

УДК 551.578.46+551.515

СПЕКТРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2005 г. О.О. Рыбак¹, Е.А. Рыбак¹

В работе проанализированы косвенные данные об изменении климата планеты в течение позднего плейстоцена. В качестве индикаторов климатических колебаний использованы δD антарктического льда и $\delta^{18}O$ морских донных осадков, которые являются индикаторами изменения температуры воздуха и уровня Мирового океана соответственно. Эти данные охватывают временной отрезок, соответствующий последним восьми ледниковым циклам. Спектральный анализ одно- и двумерных временных рядов выполнен методом максимальной энтропии. Построены модели авторегрессии отдельных рядов, оценены когерентность и фазовые сдвиги в изменениях изотопного состава обоих типов изотопных рядов.

История регулярных инструментальных наблюдений за погодой – измерения температуры и давления воздуха, количества осадков, скорости ветра и т.д. насчитывает менее четырехсот лет. Долгое время наблюдения проводились лишь в очень ограниченном регионе Западной Европы, позже к нему добавились Россия, Северная Америка. Говорить о регулярных метеонаблюдениях, которые охватывают всю планету, можно лишь по отношению к последним полутора сотням лет. О том, какие изменения климата происходили в течение сотен тысяч лет, им предшествовавших, можно судить лишь по косвенным источникам.

Преобладающая характеристика колебаний климата в позднем плейстоцене (последний 1 миллион лет) – это перемежающиеся, квазициклические, относительно теплые и холодные состояния. С периодичностью примерно 100 тысяч лет огромные массы пресной воды накапливались в континентальных щитах в виде льда. В течение последнего ледникового максимума толщина щитов достигала 4 км, а аккумулярованная в них вода вызывала понижение уровня Мирового океана на 80–165 м [9]. Абсолютные цифры, характеризующие масштабы оледенения, приблизительны, поскольку исчезнувший лед оставил лишь косвенные свидетельства, к примеру, в виде изменившегося изотопного состава донных осадков в океане.

В этих процессах глобальных климатических изменений в плейстоцене уцелели Гренландский и Антарктический щиты. Количество льда, содержащееся в них, эквивалентно такому количеству воды, что ее хватило бы для повышения уровня океана приблизительно на 68 м, из которых вклад

Гренландии составил бы 7 м, Антарктиды – 61 м [17]. По-видимому, объем льда (если считать его в эквивалентном повышении уровня Мирового океана) в Антарктиде в течение ледниковых периодов увеличивался в значительно меньшей степени (19.2 согласно [17]), чем объем щитов Северной Евразии и Северной Америки.

Механизмы смены ледниковых эпох известны лишь в общих чертах. Считается, что квазициклическая смена ледниковых периодов и межледниковий происходит вследствие гармонических колебаний параметров орбиты Земли: эксцентриситета, склонения и прецессии оси планеты [2, 16, 18, 19]. Отметим, что периодичность оледенений не была постоянной в течение всего четвертичного периода. Очевидное преобладание средней периодичности 100 тысяч лет характерно для последних четырехсот тысяч лет – последних четырех климатических циклов. В частности, именно эта компонента (100 тысяч лет) может считаться преобладающей в колебаниях объема оледенения и в Северном полушарии, и в Антарктиде. Ее связывают, как правило, с колебаниями эксцентриситета земной орбиты. Интересно отметить, что климатический сигнал (с ним ассоциируют колебания инсоляции в средних широтах) на частоте 1 цикл/100 тыс. лет слаб по сравнению с сигналами на частоте колебаний прецессии и склонения (23 и 41 тыс. лет) [18]. Для объяснения этого парадокса были предложены многочисленные гипотезы, учитывающие, например, нелинейный характер взаимодействия компонент прецессии [15] или модуляции компонент прецессии колебаниями эксцентриситета [18]. Было также показано, что свободные колебания объема ледового щита могут происходить с частотами, соответствующи-

¹ Сочинский НИЦ РАН, г. Сочи.

ми орбитальным изменениям даже без внешнего воздействия [21]. Непонятным остается механизм быстрых изменений климата (Dansgaard-Oeschger events), следы которых были обнаружены впервые в изменениях изотопного состава ледовых кернов в Гренландии.

На наш взгляд, изменение изотопного состава донных океанических осадков и покровного оледенения – ледовых щитов Гренландии и Антарктиды – это один из самых надежных индикаторов климатических колебаний. Их можно рассматривать как два относительно независимых источника, поскольку физический механизм фиксации характеристик климата в каждом случае свой. В природных условиях фракционирование изотопов зависит от параметров окружающей среды. Соотношение тяжелых и легких изотопов в образце фиксирует условия окружающей среды, при которых происходило разделение изотопов. В настоящей работе мы рассматриваем отклонения от стандартов концентрации в образцах изотопа кислорода-18 ($\delta^{18}O$), которые были получены в результате бурения океанического дна в различных регионах Мирового океана, и дейтерия (δD), полученного из ледяных кернов на станциях Восток и Купол С в Антарктиде.

ОПИСАНИЕ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА

Стабильные изотопы и их связь с изменениями климата. В исследованиях, связанных с восстановлением климатических условий прошлого по косвенным изотопным данным, принято определять искомую величину δ как отклонение образца a_{sample} от стандарта $a_{standard}$ [10]:

$$\delta = \frac{a_{sample} - a_{standard}}{a_{standard}} \cdot 10^3 \text{‰} \quad (1)$$

Для объяснения механизма фракционирования изотопов используется модель дистилляции Рейли (Rayleigh), которая удовлетворительно работает в средних и высоких широтах, где процессы вертикальной конвекции не играют определяющей роли. В рамках этой модели рассматривается изолированная идеализированная частица воды, которая перемещается от источника испарения к точке конденсации и выпадения осадков. Считается, что конденсирующаяся влага находится в изотопном равновесии с окружающим водяным паром, и сразу после конденсации изотопы частицу покидают. Таким образом, изотопный состав льда будет определяться первоначальным изотопным составом в точке происхождения, составом в точке конденсации и будет зависеть от скорости процес-

са фракционирования. Последняя, в свою очередь, определяется температурой окружающего воздуха (в пунктах испарения и конденсации) и его относительной влажностью и, в меньшей степени, скоростью ветра (в пункте испарения). Процесс фракционирования изотопов во время формирования осадков над внутренними районами Антарктиды зависит от температуры воздуха у верхней границы термической инверсии. Градиент термической инверсии считается постоянным, так что температура у верхнего слоя инверсии легко пересчитывается в приземную, т.е. в температуру у поверхности ледового щита. Поскольку изотопный состав керна практически линейно зависит от температуры воздуха, при которой происходило фракционирование изотопов, то стандартная процедура реконструкции заключается в пересчете $\delta^{18}O$ или δD в отклонения температуры воздуха в соответствии с простейшими линейными соотношениями.

Важное допущение состоит в том, что источник влаги не играет существенной роли в формировании изотопного состава конденсированной влаги. Таким образом, современный пространственный градиент можно с большой точностью рассчитать по данным о современной температуре воздуха и изотопному составу. Сам устоявшийся термин “*пространственный градиент*” не вполне точен, речь идет о соотношении температуры и изотопного состава в различных точках ледового щита (отсюда “*пространственный*”) – $\partial T / \partial \delta D$ и $\partial T / \partial \delta^{18}O$. Второе, более сильное, допущение состоит в том, что эти современные пространственные градиенты можно считать действительными и для климатических условий прошлого.

Исследования и модельные расчеты показывают, однако, что изотопный состав льда в некоторой степени зависит от источника влаги [11, 12, 20]. Осадки над Антарктидой формируются из воды, испарившейся в разных географических регионах Южного полушария, поэтому лед в каждой точке континента представляет собой смесь изотопов воды разного географического происхождения. Поскольку фракционирование изотопов начинается уже в момент испарения и зависит помимо прочего от высоты переноса в атмосфере, то изотопный состав до момента формирования осадков над Антарктидой уже имеет региональные особенности. При переходе от гляциальной фазы к межледниковью происходит изменение соотношения долей каждого из источников происхождения влаги [11, 12, 20]. Современные модели, тем не менее, не в состоянии с необходимой точностью рассчитать соответствующие поправки на регион происхождения и изменение источника влаги во времени, так что использование осредненных коэффициентов при пересчете $\delta^{18}O$ и

Таблица 1. Характеристики анализируемых рядов изотопного состава

Название	Тип данных	Начало ряда, тыс. лет назад	Конец ряда, тыс. лет назад	Интервал, тыс. лет	Пересчитанный интервал, лет
B94	Планктон, $\delta^{18}O$	890	6	2	–
SPECMAP	Планктон, $\delta^{18}O$	782	0	1	–
S704	Планктон, $\delta^{18}O$	663	0	–	50
K2002	Бентос $\delta^{18}O$	861	5	1	–
Vostok	Ледовый керн δD	420	0	–	50
DC	Ледовый керн δD	739	0	–	50

δD в температуру на сегодняшний день представляется оправданным [11, 12].

В донных осадках $\delta^{18}O$ считается хорошим индикатором изменения глобального количества льда на планете, или, что эквивалентно, колебания уровня Мирового океана. Изотопный состав фораминифер соответствует изотопному составу окружающей морской воды. Ледовые щиты в течение гляциальных фаз аккумулировали влагу с повышенным содержанием кислорода-18. При резком потеплении климата и таянии ледников эта более “тяжелая” в изотопном отношении вода поступала в океаны. Логично было бы ожидать некоторого запаздывания между потеплением климата и увеличением концентрации тяжелых изотопов в морской воде.

Пересчет изотопного состава донных отложений в изменения температуры и уровня океана осложняется тем, что изотопный состав фораминифер зависит в некоторой степени и от локальной температуры и солености воды в момент отложения осадков.

