

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕРЗЛЫХ ПОЧВАХ

М.П. Тентюков

*Институт биологии Коми научного центра УрО РАН,
167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия; tentukov@yandex.ru*

Приведены результаты геокриологических и ландшафтно-геохимических исследований мерзлых почв, развивающихся на реликтовых торфяниках в южной части Большеземельской тундры. Рассмотрены особенности распределения элементов-примесей в мерзлых торфяных почвах и проанализированы условия формирования в них мерзлотного геохимического барьера и зоны криогенного выщелачивания в зимний период. Проведен анализ устойчивости элементного парагенезиса на мерзлотном геохимическом барьере в талых почвах. Указывается на необходимость изучения сезонной миграции химических элементов в тундровых ландшафтах с учетом того, что зимние процессы сказываются на геохимических характеристиках почв и в летний период.

Мерзлотные почвы, снежный покров, криогенное выщелачивание, геохимические барьеры, геохимия тундровых ландшафтов

FEATURES OF DISTRIBUTION OF CHEMICAL ELEMENTS IN FROZEN SOILS

M.P. Tentyukov

*Institute of Biology, Komi Scientific Centre, UB RAS,
167982, Syktyvkar, Kommunisticheskaya st., 28, Russia; tentukov@yandex.ru*

The results of geocryological and landscape-geochemical studies of frozen peat soils developed on the relic peat in the southern part of the Bolshezemelskaya tundra have been presented. The influence of snow cover on the feature of trace elements distribution in the frozen soil profile has been considered. The formation conditions of cryogenic zone desalination in frozen soils have been analyzed. Indicator geochemical features of cryogenic desalination zone in winter conditions have been determinate and their informative degree in the thawed soils profile has been evaluated. Need of studying of seasonal migration of the chemical elements in the tundra landscape have been pointed out, taking into account the fact that the winter processes in frozen soil profile affect the soil geochemical characteristics even in summer period.

Frozen soils, snow cover, cryogenic desalination, geochemical barriers, geochemistry of tundra landscape

Химическое загрязнение тундровых ландшафтов в результате промышленного освоения недр представляет опасность для существования животного и растительного мира арктического региона. Загрязнение изменяет геохимический фон и миграцию химических элементов в почвенно-растительном покрове. Положение осложняется слабой изученностью геохимии мерзлотных ландшафтов зимой. Оставалось вне внимания исследователей и влияние снежного покрова на особенности распределения химических элементов в мерзлотных ландшафтах.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Рассматриваемый район расположен в южной части Большеземельской тундры и согласно районированию относится к Южной геокриологической зоне, среднегодовые температуры многолетних мерзлых пород (ММП) которой лежат в интервале от -3 до 0 °С [Геокриология..., 1988], что

указывает на двусторонний тип промерзания сезонноталого слоя (СТС) [Втюрин, Втюрина, 1973].

Вертикальная миграция химических элементов в мерзлых почвах. Из-за высокого альбедо температура поверхности снега, как правило, ниже температуры приснежного слоя воздуха [Кузьмин, 1957]. В последнем это вызывает уменьшение относительной влажности, что приводит к дефициту концентрации водяного пара в воздухе над снежным покровом [Рихтер, 1948]. Однако дефицит пара восполняется за счет возгонки (аблимации) ледяных кристаллов с заснеженной поверхности. Поскольку фазовый переход в пар идет с поглощением тепла, температура верхнего слоя снега снижается еще больше. Вследствие этого в верхней части снежной толщи возникает градиент упругости водяного пара, обусловленный градиентом температур. В результате водяные пары поступают к снежной поверхности как из глубины снежной

толщи, так и из верхнего слоя почвы [Кузьмин, 1957]. При этом в зоне контакта снег–почва при испарении влаги с поверхности почвы понижается температура. Процесс сопровождается выхолаживанием поверхности почвы и снежного слоя над ней. Так как плотность почвы и, следовательно, ее объемная теплоемкость в несколько раз больше аналогичных показателей для снега, то в зоне контакта снег–почва температура снега ниже. Появление морозно-сухой торфяной толщи в верхней части мерзлотной почвы связано с аблмацией ледяных шлиров, образовавшихся в предзимье при замерзании влажного торфа. Процесс сопровождается трансформацией криотекстуры верхней части торфяной толщи, в результате чего торфяные горизонты в пределах СТС приобретают массивную криогенную текстуру. Предполагается, что процесс морозного иссушения верхней части торфяной толщи вызывает приток субохлажденных поровых растворов из нижележащих слоев торфа, что, в свою очередь, порождает перераспределение растворимых форм микроэлементов.

