

УДК 551.93:551.583.7:551.793.902.66/67(925/11)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАННЕЗЫРЯНСКОГО МЕЖСТАДИАЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2008 г. С. А. Лаухин, Ф. Е. Максимов, Х. А. Арсланов, В. Ю. Кузнецов,
С. Б. Чернов, Г. Н. Шилова, Ф. Ю. Величкевич

Представлено академиком А.П. Лисицыным 27.04.2007 г.

Поступило 03.05.2007 г.

В последние годы для датирования поздне- и среднеплейстоценовых горизонтов торфа и гиттии широко применяется уран-ториевый ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) изохронный метод. Этот метод нами успешно используется для датирования торфяников микулинского межледниковья на Русской равнине и казанцевского межледниковья в Сибири [1–3]. Представляет интерес применить этот метод для определения возраста торфяников, образовавшихся во время ранневюрмских (ранневалдайских) межстадиалов. До настоящего времени для датирования этих отложений применялся лишь один из радиоизотопных методов – радиоуглеродный. Однако предел датирования этим методом не превышает 60–65 тыс. лет, тогда как возраст отложений самого молодого ранневюрмского межстадиала (оддераде) составляет не менее 70 тыс. лет [4].

В настоящей работе мы приводим результаты датирования и исследования ландшафтно-климатических условий раннезырянского межстадиала Западной Сибири на основе радиоуглеродного, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования и палеоботанического анализа горизонта торфа, относящегося к раннезырянскому межстадиалу, в известном обнажении Кирьяс в Среднем Приобье (рис. 1). Разрез Кирьяс, $60^{\circ}57'$ с. ш. и $75^{\circ}45'$ в. д., ранее был признан стратотипом кирьяских слоев каргинского горизонта [5, 6 и др.] и описание его опубликовано в нескольких работах [6–9 и др.]. В нижней части разреза залегает погребенный торфяник, слой 12 в [9] или нижний торфяник мощностью 40 см в [8]. Из-за малой мощности тогда в нем не были выделены фазы развития растительности, а в слоях, перекрывающих торфяник, не были выяв-

лены спектры перигляциальной растительности. В 70-е годы для этого торфяника были получены ^{14}C -датировки от 38.7 до 44.7 тыс. лет назад (л.н.) [8]. Позже нами показано [9], что все датировки нижнего торфяника занижены. По усовершенствованной методике [4] для верхнего 10-сантиметрового слоя торфяника получена ^{14}C -датировка ≥ 60700 лет (ЛУ-5119), определенно свидетельствующая о том, что возраст этого торфяника древнее отложений среднезырянского мегаинтерстадиала [9]. В торфянике Ф.Ю. Величкевичем выявлена богатая макрофлора (тысячи остатков на образец), которая содержит 46 таксонов и отражает лесной тип растительности с преобладанием ели и лиственницы. Во флоре полностью отсутствуют как холодостойкие, так и явно выраженные термофилы. Эта флора по своему составу относится к одному из ранневюрмских интерстадиалов типа амерсфорт, брёруп, оддераде.

Изменения растительности и палеоклимата в течение раннезырянского интерстадиала более детально реконструированы по данным палинологического изучения погребенного торфяника (рис. 2). Суглинок тяжелый (в [7] – глина), подстилающий торфяник, накапливался, по [7], в условиях безлесной перигляциальной растительности. По нашим данным (рис. 2), в конце накопления



Рис. 1. Расположение разреза Кирьяс (К) в среднем течении Оби.

Институт проблем освоения Севера
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Тюмень

