

СМЕНА ОСНОВНЫХ ТРЕНДОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА БЕРИНГИИ

© 2024 г. С. В. Губин*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Московской область, Пущино, 142290 Россия*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В сформированных в позднем плейстоцене на территории западного сектора Берингии толщах отложений ледового комплекса (едомных) возраста МИС-3 и МИС-2 установлено присутствие четырех погребенных почв. Основной материал отложений представлен криопедолитами — мерзлыми минеральными осадками пылеватого или пылевато-песчаного состава, прошедшими в ходе своего накопления стадию синлитогенного почвообразования, сохраняющими признаки педогенеза, но не образующих почвенных профилей. Синлитогенное почвообразование протекало в условиях суровых зим, при высокой летней теплообеспеченности и достаточном увлажнении самых верхних слоев формировавшихся почв. Оно ограничивалось активной минерализацией наиболее легко разлагаемых органических остатков с образованием значительного количества питательных соединений и захоронением в средних и нижних частях профилей в виде детрита устойчивых к биохимической трансформации остатков растений. В МИС-3 синлитогенное почвообразование периодически прерывалось эпигенным, вызванным климатическими потеплениями, увеличением глубин сезонного протаивания, увлажненности, прекращением или резким ослаблением поступления на поверхность минерального осадка, перестройкой ландшафтной обстановки. Наибольшим разнообразием строения и степенью оформленности профилей характеризуются почвы, формировавшиеся в начале МИС-3. Две последующие почвы, относящиеся к середине этой стадии, несут следы гидроморфного или полугидроморфного почвообразования и близки к почвам современных заболоченных тундр. Почвы заключительного этапа МИС-3 развивались в условиях нарастающей суровости климата и активизирующегося поступления на поверхность минерального осадка. В толщах МИС-2 признаки эпигенного почвообразования отсутствуют.

Ключевые слова: ледовый комплекс, криопедолит, погребенные почвы, многолетняя мерзлота, синлитогенное почвообразование, Cryosol

DOI: 10.31857/S0032180X24010075, **EDN:** ZLIBZD

ВВЕДЕНИЕ

На обширных территориях приморских низменностей севера Якутии, которые относятся к западному сектору Берингии, установлено сложное палеопочвенное строение широко распространенных здесь отложений ледового комплекса (ЛК). Толщи ЛК, часто называемые едомными, достигающие мощности 80 м и содержащие широкие, до 6–8 м, жилы повторно-жильных льдов (ПЖЛ), окрашены в монотонные серые или буроватые тона, состоят из пылеватых или песчано-пылеватых суглинков со слабо выраженной слоистостью. Они включают редкие слои аллохтонных и автохтонных

торфяников, прослои песчаного аллювия, профили погребенных почв (ПП) различного генезиса [3, 7, 13, 15, 16, 24, 30, 36, 39]. Ранее, при проведении исследований ЛК на этих территориях, слои с большим содержанием растительных остатков рассматривались, как маломощные прослои торфа и не относились к ПП [2, 15, 19, 33, 38, 39]. Большое количество радиоуглеродных дат, полученных для отложений ЛК по растительным остаткам, инситу костьматериалу, почвенному органическому веществу показали, что сложным строением, с участием прослоев торфа, профилей ПП, обладают толщи сформированные в период МИС-3, т.е. от 57 до 29 тыс. лет в каргинский

термохрон [6, 17, 20, 25, 33]. Материал мерзлых, монотонно окрашенных отложений авторами рассматривается в качестве криопедолита. Под криопедолитом (КПЛ) понимаются находящиеся в многолетнемерзлом состоянии минеральные осадки, прошедшие в процессе своего накопления стадию криосинлитогенного почвообразования, сохраняющие признаки педогенеза, но не образующие самостоятельных почвенных профилей [7, 8]. Для их материала характерно абсолютное преобладание микрошлировых криотекстур. При проведении исследований материал КПЛ получил обозначение АС.

Базируясь на данных споро-пыльцевого, биолитного анализов, изучения остатков насекомых, мамонтовой фауны, криолитологического строения большинство исследователей считают, что формирование КПЛ происходило при регулярном поступлении минерального осадка в условиях тундростепной растительности, в относительно сухих условиях короткого и достаточно теплого лета, при не глубоком залегании границы многолетней мерзлоты [1, 2, 7, 15, 21, 35, 36]. В большинстве случаев криопедолиты являлись почвообразующей породой для находящихся в составе ЛК профилей ПП. Накопленный в последнее время материал о строении толщ отложений ЛК поднимает ряд вопросов о причинах большого сходства строения и свойств КПЛ эпохи потепления МИС-3 и похолодания МИС-2 (сартанского криохрона), особенностях механизмов их формирования, причинах периодической смены в МИС-3 синлитогенного почвообразования эпигенным, специфики условий формирования содержащихся в толщах ЛК погребенных почв разного возраста.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали отложения ЛК и погребенные в них почвы на территории приморских низменностей Севера Якутии от р. Индигирки до р. Колымы и на западе Чукотки в низовьях р. М. Анюй. За более чем сорокалетний период исследований в стенках мерзлых термоэрозионных обнажений на морских побережьях, берегах рек и термокарстовых озер профиля ПП были обнаружены и исследованы более чем в 120 обнажениях. Наиболее детальные морфологические, мезо- и микроморфологические, палеоботанические, криолитологические, химико-аналитические исследования КПЛ и вмещающих ПП, определение их радиоуглеродного возраста проведено в 13 наиболее крупных опорных разрезах, в стенках которых установлено присутствие профилей 3–4 погребенных почв (рис. 1). Протяженность стенок обнажений составляла от десятков метров до 7 км, что позволило в дополнение к основному разрезу проследить в целом ряде расчисток пространственное изменение строение ПП.

Аналитические исследования образцов ПП и КПЛ выполнены в ЦКП ИФХиБПП РАН по общепринятым методикам [2].

Нахождение ЛК в постоянно мерзлом состоянии, сам процесс погребения и перехода наплававшегося на дневной поверхности материала и сформированных здесь почв в толщи многолетнемерзлых отложений, определили появление в них целого ряда специфических черт строения и свойств. Это вызвало разработку новых подходов и методов к исследованию подобных природных объектов с учетом механизмов их формирования [9].

Формирование криопедолита в настоящей статье рассматривается как процесс постоянно растущей вверх синлитогенной почвы, нижние части которой синхронно с накоплением на поверхности осадка и поднятии границы многолетней мерзлоты переходят в многолетнемерзлое состояние и криоконсервируются. Исходя из этого, *строение и свойства материала криопедолита отражают строение и свойства лишь тонкого 1–2 мм микрослоя находящегося над границей мерзлоты на момент перехода его в постоянно мерзлое состояние* [9].

Полученные данные о мощностях слоя сезонного протаивания в МИС-3, составляющего 60–80 см [13], объемах ежегодно поступающего осадка — 1–2 мм [6], позволяют полагать, что с момента поступления осадка на дневную поверхность до перехода его в толщи многолетнемерзлых отложений проходило от 300 до 800 лет. В этот отрезок времени в ходе погребения он подвергался переработкой почвообразованием на разных глубинах в деятельном слое в условиях различной теплообеспеченности, увлажнения, активности биохимических процессов. Так, самые верхние слои находились в оттаявшем состоянии весь теплый период, средние и нижние — лишь его часть, а после оттаивания имели низкие положительные температуры, подавлявшие активность биохимических процессов. При рассмотрении свойств КПЛ необходимо иметь в виду, что перед переходом в мерзлое состояние расположенный на границе с многолетней мерзлотой тончайший слой выполнял функции как мерзлотного водопора, так и зоны миграции подвижных почвенных соединений к находящемуся здесь фронту промерзания. Все это осложняет восприятие КПЛ, как материала, полностью отражающего свойства и строение верхних и даже средних частей профилей формировавшихся синлитогенных почв.

