

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО ИНСОЛЯЦИИ ЗЕМЛИ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Смульский И.И.

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

Аннотация

Три проблемы, составляющие Астрономическую теорию палеоклимата, решены по-новому. Две из них: изменение орбитального движения Земли и ее инсоляция подтвердили результаты предшественников. По третьей проблеме, изменении вращательного движения Земли, получены колебания оси вращения Земли, амплитуда которых в 7-8 раз больше чем в прежних решениях. Они приводят к изменениям инсоляции, которые объясняют колебание палеоклимата. Рассмотрены изменение инсоляции и ее структура за 200 тыс. лет. Показано, что ключевые события позднего плейстоцена Западной Сибири, например, последние оледенения и потепление между ними, совпадают с экстремумами инсоляции. Приведены инсоляционные периоды изменения палеоклимата и дана их характеристика.

Ключевые слова: *угол наклона, инсоляция, палеоклимат, плейстоцен, Западная Сибирь.*

Key words: *obliquity, insolation, paleoclimate, Pleistocene, Western Siberia.*

1. Введение

В начале 20^{ого} века Милутин Миланкович [1939] создал Астрономическую теорию изменения климата. В ней на основании трех параметров: эксцентриситета e орбиты Земли, углового положения перигелия φ_{pg} и угла наклона ϵ плоскости орбиты к плоскости экватора Земли рассчитывается инсоляция Земли на разных ее широтах. В астрономическую теорию климата Земли составными частями входят задачи об орбитальном движении тел, о вращательном движении Земли и задача об инсоляции Земли в зависимости от параметров ее орбитального и вращательного движения.

Решения М. Миланковича последовательно повторяли несколько поколений исследователей [Вурком, 1958], [Шараф и Будникова, 1969], [Berger and Loutre, 1991], [Edvardsson и др., 2002], [Laskar и др., 2004]. Однако все они шли одним и тем же путем, который за столетия сложился в небесной механике. Уравнения орбитального и вращательного движений, начиная с их вывода, приспособлялись для решения приближенными аналитическими методами. Мы пошли другим путем. Мы не копировали уравнения предшественников, а сами их выводили из первоначальных основ [Smulsky J. и Smulsky Ya., 2012]. Во-вторых, при выводе стремились ввести минимальные упрощения [Smulsky, 2011], [Smulsky, 2012a]. И, в-третьих, задачи решались численными методами, при этом использовались самые высокоточные их варианты [Smulsky and Krotov, 2014], [Смульский, 2014] или создавались новые [Smulsky, 2012б]. По первой и третьей задачам наши независимые исследования подтвердили исследования предшественников [Мельников

и Смутьский, 2009], [Smulsky и Krotov, 2014]. А результаты вращательного движения – другие: амплитуда колебаний угла наклона ε экватора Земли к ее орбите в семь-восемь раз больше [Смутьский, 2013а], [Смутьский, 2014]. Эти колебания дают такие изменения инсоляции, которые могут объяснить имевшие место колебания климата в прошлом. Вначале рассмотрим изменения инсоляции по времени на северной широте 65° , а затем на других широтах.

2. Эволюция угла наклона и инсоляции на широте 65° северного полушария

На рис. 1 линией 1 показана эволюция угла наклона ε за прошедшие 200 тыс. лет. Изменения угла ε по нашим решениям вначале совпадают с аппроксимацией данных наблюдения, а также до 2000 лет совпадают с результатами решений других авторов [Laskar и др., 2004], [Шараф Ш. Г. и Будникова, 1969]. Далее рассчитанный нами угол наклона ε начинает отличаться от результатов решений [Laskar и др., 2004], [Шараф Ш. Г. и Будникова, 1969]. По сравнению с расчетами по прежним теориям (линия 2) наши решения дают в 7-8 раз большие амплитуды колебаний. В начальный период несколько тысяч лет в прошлое, начиная с $T = 0$, угол наклона 1, как и угол наклона 2, увеличивается. Затем он начинает уменьшаться и достигает минимума, в то время как угол наклона 2 по прежним теориям находится в максимуме. На остальном интервале времени также максимумы и минимумы колебаний углов наклона 1 и 2 не совпадают. Однако более существенным являются величины этих экстремумов. По прежним теориям на этом интервале времени угол наклона изменяется от 22.21° до 24.43° . А по нашим решениям наклон плоскости экватора Земли к плоскости ее орбиты изменяется от 14.8° до 32.1° . Примерно такой же диапазон изменений угла ε получен при решении задачи за будущие 200 тыс. лет [Смутьский, 2013а].

Средний период колебаний угла наклона по прежним теориям равен 41.1 тыс. лет. Этот же период имеется в колебании инсоляции Q_S^{65N} (линия 2). Как видно из новой зависимости для угла наклона ε (линия 1) характерный период колебаний имеет в 1.5 - 2 раза меньшую длительность.

В астрономических теориях палеоклимата рассматривается инсоляция не за астрономические, а за равные калорические полугодия. Начало и конец летнего калорического полугодия определяется так, чтобы инсоляция за любой его день была больше инсоляции за любой день зимнего полугодия. Далее будем рассматривать инсоляцию на широте 65° северного полушария, которое обозначается буквой N . Мы рассчитали изменение инсоляции Q_S^{65N} за 200 тыс. лет в прошлое как по определенным нами параметрам: e , ε и φ_{pp} (линия 1 на рис. 1), так и по тем же параметрам, рассчитанных Дж. Ляскарком и др. [Laskar и др., 2004] (линия 2). Как видно из графиков, инсоляция Q_S^{65N} за летнее калорическое полугодие на северной широте 65° по нашим решениям имеет амплитуду колебаний также в

7-8 раз большую, чем по прежним теориям. Моменты потепления и похолодания по нашим расчетам 1 и по прежним теориям 2 также не совпадают. Вначале, начиная с $T = 0$, как видно из Q_s^{65N} на рис. 1, летняя инсоляция растет в течение 4-х - 5-и тысяч лет, затем начинает падать и достигает минимума 16 тысяч лет назад. После этого минимума идет потепление, которое завершается большим максимумом инсоляции 31 тыс. лет назад.

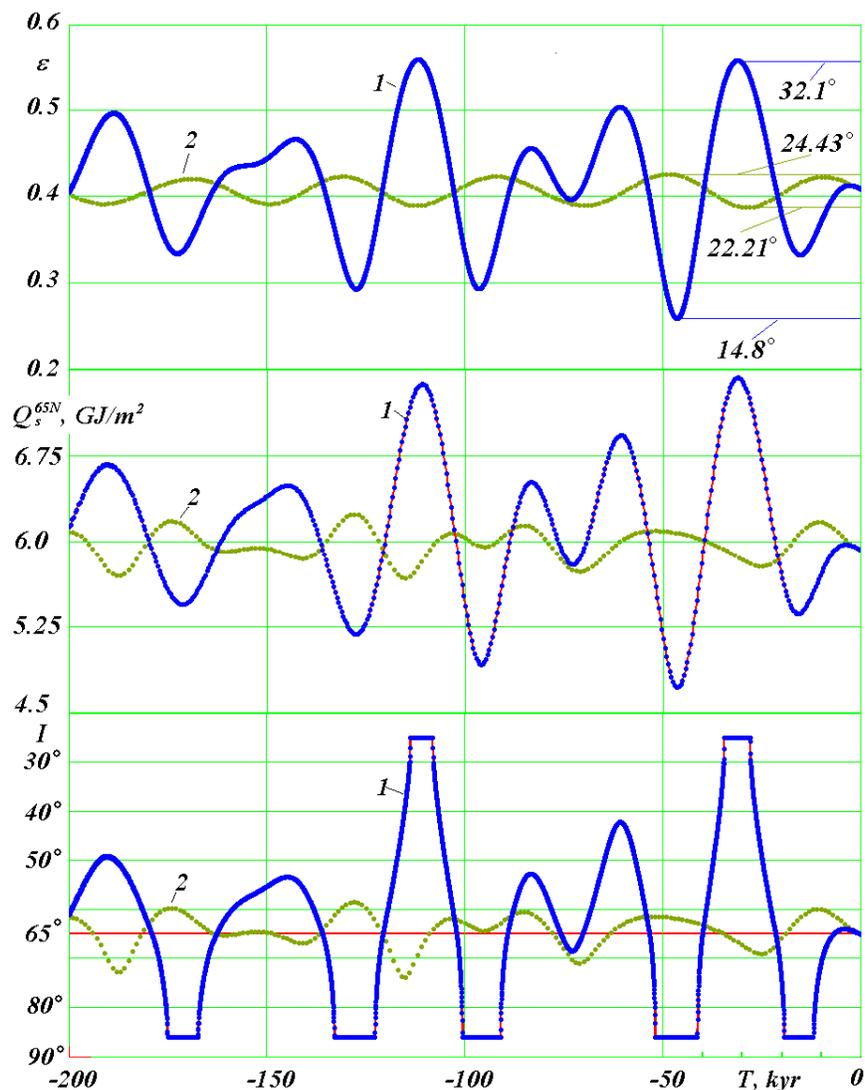


Рис. 1. Эволюция угла наклона ε , а также летних инсоляций Q_s^{65N} и I за 200 тыс. лет в прошлое. Сравнение новых результатов 1 с результатами прежних теорий 2 на примере работы Дж. Ляскара и др. [2004]: ε – угол наклона в радианах экватора Земли к плоскости ее орбиты; Q_s^{65N} – инсоляция в ГДж/м² за летнее калорическое полугодие на северной широте 65°; I – инсоляция в эквивалентных широтах за летнее калорическое полугодие на северной широте 65°. В градусах приведены максимальные и минимальные значения угла ε . T – время в тыс. лет (кыр) от 30.12. 1949 г.

Итак, по нашим решениям получены в 7-8 раз большие колебания инсоляции. Насколько они существенны? На этот вопрос может дать ответ представление инсоляции в эквивалентных широтах I , которая рассчитывается следующим образом. Если в эпоху T летняя инсоляция на широте φ была такая, как в современную эпоху на широте φ_0 , то

инсоляция в эквивалентных широтах будет $I = \varphi_0$. На рис. 1 представлена инсоляция I в эквивалентных широтах, рассчитанная нами для широты 65° северного полушария как по нашим данным (линия 1), так и по данным Дж. Ляскара и др. [Laskar и др., 2004] (линия 2). Начиная с $T = 0$, инсоляция I по нашим данным I с широты 65° уменьшается на несколько градусов, т.е. на широте 65° становится теплее. Затем после максимума величина I начинает увеличиваться до широт 80° и 90° . При $T = -15.88$ тыс. лет летняя инсоляция на широте 65° меньше, чем современная летняя инсоляция на полюсе, поэтому на графике I проведена горизонтальная линия. Таким образом, горизонтальная линия 12 - 19 тыс. лет назад означает, что инсоляция на широте 65° была меньше, чем сейчас на полюсе. Такое малое количество тепла могло привести к оледенению территорий на широте 65° .

