{\partial t}\right\} = \{\overline{\varepsilon}\} - \{\overline{P}\},\tag{6}$$

где I — внутренняя энергия, є — все виды притока тепла.

В сумме равенства (5) и (6) дают известное уравнение баланса энергии для атмосферы всего земного шара

$$\left\{\frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{I}+\overline{\Pi}+\overline{K}\right)\right\} = \{\overline{\varepsilon}\} - \{\overline{D}\}.$$
(7)

Уравнения (5) и (6) выгодно представить в несколько иной форме, а именно в форме уравнения баланса кинетической энергии и термодинамического уравнения энергии, которые имеют следующий вид:

$$\left\{\frac{\partial \overline{K}}{\partial t}\right\} = \{\overline{G}\} - \{\overline{D}\};$$
(8)

$$\left\{\frac{\partial}{\partial t}\left\{\overline{I}+\overline{\Pi}\right\}\right\} = \left\{\overline{\varepsilon}\right\} - \left\{\overline{G}\right\},\tag{9}$$

где G — член, характеризующий генерацию кинетической энергии. Уравнения (8) и (9) в сумме также дают уравнение баланса энергии (7).

В случае неизменности лабильной $(\overline{I} + \overline{\Pi})$ и кинетической \overline{K} энергии атмосферы из (5) и (6), а также (8) и (9) следует, что

 $\{\overline{G}\} = \{\overline{D}\} = \{\overline{\varepsilon}\}.$ (10)

Но хорошо известно, что значения диссипации $\{\overline{D}\}$, равно как и $\{\overline{G}\}$, не превосходят 2—3 или 3—5 Вт/м². В то же время приток тепла на верхнюю границу атмосферы в среднем составляет 340— 350 Вт/м². Из этого количества только несколько Вт/м² расходуется на генерацию кинетической энергии, которая затем диссинируется и переходит в тепло. Из анализа следует, что для изменения кинетической энергии атмосферных движений на 100 % необходимо затратить очень небольшую часть энергии, составляющую порядка 1 % приходящей солнечной радиации.

В условиях антропогенного воздействия уравнение (9) следует записать так:

 $\left\{\frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{I}+\overline{\Pi}\right)\right\} = \left\{\overline{\varepsilon}\right\} + \left\{\overline{\varepsilon}^*\right\} - \left\{\overline{G}\right\},\$

где ε^* — дополнительные притоки тепла за счет антропогенных факторов.

Характер антропогенных притоков тепла ε*, в отличие от приходящей от Солнца коротковолновой радиации, таков, что они полностью поглощаются атмосферой. Другими словами, коэффициент полезного действия атмосферы по отношению к этому притоку тепла близок к единице.

Уже в ближайшее время значения $\{\overline{\varepsilon}^*\}$ будут сопоставимы с $\{\overline{G}\}$ и $\{\overline{D}\}$. В некоторых районах $\overline{\varepsilon}^*$ составляет десятки и сотни Вт/м²,

что на порядок и более превосходит значение \overline{G} . Пока это наблюдается на небольших территориях. Однако имеются крупные районы, площадью в десятки и сотни тысяч кв. км, где тепловые нагрузки достигают в среднем несколько Вт/м². К таким районам относится Япония, Рурский район, северо-восточная часть США.

Таким образом, имеются основания предположить, что оценивать влияние тепловых выбросов в глобальном масштабе следует с позиций изменения не столько средней глобальной температуры, сколько динамического (циркуляционного) режима атмосферы. Это крайне важно и актуально в связи с тем, что статистические данные указывают на увеличение повторяемости необычных (экстремальных) условий погоды в последние десятилетия [17]. Возможно, что часть из них может быть вызвана влиянием антропогенных факторов.

Однако оценки подобного рода нельзя выполнить на основе простейших теплобалансовых моделей, поскольку в последних не учитывается динамика атмосферных процессов. Подобный анализ может быть осуществлен на основе полных гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы.

Нелинейность динамической системы атмосферы может вызвать дополнительные изменения ее динамического режима, что также невозможно оценить в рамках простейших моделей. В связи с этим для целей данного анализа необходимо было привлечь результаты численных экспериментов с одним из вариантов гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО.

Оценки возможных антропогенных изменений средней глобальной температуры с помощью простейших моделей также представляют интерес, поскольку они позволяют ответить на вопрос о возможности достижения в ближайшие 100—150 лет теплового барьера, т. е. катастрофического разогрева атмосферы. Подробнее эти оценки будут рассматриваться ниже.

Первые численные эксперименты с глобальными моделями общей циркуляции атмосферы были выполнены Вашингтоном [20], который за исходную взял интенсивность мирового производства энергии в $25 \cdot 10^{15}$ Вт. Как следует из приведенных ранее оценок, что отмечено и автором [21], это значение, по-видимому, в несколько раз завышено. Тепловые нагрузки в данном эксперименте были равномерно распределены над сушей. Полученные изменения температуры у поверхности почвы при этом достигали 1-2 °C в тропиках и около 8 °C над северными частями Азии и Северной Америки. Эксперимент был выполнен для января. Такое географическое распределение изменений температуры с максимумом в высоких широтах объясняется тем, что принятые для этих расчетов тепловые нагрузки были велики но сравнению с притоками энергии Солнца в это время.

Во второй серии экспериментов, описание которых дано в [21], автор исходил из интенсивности мирового производства энергии 3·10¹⁴ Вт, что реально достижимо в середине или начале следующего века. Согласно данным работы [21], в которой принималось, что тепловые нагрузки распределены по территории суши неравномерно, пропорционально плотности населения, также не получено существенных изменений глобального климата, в то время как режим погоды при этом менялся.

Для рассмотрения этой проблемы ВМО в конце 1975 г. было организовано совещание экспертов под названием «Метеорология, производство и распределение энергии». Представленные на нем доклады свидетельствуют о повышении интереса к этой проблеме во всем мире [18].

В 1970-х годах появился ряд крупных обобщений, связанных с оценкой влияния развития энергетики на климат, из которых отметим публикацию первых результатов выполнения энергетического проекта в Международном институте прикладного системного анализа в Вене [15]. В ней проанализированы возможные сценарии роста энергетических мощностей в мире и даны некоторые оценки влияния тепловых выбросов на погоду больших территорий. Численные эксперименты были выполнены с Британской моделью общей циркуляции атмосферы.

В другом крупном обобщении, опубликованном в [14], достаточно подробно рассмотрены различные варианты роста производства энергии в мире, в том числе и с учетом данных [15]. Проведена оценка влияния тепловых выбросов с помощью простейших моделей и моделей общей циркуляции атмосферы, использованы результаты, полученные в [15], а также приведены результаты новых численных экспериментов, произведенных с моделью NCAR Вашингтоном.

Остановимся кратко на оценках антропогенного изменения средней глобальной температуры в ближайщие 100—150 лет, сделанных с помощью простейшей теплобалансовой модели. Модель основывается на уравнении теплового баланса системы Земля атмосфера, записанного в следующем виде:

$$(1-\overline{A}) S_0 - \sigma T^{*'} + \varepsilon^* = \frac{dT_c}{dt}, \qquad (11)$$

где \overline{A} — среднее для планеты альбедо, $S_0 = \frac{J_0}{4} = 340$ Вт/м² —

средняя для полушария интенсивность приходящей солнечной радиации (J_0 — солнечная радиация на верхней границе атмосферы); σ — постоянная Стефана—Больцмана; T^* — средняя эффективная температура излучения системы Земля—атмосфера; ε^* — дополнительный приток тепла от искусственных тепловых выбросов в атмосферу. Эффективная температура T^* связана с температурой на среднем энергетическом уровне T_c следующим соотношением:

 $T^* = kT_c \tag{12}$

где
$$k = \frac{1+\lambda_n}{\sqrt[n]{1+4\lambda_n}}, \ \lambda_n = \frac{T_0}{T_c} - 1.$$

Как показано в [13], T_c связана с температурой у поверхности T_0 и давлением p_0 следующим соотношением:

$$T_{\rm c} = \frac{p_0}{\rho_{\rm c}R} \left(\frac{T_{\rm c}}{T_0}\right)^{\overline{T_{\rm o} - T_{\rm c}}} = \frac{p_0}{\rho_{\rm c}R} \left(\frac{1}{1 + \lambda_n}\right)^{\frac{1}{\lambda_n}},\tag{13}$$

где ρ_c — плотность воздуха на среднем энергетическом уровне, R — газовая постоянная.

Уравнения (11)—(13) образуют замкнутую систему, из кото-

рой можно определить T_c и T_0 , задавая ε^* , \overline{A} и S_0 . Если рассматривать двумерную задачу, что позволяет исследовать влияние тепловых выбросов на поле температуры, то уравнение (11) с учетом годового хода притока тепла от Солнца J_0 перепишется следующим образом:

$$\frac{dT_{ci}}{dt} = b \left[(1 - A_i) \frac{J_0}{2} \left(\sin \varphi \sin \delta + \frac{2}{\pi} \cos \varphi \cos \delta \right) - \sigma T_i^{**} + \varepsilon_i^* \right], \quad (14)$$

где A_i — альбедо системы Земля — атмосфера в данной точке сетки, φ — широта, δ — склонение Солнца, b — коэффициент, зависящий от размерности правой части, t — время. Остальные обозначения прежние:

Уравнение (14) решалось совместно с уравнениями (12) и (13), записанными для каждой точки сетки. Кроме того, использовалась установленная ранее [3] эмпирическая зависимость плотности на среднем энергетическом уровне от температуры поверхности T_0 в виде

 $\rho_{ci} = a \left(c - T_{0i} \right). \tag{15}$

Здесь а и с — эмпирические константы.

Годовой ход приходящей радиации задавался изменением склонения Солнца δ по формуле

$$\delta(t) = 23,5^{\circ} \sin \frac{2\pi}{T} t, \qquad (16)$$

где T = 365,25 сут — продолжительность года. Учитывался также годовой ход альбедо поверхности. Левая часть (14) записывалась следующим образом $\frac{dT_{ci}}{dt} = \frac{\partial T_{ci}}{\partial t} + k_s \nabla^2 T_{ci}$, где коэффициент k_s варьировался в некоторых пределах так, чтобы обеспечить вычислительную устойчивость модели.

Рассмотренная система уравнений решалась в следующем порядке. Сначала по исходным данным о поле приземного давления p_0 и приближенных значениях температуры T_0 рассчитывалось по формулам (13) и (15) поле T_c , а затем по формуле (12) поле T^* . После этого интегрировалось уравнение (14), в результате чего получалось поле T_c на первом шаге по времени. Далее по полю T_c восстанавливалось поле T_0 и рассчитывалось новое поле T^* и т. д. Таким образом, интегрируя систему уравнений шагами по времени, получаем на каждом шаге поля T_0 , T_c и T^* .

Величина є* задавалась формулой вида є* = $\varepsilon_0^* e^{kt}$, где ε_0^* – начальное значение (при t = 0), а k полагалось равным 0,03, как это было показано выше.

В стационарном случае, когда в (11) $\frac{dT_c}{dt} = 0$, расчеты про-

водились для различных значений \overline{A} , с учетом и без учета искусственных тепловых выбросов и были получены результаты, приведенные в табл. 1 и 2.

Данные табл. 1 и 2 показывают, что при существующих темпах роста топливно-энергетической базы в течение ближайших 100— 150 лет искусственные тепловые выбросы не окажут катастрофиче-

Таблица 1

Расчет T_0 , T_c , T^* и ρ_c для различных значений альбедо \overline{A} без искусственных тепловых выбросов (при $p_0 = 1013,2$ мбар)

Ā	<i>T</i> * K	<i>Т</i> о К	´ 7 _с к	^р с кг/м ³
0,30	$\begin{array}{c} 254\\ 249,5 \end{array}$	291	247	0,570
0,35		283	243	0,577

Таблица 2

Расчет T_0 , T_c и T^* для $\overline{A} = 0,35$ на 100, 150 лет вперед при различных значениях искусственных тепловых выбросов

	2ССО г.	2120 r.	2170 г.
ε* Вт/M ² ε* кал/см ² ·мнн <i>T</i> * К <i>T</i> _c К <i>T</i> ₀ К	$5,7\cdot10^{-2}8\cdot10^{-5}249,75243283$	$2,13\cdot10^{-3}250,4243,5284$	9,8 0,014 252 245 287

ского влияния на глобальный климат, хотя некоторое потепление будет отмечаться.

4 Заказ № 87

В нестационарном случае ставилась задача приближенно оценить влияние искусственных тепловых выбросов на распределение температуры поверхности. В основном эксперименте задавался мощный источник тепла в одной точке сетки (в районе Нью-Иорка, с мощностью 150 Вт/м²), действовавший в течение всего срока эксперимента. Практически такая же мощность тепловых выбросов наблюдается в настоящее время в центре Нью-Иорка, в Манхеттене. Результаты расчетов через 40 шагов (10 суток) представлены в табл. 3.

Таблица З

Северная ширста, °	Западная долгота, °					
	50	60	70	80	90	
50 45 40 35 30	0,9 1,4 0,8	0,6 1,6 3,2 1,6 0,6	0,8 2,3 7,7 2,4 0,8	0,6 1,6 3,2 1,6 0,6	0,9 1,4 0,8	

Аномалии температуры поверхности (°С) по сравнению с невозмущенными условиями через 10 суток

Данные табл. З показывают, что выбросы тепла приведенной мощности могут весьма существенно влиять на локальный климат, поскольку это влияние ощутимо на расстояниях порядка 10° по широте и более 20° по долготе. Правда, следует иметь в виду, что, при задании постоянно действующего источника тепла в одной точке сетки, фактически рассматривается вся область между данной и соседними точками сетки. Общее выделение тепла этой областью, которое и приводит к полученным результатам, во много раз больше количества тепла, выделяемого сейчас в Манхеттене из-за его сравнительно малой площади. Но для прогноза на 100—150 лет вперед эти расчеты показательны и сделанные выводы о влиянии на местный климат справедливы. Это подтверждает и сравнение с данными микроклимата современных крупных городов и промышленных комплексов.

Получив приближенные оценки изменений средней глобальной температуры, обратимся теперь к экспериментам с гидродинами-ческой моделью общей циркуляции атмосферы.

Численные эксперименты, результаты которых обсуждаются в настоящей статье, проводились с помощью трехуровенной гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО. Рассмотрим основные характеристики этой модели.

Исходные уравнения и граничные условия. В основе модели лежат полные уравнения гидротермодинамики, записанные в о-системе координат применительно к плоскости стереографической проекции:

а) уравнения горизонтального движения:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + m \left[\frac{\partial \mathbf{U}_{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}_{u}}{\partial y} \right] + \frac{\partial \sigma \mathbf{U}}{\partial \sigma} - \mathbf{V} \left(f^{(1)} + f^{(2)} \right) =$$
$$= -p_{s} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln p_{s}}{\partial x} \right) + F_{su} + F_{\sigma u}; \qquad (17)$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + m \left[\frac{\partial \mathbf{U}v}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}v}{\partial y} \right] + \frac{\partial \dot{\mathbf{\sigma}} \mathbf{V}}{\partial \sigma} + \mathbf{U} \left(f^{(1)} + f^{(2)} \right) = -p_s \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} + RT \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right) + F_{sv} + F_{\sigma v}; \quad (18)$$

б) уравнение притока тепла

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} + m \left[\frac{\partial UT}{\partial x} + \frac{\partial VT}{\partial y} \right] + \frac{\partial \sigma \tilde{T}}{\partial \sigma} - \frac{AR}{c_{p^{ss}}} \frac{T}{m} \frac{\omega}{\sigma} = F_{sT} + F_{\sigma T} + \varepsilon + Lr;$$
(19)

в) уравнение переноса влаги

$$\frac{\partial \tilde{q}}{\partial t} + m \left[\frac{\partial \mathbf{U}q}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}q}{\partial y} \right] + \frac{\partial \dot{\mathbf{\sigma}}\tilde{q}}{\partial \sigma} = F_{sq} + F_{\sigma q} - r; \qquad (20)$$

г) уравнение неразрывности

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial y} \right) - p_s \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} , \qquad (21)$$

а также ряд диагностических соотношений, включающих уравнение гидростатики

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma},$$
 (22)

выражений для аналога вертикальной скорости о в о-системе координат

$$p_{s} \dot{\sigma} = m^{2} \left[\sigma \int_{0}^{1} \left(\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial y} \right) d\xi - \int_{0}^{\sigma} \left(\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial y} \right) d\xi \right]$$
(23)

и изобарической вертикальной скорости ω

4*

$$\omega = p_s \sigma + \sigma \frac{dp_s}{dt}.$$
 (24)

Здесь и и v — горизонтальные составляющие скорости в направлениях x и y, соответственно, t — время, T — температура, q — удельная влажность, p_s — давление y земли, Φ — геопотенциал, $\sigma = p/p_s$, p — давление, m — масштабный множитель карты, $f^{(1)}$ — параметр Кориолиса, L — удельная теплота конденсации, R — удельная газовая постоянная для сухого воздуха, {U, V, \widetilde{T} , \widetilde{q} } = $\left\{\frac{up_s}{m}, \frac{vp_s}{m}, \frac{Tp_s}{m}, \frac{qp_s}{m}\right\}$. Входящие в (17)—(20) члены F_{su} , F_{sv} , F_{sT} и F_{sq} описывают горизонтальную турбулентную диффузию,

а $F_{\sigma u}$, $F_{\sigma v}$, $F_{\sigma T}$ и $F_{\sigma q}$ — вертикальный турбулентный обмен количеством движения, теплом и влагой соответственно; $f^{(2)}$ — метрический член уравнений движения, ε — радиационный приток тепла, r — сток влаги в результате выпадения осадков.

Исходная система уравнений решается при следующих граничных условиях:



Рис. 1. Конфигурация сеточной области.

на верхней и нижней границах атмосферы σ == 0;

2) нормальная составляющая скорости ветра на боковой границе, которая приблизительно совпадает с экватором, равна 0 (условие непроницаемости стенки);

3) вертикальные турбулентные потоки количества движения, тепла и влаги у подстилающей поверхности находятся из решения задачи для пограничного слоя.

Пространственная структура модели. В модели используется квадратная сетка на карте стереографической проекции с главным масштабом на широте 60°. На рис. 1 показана конфигурация сеточной области, очертания материков и их топография. Общее число узлов на одном уровне на полушарии составляет 1481. Средний шаг сетки по горизонтали равен 425 км.

Вертикальная структура модели, показанная на рис. 2, включает три слоя одинаковой толщины $\Delta \sigma$. Основные переменные модели *u*, *v*, *T*, *q*, Φ и ω определяются на уровнях σ равных 0,167, 0,500, 0,833.

Источники и стоки энергии, учитываемые в модели. В модели учитываются основные неадиабатические процессы, действующие в реальной атмосфере:

а) радиация. Притоки тепла за счет длинноволновой и коротковолновой радиации рассчитываются для vсловий двухярусной облачности с фиксированными границами. Облака нижнего яруса располагаются в слое 0,667—0,833, верхнего — в слое 0,333— 0,667. Для расчета потоков длинноволновой радиации используется интегральная функция пропускания Шехтер [12], с помощью которой учитывается поглощение радиации водяным паром и углекислым газом. Принимается, что облака (а также подповерхность) стилающая излучают как абсолютно черное тело при тем-



пературе, которая наблюдается на их верхней и нижней границах. При вычислении поглощения коротковолновой радиации водяным паром используется интегральная функция пропускания. Альбедо облаков верхнего и нижнего ярусов принято равным 0,3 и 0,5, соответственно. В экспериментах, изложенных ниже, балл облачности каждого яруса считался известным и принимался равным его среднему зональному климатическому значению;

б) крупномасштабная конденсация и конвекция. Учет притоков тепла, связанных с фазовыми превращениями воды в атмосфере, производится путем параметризации двух процессов: конденсации водяного пара, обусловленной в основном крупномасштабными вертикальными движениями и выделением скрытой теплоты при конвекции, возникающей во влажнонеустойчивых слоях атмосферы. Крупномасштабная конденсация отмечается при относительной влажности воздуха, достигающей критического значения $h_{\rm R} = 0,8$. Конвекция учитывается по схеме конвективного приспособления, в которой равновесный градиент температуры зависит от относительной влажности и влажноадиабатического градиента;

в) турбулентные притоки количества движения, тепла и влаги. В модели использована сравнительно простая и апробированная схема расчета турбулентных потоков и притоков количества движения, тепла и влаги, основанная на эмпирических соотношениях Дирдорфа [16]. Коэффициент вертикального обмена в пограничном слое зависит от стратификации нижнего слоя атмосферы, толщиной ~ 1.5 км.

В модели различаются 4 типа подстилающей поверхности:

— поверхность материков, свободная от льда и снега. Температура поверхности вычисляется из уравнения теплового баланса, в котором учитывается испарение и потоки тепла в атмосферу и почву;

 поверхность материков, покрытая снегом или льдом со снегом. Температура поверхности также вычисляется из уравнения теплового баланса, потоки тепла в почву и испарение считают пренебрежимо малыми;

— поверхность океана, покрытая льдом. Температура поверхности вычисляется из уравнения теплового баланса. Учитывается поток тепла через лед при заданной температуре воды подо льдом, испарение отсутствует;

 поверхность океанов и морей. Температура поверхности задана, воздух насыщен;

г) горизонтальная диффузия. В расчетах использована нелинейная схема горизонтальной диффузии, в которой коэффициенты диффузии пропорциональны абсолютным градиентам скорости и одинаковы для количества движения, тепла и влаги.

Численное решение системы уравнений. Для решения системы уравнений используется несколько модифицированная конечно-разностная схема Лилли [13], имеющая второй порядок аппроксимации по пространственным производным. Для принятых граничных условий и при отсутствии источников и стоков энергии эта схема обеспечивает сохранение массы, момента количества движения и полной энергии системы (кинетическая+внутренняя+потенциальная).

Уравнения интегрируются методом центральных разностей по времени с шагом 10 мин. Для исключения фиктивного решения, возникающего при использовании этого метода, через каждые 48 шагов по времени к основным полям на трех последовательных шагах применяется трехточечный фильтр. Затем уравнения один раз интегрируются по схеме Мацуно, после чего вновь происходит переход к схеме центральных разностей. По отношению к уравнениям движения принятая схема является частично неявной, так как турбулентное напряжение трения берется на последующем временном шаге.

Описание численных экспериментов. Было проведено 2 эксперимента по моделированию климатического режима в январе. В качестве начального состояния атмосферы была взята конкретная синоптическая ситуация за 5/I 1971 г. из Синоптического бюллетеня. Поля наземного давления и геопотенциала изобарических поверхностей 700, 500, 300, 200 и 100 мбар были использованы для вычисления исходных значений температуры и составляющих скорости ветра в квазисоленоидном приближении на 3 основных уровнях модели. При вычислении начальных полей удельной влажности использовались среднезональные значения относительной влажности для зимы, полученные Лондоном [8].

Кроме того, в модели использовались заданные поля температуры поверхности океана в январе [19], альбедо поверхности суши и океанов [1, 9], а также сведения о протяженности ледового [19] и снежного покрова [7].

Склонение солнца считалось постоянным, равным его значению в середине января.

Уравнения гидродинамики интегрировались от начального состояния на 42 дня. Обработка результатов счета производилась за последние 20 суток (с 23-х по 42-е).

Первый эксперимент рассматривался как контрольный. Во втором эксперименте над территорией США в районе Великих озер

вводился постоянно действующий тепловой источник у поверхности Земли. Горизонтальное распределение интенсивности искусственных тепловых выбросов задавалось по схеме, изображенной на рис. З. Следует отметить, что хотя такие интенсивности тепловых выбросов очень велики и сравнимы по значению с притоком тепла от Солнца, их все же следует признать реалистическими, учитывая приведенные данные о современных тепловых нагрузках на атмосферу, а также перспективы развития промышленности в течение ближайших 100—150 лет.

Все остальные характеристики задавались так же, как и в контрольном эксперименте. После интегрирования уравнений модели и последующей обработки были получены следующие результаты.

Оказалось, что модель весьма чувствительна к дополнительным источникам тепла, причем это скорее всего не есть свойство данной модели, а отражение большой чувствительности реальной атмосферы. Это подтверждается согласованием результатов данного эксперимента с результатами других подобных исследований, в частности, с результатами экспериментов в British Meteorological Office, а также экспериментов IIASA [15]. Наиболее чувствительными характеристиками оказались, как и следовало ожидать, геопотенциал и температура, особенно нижнего уровня.

На рис. 4*a* и 4*б*, иллюстрирующих поля разностей геопотенциала *H* и температуры *T*, территория, на которой задавались тепловые выбросы, заштрихована. Из рис. 4 прежде всего следует, что влияние тепловых выбросов при заданных условиях весьма значительно. Действительно, отклонения геопотенциала от контрольного эксперимента достигают 40 дкм и более, а отклонение температуры 10—12 °С. Интересно, что максимальные изменения геопотенциала (см. рис. 4*a*) происходят не вблизи источников



Рис. 3. Интенсивности искусственных тепловых выбросов в кал/см²·мин (0,5 кал/см²× \times мин=340 Вт/м²).

тепла, а в весьма удаленных районах — в Европе и на юге Западной Сибири. В этих районах, а также над Карским и Охотским морями и Магаданской областью геопотенциал значительно понижается, тогда как над Восточной Сибирью, Кореей и Японией,



Рис. 4а. Разности геопотенциала поверхности 850 мбар для возмущенного и контрольного экспериментов.

а также над всем севером материка Северной Америки (от Чукотки до Исландии) происходит повышение геопотенциала.