Другим важным моментом являлось наличие на поверхности во время формирования синлитогенных почв полигонального мерзлотного рельефа с системой активно развивавшихся жил ПЖЛ. В зависимости от климатической и мерзлотной обстановок того или иного временного периода, вертикальный и горизонтальный их рост обладал

ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ



Рис. 1. Нахождение опорных позднеплейстоценовых разрезов. 1 – Дуванный яр, 2 – устье р. Омолон, 3 – Зеленый Мыс, 4 – виска Лакеевская, 5 – Станчиковский яр, 6 – р. Евсейка, 7 – мыс М. Чукочий, 8 – р. Б. Чукочья, 9 – озеро Б. Олер, 10 – виска Петку-Сян, 11 – р. Б. Куропаточья, 12 – р. Алазея, 13 – р. Б. Хомус-Юрях.

различными скоростями. При этом вблизи верхней границы мерзлоты жилы еще не имели большую горизонтальную мощность. В период роста, над головами жил происходило формирование валикового или трещиновато-валикового рельефа, и складывались условия отличные от условий на днищах полигонов. При постоянном вертикальном росте жил накапливающийся и перерабатываемый почвообразованием над их головами материал регулярно перемещался в мерзлотные полигоны или выносился за их пределы, что также оказывало влияние на свойства формирующихся здесь почв. В силу этого, представления о развивающихся над поверхностью жил почвах могут иметь лишь

гипотетический характер, базирующийся, в основном, на сохраняющемся в КПЛ разнообразном палеоэкологическом материале. После перехода материала синлитогенных почв в многолетнемерзлое состояние в условиях продолжающегося роста и постепенного увеличения горизонтальных мощностей ПЖЛ, материал КПЛ в составе минеральных блоков сдавливался и деформировался, вблизи стенок жил задирился вверх.

При изучении криопедолитов, условий их формирования важное значение приобретают содержащиеся в них палеоэкологические объекты – пыльца, споры, фитолиты, энтомофауна, обшир-

ный комплекс уникальных растительных объектов (плоды, семена, растительная подстилка) из ископаемых нор грызунов, прекрасно сохранившихся благодаря быстрому погребению и переходу в многолетнемерзлое состояние [13, 22, 24, 36, 41].

Формирование ПП связано с отдельными периодами потеплений в МИС-3. Одним из важнейших диагностических признаков при выделении ПП, наряду с дифференциацией их профилей на генетические горизонты, является резкое отличие криолитологического строения самих ПП, подстилающих их слоев протаивания от почвообразующей породы — криопедолита с его микрошлировыми ледяными текстурами.

Для ПП характерна высокая льдистость профилей с содержанием льда до 30–40% их объема и до 60% — в нижних горизонтах и подстилающих слоях бывших зон сезонного протаивания с абсолютным доминированием крупношлировых, сетчатых и поясковых криотекстур. Общая мощность наблюдаемых в мерзлых стенках обнажений профилей ПП и подстилающих их слоев протаивания из-за высокого содержания льда может достигать 3–3.5 м. При этом его содержание и сформированные криотекстуры мало зависят от строения и положения исходных почвенных горизонтов и являются наложенным, криодиагенетическим признаком, приобретенным уже после завершения формирования почв в период их промерзания. Гипертрофированные из-за присутствия крупных шлиров и прослоев льда размеры профилей, горизонтов, затухающие ледом границы их перехода, наложение криотекстур на исходную структурную организацию материала горизонтов затрудняют выделение в мерзлых стенках обнажений профилей ПП.

При выделении и изучении строения ПП в толщах ЛК важно учитывать роль континуальности почвенного покрова в стенках обнажения, прерываемую массивными ледяными жилами. В обнажениях морфологического строения ПП и подстилающего их слоя протаивания может устойчиво прослеживаться на протяжении сотен метров в материале десятков сменяющих друг друга минеральных блоков, что позволяет оценить пространственную вариабельность строения и свойств ПП.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования криопедолитов МИС-3 и МИС-2 на территории приморских низменностей северной Якутии выявили значительное сходство их строения и основных свойств. Большинство толщ КПЛ обладают пылеватым составом с преобладанием фракции крупной и средней пыли. Встречаются КПЛ с небольшим участием песка, практически все содержат мало ила (8–12%). Показатели повышенного содержания песчаной фракции часто являются региональным признаком и могут

относиться к осадкам, накопившимся во время обоих рассматриваемых стадий. Слои, различающиеся окраской, могут слабо отличаться по гранулометрическому составу.

Важным показателем строения КПЛ является характеристика их слоистости и окраска слоев. Слои криопедолитов МИС-3 чаще всего обладают мощностью от 0.6 до 3–4 м, отличаются по тону окраски, имеют ровные границы, четкие переходы от слоя к слою при зоне перехода 1–2 см. В толщах МИС-2 мощности слоев возрастают и могут достигать 4–6 м. Они слабо различаются по окраске, граница перехода ровная, зона перехода не превышает 1–2 см. Строение зон контакта слоев указывает на отсутствие на поверхности в период формирования синлитогенных почв нанорельефа, а в их материале — признаков криотурбаций, что может рассматриваться в качестве показателя сухости условий.

В слоях МИС-3 доминируют окраски 10RY 6/1, 7.5YR/6, для МИС-2 характерны более холодные тона — 2.5Y/6. Не выявлено четкой связи интенсивности окраски слоев с содержанием в них $C_{орг}$. В основной массе криопедолитов МИС-2 оно колеблется от 0.8 до 1.6%, в МИС-3 — от 1.2 до 1.8%. Переход между слоями может сопровождаться изменением содержания $C_{орг}$. В пределах отдельных минеральных блоков МИС-3 эти значения в отдельных слоях так же могут существенно изменяться (рис. 2).

Мощности слоев можно рассматривать в качестве показателя продолжительности периодов накопления материала в определенных стабильных условиях, существовавших в пределах мерзлотных полигонов. Исходя из этого, в МИС-3 эти условия были подвержены более частым изменениям и принимая скорости поступления минерального осадка на поверхность в количестве 1–2 мм в год, для МИС-3 эти периоды длились от 0.3 до 2 тыс. лет. В МИС-2 они характеризовались большей продолжительностью — более 3 тыс. лет, что свидетельствует о высокой временной стабильности природных условий этого периода.