При дальнейшем изменении времени до $T = -30$ тыс. лет летняя инсоляция I в эквивалентных широтах достигает широт 50° , 40° , 30° , т.е. на широте 65° становится значительно больше солнечного тепла. Горизонтальная линия в эпоху 28 - 34 тыс. лет назад означает, что на широте 65° поступает больше тепла, чем сейчас на экваторе.

Линией 2 приведена инсоляция I в эквивалентных широтах по прежним теориям. Как видно, на широте 65° летняя инсоляция I на рассмотренном отрезке времени в 50 тыс. лет изменяется в пределах от 60° до 70° . Маловероятно, что изменения количества тепла на широте 65° до таких величин, которые сейчас имеются на широтах 60° и 70° , могут привести к существенным потеплениям климата или его похолоданиям. Такие малые изменения инсоляции всегда вызывали сомнения [Большаков и Капица, 2011].

Полученные в наших расчетах колебания инсоляции могут вызвать наблюдавшиеся изменения климата. Уменьшение летней инсоляции I 19 - 12 тыс. лет назад до значений меньших, чем на полюсе (линия 1 на рис. 1), могло привести к оледенению. А увеличение летней инсоляции I 34 - 28 тыс. лет назад до значений больших, чем в экваториальной области, могло привести к благоприятным условиям существования мамонтовой фауны.

3. Изменение инсоляции по широте

Выше мы исследовали изменение инсоляции во времени на широте 65° северного полушария. Теперь рассмотрим изменение инсоляции по широте в отдельные моменты времени. На рис. 2 показано изменение по широте φ° летней Q_s , зимней Q_w и уменьшенной в два раза годовой инсоляции Q_T в эпоху $T = -31.28$ тыс. лет. В это время на широте 65° северного полушария была наибольшая за 200 тыс. лет летняя инсоляция Q_s (см. рис. 1).

Инсоляция за год Q_T (рис. 2) изменяется симметрично относительно экватора ($\varphi = 0^\circ$). На полюсах она наименьшая $Q_T = 7.43$ ГДж/м² – а на экваторе наибольшая $Q_T = 12.98$ ГДж/м². Летняя инсоляция Q_s в своем изменении по широте φ имеет несколько экстремумов. Вблизи экватора ($\varphi = 0^\circ$) она имеет минимум, а на тропиках – максимальные значения. В эту эпоху тропики находятся на больших широтах, чем в современную эпоху. Широта тропиков $\varphi =$

32.1° равна углу наклона ε на рис.1 в эпоху $T = -31.28$ тыс. лет. Как видно из рис. 2, летняя инсоляция Q_s в высоких широтах от 90° до 60° практически остается постоянной и она существенно больше, чем на экваторе. Зимняя инсоляция Q_w имеет максимальное значение вблизи экватора, а на полюсах стремится к нулю.

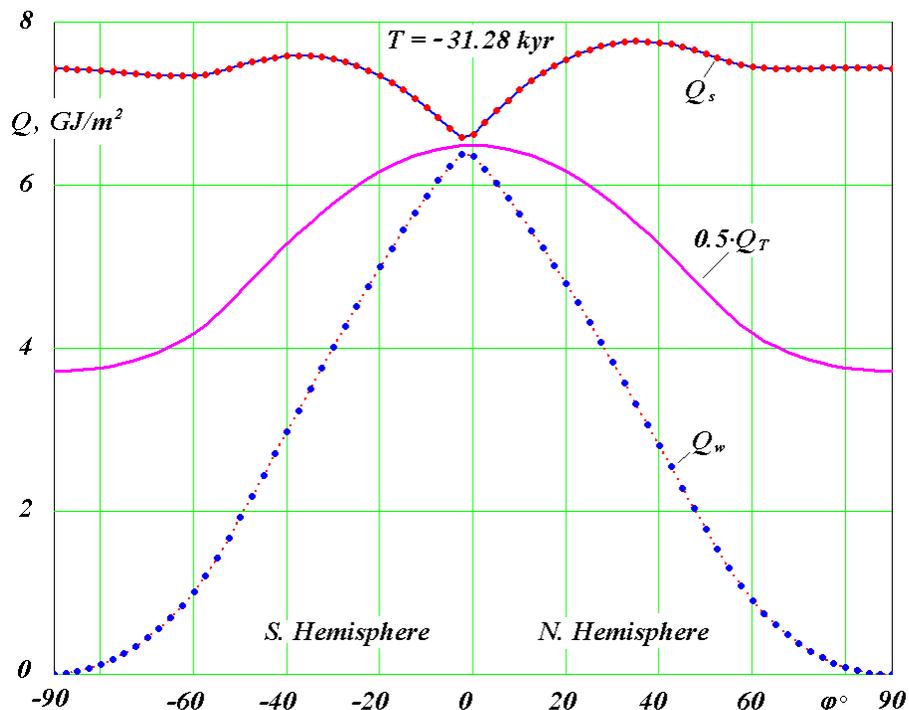


Рис. 2. Распределение по широте φ° Земли удельного количества тепла в ГДж/м² в самую жаркую в высоких широтах эпоху $T = -31.28$ тыс. лет: Q_s – за летнее калорическое полугодие; Q_w – за зимнее калорическое полугодие; Q_T – за весь год: на графике величина Q_T уменьшена в два раза; $\varphi > 0$ – северное полушарие; $\varphi < 0$ – южное полушарие.

На рис. 3 представлено изменение этих же составляющих инсоляции в наиболее холодную за 200 тыс. лет эпоху $T = -46.44$ тыс. лет. Годовая инсоляция Q_T , как и в предыдущую теплую эпоху, изменяется симметрично относительно экватора: на полюсах: наименьшая – $Q_T = 3.58$ ГДж/м², а на экваторе – наибольшая $Q_T = 13.79$ ГДж/м². То есть, по сравнению с теплой эпохой, в рассматриваемую холодную эпоху годовая инсоляция на экваторе немного увеличилась, а в высоких широтах уменьшилась более чем в два раза.

Летняя инсоляция Q_s (рис. 3) также имеет максимумы на тропиках, широта которых согласно рис. 1 равна $\varepsilon = 14.8^\circ$. Однако в высоких широтах летняя инсоляция становится значительно меньше, чем на экваторе, почти в два раза. Характер изменения зимней инсоляции Q_w не изменился: она имеет максимальное значение вблизи экватора и нулевые значения на полюсах. Максимум зимней инсоляции Q_w немного увеличился по сравнению с теплой эпохой. В эпоху $T = -46.44$ тыс. лет сменилось также положение максимума Q_w и минимума Q_s в экваториальной зоне: они находятся в северном полушарии. В эпоху $T = -31.28$ тыс. лет эти экстремумы находятся в южном полушарии.

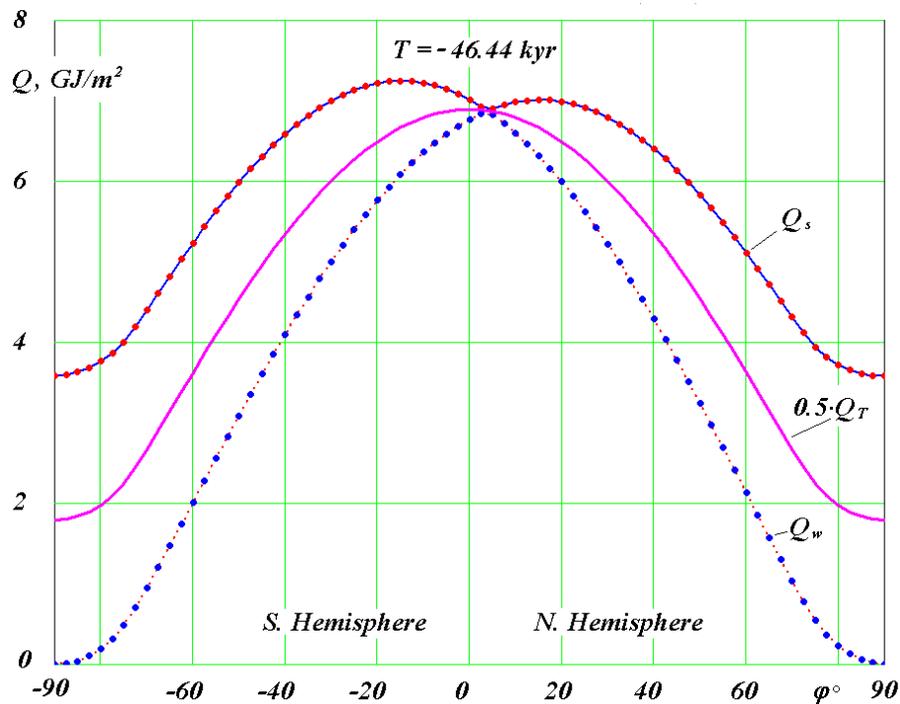


Рис. 3. Распределение по широте φ° Земли удельного количества тепла в ГДж/м² в самую холодную в высоких широтах эпоху $T = -46.44$ тыс. лет. Обозн. см рис. 2.

На рис. 4 сопоставлены распределения летних инсоляций Q_s по широте за три эпохи: современную (1), самую теплую (2) и самую холодную (3). Самые большие изменения летней инсоляции происходят на высоких широтах, например, на полюсах Q_s изменяется больше чем в два раза. В экваториальной зоне летняя инсоляция изменяется мало. При этом на экваторе в самую жаркую эпоху 2 инсоляция меньше, нежели в самую холодную 3, т.е. лето в жаркую эпоху может быть немного холоднее, нежели в холодную эпоху.