Распределение температуры характеризуется не только естественным ее повышением непосредственно над районом выбросов тепла (до 12 °C по отношению к контрольному эксперименту), но также и другими крупными областями значительных изменений. В частности, область повышения температуры охватывает всю северную часть Североамериканского материка, а также почти весь Арктический бассейн, ЕТС, Западную и Восточную Сибирь. Области понижения температуры имеют меньшую площадь, из них основные располагаются над Исландией, Юго-Восточной Азией, Беринговым морем и Мексиканским заливом. Все это лишний раз доказывает сложность атмосферных связей и необходимость тща-



Рис. 4б. Разности температуры поверхности 850 мбар для возмущенного и контрольного экспериментов.

тельно поставленных модельных экспериментов для их изучения. Как и следовало ожидать, наибольшие изменения H и T происходят в высоких широтах. Также вполне очевидно, что при такой существенной перестройке полей геопотенциала и температуры, которая происходит в «возмущенном» эксперименте, циркуляция атмосферы должна существенно изменяться. Непосредственный ана́лиз поля ветра подтверждает это.

Что касается атмосферных осадков, то здесь максимальные эффекты наблюдаются в низких широтах за счет большого

влагосодержания атмосферы, тогда как в высоких широтах в зимний период влагосодержание и сами осадки малы. Кроме того, поле разностей осадков отличается большой пестротой, что, вообще говоря, характерно для этого метеорологического элемента.

Несмотря на то, что поля метеорологических элементов претерпевают существенные изменения, интегральные характеристики меняются незначительно. Так, например, средняя в столбе атмосферы температура повышается всего на 0,3 °С (табл. 4).



Рис. 5. Изменение во времени теплового баланса столба атмосферы и его составляющих в 10⁶ Дж/м² сут.

1 — возмущенный, 2 — контрольный эксперименты.

Полное влагосодержание атмосферы хотя и повышается за счет повышения температуры, но также незначительно — меньше чем на 2 %.

Рассмотрим некоторые энергетические характеристики атмосферы. На рис. 5 приведен ход теплового баланса (g) и его со-

Таблица 4

Температура на о-уровнях и средняя в столбе атмосферы (К) через 42 суток

Эксперимент	0,166	0,5	0,833	Средняя
Контрольный Возмущенный	208,91 208,99	255,04 255,22	274,53 275,15	246,16 246,45

ставляющих: радиационного баланса (a). притока тепла за счет конденсации (б), трансформации доступной потенциальной энергии в кинетическую (в), турбулентного притока тепла с 23 по 42 сут (г). Главными компонентами теплового баланса являются радиационный баланс, конденсационный и турбулентный притоки: вклал трансформации мал. Для зимних условий, которые моделировались в экспериментах, радиационный баланс отрицателен. Соответствующее этому выхолаживание атмосферы компенсируется крупномасштабной конденсацией и турбулентностью. Из рис. 5 видно, что изменения радиационного баланса в возмущенном эксперименте по сравнению с контрольным малы и изменения теплового баланса связаны практически только с изменениями конденсационного и турбулентного притоков тепла. В целом, хотя тепловой баланс в возмушенном эксперименте по сравнению с контрольным повышается, но его изменения со временем имеют такой же колебательный характер и какой-либо систематический тренд отсутствует. То же можно сказать и о средней кинетической энергии столба атмосферы. Здесь отсутствует изменение в среднем за 20 суток, хотя отлельные составляющие несколько меняются (табл. 5).

Таблица 5

•			(Дж/м-)							
		Кинетическая энергия								
Эксперимент		вихрей								
	полная	Движу- щихся	стационарных	стационарных и движущихся	зональная	среднего движения				
Контроль-	1,896.103	$2,92 \cdot 10^{2}$	1,81.102	4,73.102	1,512·10³	1,604.103				
ныи Возмущен-	1,898·10 ³	$3,07 \cdot 10^{2}$	1,61.102	4,68.102	1,496 · 10 ³	$1,591 \cdot 10^{3}$				

ный

Средняя за 20 суток по полусфере кинетическая энергия и ее составляющие / II /s...?)

Из данных табл. 5 видна, с одной стороны, энергетическая согласованность модели, а с другой — отсутствие заметного влияния тепловых выбросов на среднюю кинетическую энергию атмосферы. В возмущенном эксперименте по сравнению с контрольным уменьшается как зональная, так и суммарная кинетическая энергия стационарных и движущихся вихрей, особенно стационарных вихрей, т. е. центров действия атмосферы. Это говорит об ослаблении зональной циркуляции и центров действия атмосферы в результате тепловых выбросов.

Таким образом, под влиянием тепловых выбросов энергетика атмосферы в масштабе полушария, а также другие интегральные характеристики меняются незначительно, в то время как в динамике атмосферы происходят существенные изменения. Значительное

влияние тепловых выбросов на динамику сказывается в изменении средней в столбе атмосферы доступной потенциальной энергии (ДПЭ) стационарных (центры действия атмосферы) и движущихся (циклоны и антициклоны) вихрей (рис. 6). Уменьшение ДПЭ стационарных и движущихся вихрей в полосе широт $50-70^{\circ}$ связано, по-видимому, с ослаблением центров действия атмосферы, особенно Исландского минимума (это хорошо видно из рис. 4 *a*), а также ослаблением зональной циркуляции вследствие уменьшения контрастов температуры между экватором и полюсом. Это подтверждает вывод, сделанный на основе анализа кинетической энергии.



Рис. 6. Широтное распределение средней доступной потенциальной энергии вихревого движения. № 33 — возмущенный, № 34 — контрольный эксперименты.

Полученные результаты показывают, что искусственные тепловые выбросы хотя и не повлияют существенно в ближайшем будущем на глобальный климат и атмосферную энергетику и тем более не приведут к тепловой «катастрофе», но могут оказать большое влияние на динамику атмосферы, на процессы циркуляции и, следовательно, на климатические и погодные условия в от-

Для более детального выяснения влияния антропогенных выбросов на региональный климат и погоду численные эксперименты с данной моделью необходимо продолжить, задавая более точное распределение и интенсивность выбросов на основе данных о современном и предполагаемом развитии промышленности во всех крупных промышленных районах мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас теплового баланса земного шара/Под ред. М. И. Будыко.— М.: ГГО, 1963.— 6 с., 69 л. карт.

2. Берлянд М. Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 448 с.

3. Борисенков Е. П., Приёмов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия.— Письма в АЖ, 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.

60

дельных крупных районах.

4. Борисенков Е. П. Развитие топливно-энергетической базы и его влияние на погоду и климат.— Метеорология и гидрология. 1977, № 2, с. 3-14.

5. Борисенков Е. П. Состояние и современные проблемы энергетики атмосферных процессов. В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии. --Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 123—144. 6. Кириллин В. А. Энергетика. Современное состояние и перспективы.—

Вестн. АН СССР, 1975, № 2, с. 5—12.

7. Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат. 1968.— 478 с.

8. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеойздат, 1970.— 259 с.

9. Мухенберг В. В. Альбедо поверхности суши земного шара. Труды ГГО, 1967, вып. 193, с. 24—36.

10. Стырикович М. А. Взаимодействие топливно-энергетического комплекса с окружающей средой.— Вестн. АН СССР, 1975, № 2, с. 13—23.

11. Физическая и динамическая климатология. — Труды симпозиума по физической и динамической климатологии. ВМО-МАМФА. Л.: Гидрометеоиздат. 1974.— 414 с.

12. Шехтер Ф. Н. Спектральные и интегральные функции пропускания

12. Шехтер Ф. П. Спектральные и интегральные функций пропускания длинноволновой радиации.— Труды ГГО, 1967, вып. 184, с. 135—140. 13. Corby G. A., Gilchrist A., Newson R. L. A general circulation model for the atmosphere suitable for long period integrations.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1972, vol. 98, p. 809—832. 14. Energy and climate. Panel on Energy and Climate. National Academy of Sciences.— Washington, D. C., 1977.— 158 p.

15. Häfele W. e. a. Second status report of the IIASA Project on Energy Systems.— Austria: IIASA,— 249 p. 16. Kasahara A., Washington W. M. General circulation experiments

with six-layer NCAR model, including orography and surface temperature calculations.— J. Atm. Sci. 1971, vol. 28, N 5, p. 657—701.

17. Recent unusual weather and climatic trend in the world and the outlook for the future.- Rep. Japan Met. Agency, June 1974.- 13 p.

18. Report of the Expert Planning Meeting on Meteorology and Energy Production and Consumption. Geneva, 1-5 Dec. 1975.-49 p.

19. Schutz C., Gates W. L. Global climatic data for surface 800 mb, 400 mb, January. Rep. prepared for Advanced Research Projects Agency. Nov. 1971.—173 р.

20. Washington W. M. On the possible uses of global atmospheric models for the study of air and thermal pollution.— In: Man's impact on the climate.—

Cambrige: MIT Press, 1971, p. 265-276. 21. Washington W. M. Numerical climatic-change experiments. The effect of man's production of thermal energy.-J. Appl. Met., 1972, vol. 1, N 5, p. 768-772.

Е. П. Борисенков, Ю. Е. Казаков

ВОЗДЕЙСТВИЕ ФРЕОНОВ И ГАЛОУГЛЕРОДОВ НА ОЗОННЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТ

В начале 1970-х годов в ряде исследований, выполненных главным образом американскими авторами, было обращено внимание на возможное разрушение озонного слоя атмосферы в результате антропогенного воздействия на стратосферный озон [5, 7, 13].

В некоторых работах отмечалось, что уже сейчас наблюдаемое уменьшение содержания озона в стратосфере является следствием антропогенного воздействия.

Как известно, озонный слой, несмотря на сравнительно небольшое общее содержание озона, защищает все живое на Земле от губительного воздействия жесткой ультрафиолетовой радиации. Хотя в полной мере биологическое значение озонного слоя не выяснено, имеются указания на то, что уменьшение среднего содержания озона на 5% приводит к увеличению падающей на поверхность Земли солнечной радиации в интервале длин волн короче 3000 Å на 10%. Такое увеличение радиации может способствовать увеличению заболеваний раком кожи на 10% [13].

Помимо биологического эффекта озон, поглощая ультрафиолетовую радиацию, оказывает существенное влияние на тепловой режим атмосферы и особенно на тепловой режим стратосферы. Достаточно упомянуть, что центр области тепла в стратосфере в теплый сезон располагается вблизи полюса и это есть непосредственный результат поглощения ультрафиолетовой радиации озоном. В связи с этим большой интерес вызывает оценка возможного влияния изменения концентрации озона на климат [2, 5].

В последнее время было показано [10], что некоторые из фторхлоруглеродных соединений, в частности фреон-11 и фреон-12, сами обладают довольно интенсивными полосами поглощения длинноволновой радиации. В результате эти компоненты смогут вызвать дополнительный парниковый эффект, подобно парниковому эффекту, создаваемому углекислым газом. Опубликованные в начале 1970-х годов сообщения, содержащие некоторые результаты научных исследований по действию фреонов на озонный слой,

были широко подхвачены печатью, которой эта проблема была поднята до уровня катастрофической «фреоновой опасности», вызвав большой общественный резонанс. Несмотря на то, что первоначальные угрожающие прогнозы антропогенного воздействия фреонов оказались явно преувеличенными, имеются все основания утверждать, что эта проблема не может быть снята с повестки дня, поскольку ряд новых данных подтверждает, что при некоторых условиях отдельные реакции разрушения озона могут идти по типу цепных. В результате этого естественные процессы восстановления озона не смогут компенсировать процессы его разрушения, но даже и при установившихся процессах в условиях антропогенного воздействия равновесие будет наступать при общем пониженном уровне содержания озона. В последние годы был выполнен и опубликован ряд важных исследований и обзоров по данной проблеме как за рубежом [5, 7, 11, 13], так и в СССР [1, 2, 3, 4].

Слой озона образуется в стратосфере в результате воздействия ультрафиолетовой радиации на двухатомную молекулу кислорода О₂, молекула О₂ расщепляется на атомарный кислород, который затем взаимодействует с молекулами кислорода О₂, образуя трехатомное соединение кислорода — озон (O₃).

В обычных условиях этот процесс находится в равновесии с естественным процессом разрушения озона.

В естественный процесс разрушения озона обычно включают два типа реакций. Один из них — это соединение атомарного кислорода (О) с озоном (О₃). Эта реакция сопровождается образованием молекулы кислорода О₂. Второй — это реакции озона с водородными радикалами НО, присутствующими в стратосфере.

Однако в последнее время в связи с поступлениями в стратосферу различного рода химических соединений антропогенного происхождения, обусловленными в первую очередь выбросами некоторых видов промышленного производства и развитием бытовой химии, а также полетами сверхзвуковой авиации и космических аппаратов, естественный озонный цикл существенно нарушен. В настоящее время количество известных реакций, приводящих к образованию или разрушению озона, значительно превышает 150. Одной из важных реакций удаления озона из стратосферы является реакция озона с соединением типа NO_x:

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2;$$

$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2.$$
 (1)

Суммарная реакция

$$\begin{array}{c} O + O_3 \rightarrow 2O_2 \\ \text{(в присутствии NO).} \end{array}$$

Участвуя в такого рода каталитической цепной реакции, одна молекула NO разрушает (удаляет) сотни молекул озона до того, как закончится цепь реакций азотного цикла.

При равновесном соотношении реакций разрушения и восстановления озона в присутствии окислов азота NO_x поддерживается

более низкая концентрация озона, нежели в отсутствии NO_x . Следует иметь в виду, что хотя атмосфера Земли примерно на 4/5 состоит из азота и на 1/5 из кислорода, в естественных условиях окислы азота почти не образуются.

Катализатор NO_x может образоваться в стратосфере за счет нагревания воздуха до довольно больших температур, при которых возможно соединение N_2 с O_2 . Известно два пути образования NO_x в стратосфере: в результате ядерных взрывов и за счет реактивных авиационных двигателей. Известны также пути образования окислов азота и в естественных условиях, например за счет бомбардировки стратосферы протонами высоких энергий галактического и солнечного происхождения.

Результаты бомбардировки приводят к возбуждению, ионизации и диссоциации N₂ и O₂ с последующими реакциями, приводящими к образованию NO_x.

Таким образом, реакции типа (1)—(2) могут быть вызваны как процессами естественного происхождения (в частности, солнечной активностью, вулканической деятельностью), так и процессами антропогенного характера (выбросы высотной авиации, ядерные взрывы и т. п.). Второй важный тип реакции, который вызывает каталитические разрушения озона, связан с атомарным хлором. Этот тип реакции имеет следующий цикл:

> C1+O₃ → C1O+O₂; C1O+O → C1+O₂; O+O₃ → 2O₂ (в присутствии хлора).

(3)

Естественный уровень концентрации ClO_x в атмосфере, по-видимому, весьма низок. Хлор поступает в атмосферу главным образом из океанов. По данным работы [4], из океана в атмосферу поступает около $2 \cdot 10^8$ т хлора в год. Другим источником поступления хлора в атмосферу является вулканическая деятельность, за счет которой в атмосферу хлора поступает примерно на порядок меньше, чем из океана. Однако поступление хлора из указанных источников существенно компенсируется вымыванием его атмосферными осадками. Этим, вероятно, можно объяснить тот факт, что в тропосфере обнаружено значительно меньше хлора, чем его должно быть вследствие выбросов при условии накапливания.

Более «опасным» для озонного слоя оказываются некоторые соединения хлора, которые, будучи инертными, могут длительное время существовать в атмосфере и накапливаться. Проникая в стратосферу, эти соединения под воздействием ультрафиолетовой солнечной радиации разлагаются, выделяя атомарный хлор. Последний, вступая в реакцию (3), вызывает дополнительное разрушение озонного слоя.

К таким химически опасным для озона соединениям относятся фторхлоруглероды и другие соединения, в состав которых входят атомы галогенов: фтор, хлор, бром и в меньшей степени йод.

Среди них представляют интерес соединения, получившие название фреонов, среди которых наибольший интерес представляют соединения CFCl₃ и CF₂Cl₂, получившие, соответственно, названия фреон-11 и фреон-12, или хладон-11 и хладон-12. Время жизни фреона-11 оценивается примерно 50 годами, а фреона-12—70 годами.

Кроме фреонов, химически опасными для озона являются дватри десятка других хлорных соединений, таких как хлорвинил, хлороформ, трихлорэтан и др. [4, 5, 7, 13]. Представляет опасность также четыреххлористый углерод CCl₄.

Фреоны и другие хлористые соединения углерода под воздействием солнечного излучения разлагаются по следующему циклу реакций:

$$CF_{x}Cl_{y} + h_{y} \rightarrow CF_{x}Cl_{y-1} + Cl;$$

$$CCl_{y} + h_{y} \rightarrow CCl_{y-1} + Cl.$$
(4)

Далее вступают в действие реакции (3).

Одним из потенциальных антропогенных источников хлора в стратосфере являются продукты использования NH₄ClO₄ в качестве окислителя ракетного топлива [13]. Около половины хлора, содержащегося в этом окислителе, попадает в стратосферу. Этот эффект не следует забывать при общих оценках ситуации, поскольку только США планирует около 60 космических полетов в год [13].

Выполненные к настоящему времени численные оценки влияния фреонов на озон оказались более умеренными, чем это можно было бы ожидать из предварительных, весьма мрачных и угрожающих прогнозов.

Результаты теоретических вычислений (основанные на существующих математических моделях) указывают в настоящее время, что атомы хлора, образовавшиеся в стратосфере в достаточном количестве, могут привести к значительному уменьшению концентрации озона на высоте 40-50 км, но она частично компенсируется за счет увеличения образования озона на более низких высотах в результате увеличивающегося проникновения ультрафиолетовой радиации. Существующие модели дают примерную оценку понижения общего содержания озона в озонном слое к настоящему времени за счет выбросов фреонов и четыреххлористого углерода в пределах от 0,6 до 2-3 % [5, 6, 13]. Если выбросы фреонов будут продолжаться на уровне 1973 г., то разрушение озона через 100 лет может достичь значения порядка 8 % [7], а по некоторым данным [9] — даже 10—18 %. При этом инерционность процесса разрушения озона такова, что наибольшее уменьшение концентрации озона наступает примерно через 10 лет после прекращения выпуска в атмосферу фреонов. Однако здесь возможно занижение этого эффекта за счет отсутствия учета других менее известных элементов, возможно разрушающих озон, в частности бромистых и иодистых соединений.

5 Заказ № 87…

В последние годы появился и ряд других оценок с другими моделями. В результате в настоящее время нельзя с уверенностью говорить даже о знаке суммарного воздействия малых примесей на озон.

Некоторые авторы указывают на более существенную роль озонного механизма в естественном цикле, связанном с солнечной активностью (бомбардировка протонами высоких энергий), воздействием пучков протонов высоких энергий галактического происхождения [5].

В работе [10] по данным измерений со спутника Нимбус-4 показано существенное сокращение озона в период протонной вспышки 4 августа 1972 г. Это сокращение интерпретируется как каталитическое разрушение озона вследствие образования окислов азота NO_x за счет протонов высоких энергий.

В последнее время было установлено, что фреон обладает интенсивными полосами поглощения для длинноволновой ИК радиации, способствуя тем самым, подобно углекислому газу, добавочному парниковому эффекту. По некоторым оценкам этот эффект к началу следующего века может дать повышение температуры примерно на 0,9 °C [4]. Полосы поглощения фреонов более интенсивные, чем полосы поглощения CO₂, и только за счет более низкой концентрации фреонов их влияние на температурный режим стратосферы пока незначительно.

В табл. 1 приведены некоторые характеристики полос поглощения фреонов в сравнении с поглощением группой полос CO₂ по данным [12, 14].

Таблица 1

	Центр полосы поглощения, мкм	Интенсивность полосы, см ⁻¹ /атм · см		
Фреон-11 ССІ ₃ F Фреон-12	11,8 9,2 10,9	$1536 \pm 45 \\ 635 \pm 30 \\ 1302 \pm 40$		
CCl ₂ F ₂	9,1 8,7	$1136 \pm 22 \\ 718 \pm 14$		
Углекислый газ СО2	Группа полос центриро- ванная при 15 мкм	330 ± 90		

Характеристики полос поглощения инфракрасной радиации фреонами и СО2

Оценки показывают, что в данное время парниковый эффект за счет выбросов фреонов незначителен, но в дальнейшем он будет зависеть от скорости их накапливания в стратосфере.

В настоящее время существует принципиальная возможность измерений малых примесей (в том числе фреонов) в стратосфере с разного типа летательных аппаратов и платформ — от самолетов до искусственных спутников Земли [13]. Однако для непосредственных измерений фреонов на высотах 25—40 км наибольший практический интерес представляют воздушные шары. Специальные исследовательские полеты показали, что шар и его полезная загрузка не оказывают заметного эффекта на измерения малых концентраций фреонов и окислов азота.

Количественные измерения фторхлоруглеродов и других галоидоуглеродов основываются главным образом на следующих трех методах:

1. Газовая хроматография в сочетании с регистрацией посредством детектора электронного захвата.

2. Газовая хроматография в сочетании с масс-спектрометром (на уровне регистрации единичных ионов).

3. Инфракрасная спектрометрия.

Преимущества и недостатки каждого из трех методов по данным [13] приведены в табл. 2.

Таблица 2

Метод	Чувствитель- ность	Преимущества метода	Недостатки метода
 Газовая хрома- тография. Элек- тронный захват 	Фреон-11 1 · 10-12 Фреон-12 10 · 10-12	Низкая стоимость, пор- тативность, можно ана- лизировать несколько соединений одновре- менно	Чувствительность функция соедине- ния, нельзя прово- дить непрерывные измерения
 Газовая хрома- тография. Масс- спектрометрия 	Фреон-11 5.10-12 Фреон-12 5.10-12	Чувствительность не за- висит от соединений, обеспечивается поло- жительная идентифи- кация соединений	Высокая стоимость, не портативен, нельзя проводить непрерывных из- мерений, можно анализировать только одну пробу воздуха
 Инфракрасная спектрометрия 1 	Фреон-11 1·10-9 Фреон-12 1·10-9	Позволяет постоянно ре- гистрировать одновре- менно несколько со- единений, обеспечи- вает положительную идентификацию	Высокая стоимость, низкая чувстви- тельность

Характеристика методов измерений фторхлоруглеродов

¹ По данным R. J. Nordstrom, J. H. Show et al. Application of Computer—Simulated Infrared Solar Spectra to the Detection of Atmospheric Fluorocarbon-12.— Appl. Spectroscopy, vol. 31, N 3, p. 224—229. Чувствительность метода инфракрасной спектрометрии лежит в пределах $1 \cdot 10^{-7} \div 5 \cdot 10^{-11}$ в зависимости от длины трассы и разрешения.

Погрешности определения фторхлоруглеродов различными методами составляют около 10—15 % для фреона-11 и около 20— 40 % для фреона-12. Эти погрешности еще слищком велики для того, чтобы уверенно судить об истинном изменении концентрации фреонов. Однако, более или менее подлинные данные о содержании фреонов в атмосфере можно получить, непосредственно анализируя данные поступления фреонов в атмосферу. Фреоны поступают в атмосферу вследствие их применения в разного рода промышленных и бытовых установках (рефрижераторы, холодильники, системы кондиционирования воздуха) и при производстве товаров широкого потребления (аэрозольные упаковки — распылители парфюмерных и косметических товаров, инсектицидных препаратов, лаков, красок и т. д.).

По имеющимся оценкам [11], с 1958 по 1975 г. в атмосферу было выброшено около 2,9 млн. т фреона-11 и около 4,4 млн. т фреона-12.

В табл. 3, 4 приводятся некоторые данные по производству и выбросам в атмосферу фреонов и других хлоруглеродных соединений.

Таблица 3

	Производство					
Соединение	в США	в мире ¹	США/в мире, % ²			
Флеон-11		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	-			
(CCl ₃ F)	148	368	45 -			
Фреон-12						
(CCl_2F_2)	221	441	55			
ČCl ₄	476	950	50			
C_2H_5C1	300	550	-55			
CH ₂ Cl-CH ₂ Cl	4221	12 000	35			
CH ₃ Cl	247	400	60 -			
CH ₃ CCl ₃	249	420	60			
CH ₂ Cl ₂	236	425	55			
CCl_2 - CCl_2	321	750	45			
CCl_2 -CHCl	205	700	30			
CH ₂ -CHCl	2432	7 100	35			

Производство фреонов и некоторых основных хлоруглеродных соединений в 1973 г. [11] (10³ т/год)

¹ Без учета СССР и других стран СЭВ.

² С точностью до 5 %.

Таким образом, до 1973 г. в среднем больше половины мирового производства основных видов фреонов и других хлоруглеродных соединений приходилось на США. Доля (от общего производства) основных хлоруглеродных соединений (без фреонов, о которых речь пойдет ниже), высвобождающаяся в атмосфере, по оценкам, приведенным в отчете [11], составляет для всех перечисленных в табл. 3 соединений от 2 до 8 %; за исключением CH₂Cl₂, CCl₄ и C₂HCl₃, для которых она возрастает до 85—95 %.

По данным [11], доля фреонов, выброшенных в атмосферу, от их общего производства составляет 85—87 %. Основная часть общего количества попадающих в атмосферу фреонов приходится на аэрозольные упаковки и товары бытовой химии.

Данные, характеризующие производство фреонов в СССР, приведены в табл. 5 и 6.

