

Работа посвящается светлой памяти **Ю.В.Волкова** и **А.Ф.Черняева**, замечательных ученых и очень хороших людей, безвременно покинувших этот бренный мир († 28 января 2012 и † 02 октября 2013 гг.)

1

[† Волков Ю.В.], Рукин М.Д. [† Черняев А.Ф.]

**НЕКОТОРЫЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ.**

М., 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ.....	12 - 18
ГЛАВА I. КОСМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ.....	19 - 82
<u>§ I. Имитационные и кинетические модели.....</u>	19 - 41
1.1. Солнечная активность и ее влияние на климатические процессы.....	19 - 26
1.2. Атмосфера Земли, ее состав, примеси, структура, стратификация.....	26-31
1.3. Имитационные модели процессов.....	31-40
1.4. Переход от имитационных к кинетическим моделям.....	40-41
<u>§ 2. Диаграммная техника построения и анализа моделей.</u>	41-61
2.1. Построение диаграмм.....	42 - 44
2.2. Правила соответствия для составления кинетических уравнений.....	44 - 46
2.3. Последовательные приближения.....	46 - 54
2.4. Некоторые примеры.....	54 - 61
<u>§ 3. Модели радиационного баланса.....</u>	61 - 75
3.1. Инсоляция.....	61 - 63
3.2. Тепловой баланс.....	63 - 69
3.3. Климатические зоны.....	69 - 72
3.4. Вариации солнечной активности в геологическом прошлом.....	72-75

§ 4. Сравнение некоторых моделей с

<u>геологическими данными.</u>	75 - 82
4.1. Докембрий.....	75-79
4.2. Рифей.....	79
4.3. Венд.....	79-80
4.4. Пермокарбон.....	80 - 81
4.5. Кайнозой.....	81 - 82

ГЛАВА II. ФАКТОРЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

АТМОСФЕРЫ.....	83-143
----------------	--------

§ 5. Модели вихрей и теория подобия.....

5.1. Иерархия вихрей.....	83-89
5.2. Муссоны.....	89-90
5.3. Центры действия атмосферы.....	90-92
5.4. Теория подобия.....	92-95
5.5. Линейные модели источников и стоков вихрей.....	95-103

§ 6. Энергетика и уравнения динамики атмосферы.....

6.1. Энергетика циркуляции.....	103-107
6.2. Оценки альбедо.....	107-108
6.3. Уравнения динамики атмосферы.....	108-113
6.4. Последовательные приближения.....	113-115
6.5. Принцип наименьшего отклонения.....	115-117

§ 7. Общие законы зональной классификации климатов...117-137

7.1. Элементы климата и климатические факторы.....	117-118
7.2. Радиация.....	118-120
7.3. Океаны и материки.....	120-121
7.4. Циркуляция, облака и осадки.....	121-131

7.5. Классификация климатов.....131-137

§ 8. Сравнение модельных представлений

с геологическими данными.....137-143

ГЛАВА III. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ОКЕАНА 135-227

§ 9. Общие уравнения динамики океана.....135-146

9.1. Гидросфера Земли, ее состав, примеси, структура, стратификация.....135-137

9.2. Кинетические и имитационные модели.....137-140

9.3. Обще ковариантные модели гидросферной циркуляции.....140-142

9.4. Классификация климатических зон в акваториях...142-146

§ 10. Взаимодействие атмосферы и океана.....146-160

10.1. Воздействие атмосферы на океан.....146-148

10.2. Воздействие океана на атмосферу и климат.....148-149

10.3. Система атмосферы и океана.....150-156

10.4. Теоретические методы восстановления фаунистических провинций.....156-160

§11. Взаимодействие суши и океана.....161-173

11.1. Влияние суши на океанические течения.....161-163

11.2. Накопление воды в ледниках.....163-165

11.3. Литогенез.....165-173

§12. Сравнение моделей с геологическими данными.....173-226

12.1. Палеозой (570-246 млн. лет).....174-199

12.1.1 Вариации климатической зональности в раннем палеозое (570-410 млн. лет).....181-189

Кембрийский период (570-511 млн. лет)

Ордовикский период (510-440 млн. лет)

Силурский период (439-410 млн. лет)

12.1.2. Вариации климатической зональности в позднем палеозое
(409-246 млн. лет) 189-199

Девонский период (409-364 млн. лет)

Каменноугольный период (363-352 млн. лет)

Пермский период (290-246 млн. лет)

Ранняя пермь (290-269 млн. лет)

Поздняя пермь (268-246 млн. лет)

12.2. **Мезозой** (245-66 млн. лет)..... 199-225

Триас

Юра

Мел

12.3. **Кайнозой** (65-11 млн. лет)..... 225-227

ГЛАВА IV. ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ВРЕМЕННОГО РЯДА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
.....227-238

ГЛАВА V. ВАРИАЦИИ ЗОН И ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В
МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ238-248

5.1. О модели вариации климатических зон 240-248

5.1.1. Модели циркуляции подвижных оболочек Земли... 240-242

5.1.2. Закономерности структуры системы океанических
течений242-244

5.1.3. Обсуждение результатов реконструкции глобальных течений

в меловом периоде244-247

5.1.4. Обсуждение реконструкций региональных систем течений в Северном полушарии247-248

ГЛАВА VI. ВАРИАЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН И ПОВЕРХНОСТНЫХ ОКЕАНСКИХ ТЕЧЕНИЙ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ.248-259

6.1. Модельная классификация зональных течений Мирового океана252-253

6.2. Правила восстановления палеотечений при наложении зональных течений на конкретную палеогеографическую основу253-254

6.3. Обсуждение результатов реконструкций и сравнение их с геологическими данными255-258

6

6.4. Возможные применения реконструкций 258-259

ГЛАВА VII. О ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ОКЕАНСКИХ ТЕЧЕНИЯХ259-267

7.1. Модельные реконструкции палеотечений и вариации зон пассатных ветров и атмосферного давления261-263

7.2. Эффекты эвстазии263-266

7.3. Обсуждение результатов реконструкций палеотечений и сравнение с геологическими данными266-267

ГЛАВА VIII. КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПЕРЕРЫВАХ267-302

8.1. Эмпирические закономерности эволюционных и

палеоклиматических изменений.....	269-284
8.2. Природа эволюционных скачков с точки зрения резонансных явлений в Солнечной системе	284-287
8.3. Модель палеоклиматических и эволюционных термов	287-291
8.4. Сравнение выводов, основанных на модели, с эмпирическими данными	291-300
8.5. Возможные теоретические обобщения и выводы	300-302
ГЛАВА VIII. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ.....	302-322
9.1. О модели.....	304-305
9.2. Результаты расчетов	305-306
9.3. Анализ результатов моделирования палеоклиматической зональности	306-308
9.4. Корреляция климатической изменчивости и границ крупных стратиграфических подразделений	308-310
9.5. Периодические свойства геохронологической шкалы...310-313	
9.6. Резонансная модель галактического фактора	313-315
9.7. Климаты мелового периода по данным различных геохронологических шкал и модели вариаций зон.....	316-323
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Выводы.....	323-327
ЛИТЕРАТУРА	328-341
ПРИЛОЖЕНИЯ 1	342-343
Подписи к рисункам	344-346
Приложения 2.....	347-348

Во введении приведена историческая справка об исследованиях в области палеоклиматологии; сформулировано, для чего сегодня нужны знания о древних климатах Земли, какие теоретические модели и методы позволяют реконструировать древние климаты.

В главе I рассмотрена энергетическая основа всех климатообразующих процессов – приход и расход внешней космической радиации, пути ее миграции и распределения между элементами всей системы. На этом этапе используются простые имитационные модели (модели Монте-Карло) и кинетические балансовые модели, или «модели резервуаров». Для описания этих моделей достаточно простых математических средств – функций действительного переменного, обыкновенных дифференциальных уравнений. Для удобства пользования этими средствами предложена диаграммная техника, которая позволяет по специальным графикам (диаграммам), отражающим реальные процессы, и правилам соответствия строить модельную систему уравнений, описывающую эти процессы. С использованием этой техники рассмотрены некоторые модели радиационного баланса и проведено их сопоставление с эмпирическими данными.

В главе II рассмотрены факторы общей циркуляции атмосферы, влияющие на климат. Математический аппарат, необходимый для этого типа моделей, состоит в использовании дифференциальных уравнений в частных производных. С целью

упрощения применения этого сложного математического аппарата мы используем теорию подобия Г.С.Голицина [4] и теорию вихрей. Использование теории вихрей позволяет свести основные модели подобным тем, что уже рассматривались в первой главе.

В главе III сделана попытка учесть влияние общей циркуляции океана на климатическую зональность в прошлом. Математический аппарат доведен до степени общих ковариантных уравнений (тензорные метрические уравнения, не зависящие от систем координат). В моделях учтены взаимодействия различных подсистем друг на друга.

9 В главе IV проводится исследование статистических свойств временного ряда сильных землетрясений, приведены рассчитанные на ЭВМ индексы вариаций гравитационного поля, связанные с неравномерностями движения Солнца по орбите вокруг общего центра масс. Установлена корреляционная связь между экстремумами индексов вариации поля и максимальными землетрясениями в каждом году из интервала 1904-1980 г.г.

В главе V рассмотрены вариации зон и поверхностные течения в меловом периоде. Рассмотрены модели циркуляции подвижных оболочек Земли, закономерности структуры системы океанических течений. С учетом привязки этих закономерностей к климатическим зонам, зонам высоких и низких давлений, зонам пассатных и западных ветров их можно переносить в геологическое прошлое с целью реконструкции поверхностных

палеотечений.

В главе VI рассмотрены вариации зон и поверхностные течения в юрском периоде. Рассмотрены модели реконструкции поверхностных океанических течений в геологическом прошлом на примере юрского периода, основу которого составляет принцип актуализма. Приведена классификация зональных течений Мирового океана и правила восстановления палеотечений при наложении зональных течений на палеогеографическую основу. Показаны возможности применения теоретических реконструкций палеотечений и зон атмосферного давления для практического использования.

10

В главе VII рассмотрены реконструкции позднемеловых океанских течений. Сделана попытка определения областей апвеллингов, границ фаунистических провинций и возможных путей миграции морской фауны. Предложены модельные реконструкции течений с сеномана по маастрихт, в основу которых положена связь палеотечений и зон пассатных ветров, зон высоких и низких атмосферных давлений. Рассмотрены эффекты эвстазии и проводится обсуждение результатов реконструкций палеотечений и сравнение их с геологическими данными.

В главе VIII рассмотрены климатические и экологические изменения в резких эволюционных перерывах. Приведены сравнительные описания эмпирических закономерностей эволюционных и палеоклиматических изменений, выявлены

связи вымираний биоты с температурными минимумами на примере докембрия и фанерозоя. Рассмотрена природа эволюционных скачков с точки зрения резонансных явлений в Солнечной системе. Приведены модель палеоклиматических и эволюционных термов и сравнение выводов, основанных на этой модели, с эмпирическими данными.

В главе IX рассмотрены вопросы климатической изменчивости и геохронология. Приведена модель, результаты расчетов по ней, дан анализ результатов моделирования палеоклиматической зональности. Омечена корреляция климатической изменчивости и границ крупных стратиграфических подразделений. Выделены периодические свойства геохронологической шкалы и приведена резонансная модель галактического фактора. Класифицированы климаты мелового периода по данным различных геохронологических шкал и модели вариаций климатических зон.

В заключении сформулированы общие выводы по результатам проведенных исследований.

ВВЕДЕНИЕ. Палеоклиматология – часть науки о Земле, изучающая существовавшие в геологическом прошлом многолетние состояния древней атмосферы и океана, их изменения и влияния на животный и растительный мир, на многочисленные гипергенные процессы, часть из которых могла завершиться формированием месторождений полезных ископаемых. Некоторые виды гипергенных полезных ископаемых являются прекрасным индикатором, указывающим на существовавший в прошлом тип климата (эвапориты, ископаемые угли, бокситы, фосфориты, россыпи и др.). Наличие ископаемых углей в Антарктиде или на Шпицбергене – это свидетельства иных климатических режимов, имевших место в прошлом. Другие отложения, такие как тиллиты (ископаемые морены ледников), не отсортированные терригенные осадки с большим количеством неустойчивых к выветриванию минералов – свидетельства холодных климатических условий. Большое значение имеет анализ литогенетических формаций, благодаря которым устанавливается температурный режим. Температурный режим и влажность определяются при анализе растительных остатков и споро-пыльцевых комплексов. Метод индикаторов широко применяется в палеоклиматологии и в настоящее время [5,6,13], позволяя с той или иной достоверностью восстанавливать климатическую зональность прошлого и ее вариации.

Прямыми количественными методами определения

термических условий прошлого служат методы анализа изотопного состава кислорода в органогенных известняках, раковинах моллюсков или ископаемых льдах. Этим же целям служат и магнизиальный и стронциевый методы. Названные методы составляют экспериментальную основу палеоклиматологии как науки.

Развитие теоретических моделей в этой области пока значительно отстает и успехи здесь еще невелики. Это, конечно, неудивительно, поскольку и современная климатология пока не располагает эффективными моделями. В то же время считается [4], что со временем роль математических моделей климата будет возрастать.

13

Восстановление палеоклиматов как одного из элементов исторической геологии имеет важное научное и практическое значение. Изучение перемен климатических обстановок позволяет понять этапы развития органического мира, пространственное размещение фауны и флоры, условия формирования гипергенных месторождений полезных ископаемых. Климат оказывает большое влияние на все экзогенные процессы и формы жизни, поэтому осадочные породы также несут информацию о палеоклиматах. Различные геохимические, минералогические и литологические особенности, а также ископаемые остатки организмов служат как сказано выше, индикаторами, по которым восстанавливается картина климатов прошлого [3,8,47,51,54,56,62,75,78].

Задача реконструкции палеоклиматов весьма сложна. Необходимо использовать все открывающиеся возможности. Одной из таких возможностей служит теоретическое моделирование с применением ЭВМ [39].

В данной работе рассмотрены самые простые малопараметрические модели, но, вместе с тем, авторы стремились доводить их до сопоставления с эмпирическими материалами.

Изложение материала построено по принципу «от простого к сложному» как в отношении использованного математического аппарата, так и в отношении моделей предметной области.

14 В основе модели лежит представление о периодической изменчивости активности Солнца под влиянием гравитационного воздействия планет. Идея эта не нова. Ее высказывали в разное время и в различных контекстах Р.Вольф (1889) - планетная обусловленность солнечной активности [11]; П.П. Предтеченский (1948)-климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменений солнечной активности [40]; М.С. Эйгенсон (1963) - иерархия циклов солнечной активности и палеоклиматы [59]. В самом деле, Солнце является практически единственным источником энергии на земной поверхности и в атмосфере - тепловая энергия внутренних источников составляет 1/6000 долю от солнечной, и именно в изменениях солнечной энергии в первую очередь надо искать причины климатических изменений [2].

Недостаток перечисленных выше работ заключается в отсутствии конкретной расчетной схемы, которая позволила бы рассчитать климатические характеристики для любого момента геологической истории. Остается не ясной проблема, каким образом планеты воздействуют на Солнце, так как прямые расчеты приливных эффектов не дают желаемого результата [11]. Прогресс наметился с появлением современных ЭВМ - нового инструмента более быстрых и точных исследований. Работа Вудов (R.M.Wood and K.D.Wood, Nature, 208, 129, 1965.) положила начало новому подходу к анализу планетного влияния на солнечную активность. В отличие от более ранних исследований в этой работе рассчитывались движения самого Солнца по отношению к центру тяжести солнечной системы. С резкими изменениями в угловой составляющей ускорения Солнца сопоставлялись всплески проявленной солнечной активности. Для некоторых промежутков времени получалась почти функциональная связь.

15

На первом этапе исследований нами были воспроизведены на ЭВМ все основные результаты работы Вудов, чтобы экстраполировать их в далекое геологическое время и использовать при реконструкциях климатов тех эпох. Анализ физического содержания модели позволил выявить главенствующую роль соленоидальной компоненты гравитационного поля, как фактора, влияющего на проявления солнечной активности и связанных с ней явлений в солнечной

системе. На кривой временных вариаций индекса этой величины [14] можно наблюдать наличие резких пиков, которые были названы "резонансами". Особую роль таких резонансов можно было предвидеть ввиду того влияния, которое имеет солнечная активность для процессов на земной поверхности и явлений органической жизни.

Теория резонансов позволила преодолеть математические трудности, которые неизбежно вставали на пути расчетов характеристик системы на столь большие промежутки времени, с какими имеет дело геология. Была разработана классификация резонансов и расчетная схема вариаций климатических зон. Далее работа развивалась по пути сопоставления расчетных данных с геологическими материалами и включением в учет новых физико-географических факторов. Данная работа подводит некоторый итог исследований в этой области и дает цельное представление о современном состоянии развития модели.

Построение теоретических моделей палеоклиматов является актуальной задачей исторической геологии, так как от них зависит осмысление и упорядочивание материалов по реконструкции климатов. Использование теоретических моделей даст новые возможности в уточнении и углублении научной базы прогнозирования гипергенных месторождений полезных ископаемых.

В этой работе представлены материалы по развитию и

современному состоянию малопараметрической модели вариаций климатических зон в геологическом прошлом, применимой для изучения:

- влияния солнечной активности на изменения климата в палеозое и мезозое;

- возможной связи границ крупных геохронологических и стратиграфических разделов с климатической изменчивостью;

- возможности применения математического моделирования вариаций климатической зональности к решению проблемы выбора между несколькими геохронологическими шкалами;

- возможной связи темпов эволюционного процесса, в частности, вымирания одних видов организмов и появления других, в ходе геологической истории Земли;

17

- возможной связи тектонического (и сейсмического) процесса с вариациями соленоидальной компоненты гравитационного поля Солнца в солнечной системе и моментами резонансов;

- реконструкций палеотечений мирового океана, учитывающих изменения широты зон высокого и низкого давления, а также зоны пассатных ветров - ведущего звена, определяющего картину поверхностных течений, в частности, на примере течений в меловом и юрском периодах.

В этой и некоторых других работах [15-20] впервые получены и исследованы численные расчетные схемы вариаций климатических зон для палеозоя и мезозоя. В качестве исходных данных использованы представления о резонансах в солнечной

системе и проявляющихся в циклах солнечной активности большой продолжительности; впервые проведено сопоставление расчетных климатических изменений с показателями климатической изменчивости в прошлом; впервые установлена связь климатической изменчивости и границ крупных подразделений геохронологической шкалы; впервые проведены реконструкции поверхностных течений мирового океана в меловом периоде на основе модельных расчетов смещений пассатных ветров.

Модельные исследования вариаций климатических зон и палеотечений могут использоваться как дополнительный метод в проведении реконструкций палеоклиматов и палеотечений в фанерозойский этап геологической истории.

ГЛАВА I. КОСМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ.

§ I. Имитационные и кинетические модели.

1.1. Солнечная активность и ее влияние на климатические процессы.

1.2. Атмосфера Земли, ее состав, примеси, структура, стратификация.

1.3. Имитационные модели процессов.

1.4. Кинетические модели процессов.

1.1. Солнце является основным источником тепла и света на Земле, его энергия питает практически все экзогенные процессы. Вариации количественного и качественного состава его излучений служат основными источниками климатических изменений. В состав Солнца входят: водород – 71%, гелий – 26,5%; на остальные элементы приходится 2,5% солнечной массы. По современным представлениям энергия Солнца вырабатывается за счет ядерных реакций синтеза гелия из водорода при участии ядер углерода и других элементов как катализаторов (цикл Бете). Считается, что эти реакции происходят при температурах $\sim 1,5 \cdot 10^7$ К и давлении $\sim 3,4 \cdot 10^{18}$ Па; в центральных областях ($r \leq R_{\odot}/3$) Солнца. Новейшие исследования обнаружили дефицит потока нейтрино от солнечного реактора и, по-видимому, подтвердили представления Э.Эпика [13] о том, что из-за накопления «шлаков» вокруг активной реакторной зоны, Солнце время от времени оказывается

в неустойчивом стратиграфическом состоянии и лишь последующее турбулентное перемешивание, вызванное или флуктуациями или внешним воздействием, снова приводит его в активное рабочее состояние. Так ряд исследователей объясняет периодически возникающие эпохи оледенения [16].

Строение Солнца согласно современным данным.

20 Внутренние слои ($0 \leq r \leq R_{\odot}/3$) – это зона реактора, где идет выделение энергии, чем ближе к центру, тем выше температура и давление, тем интенсивнее выделение. Средние слои ($R_{\odot}/3 \leq r \leq R_{\odot}$) - это зона конвекции и преобразования видов энергии вплоть до видимого света и тепла. Внешние слои Солнца, которые можно наблюдать, являются солнечной атмосферой. Последняя состоит из фотосферы (нижняя часть ~ 300 км толщины), разряженной хромосферы ($\sim 12-15$ км) с температурой $\sim 1-10$ млн. градусов, и лучистой по форме солнечной короны, состоящей из электронов и ионов, с замороженным магнитным полем, и температурой ~ 1 млн. градусов. Лучи короны простираются на несколько десятков R_{\odot} . Несмотря на простой состав и принцип действия, Солнце имеет чрезвычайно богатый спектр проявления активности. Понять формы и виды проявления солнечной активности с точки зрения молекулярной физики [18] можно, если воспользоваться принципом Ле Шателье-Брауна (1884), который гласит: «Внешнее воздействие, выводящее тело из состояния теплового равновесия, стимулирует в нем процессы, стремящиеся как бы ослабить результат этого воздействия. Так, нагревание тела стимулирует

процессы, связанные с поглощением тепла; наоборот, охлаждение способствует процессам, при которых тепло выделяется». Наиболее ярким примером такого проявления служит тепловая стимуляция процессов конвекции (конвекция «стремится» снять тепловые контрасты, созданные внешним воздействием, например, нагревание Земли Солнцем в экваториальной зоне). При колоссальных выделениях тепла, которые имеют место в солнечных недрах, противостоять им с одной тепловой конвекцией становится малоэффективно и система «приходит» к необходимости генерации сильного магнитного поля, которое эффективно противодействует энергичной заряженной плазме. Однако появление источников магнитного поля возможно только парами, в силу законов сохранения, или колец, что и наблюдается на Солнце.

21

Магнитные поля выходят на поверхность Солнца в виде колец, сопровождаемых кольцами противоположного направления (индукция второго порядка). Постепенный выход из недр таких магнитных полей и их отрыв от Солнца с замороженными энергичными заряженными частицами – составляют основу всех проявлений солнечной активности. Наиболее эффективны из них, пожалуй, два: факелы и пятна – более яркие и более темные области фотосферы. Факелы связаны с небольшими изменениями магнитного поля. Они могут существовать от нескольких недель до нескольких месяцев. Напротив, пятна связываются с областями значительного усиления магнитного поля. Они возникают обычно

в виде биполярных групп и существуют до двух месяцев. Из солнечной короны происходит истечение плазмы со скоростью ~ 350 км/сек – солнечный ветер. Наиболее изученной является проявление активности, связанной с пятнами.

Для количественной характеристики солнечной активности чаще всего используют индекс Р.Вольфа:

$$W = k(10g + f), \quad (1)$$

где k – множитель, зависящий от инструмента; g – число групп и отдельных пятен, f – общее число всех пятен в группах. Преимущество индекса W перед другими заключается в том, что для него имеются наиболее длинные ряды наблюдений.

22 11-летний цикл солнечной активности впервые открыл в 1843 г. немецкий астроном Швабе С.Г. В последующем были открыты и другие, более продолжительные циклы (например, 22-летний – цикл Хейла Д.Э., связанный с переменной полярности солнечного магнитного поля, «вековой» цикл Гляйсберга длительностью 80-90 лет, а также 200-летний цикл – цикл Зюсса Э. и др.). М.С.Эйгенсон [10] высказал предположение, что существует целая иерархия циклов солнечной активности, и что с этим связаны палеоклиматические изменения на Земле. В самом деле, исследования метеорологов позволили установить, что солнечная активность влияет на погодные процессы, в частности, с ростом активности начинают доминировать меридиональные типы циркуляции на Земле, что учитывается при составлении долгосрочных прогнозов погоды [8]. Влияние роста солнечной

активности на верхние слои земной атмосферы сказывается в нарушении радиосвязи, главным образом, в высоких широтах. 27-дневная и 11-летняя периодичности в каком-либо геофизическом явлении служат явным признаком их солнечной обусловленности.

Еще Р.Вольфом и позднее Торнером [9] было замечено, что в нечетных 11-летних циклах площадь пятен больше, чем в четных, и что их широта на 1° больше в нечетных циклах. В связи с этим высказывались доводы в пользу существования 22-летнего цикла. Открытие Хэлом закона изменения полярности магнитного поля пятен от цикла к циклу (полярность ведущих пятен групп в обоих полушариях Солнца меняется на противоположную), дало надежное физическое обоснование 22-летнего цикла.

23

Кроме циклических вариаций числа солнечных пятен происходят также циклические изменения со временем распределения по гелиографической широте групп пятен. Еще в 1858 г. Кэррингтон Р.К. обратил внимание на то, что в начале цикла средняя широта групп составляет $\pm 20^{\circ}$, а к концу - $\pm 5^{\circ}$. Шпёрер на обширном материале обосновал эту закономерность. Закон изменения распределения групп пятен по гелиографической широте в ходе 11-летнего цикла получил название закона Шпёрера. Наиболее четко этот закон иллюстрируется диаграммой «бабочек» Маундера (распределение групп пятен в координатах Θ , t – широта, время).

Важность закона Шпёрера для геофизических процессов связана с условиями попадания корпускулярных потоков в

плоскость земной орбиты.

80-90-летний цикл еще менее изучен, чем 22-летний. Согласно Вольдмайеру, его связывают с чередованием асимметрии в активности северного и южного полушарий Солнца и в модуляции 22-летнего. Циклы большей длительности изучены еще слабее.

Ввиду важности для геофизических процессов явления солнечной активности его теории и прогнозам уделялось много внимания [9]. Для палеоклиматологии особый интерес представляют теории, позволяющие получать не только короткие, но и большие циклы. Впервые идея планетной обусловленности солнечной активности была высказана Р.Вольфом. В дальнейшем от нее временно отказались из-за отсутствия объяснения физического механизма и подтверждающейся на практике конкретной схемы расчетов, кроме того, расчеты приливных сил планет на Солнце показали их малую величину.

Изменение положения центра Солнца относительно центра масс солнечной системы впервые исследовано Жозе Р.Д. (1965). Он установил, что Солнце обращается вокруг барицентра со средним периодом 178,8 лет. Продолжая исследования в этом направлении, Р.Вуд и К.Вуд (1965) обнаружили, что все характеристики производной по времени ускорения движения Солнца, в особенности его долгота, изменяются с периодом 11,1 лет. Позднее Довилье развил «теорию резонанса» (1970) [9].

Одним из авторов настоящей работы (Ю.В.В) был найден

физический фактор, который может быть рассчитан с необходимой точностью на любой промежуток времени, если этот промежуток не слишком велик. Таким индексом является первая (векторная) компонента постньютоновского гравитационного поля Солнца при его движении вокруг барицентра, названная автором «геоморфологическим полем» по причине ее геофизической активности. Типичные значения этого индекса, если использовать при вычислениях астрономические единицы, составляет 20-30 единиц. Но есть моменты времени, когда значение индекса возрастает до 100-200 единиц и даже более. Это моменты «резонанса». Сопоставление индексов W и H_g позволяет установить корреляцию между ними. К сожалению, расчеты, подобные тем, что выполнены в работе (Волков Ю.В. Таблицы и графики короткопериодных вариаций «геоморфологического поля» для климатологических исследований (по теории локсодромии Земли) //Деп. ВИНТИ. 1985. №2230. 320 с.) слишком трудоемки и требуют больших затрат времени ЭВМ. По этой причине их нельзя распространить на десятки и сотни миллионов лет в прошлое. Но, видимо, это и не требуется. Моменты крупных резонансов могут быть рассчитаны с достаточной точностью исходя из теории совпадения периодических возмущений в сложной системе. Это сделано в работе [1]. Если считать, что спад на крыльях резонансов происходит по экспоненте, и различать резонансы 1-го, 2-го, 3-го и т.д. порядков, то появляется возможность восстановить вариации

климатической зональности в прошлом. Проверка [2-3] показала эффективность таких реконструкций палеозональности.

В настоящей работе мы будем использовать эту модель, развивая и уточняя ее в подробностях. Хотя расчетная схема [1] полностью ориентирована на вычисления вариаций климатической зональности, тем не менее ясно, что это происходит опосредовано через вариации солнечной активности.

Таким образом, можно считать, что солнечная активность проявляется в климатических изменениях следующими возможными путями: 1) вариации солнечной постоянной; 2) вариации спектрального состава солнечной радиации и корпускулярных потоков; 3) вариации гравитационного поля.

26

1.2. Атмосфера является оболочкой Земли, свойства которой оказывают определяющее влияние на климат. Атмосфера имеет массу $5,3 \cdot 10^{21}$ г. Состав сухого атмосферного воздуха на уровне моря отражен в таблице 1:

Таблица 1.

Газы	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	Ne	He	CH ₄
Содержание в объемных %	78,84	20,948	0,934	0,03	0.0018	0,0005	0,00015
Масса*10 ²¹ г	3,86	1,18	0,65	0,023	0,0006	0,00004	0,00004

В настоящее время установлено, что в результате турбулентности и горизонтальных движений воздух

перемешивается и его состав однороден до больших высот, ~ 90-100 км.

27 Примеси к указанному составу воздуха имеют большое значение в процессах излучения и поглощения радиации. Наиболее существенные из них – водяной пар, углекислый газ и озон. Следует также оценить эффект от таких примесей, как SO_2 , SO_3 , CH_4 , NO , N_2O . Под действием этих примесей в атмосфере создается парниковый эффект, т.е. они пропускают коротковолновое излучение и поглощают длинноволновое, удерживая теплоту от ухода в космическое пространство. Несмотря на то, что процентное содержание озона составляет $1,0 \cdot 10^{-6} \%$ по объему, его роль велика. В нижних слоях атмосферы источником озона служат грозы, но вклад этого источника мал. Основным озонообразующим фактором является ультрафиолетовая радиация Солнца. Концентрация озона растет с высотой и достигает максимума на высоте 20-30 км. Вниз и вверх от этого слоя его количество быстро падает. Озон полностью поглощает и не пропускает к Земле солнечное излучение с длиной волны короче 2900 Å, губительного для органических форм. Поглощение озоном в инфракрасной части спектра (в полосе 9,5 мкм, лежащей близ максимума земного излучения) задерживает земное излучение на 20%. Исследования показывают, что с ростом солнечной активности количество озона убывает [8].

Во многих отношениях водяной пар является самой важной составной частью атмосферы. Его количество в атмосфере зависит

от того, над какой поверхностью находится воздух (суша или вода), от температуры, поэтому изменяется с широтой и высотой и от сезона к сезону. Распределение влажности по вертикали зависит от температуры воздуха, восходящих и нисходящих движений, от процессов обмена, конденсации, испарения, осадков и др. Спутниковые наблюдения показали, что облачность дает доминирующий вклад в формирование альбедо [7]. В средних широтах облачность удерживает тепло в зимний период и смягчает жару – в летний.

28

Количество углекислого газа в атмосфере изменяется во времени и пространстве. Оно уменьшается с удалением от промышленных центров и с переходом от дня к ночи, от лета – к зиме. Многолетнее изменение CO_2 : 1900 г. – 0,029%; 1960 г. – 0,033%. Рост концентрации CO_2 должен вести к потеплению климата [4, 6].

Кроме названных примесей воздух содержит в себе твердые макрочастицы: пепел, пыль, дым, сажу, соль. Извержение вулкана выбрасывает в атмосферу огромное количество пепла. Главным источником пыли являются засушливые районы – пустыни и степи. Промышленные районы, лесные пожары – источники сажи. Наблюдения показывают, что в воздухе обычно содержатся частицы соли. Под действием ветра брызги с поверхности океанов уносятся вверх, вода испаряется и в воздухе остается соль. Частицы, загрязняющие воздух, мелки и невидимы глазом, но они вызывают помутнение удаленных объектов и изменяют их цвет.

Уменьшение прозрачности атмосферы снижает приход радиации на единицу площади у поверхности. Пыль служит также ядрами конденсации, способствует выпадению осадков.

Структура атмосферы. Атмосферу подразделяют на тропосферу, стратосферу, мезосферу и ионосферу. «Тропосфера» – нижний слой атмосферы – 0-9 км – в полярных областях, и 0-17 км – в тропиках. В тропосфере температура воздуха понижается на 6°C на 1 км. Выше расположена «стратосфера», в ней до высоты 50 км температура воздуха растет. Далее следует слой «мезосферы» до ~ 83 км, который отличается понижением температуры от 0°C на нижней границе, и до -90°C – на верхней. Выше – «ионосфера» - до 400 км – это слой заряженных частиц. В слое до 5 км – $\frac{1}{2}$ массы, в тропосфере – $\frac{2}{3}$, в слое до 20 км – $\frac{9}{10}$ всей массы атмосферы. Стратификация атмосферы представлена на рис.1.

29

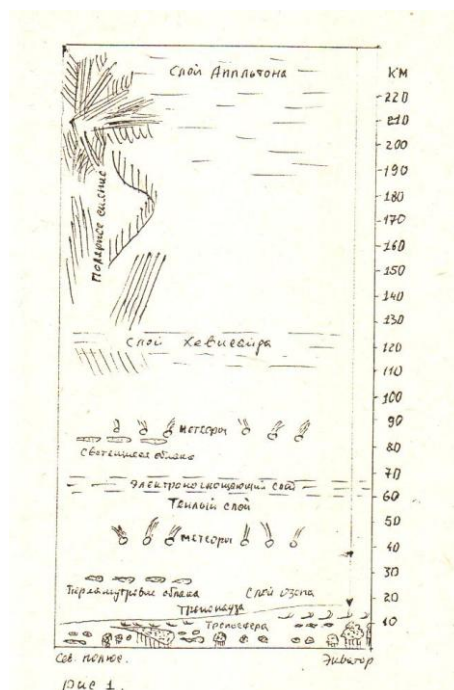


рис. 1.

Рис.1. Стратификация атмосферы.

Тропосфера отделена от стратосферы переходным слоем, который называется «тропопаузой». Высота тропопаузы над земной поверхностью зависит от широты места и времени года. Над циклонами тропопаузы, как правило, ниже, а над областями с высоким давлением – антициклонами – выше. Тропосфера относительно неустойчива, в ней часто образуются вертикальные течения, конденсация, облака, осадки. Явления погоды характерны для тропосферы. Над тропопаузой располагается слой, богатый озоном. С озоном связан особый тип облаков (перламутровые облака). На высоте около 60 км находится слой, поглощающий радиоволны. Ночью он исчезает и радиус слышимости радиостанций увеличивается.

30

Метеоры исчезают преимущественно на высотах от 80 до 40 км, что указывает на высокую температуру этого слоя. Выше 80 км находится область ионизации – ионосфера. В нижней ее части изредка наблюдаются светящиеся облака. Ионосфера содержит несколько электропроводящих слоев, важнейшие из которых – слой E (слой Хевисайда) и F-слой (или слой Аппльтона). Иногда F-слой распадается на несколько слоев. Полярные сияния чаще наблюдаются в нижней части ионосферы, но иногда могут встречаться и на высотах порядка 1200 км.

Очевидно, что стратификация атмосферы зависит как от элементного состава воздуха, так и от состава солнечной

радиации, достигающей того или иного слоя. Изучение процессов в этих верхних слоях атмосферы важно с точки зрения понимания роли этих климатообразующих факторов.

1.3. Имитационное моделирование естественно применять к описанию взаимодействия солнечной радиации с веществом земной атмосферы. Метод Монте-Карло представляет собой численный метод, используемый для решения задач, носящих вероятностный характер, или задач, имеющих вероятностный аналог. Так как задачи взаимодействия радиации с веществом как раз носят вероятностный характер, то метод Монте-Карло применяется для их моделирования. Решение задачи и все интересующие исследователя характеристики процессов и конечного состояния системы просто получаются как продукт имитации. При решении задачи методом Монте-Карло сложный вероятностный процесс взаимодействия кванта излучения с веществом рассматривается как последовательность элементарных актов, причем конкретные значения параметров получают из соответствующих распределений с помощью случайных чисел. Такая процедура называется испытанием или розыгрышем. Прослеженная с помощью последовательных розыгрышей судьба отдельного кванта называется историей. Каждое взаимодействие и элемент траектории кванта радиации характеризуется случайной величиной, распределение которой определяется элементарными физическими процессами взаимодействия излучения с веществом.

Общая схема имитационного моделирования взаимодействия

радиации с веществом включает розыгрыш следующих величин: точки рождения кванта, направления его движения, начальной энергии или длины волны, длины свободного пробега, типа столкновения, потери энергии, угла рассеивания. Могут разыгрываться и вторичные эффекты. Таким образом, прослеживая истории световых квантов и заряженных частиц, посылаемых Солнцем, можно установить, как распределяется поступающая к Земле энергия, и в какие виды энергии она переходит. Естественно, что никаких мощностей ЭВМ не хватит, чтобы полностью смоделировать истории всех квантов солнечной радиации, поступающей на Землю, скажем, за одну секунду. Но это и не требуется – метод статистических испытаний – это метод выборочных историй. Если объем выборки достаточен, то и распределение будет охарактеризовано. Преимущества данного метода перед другими физическими методами заключено в его простоте и универсальности, и в том, что для его применения требуются лишь элементарные акты взаимодействий, вероятности которых могут быть вычислены из основных физических законов.

32

С помощью метода Монте-Карло рассчитываются не только процессы в ионосфере и стратосфере в озоновом слое, но и вычисляется альbedo облаков в зависимости от их распределения и геометрической формы [7, стр.38]. Метод Монте-Карло применим и в том случае, когда решается обратная задача. При этом строится приемлемая модель, выбирается критерий качества модели и ставится задача нахождения наилучших параметров. Задача

решается методом проб и ошибок. Процедура такого поиска чрезвычайно трудоемка. Метод Монте-Карло – это не что иное, как тот же способ проб и ошибок, но выполняемый вычислительной машиной, которая имеет гораздо больше терпения, чем средний экспериментатор. Машинная программа включает процедуру расчета теоретического массива данных по заданным значениям, имеющих конкретный физический смысл параметров модели среды.

Теоретические данные затем сравниваются с наблюдаемыми и, если при этом удовлетворяется критерий качества, модель считается приемлемой. При отрицательном результате сравнения модель отклоняется и стирается из памяти (т.е. ЭВМ действует как природа в модели эволюции Ч..Дарвина). Описанная процедура может повторяться ЭВМ тысячи и миллионы раз. Чтобы исключить влияние человека на полученные решения, операцию генерирования пробных моделей стараются сделать совершенно случайной. Окончательный результат содержит в себе информацию об области неединственности, которая определяется как суперпозиция всех приемлемых моделей.

Итак, мы можем сформулировать следующие процедуры или этапы имитационного моделирования. В случае, когда структура, состав и элементарные процессы, протекающие в объекте, известны, то применяется прямое моделирование. В этом случае: 1) выделяются элементарные взаимодействующие объекты каждой структурной и составной части; 2) отмечаются все или только

самые существенные элементарные процессы взаимодействий, находятся формулы расчета вероятностей элементарных процессов; 3) строится сводная схема процессов модели и осуществляется программирование на ЭВМ. В том случае, когда некоторые элементы структуры, состава или процессов неизвестны, но имеются многочисленные (или достаточные) эмпирические данные о действительной системе и необходимо из этих данных восстановить и структуру, и состав, и процессы (обратная задача), то применяется другой метод: 1) строится достаточно общая схема генерации моделей с неопределенными параметрами; 2) строится критерий соответствия модели совокупности эмпирических данных; 3) строится процедура тестирования моделей по методу Монте-Карло. Решение обратных задач в некоторой степени походит на гадание и никогда не дает гарантий, что полученная модель истинна. По мере возможностей всегда следует приводить задачу к прямой.

34

Реальные системы всегда довольно сложны и содержат большое количество структурных элементов. Моделирование таких систем – весьма сложная задача. Однако, исследователь, хорошо знающий систему, часто может выделить в ней некоторые главные элементы и с ними построить неполную модель. Если такой выбор действительно схватывает существенные черты реальной системы, то такая малопараметрическая модель оказывается весьма полезной. В действительности исследования сложных систем всегда идут по такому пути. Иногда часть

параметров системы определяется расчетом «из первых принципов», а другая часть восстанавливается из «сравнения с экспериментом», такие модели или теории называются «феноменологическими».

Рассмотрим кратко вопрос о вычислениях вероятностей элементарных процессов, следуя [11]. Формула, которая позволяет вычислить вероятность перехода от определенного начального состояния системы в определенное конечное состояние, имеет вид:

$$\omega \equiv \frac{1}{\tau} = \frac{2\pi}{\hbar^2} \times |H|^2 \times n, \quad (2)$$

где \hbar – постоянная Планка, H – матричный элемент перехода, n – плотность конечных состояний. Вообще (n) определяется как число конечных состояний ΔN , содержащихся в единичном интервале энергии, т.е. $n = \Delta N / \Delta E$.

Следующим вопросом является расчет матричных элементов. Рассмотрим общий случай $A + B \rightarrow C + D$, т.е. переход от первоначальных частиц A и B к конечным частицам C и D (расчет для случая с любым другим количеством частиц не будет существенно отличаться от данного). Тогда матричный элемент будет:

$$H = \iiint \psi_C^*(C) \psi_D^*(D) V(A, B, C, D) \psi_A(A) \psi_B(B) d\tau_A d\tau_B d\tau_C d\tau_D, \quad (3)$$

где $\psi_A(A)$, $\psi_B(B)$, $\psi_C(C)$, $\psi_D(D)$ – волновые функции частиц (или квантов) A , B , C , D в точках, занимаемых самими частицами; V – оператор энергии взаимодействия различных присутствующих

частиц, который можно считать равным взаимной потенциальной энергии, зависящей от координат всех частиц; интеграл распространяется на все положения, которое могут принять частицы.

Многомерный интеграл можно вычислять методом Монте-Карло, как это подчас и делается, но Ферми предлагает другой способ.

Пусть V отличается от нуля только в том случае, когда все частицы находятся в соприкосновении, т.е. в приближении точечных частиц, когда точки А, В, С и Д совпадают. Тогда

$$H = f \int \psi_C^*(p) \psi_D^*(p) \psi_A(p) \psi_B(p) d\tau, \quad (4)$$

36 где f – константа, выражающая интенсивность взаимодействия между четверкой частиц. В этой формуле матричного элемента предусмотрено автоматическое выполнение закона сохранения количества движения [11]. Если частица А находится в состоянии, при котором она обладает импульсом \vec{p}_A , то ее волновая функция содержит множитель $\exp(i\vec{p}_A \vec{r}_A / \hbar)$, где \vec{r}_A – радиус-вектор положения частицы А. Волновая функция частицы экспоненты содержит нормировочный множитель, который существенно зависит от того, является ли данная частица бозе-квантом (фотоном) или фермионом (например, электроном). Пусть Ω - нормировочный объем, тогда

$$\int_{\Omega} |\psi_A|^2 d\tau = b^2 \Omega = 1, \quad (5)$$

где $\psi_A = b e^{(i/\hbar)\vec{p}\vec{r}}$. Отсюда $b = \frac{1}{\sqrt{\Omega}}$

В случае бозонов расчет сложнее. Пусть в объеме Ω находится система электромагнитных волн, тогда плотность энергии будет

$$W = (E^2 + H^2)/8\pi, \quad (6)$$

где E и H – электрическое и магнитные поля. Учитывая, что $E = H$ и пренебрегая множителем $1/4\delta$, имеем для плотности энергии $\sim E^2$, а для полной энергии в объеме $\sim E^2 \Omega$. Это должно равняться энергии W фотона, откуда $E = H = \sqrt{W/\Omega}$. Но та величина, которая в случае электромагнитной волны играет роль волновой функции, есть векторный потенциал A , связанный с электрическим полем соотношением

$$\vec{E} = \left(-\frac{1}{c}\right) \times \left(\frac{\partial \vec{A}}{\partial t}\right). \quad (7)$$

37

Производная от периодической функции по времени имеет порядок самой величины, умноженной на частоту (ν). Отсюда

$$E = \frac{h\nu}{\hbar c} = W \times \frac{A}{\hbar c}, \quad (8)$$

т.е.

$$A \sim \frac{h\hbar}{W} \times \sqrt{\frac{W}{\Omega}}. \quad (9)$$

Если учесть правильные численные множители, то в случае бозонов:

$$|\Psi| = \frac{\hbar c}{\sqrt{2W\Omega}}. \quad (10)$$

Эта формула применима при вычислении матричных элементов с

участием частиц указанного типа.

При взаимодействиях электромагнитного типа взаимодействие можно представить в виде

$$\int \rho V d\tau, \quad (11)$$

где ρ - плотность заряда, V – потенциал. Но плотность заряда может быть представлена в виде

$$\rho = e|\psi|^2, \quad (12)$$

где e – заряд электрона, ψ – его волновая функция. Тогда

$$e \int |\psi|^2 V d\tau, \quad (13)$$

описывает возмущающую энергию для стационарного состояния, вызванную внешним потенциалом V . Если рассматривается переход из одного состояния в другое, то квадрат модуля волновой функции должен быть заменен произведением волновой функции $\psi_{e'}$ конечного состояния на комплексно-сопряженную функцию ψ_e начального состояния; потенциал взаимодействия V может быть заменен волновой функцией ψ_γ фотона, испускаемого при переходе (или $\psi_{\gamma 1}^*$ поглощаемого). Таким образом, матричный элемент перехода выражается формулой

$$H = e \int \psi_{e'}^* \psi_e \psi_\gamma d\tau, \quad (14)$$

для процесса $e \rightarrow e' + \gamma$. В случае рассеяния фотона $\gamma' + e \rightarrow e' + \gamma$ матричный элемент будет

$$H = e \int \psi_{\gamma'}^* \psi_e^* \psi_e \psi_\gamma d\tau, \quad (15)$$

а для процесса фотопоглощения $\gamma' + e \rightarrow e'$

$$H = e \int \psi_{\gamma}^* \psi_e^* \psi_e d\tau, \quad (16)$$

Необходимо учитывать, что электрон локализован на одной из орбит какого-либо из атомов, что сказывается на величине среднего значения импульса (\bar{p}_e), входящего в волновую функцию электрона. Следует также учесть, что волновая функция электрона внутри атома испытывает искажения и отличается от плоской волны. Этот эффект можно учесть, вводя вместо массы электрона (m_e) эффективную массу (m_e^*). Особенно существенно это в случае электронов молекул и твердых тел. Однако этот же эффект можно учесть, внося в матричный элемент V – поле атомного остатка.

39 Для вычисления вероятности перехода остается найти выражение плотности (n) конечных состояний. Оно получается делением фазового объема, соответствующего количеству движения, заключенному между (p_γ) и ($p_\gamma + dp_\gamma$), и положению частицы внутри объема Ω на куб постоянной Планка:

$$dN = \frac{4\pi p_\gamma^2 dp_\gamma \Omega}{8\pi^3 \hbar^3}, \quad (17)$$

т.е.

$$n = \frac{dN}{dE} = \frac{p_\gamma^2 \Omega}{2\pi^2 \hbar^3 c}. \quad (18)$$

Расчет плотности конечных состояний для других процессов выполняется аналогично.

Вместо вероятности перехода часто рассчитывается сечение

процесса рассеяния. Если рассматривается элементарный процесс рассеяния атомов и молекул, то эффективное сечение (σ) может быть выражено в виде [18]:

$$\sigma = 4\pi r_0^2 \quad , \quad (19)$$

где r_0 – эффективный размер (радиус) молекул или атомов. Если (n) – число молекул в единице объема, а σ - сечение столкновений, то длина свободного пробега (l) имеет порядок величины $l \sim 1/(n\sigma)$, [18, стр.354].

1.4. Переход от имитационных к кинетическим моделям.

Если пользоваться вместо текущих величин их средними значениями на некотором заданном интервале времени и считать, что все процессы и изменения величин происходят плавно и непрерывно, то при таких условиях можно от имитационной модели перейти к кинетической, которая использует для математического описания аппарат дифференциальных уравнений. Примером такого описания процессов в теории климата служат так называемые «модели резервуаров» [4, стр.57].

Климатическую систему можно рассматривать как совокупность процессов превращения первичной солнечной радиации в земных условиях. Это позволяет с единой точки зрения рассмотреть механизмы и последствия первичных и вторичных процессов, участвующих в цепи превращений приходящей энергии. Предполагается, что каждый сложный процесс может быть представлен суммой «элементарных». Постулируется, что климатическая система имеет множество состояний и что

элементарным процессом является такой переход между двумя состояниями, который мы не можем или не считаем необходимым разделить на составные части. Эволюция климатической системы описывается при этом основным кинетическим уравнением

$$\frac{dQ_n(t)}{dt} = \sum_m [W_{nm} Q_m(t) - W_{mn} Q_n(t)], \quad (20)$$

где $Q_n(t)$ означает вероятность того, что система в момент времени (t) находится в состоянии (n) , а (m) – это состояние, в которое система может перейти из состояния (n) . Коэффициенты W_{nm} называются вероятностями перехода $m \rightarrow n$. Они связаны с величинами обратного времени перехода

$$W_{mn} = \tau_{mn}^{-1}. \quad (21)$$

41 Если рассматриваемый переход системы спонтанный, то W_{nm} достаточно полно характеризует его эффективность. В случае, когда эффективность процесса зависит от потока падающих (индуцирующих) агентов вектор

$$J = N\bar{v}, \quad (22)$$

где N – концентрация агентов, \bar{v} – их скорость, вместо вероятности часто удобнее употреблять понятие эффективного сечения процесса (σ), связанного с вероятностью соотношением:

$$\sigma_{mn} = \frac{W_{mn}}{J} = (v \times \tau_{mn} N)^{-1}. \quad (23)$$

§ 2. Диаграммная техника построения и анализа моделей.

2.1. Построение диаграмм.

2.2. Правила соответствия для составления кинетических

уравнений.

2.3. Последовательные приближения.

2.4. Некоторые примеры.

2.1. **Построение диаграмм** предшествует выяснению структуры системы, выделение главных ведущих звеньев, основных элементарных процессов. Затем строятся схемы процессов и их взаимосвязи. Рассмотрим для примера упрощенную модель Дж.Сойера содержания CO_2 в атмосфере. Пусть 1, 2, 3, 4 означают соответственно: атмосферу, биосферу, верхний перемешиваемый слой океана, глубокий океан. Изобразим их на диаграмме, отмечая стрелками направления возможного перехода.

42

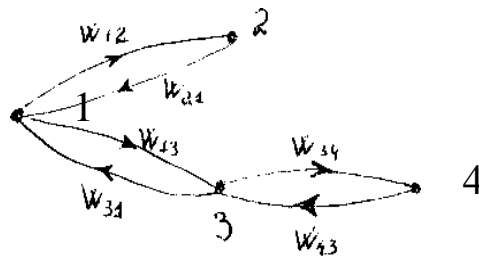


Рис.2. Модель Сойера [4, стр. 57].

Стрелка $1 \rightarrow 2$ указывает, что молекула CO_2 с вероятностью $W_{12} = \tau_{12}^{-1}$ может быть захвачена и усвоена биосферой (например, фотосинтез); стрелка $2 \rightarrow 1$ указывает на возможный обратный процесс $W_{21} = \tau_{21}^{-1}$ (например, выделение углекислого газа при дыхании); стрелка $1 \rightarrow 3$ указывает на возможный процесс растворения молекулы углекислого газа в морской воде и т.д. Эта модель может быть упрощена, если мы не будем разделять мелкий

и глубокий океан, а лишь рассматривать его как одно целое. Тогда диаграмма примет вид, показанный на рис. 3:

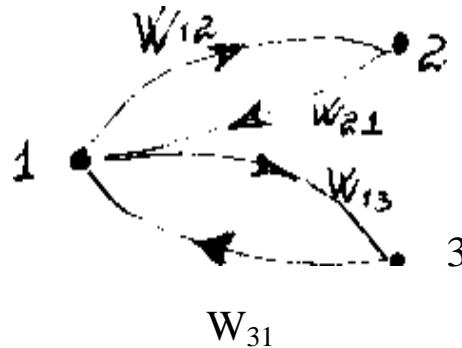


Рис.3. Модель Сойера первого приближения.

Можно, напротив, усложнить модель, считая, например, что часть углекислого газа усваивается биосферой не через атмосферу, а через океан, тогда диаграмма примет вид (рис.4):

43

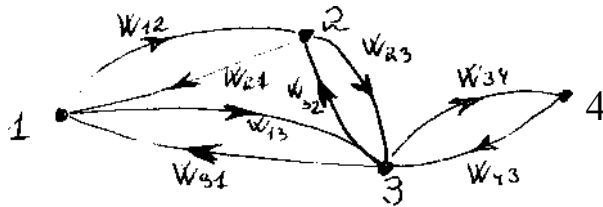


Рис.4. Модель Сойера второго приближения.

Если известны вероятности (или времена) переходов и некоторое начальное состояние количества CO_2 во всех указанных элементах климатической системы, то ее дальнейшее поведение можно моделировать, имитируя на ЭВМ процессы переходов и наблюдая за изменениями системы во времени, и судить о вероятных изменениях климатической системы. Другая возможность состоит

в том, что используя правила соответствия, можно написать для системы кинетические уравнения и решать их численно или аналитически.

2.2. Правила соответствия для составления кинетических уравнений.

Сформулируем правила соответствия между элементами диаграмм и элементами дифференциальных уравнений. Допустим, что мы хотим получить уравнение для количества CO_2 в третьем резервуаре в модели, рассматриваемой на первой из диаграмм, тогда скорость изменения Q_3 есть (dQ_3/dt) и она приравняется балансу приходящих потоков и уходящих, причем каждый приходящий поток (стрелка направлена к пункту 3) дает положительный вклад в баланс, равный произведению вероятности перехода W на количество того CO_2 , из которого исходит стрелка. Уходящие потоки также пропорциональны вероятности перехода, умноженной на количество CO_2 в том резервуаре, из которого исходит стрелка. Таким образом, скажем

$$\frac{dQ_3}{dt} = W_{13}Q_1 + W_{43}Q_4 - W_{31}Q_3 - W_{34}Q_4. \quad (24)$$

Аналогично составляются балансовые соотношения и дифференциальные уравнения для всех узлов диаграммы. Итак, правило соответствия гласит: после того, как построена диаграмма элементарных процессов всей модели, для каждого угла диаграммы пишется кинетическое уравнение, которое состоит из равенства кинетического члена, равного производной по времени от количества частиц, соответствующих данному узлу,

балансовому выражению всех переходов частиц из данного узла и в данный узел; каждой стрелке сопоставляется произведение вероятности перехода на число частиц того узла диаграммы, из которого стрелка выходит; для всех входящих стрелок берется знак (+), а выходящих – знак (-).

Получение кинетических уравнений непосредственно из диаграммы обладает преимуществами перед другими методами, при этом нет необходимости заботиться о том, чтобы матрица переходов была невырожденной и система была совместной; диаграммы близки исследователю, так как отражают собой те реальные процессы, которые происходят в природе в действительности, и которые исследователь выделяет с целью моделирования. Правила соответствия позволяют автоматически получить систему кинетических уравнений модели, как только диаграмма процессов модели построена. Решение системы уравнений возлагается на ЭВМ, где обычно реализуются методы Эйлера, Рунге-Кутта и др. Простота правил соответствия позволяет в ряде случаев возложить на ЭВМ и сам процесс получения системы кинетических уравнений, позволяя таким образом работать в диалоговом режиме, когда исследователь может добавлять новые узлы в диаграмму (или удалять старые) и сразу переходить к получению результатов, т.е. смотреть эволюцию $Q_k(t)$ на дисплее. Искусство исследователя состоит в хорошем знании моделируемой системы, умении выделить ведущие звенья и главные процессы, построить диаграмму, найти

параметры и правильно интерпретировать результаты моделирования.

2.3. Последовательные приближения. Имитационные и кинетические модели рекомендуется строить, пользуясь методом последовательных приближений. Вернемся к модели Сойера. Такую подсистему как океан он сразу разбивает на две части 3 и 4, однако, если нас интересуют только кратковременные эффекты, то вся подсистема будет вести себя лишь как более простая модель с параметрами 3, напротив, при долговременных эффектах можно пренебречь флуктуациями (благодаря 3) и использовать также модель первого приближения, но с параметрами 4. В любом случае интересующего нас интервала эффектов существуют такие параметры модели первого приближения, которые эффективно эквивалентны более сложной модели. Это говорит о том, что при моделировании палеоклиматических процессов следует пользоваться методом последовательных приближений.

46

Модель Сойера включает в себя в простейшем виде два типовых элемента, из которых может быть построена любая, как угодно сложная, модель. А именно, это параллельные и последовательные цепи. Модель первого приближения как раз и представляет собой одну пару параллельных цепей, тогда как цепь 1-3-4 модели Сойера – простейшая последовательная цепь.

Замечательно следующее обстоятельство. Если диаграмма модели соответствует несмешанной цепи, то какой бы сложной она ни была, она обладает тем свойством, что соответствующая ей

система кинетических уравнений допускает сравнительно простое аналитическое решение. Действительно, рассмотрим диаграмму:



Рис.5. Диаграмма Сойера при значении N сколь угодно большим.

Здесь N может быть как угодно большим. Такая модель соответствует прямым и обратным переходам частиц в резервуары разного типа. Предположим, что нам удалось как-то пометить все частицы, которыми атмосфера обменивалась с резервуаром 2 (пусть это будут частицы 1_2), с резервуаром 3 (частицы 1_3) и т.д. Естественно, что при условии $Q_1 = Q_{12} + Q_{13} + \dots + Q_{1N}$, диаграмма с левой стороны полностью эквивалентна диаграмме с правой стороны. Но для любой (k -й) петли имеем по правилам соответствия систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dQ_{lk}}{dt} &= W_{lk} Q_k - W_{kl} Q_l \\ \frac{dQ_k}{dt} &= W_{kk} Q_k - W_{kl} Q_l \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

Пусть вероятности прямого и обратного процесса связаны соотношением $W_{lk} = p_k W_{kl}$, тогда второе из уравнений можно

переписать в виде:

$$\frac{d(p_k Q_{lk} - Q_k)}{dt} = -W_{klk} (p_k Q_{lk} - Q_k). \quad (26)$$

Решение последнего имеет вид:

$$\ln(p_k Q_{lk} - Q_k) = -W_{klk} t + \ln C_k, \quad (27)$$

где последнее слагаемое есть константа интегрирования.

Таким образом, решение второго кинетического уравнения можно написать в виде

$$Q_k(t) = p_k Q_{lk} - C_k e^{-W_{klk} t}. \quad (28)$$

Постоянная C_k легко находится из начального условия

$$\left[\frac{dQ_k(t)}{dt} \right]_{t=0} = C_k W_{klk} \quad (29)$$

Тогда решение можно переписать в виде:

48

$$Q_k(t) = p_k Q_{lk} - \left[\frac{Q_k(0)}{W_{klk}} \right] \times e^{-W_{klk} t}, \quad (30)$$

где штрих над функцией означает производную по времени. В начальный момент при $t=0$ имеем

$$Q_k(0) = p_k Q_{lk} - \left[\frac{Q_k'(0)}{W_{klk}} \right]. \quad (31)$$

Находя отсюда величину $p_k Q_{lk}$, перепишем решение для k -го источника в следующем окончательном виде

$$\Delta Q_k(t) = Q_k(t) - Q_k(0) = Q_k'(0) W_{klk}^{-1} (1 - e^{-W_{klk} t}). \quad (32)$$

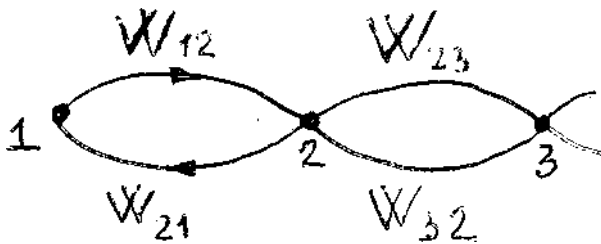
Как видим, величина p_k уже не входит в эту формулу и все коэффициенты выражены через начальные условия. Если величина положительна, то мы имеем дело с резервуаром-стоком, если отрицательна – с резервуаром-источником. Общее количество частиц в резервуаре 1 определяется условием баланса

и может быть представлено в виде

$$Q_k(t) - Q_k(0) = \sum_{k=2}^N Q_k(0) W_{kk}^{-1} (1 - e^{-W_{kk} t}). \quad (33)$$

Если вклады отдельных резервуаров хорошо различимы, то функция $Q_1(t)$ будет иметь характерную ступенчатую форму, что обеспечивает анализ модели.

Рассмотрим теперь другую диаграмму (рис.6):



49 Рис.6. Диаграмма последовательных резервуаров, когда N – бесконечно большое.

Здесь в целом процесс может проходить таким образом, что резервуар 1 либо наполняется за счет источников 2, 3, ..., либо напротив, резервуар 1 расходует свой запас на наполнение других резервуаров. Так как любая другая возможность может быть составлена из названных и всегда 1 и N можно поменять местами, то достаточно рассмотреть лишь последнюю из возможностей. Таким образом, пусть резервуар 1 служит источником частиц, которыми наполняются другие резервуары. В этом случае нам необязательно рассматривать обратный процесс $2 \rightarrow 1$, вместо этого можно просто уменьшить скорость перехода $1 \rightarrow 2$, в

большинстве случаев это никак не скажется на результатах моделирования. Тогда диаграмма последовательной цепи процессов перехода примет вид



Рис. 7. Диаграмма последовательной цепи процессов перехода.

Здесь штрих у вероятности $W_{(i-1), i}^{\wedge}$ означает, что это эффективная вероятность (уменьшенная за счет обратного процесса). Наконец, сделаем еще одно упрощающее предположение. Допустим, что процесс близок к стационарному и емкости резервуаров 2, 3, ... в начальный момент пусты, т.е. $W_{12}^{\wedge} = W_{23}^{\wedge} = \dots = W$ и $Q_2(0) = Q_3(0) = \dots = Q_0(0) = 0$. Тогда диаграмма станет

50

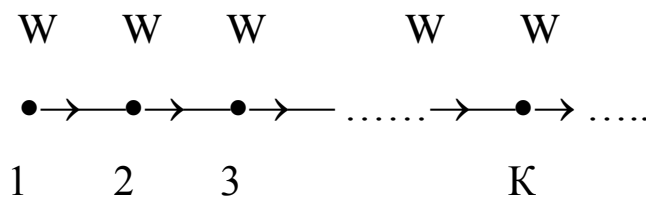


Рис.8. Диаграмма, когда емкости резервуаров пусты.

Кинетическое уравнение для резервуара (к) может быть записано в виде

$$\frac{dQ_k}{dt} = WQ_{k-1} - WQ_k. \quad (34)$$

Легко показать, что решением этого уравнения является формула

$$Q_k(t) = Q(0) \left[\frac{(Wt)^k}{k!} \right] \times e^{-Wt}, \quad (35)$$

где Q_0 – константа. В самом деле, дифференцируя последнее равенство, находим

$$\frac{dQ_k}{dt} = W \left[k(Wt)^{k-1} / k! \right] \times Q(0) e^{-Wt} - Q(0) \left[(Wt)^k / k! \right] \times W^{-Wt}, \quad (36)$$

или иначе

$$\frac{dQ_k}{dt} = W(Q_{k-1} - Q_k), \quad (37)$$

что тождественно исходному кинетическому уравнению. Такой процесс впервые исследован Пуассоном и функции $Q_k(t)$ носят название «распределение Пуассона».

