

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.583.7

К МЕТОДИКЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТА
ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (на примере севера Западной Сибири)

А. А. Коновалов, С. Н. Иванов

Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, Тюмень, а/я 2774, Россия

Предлагается новый метод расчета палеоклиматических показателей по палинологическим данным, основанный на геометрической интерпретации взаимоотношений элементов спорово-пыльцевых спектров и климатических систем. Приведены примеры реконструкции истории климата и многолетнемерзлых пород в голоцене.

Спорово-пыльцевые спектры, климат, многолетнемерзлые породы, реконструкция

CLIMATE RECONSTRUCTION METHOD BASED ON THE PALINOLOGICAL DATA
(on the example of north of West Siberia)

A. A. Konovalov, S. N. Ivanov

Institute of North Development Problems SB RAS, 625003, Tyumen, P/O box 2774, Russia

A new method for calculation of paleoclimatic factors in accordance with the palinological data is offered. The method is based on the geometrical interpretation of interrelations of the pollen-spore spectra elements and climatic systems. Examples of reconstruction of climate and permafrost history in the Holocene are reported.

Pollen and spores spectra, climate, permafrost, reconstruction

Для реконструкции палеоклиматов широко используются аналогово-палинологические методы [Букреева и др., 1995; Климанов, 1976], базирующиеся на принципе актуализма, который предполагает тождественность форм связей состава растительности и долевой продуктивности ее видов, отраженных в поверхностных (рецентных) спорово-пыльцевых спектрах (палиносpectрах), с элементами климата в прошлом и в настоящем времени. В соответствии с этими методами сложные многосторонние связи между многокомпонентными комплексами (климатом и рецентным спорово-пыльцевым спектром) ищут путем выявления двухсторонних связей между отдельными компонентами с последующим их интегрированием в коллективные связи, либо с помощью множественного регрессивного анализа определяют связи каждого элемента климата с элементами палиносpectров. Оба подхода требуют большого количества кропотливых вычислительных и аналитических операций, что затрудняет их практическое применение.

Обычно полные наборы флористических элементов палиносpectров, достигающие 40 и более единиц, объединяют в три группы: 1) пыльцу древесных пород и кустарников; 2) пыльцу кустар-

ничков и трав; 3) споры. Процентное содержание групп примерно отражает долевое участие в флористическом комплексе верхнего, среднего и нижнего растительных ярусов. Можно предположить, что оно, как и видовое разнообразие, представленное полным спорово-пыльцевым спектром, также зависит от климата. Ниже предлагается метод определения палеоклиматов по таким групповым (трехэлементным) палиносpectрам, основанный на выявлении интегральных (комплексных) связей этих систем.

Элементы любых систем взаимодействуют друг с другом по принципу „единства и борьбы противоположностей”. „Единство” означает наличие общего, постоянно действующего объединительного начала, ответственного за устойчивость связей между компонентами и цельность системы, а „борьба противоположностей” – возможность прироста, роста, активности одних ее компонентов не иначе как за счет убыли, сокращения, подавления других. Моделью такого представления функционирования систем может служить, например, площадь прямоугольника с постоянным периметром. Эта геометрическая система включает две компоненты – длину d_1 и ширину d_2 ; ее единство поддерживается постоянством их суммы. Внешнее

воздействие приводит к изменению площади (произведения длины на ширину). 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 или d_2 и какой из них увеличивается или уменьшается.

Трехэлементную систему – трихотомию группового палиноспектра – можно интерпретировать геометрически, как объем (C_c) прямоугольной призмы, у которой сумма длины ($1 - d_1$), ширины ($1 - d_2$) и высоты ($1 - d_3$) – постоянная величина, а их произведение зависит от климата. В палиноспектрах за d_1 , d_2 и d_3 принято долевое содержание групп; при любом климате их сумма остается постоянной, равной 1 или 100 % (это и означает единство системы); изменяются их величины и произведение (объем призмы), т. е.

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

Величина C_c , как следует из анализа формулы (1), изменяется от 0 до 0,2963. Минимум соответствует полному преобладанию доминантной группы (одна из величин d_i равна 1, доминирующая $d_i = D_c$), максимум – отсутствию доминанты, приблизительно равенству долевого состава всех трех групп (по 0,333). Условие $D_c \approx 0,33$ характеризует область перехода тундр и южных полупустынь к холодным и жарким пустыням, где скудная растительность не развита по ярусам и носит случайный, хаотический характер. Изолиния $D_c = 0,33$ ограничивает с севера и юга пространство устойчивой (постоянной, непрерывной, климатически детерминированной) фитосферы. За ее пределами хаос („беспорядок“) постепенно увеличивается до полной невозможности (нулевой вероятности) существования растительности, когда все три величины d_i в формуле (1) обращаются в нуль и $C_c = 1$. Это условие выполняется в области вечного холода – в устойчивой криосфере, где средняя температура самого теплого месяца не поднимается выше 0 °С, и в жарких пустынях, где величина осадков стремится к нулю.

