

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Т Р У Д Ы  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ  
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
ИМ. А.И.ВОЕЙКОВА

Выпуск 531

ТЕОРИЯ И ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Под редакцией

д-ра физ.-мат.наук И.Л.Кароля,  
д-ра геогр.наук Б.И.Сазонова,  
д-ра геогр.наук В.Ф.Логина

Ленинград Гидрометеиздат 1990

УД  
778

УДК 551.58

Исследованы климатические аномалии разных временных и пространственных масштабов, а также связи между экстремальными климатическими явлениями, циркуляцией атмосферы и температурой поверхности океана. Даны оценки влияния некоторых антропогенных факторов на климат.

The publication contains papers covering studies of climatic anomalies of different time and space scales. The relationships have been studied between extreme climatic events and atmospheric circulation and sea surface temperature. There are given estimates of the effect of some anthropogenic factors on the climate.

353855

Ленинградский  
Гидрометеорологический институт  
БИБЛИОТЕКА  
Л-в 195196 Малоохтинский пр., 91

T 1805040400-089 28 - 90(I)  
069(02) - 90  
ISBN 5-286-00570-5

© Главная геофизическая  
обсерватория им. А. И. Воей-  
кова (ИГО), 1990

Г.Ф.Гетманова. Б.И.Сазонов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНФОРМАЦИИ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ ДЛЯ  
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ИНДИЙСКОГО МУССОНА

В работах индийских учёных [4] неоднократно обращалось внимание на перспективность использования метеорологической информации умеренных широт для прогнозирования погоды субтропических и тропических широт.

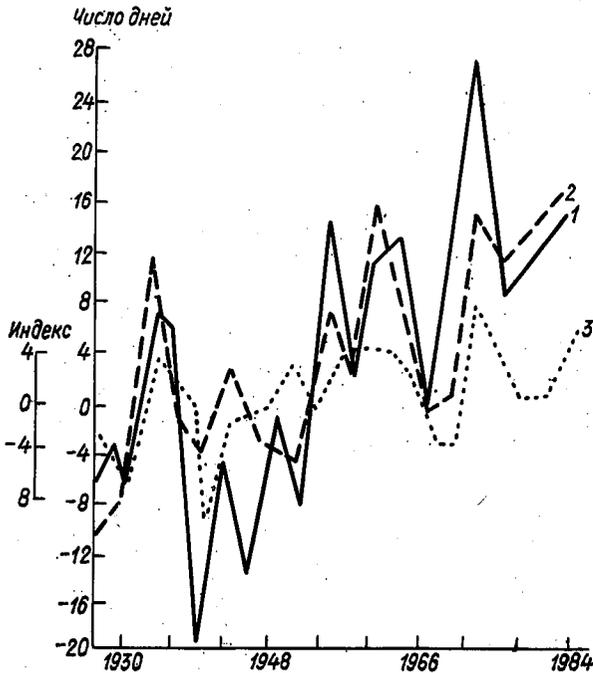


Рис.1. Число дней с глубокими циклонами на севере Европы (1), на севере Атлантики (2) и индекс суровости зим на БЧС (3), осредненные за 3 года

С 70-х годов текущего столетия довольно часто отмечались экстремально холодные зимы в Восточной Европе и на БЧС. На рис.1 показан ход индексов суровости зим Восточной Европы за последние 50 лет и ход аномалии числа дней с глубокими циклонами в районах севера Евро-

пы и Атлантики. Видно, что суровые зимы Восточной Европы хорошо связаны с развитием циклонической деятельности севера Европы и Атлантики.

Поскольку процессы циклогенеза на севере Европы и Атлантики являются неотъемлемым звеном общей циркуляции атмосферы на северном полушарии, то можно предположить, что они участвуют в процессах формирования не только экстремальных явлений умеренных широт, но взаимосвязаны с метеорологическими процессами в тропиках и, в частности, с условиями развития муссонов в Индии. Поэтому в данной работе приведены результаты исследования особенностей атмосферной циркуляции и зимнего термического режима над районами Евразии и их влияния на развитие муссонов в Индии.

Располагая каталогами индексов суровости зим по разным районам Евразии, было проведено исследование закономерностей развития индийского муссона в зависимости от характера предшествующих зим в этих районах [2,3]. Рассматривались четыре района, где чаще всего формируются экстремальные зимы и их асинхронные связи с индексами засухливости Индии [3]. Бралась сдвиги во времени, соответствующие интервалам 1 год, начиная с  $\tau = 0,5; 1,5; 2,5; 3,5; 4,5$  года. Кроме того, использовались материалы, опубликованные в трудах Института тропической метеорологии (г. Пуна) [4], для отбора лет с хорошо и плохо развитым муссоном.

В табл. I приведены годы с хорошим и плохим развитием индийского муссона [4], индексы засухливости Индии [3] и предшествующие им (со сдвигом  $\tau = 0,5$  года) индексы суровости зим Средней Азии [2]. Из таблицы видно, что при теплых зимах в Средней Азии и Индии соответственно в том же году создаются условия для формирования хорошего муссона и, наоборот, при холодных зимах в Средней Азии в Индии можно ожидать плохого развития муссона. Эти различия статистически значимы.

Для суровых зим Восточной Европы и Сибири была отмечена такая же, хотя и более слабая, закономерность в связях суровых зим с муссонами Индии. Полученные данные показывают, что большая циклоническая активность в высоких широтах очень часто способствует формированию теплых зим в Евразии. Весной циклоническая активность смещается в умеренные широты, а летом обнаруживается в субтропиках и тропиках, где она способствует хорошему развитию азиатского муссона.

Наличие функциональных связей зим в умеренных широтах с индийским муссоном подтвердил и проведенный нами корреляционный анализ [1]. Исходная информация ранжировалась по убывающему значению переменной и затем разбивалась на пять равновероятностных классов. Корреляционный анализ проводился по формуле коэффициента корреляции, выраженной в вероятностной форме:

$$R = \frac{[\sum \bar{x}_j (\sum p_{ij} \bar{y}_i)] - \frac{1}{N} [(\sum p_{i.} - \bar{x}_j) (\sum p_{.j} \bar{y}_i)]}{\sqrt{[\sum p_{ij} \bar{x}_j^2 - \frac{1}{N} (\sum p_{i.} \bar{x}_j^2)] [\sum p_{.j} \bar{y}_i^2 - \frac{1}{N} (\sum p_{.j} \bar{y}_i^2)]}}$$

где  $\bar{x}_j$  и  $\bar{y}_i$  - значения индексов засухливости Индии и индексов суровости зим соответственно в центре каждого из пяти классов по горизонтали матрицы  $i$  и вертикали  $j$ ;  $N$  - число лет;  $p_{ij}$  - вероятность попадания индекса засухливости Индии в ту или иную из пяти градаций индексов суровости зим.

Таблица I

Сравнение интенсивности индийского муссона с индексами суровости зим Средней Азии со сдвигом во времени  $\tau = -0,5$  года

Годы с хорошим развитием индийского муссона	Индекс засухливости Индии	Индекс суровости зим в Средней Азии перед плохим муссоном	Годы с плохим развитием индийского муссона	Индекс засухливости Индии	Индекс суровости зим в Средней Азии перед плохим муссоном
1892	-7	+10	1899	+7	+10
1914	-5	+10	1901	+4	-2
1916	-7	+2	1905	+9	-4
1917	-8	+10	1911	+3	-4
1933	-7	-10	1918	+6	-10
1944	-2	+10	1920	+4	+2
1955	-2	0	1941	+8	+10
1956	-8	+6	1951	+4	-10
1959	-4	+8	1969	+4	-10
1961	-5	-4	1972	+7	-8
1975	-4	0	1974	+1	-10
1978	-8	+2	1979	+7	+10
1983	-1	+10			
$\Sigma$	-68	+54		+64	-26

В табл.2 показаны асинхронные связи индексов засушливости Индии с индексами суровости зим четырех районов Советского Союза за 50-летний период. Заметим, что связи индийского муссона с суровыми зимами в интервале временного сдвига от 0,5 до 4,5 года постепенно затухают и исчезают совсем по мере увеличения этого сдвига во времени. В интервале от 0,5 до 2,5 лет распределение функциональных связей носит избирательный характер. Более значимы связи индийских засух с суровыми зимами района Средней Азии (сдвиг по  $\tau = 0,5$  года и  $\tau = 2,5$  года)

Таблица 2  
Связи индийского муссона с суровыми зимами Восточной Европы, южной и северной Сибири и Средней Азии

Территория	З а б л а г о в р е м е н н о с т и , г о д ы				
	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5
Восточная Европа	0,24	-0,41	0,10	-0,15	0,10
Сибирь, юг	0,29	-0,18	0,34	0,10	-0,07
Сибирь, север	0,25	-0,16	0,15	-0,11	0,12
Средняя Азия	0,55	-0,10	0,30	-0,09	0,01

Из рис.1 и табл.2 можно заключить, что вышеупомянутый процесс активизации циклонической деятельности продолжается до 2-3 лет. За этот период, если отмечались теплые зимы в одном или в нескольких районах средних широт, чаще всего отмечается спустя некоторое время хорошее развитие муссона в Индии и, наоборот, после суровых зим в районах средних широт в Индии спустя некоторое время чаще всего бывает засуха. В результате проведенных исследований были отобраны статистически значимые связи индийского муссона с индексами суровости зим в районах средних широт. Эти связи были использованы в качестве предикторов в схеме, позволяющей восстановить индекс засух в Индии на зависимом материале.

Результаты этого испытания были оценены с помощью известных показателей  $\rho$  и  $\tau$ . Было опробовано четыре схемы. Схемы отличались одна от другой только заблаговременностями и предикторами. Три варианта схем были построены отдельно для заблаговременностей 0,5; 1,5; 2,5 года. Четвертый вариант схемы включал набор разных заблаговременностей с учетом их статистической значимости.

В табл.3 приведены результаты оценок четырех прогностических схем на зависимом материале. Данные таблицы показывают, что при использовании одной заблаговременности расхождения между фактическими и восстановленными значениями индекса засушливости больше, чем при использовании набора статистически значимых предикторов с разной заблаговременностью.

Таблица 3

Оценки четырех схем прогноза засушливости Индии по статистическим показателям

Район	Схема 1 $\tau = 0,5$		Схема 2 $\tau = 1,5$		Схема 3 $\tau = 2,5$		Схема 4 $\tau = 0,5; 1,5; 2,5$	
	диспер- сия	$\rho$	диспер- сия	$\rho$	диспер- сия	$\rho$	диспер- сия	$\rho$
ЕЧС	9		45		18		35	
Сибирь, юг	38	0,42	18	0,28	40	0,30	35	0,54
Сибирь, север	15	0,64	17	0,59	17	0,62	-	0,71
Средняя Азия	44		15		25		40	

На рис. 2 в качестве примера показан ход восстановленных и фактических индексов засухливости Индии по четвертому варианту прогностической схемы. В данном случае в качестве предикторов мы использовали индексы суровости зим:

1. Средней Азии ( $\tau = 0,5$  года),
2. ЕЧС ( $\tau = 1,5$  года),
3. Юга Сибири ( $\tau = 2,5$  года).

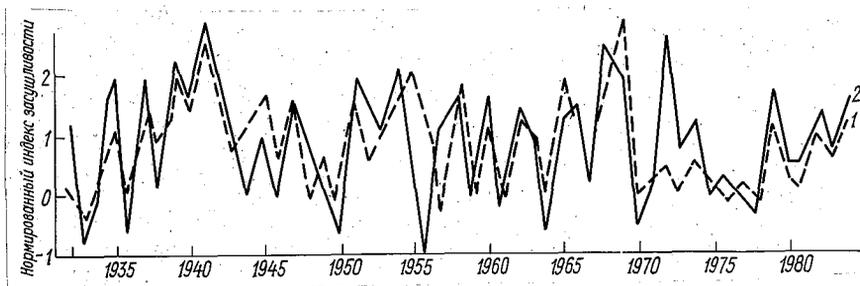


Рис. 2. Восстановленные (1) и фактические (2) индексы засухливости Индии

Как видно из рис.2, основные экстремальные значения индекса засух хорошо восстанавливаются с помощью данной схемы.

Проведенные исследования позволяют предположить, что имеются периоды интенсивного развития циклонов на северном полушарии. В частности, если развитие циклонов происходит в районах европейской части Арктики, то это приводит к теплым и малоснежным зимам Евразии, а в летний период интенсивное развитие циклонов перемещается в районы Индии, что дает толчок к хорошему развитию муссонов. В эпохи плохого развития циклонов над районами Арктики получают развитие антициклоны, что ведет к формированию суровых зим в СССР. Слабое развитие циклонической деятельности над Индокитаем последующим летом приводит к засухам в Индии. Продолжительность периодов слабого или повышенного циклогенеза над районами Арктики в среднем не превышает 2-3 года.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гетманова Г.Ф., Сазонов Б.И. К выбору информативных переменных // Труды ГГО. - 1986. - Вып.503. - С.129-137.
2. Каталоги индексов экстремальности зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария / Б.И.Сазонов, В.Н.Сердюк, Е.И.Кропф, В.И.Сергеева // Труды ГГО.-1986. - Вып.503. - С.11-23.

3. К а т а л о г и индексов экстремальности летних сезонов по основным экономическим районам северного полушария/ Б.И.Сазонов, В.Н.Сердюк, Е.И.Кропп, В.И.Сергеева // Труды ИГО.-1986.-Вып.503.- С.24-39.
4. V е р м а К.К., S u b р а м а н и а м К., D u g а м S.S. Interannual and long-term variability of the summer monsoon and its possible link with northern hemispheric surface air temperature// Proc. Indian Acad. Sci. - November 1985. - Vol.94, N 3. - P.187-198.

Б.И.Сазонов, В.К.Дронов, Л.К.Ефимова, И.А.Щерба

### СВЯЗЬ ИНДИЙСКИХ МУССОНОВ С ПРОЦЕССАМИ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

При исследовании погоды и климата и крупномасштабных аномалий необходимо привлекать сведения о процессах в стратосфере, так как они динамически взаимосвязаны [3]. Настоящая работа посвящена исследованию связей между интенсивностью летнего муссона Индии и изменениями термобарического и циркуляционного режима стратосферы северного полушария. В качестве важнейших показателей нами были выбраны внезапные стратосферные потепления в середине зимы, даты весенних стратосферных перестроек с зимнего режима циркуляции на летний и смена фаз тропической циркуляции в стратосфере в квазидвухлетнем цикле (КЦЦ). Эти процессы отражают интенсивность меридиональной циркуляции, энерго- и массообмен между тропосферой и стратосферой и являются квазипериодическими.

Как известно, в стратосфере формируется летний антициклон с восточными ветрами и центром над полюсом, который зимой сменяется стратосферным циркумполярным циклоном с западными ветрами. Часто в середине зимы в стратосфере наблюдаются потепления, отдельные из которых происходят с перестройками термобарических и циркуляционных полей с зимнего режима на летний. Сильные стратосферные потепления, по мнению ряда авторов, оказывают влияние на процессы в тропосфере [4, 6].

В работе [4] нами сопоставлялись среднемесячные температуры за зимний сезон в средней стратосфере над полюсом с интенсивностью муссонов Индии. Выявлялась повторяемость среднемесячных температур по градациям на поверхности 30 гПа над Северным полюсом за период с 1955 по 1981 г. (табл. I). Полу жирным шрифтом выделены наиболее часто повторяющиеся значения температуры, которые обусловлены радиационными факторами, определяемыми высотой Солнца. В декабре, январе, феврале и марте, как видно из табл. I, распределения температур существенно отличаются от нормального распределения. Это показывает, что в течение зимних месяцев существуют условия для проявления циркуляционных факторов, приводящих к нагреванию полярных стратосферных слоев в середине зимы. Курсивом выделены аномальные значения температуры в стратосфере, отражающие эффекты внезапных стратосферных потеплений. Таким образом, выявились годы, в которые хотя бы в одном месяце происходило потепление в полярной стратосфере. Затем проводи-

Таблица I

Повторяемость по градациям среднемесячных температур на поверхности 30 ГПа над Северным полюсом за период 1955-1981 гг. (26 лет)

Месяц	Интервал температуры, °С											
	31-35	36-40	41-45	46-50	51-55	56-60	61-65	66-70	71-75	76-80	81-85	
XI	-	-	-	-	-	1	6	10	9	-	-	
XII	-	-	-	-	-	1	2	3	8	9	2	
I	-	-	-	1	1	3	2	-	8	10	1	
II	-	1	1	1	1	3	1	9	5	4	-	
III	-	-	1	5	4	6	6	3	1	-	-	
IV	I	I	9	7	6	2	-	-	-	-	-	
V	-	7	17	2	-	-	-	-	-	-	-	

H

Примечание. Полуширным шрифтом выделены значения температуры, характеризующие естественный процесс радиационного выхолаживания стратосферы в годовом ходе без внезапных потеплений, курсивом - значения температуры, отражающие эффекты внезапных потеплений.

лось сопоставление лет с избытком или дефицитом муссонов над Индией с годами со стратосферными потеплениями или без них. При сопоставлении было выявлено, что независимо от индексов [2, 5], характеризующих развитие индийского муссона, отмечается статистически значимая связь между теплой стратосферой зимой над полюсом и хорошим развитием летнего муссона в Индии.

Как показывают наши данные, потепления в середине зимы происходят при усилении меридиональных процессов. Меридиональный характер циркуляции способствует выносу озона из низких широт, где происходит его круглогодичная генерация. Зимние стратосферные потепления происходят в годы, когда развита меридиональная циркуляция, способствующая ранним стратосферным весенним перестройкам, и отмечается относительно высокая температура в марте. Рассчитанный коэффициент корреляции интенсивности индийских муссонов со средней месячной температурой марта составляет 0,50. Это показывает, что чем интенсивнее процессы обмена в стратосфере и выше температура в начале марта, т.е. наблюдается тенденция к ранней весенней перестройке, тем более вероятно хорошее развитие летнего индийского муссона. Действительно, коэффициент корреляции избытка муссонов с датой весенней перестройки составляет  $-0,38$  (рис.1).

На рис.1 представлены даты весенней стратосферной перестройки: число дней от начала года до начала перестройки, избыток муссонов. Из рисунка видно, что зависимости находятся в противофазе, т.е. при ранней весенней перестройке термобарических полей стратосферы высоких широт летом можно ожидать хорошего развития муссонов в Индии.

Кроме того, была проанализирована связь между фазами КДЦ зонального ветра в тропиках на уровнях 50, 30, 20 и 10 гПа и интенсивностью индийского муссона. Анализ между фазами КДЦ зонального ветра на поверхности 30 гПа летом и летним муссоном над отдельными районами Индии проводился в [7]. Полученные авторами значения коэффициентов корреляции изменяются от 0,25 до 0,42. Нами брались значения КДЦ зонального ветра только для январей. Из статистики были исключены годы с максимальной запытенностью Солнца (1957, 1958, 1959, 1967, 1968, 1969, 1970, 1979, 1980, 1981), характеризующиеся высокой солнечной активностью, при которой солнечные протоны проникают в стратосферные слои. Это нарушает закономерности связи стратосферной циркуляции зимой с интенсивностью летних муссонов (коэффициент корреляции  $\gamma = -0,04$ ).

На рис.2 приведены числа Вольфа, избыток муссонов над Индией и скорость зонального ветра на поверхности 10 гПа. При низкой запытенности Солнца обе кривые, как видно из рис.2, изменяются синхронно ( $\gamma = 0,68$ ). Это значит, что при западных ветрах зимой на поверхности 10 гПа в тропиках можно ожидать хорошего развития летнего муссона над Индией.

Данные табл.2 показывают, что эти связи меняют знак при переходе от средней стратосферы к нижней и на уровне 30 гПа они не являются значимыми. Январские данные о развитии КДЦ тропической стратосферной циркуляции являются более информативными для последующего развития индийского муссона по сравнению с другими месяцами года. Таким образом, зная характеристики зимних и весенних процессов внетропической стратосферы, смену фаз тропической циркуляции, можно получить с заблаговременностью 3-6 месяцев полезную информацию о возможном развитии летнего индийского муссона.

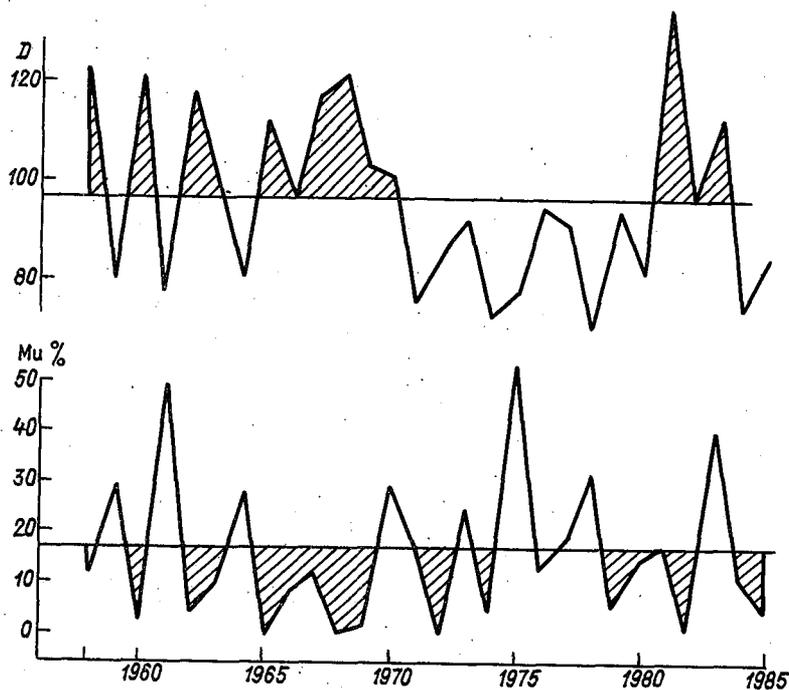


Рис.1. Временной ход сроков начала весенних стратосферных перестроек  $D$  ( $D$  - число дней от начала года до начала перестройки) и индекса  $M_i$ , характеризующего интенсивность (избыток) муссонов над Индией, согласно [5]

Проведенные нами исследования генерации кинетической энергии в стратосфере [1] дают объяснения полученным в работе фактам. Зимой в стратосфере полярных широт обнаруживается большая бароклинная неустойчивость, южнее  $35^{\circ}$  с.ш. - большая бароклинная устойчивость. Это и определяет большую чувствительность зимней стратосферы ко всяким возмущениям. Полярная стратосфера в этот период играет роль ин-

дикатора процессов, происходящих в атмосфере Земли. Летом, наоборот, тропические и субтропические районы, расположенные южнее  $35^{\circ}$  с.ш.,

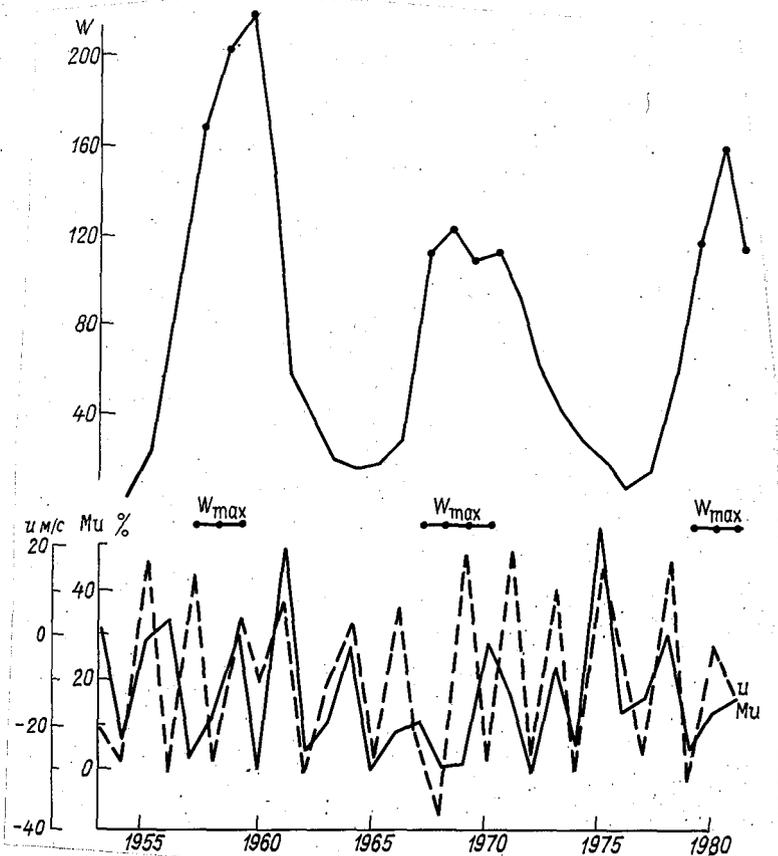


Рис.2. Временной ход среднеянварских чисел Вольфа  $W$ , индекса  $Mu$ , характеризующего интенсивность (избыток) муссонов над Индией, согласно [5], и зонального тропического ветра  $u$  на поверхности 10 гПа.  $W_{max}$  - годы высокой солнечной активности ( $W \gg 100$ ), не вошедшие в рассмотрение

бароклинно неустойчивы в стратосфере. Это приводит к лучшему развитию циклонов в этих районах, к лучшему развитию индийского муссона. Именно этим обстоятельством, по-видимому, можно объяснить связи между процессами в стратосфере зимой и развитием летом индийского муссона. Эти связи могут быть полезны для долгосрочных прогнозов погоды.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между значениями стратосферного тропического ветра и индексом избытка муссонов над Индией

Высота, гПа	Коэффициент корреляции	Уровень значимости
50	-0,62	0,05
30	-0,23	Незначим
20	0,55	0,05
10	0,68	0,05

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимова Л.К., Котляр И.В. Пространственное распределение генерации макротурбулентной кинетической энергии в стратосфере северного полушария, рассчитанное по климатическим данным // Труды ГГО. - 1978. - Вып.407. - С.59-65.
2. Каталоги индексов экстремальности зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария / Б.И.Сазонов, В.Н.Сердюк, Е.И.Кропп, В.И.Сергеева // Труды ГГО. - 1986. - Вып.503. - С.11-23.
3. Кондратьев К.Я. Стратосфера и климат // Итоги науки и техники Метеорология и климатология. - 1981. - Т.6. - 120 с.
4. Сазонов Б.И., Кидиярова В.Г., Церба И.А. Анализ тропосферных процессов при разных особенностях стратосферной циркуляции // Труды ГГО. - 1988. - Вып.524. - С.107-114.
5. Molley D.A., Parthasarathy B., Sontakke N.A. In index of summer monsoon rainfall excess over India and its variability 1871-1978 // Arch.Meteorol.Geophys. Biokl. Ser.B. - 1982. - N 31. - P.301-311.
6. Mukherjee B.K., Indira K., Ramana Murty B. Interannual variability of middle atmosphere and indian summer monsoon // Meteorology and Atm.Physics. - 1986. - N 35. - P.64-69.
7. Quasi-biennial oscillation in stratospheric zonal wind and indian summer monsoon / B.K.Mukherjee, K.Indira, R.S.Reddy // Mon.Wea. Rev. - 1985. - Vol.113, N 8. - P.1421-1424.

В.Ф.Логинов, Э.В.Рочева

СВЯЗЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЭНЕРГООБМЕНА ОКЕАН-АТМОСФЕРА  
С ВАРИАЦИЯМИ ГЕОПОТЕНЦИАЛА ПОВЕРХНОСТИ  $H_{500}$   
И ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА

Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы изучено к настоящему времени недостаточно, и поэтому представляет определенный интерес исследование характеристик энергообмена океана и атмосферы, полученных с учетом современных методов расчета. Характеристики энергообмена: турбулентный ( $H$ ), результирующий ( $B$ ), виртуальный ( $V$ ) потоки тепла, радиационный баланс ( $R$ ), затраты тепла на испарение ( $LE$ ), поток количества движения ( $\tau$ ), разность температуры воды и воздуха ( $t_w - a$ ) представлены в расче [6] за 1953-1972 гг. В качестве исходной информации для их расчета использовались средние месячные значения температуры воды ( $t_w$ ) и воздуха ( $t_a$ ), скорости ветра ( $u$ ), облачности ( $n_o, n_n$ ). Все эти сведения приведены по данным пяти научно-исследовательских судов погоды ( $A, C, D, I, M$ ) (рис.1). Суда погоды  $D$  и  $C$  характеризуют условия в районе Ньюфаундлендской ( $\Pi$ ), судно  $M$  - в центре Норвежской ( $\text{III}$ ) энергоактивных зон, которые являются зонами наиболее активного влияния океана на атмосферу в Северной Атлантике [2, 3]. Судно  $A$  находилось вблизи холодного Гренландского течения.

Было проведено исследование связи характеристик энергообмена океан-атмосфера с вариациями поля  $H_{500}$ , температурой и гидротермическим коэффициентом по экономическим районам в синхронные и асинхронные сроки. Это исследование позволяет выделить в океане районы, где обмен энергией между океаном и атмосферой оказывает наиболее значительное влияние на последующие преобразования циркуляции атмосферы и на формирование аномалий температуры воздуха на континенте.

Известно, что теплоотдача океана наиболее значительна в зимнее время. Рассмотрим характеристики энергообмена в это время и их связь с особенностями циркуляции в последующем весеннем сезоне.

Тепловое состояние верхнего слоя океана обуславливается результирующим потоком тепла  $B$  на поверхности океана, который рассчитывается по формуле из [6]:

$$B = R - V,$$

где  $R$  - радиационный баланс поверхности океана;  $V$  - виртуальный поток тепла, при расчете которого учитываются турбулентный поток тепла ( $H$ ) и затраты тепла на испарение ( $LE$ ).

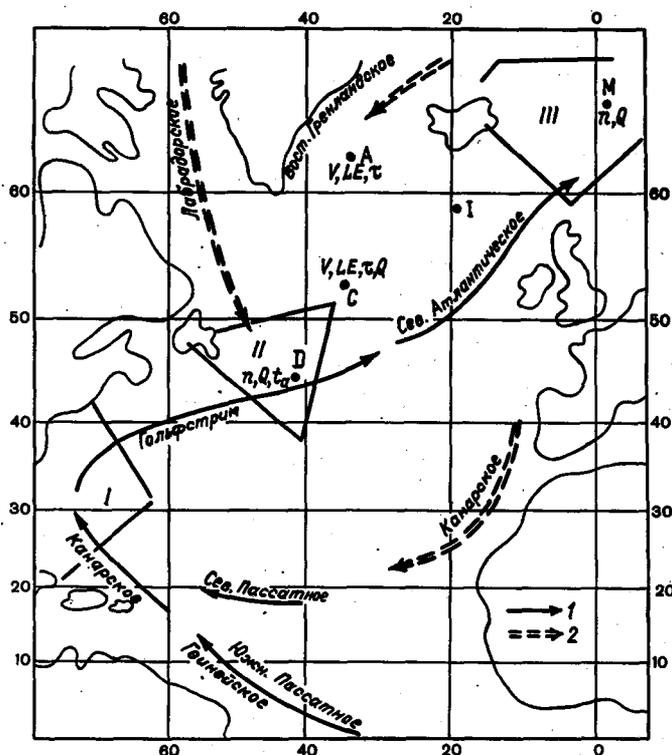


Рис. I. Схема расположения течений и кораблей погоды в Северной Атлантике:  
 I - теплые течения, 2 - холодные течения

Сравнение средних месячных значений результирующего потока, например в феврале, составляющих в разных районах океана -17,5, -10,0, -33,1, -18,2, 20,6, в зоне судов погоды A, C, D, I, M соответственно, показывает их существенное различие. Максимальное (по модулю) значение результирующего потока отмечается в зоне судна D.

Рассмотрим, отчего зависит и как связан результирующий поток  $B$  в январе - феврале в разных районах океана с исходными характеристиками. В табл. I приведены оценки связи результирующего потока тепла в январе-феврале с исходными характеристиками энергообмена и с некоторыми из расчетных, наименее связанных друг с другом характеристик ( $\Delta t, \Delta e, \tau$ ).

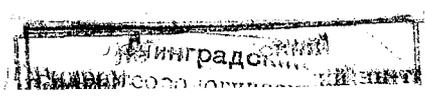


Таблица I

Коэффициенты корреляции между результирующим потоком тепла  
и другими характеристиками энергообмена при  $\tau = 0$

Судно погоды	$t_a$	$t_w$	$u$	$e_a$	$n_0$	$\Delta t$	$\Delta e$	$\tau$
A	0,53	0,02	-0,84	0,51	-0,12	-0,27	0,03	-0,85
C	0,68	0,18	0,27	0,00	-0,22	-0,88	-0,79	-0,73
D	0,66	-0,01	-0,80	0,70	-0,50	-0,90	-0,85	-0,80
I	0,57	0,01	-0,49	0,64	0,17	-0,63	-0,59	-0,59
M	0,65	-0,12	-0,49	0,77	0,20	-0,76	-0,85	-0,52

Из табл. I следует, что в зимние месяцы во всех районах Северной Атлантики результирующий поток больше связан с температурой воздуха ( $r = 0,5 \dots 0,7$ ), чем с температурой воды. В зонах A и D он более тесно связан с ветром ( $u$ ), в зонах I, M - с влажностью ( $e_a$ ). Он сильно зависит от разности температур воды и воздуха в зонах C, D, где  $r = 0,9$ , и связан с дефицитом влажности ( $\Delta e$ ) в зонах D и M и количеством движения ( $\tau$ ) - в зоне A, C облачностью он связан только в зоне D. Таким образом, усиление потока тепла в атмосферу происходит при увеличении разности  $t_w$  и  $t_a$  и больше определяется атмосферными процессами.

При анализе взаимных корреляций между характеристиками энергообмена выяснилось, что большинство исходных параметров и расчетных характеристик тесно связаны между собой, особенно в зоне судна D.

Целесообразно рассмотреть, какие из характеристик энергообмена и в какой степени связаны с параметрами циркуляции атмосферы. Воспользовавшись архивом средних месячных значений геопотенциала поверхности 500 гПа в узлах сетки северного полушария, мы рассчитали коэффициенты корреляции между характеристиками энергообмена  $V_{xy}$  для различных судов погоды и данными  $H_{500}$  (при  $\tau = 0$ ) (табл. 2). В скобках указаны максимальные оценки  $R_{max}$  в наблюдаемой коррелированной области в ближайшем районе. Если число в скобках отсутствует, то  $V_{xy}$  и  $R_{max}$  совпадают. Анализ табл. 2 показал, что наибольшие значения  $V_{xy}$  отмечаются между  $H_{500}$  и результирующим потоком в зонах A, C и D. В зоне M наибольшая связь с суммарной солнечной радиацией  $Q$ , в зоне I - с  $IE$ . Наименьшие коэффициенты корреляции для большинства районов при  $\tau = 0$  между  $H_{500}$  и  $t_w$ . Максимальные оценки  $R_{max}$  несколько смещены относительно местоположения судов погоды в основном в направлении преобладающего переноса водных и воздушных масс в Северной Атлантике (рис. I, 2) и составляют, например,  $V = 0,91$  между  $H_{500}$  и количеством движения  $\tau$  в зоне C. В зоне A наиболее связаны с из-

Таблица 2

Коэффициенты корреляции  $V_{xy}$  характеристик энергообмена океан - атмосфера ( $X$ ) и геопотенциала поверхности 500 гПа в зоне судов погоды в Северной Атлантике

$X$	$H_{500}$ в зоне судна погоды				
	$A$	$C$	$D$	$I$	$M$
$t_w$	-29(-45)	32(55)	15(24)	36(70)	15(40)
$t_a$	63( I)	72(77)	66( 3)	46(81)	40(78)
$\Delta t$	-74(- 4)	-6(-70)	-60(-74)	-69(-83)	-57(-73)
$u$	-77	-62(-91)	-6(-75)	-32(-64)	-32(-55)
$e_a$	65(82)	74(79)	67(85)	77(78)	52(69)
$\Delta e$	-71(-83)	-68	-50(-67)	-78(-79)	-51(-71)
$n_a$	36(70)	24(49)	-40(-60)	40(45)	77
$n_H$	40(58)	47(52)	-20(-65)	51(59)	-46(-59)
$Q$	-38(-64)	-32(-45)	28(56)	-53(-62)	-75(-80)
$Q(1-a)$	-38(-64)	-33(-44)	27(54)	-63	-81
$E_{эф}$	-70(-81)	-67	-36(-52)	-61	-63(-79)
$R$	75(84)	70	43(70)	33(42)	75
$H$	-86(-88)	-67(-75)	-71(-80)	-71(-79)	-50(-61)
$LE$	-82	-74(-80)	-72(-84)	-82	-42(-63)
$V$	-85	-74(-80)	-72(-84)	-72(-79)	-45(-64)
$B$	86	75(79)	71(84)	73(80)	49
$\tau$	-77	-64(-91)	-69(-75)	-32(-63)	-30(-56)

менением  $H_{500}$  турбулентный ( $H$ ) и результирующий ( $B$ ) потоки тепла.

Для примера рассмотрим карты коэффициентов корреляции между  $H_{500}$  и некоторыми характеристиками энергообмена в зоне кораблей  $C$ ,  $I$ ,  $M$  (рис.2). На Евразию наибольшее влияние оказывает изменения характеристик энергообмена в ближайшей к континенту зоне судна  $M$ . Увеличение результирующего потока тепла на поверхности океана в этой зоне приводит к повышению геопотенциала  $H_{500}$ , т.е. к усилению гребня высокого давления над БЧС (рис.2 а). При усилении результирующего потока в зоне  $I$  ось гребня проходит над восточными границами Атлантики. При усилении результирующего потока в зоне  $C$  повышается геопотенциал  $H_{500}$  над Атлантикой, а над Европой, наоборот, усиливается циклогенез (рис.2 б). Повышение геопотенциала на высоте 500 гПа над Атлантикой сопровождается значительным дефицитом влажности. Чем ярче этот эффект проявляется над Атлантикой, тем значительнее циклогенез над Европой (рис.2 г).

