

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.417.1+528.02

**ПОЧВЫ КРИОГЕННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА
НА ЮГЕ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ:
РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РОЛЬ
В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПУЛОВ ПОЧВЕННОГО УГЛЕРОДА**

© 2019 г. Г. Д. Чимитдоржиева^{1, *}, Э. О. Чимитдоржиева¹, Е. Ю. Мильхеев¹, Ю. Б. Цыбенков¹,
А. В. Дмитриев², Т. Н. Чимитдоржиев², Р. А. Егорова¹, З. А. Солдатова¹,
Д. Б. Андреева¹, Ц. Д.-Ц. Корсунова¹, Т. В. Давыдова¹

¹Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

²Институт физического материаловедения СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: galdorj@gmail.com

Поступила в редакцию 24.10.2017 г.

После доработки 15.04.2019 г.

Принята к публикации 24.04.2019 г.

Представлены результаты исследований криогенных форм рельефа (бугров пучений и термокарстовых понижений), сформированных в условиях ультраконтинентального климата Бурятии и относительно близко залегающих многолетнемерзлых пород, а также сформированных на них почв. По результатам анализа радиолокационных данных TanDEM-X и наземных геоморфологических обследований выявлено пространственное распределение локальных пучений и понижений территории в Еравнинской котловине юга Витимского плоскогорья. Бугры пучения преимущественно формируются на водоразделе и подгорных шлейфах, почвы в основном представлены черноземами глееватыми криотурбированными (Haplic Chernozems (Stagnic, Turbic)) и темно-гумусовыми глееватыми почвами (Stagnic Phaeozems). Термокарстовые понижения распространены в днищах котловины, а также на широких выровненных суглинистых водоразделах, почвы представлены черноземами квазиглеевыми (Gleyic Chernozems) и гумусово-квазиглеевыми окарбоначенными почвами на слоистых озерных отложениях (Calcaric Gleyic Phaeozems). Для почв бугров и термокарстовых понижений характерно варьирование мощностей и инверсии горизонтов в результате пучения и криотурбаций, они заметно отличаются по морфологии, физическим и химическим свойствам. Пулы углерода в распределении по профилю почв бугров и термокарстовых понижений имеют значительные отличия по сравнению с фоновыми черноземами квазиглеевыми (Gleyic Chernozems).

Ключевые слова: термокарстовые понижения, бугры пучения, чернозем квазиглеевый, чернозем глееватый криотурбированный, темно-гумусовая глееватая почва, спутниковая радарная интерферометрия

DOI: 10.1134/S0032180X19090028

ВВЕДЕНИЕ

Аккумулированный в районах многолетней мерзлоты углерод является одним из наименее изученных и, вероятно, самым значительным по потенциальному влиянию на климат из-за масштабности его пулов [19, 20]. Наиболее очевидным проявлением климатических изменений в настоящее время является повышение приземной температуры воздуха [10]. В условиях меняющегося климата органическое вещество, законсервированное в многолетнемерзлых породах, может сыграть важную роль в глобальной динамике углерода, так как их деградация при изменении (потеплении) климата может привести к су-

щественному увеличению эмиссии парниковых газов [5, 21]. Региональные и локальные показатели изменения климата отличаются от глобальных [10]. Значительные изменения климата происходят в умеренных широтах, здесь за последние 30–35 лет потепление выражается повышением температуры воздуха на 1.6–2.1°C. Потепление климата в Байкальском регионе происходит в более форсированном режиме, чем на всей территории России и мира, о чем свидетельствуют более резко возрастающие тренды среднегодовой температуры воздуха. Температура воздуха выросла на 3.6°C, а сначала XX в. на 2.3°C [8]. В ряде пунктов Забайкалья среднегодовая температура возду-

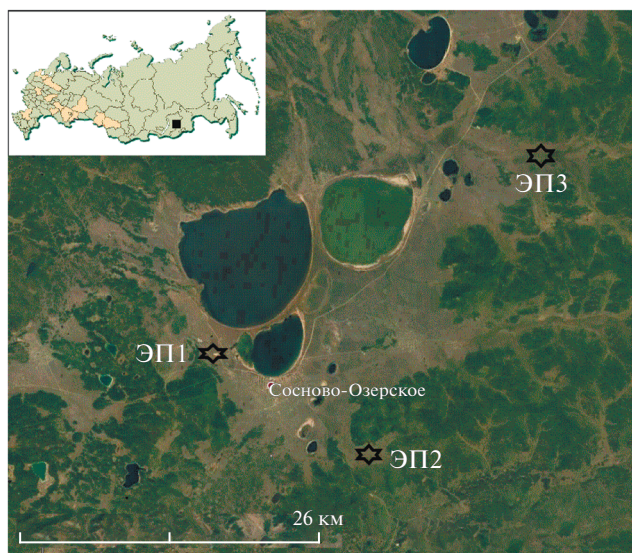


Рис. 1. Район исследований и расположение экспериментальных площадок.

ха пересекла нулевой рубеж, став положительной. На изменения радиационно-теплового баланса криолитозона реагирует сокращением ареала, повышением температуры и глубины сезонного протаивания.

Среди основных криогенных форм рельефа широко распространены сезонные и многолетние бугры пучения, небольшие термокарстовые озера, формирующиеся при активном влиянии многолетнемерзлых пород. Криогенные формы рельефа находятся в постоянной динамике как в результате циклического усиления термокарстообразования, так и за счет криогенного пучения грунтов при промерзании влагонасыщенных подзерных таликов.

Интенсивность пучения связана с количеством влаги, мигрировавшей в зону промерзания и скоростью последнего [3]. К сильнопучинным грунтам относятся влагонасыщенные пылеватые пески, супеси и легкие суглинки. Скорость роста бугров пучения, сопряженных с термокарстовыми понижениями, в первые годы может быть значительной. При достижении наивысшей точки вершины бугров растрескиваются, ледяное ядро обнажается, и начинается их деградация. Они располагаются обычно вблизи южных границ распространения многолетнемерзлых пород, примером является исследованная нами территория юга Витимского плоскогорья.

