

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Предложена оригинальная методика реконструкции обобщенных показателей климата по интегральным характеристикам спорово-пыльцевых спектров на основе их количественного соответствия друг другу. Методика оформлена в виде простой компьютерной программы. Приведены примеры количественной реконструкции основных элементов палеоклимата с использованием уже имеющихся палинологических данных для северной половины Западной Сибири, показывающие, что сложная связь растительности и климата проявляется через целую систему комплексных показателей природной среды.

We suggest an original technique for reconstructing generalized climatic indices from integral characteristics of spore-pollen spectra in terms of their quantitative mutual correspondence. The technique has been implemented in the form of a simple computer program. Quantitative reconstruction of the key elements of paleoclimate is exemplified using the now available palynological data for the northern half of Western Siberia.

Для реконструкции палеоклиматов наиболее часто используются аналогово-палинологические методы [1–5]. Они базируются на принципе актуализма, предполагающем тождественность формы связей состава растительности и долевой продуктивности ее видов, отраженных в спорово-пыльцевых спектрах (СПС), с элементами климата (ЭК) в прошлом и настоящем. В соответствии с этим связи ЭК с палинологическими характеристиками устанавливаются по поверхностным (рецентным) СПС в районах с разным климатом, а собственно определение палеоклиматов сводится к отысканию рецентного СПС, сходного с таковым на определенной глубине исследуемого разреза. Климат района с этим рецентным СПС и принимается за искомый палеоклимат.

Известные аналогово-палинологические методы по составу работ и подходам мало отличаются друг от друга, в основном — приемами и детальностью статистической обработки современных связей ЭК и СПС, и дают довольно близкие результаты (например, реконструкции климата по спорово-пыльцевым диаграммам разреза Суминское займище с использованием различных методов [1 и 4]).

Общий недостаток этих методов — большая трудоемкость, обусловленная громоздкостью и сложностью аналитического (сравнительного [4] или вычислительного [1, 5]) аппарата. Кроме того, очень широко трактуется принцип актуализма. Фактически в него включается и принцип пространственных аналогий, что означает тождественность связей между ЭК и составом СПС не только в любое время, но и в любой точке пространства. Таким образом, при этом не учитываются присущие любому природному комплексу имманентные свойства, остающиеся за пределами возможностей наблюдений и анализа. Эти свойства определяются топографическим положением места (рельеф, удаленность от моря), составом подпочвы и другими факторами, влияющими на климат или(и) растительность, но обладают небольшой изменчивостью во времени.

Например, в северной и средней тайге в палинологических разрезах голоценового возраста обнаруживаются СПС, близкие к поверхностным в современной (приморской) тундре. Они близки настолько, что позволяют оценить климат того времени по показателям климата современной тундры. Однако современная тайга в течение всего голоцена находилась на том же (достаточно большом)

расстоянии от северных морей и в нем не мог сформироваться характерный для приморских районов ветровой режим муссонного типа, а это значит, что климат здесь не был идентичен климату приморской тундры, хотя совпадение отдельных ЭК возможно.

Определенное сомнение вызывает сама возможность непосредственного увязывания отдельных составляющих СПС с простыми размерными ЭК — температурой, влажностью, ветром и т. д. Связь ландшафтов и климата проявляется через сложные комплексные (интегральные) показатели, выраженные в виде безразмерных соотношений радиационного и водного балансов, сумм градусочасов в теплое и холодное время года [6], модулей экстремальных температур и их сумм (амплитуд колебаний), которые остаются примерно постоянными при довольно значительных изменениях простых ЭК.

В последнее время во многих странах мира, включая Россию, разрабатываются физические модели климата Земли, его динамики и перемещения географических зон (биомов), вызванного изменением климата в результате колебаний солнечной активности, теплообмена между литосферой, атмосферой и мировым океаном, парникового эффекта, антропогенной деятельности и других глобальных процессов. При этом выделение биомов прошлого и их климатических характеристик основывается на использовании данных о рецентных СПС [7, 8]. Фактически в качестве эталонных показателей палеоклимата используются результаты его реконструкции известными аналогово-палеологическими методами со всеми их достоинствами и недостатками.