Следует отметить, что в отсутствие снежного покрова потеря тепла с поверхности открытой почвы происходит интенсивнее и почва промерзает значительно глубже. Поэтому, несмотря на то что альbedo поверхности почвы на 25–30 % меньше, чем у заснеженной поверхности, возможны вертикальная миграция водяного пара и связанный с ним приток легко растворимых химических соединений к поверхности зимой. Возможность подтока водорастворимых форм металлов в составе пленочной жидкости в верхнюю часть профиля мерзлых почв известна давно. Так, эксперименты по определению скорости миграции ионов в мерзлых породах, проводившиеся в Антарктиде, показали, что ионы ^{36}Cl мигрируют за 25 дней на расстояние 7 см [Ugolini, Anderson, 1972]. Установлено также, что скорость перемещения солей в профиле почв холодных пустынь Антарктиды контролируется градиентом влажности [Кларидж, Кэмпбелл, 2000]. Вместе с тем известно, что с понижением температуры системы уменьшается роль объемной диффузии и увеличивается поверхностная диффузия по границам зерен при уменьшении размеров [Хауффе, 1960]. В нашем случае это обстоятельство важно, так как почвообразующие породы представлены покровными пылеватыми суглинками. В них перемещение ионов металлов к поверхности возможно в составе пленочной воды. Интенсивность и направление миграции последней в зимний период контролируются физическими свойствами снежного покрова, что обеспечивает существование в снежной толще и верхней части профиля мерзлых почв не только градиента упругости водяного пара, но и температурного гради-

ента. Совместное действие этих градиентов может поддерживать вертикальную миграцию поровых растворов в мерзлых почвах к поверхности в течение всего периода стояния снежного покрова. В результате в приповерхностной части сезонно-оттаивающего слоя за зиму формируется криогенный солевой ореол из легко растворимых форм металлов.

Миграция субохлажденной влаги. Существование жидкой фазы воды при отрицательных температурах не является экстраординарным. Наблюдения за процессом замерзания воды в тонких капиллярах показали, что в капиллярах диаметром менее 10 мкм вода оставалась жидкой до температуры $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом ее свойства совпадали со свойствами обычной воды [Савицкий, 1968]. Иными словами, если при замерзании с переходом температуры через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ разрываются термодинамические параметры криогенной системы с выделением скрытой теплоты (фазовый переход первого рода [Буторин, Скрипов, 1974; Hobbs, 1974]), то в случае с субохлажденной влагой таких разрывов нет. Эффект снижения температуры в этом случае проявляется в уменьшении скорости реакций и миграции (изменение вязкости и диффузии). Миграция влаги в промерзающих пористых телах осуществляется посредством действия трех механизмов: диффузии пара, перемещения незамерзающих пленок воды по поверхности частиц, течения незамерзающих прослоек влаги между льдом и твердой поверхностью [Вода..., 1985]. При постоянной температуре незамерзающие прослойки и пленка жидкой влаги находятся в равновесии со льдом и водяным паром, давление которого определяется температурой объемного льда и вмещающих пород [Уошборн, 1988; Горелик, Колунин, 1999]. Движение пленочной жидкости происходит под влиянием градиентов температуры, давления, ионного и электрического потенциалов, поэтому зимой в профиле мерзлотных почв возникает восходящий ток растворимых соединений, которые в составе пленочной и поровой влаги поступают в верхние горизонты почвенного профиля, что, в свою очередь, сказывается на сезонном распределении химических элементов-примесей (ЭП) в СТС.

Предполагается, что для территорий, где снежный покров залегает 180–210 дней, миграция химических ЭП и техногенных веществ в мерзлотных ландшафтах должна рассматриваться с учетом того, что *зимние процессы в мерзлотных почвах сказываются на геохимических характеристиках почв и летом.*

Цель работы – показать влияние снежного покрова на особенности распределения химических элементов-примесей в профиле мерзлотных почв.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Ключевой участок (полевой стационар – буровая “Харьяга-26”) расположен в пределах Харьягинского месторождения нефти, в зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты. В ее вертикальном строении различают два уровня мерзлотных толщ [Гинсбург, Исаев, 1981]: современную и реликтовую, которые в пределах исследованной территории сливаются. Первая отделена от дневной поверхности только слоем сезонного оттаивания. Его мощность колеблется от 0,8 до 1,5 м. Рельеф – типичный ландшафт “многоозерья” [Полевые... исследования..., 1961]. Характерная особенность района – широкое развитие термокарста. Наличие большого количества спущенных озер свидетельствует об активной термоэрозии и связанных с ней просадочных процессах.

