

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Научная статья

УДК 631.4

doi: 10.17223/19988591/71/1

Трансформация минерального состава мерзлотных почв, сформированных на осадочных отложениях северной тайги Средней Сибири

Татьяна Игнатъевна Васильева¹, Яна Борисовна Легостаева²

^{1,2} *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия*

¹ <https://orcid.org/0000-0002-9203-9193>, vasilevatig@yandex.ru

² <https://orcid.org/0000-0002-1556-9182>, ylego@mail.ru

Аннотация. В последние десятилетия активно исследуются процессы почвообразования в регионах с суровыми климатическими условиями. Эти территории не характеризуются активным накоплением свежего материала, и, как считается, здесь не наблюдается ярко выраженной дифференциации химического состава по горизонтам. В данной работе рассматривается возможность применения геохимического подхода для анализа изменений состава генетических горизонтов почв, формирующихся в суровых климатических условиях северной тайги Далдын-Алакитского района Западной Якутии (66°24'N, 112°17'E). Установлено, что рассматриваемые типы почв имеют схожие валовые концентрации основных оксидов и близкий минералогический состав с преобладанием кварца, полевых шпатов, карбонатов и слоистых силикатов. Результаты сканирующей электронной микроскопии показывают различия в морфологических признаках микрочастиц почвы. Почвенные агрегаты в криоземах и глееземах имеют более округлую форму и меньший размер (около 10 мкм) в верхних горизонтах по сравнению с нижними. Исследованные почвы также различаются по экзотермическим эффектам сторания органического вещества, что отражается на термограммах. Для геохимической характеристики почв на основе данных валового химического анализа были проведены расчеты оксидных соотношений и ряда коэффициентов химического выветривания. Анализ геохимических коэффициентов позволил выявить различия между почвами по отношению к почвообразующей породе. Он подтвердил, что развитие почвообразовательных процессов наименее выражено в литоземах, глееземы занимают промежуточное положение, а криоземы наиболее подвержены педогенезу. Основные морфогенетические различия наблюдаются между почвами с более высоким содержанием органического углерода. Использование геохимических коэффициентов помогает выявить изменения минералогического состава криогенных почв и более контрастно отражает дифференциацию почвенных профилей постлитогенных почв.

Ключевые слова: криоземы (Cryosols), глееземы (Gleysols), литоземы (Leprosols), физико-химические свойства, отношение оксидов, коэффициенты выветривания

Источник финансирования: работа подготовлена в рамках выполнения проектов Государственного задания Министерства образования РФ № FUGG-2024-0007 «Мантйный магматизм, эволюция литосферы и рудоносность восточной части Сибирской платформы, геоэкология недропользования».

Благодарности: авторы признательны участникам полевых и химико-аналитических работ лаборатории геоэкологии и биогеохимии и отдела физико-химических методов анализа.

Для цитирования: Васильева Т.И., Легостаева Я.Б. Трансформация минерального состава мерзлотных почв, сформированных на осадочных отложениях северной тайги Средней Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2025. № 71. С. 8–31. doi: 10.17223/19988591/71/1

Original article

doi: 10.17223/19988591/71/1

The transformation of mineral composition of permafrost soils formed on sedimentary deposits of the northern taiga in Central Siberia

Tatiana Ig. Vasileva¹, Yana B. Legostaeva²

^{1,2} *Diamond and Precious Metal Geology Institute of the Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russian Federation*

¹ <https://orcid.org/0000-0002-9203-9193>, vasilevatig@yandex.ru

² <https://orcid.org/0000-0002-1556-9182>, ylego@mail.ru

Summary. In recent years, soil formation processes have been actively studied in areas with harsh climatic conditions and dominating post-lithogenic soils. It is assumed that there is no active accumulation of fresh material in these soils and there is no differentiation of chemical composition along the horizons. The prediction of intensity and direction of soil processes is crucial due to climate warming and the expansion of mineral resource extraction. One of the least studied soil parameters is the mineralogical composition of coarse fractions and its changes during soil formation. The unique geological structure and rich mineralogical composition of deposits, combined with harsh climatic conditions, result in highly specific mineral transformation processes during cryogenic weathering.

The paper reflects the possibility of using a geochemical approach to analyse the transformation of the soil column composition in relation to the genetic horizons and the parent rock. For the research on the territory of the Daldyn-Alakit mining district (66°24'N, 112°17'E) located in the northeastern part of the Central Siberian Plateau, soil sections of the most predominant soil types (Cryosols, Gleysols, and Leptosols divisions) have been established. The soils are formed on eluvial-deluvial-solifluction deposits with close occurrence of bedrock, represented by dense dolomites, yellowish limestones and oolitic dolomite limestones. The climate of the region is strongly continental with long cold winters and short summers, the average monthly temperature in January is -33...-38°C, in July +16...+18°C, the amount of precipitation is low (about 247 mm).

The most typical pedons (*See Fig. 1*), physicochemical properties, and bulk composition of the soils (*See Tables 1, 2*) are described along with X-ray diffraction (XRD), thermogravimetric (TGA), and scanning electron microscopy (SEM) analyses (*See Figs. 2-4*). The main physicochemical indicators include a slightly acidic reaction in the upper organogenic horizon and a near-neutral reaction lower in the profile, relatively high carbon content (up to 10% in the upper and 1-3% in the lower horizons),

and a heavy granulometric composition (See Table 1). The bulk chemical composition of the studied soil types in the Daldyn-Alakit mining district is quite similar (See Table 2). By weight, the major oxides follow this decreasing order: $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{MgO} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} > \text{TiO}_2 > \text{Na}_2\text{O} > \text{MnO}$. The behavior of dominant oxides in the soils depends not on the subtype or main soil-forming process but correlates well with organic matter content. The studied soil types are similar in mineralogical composition, consisting of quartz, feldspars, carbonates, and layered silicates. Scanning electron microscopy revealed common micromorphological features of pedogenesis. Soil aggregates in Cryosols and Gleysols have a more rounded shape and smaller size (about 10 μm) in the upper horizon compared to the lower one. The thermograms of the soils differ in exothermic and endothermic effects, reflecting key genetic characteristics within each soil type. The predominance of humic acid combustion in Cryosols, compared to other soils, indicates more intensive decomposition of plant residues due to microbial activity (See Figs. 2-4).

For the geochemical characteristics of the soils, calculations of oxide ratios and a series of coefficients (chemical weathering in soils of G.J. Retallack, CIA and ICV) were carried out on the basis of gross chemical analysis data. The weak eluvial-illuvial differentiation is also evident in the molar ratios of $\text{SiO}_2 \div \text{R}_2\text{O}_3$ and $\text{R}_2\text{O} \div \text{Al}_2\text{O}_3$, with differences between horizons observed in the $\text{RO} \div \text{Al}_2\text{O}_3$ ratio. Overall, biological activity and productivity in permafrost-affected soils of the northern taiga are low, but the calculated coefficient values increase in the upper organogenic horizons compared to mineral horizons (See Table 3). Analysis of geochemical coefficients revealed soil heterogeneity relative to the parent material at the level of morphogenetic characteristics (See Figs. 5a, 5b). Soil-forming processes are least pronounced in Leptosols, while Gleysols occupy an intermediate position. Cryosols are the most sensitive to pedogenesis. The main morphogenetic differences occur between soils with higher organic carbon content. The use of geochemical coefficients helps identify changes in the mineral composition of permafrost-affected soils and more distinctly reflects the differentiation of post-lithogenic soil profiles. All studied soils exhibit relatively low weathering indices, indicating minor alterations in mineral composition. However, an increase in the clay fraction relative to the parent material is observed. Biochemical weathering is likely to play a greater role in the transformation of the mineral soil component. In terms of the degree of soil material transformation, the investigated permafrost-affected soils of the northern taiga landscapes can be ranked as follows: Leptosols \rightarrow Gleysols \rightarrow Cryosols.

The article contains 5 Figures, 3 Tables, 44 References.

Keywords: Cryosols, Gleysols, Leptosols, physico-chemical and thermogravimetric properties, mineralogical composition, ratio of oxides, weathering coefficients

Fundings: this work was partially supported by the government assignment of the Ministry of Education of the Russian Federation No. FUG-2024-0007 “Mantle magmatism, evolution of the lithosphere and ore content of the eastern part of the Siberian platform, geocology of subsoil use”.

Acknowledgments: the authors are grateful to the participants of the field and chemical-analytical works of the Laboratory of geocology and biogeochemistry and the Department of physical and chemical methods of analysis.

For citation: Vasileva TIg, Legostaeva YaB. The transformation of mineral composition of permafrost soils formed on sedimentary deposits of the northern taiga in Central Siberia. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya = Tomsk State University Journal of Biology*. 2025;71:8-31. doi: 10.17223/19988591/71/1

Введение

В последние годы большое внимание уделяется изучению почв и почвенного покрова территорий с суровыми климатическими условиями, сильно ограничивающими почвообразование [1]. Но вместе с тем отмечается, что такие исследования не выступают единым научным направлением и не имеют единой теории и методологической основы [2]. Территория Якутии с низкой активностью биохимических преобразований и коротким годовым циклом развития почв относится к таким регионам. Изученный Далдын-Алакитский район характеризуется в основном средне- и низковысотными плато и равнинами с хорошо выраженным пятнисто-бугорковым криогенным микрорельефом. Потепление климата [3–6] и расширение добычи полезных ископаемых делает актуальным прогнозирование интенсивности и направленности протекания почвенных процессов.

