

# ТРОПИЧЕСКИЕ МУССОНЫ В ПАЛЕОВРЕМЕНИ

А. В. КИСЛОВ

*Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Россия*

e-mail: akislov@geogr.msu.su

Results of climate modeling of past climate epochs with focus on the tropical monsoon change are presented. Main aspects of the paper include an investigation of monsoon changes in the past based on proxy data and analysis of mechanisms providing interconnections between global climate events. A genesis of large monsoon changes is discussed based on both observational data and modeling results.

## Введение

Тропический муссон — это планетарная циркуляционная система, существующая в тех регионах Африки, Азии, Австралии и Океании, которые характеризуются специфическим распределением суши и океана [1]. Первопричиной развития муссонной циркуляции являются сезонные различия радиационного режима и теплового баланса материков и океанов. Летом над материками из-за их быстрого прогрева образуются депрессии. Зимой, наоборот, прогрев уменьшается и над материками образуются системы высокого давления. Сезонное преобладание особенностей барического поля и систем циркуляции создает закономерное движение воздушных масс. В летнее время потоки направлены преимущественно с моря на сушу. Так, в географических условиях западной и экваториальной Африки, Аравийского моря, полуостровов Индостан и Индокитай это так называемые экваториальные западные ветры. Превалирует крупномасштабная конвергенция воздушных течений в нижней тропосфере (выраженная как внутритропическая зона конвергенции — ВЗК), способствующая развитию восходящих движений и осадкообразованию [2]. Зимой направление ветров преимущественно восточное с господством антициклонального режима, ответственного за отсутствие осадков. Климатические отличия летнего и зимнего сезонов находят отражение и в преобладании определенных воздушных масс — летом это экваториальный воздух, а зимой — тропический (морской или континентальный). В соответствии с классификацией Б.П. Алисова районы действия тропических муссонов относятся к областям субэкваториального климата [3].

Муссонные системы несколько различны в разных регионах. Так, для муссонной системы южной Азии (индийского муссона) характерны:

- 1) перетекание через экватор юго-восточного пассата Южного полушария (с усилением потока вблизи африканского материка), движущегося по периферии субтропического антициклона южного Индийского океана;
- 2) смена направления течения — его превращение в условиях силы Кориолиса другого знака в юго-западный поток;

Т а б л и ц а 1

Индикаторы вариаций муссонов в палеовремени и источники данных

Индикатор	Источник информации
Содержание пыли	Морские отложения
Отношение Ba/Al	
Содержание CaCO <sub>3</sub>	
Содержание <i>Cryptomeria</i>	
Содержание пыли	Материковые отложения (Лессовое плато и др.)
Размеры частиц пыли	
Магнитная проницаемость	
$\delta^{13}\text{C}$ <i>Carex mulieensis</i>	
Интенсивность выветривания	

3) вторжение на континент в условиях конвергенции в нижней тропосфере и дивергенции в верхней тропосфере.

Развитию конвергенции способствует горная система Тибета как за счет механических, так и термических свойств [1, 4]. В муссоне Юго-Восточной и Восточной Азии можно проследить этап (1) — здесь воздух в Южном полушарии движется по северной периферии зимнего австралийского антициклона, а также этапы (2) и (3); однако отсутствие горной системы позволяет экваториальному воздуху проникать глубоко на материк и на север. При этом происходит его конвергенция с воздушными массами умеренной зоны, что приводит к формированию специфической фронтальной системы (фронта “мей-у”) [5].

Динамика муссонов конкретного региона зависит от вариаций теплового баланса и влияния других циркуляционных систем. В работе [6] рассмотрены механизмы сезонных и межгодовых взаимодействий. Цель данной работы — анализ динамики муссонов на больших интервалах времени. Предполагается рассмотреть следующие вопросы. Какие вариации испытывали тропические муссоны в прошлом? Являются ли эти вариации проявлением общепланетарных изменений? Какие механизмы обеспечивают глобальное взаимодействие?

