

УДК 551.79:550:93(282.256.17-282.044)

ВОЗРАСТ МЕЖЛЕДНИКОВОГО ТОРФЯНИКА НА НИЖНЕЙ ОБИ

© 2005 г. В.И. Астахов, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов,
В.В. Разина, Д.В. Назаров

Санкт-Петербургский государственный университет

Представлено академиком В.М. Котляковым 31.08.2004 г.

Поступило 02.09.2004 г.

В данном сообщении излагаются результаты абсолютного датирования и спорово-пыльцевого анализа ископаемого торфяника в долине Оби, корректирующие стратиграфическую схему верхнего плейстоцена Западной Сибири. Полевое изучение и опробование разреза проведено летом 2001 г. В.И. Астаховым, А.Д. Матюшковым и Д.В. Назаровым. Радиометрический возраст определен в Лаборатории геохронологии НИИ географии СПбГУ Х.А. Арслановым, Ф.Е. Максимовым и В.Ю. Кузнецовым, спорово-пыльцевой анализ выполнен В.В. Разиной.

Обычные для голоцена торфяные залежи в плейстоценовых отложениях Западной Сибири встречаются редко. С этим связаны многие неясности в представлениях о природной обстановке и климатической ритмике последнего межледниково-ледникового цикла этого региона. После продолжительной дискуссии погребенные торфяники в современной подзоне южной тайги (Горная Суббота на Иртыше, 56° с.ш.) и в средней тайге (Карымкары на Оби, 62° с.ш.) были признаны отложениями позднеплейстоценового межледниковья, синхронного с эмским (микулинским) межледниковьем Европы и морской изотопной подстадией 5е [Архипов и Волкова, 1994]. Однако самый крупный древний торфяник долины Оби, расположенный в юго-восточном углу Шурышкарского сора (пойменного озера) в разреженной северной тайге, 66° с.ш., новосибирскими геологами отнесен к интервалу 44-50 тыс. лет назад, которым по их мнению начинается второе, «каргинское» межледниковье позднего плейстоцена. Этот вывод следует из представлений С.А. Архипова с соавторами [1977] о том, что первое межледниковье позднего плейстоцена на Нижней Оби представлено морскими слоями под урезом воды. Однако новейшие датировки методом оптически стимулированной люминесценции (130-140 тыс. л.н.) определенно относят к первому межледниковью аллювий 40-

метровой террасы Надымской Оби с торфом и лесными спорово-пыльцевыми спектрами [Астахов и др., 2004]. Поэтому глубже залегающие морские толщи как здесь, так и выше по течению в Шурышкарах не могут быть моложе среднего плейстоцена [Astakhov, 2004].

В начале 70-х годов С.А. Архипов с соавторами [1977] в составе шурышкарских слоев у меженного уровня воды на отметке 10 м описали торфяник мощностью 0.7 м, перекрытый грубыми песками, а на отметке 15.9 м - еще один 25-сантиметровый прослой торфа. Разрез по их описанию находится в 2.5 км от устья (?) сора (см. рис. 1 в [Астахов и др., 2004]). В 2001 г. мы обнаружили лишь нижний, но более мощный (до 1.1 м) торфяник, который прослежен по берегу от 1 до 1.5 км севернее с. Шурышкары (разрез Шур-1). В месте южного погружения торфяного пласта под урез сора в двух расчистках берегового уступа на расстоянии 70 м установлены следующие слои (сверху вниз):

1. 0-5 м. Палевый лессовидный алевролит, криотурбированный в подошве.

2. 5-9.2 м. Светло-серые среднезернистые пески, плохо отмытые, грубо слоистые, с алевроитовыми прослоями, с линзами гравия в основании. Внизу слои наклонены к югу под 15° и осложнены морозобойными трещинами, но вверх выполаживаются. Оба контакта резкие, неровные, с угловым несогласием.

3. 9.2-10 м. Белесый мелкий песок, хорошо промытый, с направленной к северу рябью течения по растительному детриту.

4. 10-11.4 м. Табачно-серый глинистый алевролит, с нитевидными прослойками белого тонкого песка и серой глины. В 0.2 м от кровли 15-сантиметровый прослой желто-серого мелкого песка с синусоидальной, идеально симметричной, микрослоистой рябью волнения высотой 1 см и шагом 5 см. Ниже имеются прослойки намывного растительного детрита.