Датировка как донных осадков, так и льда (в особенности) является трудоемким процессом. Определение возраста льда требует разработки специальной хронологической шкалы, которая бы учитывала скорость аккумуляции и ее изменение в прошлом и динамику льда в районе станции. Возраст морских осадков зависит от скорости, с какой они накапливаются. Она почти постоянна на протяжении длительных эпох, однако меняется при переходе от гляциальных условий к межгляциальным. Проблема заключается в том, как определить точное время резкой смены скоростей накопления осадков. Обычно для этого используют надежные геохронологические индикаторы, например, время смены магнитной полярности (явление Брюнеса-Матуямы) и радиоизотопные методы. Для более точной калибровки прибегают к различным вариантам подгонки под колебания астрономических факторов, что *a priori* автоматически привязывает климатические изменения (смена эпох осадконакопления) к колебаниям орбитальных параметров Земли. Однако связь меж-

ду колебаниями климата (влияющими на скорость осадконакопления) и колебаниями орбитальных параметров носит, очевидно, нелинейный характер. Этим можно объяснить относительно медленный рост ледовых щитов и относительно быстрое их отступление и распад (Фенно-Скандинавский и Лаврентийский щиты в Северном полушарии). Так, прямой линейный вклад колебаний параметров орбиты в колебания $\delta^{18}O$ в тихоокеанских скважинах V28-238 был оценен в 15% [23]. Эта цифра была получена после орбитального тюнинга хронологической шкалы. В том случае, если скорость осадконакопления считалась постоянной, линейный вклад падал до 8% в спектре мощности.

Предварительная обработка рядов. Для удобства далее в тексте все ряды будут обозначены сокращенными названиями. Мы анализируем δD из ледовых кернов на антарктических станциях Восток [24] и Купол С [14], соответственно обозначаемые ниже как Vostok и DC, и $\delta^{18}O$ донных осадков. Всего проанализированы четыре архива, три из которых составлены из осредненных данных нескольких скважин (B94 [5], SPECMAP [19], K2002 [22]), а S704 – двух близлежащих скважин в Южной Атлантике [17]. Ряды B94, SPECMAP, S704 представляют собой ископаемые организмы верхнего слоя океана, K2002 – придонного. Краткие характеристики всех рядов даны в таблице 1.

Все исходные ряды имели различное разрешение. “Морские” изотопные ряды взяты с равным интервалом по времени, а “антарктические” ряды – равным интервалом по глубине. Для датировки последних используются прилагаемые в [14, 24] соотношения между глубиной и возрастом льда. Эти данные были первоначально интерполированы для точек, отстоящих на 50 лет, а затем осреднены по интервалам 4000 лет. “Морские” ряды также осреднялись по интервалам 4000 лет. Исключение было сделано для анализа пары рядов Vostok-DC, когда интервал осреднения составил 1000 лет. Осреднение было целесообразно по той причине, что нас в настоящем исследовании интересовала низкочастотная климатическая из-

Таблица 2. Линейный тренд, параметры авторегрессии и особенности спектров анализируемых рядов

Название ряда	Длина ряда	Линейный тренд $\delta^{18}O$ или δD (‰/тыс. лет)	Оптимальный порядок модели авторегрессии	Первый частный коэффициент авторегрессии	Период (тыс. лет) статистически значимых пиков
B94	221	–	20	0.859	89, 23.5
SPECMAP	195	5.729×10^{-4}	16	0.877	100, 23.5
S704	165	3.982×10^{-4}	4	0.823	–
K2002	214	7.722×10^{-4}	11	0.919	100
Vostok	105	0.0262	2	0.781	–
DC	184	–	13	0.827	100

менчивость (характерные периоды 10–100 тыс. лет). В случае малых интервалов между отсчетами необходимо было бы прибегать к расчету авторегрессионных моделей (см. следующий раздел) очень большого порядка, что могло бы привести к чисто вычислительным ошибкам.

В ходе предварительной подготовки из рядов удалялся статистически значимый линейный тренд (из тех рядов, где он присутствовал), и все ряды центрировались на среднее значение и нормировались на среднеквадратическое отклонение (только для одномерного анализа). Таким образом, дальнейшему анализу подвергались стационарные безразмерные ряды.

Статистически значимые линейные тренды, оптимальные порядки авторегрессии и коэффициенты авторегрессии первого порядка (коэффициенты корреляции с одношаговым упреждением) для всех анализируемых рядов приводятся в таблице 2.

Метод анализа. В целом для расчета спектральной плотности временного ряда существует два подхода. Первый подход – непараметрический, например, процедура Блэкмена-Тьюки, сингулярный спектральный анализ (Singular Spectrum Analysis – SSA), многополосный анализ (Multi-Taper Method – MTM) и т.д. Все вышеперечисленные методы предполагают расчеты спектральной плотности непосредственно по исходному ряду наблюдений (измерений и т.д.) Второй подход предполагает изначальную постройку модели ряда (авторегрессионной, скользящего среднего, смешанной) и аналитический расчет спектральной плотности модели ряда. Параметрический метод максимальной энтропии (Maximum Entropy Method – MEM) был предложен в конце 60-х годов прошлого века Бергом [6, 7]. По сути дела MEM – это переосмысленный авторегрессионный анализ временных рядов, аппарат которого ко времени появления MEM уже был хорошо разработан. Берг в своих работах предложил также и новый алгоритм расчетов параметров модели. MEM представляет собой эффективный инструмент для анализа относительно коротких временных

рядов [4], которые, собственно, и преобладают в климатологии.

Предполагается, что каждый член временного ряда x_t может быть представлен в виде конечной взвешенной суммы предыдущих значений:

$$x_t = \sum_{j=1}^m \varphi_j x_{t-j} + a_t, \quad (2)$$

где φ_j – коэффициент авторегрессии порядка j ($j = 1, \dots, m$), a_t – последовательность некоррелированных случайных импульсов (обновляющая последовательность). Спектральная плотность ряда (1) совпадает с оценкой максимальной энтропии:

$$s(f) = \frac{2\sigma_a^2}{\left| 1 - \sum_{j=1}^m \varphi_j e^{-i2\pi f j} \right|^2}, \quad (3)$$

где f – частота ($0 \leq f \leq 0,5$, циклов в год), σ_a^2 – дисперсия обновляющей последовательности. Доверительные интервалы оценок спектральной плотности определяются исходя из предположения о том, что они имеют χ^2 – распределение с $\tilde{\nu} = n / M_{opt}$ степенями свободы и дисперсию [4]:

$$\tilde{\sigma}_s^2(f) = 2\tilde{s}^2(f) / \tilde{\nu}, \quad (4)$$

где $\tilde{s}^2(f)$ – выборочная оценка спектральной плотности, n – длина ряда, M_{opt} – оптимальный порядок авторегрессии. Оптимальный порядок АР модели в нашем случае определяется исходя из минимума критерия Акаике

$$AIC(m) = \ln[(n-m)\tilde{\sigma}_a^2] + 2m/n \quad (5)$$

и Парзена

$$CAT(m) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^m \frac{n-m}{n} \tilde{\sigma}_a^{-2}. \quad (6)$$

Оценки оптимальных порядков АР моделей согласно обоим критериям, как правило, совпадают.

Линейный тренд в случае статистической значимости удалялся с помощью линейного фильтра [3]. Для анализа использованы основные алгорит-

мы, разработанные В.Е. Привальским [3, 4, 26].

Изложенный выше метод может быть расширен для случая двумерного ряда [4, 25, 26]. В этом случае авторегрессионное представление выглядит как

$$\mathbf{x}_t = \sum_{j=1}^m \Phi_j \mathbf{x}_{t-j} + \mathbf{a}_t, \quad (7)$$

где $\mathbf{x}_t = [x_{1,t}, x_{2,t}]'$, $\Phi = \begin{bmatrix} \Phi_{1,1}^{(j)} & \Phi_{1,2}^{(j)} \\ \Phi_{2,1}^{(j)} & \Phi_{2,2}^{(j)} \end{bmatrix}$ – матрица АР

коэффициентов, $\mathbf{a}_t = [a_{1,t}, a_{2,t}]'$ – двумерная последовательность одинаково распределенных взаимно некоррелированных случайных величин, векторный аналог a_t в (2), штрих означает транспонирование. Свойства (7) описываются функцией когерентности

$$C_{12}(f) = |s_{12}(f)| / [s_{11}(f)s_{22}(f)]^{-1/2}, \quad (8)$$

амплитудной характеристикой (коэффициентом усиления)

$$H_{12}(f) = |s_{12}(f)| / s_{22}(f), \quad (9)$$

фазовой характеристикой

$$\phi_{12}(f) = \tan^{-1} \{ \text{Im}[s_{12}(f)] / \text{Re}[s_{22}(f)] \}, \quad (10)$$

и соответствующей ей временной задержкой

$$\tau_{12}(f) = \phi_{12}(f) / 2\pi f. \quad (11)$$

В уравнениях (8–10) $s_{11}(f)$ и $s_{22}(f)$ – автоспектры, $s_{12}(f) = s_{21}(f)$ – кросс-спектры, компоненты симметричной спектральной матрицы

$$\mathbf{s}(f) = \begin{bmatrix} s_{11}(f) & s_{12}(f) \\ s_{21}(f) & s_{22}(f) \end{bmatrix}, \quad \text{Re и Im – действительная и}$$

мнимая части кросс-спектра. Доверительный интервал для оценок когерентности находится из соотношения [1]:

$$\text{th}[F(f) - (\tilde{\nu} - 2)^{-1} - (\tilde{\nu} - 2)^{-1/2} \mu_{\alpha/2}] \leq \tilde{C}(f) \leq \text{th}[F(f) - (\tilde{\nu} - 2)^{-1} - (\tilde{\nu} - 2)^{-1/2} \mu_{100-\alpha/2}], \quad (12)$$

где $F(f) = \text{arch}[\tilde{C}(f)]$ – преобразование Фишера оценки когерентности $\tilde{C}$, μ_α – квантиль стандартного гауссовского распределения, $\tilde{\nu} = n / 2M_{\text{опт}}$ – число степеней свободы. Дисперсии ошибок амплитудной и фазовой характеристик определяются из следующих выражений [4]:

$$\tilde{\sigma}_H^2(f) = [1 - \tilde{C}(f)]^2 \tilde{H}^2(f) / \tilde{C}^2(f) \tilde{\nu}, \quad (13)$$

$$\tilde{\sigma}_\phi^2(f) = [1 - \tilde{C}(f)]^2 / \tilde{C}^2(f) \tilde{\nu}, \quad (14)$$

где $\tilde{H}$ – оценка амплитудной характеристики. Доверительные интервалы для (13) и (14) находятся из предположения об их χ^2 -распределении с $\tilde{\nu}$ степенями свободы. Уровень надежности оценок

в подобного рода исследованиях представляет собой компромисс между порядком авторегрессии (чем выше порядок модели, тем большее количество частот может быть отражено в спектре процесса) и шириной интервала. В настоящей работе для всех оценок используются 90-процентные доверительные интервалы.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА И ОБСУЖДЕНИЕ

Индивидуальные изотопные ряды. Спектральная плотность δD и ее 90-процентный доверительный интервал в ледовом керне с антарктической станции Купол С показаны на рисунке 1, спектры $\delta^{18}O$ в кернах донных осадков и их 90-процентные доверительные интервалы – на рисунке 2. Поскольку энергия колебаний падает экспоненциально с ростом частоты, вертикальный масштаб на рисунках 1 и 2 – логарифмический.