Микроморфологическими исследованиями установлено, что содержание органического вещества в материале слоев КПЛ в первую очередь определяется содержанием растительного детрита размера средней и мелкой пыли, а окраска — качественным составом детрита и степенью его трансформации. Окрашенные в более светлые тона криопедолиты МИС-2 содержат преимущественно детрит травянистой растительности, мхов (рис. 3а–3с). В слоях МИС-3 доминируют остатки корневых систем кустарничков, мхов, трав (рис. 3в). Выделения темных гумусовых соединений в виде мельчайших сгустков на поверхности отдельных минеральных зерен встречаются крайне редко, на поверхности пылеватых частиц доминируют тонкие светлые пленки органо-минеральных соединений (рис. 3е). Известно,

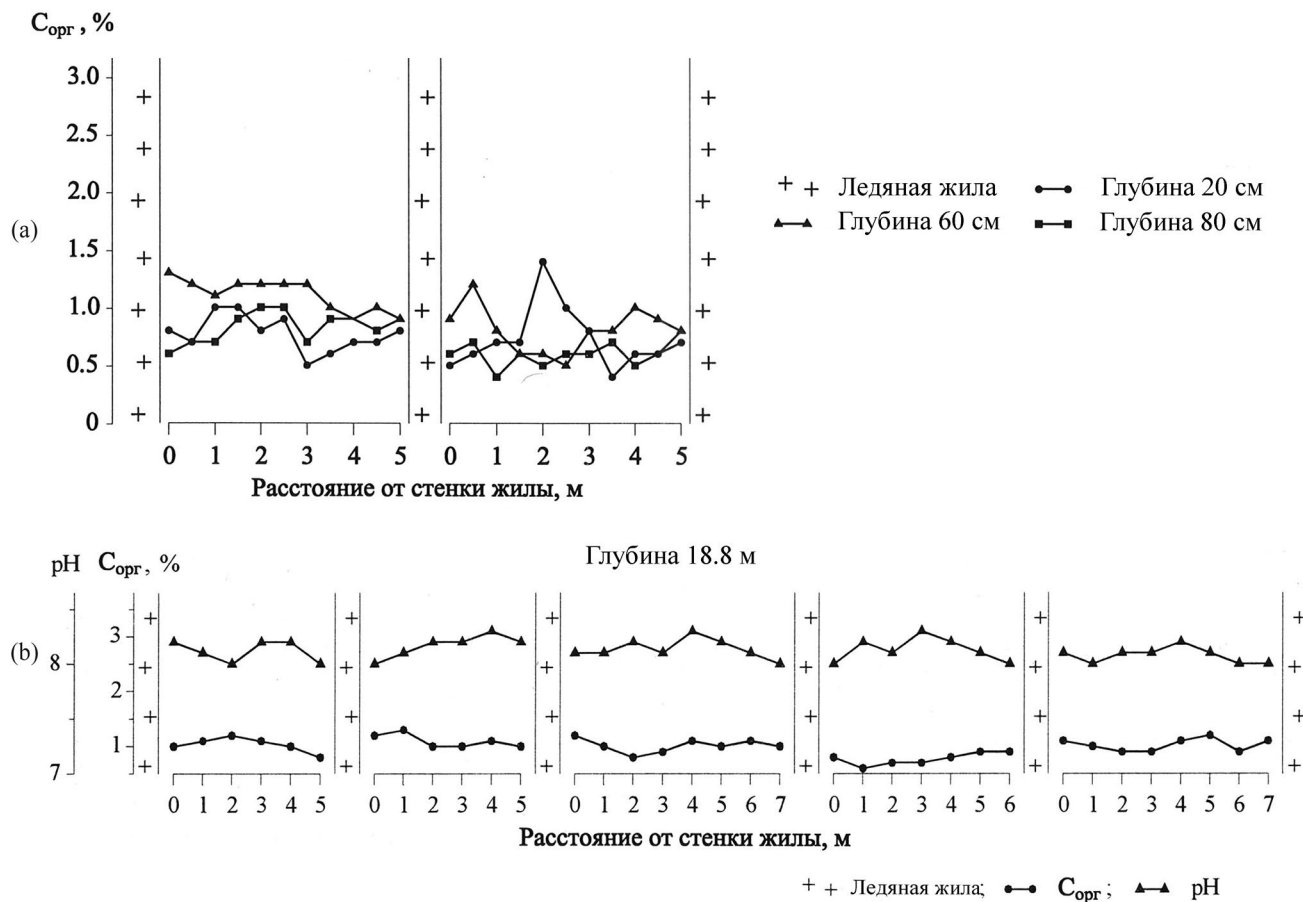


Рис. 2. Распределение C_{org} и значений pH H_2O криопедолитов МИС-3 в пределах минеральных блоков; криопедолита МИС-3 на разных глубинах в минеральном блоке (а), отдельного слоя криопедолита МИС-2 в серии минеральных блоков (б).

что в травянистых биогеоценозах доля подземной массы в 4–9 раз превышает долю надземной [30, 33]. Основная масса корней в почвах с близким расположением к поверхности мерзлоты находится на глубине 5–7 см и лишь единичные корни достигают глубины 15–20 см [27]. Усиление темных тонов окраски КПЛ часто бывает вызвано повышенным участием в составе детрита остатков осок.

Анализ состава растительных остатков и семян, сохранившихся в ископаемых норах длиннохвостого суслика (*Spermophilus (Citellus) undulatus* Pall.) и мелких грызунов в толщах КПЛ подтверждает связь содержащегося детрита с существовавшей в эти периоды растительностью. В отложениях МИС-2 обнаружены только мелкие норы, принадлежащие мышинным. В их камерах найдены исключительно остатки злаков, травянистой растительности, что хорошо увязывается с составом детрита КПЛ светло-серых тонов.

Обширные кормовые запасы и состав органической подстилки из нор сусликов, обнаруженных

в слоях криопедолитов МИС-3, отражают широкий видовой состав растительности этого периода. В десятках нор встречены семена и плоды более 70 видов растений хорошей сохранности, вплоть до способных к прорастанию. Их численность в отдельных норах достигает 600–800 тыс. экз. Установление принадлежности растений по ним до вида позволило значительно конкретизировать существовавшие экологические условия мест обитания грызунов [22, 24].

В спорово-пыльцевых спектрах КПЛ рассматриваемых стадий многими исследователями отмечаются значительные объемы пыльцы древесных видов, особенно в МИС-3 [15, 18, 19, 21]. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор, включающий анализы семян и растительных подстилок, установил лишь единичные случаи присутствия в них древесных [22, 23, 24]. По составу кормовых запасов из ископаемых нор установлено, что в окрестностях нор был развит комплексный растительный покров, состоящий из сообществ