Был проведен анализ асинхронных связей характеристик энергообмена в январе - феврале и геопотенциала  $H_{500}$  (при  $\tau = 10$  месяцам) для шести секторов северного полушария (Северная Америка, Атлантика,

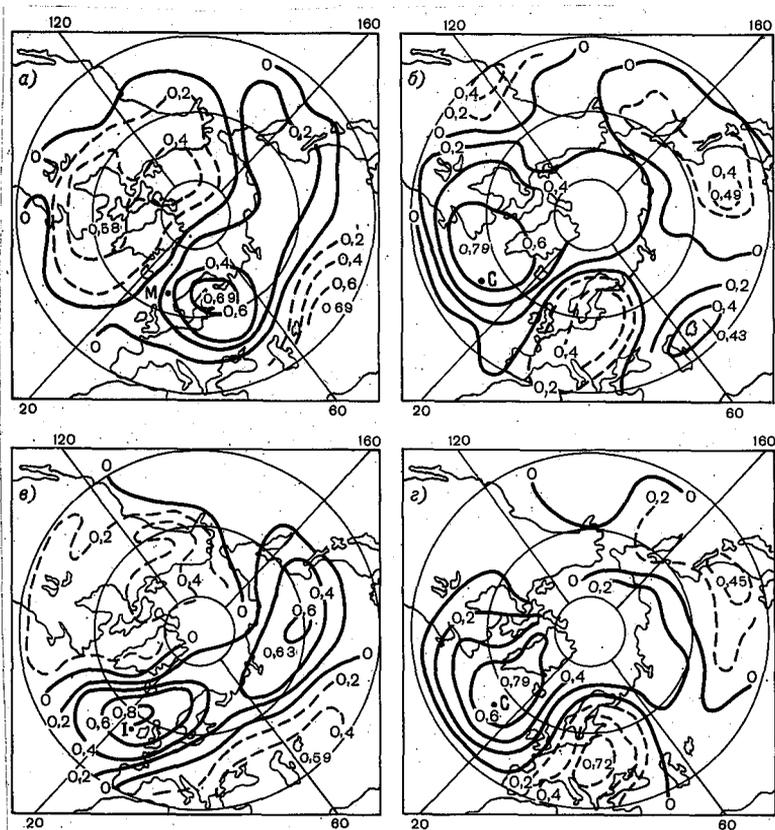


Рис.2. Коэффициенты корреляции между  $H_{500}$  в январе - феврале при  $\tau = 0$  и различными характеристиками энергообмена. а - результирующим потоком в зоне М, б - результирующим потоком тепла в зоне С, в - результирующим потоком тепла в зоне I, г - влажностью воздуха в зоне С

Европа, Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Тихий океан). В табл.3 для каждого из этих секторов указаны месяцы-предиктанты, для которых характеристики энергообмена в разных зонах океана в январе - феврале являются информативными ( $r \geq 0,7$ ). Оказалось, что в целом наиболее информативны характеристики  $Q, V, B, \tau$ , затем -  $n$  и  $LE$ . Больше число прогностических указаний имеется для Европейского сектора - 33 и Тихоокеанского - 38. Для анализа связей характеристик энергообмена и  $H_{500}$  в зоне каждого судна наиболее информативные

Таблица 3

Месяцы-предиктанты для  $H_{500}$  при использовании в качестве предикторов характеристик энергообмена океан - атмосфера  
в январе - феврале

Характеристики	Северная Америка	Северная Атлантика	Европа	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Тихий океан	Сумма указаний
$t_w$		$\bar{V}_D$		$\bar{V}_D$		$\bar{I}_M \bar{I}_A$	4
$t_a$		$\bar{VII}_D$	$\bar{X}_C$		$\bar{III}_D$	$\bar{III}_D$	4
$\Delta t_w - a$	$\bar{III}_A$		$\bar{V}_C$			$\bar{VII}_A \bar{IX}_M$	4
$u$			$\bar{V}_C \bar{VII}_C$ $\bar{IX}_I \bar{XI}_M$	$\bar{VII}_D$	$\bar{IV}_C$	$\bar{IV}_{A,I} \bar{VII}_I$	9
$\Delta e = e_w - e_a$		$\bar{III}_C, \bar{V}_M$	$\bar{IV}_C$	$\bar{IV}_A$	$\bar{IX}_I$	$\bar{X}_M$	6
$e_a$	$\bar{VIII}_I$	$\bar{V}_M$	$\bar{VII}_D$	$\bar{IV}_A$		$\bar{III}_D \bar{IX}_C$ $\bar{III}_D \bar{IX}_D$	6
$n_o$	$\bar{V}_I \bar{XI}_M$		$\bar{VII}_D \bar{XI}_I$	$\bar{X}_I$	$\bar{XI}_{M,C}$	$\bar{XI}_A$	10
$n_H$			$\bar{VI}_M \bar{VII}_M$		$\bar{III}_D \bar{VII}_M$	$\bar{IX}_M \bar{IX}_D \bar{IX}_A$	8
$Q$	$\bar{V}_M \bar{XI}_M \bar{XII}_D$	$\bar{III}_M \bar{IX}_I$	$\bar{III}_C \bar{IV}_M$ $\bar{V}_C \bar{VI}_I$		$\bar{V}_C$	$\bar{III}_D \bar{V}_A \bar{X}_D$	13
$Q(1-A)$	$\bar{IV}_A \bar{IX}_M$ $\bar{XL}_D$		$\bar{V}_C$		$\bar{V}_D \bar{X}_I$	$\bar{V}_{A,I} \bar{IX}_M \bar{X}_D$	10
$E_{эф}$	$\bar{III}_I \bar{IV}_I$		$\bar{V}_C$	$\bar{IV}_D$			4
$R$	$\bar{III}_I$	$\bar{VII}_I$	$\bar{IV}_M$	$\bar{VII}_C$		$\bar{III}_I \bar{XII}_D$	6
$H$	$\bar{III}_A$				$\bar{VIII}_C$	$\bar{IV}_I \bar{X}_A$	4
$LE$	$\bar{X}_A$	$\bar{VII}_M \bar{VIII}_C$	$\bar{V}_C \bar{XI}_M$ $\bar{IX}_I \bar{V}_C$	$\bar{IV}_C$	$\bar{XII}_I$	$\bar{IV}_A \bar{VI}_I$	10
$V$	$\bar{III}_{A,I} \bar{XI}_A$		$\bar{VIII}_C \bar{XI}_{M,I}$	$\bar{IV}_C$	$\bar{VIII}_C$	$\bar{IV}_A \bar{X}_A$	12
$B$	$\bar{III}_{A,I} \bar{V}_I$	$\bar{VIII}_C$	$\bar{V}_C \bar{VIII}_C$ $\bar{XI}_{M,I}$		$\bar{VIII}_C$	$\bar{V}_I \bar{X}_A$	11
$\tau$		$\bar{VIII}_C \bar{XI}_I$	$\bar{V}_C \bar{IX}_I$ $\bar{XI}_M$	$\bar{IV}_C \bar{X}_A$	$\bar{X}_I$	$\bar{IV}_I \bar{V}_I \bar{X}_A$	11
Сумма указаний	21	13	33	11	16	38	21

характеристики выписаны на рис.1. в зонах  $D$  и  $M$  наиболее информативны характеристики облачности  $n$  и суммарная солнечная радиация  $Q$ , в зонах  $A$  и  $C$  - виртуальный поток тепла  $V$ , затраты тепла на испарение  $LE$ , количество движения  $\tau$ .

Таким образом, оказалось, что  $n_0$  и  $t_w$  большее влияние проявляют в асинхронные сроки, чем в синхронные. Это соответствует выводам, полученным Ш.А.Мусаелином, который показал, что аномалия облачности над океаном может оказать влияние на процессы через несколько месяцев от исходного [4, 5].

Рассмотрим, как влияет продолжительность аномалий  $t_w$  на преобразование циркуляции. На рис.3 приведены групповые разности значений

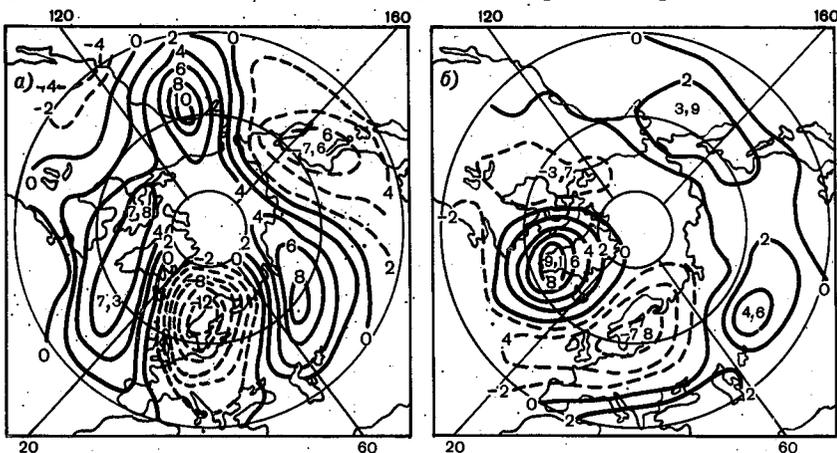


Рис.3. Аномалии  $H_{500}$  в марте (а) и в мае (б) при переходе от  $t_{wD} (I-II) < 0$  к  $t_{wD} > 0$

$H_{500}$  для положительных и отрицательных аномалий  $t_w$  в январе, феврале, марте в синхронные сроки и через два месяца после этого, т.е. в мае. При учете  $t_w$  в зоне  $D$  за январь - февраль разность групповых средних значений  $H_{500}$  в мае на территории ЕЧС составляла 2,8  $\sigma$  (рисунок не приводится), а при учете  $t_w$  за январь - март эта разность отличалась от нуля на 4 $\sigma$ , т.е. асинхронные связи с  $t_w$  тем значительнее, чем дольше удерживается аномалия одного знака.

При учете  $t_{wD}$  за январь - март на разностной карте для май (рис.3) отмечаются две области понижения геопотенциала (над северо-западом Европы и Северной Америкой) и три области обширного повышения геопотенциала - над Северной Атлантикой, Западной Сибирью и северной частью Тихоокеанского побережья. В выделенных областях разности средних значений  $H_{500}$  соответствуют 8-9 гПа и отличаются от нуля на 4,5 $\sigma$ . Чем ярче выражено повышение геопотенциала в январе - марте над Северной Атлантикой, тем интенсивнее циклогенез над Европой в мае.

Была предпринята попытка оценить асинхронные связи между характеристиками энергообмена и метеорологическими параметрами, в качестве которых использовались значения температуры и гидротермического коэффициента (ГТК), усредненные по экономическим районам.

Известно, что характер воздействий теплового состояния океана на общую циркуляцию атмосферы зависит от многих факторов, в том числе и от особенностей циркуляции тропосферы и экваториальной стратосферы [1]. Поэтому наряду с характеристиками энергообмена использовался индекс  $n(t)$ , характеризующий амплитуду квазидвухлетних колебаний переноса масс воздуха в экваториальной стратосфере, целесообразность учета которого была показана в [1]. В табл.4 приведены оценки связи

Таблица 4

Оценки связи между характеристиками энергообмена в январе - феврале и метеопараметрами в экономических районах в мае

Район	Предикторы для температуры	Множественный коэффициент корреляции
Северо-Кавказский	$\Delta e_c, \Delta e_i$	0,70
Западно-Сибирский	$n(t), B_M$	0,71
Белорусский	$n(t), \Delta e_c$	0,74
Центральный	$\Delta e_c, B_M$	0,77
Центрально-Черноземный	$\Delta e_c, B_M$	0,80
Поволжский	$B_c; B_M$	0,81

Район	Предикторы для ГТК	Множественный коэффициент корреляции
Белорусский	$\tau, B_D$	0,81
Казахстанский	$n(t), \Delta e_c$	0,72
Центральный	$n(t), \Delta e_c$	0,75
Волго-Вятский	$n(t), \Delta e_c$	0,77
Северное Поволжье	$\Delta e_c, \tau_I$	0,85
Северный Урал	$\Delta e_c, \tau_I$	0,76

этих параметров (применялся метод пошаговой регрессии). Наиболее информативными оказались данные влажности и результирующего потока тепла. Учет этих параметров позволяет объяснить до 60% вариаций значений средней температуры воздуха и до 70% вариаций значений гидротермического коэффициента.

Приведенные оценки подтверждают целесообразность учета рассмотренных характеристик при прогнозе температуры и ГТК для экономиче-

ских районов. Однако выводы получены на коротких рядах и нуждаются в проверке на более обширном материале.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г р о м о в а Г.Г., Р о ч е в а Э.В., Ч е р т о п р у д В.Е. О сезонных вариациях геопотенциала поверхности 500 гПа и температуры воздуха // *Метеорология и гидрология*. - 1984. - № 10. - С.14-20.
2. М а л и н и н В.Н., С м и р н о в Н.П. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике // *Труды ААНИИ*. - 1977. - Т.362.- С.58-70.
3. М а р ч у к Г.И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды // *Метеорология и гидрология*. - 1979. - № 7. - С.25-36.
4. М у с а е л я н Ш.А. О динамико-статистической параметризации тепловой памяти океана // *Метеорология и гидрология*. - 1980. - № 3. - С.5-14.
5. М у с а е л я н Ш.А. О природе некоторых сверхдлительных атмосферных процессов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978. - 141 с.
6. Х а р а к т е р и с т и к и энергообмена океан - атмосфера / Н.З.Ариель, Г.В.Бирдж, Б.Н.Егоров и др. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. - 79 с.

В.Ф. Логинов, А.В. Цветков

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И ВОЗДУХА НАД МИРОВЫМ ОКЕАНОМ

Оценки изменчивости во времени температуры на земном шаре содержат большую долю неопределенности, поскольку наблюдениями в настоящее время удается покрыть менее 75 % поверхности планеты. В начале XX в. эта величина была существенно меньше и составляла около 1/3 всей поверхности Земли [1].

Существенное развитие в решении проблемы оценивания изменчивости температуры на земном шаре было достигнуто после получения новых данных о температуре поверхности воды и воздуха над Мировым океаном. Д-р А. Оорт с коллегами [2] подготовил архивы данных температуры воды океана и температуры воздуха над океанами, основываясь на уникальных записях судовых наблюдений (около 72 млн судовых наблюдений) за период с 1870 по 1979 г. Эти записи были предварительно протоколированы и обработаны по соответствующим методикам и использовались в ряде работ.

Д-р Оорт А. Любезно предоставил в наше распоряжение ряд аномалий температуры поверхности воды Мирового океана (ТПО) и температуры воздуха (ТА) над Мировым океаном для 10-градусных широтных поясов северного и южного полушарий за период с 1870 по 1979 г. Эти аномалии были получены после вычитания из данных тридцатилетней средней за 1950-1979 гг. Данные по ТПО и ТА позволяют провести анализ их пространственно-временных особенностей изменчивости с большей детализацией, чем это было сделано до настоящего времени. Определенный интерес представляют оценки статистических моментов рядов, тренды и параметрические статистические модели рядов в зависимости от широты в северном и южном полушариях. Общие закономерности, выявляемые таким образом, позволяют проводить "привязку" результатов анализа данных рядов различных климатических характеристик.

Предварительный анализ рядов ТПО и ТА позволяет заключить, что в долгопериодных изменениях условно можно выделить три эпохи:

1) 1870-1905, 2) 1906-1940, 3) 1941-1979 гг. Эпохи 1 и 3 характеризуются высокими значениями ТПО и ТА, а эпоха 2 - низким уровнем. Анализ изменчивости ТПО и ТА показал, что амплитуда короткопериодных вариаций наибольшая в эпохи 1 и 3, т.е. в эпохи высокой температуры воздуха над океанами. Это различие лучше проявляется в зимний, весенний и осенний сезоны. Летом наибольшая изменчивость отме-

чается в первую эпоху. В среднем изменчивость температуры во вторую эпоху меньше на 20-25 % по сравнению с изменчивостью в эпохи I и 3. Для рядов ТПО подобная тенденция имеет место в те же сезоны, что и для ТА, хотя и выражена несколько слабее.

Для четырех сезонов года и различных эпох наблюдается увеличение изменчивости ТПО и ТА в зависимости от широты в северном полушарии. В южном полушарии наибольшая изменчивость отмечается в интервале 40-60° ю.ш. В зоне 60-70° ю.ш. изменчивость минимальная. В среднем

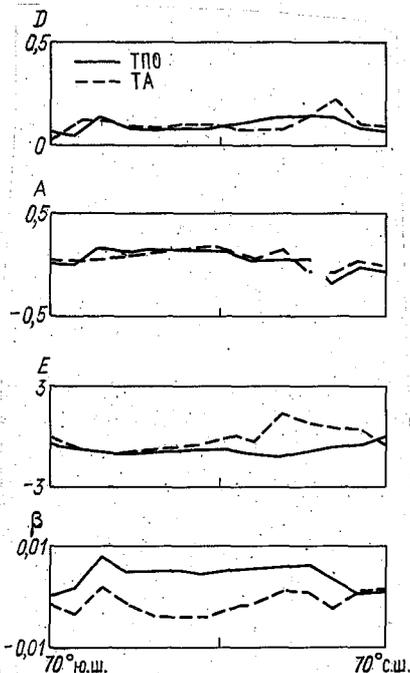


Рис. Широтный ход статистических моментов рядов ТПО и ТА.  
 $D$  - дисперсия,  $A$  - коэффициент асимметрии,  $E$  - коэффициент эксцесса,  $\beta$  - наклон регрессионных прямых для рядов ТПО и ТА

г) уменьшается в высоких широтах, где океаничность больше.

Широтные профили коэффициентов асимметрии рядов ТПО и ТА изменяются незначительно в северном и южном полушариях. При переходе от южных широт к северным имеется тенденция к уменьшению положительной асимметрии, и в зоне 40-50° с.ш. появляются отрицательные значения. Отметим, что в этой зоне дисперсия максимальная.

изменчивость ТПО и ТА существенно меньше в океанических зонах и её зависимость от широты проявляется слабее, чем для температуры континентальных районов.

Следует отметить, что изменчивость ТПО и ТА увеличивается в теплые эпохи, когда уровень долгопериодной составляющей выше среднего за весь период с 1870 по 1979 г. Такая ситуация возможна при условии, если повторяемость экстремальных климатических аномалий в связи с прогнозируемым потеплением климата будет расти.

Рассмотрим широтные профили основных статистических моментов рядов. На рисунке представлен ход дисперсии ТПО и ТА. Как и следовало ожидать, дисперсия: а) имеет минимум в низких широтах северного и южного полушарий;

б) в среднем ниже в южном полушарии и выше на широтах, где доля суши больше;

в) растет от экватора до 40-50° ю.ш. и 40-50° с.ш.;

Коэффициенты эксцесса рядов ТПО имеют отрицательный знак и характеризуются большей стабильностью по широте в южном полушарии и на низких широтах северного полушария. Для ТА коэффициенты эксцесса отрицательные в южном полушарии и в основном положительные в северном.

Анализ тесноты междущиротной связи в рядах ТПО и ТА, проведенный на основе оценок взаимной корреляции, показал, что, как и следовало ожидать, затухание связи растет с увеличением расстояния между широтными зонами. Степень этого затухания существенно зависит от широты (табл. I). На главной диагонали таблицы представлены оценки коэффициентов корреляции для всех рядов ТПО и ТА при нулевом сдвиге. Наибольшая связь проявляется между рядами в тропических зонах обоих полушарий. Связь лучше между рядами ТПО. В зоне высоких широт ( $70-60^{\circ}$  в.ш.) ряды ТПО и ТА имеют слабую связь. Важно отметить, что в субтропических зонах взаимные корреляции дают вторичный максимум. Возможно, что волны, гребни которых локализованы на широтах  $20-40^{\circ}$  обоих полушарий, могут быть причиной дополнительного максимума в корреляциях. Следует отметить, что такие дальние связи могут быть интерпретированы как следствие взаимодействия океан - атмосфера через переносы в ячейках Гадлея. Отрицательную корреляцию между температурными рядами высокоширотных зон северного и южного полушарий трудно объяснить, исходя из идеи влияния роста углекислого газа на термический режим, которое проявляется в глобальном потеплении.

Изучение широтного хода статистических моментов показывает, что в южном полушарии ряды среднегодовых величин ТПО и ТА имеют плотность распределения, близкую к нормальному закону.

Выделение долгопериодной составляющей (тренда) может быть проведено либо через "подгонку" функций (прямой, параболы, тригонометрической кривой и т.п.), либо через построение стохастических моделей типа скользящего среднего и т.п. Как показывают результаты построения линейной регрессии, статистические характеристики ряда несущественно отличаются от исходных до выделения тренда. Зависимость коэффициента  $\beta$ , характеризующего наклон регрессионной прямой, от широтной зоны довольно сильно различается, за исключением области высоких широт (см. рисунок). Для рядов ТПО практически на всех широтных поясах устойчиво сохраняется положительный, хотя и небольшой знак. В то же время для большинства северных широтных поясов тренды в ТА имеют очень слабый положительный наклон, а в южных широтах - незначительный отрицательный наклон.

Построение моделей авторегрессии (АР) рядов ТПО и ТА было проведено с учетом критерия Акайке, позволяющего находить оптимальную длину модели (ее размерность) по минимуму ошибки окончательного прогноза. Определение оптимальных моделей АР было выполнено для трех случаев: 1) ряды без выделения тренда; 2) ряды после выделения линей-

Таблица I

Взаимная корреляция рядов ТПО и ТА для I4 широтных зон

Широтная зона	Южное полушарие						Северное полушарие							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ряды ТПО														
I. 70-60°ю.	1													
2. 60-50	0,5	1												
3. 50-40	0,1	0,7	1											
4. 40-30	0,2	0,7	0,9	1										
5. 30-20	0,2	0,7	0,8	0,8	1									
6. 20-10	0,1	0,6	0,7	0,7	0,9	1								
7. 10-00	0,2	0,5	0,6	0,6	0,8	0,9	1							
8. 00-10°с.	0,1	0,2	0,6	0,7	0,6	0,8	0,9	1						
9. 10-20	0,1	0,6	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	1					
10. 20-30	0,1	0,6	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	1				
11. 30-40	0,0	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7	0,7	0,9	1			
12. 40-50	-0,1	0,4	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,8	1		
13. 50-60	-0,0	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,7	1	
14. 60-70	-0,2	-0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	1
Ряды ТА														
I. 70-60°ю.	1													
2. 60-50	0,7	1												
3. 50-40	0,2	0,6	1											
4. 40-30	0,4	0,6	0,7	1										
5. 30-20	0,5	0,7	0,5	0,8	1									
6. 20-10	0,4	0,6	0,4	0,6	0,9	1								
7. 10-00	0,4	0,5	0,4	0,6	0,8	0,9	1							
8. 00-10°с.	0,3	0,4	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1						
9. 10-20	0,2	0,4	0,4	0,5	0,6	0,8	0,8	0,9	1					
10. 20-30	0,1	0,4	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	1				
11. 30-40	0,0	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,6	0,8	1			
12. 40-50	0,2	0,4	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,8	1		
13. 50-60	0,0	0,1	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	1	
14. 60-70	-0,2	-0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,6	1

ного тренда и 3) ряды после выделения параболического тренда. Результаты многочисленных вычислений сведены в табл.2, из которой видно, как меняется "память", т.е. размерность модели АР. Как и следовало ожидать, ряды ТПО океанической зоны имеют более длительную память, что проявляется в увеличении порядка моделей АР в основном от первого до третьего. В низких широтах и в большинстве широтных зон северного полушария модели АР имеют первый порядок, за исключением широт от 50 до 70° с.ш., где порядок АР моделей возрастает. Для рядов ТА в большинстве случаев порядок модели не превышает I. Исключения составляют зоны высоких широт как южного, так и северного полушария.

Таблица 2  
Порядок "оптимальных" моделей авторегрессии рядов ТПО и ТА

Широтная зона	ТПО				ТА			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
70 - 60° ю.ш.	3	3	3	1,4	3	2	2	26,5
60 - 50	3	3	2	5,7	6	3	2	19,3
50 - 40	3	3	2	83,5	2	2	I	1,6
40 - 30	2	2	I	42,5	I	I	I	6,8
30 - 20	2	2	2	53,3	I	I	I	26,5
20 - 10	I	I	I	45,5	I	I	I	25,1
10 - 0	I	I	I	37,7	I	I	I	23,7
00 - 10° с.ш.	I	I	3	47,8	I	I	I	7,7
10 - 20	I	I	I	42,5	I	I	I	1,9
20 - 30	I	I	I	48,6	I	I	I	0,4
30 - 40	I	2	2	39,8	I	I	I	1,4
40 - 50	I	I	I	12,3	I	I	I	2,4
50 - 60	4	4	4	1,1	I	I	I	0,6
60 - 70	2	2	2	7,9	3	3	3	2,6

Примечание. А - без выделения тренда, В и Б - после выделения линейного и параболического тренда, Г - отношения дисперсий линейного тренда и остатка.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O o r t A.H., R e y n o l d s R.W., R o p e l e w s k i C.F.  
Historical trends in the surface temperature over the oceans  
based on the COADS // Climate Dynamics. - 1987. - Vol. 2. -  
P.29-38.
2. J o n e s P.D., W i g l e y T.M.L., W r i g h t P.B. Global  
temperature variations between 1861 and 1984 // Nature. - 1986.-  
Vol.322. - P.430-434.

А.Б.Цветков, В.Ф.Легинин

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПОВЕРХНОСТИ  
МИРОВОГО ОКЕАНА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА  
НАД ОКЕАНОМ

Определенный прогресс в изучении изменений климата Мирового океана был достигнут в последние несколько лет, когда был получен архив данных по температуре поверхности воды океана (ТПО) и температуре атмосферы (ТА) за период с середины прошлого до конца 70-х годов текущего столетия. Работы Оорта с соавторами, Фолланда и др. [4, 5] показали, что изменение климата Мирового океана в отдельные периоды последнего столетия не согласуется с изменением климата в северном и южном полушариях, представленных в работе Джонса и др. [6].

Рассмотрим этот вопрос более подробно с привлечением данных, представленных одному из авторов этой работы доктором А.Ортом.

Анализ рядов средних значений величин ТПО и ТА за 110 лет (1870-1979) был проведен с использованием линейной циклической модели (ЛЦМ), которая "подгонялась" к рядам данных. Выбор ЛЦМ объясняется прежде всего тем, что такая модель позволяет оценить медленные изменения в рядах через описание этих изменений тригонометрическим полиномом (регрессией). Мы предполагаем, что долгопериодная компонента будет оставаться ограниченной по амплитуде при экстраполяции этой компоненты вперед, чего нельзя сказать в случае линейного или параболического тренда.

ЛЦМ с аддитивным шумом может быть представлена в виде

$$x(t) = \bar{x} + \sum_{k=1}^N R(k) \cos\left(\frac{2\pi kt}{T(k)} + \phi(k)\right) + e(t).$$

Здесь  $\bar{x}$  - среднее, вычисляемое по исходному ряду данных;  $R(k)$ ,  $\phi(k)$ ,  $T(k)$  - амплитуда, фаза и период  $k$ -й тригонометрической компоненты,  $\{e(t)\}$  - последовательность типа белого шума.

Оценки параметров тригонометрических компонент были проведены на основе метода максимальной энтропии (ММЭ) и метода наименьших квадратов (МНК). Преимущество ММЭ в оценивании значений  $T(k)$  перед традиционными методами спектрального анализа заключается в более высоких возможностях метода при разрешении сигналов, близких по частоте, особенно в низкочастотной (длиннопериодной) области. На основе МНК определялись амплитуда и фаза каждой гармоники с соответствующими доверительными интервалами, а также дисперсия белого шума. Увеличе-

ние разрешающей способности в спектре ММЭ зависит от порядка полинома, входящего в выражение спектральной оценки. Способ оценивания тригонометрических компонент на основе указанных методов был ранее описан в работе [3].

Фильтрация долгопериодной компоненты из рядов ТПО и ТА на основе ЛМ была проведена для всех 14 широтных поясов. Долгопериодная компонента аппроксимировалась тремя самыми длинными гармониками, выделенными предварительно на основе ММЭ и МНК. На рис. 1 представлены долгопериодные изменения для восьми широтных зон, которые были получены с помощью ЛМ. Как видно из рисунка, долгопериодная компонента имеет минимум, наступление которого зависит от широтной зоны.

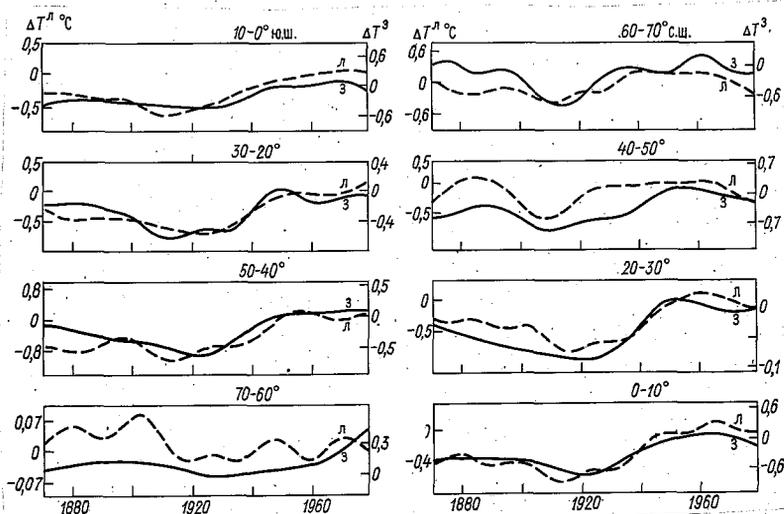


Рис. 1. Долгопериодные составляющие рядов ТПО, построенные с помощью линейной циклической модели, для зимних (з) и летних (л) сезонов. Положение главного минимума зависит от широтной зоны

Для анализа поля температуры атмосферы и океана во всех широтных зонах были использованы ряды, полученные для четырех последовательных сезонов. Эти сезонные ряды аппроксимировались с помощью ЛМ и выделялись соответствующие долгопериодные составляющие. Время наступления минимума и последующего максимума долгопериодного колебания температуры для четырех сезонов года в зависимости от широты представлено на рис. 2.

Как видно из рисунка, время наступления минимума и последующего максимума изменяется в зависимости от номера широтной зоны. Имеет место тенденция к более раннему наступлению минимума в средних и высоких широтах северного полушария по сравнению с наступлением мини-

мама в южном полушарии. Максимум температуры в ДК для ТА и ТПО северного полушария опережает соответствующий минимум в южном полушарии на 5-10 лет. Эта характерная особенность наблюдается для всех без исключения сезонов.

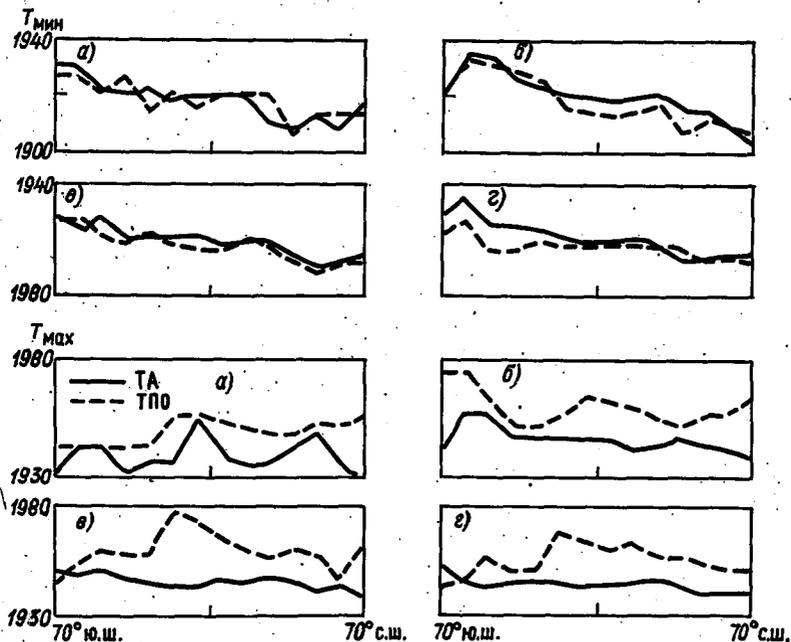


Рис.2. Широтная зависимость года наступления и последующего максимума в долгопериодных составляющих ТПО и ТА:  
а - зима, б - весна, в - лето, г - осень

Аналогичный эффект отмечается и для лет наступления максимумов.

Однако опережение момента наступления максимумов температуры в северном полушарии относительно температуры в южном полушарии выражено менее четко, чем в случае опережения времени наступления минимумов температур в северном по сравнению с южным полушарием. Большой разброс значений времени наступления максимумов и минимумов температуры в высоких широтах южного полушария связан, по-видимому, с недостаточным объемом информации для этих широт.

Таким образом, результаты анализа положений минимумов и максимумов в долгопериодной компоненте рядов ТА и ТПО показывают, что существует широтная зависимость моментов достижения минимумов и максимумов в поле температур атмосферы и поверхности океана. Наступление минимумов в ТА и ТПО происходит сначала в зоне севернее 30° с.ш., причем минимум ТА наблюдается в более широкой полосе широт, чем минимум ТПО.

Рассмотрим возможные причины, которые могут давать отмеченные выше особенности поведения в долгопериодных изменениях. Одной из главных причин снижения температуры является изменение притока солнечной радиации. В качестве характеристики при исследовании этого вопроса можно использовать значения прямой солнечной радиации, принимая, что вариации суммарной радиации будут в 6-7 раз меньше [2].

Анализ изменений прямой солнечной радиации по данным 20 актинометрических станций северного полушария (32-62° с.ш.) показывает, что снижение радиации началось в первые годы XX столетия; радиация оставалась в среднем ниже нормы с 1902 по 1924 г., после чего произошло увеличение значений прямой радиации до 102-104 % от нормы. Основной причиной вариаций солнечной радиации, как показывают многочисленные исследования, являются вулканические извержения. Список наиболее мощных извержений вулканов и их характеристики за период с 1902 по 1974 г. [1] представлен в табл. I.

Таблица I  
Список крупных вулканических извержений [1]

Вулкан	Дата извержения	Широта	Долгота	Объем изверженного пепла, км <sup>3</sup>	Высота газопепловой колон., км	Масса вещества, Мт
1. Суфриер (о. Сент-Винсент)	06.05.1902	13°23' с.	61°11' з.	1	18	3
2. Мон-Пеле (Мартиника)	08.05.1902	14 50	61 10	-	12	1
3. Санта-Мария (Гватемала)	24.10.1902	14 45	91 33	5,4	21	5
4. Везувий (Италия)	08.04.1906	40 49	14 26 в.	1,0	15	1
5. Ксудач (Камчатка)	28.03.1907	51 50	157 31	3,0	-	5
6. Тааль (Филиппины)	30.01.1911	14 00	121 00 з.	0,5	15	1
7. Катмай (Аляска)	06.06.1912	50 16	154 69	19,5	-	10-30
8. Тунгурауа (Эквадор)	18.05.1918	1 28 ю.	78 27	0,5	25	3

Период понижения ТПО и ТА совпал с интенсивной вулканической деятельностью в северном полушарии. В этом же полушарии раньше на 5-10 лет по сравнению с южным полушарием началось понижение температуры. Такое запаздывание в отклике температуры в южном полушарии, если предположить, что главной причиной изменений термического режима является вулканический аэрозоль, может быть связано не только с переносом аэрозолей из северного в южное полушарие, поскольку скорость

переноса, по имеющимся оценкам, составляет примерно 1-2 года. Запаздывания в наступлении минимума температуры, вероятно, связаны с большой тепловой инерцией океанов южного полушария.

В тропической зоне не отмечается заметного запаздывания момента наступления минимума в зависимости от широтной зоны. Это объясняется тем, что подавляющее число вулканических извержений было зарегистрировано в тропической зоне.

Рассмотрим подробнее вопрос о влиянии вулканических извержений на термический режим океанических районов. Будем использовать метод наложенных эпох. В качестве реперных дат выберем крупные вулканические извержения, которые выбрасывали в атмосферу более 2 Мт тепла. Таких извержений оказалось 12. В табл.2 представлены значения стандартизованных аномалий ТПО и ТА для II широтных зон, связанных с вулканическими извержениями. Из таблицы видно, что наибольшие разности стандартизованных аномалий ТПО и ТА до и после дат извержения встречаются в северном полушарии: из десяти случаев, когда температура изменялась приблизительно на 0,2, семь случаев приходится на северное полушарие. В среднем изменение ТА после вулканических извержений больше, чем изменение ТПО. По-видимому, такое различие определяется большей тепловой инерцией океана по сравнению с атмосферой. Более сильные изменения ТПО и ТА после вулканических извержений в северном полушарии можно объяснить меньшей тепловой инерционностью северного полушария. В качестве альтернативного объяснения можно предположить, что это связано с различным числом крупных вулканических извержений в северном и южном полушариях за последние 110 лет. Понижение ТПО и ТА имеет место в среднем через 0,5 - 2,0 года после крупных вулканических извержений. Максимальные изменения температуры достигаются несколько раньше в субтропической зоне и зоне умеренных широт.

При анализе числа положительных и отрицательных аномалий ТА и ТПО до и после вулканических извержений оказалось, что число положительных отклонений температуры до извержения вулканов составило около 62 % от общего числа 132 случаев. После извержений вулканов наблюдается рост числа отрицательных отклонений температуры. Оно составило около 62 % от общего числа случаев. Для широтных зон северного полушария процент положительных и отрицательных отклонений температуры составляет 68-71 %.

Таким образом, в изменении термического режима Мирового океана обнаруживаются "быстрые" отклики, связанные с вулканической деятельностью, а также долгопериодные изменения, природа которых пока не установлена.

Ряд пространственных особенностей в изменениях термического режима за последнее столетие, которые удается выделить статистическими

Таблица 2

Разности ТПО и ТА (отн.ед.) до и после вулканических извержений

Широты, ... 0	$\Delta$ (ТПО)	$\Delta$ (ТА)	Широты, ... 0	$\Delta$ (ТПО)	$\Delta$ (ТА)
60-50 в.	0,06	0,11	0-10 с.	0,11	0,15
50-40	0,05	0,14	10-20	0,26	0,41
40-30	0,12	0,17	20-30	0,22	0,14
30-20	0,21	0,20	30-40	0,28	0,27
20-10	0,17	0,16	40-50	0,28	0,31
10-0	0,12	0,23			

методами, можно объяснить с учетом локализации вулканических извержений, скорости переносов вулканических аэрозолей между северным и южным полушариями, а также различиями в термической инерционности северного и южного полушарий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли/ Под ред. С.С.Хмелевцова. - Л.: Гидрометеонадат, 1986. - 256 с.
2. Логинов В.Ф. Вулканические извержения и климат. - Л.: Гидрометеонадат, 1984. - 84 с.
3. Цветков А.В. Циклические процессы в атмосферном электрическом поле // Метеорол. исследования. - М.-1982. - № 27. - С.49-59.
4. Folland O.K., Parker D.E., Kates F.E. Worldwide marine temperature fluctuations 1856-1981 // Nature. - 1983. - Vol.310. - P.670-673.
5. Historical trends in the surface temperature over the ocean based on the COADS / A.M.Oort, Y.M.Pan, R.W.Reynolds, C.P.Ropelewski // Climate Dynamics. - 1987. - Vol.2. - P.29-38.

СЕЗОННЫЕ И МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ  
ОЗОНА В ОСНОВНЫХ ВОЗДУШНЫХ МАССАХ СЕВЕРНОГО  
ПОЛУШАРИЯ В ФАЗАХ КВАЗИДВУХЛЕТНЕГО КОЛЕБАНИЯ

1. В настоящей работе представлены результаты исследования сезонной динамики среднемесячных полей общего содержания озона (ОСО) в арктической (АВ), умеренной (УВ) и тропической (ТВ) воздушных массах (ВМ) над северным полушарием по [3, 4], а также среднемесячных суммарных масс озона в указанных ВМ по данным около 120 станций наземной озонметрической сети северного полушария за 1975–1985 гг., приведенным в [2]. Изучалась также динамика среднемесячных площадей, занимаемых ВМ северного полушария, по данным за период 1960–1985 гг., и связи всех этих величин с отмеченными в [1, 7] фазами известных 11-летнего цикла активности Солнца и квазидвухлетнего колебания направления зонального ветра в экваториальной стратосфере в указанные периоды.

2. На рис. 1–3 приведены сезонные среднемесячные значения площадей  $S_A, S_Y, S_T$ , занимаемых соответственно арктической (АМ), умерен-

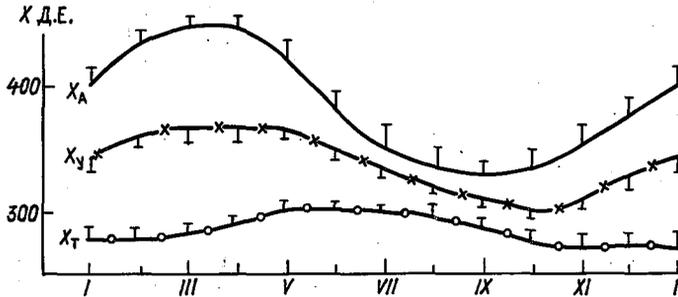


Рис. 1. Сезонные изменения среднемесячного ОСО, среднего по арктической  $X_A$ , умеренной  $X_Y$  и тропической  $X_T$  воздушным массам.

Отрезками отмечены среднеквадратические отклонения (СКО) от средних за период 1975–1985 гг.

ной (УМ) и тропической (ТМ) воздушными массами и содержащихся в них средних ОСО  $X_A, X_Y, X_T$  и суммарных масс озона  $M_A, M_Y, M_T$ . Эти величины находились по формулам:

$$S_x = a^2 \int_0^{2\pi} d\psi \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \cos \varphi d\varphi = 2\pi a^2 [\langle \sin \varphi_2 \rangle - \langle \sin \varphi_1 \rangle];$$

$$M_x = X_x S_x; \quad x = A; Y; T,$$

где  $\varphi$  - широта,  $\psi$  - долгота,  $a$  - радиус земного шара,  $\varphi_1(\psi)$  и  $\varphi_2(\psi)$  - широты южной и северной границ ВМ,  $\langle \rangle$  - знак зонального осреднения величины. Для АМ  $\varphi_2 = \pi/2$ , а для ТМ  $\varphi_1 = 0$ .