Ледовый керн, полученный на Куполе С, представляет собой первый в истории изотопный ряд, длина которого достаточна для статистической идентификации столетнего цикла. Керн, полученный ранее на станции Восток, не позволяет получить статистически значимую оценку спектрального пика на этой частоте ни при каких разумных доверительных интервалах. Опубликованные в [24] спектры изотопного состава и других физико-химических характеристик льда на станции Восток показаны без доверительных интервалов или фонового спектра соответствующего красного шума (процесса авторегрессии перво-

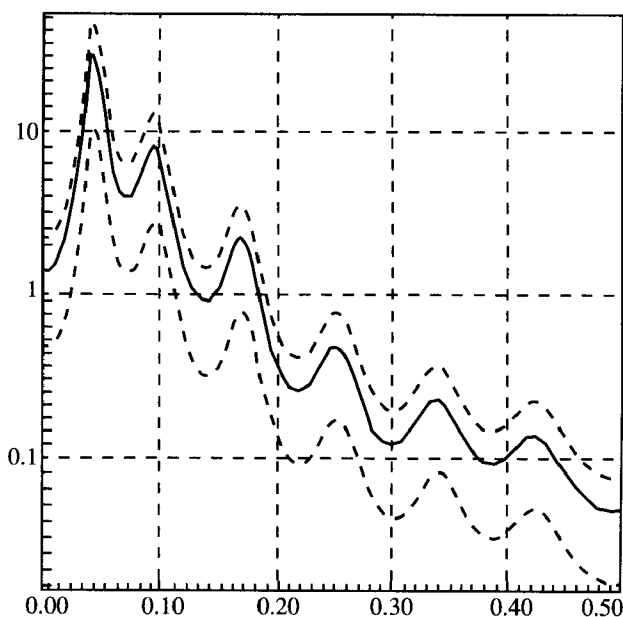


Рис. 1. Спектральная плотность и ее 90-процентные доверительные интервалы ряда DC. (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет, по вертикальной – безразмерная спектральная плотность)

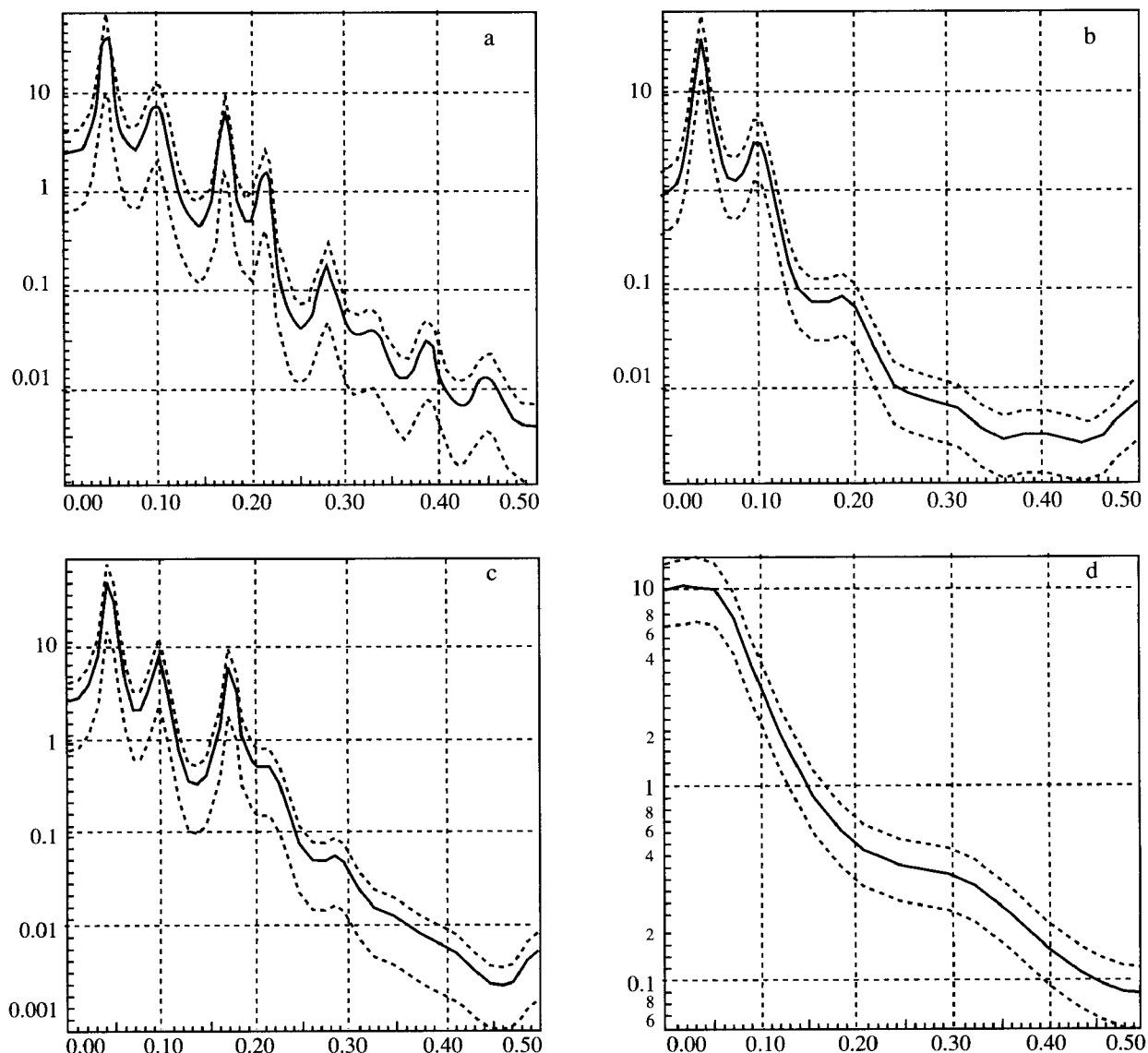


Рис. 2. Спектральные плотности и их 90-процентные доверительные интервалы: B94 (a), K2002 (b), SPECMAP (c), S704 (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет, по вертикальной – безразмерная спектральная плотность)

го порядка), так что принимать их во внимание для спектрального анализа изменчивости палеоклимата не представляется возможным. Заметим, что спектр δD из керна станции Восток, также рассчитанный независимо [13], близок к процессу авторегрессии первого порядка.

Спектральное разрешение (количество пиков на графике спектральной плотности) зависит в основном от порядка модели авторегрессии ряда, если, разумеется, реальная спектральная функция имеет максимумы. В рядах Vostok и S704 пиков в спектральных функциях не обнаружено, хотя порядок модели S704 (4-й) достаточен для того, чтобы функция имела более одного максимума. Остальные четыре ряда имеют максимумы на частотах, соответствующих периоду около 100 тыс. лет. Этот период совпадает со средним периодом

изменения эксцентриситета орбиты Земли. Помимо столетнего периода в рядах B94 и SPECMAP присутствует пик на частоте, соответствующей изменению прецессии оси Земли (23 тыс. лет). Пики же, соответствующие изменению склонения (41 тыс. лет), статистически не значимы во всех рядах.

На частотах выше, чем частота изменения прецессии, все ряды ведут себя по-разному. Здесь, вероятно, мы имеем дело с последствиями орбитального тьюнинга исходных рядов. Обычно тьюнинг применяется для подгонки времени, к которому относится то или иное значение в исходном ряду, к ведущим астрономическим периодам – параметрам изменения орбиты Земли (перечисленные выше 100, 41 и 23 тыс. лет). Частотная область выше частоты изменения прецессии в слу-

Таблица 3. Порядки двумерных моделей авторегрессии

Вход	Выход	Длина ряда	Оптимальный порядок модели по AIC	Оптимальный порядок модели по CAT
B94	DC	183	3	3
SPECMAP	DC	183	4	4
S704	DC	163	2	1
K2002	DC	183	2	2
Vostok*	DC*	420	2	2
K2002	B94	183	3	3
SPECMAP	B94	183	4	4

* – интервал для этой пары составил 1 тыс. лет.

