

12. Четвертичная система // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 115–127.
13. Борисов Б.А. Алтай-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. – С. 331–351.
14. Борисов Б.А., Минина Е.А. Плейстоценовые оледенения Алтай-Саянской области, их корреляция и реконструкция // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – С. 217–223.
15. Русанов Г.Г. О перестройках гидросети бассейна р. Песчаной в Горном Алтае // Вопросы географии Сибири. Вып. 24. – Томск, 2001. – С. 28–34.
16. Русанов Г.Г. Особенности позднеюрмского оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае // Известия РГО. – 2009. – Т. 141. – Вып. 5. – С. 59–64.
17. Лунгерсаузен Г.Ф., Раковец О.А. Новейшая тектоника Горного Алтая // Неотектоника СССР. – Рига, 1961. – С. 205–211.

Поступила 10.11.2009 г.

УДК 553.97:631.423.3(571.16)

ОЦЕНКА ПОТОКОВ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ПО СВОЙСТВАМ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКЧАРСКОГО БОЛОТА (ЮЖНАЯ ТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.И. Прейс*, В.А. Бобров, В.В. Будашкина, В.М. Гавшин

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

E-mail: preisyui@rambler.ru

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

E-mail: bobr@uiggm.nsc.ru

Детальные комплексные исследования и датирование по ^{210}Pb , ^{137}Cs и ^{14}C торфяной залежи олиготрофного болота позволили провести оценку потоков вещества из атмосферы за последние 3000 лет и выявить прекращения торфонакопления и потери палеоаэрозолей в периоды сухих похолоданий голоцена около 580 и 2980 лет назад.

Ключевые слова:

Болото, торфяная залежь, верхний голоцен, аккумуляция торфа, накопление минерального вещества, палеоаэрозоли, южная тайга, Западная Сибирь.

Key words:

Swamp, peat deposit, high Holocene, peat accumulation, mineral substance accumulation, paleo-aerosols, southern taiga, Western Siberia.

Введение

Питание верховых болот происходит на олиготрофной стадии развития преимущественно, а на омбротрофной – исключительно атмосферными водами. Поэтому их торфяные отложения являются основным базовым объектом при исследовании палеоаэрозолей (для оценки потоков минерального вещества из атмосферы). Считается, что в верховых болотах с развитым биоценозом сфагновых мхов гарантируется сохранность как количественного, так и качественного спектра химических элементов, связанных с твердой фазой атмосферного аэрозоля. В связи с этим накопление минерального вещества в стратифицированных разрезах торфяника отождествляется с атмосферными потоками (априори). В то же время, в условиях континентального климата Западной Сибири торфообразовательный процесс носит прерывистый характер [1, 2], что, по нашему мнению, могло повлиять на захоронение аэрозолей.

Ранее нами уже была проведена оценка потоков минерального вещества из атмосферы по свойствам верхнего слоя (0,95 м) торфяной залежи верхового болота Кирсановское (водораздел рек Оби и Томи) во временном диапазоне последних 1000 лет [3].

При исследовании Бакчарского болота была поставлена цель – на основании комплексного детального исследования и датирования торфяной залежи на полную ее глубину получить подробную и в более широком временном диапазоне картину накопления палеоаэрозолей. В статье приведены результаты оценки потоков вещества за 3000-летний период и влияния активности торфообразовательного процесса на их сохранность.

Объекты и методы исследования

В данной работе рассматривается разрез торфяной залежи «Бакчар-1» (Томская область, Бакчарский район, 8 км на СВ от с. Польшанка; 56°58'53" с. ш., 83°21'32" в. д.; 113 м абс. отм.), расположенный в 190 км к западу от г. Томска. Разрез заложен на вершине типичного для южнотаежной зоны выпуклого олиготрофного болотного массива, находящегося в периферийной части водораздельного Бакчарского болота, занимающего междуречье Иксы и Бакчара и являющегося одним из северо-восточных отрогов Большого Васюганского болота. Разрез находится в сосново-кустарничково-сфагновом растительном сообществе, предста-

влен верховой сфагновой торфяной залежью глубиной 2,4 м (рис. 1). Верхний слой залежи сложен верховыми слаборазложившимися (0...15 %), низкозольными (1,2...3,5, до 6,0 %) фукусом и магелланикум торфами, нижний, 80-ти см слой, – переходными среднеразложившимися (25...45 %), низкозольными (3,9...7,6, до 10,3 %) травяными и древесно-травяными. Между ними залегает 10-ти см слой верхового магелланикум торфа со степенью разложения 20...25 % и зольностью 3,4 %. Залежь подстилается 10-ти см слоем сильно гумусированных карбонатных суглинков.

