

Цитируется

Суркова Г.В. Особенности глобальной циркуляции в период оптимума голоцена и позднеплейстоценового криохрона по данным моделей общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 18-31

**Особенности глобальной циркуляции в период оптимума голоцена и
позднеплейстоценового криохрона по данным
моделей общей циркуляции атмосферы**

Суркова Г.В.

*Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова,
Географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии.
Тел. 939-2942/2124 (р.), e-mail: sgalina@geogr.msu.su*

Аннотация

Глобальная циркуляция атмосферы 6 и 21 тыс.л.н. исследуется на изобарических поверхностях 850 и 200 гПа с помощью интегрального индекса циркуляции скорости зональной составляющей ветра вдоль круга широты. Исходные данные по скорости ветра представляют собой результаты численных экспериментов, выполненных по 18-ти моделям общей циркуляции атмосферы в рамках международного эксперимента PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project). Согласно полученным в данной работе новым результатам, зональная циркуляция нижней и верхней тропосферы 6 тыс.л.н. мало отличалась от современной. Изменения циркуляции 21 тыс.л.н. носили гораздо более яркий характер, в особенности в южном полушарии и в тропиках.

Введение

Знание климатических событий прошлых эпох позволяет выйти за временные рамки сравнительно короткого периода инструментальных наблюдений за атмосферой и получить таким образом дополнительные свидетельства о возможностях функционирования природной системы в целом и атмосферы в частности на масштабах времени сотен, тысяч, миллионов лет. Понимание причин формирования прошлых климатических изменений является необходимым условием для прогнозирования будущих возможных сценариев развития климатической системы и геосферы.

В настоящее время основным источником сведений о палеоклиматах можно назвать так называемые косвенные палеоданные (палеореконструкции), полученные на основе интерпретации в климатических терминах геологических и палеоэкологических показателей (пыльца растений, изотопы, уровни озер и др.). Дополнительный способ, позволяющий, в частности, заполнить «белые пятна» там, где палеоданные отсутствуют, а также вычислить

другие, невозстановимые по палеореконструкциям метеорологические параметры – численное воспроизведение климатических ситуаций прошлого с использованием моделей атмосферы различной степени сложности [5].

В связи с применением численных моделей климата возникает еще одно направление использования сведений о палеоклиматах – взаимная проверка косвенных палеоданных и данных моделирования. Ни те, ни другие не могут претендовать на абсолютную достоверность. Косвенные палеоклиматические данные привязаны к определенной точке местности. Поэтому при их пространственном обобщении необходимо либо охватить большую территорию для сбора необходимых образцов, либо произвести их дополнительную статистическую обработку, базирующуюся в основном на знании современных связей геологических и экологических показателей с климатом. Результаты моделирования, напротив, представлены чаще всего в узлах расчетной пространственной сетки, горизонтальные размеры ячеек которой могут колебаться в среднем от нескольких сотен до миллионов квадратных километров. Поэтому модельное значение рассчитанного климатического показателя является средним для территории всей модельной ячейки.

Большинство косвенных палеоданных может быть интерпретировано с определенной точностью в терминах температуры воздуха и количества атмосферных осадков. Это дает возможность пространственного обобщения таких данных вплоть до получения глобальной картины. Циркуляционные же характеристики древней атмосферы в глобальном масштабе не могут быть выявлены прямым путем на основе палеоданных. Выполняются, как правило, лишь частные оценки, основанные на анализе происхождения выпадающих атмосферных примесей, например, по их содержанию в ледниковых кернах.

Скорости и направления атмосферных течений можно рассчитать с использованием моделей общей циркуляции атмосферы. Первоначальное тестирование моделей атмосферы с точки зрения точности воспроизведения циркуляционных характеристик выполняется, как правило, путем сравнения результатов моделирования современного климата с данными наблюдений и объективного анализа. Оценка точности моделей по воспроизведению палеоклиматов выполняется чаще всего путем сравнения модельных результатов и палеоклиматических показателей (температуры и осадков), полученных на основе косвенных данных. В дальнейшем это дает возможность оценивать точность циркуляционных характеристик атмосферы, рассчитанных в модельных экспериментах.

Одним из наиболее масштабных международных проектов, объединившим 18 научных коллективов в целях моделирования палеоклиматов, явился PMIP – Paleoclimate Modelling Intercomparison Project [18]. В рамках PMIP на основе 18 моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА) было проведено моделирование двух ярких климатических событий

палеовремени – позднеплейстоценового криохрона (около 21 тыс.л.н., или 18 тыс л.н. по ^{14}C шкале времени [11]) и оптимума голоцена (около 6 тыс.л.н.).

Эти две климатические эпохи характеризовались различными внешними климатообразующими факторами, среди которых - инсоляция на верхней границе атмосферы, распределение континентального оледенения, температура поверхности океана, а также теплофизические и радиационные характеристики подстилающей поверхности. Моделирование климатов этих эпох позволяет оценить чувствительность климатической системы к различным естественным факторам. Кроме того, и похолодание 21 тыс.л.н., и потепление 6 тыс.л.н. наиболее полно, по сравнению с другими событиями позднего плейстоцена и голоцена, проявляются по данным различных палеоклиматических индикаторов. Поэтому модельные результаты для этих событий могут сравниваться с косвенными палеоданными практически в глобальном масштабе, что дает дополнительную возможность тестирования моделей по климатическим условиям, отличным от современных.

Сравнение результатов моделей РМIP для 21 и 6 тыс.л.н. с палеореконструкциями выполнялось для различных территорий [16]. Это делалось для температуры и осадков на основе палеоданных по древним уровням озер, по реконструированным картам распределения палеорастительности, данным споро-пыльцевого анализа (например, [15, 22, 25]).

Сопоставление модельных результатов и данных палеореконструкций по температуре и осадкам вызывает различные трудности, в частности, связанные с масштабом осреднения [7, 21]. Тем не менее, отмечается [17], что результаты моделирования РМIP согласованы между собой и палеоданными в значительной степени.