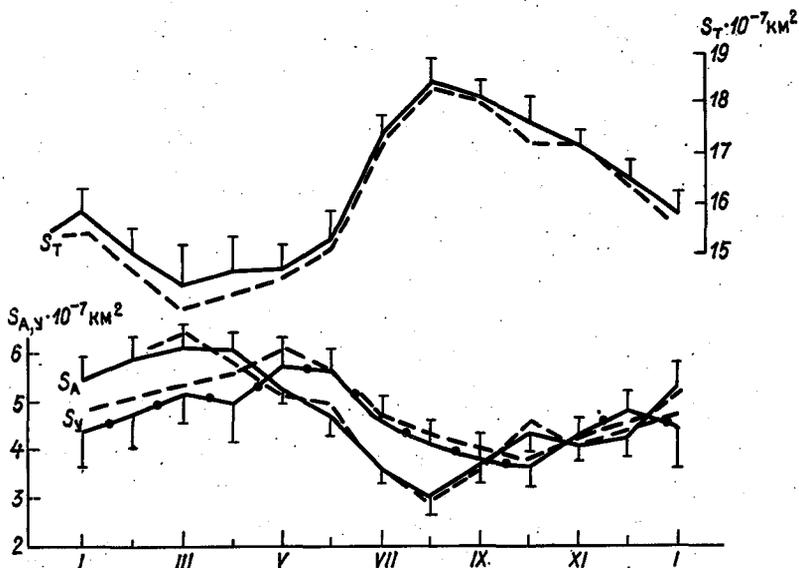


Рис.2. Сезонные изменения среднемесячных площадей, занимаемых арктической  $S_A$ , умеренной  $S_y$  и тропической  $S_T$  воздушными массами.

Отрезками отмечены СКО от средних за период 1960-1985 гг. Прерывистой кривой отмечены средние значения за период 1975-1985 гг.

Отрезками на графиках отмечены среднеквадратические отклонения отдельных месячных значений (СКО) от средних за период (1960-1985 гг. для  $S_x$  и 1975-1985 гг. для  $M_x$ ). Сравнение графиков сезонных колебаний  $M_x$  и  $X_x$  показывает значительно большую амплитуду и изменение фаз у суммарных масс озона  $M_x$  на ВМ относительно изучавшихся ранее изменений среднего ОСО по ВМ ( $X_x$ ). Так, для арктической массы АМ при среднегодовом среднем за 1975-1985 гг.  $M_A = 400$  Мт озона, сезон-

ное изменение от минимума в 220 Мт в августе до максимума в 610 Мт в марте (табл. I) составляет 390 Мт, т.е. составляет почти 100 %.

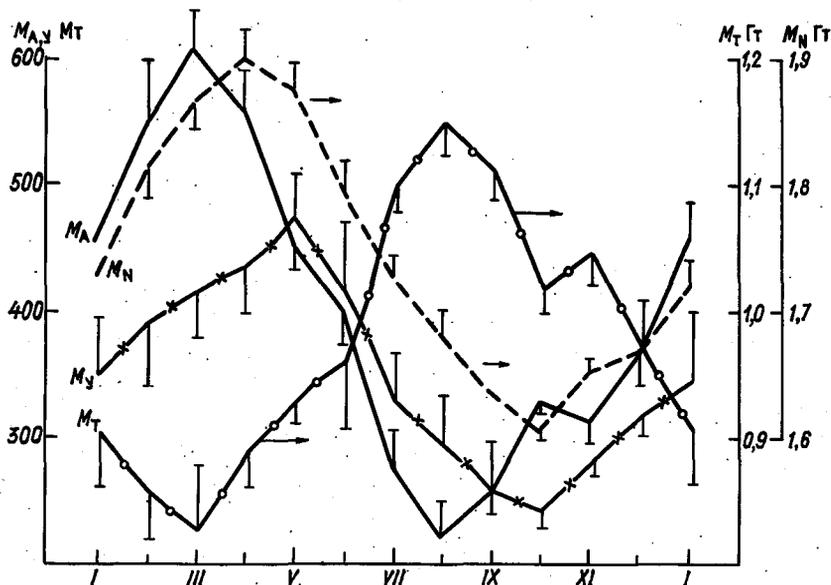


Рис. 3. Сезонные изменения среднемесячной суммарной массы озона (СМО) по арктической  $M_A$ , умеренной  $M_Y$ , тропической  $M_T$ , воздушным массам и по северному полушарию  $M_N$ . Отрезками отмечены СМО от средних за период 1975–1985 гг.

Изменение  $X_A$  от минимума 328 Д.Е. в сентябре до максимума 446 Д.Е. в апреле составляет лишь около 30 % среднегодового значения. Сезонный ход  $M_Y$  в УМ близок по фазе к сезонному ходу  $M_N$  – массы озона в северном полушарии, хотя имеет несколько большую амплитуду. Если в ТМ сезонное изменение  $X_T$  незначительно (амплитуда 10 % от среднегодового), то такое изменение  $M_T$  с амплитудой в 33 % от среднегодовой величины находится в полной противофазе с изменением  $M_A$ , вплоть до его вторичного малого максимума в октябре. Такое изменение отчасти связано с искусственной южной границей ТМ – экватором, в то время как естественной такой границей ТМ северного полушария скорее служит внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), которая в работе не использована из-за отсутствия данных о ее сезонном положении.

В тропической массе во все сезоны содержится больше половины массы озона полушария, 57 % в среднем за год, при 23 и 20 % в АМ и УМ соответственно. Такая доля  $M_T$  в  $M_N$  при меньших  $X_T$  связана с большой долей площади  $S_T$  в площади полушария (62,4 % в среднем за год). Также существенно большая сезонная амплитуда  $M_A$  и  $M_Y$  вызвана примерно с одинаковым сезонным изменением  $S_A$  и  $X_A$ ,  $S_Y$  и  $X_Y$ . Следует еще

отметить большую межгодовую изменчивость площадей  $S_x$  по сравнению с изменчивостью  $X_x$ , что отражается и в больших СКО от средних для  $M_x$ , особенно для  $M_A$  в Арктике, что снижает значимость важных оценок межгодовых изменений  $M_x$ .

Таблица I

Характеристики сезонных изменений средних по ЕМ:  
ОСО  $X_A, X_Y, X_T$  средних площадей  $S_A, S_Y, S_T$  и суммарных масс озона в ЕМ:  $M_A, M_Y, M_T$  и  $M_N$  в атмосфере северного полушария

Величина и единица измерения	Среднегодовые		Сезонный максимум			Сезонный минимум		
	значение	доля, %	значение	доля в III %	мес-сяц	значение	доля в УШ %	мес-сяц
$X_A, Д.Е.$	385	-	447	-	III	328	-	IX
$X_Y, Д.Е.$	343	-	372	-	IY	307	-	X
$X_T, Д.Е.$	288	-	306	-	Y	275	-	I
$S_A, 10^7 км^2$	4,76	18,6	6,39	25,0	III	3,03	11,8	УШ
$S_Y, 10^7 км^2$	4,84	19,0	6,08	21,0	Y	3,79	17,0	X
$S_T, 10^7 км^2$	15,91	62,4	18,16	54,0	УШ	13,77	71,2	III
$M_A, Мт$	400	22,9	610	32,7	III	219	13,0	УШ
$M_Y, Мт$	358	20,5	483	22,8	Y	250	18,0	X
$M_T, Мт$	988	56,6	1162	44,5	УШ	832	69,0	III
$M_N, Мт$	1746	100	1900	100	IY	1610	100	X

3. Короткий период имеющихся данных по озону затрудняет оценки трендов  $M_x$  и  $X_x$ . Период 1975-1985 гг. почти совпадает с периодами 21-го II-летнего цикла солнечной активности, в котором в 1976-1981 гг. наблюдалось возрастание, а в 1981-1986 гг. - спад этой активности и соответственно уменьшение интенсивности озонотворяющей УФ-радиации Солнца. Поэтому на рис. 4 и 5 представлены графики сезонных изменений линейных трендов  $X_x$  и  $M_x$  по трем ЕМ для всего периода 1975-1985 гг. и полупериодов 1975-1980 и 1980-1985 гг. Налицо разный знак трендов  $X_x$  и  $M_T$  в эти полупериоды и большая величина трендов, особенно для  $X_Y$  и  $X_T$  в первое полугодие, для  $X_A$  летом и для  $M_A$  и  $M_Y$  в отдельные месяцы.

Сравнение рис. 4 и 5 показывает хорошее согласование трендов  $X_T$  и  $M_T$  для ТВ при их заметном различии для АВ и УВ. Налицо даже различие знаков трендов  $X_A$  и  $M_A$  в 1980-1985 гг. и  $X_Y$  и  $M_Y$  в 1975-1980 гг. и заметное межмесячное колебание величины и иногда знака трендов  $M_A$  и  $M_Y$ , особенно в 1980-1985 гг. Эти колебания отражают соответст-

ствующие колебания изменения площадей  $S_A$  и  $S_T$ , происходящие в основном в противофазе по пока неясным причинам. Высокие (разные по знаку) тренды  $M_A$  и  $M_T$  в 1980-1985 гг. наблюдаются в четные месяцы (февраль, апрель и т.д.), меньшие тренды - в нечетные месяцы.

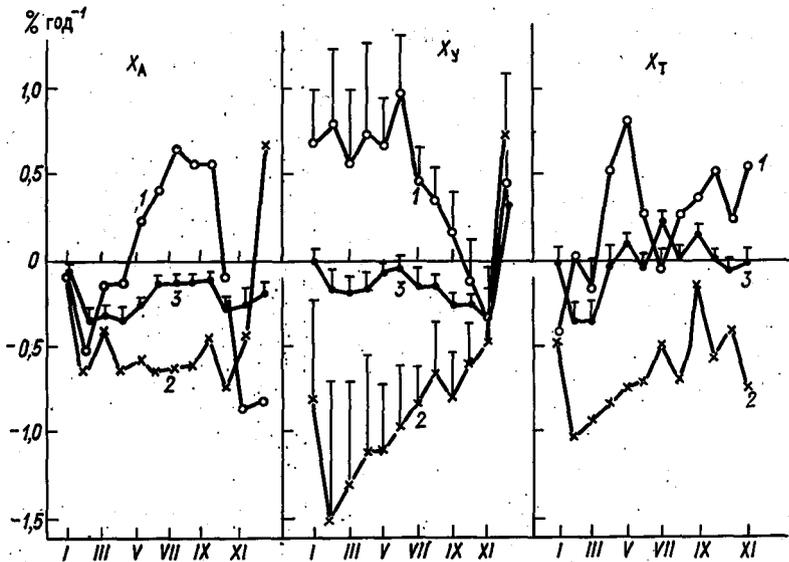


Рис.4. Линейные тренды среднемесячного ОСО, среднего по арктической  $X_A$ , умеренной  $X_T$  и тропической  $X_T$  воздушным массам за различные периоды:

1) 1975-1980 гг.; 2) 1980-1985 гг.; 3) 1975-1985 гг.

Отрезками отмечены 99 %-ные доверительные интервалы трендов

Изменения  $X_T$  сдвиганы с изменением интенсивности УФ-радиации в 21-м солнечном цикле. Оценки трендов за весь период 1975-1985 гг. малозначимы как осредняющие тренды разных знаков по его частям. Это еще в большей степени относится к представленным в [8] трендам ОСО по зональным поясам за 1969-1986 гг., включающие помимо 21-го и часть 20-го цикла солнечной активности. Отрезками на рис.4 отмечены доверительные интервалы трендов с вероятностью  $\rho = 0,99$ . С такой высокой вероятностью все тренды  $X$  по указанным 6-летним периодам отличны от нуля почти во все месяцы, но тренды  $X$  за 1975-1985 гг. отличны от нуля во все месяцы лишь для АВ, весной и осенью для УВ, в отдельные месяцы для ТВ.

Из рис.5, где отрезками отмечены доверительные интервалы трендов с вероятностью  $\rho = 0,90$ , видно, что тренды суммарных масс озона  $M_T$  незначимо отличаются от нуля для всех ИМ и всех рассматриваемых периодов. Даже для  $M_T$  в тропической воздушной массе, когда в

1980–1985 гг. во все месяцы имеет место отрицательный тренд порядка 1 % в год, его значимость (вероятность его неслучайного отличия от

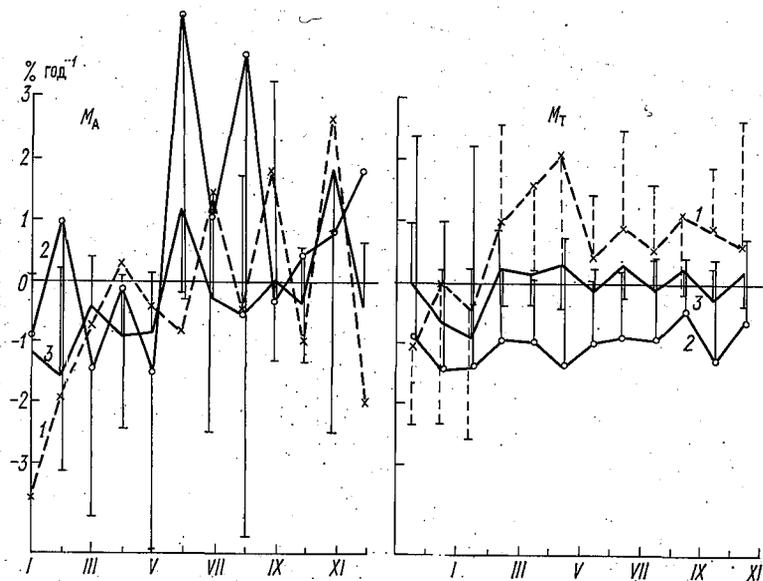
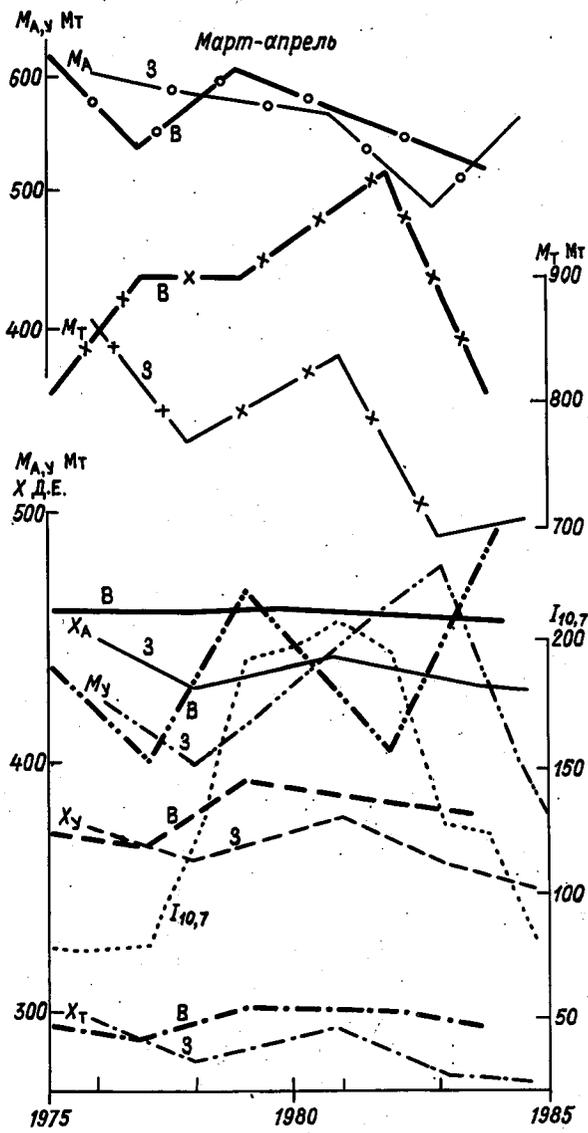


Рис.5. Линейные тренды среднемесячных ОСО в арктической  $M_A$  и тропической  $M_T$  воздушных массах за различные периоды: 1) 1975–1980 гг.; 2) 1980–1985 гг.; 3) 1975–1985 гг.

Отрезками отмечены 90 %-ные доверительные интервалы трендов

нуля) не превосходит  $\beta_3 = 0,50$ . Такая низкая значимость трендов  $M_x$  по сравнению с трендами средних ОСО по воздушным массам  $X_x$  связана с высоким уровнем "шума" в значениях площадей всех ЭМ. Оценки среднемесячных трендов  $S_x$  по рассматриваемым периодам составляют доли процента и лишь для 1980–1985 гг. достигают 1,5–3,5 % в год. Однако эти величины часто имеют низкую значимость ( $\beta_3 = 0,4 \dots 0,6$ ) из-за повышенной межгодовой изменчивости  $S_x$  для всех ЭМ в этот период (повышения уровня шума).

4. На рис.6 указаны изменения  $X_x$  и  $M_x$  в марте – апреле и в августе – сентябре – в месяцы их годовых экстремумов в 1975–1985 гг., а на рис. 7 – такие же изменения  $S_x$  за 1960–1985 гг. в фазах западного и восточного зонального переноса в экваториальной нижней стратосфере известного квазидвулетнего колебания (КДК) этого переноса [1, 6]. Сравнение графиков этих величин с графиками изменений активности Солнца в 20-м и 21-м циклах, оцениваемой по интенсивности радиоизлучения Солнца  $I_{10,7}$  на волне длиной 10,7 см, указанной на рисунках, показывает определенную связь этих изменений. Большинство величин для всех ЭМ в оба периода имеет повышенные значения около



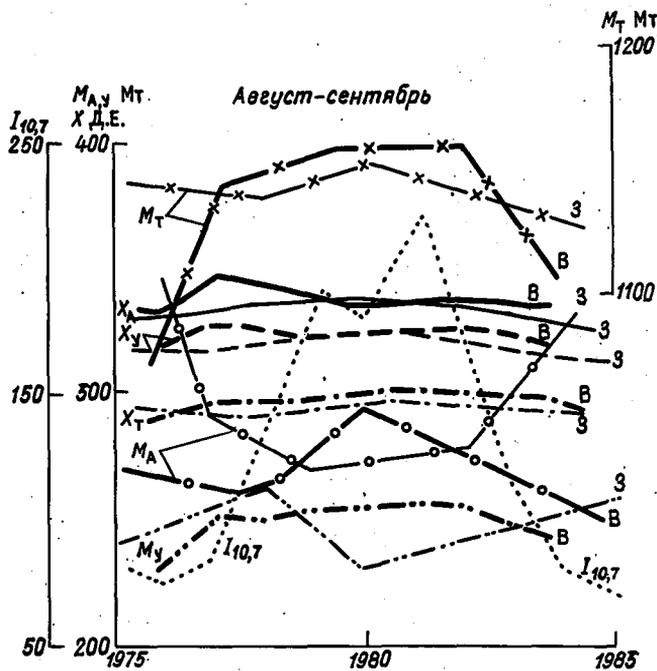


Рис.6. Межгодовые изменения средних за период величин в западной (З) и восточной (В) фазах КДК

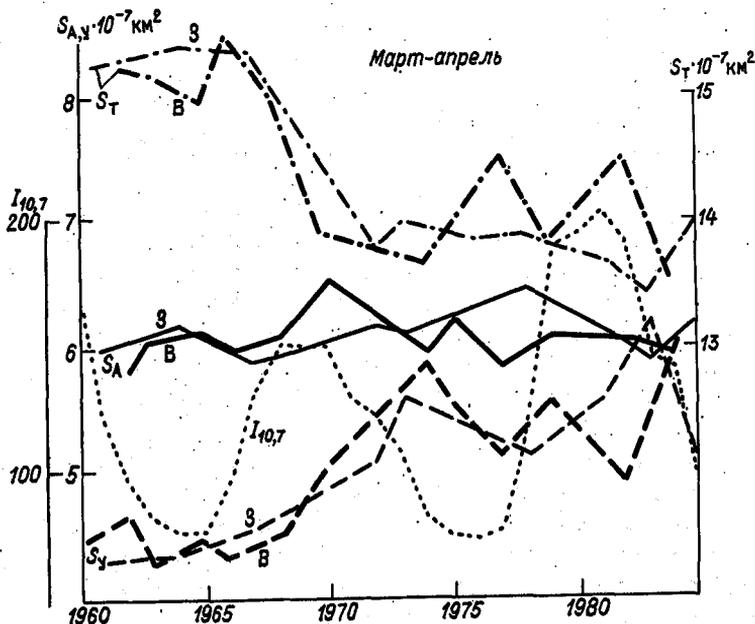
1980-1981 гг. - периода максимума солнечной активности. При этом в марте - мае значения  $X$  и отчасти  $M$  для всех ВМ и особенно для АМ в фазе восточного зонального переноса КДК (восточной фазе) заметно превосходят их значения в западной фазе в течение почти всего рассматриваемого периода. В обоих фазах эволюция  $M$  и  $X$  происходит более плавно и имеет, очевидно, большую связь с изменением  $I_{10,7}$  в 21-м цикле солнечной активности 1976-1986 гг., чем без такого разделения по фазам КДК.

Большую плавность изменений имеют и площади  $S_x$  в западной фазе КДК на рис.7 в рассматриваемые месяцы. Здесь в марте - апреле 1960-1985 гг. при небольших отклонениях  $S_A$  от среднего за период обращает на себя внимание существенное разнонаправленное изменение  $S_y$  и  $S_r$  в 1967-1973 гг., показывающее смещение на юг границы УВ и ТВ в этот период в обоих фазах КДК, сохранившееся до конца анализируемого периода. В августе - сентябре эта граница сместилась к югу к концу 1960-х гг., а далее испытывала заметные колебания в восточной фазе КДК. Северная граница между АВ и УВ заметно колебалась с большей

амплитудой и меньшей частотой в западной фазе КДК, чем в восточной. Все это показывает, что КДК существенно влияет на динамику границ ВМ и на содержание озона в ВМ.

5. В табл.2 приведены коэффициенты корреляции  $r$  величин  $X_x, M_x, S_x$  с  $I_{10,7}$  отдельного по фазам западного и восточного переноса в КДК в целом и за периоды 1975-1985 гг. для  $X$  и  $M$ , 1969-1985 гг. для  $S$ , в том числе за вычетом указанных выше трендов этих величин. Наиболее высокие значения  $r$  имеют величины ОСО, особенно  $X_T$  и  $X_U$  наименьшие, свидетельствующие об отсутствии корреляции, - площади  $S$ . Понятно, что промежуточное положение занимают коэффициенты корреляции  $M$  как произведения  $X$  и  $S$ . Разделение периодов по фазам КДК заметно увеличивает корреляцию, что было видно и из рис. 6 и 7. Также увеличивает корреляцию в ряде случаев исключение тренда.

Для АВ наблюдается высокая корреляция с солнечной активностью для западной фазы КДК у  $X_A$  в августе - сентябре и для восточной фазы у  $M_A$  в январе - феврале при исключении тренда. Последняя отрицательная корреляция - падение массы озона в Арктике в максимуме солнечной активности - качественно согласуется с охлаждением полярной страто-



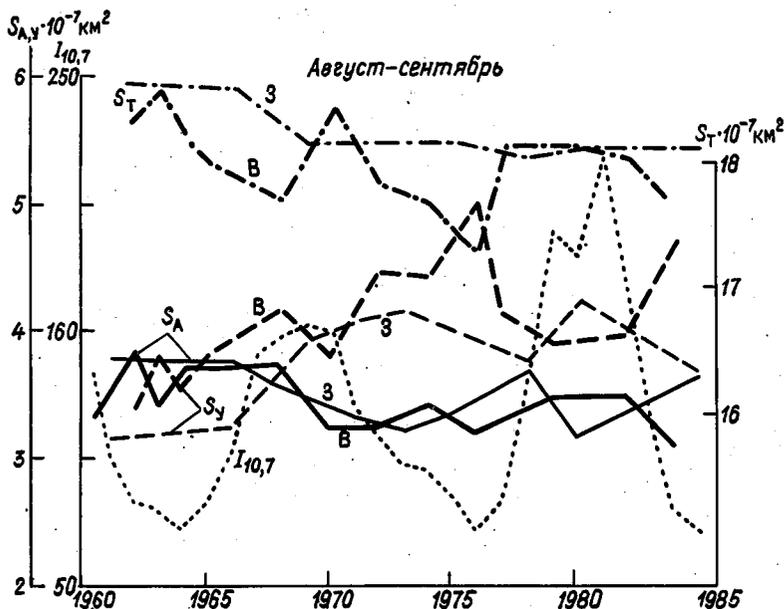


Рис.7. Межгодовые изменения средних за период площадей в западной (З) и восточной (В) фазах КДК

сферы в январе в максимумах солнечного цикла, найденных и исследованных в [6], но для западной фазы КДК. Такое расхождение, возможно, связано с малой длиной наших рядов  $X$  и  $M$ .

Для ТВ максимальная положительная корреляция  $X_T$  и  $M_T$  с  $I_{10,7}$  приходится на месяцы их экстремумов в восточной фазе КДК. Для промежуточной массы УВ хорошая корреляция  $X_Y$  в эти месяцы приходится на обе фазы КДК, но более высокая в восточной фазе для марта – апреля и в западной для августа – сентября, все при исключении трендов в соответствующие месяцы.

Таким образом, введение осреднения полей ОСО по воздушным массам и разделения значений  $X$  и  $M$  по фазам КДК позволяет более четко проследить связь этих величин с изменением УФ-радиации Солнца по фазам его активности и с изменениями стратосферной циркуляции в КДК.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции (%)  $X_A, X_Y, X_T$ ;  $M_A, M_Y, M_T$  и  $S_A, S_Y, S_T$  с интенсивностью радиоизлучения Солнца по фазам западного и восточного переноса КДК в разные сезоны без учета (а) и при вычитании ( $\sigma$ ) долгопериодных трендов величин  $X$  и  $M$ . В скобках указано число ( $n$ ) коррелируемых значений

Величина	Месяцы	Западная фаза				Восточная фаза				Весь период			
		АВ	УВ	ТВ	$n$	АВ	УВ	ТВ	$n$	АВ	УВ	ТВ	$n$
$X$	I-II	а	-7	30	49 (10)	-8	37	3 (12)	0	41	34 (22)		
		$\sigma$	-15	31	49 (10)	-40	26	13 (12)	-23	28	22 (22)		
	III-IV	а	26	57	21 (10)	-9	85	64 (9)	16	61	38 (19)		
		$\sigma$	24	56	24 (10)	29	89	79 (9)	15	64	37 (19)		
	VIII-IX	а	60	52	37 (8)	-13	16	53 (9)	8	27	40 (17)		
		$\sigma$	81	94	63 (8)	6	65	81 (9)	11	30	41 (17)		
$M$	I-II	а	-22	14	37 (10)	-34	36	3 (12)	-28	30	26 (22)		
		$\sigma$	-21	8	53 (10)	-59	41	5 (12)	-37	20	25 (22)		
	III-IV	а	-7	33	9 (10)	-2	18	42 (9)	-4	27	25 (19)		
		$\sigma$	-15	27	22 (10)	30	13	36 (9)	0	25	20 (19)		
	VIII-IX	а	-7	6	31 (8)	25	-37	57 (9)	11	-22	43 (17)		
		$\sigma$	-8	29	37 (8)	20	-44	79 (9)	11	-19	41 (17)		
$S$	I-II	а	-11	2	5 (18)	-10	29	-25 (30)	-10	19	-11 (48)		
	III-IV	а	-8	22	-20 (17)	11	10	-17 (25)	-4	14	-17 (42)		
	VIII-IX	а	-7	3	6 (18)	-3	-10	14 (27)	-3	-5	11 (45)		

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власова И.Л., Сонечкин Д.И., Чучкалов Б.С. Квазидвухлетние колебания нижнестратосферных экваториальных ветров // Метеорология и гидрология. - 1987. - № 5. - С.47-55.
2. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы/ Под ред. Г.П.Гушина. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 125 с.
3. Поля озона и температуры в границах воздушных масс // И.Л.Кароль, Л.П.Клягина и др. // Метеорология и гидрология. - 1987. - № 10. - С.47-52.
4. Шаламянский А.М., Ромашкина К.И. Распределение изменения общего содержания озона в различных воздушных массах // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1980. - Т.16, № 12. - С.1258-1265.

5. A n g e l l J. Seasonal differences in the trend of total ozone and contribution from tropospheric and stratospheric layers // Mon. Wea. Rev. - 1987. - Vol.115, N 4. - P.753-762.
6. L a b i t z k e K., v a n L o o n H. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere: I. The troposphere and stratosphere on the Northern Hemisphere in winter // Journ. Atm. Terr. Phys. - 1988. - Vol.50, N 3. - P.197-206.
7. T a p p i n g K.F. Recent solar radioastronomy at centimeter wavelength: the temporal variability of the 10.7 cm flux // Journ. Geophys. Res. - 1987. - Vol.92, N D1. - P.829-838.
8. W a t s o n R. (ed). Executive summary of the ozone trends panel.- Press release, March 1988. - 31 p.

Е.В.Розанов, В.А.Фролькис

К УЧЕТУ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ФУНКЦИИ ПРОПУСКАНИЯ  
ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

1. Схема расчета тепловой радиации [3, 4], разработанная авторами, широко используется во многих моделях, описывающих изменения климата. Радиационная схема базируется на спектральном подходе, при котором весь спектр длинноволнового излучения разбивается на 17 широких спектральных интервалов. Селективное газовое поглощение в этих интервалах аппроксимируется функцией пропускания Гуди для статистической модели полосы поглощения [1]:

$$P_{\Delta\nu}(\rho, \rho') = \exp[-\beta_{\Delta\nu} \bar{U}(\rho, \rho') / \sqrt{1 + \alpha_{\Delta\nu} \bar{U}(\rho, \rho') / \bar{P}(\rho, \rho')}] \quad (1)$$

где  $\alpha_{\Delta\nu}$  и  $\beta_{\Delta\nu}$  - параметры статистической модели функции пропускания, вычисляемые по данным о параметрах тонкой структуры полос поглощения [6];  $\bar{U}(\rho, \rho')$  и  $\bar{P}(\rho, \rho')$  - параметры Куртиса - Годсона: поглощающая масса и приведенное давление на оптическом пути между уровнями с давлениями  $\rho$  и  $\rho'$ .

Формулой (1) описывается селективное пропускание водяного пара, углекислого газа и озона, которое не зависит от температуры. Кроме этого, учитывается континуальное пропускание водяного пара, существенно зависящее от температуры [1].

Для оценки точности спектральной радиационной схемы потоки и притоки теплового излучения, полученные с ее помощью, сравнивались с потоками и притоками, рассчитанными прямым методом (*line by line*) [5] для трех моделей атмосферы: тропики (*TR*), лето средних широт (*MS*) и зима субарктических широт (*SW*) [2]. На рис. 1 приведены скорости выхолаживания  $Q$ , рассчитанные для указанных моделей: *MS*, *TR* и *SW* прямым методом и с помощью рассматриваемой схемы.

Анализ приведенных профилей показывает, что хорошее согласование (в пределах 3-5 %) между двумя методами наблюдается в нижней стратосфере до уровня 35 км для всех моделей атмосферы. В то же время наблюдается занижение скоростей выхолаживания до 2К/сут в верхней стратосфере. В тропосфере хорошее согласование наблюдается для модели *SW*, тогда как в моделях *TR* и *MS* спектральный метод дает локальный минимум выхолаживания на высотах около 5 км, прямой же метод дает слабое убывание скорости выхолаживания от поверхности к тропопаузе. В среднем спектральный метод воспроизводит абсолютные значения потоков

тепловой радиации и их вариации при изменении параметров модели со средней точностью лучше 5%. С минимальной точностью, около 15%, воспроизводятся нисходящий поток и его вариации в средней тропосфере.

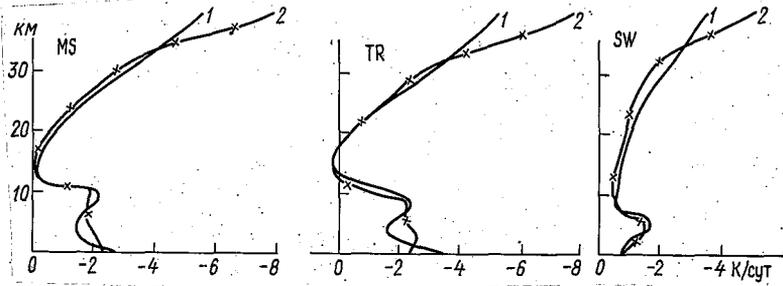


Рис. I. Скорости выхолаживания  $Q$  для трех моделей атмосферы (MS, TR, SW), рассчитанные спектральным (1) и прямым (2) методами

Одна из причин указанных расхождений заключается в том, что при использовании статистической модели предполагается, что спектральные линии имеют лоренцовский контур, а интенсивности и полуширины линий не зависят от температуры; следовательно, не зависят от температуры и коэффициенты статистической модели  $\alpha_{\Delta\nu}$  и  $\beta_{\Delta\nu}$ . (эти коэффициенты вычислялись при температуре  $T_c = 260$  K).

2. Один из простейших способов учета влияния температуры на селективное газовое поглощение, описываемое функцией пропускания Гуды, заключается в том, чтобы вместо двухпараметрического приближения Куртиса - Годсона в (I) использовать трехпараметрическое приближение функции пропускания:

$$P_{\Delta\nu}(\rho, \rho') = \exp\left[-\beta_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{U}(\rho, \rho') / \sqrt{1 + \alpha_{\Delta\nu}(\bar{T}) \bar{U}(\rho, \rho') / \bar{P}(\rho, \rho')}\right], \quad (2)$$

где  $\alpha_{\Delta\nu}(\bar{T})$  и  $\beta_{\Delta\nu}(\bar{T})$  - коэффициенты статистической модели являются функциями параметра  $\bar{T}(\rho, \rho')$ :

$$\bar{T}(\rho, \rho') = \frac{1}{\bar{U}(\rho, \rho')} \cdot \frac{\beta_d}{g} \int_{\rho}^{\rho'} \frac{\rho(\rho'')}{\rho(\rho'')} T(\rho'') d\rho'', \quad (3)$$

а параметры  $\bar{U}(\rho, \rho')$  и  $\bar{P}(\rho, \rho')$  имеют тот же смысл, что и в (I):

$$\bar{U}(\rho, \rho') = \frac{\beta_d}{g} \int_{\rho}^{\rho'} \frac{\rho(\rho'')}{\rho_0(\rho'')} d\rho'',$$

$$\bar{P}(\rho, \rho') = \frac{1}{U(\rho, \rho')} \frac{\beta_d}{g} \int_{\rho}^{\rho'} \frac{\rho(\rho'')}{\rho_0(\rho'')} \rho'' d\rho'' \quad (4)$$

Здесь  $\rho(\rho)$  - плотность поглощающего газа,  $\rho_0(\rho)$  - плотность воздуха,  $g$  - ускорение свободного падения,  $\beta_d = 1,66$  - фактор диффузности. Коэффициенты  $\alpha_{\Delta\nu}$  и  $\beta_{\Delta\nu}$ , вычисленные по данным о тонкой структуре полос поглощения, для различных температур  $T_c$  и спектральных интервалов  $i$ , длины и центры которых указаны в [3, 4], приведены в табл. I - 3.

Значения  $\alpha_{\Delta\nu}(\bar{T})$  и  $\beta_{\Delta\nu}(\bar{T})$  в (2) находятся в результате интерполирования данных табл. I - 3.

3. Для иллюстрации влияния учета температурной зависимости функции пропускания Гуди на потоки и притоки длинноволновой радиации, а также на температуру было проведено несколько серий расчетов. Вычислялись потоки и притоки тепла в безоблачной атмосфере для января и июля по климатическим данным о распределении температуры [8, 9], влажности [9] и озона [7, 8] с использованием функций пропускания (2) и (I). Также по среднелобальной среднегодовой радиационно-конвективной модели (РКМ) [3] вычислялись вертикальный профиль температуры и его изменения при вариациях солнечной постоянной  $S^0$ , углекислого газа и озона, с использованием функций пропускания (2) и (I).

Вклад исследуемой температурной зависимости функции пропускания определяется путем оценки разности результатов расчетов, полученных соответственно с использованием формул (2) и (I). В дальнейшем все физические величины, полученные с помощью (2), отмечаются звездочкой, а величины, полученные с помощью (I) - штрихом.

На рис. 2 приведены изменения противозлучения атмосферы у поверхности  $\Delta F_0^+$  и изменения уходящего с верхней границы теплового потока  $\Delta F_H^+$  для января и июля в безоблачной атмосфере при введении температурной зависимости функции пропускания ( $\Delta E = F^{*+} - F'^+$ ). Расчеты произведены для атмосферы, из радиационно-активных газов содержащей водяной пар, углекислый газ и озон (рис. 2 а), а также для атмосферы, содержащей только водяной пар (рис. 2 б), только углекислый газ (рис. 2 в), только озон (рис. 2 г). Введение температурной зависимости приводит к увеличению противозлучения  $F_0^+$  на 6-8 Вт/м<sup>2</sup> на широтах 40° ю.ш. - 40° с.ш. и к уменьшению  $F_0^+$  на 4 - 6 Вт/м<sup>2</sup> в полярных областях, причем основной вклад вносят температурные зависимости функций пропускания водяного пара и углекислого газа. Уходящее излучение  $F_H^+$  увеличивается на 4 - 6 Вт/м<sup>2</sup>, что также обусловлено температурной зависи-

мостью функций пропускания водяного пара и углекислого газа, однако в тропических областях превалирует вклад, обусловленный температурной зависимостью пропускания углекислого газа. Влияние на потоки температурной зависимости пропускания озона невелико.