Одним из наиболее плохо изученных почвенных параметров является минералогический состав крупных фракций и его изменение в ходе почвообразования. Особенности территории Средней Сибири является не только суровый климат, но и постоянно повторяющиеся пожары, приводящие к постоянному обновлению субстрата [7, 8]. Особенности геологического строения, богатый минералогический состав отложений на фоне суровых климатических условий делают очень специфическими процессы трансформации минералов при криогенном выветривании [9]. Изучение почв на северо-западе Якутии проводилось фрагментарно. Анализ отечественной и зарубежной литературы показал, что сведения о химико-минералогических свойствах почв северной тайги единичны. В основном работы касаются подзон тундры, лесотундры и средней тайги [10, 11]. Например, в работе Р.В. Десяткина с соавторами на примере криоземов, в том числе и Анабарского плато, относящегося к крайне северной части территории Северо-Западной Якутии, выявлено, что минералогический состав илистых фракций и профильное распределение глинистых минералов в слабодифференцированных почвах, сформированных в условиях холодного ультраконтинентального климата, выражены слабо из-за криогенной гомогенизации [12, 13]. При этом многие стороны генезиса, геохимии и особенно минералогия почв для очень специфических почвенно-мерзлотных условий и обширного региона Сибири еще изучены недостаточно.

Целью настоящего исследования является выявление интенсивности преобразования почвенного профиля и возможных межтиповых различий в доминирующих в северотаежных ландшафтах трех типов почв – криоземов, глееземов и литоземов относительно подстилающей породы с использованием геохимических коэффициентов и анализа крупных окристаллизованных минералов.

Материалы и методики исследования

Условия почвообразования. Ландшафт территории Далдыно-Алакитского алмазоносного района (66°24' с. ш., 112°17' в. д.), расположенного в северо-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья, представляет со-

бой сильно расчлененное пологоволнистое плато. Почвы формируются на элювиально-делювиально-солифлюкционных отложениях с близким залеганием коренных пород, представленных плотными доломитами, желтоватыми известняками и оолитовыми доломитовыми известняками [14, 15]. Климат района резко континентальный с продолжительной холодной зимой и коротким летом, среднемесячная температура января $-33\dots-38^{\circ}\text{C}$, июля $+16\dots+18^{\circ}\text{C}$, количество осадков небольшое – порядка 247 мм [16]. Распространение многолетнемерзлых пород сплошное. Глубина сезонного протаивания колеблется в пределах 0,3–1,4 м [17].

Особенности литолого-геоморфологических и геокриологических условий предопределяют существенные отличия таежных почв континентальных областей по морфогенетическим характеристикам от их аналогов в областях с умеренно-континентальным климатом [18]. Криоземы занимают равнинные территории, протяженные гряды, верхние и средние части пологих склонов, в микрорельефе они формируются на бугорках и полигонах. В западинах и полигональных трещинах преобладают глееземы, на плотных карбонатных породах формируются различные типы литоземов, в долине рек – аллювиальные почвы.

Объекты исследования. Для расчетов геохимических коэффициентов отобраны разрезы, которые заложены в период 2017–2020 гг., находящиеся в наиболее типичных для района геолого-геоморфологических условиях. Во всех разрезах для химического и минералогического анализа образцы отобраны по генетическим горизонтам. Диагностика и классификация почв осуществлялась согласно «Полевому определителю почв России» [19] и международной классификации почв WRB [20]. В статье приводятся данные валового анализа оксидов и физико-химические свойства по 4 наиболее типичным почвенным разрезам, относящимся к литоземам, криоземам и глееземам, отобраным в природных не нарушенных техногенным воздействием ландшафтах. Расчеты геохимических коэффициентов приведены на основании 26 проб, характеризующих органогенные и минеральные горизонты исследуемых трех типов почв.

Методы анализа. Определение физико-химических свойств и валового состава почв выполнены по общепринятым методикам в двухкратной повторности [21–23]. Изучение минералогического состава выполнено во всех образцах в одной повторности методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER (Bruker, Германия), съемка образцов проводилась на трубке с медным анодом (CuK_{α}) при напряжении 30 кВ и силе тока 10 мА. Для идентификации слоистых силикатов с разбухающими пакетами образцы насыщали этиленгликолем. Препараты для съемок готовились из порошковых проб для выявления валового содержания минералов с целью анализа и сравнения результатов расчета геохимических коэффициентов. При расчете геохимических коэффициентов применяется валовый химический состав, так как используется отношение содержания неглинистых силикатных минералов относительно глинистой алюмосиликокластики, согласно работам [24, 25]. Термический анализ выполнен на приборе синхротронного термического анализа фирмы NETZSCH-STA 449C (Juri-

ter, Германия). Образцы в виде порошка (разные навески) нагревались от комнатной температуры до 1000°C со скоростью нагрева 10°C/мин в инертной среде аргона. Микрофотографирование почвенных частиц выполнено на электронном сканирующем микроскопе JSM-6480LV (JEOL, Япония) с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА.

Интерпретация результатов. Для геохимической характеристики почв выполнены расчеты соотношений оксидов и ряда коэффициентов по данным валового химического анализа. Изменение содержания химических элементов по почвенному профилю в сравнении с почвообразующей породой позволяет выявить направленность почвообразовательного процесса и наиболее важные итоги почвообразования [26]. Относительную потерю полуторных оксидов устанавливали, используя соотношение $\text{SiO}_2 \div \text{R}_2\text{O}_3$. Интенсивность выноса и накопления щелочных (Na_2O и K_2O) и щелочноземельных (CaO и MgO) элементов по почвенному профилю определяли на примере соотношений $\text{R}_2\text{O} \div \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{RO} \div \text{Al}_2\text{O}_3$, биологическую активность и продуктивность почв устанавливали на примере соотношения $\text{MnO} \div \text{Fe}_2\text{O}_3$. Для анализа активности миграции химических элементов по почвенному профилю в зависимости от водного режима почв выполняли расчет $\text{Ret} = \text{Al}_2\text{O}_3 \div (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO})$ по G.J. Retallack, в котором отношение алюминия представлено как основной компонент глинистой составляющей к оксидам растворимых оснований, поступающих в почвенный раствор в результате гипергенеза [27]. Преобразованность почв определяли на примере литохимического индекса степени зрелости тонкой алюмосиликокластики (расчет $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 \div (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ представляет собой, по сути, меру степени превращения полевых шпатов в слоистые силикаты [25]) и индекса изменчивости состава $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) \div \text{Al}_2\text{O}_3$, выявляющего содержание устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов. В этих формулах CaO^* означает, что учитывается только оксид кальция, входящий в состав силикатных минералов. ICV характеризуется самым высоким значением у минералов с высоким содержанием в последовательности выветривания S.S. Goldich [28], таких как пироксены и амфиболы, и уменьшается у более стабильных минералов, таких как щелочные полевые шпаты. ICV уменьшается далее в глинистых минералах группы монтмориллонита и является самым низким в минералах группы каолинита. Для расчета CIA и ICV использовался перерасчет количества молей CaO^* согласно работам S.M. McLennan [29] и С.М. Fedo [30].

Полученные данные обработаны с использованием программ Microsoft Excel 2013, Statistica 6.0, OriginPro 8.5.1. Результаты представлены, как среднее \pm стандартное отклонение. Выполнение применимости расчетов проведено на уровне достоверной значимости $p < 0,05$.

Результаты исследования

Описание наиболее типичных педонов и основных физико-химических характеристик почв. Криозем типичный (Skeletal Cryosol (Loamic))

сформирован на вершине пологого склона в лиственничном редколесье черничково-голубичном мохово-лишайниковом (рис. 1а) (66°22'26,8" с. ш., 112°14'08,6" в. д.), с 40 см плотная подстилающая порода (рис. 1б).

Строение почвенного профиля:

О (0–9 см). Буроватого цвета слаборазложившиеся растительные остатки, влажный, густо переплетен корнями, граница перехода горизонтально-волнистая.

CR₁ (9–19 см). Влажный светло-коричневый тяжелый суглинок, однородный, бесструктурный, переплетен корнями, признаки оглеения отсутствуют.

CR₂ (19–38 см). Коричневый, глинистый, неплотный, ореховатого сложения, разнонаправленные включения щебня подстилающих пород до 20%, с глубины 40 см залегает сильнокаменистый субстрат.

Глеезем тиксотропный (Reductigleyic Gleysol (Ohric)) сформирован в лиственничнике с примесью ели, разрез заложен на склоне микропонижения (66°24'13,4" с. ш., 112°24'19,0" в. д.). Почва тиксотропная, имеется верховодка (рис. 1с).