Наполнение (к-го) резервуара растет от нулевого значения почти по степенному закону $\sim t^k$, достигает максимального значения при $t_{\max} = k / W$ и далее идет (почти) экспоненциальный спад. (Этот процесс выражает собой, например, модель роста капель тумана за счет молекул воды в насыщенном парами воздухе).

51

Очевидно, что в общем случае произвольного (необязательно стационарного) процесса формула для $Q_k(t)$ может быть представлена в виде ряда

$$Q_k(t) = \sum_m A_m e^{-W_m t}, \quad (38)$$

где A_m – коэффициенты, однозначно определяемые начальными условиями.

Любая сложная диаграмма может быть разложена на совокупность параллельных и последовательных диаграмм. В самом деле, в любом из узлов сложной диаграммы можно применить приведенный выше процесс расщепления диаграмм,

если только выполняется принцип суперпозиции для входящих в резервуар компонентов. Расцепленные цепочки параллельных диаграмм уже самостоятельно рассматриваются как стационарный или нестационарный процесс.

Для практического применения к моделированию сложных систем основное кинетическое уравнение требует упрощений. В большинстве случаев (n) может иметь большое число значений с непрерывным или квазинепрерывным распределением по одному или нескольким параметрам, совокупность которых обозначим S . Тогда систему можно описать функцией $f(t, S)$, которая выражает вероятность того, что состояние с данным значением (S) в момент времени (t) имеет место (связь f и Q видна из соотношения $N(t) = \int f dS$ и $Q = N(t) V_s$, где V_s – объем пространства S). Для такой функции основное кинетическое уравнение переписывается в интегральной форме

$$\frac{df}{dt} = \int_{\Delta S} [W(S + \Delta S, \Delta S)f(t, S + \Delta S) - W(S, \Delta S)f(t, S)] d\Delta S, \quad (39)$$

где $W(S, \Delta S)$ – вероятность изменения параметра S в элементарном акте на величину ΔS . Поскольку

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + v_s \times \frac{\partial f}{\partial S}, \quad (40)$$

где $v_s \equiv dS / dt$ – скорость дрейфа частиц по координате S , то уравнение в такой форме учитывает как элементарные акты взаимодействий, так и дрейф частиц. Разделим ΔS на две совокупности. Для одной $\Delta S \approx S$. Введем также параметры:

$$\tau_r = \left[\int_{\Delta S < S} W(S, \Delta S) d\Delta S \right]^{-1} \quad (41)$$

– время релаксации, и $\tau_s = \left[\int_{\Delta S \approx S} W(S, \Delta S) d\Delta S \right]^{-1} \quad (42)$

- время жизни частицы. Введем функции:

$$G(t, S) = \int_{\Delta S \approx S} W(S + \Delta S, \Delta S) f(t, S + \Delta S) d\Delta S, \quad (43)$$

$$T(t, S) = \int_{\Delta S \approx S} f(t, S) W(S, \Delta S) d\Delta S = f(t, S) / \tau_s, \quad (44)$$

которые определяют мощности генерации и стока частиц соответственно. В случае $\Delta S \ll S$ первое слагаемое под интегралом в кинетическом уравнении можно разложить в ряд Тейлора:

$$W(S + \Delta S, \Delta S) f(t, S + \Delta S) = W(S, \Delta S) f(t, S) + \Delta S (\partial / \partial S) [W(S, \Delta S) f(t, S)] + (1/2) (\Delta S)^2 (\partial^2 / \partial S^2) \times [W(S, \Delta S) f(t, S)] + \dots \quad (45)$$

53 Тогда кинетическое уравнение можно переписать так

$$\frac{df}{dS} = G - T + \text{div} J_s = G - T + (\partial / \partial S) [A f + (\partial / \partial S) (B f)], \quad (46)$$

где $A = \int_{\Delta S < S} \Delta S W d\Delta S$, $B = 1/2 \int_{\Delta S < S} (\Delta S)^2 W d\Delta S$, $J_s = A f + \partial / \partial S (B f)$. Наконец, вводя

вместо A и B их усредненные по S значения $A = \Delta \bar{S} / \tau_r = \nu_s$ и

$B = 1/2 (\Delta \bar{S})^2 / \tau_r = D_s$, получим

$$\frac{\partial f}{\partial t} = D_s [(\partial^2 f / \partial S^2)] - \nu_s (\partial f / \partial S) + G - T. \quad (47)$$

Это уравнение носит название диффузионно-дрейфового уравнения. Как и основное кинетическое уравнение, оно выражает собой условие баланса частиц и учитывает баланс между диффузией, конвективным переносом, а также другими источниками и стоками частиц. Если движения носят хаотический

характер (турбулентность), то от конвективного члена можно избавиться, производя крупномасштабное усреднение и перераспределяя коэффициенты диффузии D_s .

Если система достаточно близка к равновесному состоянию и известно выражение (f_0) для него, то вместо диффузионно-дрейфового приближения можно воспользоваться приближением времени релаксации, тогда кинетическое уравнение принимает вид

$$\partial/\partial t + v_s(\partial/\partial S)(f - f_0) = -(f - f_0)/\tau_r. \quad (48)$$

и его решение уже имеет простой вид.

Применение к кинетическим уравнениям метода функций Грина позволяет также построить специфическую диаграммную технику в теории возмущений и находить последовательно приближенные решения [12].

54

2.4. Рассмотрим некоторые примеры. Важнейшими добавочными компонентами, определяющими многие свойства атмосферы, являются 1) H_2O , 2) CO_2 , 3) O_3 , 4) аэрозоли. Их роль в создании парникового эффекта видна из табл. 2.

Таблица 2.

Молекулы	H_2O	CO_2	O_3	SO_2	CH_4	N_2O
Соврем. конц.	75%	830 млн ⁻¹	3,43 млн	$2,10^{-4}$ млн ⁻¹	1,6 млн ⁻¹	0,28 млн ⁻¹
T^0C от *2	0,65	0,53*	-0,34**	0,02	0,20	0,44

*1,25 **0,75 [4, с.61]

Детальный расчет аэрозольных эффектов требует учета полей концентрации и параметров эволюционных уравнений, решения уравнений конвективной диффузии с учетом источников и стоков. Например, такие источники, как генерация частиц морской соли или пыли в пустынях, зависят от силы ветра. Аэрозоли испытывают гравитационное оседание или вымываются осадками. Влияние аэрозоля на суммарное альbedo (А) (поверхность + атмосфера) зависит от альbedo земной поверхности и облаков A_s . Как показал Д.Лютер, при $A_s < 0,35$ слой 0-23 км выхолаживается, а при $A_s > 0.35$ – прогревается. Количественное описание эффекта аэрозоля еще недостаточно. После извержения вулкана и увеличения аэрозоля в 50 раз норма содержания в атмосфере восстанавливается только через 5 лет.

55

Количество водяного пара в воздухе зависит от температуры, давления, над какой поверхностью (суша или море) находится воздух. Зимой на уровне 1 км наименьшее значение удельной влажности отмечено у полюсов ≤ 1 г/кг. Летом удельная влажность возрастает до 4 г/кг, а в низких широтах – до 17-18 г/кг. С высотой влажность падает. Так, зимой на высоте 3 км в низких широтах – 5-7 г/кг, а на высоте 5 км – 3-4 г/кг. Согласно [7] облачность является самым главным фактором, формирующим суммарное альbedo Земли. Согласно спутниковым измерениям альbedo разных типов поверхности (в %) имеют значения: океан – 9-45, Сахара – 27 -33, все пустыни – 24-29, саванна – 17-20, перистые облака – 52-74, облака среднего яруса – 34-67, облака нижнего

яруса – 20-60.

В последние годы особенно тщательно изучается влияние CO_2 на климат Земли. Рассматриваются как линейные модели типа модели Дж.Сойера (1972), так и нелинейные, например, модель Р.Ревелла и У.Манка (1977). Для палеоклиматических исследований, на наш взгляд, следует пока применять лишь самые простые из современных моделей, как отражающие только главные и осредненные эффекты. При этом следует вводить в модель те элементы, которые определяют специфику палеоклиматической системы. А именно, в модель Сойера
(биосфера)

56

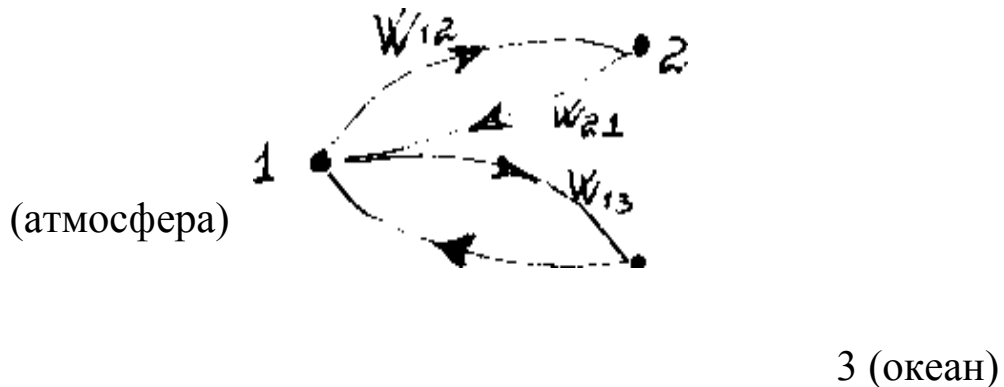


Рис. 9. Модель Сойера с тремя резервуарами.

необходимо добавить взаимодействие с таким резервуаром, как земная кора:

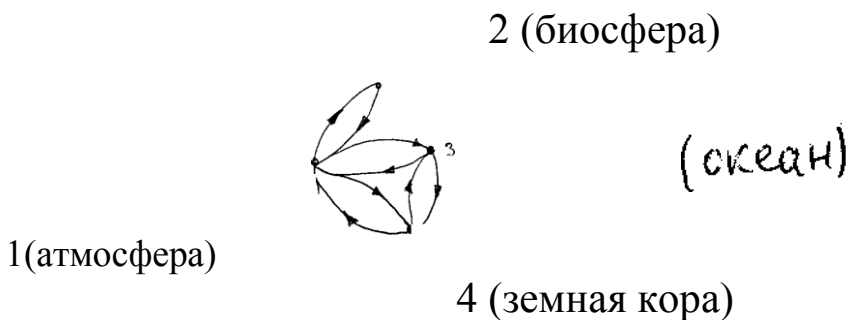


Рис.10. Модель вариаций CO_2 атмосферы в ходе

геологической истории.

Дело в том, что если емкость атмосферы принять за 1, то емкости биосферы и океана будут 3 и 50 единиц соответственно, тогда как емкость четвертого резервуара составит 10^5 единиц, т.е. на несколько порядков больше названных. В ходе геологической истории последний резервуар играл не пассивную роль и его следует учитывать в модели. Известна попытка реконструировать концентрации CO_2 на протяжении фанерозоя [20, стр.153]. Можно убедиться, что на большей части времени эти изменения можно представить аналитически формулой

$$J(t) = \sum_k A_k \exp\left\{-\left((t-t_k)/\Delta_k\right)^2\right\}, \quad (49)$$

где J – концентрация CO_2 в %, t – время в млн. лет, а параметры A_k , t_k , Δ_k сведены в табл. 3.

57

Таблица 3.

№ п/п	A_k	t_k	Δ_k
1	0,44	340	40,8
2	0,4	275	20,4
3	0,25	180	36
4	0,3	96	24

Близкое совпадение значений параметра t_k этой формулы с основными резонансными периодами в Солнечной системе, согласно [1, стр.153] указывает на возможную связь этих явлений и возможность построения теоретической модели изменения CO_2 в ходе геологического времени.

Используя последнюю диаграмму и правила соответствия, напишем систему кинетических уравнений модели в виде:

$$\left. \begin{aligned} dQ_1 / dt &= W_{21}Q_2 + W_{31}Q_3 + W_{41}Q_4 - (W_{12} + W_{13} + W_{14})Q_1 \\ dQ_2 / dt &= W_{12}Q_1 - W_{21}Q_2 \\ dQ_3 / dt &= W_{13}Q_1 + W_{43}Q_4 - (W_{31} + W_{34})Q_3 \\ dQ_4 / dt &= W_{14}Q_1 + W_{34}Q_3 - (W_{41} + W_{43})Q_4 \end{aligned} \right\} \quad (50)$$

Связи между 3 и 4 узлами не позволяют эффективно распараллелить эту систему и получить простые аналитические решения. Остается только путь численного моделирования.

Состав некоторых источников (и стоков) можно охарактеризовать в подробностях. Содержание углерода в водах Мирового океана: 1) неорганические – 38 Тт, 2) растворенная органика – 1,8; 3) детрит – $2,7 \cdot 10^{-2}$; 4) живые организмы – $1,4 \cdot 10^{-3}$. На суше: 1) гумус – 2,9 Тт; 2) раствор в пресных водах – 0,45 Тт; 3) растительность – 0,838; 4) горючие ископаемые – 5,037 Тт; 5) карбонатные породы - $5 \cdot 10^4$ Тт.

Характеристики потоков. Фотосинтез – 77,61 Гт/год; выделение CO_2 промышленностью - + 5 Гт/год; поглощение океаном – 4 Гт/год; выделение CO_2 вулканами - + $4 \cdot 10^{-2}$ Гт/год; средняя за историю Земли скорость накопления карбонатов – 10^{-2} Гт/год. Для палеоклиматического моделирования недостает данных изменений всех параметров в ходе геологической истории.

В палеоклиматической модели для H_2O , по-видимому, можно пренебречь связыванием H_2O биосферой, тогда диаграмма модели будет иметь вид:

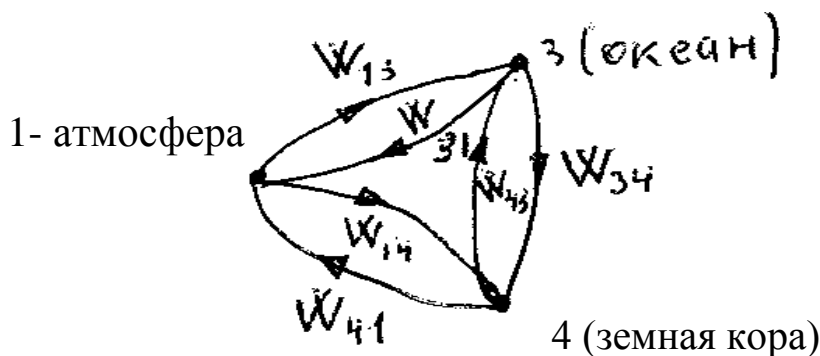


Рис.11. Модель круговорота H_2O .

1 – атмосфера, 3 – океан, 4 – земная кора.

59 Моделирование изменений O_3 в ходе геологической истории имеет важное значение для теории эволюции: скорость генерации новых генотипов \sim концентрации жесткой компоненты радиации, а последняя обратно пропорциональна концентрации озона в атмосфере. Озон образуется в результате фотохимических реакций $h\nu + O_2 \rightarrow O + O$ и $O_2 + O \rightarrow O_3 + h\nu'$. Общее количество озона в атмосфере принято оценивать толщиной слоя, который получится, если собрать весь озон и привести его к нормальным условиям ($0^\circ C$, 760 мм ртутного столба). Оказывается, что средняя толщина такого слоя будет 3 мм. Озон полностью поглощает лучи с длиной волны короче 2900 ангстрем (\AA), при отсутствии которого была бы невозможна органическая жизнь на Земле.

Концентрацию озона по данным ракетного зондирования можно представить формулой:

$$J_{O_3} = 0,17 \exp\left\{-\left[\frac{h-25}{7,2}\right]^2\right\} \quad (\text{мм/км}), \quad (51)$$

где h – высота в км. Параметры этой зависимости могут меняться в зависимости от сезона, но эти изменения малы. Понять эту зависимость можно следующим образом. Для реакции

фоторасщепления кислорода необходимо, чтобы концентрация последнего была достаточной – это поясняет и положение границы озонового слоя, и быстрый рост его концентрации вначале. Затем вступает в действие тот фактор, что уже созданный слой озона начинает эффективно поглощать коротковолновую радиацию и начинается спад интенсивности генерации атомарного кислорода в ниже лежащих слоях – последующий быстрый спад кривой $J_{O_3}(t)$.

Установлено, что существует связь между изменением количества озона и солнечной активностью. А именно, с ростом индекса Вольфа (числа солнечных пятен W) количество озона в атмосфере Земли уменьшается. Кроме того, показано, что количество озона над циклонами больше, а над антициклонами – меньше. Зависимость J_{O_3} от W можно объяснить тем, что озон разрушается либо жесткими квантами, либо заряженными частицами. «Озоновая дыра» над Антарктидой, по-видимому, свидетельствует в пользу второй возможности.

60

Диаграмма процессов генерации и разрушения озона может быть представлена в виде

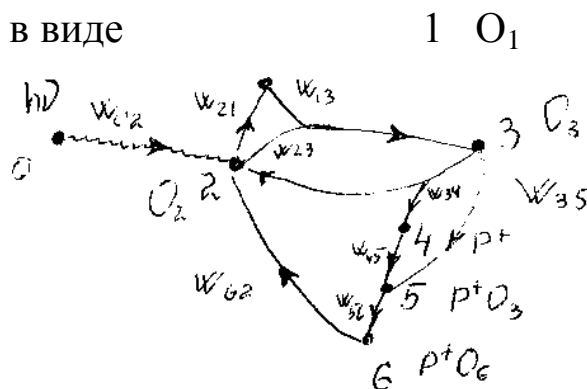


Рис. 12. Модель генерации озона.

По правилам соответствия получаем систему кинетических уравнений:

$$\left. \begin{aligned}
 dQ_2 / dt &= -W_{21} Q_2 Q_{hv} - W_{23} Q_1 Q_2 + W_{62} Q_6 \\
 dQ_1 / dt &= + W_{21} Q_2 Q_{hv} - W_{13} Q_1 Q_2 \\
 dQ_3 / dt &= + (W_{13} + W_{23}) Q_1 Q_2 - W_{34} Q_3 - W_{35} Q_3 \\
 dQ_4 / dt &= + W_{34} Q_3 Q_{pt} - W_{45} Q_4 Q_5 \\
 dQ_5 / dt &= + W_{45} Q_4 Q_3 - W_{52} Q_5
 \end{aligned} \right\} (52)$$

Вероятности W_{ik} следует выразить через дифференциальные эффективные сечения и учесть влияние температуры на столкновения. Количество протонов p^+ будем считать пропорциональным индексу Вольфа солнечной активности W . Теоретическая реконструкция вариаций W в ходе геологического времени будет дана ниже.

§ 3. Модели радиационного баланса.

3.1. Инсоляция.

3.2. Тепловой баланс.

3.3. Климатические зоны.

3.4. Вариации солнечной активности в геологическом прошлом.

3.1. **Инсоляция** – это поток солнечной радиации, падающий на Землю. Он зависит от так называемой солнечной постоянной I_0 , определяемой соотношением:

$$I_0 = S_{\odot} / 4\pi r_0^2, \quad (53)$$

где S_{\odot} – мощность излучения (светимость) Солнца ($S_{\odot} \approx 4 \cdot 10^{26}$ МВт); r_0 – расстояние от Земли до Солнца ($r_0 \approx 150$ млн. км = 1 а.е.); $I_0 = 1356$ Вт/м². «Мгновенная инсоляция» на единичную горизонтальную площадку внешней границы атмосферы в данной точке Земли в фиксированный момент времени равна:

$$I = I_0(r_0/r)\cos\zeta, \quad (54)$$

где (r) – расстояние от Солнца в данный момент; ζ - зенитный угол Солнца в данной точке в данный момент. Интегрированием по всей геосфере и по времени за год находят годовые значения инсоляции W_0 . В таблице 4 приведены значения W_0 в зависимости от широты φ^0 [4, с.18]:

Таблица 4.

φ^0	W_0 (МДж/м ²)	φ^0	W_0 (МДж/м ²)
0	1089	50	746
10	1077	60	620
20	1031	70	515
30	960	80	469
40	863	90	452

62

Инсоляция является фундаментальным фактором, определяющим климат. Палеоклиматы Земли определялись инсоляцией, существовавшей в то время.

На рис.13 для сопоставления с другими характеристиками звездочками (*) нанесены значения величин $[(W_0/100)*4]$. Обращает на себя внимание характер зависимости этой величины от широты φ^0 – максимальная скорость изменения при $\varphi^0 = 45^0$ и выполаживание в области низких и высоких широт.

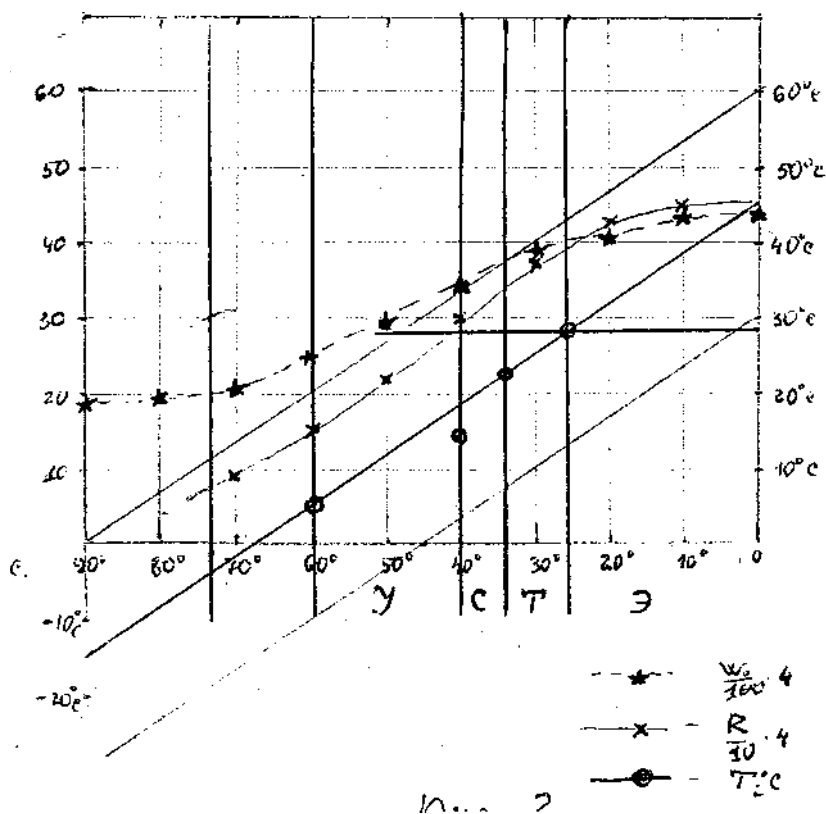


Рис.13. Зависимости величины $[(W/100)*4]$ от широты.

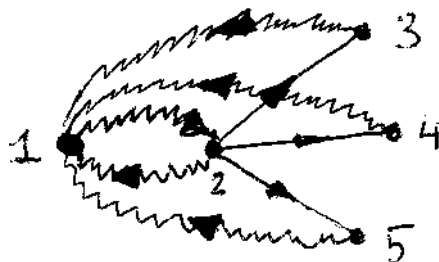
63

Если исходить из этой зависимости, то можно предполагать, что климат полярных областей Земли мог быть значительно мягче, не очень отличаясь от климата 60 и 70-х широт. То, что сейчас это не так, должно иметь свои причины, пока не объясненные научными исследованиями.

3.2. Тепловой баланс. По нашему мнению, причина заключается в характере теплового баланса Земли. Рассмотрим некоторые модели теплового баланса. Как правило, в исследованиях по физической климатологии (Будыко М.И. [20], стр.122-159) уравнения теплового баланса составляют как частные формулировки закона сохранения энергии. Такой подход к моделированию ориентирован на изучение современной

климатической системы. В моделировании палеоклиматов следует использовать достижения современной климатологии. При этом, все-таки следует сделать упор на кинетику, так как в этом - суть палеоклиматических исследований, поэтому балансовые модели должны иметь кинетическую формулировку. Приведенная выше диаграммная техника составления и анализа кинетических уравнений представляет удобный инструмент изучения и балансовых моделей палеоклиматов.

Простейшая балансовая модель может быть представлена в виде диаграммы (рис.14):



64

Рис.14. Балансовая палеоклиматическая модель М.И.Будыко [20, с.123].

Здесь волнистыми линиями изображены радиационные потоки, а сплошными – потоки тепла, представленные иными материальными носителями. Резервуар 1 означает космический источник (и сток) тепловой энергии в формах проходящей коротковолновой и уходящей длинноволновой радиации. Резервуар 2 представляет земную поверхность. Резервуар 3 означает атмосферу. Резервуар 4 – водяные пары в атмосфере. Резервуар 5 – воды океана. По правилам соответствия не представляет трудности написать соответствующую систему кинетических уравнений:

$$\left. \begin{aligned} dQ_1 / dt &= W_{21}Q_2 + W_{31}Q_3 + W_{41}Q_4 + W_{51}Q_5 - W_{12}Q_1 \\ dQ_2 / dt &= W_{12}Q_1 - (W_{21} + W_{23} + W_{24} + W_{25})Q_2 \\ dQ_3 / dt &= W_{23}Q_2 - W_{31}Q_3 \\ dQ_4 / dt &= W_{24}Q_2 - W_{41}Q_4 \\ dQ_5 / dt &= W_{25}Q_2 - W_{51}Q_5 \end{aligned} \right\} \quad (55)$$

В стационарном случае $(dQ_i/dt) = 0$ ($i = 1, \dots, 5$) и модель переходит в обычную форму закона сохранения энергии.

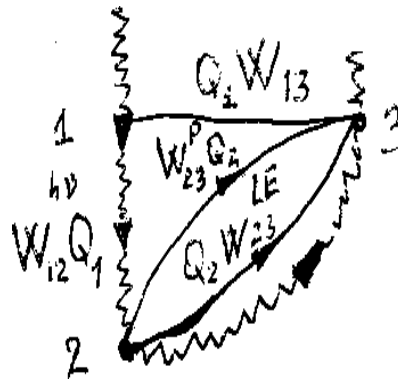
Некоторые характеристики теплового баланса поверхности Земли (табл.5, $\text{ккал.см}^{-2}.\text{год}^{-1}$):

Таблица 5.

Широта	$W_{12} Q_1$	$W_{23} Q_2$	$W_{24} Q_2$	F_0
70-60 ⁰ С	22	11	20	- 9
60-50 ⁰ С	37	13	33	- 9
50-40 ⁰ С	54	18	45	- 9
40-30 ⁰ С	76	23	65	- 12
30-20 ⁰ С	94	21	75	- 2
20-10 ⁰ С	109	16	95	- 2
10-0 ⁰ С	114	10	93	11
-----	-----	-----	-----	-----
0-10 ⁰ Ю	116	9	90	17
10-20 ⁰ Ю	112	14	98	0
20-30 ⁰ Ю	100	18	88	-6
30-40 ⁰ Ю	88	14	76	-2
40-50 ⁰ Ю	71	7	50	14
40-50 ⁰ Ю	46	9	35	2
В целом	79	13	66	0

Здесь F_0 – потоки тепла через широтные границы, найденные

из условий баланса; Для Земли в целом $F_0 = 0$. В простейшей балансовой модели, с одной стороны, учитывается нагрев глубинных слоев (поток $W_{25} Q_2$), хотя в первом приближении этим можно пренебречь, а с другой стороны, не учтено поглощение (и отражение) падающей радиации в самой атмосфере. Таким образом, неучтенными оказываются влияние облачности и парниковый эффект. С учетом последних мы можем изменить диаграмму радиационного баланса так:



66

Рис.15. Диаграммная модель баланса [20, стр.132].

Здесь 1 – атмосфера или резервуар, поглощающий часть инсоляции; 2 – поверхность как резервуар приходящей радиации и источник тепла в виде конвекции (P), паров воды (LE) и длинноволнового излучения (W_{22}^{hv}); 3 – атмосфера как источник уходящей длинноволновой радиации (W_{30}^{hv}). Если солнечная постоянная равна $1,95 \text{ ккал.см}^{-2}.\text{мин}^{-1}$ и альbedo Земли 0,30, то внешний поток $Q_0 W_{01}^{hv} = 179 \text{ ккал.см}^{-2}.\text{год}^{-1}$; поток, доходящий до поверхности $W_{12} Q_1 = 118 \text{ ккал.см}^{-2}.\text{год}^{-1}$; поток $Q_1 W_{13} = 61 \text{ ккал.см}^{-2}.\text{год}^{-1}$; поток, уходящий от Земли длинноволновой радиации $Q_3 W_{30}^{hv} = Q_0 W_{01}^{hv}$ складывается из четырех компонентов

энергии: излучения за счет тепла поверхности Земли $Q_2 W_{23}^{hv} = 39$ ккал.см⁻².год⁻¹; теплового излучения водяных паров $Q_2 W_{23}^{LE} = 66$ ккал.см⁻².год⁻¹; теплового излучения самой атмосферы $Q_2 W_{23}^P = 13$ ккал.см⁻².год⁻¹; теплового излучения атмосферы за счет ее радиационного нагрева $Q_2 W_{13} = 61$ ккал.см⁻².год⁻¹ (данные взяты из таблицы 5).

Средняя температура T_{cp} поверхности Земли при прозрачной атмосфере определяется простой формулой:

$$T = \sqrt{\frac{(1-\alpha)I_0}{4\sigma}}, \quad (56)$$

I_0 – солнечная постоянная, α - альбедо, σ - постоянная Стефана-Больцмана. Из этой формулы при $\alpha = 0,80$ $T_{cp} = 186^0\text{K}$ (-87^0C). Между тем, средняя температура Земли по эмпирическим данным равна 15^0C . Различия объясняются тем, что формирование потока уходящей радиации происходит не у поверхности Земли, а значительно выше.

Для того, чтобы оценить влияние притока солнечной радиации и альбедо на среднюю температуру у земной поверхности в реальных условиях, М.И.Будыко предложена формула, основанная на анализе эмпирических данных:

$$I_s = a + bT - (a_1 + b_1T)n, \quad (57)$$

где I_s – уходящее излучение в ккал.см⁻².мес⁻¹, T – температура в ^0C , n – облачность в долях единицы, $a = 14$, $b = 0,14$; $a_1 = 3,0$, $b_1 = 0,1$.

Условие баланса усваиваемой солнечной радиации и уходящего излучения:

$$Q_s(1-\alpha) = I_s. \quad (58)$$

Из этих двух формул следует:

$$T = [1/(b-b_1n)][Q_s(1-\alpha) - a - a_1n]. \quad (59)$$

Если учесть уравнение энергетического баланса и зависимости альбедо (α) от облачности (n), то можно рассчитать средние годовые температуры на разных широтах. Эти расчеты дают результаты, хорошо согласующиеся с данными наблюдений [20, с.140].

В отличие от закона Стефана-Больцмана, формула М.И.Будыко дает линейную зависимость I_s от температуры T . Это объясняется тем, что при увеличении температуры в воздухе возрастает как содержание водяных паров, так и поток встречного излучения атмосферы, который частично компенсирует излучение земной поверхности. Чтобы отразить это обстоятельство на диаграмме баланса (см. рисунок выше), должна быть добавлена еще одна волнистая линия между резервуарами 3 и 2 с величиной потока $Q_3 W_{32}^{hv}$.

Отметим, что в палеоклиматических моделях использование модели, подобной приведенной выше, вполне возможно, так как она отражает существенные связи в климатической системе, однако большинство численных величин параметров должны быть изменены, так как они зависят от ряда факторов: инсоляции; формы земной поверхности; облачности, которая в свою очередь зависит от циркуляции атмосферы и океана; содержания углекислого газа и аэрозолей.

На рисунке 13 для сопоставления с другими элементами климатической системы значками (*) представлены значения величин $W_{12} Q_1$ (4/100). Как можно видеть из рисунка, тепловой баланс поверхности хорошо коррелирует с инсоляцией только в области низких широт $\leq 40^0$ и степень корреляции увеличивается при $\varphi \rightarrow 0$ и, напротив, все более падает при $\varphi \rightarrow 70^0$. Обращает на себя внимание, что во всем интервале от $10-70^0$ величина $W_{12} Q_1$ (4/100) аппроксимируется прямой линией с угловым коэффициентом 2/3.

69 3.3. **Климатические зоны.** На рис.13 нанесены вертикальными линиями границы современных климатических зон: Э – экваториальной, Т – тропической, С – субтропической, У – умеренной по Кайгородову [10]. Кружками обозначены на графике средние годовые температуры на границах климатических зон согласно данным, приведенных в работе [5]. Температурная характеристика климатической зональности является самой важной и определяющей. Считается, что для экваториального климата характерны средние годовые температуры $\sim 28^0\text{C}$, для тропического – $22-28^0\text{C}$, субтропического – $15-22^0\text{C}$, умеренного – $5-15^0\text{C}$ и нивального – $\leq 5^0\text{C}$.

Температуры на границах климатических зон хорошо удовлетворяют следующему уравнению:

$$T_{cp} = [45 - (2/3)\Theta] + k [^0\text{C}] \quad (60)$$

где Θ - широта в 0 с.ш.; $k = 0$ (для современного климата).

Отсюда следует, что для Земли в целом $T_{cp} = 45 - (2/3)\Theta_{cp} = 45 -$

(2/3) $45 = 15^{\circ}\text{C}$. Эмпирический факт, что экваториальной зоны всегда $T_{\text{cp}} \approx 28^{\circ}\text{C}$, можно объяснить тем, что при температурах порядка 28°C возникают условия сильного насыщения парами воды, что ведет к увеличению облачности и, таким образом, система как бы поддерживает себя в стабильном состоянии. Избыток приходящего тепла распределяется не вблизи поверхности, а в атмосфере.

Будем считать, что указанные свойства характерны не только для современной климатической системы, но являются общими свойствами, остающимися справедливыми для прошлых климатических эпох. Палеотермические измерения подтверждают, что экваториальные зоны прошлого имели температуры $\sim 28^{\circ}\text{C}$, но они могли расширяться или сужаться в зависимости от вариаций климата.

70

Параллельность зависимостей $T_{\text{cp}}(\Theta)$ и $W_{12} Q_1 (4/100) (\Theta)$ убедительно свидетельствуют о том, что тепловой баланс поверхности является важнейшим климатическим фактором, и эта зависимость должна была выполняться как в прошлом, так и в настоящем времени. Проще говоря, это значит, что перенос тепла в атмосфере не является определяющим фактором климата, а последний определялся всецело приходящей и удерживаемой радиацией.

График $T_{\text{cp}}(\Theta)$ представлен прямой линией, проходящей через кружки (см.рис.13). Две параллельные линии, проходящие через $\Theta = 90^{\circ}$ и $\Theta = 50^{\circ}$, дают представление о возможных

границах изменений палеоклиматических характеристик температурной зависимости от широты при потеплениях ($k > 0$) и похолоданиях ($k < 0$). Величина (k) прямо пропорциональна величине приходящей к Земле солнечной радиации.

С учетом температурных характеристик климатических зон, формула (60) позволяет рассчитать климатическую зональность любой геологической эпохи, если известна величина вариаций какой-либо одной из границ. В [1,2,3] представлены модельные расчеты вариаций границы субтропической и умеренной зон для фанерозоя. Величина (k) может быть вычислена для любого геологического времени (t) согласно формуле $k = (\Theta - 40)/1,5$, где Θ - широта северной границы субтропической зоны в соответствующую эпоху. Приведем средние значения (k_{cp}) для ряда периодов (табл.6):

71

Таблица 6.

№ п/п	Геологические периоды	Величина k_{cp} (градусы широты)
1	Палеоген	3,72 ⁰
2	Мел	11,64 ⁰
3	Юра	6,41 ⁰
4	Триас	10,15 ⁰
5	Пермь	- 2 ⁰ ,54 ⁰
6	Карбон	- 1,26 ⁰
7	Девон	12,47 ⁰
8	Силур	22,76 ⁰
9	Ордовик	25,40 ⁰
10	Кембрий	9,79 ⁰

Соответствующие смещения средних границ климатических зон $\Delta\Theta_{\text{cp}}$ составляли (табл.7):

Таблица 7.

№ п/п	Геологические периоды	Величина смещения средних границ климатических зон $\Delta\Theta_{\text{cp}}$ (градусы северной широты)
1	Палеоген	+5,58 ⁰
2	Мел	+17,46 ⁰
3	Юра	+9,62 ⁰
4	Триас	+15,23 ⁰
5	Пермь	-3,81 ⁰
6	Карбон	-1,89 ⁰
7	Девон	+18,71 ⁰
8	Силур	+34,14 ⁰
9	Ордовик	+38,10 ⁰
10	Кембрий	+14,68 ⁰

72

3.4. Вариации солнечной активности в геологическом прошлом. Выше мы писали, что согласно физическим процессам генерации Солнцем магнитных полей можно понять с точки зрения принципа Ле Шателье. Этот же принцип позволяет понять и реакцию земной климатической системы на вариации W .

Появление солнечного пятна на поверхности Солнца означает ее эффективное охлаждение, так как эффективная температура пятна (в области тени) на 2000°C ниже общей эффективной температуры поверхности. Земная климатическая система реагирует на это так, как будто стремится противодействовать этому внешнему фактору – она усиливает процессы циркуляции и конденсации водяных паров, что создает эффект компенсации. Такую реакцию климата на изменение W можно было принять за основную связь с вариациями W , но, очевидно, что это не так. Об этом говорит хотя бы тот факт, что исследования показывают неоднозначную реакцию различных регионов на dW/dt . Т.е. нельзя принимать побочную реакцию за основную. Кроме того, по-видимому, и сама солнечная поверхность реагирует на выход охлажденных магнитным полем масс тоже с учетом принципа Ле Шателье – там происходит частичная активизация процессов, направленных против действия этого внешнего фактора.

73

Рассчитать изменения температуры поверхности, связанные с $W(t)$, не представляет особого труда, так как между площадью поверхности, занимаемой пятнами S и W , имеет место связь [9, стр.10]:

$$S = 16,7W10^{-6} S_{\odot} , \quad (62)$$

где S_{\odot} - полная поверхность Солнца. В современную эпоху максимальные W могут достигать значения величины ~ 200 . При этом доля поверхности с эффективно пониженной температурой составит $S / S_{\odot} = 16,7 * 200 * 10^{-6} \approx 4 * 10^{-3}$. По закону Стефана-

Больцмана изменения эффективной светимости зависит от температуры:

$$(I^*/I_0) = (T^*/T_0) = (4000^0/6000^0)^4 \cong 1/5. \quad (63)$$

Т.е. светимость поверхности, занятой пятном, в 5 раз ниже. С учетом доли поверхности, покрытой пятнами в максимуме W , находим, что в современную эпоху максимальное изменение светимости Солнца за счет W составит около $4 \cdot 10^{-3} \cdot 5 = 0,02$, т.е. порядка 2%. Известно, что изменения солнечной постоянной на 1% могут вызвать изменения температуры на Земле $\sim 1,5^0$ [6, стр.95]. Однако, средние (за годы) величины W никогда не бывают так велики в современный период. Так, за период 1750-1950 гг. $W_{\text{ср}} = 47,145$.

74 Вариации светимости Солнца за счет солнечной активности в современную эпоху составляют не более 0,1-0,2%.

Если принять, что изменения величины (k) в формуле (60) в ходе геологического времени целиком и полностью объясняются вариациями $W(t)$, то можно восстановить ход $W(t)$ для всего фанерозоя. Отправляясь от средних величин $(k_{\text{ср}})$ и проводя расчеты в обратном порядке, мы получим следующие средние значения $W_{\text{ср}}$ для геологических периодов (табл.8):

Таблица 8.

№ п/п	Геологические периоды	Величина средних значений $W_{\text{ср}}$ для геологических периодов
-------	-----------------------	--

		фанерозоя
1	Современная эпоха	47, 145
2	Палеоген	48, 314
3	Мел	50, 802
4	Юра	49, 153
5	Триас	50, 336
6	Пермь	46, 348
7	Карбон	46, 749
8	Девон	51, 063
9	Силур	54, 287
10	Ордовик	55, 113
11	Кембрий	50, 224

75

В расчете принято, что $W/W_0 = I / I_0$ и что изменение светимости Солнца на 1% ведет к изменению температуры Земли на $1,5^{\circ}\text{C}$ [20, стр.141]; [6, стр.95].

§ 4. Сравнение некоторых моделей с геологическими данными.

1. Докембрий. 2. Рифей. 3. Венд. 4. Пермь-карбон. 5. Кайнозой.

Долгое время оледенения считались особенностью лишь четвертичного периода и связывались с прогрессивным остыванием Земли. Однако затем были обнаружены следы оледенений в геологических разрезах слоев, относящихся к раннему протерозою, позднему рифею и венду, позднему

ордовику-раннему силуру, позднему девону, карбону, перми, позднему олигоцену, миоцену и плиоцену. Изучение специфических геологических пород в ископаемых моренах, их пространственного и временного расположения дает много информации о климатах прошлого. Будучи самым ярким и сравнительно легко диагностируемыми событиями, оледенения фиксируют экстремальные точки климатических изменений и позволяют воссоздавать каркас хода температурных колебаний [16, с.44].

Теория распределения оледенений во времени отсутствует. Нет даже подходящей математической модели, вскрывающей закономерность их наступления и смены. В настоящее время не выявлено заметной периодичности в наступлении известных оледенений. Так Г.Е.Уильямс утверждает периодичность в 155 млн. лет, а Штайнер и Гримлер предполагают, что периодичность менялась с 400 млн. лет в докембрии до 275 млн. лет в современную эпоху [20, с.30]. В работе [1] предложена модель резонансов в Солнечной системе, как модель временного размещения оледенений в геологической истории. Согласно этой модели, базовые резонансные периоды могут быть рассчитаны из данных астрономических календарей как произведения периодов обращения всех планет,

Основные резонансные периоды в Солнечной системе

(табл.9):

Таблица 9.

N – периоды		S – периоды	
обозначение	время, млн. лет	Обозначение	Время, млн. лет
$T_6(0)$	2260,35	$T_6(0)$	2260,35
$T_6(1)$	1201,69	$T_6(1)$	784,58
$T_6(2)$	638,87	$T_6(2)$	272,33
$T_6(3)$	339,65	$T_6(3)$	94,53
$T_6(4)$	180,57	$T_6(4)$	32,81
$T_6(5)$	96,00	$T_6(5)$	11,39
$T_6(6)$	51,04		
$T_6(7)$	27,13		
$T_6(8)$	14,43		

77

начиная от Земли и далее. Основные резонансные периоды могут быть рассчитаны из базовых путем деления на $T_1(0)$ (N – периоды) и $[T_0(0) + T_1(0)]$ (S – периоды). Предполагается, что вся история оледенений может быть формально описана, если исходить из следующих постулатов: 1) чем больше по величине резонансный период, тем мощнее он проявляет себя в геологических индикаторах; 2) возможны комбинированные резонансы второго порядка типа NN, NS и SS, третьего порядка NNN, NNS, NSS и SSS и т.д., однако с увеличением порядка комбинаций интенсивность их проявления в геологических данных резко падает.

4.1. Докембрий. Наиболее древние отложения – тиллоиды, развитые в виде линз в древних конусах выноса или дельтах, сложенных верхнеархейской системой Витватерсранд (Южная Африка) ~ 2,7 млрд. лет. Не исключено, что они представляют собой переотложенные моренные образования [16]. В гуронской подгруппе Канады ледниковые отложения образуют три горизонта (свиты Рамзай – Лейк, Брюс и нижняя часть свиты Гауганда). Ледниковое происхождение этих горизонтов, особенно верхнего, надежно обосновано. Широкое площадное распространение, присутствие мореногляциальных отложений указывает на покровный характер гуронских оледенений (2240 – 2500 млн.лет).

78

В Южной Африке: свита Макганиене (часть свиты Грикватаун), система Грикваленд – Вест, пачка Риетфонтейн системы Трансвааль. Возраст – около – 2250 млн.лет. Ледниковые отложения состоят из тиллитов, варвитов, Марино-и флюогляциальных отложений. Широкое распространение (200*600 км) и фациальный состав говорят о покровном характере оледенений.

В стратиграфическом интервале от нижнего протерозоя до среднего рифея ледниковых отложений не установлено.

Согласно модели, резонансные периоды с возрастом $[T_6(0) + T_6(k)]$ ($k=8,7,6, \dots$) должны были проявляться в климатологических индикаторах.

Интервал от $T_6(0)$ до $T_6(1)$ не содержит основных резонансов и отсутствие в нем следов оледенений находится в полном

согласии с моделью. Можно, однако, отметить, что согласно теории, в указанном промежутке возможны термы второго порядка, например, $2 T_6^S(1) = 1,56$ млрд.лет и $T_6^N(1) + T_6^S(1) = 1,98$ млрд.лет и в толщах этого возраста еще можно ожидать находки тиллитов, правда, не столь обширных и мощных, как то, что связываются с основными термами.

4.2. Рифейские оледенения. В верхнерифейских отложениях Африки имеются два ледниковых горизонта: Нижний Конголезский (Большой конгломерат Катанги), Нижний Тиллоид Западного Конго) и верхний заирский (Малый конгломерат Катанги, Верхний Тиллоид Западного Конго). Возраст первого – 850-900 млн.лет. В Австралии имеется аналог рифейских ледниковых горизонтов Африки – стертовский горизонт: 750-1076 млн.лет. Этот гляциогоризонт имеет большую мощность и состоит из двух ледниковых подгоризонтов, разделенных неледниковыми отложениями. В Северной Америке ледниковые отложения свит Маунт-Роджерс и Грэнд-Фазер Южных Аппалачей, свиты Гаскиерс восточного Ньюфаундленда согласно подстилаются вулканическими породами с возрастом 800-850 млн.лет. Большинство верхнедокембрийских ледниковых отложений западного края Северной Америки также относятся к верхнему рифею.

Учитывая, что точность датировок радиологическим методом столь древних горизонтов составляет $\pm 10\%$, можно говорить об удовлетворительном согласии с модельными

представлениями.

4.3. Вендские оледенения. Отложения варангианского или лапландского гляциогоризонта установлены от Шпицбергена до Украины, от восточной Гренландии до Урала.

Изотопный возраст горизонта – 650 ± 20 млн.лет, что соответствует времени $T_6^N(2)$. В наиболее полных разрезах обнаруживается внутренняя структура – горизонт состоит из двух ледниковых подгоризонтов.

Отложения, по возрасту и фациям близко к варангианским, обнаружены в Западной Африке – возраст 594-668 млн.лет), в Азии, Средней Азии, Северо-Западном и Южном Китае. В Австралии отложения Марино имеет возраст 671-724 млн.лет. Соответственно: $T_6^N(2) \div T_6^S(1)$. Распространение ледниковых отложений одного возраста по меньшей мере на четырех континентах указывает на события глобальных масштабов.

80

4.4. Пермо-карбоновые оледенения. В позднем силуре, раннем и среднем девоне ледниковые отложения не установлены. Сравнительно недавно были получены сведения о позднедевонских ледниковых отложениях в Северной Бразилии фаменского возраста. Эти отложения связаны с широким развитием тиллитов со штрихованными и гранеными обломками, местами со штрихованными ложами и упавшими камнями. Возрастными аналогами этих отложений, возможно, являются тиллиты свиты Терагх Пигера в Африке и слои свиты Гале Мадстоун гор Пенсакола в Антарктиде, тиллоиды серии Такарады

Ганы и свиты Миллер Диамиктайт группы Вииниеберг ЮАР.

Этими оледенениями открывается серия пермо-карбоновых оледенений, продолжавшаяся с более или менее крупными перерывами в течение карбона и почти всей перми, до казанского века включительно. В наиболее полных разрезах (запад Южной Америки, Восток Австралии) устанавливается неоднократное чередование ледниковых и межледниковых отложений. Малое количество органических остатков и их эндемизм затрудняют корреляцию отдаленных ледниковых разрезов.

81 Главные ледниковые события перми и карбона охватывали обширные территории. Близкие по возрасту отложения установлены на северо-востоке Сибири, в Верхоянско-Колымском регионе. Отмечается несколько уровней ледовоморских отложений. Наиболее древний – средне-карбоновый, а самый молодой – поздне-пермский. Последний достигает мощности 500-700 м и развит на площади 800-1600 км². Все эти данные указывают, что похолодание, приведшее в перми и карбоне к неоднократным оледенениям, имело глобальный характер.

4.5. Кайнозой. С конца поздней перми и до конца палеогена уже не наблюдалось столь значительных ледниковых событий. Триасовые, юрские и меловые тиллоиды Чили, триасовые брекчии у Пучежа на Волге, триасовые или юрские тиллоиды Маусон Антарктиды, меловые отложения Австралии не были признаны геологами как ледниковые. Однако горизонты с рассеянными обломками, отмеченные в юрских, меловых и эоценовых

отложениях Северо-Востока и Востока РСФСР, в нижнемеловых и палеоценовых отложениях Шпицбергена, интерпретируются как следы разноса морскими льдами. Оледенения в Антарктиде первоначально, вероятно, горные начались вслед за общим похолоданием в конце эоцена. Миоценовые ледниковые отложения распространены значительно шире. Максимального развития ледниковые покровы достигли, как известно, в четвертичном периоде.

Глава II. ФАКТОРЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ.

§ 5. Модели вихрей и теория подобия.

5.1. Иерархия вихрей.

5.2. Муссоны.

5.3. Центры действия атмосферы.

5.4. Теория подобия.

5.5. Линейные модели источников и стоков вихрей.

5.1. Общая циркуляция атмосферы – это одна из составных частей климатической системы [4]. Атмосферная циркуляция создается пространственными неоднородностями нагрева атмосферы солнечным теплом. Следует принять во внимание, что теплый воздух расширен и поэтому его массы приподняты. На фиксированной высоте в теплом столбе давление больше, чем в холодном, из-за чего возникает движение воздуха от теплого района к холодному. Так, разность температур между экватором и

полюсами создает потоки воздуха на верхних уровнях по направлению к полюсам и, напротив, на нижних уровнях – к экватору. Так возникает глобальный планетарный вихрь (ячейка Дж.Гадлея).

Английский учёный Джордж Гадлей (D.Hadley) в 1735 году дал объяснение пассатной циркуляции, механизм которой получил название ячейки Гадлея. Это упрощённая модель циркуляции воздуха в тропической зоне, согласно которой избыток тепла вблизи экватора превращается в кинетическую энергию: значительная часть тепла расходуется на испарение и переносится вместе с движущимся воздухом в виде скрытой теплоты, реализуемой при конденсации водяного пара. Над экватором происходит подъём воздуха: на высотах — его отток к субтропикам, а у земной поверхности — возвращение в виде пассатных ветров снова к экватору (рис.16).

83

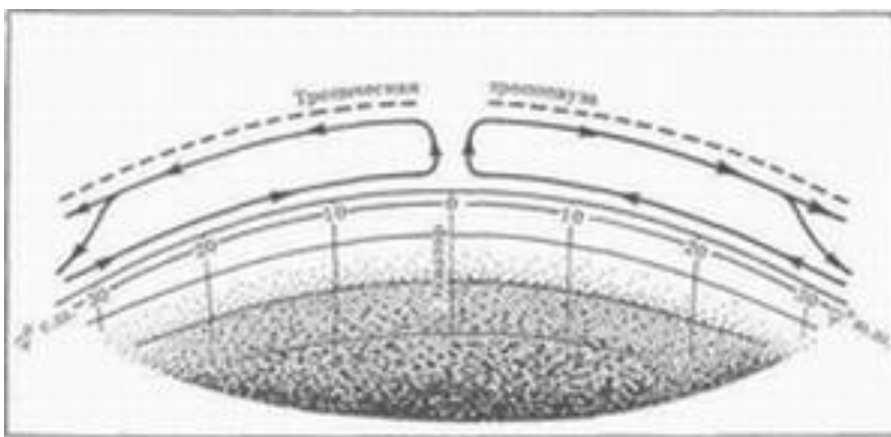


Рис.16. Ячейка Гадлея (D.Hadley, 1753 г.).

Такое представление об общей циркуляции атмосферы сформулировано Г.Хэдли (1735), позднее и независимо И.Кантом

(1756), Дж.Дальтоном (1793), затем оно развивалось и детализировалось введением дополнительных «колес» меридиональной циркуляции Г.Дове (1837), М.Моури (1855), В.Феллером (1856), Дж.Томсоном (1857), Г.Гельмгольцем (1888) и другими. В.Бьеркнес (1937) установил, что зональная циркуляция неустойчива по отношению к малым незональным возмущениям, которые в результате роста превращаются в синоптические вихри. К.Россби предположил, что синоптические вихри могут действовать как отрицательная вязкость, обеспечивая энергией осредненную зональную циркуляцию. Эти идеи и представления лежат в основе современного понимания общей циркуляции атмосферы [4].

84

На рис. 17, а) изображена идеализированная схема, дающая главные особенности распределения давления и преобладающих ветров на земном шаре.

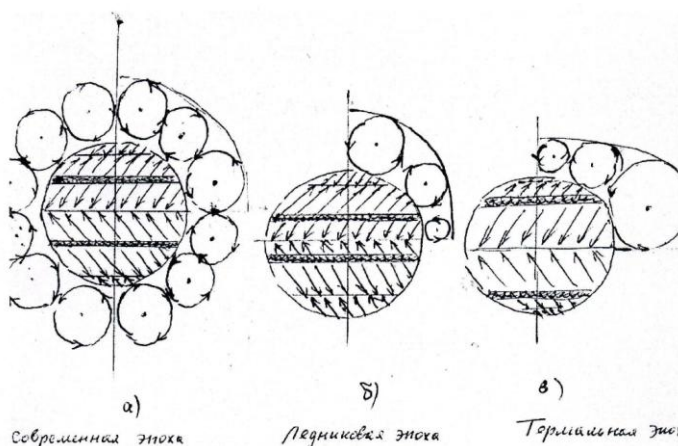


Рис.17 (а, б, в). Схема распределения давлений и преобладающих

ветров на земном шаре: а) современная эпоха, б) ледниковая эпоха, в) термальная эпоха.

Вдоль экватора расположена область постоянного давления и слабых переменных ветров. Эта зона называется поясом затишья. Ветры из обоих полушарий сходятся в этой зоне. В результате взаимодействия вихрей Дж.Гадлея здесь возникают восходящие токи воздуха, адиабатическое охлаждение, конденсация влаги и осадки. Поэтому экваториальный пояс характеризуется частыми ливнями, грозами и сильными дождями.

По обе стороны от экватора располагаются пояса высокого давления с восточными ветрами на экваториальной стороне и западными ветрами на полярных сторонах. Отклонения ветров от строгого меридионального направления в каждом из полушарий связано с вращением Земли и действием на воздушные потоки сил Кориолиса. Пояса высокого давления называются субтропическими поясами высокого давления или субтропическими антициклонами. Ветры на их экваториальной полосе называются пассатами. Они дуют главным образом с востока и имеют составляющую, направленную в сторону экватора. На полярных сторонах антициклонов ветры имеют составляющую, направленную к полюсам. Вихри Дж.Гадлея приводят к тому, что зоны субтропических антициклонов имеют нисходящие течения воздуха, с низкой относительной влажностью (верхние слои атмосферного воздуха обеднены содержанием паров воды), почти ясным небом и очень малым количеством осадков. В

этих районах расположено большинство пустынь.

Ветры на полярных сторонах зон высокого давления встречаются с холодными полярными воздушными массами и поднимаются вверх. Здесь образуется пояс низкого давления и преобладает циклонический тип циркуляции. Этой зоне характерно большое количество осадков. Подъем воздушных масс приводит к компенсирующему притоку воздуха с полярных областей. Таким образом замыкается еще один вихрь циркуляции атмосферы.

Если считать, что все три вихря одинаковы, то зона высокого давления будет располагаться около 30° , а зона субполярных циклонов на 60° , что и наблюдается в действительности в современную эпоху.

86

На рис.17,б) представлена идеализированная схема циркуляции и соответствующая схема зональности в ледниковую эпоху. С ослаблением притока солнечного тепла приэкваториальная ячейка Дж.Гадлея сокращается в размерах и все зоны смещаются по направлению к экватору, сохраняя при этом свою природу. Так, область высокого давления (субтропический пояс высокого давления) может сместиться до $\sim 20^{\circ}$ или даже $\sim 10^{\circ}$ с.ш., напротив, полярные ячейки циркуляции расширяются, увеличиваясь в размерах, а субполярный пояс низкого давления смещается в средние широты.

На рис.17,в) показана система вихрей Дж.Гадлея в термальную эпоху, когда приход солнечной радиации на Землю

увеличен и соответственно увеличены приэкваториальные ячейки. При этом субтропический пояс высокого давления и субполярный пояс низкого давления оказываются значительно смещенными по направлению к полюсам.

Впервые такие схемы изменений широтной зональности в палеоклиматических реконструкциях были предложены П.П.Предтеченским (1948) [13, с.66] в связи с предполагаемым влиянием солнечной активности на климаты Земли. Теоретические расчеты, результаты которых приведены в главе I, касающиеся вариаций климатических зон (Э – экваториальной, Т – тропической, С – субтропической, У – умеренной), представленных на диаграмме рис.13, а также расчеты средних значений вариаций W в течение геологического времени подтверждает такую схему.

87

Из-за действия кориолисовой силы меридиональная циркуляция приобретает субширотную составляющую, что позволяет выделить глобальную систему вихрей, радиус которых равен или сравним по порядку величины с радиусом Земли R_{\oplus} . Можно выделить три таких вихря: вихрь зоны пассатов, вихрь западных ветров средних широт и вихрь восточных ветров субполярной области. Система вихрей атмосферы образует целую иерархию: от глобальных планетарных вихрей (пассаты) – к региональным (муссоны) – к синоптическим (циклоны и антициклоны) и, наконец, - к вихрям конвенции малого масштаба.

В атмосфере происходят процессы двух типов: 1) когда

вихри меньших масштабов сливаются и образуют или питают вихрь большего масштаба и 2) когда вихри большего масштаба оказываются неустойчивыми и распадаются или порождают вихри меньшего ранга.

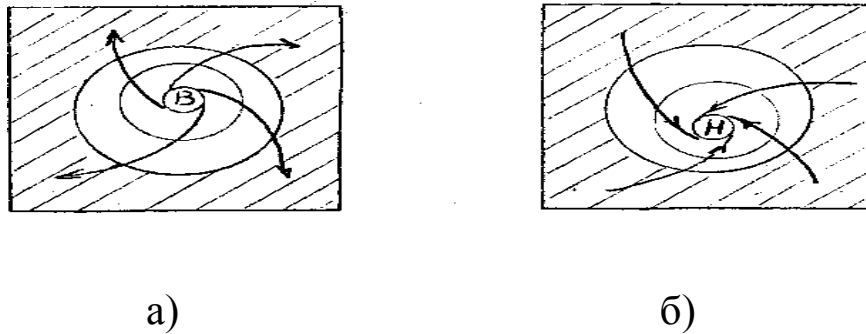


Рис.18. Циркуляция атмосферы: а) зимой, б) летом.

88 На рис.17 (см.выше) масштаб атмосферы непропорционально и неравномерно изменен, но вихри Дж.Гадлея имеют при этом круговую форму. Заметим, что всегда можно подобрать такую подходящую сетку или систему координат, в которой явление математически описывается наиболее просто.

5.2. Муссоны. Распределение давления и ветров, изображенное на рис.18, осуществлялось бы, если бы земная поверхность была однородной. Вследствие различия температуры на континентах и океанах такое зональное распределение ветров в действительности сильно искажается, особенно в северном полушарии (как наиболее континентальном) [8, с.98]. Нагревание и охлаждение больших площадей суши вызывает резко выраженные годовые изменения: летом ветры дуют с моря на сушу, а зимой – с суши на море. Такие региональные вихри (сила

Кориолиса действуют и здесь) называются муссонами.

На рис.18, а), б) заштрихованные площади изображают океаны, не заштрихованные – материки. Зимой – рис.18 а) – воздух над материками охлаждается и становится плотнее, чем воздух над окружающими океанами. Давление воздуха растет и формируется холодный антициклон. Это вызывает циркуляцию ветра, показанную на рисунке.

Летом над материками антициклоны исчезают и заменяются областью низкого давления. Так как теперь материки оказываются теплее прилегающих к ним океанов. Распределение давления и циркуляция воздуха будут в этом случае соответствовать рис.18, б). Таким образом, зимой зональная циркуляция состоит из однородных поясов, показанных на рис.17, на которые накладывается циркуляция, изображенная на рис.18, а), а летом накладывается циркуляция, соответствующая рис.18,б). Наблюдаемая в действительности осредненная картина циркуляции атмосферы оказывается такой, как указано.

5.3. Центры действия атмосферы. Зимой над материками находятся холодные антициклоны, в результате чего субполярный пояс низкого давления (рис.17) разрывается и остается только над северными частями Тихого и Атлантического океанов. Эти области пониженного давления более или менее стационарны и постоянны. Область низкого давления над Атлантическим океаном называется Исландским минимумом, а над северной частью Тихого океана – Алеутским минимумом. Область высокого

давления над Азией зимой обычно называют Сибирским антициклоном, а над Соединенными Штатами – Североамериканским антициклоном. Перечисленные образования вместе с субтропическими антициклонами над океанами называются центрами действия атмосферы.

Статистические исследования показывают, что подавляющая часть циклонов и антициклонов зарождается в области центров действия атмосферы. В дальнейшем эти вихри могут значительно удаляться от мест своего образования, подчиняясь общим направлениям воздушных потоков и законам взаимодействия вихрей между собой. Проникая далеко на континенты, циклоны могут переносить тепло и влагу, оказывая влияние на климат. Антициклоны, блокируя пути циклонов, действуют в противоположном направлении и зоны аридных поясов связываются с их влиянием. Синоптические вихри – циклоны и антициклоны – представляют собой вихри более мелкого масштаба, чем региональные муссоны. На синоптических картах именно их распределение создает картину взаимного размещения барических, тепловых и ветровых полей.

Еще более мелкими масштабами циркуляции обладает турбулентность. Турбулентность, связанная с трением о неровную поверхность Земли, называется динамической турбулентностью. Она ограничивается слоями воздуха толщиной около 900 метров. Другим источником турбулентности в атмосфере является неравномерное распределение температуры. Более теплые массы

воздуха поднимаются вверх, а более холодные - опускаются вниз. Этот вид циркуляции называется термической турбулентностью. Динамическая и термическая турбулентность вместе образуют общую турбулентность атмосферы.

5.4. Теория подобия. Точное решение задачи о движении атмосферы наталкивается на очень большие математические трудности и, как правило, оказывается невозможным. Например, не может быть решена в общем виде задача об обтекании жидкостью тела такой, казалось бы простой формы, как шар [18, с.375]. Поэтому при исследовании различных вопросов о движении жидкости или газа приобретают большое значение методы, основанные на соображениях о размерности тех физических величин, от которых это движение может зависеть. Этот подход носит название метода подобия или теории подобия. Г.С.Голицин (1970, 1973) построил соответствующую теорию подобия для циркуляции планетных атмосфер [4, с.180]. Для исследований палеоклиматов как раз следует, по нашему мнению, употреблять наиболее простые теории и модели из-за того, что даже самые сложные модели могут оказаться неадекватными по причине незнания всех обстоятельств далекого прошлого и невозможности полного учета всех факторов и труд может оказаться напрасным.

Теория Г.С.Голицина исходит из предположения, что атмосферная циркуляция полностью определяется семью размерными и одним безразмерным параметрами, а именно, это: 1)

усваиваемый поток солнечной радиации q , 2) радиус планеты (a), 3) угловая скорость ее вращения ω , 4) масса единичного столба атмосферы M , 5) удельная теплоемкость атмосферного воздуха C_p , постоянная Стефана-Больцмана σ или, точнее $\sigma_1 = f \sigma$, где f – излучательная способность, близкая к единице, 7) типичное ускорение свободного падения в атмосфере планеты g , 8) безразмерный внешний параметр – относительная молекулярная масса атмосферного воздуха μ , входящий в формулы через отношение $R / \mu = C_p - C_v$.