Основным условием для начала развития термокарста является то, что глубина сезонного оттаивания становится больше, чем глубина залегания льдонасыщенного грунта, и в процессе его оттаивания происходит просадка дневной поверхности за счет выдавливаемой вверх воды. Де-

сяткин [4] отмечает, что развитие бугров пучения идет как элемент трансформации термокарстовых форм рельефа. Их образование связано с промерзанием влагонасыщенных талых слоев под исчезающими озерами. Внешними признаками начала развития термокарста являются оседание поверхности почвы и появление мелководных водоемов. Развитие термокарста — процесс длительный, за время существования котловинной формы рельефа озеро постоянно меняется, неоднократно исчезает и вновь появляется. Но с каждым циклом обводнения термокарстовая котловина расширяется по площади и уходит вглубь.

Цель работы — изучить роль криогенных форм рельефа на южной границе распространения многолетнемерзлых пород и почв, сформированных на них, в распределении пулов углерода.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен в Еравнинской котловине юга Витимского плоскогорья, где многолетняя мерзлота достигает максимальной мощности 120–130 м, в среднем составляя 80–85 м [9, 13]. Верхняя граница мерзлоты залегает на глубине 1.5–3.0 м от дневной поверхности, а местами — на глубине менее 1 м.

Объектами исследования послужили почвы бугров пучения и термокарстовых понижений. В ходе исследования выявлено их распространение, выбраны экспериментальные площадки (ЭП), ярко выраженными криогенными явлениями (рис. 1). Разрезы закладывали на всю мощность сезонно-талого слоя, пробы отобрали с шагом 10 см с термокарстовых понижений до глубины 80 см и бугров пучения до 100 см. Органический углерод почвы определяли микрохромовым методом Тюрина, CO_2 карбонатов — методом Голубева [1], углерод микробной биомассы — регидратационным методом [2].

Масштабы проявления пучинно-просадочных форм рельефа (бугров пучения и термокарстовых понижений) определяли с помощью спутниковой радарной интерферометрии, которая в последнее время широко используется для количественной оценки деформаций земной поверхности различной природы [18, 19]. Метод основан на анализе разности фаз радиолокационных сигналов, полученных радаром с близко расположенных спутниковых орбит. Разность фаз, информация о которой содержится в интерферограмме, является функцией рельефа местности, смещений земной поверхности, атмосферных эффектов и ошибок измерений:

$$\phi = \phi_{\text{top}} + \phi_{\text{dis}} + \phi_{\text{atm}} + \phi_{\text{err}}, \quad (1)$$

где ϕ_{top} — изменение фазы, связанное с рельефом местности; ϕ_{dis} — изменение фазы за счет смеше-

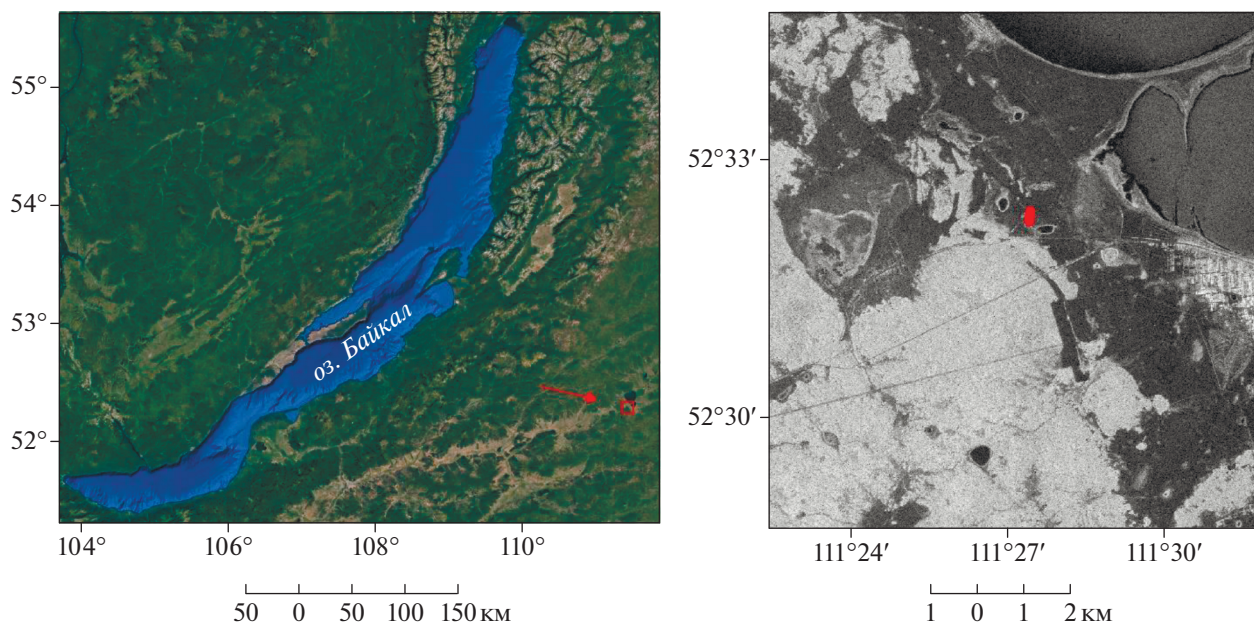


Рис. 2. Местоположение тестового полигона на мозаике спутниковых снимков Google и радиолокационное изображение ALOS-2 PALSAR-2.

ния отражающей поверхности в период между съемками; ϕ_{atm} — возникает за счет различия длин оптических путей из-за преломления в атмосфере; ϕ_{err} — изменение фазы в результате электромагнитного шума.

При идентичных условиях съемки можно устранить влияние рельефа для определения изменений фазы, вызванных смещением поверхности Земли. Ранее установлено, что расхождение данных радиолокационной интерферометрии с полевыми геодезическими измерениями не превышает 1–1.5 см в зимний период [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Криогенные формы рельефа в Еравнинской котловине

Для изучения масштабов проявления криогенных форм рельефа использовали радарные снимки, сделанные со спутника ALOS PALSAR (L диапазон с длиной волны 23.6 см) за период 01.01.2010 по 16.02.2010 гг. и снимки бистатической системы TanDEM-X (X диапазон, длина волны 3.1 см) за 04.11.2012 г. По интерферометрическим параметрам изображений ALOS-2 PALSAR-2 рассчитывали значения вертикальных деформаций подстилающей поверхности, а по данным TanDEM-X составлена высокоточная ЦМР.