Таблица 4

	Фрео	н-11	Фреон-12			
Год	вСША	в мире 1	в США	в мире ¹		
до 1958 1958 1959 1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975	$\begin{array}{c} 23\\ 27\\ 33\\ 41\\ 56\\ 64\\ 67\\ 77\\ 77\\ 83\\ 93\\ 109\\ 111\\ 117\\ 136\\ 148\\ 158\\ 121\\ \end{array}$	172,5 $29,7$ $35,8$ $50,0$ $60,8$ $78,7$ $94,2$ $112,0$ $124,5$ $141,9$ $163,6$ $187,1$ $223,2$ $245,9$ $274,6$ $317,5$ $367,8$ $400,2$ $357,3$	$\begin{array}{c} 60\\ 71\\ 75\\ 79\\ 94\\ 99\\ 104\\ 123\\ 130\\ 141\\ 148\\ 167\\ 170\\ 177\\ 200\\ 221\\ 231\\ 178\\ \end{array}$	$570 \\ 74,0 \\ 88,5 \\ 100,6 \\ 110,2 \\ 130,6 \\ 149,9 \\ 175,0 \\ 196,4 \\ 227,1 \\ 257,8 \\ 277,1 \\ 311,5 \\ 335,4 \\ 355,9 \\ 398,6 \\ 441,0 \\ 473,6 \\ 416,3 \\ 16,3 \\ 100,100,10 \\ 100,100,10 \\ 100,100,10 \\ 100,100,10 \\ 1$		
Всего		3437,3		5089,5		
В том числе:						
в Северном пол в Южном полут Выброшено в атм	ушарии парии осферу	3326,8 110,5 2934,1		4891,1 198,4 4414,1		

Производство и выбросы фреона-11 и фреона-12 по годам (103 т/год) [11]

¹ Эти цифры включают оценочные данные по производству фреонов в СССР и других странах СЭВ. При расчетах принято, что общее производство фреона-11 и фреона-12 в СССР и странах СЭВ к 1975 г. составило соответственно 155 тыс. т и 209 тыс. т. Фактические данные по СССР см. табл. 5 и 6.

Таблица 5

Производство фреонов (хладонов)-11, -12 в СССР (в 10³ т/год)

		Гсд							
Соединение	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	
Хладон-11 Хладон-12	1,4 9,6	2,2 12,0	2,5 13,3	2,9 15,9	3,6 18,2	4,0 19,8	6,1 25,2	7,4	
Bcero	11,0	14,2	15,8	18,8	21,8	23,8	31,3	38,6	
Bcero 3a	l V - orton	н . . 111	20.1	I *	1				

Хладон-12 145,2

Bcero 175,3

Таблица б

Структура суммарного потребления фреонов-П, -12 (хладонов) в СССР за 1968—1975 гг. (10³ т/год)

	Год стан								
Область потребления	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	
Холодильное машино-		7.06		10.0	11.50	10.10	15 75	10.00	
Строение Производство пенополи- уретанов для бытовых холодильников	7,13	7,90	8,0	0,02	0,03	0,10	0,20	0,30	
Товары:	:						-		
бытовой химии (аэро- зольные упаковки) прочие	3,53 0,3	5,69 0,5	6,54 0,84	7,84 0,92	4,55 0,98	4,87 1,1	13,15 1,46	17,95 1,65	

Сравнение данных табл. 4 и 5 показывает, что доля СССР в общемировом производстве фреонов за период 1968—1975 гг. составляет по фреону-11—1,3%, по фреону-12—4,8%, в то время как доля США составляет 42 и 50% соответственно.

В СССР в 1974—1975 гг. только около 45 % общего выпуска хладонов-11 и -12 потреблялось для изготовления товаров бытовой химии, в США в эти же годы — около 50 %, в Великобритании — около 80 %.

Анализ данных по производству и выбросам в атмосферу фреонов и других хлоруглеродных соединений свидетельствует о том, что увеличение выброса в атмосферу фреонов происходит со скоростью примерно 8—10 % в год. Как было показано выше, при сохранении объема производства фреонов на уровне 1973 г. разрушение озонного слоя за счет выбросов фреонов в атмосферу через 100 лет составит 8 % его равновесного количества. Из тех же расчетов следует, что вследствие большой инерционности процессов влияния фреонов на озонный слой меры по ограничению выбросов фреонов в атмосферу следует принимать задолго до того, как разрушение озона достигнет каких-либо критических пределов.

Ориентировочно можно оценить скорость накапливания фреонов в атмосфере, исходя из трех альтернатив:

1. Вудет продолжаться увеличение общегодового производства фреонов.

2. Рост производства фреонов будет приостановлен.

3. Начнется сокращение производства фреонов.

Данные табл. 4 показывают, что средний годовой прирост мирового производства фреонов с 1958 до 1974 г., когда в США были приняты некоторые ограничительные меры, составлял 15—18 % в год.

В дальнейшем эта тенденция, по-видимому, будет замедлена, а возможно и приостановлена или даже сменит знак.

Пусть изменение среднего годового производства фреонов (*dq*) определится соотношением

$$\frac{dq}{dt} = k_0 q, \tag{5}$$

где k₀ — коэффициент роста.

Тогда годовое производство фреонов определится после интегрирования (5) выражением

$$q = q_0 e^{k_0 t}, \tag{6}$$

где q и q_0 — годовое производство фреонов в момент времени t и t = 0 соответственно.

Общее содержание фреонов (Q), принимая во внимание эффект накапливания, может быть получено следующим образом:

$$Q = Q_0 + \int_0^t q \, dt = Q_0 + \frac{q_0}{k_0} (e^{k_0 t} - 1), \tag{7}$$

где Q_0 — накопляемое в атмосфере содержание фреонов на момент времени t=0. На основании (7) получим отношение

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{q_0}{k_0 Q_0} (e^{k_0 t} - 1), \tag{8}$$

которое будет характеризовать относительный рост содержания фреонов в атмосфере как функцию времени.

Легко видеть, что при $k_0 > 0$ будет наблюдаться экспоненциальный рост содержания фреонов.

При $k_0 < 0$ (сокращение годового производства) будет наблюдаться замедленный рост содержания фреонов. При $t \to \infty$ для этого случая отношение $\frac{Q}{Q_0}$ в пределе будет стремиться к выражению

$$\lim_{t \to \infty} \frac{Q}{Q_0} = 1 - \frac{q_0}{k_0 Q_0} \,. \tag{9}$$

В том случае, если установится постоянный уровень производства ($k_0 = 0$), получим

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 + \frac{q_0 t}{Q_0}.$$
 (10)

Принимая по данным табл. 4 за начальный уровень 1974 г., для которого $Q_0 = 7353, 2 \cdot 10^3$ т/год, $q_0 = 873, 8 \cdot 10^3$ т/год, можно оценить относительный рост фреонов в атмосфере для указанных трех альтернатив. Результаты оценок приведены в табл. 7.

Легко видеть, по данным табл. 7, что при любых вариациях в ближайшие несколько десятилетий будет наблюдаться рост

Таблица 7

Относительный рост содержания фреонов в атмосфере $\frac{\zeta}{Q_0}$ по отношению

к уровню 1974 г. при различных коэффициентах k_0 по трем вариантам альтернатив

	k ₀	Урогень 1974 г.	Рост уровня через интервалы лет						
Варианты			10	20	30	40	50	100	
Рост производства Постоянный уро-	0,1 0,05	1	3 2,36	7,6 4,6	23,7 8,4	65 14,4	176,4 24,5	25 440,7 309,5	
вень производ- ства Сокращение уров- ня производства	0 0,1 ¹	1 1	2,2 1,75	3,4 2,0	4,6 2,7	5,8 2,2	7,0 2,2	120 2,2	

¹ При $k_0 = -0.05$ отношение $\frac{Q}{Q_0}$ стремится к 2,4.

содержания фреонов в несколько раз по сравнению с уровнем 1974 г. В дальнейшем при постоянном уровне производства и в особенности при росте производства фреонов его содержание может резко возрасти на несколько порядков, что недопустимо как из-за возможного воздействия на озонный слой, так и из-за усиления парникового эффекта.

В табл. 8 приводятся сравнительные оценки парникового эффекта фреона и CO₂ по данным [8], которые свидетельствуют, что эти эффекты вполне сопоставимы.

Таблица 8

Сравнение возможных изменений концентрации фреонов и СО₂ в будущем и связанные с этим изменения температуры у поверхности для двух сценариев будущего роста фреонов

4	Poc	Эффект СО2, по Манабе						
1 ¹ .	на	уровне 1973	3 r		10 % в год	агаемая кон- (ия СО ₂ млн1	ние темпера- поверхности,	
Год	концентрация, млрд1		иие итуры хно-	кснцентрац	ия, млрд. ^{—1}			ние 1туры хно-
	F-11	F-12	изменен темпера у повер сти, °С	F-11	F-12	измене) темпера у повер сти, °С	предпол центрац	измене туры у °С
1975 1980 1990 2000	0,09 0,15 0,25 0,32	0,21 0,29 0,44 0,58	0,06 0,09 0,1 0,2	0,09 0,17 0,50 1,4	0,21 0,32 0,80 2,1	0,06 0,09 0,3 0,7	330 340 360 390	0 0,1 0,3 0,5
Как видно из табл. 8, в ближайшие десятилетия тепличный эффект, обусловленный влиянием фреонов в случае увеличения их концентрации в несколько раз (что, как следует из табл. 7, вполне достижимо), будет сравним с тепличным эффектом влияния CO₂ и даже превысит его.

К сожалению, в настоящее время существуют много неопределенностей в количественных оценках механизмов разрушения озона за счет выбросов фреонов и других хлоруглеродных соединений. Математические модели, на которых основываются все современные выводы и прогнозы разрушения озонного слоя и увеличение вследствие этого падающей на Землю ультрафиолетовой радиации, далеки от совершенства.

Малая достоверность некоторых констант химических реакций, включаемых в химические циклы разрушения озона, субъективизм при выборе для учета в моделях тех или иных реакций, чувствительность моделей к используемым константам и выбранным для включения реакциям не позволяют сделать адекватных и достоверных количественных выводов и прогнозов об изменении содержания озона за счет выбросов фреонов и других химических веществ антропогенного происхождения. В то же время существование принципиальной возможности нежелательного воздействия фреонов и других химических соединений на озонный щит атмосферы требует усиления внимания к теоретическим разработкам и практическим исследованиям различных аспектов этой проблемы. К числу их, в первую очередь, следует отнести:

— усовершенствование методов и аппаратуры для физикохимического анализа атмосферных процессов и реакций с участием хлорфтороуглеродных соединений;

— учет всех возможных путей поступления и стока этих соединений в атмосфере, в частности более конкретные оценки возможного естественного стока фреонов в океан;

— осуществление регулярных и скоординированных в международном масштабе измерений концентраций озона в атмосфере, их изменений и связи с данными о промышленном производстве и использовании фреонов и других хлоруглеродных соединений:

— оценка комбинированного воздействия СО₂, фреонов и других малых примесей, способствующих созданию тепличного эффекта на тепловой режим и климат планеты.

Возможность разрушения озонного слоя представляет собой глобальную проблему и поэтому, поскольку существует необходимость принятия мер по регулированию выбросов химических веществ, представляющих опасность для озонного слоя, эти меры должны осуществляться на международной основе с учетом существующих в каждой стране реальных факторов экономического, социального и медико-биологического характера.

Не менее важен контроль поступления этих компонент совместно с CO₂ в атмосферу в связи с вызываемым ими увеличением тепличного эффекта.

1. Александров Э. Л., Седунов Ю. С. Человек и стратосферный озон. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 103 с.

2. Борисенков Е. П. Климат и его изменения. - М.: Изд-во Знание, сер. физика. 1976. № 6.— 67 с.

3. Кароль И. Л. Высотные самолеты и стратосфера. — Л.: Гидрометеоиздат. 1974.— 49 с.

4. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Стратосфера и фреоны.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана.— М., 1976, т. 12, № 7, с. 683—695. 5. СІАР monographs — Washington, D. C.: Dept. Transp., 1976, vol. 1—6.

6. Czutzen P. J. A review of upper atmospheric photochemistry.-- Canad.

J. Chem., 1974, vol. 52, p. 1569-1581,

7. Fluorocarbons and the Environment.— Rep. Federal Task Force on

Inadvertent Modifications of the Stratosphere (IMOS). June 1975.—109 p. 8. Halocarbon: environmental effects of chlorofluoromethane release.— Washington, D. C.: National Research Council, Acad. Sci., 1976.—125 p.

9. Heath D. F., Kruger A. J. Solar proton event influence on strato-spheric ozone.— Science, 1977, vol. 197, p. 886—888.

10. Ramanathan V. Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: climatic

implications.— Science, 1975, vol. 190, N 4209, p. 50—52. 11. Rowland F. S., Moline M. Y. Chlorofluoromethanes in the Environ-ment.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, 13, p. 1—35.

12. Taylor M. D. e. a. The infrared spectra and symmetry of fluorocompounds absorbed on leatuanides hallides.- J. Inorg. Nucl. Chem., 1973, vol. 35, p. 3499---3509.

13. The possible impact of fluorocarbon and halocarbon on ozone. May,

1975. Int. Comm. Atm. Sci., 1975. 75 p. 14. Varanasi P., Fung-Kit Ko. Intensity measurements in freon bands of atmospheric interest.— IOS KT, 1977, vol. 17, N 3, p. 385—388.

К. Я. Кондратьев

СЛЕЖЕНИЕ ЗА ПАРАМЕТРАМИ КЛИМАТА СО СПУТНИКОВ

1. Введение

Возрастающая актуальность проблемы климата и его изменений, обусловленных как естественными, так и антропогенными факторами, выдвигает на передний план задачу мониторинга климата и его изменений [5, 7—14, 44, 46]. Сложность взаимодействующих между собой процессов в системе атмосфера океан—континенты—криосфера, которые ответственны за формирование климата, диктует необходимость слежения за обширной совокупностью параметров, характеризующих не только климат сам по себе, но также разнообразные свойства атмосферы, океана, суши и ледяного покрова [1, 2, 14, 15, 19, 21—26, 40, 42, 43].

Естественно, что основой для определения необходимой совокупности параметров должно быть численное моделирование климата, имеющее целью планирование глобальной системы мониторинга климата. Хотя этот аспект теории разработан слабо, использование данных наблюдений для сопоставления с результатами численного моделирования климата и оценки адекватности различных методик параметризации процессов, влияющих на климат и его изменения, занимает центральное место в разработке теоретических моделей климата.

Особо важное значение приобретает проблема слежения за антропогенно обусловленными факторами климата [44]. Нетрудно судить о том, каковы возможные антропогенные факторы современных глобальных изменений климата, но совсем иная ситуация существует в отношении доказательств влияния человека на глобальный климат, хотя в региональных и локальных масштабах такие доказательства существуют. Подобная ситуация обусловлена главным образом трудностью разделения естественных и антропогенно обусловленных воздействий при гораздо более мощных природных источниках энергии. Так, например, поглощение солнечной радиации таким естественным загрязнителем как сахарский аэрозоль полностью доминирует над антропогенными эффектами.

По-вилимому, пока еще не существует средств наблюдений. способных обнаружить антропогенные изменения климата в глобальных масштабах. Олна из трулностей в связи с этим состоит в несовершенстве теории климата, что затрудняет решение вопроса о тех параметрах и факторах климата, за которыми необходимо следить. Тем не менее ясно, что к подобным характеристикам, в частности, относятся: интегральная и спектральная солнечная постоянная, радиационный баланс, облачность, температура поверхности океана, альбедо подстилающей поверхности, осадки нал океанами. влажность почвы, речной сток, теплосодержание верхнего слоя океана, сдвиг ветра у поверхности, топография поверхности океана, поверхностные течения, глубинная циркуляция океана. протяженность снежного покрова, зоны таяния и дрейф морских льдов, толщина полярного ледяного покрова и его деформация и динамика границ, общее содержание в атмосфере и вертикальные профили концентрации водяного пара, углекислого газа и аэрозоля, прозрачность атмосферы. Несомненно, что слежение за всеми параметрами климата следует осуществлять с использованием совокупности как обычных, так и космических средств наблюдений.

2. Требования к данным наблюдений

Требования к данным наблюдений разнообразны и существенно зависят от применяемой модели климата. Очевидно, что наиболее широкие требования предъявляет трехмерное моделирование. На основе использования результатов численного моделирования климата при помощи трехмерной двухуровенной модели климата, разработанной в Орегонском университете (США), М. Е. Шлезинджер [39] рассмотрел примеры проверки результатов численного моделирования путем сопоставления с данными наблюдений, относящиеся к следующим задачам: 1) параметризация переноса излучения; 2) моделирование процессов образования облаков; 3) воспроизведение гидрологического цикла; 4) моделирование процессов образования снежного покрова; 5) описание процессов в океаническом слое перемешивания; 6) численное моделирование палеоклимата.

Сопоставление расчетного и наблюдаемого глобальных распределений суммарной радиации привело к выводу, что имеющиеся расхождения можно объяснить как ошибками численного моделирования параметров, определяющих перенос излучения, так и (в определенной степени) влиянием неточного задания инсоляции при расчете полей упомянутых параметров. Наиболее надежное решение состоит в независимой проверке радиационного блока модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) по данным наблюдений. В связи с этим в работе [39] высказаны соображения о минимальной совокупности измеряемых величин, знание которых необходимо для проверки надежности схем параметризации радиационных процессов. Отмечена грубая приближенность описания процессов формирования облачности в существующих моделях ОЦА и приведены оценки влияния количества и типа облаков на температуру подстилающей поверхности: в среднем увеличение количества облаков обусловливает понижение температуры поверхности (противоположная ситуация может иметь место в случае перистых облаков).

Хотя оценки Р. Сэсса [27] свидетельствуют о слабой зависимости радиационного баланса системы земная поверхность—атмосфера от количества облаков (имеет место приближенная взаимная компенсация изменений коротковолнового и длинноволнового компонентов радиационного баланса), новые расчеты опровергают этот вывод (особенно это относится к внетропическим широтам). Дальнейшее совершенствование схем параметризации облачности должно быть связано с более надежным учетом вариаций высоты верхней границы облаков в зависимости от широты и долготы, а также таких оптических свойств облаков как их альбедо и излучательная способность.

Наряду с температурой подстилающей поверхности, элементы глобального гидрологического цикла принадлежат к числу наиболее существенных климатических параметров. Сопоставление двух вариантов МОЦА, разработанных в Орегонском университете, с данными наблюдений показало, что второй более полный вариант двухуровенной модели обеспечивает значительно лучшее согласие с наблюдениями. Второй вариант характеризуется рассмотрением концентрации водяного пара на верхнем уровне, количества выпавшего снега и температуры поверхности суши как прогностических переменных. Существенно усовершенствована в этой модели параметризация процессов образования конвективных облаков, крупномасштабной конденсации и испарения, облачного покрова, переноса излучения и пограничного слоя. Учтена пространственно-временная изменчивость взятых по данным наблюдений полей температуры поверхности океана, ледяного покрова, а также альбедо подстилающей поверхности (на суше принята во внимание изменчивость снежного покрова).

Опыт применения двухуровенной МОЦА показал, что надежность параметризации различных физических процессов имеет более важное значение, чем разрешение по высоте. Следует отметить, что более полная модель не обеспечивает достаточно приемлемого согласия с наблюдениями. Так, например, в январе и июле (месяцы, рассмотренные при численном моделировании) расчетный максимум осадков в тропиках значительно интенсивнее наблюденного. Серьезной причиной расхождений может быть, однако, ненадежность данных об осадках над океанами. Сравнительно удовлетворительным оказалось воспроизведение динамики снежного покрова.

Важное значение имеет корректный учет процессов в океаническом слое перемешивания для предвычисления температуры поверхности океана. Актуальна в связи с этим специальная проверка методик параметризации слоя перемешивания. Перспективной возможностью испытания МОЦА является численное моделирование палеоклимата и сопоставление полученных результатов с косвенными данными о палеоклимате (кольца деревьев, донные осадки, ледниковый лед, пыльцевый анализ и др.). Поскольку наиболее полно документировано Висконсинское оледенение (18 тыс. лет назад), в работе [39] предпринято его численное моделирование для условий июля, результаты которого удовлетворительно согласуются с данными наблюдений.

Главные выводы состоят в том, что ледяной покров занимал в период последнего оледенения 18,2 % земной поверхности (по сравнению с 9,3 % в настоящее время), а средняя температура поверхности океана была на 2,3 °С ниже современной. Среднее альбедо земной поверхности составляло 0,22 (по сравнению с 0,14 сейчас). Климат последнего ледникового периода был более холодным и сухим, чем современный. Существенные расхождения расчетных и наблюденных данных выявлены лишь в районах северо-восточной Сибири и восточной Индии.

Более полное численное моделирование тропического климата ледниковой эпохи, которое содержит важные сведения о требованиях к наблюдениям, выполнено С. Манабе и Д. Г. Ханом [33] в рамках трехмерной модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА) с использованием граничных условий, соответствующих настоящему времени и периоду максимума Висконсинского оледенения. Главной целью численного моделирования является в данном случае изучение особенностей гидрологического цикла в тропиках летом (июль—август). 11-уровенная модель ОЦА имеет горизонтальное разрешение около 265 км. Априорно заданы годовой ход температуры поверхности океана и годовой ход протяженности ледяного покрова (предполагается, что толщина морского льда равна 2 м).

Применительно к современным граничным условиям интегрирование осуществлено на срок 3,5 года. Воспроизведение условий ледникового периода выполнено двояким образом. Один из вариантов состоит в задании в качестве начальных условий состояния атмосферы на 20 апреля последнего года интегрирования, полученного при расчете современного климата. После этого продолжался расчет на время 134 суток (до 1 сентября) с заданием внеатмосферной инсоляции, соответствующей ледниковой эпохе. При этом годовой ход температуры поверхности океана (ТПО) задан с учетом поправки к современному годовому ходу, представляющей собой разность ТПО по данным для августа ледникового периода и настоящего времени. Использование результатов геологической реконструкции позволило учесть топографию и альбедо подстилающей поверхности, наблюдавшиеся 18 тыс. лет назад. Границы континентов найдены в предположении, что уровень океана был на 80 м ниже.

Второй вариант численного моделирования условий оледенения (т. наз. модель ТПО) основан на задании распределения морских льдов и ТПО соответственно условиям ледникового периода, на принятии современных граничных условий для топографии, контуров континентов и ледников, альбедо бесснежной поверхности, параметров орбиты. Начальными являются в данном случае результаты численного моделирования современной ОЦА для 10 мая последнего года интегрирования (интегрирование продолжалось затем на протяжении 114 суток до 1 сентября).

Целью использования различных вариантов численного моделирования климата ледниковой эпохи является анализ влияния аномалий ТПО и морских льдов в период оледенения на климат. Сравнение данных численного моделирования для трех упомянутых вариантов, осредненных за два месяца (июль—август), показало, что климат континентов в тропиках гораздо суше в ледниковый период, чем в настоящее время, что соответствует выводам последних геологических реконструкций (более ранние данные приводили к противоположному выводу). Противоположная ситуация наблюдается над океанами.

Хотя полученные результаты относятся лишь к июлю—августу, они все же имеют важное значение для понимания процессов формирования аридности континентов в тропиках. Она возникает в период оледенения в результате более сильных приземных воздушных потоков от континентов к океанам, чем в противоположном направлении. Интенсификация такого рода воздушных потоков обусловлена тем, что реакцией на специфику граничных условий ледникового периода является более сильное понижение температуры воздуха над континентами, чем над океанами.

Различие полей ТПО в ледниковый период и сейчас существенно в высоких широтах, но мало́ в тропических океанах по обе стороны от экватора, где области минимума разностей температуры вытянуты в зональном направлении. В пределах этих областей можно выделить аномалии тепла, где ТПО в ледниковый период сравнима с современной, несмотря на более низкую ТПО окружающих районов. Ввиду больших контрастов температуры, в районах аномалий тепла отмечаются усиления испарения, влажной конвекции, осадков, высвобождения скрытого тепла и развития теплых ядер тропических циклонов, что способствует понижению атмосферного давления у поверхности океана и интенсификации восходящих движений.

Над континентами, ввиду их более высокого альбедо в период оледенения, происходит понижение температуры воздуха и повышение давления по сравнению с соответствующими значениями для океанов. Все это способствует возникновению приземного градиента давления в направлении континент—океан и усилению переноса воздуха в этом направлении. Сопоставление результатов вычислений для трех вариантов численного моделирования привело к выводу, что главной причиной слабости азиатского муссона в период оледенения было возрастание альбедо континента Евразии. Аномалии ТПО в тропиках воздействуют на интенсивность осадков не только над океанами, но и над континентами. Рассматриваемое численное моделирование не ставило задачу выявления причин оледенения. Решение этой задачи возможно лишь при явном учете влияния циркуляции океана. Важное значение имеет совершенствование схем параметризации конвекции, формирования облачности и ее взаимодействия с радиацией.

Значительный интерес представляет определение совокупности данных наблюдений, необходимых для проверки полуэмпирических теплобалансовых моделей климата. Результаты расчетов, основанных на использовании такого рода моделей климата типа предложенных первоначально М. И. Будыко и В. Д. Селлерсом [3], привели к выводу о неустойчивости климата: как только приходящая солнечная радиация уменьшается до определенного критического уровня (и, соответственно, южная граница ледяного покрова продвигается до определенного круга широты), дальнейшее продвижение границы ледяного покрова может происходить даже в том случае, если инсоляция возрастает. Для возникновения неустойчивости климата достаточно уменьшения приходящей солнечной радиации примерно только на 2 %.

Именно теплобалансовые модели климата явились источником алармистских прогнозов изменения климата, хотя многие из их авторов подчеркивали приближенность такого рода моделей. Основу всех простых моделей климата составляет уравнение теплового баланса:

$$c \frac{\partial I(x, t)}{\partial t} = Qs(x) [1 - A(T)] - I(T) + F[T].$$

Здесь с — теплоемкость системы океан — атмосфера, T — температура поверхности, t — время, $x = \sin \vartheta$ (ϑ — широта), $Q = \frac{1}{4}S_0$ (S_0 — солнечная постоянная), A — альбедо системы, выраженное как функция T, s(x) — функция, описывающая осредненный меридиональный профиль инсоляции, I(T) — уходящая длинноволновая радиация, F[T] — меридиональный перенос тепла в атмосфере и океане. Как правило, предполагается, что при $T > T_s$ нет снега (или льда), а при $T < T_s$ устанавливается ледяной (или снежный) покров. В модели М. И. Будыко использовано линейное представление

$$F[T] = c[\overline{T} - T],$$

а В. Д. Селлерс применил диффузионную формулу

$$F[T] = \frac{\partial}{\partial x} (1 - x^2) D \frac{\partial T}{\partial x},$$

где *с* и *D* — постоянные, воспроизводящие некоторые черты современного климата.

