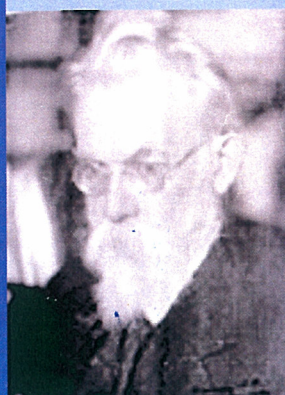


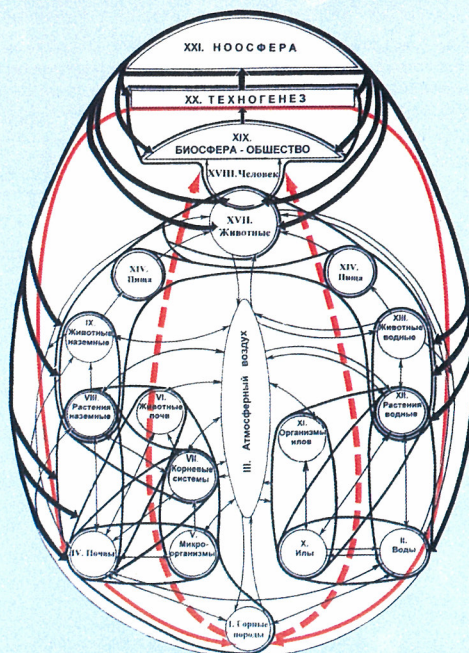
Ғылыми журнал Научный журнал



БИОГЕОХИМИЯ ЖӘНЕ ГЕОХИМИЯЛЫҚ ЭКОЛОГИЯ МӘСЕЛЕСЕРІ

ПРОБЛЕМЫ БИОГЕОХИМИИ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭКОЛОГИИ

THE PROBLEMS OF BIOGEOCHEMISTRY AND GEOCHEMICAL ECOLOGY



№1 (22)
2013

Scientific Journal

УДК: 550.4; 539.163; 551.312.2; 577.17.049

В.А. Бобров¹, Ю.И. Прейс², В.В. Будашкина¹

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН¹

630090, Россия, г. Новосибирск, просп. ак. Коптюга, 3

Тел.: (383) 333-23-07; факс: 333-27-92; E-mail: bobr@igm.nsc.ru

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН²

634055, Россия, г. Томск, пр. Академический, 10/3

Тел.: (382-2) 49-23-52; факс: 49-19-50; E-mail: preisyui@rambler.ru

ОЦЕНКА ПОТОКОВ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ВЕРХОВОГО БОЛОТА БАКЧАР-1 (ЮЖНАЯ ТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В статье приведены результаты исследования 2.4 м разреза торфяника верхового болота Бакчар-1, расположенного в 190 км восточнее г. Томск. С целью установления накопления минерального вещества, выпавшего из атмосферы, было подсчитано количество вещества, выпавшего за год. Потоки минерального вещества составили: около 2 мг/дм² в год в течение 19 века, 17 мг/дм² в год в начале 20 столетия, до 97 мг/дм² в 1960-80-х годах и около 12 мг/дм² в год в конце 20 века. Мы сделали заключение, что поступление минерального вещества из атмосферы, в общем, соответствует глобальной тенденции, а «усиленный» переброс терригенного материала из Казахстана (пылевые бури) объясняет его катастрофический рост в 1960-80-х годах.

Ключевые слова: атмосфера, торфяник, аккумуляция, датирование, фракционирование.



В.А. Бобров

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник



Ю.И. Прейс

кандидат биологических наук, старший научный сотрудник



В.В. Будашкина

научный сотрудник

фяников в верховых болотах является удобным материалом для оценки динамики поступления минерального вещества из атмосферы или, если воспользоваться формулировкой Дж. Нриагу (Nriagu J.O.), для ретроспективного геохимического мониторинга [10]. Необходимость подобных исследований для Западной Сибири становится актуальной в связи с интенсивной индустриализацией промышленных городов и разработок нефтегазовых месторождений.

Атмосфера – всеобъемлющий воздушный океан, непрерывно обволакивающий земную сферу потоками воздушных масс, захватывающих частицы минерального вещества с поверхности континентов. Ветровая эрозия определяет насыщенность воздушных масс терригенным веществом, ей в наибольшей степени подвержены площади аридных зон суши со слабым почвенно-растительным покровом или его отсутствием (пустыни). Здесь происходит подъем мелкодисперсного минерального вещества, который ветровыми потоками переносится на значительные расстояния, а наиболее тонкая, микронная фракция – на тысячи км. Для зон разгрузки (гумидных и полярных) атмосфера становится океаном невидимых глазу частиц [6]. Первичный состав химических элементов микрочастиц (аэрозоля) близок спектру химических элементов в глинистых сланцах земной коры, а высокие сорбционные свойства микрочастиц, в свою очередь, способствуют захвату летучих химиче-

Накопленное органическое вещество в составе стратифицированных горизонтов тор-

ских элементов, радионуклидов, естественных (от радона) и искусственных (от аварий и испытаний атомного оружия), и их перемещению на значительные расстояния [7, 9].

Погребенные залежи сфагнового торфа в течение тысячелетий сохраняют микроэлементный состав минерального вещества, сформировавшегося в приповерхностных стратифицированных горизонтах, отражая геохимическую характеристику атмосферного аэрозоля в прошлом [10].

Обогащенность различных стратифицированных горизонтов сфагновых торфов в европейских верховых болотах соответствует по времени историческим событиям, за которыми последовала загрязненность атмосферы свинцом, медью, цинком, ртутью, оловом, кадмием, мышьяком и сурьмой [10].

Фракционирование химических элементов в атмосфере Западной Сибири привело к обогащению тяжелыми металлами атмосферного аэрозоля не только в настоящем, но и в прошлом [3, 4].