Анализ рецентных палинодиаграмм [Гричук, 1950; Букреева, Левковская, 2000] показал, что величина D_c растет от 0,33–0,6 в тундре и лесотундре до 0,8–1,0 в подтайге и северной лесостепи; южнее она уменьшается до 0,8–0,6 в лесостепной и степной зонах и до 0,6–0 в полупустыне и пустыне. Причем в обширной области от средней тайги до полупустыни градиент изменения доминанты в обе стороны от ее максимума ($D_c \approx 1$) невелик, так что величина D_c здесь близка к постоянной: $D_c \approx 0,75$ –0,9 (см. формулу (1)). В лесотундре, тайге и подтайге обычно доминирует пыльца деревьев и кустарников (группа 1). В лесостепи и юж-

нее роль доминанты, как правило, переходит к пыльце трав и кустарничков, реже к спорам, хотя и здесь часто доминирует группа 1.

Таким образом, от климата зависит как принадлежность доминанты к определенной группе, так и ее величина, и обе зависимости не связаны друг с другом, сосуществуя по принципу дополненности. Величину D_c можно понимать как вероятность доминанты, а C_c – как меру беспорядка (хаоса, неопределенности, неустойчивости, в терминах информатики – энтропии) растительного комплекса, отраженного в палиноспектре. Полный беспорядок или полная неопределенность соответствуют $C_c = 1$ ($D_c = 0$, т. е. когда палинологический материал отсутствует), превышение порядка над беспорядком (определенности над неопределенностью) начинается с $C_c \approx 0,2963$ ($D_c \approx 0,33$), максимальная упорядоченность достигается при $C_c = 0$ ($D_c = 1$).

На рис. 1 представлены график функции $C_c(D_c)$ и формула, по которой он построен, выраженные в обобщенных переменных $C_{об.с} = C_c/0,2963$ и $D_{об.с} = (D_c - D_{\min})/(D_{\max} - D_{\min})$ (D_{\max} , D_{\min} – максимум и минимум D_c , в данном случае $D_{\max} = 1$, а $D_{\min} = 0,33$, тогда $D_{об.с} = 1,5D_c - 0,5$). Обобщенные переменные изменяются в интервале от 0 до 1 и придают решению универсальный, абстрактный характер, позволяющий корректно сравнивать разнородные системы. График построен по данным: В.А. Заха [1997] – Салехард (здесь и далее большинство разрезов присвоены названия ближайших метеостанций); Ю.К. Васильчука с соавт. [Геокриология СССР, 1989], а также А.К. Васильчук [2002] – Ямбурга (р. Щучья, юг Ямала); С.Н. Иванова, Н.Е. Рябогиной [2003] – Сладково (юг Тюменской обл.); Г.В. Букреевой с соавт. [1995] – Янтарный (Томская обл.) и Суминское (Новосибирская обл.); К.В. Кременецкого с соавт. [1994] – Семипалатинск. Эти данные получены в существенно различающихся условиях – от тундры до степи, когда в качестве доминанты имели возможность выступить все три группы. Из рис. 1 следует, что $C_{об.с}$ оп-

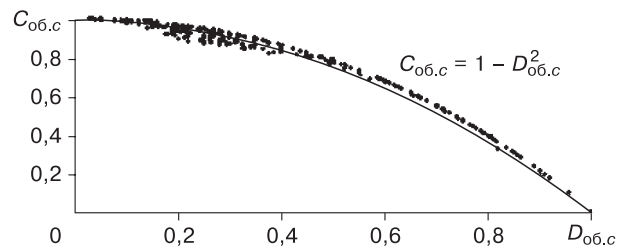


Рис. 1. Зависимость обобщенной величины объема $C_{об.с}$ от $D_{об.с}$.

График построен по данным из разных источников (см. в тексте).