Поскольку ряд работ привел к выводу о нечувствительности полученных результатов к уточнениям схем параметризации различных процессов, Р. С. Линдзен и Б. Фаррел [32] предприняли новое исследование теплобалансовых моделей климата с точки зрения их соответствия данным наблюдений и степени неустойчивости климата к внешним воздействиям. Как показано в работе [32], результаты расчетов при помоши простых моделей климата не согласуются с некоторыми наблюдаемыми особенностями климата в настоящее время и в прошлом. Наиболее важный факт состоит в том, что наблюдаемое поле температуры поверхности в пределах околоэкваториального пояса широт ±30° значительно более изотермично, чем это вытекает из расчетов.

Как было обнаружено ранее Э. К. Шнейдером [41], подобная изотермичность поддерживается меридиональным переносом тепла в пределах ячейки Гадлея и связана с тем, что лишь при таких условиях сохранение момента количества движения согласуется с полем термического ветра. В противном случае, даже при малых различиях расчетных и наблюдаемых меридиональных профилей температуры, расчетные данные приводят к совершенно нереальному полю ветра в тропиках.

В связи с этим авторы [32] предложили новую параметризацию меридионального переноса тепла по схеме конвективного приспособления, обеспечивающей уменьшение меридионального потока тепла до нуля на широте $\vartheta = \vartheta_h$ и исключающей изменения температуры при $\vartheta < \vartheta_h$ (как оптимальное принято значение $\vartheta_h = = 25^{\circ}$). Новую параметризацию легко использовать для уточнения модели климата, предложенной М. И. Будыко. Значительно сложнее сделать это применительно к модели В. Д. Селлерса.

Осуществленная недавно реконструкция климата в период максимума последнего ледникового периода (18 тыс. лет назад) привела к выводу [28], что продвижение южной границы ледяного покрова происходило от широты $\sim 72^{\circ}$ к широте $\sim 60^{\circ}$, но при этом зональный профиль температуры в тропиках почти не отличался от современного, тогда как расчеты на основе предложенных ранее простых моделей климата указывают на сопровождающее оледенение существенное понижение температуры в тропическом поясе.

Предпринятые в связи с этим расчеты с использованием уточненной теплобалансовой модели климата обеспечивают согласие с данными наблюдений в тропиках и свидетельствуют о значительно более высокой устойчивости климата в умеренных широтах, чем полученная ранее. Согласно результатам новых расчетов, полное оледенение Земли наступает при уменьшении солнечной постоянной, достигающем 7—20 %. Таким образом, климат Земли оказывается очень устойчивым, за исключением полярных районов (около 15 % поверхности земного шара), где климат чувствителен к малым вариациям солнечной постоянной.

Главным фактором, обусловливающим ослабление чувствительности климата к изменчивости инсоляции, служит ослабление меридионального переноса тепла из тропиков в умеренные и высокие широты. Важен при этом раздельный учет меридионального переноса тепла в атмосфере и океанах.

6 Заказ № 87

Отсюда вытекает, что основной недостаток предложенных ранее простых моделей климата заключается в представлении радиационного баланса как функции температуры подстилающей поверхности, означающем, в частности, что атмосфера, суша, океан и криосфера находятся во взаимном равновесии. Если учесть характерные масштабы времени установления подобного равновесия (10² лет для глубинной циркуляции океана и 10⁴ лет для ледников), то становится ясным, что простые модели могут быть, в лучшем случае, полезны только для описания очень долговременной изменчивости. Поскольку, однако, основной эффект изменения альбедо, обусловленного вариациями ледяного покрова, который учитывается в обсуждаемых моделях, характеризуется сравнительно малой постоянной времени, возможно, что ограничение осреднением за очень продолжительные промежутки времени не должно быть таким строгим, как это кажется с первого взгляда.

Д. Оринг и Ш. Адлер [36] рассмотрели возможность проверки адекватности зональной модели климата по данным наблюдений о количестве и оптической толщине облаков, а также альбедо снежного (или ледяного) покрова. Анализ результатов расчета меридиональных профилей температуры для уровней поверхностей подстилающей и 500 мбар и сравнение их с данными обычных наблюдений обнаружили вполне хорошее согласие, за исключением высоких широт, где расчетная температура оказывается систематически завышенной. Вполне удовлетворительным оказывается также соответствие расчетных и наблюденных (со спутников) значений альбедо системы земная поверхность—атмосфера, но снова выявляется расхождение (заниженность расчетных альбедо) в высоких широтах. По-видимому, именно по этой причине (заниженность альбедо) расчеты приводят к завышенности температуры в высоких широтах.

Альбедо системы определяется тремя факторами: количеством облаков, альбедо подстилающей поверхности и средней толщиной облаков. Заниженность расчетного альбедо в высоких широтах можно устранить, увеличив количество облаков, но это приведет к усилению парникового эффекта, что скомпенсирует влияние уменьшения прихода коротковолновой радиации на температуру, т. е. не обеспечит необходимой коррекции поля температуры.

Альбедо снега и льда варьирует в таких широких пределах, что трудно найти его адекватное значение для использования в модели климата. Однако следует заметить, что принятие среднего альбедо, равного 0,8 (вместо 0,7) существенно улучшает получаемые результаты.

Остается еще третья возможность коррекции путем изменения оптической толщины облаков, но ее невозможно реализовать, ввиду отсутствия данных наблюдений меридионального профиля оптической толщины (в модельных расчетах принята постоянная оптическая толщина, равная 8).

Сравнение расчетного и наблюдаемого меридиональных профилей уходящей длинноволновой радиации выявляет удовлетворительное согласование: расхождения, как правило, не превосходят 5%. Хорошим оказывается соответствие профилей альбедо системы при ясном небе (расчетные значения получены для альбедо снега и льда, равного 0,8), за исключением высоких широт, где расчетное альбедо завышено.

Таким образом, следует констатировать важность использования спутниковых данных для проверки моделей климата. В связи с этим возникает, однако, серьезная трудность, состоящая в недостаточной репрезентативности спутниковых данных и наличии расхождений в результатах, полученных разными авторами. Отсюда вытекает необходимость дальнейших усилий с целью получения вполне надежной спутниковой информации.

Все еще остающиеся неясными многие аспекты проблемы солнечно-земных связей [18, 20] требуют особого внимания к решению задач слежения за параметрами солнечной активности. Известные в настоящее время данные об изменении внеатмосферного излучения Солнца ограничиваются сведениями о таких вариациях, которые пренебрежимо малы в энергетическом смысле. Так, например, вариации солнечного ветра составляют менее 10⁻⁹ по отношению к суммарному потоку энергии и обнаруживаются лишь в верхней атмосфере. Проявления солнечной активности в форме изменчивости рентгеновского и ультрафиолетового излучения также энергетически незначительны и сказываются лишь выше стратосферы. Изменения радиоизлучения Солнца, достигающие порядка величины, имеют место и у земной поверхности, но не сопровождаются прямыми метеорологическими последствиями.

Современные представления о физических процессах, связанных с пятнами, вспышками, корональными возмущениями и др., не дают оснований предполагать возможность заметных изменений интегрального потока внеатмосферной солнечной радиации. Это подтверждается данными измерений солнечной постоянной со спутника «Нимбус-6», которые не обнаружили вариаций более 0,1 %, что не выходит за пределы точности измерений.

Отмеченные обстоятельства вызвали интерес к поискам триггерных механизмов влияния солнечной активности на метеорологические процессы. В ряде работ были предложены механизмы, учитывающие влияние наблюдаемых вариаций ультрафиолетового излучения на химический состав верхней атмосферы (главным образом содержание озона) и возникающее в связи с этим модулирование инсоляции верхней атмосферой.

Д. А. Эдди [31] отметил, что почти все исследования солнечноземных связей ограничиваются рассмотрением сравнительно короткопериодической изменчивости. Однако при анализе 350-летнего ряда наблюдений солнечных пятен определенно выявляется долгопериодическая изменчивость: 80-летний цикл Глейссберга и др. В период Маундерова минимума (1645—1715 гг.) число солнечных пятен упало почти до нуля. Радиоуглеродный анализ колец

6*

деревьев выявил наличие такого рода повторяющихся минимумов в прошлом, в частности минимума Шпёрера (1400—1510 гг.) и средневекового максимума (1120—1280 гг.).

Существование подобных экстремумов в прошлом не позволяет рассматривать современный период солнечной активности как нормальный. Скорее, наоборот, с середины 18 в. наступил период необычно высокого уровня солнечной активности и возможно, что именно этот период характеризуется постепенным потеплением климата после малого ледникового периода, который имел место в 17—18 вв.

Анализ радиоуглеродных данных выявляет отчетливую связь между солнечной активностью и климатом в масштабах времени порядка 0,5—1 столетия. За последние 7,5 тыс. лет обнаружено 18 минимумов солнечной активности типа Маундерова. В каждом из этих случаев наблюдалось наступление ледников и похолодание климата, а в период высокой солнечной активности — противоположные изменения климата. В связи с этим Д. А. Эдди [31] высказал гипотезу, что упомянутые взаимосвязанные изменения солнечной активности и климата имели общую причину — медленные апериодические вариации солнечной постоянной с амплитудой порядка 1 % и характерным временем порядка столетий.

Вариациям солнечной постоянной порядка 1 % соответствуют изменения средней температуры Земли на 1—2 °С. Предположения о подобной изменчивости солнечной постоянной подтверждаются выводами ряда работ о том, что в течение первой половины 20 в. отмечалось возрастание солнечной постоянной примерно на 0,25 %, влиянию которого можно приписать наблюдавшийся в этот период тренд потепления климата. Радиоуглеродные данные свидетельствуют также о еще более долговременном цикле около 2500 лет, проявляющемся в форме скоплений максимумов и минимумов солнечной активности.

Наиболее слабой стороной рассматриваемой гипотезы является неполнота и недостаточная надежность данных об изменчивости климата, которые могут оказаться нерепрезентативными в глобальном смысле. Сомнению может быть подвергнута и надежность радиоуглеродных данных как индикаторов солнечной активности, поскольку не исключено, что вариации температуры могли влиять на содержание радиоуглерода в биосфере. Важно также, что вариации интенсивности галактических космических лучей, обусловливающие изменчивость концентрации изотопа ¹⁴С, вызваны изменениями не только магнитного поля Солнца, но и Земли.

Убедительные доказательства спада солнечной активности существуют лишь для периода Маундерова минимума. Если новые налеоклиматические исследования подтвердят реальность связи между долгопериодичными вариациями солнечной активности и климата, это сделает еще более актуальной проблему слежения за изменениями солнечного излучения. Решение подобной задачи весьма сложное, поскольку необходимо выявлять изменчивость не более 0,1 % на протяжении многих десятилетий.

3. Общая характеристика параметров, подлежащих глобальному мониторингу

Естественно, что в глобальной системе мониторинга климата решающее значение должно иметь использование космических средств наблюдений, хотя следует подчеркнуть, что это отнюдь не умаляет необходимости дальнейшего развития обычных методов (наземных, корабельных, самолетных, аэростатных). В связи с этим представляют интерес рекомендации, разработанные Стокгольмской конференцией 1974 г. [46], и планы спутникового мониторинга климата, намечаемые в США [36]. Система мониторинга представляет собой органическую часть широкой программы исследований климата вообще как в рамках национальных программ [22, 23], так и международных усилий, связанных с перспективой Всемирной климатической программы, намечаемой на десятилетие 1980 гг.

Наиболее широкой программой наблюдений, цель которой состоит в изучении глобальной погоды и климата, был Первый глобальный эксперимент ПИГАП (ПГЭП). В число параметров, определяемых требованиями ПГЭП (который получил также название Глобального метеорологического эксперимента) и подпрограммы ПИГАП по динамике климата (ПИГАП-климат), входят целый ряд таких характеристик земной поверхности, которые наиболее адекватно могут быть определены при помощи методов космической дистанционной индикации. К таким характеристикам принадлежат температура подстилающей поверхности, поля скорости ветра у поверхности океана и скорости морских течений, влажность грунта, параметры снежного и ледяного покровов.

Существующие и планируемые спутники позволяют осуществлять дистанционную индикацию характеристик, перечисленных в табл. 1, с обеспечением указанных здесь требований к пространственной, временной разрешающей способности и точности [34]. Метеорологические спутники «Тайрос-N», которые начали функционировать в 1978 г., позволяют при помощи усовершенствованного ИК радиометра очень высокой разрешающей способности (УРОВР) повысить точность определения температуры поверхности океана с современного уровня 1,5—2°С (для пространственной сетки с шагом 100 км) до 1°С и лучше, обеспечивая при этом картирование при пространственной сетке с шагом до 50 км. В этом случае третье из требований, упомянутых в табл. 1, будет удовлетворено при поле зрения УРОВР, обеспечивающем разрешение около 1 км.

Подготовленный для спутников «Нимбус-7» и «Сисат-1» пятиканальный микроволновой радиометр позволит (при сетке с шагом 100 км) достичь точности определения температуры поверхности океана около 1,5 °С при обеспечении всепогодности измерений. Разработанная ранее ИК аппаратура удовлетворяет требованиям определения температуры поверхности снега, льда и подстилающих поверхностей суши. Наличие в последнем случае

Требования к характеристикам подстилающей поверхности, определяемым методами космической дистанционной индикации, с точки зрения программы ПИГАП-климат

Параметр	Пространствен- ное разрешение, км	Временное разре- шение (повтор- ность) суток	Точность
Температура поверхно- сти океана	200 500 Максимальное возможное	$ \begin{array}{r} 5-10 \\ 5-10 \\ 30 \end{array} $	0,5—1,5 °C 0,5—1,5 0,5—1,5
Температура поверхно- сти суши и ледяного покрова	100 500	5 5	1,0 1,0—3,0
Касательное ветровое напряжение у поверх- ности океана	200	5—10	0,1—0,4 дин/см ²
Морские течения и вихри	200	5—10	2-10 см (топография)
Протяженность ледяно- го покрова	100	5	присутствие/отсутст- вие
	$\begin{array}{c}100\\50\end{array}$	5—15 5—15	То же
Толщина ледяного пок- рова	200	13—30	10-20%
Таяние ледяного покрова	50	5	да/нет
Дрейф ледяного покрова	400	1	5 км
Протяженность снежно-	100	5	присутствие/отсутст- вие
	100 50	5—15 5—15	Тоже
Влажность грунта	100	5	10°/0 полевой влаго- емкости
	500	15	2 уровня
Альбедо подстилающей поверхности	100 500	5 5—15	0,1-0,3

сильного суточного хода делает необходимым использование геостационарных спутников.

Применение аппаратуры пассивной и активной радиолокации на спутниках «Нимбус-7» и «Сисат-1» открыло возможности оценки скорости ветра у поверхности океана с точностью 2 м/с (при сетке с шагом 50 км и повторности 36 ч). Осреднение по площади 200× ×200 км за 5—10 суток обеспечит удовлетворение требований, указанных в табл. 1. В дальнейшем окажется возможным повысить точность оценки скорости ветра до 1 м/с (при сетке с шагом 25 км).

Существующие сканирующие ИК радиометры позволяют идентифицировать границы зон морских течений и вихрей при наличии

гемпературных контрастов около 2°С. Достигнутая при помощи радиовысотомера, установленного на геостационарном спутнике «ГЕОС-3», точность измерений топографии морской поверхности эколо 50 см еще недостаточна для удовлетворения требований ПИГАП-климат. Необходимую точность порядка 10 см (при шаге сетки, равном 20 км, и осреднении за 5—1 % суток) обеспечил радиовысотомер океанологического спутника «Сисат-1». Эта точность может быть в дальнейшем повышена до 2—10 см.

Детально разработана в настоящее время методика анализа спутниковых изображений с целью изучения пространственной структуры ледяного покрова (в частности, отфильтровывания облачности). Микроволновая дистанционная индикация сделала эту методику всепогодной и открыла возможность надежного различения открытой воды, тонкого, однолетнего и многолетнего льдов, а также оценки толщины ледяного покрова. Различение типов льда и последующая оценка его толщины возможны также по данным измерений при помощи скатерометров. Важным средством слежения за ледяным покровом являются радиолокаторы бокового обзора (РБО). Радар с синтезированной апертурой, обеспечивающий очень высокое пространственное разрешение (около 25 м), был установлен на спутнике «Сисат-1».

Контрасты яркости в видимой области спектра, регистрируемые при помощи УРОВР и четырехканальных сканирующих фотометров спутников «Лэндсат», позволяют выявлять зоны тающего льда и снега. Этой же цели могут служить данные микроволновых измерений, благодаря сильному контрасту излучательной способности воды и льда (или снега). Радиотепловые изображения обладают, однако, слишком низкой пространственной разрешающей способностью (20—30 км) для слежения за дрейфом льда (в частности айсбергов). Для этой цели значительно более пригодны данные РБО. Другая возможность состоит в слежении со спутников за дрейфом морских буев.

Требования к слежению за протяженностью снежного покрова удовлетворяются уже существующими данными. Совместное использование изображений в видимой и близкой инфракрасной областях спектра позволяет получить информацию об изменениях структуры снежного покрова, в частности, при его таянии. Полученные ранее результаты выявили хорошую корреляцию между динамикой протяженности снежного покрова и речным стоком. Пока еще не разработаны дистанционные методы определения толщины снежного покрова. Разработка методик дистанционной индикации влажности грунта находится на первоначальной стадии развития. Для решения этой задачи наиболее пригодны данные многоканальных микроволновых измерений. Требуют дальнейшего развития методы определения альбедо подстилающей поверхности по данным спутниковых измерений. Принципиально важное значение имеет создание эффективных возможностей наземной обработки всех получаемых данных.

Национальное управление по аэронавтике и космическим ис следованиям США (НАСА) предприняло разработку десятилетней программы исследований климата, основу которой составляет подготовка и осуществление системы слежения за параметрами климата и дальнейшее соверщенствование методов численного моделирования климата и его изменений в соответствии с общей американской программой изучения климата, цель которой состоит в том, чтобы предвидеть флуктуации климата и их национальные и международные аспекты, а также выявить возможное влияние человека на климат в региональном и глобальном масштабах [37].

Климат определяется при этом как состояние погоды у земной поверхности, осредненное за промежутки времени от одного месяца и более. В зависимости от масштабов времени рассмотрены четыре аспекта проблемы. Климат *A* определяется как современное состояние климата, а цель соответствующих разработок состоит в получении фактических данных о современном климате и их анализе (например, оценке запасов воды по данным о снежном покрове). Главная цель наблюдений в первую очередь заключается в получении сведений о таких параметрах, которые важны с точки зрения производства пищи и волокон, оценки запасов воды и разрешения проблем энергетики.

Под климатом В понимается региональный климат при характерных масштабах времени больше месяца и меньше десятилетия. Главная цель в данном случае состоит в прогнозе естественной изменчивости регионального (характерные масштабы порядка сотен километров) и глобального климатов с учетом полученных ранее и постепенно накапливаемых данных наблюдений, имея в виду моделирование изменений климата, обусловленных такими медленно варьирующими характеристиками, как температура поверхности океана (ТПО), протяженность снежного и ледяного покрова, влажность грунта и др. Первоначальная задача состоит в понимании природы годового хода и межгодовой изменчивости, а также в изучении таких региональных явлений, как муссоны.

Для климата С характерны масштабы времени продолжительнее десятилетия. Конечная цель заключается в изучении причин естественной изменчивости глобального климата: первоначально факторов, влияющих на радиационный баланс (например, вулканические извержения, солнечная активность), затем взаимодействия радиации и процессов формирования облачности, переноса тепла морскими течениями, физики ледяного покрова и пр.

Климат X определяется как обусловленный хозяйственной деятельностью человека во всем диапазоне пространственно-временных масштабов, а главная цель его разработок состоит в предвидении антропогенных изменений климата для принятия соответствующих решений. Задачей первого этапа является изучение влияния антропогенно обусловленных изменений газового и аэрозольного состава атмосферы на глобальный климат. Планируются также исследования антропогенных воздействий на региональный лимат, связанных с урбанизацией и хозяйственным использоваием земель.

Главная цель климатической программы НАСА заключается создании глобальной системы слежения за параметрами климата. Іоскольку исчерпывающее определение и описание всех элеменов климата и их сложных взаимосвязей в предвидимом будущем евозможно, в табл. 2, составленной в работе [37] с учетом реомендаций Стокгольмской конференции [46], приведен список аиболее существенных параметров (во втором столбце знаки люс (+) указывают на необходимость получения информации соответствующих параметрах при изучении тех или иных аспеков климата). В рассматриваемый список включены лишь такие араметры, для которых нужны наблюдения из космоса, так ак они, например, относятся к трудно доступным областям (пусыни, полярные области, мировой океан) или требуют глобального бзора.

Принято, что ошибки наблюдений не должны превосходить 5% естественной изменчивости для параметров, характеризуюцих граничные условия, а в остальных случаях точность должна ыть достаточно высокой для проверки надежности теоретических юделей климата. Так, например, среднюю месячную региональую температуру воздуха следует определять с точностью до 1°C,

среднегодовые значения — до 0,1 °С. Совокупность существуюих и планируемых спутниковых систем наблюдений позволяет основном удовлетворить такого рода требования. Могут быть акже удовлетворены и требования, предъявляемые ПИГАП к точости измерений пяти основных метеорологических элементов и азрешающей способности по высоте: температура воздуха (1°С, 00 мбар), наземное давление (3 мбар), горизонтальный компоент ветра (3 м/с, 200 мбар; 2 м/с в тропиках), температура поерхности океана (1°С), относительная влажность (30%, 00 мбар).

В табл. 3 и 4 детально охарактеризованы требования к точноги определения параметров климата для категорий *B*, *C* и *X*.

Следует подчеркнуть, что для определения ряда характеристик осадки, свойства облаков, эвапотранспирация и влагообеспеченость растений, морские течения, взаимодействие океана с атмоферой, аэрозоль, криосфера и солнечно-земные связи) особенно ажное значение имеют синхронные спутниковые, самолётные и аземные измерения, ввиду неоднозначности данных дистанционых измерений.