В силу токсичности по отношению к биосфере, величины концентраций тяжелых металлов привлекают особое внимание при исследованиях микроэлементного состава аэрозоля и его потоков на земную поверхность. Оценка потоков ряда химических элементов, не испытывающих фракционирования в процессе атмосферного переноса, выполнена на основе изучения торфяника Кирсановского верхового болота, расположенного вблизи г.

Томска (30 км на юг), с временным диапазоном в 1000 лет [3, 4].

В настоящей работе решались аналогичные задачи на торфянике Бакчарского болота, которое является типичным представителем верховых (сфагновых) болот, широко распространенных в Западной Сибири. Основанием для проведения ретроспективного геохимического мониторинга на этом болоте является предположение об атмосферном (и только) источнике поставки минерального вещества в отрыве от грунтовых (болотных) вод в последние 2000 лет.

При изучении Бакчарского разреза полностью повторены методические приемы и набор аналитических методов, примененных для Кирсановского разреза [3, 4]. Бакчарский вариант отличается от Кирсановского более длительным временным диапазоном и более молодым возрастом поверхностного (очесного) слоя.

Разрез торфяной залежи «Бакчар-1» (Томская область, Бакчарский район, 8 км на северо-восток от с. Польшанка; 56°58' 53" с.ш., 83°21'32" в.д.; 113 м абс.), расположен в 190 км к западу от Томска и от Сибирского химического комбината (СХК). Разрез заложен на вершине типичного для южно-таежной зоны выпуклого олиготрофного болотного массива, находящегося в периферийной части водораздельного Бакчарского болота, занимающего междуречье рек Икса и Бакчар (рис.1) и являющегося одним из северо-восточных отрогов Большого Васюганского болота.

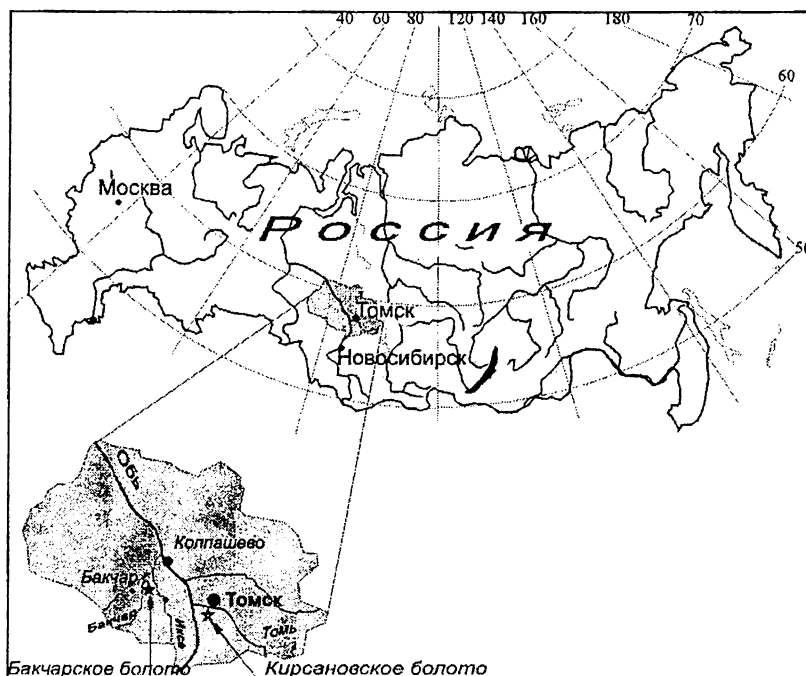


Рисунок 1 – Расположение Бакчарского болота

Разрез находится в сосново-кустарничково-сфагновом растительном сообществе и представлен торфяной залежью глубиной 2.4 м. Верхний 150 см слой залежи сложен верховыми слаборазложившимися (0–15%), низкозольными (преимущественно 1.2–3.5%, в антропогенно загрязненном слое – до 7.0%) фускум и магелланикум торфами, нижний 80 см – переходными среднеразложившимися (25–40%), низкозольными (3.9–7.6%, до 10.3%) травяными и древесно-травяными торфами. Между этими слоями залегает 10 см слой верхового магелланикум торфа со степенью разложения 20–25% и зольностью 4.37%. Подошва залежи представляет собой 10-ти см слой сильно гумусированного суглинка.

До глубины 72 см (уровень стояния грунтовых вод) были отобраны торфяные горизонты площадью 20x20 см и мощностью 2 см. Глубже пробы торфа отбирались торфоотборочным буром Гиллера с диаметром челнока 3 см с шагом отбора 5–10 см. Пробы торфа высушивались, взвешивались и анализировались на содержание аналитической влажности и зольности. Определение содержания зольности проводилось в соответствии со стандартной методикой сжигания проб в муфеле при $t = 450^{\circ}\text{C}$ в течение 5–8 часов.

Датирование верхних слоёв торфяной залежи проведено по ^{210}Pb и ^{137}Cs . Замеры выполнены на особо чистом германиевом колодезном детекторе (EGPC 192-P-21) с одновременной регистрацией изотопов ^{137}Cs и ^{210}Pb и «естественных радионуклидов», для подсчёта атмосферной компоненты ^{210}Pb . Хронологические оценки более глубоких горизонтов залежи выполнены по 8-ми радиоуглеродным датам (аналитик Орлова Л.А., ИГМ СО РАН).