Недостатки этих методов обусловлены прежде всего чисто эмпирическим, частным подходом к проблеме, когда сложные многосторонние связи между многокомпонентными комплексами — климатом и СПС — ищут путем выявления двухсторонних связей между отдельными компонентами и последующим их «интегрированием» в коллективные связи, либо с помощью множественного регрессивного анализа определяют связи каждого ЭК с каждым элементом СПС. Оба подхода требуют большого количества кропотливых вычислительных операций. Сейчас они существенно упростились благодаря широкому внедрению ЭВМ, однако при этом вместо многочисленных и не очень удобных для использования справочных таблиц предлагаются сложные формулы или компьютерные программы, малодоступные ботаникам, географам, геологам и археологам — основным пользователям палеогеографической информации.

Между тем и климат и СПС — это комплексы, системы, состоящие из компонентов, взаимодействующих друг с другом по принципу единства и борьбы противоположностей, и в этом качестве подчиняющиеся общим (системным) закономерностям. «Единство» означает наличие общего, постоянно действующего объединительного начала, ответственного за устойчивость связей между компонентами и цельностью системы, а «борьба противоположностей» (составляющих компонентов) — возможность прибыли, роста, активности одних компонентов не иначе как за счет убыли, сокращения, подавления других. Наглядным примером такого представления системы может служить площадь прямоугольника с постоянным периметром. Эта геометрическая система включает две компоненты — длину d_1 и ширину d_2 . Ее единство (цельность) поддерживается постоянством их суммы. Внешнее воздействие приводит к изменению площади — произведения длины на ширину — $C = d_1 d_2$. И, как следует из условия $d_1 + d_2 = \text{const}$, уменьшение (или увеличение) длины (или ширины) прямоугольника может происходить только за счет увеличения (уменьшения) его ширины (длины). При этом безразлично, какой параметр (длина или ширина) обозначен через d_1 и какой из них увеличивается или уменьшается.

Если представлять «единство» (некую комплексность или систему, в нашем случае — СПС) в цифровом виде, как постоянное число — единицу (или 100 %), а составляющие компоненты (d_i) как ее доли (или проценты), то это единство ($\text{СПС} = d_1 + d_2 + d_3 + \dots + d_n = 1$) сохраняется постоянным при любых внешних условиях, т. е. при любом климате.

При изменении климата многообразно, неоднозначно и в трудноуловимом порядке меняются соотношения между d_i ; в то же время очевидно, что должна существовать и их комбинация, интегрально отражающая сущность данного СПС, которая в целом зависит от такого же рода безразмерной функции климата или его подсистем. Чем больше элементов во взаимодействующих системах, тем сложнее определить эти интегральные сочетания и их генеральные (совокупные) связи.

Увеличение элементов СПС не делает реконструкцию палеоклимата более точной, но затрудняет ее, поскольку при одинаковом климате в зависимости от местных (микро- или мезо-) условий — освещенности, увлажненности, состава почв — и благодаря адаптационным способностям одновременно могут существовать разные типы растительности — лесная, луговая, болотная и др.

Природные комплексы разных рангов (уровней) в определенной степени фрактальны. Все растительно-климатические зоны Земли (тундровая, лесная, степная, полупустынь и пустынь) располагают примерно одинаковым набором растительности — гигрофитных, лесных, степных, ксерофитных, но с разным долевым соотношением компонентов, зависящим от того или иного сочетания тепла и влаги. Всегда, естественно, доминирует «титальный» тип (в лесной зоне это лес, в степной — степь и т. д.), и каждую из зон в свою очередь можно разделить по господствующему составу растительности на аналогичные «мини-зоны» (подзоны, районы).

Такое приблизительное подобие часто прослеживается и на более низких уровнях ранжирования с тенденцией к постепенному уменьшению видового разнообразия за счет вырождения нетипичных для данного климата видов. Учесть всю эту многоуровневую иерархию при количественной оценке связи климата и растительности невозможно.

