НАУКА и ОБРАЗОВАНИЕ

Эл № ФС77 - 48211. Государственная регистрация №0421200025. ISSN 1994-0408

электронный научно-технический журнал

# Воспроизведение палеоклимата с использованием глобальной климатической модели # 01, январь 2013 DOI: 10.7463/0113.0517953 Пархоменко В. П. УДК 53.043; 551.581

Россия, МГТУ им. Н.Э. Баумана Россия ВЦ РАН (Москва) <u>vparhom@yandex.ru</u>

#### Введение

При анализе долгосрочных изменений климата необходимо рассматривать всю атмосферу, океан (включая морской лед) и деятельный слой суши (почва и растительность) как взаимодействующие части единой системы, называемой климатической системой. Последняя характеризуется сложными взаимодействиями и обратными связями ее элементов, а также обладает значительной временной изменчивостью. Математическое моделирование является мощным инструментом для исследования климатической системы и прогнозирования [1]. Рассматриваемая модель включает блоки атмосферы, океана, морского льда и описывает термохалинную циркуляцию Мирового океана, а также основные характеристики остальных элементов климатической системы.

Геологические данные свидетельствуют о том, что в истории Земли в различные эпохи неоднократно возникали суперконтиненты, происходили их дробления на отдельные материки, дрейфовавшие в стороны друг от друга, и новые их объединения в новые суперконтиненты [2].

В настоящей работе исследуется влияние климатических параметров (значения концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере, солнечной постоянной), а также конфигурации материков и распределения глубин океана, характерных для рассматриваемых периодов времени, на климат.

При выделении периодов эволюции Земли для проведения численных экспериментов по моделированию климата будем исходить из принципа наиболее сильно отличающейся структуры материков и океанов. При этом будем рассматривать только относительно поздние этапы эволюции, чтобы при моделировании использовать более или менее точные данные значений солнечной постоянной, концентрации CO<sub>2</sub> и конфигурации материков и глубин океана.

Первый период 124 млн лет назад выделяем вследствие больших значений концентрации CO<sub>2</sub> и ввиду того, что материки расположены в меридиональном направлении непрерывно от северного до южного полюсов. На рис. 1 на карте мира серым цветом выделены материки для этого случая. По горизонтали – долгота, по вертикали - широта.



Рис. 1. Модельная реконструкция конфигурации материков (124 млн лет назад)

Второй период 200 млн лет назад выбираем из-за того, что суперматерик располагается в области северного полюса, не доходя до южного (рис. 2). При этом на месте современного Северного ледовитого океана располагается материк, а на месте Антарктиды – океан. Эта ситуация должна привести к формированию климата и океанической циркуляции, значительно отличающихся от современных. Использованы данные, размещенные на сайте http://www.serg.unicam.it/Geo.html.



Plate Tectonic Reconstruction - Time: 200.0 Ma



### 1 Описание модели климата

Основные уравнения крупномасштабных течений в океане [3] записываются в приближении Буссинеска (постоянства плотности в горизонтальных уравнениях импульса и неразрывности, наличия силы Кориолиса, вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости). По вертикали принимается уравнение гидростатики. Уравнения дополняются уравнениями переноса и турбулентной диффузии тепла и солей, а также уравнением состояния для плотности, зависящей от температуры и солености. На поверхности океана предполагается воздействие ветра, обмен теплом и влагой.

Для стационарного случая при наличии придонного трения (фрикционного члена), пропорционального среднему по глубине потоку и стационарного воздействия ветра осредненные по глубине уравнения записываются следующим образом [3]:

$$\begin{split} -lv + &\frac{R}{H}u = g\frac{\partial\xi}{\partial x} + \frac{\tau_{xz}}{\rho_0 H},\\ lu + &\frac{R}{H}v = g\frac{\partial\xi}{\partial y} + \frac{\tau_{yz}}{\rho_0 H},\\ &\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \end{split}$$

где *l* – параметр Кориолиса, *R* – коэффициент придонного трения,  $\zeta$  - превышение уровня поверхности над невозмущенным,  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{yz}$  - напряжение трения ветра, *H* – глубина океана, *g* - ускорение свободного падения,  $\rho_0$  - средняя плотность воды, *u*, *v* – горизонтальные компоненты средней по глубине скорости течений.