Установление «временных» интервалов верхних горизонтов торфяной залежи (0–72 см) проведено на основе спектров распределения ^{137}Cs и ^{210}Pb в торфяной залежи и скорректировано в соответствии с зольностью и плотностью торфа. В связи с проницаемостью слабоуплотнённого верхнего (очёсного) слоя из неразложившейся дернины сфагновых мхов, при сезонных и годовых колебаниях уровня болотных вод происходит просачивание ^{210}Pb вниз, в горизонты, сформировавшиеся ранее. Максимальное накопление ^{210}Pb наблюдается, в нашем случае, на глубине 18–20 см. Естественно, что аналогичное просачивание ^{210}Pb имело место и при формировании нижних слоев. Систематическое проникновение ^{210}Pb вглубь «омолаживает» возраст стратифицированных горизонтов, что затрудняет временную идентифи-

кацию торфяных отложений начала XX века. И, тем не менее, за 100-летний рубеж принята глубина 58 см, после которой активность ^{210}Pb выходит на минимальный уровень. Эффект просачивания для ^{137}Cs , по-видимому, проявляется значительно слабее. Так, его поступление на территорию Западной Сибири происходило, в основном, в 1957–1963 гг., и он «закрепился» в горизонтах с повышенной зольностью (до 7.0%). Возраст горизонта 42–44, в котором зафиксированы максимальные по разрезу концентрации ^{137}Cs , принимается как 1961 год.

Относительно повышенные концентрации радиоиотопа ^{137}Cs , так же как и изотопа ^{40}K (^{39}K), в самых молодых (зелёных) слоях сфагнового мха, связаны с их высокой биологической активностью. ^{137}Cs не следует связывать с атмосферным переносом воздушных выбросов Сибирского химического комбината (СХК), например, авария 1993 г., поскольку в «верхних» слоях не обнаружены ^{90}Sr , ^{60}Co , ^{152}Eu , ^{46}Sc и другие «долгоживущие» радионуклиды (включая трансурановые), характерные для речных осадков вблизи СХК [5]. В разрезе монолита Бакчар-1 ^{90}Sr и ^{241}Am обнаружены только в горизонтах 38–44 см (аналитики Мельгунов М.С., Макарова И.В.), что в масштабе времени может быть связано только с атмосферными испытаниями на Семипалатинском полигоне.

Заболачивание Бакчарского участка началось в первой половине суббореального периода около 4926 калиброванных (кал.) лет назад (4310 ± 90 РВ по ^{14}C). На начальной мезотрофной стадии развития водно-минеральное питание данного участка осуществлялось не только атмосферными осадками, но и верховодкой и делювиальными водами, поступающими с прилегающих суходолов и расположенных выше по рельефу участков болота. Эта стадия продолжалась около 1947 лет. Она завершилась значительным обсыханием поверхности болота в период сухого похолодания климата, вызвавшим около 2980 кал. лет назад длительное прекращение торфонакопления в результате промерзания и пучения торфяных отложений и переход на атмосферное питание. Не позже 2270 кал. лет назад (глубина 160 см) началась олиготрофная стадия развития. Сначала торфонакопление происходило медленно, а около 1907 кал. лет назад (1950 ± 45 РВ) вновь приобрело прогрессирующий характер. Следующее прекращение торфонакопления произошло в Малый ледниковый период около 557 кал. лет назад (570 ± 80 РВ) и также имело криогенный характер.

На основе данных по зольности изученные горизонты разреза сгруппированы в 20 интервалов. Расчетные временные диапазоны

формирования этих интервалов составляют: для первых 7-ми (XX век) от 5 до 34 лет, для остальных – от 125 до 1072 лет (табл. 1).

Таблица 1 – Потоки (накопление) органической и минеральной компонент в торфянике Бакчар-1

слой	время накопления	торф в слое	торф скорость накопления	торф зольность слоя	зольное вещество торфа	скорость накопления зольного вещества	Атмосферный поток минерального вещества
см	год	г/см ²	г/м ² /год	%	мг/см ²	мг/дм ² /год	мг/дм ² /год
Олиготрофная стадия							
0-10	5	0.13	254	1.31	1.7	33	13
10-20	6	0.13	218	1.29	1.7	28	11
20-28	7	0.13	183	1.69	2.2	31	12
28-38	14.6	0.33	226	4.4	14.5	99	89
38-44	9.3	0.21	226	4.6	9.7	104	97
44-52	34	0.42	123	3.12	13.0	38	33
52-58	26	0.32	122	2.32	7.4	28	17
0-58	100	1.66	166	2.68	50.1	50	39
58-72	318	0.95	30	1.8	17.0	5	3
72-75	212	0.17	8	3.45	5.9	2.8	3.3
80-90	176	0.68	39	1.48	10.1	5.7	4.7
90-100	304	1.02	34	1.61	16.4	5.4	5.0
100-110	154	0.37	24	1.97	7.2	4.7	3.2
110-120	213	0.51	24	2.02	10.3	4.8	4.6
120-130	125	0.3	24	1.66	4.9	3.9	1.9
130-140	167	0.4	24	1.67	6.6	4.0	1.9
140-150	125	0.3	24	1.69	5.0	4.0	1.2
150-160	1072	0.88	8	4.37	38.3	3.6	1.7
58-160	2866	5.58	19	2.19	122	4.2	3.0
Мезотрофная стадия							
160-200	884	4.68	53	4.58	214.3	24	10
200-230	682	2.88	42	6.4	184.4	27	10
230-240	200	0.88	44	10.3	90.5	45	26
160-240	1766	8.44	46	7.1	489.2	32	15.3

В настоящий момент (на время отбора разреза, 2003 г.) в интервале 160–240 см содержится неразложившейся торфообразующей

биомассы 8.44 г/см², а неорганического минерального вещества 489.2 мг/см². Временной период формирования этих стратифицирован-

ных горизонтов в условиях мезотрофной стадии составил 1766 лет.

В олиготрофную стадию накопилось сопоставимое количество торфа 7.24 г/см^2 , но за период 2966 лет, а минерального вещества – в 3 раза меньше, лишь 172 мг/см^2 . При этом, за первые 1072 лет (150–160 см) накопилось лишь 0.88 г/см^2 биомассы, а минерального вещества – 38.3 мг/см^2 , за следующие 1794 лет (58–150 см) – соответственно 4.70 г/см^2 и 67.0 мг/см^2 , а за последние 100 лет (0–58 см) – соответственно 1.66 г/см^2 и 50.1 мг/см^2 .