Циркуляционные характеристики атмосферы по моделям РМIP оценивались ранее для траекторий циклонов (например, [20]). Модели также сумели воспроизвести усиление муссона Гвинейского залива 6 тыс.л.н. [19], недооценив, правда, смещение внутритропической зоны конвергенции севернее ее современного положения и увеличение интенсивности осадков. Для 21 тыс.л.н. усиление антициклональной циркуляции над континентальными ледниковыми щитами в средних широтах северного полушария отразилось в модельных результатах, но не привело к ожидаемому объединению двух ветвей полярной высотной фронтальной зоны [25].

Сравнительная характеристика качества моделирования в РМIP глобальной зональной циркуляции атмосферы для современных климатических условий была впервые выполнена в работе [9] на основе индекса циркуляции скорости зональной составляющей ветра вдоль круга широты [10]. Результаты показали, что модели РМIP с разной степенью успешности воспроизводят современные сезонные изменения зоны западного переноса в умеренных широтах и восточного переноса в приэкваториальной зоне. В целом было отмечено, что, во-первых, зональная циркуляция по результатам моделирования более согласована с реальными

данными (Reanalysis NCEP/NCAR, 1948-1997 гг.) для верхней тропосферы, нежели для нижней, во-вторых, максимум интенсивности зональной циркуляции и положение оси этого максимума в сезонном ходе лучше воспроизводится для западного переноса умеренных широт, нежели для восточного переноса в приэкваториальной зоне.

В предлагаемой работе представлены результаты оценки палеоклиматических глобальных циркуляционных особенностей атмосферы в период позднеплейстоценового криохрона и оптимума голоцена, выявленных с использованием указанного индекса циркуляции по данным численных экспериментов моделей PMIP.

Данные моделирования

В качестве исходных данных для оценки глобальной зональной циркуляции атмосферы в работе использованы результаты моделирования 17-ти моделей общей циркуляции атмосферы (табл. 1). По каждой модели в рамках PMIP выполнялись численные эксперименты для современного климата и двух временных срезов – оптимума голоцена (17 МОЦА, см. табл.1) и позднеплейстоценового криохрона (8 МОЦА, см табл.1).

Таблица 1

Список МОЦА с указанием организации, где модель разработана, горизонтального (спектральные моды или количество точек сетки «широта x долгота») и вертикального разрешения (L) [25]

Сокращенное название модели	Организация	Разрешение модели	Наличие данных моделирования палеоклиматических сценариев			
			6 тыс.л.н.		21 тыс.л.н.	
			Изобарические поверхности			
			200 гПа	850 гПа	200 гПа	850 гПа
BMRC	Bureau of Meteorology Research Center (Австралия)	R21, L9	+	+	-	-
CCC2	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Канада)	T32, L10	+	+	+	+
CCM3	NCAR Climate Community Model (США)	T42, L18	+	+	-	-
CCSR1	Center for Climate System Research (Япония)	T21, L20	+	+	+	+
CNRM2	Centre National de Recherches Meteorologiques (Франция)	T31, L19	+	+	-	-
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Австралия)	R21, L9	+	+	-	-
ECHAM3	Max-Planck Institut fur Meteorologie (Германия)	T42, L19	+	+	+	+
GEN2	National Center for Atmospheric Research (США)	T42, L18	+	+	+	+
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (США)	R30, L20	+	+	-	-
GISS-IP	Goddard Institute for Space Studies (США)	72x46, L9	+	+	-	-
LMCELM4	Laboratoire de Meteorologie Dynamique (Франция)	48x36, L11	+	+	+	+
LMCELM5	Laboratoire de Meteorologie Dynamique (Франция)	64x50, L11	+	+	+	+
MRI2	Meteorological Research Institute (Япония)	72x46, L15	+	+	+	+
UGAMP	UK Universities Global Atmospheric Modelling Programme (Великобритания)	T42, L19	+	+	+	+
UIUC11	University of Illinois Urbana-Champaign (США)	72x46, L14	+	+	-	-
UKMO	UK Meteorological Office Unified Model (Великобритания)	96x73, L19	+	+	-	-
YONU	Yonsei University (Корея)	72x46, L7	+	+	-	-

* - скорость ветра на этой поверхности не рассчитывалась в горных районах (например, в Тибете)

Граничные условия для всех моделей брались одинаковыми для соответствующего среза палеовремени. Так, для оптимума среднего голоцена (6 тыс.л.н.) было принято, что температура

поверхности океана слабо отличалась от современной [13, 27], содержание CO_2 в атмосфере было примерно на доиндустриальном уровне [26]. В этот период одним из наиболее явных внешних климатообразующих факторов полагается сезонное перераспределение инсоляции на верхней границе атмосферы, выражающееся как ее увеличение (уменьшение) летом в северном (южном) полушарии на $\sim 5\%$ [3, 12, 17, 23]. Кроме того, в аридных и семиаридных зонах важную роль играет обратная связь, в ходе которой приспособляющиеся к новым условиям ландшафты в свою очередь меняют ход процессов тепло- и влагообмена поверхности с атмосферой [6].

В модельных экспериментах РМIP учета обратной связи не производится. Тем не менее, согласование модельных данных и результатов палеореконокструкций по температуре и осадкам признано удовлетворительным [7, 17]. Палеоданные и модельные эксперименты свидетельствуют об увеличении 6 тыс. л.н. летних температур над большей частью Евразии и Северной Америки, а также Северной Африки более чем на 1°C , об углублении термических депрессий над этими районами в летний период, об усилении муссона Гвинейского залива. Согласно модельным экспериментам количество осадков в приэкваториальной зоне в целом больше в этот период, чем в современных условиях. Моделям не удалось воспроизвести для 6 тыс. л.н. некоторое понижение температуры и увеличение осадков в отдельных регионах Средиземноморского бассейна в вегетационный период, отмечаемые по данным о палеорастительности и по уровням древних озер.