Эти уравнения объясняют эффект западной интенсификации течений в океане [3] и можно предположить, что некоторое их обобщение и использование далее в качестве горизонтальных уравнений импульса может быть пригодно для описания термохалинной циркуляции мирового океана.

С учетом этих соображений система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали. Значения температуры T и солености S удовлетворяют адвекционнодиффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Учитывается также процедура конвективного приспособления.

Таким образом, система основных уравнений в безразмерной форме, записанных в сферических координатах ( $\phi$ , s, z), где  $\phi$  - долгота, s = sin  $\theta$ ,  $\theta$  - широта и z - высота, направленная вверх, имеет следующий вид [4, 5]:

уравнения импульса по горизонтали

$$-sv = -\frac{1}{c}\frac{\partial p}{\partial \phi} - \lambda u + \frac{\partial}{\partial z}\tau^{\phi},$$
$$su = -c\frac{\partial p}{\partial s} - \lambda v + \frac{\partial}{\partial z}\tau^{s},$$

уравнение гидростатики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho$$

уравнение неразрывности

$$\frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{u}{c} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left( vc \right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

уравнение состояния морской воды

$$\rho = \rho(S,T).$$

уравнение переноса и диффузии трассеров *X* (температуры и солености)

$$\frac{d}{dt}X = \kappa_h \nabla^2 X + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_v \frac{\partial X}{\partial z}\right) + C$$

в которых *u*, *v*, *w* – горизонтальные и вертикальная компоненты вектора скорости, соответственно,  $\lambda$  - переменный в пространстве фрикционный член, увеличивающийся к береговым границам и экватору, *c*=cos  $\theta$ , *T*, *S*, *p* - температура, соленость, давление соответственно;  $\vec{\tau} = (\tau^{\phi}, \tau^{s})$  - безразмерное напряжение трения ветра;  $\rho$  - плотность воды;  $\rho_{0}$  - ее характерное значение;  $\kappa_{v}$ ,  $\kappa_{h}$  - коэффициенты турбулентной диффузии трассеров по вертикали и горизонтали соответственно.

Характерный масштаб для расстояния по горизонтали определяется радиусом Земли  $r_0$ , и по вертикали - максимальной глубиной океана *D*. Горизонтальные компоненты скорости (u, v) в направлениях  $(\phi, s)$  выражаются через характерную скорость  $U_0$ , а вертикальная компонента w - через  $U_0D/r_0$ . Характерные масштабы для давления p и плотности  $\rho$  получаются из геострофических и гидростатического соотношений соответственно. Таким образом, градиент плотности  $G = \partial \rho / \partial z$  выражается через  $\rho_0 f U_0 r_0 / g D^2$ , где f - удвоенная угловая скорость суточного вращения Земли. Характерное время определяется выражением  $r_0/U_0$ . Величина d/dt в последнем уравнении - материальная (полная) производная. Масштабные множители для T и S не используются. Величина C определяется источниками и из процедуры конвективного приспособления для устранения статической неустойчивости с учетом консервативности T и S. Уравнение состояния для размерной плотности  $\rho_*$  имеет вид

$$\rho_* = 1000 + 0.7968 S - 0.0559 T - 0.0063 T^2 + 3.7315 \cdot 10^{-5} T^3$$

Условие отсутствия нормального потока требуется на всех твердых границах. На границах материков также принимаются равными нулю нормальные составляющие потоков тепла и солей. Океан подвергается воздействию напряжения трения ветра  $\tau$  на поверхности. Потоки T и S у дна полагаются равными нулю, а на поверхности определяются взаимодействием с атмосферой.

Уравнения дискретизируются на сетке Аракавы [6] с использованием простых центральных разностей по пространству для диффузии и схемой с весами вверх по потоку для адвекции. Вертикальные уровни модели равномерно распределены в логарифмических координатах  $\zeta = \log(1-z+0.1)$  так, что верхние слои тоньше, чем нижние. Горизонтальная сетка является равномерной в ( $\phi$ , s) координатах (долгота и синус широты), определяя при этом ячейки одинаковой площади.

В модели используется 8 вертикальных уровней для плотности. Наименьшая глубина соответствует уровню с номером 8. Максимальная глубина принимается равной 5000 м.