Скорость аккумуляции торфа в XX в. ($122\text{--}254 \text{ г/дм}^2$ в год) была значительно выше, чем в предыдущие 19 веков ($8\text{--}34 \text{ г/дм}^2$ в год). Даже если учесть значительное (до 45%) разложение биомассы, темпы прироста торфа и в мезотрофную стадию были ниже, чем в настоящее время. На фоне высокого, но достаточно выдержанного во времени, темпа прироста биомассы в XX в., слои интервалов 38–44 см и 28–38 см выделяются самыми высокими темпами накопления минеральной массы – 104 мг/дм^2 в год и 99 мг/дм^2 в год, соответственно. Средняя скорость накопления неорганической составляющей на Бакчарском болоте в XX в. составила величину **50 мг/дм^2 в год**, что даже превышает этот показатель для мезотрофной стадии развития болота.

Наименьшие в разрезе скорости накопления торфа (80 г/дм^2 в год) приходится на время, соответствующее 8 в. до н.э. – 3 в.н.э. и 14–16 в.н.э. В обоих случаях произошло более интенсивное разложение торфа. В результате, зольность этих слоев торфа повысилась до 4.37 и 3.45%, то есть в 2.6 и 1.9 раз по сравнению с зольностью вышележающих слоев (1.7 и 1.8). В тоже время скорость накопления зольного вещества в этих слоях ниже в 1.1 и 1.6 раз по сравнению с вышележающими. Вероятнее всего, это обусловлено потерями палеоаэрозолей в связи с плохими условиями их захоронения в периоды прекращения торфонакопления. Менее значительное снижение скорости накопления минерального вещества в более продолжительный 1072-годовой период, вероятно, обусловлено дополнительным привнесом этого вещества более минерализованными водами нижележающих слоев переходного торфа при повышении уровня болотных вод в более поздние влажные периоды климата. Это подтверждается тем, что если принять реальное время отложения торфа в слое 150–160 см (359 лет), то скорость накопления минерального вещества составит 10.7 мг/см^2 год.

Для биомассы, как и для минеральной компоненты, полученные значения отражают

динамику накопления. Низкая зольность стратифицированных горизонтов торфяника в период 1–19 вв. новой эры может свидетельствовать как о слабом разложении биомассы (сфагнома), так и об атмосферном (и только) источнике поступления минерального вещества. Резкое увеличение скорости накопления торфяной массы в XX в., обусловлено слабой трансформацией органического вещества растений-торфообразователей в связи с ее «молодостью», а также с улучшением климатических условий (тепло, влажно).

Образование стратифицированных горизонтов происходит на уровне «подшвы» деятельного слоя, которая имеет возраст не менее 20–30 лет. Верхние, молодые горизонты деятельного слоя обогащены биофильными элементами, создающими так называемую конституционную зольность [1]. Если принимать атмосферный аэрозоль единственным источником поставки биогенных элементов, то следует признать факт фракционирования химических элементов в деятельном слое: биогенные элементы аккумулируются вновь образующимся углеродсодержащим веществом, и минеральное вещество выпавшего аэрозоля покидает деятельный слой, потеряв ту часть биогенных элементов, которая участвовала в биохимическом процессе.

Непосредственное изучение зольного остатка сухого торфа дает существенную дополнительную информацию для решения основной задачи – оценки потоков минерального вещества из атмосферы. Так как биохимические процессы в деятельном слое определяют диагенез минерального вещества аэрозоля, это необходимо принимать во внимание при попытках воссоздания состава минерального вещества атмосферного аэрозоля на момент его выпадения на поверхность болота. Консервативные в процессах миграции химические элементы с наибольшей вероятностью сохраняются в составе стратифицированных горизонтов. Используя соотношения концентраций подвижных и консервативных элементов в атмосферном аэрозоле, можно определить как приобретенные, так и потерянные количества элементов стратифицированным горизонтом и, тем самым, установить величину минеральной массы в момент выпадения аэрозоля.

В качестве модели химического состава минеральной фракции атмосферного аэрозоля для Западной Сибири В. М. Гавшин (2003) предложил глинистый сланец из работы [8], нормируя на который ему удалось установить коэффициенты обогащения (EF- Enrichment Factor) «летучими» элементами в разрезе 1000-

летнего монолита на Кирсановском болоте [3, 4]. При определении EF-коэффициентов обогащения химического элемента в образце торфа и в его зольном остатке важно получить относительные значения, что достигается предварительным нормированием каждого элемента (x_i) на консервативный элемент в процессах миграции, в нашем случае, на Sc. Таким образом, коэффициент обогащения конкретного элемента в исследуемом образце (торфе или его зольном остатке) рассчитывается согласно выражению [11]:

$$EF = (x_i/x_{Sc})_{\text{образец}} / (x_i/x_{Sc})_{\text{глин. сланец}}$$

где, x_i образец – содержание i -го химического элемента в объекте исследования; x_{Sc} – содержание скандия в объекте исследования; x_i глин. сланец – содержание i -го химического элемента в глинистом сланце; x_{Sc} глин. сланец – содержание скандия в глинистом сланце.

На основе такого двойного нормирования получены коэффициенты обогащения химическими элементами слоев олиготрофной стадии; результаты представлены табл. 2 и графиками на рис. 2 (А, Б, В).