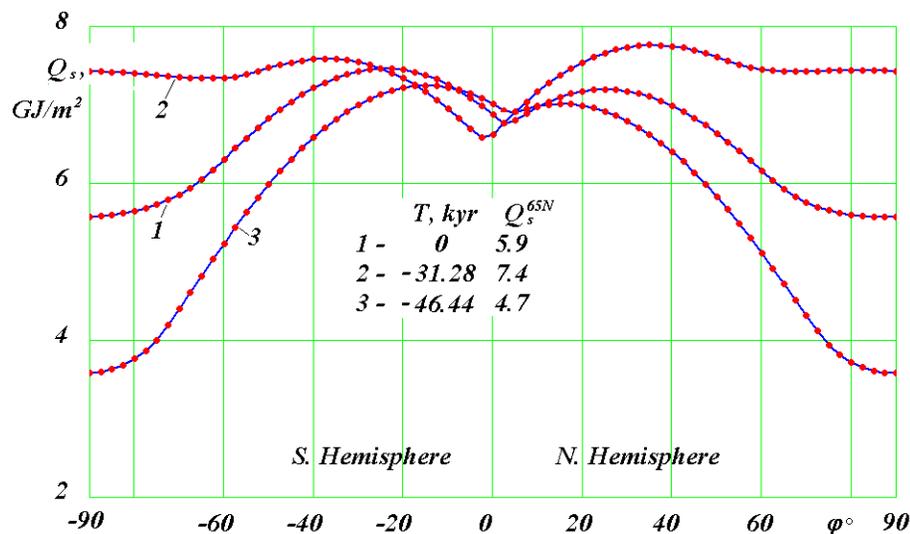


Рис. 4. Сравнение летних инсоляций Q_s за три эпохи: 1 – современная; 2 – самая жаркая; 3 – самая холодная.

Из графиков на рис. 4 следует, что принятая М. Миланковичем широта 65° в качестве опорной для характеристики климата является оправданной. На этой широте летняя

инсоляция при переходе от холодной эпохи $Q_s^{65} = 4.72$ ГДж/м² к теплой $Q_s^{65} = 7.43$ ГДж/м² изменяется в 1.57 раза.

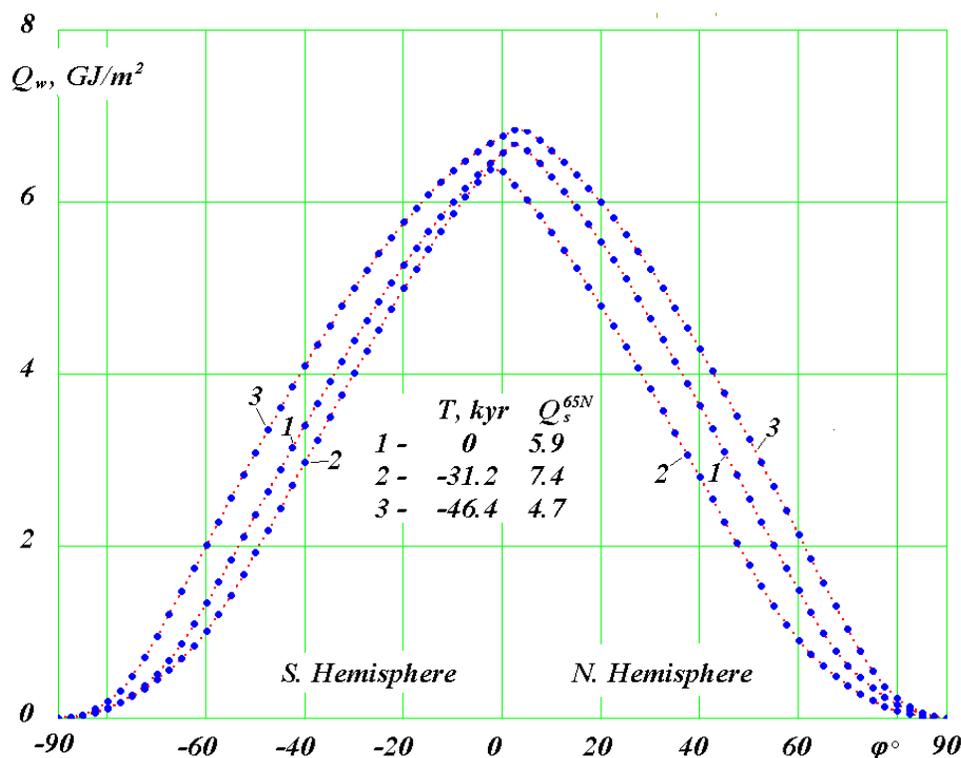


Рис. 5. Сравнение зимних инсоляций Q_w за три эпохи: 1 – современная; 2 – самая жаркая; 3 – самая холодная.

Изменения зимних инсоляций Q_w , как видно из рис. 5, происходит однотипно. На полюсах величины $Q_w = 0$. В наибольшей мере зимние инсоляции изменяются в средних широтах, и в меньшей мере – на экваторе. При этом в более теплые эпохи зимняя инсоляция меньше, чем в холодные. Другими словами, в теплые эпохи зимы холоднее, а в холодные – теплее.

Изменение годовой инсоляции Q_T , как видно из рис. 6, четко разбивается на две зоны: высокоширотную ($\varphi > 45^\circ$), и низкоширотную ($\varphi < 45^\circ$). В высокоширотной зоне в более теплые эпохи тепла Q_T поступает больше, чем в холодные эпохи. Например, на полюсах – в два раза больше. В низкоширотной области зависимость обратная: в более теплые эпохи тепла Q_T поступает меньше, чем в холодные. Однако величина этих изменений небольшая: она в четыре раза меньше, чем на полюсах.

На рис. 6, как уже отмечалось, приведены графики для двух эпох: самой теплой и самой холодной за 200 тыс. прошедших лет. В будущие 200 тыс. лет [Смульский, 2013а] годовая инсоляция Q_T в самую теплую $T = 93.6$ тыс. лет и самую холодную $T = 109.1$ тыс. лет эпохи ведут себя аналогичным образом. Если две зависимости Q_T за эти эпохи добавить к трем, уже имеющимся на рис. 6, то все пять кривых Q_T будут пересекаться при $\varphi = 45^\circ$.

Поэтому отмеченные закономерности справедливы на всем исследованном интервале ± 200 тыс. лет.

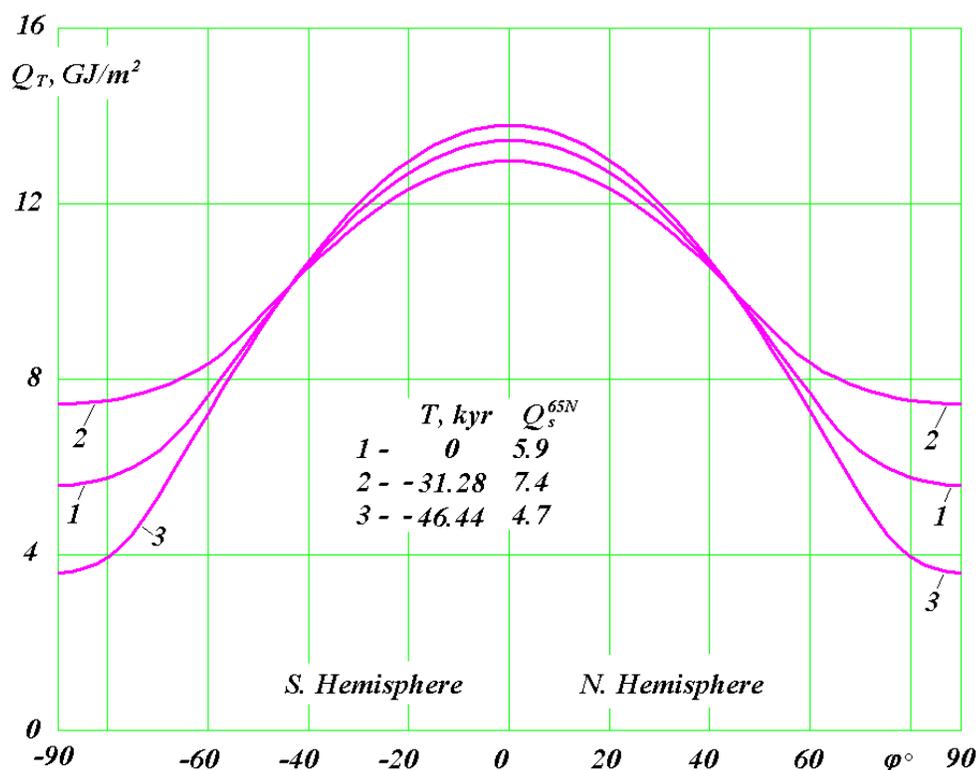


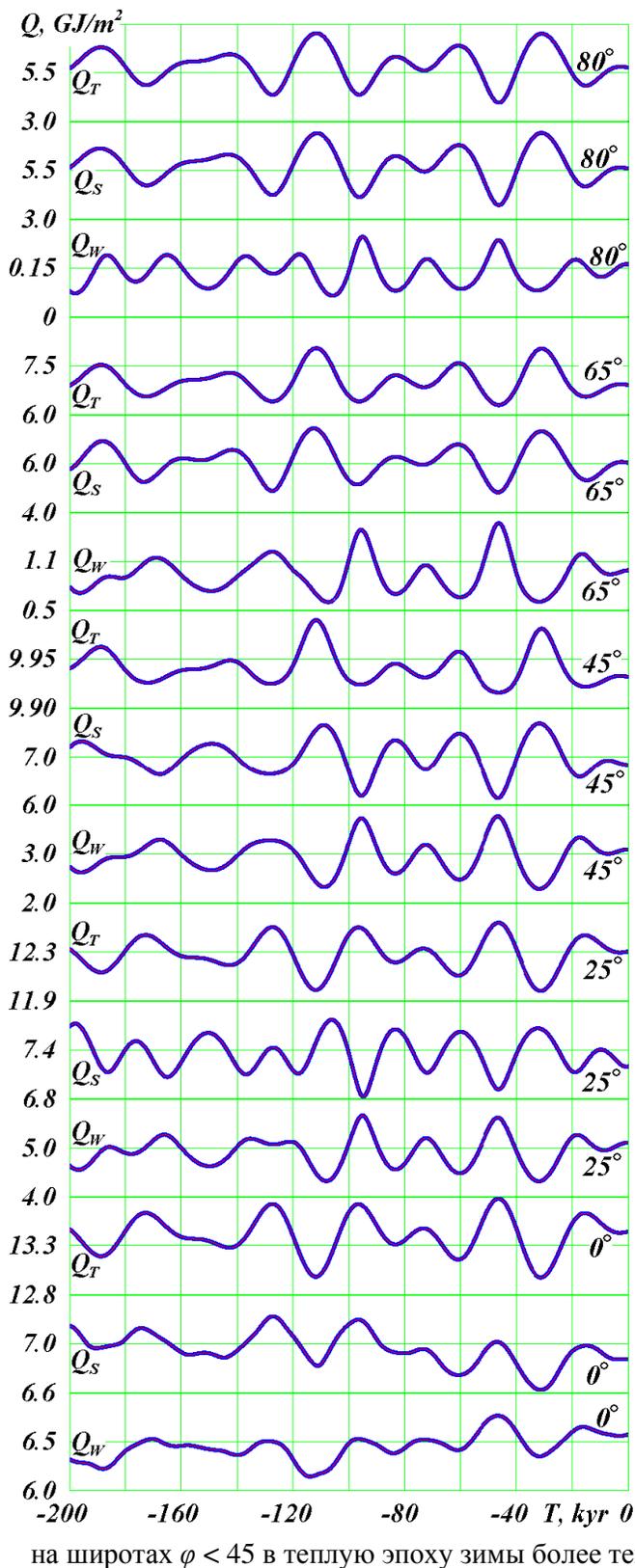
Рис. 6. Сравнение инсоляций Q_T за год при трех разных эпохах: 1 – современная; 2 – самая жаркая; 3 – самая холодная.