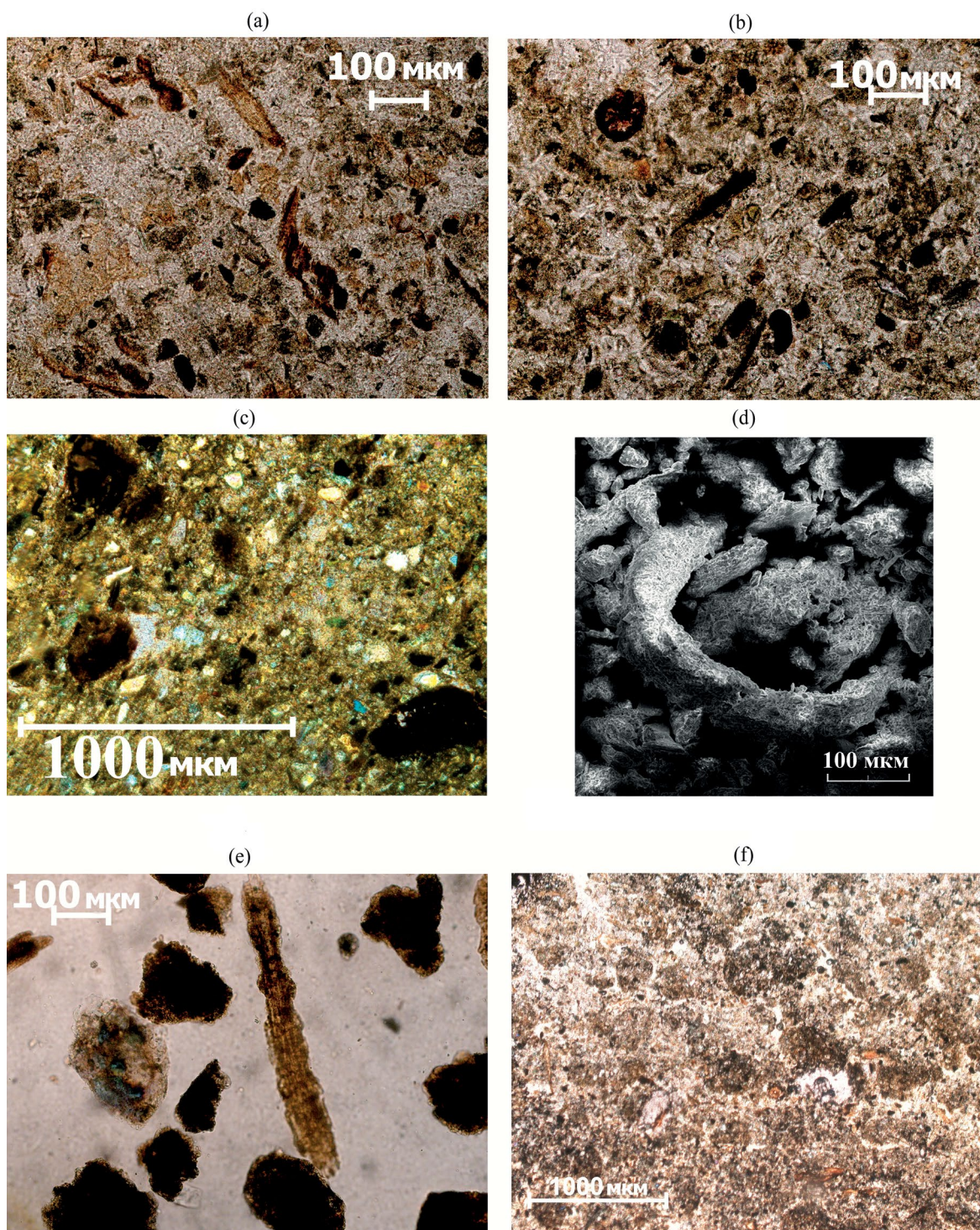


Рис. 3. Микростроение материала погребенных почв и криопедолита. Строение материала криопедолита МИС-2 (а); строение материала криопедолита МИС-3 с корневым детритом (б); выделения темных форм гумуса на пылеватых частичках криопедолита МИС-3 (с); электронная фотография частичек детрита криопедолита МИС-2 (д); частички детрита злаков, выделенные из материала криопедолита МИС-2 (е); признаки микроагрегации материала верхнего горизонта IV погребенной почвы (ф).

влажных и суховатых тундр с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью [24, 42]. Отсюда можно предположить, что неоднородность растительности здесь определялась элементами существовавшего мерзлотного полигонального рельефа — валиками над головами ПЖЛ, их склонами, днищами полигонов, а также этапами и скоростями его развития, интенсивностью поступления осадка. Именно этим можно объяснить нахождение на ограниченном участке сбора зверьком кормовых запасов, в поперечнике имевших около 200–300 м, широкого набора растительных видов, принадлежащих различным экологическим группам — от пионерных видов нарушенных мест обитаний до степных и гигроморфных экотопов [24].

Учитывая сходство строения материала и свойств слоев КПЛ, содержащих ископаемые норы и лишенных их, представления об условиях и механизмах формирования этих отложений можно распространить на всю толщу МИС-3. Поступающий на поверхность центральных частей полигонов свежий минеральный осадок, как и перемещенный сюда материал с поверхностей над головами растущих ледяных жил, частично перемешивался, обогащался растительным опадом, перерабатывался почвообразованием, что определяло ведущие свойства верхних частей профилей формировавшихся синлитогенных почв.

В пределах, пересекающих серию минеральных блоков, отдельных слоев КПЛ не обнаружено существенных различий в морфологическом строении, окраске, аналитических показателях свойств материала, что указывает на существование устойчивой однородности условий и сходстве характера синлитогенного почвообразования на всей поверхности днищ соседствующих мерзлотных полигонов.

Это подтверждает содержание и распространение в материале КПЛ тончайших окончаний корневых систем травянистых растений. Мельчайшие корешки длиной 0.5–1.5 см хаотично распределены в материале, имеют строго вертикальное положение, их содержание может составлять от 2 до 8 на дм^2 . Они являются окончаниями отдельных корневых систем, проникших за пределы границы корнеобитаемого слоя, в зону, где биохимическая трансформация растительных остатков уже не происходила. Следов продолжения этих корневых систем в расположенном выше материале в специально изготовленных для решения этих задач шлифах, проследить не удалось. Распределение и численность сохранившихся остатков корней в конкретных слоях связана со слоями произрастания растений, расположенных в толще криопедолита выше. Это ограничивает использование рассматриваемого признака для диагностики условий протекавшего синлитогенного почвообразования. Часто различающиеся окраской контактирующие

слои криопедолита имеют сходные показатели численности, размерности и морфологического облика корневых остатков, указывающие на сходство условий в пределах верхней части деятельного слоя формировавшихся синлитогенных почв.

В составе детрита криопедолитов МИС-2 преобладают остатки травянистой растительности, мхов, что хорошо согласуется с данными многочисленных спорово-пыльцевых спектров, на основании которых в настоящее время сложилось практически единое мнение о резком изменении биоклиматической обстановки в этот период в сторону похолодания, иссушения, формирования тундростепных сообществ [1, 21, 31, 32]. По окраске, строению материала, ряду химических свойств, подробно датированных радиоуглеродным методом слоев КПЛ, установление границы перехода криопедолитов МИС-3 к криопедолитам МИС-2 остается проблематичным, что свидетельствует о постепенном нарастании сухости и ужесточении температурного режима условий их формирования. За зону перехода может быть принята толща, вмещающая 1 ПП. Химические характеристики материала КПЛ приведены в табл. 1, в которой его слою обозначены индексом АС.

Результаты аналитических исследований КПЛ показывают, что при невысоких значениях $S_{\text{орг}}$ отдельные его слою могут различаться более чем в 2 раза. Повышенным содержанием характеризуется материал КПЛ МИС-3. Показатели потерь от прокаливания не всегда коррелируют с содержанием $S_{\text{орг}}$, а в большей степени связаны с качеством детрита. Значения $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ изменяются в пределах от нейтральных до слабощелочных, КПЛ не засолены, близко в них содержания CO_2 карбонатов. В составе поглощенных оснований доминирует Са, в ряде слоев МИС-2 отмечено слабое возрастание содержания обменного Na.

Большинство КПЛ характеризуется очень высокими показателями содержания подвижных форм фосфора и калия, извлекаемых вытяжками Кирсанова и Олсена. В отдельных слоях показатели по фосфору в вытяжках Кирсанова могут достигать 70, а по калию — до 20 мг/100 г, при средних значениях содержания фосфора в большинстве слоев от 30 до 45 мг/100 г. Этот феномен, впервые установленный Жиготским для материала ЛК [12], имеет важное значение, так как соединения фосфора играют важнейшую роль в ходе перезимовки растений. Не удалось установить достоверной связи содержания этих соединений с окраской слоев, содержанием $S_{\text{орг}}$, показателями потерь от прокаливания и другими их характеристиками. Изменение содержания подвижных форм фосфора и калия от слоя к слою близки в КПЛ обоих рассматриваемых стадий.