Таблица 2 – Коэффициенты обогащения EF химическими элементами слоев торфяника (зола)

см	0-2	10-12	20-22	30-32	40-42	50-72	80-100	100-150	180-190	190-230	230-240	250-270
Cd	37.0	23.1	18.2	12.6	20.9	9.6	10.2	7.9	2.9	4.8	3.9	11.9
Zn	14.3	12.0	17.0	10.0	7.8	7.1	28.0	5.3	3.6	3.7	0.7	0.8
Se	8.0	9.1	8.0	5.3	6.0	5.1	8.5	4.5	5.8	8.2	5.5	1.9
Sb	11.7	11.8	12.9	12.0	6.7	6.7	6.4	2.3	1.9	1.4	1.4	0.8
Ag	42.6	12.7	19.5	5.2	8.4	5.9	6.9	7.7	4.9	7.1	3.7	3.5
Au	67.2	30.1	18.2	11.2	16.5	4.9	6.3	11.1	0.5	1.4	0.4	0.3
Pb	10.2	9.8	10.0	8.3	5.1	7.4	3.6	2.7	0.9	1.0	0.7	4.1
Sn	3.7	5.0	4.4	4.6	4.8	1.9	1.2	1.7	0.5	0.6	0.5	0.3
Cu	6.4	4.6	1.9	1.5	1.1	1.7	2.8	2.1	1.5	1.9	0.9	0.6
As	3.1	3.0	4.1	4.4	6.4	1.6	1.4	1.2	4.7	5.7	1.9	0.3
Mn	63.4	27.8	9.5	4.0	2.8	2.0	3.8	3.3	2.3	4.2	1.2	0.4
Ca	12.2	6.3	3.7	3.3	5.2	4.5	11.3	13.0	12.2	19.2	6.0	1.0
Sr	4.2	2.9	3.4	2.1	2.2	3.5	7.3	5.8	6.4	7.7	2.4	0.2
Ba	4.7	3.0	1.9	1.0	1.3	0.9	1.6	1.3	1.0	1.3	0.8	0.4
Na	5.4	2.3	1.5	1.0	1.1	0.7	1.1	0.9	0.5	0.5	0.3	0.9
K	7.9	4.3	2.4	1.3	1.0	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5
Rb	12.9	4.0	1.6	0.8	1.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	0.9
Cs	4.3	1.4	1.4	0.8	0.6	0.6	0.7	0.5	0.9	0.9	0.5	1.0
Br	7.4	3.3	2.4	2.1	2.2	1.9	5.2	5.7	9.2	14.2	4.3	1.0
Mo	0.8	0.6	0.4	0.5	0.7	1.1	2.7	3.2	0.9	1.7	5.5	0.3
Fe	0.7	0.8	1.2	1.5	1.3	0.8	1.5	1.3	1.3	2.5	0.9	0.6
Co	1.1	1.0	1.7	1.6	1.2	0.8	1.4	1.3	2.4	2.4	1.5	0.7
Ni	1.0	1.8	1.7	1.1	0.8	1.0	0.7	0.9	0.6	1.5	0.8	0.9
Sc	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Ti	1.5	1.0	0.9	1.1	1.0	1.0	1.1	1.1	1.0	1.1	0.7	1.2
Cr	2.3	1.6	1.6	1.7	1.6	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	1.1
Y	1.3	0.9	0.8	0.9	1.1	0.9	0.7	0.7	0.7	0.9	0.9	0.6
Zr	0.6	0.8	0.8	0.8	1.2	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.4
Nb	0.5	0.8	0.6	0.7	1.2	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	1.0	0.3
La	1.1	1.0	1.0	1.2	1.5	1.0	0.9	0.9	0.9	1.0	1.4	0.9
Ce	0.9	0.9	0.9	1.1	1.2	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	1.3	0.8
Nd	1.0	0.8	1.1	1.0	1.3	0.9	0.8	0.9	0.8	1.1	1.7	0.9
Sm	1.0	0.9	1.0	1.2	1.5	1.0	1.0	0.8	0.8	1.0	1.1	1.0
Eu	1.1	1.0	1.1	1.2		1.2	1.0	0.9	1.3	1.3	1.3	1.1
Gd	1.2	1.1	1.0	1.3	1.5	1.2	0.9	0.8	0.8	1.1	1.5	1.0

Tb	1.2	1.0	0.9	1.1	1.5	1.0	0.8	0.6	0.7	0.9	1.0	0.9
Yb	0.7	1.0	1.0	0.9	1.4	0.8	0.7	0.7	0.7	0.9	1.1	0.9
Lu	0.8	0.8	1.0	0.9	1.6	0.8	0.7	0.6	0.8	1.0	0.8	0.9
Hf	0.9	1.1	0.9	0.8	0.0	0.7	0.8	0.6	0.4	0.5	0.8	0.8
Ta	1.8	1.8	2.1	1.4	0.0	1.2	1.3	1.2	1.0	1.2	0.9	1.3
Th	0.7	0.8	0.6	0.7	1.4	0.8	0.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7
U	0.9	1.0	0.7	0.6	1.0	0.7	1.1	1.5	1.4	6.0	23.0	1.0