Однако независимых размерностей всего четыре: длина, время, масса и температура. Поэтому из семи размерных внешних параметров можно составить три независимые размерные комбинации или критерии подобия. Предварительно удобно рассчитать радиационную температуру

$$T_r = (q / \sigma_1)^{1/4}, \quad (64)$$

величины

$$C_v = C_p - (R / \mu) \quad (65)$$

и

$$\varkappa = C_p / C_v \quad (66)$$

и скорость звука

$$C_r = [\varkappa(R / \mu)T_r]^{1/2} = (\varkappa - 1)^{1/2} \sigma_1^{-1/6} C^{1/2} q^{1/8} \quad (67)$$

После этого три критерия подобия определяются соотношением

$$\Pi_\omega = a / 2L = (\omega a) / C_r, \quad (68)$$

где $L = C_r / (2\omega)$, а $\Pi_q = H / a = C_r^2 / (\varkappa q a)$, (69)

где $H = C_r^2 / (\aleph q)$.

$$\Pi_M = \tau_p / \tau_r = (\sigma_1^{3/8} C_p^{-3/2} q^{5/8} a) / M, \quad (70)$$

где $\tau_p = a / C_p$, $\tau_r = (C_p M T_r) / q$.

Теперь, согласно теории подобия Г.С.Голицина, любую характеристику атмосферной циркуляции F можно записать в виде:

$$F = F_0(\sigma_1, C_p, q, a) \Psi_F(\Pi_\omega, \Pi_q, \Pi_M) \quad (71)$$

где F_0 – комбинация параметров σ , C_p , q и (a) , имеющая размерность F , а Ψ_F – некоторая безразмерная универсальная функция от критериев подобия. Так, например, полная энергия

$$E = \sigma_1^{1/8} C_p^{-1/2} q^{7/8} a^3 \Psi_E(\Pi_\omega, \Pi_q) \quad (72)$$

Можно показать [4, с.181], что

$$\Psi_E = (2\pi)^{4/3} (kT_r / T_M)^{1/2} (a/L)^{-1/2} \quad (73)$$

при $L < a$.

Тогда основные параметры общей циркуляции атмосферы могут быть рассчитаны согласно выражений:

$$\eta = k(\delta T_r / T_M) = [(2\pi)^{1/2} / 2] k_1^{3/4} \sigma_1^{3/16} C_p^{-3/4} q^{5/16} a^{1/2} M^{-3/2} (a/L)^{1/4} \quad (74)$$

Здесь η - КПД атмосферной тепловой машины, $k_1 = k(T_r / T_M)$ – коэффициенты использования).

$$\varepsilon = \eta(q/M) = [(2\pi)^{1/2} / 2] k_1^{3/4} \sigma_1^{3/16} C_p^{-3/4} q^{21/16} a^{1/2} M^{-3/2} (a/L)^{1/4} \quad (75)$$

Здесь ε - удельная скорость генерации кинетической энергии.

$$E = (3/2) NkT = (2\pi)^{4/3} k_1^{1/2} \sigma_1^{1/8} C_p^{-1/2} q^{7/2} a^3 (a/L)^{-1/2} \quad (76)$$

Здесь E – полная кинетическая энергия атмосферы, N – число молекул, k – константа, равная $1,38 \cdot 10^{-14}$ эрг/К, T – абсолютная

температура.

$$v = L_E / [L_S C_E (q_S - q_Z)] = (2\pi)^{1/6} k_1^{1/4} \sigma^{1/16} C_p^{-1/4} q^{7/16} a^{1/2} M^{-1/2} (a/L)^{-1/4} \quad (77)$$

Здесь v – средняя скорость ветра, L_E – турбулентность потока влаги, L_S – удельная теплота испарения, C_E – безразмерный коэффициент обмена – число Дальтона, q_S – влажность у поверхности, q_Z – влажность на высоте.

$$\delta T = \left\{ (2\pi)^{1/2} / 2 \right\} k_1^{-1/4} \sigma_1^{-1/16} C_p^{-3/4} q^{9/16} a^{1/2} M^{-1/2} (a/L)^{1/4} \quad (78)$$

Здесь δT – разность температур приземного слоя воздуха между экватором и полюсом.

Метод подобия будет использован нами ниже для оценок параметров циркуляции атмосферы некоторых периодов геологического прошлого.

94 5.5. Линейные модели источников и стоков вихрей.

Для того, чтобы иметь возможность восстанавливать распределение облачности и осадков в климатических зонах прошлого, необходимы более детальные модельные исследования атмосферной циркуляции. Математический аппарат для изучения вихревых движений разработан механикой сплошной среды [17].

Пусть задана изолированная бесконечно тонкая замкнутая вихревая трубка в неограниченном объеме несжимаемой жидкости, которую в пределе можно рассматривать как замкнутую вихревую нить (с). Такую нить можно также рассматривать как стационарный замкнутый линейный ток $4\pi\vec{I}c$, индуцирующий соответствующее магнитное поле \vec{H} [17, с.279]. Для определения индуцированного магнитного поля \vec{H} или соответственно

индуцированного вихревой нитью поля вектора скорости \vec{v} можно написать

$$\vec{v} = (1/2\pi) \int \{[\vec{\omega} \times \vec{r}] / r^3\} d\tau, \quad (79)$$

где интеграл распространен на объем вихревой трубки. Вдоль тонкой вихревой трубки

$$\vec{\omega} d\tau = \vec{\omega} dS d\sigma = d\vec{S} \omega d\sigma = (1/2)\Gamma d\vec{S} \quad (80)$$

где $d\vec{S}$ – элемент линии C , $d\sigma$ – бесконечно малая площадь нормального сечения вихревой трубки, Γ – циркуляция скорости по любому контуру, охватывающему один раз вихревую трубку.

Тогда

$$d\vec{v} = (\Gamma/4\pi) [d\vec{S} \times \vec{r} / r^3] \quad (81)$$

Эта формула выражает собой закон Био-Савара [17, с.281].

95 Фактический расчет полного поля скоростей по формуле Био-Савара приводит, вообще говоря, к громоздким формулам, даже в случае, когда вихревая нить C является просто окружностью. Однако, все результаты сильно упрощаются, когда радиус C стремится к бесконечности и окружность переходит в прямую линию. Поскольку толщина слоя тропосферы много меньше радиуса Земли, для синоптических вихрей это приближение оказывается пригодным. Для конечной или бесконечной системы прямолинейных вихрей, параллельных оси (Z), проходящих в плоскости XU через точки Z_{0k} , имеем характеристическую функцию течения:

$$\omega = \sum_k [(\Gamma_k / 2\pi i) \times \ln(z - z_{0k}) + (\Gamma_k / 2\pi i) \times \ln C_k] \quad (82)$$

где C_k – постоянные, которые выбираются дополнительно для

обеспечения сходимости бесконечной суммы.

В частности, для периодической цепочки точечных вихрей, с единственными циркуляциями $\Gamma_k = \Gamma$, расположенных в плоскости ХУ вдоль прямой с периодом l , имеем при $z_{0k} = z_0 + k l$ ($-\infty < k < +\infty$),

$$d\omega/dz = \{(\Gamma/2\pi i) \times [\operatorname{ctg} \pi(z - z_0)/l]\}, \quad (83)$$

или

$$\omega = (\Gamma/2\pi i) \ln \sin(\pi/l)(z - z_{0k}) + \operatorname{const}. \quad (84)$$

Таким путем можно построить поле скоростей от нескольких периодических дорожек вихрей. Если область, заданная движущейся жидкостью, имеет границы, то на плоских участках или участках, составленных из частей окружности, можно удовлетворить граничным условиям, пользуясь методом зеркальных отображений) [17, с.292].

96

Если ввести функцию H с помощью равенства

$$H = -\left(1/2\pi \sum_S \sum_k \Gamma_S \Gamma_k\right) \times \ln |z_{oS} - z_{0k}|, \quad (85)$$

то уравнения движения системы вихрей можно записать в форме:

$$\Gamma_{bl} (dx_{oS} / dt) = \partial H / \partial y_{oS} \quad (86)$$

$$\text{и } \Gamma_{bl} (dy_{oS} / dt) = -\partial H / \partial x_{oS} \quad (87)$$

[17, с.298]. Из этих формул видно также, почему кинематическая аналогия между вихрем $\vec{\omega}$ и магнитным полем \vec{H} не распространяется и на область динамики: два вихря Γ_1 и Γ_2 одинакового направления – притягиваются и движутся по концентрическим окружностям с центром, расположенном в

центре тяжести системы вихрей, в то время как два магнитных полюса μ_1 и μ_2 одного знака – отталкиваются. Это следует непосредственно из соотношения:

$$\begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \approx \begin{pmatrix} 01 \\ -10 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \omega_x \\ \omega_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \omega_y \\ -\omega_x \end{pmatrix} \quad (88)$$

Однако $\begin{pmatrix} 01 \\ -10 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 01 \\ -10 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -01 \\ 0-1 \end{pmatrix} = -1$ эквивалентно тому, что $i*i = -1$.

Это означает, что между вихрями в жидкости и магнитными полями от магнитных источников с мнимыми магнитными зарядами аналогия может быть полной в качественном и количественном отношениях.

97 С синоптическими вихрями связаны не только циркулярные скорости движения, но и барические градиенты. Последним можно сопоставить мнимые электрические заряды и, таким образом, использовать уже готовый аппарат для динамики. Покажем это. Если частица воздуха подвергнется действию горизонтальной силы давления, то она придет в движение в направлении градиента давления. Однако сила Кориолиса заставит ее отклониться от первоначального направления. Если сила давления имеет еще составляющую вдоль траектории, то кориолисова сила будет возрастать вместе с ростом скорости. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока направление движения не станет перпендикулярным к направлению градиента. Такое состояние будет устойчивым – сила градиента в точности уравновешена кориолисовой силой. Такой ветер называется

«геострофическим». Наблюдения в свободной атмосфере показывают, что ветер между уровнями 600 м и 1200 м совпадает с геострофическим ветром. Ниже расположен слой трения, где ветер отклоняется от изобар. Во всех барических системах ветер дует, главным образом, вдоль изобар со слабым отклонением в сторону более низкого давления. Например, ветры в антициклоне дуют по спирали от центра, а в циклоне – по спирали к центру. В самом центре этих образований градиент давления почти полностью исчезает, и там наблюдается штиль или слабые переменные ветры.

Геострофический ветер не конвергирует и не дивергирует, но этого нельзя сказать о ветре в слое трения. Движение в этом слое пересекает изобары и вызывает приток воздуха к циклоническим областям низкого давления (Н) и, напротив, отток воздуха из антициклонических областей высокого давления (В). Так как в циклонах не может идти накопление воздуха, а в антициклонах постоянного оттока воздуха, то конвергирующий воздух должен подниматься вверх, а дивергирующий – опускаться вниз. Так как поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, а опускающийся – адиабатически нагревается, то циклонические области в основном характеризуются облаками и осадками, а антициклонические – хорошей погодой.

Учитывая это, можно предложить модель, в которой вихри Гадлея состояются из системы циклонов и антициклонов и атмосфера представляет собой двуслойную среду – нижняя часть которой представляет собой слой трения, а верхняя часть - -

область господства геострофического ветра. В верхней части происходит также замыкание циркуляции, связанной с подъемом и опусканием воздуха в циклонах и антициклонах.

При описании барических и вихревых систем удобно пользоваться электродинамической аналогией, с учетом отмеченного свойства – «электрические» и «магнитные» заряды – мнимые. Эта аналогия кажется больше, чем простой формализм. В самом деле, из уравнений:

$$\left. \begin{aligned} [\vec{\nabla} \times \vec{H}] &= \frac{\varepsilon}{c} \times \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \\ [\vec{\nabla} \times \vec{E}] &= -\frac{\mu}{c} \times \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (89)$$

где \vec{E} – барический градиент, \vec{H} – вихревое поле скоростей, следует, что со всяким изменением во времени барического градиента \vec{E} связывается вихревое поле геострофического ветра \vec{H} и, наоборот. Можно пойти еще дальше и предположить, что слою трения соответствует некая величина «проводимости» σ , и тогда первое из уравнений переписывается для этого слоя в виде:

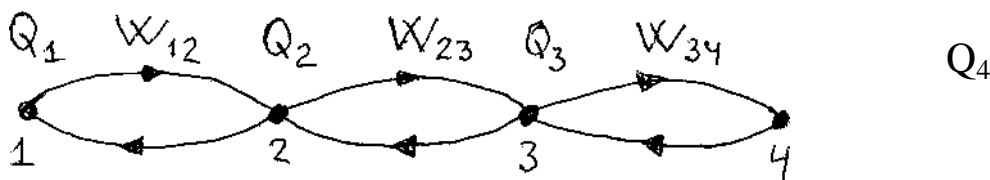
$$[\vec{\nabla} \times \vec{H}] = \frac{\varepsilon}{c} \times \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \frac{4\pi\sigma}{c} \times \vec{E} \quad (90)$$

Так могут быть учтены процессы диссипации вихревых систем. Напротив, отрицательные величины σ могут учитывать «отрицательную вязкость» К.Россби.

Северное полушарие в таком случае можно представить в виде трехслойного (или многослойного) цилиндрического конденсатора – чередование слоев высокого и низкого давления на разных широтах. Тогда можно поставить вопрос об оптимальности

режимов зарядки емкости такого конденсатора в контуре RLC (см., например, кн. Электрофизическая аппаратура и электрическая изоляция. «Энергия», М., 1970, с.97) – процесс, который будет происходить под влиянием разности температур между полюсом и экватором.

К синоптическим вихрям могут быть применены такие же модели резервуаров (источников и стоков), какие рассматривались нами в первой главе. Здесь есть, однако, некоторые особенности. Пусть мы имеем диаграмму (рис.19):



100

Рис. 19. Диаграмма из 4-х резервуаров.

Если $W_{12} = W_{21}$, $W_{23} = W_{32}$ и т.д. и $Q_1 = Q_2 + \dots$, то кинетический процесс в этом случае протекать не должен – это просто стационарное состояние системы. Но в системах циркуляции атмосферы эта диаграмма может выражать и вихревой процесс, когда переходы из 1 в 2 происходят, но уравниваются обратными переходами из 2 в 1 – идет процесс циркуляции. Как же должны быть изменены правила соответствия уравнений и диаграмм, чтобы распространить их на вихревые системы? Или, иначе говоря, как учесть то, что всякая барическая система

центров индуцирует систему вихрей и наоборот.

Обратим внимание на то, что все рассматривавшиеся нами кинематические модели резервуаров можно представить в виде электронных RC – цепей: емкости конденсаторов представляют собой емкости резервуаров, а параметры сопротивлений выражают собой вероятности или времена переходов. Для описания вихревых систем в электронные цепи необходимо ввести элементы индуктивности L и рассматривать RLC – цепи как модели. В частности, средам без трения будут сопоставляться LC – цепи. Однако, известно, что схемы из R – цепей могут сохранить свой вид при введении LC элементов, если величины R рассматривать как комплексные, состоящие из действительной и мнимой частей. В нашем случае это будет соответствовать введению мнимых величин W_{ik} и комплексных величин $W_{ik} = W_{ik}' + W_{ik}''$.

101

Итак, мы можем представить следующую диаграмму систем циркуляции атмосферы северного полушария (рис20):

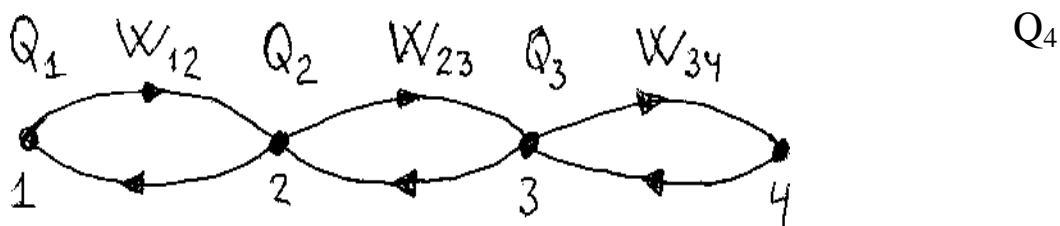


Рис.20. Диаграмма циркуляции атмосферы северного полушария.

где 1 – экваториальный резервуар синоптических вихрей,

2 – тропический резервуар антициклонов,

3 – субполярный резервуар вихрей низкого давления,

4 – полярный резервуар антициклонов.

По правилам соответствия имеем:

$$\left. \begin{aligned} dQ_1/dt &= -Q_1W_{12} + Q_2W_{21} \\ dQ_2/dt &= -Q_2(W_{21} + W_{23}) + Q_1W_{12} + Q_3W_{32} \\ dQ_3/dt &= -Q_3(W_{32} + W_{34}) + Q_2W_{23} + Q_4W_{43} \\ dQ_4/dt &= -Q_4W_{43} + Q_3W_{34} \end{aligned} \right\} \quad (91)$$

Величины Q_i и W_{ik} (комплексные) определяются начальными условиями. Здесь Q_i – барические центры высокого и низкого давления. Аналогичная система уравнений имеет место для циркуляции скорости Γ_i .

§ 6. Энергетика и уравнения динамики атмосферы.

6.1. Энергетика циркуляции.

6.2. Оценки альбедо.

6.3. Уравнения динамики атмосферы.

6.4. Последовательные приближения.

6.5. Принцип наименьшего отклонения.

6.1. Энергетика циркуляции. Энергетическую основу атмосферной циркуляции составляет естественный приход солнечного тепла и создаваемая им разность температур между экватором и полюсом. В Институте Океанологии АН СССР (1973) предложена модификация метода подобия, которая позволяет делать оценки вариаций климатических характеристик при изменениях усваиваемого потока тепла (q) и его распределения по меридиану [4, с.182]. Использовались следующие основные

уравнения:

$$q = (1/4)I_0(1 - \alpha) = f\sigma T_r^4 \quad (92)$$

$$\varepsilon = k(\delta T/T) \times (\delta q/M) \quad (93)$$

$$C_p M(L\nu/a) \times L(\delta T/a) \approx \delta q \quad (94)$$

$$L \approx C_r / \omega \approx T^{1/2} \quad (95)$$

$$\varepsilon \approx \nu^3 T \quad (96)$$

где δq – разность усваиваемых потоков тепла на экваторе и на полюсе.

Из этих уравнений получается:

$$T \approx q^{1/4} \quad (97)$$

$$\delta T \approx q^{3/16} \times (\delta q)^{1/2} \quad (98)$$

$$\nu \approx q^{-1/16} (\delta q)^{1/2} \quad (99)$$

$$\varepsilon \approx q^{-7/16} (\delta q)^{3/2} \quad (100)$$

где ν - скорость диссипации энергии.

Использование этих формул для оценок сезонных колебаний приведенных величин в предположении, что летом (q) больше среднего в $(1 + \alpha)$ раз, а $\delta q \sim (1 - \alpha)$, где для лета ($\alpha = 0,33$), а для зимы ($\alpha = -0,39$), и что дополнительный поток $\alpha * q_{\text{ср}}$ падает на полярную область, дает (табл.10):

Таблица 10.

	$T^{\circ}\text{C}$	$\delta T^{\circ}\text{C}$	ν м/с	ε см ² /с ³
Год	288	60	20	5
Лето (экстр.)	309,3	46,6	16	2,4
Зима (экстр.)	254,5	77,6	24,4	10,2

Эта теория позволяет ответить на такой важный вопрос: как

повлияло бы на климат изменения альbedo Арктики, скажем с 0,8 до 0,3? Оказывается, что локальный поток тепла в Арктике увеличится в $(1 - 0,3)/(1 - 0,8) = 3,5$ раза, или на $2,5q$, но в пересчете на единицу площади всей Земли это дает $\alpha = 2,5/40 \approx 0,06$ (в шесть раз меньше, чем при сезонных колебаниях).

Успешность метода подобия в определении ряда характеристик атмосферной циркуляции в настоящую эпоху позволяет попытаться применить их для оценки аналогичных характеристик в геологическом прошлом. Расчеты, основанные на этом методе, а также уравнении (1) и вычисленных ранее в главе I величинах $(k)_{cp}$, сведены в табл. 11:

Таблица 11.

Период	№	$T^{\circ}K$	$\delta T^{\circ}C$	v м/с	ε m^2/c^3
д					
1	2	3	4	5	6
Р	1	291,72	56,28	18,88	4,15
	2	313,30	43,70	15,10	2,00
	3	257,90	72,80	23,00	8,50
К	1	299,64	48,36	16,44	2,67
	2	321,80	37,60	13,20	1,20
	3	264,90	62,60	20,10	5,40
J	1	294,41	53,59	18,06	3,60
	2	316,20	41,60	14,50	1,70
	3	260,30	69,30	22,00	7,30

Т	1	298,15	49,85	16,91	2,92
	2	320,20	38,70	13,50	1,40
	3	263,60	64,50	20,60	6,00
Р	1	285,46	62,54	20,75	5,64
	2	306,60	48,60	16,60	2,70
	3	252,40	80,90	25,30	11,50
С	1	286,74	61,26	20,38	5,31
	2	307,90	47,60	16,30	2,50
	3	253,60	79,20	24,86	10,80
D	1	300,47	47,53	16,18	2,54
	2	322,70	36,90	12,90	1,20
	3	265,60	61,50	19,70	5,20
S	1	310,76	37,24	12,89	1,24
	2	333,70	28,90	10,30	0,60
	3	274,70	48,20	15,70	2,50
O	1	313,40	34,60	12,03	1,00
	2	336,60	26,90	9,60	0,50
	3	277,10	44,80	14,70	2,00
€	1	297,79	50,21	17,02	2,98
	2	319,80	39,00	13,60	1,40
	3	263,30	64,90	20,80	6,10

1 – среднегодовое; 2 – летний экстремум; 3 – зимний экстремум.

Замечания относительно того, что сезонные колебания средней температуры Т оказываются завышенными [4, с.182], остаются

в силе и для этой таблицы.

6.2. Оценки альбедо. Согласно спутниковым наблюдениям доминирующий вклад в альбедо Земли дает облачность [7, с.5] (именно это позволяет объяснить тот факт, что альбедо Северного и Южного полушарий почти одинаковы). Основываясь на диаграмме рис.13 и модели палеоклиматических изменений, основанной на ней, мы попытались рассчитать, как изменялась облачность Земли в разные геологические периоды. Мы нашли формулу, по которой рассчитали состояние облачности для разных градусов северной широты:

$$J = 10 \times \sin[(2\pi/80) \times (\Theta - 45 - \Delta\bar{\Theta}_0)] + 51 \quad (101)$$

106

где Θ широта (к северу от экватора), $\Delta\bar{\Theta}_{0cp}$ – коэффициент смещения средних границ климатических зон; J – облачность на данной широте в %. Результаты расчетов сведены в табл. 12:

Таблица 12. Состояние облачности для северных широт

Период	0 ⁰	10 ⁰	20 ⁰	30 ⁰	40 ⁰	50 ⁰	60 ⁰	70 ⁰	80 ⁰
	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш	с.ш
Облачность J в %									
Современный	54,8	47,2	41,8	41,7	47,2	54,8	60,2	60,2	54,8
Р	58,4	51,5	44,3	41,0	43,6	50,5	57,7	61,0	58,4
К	60,8	59,3	52,9	45,4	41,2	42,7	49,1	56,6	60,8
J	60,1	54,6	46,9	41,6	41,9	47,5	55,1	60,4	60,1
Т	61,0	58,2	51,2	44,1	41,0	43,8	50,8	57,9	61,0

P	51,9	54,6	41,0	43,3	50,1	57,4	60,9	58,7	51,9
C	53,4	45,9	41,3	42,4	48,6	56,2	60,7	59,6	53,4
D	60,6	59,8	53,9	46,3	41,4	42,2	48,1	55,7	60,6
S	51,7	58,5	60,9	57,6	50,3	53,5	41,0	44,4	51,7
O	48,6	56,2	60,7	59,6	53,4	45,8	41,3	42,4	48,6
€	61,0	57,9	50,8	43,8	41,0	44,1	51,3	58,3	61,0

6.3. Уравнение динамики атмосферы. Динамика атмосферных движений может быть описана следующей системой уравнений [4, 6]:

$$d\vec{v}/dt = -2(\vec{\omega} \times \vec{v}) - (1/\rho)\text{grad}P + \vec{q} + \vec{F} \quad (102)$$

$$d\rho/dt = \rho\text{div}\vec{v} \quad (103)$$

$$P = (R/\mu)\rho T \quad (104)$$

$$dT/dt = (1 - C_p/C_v)\rho\text{div}\vec{v} + Q/C_v \quad (105)$$

где \vec{v} – вектор скорости, \vec{q} – ускорение силы тяжести, ρ – плотность воздуха, \vec{F} – результирующая всех сил турбулентной вязкости, R – газовая постоянная, μ – средний молекулярный вес воздуха, Q – приток тепла к единице массы, T – температура, C_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, C_v – теплоемкость воздуха при постоянном объеме.

Первое из уравнений есть не что иное, как уравнение движения сплошной среды с вихрями [17, т.1, с.163, т.2, с.302] в форме Лемба-Громеки. Второе – это уравнение неразрывности. Третье – газовый закон. Четвертое – уравнение теплового баланса.

Кинетическая энергия атмосферы составляет $E_k = 1,5 \cdot 10^6$

Дж/м² [4]. Усваиваемая Землей солнечная энергия с мощностью $1,25 \cdot 10^{14}$ кВт на 2/3 идет на нагрев атмосферы, верхних слоев океана и суши и на 1/3 – на испарение влаги с поверхности. Лишь очень незначительная часть усвоенной энергии идет на генерацию кинетической энергии атмосферных движений: $\partial E_k / \partial t \approx 2 \cdot 10^{12}$ кВт (или 4 Вт/м²), т.е. всего 1,6%. Малость «КПД» атмосферной тепловой машины ведет к тому, что лишь $\sim 0,06\%$ энергии атмосферы приходится на кинетическую энергию. Однако, малость этой энергии не означает, что ею можно пренебрегать: распределение облачности и соответственно осадков полностью зависят от этой компоненты.

Используя эффективную температуру планеты T_r , можно оценить высоту однородной атмосферы $h = RT_r / \mu g$ и эффективную скорость звука $c = \sqrt{(C_p gh / C_v)} \approx 320$ м/с, где $C_p / C_v = 1,4$ – отношение теплоемкостей.

Малость отношения h/a , где a – радиус планеты, ведет к тому, что вертикальные движения в процессах общей циркуляции в общем несущественны и планетарные атмосферные течения квазигоризонтальны.

Видимо, по этой причине вихри Гадлея распадаются на синоптические вихри (см.рис.21):

Зона низкого давления
 Зона высокого давления
 Экватор



Рис.21. Синоптические вихри.

Это позволяет применить несколько иное математическое описание атмосферной циркуляции в отличие от приведенного выше. В самом деле, так как в атмосфере выше 600 метров ветер имеет уже практически геострофический характер, поэтому можно применить теорему Гаусса-Томсона [17, т.1, с.332] и ввести следующие инварианты:

$$\Gamma_{H,B} \oint_C (\vec{v} d\vec{l}) = const \quad (106)$$

$$Q_{H,B} = \oint_C (grad \bar{p} d\vec{l}) = const \quad (107)$$

где \vec{v} – скорость, $d\vec{l}$ – элемент замкнутого контура C , охватывающего центр вихря H или B , $grad \bar{p} \cong \vec{E}$ – градиент давления. Введем следующие обозначения скалярного и векторного потенциалов:

$$\emptyset = -(Q_{H,B}/2\pi) \ln\{r[1-(v_r/C)]\}; \quad (108)$$

$$\vec{A} = -(Q_{H,B}/2\pi) \times (\vec{v}/C) \times \ln[r(1-v_r/C)] \quad (109)$$

где (r) - расстояние от центра вихря, \vec{v} - скорость центра вихря, C – скорость звука, $Q = const$, характеризующая данный вихрь.

Пусть, далее $A_\mu \cong (A_i, \emptyset)$ - вектор, объединяющий скалярный и векторный потенциалы. Тогда тензор

$$F_{\mu\nu} = \partial_\mu A_\nu - \partial_\nu A_\mu \quad (110)$$

(по поводу обозначения см. [14]) позволяет объединить компоненты вектора градиента давления и вектора вихря:

$$E_i = F_{i0} = -\partial \emptyset / \partial x_i - \partial A_i / \partial t \quad (111)$$

$$\Omega_i = -F_{ik} = \partial A_k / \partial x_j - \partial A_j / \partial x_k \quad (112)$$

где индексация по i,j,k – циклическая перестановка.

Тогда уравнения динамики вихрей можно записать в форме:

$$\partial_\nu F_{\lambda\nu} = \partial_\nu \partial_\lambda A_\nu - \square^2 A_\nu \quad (113)$$

где \square^2 – волновой оператор. При выполнении условия поперечности градиента давления и скорости геострофического ветра $\partial_\lambda A_\lambda = 0$, уравнение динамики вихрей и волновое уравнение оказываются тождественными. Уравнение $\partial_\nu F_{\lambda\nu} = 0$ можно переписать в векторных компонентах:

$$[\vec{\nabla} \times \vec{\Omega}] = (1/C) \times (\partial \vec{E} / \partial t) \quad (114)$$

$$[\vec{\nabla} \times \vec{E}] = -(1/C) \times (\partial \vec{\Omega} / \partial t) \quad (115)$$

110

Эти уравнения выполняются, если ветер – строго геострофический. Предположим, далее, что наряду с синоптическими вихрями в атмосфере присутствует большое количество более мелких вихрей – турбулентность. А также учтем влияние сил трения, введя время релаксации (τ). Учитывая таким образом феноменологические свойства среды, перепишем систему уравнений в виде:

$$rot \vec{\Omega} = (\varepsilon / C) \times (\partial \vec{E} / \partial t) + (2\pi / C\tau) \times \vec{E} \quad (116)$$

$$rot \vec{E} = -(\mu / C) \times (\partial \vec{\Omega} / \partial t) \quad (117)$$

Эти два уравнения выражают собой тот факт, что на вращающейся Земле со всяким барическим центром связан геострофический вихрь (и наоборот). Отсутствие источников и стоков синоптических вихрей можно записать в виде:

$$[\vec{\nabla} \times \vec{E}] = 0 \quad (118)$$

$$[\vec{\nabla} \times \vec{\Omega}] = 0 \quad (119)$$

По этой модели возникновение и исчезновение синоптических вихрей происходит либо за счет их вырастания из турбулентности (отрицательная вязкость), либо за счет релаксации (положительная вязкость). Одно из двух векторных полей \vec{E} и $\vec{\Omega}$ может быть исключено из системы уравнений, тогда, например, получим:

$$\nabla^2 \vec{E} = (\mu\varepsilon / C^2) \times (\partial^2 \vec{E} / \partial t^2) + (2\pi / C^2 \tau) \times (\partial \vec{E} / \partial t) \quad (120)$$

Этому уравнению удовлетворяет решение в виде затухающей (или нарастающей) волны:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \times e^{i(\vec{k} \times \vec{r} - \omega t)} \quad (121)$$

Тогда волновое уравнение сведется к следующему виду:

$$-[\vec{K}^2] = -\varepsilon\mu(\omega^2 / C^2) - (2\pi / C^2) \times (i\omega / \tau) \quad (122)$$

Волновое число оказывается комплексным. Аналогичное уравнение имеет место и для вихревой компоненты:

$$\vec{\Omega} = \vec{\Omega}_0 \times e^{i(\vec{k} \times \vec{r} - \omega t)} \quad (123)$$

Если время релаксации очень велико, т.е. $\tau \rightarrow \infty$, то волны стабильны, в противном случае они меняются – нарастают или затухают.

Теперь мы в состоянии объяснить меридиональные распределения таких параметров атмосферы, как распределение давления, ветра, облачности и др.

6.4. Последовательные приближения. Допустим, что членом

$(\varepsilon/C) (\partial E / \partial t)$ в выше приведенных уравнениях можно пренебречь.

Это приводит к упрощениям. Для замкнутого вихря имеем:

$$\oint_C \vec{E} d\vec{l} = -(1/C) \times (d/dt) \oint_C \vec{A} d\vec{l} = I \times R = -L(dI/dt) \quad (124)$$

где L – постоянная величина, характеризующая данный вихрь, R – коэффициент, выражающий собой трение и потери энергии. Если рассматривается не один вихрь, то имеем систему уравнений:

$$I_i \times R_i + \sum_k L_{ik} \times (dI_k/dt) = 0 \quad (125)$$

Если имеются сторонние источники энергии W_i , которые питают вихри, то получаем:

$$I_i \times R_i + \sum_k L_{ik} \times (dI_k/dt) = W_i \quad (126)$$

Если при этом включены «конденсаторы» с емкостями C_i , то к $\oint_C \vec{E} d\vec{l}$ добавляется еще слагаемое Q_i/C_i и с учетом того, что $I = dQ/dt$, мы получаем следующее выражение:

$$(1/C_i) \times I_i + R_i(dI_i/dt) + \sum_k L_{ik} (d^2 I_k/dt^2) = dW_i/dt \quad (127)$$

Эта система уравнений служит исходным пунктом при построении последовательных приближений к модели системы вихрей, существующих в реальности. Коэффициенты C_i характеризуют емкости резервуаров, R_i – потери кинетической энергии вследствие трения и превращения в тепло, L_{ik} – характеризуют взаимодействие i -го и k -го вихрей в системе.

Именно третье слагаемое в этом уравнении делает его отличным от кинетических моделей резервуаров, о которых шла речь в первой главе. Появление «индуктивных» элементов L_{ik} или

$L_{ii} \cong L_i$ делает систему инерционной: вихрь не может возникнуть внезапно и не может исчезнуть внезапно.

Если сторонние источники энергии постоянны $W_i = \text{const}$, то система обладает собственными колебаниями с частотами:

$$\omega_i = \left(iR_i / 2L_i \pm \sqrt{(1/L_i C_i) - (R_i^2 / 4L_i^2)} \right) \quad (128)$$

Мнимая составляющая здесь указывает на то, что колебательный процесс будет затухающим или нарастающим в зависимости от знака R_i .

Знание частот ω_i позволяет вычислить величину волнового вектора $|\vec{k}|$ и, таким образом, найти параметры волны расчетным путем.

Метод последовательных приближений применим и непосредственно к самой исходной системе уравнений динамики атмосферы. Если известно какое-либо стационарное решение, то более общее решение можно получить, разлагая в ряд Тейлора вблизи известного стационарного решения и ограничиваясь первыми членами в этом разложении. Так можно найти линейную реакцию системы на внешнее возмущение. Накладывая последовательно линейные возмущения одно за другим, можно найти общее решение. Существует альтернативный метод, известный как «метод Рицца»

6.5. Принцип наименьшего отклонения. Система уравнений динамики атмосферы может быть получена из одного условия:

$$Y = \left| \dot{\vec{v}} + 2[\vec{\omega} \times \vec{v}] + (1/\rho) \text{grad}(R/\mu) \times (\rho T) - \vec{g} - F \right| + \left| \dot{\rho} + \rho \text{div} \vec{v} \right| = \min \quad (129)$$

где точка над переменной означает производную по времени, а знак $||$ - модуль величины. Вместо искомым величин \bar{v} и ρ могут быть подставлены некоторые аналитические выражения, зависящие от параметров, и если выражения параметров выбраны не очень удачно, что величина Y будет больше нуля. Причем, чем Y больше отклоняется от нуля, тем, очевидно, дальше взято модельное решение от истинного искомого. Напротив, при $Y = 0$ имеем то, что найдено (по крайней мере одно) точное решение системы. Здесь применим метод Монте-Карло поиска оптимального решения.

114 Удобство принципа наименьшего отклонения по сравнению с другими формулировками задачи не только в том, что одним уравнением охватывается вся постановка задачи, и в отличие от других вариационных формулировок, что уравнения исходной системы почти не изменяются. Это позволяет применять все преобразования исходных уравнений, как это обычно и делается. Рассмотрим одно частное решение уравнений динамики атмосферы, полезное и само по себе и для того, чтобы определить вид функций, которые можно брать как исходные в вариационной задаче.

Уравнение движения газов в форме Громеки-Лемба имеет вид [17]:

$$\partial \bar{v} / \partial t + \text{rot} v (1/\rho) \text{grad} p - (1/2) \times \text{grad} v^2 \quad (130)$$

Если внешние массовые силы имеют потенциал $\vec{F} = \text{grad } \Phi$ и процесс в среде баротропный, т.е. $P = f(\rho)$ и можно ввести

функцию давления $P = \int dP(\rho)/\rho$ таким образом, что $\rho^{-1} \text{grad } p = \text{grad } P$, тогда уравнение движения примет вид:

$$\partial \bar{v} / \partial t + 2\bar{\omega} \times \bar{v} = \text{grad} (\emptyset - P - (1/2)v^2) \quad (131)$$

Поддействовав на это выражение оператором (rot), найдем, что

$$\partial \bar{\omega} / \partial t + \text{rot}(\bar{\omega} \times \bar{v}) = 0 \quad (132)$$

Раскрывая второе слагаемое, получим выражение:

$$\partial \bar{\omega} / \partial t = (\bar{\omega} \times \bar{\nabla}) \times \bar{v} + \bar{\omega} \text{div} \bar{v} = 0 \quad (133)$$

При отсутствии источников газ совершает только вихревые движения, то есть имеем, что $\text{div} \bar{v} = 0$ Для того, чтобы учесть эффекты вязкости, в уравнение движения следует добавить член $\nu \Delta \bar{v}$, что дает следующее выражение:

$$\partial \bar{\omega} / \partial t = (\bar{\omega} \times \bar{\nabla}) \times \bar{v} + \nu \Delta \bar{\omega} \quad (134)$$

115 Допустим, что вихрь носит обще планетарный характер и его ось симметрии совпадает с осью вращения Земли:

$$\partial \omega_z / \partial t = \nu \left(\frac{\partial^2 \omega_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \times \frac{\partial \omega_z}{\partial r} \right) \quad (135)$$

Циркуляция вдоль окружности радиуса (r) будет:

$$\Gamma(r, t) = 2 \int_{\nu}^r \int_{\nu}^{2\pi} \omega_z r dr d\Theta = 4\pi \int_{\nu}^r r \omega_z(r, t) dr \quad (136)$$

При начальном условии $\Gamma(r, 0) = \Gamma = \text{const}$ решением уравнения движения в этом случае будет:

$$\omega_z = \frac{\Gamma}{8\pi\nu \times t} e^{-\frac{r^2}{4\nu t}} \quad (137)$$

в чем легко убедиться прямой подстановкой в уравнение для $\partial \omega_z / \partial t$.

Поскольку $\Gamma(r, t) = 2\pi r v(r, t)$, то имеем для скорости:

$$v(r, t) = \frac{\Gamma(r, t)}{2\pi \times r} = \frac{2\Gamma}{8\pi v \times t} \int_0^r r \times e^{-\frac{r^2}{4v \times t}} dr = \frac{\Gamma}{2\pi \times r} \left(1 - e^{-\frac{r^2}{4v \times t}} \right) \quad (138)$$

Отсюда следует, что величина вихря (ω_z) для каждой точки с координатой (r) возрастает со временем от нуля до максимума, равного $(\Gamma/2\pi r^2 e)$, затем спадает до нуля.

Система вихрей

$$\Omega_z = \sum_i \frac{\Gamma_i}{8\pi v_i \times \tau_i} \times e^{-\frac{r^2}{4v_i \times \tau_i}} \quad (139)$$

может служить исходным выражением для вариационного решения задачи об атмосферной циркуляции при наличии условий симметрии. Параметры Γ_i, v_i, τ_i рассматриваются как вариационные переменные.

116

§ 7. Общие законы зональной классификации климатов.

7.1. Элементы климата и климатические факторы.

8.5. Радиация.

8.6. Океаны и материки.

8.7. Циркуляция, облака и осадки.

8.8. Классификация климатов.

7.1. Элементы климата и климатические факторы. Климат характеризуется не только средними многолетними значениями какого-либо одного элемента (например, температуры или осадков), но и комплексом норм всех основных элементов. Характеристика климата не ограничивается только средними значениями основных элементов, но и их нормальным суточным и

годовым ходами. Для климата важно, каковы перепады температуры и осадков, выпадают ли осадки в теплое время или в холодное и т.д. Основные элементы климата следующие: температура, осадки, влажность, облачность и их годовой ход. Поскольку климат и растительность тесно связаны, часто климаты классифицируют по видам растительности.

Важнейшие факторы климата следующие: 1) широта местности, так как от нее зависит угол падения солнечных лучей и продолжительность дня и лета; 2) свойства поверхности – сухость, влажность, лесистость, снеговой покров и др.; 3) континентальность, т.е. удаленность от океанов и доступ морских (океанских) ветров. Широта является самым важным фактором любой климатической системы. Связана с этим обстоятельством и зональность климатов Земли.

117

7.2. Радиация. С точки зрения приходящей радиации всю земную поверхность можно разделить на следующие пять зон: 1. Экваториальный пояс. Зона от 23° северной широты до 23° южной широты, т.е. полоса от тропика Рака до тропика Козерога. Выделяется тем, что Солнце в каждой точке этой полосы один раз или два раза бывает в зените. Это положение Солнца способствует максимальному приходу радиации на единичную площадку поверхности. Вблизи экватора Солнце бывает в зените два раза в год. Здесь максимум солнечной радиации бывает весной и осенью, и поэтому на кривой годового хода температуры проявляются два максимума и два минимума. Солнце весь год бывает здесь высоко

и годовые колебания температуры малы. 2. Умеренные пояса. Здесь Солнце не достигает зенита даже в середине лета. Летом дни длинные и Солнце стоит высоко над горизонтом, зимой – дни короткие, и Солнце стоит низко. В результате количество радиации меняется значительно с течением года. Годовые амплитуды увеличиваются от экватора к полюсам. 3. Полярные зоны. За полярными кругами ($\pm 20^{\circ}$ от полюсов) Солнце зимой находится за горизонтом и днем, и ночью, а летом круглые сутки не заходит. На полюсах нет суточных изменений в поступлении радиации и суточные колебания температуры исчезают. Хотя приходящая радиация на границе атмосферы летом на полюсе больше, чем на экваторе, но количество ее, достигающее земной поверхности, , зависит еще от длины пути луча через атмосферу. Если бы атмосфера Земли была исключительно чистой и тепло, поступающее за лето, накапливалось в толще воды, давая в зимний период плотный облачный покров над полюсом, то при таком режиме в полярных районах могла бы интенсифицироваться жизнь. Возможно, что в геологической истории были такие периоды.

В климатической модели, в которой нет ветров и течений, и земная поверхность однородна, наблюдалась бы такая картина: 1. Среднегодовая температура имела бы максимум на экваторе и минимум на полюсах. 2. Годовые колебания температур были бы максимальными на экваторе и уменьшались бы с увеличением широты. Замечательно то, что в реальности эти закономерности

приближенно верны. Некоторые отклонения связаны с двумя причинами: 1. Распределением воды и суши. 2. Наличием ветров (и течений), переносящих тепло.

7.3. Океаны и материки. Влияние океанов на температуру воздуха сказывается в уменьшении периодических тепловых колебаний. В течение лета и дня океаны поглощают и накапливают тепло, а зимой и ночью они отдают его атмосфере. Эти действия можно выразить следующими закономерностями: 1. Суточные и годовые колебания температуры невелики над океанами и увеличиваются с удалением от океанов. 2. В районе преобладающих западных ветров океанические влияния больше в западной части материков. 3. В средних широтах средняя годовая температура выше на западных побережьях, чем на восточных. 4. В области пассатов, где преобладают восточные ветры, суточные и годовые колебания температуры больше на западных побережьях, чем на восточных. 5. В области муссонов холодные ветры с суши зимой понижают температуру, вследствие чего годовые колебания температуры больше нормальных колебаний для данной широты местности. 6. В прошлом, когда тепловой контраст между полюсом и экватором возрастал, влияние перечисленных эффектов возрастало и, наоборот, когда градиент температуры полюс-экватор уменьшался, уменьшалось и действие данных закономерностей.

Из сказанного следует, что температурными условиями у земной поверхности климатической системой реализуются

зональности, требующие постоянства температуры вдоль широтных кругов, влияния преобладающих ветров (и течений), распределения суши и моря, разности температур между полюсом и экватором. Отметим, что в свободной атмосфере, по мере поднятия вверх, влияние суши и моря исчезает и изотермы приближаются к строгой зональности. При палеоклиматических реконструкциях, опирающихся на закономерности (а не на числовые модельные расчеты), величины названных эффектов могут быть взяты из современных данных и внесены поправки на счет изменений температур, скорости ветра и т.д.

7.4. Циркуляции, облака и осадки. Идеализированная схема циркуляции, представленная на рис.17 в §5, довольно близка к той, что наблюдается в действительности – см. рис.22.

120

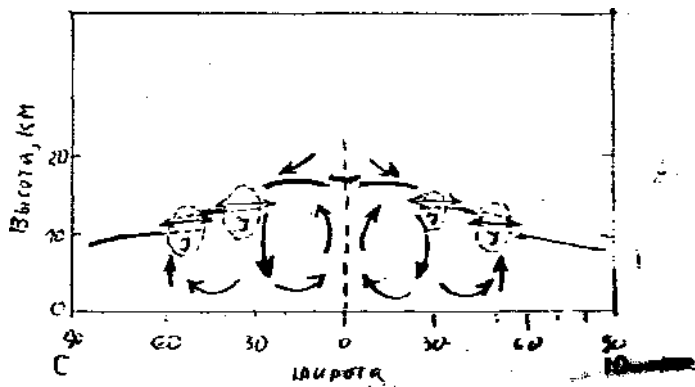


рис. 6.

Рис.22. Схема современной циркуляции воздушных масс.

Воздух, который поднимается в экваториальных областях, распространяется на более высокие широты, где он охлаждается и опускается, что приводит к появлению зоны высокого давления примерно на 30⁰ северной и южной широты. По достижении

земной поверхности воздух направляется или к экватору, или – к полюсу. Если воздух движется к полюсу, то он отклоняется вправо и, вследствие этого, образуются западные ветры умеренных широт. Этот воздух в дальнейшем нагревается у поверхности и к 60° северной широты снова устремляется вверх, образуя область низкого давления. В областях подъема воздух, распространяясь к экватору, достигает 80° северной широты и опускается, а при распространении к полюсу он идет вниз, образуя полярную область высокого давления и область правосторонней циркуляции в приполярной области. На рис.22 отмечены также некоторые более тонкие детали атмосферной циркуляции. Так, в области тропопаузы двойными стрелками показаны поперечная циркуляция и горизонтальный обмен со струевыми потоками (J).

121

Поверхностная циркуляция океана (подробно она будет рассмотрена в следующей главе) хорошо соответствует рассмотренному распределению приповерхностных ветров. Заметим только, что океаническая циркуляция в общем является зеркальным отображением приведенной атмосферной циркуляции. Этот принцип позволяет сразу объяснить возникновение экваториального противотечения и Антарктического циркульполярного течения и другие детали океанической циркуляции. Во втором океаническом слое такое отображение циркуляции, по видимому, повторяется еще раз.

На рис.23 графически показана зависимость между температурой воздуха и давлением насыщающего пара.

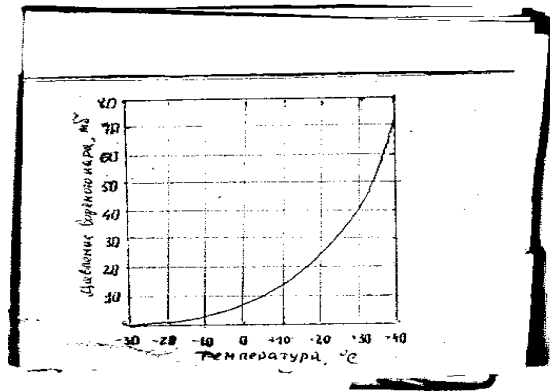


Рис.23. График зависимости давления от температуры.

Отношение (выраженное в %) содержания влаги (e) в воздухе к количеству влаги (E), которое воздух может содержать в состоянии насыщения при той же температуре, называется относительной влажностью $R = (e/E) \cdot 100\%$. Вблизи поверхности океанов и влажных участков суши воздух насыщен парами воды, причем, чем выше температура воздуха, тем больше он вмещает в себя паров воды. При подъеме воздушных масс образуются облака, а при дальнейшем подъеме вода сбрасывается в виде дождя. Облака, где воздух движется сверху вниз, напротив, оказываются в устойчивом положении.

122

Для выявления основных особенностей углового распределения отраженной облаками коротковолновой радиации при наличии протяженной сплошной и однослойной разорванной облачности проводились расчеты методом Монте-Карло при различной трехмерной геометрии облаков конечных размеров. Результаты свидетельствуют о существенном различии угловых распределений интенсивности в двух случаях: для направлений вблизи надира и горизонта. Различия несущественны при

зенитном угле $\sim 60^\circ$. Малые облака аппроксимируются как ламбертовы сферы, а протяженные оптически толстые облака как ламбертовы плоскости.

Облачный покров может изменяться как по занимаемой площади, так и по толщине, и его воздействие на поверхностную температуру может быть различным. Возрастание площади облаков увеличивает как альбедо, так и количество захваченного инфракрасного излучения. Суммарный эффект увеличения площади облаков приводит к понижению поверхностной температуры при условии, что высота и альбедо облаков не изменяются. Напротив, увеличение толщины облаков имеет единственный эффект – уменьшение потери инфракрасного излучения в космос, что приводит к потеплению. Если происходит одновременно и увеличение облачной площади и толщины, то они взаимно компенсируют друг друга. В высоких широтах увеличение облачности может не увеличивать альбедо, поскольку альбедо льда и снега и так высокое. Поэтому увеличение облачности здесь приводит к повышению температуры.

123

При рассмотрении распределения осадков следует иметь в виду следующее: 1. Океаны являются главными источниками, доставляющими влагу в атмосферу. Благодаря испарению с поверхности океанов, процессам конденсации и выпадению осадков вода переносится из океанов в глубь материков. 2. Количество влаги, которое может содержать воздух, зависит от его температуры (см. рис.23).

Поэтому зимой при чрезвычайно низких температурах в глубине материков количество влаги в атмосфере так мало, что здесь не может образоваться сколько-нибудь значительных осадков. Летом над материками северного полушария температуры высоки и воздух часто приобретает неустойчивость. Поэтому внутри материков летом осадков выпадает больше, чем зимой. 3. Наиболее эффективной причиной конденсации влаги и выпадения осадков является адиабатическое охлаждение поднимающихся воздушных масс. Такие восходящие движения возникают в зонах конвергенции горизонтальных течений (см.рис.22) и на наветренной стороне горных хребтов.

124

Основные факторы, регулирующие осадки: зоны конвергенции, влажные ветры, температура воздуха, расстояние от морских побережий и горы. На рис.24 дан меридиональный вертикальный разрез атмосферы от северного полюса к южному. Главными зонами конвергенции течений является пояс, затишья на экваторе и зона полярного фронта. Здесь воздух поднимается и осадки выпадают в больших количествах. Главными областями дивергенции течений являются субтропические антициклоны. Здесь воздух опускается, адиабатически нагревается и становится сухим.

Эти системы циркуляции в течение года ритмично смещаются то к северу, то к югу, вместе с летом. На рис.24, а) дана схема летних условий, на.рис.24, б) показаны зоны осадков, которые образовались бы в результате такого годового

перемещения циркуляционных систем.

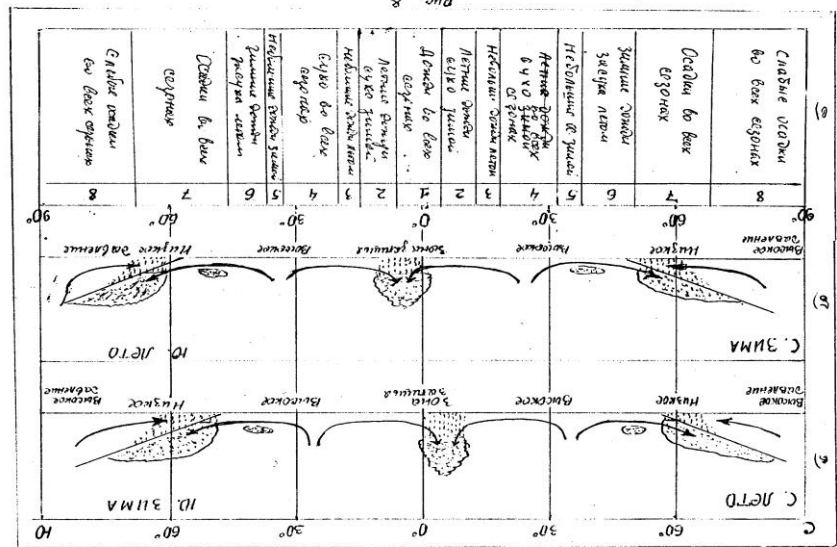


Рис.24. Схема смещений зон циркуляции: а) летние условия, б) зрна осадков за год, в) штилевой пояс

125

Зона 1. В экваториальной штилевой зоне температура высока, ветры конвергируют. Это вызывает обильные осадки. В районах, где штилевой пояс более или менее стационарен, осадки во всех сезонах очень значительны. В тех же местах, где смещения велики, пояс дождей может проходить два раза в год, вызывая двойной максимум осадков. Поэтому вблизи экваториальной штилевой зоны будет находиться зона с сильными осадками, охватывающими большую часть года.

Зона 2. В зоне 2 на рис.24,в) штилевой пояс будет находиться в середине лета, при своем наибольшем удалении от экватора. В северном полушарии – самый влажный сезон приходится на

период с июня по август, а в южном полушарии – с декабря по февраль. Граница между зонами 1 и 2 на экваториальной стороне проведена там, где зимние засухи оказывают значительное влияние на растительность. Поэтому зона 2 характеризуется экваториальными летними дождями и зимней засухой.

Зона 3. Области, расположенные еще дальше от экватора, которые подвергаются дождям штилевой зоны только в слабой степени, характеризуются слабыми осадками летом и ясно выраженной засушливостью в остальное время года.

Зона 4. Эти зоны располагаются под субтропическими антициклонами. Нисходящие течения вызывают здесь преобладание сухой погоды. Антициклоны перемещаются то к северу, то к югу, как и штилевая экваториальная зона. Летом, когда антициклоны наиболее удалены от экватора, засушливая область смещена к северу, поэтому осадки наблюдаются в зоне 3. Зимой, когда пояс затишья и субтропические антициклоны сдвигаются к экватору, преобладающие ветры западных направлений смещаются в том же направлении. Однако, западные ветры не достигают зоны 4, которая поэтому круглый год остается засушливой.

Зона 5. В середине зимы, когда господствующие западные ветры распространяются до низких широт, в зоне 5 наблюдаются незначительные осадки. Поэтому эта зона характеризуется небольшими дождями зимой и ясно выраженной сухостью в остальное время года.

Зона.6. Она расположена еще дальше от экватора, поэтому продолжительность зимних осадков здесь больше, чем в зоне 5. Летом она попадает под влияние субтропических антициклонов, в это время года смещенных дальше всего от экватора. Эта зона, находящаяся к северу от среднего положения субтропических антициклонов, характеризуется зимними осадками и сухим летом.

Зона 7. В этой зоне большую часть года господствуют западные ветры, и здесь часто действует полярный фронт. В результате этого осадки здесь наблюдаются в течение всего года.

Зона 8. Эта зона занимает полярные районы, покрытые льдом и снегом. В ней часто проходят фронты и циклоны, но вследствие низких температур количество выпадающих осадков мало.

127 Новейшие данные по водному балансу, составленному по данным «Атласа мирового водного баланса» (1974) приведены ниже в табл.13.

Водный баланс (см.год⁻¹).

Таблица 13.

Широта	Суша, S _c			Океан, S ₀			Земля, S _з		
	R	E	10 ⁶ км ²	R	E	10 ⁶ км ²	R	E	10 ⁶ км ²
70-60 ⁰ с.	57	26	13,5	86	52	5,4	65	83	0,286
60-50 ⁰ с.	71	39	14,6	111	80	11	88	56	0,427
50-40 ⁰ с.	64	41	16,5	109	115	15	85	76	0,477
40-30 ⁰ с.	58	39	15,6	92	163	20,8	87	110	0,571
30-20 ⁰ с.	61	32	15,1	71	183	15,1	67	126	0,624

20-10 ⁰ с.	90	53	11,3	137	200	31,5	124	161	0,737
10-00 ⁰ с.	182	95	10,1	217	182	34	209	162	0,772
00-10 ⁰ ю.	194	102	10,4	166	168	33,7	172	152	0,765
10-20 ⁰ ю.	112	75	9,4	129	191	33,4	125	166	0,780
20-30 ⁰ ю.	59	47	9,3	116	183	30,9	103	152	0,768
30-40 ⁰ ю.	66	47	4,2	123	144	32	116	133	0,886
40-50 ⁰ ю.	138	38	1,1	131	88	30,5	131	86	0,969
50-60 ⁰ ю.	188	36	0,2	135	60	25,4	135	60	0,992
Среднее	80	45		127	140		113	113	

Здесь R – количество осадков, E – испарения, S_c, S₀ – площади суши и океана.

128 Несмотря на то, что распределение суши и океана далеко неравномерное по всей Земле, перечисленные зональные закономерности выполняются как для суши, так и для Земли в целом. Если обратиться к более подробным картам среднего количества осадков по континентам, то мы увидим, что максимум осадков в Африке, Европе и Азии приходится на зону штилевого пояса, которая смещается то к северу, то к югу, создавая годовой ритм осадков. Зона ясно выраженной засушливости простирается от западного побережья северной Африки через Аравию в Центральную Азию. Дальше к северу идет пояс осадков, связанный с преобладающими западными ветрами. Так как область этих ветров смещается зимой к югу, то район Средиземного моря получает наибольшее количество осадков именно зимой. Еще дальше к северу осадки наблюдаются во всех

сезонах, но по мере углубления внутрь материков количество их уменьшается. Сильные дожди в южной и восточной Азии обусловлены главным образом муссонами. Зимой в восточной Азии наблюдается сухая погода. Исключение составляют морские побережья. В западном полушарии наблюдается подобное же распределение осадков, особенно на западных побережьях Северной и Южной Америки. Огромное влияние на распределение осадков здесь оказывает субмеридиональный горный пояс, идущий вдоль Тихоокеанского побережья. Летом экваториальные дожди распространяются в глубь Мексики, а область осадков в зоне преобладающих западных ветров смещена далеко на север. Зимой южная зона осадков отступает, а северная зона осадков спускается до Южной Калифорнии. Летом вдоль восточного берега Северной Америки преобладают ветры, дующие на сушу, а зимой полярный фронт в нормальных условиях находится так близко от берега, что осадки здесь выпадают очень часто. Поэтому у восточного побережья субтропическая зона осадков отсутствует. В районах господствующих западных ветров на западном побережье выпадает больше осадков, чем на восточном.

Распределение осадков в южном полушарии имеет такой же зональный характер: в субтропических широтах западные побережья отличаются засушливостью, а на восточных побережьях выпадают обильные осадки; в высоких же широтах осадки выпадают на западных побережьях, а восточные побережья относительно сухи. Годовое количество осадков особенно велико

на наветренной стороне горных хребтов.

7.5. Классификация климатов. Классификация климатов была дана Кёппеном, который различает 11 главных типов климата. В силу того, что эта классификация исходит из общих законов зонального распределения радиации, поступающей на Землю, и циркуляции атмосферы, она применима не только к современному климату, но при учете эффектов смещения температурных зон и зон циркуляции в прошлые геологические периоды, она может быть применена и к палеоклиматам Земли.

Основные принципы географического распределения различных климатических зон можно продемонстрировать на схеме (рис.25), где континент представлен вертикальной полосой, окруженный таким же океаном.

130

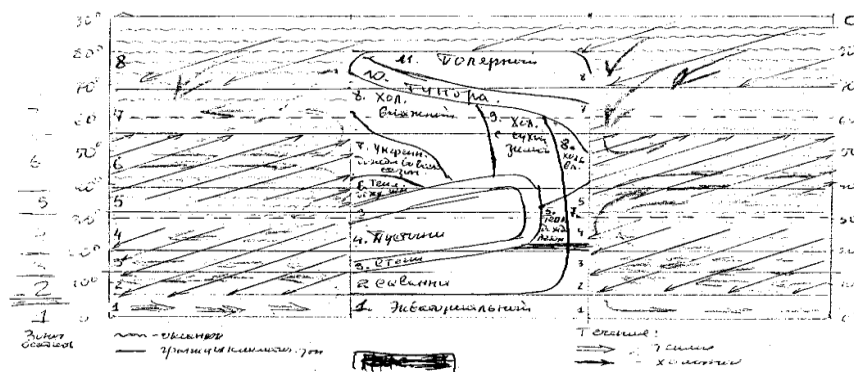


Рис.25. Схема распределения климатических зон.

1. Климат влажных тропических лесов. Эта зона занимает главную часть экваториального пояса затишья. На западном берегу пояс сравнительно узок, вследствие конвергенции пассатов. На восточном берегу благодаря муссонам и теплым пассатным

ветрам, дующим на сушу, он расширяется приблизительно до 26° северной широты. Эти ветры способствуют теплой погоде и выпадению осадков в течение большей части года. Этот тип климата характеризуется следующими особенностями: а) высокой температурой – температура самого холодного месяца выше 18°C ($\Delta T \leq 6^{\circ}$); б) достаточными для произрастания тропических лесов количеством осадков, дожди выпадают или во все времена года (с двумя максимумами), или же имеется один длинный период дождей и короткий сухой сезон (сезонные изменения осадков обусловлены смещением зоны затишья) с количеством осадков ≥ 60 мм; в) тропической растительностью, требующей высокой, постоянной температуры, обильные осадки и большая относительная влажность.

131

2. Климат тропических саванн. Эта зона окружает зону влажных тропических лесов. Районы с этим климатом имеют сухой период, вызываемый смещением экваториальной штилевой зоны, и их климат характеризуется следующими особенностями: а) высокой температурой, причем температура самого холодного месяца выше 18°C , а годовая амплитуда температуры меньше 12°C ; б) относительно обильными осадками летом и сухой зимой (в течение хотя бы одного месяца количество осадков меньше 60 мм); в) растительностью, относящейся к типу тропических лесов, но леса благодаря сухости зимы замещаются открытыми пространствами с отдельными деревьями.

3. Климат степей. На обращенной к полюсам стороне

саванны переходят постепенно в полузасушливые районы, где вследствие смещения штилевой зоны и субтропических антициклонов летом выпадает некоторое количество осадков, но зима отличается сухостью. Степи распространяются далеко вглубь континентов (рис.25), где сухость отчасти обусловлена большими расстояниями от побережий и отсутствием ветров, несущих влагу. Климат степей характеризуется следующими особенностями: а) температура изменяется в широких пределах; б) мало дождей, большая часть которых выпадает в виде ливней; в) растительность, свойственная высокой температуре, ее большим колебаниям и длительным периодам засухи.

132

4. Климат пустынь. Районы пустынь находятся в субтропических широтах в западной части континентов, где оседающий в субтропических антициклонах воздух приобретает чрезвычайную сухость. Субтропические пустыни не пересекают континента до восточного побережья потому, что пассаты и муссоны восточного побережья приносят влагу. Пустыни характеризуются следующими особенностями: а) высокими летними температурами, большими суточными и умеренными годовыми колебаниями температуры; б) отсутствием или почти полным отсутствием облачности, чрезвычайной сухостью, пыльными и песчаными бурями и редкими дождями со шквалами; в) скудной растительностью степного типа.