В качестве граничных условий для позднеплейстоценового криохрона при проведении экспериментов РМIP было учтено, что в этот период воды Мирового океана были холоднее, чем в настоящее время [14], содержание CO_2 в атмосфере было ниже современного, достигая 200 млн^{-1} [26] (см. также [8]), континентальные ледниковые щиты занимали север Европы и Америки [24]. Орбитальные параметры Земли и, следовательно, инсоляция на внешней границе атмосферы в этот период мало отличались от современных значений. В целом все модели РМIP воспроизвели глобальное понижение среднегодовой температуры приземного воздуха на 4°C , которое, однако, не было однородным в пространстве. Наибольшее уменьшение температуры происходило, согласно палеоданным, в районе Северной Атлантики. Сильное похолодание, согласно данным моделей и палеореконокструкций, отмечалось в областях, занятых ледниками, и прилегающих районах. В умеренных широтах и тропиках количество осадков было меньше современного. Исключение составляют некоторые приэкваториальные районы тропических океанов, где среднегодовое количество осадков существенно (более, чем на 1-2 мм/сут) превышало современные значения. В средних широтах северного полушария циркуляция атмосферы находилась под сильным влиянием континентальных ледников, которые усиливали антициклональные течения в атмосфере. В результате возрастания меридиональных градиентов

температуры воздуха между средними и низкими широтами возростала бароклинность атмосферы. В модельных результатах это проявилось, в частности, как сдвиг траекторий циклонов умеренных широт в восточном направлении, особенно над Северной Атлантикой [20].

Поскольку граничные условия были одинаковы для всех модельных экспериментов, это позволяет сравнивать их результаты между собой, а также предположить, что результаты этих моделей образуют статистический ансамбль [4]. Это дает возможность рассматривать осредненные по всем моделям значения метеорологических величин и их аномалии (отклонения результатов моделирования для палеосценариев от результатов контрольных экспериментов для современного климата).

В данной работе для анализа использованы результаты моделирования среднемесячной зональной составляющей скорости ветра для изобарических поверхностей 200 и 850 гПа. Сокращение числа моделей при расчете циркуляции скорости на поверхности 850 гПа (см. табл.1), соответствующей высоте около 1,5 км над уровнем моря, обусловлено тем, что не у всех моделей на этой изобарической поверхности результаты имеют глобальный охват (например, исключена область Тибета). Отметим, что модели различаются также своей внутренней структурой, в частности, полнотой описания физических процессов, и имеют различное разрешение по вертикали (см. табл. 1): для семи моделей оно составляет 11 уровней и менее (BMRC, CCC2, CSIRO, GISS, LMCELM4, LMCELM5, YONU), остальные модели имеют 15 и более вертикальных уровней.

Методика исследования

В качестве показателя, отражающего глобальные черты атмосферной циркуляции, используется индекс циркуляции, предложенный в работе [10] – циркуляция скорости зональной составляющей ветра $u(\varphi)$ вдоль круга широты l_φ

$$L_\varphi = \int_{L_\varphi} u(\varphi) dl_\varphi$$

О преобладании западной зональной циркуляции свидетельствуют положительные значения L_φ , отрицательные значения индекса говорят о преимущественно восточной циркуляции вдоль данного круга широты. Большие по абсолютной величине значения циркуляции скорости свидетельствуют об интенсивной зональной циркуляции, а малые значения L_φ - об усилении меридиональных движений в блокирующих антициклонах и центральных циклонах.

Полученные в результате моделирования по 17 МОЦА значения зональной составляющей скорости ветра $u(\varphi)$ для временных срезов 6 и 21 тыс. лет назад были использованы в данной

работе для расчета индекса L_{ϕ} . На основе индекса было далее рассчитано географическое положение максимумов циркуляции в зонах преобладания западного переноса в атмосфере северного и южного полушарий (максимальные L_{ϕ}); положение максимума интенсивности восточного переноса в приэкваториальной зоне (минимальные L_{ϕ}); ширина зоны восточного переноса. Расчеты были выполнены для изобарических поверхностей 200 и 850 гПа для каждой МОЦА.

В соответствии с принятой гипотезой об образовании результатами моделирования статистического ансамбля далее проводилось осреднение по всем используемым моделям соответствующих результатов расчетов, интерполированных предварительно на пространственную сетку с единым разрешением. Анализируемые далее в работе результаты являются средними, рассчитанными по всем моделям.

Разброс результатов разных моделей между собой оценивался как среднее квадратичное отклонение от осредненного по всем моделям значения в данной точке. Ради удобства сравнения модельных палеоклиматов с современным климатом для каждого из двух временных срезов (6 и 21 тыс. л. н.) были вычислены отклонения перечисленных циркуляционных характеристик, предварительно осредненных по всем моделям. Эти отклонения были получены, как разность средних по всем моделям результатов для соответствующего палеосценария и контрольных модельных экспериментов по сценарию современного климата [9]. Оценка достоверности этой разности рассчитывалась с использованием t-критерия Стьюдента [2].

Результаты

6 тыс.л.н.

Усиленный прогрев континентов северного полушария в летний сезон 6 тыс.л.н. в целом должен был сгладить меридиональные градиенты температуры воздуха. В связи с этим можно было бы ожидать некоторого ослабления интенсивности зональной циркуляции летом, так как площадь положительных аномалий температуры воздуха занимает значительную часть средних широт северного полушария.

На рис. 1 представлен сезонный ход значений циркуляции зональной составляющей скорости ветра на изобарических поверхностях 850 и 200 гПа (рис. 1а, 1б) и отклонений этих значений от современных (рис. 1в, 1г). Очень слабое уменьшение циркуляции скорости в средних широтах можно отметить в обоих полушариях как на 850, так и на 200 гПа. Но эти отклонения несущественны, как это видно из рис. 1в и 1г, где области значимых отклонений (вероятность 75%) ограничены контурами. На поверхности 850 гПа можно отметить лишь усиление восточной циркуляции в зоне 10-20° с.ш. с сентября по ноябрь. Определение территории, где вносится наибольший вклад в этот процесс, требует дополнительного

исследования. По данным ПГЭП (Программа глобального эксперимента ПИГАП – Программы исследования глобальных атмосферных процессов) в этой зоне слабые восточные ветры на поверхности 850 гПа наблюдались над всеми тремя океанами [1].