Погребенные почвы отложений ледового комплекса. В толщах ЛК выделено 4 погребенные почвы

Таблица 1. Химические свойства отдельных слоев криопеллолитов

Стадия, обнажение	Глубина, м	C _{орг} , %	Потери при прокаливании, %	pH _{H2O}	Поглощенные основания, ммоль(+)/100 г					CO ₂ карб, %	Подвижные по Кирсанову, мг/100 г		Вытяжка Тамма, %	
					Ca	Mg	Na	K	сумма		P ₂ O ₅	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
МИС-2 Дуваный Яр	3.3	1.20	6.12	8.2	19.6	9.3	1.0	0.3	30.2	0.86	51.8	8.4	0.64	0.42
	5.5	1.08	6.24	8.3	20.7	10.3	1.4	0.2	32.6	0.86	53.6	6.1	0.54	0.36
	9.0	0.61	5.48	7.5	14.7	9.4	0.9	0.4	25.4	0.98	57.1	6.3	0.84	0.28
	14.0	1.34	6.44	8.0	21.1	6.0	0.8	0.4	28.3	0.37	61.7	4.8	1.02	0.51
	18.1	0.6	6.0	8.2	19.6	6.4	0.8	0.3	27.1	0.86	44.1	6.1	1.14	0.61
	26.2	1.2	8.3	8.4	18.4	6.0	0.4	0.3	25.1	0.86	51.0	4.5	1.27	0.45
МИС-2 М. Чуко- чи	9.2	0.63	6.0	7.1	10.2	4.6	1.3	0.3	16.4	0.12	35.4	5.4	0.71	0.34
	3.6	0.83	6.8	6.8	12.2	4.0	0.8	0.2	17.2	0.25	29.1	7.1	0.84	0.31
	8.0	1.14	6.4	7.4	8.8	6.4	0.5	0.4	16.1	0.25	36.7	5.3	1.14	0.58
МИС-3 Дуваный Яр	49.4	1.32	9.4	8.1	26.5	4.0	1.8	0.3	32.6	0.91	32.8	12.1	0.62	0.38
	51.3	1.85	11.5	8.2	17.5	7.5	1.3	0.2	26.5	0.98	26.5	8.9	1.31	0.33
	59.2	1.53	8.2	7.9	14.0	6.0	0.8	0.2	21.0	0.86	29.9	6.8	1.09	0.43
	63.2	1.20	8.4	8.0	12.5	5.0	0.7	0.2	18.4	0.86	34.4	8.6	1.16	0.61
МИС-3 Зеленый Мыс	24.1	0.70	9.3	8.4	23.0	6.3	0.9	0.3	30.5	0.49	18.9	6.2	0.91	0.42
	25.9.	1.06	8.4	8.1	12.5	4.2	1.1	0.3	18.1	0.98	19.6	7.8	1.72	0.48
	30.8	1.45	7.1	7.8	14.2	3.9	1.8	0.2	20.1	0.61	28.7	4.2	1.27	0.45
	36.4	0.91	6.4	8.3	17.5	2.7	0.7	0.3	20.9	0.61	33.6	10.1	1.27	0.38

(рис. 4), различающиеся возрастом, генезисом, длительностью протекавшего эпигенного почвообразования [9, 10]. Все исследованные почвы находятся над уровнем вреза современной гидросети, что позволило получить представление об их изменении в стенках обнажений на протяжении десятков и сотен метров, а наблюдения в течение 30 лет за отступающими под действием термоэрозии стенками одних и тех же обнажений — о характере организации почвенного покрова на площадях в сотни квадратных метров. В стенках термокарстовых обнажений профили ПП могут прерываться, замещаясь КПЛ, что связано с усложнением организации рельефа и ландшафтов в периоды эпигенного почвообразования.

IV погребенная почва. Углеродные даты, полученные для этих почв, укладываются в диапазон от 44 (48) до 38 тыс. лет (рис. 5). В стенках обнажений они обнаружены на глубинах от 30 до 60 м от современной дневной поверхности. В разных местах низменностей характеризуются различием строения профилей, их свойств, длительностью формирования, что вызвано существовавшими на рассматриваемой территории ландшафтными условиями, неоднородностью в их пределах условий почвообразования [10].

Среди IV ПП встречены почвы с хорошо развитыми торфяными горизонтами: торфяные и торфяно-глееватые, сформированные на озерных отложениях или аллохтонных торфяных прослоях. Как правило, они приурочены к формировавшимся в этот период озерно-аласным котловинам. В материале торфяных горизонтов широко представлены осоки, мхи, остатки кустарников. На севере нынешней тайги в погребенных аллохтонных торфяниках единично были встречены мелкие стволы лиственницы, находящиеся в прижизненном состоянии. Мощности торфяных горизонтов этих ПП не превышают 30–40 см.

Сформированные на материале КПЛ более древнего возраста (МИС-4, зырянский криохрон) в условиях водоразделов ПП обладают хорошо оформленными профилями с глубинами сезонного протаивания до 1.5 м, невысокой современной льдистостью как надмерзлотных горизонтов, так и подстилавшего слоя сезонного протаивания. На севере зоны нынешних лиственничных редколесий, на предгорных равнинных участках встречены ПП с организацией профилей О–АОm–CRM–Cg, признаками микроструктуры в материале горизонта АОm (рис. 3е), слабыми признаками оглеения нижних горизонтов. Мощности профилей достигают 1–1.2 м. Грубогумусовые горизонты, мощностью 15–20 см, насыщены фрагментами хорошо сохранившихся веток кустарников, древесной растительности, единичных шишек лиственницы, полуразложившимся опадом травянистых растений. В уплотненном материале горизонта АОm присутствует

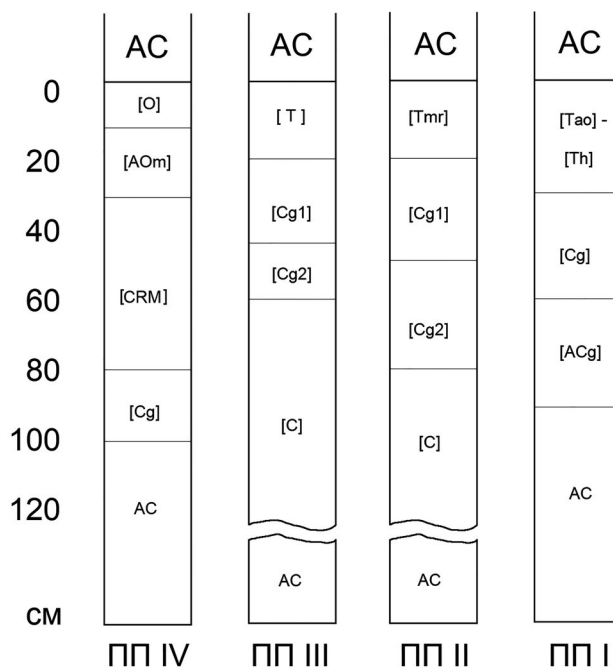


Рис. 4. Схематическое строение профилей погребенных почв.

множество нор мелких грызунов с обилием помета. Неровная верхняя граница почвы с перепадами на отдельных участках высот до 5–7 см позволяет предположить наличие выраженного нанорельефа поверхности и участие в его формировании прикорневых куртин кустарников, ветровальных явлений. В профилях появляются признаки заноса в минеральные горизонты грубых растительных остатков, обособленных в виде небольших вертикальных зон или отдельных морфонов, что может являться следствием фито- и криотурбаций. Формирующиеся почвы могут быть отнесены к лесным вариантам турбированных (криотурбированных) мерзлотных почв, формировавшихся под лесной растительностью в условиях достаточно высокой теплообеспеченности и невысокой влажности.