чае тьюнинга остается неизменной. Поскольку тьюнингу подвержена датировка (в частотной области соответствующая фазе), но не абсолютная величина (амплитуда), то сравнивая спектральные плотности нормированных рядов, можно сделать вывод об относительном вкладе тех или иных астрономических частот в общий спектр изменчивости изотопного состава и тем самым – в спектр изменения температуры воздуха. Например, сравнение спектров B94 и SPECMAP, с одной стороны, и DC, с другой, показывает относительно более высокий вклад изменений прецессии в изотопные ряды донных осадков. Получается, что изотопный состав ледового керна (температура верхнего слоя инверсии над Антарктидой) менее чувствителен к изменениям прецессии, чем изотопный состав донных осадков, зависящий от поступления более тяжелых изотопов в океан в результате таяния ледовых щитов. Однако ряд K2002 в донных отложениях нечувствителен к изменению прецессии. Разница же между K2002 и B94 и SPECMAP та, что первый рассчитан по изотопному составу бентоса, а вторые – по изотопному составу планктона.

Спектральная плотность характеризует весь ряд целиком, то есть показывает некий “средний” спектр всей реализации. Другими словами, если спектральная структура ряда эволюционирует во времени, то стандартные методы спектрального анализа не отражают этого обстоятельства. Для того чтобы оценить, в какой мере спектральная плотность процесса меняется во времени, необходимо прибегать к иным методам анализа, например, к вейвлет-преобразованию рядов. Поскольку это составляет отдельный предмет исследования, заметим лишь, что даже визуально характер изменчивости всех рядов (кроме относительно короткого S704) различен в течение первых и последних четырех климатических циклов. Считая, что движущим механизмом долгопериодных климатических колебаний является в конечном итоге изменение инсоляции, целесообразно рассмотреть, как менялся спектр последней на протяже-

нии последних сотен тысяч лет. Оказывается, что спектр инсоляции непостоянен, он эволюционирует во времени, и вклад основных составляющих меняется. Приблизительно до 0,9–1,2 млн лет назад в спектре инсоляции доминировала частота склонения оси, а после усилился вклад частоты эксцентриситета орбиты [8]. Это, в свою очередь приводит к изменению режима формирования и распада ледовых щитов. Ряды, которые анализируются в настоящей работе, коротки для того, чтобы надежно зафиксировать смещения максимума спектральной плотности к более низким частотам.

Кросс-спектральный анализ. В отличие от описанной выше процедуры одномерного анализа, ряды для кросс-спектрального анализа после удаления линейного тренда только центрировались, но не нормировались на среднеквадратическое отклонение. Были сформированы три группы двумерных (векторных) рядов, которые рассматривались как линейные системы [1] с одним входом и одним выходом (табл. 3):

1. Ряды Vostok (выход) и DC (вход). Для этой цели использовался фрагмент ряда DC длиной 420 тыс. лет.
2. Ряд DC (выход) и ряды B94, SPECMAP, S704 и K2002 (входы). Для расчета коэффициента усиления антарктического сигнала вход и выход менялся местами.
3. Ряд B94 (выход) и ряды SPECMAP и K2002 (входы).

Когерентность антарктических изотопных рядов со станций Восток и Купол С (фрагмента, равного по длине ряду станции Восток – 420 тыс. лет) достигает высоких значений (более 0.7) в полосе частот, соответствующих периоду 41 тыс. лет и ниже и далее быстро снижается, так что на частоте изменения прецессии (и выше) ряды линейно между собой слабо связаны, хотя подвержены влиянию сходных климатических процессов. Характерно, что и фазовый сдвиг минимален в области низких частот. По-видимому, свою роль в этом сыграл несколько отличный подход при со-

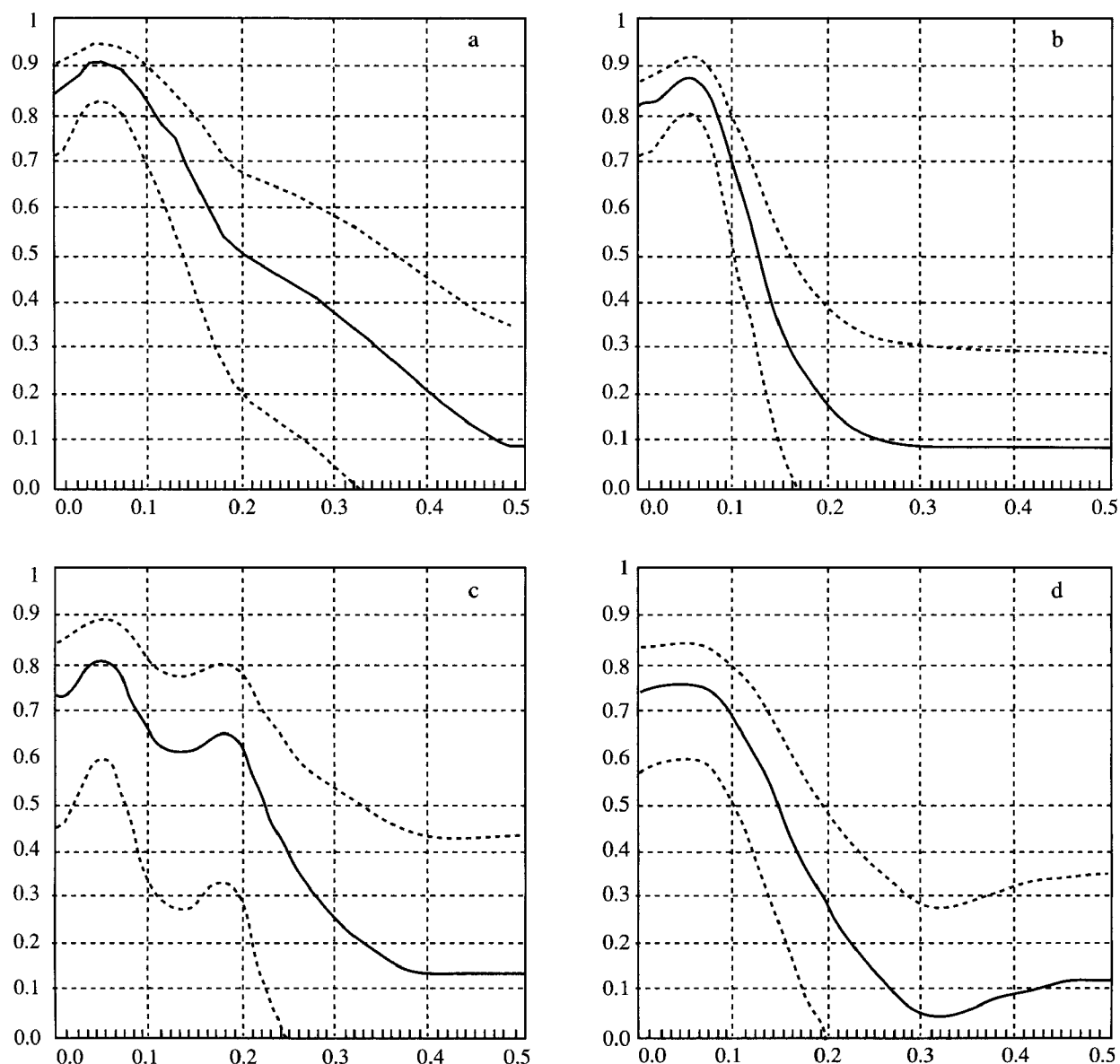


Рис. 3. Когерентности и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – DC, входы – B94 (а), K2002 (б), SPECMAP (с), S704 (д) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет, по вертикальной – безразмерная когерентность)

ставлении хронологической шкалы и датировки льда, который в конечном итоге затронул короткопериодную часть спектра.

В группе 2 соответствующие двумерные спектральные плотности описываются АР моделями 2-го, 3-го и 4-го порядков. Все четыре функции когерентности (рис. 3) максимальны в частотной полосе 0.04–0.05 цикла/4 тыс. лет, которая соответствует частоте изменения эксцентриситета. Их оценки здесь составляют 0.75–0.91, а нижняя граница доверительного интервала лишь в одном случае несколько меньше 0.6 (в случае, когда входом является SPECMAP). Относительно высокая когерентность сохраняется и в полосе склонения (0.1 цикла/4 тыс. лет) и далее постепенно снижается. Если судить по нижней границе дове-

рительного интервала, то на частоте изменения прецессии (около 0.17 цикла/4 тыс. лет), можно различить с одной стороны пары B94-DC и SPECMAP-DC ($\tilde{C} \approx 0.3$), а с другой – K2002-DC и S704-DC ($\tilde{C} \approx 0-0.11$). В первом случае можно говорить о слабой линейной связи между процессами на входе и выходе системы на этой частоте и о практически линейно независимых между собой процессах – во втором.

Амплитудная характеристика (рис. 4, в логарифмических координатах) показывает усиление входного сигнала линейной системой. Оценка $\dot{H}$ больше нуля на частотах от частоты изменения прецессии и ниже во всех четырех случаях, однако для первой выделенной выше пары ненулевое