Заметное усиление восточной циркуляции отмечается на поверхности 200 гПа в зоне 20° ю.ш. – 40° с.ш. с июня по сентябрь. Кроме того, на 200 гПа можно отметить ослабление восточной циркуляции в зоне 0-20° ю.ш. в январе-марте (индекс циркуляции возрастает) и усиление западного переноса в зоне 30-40° ю.ш. в июле-августе. Остальные отклонения циркуляции 6 тыс.л.н. от современной являются незначимыми, поэтому не анализируются.

Как показывают полученные результаты, изменения циркуляции зональной циркуляции 6 тыс.л.н. в средних широтах обоих полушарий являются незначительными по сравнению с современным климатом. Изменения больше касаются тропической зоны и наиболее выражены лишь в отдельные сезоны.

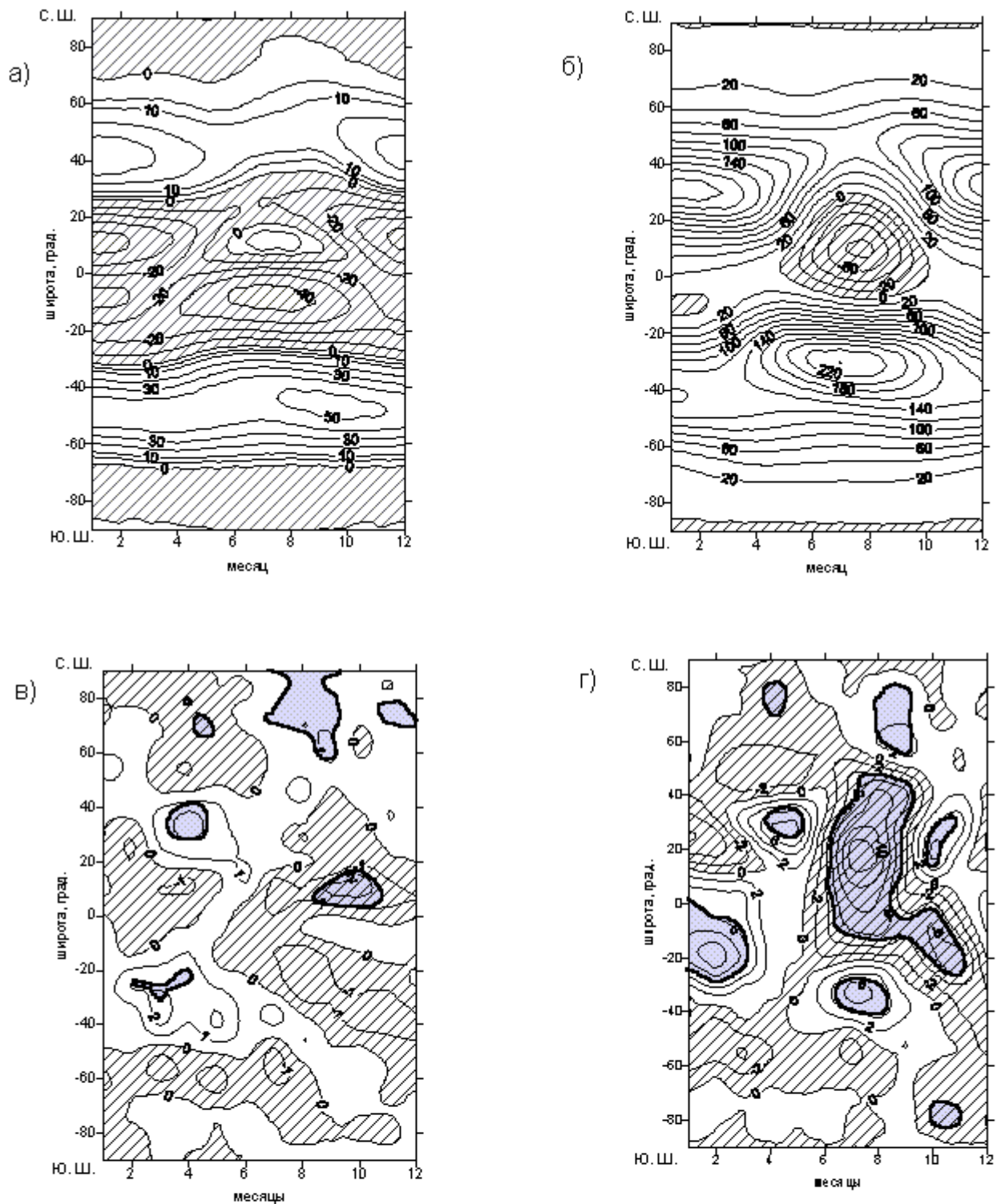


Рис.1.

а, б - Средний годовой ход циркуляции скорости зональной составляющей (m^2/c) 6 тыс.л.н. для изобарических поверхностей 850 гПа (а), 200 гПа (б). Заштрихованы области отрицательных значений (преобладание восточной циркуляции).

в, г - Отклонение циркуляции скорости 6 тыс.л.н. от современных значений для изобарических поверхностей 850 гПа (в), 200 гПа (г). Заштрихованы области с отрицательными отклонениями.