На рис. 2 показано радиолокационное изображение, спроецированное в географическую систему координат. Изображения в исходном разрешении продублированы на веб-странице: <http://omdoki.nextgis.com/resource/168/display?panel=layers> [23],

где можно также ознакомиться с другими иллюстрациями. Представлены участки с различными значениями обратного радарного рассеяния: яркие тона соответствуют объемным неоднородностям (лес, кустарник и др.), темные тона — ровным участкам (водная поверхность и др.). Пространственное разрешение радарного изображения составляет 10 м.

Распространение криогенных явлений показано на интерферограмме, построенной по радиолокационным данным TanDEM-X (рис. 3). Базовая линия составляет 269 м, 2π неоднозначность по высоте — 29.7 м, что означает перепад высот рельефа, соответствующий изменению разностной фазы интерферометра на один цикл 2π . Например, между повторяющимися линиями желтого цвета превышение по высоте 29.7 м, аналогично между другими повторяющимися цветами.

На интерферограмме можно увидеть пространственное распределение небольших по диаметру возвышений и озер. При наземных геоморфологических обследованиях предполагаемые ареалы распространения криогенных деформаций идентифицированы как локальные пучения и понижения местности.

Изображение бугров пучения на космических снимках имеет сложную пятнисто-полосчатую структуру. Термокарстовые озера имеют характерную округлую, овально-удлиненную или лопастную форму и четко выделяются на снимках.

В Еравнинской котловине в связи с благоприятными условиями водного режима питания встречается площадное и локальное пучение, ко-

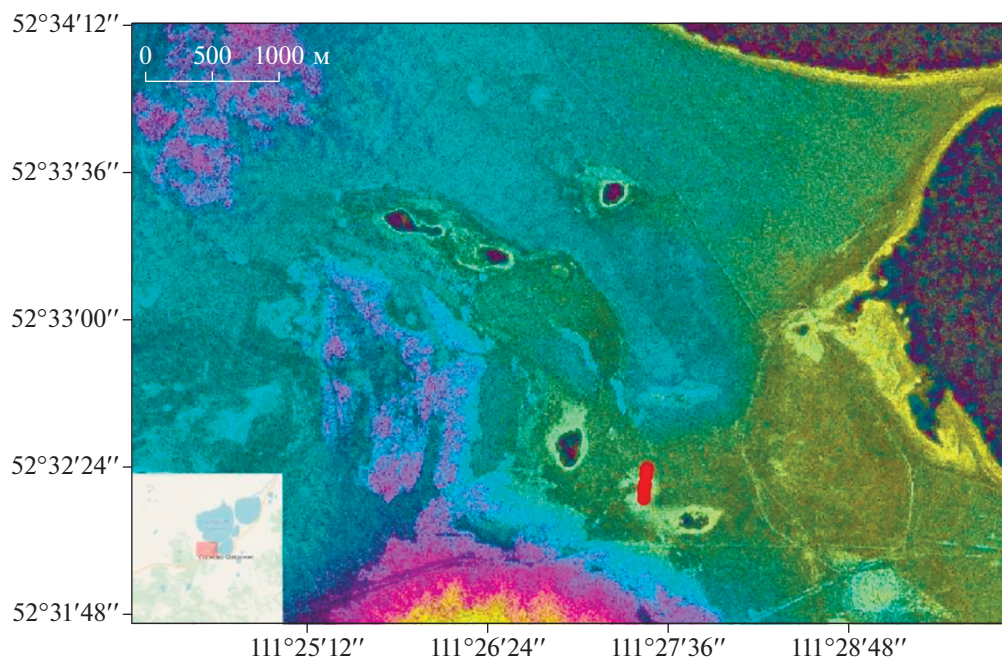


Рис. 3. Фрагмент радарной интерферограммы Еравнинской котловины с ареалом распространения криоморфозов.

торое может возникать вследствие неоднородности условий промерзания, обводненности, состава пород и других факторов. В результате формируются различные по форме и размерам бугры пучения. Заметнее всего в рельефе проявление локального пучения (бугры, полосы пучения). Ширина этих бугров достигает десятков метров, а превышений над окружающей поверхностью до 1.5–2.0 м.

Термокарстовые понижения на дневной поверхности выражены в виде локальных провально-просадочных форм. Вследствие дифференциации льдистости почвогрунтов по элементам рельефа, термокарстовые воронки, нередко заполненные водой, больше формируются в днище котловины, а также на широких выровненных суглинистых водоразделах.

При наземном исследовании деформаций поверхности рельефа выбраны экспериментальные площадки, на которых были заложены почвенные разрезы.

Экспериментальная площадка 1 (ЭП1, рис. 4, А, 4, Б)

Разр. Б1Р3. 52.53853° N, 111.45755° E, высота над ур. м. (Н) 950 м. Вершина бугра пучения. Растительный покров представлен полынно-разнотравно-лапчатковой ассоциацией. Доминантные виды: лапчатка скученная (*Potentilla acervata* Sojak), пырей ползучий (*Elytrigia repens* L. Nevski), вика мышиная (*Vicia cracca* L.), хвощ полевой (*Equisetum arvense* L.), лапчатка гусиная (*Potentilla anserina* L.), полынь обыкновенная (*Artemisia vulgaris* L.), эдель-

вейс степной (*Leontopodium campestre*). Общее проективное покрытие – 60%, высота травостоя 40–45 см. Вскипает на протяжении всего профиля.

AУса, 0–25 см. Темно-серый, комковатый, суглинок, свежий, рыхлый, обильно пронизан корнями растений.

AУb,ca,@, 25–55 см. Светло-серый, бесструктурный, тяжелый суглинок, сухой, рыхлый, встречаются камни, переход в следующий горизонт неровный, сильнокриотурбированный.

ВСА, 55–80 см. Серый, бесструктурный, тяжелый суглинок, сухой, плотный, встречаются единичные корни и мелкие камни.

ВСАg, 80–90 см. Светло-серый со светло-охристыми прослойками, тяжелый суглинок, бесструктурный, очень плотный, переход в следующий горизонт неровный.

Сg,@, 90–110 см. Палевый с охристыми полосами, тяжелый суглинок, рыхлый, мелкокаменистый, криотурбированный, наблюдается прослойка ржаво-охристой линзы.

Почва: чернозем глееватый криотурбированный [11], *Na*plc Chernozem (Loamic, Stagnic).