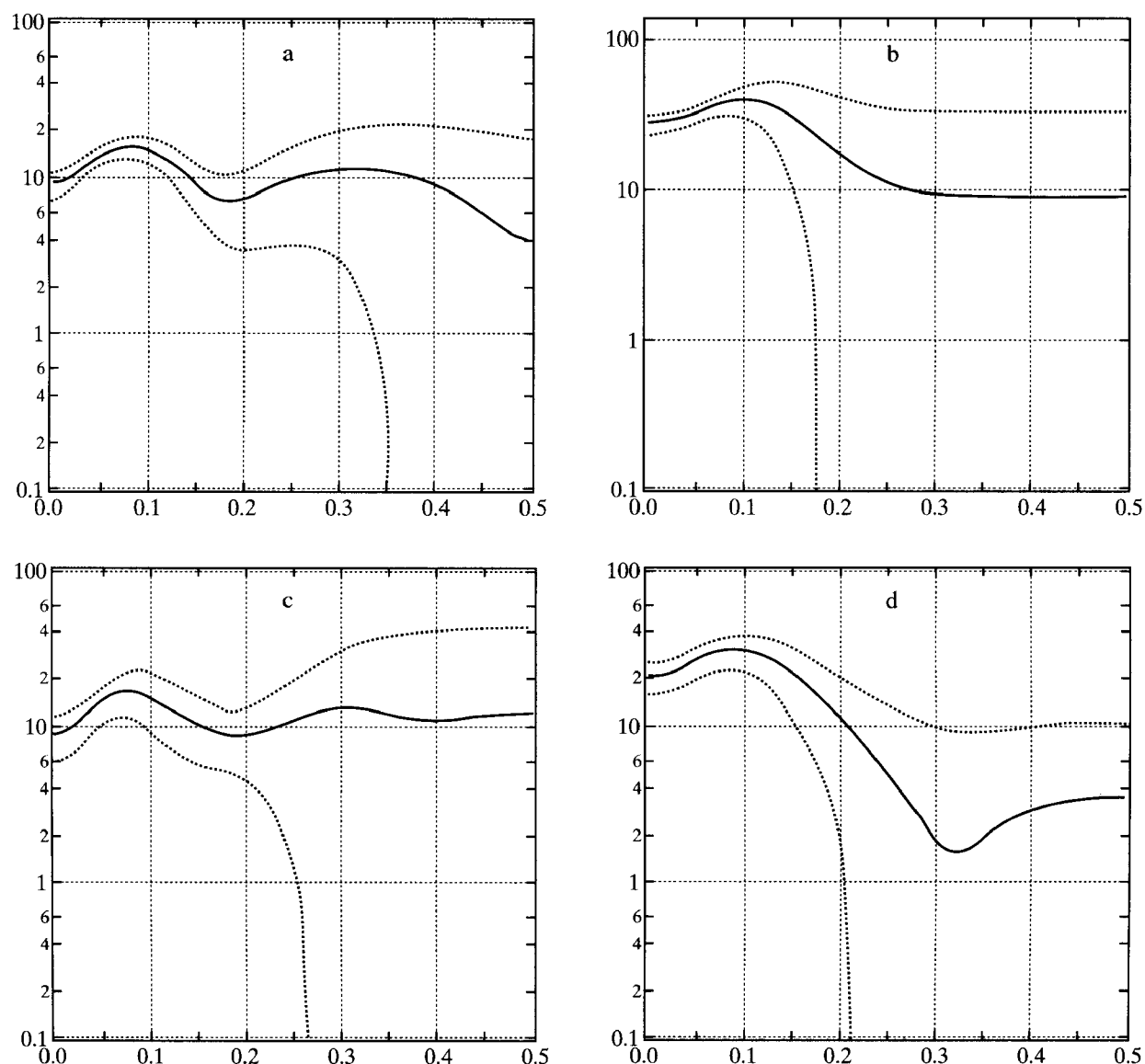


Рис. 4. Амплитудные характеристики и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – DC, входы – B94 (a), K2002 (b), SPECMAP (c), S704 (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет)

усиление характерно и для более высоких частот. Особенностью второй пары является то, что усиление максимально на частоте изменения склона, а не на частоте изменения эксцентриситета, как у первой пары.

Воспользовавшись значениями градиентов $\partial T/\partial \delta D = 0.166^\circ\text{C}$ на 1‰ [24] и $\partial H/\partial \delta^{18}\text{O} = -34.83$ м уровня моря на 1‰ [18], можно пересчитать соотношения между изотопными сигналами в соотношения между уровнем моря и температурой воздуха. В случае, если входом линейной системы служит изотопный сигнал, полученный из донных осадков, пересчитанный в изменения уровня моря (у. м.), а выходом – изотопный сигнал, полученный из ледового керна (пары B94-DC и SPECMAP-DC), то коэффициент усиления составит $0.04\text{--}0.09^\circ\text{C}/\text{м у. м.}$ в полосе частот $0.25\text{--}0.04$ циклов/4 тыс. лет. Аналогичные расчеты для

пар K2002-DC и S704-DC дают цифры $0.05\text{--}0.14^\circ\text{C}/\text{м у. м.}$ Приведенные цифры характеризуют системы лишь со статистической точки зрения и не несут никакой информации о физических механизмах взаимодействия климата и криосферы. Причины и следствия (входы и выходы систем) выбраны в данном случае формально. Меняя их местами, можно рассчитать вклад изменений температуры в изменения уровня моря, что на первый взгляд кажется более логичным с “физической” точки зрения первичности и вторичности изменений в климатической системе (рис. 5). Так, считая коэффициент усиления здесь и ниже в $\text{м у. м.}/^\circ\text{C}$, получим: для пары DC-B94 $4.2\text{--}13.6$, для пары DC-SPECMAP $2.1\text{--}10.5$ (в полосе частот $0.25\text{--}0.04$ циклов/4 тыс. лет), для пары DC-K2002 $0.6\text{--}5.2$, для пары DC-S704 $2.1\text{--}4.8$ (в полосе частот $0.17\text{--}0.04$ циклов/4 тыс. лет). Очевидно, что усиление

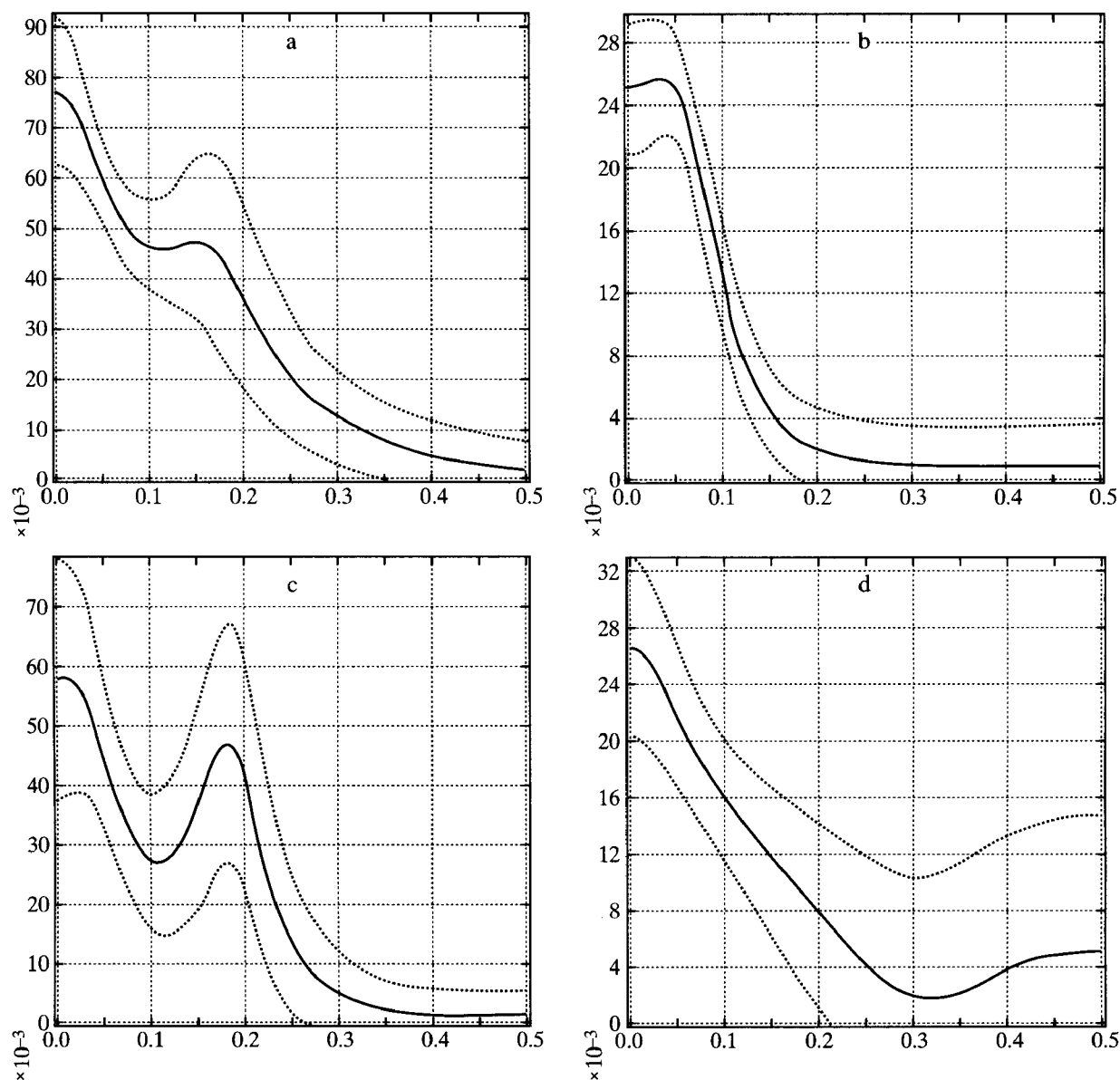


Рис. 5. Амплитудные характеристики и их 90-процентные доверительные интервалы: вход – DC, выходы – B94 (a), K2002 (b), SPECMAP (c), S704 (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет)

ние температурного сигнала в первых двух парах сильнее, чем во вторых. Это может быть связано с особенностями исходных данных. Ряд K2002 был получен из отложений бентосных фораминифер. Известно, что изменения объема антарктического льда менялись, следуя, в основном, циклам 100 тыс. лет. Последние слабо реагировали на изменения астрономических параметров более мелкого масштаба. Даже если считать верным предположение о нелинейном характере взаимодействия ледовых щитов и прецессионной компоненты изменения инсоляции, то это не изменит результата – наиболее резкие изменения объема льда в Антарктиде в течение трех из четырех последних климатических циклов происходили в среднем один раз в 100 тыс. лет. Соответственно и поступление более “тяжелой” в изотопном

смысле воды в океан происходило также со столетней периодичностью. Ряд S704 составлен из остатков планктона, организмов верхнего слоя океана. Однако, в отличие от остальных, эта точка бурения расположена в Южном секторе Атлантики, максимально близко к Антарктиде. По-видимому, влияние местных факторов на изменения изотопного состава организмов было здесь минимальным.