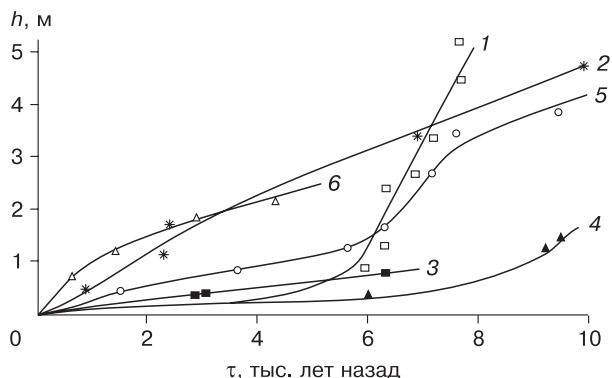


Рис. 2. Примеры хода осадконакопления в голоцене в разных районах:

1 – Ямбуря; 2 – Янтарный; 3 – Салехард; 4 – Игарка; 5 – Семипалатинск; 6 – Сладково.

ределяется в основном величиной доминантной группы и не зависит от ее состава. На рис. 2 показаны примеры формирования (отложения и деформации) мощности (h , м) торфяного (в Салехарде – аллювиального) массива в указанных пунктах во времени (τ , тыс. лет назад). Скорость его прироста (с учетом уплотнения) на Севере экспоненциально уменьшается к нашему времени, причем в последние 4–5 тыс. лет она невелика – 0,4–1,0 см в 100 лет и мало отличается от места к месту. Южнее она близка к постоянной и на порядок выше. С помощью графиков на рис. 2 осуществляется переход от распределения палиноспектров по глубине к распределению их во времени. Примеры определения исходных данных для реконструкции палеоклимата с использованием графиков (см. рис. 1, 2) приведены в таблице.

Климат как систему, благодаря колебательно-му режиму функционирования, можно представить совокупностью более простых подсистем, состоящих из двух элементов (дихотомия): d_1 и d_2 . Это частный случай прямоугольной призмы при $d_3 = 0$, когда она превращается в прямоугольник площадью $C_t = d_1 d_2$, причем $d_1 + d_2 = 1$. Например, в подсистеме температур воздуха за d_1 можно принять относительную температуру января ($-t_1/(2A)$), а за d_2 относительную температуру июля ($d_2 = t_7/(2A)$, где A – физическая амплитуда колебаний). Тогда площадь прямоугольника и величины $d_{1,2}$ равны

$$C_t = d_1(1 - d_1) = d_1 - d_1^2; \quad (2)$$

$$d_{1,2} = 0,5 \pm (0,25 - C_t)^{0,5}. \quad (3)$$

В северной половине Западной Сибири (по лесостепь включительно) январская температура по абсолютной величине больше июльской и доминирует величина d_1 , изменяясь от 1 в арктичес-

Определение исходных данных для реконструкции палеоклимата в Салехарде и Ямбуре

h , м	τ^* , лет назад	Номер группы			D_c	C_c	d_1
		1	2	3			
<i>Салехард</i>							
0,025	225	0,18	0,60	0,22	0,61	0,225	0,695
0,075	670	0,15	0,48	0,37	0,48	0,278	0,760
0,125	1125	0,39	0,34	0,27	0,39	0,284	0,805
0,175	1580	0,19	0,27	0,54	0,54	0,272	0,730
0,225	2030	0,22	0,46	0,32	0,46	0,286	0,770
0,275	2483	0,22	0,37	0,41	0,41	0,289	0,795
0,325	2935	0,28	0,36	0,36	0,36	0,290	0,820
0,375	3035	0,27	0,40	0,33	0,40	0,237	0,800
0,425	3800	0,24	0,44	0,32	0,44	0,293	0,780
0,475	4200	0,16	0,41	0,43	0,43	0,282	0,785
0,575	4680	0,18	0,60	0,23	0,60	0,222	0,700
0,625	5080	0,11	0,44	0,45	0,45	0,264	0,775
0,675	5495	0,01	0,28	0,71	0,71	0,207	0,650
0,725	5900	0,02	0,16	0,83	0,83	0,140	0,585
0,775	6310	0,05	0,35	0,60	0,60	0,247	0,700
<i>Ямбуря</i>							
0,19	3000	0,20	0,36	0,45	0,45	0,282	0,775
0,61	4200	0,54	0,31	0,15	0,54	0,270	0,730
1,04	5000	0,48	0,34	0,18	0,48	0,240	0,760
1,26	5170	0,48	0,24	0,28	0,48	0,285	0,760
1,50	5360	0,34	0,44	0,22	0,44	0,278	0,780
1,72	5500	0,27	0,45	0,28	0,45	0,289	0,775
2,12	5850	0,33	0,23	0,44	0,44	0,276	0,780
2,35	6140	0,48	0,23	0,29	0,48	0,270	0,760
2,56	6200	0,57	0,21	0,22	0,57	0,286	0,715
2,84	6410	0,39	0,24	0,37	0,39	0,292	0,805
3,23	6713	0,31	0,57	0,12	0,57	0,261	0,715
3,47	6900	0,38	0,30	0,32	0,38	0,269	0,810
3,85	7197	0,22	0,51	0,27	0,51	0,279	0,745
4,31	7690	0,23	0,16	0,61	0,61	0,252	0,695