Для решения поставленных задач требуется реконструировать состояние муссонного режима в прошлом. В качестве индикаторов используются различные морские и континентальные показатели (табл. 1), датировка которых приведена к абсолютному (календарному) времени.

Имеющиеся данные относятся в основном к муссону Южной, Юго-Восточной и Восточной Азии, а также Западной Африки. Поэтому в дальнейшем речь будет идти именно об этих составляющих глобальной муссонной системы.

## 1. Изменение муссона вместе с глобальными изменениями конфигурации суши и океана

На масштабах времени в десятки миллионов лет ведущим фактором климатических изменений являлись глобальные изменения лика Земли, приводящие в том числе и к изменениям муссонной циркуляции. Будем рассматривать данную проблему с середины кайнозойской эры. Так, 30 млн лет назад, в *олигоцене*, началась ликвидация океана Тетис (остатком которого являются современные Средиземное, Черное и Каспийское моря). Дальнейший надвиг континентальных платформ обеспечил рост Тибета — Гималаев. В Южном

полушарии 15 млн лет назад началось формирование Антарктиды и ее ледяного щита. Приближению климата к современному способствовало снижение в атмосфере концентрации  $\text{CO}_2$ . В результате в *миоцене* (10 млн лет назад) климат Азии уже был больше похож на современный, чем на климат *олигоцена* [7].

Начиная с конца *плиоцена* распределение суши и океана практически соответствовало современному. Таким образом, переходя к рассмотрению климата *плейстоцена* (приблизительно последний миллион лет), *голоцена* (приблизительно последние 10 тыс. лет), следует искать иные факторы, определяющие вариации климата, которые происходили уже в современной планетарной физико-географической обстановке.

## 2. Муссоны плейстоцена-голоцена при смене оледенений-межледниковий

Важнейшей особенностью глобального климата последних двух-трех миллионов лет явились циклы оледенений и межледниковий, происходящие с ритмичностью в  $\sim 100$  тыс. лет [8, 9]. Наиболее надежно изучен последний цикл, включающий *голоцен* (современное межледниковье — 0–10 тыс. лет назад), *эм* (предыдущее межледниковье — 120–130 тыс. лет назад) и разделяющий их длительный холодный этап. Каждая из названных эпох может быть разделена на менее продолжительные события. Некоторые из них имеют характер хорошо выраженных ритмических сигналов — таковы в Северной Атлантике и Гренландии 1500-летние циклы Дансгора — Оешгера (Д-О циклы). Однако более типичны нерегулярные флуктуации, среди которых хорошо выражены так называемые события Хайнриха (Н-события).

Региональные муссонные системы демонстрируют резкие вариации интенсивности, временные границы которых хорошо согласуются с глобальными климатическими событиями. Так, вариации содержания  $\text{CaCO}_3$  (см. табл. 1) и отношения  $\text{Ba}/\text{Al}$  в морских донных отложениях Арабского моря [10], характеризующие интенсивность летнего индийского муссона, соответствуют динамике макроцикла межледниковье — оледенение. Величина магнитной проницаемости частиц лесса (Лессовое плато, Китай), использованная для характеристики палеоинтенсивности летнего муссона Восточной Азии, резко возросла во время *эм*, также изменились размеры частиц и доля крупных частиц — индикаторы зимнего муссона. Изменения содержания планктонной компоненты *Cryptomeria* в морских отложениях Тихого океана (около Японии), характеризующие динамику муссона Восточ-

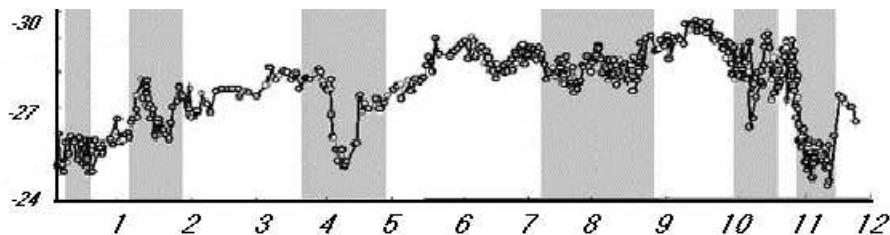


Рис. 1. Вариации содержания изотопа углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) в морских отложениях, характеризующие динамику летнего индийского муссона за последние 12 тыс. лет (по [14] с дополнениями). Вертикальные затемненные зоны диагностируют интервалы времени, в которые наблюдались синхронные изменения интенсивности муссона и вариации термического режима Северной Атлантики.