Решение, как нам представляется, следует искать в установлении интегральных (обобщенных, системных) характеристик флористических спектров и климата, а также их количественного соответствия друг другу. В рамках этого соответствия элементы флоры и их долевое участие в поверхностных (рецентных) СПС могут меняться в широких пределах, но так, чтобы в данном климатическом районе величина интегрального показателя СПС оставалась постоянной. Это возможно при усреднении долевого участия растительности в рецентных СПС по всему климатическому району.

Обычно полные наборы флористических элементов СПС, достигающие 40 и более единиц, объединяются в три группы (DR — содержание пыльцы древесных пород и кустарников в процентах или долях единицы, TR — то же трав и кустарничков, SP — содержание спор [1–4, 9–11]), отражающие долевое участие во флористическом комплексе верхнего, среднего и нижнего растительных ярусов, также зависящих от климата. Таким образом, климат контролирует не только видовое разнообразие растительности, но и характер ее распределения по высотным ярусам.

Полный и групповой (высотноярусный) СПС — это две разные подсистемы (два представления, два ракурса) растительного комплекса, сосуществующие по принципу дополтельности. И оба спектра допустимо сопоставлять с климатом и выявлять связи, но с погрупповым спектром, как более простым и устойчивым, это делать предпочтительнее. В геометрической интерпретации интегральной функцией погруппового (трехэлементного) СПС может служить объем прямоугольной призмы (C), элементы которой — длина, ширина и высота — равны $(1-DR)$, $(1-TR)$ и $(1-SP)$ или $(1-d_1)$, $(1-d_2)$ и $(1-d_3)$:

$$C = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2) \cdot (1 - d_3). \quad (1)$$

При любых изменениях элементов СПС их сумма остается постоянной, равной единице. Постоянна и сумма разностей $(1 - d_i)$, в трехэлементном СПС равная двум, в двухэлементном — единице. Величина C изменяется от 0, что соответствует полному преобладанию доминантной группы (доля доминанты D равна 1), до 0,2963, что соответствует отсутствию доминанты, равенству долевого состава всех трех групп (по 33,33 %) — структурному хаосу.

Следовательно, выделение одной из групп в доминанту, или иерархизация (структурирование, упорядочение) растительности по высотным ярусам, начинается при $C < 0,2963$, и величина доминанты не может быть меньше 33,33 %.

Анализ показал, что, во-первых, величина C не зависит от того, какая из трех групп является доминантой (D), а какая играет второстепенную или третьестепенную роль; во-вторых, величины C и D связаны между собой. Это следует из графика (рис. 1), построенного по материалам определения СПС в разных условиях, когда доминантами могли стать все три группы — DR, TR и SP. Для пространственной ориентации графика: увеличение D на оси абсцисс и C на оси ординат примерно соответствует направлению от полюса к экватору.

В подобной безразмерной форме выражаются и интегральные функции климатических подсистем. Причем последние благодаря колебательному режиму функционирования являются более простыми, двухэлементными системами — дихотомиями, в которых категорию «единство» представляет размах (диапазон) колебания ЭК, например температуры воздуха, или его физическая амплитуда (A), равная половине диапазона, а «борющиеся противоположности» — это максимальная (как правило, июльская t_7) и минимальная (январская t_1) температуры. Увеличение одной «противоположности» ведет к уменьшению другой, и наоборот. Эту дихотомию также можно абстракционировать как прямоугольную призму, но с постоянной высотой, равной 1 (т. е. $d_3 = 0$), объем которой $C_i = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2) \cdot (1 - 0)$, или как рассмотренную выше площадь прямоугольника со сторонами d_1 и d_2 . По условию

$$d_1 + d_2 = 1, \quad (2)$$

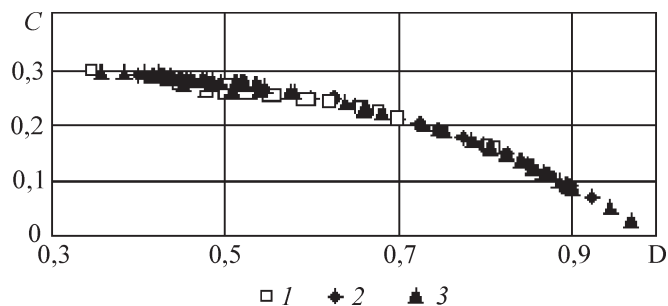
тогда

$$d_1 = d_i = 0,5 + (0,25 - C_i)^{0,5}; \quad d_2 = 1 - d_i, \quad (3)$$

$$C_i = d_i(1 - d_i) = d_i - d_i^2. \quad (4)$$

Рис. 1. Связь величин C и D по разрезам.