Разр. Т1Р2. 52.47092° N, 111.62795° E, Н 945 м. Понижение. В ассоциациях широкое распространение получила типичная мезофитная и гигромезофитная растительность – осока Редовского (*Carex parallela subsp. redowskiana* (С.А. Meyer) Egor.), осока остистая (*C. Atherodes* Sprengel), хвощ полевой (*Equisetum arvense* L.).

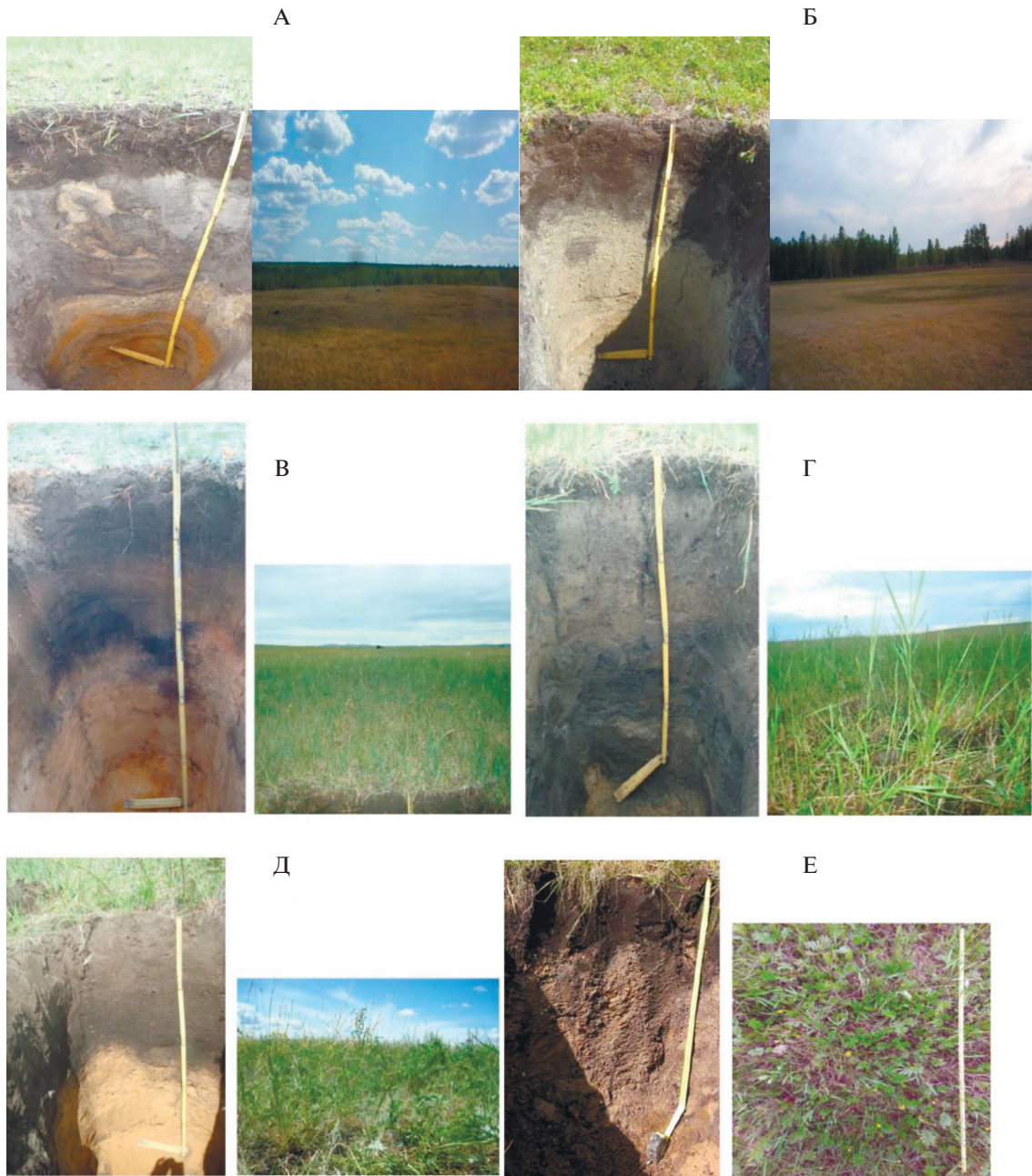


Рис. 4. Экспериментальные площадки: ЭП1: Б1Р3 (А), Т1Р2 (Б); ЭП2: Б4Р2 (В), Т5 (Г); ЭП3: Б5Р2 (Д), Т4 (Е).

AU@, 0–30 см. Темно-серый комковатый, тяжелый суглинок, рыхлый, свежий, обильно пронизан корнями, граница неровная, криотурбированная.

Qca, 30–80 см. Буровато-палевый с оливковым оттенком, бесструктурный, тяжелый суглинок, плотный, каменистый, умеренно вскипает, встречаются гумусовые пятна, переход постепенный, неровный.

SQca, 80–100 см. Светло-бурый, бесструктурный, тяжелый суглинок, мокрый, плотный, очень слабо вскипает, каменистый, камни более 1 см.

Почва: чернозем квазиглеевый, Calcaric Stagnic Phaeozem (Loamic).

Экспериментальная площадка 2 (ЭП2, рис. 4, В, 4, Г).

Разр. Б4Р2. 52°32'17.9" N, 111°2'19.3" E, H 955 м. Вершина бугра. Проективное покрытие 80%, доминанты: злаки – вострец китайский (*Leymus chinensis*), мятлик оттянутый (*Poa attenuata*).

AU, 0–30 см. Темно-серый, сухой, рыхлый, опесчаненный средний суглинок, комковатой структуры, густо пронизан корнями, обильными

мицелиями, встречаются мелкие ракушки, интенсивно вскипает.

AUb,ca,@, 30–85 см. Неоднородный: от буровато серого до черного, влажный, плотный, комковатой структуры, пронизан корнями, нижняя граница перехода неровная, криотурбирован, вскипает интенсивно.

BCg,@, 85–110 см. Буровато-палевый с охристо-ржавыми пятнами, влажный, рыхлый, бесструктурный, криотурбированный, с охристыми железистыми включениями, слабошебнистый, вскипает.

Почва: чернозем глееватый криотурбированный.