ной Азии, также показывают вариации, параллелизуемые с глобальными изменениями [11–13]. Не только общие закономерности глобальных изменений, но и такие “детали”, как циклы Д-О и Н-события, синхронны вариациям интенсивности муссонов [10–13].

Кривая, характеризующая изменения интенсивности летнего индийского муссона за последние 12 тыс. лет, представлена на рис. 1. Убывание интенсивности муссона наблюдается примерно с 9–10 тыс. лет до современного времени. Это не плавные изменения; на кривой хорошо заметны различного рода вариации, из которых наиболее отчетливы отрицательные аномалии. Из рис. 1 также следует, что существует синхронность в поведении муссона и термического режима Северной Атлантики, подчеркивающая планетарный характер многих вариаций.

### 3. Механизмы вариаций интенсивности муссонов в плейстоцене и голоцене

Переходя к рассмотрению механизмов вариаций муссонов в прошлом, следует прежде всего подчеркнуть, что генезис этих изменений будет разным в разных временных масштабах.

Рассмотрим влияние внешних факторов. Скорость вращения Земли можно считать постоянной. Эффекты замедления, обусловленные приливной эволюцией, заметны на масштабах в десятки-сотни миллионов лет. Распределение суши и моря претерпевало изменения только в основном из-за колебаний уровня океана, сопровождавших похолодания и консервацию воды на континентах в виде ледниковых щитов, и потепления, когда эта вода возвращалась в океан. Эти изменения охватывали десятки метров, при этом осушались и вновь погружались в воду некоторые регионы, главным образом в Арктике и северной части Тихого океана.

Солнечная радиация, приходящая к Земле, испытывала вариации за счет двух эффектов. Во-первых, происходили долгопериодные сезонно-широтные изменения инсоляции при сохранении средних значений за год. Во-вторых, некоторые изменения были, по-видимому, присущи светимости Солнца.

Рассмотрим первый эффект. Колебания величины угла между плоскостями экватора и эклиптики (так называемого *наклонения*) происходят с периодом около 41 тыс. лет. Колебания, порождаемые вариациями долготы перигелия и эксцентриситета орбиты, составляют около 20 тыс. лет [15]. Однако исследование временной динамики климатических индикаторов показывает, что вариации, отвечающие *колебаниям Миланковича*, могут быть ответственны только за 15–20% общей изменчивости, а в спектре изменений преобладает 100-тысячелетний цикл с “красношумным” поведением спектра в высокочастотной области. Это обстоятельство определяет проблему поиска механизмов, способных обеспечить сочетание “красношумного” характера флуктуаций с 100-тысячелетними ритмами. Прежде всего отметим, что эксцентриситет земной орбиты испытывает колебания с периодом, близким к 100 тыс. лет, однако их амплитуда слишком мала для того, чтобы вызвать какое-либо значимое воздействие.

Данная проблема исследована в [16], где подобрана простая математическая конструкция, описывающая необходимые эффекты. На основе представлений о бюджете энергии было сформулировано уравнение, описывающее аномалии температуры в некоторой широтной зоне (табл. 2). Это стохастическое дифференциальное уравнение включает эффекты запаздывания и влияния внешних воздействий, которые предполагаются гармоническими. Полезно проанализировать отдельные фрагменты этого уравнения, демонстрирую-

## Анализ уравнения, описывающего вариации климата

Уравнение для описания изменений температуры и его фрагменты		Физические эффекты, соответствующие разному виду уравнения
№ строки	$y' = \lambda y + \gamma y^2 - \beta y^3 + \alpha y(t - \tau) + f + \sum_k a_k \cos \omega_k t$	Все эффекты без разделения
1	$y' = \lambda y + f$ , где $f$ — случайная функция	“Красный шум”
2	$y' = \lambda y - \beta y^3 + \alpha y(t - \tau)$	Автоколебания
3	$y' = \lambda y - \beta y^3 + f$	“Переброс”
4	$y' = \lambda y - \beta y^3 + f + \sum_k a_k \cos \omega_k t$	Стохастический резонанс ( $\omega_k$ — “частота переброса”)

щие различные физические эффекты.