1 — Суминское займище (Новосибирская область) [2]; 2 — Янтарный (Томская область) [2]; 3 — Станничный (Тюменская область) [10].



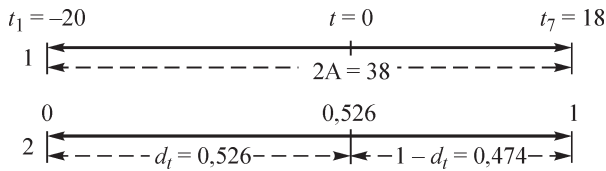


Рис. 2. Схема перехода от размерной шкалы температур (1) к безразмерной (2).

а результат делится на $2A = t_7 - t_1$. В нормированном (относительном) виде январская температура равна $[(t_1 - t_1)/2A] = 0$; июльская — $(t_7 - t_1)/2A = 1$; среднегодовая температура близка к 0,5; температура, разделяющая теплый и холодный периоды года (0°C — начало отсчета), равна $(0 - t_1)/2A = -t_1/2A$. Представлена схема перехода от размерных температур к безразмерным (нормированным), изменяющимся в диапазоне $0 \dots 1$, на примере с $t_1 = -20^\circ$; $t_7 = 18^\circ$; $2A = 38^\circ$ (рис. 2). На безразмерной шкале размах относительных температур, равный единице, складывается из $d_t = -t_1/2A$ и $1 - d_t = t_7/2A$, откуда

$$t_1 = -2Ad_t; \quad t_7 = 2A(1 - d_t). \quad (5)$$

В северной половине Западной Сибири (по лесостепь включительно) январская температура по абсолютной величине обычно больше июльской, следовательно $d_t = -t_1/2A = D_t$ является доминантой. Южнее лесостепи t_7 и $|t_1|$ выравниваются, затем t_7 начинает превышать $|t_1|$ и доминантой становится $D_t = t_7/2A$. Характер связи D_t с C_t , как и D с C , при этом не меняется. В таком же виде можно выразить и другие климатические дихотомии — холодного (τ_x) и теплого (τ_t) времени года (τ_r): $d_x = \tau_x/\tau_r$ и $d_t = \tau_t/\tau_r$ или $d_t = 1 - d_x$; морозного (τ_m) и безморозного (τ_6) периодов: $d_m = \tau_m/\tau_r$ и $d_6 = \tau_6/\tau_r$; осадков (r , см) в холодное и теплое время года: $d_r = r_x/r_r$ и $d_{rr} = r_t/r_r$ и др. Сумма составляющих этих дихотомий всегда равна единице, а произведение (C_p, C_x, C_r и т. д.) изменяется от 0 до 0,25 (в отличие от трихотомий, у которых максимум C равен 0,2963), и все они связаны между собой. Для примера показана связь d_t с d_x и d_r (рис. 3). Другие важные соотношения:

$$t_7 = 36,2 - 35,1 \cdot d_t; \quad t_1 = t_7[d_t/(d_t - 1)]; \quad R^2 = 0,96;$$

$$J = 2,5(1 - d_t); \quad R^2 = 0,88;$$

$$t_c = 0,33 + 0,63(t_7 + t_1); \quad R^2 = 0,97;$$

$$B = 1,8t_7 - 0,15; \quad R^2 = 0,95;$$

$$r = B/LJ; \quad z = 0,86r - 28; \quad E = r - z,$$

где t_c — среднегодовая температура воздуха; $J = B/Lr$ — радиационный индекс сухости; B — радиационный баланс, ккал/(см²·год); L — удельная теплота испарения воды; z — годовой сток; E — испарение за год, см; R^2 — степень достоверности аппроксимации.