До глубины 72 см (уровень грунтовых вод) пробы торфа отбирали из шурфа площадью 400 см² по интервалам 2...3 см. Глубже их отбирали с помощью торфяного бура Гиллера с диаметром челнока 3 см с шагом 5...10 см. Пробы торфа высушивали, взвешивали, затем в них определяли аналитическую влажность и зольность.

Датирование верхних слоёв торфяной залежи проведено по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs. Замеры выполнены на особо чистом германиевом колодезном детекторе (EGPC 192-P-21) с одновременной регистрацией ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb и «естественных радионуклидов» для подсчёта атмосферной компоненты ²¹⁰Pb. Хронологи-

ческие оценки более глубоких горизонтов залежи выполнены по радиоуглероду ¹⁴C (аналитик Л.А. Орлова, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Реконструкция палеосообществ выполнена по ботаническому составу торфов, водных режимов – методом расчета индекса влажности (IW) [4]. В работе использованы также данные по палеоклимату юга лесной зоны Западной Сибири [5 и др.].

Результаты и их обсуждение

Хронология торфонакопления

Датирование верхних горизонтов торфяной залежи (0...72 см) проведено по распределению ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb в торфе с корректированием результатов по его зольности и плотности (рис. 2).

Главная предпосылка оценки возраста торфа по ²¹⁰Pb – это экспоненциальное снижение его активности за счет распада. Однако, в разрезе «Бакчар-1» максимальное накопление ²¹⁰Pb выявлено на глубине 20 см от поверхности, а затем наблюдается почти линейное падение его активности. Аналогичная картина ранее была выявлена и в других регионах на среднеобводненных участках болот и, по мнению авторов, она обусловлена миграцией ²¹⁰Pb.