Как видно из графиков на рис. 4 – рис. 6, отличие инсоляции южного и северного полушарий Земли в наибольшей мере проявляется для летней инсоляции (рис. 4). При этом в экваториальных широтах это различие более выражено, чем в высоких широтах. Графики по годовой инсоляции Q_T (рис. 6) симметричны по широте, т.е. одинаковое количество тепла за год поступает в северное и южное полушария. Поэтому вариации зимней инсоляции по полушариям будут обратные летним вариациям.

Итак, от теплой эпохи к холодной уменьшение летней инсоляции Q_s на широте 65° происходит в 1.57 раза. А на полюсе годовая инсоляция Q_T уменьшается еще сильнее, а именно – в 2 раза. В то же время в экваториальной зоне происходят обратные по знаку изменения, но величина их в 4 раза меньшая. При этом на широте $\varphi = 45^\circ$ годовая инсоляция Q_T практически не изменяется, т.е. изменения летней инсоляции Q_s компенсируются изменениями зимней инсоляции Q_w .

4. Эволюция инсоляции на других широтах

На рис. 1 была рассмотрена эволюция летней инсоляции Q_s на широте 65° . Теперь рассмотрим эволюцию годовой, летней и зимней инсоляций на других широтах. На рис. 7 сопоставлены изменения за 200 тыс. прошедших лет инсоляций Q_T , Q_s и Q_w на пяти широтах



80°, 65°, 45°, 25° и 0° северного полушария. На широте 65° летняя инсоляция Q_s хорошо отражает изменение годовой Q_T инсоляции. А зимняя инсоляция Q_w изменяется в противофазе с летней: при теплом лете зима немного холоднее. Таким образом, для широты 65° годовая Q_T и летняя Q_s инсоляции изменяются софазно, а зимняя Q_w – в противофазе первым двум.

Рис. 7. Эволюция инсоляции за прошедшие 200 тыс. лет на пяти разных широтах северного полушария: Q_s – за летнее калорическое полугодие; Q_w – за зимнее калорическое полугодие; Q_T – за весь год.

Такой же характер изменения инсоляций наблюдается для широт 80° и 45°. Для широты 25° почти софазно годовой инсоляции Q_T изменяется зимняя Q_w . Отличия заключаются в том, что короткопериодические колебания Q_w более ярко выражены. Летняя инсоляция Q_s изменяется почти в противофазе годовой Q_T на начальном отрезке времени. Затем противофазность нарушается. На широте 0° снова софазно годовой инсоляции Q_T изменяется летняя Q_s и в некоторой степени зимняя Q_w .

Софазность и противофазность изменения свидетельствует, что на широте 45° и выше в теплую эпоху лета – более теплые, а зимы – более холодные. А

на широтах $\varphi < 45$ в теплую эпоху зимы более теплые.

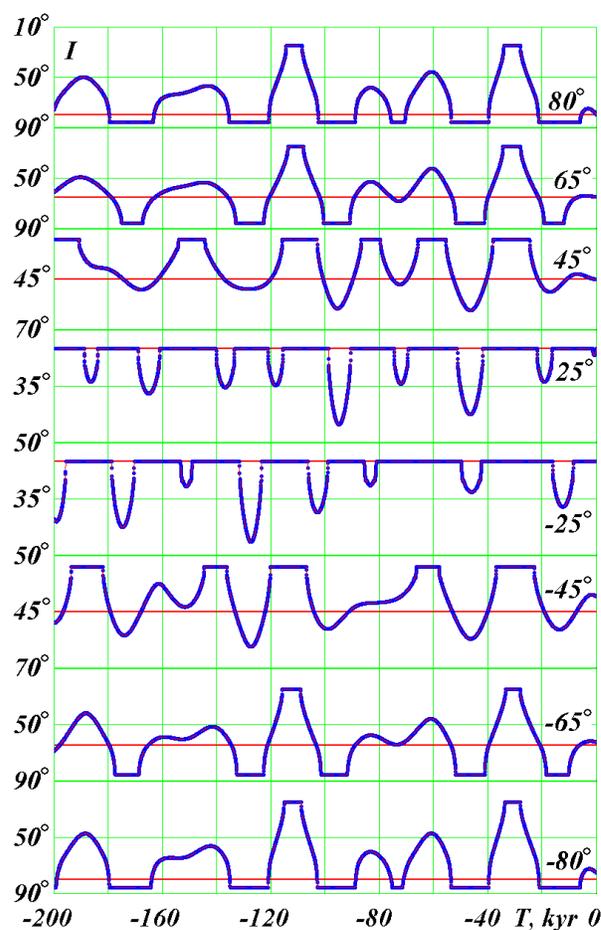
Амплитуды колебаний инсоляций с широты 80° до широты 45° уменьшаются. А после широты 45° амплитуды снова увеличиваются. Количественный порядок изменения амплитуд

отражается ценой деления на рис. 7 годовой инсоляции Q_T^s по широте φ : $Q_T^s = 2.5; 1.5; 0.05; 0.4; 0.5$ Гдж/м² при $\varphi = 80^\circ; 65^\circ; 45^\circ; 25^\circ; 0^\circ$, соответственно.

Таким образом, отсюда следует, что в высоких широтах происходят наиболее существенные изменения инсоляции. Кроме того подтверждается прежний вывод о том, что на широте 45° годовая инсоляция практически не изменяется.

На рис. 8 показаны изменения летней инсоляции I в эквивалентных широтах на восьми разных широтах: $80^\circ; 65^\circ; 45^\circ; 25^\circ; -25^\circ; -45^\circ; -65^\circ; -80^\circ$ земного шара. Напомним, что тонкой горизонтальной линией отмечена широта местности, к которой относится инсоляция I . Верхние горизонтальные участки графиков отмечают отрезок времени, когда инсоляция в эпоху T летом больше чем в экваториальной зоне в современную эпоху $T = 0$. А нижние горизонтальные, как уже отмечалось, участки отмечают эпохи, когда летняя инсоляция меньше чем в области полюсов.

Рис. 8. Эволюция инсоляции I в эквивалентных широтах северного полушария за 200 тыс. лет на восьми разных широтах Земли: горизонтальной прямой линией приведена широта, к которой относится изменение инсоляции I .



На широте 65° (рис. 8) по горизонтальным участкам видно, что имеются две теплые эпохи при $T = -31.28$ и $T = -110.8$ тыс. лет и 5 холодных. На широтах 80° и 45° инсоляция I изменяется подобным образом. Отличие заключается в том, что на широте 80° длительность холодных периодов увеличивается и добавляется еще один при $T = -75$ тыс. лет. На широте 45° нет холодных периодов с инсоляцией меньше, чем на полюсе. А теплые периоды с инсоляцией больше, чем на экваторе, становятся более продолжительными, и добавляется еще четыре теплых периода.

На широте 25° продолжительность теплых периодов еще больше увеличивается, а по сравнению с широтой 45° добавляется еще три теплых периода. А в холодные периоды значение инсоляции I не опускается ниже широты 45° . То есть, на широте 25° не бывает лета холодней, чем сейчас лето на широте 45° .

В южном полушарии на широте $\varphi = -25^\circ$ (рис. 8) амплитуды похолоданий имеют такой же порядок, как и на широте $\varphi = 25^\circ$ в северном полушарии. Однако моменты их наступлений, как правило, другие. Инсоляция в южном полушарии на широте $\varphi = -65^\circ$ примерно такая же, как в северном полушарии. Немного лишь отличаются величины в экстремальных точках. Соотношение между инсоляцией на широте $\varphi = -65^\circ$ с инсоляцией на широтах $\varphi = -80^\circ$ и $\varphi = -45^\circ$ остается такое же, как и в северном полушарии: на широте $\varphi = -80^\circ$ удлиняются холодные периоды, а на широте $\varphi = -45^\circ$ удлиняются теплые периоды.

Инсоляция I на южной широте $\varphi = -80^\circ$ аналогична инсоляции в северном полушарии на той же широте. А на широте $\varphi = -45^\circ$ инсоляция в ряде эпох может существенно отличаться от инсоляции в северном полушарии, на той же широте.

Итак, летняя инсоляция Q_s^{65N} на широте $\varphi = 65$ северного полушария адекватно представляет периоды похолодания и потепления на высоких широтах $\varphi > 45^\circ$ как в северном, так и в южном полушарии. При этом годовая инсоляция Q_T изменяется софазно летней Q_s , а зимняя Q_w – противофазно. Амплитуда колебаний зимней инсоляции в 3 лишним раза меньше колебаний летней Q_s . На широте 45° колебания инсоляции незначительны. А на широтах $\varphi \leq 45^\circ$ амплитуда колебаний инсоляции меньше, чем в высоких широтах. Кроме того в этой области имеются различия между изменениями инсоляции в северном и южном полушарии.

5. Инсоляция и последние оледенения в Западной Сибири

5.1. Самое значительное последнее оледенение

В табл.1 приведены отдельные экстремумы инсоляции и их параметры. Потепления отмечены как максимумы (max), а похолодания – как минимумы (min). В результате изучения разными специалистами палеоклимата Западной Сибири выработано согласованное представление о его эволюции в позднем плейстоцене [Гросвальд, 2009; Svendsen et al, 1999]. Особенно совпадает их мнение о двух последних оледенениях. Хорошо согласуются с их мнением наибольшие похолодания, приведенные в табл.1, 15.88 тысяч лет назад (т.л.н.) и 46.44 т.л.н.

Большая часть исследователей считает, что на севере Западной Сибири на шельфе Баренцева и Карского морей и на островах неоднократно образовывался ледниковый щит. По Гросвальду [2009], в ледниковые эпохи, которые многократно повторялись в последние 2.3 - 2.5 м.л., Баренцево-Карский шельф превращался в сплошную область эрозии (экзарации) и сноса. Этот щит объединялся со скандинавским щитом, а их ледосбросы на Печорский бассейн взаимодействовали между собой, периодически отклоняя друг друга. Имеются только различия относительно границ распространения ледниковых щитов и их положения в разные эпохи.