5. Теплый климат с сухой зимой. Эти климатические зоны примыкают к саваннам и занимают районы в низких и средних

широтах, с более низкими, чем в саваннах, температурами. Ветры относятся здесь к типу муссонов. Поэтому зима сухая, лето влажное. Климат характеризуется следующими особенностями: а) средняя температура самого холодного месяца ниже 18°C , но выше $-(-3^{\circ}\text{C})$. Средняя температура самого теплого месяца выше 10°C ; б) Сухая зима и влажное лето, причем количество осадков в самый влажный летний месяц по крайней мере в 10 раз больше, чем в самый сухой месяц зимой; в) Растительность мезотермического типа, соответствующая влажному теплему лету и сухой умеренно-холодной зиме без снегового покрова.

133 6. Теплый климат с сухим летом. Эти климатические зоны лежат под полярной стороной субтропических антициклонов. Вследствие годового смещения этих антициклонов господствующие западные ветры приносят зимой дожди. Этот тип климатов, который часто называют средиземноморским, характеризуется следующими особенностями: а) температурные условия такие же, как в климатической зоне 5; б) Сухое лето и влажная зима с количеством осадков в самый влажный зимний месяц по крайней мере в три раза большим, чем в самый сухой летний месяц, в самый же сухой летний месяц количество осадков меньше 30 мм; в) Растительность мезотермического типа, приспособленная к сухому теплему лету и умеренно холодной и влажной зиме.

7. Влажный умеренный климат. Эти зоны по существу находятся под морским влиянием в течение всего года,

отличаются умеренными температурами зимой и достаточным количеством осадков во все сезоны. Они характеризуются следующими особенностями: а) температуры такие же, как и в климатических зонах 5 и 6; б) Отсутствие значительных годовых изменений осадков; в) Растительность мезотермического типа, приспособленная к большой влажности в течение всего года (вечнозеленая).

8. Холодный климат с влажной зимой. Эти районы совпадают с субполярными поясами хвойных лесов. Зона на западных сторонах континентов занимает обширную область, на восточных же берегах видна лишь узкая полоска ее. Это вызывается переносом преобладающими западными ветрами в зимнее время влаги и осадков далеко вглубь западной части континента. Влажная же область вдоль восточного побережья в высоких широтах ограничивается прибрежной полосой. Климатическая зона 8 отличается следующими особенностями: а) средняя температура самого холодного месяца ниже (-3°C), а средняя температура самого теплого месяца - выше 10°C ; б) осадки выпадают в течение всего года, на побережьях – преимущественно зимой, внутри материков – преимущественно летом, ни один из сезонов не отличается особой сухостью; в) Растительность главным образом микротермического типа, требующая относительно короткого лета и длительного зимнего покоя, нуждающаяся в снеговом покрове для защиты в течение долгой холодной зимы (сосна и ель).

9. Холодный климат с сухой зимой. Эта зона занимает самую континентальную часть материка в высоких широтах. Вследствие низких температур зимой и большой удаленности от влажных ветров количество осадков зимой здесь чрезвычайно мало. В остальном особенности этой зоны совпадают с зоной 8.

10. Климат тундры. Эта зона занимает самую северную часть материка. Средняя температура самого теплого месяца ниже 10°C . Почва находится в промерзшем состоянии в течение всего года и нет лесов.

11. Климат постоянного холода (полярный климат). Полярная шапка постоянного снега и льда со средней температурой самого теплого месяца ниже 0°C .

135

Очевидно, что распределение климатических зон логически вытекает из наложения зон осадков на распределение температуры.

В низких широтах температура достаточно высока для произрастания растительности. Здесь главную роль играют осадки. В средних широтах температура и осадки имеют одинаковое значение для растительности. В высоких широтах главное значение для растительности имеет температура.

Такова в общих чертах классификация современных климатов Земли, которая была предложена Кёпеном. Она исходит из самых общих законов физики, инсоляции поверхности Земли и циркуляции атмосферы. Поэтому ее можно применять с соответствующими поправками и для прошлых геологических

эпох. Основные изменения, которые надо произвести, следующие: Все температурные зоны испытывают вариации согласно вариациям K (вектор) в формуле (122), что связано с изменениями инсоляции и притока солнечного тепла – диаграмма рис.13. 2. Зоны пассатных ветров, а также области высокого и низкого давления испытывают синхронные вариации с температурными зонами, что связано с изменениями в размерах приэкваториальной ячейки Гадлея (см. рис.16). Вместе с этим смещаются и зоны осадков и засушливые зоны. Следует также учитывать изменения интенсивности циркуляции при вариациях величины контраста температуры между полюсом и экватором. 3. Муссонная циркуляция будет зависеть от положения зон облачности и высокой прозрачности атмосферы и от палеогеографии суши и моря.

136

§ 8. Сравнение модельных представлений с геологическими.

В модельных расчетах мы прослеживаем общие изменения во времени в широтном расположении границ субтропической и умеренной зон. Выбор вариаций положения именно этих границ в качестве показателя климата определяется тем, что такие изменения безусловно связаны с глобальными потеплениями и похолоданиями, аридизацией и гумидизацией. Подобные колебания для раннепалеозойской истории Земли диагностировались ранее лишь литологическими и палеонтологическими индикаторами [2,3], и теперь есть

возможность сопоставления результатов анализа климата, полученных двумя независимыми методами.

137

Модельные расчеты делались для северного полушария. Согласно модели, в начале кембрийского периода шел процесс потепления – граница зон субтропического и умеренного поясов постепенно смещалась в высокие широты от 54 до 60⁰ с.ш. (табл.12 (1)), а среднее значение этой величины в алданском веке – 56⁰ с.ш. Во второй половине алданского века потепление сменяется похолоданием – снижением широты границ климатических зон. Однако вариации положения границ зон в конце алданского века происходили неравномерно (рис.1) [3]. Снижение средней широты границ зон приводит к минимальному ее значению на рубеже алданского и ленского веков – 49⁰ с.ш., после чего начинается новый рост до значения 56⁰ с.ш. Колебательный характер перемещения границ климатической зональности в первой половине ленского века мог соответствовать картине чередований частичных аридизаций и гумидизаций климата в это время. После быстрого процесса похолодания в середине ленского века, с понижением границы зон до 46⁰ с.ш., далее до конца века шел процесс постепенного ее возрастания до 53⁰ с.ш. в конце века. Среднее значение этой величины в ленском веке – 52⁰ с.ш.

Геологические материалы по кембрию малочисленны и не позволяют дать подробную характеристику климатической зональности. Однако о жарком и аридном климате начала кембрия

можно судить по распространению экстракарбонатной, сульфатно-карбонатной эвапоритовой формаций, присутствию остатков археациатовой, коралловой, брахиоподовой и водорослевой фауны, распространению осадочных железных руд, фосфоритов и солей. Нижнекембрийские толщи присутствуют в Северной Америке, Южной Америке, Евразии. С течением времени площади солеродных бассейнов сокращались [5].

138 Модельные расчеты показывают, что амгинский век продолжает аридную фазу, начавшуюся с середины ленского века. Незначительные гумидизации в начале и конце века не нарушают этой общей тенденции. Среднее значение границы зон в амгинском веке составляет 57° с.ш., а минимальное и максимальное – 54 и 61° с.ш. соответственно. Аридная фаза достигает своего максимума в начале майского века – граница зон 64° с.ш. Далее с небольшими колебаниями граница зон смещалась до отметки 40° с.ш. в конце майского века. Среднее значение этой величины в майском веке – 52° с.ш.

Если в течение майского века, по модели, существовали условия, которые при подходящих палеогеографических обстоятельствах могли привести к развитию оледенения, то с начала позднего кембрия начинается новая аридная фаза: граница зон от 39° с.ш. неуклонно шла вверх до 66° с.ш.

Согласно геологическим данным, к концу кембрийского периода возрастание роли глинистого материала и появление гидроокислов железа среди бассейновых фаций, а также находки

реликтовых кор выветривания позволяют предполагать наступление существенной гумидизации [3]. В позднем кембрии накопление галогенных осадков почти прекратилось, резко сократилось рифообразование. Вместе с тем возросло поступление в седиментационные бассейны терригенного материала. Это говорит о том, что климат стал менее засушливым, возросло количество атмосферных осадков, увеличились сток и денудация. С изменением климатических условий изменилась и фауна: началось вымирание организмов, строящих рифы (археациаты), и наступил расцвет групп, обитавших в зоне накопления терригенных илов (трилобиты) и других организмов, в том числе новых семейств [5, 3].

139

Согласно модели, процесс аридизации, начавшийся в позднем кембрии, продолжался в течение тремадокского и аренигского веков. С небольшими колебаниями вблизи границ веков средняя широта границы зон повышалась от 39° до 88° с.ш. Ее среднее значение в тремадокском веке составило 74, а в аренигском – 84° с.ш.

В тремадокский этап общего преобладания гумидного климата произошло формирование залежей оолитовых железных руд Скандинавии, Прибалтики, Британии, Нормандии и северо-запада Испании. В ренигском веке на разных континентах появляются новые аридные зоны. Одновременное появление в аренигском веке на разных континентах новых аридных зон, вероятно, было следствием общего потепления климата планеты

[3].

Согласно модели, среднее значение широты границы зон составляло в лланвирне 87 и в лландейле – 75⁰ с.ш. соответственно. Характер изменений границы зон в эти века отличается от раннего ордовика – положение границы зон в течение этого времени остается почти неизменным. Лишь в лландейльском веке намечается некоторое ее снижение за счет двух фаз незначительного понижения границы зон. Смещение тропической зоны в область 60-х и более высоких широт означало ее гумидизацию за счет огромного расширения зон экваториального климата по всей Земле.

140

Согласно геологическим материалам, лланвирнский и лландейльский века характеризуются волной гумидизации климатических условий [3]. Общая гумидизация климата среднего ордовика подтверждается также образованием ряда месторождений осадочных железных и марганцевых руд. Среднеордовикские оолитовые железные руды известны на юге Мичиганского и в Виллистонском бассейне, в Нормандии, Испании, Тюрингии и Богемии, марганцевые руды – в Казахстане и Тянь-Шане.

Согласно модели, с начала карадокского века наступает фаза снижения средней широты границы зон. Среднее значение этой величины в карадоке уже 71, а в ашгилле – 65⁰ с.ш. По мере снижения средней широты границы зон на континентах вновь появляются области, соответствующие тропической зоне.

Литологические индикаторы показывают, что в начале позднего ордовика аридные зоны снова возникли почти на всех континентах [3]. Аридизация климата позднего ордовика предшествует по времени появлению ледниковых отложений в Европе, Северной Америке и Африке. В Европе оледенение везде имело горный характер. Итак, потепление и аридизация карadoка сменилась в ашгилле похолоданием.

Согласно модели, средние значения широты границы зон для лландоверийского и венлокского веков составляет 64 и 81° с.ш. соответственно. Эволюция зональности шла от минимального значения 47° с.ш. в начале лландовери до $82-83^{\circ}$ с.ш. в венлоке. Зональность венлока близка к постоянной.

141

В начале силура господство гумидного, сравнительно прохладного климата созрало так как в лландоверских отложениях всех материков признаки аридных условий неизвестны (исключением является Сибирская платформа), но широко развиты тиллиты и тиллито-подобные образования в Южной Америке. В течение венлокского века климатические условия постепенно изменились. Если в первую его половину, возможно, еще сохранялся прохладный климат, о чем свидетельствуют тиллиты на юго-западе Перу и др., то затем, очевидно, наступило существенное потепление, так как на разных материках одновременно возникли аридные зоны, в которых формировались эвапориты и гипсоносные отложения [3].

Согласно модели, после максимума в подъеме границ зон в

начале венлока до величины 83^0 с.ш. в позднем силуре намечается постепенный общий спад до 79^0 с.ш. Однако этот процесс шел с небольшими колебаниями, но последние усиливались перед концом каждого века, что, вероятно, приводило к эволюционному скачку в развитии органического мира. Средние значения границы зон для двух веков позднего силура – 79 и 78^0 с.ш. соответственно.

В верхах разрезов силурийских отложений литологические признаки аридности перестают встречаться, и новая волна общего эвапоритообразования зародилась в среднем девоне [3]. Следовательно, вполне вероятно, что в конце силурийского периода наступило преобладание гумидных условий, и, очевидно, пришло некоторое похолодание.

Глава III. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ОКЕАНА.

142

§ 9. Общие уравнения динамики океана.

9.1. Гидросфера Земли, ее состав, примеси, структура, стратификация.

9.2. Кинетические и имитационные модели.

9.3. Обще ковариантные модели гидросферной циркуляции.

9.4. Классификация климатических зон в акваториях.

9.1. Гидросфера Земли, ее состав, примеси, структура, стратификация. Гидросфера является второй важнейшей составляющей климатической системы. Она имеет массу, на два порядка больше, чем атмосфера $\sim 1,57 * 10^{23}$ г. Если бы сжать всю

атмосферу до плотности воды, то уровень океана повысился бы всего на 12 метров. В то же время поверхность Мирового океана составляет $361 \cdot 10^6$ км², т.е. 70,8% от площади поверхности Земли. На сушу приходится 29,2% площади контакта с атмосферой. Вся гидросфера состоит из вод Мирового океана, паров и капелек воды в атмосфере, поверхностных вод суши и ледников. Вода в твердом состоянии составляет всего 2% объема гидросферы. Поэтому в прошлом масса атмосферы могла колебаться за счет прихода в ее состав большого количества воды.

Океаническая вода содержит следующие основные примеси (табл.14):

Состав океанической воды

Таблица 14

143

Катионы	Na ⁺	Mg ₂₊	Ca ²⁺	K ⁺	Sr ²⁺
Количество их (г/кг)	10,76	1,29	0,41	0,39	0,01
Анионы	Cl ⁻	SO ₄ ₂₋	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ₂₋	Br ⁻
Количество их (г/кг)	19,35	2,70	0,14	0,07	0,06

Средняя соленость вод океана равна 3,5% или 35‰. В воде присутствуют продукты жизнедеятельности организмов, молекулы растворенного воздуха, антропогенные примеси.

Водный баланс Мирового океана складывается из

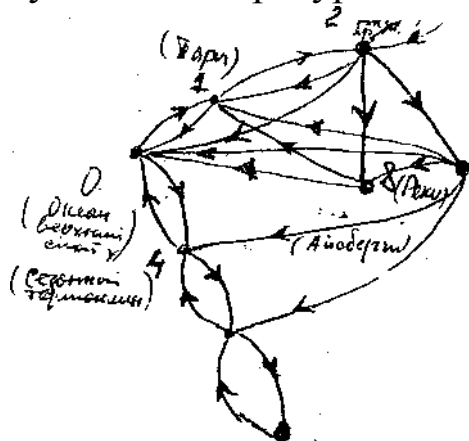
144

влагообмена с атмосферой и сушей – осадки составляют $4,12 \cdot 10^{20}$ г/год, а испарение – $4,53 \cdot 10^{20}$. Разность, равная $0,41 \cdot 10^{20}$ г., составляет сток рек. Вообще, между атмосферой и гидросферой существует замечательная симметрия – они зеркальны относительно поверхности раздела. Это проявляется во всем. Прежде всего, в поведении примесей – в атмосфере легкие примеси удаляются от границы с водой, а тяжелые падают по направлению к ней. В воде, напротив, легкие примеси всплывают к границе раздела, а тяжелые – падают вниз, удаляясь от нее. Каждая из этих сред имеет одну главную примесь: атмосфера – воду, а морская и океанская вода – поваренную соль. При понижении температуры примесь достигает насыщения и выпадает в осадки. Системы циркуляции атмосферы и океана – зеркальны. Это позволяет использовать одни и те же системы уравнений для описания динамики и кинематики этих систем, видоизменяя лишь уравнение состояния и граничные условия (вместе с параметрами).

Так же как и атмосфера, океан стратифицирован – расслоен в поле силы тяжести, что связано со сжимаемостью морской воды, зависящей от плотности, температуры, солености и давления. Верхний, почти однородный по температуре слой или слой перемешивания с глубиной ~ 10 м. Ниже расположен слой скачка или сезонный термоклин ~ 100 м. Глубже находится слой с плавным понижением температуры или главный термоклин ~ 1000 м. Ниже располагаются воды, которые называются глубинными.

На большой глубине температура воды понижается до 2°C .

поверхности
выше
земной
отражает
излучения, а



Средняя температура океана $17,8^{\circ}\text{C}$, почти на 3° средней температуры поверхности. Океан

только 8% солнечного излучения, а 92% поглощается в его верхнем слое. На испарение уходит 51%, на длинноволновое излучение – 42% и на нагрев воздуха – 7%. Океан нагревается в низких широтах и течениями тепло переносится в умеренные и полярные широты.

9.2. Кинетические и имитационные модели. В

соответствии со структурой гидросферы и основными резервуарами воды мы можем начертить диаграмму модели процессов водного обмена в следующем виде (см. рис.26):

Рис.26. Модель водного обмена.

Соответствующая система кинетических уравнений

записывается в виде:

$$dQ_i/dt = \sum_j (W_{ji}Q_j - W_{ij}Q_i) \quad (140)$$

где $i, j = 1, \dots, 8$; а коэффициенты W_{kl} – действительные или комплексные числа, а Q_k – количества молекул воды в k – м резервуаре. Величины $W_{kl} Q_k$ представляют собой потоки, а сама система дифференциальных уравнений есть не что иное, как математически сформулированное условие баланса. Диаграмма позволяет сразу определить, какие $W_{kl} = 0$. Здесь представлены следующие резервуары: 0 – верхний слой океана, 1 – атмосферный пар, 2 – облака низкого яруса, 3 – облака высокого яруса, 4 – второй слой океана, 5 – третий слой океана, 6 – глубинный океан, 7 – континентальный и морской лед, 8 – реки и грунтовые воды.

146

Добавляя в диаграмму новые стрелки или новые узлы, мы в дальнейшем можем уточнять и развивать модель водного обмена в подробностях. Некоторые из отмеченных на диаграмме потоков в настоящее время уже достаточно хорошо изучены, другие лишь пока можно приближенно оценить из тех или иных допущений и предположений. Учитывая в основном постановочный характер настоящей работы, мы не будем здесь приводить числовых величин.

Приведенная программа водного обмена может быть использована и в имитационном моделировании методом Монте-Карло. Необходимо лишь знать вероятности перехода индивидуальной молекулы из резервуара в резервуар в течение

определенного времени, выбранного за единицу.

Если учесть, что вода в твердом состоянии на два порядка меньше по объему, чем вся гидросфера, а вода в атмосфере еще на два порядка меньше, то логично упростить диаграмму и рассмотреть сначала ее фрагмент (рис.27):



Рис. 27. Упрощенная диаграмма – фрагмент диаграммы с рис.26.

147

Соответствующую систему дифференциальных уравнений решать намного проще. Примеры решений для таких диаграмм приведены в первой главе.

9.3. Обще ковариантные модели гидросферной циркуляции. В океане, как и в атмосфере, индивидуальному описанию подлежат синоптические и глобальные процессы. Уравнения динамики в форме Громеки-Лемба, неразрывности среды и притока энергии в форме тепла остаются неизменными, а уравнение состояния газа заменяется на уравнение состояния морской воды:

$$\rho_w(T, p, S) = \rho_0 \left[1 - \frac{p}{A + Bp + Cp^2} \right]^{-1} \quad (141)$$

где ρ_0 , A , B , C – некоторые эмпирические функции температуры T

и солености S [4].

Также как и в атмосфере, для объяснения формирования наблюдаемой узкоструйности главных океанических течений необходимо представление об эффектах «отрицательной вязкости» [4, с.153]. Как показывают исследования, поля синоптических движений в океане содержат вихри, образующие квазидвумерную турбулентность и волны Россби-Блиновой, которые могут генерироваться вследствие бароклинной неустойчивости крупномасштабных течений [4, с.163]. Т.е. модель динамической системы вихрей, по-видимому, применима и к описанию циркуляции вод океана.

148

В общем случае циркуляция океанических вод очень сильно зависит от конкретной палеогеографической обстановки и каждый раз с ее изменением потребуются менять модель и отвечающую ей систему уравнений. Для того, чтобы избежать этого, можно использовать общековариантные уравнения [14] и соответствующие модели. Выпишем формулы, выражающие символы Кристоффеля $\Gamma_{\alpha\beta}^{\gamma}$ через компоненты метрического тензора g_{ij} в произвольных ортогональных системах координат [17, с.177]:

$$\Gamma_{\alpha\beta}^j = (1/2)g^{js} \left(\frac{\partial g_{\alpha s}}{\partial x^\beta} + \frac{\partial g_{\beta s}}{\partial x^\alpha} - \frac{\partial g_{\alpha\beta}}{\partial x^s} \right) \quad (142)$$

Если система координат ортогональна, то соответствующие параметры будут вычисляться следующим образом:

$$\Gamma_{\alpha\beta}^{\alpha} = (1/2)g^{\alpha\alpha} \frac{\partial g_{\alpha\alpha}}{\partial x^\beta} \quad (143)$$

$$\Gamma_{\beta\beta}^{\alpha} = (-1/2)g^{\alpha\alpha} \frac{\partial g_{\beta\beta}}{\partial x^{\alpha}} \quad (144)$$

$$\Gamma_{\alpha\alpha}^{\alpha} = (1/2)g^{\alpha\alpha} \frac{\partial g_{\alpha\alpha}}{\partial x^{\alpha}} \quad (145)$$

$$\Gamma_{\beta\gamma}^{\alpha} = 0 \quad (146)$$

при условии, что $\alpha \neq \beta \neq \gamma$.

Тогда выражение для дивергенции любого вектора в произвольной форме будет таким:

$$\text{div} \vec{v} = \frac{\partial v^{\alpha}}{\partial x^{\alpha}} + v^{\beta} \Gamma_{\alpha\beta}^{\alpha} = (1/\sqrt{g}) \frac{\partial v^{\alpha} \sqrt{g}}{\partial x^{\alpha}} \quad (147)$$

где $g = |g_{ij}|$ - детерминант метрического тензора. Например, уравнение неразрывности в произвольной системе координат будет иметь вид:

$$149 \quad \sqrt{g} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho v^1 \sqrt{g}}{\partial x^1} + \frac{\partial \rho v^2 \sqrt{g}}{\partial x^2} + \frac{\partial \rho v^3 \sqrt{g}}{\partial x^3} = 0 \quad (148)$$

Общековариантные уравнения обладают также той особенностью, что эффекты силы тяжести могут быть включены в эти уравнения без изменения их вида в силу принципа эквивалентности инерции и гравитации [14].

Уравнения движения центров вихрей можно записать в виде:

$$(d^2 x^{\mu} / d\tau^2) + \Gamma_{\nu\lambda}^{\mu} \frac{dx^{\nu}}{d\tau} \frac{dx^{\lambda}}{d\tau} = 0 \quad (149)$$

где $d\tau^2 = -g_{\mu\nu} dx^{\mu} dx^{\nu}$ - «индивидуальное» время.

В отсутствие источников и стоков уравнение вихрей можно записать в виде:

$$\frac{\partial \Gamma_{\mu\lambda}^{\lambda}}{\partial x^{\mu}} - \frac{\partial \Gamma_{\mu\kappa}^{\lambda}}{\partial x^{\lambda}} + \Gamma_{\mu\lambda}^{\eta} \Gamma_{\eta\kappa}^{\lambda} - \Gamma_{\mu\kappa}^{\eta} \Gamma_{\eta\lambda}^{\lambda} = 0 \quad (150)$$

Такое описание системы вихрей не является точным ввиду того,

что в центре вихря получаются не имеющие физического смысла сингулярности. Однако преимущества общей ковариантности уравнений столь значительны, что имеет смысл пользоваться этими моделями как асимптотическими, определяя в каждом конкретном случае пределы их применимости.

Наиболее простые решения последнего уравнения получаются в случаях сферической и цилиндрической симметрии. Тогда имеем соответственно:

$$d\tau^2 = B(r)dt^2 - B^{-1}(r)dr^2 - r^2d\Theta^2 - r^2 \sin^2 \Theta d\varphi^2 \quad (151)$$

где $B(r) = 1 - (2 \Gamma_1 \Gamma_2) / (r \Gamma_2 c^2)$;

$$d\tau^2 = A(\rho)dt^2 - A^{-1}(\rho)d\rho^2 - \rho^2d\Theta^2 - dz^2 \quad (152)$$

где $A(\rho) = 1 - [(2 \Gamma_1 \Gamma_2) / (\Gamma_2 c^2)] \ln \rho$, а Γ_1 и Γ_2 – циркуляции вихрей.

150

9.4. Классификация климатических зон в акваториях.

Широтная зональность оказывает влияние на флору и фауну континентальных шельфов и глубоководных областей океана. В современную эпоху каждое полушарие можно разделить на полярную, субполярную, умеренную, субтропическую, тропическую и экваториальную зоны. Эти зоны соответствуют градиентам понижающейся по направлению к полюсу температуры, влажным поясам в тропических и умеренных областях и сухим поясам в субтропиках и полярных областях. Они соответствуют также изменениям систем течений, поскольку климат и течения зависят от атмосферной циркуляции.

Типы осадков на континентальном шельфе связаны с климатом, а в основном, с количеством атмосферных осадков и

температурой. Это вызвано различным характером эрозии на континентах.

С увеличением количества дождей возрастает роль химического выветривания с глинистыми минералами в качестве наиболее вероятных конечных продуктов. Из области выветривания материал выносится как во взвешенном состоянии, так и в растворе. Глинистые минералы преобладают там, где высокая температура и где атмосферные осадки выпадают в виде дождя. В экваториальной и тропических зонах глинистые материалы являются главным продуктом выветривания.

В тропиках разрушение пород в результате химического выветривания происходит быстрее, чем перенос материала по склонам, а последний, в свою очередь, более эффективен, чем эрозия, обусловленная потоками воды.

151

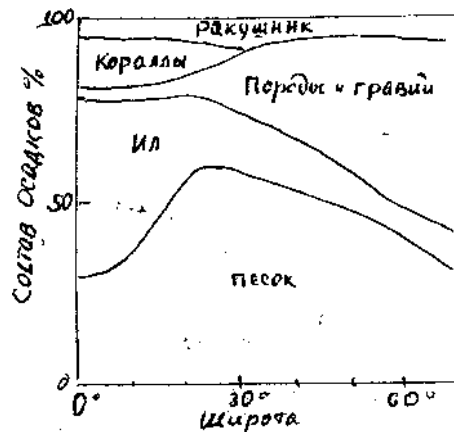


Рис.10. Широтное распределение осадков.

Тропическое солнце способствует бурному развитию карбонатных водорослей. Около 90% тропических осадков внутреннего шельфа представлено карбонатными телитовыми

илами.

В субтропиках $5-35^{\circ}$ ю.ш. и $15-40^{\circ}$ с.ш. опускающийся сухой воздух испаряет грунтовую влагу, что ведет к образованию пустынь и эвапоритовых условий. При высокой температуре и малом количестве атмосферных осадков происходит преимущественно механическое выветривание. Осадки внутренних шельфов в основном обладают песчаной размерностью (рис.10).

Между 50 и 60° в обоих полушариях характер атмосферной циркуляции снова меняется и приводит к росту количества осадков. Однако температура здесь ниже, чем в тропиках и влаги освобождается меньше. Химическое выветривание здесь не преобладает над механическим. В мелководных морях шельфов осадки становятся грубозернистыми, особенно в ледовых условиях.

152

Широтная зональность отражается и на характере гравия. В районах с умеренным и теплым гумидным климатом распространен гравий с минимальным количеством не кварцевых обломков и с высокой степенью окатанности, что указывает на максимальное выветривание. В гравии семиаридных районов и зон с холодным климатом содержится наибольшее количество галек метаморфических и гранитных пород и наименьшая степень окатанности.

Широтные зональные факторы проявляются в карбонатах, кремнистых осадках, эвапоритах, доломитах и фосфоритах.

Количество карбонатных осадков уменьшается с удалением от экватора. При этом их состав меняется от водораслево-коралловых, преобладающих в тропиках, до фораминиферо-моллюсковых в более высоких широтах. Кремнистые (диатомовые) осадки могут играть важную роль на шельфах умеренных широт. Эвапориты связываются с аридными широтами и с благоприятными формами рельефа. Сульфат кальция осаждается, когда средняя относительная влажность атмосферы колеблется от 76 до 93%, галит – 67-76%, калий-содержащие минералы при менее 67%. Таким образом, на основе изучения эвапоритов можно судить о степени аридности и гумидности климатов. Связь калиевых отложений с условиями сильной континентальности также имеет палеогеографическое значение.. Образование доломита и фосфорита связано с климатом. Доломиты встречаются в аридных и гумидных условиях, однако тип климата налагает свой отпечаток. Аридные области характеризуются гипсом и ангидритом, в то время как в гумидных условиях этого нет. Фосфориты, как правило, приурочены к отложениям континентальных окраин аридных зон в районах апвеллингов.

Морские фаунистические и флористические провинции также широтно-зональны. Главным индикатором тропических условий являются рифы.

Глубоководные океанские отложения также широтно-зональны. Это проявляется в гляциальных отложениях,

карбонатных осадках, глинистых минералах и кварца эолового происхождения.

§ 10. Взаимодействие атмосферы и океана.

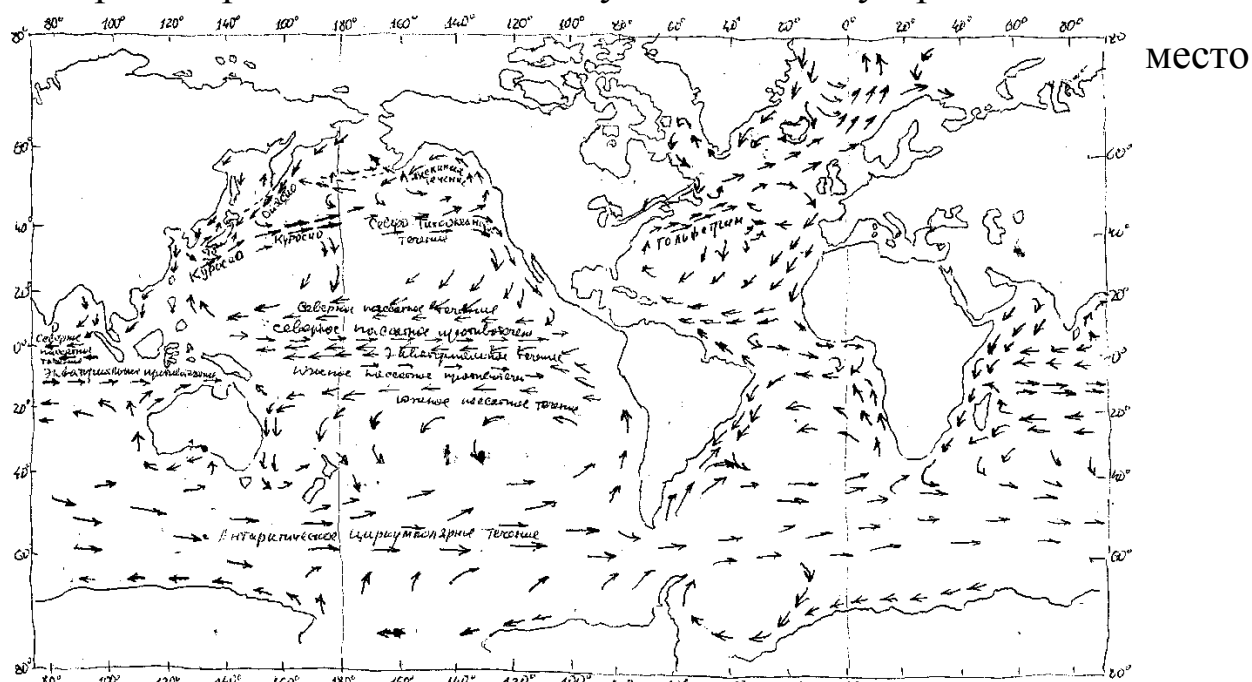
10.1. Воздействие атмосферы на океан.

10.2. Воздействие океана на атмосферу и климат.

10.3. Система атмосферы и океана.

10.4. Теоретические методы восстановления фаунистических провинций.

10.1. Воздействие атмосферы на океан. Атмосфера оказывает мощное воздействие на океан. Вся система океанических течений приповерхностных вод океана связана с системой ветров. Знание распределения ветрового напряжения позволяет предсказывать поверхностные течения в верхнем километровом слое Мирового океана. В экваториальных областях воздух наиболее сильно нагревается и поднимается вверх. В приповерхностном слое воздушные массы устремляются на



155

приподнимающегося воздуха и создают воздушные течения. Вверху (выше 1 км) ветер носит геострофический характер, но в слое трения он отклоняется от геострофического направления и создает меридиональный перенос воздушных масс. Именно ветры нижнего слоя оказывают воздействие на поверхность океанических вод и возбуждают приповерхностные течения (рис.29):.

Рис.29. Океанические течения и циркуляция поверхности вод Мирового океана.

Поверхностная циркуляция океана (см. рис.29) вытекает из системы ветров (рис.22) и согласуется с действием сил Кориолиса. Следует отметить, что течения в западных частях океанов являются более интенсивными и узкими (Гольфстрим, Куросиво), чем их продолжения, пересекающие океан. Вследствие этого восточные берега континентов в умеренных широтах получают больше тепла.

Экваториальные противотечения можно вывести из существующей системы ветров, если учесть, что конвергенция вод вблизи экватора приводит к их погружению в глубину и при этом кориолисово ускорение отклоняет их к востоку. Так образуется система противотечений, имеющих вид узких высокоскоростных струй. Комбинация экваториальных течений и противотечений обеспечивает возможность миграции видов через океан.

10.2. Воздействие океана на атмосферу и климат. Океан в

свою очередь оказывает очень сильное влияние на атмосферу и климат. Однако это влияние совсем другого рода, чем прямые механические воздействия на циркуляцию из-за трения. Океан, обладая низким альбедо, поглощает в своем поверхностном слое большую долю приходящей радиации. Аккумулируя таким образом большое количество тепла в тропических зонах, он с помощью течений переносит его в умеренные широты, способствуя выравниванию температурных градиентов. Охлаждающее влияние влажности в экваториальной зоне приводит к тому, что как поверхность океана, так и воздух влажных тропических лесов имеют температурный предел. Теоретически этот предел составляет 33°C , а практически, по-видимому, около 28°C . Подтверждение этому – тропические морские виды организмов имеют узкий интервал летальных температур $34\text{-}37^{\circ}\text{C}$.

Избыток тепла тропиков переносится в высокие широты в виде непосредственного и скрытого тепла. В потоке тепла, идущем от 30° с.ш. и ю.ш. и к полюсам, доля скрытого и непосредственного тепла в атмосфере составляет 25-33%, а доля непосредственного тепла в океане – 33-50%. Теплые океанические течения искажают строгую зональность в распределении температур на земной поверхности. Как следствие, области суши умеренных широт на восточных сторонах океанов имеют более теплый климат. Например, в Лендс-Энде, юго-западная Англия, растут пальмовые деревья, а Ньюфаундленд также расположенный

на 500 с.ш., покрыт льдами.

Кроме прямого влияния через перенос тепла течениями имеет место и более сложное влияние на климат через формирование масс морского воздуха, насыщенного влагой и переносимого циклонами и другими воздушными потоками с океана на сушу. Это создает над сушей мощный облачный покров, который существенно смягчает климат, делая его более теплым зимой и менее жарким и засушливым летом.

Произвести сколько-нибудь достоверно эти эффекты, на модельных схемах, имеющихся в настоящее время, вряд ли возможно. В практике палеоклиматических реконструкций пока следует ориентироваться на те величины эффектов, которые характерны для современной климатической системы. Дополнительно можно учитывать то, какие были типичные скорости ветров, градиенты температуры и др. характеристики палеоклиматов.

158

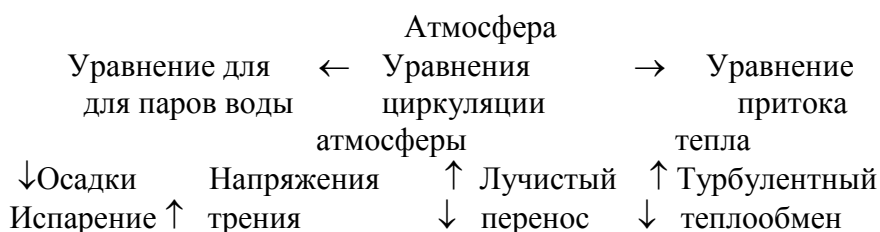
10.3. Система атмосферы и океана. Таким образом, атмосфера влияет на океан, определяя своим воздействием систему океанических течений, океан, в свою очередь, влияет на атмосферу, перераспределяя тепло и влажность между тропическими и полярными областями, оказывая влияние на величину и характер облачного покрова и другие климатические характеристики атмосферы. Система оказывается взаимосвязанной и самосогласованной. Реалистические модели современного и более ранних климатов должны в полной мере учитывать это

обстоятельство.

Математические системы уравнений, очевидно, также должны быть самосогласованными и их решение, по-видимому, должно получаться методом итераций. Практика построения моделей системы атмосфера-океан выявила определенные трудности при прямом подходе к моделированию. Одна из таких трудностей заключается в том, что время тепловой релаксации модели оказывается порядка нескольких столетий, в то время, как та же величина для атмосферы равна примерно одному году. Таким образом, для приближения к состоянию равновесия путем прямого интегрирования уравнений требуется неоправданно большое время работы ЭВМ. Трудность преодолевается, если использовать предположение, что взаимодействие атмосферы с океаном происходит в сравнительно тонком слое океана, на нижней границе которого заданы климатологические значения температуры и скорости течений (А.С.Монин, 1982). Модели такого типа не предназначаются для решения задачи о причинах изменений климата, но лишь для исследований реакции атмосферной и океанической циркуляции на введение тех или иных изменений в граничных условиях.

159

Общая схема модели атмосфера – океан может быть представлена в виде:



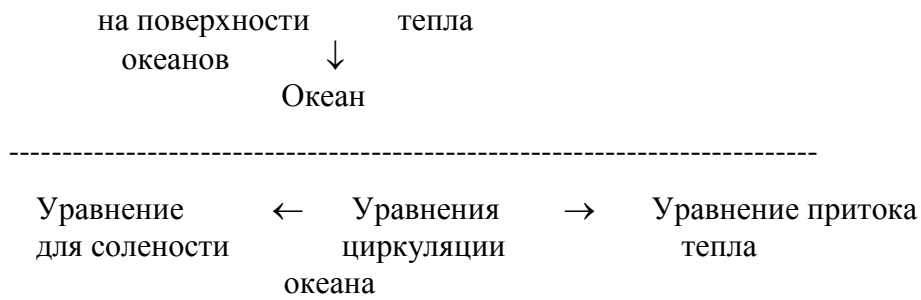


Рис.30. Схема модели атмосфера-океан.

Основные уравнения динамики атмосферы включают уравнения движения, непрерывности, состояния и притока тепла:

$$m^* \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + m^* \frac{\vec{v}}{\tau} + 2m^* [\vec{\omega} \times \vec{v}] = \text{grad}V - \text{grad}p - \frac{m^*}{2} \text{grad}v^2 \quad (153)$$

$$d\rho/dt = -\rho \text{div} \vec{v} \quad (154), \quad p = \frac{R}{\mu} \rho T \quad (155)$$

$$C_v \frac{dT}{dt} = (C_v - C_p) T \text{div} \vec{v} + Q \quad (156)$$

160
Здесь m^* -масса единицы объема воздуха, $\vec{\omega} = (1/2)rd\vec{v}$ – вихрь скорости, τ - время релаксации движений, v - потенциал массовых сил, p – давление, μ - молекулярный вес воздуха, T – температура, Q – приток тепла к единице массы.

Для паров воды уравнения будут теми же. Однако, p будет парциальным давлением, а μ - молекулярный вес пара. Чтобы учесть фазовый переход вода-пар, уравнение идеального газа следует заменить уравнением Ван-дер-Вальса [18]:

$$\left(p + \frac{a}{V^2} \right) \times (V - b) = RT \quad (157)$$

где a и b – постоянные характеристики для паров, V – объем, p – давление, T – температура.

Аналогичное уравнение (но с другими постоянными) будет и

в случае раствора соли в воде.

Если бы суша представляла собой большое множество мелких островов, равномерно покрывающих земную поверхность на фоне Мирового океана, то климат должен был бы быть строго зональным. На самом деле идеализированное распределение суши и океана, приближенное к реальному, представляется следующим образом. Континенты и субконтиненты можно представить в виде треугольников с острым углом, направленным к южному полюсу. Океанические водные бассейны также можно представить в форме треугольников, но с острым углом, направленным к северному полюсу. Такая географическая модель может быть удобной с точки зрения математических вычислений.

161

Как уже отмечалось в настоящей работе, математическая модель, в которой уравнения сохраняют свой вид, независимо от палеогеографических очертаний, должна опираться на общековариантные уравнения.

Данные лучистого переноса и теплового баланса рассматривались в главе 1. Дополним их здесь данными водного баланса (табл.15):

Водный баланс (см.гол⁻¹).

Таблица 15.

Широта	Суша		Океан		Земля	
	+	-	+	-	+	-
70-60 ⁰ с.ш.	5 7	2 6	86	52	65	83
60-50	7 1	3 9	111	80	88	56
50-40	6	4	109	115	85	76

	4	1				
40-30	5 8	3 9	92	163	77	110
30-20	6 1	3 2	71	183	67	126
20-10	9 0	5 3	137	200	124	161
10-0	1 8 2	9 5	217	182	209	162
0- 10 ⁰ ю.ш.	1 9 4	1 0 2	166	168	172	152
10-20	1 1 2	7 5	129	191	125	166
20-30	5 9	4 7	116	183	103	152
30-40	6 6	4 8	123	144	116	133
40-50	1 3 8	3 8	131	88	131	86
50-60	1 8 8	3 6	135	60	135	60
В целом	8 0	4 5	127	140	113	113

«+» - количество осадков за год, «-» - испарение М.И.Будыко
[20, с/133].

Эта таблица подтверждает выводы, следующие из распределения тепла и общих законов атмосферной циркуляции.

Так, максимумы осадков приходятся на тропическую и субполярную зоны, а минимумы – на субтропические зоны высокого давления.

В палеоклиматических модельных реконструкциях смещения этих зон могут быть рассчитаны согласно диаграммы (рис.13) и формулы 53.

Рассмотрим некоторые детали циркуляции Мирового океана, которые должны получаться (и учитываться) в любой реалистической модели системы атмосфера-океан. Система ветров северного и южного полушарий определяет циркуляцию вод и основные течения. Около 30^0 располагается зона субтропического антициклона. К северу от нее до 60^0 с.ш. идет пояс западных ветров. Еще севернее от 60^0 – область полярных восточных ветров. Аналогично расположены зоны ветров в южном полушарии. Таким образом, в бассейне, простирающемся от экватора до полярных широт, должна возникнуть циркуляция, связанная с вращающимся моментом, создаваемым западными ветрами и пассатами. В северном полушарии – по часовой стрелке, а в южном – против часовой стрелки.

Северное и южное пассатное течения создают экваториальную конвергенцию. Погружение масс воды приводит к возникновению противотечений. В Атлантике и Индийском бассейнах – это экваториальное противотечение, а в Тихом океане структура еще

сложнее: северное пассатное противотечение – экваториальное течение – южное пассатное противотечение (рис.29).

В северном полушарии пассатные ветры обладают большей силой, чем западные ветры средних широт. Это приводит к тому, что центр вихря вод бассейна оказывается смещенным к западу и теплое течение, направленное к северу, около берегов более мощное и интенсивнее, чем его двойник с другой стороны вихря. Напротив, для южного полушария западные ветры не только не уступают по силе и интенсивности пассатам, но, видимо, даже превосходят их. Здесь центры вихрей смещаются к востоку, но в меньшей степени.

Около 60° с.ш. располагается зона низкого давления и циркуляция вод здесь имеет противоположное направление.

164

Основной вихрь Тихоокеанской циркуляции имеет координаты (30° с.ш., 150° в.д.) и его слагают течения: северное пассатное, Куроисио, Северо-Тихоокеанское, Калифорнийское, Аляскинское течения и течение Ойясиво образуют вместе с Северо-Тихоокеанским течением вихрь противоположной направленности основному.

В южной части Тихого океана основной вихрь сложен: Южным пассатным течением, течением западных ветров и течением Гумбольта, с приблизительными координатами центра вихря (30° ю.ш., 110° з.д.).

В Северной Атлантике – северное пассатное течение, Флоридское течение и Гольфстрим слагают основной вихрь с центром (30°

с.ш., 60^0 з.д.), второй вихрь той же направленности имеет координаты (50^0 с.ш., 30^0 з.д.), в него входит как часть Северо-Атлантическое течение. Еще севернее циркуляция вод меняет знак.

В Южной Атлантике – Южное пассатное, Бразильское и Бенгальское течения образуют основной вихрь с центром (30^0 ю.ш., 10^0 з.д.). Вихрь другого знака расположен к югу (70^0 ю.ш., 35^0 з.д.).

10.4. Теоретические методы восстановления фаунистических провинций. В любой данный момент времени мировая морская фауна организована в совокупности фаунистических провинций. Размеры провинций определяются океанскими течениями и географией прибрежных районов. Обычно провинции содержат от 30 до 50% эндемичных для каждой из них видов. Площади большинства провинций составляют 10^5 - 10^6 км². Для того, чтобы прогнозировать границы современных фаунистических провинций, надо знать течения, так как течения открытого океана и континентальных шельфов формируют районы характерных температур, соленостей и других физических и химических условий, а также распространяют личинки в пределах этого специфического района.

Наиболее устойчивые океанографические индикаторы, пригодные для реконструкции древних систем течений, включают в себя: 1) направленное к западу экваториальное течение; 2) интенсивное течение вдоль западных окраин океанов, которые поворачивают к

востоку между 30 и 40⁰ широты подобно Гольфстриму; 3) более бореальных, смещенных к западу круговоротов, которые могут сливаться в полярные круговороты с перемещением водных масс по часовой стрелке вокруг полюса, что имеет место в настоящее время в Арктике.

Основные системы течений являются результатом атмосферной циркуляции на вращающейся сфере, комбинирующейся с законами баланса масс. Эти два фактора, видимо, в течение фанерозоя существенно не изменились. В простейшем случае получается система, представленная на рис.31.

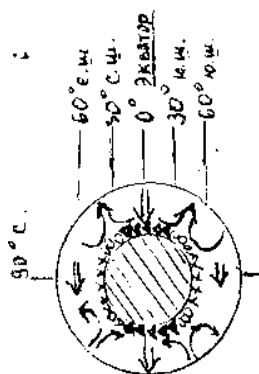


Рис.31. Схема фаунистических провинций.

Провинции: А – тропические, 0 – умеренные, х – полярные.

Такой мир будет состоять из восьми главных фаунистических провинций: северной и южной полярных, восточной и западной тропических и четырех промежуточных – по одной с каждой стороны континента как в северном, так и в южном полушариях. Эти восемь провинций со своей температурой вод и их химическим составом, своей фауной, являются результатом океанической циркуляции, которая вытекает из циркуляции атмосферы в современную эпоху.

При палеоклиматических реконструкциях необходимо учитывать,

что субтропические зоны высокого давления не оставались приуроченными к 30° широты, как в настоящее время, но меняли свое положение, как это следует из диаграммы рис.2. Это немедленно должно было отразиться на циркуляции атмосферы и течениях.

Существуют еще два дополнительных указателя при определении фаунистических провинций: 1) по аналогии с современностью водная величина величиной со Средиземное море образует отдельную фаунистическую провинцию; 2) морские виды не в состоянии сохранять генетическое единство при слишком больших расстояниях. Хотя перенос личинок на большие расстояния возможен, но местная и региональная биогеографические дифференциации имеют большое значение, если расстояние превышает примерно 4000 км.

167

Такая модель позволяет: 1) реконструировать возможные фаунистические провинции; 2) определить их число, размеры и особенности; 3) в принципе определить количество видов в каждой провинции, т.е. установить их таксономическое разнообразие.

На рис.32. представлен пример реконструкции современных фаунистических провинций по описанной методике.

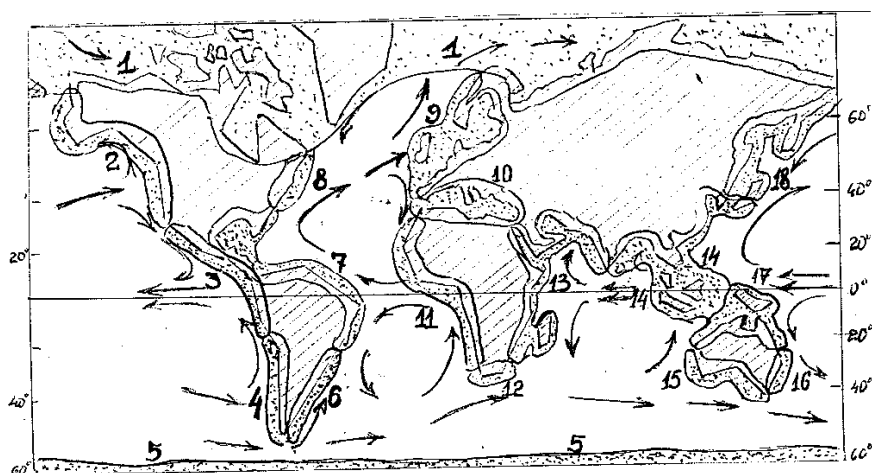


Рис.32. Реконструкция современных провинций.

Эта методика предложена Г.Штопфом опирается на минимальное число индикаторов, но обладающих наибольшей устойчивостью во времени, специально для палеоклиматических реконструкций. Провинции рис.32. очень похожи на реально существующие современные провинции, а их количество, вероятно, является минимальным, которое может существовать при современном распределении материков и океанов. Модель пригодна для большого отрезка фанерозоя, когда размер морских трансгрессий не превышал 40%. Модель неприменима для тех периодов, когда эпиконтинентальные моря занимали около 75% площади континентов.

Сравнение модели рис.32 с эмпирически установленными современными фаунистическими провинциями показывает, что модель занижает число провинций – 18 вместо 21. Рассмотрение вопроса о причинах такого отклонения, что основной недостаток модели в использовании упрощенной схемы зональности рис.31 (тропическая – умеренная – полярная зоны). На самом деле в

фаунистических провинциях отчетливо выражены следующие зоны: тропическая – субтропическая – умеренная – полярная. Учет этого факта действительно дает 21 провинцию – на четырех береговых линиях (2- Америки и 2 – Евразии) следует добавить 2 субтропические провинции, так как по одной из береговых линий такая провинция была уже выделена по другим соображениям. (провинция 10 на рис.32).

169

Рассмотрим еще вопрос о том, как можно определить количество видов в каждой провинции. Изменения площади среды обитания могут контролировать общее фаунистическое разнообразие. В самом деле, увеличение площади ареала обитания позволяет увеличиваться размеру популяций всех видов. Поскольку размер популяций возрастает, возможность вымирания уменьшается – это ведет к увеличению разнообразия. С другой стороны, когда увеличивается площадь ареала обитания, увеличивается и набор способов обитания, что также повышает степень разнообразия. По той же причине возрастает таксономическое разнообразие при переходах от полярных зон к тропическим.

Фаунистическое разнообразие как функция площади ареала обитания исследовалась для многих таксонов. В общем, эта связь может быть выражена в математической форме:

$$S = kA^z \quad (158)$$

или

$$\log S = \log k + z \log A \quad (159)$$

где S – количество таксонов, A – площадь ареала, k и z –

константы. Величина z обычно лежит в диапазоне 0,2-0,5; а средняя величина близка к 0,3.

Так, в современных морях существует заметная корреляция между количеством морских родов двустворок, фораминифер и кораллов, приходящихся на фаунистическую провинцию, и ее размерами:

$$Y = 1,19 \times A^{0,25} \quad (160)$$

где Y – количество родов, A – площадь провинций в км². Эта связь гораздо лучше для тропических и умеренных провинций и значительно хуже для бореальных и полярных.

§ 11. Взаимодействие суши и океана.

11.1. Влияние суши на океанические течения.

11.2. Накопление воды в ледниках.

11.3. Литогенез.

170

11.1. Влияние суши на океанические течения. Распределение суши оказывает влияние на океанические течения и тем самым влияет на распределения климатических зон и фаунистических провинций. Наряду с атмосферной циркуляцией этот фактор является для течений определяющим. В математических моделях, пользующихся методом сеток, границы берегов входят в систему граничных условий задачи. Однако, такие модели либо слишком грубы, либо требуют от ЭВМ недостижимого быстрогодействия.

Использование модели вихрей позволяет избежать этих трудностей, но в качестве платы за это требуют специального рассмотрения проблемы границ. Во многих случаях можно удовлетворить граничным условиям на плоских участках границы

или на границе, составленной из частей окружности с помощью метода зеркальных изображений [17, т.2, с.292, 278]. Суть этого метода в том, что всюду, где береговая линия есть прямая, океанские вихри зеркально отображаются в этой прямой (что и обеспечивает необходимые условия на границе). Если береговая линия есть окружность, то отображение ведется так, чтобы обеспечить соотношение

$$r \times \rho = R^2 \quad (161)$$

$$r * \rho = R^2, \quad (161)$$

где R – радиус окружности, r – расстояние от центра вихря до центра окружности, ρ – расстояние от центра окружности до центра изображения вихря. При этом величина вихря-изображения равняется $[(-R/ r_k) \Gamma_k]$, где Γ_k – циркуляция k -го вихря, а r_k – расстояние до его центра.

171

Как это следует из эмпирических данных, линия экватора также должна приниматься за ось симметрии. На рис.33 представлена модельная схема береговых линий океана и главных островов.

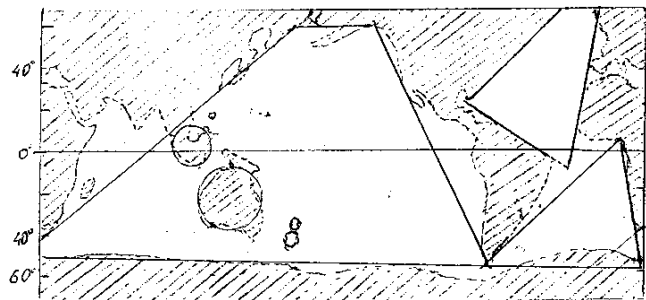


Рис.33. Схема береговых линий океана.

Расчет циркуляции океана может быть выполнен сначала на идеализированной модели методом зеркальных изображений, а

затем на систему течений могут быть наложены дополнительные возмущения, вызванные отклонениями береговых линий от идеализированной схемы. При этом может быть использован следующий метод.

Пусть идеализированная береговая линия представляет на границе ось абсцисс, а отклонения реальной линии представлены суммой нормальных кривых:

$$y(x) = \sum_k A_k \times e^{-\left(\frac{x-x_k}{1,2\Delta x_k}\right)^2} \quad (162)$$

где A_k – амплитуды отклонений, Δx_k – их ширина на расстоянии $1/2$ полного отклонения, x_k – координаты (максимума) данного отклонения. Соответствующим образом могут быть представлены и возмущения линий течения вдоль берега. Однако следует учесть, что возмущения системы течений будут затухать с удалением от берега из-за диффузии возмущающего действия также по нормальному закону, параметры которого могут быть определены или вычислены в каждом конкретном случае. По мере учета все большего и большего количества информации модель все ближе будет приближаться к реальной системе циркуляции.

11.2. Накопление воды в ледниках. Континентальные ледниковые щиты являются вторым после океанов инерционным звеном в климатической системе [4, с.171].

Высокое значение альбедо ледников ($\sim 0,80$) делает возможным образование обратной связи и создания условий для ускоренного роста (или исчезновения) ледников. Образованием

ледников, их эволюцией, условиями течений и т.п. занимается специальная наука – криология. Исходя из лабораторных и натурных измерений, установлено, что лед течет, как вязкая жидкость, но не ньютоновская, а так называемая псевдопластичная. В такой жидкости при увеличении скоростей деформации вязкие напряжения возрастают замедляющимся образом, а вязкость убывает.

Для описания течений ледниковых щитов их рассматривают как вязкую жидкость и используют уравнения движения жидкости, неразрывности, состояния, теплового баланса и баланса массы. К ним добавляется реологический закон, связывающий деформации льдов с напряжениями в них. Эмпирически установлена следующая формула:

173

$$v = A v_0 f \left(\frac{\rho_i v_i \Phi}{\tau_i} \right) \times e^{B(T_{\omega_i} - T) T_{\omega_i}^{-1}} \quad (163)$$

где Φ - средняя квадратичная скорость деформации, v_0 – типичное значение кинематической вязкости льда при малых скоростях деформации ($v_i \sim 10^{14}$ см²/с), τ_i – типичное значение вязких напряжений в кг/см², ρ_i – плотность льда, T_{ω_i} – температура таяния, $f(\xi)$ – убывающая функция, равная единице при $\xi = 0$ и асимптотически приближающаяся к ξ^{-1} , A и B – числовые постоянные.

Исходя из подобной модели, М.Я.Вербицкий рассчитал фанерозойскую эволюцию антарктического оледенения [4, с.177]. Считается, что периоды оледенения регулярно повторяются в ходе

геологической истории [13, с.133, Д.Джон, 1932] (табл.16):

Таблица 16.

Периоды оледенения.

№ п/п	Периоды	Млн.лет
1	Гуронский	2300
2	Гнейсский	900
3	Стертский	750
4	Варонгский	600
5	Позднеордовикский	450
6	Пермо-карбоновый	300
7	Мезозойский	150 (?)
8	Кайнозойский	10

174

Недоказанным считается юрский период.

Геокриология позволяет описать развитие ледников, но она ничего не говорит о времени возникновения ледниковых периодов. Другая схема, отличная от схемы Джона, дана в [1].

11.3. Литогенез. Подавляющая масса разрезов горных пород обнаруживает слоистое строение. Слои могут быть разорваны, смяты, размывы, передвинуты, пронизаны изверженными породами, подвергнуты метаморфизму из-за высоких давлений, температур, влияния среды и времени, но так или иначе в них просматривается фаза образования, когда они отлагались в каких-то геологических условиях. Эта фаза образования горных пород (а вместе с тем и ряда минералов и других полезных ископаемых)

оказывается весьма чувствительной к климатическим условиям, в которых происходило их образование. По этой причине представляет интерес рассматривать определенные корреляции между климатическими условиями на земной поверхности и некоторыми типами полезных ископаемых. А так как определенной климатической формации будут соответствовать определенные характерные литологические образования, то прогноз месторождений по литологическим признакам получает теоретическое подтверждение и обоснование.

Метод актуализма в геологии был обоснован Ч.Лайелем – «Основные начала геологии» (Lyell C. The Student's Elements of Geology. L., 1841).

175

Будучи адвокатом по образованию, Лайель изложил этот метод со всей правильностью, доказательностью и убедительностью, как это было свойственно юридическим дисциплинам. Его труд стал образцовым на все последующие времена.

В работах отечественных ученых А.Л.Архангельского, Н.М.Страхова, А.Л.Яншина, В.Е.Хаина принцип актуализма был дополнен принципом эволюции условий. Сочетание этих двух принципов составило теоретическую базу сравнительно-литологического метода (Н.М.Страхов, Основы теории литогенеза, 1962).

Часто по литологическим особенностям можно судить о климатических или даже погодных условиях того времени, когда

формировалась порода. Такими признаками являются, например, следы ряби и т.п. вормы, представляющие чередование правильных (или неправильных) хребтиков и понижений; неправильности поверхности, вызванные валунами и скоплениями масс песка, оседающего в мягком иле; трещины усыхания, следы неорганического происхождения, включая следы волн или ветра; объекты и следы органического происхождения, как, например, следы ходьбы, ползания и пр.; структуры ямок и валиков и поверхностные воздействия молний (фульгуриты) и лесных пожаров. Признаки, возникающие во влажном климате, недолговечны и сохраняются лишь при необычных условиях.

176

Следы ряби на поверхностных рыхлых зернистых материалов давно рассматривались как результат движения воздуха при ветре или воды по таким поверхностям (Bucher W.H. Large current-ripples as indicators of paleogeography. Nat.Acad.Sci. Proc.,3,285,1917). Хребтики и находящиеся между ними углубления очень разнообразны по размерам, формам и по общему характеру расположения. Следы ряби являются весьма распространенным признаком осадочных пород и были описаны в бесчисленном множестве статей. Они представляют собой волнистую скульптуру поверхности рыхлого зернистого материала, образованного ветром, течениями воды или колебаниями воды при действии волн. Обычно эта скульптура состоит из низких хребтиков, разделенных мелкими корытообразными углублениями, в ней различают два основных

типа: хребтики несимметричной формы, образованные течениями и симметричной, созданные действием волн. Они могут накладываться одни на другие, образуя многочисленные сложные рисунки.

Хребтики ряби могут разветвляться или располагаться параллельно друг другу, они могут быть симметричными или асимметричными в поперечном сечении, их гребешки могут быть острыми, закругленными или уплощенными. Они могут отстоять друг от друга на расстоянии, значительно превышающем их высоту, и в этом случае говорят, что они имеют высокий показатель (индекс), или могут быть тесно расположены, образуя рябь с низким показателем. Следы могут состоять из простой системы одинаково развитых параллельных хребтиков или чередующихся крупных и мелких хребтиков, но они также могут представлять двойную систему, в которой поперек системы более мелких хребтиков накладывается система более крупных, образуя с однообразной по всей поверхности сетчатую структуру или систему из двух серий одинаковых резких хребтиков, и наконец, расположение хребтиков может не обнаруживать какой-либо системы вообще.. Хребтики ряби по своим размерам могут колебаться от микроскопических до гигантских, волнообразных, с длиной волн в несколько километров и с амплитудами в несколько метров. Углубления между хребтиками могут быть округлыми или слегка уплощенными при заполнении, симметричными или асимметричными в поперечном сечении и ветвящимися или

параллельными в плане. Кроме того, они могут содержать накопления органических обломков, алевролитовых частичек, чешуек слюды, зерен тяжелых минералов, кусочки горных пород и крупные кварцевые зерна. Этот материал чаще всего задерживается, в результате чего он может оказаться погребенным под позднейшими осадками. Со следами ряби ассоциируются структуры из лопастей и фестонов, которые образуются в сходных условиях.

178 Поверхности со следами ряби на тонком песке и алеврите обыкновенно обладают еще структурами следов струек и другими миниатюрными признаками размыва, испещеренными маленькими углублениями, образованными каплями дождя или градинами и покрыты следами различных животных и птиц, следами ползания или норками низших организмов. Все или почти все типы ископаемых волновых структур (следов ряби) можно наблюдать на современных пляжах или в руслах водных потоков.

Описаниями формы ряби и ее исследованиям посвящены целые монографии; кроме натуральных наблюдений ставились специальные опыты по моделированию процессов образования ряби в лабораторных условиях. Богатство информации, заключенное в ископаемых фигурах, возможность восстановления условий, имевших место при их образовании, привлекают внимание исследователей. Почти фантастически выглядит возможность различать рябь, созданную ветрами и течениями, различать следы дождя или грады или ямки от пузырей и т.п.

Следы ряби, образованные ветром, имеют высокие индексы, тогда как следы ряби течений имеют сравнительно низкие индексы. Направление и скорость течения определяются мгновенно по тому признаку, что волны становятся асимметричными и мера асимметрии выражается числом.

В золотой ряби крупные частички концентрируются на гребешках, в ряби, образованной течением, грубые частицы концентрируются в бороздках впереди подвигающихся гребешков. На один слой ряби может накладываться другой и это создает новые особенности, разрушение ряби также зависит от условий.