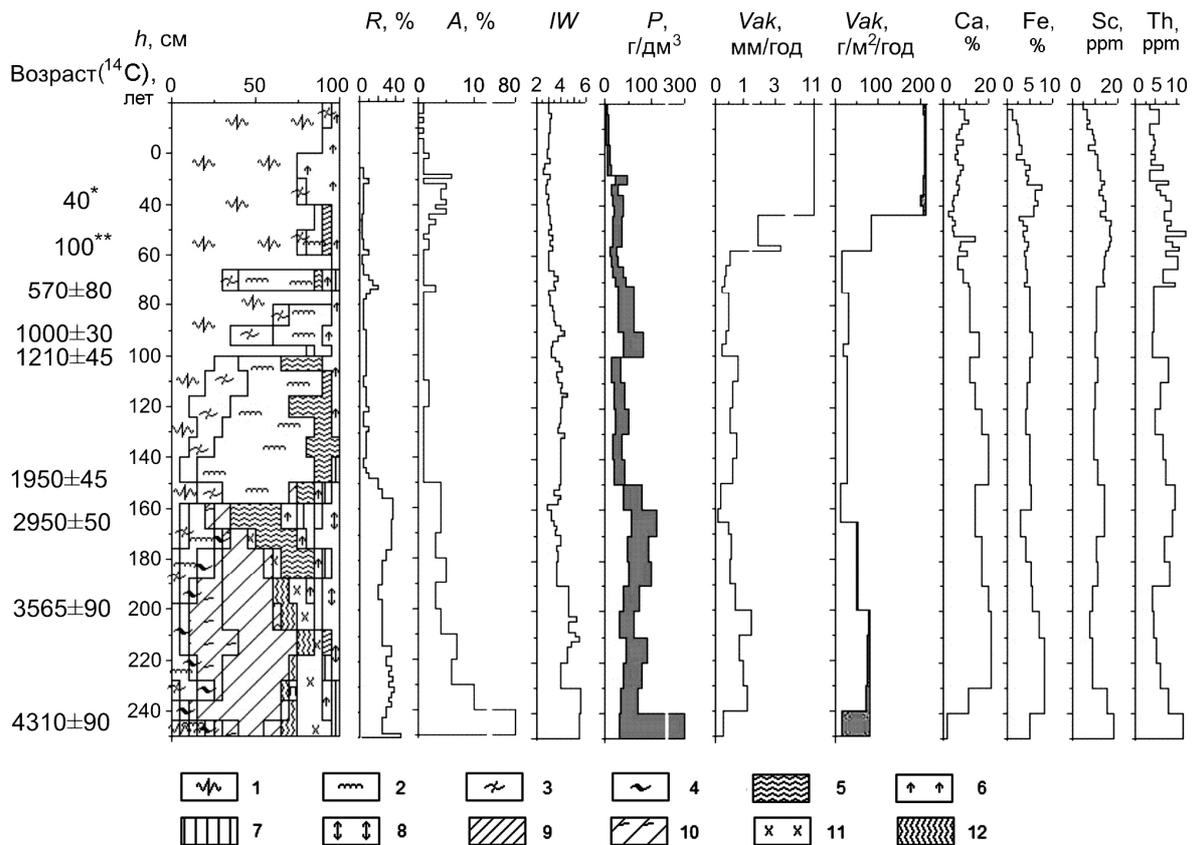


Рис. 1. Стратиграфическое строение торфяной залежи и изменение свойств торфа по глубине разреза «Бакчар-1». Растительные остатки в торфе: 1 – *Sphagnum fuscum*; 2 – *S. magellanicum*; 3 – *S. angustifolium*; 4 – *S. jensenii*; 5 – пушица; 6 – вересковые кустарнички; 7 – древесные остатки; 8 – карликовая береза; 9 – *Carex lasiocarpa*; 10 – *C. rostrata*; 11 – хвощ; 12 – тростник. Обозначения: R – степень разложения; A – зольность; IW – индекс влажности; P – плотность торфа и органического вещества; V_{ак} – скорость прироста и аккумуляции торфа и органического вещества. Ca, Fe, Sc, Th – содержание элементов в золе торфа. Датирование образцов по: 40* – ¹³⁷Cs, 100** – ²¹⁰Pb, 570±80 – ¹⁴C

В разрезе «Бакчар-1» просачивание ^{210}Pb в сформировавшиеся ранее горизонты торфа связано с высокой проницаемостью слабо уплотнённого верхнего очесного слоя из сфагновых мхов и обусловлено значительными сезонными и годовыми колебаниями уровня болотных вод. Естественно, что аналогичные процессы протекали и при отложении нижезалегающих слоев торфа. Систематическое проникновение ^{210}Pb вглубь залежей «омолаживает» возраст торфа, что затрудняет временную идентификацию торфяных отложений начала XX в. За 100-летний рубеж принята глубина 58 см, после которой активность ^{210}Pb имеет минимальный уровень. Более детальное датирование торфяных отложений в столетнем интервале не правомерно.

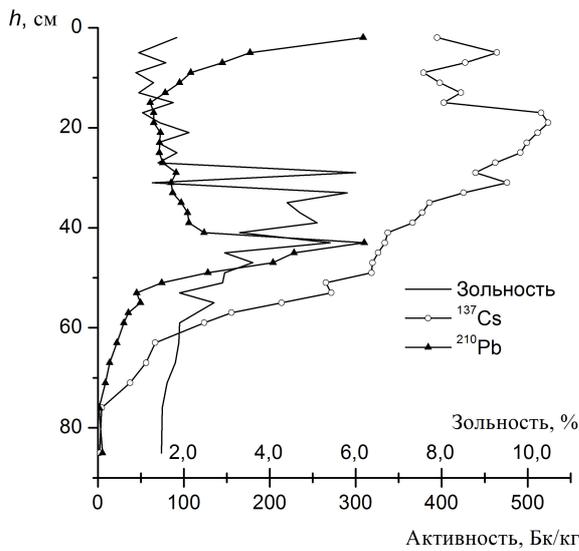


Рис. 2. Распределение ^{137}Cs , ^{210}Pb и зольности торфа в разрезе торфяной залежи

Несмотря на то, что эффект просачивания характерен и для ^{137}Cs [6], его поступление на территорию Западной Сибири происходило, в основном, в 1957–1963 гг., и он «закрепился» в горизонтах с повышенной зольностью (до 6,0 %), которая обусловлена привносом минерального вещества из казахстанских степей. Интенсивная ветровая эрозия распаханых «целинных» земель была спровоцирована приземными и стратосферными ядерными испытаниями на Семипалатинском полигоне. Поэтому горизонт торфа 42...44 см датирован 1963 г.