Таблица 1. Отдельные экстремумы инсоляции: max – потепления отмечены как максимумы; min – похолодания.

T , т.л.н.	4.16	15.88	31.28	46.44	110.8
Тип	max	min	max	min	max
Q_s^{65N} , ГДж/м ²	5.97	5.36	7.43	4.72	7.38

В поздний Вейхелий, эквивалентный сартанскому оледенению [Svendsen et al, 1999], совместный ледниковый щит на востоке захватывал Новую Землю, на севере шел по шельфам северных морей, на западе достигал нижней трети Исландии и Британии, в Европе опускался до широт 56°, а в России поднимался на Север по Западной части Белого моря. Авторы работы [Svendsen et al, 1999] считают, что в Карском море могли быть островные оледенения с опорой на северную часть Таймыра. А в средне-раннем Вейхелии, который эквивалентен Ермаковскому оледенению, восточная часть совместного ледникового щита распространялась по северной части шельфа Карского моря и захватывала почти весь Таймырский полуостров и плато Путорана в Восточной Сибири, а по югу опускалась чуть ниже полярного круга и соединялась с южной границей ледника в Европе. В отличие от Svendsen et al [1999], у Гросвальда [2009] восточная граница этого ледника захватывает весь Таймыр и западную часть Среднесибирского плоскогорья, на юге опускается до широты 50°, а на западе захватывает всю Исландию и почти всю Британию. В связи с этим Гросвальд считает, что Баренцево-Карский ледниковый щит существовал в обе последние ледниковые эпохи.

На определенном этапе образования ледникового щита в Западной Сибири сток рек бассейнов Оби и Енисея в ледовитый океан прекращается [Гросвальд, 2009]. Низменные части Западной Сибири начинают заполняться водой. Исследователи отмечают образование Хантыйского, Енисейского и Пуровского озер [Волков, Архипов, 1978; Волков и др., 1969], которые в последующем соединялись между собой и образовывали озеро-море Западной Сибири. С ростом высоты ледникового щита и сменой похолодания на потепление начинался сток льда с ледникового щита. Сток льда происходил как на север, в Ледовитый океан, так и на юг. Сток на север прослеживается по подводным желобам: Медвежинскому, **Франц-Виктории**, Св. Анны и Воронина. А сток на юг отмечен Сибирскими увалами в Западной Сибири и их продолжениям в Восточной Сибири. Эту границу Гросвальд назвал линией Волкова.

С дальнейшим потеплением начинается таяние ледникового щита и происходит дальнейшее увеличение пресноводного моря до такой степени, что начинается его сток через Тоболо-тургайский желоб в Туранскую низменность Приаралья и, возможно, с проходами на юге – в Каспийскую низменность.

С деятельностью ледника связаны морены, пути перемещения льда (троги), сдвиги, надвиги и прочие дислокации, переносы породы и грунта и множество других процессов. С деятельностью пресноводного моря связаны террасы, озёрные отложения, конусы выноса входящих рек и эрозионные процессы на бортах выводных потоков (спилвеев).

В северной части Западной и Восточной Сибири обнаруживаются следы морских отложений. Они дали основания для утверждений о существовании периодов наступления моря (трансгрессий). Морские отложения на современной суше могут быть обусловлены разными причинами. Уровень суши мог опускаться ниже уровня моря в результате опускания всего массива, на котором находится ледниковый щит. Морские отложения могут быть выпаханы ледником со дна шельфа и перенесены им на материк. В теплый период возможно также таянием всех покровных льдов, включая ледники Антарктиды и Гренландии, в результате чего уровень океана может превысить в отдельных местах уровень суши. На них в последствие образуются морские отложения. Каждая из этих причин имеет свои особенности. Например, максимальное опускание суши будет происходить при наибольшей толщине ледника, а поднятие уровня моря – в эпоху его отсутствия, т.е. в период максимального потепления.

Моренный пояс вдоль возвышенности Сибирские Увалы является самым южным [Архипов и др., 1980; Архипов, 2000]. Севернее, в зоне 65.5° и 67° с.ш., существует еще несколько моренных поясов. Вследствие неоднократности похолоданий моренные пояса могли возникать в разные периоды. Пути перемещения ледников разных эпох могли не совпадать. Поэтому морены могут принадлежать к разным ледниковым эпохам. Если последний ледниковый максимум (ПЛИМ) был менее мощный чем предыдущие, то самый южный моренный пояс является результатом деятельности предыдущих ледниковых эпох. Самый южный пояс морен, доходящий до подножия Сибирских Увалов, относят к раннезырянскому времени [Архипов и др. 1980; Архипов, 2000], к Ермаковскому горизонту. К этому ледниковому периоду относится максимальная стадия Баренцево-Карского щита около 50 тыс. лет назад [Svendsen et al, 1999]. После максимальной стадии в Печорском Бассейне этот щит растаял к 40 т.л.н. Как видно из табл. 1, этому Ермаковскому ледниковому периоду соответствует минимум инсоляции 46.44 т.л.н. Инсоляция летом была $Q_s^{65} = 4.72$ ГДж/м² – самая низкая за весь период в 200 тыс. лет.

5.2. Последний ледниковый максимум

Последнюю ледниковую эпоху связывают с сартанским горизонтом [Архипов и др. 1980; Архипов, 2000]. В этот период сформировался ледниковый рельеф Западной Сибири, в том числе краевые морены в зоне 65.5° - 67° с.ш. по южному подножию Салехардских увалов и Хадатейским грядам Тазовского полуострова. Севернее их расположены Ямало-Гыданские

пояса морен на широте около 68° с.ш. от озёр Ярро-то на Ямале к востоку вдоль Гыданской гряды. Севернее расположены морены, которые являются самыми молодыми. Последние два гряда морен связаны с деградацией сартанского ледника. Как видно из табл. 1, эта эпоха 15.88 т.л.н. с инсоляцией $Q_s^{65} = 5.36 \text{ ГДж/м}^2$ была теплее предыдущей на 12%. Поэтому моренами последней ледниковой эпохи не был достигнут южный моренный пояс.

Одновременным сартанскому оледенению в Западной Сибири является последнее оледенение в Скандинавии, которое характеризуют горизонтом позднего Вейхелия [Svendsen et al, 1999]. В Архангельском регионе максимум оледенения относят к 17 т.л.н. и дегляциацию – к 16 т.л.н. Восточнее озера Онега дегляциация относится к 14.4 - 12.9 т.л.н. На Таймыре возраст ледника позднего Вейхелия или сартанского времени относится к 18 - 7.5 т.л.н. Пространство между Норвегией и Новой Землёй покрыто ледником – 10.7 т.л.н. По Архипову [1997] радиометрический возраст сартанского ледникового горизонта находится в пределах 23 - 10 т.л.н.

После прохождения максимума похолодания крупнейшие северные подводные желоба: Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина отводили ледяные потоки с Баренцево-Карского ледника в ледовитый океан [Гросвальд, 2009]. Колонки, поднятые с глубины 470 м желоба Франц-Виктории содержали материал морены, покрытый ледниково-морскими илами с возрастом 12.9 т.л.н. и голоценовыми отложениями – 10 т.л.н. Деградиация льда в желобе Св. Анны началась около 13 т.л.н. и завершилась к 10 т.л.н.

Последствия образовавшегося в сартанское время Мансийского озера имеют примерно такой же возраст 20 - 10 т.л.н. [Архипов, 1997; Пятосина, 2005]. Причем озеро сартанского времени занимало меньшие площади, чем более древнее. Отложения более древнего озера перекрыты отложениями с остатками мамонтов, возраст которых примерно 18 т.л.н. [Пятосина, 2005].

Возраст Колпашевской террасы на средней Оби на высоте 55 м., образованной Мансийским морем, находится в пределах 12.8 - 10.6 т.л.н. [Архипов, 1997]. К ней примыкает транзитная терраса-равнина [Арсланов и др., 1983], которая прослеживается через всю зону сартанского оледенения до устья Оби. Её возраст 12.26 ± 0.17 т.л.н. На среднем Енисее терраса высотой 60 - 70 м у Фарково имеет возраст от 16.4 до 11.7 т.л.н.

По Архипову [1997] грандиозный конус выноса в бассейн верхней Оби выходит из Алтая по долинам рек Бии, Катунь и др., проходит по Бийско-Барнаульской впадине до Новосибирска и далее протягивается в акваторию Мансийского палеозера. Он формирует ряд террас, высота которых на Алтае достигает 220 - 240 м, у Новосибирска – 140 - 120 м., в Томском Приобье – 100 - 80 м. Далее конус выноса уходит по ложбинам Приобского плато в

Кулундийскую равнину и в долину Иртыша. Возраст конуса выноса и его террас находится в пределах 17.6 - 10.4 т.л.н. [Бутвиловский, 1993; Панычев, 1979; Архипов, 1997].

Как видим, приведенные датировки сартанского оледенения и его последствий совпадают с минимумом инсоляции 15.88 т.л.н.

5.3. Теплый период между оледенениями

Между Ермаковским оледенением с минимумом инсоляции 46.44 т.л.н. и сартанским с минимумом инсоляции 15.88 т.л.н. находится Каргинский межледниковый горизонт с максимумом инсоляции 31.28 т.л.н. Во многих долинах Печорской низменности: Шапкиной, Хвостовой Созьвы и Соймы древесина и торф из-под рельефообразующих морен имеет возраст от 25 до 40 т.л.н. [Гросвальд, 2009]. Под распространенной к северу от Сибирских увалов мореной расположены озерно-болотные отложения, возрастом от 25 до 40 - 50 т.л.н. [Арсланов и др. 1983]. Раковины на восточном Баренцево-Карском побережье и берегах Таймыра и Северной Земли имеют возраст от 24 до 38 т.л.н. [Гросвальд, 2009].

Как уже отмечалось [Svendsen et al, 1999], существовавший ранее Баренцево-Карский ледниковый щит к 40 т.л.н. полностью исчез. По Архипову [1997] казымская пачка Каргинского горизонта (дер. Казым-Мыс, правый берег нижней Оби) простирается по долине Оби до г. Колпашево и бассейна р. Васюган, а также до дер. Липовка на Тоболе. Ее возраст 33 - 31 т.л.н. На нижнем Енисее от г. Игарка до устья Бахты прослеживаются конощельские слои, аналог Казымскому слою с возрастом 33 - 32 т.л.н. Как правило, это озерно-аллювиальные отложения с прослойками торфа.