Своими особенностями обладают рисунки от волн и струй приливов, следы прибоя, следы струек, следы течений, ямки от восходящих газов и жидкости, ямки, образованные струями ключей. Дождевые капли и градины, падающие на мягкий осадок, например, ил, образуют при ударах миниатюрные кратеры: круглые, если капли или градины падали вертикально, и слегка эллиптические, если они падали косо к поверхности. Край кратера несколько поднимается над общей поверхностью и обычно бывает шероховатым, чем и отличается от ямочек, образованных пузырьками газов. Край эллиптических ямок обыкновенно выше на той стороне, в направлении которой падал предмет. Отпечатки ударов градин, как правило, шире, глубже и имеют более неправильную форму, кроме того, они характеризуются шероховатыми краями, что чувственно отличает их от отпечатков дождевых капель (ч.Лайель, 1851).

Своими особенностями обладают отпечатки пузырьков, отпечатки, оставленные переносимыми водой или плавающими предметами, отпечатки, слепки и псевдоморфозы по кристаллам (особенно интересны отпечатки кристалликов соли и кристаллов льда), валуны, погруженные в отложения песка и ила, вулканические бомбы и обломки лавы, включенные в пепел и туф, неорганические предметы между слоями, пустые и заполненные полости, органические остатки и следы организмов, трещины на поверхности слоев осадков, трещины усыхания (как и рябь, содержат большое количество информации), поверхностные особенности, образованные при выветривании и т.п.

180

Иногда осадочные породы нарушаются извержениями. Эти нарушения подразделяются: 1) пирокластические отложения, 2) лавовые потоки, 3) плутоны, 4) интрузивные залежи и слои, 5) дайки. Детальные описания этих категорий и характеристики признаков, с помощью которых можно судить об изменении климатических или погодных условий, детально изложены в классических трудах по четвертичной геологии в разделах, посвященных осадочным породам [Макарова И.В., Якушева А.Ф. Основы четвертичной геологии. М.:МГУ, 1993].

Все вулканогенные отложения объединяют продукты извержения вулканов и характеризуются общими генетической и пространственной связью с вулканическим очагом. Так, группа пирокластических пород, внедрившихся во время излияний вулканов в осадочные, занимает промежуточное положение между

осадочными и магматическими породами. Признаками осадочных пород является экзогенный характер образования, а признаком магматических – эндогенная природа обломочного материала. Пирокластические отложения образуются при накоплении пепла, вулканических бомб, песка, туфов, переслаиваются с потоками излившегося материала и пластами осадков. Главную массу этих отложений создают обычно магмы кислого состава. Масштабы изменения пирокластов огромны как по мощности отлагаемого слоя, так и по распространению по площади. Они тут же вовлекаются в экзогенные процессы: пепел развивается ветром, твердые пирокласты размываются водными потоками, перемещаются в результате оползней к осадочным породам, расположенным в предгорных ложбинах и впадинах, и с ними перемешиваются. Кластолиты являются своеобразными индикаторами как тектонического режима, так и палеообстановок осадконакопления и изменения температурного режима и климата. Кислые (липаритовые) лавы- вязкие, образуют на несколько первых километров мощные лавовые потоки, при застывании их поверхность покрывается угловатой глыбовой, шероховатой коркой. Потоки (или покровы) основных базальтовых, жидких лав характерны для крупных вулканов центрального (или щитового) типа, чаще всего расположенных в областях активного палео-и современного горообразования. Плутоны (или ареал-плутоны) занимают большие территории (в поперечнике – на сотни километров), сложены массивами гранитов и гранитогнейсов.

Распространены преимущественно в архее и протерозое в фундаменте древних платформ. Интрузивные залежи, или силы, образуются при внедрении магмы вдоль поверхности наслоями. Могут занимать площади до 10000 км², мощность их изменяется от 1-50 метров, иногда – до 600 метров (в виде тонких излияний). Сложены обычно гранитом, габбро, чаще – породами основного состава. Дайки – плитообразные тела, замещающие трещины земной коры (могут быть эффузивными или интрузивными). Размеры – от малых до очень больших (до 540 км при мощности от 3 до 13 км, например, в Зимбабве).

Таким образом, вулканогенные осадочные образования формируются совместно при извержении вулканов и действии экзогенных факторов: это обломочные и хемогенные озерные осадки, это гидротемальные минерализованные источники, это долины гейзеров на земном шаре.

182

§ 12. Сравнение моделей с геологическими данными.

12.1. Палеозой (570-246 млн. лет).

12.1.1 Вариации климатической зональности в раннем палеозое (570-410 млн. лет).

Кембрийский период (570-511 млн. лет).

Амгинский век. Майский век. Тремадокский век. Аренигский век.

Лланвирнский век. Лландейльский век. Карадокский век.

Лландоверийский век. Венлокский век.

Ордовикский период (510-440 млн. лет).

Силурский период (439-410 млн. лет).

12.1.2. Вариации климатической зональности в позднем палеозое (409-246 млн. лет) [63].

Девонский период (409-364 млн. лет).

Жединский век (409-402 млн. лет). Зигенский век (401-395 млн. лет). Эмский (394-388 млн. лет). Эйфельский (387-381 млн. лет). Живтский век (380-375 млн. лет). Фрннский век (374-368 млн. лет). Фаменский век (367 – 364 млн. лет).

Каменноугольный (карбон) период (363-352 млн. лет).

Турнейский век (363-352 млн. лет). Визенский век (351-334 млн. лет). Намюрский век (333-321 млн. лет). Башкирский век (320-306 млн. лет). Московский век (305-297 млн. лет). Касимовский век (296-292 млн. лет). Гжельский век (291 млн. лет).

Пермский период (290-246 млн. лет).

183

Ранняя пермь (290-269 млн. лет).

Поздняя пермь (268-246 млн. лет).

12.2. **Мезозой** (245-66 млн. лет).

12.3. **Кайнозой** 65-11 млн. лет)

12.1. Палеозой. Используя данные таблицы, приведенной в приложении 1. а также аналогичные расчеты для палеозойской эры, мы можем рассчитать основные модельные показатели климатов и их изменчивость [Дроздов О.А., Васильева В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. Л., Гидрометеиздат, 1989, 568 с.] для всех периодов палеозоя и мезозоя. Такие расчетные величины получены и сведены в табл.17.

Вариации средней широты (за геологический период) границы умеренной и субтропической зоны для Северного полушария в фанерозое.

Таблица 17.*)

Эра	Период	Время начала периода	Средняя широта границы зон Θ	Среднее квадратичное отклонение $\bar{\Theta} = \sigma$
Кайнозой	(даний)	65	-	-
Мезозой	мел	146	56,5	19,5
	юра	208	48,2	15,1
	триас	245	56,1	14,2
Палеозой	пермь	290	37,4	12,7
	карбон	363	38,2	10,5
	девон	409	60,6	11,4
	силур	439	73,6	10,5
	ордовик	510	77,4	8,3
	кембрий	570	53,7	5,7

184

*) Время начала периодов по шкале [Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучения Восточной Европы. В книге: Климаты Земли в геологическом прошлом. М., Наука, 1987. с.5-43], млн.лет. Широта и среднее отклонение, ⁰ с.ш.

При анализе результатов будем иметь в виду следующее. Если граница зон смещается к полюсу, а для Северного полушария – к северу, то на Земле в это время идет процесс потепления (и, как

правило, аридизация). Напротив, если граница смещается к экватору, а для северного полушария – к югу, то на Земле в это время идет процесс похолодания (и, как правило, гумидизация). Это позволяет нам говорить о потеплениях и похолоданиях, о теплых и холодных периодах.

При обозначении широты границы зон величиной Θ , а среднеквадратичное отклонение от среднего значения этой величины величиной σ , будем иметь дисперсию в виде величины σ^2 . Первая величина (Θ) характеризует климат рассматриваемого периода в среднем по интервалу данного периода, а величина σ характеризует его изменчивость во времени.

185 Как можно видеть из таблицы 17, кембрийский период был теплым, о чем говорит высокое среднее положение границы умеренной и субтропической зон ($\Theta_{\text{ср}} \approx 54^{\circ}$ с.ш.), и стабильным (σ для границы зон составляло $5,7^{\circ}$ с.ш. за весь период). Для сравнения отметим, что в настоящее время $\Theta_{\text{ср}} \approx 40^{\circ}$ с.ш. В ордовике и силуре граница зон сместилась далеко на север ($\Theta_{\text{ср}} > 70^{\circ}$ с.ш.), что говорит о том, что эти периоды были теплыми. Девон был теплым, но холоднее ордовика и силура. В этот период возросла и нестабильность (изменчивость) климата (σ для границы зон была $>11^{\circ}$ с.ш. за весь период).

Каменноугольный и пермский периоды характеризуются низкими значениями средней широты зон, в среднем даже ниже ее современного уровня ($\Theta_{\text{ср}} < 39^{\circ}$ с.ш.), и высоким уровнем изменчивости ($\sigma=13^{\circ}$ с.ш.- для пермского периода).

Триасовый период отмечен смещением границы зон в высокие

широты ($\Theta_{\text{ср}} \approx 56^{\circ}$ с.ш.), что, по-видимому, говорит о потеплении и аридизации климата в это время.

В юрский период граница зон несколько сместилась к югу ($\Theta_{\text{ср}} \approx 48^{\circ}$ с.ш.), но в **меловой период** она снова сместилась к полюсу и достигла наибольшего значения за мезозойскую эру ($\Theta_{\text{ср}} \approx 57^{\circ}$ с.ш.). В течение мезозойской эры показатель климатической изменчивости σ нарастал от 14° в триасе до 20° с.ш. в мелу.

В целом, картина климатических изменений, которая просматривается из данных таблицы 17, не противоречит данным палеоклиматологии [Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев, 1987, 189 с.]

Представляет интерес рассмотреть те же средние статистические характеристики палеоклиматической зональности для более мелких подразделений геохронологической шкалы. Результаты таких вычислений приведены в таблице 18.

Вариации средней (по векам) широты границы умеренной и субтропической зон для Северного полушария, 0 с.ш. Время начала века по шкале [Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., Недра, 1969, 208 с.]

Таблица 18.

Время, млн. лет	Век	$\Theta_{\text{ср}}$	σ
210	Rhaetian	55,0	7,1
223	Norian	66,5	9,0
235	Carnian	47,7	<u>18,5</u>
240	Ladinian	51,2	3,7
241	Anisian	56,0	0 Tr

242	Spathian	55,0	0
243	Nammalian	49,0	0
245	Griesbachian	55,0	0
248	Changxingian	50,0	<u>3,6</u>
250	Longtanian	52,5	0,7
253	Capitanian	51,3	0,6
255	Wordian	50,0	0
256	Ufimian	48,0	0 P
260	Rungurian	42,8	2,5
269	Artinskian	40,0	2,9
282	Sakmarian	25,3	<u>12,6</u>
290	Asselian	30,9	8,9
294	Noginskian	48,3	4,5
295	Klazminskian	43,0	0
298	Dorogomilovskian	41,7	5,8
300	Chamovnicheskian	30,5	4,9
303	Krevyakinskian	46,3	3,8
305	Myachkovskian	35,5	0,7
307	Podolskian	48,5	6,4
309	Kashirskian	51,0	4,2
311	Vereiskian	53,0	2,8 C
313	Melekesskian	58,0	1,4
318	Cheremshanskian	48,4	4,2
321	Yeadonian	39,3	3,2
322	Marsdenian	32,0	0

323	Kinderscoutian	24,0	0
326	Alportian	30,3	5,0
328	Chokierian	34,5	4,9
331	Arrsber	37,3	2,9
333	Pendleian	36,5	0,7
336	Brigantian	35,0	3,0
339	Asbian	25,3	2,5
343	Holkerian	29,5	3,1
346	Arundian	35,3	1,2 C
350	Chadian	28,3	7,4
354	Ivorian	20,0	<u>10,9</u>
363	Hastarian	42,0	9,3
367	Famennian	47,3	8,1
377	Frasnian	55,9	7,8
381	Givetian	62,2	2,3
386	Eifelian	62,8	3,2 D
390	Emsian	48,0	4,5
396	Pragian	54,2	<u>11,9</u>
409	Lochkovian	73,8	4,0
411	Pridoli	79,0	0
415	Ludfordian	77,8	2,9
424	Gorstian	78,8	3,1
425	Gleedonian	82,0	0
426	Whitwellian	83,0	0 S
430	Sheinwoodian	80,5	1,3

433	Telychian	72,0	4,6
437	Aeronian	51,5	4,4
439	Rhuddanian	60,5	3,5
443	Ashgill	67,0	3,5
464	Caradoc	75,9	<u>7,6</u>
469	Llandeilo	85,2	3,5 O
476	Llanvirn	87,3	0,5
493	Arenig ₁	76,4	<u>8,0</u>
510	Tremadoc		
514	Dolgellian	59,5	3,1
517	Maentwrogian	51,7	2,5
530	Menevian	47,2	5,4
536	Solvan	60,8	2,1 G
554	Lenian	53,7	4,2
560	Atdabanian	52,2	2,5881,8
570	Tommotian	57,6	

189

Примечание: Подчеркнуты и выделены жирно - максимальные σ для данного периода.

Смысл характеристик Θ_{cp} и σ тот же, что и выше, но только усреднение теперь не по интервалу времени периода, а по интервалу продолжительности каждого века. Датировка границ периодов и веков (с округлением величин до целых значений), а также обозначения взяты из шкалы [Harland W.B. Armstrong P.L., Cox A.V. et al. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 1982]. Значения Θ_{cp} и σ

рассчитывались как средние ($\delta_{\text{ср}}$ от Θ и σ - их средние квадратичные отклонения) по таблицам, приведенным в работе [Волков Ю.В., Сеславинский К.Б., Ясаманов Н.А. Об изменениях климата в кембрии, ордовике, силуре (ДАН СССР, 1991, т.317, №6, с.1439-1442)].

Из данных таблицы 18 картина климатических изменений в промежутке от кембрийского до триасового периода включительно предстает с большими подробностями. Можно заметить, что в начале второй половины кембрия произошло смещение средней широты границы зон к югу до 47° с.ш. и одновременно возросла изменчивость ($\sigma = 5,4^{\circ}$ с.ш.). Согласно изложенному выше, в этот век должны произойти некоторое похолодание и гумидизация климата.

190 В ордовикском периоде, видимо, необычайно жарком для суши, первое существенное смещение широты границы зон к экватору произошло в карадокском веке, и тогда же возросла изменчивость климата. Граница силура и ордовика отмечена наибольшим за период смещением границы зон к югу. В силурийский период граница зон снова сместилась к северу и ее обратное смещение происходило уже в девоне.

В девонском периоде граница зон дважды смещалась к югу – в эмский (до 48° с.ш.) и фаменский (до $47,3^{\circ}$ с.ш.) века. В каменноугольный и пермский периоды смещение границы зон к югу происходило неоднократно. Последнее за эти периоды смещение произошло в сакмарский век перми (до $25,3^{\circ}$ с.ш.). После этого граница зон смещалась к северу, и только в капитанском веке и непосредственно у границы перми и триаса происходили небольшие

по величине смещения границы зон на юг – в намальском (49^0 с.ш.) и карнийском ($47,7^0$ с.ш.), а максимальное смещение к северу – в норийский век ($66,5^0$ с.ш.).

В таблице 18 заметна еще одна интересная особенность – это характер поведения величины σ , которая характеризует изменчивость положения границы зон (квадрат этой величины есть дисперсия) и, следовательно, климатическая изменчивость за тот период, на котором вычисляются средние значения широты границы зон. Замечательно, что максимумы этой величины находятся вблизи границ крупных геохронологических разделов. Вряд ли такое совпадение может быть случайным – возрастание климатической нестабильности должно вести к многочисленным изменениям в растительном и животном мире, а именно, по их остаткам и устанавливается положение крупных стратиграфических разделов.

191

Некоторые отклонения максимумов σ от установленных границ могут объясняться какими-то естественными причинами, либо некоторой неточностью датировок границ в самой геохронологической шкале. Мы вернемся к этому вопросу при рассмотрении аналогичных результатов для мелового периода.

12.1.1. Вариации климатической зональности в раннем палеозое (570-410 млн. лет) [17].

Бедность органических остатков и малочисленность, палеотермических определений для случая раннепалеозойского времени делают необходимым привлечение литологических

индикаторов палеоклиматических обстановок [49,46]. Благодаря моделированию теперь есть возможность сопоставления результатов анализа климата, полученных двумя независимыми методами. Использовалась шкала [82].

Кембрийский период (570-511 млн. лет). Согласно модели, в начале кембрийского периода шел процесс потепления - граница зон субтропического и умеренного поясов постепенно смешалась в высокие широты от 54 до 60° с.ш. (табл.7), а среднее значение этой величины в алданском веке - 56° ↑ с.ш. Во второй половине алданского века потепление сменяется похолоданием - снижением широты границ климатических зон. Однако вариации положения границ зон в конце алданского века происходили неравномерно (рис.6). Снижение средней широты границ зон приводит к минимальному ее значению на рубеже алданского и ленского веков - 49° с.ш., после чего начинается новый рост до значения 56° с.ш. Колебательный характер перемещения границ климатической зональности в первой половине ленского века мог соответствовать картине чередований частичных аридизаций и гумидизаций климата в это время. После быстрого процесса похолодания в середине ленского века, с понижением границы зон до 46⁰ с.ш., далее до конца века шел процесс постепенного ее возрастания до 53° с.ш. в конце века. Среднее значение этой величины в ленском веке - 52⁰ с.ш.

Вариация широты северной границы субтропической зоны в раннем палеозое согласно модели [15] (граница субтропической и умеренной зон, градусы с.ш.).

Таблица 7.

Вре	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
мя,										
млн.										
лет										
410	79	79	74	77	80	80	81	79	72	77
420	79	82	82	Л	78	82	83	82	81	80
430	79	76	73	67	57	49	47	53	58	63
440	66	66	64	72	72	77	76	78	83	80
450	70	70	65	57	67	71	72	74	80	85
460	86	84	78	82	86	86	87	79	87	87
470	87	87	87	87	87	88	88	88	88	87
480	80	86	88	88	87	82	80	78	81	82
490	76	77	78	77	78	78	77	77	76	74
500	74	72	69	67	63	64	65	66	66	65
510	64	63	61	58	56	54	52	49	46	42
520	39	40	43	47	48	49	50	51	50	50
530	59	61	58	64	62	59	61	60	60	59
540	58	54	49	54	54	53	53	49	49	46
550	56	56	49	56	52	49	51	55	50	54
560	54	57	58	60	59	59	59	58	56	56
570	54									

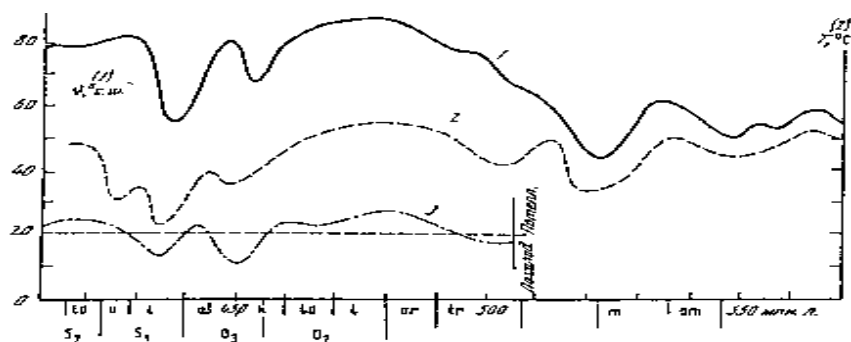


Рис. 6. Сопоставление результатов модельных расчетов колебаний палеоширотного положения границы между умеренной и субтропической климатическими зонами Земли (1) с палеоклиматическими данными об изменениях температуры воды океанов (2), °С, и об общих изменениях климата по литологическим индикаторам (3, относительные потепления и похолодания). Кривая 1 - усреднение по интервалу 5 млн. лет.

194

Геологические материалы по кембрию очень малочисленны и не позволяют дать подробную характеристику климатической зональности. Однако о жарком и аридном климате начала кембрия можно судить по распространению экстракарбонатной, сульфитно-карбонатной и эвапоритовой формаций, присутствию остатков археоциатовой, коралловой, брахиоподовой и водорослевой фауны, распространению осадочных железных руд, фосфоритов и солей. Нижнекембрийские толщи присутствуют в Северной Америке, Южной Америке, Евразии. С течением времени площади солеродных бассейнов сокращались [26].

Модельные расчеты показывают, что АМГИНСКИЙ ВЕК продолжает аридную фазу, начавшуюся с середины ленского века. Незначительные гунидизации в начале и конце века не нарушают этой

общей тенденции. Среднее значение границы зон в амгинском веке составляет 57° с.ш., а минимальное и максимальное - 54 и 61° с.ш. соответственно. Аридная фаза достигает своего максимума в начале МАЙСКОГО ВЕКА - граница зон - 64° с.ш. Далее с небольшими колебаниями граница зон смешалась до отметки 40° с.ш. в конце майского века. Среднее значение этой величины в майском веке - 52° с.ш.

Если в течение майского века, по модели, существовали условия, которые при подходящих палеогеографических обстоятельствах могли привести к развитию оледенения, то с начала ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ начинается новая аридная фаза: граница зон от 39° с.ш. неуклонно шла вверх до 66° с.ш.

195 Согласно геологическим данным, к концу кембрийского периода возрастание роли глинистого материала и появление гидроокислов железа среди бассейновых фаций, а также находки реликтов кор выветривания позволяют предполагать наступление существенной гумидизации [62]. В позднем кембрии накопление галогенных осадков почти прекратилось, резко сократилось рифообразование. Вместе с тем возросло поступление в седиментационные бассейны терригенного материала. Это говорит о том, что климат стал менее засушливым, возросло количество атмосферных осадков, увеличились сток и денудация. С изменением климатических условий изменилась и фауна: началось вымирание организмов, строящих рифы (археоциаты), и наступил расцвет групп, обитавших в зоне накопления терригенных илов (трилобиты) и других организмов, в

том числе новых семейств [47, 90, 91].

Согласно модели, процесс аридизации, начавшийся в позднем кембрии, продолжался в течение ТРЕМАДОКСКОГО и АРЕНИГСКОГО веков. С небольшими колебаниями вблизи границ веков средняя широта границы зон повышалась от 39° до 88° с.ш. Ее среднее значение в тремадокском веке составило 74° , а в аренигском - 84° с.ш.

В тремадокский этап общего преобладания гумидного климата произошло формирование залежей оолитовых железных руд Скандинавии, Прибалтики, Бретании, Нормандии и северо-запада Испании. В аренигском веке на разных континентах появляются новые аридные зоны. Одновременное появление в аренигском веке на разных континентах новых аридных зон, вероятно, было следствием общего потепления климата планеты [46].

196

Согласно модели, среднее значение широты границы зон составляло в ЛЛАНВИРНЕ 87° и в ЛЛАНДЕЙЛЕ - 75° с.ш. соответственно. Характер изменений границы зон в эти века отличается от раннего ордовика - положение границы зон в течение этого времени остается почти неизменным. Лишь в лландейльском веке намечается некоторое ее снижение за счет двух фаз незначительного понижения границы зон. Смещение тропической зоны в область 60-х и более высоких широт означало ее гумидизацию за счет огромного расширения зон экваториального климата по всей Земле.

Согласно геологическим материалам, лланвирнский и лландейльский века характеризуются волной гумидизации климати-

ческих условий [46]. Общая гумидизация среднего ордовика подтверждается также образованием ряда месторождений осадочных железных и марганцевых руд. Среднеордовикские оолитовые железные руды известны на юге Мичиганского и в Виллистонском бассейнах, в Нормандии, Испании, Тюрингии и Богемии, марганцевые руды - в Казахстане и Тянь-Шане.

Согласно модели, с начала КАРАДОКСКОГО ВЕКА наступает фаза снижения средней широты границы зон. Среднее значение этой величины в карадоке уже 71° , а в ашгилле - 65° с.ш. По мере снижения средней широты границы зон на континентах вновь появляются области, соответствующие тропической зоне.

197 Литологические индикаторы показывают, что в начале позднего ордовика аридные зоны снова возникли почти на всех континентах [46]. Аридизация климата позднего ордовика предшествует по времени появлению ледниковых отложений в Европе, Северной Америке и Африке. В Европе оледенение везде имело горный характер. Итак, потепление и аридизация карадока сменились в ашгилле похолоданием.

Согласно модели, средние значения широты границы зон для ЛЛАНДОВЕРИЙСКОГО И ВЕНЛОКСКОГО веков составляют 64° и 81° с.ш. соответственно. Эволюция зональности шла от минимального значения 47° с.ш. в начале лландовери до $82-83^{\circ}$ с.ш. в венлоке. Зональность венлока близка к постоянной.

В начале силура господство гумидного, сравнительно прохладного климата сохранялось, так как в лландоверских отложениях всех

материков признаки аридности условий неизвестны (исключением является Сибирская платформа), но широко развиты тиллиты и тиллитоподобные образования в Южной Америке. В течение венлокского века климатические условия постепенно изменились. Если в первую его половину, возможно, еще сохранялся прохладный климат, о чем свидетельствуют тиллиты на юго-западе Перу и др., то затем, очевидно, наступило существенное потепление, так как на разных материках одновременно возникли аридные зоны, в которых формировались эвапориты и гипсоносные отложения [46].

Согласно модели, после максимума в подъеме границ зон в начале венлока до величины 83° с.ш. в позднем силуре намечается постепенный общий спад до 79° с.ш. Однако этот процесс шел с небольшими колебаниями, но последние усиливались перед концом каждого века, что, вероятно, приводило к эволюционному скачку в развитии органического мира. Средние значения границы зон для двух веков позднего силура - 79° и 78° с.ш. соответственно.

198

В верхах разрезов силурийских отложений литологические признаки аридности перестают встречаться, и новая волна общего эвапоритообразования зародилась в среднем девоне [46]. Следовательно, вполне вероятно, что в конце силурийского периода наступило преобладание гумидных условий и, очевидно, некоторое похолодание.

Таким образом, проверяемая расчетная модель вариаций климатических зон в раннем палеозое в целом соответствует картине климатических изменений в этот период, намечаемый исходя из

анализа имеющихся геологических материалов (см. рис.6). Изображенная на графике палеотемпературная кривая построена на основании средних данных магнезиальной палеотермометрии (в основном по территории Европы, Южной Сибири, Казахстана, Средней Азии, Закавказья, которые располагались в разных климатических поясах) и температурной интерпретации ряда палеоклиматических индикаторов, в частности, фаунистических комплексов, флористических данных и некоторых геохимических показателей. Следовательно, теоретическая модель вариаций климатической зональности может быть рекомендована к использованию при исследованиях палеоклиматов раннего палеозоя наряду с другими методами реконструкций.

199

Возникает вопрос: нельзя ли применить модель "резонансов" для каких-либо практических целей? Возможным ответом послужат результаты двух последних разделов этой главы работы. В первом из них мы возвращаемся к работе [14] и установим связь между короткопериодными резонансами и сильными мелкофокусными землетрясениями, а во втором - используем модельные расчеты вариаций климатических зон для реконструкций палеотечений в меловом периоде.

12.1.2. Вариации климатической зональности в позднем палеозое (409-246 млн. лет) [63].

Трудности палеоклиматических реконструкций в палеозое хорошо известны [62], они связаны с тем, что характер осадконакопления, состав органического мира позднего палеозоя в определенной мере не

похожи на современные. Это делает перспективным применение теоретических модельных расчетов вариаций климатической зональности, которые должны предварительно пройти надлежащую проверку.

Модельные расчеты [15] делались для северного полушария.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД (409-364 млн. лет).

ЖЕДИНСКИЙ (408-402 млн. лет) и ЗИГЕНСКИЙ (401-395 млн. лет) века. Согласно модели, жединский и зигенский века продолжают жаркую аридную фазу позднего силура. Средние значения широты северной границы субтропиков в них составляют 75° и 70° с.ш. соответственно. Ход изменений широты зон внутри веков неравномерен и содержит по одному небольшому циклу гумидизации со смещением границы зон к экватору на величину порядка 10° .

200

Аридизация, начавшаяся во второй половине силура, достигла максимума в раннем девоне, когда область накопления красноцветов, доломитов и гипсов распространилась на преобладающую часть Европы и Азии, вплоть до Северной земли и бассейна Индигирки включительно. Аридный климат, по-видимому, не затрагивал Северо-Восточную Азию, на территорию которой карбонатные красноцветы и эвапориты не распространяются [47, 62]. С аридизацией климата в лудловском веке силура и раннем девоне связан упадок в развитии групп организмов, обитавших в зоне мелководья, в частности трилобитов, и полное вымирание граптлитов. Вместе с тем, аридный

климат вызвал прогрессивное развитие организмов - рифобразователей: четырехлучевых кораллов, мшанок, морских лилий [47]. Среднегодовые температуры на северо-востоке Евразии составляли 27°-29°C, а на остальной части материка - 32°-33°C. По данным магнетиальной палеотермометрии в Закавказье температуры среды обитания брахиопод и кораллов колебались в пределах 26°-28°C, на Среднем Урале - 28°-31°C, а на Восточно-Европейской платформе - 28°-30°C [60].

ЭМСКИЙ ВЕК (394-388 млн. лет). Согласно модели, во второй половине зигенского века начинается гумидный цикл - смешение климатических зон к экватору, с которым может быть связана фаза трансгрессии, увлажнения и относительного похолодания. Максимального развития этот процесс достигает в середине эмского века, когда северная граница зоны субтропиков снизилась до 37° с.ш. Однако к концу века средние значения этой величины вновь повышаются до 51° с.ш. Прямых геологических подтверждений похолодания в эмском веке пока нет. В то же время для материков южного полушария: Южно-Американского, Африканского и Австралийского отмечается, что в раннем девоне, возможно, существовали гумидные условия. На это указывает присутствие хорошо отсортированных терригенных осадков, наличие гидрослюдистых, монтмориллонитовых и каолинитовых глин [62].

ЭЙФЕЛЬСКИЙ (387-381 млн. лет) и ЖИВЕТСКИЙ (380-375 млн. лет) века. Согласно модели, эйфельский и живетский века выделяются близкими по величине значениями уровней положения се-

верной границы субтропической зоны (61 и 63⁰с.ш.) и характером ее вариаций - в каждом веке есть по два цикла аридизации - гумидизации с очень небольшими амплитудами колебаний.

Во второй половине девона климат несколько смягчается: уменьшается относительная роль карбонатных пород в разрезах, суживается ареал распространения красноцветов, и, вместе с тем, все чаще присутствуют отложения с растительными остатками и углепроявления [47].

202 ФРАНСКИЙ (374-368 млн. лет) и ФАМЕНСКИЙ (367-361 млн. лет) века. Эволюция климатической зональности во франкском и фаменском веках резко отличается от таковой в эйфельском и живетском веках - она характеризуется циклами потепления-похолодания уже большой амплитуды и прогрессивным нарастанием величины похолоданий (см. также рис.5). Средние значения широты границы умеренной и субтропической зон для этих веков составляют 53 и 43° с.ш. соответственно, а минимальные составляют 50,39° (граница веков) и 24⁰ с.ш. (конец фаменского века).

В конце девона степень аридности отложений повсеместно уменьшается [47].

В позднем девоне Южной Америки, отчасти Южной Африки, распространены тиллитопадобные породы, которые связывают с оледенением [47].

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД (363-291).

ТУРНЕЙСКИЙ (360-352 млн. лет), ВИЗЕЙСКИЙ (351-334 млн. лет) и НАМЮРСКИЙ (333-321 млн лет) века. Согласно модели,

климат турнейского века является продолжением позднедевонской гумидной фазы (средняя широта границы зон 38° с.ш.) и в самом конце века, на границе двух веков, эта граница опускается до 9° с.ш. Это должно означать развитие оледенения, если палеогеографические условия были подходящими. Однако для раннего карбона суша в северном полушарии, как и для девона, все еще представляла собой большое скопление островов, а мягкий морской климат и широкое обводнение в приполярной области препятствуют развитию мощного ледникового покрова. Визейский и намюрский века - это фаза постепенного смещения границы зон к северу. Соответственно шел процесс потепления и уменьшения обводнения суши.

203

Климат первой половинк периода был влажный. Фауна и флора, а также континентальные осадки этого возраста почти повсеместно представлены гумидными типами [47].

Согласно магнетиальной палеотермометрии, в раннем карбоне Закавказья температуры среды обитания корралов составляли 26 - 27°C , а брахиопод - 20°-21°C [62]. В это же время на приморских низменностях Формировались угленосные толщи - ДОНБАСС, Подмосковье, Кизеловский, Аппалачский бассейны и др.

БАШКИРСКИЙ (320-306 млн. лет) и МОСКОВСКИЙ (305- 297 млн. лет) века. Согласно модели, в первой половине башкирского века происходит процесс потепления и смещения границ климатических зон к полярным областям. Быстрый подъем границы зон субтропиков до 50-х широт означал и потепление климата, его дифференциацию, чему способствовала снижение обводнения суши. Среднее значение

широты северной границы субтропической зоны для башкирского века составляет 50^0 с.ш. Московский век - новая гумидная стадия, состоящая из двух циклов похолодания - потепления. Максимальные значения широты границы зон - 49 и 45^0 , а минимальные - 31^0 и 27^0 с.ш.

В среднем карбоне климат дифференцируется. Появление тунгусской флоры фиксирует установление в Северной Евразии тепло-умеренного (квазитропического) климата. Ему уже были свойственны сезонные различия: многие древесины кордаитов обнаруживают годовичные кольца роста [47].

Начиная с московского века в Сибири обособляется так называемая кордаитовая растительность [62]. Снижение температур в конце среднего карбона на всех материках южного полушария было настолько сильным, что привело к появлению ледниковых покровов [62].

КАСИМОВСКИЙ (296-292 млн. лет), и ГЖЕЛЬСКИЙ (291- 287 млн. лет) века. Похолодание московского века сменилось временным потеплением касимовского века, когда граница зон снова достигла 50-х широт (см. табл.19), но уже в гжельском веке она вновь падает до 23^0 с.ш. (новая очередная фаза оледенения).

Таблица 19.

Вариации широты северной границы субтропической зоны в позднем палеозое согласно модели [15] (градусы с.ш.)

Время, млн. лет	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
240	47	56	55	49	55	55	46	51	53	53
250	52	52	51	51	50	50	48	46	42	40
260	43	45	43	40	36	36	39	40	40	41
270	40	39	37	34	28	14	7	6	12	18
280	23	38	33	25	22	29	31	23	28	43
290	46	42	51	52	48	43	45	45	35	27
300	34	42	49	48	36	35	44	53	48	54
310	55	51	59	57	50	55	46	45	46	43
320	38	37	32	24	25	31	35	38	31	34
330	39	39	36	37	38	32	35	28	23	25
340	26	28	31	33	34	36	36	35	32	28
350	18	9	23	34	14	33	39	47	51	52
360	46	24	38	48	56	52	42	39	42	49
370	54	57	52	50	62	65	62	66	61	60
380	66	62	67	61	59	65	62	52	51	47
390	42	37	47	54	52	66	69	71	73	73
400	67	69	71	77	76	70	76	78	79	79
410	79	79	74	77	80	80	81	79	72	77

205

Одновременно с похолоданием изменилось положение аридной области, но в целом во второй половине карбона доминировал морской климат. В самом конце карбона на территории Индостана

наступило похолодание, приведшее к небольшому оледенению, проявившемуся в основном уже в ранней перми [47].

Снижение термического режима в морях тропического и субтропического климата хорошо подтверждается данными магнетиальной палеотермометрии - в среднем карбоне - 24-28°C; позднем - 18°-20°C, а для высоких широт Евразии - 8 -10°C [62].

Обширные ледниковые покровы возникали на территории Южной Америки, Африки, Австралии и Индостана.

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД (290-246).

РАННЯЯ ПЕРМЬ (286 -269 млн. лет). Начало перми по своему характеру, климатическим особенностям и тенденциям является прямым продолжением таковых позднекарбонового времени.

206 Согласно модели, три, следующие один за другим, похолодания - 23 , 22,6⁰ с.ш. были последними в серии пермо-карбоновых оледенений. Начиная с сакмарского века, граница зон сместилась в 40-е широты.

Характерная черта начала пермского периода - довольно низкие температуры на некоторых материках южного полушария [62].

В начале ранней перми в Австралии, а возможно, и в других областях, расположенных в высоких широтах южного полушария, существовали прохладные условия, но температуры сравнительно быстро повысились. В артинском веке появились аммоноидеи, мшанки, кораллы и брахиоподы иного родового состава. Их развитие и широкое распространение знаменовали наступившее потепление [62].

ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ (268-249 млн. лет). Согласно модели, в

позднепермскую эпоху происходило постепенное и почти неуклонное смещение границы зон в высокие широты. В отличие от колебательного характера таких смещений в каменноугольном периоде здесь можно отметить лишь два незначительных похолодания.

Начиная с кунгурского века происходит энергичная аридизация климата. В течение позднепермской эпохи аридизация нарастала. Климат в пермском периоде, в отличие от карбонового, был очень сухим, причем сухость климата в течение перми нарастала [47].

Далее проверяется соответствие теоретических модельных расчетов климатической зональности, предложенных в работе [Волков Ю.В. Солнечная активность и климатическая зональность. Бюлл. МОИП, отдел. Геологии, 1990. Т.65, вып.3, с.108-115] и частично рассмотренных выше, с имеющимися геологическими данными о палеоклиматах в мезозое.

В основе модели лежит представление о периодической изменчивости активности Солнца под влиянием гравитационного воздействия планет. Эпик (1961) (см.[47, с.227] выдвинул гипотезу о том, что превращение водорода в гелий в недрах Солнца совместно с диффузией газа должно создавать зоны неустойчивости и перемешивания. Это ведет к временному ослаблению излучения и, как следствие, похолоданию климата. Такое состояние может быть чувствительным даже к слабым внешним воздействиям, способным вызвать турбулентное перемешивание. Вильямс (1975) [95] предположил за тем, что триггер ледниковых условий связан с

приливным действием Магеллановых облаков.

Однако приливное действие планет, находящихся в непосредственной близости от Солнца, является фактором, значительно более вероятным и, кроме того, поддающемуся точному математическому расчету. Различные планеты обладают разными частотами обращения на орбите. Чем ниже частота изменений внешнего поля, тем на большую глубину распространяется его влияние. Вероятность одновременного возмущения двух соседних слоев пропорциональна произведению частот возмущений в этих слоях (а в нескольких – произведению всех частот). Таким образом получают периоды возмущений в десятки и сотни млн. лет.

208 Проверка модели на материалах палеоклиматов в палеозое [63,17] показала их удовлетворительное согласие, и в данном разделе мы продолжим сопоставление данных модельных расчетов с эмпирическими данными по мезозою. При сравнении необходимо учитывать, что модель [15] представляет лишь первый этап в теоретическом моделировании вариаций климатической зональности и в ней неучтенным остается целый ряд факторов, как-то: перемещения континентов, распределение суши и моря, холодные и теплые течения и др. В модельных расчетах мы прослеживаем лишь общие изменения во времени среднего значения положения границы субтропической и умеренной зон (Θ_{cp}).

12.2. МЕЗОЗОЙ (245- 66).

За основу привязки к геологическому времени взята шкала Харленда и др. [81], а для сравнения дается еще одна шкала (Оден, 1982). Будет

показано, как данные моделирования позволяют в некоторых случаях делать выбор между двумя геохронологическими шкалами. Геологические данные приводятся по материалам работ [47, 6, 61]. Расчетная схема вариации Θ_{cp} от времени приводится в [15] и главе 1 данной работы. Для интервала времени мезозойской эры расчетные величины Θ_{cp} сведены в табл.1. Статистические характеристики (по подразделениям) Θ_{cp} и σ рассчитывались на основе данных табл.1 и первой половины табл.4, с использованием специализированной для таких расчетов "Электроники МК- 71".

209

Модельные расчеты проводились для Северного полушария, и при их сопоставлении с геологическими данными необходимо учитывать следующее: 1) в мезозое отсутствовал Альпийско - Гималайский орогенный пояс; наличие теплых вод Атлантики и Средиземноморского бассейна (Тетис) (см. [47, с. 60 -66], а также господство ветров юго-западного направления приводили к эффекту наклонного положения границ климатических зон в направлении от Атлантики [6] (в настоящее время этот эффект также имеет место, но его величина много меньше); 2) современное значение $\Theta_{\text{cp}} = 10^0$ с.ш., однако мезозойский климат теплоумеренной зоны был, вероятно, немного мягче из-за отсутствия развитой полярной зоны.

Триас (хронология и величины Θ_{cp} и σ приведены в таблице 4. Согласно данным моделирования, климат раннего триаса должен был быть весьма теплым: $\Theta_{\text{cp}} = 54^{\circ}$ с.ш.; аридные зоны были севернее современных на 14^0 . Снижение Θ_{cp} в среднем триасе до уровня $42-51^0$ с.ш. должно означать гумидизацию условий, а новый рост Θ_{cp} до 58° -

61° с.ш. в позднем триасе вести к новому этапу развития аридных условий.

Таблица 4.

Геохронологические шкалы и величины Θ , σ_{n-1}

Шк.1 [б], млн.лет	Шк.2*, млн.лет	Век	Шкала 1		Шкала 2	
			δ	σ_{n-1}	δ	σ_{n-1}
			Градусы с.ш.			
65	65	Dan	-	-	-	-
74	72	Маа	71,6	11,3	76,1	7,9
83	83	Смп	36,7	11,4	40,2	12,9
87	87	San (K ₂)	30,5	5,4	30,5	5,4
89	88	Con	41,0	0	41,0	0
90	91	Tur	40,0	0	41,0	1,0
97	96	Cen	36,1	4,2	35,8	3,6
112	108	Alb	43,8	13,2	40,7	13,4
125	114	Apt	69,3	8,8	57,8	14,4
132	116	Brm	73,3	9,9	75,5	3,5
135	122	Hau (K ₁)	84,0	5,2	71,7	6,6
141	130	Vlg	78,7	4,8	64,8	9,6
146	135	Ber	61,8	7,2	84,2	3,7
152	141	Tih	53,2	11,2	78,7	4,8
155	146	Kim (J ₃)	66,0	3,6	61,8	7,2
157	154	Oxf	60,0	0	56,0	10,9
161	160	Clv	63,5	5,3	63,8	5,0
166	167	Bih (J ₂)	61,0	1,6	60,4	1,7
174	176	Baj	48,5	8,0	44,3	8,7
178	180	Aal	30,8	5,0	23,2	5,4
187	187	Toa	25,7	4,6	27,4	3,0
195	194	Plb (J ₁)	39,9	13,8	42,4	12,7

204	201	Siu	59,6	4,7	52,0	13,4
208	205	Пет	49,5	9,0	62,5	5,4

Геологические материалы в общем подтверждают эти выводы. Согласно [47], в аридный этап раннего и среднего триаса высыхают аллювиальные и приморские низменности, вымирает влаголюбивая растительность позднего палеозоя. Причиной вымирания был аридный климат, о чем свидетельствует сильная ксерофилизация флоры.

211 **Что касается среднетриасовой эпохи,** то здесь данные модельного реконструирования и палеоботанического резко расходятся. Согласно последнего, кульминация ксеротермического периода пришлась на среднетриасовую эпоху, тогда как по модели в середине этой эпохи должно произойти кратковременное (~ 1 млн. лет) и резкое смещение всех климатических зон в сторону экватора и северная граница субтропиков временно должна была снизиться до 25⁰ с.ш. Именно резкое кратковременное похолодание, сменившееся затем относительно быстрым потеплением и смещением северной границы субтропиков до 76⁰-79⁰ с.ш., может объяснить основное обновление растительности, приуроченное к этому времени. Если флора раннего триаса еще обнаруживает связи с позднепалеозойскими комплексами, то флора позднего триаса является уже вполне мезозойской.

На средний триас пришлось основное обновление растительности [47]. Если флора раннего триаса еще связана с позднепалеозойскими комплексами, то флора позднего триаса уже вполне мезозойская. В

конце поздне триасовой эпохи климат стал смягчаться [47].(Заметим, что это согласуется с данными шкалы 1, но противоречит данным шкалы 2. Согласно последней, смягчение климата наступает лишь в синемюрский век (см. табл. 4).

В поздне триасовую эпоху климат начал смягчаться; ареалы сильно изреженной засухоустойчивой растительности суживаются, и соответственно увеличиваются площади, занимаемые мезофильной растительностью. Это полностью согласуется с модельными реконструкциями – если не считать незначительных ($\sim 10^0$) колебаний в положении границы умеренной и субтропических зон, за этот промежуток времени среднее значение широты этой границы снижалось от 79^0 с.ш. до 53^0 с.ш.

212

На протяжении позднего триаса ландшафты Западной и Южной Европы, Аравийского полуострова и Центральной Азии из экстрааридных преобразовались в умеренные аридные, близкие к тем, которые в предшествующую эпоху свойственны Северо-Восточной Европе и Сибири.

Юрский период (213-145 млн. лет). Начавшаяся в ретском веке триаса гумификация климата, связанная с тенденцией смещения климатических зон в сторону экватора, продолжалась в раннюю и среднюю эпохи юры. Аридные области уменьшаются и смещаются к экватору. Максимального развития достигает океанический климат.

В поздней юре наступает новая фаза аридизации с

максимумом в оксфорде-киммеридже. Таков общий фон климатических изменений в течение юрского периода, прекрасно согласующийся с поведением климатических зон по модельным расчетам. Рассмотрим теперь эти сравнения в подробностях.

Ранне-юрская эпоха.

Юра (хронология и другие величины табл. 4). Согласно модельным расчетам, в раннеюрскую эпоху идет процесс снижения средней широты границы субтропической и умеренной зон от 50° - 60° с.ш. в геттангский и синемюрский века, до 40° - 26° с.ш. - в плинсбахский и тоарский века, что должно было означать снижение термического режима и гумидизацию.

213

Согласно геологическим материалам, в рэтском веке триаса, раннюю и среднюю эпохи юры климат повсеместно гумидизируется [47]. Или же более подробная информация [61]: в геттангском и синемюрском веках в условиях сильного обводнения и умеренно теплого климата со среднегодовыми температурами около 10-15° С процесс образования каолиновых кор выветривания протекал замедленно. В это время на юге России господствовал равномерно влажный климат. По термическому режиму здесь выделяются уверенно теплая и субтропическая зоны.

В плинсбахском веке фациальный состав осадков и растительные ассоциации позволяют предполагать существование тех же ландшафтов, что и в начале юрского периодов, однако в результате трансгрессии и преобладающего опускания территории

расширились области морской и континентальной седиментации. В конце века скорость речных потоков резко уменьшилась. Тоарский век в Крыму и на Кавказе был веком максимальной трансгрессии. Хвойно-беннетитовые леса с папоротниковым подлеском покрывали значительные пространства Европейской части России и Урала. Зональный тип формаций и растительности оставался почти таким же, как в плинсбахе. На Северном Кавказе температуры колебались в пределах 20° - 22° С, но в позднем тоаре они снизились до 15° - 17° С.

Согласно модели, эпоха средней юры характеризуется постепенным смещением границы климатических зон в высокие широты. В ааленском веке $\Theta_{\text{ср}} = 30^{\circ}$, байосском - 48° , батском - 60° с.ш. и келловейском - 63° с.ш., т.е. должно постепенно происходить нарастание термического режима до жаркого аридного климата.

Снова геологические данные [47, 61] подтверждают выводы теоретических расчетов. В распределении растительных ассоциаций значительные изменения произошли во второй половине батского века, особенно на юге Центральной Азии, где появились ксерофильные формы. В байосском и батском веках на Европейской части России и в Центральной Азии существовал равномерно влажный субтропический климат, но в конце байоса и в бате на возвышенных участках появились признаки иссушения. В среднем келловее произошла смена литологического типа осадков, которые отличались повышенной карбонатностью,

геоботанические зоны постепенно смещались в северном и северо-восточном направлениях.

Согласно модели, в позднеюрскую эпоху в оксфордском, киммериджском и титонском (волжском) веках термический режим остается высоким ($\Theta_{\text{cp}} = 60^{\circ}$ с.ш.). Вновь данные шкал 1 и 2 дают несколько различные предсказания (табл.4). Согласно первой, титонский век - это гумидная фаза климата, тогда как, согласно второй, титон и берриас представляют собой наивысшую фазу смещения границы зон в высокие широты за весь мезозойский период.

215 Согласно геологическим материалам, в поздней юре наступает новая фаза аридизации с максимумом в оксфорде-киммеридже [47, с.194]. Особенности позднеюрской эпохи являлись не только возникновение аридной области и распространение ксерофитов, но и значительное продвижение в высокие широты теплолюбивых растений. Вообще в позднеюрскую эпоху все геоботанические зоны были сдвинуты к северу относительно их положения в ранней и средней юре. Потепление климата сопровождалось иссушением [47, с.83]. Палеотемпературы: в Хатангской впадине в оксфорде - 15° , в раннем киммеридже - 15° , а в позднем киммеридже - 17°C ; в Прикаспии в ранневолжское время - $21-23^{\circ}$, а в поздневолжское - $23^{\circ}-24^{\circ}\text{C}$ [61, с.90].

Геттангский и синемюрский века. На общем фоне снижения средних величин широт границ климатических зон в раннеюрскую эпоху можно выделить отдельные циклы частичной

аридизации и последующей гумидизации климата. Таковы геттангский и синемюрские века. Каждый век начинается с частной аридизации, последующим ее максимальным развитием и заканчивается новым гумидным циклом. Очень незначительное колебание климатических зон в начале синемюрского века (согласно модельным реконструкциям) вряд ли могло быть зафиксировано в эмпирических материалах. В геттангском и синемюрском веках значительная часть денудационных ландшафтов Восточно-Европейской платформы покрывалась хвойно-гинкговыми лесами, в которых главную роль играли умеренно-теплые представители и лишь незначительную примесь составляли древовидные папоротники. По составу растительных ассоциаций и литогенетическим формациям термический режим в центральных районах Восточно-Европейской платформы, Урала, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, центральных районов Западной Сибири и Сибирской платформы был умеренно теплым. Умеренно теплый режим существовал также в пределах Тургайской и Ангаро-Вилюйской низменностей и на юге Западной Сибири. Южные районы Европейской части СССР, Приаралье и Запад средней Азии, т.е. районы, которые характеризуются более высоким термическим режимом и сравнительно большей влажностью. Таким образом, в геттангском и синемюрском веках на территории Юга СССР господствовал равномерно-влажный климат с большим годовым количеством атмосферных осадков.

Плинсбахский век. В плинсбахе по сравнению с синемюром

расширились площади осадконакопления. На европейской части СССР, в Средней Азии и в Тургае в течение плинсбахского века существовал равномерно влажный климат с субтропическим термическим режимом. На юге области температуры колебались в пределах 20-24⁰С, т.е. близки к тропическим, но в северном направлении они понижались на 3-5⁰. В конце плинсбахского века скорость речных потоков резко уменьшилась, и, по-видимому, к концу плинсбахского века относится начало формирования угленосных отложений Иркутского амфитеатра и Канско-Тасеевской впадины.

217

Согласно модельной реконструкции в конце плинсбахского века произошло резкое кратковременное похолодание и северная граница субтропиков понизилась до 22⁰ с.ш. /то соответствует ледниковому климату. Однако уже через 1 млн. лет эта граница окажется на уровне 56⁰ с.ш. Могут ли угленосные отложения юры быть свидетелями ледниковых эпизодов в ходе климатических изменений, как, например, таковые в каменноугольном или пермском периодах, пока неясно.

Тоарский век. Зональный тип формаций и растительности в тоарском веке оставался примерно таким же, как и в плинсбахе. Однако, по сравнению с предшествующими веками раннеюрской эпохи увеличивалась роль влаголюбивой растительности. Хвойно-беннетитовые леса с папортниковым подлеском покрывали значительные пространства европейской части СССР и Урала. Лишь на Украинской возвышенности росли умеренные хвойно-

гинкговые леса.

Среднегодовые температуры в Ленском море и в Вилюйском заливе колебались в пределах $19,4-24,6^{\circ}\text{C}$.

О высокой температуре морских вод Карпат, Крыма, Кавказа и Памира свидетельствует появление коралловой фауны. На Северном Кавказе температуры в раннем тоаре, установленные по рострам белемнитов, колебались в пределах $20-22^{\circ}\text{C}$, но в позднем тоаре они понизились до $15-17^{\circ}\text{C}$. Снижение термического режима приповерхностных вод устанавливается и по сокращению ареала теплолюбивой фауны.

218 Несмотря на общее замечательное согласие модельных и геологических палеорекопструкций, модельные расчеты часто содержат некоторые детали в виде кратковременных эпизодов, которые отсутствуют в геологических материалах. Так, например, согласно расчетам, в середине тоара должен быть эпизод похолодания, при котором на короткий срок (около 1 млн. лет) произошло снижение северной границы субтропической зоны с 56° с.ш. до 27° с.ш. и восстановлением ее до 51° с.ш., однако этот эпизод не был отмечен геологами, что указывает либо на несовершенство модели, либо на неполноту эмпирических данных.

Среднеюрская эпоха. Если вся раннеюрская эпоха представляется теплой и влажной (согласно модели среднее значение северной границы субтропиков для этой эпохи составило 53° с.ш.), то среднеюрская эпоха в целом представляется как относительно холодная (среднее значение северной границы

субтропиков 32° с.ш. – сравни, современное ее значение – 40° с.ш.) Ааленский век. В ааленском веке происходило расширение трансгрессии. Коренных изменений климата в это время не отмечается. Однако по сравнению с тоарским веком угленакопление на юге Сибирской платформы в середине аалена полностью прекратилось. Вполне вероятно, что причиной затухания угленакопления явилось постепенное исчезновение контрастности областей аккумуляции и денудации. В районах, где сохранился контрастный рельеф, угленакопление продолжалось. Снижение термического режима в ааленском веке устанавливается и по палеотермометрическим данным. Похолодание охватило также и центральные районы европейской части СССР, и северные районы Тетиса. В позднем аалене температуры вновь повысились. Байосский и батский века. В распределении растительности значительные изменения произошли во второй половине батского века, особенно на юге Средней Азии, где появились ксерофильные формы. В целом, значительные пространства юга СССР в байосском и батских веках покрывались влаголюбивой и теплолюбивой растительностью. Появление слабой красноцветности полимиктовых осадков, свойственной областям с переменнно-влажным климатом, является показателем изменения режима увлажнения. Причем это изменение было настолько постепенным, что не нашло достаточного отражения на основе растительности, которая приспособилась к изменившимся условиям. Таким образом, в байосском и батском веках на

европейской части СССР и в Средней Азии существовал равномерно-влажный субтропический климат. Но в конце байоса и в бате на возвышенных участках появились признаки иссушения. Ландшафтно-климатические среднеюрской эпохи юга СССР отличаются от раннеюрских, что нашло свое отражение в строении литогенетических формаций и в составе растительных ассоциаций. Одной из особенностей среднеюрской эпохи является завершение угленакопления на юге Сибирской платформы.

Из сопоставления этих геологических данных с моделью можно сделать вывод, что модель дает правильное качественное описание палеоклиматических тенденций, возможно несколько преувеличивая эпохи похолоданий.

220

Позднеюрская эпоха. Согласно модели средняя широта северной границы субтропиков в позднеюрскую эпоху составляет 56° с.ш. Процесс возрастания этой величины и соответствующая тенденция к потеплению и иссушению климата, начавшийся согласно модели и геохронологической шкалы в байосском веке продолжается до своего апогея в оксфордском и кимериджском веках.

В среднем келловее произошла смена литологического типа осадков, которые отличались повышенной карбонатностью. В позднеюрскую эпоху на территории юга СССР качественный состав растительности по сравнению с предшествующими веками сильно изменился, что явилось отражением происходившей смены климатических условий. Геоботанические зоны постепенно смещались в северном и северо-восточном направлении.

Территория юга СССР подверглась аридизации и сероцветные порой угленосные осадки, столь характерные для ранне-и среднеюрской эпохи, сменились красноцветными и пестроцветными отложениями. Гумидные условия сохранились лишь на территории Сибирской платформы. Термический режим бассейнов Восточно-Европейской платформы и запада Средней Азии был близок к субтропическому, а в Карпатском, Крымско-Кавказском, Копетдагском и Памирском бассейнах приближался к тропическому.

Оксфордский и кимериджский века. Палеотермометрические определения по рострам белемнитов на территории Русской платформы позволяют выделить две термические зоны. На севере (южные районы Подмосковья и север Ульяновско-Саратовского прогиба) температуры колебались в пределах 13,7-14,5⁰С. В южном направлении они постепенно повышались до 20⁰ в центральных частях Ульяновско-Саратовского прогиба и до 20,5-21⁰С – в Среднем Поволжье. Несколько более низкие температуры характерны для оксфорда (14-18⁰С). Южные районы Восточно-Европейской платформы, Закаспий, Средняя Азия, Крым, Кавказ и Памир характеризовались жаркими аридными условиями. Растительные остатки в осадках почти неизвестны, так как на суше растительный покров отсутствовал. Палеотемпературы оксфорда в Крыму составляли 22,8-23,4⁰С.

Волжский век. В волжском веке распределение растительных ассоциаций было аналогично оксфорду и кимериджу. Ландшафт

саванн характерен для континентальных пространств европейской части СССР, южной части Западной Сибири, Урала, Казахстана. Южные районы Туранской плиты и Средняя Азия представляли собой пустынные и полупустынные области. В середине волжского века в результате установления более тесной связи с Арктическим бассейном в море Восточно-Европейской платформы мигрировали «бореальные формы». Таким образом, характерной особенностью позднеюрского этапа развития территории Юга СССР является аридизация.

Неясно, является ли похолодание в середине волжского века согласно модели причиной появления «бореальных форм» или есть некоторое несогласие в датировках геохронологической шкалы, принятой за основу. Возможно, что отмеченное похолодание должно быть отнесено уже к меловому периоду, однако напомним, что согласно модели максимум аридизации – оксфорд – киммеридж.

Меловой период (144 – 66 млн. лет). Согласно модели меловой период имеет климатическое строение, подобное строению юрского периода: аридизация – гумидизация – аридизация.

В неокоме аридизация климата Евразии усиливается еще больше. Экстрааридный климат кроме Южной Европы, Аравийского полуострова и Ирана снова распространяется на Среднюю и Центральную Азию, а умеренно аридный достигает средних районов Западно-Сибирской низменности. С неокомским аридным максимумом совпала смена мезозойской растительности –

появление и быстрое расселение покрытосеменных, постепенно вытеснивших голосеменные. Очевидно, в неокоме климат стал более солнечным, облачный покров более тонким и редким, содержание паров воды и углекислого газа в атмосфере уменьшилось.

В конце апта – альбе наступила очередная гумидная фаза, сопровождавшаяся некоторым похолоданием и смещением изотерм к югу. В позднем мелу (после сеномана) климат Евразии опять подвергается аридизации и еще больше дифференцируется. Таким образом, схема климатических изменений, намечаемая, согласно модели, согласуется в общих чертах с геологическими данными. Рассмотрим сравнение в подробностях.

Раннемеловая эпоха.

223

Берриасский и волонжинский века. Состав растительности в неокоме на территории Юга СССР, особенно в южных областях, оставался примерно таким же, как и в позднеюрскую эпоху, но геоботаническая зональность в целом претерпела некоторые изменения. Расширилась область развития хвойно-гинкговых лесов. На юге Средней Сибири гинкговые леса отсутствовали. Здесь росли тропические хвойные и папортниковые. Причем в западном направлении роль ксерофильных элементов в растительном покрове возрастает.

Трангрессия Арктического бассейна в начале мелового периода на юг способствовала смещению климатических зон и значительному ослаблению аридизации.

Развитие карбонатной и гипсоносной красноцветной континентальной, эвапоритовой и экстракарбонатной формаций в Закавказье и на юге Средней Азии ограничивает распространение области аридного тропического климата. В ее пределах распространена тропическая фауна (кораллы и рудисты и неизвестны растительные сообщества. На континентальных пространствах располагались пустыни и полупустыни. Согласно палеотермическим определениям, среднегодовые температуры в морских бассейнах достигали +27-28⁰С.

Готеривский век. В готеривском веке гумидные условия по данным распространения растительных ассоциаций и литологическому составу осадков, продолжали существовать на значительной части Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В Западной Сибири, по-видимому, из-за регрессии и одновременного понижения рельефа Казахской суши, повлекшего за собой изменения барических центров, климат стал засушливым.

Барремский век. В барремском веке состав растительности оставался примерно таким же, как и в готериве, но изменились границы геоботанических зон. Низменные районы юга Западной Сибири покрывались зарослями влаголюбивых папортников. Лесная растительность состояла из тропических древовидных папортников с примесью плауновых и хвощевых в подлесках. Значительное уменьшение площади развития аридных формаций и смена растительных ассоциаций, переносящих засуху, на влаголюбивые позволяют предполагать равномерные влажные

условия, которые заменили аридные на значительной части территории СССР. По сравнению с готеривом значительно расширились площади угленакопления. Эти геологические данные находятся в хорошем согласии с модельными.

Аптский век. В аптском веке произошла постепенная перестройка растительного покрова. Среднегодовые температуры южной половины Европейской части СССР в течение аптского века не оставались постоянными. Присутствие большого количества тропических форм растений на низменностях позволяет считать термический режим их по крайней мере не ниже 20-22⁰С. Близкие условия господствовали на Южном Урале, в Мугоджарах и на Тургайской низменности. В морях Закавказья в раннем апте существовали теплолюбивые орбитолины, рудисты и кораллы, но в среднем апте ареал их развития сократился. Эти изменения в термическом режиме подтверждаются палеотермометрическими определениями. В раннем апте температуры приповерхностных частей морских бассейнов Крыма и Северного Кавказа достигали 19-20⁰С, в среднем апте они понизились до 13-16,3⁰С, а в позднем – вновь повысились.

Альбский век. В альбском веке произошли существенные палеогеографические изменения, выразившиеся в значительном расширении морской акватории и снижении рельефа суши. В Закавказье трангрессия в альбе достигла максимума. В течение альбского века произошло расширение Западно-Сибирского моря и установилась широкая связь с бореальными морями, что

подтверждается находками соответствующего вида аммонитов. Береговая линия моря была нестабильной и временами море распространялось далеко к югу. Среднегодовые температуры приповерхностных частей морских вод в раннем альбе достигали 20⁰С, но в среднем и особенно в позднем альбе понизились на 8-10⁰С. На протяжении аптского и альбского веков намечаются по крайней мере два этапа резкого понижения температур. Один из них приходится на середину апта, а второй – на конец альба.

В конце раннемеловой эпохи широко распространились покрытосеменные растения, чему способствовало усиление континентальности климата. Растения, существовавшие в условиях сильного увлажнения и облачности, стали постепенно вымирать. Согласие с моделью хорошее.

226

Позднемеловая эпоха.

Сеноманский век. Климатическая зональность сеноманского века согласно модели не оставалась постоянной: тенденция к снижению средней широты границ климатических зон сменилась их значительным подъемом и лишь в конце века вновь намечается кратковременное понижение. Преобладающая тенденция века – это повышение границ зон и соответствующая ему аридизация. Среднее значение северной границы субтропиков в течение сеноманского века составляет 35⁰ с.ш.

Геологические данные в целом подтверждают эту картину. Море Западной Сибири по сравнению с альбским веком резко сократилось, а область континентального осадконакопления

южной Сибири по сравнению с альбским веком сильно расширилась и охватывала Омское Прииртышье и Приенисейскую часть. Территория Сибирской платформы, востока Западной Сибири, Забайкалья и Саян находилась во влажном умеренно-теплом климате. Согласно палеотермометрическим данным температуры на юге Предмосковья равнялись $+16,2-16,7^{\circ}\text{C}$, а в Среднем Поволжье - $+17,6-19,1^{\circ}\text{C}$.

Туронский век. В согласии с моделью, туронский век характеризуется дальнейшим небольшим повышением среднегодовых температур: $13,4-17,4^{\circ}\text{C}$ для морей Восточно-Европейской платформы.