Разр. T5. 52°32'19.4" N, 111°27'18.8" E, H 951 м. Понижение, пересохшее озеро на месте криогенного прогибания. Поверхность ровная, с небольшим прогибом. Злаково-разнотравное сообщество с проективным покрытием 80%. Доминанты – пырей ползучий (*Elytrigia repens*), лапчатка сжатая (*Potentilla conferta*), млечник приморский (*Galium maritime* L.). Глубина профиля 80 см, вскипает от HCl по всему профилю.

AU, 0–20 см. Темно-серый, комковатый, средний суглинок, влажный, плотный, пронизан корнями, переход неровный по цвету.

AUb, 20–55 см. Серый со светло-буроватым оттенком, мелкий песок, рыхлый, влажный, со светло-серыми линзами, переход неровный по плотности.

Bg, 55–78 см. Темно-серый с сизоватым оттенком, мелкий песок с примесью глины, плотный, мокрый.

Cg, 78–80+ см, бурый, мелкий песок, мокрый.

Почва: гумусово-квизиглеевая окарбонатная на слоистых озерных отложениях.

Экспериментальная площадка 3 (ЭПЗ, рис. 4, Д, 4, Е)

Разр. Б5Р2. 52°43'39.7" N, 111°49'09.3" E, H 956 м. Середина бугра. Растительный покров равномерный, плотный, проективное покрытие 95%. Злаково-разнотравно-полынное сообщество с доминантными видами: полынь замещающая (*Artemisia commutata*), мятлик оттянутый (*Poa attenuata*), остролодочник волосистый (*Oxytropis pilosa*), лапчатка сжатая (*Potentilla conferta*). Встречаются эдельвейс степной (*Leontopodium campestre*), клевер ползучий (*Trifolium repens*), горошек сибирский (*Vicia Sibericus*). Не вскипает по всему профилю.

AU1, 0–30 см. Темно-серый, супесчаный, плотный, сухой, пронизан корнями.

AU, 30–40 см. Черный, средний суглинок, свежий, встречаются корни, граница перехода по плотности неровная.

AU + BC, 40–50 см, чередование черных и бурых пятен, легкий суглинок, свежий.

2BCg, 50–100 см. Бурый со ржавыми включениями, песчаный, свежий, рыхлый, встречаются единичные корни, камни от 0.5–5 см.

Почва: темно-гумусовая глееватая почва.

Разр. T4. 52°29'33.8" N, 111°33'54.2" E, H 956 м. Понижение, заросшее озеро. Растительный покров не однороден, разрежен. Проективное покрытие 70%. Высота травостоя 30–35 см. Разнотравно-злаковое сообщество, доминантные виды: хвощ полевой (*Equisetum arvense* L.), мятлик луговой (*Poa pratensis*). Встречается осока Редовского (*Carex parallela subsp. redowskiana*), лапчатка сжатая (*Potentilla conferta*) и редко подорожник прижатый (*Plantago depressa* Schlecht L.).

AU, 0–10 см. Темно-серый, средний суглинок, комковатой структуры, включения мелких камней и крупного песка, рыхлый, влажный, обильно пронизан корнями, граница горизонта по плотности волнистая, вскипает.

AUq, 10–30 см. Темно-серый, средний суглинок, более плотный, чем гор. A1, мелкокомковатой структуры, включения гальки и камней диаметром до 1 см, влажный, обильно пронизан корнями, вскипает, граница неровная по цвету.

Q, 30–80 см. Серо-палевый, средний суглинок, бесструктурный, уплотненный, включения буро-рыжеватого песка, влажный, имеются гумусовые подтеки светло-серого цвета до глубины 80 см, корней мало, не вскипает. На глубине 80 см выступает вода.

Почва: чернозем квазиглеевый.

Исследуемые почвы бугров пучения по морфологическим признакам отличаются от фоновых черноземов квазиглеевых данного района. Реакция среды почв из термокарстовых понижений близка к нейтральной, бугров пучения – к щелочной. По гранулометрическому составу исследуемые почвы бугров пучения относятся к пылеватым тяжелосуглинистым, термокарстовых понижений – среднесуглинистым крупнопылевато-песчаным.

Для фоновых черноземов квазиглеевых характерна небольшая мощность гумусового горизонта (15–25 см). Содержание гумуса в верхнем горизонте – 7.2–7.5%. Сумма поглощенных оснований в гумусовом горизонте составляет 35.4–36.8 смоль(экв)/кг почвы с явным преобладанием кальция. Реакция почвенного раствора в верхней части профиля нейтральная pH 6.8–6.9, а с переходом в нижние горизонты сменяется на слабощелочную и щелочную pH 7.3–8.3 [14, 16, 17].

Гидротермический режим почвенного профиля является главным предиктором концентрации и запаса углекислого газа в почве, поскольку эти факторы равно действуют на его продукцию живыми организмами и на условия его транспорта [5]. Если температура нижней части профиля

почвы (290–300 см) в течение всего вегетационного периода 1967 г. составляла, по данным Мельничука [9], $0.1...-0.2^{\circ}\text{C}$, то по нашим – в самое теплое время – 14.07.2016 г. на глубине 160–240 см и 24.08.2016 г. на глубине 320 см – температура грунта составляла 0°C , что уже свидетельствует о том, что граница мерзлоты опускается.

Содержание органического углерода

Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в слое 0–10 см бугра пучения составило $8.8 \pm 4.3\%$ (при $n = 3$, коэффициент вариации $V = 68.1\%$), на глубине 10–20 см – 6.5 ± 3.3 ($V = 70.3\%$), в слое 20–30 см – 4.7 ± 3.1 ($V = 92.3\%$), причем половина его содержания представлена углеродом негидролизующего остатка (соответственно по глубинам: 49.9, 41.3, 53.1% от $C_{\text{общ}}$).

Почвы термокарстовых понижений отличаются высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ в слое 0–10 см – $13.6 \pm 5.1\%$ (при $n = 3$, $V = 53.5\%$), на глубине 10–20 см – $10.8 \pm 6.2\%$ ($V = 81.2\%$) и в слое 20–30 см – $3.6 \pm 2.5\%$ ($V = 97.4\%$), где также высока доля негидролизующего остатка – 45.1–47.3% от $C_{\text{общ}}$. По данным Козловой с соавт. [6, 7], аналогичные показатели по содержанию гумина (55–65%) встречаются в почвах бугристо-западинных ландшафтов Южного Предбайкалья.