Комбинация переменных, представленная в строке 1, есть известное стохастическое уравнение Ланжевена. Оно описывает рост дисперсии аномалии пропорционально времени или в спектральном представлении появление “красного шума” на высоких частотах с постепенным выходом на плато при уменьшении частоты. Комбинация переменных в строке 2 есть нелинейное дифференциальное уравнение с запаздыванием. Его решение имеет вид автоколебаний, которые возникают из-за инерционности криосферы и запаздывания ее реакции на колебания температуры. Решение уравнения, представленного в строке 3, стремится к одному из двух положений равновесия, однако влияние случайной силы может перебросить решение в окрестности другого положения равновесия и т. д., т. е. возникает режим переброса [17]. Уравнение в строке 4 может описать стохастический резонанс в том случае, если совпадают частоты переброса и внешней гармонической силы [17].

Таким образом, 100-тысячелетние колебания могут возникать как внутреннее свойство климатической системы или “выращиваться” в условиях резонанса. Красный шум есть проявление взаимодействия очень разных по своей инерционности элементов. Механизм Миланковича оказывает непосредственное сильное влияние только в некоторых специальных случаях, когда увеличен угол наклона экватора к эклиптике (по сравнению с современным) и точка перигелия близка к моменту летнего солнцестояния. За счет этого сезонные аномалии могли достигать 20–30 Вт/м<sup>2</sup>. За последние 20 тыс. лет такая ситуация имела место примерно 10 тыс. лет назад, обеспечив значительные отклонения радиационного режима от современного.

Изучение климатической значимости этого явления, выполненное путем проведения численных экспериментов с климатическими моделями [18–21], показало, что главную роль играют летние аномалии, т. е. климатическая реакция несимметрична. Это объясняется действием обратной связи — с ростом температуры увеличивается насыщающее значение парциального давления водяного пара, возрастает и реальное содержание водяного пара в атмосфере, что усиливает парниковый эффект, способствуя дополнительному повышению температуры. При понижении температуры идет обратный процесс. При положительной аномалии радиации летом повышение температуры оказывается значимее, чем обратное снижение температуры зимой, вызванное отрицательной аномалией радиации, поскольку насыщающее парциальное давление водяного пара быстрее растет с увеличением температуры при больших температурах.

В изменениях муссонов механизм Миланковича играет бóльшую роль, чем в общепланетарных изменениях, поскольку сезонные изменения инсоляции непосредственно

определяют сезонность температурных различий между материками и океанами. Принципиальная схема интенсификации муссона в ответ на орбитальные изменения инсоляции представлена на рис. 2. Здесь показано, как аномалии инсоляции на внешней границе атмосферы  $\Delta I'_0$  приводят к росту радиационного баланса поверхности  $\Delta R_s$ , а затем и температуры. Интенсификация муссона заключается не только в том, что больше выпадает осадков, но также она происходит, если позволяют условия орографии, смещение ВЗК, приводящее к увлажнению тех районов, которые ранее были недостаточно увлажнены. Климатические модели воспроизвели смещение ВЗК на север вглубь материка, однако не столь масштабное, как это наблюдалось в действительности. Поэтому появилась необходимость включить дополнительные механизмы, способные создать необходимый эффект. Таковыми оказались положительные обратные связи с растительным покровом и динамикой океана [21].