Коньякский век. Тенденция к аридизации климата достигает локального максимума в коньякском веке. Теплые климатические условия в бассейнах Востока Европейской платформы способствовали расселению теплолюбивых форм. Переменно-смежные теплые климатические условия существовали на юге Средней Азии. На континентальных пространствах растительный покров был разреженным и большую роль играли засухоустойчивые ассоциации.

Сантонский век. Согласно модели, в сантонском веке происходит снижение средней широты климатических зон, что, как правило, сопровождается гумидизацией климата и трансгрессией моря, и лишь в конце века вновь намечается тенденция к повышению. Это подтверждается данными палеотермометрии: температуры в Поволжье колебались в пределах $10,8-14,6^{\circ}\text{C}$ и в позднем сантоне

наметилось их повышение.

Кампанский век. В течение кампанского века по модели намечаются две волны потепления климата – в начале века и в конце. Похолодание в середине века согласно расчетов рисуется столь значительным, что могло бы оставить после себя следы оледенения. Сравним это с геологическими данными. В течение кампанского века происходит постепенное сокращение моря Восточно_Европейской платформы. Подмосковный бассейн прекратил свое существование и превратился в низменную долину. Во второй половине века произошло соединение южных морей с Западно_Сибирским. Палеотемпературные определения дают для раннего кампана и северо-западных районов $15,5^{\circ}\text{C}$, а в позднем кампане – $14,6-17,8^{\circ}\text{C}$.

228

Маастрихтский и датский века. По модели в маастрихтский век происходит быстрое смещение климатических зон в высшие широты (если среднее значение широты северной границы субтропиков в кампане 38° с.ш., то среднее значение этой величины в маастрихте и дании составляет 74° с.ш. Однако после быстрого подъема в самом начале маастрихтского века весь дальнейший ход изменений положения границы зон показывает тенденцию к ее снижению. В конце датского века произошло резкое снижение широты границы зон, характерное не столько своей глубиной, сколько быстрыми темпами.

В раннем маастрихте в центральных областях Восточно-Европейской платформы температуры колебались в пределах 12-

16⁰С. В позднем маастрихте среднегодовые температуры повысились и достигли 16-18⁰С.

Трансгрессия достигла максимума во второй половине кампанского и в начале маастрихтского веков.

Мел (хронология – табл. 4). Согласно модели (и шкале 1), ранний мел характеризуется ростом средней широты границы зон $\Theta_{\text{ср}}$ (и, соответственно, по-видимому, нарастанием термического режима) от берриаса и валанжина до готеривского века включительно (до $\Theta_{\text{ср}} = 84^{\circ}$ с.ш.). Века барремский, аптский и альбский характеризуются уменьшением (т.е. гумидизацией и снижением термического режима) (до $\Theta_{\text{ср}} = 43^{\circ}$ с.ш.). Для случая шкалы 2 максимум потепления приходится на баррем, а берриас - наивысшая точка аридности во всем меловом периоде ($\Theta_{\text{ср}} = 84^{\circ}$ с.ш.).

229

Геологические материалы не противоречат общей модельной характеристике. Начало мелового периода - самое теплое время за весь мезозой. Согласно [47], в неокоме аридизация климата Евразии усиливается еще больше. С неокомским аридным максимумом совпала смена мезозойской растительности - появление и быстрое расселение покрытосеменных [47, с. 195].

Трансгрессия Арктического бассейна в начале мела способствовала смещению климатических зон и ослаблению аридизации [61, с.97]. На континентальных пространствах располагались пустыни и полупустыни- Температуры в морских бассейнах достигали 27⁰-28⁰С. В готеривском веке климат стал

засушливым. Области аридности сосредоточились в Центральной Азии [61, с. 104]. В барремском веке смена растительных ассоциаций, переносящих засуху, на влаголюбивые позволяет предполагать равномерно влажные условия, которые сменили аридные на значительной территории [там же, с. 111].

Среднегодовые температуры южной половины Европейской России в течение аптского века не оставались постоянными, а неуклонно снижались. В морях Закавказья в раннем апте существовали теплолюбивые орбитолины, рудисты и кораллы, но в среднем и позднем апте ареал их развития резко сократился. Температуры приповерхностных вод - $19-20^{\circ}\text{C}$, но в среднем апте снизились до $13^{\circ}-16^{\circ}\text{C}$, а в позднем - вновь повысились: $18,4-19^{\circ}\text{C}$ [61]. Зафиксированы два этапа резкого снижения температур - в среднем апте и в конце альба.

230

Согласно модели, климатические изменения в позднем мелу практически идентичны для обеих шкал. Сеноман-турон-коньяк - идет нарастание $\Theta_{\text{ср}}$: $36^{\circ}-40-41^{\circ}$ с.ш., затем - спад в сантонском веке до $30,5^{\circ}$ и новый рост - до $36-71^{\circ}$ с.ш. в кампанский и маастрихтский века. К началу датского века Θ спадает - от 74° до 54° с.ш. (табл.1).

В сеноманском веке море Западной Сибири по сравнению с альбским веком резко сократилось. Лесная растительность представлена хвойно-широколиственной ассоциацией, в которой, особенно в позднем сеномане, мало элементов вечнозеленой флоры [61, с.132-134]. Палеотемпературы мелководных морей

Центральной Азии - $18-18,5^{\circ}\text{C}$ [61]. В туронском веке произошло значительное расширение морских акваторий и смена терригенного осадконакопления карбонатным. Температуры в морях Центральной Азии достигали $20^{\circ}-24,5^{\circ}\text{C}$. В коньякском веке климатические условия не претерпели существенных изменений. В раннем сантоне температуры морей на Восточно-Европейской платформе оказались сравнительно низкими – $10,8 -12,9^{\circ}\text{C}$ [61, с.151]. В позднем сантоне термический режим вновь повысился. В кампанском веке в центральных областях Восточно-Европейской платформы располагались обширные равнины с теплолюбивой и влаголюбивой растительностью с вечнозелеными и субтропическими формами. Температуры бассейнов северо-западных районов – $15,5^{\circ}$, а восточных - $20^{\circ}-22^{\circ}\text{C}$. В маастрихтском и датском веках произошла постепенная перестройка геоботанической зональности. В позднем маастрихте среднегодовые температуры повысились и достигли $16^{\circ}-18^{\circ}\text{C}$. Большая роль известкового осадконакопления в позднем маастрихте является показателем высоких, почти тропических температур [61].

Таким образом, из приведенного сопоставления расчетных и фактических геологических данных в периоды мезозоя усматривается хорошее соответствие с материалами моделирования. Как правило, большие значения показателя изменчивости климата σ (табл.4) предшествуют границам крупных геохронологических разделов - это указывает на важную роль климатического фактора

в образовании этих границ. Это обстоятельство можно использовать при сравнении геохронологических шкал [16]. Сравним ряд шкал: 1) Хак и др. [80]; 2) Ван Хинте [94]; 3) Оден, Кеннеди [92]; 4) Оден Ж., Оден Ч. [93]; 5) Харленд и др. [82]; 6) Харленд и др. [81]; 7) Кент, Градстайн [88]; 8) Афанасьев, Ясаманов [1].

Общий характер климатических изменений в меловом периоде согласно модели [15] одинаков для всех перечисленных шкал: ранний мел - очень теплый, похолодание наступило в апте, усилилось в альбе и достигло предела уже в сеномане. В турон-коньякское время наступило очередное, но не слишком сильное потепление. В сантоне – похолодание; оно достигает наибольшей величины за весь меловой период. После этого начинается новое потепление - сначала незначительное, а затем более резкое и сильное. Вообще, поздний мел - более холодный, чем ранний мел. Все сказанное, за исключением величины потепления в конце мела, согласуется с данными палеотермических измерений для южной части Русской равнины (см. сравнение в [15, с.113] и другими реконструкциями климатов [8].

232

Таблица 5

Вариации средней широты границы умеренной и субтропической зон Θ° с. ш. в меловом периоде по данным различных шкал.

Время начала				Век	[80]		[94]		[92]		[93]	
[90]	[94]	[92]	[93]		$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ

65	65	65	65	dn	-	-	-	-	-	-	-	-
74	70	72	72	m	70,5	11,1	72,8	6,5	76,1	17,9	76,1	7,9
84	78	83	83	cp	35,3	11,6	53,5	23,8	40,2	12,9	40,2	12,9
88	82	86	87	st	35,0	4,5	38,0	6,7	30,0	6,6	30,5	5,4
89	86	88	88	cn	41,0	0	30,3	5,4	36,5	6,4	41,0	0
92	92	91	91	t	41,0	1,4	38,7	3,9	41,1	1,0	41,0	1,0
96	100	95	96	cm	35,8	4,2	34,8	3,3	37,3	1,9	35,8	3,6
108	108	107	108	al	40,8	13,4	44,3	15,4	37,7	10,8	40,8	13,4
113	115	112	114	ap	54,4	13,1	60,7	15,2	53,6	11,9	57,8	14,4
117	121	114	116	br	74,5	2,6	73,8	3,3	73,0	2,8	75,5	3,5
121	126	119	122	ht	74,5	4,0	61,2	9,1	75,0	2,8	71,7	6,6
128	131	126	130	vl	63,6	8,5	71,4	10,7	64,6	9,7	64,8	9,6
131	135	130	135	bs	72,7	15,0	84,0	4,2	68,0	8,8	84,2	3,7
Время начал а				Век	[82]		[81]		[88]		[1]	
[82]	[81]	[88]	[1]		$\bar{\theta}$	σ	$\bar{\theta}$	σ	$\bar{\theta}$	σ	$\bar{\theta}$	σ
65	65	67	66	dn	-	-	-	-	-	-	-	-
73	74	75	74	m	74,0	9,5	71,7	11,3	70,1	13,5	72,8	11,6
83	83	84	83	cp	38,3	11,9	36,7	11,4	33,3	10,4	36,7	11,4
88	87	88	86	st	32,6	6,7	30,5	5,4	35,0	4,5	30,0	6,6
89	89	89	88	cn	41,0	0	41,0	0	41,0	0	36,5	6,4
91	90	91	92	t	41,0	1,4	40,0	0	41,0	1,4	39,8	2,6
98	97	98	96	cm	34,7	3,5	36,1	4,2	31,7	3,5	35,8	4,2
113	112	113	112	al	46,5	14,5	43,9	13,2	46,5	14,5	43,1	13,1

119	125	119	119	ap	75,0	2,5	60,3	8,9	75,0	2,5	74,4	2,8
125	132	124	124	br	63,3	10,0	73,3	10,0	63,0	11,2	63,0	11,2
131	135	131	131	ht	71,5	9,6	84,0	5,2	70,6	9,1	70,6	9,1
138	141	138	137	vl	83,4	3,1	78,7	4,8	83,4	3,1	83,7	3,3
144	146	144	144	bs	70,5	6,0	61,8	7,2	70,5	6,0	72,1	7,0

При внимательном рассмотрении данных табл.5 между ними можно найти множество мелких различий, на основании которых можно было бы производить отбор тех из них, которые лучше соответствуют действительности. Например, шкала Ван Хинте [94] неожиданно приводит к утверждению, что самый холодный период позднего мела - это коньякский век. Наверное, такой тезис было бы весьма трудно доказывать на материалах палеоклиматических реконструкций, - скорее всего, неувязки в датировках данной шкалы ведут к этому- В то же время именно эта шкала дает наилучшее описание хода климатических изменений в раннем мелу.

234

Возникает множество вопросов. Например, был ли самым теплым веком раннего мела берриас? [93, 94], или валанжин? [1,82,88], или готерив? [80, 81, 92], или баррем? [80]. Или такой вопрос: был ли самым холодным веком позднего мела сантон? [1, 80 - 82, 92, 93], или коньяк? [94], или кампан? [88].

Легко указать еще много мелких различий между отдельными шкалами, которые могли бы использоваться при наличии очень качественной эмпирической информации о палеоклиматах

для выбора той, которая лучше соответствует этим данным.

Из табл. 5 видна еще одна особенность связи климатической изменчивости и геохронологии. Это касается индексов σ . Выше мы уже отмечали, что максимумы σ находятся в сильной корреляционной связи с границами крупных разделов геохронологической шкалы [81, (гл.2, раздел 2-4)]. Как видно из таблицы, для большинства шкал максимум климатической изменчивости σ непосредственно ПРЕДШЕСТВУЕТ границам таких разделов. В этом можно усматривать причинную связь - сильные и частые изменения климата ведут к резкому ускорению эволюционного процесса [22] и смене одних форм жизни другими. Если причинная связь максимумов климатической изменчивости и границ разделов геохронологической шкалы существует, то это даст в руки геолога инструмент для проверки датировок границ шкал без использования других данных по палеоклиматам.

235

12.2. Кайнозой. Интервал времени – 65-11 млн. лет мы охарактеризуем обобщенно, отмечая моменты максимальных и минимальных положений средней широты границы умеренной и субтропической зон и сопоставляя эти данные с ходом средних годовых температур на юго-западе Сибирской платформы согласно [16, с.181].

В соответствии с моделью максимальные широты субтропиков имели место в маастрихте – 87° с.ш. После кратковременного похолодания на границе дания и палеогена в начале кайнозоя (~ 63 млн. лет) широта границы субтропиков вновь достигла больших

значений – 77° с.ш. и далее шло ее понижение до значения 18° с.ш. к моменту около 54 млн. лет, хотя этот процесс и происходил неравномерно (можно отметить около пяти таких колебаний). Новый подъем границы субтропиков в северные широты привел к очередному максимуму 54° с.ш. около 43-46 млн. лет. Следующий минимум широты границы зон – 23° с.ш. (или 26° с.ш.) приходится на 41 (или 38) млн. лет. Наибольшей глубины (18° с.ш.) снижение широты достигло около 27 млн. лет. После этого наблюдается новый оптимум с максимумом широты (81° с.ш.) около 19 млн. лет с дальнейшим прогрессивным похолоданием, т.е. снижением широты границ зон.

236

Сравним эту картину изменений климатической зональности с обобщенными палеотемпературными реконструкциями [16]. Согласно последним максимумы температур приходятся на 66, 45, 31, 18 млн. лет, а минимумы – на 54, 38, 23 млн. лет.

Соответственно, можно признать модельные представления вполне удовлетворительными, если учесть, что геологические данные носят несколько обобщенный характер и не могут дать детального описания.

Исследование статистических свойств временного ряда сильных землетрясений [19].

Известно, что геофизические процессы, приводящие в конечном итоге к сильным землетрясениям, чрезвычайно сложны [45] и пока

не поддаются надежному и точному прогнозу. В работе [50] была установлена связь землетрясений с солнечной активностью. Ввиду того, что солнечная активность связана с вариациями гравитационного поля и резонансами, имеет смысл проверить корреляцию последних с сильными землетрясениями. Для сравнения мы дадим несколько моделей прогнозов (точнее сказать "эпигнозов", так как все реальные события уже произошли).

В работе [14] приведены рассчитанные на ЭВМ индексы вариаций гравитационного поля, связанные с неравномерностями угловой скорости движения Солнца по орбите вокруг общего центра масс. Ниже методами статистического моделирования установлена довольно сильная корреляционная связь между экстремумами индексов вариации поля и максимальными землетрясениями в каждом году из интервала 1904-1980 г.г. В практике прогнозов (например, погоды) принято сравнивать теоретический прогноз с другими моделями прогноза: многолетними средними, случайным событием ("Монте-Карловский тест"). Мы поступим также.

Эмпирические данные по сильным мелкофокусным землетрясениям с магнитудами $M > 7$ были взяты из работы [64]. Из соображений удобства и для возможности сравнения результатов двух серий испытаний весь ряд данных за 1904-1980 г.г. был разбит на две части: 1904-1949 и 1950-1980 г.г. В соответствии с этим также разбивались и другие данные и все результаты моделирования. Каждый год с достаточной для целей

исследования точностью характеризовался 60 дискретными интервалами времени. Это приблизительно соответствует разбиению по шестидневкам. Таким образом, сейсмический процесс может быть представлен как числовая последовательность со значениями из интервала 1-60, указывающая моменты времени максимального землетрясения в каждом году. Иногда в году может быть несколько сильнейших землетрясений ($M > 8$), но для упрощения процесса моделирования из них выбиралось лишь одно самое сильное. Таким образом, сейсмический процесс во времени представлялся последовательностью чисел, указывающих моменты наибольшей сейсмической активности в каждом году (см. табл. 8 и 9).

Таблица 8.

238

Год	$t_{\text{э}}$	M	$\Theta_{\text{э}}$	$\varphi_{\text{э}}$	$t_{\text{с}}$	$\Theta_{\text{с}}$	$\varphi_{\text{с}}$	$t_{\text{г}}$	$\Theta_{\text{г}}$	$\varphi_{\text{г}}$	$C_{\text{ч}}$	$t_{\text{w}+}$	$t_{\text{w}-}$
1904	20	8	52	159	55	-42	172	+38	54	162	19	38	8
1905	32	8,25	40	99	3	-14	167	32	30	81	9	53	18
1906	4	8,6	1	-82	58	53	173	+3	19	-78	4	33	48
1907	18	8,1	17	-100	2	38	-113	+21	8	-36	58	8	28
1908	57	7,5	27	97	60	12	58	+53	43	85	2	38	13
1909	36	7,75	17	-100	2	17	-101	31	17	-100	45	13	28
1910	57	7,5	-11	162	3	-11	163	+60	-14	166	27	48	53
1911	1	8,4	43	77	6	-44	92	+3	33	53	9	18	28
1912	24	8	21	97	9	-3	127	+29	22	99	20	43	8
1913	13	7,9	4	126	15	37	102	+49	7	127	50	58	23
1914	25	7,9	-2	137	24	36	98	+23	-3	140	53	58	3
1915	21	7,9	47	155	40	1	126	25	24	142	11	33	2
1916	3	7,8	-3	136	5	-33	-72	14	-6	122	21	23	38
1917	30	8,3	-16	-173	45	-26	-176	25	-33	-72	4	38	8
1918	38	8,25	6	123	51	-1	128	36	14	123	12	33	58

1919	20	8,3	-19	-173	37	-10	162	24	-29	-177	18	28	58
1920	52	8,5	36	105	28	18	-103	60	12	144	45	13	18
1921	42	7,5	-11	111	6	28	-113	48	-3	127	8	33	43
1922	52	8,3	-29	-70	34	57	164	58	-20	-72	-18	13	43
1923	6	8,3	54	161	40	-20	169	19	52	-179	27	43	38
1924	18	8,3	7	127	15	38	143	11	5	127	31	33	3
1925	14	7,6	-19	169	56	24	103	18	-21	170	22	58	3
1926	40	7,7	3	130	11	23	99	57	9	127	34	58	18
1927	24	8	37	102	8	25	91	19	33	141	10	18	58
1928	58	8	-35	-72	20	-10	161	55	-29	-178	39	33	53
1929	12	8,1	51	-170	28	2	122	17	47	154	1	58	43
1930	21	7,3	17	97	48	-15	167	29	3	123	10	3	33
1931	37	8	47	90	17	7	124	39	24	122	24	8	48
1932	26	8,1	20	-104	6	28	-113	27	13	-88	23	28	43
1933	11	8,5	39	144	23	40	143	+11	40	143	54	8	38
1934	3	8,3	27	87	20	9	83	3	21	97	5	23	3
1935	60	7,9	0	98	52	50	178	60	-6	105	14	53	18
1936	16	7,7	5	127	22	8	-83	22	8	127	7	58	33
1937	2	7,6	36	98	14	1	126	13	31	89	2	33	53
1938	52	8,3	56	-158	36	42	73	48	58	-137	6	33	13
1939	60	8	40	39	51	45	149	60	-35	-72	10	23	58
1940	24	8	-11	-77	28	-42	-75	23	-30	-92	47	38	3
1941	55	8,3	38	-19	19	-5	103	58	38	45	28	33	23
1942	39	8,1	-15	-76	48	53	160	43	-11	-77	12	18	28
1943	16	7,9	-31	-72	8	6	123	11	18	-70	30	8	28
1944	56	8	34	136	50	-59	158	43	32	143	27	58	18
1945	55	8,25	25	63	5	0	123	54	31	89	10	48	8
1946	36	8,1	19	-69	1	2	95	42	15	-93	23	53	3
1947	36	7,7	29	94	6	-3	136	+36	25	63	34	23	3
1948	4	8,2	11	122	8	46	152	+6	35	98	18	18	8
1949	39	8,1	54	-133	15	-17	168	+23	56	-158	31	8	23

Таблица 9.

Год	t _э	M	Θ _э	φ _э	t _с	Θ _с	φ _с	t _г	Θ _г	φ _г	tw ₊	tw ₋
1950	38	8,6	29	97	3	0	100	37	30	101	18	43
1951	53	8	31	91	6	-11	-75	50	30	71	23	58
1952	11	8,3	43	143	9	36	136	15	22	100	38	13
1953	55	7,9	34	142	15	19	-107	48	37	142	18	53
1954	58	7,1	39	-118	24	14	-92	60	35	119	13	3
1955	10	7,7	-28	-170	40	24	122	1	-11	164	53	13
1956	32	7,7	37	20	5	-16	-73	35	30	22	53	3
1957	12	8,1	51	-176	45	33	135	+14	53	-164	48	8
1958	51	8,1	44	149	51	-15	169	58	44	141	3	8
1959	21	7,7	53	160	37	-5	153	24	54	-161	3	48
1960	24	8,5	-38	-73	28	36	142	+27	-17	-73	3	48
1961	10	7,6	32	131	6	29	94	+8	38	142	28	53
1962	18	7,1	38	143	34	30	50	+22	40	143	43	33
1963	48	8,1	45	150	40	-61	-58	+48	43	146	43	58
1964	16	8,4	61	-148	15	-10	161	+21	56	-156	8	33
1965	8	8,2	51	179	50	-39	-73	+6	47	155	23	18
1966	60	7,9	-12	160	11	32	131	+60	-6	151	58	8
1967	1	7,5	48	103	8	-25	-175	+1	35	137	58	28
1968	23	8,1	41	143	20	41	27	+18	38	115	23	18
1969	37	7,8	43	148	28	40	73	+35	44	149	13	43
1970	28	7,0	-9	-79	48	16	-96	29	-6	-77	8	58
1971	2	7,9	-3	140	17	-8	156	13	-5	131	3	43
1972	56	7,5	33	141	6	1	126	+55	43	146		
1973	28	7,7	43	146	23	59	-153	+26	43	144		
1974	46	7,6	-12	-78	29	29	-113	+44	-10	166		
1975	20	7,8	30	-18	52	-7	-81	+23	43	146		
1976	3	7,9	-29	-177	22	-62	153	+9	-15	167		
1977	39	8,1	-11	118	14	-25	-70	34	-7	155		
1978	55	7,6	16	-97	36	13	126	47	-11	-80		
1979	43	7,7	-2	136	51	13	142	+52	-3	143		
1980	33	7,7	-13	166	28	32	-115	+37	-15	169		

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

В таблице 8 и 9 (и везде в данном разделе работы) принята следующая система обозначений. Пусть величины T , M , Θ , φ , λ означают соответственно время, магнитуду, географическую широту и долготу максимального землетрясения в каждом году, а индексы у этих величин: Э, С, Т, W и W⁻ означают, что эти величины относятся к следующим моделям: Э - эмпирической (т.е. наблюдаемой в действительности), С - случайной, Т - теоретической [14], W⁺ - полученной на основе максимумов чисел Вулфа и W⁻ - полученной на основе минимумов чисел Вулфа в каждом году. Кроме того, СЧ означает случайное число из интервала 1-60. Пусть также штрих у какого-либо индекса означает, что соответствующая величина берется в следующий за текущим год, т.е. сдвиг на +1 в последовательности номеров величин в данном ряду.

241

Так, например, T_3 , T_{W^+} , T_{W^-} , T_0 , T_T - означают соответственно модели максимумов сейсмической активности во времени (в каждом году)» полученные по эмпирическим данным, по максимумам солнечных пятен, по минимумам солнечных пятен, по случайным числам и по таблицам вариаций гравитационного поля. Величины T_{W^+} и T_{W^-} характеризуются числами из интервала 1-60 и означают момент времени в текущем году, когда наступал наибольший из максимумов чисел W. В модели эпигноза, основанной на этом факторе, предполагается, что именно в этот момент времени и должно произойти

максимальное землетрясение. Данные по солнечной активности W взяты из работы [11]. Поскольку числа W приведены в виде дискретной последовательности с шагом 1/12 года, то для определения моментов экстремумов эти значения относились к середине каждого указанного месяца. Точность, достигаемая при этом, вполне достаточна и погрешность меньше, чем статистический разброс. Определение каких-либо характеристик процесса по числам W при этом, разумеется, не может быть точнее, чем 1 месяц. Величина T_w - определяет момент времени максимума сейсмической активности, исходя из гипотезы его приуроченности к максимальному периоду солнечной активности W в каждом году. Кроме чисел W в сравнительном изучении моделей сейсмической активности использовались таблицы и графики короткопериодных вариаций гравитационного поля [14] - величина T_τ характеризует момент максимума сейсмической активности согласно гипотезе обусловленности последнего вариациями поля, причем величины, найденные по максимумам индекса вариаций поля, даны в табл. 8 и 9 со знаком плюс (+), тогда как T_τ , найденные по соответствующему минимуму, оставлены без пометки.

Наиболее сложной является процедура определения величин - Θ и φ , т.е. теоретических значений географических координат моделируемого сейсмического события в каждом году. Дело в том, что таблицы [14] содержат только временные характеристики вариаций гравитационного поля в каждом году и не содержат

никаких пространственных характеристик. Чтобы обойти это затруднение и получить хотя бы очень грубые значения географических координат моделируемого сейсмического события, был применен следующий метод. Изучение графиков [14] показало, что в их форме от одного года к другому наблюдается некоторая закономерность: пики одинакового типа (формы) появляются через интервалы в 3, 6, 11, 22, 60, 72 лет (с некоторыми смещениями внутри годов); в этих последовательностях отмечается эволюция прослеживаемых пиков, которые могут постепенно изменять форму и величину, например, возрастать до некоторого максимального значения величины и затем уменьшаться, или вдруг расщепиться на два пика меньшей или большей величины. Если проследивать эволюцию таких пиков вплоть до прогнозируемого года, то обнаруживается закономерное изменение и параметров землетрясений, расположенных в определенных местах пиков и, в частности, их географических координат (для этого на графики [14] следует нанести стрелки, отмечающие моменты времени сильных землетрясений и их координаты по данным [64], причем землетрясения с $M < 8$ используются как форшоки последующих сильнейших землетрясений). Таким образом, эта процедура позволяет распознать форшоки землетрясений из данных каталога за годы, предшествующие прогнозируемому. Процедура упорядочена таким образом: если интервал в 3 года не позволяет однозначно определить координаты (например, в

соответствующем месте графика нет форшоков или, напротив, данных слишком много и трудно сделать выбор форшока), тогда переходим к интервалу в 6 лет, и т.д. При затруднениях может оказаться необходимым рассматривать всю совокупность 3, 6,

11, 22, 60 и 72-летних периодов и вывести из нее наиболее вероятные координаты прогнозируемого события.

Используя процедуры моделирования сейсмического процесса, можно провести, например, оценку T_w и T_τ как эпилгнозов на основании T_θ и T_c . Естественный процесс T_θ следует признать случайным, если: а) его характеристики близки к T_c и б) он не допускает никакого эпилгноза T_χ , с эффективностью, превышающей T_c . Напротив, гипотеза о случайном характере T_θ должна быть подвергнута сомнению, если найдется такая модель T_χ , эффективность эпилгноза которой выше, чем T_c .

244

В дальнейшем нам понадобится величина среднего взаимного отклонения (математическое ожидание) двух случайных величин ζ и ξ , изменяющихся в некотором интервале $1 \leq \zeta, \xi \leq N$. Найдем эту оценку следующим путем. Пусть ζ и ξ пробегают значения 1, 2, 3, Тогда:

$$\begin{aligned} \text{для } \zeta = 1 & \quad \xi = 1, 2, 3, \dots, N, \\ \text{для } \zeta = 2 & \quad \xi = 1, 2, 3, \dots, N, \\ \text{для } \zeta = N & \quad \xi = 1, 2, 3, \dots, N. \end{aligned}$$

Взявши разности ζ и ξ , найдем отклонения $\Delta = |\zeta - \xi|$, решая нижеприведенную матрицу.

$$\begin{pmatrix} 0,1,2,\dots,N-1 \\ 1,0,1,\dots,N-2 \\ \dots,\dots,\dots \\ N-1,\dots,2,1,0 \end{pmatrix}$$

Среднее математическое ожидание взаимного отклонения двух независимых случайных величин ζ, ξ , равномерно распределенных на интервале $(1,N)$, получим, складывая все элементы этой матрицы и деля сумму на N . Легко показать, что указанная величина определяется таким выражением:

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N n \times (n-1) = \frac{1}{6} \times \frac{(N+1) \times (2N+1)}{N} - \frac{(N+1)}{2N}.$$

Конкретно для $N = 60$ имеем $\Delta_{\text{ср.}} = 19,994$; для $N = 120$ $\Delta_{\text{ср.}} = 39,9972$; для $N = 360$, $\Delta_{\text{ср.}} = 119,999$. Замечательно, что для всех практических случаев достаточно принять $\Delta_{\text{ср.}} \approx N/3$.

245

Среднее взаимное отклонение двух независимых величин a_i и b_i при i , имеющем равномерное распределение на отрезке $(1, N)$, определяется согласно формуле:

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N |a_i - b_i|.$$

Коэффициент корреляции таких величин a_i и b_i на интервале $(1, N)$ выражается формулой:

$$r_{ab} = \frac{N \times \sum a_i b_i - \sum a_i \times \sum b_i}{\sqrt{[N \times \sum a_i^2 - (\sum a_i)^2][N \times \sum b_i^2 - (\sum b_i)^2]}}$$

Здесь суммирование ведется по всем элементам из интервала. При наличии достаточно высоких коэффициентов корреляции оценка погрешности определения $r >$ может быть найдена по

формуле Пирсона:

$$\varepsilon = \pm 0,6745 \times \frac{1-r^2}{\sqrt{N}}$$

Здесь r - коэффициент корреляции, N - число точек ряда, $0,6745$ - константа нормальной кривой ошибок. Формула Пирсона тем точнее, чем больше величина r , однако можно воспользоваться ею во всех случаях по той причине, что модели с низким r не представляют интереса с точки зрения дальнейших исследований. Напомним, что математическое ожидание величины r для двух независимых случайных величин ζ и ξ есть ноль, а линейно зависимых – единица.

246

Поскольку каждая модель рассматривается нами как некоторый эпигноз (т.е. "прогноз" совершившихся и известных уже событий), то необходимо определять не только экстремальные моменты времени для сейсмических событий, но определять также и магнитуду и координаты. Если сейсмический процесс случаен, то априорная оценка отклонения Δ_{cp} есть $T_{эx} \cong N/3 = 20$ для любого эпигноза X . Оценка среднего отклонения по широте $\Delta_{cp} Q = 120/3 = 4Q^0$, а оценка среднего отклонения по долготе $\Delta_{cp} \varphi = 360/3 = 120^0$. Заметим сразу, что такие большие значения ожидаемых отклонений в координатах нереальны в силу того, что землетрясения не могут происходить где угодно на геосфере в интервале от 60 ю.ш. до 60 с.ш. из-за существования асейсмичных платформ и сейсмических поясов, тогда как проверяется лишь гипотеза случайности сейсмических событий внутри сейсмических зон. В связи с этим моделирование координат случайных событий

проводилось путем случайного выбора события (и взятия его координат) из списка первых 900 событий в таблице по мелкофокусным землетрясениям из работы [64].

В силу принятых условий моделирования - одно экстремальное событие в каждом году - оказывается, что многолетний средний интервал между событиями равен 1 году и, следовательно, в данной схеме эпигноз по многолетним средним совпадает с инерционным. Поэтому в результатах моделирования сейсмического процесса приведены лишь данные для инерционного эпигноза. Отметим еще одно упрощение. Поскольку среднее значение магнитуды для всех экстремальных событий близко к 8 ($M_{\text{ср.}} = 7.956$) и разброс мал, что в эпигнозах можно полагать $M = 8$ без какого-либо "разыгрывания" случайных величин.

247

Результаты проведенного моделирования сведены в две табл. 8 и 9. В табл. 8 для примера приведены две последовательности случайных (СЧ) и псевдослучайных (ПСЧ) = T_c чисел. Среднее отклонение для этих двух рядов $\Delta_{\text{ср}} = 23,217$, близко к априорному - 20 (такие же результаты были получены для многих серий испытаний). На основании данных табл. 8 и 9 первым был подвергнут испытанию инерционный эпигноз. По табл. 8 среднее отклонение $\Delta T_{\text{эп}} = 22,62$ и коэффициент корреляции $r_{\text{эп}} = 0,0392$; по данным табл.9 (второй серии) $\Delta_{\text{ср}} T_{\text{эп}} = 23,67$ и $0,0258$. Эти данные говорят о низком качестве инерционного эпигноза, так как средние отклонения близки к математическим ожиданиям для случайных событий. Такой результат не противоречит гипотезе о

случайности сейсмического процесса. Величины средних отклонений по широте в инерционном эпилгнозе для двух таблиц равны соответственно $\Delta_{\text{cp}} \Theta_{\text{эз}} = 31,2$ и $28,92^{\circ}$. Это меньше среднего ожидаемого из априорной оценки $40^{\circ} \uparrow$ по указанной выше причине.

Результаты случайного эпилгноза следующие: $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{эс}} = 20,08$; $\Delta_{\text{cp}} \Theta_{\text{эс}} = 31^{\circ},26$; $\Delta_{\text{cp}} \varphi_{\text{эс}} = 52^{\circ},58$; $r T_{\text{эс}} = 0,157$ в первой серии испытаний и $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{эс}} = 20,23$; $\Delta_{\text{cp}} \Theta_{\text{эс}} = 35^{\circ},35$; $\Delta_{\text{cp}} \varphi_{\text{эс}} = 66^{\circ},94$; $r T_{\text{эс}} = 0,069$ - во второй серии.

Результаты трех методических эпилгнозов $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{эw}^-} = 22,04$; $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{эw}^+} = 19,80$ для первой серии и $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{w}^-} = 20,90$; $r T_{\text{эт}} = 0,911 \pm 0,07$ и $\Delta_{\text{cp}} T_{\text{эт}} = 3,77$; $\Delta_{\text{cp}} \Theta_{\text{эт}} = 6^{\circ},26$; $\Delta_{\text{cp}} \varphi_{\text{эт}} = 25^{\circ},03$; $r T_{\text{эт}} = 0,967 \pm 0,008$ соответственно для первой и второй таблиц. Таким образом, результаты проведенных испытаний говорят, по-видимому, о следующем. Сейсмический процесс, если его представлять в виде такой модели (одно сильнейшее землетрясение в году) обнаруживает довольно сильную связь с экстремумами вариаций соленоидальной компоненты гравитационного поля в Солнечной системе.

Вариации зон и поверхностные течения в меловом периоде [20].

Среди физико-географических параметров морей и океанов прошлого, как и ныне, одно из ведущих мест принадлежит течениям [24,58]. Роль их в процессах осадконакопления и расселения организмов давно понята. Поэтому многие работы по стратиг-

рафии и палеогеографии [21,24,31-38], хотя бы в краткой форме, содержат информацию о возможных течениях. Краткий обзор представлений различных авторов по поверхностным течениям мелового периода дан в [20, с.112-120]. Появились и специальные работы, посвященные реконструкциям палеотечений [29,30,42-44]. Число таких работ в последние годы заметно возросло прежде всего в связи с расширением исследований по палеоклиматологии и колебаниям уровня Мирового океана.

Океанические поверхностные течения в геологическом прошлом могут быть реконструированы по аналогии с системой современных течений, если известны положения климатических зон на земном шаре и распределение океанов и суши. Теоретические модельные расчеты климатической зональности (см.гл.1,2) позволяют восстановить положение границ климатических зон и вместе с тем получить такие важные характеристики, как положение и вариации положения зон высокого и низкого атмосферного давления, зон пассатных и западных ветров, которые имеют определяющее значение для структуры и интенсивности циркуляционных процессов в океане.

Задача восстановления глобальных и региональных течений в меловом периоде ставилась неоднократно во многих работах [29,44,65-89]. Положения зон высокого давления и пассатных ветров либо предполагались близкими современной эпохе, либо менялись достаточно произвольным образом. В то же время сложность гидродинамической задачи обтекания течениями тел с таким слож-

ным профилем, какой имеют континенты (см., например, [41]), заставляет обращаться к тем или иным упрощениям в математических моделях [42,44].

О МОДЕЛИ ВАРИАЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН. Подробное описание модели дано в [15] и в гл.1 настоящей работы. С вариациями климатических зон и поясов - экваториального, высоких и низких давлений и др. - связаны зоны пассатных ветров и системы циркуляции атмосферы и гидросферы.

МОДЕЛИ ЦИРКУЛЯЦИИ ПОДВИЖНЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ.

250 Атмосферные движения описываются системой уравнений, включающей уравнения движения, неразрывности, состояния и притока тепла [39]:

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{d\vec{v}}{dt} &= \vec{f} - \text{grad}P + \eta \left(\Delta \vec{v} + \frac{1}{3} \text{grad} \text{div} \vec{v} \right), \\
 \frac{d\vec{v}}{dt} &= -2[\vec{\omega} \times \vec{v}] - \frac{1}{\rho} \text{grad}P + \vec{g} + \vec{F} \\
 \frac{d\rho}{dt} &= -\rho \text{div} \vec{v}, \\
 P &= \frac{R}{\mu} \times T \times \rho(T, \chi), \\
 \frac{dT}{dt} &= -\left(\frac{C_p}{C_v} - 1 \right) \times T \times \text{div} \vec{v} + \frac{Q}{C_v}
 \end{aligned} \tag{2}$$

Здесь v - скорость, ρ_0 - плотность воздуха, g - ускорение силы тяжести, F - результирующая сил турбулентной вязкости, T - температура, Q - приток тепла к единице массы, R - газовая

постоянная, μ - молекулярный вес воздуха, P - давление, ω - круговая частота вращения Земли, C_p и C_v - теплоемкости атмосферного воздуха при постоянном давлении и постоянном объеме. Система уравнений (2) должна решаться при заданных начальных распределениях скоростей, давлений, плотностей и температур. Приток тепла является заданной функцией времени и места.

Известные решения системы (2) при различных упрощающих предположениях, например, когда поверхность земного шара однородна по своим физическим свойствам, указывают на появление системы циркуляционных ячеек, вызванных притоком тепла к области экватора, оттоком тепла из полярных областей и воздействием на возникающие потоки воздуха сил Кориолиса. Так образуются зоны высокого и низкого давлений, зоны западных и пассатных ветров.

251

Океаническая циркуляция кроме уравнения баланса энергии описывается системой уравнений гидродинамики [41-44]:

$$\begin{aligned} \rho \frac{d\vec{v}}{dt} &= \vec{f} - \text{grad}P + \eta \left(\Delta \vec{v} + \frac{1}{3} \text{grad} \times \text{div} \vec{v} \right), \\ \frac{d\rho}{dt} + \rho \times \text{div} \vec{v} &= 0 \\ P &= P(\rho) \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь η - вязкость, f - поле внешних сил. Остальные обозначения имеют такой же смысл, что и в (2). Первое из уравнений системы (3) носит название уравнения Навье-Стокса,

второе и третье - уравнения неразрывности и состояния.

252 Существует довольно простой метод решения системы уравнений (3). Он заключается в том, что дифференциалы заменяются конечными разностями и решается задача с краевыми и начальными условиями.. Этот метод требует больших объемов памяти ЭВМ и достаточно громоздок. Тем не менее этим методом задача решалась в работах [30,42,44] и были получены многие интересные результаты. При этом сила трения ветра о поверхность воды не находилась из (2), а задавалась на основании современных климатологических данных. Главный вывод, который получается как из решений (3), так и из эмпирических данных по современным океаническим течениям, заключается в том, что поверхностные системы течений в океанах и морях образуют замкнутые и связанные между собой циркуляционные ячейки, имеющие различное направление циркуляции в разных зональных поясах. С одной стороны, это позволяет решать систему (3) совершенно иным методом - вариационным методом Ритца - более простым и удобным при реализации на ПЭВМ. С другой - оказывается возможным, раскрыв систему закономерностей для циркуляционных ячеек и их связей с зональной климатической структурой, восстанавливать многие черты и характеристики систем палеотечений непосредственно исходя из зональной структуры палеоклиматов какой-либо геологической эпохи.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРЫ СИСТЕМЫ

ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ.

Изложим здесь основные закономерности, которым подчиняется система океанических течений, без подробностей рассмотрения деталей.

А. Если имеется течение струйного типа, направленное от положительного источника, к отрицательному (или стоку), скажем, от апвеллинга к даунвеллингу или просто к фиктивному стоку, и если на пути такого течения оказывается препятствие в виде стенки (это относится как к воздушным течениям - препятствия - горы, так и к океаническим - препятствия - берега), то вблизи препятствия происходит накопление положительных источников, которые сами создают течения (нагонный эффект).

253

Б. Если течения имеют меридиональную компоненту, то она подвергается действию сил Кориолиса.

В. В океаническом полушарии течения распадаются по зонам и состоят из течений западных ветров (ЗВ), пассатных течений (ПТ), пассатных противотечений (ПП), экваториального течения (ЭТ). Кроме того, если перед полярными областями имеются зоны низких давлений, то существует приполярное восточное течение (ВТ). Зоны высокого давления (ЗВД) и низкого давления (ЗНД) задают направление господствующих ветров, определяющих поверхностные океанические течения. Таким образом, структура течений океана оказывается зональной, и эта зональность связана с климатической зональностью посредством положения ЗВД - ЗНД и определяемой ими циркуляции атмосферы.

Описанную структуру течений можно получить, если решать (3) для модельного полушария, в котором расположены одни океаны ("океаническое полушарие"), и ограниченного прямой "стенкой" континентального берега, располагающейся в противоположном полушарии. Расслоение на ячейки зональной циркуляции получается уже в этом простейшем случае.

Для объяснения циркуляции в бассейнах, окруженных сушей, но сообщающихся между собой, необходимо учитывать законы течения в сообщающихся сосудах и, кроме того, иметь в виду следующее: 1) струя ПТ обладает наибольшей мощностью, далее по мощности идет струя ЭТ, далее - ПП и ЗВ; 2) циркуляция вод в бассейне имеет тенденцию быть такой же, какую циркуляцию имеет данная широтная зона в океаническом полушарии; 3) в изолированном или почти изолированном бассейне циркуляция вод определяется системой ветров в данной зоне.

254

В выполнимости указанных правил можно убедиться не только путем расчетов, но и непосредственной проверкой их на эмпирических данных, относящихся к современной системе течений в Мировом океане. С учетом привязки этих закономерностей к климатическим зонам, зонам высоких и низких давлений, зонам пассатных и западных ветров, образующих единую систему зон, их можно переносить в геологическое прошлое, для реконструкций поверхностных палеотечений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕКОНСТРУКЦИИ

ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИИ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ.

Ниже представлены результаты расчетов широтного положения зон, характеризующих течения в Мировом океане для разных веков мелового периода (см. табл.10). Зона западных ветров совпадает с границей двух климатических зон: умеренной и субтропической. Расчет вариаций именно этой границы зон выполнен в работе [15] и служил здесь отправной точкой для расчетов положения всех других палеоклиматических зон и течений. Рис. 7 иллюстрирует зональность течений в модельном полностью «океаническом полушарии» для ряда веков верхнего мела. Как видно из рис.7, широта положения ЗВД менялась с течением геологического времени, то приближаясь к экватору, то удаляясь к полюсам.

255

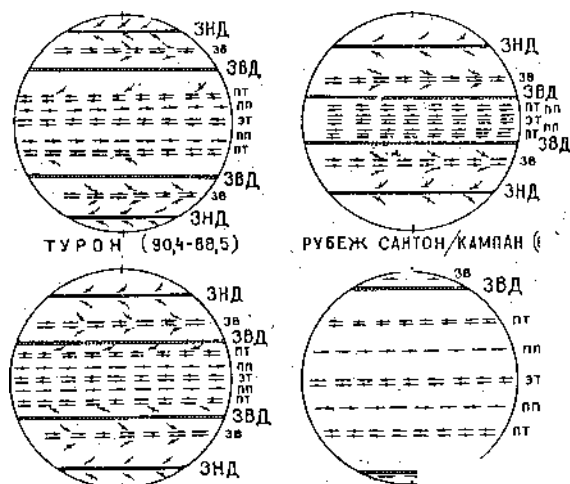
Наиболее контрастны картины зон в сантоне и маастрихте. В первом - зоны оказываются наиболее близко расположенными к экватору, а во втором - максимально удалены от него. За исключением одного этого свойства - сужения и расширения зон - картина течений, в общем, однотипна: ветры, дующие от зон высокого давления как в сторону экватора, так и в направлении к полюсу, создают течения, которые, накапливая силу, отклоняются благодаря действию кориолисовой силы (эффект Экмана). Когда нагонный эффект в сторону экватора компенсирует действие пассатных ветров, течение оказывается уже зональным и действие кориолисовой силы прекращается. То же происходит и с течением западных ветров. Пассатное противотечение возникает благодаря

нагонному эффекту у западных и восточных берегов суши. Аналогичный нагонный эффект возможен и для течения ЗВ, но из-за небольшой мощности последнего он слабо выражен. В приполярных областях он может, однако, складываться с приполярным восточным течением, усиливая его.

В целом для позднего мела характерно низкоширотное расположение зон высокого давления, что говорит о более холодном климате в это время. Для раннего мела, напротив, (табл. 10 и рис. 7) характерно высокоширотное положение ЗВД и широтное расположение главных струйных течений в Мировом океане. Только в конце раннего мела, в альбском веке, климатические зоны стали сжиматься к экватору, а с ними стали более узкими и промежутки между ЗНД, ЗВ, ЗВД, ПТ, ПП (рис. 7).

256

Обратимся к рис. 8-13, на которых показаны системы течений в туроне и маастрихте. Карты-схемы 8 и 9 выполнены на фиксистой основе, а карты-схемы 10 и 11 - на мобилистской. Это позволяет сравнить два типа реконструкций и установить главные отличия в их системах течений. Как видно, основные различия касаются Южного полушария. Сравнение с некоторыми палеогеографическими данными - в [7].



Турон (90,4-88,5) Рубеж сантон/кампан (83)

Рис.7. Зональность течений в модельном полностью «океаническом полушарии».

ЗНД — зона низкого давления, ЗВД — зона высокого давления. ЗВ

— течение западных ветров, ПТ .— пассатное течение, :

ПП.— пассатное противотечение, ЭТ — экваториальное течение.

Положение зон течений и давления (град, широты).

257

Век	ЗВ	ЭВД	ПТ	ПП	ЗНД
Маастрихт	72	62	31	16	-
Кампан	37	27	14	7	57
Сантон	31	21	11	6	51
Коньяк	41	31	16	8	61
Турон	40	30	15	8	60
Сеноман	36	26	13	7	56
Альб	44	34	17	9	64
Апт	69	59	30	15	-
Баррем	73	63	32	16	-

Готерив	84	74	37	19	-
Валанжин	79	69	35	18	-
Берриас	62	52	26	13	82

ОБСУЖДЕНИЕ РЕКОНСТРУКЦИЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ.

258

При построении рис. 12-13 учитывалось влияние горных массивов на востоке и юго-востоке рассматриваемого региона на системы ветров и на океанические и морские течения. В маастрихте ЗВД располагалась в высоких широтах и к югу от широты 60° с.ш. находилась зона пассатных ветров с их отклонением к западу. Эти ветры создавали пассатное течение в западном направлении, а циркуляция в бассейнах небольшого размера направлена в основном против часовой стрелки из-за встречных потоков меридионального направления, тогда как в замкнутых водоемах и полуизолированных заливах намечается циркуляция по часовой стрелке.

В туроне широта зоны высокого давления = 30° с.ш. К северу от нее располагается зона западных ветров, которые создают течения

в океане Тетис в основном юго-западного направления. Таким образом, в туронском веке течения области Тетис имели прямо противоположное направление, чем в маастрихте. Теплые воды поступали в данный регион из Атлантики, а не из Индийского океана. Циркуляция в заливах и замкнутых бассейнах также теперь определяется не пассатными, а юго-западными ветрами.

Граница сантон/кампан характеризуется особенно низким положением зон ВД (21°с.ш.). Такое снижение границ климатических зон привело к тому, что регион Тетис оказался в зоне широты низких давлений, что и определило направления господствующих ветров и течений. Регион Тетис оказался как бы поделенным на две части: северную, где господствуют течения западного направления, и южную, с течениями, идущими на восток (рис.7). Это же характерно и для туронского века.

259

ВАРИАЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН И ПОВЕРХНОСТНЫЕ ОКЕАНСКИЕ ТЕЧЕНИЯ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

В последние годы заметно возрос интерес к реконструкция течений в геологическом прошлом [4-7, 8-12], что обусловлено двумя факторами. Во-первых, палеотечения играли важную роль во многих геологических процессах, так как биопродуктивные зоны осадочного накопления органогенных остатков служат базой для последующего формирования энергетического минерального сырья (нефти, газа), фосфоритов (в зонах апвеллингов) и т.п. Во-вторых, новейшие мобилистские реконструкции палеогеографических обстановок требуют восстановления (или же пересмотра) схем течений в отдельные века.

Мы приводим модельные реконструкции системы течений юрского периода, основанные на связи палеотечений с зонами пассатных ветров, которые в свою очередь зависят от положения климатических зон и зон высокого (ЗВД) и низкого (ЗНД) атмосферного давления. Вариации этих зон рассчитывались ранее в работе [2], исходя из представления о зависимости положения зон от уровня солнечной активности [1]. В работе использованы геохронологическая шкала [13] и мобилистская палеогеографическая основа по А.Б.Ронову, В.Е.Хайну и А.Н.Балуховскому [7].

О модельных реконструкциях поверхностных океанических течений.

Океанические поверхностные течения в геологическом прошлом можно реконструировать по аналогии с системой современных течений, если известны положения климатических зон на земном шаре и распределение океанов и суши [3]. Теоретические модельные расчеты климатической зональности, предложенные в [1], позволяют восстановить положения границ климатических зон и получить такие важные характеристика, как положения зон высокого и низкого атмосферного давления, зон пассатных и западных ветров, которые имеют определяющее значение для структуры и интенсивности циркуляционных процессов в океане.

260

Отметим, что рассматриваются лишь поверхностные течения, а эффектами глубинных течений мы пренебрегаем. Кроме того, не учитываются искажения климатических зон, вызванные самими течениями, а взяты лишь средние положения зон, не учтены также сезонные вариации циркуляции атмосферы и гидросферы. Многие из указанных факторов легко учесть, но мы используем осредненные характеристики для лучшего сопоставления с геологическими материалами.

Модель вариаций климатических зон описывалась неоднократно [2,3], ее подробное изложение вместе с расчетной схемой приведено в [1]. Для наших целей достаточно табличных

данных вариаций климатических зон в юрском периоде ж их средних величин [2, табл.1,2]. В модели предполагается, что границы климатических зон в геологическом прошлом могли изменять свое положение по многим причинам, но главной из них было изменение солнечной активности и светимости. Такие изменения происходили циклически и их периоды связаны с периодическим воздействием гравитационного поля планет на Солнце. Планетная обусловленность солнечной активности предполагалась и раньше - Р.Вольф (1889). Схемы зависимости климатов геологического прошлого от солнечной активности наметил П.П.Предтеченский (1948). Иерархия циклов солнечной активности и палеоклиматы связывались М.С.Эйгенсоном (1963). Однако впервые схема, позволяющая численно рассчитать вариации зон, дана в [1,2]. Суть дела можно пояснить на простом примере. В соответствии с теорией вероятности частота совместного влияния, скажем, двух факторов, имеющих частоты f_1 и f_2 , будет равна $f = f_1 * f_2$, или период $T = T_1 * T_2$, где $T = 1/f$. Если рассматривать планеты от Земли до Юпитера, то получим $T = 22,3$ лет - хорошо известный средний цикл Хэйла, если же взять все планеты от Земли до Плутона, то получим $T = 2260,35$ млн. лет, это громадный цикл. В геологических данных наблюдаются обычно его гармоника или "серии", которые получаются по формуле

$$\ln T(k) = \ln T_1 + k \ln T_2, \quad (1)$$

где $k = 0, 1, 2, \dots$. При $k > 0$ получаем такие серии: если $T_2 = 1,881$, то N-серии, а если $T_2 = 2,881$, то S-серии. Комбинации серий $T_{12} = T_1 + T_2$ определяют всю картину вариаций климатических зон [1,2].

Модели циркуляция поверхностных океанических и морских вод исходят из системы уравнений, включающей уравнения движения, неразрывности, состояния и уравнения притока тепла [2,3]:

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{d\vec{v}}{dt} &= \vec{f} - \text{grad}P + \eta \left(\Delta \vec{v} + \left(\frac{1}{3} \right) \text{grad} \times \text{div} \vec{v} \right) \\ \frac{d\rho}{dt} &= -\rho \times \text{div} \vec{v}, \\ P &= \frac{R}{\mu} \times T \rho(T, \chi), \\ \frac{dT}{dt} &= - \left(\frac{C_p}{C_v} - 1 \right) T \times \text{div} \vec{v} + \frac{Q}{C_v} \end{aligned} \right\} (2)$$

где \vec{v} - скорость течения; ρ - плотность воды; \vec{f} - поле внешних сил (ветровое поле, силы Кориолиса и др.); η - вязкость; T - температура; R , μ - "газовая постоянная" и молекулярный вес воды соответственно; C_p и C_v - теплоемкость при постоянных объеме и давлении соответственно; χ - соленость единицы массы воды; Q , - приток тепла к единице массы воды.

Система уравнений [2] в применении к океанам очень сложна и при ее решении, как правило, делается еще много упрощающих предположений [5,8,12]. В частности, пренебрегается изменениями плотности воды, вязкостью, а сами течения рассматриваются лишь в тонком поверхностном слое (двухмерные модели течений), дифференциальные уравнения заменяются конечно-разностными схемами. Несмотря на многочисленные упрощения, модели выглядят все-таки весьма громоздкими и пользоваться ими и для воспроизведения известного результата, и для развития модели с учетом новых факторов нелегко. Но главным недостатком всех предшествующих численных моделей является то, что ими не учтен эффект вариации зон, так как схема расчета этих вариаций отсутствовала.

Здесь предлагается новый подход в модельных реконструкциях палеотечений и циркуляции вод на примере течений юрского периода, основу которого составляют принцип актуализма, общие закономерности течений, выявляемые на простых теоретических моделях [2,3] и законы подобия в сложных гидродинамических системах. Модельная классификация течений в сочетании с конкретной палеогеографической основой (картой) и структурой

климатических зон данной геологической эпохи (века, рубежа) позволяет геологу выполнить необходимую реконструкцию течений, даже не прибегая к решению системы уравнений термогидродинамики. Напротив, готовое решение задачи реконструкции можно предлагать как "пробное" для полной системы уравнений (2).

Модельная классификация зональных течений мирового океана.

На основе анализа современных поверхностных течений и исходя из простейших модельных решений системы [2] (полностью океаническое полушарие, поверхность земного шара однородна по физическим свойствам и т.п.) можно построить зональную картину течений (рис.1). Удобно использовать следующую классификацию течений:

1) вблизи экватора выделяется зона экваториального течения (ЭТ), которое направлено с востока на запад и имеет меньшую мощность, чем пассатное течение;

2) далее к северу и югу от ЭТ расположены течения, направление которых прямо противоположно экваториальному и пассатному течениям, его мощность оказывается наименьшей из всех зональных течений, его называют "противопассатным течением" (ПП);

3) еще дальше к полюсам расположены "пассатные течения" (ПТ), их направление совпадает с экваториальным, а мощность наивысшая, они вызваны трением о поверхность воды постоянных пассатных ветров и действием силы Кориолиса, которая отклоняет течения, направленные от зоны высокого атмосферного давления (ЗВД) в сторону экваториальной зоны низких давлений, пока не образуется геострофическое правильное зональное течение (ПТ);

4) по другую сторону от ЗВД расположена зона западных ветров и соответствующего течения (ЗВ), его мощность может быть сравнима с ЭТ или несколько меньшая;

5) между полюсами и субтропическими зонами высокого давления расположены зоны низкого давления (ЗНД), ветры,

дующие от полюсов в сторону ЗНД также создают течения, которые носят название "околополярных течений", но, как правило, они не образуют ярко выраженного зонального течения (N/T или ST), а скорее влияют на характер циркуляции вод вокруг суши или внутри замкнутых водных бассейнов;

б) действие силы Кориолиса в Северном и Южном полушариях противоположно и сказывается на циркуляции вод вокруг участков суши или в отдельных бассейнах, т.е. острова в Северном полушарии, как правило, обтекаются водами по ходу часовой стрелки, а в замкнутом бассейне - против часовой стрелки (в Южном полушарии наоборот), соответственно проливы имеют, как правило, два направления течений;

7) если какое-либо зональное течение "ударяет" в пролив, то течение определяется по законам "сообщающихся сосудов";

8) если зональные течения "ударяют" о "стену" берегов континента, то течения замыкаются по ходу стрелок, т.е. "приходящие" стрелки разворачиваются в стороны "уходящих" стрелок и течения направляются так, что образуют замкнутые ячейки циркуляции поверхностных вод;

9) все зональные течения изменяют свои положения в ходе геологического времени "подобным образом", т.е. пропорционально с изменениями климатических зон, что соответствует "закону подобия" гидродинамических систем.

Правила восстановления палеотечений при наложении зональных течений на конкретную палеогеографическую основу.

Последовательность реконструкции палеотечений на основе модельной зональности и приведенной выше классификации следующая. Во-первых, выбирается геохронологическая шкала, в нашем случае – [14], и на основе таблицы (Табл.1 [2]) рассчитываются средние значения широты границ умеренной и субтропической зон (например, Табл.2 [2]), затем делается расчет всех характеристик зональных течений в полностью "океаническом" полушарии и данные сводятся в таблицу. Для

наглядности картину течений можно изобразить на фоне "океанического" полушария, см. рис.1. Во-вторых, подбирается карта с подходящей палеогеографической основой для выбранного века или периода, а затем зональные "океанические" течения совмещаются с палеогеографической основой для выбранного века, стрелка течений "коммутируются" в замкнутые системы циркуляции, т.е. восстанавливается характер циркуляции в замкнутых и полуизолированных бассейнах, проливах и т.д.

Опыт подобных реконструкций можно получить, если "восстановить" систему современных океанских течений, отправляясь от среднего значения ЗВ, которое составляет 40° с.-ю.ш. и пользуясь пропорциями для ЗВ, ЗВД, ПТ, ПП и ЗНД из таблицы и картой современного положения материков. Для изучения пригодны также готовые реконструкции для отдельных веков прошлого, выполненные по настоящим правилам (см. таблицу и рис. 2-4).

265

Палеотечения в тоарском, батском и титонском веках.

Как видно из данных таблицы и на рисунках 2-4, зоны высокого и низкого давлений, пассатных и западных ветров не оставались в течение юрского периода постоянными. Они значительно изменяли свое положение. Минимум ЗВД- приходится на тоарский век (16° с.-ю.ш.), а максимум - на кимеридж (56° с.-ю.ш.), соответственно изменяли свое положение и зоны пассатных ветров и пассатных течений (ПТ), см. рис.1.

Мы выбрали для реконструкций палеотечений тоарский, батский и титонский века, так как они наиболее характерные представители для лейаса (J_1), доггера (J_2) и мальма (J_3) соответственно. Зональные картины для геттанга и титона очень близки (см. рис. 1), поэтому реконструкции проведены лишь для титона (см. рис. 4).

В целом для лейаса характерно низкоширотное расположение зон высокого давления (34° с.-ю.ш.), что говорит о более прохладном климате в то время. Для доггера среднее значение

широты ЗВД составляло 41° с.-ю.ш., а для мальма - 50° с.-ю.ш. Однако в титоне ЗВД снизили свое положение до 43° с.-ю.ш. Динамика изменения положения зон течений и давлений хорошо видна на рис. 2-4.

В истории Земли палеогеография юрского периода являлась подготовительным этапом перед "распадом" "Пангеи". В ранне- и среднеюрскую эпохи (рис.2 и 3) это был этап континентального рифтообразования, когда сложные полирифтовые системы охватывали не только акватории океанов, но и проникали вглубь континентов, как в Северной Америке, Западной Европе, Восточной Африке и Западной Австралии. "Распад Пангеи" и обновление палеогеографической обстановки вызвали изменения в распределении течений вод. Большую роль в их развитии сыграли также изменения уровня Мирового океана. В ранней юре поступательно развивалась трансгрессия, которая затормозилась в позднем тоаре и раннем аалене. Новая волна трансгрессии произошла в байосском веке, а позднеюрская трансгрессия достигла максимума (см. рис.2,3 и 4).

266

Обсуждение результатов реконструкций и сравнение их с геологическими данными.

Согласно модели (таблица I), геттангский и синемюрский века лейаса завершают жаркую аридную стадию климата, характерную для конца позднего триаса, наступившую после первых признаков гумидизации в рэтском веке триаса [9]. Максимум гумидизации, согласно модели, приходится на тоарский век, а максимум новой фазы аридизации - на кимеридж. Согласно данным таблицы 1, после синемюрского максимума последовал спад широты зон с минимумом в тоаре, а затем в бате последовал подъем широт, который восстановил прежнее, характерное для синемюра значение широт. Высокий режим положений границы умеренной и субтропической зон характерен для второй половины доггера и мальма с небольшим снижением в оксфорде и титоне. Соответственно должна была меняться и картина поверхностных

океанических течений (ЗВ, ПТ, ПП).

Согласно геологическим данным [11], отложения триаса характеризуются высокой насыщенностью индикаторами аридного климата: эоловыми фациями, полимиктовым составом карбонатных красноцветов, большим количеством неустойчивых к выветриванию минералов, пустынными гипсовыми и железо-кремнеземистыми корками, трещинами усыхания, соленосными и сульфатно-карбонатными формациями и т.д. Остатки растений редки и представлены ксерофильными формами.

Аридные тропические условия в Северном полушарии в позднем триасе господствовали в центральных районах Северной Америки, в Гренландии, Западной Европе, Малой Азии, Средней Азии и Китае. Наличие аридного седиментогенеза свидетельствует о большом дефиците влаги и высоком термическом режиме. Южный аридный пояс охватывал значительную часть Южной Америки и Африки, где широко распространены пустынные отложения.

267 Поздний триас тесно связан с началом ранней юры. В то же время ранне-и среднеюрская эпохи были временем наивысшей гумидизации климата в мезозое. В это время происходило не только сильное уменьшение размеров аридных областей, но и сезонное распределение атмосферных осадков в наиболее засушливых областях Африки и Америки. В тропических областях средние температуры достигали 25-27°C, в раннем аалене они понижались на 10-15°C. Несмотря на обилие палеоклиматических данных, свидетельствующих о существенном снижении температур в Западной Европе в течение лейаса [В.Аркелл, 1961; М.Шварцбах, 1955; Н.М.Страхов, 1960], и более низком термическом режиме по сравнению с доггером и мальмом, Р.Боуэн (1968) по палеотермическим данным выделил тоарский максимум. Наши палеореконструкции (рис. 2) позволяют понять и снять это кажущееся противоречие. В самом деле, согласно реконструкции, Западная Европа в тоаре находилась в области ЗНД, что должно было означать гумидизацию и снижение термического режима в

тоарском веке, в то же время данные Р.Боуэна получены в основном по образцам, взятым из района Карибского бассейна, который в то время находился в области ЗВД, т.е. в области, где существовали аридные условия, а поверхностные воды должны, была прогреваться до высоких температур. Кроме того, для этого времени и региона характерно расположение вод, окруженных большими участками суши, а течение, направленное из региона Тетис, должно было быть теплым. Этот пример показывает, насколько важно учитывать зональный характер палеоклиматов и течений при интерпретации геологических материалов.