Рельеф ключевого участка представлен плоскобугристыми водораздельными участками, понижения между которыми заняты озерно-болотными комплексами. Для озерных котловин характерны термоабразия береговых уступов и размывание реликтовых торфяников. В котловинах спущенных озер развивается заболачивание, в краевой части их образуются сезонные бугры пучения. На плакорах отмечаются ветровые раздувы верхушек торфяных плоских бугров и невысокие сезонные бугры пучения в неглубоких моховых мочажинах, образовавшихся в термокарстовых понижениях и просадках.

Криогенные текстуры реликтовых торфяников. В целом реликтовые торфяники и подстилающая их суглинистая толща, вскрытые шурфом и канавами, характеризуются определенной сменой криогенных текстур. Верхняя часть торфяной толщи имеет массивную криогенную текстуру, образованную поровым льдом-цементом. Под ним криогенная текстура преобразуется в слоистую тонкошлировую с редкими субгоризонтальными линзами льда, в которых отмечаются вертикальные тонкие столбики из пузырьков газа. Для нижней части торфяной толщи типично наличие слоистой тонкошлировой криотекстуры, которая представлена в массе большим количеством мелких линз льда чечевицной формы длиной 0,8 см и шириной 0,5 см. Линзы (шлиры) четко выдержаны по простиранию. В зоне контакта с минеральным горизонтом криогенная текстура торфа осложнена присутствием относительно крупных линз из прозрачного льда с хорошо различимыми тонкими столбиками из мелких пузырьков газа.

Для минеральной толщи отмечено наличие сетчатой в верхней части и неполносетчатой крио-

генной текстуры в нижней ее части. Такая структура образована ледяными линзами длиной 6–8 см и толщиной 0,5 см. При этом их размеры истончаются книзу. Нередко наблюдается скопление относительно крупных ледяных шлиров, образующих “выпучивание” минеральной массы в торфяной горизонт. Некоторые из них содержат включения минерального грунта (до 1,5–2,0 см) с хорошо различимой ореховатой структурой. При таянии эти минеральные включения оплывают, поскольку их увлажнение выше полной влагоемкости. Подобные криогенные текстуры зафиксированы в суглинках во всех описанных разрезах, хотя их положение не всегда совпадает с зоной контакта с торфяной толщей.

Мерзлотно-фациальный анализ реликтовых торфяников. В зависимости от степени разложения в торфяной толще выделяется несколько горизонтов, из которых Т1, Т2, Т3, Т4 одинаково повторяются в описанных шурфах и канавах. Самый верхний горизонт (Ат) образован живым мохово-лишайниковым покровом и его отмершими частями с примесью опада листьев кустарников и кустарничков. Данный горизонт подстилается слоем торфяного очеса (Т1) из слабо разложившегося мохового торфа с остатками осоковой дернины. Горизонтальность залегания слоев торфяного очеса сильно осложнена криотурбацией.

Следует отметить, что особенности формирования Т1 больше связаны с современной структурой напочвенного мохового покрова, чем с условиями торфонакопления. Горизонты Т2 и Т3 сложены темно-коричневым торфом осоково-сфагнового состава и образуют плотные слои, характеризующиеся достаточно высокой степенью разложения. Возможно, последнее обусловлено вторичными изменениями за счет микробиологических анаэробных биохимических процессов, что увеличивает степень разложения первоначально отложенного торфа [Данилов, 1969]. В рассмотренных разрезах эти горизонты заключены между прослоями слабо разложившегося торфа. Возраст торфов и озерно-болотных отложений в пределах исследованного участка, по-видимому, позднего-лоценовый [Александровский, 1983].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Участок, где выполнены геокриологические исследования, представляет собой высокий торфяной бугор с плоской вершиной, на котором впоследствии была построена буровая “Харьяга-26”. Особенности распределения ЭП в реликтовых торфяниках и формирующихся на них почвах изучали при описании фронтальных стенок центрального шурфа¹ и канав. Последние предназначены

¹ В него устанавливается труба – направляющая для бурильного инструмента.