Первые два ряда составлены из кернов, взятых в тропических и экваториальных частях океанов. По-видимому, локальное изменение солёности и температуры на частоте изменения прецессии в верхних слоях воды в этих регионах гораздо более выражено, чем в придонном слое. Не исключено, что даже будучи осредненными, стеки, составленные из отдельных кернов, взятых на разных уча-

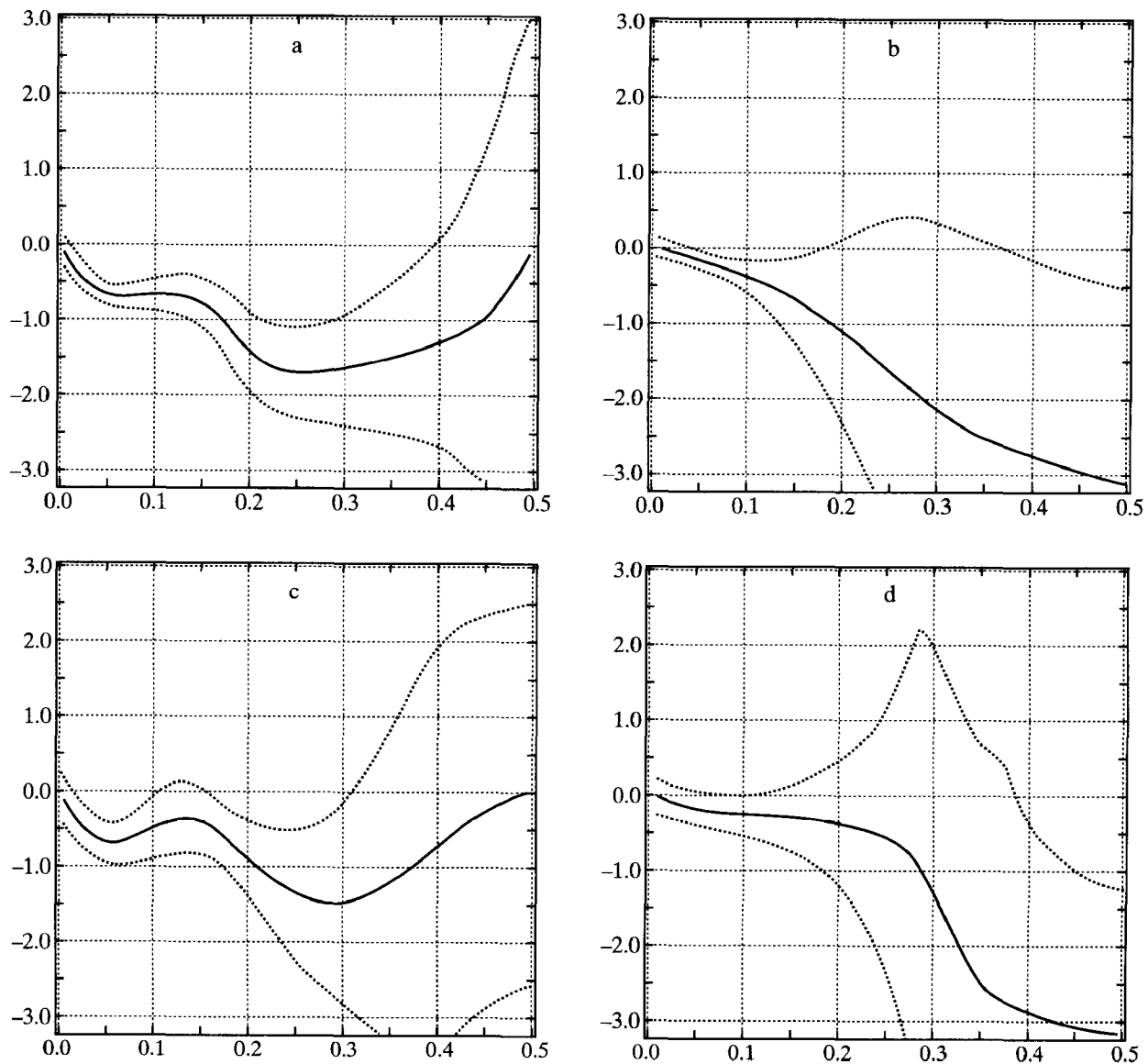


Рис. 6. Фазовые характеристики и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – DC, входы – B94 (а), K2002 (b), SPECMAP (с), S704 (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет, по вертикальной – значения фазовой характеристики в радианах)

стках дна, несут, тем не менее, отпечаток локальных процессов, происходящих в окружающих водных массах.

Для интерпретации другой характеристики – фазового угла надо помнить, что “ноль” всех рядов соответствует точке на временной оси 6 тыс. лет назад. Таким образом, все ряды отсчитываются “назад”, и отставание одного процесса от другого по фазе в реальности означает опережение. На рисунке 6 вертикальная ось рассчитана в радианах. Поскольку фазовый угол меняется в пределах $\pm\pi$, то доверительные интервалы для него, превышающие ± 3.142 , рассчитаны формально и означают лишь то, что верхний/нижний предел захватывает последующий/предыдущий цикл. Во всех четырех случаях наблюдается отставание колебаний изотопного ряда DC в соответствии с

“обратной” шкалой, направленной в прошлое. Таким образом, если отсчитывать время по шкале, направленной в будущее, получается, что колебания температуры воздуха над Антарктидой предшествовали колебаниям уровня моря. Заметим, что в действительности судить о знаке и величине реальных фазовых сдвигов очень сложно, поскольку все ряды в большей или меньшей степени привязывались к изменениям астрономических факторов. Разница между парами B94-DC и SPECMAP-DC с одной стороны и K2002-DC и S704-DC с другой заключается в том, что в первом случае по мере смещения в сторону высоких частот фазовый сдвиг по абсолютной величине сначала растет, но, начиная с частоты 0.25–0.30 цикла/4 тыс. лет, опять постепенно сокращается до нуля, а во втором случае продолжает увеличи-

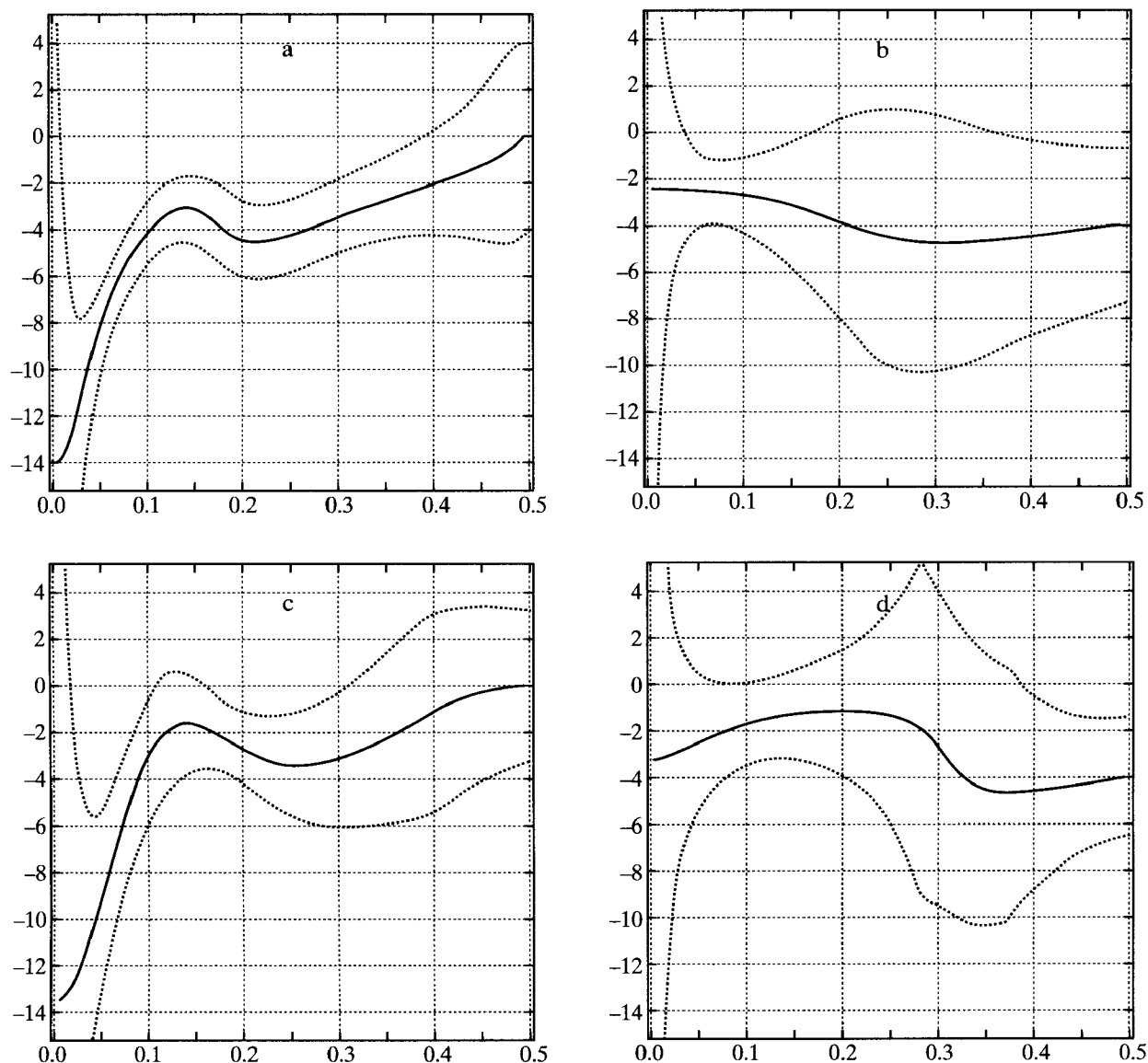


Рис. 7. Запаздывания (тыс. лет) и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – DC, входы – B94 (a), K2002 (b), SPECMAP (c), S704 (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет)

ваться до максимального абсолютного значения на частоте Найквиста.