268 В батском веке (рис. 3) положение зон НД сместилось далеко в полярные области, а зоны ВД захватывали обширные территории Северной Америки, Европы, Азии, юга Южной Америка и Африки, а также Антарктиду и Австралию. Изменения палеотемператур [11] вполне соответствуют сложившейся системе зон атмосферного давления и течений. Так, в районе Тетис вблизи берегов Южной Азии палеотемпературы возросли с 20-22°C (титон) до 24-25°C (бат), см. рис.3, а на севере Сибирской платформы - с 15° до 18-20°C.

Кажущееся противоречие в температурных данных этих веков для Северной Гренландии (падение с 20° до 18-20°C) находит простое объяснение: течение западных ветров (ЗВ) в титоне находилось значительно южнее (30°с.ш.), и поднимаясь по проливам, приносило теплые воды в этот регион, тогда как в бате это течение попадало в пролив, не испытывая никакого изменения широты.

Геологические материалы убедительно подтверждают основные особенности намеченных тенденций в изменениях климата и течений в юрском периоде. Так, на Северном Кавказе и в Северном Закавказье температуры в раннем тоаре, установленные по роствам белемнитов, колебались от 20° до 22°C, но в позднем тоаре они понизились до 15-17°C [11]. В ааленском веке в основном сохранялась зональность, характерная для тоара [11], похолодание охватило и центральные районы европейской части

России и северные области Тетиса, но уже в позднем эоцене температуры вновь стали повышаться [11], появились первые признаки иссушения. Значительные изменения происходили во второй половине батского века, особенно на юге Средней Азии, где появились ксерофильные формы. В конце байоса и особенно в бате народу с сосновыми здесь (Украина, Урал) произрастали классополисы, распространение которых вызвано наступившим иссушением климата [11].

269 Сильную аридизацию климата в келловейском веке на европейской части России сглаживали близость крупных морских бассейнов и муссонные ветры, приносящие влагу. В то же время на востоке и юго-востоке Средней Азии аридность, особенно в конце келловейя, стала значительной [11], см. таблицу I. Температуры келловейя, установленные по белемнитам, следующие: в Московском бассейне - 18,0-18,5, в Польском бассейне - 14,5-21,0, в Печорском - 10-14°C, в южном направлении они таковы: для Среднего Поволжья - 19-23, для Крыма - 23,0-23,5, для Северного Кавказа - 20-24°C, для Закавказья - 25-28°C (см. там же). Таким образом, термический режим бассейнов Восточно-Европейской платформы и запада Средней Азии был близок к субтропическому, а в Карпатском, Кавказском и Памирском бассейнах - к тропическому. Температуры в Хатангской впадине в оксфорде составляли 15°C, в раннем кимеридже - 15°C, а в позднем кимеридже повысились до 17°C.

В Прикаспии в ранневожжское (титонское) время температуры составляли 21-23°C, а в поздневожжское - 23-24°C. Для бассейнов Крыма и Закавказья характерно наличие береговых, барьерных рифов и атолловых островов. Органогенные постройки состояли не только из кораллов, но и из разнообразных водорослей, рудистов и брахиопод. Тропический режим, установленный по ареалу развития теплолюбивой фауны, подтверждается и палеотермометрическими данными.

Возможные применения реконструкций.

Приведенное выше сопоставление теоретических модельных и геологических данных показывает их замечательное согласование и приводит к выводу о возможности применения теоретических реконструкций палеотечений и зон атмосферного давления для работ, преследующих практические цели. Прежде всего, конечно, восстановление картины палеотечений необходимо для работ, преследующих практические цели. Прежде всего, конечно, восстановление картины палеотечений необходимо для подробных и точных палеоклиматических реконструкций, для анализа условий расселения личинок водных организмов и образования фаунистических провинций. Образование и накопление некоторых типов полезных ископаемых, находящихся под сильным контролем климатических факторов (области угле-и нефтенакопления, соленакопления, образования доломитов, фосфоритов, бокситов и др.).

270

Рассмотрим такой пример: области Карпат, Северного Кавказа, Туаркыра в батском и титонском веках находились под действием зоны ВД (рис.3,4). В таких условиях формирование латеритных кор выветривания и связанных с ними месторождений бокситов исключается. Напротив, положение указанных областей в тоаре в пределах действия ЗНД указывает на гумидный тип климата и большое количество осадков, что благоприятно для образования латеритных кор выветривания. В самом деле, на тоар (а частично и на плинсбах и аален) приходятся основные эпохи формирования бокситов в этих регионах [11].

Проведенное нами исследование модельных реконструкций палеотечений на основе их зональной классификации и законов циркуляции гидросферы позволяет сделать следующие выводы:

1) результаты теоретических модельных реконструкций для палеотечений в юрском периоде хорошо согласуются с геологическими данными как по фаунистическим комплексам, так и по палеотемпературным индикаторам;

2) методы модельных реконструкций палеоклиматических зон и палеотечений хорошо дополняют геологические методы и позволяют воссоздать палеогеографические условия формирования некоторых видов гипергенных полезных ископаемых, желательнее провести такого рода исследования для всего фанерозойского этапа истории развития Земли с учетом данных о фриборде [10] и сопоставлением со схемами развития организмов [6], поскольку палеотечения служат одним из факторов, влияющих на расселение морских организмов и деления шельфовых областей на провинции.

О ПОЗНЕМЕЛОВЫХ ОКЕАНСКИХ ТЕЧЕНИЯХ.

Продолжая начатые в работе [2] реконструкции палеотечений в меловом периоде, мы получили зональные системы циркуляции поверхностных вод. Далее показали, что с переходом от одного века к другому, а также в ряде случаев и внутри веков зональная система течений не оставалась постоянной, а изменялась в соответствии с изменениями в положении границ климатических зон. В связи с этим сделана попытка определения областей апвеллингов, границ фаунистических провинций и возможных путей миграции морской фауны. Далее об этих исследованиях приведены более подробные сведения.

271

В последние годы заметно повысился интерес к реконструкциям палеотечений [3-6, 8-11, 16-18] в океанах и морях поздне мелового периода. Это связано прежде всего с той ролью, какую играют течения и режимы существования бассейнов в процессах формирования отложений и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Сравнительно недавно, в течение последних десятилетий, открыты новые месторождения нефти и газа. В результате меловая система заняла первое место по масштабам нефтегазоносности [4]. Велико значение меловой

системы и как резервуара, и как продуцента углеводородов. Анализ систем течений и областей существования палеоапвеллингов верхнего мела имеет как теоретическое, так и прикладное значение.

В данном разделе работы предлагаются модельные реконструкции течений с сеномана по маастрихт, в основу которых положена связь палеотечений и зон пассатных ветров, а также зон высоких (ЗВД) и низких (ЗНД) атмосферных давлений. Вариации этих зон рассчитывались ранее, исходя из представления о зависимости широтного положения климатических зон от уровня солнечной активности [1].

В данном разделе используется геохронологическая шкала [13] и модельные расчеты вариаций климатических зон для Северного полушария. Не учитывались искажения границ климатических зон за счет палеогеографических факторов и сезонных колебаний. На приводимые реконструкции следует смотреть как на осредненные во времени модельные данные.

272

МОДЕЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОТЕЧЕНИЙ И ВАРИАЦИИ ЗОН ПАССАТНЫХ ВЕТРОВ И АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ.

Более подробно методика модельных реконструкций палеотечений изложена в работе [2], однако здесь мы приведем практические рекомендации, рассчитанные на геологов, заинтересованных самостоятельно провести реконструкции без слишком сложных математических расчетов.

Необходимо выделять следующие моменты:

1) близ экватора существует зона экваториального (ЭТ) течения, которое направлено с востока на запад и имеет мощность вторую после пассатного течения;

2) далее от экватора располагаются течения, направление которых прямо противоположно ЭТ, его мощность меньше других зональных течений, оно называется «противопассатным» (ПП);

3) еще дальше от ЭТ расположены зоны "пассатных течений" (ПТ), они имеют наибольшую мощность и направление, совпадающее с ЭТ, они связаны с трением о поверхность воды постоянных пассатных ветров и действием силы Кориолиса;

4) с зоной преобладающих западных ветров связано течение западных ветров (ЗВ);

5) расположение ПТ и ЗВ зависит от положения зон ЗВД и ЗНД, характеризующих циркуляцию атмосферы в Северном и Южном полушариях;

6) действие сил Кориолиса приводит к циркуляции вод по часовой стрелке для Северного полушария, и против часовой - для Южного полушария;

7) если зональное течение «ударяет» в пролив, то течение определяется по законам «сообщающихся сосудов»;

8) если зональное течение "ударяет" о стенку берегов континента, то течения замыкаются по ходу стрелок: от приходящих к уходящим, и образуют замкнутые ячейки циркуляции;

9) течение вдоль западного берега, если оно направлено в сторону экватора, создаёт апвеллинг, а если от экватора - то даунвеллинг (у восточных берегов соотношение обратное); ветровой поток со стороны берега усиливает апвеллинг и ослабляет даунвеллинг, а в сторону суши - наоборот; если при входе во внутренний бассейн действует апвеллинг, то бассейн относится к эстуариевому типу (см. [4]), а если, даунвеллинг, то к лагунному типу; с изменением обстановки течений тип бассейна может меняться.

Приведенные правила вытекают из основных закономерностей циркуляции вод и подтверждаются проверками на простых моделях. Последовательность реконструкций на основе приведенных правил может быть следующей. Во-первых, выбирается геохронологическая шкала (например, [13]) и рассчитываются средние значения широты границы умеренной и

субтропической зон, затем рассчитываются все характеристики зональных течений в полностью "океаническом" полушарии и данные сводятся в таблицу (см. табл. I этой работы). Для наглядности картину течений можно изобразить на фоне "океанического" полушария - рис. 1. Во-вторых, подбирается карта с подходящей палеогеографической основой для выбранного века, затем совмещаются зональные «океанические» течения с палеогеографической обстановкой (замыкаются стрелки течений в циркуляционные ячейки, восстанавливаются течения в замкнутых и полузамкнутых бассейнах, проливах и т.д.).

Опыт подобных реконструкций (а также и их контроль) можно получить, если "восстановить" систему современных океанических течений, отпрываясь от среднего значения шроты ЗВ - 40°с.-ю.ш. и пользуясь пропорциями для ЗВ, ЗВД, ПТ, ПП, ЭТ и ЗНД из табл. I и картой современного распределения вод и суши. На рис. 2 представлен пример такой реконструкции для современной эпохи. Сравнение полученной "идеализированной" модели течений с картами современных течений в океанах показывает, насколько удовлетворительно (или в каких-то деталях нет) модельные течения соответствуют действующим ныне. Точность метода вполне достаточна, так как на современном этапе исследований палеотечений вряд ли необходимо предъявлять более высокие требования к модели, хотя при необходимости модель может быть усовершенствована и в нее легко ввести дополнительные поправки (теплые и холодные течения искривляют границы зон, муссоны создают муссонный тип течений, центры циркуляционных ячеек могут смещаться и т.п.).

ЭФФЕКТЫ ЭВСТАЗИИ.

Поздний мел характеризуется проявлением талассократического максимума, наибольшего за весь фанерозой, что, по-видимому, связано стечением ряда благоприятствующих этому обстоятельств [4,12]. Положение мелового эвстатического минимума в контексте всего фанерозоя показано на рис. 3. В

отличие от эвстатической кривой [12] и других подобных, здесь на графике проведено разделение на полярные (У) и экваториальные (IV) области, что сделало трансгрессии и регрессии более контрастными, а график вариаций уровня моря более наглядным [4, с. 191-192]. Здесь геохронологическая шкала дана по [13] и внесены дополнения в график оледенений (VI). Это касается уточнения положения "верхневендского" оледенения и нанесения на график "стуртианского" оледенения. Знакам (?) отмечены положения недоказанных, но предполагаемых некоторыми авторами [15] оледенений.

275 Можно обратить внимание на синхронность экваториальных трансгрессий и оледенений. А также на то, что максимальные оледенения связаны не с самыми высокими или самыми низкими максимумами, а со средними. С наибольшими пиками на кривой (IV) коррелируют незначительные по площади распространения и мощности ледниковые отложения на континентах. В связи с этим можно заметить, что если оледенения в начале верхнего мела и имели место, то их отложения невелики, что конечно же затрудняет их поиск и идентификацию.

Другой чрезвычайно важной особенностью графика на рис. 3 является периодичность следования максимумов. На графике горизонтальными линиями отмечены интервалы времени по 75 млн. лет. Как это видно из рисунка, каждый раз после двух невысоких максимумов следует высокий, что свидетельствует о существовании также периода в 225 млн. лет. В связи с этим мы хотели бы обратить внимание на результаты, полученные в работе [1]. А именно, на то, что Фурье-спектр модельной функции границ для геохронологической шкалы У.Б.Харленда и др. [13] позволил выделить пики доминирующих гармоник, соответствующие периодам 25, 37.5, 75 и 150 млн. лет и была предложена резонансная модель галактической орбиты Солнечной системы, которая объясняет возможность появления именно этих доминирующих частот (периодов). Согласно этой модели Солнце

делает полный оборот (т.е. проходит 360°) за время 225 млн. лет, а время его прохождения от перигалактия до апогалактия как раз составляет 75 млн. лет. Из рис. 3 видно также, что где-то на границе перми и триаса произошел сбой фазы, приведший к удлинению интервала между пермо-карбонным и юрским максимумами экваториальной трансгрессии. В дальнейшем интервал 75 млн. лет снова восстанавливается (см. рис.3). Как объяснить это? Связано ли такое поведение эвстатической кривой с каким-либо геологическим или космическим событием?

Эвстатические колебания очень сильно влияют на характер среды обитания морских организмов и могут быть причиной расцвета их жизни или вымираний. Рассмотрим график (рис.4) скорости вымирания родов морских животных в течение геологического времени, начиная с перми, построенный по данным о времени существования 2900 ныне вымерших семейств морских позвоночных, беспозвоночных и простейшее [19].

276 На графике вертикальными линиями отмечены промежутки времени по 25 млн. лет. Отчетливо видны максимумы с таким (или очень близким) интервалом времени. Кроме того, заметно чередование высоких максимумов, идущих через два низка, т.е. с интервалом 75 млн. лет. Из сравнения рис. 3 и 4 видно, что максимумы вымираний сопоставляются не с максимумами экваториальных трансгрессий, а как раз наоборот, - с экваториальными регрессиями и полярными трансгрессиями (маастрихтский, верхнетитонский, плинсбахский ярусы). Кроме того, на границе перми и триаса находится "гвадалупская серия", которая не укладывается ни в масштабы графика, ни в его схему ритмов. Снова мы приходим к выводу, что на границе перми и триаса произошло какое-то важное геологическое событие, которое не только привело к сбою фазы колебаний эвстатической кривой, но и сопровождалось неординарным массовым вымиранием морских животных.

Обратимся к одному виду организмов, судьба которых

закончилась вместе с меловым периодом - к аммонитам. На рис. 5 показаны надсемейства родов аммонитов согласно [14]. Мы исправили датировки границ периодов в соответствии с общепризнанной шкалой [13] и добавили в верхней части рисунка шкалу геохронологических резонансов по [1]. Ширина полосок надсемейств отражает родовое разнообразие – например, в надсемействе норийского яруса триаса внизу рисунка - 48 родов. Связи между надсемействами для данной работы не имеют значения.

277

На рисунке представлены термы (резонансы) не выше второго порядка, за исключением пары очень близко расположенных («дублет»), помеченных фигурной скобкой. Термы более высокого порядка не приведены, чтобы не загромождать рисунок. Термы первого порядка выделены как жирные линии. Из анализа графика следует, что история аммонитов может быть разделена на три этапа, начинающихся с моментов близких термов: 405.5-6, 246.5-6, и 65.5-6, т.е. с зарождения и начального развития, затем периода их процветания и, наконец, полного вымирания. На рубеже пермского и триасового периодов впервые появились надсемейства с большим числом родов. Эта вспышка родовой активности совпала с моментом появления пары терм ("дублет") точно такого же вида, какая пара терм наблюдается и при зарождении первого из родов аммонитов. Но что удивительно, так это то, что такая же пара терм на границе маастрихт/даний стала полным концом рода аммонитов. Эти факты ввиду их важности нуждаются в дальнейшем осмыслении и изучении. Отметим, однако, что только одну из этих пар терм мы можем связать со сдвигом фазы на кривой эвстазии. Что недостаточно для объяснения указанных фактов

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕОТЕЧЕНИЙ И СРАВНЕНИЕ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ДАНЫМИ.

Судьба водных организмов может быть связана не только с эффектами эвстазии, но также и с характером циркуляции в

водных бассейнах или течениями. Ярким примером такого вида эффектов в настоящую эпоху является течение «Эль-Ниньо» (теплое течение, эпизодически появляющееся у берегов Эквадора и Перу), которое приводит к исчезновению апвелланга и гибели морских организмов. Аналогичные явления могли происходить и в геологическом прошлом [17].

На рис. 1 представлены схемы циркуляции вод в полностью «океаническом» полушарии для сантонского, маастрихтского и коньякского веков. Эти диаграммы иллюстрируют возможность того, что зональные течения на одних и тех же шротах в разные века могут иметь прямо противоположное направление: ($ZB_{\text{сан}}$ и $ПТ_{\text{маа}}$, $ПТ_{\text{кон}}$ и $ПП_{\text{маа}}$) или же местами меняются зоны высоких и низких давлений: ($ZB_{\text{кон}}$ и $ЗНД_{\text{маа}}$). Последнее должно было найти отражение и в характере сидементационных процессов [7].

На рис. 6-7 приведены реконструкции палеотечений и зон апвеллингов для коньякского и сантонского веков. Используются палеогеографические карты для верхнемеловой эпохи Н.М.Страхова. Точечными стрелками показаны направления господствующих ветров, как это следует из положений ЗВД и ЗНД. Можно заметить изменения в системах течений, вызванных сужением зон к экватору в сантонском веке. Однако в бассейне Тетис изменения не принципиальны - в оба века господствующими были теплые течения юго-западного ветра. Можно лишь предположить, что в сантоне течения в южной части Тетиса усилились, тогда как в его северной части - ослабли ввиду появления здесь ЗНД и изменения направления ветра. Сравнение же с картиной течений в маастрихтском веке ([2], рис.3) показывает полное изменение направлений течений в области Тетис.

Изменения положения областей апвеллингов с изменением положения зон течений, если они происходили внезапно, могло приводить к массовой гибели фауны, лишенной кормовой базы и привычной экологической обстановки. В связи с этим могли изменяться и фаунистические провинции. Течения указывают

также и пути миграции организмов. С усиливающимися течениями из полярных областей идет процесс миграции бореальных форм, а с течениями из низких широт мигрировали теплолюбивые виды [7].

Мы здесь не ставили задачу ответить на вопрос: с чем же связан кризис фауны на рубеже маастрихт/даний, однако как видно из приведенных результатов, изменения систем течений также могли сыграть в этом какую-то роль.

Климатические и экологические изменения в резких эволюционных перерывах.

279 Органический мир тесно связан со средой обитания. Его развитие определяется биологическими законами эволюции и изменениями физико-географических условий. История разнообразия видов морских беспозвоночных хранит в себе главным образом свидетельства чередования продолжительных периодов стазиса (периоды «затишья») и редких эпизодов быстрых эволюционных изменений. Геохронологическая шкала – отражение такого рода чередований: ни одно из подразделений этой шкалы не обходится без своих «пограничных» проблем, но каждое подразделение представляет собой объективно выделяемые комплексы, а не произвольные отрезки постепенного и равномерного течения эволюции.

эр (кембрийский биотический взрыв, пермское и меловое вымирания), а менее крупные границами периодов. Это подтверждает, что эволюция – не медленное и равномерное преобразование одних видов в другие (предков в потомков), а серия

резких скачков, разрушающих длительно существующие и стабильные системы, - это прерывистое развитие. Многие важные физические процессы происходят путем прерывистого изменения, т.е. путем сравнительно быстрых скачков между стационарными состояниями – «квантовые переходы». Эволюция – другой пример такого рода переходов.

Было бы в корне неверно утверждать, что геология никогда не сможет подняться до уровня точной науки, что множество явлений навсегда останутся необъяснимыми. Путь состоит в серьезном и терпеливом исследовании явлений, представленных в полном и качественном наборе эмпирических фактов, посредством установления заключенных в них закономерностей и выяснении их причин.

280

Примем в качестве исходной предпосылки тезис о том, что неравномерные эволюционные изменения накапливались постепенно в ходе медленной стационарной фазы, а проявлялись внезапно под влиянием резких климатических и экологических изменений, что природа действует способом максимальной надежности – у нее всегда есть «заготовленные впрок» проекты групп, семейств, родов и видов, которые окажутся лучше приспособленными в условиях грядущих эпох, но они находят свое применение только тогда, когда наступает их время. Принцип доминанции наиболее приспособленного вида обеспечивает стабильность в промежутках между скачкообразными переходами от раздела к разделу общей природной истории эволюции.

Проведем сопоставление данных эволюции и климатических изменений, выясним закономерное строение того фактора, который является «дирижером» событий, и природу этой закономерности. Вскрытие закономерности позволит построить модель, которая проверяется сопоставлением с эмпирическими данными. Не претендуя на построение «всеобъемлющей теории» эволюции, остановимся лишь на некоторых фактах, которые позволят понять построенную таким образом модель. Основные понятия и терминология взяты из ссылок без пояснений, в них же можно найти подолбную библиографию.

Эмпирические закономерности эволюционных и палеоклиматических изменений.

281

Большинство кризисов в развитии фауны и флоры совпадают с эпохами значительных температурных минимумов, а наиболее крупные из них – с эпохами оледенений. Ниже приведены некоторые сопоставления, подтверждающие эту связь (табл.1)

Связь вымираний биоты с температурными минимумами.

Таблица 1.

<u>Докембрий</u>	
1. Значительный скачок в развитии органического мира произошел в интервале 2200-2300 млн. лет назад. В это время повсеместно появляются мощные горизонты	1. Наиболее древние отложения – это тиллоиды, развитые в виде линз в древних конусах выноса или дельтах, сложенных верхнеархейской системой Витватерсранд (Южная Африка) примерно 2,7 млрд. лет. Не

строматолитовых известняков и доломитов с отпечатками сине-зеленых водорослей и групп бактерий. Наряду со строматолитами в карбонатных отложениях встречаются микрофитоциты, а в кремнистых – остатки прокариот.

исключено, что они представляют собой переотложенные моренные образования.

В гуронской надгруппе Канады ледниковые отложения образуют три горизонта (свиты Рамзай-Лейк, Брюс и нижняя часть свиты Гауганда). Ледниковое происхождение этих горизонтов, особенно верхнего, надежно обосновано. Широкое площадное распространение, присутствие мариногляциальных отложений – указывают на покровный характер гуронских оледенений (2240-2500 млн. лет).

В Южной Африке: свита Макганиене (часть свиты Гриквашаун), система Гриквалленд-Вест, пачка Риенфонтейн системы Трансвааль. Возраст – около 2250 млн. лет. Ледниковые отложения состоят из тиллитов, варвиав, марино и флювиогляциальных отложений. Широкое распространение (200x600 км) и фациальный состав говорят о

	покровном характере.
<p>2. Важнейшие биологические события происходили в интервале времени 600-700 млн. лет назад, когда возникла и получила широкое распространение эдиакарская фауна, состоявшая из кишечно-полостных и червей. Эта фауна является предковой фауной скелетных организмов и первой из имеющих нервную систему (черви). Есть также данные, свидетельствующие о возможном появлении в конце протерозоя наземных растений, давших маломощные угли – (Бретань) во Франции. Появление эдиакарской фауны приходится на период времени между двумя крупнейшими формами эдиакарского оледенения.</p>	<p>2. В стратиграфическом интервале от нижнего протерозоя до среднего рифея ледниковых отложений не установлено. Большое количество местонахождений ледниковых отложений открыто в верхнем рифее и венде почти на всех континентах, исключая Антарктиду.</p> <p>Рифейские оледенения. В верхнерифейских отложениях Африки имеются два ледниковых горизонта: Нижний Конголезский (Большой конгломерат Катанги, Нижний Тиллоид Западного Конго) и верхний заирский (Малый Конгломерат Катанги. Верхний Тиллоид Западного Конго). Возраст первого – 850-900 млн. лет, а второго – 740-780 млн. лет.</p> <p>В Австралии имеется аналог верхнего или обоих рифейских ледниковых горизонтов Африки – стертовский горизонт: 750-1076 млн. лет. Этот гляциогоризонт большой</p>

мощности и состоит из двух ледниковых подгоризонтов, разделенных неледниковыми отложениями. В Северной Америке ледниковые отложения свит Маунт-Роджера и Грендфазер восточного Ньюфаундленда согласно подстилаются вулканическими породами с возрастом 800-850 млн. лет. Эти данные говорят о позднерифейском возрасте ледниковых отложений в Аппалачах. Большинство верхнедокембрийских ледниковых отложений западного края Северной Америки также относятся к верхнему рифею. В Бразилии и Парагвае – серия Жоганда, свиты Пуга и Итанокуми, свита Тоназиос, серии Макаубос и Жекутой.

Ведские отложения. Отложения варангианского или лапландского гляциогоризонта установлены от Шпицбергена до Украины и от восточной части Гренландии до Урала. Изотопный возраст горизонта

- 650 ± 20 млн. лет.

В наиболее поздних разрезах обнаруживается внутренняя структура – горизонт состоит из двух ледниковых подгоризонтов.

Лапландский горизонт представлен континентальными фациями, которые в периферийной части платформы чередуются с мариногляциональными. В геосинклинальных прогибах, обрамлявших платформу, преобладают мариногляциональные образования. Состав обломочного материала, морфология ледникового ложа и распределение фаций указывают на то, что ледники почти радиально растекались из центров, расположенных на северо-востоке платформы. Отложения, по возрасту и фациям близкие к вранжинским, обнаружены в Западной Африке – возраст – 594-668 млн. лет., - в Азии – джетымский гляциогоризонт Казахстана, Средней Азии и Северо-

	<p>Западного Китая; наньтоусский и, возможно, чанганский Южного Китая. В Австралии – отложения Марино, возраст – 671-724 млн. лет. Ледниковые отложения близкого возраста, возможно, есть также в Северной Америке. Распространение ледниковых отложений одного возраста по меньшей мере на четырех континентах указывает на событие глобальных масштабов</p>
--	---

Фанерозой

286

<p>3. В начале ордовика эволюция органического мира становится более интенсивной и скорости возникновения новых семейств значительно превышают раннекембрийские. Большое развитие получают трилобиты, которые, в отличие от кембрийских, обладали не хитиновым скелетом, а кальцитовым.</p> <p>В это время широко</p>	<p>3. Позднеордовикские-раннесилурийские оледенения. Достоверных следов кембрийских, ранне- среднеордовикских оледенений нет. Несомненные ледниковые отложения широко распространены только в верхнем ордовике и нижнем силуре ряда континентов. Генетически и стратиграфически они наиболее изучены в Африке, особенно Северной и Западной, где их современные выходы рассеяны на</p>
---	--

распространялись грантолиты, табуляты, наутилоидеи, брахиоподы, иглокожие и панцирные рыбы.

В позднем ордовике полностью исчезли несколько отрядов табулят, ряд семейств трилобитов, грантолитов из отряда лентогрантин и ряд семейств брахиопод. Однако сравнительно быстро вслед за массовым вымиранием в конце ордовика (ашгильский век), в среднем, и особенно в позднем лландовере развиваются новые, характерные для силурийского периода, формы.

огромной территории.

Установлены три или четыре цикла наступления и отступления ледников.

Встречаются многочисленные остатки морской фауны, указывающей на то, что оледенения начались в ашгилле, возможно, еще в конце карадока, и закончились к началу или в начале лландоверн.

Имеющиеся данные свидетельствуют о существовании в северной западной частях Африки обширного оледенения. Близкие по возрасту ледниковые отложения обнаружены в Северной части Бразилии. Довольно отчетливые следы позднеордовикских-раннесилурийских оледенений имеются в Западной Европе, где преобладают марино-гляциальные, в основном, по-видимому, айсберговые и ледово-морские фации. Они относятся преимущественно к ашгильскому и лландоверийскому ярусам. Имеются указания на

	<p>ледниковые отложения в Северной Америке. Это свидетельствует о крупных климатических изменениях в высоких и средних широтах, т.е. о глобальных изменениях климата.</p> <p>Венлокские датировки ледниковых отложений в Восточных Андах требуют проверки (т.к. они «основаны» на акриторках и хинозоа).</p>
--	--

288

<p>4. В середине девона исчезают исилофитовая флора, вымирают многие грантолиты, трилобиты, мшанки и некоторые семейства брахиопод. Однако упадок в развитии органического мира был кратковременным и не столь категоричным, как ранее, и уже в конце девона, а особенно в раннем карбоне происходит дальнейшее развитие не только в составе</p>	<p>4. Пермо-карбоновые оледенения. В позднем силуре, раннем и среднем девоне ледниковые отложения не установлены. Сравнительно недавно были получены сведения о позднедевонских ледниковых отложениях в Северной Бразилии. Здесь в ряде впадин развиты ледниковые отложения, возраст которых по макрофлоре определяется как <u>фаменский</u>. Эти отложения характеризуются широким развитием тиллитов со штрихованными и</p>

морской фауны и флоры, но и, главным образом, в наземном животном и растительном мирах.

К этому времени относится широкое распространение древовидных папоротников (лепидодендроны, сигилярии) и голосеменной растительности (кордонты). Образуются первые лесные массивы, продвигающиеся вглубь суши. В начале карбона Большое развитие получили амфибии, появившиеся еще в позднем девоне. Необычайный расцвет испытывают насекомые из группы прямокрылых. Появляются легочные моллюски, новые семейства брахиопод, главным образом, продуктиды.

В позднем карбоне намечается не только существенное снижение скорости

гранеными обломками, местами со штрихованным ложем и упавшими камнями. Возрастными аналогами этих отложений, возможно, являются тиллиты свиты Терагх Пигера в Африке и базальные слои ледниковой свиты Гале Мадстоун гор Пенсакола в Антарктиде, тиллоиды серии Токаради Ганы и свиты Миллер Диамиткойт группы Виттеберг ЮАР. Этими оледенениями открывается серия пермо-карбоновых оледенений, продолжавшаяся с более или менее крупными перерывами в течение карбона и почти всей перми, до казанского века включительно. Наиболее древние, надежно датированные, верхнепалеозойские ледниковые отложения в пределах «Гондваны» - среднекаменноугольные ледниковые толщи Восточных Анд в Аргентине, которые подстилают слои с соответствующей морской фауной, а наиболее молодые – казанские

образования новых семейств, но и сокращение общего числа семейств. Появляется новая, крипогенная глоссоитериевая флора, свидетельствующая о похолодании климата; намечается упадок в развитии теплолюбивых представителей голосеменных и папоротниковообразных.

В конце перми существенно изменяется флора. Типичные растительные ассоциации, свойственные для карбона и ранней перми, вымирают, и постепенно начинают появляться характерные для мезозоя голосеменные – хвойные, соловниковые, гинкговые, цикадофитовые.

В джюльфинском веке поздней перми вымирают ганиатиты, трилобиты, бласоидеи, цистоидеи, ругозы и табуляты, фузулиниды, многие роды

мариногляциальные отложения Восточной Австралии и Тасмании. Из этого следует, однако, что оледенения продолжались непрерывно в течение всего этого отрезка времени. Напротив, в наиболее полных разрезах (запад Южной Америки, восток Австралии) устанавливается неоднократное чередование ледниковых и межледниковых отложений. Малое количество органических остатков и их эндемизм затрудняют корреляцию отдаленных ледниковых разрезов и выявление пространственных масштабов отдельных ледниковых событий позднего палеозоя.

Главные ледниковые события перми и карбона охватывали обширные территории. Близкие по возрасту отложения установлены на северо-востоке Сибири, в Верхояно-Колымском регионе. Здесь в карбоне и перми отмечается несколько уровней ледово-морских отложений.

брахиопод и кринопрей. Вымерло преобладающее большинство амфибий и рептилий. Существенное обновление фауны и частично флоры произошло в триасе. Появились первые примитивные и мелкие млекопитающие, развиваются рептилии из группы динозавров и первые морские рептилии. Сильно изменяется состав моллюсков и брахиопод. Появляются новые семейства аммоноидей, двустворок, иглокожих и первые представители шестилучевых кораллов. Весьма значительное обновление фауны произошло в конце триаса. Вымирает большинство (около 80%) семейств древних рептилий, которые позднее, в лейасе,

Наиболее древний из них приурочен к среднему карбону, а самый молодой – к поздней перми. Последний достигает мощности 500-700 м и развит на территории 800x1600 км. Все эти данные указывают на то, что похолодание, приведшее в перми и карбоне к неоднократным оледенениям, имели глобальный характер. С конца поздней перми и до конца палеогена сколько-нибудь значительных оледенений, по-видимому, не происходило. Все указания на ледниковые отложения этого возраста не подтвердились. Триасовые, юрские и меловые тиллоиды Чили были квалифицированы как дикий флиш, оползневые или вулканические брекчии; триасовые брекчии у Пучежа на Волге – как следы метеоритного кратера; триасовые или юрские тиллоиды Мауссон Антарктиды – как вулканические

заменяются новыми, более организованными семействами и родами.

В меловой период происходят выдающиеся события в развитии органического мира. На суше 'это необычайно быстрый расцвет и завоевание новых жизненных пространств покрытосеменной растительностью. Известно, что первые представители этой флоры появились в начале раннемеловой эпохи, в альбском веке они бурно развивались, а в позднем мелу покрытосеменные занимают господствующее положение. В конце мелового периода, когда в развитии флоры происходят существенные обновления и она необычайно активно распространяется по суше, в развитии фауны намечается кризис, ибо вымирает

образования; меловые отложения Австралии возникли за счет переотложений верхнепалеозойских тиллов и т.д. Имеются некоторые данные лишь об эпизодически случавшихся сезонных похолоданиях в высоких широтах. На это указывают горизонты с рассеянными обломками, отмеченные в юрских, меловых и эоценовых отложениях Северо-Востока и Востока СССР, в нижнемеловых и палеоценовых отложениях Шпицбергена. Они интерпретируются как следы разноса морскими льдами. Наиболее древние кайнозойские ледниковые отложения были вскрыты в море Росса глубоководным бурением в основании мощной толщи мариногляциальных отложений. Палеонтологически и радиологически они датированы поздним олигоценом. Мариногляциальная природа этих отложений и наземные геоморфологические наблюдения

огромное количество видов и родов морской и наземной фауны. Вымерли аммониты, белемниты, многие семейства и роды брахиопод, простейших. Окончили свое существование динозавры, мезозавры и морские крокодилы. Вместе с тем в поздне меловую эпоху необычайно быстрое развитие получили наннопланктон и пелагические фораминиферы. Новый расцвет органического мира наступает в эоцене, а новое вымирание – во второй половине олигоцена.

позволяют предполагать, что оледенения в Антарктиде, первоначально, очевидно, горные, а затем покровные, начались несколько раньше позднего олигоцена, возможно, вслед за общим похолоданием Земли в конце эоцена. Миоценовые ледниковые отложения распространены значительно шире, максимального развития ледниковые покровы достигли, как известно, в четвертичном периоде (см. рис.3,б). Изучение древних оледенений дает представление о пространственных и временных масштабах климатических изменений, о их крупной периодичности и внутренней структуре, и позволяет наметить контуры основных палеоклиматических характеристик прошлого. Вместе с тем для эволюции форм организмов существенными оказывались не только ледниковые периоды, но также быстрые перемены

климатических и экологических обстановок, не связанные с глобальными оледенениями, - например, скачки эволюции и арубже мела и палеогена.

На рис.5 приведены представления различных авторов на палеоклиматические изменения: а) Шварцбах рассматривает три ледниковых периода: прокембрийское, пермо-карбоновое и четвертичное, и кроме того, им намечены еще четыре меньших оледенения – два – в раннем альгонке, одно – в позднем, и одно – на границах силура с девоном; похолодание – в юре и мелу; б) Аю и Г. Меерхоффы использовали ширину эвапоритовой зоны в качестве характеристики глобального климата. В теплые эпохи «выталкивания» зон умеренного климата к полюсам приводило к ликвидации арктических и субполярных зон; в) согласно Л.Фрейку, было пять холодных

периодов: раннепротерозойский, позднепротерозойский, ордовикско-силурийский, карбоново-пермский и позднекайнозойский, которые разделяются более длительными теплыми периодами; г) М.Ф.Веклич также приводит шкалу «климатохронов» для всего фанерозоя без указания обоснований каждого из них, по-видимому, использовался комплексный подход и интуитивные оценки; д) работа А и Г. Меерхоффов выгодно отличается от других, т.к. допускает повторение ее другими лицами.

Наблюдаемые корреляции кризисов в развитии биоса с эпохами существенных похолоданий и оледенений дают основание сделать вывод о тесной связи эволюции органического мира с климатом. Прямо или косвенно климатические изменения и экологические условия являлись причиной эволюционных скачков, выразившихся в резкой смене комплексов ископаемой флоры и фауны. Таким образом, изменения климата являлись ведущим звеном в цепи причин и следствий эволюционной этапности, поэтому анализ закономерных смен одних форм биоты другими следует начинать с

изучения закономерного характера климатических вариаций.

Природа эволюционных скачков с точки зрения резонансных явлений в Солнечной системе.

296 Вопрос о причинах и закономерностях климатических изменений крайне сложен и запутан (см., например, [2,8]. Представление о том, что изменения связаны с циклами разного масштаба, наиболее распространено. Однако причины таких циклов оказываются самой различной природы. Например, глобальные циклы порядка 300 млн. лет связываются с «галактическим годом», т.к. в Солнечной системе не видно процессов такой большой периодичности. Но те слишком плавные изменения скорости, которые испытывает система на галактической орбите, или же те плотности пылевой материи, которую она встречает вблизи плоскости галактического экватора, слишком малы, чтобы вызвать климатические изменения типа оледенений.

Примем, что все циклы от миллиардов лет до нескольких лет вызываются одной причиной – резонансом в Солнечной системе, влияющем на светимость и спектральный состав излучения Солнца. Центр массы Солнца не находится в покое – он совершает периодические движения вокруг общего центра масс, например, с Юпитером. Эти периодические возмущения в недрах светила влияют не конвекцию, обуславливая периодические изменения в ходе физических процессов на нем. Господствовавшие ранее представления о неизменности светимости Солнца было поколеблено открытиями вариаций солнечной активности, а в последнее время и

вариациями в потоках солнечных нейтрино [5].

Резонанс охватывает группу планет, в последовательности которых не должно быть перерыва. Планеты, более близкие к Солнцу, чем Земля, влияют на процессы, осложняя их мелкомасштабными флуктуациями. Цепочки планет от Земли и далее ведут к появлению резонансных периодов от нескольких лет до миллиардов лет. Состояния, близкие к резонансному, вызванные неполными совпадениями циклов наиболее короткопериодных планет, образуют серии менее интенсивных циклов. Основные циклы и многочисленные сериальные циклы в целом создают довольно сложную картину климатических изменений, находящую отражение в эволюционных расцветах и упадка БИОСа.

297

На рис.1. представлены графики изменения числа семейств ископаемых организмов для всех периодов фанерозоя по [9, с.181], климатические изменения для всех этапов фанерозоя, согласно [2, с.186], и вариации солнечной активности, вызванные резонансными явлениями в Солнечной системе [к.р]. Как можно видеть из хода графиков, периоды упадка эволюционной активности в среднем и, особенно, в позднем ордовике, в позднем силуре, среднем и позднем девоне, и, особенно, на границе карбона и перми, действительно могут быть обусловлены эпохами похолоданий и оледенений. Обращает на себя внимание хорошая корреляция нижних пиков резонансной кривой с указанными явлениями. Неудовлетворительными оказываются лишь два

момента: не отличается граница перми и триаса, что может быть связано с неудачным выбором геохронологической шкалы для привязки расчетных данных к эмпирическим, и слабо выраженным оказался период между ранним и поздним мелом, где согласно резонансной кривой можно было ожидать сильного биологического кризиса (альб). На графике оказалось невозможно выразить характерную особенность кризиса на границе маастрихта и дания – спад, отличающийся не глубиной, а разностью изменения.

Несмотря на обобщенность представления данных на рис.1, можно сделать вывод о том, что расчетные характеристики в целом соответствуют характеру климатических и эволюционных изменений и их можно рекомендовать для более точной проверки на качественном эмпирическом материале.

298

Физические процессы, приводящие систему к резонансу и сам процесс должны будут в будущем подробно исследованы ввиду важности последующих практических приложений. Здесь мы ограничимся лишь общими представлениями об этом, но постараемся дать в подробностях методику расчетов, чтобы они могли быть выполнены другими независимо, и лишь в конце наметим пути теоретических обобщений. Если солнечная климатическая «машина» находится под воздействием, через силы инерции и гравитации, двух периодических факторов с периодами T_1 и T_2 , то легко показать, что общий резонанс будет наступать с периодом $\sim T_1 \times T_2$. Это положение легко обобщается на большее

число (n) периодических факторов $\sim T_1 \times T_2 \dots T_n$. Соображения о правильной размерности величин и требования нормировки указывают путь получения серий – или частичных резонансов: таковыми могут быть любые выражения с правильной размерностью, например, $T_1^{-n+1} * T_1 * T_2 * \dots T_n$, $T_1^{-k} T_2^{-n+k+1} * T_1 * T_2 \dots T_n$ или $(T_1 + T_2)^{-n+1} T_2 * T_2 * \dots T_n$ и т.п. Однако, чем больше отличается полученный период от исходного: $T_0^{-n+1} * T_0 * T_1 * T_2 * \dots * T_n$, тем резче падает его интенсивность проявления. Оказывается, этих простых положений достаточно, чтобы разработать модель палеоклиматических термов, определяющих временную структуру изменений в ходе эволюции.

299

Модель палеоклиматических и эволюционных термов.

Воспользуемся численными значениями астрономических величин T , выраженных в единицах тропического года, согласно [1, с.677], для вычисления величин резонансных базовых периодов $T_0 * T_1 * T_2 * \dots T_i$. Беря непрерывные последовательности произведений, начиная от Земли, найдем такую последовательность: $T_0(0)=1$ год; $T_1(0)=1,881$ лет; $T_2(0) = 22,312$ лет; $T_3(0)= 657,274$ лет; $T_4(0)= 55,22$ тыс. лет; $T_5(0) = 9,10$ млн. лет; $T_6(0) = 2260,35$ млн. лет. Эти периоды должны проявляться в деятельности Солнца наиболее интенсивно, как периоды «главных» резонансов. Каждый базовый период дает серии частичных резонансов. Можно показать, что среди серий главную роль играют две. Одна получается последовательным делением на

$T_1(0)$, мы ее будем обозначать значком N над символом T. Другая – делением на $T_0(0)+T_1(0)$, ее обозначим значком S. Пусть также число в круглых скобках после T указывает порядковый номер в каждой серии. Таким образом, например, $T_6^N(2)=T_6(0)/(T_1(0))^2$ и т.д., а $T_6^S(5)= T_6(0)/(T_0(0)+T_1(0))^5$ и т.п. Расчетные значения термов T_6 сведем в таблицу 1:

Расчетны значения N и S термов T_6

Таблица 1.

N термы		S термы	
Обозначения	Время, млн. лет	Обозначения	Время, млн. лет
$T_6(0)$	2260,35	$T_6(0)$	2260,35
$T_6^N(1)$	1201,69	$T_6^S(1)$	784,58
$T_6^N(2)$	638,87	$T_6^S(2)$	272,33
$T_6^N(3)$	339,65	$T_6^S(3)$	94,53
$T_6^N(4)$	180,57	$T_6^S(4)$	32,81
$T_6^N(5)$	96,00	$T_6^S(5)$	11,39
$T_6^N(6)$	51,04		
$T_6^N(7)$	27,13		
$T_6^N(8)$	14,43		

300

Последовательность периодов естественно обрывается как только период становится меньше предшествующего базового (в данном случае $T_5(0)$).

Полученные таким образом серии периодов частичных (и полного) резонансов Солнечной системы сопоставим с графиком ледниковых периодов (см. рис.3 а), б)). Обращает на себя внимание хорошее соответствие эмпирически наблюдаемых эпох оледенений и подсчитанных периодов резонансных состояний

системы. Можно отметить, например, отсутствие основных резонансных периодов в интервале 2260-1201 млн. лет назад и отсутствие каких-либо свидетельств об оледенениях в этот промежуток времени согласно геологическим данным. Заметим, что теория подтверждает возможность рифейского оледенения (~ 1201 млн.лет), которое все еще находится под сомнением. Однако более внимательный анализ данных показывает и некоторые недостатки предложенной схемы. Так, например, позднеордовикские-раннесилурийские оледенения не находят отражения. Эмпирические данные говорят о большом числе оледенений, чем это получается из таблицы 1. Таким образом, схема нуждается в уточнении, для того, чтобы охватить все возможные случаи оледенений. Модель, основанная на табл.1, неудовлетворительна и в теоретическом смысле – она как будто выделяет настоящий момент геологического времени среди остальных.

Чтобы избавиться от этих двух недостатков, введем в нашу модель представление о комбинированных термах второго, третьего и т.д. порядков. Пусть термы второго порядка типа NN, NS и SS определяются согласно соотношению:

$$T_{1,2}^{(NS)(NS)} = T_{k1}^{(NS)}(n_1) + T_{k2}^{(NS)}(n_2). \quad (1)$$

Пусть термы третьего порядка NNN, NNS, NSS и SSS определяются комбинацией (суммой) термов первого и второго

порядков и т.д. Теоретическим обоснованием для введения комбинаций (1) исходных термов служат представления о том, что за точку отсчета времени на временной шкале может быть взята любая точка отсчета в момент резонанса, а не только в настоящий момент времени. Таким образом, в момент окончания какого-либо цикла более высокого порядка могут начинаться любые циклы более низких порядков, что и ведет к формуле (1).

Введем также естественное предположение о том, что с увеличением порядка комбинаций периодов интенсивность их проявления резко падает и таким путем мы получаем возможность строить последовательные приближения. Не следует прибегать к более высокому приближению, если эмпирические данные не вынуждают к этому. Если бы точность эмпирических данных, представленных на рис.3, была недостаточна для устаеовления несовершенства модели, можно было быостановиться на нулевом приближении и считать совпадение удовлетворительным.

302

С другой стороны, введение приближений высших порядков создает опасность того, что теория сможет «объяснять» все, что угодно, и это подорвет доверие к ней. На это обстоятельство мы обратим особое внимание при проведении такого рода сопоставлений.

Несколько слов о терминологии. Использование для основных периодов резонанса $T_k^{(NS)}(n)$ термина «терм» основано на аналогии оледенений (рис.3) с оптическими спектрами атомов

(см., например, С.Э.Фриш. Оптические спектры атомов. «ФМ», М.-Л., 1963). Ситуация в геологических науках в настоящее время очень сильно походит на ту ситуацию в физике, когда впервые экспериментально были открыты атомные спектры и обнаружены какие-то светлые или темные полосы на них. Позднее Бальмер обнаружил, что длины волн некоторого подмножества линий (серии Бальмера) могут быть представлены простой формулой, зависимой от целых чисел. А еще позднее Ридберг показал, что существует целый набор серий и что частоты линий могут быть представлены в виде комбинации двух функций от целых чисел:

$$\nu = T_1(n_1) - T_2(n_2), \quad (2)$$

303 Для каждой данной серии $T_1(n_1)$ имеет постоянное значение, $T_2(n_2)$ – переменное. Значения функций $T_1(n_1)$ и $T_2(n_2)$ носят название «спектральных термов». Замечательное сходство рис.3 со спектрами атомов, выделение в нем «серий полос», наконец, сходство формулы (1) с формулой (2) послужили для использования названия «терм».

Пусть эта аналогия с атомной послужит примером для развития геохронологии и стимулом к повышению точности.

Сравнение выводов, основанных на модели, с эмпирическими данными.

Проведем сравнение теоретической схемы с эмпирическими данными для разных масштабов временных интервалов.

Возвращаясь к рис.3, отметим, что с введением комбинированных термов соответствие теоретических и эмпирических значений ледниковых периодов значительно улучшается. Естественно, что перед $T_6(0)$ возникает целая серия менее интенсивных и более кратковременных событий, заметных на рис.3, б). То же можно сказать о всех наиболее интенсивных термах, кроме рифейского $T_6^N(1)$. Что касается оледенений на границе ордовика и силура, теперь мы имеем здесь следующие датировки событий: $T_6^N(4)+T_6^S(2)=453$ млн.лет, т.е. граница ашгильского и карадокского ярусов и $T_6^N(3)+T_6^S(3)=434$ млн.лет, $T_6^N(3)+T_6^N(5)=453$ млн.лет – лландоверн. В этом промежутке и происходили оледенения согласно геологическим данным.

304

Рассмотрим теперь соответствие теории данным наблюдений со стороны коротких периодов времени. Это не только позволит проверить теоретическую схему на новом диапазоне временных изменений, но и позволит сделать ряд полезных для дальнейшего развития теории наблюдения закономерностей. Дело в том, что для этих временных интервалов имеются чрезвычайно качественные палеотемпературные измерения, основанные на анализе изотопного состава кислорода в колонках гренландского льда [5]. Эти данные фиксируют палеотемпературы данного места Земли поистине со спектроскопической точностью (см. рис.4, б)). На рисунке приведены данные для ледника Коми Сенгури. Описание методики проведения анализа и калибровки данных см. [5, с.107]. На рис.3, а) приведены данные по отступанию и

нарастанию Северо-Американского ледника. Для сравнения дается кривая инсоляции в северном полушарии (рис.3, г)), по которой видно, что изменения инсоляции слишком плавные и не могут объяснить деталей структуры палеотемпературных изменений. На рис.3, в) дана схема термов теоретической модели. Теоретические термы могут быть рассчитаны по той же методике, что и выше для термов T_6 : делением на величину 1, 881 для N –серии и делением на 2,881 – для S-серии. Как следует из сопоставления рис.3, б) и в), в интервале 70 - 130 тыс. лет, где нет основных термов, климат остается теплым; с появлением целой серии близких основных термов $T_4(0)$, $T_5^S(5)$, $T_4^N(1)$ и т.д. наступает эпоха холодного климата. Резкое потепление около 11 тыс. лет назад обусловлено обрывом в последовательности холодных термов и, возможно, появлением «теплого» терма $T_4^S(2) + T_4^N(4)$. Два терма можно считать близкими и взаимодействующими, если их 10% изменение положения ведет к перекрыванию временных интервалов. Комбинация одного из таких взаимодействующих термов с каким-либо третьим может давать «теплый» терм. Ввиду хорошего качества экспериментальных данных можно отметить следующее: два близких терма $T_4(0)$ и $T_5^S(5)$, проявляясь в данных, оказываются как бы несколько раздвинуты. Это подтверждается и другими наблюдениями. Два терма $T_4^S(2)$ и $T_4^N(3)$ являются близкими и взаимодействуют. Это объясняет, почему терм $T_4^S(2)$ и $T_4^N(4)$ – «теплый». Заканчивая рассмотрение этого графика, отметим, что комбинированные термы $2T_5^S(5) \equiv T_5^S(5)$ и $T_5^S(5)$ и

$2T_4(0)$ хорошо заметны на кривой палеотемператур и носят характер довольно резких пиков. Первый из них был обнаружен также на основании анализа и других данных. Для объяснения этого события (ввиду явной невозможности его объяснения теорией инсоляции) была выдвинута гипотеза Сёрджа (сброс льдов) в Антарктиде [5,с.336].

Таким образом, теоретическая схема палеотермов позволяет вскрыть не только общую картину временного распределения ледниковых периодов, но и выяснять их тонкую структуру.

Рассмотрим теперь соответствие критических периодов в эволюции флоры и фауны периодом резких климатических изменений, вызванных резонансными явлениями в Солнечной системе. Общая схема, представленная на рис.1, уже обсуждалась выше и позволила сделать вывод о вероятном соответствии кризисов биоса резким климатическим и экологическим переменам. Было бы желательно провести эти предварительные выводы, опираясь на расчетные значения палеоклиматических изменений и более подробные и качественные данные эволюционного развития какого –либо показательного биологического вида. В качестве такого примера возьмем эволюцию подсемейства аммонитов, согласно данным работы – House M.R. Adv.sei.,19, 499 (1963), приведенных в [6, с.158]. Этот график представляет генеалогию и размещение надсемейств аммонитов по подразделениям стратиграфической шкалы,- начало и конец каждой из полосок отражают их стратиграфическое

размещение, а ширина – родовое разнообразие – например, в надсемействе по 26-48 родов. Привязка данных ко времени дана по [10], однако над таблицей семейств аммонитов даны датировки в млн. лет, те, которые приведены в оригинале. Сверху рис.2 приведена схема размещения основных N и S-термов и первых комбинированных термов NN, NS и SS. Толстыми стрелками обозначены основные термы: N – имеют направление к низу, S – к верху. Тонкими стрелками обозначаются соответственно NN – к низу, SS – к верху и NS – имеют двойное направление стрелок. Под схемой палеоклиматических термов приведена кривая – график изменения широты южной границы умеренной климатической зоны, рассчитанной на основе схемы палеотермов по методике, которая будет описана ниже. Сопоставление расчетных и эмпирических данных позволяет сделать ряд интересных выводов.

307

1. Появление новых видов происходит в периоды потеплений после холодного экстремума на палеоклиматической кривой.

2. Вид заканчивает свое существование в один из экстремальных периодов.

3. Частая смена палеоклиматических обстановок соответствует увеличению разнообразия видов.

4. Стратиграфические границы приурочены к палеоклиматическим экстремумам. Дискуссионные проблемы возникают, по-видимому, из-за ориентации на разные экстремальные эпохи (см., например, пунктирная стрелка на схеме). Последнее означает, что существует некоторый произвол

границ, но он также касается дискретных событий, а не простого членения непрерывной картины развития.

В ряде работ (см., например, [6]), имеются весьма убедительные свидетельства того, что климатические вариации не могут дать полного объяснения эволюции. Это заставляет некоторых авторов привлекать в качестве причин такие климатические факторы как изменения, вызванные вспышками сверхновых звезд. На наш взгляд, процессы на Солнце, вызванные резонансными явлениями, могут также быть причиной появления жесткого излучения, ответственного за дестабилизацию генетического аппарата животных и растений, чем и объясняются вспышки видообразования после экстремальных периодов.

308

Возможно (хотя это еще нельзя доказать на основе приведенных на рис.2 данных), что каждому новому подсемейству организмов однозначно соответствует свое колебание в палеоклиматических вариациях (или свой терм в схеме палеотермов), - это означало бы, что эволюционный процесс полностью детерминирован и что изучение эволюции видов может дать информацию о тонкой структуре палеоклиматов.

На рис.6 приведена структура фаунистических изменений на границе сеномана и турона в Западном Внутреннем бассейне США и Южной Канады [6, с.210 с упрощениями] и схема палеотермов до третьего порядка этого времени [н.р.]. Рассмотрим это событие не изолированно, а на фоне тех процессов в меловом периоде, которые были вызваны резонансами в Солнечной

системе.

Согласно таблице 1 на меловой период (если пользоваться шкалой [10]) пришлось сразу два основных термина: $T_6^N(5) = 96$ млн. лет и $T_6^S(3) = 94,53$ млн. лет, которые принадлежат позднему альбу и раннему сеноману, заключая в своем промежутке их пограничную зону (более поздний по времени основной терм $T_6^N(6)$ уже придется на эоцен – 51,04 млн. лет [7, с.184]. Большая близость этих термов делает их особенными, а окружающую эпоху – сравнительно теплой (по сравнению с похолоданиями вблизи других основных термов). Альб – сеноманская пограничная зона давно привлекает внимание исследователей [6, с.207]. Кризис биоты на границе нижнего и верхнего мела, охвативший токсонотомически и экологически самые разные организмы, - аммониты, белемниты, многочисленные группы двустворок (исключая рудистов), склерактинии, ежи, реликтовые брахиоподы и крупные фораминиферы, - рассматривается как один из аналогов верхнемаастрихтского кризиса флоры и фауны. Согласно теоретическим расчетам (см. рис.7) максимум похолодания пришелся на альб ~102 млн. лет. Тропическая зона этого времени опустилась до 20^0 с.ш., а южная граница полярной зоны дошла до $\sim 47^0$ с.ш. После этого экстремума началось потепление, которое вновь сменилось похолоданием на границе альба с сеноманом. Можно предполагать, что биос реагирует не столько на само направленное изменение климата, сколько на его терм. Здесь мы будем рассматривать несколько термов третьего порядка

осложняли этот процесс перехода, а сделаем это для другого аналога маастрихтского кризиса – сеноман-туронского события.

Выше сеномана в мелу есть только два терма второго порядка $T_6^N(6) + T_6^S(4) = 83,85$ и $T_6^N(6) + T_6^N(7) = 78,17$ млн. лет, пришедшиеся на сантон и кампан соответственно.

Поэтому ход биотической эволюции от сеномана до сантона подчинялся ритмам третьего порядка. Вот основные термы этого периода, которые можно легко рассчитать, пользуясь таблицей 1: $2T_6^S(4) + T_8^N(7) = 92,75$ млн. лет, $T_6^N(6) + T_6^N(7) + T_6^N(8) = 92,60$ млн. лет, $T_6^N(6) + T_6^N(7) + T_6^S(5) = 89,56$ млн. лет и $2T_6^N(7) + T_6^S(4) = 87,07$ млн. лет. Как можно видеть на рис.6, отложения пачки Хартленд соответствуют однообразной фауне умеренного пояса (OY_n), затем следуют нижние слои пачки Бриджкрик, свидетельствующие о временном быстром повышении температуры (разнообразная смешанная фауна – PC_m), далее следует резкое охлаждение (фауна умеренного пояса – Y), наступление кризиса отражает низкая степень разнообразия (HP). Кризис переживает лишь небольшое количество космополитной фауны (K) ($N = 2$ – минимальная оценка разнообразия фауны). Затем наступает новое оживление – $PTCT$ – разнообразная тропическая-субтропическая фауна, которое сменяется плавным спадом – URC_m – умеренно разнообразная смешанная фауна, и, наконец, OK – однообразная космополитная фауна.

Таким образом, в пачке известняков запечатлены события сеноман-туронского возраста, вызванные взаимодействием двух

близких по положению термов третьего порядка $2T_6^S(4) + T_8^N(7) = 92,75$ млн. лет и $T_6^N(6) + T_6^N(7) + T_6^N(8) = 92,60$ млн. лет, особенностью которых является наличие в них составляющих разной полярности 2S – в первом и 2N – во втором, причем терм, содержащий S-составляющие, предшествовал второму с N-составляющими. Эволюционно-биогенное действие этой пары термов было лишь ослаблено тем, что эти термы относятся к низкому (третьему) порядку. По всей видимости, аналогичная ситуация на уровне термов второго порядка могла быть более катастрофичной для биоса, чем эта. Такая ситуация действительно имела место на границе мела и палеогена. На этом примере вновь видно, что два терма противоположной полярности, будучи сближены во времени, порождают в их ближайшем окружении тепло, а это, по все видимости, уже служит причиной кажущегося эффекта «раздвигания» термов. Физическая причина такого эффекта – потепления вблизи похолоданий – может заключаться в действии принципа Ле Шателье, так как Солнце (вместе с системой) представляет собой и тепловую машину, подчиняющуюся физическим законам. Таким образом, эффекты. Замеченные и по ледниковым образованиям, и по экспериментальным данным протонных анализов льда, оказываются подтвержденными и на уровне биологических свидетельств.

Мы можем применить рассмотренную выше модель к анализу событий в конце маастрихта. На рубеже дания и

маастрихта мы вновь имеем пару близких термов, только уже второго порядка, и, снова, SS-терм предшествовал NN-терму: $T6S(4) = 65,62$ млн. лет и $T6N(6) + N6N(8) = 65,47$ млн. лет (см. табл.1). Здесь мы можем предполагать такую же последовательность событий, но усиленных из-за большой значимости резонансных термов. Изменение биоса на этом рубеже хорошо освещены в литературе [6] и мы не будем его воспроизводить здесь. Сделаем лишь одно замечание, касающееся рептилий. Возможно, что причиной их полного истребления стал не сам кризис биоты, а то, что как водные, так и наземные и воздушные виды были разделены на хищных и нехищных, и что хищные виды опередили в развитии прочих (возможно, что хищные виды были уже теплокровные, т.е уже могли высидывать яйца). Кризис ударил прежде всего по нехищным видам и они были истреблены. Многие исследователи обращают внимание также на резкие изменения экологических условий, может быть здесь снова причина в резонансе Солнечной системы, который сказывается не только на климатических изменениях.

Теперь, рассмотрев достаточно большое количество фактов на разных масштабных уровнях и материалах разной природы, отметив их взаимную согласованность, можно ответить на высказанное выше опасение в связи с увеличением числа термов и включением составных термов в основную модель: случайные совпадения не дают внутренне согласованных закономерностей.

Возможные теоретические обобщения и выводы.

Применим рассмотренную теоретическую модель палеотермов для построения картины изменений широты климатических зон в юрском и меловом периодах. Для этого примем следующие положения:

- 1) изменения палеоклиматических зон вблизи каждого терма происходят по экспоненте;
- 2) постоянная спада экспоненты пропорциональна расстоянию между соседними термами одинаковой серии ($1/8$ для N и S и $1/4$ для NN, NS, SS от расстояния ΔT_i);
- 3) амплитуды изменения равны соответственно: 600 (для N-), 500 (для S-), 400 (для NN-), 300 (для NS=), 200 (для SS-термов).

313 При проведении расчетов сначала вычисляется глобальный ход изменений широты границы умеренной зоны, затем на него накладываются изменения за счет комбинированных термов. Современные средние значения широты границ зон принимались такими: 260, 340, 400, 600, 730, 900 – соответственно для экваториальной, тропической, субтропической, умеренной, субполярной и полярной зон. В ходе изменений климата все зоны меняются одинаково пропорционально.

На рис.7 представлены рассчитанные изменения климатических зон в интервале 60-200 млн. лет. Шкала геологического времени нанесена согласно [10]. Для сравнения дана термическая кривая для южной части Русской равнины, построенная по эмпирическим данным [7, с.7].

Как можно видеть на рисунке, согласно расчета, в ранней юре

вплоть до аалена шло прогрессивное похолодание с наибольшими осциляциями в плисбухе. Затем наступило длительное и глобальное потепление с максимумом на границе юры и мела. Далее шло похолодание, перемежавшееся потеплениями, с минимумом температур в альбе, а новый максимум тепла пришелся на ранний маастрихт-поздний кампан. Граница маастрихт-даний отмечена наиболее резким перепадом температур и резким изменением широтных границ.

Описанная методика расчетов палеоклиматической зональности не является специализированной только для указанного интервала (60-200 млн. лет), а может быть использована для теоретических расчетов климатических зон любого геологического периода.

314

На рис.8 представлен график рассчитанных изменений границы умеренной и субтропической зон для интервала 200-570 млн. лет. Минимумы на графике в карадоке, на границе ашгильского и лландоверийского периодов, в фаменском веке, целая серия минимумов в течение карбона до ассельского и сакмарского веков перми находятся в хорошем соответствии с данными об оледенениях. Однако нет никакого намека на похолодание в казанский век перми, и, наоборот, нет указаний на оледенения в майском веке кембрийского периода, на границе эмского и *риемского* (?) веков – 391 млн. лет и в раннем триасе – 231 млн.лет. Кроме того, похолодания на границе силура и ордовика в этой теоретической модели получились недостаточно

глубокими – снижение границы умеренной зоны до 470 с.ш. и 570 с.ш. соответственно. Возможно, здесь мы имеем указания на необходимость еще одного уточнения теоретической модели и расчетной схемы.