Все встреченные IV ПП характеризуются отсутствием или крайне низким содержанием пыли в верхних органогенных горизонтах, что позволяет говорить о прекращении поступления в период их формирования на поверхность минерального осадка. Почвы имеют резкий переход в перекрывающую толщу КПЛ.

В ряде обнажений, в перекрывающем профили IV ПП материале, находящемся на 40–60 см выше ее поверхности, установлено присутствие голов ледяных жил ПЖЛ новой генерации, образующих решетку с поперечными размерами от 2 до 2.5 м, при толщине жил 30–40 см. Клиновидные жилы пронзают IV ПП, уходят глубже на 5–7 м

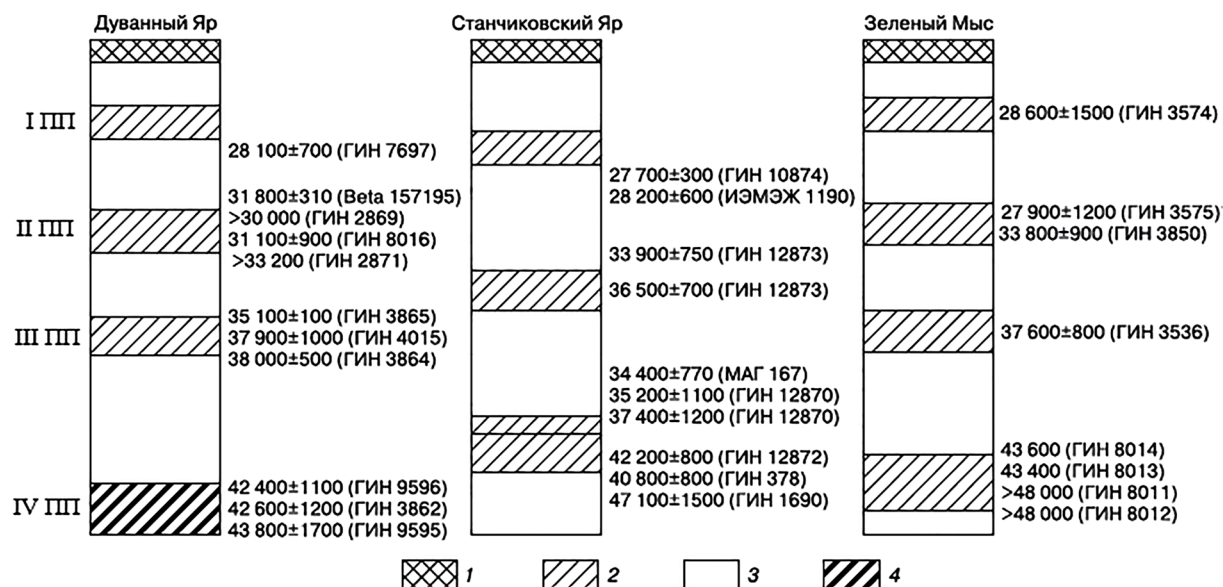


Рис. 5. Схема палеопедологического строения и радиоуглеродные датировки опорных разрезов Колымской низменности: 1 — покрывной слой и современная почва; 2 — погребенные почвы; 3 — криопедолит; 4 — погребенный торфяник. Образцы на определение радиоуглеродного возраста отобраны из верхних горизонтов погребенных почв.

в подстилающий криопедолит МИС-4. Появление мелкополигональной решетки внутри формирующейся крупнопolygonальной, может рассматриваться в качестве показателя быстрого изменения климатических условий после формирования почвы в сторону их резкого похолодания и небольшой длительности такого экстремального периода [28].

Ряд встреченных на территории изучаемого района профилей IV ПП имеют сходство с почвами современных тундровых и северо-таежных ландшафтов, прошедших ранние этапы своего формирования в условиях дополнительного дренажа [11]. По-видимому, более короткий и менее теплообеспеченный, по сравнению с голоценом, период формирования IV ПП, ограничил распространение территорий, затронутых ландшафтной перестройкой, сменой в пространстве участков формирующихся почв толщами КПЛ. Сравнение отдельных профилей IV ПП с современными почвами тундровой и севера таежной зон позволяет предположить, что продолжительность их формирования составляла 2–3 тыс. лет.

III и II погребенные почвы. В строении этих почв разных районов рассматриваемой территории прослеживается много сходных черт. Сформированные на материале КПЛ они несут признаки болотного почвообразования, слабого оглеения. Большинство обладает организацией Т(Тmg) — Сg — С, имеют темную окраску минеральных горизонтов за счет присутствия грубых полуразложившихся остатков осок, мхов, хорошо выраженное ваннообразное залегание в минеральных блоках. Мощности

торфяных горизонтов не превышают 15–30 см, состоят из осоково-мохового торфа средней степени разложения с небольшим участием пыли. Подстилаются высокольдистыми слоями бывшего протаивания, мощностью от 1.5 до 3.5 м, с толстошлировыми, сетчатыми, поясковыми криотекстурами. Высокая льдистость профилей и подстилавших слоев затрудняют установление нижней границы почв, которая, с допущениями, может быть оценена в 1–1.2 м.

При изучении 200-метровой стенки одного из обнажений были встречены III ПП с в разной степени оформленными верхними органогенными горизонтами — от торфяных, мощностью 10–30 см, состоящих из полуразложившихся остатков осок и мхов с примесью пылеватого материала и погребенными в них осоковыми кочками, до слабо оформленных, насыщенных сильно разложившимися темными гомогенизированными остатками торфа со слабой примесью пыли. Численность относительно хорошей сохранности погребенных осоковых кочек, распределение в пределах полигонов, степень сохранности могут быть связаны с ростом в них осок на начальных стадиях потепления и формирования почв. В дальнейшем, в ходе продолжавшегося потепления и протаивания подстилающей мерзлоты, материал полигонов оседал, поверхности их переувлажнялись, кочки опускались и относительно быстро погребались поступающим сюда осадком. Влажность, низкие положительные летние температуры профилей резко затормаживали разложение растительных остатков, способствовали сохранению кочек, сдерживали оглеение.

Погребенные осоковые кочки чаще встречаются в профилях III ПП.

Отсутствие в ПП отдельных минеральных блоках оформленного торфяного горизонта может быть объяснено более высокой их обводненностью, что вело к накоплению гиттиевоподобной органической массы с примесью пыли. Другим показателем повышенной гидроморфности подобных полигонов может служить присутствие в их материале редких хитиновых оболочек мельчайших водных организмов, обнаруженных в шлифах. Наличие пыли в материале органогенных горизонтов позволяет предположить, что в периоды формирования рассматриваемых почв имело место лишь резкое ослабление, а не полное прекращение поступления минерального осадка на поверхность, из чего следует, что погребенные почвы II и III ПП не могут рассматриваться как строго эпигенные.

Радиоуглеродный возраст профилей III ПП оценивается в 35 тыс. лет, формирование II ПП шло в промежутке от 33 до 30 тыс. лет [10]. Базируясь на сравнении этих почв с близкими по организации профилей почвами современных террас низкого уровня озерно-аласных котловин тундровой зоны, длительность периодов шедшего почвообразования может быть оценена от сотен до 1–1,5 тыс. лет. Рядом исследователей присутствие торфяных прослоев в отложениях каргинского термохрона, без детализации и установления их принадлежности к ПП, рассматривается в качестве проявления признаков эмбрионального термокарста характерного в целом для этой эпохи [29, 31]. Наличие в толщах криопедолитов ПП позволяет рассматривать МИС-3, как эпоху периодически сменявших друг друга похолоданий и потеплений различной интенсивности и продолжительности с нарастанием суровости климата к ее завершению.