* Выделены фактические датировки пород.

кой пустыне до 0,5 в северной лесостепи. В том же направлении d_2 растет от 0 до 0,5, величина C_t – от 0 до 0,25. Южнее лесостепи t_7 и $|t_1|$ выравниваются, затем t_7 начинает преобладать и доминирует d_2 , в пределе (на севере – в пустыне) стремясь к 1. В то же время вектор изменения D_c совпадает с вектором d_2 (с повышением d_2 растет и D_c) и обратен (по направлению) вектору d_1 . Поэтому с D_c удобнее сопоставлять d_2 , а не d_1 .

Аналогично, в виде дихотомий, суммы элементов которых равны 1, можно представить подсистему „продолжительности теплого и холодного периодов года” $C_x = d_x(1 - d_x)$ (d_x – отношение продолжительности холодного периода и года); „осадки за теплый и холодный периоды года” $C_r = d_r(1 - d_r)$ (d_r – отношение сумм осадков за холодный период и за год) и т. д.

Все климатические параметры, выраженные таким образом, связаны друг с другом. Ранее [Коновалов, Иванов, 2003] по результатам статистической обработки метеоданных по Западной Сибири (преимущественно по ее северной половине, где $d_1 \geq 0,5$) найдена количественная форма этих связей, позволяющая по одному известному параметру, например d_1 , установить все остальные. Для примера на рис. 3 показана зависимость t_7 от d_1 . Приведем набор формул (алгоритм) для определения основных параметров климата, включая элементы теплового и водного балансов:

$$t_7 = 39,1 - 40,5d_1, \quad t_1 = t_7[d_1/(d_1 - 1)], \quad R^2 = 0,96,$$

$$J = 3,62 - 4,8d_1, \quad R^2 = 0,94,$$

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

$$B = 1,8t_7 - 0,15, \quad R^2 = 0,96,$$

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

$$r_x = r[0,58 - (2,05d_1 - 1,64)]^2, \quad R^2 = 0,9,$$

$$\tau_x = 365[0,71 - (1,4d_1 - 1,2)]^2, \quad R^2 = 0,95.$$

Здесь t_c – среднегодовая температура воздуха; $J = B/(Lr)$ – радиационный индекс сухости; B – радиационный баланс, ккал/(см²·год); $L = 0,6$ ккал/см³ – удельная теплота испарения воды; r – годовая сумма осадков; r_x – осадки за холодный период года; τ_x – продолжительность холодного периода года; z – годовой сток; E – испарение за год; R^2 – степень достоверности аппроксимации. Вид формул и величины R^2 определены с помощью компьютерной программы EXEL.

Индекс сухости J , как известно, является важнейшей комплексной характеристикой климата, отражающей взаимодействие тепла и влаги и определяющей состояние географической среды и всех ее компонентов, включая растительные спектры, а также их зональность. По М.И. Будыко [1971], величины индекса 0–0,4 соответствуют условиям арктической пустыни и тундры, 0,4–0,8 – тайги, 0,8–1,0 – смешанных лесов и лесостепи, 1–2 – степи, 2–3 – полупустыни, больше 3 – пустыни. На рис. 4, 5 показано распределение величин d_1 и J , вычисленных по данным метеостанций, а также

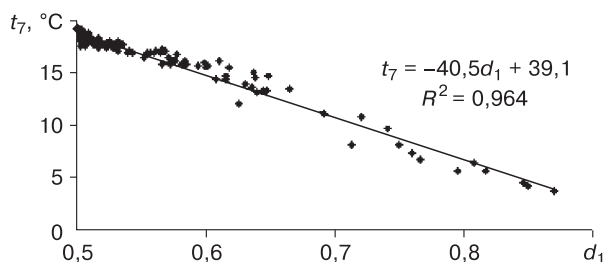


Рис. 3. Зависимость июльской температуры t_7 от d_1 , полученная в результате статистической обработки метеоданных по Западной Сибири.