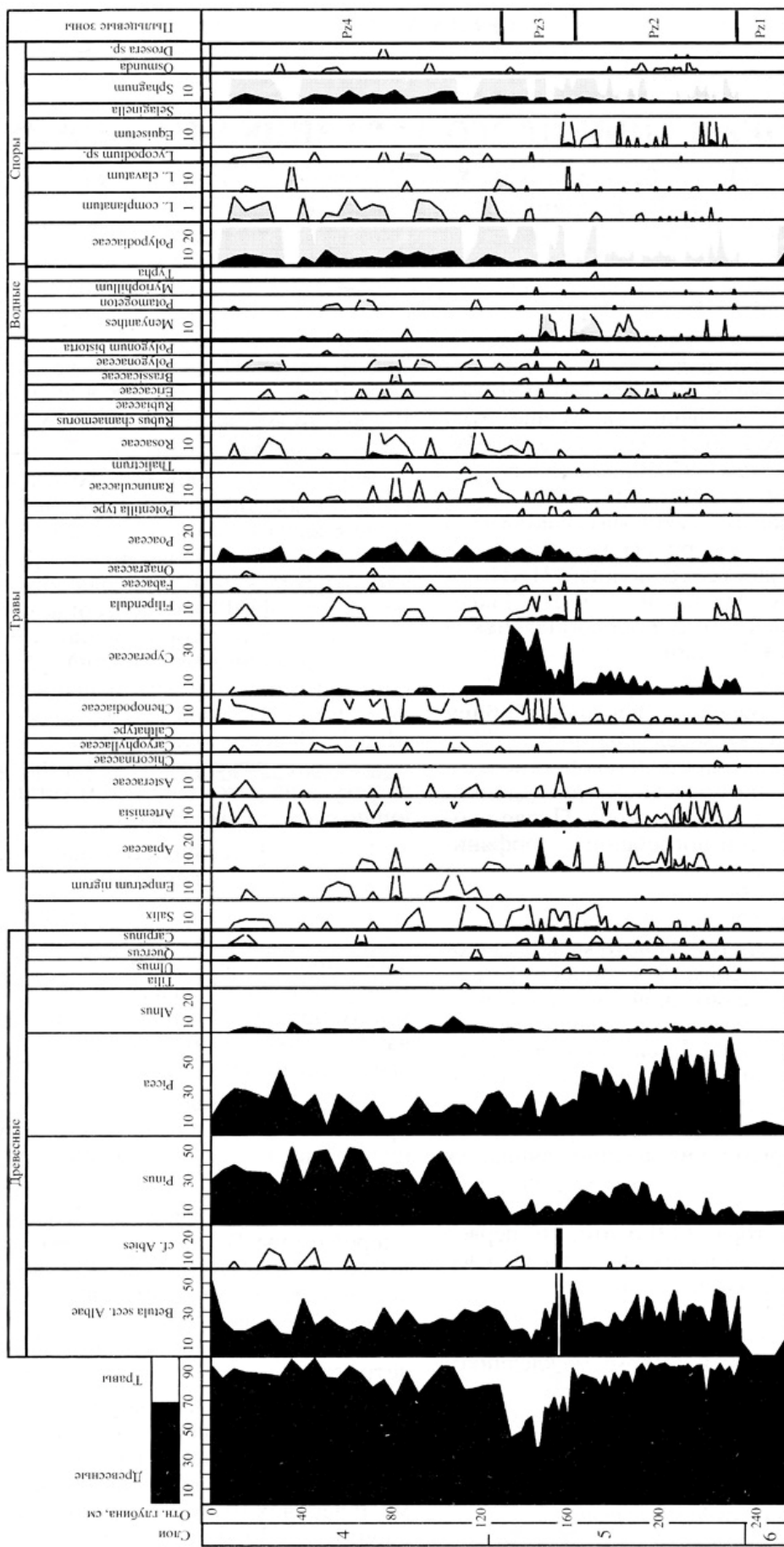


Рис. 1. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма словес Шур-1 (составила В.В. Разина).

Таблица 1. Результаты радиохимического и α -спектрометрического анализа изотопов урана и тория в образцах торфа разреза Шур-1 (выщелачивание)

Глубина, см	Зольность, %	^{238}U , расп/мин · г	^{234}U , расп/мин · г	^{230}Th , расп/мин · г	^{232}Th , расп/мин · г	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
35–38.5	29.99	0.222 ± 0.010	0.284 ± 0.011	0.232 ± 0.005	0.292 ± 0.005	0.817 ± 0.037	1.282 ± 0.069
38.5–42	18.31	0.165 ± 0.010	0.220 ± 0.012	0.190 ± 0.007	0.240 ± 0.008	0.861 ± 0.056	1.333 ± 0.096
42–46	15.17	0.147 ± 0.006	0.192 ± 0.007	0.165 ± 0.005	0.193 ± 0.005	0.860 ± 0.042	1.304 ± 0.067
46–50	26.15	0.229 ± 0.009	0.289 ± 0.011	0.255 ± 0.007	0.356 ± 0.009	0.881 ± 0.041	1.263 ± 0.062
50–52.5	13.26	0.143 ± 0.004	0.175 ± 0.005	0.138 ± 0.004	0.164 ± 0.005	0.791 ± 0.033	1.219 ± 0.041
52.5–55.5	19.84	0.246 ± 0.004	0.300 ± 0.005	0.193 ± 0.006	0.220 ± 0.006	0.644 ± 0.023	1.218 ± 0.021