Важнейшей комплексной характеристикой климата, отражающей взаимодействие тепла и влаги и определяющей состояние географической среды и всех ее компонентов, включая растительные спектры, их зональность, является индекс сухости J [6]. По мнению М. И. Будыко [6], индекс $0-0,4$ соответствует условиям арктической пустыни и тундры; $0,4-0,8$ — тайги; $0,8-1$ — смешанных лесов и лесостепи; $1-2$ — степи; $2-3$ — полупустыни; больше 3 — пустыни.

Условия обитания оптимальны при $J = 1$, при $J < 1$ (к полюсу) они ухудшаются из-за дефицита тепла, при $J > 1$ (к экватору) — из-за дефицита влаги. Значения $J = 0,33$ и $J = 3$, ограничивающие область с более или менее благоприятными условиями — от лесотундры до полупустынь, на логарифмической числовой шкале симметричны. Центр симметрии приходится примерно на южную окраину лесной зоны, где $D \approx J \approx 1$, а произведения составляющих всех климатических дихотомий $C_i \approx 0,25$.

Графики соответствия величин C_p, C_r и J (рис. 4) рассчитаны по формуле вида (4). За исходные показатели взяты данные метеостанций Западной Сибири. Установлено, что в лесной зоне и севернее, где $J < 1$, изменение J определяется температурой, поскольку здесь $C_r = \text{const} \approx 0,25$ (и, значит, $d_r = 0,5$), а в лесостепной и степной зонах — режимом осадков, где $C_t = \text{const} \approx 0,25$ (значит, $d_t = 0,5$). Следовательно, на значительной части Западной Сибири, в пределах южной тайги и северной лесостепи, величины d_t и d_r приблизительно равны 0,5.

Таким образом, комплексными характеристиками климата и группового СПС

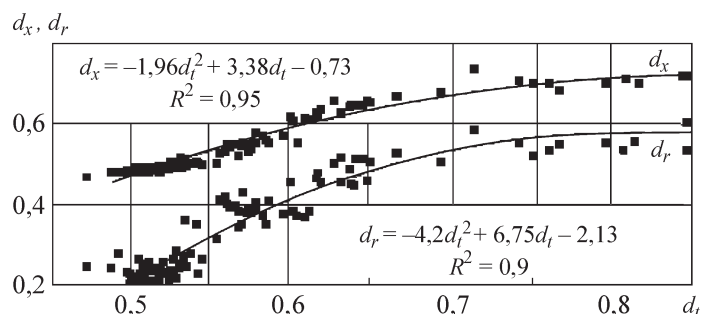
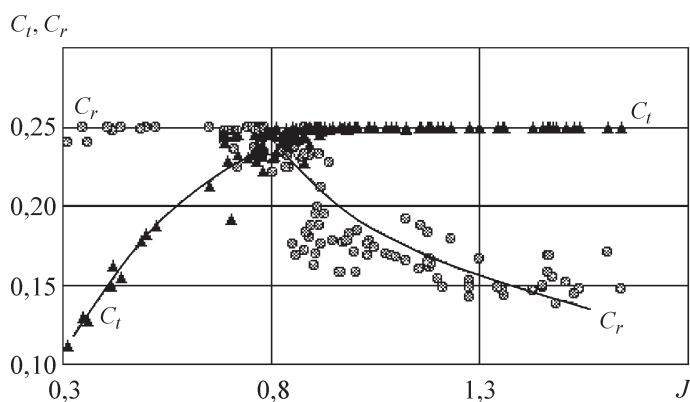


Рис. 3. Зависимость величин d_x и d_r от d_t .

Рис. 4. Сопоставление величин C_t и C_r с J .

можно считать J и D (или C вместо D). В северной лесостепи и севернее вместо J можно использовать также C_r или d_r , а южнее — C_r или d_r .