Запасы углерода $C_{\text{орг}}$ зависят от ряда взаимосвязанных факторов почвообразования, влияющих на характер и скорость гумусообразования. Продолжительный период пониженной активности микроорганизмов обуславливает замедление процессов минерализации органического вещества. Кратковременные периоды с оптимальными гидротермическими условиями благоприятны лишь для гумификации растительных остатков, но этого недостаточно для более полного разложения органических веществ, что приводит к их консервации. Запасы углерода в слое 0–20 см в почвах термокарстовых понижений составляют 36 кг С/м^2 , что вдвое выше таковых бугров пучения и фоновых почв, где этот показатель еще меньше – 12.7 кг С/м^2 . Например, запасы углерода в гумусовых криогенных карманах фоновых почв составляют в слое 20–70 см всего 5.1 кг/м^2 [15].

Запасы $C_{\text{орг}}$ в почвах бугров пучения слое 0–100 см составляют в среднем $51.1 \pm 19.7 \text{ кг С/м}^2$ и варьируют в широких пределах ($V = 86\%$), тогда как в почвах термокарстовых понижений показатель равен $65.7 \pm 0.4 \text{ кг С/м}^2$ ($V = 0.6\%$) (рис. 5, А). В последних запасы углерода больше, по-видимому, за счет того, что при полициклическом почвообразовании в термокарстовых понижениях происходит обогащение почв органическим углеродом в результате накопления донных отло-

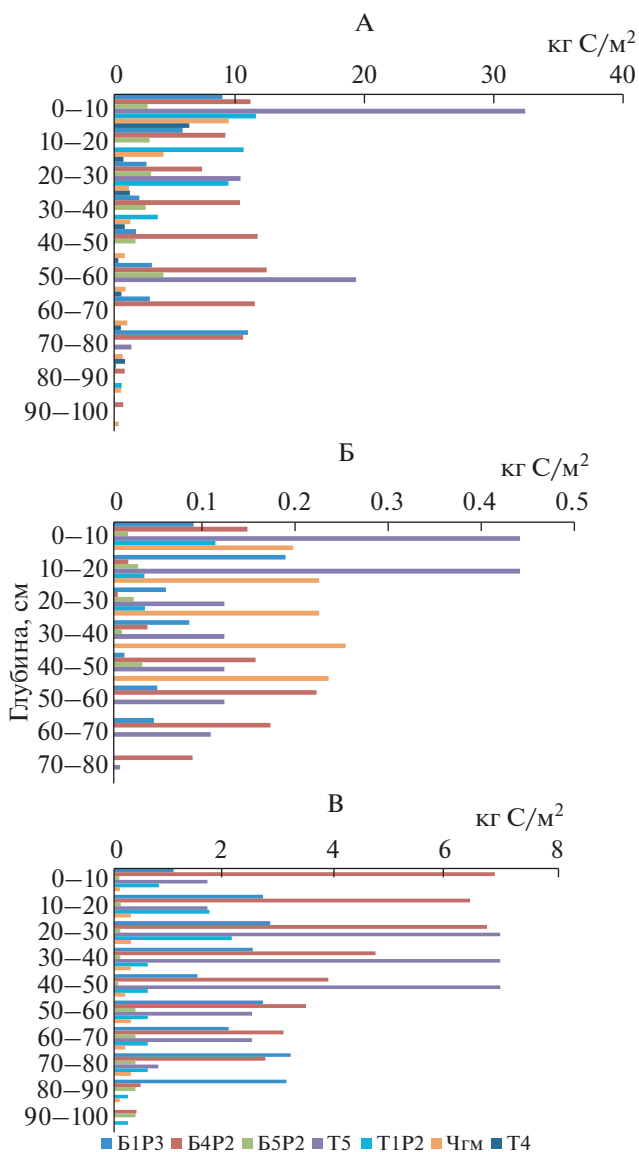


Рис. 5. Запасы углерода в почвах бугров пучений и термокарстовых понижений фоновых черноземов квазиглеевых: А – запасы $C_{\text{общ}}$ в слое 0–100 см, Б – запасы $C_{\text{мб}}$ в слое 0–80 см, В – запасы $C_{\text{карб}}$ в слое 0–100 см, кг С/м^2 .

жений при полноводном режиме озер и торфонакопления при их постепенном высыхании.

Углерод микробной массы

Микробная масса играет исключительно важную роль в круговороте углерода в наземных экосистемах, хотя запасы его в почвах обычно не превышают 1–4% от общего содержания. Почвенные микроорганизмы являются двигателем, осуществляющим процессы разложения поступивших в почвы высокомолекулярных полимеров в виде растительного опада.

Максимальное содержание углерода микробной массы ($C_{\text{мб}}$) в буграх пучения составляет – 185 мг/100 г на глубине 10–20 см, тогда как в верхнем горизонте его почти в 2 раза меньше, что объясняется иссушением верхнего слоя почвы. Вниз по профилю характерно неравномерное распределение $C_{\text{мб}}$, что связано с перемещением воздушной, водной масс, почвенного раствора с разной реакцией среды, где и создаются микро- и макрозоны с соответственно адаптированной микробиотой в буграх при пучении.

В почвах термокарстовых понижений в верхнем (0–10 см) слое содержание $C_{\text{мб}}$ составляет 145.8 мг/100 г, что объясняется обилием ризосферной микрофлоры. В фоновых мерзлотных почвах в аналогичном слое этот показатель составляет 168.8 мг/100 г с уменьшением вниз по профилю.

Таким образом, накопление $C_{\text{мб}}$ в почвах бугров пучения и термокарстовых понижений незначительно варьируют по сравнению с фоновыми почвами.

Распределение запасов $C_{\text{мб}}$ в почвах бугров пучения вниз по профилю неравномерное – бимодальное и волнообразное. Общей закономерностью является резкое его уменьшение на глубине 20–30 см и постепенное увеличение на глубине 50–60 см. В почвах термокарстовых понижений кривая распределения запасов $C_{\text{мб}}$ убывающая, с максимумом в гумусово-аккумулятивном горизонте. Для черноземов квазиглеевых характерно равномерное до глубины 40–50 см распределение запасов $C_{\text{мб}}$ по профилю.