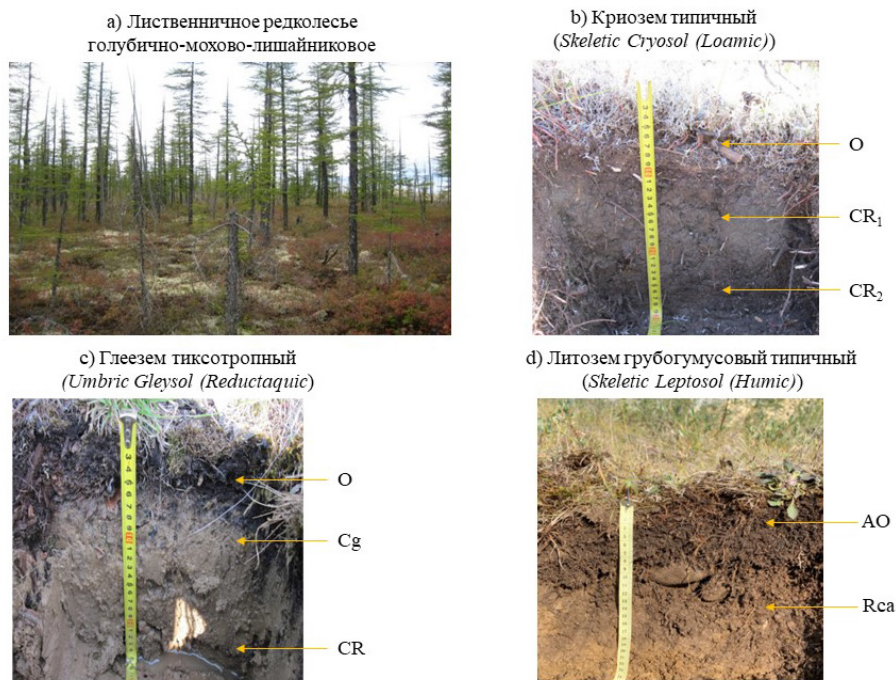


Рис. 1. Растительность (а) и почвенные профили криозема (б), глеезема (с) и литозема (д) на исследованной территории. Фото Я.Б. Легостаевой [Fig. 1. Vegetation (a) and soil profiles of Cryosol (b), Gleysol (c) and Leptosol (d) in the study area. Photo by Yana Legostaeva]

Строение почвенного профиля:

O (0–6/9 см). Темно-бурый органогенный материал, влажный, рыхлый, переплетенный мелкими корнями.

Cg (6/9–30 см). Серовато-светлобурый, мокрый, глинистый, тиксотропный горизонт с единичными мелкими корнями, бесструктурный, мелкие примазки органического вещества.

CR (30–40 см). Грязно-бурый тяжелый суглинок, мокрый, бесструктурный, тиксотропный, внизу горизонта единичный крупный доломитовый щебень. В разрез интенсивно поступает вода.

Литозем грубогумусовый типичный (Skeletal Leptosol (Humic)) описан на вершине водораздела рек Сытыкан и Далдын в лиственничном багульниково-ерниковом редколесье (66°02'41,0" с. ш., 111°45'33,8" в. д.). Микро-рельеф слабо выраженный бугорковато-западинный (рис. 1с).

Строение почвенного профиля:

AO (0–8/13 см). Коричневато-серый до черного, сильно влажный, пронизан корнями растений, мелкие древесные угли, не оструктурен, тяжелый суглинок, включения гравия, граница волнообразная, переход четкий по цвету.

R_{ca} (8/13–33 см). Серо-коричневый, неоднородно окрашенный тяжелый суглинок, пронизан тонкими корнями растений, пятна гидроксидов Fe, крупная галька и щебень подстилающих пород. Ниже 33 см плотная порода, слабо вскипает от 10% HCl.

Основные физико-химические показатели, объединяющие описываемые типы почв, – это слабокислая реакция среды в верхнем органогенном горизонте и близкая к нейтральной ниже по профилю; относительно высокое содержание органического углерода (C_{орг}) в почвенном профиле до 10% в верхних и порядка 1–3% в нижних горизонтах (табл. 1). Органическое вещество верхнего горизонта состоит из грубогумусных малоразложившихся растительных остатков. Почвы характеризуются тяжелым гранулометрическим составом, как правило, тяжелосуглинистым или глинистым, с преобладанием фракции физической глины до 49–50%. Дифференциации по составу исследованных фракций нет, почвенный профиль относительно гомогенный.

Валовый химический состав изученных типов почв Далдыно-Алаkitского горнопромышленного района достаточно близок друг к другу (табл. 2). По весовому содержанию основные оксиды располагаются в следующем убывающем порядке: SiO₂ > Al₂O₃ > CaO > MgO > Fe₂O₃ > K₂O > TiO₂ > Na₂O > MnO. Невысокие средние значения SiO₂ (40–50%) отражают среднесуглинистый состав исследованных почв. Для исследованных почв характерно свойственное материнской породе и условиям формирования почв значительное содержание щелочноземельных элементов и существенное – полуторных оксидов.

Минералогический состав почв и микроморфологические признаки достаточно однородны между типами почв и наследуются от почвообразующей породы. На рис. 2–4 представлены SEM-изображения почвенного

Таблица 1 [Table 1]

Физико-химические свойства почв Далдыно-Алакитского горнопромышленного района Северо-Западной Якутии
 [Physical and chemical properties of soils of the Daldyno-Alakitsky mining region of Northwestern Yakutia]

Почвы [Soils, WRB [20]]	Горизонты (глубина, см) [Horizons (depth, cm)]	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	C _{орг} , % [C _{org} , %]	N _{общ} , % [N _t , %]	C/N	ЕКО, мг-экв/100 г почвы [СЕС, mmol/100 g]	Содержание почвенных фракций, % [Particle-size fractions, %]	
								< 0,01	> 0,01
Криозем типичный [Skeletal Cryosol (Loamic)]	О (0–9)	5,3 ± 0,7*	3,5 ± 0,4	9,0 ± 1,4	0,76 ± 0,11	11,8	32,0 ± 4,8		
	CR ₁ (9–19)	6,3 ± 0,8	4,9 ± 0,7	2,4 ± 0,3	0,10 ± 0,02	25,1	20,5 ± 3,1	47,35	45,94
	CR ₂ (19–38)	6,1 ± 0,8	4,3 ± 0,7	1,4 ± 0,2	0,06 ± 0,01	24,4	20,8 ± 3,1	55,77	31,92
Глеезем тиксотропный [Reducrigleyic Gleysol (Ohric)]	Оао (0–6(9))	5,9 ± 0,7	4,7 ± 0,7	6,2 ± 0,9	0,30 ± 0,05	20,9	28,0 ± 4,2		
	Сg ((6)9–30)	7,2 ± 0,9	6,2 ± 0,8	2,9 ± 0,4	0,23 ± 0,01	12,4	20,0 ± 3,0	50,02	33,91
	CR (30–40)	7,8 ± 0,9	6,5 ± 0,8	2,6 ± 0,4	0,17 ± 0,03	16,0	47,2 ± 7,1	49,42	33,08
Глеезем перегнойный [Histic Gleysol]	Н (0–7)	7,2 ± 0,9	5,9 ± 0,7	6,1 ± 0,9	0,41 ± 0,06	15,1	17,6 ± 2,6		
	Сg (7–37)	8,4 ± 1,1	6,5 ± 0,9	1,6 ± 0,2	0,11 ± 0,02	14,3	21,6 ± 3,2	57,71	22,14
Литозем грубогумусовый типичный [Skeletal Leptosol (Humic)]	АО (0–8(13))	7,3 ± 0,9	6,9 ± 1,0	8,5 ± 1,3	0,38 ± 0,06	22,2	24,8 ± 3,7	53,19	28,98
	Rea (8(13)–33)	7,8 ± 0,9	7,5 ± 1,0	1,9 ± 0,3	0,17 ± 0,03	11,4	40,8 ± 6,1	46,55	42,59

Примечание. ЕКО – емкость катионного обмена.
 [Note. СЕС - cation exchange capacity].

Таблица 2 [Table 2]

Валовый химический состав почв, % к прокаленной навеске
 [The gross chemical composition of soils, % on a calcined sample]

Почвы [Soils]	Глубина, см [Depth, cm]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	TiO ₂
Криозем типичный [Skeletal Cryosol (Loamic)]	0-9	49,67 ± 2,48*	12,13 ± 0,61	4,70 ± 0,24	4,36 ± 0,22	0,46 ± 0,02	8,83 ± 0,44	3,48 ± 0,17	0,12 ± 0,01	0,66 ± 0,03
	9-19	49,28 ± 2,46	10,42 ± 0,52	4,31 ± 0,22	4,22 ± 0,21	0,20 ± 0,01	7,94 ± 0,40	7,38 ± 0,37	0,06 ± 0,003	0,55 ± 0,03
	19-38	41,77 ± 2,09	9,68 ± 0,48	4,08 ± 0,20	3,93 ± 0,20	0,19 ± 0,01	10,98 ± 0,55	9,18 ± 0,46	0,08 ± 0,004	0,51 ± 0,03
Глеезем тиксотропный [Reductigleyic Gleysol (Ohric)]	0-9	52,78 ± 2,64	10,57 ± 0,53	5,04 ± 0,25	3,10 ± 0,16	0,60 ± 0,03	7,94 ± 0,40	5,44 ± 0,27	0,10 ± 0,01	0,70 ± 0,04
	9-30	47,88 ± 2,39	9,45 ± 0,47	5,09 ± 0,25	2,70 ± 0,14	0,58 ± 0,03	10,88 ± 0,54	8,16 ± 0,41	0,06 ± 0,00	0,67 ± 0,03
	30-40	45,45 ± 2,27	8,97 ± 0,45	4,77 ± 0,24	2,54 ± 0,13	0,57 ± 0,03	12,46 ± 0,62	8,86 ± 0,44	0,07 ± 0,00	0,60 ± 0,03
Глеезем перетнойный [Humic Gleysol]	0-7	27,12 ± 1,36	7,42 ± 0,37	6,92 ± 0,35	1,22 ± 0,06	0,31 ± 0,02	17,77 ± 0,89	2,99 ± 0,15	0,09 ± 0,00	0,34 ± 0,02
	7-37	46,42 ± 2,32	12,94 ± 0,65	6,83 ± 0,34	3,11 ± 0,16	0,52 ± 0,03	7,51 ± 0,38	3,92 ± 0,20	0,20 ± 0,01	0,70 ± 0,04
Литозем грубогумусовый [Skeletal Lertosol (Humic)]	0-8(13)	37,92 ± 1,90	9,54 ± 0,48	4,38 ± 0,22	2,82 ± 0,14	0,30 ± 0,02	18,55 ± 0,93	4,73 ± 0,24	0,15 ± 0,01	0,54 ± 0,03
	8(13)-33	42,48 ± 2,12	10,42 ± 0,52	4,41 ± 0,22	3,41 ± 0,17	0,25 ± 0,01	10,89 ± 0,54	8,58 ± 0,43	0,06 ± 0,00	0,51 ± 0,03