геоботанических [Бакулин, Козин, 1996] и геокриологических [Баулин, 1985] зон в Тюменской и Омской областях.

Условия обитания оптимальны при $J = 1$, при $J < 1$ они ухудшаются из-за дефицита тепла, а при $J > 1$ из-за дефицита влаги. Значения $J = 0,33$ и 3, ограничивающие область с более или менее благоприятными условиями, от тундры до полупустынь включительно, на логарифмической числовой шкале симметричны (натуральные логарифмы 0,33, 1 и 3 равны $-1,2$, 0 и 1,2, откуда следует, что $\ln(J) = -\ln(1/J)$) и примерно совпадают по величине с конечными и центральными значениями шкалы групповой палинодоминанты D_c . Центр симметрии приходится примерно на южную окраину лесной зоны, где $J \approx 1$ [Будыко, 1971], а произведения составляющих всех климатических дихотомий $C_i \approx 0,25$.

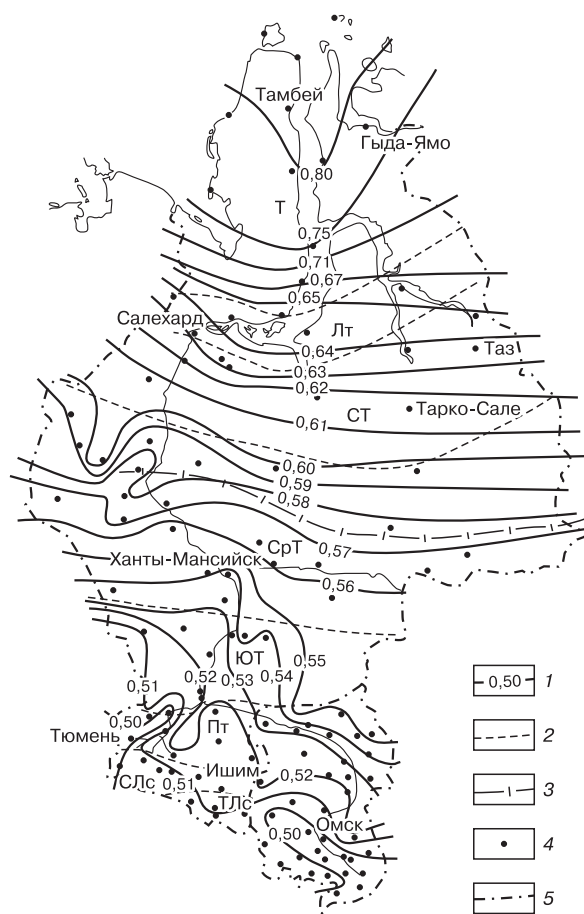


Рис. 4. Изолинии величины относительной температуры января (d_1).

1 – изолинии d_1 ; 2 – границы зон: Т – тундры, Лт – лесотундры, СТ – северной тайги, СрТ – средней тайги, ЮТ – южной тайги, Пт – подтайги, СЛс – северной лесостепи, ТЛс – типичной лесостепи; 3 – граница области вечной мерзлоты; 4 – метеостанции; 5 – границы Тюменской и Омской областей.

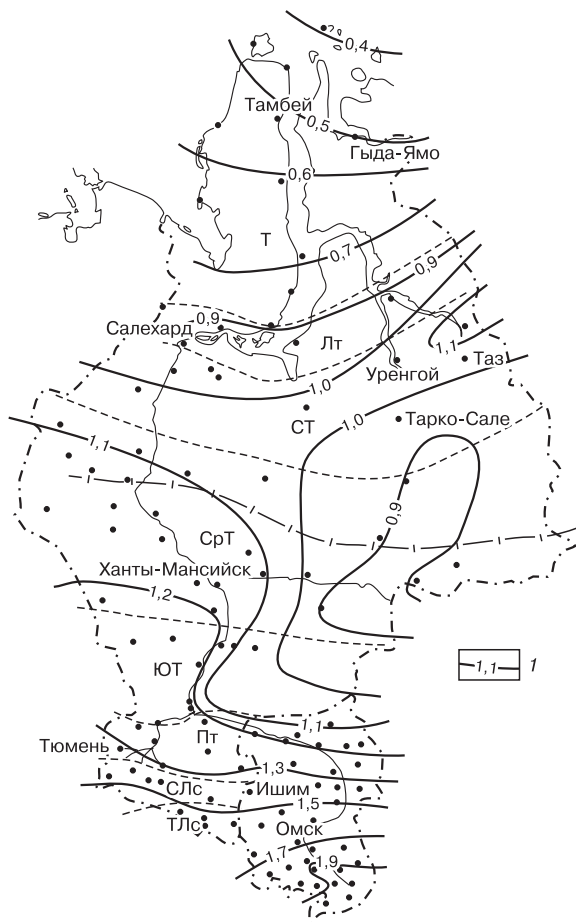


Рис. 5. Изолинии величины индекса сухости (J).