5. 11.4-12.5 м. Черный и бурый торф, сильно спрессованный, сверху осоковый, с массой ивовых прутьев, внизу с расплюснутыми стволиками ели и березы в коре, листовничными шишками. В верхних 10 см это торфянистая глина, а в интервале 20-30 см встречаются и тонкие слойки песка. Ниже идет чистый сланцеватый торф без заметных минеральных включений.

6. 12.5-13 м. Палево-серый, переувлажненный, глинистый песок без видимой слоистости, сверху с сеточкой ожелезнения.

7. 13-13.5 м. Синеватая, вязкая, ленточно-слоистая глина с иматровыми камнями, выходы которой повсеместно следятся ниже уровня воды в соре. Под ней В.М. Архипов местами наблюдал плотный диамиктон «хашгортской морены». Этот единственный в округе моренный пласт везде залегает у уреза Оби.

Торфяная залежь выглядит как результат зарастания мелкого озера. Перекрывающие пески слоев 3, 4, ввиду отсутствия следов сильной волноприбойной и приливной деятельности, следует рассматривать как осадки мелкого, но не промерзавшего озера, слой 2 - отложения неустойчивых водотоков, слой 1 - золово-мерзлотные образования. Такой фациальный состав обычен для верхов второй террасы Оби, где отсутствуют настоящие аллювиальные свиты. Уникальными особенностями этого торфяника являются: а) выдержанность не менее 500 м по простиранию и б) отсутствие мерзлотных деформаций, каковые всегда отмечаются в кровле других торфяных залежей. Отсутствие следов криогенеза, видимо, связано с быстрым затоплением болота в конце торфонакопления. Криогенный этап наступил только после осушения озера (подошва слоя 2). Примесь обломочного материала глубже уровня 11.7 м на глаз не заметна, но влажность от 13 до 30% свидетельствует о некотором привносе пыли в автохтонную торфяную залежь. Торф опробован сплошной бороздой, вертикально вырубленной топором.

Спорово-пыльцевому анализу подвергнуты слои 4-6. Процентная диаграмма (рис. 1) составлена по 79 образцам, отобранным через 2 см в торфянике (слой 5), через 5 см в алеврите (слой 4) и обработанным с помощью ацетолита с применением HF. Спектры слабо пылецевого подстилающего песка (слой 6) выделены в пыльцевую зону 1. Зона 2 отмечает наиболее экологически благоприятные условия накопления древесного торфа в нижней части слоя 5. Здесь резко доминирует древесная пыльца (до 90%) при равном содержании ели и березы (40-50%) и меньшем участии сосны (20-30%). Регулярно встречается примесь пыльцы широколиственных пород (вяз, дуб, граб) без признаков коррозии и переотложения - до 1-2%. Характерно присутствие спор *Osmunda*. Содержание древесной пыльцы заметно (до 40%) снижается в зоне 3 (верхняя осоково-кустарниковая часть торфяника с минеральными прослойками) на фоне увеличения содержания пыльцы осок, болотных и водных растений. Ухудшение экологических условий ранее толковалось как похолодание [Архипов и др., 1977]. Однако, вероятнее, это результат повышения уровня грунтовых вод и периодического затопления пойменного болота. Тем более, что флористических изменений нет, а в зоне 4 (алеваит слоя 4) вновь преобладает пыльца древесных пород при существенном участии спор типичных для boreального леса мхов, папоротников и плаунов.

Ход кривых на рис. 1 сходен с диаграммой М.Р. Вотак [Архипов и др., 1977]. Однако ею не обнаружена пыльца широколиственных, возможно из-за более редкого пробоотбора. Примесь широколиственных свидетельствует о южнотаежном характере древнего леса. Хотя трудно настаивать на произрастании широколиственных деревьев вокруг этого болота, но вряд ли их ареал располагался очень далеко. Важно, что в субрецентных спектрах поймы Оби пыльцы ели не более 5% от суммы древесных [Волкова и др., 1988], в то время как в ископаемых спектрах ель явно доминирует (от 20 до 50%).