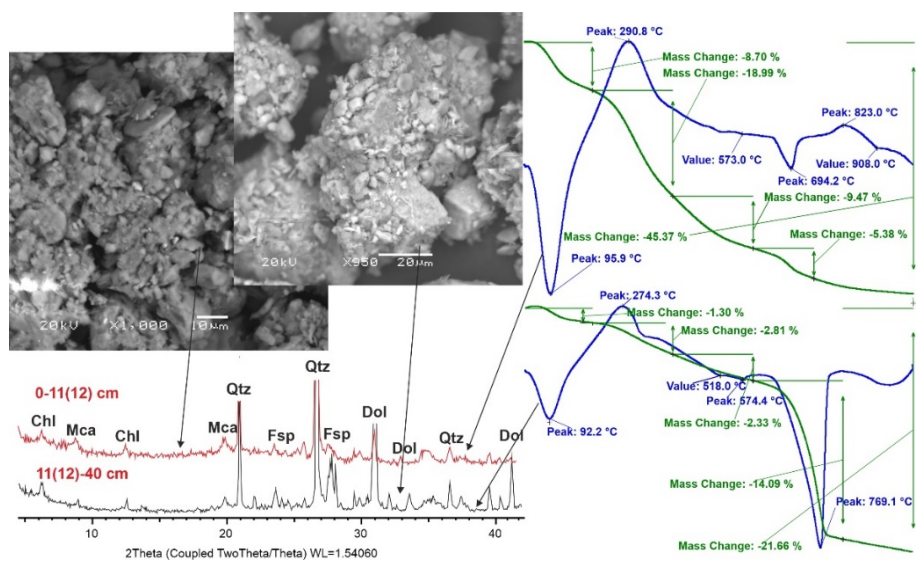


Рис. 2. SEM-изображения, дифрактограммы и термограммы почвенного материала криозема по горизонтам: Chl – хлорит, Mca – слюда, Qtz – кварц, Fsp – полевые шпаты, Dol – доломит

[Fig. 2. SEM images, diffractograms and thermograms of Cryosol material by horizons: Chl - chlorite, Mca - mica, Qtz - quartz, Fsp - feldspars, Dol - dolomite]

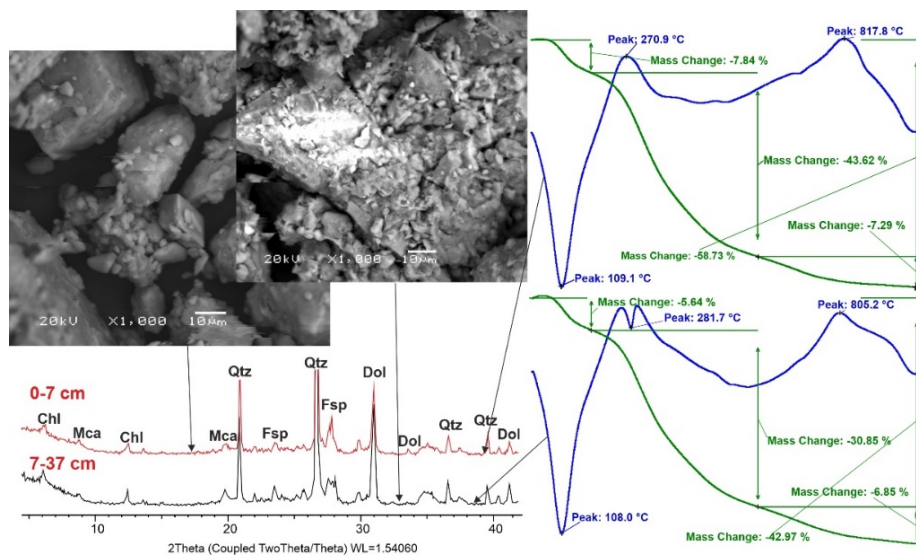


Рис. 3. SEM-изображения, дифрактограммы и термограммы почвенного материала глеезема по горизонтам: Chl – хлорит, Mca – слюда, Qtz – кварц, Fsp – полевые шпаты, Dol – доломит

[Fig. 3. SEM images, diffractograms and thermograms of Gleysol material by horizons: Chl - chlorite, Mca - mica, Qtz - quartz, Fsp - feldspars, Dol - dolomite]

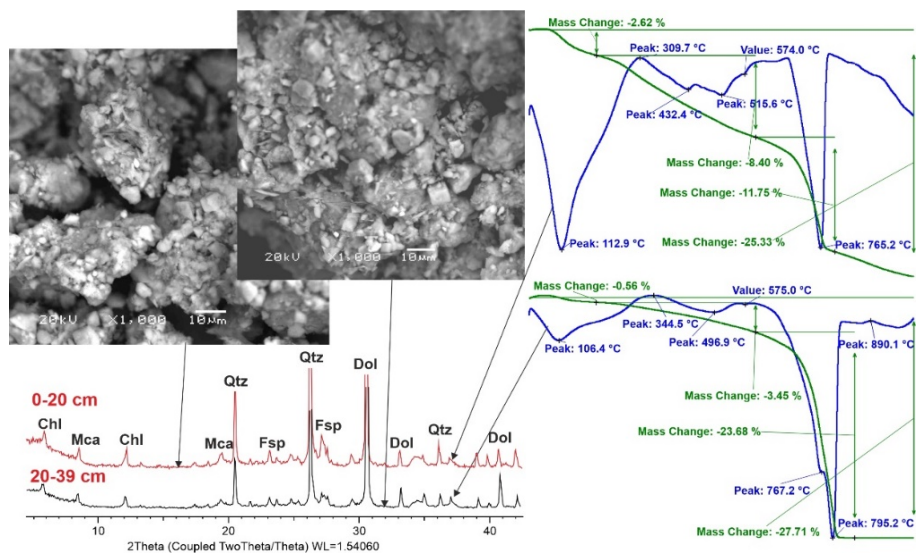


Рис. 4. SEM-изображения, дифрактограммы и термограммы почвенного материала литозема по горизонтам: Chl – хлорит, Mca – слюда, Qtz – кварц, Fsp – полевые шпаты, Dol – доломит

[Fig. 4. SEM images, diffractograms and thermograms of *Leptosol* material by horizons: Chl - chlorite, Mca - mica, Qtz - quartz, Fsp - feldspars, Dol - dolomite]

материала, дифрактограммы минерального состава и кривые термогравиметрии (TG) и дифференциальной сканирующей калориметрии (DSC) по каждому типу изучаемых почв.

Основными минералами почв исследуемой территории являются доломит и кварц, кальцит выявлен только в одном из литоземов, далее следуют алюмосиликаты, их состав достаточно однообразен и представлен минералами из группы полевых шпатов, слюд и хлоритов. При этом содержание доломита, полевых шпатов и минералов группы хлорита и слюд уменьшается снизу-вверх по профилю, что, вероятно, указывает на проявление почвенного выветривания.

Сканирующая электронная микроскопия выявила общие микроморфологические признаки почвообразования. Почвенные агрегаты в криоземах и глееземах имеют более окатанную форму и меньший размер (около 10 мкм) в верхнем горизонте по сравнению с нижним. Более крупные частицы порядка 20 мкм отличаются угловатой формой, а частицы менее 5 мкм пластинчатые и закругленной формы.

На термограммах всех исследованных почв имеются эндотермические и экзотермические эффекты, соответствующие выделению сорбированной воды, сгоранию органического материала, дегидратации, разрушению карбонатов и слоистых силикатов. Испарение сорбированной воды не имеет различия между горизонтами у глеезема, также здесь слабо проявились термоэффекты, связанные с разрушением минералов. В криоземе пик сгорания гумуса более ярко выражен, чем пик сгорания лигнина, в то время как в глееземе и литоземе они практически равнозначны.