1 – изолинии J . Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

Величины C_t или связанные с ними d_1 и d_2 , а также J примем в качестве ключевых характеристик климата, по ним можно определить и все остальные. Тогда главной задачей при разработке методики палеоклиматических реконструкций становится выявление связи этих характеристик с основными параметрами групповых палиноспектров – C_c или D_c .

Из рис. 5 видно, что, хотя географические зоны и их границы характеризуются определенными типичными (наиболее вероятными) значениями J , они не слишком совпадают с изолиниями J . Под действием неклиматических факторов (топографии, расстояния от моря, состава почвы и др.) соотношение тепла и влаги (индекс сухости) в зонах меняется в довольно широких пределах, вызывая существенный беспорядок в широтно-зональном распределении флоры, в частности, это наличие в каждой зоне влаголюбивых биоценозов и проникновение в северные широты относительно теплолюбивых растений. Поэтому поиск связи между ключевыми характеристиками климата и

групповыми пыльцевыми спектрами идеально осуществляется с помощью схематических карт типа приведенных на рис. 4, 5, на которых дополнительно к геоботаническим зонам нанесены изолинии величин D_c . Последние сначала определяются инструментально для разных ландшафтных условий, затем осредняются в каждом климатическом районе, охарактеризованном ближайшей метеостанцией, и наносятся на карту. Пока таких карт нет, приходится использовать аналитические (расчетные) методы.

Анализ показывает, что на территории, включающей зоны тундры, лесотундры и тайги, величины J и $D_{об.с} = 1,5D_c - 0,5$ изменяются с севера на юг от 0 до 1 и в первом приближении равны:

$$J \approx D_{об.с} = 1,5D_c - 0,5. \quad (4)$$

Южнее, где $J > 1$, с учетом логарифмической симметрии J , при которой $\ln(J) = -\ln(1/J)$, можно принять, что $J \approx 1/D_c$.

Найдем количественную связь D_c с d_1 и d_2 . Начало отсчета D_c ($D_{мин} = 0,33$) логично совместить с изотермой $t_7 = 5^\circ\text{C}$, ограничивающей период вегетации холодостойких растений. Эта изотерма примерно совпадает с северной границей тундры, с которой начинается более или менее устойчивый растительный покров. Разница между максимальной и минимальной среднемесячными температурами здесь составляет в среднем 31°C [Справочник..., 1965], значит, $d_2 = 5/31 = 0,16$, $d_1 = 0,84$. Следовательно, при изменении D_c от 0,33 до 1 величина d_2 изменяется от 0,16 до 0,5.

Для обобщения формулы (3) вычтем из обеих ее частей минимальное значение d_1 или максимальное значение d_2 (они совпадают и равны 0,5) и разделим их на разницу между максимумом и минимумом d_1 или d_2 , также в обоих случаях равную 0,5. Величину D_c удобнее сопоставлять с d_2 , так как они изменяются в одном направлении. Тогда, введя для общего случая обозначения $D_{об.т} = (d_2 - d_{мин}) / (d_{макс} - d_{мин})$ и $C_{об.т} = C_t / C_{макс}$ ($C_{макс}$ – максимальное значение C_t , равное 0,25), получаем выражение

$$C_{об.т} = 1 - (D_{об.т})^2, \quad (5)$$

идентичное приведенному на рис. 1. Если началом отсчета взять границу тундры, то $d_{мин} = 0,16$, $d_{макс} = 0,5$, $D_{об.т} = (d_2 - 0,16) / (0,5 - 0,16)$. Приравняв $C_{об.т}$ к $C_{об.с}$, после преобразования для $J \leq 1$ получаем

$$d_2 \approx 0,5D_c, \quad d_1 = 1 - 0,5D_c. \quad (6)$$

В последнем столбце таблицы даны значения d_1 , рассчитанные по формуле (6). Дальнейший расчет элементов климата проводится в зависимости от величины d_1 по вышеприведенным формулам.