Ряды кларков концентрации (K_X) в мерзлой торфяной толще

Характеристика горизонтов мерзлой толщи	Интервалы K_X			ΣK_X
	10–1	1–0,1	<0,1	
Ат – живой мохово-лишайниковый покров и отмершие его части, примесь опада листьев кустарников и кустарничков, рыхлый, морозно-сухой	P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Sn, Cu	Nb, Zr, Ni, Ga, Sc, Ti, Mn, Y, Cr, Mo	V	45,7
T1 – светло-коричневый, близко к желтому, слаборазложившийся сфагново-осоковый торф, много корней, слоистый, со следами криотурбации, морозно-сухой	P, Zn, Pb, Ag, Ba, Sr	Mo, Sn, Cu, Nb, Co, Ni, Ga, Zr, Sc, Y, Cr, Mn, Ti	V	29,4
T2 – темно-коричневый, полуразложившийся осоково-зеленомошный торф с хорошо различимой мелкой слоистостью, “заложеной” по остаткам травяной растительности, в верхней части слоистость нарушена криотурбацией, морозно-сухой	Zn, P, Mo, Ba, Ag, Sr, Cu	Co, Nb, Sn, Ni, Pb, Zr, Sc, Ga, Mn, Cr, Y, Ti	V	28,7
T3 – светло-коричневый, в нижней части коричневый, плотный, хорошо разложившийся моховой торф, морозно-сухой	P, Mo, Ba, Ag, Cu, Sr, Co	Ni, Zn, Nb, Sn, Pb, Mn, Zr, Ga, Sc, Y, Cr, Ti	V	21,1
T4 – темно-коричневый бурый, слаборазложившийся древесный торф, льдистый	Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn	Pb, Nb, Ti, Sn, Mn, Sc, Cr, Ga, Y, V	–	26,4
G – глеевый суглинистый горизонт, льдистый	P, Ba, Pb, Zr, Cr, Ti, Nb, Zn, Co, Ga, V, Cu, Mo, Ni, Ag, Sn	Sc, Y, Sr, Mn	–	48,3

для закладки “якорей”, к которым крепятся тросы-растяжки от буровой вышки. Все описания и геохимическое опробование мерзлых почв выполнены с 17 по 21 апреля 1983 г.

Основной аналитический метод определения содержаний ЭП в геохимических пробах – приближенно-количественный атомно-эмиссионный (с дуговым возбуждением) спектральный анализ (ПСА)². Образцы торфа озоляли при 550 °С, почвенные образцы предварительно просеивали для получения фракции 0,25 мм, затем растирали. При подготовке проб на ПСА (с учетом его средней погрешности воспроизводимости – около 30 %) некоторые образцы анализировали в 6–8-кратной повторности. Анализы выполнены в Бронницкой ГГЭ (г. Бронницы, Московская область).

Оценка информативности полуквадратного атомно-эмиссионного (с дуговым возбуждением) спектрального анализа. Для определения химического состава почв, растительности, природных вод применяются различные аналитические методы, среди которых особое место занимает ПСА. Его аналитическая привлекательность обусловлена низкими пределами обнаружения (до 10^{-7} , а для отдельных элементов до 10^{-8} – 10^{-9}), экспрессностью, относительной простотой, низкой стоимостью, возможностью выбирать вариант, обеспечивающий необходимую точность, и выполнять многоэлементный (до 35 элементов) анализ из одной навески проб [Иванова, 2003]. Поэтому, несмотря на возросшие требова-

ния к точности выполняемых анализов, особенно в случаях установления химического состава нового минерала или стандартного образца, применение ПСА предпочтительней в тех случаях, где высокая точность не требуется, например, при массовых анализах геохимических проб. Так, из доклада Геологической службы США следует, что атомно-эмиссионный метод с дуговым возбуждением чаще всего востребован при определении большого числа элементов в геохимических объектах [Methods..., 1987].

Статистическая обработка геохимических данных. Поскольку точность ПСА составляет $\pm 30\%$, обработка результатов выполнялась с использованием комплекса программных продуктов. Первичные результаты анализов непосредственно вводились в компьютер и размещались в электронных таблицах программы “Stata” (автор-разработчик М.С. Подоров, Институт биологии КомиНЦ УрО РАН), где предусмотрена возможность интеграции с разработанным профессором Ю.А. Ткачевым (Институт геологии КомиНЦ УрО РАН) комплексом программ “Ecolstat”, в которой обрабатывались эти данные. Были вычислены статистические параметры распределения ЭП в мерзлой торфяной толще и подстилающих суглинках. На их основе рассчитаны геохимические показатели [Авессаломова, 1987]: кларки концентрации и рассеяния, характеризующие особенности накопления ЭП в торфяных горизонтах разных генераций (см. таблицу).