Санкт-Петербургский государственный
университет

Институт геохимии и геофизики
Национальной Академии наук Беларуси, Минск

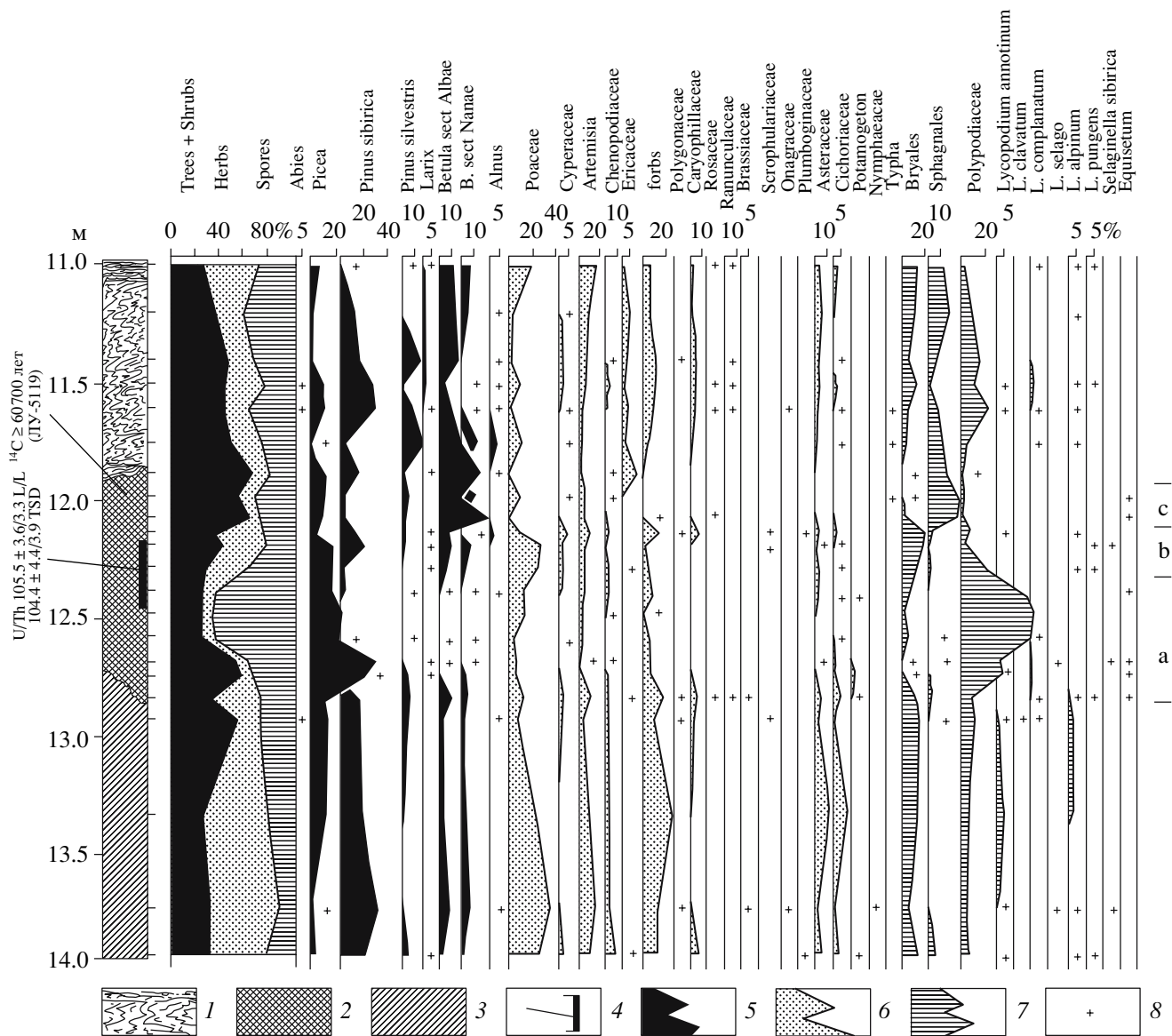


Рис. 2. Разрез Кирьяс и спорово-пыльцевая диаграмма погребенного торфяника интерстадиала брёруп и отложений, перекрывающих и подстилающих этот торфяник. 1 – “белесые алевроиты”; 2 – погребенный торфяник; 3 – суглинок, подстилающий торфяник; 4 – интервал торфяника, по которому получена U/Th-дата; 5 – пыльца древесных и кустарниковых пород; 6 – пыльца травянистых и кустарничковых растений; 7 – споры; 8 – количество спор или пыльцы менее 1%.

суглинка появились редколесья (древесных пород до 53%) с кедровой сосной (вероятно, стланник), елью (до 13%) и березой (до 5.3%), почти половина которой представлена *Betula Nanae* и *B. Fruticosae*. Широко распространились зеленомошные болота. Показательно обилие (до 2%) холодостойкого плауна *Lusorodium alpinum*. Были развиты лесотундровые ландшафты. Во время накопления торфяника выделяется три фазы развития растительности (рис. 2). В начале (фаза а) резко (до 8–14%) сокращается роль пыльцы травянистых растений. Палиноспектры, как и макрофлора таежного типа, характеризуют елово-

лиственничные леса. Показательно, что в макрофлоре кустарниковая *Betula Fruticosae* резко преобладает над древесной *B. Albae*. Во второй половине фазы резко увеличивается (до 60%) роль спор папоротников *Polypodiaceae*, характерных для темнохвойных лесов. В целом палеоботанические данные позволяют реконструировать развитие в то время северной подзоны тайги. В настоящее время Кирьяс находится в средней подзоне в 400–450 км от южной границы северной подзоны тайги. В палиноспектрах фазы b возрастает роль травянистых растений, а среди них – злаков и разнотравья. Пыльцы древесных пород