Хронология нижезалегающих слоев торфа основана на 7-ми радиоуглеродных датах, калиброванных программой CALIB4_3 [7]. Интерполяционные даты рассчитывали как отношение произведения возраста слоя между радиоуглеродными датами и кумулятивной массы каждого слоя к суммарной кумулятивной массе слоев между датами, при допущении равномерного торфонакопления в датируемый период.

Для определения возраста перерывов торфонакопления рассчитывали реальное время отложения слоя торфа между радиоуглеродными датами по скорости аккумуляции торфа-аналога, идентично-

го по ботаническому составу. Возраст недатированного слоя возобновления торфонакопления (72 см) рассчитан как средний между радиоуглеродными датами 265 ± 80 (обр. СОАН-6075), 270 ± 70 (обр. СОАН-6407) и 250 ± 50 (обр. Ки-12475) лет назад (л.н.) трех торфяных разрезов-аналогов.

Динамика торфонакопления

В таблице приведены результаты подсчёта накопления биомассы торфа и аэрозольного минерального вещества в нем в различные интервалы времени по всему разрезу. Все 50 изученных горизонтов торфа на основе данных по его зольности сгруппированы в 16 интервалов. Расчетные временные диапазоны формирования этих интервалов составляют: для первых 6-ти (охватывающих XX в.) – от 5 до 34 лет, для остальных – от 187 до 1072 лет (табл.).

Таблица. Потoki аэрозольного минерального вещества на Бакчарском болоте

Интервал, см	Время накопления слоя, лет	Зольность, %	Накопление				Поток аэрозоля, мг/дм ² /г	
			Биомасса (торф)		Минеральное вещество			
			мм/год	г/см ²	г/м ² /г	мг/см ²		мг/дм ² /г
Олиготрофная стадия								
0...10	5,3	1,42	18,87	0,116	219,2	1,65	31,21	31,21
10...28	10,8	1,49	16,64	0,237	219,3	3,52	32,58	32,58
28...38	14,6	4,40	6,84	0,330	226,0	14,53	99,47	99,47
38...44	9,3	4,60	6,47	0,210	226,5	9,66	104,21	104,21
44...52	34,0	3,12	2,36	0,418	123,1	13,03	38,37	38,37
52...58	26,0	2,32	2,30	0,318	122,1	7,37	28,32	28,32
0...58	100,0	3,05	5,80	1,629	162,9	49,78	49,78	49,78
58...72	318,0	1,80	0,44	0,947	29,8	17,07	5,37	5,37
72...75	212,0	3,47	0,14	0,170	8,0	5,91	2,79	2,79
75...95	359,0	1,58	0,56	1,561	43,5	24,70	6,88	6,88
95...100	187,0	1,61	0,27	0,511	27,3	8,24	4,41	4,41
100...150	784,0	1,82	0,64	2,107	26,9	38,45	4,90	4,41
150...160	1071,8	4,37	0,09	0,991	9,3	43,31	4,04	4,41
95...160	2042,8	2,26	0,32	3,609	17,7	89,99	4,41	4,41
Мезотрофная стадия								
160...200	884,0	4,58	0,45	4,683	53,0	214,58	24,27	4,41
200...230	682,0	6,40	0,44	2,877	42,2	184,40	27,02	4,41
230...240	200,0	10,30	0,50	0,879	44,0	90,54	45,30	4,41
160...240	1766,0	5,80	0,45	8,439	47,8	489,52	27,71	4,41

Согласно калиброванным радиоуглеродным датам, заболачивание участка началось в первой половине суббореального периода. Возраст гумусированного суглинка (250 см) около 4930 л.н. от 1950 г. На начальной мезотрофной стадии развития болота водно-минеральное питание данного участка осуществлялось не только атмосферными осадками, но и грунтовыми и делювиальными водами, поступающими с прилегающих суходолов и расположен-

ных выше по рельефу участков болота. Заболачивание участка началось с хвощево-осоково-сфагнового сообщества, которое сменилось осоковым, а около 4050 л.н. – ерниково-осоковым. В конце этой стадии около 3240 л.н. (170 см) произошло значительное обсыхание поверхности участка (IW понижился с 5...6 до 4...3), вызвавшее формирование сосново-пушицево-сфагнового сообщества. Мезотрофная стадия развития болота продолжалась около 1770 лет. Средние скорости прироста и аккумуляции торфа V_{ak} составляли соответственно 0,45 мм/год и 48 г/м² в год.