² Под приближенно-количественным атомно-эмиссионным спектральным анализом понимается такой метод, в котором оценка интенсивности линий проводится без фотометрирования и использования внутреннего стандарта [Юдович и др., 1970].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности вертикального распределения химических элементов в мерзлотных почвах при двустороннем промерзании СТС. Предполагается, что при двустороннем типе промерзания сезонноталого слоя поровые растворы из центральной части торфяной толщи отгеснялись к верхнему и нижнему фронтам промерзания. При этом, как следует из данных таблицы, в торфяной толще, сложенной торфами разной генерации, сформировалось два уровня концентрации ЭП, для которых отмечаются сравнительно высокие значения суммарного кларка концентрации (ΣK_X). *Верхний уровень накопления* ЭП (P, Ag, Zn, Co, Pb, Ba, Sr, Cu, Sn) приурочен к органогенному горизонту, который представлен слаборазложившимся моховым торфом с включениями корней кустарничков. Для данной парагенной ассоциации суммарный коэффициент накопления ЭП самый высокий – $\Sigma K_{AT} = 45,7$. *Нижний уровень накопления* ЭП (Ba, P, Mo, Cu, Ag, Co, Ni, Sr, Zr, Zn) совпадает с горизонтом Т4, для которого коэффициент $\Sigma K_{T4} = 26,4$. Между этими двумя уровнями лежит толща из трех торфяных горизонтов (Т1, Т2, Т3), величины ΣK_X в которых равны 29,4, 28,7, 21,1 соответственно. Предполагается, что относительно высокие концентрации ЭП в морозно-сухой торфяной толще связаны с разнонаправленной миграцией ЭП, вызванной иммобилизацией растворимых соединений ЭП из средней части торфяной толщи к фронтам промерзания, и с последующим накоплением ЭП на геохимических барьерах. Концентрирование на геохимических барьерах ЭП идет при их разнонаправленном движении, что проявляется в образовании зоны криогенного выщелачивания в СТС. Последующее движение (миграция) растворов происходит под действием градиентов температуры, давления, концентраций. Вследствие этого в средней части мерзлой торфяной толщи, характеризующейся двусторонним типом промерзания СТС, возникает вынос ЭП в составе растворов, который сопровождается формированием зоны криогенного выщелачивания в пределах сезонноталого слоя.

Образование геохимических аномалий при промерзании пород сезонноталого слоя. По данным ПСА были составлены графики распределения содержаний ЭП по профилям мерзлотных почв (рис. 1), из которых следует, что в морозно-сухой торфяной толще выделяются две зоны накопления элементов. Накопление связано с наличием криогенного термодинамического геохимического барьера G–H. Его формирование сопровождается образованием комплексной ано-

малии G6–H6³. Заметим, что при интерпретации анализов учитывалась их погрешность, и в данном случае правильность результатов коррелировалась совпадением пиков элементов, образующих парагенную криогеохимическую ассоциацию, что отражает реальные криогеохимические процессы.

Предполагается, что устойчивость сигнала геохимической аномалии ЭП в зоне геохимического барьера обеспечивается поверхностными сорбционными процессами взаимодействия между субохлажденной пленочной влагой и вмещающими породами, в результате которого возможно образование криогенных гидратных комплексов металлов с последующим формированием кристаллогидратов. Основанием для данного предположения явился анализ опубликованных работ, посвященных гипергенной минералогии [Зонтов, 1959; Мирошников, Щеглова, 1959; Кравицов, 1974; Сергеев, 1995].

Механизм формирования геохимической аномалии в нижней части морозно-сухой торфяной толщи сложнее и связан с термофоретическим перераспределением эвтектических растворов между горизонтами Т3, Т4 и G, где дополнительными факторами интенсивности процесса являются степень льдистости вмещающих пород, их плотность и теплоемкость. Поскольку льдистость древесного торфа (Т4) выше, чем мохового торфа (Т3), предполагается, что движение тепловых потоков и связанная с ними температурная диффузия поровых растворов будут идти в направлении от Т3 к Т4. Процесс сопровождается формированием геохимической аномалии G6–H6 в горизонте Т4 (см. рис. 1).