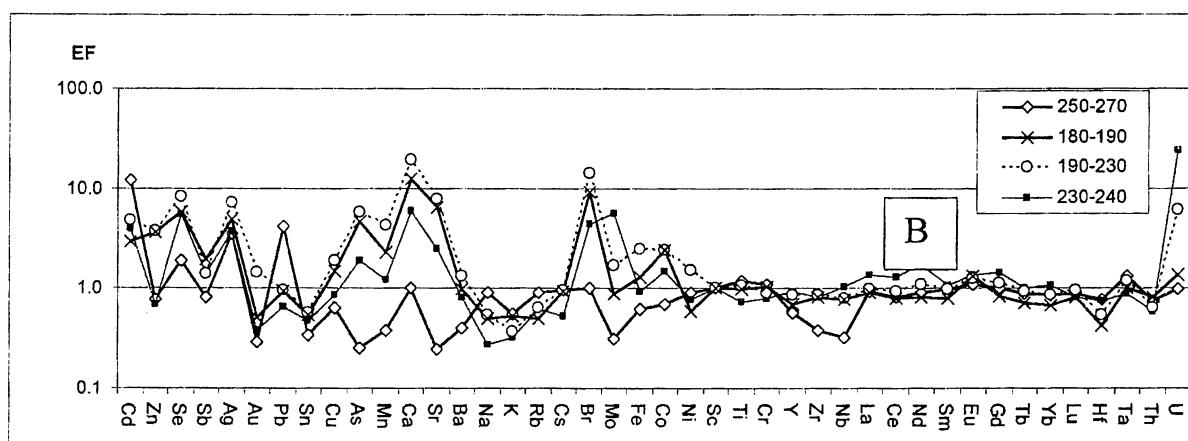
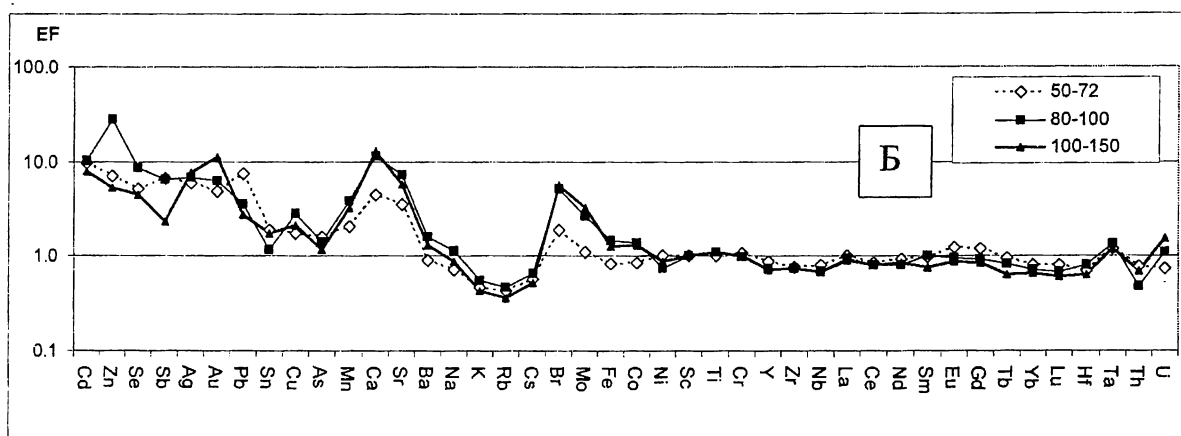
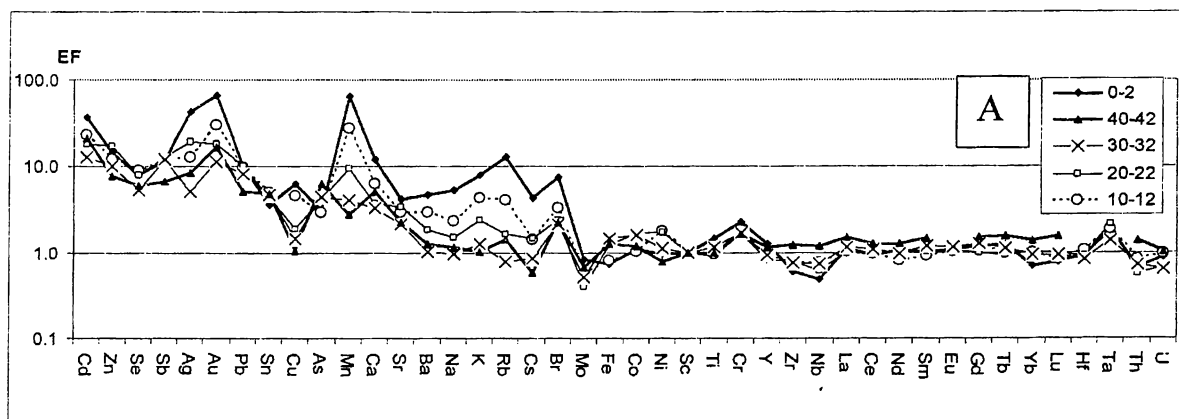


Рисунок 2 – Спектры коэффициентов обогащения EF химическими элементами слоев: А – монолита; Б – олиготрофной стадии; В – мезотрофной стадии и слоя глеевой глины (250–270 см)

Верхние слои (0-2, 10-12 см) в наибольшей степени обогащены щелочными (Na, K, Rb, Cs), щелочноземельными (Ca, Sr, Ba) и Mn, а также «летучими» Zn, Se, Ag, Cd, Sb, Au, Pb (рис. 2 А).

На всех горизонтах средневековья (52–150 см) характерен дефицит щелочных (K, Rb, Cs) и избыток щелочноземельных (Ca, Sr) и Mn, и при этом, сохраняется высокий уровень содержания «летучих» Zn, Se, Ag, Cd, Sb, Au, Pb (рис. 2 Б).

Дефицит щелочных (K, Rb, Cs) и избыток щелочноземельных (Ca, Sr) и Mn также характерен для горизонтов мезотрофной стадии (180-230 см), здесь же можно отметить высокий уровень содержания «летучих» Zn, Se, Ag, Cd (рис. 2 В).

Гумусированный горизонт подошвы торфяника (230-240 см) содержит аномальные концентрации U и Mo, генетическая природа которых нами не выяснена, но оставляет нам право на заключение о существовании высокой восстановительной среды в подошве торфяника (в прошлом или настоящем времени).