Контур, выделенные жирной линией и залитые серым цветом, ограничивают область значимых отклонений с вероятностью 75% (квантиль распределения Стьюдента в этом случае составляет 0,684)

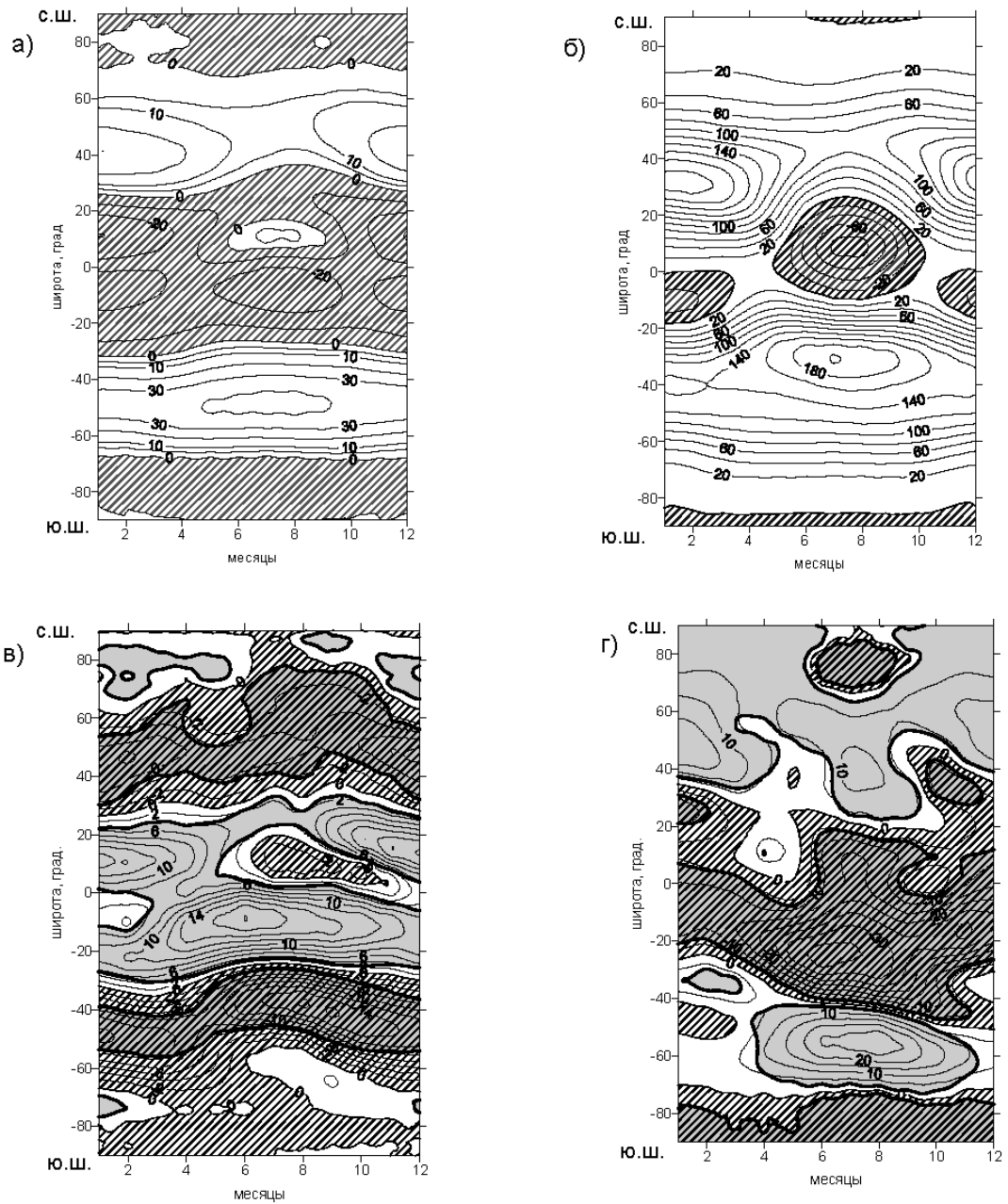


Рис.2.

а, б - Средний годовой ход циркуляции скорости зональной составляющей (m^2/c) 21 тыс.л.н. для изобарических поверхностей 850 гПа (а), 200 гПа (б). Заштрихованы области отрицательных значений (преобладание восточной циркуляции).

в, г - Отклонение циркуляции скорости 21 тыс.л.н. от современных значений для изобарических поверхностей 850 гПа (в), 200 гПа (г).

Заштрихованы области с отрицательными отклонениями.

Контур, выделенные жирной линией и залитые серым цветом, ограничивают область значимых отклонений с вероятностью 75% (квантиль распределения Стьюдента в этом случае составляет 0,684)