Отражение зимних процессов в талых почвах в летний период. Летние ландшафтно-геохимические исследования проводились с 13 июля по 4 августа 1983 г. Наряду с геохимическим опробованием почвенно-растительного покрова они включали измерения сезонноталого слоя. Геохимическое опробование и замеры мощности СТС проводились по линиям ландшафтно-геохимических профилей, которые закладывались на целинных и нарушенных участках тундры в пределах буровой площадки “Харьяга-26”. Примером образования геохимических аномалий в автономных ландшафтах в мерзлотных торфяных почвах в летний период служит распределение элементов в разрезе 278 (рис. 2), заложенном на плакорном участке целинной тундры в пределах большого плоского торфяного бугра, на котором размещается буровая площадка “Харьяга-26”. Поверхность – кустарничково-зеленомошно-лишайниковая мелкобугорковатая тундра с невысоким (до 20 см) багульником и стелющимися формами ивы. Разрез вскрыл мерзлотную сухоторфяную почву.

³ Систематика геохимических аномалий дана по работе [Перельман, 1999].

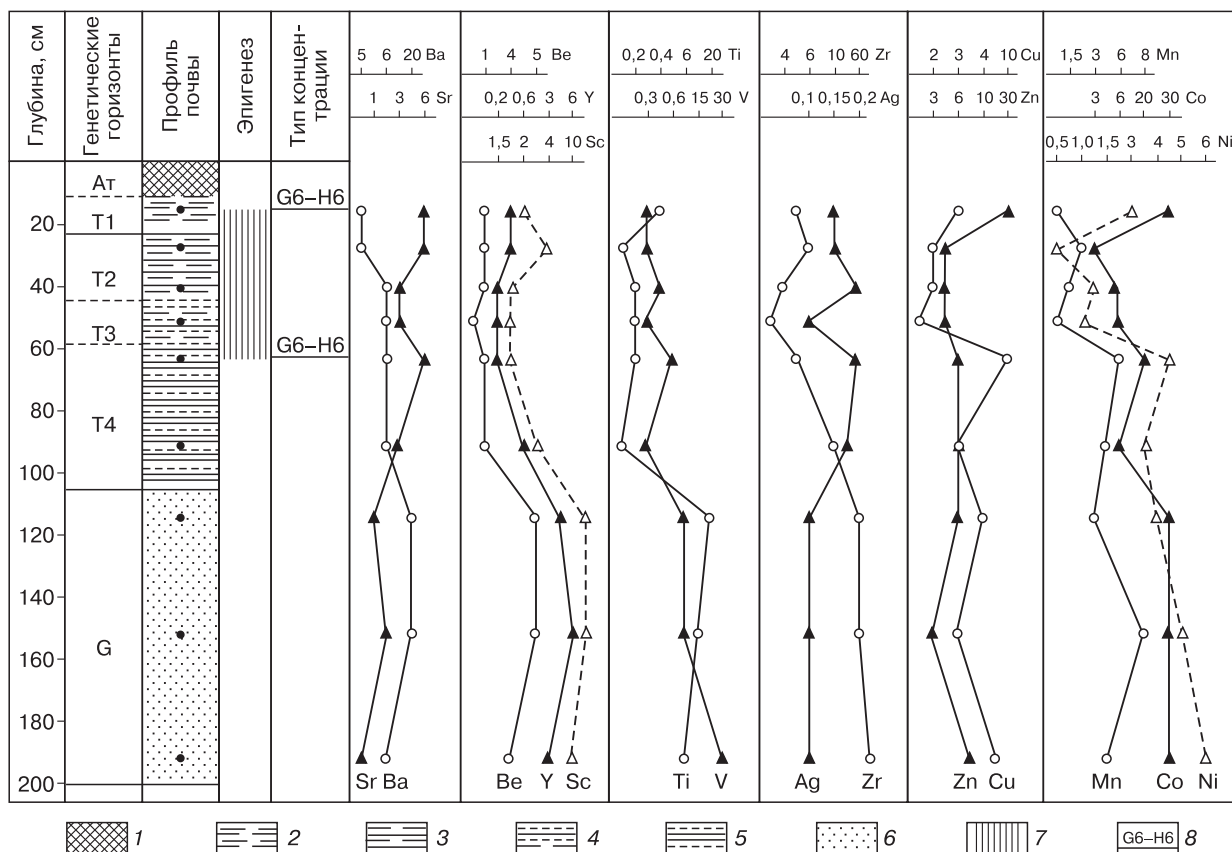


Рис. 1. Распределение химических элементов (г/т) в профиле мерзлых торфяно-болотных почв (зима, разрез 212, Большеземельская тундра).

1 – мохово-лишайниковый покров, горизонт Аτ; 2 – торфяной очес, горизонт Т1; 3 – осоково-сфагновый торф, горизонт Т2; 4 – моховой торф, горизонт Т3; 5 – древесный торф, горизонт Т4; 6 – глеевый суглинок, горизонт G; 7 – зона криогенного выщелачивания; 8 – криогенный геохимический барьер в профиле мерзлых почв.