Основными первоначальными задачами численного моделироания общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и климата, решаеыми в комплексе с использованием данных мониторинга климата вляются исследования: 1) главных устойчивых особенностей ОЦА умеренных и высоких широтах (тропосферное струйное течение, элярный вихрь, блокирование, преобладающие траектории циконов и антициклонов); 2) устойчивых особенностей ОЦА в троиках (ВТЗК, крупномасштабная конвекция, аномалии ТПО, Ταδλυψα 2

Состояние и перспективы слежения за параметрами климата из космоса

		Категория	климата		Могут ли тре метров быть	бования к опред удовлетворень	елению пара- 1 системами
Параметр	Ą	B	C	X	существую- щими	планируе- мыми	наблюдатель- ными в 1980-х гг.
Параметры погоды							
1. Профиль температуры						да	да
2. Наземное давление					-	(Her Mer	одикн дис- юй инлика-
					Стандарт-	П Г	ии)
3. Скорость ветра	Основна	ня программа ПГЭП	наблюдени		ные метео- рологиче- ские наб-		кению обла- сон)
					людения		
4. Температура поверхности океана						да	да
5. Влажность воздуха						8	ą
6. Осадки	+			-+		нет	нет
7. Облачный покров	+	+-		+		да	да
8. Устойчивость пограничного слоя	+					[1
Параметры океана							
4а Температура поверхности океана	÷	-+		- +	нет	да	да
9. Испаренне	· · · · ·		+ '	+		нет	нет

· .		Категори	я климата		MOLYT JN TP METPOB (DAI	ебования к опре гь удовлетворени	делению пара- и системами
Параметр	Y	8	U	X	существую- цими	планируемы- ми	наблюдатель- пыми в 1980-х гг.
10. Касательное ветровое напряже- ние	,		+	+	HeT	нет	нет
11. Турбулеитный обмен с атмосфе- рой	- · ·		+	+	R _	a	R
12. Топография поверхности океана				+	2 -	м. б.1	м. б.
13. Теплозапас верхнего слоя океана	-			+	1	нет	нет
14. Профиль температуры				+ ·	частично	частично	частично
15. Профиль скорости				+	2	â	R
Радиационный баланс	į.						
7а Облачность (влияние на радиацию)		÷	· .	÷	итроп	Да	да
16. Составляющие регионального радиационного баланса	1 -	+		+	нет	Â	R
17. Градиент экватор-полюс		+		+	Ŕ	нет	R
18. Альбедо поверхности		+		+	да	да	ŧ
19. Радиационный баланс поверхно- сти	+	+		+ .	частично	частично	частично
20. Солнечная ностоянная		÷		+	нет	да	да
21. Солнечное УФ излучение		+		+	*	8	£
¹ м. б.— может быть.		: - - - -			and a second		

91<u>:</u>

наблюдатель-ными в 1980-х гг. Могут ли требования к определению пара-метров быть удовлетворены системами нет нет HeT да да да планируемы-ми частично м. б. нет нет нет Да да да существую-щими почти нет нет нет нет да да * + +`+ × + +++++Категория климата J + + + q + + + + +++ -++-+ + A 27. Морские льды (0/0 открытой во-23. Влажность почвы (корневая зона) 24. Растительный покров (исключая 28. Снежный покров (0/0 поверхно-22. Влажность поверхностного слоя 26. Влагообеспеченность растений 30. Топография ледяного покрова Параметры криосферы Суша, гидрология, 29. Водосодержание снега растительность 18а Альбедо поверхности 25. Эвапотранспирация Параметр ба Осадки грунта Jeca) сти) ды)

		Категория	я Климата		Могут ли тр метров быт	ебования к опре. ъ удовлетворень	целению пара- и системами
Параметр	P	8	U	×	существую- цими	планируемы- ми	наблюдатель- ными в 1980-х гг.
31. Скорость горизонтального дрей- фальта				+	да	да	да
же поста 32. Граница ледяного покрова	-]- -			+	£	3	£
Состав атмосферы	• •						
21а Солнечное УФ излучение				+	нет	ĥ	2
33. Стратосферная аэрозольная тол- щина	+		· ···	+ .		итроп	итроп
34. Тропосферная аэрозольная тол- щина	+			+	.	нет	нет
35. Озон	+			+	Â	да	да
36. Стратосферный водяной пар				Ŧ	нет	R -	R,
37. Закись и окислы азота	÷			+	да	Ŗ	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,
38. Углекислый газ				<u>+</u>	A	A	£
39. Хлорфторметаны				+	\$		8
40. Метан				+	ñ	Ŗ	Ŕ
			_				

Tabuya 3

Требования к точности параметров климата для категории В

		Точно	ICTB	ъ.	Разрешение	
	Параметр	желаемая	допустимая	горизон- тальное, км	вертикаль- ное, мбар	временное
Основные метео-	Профиль температуры	1 °C	2 °C	500	200	12—24 ч
рологические	Наземное давление	1 m6ap	3 мбар	, 500	1.	12—24
ласно ПГЭП	Скорость ветра	3 M/C	3 M/C	500	200	1224
	Температура новерхности оке- ана	0,2 °C	1 °C	500		3 cyr
	Влажность	7 0/0	30 %	500	400	1224
	Осадки	10 0/0	25 %	500	 	1224
	Облака:			-		
-	а) количество облаков	5 0/0	20 %			
	б) температура верхней	2 °C	4 °C			
	границы оолаков в) альбего	0,02	0,04			
	г) общее водосодержание	10 Mr/cm ²	50 Mr/cm ²	-		-
Параметры океана	Температура новерхности	0,2 °C	1 °C	500	I .	1 mec
	Испарение	10 %	25 %	500	1	* -
	Турбулентный теплообмен	10 Br/m^2	25 Br/m^2	200	1.	1 *
	Касательное напряжение	0,1 дин/см ²	0,3 дин/см ²	200		*
Радиационный ба-	Облака (влияние на радиацию)					
	а) количество	5 0/0	20 %			

		Точн	ость		Ра'зрешение	
	Параметр	желаемая	допустимая	горизон- тальное, км	вертикаль- ное, мбар	временное
	б) темлература верхней границы облаков	2°C	4 °C			
	в) альбедо	0,02	0,04			
	г) общее водосодержание	10 Mr/cm ²	50 mr/cm^2			
Радиационный ба- ланс	Составляющие регионального радиационного	10 Br/m ²	25 Br/m^2	500	ļ	1 mec
	Градиент экватор—полюс	50	4, "	1000		1 ,
	Альбедо	0,02	0,04	20	1	I "
	Солнечная постоянная	$1,5 Br/m^{2}$	$1,5 Br/m^2$	1		l cyr
	УФ излучение Солнца	10 % для 50 Å		1		1 "
Гидрология суши	Осадки	10 %	25 %	500	!	1 mec
и растительный поклов	Альбедо	0,02	0,04	500	1	1 ,
andwor	Влажность грунта	0,05 r/cm ³	4 уровня	500	ŀ	*
	Влажность почвы в корневой зоне	0,05 .	4 уровня	500] -	۲ ۲
	Протяженность растительного покрова	5 0/0	5 %	500		R
	Эватранспирация	10 0/0	25 %	500	I	1
	Водообеспеченность растений	4 уровня	2 уровня	500	Į	, 1 ,
Параметры крио- сферы	Морской лед (% открытой воды)	3 0/0	3 0/0	20		3 cyr
	Снег (% покрытия)	5 a/o	5 0/0	20		1 нед
95	Снег (водосодержание)	1 cm	3 см	20	1	*

Tabauya 4

Требования к точности параметров климата для категорий С и X (указаиы параметры, дополнительные по отношению к перечисленным в табл. 3)

		Точно	0CTb	Pasper	пение	
	Параметр		допустимая	горизонтальное	вертикаль- ное, км	временнсе
Параметры оке- ана	Высота поверхности океана Теплозапас верхнего слоя	4,2.10 ³ Дж/см ²	2,1.10 cm	Переменное 500	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1 нед 1 мес
	океана Профнль температуры Профиль скорости: э) у гозорости:	0,2.°C	1,0.ºC	Переменное		* \
Параметры крио- сферы	 б) на глубинах Высота ледяного нокрова Дрейф ледяного покрова Гранины льла 	0,2 ", 10 см 1 км	1 " 1 " 100 M/rog	" 1—3 км Точечные цели 1—3 км	: <u></u> {- <u> </u> -	ТОД
Состав атмосферы	УФ излучение Солнца Оптическая толщина аэрозоля: a) стратосферного	10 %, для 50 Å 0,002	0,01	250 км (С — Ю)		" 1 Mec
	б) тропосферного Озон	0,005 , cM*	0,02 0,02 "cm" (oбщее colep-	1000 км (B-3) 500 250 км (C-Ю) 1000 км (B-3)	်က် ကိ	a a □
	Водяной пар в стратосфере	0,5 ppm	жание) 10 % на эффек- тивной высоте 0,05 ppm	250 км (С — Ю)		2
	Закнсь азота. Углекнслый газ Хлорфторметаны Метан	0000 0000 0000	0,00 0,10 0,15 0,15	1000 км (В — 3) — — — — — — — — — — — — — — — — — — —		год 1 год 1 * * *

осцилляции циркуляции Уокера в южном полушарии, тропические циклоны, азиатский муссон); 3) крупномасштабного взаимодействия циркуляции в тропиках, умеренных и высоких широтах. Важное значение для решения задач изучения земного климата имеют исследования климата на других планетах (Венера, Марс, Юпитер) [16].

Актуальность оценки антропогенных воздействий на климат выдвигает широкие требования к слежению за загрязняющими компонентами атмосферы. В связи с этим в работе [45] составлен содержательный обзор существующих и перспективных возможностей обнаружения и слежения за загрязнением окружающей среды на основе использования методик космической дистанционной индикации. Таблица 5 характеризует загрязняющие компоненты атмосферы, цели и требования к точности измерений в тех случаях, когда влияние загрязнений на окружающую среду

Таблица 5

Требования к измерениям загрязняющих компонентов атмосферы, влияние которых на окружающую среду установлено более или менее определенно

Компонент	Область, атмосферы	Цель и значение измерений	Точность
• · · · · · · · · ·	J	l	
	Глобал	ьные процессы	
CO ₂	Тропосфера и стратосфера	Измерения возрастания концентрации, оказы- ваюшего влияние на	0,5 млн1
O ₂	Верхняя тропо- сфера и страто- сфера	климат Образование частиц аэрозоля в стратосфере и SO ₂ , поступившего из	0,5 млрд1
	- 1	тропосферы, а также вы- брошенного в периоды вулканических изверже- ний и сверхзвуковой	
O ₃	Стратосфера	изичение долговремен- ного тренда с целью выявления его причин, в частности корреляции	Общее содержа- ние 1 %. Верти- кальный профиль концентрации 10%
H ₂ O	•	с солнечной активностью Изучение влияния на: 1) концентрацию озона, 2) радиационный баланс стратосферы, 3) микро- структуру частиц аэро-	Общее содержа- ние 20 % для 1) и меньшая точность для 2). Вертикаль- ный профиль
0		золя в сульфатном слое Изучение влияния на концентрацию озона	0,5 млн. ⁻¹ для 3) NO ₂ и NO 10 млрд1

÷		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	·····
			al a state and and the
**	Of		Torresource
компонент	Область атмосферы	цель и значение измерении	Точность
and a line of the second s			
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	in the second	
	Denueue		
	Региона	льные процессы	A second second second
<u> </u>	Нижние слои	(1) Поврежление расти-	10 млбл -1
\mathbf{O}_2	атмосферы	тольности и 2) образо-	то мард
	атмосферы	вание пастии запозоля	
	-	оказывающих влияние	
		US KUCHOTHOCTH OCSUKOP	1
Has	Тоже	1) Окисляется по SO	0.1 млрл1 (?)
1120	io me	2) Природные источники	(.)
		неопределенны	
NO.		1) Поврежление расти-	0.1 млн1 пля 1)
		тельности и токсичность	10 млрл1
	1 2 - 2	при высоких концентра-	лля 2) и 3)
		инях 2) Фотоокисление	
		углеволоролов и обра-	
		зование частии. 3) Прел-	
		нественники РАМ	
<HC $>$		1) Приволит к образо-	< 1 млрд. -1 (?)
	"	ванию частии путем фо-	
		тохимических процессов:	
and the second s	1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 -	2) Обусловливает обра-	
		зование токсичных ве-	
and the second second		ществ	· · · · ·
	:		
O 3		Возбуждающее и разру-	10 млрд1
	15	шительное воздействие;	
		продукт фотохимических	
	for a second	процессов с участием	
		$<$ HC> и NO $_x$	1 10
PAN	29	Токсичные продукты фо-	1-10 млрд1
	•	тохимических реакций	10-9
нg	*	Изучение переноса в ат-	10-2 млрд1
		мосфере и аккумуляции	
		в оиосфере	
тепловые заг-	# *	Фактор региональных из-	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
рязнения	· · · · · · · · · · ·	менении климата	

установлено более или менее определенно. В табл. 6 представлена сводка таких компонентов, воздействие которых на окружающую среду изучено недостаточно.

Одним из основных источников информации для слежения за загрязнением атмосферы, океана и суши служат многоспектральные изображения типа полученных при помощи аппаратуры МКФ-6, установленной на ПКК «Союз» и ОКС «Салют-6», многоспектральной аппаратуры спутников «Лэндсат» и ОКС «Скайлэб». Значительно более надежные данные позволяют получить применение спектроскопических методик, использованных на ПКК «Союз», ОКС «Салют», спутнике «Нимбус-7» и планируемых для стратосферного зондировщика (SACE). Важное значение имеет в этой связи разработка методик корреляционной и интерферо-

1.19

Таблица б

Требования к измерениям загрязняющих компонентов атмосферы, влияние которых на окружающую среду изучено недостаточно

Tarra a la companya da la			
· · · · · · · ·			
Компонент	Область атмосферы	Цель и значение измерений	Точность
			- -
			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
· · ·	Глобал	ьн ы е процессы	
CO	Тропосфера и	1) Влияние сжигания	10 млрд1
	стратосфера	топлива на концентра-	
and the second second second		цию СО. 2) Изучение	
		воздействия на страто-	
LINO	Cananatana	сферу	
FINO ₃	Стратосфера	Блияние на концентра-	1 "
		цию озона и образова-	
<hc></hc>		ние аэрозоля Влидние на образование	3
, ~	1 2	аэрозоля	
CH₄	Тропосфера и	1) Образование части	Тропосфера
	стратосфера	в результате фотохими-	0,5 млн1
		ческих реакций в тропо-	Стратосфера
		сфере. 2) Влияние на	0,2 млн1
		распределение водяного	
		пара и озона в страто-	
X nondronwe-	Торие	cope	0.001 1000 -1 (2)
таны	IO MC	тате антропогенных вы-	
101124		бросов	
N ₂ O	Стратосфера	Фотолиссоциация в стра-	50
- · 2	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	тосфере	
		k F	
		a de la companya de la caractería.	
	Региона	льные процессы	
CO ·	Нижние стои		10 10 10 -1
00	атмосферы	Г) БЫЯВЛЕНИЕ ИСТОЧНИ-	то млрд
	annoethebr	жительности жизни в	
and the second second		нижней атмосфере.	
· · ·		2) Образование частиц в	
		результате фотохимиче-	
	,	ских реакций. 3) Инди-	
		катор процессов в океа-	
H	Тоже		1 MTDT -1
		в результате фотохими-	т магрде *
		ческих реакций. 2) Воз-	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
		буждающий фактор при	
		концентрациях порядка	an a
		1 ppm	
1 алогены	7	1) Токсичность и раз-	1 "
		рушающее воздействие.	
	4	<i>4)</i> Бром как индикатор	
		ана	
NH_3	· .	Соелиняется с серчой	10
U S	#	кислотой, образуя чя-	
		стицы (NH4)2SO4	· · · · · ·
		• • • • • •	

7*

метрической спектроскопии. Подобные методики планируется применить на ОКС «Спейслэб» и ТКК многократного использования для измерений концентрации таких компонентов в атмосфере СО, NH₃, H₂O, NO₂, CH₄ и возможно NO_x и SO₂. Требует более значительных усилий разработка методик космической дистанционной индикации загрязнений океана. Одна из наиболее важных характеристик в этой связи — цвет океана.

Заключение

Многочисленность параметров климата, требующих слежения, и сложность осуществления полной системы спутникового мониторинга климата выдвигают в качестве неотложной задачи выявление минимального комплекса данных, который необходим для решения наиболее актуальных проблем изучения климата и его современных изменений.

Потребности спутникового мониторинга климата исключительно широки. С точки зрения потенциальной возможности решения соответствующих задач дистанционной индикации параметров окружающей среды почти все эти потребности могут быть удовлетворены. Необходимы, однако, большие усилия для разработки и испытаний разнообразной аппаратуры, осуществление комплексных наземных, самолетных, аэростатных и спутниковых наблюдений прежде, чем глобальный мониторинг климата и его изменений окажется реальностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью сложной структуры (полярные районы). Труды ГГО, 1977, вып. 399, с. 3—9.

2. Борисенков Е. П. Состояние и современные проблемы энергетики этмосферных процессов. В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. с. 123—144.

3. Будыко М. И. Изменение климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 280 с.

4. Зуев В. Е. Лазер-метеоролог. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 179 с.

5. Израэль Ю. А. Гидрометеорология и контроль состояния природной среды.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 230—254.

6. Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций/Под ред. К. Я. Кондратьева. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 399 с.

7. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 64 с.

8. Кондратьев К. Я., Дьяченко Л. Н., Мухенберг В. В., Пятовская Н. П. О возможности определения альбедо подстилающей поверхности по данным спутниковых наблюдений.— Труды ГГО, 1973, вып. 245, с. 62—78.

9. Кондратьев К. Я. Спутниковая метеорология (1970—1972 гг.).— Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол., ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 32—190.

10. Кондратьев К. Я. Спутниковая метеорология (1972—1974 гг.) — Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол., ВИНИТИ, 1976, т. 3, с. 35—206.

11. Кондратьев К. Я., Покровский О. М., Скороденок М. А. Возможности определения состава атмосферы по данным о яркости дневного горизонта. — Изв. АН СССР. Физика атмосф. и океана, 1975, т. 11, с. 1129—1137.

12. Кондратьев К. Я. КЭНЭКС: некоторые результаты и перспективы.— Метеорол. и гидрол., 1976, № 8, с. 3—9.

13. Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М., Мелентьев В. В. Дистанционная микроволновая индикация влажности почвы. В кн.: Современ. фундамент. и прикладн. исслед. Гл. геофиз. обс. им. А. И. Воейкова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 66—76. 14. Кондратьев К. Я. Некоторые аспекты физики современных изме-

14. Кондратьев К. Я. Некоторые аспекты физики современных изменений климата.— Изв. АН СССР. Физика атмосф. и океана, 1977, т. 13, № 3, с. 227—244.

15. Кондратьев К. Я. Современные изменения климата и определяющие их факторы. — Итоги науки и техники. Метеорол. и климатол., ВИНИТИ, 1977, т. 4. — 202 с.

16. Кондратьев К. Я. Метеорология планет.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.— 294 с.

17. Космическая дистанционная индикация малых газовых и аэрозольной компонент атмосферы/Под ред. К. Я. Кондратьева и Ю. М. Тимофеева. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974.— 108 с.

18. Логинов В. Ф. Солнечная активность и динамика климата. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД: 1975. — 45 с.

19. Марчук Г. И., Курбаткин Г. П. Физические и математические аспекты анализа и прогноза погоды.— Метеорол. и гидрол., 1977, № 11, с. 25—33.

20. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 115 с.

21. Федоров Е. К. Экологический кризис и социальный прогресс. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 176 с.

22. Физические основы климата и его изменений.— Нац. программа СССР ПИГАП — климат — МГК при През. АН СССР.— М.: 1977. 147 с.

23. A United States Climate Program Plan.— Washington, D. C.: Committee on Atmosphere and Oceans. July 1977.— 82 p.

24. Barrett E. C. Climatology from Satellites.— London: Methuen, 1974.— 418 p.

25. Bernhardt K., Lauter E. A. Globale physikalische Processe und Umwelt. Z. f. Met., 1977, Bd 27, H. 1, S. 1-20.

26. Bolle H.-J. Prospects and requirements to monitor climate parameters with the aid of space techniques.—XX Rassegna Int. Elettronica Nucleare ed Aerospaziale. Roma, 1973, p. 47—55.

27. Cess R. D. Global climate change: an investigation of atmospheric feedback mechanisms.— Tellus, 1975, vol. 27, N 3, p. 193—198.

28. CLIMAP Project Members. The surface of the ice-age earth.— Science, 1976, vol. 191, p. 1131—1137.

29. Comments on feasibility of monitoring secondary climate parameters. Panel B., COSPAR WG-6.—Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, Oct. 1974.—37 p.

30. Commission for Atmospheric Sciences Report of the Informal Meeting of Experts on the Role of Sea Ice in the Climate Systems.—WMO, 24—28 Oct. 1977.—17 p.

1977. 17 p. 31. Eddy J. A. Climate and the changing Sun. Climatic Change, 1977, vol. 1, N 2, p. 173-190.

32. Lindzen R. S., Farrell B. Some realistic modifications of simple climate models.— J. Atm. Sci., 1977, vol. 34, N 10, p. 1487—1501.

33. Manabe S. and Hahn D. G. Simulation of the tropical climate of an ice-age.— J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, p. 3889—3912.
34. McClain E. P. Monitoring earth surface characteristics important to

34. McClain E. P. Monitoring earth surface characteristics important to weather and climate with earth satellites.—COSPAR Proc. Symp. on meteorological observations from space: their contribution to the FGGE. Philadelphia, 8—10 June 1976, p. 129—135.

35. Nordberg W. Earth observations from space — COSPAR Space Res. — Berlin, 1976, p. 3114.

36. Ohring G., Adler Sh. Satellite observations as "ground-truth" for climate models.— Extended Abstracts for COSPAR/IAMAP (IUGG) W. Nordberg Memorial Symp. Tel-Aviv, 7—18 June 1977.— 3 p.

Memorial Symp. Tel-Aviv, 7—18 June 1977.— 3 p. 37. Proposed NASA Contribution to the Climate Program.—Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, Nov. 1977.—125 p.

38. Schiffer R. A. Satellite global monitoring of environmental quality.--Proc. Tenth Int. Symp. on Remote Sensing of Environ. 6-10 Oct. 1975. Vol. 1, 1977, p. 255-268.

39. Schlesinger M. E. Data needs for climate modeling.— Preprint. Symp. on the Structure of the Present Climate and its Variability.— Leningrad, June 1977.— 36 p.

40. Schneider S. H., Dickinson R. E. Parameterization of fractional cloud amounts in climatic models: the importance of modeling multiple reflections.— J. Appl. Met., 1976, vol. 15, N 10, p. 1050—1056.

41. Schneider E. K. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Pt II: Non-linear calculaions.— J. Atms. Sci., 1977, vol. 34, N 2, p. 280—296.

Sci., 1977, vol. 34, N 2, p. 280–296. 42. S m a g o r i n s k y J. Modelling and predictability.— In: Energy and Climate.— Washington, D. C.: NAS, 1977, p. 133–139.

43. Stone P. H., Chow S., Quirk W. J. The July climate and a comparison of the January and July climates simulated by GISS General Circulation Model.— Mon. Wea. Rev., 1977, vol. 105, N 2, p. 170—194.

Model.— Mon. Wea. Rev., 1977, vol. 105, N 2, p. 170—194.
44. Suomi V. E. The need for climate monitoring.— In: Energy and Climate.
Washington, D. C.: NAS, 1977, p. 128—132.

45. The detection and monitoring of pollution of the environment by means of remote sensing from outer space. Present and future capabilities.— Prepared for Sci. and Techn. Subcomm. UN Comm. on Peaceful Uses of Outer Space by the IAF.— Paris, Jul. 1977.— 23 p.

46. The physical basis of climate and climate modeling.—GARP Publ. Ser., Apr. 1975. N 16.—165 p.

Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева

КОЛЕБАНИЯ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ СССР ЗА ПЕРИОД 1961—1975 гг.

В последние годы интерес к проблеме колебаний и изменения климата сильно возрос главным образом в связи с тем, что человечество все чаще начало сталкиваться с отрицательными результатами своего вмешательства (сознательного или непреднамеренного) в развитие природных процессов.

В настоящее время наступление на проблему колебаний климата ведется уже в глобальном масштабе: созданы международная программа «Физические основы климата и его моделирование», и национальная программа СССР «Физические основы климата и его изменений», захватившие в свою орбиту не только метеорологов, геофизиков, математиков, но и специалистов многих других профессий.

Большой размах исследований порождает и некоторый ажиотаж вокруг проблемы. Соображения (иногда не лишенные конъюнктурной подоплеки) о дальнейшем развитии климата охватывают диапазон от полного оледенения Земли до катастрофического разогрева атмосферы. При этом рассматривается потепление или похолодание климата в глобальных масштабах — на полушарии или по широтным зонам. Следует подчеркнуть, что достоверность результатов глобального осреднения температуры и дальнейшего исследования ее изменения зависит от качества и надежности исходных данных, поскольку изменения глобальной или зональной температуры составляют десятые доли градуса. Недооценка этого приводит в ряде случаев к ошибкам принципиального характера; на что указывает Е. С. Рубинштейн в критических замечаниях [15] по поводу работы [2].

Суть этих замечаний сводится к тому, что в таких исследованиях, как изменения климата, где оперируют со значениями порядка долей градуса, недопустимо использовать данные, не прошедшие тщательный климатологический анализ с целью получения однородных сравнимых рядов. Использование климатологически непроанализированных, пригодных лишь для оперативных целей данных по температуре воздуха с 1961 по 1975 г., как это сделано в работе [5], не может обеспечить получение достоверных данных о средней температуре Северного полушария.

В 1960-е голы коллективом климатологов ГГО была выполнена большая и ценная работа по построению средних месячных карт отклонений от нормы температуры воздуха на Северном полушарии для каждого года за период 1881-1960 гг. [16]. Это потретшательного климатологического анализа собранного бовало с большими трудностями разнородного материала по зарубежной территории и океанам. Производилась проверка рядов данных и по возможности устранялась неоднородность. Эта кропотливая. трудоемкая, требующая большого опыта и знаний работа выполнялась в течение нескольких лет. При построении карт отклонения температуры от нормы по объективным причинам использовались лве нормы за периоды 1881—1935 (40) и 1881—1960 гг. Для большинства районов нормы за эти два периода отличались незначительно или были практически одинаковыми. В предисловии к атласу карт аномалий за 1941—1960 гг. [8] приведены карты разностей норм за эти периоды, которые и используют климатологи для своих исследований, учитывая разницу норм в тех районах, где она сушествует.

Полученная в работе [2] разница в средней температуре Северного полушария за периоды 1881—1960 и 1881—1975 гг. может быть обусловлена, как указывает Е. С. Рубинштейн [15]. не только изменением климата, но и переносом станций в другие условия введением новой системы сроков наблюдений, изменением способа вычисления средних, вследствие чего в результатах наблюдений может быть разница до 1-2°С. По мнению автора работы [5], подобная разница относится лишь к отдельным станциям и может быть источником только случайных ошибок. Однако опыт работы по климатологическому анализу рядов метеорологических элементов не дает оснований для подобного оптимизма. В действительности перенос станций в некоторые периоды носил массовый характер, часто производился не с целью восстановления их репрезентативности, а из соображений, не имеющих никакого отношения к климатологии. Изменение сроков наблюдения и способа вычисления средних осуществляется не на отдельных станциях, а в рамках государств. Утверждение автора [5] о том, что ошибки, обусловленные этими мероприятиями, взаимно уничтожатся, мало обоснованно. Не совсем корректна и предлагаемая в работе [2] методика введения поправок для оценки разности между средней температурой за период 1881—1975 гг. и другими периодами. Впервые эта методика была опубликована в 1975 г. [1] с существенной оговоркой о том, что накопление случайных ошибок может привести к получению другой системы поправок. В последующих публикациях [2], [5] эта оговорка уже не фигурирует, а предлагаемая система уравнений для вычисления поправок считается не только корректной, но даже рекомендуется для внесения поправок к «нормам» в будущем.

Насколько уязвима указанная методика показала проверка оперативных данных об аномалиях температуры с 1961 по 1975 г., в которых обнаружены ошибки за счет неточности снятия данных в узлах регулярной сетки с карт и интерполяции на глаз, за счет ошибок при перфорации и перезаписи на магнитную ленту, такие погрешности сделали этот материал мало пригодным для исследований изменения климата и показали насущную необходимость в доброкачественных климатологических данных за последние 15 лет. В ГГО уже завершена работа по сбору данных о средней месячной температуре и осадкам на Северном полушарии до 1975 г. и соответствующему климатологическому их анализу.

Данные о средней месячной температуре воздуха по зарубежной территории Северного полушария с 1881 по 1960 г. опубликованы в [16].

В 1966 г. была опубликована монография Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [12], в которой приведены фактические данные о колебаниях приземной средней месячной температуры воздуха на континентальных и островных станциях земного шара в основном за весь период наблюдений до 1960 г.

В предлагаемой работе приводятся фактические данные о колебаниях средней месячной температуры за 1961—1975 гг. на 51 станции СССР, список станций и карта их расположения приводятся на рис. 1. Сокращение числа используемых станций по сравнению с предыдущей работой [12], связано с тем, что в последней использовались также короткие с пропусками ряды в качестве вспомогательных при районировании территории по синхронности колебаний температуры. Границы выделенных путем сравнительного качественного анализа районов синхронных колебаний температуры в данной работе определены количественно корреляционной связью между несглаженными рядами температуры. Корреляция вычислялась по отношению к центральной станции района, выделенной по наиболее характерной для района форме временного хода температуры за 80-90 лет. Районы ограничивались изокоррелятой 0,8 в зимние месяцы, 0,7 — в переходные сезоны и 0.6 — в летние. Следует напомнить, что коррелировались неосредненные данные, а районы выделены по сглаженным 10-летним (скользящим) средним месячным значениям температуры.