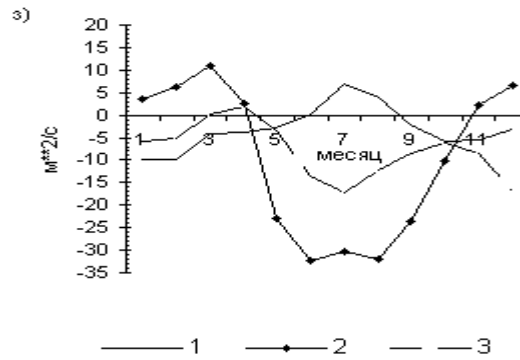
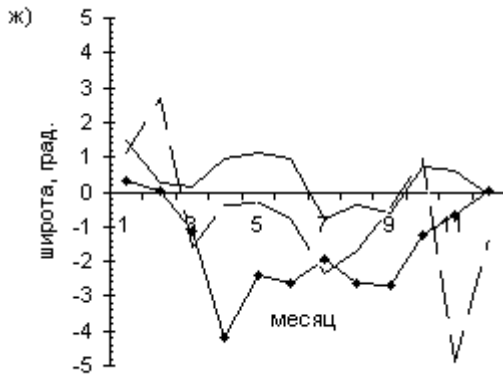
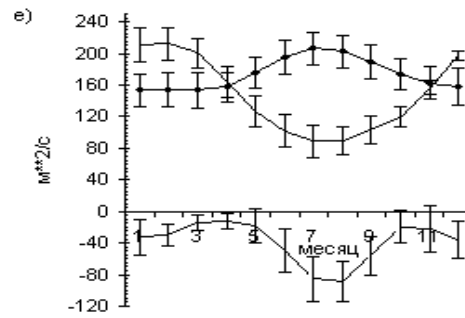
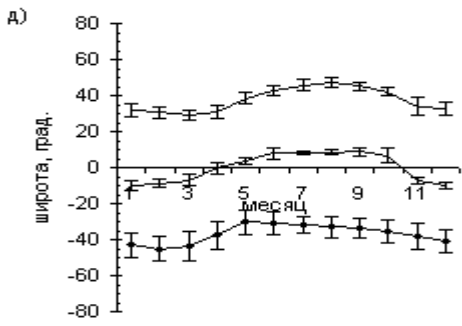
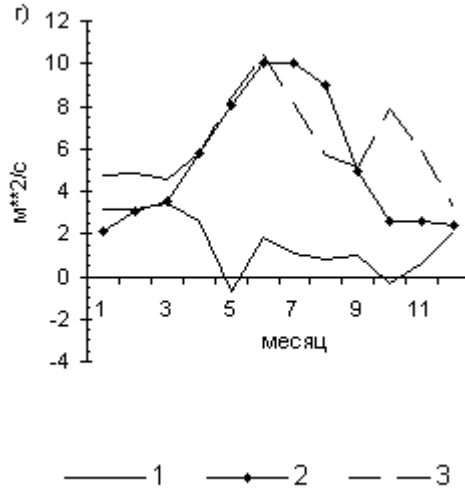
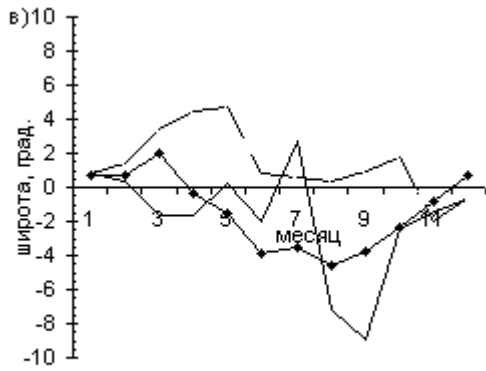
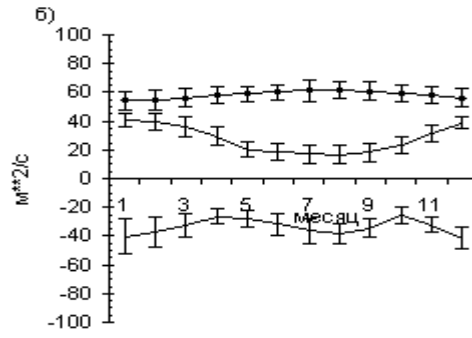
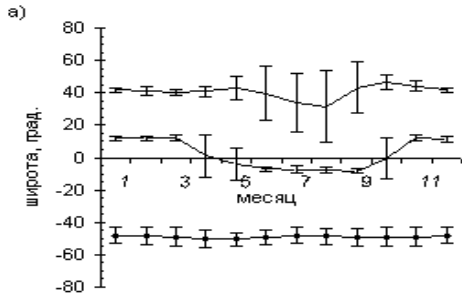


Рис. 3. (см. выше)

21 тыс.л.н.

а-г – для изобарической поверхности 850 гПа:

а - положение максимальных значений циркуляции скорости зональной составляющей (градусы широты);

в – его отклонения от современных значений (градусы широты);

б – максимальные значения циркуляции скорости зональной составляющей ($\text{м}^2/\text{с}$);

г – их отклонения от современных значений ($\text{м}^2/\text{с}$);

д-з – для изобарической поверхности 200 гПа:

д - положение максимальных значений циркуляции скорости зональной составляющей (градусы широты);

жс – его отклонения от современных значений (градусы широты);

е – максимальные значения циркуляции скорости зональной составляющей ($\text{м}^2/\text{с}$);

з – их отклонения от современных значений ($\text{м}^2/\text{с}$).

1 – западный перенос в северном полушарии; 2 – западный перенос в южном полушарии; 3 – восточный перенос в зоне 30° ю.ш. – 30° с.ш.

21 тыс.л.н

По свидетельству палеорекопструкций глобальное понижение температуры воздуха у поверхности было наиболее ярко выражено в районах, занятых континентальным оледенением. Кроме того, имело место увеличение площади морских льдов. Эти процессы способствовали значительному понижению температуры в средних и высоких широтах. В тропиках же изменения температуры были незначительны. Все это должно было бы приводить к увеличению меридионального градиента температуры и усилению зональной циркуляции.

Рассмотрим результаты расчета зональной циркуляции скорости, представленные для 21 тыс.л.н. на рис. 2 и 3. Из рис. 2а и 2б видно, что среднеширотная циркуляция 21 тыс.л.н. и 6 тыс.л.н. имеет общие конфигурационные особенности. В нижней тропосфере (850 гПа, рис. 2а) хорошо выражен западный зональный перенос в средних широтах обоих полушарий и восточный перенос в тропиках и субтропиках. Как и для современного климата, в районе 10° с.ш. в летние месяцы происходит интенсификация западной циркуляции, что, по-видимому, может отражать усиление муссонной деятельности в этом поясе.

Сопоставление рис.1а и рис. 2а показывает, что на поверхности 850 гПа в северном полушарии ширина западного переноса 6 тыс.л.н. не оставалась неизменной, а несколько увеличивалась. А 21 тыс.л.н. ширина западного переноса от зимы к лету уменьшалась, а зимой была такой же, как и 6 тыс.л.н. Объяснение этому, по-видимому, может лежать в том, что, как и сейчас, субтропические антициклоны летом северного полушария располагаются в более высоких широтах. В результате и западный перенос, и циклоническая деятельность тоже смещаются к северу, поскольку сезонный снег стаял и контрасты температуры переместились на границы Арктики. В южном полушарии этот эффект не выражен (или выражен менее ярко). 21 тыс.л.н. расширение тропической зоны летом тоже происходило, но при этом находящиеся

на севере покровное оледенение не меняло сезонно свои границы. Поэтому и западный перенос не менял свою северную границу летом, и его ширина в это время года уменьшалась.

В верхней тропосфере/нижней стратосфере (200 гПа, рис. 2б) большая часть атмосферы охвачена западным переносом. Исключение составляет зона 20° ю.ш.- 20° с.ш., где с небольшими перерывами в переходные сезоны преобладает восточный перенос.