Целесообразно ввести коэффициент $K = D/d_r$, зависящий от D . Анализ метеоданных в сравнении показывает, что при изменении D от 0,33 до 1 значения C_t изменяются приблизительно от 0,21 до 0,25, соответственно d_t — от 0,7 до 0,5, а K , как несложно подсчитать, от 0,47 до 2. Приняв линейный характер зависимости K от D , получим:



$$K = 2 - 2,28(1 - D), \quad (6)$$

$$d_t = D/K = D/[2 - 2,28(1 - D)]. \quad (7)$$

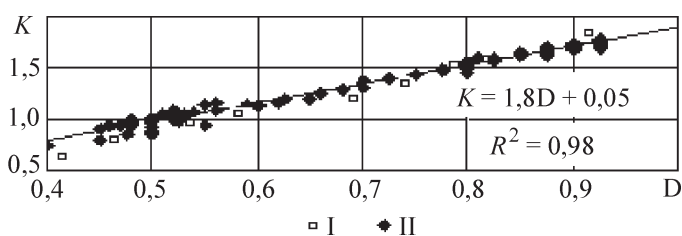
Принцип актуализма предполагает определенную иерархию пространственно-временных аналогий распределения климатических и флористических параметров: во-первых, по глубине и времени — уровень (А–Б); во-вторых, по глубине (времени) и широте (точнее, по линии тока изменений J) — уровень [(А–Б)–В]; в-третьих, по широте (времени) и высоте (высотная поясность) — уровень {[(А–Б)–В]–Г}. В целом (в среднем) в первой половине голоцена климат, как известно, теплеет, а приблизительно 4–6 тыс. л. н. началось похолодание. На поверхности это выразилось в перемещении географических зон с присущими им климатическими и флористическими параметрами — сначала с севера на юг, а затем обратно, с юга на север. В грунтовых колонках, охватывающих весь голоцен, это зафиксировано в последовательном, снизу вверх, наложении флористических «отпечатков» этих зон, внизу колонки соответствующих минимуму тепла (зоне или временной фазе покровного оледенения с $J < 0$), а примерно в центре — максимуму.

Благодаря этим аналогиям проблема реконструкции палеоклиматов сводится к установлению связей обобщенных показателей климата, прежде всего тепловых и влажностных — d_t и d_r , рассчитанных по данным метеостанций, с величинами D или C , полученными по рецентным СПС, и их выражению в аналитическом, табличном или картографическом виде.

Форма соответствия друг другу этих показателей на любой глубине и на поверхности или, что то же, в любой предшествующий период времени и в современный одинакова. Таким образом, (6) и есть искомая формула, связывающая системные (генеральные) показатели климата и растительности. Непосредственно по ней в зависимости от величины D , найденной из спорово-пыльцевого анализа, рассчитывается d_r , а уже в зависимости от нее — остальные ЭК — по формулам их взаимосвязи.

Специфика условий конкретной площадки, не связанная с климатом (топографическое положение, состав подпочвы и др.), учитывается путем введения поправочных («местных») коэффициентов — множителей к определяющим климатическим показателям (d_t , d_r , d_x , J), равных отношению их вычисленных и фактических (по многолетним данным ближайшей метеостанции) величин. Расчеты показали, что они мало (на 3...10 %) отличаются от 1, и это отличие уменьшается при введении в расчет не единичного, а усредненного по конкретному климатическому району значения D .

Для установления связи K с D можно использовать и материалы по реконструкции палеоклиматов традиционным путем — на основе выявления частных связей несгруппированных элементов СПС с простыми ЭК на конкретных площадках, поскольку при достаточной репрезентативности они должны отражать и общую (системную) зависимость подгрупповых СПС от климата. Интересно сравнить эти данные с нашими расчетами. Представлен график зависимости коэффициента $K = D/d_t$ от D , значения D и d_r вычисленные по результатам спорово-пыльцевого опробования двух грунтовых (торфяных) разрезов в Томской и Новосибирской областях и реконструкции по ним палеоклимата



Западной Сибири, полученных новосибирскими учеными [2] с использованием современных (сложных) математических технологий (рис. 5). Здесь же нанесены значения K ,

Рис. 5. Зависимость величины K от D : при расчете по (6) — I и по [2] — II.