Дифференциация коэффициентов корреляции по сезонам введена в виду различной степени затухания с расстоянием корреляционной связи между температурой в разных пунктах в зависимости от времени года. Так, согласно нашим исследованиям, развивающим известные работы Е. С. Рубинштейн [10—12], область, ограниченная изокоррелятой 0,9, в январе имеет средний диаметр 700—800 км, а в июле — только 400—500 км. Это — количественное выражение доминирующего влияния циркуляционного фактора в поле температур зимой и понижения его роли летом и, как



следствие, уменьшение района репрезентативности станний от зимы к лету. В связи с этим, при вылелении районов синхронных колебаний температуры пришлось ослабить количественный критерий синхронности в летние месяцы, больше ориентируясь на качественное сходство временного хода температуры в объединяемых в один район пунктах. -

Районирование территории СССР по синхронности колебаний средней месячной и годовой температуры проведено преимущественно для равнинных районов страны, т. е. западной ее половины. восточной это сделать не удалось связи с нелостаточным количеством в станций с длительными рядами и сложными условиями рельефа, накладывающими свой отпечаток на многолетний хол температуры.

Выделено 7 основных районов синхронных колебаний температуры. границы которых несколько изменяются от месяца к месяцу, поэтому названия этим присвоены районам согласно годовой карте, на которой выделяется их среднее положение (рис. 2). В некоторые месяцы соседние районы имеют сходный тип колебаний, различающийся, однако, их амплитудой.

Эти районы синхронных колебаний температуры оказались сходными с районами, выделенными Л. А. Вительсом [6] по барико-циркуляционному режиму, что еще раз подчеркивает определяющую роль последнего в колебаниях термического режима.

Районирование территории по синхронности колебаний средней месячной температуры в частности, позволяет представить данные в компактном виде, выделив из нескольких станций района, имеющих однотипный ход температуры, наиболее характерные 1 - 2станции наибольшей амплитудой и С отчетливыраженными вее всего колебаниями (обычно амплитуда колебаний уменьшается вблизи границ районов, а кривая

данные которых использованы. Карта метеорологических станций,

Октябрьский городок

Мыс Желания

ഹ്ത്

croaxaHb

ODERÓVD

400

Рис. 1.

Челюскина

рухансі

OMCK

5888838838888888888

иганск Катанга

ерчинский Завол стырехстолбовой,

Алдрн

тельный

JAFOBEIIEHCK

XOTCK

122342397

зангеля, Надырь

лександвовск-Сахалинский етропаелевск-Камчатский

30.01 20.01

Зерхоянс

Байрам-Али елиногра

азалинсі

ашкен

гстанай anexapi NKCOH.

VDLYJ

Алма-Ат: Вилюйск хода температуры иногда несколько деформируется, приобретая переходный между двумя районами тип колебаний).

В табл. 1 приведен список характерных по ходу температуры станций для каждого из 7 районов за отдельные месяцы и год. В тех случаях, когда синхронность колебаний температуры не наблюдалась в какой либо части рассматриваемого периода, в таблице указаны 2 станции для одного района. Поскольку районированием охвачена не вся территория СССР, то фактический мате-



Рис. 2. Районы синхронных колебаний средней месячной температуры воздуха (год).

1. Северная часть ЕТС. 2. Южная часть ЕТС. 3. Кавказ и Прикаспийские районы. 4. Арктические районы Западной Сибири. 5. Северная часть Западной Сибири. 6. Южная часть Западной Сибири и Прибайкалье. 7. Казахстан и Средняя Азия.

риал в виде графиков 10-летних скользящих температур приведен по каждой из 51 станций в среднем за год (рис. 3a, b). Для облегчения оценки современной тенденции, графики приводятся с 1921-1930 гг. по отношению к многолетней норме 1881—1960 гг. (горизонтальная прямая). При однородности рядов прибавлением последних 15 лет эту норму можно изменить не более чем ±0.1 °С. Графики расположены по долготным интервалам (примерно по 20° долготы) с запада на восток соответственно географическому положению станций. Выбирались станции, имеющие наиболее длительные непрерывные, сравнительно однородные ряды наблюдений; в восточной части страны, где таких станций недостаточно, использовались и более короткие ряды. Как исключение, помещены графики станций, имеющих длительные ряды, однородность которых была нарушена в последние 10-15 лет (Архангельск, Салехард, Кола). Поскольку эти станции расположены в высоких широтах, где циклические колебания имеют большую амплитуду, неоднородность ряда при качественном анализе кривых играет не столь заметную роль (для корреляционного анализа использовалась лишь однородная часть рядов).
Tabnuya 1

Станции районов скихронных колебаний с характерным ходом температуры за отдельные месяцы и за год

	2	Казалинси		*	£	*	Ташкеит	•	Ē	Казалинск,	Ташкент	R	Казалинск
r.	Q	Барнаул	R	Томск	Барнаул		*	ŝ	8	R R	R 1	R	8
-	۰	Туруханск		Салехард	£	£	2 2 2	R	Сургут	Туруханск "	F	Салехард	R
Районы	4	о. Диксон	2	R	Салехард	о. Диксон	Салехард	о. Диксон	£.	о. Диксон	о. Диксон	*	£
	m	Астрахань	,	Оренбург, Тбилиси	Астрахань	£	#	Тбилиси	Октябрьский городок, Тбилиси	Тбилиси "	Ташкент	Тбилиси	Астрахань, Тбилиси
	5	Киев	Москва	" Киев	Москва	R	Киев, Воро- шиловград	Вороши- ловград	Октябрьский городок	Москва Киев, Москва	Киев, Октябрьский городок	Октябрьский городок, Кустанай	Октябрьский городок
		Ленинград	Архангельск	£	Ленинград	Архангельск	£.	. R	Ленинград	Архангельск	Салехард, Троицко-Пе- черское	Ленинград, Киев, Киров	Архангельск, Ленинград
	Mecsu	Ι	II	III	IV	Λ	ΛI	ΛII	NIII	IX X	XI	XIIX	Год

109





На рис. З а, б представлено изменение температуры во времени и пространстве. Легко заметить, что в ходе годовой температуры в последние 10—15 лет произошла смена знака тенденции в арктических районах: значительное падение температуры, наблюдавшееся после 1930—1940-х гг., сменилось довольно резким повышением температуры в 1960-е гг. В то же время в южной половине ЕТС продолжается потепление, а в Западной Сибири похолодание: начало похолодания наблюдается в Казахстане и



Рис. 3б.

республиках Средней Азии. В восточных районах страны (по данным отдельных станций) преобладает тенденция к понижению температуры или колебания ее около нормы.

Еще более различны тенденции в ходе температуры разных районов в отдельные месяцы (например, в марте и октябре), что можно видеть из рис. 4, на котором приведены графики хода температуры для основной станции каждого района синхронных колебаний температуры (см. табл. 1). Следует заметить, что для анализа использовались графики хода температуры всех 51 станций.

Рассмотрим наиболее интересные результаты анализа колебаний температуры в отдельные месяцы в последние 2—3 десятилетия. В январе наиболее характерным было повсеместное (к западу от 100° в. д.) и очень интенсивное похолодание с наиболее низкой температурой в западной половине рассматриваемой территории в 1963—1972 гг., в восточной — несколько позже, около 1965—1974 гг. Предшествующее этому потепление в январе в 1950—1960-е гг. было наиболее интенсивным к югу от 55° с. ш., где потепление Арктики в 1930-е годы проявилось слабо и как бы сместилось на более поздние годы. В Арктике с 1940-х гг. (район 4) похолодание не прерывалось заметными потеплениями. В однотипности колебаний в 27—30-летнем цикле в районах 1 и 2, охватывающих почти всю ЕТС и часть Западной Сибири, отра-



Рис. 4. Скользящая 10-летняя средняя месячная температура воздуха в районах ее синхронных колебаний 1—7 (см. рис. 2).

а — март, *б* — октябрь.

жается крупномасштабность атмосферных процессов, маскирующих возможные влияния антропогенных воздействий на климат.

В марте (и отчасти в апреле) в последние 2 десятилетия наблюдалось чрезвычайно интенсивное повышение температуры почти на всей ЕТС и Западной Сибири (см. рис. 4 а). Даже средняя 10-летняя температура в некоторых районах превысила норму на 2-3°С, а в период 1966-1975 гг. достигла наибольшей величины за всю историю наблюдений [Архангельск (1), Ленинград (2), Троицко-Печорское (5), Салехард (5), Москва (2), Октябрьский городок (2), Свердловск (5)]¹. Повышение температуры после 1966-1975 гг. продолжается еще на севере ЕТС, но в то же время в районах средней полосы уже намечается перелом к понижению, наступление которого тем раньше, чем восточнее расположена станция. Поясним это на примере: в Барнауле (6) и Казалинске (7) необычно крутой подъем температуры в марте закончился в 1959—1968 гг., в Оренбурге (3) — в 1961—1970 гг., в Октябрьском городке (2) — в 1965—1974 гг., в Москве (2) наивысшая точка кривой относится к 1966—1975 гг., затем температура начала понижаться.

Интенсивное повышение температуры продолжалось в южной половине ЕТС и в апреле, в то время как в северной ее половине температура снизилась в последнее 10-летие до нормы или даже ниже нормы. Интересен в апреле ход температуры в Западной Сибири и примыкающей к ней части Восточной Сибири. Здесь температура изменялась в 35—40-летнем цикле с наибольшей амплитудой (до 6°С) в северных районах [Салехард (5), Туруханск (5)], уменьшающейся как к северу, так и к югу, но цикл прослеживался до самых южных границ СССР [Алма-Ата (6)]; при этом хорошо выделялась деформация цикла - уменьшение его амплитуды и длительности с широтой. Этот цикл проявлялся и в мае, в северной части Западной Сибири, в южной ее половине — с меньшей амплитудой. Колебания температуры в 35— 40-летнем цикле в весенние месяцы (апрель, май) явление устойчивое в Западной Сибири, если судить по наиболее длительному ряду данных (с 1838 г.) ст. Барнаул (см. соответствующий график в [12]). Пока неясны причины возникновения этого цикла, но его неантропогенное происхождение несомненно. Для летних месяцев характерно похолодание в последние 10-15 лет в западной части СССР (к западу от 100° в. д.) и потепление в некоторых районах восточной части.

Обращает на себя внимание ход температуры в октябре (см. рис. 4 б): в последние 30—40 лет отчетливо проявилась тенденция к понижению среднего уровня температуры (на 3—4°С) в Западной Сибири, западной половине Восточной Сибири, а также в Казахстане. В то же время в ноябре температура стремительно

¹ В скобках у названия станции указан номер района, к которому относится рассматриваемая станция, соответствующий номеру графика на рис. 4.

возрастала в южной половине западной части СССР (после глубокого минимума в 1950-е гг.) примерно до 1963—1972 гг. Тенденция к повышению температуры после 1930-х гг. хорошо выражена и в декабре на той же территории (за исключением Западной Сибири), но переход к понижению температуры в этом месяце наступил раньше — в 1960-е гг. Характерно, что к востоку от 100° в. д. в эти же месяцы во многих районах преобладала тенденция к понижению температуры,

Приведенные результаты анализа колебаний температуры на территории СССР выявили неоднозначность их тенденции в разные сезоны на больших территориях, несомненно связанную с факто-



Рис. 5. Скользящие 10-летние средние значения температуры воздуха в марте в Москве (а) и число градусо-дней (б) с характерными типами синоптических пропессов по Л. В. Клименко [7]. рами макроциркуляционного масштаба. Влияние антропогенных факторов в такой ситуации может проявиться в некотором изменении среднего уровня температуры, на котором происходят циклические ее колебания естественного происхождения.

Большая роль атмосферной циркуляции в структуре колебаний климата отмечалась в работах Е. С. Рубинштейн [12, 14]. Можно показать на конкретном примере, проанализировав случай необыкновенно интенсивного подъема температуры в марте на ЕТС совместно с их характеристиками циркуляции атмосферы.

Для этой цели использовался каталог синоптико-климатической типизации атмосферных процессов Л. В. Клименко [9], в котором, кроме календарной повторяемости синоптических процессов, приводится также их термическая интенсивность для южной половины ЕТС и Москвы отдельно. Выбрав для каждого года число дней с типами синоптических процессов, характерными для марта в Москве, и среднюю аномалию температуры во время действия этих типов, можно легко убедиться, что наибольшие положительные аномалии температуры возникают при действии трех типов синоптических процессов: циклонического, стационарного антициклона и особенно - азорского (рис. 5). Как видно из рис. 5, суммарное число градусо-дней с этими типами циркуляции хорошо увязывается с ходом температуры, особенно в периоды ее экстремальных значений. Неполная идентичность обеих кривых, естественно, связана с одновременным действием других типов, но в период наиболее интенсивного потепления (с десятилетия 1955-1964 гг.) наблюдается полное совпадение как направленности, так и интенсивности изменения сравниваемых величин.

Таким образом, можно убедиться что чрезвычайно быстрый полъем температуры в Москве в последние 2 десятилетия непосредственно связан с характером и интенсивностью атмосферной пиркуляции.

Можно вполне согласиться с одним из видных климатологов США Х. Е. Ландсбергом [17], что в настоящее время нет еще неоспоримых и убедительных доказательств влияния человеческой деятельности на глобальный климат. Но это не означает, что и в булушем антропогенная составляющая в изменении климата останется незначительной. Со временем роль антропогенных факторов будет возрастать и с этим нельзя не считаться. По расчетам Е. П. Борисенкова [3] искусственные тепловые выбросы в ближайшие 100-150 лет еще не могут существенно повлиять на глобальный климат, но гораздо раньше они могут повлиять на динамику атмосферы, а следовательно, на погоду и климат отдельных крупных районов. Однако до сих пор нет ясного понимания тех сложных естественных механизмов, которые вызывают изменение климата, не говоря уже о воздействии на атмосферные процессы факторов искусственного происхождения. Насколько несовершенны еще наши познания в этой области, можно судить по тому колоссальному объему работ, который запланирован в международной программе исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП и ПИГАП-климат).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И. И., Винников К. Я. Пространственная и временная изменчивость осредненной по широте средней месячной температуры воздуха северного полушария.— Труды ГГО, 1975, вып. 364, с. 163—177.

2. Борзенкова И. И., Винников К. Я., Спирина Л. П., Стехновский Д. И. Изменение температуры воздуха Северного полушария за период 1881—1975 гг.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.

3. Борисенков Е. П. Климат и его изменения. М.: Знание, сер. «Фи-

зика», 1976, № 6.— 67 с. 4. Будыко М. И., Винников К. Я. Глобальное потепление.— Метео-рология, и гидрология, 1976, № 7, с. 16—26.

5. Винников К. Я. К вопросу о методике получения и интерпретации данных об изменении приземной температуры воздуха Северного полушария за период 1881—1975 гг.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 110—114. 6. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-

циркуляционного режима европейского естественного синоптического района 1900—1966 гг.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 128 с.

7. Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних северного полушария. Вып. 1881—1900, 1901—1920, 1921—1940, 1941—1960 гг. Ред. В. Я. Шарова.— Л., ГГО, 1963—1967.— 1060 с.
8. Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних северного полушария. Вып. 1941—1960 гг./Ред. В. Я. Шарова. Л., ГГО, 1967.— 265 с.
9. Карты отклонений и В. Сопстативности со стативности и в со стативности

9. Клименко Л. В. Синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов и ее каталог. М.: Изд. МГУ, 1976. 108 с.

10. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. В кн.: А. И. Воейков и современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1956, с. 123—175.

11. Рубинштейн Е. С. Количественная характеристика связи между температурой воздуха разных частей Советского Союза. Труды 1-й научи. конф. по общей циркул. атмосферы (1960, 14—18 марта).— М.: Гидрометеоиздат, 1962, с. 165—175.

12. Рубинщтейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 268 с.

13. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 33 с.

14. Рубинштейн Е. С. О роли атмосферной циркуляции в колебаниях климата северного полушария.— Труды ГГО, вып. 354, 1975, с. 49—69.

15. Рубинштейн Е. С. Некоторые замечания к статье И. И. Борзенковой, К. Я. Винникова, Л. П. Спириной, Д. И. Стехновского: «Изменение температуры воздуха Северного полушария за период 1881—1975 гг.».— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 106—109.

16. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории северного полушария./Ред. В. Я. Шарова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 146 с.

17. Landsberg H. E. How is our climate fluctuating? — In: Climate and productivity of plants.— Amer. Assoc. Scie. Success, 1976, p. 22–28.

Л. П. Спирина

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ОТДЕЛЬНЫЕ МЕСЯЦЫ ЗА ПЕРИОД 1881—1975 гг.

Во многих современных исследованиях глобальные изменения климата текущего столетия и его экстраполяция на будущее рассматриваются больше как результат хозяйственной деятельности человека, чем естественных колебаний или суммарного влияния естественных и антропогенных факторов. В частности указывается, что климатические тенденции последних 20-30 лет можно отнести за счет антропогенного фактора [6]. Единой точки зрения на причинно-следственные связи в колебаниях современного климата нет, как нет и уверенности в правильности оценки его предстоящих изменений. Физическая или формальная экстраполяция, заломатематические модели, описывающие женная В изменения климата, должна учитывать самые последние климатические тенденции.

В связи с этим уже появился ряд работ, в которых рассматривается ход температуры за последние десятилетия по всему Северному полушарию и его крупным регионам [2, 14], независимо от предшествующих многолетних данных или в порядке непосредственного продолжения их, но не для всего полушария [7].

В целях соблюдения преемственности и возможно более полного использования этих данных как для временного, так и пространственного масштаба нами была предпринята задача продления рядов, полученных ранее по хорошо апробированному материалу за 1881—1960 гг., по всем месяцам и за год для Северного полушария, но с представлением информации в более гибкой форме (по градусной сетке, а не по станциям). Первые выводы из этого материала опубликованы в [1]. Методика и участники работы указаны ниже.

Многолетний ход приземной температуры в различных работах был получен различными методами.

Виллет [15], а затем Митчелл [16] систематизировали годовые и средние зимние температуры по десятиградусным широтным

зонам и определяли зонально интегрированные пятилетние тенденции. Используя ряды различной длительности, они не избежали неравномерности в распределении пространственно-временной информации.

Е. С. Рубинштейн [9] в качестве объекта исследования использовала площади с отклонениями температуры различных значений от многолетней средней. Планиметрирование площадей аномалий, лишенных географической привязки и более детального зонального расчленения, ограничивает возможности использования этих данных в других разработках.

А. Д. Гедеонов [3] определял эволюцию региональных и крупномасштабных фоновых характеристик (выше или ниже средней многолетней температуры) по последовательным десятилетиям. Систематизация температурных тенденций основана им на предположении, что площадь охвата поверхности аномалий одного знака пропорциональна самой величине отклонения температуры от нормы. Е. С. Рубинштейн [9] показала, что в соотношении площадей и сумм отклонений температуры на них (П₊/П₋ и Т₊/T₋) нет пропорциональности.

Использованный нами метод интерполяции картированных данных в узлах географической сетки обладает рядом преимуществ, хотя и не возмещает недостатка информации за ранние годы:

неограниченными возможностями в выборе исходной сетки;
 равномерностью распределения точек, что дает возможность отказаться от весовых коэффициентов для отдельных регионов внутри одного широтного пояса;

— обеспечением однородности и одинаковой длительности рядов, аналогичных рядам стационарных метеорологических станций, в процессе подготовки материала и построения карт (качество рядов зависит от точности расчерчивания и наличия данных);

— широким диапазоном систематизации данных во времени и в пространстве.

Линейные размеры областей положительной корреляции средних сезонных [4] и средних месячных температур [11] соответствуют среднему размеру барических образований и возмущений в поле температуры. Расстояние между соседними узлами нашей сетки вдвое меньше радиуса положительной корреляции для летних месяцев в низких широтах, и в несколько раз уступает этой величине в высоких. Поэтому можно не опасаться, что между узлами сетки «просеются» и останутся неучтенными при поширотном суммировании отдельные очаги крупных аномалий. Возможность «просеивания» некоторых мелких образований, обусловленных локальными особенностями, не должна отразиться на крупномасштабных характеристиках из-за их малого удельного веса.

В качестве исходных данных нами были взяты материалы, прошедшие наиболее полную климатологическую обработку карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних Северного полушария [5]. Этот капитальный труд, объединивший

в четырех выпусках восьмидесятилетний период наблюдений мировой метеорологической сети станций над температурой воздуха Северного полушария (1881—1960 гг.), был осуществлен в Главной геофизической обсерватории под руководством В. Я. Шаровой. С 1961 по 1969 г. нами использовались аналогичные карты, построенные в Гидрометцентре СССР по данным текущей метеорологической информации [12]. Сведения за последние 6 лет (1970-1975 гг.) заимствованы у Д. И. Стехновского [1]. С каждой из указанных карт снималось 396-значений аномалий температуры,¹ которые группировались по 14 широтным зонам для отдельных месяцев, сезонов и в целом за год, и вычислялась средняя широтная аномалия температуры [13].

Чтобы представить объем выполненных автором работ, сошлемся на табл. 1.

Таблица t

Автор	Период	Зона	Сезон, год, месяц	Количество станций
Виллет Митчелл Келлендер Рубинштейн	1880—1939 1940—1960 1891—1950 1881—1960	с. ш. ю. ш. 80°-60° 80-60 60-50 90-0	Зима, год Зима, год Год I, VIII, год	100 200 400 Площади ано-
Спирина	1881—1975	85—20 с. ш.	I—XII, все сезоны, год	малии 396

Сравнительный объем данных, использованных различными авторами для получения глобальных трендов температуры

Как указывает Е. С. Рубинштейн [8]: «исследование всякого длинного ряда сопряжено с той трудностью, что вполне однородных рядов нет». Полученные нами 95-летние ряды средних широтных аномалий температуры в этом смысле не были исключением. Они неоднородны по исходным данным (карты ГГО и ГМЦ СССР) и нормам, по которым вычислялись аномалии (1881-1935_{г. п²}, 1881—1960, 1931—1960 гг.). Неоднородность в нормах была устранена путем восстановления исходных температурных рядов и приведения их к единой норме 1881-1975 гг.

В дополнение к [1] была заново откорректирована часть ряда за период 1961—1969 гг. и внесены некоторые исправления в основной ряд. Окончательное уточнение данных, снятых за последние 15 лет с карт ГМЦ (1961—1975 гг), может быть сделано тогда, когда будут завершены работы над 5-м выпуском карт аномалий температуры воздуха Северного полушария. Учитывая

¹ Если объем снятого с карт материала представить в месяце-широтах, то 88 из них сняты Э. И. Гирской и использованы в [4]; 94 сняты автором при участии группы сотрудников.

² I — нормы, вычисленные Спириной, II — то же Стехновским—Батяевой.

точность построения карт аномалий, равную 0,5°, и то, что приведенные в [10] разницы в средних месячных температурах при переносе отдельных станций могут быть значимыми лишь для климатических исследований регионального характера, представляется, что эти поправки будут незначительными.

Сложность и трудоемкость процедуры приведения данных к единой норме окупается рядом преимуществ аномалий перед исходными значениями температуры:

— они исключают многолетний фон, свойственный исследуемой территории, что очень важно при статистических исследованиях структуры полей метеорологических элементов;

— облегчают проблему сопоставимости данных (по знаку или величине) в пространстве и во времени;

— дают более динамичную характеристику (без предварительных климатологических сведений вряд ли можно было оценить величину и масштабы аномально теплых условий лета 1972 г. по левой части рис. 1, правая его часть убедительно демонстрирует преимущество отклонений от многолетних средних);

— введение аномалий в практику исследования структуры полей метеорологических элементов позволяет сократить объем используемой информации.

В отдельных географических регионах, отличающихся сложностью рельефа, потребовалась бы большая плотность сети (преимущественно в холодную половину года). Нагрузка изотерм в некоторых районах Восточной Сибири в широтном и долготном направлениях особенно велика, и ошибки интерполяции в работах подобного типа могут значительно превышать невязки, обусловленные временной неоднородностью.

Полученные ряды средних широтных аномалий температуры воздуха были положены в основу построения графиков термоизоплет, где ось абсцисс отмечает хронологическую последовательность, а ось ординат дает поширотное разрешение.

Анализ векового хода средних широтных данных, сглаженных или несглаженных, затруднителен из-за необходимости сопоставления большого числа кривых. К тому же, сглаженные данные, сохраняя трендовые особенности, гасят истинные величины колебаний температуры. Графики термоизоплет дают наглядную пространственно-временную картину температурного режима на Северном полушарии:

интенсивность похолоданий и потеплений;

— их распространение от высоких широт к более низким;

— продолжительность во времени;

— компенсационные особенности в различных временных интервалах.

Такие графики построены нами для всех месяцев, сезонов и в среднем за год.

В настоящее время особый интерес представляют самые последние тенденции в ходе температуры высоких широт так как прогнозы на ближайшие десятилетия, основанные на

I20





антропогенных факторах изменения климата, нуждаются в подтверждении фактическими данными.

Как следует из средних годовых значений аномалий температуры, в последние годы наметилась некоторая тенденция к потеплению, более четко выраженная в высоких широтах и как слабый положительный фон в более низких. При анализе внутригодового хода выявилась несинхронность в наступлении потепления, которая отмечалась также и в 1920-е годы. Внутригодовые особенности в прежних работах трудно было отметить, так как исследователи ограничивались обработкой выборочных данных: Шерхаг рассматривал средние температуры за период ноябрь—март и годовые, Виллет и Митчелл—зимние и годовые, Келлендер—годовые, Рубинштейн—январские, августовские, годовые.