Переход торфяника на атмосферное питание произошел около 2980 л.н. (160 см). За первые 1070 лет V_{ak} среднеразложившегося магелланикум торфа составила всего 0,09 мм/год и 9 г/м² в год, что свидетельствует о наличии перерыва в торфонакоплении. Согласно расчетам, продолжительность этого перерыва составила 715 лет. Конец мезотрофной стадии развития болота совпадает с периодом похолодания климата, поэтому, наиболее вероятно, что перерыв был вызван переходом болота в многолетнемерзлое состояние.

С 1910 л.н. (150 см) в условиях влажного потепления климата стали отлагаться слаборазложившиеся сфагновые торфа и до 580 л.н. торфонакопление имело преимущественно прогрессивный характер. V_{ak} составляла около 0,6 мм/год и 27...43 г/м² в год. Лишь при обсыхании поверхности (IW – 3,0) в кратковременный сухой период внутри Малого климатического оптимума, около 1120 л.н., прирост торфа уменьшился до 0,27 мм/год. При обсыхании (IW – 3,0) в Малый ледниковый период, около 580 л.н., V_{ak} резко снизилась до 0,14 мм/год и 8 г/м² в год, что свидетельствует о наличии перерыва торфонакопления, вероятно также криогенного, продолжительностью около 140 лет. Возобновление торфонакопления началось около 365 л.н. и на протяжении 318 лет V_{ak} составляла 0,44 мм/год и 30 г/м² в год.

В последнее 100-летие V_{ak} достигла максимальных значений: 5,8 мм/год или 163 г/м² в год. V_{ak} в этот период была больше в 7 раз, чем в предыдущие 29 веков олиготрофной стадии (23 г/м² в год), и в 3,4 раза, чем на мезотрофной стадии развития, или соизмерима с ней, если учесть значительное (до 45 %) разложение биомассы на этой стадии. Вполне вероятно, что резкое возрастание V_{ak} торфа в XX в. обусловлено не только слабой трансформацией органического вещества, но и повышением продуктивности олиготрофных сообществ из-за значительного привноса биофильных элементов из антропогеннозагрязненной атмосферы. Максимальная V_{ak} торфа характерна именно для слоя 28...44 см (1963–1986 гг.).

Потоки минерального вещества

Полученные значения накопления минерального вещества допустимо отождествлять с потоками

ми вещества лишь для олиготрофной стадии развития торфяника, так как на мезотрофной стадии более высокая зольность торфа включает и его составляющую от грунтовых вод.

На мезотрофной стадии развития за период 1770 лет накопилось 8,4 г/см² биомассы и 490 мг/см² минерального вещества (м.в.) при средней скорости накопления $V_{нак}$ м.в. – 27 мг/дм² в год (табл.). На олиготрофной стадии накопилось столько же биомассы – 8,1 г/см², но за период 2900 лет, а минерального вещества – почти в три раза меньше, лишь 176 мг/см². 20 % биомассы и 25 % минерального вещества накопилось за XX в.

На протяжении первых 2045 лет олиготрофной стадии $V_{нак}$ м.в. имела низкие значения, в среднем – 4,4 мг/дм² в год. В период потепления 940...1910 л.н., т. е. при активном торфонакоплении, $V_{нак}$ м.в. в среднем составляла 4,8 мг/дм² в год, а в предшествующий, состоящий из 360 лет торфонакопления и 710 лет его криогенного прекращения, была в 1,2 раза ниже. То есть потери аэрозолей из-за отсутствия условий для их быстрого захоронения в период прекращения торфонакопления составили не менее 18 %. За среднее значение потоков вещества из атмосферы в период IX в. до н.э. – X в. н.э. принято значение 4,4 мг/дм² в год, характерное для периода, когда доля атмосферных осадков в водном питании болота была максимальной (95...100 см).