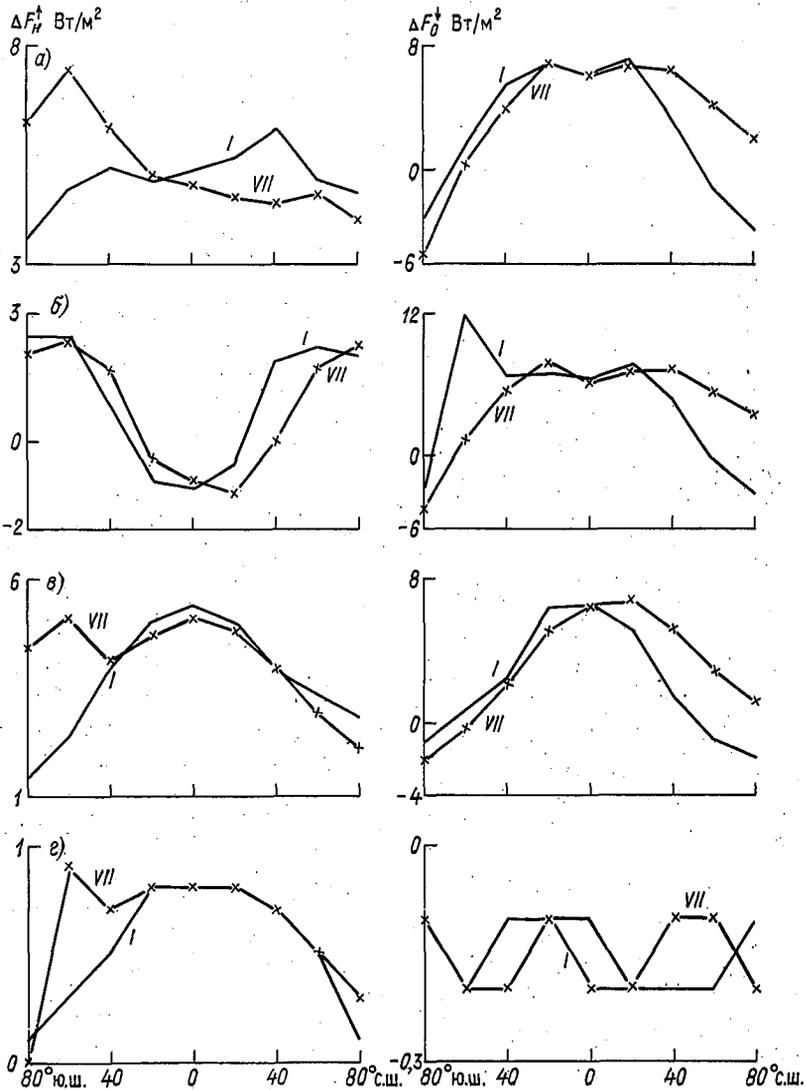


Рис. 2. Влияние на  $F_N^{\dagger}$  и  $F_O^{\dagger}$  учета температурной зависимости функции пропускания для разных вариантов газового состава атмосферы для января и июля:

а)  $H_2O + CO_2 + O_3$ , б)  $H_2O$ , в)  $CO_2$ , г)  $O_3$

Таблица I

Параметры статистической модели для водяного пара

i	T, K										$\beta_{\Delta V}$ (см <sup>2</sup> /г)									
	200	226	250	275	300	280	225	250	275	300										
I	42	716,0	36	706,6	32	009,6	28	234,7	25	137,1	4	609,5	4	258,9	4	204,1	4	143,8	4	680,3
2	60	515,5	75	553,8	70	854,5	66	488,8	62	390,0	5	143,9	5	660,3	6	113,1	6	510,6	6	881,8
3	7	372,2	9	561,5	11	728,5	13	776,2	15	653,1	291,1	4,5	432,0	599,0	10,4	10,4	14,6	787,7	993,9	19,9
4	119,6	45,5	74,4	154,4	189,6	112,1	158,0	224,2	260,0	210,4	2,0	3,8	7,1	6,4	6,4	10,0	10,0	14,6	14,6	14,6
5	12,6	4,4	20,0	7,3	60,4	44,1	44,1	11,8	61,2	61,2	0,5	0,9	0,9	1,5	1,5	1,5	2,5	2,5	3,7	3,7
6	0,9	0,9	1,4	1,4	2,2	11,8	18,3	18,3	27,4	27,4	0,16	0,3	0,3	0,6	0,6	0,6	1,0	1,0	1,6	1,6
7	0,04	0,04	0,08	0,08	0,14	0,23	0,23	0,32	0,37	0,37	0,02	0,05	0,05	0,09	0,09	0,09	0,15	0,15	0,25	0,25
8	0,8	0,8	1,4	1,4	2,2	3,1	3,1	4,7	4,7	4,7	0,04	0,07	0,07	0,13	0,13	0,13	0,20	0,20	0,30	0,30
9	1,8	1,8	2,9	2,9	4,3	5,9	5,9	7,7	7,7	7,7	0,14	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,7	0,7	1,0	1,0
10	8,4	8,4	12,1	12,1	16,8	23,0	23,0	30,9	30,9	30,9	1,0	1,6	1,6	2,6	2,6	2,6	4,0	4,0	6,0	6,0
11	43,7	43,7	76,4	76,4	117,0	166,8	166,8	222,2	222,2	222,2	6,8	12,0	12,0	19,3	19,3	19,3	28,8	28,8	40,5	40,5
12	321,5	321,5	577,8	577,8	781,5	935,7	935,7	123,4	123,4	123,4	167,2	212,4	212,4	257,6	257,6	257,6	301,6	301,6	301,6	301,6
13	688,8	688,8	848,8	848,8	7463,5	6385,8	6385,8	5526,7	5526,7	5526,7	1681,3	1637,2	1637,2	1561,2	1561,2	1561,2	1528,0	1528,0	1528,0	1528,0
14	523,8	523,8	527,8	527,8	4751,1	4130,0	4130,0	3623,7	3623,7	3623,7	224,3	231,0	231,0	241,0	241,0	241,0	244,8	244,8	244,8	244,8

Параметры статистической модели для углекислого газа

l	Tc K									
	200	225	250	275	300	200	225	250	275	300
			$\alpha \Delta v$ (см <sup>2</sup> -атм/г)					$\beta \Delta v$ (см <sup>2</sup> /г)		
4	0,02	0,06	0,13	0,24	0,39	0,007	0,02	0,05	0,12	0,23
5	55,4	67,0	76,4	84,2	90,0	19,7	29,4	41,5	55,3	71,1
6	4 361,8	3 522,5	2 865,3	2 349,8	1 945,2	1 932,6	1 946,1	1 965,9	1 992,5	2 026,3
7	34,8	46,5	56,9	65,4	71,9	9,2	15,4	23,5	33,3	44,9
8	0,03	0,08	0,16	0,29	0,47	0,006	0,02	0,04	0,10	0,18
9	0,04	0,10	0,19	0,31	0,48	0,004	0,011	0,026	0,054	0,10
10	0,04	0,09	0,17	0,29	0,43	0,003	0,009	0,02	0,04	0,07
16	0,87	0,70	0,58	0,50	0,43	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13
17	95,0	92,6	87,4	80,9	73,7	16,0	20,8	26,0	31,6	37,4

Таблица 3

Параметры статистической модели для озона

i	T, K										
	200	225	250	275	300	300	200	225	250	275	300
	$\alpha \Delta v$ (см <sup>2</sup> ·атм/г)					$\beta \Delta v$ (см <sup>2</sup> /г)					
1	10,8	10,2	9,8	9,4	9,2		29,4	32,4	35,4	38,3	41,1
5	2,9	3,3	3,6	3,8	4,0		2,6	3,2	3,9	4,5	5,0
6	16,2	14,3	12,8	11,6	10,7		63,8	62,1	61,3	60,4	59,4
7	18,5	17,0	15,0	13,5	12,2		72,5	70,3	68,3	66,3	64,3
8	3,4	3,1	3,0	3,0	3,2		2,1	2,6	3,1	3,8	4,7
9	406,7	329,8	270,9	227,2	194,0		2 002,7	1 973,3	1 947,7	1 926,6	1 910,1
10	17,1	18,9	20,3	21,5	22,4		31,8	37,7	43,4	48,8	53,8
11	2,8	3,1	3,3	3,4	3,5		0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
16	57,1	49,8	44,3	40,0	36,6		32,9	32,8	32,6	32,4	32,1

Изменение вертикального профиля длинноволнового притока тепла  $\Delta Q(\rho)$  на разных широтах (0, 30, 60 и 80° с.ш.) для января и июля, обусловленное учетом температурной зависимости функций пропускания водяного пара, углекислого газа и озона, показано на рис.3 ( $\Delta Q(\rho) = -Q^*(\rho) - Q'(\rho)$ ). Температурная зависимость приводит к увеличению (до 0,3 К/сут в тропических широтах) выхолаживания в тропосфере и к уменьшению (до 0,5 К/сут) выхолаживания в нижней стратосфере. Сезонный ход  $\Delta Q(\rho)$  наиболее сильно проявляется в стратосфере (выше 10 гПа) умеренных и полярных широт.

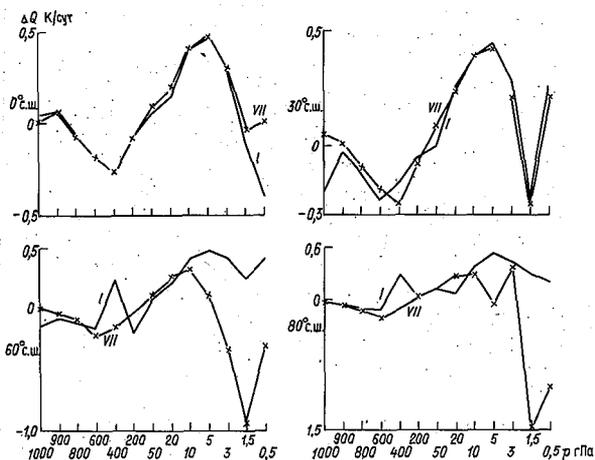


Рис.3. Влияние на скорости выхолаживания  $Q$  учета температурной зависимости функций пропускания, рассчитанное на разных широтах для января и июля

Вклад в изменение длинноволнового притока тепла  $\Delta Q(\rho)$ , обусловленный учетом температурной зависимости функций пропускания водяного пара, углекислого газа и озона для среднеглобальных среднегодовых климатических условий, используемых в РКМ, показан на рис.4. Расчеты произведены для атмосферы, содержащей углекислый газ, водяной пар и озон (рис.4 а), а также для атмосферы, содержащей только водяной пар (рис.4 б), только углекислый газ (рис.4 в), только озон (рис.4 г). Основной вклад в  $\Delta Q(\rho)$  в тропосфере вносит температурная зависимость функции пропускания водяного пара, а в стратосфере – углекислого газа. Вклад температурной зависимости функции пропускания озона незначителен.

На рис. 5 показано, как введение температурной зависимости в функцию пропускания влияет на вертикальный профиль температуры  $T(\rho)$ , рассчитываемый по среднегодовой среднеглобальной РКМ. Численные эксперименты проводились для двух вариантов модели: один вариант

соответствует РММ с сохранением заранее заданной абсолютной влажности, другой вариант – РММ с сохранением заранее заданной относительной влажности. Для каждого варианта на рис.5 а приведены откло-

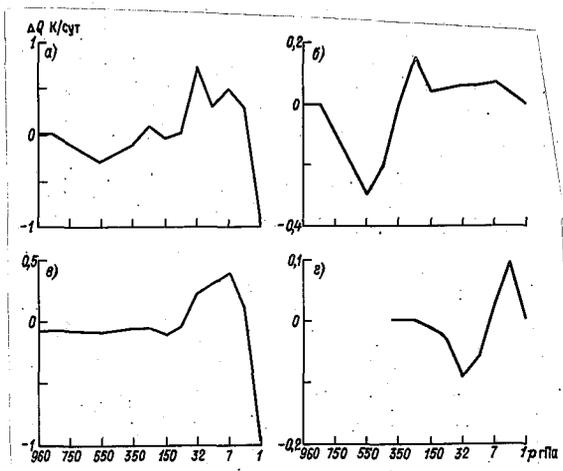


Рис.4. Влияние на скорости выхолаживания  $Q$  учета температурной зависимости функции пропускания для разных вариантов газового состава атмосферы:

а)  $H_2O + CO_2 + O_3$ , б)  $H_2O$ , в)  $CO_2$ , г)  $O_3$

нения  $\Delta T(p)$  между температурами  $T^*(p)$  и  $T'(p)$ , ( $\Delta T(p) = T^*(p) - T'(p)$ ). Также произведены расчеты изменения температуры для обоих вариантов РММ при увеличении на 2 % солнечной постоянной  $S^0$  (рис.5 б) при удвоении  $CO_2$  (рис.5 в), при уменьшении  $CO_2$  в 2 раза (рис.5 г), при удвоении  $O_3$  (рис.5 д) и при уменьшении  $O_3$  в 2 раза (рис.5 е). На рис.5 б – е даны отклонения  $\Delta T(p) = \Delta T^*(p) - \Delta T'(p)$ , где  $\Delta T^*(p)$  и  $\Delta T'(p)$  соответствуют изменениям температуры при вариациях  $S^0$ ,  $CO_2$  и  $O_3$ .

Учёт температурной зависимости функции пропускания при расчете стандартной модельной температуры при прочих равных условиях приводит к уменьшению температуры поверхности  $T_s$  на 2,6 К при сохранении абсолютной влажности, к уменьшению  $T_s$  на 3,9 К при сохранении относительной влажности и к увеличению температуры стратосферы, которое достигает максимума 5 – 6 К на высотах от 16 до 3 гПа.

При вариациях  $S^0$ ,  $CO_2$  и  $O_3$  температурная зависимость функции пропускания наиболее сильно проявляется в стратосфере, причем изменения температуры  $\Delta T(p)$  в экспериментах с  $CO_2$  и  $O_3$  имеют разные знаки.

Температурная зависимость функции пропускания при  $2CO_2$  уменьшает изменение  $T_g$  на 0,2 - 0,5 К, а при  $2O_3$  увеличивает  $T_g$  на 0,3 К.

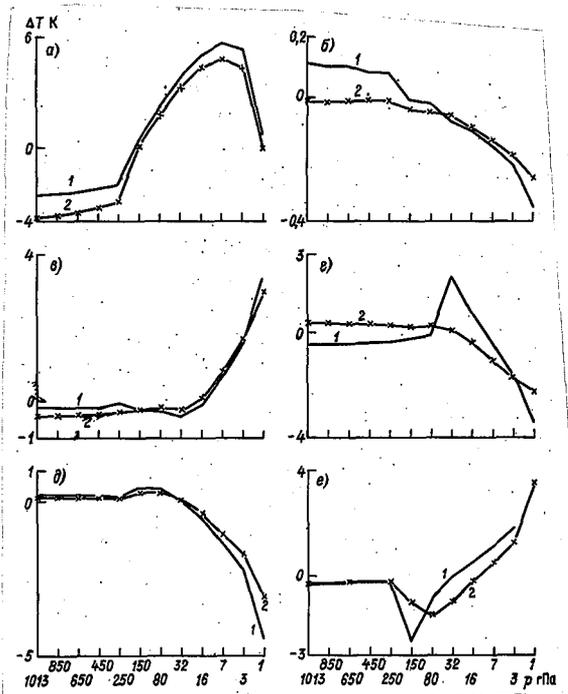


Рис.5. Влияние на температуру и на ее изменение температурной зависимости функции пропускания, рассчитанное на РКМ с сохранением абсолютной влажности (1) и с сохранением относительной влажности (2):  
 а) стандартная температура, б) 2%  $SO_2$ , в)  $2CO_2$ ,  
 г)  $0,5CO_2$ , д)  $2O_3$ , е)  $0,5O_3$

4. Учет температурной зависимости функций пропускания существенно улучшает согласование между длинноволновыми потоками и притоками радиации, рассчитанными прямым методом и с помощью рассматриваемой спектральной модели.

Уходящее излучение  $F_H^{\uparrow}$ , полученное прямым методом, оказывается на  $10 \text{ Вт/м}^2$  в тропиках, на  $6 \text{ Вт/м}^2$  в зимней субарктике, на  $4 \text{ Вт/м}^2$  летом в средних широтах больше, чем соответствующие значения  $F_H^{\uparrow}$ , вычисленные с использованием (1). Введение температурной поправки по (2) увеличивает  $F_H^{\uparrow}$  в среднем на  $4 - 6 \text{ Вт/м}^2$  (см. рис. 2 а). Аналогично противоизлучение атмосферы  $F_0^{\uparrow}$ , рассчитанное прямым методом, оказывается на  $4 \text{ Вт/м}^2$  в тропиках и летом в средних широтах больше и на  $8 \text{ Вт/м}^2$  в зимней субарктике меньше, чем соответ-

вующие значения  $F_0^{\dagger}$  по спектральной модели с (1). Введение температурной поправки по (2) приводит к увеличению  $F_0^{\dagger}$  на 4-6 Вт/м<sup>2</sup> в тропиках и летом в средних широтах, а зимой в полярных областях  $F_0^{\dagger}$  уменьшается на 4 - 6 Вт/м<sup>2</sup> (см.рис.2 а). Следовательно, учет температурной зависимости функций пропускания в спектральном методе практически устраняет расхождения  $F_H^{\dagger}$  и  $F_0^{\dagger}$  с соответствующими значениями в прямом методе.

Учет температурной зависимости в спектральной модели приводит к увеличению выхолаживания  $Q(\rho)$  на 0,2 - 0,3 К/сут в тропосфере тропических и летних умеренных широт, а также увеличивает выхолаживание на 0,5 - 1,5 К/сут в верхней стратосфере на всех широтах. Из сравнения рис.1 и 3 вытекает, что использование (2) уменьшает расхождение между  $Q(\rho)$ , полученными в спектральном и прямом методах.

Расчеты показали (см. рис. 2 и 4), что можно не учитывать температурную зависимость функции пропускания озона. Учет же температурной зависимости пропускания водяного пара и углекислого газа важен.

Учет температурной зависимости функции пропускания может менять чувствительность климатических моделей к возмущению внешних параметров. Например, в случае с РКМ уменьшается чувствительность к удвоению углекислого газа, а при удвоении озона чувствительность увеличивается.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ку - Н а н - Л и о у. Основы радиационных процессов в атмосфере. - Л.: Гидрометеоздат, 1984. - 376 с.
2. Радиационные алгоритмы в моделях общей циркуляции атмосферы. - Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1983. - Вып. I. - 77 с.
3. Радиационно-фотохимические модели атмосферы / Под ред. И. Л. Кароля. - Л.: Гидрометеоздат, 1985. - 191 с.
4. Розанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фролькис В.А. Влияние некоторых малых газовых составляющих на радиационный режим атмосферы в инфракрасном диапазоне // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1981. - Т. 17, - № 4. - С.384-391.
5. Троценко А.Н., Фомин Е.А. Расчет характеристик переноса теплового излучения в атмосфере на основе метода прямого интегрирования // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1989. - Т. 24. - № 1. - С.106-109.
6. AFCL atmosphere absorption line parameters compilation/ R. McClathrey, W. Benedict, S. Clough e.a. // AFCL, Enviro. Res. Paper. - 1975. - N 434. - 78 p.

7. M c P e t e r s R.D., H e a t h D.F., B h a r t i a P.K.  
Average ozone profiles from the Nimbus 7 SBUV instrument //  
Journ. Geophys. Res. - 1984. - Vol.89, N D4. - P.5199-5214.
8. M i d d l e atmosphere program. Handbook for MAP / ed. Labitzke,  
Barnett, Edwards. - 1985. - Vol.16.
9. O o r t A.N. Global atmospheric circulation statistics, 1958-  
1973 // NOAA, Professional paper N 14, 1983. - 180 p.

Л.П.Клягина, И.А.Коптева

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ВЗАИМОСВЯЗИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ  
АТМОСФЕРЫ С ИЗМЕНЕНИЯМИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА  
В ВОЗДУШНЫХ МАССАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В проблеме озона особое значение приобретает изучение переноса озона, его связи с общей циркуляцией атмосферы (ОЦА). Этим вопросам посвящено большое количество работ [1 - 3, 5, 7, 9 - II и др.]. Однако в них большей частью исследуются изменения количества озона над отдельными станциями. В работах ГГО последних лет [9, II] показано, что наибольшую пространственную однородность, устойчивость и закономерность изменений имеет общее содержание озона (ОСО) в воздушных массах арктического (АВ), умеренного (УВ) и тропического (ТВ) воздуха. Изменения ОСО в этих воздушных массах могут служить индикаторами изменений глобального поля озона. В указанных воздушных массах "шумы" пространственной естественной изменчивости незначительны, что облегчает возможность выявления долговременных трендов [9].

В настоящей работе эмпирически оцениваются связи содержания озона в различных воздушных массах (ВМ) с индексами глобального зонального переноса - меридиональными градиентами геопотенциала (МГГ), предложенными в Ленинградском университете И.М.Безутлым и И.А.Коптевой [4].

Оценка связей производилась с помощью корреляционного анализа между средними месячными значениями ОСО в трех ВМ северного полушария и значениями МГГ вдоль  $100^{\circ}$  в.д., характеризующего зональный перенос над центром Евразии, для различных изобарических поверхностей за период 1975-1985 гг. Конечно, 11-летний период не дает достаточно точных количественных оценок, но позволяет проследить качественно направление изменений ОСО в зависимости от аномалий глобального переноса. К тому же лишь с 1975 г. наблюдения за ОСО стали осуществляться по усовершенствованной единой методике, и их ряд можно считать достаточно однородным.

Поскольку меридиональные градиенты геопотенциала, характеризующие западный перенос, имеют отрицательный знак, а восточный перенос - положительный знак, то положительные коэффициенты корреляции позволяют говорить об уменьшении ОСО при усилении западного переноса (ослаблении восточного), а отрицательные коэффициенты - об уменьшении ОСО при ослаблении западного (усилении восточного) переноса.

На рис. 1-3 представлены корреляционные матрицы, где по оси ординат отложены месяцы-предикторы (месяцы, в которые фиксировались ано-





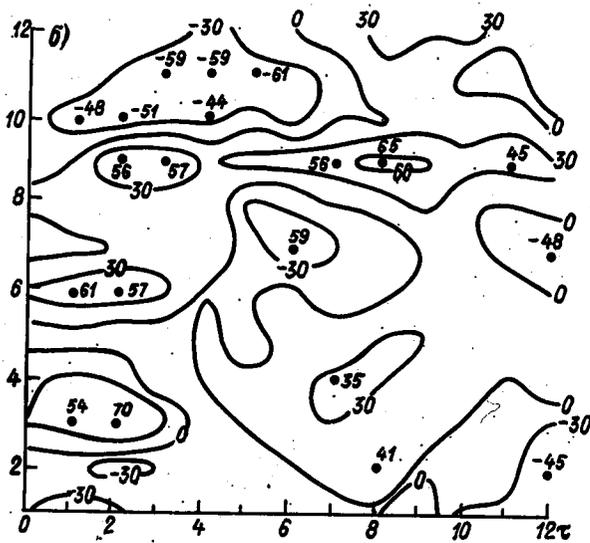
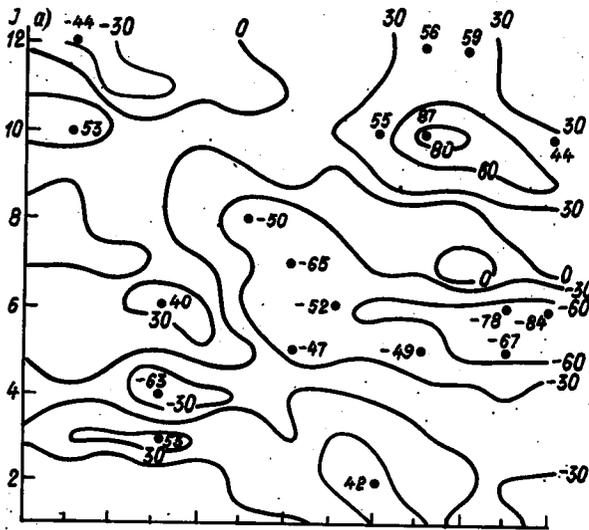


Рис.3. Коэффициенты корреляции (%) между МТТ и СОО тропического воздуха.  
Усл.обозначения см. рис.1

малии МГТ дам/100 км), а по оси абсцисс — сдвиги (в месяцах), в течение которых происходили изменения ОСО (Д.Е.). Представлены две изобарические поверхности (850 и 50 гПа), характеризующие уровни тропосферы и нижней стратосферы.

Обращает на себя внимание (см.рис. 1), что синхронная корреляция между ОСО АВ и МГТ обоих уровней положительна. Следовательно, уменьшение ОСО в АВ происходит одновременно с усилением западного переноса, создающего "барьер" на пути притока озона из находящихся южнее воздушных масс. МГТ и ОСО УВ и особенно ОСО ТВ имеют как положительные, так и отрицательные коэффициенты корреляции (см.рис.2 и 3), причем области отрицательной корреляции с ОСО ТВ многочисленны и обширны. Это позволяет сделать предположение, что усиление западного переноса связано с одновременным повышением ОСО в массе тропического воздуха.

Касаясь асинхронных связей, нужно отметить большую инерционность изменений озона, выражающуюся в том, что односторонние содержания изменения озона после воздействия на него аномалий зонального переноса происходят в течение нескольких месяцев. Обращает на себя внимание также большая теснота связей со стратосферным зональным переносом. Очевидно, это объясняется тем, что основная масса озона содержится в стратосфере, поэтому стратосферная циркуляция оказывает непосредственное влияние на наиболее весомый слой озона. Примечательно подобие изокорреляционных полей, характеризующих влияние МГТ на изменение ОСО в массах арктического и умеренного воздуха (см.рис.1 и 2), и отличие от них изменений ОСО в массе тропического воздуха, что позволяет предположить разное происхождение озона в указанных массах.

Изменения ОСО в АВ в основном положительно коррелированы с предшествующими аномалиями зонального переноса в тропосфере и стратосфере, что согласуется с выводами в [10] об уменьшении ОСО при усилении западного (ослаблении восточного) переноса. При этом тропосферный и стратосферный переносы влияют таким образом в течение последующих 3 и 6 мес соответственно во все месяцы года.

Наиболее значимо влияют тропосферный и стратосферный зональные переносы января (с заблаговременностью 7-8 мес) и сентября (с заблаговременностью 4-11 мес), а также стратосферный перенос декабря (заблаговременность 5-9 мес) и июня (заблаговременность 2-5 мес). Майско-июньский стратосферный восточный перенос с заблаговременностью больше полугода обратным образом (отрицательная корреляция) связан с зимне-весенним ОСО, что, вероятно, вызвано преобладанием в это время западного переноса, перекрывающего влияние летнего восточного переноса.

Это предположение в некоторой степени подтверждается более ранним влиянием тропосферного переноса. Аномалии тропосферного переноса в апреле-мае с заблаговременностью 6 мес отрицательно связаны с последующими изменениями ОСО. Можно предположить, что усиление тропосферного западного переноса в апреле-мае вызывает ослабление стратосферного восточного переноса в мае-июне, а все вместе приводит к увеличению ОСО последующей зимой и весной. Влияние стратосферной аномалии значительнее и продолжительнее, потому что она сама обычно крупнее тропосферной аномалии [4].

Менее значимая отрицательная корреляция отмечается между ноябрьским тропосферным переносом и последующими через 4-6 мес изменениями ОСО в массе арктического воздуха. Области положительной корреляции ОСО АВ и УВ с январским и декабрьским переносом на обоих уровнях для ОСО ТВ заменяются на области отрицательной корреляции октябрьско-ноябрьского тропосферного и декабрьского стратосферного переносов с заблаговременностью 1-5 и 1-2 мес соответственно.

Таким образом, при усилении в октябре тропосферного западного переноса наиболее вероятно увеличение ОСО в ТВ и уменьшение в АВ и УВ в указанные периоды. То же происходит и при усилении в декабре стратосферного западного переноса.

Область отрицательной корреляции ОСО ТВ с майско-июньским стратосферным переносом сохраняется и немного расширяется, а предшествующих его аномалий тропосферного апрельско-майского переноса не отмечается. По-видимому, это объясняется повышением уровня области максимума озона по направлению от полюса к тропикам, уровень же рассматриваемой тропосферной циркуляции 850 гПа остается достаточно низким для ОСО ТВ. Зато сохраняется положительная связь сентябрьского тропосферного и сентябрьско-октябрьского стратосферного зональных переносов. При этом влияние тропосферного переноса опережает влияние стратосферного (значимые коэффициенты корреляции наблюдаются на меньших сдвигах).

Влияние майско-июньской стратосферной циркуляции сказывается на изменении ОСО во всех воздушных массах, причем усиление восточного переноса в указанные месяцы может привести к формированию минимума озона весной (в марте-апреле в АВ, апреле-мае в УВ и мае-июне в ТВ).

Таким образом, анализ статистического материала показал, что меридиональные градиенты геопотенциала можно использовать в качестве предикторов изменения общего содержания озона.

Полученные эмпирические зависимости ОСО от МГТ характерны для определенного района ( $\lambda = 100^\circ$  в.д.), поэтому в дальнейшем предполагается провести подобный анализ для других меридианов и сделать попытку прогнозирования ОСО для отдельных географических районов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- I. Атмосферный озон и изменения глобального климата/  
Э.Л.Александров, И.Л.Кароль, Л.Р.Ракипова и др. // - Л.: Гидро-  
метеиздат, 1982. - 167 с.
2. Б а с м а н о в Е.И. Озон и внезапные стратосферные потепления//  
Вестн. Харьковского ун-та. - 1981. - № 212. - С.78-80.
3. Б а с м а н о в Е.И. Озон и макроциркуляционные процессы в атмо-  
сфере // Метеорология и гидрология. - 1983. - № 9. - С.58-63.
4. Б е з у г л ы й И.М., К о п т е в а И.А., М а з у р Л.В. Пространственные и временные изменения общей циркуляции атмосферы северного полушария // Вестн. ЛГУ. - 1988. - № 4. - С.32-38.
5. Г у щ и н Г.П. Озон и аэросиноптические условия. - Л.: Гидро-  
метеиздат, 1974. - 341 с.
6. К а р о л ь И.Л. Уменьшение содержания озона в стратосфере Ан-  
тарктики в весенние периоды 80-х годов // Изв. АН СССР. Физика  
атмосферы и океана. - 1987. - Т.23. - № II. - С.1431-1433.
7. П е д ь Д.П., У р а л о в а Л.А. Особенности распределения об-  
щего содержания озона и его роль в смене циркуляции в стратосфере  
северного полушария// Труды Гидрометцентра СССР. - 1978. -  
Вып.198. - С.18-32.
8. П о г о с я н Х.П. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометео-  
издат, 1972. - 394 с.
9. П о л я озона и температуры в границах воздушных масс/И.Л.Кароль,  
Л.П.Клягина, А.Д.Фролов, А.М.Шаламянский // Метеорология и гидро-  
логия. - 1987. - № 10. - С.47-51.
- Ю. Х р г и а н А.Х. Аномалии озона в северном полушарии// Изв.  
АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1987. - Т.23. - № I. -  
С.1131-1133.
- II. Ш а л а м я н с к и й А.М., Р о м а ш к и н а К.И. Распреде-  
ление и изменение общего содержания озона в различных воздушных  
массах // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1980. -  
Т.16.-№ 12. - С.1258-1265.

Л.К.Ефимова, Н.Н.Зачек

ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ ИЗМЕНЕНИЙ  
ИНСОЛЯЦИИ И ГРАНИЦЫ ПОЛЯРНОЙ ЗОНЫ  
НА БАЗЕ ЭНЕРГЕОБАЛАНСОВОЙ МОДЕЛИ

Определенные успехи в оценке чувствительности климата к вариациям различных факторов связаны, как известно, с использованием простых теплоробансовых моделей. Наиболее полные оценки такого рода получают, разумеется, в рамках моделей общей циркуляции атмосферы. Однако работа с простыми моделями не потеряла своего значения прежде всего для выяснения зависимости того или иного частного механизма от других параметров задачи и для получения предварительных оценок влияния тех или иных факторов на термический режим атмосферы. Заметим также, что преимуществом результатов, получаемых с помощью таких моделей, является достаточно однозначная интерпретация [6, 7 и др.].

В этой связи для оценок влияния ряда факторов, таких как изменение инсоляции и возможные изменения (при смене климатического режима) границы льда, мы использовали теплоробансовую модель, разработанную в ИЗМ С.А.Воловиковым [1 - 3]. Модель позволяет рассчитать сезонно-широтный ход приземной температуры и его изменение в обоих полушариях. Предлагаемое в модели разбиение поверхности Земли на широтные зоны основано на рассмотрении особенностей сезонных изменений потоков энергии в земной климатической системе (ЗКС) и включает семь зон:

- 1) Арктика, от 70 до 90° с.ш.;
- 2) умеренная зона, от 40 до 70° с.ш.;
- 3) зона субтропическая, от 20 до 40° с.ш.;
- 4) северные тропики, от 0 до 20° с.ш.;
- 5) южные тропики, от 0 до 20° ю.ш.;
- 6) зона южная средняя, от 20 до 60° ю.ш.;
- 7) Антарктида, от 60 до 90° ю.ш.

Уравнения энергетического баланса для зон 1 и 7 имеют следующий вид:

$$\frac{dQ_i}{dt} = C_3 \frac{dT_i}{dt} = S_i (1 - \alpha_i) - F_i + I_i^A \quad (1)$$

где  $i = 1 \dots 7$  - номер зоны;  $Q_i$  и  $C_3 = 1,46 \cdot 10^{24} \frac{Дж}{(м^2 \cdot с)}$  - теплоемкость и эффективная теплоемкость системы земная поверхность - атмосфера;  $t$  - время;  $T_i$  - температуры в  $i$ -й зоне;  $S_i$  - инсоляция на верхней границе атмосферы;  $\alpha_i$  - альbedo системы;  $F_i$  - уходящее в космос

тепловое излучение;  $I_i^A$  - меридиональный приток тепла по атмосфере к  $i$ -й зоне.

Для суши умеренной и субтропической зон имеем уравнение следующего вида:

$$\frac{dq_{ci}}{dt} = c_s \frac{dT_{ci}}{dt} = S_i(1 - \alpha_{ci}) - F_{ci} + I_{ci}^A + I_{ci}^3, \quad (2)$$

где  $i = 2, 3$ ;  $I_{ci}^3$  - приток тепла из океанической в континентальную часть  $i$ -й зоны.

Теплонакопление в океанических областях рассчитывалось с помощью энергобалансовых уравнений, связывающих параметры деятельного слоя океана.

Для океанических зон получена следующая система уравнений [2,4,5]:

$$(\rho_o c_o) h_i \frac{dT_{hi}}{dt} = R_{oi} - R_{hi}, \quad (3)$$

$$(\rho_o c_o) H \frac{dT_{mi}}{dt} = R_{oi}, \quad (4)$$

$$R_{oc} = S_i(1 - \alpha_{oi}) - F_i - I_i,$$

$$\begin{cases} I_i = I_{oi}^A + I_{oc}^3 & \text{для } i = 2, 3, \\ I_i = -I_i^A + I_{oi}^c & \text{для } i = 4-6, \end{cases}$$

$$R_{hi} = M_i + N_i R_{oi},$$

где  $\rho_o = 1,03 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> и  $c_o = 3,99 \cdot 10^3$  Дж/(кг·К) - плотность и удельная теплоемкость морской воды;  $R_{oi}$  - приток тепла на верхнюю границу океана;  $R_{hi}$  - поток тепла на нижнюю границу верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) океана;  $H$  - толщина деятельного слоя океана;  $T_{mi}$  - средняя по всему деятельному слою температура.

При расчете  $M_i, N_i$  использовались коэффициент генерации механической энергии за счет сдвига скорости дрейфового течения, динамическая скорость, ветровой коэффициент, глубина ВКС;  $I_{oi}^3$  - горизонтальные притоки тепла к океанической части  $i$ -й зоны по океану.

Параметризация теплового излучения использовалась в виде

$$F = A + Bt,$$

где  $A$  и  $B$  - эмпирические коэффициенты.

Для представления инсоляции в широтных зонах были использованы две различные аппроксимации для зон 2 и 7 и арктической зоны.

Альбедо системы Земля - атмосфера в модели задается в виде разложения Фурье.

Дискретный аналог меридионального переноса полной энергии в единицу времени ( $J$ ) через боковую грань области  $\Gamma$  в область  $\Gamma_1$  можно задавать в виде

$$J = K \frac{\Delta T_{\Gamma\Gamma_1}}{\Delta y} \ell,$$

где  $K$  - эмпирический коэффициент обмена теплом между  $\Gamma$  и  $\Gamma_1$ ;  $\Delta y$  - расстояние между центрами  $\Gamma$  и  $\Gamma_1$ ;  $\ell$  - длина общей границы  $\Gamma$  и  $\Gamma_1$ .

С помощью этой модели был проведен ряд экспериментов. Из полученных результатов, представленных в виде графиков на рис. 1, видно, что увеличение инсоляции приводит к увеличению температуры, причем в летние месяцы это увеличение больше, чем зимой.

1. В августе при увеличении инсоляции на 25 и 5 % температура повышается в зоне Арктики на 1,55 и 3,10 °C соответственно, в континентальной части субтропической зоны - на 2,98 и 5,95 °C соответственно, в Антарктиде в декабре - на 0,8 и 1,58 °C соответственно, зимой температура повышается на сотые доли градуса.

2. Увеличение инсоляции на 2,5 и 5 % в океанической области умеренной зоны вызывает максимальное повышение температуры в июле - на 0,05 и 0,1 °C, в северных тропиках в октябре - на 0,57 и 1,17 °C, в южной средней зоне в июле - на 0,17 и 0,33 °C, в декабре - на 0,14 и 0,27 °C.

3. При уменьшении инсоляции на 5 % изменение температуры, рассчитанное по модели, имеет почти зеркальное отображение изменения при увеличении инсоляции на 5 %, т.е. в августе при уменьшении инсоляции на 5 % температура понижается в зоне Арктики на 3,12 °C, в континентальной части субтропической зоны - на 5,96 °C, в Антарктиде в декабре - на 1,64 °C; зимой в этих областях температура изменяется незначительно, в океанической области умеренной зоны максимальное уменьшение температуры происходит в июле - на 0,12 °C, в северных тропиках в октябре - на 1,09 °C, в южной средней зоне в июле - на 0,40 °C, в декабре - на 0,37 °C.

Из вышесказанного и из графиков видно, что модель правильно отражает события: температура над континентальными областями и полярными зонами сильнее меняется, чем над океаном при изменении инсоляции.

4. Из рис. 2 видно, что если границу полярной зоны сдвинуть до 75° с.ш., то температура в зоне Арктики увеличится на 4,10 °C в феврале и на 2,01 °C в июле, в континентальной части умеренной зоны температура уменьшится на 0,51-1,21 °C зимой и увеличится на 0,42-0,62 °C летом, в океанической области умеренной зоны температура уве-

личится на 0,03–0,04 °С, т.е. над океаном вследствие инертности температура меньше меняется при сдвиге границы полярной зоны, чем над сушей. На распределение температуры в остальных зонах смещение границы не влияет.

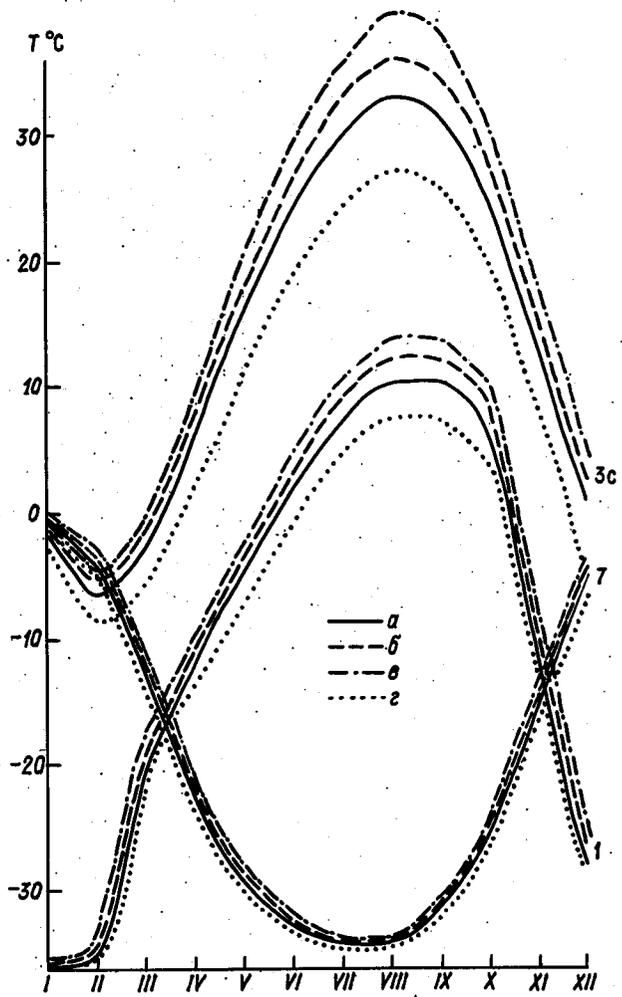


Рис. 1. Распределение температуры при нормальных условиях (а), при увеличении инсоляции на 2,5 % (б), на 5 % (в), при уменьшении инсоляции на 5 % (г).  
 1 - полярная зона, 2с - континентальная часть умеренной зоны, 7 - Антарктида

Таким образом, проведенные численные эксперименты позволили получить количественные оценки, свидетельствующие о существовании влияния изменения рассмотренных факторов на термический режим атмосферы. Интересна выявленная специфика проявления реакции термического режима атмосферы на вариации рассмотренных факторов в различных широтных зонах.

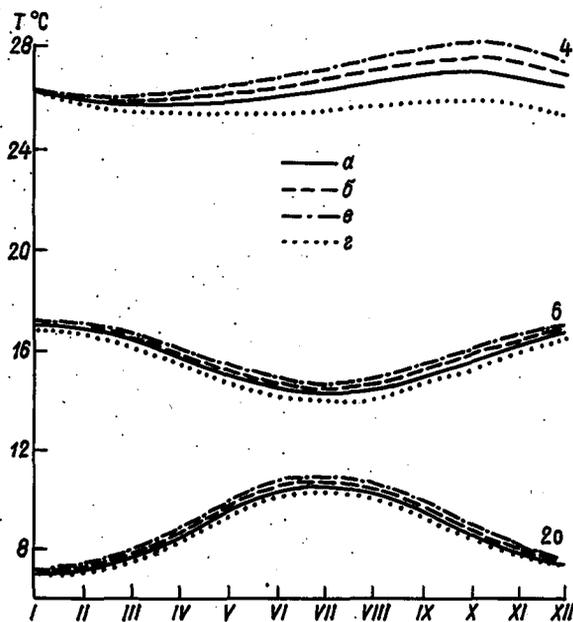


Рис.2. Распределение температуры при нормальных условиях (а), при увеличении инсоляции на 2,5 % (б), 5 % (в), при уменьшении инсоляции на 5 % (г). 4 - северные тропики, 6 - южная средняя зона, 20 - океаническая часть умеренной зоны

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние вулканических извержений на приземную температуру / С.А.Воловиков, М.П.Коломеев, С.С.Хмелевцов, Ю.К.Гармалюк // Труды ИЭМ. - 1987. - Вып.43(128). - С.33-45.
2. Воловиков С.А., Коломеев М.П. Сезонная энергобалансовая модель климата // Труды ИЭМ. - 1985. - Вып.35(113). - С.3-15.
3. Воловиков С.А., Коломеев М.П., Хмелевцов С.С. Исследование переходного процесса в земной климатической системе при изменении солнечной постоянной // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1985. - Т.21, № II. - С.1206-1209.