Переход широтных температур через средний многолетний уровень в 1920-е годы для некоторых месяцев был скачкообразным, после аномально холодных лет: 1917 и 1918. Но в отдельные месяцы он задержался на 10 лет и более. Обратимся к табл. 2, где приведены: начало потепления, его завершение (границы потепления определяли период устойчивого преобладания положительных отклонений температуры на большей части рассматриваемой группы широтных поясов), наибольшие положительные и отрицательные средние широтные аномалии температуры за исследуемый период и годы, когда они наблюдались. Все эти данные получены с графиков термоизоплет. Чтобы исключить влияние широты и годового хода и определить степень аномальности широтных температур, экстремальные значения нормировались по среднему квадратическому отклонению (σ). Самые высокие средние широтные температуры наблюдались после 1920 г. (1922—1959 гг.), самые низкие — до 1920 г. (1882—1918 гг.). Однако в некоторые месяцы эта закономерность была нарушена. Рекордные повышения средних широтных температур в июле 1908 г., августе и сентябре 1910 г. отмечались на фоне общего понижения глобальной температуры, а рекордные понижения в мае, сентябре и октябре (соответственно в 1964, 1973, 1966 гг.) после закончившегося потепления. Нормирование по о экстремальных случаев аномалий показало, что наибольшей степенью аномальности отмечены не зимние, а летние месяцы (в случае положительных отклонений от многолетней средней); особенно выделились март и октябрь (в случае отрицательных отклонений).

В летние месяцы, особенно в июле, наступивший после 1960 г. процесс потепления в высоких широтах как по интенсивности, так и по продолжительности не был столь явно выражен даже в 1920-е годы (рис. 2). На рисунках представлены графики термоизоплет, проведенных через 1°, штриховкой выделены отрицательные аномалии. В осенние месяцы, особенно в октябре (рис. 2 б), средние широтные температуры за два последних десятилетия стали значительно ниже своего среднего многолетнего уровня. В этот же период, как следует из табл. 2, отмечены и экстремально низкие температуры в сентябре и октябре. Аномальность

Временные	границы	потепле	ния, а 1	акже эк	стремалы и нормир	ные откло ованные	рнения те по б	мператур	ы возду.	ха от м	иоголеті	ней сред	ней
		11	111	IV	>	ΙΛ	IIV	ШЛ	XI	×	IX	ШХ	Год
Потепления:		· .											
начало	1920	1923	1920	1920	1932	1934 1	1921	1930	1923	1919	1921	1922	1920
конец	1960	1957	1951	1954	1960	19411	1940	1939	1954	1955	1962	1947	1960
Экстремальные аномалии:			-										
положительные	0° 0	6,4	5,0	3,4	4,1	3,1	2,9	3,3	2,1	4,4	6,2	7,8	2,5
год	1933	1929	1949	1953 2	1952	1922	1908 2	1910	1919	1954	1959	1929	1938
отрицательные	-6,6	-5,4	-7,8	(\$70°) 4,1	-4,2	2,6	(φ80°) -2,6	-2,3	2,9	6,8	6,2	-7,4	-2,7
год	1918	1902	1902	1886	1964	1885 2	1910	1882	1973	1966	1885	1917	1917
Экстремальные аномалии нор-												· · ·	
мирования по о:							n e Ne e N				<u>.</u>		
ноложительные	3,4	2,7	2,2	2,4	3,1	(\$80°) 3,7	3,5	3,9	2,1	2,6	2,7	2,8	
отрицательные	2,5	2,3	3,5	3,0	-3,2	-3,1	-3,1	2,7	2,9	4,0	-2,7	-2,7	
	- -		-				-	-		_	-		
				۰ .			•••••						

случаях они остальных ¹ В высоких широтах в июле нет хорошо выраженного потепления: пернод относится к средним широтам. ² Экстремальные повышения и понижения отмечены на широтах, указанных в скобках. Во всех остальных сотмечались на 85° с. щ.

1 abvuuta 2



Рис. 2. Изоплеты аномалий средней широтной температуры воздуха. Северное полушарие. Июль (a), октябрь (б).

последних лет в этих сезонах не имеет аналогии во всем вековом ходе средних широтных отклонений температуры. Повышенный температурный фон в летние месяцы и снижение температуры в осенние возможно нашло отражение в неблагоприятных условиях для сельскохозяйственного производства за последние годы. Отсутствие внутригодовой синхронности в ходе температуры, большая изменчивость ее за последние 10-15 лет пока не дают основание утверждать, что наметившаяся средняя годовая тенденция к потеплению сохранится и в дальнейшем. Подобная ситуация уже отмечалась в вековом ходе 1920-х гг. и была более четко выражена в средних широтных значениях отклонений температуры во внетропической зоне северного полушария.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И. И., Винников К. Я., Спирина Л. П., Стехновский Д.И.Изменение температуры воздуха Северного полушария за период 1881—1975 гг.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.

2. Борисова Л. Е. Изменение климата последних десятилетий по данным разложения метеополей по полиномам Чебышева. См. наст. сборник.

3. Гедеонов А. Д. Изменение температуры воздуха на Северном полу-

шарии за 90 лет. — Л.: Гидрометеонадат, 1973. — 144 с. 4. Гирская Э. И. Взаимосвязи аномалий температуры воздуха в Север-ном полушарии в зимний период. — Труды ГГО, 1969, вып. 227, с. 88—93.

5. Ќарты отклонений температуры воздуха от многолетних средних Се-верного полушария/Ред. В. Я. Шарова.— Л.: ГГО, 1960—1967, вып. 1—4.

6. Климат и воздействие на аэрозольный слой стратосферы/Ред. М. И. Будыко.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 38 с.

7. Полозова Л. Г., Григорьева А. А. Колебания средней месячной температуры воздуха на территории СССР за период 1961—1975 гг. См. наст. сборник.

8. Рубинштейн Е.С. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1937, вып. 1.— 123 с.

9. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на

Северном полушарии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 33 с. 10. Рубинштейн Е. С. Некоторые замечания к статье И. И. Борзенко-вой, К. Я. Винникова, Л. П. Спириной, Д. И. Стехновского «Изменение температуры воздуха Северного полушария за период 1881—1975 гг.».— Метеоролотия и гидрология, 1977, № 9, с. 106—109. 11. Светлова Т. П. Исследование статистической структуры полей тем-

пературы воздуха и давления.— Труды ГГО, 1966, вып. 194, с. 28—36.

12. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. 1961—1975 гг. Ги-дрометцентр СССР—ВНИИГМИ—МЦД, М.— Обнинск.

13. Спирина Л. П. О вековом ходе средней температуры воздуха Северного полушария.— Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 85—90.

14. Angell J. K., Korshover J. Global temperature variation, surface — 100 mb; an update into 1977.— Mon. Wea. Rev., 1978, vol. 106, N 6.— p. 755—770.
 15. Willet H. C. Temperature trends of the past century.— Centenary Proc.

Roy. Met. Soc., 1950, p. 195—206. 16. Mitchell J. M. On the world-wide pattern of secular temperature change. Changes of climate.— Proc. of the Rome Symp. organized by UNESCO and BMO. UNESCO, 1963.— p. 161—181.

Л. Е. Борисова

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ ПО ДАННЫМ РАЗЛОЖЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПО ПОЛИНОМАМ ЧЕБЫШЕВА

К настоящему времени имеется много различных публикаций, посвященных изменению климата последнего столетия. Согласно этим данным, начавшееся после 1930—1940-х годов похолодание климата продолжалось до конца (середины) 1960-х годов. Некоторые авторы считают, что затем в 1970-х годах произошло резкое потепление климата. Такие резкие температурные колебания, происходящие в сравнительно короткие промежутки времени, довольно необычны. Поэтому понятен возникший повышенный интерес к температурному режиму последних десятилетий и текущих лет. Подробный перечень работ, посвященных данной проблеме, приведен в статье Л. П. Спириной настоящего сборника.

Проследить такие климатические изменения на большей части Северного полушария можно, используя наряду с другими методами аппроксимированные значения некоторых метеорологических полей, в частности разложения по полиномам Чебышева [2, 9].

Рядом авторов неоднократно использовался в качестве количественных показателей различных климатических изменений временной ход нескольких первых коэффициентов разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева [1, 3, 6]. Это коэффициенты удобны тем, что в отличие от других ортогональных составляющих они не меняют своего вполне определенного физического смысла при изменении длины выборки ряда, так как характеризуют вполне конкретное поле. Кроме того, они удобны и экономичны при реализации на ЭВМ. Выборка пополняется ежемесячно простым досчетом текущих метеорологических полей.

Коэффициенты разложения полей аномалии температуры по полиномам Чебышева в дальнейшем будем обозначать через A_{ij} , полей аномалии давления — C_{ij} , полей геопотенциала поверхности 500 мбар — B_{ij} , где подписной знак соответствует элементу чебышевского разложения. В данной работе будут рассматриваться первые коэффициенты разложения с подписным знаком «00», характеризующие общий фон поля по исследуемой территории [1]. В качестве последней выбран один из четырех секторов Северного полушария (рис. 1) или все Северное полушарие в зоне от 85 до 40° с. ш.

В качестве исходного материала для разложения использовались средние месячные карты аномалии температуры воздуха за период с 1942 по 1978 г., аномалии давления воздуха за период



Рис. 1. Сеть точек и секторы I—IV, используемые при разложении полей по полиномам Чебышева. Секторы: I — атлантический, III — евразийский, III — тихоокеанский, IV — американский.

с 1920 по 1922 и с 1954 по 1978 г., а также значения геопотенциала поверхности 500 мбар по месяцам за 1954—1978 гг.

Расчеты проводились на ЭВМ «Минск-32» по алгоритму [7] и программе, составленной В. А. Кузнецовым на ЭВМ «БЭСМ-6». В изменении температурного фона на Северном полушарии (в зоне 85—40° с. ш.), выраженного через временной ход коэффициента A₀₀ (рис. 2), четко прослеживается тенденция к похолоданию, происходившему от 1940-х до конца 60-х годов. Похолодание происходило постепенно с возвратами очень теплых периодов,

наблюдавшихся в 1944, 1947 и 1952—1953 гг. Значительные резкие похолодания произощли в 1945, 1948, 1955, 1963—1963, 1966 и в 1968—1969 гг. Наиболее холодный период наблюдался в 1963— 1966 и 1968—1969 гг.

В 1970-х годах температурный режим стабилизировался на уровне, сравнимом с температурным фоном второй половины 1950-х годов.





Однако в каждом районе полушария температурные изменения имели свои особенности.

Если в секторах I, II, IV за рассматриваемый период преобладали положительные значения аномалии температуры (по сравнению с нормой 1881—1935 гг.), то в секторе III температура была в основном ниже нормы.

В секторе I понижение температуры произошло после 1960 г. и достигло минимума в 1963 г., после возврата тепла в 1964— 1967 гг. повторилось в 1968 г. В 1970-х годах здесь значительных изменений температуры не наблюдалось до 1976 г., когда фон температуры поднялся до уровня 1960 г., после которого произошло последнее похолодание.

В секторе II происходили самые значительные изменения температуры на всем полушарии. Максимальные температуры наблюдались в 1944 г. Затем понижение температуры шло непрерывно с редкими возвратами тепла до 1969 г., когда отмечался самый низкий за рассматриваемый период температурный фон на полушарии. В 1970-х годах в этом регионе наблюдалась тенденция к повышению температуры, достигшей максимальных значений в 1975 г.

В секторе III похолодание наступило в 1946 г. Затем в течение 7—8 лет температуры были близки к норме. С 1955 г. начался длительный холодный период, когда аномалии температуры воздуха лишь в отдельные годы (1960, 1962, 1967, 1971, 1974) достигали нормы или были несколько выше ее.

В секторе IV отмечались резкие понижения температуры в 1945 и 1948 гг. Затем после очень теплого семилетнего периода 1949—1955 гг. в 1956 г. наступило похолодание, за которым последовали семь сравнительно теплых лет и следующее похолодание в 1964 г. С 1965 по 1971 г. температуры были близки к норме. В 1972 г. наступило очередное похолодание. В 1970-х годах температуры испытывают резкие изменения от года к году. В 1974—1977 гг. достигнуты максимальные значения изменчивости за последние 20 лет.

Процесс потепления, который, как считают, начался в конце 1960-х годов в Северном полушарии, как видно из рис. 3, проходит с большими возвратами холодов в отдельных месяцах и для тех регионов, где считается, что происходит значительное потепление климата (секторы II и IV). За рассматриваемый период в секторе II сильные похолодания отмечались с сентября 1968 по июнь 1969 г. В течение последующих трех лет практически не было больших похолоданий. Произошли они в сентябре 1973 г., повторились в октябре 1974 и 1975 гг. Самые значительные похолодания, наблюдавшиеся в этом регионе в 1970-х годах, произошли в октябре—ноябре 1976 г. и повторились в феврале и октябре 1977 г. Однако чаще в этом регионе наблюдались длительные периоды с повышенным фоном температуры. Температура превышала норму в течение восьми месяцев подряд с конца 1969 г. до марта 1970 г. и в 1975 г. (декабрь 1974—июль 1975) и в течение

9 Заказ № 87



пяти месяцев — в 1976 г. (декабрь 1975—апрель 1976) и в 1977 г. (март—июль).

В секторе IV колебания температуры по амплитуде уступали изменениям, наблюдавшимся в секторе II, в начале рассматриваемого периода. Но с октября 1976 по февраль 1977 г. они превосходят изменения абсолютных величин, происходившие в секторе II.

Общее число месяцев с отрицательным фоном аномалии температуры в секторе IV было значительно выше, чем в секторе II. Причем большая часть похолоданий происходила в октябре декабре и в марте—апреле. Положительный фон аномалии температуры 6—7 месяцев подряд наблюдался в 1968—1970 гг. и по 5 месяцев — в 1970, 1971, 1973 гг. Самым аномальным оказался 1977 г., когда положительная аномалия температуры наблюдалась в течение одиннадцати месяцев — с января по ноябрь.

Изменения температурного фона в различных секторах Северного полушария за холодный (октябрь—март) и теплый сезон (апрель—сентябрь) имеют большие различия (рис. 4). Амплитуда изменения аномалии температуры воздуха для холодного сезона намного больше, чем для теплого.

В секторе I зимние температуры имеют сравнительно ровный ход. Значительное похолодание произощло в зиму 1957-58 г., затем наблюдались постепенные понижения температуры от зимы 1959-60 г. до зимы 1968-69 г. с самыми низкими температурами за рассматриваемый период. В 1970-х годах температура холодного полугодия стабилизировалась и была несколько выше нормы. Для теплого периода характерно значительное падение температуры в 1960-х годах и периодические изменения от теплых лет к холодным в 1970-х годах (период 1—3 года — для тепла и 3—4 года — для холода).

В секторе II в холодную половину года наблюдались значительные колебания температуры с 2—3-годичным циклом около нормы и выше нормы. Наиболее резкие понижения температуры произошли от зимы 1943-44 до зимы 1946-47 г. и в зиму 1968-69 г., когда были достигнуты самые низкие температуры на Северном полушарии за четыре последних десятилетия. В 1970-х годах температуры значительно возросли, а в 1976 г. произошло новое понижение температуры. Температурный фон теплой половины года отличался постепенным понижением от 1950-х к 1960-м годам. В середине 1970-х годов здесь наблюдались высокие аномалии температуры (1975 г.), сравнимые с температурным фоном 1950-х годов.

В секторе III в холодный период общая тенденция к понижению температуры сохраняется и по настоящее время. Особенно низких значений достигали температуры в зимы 1963-64, 1968-69 и 1976-77 гг. Причем аномалии температуры в холодную половину года были в большинстве рассматриваемых лет отрицательными. Для этого региона характерны 2-годичные циклы. В теплую половину года температуры испытывали периодические колебания (наблюдались 5—6-летние циклы), но оставались в основном

9*





ниже нормы. Повышение температуры произошло в первой половине 1950-х годов, во второй половине 1960-х и начале 1970-х годов летние температуры в среднем превышали норму.

В секторе IV в холодный период в 1940-х годах наблюдалась обшая тенденция к похолоданию. Затем в первой половине 1950-х годов наблюдалось повышение температуры с последующим падением в 1955—1957 гг. В 1960-х годах наблюдавшаяся до этого 6—7-летняя цикличность сменилась 2-летней, температурный фон зимних месяцев еще понизился. Исключение составил холодный период 1969-70 г., когда наблюдались здесь температуры значительно выше нормы. В начале 1970-х годов последовал ряд холодных периодов с температурами ниже нормы, а затем в 1976-77, 1977-78 гг. отмечалось интенсивное повышение температуры.

В летний период ход температуры в секторе IV очень напоминает особенности изменения температурного фона в секторе III. Здесь тоже наблюдались резкие уменьшения температуры в конце 1940-х годов, середине 1950-х и особо длительные понижения в 1960-х, в конце которых и в 1970-х годах преобладали аномалии температуры выше нормы. Особенно высокий температурный фон наблюдался в теплую половину в 1973 и 1977 гг. Таким образом, в начале 1970-х годов в секторе IV наблюдаются суровые зимы и очень теплое лето, во второй их половине в оба сезона в основном отмечаются температуры выше нормы.

Температура воздуха тесно связана с циркуляционными особенностями атмосферы. Циркуляционный фактор характеризовался изменением значений коэффициента разложения по полиномам Чебышева полей геопотенциала поверхности 500 мбар Во1, который показывает изменения интенсивности зонального переноса воздушных масс над полушарием и сходен с зональным индексом Блиновой, вычисленным для изобарической поверхности 500 мбар [4]. Интенсивность западно-восточного переноса в тропосфере, характеризующаяся коэффициентом B₀₁, испытывает сильные колебания от года к году. Однако можно отметить наметившуюся тенденцию возрастания интенсивности переноса от 1950-х к 1975 гг., причем оно происходило по-этапно: сначала шло периодическое возрастание переноса к 1967 г., затем - новый рост с 1969 к 1975 г. Причем, как видно из рис. 5, в годы максимального усиления западно-восточного переноса это изменение происходит синхронно во всех регионах-Северного полушария (1967, 1975 гг.). Однако чаще одновременное усиление наблюдается в двух-трех секторах, причем сектора эти всегда расположены рядом друг с другом. В 1959 г. небольшое увеличение интенсивности западно-восточного переноса произошло в секторах III, IV и I, а с 1961 по 1964 г. в этих же секторах оно повторялось ежегодно с нарастающей интенсивностью. В 1967 г. произошло, самое интенсивное за рассматриваемый период усиление на всем Северном полушарии. В 1971 г. небольшое усиление переноса наблюдалось в секторах I и II, в 1973 г. к этим секторам присоединился сектор III. В 1975 г. произошло усиление переноса общее для всех регионов Северного полушария и сравнимое с усилением, наблюдавшимся в 1967 г.

Значительные нарушения этого переноса одновременно над всем Северным полушарием, наблюдавшиеся в 1960, 1965, 1969 и



1977 гг., следовали за годами с наибольщим увеличением интенсивности.

В₀₀ и В₀₁ по Северному полушарию (С.П.) и в его секторах I—IV с 1954 по 1978 г.

Изменение высоты поверхности 500 мбар, характеризующееся коэффициентом B_{00} разложения полей AT_{500} , рассматривалось за период 1954—1978 гг. Средняя годовая высота поверхности

134

500 мбар над Северным полушарием в среднем меняется незначительно от года к году (рис. 5). Однако можно заметить, что вблизи лет максимума солнечной активности (по числам Вольфа) высота поверхности 500 мбар в течение 2-3 лет достигает наибольших значений, а лет минимума соответственно понижается (1954, 1965, 1967 гг.). Это утверждение справедливо лишь для полушария в целом (вернее для рассматриваемой зоны от полюса до 40° с. ш.). Для отдельных секторов (рис. 5) вблизи максимума солнечной активности высота поверхности 500 мбар повышается и сохраняет высокие значения 2-3 года. Уменьшение же высоты происходит не только на минимуме солнечной активности, но и в другие периоды (например, сектор I, 1972 г.). Наибольшая средняя высота этой поверхности обычно наблюдается в секторах I и II. Наименьшие высоты приходятся на районы Дальнего Востока и Тихого океана. Периодически меняется и направление наклона поверхности 500 мбар. Так, в конце цикла 18 (есть данные только начиная с 1949 г.) и до максимума 1957 г. наибольшая высота наблюдалась над Азиатским материком, а наклон был направлен через секторы I и III к сектору IV (1954, 1955 гг.минимум чисел Вольфа) или через секторы I и IV к сектору III (на нисходящих ветвях чисел Вольфа в 1949—1953 гг. и сюда же попали годы, находящиеся на нисходящей ветви цикла 20-1971-1972, 1974 гг.). В период максимума 1957 г. произошла перестройка: наибольшая высота поверхности переместилась в сектор I с сохранением наклона через секторы II и IV к сектору III. Это положение сохранилось и после максимума цикла 20 В эту группу вошло самое большое число лет (за исключением лет, расположенных на нисходящей ветви). Изменяется только интенсивность наклона к секторам II или IV (высота в секторе IV была больше, чем в секторе II в 1968, 1973, 1976 гг.). Наибольшая изменчивость высоты наблюдалась за рассматриваемый период в секторе IV. Интенсивность изменения высоты меняет свое местоположение на полушарии от одного солнечного цикла к другому. Так, в цикле 18 наибольшие изменения высоты на минимуме (1954 г.) наблюдались в секторе IV. На минимуме солнечной активности в 1976 г. основное уменьшение высоты поверхности 500 мбар произошло в секторе ІІ. В остальных районах полушария оно было очень незначительным. Уменьшение высоты на минимуме 1964 г. отмечалось во всех секторах, но везде наблюдалось постепенное уменьшение высоты от года к году и лишь в американском регионе эти изменения были выражены более резко.

Изменения, происходившие в различных секторах полушария с аномалиями давления воздуха, оказалось возможным проследить по коэффициентам разложения полей аномалий давления по полиномам Чебышева C_{00} за 28 лет. Средние годовые значения коэффициента C_{00} характеризуют средний фон давления в среднем на Северном полушарии. Давление за рассматриваемый период (1954—1978 гг.) было значительно выше нормы. Норма взята за период 1900—1935 гг. и характеризует эпоху западной циркуляции, когда фон давления в северной части полушария был понижен. У коэффициентов C₀₀, подсчитанных для этого периода, действительно чередовались попеременно положительные и отрицательные знаки.

Сильное понижение давления одновременно на всем полушарии произошло в 1967 г. и, вероятно, было связано с усилением циркуляционного режима на высотах. Несколько меньшие понижения отмечались в трех секторах в 1976 г. Перед этим в сентябре—декабре 1975 г. и январе—апреле 1976 г. отмечалось усиление западного переноса на высотах.

Как отмечалось выше, фон давления за рассматриваемый период был несколько выше, чем за период 1900—1935 гг. Однако на этом высоком фоне происходили явления «блокировки», т. е. наблюдались особенно большие положительные отклонения давления воздуха от нормы в среднем за год по всему Северному полушарию одновременно (вернее, в зоне от полюса до 40° с. ш.). Обычно блокирование проявляется через год. Иногда блок удерживается два года подряд, как это наблюдалось в 1957—1958, 1965—1966, 1969—1970 годах экстремумов чисел Вольфа.

Таким образом, на Северном полушарии наблюдались уменьшения фона температуры от 1940-х к 1960-м годам и некоторая стабилизация преобладания положительных аномалий температуры в 1970-годах, а также резкие колебания среднегодовых температур, наметившиеся в 1970-х годах. Повышение фона температур в некоторых годах, вероятно, было связано с воздействием циркуляционных факторов. Так, наблюдавшееся в 1967 г. усиление интенсивности западно-восточного переноса на Северном полушарии привело к усилению циклонической деятельности, в результате которой у Земли в течение большей части года наблюдался пониженный фон давления и произошло некоторое повышение температуры в секторах I, II, III. Подобное усиление этого переноса в 1975 г., очевидно, сыграло роль в повышении фона температур в секторе II.

Высота геопотенциала поверхности 500 мбар претерпевает изменения в зависимости от фаз солнечной активности: она увеличивается вблизи максимумов чисел Вольфа и достигает минимальных значений при минимумах чисел Вольфа (это справедливо в зоне полюс — 40° с. ш. в среднем по полушарию).

В заключение следует отметить, что характер изменения температуры на Северном полушарии различен для отдельных секторов и обусловлен, вероятно, особенностями циркуляционного режима. Особенности в циркуляционном факторе, по-видимому, связаны с изменением высоты и наклона изобарических поверхностей, которые в какой-то мере зависят от солнечной активности и проявляются различно в разных регионах Северного полушария.

Подобное исследование коэффициентов разложения дает возможность проследить общий характер изменения некоторых метеорологических элементов на больших территориях, искать причины возникновения тех или других аномалий. Анализ этого материала, обработанного единой математической методикой, но не претендующего на безусловную достоверность, позволяет оперативно следить за изменениями климатического фона, происходящими как на Северном полушарии в целом, так и в отдельных крупных его регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтыкис Е. Количественная оценка форм атмосферной циркуляции. Труды ААНИИ, 1963, т. 225, с. 119—129.

2. Багров Н. А. Аналитическое представление метеорологических полей. Труды Центр. ин-та прогнозов, 1958, вып. 64, с. 3—25.

3. Бардин Г. И., Белязо В. А., Михельсон Д. М. Использование коэффициентов разложения по полиномам Чебышева для определения границ элементарного синоптического процесса. — Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 63—68.

элементарного синоптического процесса. — Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 63—68. 4. Бойко А. П., Смирнов И. П., Смирнов В. В., Казакова А. Л. Характеристики зональной циркуляции атмосферы в Северном полушарии. Труды ГМЦ СССР, 1970, вып. 47, с. 41—61. 5. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. К вопросу численного прогноза

5. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. К вопросу численного прогноза средних месячных аномалий температуры воздуха статистическим методом. Труды ААНИИ, 1965, т. 262, с. 185—192.