Для описания процессов, протекающих в атмосфере, используется энерго- и влагобалансовая модель. Прогностическими переменными являются температура воздуха и удельная влажность вблизи подстилающей поверхности. В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для температуры воздуха, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками тепла с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытого тепла из-за осадков и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса. Источники в уравнении переноса для удельной влажности определяются осадками, испарением и сублимацией с подстилающей поверхности.

В модели эволюции морского льда динамические уравнения решаются для сплоченности морского льда и для средней толщины льда. Для определения температуры поверхности льда используется диагностическое уравнение с учетом потоков тепла. Рост и таяние льда в модели зависят только от разности между потоком тепла из атмосферы в морской лед и потока тепла изо льда в океан.

Скорость роста морского льда в части океана, покрытой льдом, определяется из разности тепловых потоков в морской лед и обратно, минус латентные тепловые потери из-за сублимации. Образование снега в модели не рассматривается, все осадки над океаном или морским льдом добавляются непосредственно в поверхностный слой океана, однако наличие снега на суше учитывается изменением альбедо поверхности.

### 2 Постановка задачи

С использованием описанной выше модели проведены следующие варианты численных экспериментов:

1) для современных климатических условий,

2) для периода 124 млн лет назад,

3) для периода 200 млн лет назад.

Используемые в модели конфигурации материков (однородные серые области) и восьмиуровневые распределения глубин океана для разных периодов показаны на рис. 3-5 на карте мира с указанием широты и долготы. Глубины океана определяются областями с различной штриховкой.



Рис. 3. Конфигурация материков в модели и восьмиуровневое распределение глубин для современных условий



Рис. 4. Конфигурация материков в модели (124 млн лет назад) и восьмиуровневое распределение глубин



Рис. 5. Конфигурация материков в модели (200 млн лет назад) и восьмиуровневое распределение глубин

По результатам реконструкции величин климатических и астрономических факторов (<u>www.geocraft.com</u>) в таблице 1 представлены значения основных параметров при моделировании: концентрации  $CO_2$  и солнечной постоянной. Отметим, что для периода 124 млн лет рассматриваются два варианта расчетов: с концентрацией  $CO_2$  3000 ppm (что соответствует тому периоду) и современной концентрацией  $CO_2$  350 ppm для оценки влияния повышенной концентрации  $CO_2$ .

	Современные	124 млн лет	124 млн лет назад	200 млн лет
	условия	назад	(CO <sub>2</sub> =1)	назад
Концентрация СО2	350	3000	350	1225
(ppm)				
Солнечная	1368	1140	1368	1330
постоянная (Вт)				

Таблица 1. Значения основных параметров при моделировании

Расчеты ведутся из начального состояния климатической системы, характеризующегося однородными значениями температур, влажности, солёности и нулевыми скоростями течений в океане. Рассматривается выход на стационарный режим.

### 3 Результаты расчетов

Расчеты показывают выход средних глобальных климатических характеристик на стационарный режим за период порядка 1500-2000 лет. На рис. 6 и 7 показаны средние глобальные температура атмосферы и толщина морского льда для разных вариантов расчетов.



Рис. 6. Средняя глобальная температура атмосферы (°С) для разных вариантов расчетов



Рис. 7. Средняя глобальная толщина морского льда (м) для разных вариантов расчетов

Далее на рис. 8-9 приведены зональные средние основных климатических характеристик атмосферы: температура и влажность.



Рис. 8. Температура атмосферы (июль) для разных вариантов расчетов



Рис. 9. Влажность атмосферы (июль) для разных вариантов расчетов

Некоторые расчетные глобальные средние климатические характеристики приведены в таблице 2.

	Современные	124 млн	124 млн лет	200 млн лет
	условия	лет назад	назад (СО <sub>2</sub> =1)	назад
Температура атмосферы	13.4	20.7	12.7	15.5
(°C)				
Влажность атмосферы	0.011	0.016	0.010	0.011
(г/кг)				
Толщина морского льда (м)	1.32	0.11	0.19	0.88
Площадь морского льда	45	1	6	11
(число расчетных ячеек)				