Третья терраса Иртыша и Тобола с абсолютными отметками 70 - 75 м. у дер. Липовка сложена озерно-аллювиальными отложениями [Илларионов, 2013]. Возраст древесных и растительных остатков, имеющих в ней, составляет от 31.78 до 32.77 т.л.н. Такой же возраст имеют костные остатки бизонов, шерстистых носорогов и лошадей.

Аналогом Липовской террасы на р. Оби является кирьянская терраса (левый берег Оби в 15 км выше д. Покур). Она сложена озерно-аллювиальными отложениями с линзами торфа, возрастом от 27.5 т.л.н. до 36.3 т.л.н. [Лаухин и др, 2006]. В Тургайском желобе из скважины с абсолютным уровнем 37 м (25 км южнее оз. Кушмурун) обломок древесины имел возраст 27.8 т.л.н. [Гросвальд, 1983]. В обнажении Красный Яр, в 15 - 20 км южнее Новосибирска, находятся укоренившиеся пни под озерной толщей слоем 8 - 10 м. Возраст пней 28 - 29 т.л.н. [Архипов и др., 1980]. В Кас-Кетском «проливе», между Енисейским и Мансийским древними озерами, под слоем озерно-аллювиальных отложений остатки древесины и торфа имеют возраст от 27.3 до 29.5 т.л.н. [Гросвальд, 2009].

Таким образом, максимум инсоляции $T = 31.28$ т.л.н. в табл. 1 соответствует периоду Каргинского межледнековья.

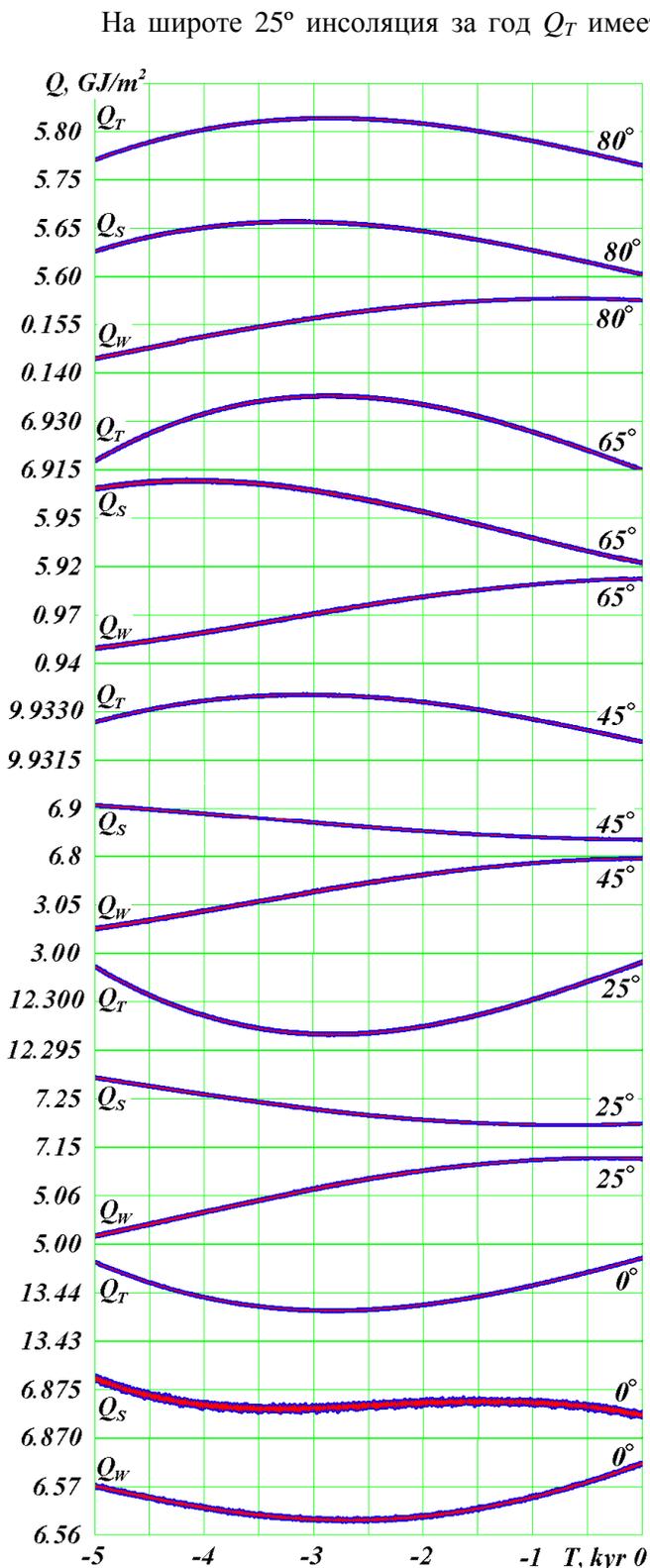
6. Оптимум инсоляции в голоцене

Как видно из табл. 1, в эпоху $T = 4.16$ т.л.н. имеется небольшой максимум инсоляции в голоцене (10 т.л.н. $\div 0$). Ему предшествовал Сарганский ледниковый период, поэтому от него до этого максимума шло непрерывное потепление. Оптимум голоцена однозначно проявляется в интервале $9 - 3.3$ т.л.н. [Васильчук, 1982; Ершов, 1989]. Исходя из полиноλογических данных потепление в нем было выражено более слабо, чем в предыдущее межледниковье [Ершов, 1989]. С конца ледникового периода до оптимума голоцена, т.е. 8 т.л.н. $\div 5$ т.л.н., принято считать, что происходила трансгрессия моря, с 5 т.л.н. и по настоящее время море отступает [Ломанченков, 1966]. В связи с этим, формирование новой современной террасы и пойменных террас в долинах рек происходят после оптимума голоцена [Ломанченков, 1966; Сакс, 1953]. Возраст древесины из пойменных отложений Индигирки – 4.125 т.л.н., а с отложений ее притока, р. Большой Эрги – 4.770 т.л.н.

В процессе анализа данных по Западной Сибири было установлено [Баулин, 1959; Некрасов, 1990], что верхняя толща многолетнемерзлых пород (ММП) сформировалась за последние $5 - 6$ т.л.н. Формирование бугристых торфяников в южной зоне распространения ММП Западной Сибири началось примерно 3 т.л.н. [Шполянская и Евсеев, 1970; Некрасов и др. 1990].

Кроме приведенных свидетельств существует множество других о наличии потепления, которое совпадает по времени $T = 4.16$ т.л.н. с максимумом летней инсоляции на широте $65^\circ N$ (см. табл. 1). Чтобы облегчить специалистам интерпретацию палеоданных, рассмотрим более детально изменение инсоляции за последние 5 тыс. лет. На рис. 9 представлены изменения инсоляций Q_T , Q_S и Q_W на пяти широтах 80° , 65° , 45° , 25° и 0° Северного полушария. Эти данные получены с интервалов 1 год. Для широты $65^\circ N$ видно, что годовая Q_T и летняя Q_S инсоляции изменяются однотипно с наличием максимума. Однако максимумы их наступают в разное время: летней Q_S – 4.16 т.л.н., а годовой Q_T – 3 т.л.н. В то же время зимняя инсоляция Q_W на всем интервале 5 тысяч лет монотонно увеличивается.

На широте 80° максимумы Q_T и Q_S смещены ближе к современной эпохе, а в зимней инсоляции Q_W в эпоху $T = 0.499$ т.л.н. появляется максимум. На широте 45° по сравнению с широтой 65° летняя инсоляция Q_S имеет минимум в современную эпоху $T = 0$, а зимняя Q_W монотонно увеличивается и в недалеком время в будущем достигнет максимума.



На широте 25° инсоляция за год Q_T имеет ярко выраженный минимум при $T = 2.8$ т.л.н., а летняя достигает минимума при $T = 0.7$ т.л.н. Зимняя инсоляция Q_w имеет максимум примерно при $T = 0.5$ т.л.н. На экваторе годовая Q_T и зимняя Q_w инсоляции минимумы имеют примерно при $T = 2.5 \div 2.8$ т.л.н. А летняя инсоляция Q_s имеет минимум ($T = 3$ т.л.н.) и максимум ($T = 1.5$ т.л.н.).

Амплитуды колебаний инсоляций на этом интервале, также как на интервале 200 т.л.н., с широты 80° до широты 45° уменьшаются. Качественный порядок величин изменения ΔQ_T годовой инсоляции по широтам $\varphi = 80^\circ; 65^\circ; 45^\circ; 25^\circ$ и 0° имеют такой вид: $\Delta Q_T = 0.06; 0.023; 0.0015; 0.008$ и 0.012 ГДж/м², соответственно.

Рис. 9. Эволюция инсоляции за прошедшие 5 тыс. лет на пяти разных широтах северного полушария: Q_s – за летнее калорическое полугодие; Q_w – за зимнее калорическое полугодие; Q_T – за весь год; интервал между точками по времени – один год.

Как было показано в работе [Smulsky и Krotov, 2014], существуют колебания инсоляции с периодами: полумесячным, полугодовым, 2.75 лет, 3.58 лет, 11.86 лет и 18.6 лет. Амплитуды колебаний возрастают с увеличением их периода. Наибольший период 18.6 года обусловлен воздействием

прецессионного движения орбиты Луны на вращательное движение Земли. Для широты $\varphi = 80^\circ N$ амплитуда колебаний годовой инсоляции Q_T с периодом 18.6 лет составляет 532 кДж/м², а с периодом 0.5 года – 31 кДж/м². Амплитуды этих колебаний по сравнению с величиной годовой инсоляции Q_T порядка $5.8 \cdot 10^6$ кДж/м² – малы и на графиках не видны. На

рис. 9 наличие колебаний с периодом 18.6 лет наблюдается на графиках Q_s и Q_w для $\varphi = 0^\circ$. Как уже отмечалось, данные на рис. 9 получены с интервалом 1 год, поэтому колебания инсоляции с периодом 18.6 лет содержатся в них с хорошим разрешением по времени.

Изменение инсоляции на других широтах, в Южном полушарии, а также другие ее составляющие могут быть получены любым исследователем с помощью программы `Insl2bd.mcd`, которая имеется в свободном доступе [Смульский, 2013б]. Теория расчета инсоляции содержится в работе [Smulsky и Krotov, 2014], а параметры орбитального и вращательного движений Земли за 5 т.л.н. представлены в файле `OrAl-5kyr.pgn`, а за 200 т.л.н. – в файле `OrAl-200ky.pgn`.