Таблица 1. Результаты радиохимического и α -спектрометрического анализа изотопов U и Th образцов торфа из разреза Кирьяс

Глубина, см	Зола, %	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{232}Th	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$
		расп/мин · г					
Метод выщелачивания							
30–35	13.56	0.184 ± 0.006	0.211 ± 0.007	0.149 ± 0.004	0.091 ± 0.003	0.707 ± 0.030	1.143 ± 0.047
35–40	12.94	0.172 ± 0.006	0.165 ± 0.006	0.129 ± 0.003	0.076 ± 0.002	0.661 ± 0.026	1.136 ± 0.049
40–45	11.95	0.165 ± 0.004	0.193 ± 0.005	0.137 ± 0.003	0.083 ± 0.002	0.710 ± 0.022	1.170 ± 0.038
45–50	11.98	0.375 ± 0.010	0.406 ± 0.011	0.257 ± 0.006	0.079 ± 0.003	0.632 ± 0.023	1.084 ± 0.034
50–55	11.85	0.625 ± 0.013	0.678 ± 0.014	0.482 ± 0.007	0.075 ± 0.002	0.711 ± 0.018	1.084 ± 0.023
55–60	12.40	1.074 ± 0.025	1.196 ± 0.027	0.769 ± 0.009	0.081 ± 0.002	0.643 ± 0.016	1.114 ± 0.023
60–65	13.47	2.838 ± 0.048	3.186 ± 0.054	2.308 ± 0.028	0.106 ± 0.004	0.724 ± 0.015	1.123 ± 0.012
Метод полного растворения							
30–35	13.56	0.208 ± 0.009	0.257 ± 0.011	0.169 ± 0.006	0.094 ± 0.004	0.656 ± 0.036	1.234 ± 0.069
35–40	12.94	0.186 ± 0.007	0.205 ± 0.007	0.138 ± 0.004	0.088 ± 0.003	0.674 ± 0.031	1.090 ± 0.048
40–45	11.95	0.219 ± 0.011	0.253 ± 0.012	0.161 ± 0.006	0.090 ± 0.004	0.637 ± 0.039	1.155 ± 0.079
45–50	11.98	0.390 ± 0.016	0.437 ± 0.017	0.287 ± 0.006	0.093 ± 0.003	0.658 ± 0.029	1.120 ± 0.049
50–55	11.85	0.657 ± 0.027	0.736 ± 0.029	0.484 ± 0.010	0.087 ± 0.004	0.658 ± 0.029	1.120 ± 0.047
55–60	12.40	1.155 ± 0.031	1.266 ± 0.034	0.805 ± 0.015	0.111 ± 0.004	0.636 ± 0.021	1.096 ± 0.027
60–65	13.47	3.021 ± 0.071	3.420 ± 0.079	2.315 ± 0.034	0.130 ± 0.006	0.677 ± 0.018	1.132 ± 0.021

30–43%, все еще много ели, но возрастает роль березы, как кустарниковой, так и древовидной. Среди спор обильны зеленые мхи. Господствовали редколесья с лиственницей, елью, березой. В понижениях располагались зеленомошные болота, а открытые участки были заняты злаками и ксерофитами. Намечается похолодание. В палиносpectрах фазы с снова увеличивается роль пыльцы древесных (до 55–66%), на этот раз за счет березы (до 34–49%), в основном древовидной. Распространились березовые редколесья со сфагновыми болотами. В течение всего времени накопления торфяника климат был холоднее современного.

Завершается накопление торфяника перерывом осадконакопления и образованием многочисленных довольно крупных (1–6 м) ледяных (и ледово-грунтовых?) жил. Затем последовала деградация жильных льдов (следы еще одного интерстадиала) и накопление “белесых алевритов” по [7, 8] или белой супеси с сильно деформированной натечной слоистостью слоя 11 [9]. В составе палиносpectров белесых алевритов (рис. 2) 25–52% пыльцы древесных, доминирует береза (8–18%). В группе травянистых растений (20–46%) сначала преобладают вересковые, затем злаки, а потом полынь. Березовые редколесья (лесотундра) деградируют во время накопления суглинков слоя 10 до состояния безлесной пери-

гляциальной растительности с распространением верещатников, ерников с морошкой, крупкой, холодолюбивых плаунов и плаунков. Накопление отложений раннезырянского ледникового времени завершается суглинками слоя 10, так как выше залегают маломощный торфяник с ^{14}C -датой 46350 ± 1590 лет (ЛУ-5109), которым начинается среднезырянский (каргинский) горизонт [9].