4. Каган Б.А., Рябченко В.А., Сафрай А.С. Моделирование сезонной эволюции термического режима системы "океан - атмосфера" // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1984. - Т.20, № 1. - С.48-57.
5. Каган Б.А., Рябченко В.А., Чаликов Д.В. Параметризация деятельного слоя в модели крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы // Метеорология и гидрология. - 1979. - № 12. - С.67-75.
6. Норт Дж. Коукли Дж. Простые сезонные модели климата // Метеорология и гидрология. - 1978. - № 5. - С.26-32.
7. Хмелевцов С.С. Простые климатические модели термического режима земной климатической системы // Труды ИЗМ, 1982. - Вып.28(101). - С.3-36.

Н.Г. Андропова

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ НАЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ  $CH_4$   
ОТ КЛИМАТИЧЕСКИХ, ЭКОЛОГИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ  
ФАКТОРОВ

Исследование климата связано с изучением степени влияния на него состояния наземных природных систем, которое, в свою очередь, зависит от климатических характеристик среды. К таким системам относится механизм биологической трансформации органического вещества почвы. В результате разложения почвенной органики в атмосферу поступают газообразные продукты, среди которых находится метан. Влияние климата на наземные источники природных газов, в том числе  $CH_4$ , происходит через изменение температуры подстилающей поверхности ( $T$ ) и её увлажнения ( $W$ ).

Поток  $CH_4$  с поверхности земли состоит из двух компонент: антропогенной ( $A$ ) и естественной ( $E$ ). В антропогенную часть источника  $CH_4$  входят рисовые поля ( $A_1$ ), крупный рогатый скот КРС ( $A_2$ ), разработка месторождений топлива ИМТ ( $A_3$ ), очистка сточных вод ( $A_4$ ). Естественная часть источника  $CH_4$  состоит из переувлажненных территорий ПТ ( $E_1$ ), поверхности морей, океанов и озер ( $E_2$ ), термитников ( $E_3$ ), вулканов ( $E_4$ ) и газообразных продуктов, образующихся при пожарах ( $E_5$ ).

При этом  $E_1, E_3$  и  $E_5$  могут испытывать на себе антропогенное влияние, а пожары могут способствовать распространению термитников и заболачиванию выгоревших территорий [6]. Инвентаризация источников приведена в таблице.

Согласно [1, 4, 6], перечисленные выше источники  $CH_4$  представляют собой отдельные системы, зависимость которых от различных факторов можно формализовать следующим образом:

$$A_2 = n(t) q(G), \quad (1)$$

где  $n$  - количество единиц КРС,  $q$  - поток  $CH_4$  от единицы КРС,  $G_T$  - количество и качество пищи, потребляемой КРС;

$$A_3 = V_1(t) \alpha(G), \quad (2)$$

где  $V_1$  - объем выработки топлива в месторождениях,  $\alpha$  - газоносность единицы топлива.

$$A_4 = V_2(t) \beta(G), \quad (3)$$

где  $V_2$  - объем обрабатываемых сточных вод и органических отходов,  $\beta$  - эмиссия  $CH_4$  от их единичного объема,  $G$  - количество и качество органического субстрата;

Наземные источники атмосферного метана по [1]

Название источника	Интенсивность Мт/год
<b>Естественные источники (E)</b>	
$E_1$ - переувлажненные территории (ПТ)	110
$E_2$ - озера, моря, океаны	15-65
$E_3$ - термитники, деревоточны	2-6
$E_4$ - вулканы	0,2
$E_5$ - лесные пожары	25-110
Итого:	152-291
<b>Антропогенные источники (A)</b>	
$A_1$ - рисовые поля	34-60
$A_2$ - крупный рогатый скот (КРС)	76
$A_3$ - месторождения топлива (РМТ)	20-94
$A_4$ - сточные воды, свалки	-
Итого:	130-230
<b>Суммарный источник (F)</b>	<b>282-521</b>

$$E_2 = E_{21} + E_{22}, E_{21} = S_1 \varphi_1(T); E_{22} = S_2 \varphi_2(T), \quad (4)$$

где  $E_{21}$  - поток  $CH_4$  от озер,  $E_{22}$  - поток  $CH_4$  от морей и океанов,  $S_1$  и  $S_2$  - соответствующие площади поверхности,  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  - соответствующие единичные потоки.

Согласно [1], значение  $E_2$  благодаря окислительным процессам в океане незначительно. По [5], потоком  $CH_4$  от океанической поверхности можно пренебречь, за исключением тех мест, где водная толща не превосходит 1 м. Это же относится и к водоемам поверхности суши. С другой стороны, из [2] известно, что на океаническом дне существуют значительные захоронения  $CH_4$  в виде газогидратов, которые при изменении условий (придонные температура и давление) могут высвободиться и в значительных количествах поступить в атмосферу.

Остальные источники определяются по формулам:

$$E_3 = n_3 (T) \quad q_3 (G), \quad (5)$$

где  $n_3$  - количество термитников, которое зависит от климатической зоны,  $q_3$  - поток  $CH_4$  от одного термитника, зависящий от количества и качества органического субстрата [7];

$$E_5 = \alpha G \delta (T, W) + E'_5, \quad (6)$$

где  $G$  - объем выгоревшей биомассы,  $\alpha$  - доля  $CH_4$  на единицу  $G$ ,  $\delta$  - вероятность возгорания, которая зависит от соотношения приземной температуры и увлажнения земной поверхности,  $E'_5$  - антропогенный вклад в пожарную опасность;

$$E'_1 = q (G, T) S (T), \quad (7)$$

где  $S$  - площадь переувлажненной территории, размер которой зависит от климатических и антропогенных факторов (вырубка лесов, пожары, мелиорация, рисовые поля),  $q$  - поток  $CH_4$  с единицы переувлажненных территорий, величина которого зависит от количества поступающего в почву органического субстрата  $G$  и температуры почвы, влияющей на скорость ферментативных реакций.

В соответствии с изложенным следует сделать вывод, что изменчивость наземного источника  $CH_4$  определяется тремя основными факторами: температурой, количеством органического субстрата и масштабом хозяйственной деятельности человека. Построим линейную модель эволюции наземного источника  $CH_4$  при предположении об аддитивном вкладе в изменчивость его отдельных компонент:

$$\Delta F = \sum_{i=1}^n \Delta A_i + \sum_{i=1}^m \Delta E_i, \quad (8)$$

где  $n$  - количество антропогенных источников,  $m$  - количество естественных источников,  $\Delta$  - приращение соответствующих величин.

Анализ экспериментальных данных в [1] показал, что изменчивость эмиссии  $CH_4$  от рисовых полей  $\Delta A_1$  значительно зависит от методов хозяйствования. Однако можно предположить, что мировая практика, направленная на получение высоких урожаев риса, привела к стабилизации условий выращивания этой культуры. Поэтому различием в эмиссии  $CH_4$  на  $1 \text{ м}^2$  современных рисовых полей можно пренебречь, равно как и динамической площадью, занимаемых рисом [4]. Следовательно,  $\Delta A_1 = 0$ .

Изменчивость потока от КРС ( $\Delta A_2$ ) задается тенденцией развития численности стада  $\Delta n$ , которая связана с ростом народонаселения. Аналогично изменчивость  $A_3$  (поток  $CH_4$  при РМТ) и  $A_4$  (утечка  $CH_4$  при переработке сточных вод и органических остатков) определяется расширением соответственно объема разработок месторождений топлива  $\Delta V_3$

(в том числе угля  $\Delta V_{31}$ , газа  $\Delta V_{32}$ , нефти  $\Delta V_{33}$ ) и объема перерабатываемых сточных вод  $\Delta V_4$  [4]. Вследствие отсутствия литературных сведений зависимость  $q$  ( $G$ ) для этих источников не рассматривается.

Таким образом, изменчивость антропогенной части источника определяется экономическими запросами человека:

$$\sum_i \Delta A_i = q \frac{\Delta n}{n_0} + q_{31} \frac{\Delta V_{31}}{V_{31}^0} + q_{32} \frac{\Delta V_{32}}{V_{32}^0} + q_{33} \frac{\Delta V_{33}}{V_{33}^0} + q_4 \frac{\Delta V_4}{V_4^0} \quad (9)$$

Здесь по [4]  $q = 5 \cdot 10^6$  г/с при принятом поголовье стада  $n_0 = 2 \cdot 10^9$ ,  $q_{31} = 3,8 \cdot 10^5$  г/с при  $V_{31}^0 = 5 \cdot 10^9$  т.у.т.,  $q_{33} = 1,0 \cdot 10^6$  г/с при  $V_{33}^0 = 4 \cdot 10^9$  т.у.т.,  $q_{32} = 5,7 \cdot 10^6$  г/с при  $V_{32}^0 = 9 \cdot 10^9$  т.у.т.,  $q_4 = 1 \cdot 10^4$  г/с при  $V_4^0 = 1,8 \cdot 10^9$  т.

Эволюция естественной части наземного источника  $CH_4$  определяется климатическими и экологическими факторами.

Для этого источника необходимо разрабатывать специальные сценарии их развития вследствие ограниченного объема имеющихся литературных данных. Будем считать, что динамику естественной части наземного источника  $CH_4$  определяет эволюция переувлажненных территорий (ПТ). При этом предположим неизменными интенсивности вулканического источника  $\Delta E_4 = 0$ , термитообразования  $\Delta E_3 = 0$  и интенсивность выгорания растительности  $\Delta E_5 = 0$ .

Изменчивость потока метана  $CH_4$  от ПТ определяется изменчивостью факторов, названных в формуле (7):

$$\sum_i \Delta E_i = \Delta E_1 = S \Delta q + q \Delta S = S \left[ \frac{\partial q}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial q}{\partial G} \Delta G \right] + q \Delta S, \quad (10)$$

где  $T$  - температура подстилающей поверхности,  $G$  - количество органического субстрата, поступающего в почву ПТ,  $q$  - поток  $CH_4$  с единицы ПТ,  $S$  - площадь ПТ.

Будем считать, что параметры  $T$ ,  $G$  и  $S$  независимы. В [1] сделана попытка по литературным источникам найти достаточно надежную зависимость величины  $q$  от температуры. Вид ее сводится к следующему:

$$\begin{aligned} f_{11} &= a_1 \exp(b_1 T), \\ f_{12} &= a_2 T^2 + b_2 T + c_2, \\ f_{13} &= a_3 T + b_3, \end{aligned} \quad (11)$$

где величины  $f_{11}, f_{12}, f_{13}$  получаются в  $\text{CH}_4 / (\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ;

коэффициенты в [I] варьируют в следующих пределах:

$$a_1 = 2,2 \cdot 10^{-9} \dots 3,8 \cdot 10^{-7}, b_1 = 0,033 \dots 0,143, a_2 = 3,0 \cdot 10^{-8}, \\ b_2 = -6,5 \cdot 10^{-7}, c_2 = 5,2 \cdot 10^{-6}, a_3 = (1,4 \dots 4,8) \cdot 10^{-7}, \\ b_3 = -4,1 \cdot 10^{-6} \dots -7,0 \cdot 10^{-7} \text{ для температуры, измеренной в } ^\circ\text{C}.$$

Коэффициент линейного приближения зависимости  $q(T)$ , представленной в (II), будет изменяться в интервале значений

$$\frac{\partial q}{\partial T} = 9,3 \cdot 10^{-10} \dots 4,8 \cdot 10^{-7}.$$

Зависимость потока  $\text{CH}_4$  от органического субстрата, согласно [5], можно представить в виде

$$f_2 = \alpha(1-\beta) \delta(1-\gamma) G, \quad (12)$$

где  $\alpha$  - доля органического вещества земной поверхности, обрабатываемого бактериями;  $\beta$  - доля органики, консервирующейся в почве;  $\delta$  - доля органического вещества, идущая на образование  $\text{CH}_4$ ;  $\gamma$  - доля окисленного метантрофами метана;  $G$  - количество органического вещества, поступающего в почву ПТ.

Согласно [5], в глобальном масштабе  $\alpha = \beta = 3 \cdot 10^{-1}$ ; по [7];  $\delta = 2 \cdot 10^{-6} \dots 9 \cdot 10^{-3}$ , по [2];  $\gamma = 6 \cdot 10^{-1}$ . При этих значениях параметров  $\frac{\partial q}{\partial G} = 1,7 \cdot 10^{-7} \dots 7,6 \cdot 10^{-4}$ . Если принять во внимание, что глобальная оценка ежегодного поступления органических веществ в почву, по [3], равна 81 т/га (с) и что ПТ составляют, по [2], 3,5 % поверхности суши, то  $q = 1,9 \cdot 10^{-11} \dots 8,9 \cdot 10^{-9}$  г  $\text{CH}_4 / (\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , что близко к нижней границе оценки аналогичной величины в [I].

Учитывая приведенные оценки, получим, что изменчивость интенсивности источника  $E_1$  в линейном приближении представима в виде

$$\Delta E_1 = E_{11} \frac{\Delta T}{T_0} + E_{12} \frac{\Delta G}{G_0} + E_{13} \frac{\Delta S}{S_0}, \quad (13)$$

где коэффициенты при приращениях в относительных единицах имеют следующие значения:

$$E_{11} = 8,9 \cdot 10^4 \dots 4,6 \cdot 10^7 \text{ г/с при } T_0 = 18 ^\circ\text{C}, \\ E_{12} = 8 \cdot 10^0 \dots 3,6 \cdot 10^4 \text{ г/о при } G_0 = 4,7 \cdot 10^7 \text{ г/с}, \\ E_{13} = 5,7 \cdot 10^6 \text{ г/с при } S_0 = 5,3 \cdot 10^{12} \text{ м}^2.$$

Из приведенных значений видно, что в принятой модели изменчивость интенсивности источника  $\text{CH}_4$  в большей степени чувствительна к вариациям температуры и к изменению площади ПТ.

Из вышеописанного следует, что эволюцию полного наземного источника  $\text{CH}_4$  можно описать следующей линейной моделью:

$$\frac{\Delta F}{F_0} = 0,303 \frac{\Delta n}{n_0} + 0,023 \frac{\Delta V_{31}}{V_{31}^0} + 0,061 \frac{\Delta V_{33}}{V_{33}^0} + \quad (14)$$

$$+0,345 \frac{\Delta V_{32}}{V_0^0} + 6 \cdot 10^{-4} \frac{\Delta V_4}{V_4^0} + 2,8 \frac{\Delta T}{T_0} + 2 \cdot 10^{-3} \frac{\Delta G}{G_0} + 0,345 \frac{\Delta S}{S_0}.$$

Из формулы (14) следует, что при выбранных современных значениях параметров модели в пределах малых их возмущений при оценке эволюции наземного источника  $CH_4$  можно пренебречь изменчивостью параметров  $G$  и  $V_4$  (поступление органического вещества в почву и очистка сточных вод).

Ранее отмечалось, что в построенной модели было принято предположение о независимости параметров  $T$ ,  $G$  и  $S$ . Однако температура влияет на процесс трансформации органического вещества практически на всех его этапах. Очевидно также, что изменение площади переувлажненных территорий является в большей степени следствием изменения климатических условий. К сожалению, литературные данные еще не позволяют сделать вывод о количественных соотношениях выбранных переменных в силу неоднозначности механизмов воздействия их друг на друга. Поэтому для дальнейших исследований необходима разработка сценариев возможного изменения рассматриваемых переменных при вероятном изменении природных условий.

#### ОПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Н.Г., Кароль И.Л. Естественные (биогенные) и антропогенные источники малых газовых составляющих атмосферы // Гидрометеорология. Сер. Мониторинг окружающей среды. - Обнинск, 1986. - № 5. - 44 с.
2. Беляев С.С. Геохимическая деятельность метанообразующих бактерий // Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов. - Пушкино, 1976. - С.139-152.
3. Модель динамики среднеобразующих факторов / В.Н.Крутько и др. - М.: ВНИИ системных исследований. - Препринт, 1982.
4. Радиационно-фотохимические модели атмосферы / Под ред. И.Л.Кароля. - Л.: Гидрометеоиздат, 1986. - 192 с.
5. Теоретические основы и опыт экологического мониторинга. Современные проблемы биосферы. - М.: Наука, 1983. - 360 с.
6. Inventory of global methane sources and their production rates/J.C.Sheppard e.a. // Journ. Geophys. Res. - 1982. - Vol.87, N C2. - P.1305-1312.
7. Seiler W., Conrad R., Scharffe D. Field studies of methane emission from termite nest into atmosphere and measurements of methane uptake by tropical soil// Journ. Atm. Chemistry. - 1(1984). - P.171-186.

В.Н.Приемов, В.Ф.Логинов

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА  
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ПОСЛЕДНЕГО СТОЛЕТИЯ

В настоящей работе сделана попытка выделить основные внешние по отношению к климатической системе факторы, которые могли повлиять на глобальный климат и привели к наблюдавшимся изменениям средней температуры северного полушария в течение последнего столетия, а также дать количественные оценки влияния этих факторов на основе математического моделирования.

Несмотря на большое количество работ, выполненных в этой области, вопрос количественных оценок влияния различных факторов на климат пока не ясен, хотя сами эти факторы хорошо известны. Для рассматриваемых масштабов времени это в первую очередь изменения солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, а также изменения параметров самой атмосферы, в частности ее прозрачности и газового состава вследствие вулканических извержений и хозяйственной деятельности человека. Изменения солнечной радиации на верхней границе атмосферы происходят вследствие изменения параметров орбиты Земли, а также светимости Солнца за счет солнечной активности. Для временных масштабов порядка столетия основную роль будет играть, безусловно, солнечная активность, так как орбитальные параметры меняются более медленно.

Учитывая все вышеизложенное, будем строить климатическую модель, включая в нее следующие факторы: солнечную активность, изменение прозрачности атмосферы за счет вулканических извержений, а также изменение концентрации  $CO_2$  в результате хозяйственной деятельности. При этом будем использовать подход, развитый Дж.Митчеллом [8], построившим эмпирическую модель расчета средней глобальной среднегодовой температуры, включающую вулканизм, концентрацию  $CO_2$  и учитывающую термическую инерцию климатической системы. Вулканическая деятельность в этой модели аппроксимируется заданием мощности выброса вулканического аэрозоля в мегатоннах. Однако, поскольку оценка мощности такого выброса является весьма приближенной, а сам климатический эффект вулканического извержения зависит не только от мощности, но и высоты выброса, состава выброшенного аэрозоля, широты места извержения и других факторов, нами вместо мощности выброса была использована более точная и объективная характеристика, а именно: рассчитанные В.Ф.Логиновым и Е.Г.Кравчук среднегодовые изменения прямой солнечной радиации с 1883 по 1985 г., осредненные по ряду станций северного полушария. Получен-

ные характеристики отражают замутненность атмосферы вулканическим аэрозолем.

В качестве характеристики солнечной активности в модели был использован так называемый суммарный индекс  $S_{\Sigma}$ , введенный В.Ф. Логиновым в [3]. В этой работе при принятии многих допущений, часть из которых трудно обосновать, автором была сделана попытка учесть изменения не только волнового (за счет факелов и пятен, наблюдающихся на солнечном диске), но и корпускулярного излучения Солнца, т.е. в какой-то степени изменения интегрального потока солнечного излучения. Очевидно, что с точки зрения физического обоснования влияния солнечной активности на климат индекс  $S_{\Sigma}$  имеет преимущество перед традиционными показателями солнечной активности, например числами Вольфа и др. Значения  $S_{\Sigma}$  были рассчитаны в [3] с 1875 по 1968 г., нами был использован ряд  $S_{\Sigma}$  с 1883 по 1968 г. Забегая несколько вперед, заметим, что в данной модели использование  $S_{\Sigma}$  дало наилучшие результаты по сравнению с другими индексами солнечной активности, которые были испытаны ("волновым" индексом  $S_f$  из [3] и индексом факелов  $S_{\phi}$ ).

Отклонение температуры от начального значения для года  $y$  определяется в модели следующим образом:

$$\Delta \hat{T}_y = \Delta \hat{T}_y^* + (\Delta \hat{T}_{y-1} - \Delta \hat{T}_y^*) e^{-t} + \alpha_1 \Delta S + \alpha_2 \Delta S_{\Sigma}, \quad (I)$$

где

$$\Delta \hat{T}_y^* = \frac{\beta}{\ln 2} \ln \frac{CO_2}{292}$$

- член, учитывающий изменения концентрации  $CO_2$  по отношению к начальному значению (для 1880 г.), которое было взято равным  $292 \text{ млн}^{-1}$ ;  $\beta$  - изменение температуры при удвоении концентрации  $CO_2$ ;  $\Delta S$  - отклонение прямой радиации (в процентах) от среднего значения;  $\Delta S_{\Sigma}$  - отклонение индекса  $S_{\Sigma}$  от его среднего значения.

Второй член уравнения описывает влияние предыдущего года с учетом термической инерции климатической системы с характерным временем  $t = \lambda^{-1}$ . Эмпирические коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  описывают чувствительность температуры к изменениям соответственно прямой радиации и солнечной активности, задаваемой индексом  $S_{\Sigma}$ .

Как следует из уравнения, модель имеет четыре параметра:  $\beta$ ,  $t$ ,  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ . В соответствии с [8] значения  $t$  срались в интервале 8-12 лет, а значения  $\beta$  - в интервале от 1,4 до 2,0  $K/2CO_2$ , что в принципе согласуется с имеющимися оценками изменения глобальной температуры при удвоении концентрации  $CO_2$ . Коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  определялись по результатам моделирования фактического хода температуры, т.е. подбирались так, чтобы обеспечить наилучшее соответствие модельной и фактической кривых хода температуры.

На рисунке представлены результаты моделирования хода температуры северного полушария с 1883 по 1985 г. с учетом и без учета солнечной активности (в этом случае принимается  $\alpha_2 = 0$ ) в сравнении с фактическими кривыми по данным Винникова, Гройсмана и др. [1], Джонса и др. [7]. В качестве начального значения было взято фактическое отклонение температуры для 1882 г. Все кривые получены после 20-летнего скользящего осреднения исходных значений, поэтому они охватывают период с 1892 по 1976 г. Как видно из рисунка, в обоих вариантах наблюдается хорошее соответствие модельных и фактических кривых, причем обе модельные кривые лучше согласуются с данными [7], в которых учтена акватория океанов. Корреляция модельных и фактической кривой, построенной по данным [7], превышает 0,98. Различие между модельными кривыми без учета и с учетом солнечной активности в виде  $S_{\Sigma}$  невелико; корреляция с данными [7] при использовании  $S_{\Sigma}$  немного выше, чем без учета солнечной активности, но это различие статистически незначимо.

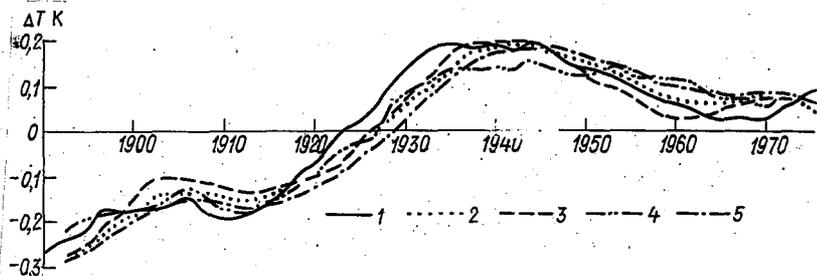


Рис. Модельные и фактические кривые хода температуры.

1 — фактическая по работе [1]; 2 — модельная без учета солнечной активности; 3 — модельная с учетом солнечной активности через волновой индекс  $S_{\lambda}$ ; 4 — фактическая по работе [7] с учетом наблюдений над океанами; 5 — модельная с учетом солнечной активности через индекс  $S_{\Sigma}$ .

Из этого можно сделать, на первый взгляд, очевидный вывод о том, что влияние солнечной активности на глобальный климат в рамках использованной модели мало и главную роль играют изменения прозрачности атмосферы за счет вулканической деятельности. Однако при этом необходимо иметь в виду, что сама вулканическая деятельность, как показано некоторыми авторами [2, 4–6], может быть связана с солнечной активностью. Так, в работе [5] показано, что существует статистически значимое (с вероятностью более 95 %) уменьшение прямой солнечной радиации по станциям северного полушария вблизи минимумов 11-летних циклов чисел Вольфа. Очевидно, это связано с усилением вулканической деятельности в годы минимумов солнечной активности. Этот вывод подтверждается и в работе [4] на основе анализа частоты вулканических извержений за последние 300 лет в сравнении с вековым ходом чисел Вольфа.

Еще одним аргументом в пользу частичной солнечной обусловленности вулканической деятельности являются результаты выполненного нами спектрального анализа исходных рядов прямой солнечной радиации и температуры северного полушария, которые обнаруживают присутствие в обоих спектрах отчетливо выраженных колебаний с периодом, близким к длине векового (90-летнего) цикла солнечной активности.

Наконец, непосредственное сравнение многолетнего хода индекса  $S_{\Sigma}$  и температуры северного полушария также показывает наличие статистически значимой связи между этими рядами: коэффициент корреляции  $\rho$  составляет 0,45 при значении ошибки  $\sigma_{\rho} = 0,15$ .

Что касается вклада антропогенного увеличения  $CO_2$  в изменения модельной температуры, то при принятом значении величины  $\beta = 1,4 K/2CO_2$  он составляет около 0,2 K за весь 100-летний период. При этом нужно отметить, что значение  $\beta = 1,4 K/2CO_2$  было выбрано по результатам моделирования хода температуры; при этом значении соответствие модельной и фактической кривых было наилучшим. При увеличении  $\beta$  до 2-3  $K/2CO_2$  наблюдается значительное завышение модельной температуры в 1960-1970-е годы по сравнению с фактической.

В заключение сформулируем основные выводы по результатам проведенной работы. Во-первых, изменения прозрачности атмосферы за счет вулканической деятельности являются, по-видимому, наиболее существенным фактором, повлиявшим на изменения термического режима последнего столетия. Влияние  $CO_2$  на изменение глобальной температуры было менее существенным. Что касается солнечной активности, то ее непосредственное влияние через изменение потока солнечного излучения (выраженное изменением индекса  $S_{\Sigma}$ ) оказывается в несколько раз меньше, чем влияние изменения прозрачности атмосферы. Так, чувствительность модельной температуры к характерным изменениям  $S_{\Sigma}$  при выбранных значениях параметров  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  оказывается в 3-4 раза меньше, чем к изменениям прозрачности. Однако влияние солнечной активности на глобальный климат может быть опосредованным, т.е. осуществляться через влияние на изменение ротационного режима Земли и вулканическую деятельность. Механизмы таких влияний к настоящему времени не ясны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изменения средней температуры воздуха северного полушария за 1841-1985 гг. / К.Я.Винников, П.Я.Гройсман, К.М.Лугина, А.А.Голубев // Метеорология и гидрология. - 1987. - № 1. - С.45-55.
2. Логинов В.Ф. Характер солнечно-атмосферных связей. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. - 48 с.
3. Логинов В.Ф. Тростроферноэффективные индексы солнечной активности // Труды ИГО. - 1974. - Вып.316, - С.43-56.

4. Л о г и н о в В.Ф. Вулканические извержения и климат. - Л.: Гидрометеосидаат, 1984. - 64 с.
5. Л о г и н о в В.Ф., К р а в ч у к Е.Г. Исследование роли различных факторов изменчивости прямой солнечной радиации // География и природные ресурсы, 1982. - № 2. - С.24-31.
6. Э й г е н с о н М.С. Солнце, погода и климат. - Л.: Гидрометеосидаат, 1969. - 275 с.
7. J o n e s P.D., W i g l e y T.M.L., W r i g h t P.B. Global temperature variations between 1861 and 1984 // Nature. - July 1986. - Vol.322.
8. M i t c h e l l J.M. Empirical modelling of effects of solar variability, volcanic events and CO<sub>2</sub> on global-scale average temperature since a.d. 1880 // Weather and climate responses to solar variations. - Colorado: Assoc. Unit. Press. Ed.Maccormik, 1983.

ВАРИАЦИИ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА, ИНДУЦИРОВАННОГО  
РОСТОМ КОНЦЕНТРАЦИИ  $\text{CO}_2$  В АТМОСФЕРЕ

В последние годы большое внимание уделяется моделированию как глобального круговорота углерода, так и возрастающей концентрации углекислого газа на термический режим атмосферы. В данной работе на основе численных экспериментов с климатической моделью "нулевой" размерности иллюстрируется неопределенность рассчитанных значений изменений температуры воздуха у поверхности, индуцированных возросшей концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Расчеты проводятся для 1980 и 2010 гг.

Следуя [2, 5], представим климатическую модель, в рамках которой проводились численные эксперименты, так, как показано на рисунке. В атмосферу вносится радиационное возмущение  $\Delta Q$ , обусловленное возросшей концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Это возмущение влечет за собой нагревание воздуха у поверхности суши на величину  $\Delta T_{al}$  и у поверхности океана на величину  $\Delta T_{ao}$ . Доля площади суши и океана составляет соответственно  $f$  и  $(1-f)$ . Воздух, нагретый у поверхности суши и океана, в свою очередь вызывает нагрев самой суши на величину  $\Delta T_e$  и воды

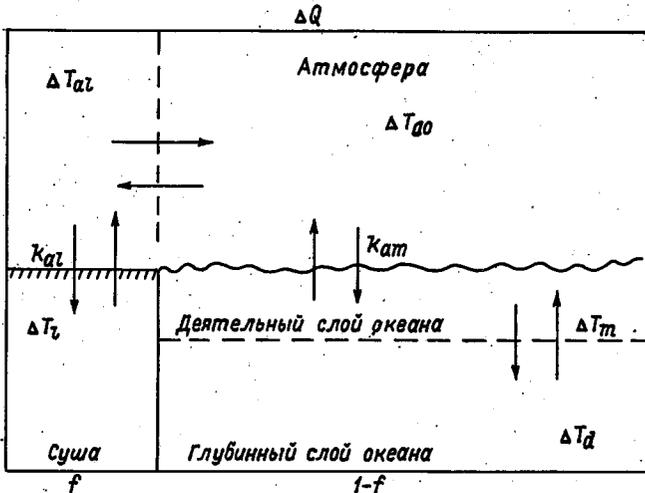


Рис. Блок-схема климатической модели "нулевой" размерности

в деятельном слое океана на величину  $\Delta T_m$ . Далее радиационное возмущение распространяется и в глубинные слои океана, вызывая там нагрев воды на величину  $\Delta T_d$ . Между атмосферой, сосредоточенной над сушей и океаном, происходит непрерывный радиационный обмен с коэффициентом теплообмена  $k$ .

Введем следующие обозначения:  $C_e$  — теплоемкость суши единичной площади;  $C_{al}$  — теплоемкость столба атмосферы единичного сечения над сушей;  $C_{ao}$  — то же, над океаном;  $C_m$  — теплоемкость столба океанической воды деятельного слоя океана высотой  $H_m$ , плотностью  $\rho$  и удельной теплоемкостью  $c$ ;  $C_d$  — то же, но для глубинного слоя океана высотой  $H_d$ ;  $k_{ij}$  — коэффициенты теплообмена (см. рисунок);  $\lambda$  — параметр климатической обратной связи для атмосферы.

В соответствии с рисунком и введенными обозначениями запишем систему дифференциальных уравнений, описывающую реакцию системы на введенное радиационное возмущение:

$$\left. \begin{aligned} f C_e \frac{d\Delta T_e}{dt} &= f k_{al} \Delta T_e - f k_{al} \Delta T_{al}, \\ f C_{al} d\Delta T_{al}/dt &= f \Delta Q + k \Delta T_{ao} - (f \lambda \Delta T_{al} + k \Delta T_{al}), \\ (1-f) C_{ao} d\Delta T_{ao}/dt &= (1-f) \Delta Q + (1-f) k_{am} \Delta T_m + \\ &+ k \Delta T_{al} - (1-f) \lambda \Delta T_{ao} - k \Delta T_{ao} - (1-f) k_{am} \Delta T_{ao}, \\ (1-f) C_m d\Delta T_m/dt &= (1-f) k_{am} (\Delta T_{ao} - \Delta T_m) - \\ &- (1-f) k_{dm} (\Delta T_m - \Delta T_d), \\ (1-f) C_d d\Delta T_d/dt &= (1-f) k_{dm} (\Delta T_m - \Delta T_d). \end{aligned} \right\} \quad (I)$$

Учтем теперь, что в реальных условиях  $C_e$  практически равно нулю, а  $C_{al}$  и  $C_{ao}$  на порядок меньше  $C_m$  и на два порядка меньше  $C_d$ . Тогда после несложных преобразований получим следующую систему уравнений:

$$\Delta T_{al} = \Delta T_e,$$

$$\Delta T_{al} = (f \Delta Q + k \Delta T_{ao}) / (f \lambda + k),$$

$$\Delta T_{a0} = \frac{[f(1-f)\lambda + k] \Delta Q + (1-f)(f\lambda + k) k_{am} \Delta T_m}{[f(1-f)\lambda + k] \lambda + (1-f)(f\lambda + k) k_{am}},$$

$$C_m \frac{d\Delta T_m}{dt} = k_{am} (\Delta T_{a0} - \Delta T_m) - k_{dm} (\Delta T_m - \Delta T_d),$$

$$C_d \frac{d\Delta T_d}{dt} = k_{dm} (\Delta T_m - \Delta T_d). \quad (2)$$

При проведении расчетов предполагалось, что радиационное возмущение  $\Delta Q$  связано с концентрацией  $CO_2$  в атмосфере следующим образом:

$$\Delta Q = \lambda \Delta T_{eq} = \lambda \frac{\ln [CO_2(t)/CO_2(0)]}{\ln 2} \Delta T_{2x} \quad (3)$$

В (3)  $\Delta T_{eq}$  - равновесное повышение температуры при заданном притоке тепла;  $CO_2(0)$  и  $CO_2(t)$  - концентрация  $CO_2$  в атмосфере в начальный момент и в момент времени  $t$  соответственно;  $\Delta T_{2x}$  - равновесное повышение температуры при удвоении концентрации  $CO_2$  в атмосфере. В свою очередь, временной профиль концентрации  $CO_2$  описывался соотношением

$$CO_2(t) = CO_2(0) \exp(\alpha t^n). \quad (4)$$

Параметры  $\alpha$  и  $n$  определялись из условий:

$$CO_2(1980) = 343 \text{ млн}^{-1},$$

что соответствует экспериментальным данным [4];

$$CO_2(2010) = 393 \text{ млн}^{-1},$$

что соответствует расчетам по моделям глобального круговорота углерода [1]. Начальная концентрация  $CO_2(0)$  при проведении расчетов варьировалась. Учитывалось также, что

$$\left. \begin{aligned} C_m &= \rho H_m c, \\ C_d &= \rho H_d c. \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Средние значения параметров модели приведены в табл.1.

Таблица I

Значения параметров климатической модели  
"нулевой" размерности

Параметр	Численное значение
$\rho$	1030 кг/м <sup>3</sup> [3]
$c$	$1,27 \cdot 10^{-4}$ Вт·год/(кг·К) [3]
$\lambda$	2,4 Вт/(м <sup>2</sup> ·К) [5]
$k$	10 Вт/(м <sup>2</sup> ·К) [6]
$k_{am}$	45 Вт/(м <sup>2</sup> ·К) [5]
$k_{dm}$	4 Вт/(м <sup>2</sup> ·К) [5]
$f$	0,29

Расчеты  $\Delta T_{ae}$ ,  $\Delta T_{ao}$  и  $\Delta T_{eq}$  производились с 1980 по 2010 г. В табл.2 и 3 представлены рассчитанные значения рассматриваемых изменений температуры на 1980 и 2010 гг. как функций двух параметров:  $\Delta T_{2x}$  и  $CO_2(0)$ . Данные табл.2 убедительно демонстрируют диапазон неопределенности в значениях  $\Delta T_{ao}$  и  $\Delta T_{ae}$  при современном возрастании концентрации  $CO_2$  в атмосфере. Так, например, при  $\Delta T_{2x} = 1$  К и  $CO_2(0) = 290$  млн.<sup>-1</sup> повышение  $\Delta T_{ao}$  и  $\Delta T_{ae}$  равно соответственно 0,12 и 0,17 К, в то время как  $\Delta T_{eq} = 0,242$  К. Если же считать  $\Delta T_{2x} = 4$  К, а  $CO_2(0) = 250$  млн.<sup>-1</sup>, то в этом случае для изменений температуры получаются следующие значения:

$$\Delta T_{ao} = 0,94 \text{ К}, \Delta T_{ae} = 1,3 \text{ К}, \Delta T_{eq} = 1,83 \text{ К}.$$

Таким образом, разброс значений  $\Delta T_{ao}$  и  $\Delta T_{ae}$  к 1980 г. при тех вариациях  $\Delta T_{2x}$  и  $CO_2(0)$ , которые приводятся в литературе, составляет без малого порядок величины. Такой же значительный разброс значений  $\Delta T_{ao}$  и  $\Delta T_{ae}$  наблюдается и в 2010 г. В соответствии с данными табл.3 минимальные значения указанных величин равны соответственно 0,22 и 0,31 К, а максимальные - 1,38 и 1,90 К.

Представленные в табл.2 и 3 результаты получены при средних значениях параметров модели, приведенных в табл.4.

Также проводились численные эксперименты при варьировании других параметров модели, кроме  $CO_2(0)$  и  $\Delta T_{2x}$ . Результаты двух из них, на наш взгляд, еще более убедительно, чем данные табл.2 и 3, демонстрируют неопределенность климатического сигнала за счет  $CO_2$ . Расчеты по этим экспериментам и значения варьируемых параметров представлены в табл.4.

Таблица 2

Расчетные значения  $\Delta T_{a0}$ ,  $\Delta T_{aL}$  и  $\Delta T_{eq}$  на 1980 г. (к)

$\Delta T_{2x}$ К	$CO_2$ (в), млн <sup>-1</sup>				
	250	260	270	280	290
1	<u>0,23</u> 0,46	<u>0,20</u> 0,4	<u>0,17</u> 0,35	<u>0,14</u> 0,29	<u>0,12</u> 0,24
2	<u>0,47</u> 0,91	<u>0,40</u> 0,8	<u>0,35</u> 0,69	<u>0,29</u> 0,59	<u>0,24</u> 0,48
3	<u>0,70</u> 1,37	<u>0,61</u> 1,20	<u>0,52</u> 1,04	<u>0,43</u> 0,88	<u>0,35</u> 0,73
4	<u>0,94</u> 1,83	<u>0,81</u> 1,60	<u>0,69</u> 1,38	<u>0,58</u> 1,17	<u>0,47</u> 0,97

$$\frac{x \ y}{z} = \frac{\Delta T_{a0} \ \Delta T_{aL}}{\Delta T_{eq}}$$

Расчетные значения  $\Delta T_{a0}$ ,  $\Delta T_{aL}$  и  $\Delta T_{eq}$  к 2010 г. (к)

$\Delta T_{2x}$ К	$CO_2(O)$ , $млн^{-1}$					
	260	260	270	280	290	
1	0,35 0,65	0,31 0,60	0,28 0,54	0,25 0,49	0,22 0,44	0,31 0,44
2	0,69 1,31	0,62 1,19	0,56 1,08	0,50 0,98	0,44 0,88	0,62 0,88
3	1,04 1,96	1,41 1,79	0,84 1,62	0,75 1,47	0,66 1,32	0,93 1,32
4	1,38 2,61	1,89 2,38	1,12 2,17	1,0 1,96	0,84 1,75	1,24 1,75

$$\alpha \cdot \frac{\gamma}{\alpha} = \frac{\Delta T_{a0}}{\Delta T_{eq}} \cdot \frac{\Delta T_{aL}}{\Delta T_{eq}}$$

Таблица 4

Результаты численных экспериментов при вариации  
коэффициента теплообмена между деятельным  
и глубинным слоями океана

Год	$\Delta T_{a0}$	$\Delta T_{al}$	$\Delta T_{eq}$
I вариант. $\Delta T_{2x} = 1$ , $CO_2(0) = 290$ , $k_{dm} = 8$ , $\tau_{3al} \approx 50$ лет			
1980	0,92	0,15	0,24
2010	0,18	0,28	0,44
II вариант. $\Delta T_{2x} = 4$ , $CO_2(0) = 250$ , $k_{dm} = 0$ , $\tau_{3al} \approx 10$ лет			
1980	1,74	1,77	1,83
2010	2,50	2,55	2,61

В I варианте задавалось небольшое радиационное возмущение, соответствующее  $\Delta T_{2x} = 1$  К, а начальная концентрация  $CO_2$  в атмосфере полагалась равной 290-К. Это означает, что к 1980 г. прирост концентрации углекислого газа в атмосфере был относительно небольшим, а значит, небольшим был и приток тепла к этому моменту времени. Значение коэффициента теплообмена  $k_{dm} = 8$  Вт/(м<sup>2</sup>·год) говорит об относительно большом потоке тепла из деятельного слоя океана в глубинный. В результате на 1980 г. получились довольно низкие значения  $\Delta T_{a0}$ ,  $\Delta T_{al}$  и  $\Delta T_{eq}$ . В противоположность этому, во II варианте расчетов задавалось довольно мощное радиационное возмущение, о чем говорят большое значение  $\Delta T_{2x} = 4$  К и малое значение  $CO_2(0) = 250$  млн<sup>-1</sup>. Предполагалось также, что не происходит потока тепла в глубинные слои океана ( $k_{dm} = 0$ ). Как и следовало ожидать, значительно вырос нагрев атмосферы как на 1980, так и к 2010 г.