Таблица 2. Результаты радиохимического и α -спектрометрического анализа изотопов урана и тория в образцах торфа разреза Шур-1 (полное растворение)

Глубина, см	Зольность, %	^{238}U , расп/мин · г	^{234}U , расп/мин · г	^{230}Th , расп/мин · г	^{232}Th , расп/мин · г	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
35–38.5	29.99	0.481 ± 0.013	0.519 ± 0.014	0.488 ± 0.011	0.584 ± 0.012	0.942 ± 0.033	1.109 ± 0.034
38.5–42	18.31	0.336 ± 0.011	0.360 ± 0.012	0.367 ± 0.009	0.436 ± 0.010	1.021 ± 0.042	1.070 ± 0.043
42–46	15.17	0.274 ± 0.006	0.310 ± 0.007	0.294 ± 0.004	0.366 ± 0.005	0.946 ± 0.026	1.133 ± 0.028
46–50	26.15	0.481 ± 0.009	0.516 ± 0.010	0.492 ± 0.015	0.677 ± 0.017	0.953 ± 0.034	1.073 ± 0.029
50–52.5	13.26	0.237 ± 0.007	0.262 ± 0.007	0.265 ± 0.006	0.340 ± 0.007	1.011 ± 0.035	1.105 ± 0.044
52.5–55.5	19.84	0.426 ± 0.013	0.471 ± 0.014	0.451 ± 0.010	0.549 ± 0.012	0.957 ± 0.035	1.106 ± 0.037

С.А. Архипов и др. [1977; 1994] пришли к заключению, что климат эпохи торфонакопления был лишь слегка теплее современного. Наши данные скорее говорят за смещение древних растительных зон на 300–400 км к северу, тем более, что на Полярном круге в синхронных осадках также отмечена пыльца средней и южной тайги [Зубаков и Левковская, 1969]. Подтверждается прежний вывод о том, что различия между современным и межледниковым климатами резче выражены в более северных районах Западной Сибири [Волкова и др., 1988].

Первая попытка геохронометрической корреляции произведена С.А. Архиповым с соавторами, которые сообщили радиоуглеродные даты более 40 000 л.н. (СОАН-646 и -647) как из основного торфяника, так и из вышележащего прослоя торфа [Архипов и др., 1977]. Нами из торфяного слоя 5 также получены запредельные датировки: по ивовым прутьям более 39 700 (ЛУ-4761) и, несколько ниже, по березе в коре - более 47 200 л.н. (ЛУ-4768). Метод оптической люминесценции [Murray & Wintle, 2000] дал конечные значения, хотя пески слоев 4 и 6 нельзя считать подходящими для таких измерений из-за неизбежного влияния повышенной радиации окружающих глин на кварцевые зерна тонких прослоев песка. По нашим сборам в Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Дания, получены значения OSL-возраста из слоя 6 - 82 ± 4 (лаб. № 012587) и 100 ± 6 тыс. л.н. (№ 012588). Из-за указанных осложнений их следует рассматривать как минимальные оценки возраста. Тем более, что самый тонкий песчаный прослой слоя 4 дал аномально низкое значение 57 ± 4 л.н. (№ 012589). Однако возраст песка слоя 3 - 100 ± 5 тыс. л.н. (№012590) - может быть близок к реальному, ввиду более благоприятных условий опробования.

В последние годы для корреляции мощных горизонтов погребенного торфа стал широко использоваться уран-ториевый изохронный метод [Heijnis, 1992; Geyh, 2011]. Он был успешно применен для датирования торфа из микулинского стратотипа [Кузнецов и др., 2003]

и межледникового торфяника у с. Бедоба в Северном Приангарье [Арсланов и др., 2004]. Этот опыт использован и на разрезе Шур-1, который выглядел многообещающим благодаря изоляции торфа глинистыми слоями. Вначале для оценки применимости метода для этого торфяника мы изучили изменение содержания урана по вертикальному профилю. Оказалось, что содержание U в выщелатах верхних и нижних горизонтов (около $0.2-0.25 \cdot 10^{-6}$ г на 1 г торфа) близко к его содержанию во внутренних слоях торфяника ($0.2-0.3 \cdot 10^{-6}$ г), что свидетельствует об отсутствии заметного привноса урана грунтовыми водами. Видимо, середина торфяника была надежно защищена глинистыми экранами от загрязнения мигрирующим ураном.