По характеру распределения микроэлементов (в значениях EF) в разрезе торфяника выделяются три ассоциации микроэлементов (из числа 42 определенных):

1) лантаноиды, скандий, хром, никель, кобальт, торий, а также железо повторяют распределение зольности, а отношения между ними мало отличаются от отношений между кларками для глинистых сланцев (shale [8]). Они близки к единице ($EF = 0.9 \pm 0.3$), независимо от зольности. Выдержанность значений EF для этих элементов по всему разрезу торфяника (до 150 см) свидетельствует о том, что элементы не испытывали фракционирования как в процессе атмосферного переноса, так и в процессе торфонакопления (в олиготрофной стадии).

2) «летучие» халькофильные элементы (Cd, Pb, Zn, Sb) имеют высокие значения EF во всех слоях торфяника, достигая, например, для Cd значения $EF=37$, для Pb – $EF=10.2$ в самом верхнем (очесном) слое. В отличие от элементов первой группы у «летучих» элементов наблюдается уменьшение значений коэффициентов обогащения с увеличением зольности (привносом почвенного материала). Зольность верхних слоев (0–28 см), как минимум, на половину величины определяется биогенной

природой, что и сказалось при нормировании на Sc, поскольку он связан только с терригенным материалом атмосферного аэрозоля.

3) третья ассоциация элементов – это биофильная группа, которая активно аккумулируется в деятельном слое, формируя конституционную зольность. Для живой, растительной массы, прежде всего, необходимы щелочные и щелочноземельные, марганец, в меньшей степени, медь, никель, кобальт и др. «Главными» элементами в составе конституционной золы торфа являются калий и кальций, на их долю приходится до 80% весового вклада всей группы щелочных и щелочноземельных элементов. Их распределение по слоям разреза может предсказать доленое весовое участие и менее распространенных Rb, Sr, Ba, Cs, однако, абсолютные концентрации в зольном веществе первых трех не выше 1%, а цезия – 0.002%.

Таким образом, характер распределения калия, рубидия, цезия в разрезе торфа в период олиготрофной стадии может однозначно свидетельствовать об атмосферном источнике поступления щелочных элементов, подверженных выщелачиванию из твердой фазы аэрозоля в самых верхних слоях торфяника.

Для объяснения высоких содержаний кальция, достигающих 20% в золе торфа, приходится искать дополнительный источник поставки, поскольку атмосферный источник можно предположить только для верхних слоев, где накапливается калий. Предполагая, что кальций накапливается в стратифицированных горизонтах в виде карбоната, оценка потоков минерального вещества проведена нами с учетом карбонатного разбавления. Полученные значения атмосферных потоков значительно отличаются (в меньшую сторону) от потоков накопления минерального вещества, который нами (и видимо другими) отождествлялся с потоками атмосферного привноса [3].

Средние значения атмосферного потока минерального вещества со спектром химических элементов глинистого сланца, в тоже время, обогащенных группой тяжелых металлов в последние 19 столетий (без XX века) составили величину **2.1 (1.0–3.3) мг/дм² в год**.

В начале XX в. атмосферный поток поднялся до значения **17 мг/дм² в год**, а в 50–80 годы XX в. поднимался до величин **89–97 мг/дм² в год**, к концу XX в. вновь опустился

на уровень **12 мг/дм² в год**. А.П. Бояркиной с соавторами [4] для Иксинского полигона (120 км на запад от Томска) получены значения **16 мг/дм² в год** для начала XX в., а для 60-80-х годов XX в. – **76 мг/дм² в год**. С этими данными хорошо совпадают полученные нами.

Сопоставление данных по распределению минерального вещества во временных интервалах XX в. на Бакчаре–1, Кирсановском и на трех полигонах Томского университета, удаленных на 5, 120 и 230 км от Томска [2] подтверждают заключение томских исследователей о высокой **запыленности** атмосферы, которая обусловлена, вероятнее всего «усиленным» перебросом терригенного материала из Казахстана. Высокие темпы накопления минерального вещества в стратифицированных слоях начались с конца 50-х гг. и выдерживались вплоть до 80-х гг. Выпадения ¹³⁷Cs на болотах Западной Сибири скорее всего имеет глобальный характер. Природные процессы (смещение границ лесостепей, сухой климат, температура и пр.) могут привести к росту транспорта терригенного вещества на уровне 5-кратного увеличения по сравнению потоков XI–XVIII вв. Предположение о загрязненности атмосферы над таежной территорией Западной Сибири тяжелыми металлами за счет природных процессов (пожары) для Кирсановского и Бакчарского торфяников остается в силе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00655).

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Бертнатонис В. К., Архипов В. С., Здвизков М. А., Прейс Ю. И., Тихомирова Н. О. Геохимия растений и торфов Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. – Томск: Институт оптики атмосферы, 2002. – С. 204-215
- 2 Бояркина А. П., Байковский В. В. Васильев Н. В., Глухов Г. Г., Медведев М. А., Писарева Л. Ф., Резчиков В. И., Шелудько С. И. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. – Томск: ТУ, 1993. – С. 1-157
- 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 Гавшин В. М., Бобров В. А., Сухоруков Ф. В., Будашкина В. В., Мельгунов М. С. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Доклады Академии наук – 2004. – Т. 396. № 6. – С. 804-807

- 5 Леонова Г. А., Торопов А. В., Бобров В. А., Маликов Ю. И., Мельгунов М. С., Сухоруков Ф. В. Радиоактивное загрязнение биогидроценоза реки Томь в зоне влияния предприятий ядерно-топливного цикла // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология – 2006. – № 3. – С. 225-234

- 6 Лисицын А. П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. – С. 163-248

- 7 Малахов С. Г., Махонько Э. П. Выброс токсичных металлов и их накопление в поверхностном слое Земли // Успехи химии. – 1990. – Т. 59. Вып. 11. – С. 1777-1798

- 8 Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. Et. Cosmochem. Acta. – 1991. – V. 55. – P. 3223-3240