Пересчитав фазовую характеристику во временное запаздывание, получим оценку среднего на данной частоте сдвига между колебаниями входных и выходных процессов (рис. 7). В первой паре временное запаздывание выходного процесса по мере увеличения частоты сокращается с 13–14 тыс. лет до нуля на частоте Найквиста. Во второй паре временное запаздывание меняется в пределах 1–5 тыс. лет во всем диапазоне частот.

Вышеприведенные результаты показывают, что морские изотопные ряды, вероятно, имеют несколько отличную спектральную структуру. Помимо этого, между изотопными рядами B94 и SPECMAP (первая пара) и K2002 и S704 (вторая пара) существует фазовый сдвиг. Для того чтобы определить, как соотносятся между собой две

группы морских изотопных рядов, были рассчитаны характеристики двумерных моделей K2002 (вход) – B94 (выход) и SPECMAP (вход) – B94 (выход). Соответствующие им функции когерентности и временные задержки показаны на рис. 8.

Максимум функции когерентности системы K2002-B94 сосредоточен у частоты 0.05 цикла/4000 тыс. лет, а на частоте изменения прецессии ее значение почти вдвое ниже. Максимальная временная задержка приходится на низкие частоты и для частоты максимальной когерентности составляет около 30 тыс. лет, около трети среднего значения климатического цикла. Фазовый сдвиг между экстремумами изотопных рядов можно видеть и визуально, спектральный анализ же дает конкретное значение, насколько в среднем один процесс опережает другой. Эта цифра кажется завышенной в несколько раз, если сопоста-

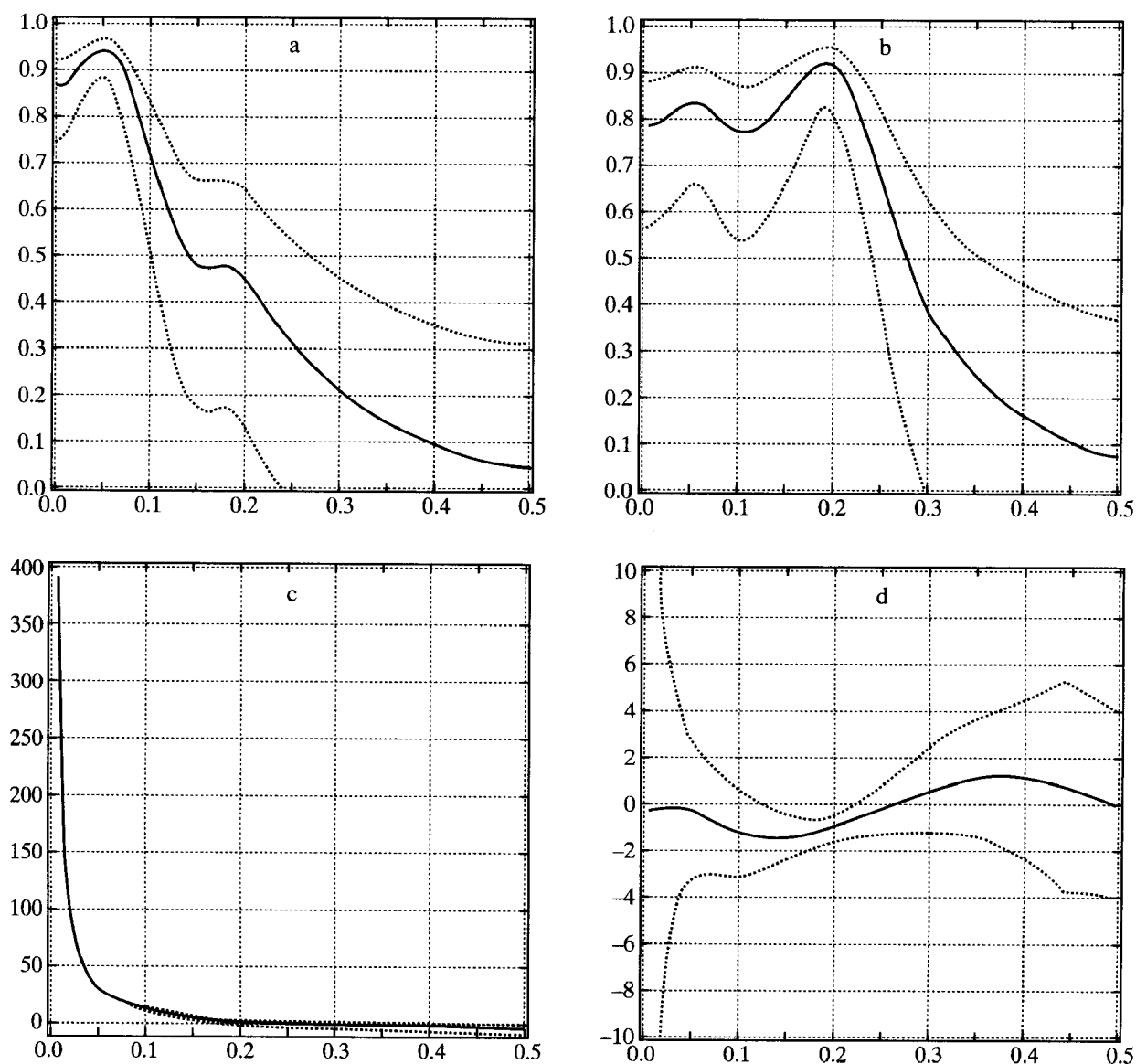


Рис. 8. Когерентности и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – B94, вход – K2002 (а), СПЕСМАР (b); запаздывания (тыс. лет) и их 90-процентные доверительные интервалы: выход – B94, входы – K2002 (с), СПЕСМАР (d) (По горизонтальной оси отложена частота в циклах/4 тыс. лет)

вить временные задержки между B94 и DC (около 8 тыс. лет) и между K2002 и DC (около 2.5 тыс. лет). Сопоставление этих результатов дает вероятную задержку между K2002 и B94 в 5.5 тыс. лет. Быстрое убывание временного сдвига с ростом частоты означает, что ряды наименее синхронизированы на низких частотах и самых высоких частотах, однако практически синфазны на средних в области частоты изменения прецессии. В высокочастотной области разница фаз начинает снова расти, хотя величина временного сдвига остается практически постоянной.

Максимум функции когерентности в системе СПЕСМАР-B94, по сравнению с рассмотренной выше системой, смещен выше по частоте и превышает 0.9 на частоте изменения прецессии. Колебания обоих рядов практически синхронны, так

как временная задержка во всем диапазоне частот меняется в пределах ± 1 тыс. лет.

Таким образом, очевидна разница между двумя типами рядов. Изотопный состав ископаемого планктона (СПЕСМАР и B94) зафиксировал помимо изменения глобальных сдвигов изотопного состава морской воды в результате таяния ледовых щитов и не связанные с этим процессом изменения окружающей среды, по всей видимости, локальные изменения температуры и солености более высокой, чем основной климатический цикл, частоты. Поэтому, очевидно, два ряда, являющиеся стеками нескольких осредненных кернов, взятые в различных частях экваториальных и тропических частей океанов, обладают близкой статистической структурой. Ископаемые бентосные организмы (стек нескольких кернов K2002) фикс-

сировали в основном изменение изотопного состава морской воды, которое происходило в результате таяния щитов. В этом случае частоты выше, чем 1 цикл/100 тыс. лет оказывали на изотопный состав гораздо меньшее влияние. Опережение реакции бентосных организмов на изменение изотопного состава воды говорит о том, что именно в придонных слоях он менялся в первую очередь. Впрочем, конкретное время запаздывания, определенное непосредственно по фазовой характеристике системы, может не вполне точно отражать реальное физическое время запаздывания, во всяком случае, к такого рода оценке следует относиться с большой осторожностью [26]. Другой источник неточностей – в оценке фазовых сдвигов между изотопными рядами, неопределенность в отношении того, насколько синхронной была динамика ледовых щитов в Северном и Южном полушариях и насколько далеко на юг и с какой скоростью проникал изотопный сигнал от тающих льдов на севере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе наше внимание было сосредоточено на спектральной структуре изменений климата последних 740 тыс. лет, соответствующих последним восьми климатическим циклам. Хотя данные глубокого бурения морского дна освещают и более длительные временные отрезки, свидетельства об изменениях климата, полученные при интерпретации изотопного состава донных отложений, носят односторонний характер, поскольку последние фиксируют изменения в изотопном составе окружающей морской воды. Дополнительную неопределенность вносят и локальные процессы изменения температуры и солености, которые в незначительной степени влияют на процессы фракционирования изотопов микроорганизмами. Влияние местных факторов стараются исключить путем осреднения данных, полученных при анализе разных кернов из удаленных друг от друга областей Мирового океана. Тем не менее фактор влияния местных особенностей на изотопную структуру осредненного стека остается неопределенным. Изотопный состав бентосных микроорганизмов, по всей видимости, в гораздо меньшей степени подвержен влиянию местных факторов и меняется в зависимости от изменения изотопного состава придонных водных масс.

Благодаря завершению бурения глубокой скважины на антарктической станции Купол С, мы имеем возможность сравнить результаты изменчивости изотопных рядов донных отложений и изотопного ряда, полученного при анализе ледяного керна. Поскольку физические про-

цессы, связывающие изменения изотопного состава льда и температуры воздуха у верхней граница термической инверсии над Антарктидой, отличны от процессов, приводящих к фракционированию изотопов морскими микроорганизмами, то мы имеем дело с независимыми источниками информации об изменениях климата. Говоря о независимости данных, мы подразумеваем не отсутствие причинно-следственных связей между процессами, а то, что механизмы фиксации изотопного состава в конкретный момент времени не были физически взаимообусловлены.

Основные выводы настоящей работы:

1. Спектральный анализ каждого из изотопных рядов показал, что основное их свойство – наличие пика в спектре мощности в полосе частот, близкой к колебаниям эксцентриситета орбиты Земли, и очень быстрое падение амплитуды колебаний с частотой. В двух рядах (SPECMAP и B94) статистически значим на уровне 90% и пик, соответствующий частоте прецессии земной оси.