Эти эксперименты позволили также оценить время запаздывания нагрева атмосферы на 1980 г. по сравнению с равновесным нагревом. В соответствии с данными табл.3 эта характеристика лежит в интервале 10 - 50 лет.

В заключение отметим, что разброс значений ( $\Delta T_{a0}$ ,  $\Delta T_{al}$  и  $\Delta T_{eq}$ ) свидетельствует о некоторой неопределенности оценок влияния возросшей концентрации  $CO_2$  на термический режим атмосферы. Эта неопределенность позволяет сопоставить существующее экспериментально определенное потепление воздуха у поверхности за индустриальный период

(примерно 0,5 К) с относительно большими значениями параметра  $\Delta T_{2x}$  (3 - 4 К).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтунин И.В. Влияние возможных изменений температуры на расчеты концентрации  $CO_2$  в атмосфере // Труды ИГО. - 1988. - Вып.516. - С.36-41.
2. Борисенков Е.П., Алтунин И.В. Моделирование глобального углеродного цикла в системе "атмосфера - океан - биосфера" // Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана // Труды I междунар. симп. Т.3. - Л.: Гидрометеоздат, 1985. - С.87-96.
3. Иванов А. Введение в океанографию. - М.: Мир, 1978. - 574 с.
4. Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle / United States Department of Energy. Ed. J.R.Trabalka. - 1985. - 315 p.
5. Schlesinger M.E.  $CO_2$  - induced climatic warming: a review of model reseaveh and prospectus for first detectability/ Climatic Research Institute, Rep. N 36. - 1982. - 27 p.
6. Wigley T.M.L., Schlesinger M.E. Analytical solution for the effect of increasing  $CO_2$  on global mean temperature// Nature. - 1985. - Vol.315, N 6021. - P.645-652.

А.А.Букантис, Б.И.Сазонов, Э.И.Шевкунова, Л.А.Артеменко

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗИМ  
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Создание каталогов суровых зим по основным районам их формирования на северном полушарии [4] позволяет детально исследовать факторы, способствующие их возникновению. Анализ показал, что значительный вклад в формирование этих экстремальных явлений вносят квазидвухлетний цикл и уровень солнечной активности, на рассмотрении которых мы и остановимся в данной статье.

В последнее пятилетие двухлетняя цикличность в районах, прилегающих к Балтийскому морю, проявляется особенно четко, и это вызывает крупные аномалии метеорологического режима. В табл. I представлено число дней с положительными и отрицательными аномалиями температуры воздуха в Ленинграде в середине зимы с 16 декабря по 31 января.

Таблица I

Число дней с положительными и отрицательными аномалиями температуры с 16 декабря по 31 января. Ленинград

Зима	Аномалия	
	положительная	отрицательная
1983-84	43	4
1984-85	12	35
1985-86	28	19
1986-87	9	38
1987-88	33	14

Из таблицы хорошо видно четкое чередование лет с большой повторяемостью аномалий температуры того или другого знака. К суровым зимам в Ленинграде можно отнести зимы 1984-85, 1986-87, а к теплым 1983-84, 1985-86 и 1987-88 г.

Примерно такие же цифры можно привести и по другим станциям Прибалтики: Калининград, Вильнюс, Рига, Таллинн, Тарту.

В табл. 2 представлены январские аномалии температуры воздуха за те же 5 лет, но для нескольких станций европейской части СССР (ЕЧС). Двухлетний цикл хорошо прослеживается только на станциях,

Таблица 2

Двухлетний цикл месячных аномалий январской температуры  
для отдельных станций ЕЧС

Год	Хорошее проявление цикла						Слабое проявление цикла					
	Ленинград	Тарту	Рига	Вильнюс	Львов	Одесса	Мурманск	Архангельск	Москва	Казань	Саратов	
1984	+4,3	+3,2	+4,0	+3,6	+3,0	+4,2	-1,1	+2,9	+5,6	+4,1	+4,5	
1985	-6,0	-6,3	-5,2	-5,9	-4,4	-1,3	-9,8	-13,1	0,0	+2,2	+0,3	
1986	+1,1	+0,9	+2,4	+1,9	+2,1	+3,3	-4,1	-2,0	-0,7	+1,7	+4,1	
1987	-10,2	-10,4	-9,3	-9,9	-6,4	-1,3	-6,6	-8,7	-8,8	-6,8	-6,1	
1988	+3,0	+3,0	+3,9	+2,9	+0,6	+1,4	+0,6	-0,6	+2,8	+0,2	+1,8	

расположенных на западе ЕЧС. К востоку от района Прибалтики двух-летний цикл в эти 5 лет не наблюдается, что видно из приведенных данных по станциям Ленинград, Мурманск, Архангельск, Москва, Казань, Саратов и др.

Если рассматривать характер зим по балльной системе [4], позволяющей определить степень суровости от +10 (очень теплая зима) до -10 (очень холодная зима), можно отметить на ЕЧС особенно частое чередование положительных и отрицательных аномалий температуры. Из 100 последних зим здесь было обнаружено 11 периодов с чередованием знака аномалий с продолжительностью 4 года и более, в то время как в других пяти районах северного полушария (Средняя Азия, юг Сибири, север Сибири, Аляска и Канада), в которых тоже определены индексы суровости зим, число таких периодов значительно меньше и составляет 4-6 случаев на 100 лет, что можно объяснить случайностью.

Сопоставление индексов суровости зим по шести районам северного полушария с уровнем солнечной активности позволило выявить специфическую особенность района, расположенного на севере ЕЧС. Было замечено, что холодные зимы в большинстве районов северного полушария наблюдаются в годы, близкие к максимумам солнечной активности. К такому выводу легко прийти, произведя сопоставление лет с очень холодными и очень теплыми зимами с рядом чисел Вольфа, характеризующих активность Солнца [3,5]. В каждом районе, по которым были вычислены индексы суровости зим, было отобрано 15-25 лет самых холодных и столько же самых теплых лет. К годам с высокой солнечной активностью в 11-летнем цикле были отнесены следующие годы: год перед

максимумом солнечной активности, год самого максимума и два года после максимума солнечной активности. Аналогично выделены годы с минимумом солнечной активности. В табл.3 представлены вероятности появления суровых и теплых зим при максимуме и минимуме солнечной активности, а также средняя вероятность появления экстремумов в общем 100-летнем ряду. Хорошо видно, что только для ЕЧС возникновения экстремально теплых и холодных зим равновероятно в любой части 11-летнего цикла солнечной активности. В последней строке таблицы, где рассматривается индекс, характеризующий степень суровости зим всего северного полушария, полученный путем осреднения индексов пяти районов без ЕЧС, распределение холодных зим вблизи максимума, а теплых зим вблизи минимума солнечной активности прослеживается особенно четко.

Таблица 3

Вероятность повторяемости холодных и теплых зим при максимуме и минимуме солнечной активности

Район	Число зим холодных	Солнечная активность			Число зим теплых	Солнечная активность		
		средняя	макс.	мин.		средняя	макс.	мин.
		Холодная зима			Теплая зима			
Канада	23	0,24	<b>0,42</b>	0,06	22	0,23	<b>0,08</b>	0,28
Аляска	19	0,21	<b>0,34</b>	0,14	19	0,21	<b>0,03</b>	0,28
Сибирь, юг	25	0,26	<b>0,33</b>	0,17	25	0,26	<b>0,19</b>	0,28
Сибирь, север	15	0,24	0,25	0,17	16	0,25	<b>0,12</b>	0,29
Средняя Азия	22	0,26	0,22	0,19	22	0,25	<b>0,14</b>	0,28
ЕЧС	19	0,20	0,19	0,19	20	0,21	0,19	0,19
Общие зимы без ЕЧС	20	0,21	<b>0,33</b>	<b>0,08</b>	20	0,21	<b>0,08</b>	0,36

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, выходящие за пределы 5%-ного уровня значимости.

Ниже перечислены годы, выбранные из ряда, когда северное полушарие было очень холодным (20 лет), и годы, когда северное полушарие в зимний период было очень теплым (20 лет):

Годы с суровыми зимами:

1892-93, 1894-95, 1896-97  
 1897-98, 1899-1900, 1903-04  
 1916-17, 1917-18, 1928-29  
 1929-30, 1932-33, 1935-36  
 1946-47, 1949-50, 1950-51

Годы с теплыми зимами:

1895-96, 1901-02, 1913-14  
 1923-24, 1925-26, 1931-32  
 1934-35, 1939-40, 1940-41  
 1943-44, 1945-46, 1957-58  
 1962-63, 1963-64, 1974-75

1955-56, 1956-57, 1968-69  
1973-74, 1984-85

1975-76, 1980-81, 1982-83  
1985-86, 1986-87

По приведенной выборке построены средние карты аномалий приземного поля давления для суровых и теплых зим. Из сопоставления карт выявляется противоположность распределения знака аномалий давления на северном полушарии. Пространственный коэффициент корреляции между полями давления составляет  $-0,9$ . Барическое поле северного полушария меняется в основном в северных широтах при переходе от теплых к холодным зимам. В теплые зимы в высоких широтах давление понижено, а западный перенос, выносящий теплые влажные массы воздуха с океана на материк, усилен. Это и обеспечивает общее повышение температуры зимой на континентах. При ослаблении западного переноса воздуха в высоких широтах северного полушария, наоборот, отмечается повышенное давление. Холодные сухие массы воздуха из Арктики проникают на континенты и вызывают суровые зимы.

Однако приведенные соображения не совсем правильны для севера ЕЧС. Так, в случае теплых зим в северном полушарии над Центральной Европой наблюдается гребень высокого давления. По восточной периферии его на ЕЧС могут вторгаться холодные массы воздуха из Арктики (см. рисунок б). В случае холодных зим в северном полушарии, наоборот, на ЕЧС проникают воздушные массы с юга Европы (см. рисунок а).

Исследование цикличности суровых зим по большинству районов северного полушария показало, что наиболее частое повторение суровых и теплых зим происходит через 9-10 лет (в среднем через 9,5 года) и через 18-19 лет. В районе ЕЧС повторяемость экстремальных зимних сезонов высока также через 8 лет. Возможность существования 8-летнего цикла указана и в [1,2].

Таким образом, европейская часть СССР во многих случаях оказывается исключительным районом, который находится под воздействием иных циркуляционных процессов, чем другие континентальные районы северного полушария, где наблюдаются экстремальные зимы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В о е й к о в А.И. Снежный покров в четные и нечетные зимы// Метеорол. вестн.-1894.-Т.4.-С.265-267.
2. В о е й к о в А.И. Избранные соч.Т.3.Восьмилетний период теплых зим.-Изд-во АН СССР, 1952.-502 с.
3. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности/ВНИИГМИ-МЦД. Обнинск, 1979.
4. Каталоги индексов экстремальности зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария/Б.И.Сазонов, В.Н.Сер-

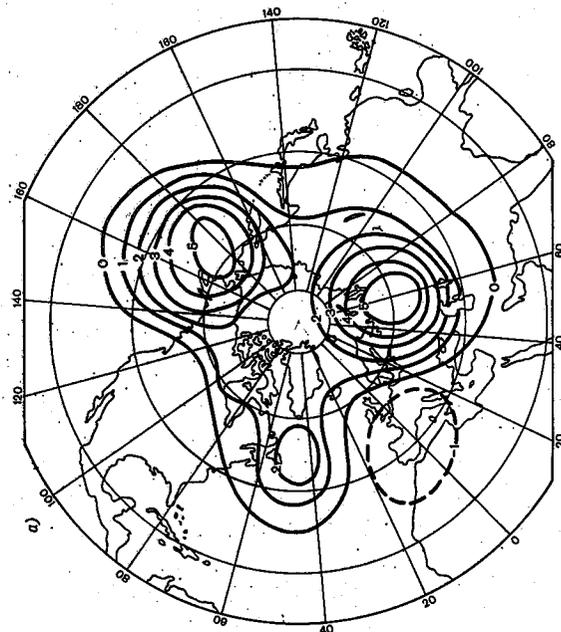
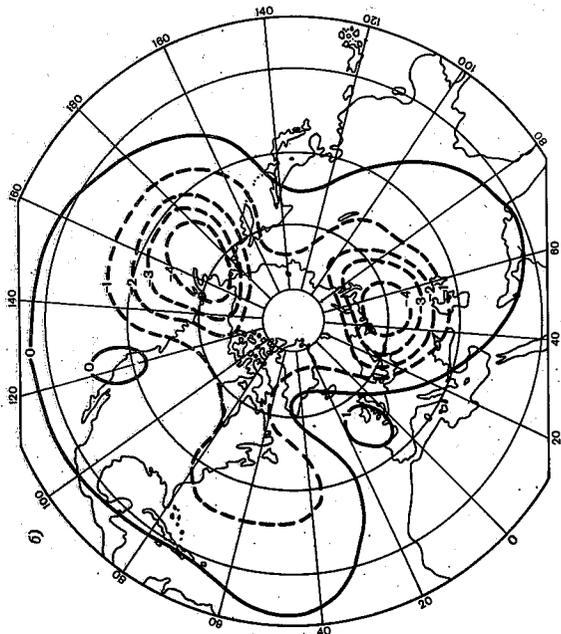


Рис. Средние аномалии приземного давления воздуха для суровых (а) и теплых (б) зим.  
Декабрь - февраль

док, Е.И.Крош, В.И.Сергеева //Труды ГГО.-1986.-Вып.503.-  
С.11-23.

5. С а з о н о в Б.И., К а н а е в а А.Д. О возрастании повторяе-  
мости холодных месяцев в Евразии//Труды ГГО.-1985.-Вып.486.-  
С.103-107.

Б.И.Сазонов, Г.Ф.Гетманова, Э.П.Румянцева

ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АТМОСФЕРЫ  
В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ НА ЧАСТОТУ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Потепление климата на северном полушарии, которое началось, как считают [1,2,4], в 70-х годах нашего столетия, проходило с частыми возвратами холодов в отдельные месяцы и годы. В частности, в Евразийском регионе за период с 1970 г. до наших дней экстремально холодные зимы отмечались в 1971-72, 1973-74, 1976-77, 1978-79, 1983-84, 1986-87 гг. Возникает вопрос, почему за последние десять лет число экстремальных зим возросло, а общий фон температуры на северном полушарии оказался повышенным.

Температура воздуха, как известно [5], тесно связана с циркуляционными особенностями атмосферы. Благоприятные условия для суровых зим на ЕЧС создаются, как правило, при затоках холодного арктического воздуха в умеренные широты, что бывает возможно при развитии глубоких циклонов в умеренных широтах и антициклонов над Полярным бассейном.

На рис.1 приведены значения коэффициента множественной корреляции между среднеширотными значениями давления на уровне моря на

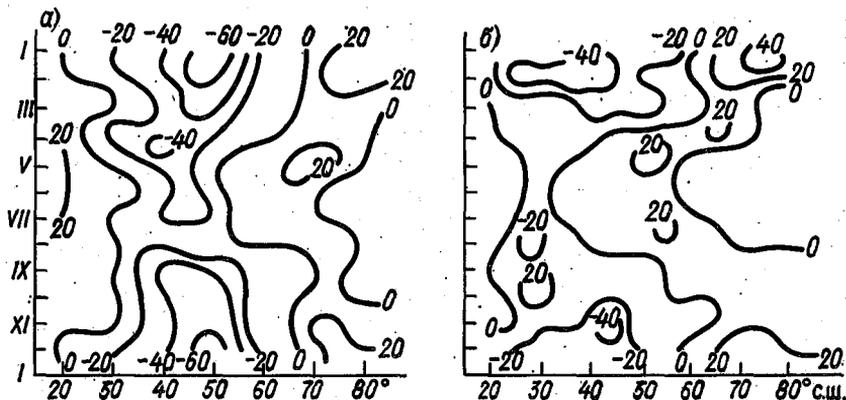


Рис.1. Поле корреляции давления на широтах 50° (а) и 60° (б) с.ш. с температурой 14 широтных зон северного полушария за все месяцы года

широтах 50 и 60° об средних широтных значениями температуры воздуха 14 широтных зон северного полушария. Умеренные широты в течение года чаще оказываются под воздействием циклонов, глубина и частота развития которых определяется средним давлением на широтах 50-60°. Из рис.1 видно, что между давлением в умеренных широтах и температурой различных широт северного полушария существуют статистически значимые связи. По мере развития циклонов в умеренных широтах к их центру устремляются более теплые воздушные массы субтропических широт и южнее 50° с.ш. происходит потепление. От северных широт к центру циклонов осуществляется заток холодного воздуха, и тогда в этих районах происходит похолодание. Приведенная схема справедлива как для полушария в целом, так и для отдельных континентов. Из этого следует, что адвекция масс воздуха между широтами играет существенную роль в формировании температурных аномалий.

В холодное полугодие этот процесс проявляет себя особенно четко, что объясняется повышенными градиентами температуры полюс - экватор. Отсюда следует, что локализация и развитие глубоких циклонов является важным условием формирования как крупных положительных, так и крупных отрицательных аномалий температуры. Чтобы проверить данное предположение, были подсчитаны аномалии числа дней с глубокими циклонами по сезонам года с осреднением по трем и пяти годам. Использовались данные по районам Л.А.Вительса [3] (район Атлантики, район севера ЕЧС и Сибирь, район юга ЕЧС). Глубокими считались такие циклоны, в которых давление в центре не превышает 990 гПа. Осреднение проводилось для каждого сезона отдельно. Использовались данные за период с 1900 по 1985 г.

В результате проведенного исследования удалось обнаружить, что количество глубоких циклонов нарастает к последнему десятилетию, причем это нарастание, характеризующее мощность циклогенеза, зафиксировано во всех сезонах года и во всех исследуемых районах.

На рис.2 приводится зимний сезон, где особенно четко прослеживается нарастание мощности процесса циклогенеза. Неслучайность приведенных данных подтверждается совпадением не только общей тенденции нарастания глубоких циклонов, независимо от масштаба осреднения, к последнему десятилетию, но также и совпадением отдельных деталей во временном ходе этих показателей, совпадением ритмической деятельности атмосферы, проявляемой в частоте образования глубоких циклонов.

При подсчете индексов экстремальности зимних сезонов, независимо от знака, больших по абсолютному значению восьми, обнаружилось, что в период с 1900 по 1940 г., когда на ЕЧС и в Средней

Азии процесс циклогенеза ослаблен (см.рис.2), число случаев экстремальных зимних сезонов значительно меньше, чем в период с 1941 по 1984 г., когда процесс циклогенеза активизирован.

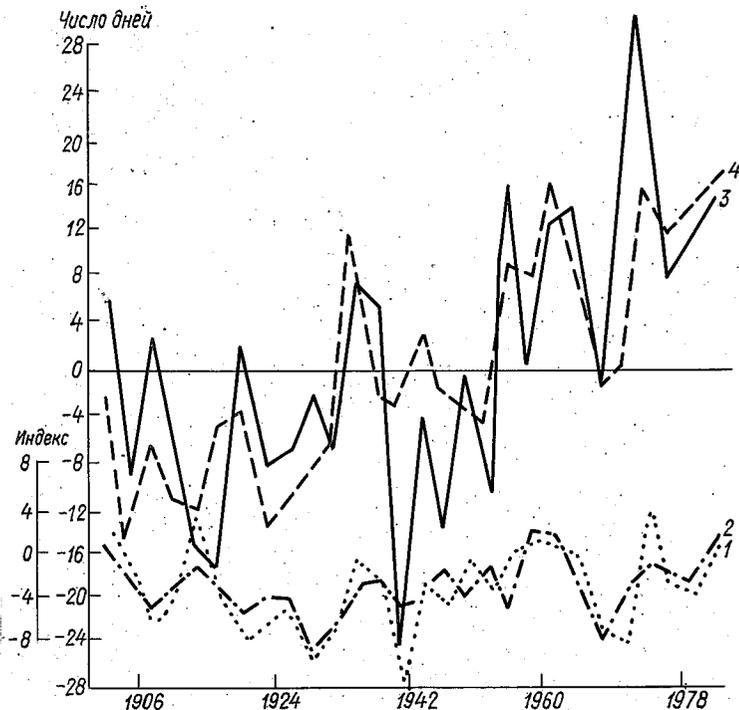


Рис.2. Ход индекса суровости зим на ЕЧС (1); средне-площадного значения индекса по ЕЧС, югу Сибири и Средней Азии (2); аномалии числа дней с глубокими циклонами в зимний период (3,4) по классификации Вительса

В сумме по пяти районам северного полушария в период с 1900 по 1940 г. экстремальных сезонов было 80, а в период с 1941 по 1985 г. их было 110. Этот факт говорит о том, что в последние десятилетия наряду с нарастанием числа глубоких циклонов произошло увеличение экстремальных зимних сезонов.

Проведенные исследования не противоречат и тому, что экстремально холодная зима 1986-87 г. на ЕЧС характеризовалась увеличением количества дней с глубокими циклонами в этот период (45 дней) по отношению к средней многолетней норме района, которая составляет 35,7 дней. На большей части территории ЕЧС в аномально холодном январе 1987 г. почти все время была антицик-

Таблица 1

Число экстремально теплых и холодных зим  
(индекс суровости зим  $\geq 18$ ) для двух  
периодов (1900 - 1940 и 1941 - 1985 гг.)

Территория	1900 - 1940 гг.	1941 - 1985 гг.
ЕЧС	9	21
Средняя Азия	17	26
Юг Сибири	19	24
Аляска	20	23
Канада	15	16
Сумма	80	110

Таблица 2

Повторяемость суровых и теплых зим  
(индекс суровости зим  $\geq 16$ ) для двух  
периодов (1900 - 1940 и 1941 - 1985 гг.)

Район	Суровые зимы		Теплые зимы	
	1900-1940	1941-1985	1900-1940	1941-1985
ЕЧС	7	13	10	15
Средняя Азия	11	11	9	20
Юг Сибири	13	12	11	17
Аляска	11	12	13	15
Канада	11	14	12	12
Сумма	53	62	55	79

лоническая погода. По югу нашей территории и в акватории Средиземного моря в течение января шли глубокие циклоны. Экстремальной зиме предшествовала теплая осень. Предзимье характеризовалось повышенным числом дней с глубокими циклонами на севере ЕЧС. В связи с частотой глубоких циклонов над Евразией мы и наблюдали, по-видимому, крупные как положительные, так и отрицательные аномалии температуры.

Последнее десятилетие отличается также и некоторым совпадением отдельных деталей во временном ходе числа глубоких циклонов и отдельно теплых и суровых зим. Если сравнить ход экстремальных значений индексов [6] с ходом глубоких циклонов, можно заметить, что теплые зимы чаще приходится на годы, когда число глубоких циклонов повышено (см. рис. 2). В период с 1941 по 1985 гг. когда наблюдался повышенный циклогенез, теплые зимы совпадают (в 68 % случаев) с повышенной аномалией числа глубоких циклонов. В период с 1900 по 1945 г., когда циклоническая деятельность снижена, число суровых зим, как правило, приходится на самые низкие значения числа дней с глубокими циклонами. Этот вывод подтверждается данными табл. I, 2, из которых видно, что во втором периоде (1941-1985 гг.) экстремальных (теплых и холодных) зим больше, чем в первом периоде (1900-1940 гг.). Но все же заметно, что теплые зимы преобладают во втором периоде, когда аномалия числа дней с глубокими циклонами была повышена.

В результате проведенного исследования можно сказать, что возросшее за последние десять лет число экстремальных зим связано с активизацией процесса циклогенеза в районах Северной Атлантики и ЕЧС.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И.И., Винников К.Ф. Пространственная и временная изменчивость осредненной по широте средней месячной температуры воздуха северного полушария // Труды ГГО. - 1975. - Вып. 364. - С. 163-177.
2. Борисенков Е.П., Воробьева Е.В., Покровская Т.В. Долгосрочные колебания погоды и климата // Юбилейный сб. ГГО. - 1977. - С. 40-52.
3. Вительс Л.А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 128 с.
4. Изменение температуры северного полушария за период 1881-1975 гг. /И.И. Борзенкова, К.Ф. Винников, Л.П. Спирина, Д.И. Стехновский // Метеорология и гидрология. - 1976. - № 7. - С. 27-35.
5. Канаева А.Д., Сазонов Б.И. О возрастании пов-

торяемости холодных месяцев в Евразии//Труды ИГО.-1985.-  
Вып.486.-С.103-107.

6. Каталоги индексов экстремальности зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария /Б.И.Сазонов , В.Н.Сердюк , Е.И.Крош , В.И.Сергеева //Труды ИГО.-1986.- Вып.503.- С.11-23.

А. А. Букантис

ВЛИЯНИЕ АДВЕКЦИИ ВОЗДУХА НА ФОРМИРОВАНИЕ  
ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПРИБАЛТИКИ  
В ХОЛОДНОЕ ПОЛУГОДИЕ

Процесс формирования климатических экстремумов, их повторяемость и изменчивость до конца не ясны. Ряд факторов (радиационных, циркуляционных), обуславливающих возникновение климатических аномалий, действует совместно, находясь в сложном взаимодействии друг с другом. Необходимо хотя бы приблизительно оценить роль каждого из основных факторов, участвующих в названном процессе. Это особенно актуально для географических районов с повышенной аномальностью климата, к которым относится и Прибалтика. Поскольку циркуляционные факторы являются главным звеном в механизме формирования сезонной климатической аномалии, в данной статье исследуется связь адвекции воздуха с возникновением теплых и суровых зим в Прибалтике.

В настоящее время имеется много исследований, посвященных изучению связи горизонтального переноса различных субстанций в атмосфере с температурой у поверхности земли [1, 2, 4 - 12]. Это поиски связи аномалий температуры воздуха у земли с геопотенциалом на разных высотах, с интенсивностью зональной циркуляции, а также между характеристиками и частотой колебаний среднего давления на уровне моря в североатлантическом секторе, с одной стороны, и долговременными трендами температуры - с другой, изучение скорости перемещения аномалий температуры воздуха по кругу широты с запада на восток. О широком фронте поисков в этой области свидетельствует обширная литература. Но пока мало уделялось внимания связям аномальности температуры воздуха у земли с направлением и интенсивностью приземной адвекции, которые могут дать дополнительную информацию о циркуляционных условиях формирования температурных аномалий в Прибалтике - в районе с преимущественно равнинным рельефом. Это район со всех сторон открытый как влиянию воздушных масс с Атлантики и Арктического бассейна, так и с континента Евразии. Холмистые гряды Жемайтии,

Курземе, Видземе и Восточной Литвы почти не превышают 200–300 м над уровнем моря. Такие сравнительно небольшие поднятия поверхности создают в поле метеорологических элементов различия микроклиматического масштаба, а деформация общего воздушного потока незначительная. Это относится и к другим элементам лито-, гидро- и биосферного происхождения, к которым часто примыкают и объекты, созданные или видоизмененные человеком.

Представляется целесообразным рассмотреть связь между характеристиками приземной адвекции и температурой воздуха более подробно на основе прямых расчетов и с использованием количественных показателей.

В работе использованы данные наблюдений за направлением ветра (месячные суммы повторяемости по восьми румбам) и температурой воздуха холодного полугодия станций Ленинград, Веребье, Тарту, Вильнюс и Калининград за 1891–1986 гг. Данные обработаны отдельно для первой (октябрь–декабрь) и второй половины (январь–март) холодного периода.

Была оценена корреляция всех восьми румбов направления ветра с температурой воздуха. Значимая положительная связь температуры обнаружена с румбами Ю, ЮЗ и З, а отрицательная – с С, СВ, В. Связь остальных направлений ветра с температурой воздуха слабая или отсутствует. Индексы адвекции найдены из соотношения повторяемости румбов, имеющих положительную и отрицательную корреляцию с температурой воздуха. Полученный индекс адвекции имел распределение с положительной асимметрией. С помощью операции логарифмирования распределение индекса было приведено к распределению, мало отличающемуся от нормального. Пространственная корреляция индексов адвекции в исследуемом районе составляет 0,47–0,85 для первой половины холодного периода и 0,46–0,75 для второй половины (табл.1), что подтверждает общую репрезентативность адвективного потока для целей регионального анализа климата Прибалтики. Пространственная корреляция средней трехмесячной температуры тоже довольно тесная (0,66–0,96).

В табл.2 представлены данные о температуре исследуемого периода. Важно отметить противоположные знаки общего тренда температуры в первой и во второй половинах холодного периода. В ходе температуры первой половины холодного периода ярко выделяется потепление 1921–1950 гг., достигающее на севере Прибалтики 0,5–0,6°С, а на юге – 0,2–0,3°С. Дальнейшее потепление происходило только на севере Прибалтики. В период с января по март явно выражена тенденция к понижению температуры. Такое постепенное понижение температуры противоречит ходу средней широтной температуре между 50 и 65° с.ш., где выделяется повышение

Таблица I

Корреляционная матрица индексов адвекции

$$\log \frac{O + O3 + 3}{C + CB + B}$$
 за октябрь-декабрь и январь-март

Станция	Ленинград	Веребье	Тарту	Вильнюс	Калининград
Октябрь - декабрь					
Ленинград	1,00	0,68	0,75	0,46	0,51
Веребье	0,70	1,00	0,73	0,46	0,57
Тарту	0,85	0,79	1,00	0,65	0,68
Вильнюс	0,50	0,47	0,69	1,00	0,61
Калининград	0,57	0,60	0,68	0,71	1,00
Январь - март					

температуры с 1920 по 1940 г. [3]. Это подтверждает особенность климатического режима Прибалтики. Понижение температуры не происходит только в Ленинграде, по-видимому, в связи с эффектом "городского острова тепла".

Сравнивая данные табл. 2 и 3, можно обнаружить, что тенденции изменений температуры прямо пропорциональны изменениям индекса адвекции, что соответствует уменьшению или увеличению адвективного притока тепла с юга, юго-запада и запада. Адвекция этих направлений чаще наблюдается в начале холодного полугодия (индекс адвекции в октябре-декабре примерно на 44% выше, чем в январе-марте).

Получена положительная корреляция между индексами адвекции и температурой воздуха. Коэффициенты корреляции (см. табл. 3) в основном соответствуют 5 %-ному уровню значимости. Они стабильнее во второй половине холодного периода, по-видимому, потому, что вырастают температурные различия подстилающей поверхности океана и континента.

Корреляция средней трехмесячной температуры и индекса адвекции подтверждает важность роли адвективных изменений температуры в формировании температурного поля холодного периода (особенно его второй половины) в Прибалтике. В первой половине холодного периода вклад адвекции в изменчивость температуры меньше еще и потому, что адвективный приток воздуха с разных направлений может способствовать образованию аномалии температуры одного знака. Это касается восточной адвекции, преобладание которой в октябре-ноябре часто носит характер адвекции тепла (континент еще сохраняет тепло).

Таблица 2

Температура холодного полугодия в Прибалтике за 1891-1986 гг.

Станция	Октябрь - декабрь				Январь - март				Стандартное отклонение 1891-1986
	1891-1920	1921-1950	1951-1986	Стандартное отклонение 1891-1986	1891-1920	1921-1950	1951-1986	Стандартное отклонение 1891-1986	
Ленинград	-0,5	0,1	0,3	1,60	-6,6	-6,6	-6,15	2,50	
Веребье	-1,8	-1,3	-1,1	1,66	-7,2	-7,4	-7,4	2,36	
Тарту	0,1	0,7	0,7	1,56	-5,25	-5,4	-6,0	2,57	
Калининград	3,1	3,3	3,6	1,20	-1,2	-1,8	-1,95	2,39	
Вильнюс	1,3	1,6	1,6	1,21	-3,2	-4,1	-4,4	2,40	

Таблица 3

Индексы приземной адвекции и их корреляция ( $R$ ) со средней трехмесячной температурой

Станция	Период, годы	Октябрь-Декабрь		Январь-Март	
		$\log \frac{Ю + ЮЗ + З}{С + СВ + В}$	$R$	$\log \frac{Ю + ЮЗ + З}{С + СВ + В}$	$R$
Ленинград	1891-1920	0,41	0,62	0,36	0,57
	1921-1950	0,45	0,42	0,32	0,59
	1951-1986	0,43	0,30*	0,34	0,70
Веребье	1891-1920	0,45	0,47	0,46	0,38
	1921-1950	0,55	0,70	0,37	0,61
	1951-1986	0,61	0,26*	0,47	0,60
Таргу	1891-1920	0,52	0,67	0,41	0,71
	1921-1950	0,61	0,73	0,40	0,78
	1951-1986	0,58	0,32*	0,35	0,76
Калининград	1891-1920	0,32	0,53	0,29	0,64
	1921-1950	0,37	0,49	0,17	0,66
	1951-1986	0,48	0,36	0,20	0,67
Вильнюс	1891-1920	0,67	0,48	0,58	0,48
	1921-1986	0,52	0,57	0,31	0,62
	1951-1986	0,55	0,16*	0,28	0,68

\* - Коэффициенты корреляции, не соответствующие 5 %-ному уровню значимости.

Различия циркуляционных условий первой и второй половины холодного периода обнаруживаются и во временном ходе индексов адвекции (рисунок). Некоторые выявленные эпохи ступенчатого тренда можно отнести к случайным (перенос или застройка флэгера

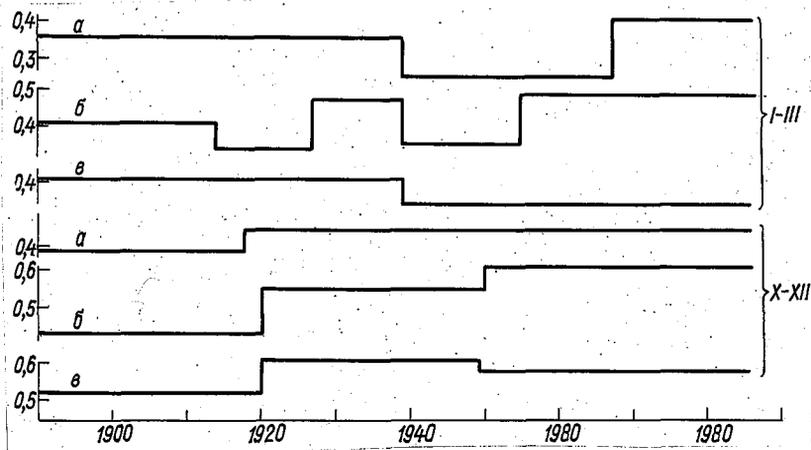


Рис. Ступенчатый тренд индексов адвекции по данным станций Ленинград (а), Веребье (б) и Тарту (в) за январь-март и октябрь-декабрь

станции), но есть и климатические. С 1939 г. (для января-марта) начинается период с возросшей повторяемостью С, СВ и В ветров, который в первой половине холодного периода не обнаружен.

Таким образом, полученные результаты указывают на необходимость деления холодного периода на две части при изучении адвективных факторов формирования температурного режима Прибалтики. Предлагаемый индекс приземной адвекции является информативным показателем адвективных переносов воздуха, которые играют решающую роль в аномальных изменениях температуры в Прибалтике.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардин М.Ю., Нестерова Г.А. Пространственно-временные связи приземной температуры с характеристиками крупномасштабной циркуляции на уровне 500 гПа // Труды ГИЦ СССР. - 1987. - Вып. 294. - С. 64-75.
2. Буракова Р.И. Роль западно-восточного переноса в формировании месячной аномалии температуры воздуха зимой // Труды ВНИИГМИ - МЦД. - 1987. - Вып. 141. - С. 86-90.
3. Глобальный климат/Пер. с англ.; Под. ред. Дж.Т.Хотона.-Л.: Гидрометеоздат, 1987.-500 с.

4. Г о л у б е в В.В. Роль теплообмена между океаном и атмосферой в формировании аномалий средней месячной температуры воздуха на территории СССР //Труды ГИЦ СССР. - 1987. - Вып.293. - С.70-76.
5. Ж а к о в С.И. Влияние Арктики на климат СССР.-Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - 84 с.
6. М и ш и н а М.И. О внутригодовой изменчивости зональных и меридиональных переносов в I естественном синоптическом районе // Труды Гидрометцентра СССР, 1988. - Вып.297. - С. 32-41.
7. Н е у ш к и н А.И., Б а й д а л М.Х., С а н и н а А.Т. Связь аномалии средней месячной температуры у земли с температурой и геопотенциалом изобарических уровней // Труды ВНИИГМИ - МЦД, 1987. - Вып.141. - С.70-86.
8. П я ч ю р е н е Ю. Трансформационные изменения температуры в свободной атмосфере при прямолинейном перемещении воздушных масс на южную Прибалтику. - Вильнюс: Статьи по гидрометеорологии. 1980. - Т.9. - С. 69-75.
9. Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends/T.Moses , G.Kiladis , N.Diaz , R.Barry //Journ. Climatolog.-1987.-Vol.7, N I.- P.13-30.
10. G r a b a u J. Klimaschwankungen und Großwetterlagen in Mitteleuropa seit 1881//Geogr. helv.-1987.-Vol.42, N I.- S.35-40.
11. К о ź у ч о w s k i К r., М а r c i n i а k К. Fluktuacje i tendencje zmian temperature powietrza w Europie w latach 1881-1970 //Acta Univ. N. Gopernici Geogr.-1986.-N 19.- P. 69-88.
12. O s u c h o w s k a - K I e i n В. Zmiennoсе оуrculacji atmosferycznej w Europie w bieżącym stoleciu//Prz. geofiz.-1987.-Vol.32, N I.- P. 49-55.

Л. А. Артеменко

**ВОЗМОЖНЫЕ ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА КАНОНИЧЕСКИХ  
КОРРЕЛЯЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ**

Метод канонических корреляций (КК) был развит независимо друг от друга американским ученым Хотеллингом и советским ученым А. М. Обуховым еще в 30-е годы [4, II]. Он успешно применялся в задачах биологии, социологии и экономики и описывался в литературе, однако в метеорологии вплоть до 70-х годов этот метод почти не использовался.

Изучение статистической структуры метеорологических полей дает возможность использовать в метеорологии ряд методов и приемов, применявшихся в современной математической статистике для других целей. Примером может служить факторный анализ, дискриминантный анализ, метод разложения совокупности случайных величин на естественные ортогональные составляющие, метод множественной регрессии, получивший особенно широкое применение при построении охем статистического прогноза.

Последний метод дает возможность найти линейную комбинацию предикторов, наиболее тесно статистически связанную с предиктантом. Однако практически мы крайне редко встречаемся с ситуацией, когда имеется единственный предиктант — значение некоторого метеорологического элемента в некоторой точке. Обычно нас интересует значение метеоэлемента в нескольких точках, т. е. мы имеем дело с несколькими предиктантами. Поэтому выделение "наиболее значимых параметров", необходимых для прогноза, здесь целесообразно производить, исходя из анализа статистических связей, существующих между двумя группами случайных величин — совокупностью предикторов и совокупностью предиктантов. При этом задачу классического метода множественной регрессии мы заменяем более общей задачей: найти линейную комбинацию предикторов и линейную комбинацию предиктантов — таких, чтобы они обладали наиболее тесной статистической связью друг с другом.