Таблица 2. Глобальные средние некоторых климатических характеристик

Отметим значительное увеличение глобальной температуры (на 7.3 °C), увеличение влажности атмосферы на 50 % и практически полное исчезновение морского льда для варианта 124 млн лет назад по сравнению с современным состоянием. Безусловно, это связано с повышенной концентрацией углекислого газа. Результаты показывают высокие июльские температуры в северных полярных областях (15°-25°С) для вариантов 124 млн и 200 млн лет назад. Это обусловлено как наличием континента вплоть до северного повышенным Таблица 3 полюса, так И содержанием  $CO_2$ . демонстрирует удовлетворительное совпадение глобальных результатов расчётов с данными наблюдений палеоклимата реконструкции характеристик для соответствующих периодов И (www.geocraft.com). Более детальных географических характеристик климата для отдаленных периодов истории не существует или они дают большой разброс значений.

	Современные	124 млн	200 млн
	условия	лет назад	лет назад
Результаты расчетов	13.4	20.7	15.5
Экспериментальные	13.8	22	17
(реконструированные) данные			

Таблица 3. Глобальная средняя температура атмосферы (°С)

На картах мира далее показаны распределения температуры верхнего слоя океана и баротропной функции тока для разных вариантов расчета. Материки выделены однородным серым цветом. На рис. 10 - 12 показаны распределения температуры верхнего слоя океана (175 м) для июля месяца.



Рис. 10. Распределение температуры (°С) верхнего слоя океана (современные условия)



Рис. 11. Распределение температуры (°С) верхнего слоя океана (124 млн лет назад)



Рис. 12. Распределение температуры (°С) верхнего слоя океана (200 млн лет назад)

Выделим сильное влияние увеличенной концентрации  $CO_2$  для варианта 124 млн лет – повышение температуры в экваториальной области океана достигает 8°С. На рис. 13-15 представлена баротропная (т.е. осредненная по глубине) функция тока в Cв (1 Cв =10  $^{6}$ м<sup>3</sup>) для различных вариантов расчета также для июля месяца.



Рис. 13. Баротропная функция тока (современные условия)







Рис. 15. Баротропная функция тока (200 млн лет назад)

Наблюдаются очень сильные отличия циркуляции для всех трех основных вариантов расчетов. Это обусловлено совершенно разными конфигурациями материков и распределением глубин океана. Для варианта 124 млн лет отметим сильную положительную циркуляцию в южном полушарии в районе южного материка (темная область) и протяженную отрицательную циркуляцию в западной части океана. Циркуляция в северной части довольно слабая. Для варианта 200 млн лет видим подавленную циркуляцию в северной области Мирового океана и довольно сложную картину в южной области.

На рис. 16 - 20 представлена меридиональная функция тока, измеряемая в Св, для различных вариантов расчетов. На этих рисунках показано вертикальное сечение Мирового океана по соответствующим меридианам. Шкала по вертикали соответствует номерам слоев расчетной сетки в океане, а по горизонтали - номерам точек сетки по широте от южного полюса к северному. Варианты 200 млн лет назад и 124 млн лет назад демонстрируют сходную картину меридиональной глобальной циркуляции, но в варианте 200 млн лет назад проявляется более интенсивная циркуляция вблизи южного полюса в условиях отсутствия южного континента.



Рис. 16. Меридиональная глобальная функция тока (200 млн лет назад), июль





Рис. 18 иллюстрирует влияние сезона на меридиональную глобальную функцию тока для варианта 200 млн лет назад. Разница потоков января и июля достигает 8 Св в низких широтах.



Рис. 18. Разность значений меридиональной глобальной функции тока для января и июля (200 млн лет назад)

Акватория Мирового океана, изолированно расположенная в западной его части (западный океан), занимает зонально ограниченную область в низких широтах (рис. 19, 20), поэтому меридиональная циркуляция там развита слабо. Для варианта 200 млн лет назад она в основном положительная, а для варианта 124 млн лет назад – отрицательная. Это объясняется преимущественным расположением океана в северном полушарии в первом случае и в южном – во втором.



Рис. 19. Меридиональная функция тока (200 млн лет назад). Западный океан, июль



Рис. 20. Меридиональная глобальная функция тока (120.4 млн лет назад). Западный океан, июль

#### 4 Заключение

Проведена модификация глобальной климатической модели, включающей модель трехмерной термохалинной циркуляции океана, энерго-влаго балансовую модель атмосферы и модель эволюции морского льда для проведения расчетов по моделированию палеоклимата, соответствующего периодам 124 млн лет назад и 200 млн лет назад.