2. Когерентность колебания изотопного состава ледового керна и донных осадков на частотах в полосе изменения главных астрономических параметров (эксцентриситета, склонения и прецессии) велика (0.6–0.9 и выше). Не исключено, что высокую когерентность колебаний частично можно объяснить орбитальным тыюнингом исходных рядов, которому в различной мере, явно или неявно, подвергались все ряды. Однако лишь одним этим обстоятельством высокую когерентность объяснить нельзя, поскольку при тыюнинге идет коррекция фаз, а не амплитуд колебаний, и сама процедура тыюнинга носит вспомогательный характер.

3. Амплитудная характеристика линейных систем дает возможность оценить вклад колебаний температуры воздуха над Антарктидой в колебания уровня Мирового океана на частоте главного климатического цикла (смены ледовых условий и межледниковий со средней периодичностью 1 раз в 100 тыс. лет). Этот вклад оказывается различным для “планктонного” и “бентосного” типа рядов: 4.2–13.6 м (B94) и 0.6–5.2 м (K2002) соответственно.

4. Изотопные ряды донных осадков “планктонного” и “бентосного” типов имеют различное характерное время запаздывания по отношению к изменениям изотопного состава антарктического льда. “Бентосный” ряд быстрее реагирует на изменения температуры над Антарктидой. Эту разницу во времени можно косвенно оценить в среднем в 5.5 тыс. лет, хотя прямой расчет дает значительно большую, но малореальную с физической точки зрения величину в 30 тыс. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 540 с.
2. Котляков В.М., Лорис К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия АН. Серия географическая, 2000. № 1. С. 7–19.
3. Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастическая изменчивость, предсказуемость, спектры). М.: Наука, 1985. 183 с.
4. Привальский В.Е., Панченко В.А., Асарина Е.Ю. Модели временных рядов (с приложениями в гидрометеорологии). Л.: Гидрометеиздат, 1992. 226 с.
5. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters, 1994. V. 126. P. 91–108.
6. Burg J.P. Paper presented at 37th Annual International Society of Exploration Geophysicist Meeting – Oklahoma City. Oklahoma, USA, 1967.
7. Burg J.P. A New Analysis Technique for Time Series Data // NATO Advanced Study Institute On Signal Processing. Enschede. Netherlands, 1968.
8. Clark P.U., Alley R.B., Pollard D. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change // Science, 1999. V. 286. P. 1104–1111.
9. Clark P.U., Mix A.C. Ice sheets by volume // Nature, 2000. V. 406. P. 689–690.
10. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964. V. 16. P. 436–468.
11. Delaygue G., Jouzel J., Masson V., Koster D., Bard E. Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica: limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin // Geophysical Research Letters, 2000. V. 27. P. 2677–2680.
12. Delaygue G., Masson V., Jouzel J., Koster R. The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach // Tellus, 2000. V. 52B. P. 19–36.
13. Dobrovolski S.G. Stochastic Climate Theory. Models and Applications // Springer-Verlag: Berlin, 2000. 282 p.
14. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature, V. 429. P. 623–628.
15. Ghil M. Chryothermodynamics: the chaotic dynamics of paleoclimate // Physica D, 1994. V. 77. P. 130–159.
16. Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages? // Science, 1976. V. 194. P. 1121–1132.
17. Hodell D.A., Charles C.D., Ninnemann U.S. Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the southern ocean for the past 450 kyr: implications for Marine Isotope Stage (MIS) 11 // Global and Planetary Change, 2000. V. 24. P. 7–26.
18. Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles // Quaternary Science Reviews, 2000. V. 21. P. 203–231.
19. Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L., Raymo M.E., Shackleton N.J., Toggweiler J.R. On the structure and origin of major glaciation cycles. The 100,000-year cycle // Paleoceanography, 1993. V. 8. P. 699–735.
20. Imbrie J.Z., Hays J.D., Martinson D.G., MacIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record // In: Berger A., Imbrie J.Z., Hays J.D., Kukla G., Saltzman B. (Eds.), "Milankovich and Climate", Dordrecht: D. Reidel, 1984. P. 269–305.
21. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V. Water Isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates // Quaternary Science Reviews, 2000. V. 19. P. 363–379.
22. Kallén E., Crafoord C., Ghil M. Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics Journal of Atmospheric Dynamics, 1980. V. 36. P. 2292–2303.
23. Karner D.B., Levine J., Medeiros B.P., Muller A. Constructing a stacked benthic $\delta^{18}O$ record // Paleoceanography, 2002. V. 17. Doi: 10.1029/2001PA000667.
24. Kominz M.A., Pisias N.G. Pleistocene climate: deterministic or stochastic // Science, 1979. V. 204. P. 171–173.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chapellaz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. // Nature, 1999. V. 399. P. 429–436.
26. Privalsky V.E. Stochastic models and spectra of interannual variability of mean annual sea surface temperature in the North Atlantic // Dynamics of Atmospheres and Oceans, V. 12. P. 1–18.
27. Privalsky V.E., Jensen D.T. Assessment of the influence of ENSO on annual global air temperatures // Dynamics of Atmospheres and Oceans, 1995. V. 22. P. 161–178.

SPECTRAL STRUCTURE OF THE CLIMATE VARIATIONS
IN THE LATER PLEISTOCENE PERIOD

O.O. Rybak, E.A. Rybak

We analyze indirect data on the climatic change during the Later Pleistocene period. This is δD from the Antarctic ice cores, which is the proxy for the surface temperature change, and $\delta^{18}O$ from the marine cores, which is the proxy for the global sea-level variations. The data are of the time span corresponding to the last eight glacial cycles. Spectral and cross-spectral analyses of the time series are carried out by means of the Maximum Entropy Method. Computed are the autoregressive models of the individual series and coherences and phase shifts between two kinds of data on the isotopic composition.

REFERENCES

1. Bendat Dzh., Pirsol A. 1989. *Prikladnoy analiz sluchaynykh dannyykh. Per. s angl. [Applied analysis of random data. Trans. from English]*. Moscow, Mir Publ.: 540 p. (In Russian).
2. Kotlyakov V.M., Lorius K. 2000. Chetyre klimaticheskikh tsikla po dannym ledyanogo kerna iz glubokoy skvazhiny na stantsii Vostok v Antarktide. [Four climatic cycle, according to the data ice core from a deep borehole at Vostok station in Antarctica]. *Izvestiya AN. Seriya geograficheskaya*. (1): 7–19. (In Russian).
3. Prival'skiy V.E. 1985. *Klimaticheskaya izmenchivost' (stokhasticheskaya izmenchivost', predskazuemost', spektry)*. [Climatic variability (stochastic variability, predictability spectrum)]. Moscow, Nauka Publ.: 183 p. (In Russian).
4. Prival'skiy V.E., Panchenko V.A., Asarina E.Yu. 1992. *Modeli vremennykh ryadov (s prilozheniyami v gidrometeorologii)*. [Models of time series (with applications in hydrometeorology)]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ.: 226 p. (In Russian).
5. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackelton N.J., Lancelot Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*. 126: 91–108.
6. Burg J.P. 1967. *Paper presented at 37th Annual International Society of Exploration Geophysicist Meeting – Oklahoma City*. Oklahoma, USA.
7. Burg J.P. 1968. A New Analysis Technique for Time Series Data. *NATO Advanced Study Institute On Signal Processing*. Enschede, Netherlands.
8. Clark P.U., Alley R.B., Pollard D. 1999. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science*. 286: 1104–1111.
9. Clark P.U., Mix A.C. 2000. Ice sheets by volume. *Nature*. 406: 689–690.
10. Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 16: 436–468.
11. Delaygue G., Jouzel J., Masson V., Koster D., Bard E. 2000. Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica: limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin. *Geophysical Research Letters*. 27: 2677–2680.
12. Delaygue G., Masson V., Jouzel J., Koster R. 2000. The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. *Tellus*. 52B: 19–36.
13. Dobrovolski S.G. 2000. *Stochastic Climate Theory. Models and Applications*. Berlin, Springer-Verlag: 282 p.
14. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. 2004. *Nature*. 429: 623–628.
15. Ghil M. 1994. Chryothermodynamics: the chaotic dynamics of paleoclimate. *Physica D*. 77: 130–159.
16. Hays J.D., Imbrie J., Shackelton N.J. 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages? *Science*. 194: 1121–1132.
17. Hodell D.A., Charles C.D., Ninnemann U.S. 2000. Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the southern ocean for the past 450 kyr: implications for Marine Isotope Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change*. 24: 7–26.
18. Huybrechts P. 2000. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*. 21: 203–231.
19. Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molfino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L., Raymo M.E., Shackelton N.J., Toggweiler J.R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*. 8: 699–735.
20. Imbrie J.Z., Hays J.D., Martinson D.G., MacIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackelton N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: *Berger A., Imbrie J.Z., Hays J.D., Kukla G., Saltzman B. (Eds.), "Milankovich and Climate"*. Dordrecht, D. Reidel: 269–305.

21. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V. 2000. Water Isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. *Quaternary Science Reviews*. 19: 363–379.
22. Kallén E., Crafoord C., Ghil M. 1980. Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics. *Journal of Atmospheric Dynamics*. 36: 2292–2303.
23. Karner D.B., Levine J., Mederios B.P., Muller A. 2002. Constructing a stacked benthic $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*. Vol. 17. Doi: 10.1029/2001PA000667.
24. Kominz M.A., Pisias N.G. 1979. Pleistocene climate: deterministic or stochastic. *Science*. 204: 171–173.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chapellaz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 399: 429–436.
26. Privalsky V.E. 1988. Stochastic models and spectra of interannual variability of mean annual sea surface temperature in the North Atlantic. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 12: 1–18.
27. Privalsky V.E., Jensen D.T. 1995. Assessment of the influence of ENSO on annual global air temperatures. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 22: 161–178.