В отличие от оптимума среднего голоцена, отклонения циркуляции зональной скорости в период позднеплейстоценового криохрона от современной циркуляции представляются значительными (рис. 2в, 2г). Во-первых, отметим, что области наибольших отклонений приурочены к зонам интенсивного зонального переноса (западного в средних широтах и восточного в тропиках и вблизи экватора). Это касается результатов и для 850 (рис. 2в), и для 200 гПа (рис. 2г). Во-вторых, эти отклонения в большинстве своем значимы на уровне средних по всем моделям значений, как видно из рис. 2в и 2г, где области значимых отклонений ограничены жирными линиями и залиты серым цветом.

Рассмотрим изменение циркуляции скорости на поверхности 850 гПа. В северном полушарии в зоне западных ветров ($30-70^{\circ}$ с.ш.) отмечается общее ослабление западного переноса (рис. 2в). Широтное положение максимума западной циркуляции скорости в северном полушарии довольно похожим образом отражается всеми моделями, за исключением летних месяцев (рис. 3а), когда разброс значений между моделями резко возрастает. Это происходит потому, что некоторые модели (в частности, LMCELM4, LMCELM5 и UGAMP) дают значительное ослабление западного переноса в летние месяцы в средних широтах, связанное, по-видимому, с усилением антициклональной циркуляции, что вызвано наличием ледников. Поэтому, согласно результатам этих моделей, максимальные значения западной циркуляции наблюдаются не в средних широтах, а в зоне 10° с.ш. (рис. 3в). В южном полушарии зона максимальной западной циркуляции скорости смещается в летний период (с мая по сентябрь) в направлении полюса (рис. 3в). При этом заметно возрастают сами максимальные значения циркуляции скорости (рис. 3г). Эти два момента тем более интересны, что при задании граничных условий учтено, что 21 тыс.л.н. площади, занятые морским льдом в южном полушарии (как и в северном) гораздо больше современных – северная граница располагается в области $50-60^{\circ}$ ю.ш. При этом температура поверхности океана в прилегающих районах понижается на $1-6^{\circ}$ [14].

Большие положительные аномалии циркуляции скорости отмечаются на 850 гПа почти в течение всего года в целом по всей зоне 20° ю.ш. – 20° с.ш. (рис. 2в), что свидетельствует об ослаблении восточной циркуляции и/или усилении западной. Об этом говорит и то, что максимумы циркуляции в зоне преобладания восточного переноса, где она выражена отрицательными числами, также возрастают (рис. 3г), соответственно, уменьшаясь по модулю.

Интересно отметить также, что по всем моделям интенсивность (рис. 3б) западного переноса на 850 гПа, наибольшая в южном полушарии, почти не меняется в течение всего года, несколько увеличиваясь зимой. В северном же полушарии существует значительный годовой ход с максимумом зимой и минимумом летом. В тропиках хорошо выражен двойной годовой ход с максимумом зимой и в конце лета и минимумами на месяц позже месяцев равноденствий (восточный перенос выражен отрицательными значениями индекса, поэтому максимум интенсивности восточной циркуляции на рис. 3г и 3е выражен наименьшими значениями по вертикальной оси). Отмеченные особенности были характерны и для годового хода индекса циркуляции для современного модельного климата [9].

На поверхности 200 гПа можно отметить общую тенденцию, противоположную картине для 850 гПа – усиление западного и восточного переноса (рис. 2г) в соответствующих зонах, где они преобладают в современных климатических условиях. Кроме того, в южном полушарии происходит заметное смещение к югу положения оси максимальных значений циркуляции скорости в зоне западного переноса с марта по ноябрь включительно (рис. 3ж). Величины максимальных значений индекса циркуляции несколько уменьшаются по сравнению с современными (рис. 3з).

Положение зоны преобладания восточного переноса (заштрихованные области на рис. 2б, 20° ю.ш. – 20° с.ш.) меняется мало (рис.3ж). В то же время можно отметить уменьшение значений индекса циркуляции вдоль этой оси в течение большей части года (рис. 3з), что свидетельствует о возрастании интенсивности восточной циркуляции в этих районах. Годовой ход интенсивности (рис. 3е) в умеренных широтах на 200 гПа уже хорошо выражен и в северном, и в южном полушарии. Причем величина интенсивности циркуляции зимой в северном и южном полушарии одинакова, а летом в гораздо слабее, чем в южном полушарии. Это проявлялось и для современного климата [9]. Интересно, что для 21 тыс.л.н. двухвершинный годовой ход восточной циркуляции на 200 гПа повторяет конфигурацию для 850 гПа, чего не было для современного климата ни в наблюдаемой циркуляции, ни в модельных результатах [9].

Заключение

Подводя итог, можно отметить следующие особенности общей циркуляции атмосферы 6 и 21 тыс.л.н., полученные на основе обработки результатов численных экспериментов по моделям общей циркуляции атмосферы PMIP для изобарических поверхностей 200 и 850 гПа.

Циркуляция на указанных высотах в атмосфере в период оптимума среднего голоцена 6 тыс.л.н. мало отличалась от современной за исключением некоторых изменений на поверхности 200 гПа в отдельные сезоны.

В период позднеплейстоценового криохрона 21 тыс.л.н. отличия атмосферной циркуляции от современной выражены гораздо ярче. В целом можно отметить, что для этого времени характерно смещение положения максимальных значений циркуляции как для западного, так и для восточного переноса. В южном полушарии можно отметить смещение к югу оси максимума циркуляции скорости в зоне западного переноса, в то время как сами значения максимумов индекса в этой зоне возрастают в течение всего года на 850 гПа и с ноября по март на 200 гПа. В тропической зоне смещение положения максимума восточной циркуляции к северу заметно лишь на 850 гПа, но при этом интенсивность восточной циркуляции на оси максимумов меньше современной в течение всего года. На поверхности 200 гПа положение оси наибольшей интенсивности восточной циркуляции мало отличается от современного, но интенсивность циркуляции на оси увеличивается почти в течение всего года. Изменения циркуляции скорости в зоне западного переноса в северной полушарии, имеют те же черты, что и зоне западных ветров южного полушария, но выражены они гораздо меньше. В целом полученные для 21 тыс.л.н. изменения зональной циркуляции гораздо ярче проявились в южном полушарии и тропиках, чем в северном полушарии.