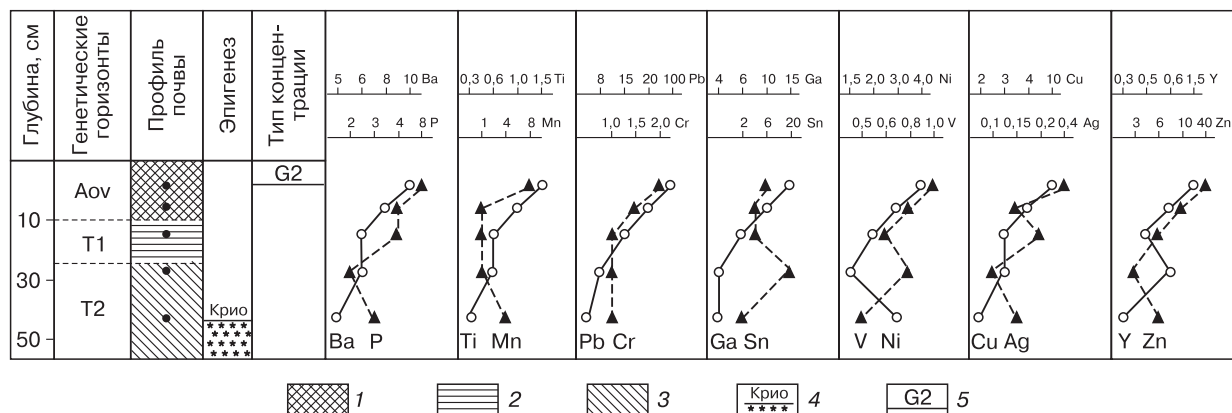


Рис. 2. Распределение химических элементов (г/т) в профиле талых торфяно-болотных почв (лето, разрез 278, Большеземельская тундра).

1 – моховой покров с растительным опадом, горизонт Аov; 2 – зеленомошно-сфагновый очес, горизонт Т1; 3 – мохово-осоковый торф, горизонт Т2; 4 – положение мерзлотного водоупора; 5 – положение сорбционного геохимического барьера.

Верхняя часть профиля – моховой покров с примесью растительного опада (Ат), перекрывающий желтовато-коричневый влажный зеленомошно-сфагновый очес (Т1), залегающий на темно-коричневом мохово-осоковом, хорошо разложившемся торфе (Т2). Мерзлотный водоупор залегает на глубине 42 см. Как следует из рис. 2, в верхней части профиля распределение ЭП регрессивно-аккумулятивного типа (их содержание уменьшается с глубиной). Состав летней аномалии ЭП носит комплексный характер и близок к зимней. Комплексность обусловлена тем, что аномалия образована элементами-примесями, различающимися своей биогеохимической активностью. Так, Р и V из группы элементов-литофилов хорошо накапливаются растениями – они участвуют в физиологических реакциях, тогда как концентрирование Ва, Тi, Ga, Y, Sn, относящихся к той же группе элементов-литофилов, имеет другую природу, которая, возможно, связана с подстилающими почвообразующими породами. Из группы тяжелых металлов, куда вошли Zn, Cu, Pb, Ag, Mn, Ni, Cr, определенной биогеохимической активностью обладают Zn, Cu и Mn. Поэтому их повышенное содержание в органогенном горизонте (Ат), представленном слабо разложившимся моховым торфом с включениями корней кустарничков, отражает особенности прижизненных накоплений растений. Тогда аномальное увеличение Pb, Ag, Ni, Cr, так же как и относительно высокие содержания Ва, Тi, Ga, Y, Sn, в верхней части талых почв являются результатом зимних сорбционных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При геокриологических и ландшафтно-геохимических исследованиях мерзлотных торфяных почв в южной части Большеземельской тундры, характеризующихся двусторонним типом промерзания СТС, установлено, что в результате разнонаправленной миграции ЭП к верхнему и нижнему фронтам промерзания в профиле мерзлотных почв формируются комплексные сорбционные термодинамические геохимические барьеры G–H (по классификации А.И. Перельмана [1999]). При этом механизм формирования геохимической аномалии G6–H6 в нижней части профиля мерзлых почв, в отличие от верхней аномалии, более сложный. И хотя класс криогеохимического барьера тот же – сорбционный термодинамический, предполагается, что в его возникновении большую роль играют форетические процессы, связанные с различиями в теплоемкости поровой влаги и вмещающих пород, а также плотности и льдистости торфа и подстилающих мерзлых суглинков. Активизация указанных процессов сопровождается иммобилизацией ЭП и формированием в средней части морозно-сухой торфяной толщи зоны крио-

генного выщелачивания. Для данной зоны характерно наличие низких значений суммарного кларка концентрации ЭП.