Развитие теории необходимо и еще по одной причине. Амплитуды, использованные в расчетной схеме (см. п.3), были получены лишь как ориентировочные величины, т.к. строгое решение задачи о резонансных явлениях потребовало бы значительного усложнения всех расчетов, которые, вероятно, будут выполнены в дальнейших исследованиях. Некоторые попытки усложненного рассмотрения математических сторон проблемы были предприняты одним из авторов [3,4].

315 На основании изложенного можно сделать такие предварительные выводы:

1. Эволюционные скачки в развитии органического мира тесно связаны и причинно обусловлены климатическими и экологическими изменениями, а последние – с резонансными явлениями в Солнечной системе.
2. Климатические изменения поддаются расчету, что позволяет построить модель эволюционных процессов в истории Земли.
3. Наиболее типичная схема фаунистических изменений возникает при сближении S и N-термов в последовательности S – N, например, этой схеме следуют эволюционные процессы на границах сеноман-турон и палеоген-мел.
4. Из сопоставлений рассматриваемой теоретической схемы с

эмпирическими данными геологии можно сделать вывод о хорошем соответствии данных модели с фактическими, начиная с девона и выше; для более глубоких слоев силура, ордовика, кембрия требуется, по-видимому, поправка, состоящая в углублении амплитуд комбинированных термов.

5. Совместное изучение эмпирических и теоретических модельных данных может привести к уточнению некоторых геохронологических датировок событий в эволюции органического мира.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ.

Проблемы восстановления картины климатов прошлых геологических периодов хорошо известны [2] и для большей надежности исследования в этой области требуется комплексный подход. Одним из методов возможной проверки палеоклиматических реконструкций служит математическое моделирование с применением ЭВМ.

316

Здесь мы рассмотрим некоторое усовершенствование модели вариации климатических зон в геологическом прошлом, опубликованной ранее [3]. В основе модели лежит представление о периодических изменениях солнечной активности в связи с вариациями гравитационного поля Солнечной системы, вызванными движениями планет. Периодически наступающие моменты максимальных возмущений были названы "резонансами", так как для их осуществления требовались целые кратные соотношения между периодами планетных обращений.

Продолжение теоретических исследований, а также проверка модели путем сравнения ее результатов с геологическими данными [3,4], позволили выявить как ее положительные стороны, так и некоторые недостатки, которые хотелось бы исправить.

С другой стороны, проверка модели не может быть ограничена только данными о палеоклиматах. Циклы гелиоактивности должны были проявляться и в явлениях эволюции жизни, и как следствие, отражаться в периодических свойствах стратиграфической и геохронологической шкал. В работе предложено учитывать вариации гравитационного поля Галактики в связи с движениями Солнечной системы. Это позволит устранить некоторые из замеченных недостатков модели. Хотя другая их часть не может быть легко устранена. Например, в нашей модели неучтены влияния палеогеографической обстановки: распределения суши и моря теплых и холодных течений, циркуляции атмосферы и изменений ее химического состава, перемещений континентов и др. Основная задача этой части работы - выяснить, как проявляются лишь некоторые из климатических факторов, например, положение и изменчивость положения границы умеренной и субтропической зон Сполушария в периодических свойствах геохронологической шкалы фанерозоя и отдельных геологических периодов.

О модели. Подробное описание модели дано в работе [3]. Здесь же на простых примерах покажем, в чем ее сущность и каким образом производится расчет климатической зональности в

геологическом прошлом.

Допустим, что имеются лишь две планеты с периодами их обращений на орбите T_1 и T_2 . Им соответствует две частоты $f_1=1/T_1$ и $f_2 = 1/T_2$. Каждая из планет периодически возмущает Солнце своим гравитационным полем и существуют такие моменты времени, когда два возмущения, действуя согласованно, производят максимальное возмущение. В остальные моменты они действуют несогласно и, возможно, даже гасят действия друг друга. Как найти, с какой частотой эти две планеты будут давать максимум возмущения? Ответ довольно прост. Согласно теории вероятности такие моменты будут наступать с частотой $f = f_1 * f_2$ или с периодом $T = T_1 * T_2$, где $T = 1/f$. В этом вся суть. Период T окажется больше, чем исходные периоды T_1 и T_2 . Если учесть все планеты Солнечной системы, начиная от Земли и далее, и найти периоды "резонансов", то окажется, что среди них есть такие, которые могут представлять интерес для палеоклиматологии. Если имеется не две, а три планеты, то формула для частоты резонансов примет вид $f = f_1 * f_2 * f_3$ или для периода: $T = T_1 * T_2 * T_3$. Увеличивая последовательно число планет, участвующих в резонансе, от двух и далее, найдем так называемые базовые периоды: $T_1=1.881$, $T_2=22.31$, $T_3=657$ /в годах/ и $T_4=55.2$ тыс. лет, $T_5=9.1$ млн. лет, $T_6=2260.35$ млн. лет. Второй из этих периодов хорошо известен как полный или магнитный цикл Солнечной активности [2].

318

Представим формулу для частот или для периодов в форме аддитивной записи $\ln f = \ln f_1 + \ln f_2$ или

$$\ln T(k) = \ln T_1 + k \ln T_2, \text{ (где } k = 0, 1, 2, \dots \text{)}. \quad (1)$$

Эта формула выражает собой как базовые периоды резонанса ($k=0$), так и «серий». В силу того, что действие резонанса на солнечную активность тем больше, чем больше сам период T , выделяется две группы серий, названные в [3] N и S-сериями. Для их получения в формуле (1) необходимо взять $T_2 = 1 \pm 1.881 = 2.881$ (для S-серии), или $T_2 = 1.881$ (для N-серии). Серии можно обрывать, если период окажется меньше, чем предыдущий базовый.

Вводя представление о комбинированных NN, NS, SS, NNS, и т.д. ($T_{12}^{NN} = T_1^N + T_2^N$ и т.д.) периодах, получаем все многообразие резонансных периодов, от которых зависит солнечная полицикличность и, как следствие, вариации климатических зон на земном шаре в геологическом прошлом. В нашей модели, по которой проводились расчеты, брались периоды не выше третьего порядка. Расчетная схема та же, что и в [3].

Результаты расчетов. Расчеты вариаций границы умеренной и субтропической зон в Северном полушарии выполнялась на ЭВМ по правилам расчетной схемы [3] и результаты приведены в таблице 1. Аналогичные расчетные данные для палеозойской эры приведены в таблицах в работе [4].

Как это можно видеть из таблицы 1, граница климатических зон не остается постоянной во времени, а совершает довольно значительные вариации, вызванные наложением резонансов и их влиянием на климат. В зависимости от задач и целей исследований

под моделью можно понимать: или физические представления, которые лежат в ее основе, или алгоритм расчетов, позволяющий получать значение широты границы зон для любого момента времени, или сами результаты расчетов, представленные в таблицах широты границы зон для периодов фанерозоя. Именно это последнее и требуется как для проверки модели геологическими материалами, так и для ее возможных применений в моделях, учитывающих наряду с фактором солнечной активности и другие климатообразующие факторы, или, учитывая результаты настоящей работы, возможно ее применение при сравнении различных геохронологических шкал.

320

Для того чтобы сопоставлять с геологическими материалами о палеоклиматах и о границах климатических зон в каком-либо из периодов фанерозоя, данные табл.1 (или аналогичных таблиц для палеозойской эры [4]) необходимо усреднить за промежуток времени, соответствующий данному периоду. Это можно сделать, если воспользоваться какой-либо из известных геохронологических шкал. Как правило, мы использовали шкалу У.Б.Харленда и др.,1989 [9]. Однако здесь с целью сравнения будут приведены данные и для ряда других известных шкал.

Анализ некоторых результатов моделирования палеоклиматической зональности.

Используя данные табл.1, а также ранее опубликованные

расчеты для палеозойской эры, мы можем рассчитать основные модельные показатели климатов и их изменчивости [6] для всех периодов фанерозоя, за исключением кайнозойской эры. Такие расчетные величины получены и сведены в таблицу 2. При анализе результатов будем иметь в виду следующее. Если граница зон смещается к полюсу, а для северного полушария это значит – к северу, то на Земле в это время идет процесс потепления (и, как правило, аридизация). Напротив, если граница зон смещается к экватору, а для северного полушария - к югу, то на Земле в это время идет процесс похолодания (и, как правило, гумидизация). Это позволяет нам говорить о потеплениях и похолоданиях, о теплых и. холодных периодах.

321

Широта границы зон обозначена величиной Θ , а среднее квадратическое отклонение от среднего значения этой величины $\bar{\Theta}$ обозначено σ (σ^2 - означает дисперсию). Первая величина характеризует климат рассматриваемого периода в среднем по интервалу времени данного периода, а величина σ - характеризует его изменчивость.

Как можно видеть из таблицы, кембрийский период был теплым, о чем говорит высокое среднее положение границы умеренной и субтропической зон $\bar{\Theta} = 54^\circ$ с.ш., и стабильным: среднее квадратическое отклонение для границы зон σ составляло 5.7° с.ш. за период. Для сравнения отметим, что в настоящее время $\Theta = 40^\circ$ с.ш. В ордовикский и силурийский периоды граница зон сместилась далеко на север $\bar{\Theta} > 70^\circ$ с.ш., что говорит о том, что эти

периоды были теплыми. Девонский период был теплым, но холоднее ордовика и силура. В этот период возросла и нестабильность (изменчивость) климата: $\sigma > 11^\circ$ с.ш.

Каменноугольный и пермский периоды характеризуются низкими значениями средней широты зон $\bar{\theta} < 39^\circ$ с.ш. (в среднем даже ниже современного ее уровня) и высоким уровнем изменчивости $\sigma = 13^\circ$ с.ш. (для пермского периода). Триасовый период отмечен смещением границы зон в высокие широты $\bar{\theta} = 56^\circ$ с.ш., что, повидимому, говорит о потеплении и аридизации климата в это время. В юрский период граница зон несколько сместилась к югу $\bar{\theta} = 48^\circ$ с.ш., но в меловой период она снова сместилась к полюсу и достигла наибольшего значения за мезозойскую эру $\bar{\theta} = 57^\circ$ с.ш. В течение мезозойской эры показатель климатической изменчивости σ нарастал от 14° в триасе до 20° с.ш. в мелу.

322

В целом, картина климатических изменений, которая просматривается из данных табл.2, не противоречит данным палеоклиматологии [2].

Корреляция климатической изменчивости и границ крупных стратиграфических подразделений.

Представляет интерес рассмотреть те же средние статистические характеристики палеоклиматической зональности для более мелких подразделен геохронологической шкалы. Результаты таких вычислений приведены в таблице 3. Смысл

характеристик $\bar{\theta}$ и σ тот же, что и выше, но только усреднение теперь берется не по интервалу времени периода, а по интервалу продолжительности каждого века. Датировки границ периодов и веков (с округлением величин до целых), а также обозначения взяты из шкалы [9]. Значения $\bar{\theta}$ и σ рассчитывались как среднее Θ (σ - их средние квадратические отклонения) по таблицам, приведенным в работе [4].

Из данных табл. 3 картина климатических изменений в промежутке от кембрийского до триасового периода включительно, предстает с большими подробностями. Можно заметить, что в начале второй половины кембрия произошло смещение средней широты границы зон к югу - до 47° с.ш. и одновременно возросла изменчивость ($\sigma = 5,4^\circ$ с.ш.). Согласно изложенного выше, в этот век должно произойти некоторое похолодание и гумидизация климата.

В ордовикском периоде, видимо, необычайно жарким для суши, первое существенное смещение широты границы зон к экватору произошло в карадокском веке и тогда же возросла изменчивость климата. Граница силура и ордовика отмечена наибольшим за период смещением границы зон к югу. В силурийский период граница зон снова сместилась к северу и ее обратное смещение происходило уже в девоне. В девонском периоде граница зон дважды смещалась к югу - в эмский (до 48° с.ш.) и фаменский (до $47,3^\circ$ с.ш.) века. В каменноугольный и пермский периоды смещение границы зон к югу происходит неоднократно.

Последнее за эти периоды смещение произошло в сакмарский век перми (до $25,3^0$ с.ш.). После этого граница зон смещалась к северу. И только в капитанском веке и непосредственно у границы перми и триаса происходили небольшие по величине смещения к югу (до 50^0 с.ш.). В триасовый период отмечаются два смещения границы зон на юг – в намальском (49^0 с.ш.) и карнийском ($47,7^0$ с.ш.), а максимальное смещение к северу - в норийский век ($66,5^0$ с.ш.).

В таблице 3 заметна еще одна интересная особенность - это характер поведения величины σ , которая характеризует изменчивость положения границы зон (квадрат этой величины есть дисперсия), следовательно, характеризует климатическую изменчивость за тот период, на котором вычисляются средние значения широты границы зон. Замечательно, что максимумы этой величины находятся вблизи границ крупных геохронологических разделов. Вряд ли такое совпадение может быть случайным - возрастание климатической нестабильности должно вести к многочисленным изменениям в растительном и животном мире, а именно по их остаткам и устанавливается положение крупных стратиграфических разделов.

Некоторые отклонения максимумов σ от установленных границ могут объясняться какими-то естественными причинами, либо некоторой неточностью датировок границ в самой геохронологической шкале. Мы вернемся к этому вопросу при рассмотрении аналогичных результатов для мелового периода.

Периодические свойства геохронологической шкалы.

Влияние климатических изменений на формирование границ основных геохронологических разделов, о котором можно предполагать на основании их корреляции с максимумами σ , ставит задачу об исследовании проявлений резонансных периодов Солнечной системы [3, с.111] в периодических свойствах геохронологической шкалы. Возьмем за основу шкалу Харленда и др., 1989 [9], а для сравнения - шкалу Оден, 1990 [13].

Прежде всего свойства шкал были испытаны на случайность по методу статистических испытаний (Монте-Карловский тест). Используя датчик случайных чисел (операция RAN#, Электроника МК 85) мы получили десять значений положения геохронологических границ в интервале времени 0-600 млн. лет. Таким образом получилась стохастическая модель шкалы с разделами по случайным периодам. Получая довольно большое число моделей шкал таким образом и изучая их различные статистические характеристики, как-то: средние величины периодов, их распределения по величине продолжительности, дисперсию, и т.п., а также коэффициенты взаимной корреляции (об обработке временных рядов данных см., например, соответствующие разделы [6]), и сравнивая их с аналогичными характеристиками и свойствами известных геохронологических шкал, можно прийти к заключению, что имеющиеся шкалы

заметно отличаются от модельных по своим свойствам. Это указывает на то, что геологические шкалы образованы далеко не случайными процессами, и прежде всего можно предполагать наличие каких-то периодичностей.

Для изучения периодических свойств шкалы У.Б.Харленда и др., 1989, мы провели следующее исследование. За единицу шага во времени был взят интервал $\Delta t=10$ млн. лет. Тогда фанерозойский этап истории Земли укладывается в пределы от 0 до 60. Образует затем такую функцию границ $Y(t)$: пусть $y = 0$ для всех интервалов времени, на которые не приходится ни одна граница периодов фанерозоя, согласно данной шкалы, и пусть $y = 1$, если на этот интервал придется хотя бы одна из границ.

326

Затем мы нашли амплитудный Фурье-спектр $S(t)$ функции $y(t)$. Результат вычислений для исследуемой шкалы приведен на рисунке I. По оси абсцисс отложена частота f - число циклов за 10 млн. лет, а до оси ординат - амплитуда соответствующих гармоник $y(t)$. Пики на кривой $S(f)$ указывают на наличие некоторых доминирующих периодов, которые присутствуют в Фурье-спектре функции $y(t)$. Такими периодами в нашем случае являются: 25, 37,5, 75 и 150 млн. лет. Обращает на себя внимание тот факт, что все они суть гармоники одного цикла в 150 млн. лет (или же суперцикла А.Фишера [7] - 300 млн.лет).

То что основными доминирующими периодами, слагающими в итоге структуру шкалы У.Б.Харленда и др., являются гармоники одной частоты, говорит о явлениях резонанса, лежащих в основе

ее строения. Сравнивая с данными о резонансах в Солнечной системе [3, с.111] , найдем, что они близки к NN и NS периодам:

$$T_6^N(8) + T_6^S(5), T_6^N(7) + T_6^S(5), T_6^N(6) + T_6^N(7) \text{ и т.д.}$$

Возможно, эти совпадения не случайны.

Не следует, однако, думать, что и для любой другой геохронологической шкалы, как и шкалы У.Б.Харленда и др., I 989, будут получаться те же значения пиков на $S(t)$ или так же будет проявляться резонансная природа периодов (гармоники одной частоты). Возьмем для примера шкалу Оденов, 1990 [13] и сделаем аналогичные вычисления для нее. Мы получим следующие периоды доминирующих гармоник в этом случае: 23,1, 33,3, 60, 150 млн. лет.

327

Для проверки надежности полученных результатов были вычислены спектры функций $y(t)$ по методу Ланцоша. Графики $S(f)$ несколько сгладились, но пики при 25, 37,5, 75 и 150 млн. лет остались. Вычислялся также спектр $y(t)$ по Ланцошу с временным окном вида $\eta(t) = \sin[(\pi/N)t]/[(\pi/N)t]$ для того, чтобы исключить возможное влияние явления Гиббса на результаты анализа. Однако вновь был получен набор пиков при 24-25, 37,5, 60, 75, 150 млн. лет.

Отбирая доминирующие гармоники и используя метод наименьших квадратов в качестве критерия согласия, мы получили следующую полипериодическую модель, лежащую в основе структуры шкалы [9]:

$$y(t) = 2.345 * \cos 48 t - 4.785 * \sin 48 t - 1.917 * \cos 96 t - 4.539 * \sin 96 t -$$

$$- 5.391 \cdot \cos 144t - 1,511 \cdot \sin 144t. \quad (2)$$

Отметим, что время в уравнении (2) измеряется в единицах 10 млн. лет и что максимумы u соответствуют максимальному согласию в действиях трех гармоник, обеспечивающих выделение крупных границ раздела стратиграфической шкалы.

Резонансная модель галактического фактора.

328 Резонансные свойства доминирующих гармоник, слагающих структуру шкалы У.Б.Харленда и др., 1989, наводят на мысль построить соответствующую модель галактической орбиты для Солнечной системы. Такая модель предложен на рис. 2. Здесь в центре орбиты изображено (условно) Ядро галактики (керн), из которого выходят две спиральные ветви 1 и 2. Сама орбита Солнечной системы представлена замкнутой линией в форме розетки. Заметим, что резонансным орбитам соответствуют замкнутые линии, а нерезонансным - разомкнутые; особенностью резонансных орбит является высокая стабильность.

Точки наибольшего удаления от центра галактики называются апогалактическими (А), а точки. максимального приближения к центру - перигалактическими (П). Три направления на точки А и П обозначены как Т, V, ν . Точки орбиты соответствуют некоторым моментам времени в геологическом прошлом, когда Солнечная система проходила через них. Ввиду того геохронологическая шкала может быть наложена на точки галактической орбиты.

Предположим, что точка P_T соответствует моменту времени 590 млн. лет назад. Через 75 млн. лет Солнечная система приходит в точку A_v 515 млн. лет (510) (здесь и далее, в скобках указаны соответствующие значения времени геохронологических границ периодов по У.Б.Харленду). В этой точке заканчивается кембрийский период и начинается ордовикский. Еще через 75 млн. лет система окажется в точке перигалактия P_y . Это граница ордовика и силура 440 (439) млн. лет. Здесь происходит оледенение. Два коротких периода – силур и девон - это один 75 млн.летний цикл. Граница девона и каменноугольного периода - точка A_T 365 (363 млн. лет. Окончание каменноугольного периода и начало пермского - точка P_y 290 (290) млн. лет. Здесь происходит оледенение. Два коротких периода – пермь и триас - это один 75 млн. цикл.

329

ОКОНЧАНИЕ триаса - начало юрского периода - точка A_v 215 (208) млн. лет. Окончанию юрского и началу мелового периода соответствует точка P_T 140 (145) млн. лет. Конец мелового периода - начало кайнозойской эры - точка A_v 65 (65) млн. лет. Следующая точка перигалактия P_v находится впереди, и будет пройдена Солнечной системой через 10 млн. лет.

Как видно из этой модели, периоды 75 и 150 млн. лет шкалы [9] непосредственно объясняются параметрами элементов галактической орбиты Солнца и его системы. Можно также допустить, что колебания относительно плоскости галактического экватора имеют период 50 млн. лет и что, следовательно, Земля с

Солнечной системой раз в 25 млн. лет пересекает эту плоскость. Тогда все периоды шкалы У.Б. Харленда и др., 1989, найдут свою интерпретацию в параметрах галактической орбиты.

Приведенная здесь схема позволяет в какой-то мере исправить недостатки рассматриваемой нами модели палеоклиматов и, в частности, это касается объяснения причин ордовикско-силурийских оледенений.

Климаты мелового периода по данным различных геохронологических шкал и модели вариаций зон.

330

В заключение рассмотрим как изменяются модельные средние показатели климата (широта границы умеренной и субтропической зон в северном полушарии и ее изменчивость или среднее квадратичное отклонение) по векам в меловом периоде. Выбор мелового периода для сравнения объясняется тем, что это один из наиболее изученных в климатическом отношении периодов мезозойской эры.. Напомним, что при сравнении климатов того или иного века, мы исходим из представления, что при потеплениях границы климатических зон смещались в высокие широты (к северу), а при потеплениях – в низкие (к югу). Это позволяет, проводя сравнение средней широты границы зон для веков, говорить о том, что климат такого-то века был теплее, чем такого-то и т.д.

Использовались следующие шкалы: 1. Хак и др.1981 [8]; 2.

Ван Хинте 1976 [14] ; 3. Оден, Кеннеди 1982 [12] ; 4. Оден Ж, Оден Ч. 1990 [13] ; 5. Харленд и др. 1982 [10] ; Харленд и др. 1989 [9]; 7. Кент, Градстайн 1985 [11] ; 8. Афанасьев, Ясаманов 1992 [8].

Общий характер климатических изменений в меловом периоде, согласно модели [3] одинаков для всех перечисленных шкал: ранний мел - очень теплый, похолодание наступило в апте, усилилось в альбе и достигло предела уже в сеномане. В турон-коньякское время наступило очередное, но не слишком сильное потепление. В сантоне – похолодание; оно достигает наибольшей величины за весь меловой период. После этого начинается новое потепление - сначала, незначительное, а затем более резкое и сильное. Вообще, поздний мел – более холодный, чем ранний мел.

331

Все сказанное, за исключением величины потепления в конце мела, согласуется с данными палеотермических измерений для южной части Русской равнины (см, сравнение в [3] рис.2 на с.113) и другими реконструкциями климатов [2].

Несмотря на удовлетворительное описание климатов мелового периода с помощью всех приведенных шкал, при. внимательном рассмотрении данных табл.4 между ними можно найти множество мелких разночтений, на основании которых можно было бы производить отбор тех из них, которые лучше соответствуют действительности. Например» шкала Ван Хинте 1975 [14] неожиданно приводит к утверждению, что самый холодный период позднего мела - это коньякский век. Наверное, такой тезис было бы весьма трудно доказывать на материалах

палеоклиматических реконструкций, скорее всего - неувязки в датировках данной шкалы ведут к этому. С другой стороны, именно эта шкала дает наилучшее описание хода климатических изменений в раннем мелу.

Возникает множество вопросов. Например, был ли самым теплым веком раннего мела берриас? ([14] , [13]), или валанжин? ([10], [11] , [1]), или готерив? ([8],[12],[9]), или баррем? ([8]). Или такой вопрос: был ли самым холодным веком

Легко указать еще много мелких разночтений между отдельными шкалами, которые могли бы использоваться при наличии очень качественной эмпирической информации о палеоклиматах для выбора той, которая лучше соответствует этим данным.

332

На материалах табл.3 видна еще одна особенность связи климатической изменчивости к геохронологии. Это касается индексов σ . Выше мы уж отмечали, что максимумы σ находятся в сильной корреляционной связи с границами крупных разделов геохронологической шкалы [9]. Как видно из таблицы, для большинства шкал максимум математической изменчивости σ непосредственно предшествует границам таких разделов. В этом можно усматривать причинную связь – сильные и частые изменения ведут к резкому ускорению эволюционного процесса [4].

Если причинная связь максимумов климатической изменчивости и границ разделов геохронологической шкалы

существует, то это даст в руки исследователя инструмент для проверки датировок некоторых границ геохронологических шкал уже без использования данных по реконструкциям палеоклиматов.

Заключение. Результаты настоящего исследования показывают, что есть какая-то тесная связь между климатической изменчивостью и структурой геохронологической шкалы. Логично предположить, что эта связь происходит через эволюционный процесс.

Задачей настоящего исследования была проверка и совершенствование модели вариаций климатических зон в геологическом прошлом, связывающей климатические изменения с резонансными периодами в Солнечной системе и их влиянием на солнечную активность. Было показано, как некоторые дополнения могут устранить замеченные недостатки модели.

333

В целом, данная работа показывает, что модель, предложенная в работе [3], которая исходит лишь из астрономической информации, удовлетворительно описывает климатические изменения в геологическом прошлом и ею можно пользоваться в исследованиях палеоклиматов наряду с другими методами.

Таблица I.

Изменения широты северной границы субтропической зоны в мезозое согласно модели [3]. Θ - граница субтропической и умеренной зон. Градусы с.ш.

Время Млн.лет	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
60	—		—	—	-	54	63	74	72	74
70	81	82	87	59	53	53	48	30	16	32

80	34	47	39	31	23	31	36	32	41	41
90	40	42	36	37	40	36	30	32	32	34
100	37	35	18	40	51	42	40	61	67	47
110	46	42	66	71	75	78	73	72	74	78
120	11	69	60	47	62	65	72	69	70	56
130	77	85	84	78	87	87	83	83	82	71
140	76	77	72	65	62	56	54	38	45	49
150	56	64	67	62	67	69	60	60	68	68
160	58	60	60	63	62	61	59	58	56	54
170	52	49	44	39	36	34	35	30	24	22
180	17	22	25	27	28	30	30	30	30	30
190	50	51	27	53	56	22	54	56	55	60
200	58	59	60	67	67	56	58	45	39	54
210	64	63	59	52	53	60	60	72	73	73
220	77	73	71	78	79	72	76	53	45	45
280	38	29	25	34	38	38	47	51	54	52
240	47	56	55	49	55	55	46	51	53	53

334

Таблица 2.

Вариации средней (за период) широты границы умеренной субтропической зон для северного полушария в фанерозое. Время начала периодов по шкале [9], млн. лет. Широта и ср. отклонение, °с.ш.

Эра	Период	Время нач. . периода	Ср. широта границы зон	Ср. квадр. отклонение
Кайнозой	(Даний)	65	-	—
Мезозой	Мел	146	56,5	19.5
	Юра	208	48.2	15.1
	Триас	245	56.1	14.2
Палеозой	Пермь	290	37,4	12.7
	Карбон	368	38.2	10.5
	Девон	409	60.6	11.4
	Силур	439	73.6	10.6

Ордовик	510	77.4	8.3
Кембрий	570	53.7	5.7

Таблица 3.

Вариации средней (по твекам) широты границы умеренной и субтропической зон для северного полушария, 0 с.ш. Время начала века [9].

	Век	Θ ср.	σ	Время млн.л ет	Век	Θ ср.	σ
335	Rhaetian	55,0	7,1	336	Brigantian	35,0	3,0
	Norian	66,5	9,0	339	Asbian	25,3	2,5
	Carnian	47,7	18,5	343	Holkerian	29,5	3,1
	Ladinian	51,2	3,7	346	Arundian	35,3	1,2 с
	Anisian	56,0	0	350	Chadian	28,3	7,4
	Spathian	55,0	Tr	354	Ivorian	20,0	10,9
	Nammalian	49,0	0	<u>363</u>	<u>Hastarian</u>	<u>42,0</u>	<u>9,3</u>
	<u>Griesbachian</u>	<u>55,0</u>	0	367	Famennian	47,3	8,1
	Changxingian	50,0	0	377	Frasnian	55,9	7,8
	Longtanian	52,5	3,6	381	Givetian	62,2	2,3
	Capitanian	51,3	0,7	386	Eifelian	62,8	3,2 D
	Wordian	50,0	0,6	390	Emsian	48,0	4,5
	Vtimian	48,0	0	396	Pragian	54,2	11,9
	Kungurian	42,8	0	<u>409</u>	<u>Lochkovian</u>	<u>73,8</u>	<u>4,0</u>
	Artinskian	40,0	2,5 P	411	Pridolian	79,0	0
	Sakmarian	25,3	2,9	415	Ludfordian	77,8	2,9
	<u>Asselian</u>	<u>30,9</u>	12,6	424	Gorstian	78,8	3,1
	Noginskian	48,3	<u>8,9</u>	425	Gleedonian	82,0	0 S
	Klazminskian	43,0	4,5	426	Whitwellian	83,0	0
	Dorogomilovskian	41,7	0	430	Sheinwoodia	80,5	1,3
	Chamovnicheskian	30,5	5,8	433	n	72,0	4,6
	Krevyakinskian	46,3	4,9	437	Telychian	51,5	4,4
	Myachkovskian	35,5	3,8	<u>439</u>	Aeronian	<u>60,5</u>	<u>3,5</u>
	Podolskian	48,5	0,7	443	<u>Rhuddanian</u>	67,0	3,5
	Kashirskian	51,0	6,4	464	Ashgill	75,9	7,6
	Vereiskian	53,0	4,2	469	Caradoc	85,2	3,5 C

Melekesskian	58,0	2,8	476	Llandeilo	87,3	0,5
Cheremshanskian	48,4	1,4	<u>510</u>	Llanvirn	<u>76,4</u>	8,0
Yeadonian	39,3	4,2	514	<u>Aronig</u>	59,5	3,1
Marsdenian	32,0	3,2	517	Dolgellian	51,7	2,5
Kinderscoutian	24,0	0	530	Maentwrogia	47,2	5,4
Alportian	30,3	0	536	n	60,8	2,1
Chokierian	34,5	5,0	554	Menevian	53,7	4,2
Arnsbergian	37,3	4,9	560	Solvan	52,2	2,5
Pendleian	36,5	2,9	570	Lenian	57,6	1,8
		0,7		Atdabanian		
				Tommotian		

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

336

Исследования последних десяти лет позволили понять, а в ряде случаев и описать количественно, с помощью моделирования на ЭВМ, большой круг явлений из области палеоклиматологии, геохронологии и палеогеографии, в частности, палеотечений мелового периода. Продолжающееся интенсивное расширение области модельных теоретических исследований поставило, однако, в последние годы ряд новых проблем, с теоретической точки зрения пока еще мало изученных. К таким проблемам относится, например, задача о реконструкциях глобальных течений, а не только поверхностных, поскольку с ней связана практически важная задача о распределении мест аппвелингов и даунвелингов, играющих важную роль в формировании месторождений фосфоритов и базы органогенных горючих ископаемых. Если поверхностные течения совершенно определенно "привязаны" к зонам пассатных ветров, то задача реконструкции глобальной циркуляции требует моделирования всей системы с учетом конкретной палеогеографической обстановки.

Другой новый класс задач связан с распространением шкалы резонансов в Солнечной системе на стратиграфические подразделения малого масштаба, что было бы необходимо с точки зрения актуальных задач развития стратиграфии и геохронологии.

Проведенные исследования и полученные результаты открывают новые возможности в этом направлении, но известно, насколько трудна и сложна данная проблема.

Настоящая работа является законченным и цельным исследованием влияния солнечной активности на климатическую зональность геологического прошлого, ее геохронологических и стратиграфических проявлений через механизм сильной зависимости всего живого на Земле от климатических условий и их изменений, и, наконец, зависимости от вариаций климатических зон системы поверхностных течений Мирового океана. При разработке такого рода исследований неизбежно приходится отвлекаться от множества второстепенных факторов и строить модель с учетом лишь самого главного - в данном случае, - солнечной активности и светимости. Но в дальнейших исследованиях многие факторы, которые в первом приближении игнорировались, должны быть введены в теоретическую модель и рассматриваться в комплексе с другими, уже рассмотренными ранее. К таким факторам следует отнести прежде всего палеогеографические условия распределения суши и вод, теплые и холодные течения, изменения химического состава атмосферы и др.

337

Проведенное исследование реконструкций палеотечений в верхнемеловом периоде позволяет сделать некоторые выводы:

1) реконструкции палеотечений можно проводить на основе модельных закономерностей и современной картины течений в Мировом океане;

2) приведенная в работе система правил позволяет не только восстановить поверхностные течения, но и определить области апвеллингов и даунвеллингов, т.е. учесть эффекты ближней глубинной циркуляции [б], что очень важно с точки зрения возможных приложений;

3) анализ циклов низкоширотной и высокоширотной эвстазии подтверждает существование периода в 75 млн. лет, ранее

установленного [1] из Фурье-анализа периодических свойств границ шкалы [13];

4) анализ графиков кривой вымираний морских организмов [19] по данным 2900 семейств показывает, что существуют периоды вымирай с продолжительностью 25 и 75 млн. лет;

5)

б) перестройки систем течений и миграция областей апвеллингов также могут стать одной из причин биотических кризисов (рис.6-7}

Ниже сформулированы окончательные основные выводы проведенных исследований, выделены замеченные нами недостатки и намечены возможные перспективы развития данного научного направления.

1. Разработана теоретическая модель вариаций палеоклиматической зональности и ее изменений в геологическом прошлде, в основе которой лежит представление о резонансных периодах в Солнечной системе, отражающихся в солнечной активности и светимости, проходящих под воздействием планет системы и, возможно, также поля Галактики на участках орбиты Солнца.

2. Установлена тесная связь между "резонансными" периодами и границами Геохронологической шкалы, которая, по-видимому, обусловлена сильным влиянием климатических изменений на эволюционный процесс и формы органической жизни на Земле. Обнаруженная связь может быть использована при сравнении различных геохронологических шкал и в процессе разработок новых дробных шкал фанерозоя.

3. Обнаружена сильная связь между короткопериодными "резонансами" - вариациями соленоидальной компоненты гравитационного поля Солнца, вызванной неравномерностью изменений его угловой координаты ускорения в системе центра масс, и сильными мелкофокусными землетрясениями ($M > 8$) в каждом году за период 1904-1930 г.г. с коэффициентом

корреляции $r = 0,95$.

4. Разработана методика реконструкций поверхностных палеотечений в связи с вариациями климатической зональности и зон пассатных ветров. Методика опробована на примере реконструкций течений в меловом периоде.

Проведенное нами исследование модельных реконструкций палеотечений на основе их зональной классификации и законов циркуляции гидросферы позволяет сделать следующие выводы:

1) результаты теоретических модельных реконструкций для палеотечений в юрском периоде хорошо согласуются с геологическими данными как по фаунистическим комплексам, так и по палеотемпературным индикаторам;

2) методы модельных реконструкций палеоклиматических зон и палеотечений хорошо дополняют геологические методы и позволяют воссоздать палеогеографические условия формирования некоторых видов гипергенных полезных ископаемых, желательно провести такого рода исследования для всего фанерозойского этапа истории развития Земли с учетом данных о фриборде [10] и сопоставлением со схемами развития организмов [6], поскольку палеотечения служат одним из факторов, влияющих на расселение морских организмов и деления шельфовых областей на провинции.

339

Проведенное исследование реконструкций палеотечений в верхнемеловом периоде позволяет сделать некоторые выводы:

1) реконструкции палеотечений можно проводить на основе модельных закономерностей и современной картины течений в Мировом океане;

2) приведенная в работе система правил позволяет не только восстановить поверхностные течения, но и определить области апвеллингов и даунвеллингов, т.е. учесть эффекты ближней глубинной циркуляции [6], что очень важно с точки зрения возможных приложений;

3) анализ циклов низкоширотной и высокоширотной эвстазии

подтверждает существование периода в 75 млн. лет, ранее установленного [1] из Фурье-анализа периодических свойств границ шкалы [13];

4) анализ графиков кривой вымираний морских организмов [19] по данным 2900 семейств показывает, что существуют периоды вымирай с продолжительностью 25 и 75 млн. лет;

5) крупные фаунистические кризисы можно связать с парами близких термов в циклах солнечной активности;

6) перестройки систем течений и миграция областей апвеллингов также могут стать одной из причин биотических кризисов (рис.6-7).

Из явлений, рассмотренных в этой работе, наименее исследованными являются, по-видимому, области, связанные с реконструкциями палеотечений. Их, прежде всего, необходимо распространить на другие периоды фанерозоя и следует провести более систематизированно, упорядочивая по векам периодов, не делая пропусков и скачков, т.к. такое исследование даст ценный материал для дальнейшего сравнительного изучения течений, палеогеографических и палеобиологических данных. Систематизация, которая возникает в ходе таких упорядоченных исследований, позволит выявить многочисленные закономерности - как правила, так и исключения из правил, что связано, конечно, с какими-то геологическими событиями.

Эти направления исследований представляют, по-видимому, одну из центральных задач теоретического моделирования для ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Афанасьев С-Л-, Ясаманов Н-А- Геохронологическая таблица (Отв. Ред. В.Е. Хайн, М.,1992).
2. Белл Б. Колебания солнечного излучения как причина изменений климата (Изменения климата. М., ИЛ, 1953).
3. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., Недра, 1969, 208 с.
4. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, 255 с.
5. Будыко М.И. Тепловой баланс земного шара. (Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1980. С. 122 – 159.
6. Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники (Палеоботан. Журн., 1978. N2.С.3 -17).
7. Вейнберг С. Гравитация и космология. М., Мир, 1975. 696 с.
8. Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев, 1987, 189 с.
9. Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучения Вост. Европы (Климаты Земли в геол. Прошлом. М., Наука, 1987. С. 5-43.
10. Вительс Л.А. Влияние циклов солнечной активности разной длительности на некоторые характеристики атмосферных процессов (Труды всесоюзн. научн. меторитн. совета. 1963,т.3).
11. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. М., Наука,1973, стр. 234–237. 257 с.

12. Волков Ю.В. Симметрия локсодромии Земли и ее следствия. (Деп. ВИНТИ, 1984. N 7805. 238 с.).

13. Волков Ю.В. Закономерность размещения суши и Мирового океана Земли (Вестн. Моек. ун-та. Сер. геогр., 1985, N1. С.76).

14. Волков Ю.В. Таблицы и графики короткопериодных вариаций геоморфологического поля для климатологических исследований (по теории локсодромии Земли. Деп. ВИНТИ, 1985, N 2230. 320 с).

15. Волков Ю.В. Солнечная активность и климатическая зональность (Бюлл. МОИП, Отдел. геол., 1990. Т.65, вып.3, стр.108-115).

342 16. Волков Ю.В. Климатическая изменчивость и геохронология. Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1994, т.69, вып.2. С.128-139).

17. Волков Ю.В., Сеславинский К.Б., Ясаманов Н.А. Об изменениях климата в кембрии, ордовике, силуре (ДАН СССР, 1991, т. 317, N6, с. 1439 -1442).

18. Волков Ю.В. О климатических изменениях в триасе, юре, мелу (ДАН СССР, 1994, 335, 4, с.466- 470).

19. Волков Ю.В. Исследование статистических свойств временного ряда сильных землетрясений (ИЗВ. АН СССР. Физика Земли, 1991, M3, с.18 -25).

20. Волков Ю.В., Найдин Д.П. Вариации климатических зон и поверхностные течения в меловом периоде (Бюлл. МОИП, 1994, т. 69, 6, с. 103-123).

21. Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П. и др. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М., 1962. С. 195.

22. Грант В. Эволюционный процесс. Критический обзор эволюционной теории. М., Мир, 1991, 488 с.

23. Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. и др. Зимы кашей планеты. М., Мир, 1982. 335 с.

24. Дрейк Ч., Имбри Дж., Кнаус Дж. и др. Океан сам о себе и для нас. М., Мир, 1982, 470 с.

25. Дроздов О.А., Васильева В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. Л., Гидрометеиздат., 1989, 568 с.

26. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М., Недра, 1974.

343 27. Идельсон Н.И. Теория потенциала и ее приложения к вопросам геофизики. Л., М, 1932. 348 с.

28. Кайгородов А.И. Естественная зональная классификация климатов земного шара. М., 1955. 250 с.

29. Кузьминская К.С., Ясаманов Н.А. Реконструкция поверхностных течений Мирового океана в позднемеловую эпоху и в кайнозой (Океанология, 1985. Т.25, вып. 6, с. 975 -982).

30. Левитан М.А., Сеидов Д.Г. О реконструкции палеоциркуляции вод Индийского океана (ДАН СССР, 1989, т.39, N4. С. 973.

31. Найдин Д.П. Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов. М., 1969, 392 с.

32. Найдин Д.П. Стратиграфическое и географическое

распространение позднемеловых белемнитид (Проблемы стратигр. и историч. геол., М., 1978. С. 56-70).

33. Найдин Д.П., Кияшко С.Н. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Ст. 2. Изотопный состав углерода и кислорода; условия накопления органического углерода (Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 59-74.

34. Несов Л.А. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональном климате и биосе (Вестн. С.-Петербург. ун-та. 1992. Сер. 7. Вып. 1 (№7). С. 3-10).

35. Несов Л.А. Нелетающие птицы меридиональных морских проливов позднего мела Сев. Америки, Скандинавии, России и Казахстана как показатели особенностей океанической циркуляции //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 5. С. 78 - 83.

36. Несов Л.А., Ярков А.А. Гесперорнисы в России //Рус. орнитологический ж-л. 1993. Т. 2, вып. 1. С. 37-54.

37. Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли. М., Мир, 1991.

38. Папулов Г.Н. Биостратиграфия верхнемеловых отложений района //Верхнемелов. отлож. южн. Зауралья (р-н Верх. Притоболья). Свердловск, 1990. С. 154-173.

39. Полтараус Б.В., Кислов А.В. Климатология (палеоклиматология и теория климата). М., Изд-во МГУ, 1986. 144

с.

40. Предтеченский П.П. Климаты геологического прошлого и схема зависимости их от изменени солнечной активности // Труды Гл. геофизич. Обсерватории. 1948. Вып. 8 (№70). С. 8-29.

41. Седов Л.И. Механика сплошной среды. М., Наука, 1970. Т. 2, 568 с.

42. Сеидов Д.Г. Модель глобальной циркуляции вод в океанах. //Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 1984. Т.20, №4.С.287-296.

43. Сеидов Д.Г. История большого южн. кольца. //Природа. 1986. N3. С. 12-22.

44. Сеидов Д.Г., Еникеев В.Х. Численное моделирование палеоциркуляции Мирового океана //27-й Междунар. геол. конгресс. Москва, 1984. Палеоокеанология. Кол. 03. Докл. М.,1984, т. 3. С. 112-124.

345

45. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. №2. С. 3-12.

46. Сеславинский К.Б. О климате ордовика. //Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, №3. С. 669-672.

47. Синицин В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1980. 248 с.

48. Стейси Ф. Физика Земли. М., Мир, 1972. 342 с.

49. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960. Т.1.

50. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной

активностью. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. N2. С. 13-36.

51. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973. 255 с.

52. Фишер А. Два суперцикла фанерозоя. //Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М., Мир, 1986. С. 133-145.

53. Фриш С.Э. Оптические спектры атомов. М., Л., 1963. 640 с.

54. Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические формации мира. //Сов. геол., 1975, №11. С.10-39.

55. Чумаков Н.М. Какой климат типичен для Земли? //Природа. 1986. N10. С. 34-45.

56. Шварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955. 284 с.

57. Шкала геологического времени /У.Б. Харленд и др. М., 1985. 140 с.

58. Шокальский Ю.М. Океанография. 2-е изд., Л., 1959. 537 с.

59. Эйгейсон М.С. Солнце, погода и климат. Л., 1963. 275 с.

60. Эпик Э.Дж. Ледниковые периоды. //Планета Земля. М., 1961. С.143.

61. Ясаманов Н.А. Ландшафтно - климатические условия мела и палеогена юга СССР. М., Недра, 1978. 224 с.

62. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л., Гидрометеиздат, 1985. 295 с.

63. Ясаманов Н.А., Волков Ю.В. Вариации климатической зональности в позднем палеозое (ДАН СССР, 1991, т. 317, 5, с. 1196-1200).

64. Abe K. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to

1980. *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1981. V. 27, p.72-92.

65. Barron E.J. A warm, equable Cretaceous: the nature of problem // *Earth Sci. Revs.* 1983. Vol. 19. P. 305-338.

66. Barron E.J. Numerical climate modeling, a frontier in petroleum source rock prediction: results based on Cretaceous simulations // *Bull. Am. Ass. Petroleum Geol.* 1985. V. 69. №3. P. 448-459.

67. Barron E.J., Peterson W.H. Model simulation of the Cretaceous ocean circulation // *Science.* 1989. V. 244, N 4905. P. 684-686.

68. Barron E.J., Washington W.M. Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulation with the geologic record // *Palaeogeogr. Palaeocl.* 1982. V. 40. N 1-3. P. 103-133.

347

69. Berggren W.A., Hollister C.D. Biostratigraphy and history of circulation of North Atlantic // *Bull. Am. Ass. Petroleum Geol.* 1971. V. 55. P. 331.

70. Christensen W.K. *Actinocamax cobbani* n. sp. from the Coniacian of Montana and Wyoming and the occurrence of Late Cretaceous belemnites in North America and Greenland // *J. Pal.* 1993. V. 67. N3. P. 434-446.

71. Christensen W.K., Hoch E. *Actinocamax* cf. *manitobensis* from the Kangerdlussuaq area, southern East Greenland // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1983. V. 32. P. 33-42.

72. Cobban W.A. Occurrence and significance of the Middle Turonian (Upper Cretaceous) belemnite *Actinocamax* in central

western Montana //Bull. US Geol. Survey. 1991, N1962. P. 21-26.

73. Ernst E., Schmid F., Seiberts E. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland //Zitteliana. 1983. Bd. 10. S. 531-554.

74. Fell H.B. Cretaceous and Tertiary surface currents of the oceans //Oceanogr. and Mar. Biol. Ann. Rev. 1967. V. 5. P. 317-341.

75. Frakes L.A. Climate throughout geologic time. New York – Amsterdam. Elsevier. 1979. 310 p.

76. Frakes L.A., Francis J.E. A guide to Phanerozoic cold climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous //Nature. 1988. V. 333, N6173. P. 547-549.

77. Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. /R.N. Ginsburg, B.Beaudoin (eds.), Cretaceous Res., Events, Rhythms, 1990. P. 221-235.

78. Furon R. Elements de paleoclimatologie. Paris, 1972. 240 p.

79. Gordon W.A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous //J. Geol. 1973. V. 81, N3. P. 269-284.

80. Hag B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic //Science. 1987. V. 235, N4793. P. 1156-1166.

81. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 1989.

82. Harland W. B., Cox A.V., Lewellyn P.Y. et al. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 1982.

83. Hilbrecht H., Hubberten H,W., Oberhansli H. Biogeography of planktonic foraminifera and regional carbon variations: productivity and water masses in Late Cretaceous Europe //Palaeogeogr. Palaeoec. Palaeocol. 1992. V. 92. P. 407-421.

84. Jeletsky J.A. Actinocamax from the Upper Cretaceous of Manitoba //CanadaDepart. Min. Techn. Surveys. Geol. Survey Bull. 1950. N15. P. 1-27.

85. Jeletsky J.A. Belemnitella praecursor, probably from the Niobrara of Kansas and some stratigraphic implications //J. Pal. 1955. V. 29, N5. P. 876-885.

86. Jeletzky J.A. Actinocamax from the Upper Cretaceous Benton and Niobrara Formations of Kansas //J. Pal. 1961. V. 35. N3. P. 505-531.

349

87. Kemper E. Das Klima der kreide-Zeit //Geol. Jahrb. 1987. Hf. A96. S. 5-185.

88. Kent D.V., Gradstein F.M. A Cretaceous and Jurassic geochronology //Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V.96, N11. P. 1419-1427.

89. Luyendyk B.P., Forsyth D., Phillips J.D. Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface water //Bull. Geol. Soc. America. 1972. V. 82, N9. P. 2649-2664.

90. Newell N.D. Crises in the history of life. //Sci. Amer., 1963. V. 208, N2. P. 149-162.

91. Newell N.D. Revolution in the history of life //Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1967. V. 89, P. 63-91.

92. Odin G.S., Kennedy W.J. Mise a jour de l'echelle des temps mesozoiques //C.r. Acad. Sci. Ser. 2. 1982. T. 294. P. 384-386.

93. Odin G.S., Odin Ch. Echelle Numerique des Temps Geologique. 1990.

94. Van Hinte J.E. A Cretaceous Time Scale //Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1976. V. 60, N4. P. 269-287.

95. Williams G.E. Possible relation between periodic glaciation and the flexure of galaxy //Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, P. 361-369.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Вариации широты северной границы субтропической зоны в позднем палеозое согласно модели 1 (градусы с.ш.)

Таблица 1.

350 Вре мя млн лет	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	-	41	42	64	43	46	65	74	79	81
20	80	71	64	55	55	42	22	18	21	20
30	26	33	33	33	33	37	40	33	26	29
40	39	23	42	54	47	51	54	35	38	38
50	28	24	27	22	18	28	43	57	66	66
60	49	75	68	77	70	54	63	74	72	74
70	81	82	87	59	53	53	48	30	16	32
80	34	47	39	31	23	31	36	32	41	41
90	40	42	36	37	40	36	30	32	32	34
100	37	35	18	40	51	42	40	61	67	47
110	46	42	66	71	75	78	73	72	74	78
120	77	69	60	47	62	65	72	69	70	56

130	77	85	84	78	87	87	83	83	82	71
140	76	77	72	65	62	56	54	38	45	49
150	56	64	67	62	67	69	60	60	68	68
160	58	60	60	63	62	61	59	58	56	54
170	52	49	44	39	36	34	35	30	24	22
180	17	22	25	27	28	30	30	30	30	30
190	50	51	27	53	56	22	54	56	55	60
200	58	59	60	67	67	56	58	45	39	54
210	64	63	59	52	53	60	60	72	73	73
220	77	73	71	78	79	72	76	53	45	45
230	38	29	25	34	38	38	47	51	54	52
240	47	56	55	49	55	55	46	51	53	53
250	52	52	51	51	50	50	48	46	42	40
260	43	45	43	40	36	36	39	40	40	41
270	40	39	37	34	28	14	7	6	12	18
280	23	38	33	25	22	29	31	23	28	43
290	46	42	51	52	48	43	45	45	35	27
300 ³⁵¹	34	42	49	48	36	35	44	53	48	54
310	55	51	59	57	50	55	46	45	46	43
320	38	37	32	24	25	31	35	38	31	34
330	39	39	36	37	38	32	35	28	23	25
340	26	28	31	33	34	36	36	35	32	28
350	18	9	23	34	14	33	39	47	51	52
360	46	24	38	48	56	52	42	39	42	49
380	54	57	52	50	62	65	62	66	61	60
390	42	37	47	54	52	66	69	71	73	73
400	67	69	71	77	76	70	76	78	79	79
410	79	79	74	77	80	80	81	79	72	77
420	79	82	82	79	78	82	83	82	81	80
430	79	76	73	67	57	49	47	53	58	63
440	66	66	64	72	72	77	76	78	83	80
450	70	70	65	57	67	71	72	74	80	85
460	86	84	78	82	86	86	87	79	87	87
470	87	87	87	87	87	88	88	88	88	87

480	80	86	88	88	87	82	80	78	81	82
490	76	77	78	77	78	78	77	77	76	74
500	74	72	69	67	63	64	65	66	66	65
510	64	63	61	58	56	54	52	49	46	42
520	39	40	43	47	48	49	50	51	50	50
530	59	61	58	64	62	59	61	60	60	59
540	58	54	49	54	54	53	53	49	49	46
550	56	56	49	56	52	49	51	55	50	54
560	54	57	58	60	59	59	59	58	56	56
570	54									

Подписи к рисункам этого раздела работы.

Рис.1. Зональность течений в модельном полностью «океаническом полушарии» в позднем мелу. ЗНД – зона низкого давления, ЗВ – течение западных ветров, ЗВД – зона высокого давления, ПТ – пассатное течение, ПП – пассатное противотечение, ЭТ – экваториальное течение. Эти же обозначения приняты на рис. 6-7, 2.

352

Рис.2. Реконструкция глобальной системы течений для современной эпохи. Пунктирные стрелки – направления господствующих ветров. Жирные линии – области апвеллинга.

Рис.3. График изменения площадей экваториальных и полярных трансгрессий. I-III – геохронологическая шкала [13]; IV,V – экваториальные и полярные трансгрессии (в млн. км²); VI – диаграммы площадей материковых оледенений в условном масштабе.

Рис.4. Вымирание родов морских животных в течение геологического времени [19]. По оси ординат – скорости вымирания родов за период 1 млн. лет. Вертикальными линиями обозначены промежутки времени в 25 млн. лет.

Рис.5. Надсемейства аммонитов. Геохронология приведена в соответствии с [13]. Вверху – время в млн. лет и шкала

гелиохронологических резонансов, которая включает: термы первого порядка – жирные линии, термы второго порядка – узкие линии, и «дублеты» термов третьего порядка [1].

Рис.6. Реконструкция палеотечений верхнего мела, коньяк. Основа по Н.М.Страхову.

Рис.7. Реконструкция палеотечений верхнего мела, сантон.

Подписи к рисункам.

Рис.1. Сравнение климатических изменений и эволюции видов: а - гистограмма числа семейств [9], б – климатические изменения по [2], в- климатические изменения (настоящая работа и далее н.р.).

Рис.2. Надсемейства аммонитов [House M.R. Adv.Sei., 19, 499 (1963)] и изменения широты северной границы зоны субтропиков (наст. раб.).

353 Рис.3. Основные палеоклиматические термы [н.р.] и эпохи оледенений: а) спектр термов [н.р.]; б) эпохи и интенсивности оледенений [11].

Рис.4. Сравнение данных температурных изменений по колонке гренландского льда [5, с. 337] и палеотермов [н.р.]: а) отступления и наступления Северо-Американского ледника; б) содержание изотопа 180 в колонке льда (Кемп Сенгура); в) инсоляция в Северном полушарии; г) схема палеотермов.

Рис.5. Палеоклиматические вариации по данным разных авторов: а) Шварцбах [2, с.136]; б) А.и Г. Мейерхоффы [2, с.132]; [12, с.99]; в) Фрейкс [12, с.261]; г) Веклич [2, с.136].

Рис.6. Структура фаунистических изменений на границе сеномана и турона в Западном Внутреннем бассейне США и палеотермы третьего порядка этого времени [н.р.]: 1 – тропические таксоны; 2 – космополитные таксоны; 3 – субтропические таксоны; 4 – таксоны умеренного пояса; 5 – данные протонного анализа призм *иноцеритов* (?) из Оклахомы; 6 – данные изотопного анализа

призм *иноцеритов (?)* из *Кипроса (?)*; ОК – однообразная космополитная фауна; УРСм – умеренно-разнообразная смешанная фауна; РТСТ – разнообразная тропическая-субтропическая фауна; К – космополитная фауна; НР – низкая степень разнообразия; У – фауна умеренного пояса; РСм – разнообразная смешанная фауна; ОУн – однообразная фауна умеренного пояса.

Рис.7. Изменения климатических зон в юрском и меловом периоде [н.р.] и термические изменения для Южной части Русской равнины [7]. Зоны: 1 – экваториальная; 2 – тропическая; 3 – субтропическая; 4 – умеренная; 5 – субполярная; 6 – полярная; 7 – термическая кривая [7, с.7]. Геохронологическая шкала по [10].

Рис.8. Изменения широты Южной границы умеренной зоны для триаса и палеозойского времени [н.р.]. Геохронологическая шкала по [10]. Палеотермы [н.р.].

Подписи к рисункам еще.

354 Рис.1. Фурье-спектр модельной функции границ, равной единичному прямоугольному импульсу, если на дискретный интервал времени приходится граница периода, и равной нулю, если этого нет, для геохронологической шкалы У.Б.Харленда и др., 1989 [9].

$S(t)$ – амплитуда фурье-спектра в относительных единицах,

f – частота, в единицах цикл/10 млн. лет,

T – период, в млн. лет.

Рис.2. Одно из возможных объяснений периодических свойств геохронологической шкалы. Сопоставление периодов 25, 75, 150 млн.лет, найденных Фурье-анализом из данных о положении границ периодов шкалы [9], с элементами галактической орбиты

Солнечной системы. П – точки перигалактия, А – точки апогалактия, цифры – время по модели, а в скобках – по шкале [9].
Короткие периоды – силур и девон, пермь и триас – объединены в одинаковые галактические циклы по 75 млн. лет.

Вариации средней широты границы умеренной и субтропической зон

$\bar{\Theta}^0$ с.ш. в меловом периоде по данным различных шкал и [3].

Таблица 4.

Время нач. млн. лет				Век	Хак [8]		Вен Хинга [14]		Оден Коннад [12]		Оден Оден [13]	
[8]	[14]	[12]	[13]		$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ
65	65	65	65	dn	-	-	-	-	-	-	-	-
74	70	72	72	m	70,5	11,1	72,8	6,5	76,1	7,9	76,1	7,9
84	78	83	83	km	35,3	11,6	53,5	23,8	40,2	12,9	40,2	12,9
88	82	86	87	St	35	4,5	38	6,7	30	6,6	30,5	5,4
89 ³⁵⁵	86	88	88	k	41	0	30,3	5,4	36,5	6,4	41	0
92	92	91	91	t	41	1,4	38,7	3,9	41,1	1	41	1
96	100	95	96	S	35,8	4,2	34,8	3,3	37,3	1,9	35,8	3,6
108	108	107	108	al	40,8	13,4	44,3	15,4	37,7	10,8	40,8	13,4
113	115	112	114	a	54,4	13,1	60,7	15,2	53,6	11,9	57,8	14,4
117	121	114	116	dr	74,5	2,6	73,8	3,3	73	2,8	75,5	3,5
121	126	119	122	g	74,563,8	4,0	61,2	9,1	75	2,8	71,7	6,6
128	131	126	130	v	72,7	8,5	71,4	10,7	64,6	9,7	64,8	9,6
131	135	130	135	b		15,0	84	4,2	68	8,8	84,2	3,7

Продолжение табл.4.

Время	нач.	млн.	лет	Харленд	[10]	82	[9]	Харленд	[11]	1989	[1]	Кент
[10]	[9]	[11]	[1]	Век	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ	$\bar{\Theta}$	σ
65	65	67	66	dn	-	-	-	-	-	-	-	-
73	74	75	74	m	74	9,5	71,7	11,3	70,1	13,5	72,8	11,6
83	83	84	83	km	38,3	11,9	36,7	11,4	33,3	10,4	36,7	11,4
88	87	88	86	St	32,641	6,7	30,5	5,4	35	4,5	30	6,6
89	89	89	88	k	41	0	41	0	41	0	36,5	6,4
91	90	91	92	t	34,7	1,4	40	0	41	1,4	39,8	2,6
98	97	98	96	S		3,5	36,1	4,2	34,7	3,5	35,8	4,2

113	112	113	112	al	46,5	14,5	43,9	13,2	46,5	14,5	43,1	13,1
119	125	119	119	a	75	2,5	69,3	8,9	75	2,5	74,4	2,8
125	132	124	124	dr	63,3	10,0	73,3	10,0	63	11,2	63	11,2
131	135	131	131	g	71,583,	9,6	84	5,2	70,6	9,1	70,6	9,1
138	141	138	137	v	4	3,1	78,7	4,8	83,4	3,1	83,7	3,3
144	146	144	144	b	70,5	6,0	61,8	7,2	70,5	6,0	72,1	7,0

Подписи к рисункам в разделе «Климатическая изменчивость и геохронология».

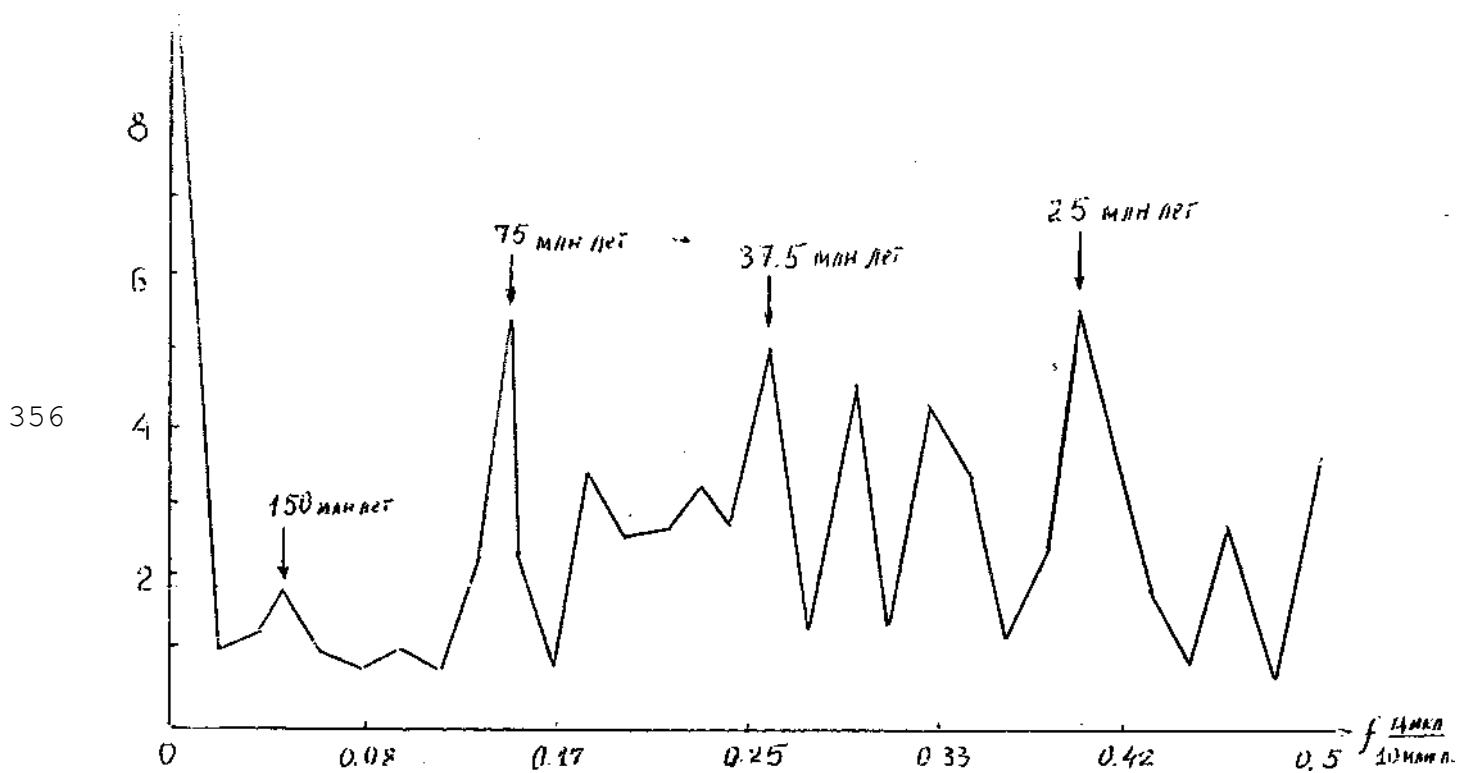


Таблица 1.

Время	ЗВ	ЗВД	ПТ	ПП	ЗНД
-------	----	-----	----	----	-----

Современная эпоха	40	30	15	8	60
Маастрихт	72	62	31	16	-
Кампан	37	27	14	7	57
Сантон	31	31	11	6	51
Коньяк	41	31	16	8	61
Турон	40	30	15	8	60
Сеноман	36	26	13	7	56