Последующее 900-летие характеризуется повышением $V_{нак}$ м.в. до 5,4...6,9 мг/дм² в год, что связано с началом антропогенной деятельности, прежде всего с лесными пожарами и распашкой земель. При этом более высокое значение $V_{нак}$ м.в. имеет слой торфа с возрастом 580...940 л.н. и с более низкой A_{cp} , но более высокой плотностью и V_{ak} торфа. Во втором образце, параллельно отобранном на этой глубине, плотность торфа в 1,5 раза ниже, соответственно меньше $V_{нак}$ м.в. Также вполне вероятно, что завышение $V_{нак}$ м.в. обусловлено выносом его в понижения микрорельефа палеоповерхности болота. В период прекращения аккумуляции торфа потери палеоаэрозолей составили не менее 48 %.

Средняя интенсивность осаждения атмосферной пыли в XX в. составляла 49,8 мг/см² в год. При этом поступление ее было крайне неравномерно. По сравнению с доантропогенной олиготрофной стадией она возросла в начале XX в. в 6, в 30...50-е гг. в 9, в 50...70-е гг. в 23...24, а в 80...90-е гг. в 7 раз. На фоне достаточно выдержанной во времени V_{ak} торфа в XX в. слои 38...44 см и 28...38 см выделяются самыми высокими $V_{нак}$ минерального вещества – 104,2 и 99,5 мг/дм² в год.

Заключение

Атмосфера XX в. в силу интенсивного антропогенного воздействия характеризуется повышенной концентрацией минерального вещества (запыленностью). Полученные значения потоков минераль-

ного вещества в XX в. сходны на Бакчарском и Кирсановском болотах. Средняя скорость поступления минерального вещества в XX в. на Бакчарском болоте ($49,8 \text{ мг/дм}^2$ в год) была на порядок выше ежегодных потоков ($4,4 \text{ мг/дм}^2$ в год) в доиндустриальную эпоху, и даже превысила накопление минеральной компоненты в торфах на его мезотрофной стадии развития. Влияние антропогенного загрязнения атмосферы на скорость накопления минерального вещества прослеживается на протяжении 10-ти последних столетий, но максимально (до $104,2 \text{ мг/дм}^2$ в год) проявляется в слоях торфа, отложившихся в период массовых испытаний ядерного оружия. В современный период (с 1985 г.) запыленность атмосферы значительно понизилась, достигнув состояния начала XX в.

Варьирование скорости накопления минерального вещества в доиндустриальную эпоху обусловлено степенью подпитки болотными водами низжезалегающих слоев торфа и активностью торфонакопления. Активность торфонакопления влияла на сохранность аэрозолей. В позднем голоцене в условиях континентального климата южнотаежной подзоны Западной Сибири скорость аккумуляции повышалась в теплые влажные периоды, а в периоды сухих похолоданий снижалась, вплоть до прекращения. Перерывы торфонакопления обусловили частичную (до 18...48 %) потерю палеоаэрозолей, что необходимо учитывать при их выявлении.

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта СО РАН № 66 и при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 02-05-65178 и № 08-05-00392.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нейштадт М.И. Мировой природный феномен – заболоченность Западно-Сибирской равнины // Известия АН СССР. Сер. Геогр. – 1971. – № 1. – С. 21–34.
2. Прейс Ю.И., Карпенко Л.В. Особенности стратиграфии, динамики и генезиса олиготрофных грядово-мочажинных комплексов среднетаежной подзоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 48–53.
3. Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В., Мельгунов М.С., Бобров В.А. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Геохимия. – 2003. – № 12. – С. 1337–1344.
4. Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. – 1992. – Т. 77. – № 7. – С. 120–124.
5. Бляхарчук Т.А., Климанов В.А. Сукцессии болотной растительности и климат по данным исследования двух торфяников на юге Западной Сибири // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тезисы докл. X Всесоюз. семинара-экскурсии. – Таллин, 1989. – С. 45–49.
6. Ефремова Т.Т., Сухоруков Ф.В., Ефремов С.П., Будашкина В.В. Аккумуляция ^{137}Cs в болотах междуречья Оби и Томи // Почвоведение. – 2002. – № 1. – С. 100–107.
7. Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., et al. INTCAL98 radiocarbon age calibration 24.000-0 cal BP // Radiocarbon. – 1998. – V. 40. – P. 1041–1083.

Поступила 16.09.2009 г.