Выявлено, что устойчивость сигнала геохимической аномалии при оттаивании торфяной толщи обеспечивается сорбционным закреплением металлов органическим веществом почв. Поэтому при проведении геохимического мониторинга в районах промышленного освоения Арктики необходимо принимать во внимание, что изменение геохимического фона ЭП в почвенно-растительном покрове целинных тундр не всегда может быть связано с антропогенным загрязнением.

Литература

- Авессаломова И.А.** Геохимические показатели при изучении ландшафтов / И.А. Авессаломова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, 108 с.
- Александровский А.Л.** Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене / А.Л. Александровский. М., Наука, 1983, 148 с.
- Буторин Г.Т., Скрипов В.П.** Кристаллизация переохлажденной воды // Кристаллография, 1974, т. 19, № 3, с. 613–618.
- Вода** и водные растворы при температурах ниже 0 °С / Под ред. Ф. Франкса: Пер. с англ. Киев, Наук. думка, 1985, 338 с.
- Втюрин Б.И., Втюрина Е.А.** Криоструктурный метод в геокриологии и палеокриологии // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 23–30.
- Геокриология СССР.** Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988, 358 с.
- Гинсбург Г.Д., Исаев В.Н.** Многолетнемерзлые породы Большеземельской тундры // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 31–46.
- Горелик Я.Б., Колунин В.С.** Об условиях существования жидкой фазы во льду // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 71–81.
- Данилов И.Д.** Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, вып. 1, с. 93–106.
- Зонтов Н.С.** О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд // Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 2, с. 405–407.
- Иванова Т.И.** Спектральный анализ в геологии и геохимии / Т.И. Иванова, Ю.А. Ткачева. Екатеринбург, УрО РАН, 2003, 297 с.
- Кравцов Е.Д.** Криогенная зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений северо-востока Якутской ССР // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, вып. 4, с. 164–175.
- Кларидж Г.Г.С., Кэмпбелл И.Б.** Эксперимент с использованием хлорида лития для иллюстрации перемещения загрязняющих веществ в почвах холодной пустыни // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 1, с. 83–87.
- Кузьмин П.П.** Физические свойства снежного покрова / П.П. Кузьмин. Л., Гидрометеиздат, 1957, 179 с.

- Мирошников Л.Д., Щеглова О.С.** О концентрации водорастворимых сульфатов на полуострове Челюскина // Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 6, с. 686–692.
- Перельман А.И.** Геохимия ландшафта / А.И. Перельман, Н.С. Касимов. М., Астрей-2000, 1999, 768 с.
- Полевые** геокриологические (мерзлотные) исследования. Метод. руководство. М., Изд-во АН СССР, 1961, 423 с.
- Рихтер Г.Д.** Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1948, вып. 40, 171 с.
- Савицкий А.Н.** Замерзание и плавление воды в стеклянных капиллярах // Коллоид. журн., 1968, т. 30, № 1, с. 119–123.
- Сергеев Н.Б.** Динамика формирования зонального профиля выветривания сульфидных месторождений // Геология руд. месторождений, 1995, т. 37, № 6, с. 547–557.
- Уошборн А.Л.** Мир холода. Геокриологические исследования / А.Л. Уошборн. Пер. с англ. М., Прогресс, 1988, 400 с.
- Хауффе Е.** Реакции в твердых телах и на поверхности. Ч. I / Е. Хауффе. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 415 с.
- Юдович Я.Э., Гольберг Ю.И., Юшкова Г.И. и др.** Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях // Литология и полез. ископаемые, 1970, № 5, с. 131–142.
- Hobbs P.V.** Ice physics / P.V. Hobbs. Oxford, Univ. Press, 1974, 495 p.
- Methods for Geochemical analysis** // Bull. Geol. Surv. Amer. N.Y., U.S. Govern. Print. Office, 1987, No. 1770, 145 p.
- Ugolini F.C., Anderson D.M.** Ionic migration in frozen Antarctic soil // Antarctic. J. U.S., 1972, vol. 7, No. 4, p. 112–113.

*Поступила в редакцию
20 августа 2011 г.*