Результаты расчета геохимических коэффициентов. Изменение химического и минералогического состава подтверждают расчеты коэффициентов и построенные по ним графики (табл. 3, рис. 5). Слабая элювиально-иллювиальная дифференциация проявляется и в молярных отношениях $\text{SiO}_2 \div \text{R}_2\text{O}_3$ и $\text{R}_2\text{O} \div \text{Al}_2\text{O}_3$, отличия между горизонтами отмечены при расчете $\text{RO} \div \text{Al}_2\text{O}_3$. В целом биологическая активность и продуктивность мерзлотных почв северной тайги низкая, но значения рассчитанного коэффициента увеличиваются в верхних органогенных горизонтах по отношению к минеральным горизонтам.

Рассчитанные молярные отношения для щелочных металлов указывают на слабый вынос Na и K, более значительный – для Ca и Mg в пределах почвенной толщи. Тенденцию к увеличению вверх по профилю коэффициента Ret (табл. 3) можно рассматривать как результат слабого выветривания, при котором происходят накопление алюминия и вынос оксидов кальция, магния, натрия и калия. При этом понижаются значения величины индикатора кальцификации $\text{RO} \div \text{Al}_2\text{O}_3$, что вероятно свидетельствует о разрушении карбонатных фаз под воздействием органических кислот, выщелачиваемых из органогенных почвенных горизонтов, опада и надземной биомассы растений.

Изменение минералогического состава почв, определяющее степень превращения первичных минералов во вторичные, рассмотрена по вариациям значений индексов CIA и ICV (табл. 3). Значения CIA ниже 70 и ICV близкое и больше 1 соответствуют почвам с высоким количеством первичных силикатных минералов, а именно плагиоклазов и калиевых полевых шпатов.

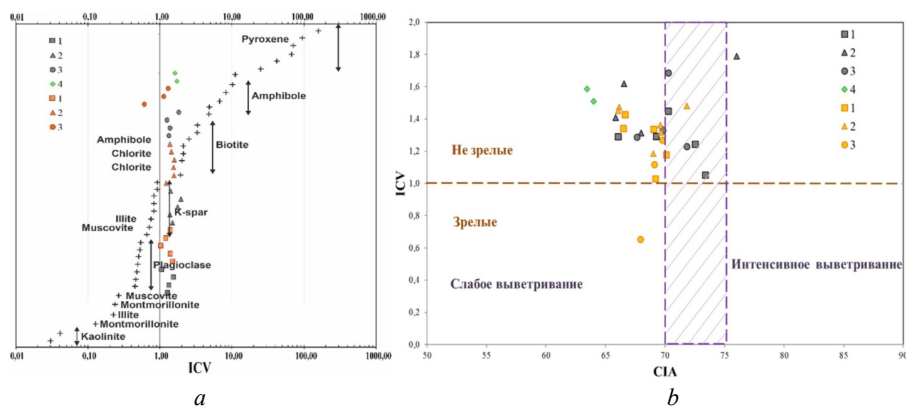


Рис. 5. Графики изменения минералогического состава ICV по R. Сох и др. [28] (a) и зависимости CIA от ICV по L.J. Suttner и P.K. Dutta [31] (b): 1 – криоземы, 2 – глееземы, 3 – литоземы, 4 – материнская порода; серым цветом отмечены органогенные горизонты, оранжевым – минеральные, заштрихованная область – область стабилизации

[Fig. 5. Plot of mineralogical variability by R. Cox et al. [28] (a) and CIA vs ICV by L.J. Suttner and P.K. Dutta [31] (b) for soils: 1 - Cryosols, 2 - Gleysols, 3 - Leptosols, 4 – rock; organogenic horizons are marked in gray, mineral horizons are marked in orange, shaded area – area of permafrost stabilization]

Таблица 3 [Table 3]

Отношение оксидов и коэффициенты выветривания почв
[Oxide ratio and soil weathering coefficients]

Горизонты [Horizons]	SiO ₂ ÷ R ₂ O ₃	R ₂ O ÷ Al ₂ O ₃	RO ÷ Al ₂ O ₃	MnO ÷ Fe ₂ O ₃	Ret	ICV	CIA
Криоземы [Cryosols]							
Органогенные горизонты, n = 5 [Organic horizons, n = 5]	<u>5,43</u> 5,02–6,16	<u>0,38</u> 0,31–0,45	<u>2,05</u> 1,26–2,57	<u>0,04</u> 0,02–0,06	<u>0,43</u> 0,27–0,61	<u>1,07</u> 0,9–1,23	<u>70</u> 66–73
Минеральные горизонты, n = 5 [Mineral horizons, n = 5]	<u>6,06</u> 5,20–6,82	<u>0,40</u> 0,33–0,47	<u>3,09</u> 1,42–4,46	<u>0,04</u> 0,03–0,05	<u>0,33</u> 0,2–0,57	<u>1,16</u> 1,09–1,29	<u>68</u> 66–70
Глееземы [Gleysols]							
Органогенные горизонты, n = 3 [Organic horizons, n = 5]	<u>5,84</u> 3,89–7,09	<u>0,37</u> 0,25–0,42	<u>3,04</u> 2,03–5,37	<u>0,04</u> 0,03–0,06	<u>0,32</u> 0,18–0,41	<u>1,19</u> 1,12–1,24	<u>69</u> 66–76
Минеральные горизонты, n = 6 [Mineral horizons, n = 5]	<u>6,20</u> 4,55–6,85	<u>0,38</u> 0,33–0,41	<u>3,50</u> 1,82–5,02	<u>0,03</u> 0,02–0,07	<u>0,29</u> 0,18–0,47	<u>1,17</u> 1,08–1,27	<u>69</u> 66–72
Литоземы [Leptosols]							
Органогенные горизонты, n = 4 [Organic horizons, n = 5]	<u>5,54</u> 5,22–5,88	<u>0,38</u> 0,34–0,45	<u>2,68</u> 1,44–4,79	<u>0,05</u> 0,03–0,08	<u>0,38</u> 0,32–0,53	<u>1,22</u> 0,65–1,69	<u>70</u> 68–72
Минеральные горизонты, n = 3 [Mineral horizons, n = 5]	<u>5,46</u> 5,16–5,78	<u>0,41</u> 0,39–0,45	<u>5,28</u> 3,60–8,27	<u>0,04</u> 0,02–0,05	<u>0,20</u> 0,12–0,25	<u>1,01</u> 0,65–1,27	<u>69</u> 68–70

Примечание. n – количество проб.
 [Note. n - number of samples].

Для сравнения рассчитаны коэффициенты выветривания для материнских пород, на которых сформированы исследованные типы почв, для этого использовали данные из отчета по изучению структурно-тектонических и геохимических особенностей исследованного района [32]: моркокинская свита (E_3mr) – $ICV = 1,59$, $CIA = 63$, олдондинская свита (O_{1ol}) – $ICV = 1,51$, $CIA = 64$.

Полученные коэффициенты указывают на слабую выветрелость и незрелость самих почвообразующих пород. На рис. 5а представлена вариабельность минералогического состава, где ICV криоземов расположены в основном в области, между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. ICV глееземов расположены в области между калиевым полевым шпатом и биотитом, практически такое же расположение у литоземов. Рассчитанные величины ICV материнской породы располагается чуть дальше от области калиевых полевых шпатов ближе к биотитовому составу.

Обсуждение результатов

Считается, что в постлитогенных почвах не происходит аккумуляция свежего материала, либо она незначительна и не отражается на строении профиля; не наблюдается дифференциация химического состава по горизонтам [19]. Гомогенность почвенных профилей криоземов выявлена ранее на примере почв Анабарского плато и Алазейского нагорья [13–33], которые находятся гораздо севернее рассматриваемой нами территории. По данным авторов почвы характеризуются слабокислыми и нейтральными условиями и легким гранулометрическим составом, в отличие от почв исследуемой территории, которые характеризуются тяжелым гранулометрическим составом по всему профилю. Применение геохимических коэффициентов в анализе преобразования состава почвенной толщи позволило выявить изменение относительно материнской породы и изменение параметров между исследованными типами почв.

Поведение преобладающих оксидов в почвах зависит не от подтипа или основного процесса в почве, а хорошо коррелирует с содержанием органического вещества. Для почв с низким содержанием $C_{орг}$ прослеживается увеличение оксидов Si, Al и Fe вверх по почвенному профилю, указывающее на преобладание минеральной составляющей в почвенном материале. В то же время общее количество кальция и магния закономерно уменьшается в верхней почвенной толще в отличие от материнской породы. В почвах с высоким содержанием $C_{орг}$ не наблюдается четко выраженная дифференциация оксидов в каком-либо направлении, кроме уменьшения содержания кремния и увеличения полуторных оксидов вверх по почвенному профилю. Так как в почвах не отмечено накопление минералов в верхней части профиля, то предполагается, что накопление полуторных оксидов связано с образованием их аморфных форм – глинозема и гидроксидов. Также выявлена аккумуляция оксида Ca в органогенных горизонтах, при этом накопление магния не наблюдается, то есть данное обстоятельство не связано с карбонатами материнской породы, а, скорее всего, обусловлено органогенной аккумуляцией. Похожая ситуация отмечалась и в мерзлот-

ных почвах Верхоянского хребта, где при равномерном распределении валового состава наблюдалось относительное повышенное содержания СаО [34].