7. Инсоляционные периоды изменения климата

Экстремумы инсоляции за 50 т.л.н., как показано выше, хорошо согласуются с колебаниями палеоклимата. На рис. 10 пронумерованы все экстремумы инсоляции, за исключением первого, числами от I_1 до I_2 . Первый экстремум в эпоху $T = 4.16$ т.л.н., связанный с оптимумом голоцена, обозначен буквой O_1 .

Как было показано выше эволюция летней инсоляция отличается от эволюции зимней и инсоляции за год. По-разному также изменяется инсоляция по широтам Земли. Тем не менее, летняя инсоляция Q_s^{65N} на широте 65° северного полушария адекватно отражает колебания инсоляции на высоких широтах $\varphi > 45^\circ$, как в северном, так и в южном полушарии. Именно на этих широтах наблюдаются существенные изменения палеоклимата. Поэтому колебания инсоляции Q_s^{65N} были приняты за основу для установления инсоляционных периодов и их границ. При этом следует отметить, что при выборе другой характеристики инсоляции, например Q_T^{65N} или Q_s^{80N} моменты наступления экстремумов и их границы будут немного изменены. Об этом необходимо помнить при интерпретации палеособытий, которые в большей мере определяются не летней инсоляцией, а годовой Q_T или зимней Q_w , или тех событий, для которых их широта является определяющим фактором. В этих случаях возможна ситуация, что событие обусловлено потеплением, а его необходимо относить к более холодному периоду на широте 65° северного полушария, или наоборот.

Итак, инсоляционные периоды будут устанавливаться по характеристике инсоляции Q_s^{65N} . Чтобы установить границы периодов, необходимо выбрать среднее значение Q_s^{65N} . Тогда по отклонению от среднего можно определять начало и конец периода. Для качественной характеристики инсоляционного периода необходимо выбрать количество градаций величины инсоляции. Для этого воспользуемся градацией климата в работе Фотиева [2009] из трёх уровней для холодного и трёх уровней для тёплого периодов, например, для холодного климата: умеренно холодный (у.х.), холодный (х.) и очень холодный (о.х.). При выборе среднего значения Q_s^{65N} мы руководствовались не

математическим средним, а максимальным и минимальным значениями за 20 млн. лет: $Q_{smax} = 7.581$ ГДж/м² при $T = -9.2475$ млн. лет и $Q_{smin} = 4.505$ ГДж/м² при $T = -18.95$ млн. лет. Тогда среднее значение инсоляции можно записать так:

$$Q_{sm} = 0.5 \cdot (Q_{smax} + Q_{smin}) = 6.043 \text{ ГДж/м}^2. \quad (1)$$

При шести уровнях инсоляции величина ступени между уровнями будет:

$$\Delta Q_s = (Q_{smax} - Q_{smin})/6 = 0.5127 \text{ ГДж/м}^2. \quad (2)$$

Тогда границы уровней холодного климата запишутся так:

$$Q_{sc,k} = Q_{sm} - k \cdot \Delta Q_s, \text{ где } k = 1, 2, 3, \quad (3)$$

а границы уровней теплого климата запишутся аналогично:

$$Q_{st,k} = Q_{sm} + k \cdot \Delta Q_s, \text{ где } k = 1, 2, 3. \quad (4)$$

Следует отметить, что при выборе Q_{sm} по экстремальным инсоляциям на интервале 200 тыс. лет, его значение равно 6.075 ГДж/м², т.е. близкое к величине (1). Для современной эпохи $T = 0$ значение инсоляции $Q_{s,0}^{65N} = 5.922$ ГДж/м², т.е. меньше среднего значения 6.043 ГДж/м². Таким образом, современная эпоха является немного холодней по сравнению со средним уровнем инсоляции. В связи с этим для оптимума голоцена начальная эпоха T_b определена по пересечению инсоляционной кривой со значением $Q_{s,0}^{65N}$ в современную эпоху. Для остальных инсоляционных периодов их границы начала T_b и конца T_f определены по пересечению инсоляционной кривой со средней инсоляцией Q_{sm} . На рис. 10 средний уровень инсоляции Q_{sm} указан позицией 1, границы первого и второго теплых уровней отмечены 1t и 2t, а границы холодных уровней – 1c и 2c. В таблице 2 приведены границы периодов: T_b и T_f , а также величины инсоляции $Q_{s,ex}^{65N}$ в экстремальные эпохи T_{ex} .

Следует отметить, что по аналогичному алгоритму были введены уровни загрязнения атмосферы города [Смульский, 1987]. Они хорошо согласовались с уровнями, которые опытно-чувственным путем специалисты разработали при ежедневной оценке качества атмосферы на протяжении многих лет.

8. Корреляция инсоляционных периодов с существующими классификациями палеоклимата

Как уже отмечалось, главные экстремумы инсоляции 1_I , 2_I и 3_I (см. рис. 10 и табл. 2) за 50 т.л.н. хорошо согласуются с последними двумя ледниковыми периодами: Сартанским и Ермаковским и Каргинским межледниковьем между ними. Каждый ледниковый период перекрывает следы предыдущего, поэтому обнаружение и датировка более ранних колебаний палеоклимата затруднена. Перед Ермаковским похолоданием отмечают Казанцевское межледнековье. По словам Архипова [1997] оно было одним из самых теплых в плейстоцене. В современной южно-таежной зоне наряду с хвойными породами произрастали липа, вяз, дуб и орешник. В лесостепной зоне формировались черноземные

почвы [Волкова, 1991; Архипов и др.,1995]. Как видно из рис. 10, в течение 50 тысяч лет, начиная с экстремума 3_I похолоданий не было. Были два небольших потепления 60.8 т.л.н. (4_I) и 83.16 т.л.н. (6_I). Это, по-видимому, подтверждается двумя слоями торфа, возрастом 65 т.л.н. и 80 т.л.н. в отложениях Белогорской возвышенности по правому берегу нижней Оби [Архипов, 1997]. Эти слои с включением торфа перекрывают морену возрастом 100 т.л.н. Как видно из рис. 10, в то время 96 т.л.н. был пик похолодания 7_I . Это похолодание в литературе также относят к нижним слоям Ермаковского горизонта. В долине средней Оби, в разрезе Кирьяс, нижние озерно-ледниковые отложения Ермаковского горизонта подстилаются палеопочвами 120 т.л.н. [Архипов, 1997]. Эти палеопочвы согласуются с пиком потепления 8_I , который наступил 110.8 т.л.н.

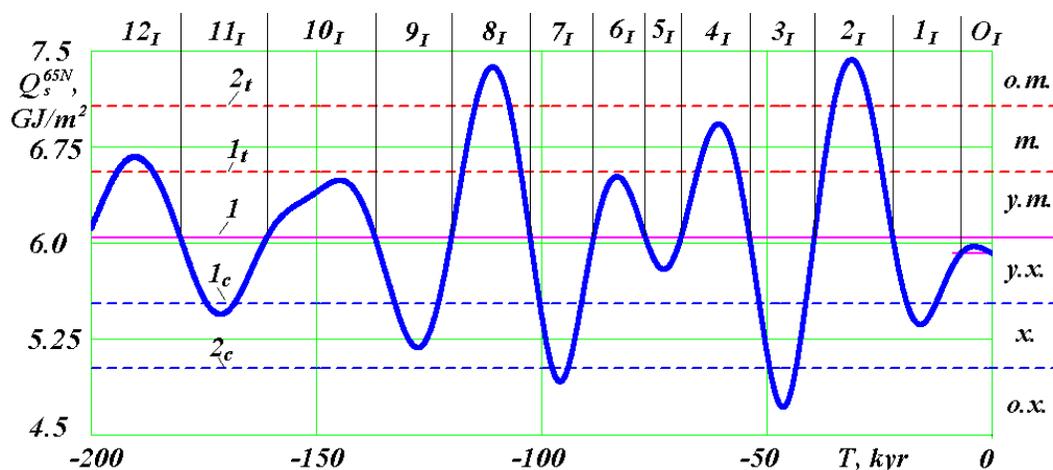


Рис. 10. Периоды инсоляции $O_I, 1_I, 2_I, \dots, 12_I$ за 200 т.л.н. и границы их смены: 1 – средняя инсоляция Q_{sm} ; $1t$ и $2t$ – первая и вторая границы теплых уровней; $1c$ и $2c$ – первая и вторая границы холодных уровней; у.т., т., о.т. – теплые уровни; у.х., х., о.х. – холодные уровни.

Все периоды инсоляции $4_I - 12_I$ перед самым значительным похолоданием 3_I в настоящее время не могут быть надежно связаны с палеособытиями. С одной стороны, это обусловлено тем, что первыми двумя ледниковыми периодами следы более древних палеособытий во многих местах уничтожены. А с другой стороны, исследователи не имели перед собой руководящей линии, которая бы позволяла им привязать разнообразные палеособытия в отдаленных друг от друга местах к одной и той же причине их возникновения. Мы рассчитываем, что инсоляционная кривая, представленной на рис. 10, станет для палеоклиматологов таким инструментом, позволяющим более определенно согласовывать разрозненные палеособытия.

В табл. 2 приведена корреляция инсоляционных периодов с некоторыми горизонтами верхнего и среднего плейстоцена Западной Сибири. Период O_I соответствует оптимуму

голоцена. Период I_I согласуется с Сартанским оледенением. Ему, согласно Svendsen et al (1999), Никифоровой и Певзнеру [1982] также соответствуют горизонты других регионов: верхний Вюрм, верхний Вейхелий, верхний Висконсин и Осташковский ледниковый период.

Периоду 2_I соответствует Каргинское потепление. С ним согласуется средний Вюрм, средний Вейхелий и средний Висконсин. Периоду 3_I следует сопоставить позднюю холодную фазу Ермаковского похолодания. С ней согласуется нижний Вюрм, нижний Вейхелий, нижний Висконсин и Днепровский ледниковый период.

С периодами $4_I, 5_I, 6_I$, по-видимому, необходимо связать позднюю фазу Казанцевского потепления. Возможно, ей соответствует Эм, Рисс-Вюрм и Сангамон. Период 7_I можно сопоставить с ранней фазой Ермаковского похолодания, а фазы $8_I, 9_I, 10_I$ – с ранней фазой Казанцевского потепления, которой, по-видимому, соответствуют Микулинское и Эемское межледниковья.

Таблица 2. Периоды инсоляции и их характеристика за последние 200 тыс. лет. T – время в тыс. лет от 30.12.1949 г. T_b – начало периода, T_f – конец периода, T_{ex} – эпоха экстремума, Q_s^{65N} – инсоляция за летнее полугодие на широте 65° северного полушария; градации климата: х. – холодный; т. – теплый; у. – умеренно; о. – очень.