Мы применили новый подход к методике датирования торфа, основанный на параллельном использовании двух способов химической обработки озолонных образцов: выщелачивания (L/L-модель) и полного растворения (TSD-модель) [10]. Датирование признавалось надежным, если для одних и тех же образцов изохронно-корректированный возраст, вычисленный по TSD-модели, находился в согласии с возрастом, рассчитанным по L/L-модели.

Для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования высушенные образцы торфа (5–20 г) озоляли при 700°C . Изотопы Th и U параллельно извлекали из золы путем выщелачивания смесью азотной и соляной кислот (раствором царской водки) и полного растворения в кислотах HCl, HF, HClO_4 , HNO_3 . Для определения химического выхода изотопов Th и U в растворы вводили индикаторы ^{234}Th и ^{232}U . Разделение и очистку изотопов Th и U производили с помощью анионно-обменной хроматографии. Выделенные изотопы Th и U наносили посредством электро-

лиза на платиновые диски и их активность измеряли на α -спектрометре. Изучение содержания U в вертикальном профиле торфяника показало, что в верхних и средних слоях концентрация U менялась в небольших пределах, но в нижних слоях она была завышенной в результате поступления урана снизу в составе грунтовых вод. Таким образом, в постседиментационное время уран в составе грунтовых вод не проникал во внутренние слои торфяника, которые представляли собой в геохимическом смысле закрытую систему. В образцах из внутренних слоев торфяника определялись концентрации изотопов U и Th. Результаты приведены в табл. 1. Расчет изохронно-корректированных возрастов для L/L- и TSD-моделей произведен по методике Гая [11]. Первый шаг включал оценку ториевого индекса (современное отношение активностей ^{230}Th к ^{232}Th) и его погрешности отдельно для L/L- и TSD-моделей из аналитической линейной зависимости в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ с применением метода наименьших квадратов Йорка [11]. Затем для каждого из выбранных образцов рассчитывали корректированное отношение активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и возраст со своими погрешностями. После этого вычисляли окончательный L/L- и TSD-изохронно-корректированный возраст и его погрешность, если вычисленные датировки отдельных слоев соответствовали нормальному распределению. Для пяти образцов с глубины 30–60 см от кровли торфяника получены хорошо согласующиеся изохронно-корректированные датировки $105.5 \pm 3.6/-3.3$ (L/L-модель) и $104.4 \pm 4.4/-3.9$ (TSD-модель) тыс. л. н.

Полученные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировки раннезырянского межстадиала в разрезе Кирьяс хорошо сопоставляются с хронологией изотопной стадии 5с (102–92 тыс. л. н.), хронологией океанической трансгрессии 105–100 тыс. л. н. и хронологией межстадиала брёруп по данным изучения кернов Гренландского ледника [12–14]. Среди трех изученных межстадиалов в Западной Европе (амесфорт, брёруп и оддераде) и на Русской равнине (верхневолжский, тосненский и килешинский) наиболее благоприятные климатические условия

были выявлены в брёрупском и тосненском межстадиалах, что качественно позволяет коррелировать их между собой [13]. Таким образом, впервые получена довольно точная радиоизотопная датировка континентального разреза раннезырянского межстадиала, установлена его тесная корреляция с климатическими событиями, выявленными в океанических отложениях, и аналогичными отложениями на Русской равнине и в Западной Европе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06–05–64996).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б. и др. // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2003. В. 2. № 15. С. 40–51.
2. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. // ДАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 796–799.
3. Астахов В.И., Арсланов К.Х., Максимов Ф.Е. и др. // ДАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 95–99.
4. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
5. Архипов С.А. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1863–1884.
6. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2003, 247 с.
7. Левина Т.П. // Тр. ИГиГ СО РАН. 1979. В. 396. С. 74–98.
8. Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
9. Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. // ДАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.
10. Maksimov F., Arslanov Kh., Kuznetsov V. et al. Pleistocene Environments in Eurasia. Chronology, Paleoclimate and Teleconnection. Hannover: Geosci. Center, 2006. P. 34–38.
11. Geyh A.F. // Geochronometria. 2001. V. 20. P. 9–14.
12. Bassinot F.C., Labeirie L.D., Vincet E. et al. // Earth and Planet Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
13. Арсланов Х.А. В сб.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 10–19.
14. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. et al. // Nature. 1993. V. 364. P. 218–221.