Для датирования определялись концентрация изотопов U, Th и отношение их активностей в последовательной серии образцов из интервала глубин 35.0–55.5 см от кровли торфяника. Образцы торфа высушивались и сжигались в муфельной печи при температуре 800°C. Изотопы U и Th извлекались путем выщелачивания и полного растворения образца. Выщелачивание проводилось путем обработки образца раствором 7 M HNO₃ в течение 6 ч при постоянном перемешивании. Полное растворение достигалось обработкой образцов растворами концентрированных кислот HNO₃, HF, HCl, HClO₄. Мы использовали известные радиохимические методы соосаждения изотопов U и Th на гидроксидах железа и их разделения с помощью анионно-обменной хроматографии. Затем изотопы урана и тория путем электролитического осаждения наносились на платиновые диски, а их α -активности измерялись с использованием поверхностно-барьерного кремниевого детектора на анализаторе импульсов АИ-1024. Результаты приведены в табл. 1 и 2.

Для определения Th/U-возраста использованы данные по 4 образцам с наименьшей зольностью (13–26%) из внутренних слоев торфяника (35–50 см). Так как на графике $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ точки для 4 образцов лежат близко друг к другу и по ним трудно построить изохронную линию, был применен аль-

тернативный метод определения отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (ториевый индекс) в детритной фракции [Geyh, 2001]. Строилась зависимость относительного разброса возраста от величины ториевого индекса для обоих способов извлечения изотопов из торфа. Ториевый индекс равен 0.19 при полном растворении и 0.10 при выщелачивании. Подставляя скорректированные значения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в формулу для расчета возраста, получаем 133 ± 14 тыс. лет по методу выщелачивания и 141.1 ± 11.7 тыс. лет по методу полного растворения.

Эти оценки в пределах ошибки измерений соответствуют уран-ториевым датировкам микулинского торфяника Центральной России [Кузнецов и др., 2003], межледниковых отложений Средней Сибири в разрезе Бедоба [Арсланов и др., 2004] и морской изотопной подстадии 5е. Начало последней разными авторами оценивается в интервале от 128 до 140 тыс. л. н. [Lowe & Walker, 1997]. Таким образом, можно уверенно считать, что шурышкарский торфяник образовался во время наиболее теплого земского (микулинского) межледниковья, несмотря на то, что его спорово-пыльцевая характеристика

существенно отличается от классических диаграмм последнего межледниковья Европы. Соответственно шурышкарское потепление произошло не 45-50 тыс. л.н. [Архинов и Волкова, 1994; Архинов и др., 1977], а в самом начале позднего плейстоцена. Поскольку изученный торфяник залегает на верхней «хашгортской» морене, эта морена не может быть верхнеплейстоценовой. Левобережье Нижней Оби, так же как и правобережье [Астахов и др., 2004], очевидно, не покрывалось позднплейстоценовыми ледниками.

Авторы признательны А.Д. Матюшкову за помощь при проведении полевых работ, А. Murray, University of Aarhus, Дания, за определение возраста OSL-методом и С.Б. Чернову за α -спектрометрические измерения образцов торфа.

Исследование выполнено в рамках русско-норвежского проекта PECHORA (Palaeo Environment and Climate History of the Russian Arctic), финансируемого Norwegian Research Council, при поддержке программы QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North), European Science Foundation.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архинов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климат плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1994. 105 с.
2. Архинов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
3. Астахов В.И., Арсланов Х.А., Назаров Д.В. Возраст мамонтовой фауны на нижней Оби // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253-257.
4. Astakhov V. [Middle Pleistocene glaciations of the Russian north](#) // Quatern. Sci. Revs. 2004. V. 23. № 11/13. P. 1285-1311.
5. Волкова В.С., Хлонова А.Ф., Кулькова И.А. и др. Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988, 216с.
6. Зубаков В.А., Левковская Г.М. В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 62-83.
7. Murray A.S., Wintle A.G. [Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol](#) // Radiat. Meas. 2000. V. 32. P. 57-73.
8. Heijnis H. Uranium/Thorium Dating of Late Pleistocene Peat Deposits in N.W. Europe. Groningen: Rijksuniversitet, 1992. 149 p.
9. Geyh M.A. [Reflections on the \$^{230}\text{Th}/\text{U}\$ dating of dirty material](#) // Geochronometria. 2001.V. 20. P. 9-14.
10. Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б. и др. Перспективы применения уран-ториевого метода неравновесной геохронологии для датирования межледниковых континентальных отложений // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2003. № 2. С. 40-51.
11. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедоба - опорный разрез казанцевского горизонта в центральной Сибири // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 796-799.
12. Lowe J.J., Walker M.J.C. Reconstructing Quaternary Environments. L.: Longman, 1997. 446 p.

Ссылка на статью:



Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Разина В.В., Назаров Д.В.
Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // Доклады Академии наук. 2005.
Т. 401. № 1. С. 95-99.