№ периода	Интервал $T_b - T_f$ т.л.н.	Экстремумы инсоляции		Градации клима -та	Корреляция с горизонтами Западной Сибири
		T_{ex} т.л.н.	Q_s^{65N} ГДж/м ²		
O_I	6.86-0	4.16	5.973	у.х.	Оптимум голоцена
1_I	22.08-6.86	15.88	5.364	х.	Сартанский (I ледниковый)
2_I	39.5-22.08	31.28	7.4316	о.т.	Каргинский
3_I	53.8-39.5	46.44	4.7174	о.х.	Поздняя фаза Ермаковского оледенения (II ледниковый)
4_I	69.1-53.8	60.8	6.929	т.	Поздняя фаза Казанцевского потепления
5_I	76.96-69.1	72.8	5.7946	у.х.	
6_I	88.52-76.96	83.4	6.5197	у.т.	
7_I	102.56-88.52	95.92	4.9187	о.х.	Ранняя стадия Ермаковского оледенения (III ледниковый)
8_I	120.08-102.56	110.8	7.3757	о.т.	Ранняя фаза Казанцевского потепления
9_I	137-120.08	127.56	5.1832	х.	
10_I	161.08-137	144.8	6.4903	у.т.	
11_I	180.24-161.08	171.08	5.4419	х.	
12_I	200.6-180.24	190.36	6.6781	т.	?

При рассмотрении периодов $4_I - 10_I$ мы разбили Ермаковское похолодание и Казанцевский теплый период на две фазы: верхнюю и нижнюю, которые между собой пересекаются. Но это пересечение обусловлено теми свойствами, которые были наделены исследователями Ермаковский и Казанцевский горизонты при их введении. По-видимому, в

дальнейшем с детализацией наших знаний о палеоклимате, идентификация горизонтов и палеоклиматических периодов будет уточняться.

Изменение инсоляции Земли является причиной изменения палеоклимата. Поэтому выше причина сравнивалась со следствиями, которые происходили в Западной Сибири. Изотопные стадии изменения отложений в океане также являются следствием. С ними тоже необходимо сравнить изменение инсоляции. Как известно, набор бентосных записей изотопа кислорода $\delta^{18}O$ за 5.3 млн. лет, например, LR4 в работе Lisiecki and Raymo [2005] составлен из данных, полученных в 57 местах мирового океана. С помощью статистических методов он был подогнан к изменениям инсоляции по прежним теориям за один день, а именно 21 июня на 65° северной широты. Экстремумы набора LR4 на интервале 500 т.л.н. обозначены как морские изотопные стадии МИС-1 ÷ МИС-13. Сейчас они широко используются при анализе палеоклимата. Например, по ним определяют объемы льда на Земле [Imbrie et al, 2011].

Однако, как было показано выше, инсоляция имеет широкий спектр изменения, как по времени, так и по пространству. В холодную эпоху для высоких широт, в экваториальной зоне – теплее. При теплом лете зима – холоднее. Имеется отличие в инсоляции Северного и Южного полушарий. Поэтому необходимо устанавливать обусловленные инсоляцией механизмы изменения изотопного состава морских отложений. Полученная таким образом зависимость его от инсоляции позволит более достоверно изучать изменение климата и понимать его. В статье мы рассматриваем изменение инсоляции за 200 тыс. лет. В 2016 году планируется получить изменение инсоляции за период больший 5 млн. лет. Это позволит произвести сопоставление инсоляции, как причины изменения климата с реакцией донных отложений не только по изотопу кислорода $\delta^{18}O$, но и по другим параметрам.

Благодарности

Выражаю признательность рецензентам: академику РАН Н.Л. Добрецову и чл.-корр. РАН М.В. Кабанову за тщательный анализ статьи, полезные рекомендации и замечания.

Задачи об орбитальном и вращательном движении Земли решались на суперкомпьютерах Сибирского суперкомпьютерного центра СО РАН (г. Новосибирск).

Литература

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири. – Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, «Наука», 1983, с. 27-35.

Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири. Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 12, с. 1863-1884.

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь). – Геология и геофизика, т. 41, № 6, 2000, с. 792-799.

Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.В., Волкова В.С., Паньчев В.А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск : Наука, 1980, 109 с.

Архипов С.А., Волкова В. С., Зыкина В. С., Бахарева В.А., Гуськов С.А., Левчук Л.К. Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 8, с. 51-71.

Большаков В.А., Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник Российской Академии Наук, 2011, т. 81, № 7, с. 603-612.

Баулин В.В. История развития многолетнемерзлых пород в районе Нижней Оби в четвертичный период: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – М., МГУ, 1959. – 19 с.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая. Событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Томск, ун-та, 1993, 218 с.

Васильчук Ю.К. Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене. Автореф. канд. геол.-мин. наук. – М., МГУ, 1982. 27 с.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска: оперативно-информационный материал. Новосибирск, «Наука», 1978, 90 с.

Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, «Наука», 1969, 332 с.

Волкова В. С. Колебания Климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 30-39.

Вурком А. Астрономическая теория изменения климата/В кн. Изменение климата. – М.: ИЛ. 1958, с. 168-178.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., «Наука», 1983, 216 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания// Материалы гляциологических исследований. Вып. 106. М.: «Наука», 2009. 152 с.

Ершов Э.Д. Геокриология СССР. Западная Сибирь – М.: Недра, 1989. – 454 с.

Илларионов А.Г. Тургайский спиллвей. К истории становления и развития речной сети Арало-Иртышского региона. Ижевск, 2013. 103 с.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В. Палеоклиматы и хронология среднеюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540-544.

Ломанченков В.С. Об основных этапах геологического развития Лено-Колымской Приморской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи. – Четвертичный период Сибири. Материалы докладов Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. II. М., «Наука», 1966, с. 283-288.

Мельников В.П., Смутьский И.И. Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2009. – 98 с. Книга на двух языках. С обратной стороны: Melnikov V.P., Smulsky J.J. Astronomical theory of ice ages: New approximations. Solutions and challenges. – Novosibirsk: Academic Publishing House “GEO”, 2009. – 84 p. <http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/AsThAnR.pdf>

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.-Л.: ГОНТИ, 1939. – 207 с.

Некрасов И.А., Коновальчик Н.Г., Семенова Г.В., Скорбилин Н.А. История геокриологического исследования Западной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 270 с.

Никифорова К.В., Певзнер М.А. Проблемы стратиграфии, геохронологии и корреляции четвертичной системы. – В кн.: Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982, с. 5-99.

Паньчев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск, Наука, 1979; 132 с.

Пятосина Н. Мансийское озеро - море оказалось древнее, чем думали // Наука и жизнь. - 2005. - N 2. - с. 138-139

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л., Морское и речное изд-во, 1953, 627 с.

Смульский И.И. Комплексный показатель и уровни загрязнения атмосферы в периоды неблагоприятных метеорологических условий // Метеорология и Гидрология, – 1987. – N8. – С. 48 – 56.

Смульский И.И. Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата // Вестник Российской Академии Наук, 2013 а. Т. 83. № 1. С. 31-39. <http://elibrary.ru/item.asp?id=18448265>. doi:10.7868/S0869587313010118

Смульский И.И. Программа расчета инсоляции Земли в среде MathCad. / Институт криосферы Земли СО РАН. – Тюмень, 2013 б. <http://www.ikz.ru/~smulski//Data/Insol/>.

Смульский И.И. Основные положения и новые результаты астрономической теории изменения климата / Институт криосферы Земли СО РАН. – Тюмень, 2014. – 30 с.: ил. 16.- Библиогр.: 44 назв. - Рус. Деп. в ВИНТИ РАН 30.09.2014, № 258-B2014.

Фотиев С.М. Геокриологические летописи Сибири // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 3-16.

Шараф Ш. Г. и Будникова Н. А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Инст. теоретич. астрономии. – Вып. XIV. – Л.: Наука, 1969 г. – С. 48-109.

Шполянская Н.А., Евсеев В.П. Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по мерзлотоведению. – М.: Изд-во МГУ, 1970. – С. 125-126.

Berger A. and Loutre M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews. 1991. № 10. P. 297-317.

Edvardsson S., Karlsson K.G. and Engholm M. Accurate Spin Axes and Solar System Dynamics: Climatic Variations for the Earth and Mars // Astronomy & Astrophysics, 384, 2002, 689-701. <http://dx.doi.org/10.1051/0004-6361:20020029>

Imbrie J.Z., Imbrie-Moore A., Lisiecki L.E. A phase-space model for Pleistocene ice volume // Earth and Planetary Science Letters, 2011, 307 pp. 94–102.

Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., and Levrard B. A Long-term numerical solution for the Earth // Icarus 170, 2004. Iss. 2: 343-364.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoceanography, 2005, Vol. 20, PA1003, pp. 1-17. doi:10.1029/2004PA001071.

Smulsky J.J. The Influence of the Planets, Sun and Moon on the Evolution of the Earth's Axis // International Journal of Astronomy and Astrophysics, 2011, 1, 117-134. doi:10.4236/ijaa.2011.13017. <http://www.SciRP.org/journal/ijaa>.

Smulsky J.J. The System of Free Access Galactica to Compute Interactions of N-Bodies. I.J.Modern Education and Computer Science, 2012, 11, 1-20. Published Online December 2012 in MECS (<http://www.mecspress.org/>) <http://dx.doi.org/10.5815/ijmecs.2012.11.01>

Smulsky J.J. Galactica Software for Solving Gravitational Interaction Problems // Applied Physics Research, 2012, Vol. 4, No. 2. P. 110-123. <http://dx.doi.org/10.5539/apr.v4n2p110>.

Smulsky J.J. and Krotov O.I. New Computing Algorithm of the Earth's Insolation // Applied Physics Research, Vol. 6, No. 4; 2014, p. 56-82. <http://dx.doi.org/10.5539/apr.v6n4p56>.

Smulsky J.J. and Smulsky Ya.J. Dynamic Problems of the Planets and Asteroids, and Their Discussion // International Journal of Astronomy and Astrophysics, 2012, 2, 129-155. <http://dx.doi.org/10.4236/ijaa.2012.23018>.

Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyarov D.Yu., Demidov I., Dowdeswell J.A., Gataflin V., Hjort C., Hubberten H.W., Larsen E., Mangerud J., Melles M., Moller P., Saarnisto M., Siegert M.J. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. — *Boreas*, v. 28, № 1, 1999, p. 234-242.