- 9 Melgunov M. S., Pokhilenko N. P., Strakhovenko V. D. et al. Fallout traces of the Fukushima NPP accident in southern West Siberia (Novosibirsk, Russia) // Environmental Science and Pollution Research, 2011, DOI 10.1007/s11356-011-0659-1

- 10 Nriagu J. O. A history of global metal pollution // Science. – 1996. – V. 272. – P. 223-224

- 11 Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G. et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Scien. Letter. – 1966. – V.145. – P. 1-7

**БЕТТІК БАПАҚТАРДЫҢ ТОРФЫ МИКРОЭЛЕМЕНТТІК ҚҰРАМЫ НЕГІЗІНДЕ
АТМОСФЕРАДАН КЕЛЕТІН МИНЕРАЛДЫ ЗАТТАР АҒЫНЫН БАҒАЛАУ**

В.А. Бобров, Ю.И. Прейс, В.В. Будашкина

Мақалада Томск қаласының шығысына қарай 190 км қашықтықта орналасқан Бакчар -1 беттік батпағының 2,4 м кескінді шымын зерттеудің нәтижелері келтірілген. Атмосферадан түскен минералды заттардың жинақталуын бекіту мақсатында жылына түсетін зат мөлшері есептелді. Минералды заттар ағыны келесіні құрады: 19 ғасыр ішінде шамамен 2 мг/дм² жылына, 20-шы жүзжылдықтың басына таман 17 мг/дм² жылына, 1960-80-ші жылдарда 97 мг/дм² жылына және 20 ғасыр соңында шамамен 12 мг/дм² жылына. Біздің қорытындыларымыз бойынша, атмосферадан минералды заттардың түсуі жалпы галамдық тенденцияға сәйкес келеді, ал Қазақстаннан (шаңды дауылдар) иерригенді материалдың түсуінің «күшті болуы» 1960-80-ші жылдарда катастрофалардың өсуімен түсіндіріледі.

**ESTIMATION OF MINERAL SUBSTANCE FLOW FROM ATMOSPHERE
BASED ON ELEMENT COMPOSITION OF PEAT DEPOSITS FROM
THE HIGHMOOR BAKCHAR-1 (SOUTH TAIGA OF WEST SIBERIA)**

V.A. Bobrov, Yu. I. Preis, V.V. Budashkina

In article we demonstrate the results of investigation of a 2.4 m long peat section of the Bakchar-1 bog, situated 190 km westward from Tomsk. In order to determine the accumulation of the atmosphere-bearing mineral substance, we calculated its annual flows. The flows of mineral substance were about 2 mg dm⁻² yr⁻¹ in the period before 19 century, 17 mg dm⁻² yr⁻¹ at the beginning of 20 century, up to 104 mg dm⁻² yr⁻¹ in 1960-80th, and about 12 mg dm⁻² yr⁻¹ at the end of 20 century.

Содержание

Фундаментальные вопросы биогеохимии

В.Н. Башкин

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛОБАЛЬНЫХ ЭКОСИСТЕМ.....3

В.А. Бобров, Ю.И. Прейс, В.В. Будашкина

ОЦЕНКА ПОТОКОВ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ АТМОСФЕРЫ НА
ОСНОВЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ВЕРХОВОГО
БОЛОТА БАКЧАР-1 (ЮЖНАЯ ТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ).....20

С.А. Остроумов, М.Е. Джонсон, Дж. Ф. Тайсон, Б. Шин

ИММОБИЛИЗАЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ МЕТАЛЛОВ В ВОДНОЙ СРЕДЕ
МОРТМАССОЙ MYRIOPHYLLUM AQUATICUM.....30

Биогеохимия техногенеза

С.Н. Лукашенко, А.А. Амиров, Т.Г. Кириллова

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ
ПРИПОРТАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ ПЛОЩАДКИ «ДЕГЕЛЕН».....35

А.Г. Карташев, Е.В. Нуязина

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА НЕФТЕЗАГРЯЗНЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ
БИОТОПАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....57

Радиобиогеохимия

А.О. Айдарханов, С.Н. Лукашенко, С.Б. Субботин, В.И. Эдомин, О.Н. Ляхова

РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕРРИТОРИИ
ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАДЖАЛ.....62

Т.В. Коровикова, В.Н. Дмитропавленко, Е.В. Мустафина,

А.Ю. Осинцев, Ю.Ю. Яковенко

РАДИАЦИОННАЯ ОБСТАНОВКА НА ПРИПОРТАЛЬНЫХ
УЧАСТКАХ ШТОЛЕН ГОРНОГО МАССИВА ДЕГЕЛЕН ДО И ПОСЛЕ
ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ ПО УСИЛЕНИЮ ФИЗИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ.....79

С.Б. Субботин, Е.А. Новикова, Л.В. Бахтин, М.Н. Тырышкина

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ИСКУССТВЕННЫМИ РАДИОНУКЛИДАМИ ПОДЗЕМНЫХ
ВОД ИСПЫТАТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ “БАЛАПАН”.....95

Н.В. Ларионова, С.Н. Лукашенко, В.Н. Дмитропавленко,

Б.М. Султанова, Е.В. Мустафина, Ю.Ю. Яковенко

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАСТЕНИЙ В КАЧЕСТВЕ ИНДИКАТОРОВ
ПРИПОВЕРХНОСТНОГО РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ
НА ПРИПОРТАЛЬНЫХ ПЛОЩАДКАХ ШТОЛЕН БЫВШЕЙ
ИСПЫТАТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ «ДЕГЕЛЕН».....124

Экологические проблемы биогеохимии

А.В. Паницкий, С.Н. Лукашенко, М.М. Битенова

К ВОПРОСУ О КАЧЕСТВА КУМЫСА, ПРОИЗВОДИМОГО НА
ПРОИЗВОДСТВЕННОМ УЧАСТКЕ В ПОСЁЛКЕ САРЖАЛ.....131

Новые книги.....135