Максимальные запасы $C_{\text{мб}}$ в слое 0–80 см обнаружены в фоновых черноземах квазиглеевых – 1.16 кг С/м², в почвах бугров пучения показатель варьирует в пределах 0.18 ± 0.80 ($V = 29.47–60.52\%$, при $n = 3$), в почвах термокарстовых понижений 0.43 ± 0.36 ($V = 82.90\%$, при $n = 3$) (рис. 5, Б). Более активное накопление запасов $C_{\text{мб}}$ в фоновых почвах, видимо, связано с тем, что в естественных условиях в них наблюдается эволюционно адаптированная живая масса.

Соотношение содержания С биомассы к общему органическому углероду почвы составляет для почв бугров пучения 0.05–3.2% ($V = 59.2\%$), термокарстовых понижений – 0.05–3.2% ($V = 71.3\%$), для фоновых черноземов квазиглеевых 2.5–3.2% ($V = 12.9\%$), то есть эту разницу (уменьшение биомассы в повышениях и понижениях) можно принять как ответный отклик живой среды на изменение условий среды их обитания.

Углерод карбонатов

В почвах присутствуют значительные запасы неорганического углерода, превышающие годич-

ную продукцию углекислоты почвой в несколько десятков раз, что свидетельствует об огромной буферной емкости этих почв. Эти резервуары регулируют газообмен почвы с атмосферой, причем масштабы и динамичность этого регулирования весьма различны [12]. В планетарных расчетах потоков и резервуаров углерода часто недоучитываются его неорганические компоненты.

В почвах изучаемых объектов содержание $C_{\text{карб}}$ значительно, однако его распределение неравномерно по профилю, что связано с криогенными явлениями инволюции, инверсии, инъекции горизонтов в результате выпучивания и просадки почв. Динамика содержания педогенных карбонатов обусловлена изменчивостью факторов почвообразования, как во временном, так и в пространственном аспекте, в связи с этим в разные периоды может происходить выщелачивание CaCO_3 из почвенной толщи или аккумуляция атмосферной углекислоты в виде карбонатных образований.

В почвах бугров пучения содержание карбонатов достигает максимальных значений в слоях: 20–30 см – 2.8, 50–60 см – 2.7 и 70–80 – 3.1 кг С/м², а глубже 80 см уменьшается втрое – 1.0. В почвах термокарстовых понижений содержание $C_{\text{карб}}$ достигает максимума в слое 20–30 см, а затем вниз по профилю резко убывает до 0.6 и 0.25 кг С/м². Такое распределение карбонатов в почвах бугров пучения и термокарстовых понижений объясняется особенностями их водного и термического режимов, динамики CO_2 в почвенном воздухе и почвенном растворе. В фоновых почвах несколько иная картина: содержание карбонатов в верхних слоях минимальное – 0.1–0.2 и повышается с глубины 70 см.

Запасы $C_{\text{карб}}$ в слое 0–100 см в почвах бугров пучения составляют 20.4 кг С/м², что объясняется относительно высоким содержанием карбонатов профиле почв (рис. 5, В). Бугор пучения представляет собой положительную форму рельефа, и карбонаты концентрируются в относительно замкнутом цилиндрическом объеме.

Запасы углерода карбонатов в слое 0–100 см почв термокарстовых понижений в 2.5 раза меньше, чем в почвах бугров пучения и составляют в среднем 8.2 кг С/м². Запасы $C_{\text{карб}}$ 0–100 см в фоновых черноземах квазиглеевых составляют 3.4 кг С/м². Таким образом, содержание $C_{\text{карб}}$ убывает в ряду: почвы бугров пучения – почвы термокарстовых понижений – фоновые черноземы квазиглеевые. На основе расчета количества углерода, запасенного в карбонатах бугров и понижений, можно судить о том, что он является важным пулом, который может оказать значительное влияние на масштабы эмиссионного потока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые радарные интерферометрические измерения вертикальных деформаций земной поверхности выявили реакцию почвенного покрова юга Витимского плоскогорья на потепление климата.

В первую очередь в почвах заметны изменения температуры, которые приводят к значительному увеличению сезонно-талого слоя, вследствие чего происходят деградации многолетних бугров пучения и высыхание карстовых озер.

В почвах бугров пучения и термокарстовых понижений выявлены более высокие показатели содержания органического углерода и углерода в карбонатной форме по сравнению с фоновыми почвами, что связано с особенностями криогенного почвообразования и микрорельефа. Расположенные в одном и том же ландшафте почвы отрицательных и положительных элементов рельефа существенно отличаются водно-воздушным режимом, значением рН, содержанием подвижных форм химических элементов, особенностями большого и малого круговорота веществ, поскольку рельеф выступает как распределитель тепла и влаги.

Возрастает абсолютное содержание углерода микробной массы, однако относительно общего углерода оно незаметно. Возможно, микробная масса, адаптированная к мерзлотным почвам, находится в стрессовой ситуации, хотя источник питательного субстрата в виде углерода увеличивается. Так выражается отклик живой среды на изменение климатических условий.

Таким образом, с потеплением климата происходит таяние глубинного льда, приводящее не только к значительным морфологическим изменениям дневной поверхности почвенного покрова, но и заметным изменениям в пулах углерода.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны Японскому агентству аэрокосмических исследований JAXA за данные ALOS PALSAR и ALOS-2 PALSAR-2, предоставленные по проекту RA6 (PI 3402), и немецкому аэрокосмическому центру DLR за данные TanDEM-X, предоставленные по проекту XTI_HYDR0485.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспедиционные исследования выполнены за счет средств бюджета по теме НИР № АААА-А 17-117011810038-7; аналитические работы при финансовой поддержке в рамках гранта РФФИ № 16-04-01297. Исследования А.В. Дмитриева и Т.Н. Чимитдоржиева выполнены в рамках темы госзадания № 0336-2019-0005 “Микроволновая