пруды Антиги, 1505, т. 202, с. 152–152. 6. Борисова Л. Е. Коэффициенты разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева как характеристики преобразования циркуляционных эпох и их стадии.— Труды ААНИИ, 1972, т. 313, с. 225—235. 7. Крупицкая Т. М., Чернин К. Е. Аппроксимация двухмерных полей

 7. Крупицкая Т. М., Чернин К. Е. Аппроксимация двухмерных полей полиномами Чебышева.— Труды ААНИИ, 1964, т. 271, с. 31—44.
 8. Спирина Л. П. О некоторых особенностях хода температуры воздуха

8. Спирина Л. П. О некоторых особенностях хода температуры воздуха на Северном полушарии в отдельные месяцы за период 1881—1975 гг. См. наст. сборник.

9. Cehak K. Die Verwendung von orthogonalen Polynomen in der Meteorologie. Mitteilung.— Archiv f. Met. Geophysik und Bioklimat., 1960, Ser. A, B. 12, H. 1, S. 40—61.

1 gen (* 14

44.4.1.4.1.4.1.1

С. Х. Ахметкереев, В. А. Дергачев

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ РАСТИТЕЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

В настоящее время установлено существенное влияние космоса на многие земные процессы. Особую роль в этом отношении играет Солнце как ближайшая к нам звезда. Исследованию различных проявлений солнечной активности и их возможных связей с различными земными явлениями посвящено огромное количество работ.

В рамках всесоюзной проблемы «Астрофизические явления и радиоуглерод», поставленной по инициативе Б. П. Константинова и Г. Е. Кочарова [8, 9], используя измерения концентрации радиоактивного углерода (¹⁴C) получена ценная информация о различных астрофизических, геофизических и геохимических явлениях. После образования в атмосфере ¹⁴C отлагается в различных объектах: древесине, торфе, озерных и морских отложениях и т. п. Особое место в этой проблеме уделяется исследованию прошлого Солнца, влиянию Солнца на околоземное пространство и земные процессы. Особенно ценными объектами для радиоуглеродных исследований являются годовые кольца древесины, хронология которых охватывает погодично период времени свыше 8000 лет в прошлом [29].

Наблюдаемые вариации содержания радиоуглерода в точно датированных кольцах древесины обусловлены не только внеземными факторами, но также изменениями геомагнитного поля и климатическими изменениями. О существовании причинно-следственных связей между различными астрофизическими (в частности, солнечной активностью) и геофизическими факторами и концентрацией ¹⁴С в годовых кольцах свидетельствуют результаты работ [5—7, 10, 11, 21 и др.], выполненных в рамках проблемы.

Известно, что годовые кольца древесины содержат информацию о климатических условиях в период своего формирования. Информация о прошлых климатах Земли содержится не только в ширине кольца, но и в относительном содержании в древесине стабильных изотопов водорода, кислорода и углерода. Поскольку в последние годы обнаружены многочисленные свидетельства в пользу солнечно-климатических связей, изучение палеоклиматов также может помочь в изучении деятельности Солнца в прошлом.

Цель данной работы — рассмотрение вопроса о реальности солнечно-климатических связей, а также обсуждение возможности использования изотопного состава древесины (в частности, концентрации ¹³С) в качестве индикатора прошлых климатов.

Непостоянство Солнца и климаты прошлого. Разработка высокоточных методов измерения концентрации различных изотопов и изучение механизмов образования и распространения изотопов в окружающей среде дали толчок к возникновению новой области науки — изотопной экологии [12]. Изотопная экология имеет большие перспективы для исследования механизма солнечно-земных связей, выяснения климатов прошлого и в принципе для прогнозирования состояния окружающей среды.

Интерес к прошлому Солнца в последние годы резко возрос. И главной причиной этому послужило расхождение между предсказаниями теории и экспериментальными результатами по регистрации солнечных нейтрино.

Согласно общепринятой теории эволюции звезд, светимость Солнца может существенно меняться лишь на длительной временной шкале ~108÷109 лет (ядерные реакции, обеспечивающие производство энергии в Солнце, происходят с устойчивой скоростью). Правда нельзя исключить возможность резких изменений светимости звезд, например, при перестройке внутренней структуры звезды. В работе Эпика [39] было показано, что при внезапных изменениях внутренней структуры Солнца его светимость может меняться на 10-15 % в зависимости от толщины слоя перемешивания, а времена релаксации для p-p и CNO-циклов 1 составляют 3,8·10⁵ лет и 1,1·10⁶ лет соответственно. Исходя из этого, Эпик отождествил наступление периодов оледенения с периодами понижения солнечной светимости. Развитием этих идей можно считать гипотезу Фаулера [30] о скачкообразном перемешивании вещества в недрах Солнца, наиболее приемлемую для объяснения расхождения теории солнечных нейтрино и отрицательных экспериментальных результатов по нейтрино.

Важной особенностью механизма внезапного перемешивания, вследствие чего может быть постепенное накопление какой-то «неустойчивости», которая, достигнув определенного уровня, «сбрасывается», является периодичность. Время между такими сравнительно быстрыми процессами перемешивания солнечных недр составляет 100 млн. лет, а длительность процесса 10 млн. лет [26, 45]. В течение фазы перемешивания температура солнечных недр, а следовательно, и светимость Солнца оказывается ниже «нормальной». Расчеты показывают, что изменения светимости могут достигать десятков процентов. Это не может не отразиться в геологической истории Земли.

¹ р-р и СNО-циклы — протон-протонный и углеродно-азотные циклы.

Интересно, что в работе Фейрбриджа [27] на основании изучения окаменелостей установлено, что период в 200 млн. лет является основным в изменениях климата Земли, а длительность эпох оледенения составляет несколько миллионов лет. Известно также, что на протяжении 9/10 геологической истории Земли полярные районы обоих полушарий, вероятно, не были покрыты льдом [48].

Что касается нынешнего уровня солнечной светимости, то он согласно гипотезе Фаулера [30], ниже нормы. Это не только объясняет нейтринный парадокс Солнца, но и не противоречит



Рис. 1. Обобщенная кривая изменений концентрации ¹⁴С, в древесине (*a*). Вариации содержания ¹⁸О в керне гренландского льда (б). Данные о концентрации дейтерия в кольцах (*в*).

геологическим ланным. c0гласно которым возникновение современных арктических ледников относится ко времени 5 млн. лет назад. Кроме того, исходя из анализа экспериментальных данных по содержанию космогенных изотопов ¹⁰Ве и ²⁶А1 в донных отложениях, показано, что интенсивность галактических космических лучей 2—3 млн. лет назад должна была превышать современный уровень в несколько раз [4, 32]. Обнаружено также отсутствие эффективной модуляции галактических космических лучей в солнечной системе 2-6 млн. лет назад [13]. Κ настоящему времени можно считать доказанным. что оледенения Земли всегда

носили глобальный характер. В ряде работ, например [24], утверждается, что колебания климата за последние 100 тыс. лет были одновременными в обоих полушариях. Это веское указание на то, что причиной крупных колебаний климата может быть только некоторый космический фактор. Работами многих исследователей установлена зависимость колебаний метеорологических параметров от солнечной активности [14, 15, 41], обнаружены корреляционные связи в вариациях солнечной активности и климатических характеристик [16, 38].

Несомненный интерес представляют, с точки зрения вопроса о космических факторах климатических изменений, поиски общих закономерностей в вариациях концентрации радиоактивных и стабильных изотопов (например, ¹³C, ²D, ¹⁸O) в земной атмосфере и биосфере, гидросфере, литосфере и изменениях климата. Изменения содержания ¹⁴C в древесине за последние несколько сотен лет обнаруживают отрицательную корреляцию с вариациями концентрации стабильных изотопов кислорода и водорода в образцах материкового льда и древесных кольцах. На рис. 1 сопоставлены обобщенная кривая изменений концентрации ¹⁴С в древесине согласно [44], сглаженные данные о вариациях содержания тяжелого изотопа кислорода (¹⁸О) в керне гренландского льда [33] и данные о концентрации дейтерия (D) в кольцах японского кедра [37]. Отметим, что периодам низкой солнечной активности: Шпёреровскому (1450—1550 гг.) и Маундеровскому (1645—1715 гг.) [23] минимумам, — соответствуют высокое содержание радиоуглерода и низкое содержание ¹⁸О и D (т. е. низкие температуры).

Изотопная палеоклиматология. Поиски периодичностей в колебаниях климата, корреляционных связей изменений климата с вариациями радиоуглерода стали возможными благодаря тому, что в последние десятилетия появилась возможность количественного описания климатов прошлого, основанного на предложенном Юри [50, 51] методе изотопной палеотермометрии. Этот метод использует незначительные количественные химические различия изотопов одного и того же элемента, обусловленные различиями в распределении энергетических состояний изотопных молекул и различия в молекулярно-кинетических характеристиках, зависящих от массы. Вследствие этих различий в природных химических, физических и биохимических процессах мопроисходить фракционирование (разделение) изотопов, жет степень которого определяется температурой. Таким образом, появляется возможность рассчитать температуру формирования образца из изотопного состава.

До недавнего времени подавляющее большинство работ в области изотопной палеотермометрии было посвящено исследованию концентрации стабильных изотопов кислорода, главным образом в карбонате раковин ископаемых позвоночных. В последние годы исследователи обратили внимание на возможность использования в качестве палеоклиматического индикатора органического вещества растительного происхождения [36, 46].

Относительное содержание стабильных изотопов кислорода, углерода и водорода, из которых главным образом состоят живые организмы, в тканях растений определяется изотопным составом используемых на их построение компонентов среды и степенью изотопного фракционирования в ходе обменных процессов. Таким образом, разумными представляются поиски климатической информации путем анализа изотопного состава торфа, гумуса, древесины.

Для реконструкции климатических изменений методом изотопной палеотермометрии, и выявления таким образом возможных колебаний солнечной деятельности за последние 10 тыс. лет особую роль могут сыграть, как указывалось выше, кольца годичного прироста древесины, поскольку соответствующим подбором можно получить длинный ряд датированных с большой точностью образцов.

Вариации ¹³С в растительном веществе как индикатор климатов прошлого. Рассмотрение выполненных к настоящему времени работ [1, 25, 36, 37, 46, 47 и др.] позволяет сделать вывод о том, что анализ изотопного состава растительного вещества может дать адекватную информацию о прошлых климатах. Хотя следует отметить, что многие вопросы еще ждут ответа. Например, имеющиеся в литературе данные о вариациях концентрации ¹³С в древесных кольцах весьма противоречивы [28, 31, 40, 52] и ряд авторов отрицает возможность получения палеоклиматической информации из анализа относительного содержания стабильных изотопов углерода в древесине.



Рис. 2. Сопоставление обобщенного ряда 8¹³С древесины с данными о вариациях 8¹⁸О.

Авторами составлен обобщенный ряд усредненных по 25 лет значений 1 δ 13 C в датированных образцах древесины деревьев из разных мест [17, 20, 22, 34, 35, 42, 43, 49], охватывающих последние 2500 лет. Сопоставление полученного ряда с данными о вариациях изотопа тяжелого кислорода в одном дереве [37] показывает сходство в ходе изменений δ 13 C и δ 18 O с начала нашей эры (рис. 2).

Был произведен спектральный анализ этого ряда согласно методике, описанной Дженкинсом и Ваттсом [3]. Оценка значений корреляционной функции для временного ряда содержащего про-

¹ Отношения изотопных концентраций определяются в относительных единицах (промилле) следующим образом:

 $\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{odp}}{(^{13}C/^{12}C)_{ct}} - 1\right] \times 1000.$

Здесь (¹³C/¹²C)_{обр} и (¹³C/¹²C)_{ст} — отношения концентраций соответствующих изотопов в образце и стандарте соответственно. Общепринятым стандартом для ¹³C/¹²C является предложенный Крейгом стандарт PDB [19].

пуски произведена согласно рекомендациям работы [2]. Сглаженные нормированные спектры ряда δ^{13} С при различных значениях точки отсечения корреляционной функции M изображены на рис. 3. Сглаживание было произведено с использованием корреляционного окна Тьюкн. Для каждого из значений M [4, 15, 39] были рассчитаны 80 %-ные доверительные границы для спектра. Доверительные интервалы для разных эначений M изображены

на рисунке тремя вертикальными отрезками. Ширина спектрального окна для каждого из значений *М* изображена горизонтальным отрезком.

Спектр ряда **б** ¹³С на рис. З обнаруживает три основных пика, значимых в 80 %-пом доверительном интервале и соответствуюших периодам примерно 300. 130 и 60 лет. Для сравнения отметим, что в спектре ряда δ¹⁸О наряду с другими выявляются пики, соответствующие периодам 271-<u>+11, 154±13 и 59±14</u> лет, причем два первых самые мощные. Цикл длительностью 290 лет выявлен в вариациях содержания дейтерия в кольцах годичного прироста двух сосен из Калифорнии [25]. Периодичности в 62 года, 138 лет и 270 лет обнаруживаются в вариациях ¹⁸О в керне материкового льда [33].

and the set



Рис. 3. Сглаженные нормированные спектры ряда δ¹³С при различных значениях точки отсечения корреляционной функции *M*.

Авторы рассмотрели также возможность применения для получения климатической информации анализа δ¹³С в органическом веществе торфяников, воспользовавшись данными об изотопном составе углерода образцов торфа из Голландии [54, 55].

На рис. 4 сопоставлены изменения средней июльской температуры Нидерландов, оцененные пыльцовым анализом [53], и усредненные по 500 лет данные о содержании ¹³С в датированных торфяных образцах. Уравнение регрессии, полученное методом наименьших квадратов (при исключении точек, соответствующих высоким температурам в период 30—40 тыс. лет назад) имеет вид:

$$\delta^{13}C = 0,48t - 35,6.$$

(1) 143 Температурный коэффициент (0,48 ‰/°С) не противоречит данным из других источников.

Авторы исходили из того, что оценка температур в период 30—40 тыс. лет назад могла быть заниженной. Этот период, называемый геттвейгским межстадиалом, делит последнее оледенение на два периода: нижний вюрм и основной вюрм. Некоторые исследователи считают потепление этого периода столь значительным, что присваивают ему ранг межледниковья. Предполагается, например, что июльские температуры Англии в этот период дости-



Рис. 4. Сопоставление изменений средней июльской температуры Нидерландов и данных о концентрации ¹³С в образцах торфа.

Кривая показывает изменение температуры, точки — содержание ¹³С, пунктирные отрезки после точек — нижние пределы возраста образиов.

_ Y I

гали 15—16°С, т. е. были ниже современных лишь на 2—3°С [18], тогда как у Ван дер Хаммена с соавторами [53] июльские температуры в период геттвейгского межстадиала ниже современных примерно на 7°С.

Выводы

Комплексное исследование вариаций содержания стабильных изотопов D, ¹⁸O и ¹³C и радиоуглерода в датированных растительных образцах (торфе, древесных кольцах) может позволить не только восстановить климаты прошлого, но также дает возможность количественно установить связь вариаций ¹⁴C в древесине с климатическими изменениями. Это позволит, в конечном счете, более детально изучить характер солнечной активности в прощлом. Хотя имеющиеся данные о вариациях ¹³C в древесных кольцах весьма противоречивы, показано, что за долговременные (10²÷10⁴ лет) изменения ¹³C в растительном веществе ответственны, по-видимому, изменения климата.

Авторы выражают благодарность профессору Г. Е. Кочарову и научному сотруднику С. Х. Тлеугалиеву за полезные обсуждения.
1. Ахметкереев С. Х., Дергачев В. А. Временные вариации содержания стабильных изотопов в органическом веществе.— Изв. АН СССР, сер. физ., 1977, т. 44, с. 439—445.

2. Винников К. Я., Гриб Н. К., Поляк И. И. Методика расчета корреляционных функций и спектров временных метеорологических рядов. Труды ГГО, 1973, вып. 308, с. 27—46.

3. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М., Изд-во «Мир», 1971, вып. 1.— 320 с.

4. Дергачев В. А., Мальченко Н. И. Возможности изучения интенсивности космических лучей в далеком прошлом. — Труды V Всесоюзного совещания по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод». Изд. ТГУ, Тбилиси, 1974, с. 73—88.

5. Дергачев В. А., Санадзе А. А. Концентрация ¹⁴С в дендрохронологически датированных образцах. Там же, с. 63—72.

6. Дергачев В. А. Вариации солнечной активности и содержание радиоуглерода в атмосфере Земли. Изв. АН СССР, сер. физ., 1975, т. 39, с. 325—333.

7. Дергачев В. А., Тлеугалиев С. Х., Жилорчук Ю. В. Выявление циклических колебаний содержания ¹⁴С в обобщенном ряду данных за 1688—1951 гг., Препринт ФТИ АН СССР, Л., 1976, № 511.— 28 с.

8. Константинов Б. П., Кочаров Г. Е. Астрофизические явления и радиоуглерод. — ДАН СССР, 1965, т. 165, с. 63—64.

9. Константинов Б. П., Кочаров Г. Е. Астрофизические явления и радиоуглерод. Препринт ФТИ АН СССР, Л., 1967, № 064.— 44 с.

10. Кочаров Г. Е., Арсланов Х. А., Дергачев В. А. и др. Солнечная активность и концентрация ¹⁴С в древесных кольцах 1780—1838 гг., измеренная на одноканальной сцинтилляционной установке со стабилизацией световым импульсом. Труды V Всесоюзного совещания по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод». Тбилиси, Изд-во ТГУ, 1974, с. 19—37.

11. Кочаров Г. Е., Дергачев В. А., Санадзе А. А. О вековом цикле вариаций содержания радиоуглерода в атмосфере Земли.— Труды VI Ленинградского Международного семинара по космофизике.— Л.: Изд. ФТИ АН СССР, 1974, с. 163—168.

12. Кочаров Г. Е. Комплексное изучение Солнца и изотопная экология. Изв. АН СССР, сер. физ., 1977, т. 41, с. 415—421.

13. Лаврухина А. К., Устинова Г. К. Отсутствие эффективной модуляции галактических космических лучей в солнечной системе и ледниковый период. Изв. АН СССР, сер. физ., 1978, т. 42, с. 919—924.

14. Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 484 с.

15. Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 134 с.

16. Bray J. R. Solar-climate relationships in the Past-Pleistocene.— Science, 1971, 171, p. 1242—1243.

17. Broecker W. S., Olson E. L., Bird J. Radiocarbon measurements on samples of known age.— Nature, 1959, 183, p. 1582—1584.

18. Coope G. R., Morgan A., Osborne P. J. Fossil Coleoptera as indicators of climatic fluctuations during the Last Glaciation in Britain.— Palaeogeogr., Palaeoclim, Palaeoecol., 1971, 10, p. 87—101.

19. Craig H. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 12, p. 133—149.

20. Damon P. E., Long A., Grey D. C. Fluctuation of atmospheric ¹⁴C during the last six millennia.— J. Geophys. Res., 1966, 71, p. 1055—1063.

21. Dergachev V. A., Kocharov G. E., Tleugaliev S. Kz. Cosmic ray intensity annual variations for the last several centuries.— Proc. XV Int. Conf. on Cosmic Rays. Plovdiv, 1977. 2, p. 197—202. 22. Dorn T. F., Fairhall A. W., Schell W. R., Takachima Y. Ra-

22. Dorn T. F., Fairhall A. W., Schell W. R., Takachima Y. Radiocarbon during at the University of Washington.— I.— Radiocarbon, 1964, 14, p. 1—12.

10 Заказ № 87

145

23. Eddy J. A. The Maunder minimum.— Science, 1976, 192, p. 1189—1202. 24. Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J. Antarctic ice sheet: Stable isotope analyses of Byrd Station cores and interhemispheric climatic implications.--Science, 1970, 168, p. 1570-1572.

25. Epstein S. e. a. The determination of the D/H ratio of non-exchangeable hydrogen in cellulose from aquatic and land plants.-Earth Planet. Sci. Lett., 1976, 30, p. 241-251.

26. Ezer D., Cameron A. G. W. Effects of sudden mixing in the solar core on solar neutrinos and ice ages.- Nature, 1972, 240, p. 180-182,

27. Fairbridge R. W. The changing level of the sea.- Sci. Amer., 1960, N 5, 1960, p. 202-213.

28. Farmer J. G., Baxter M. S. Atmospheric carbon dioxide levels as indicated by the stable isotope record in wood.- Nature, 1974, 247, p. 273-275.

29. Ferguson C. W. Dendrochronology of bristlecone pine-prior to 4000 B. C.- Proc. VIII Int. Conf. on Radiocarbon Dating. Lower Hutt, Wellington, New Zealand, 1972, 1, p. 17-26.

30. Fowler W. A. What cooks with solar neutrinos? — Nature, 1972, 238. p. 24-26.

31. Frever H. D., Wiesberg L. Antropogenic carbon-13 decrease in atmospheric carbon dioxide as recorded in modern wood.— In: Isotope Ratios as Pollutant Source and Behaviour Indicators.— Vienna: IAEA, 1975, p. 49—62.

32. Higdon J. C., Lingenfelter R. E. Cosmic ray prehistory and propagation.- Nature, 1973, 246, p. 403-405.

33. Johnsen S. J., Dansgaard W., Clausen H. B., Langway C. C. Climatic oscillations 1200—2000 A. D.— Nature, 1970, 227, p. 482—483.

34. Kigoshi K., Hasegawa H. Secular variations of atmospheric radiocarbon concentration and its dependence on geomagnetism. J. Geophys. Res., 1966, 71, p. 1065—1071.

35. Lerman J. C., Mook W. G., Vogel J. C. 14C in tree rings from different localities .-- In: Radiocarbon Variations and Absolute Chronology .-- New York: Wiley-Intersci, 1971, p. 275—302. 36. Libby L. M. Multiple thermometry in paleoclimate and historic cli-

mate.— J. Geophys. Res., 1972, 77, p. 4310-4317.

37. Libby L. M. Isotopic tree thermometers.- Nature, 1976, 261, p. 284-288. 38. Muir M. S. Possible solar control of North Atlantic oceanic climate. Nature, 1977, 266, p. 475-476.

39. Opic E. J. Climatic change in cosmic perspective.- Icarus, 1965, 4, p. 289-307.

40. Pearman G. I., Francey R. J., Fraser P. J. Climatic implications of stable carbon isotopes in tree rings.— Nature, 1976, 260, p. 771—773.

41. Possible relationship between solar activity and meteorological phenomena.— Washington, D. C.: NASA, 1975.— 238 p.

42. Ralph E. K., Michael H. N., Gruninger J. University of Pennsilvania dates VII.— Radiocarbon, 1965, 7, 179—186. 43. Ralph E. K., Michael H. N. University of Pennsilvania radiocarbon

dates XII.- Radiocarbon, 1969, 11, p. 469-481.

44. Ralph E. K., Michael N. N., Han M. C. Radiocarbon dates and reality.- MASCA Newsletter, 1973, 9, p. 1-20.

45. Sakurai T. The evolution of the solar inner rotation by the Eddington.— Sweet type circulation under the influence of the solar wind torque.— Publ. Astron. Soc. Jap., 1972, 24, p. 153-157.

46. Schiegl W. E. Deuterium content of peat as a paleoclimatic recorder.-Science, 1972, 175, p. 512-513.

47. Schiegl W. E. Climatic significance of deuterium abundance in growth rinds of Picea.— Nature, 1974, 251, p. 582-584.

48. Schwarzbach M. Climates of the Past.-London: D. Van Nostrand, 1963.— 327 р.

49. Suess H. E. Secular variations of the cosmic ray produced carbon-14 in the atmosphere and their interpretations.— J. Geophys. Res., 1965, 70, p. 5937-1952.

50. Urey H. C. The Thermodynamic properties of isotopic substances.-J. Chem. Soc., 1947, Pt 1, p. 562-581.

51. Urey H. C. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory.-- Science, 1948, 108, p. 489-496.

52. Wilson A. T., Grinsted M. J. ¹²C/¹³C in cellulose and lignin as pa-laeothermomenters.— Nature, 1977, 265, p. 133—135. 53. Van der Hammen T., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zag-wijn W. H. Stratigraphy, climatic sucession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands.— Geol. Mijnbouw, 1967, 46, p. 79—92.

54. Vogel J. C., Zagwijn W. H. Groningen radiocarbon dates VI.-Radiocarbon, 1967, 9, p. 63—106. 55. Vogel J. C., Waterbolk H. T. Groningen radiocarbon dates X.—

Radiocarbon, 1972, 14, p. 6-110.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	ა
Е. П. Борисенков. Модели антропогенного роста CO ₂ в атмосфере	4
Л. Р. Ракипова. Оценка чувствительности климата стратосферы к из-	27
менениям содержания СО2	07
Е. П. Борисенков, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров, В. Н. Приемов.	
Влияние тепловых выбросов на погоду и климат	42
Е. П. Борисенков. Ю. Е. Казаков. Воздействие фреонов и галоугле-	
родов на озонный слой атмосферы и климат	62
К. Я. Кондратьев. Слежение за параметрами климата со спутников	75
Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева. Колебания средней месячной тем- пературы воздуха на территории СССР за период 1961—1975 гг	103
Л. П. Спирина. О некоторых особенностях хода температуры воздуха	117
в Северном полушарии в отдельные месяцы за период 1881—1975 гг.	117
Л. Е. Борисова. Изменение климата последних десятилетий по дан-	
ным разложений метеорологических полей по полиномам Чебышева	126
С. Х. Ахметкереев, В. А. Дергачев. Изотопный состав растительного	
вещества как индикатор климатов прошлого	138

Труды ГГО, вып. 438

ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Редактор М. М. Ясногородская Технический редактор Е. А. Маркова Корректор Т. В. Прокофьева

Сдано в набор 19.02.80. Подписано в печать 29.04.80. М-23356. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,86. Тираж 670 экз. Индекс МЛ-106. Заказ № 87. Цена 75 коп. Заказное. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