Влияние изменений летних значений инсоляции на динамику муссона хорошо прослеживается на рис. 1. В ответ на постепенное уменьшение отличий инсоляции от современных значений происходило ослабление интенсивности муссона в течение последних 9–10 тыс. лет. Однако монотонность кривой прерывается серьезными отрицательными аномалиями, среди которых выделяется ослабление муссона во время молодого дриаса (Younger Drias — YD) около 11 тыс. лет назад. Завершение YD ознаменовалось резким ростом интенсивности муссона, соответствующим существовавшей в то время аномалии радиации на внешней границе атмосферы. Впоследствии наблюдались и другие, впечатляющие по своей интенсивности, резкие ослабления муссонной циркуляции (около 8 и 4.2 тыс. лет назад). Существует точка зрения, согласно которой YD принадлежит к группе так называемых событий Хайнрика (некоторые несоответствия рассмотрены в [22]). Такого рода явления были диагностированы 6–7 раз (по данным разных авторов) на протяжении последних 60 тыс. лет [22] по наличию грубообломочного материала (перемежающего керны морских отложений), который выносился в океан армадами айсбергов. Эти события обычно совпадают с отрицательными аномалиями температуры. Генезис этой связи ищется в следующей цепочке событий. Таяние айсбергов приводит к распреснению поверх-



Рис. 2. Схема интенсификации муссона в ответ на орбитальные изменения инсоляции с учетом обратных связей.

ностных вод Северной Атлантики, и из-за усиления стратификации конвекция в океане сильно сокращается или даже полностью останавливается. В результате этого происходит серьезное изменение термохалинной циркуляции Северной Атлантики, приводящее к сокращению (или прекращению) адвекции тепла в океане в высокие широты. Это вызывает кратковременное (несколько десятков — несколько сотен лет), но глубокое похолодание, сравнимое по амплитуде с понижением температуры в условиях максимума ледниковых стадий.

Гипотетическая схема, демонстрирующая связь интенсивности тропических муссонов с состоянием Северной Атлантики, представлена на рис. 3. Нарушение термохалинной циркуляции Северной Атлантики влечет за собой ослабление всей атлантической ветви глобального конвейера. За счет этого уменьшается (или прекращается) приток тепла в Южную Атлантику и южный океан оказывается несколько теплее. Следствием является то, что субтропический антициклон Индийского океана смещается к югу от своего обычного положения. За счет этого ослабляется перетекание воздуха через экватор и индийский муссон оказывается ослабленным. Обратная цепочка рассуждений позволяет представить, почему положительная аномалия температуры в Северной Атлантике сопровождается усилением индийского муссона. Аналогичные рассуждения применимы, по-видимому, к описанию связи вариаций цикла Д-О с интенсивностью тропических муссонов.

Рассмотрим изменения климата и интенсивности муссонной циркуляции при колебаниях светимости Солнца. Прежде всего следует отметить, что надежные вариации светимости Солнца диагностированы только в последние 20 лет. Они происходят параллельно с 11-летним циклом солнечной активности. Их климатическая значимость находится на пределе чувствительности климатической системы. Вариации колебаний солнечной активности в прошлом (и, как предполагается, колебания солнечной постоянной) реконструированы по колебаниям изотопов космического происхождения  $^{10}\text{Ba}$  и  $^{14}\text{C}$ . Эти изменения характеризуются уже большей амплитудой, и существуют их корреляционные связи с колебаниями климата и интенсивностью муссона [14]. С этих позиций можно объяснить 1500-летний цикл колебаний климата в голоцене.



Рис. 3. Схема ослабления индийского муссона в ответ на событие Хайнрика.

## Заключение

Эффект Миланковича — орбитально-инициированные колебания инсоляции на внешней границе атмосферы — оказывает прямое влияние на интенсивность муссонов.

Сопоставление результатов реконструкций и данных моделирования показывает, что вариации муссонной системы синхронны с климатическими событиями, происходящими в Северной Атлантике. Теплым событиям цикла Д-О и событиям голоцена соответствует сильный муссон, а холодной Северной Атлантике (Н-события, холодная фаза цикла Д-О) — слабый муссон. Планетарный характер связей устанавливается за счет нарушений глобальной термохалинной циркуляции океана и вариаций общей циркуляции атмосферы.