Решить эту задачу позволяет общий метод линейного статистического анализа — метод канонических корреляций. Таким образом,

КК — это корреляция между линейной комбинацией нескольких  $X$  и линейной комбинацией нескольких переменных  $Y$ . Одна из задач, связанных с этим методом, заключается в определении неизвестных коэффициентов  $\alpha_i$  и  $\beta_i$  таким образом, чтобы корреляция между  $X^*$  и  $Y^*$  была максимальной. Этот максимальный коэффициент получил название первого канонического коэффициента корреляции между двумя множествами переменных. Соответствующие линейные комбинации  $X_1^*$  и  $Y_1^*$  называются первыми каноническими переменными. Кроме того, оказалось возможным получить несколько пар таких линейных комбинаций, каждая из которых статистически ортогональна по отношению ко всем остальным линейным комбинациям тех же случайных переменных, а также по отношению к линейным комбинациям из второго набора случайных переменных, за исключением одной. Вторая каноническая корреляция будет определяться такой линейной комбинацией  $X_2^*$  и  $Y_2^*$ , что среда всех линейных комбинаций, не коррелированных с  $X_1^*$  и  $Y_1^*$ , эти вторые канонические переменные дадут второй по величине КК и т.д. Каждое последующее множество канонических переменных определяется аналогичным образом, и если  $q \leq p$ , то мы получим  $q$  КК и  $q$  множеств канонических переменных. И может оказаться полезным использовать не одну, а несколько первых пар, те из них, связь между которыми характеризуется еще приемлемыми с точки зрения интересующей нас задачи коэффициентами корреляции. Выбрав несколько пар, отвечающих относительно большим значениям КК, получим достаточно полное представление об имеющихся корреляциях между двумя группами величин  $X$  и  $Y$ .

Математически задачу нахождения интересующих нас комбинаций можно свести к задаче отыскания собственных значений и собственных векторов неотрицательной матрицы  $L$  порядка  $n$  [4, 10]:

$$L = A_{11}^{-1} A_{12} A_{22}^{-1} A_{21}, \quad \text{где } A_{21} = A'_{12}.$$

Корни из собственных значений матрицы  $L$ , расположенные в порядке убывания, определяют значения коэффициентов корреляции между линейными комбинациями, а компоненты собственных векторов есть коэффициенты соответствующих линейных комбинаций.

Основные работы по применению метода КК в метеорологии появились только в конце 60-х годов. До 1967 г. ссылки на теорию этого метода в отечественной литературе ограничивались небольшой заметкой Ю.А.Шшикова, содержащей попытку применить метод Обухова в гидрологии, и статьей Н.А.Багрова, в которой вводился индекс аналогичности векторных полей, т.е. рассматривался один из возможных способов количественного определения аналогичности посредством показателей корреляции векторов [1].

Анализ работ по применению метода КК в метеорологии позволил выделить три основные области приложения этого метода, приведенные и описанные ниже.

### 1. Применение метода к анализу климатических рядов.

Метод КК в настоящее время используется главным образом для установления и анализа связей между различными элементами, для выбора оптимальных предикторов. Использование метода непосредственно для прогноза встречается лишь в небольшом числе работ, причем в отдельных работах применяется некоторая модификация этого метода, когда, например, в качестве предикторов берутся канонические переменные, а в качестве предиктантов – исходные величины.

Прогностическое уравнение на основе метода КК крайне простое. Если множество  $Y$  – это предиктанты, а множество  $X$  – предикторы, тогда, с точки зрения теории предсказания, величина  $Y_1^* = \sum_{k=1}^n \beta_{k1} Y_k$  является лучше всего прогнозируемой (в рамках линейной теории), т.е. той линейной комбинацией предиктантов, значение которой точнее всего восстанавливается по заданной системе предикторов. Величина же  $X_1^* = \sum_{i=1}^m \alpha_{i1} X_i$  – это та линейная комбинация предикторов, которой надо воспользоваться для прогноза лучше всего прогнозируемой величины  $Y_1^*$  (прогнозируемое значение  $Y_1^*$ , очевидно, будет пропорционально значению  $X_1^*$  с коэффициентом пропорциональности, равным значению коэффициента КК).

Вопросы применения метода КК к построению схем статистического прогноза метеорологических полей рассматривались в работах, проводимых в ИГО в 1967 г. На конкретных примерах, касающихся прогностических зависимостей между средней месячной температурой на поверхности Северной Атлантики в ноябре и средней месячной температурой воздуха над ЕЧС в декабре, статистических связей метеорологических полей температуры и потенциала на АТ<sub>500</sub> для двух различных участков территорий, показано, что канонический коэффициент корреляции не только для первой, но и для второй пары комбинаций существенно превосходит максимальный элемент исходной кросскорреляционной матрицы, что свидетельствует о значительном повышении связи при переходе к каноническим корреляциям [3].

Применению этого метода к задачам статистического прогнозирования посвящена вышедшая в 1984 г. статья М.С. Татарской и М.И. Фортус [8], в которой была рассмотрена задача прогноза среднегодовой приземной температуры воздуха. Для этой цели был

использован климатический ряд значений за 86 лет среднегодовых температур, осредненных по широтному поясу 30–80° с.ш. Кроме того, использовались данные о значениях среднегодовой температуры воздуха на уровне моря для северного полушария в узлах географической сетки в широтном поясе от 15 до 80°. По полученным результатам сделаны выводы о том, что для ряда температуры широтной зоны 30–80° с.ш. существенный вклад вносят значения температуры, относящиеся к сравнительно далекому "прошлому" и "будущему", в то время как для среднегодовых температур воздуха над океанами нужная для прогноза информация о поведении температурного ряда в прошлом содержится в основном в самом последнем наблюдаемом значении температуры. Подводя итоги, авторы статьи отмечают, что применение метода КК к реальным климатическим рядам позволяет отыскивать наилучшим образом прогнозируемые величины, точность которых, по крайней мере в некоторых случаях (в частности, в случае среднегодовых значений температуры широтной зоны 30–80° с.ш.), заметно выше точности прогнозирования самих значений ряда.

Вот это последнее замечание и является причиной сравнительно редкого применения метода КК для прогноза: метод позволяет получить максимальную корреляцию только для линейных комбинаций исходных значений предиктанта. Вопрос о том, насколько точно небольшое количество первых канонических переменных позволяет восстанавливать исходные значения предиктанта, остается в настоящее время неисследованным. Вполне вероятно, что выигрыш в величине КК, полученный при переходе к каноническим переменным, будет сведен на нет ошибками восстановления исходных значений предиктанта.

Изучению на эмпирическом материале возможностей метода КК для восстановления исходных полей предиктанта посвящена работа О.А. Батыревой [2]. В работе прогнозировались значения температуры воздуха на европейской части СССР по данным судов погоды о заблаговременности шесть месяцев двумя способами. Для сравнения на одном и том же материале задача решалась с помощью метода так называемой регрессии на главных компонентах, когда сначала находятся главные компоненты отдельно для предикторов и предиктантов, а затем между ними строятся уравнения линейной регрессии. Анализировалась сравнительная эффективность для прогноза одного и того же числа предсказателей обоих канонических переменных и главных компонент, критерием сравнения служил множественный коэффициент корреляции фактического и прогностического поля предиктанта.

На основании результатов расчета и их подробного анализа, автор утверждает, что на зависимом материале выявилось преимущество первых канонических переменных по сравнению с первыми главными компонентами для прогноза летней температуры воздуха на европейской части СССР по зимней температуре воды в Северной Атлантике. Выявленное различие оказалось значимым. Кроме того, было проверено, насколько указанное свойство сохраняется на независимом материале, и эта оценка на независимом материале также указывает на некоторое преимущество канонических переменных.

Две работы, вышедшие почти одновременно в 1968 г., американского ученого Глена и статья С.М.Олевокой посвящены выявлению связей между значениями геопотенциала в два (работа Глена) и три соседних дня (статья С.М.Олевокой) [6, 10]. Но если в работе Глена метод КК используется для установления и анализа связей между значениями геопотенциала в два соседних дня, то в статье С.М.Олевокой сравниваются два метода, применяющиеся для анализа статистической структуры поля геопотенциала на данной сети станций: это метод естественных ортогональных составляющих и метод канонических корреляций (КК). Автор делает вывод о том, что в случае использования данных, относящихся к различным моментам времени, метод КК более приспособлен для прогностических целей, чем метод разложения на естественные ортогональные составляющие. Такое заключение позволило сделать расчеты, показавшие, что коэффициенты при значениях геопотенциала в предыдущий день в 3-4 раза больше, чем соответствующие коэффициенты для поля геопотенциала, взятого за два предыдущих дня. Метод же естественных ортогональных составляющих дает совпадающие коэффициенты при значениях геопотенциала на одинаковых станциях для разных дней. Поэтому, если попытаться давать прогноз, используя лишь первые две естественные ортогональные составляющие, значения геопотенциала в последний наблюдаемый момент времени и за день до него войдут в этот прогноз с одинаковыми весами, что представляется малоестественным.

В работе Глена [10], где значительное место отводится теории вопроса, было показано, что методы множественной регрессии и дискриминантного анализа являются частными случаями метода КК.

В некоторых работах, как уже отмечалось выше, с целью установления связей между различными элементами и с прогностической целью используется метод КК не в чистом виде, а его модификации. Здесь можно назвать работу В.В.Оганесяна [5], в которой исследуются синхронные и асинхронные зависимости между темпера-

турными аномалиями поверхности океана и аномалиями температуры воздуха с различным сдвигом во времени с помощью несколько модифицированного метода КК с применением метода главных компонентов.

А в работе А.П.Полкова [7] в качестве предикторов берутся канонические переменные, а в качестве предиктантов — исходные величины.

II. Еще одна область возможного применения метода КК — это восстановление климатических данных прошлого по косвенным источникам:

1. По древесным кольцам. Этому вопросу посвящена напечатанная в 1974 г. большая работа американского ученого Фритса [9], описывающая множественные методы определения связи дереворазвития и климата для восстановления аномалий в палеоклимате. Автор отмечает, что большинство климатических и гидрологических рядов данных в западных частях Северной Америки относительно короткие и недостаточны для оценивания длиннопериодных климатических изменений, поэтому вопрос о восстановлении климатических рядов очень важен. Кольца деревьев в некоторых западных районах Северной Америки являются единственным источником информации о прошлых изменениях климата и других факторов высшей среды. До недавнего времени извлечение этой климатологической информации было ограничено, так как вычислительная техника была недостаточно развита для обработки большого числа переменных, что часто приходилось принимать во внимание. Последние достижения в развитии методов множественного анализа и развитие высокоскоростных компьютеров сделали возможным объективный анализ колец деревьев, отражающих разнообразие природных факторов.

В работе в качестве климатических данных использовались нормализованные значения сезонного давления на уровне моря (рассматривалась западная половина северного полушария) с 1899 по 1966 г., исключая 1939—1944 гг. Дендрохронологические данные брались с 1700 по 1962 г. Для общих 57 лет (1900—1962, исключая 1939—1944), для которых имеются климатические и дендрохронологические данные, был применен метод КК. Множественный анализ использовался для получения функций отклика или передаточных функций, позволяющих перейти от дендрохронологических данных к климатическим. Установленные статистические связи использовались для продления в прошлое данных по давлению до 1700 г. Автор отмечает, что в ближайшее время метод КК будет применен для восстановления рядов до 1500 г.

Хронологические данные, использованные в работе, могут обеспечивать восстановление климатических переменных, коррелированных с полем давления. Полученные коэффициенты могут быть исполь-

зованы для восстановления данных по температуре, осадкам и другим климатическим данным, связанным с данными хорошо предсказываемого давления. Наконец, возможно использовать сетку температур и осадков так же успешно, как и давление, в случае непосредственной связи климатических данных с данными роста деревьев.

2. По спектру ископаемой пыли. Применение метода КК для восстановления климатических рядов в прошлое в этом случае аналогично вышеописанному. Использование метода КК дает возможность воспроизвести временные ряды прошлых климатических изменений в течение последних 15 тыс. лет. Многомерные статистические методы использовались для того, чтобы получить набор математических передаточных функций, преобразующих данные по спектру ископаемой пыли прямо в количественные оценки прошлых климатических величин [13].

3. В [12] предложено использовать метод КК для исследования связей во времени и пространстве. Предполагается, что этот метод сможет объяснить временные особенности (а именно сезонные изменения природы) связей на больших расстояниях и сдвиги между этими изменениями. В работе рассматривается три примера связей на данных расстояниях, а именно: а) давления воздуха в пункте Дарвин с давлением на о. Таити, б) давления воздуха в пункте Дарвин с осадками над юго-восточной частью Австралии, в) давления воздуха в пункте Дарвин с температурой воздуха в Исландии.

Для исследования этих связей, как отмечает автор статьи, использовались различные статистические методы. Каждый из них имеет свои достоинства и недостатки, но все они указывают на особую природу связей на больших расстояниях. Используемый в работе канонический корреляционный анализ позволил подтвердить закономерности, установленные ранее, и, кроме того, выявил существование других интересных особенностей этих связей. В работе для определения запаздывания между двумя переменными, имеющими связь на дальних расстояниях, используется каноническая структурная модель: которая, как считает автор, лучше всего описывает форму канонических векторов и которая представляет собой корреляции каждой из исходных переменных с каноническими переменными.

Проблема достаточного количества данных, о которой упоминалось в работах предыдущих авторов, указывается и здесь. Для обеспечения стабильности канонических векторов необходимо, чтобы отношение числа наблюдений к числу переменных было не меньше 2, а лучше, если много больше. В противном случае недостаток данных может свести к нулю все достоинства этого метода.

Подводя итоги, автор делает вывод о целесообразности применения этого метода в исследовательской практике. Канонические векторы подходят для преобразования результата в удобные для исследователя формы (в этой работе – канонические структуры). Изучаемые временные особенности в метеорологии, как правило, имеют достаточно сложные формы, а этот метод позволяет выявить закономерности, отличные от синусоиды, не выявляемые другими статистическими методами. Результаты достаточно легко интерпретируются.

На основании вышеизложенного материала можно сделать вывод о возможности применения метода канонических корреляций в метеорологии, который позволяет достаточно полно оценить существующие связи между множествами переменных, дает возможность выявлять сложные пространственно-временные закономерности формирования рядов. Но нельзя забывать о недостатках этого метода, а именно: при его использовании требуется достаточная продолжительность рядов наблюдений и существует трудность в интерпретации коэффициентов канонической корреляции в случае их медленно-го убывания по абсолютному значению.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н.А. Индекс аналогичности векторных полей // Труды ЦИП, 1963. – Вып.123. – С.4–17.
2. Батирева О.А. Сравнение канонических переменных с главными компонентами при учете влияния Северной Атлантики на температуру воздуха на Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып.244.
3. Лугина К.М. О статистической связи метеорологических полей для различных участков территорий // Труды ГГО.–1967.– Вып.208. – С.28–31.
4. Обухов А.М. Нормальная корреляция векторов // Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук.–1938.– № 3. – С.339–370.
5. Отанесян В.В. Каноническая корреляция температурных полей атмосферы и океана // Метеорология и гидрология.–1980.– № 3.
6. Олевская С.М. Применение метода канонических корреляций к анализу поля геопотенциала // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1968.– Т.4, № II. – С.1149–1159.
7. Полхов А.П. Прогноз штормовых ветров на морской акватории //Труды Гидрометцентра СССР. – 1980. – Вып.226.
8. Татарская М.С., Формус М.И. Применение метода канонических корреляций к анализу климатических рядов //

Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1984, № II. -  
С. 1027-1034.

9. F r i t t s H.C. Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for reconstructing anomalies in paleoclimate//Jorn. Appl.Meteorol.- October, 1971.-Vol.I0, N 5.-P.845-864.
10. G I a h n H.R. Canonical correlation and its relationship to discriminant analysis and multiple regression.-Journ. Atm. Sci.-1968.-Vol.25, N I.-P.23-31.
11. H o t t e l l i n g H. The most predictable criterion// Journ. Educ. Psychol. 1935.- Vol.26, N 2.
12. N i c h o l l s N. The use of canonical correlation to study teleconnections // Mon. Wea. Rev. 1987.-Vol.II5, N 2.- P. 393-399.
13. T h o m p s o n W., B r y s o n R.A. Late-and postglacial climatic change in the Northern Midwest, USA: quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis // Quat. Res.-1972.-Vol.2, N I.-P.70-115.

Э.И.Шевкунова, Т.Н.Ульянова

## ИНДЕКСЫ ВОЗМУЩЕННОСТИ $H_{500}$ И МИРОВАЯ ПОГОДА

Длинные волны в крупномасштабных глобальных атмосферных процессах играют очень важную роль. Характер длинных волн во многом определяет погодный режим больших регионов. При изучении длинных волн в атмосфере часто используется частотно-волновой анализ. Однако его применение не является лучшим методом прежде всего потому, что в этом методе не учитывается реально существующая связь между коэффициентами разложения исследуемых функций в ряды по синусам и косинусам [6]. Другой метод, в последнее время все чаще применяемый авторами, — это метод мировой погоды (дальние связи), с помощью которого можно установить стационарирование гребней и ложбин длинных волн [5].

Дальние связи, обнаруженные на геопотенциальной поверхности  $H_{500}$ , объясняются прежде всего распространением волн Россби [4]. В настоящей статье была сделана попытка оценить степень связности значений геопотенциала для гребней и ложбин ультрадлинных волн в широтной зоне  $65-40^{\circ}$  с.ш. на поверхности  $H_{500}$  с тем, чтобы выявленные закономерности послужили основой для получения индексов возмущенности потока [3].

Для исследования был использован архив за 34 года, с 1949 по 1982 г., по сетке точек северного полушария с шагом  $5 \times 10$  за зимний период (декабрь-февраль). Из корреляционных матриц 216 порядка вычисленных для каждого зимнего месяца отбирались только те точки, в которых значения геопотенциала были связаны между собой обратной связью, превышающей или равной  $2\sigma$ , причем эти связи должны были сохраняться в течение трех зимних месяцев. Такой путь исследования позволил выявить районы взаимосвязанных изменений геопотенциала, обусловленные стационарированием длинных волн в атмосфере в течение зимы. Взаимосвязанных изменений геопотенциалов в зоне  $65-40^{\circ}$  с.ш. было обнаружено шесть. В табл. I приведены коэффициенты корреляции, превышающие  $2\sigma$  для сопряженных районов. Из таблицы видно, что в северном

Таблица I

Максимальные коэффициенты корреляции сопряженных районов, осредненных за декабрь-февраль

Район	I 0-30° в.д. Западная Европа	II 40-80° в.д. Западная Сибирь	III 90-140° в.д. Восточная Сибирь Дальний Восток	IV 160° в.д. 155° з.д. Тихий океан	V 150-90° з.д. Северная Америка	VI 60-30° з.д. Атлантический океан
I. 0-30° в.д.	1,00	-0,76	+0,57	+0,47	-0,48	-0,67
II. 40-80° в.д.		1,00	-0,67	-0,66	+0,62	+0,63
III. 90-140° в.д.			1,00	+0,54	-0,44	-0,62
IV. 160° в.д. - 155° з.д.				1,00	-0,86	-0,64
V. 150-90° з.д.					1,00	+0,45
VI. 60-30° з.д.						1,00

полушарии в широтной зоне 65-40° существует девять диполей - районы, где значения геопотенциала связаны между собой обратной связью. Пучности одного и того же знака связаны между собой положительными коэффициентами корреляции. Все эти связи обусловлены прежде всего связностью геопотенциалов в гребнях и ложбинах ультрадлинных волн. Обращает на себя внимание тот факт, что в восточном полушарии пучности ультрадлинных волн чередуются по знаку, а в западном полушарии пучности одного знака дублируют друг друга. По-видимому, пучности противоположного знака, которые должны находиться между ними, стационарируют в более низких широтах. Возможно, эта статистически найденная закономерность отражает тот факт, что ложбины длинных волн чаще всего хорошо развиты на определенных долготах [2].

Связность значений геопотенциала каждой диполи позволяет вычислить индекс возмущенности потока как разность аномалий геопотенциала в точках максимальных обратных связей. Этот индекс будет характеризовать как степень развития гребней и ложбин, так и их фазу. Подобные индексы были рассчитаны для определения степени засушливости в районе ЕЧС и Казахстана. В этом случае в качестве индексов была принята разность температур воздуха в сопряженных районах [1].

В целом по полушарию индекс возмущенности потока был вычислен как линейная комбинация индексов девяти диполей. Значение

индекса характеризует степень развития гребней и ложбин на северном полушарии, а знак индекса указывает на фазу волны. Индексы возмущенности, вычисленные для зимнего сезона за 33 года, представлены в табл. 2. Как видно из таблицы, значение индексов меняется в довольно значительных пределах. Причем положительным индексом считался тогда, когда в среднем за три зимних месяца значения геопотенциала над Западной Европой, Восточной Сибирью, Дальним Востоком и Тихим океаном были выше, чем над Атлантическим океаном, Северной Америкой, ЕЧС и Западной Сибирью. При отрицательных значениях индексов возмущенности, наоборот, значения геопотенциалов были выше над Атлантическим океаном, Северной Америкой, ЕЧС и Западной Сибирью и ниже над Западной Европой, Восточной Сибирью, Дальним Востоком и Тихим океаном.

Таблица 2

Индекс возмущенности  $I_B$  (декабрь-февраль)  
северного полушария за период 1949-1982 гг.

Зима	$I_B$								
1949-50	+9	1956-57	6	1963-64	5	1970-71	6	1977-78	-4
1950-51	-2	1957-58	-8	1964-65	-8	1971-72	19	1978-79	4
1951-52	-4	1958-59	5	1965-66	-2	1972-73	9	1979-80	-1
1952-53	-6	1959-60	-5	1966-67	-2	1973-74	4	1980-81	-10
1953-54	+9	1960-61	0	1967-68	-7	1974-75	5	1981-82	7
1954-55	-9	1961-62	-2	1968-69	-1	1975-76	3		
1955-56	-4	1962-63	-7	1969-70	-11	1976-77	-9		

Ниже перечислены зимние сезоны с максимальными по абсолютному значению индексами возмущенности потока  $H_{500}$ :

Годы с положительными значениями  $I_B$       Годы с отрицательными значениями  $I_B$ :

1949-50, 1953-54,  
1956-57, 1970-71,  
1971-72, 1972-73,  
1981-82

1952-53, 1954-55,  
1957-58, 1962-63,  
1964-65, 1967-68,  
1969-70, 1976-77,  
1980-81

По группам лет методом наложения эпох были построены средние карты значений геопотенциала  $H_{500}$ , приземного давления и приземной температуры воздуха. Карты средних аномалий геопотенциала  $H_{500}$  оказались противоположными по распределению гребней и лож-

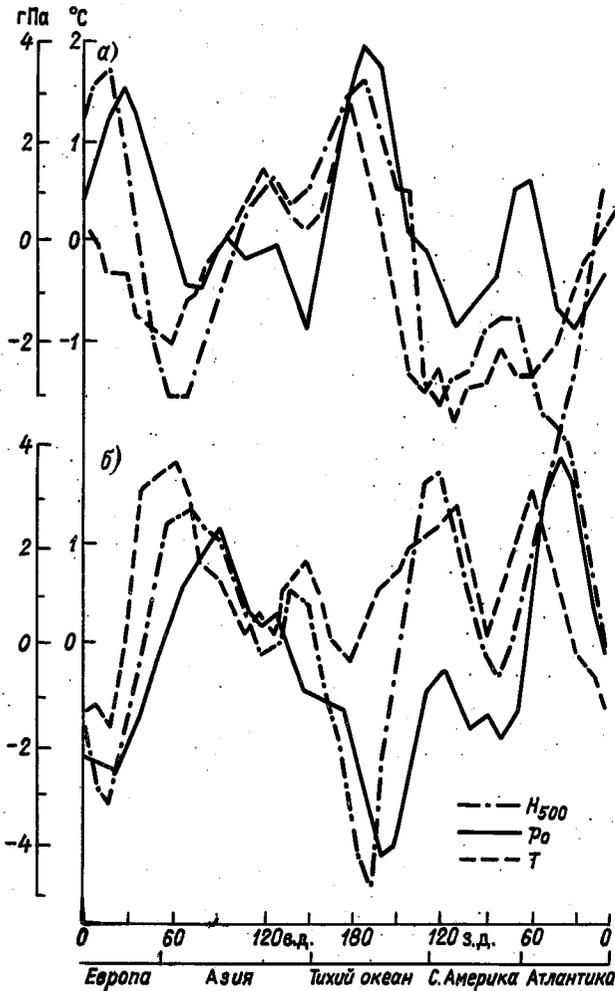


Рис. Средние долготные значения аномалий геопотенциала  $H_{500}$ , приземного давления и температуры за зимний период (декабрь-февраль) при положительных (а) и отрицательных (б) значениях индекса возмущенности.

бин на северном полушарии. Пространственный коэффициент корреляции этих двух карт составил - 0,82.

Карты приземного поля давления и температуры, построенные для двух групп лет, тоже носят явно противоположный характер. В этом легко убедиться, если проанализировать рисунок, на котором представлены средние долготные значения геопотенциала  $H_{500}$ , приземного давления и температуры, вычисленные как средние по шести точкам для каждого меридиана широтной зоны  $65-40^{\circ}$  с. для двух групп лет. Для группы лет с положительными значениями индекса над Европой, Восточной Сибирью и Тихим океаном наблюдаются гребни, а над Северной Америкой, Атлантическим океаном - ложбины. При отрицательных значениях индекса положение гребней и ложбин носит явно зеркальный характер по отношению к распределению при положительных значениях индекса. Ход приземного давления и температуры для разных групп лет, как видно из рисунка, тоже имеет противоположный характер.

Таким образом, макроциркуляционный индекс возмущенности, определенный на основе дальних связей на  $H_{500}$ , во-первых, носит, как можно было убедиться, глобальный характер, во-вторых, довольно хорошо характеризует распределение приземного давления и связанного с ним поля температуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г и р с к а я Э.И., С а з о н о в Б.И., К р о п п Е.И. Показатели метеорологических засух//Труды ГГО.-1979.-Вып.403.-С.14-21.
2. П а л ь м е н Э., Н ь ю т о н Ч. Циркуляционные системы атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1978,-600 с.
3. F r a e d r i c h K., L u t z M., 1986, Zonal teleconnections and longitude - Time lag Correlations of 500mb Geopotential along  $50^{\circ}$ S//Journ.Atmos. Sci.-Vol.43.-P.2116-2126.
4. H o s k i n s B.J., S i m m o n s A.J., A n d r e u s D.G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere//Quart.Journ. Roy.Meteorol.Soc.-1977.-Vol.103.-P.553-567.
5. W a l l a c e J.M., G u t z l e r D.S. Teleconnections in the geopotential height during field the Norther Hemisphere winter//Mon. Wea. Rev.-1981.-Vol.109.-P.784-812.
6. W a l l a c e J.M., H s u H.H. Ultra-long waves and two-dimensional Roesby wave//Journ.Atmos.Sci.-1983.-Vol.40.-P.2211-2219.

Б. И. Сазонов

### РИТМИКА ПОТЕПЛЕНИЙ КЛИМАТА ЕВРАЗИИ

Развитие физических методов в исследовании палеоклиматов и палеомагнетизма Земли дало возможность открыть в 60-х годах важную связь температурного режима океанов с напряженностью магнитного поля Земли [2].

Окислы железа, которые присутствуют в горных породах, в глиняной посуде, в кирпичках и других предметах, в моменты нагрева фиксируют направление и напряженность магнитного поля Земли. Например, лава извержения вулкана остывая фиксирует то магнитное поле, которое имела Земля в этом районе в момент извержения вулкана. Последние миллионы лет напряженность магнитного поля Земли неуклонно возрастала и достигала наибольшего значения 300–400 тыс. лет назад. В этот период ледниковые покровы Земли, появившиеся на континентах 3–4 млн лет назад, достигали своего максимального развития.

Температура океана, определенная по изотопу кислорода, а также по характеру фораминифер, обнаруживает в последние сотни тысяч лет крупные повторяющиеся флуктуации напряженности магнитного поля Земли [2, 7].

Конец последнего оледенения (12–13 тыс. лет назад) совпал с резким ослаблением напряженности магнитного поля Земли и потеплением климата. Период климатического оптимума (6–8 тыс. лет назад) вновь пришелся на эпоху слабого магнитного поля.

Магнитное поле Земли меняется с периодом в 7–8 тыс. лет [1, 7]. Сейчас мы живем в период спада напряженности магнитного поля Земли в эпоху роста температуры Земли, которая продолжается последние два тысячелетия. Если современную интенсивность магнитного поля взять за I, то в эпоху холодного климата она повышается до I,5, теплого — опускается до 0,5 [1, 2].

Особенно высокой напряженностью магнитного поля Земли была в первом тысячелетии до нашей эры, и это совпало с суровыми климатическими условиями на северном полушарии и в Евразии. По свидетельству греческих путешественников, Центральная Европа и Русская равнина находились в столь суровых климатических условиях, что нормальное существование человека там было невозможно из-за сильных ветров, ливней, снегопадов и низких температур. Косвенные индикаторы климатических условий в общем подтверждают этот вывод [4, 5].

На последние три тысячелетия приходится развитие цивилизации на территории Евразии, которая вместе с потеплением климата двигалась из субтропических широт в полярные. Этот процесс не был равномерным. В особо благоприятные периоды он ускорялся, в неблагоприятные — приостанавливался.

До периода научно-технической революции существование оседлого человека определялось в значительной степени условиями окружающей среды, уровнем урожайности сельскохозяйственных культур. Именно хорошие условия среды позволяли земледельцу собирать хороший урожай, на который мог существовать не только он сам, но и государственный аппарат, армия, ремесленники, т.е. те, что укреплял и развивал цивилизацию.

Человеческая история — это непрерывная борьба оседлого человека с кочевником, в которой изменяющиеся климатические условия то способствовали укреплению экономики оседлых народов, укреплению цивилизации, то подрывали ее. Зависимость урожайности от климатических условий в эпоху примитивного сельского хозяйства была почти функциональной. Ухудшение климатических условий, снижение урожайности подрывало основы древних государств; уменьшало их способность противостоять напору грабителей-кочевников, постоянно искавших случая поживиться за их счет. Длительное процветание древнего государства, его укрепление и территориальное расширение всегда было следствием благоприятных климатических условий, способствующих хорошему урожаю.

На фоне достаточно суровых климатических условий первого и второго тысячелетий до нашей эры, когда зачатки цивилизации существовали только вдоль долин рек Нила, Тигра и Евфрата, резко выделяется эпоха греческой цивилизации, расцвет которой наступил где-то около VII в. до н.э. Это был не только экономический и духовный взрыв в истории цивилизации, это был и беспрецедентный сдвиг цивилизации по широте с южных берегов Средиземноморья на его северные берега. Если до этой эпохи цивилизация существовала на широтах 25–30°, то теперь она впервые появляется на широте 40–45°. На историческую арену выходят вместе с Грецией такие "северные" государства, как Персия, Ассирия, Китай, Урарту. В этот период появляются и "северные" города в Китае, на Ближнем Востоке, на юге Европы. Среди них — Рим. Греция колонизирует все северное побережье Средиземного и Черного морей, развивает в этих некогда "диких" районах сельское хозяйство. Одним из свидетельств продвижения цивилизации на север в VII в. до н.э. является распространение брахмислогового каменного письма, имевшего распространение в эту эпоху в древней Индии на Восточную Сибирь. Недавно несколько каменных плит с этим письмом были найдены на территории Тувы и в Бурятии. Древние южные цивилизации в этот период переживают трудности, связанные с опустыниванием.

Спустя 4-5 столетий климат меняется в сторону похолодания и большего увлажнения южных районов. Движение на север прекращается и отдельные некогда процветавшие греческие города в Европе приходят в упадок. Набирают силу более южные государства - Карфаген, Персия. В центральном и южном Китае впервые создается китайская империя, в которой вводятся впервые единая денежная единица, единица меры веса и длины (период Цинь). Возникают тысячекilометровые торговые пути через Среднюю Азию в Европу через районы, в которых сейчас располагается пустыня. Колодцы, вырытые вдоль этих караванных путей, сейчас не имеют воды, но в ту влажную эпоху они были способны напоить в день сотни людей и верблюдов. Экономическая мощь Китая в этот период была так велика, что предпринимается строительство Великой Китайской стены, чтобы прекратить вторжения кочевников из Центральной Азии. Не менее внушителен в эту эпоху и Карфаген, контролирующий торговые пути Средиземноморья.

Следующая волна потепления климата и связанное с этим новое движение цивилизации на север приходится на период около II в. н.э., т.е. спустя примерно 900 лет после первой волны потеплений. Вторая волна связана с расцветом Римской империи, которая в этот период расширяет свои владения, включая в них территорию Центральной Европы до Британских островов. В тот же период приходят в движение в результате высыхания пески Сахары, которые засыпают оазисы, ирригационные сооружения и дороги на севере Африки. Приходят в упадок Карфаген, Греция, Китай, который под ударами кочевников, несмотря на наличие Стены, перестает практически существовать как единое государство, не будучи в состоянии найти средства на оборону.

Результатом этой волны потепления климата оказываются такие известные факты, как высокий уровень вод Мирового океана и очень низкий уровень Каспийского моря [5, 7]. К этому же периоду относятся такие явления, как маловодье Рейна и других рек Центральной Европы, высыхание Монголии и Казахстана, наинизший уровень стока Нила и ряд других явлений, характерных для сухого климатического периода.

Спустя 4-5 столетий наступает опять влажный и прохладный климатический период. В VII в. н.э. вновь укрепляется единый Китай, который становится громадным по размерам государством, в котором процветают науки и искусства, изобретают бумагу и порох. В этот период под ударами гуннов и вестготов разваливается экономически ослабленная Римская империя. Власть переходит к более "южной" конкурентке - Византии. Расцвет ее приходится на IV-VII вв., когда оно контролировало громадные территории в субтропических районах Евразии. Упадок этого государства в VIII-XIV вв. последовал за новой волной потепления, которая привела к изменению многих ранее обрабатываемых площадей.

Третья волна потепления климата Евразии наступает спустя примерно 900 лет после второй волны, в XI—XIII вв. В этот период на историческую арену выходят государства Центральной, Восточной и Северной Европы, а Средиземноморские государства теряют свою роль. Русские осаждают Константинополь, норманы покоряют Северную Европу, открывают Северную Америку и Гренландию. Объединившись в крестовых походах, правители государств Центральной Европы опустошают приходящие в упадок страны Ближнего Востока. Слабеет под ударами северных соседей Византия, распадается Богдский халифат.

В этот период усыхания пустынь и неблагоприятных условий для сельского хозяйства в южных государствах, когда очень низкие уровни воды в реках не позволяют проводить орошение, в Центральной Европе, как и в римское время, собирают хорошие урожаи. Более того, сельское хозяйство развивается на севере Европы, в Скандинавии.

Различных свидетельств потепления климата в третьей волне XI—XIII вв. имеется более чем достаточно [2, 3, 7].

Сам факт беспрепятственного продвижения монголов и татар из Центральной Азии в русские Земли и в Центральную Европу в этот период говорит о многом. Климатические условия в значительной степени способствовали тому, что в этот период не было ни очень холодных, ни многоснежных зим, не было больших разливов рек, не было засух, о чем свидетельствует обилие кормов для лошадей и пищи для волков.

В теплый период деревья растут не только на побережье Ледовитого океана, но даже в Хибинских горах и на Полярном Урале на значительной высоте [3]. Сокращаются размеры болот. Все это способствует освоению северных территорий Евразии. Поселения славян в этот период располагались в местах, которые в последующие века оказались затоплены водой.

В горах Западного и Центрального Кавказа в этот период города, замки, дороги и сельскохозяйственные поля существовали значительно выше, чем это отмечается сейчас, а виноградники возделывались на высоте современных пихтовых лесов. В этот же период в Крыму и на Кавказе отмечается расцвет пещерных городов, которые сейчас не пригодны для жилья из-за обилия осадков и зимних холодов. Как всегда в такие периоды отмечалось усыхание Каспийского моря и высокий уровень Мирового океана [3, 5, 7].

Имеются данные по температуре воды у берегов Исландии, по температуре воздуха в Англии, по приросту деревьев в Евразии и Северной Америке, которые однозначно свидетельствуют о том, что в XI—XII вв. наблюдалось мощное потепление климата северного полушария [2, 3, 5, 7].

Спустя 4—5 веков отмечается вновь длительное похолодание климата, так называемый малый ледниковый период. Характерные черты этого периода — суровые зимы в Евразии, увеличение березовых и хвойных лесов за счет дубовых, увеличение лесов в степях и полупустынях. Происходит

оокращение сельскохозяйственного производства на севере Европы. Хлеба не успевают вызреть и уходят под снег. Голодные годы и эпидемии — характерная особенность этого периода в Европе, на Ближнем Востоке, в Китае и Японии. Как и в VI в., так и в этот период в Китае отмечается большая изменчивость погодных условий, которые создают предпосылки частым засухам и наводнениям. Это так называемые эпохи великих бедствий Китая.

— Наконец, спустя примерно 900 лет после третьей волны потеплений Евразии, в середине и конце XX в. отмечается четвертая волна потеплений, которая зарегистрирована сетью метеорологических станций и о которой имеется обширная научная литература. Сейчас мы переживаем пик этого потепления.

Таким образом, на фоне общего потепления климата двух-трех последних тысячелетий и общего движения цивилизации из субтропических в полярные широты, выделяются столетия особенно сильных потеплений, способствующие резкому продвижению сельского хозяйства в более северные широты Евразии. Эти периоды потеплений разделены эпохами холодного и более влажного в степных районах климата, когда движение цивилизации к полярным районам приостанавливается.

Проведенный весьма схематический анализ развития цивилизации на территории Евразии позволяет выделить за исторический период, по крайней мере, четыре волны потепления климата, следующие друг за другом с интервалом примерно 900 лет.

Судя по продвижению сельскохозяйственных культур в высокие широты каждое последующее потепление климата было более мощным, чем предыдущее. Современное потепление, по-видимому, еще не достигло максимального развития и, вероятно, лишь в следующем веке оно приведет к облесению гор Лапландии, Исландии и южной Гренландии, как это имело место в XI—XII вв. [3, 7].

Чтобы с большей уверенностью давать прогноз естественных изменений климата на ближайшие десятилетия, необходимо более детальное исследование природы 900-летнего цикла. Возможно, в основе такой цикличности лежит цикличность запятненности Солнца, поскольку в начале текущего тысячелетия запятненность Солнца была высокой, в середине — очень низкой и в конце тысячелетия опять оказалась очень высокой. Параллелизм хода запятненности Солнца и температуры Евразии в масштабе столетий очевиден.

По-видимому, траектории циклонов существенно меняли свое положение над Евразией за исторический период. В периоды потеплений большая их часть проходила по северу Европы, в период похолоданий — по югу Европы, через Средиземное море и Ближний Восток [2, 7].

Наличие примерно 900-летнего цикла в колебаниях климата голоцена отмечалось в ряде работ, использовавших для анализа климатических

условий пыльцу растений, семенные комплексы или другие косвенные показатели [5, 6]. Наиболее благоприятные для развития растений периоды с достаточным теплом и влагой были тогда, когда район находился в теплом секторе циклонов, основные траектории которых располагались значительно севернее. При очень большом удалении циклонов район попадал под воздействие антициклонов и возрастала засушливость южных территорий [7].

Важность исследования районов потепления климата всеми доступными методами, включая и анализ исторических хроник, заключается в том, что потепление климата, начавшееся в 30-х годах текущего столетия, отражает как естественные изменения климата, вызванные природными факторами, так и влияние антропогенных факторов. Уточнение роли тех и других в ближайшие годы будет одной из главнейших задач науки. Без этого практически не возможен прогноз климата.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б у р л а ц к а я С.П. Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет по мировым археомагнитным данным//Геомагнетизм и аэрология. - 1970. - Т.10, № 4. - С.694-699.
2. В и т и н с к и й Ю.И., О л ь А.И., С а з о н о в Б.И. Солнце и атмосфера Земли. - Л.: Гидрометеоиздат, 1976. - 350 с.
3. К о л е б а н и я климата за последние тысячелетия. - Л.: Гидрометеоиздат, 1988. - 380 с.
4. К о ш к а р о в а В.Д. Семенные флоры торфяников Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - 118 с.
5. Ш п и т н и к о в А.В. Общие черты циклических колебаний уровня и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью // Бюл. Комиссии по иссл. Солнца. - 1949. - № 3-4. - С.65-78.
6. C o n w a y V.M. Von Post's work on climatic rythms. - New Phytologist, 1947. - 220 p.
7. L a m b H.H. Climate: present, past and future. - London, Methuen, 1977. - Vol.1. - 420 p.

ОЦЕНКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ЯДЕРНОЙ ВОЙНЫ  
С УЧЕТОМ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ТЕПЛОВЫХ ВЫБРОСОВ  
И АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Проблема оценки возможных воздействий ядерного конфликта на глобальный климат интенсивно разрабатывается в ряде стран, начиная с публикации в 1982 г. статьи П.Крутцена [5], который указал на потенциальную возможность влияния на климат аэрозоля, поступающего в атмосферу при ядерных взрывах и вызываемых ими пожаров. Первые оценки, сделанные в рамках одномерной модели в [6] и на базе модели общей циркуляции атмосферы [4], показали на возможность эффекта "ядерной зимы" при учете аэрозольного загрязнения атмосферы.