Одним из важных и устойчиво фиксируемых моментов строения профилей рассматриваемых почв является отсутствие их резкого перехода в перекрывающие толщи КПЛ. Переходные слои, мощностью 10–20 см, обладают серыми тонами, содержат до 2% $C_{орг}$ с преобладанием в составе детрита остатков осок при участии мхов. Наличие подобного слоя свидетельствует о постепенном переходе условий гидроморфного почвообразования к более сухим, характерным для синлитогенного почвообразования.

Участие грубых растительных остатков в материале минеральных частей профилей, подтверждается распределением $C_{орг}$. Основные химические показатели свойств, рассматриваемых ПП, также обладают значительным сходством (табл. 2). Показание pH профилей близки к нейтральным со слабым подкислением торфяных горизонтов, низкое содержание в минеральных горизонтах CO_2 карбонатов, в составе поглощенных оснований

доминируют Са и Mg. Заметно снижается в почвах, по сравнению со слоями вмещающих КПЛ, содержание подвижных форм Р и К, в меньшей степени это снижение затрагивает подстилающую почву высокочистый материал зоны бывшего протаивания.

I погребенная почва. На рассматриваемой территории встречена лишь в единичных разрезах ЛК. Анализ строения и свойств ее профилей указывает на снижение степени проработанности материала почвообразованием, сохранность в них признаков почвообразующей породы — КПЛ. Присутствие минерального материала в составе органогенных горизонтов указывает на продолжавшееся поступление его на поверхность в ходе формирования этих почв. Мощности профилей не превышают 1 м, в них доминируют тонкошлировые криотекстуры. Встречены почвы, отнесенные к торфянистым, сухоторфянистым, торфяно-перегонным, реже — торфяно-глееватым. Как правило, почвы с запыленным слабообразовавшимся материалом торфяных горизонтов мощностью от 5 до 15 см, состоящим из остатков травянистой растительности, мхов, прослеживаются на ограниченных пространствах в пределах 2–4 минеральных блоков, сменяясь по простирацию слоями серого КПЛ. Большей выраженностью обладают ПП несущие признаки слабого оглеения. В них несколько увеличиваются мощности горизонта Т, в его окраске преобладают светло-коричневые тона, возрастает степень разложения органических остатков, что связано с увеличением степени увлажнения мерзлотных полигонов и указывает на существование слабо выраженной неоднородности почвенного покрова. Ровная, нечеткая граница перехода в перекрывающий слой КПЛ указывает на отсутствие на поверхности формировавшейся почвы нанорельефа, усиление интенсивности поступления осадка. Признаки криотурбаций в профилях отсутствуют. Полученные радиоуглеродные даты для материала I ПП и вмещающих их слоев КПЛ для разных районов низменностей укладываются в диапазон от 26 до 28 тыс. лет, что близко к завершению МИС-3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из того, что КПЛ характеризуют материал самых нижних частей профилей, перешедших в мерзлое состояние формировавшихся синлитогенных почв, можно представить лишь гипотетическую модель строения этих почв и доминирующих в них почвообразовательных процессов. Ведущими являются процессы поступления и накопления минерального материала, растительного опада, процессы трансформации последнего. В МИС-3 в составе опада доминировали надземные части и корневые остатки мелкой

Таблица 2. Химический состав погребенных почв ледового комплекса обнажения Дуванный Яр

Погребенная почва	Глубина нахождения в разрезе, м	Горизонт	C _{орг} , %	pH H ₂ O	Поглощенные основания ммоль(+)/100 г					CO ₂ карб., %	Подвижные по Кирсанову, мг/100 г		Вытяжка Тамма, %	
					Ca	Mg	Na	K	Сумма		P ₂ O ₅	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
III ПП	42.0–42.5	АС	1.6	7.5	11.7	4.0	0.9	0.4	17.0	0.36	27,4	14,1	1,23	0.45
	42.5–42.7	[Т]	4.4	7.2	12.7	5.4	5.2	0.3	23.6	0.36	12.1	4.6	0.89	0.40
	42.7–42.9	[Cg 1]	1.8	7.0	10.5	4.6	6.7	0.4	22.2	0.27	14.1	5.1	1.00	0.36
	42.9–43.2	[Cg2]	1.0	7.7	10.2	4.0	3.3	0.8	18.3	0.36	26.4	6.2	1.23	0.40
	43.2–43.8	АС	1.0	7.9	11.2	4.0	1.2	0.6	17.0	0.36	32.1	16.4	1.11	0.54
II ПП	34.3–35.1	АС	1.8	7.3	6.3	4.2	1.4	0.2	12.1	0.27	32.1	8.6	1.45	0.47
	35.1–35.4	[Тmr]	3.3	6.9	14.5	6.4	1.6	0.4	22.9	0.45	12.1	6.4	1.73	0.58
	35.4–35.6	[Cg 1]	1.3	7.5	12.7	5.6	1.3	0.2	19.8	0.18	24.4	5.3	1.79	0.63
	35.6–36.0	[Cg 2]	1.2	6.9	4.5	3.0	1.3	0.3	9.1	0.27	18.4	4.6	1.68	0.53
	36.0–38.2	АС	0.6	7.3	8.7	3.8	1.0	0.3	13.8	0.27	28.6	6.4	1.06	0.45
I ПП	28.8–27.0	АС	1.2	8.1	6.8	5.5	1.9	0.5	14.7	0.18	32.4	6.1	0.80	0.45
	27.0–27.3	[Th]	4.0	7.9	11.5	6.0	1.8	0.4	19.7	0.27	28.1	6.0	1.12	0.58
	27.3–27.5	[Cg]	1.2	7.5	10.7	5.5	1.6	0.3	18.1	0.36	26.0	7.4	1.23	0.41
	27.5–28.1	[C]	1.0.	7.8	12.6	5.6	1.4	0.2	19.8	0.36	31.8	6.4	1.14	0.40
	28.1–30.9	АС	0.8	8.2	13.0	6.7	2.0	0.2	21.9	0.45	44.6	8.2	1.00	0.45

кустарничковой растительности, злаков, разнотравья, мхов, в МИС-2 — надземный и корневой опад злаков и в меньшей степени осок, кустарничков. Низкое содержание в составе детрита остатков надземных органов растений свидетельствует об их быстрой трансформации в самых верхних частях, формировавшихся синлитогенных почв, с образованием значительных количеств усвояемых форм важнейших питательных элементов: фосфора, калия, минерального азота, необходимых для развития растительности, обеспечивавшей кормовую базу многочисленной травоядной мамонтовой фауны.

Конвергенция свойств синлитогенных почв, рассматриваемых МИС при переходе их в КПЛ, даже при различиях поступавшего растительного опада, может быть объяснена сходством и интенсивностью доминирующих почвообразовательных процессов в диапазоне существовавших на поверхности условий, краткостью фаз активного почвообразования при достаточном теплообеспечении и увлажнении верхних частей профилей. Протекавшее почвообразование слабо затрагивало минеральный материал.

Синлитогенное почвообразование в МИС-3 прерывалось периодами формирования почв с хорошо морфологически оформленными профилями. Формирование наиболее хорошо развитой IV ПП достаточно длительный срок протекало в условиях хорошей летней теплообеспеченности в условиях различных ландшафтов.