Минералогический состав исследованных типов почв территории Далдыно-Алакитского горнопромышленного района Северо-западной Якутии практически идентичен. На уровне анализа крупных окристаллизованных минералов дифференциация почвенного профиля всех трех изучаемых типов почв не фиксируется. За исключением увеличения содержания доломита вниз по профилю, что закономерно для почв, сформированных на карбонатных породах.

По данным РЭМ-изображений наблюдается преобладание угловатых частиц с появлением признаков окатанности, свидетельствующих о переработке обломков минеральных частиц. Подобные тенденции описаны также и для молодых почв техногенных ландшафтов, сформированных на отвалах каменноугольных разрезов в Сибири [35]. Признаки преобразования почвенных частиц проявляются в криоземе и глееземе. При этом в криоземе и глееземе есть небольшие отличия между минеральным и органомогенными горизонтами, в литоземе их практически нет, что позволяет сделать вывод об однородности и слабой трансформации вещественного состава почвенного профиля литоземов.

Термограммы изученных типов почв отличаются по пикам, отражающим основные генетические характеристики, и по различиям в потере массы основных термоэффектов (см. рис. 2–4). Сгорание органического материала на термограммах верхних горизонтов отмечается двумя экзотермическими эффектами в интервале 200–400°C и выше 400°C, связанными двухэтапным разрушением гумусовых кислот с деструкцией алифатической части гуминовых молекул и разрывом наиболее прочно связанных ароматических фрагментов центральной части гумусовых кислот. Отметим дополнительный пологий продолжительный экзотермический эффект в области выше 800°C, который связан уже с процессом длительного термического разложения лигнина [36]. Преобладание сгорания гумусовых кислот в криоземе относительно других типов указывает на более интенсивную переработку растительных остатков в ходе микробиологической активности почвы.

Слабая элювиально-иллювиальная дифференциация проявляется в незначительном изменении молярных отношений $\text{SiO}_2 \div \text{R}_2\text{O}_3$ и указывает на слабое проявление процесса сиалитного выветривания [24, 37–41]. Этот процесс характерен для умеренных широт, где в основном преобладает слабая миграция соединений алюминия и железа при относительной стабильности кварца [42]. CIA органомогенных горизонтов часто попадают в интервал 70–75, который отмечает промежуточные значения химической преобразованности почв, характерной для измененной, но малотрансформированной почвы, формирующейся в условиях холодного климата [24, 38, 39]. Согласно исследованиям других авторов [24, 38] предполагалось, что значения CIA должны быть несколько выше 75, особенно в почвах с высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$. Небольшая величина рассчитанных коэффи-

циентов, вероятно, объясняется действием близко расположенной границы сезонно-талого слоя, приводящей, на наш взгляд, к стабилизации процессов выветривания минералов в надмерзлотных горизонтах почв. Несмотря на это, увеличение значений CIA относительно почвообразующих пород, на которых они сформированы, указывает на протекание процессов, приводящих к изменению минералогического состава почвенного материала, то есть выветриванию в ходе педогенеза. Степень интенсивности выветривания зависит от количества $C_{\text{орг}}$ ($r = 0,60$) и обратно пропорциональна величине pH ($r = -0,52$). Таким образом, высокое содержание $C_{\text{орг}}$ и, соответственно, более кислая реакция среды почвенного раствора указывают на активное педогенное преобразование минерального материала.

Наиболее ярко преобразование состава отражается в расположении точек значений ICV, в котором материнская порода и исследуемые нами типы почв – литозем, глеезем и криозем – располагаются в интервале варьирования минералогического состава от биотита к плагиоклазу соответственно. При этом присутствие более нестабильного к выветриванию биотита указывает на слабую преобразованность исследованного материала. Таким образом, криоземы являются более измененными и выветрелыми относительно других рассматриваемых типов постлитогенных почв и особенно материнской породы. Литоземы наименее развитые и выветрелые почвы, а глееземы занимают промежуточное между ними положение. На основании рассчитанных отношений оксидов и коэффициентов в почвах не наблюдается резкая дифференциация почвенного профиля, но достаточно четко обнаруживается различие между минеральной и органогенной частью, что особенно проявляется в почвах с общим содержанием органического вещества выше 2%. Такие почвы отличаются слабокислыми условиями верхних органогенных горизонтов и нейтральными в минеральной части почвенного профиля, что сказывается на педогенном преобразовании минеральной фазы. И как следствие этого, в органогенных и органоминеральных горизонтах более активно выветривание по сравнению с минеральной надмерзлотной частью почвенного профиля. Вероятно, на интенсивность преобразования минеральной части почв больше оказывает влияние биохимическое выветривание. Как отмечается в последнее время [42–44], преобразование почвенного материала под влиянием органических кислот и живых организмов преобладает в почвах с прохладным климатом.

Заключение

На основании геохимических индексов установлено, что эволюционно-генетические особенности криоморфных почв идентифицируют стадию почвообразования как близкую к начальной. Их геохимическая неоднородность отражает особенности почвообразующих пород. Установлено, что изменение количества оксидов в почвах в большей степени зависит от содержания $C_{\text{орг}}$. Во всех исследованных почвах довольно низкие величины индексов выветривания, что свидетельствует о слабой трансформа-

ции минерального состава, но тем не менее наблюдается увеличение глинистой составляющей относительно материнской породы.

Нашими исследованиями подтверждаются выводы о том, что рассматриваемые типы почв характеризуются гомогенностью почвенного профиля на минералогическом и микроморфологическом уровнях, перераспределение вещества заметно только при анализе геохимических характеристик. При этом перемещение вещества по профилю более интенсивно происходит в верхней органоминеральной части почвенного профиля, а процессы выноса на фоне относительно слабого перемещения в нижних минеральных горизонтах.

По степени преобразованности почвенного материала исследуемые типы мерзлотных почв северо-таежных ландшафтов могут располагаться в следующем порядке: литоземы → глееземы → криоземы.

Список источников

1. Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19. doi: 10.1134/S0032180X19010040
2. Горячкин С.В. География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник Российской академии наук. 2022. Т. 92, № 6. С. 564–571. doi: 10.31857/S0869587322060056
3. Collins Ph.E.F. Ice-affected soil systems under rapid climate warming – insights from the past // Bulletin of L.N. Gumilyov Eurasian National University. Technical Science and Technology Series. 2021. Vol. 135, № 2. PP. 27–36. doi: 10.32523/2616-7263-2021-135-2-27-36
4. Худяков О.И., Решоткин О.В. Динамика температуры мерзлотных почв в вегетационный период на фоне повышения среднегодовой температуры воздуха // Почвоведение. 2020. № 5. С. 576–589. doi: 10.31857/S0032180X2005007X
5. Chen L., Aalto J., Luoto M. Significant shallow–depth soil warming over Russia during the past 40 years // Global and Planetary Change. 2021. Vol. 197. 103394. doi: 10.1016/j.gloplacha.2020.103394
6. Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Epstein H.E., Sefilian A.R., Bobrik A.A. Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone) // Catena. 2019. Vol. 183. 104224. doi: 10.1016/j.catena.2019.104224
7. Novenko E.Y., Kupryanov D.A., Mazei N.G., Prokushkin A.S., Phelps L.N., Buri A., Davis B.A.S. Evidence that modern fires may be unprecedented during the last 3400 years in permafrost zone of Central Siberia, Russia // Environmental Research Letters. 2022. Vol. 17, № 2. 025004. doi: 10.1088/1748-9326/ac4b53
8. Чевычелов А.П. Лесные пожары в Якутии и их влияние на почвенный покров в аспекте прогнозируемого изменения климата // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия «Науки о Земле». 2019. № 1. С. 55–67. doi: 10.25587/SVFU.2019.13.27557
9. Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A. Microfeatures of cryogenesis in modern and late pleistocene soils // Cryosols in perspective: A view from the permafrost heartland. Proceedings of the VII International Conference on Cryopedology. Yakutsk : Institute of Biological Problems of the Cryolithozone, 2017. PP. 89–90.
10. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск : Наука, 1985. 256 с.