интерферометрия и поляриметрия в дистанционном зондировании земной поверхности”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. *Благодатский С.А., Благодатский Е.В., Горбенко А.Ю., Паников Н.С.* Регидратационный метод определения микробной биомассы в почве // Почвоведение. 1987. № 4. С. 64–71.
3. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н., Станиловская Ю.В.* Миграционные бугры пучения в криолитозоне Восточной Сибири и Дальнего Востока // Инженерная геология. 2014. № 1. С. 40–46. <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2014-1-40-64>
4. *Десяткин Р.В.* Почвообразование в термокарстовых котловинах-аласах криолитозоны. Новосибирск: Наука, 2008. 324 с.
5. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г.* Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 344 с.
6. *Козлова А.А., Кузьмин В.А., Напрасникова Е.В.* Функционирование почв в бугристо-западинных экосистемах Верхнего Приангарья // Сибирский экологический журн. 2010. № 3. С. 407–417.
7. *Козлова А.А., Кузьмин В.А., Зазовская Э.П.* Почвы палеокриогенных бугристо-западинных ландшафтов Южного Предбайкалья // Почвоведение. 2013. № 10. С. 1181–1192.
8. *Куликов А.И., Убугунов Л.Л., Мангатаев А.Ц.* О глобальном изменении климата и его экосистемных следствиях // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 3(60). С. 5–13.
9. *Мельничук Н.Л.* Геоэкологические условия южной части Витимского плоскогорья // Геоэкологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967. С. 71–79.
10. *Паромов В.В., Земцов В.А., Копысов С.Г.* Климат Западной Сибири в фазу замедления потепления (1986–2015 гг.) и прогнозирование гидроклиматических ресурсов на 2021–2030 гг. // Известия Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 62–74.
11. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
12. *Рысков Я.Г., Мергель С.В., Арлашина Е.А., Хохлова О.С., Моргун Е.Г.* Эмиссия и сток CO₂ в почвах, содержащих карбонаты // Дыхание почвы. ИЦБИ РАН. Пушино, 1993. С. 107–124.
13. *Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Чимитдоржиева Э.О., Егорова Р.А., Мильхеев Е.Ю., Давыдова Т.В., Корсунова Ц.Д.-Ц.* Морфологические и физические свойства почвенной массы из криогенных трещин мерзлотных лугово-черноземных почв Забайкалья // Почвоведение. 2016. № 8. С. 975–981. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16080153>
14. *Чимитдоржиева Г.Д.* Органическое вещество холодных почв. Улан-Удэ, 2016. 386 с.
15. *Чимитдоржиева Э.О., Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д.* Углерод гумуснесущих криогенных

- “морфонов” гидрометаморфизированных черноземов Забайкалья // *Агрохимия*. 2015. № 9. С. 14–19.
16. Чимитдоржиева Г.Д., Чимитдоржиева Э.О., Цыбенков Ю.Б., Егорова Р.А., Мильхеев Е.Ю., Мухачева А.Н., Яблокова И.А. Характеристика почв термокарстовых понижений и бугров пучения территории юга Витимского плоскогорья // *Агрохимия*. 2017. № 11. С. 52–57.
<https://doi.org/10.7868/S0002188117110060>
 17. Andreeva D.B., Leiber K., Glaser B., Hambach U., Erbaeva M., Chimitdorgieva G.D., Tashak V., Zech W. Genesis and properties of black soils in Buryatia, southeastern Siberia, Russia // *Quarter. Int.* 2011. V. 243. P. 313–326.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.12.017>
 18. Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I. Comparison of Alos Palsar interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal lake region, Russia // *J. Appl. Remote Sensing*. 2016. V. 10. № 1. P. 016006.
 19. Zakharov A.I., Epov M.I., Mironov V.L., Chymitdorzhiev T.N., Bykov M.E., Seleznev V.S., Emanov A.F., Cherepenin V.A. Earth surface subsidence in the Kuznetsk coal basin caused by manmade and natural seismic activity according to Alos Palsar interferometry // *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2013. V. 6. № 3. P. 1578–1583.
 20. Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field C.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F.E., Rince A., Romanovsky V.E. et al. Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle // *BioScience*. 2008. V. 58. P. 701–714.
<https://doi.org/10.1641/B580807>
 21. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*. 2009. V. 23. Iss. 2. GB2023.
<https://doi.org/10.1029/2008GB00332722>
 22. Schaefer K., Lantuit H., Romanovsky V.E., Schuur E.A.G., Witt R. The impact of the permafrost carbon feedback on global climate // *Environ. Res. Lett.* 2014. № 9. 085003. P. 9.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003>

Soils of Cryogenic Landforms in the South of the Vitim Plateau: Distribution and Role in the Allocation of Soil Carbon Pools

G. D. Chimitdorzhieva^{a, *}, E. O. Chimitdorzhieva^a, E. Yu. Milkheev^a, Yu. B. Tsibenov^a,
A. V. Dmitriev^b, T. N. Chimitdorzhiev^b, R. A. Egorova^a, Z. A. Soldatova^a,
D. B. Andreeva^a, Ts. D.-Ts. Korsunova^a, and T. V. Davydova^a

^a*Institute of General and Experimental Biology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia*

^b*Institute of Physical Materials Science, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia*

*e-mail: galdorj@gmail.com

The results of the study of cryogenic landforms—heave mounds and thermokarst depressions—and soils developed on them in the ultrakontinental climate of Buryatia with relatively shallow permafrost are discussed. According to the analysis of Tandem X radar data and ground-based geomorphological surveys, the spatial distribution of local heave mounds and depressions in the Eravna basin in the south of the Vitim Plateau has been mapped. Heave mounds are mainly formed on the interfluves and foothill fans; the soils developed on them are represented by gleyic cryoturbated chernozems (Haplic Chernozems (Stagnic, Turbic) and gleyic dark-humus soils (Stagnic Phaeozems). Thermokarst depressions are common in the bottoms of the basin, as well as on the broad level loamy watersheds; the soils are quasigleyic chernozems (Gleyic Chernozems) and calcaric quasigley humus soils on layered lacustrine sediments (Calcaric Gleyic Phaeozems). The soils of heave mounds and thermokarst depressions are characterized by considerable variation in the thickness of horizons and inversion of horizons because of frost heave and cryoturbation processes. They markedly differ in their morphology and physical and chemical properties. The distribution of carbon pools in the profiles of these soils differ considerably from that in the background quasigleyic chernozems (Gleyic Chernozems).

Keywords: thermokarst depressions, heave mounds, quasigleyic chernozem, gleyic cryoturbated chernozem, gleyic dark-humus soil, carbon, satellite radar interferometry