III и II ПП обладают высоким сходством строения, степени проработанности профилей почвообразованием, относительной ограниченностью его времени. Практически все встреченные почвы могут быть отнесены к увлажненным или переувлажненным торфянистым, характерным для заболоченных тундр с условиями слабой теплообеспеченности. Присутствие пылеватого материала в органогенных горизонтах, погребенных кочек позволяют предположить, что процесс поступления минерального материала в периоды формирования этих почв полностью не прекращался, а лишь значительно ослабевал. Сравнение строения почв в разных частях низменностей указывает, что в профилях II ПП под влиянием постепенного нарастания суровости климата происходило снижение проявления признаков оглеения.

I ПП характеризует этап почвообразования протекавшего в условиях прогрессирующего похолодания и иссушения климата. Участие в формировании их органогенных горизонтов значительных объемов минерального материала сближает эти почвы с криопедолитами.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алфимов А.В., Берман Д.И., Шер А.В. Тундростепные группировки насекомых и реконструкция климата позднего плейстоцена низовий Колымы // Зоологический журнал. 2003. Т. 82. № 1. С. 281–300.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
3. Берман Д.И. Тундростепи плейстоценовой Берингии и современные насекомые // Природа. 2001. № 11. С. 22–32.
4. Болиховская Н.С., Болиховский В.С. Ископаемые почвы в лессовидных отложениях Северо-Востока Евразии // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 409–412.
5. Богатырев Л.Г., Василевская В.Д. Биогеохимические особенности тундровых экосистем // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1462–1472.
6. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1992. Т. 1. 417 с.
7. Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 380. С. 95–146.
8. Губин С.В. Педогенез—составная часть механизма формирования отложений ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. V. № 3. С. 82–91.
9. Губин С.В., Лупачев А.В. Подходы к выделению и изучению погребенных почв в мерзлых толщах отложений ледового комплекса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 79–84.
10. Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (ч. 1) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. С. 48–56.
11. Губин С.В., Лупачев А.В. Почвы и отложения озерно-аласных котловин тундр Колымской низменности // Почвоведение. 2020. № 7. С. 775–790. <https://doi.org/10.31857/SOO32180X20070047>
12. Жиготский В.Я. Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен-голоцен. Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 101–111.
13. Занина О.Г. Ископаемые норы грызунов из мерзлых позднеледниковых отложений Колымской низменности // Зоологический журнал. 2005. Вып. 85. Т. 6. С. 728–736.
14. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.Е. и др. Дуванный Яр — опорный разрез плейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 49–65.

15. Каплина Т.Н. Спорово-пыльцевые спектры осадков ледового комплекса приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 2. С. 85–93.
16. Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В., Ложкин А.В., Никитин В.П. Опорный разрез плейстоценовых отложений на реке Аллаиха // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 73–95.
17. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. Молотковский Камень — опорный разрез отложений позднего плейстоцена Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 79–83.
18. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1985. С. 207–220.
19. Карташова Г.Г. Палеогеографическая обстановка времени формирования едомных отложений на р. Яне // Вестник Моск. ун-та. 1983. Сер. 5, география. № 6. С. 37–42.
20. Костюкевич В.В., Иванов И.Е., Нестеренко С.А. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 213–220.
21. Ложкин А.В. Растительность Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 72–77.
22. Лопатина Д.А., Занина О.Г. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовий Колымы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 94–107.
23. Лопатина Д.А., Занина О.Г. Условия формирования палеопочв времени МИС-3 Колымской низменности по данным палинологического и фитолитного методов. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 134–147.
24. Максимович С.В., Занина О.Г., Губин С.В. Характеристика видового состава растительных сообществ отдельных временных периодов позднего плейстоцена по данным палеоботанического анализа содержимого ископаемых нор сусликов // Сб. ст. IV Междунар. мамонтовой конф. Якутск, 2010. С. 172–175.
25. Наумов Е.М., Турсина Т.В. К вопросу генезиса ледово-лессовых едом и сингенетичных им палеопочв Северо-Востока Евразии // Эволюция и возраст почв СССР. Пушино, 1984. С. 148–149.
26. Плахт И.Р. Условия развития термокарста и этапы формирования аласного рельефа равнин Северо-Востока в позднем плейстоцене и голоцене // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1986. С. 112–120.
27. Поспелова Е.Б. Структура и пространственное распределение растительной массы в основных растительных сообществах стационара Агапа // Почва и продуктивность растительных сообществ. 1974. Вып. 2. С. 26–38.
28. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. 213 с.
29. Суходровский В.Л. О генезисе ледового комплекса и аласного рельефа // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 1. С. 56–61.
30. Титлянова А.А. Биологический круговорот углерода в травяных биоценозах. Новосибирск, 1977. 220 с.
31. Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
32. Томирдиаро С.В., Черненко Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 197 с.
33. Утехин В.Д., Хоанг Тьонг. Структура и продуктивность фитомассы луговой степи // Биота основных геосистем центральной лесостепи. М., 1976. С. 7–25.
34. Шер А.В., Плахт И.Р. Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Известия АН СССР. Сер. геолог. 1988. № 8. С. 17–31.
35. Юрцев Б.И. Степные реликтовые комплексы Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1981. 167 с.
36. Яшина С.Г., Губин С.В., Шабаетова Э.В., Егорова Е.Ф., Максимович С.В. Жизнеспособность семян высших растений позднелепистоценового возраста из вечномерзлых отложений, обнаруживаемая в культуре *in vitro* // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 5. С. 714–717.
37. Hopkins D.V. The Paleogeography and climatic history of Beringia during Late Pleistocene // Paleocology of Beringia. 1982. V. 4. P. 3–28.
38. Matthews J.V. Arctic steppe: An extinct biome. Abstracts of the 4th Biennial Meeting AMQUA, Oct. 9 and 10. 1976. 73–77.
39. Murton J.B. et al. Palaeoenvironmental interpretation of edoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar (Northeast Siberia) // Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. Permafrost and Periglacial Processes. 2015. V. 26. P. 208–288.
<https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
40. Wetterich S., Tumskey V., Rudaya N., Andreev A., Opel T., Meyer H., Schirrmeyer L., Huls V. Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadia // Quatern. Sci. Rev. 2014. V. 84. P. 39–55.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.009>

41. Yashina S., Gubin S., Maksimovich S., Yashina A., Gakhova E., Gilichinsky D. Regeneration of whole fertile plants from 30,000-y-old fruit tissue buried in Siberian permafrost // Proc. Nat. Acad. of Sci. 2012. V. 109. P. 4008–4013.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1118386109>
42. Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A. Late-Pleistocene (Mis 3–2) palaeoenvironments as recorded by sediments, paleosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma Lowland // Quart. Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 2107–2123.

Changing of the Major Pedogenic Trends in Late Pleistocene on the Territory of West Beringia

S. V. Gubin*

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Structure and properties of MIS3 and MIS2 cryopedolith material indicate the general similarities in synlithogenic pedogenesis that took place during those stages. On the other hand, some differences are determined by the intensity of pedogenic processes, plant cover, rate of mineral material deposition, climatic conditions. During MIS3 stage, four epigenic (buried) soils had been formed. The lowest one (4th) was formed in the very beginning of MIS3 stage under the relatively favourable climatic conditions and with no mineral material deposition. 2nd and 3rd buried soils had been formed in the middle of MIS3 under the less favourable conditions and with no mineral matter deposition as well. The upper one (1st) buried soil was formed in the transition period between MIS3 and MIS2 under the increasing of the climate conditions severity and the soil has both sinlithogenic and epigenic features in its morphology.

Keywords: ice complex, cryopedolith, buried soils, permafrost, synlithogenic pedogenesis, Beringia, Cryosol