11. Губин С.В., Лупачев А.В. Почвы и отложения озерно-аласных котловин тундр Колымской низменности // Почвоведение. 2020. № 7. С. 775–790. doi: 10.1134/S1064229320070042
12. Lessovaia S.N., Goryachkin S.V., Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V. Pedoweathering and mineralogical change in cryosols in an ultracontinental climate (Central Yakutia, Russia) // Acta Geodynamica et Geomaterialia. 2013. № 4. PP. 465–473. doi: 10.1134/S1064229321120048
13. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Иванова А.З. Криоземы и палеовые слабодифференцированные почвы тундр и тайги Якутии: свойства, минералогический состав и классификация // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1423–1436. doi: 10.31857/S0032180X21120042
14. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-49-XVII. Объяснительная записка. М. : Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. 68 с.
15. Салихов Р.Ф., Салихова В.В., Иванюшин Н.В., Охлопков В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. 284 с.
16. Спесивцева Н.А. Климатическая особенность Западной Якутии. Новосибирск : Наука. Сибирское отделение. 1979, С. 87–95.
17. Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Мяч Л.Т., Павлов А.В., Романовский В.А., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. Континентальная многолетняя мерзлота. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С.М. Семенова. М. : Науч. изд. центр «Планета», 2012. С. 301–359.
18. Горячкин С.В., Водяницкий Ю.Н., Коношков Д.Е., Лесовая С.Н., Мергелов Н.А., Титова А.А. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв Северной Евразии // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
19. Полевой определитель почв России. М. : Институт почвоведения им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
20. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2022. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. 4th edition. Vienna, Austria : International Union of Soil Sciences (IUSS), 2022. 234 p.
21. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М. : Изд-во АН СССР, 1958. 192 с.
22. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М. : Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
23. Мамонтов В.Г. Химический анализ почв и использование аналитических данных. СПб. : Лань, 2021. 328 с.
24. Русанова Г.В., Шахтарова О.В. Структурная организация и профильная дифференциация вещества в автоморфных почвах юго-востока Большеземельской тундры // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2012. № 3 (19). С. 18–32. doi: 10.17223/19988591/19/2
25. Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochimica et cosmochimica acta. 1984. Vol. 48, № 7. PP. 1523–1534. doi: 10.1016/0016-7037(84)90408-3
26. Мамонтов В.Г., Гладков А.А., Кузелев М.М. Практическое руководство по химии почв : Учебное пособие. М. : Изд-во РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, 2012. 225 с.
27. Retallack G.J., Krull E.S., Bockheim J. New grounds for reassessing paleoclimate of the Sirius Group, Antarctica // Journal of The Geological Society. 2001. Vol. 158, № 6. PP. 925–935. doi: 10.1144/0016-764901-030

28. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59, № 7. PP. 2919–2940. doi: 10.1016/0016-7037(95)00185-9
29. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geo-chemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Geological Society of America Special Paper*. 1993. Vol. 284. PP. 21–40. doi: 10.1130/SPE284-p21
30. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. Vol. 23. PP. 921–924. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2
31. Suttner L.J., Dutta P.K. Alluvial sandstone composition and palaeoclimate framework mineralogy // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1986. Vol. 56. PP. 329–345. doi: 10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D
32. Устинов В.И., Чернов М.К., Ягнъшев Б.С. Изучение структурно-тектонических и геохимических особенностей района коренных месторождений алмазов трубок Айхал и Удачная (1980–1982 гг.). Якутск : Изд-во Якутскгеология, 1983. 343 с.
33. Иванова А.З., Десяткин Р.В. Валовой состав основных типов почв бассейна реки Алазея // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2016. № 1. С. 110–114.
34. Оконешникова М.В., Иванова А.З., Десяткин Р.В. Почвы Верхоянского хребта в пределах Аркачанского плато // *Почвоведение*. 2020. № 5. С. 509–518. doi: 10.31857/S0032180X2005010X
35. Соколов Д.А., Кулижский С.П., Лойко С.В., Доможакова Е.А. Использование сканирующей электронной микроскопии для диагностики процессов почвообразования на поверхности отвалов каменноугольных разрезов Сибири // *Вестник Томского государственного университета. Биология*. 2014. № 3 (27). С. 36–52.
36. Старых С.Э., Шнее Т.В., Одинцова И.Г., Алпатов И.Н. Термический анализ гумусовых веществ отходов прядильных культур // *Современные тенденции в научном обеспечении АПК Верхневолжского региона : коллективная монография*. Иваново : Издательско-полиграфический комплекс «ПресСто», 2018. Т. 1. С. 412–421.
37. Губин С.В., Лупачев А.В. Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов приморских низменностей севера Якутии // *Почвоведение*. 2017. № 11. С. 1283–1295. doi: 10.1134/S1064229317110072
38. Самофалова И.А. Диагностика процессов почвообразования и выветривания по содержанию щелочных и щелочноземельных макроэлементов в почвах Среднего Урала (хребет Басеги) // *Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки*. 2020. Т. 162, кн. 4. С. 592–611. doi: 10.26907/2542-064X.2020.4.592-611
39. Старцев В.В., Дубровицкий Ю.А., Жангуров Е.В., Дымов А.А. Пространственная неоднородность свойств почв в зоне распространения островной мерзлоты (Приполярный Урал) // *Вестник Томского государственного университета. Биология*. 2019. № 48. С. 32–55. doi: 10.17223/19988591/48/2
40. Белоусова Н.И., Соколова Т.А., Тяпкина Н.А. Профильная дифференциация глинистых минералов в подзолистых альфегумусовых почвах на гранитах // *Почвоведение*. 1973. № 11. С. 116–132.
41. Uziak S., Wilgat M., Klimowicz Z. Mineral composition of arctic soils in the Bellsund region, Spitsbergen // *Polish Polar Research*. 1999. № 1. PP. 33–41.
42. Wilson M.J., Jones D. Lichen weathering of minerals: implications for pedogenesis // *Geological Society*. 2007. Vol. 11. PP. 5–12. doi: 10.1144/GSL.SP.1983.011.01.01
43. Крупская В.В., Мирошников А.Ю., Доржиева О.В. Минеральный состав почв и донных осадков заливов архипелага Новая Земля // *Океанология*. 2017. № 1. С. 238–245. doi: 10.7868/S0030157417010075

44. Sirbu-Radasanu D.S., Huzum R., Dumitraş D.-G., Stan C.O. Mineralogical and geochemical implications of weathering processes responsible for soil generation in Mănăila Alpine Area (Tulgheş 3 Unit–Eastern Carpathians) // *Minerals*. 2022. Vol. 12. 1161. doi: 10.3390/min12091161

Reference

1. Goryachkin SV. Extreme pedology: Elements of theory and methodological approaches. *Eurasian Soil Science*. 2019;52(1):1-13. doi: 10.1134/S1064229319010046
2. Goryachkin SV. Geografiya ekstremal'nykh pochv i pochvopodobnykh system [Geography of extreme soils and soil-like systems]. *Herald of the Russian Academy of Sciences*. 2022;6(92):564-571. doi: 10.31857/S0869587322060056. In Russian
3. Collins PhEF. Ice-affected soil systems under rapid climate warming - insights from the past. *Bulletin of L.N. Gumilyov Eurasian National University. Technical Science and Technology Series*. 2021;2(135):27-36. doi: 10.32523/2616-7263-2021-135-2-27-36
4. Khudyakov OI, Reshotkin OV. Multidirectional changes in temperature of permafrost-affected soils during the growing season against the background increase in the mean annual air temperature. *Eurasian Soil Science*. 2020;53:607-618. doi: 10.1134/S1064229320050075
5. Chen L, Aalto J, Luoto M. Significant shallow-depth soil warming over Russia during the past 40 years. *Global and Planetary Change*. 2021;197:103394. doi: 10.1016/j.gloplacha.2020.103394
6. Goncharova OYu, Matyshak GV, Epstein HE, Sefilian AR, Bobrik AA. Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone). *Catena*. 2019; 183:104224. doi: 10.1016/j.catena.2019.104224
7. Novenko EY, Kupryanov DA, Mazei NG, Prokushkin AS, Phelps LN, Buri A, Davis BAS. Evidence that modern fires may be unprecedented during the last 3400 years in permafrost zone of Central Siberia, Russia. *Environmental Research Letters*. 2022; 2(17):025004. doi: 10.1088/1748-9326/ac4b53
8. Chevychelov AP. Lesnye pozhary v Yakutii i ih vliyanie na pochvennyj pokrov v aspekte prognoziruemogo izmeneniya klimata [Forest fires in Yakutia and their impact on the soil cover in the aspect of predicted climate change]. *Vestnik Severo-Vostochnogo federal'nogo universiteta im. M.K. Ammosova. Seriya: Nauki o Zemle*. 2019;1(13):55-67. doi: 10.25587/SVFU.2019.13.27557. In Russian
9. Lebedeva M, Makeev A, Rusakov A. Microfeatures of cryogenesis in modern and late pleistocene soils. In: *Cryosols in perspective: a view from the permafrost heartland. Proceedings of the VII International Conference on Cryopedology*. Yakutsk: Institute of Biological Problems of the Cryolithozone; 2017. pp. 89-90.
10. Sokolova TA. Glinistye mineraly v pochvakh gumidnykh oblastey SSSR [Glinistye mineraly v pochvakh gumidnykh oblastey SSSR]. Novosibirsk: Nauka Publ.; 1985. 256 p. In Russian
11. Gubin SV, Lupachev AV. Soils and sediments of the lacustrine-alas depressions in tundra zone of the Kolyma Lowland. *Eurasian Soil Science*. 2020;53:845-858. doi: 10.1134/S1064229320070042
12. Lessovaia SN, Goryachkin SV, Desyatkin RV, Okoneshnikova MV. Pedoweathering and mineralogical change in cryosols in an ultracontinental climate (Central Yakutia, Russia). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2013;4:465-473. doi: 10.1134/S1064229321120048
13. Desyatkin RV, Lessovaia SN, Okoneshnikova MV, Ivanova AZ. Cryosols from tundra and taiga zones of Yakutia: Properties, clay mineralogy, and problems of classification. *Eurasian Soil Science*. 2021;12:1783-1794. doi: 10.31857/S0032180X21120042
14. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Anabarskaya. List Q-49-XVII / Ob"yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR, scale 1 : 200,000. Anabar