С.Н. Иванов определил рецентные спорово-пыльцевые спектры для разных участков местности (лес, низина, луг, пойма и т. д.) на юге Тюменской области (12 участков на трассе Вагайское–Ярково, по данным метеостанции $d_1 = 0,51$) и ее севере (10 участков в районе Нового Порта, $d_1 = 0,69$). В обоих случаях доминантной оказалась группа 1 при средней величине $D_c = 0,94$ на юге и $D_c = 0,67$ на севере. Подставив эти значения D_c в формулу (6), для Вагайского–Ярково имеем $d_1 = 0,53$, для Нового Порта $d_1 = 0,67$. В обоих случаях расхождение с данными метеостанций невелико (3–4 %).

Сравним наш метод реконструкции палеоклимата с традиционным, базирующимся на выявлении частных связей несгруппированных элементов спорово-пыльцевых спектров с простыми элементами климата [Букреева и др., 1995]. На рис. 6 представлен график зависимости коэффициента $K = D_c/d_1$ от D_c по данным Г.Ф. Букреевой с соавт. [1995]. Здесь же нанесены значения K , рассчитанные с помощью формулы (6). Рисунок демонстрирует удовлетворительную сходимость сравниваемых величин в таежной и лесостепной зонах, где расхождение составляет 0–10 %, к северу оно увеличивается.

Напомним основную расчетную формулу связи J и d_1 : $J = 3,62 - 4,8d_1$, $R^2 = 0,94$. Ее совместное решение с формулой (4) дает альтернативное выражение d_1 , полученное независимо от непосредственной связи d_1 и D_c :

$$d_1 = 0,86 - 0,31D_c \quad (7)$$

Результаты расчетов d_1 по формулам (6) и (7) отличаются незначительно, в области $0,33 < D_c < 1$ расхождение меньше 10 %. Это также свидетельствует о справедливости формулы (6).

В заключение приведем примеры расчета предлагаемым методом хода основных элементов климата (сглаженных по двум точкам) в голоцене в разных районах северной половины Западной Сибири (рис. 7). Особенно показательны (и репрезентативны) кривые для среднетаежной зоны (разрез Янтарный). Здесь наблюдаются три основных пика холода: 600–1400, 2100–2500, 7800 и 9000 лет назад. Многолетнемерзлые породы 7800 лет назад распространялись до лесостепи включительно. Оптимум голоцена отличался относительной монотонностью климатических условий, в среднетаежной зоне на протяжении тысячелетий (7–3 тыс. лет назад) колебания сглаженной среднегодовой температуры находились в пределах градуса, и она мало отличалась от современной (–1,5...–2,5 °С), что при средней мощности снежного покрова (порядка 20 см и больше) соответствует положительной среднегодовой температуре поверхности грунта. За этот период мерзлые горные породы полностью оттаяли.

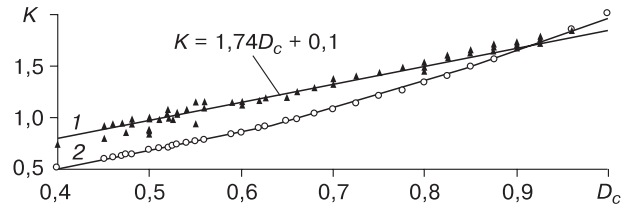


Рис. 6. Зависимость коэффициента K от D_c :

1 — по [Букреева и др., 1995]; 2 — расчет по формуле (6).

На севере мерзлые породы в период оптимума, более короткого (6,5–4,0 тыс. лет назад) и с более низкими положительными температурами поверхности, оттаяли частично. Примерно 4000 лет назад началось новое похолодание и образование верхнего „современного” слоя многолетнемерзлых пород. В целом можно говорить об определенной синхронности колебаний палеоклимата на севере Западной Сибири. Такая хронология и содержание событий истории климата и многолетнемерзлых пород в голоцене на севере Западной Сибири в общем совпадают с установленными ранее и общепризнанными фактами.