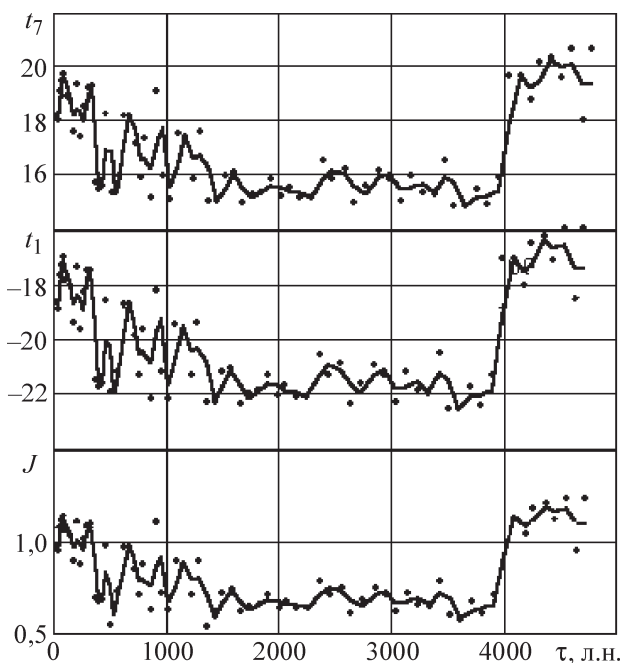


Рис. 6. Ход во времени τ элементов палеоклимата — t_7 , t_1 и J (скользящие средние по двум точкам значения).

цена. Выше, т. е. позже, довольно резко наступает эпоха относительного холодного и влажного климата, характеризующаяся в целом незначительными колебаниями температуры и влажности, с пиками холода примерно 1300 и 600 л. н. (малый ледниковый период), что согласуется с данными по другим регионам планеты [12]. С тех пор вектор изменения климата направлен в сторону потепления; обобщенный показатель климата — индекс сухости J — пока еще не достиг максимальных значений периода климатического оптимума голоцена.

рассчитанные по формуле (6). Установлена хорошая сходимость сравниваемых величин — разница практически не превышает погрешности построения графика.

Предлагаемая методика оформлена в виде простой компьютерной программы, для реализации которой достаточно знать всего одну величину — D (процентное содержание доминантной группы).

В заключение целесообразно привести пример расчета по этой программе основных элементов палеоклимата в лесостепной зоне Тюменской области (разрез Станичный в Сладковском районе) (рис. 6). Исходная величина D принята по ранее опубликованным материалам палинологических исследований на этой площадке [10]. Подошва разреза соответствует оптимуму голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Букреева Г. Ф., Вотях М. П., Бишаев А. А. Определение палеоклиматов по палинологическим данным. — Новосибирск, 1986.
2. Букреева Г. Ф., Архипов С. А., Волкова В. С. и др. Климат Западной Сибири в прошлом и будущем // Геол. и геофиз. — 1995. — Т. 36, № 11.
3. Гричук В. П., Зеликсон Э. М., Борисова О. К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по флористическим данным // Климат Земли в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1987.
4. Климанов В. А., Левина Т. П., Орлова Л. А., Паньчев В. А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантический период голоцена по данным изучения торфяника Суминское займище // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука, 1987.
5. Overpeck J. C., Webb T., Prentice I. C. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // Quaternary Res. — 1985. — Vol. 23.
6. Будыко М. И. Климат и жизнь — Л.: Гидрометеиздат, 1971.
7. Prentice I. C., Cramer W., Harrison S. P. et al. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // Biogeogr. — 1992. — Vol. 19.
8. Tarasov P. E., Volkova V. S., Webb T. et al. Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia // Biogeogr. — 2000. — Vol. 27.
9. Зах В. А. Многослойное поселение Паром-1 у Салехарда // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. — Тюмень, 1997. — Вып. 1.
10. Иванов С. Н., Рябогина Н. Е. Материалы палинологического исследования торфяника Станичный ям // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. — Тюмень, 2003. — Вып. 4.
11. Кинд Н. В. Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. — М.: Наука, 1969.
12. Фейбридж Р. У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенений // Солнечная активность и изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1966.