Основные выводы проведенных исследований заключаются в том, что в результате воздействия образующегося аэрозоля изменяется термическая и циркуляционная структура всей атмосферы. Наиболее характерными чертами этого процесса является похолодание воздуха у поверхности земли (в целом по земному шару), существенное повышение температуры стратосферы, изменение направления и усиление скоростей ветра в тропосфере.

Ввиду важности данной проблемы на протяжении последних лет принимались значительные интернациональные усилия в рамках *SCOPE* (Научного комитета по проблемам окружающей среды), периодически обобщаемые и публикуемые. В частности, последнее такое обобщение было произведено на организованном *SCOPE* совещании в марте 1988 г. в Москве [8]. Эффект ядерной зимы за это время в значительной мере детализирован и дополнен [2, 7, 8 и др.], в том числе в работах, учитывающих локализацию источников дыма, его распространение.

В [1] были получены оценки климатических последствий ядерной войны в результате учета не только аэрозольного загрязнения, но и тепловых выбросов, поступающих в атмосферу вследствие различных типов пожаров, возникающих при ядерном конфликте. Тепловые выбросы задавались стационарными, т.е. действующими с постоянной интенсивностью во время всего срока интегрирования (2 месяца). Это можно рассматривать, разумеется, лишь как первое приближение, поскольку очевидно, что интенсивность выделения тепловой энергии должна спадать во времени.

В данной работе приводятся результаты новых численных экспериментов, в которых учитывается нестационарность тепловых выбросов от пожаров, вызываемых при ядерном конфликте. Кроме этого фактора учитывалось и аэрозольное загрязнение, как и в работе [1].

Численные эксперименты осуществлялись с помощью модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО [1]. Модель полусферная, трехуровневая, основана на использовании полной системы уравнений гидротермодинамики в  $\sigma$ -системе координат, для решения которой применяется конечно-разностная схема, имеющая второй порядок аппроксимации по пространственным переменным. Шаг по горизонтали переменный. В модели [1] учитываются все основные физические процессы, формирующие общую циркуляцию атмосферы и механизмы обратных связей между ними. Уравнения модели интегрировались на срок 60 суток, обрабатывались данные с 31-х по 60-е сутки. Численные эксперименты воспроизводили январские условия.

Аэрозольное загрязнение атмосферы задавалось, как и в [2], в интервале широт  $30-70^\circ$  и высот от 1 до 10 км, изменение во времени оптической толщины атмосферы задавалось в соответствии с работой [4] и полагалось, что ослабление атмосферного потока солнечного излучения происходит по закону Бугера.

Локализация тепловых выбросов бралась такая же, как и в наших предыдущих численных экспериментах [1]. Тепловые выбросы задавались в 23 узлах сетки, соответствующих районам предполагаемых сильных пожаров на территории США, Западной Европы и СССР.

Интенсивность тепловых выбросов  $J$ , задаваемых в использованной полусферной модели общей циркуляции атмосферы, задавалась согласно соотношению

$$J = 50 e^{-\delta(t-t_0)},$$

где  $t_0 = 10$  сут. Предполагалась первоначальная интенсивность 50 Вт/м<sup>2</sup> и дальнейшее экспоненциальное уменьшение ее до 0 за 60 сут.

Результаты экспериментов представлены на рис. 1-4.

Анализ полученных результатов в этих численных экспериментах, постановка которых учитывает влияние нестационарных тепловых выбросов и аэрозольного загрязнения атмосферы, указывает на качественное соответствие концепции ядерной зимы [1, 2, 4, 6-8 и др.] - сильное охлаждение воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере (рис. 1), разогрев стратосферы (рис. 2), значительные изменения приземного давления (рис. 3). Однако картина охлаждения воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере не однозначна, так как наряду с областями понижения температуры в высоких широтах существуют и районы ее повышения. Такой эффект был получен в наших численных экспериментах с этой же моделью и в работе [1] с учетом только аэрозольного загрязнения и совместного действия аэрозольного загрязнения и стационарных тепловых выбросов. Заметим также, что небольшие области повышения температуры приземного воздуха на фоне преобладающего процесса ее понижения отмечены и в других работах, выполненных в последнее время, в частности

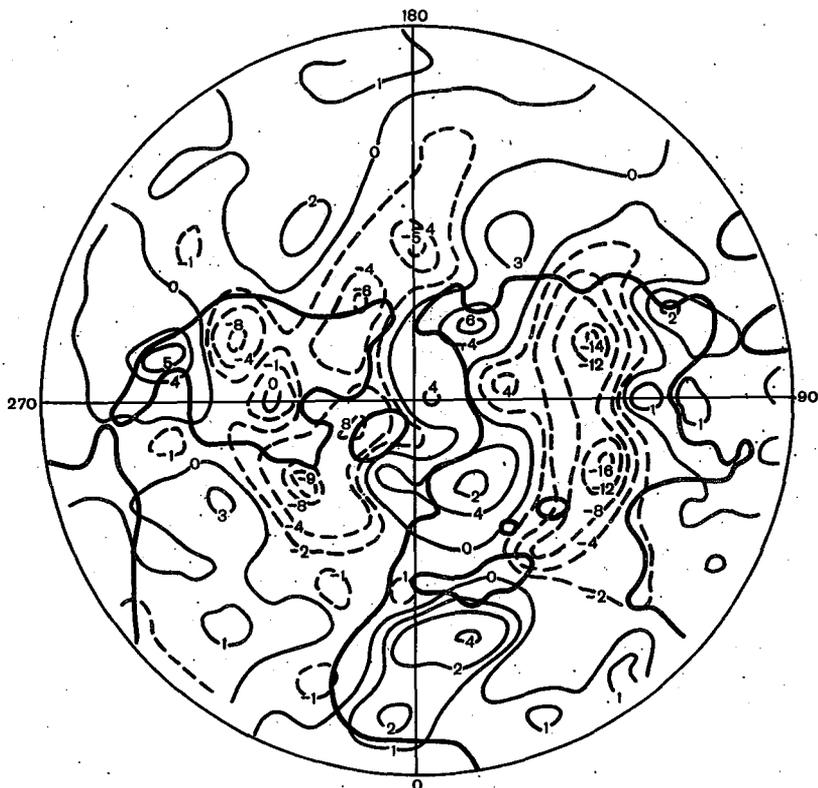


Рис.1. Распределения разностей между значениями температуры воздуха, полученными в эксперименте с совместным воздействием аэрозольного загрязнения атмосферы и тепловых выбросов в результате ядерного конфликта и в контрольном эксперименте по данным, осредненным за 31-60-е сутки интегрирования уравнений модели для условий января в нижней тропосфере ( $\epsilon = 0,833$ )

в работе [7] (тоже в полярной области для январских условий), в которой использовалась спектральная глобальная модель общей циркуляции атмосферы *НСАК* и учитывался перенос аэрозоля.

Максимальное уменьшение температуры воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере по данным описываемых здесь численных экспериментов с учетом нестационарных тепловых выбросов составляет 14-16 °С и происходит в районе Восточной Сибири. В целом для Азиатского континента характерно существенное понижение температуры почти на всей его территории, за исключением лишь его южных регионов. Качественно эта картина сохраняется и для Северной Америки, однако понижение температуры воздуха в регионе не более чем на 8-10 °С. Для арктических райо-

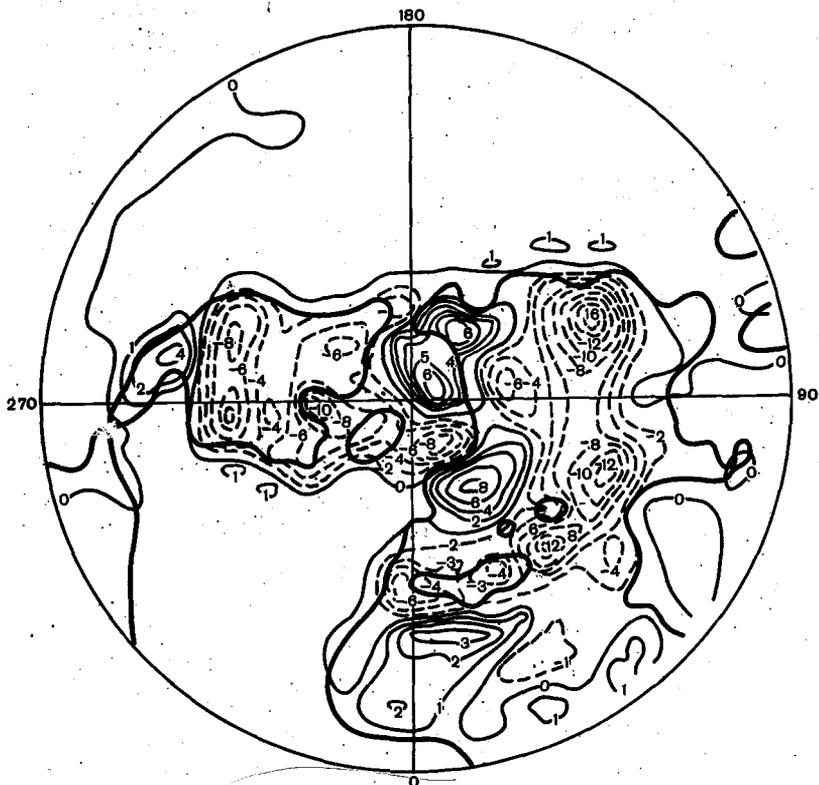


Рис.2. То же, что на рис. 1, но у поверхности земли

нов восточного полушария и значительной части Европы отмечается повышение температуры (до 6–8 °С). И хотя область повышения температуры воздуха над Европой в основном включает районы, где заданы тепловые выбросы, однако только их воздействием объяснить такое повышение нельзя, поскольку задание тепловых выбросов вблизи восточного побережья Северной Америки в средних широтах не вызвало формирование подобного района повышения температуры. Стратосфера (использованная модель имеет один уровень в нижней стратосфере, соответствующий  $\zeta = 0,137$ ) довольно сильно нагревается на средних широтах (до 23 °С), уменьшаясь до 2–7 °С в арктической и тропической зонах (см.рис.2). Такое широтное распределение нагрева стратосферы связано, по-видимому, с условием задания аэрозольного загрязнения атмосферы в интервале широт 30–70 °С. Изменения поля приземного давления согласуются с полученными изменениями температуры приземного воздуха.

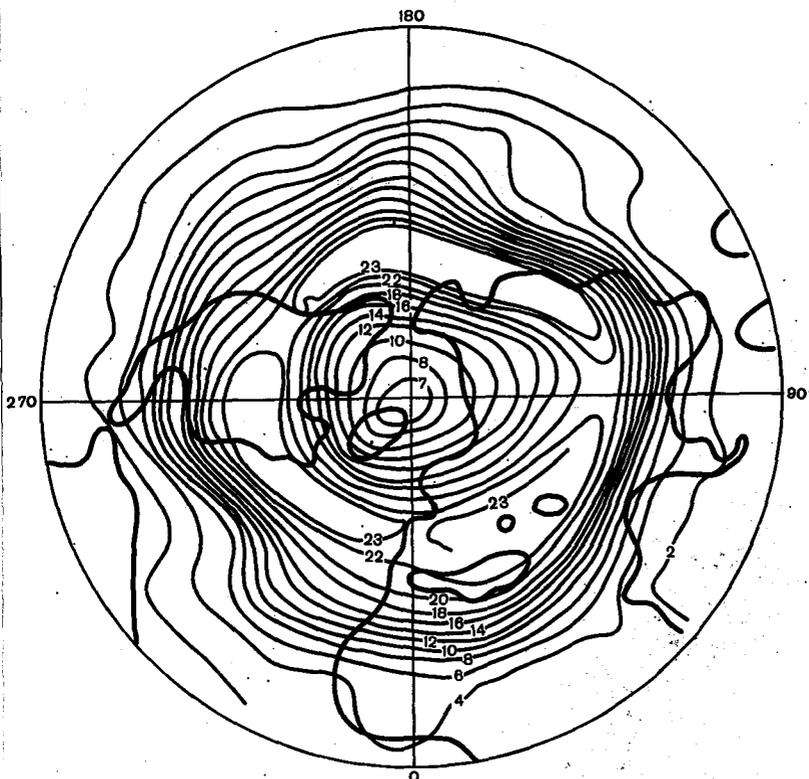


Рис.3. То же, что на рис.1, но в нижней стратосфере ( $\zeta = 0,137$ )

Так, области понижения температуры в основном соответствуют области повышения давления (до 7 гПа над Восточной Сибирью и 11 гПа над Северной Америкой). Изменения термобарических полей в атмосфере, естественно, вызывают изменения скоростей и направлений воздушных потоков. Значительные изменения претерпевают турбулентные потоки тепла. Меняется распределение облачности (см.рис.4). До 2-3 баллов уменьшается общая облачность над территорией Азии, до 2 баллов она увеличивается над Северной Африкой, над Северной Америкой эти изменения малы.

Для областей уменьшения общего балла облачности характерно уменьшение затрат тепла на испарение  $LE$ , в районах увеличения общей облачности  $LE$  увеличивается.

Сравнение результатов численных экспериментов, проведенных в предположении стационарных тепловых выбросов [1] и с учетом их нестационарности, показывает, что учет экспоненциального уменьшения во вре-

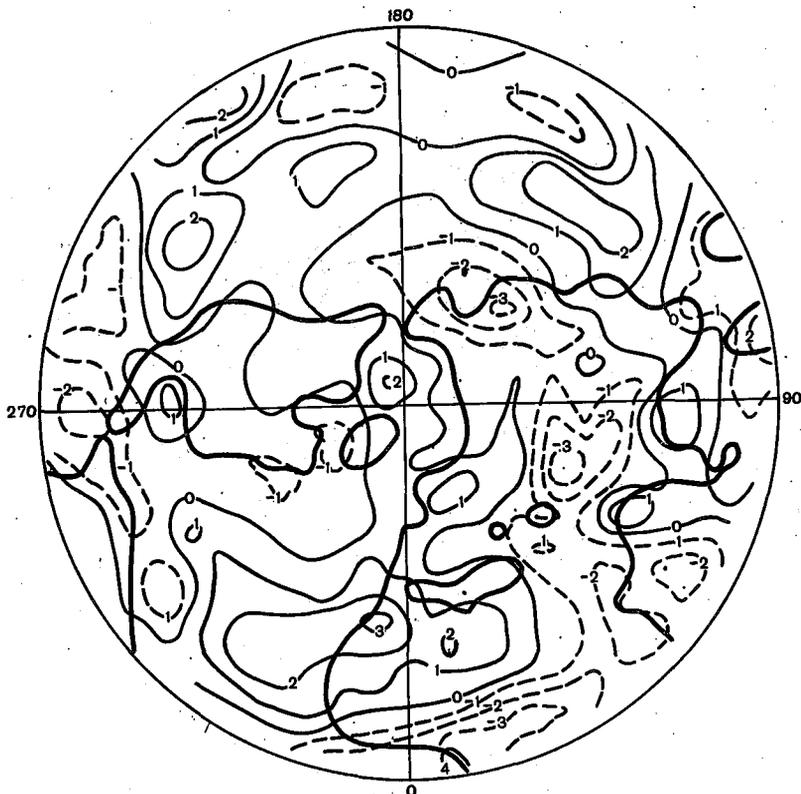


Рис.4. Распределение разностей между значениями баллов общей облачности, полученными в эксперименте с совместным воздействием аэрозольного загрязнения атмосферы и тепловых выбросов в результате ядерного конфликта и в контрольном эксперименте по данным, осредненным за 31-60-е сутки интегрирования уравнений модели для условий января

мени поступления тепловой энергии от пожаров, вызываемых ядерными взрывами, приводит к уменьшению области повышения температуры приземного воздуха в основном в северной части Сибири. Такая же картина характерна и для нижней тропосферы ( $\zeta = 0,833$ ). Над европейским регионом распределения приземной температуры в обеих сериях численных экспериментов в основном качественно и количественно согласуются.

Таким образом, учет нестационарных тепловых выбросов позволяет считать оценки возможных изменений температуры, динамики и влагооборота атмосферы физически более обоснованные, чем при игнорировании эффекта выделения тепловой энергии или его учета в стационарном приближении. Данный фактор не является определяющим в формировании основных климатических изменений при ядерном конфликте, ответственным за которые

является, разумеется, главным образом аэрозольное загрязнение атмосферы от пожаров, вызываемых ядерными взрывами. Однако учет тепловых выбросов позволяет уточнить и детализировать картину возможных климатических последствий возможного ядерного конфликта.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е.П., Ефимова Д.К. Воспроизведение климатических последствий аэрозольного загрязнения атмосферы и поступление тепловой энергии от пожаров в результате возможной ядерной войны с помощью модели общей циркуляции атмосферы // Труды ИГО. - 1989. - Вып.524. - С.115-128.
2. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
3. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы / В.П.Мелешко, Б.Е.Шнейеров и др. // Труды ИГО. - 1980. - Вып.410. - С.58-69.
4. Aleksandrov V.V., Stenchikov G.L. On global consequences of nuclear war // J.Computing Mathematic and Ma. Physics. - 1984. - Vol.24, N 1. - P.140-143.
5. Grutzen P.J., Birks J.W. The atmosphere after a nuclear war: twilight at noon // Ambio. - 1982. - N 11. - P.114-125.
6. Nuclear winter: global consequences of multiple nuclear explosion / R.P.Turco, O.B.Toon, T.P.Ackerman e.a. // Science.- 1983. - Vol.222. - P.1283-1292.
7. Nuclear winter: three-dimensional simulations including interactive transport, scavenging, and solar heating of smoke / R.C.Malone, L.H.Auer, G.A.Glatzmaier e.a. // J.Geophys. Res. - 1986. - Vol.91, N D 1. - P.1039-1059.
8. Turco R.P., Golitsyn G.S. Global effects of nuclear war // Environment. - 1988. - Vol.30, N 3. - P.8-16.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО КРУГОВОРОТА УГЛЕРОДА  
В МАСШТАБАХ ВРЕМЕНИ  $10^6$  ЛЕТ

В настоящее время у специалистов нет единой точки зрения на то, что было причиной изменения концентрации  $CO_2$  в атмосфере в прошлом [2, 4]. В [1] уже высказывалась гипотеза о том, что колебания концентрации  $CO_2$  в атмосфере можно рассматривать как следствие изменений температуры океанических вод. В данной работе представлены результаты моделирования глобального круговорота углерода в рамках восьмилочной модели в масштабах времени порядка  $10^6$  лет, которые в известной степени подтверждают эту гипотезу.

Анализ литературы [5, 6, 8 и др.] позволили использовать блок-схему модели, представленную на рис.1.

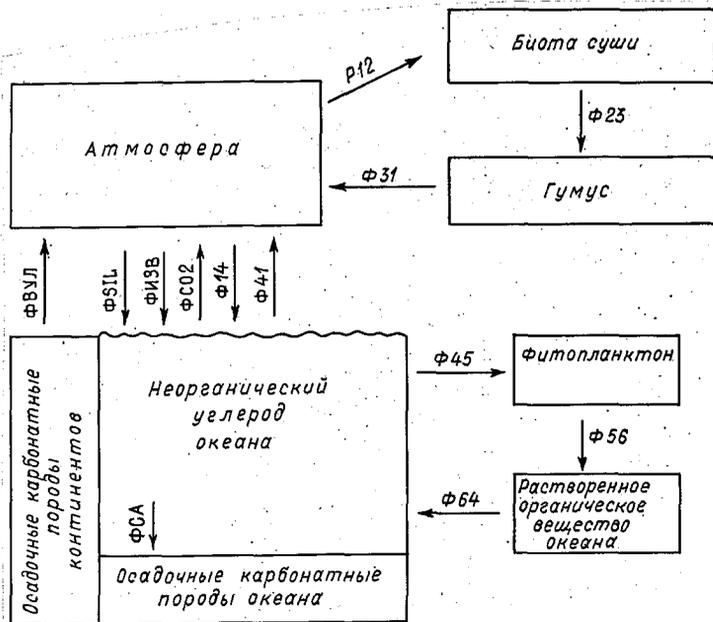
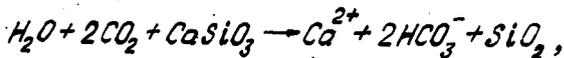


Рис.1. Восьмилочная модель глобального круговорота углерода (пояснения см. в тексте)

Баланс  $CO_2$  в атмосфере в соответствии с приводимой блок-схемой определяется взаимодействием атмосферы с биотой суши и гумусом, с океаном и осадочными карбонатными породами континентов. В свою очередь, в океане баланс углерода определяется взаимодействием неорганического углерода океана, фитопланктона и растворенного органического вещества океана, а также осадочных карбонатных пород океана.

Биота суши поглощает атмосферный  $CO_2$  в процессе фотосинтеза с потоком  $\Phi 12$ . В гумус углерод биоты поступает с потоком  $\Phi 23$ , обусловленным опаданием и отмиранием биоты. В свою очередь, разложение гумуса обуславливает поступление  $CO_2$  в атмосферу с потоком  $\Phi 31$ .

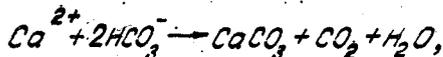
Из осадочных карбонатных пород континентов с потоков  $\Phi ВУД$  в атмосферу поступает углекислый газ, содержащийся в продуктах вулканических извержений. Потоки  $\Phi 14$  и  $\Phi 41$  обусловлены диффузией  $CO_2$  из атмосферы в океан и обратно. Выветривание силикатных пород, приводящее к связыванию, а значит, к удалению  $CO_2$  из атмосферы по реакции



обуславливает наличие потока  $\Phi SIL$ .

Также к удалению  $CO_2$  из атмосферы приводит поток  $\Phi ИЗВ$ , обусловленный выветриванием известняков и доломитов по реакции, аналогичной реакции выветривания силикатных пород.

Процесс осаждения карбонатов в океане, идущий по простой реакции



приводит к удалению углерода из океана с потоком  $\Phi СА$ . При этом выделившийся  $CO_2$  в конечном счете вновь поступает в атмосферу с потоком  $\Phi CO_2$ . Поглощение фитопланктоном вследствие фотосинтеза растворенного в морской воде углекислого газа влечет за собой наличие потока  $\Phi 45$ . Потоки  $\Phi 56$  и  $\Phi 64$  аналогичны потокам  $\Phi 23$  и  $\Phi 31$  соответственно.

Основная идея, положенная в основу проведенных численных экспериментов, заключается в следующем предположении: наблюдавшиеся в прошлом изменения концентрации  $CO_2$  в атмосфере в первую очередь были вызваны колебаниями температуры океанических вод и, как следствие, изменением потока углекислого газа из океана в атмосферу. Также предполагалось, что колебания температуры поверхности земли обуславливали изменения потоков углекислого газа в биоту суши при фотосинтезе и обратного потока в атмосферу из гумуса при его разложении. Соответственно поглощение фитопланктоном растворенного углекислого газа и разложение растворенного органического вещества океана также модулировались колебаниями температуры.

На рис.2 а приведена кривая изменений температуры воздуха в средних широтах северного полушария за последние 140 тыс.лет, взятая из работ [9-11]. Для аналитического описания временного хода изменений

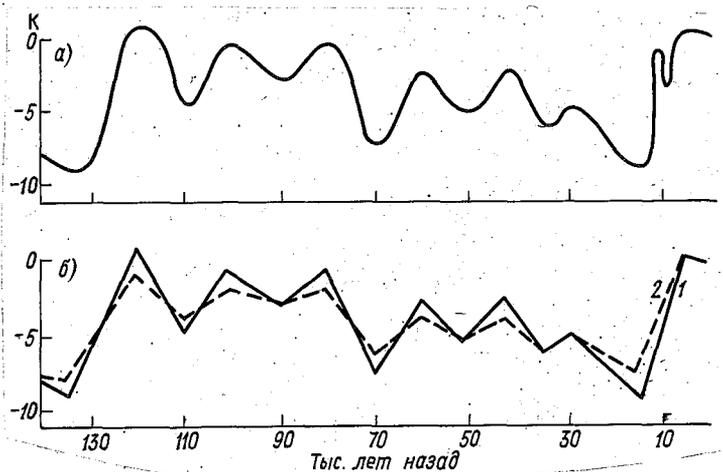


Рис.2. Колебания температуры воздуха у поверхности в средних широтах северного полушария за последние 140 тыс.лет [9-11] по палеоданным (а) и по двум вариантам расчета (б)

температуры использовалась кривая 1, представленная на рис.2 б. Отметим, что во всех ниже приводимых уравнениях мы использовали одно и то же выражение для  $\Delta T(t)$ . Строго говоря, изменения температуры деятельного слоя океана были несколько меньше изменений температуры воздуха у поверхности. Однако существующие данные [10] говорят о том, что колебания температуры деятельного слоя океана в прошлом не более чем на 2 К были меньше колебаний температуры воздуха у поверхности. При суммарном перепаде примерно 10 К такое отличие составляет не более 20 %, что в рамках нашей задачи не является существенным. Тем не менее при проведении численных экспериментов мы использовали и второй вариант изменений температуры, представленный на рис.2 б кривой 2.

Приведем аналитические выражения для обменных потоков, которые использовались при проведении численных экспериментов:

$$\left. \begin{aligned} P_{12} &= P_{120}(1 + \alpha_1 y_1 + \alpha_2 y_2)(1 + \sigma_s \Delta T), \\ \Phi_{23} &= \Phi_{230}(1 + y_2/y_{20}), \\ \Phi_{31} &= \Phi_{310}(1 + y_3/y_{30})(1 + \sigma_r \Delta T), \\ \Phi_{14} &= \Phi_{140}(1 + y_1/y_{10}), \end{aligned} \right\}$$

$$\Phi_{41} = \Phi_{410}(1 + \xi y_4 / y_{40})(1 + \epsilon_0 \Delta T),$$

$$\Phi_{31L} = \Phi_{31L0}(1 + y_1 / y_{10}),$$

$$\Phi_{13B} = \Phi_{13B0}(1 + y_1 / y_{10}),$$

$$\Phi_{CA} = \Phi_{CA0}(1 + y_4 / y_{40}),$$

$$\Phi_{CO2} = \Phi_{CO20}(1 + y_4 / y_{40}),$$

$$\Phi_{45} = \Phi_{450}(1 + \alpha_4 y_4 + \alpha_5 y_5)(1 + \epsilon_{\Phi} \Delta T),$$

$$\Phi_{56} = \Phi_{560}(1 + y_6 / y_{50}),$$

$$\Phi_{64} = \Phi_{640}(1 + y_6 / y_{50})(1 + \epsilon_p \Delta T).$$

(I)

В соотношениях (I) введены следующие обозначения:  $y_{i0}, y_i$  - начальное и отклонение от него содержание углерода в резервуаре  $i$  (нумерация резервуаров приведена на рис. I);  $\alpha_i$  - параметры, учитывающие изменение потоков  $CO_2$  в биоту и фитопланктон при изменениях содержания углерода в соответствующих резервуарах;  $\Delta T$  - отклонение температуры от современного значения;  $\epsilon_i$  ( $i = B, \Gamma, O, \Phi, P$ ) - параметры, численно равные процентному изменению соответствующего потока при  $\Delta T = 1$  К;  $\xi$  - буферный фактор, отражающий реакцию суммарного неорганического углерода на заданное приращение углекислого газа в атмосфере; индекс "0" в идентификаторах потоков означает начальное значение потоков. Предполагалось также, что в промежутке времени 0 - 140 тыс. лет назад поток  $CO_2$  при вулканических извержениях можно считать постоянным.

С учетом введенных обозначений и соотношений запишем систему дифференциальных уравнений, описывающую динамику углерода в рамках рассматриваемой модели:

$$dy_1/dt = \Phi_{B41} + \Phi_{31} + \Phi_{41} + \Phi_{CO2} - P_{12} -$$

$$- \Phi_{31L} - \Phi_{13B} - \Phi_{14},$$

$$dy_2/dt = P_{12} - \Phi_{23},$$

$$\begin{aligned}
 dy_3/dt &= \Phi_{23} - \Phi_{31}, \\
 dy_4/dt &= \Phi_{14} + \Phi_{311} + \Phi_{1138} + \Phi_{64} - \Phi_{41} - \Phi_{CO_2} - \Phi_{CA}, \\
 dy_5/dt &= \Phi_{45} - \Phi_{56}, \\
 dy_6/dt &= \Phi_{56} - \Phi_{54}.
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

Система уравнений (2) численно интегрировалась "назад" на 140 тыс. лет. При этом использовались начальные значения потоков и других модельных параметров, приводимых в таблице.

Результаты расчетов при первом варианте изменений температуры представлены на рис.3. Как следует из рис.3 а, б, учет или неучет биоты и гумуса суши практически не изменяет расчетные значения концентрации  $CO_2$ . В целом расчетные и экспериментальные значения содержания углекислого газа согласуются вполне удовлетворительно не только качественно, но и количественно. Результаты расчетов, приведенные на рис.3 на наш взгляд, убедительно доказывают, что основным фактором, ответственным за колебания  $CO_2$  в атмосфере в рассматриваемых масштабах времени, было изменение обмена углекислым газом между атмосферой и океаном при изменении температуры океанических вод. Положив при расчетах  $\epsilon_0 = 0$ , мы значительно ухудшили согласование расчетных и экспериментальных значений концентрации  $CO_2$ .

Ряд численных экспериментов мы провели во втором варианте изменений температуры, в котором диапазон ее колебаний уменьшен на 1 - 2 К. Результаты таких экспериментов приведены на рис.4. Как и следовало ожидать, качественное согласие расчетных и экспериментальных временных профилей концентрации  $CO_2$  в атмосфере практически не изменилось. В количественном же отношении на промежутке времени 0 - 110 тыс.лет назад наблюдается улучшение согласования сравниваемых характеристик. В интервале же 110 - 130 тыс.лет согласование ухудшается. Отсюда можно сделать вывод о том, что для объяснения колебаний концентрации  $CO_2$  в атмосфере в рассматриваемом интервале времени необходимо привлекать

другие факторы. "Выключение" фитопланктона и растворенного органического вещества океана практически не изменило результаты расчетов, что иллюстрируется рис.4.

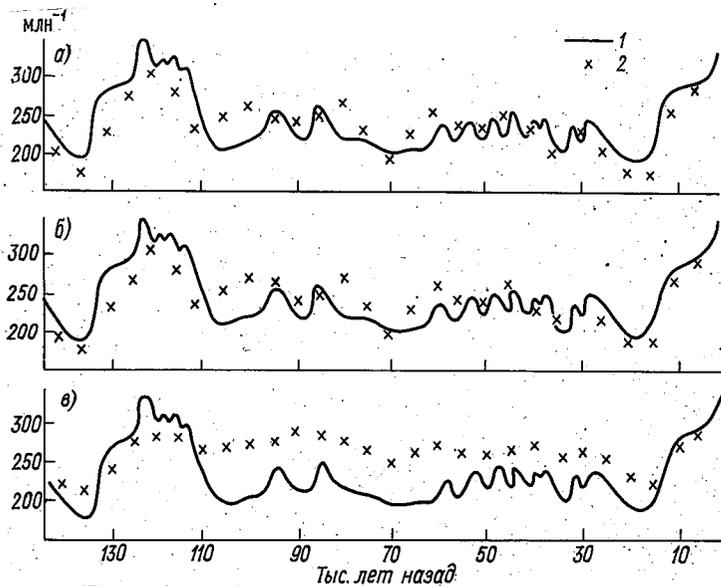


Рис.3. Временный ход концентрации  $CO_2$  в атмосфере по палеоданным (1) и по расчетным значениям  $\Delta T$  в первом варианте (см.рис.2)

а - учтены все блоки модели, б - отсутствуют биота и гумус суши, в - не учитывается изменение потока  $CO_2$  из океана в атмосферу от изменений температуры ( $\epsilon_0 = 0$ )

В рамках рассматриваемой модели проводился ряд численных экспериментов с целью оценки чувствительности расчетных уровней  $CO_2$  в атмосфере к вариациям начальных данных и других параметров модели. Эксперименты показали, что существующие вариации введенных параметров изменяют рассчитанные концентрации углекислого газа на более чем на 20 %, что в рамках данной задачи следует считать несущественным.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы.

1. Разработанная восьмиблочная модель глобального круговорота углерода в целом удовлетворительно описывает динамику атмосферного углекислого газа в масштабах времени порядка  $10^6$  лет. Основным фактором, определявшим колебания уровней  $CO_2$  в атмосфере, в соответствии с проведенными исследованиями, следует считать изменение обмена углекислым газом океана и атмосферы при изменениях температуры океанических вод.

## Численные значения параметров модели глобального круговорота углерода

Параметр	Значение
Содержания углерода, Гт	
$У_{10}$	600
$У_{20}$	800
$У_{30}$	2 000
$У_{40}$	39 000
$У_{50}$	10
$У_{60}$	800
Потоки, Гт/год	
$\Phi_{ВУЛ}$	0,04
$\Phi_{I20} = \Phi_{230} = \Phi_{310}$	50
$\Phi_{I40} = \Phi_{410}$	80
$\Phi_{450} = \Phi_{560} = \Phi_{640}$	30
$\Phi_{ИЗВ0} = \Phi_{020}$	0,2
$\Phi_{СА0} = S_{I10}$	0,04
Другие параметры	
$\sigma_5 = \sigma_\Phi$	0,05
$\sigma_7 = \sigma_p$	$\rho_L (2,2)/10$
$\sigma_0$	0,04
$\alpha_2 = \alpha_5$	0,01
$\alpha_1$	0,2/40
$\alpha_4$	0,2/40

2. Другими факторами, учет которых в разработанной модели может улучшить количественное согласование расчетных и экспериментальных значений концентрации  $CO_2$  в атмосфере, на наш взгляд, являются:

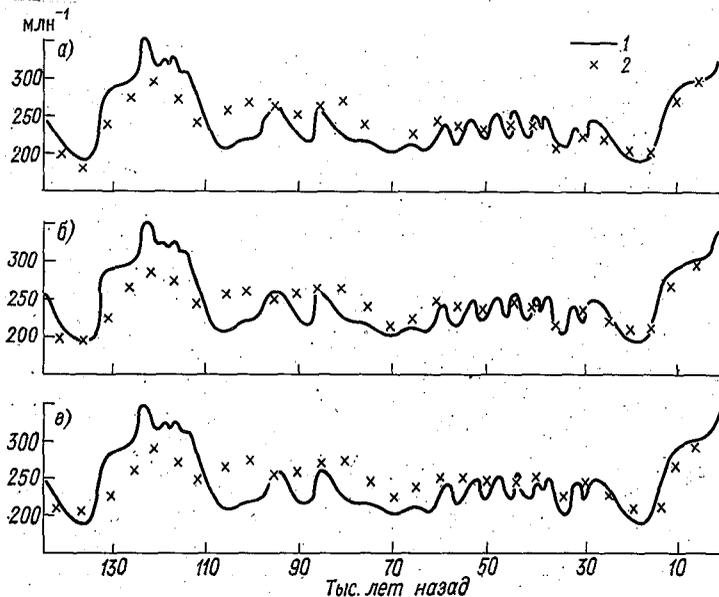


Рис.4. Временной ход концентрации  $CO_2$  в атмосфере по палеоданным (1) и по расчетным значениям  $\Delta T$  во втором варианте (см.рис.2)

а - учтены все блоки модели, б - отсутствуют биота суши и гумус, в - отсутствуют биота суши, гумус, фитопланктон и растворенное органическое вещество океана

- непостоянство в различных временных интервалах потока  $CO_2$  в атмосферу при вулканических извержениях,
- зависимость от изменений температуры потоков  $CO_2$  в океан при выветривании силикатных пород, известняков и доломитов,
- изменение режима циркуляции Мирового океана.

По мере накопления экспериментальных данных эти факторы легко могут быть учтены в разработанной модели.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтуни И.В. Роль изменений температуры океана в колебаниях атмосферного  $CO_2$  в прошлом и будущем: численное моделирование на базе блочных моделей // Геохимия углерода. II Всесоюз. совещание. Тез.докл. - М., 1986. - С.412-414.
2. Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Круговорот углерода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 320 с.

3. Борзенкова И.И. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата начала XXI века // Метеорология и гидрология. - 1984. - № 8. - С.69-75.
4. Буднко М.И. Климат в прошлом и будущем. - Л.: Гидрометеоздат, 1980. - 351 с.
5. Буднко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. - Л.: Гидрометеоздат, 1985. - 205 с.
6. Крапивин В.Ф., Свирежев Ю.М., Тарко А.М. Математическое моделирование глобальных биосферных процессов. - М.: Наука, 1982. - 272 с.
7. Arthur M.A. The carbon-cycle controls on atmospheric CO<sub>2</sub> and climate in the geologic past // Climate in Earth History. - Washington, D.C., 1982. - P.55-67.
8. Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle/ J.R.Trabalka (ed.). - Washington, D.C., 1985. - 316 p.
9. Bolin B. Climatic changes and their effect on the biosphere/ WMO, 1980. - 49 p.
10. Climate in Earth History. - Washington, D.C., 1982. - 325 p
11. Lorius G. e.a. A 150 000 year climate record from Antarctic ice // Nature. - 1985. - Vol.316, N 6029. - P.591-596.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Г. Ф. Гетманов, Б. И. Сазонов. Использование информации умеренных широт для прогнозирования индийского муссона .....	3
Б. И. Сазонов, Б. К. Дронов, Л. К. Ефимова, И. А. Щерба. Связь индийских муссонов о процессами в верхних слоях атмосферы .....	10
В. Ф. Логинов, Э. В. Рочева. Связь характеристик энергообмена океан - атмосфера с вариациями геопотенциала поверхности $H_{500}$ и температурой воздуха .....	16
В. Ф. Логинов, А. В. Цветков. Изменчивость температуры поверхности воды и воздуха над Мировым океаном .....	25
А. В. Цветков, В. Ф. Логинов. Долгопериодные колебания температуры воды поверхности Мирового океана и температуры воздуха над океаном .....	31
И. Л. Кароль, Л. П. Клягина, А. М. Шаламянский. Сезонные и межгодовые изменения общего содержания озона в основных воздушных массах северного полушария в фазах квазидвухлетнего колебания .....	38
Е. В. Розанов, В. А. Фролькио. К учету температурной зависимости функции пропускания длинноволновой радиации .....	50
Л. П. Клягина, И. А. Коптева. Эмпирические оценки взаимосвязи общей циркуляции атмосферы с изменениями общего содержания озона в воздушных массах северного полушария .....	62
Л. К. Ефимова, Н. Н. Зачек. Оценки влияния на термический режим атмосферы изменений инсоляции и границы полярной зоны на базе энергобалансовой модели .....	69
Н. Г. Андреева. Зависимость интенсивности наземных источников $CH_4$ от климатических, экологических и антропогенных факторов .....	75
В. Н. Приемов, В. Ф. Логинов. Моделирование изменений термического режима северного полушария последнего столетия .....	81
И. В. Алтунин. Вариации климатического сигнала, индуцированного ростом концентрации $CO_2$ в атмосфере .....	86
А. А. Букантис, Б. И. Сазонов, Э. И. Шевкунова, А. А. Артеменко. Особенности формирования экстремальных зим северного полушария .....	94

Б. И. С а з о н о в, Г. Ф. Г е т м а н о в а, Э. П. Р у м я н ц е в а. Влияние циркуляционных особен- ностей атмосферы в высоких широтах на частоту формиро- вания экстремальных климатических явлений .....	I00
А. А. Б у к а н т и с. Влияние адвекции воздуха на фор- мирование температурного режима Прибалтики в холодное полугодие .....	I06
Л. А. А р т е м е н к о. Возможные области применения метода канонических корреляций в метеорологии .....	II3
Э. И. Ш е в к у ю в а, Т. Н. У л ь я н о в а. Индек- сы возмущенности $N_{500}$ и мировая погода .....	I22
Б. И. С а з о н о в. Ритмика потеплений климата Евра- зии .....	I27
Л. К. Е ф и м о в а. Оценки климатических последствий ядерной войны с учетом нестационарных тепловых выбросов и аэрозольного загрязнения атмосферы .....	I33
И. В. А л т у н и н. Моделирование глобального круго- ворота углерода в масштабах времени $10^6$ лет .....	I40