Следует отметить, что примеры на рис. 7 приведены для иллюстрации возможностей предлагаемого метода. Для специальных палеоклиматических реконструкций необходимы более де-

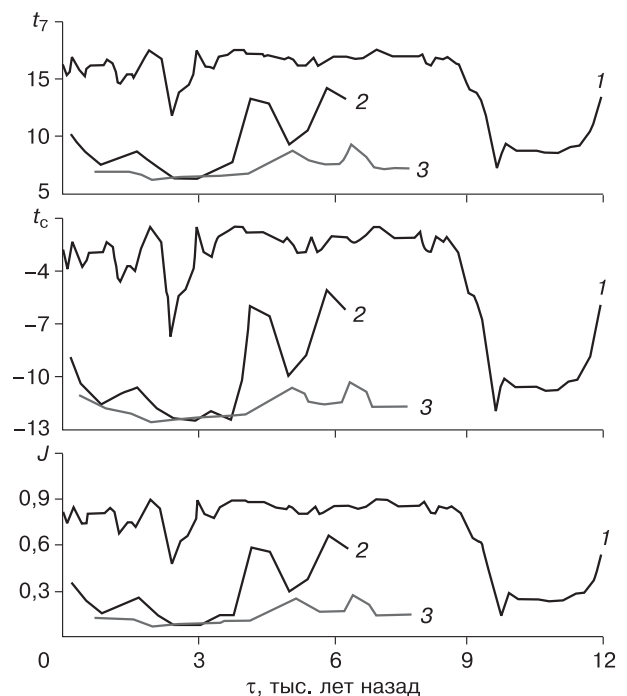


Рис. 7. Ход июльской (t_7) и среднегодовой (t_c) температуры, а также индекса сухости (J) в голоцене в районах:

1 — Янтарный; 2 — Салехард; 3 — Ямбура.

тальные исследования, особенно геохронологические. Объем последних, как и в данных примерах, обычно невелик (редко превышает 3–4 датировки), поэтому приходится широко использовать интерполяцию. Ограниченность предлагаемой методики также связана с отсутствием единого мнения о количестве и составе системных групп в палиноспектрах; в частности, нет четких критериев отнесения к определенной группе пыльцы *Betula sect. Nanae* – одного из главных индикаторов холодного климата [Левковская, 1965]. Авторы, как и большинство исследователей, придерживаются деления палиноспектра на три основные группы (см. выше) и включения пыльцы всей секции *Betula Nanae* в состав группы 1 (пыльца деревьев и кустарников). При соблюдении этих условий предлагаемая методика реконструкции палеоклимата, как показывают приведенные примеры, вполне адекватна реальности, что с учетом простоты реализации позволяет рекомендовать ее для практического применения.

Литература

- Бакулин В.В., Козин В.В.** География Тюменской области. Екатеринбург, Сред.-Урал. кн. изд-во, 1996, 240 с.
- Баулин В.В.** Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Недра, 1985, 176 с.
- Будыко М.И.** Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971, 472 с.
- Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А.** Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 11, с. 3–22.
- Букреева Г.Ф., Левковская Г.М.** Зональные особенности составов рецентных спорово-пыльцевых спектров долины р. Оби и их взаимосвязь с показателями современного климата // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск, Ин-т археологии и этнографии СО РАН, 2000, с. 48–56.
- Васильчук А.К.** Палиноспектры ¹⁴C-датированных образцов синкриогенных пород севера Западной Сибири и Якутии // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 2, с. 3–21.
- Геохронология СССР.** Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 453 с.
- Гричук В.П.** Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1950, вып. 46, с. 5–202.
- Зах В.А.** Многослойное поселение Паром 1 у Салехарда // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. Вып. 1. Тюмень, ИПОС СО РАН, 1997, с. 24–35.
- Иванов С.Н., Рябогина Н.Е.** Материалы палинологического исследования торфяника Станичный Рям // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. Вып. 4. Тюмень, ИПОС СО РАН, 2003, с. 54–62.
- Климанов В.А.** К методике количественного восстановления климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1976, т. 2, с. 92–98.
- Коновалов А.А., Иванов С.Н.** Методика определения палеоклиматов по спорово-пыльцевым спектрам (на примере Западной Сибири) // Вестн. экологии. Вып. 4. Тюмень, ИПОС СО РАН, 2003, с. 33–44.
- Кременецкий К.В., Тарасов П.Е., Черкинский А.Е.** История островных боров Казахстана в голоцене // Ботан. журн., 1994, т. 79, № 3, с. 13–27.
- Левковская Г.М.** Современные представления о способах подсчета результатов спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений и построения диаграмм. Краткий обзор // Проблемы палеогеографии. Л., ЛГУ, 1965, с. 237–258.
- Справочник по климату СССР.** Тюменская и Омская области. Ч. II. Температура воздуха и почвы. Вып. 7. Л., Гидрометеиздат, 1965, 276 с.

Поступила в редакцию
8 июня 2004 г.