- series. Sheet Q-49-XVII / Explanatory Note]. Moscow: Gosudarstvennoe nauchno-tekhnicheskoe izdatel'stvo literatury po geologii i okhrane nedr; 1960. 68 p. In Russian
15. Salikhov RF, Salikhova VV, Ivanyushin NV, Okhlopov VI. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Seriya Verkhnevilyuyskaya. List Q-49-XXI, XXII (Aykhal) / Ob'yasnitel'naya zapiska. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. Verkhnevilyuyskaya series. Sheet Q-49-XXI, XXII (Aikhal) / Explanatory Note]. St. Peterburg: Cartographic Factory VSEGEI; 2013. 284 p. In Russian
 16. Spesivtseva NA. Klimaticheskaya osobennost' Zapadnoy Yakutii [Climatic feature of Western Yakutia]. Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch Publ.; 1979. pp. 87-95. In Russian
 17. Anisimov OA, Anokhin YA, Lavrov SA, Malkova GV, Pavlov AV, Romanovskiy VE, Streletskiy DA, Kholodov AL, Shiklomanov NI. Continental many-year permafrost. Metody izucheniya posledstviy izmeneniya klimata dlya prirodnykh sistem [Methods of the climate changes aftermath for natural systems]. In: *Kriosfera zemli*. Semenov SM, editor. Moscow: Izd-vo VNIIMGMI; 2012. pp. 268-328. In Russian
 18. Goryachkin SV, Vodyanitskii YuN, Konyushkov DE, Lesovaya SN, Mergelov NA, Titova AA. Bioklimatogennyye i geogennyye problemy geografii pochv Severnoy Evrazii [Bioclimatogenic and geogenic problems of soil geography in Northern Eurasia]. *Byulleten Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva*. 2008;62:48-68. In Russian
 19. Polevoy opredelitel' pochv Rossii [Field guide to soils of Russia]. Khitrov NB, editor. Moscow: Soil Institute of VV Dokuchaeva Publ.; 2008. 182 p. [Electronic resource]. Available at: http://esoil.ru/images/stories/pdf/Field_guide.pdf (accessed 10.06.2017). In Russian
 20. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. Rome; 2015. 192 p.
 21. Kachinskiy NA. Mekhanicheskiy i mikroagregatnyy sostav pochvy, metody ego izucheniya [Mechanical and microaggregate composition of the soil, methods of its study]. Moscow: Akademiya nauk SSSR Publ.; 1958. 192 p. In Russian
 22. Arinushkina EV. Rukovodstvo po khimicheskomu analizu pochv [Manual on soil chemical analysis]. Moscow: Moscow State University Publ.; 1970. 488 p. In Russian
 23. Mamontov VG. Khimicheskyy analiz pochv i ispol'zovanie analiticheskikh dannykh [Chemical analysis of soils and the use of analytical data: Textbook for universities]. St. Petersburg: Lan' Publ.; 2021. 328 p. In Russian
 24. Rusanova GV, Shakhtarova OV. Structural organization and matter differentiation of Bolshezemelskaya tundra south-east automorphic soils. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Biologiya*. 2012;3(19):18-32. In Russian, English summary
 25. Nesbitt HW, Young GM. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1984;48(7):1523-1534. doi: 10.1016/0016-7037(84)90408-3
 26. Mamontov VG, Gladkov AA, Kuzelev MM. Prakticheskoe rukovodstvo po khimii pochv [A practical guide to soil chemistry]. Moscow: Publishing house RSAU-MAA; 2012. 225 p. In Russian
 27. Retallack GJ, Krull ES, Bockheim J. New grounds for reassessing paleoclimate of the Sirius Group, Antarctica. *Journal of the Geological Society*. 2001;158(6):925-935. doi: 10.1144/0016-764901-030
 28. Cox R, Lowe DR, Cullers RL. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995;14(59):2919-2940. doi: 10.1016/0016-7037(95)00185-9
 29. McLennan SM, Hemming S, McDaniel DK, Hanson GN. Geo-chemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. *Geological Society of America Special Paper*. 1993;284:21-40. doi: 10.1130/SPE284-p21

30. Fedo CM, Nesbitt HW, Young GM. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*. 1995;23(10):1-934. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2
31. Suttner LJ, Dutta PK. Alluvial sandstone composition and palaeoclimate framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1986;56(3):329-345. doi: 10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D
32. Ustinov VI, Chernov MK, Yagnyshev BS. Izuchenie strukturno-tektonicheskikh i geokhimicheskikh osobennostey rayona korennykh mestorozhdeniy almazov trubok Aykhal i Udachnaya (1980-1982 gg.) [Study of the structural-tectonic and geochemical features of the area of primary diamond deposits of the Aikhal and Udachnaya pipes (1980-1982)]. Yakutsk: Izd-vo Yakutskgeologiya; 1983. 343 p. In Russian
33. Ivanova AZ, Desyatkin RV. Valovoy sostav osnovnykh tipov pochv basseyna reki Alazeya [The grosscomposition of main soil types of the Alazeya River valley]. *Prirodnye Resursy Arktiki i Subarktiki*. 2016;1:110-114. In Russian
34. Okoneshnikova MV, Ivanova AZ, Desyatkin RV. Soils of the Verkhoyansk range in the area of Arkachan Plateau. *Eurasian Soil Science*. 2020;53(5):535-543 doi: 10.1134/S1064229320050105
35. Sokolov DA, Kulizhsky SP, Loiko SV, Domozhakova EA. Using electronic scanning microscopy for diagnostics of soil-forming processes on the surface of coal-mine dumps in Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Biologiya*. 2014;3(27):36-52. In Russian, English summary
36. Starykh SE, Shnee TV, Odintsova IG, Alpatova IN. Termicheskiy analiz gumusovykh veshchestv otkhodov pryadil'nykh kul'tur [Thermal analysis of humic substances from spinning crop waste]. In: *Modern trends in scientific support of the agro-industrial complex of the Upper Volga region*. Collective monograph. Vol. 1. Ivanovo: Publishing and printing complex "PresSto"; 2018. pp. 412-421. In Russian
37. Gubin SV, Lupachev AV. The role of frost boils in the development of cryozems on coastal lowlands of northern Yakutia. *Eurasian Soil Science*. 2017;50(11):1243-1254. doi: 10.1134/S1064229317110072
38. Samofalova IA. Diagnostics of soil formation and weathering processes based on the content of alkaline and alkaline earth macroelements in soils of the Middle Urals (Basegi Ridge). *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*. 2020;162(4):592-611. doi: 10.26907/2542-064X.2020.4.592-611. In Russian, English summary
39. Startsev VV, Dubrovsky YA, Zhangurov EV, Dymov AA. Spatial heterogeneity of soil properties in the zone of sporadic distribution of permafrost (Subpolar Urals). *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Biologiya*. 2019;48:32-55. doi: 10.17223/19988591/48/2. In Russian, English summary
40. Belousova NI, Sokolova TA, Tyapkina NA. Profil'naya differentsiatsiya glinistyykh mineralov v podzolistyykh al'fegumusovykh pochvakh na granitakh [Profile differentiation of clay minerals in Al-Fehumus podzolic soils on granites]. *Pochvovedenie*. 1973;11:116-132. In Russian
41. Uziak S, Wilgat M, Klimowicz Z. Mineral composition of arctic soils in the Bellsund region, Spitsbergen. *Polish Polar Research*. 1999;1:33-41.
42. Wilson MJ, Jones D. Lichen weathering of minerals: Implications for pedogenesis. *Geological Society*. 2007;11:5-12. doi: 10.1144/GSL.SP.1983.011.01.01
43. Krupskaya VV, Miroshnikov AY, Dorzhieva OV, Zakusin SV, Semenov IN, Usacheva AA. Mineral composition of soils and bottom sediments in bays of Novaya Zemlya. *Oceanology*. 2017;57(1):215-221. doi: 10.1134/S0001437017010076
44. Sirbu-Radasanu DS, Huzum R, Dumitraş D-G, Stan CO. Mineralogical and geochemical implications of weathering processes responsible for soil generation in Mănăila Alpine Area (Tulgheş 3 Unit-Eastern Carpathians). *Minerals*. 2022;12:1161. doi: 10.3390/min12091161

Информация об авторах:

Васильева Татьяна Игнатьевна, канд. биол. наук, н.с. лаборатории геоэкологии и биогеохимии, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (Якутск, Россия).
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9203-9193>

E-mail: vasilevatig@yandex.ru

Легостаева Яна Борисовна, канд. биол. наук, в.н.с. лаборатории геоэкологии и биогеохимии, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (Якутск, Россия).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1556-9182>

E-mail: ylego@mail.ru

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Tatiana Ig. Vasileva, Cand. Sci. (Biol.), researcher of the Laboratory of geoecology and biogeochemistry, Diamond and Precious Metal Geology Institute of the Siberian Branch of the RAS (Yakutsk, Russian Federation).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9203-9193>

E-mail: vasilevatig@yandex.ru

Yana B. Legostaeva, Cand. Sci. (Biol.), leading researcher of the Laboratory of geoecology and biogeochemistry, Diamond and Precious Metal Geology Institute of the Siberian Branch of the RAS (Yakutsk, Russian Federation).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1556-9182>

E-mail: ylego@mail.ru

The Authors declare no conflict of interest.

*Статья поступила в редакцию 07.09.2022;
одобрена после рецензирования 14.02.2023; принята к публикации 04.09.2025*

*The article was submitted 07.09.2022;
approved after reviewing 14.02.2023; accepted for publication 04.09.2025*