Колебания солнечной постоянной могут быть ответственны за 1500-летние колебания климата в голоцене.

Неясно, существует ли обратное влияние колебаний муссона на климат Северного полушария. В принципе, оно может выражаться через аномалии снежного покрова и оледенения Тибета. Другой гипотетический механизм может быть выведен из известного факта роста запыленности атмосферы во время холодных климатических стадий. Подъему пыли в воздух способствует аридизация территории, сопровождающая похолодания.

## Список литературы

- [1] РАМЕДЖ К. Метеорология муссонов. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 336 с.
- [2] ПЕТРОСЯНЦ М.А. Синоптическая метеорология тропиков // Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 129–159.
- [3] ХРОМОВ С.П., ПЕТРОСЯНЦ М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Московского гос. ун-та им. М.В. Ломоносова, 2004. 584 с.
- [4] Тропические муссоны // Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т. 9. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 340 с.
- [5] MCGREGOR G.R., NIEUWOLT S. Tropical Climatology. John Wiley & Sons, 1998. 340 p.
- [6] ГУЩИНА Д.Ю. Дальние связи в климатической системе // География, общество, окружающая среда. Т. 6: Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. М.: Городец, 2004. С. 74–97.
- [7] RAMSTEIN G., FLUTEAU F., BESSE J., JOUSSAUME S. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years // Nature. 1997. Vol. 386. P. 788–795.
- [8] IMBRIE J., HAYS J., MARTINSON D.J. ET AL. The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $^{18}\text{O}$  record // Milankovitch and Climate. Reidel. 1984. P. 269–305.
- [9] КОТЛЯКОВ В.М., ЛОРИУС К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины “Восток” в Антарктиде // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 7–19.
- [10] LEUSCHNER D.C., SIROCKO F. Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon — a motor for global climate changes? // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. Vol. 197. P. 83–95.



- [11] CHEN F.H., QIANG M.R., FENG Z.D. ET AL. Stable East Asian monsoon climate during the Last Interglacial (Eemian) indicated by paleosol S1 in the western part of the Chinese Loess Plateau // *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 36. P. 171–179.
- [12] ZHANG X.Y., LU H.Y., ARIMOTO R., GONG S.L. Atmospheric dust loadings and their relationship to rapid oscillations of the Asian winter monsoon climate: two 250-kyr loess records // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2002. Vol. 202. P. 637–643.
- [13] HEUSSER L., MORLEY J. Monsoon fluctuations over the past 350 kyr // *Quaternary Sci. Rev.* 1997. Vol. 16. P. 565–581.
- [14] HONG Y.T., HONG B., LIN Q.H. ET AL. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2003. Vol. 211. P. 371–380.
- [15] BERGER A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes // *J. Atmos. Sci.* 1978. Vol. 35. P. 390–403.
- [16] КИСЛОВ А.В. Возможные механизмы крупных колебаний климата в плейстоцене и голоцене // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2005. № 2. С. 1–8.
- [17] Кляцкин В.И. Стохастические уравнения глазами физика. М.: Физматлит, 2001. 528 с.
- [18] КИСЛОВ А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 352 с.
- [19] КИСЛОВ А.В. Моделирование палеоклиматов // *Вычисл. технологии*. 2004. Т. 9, ч. 1. С. 45–57.
- [20] BRACONNOT P., LOUTRE M.-F., DONG B. ET AL. How the simulated change in monsoon at 6 ka BP is related to the simulation of the modern climate: results from the PMIP // *Climate Dyn.* 2002. Vol. 19. P. 107–121.
- [21] BRACONNOT P., HARRISON S., JOUSSAUME S. ET AL. Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene // *Past Climate Variability Through Europe and Africa*. Dordrecht: Springer-Verl., 2004. P. 56–72.
- [22] SARNTHEIN M., STATTEGGER K., DREGER D. ET AL. Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky - concepts, reconstruction and numerical modeling // *The Northern North Atlantic: a Changing Environment*. Berlin: Springer-Verl., 2000. P. 365–410.

*Поступила в редакцию 2 июня 2005 г.*