Проведены исследования по определению основных параметров климатической системы для этих периодов.

Проведены численные эксперименты по моделированию климата, соответствующего периодам 124 млн лет назад и 200 млн лет назад. Установлено, что выход на стационар происходит через 1500-2000 лет. Получены глобальные и пространственные характеристики, основные климатические характеристики для атмосферы, океана, морского льда. Расчетная средняя глобальная температура атмосферы укладывается в пределы, реконструированные по данным наблюдений.

Изучены особенности циркуляции океана для соответствующих периодов.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 14 и Проектов РФФИ № 11-01-93003, № 11-01-00575 и №11-07-00161.

## Список литературы

1. Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М. Человек и биосфера. Опыт системного анализа и эксперименты с моделями. М.: Наука, 1985. 272 с.

2. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М: Изд-во МГУ, 2002. 506 с.

3. Кочергин В.П. Теория и методы расчета океанических течений. М.: Наука, 1978. 128 с.

4. Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science : Southampton Oceanography Centre (SOC) Internal Document No. 83. 2002. 50 p. Available at: http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/LSM/CGOLD/c-goldstein\_report.pdf , accessed 23.12.2012.

5. Пархоменко В.П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана // Вестник МГТУ им. Н.Э. Баумана. Сер. Естественные науки. 2011. Спец. вып. «Математическое моделирование». С. 186-200.

6. Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model // Methods in Computational Physics. New York : Academic Press, 1977. Vol. 17. P. 174-207.

SCIENCE and EDUCATION

EL № FS77 - 48211. №0421200025. ISSN 1994-0408

electronic scientific and technical journal

Paleoclimate simulation with the use of a global climate model # 01, January 2013 DOI: 10.7463/0113.0517953 Parhomenko V.P.

> Russia, Bauman Moscow State Technical University Dorodnicyn Computing Centre of RAS <u>vparhom@yandex.ru</u>

Influence of important climate parameters (atmosphere  $CO_2$  concentration, solar constant), configuration of continents, as well as distribution of ocean depths corresponding to the considered time periods, on climate was investigated. The author used a global climate model that includes a 3D model of the thermohaline circulation of the ocean, an energy and moisture balance model of the atmosphere and a sea ice evolution model. Numerical experiments corresponding to periods of 124 million years ago and 200 million years ago with drastically different parameters were carried out. It was established that a stationary climate system state is achieved after 1500-2000 years of development. General global and spatial climatic characteristics for the atmosphere, oceans and sea ice were obtained. Estimated global mean atmospheric temperature is agreed with the reconstructed observed data. Features of the ocean circulation were studied for the corresponding periods.

 Publications with keywords: global climate model, thermohaline circulation, numerical experiments, paleoclimate

 Publications with words: global climate model, thermohaline circulation, numerical experiments, paleoclimate

#### References

1. Moiseev N.N., Aleksandrov V.V., Tarko A.M. *Chelovek i biosfera*. *Opyt* sistemnogo analiza i eksperimenty s modeliami [The man and the biosphere. Experience of system analysis and experiments with models]. Moscow, Nauka, 1985. 272 p.

2. Sorokhtin O.G., Ushakov S.A. *Razvitie Zemli* [Development of the Earth]. Moscow, MSU Publ., 2002. 506 p.

3. Kochergin V.P. *Teoriia i metody rascheta okeanicheskikh techenii* [Theory and methods of calculation of oceanic currents]. Moscow, Nauka, 1978. 128 p.

4. Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. *Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science*. Southampton Oceanography Centre (SOC) Internal Document No. 83. 2002. 50 p. Available at: http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/LSM/CGOLD/c-goldstein\_report.pdf , accessed 23.12.2012.

5. Parkhomenko V.P. Model' klimata s uchetom glubinnoi tsirkuliatsii Mirovogo okeana [Model of climate with a view of the deep circulation of the World ocean]. *Vestnik MGTU im. N.E. Baumana. Ser. Estestvennye nauki* [Herald of the Bauman MSTU. Ser. Instrument Engineering], 2011. Spes. iss. *Matematicheskoe modelirovanie* [Mathematical modeling]. pp. 186-200.

6. Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*. New York : Academic Press, 1977, vol. 17, pp. 174-207.