Автор выражает искреннюю признательность профессору М.А.Петросянцу за ценные замечания и советы. Работа выполнена при поддержке гранта Ученого Совета молодым исследователям Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в рамках проекта 2000-12.

Литература

1. Добрышман Е.М., Раджапов М.Р., Тагаймурадов Ю.Т. Характеристики полей давления и ветра в низких широтах. Ташкент. САНИГМИ. 1996. 86 с.
2. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М. Изд-во МГУ. 1988. 248 с.
3. Кислов А.В. О генезисе глобальных флуктуаций климата послеледниковой эпохи // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 5. С. 601-607.
4. Кислов А.В. Моделирование термического режима Сибири позднеплейстоценового криохрона // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1999. № 1. С. 36-41.
5. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: - МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. – 251 с.
6. Кислов А.В. Суркова Г.В. Использование модели регионального климата для определения вариаций видимого испарения с поверхности Каспийского моря в голоцене // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 1. С. 10-18.
7. Кислов А.В., Суркова Г.В., Тарасов П.Е., Константинов И.С. Новые данные сопоставления результатов численного моделирования и палеореконструкций для климатических условий позднеплейстоценового криохрона // Изв. РАН. Серия Геогр. 2002. (В печати).
8. Котляков В.М., Лориус К. Глобальные изменения за последний ледниково-межледниковый цикл // Изв. РАН. Сер. Геогр. 1992. № 1.

9. Суркова Г.В., Гущина Д.Ю. Воспроизведение современной глобальной циркуляции атмосферы моделями PMIP // *Метеорология и гидрология*. 2002. № 8.
10. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Крупномасштабное взаимодействие глобальной циркуляции атмосферы с температурой поверхности экваториальной части Тихого океана // *Метеорология и гидрология*, 1998. N 5. С. 5–24.
11. Bard E.B., Hamelin R.G., Fairbanks, A.Zindler. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals // *Nature*. 1990. Vol. 345. P. 405-410.
12. Berger A. Long-term variation of daily insolation and Quaternary climate changes // *Journal of Atmospheric Science*. 1978. Vol. 35. P. 2362-2367.
13. CLIMAP project members // *Science*, 1976. Vol. 191. N 4232.
14. CLIMAP, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, Red Map Series Technical Report MC-36 (Geological Society of America, Boulder, Colorado), 1981.
15. Farrera I., Harrison S.P., Prentice I.C., Ramstein G., Guiot J., Bartlein P.J., Bonnefille R., Bush M., Cramer W., von Grafenstein U., Holmgren K., Hooheimstra H., Hope G., Jolly D., Lauritzen S.-E., Ono Y., Pinot S., Stute M., Yu G. Tropical climates at the last glacial maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimatic data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry // *Clim. Dyn.* Vol. 15. P. 823-856.
16. Harrison S.P. Palaeoenvironmental data sets and model evaluation in PMIP. In: PMIP, Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). Proceedings of the third PMIP workshop (1999), in WCRP-111, WMO/TD-1007. /Ed. by P. Braconnot. 2000.
17. Jousame S., Taylor K. Modelling extreme climates of the past: what we have learned from PMIP and related experiments // *PAGES Newsletter / CLIVAR Exchanges*, 8/5, 18-19. 2000.
18. Jousame S., Taylor K. Status of the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP) // *Proc. First International AMIP Sci. Conf.*, WCRP-92, WMO/TD-732. Geneva: World Meteorol. Org., 1995. P. 425-430.
19. Jousaume S., Taylor K., Braconnot P., Mitchell J.F.B., Kutzbach J.E., Harrison S.P., Prentice I.C., Broccoli A.J., Abe-Ouchi A., Bartlein P.J., Bonfils C., Dong B., Guiot J., Herterich K., Hewitt C.D., Jolly H., Kim J.W., Kislov A., Kitoh A., Loutre M.F., Masson V., McAvaney B., McFarlane M., de Noblet N., Peltier W.R., Peterschmitt J.Y. Pollard D., Rind D., Royer J.F., Schlesinger M.E., Syktus J., Thompson S., Valdes P., Vettoretti G., Webb R.S. Wyputta U. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) // *Geophysical Research Letters*. 1999. Vol. 26. P. 859-862.
20. Kageyama M., Valdes P., Ramstein G., Hewitt C., Wyputta U. Northern hemisphere storm-tracks in present day and last glacial maximum climate conditions: a comparison of the European PMIP models // *Journal of Climate*. 1999. Vol. 12. P. 742-760.
21. Kislov A.V., Vasil'chuk Yu.K. Some more about comparison of the paleomodelled and reconstructed data // PMIP, Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). Proceedings of the third PMIP workshop (1999), in WCRP-111, WMO/TD-1007. /Ed. by P. Braconnot. 2000. P. 265-271.
22. Kohfeld K.E., Harrison S.P. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets // *Quat. Sci. Rev.* 2000. Vol. 19. P. 321-346.
23. Kutzbach J.E., Guettner P.J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulation for the past 18000 years // *J. Atmos. Sci.* 1986. V.43. N 16. P. 1726-1759.
24. Peltier R.W. Ice age paleotopography // *Science*. 1994. V. 265. P. 195-201.

25. PMIP, Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). Proceedings of the third PMIP workshop (1999), in WCRP-111, WMO/TD-1007. /Ed. by P. Braconnot. 2000. 271 pp.
26. Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.-M., Chappelaz J., Delmas R., Lorius C. The ice record of greenhouse gases // Science. 1993. Vol. 259. P. 926-934.
27. Ruddiman W.F., Mix A.C. The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 yr BP. Global climates since the Last Glacial Maximum. H.E.J. Wright, J.E.Kutzbach, T.Webb III, W.F.Ruddiman, F.A.Street-Perrot and P.J.Bartlein, Eds., University of Minesota Press. 1993. P. 94-124.