

УДК 551.89+631.4(571.5)

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА СОСТАВА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА

© 2024 г. В. А. Голубцов^{а, *}, А. А. Черкашина^а, Ю. В. Вантеева^а, С. М. Турчинская^б^аИнститут географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия^бИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 21.11.2023 г.

После доработки 29.02.2024 г.

Принята к публикации 06.03.2024 г.

Оценена пространственная и внутрипрофильная вариабельность значений $\delta^{13}\text{C}$ почв, выявлены основные контролирующие ее факторы в Байкальском регионе – обширной территории на юге Восточной Сибири, отличающейся значительным разнообразием физико-географических условий. Анализ значений $\delta^{13}\text{C}$ выполнен для 95 почвенных разрезов, репрезентативных для основных ландшафтных поясов региона и расположенных в высотном градиенте 403–2315 м. Органическое вещество почв демонстрирует значительное варьирование по изотопным соотношениям $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, охватывающим значительную часть диапазона значений $\delta^{13}\text{C}$, характерных для С3-фотосинтеза. Органическое вещество гумусовых горизонтов почв имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -29.50 до -22.98% . Изменения величины $\delta^{13}\text{C}$ в высотном профиле хорошо соотносятся со сменами ландшафтов. Наибольшими значениями $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются почвы гольцовых и степных ландшафтов. В таежных почвах наблюдается уменьшение доли тяжелых изотопов. Выявлена сниженная интенсивность оборота углерода в почвах степей и гольцового пояса в силу их лимитированности по условиям влаго- и теплообеспеченности, соответственно. Более интенсивный оборот углерода (β) отмечен для почв, формирующихся в таежных ландшафтах при более благоприятном соотношении температур и осадков. В таких условиях значения β коррелируют с изменениями рН, содержанием С и N, а также вариациями отношения С/N в почвах. Это может свидетельствовать о значительном влиянии характера поступающего опада и микробиологической активности на оборот углерода в почвах региона, формирующихся в более благоприятных климатических условиях.

Ключевые слова: горные области, круговорот углерода, $\delta^{13}\text{C}$, гольцы, степи, тайга

DOI: 10.31857/S0032180X24080042, **EDN:** KNDKXM

ВВЕДЕНИЕ

Горные области, занимающие значительные площади земной поверхности, в частности, в умеренной климатической зоне [50], наиболее чувствительны к климатическим изменениям [57]. Важную роль в изменениях климата играет органическое вещество почв [58]. Количество углерода, сосредоточенного в органическом веществе почв, оценивается в 2500 Пг, что почти в 4 раза больше биотического и в 3 раза больше атмосферного пула [26, 37]. Таким образом, даже небольшие изменения в динамике почвенного углерода могут существенно повлиять не только на климат, но и

на устойчивость ландшафтов, из-за его решающей роли в обмене углерода в системе атмосфера–почва–растения [37, 40]. Оценка таких изменений в почвах и их движущих факторов имеет решающее значение для понимания обратной связи между наземным циклом углерода и климатом [26].

Эффект отдельных экологических факторов на динамику органического углерода в почвах хорошо известен. В то же время высокая неоднородность биоклиматических условий, характерная для горных территорий, создает известные сложности в оценке баланса углерода в почвах [41, 53]. Не является исключением в этом ряду и Байкальский

регион, где относительно слабая изученность поведения органического углерода в почвах выводит на первый план необходимость анализа основных факторов, определяющих его динамику в различных биоклиматических условиях. Актуальность задачи возрастает в связи с тем, что территория является одним из наиболее подверженных глобальному потеплению регионов планеты [36, 54], что сказывается на изменении баланса углерода в ландшафтах [54].

Одним из подходов к оценке динамики органического углерода в почвах и ее движущих факторов является анализ состава стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) [46]. Несмотря на значительный потенциал изотопных исследований, на данный момент примеры изучения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества (ОВ) почв Байкальского региона и сопредельных территорий юга Восточной Сибири немногочисленны. Подобными исследованиями охвачены отдельные типы почв [10, 13, 19, 31, 32], а также высотные профили в ряде котловин Байкальской рифтовой зоны [2, 12, 14, 39]. На большей части территории почвы остаются неизученными с позиции геохимии стабильных изотопов углерода.

Широко известно явление обогащения органического вещества почв ^{13}C с глубиной, совпадающее со снижением содержания углерода в автоморфных почвах разных климатических зон [38, 60, 62]. При этом выраженность изменений $\delta^{13}\text{C}$ обычно связывается с интенсивностью фракционирования изотопов в ходе микробного метаболизма [38, 43]. Установлена линейная зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ с изменением содержания органического углерода (в логарифмическом масштабе) с глубиной, а наклон линейной регрессии (β) предложен в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почвах [38, 60, 62].

Выраженность β в значительной степени зависит от климатических условий и ряда физико-химических свойств почв [43, 60, 62]. Тем не менее, данные о факторах, контролирующих данный показатель в почвах Байкальского региона, амплитуде его изменений в контрастных резко континентальных условиях единичны [12–14].

Цель работы – оценка пространственной вариабельности содержания органического углерода автоморфных почв, его изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}$), интенсивности оборота (β) и выявление основных факторов окружающей среды в Байкальском регионе, контролирующих указанные параметры.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Географическое положение и орография исследуемого региона. Байкальский регион (рис. 1) представляет собой обширную область на юге Восточной Сибири, характеризующуюся значительным

разнообразием физико-географических условий [20]. Западная часть территории (Предбайкалье) приурочена к Сибирской платформе и ее крайним частям. В орографическом отношении данная территория представлена предгорными равнинами Восточных Саян, межгорными котловинами с преобладанием холмисто-увалистого рельефа и абсолютными высотами 200–500 м [24]. Территория расчленена глубокооврезанными речными долинами. Центральная часть территории (Саяно-Байкальское становое нагорье) характеризуется обширными высокогорными плато и горными хребтами с абсолютными высотами до 2300–3000 м и более, разделенными глубокими впадинами [21]. Восточная часть (Забайкалье) относится к области древней складчатости, ныне характеризующейся среднегорным, плоскогорным, а на юго-востоке – равнинным рельефом. Абсолютные высоты колеблются от 500–700 до 800–1200 м. Преобладают межгорные котловины северо-восточного простирания с увалисто-полого-равнинным рельефом. Горные хребты вытянуты с северо-востока на юго-запад, имеют плоские вершины с абсолютными высотами 1000–1500 м [21].

Климат, растительность и основные особенности педогенеза. Рельеф исследуемой территории обуславливает неоднородность климатических условий, а также большое разнообразие ландшафтов и почв, характеризующихся высотно-поясным распределением [4, 16, 17, 25]. Отмечается широкий спектр растительных ассоциаций и формаций, представляющих генетически различные типы растительности – высокогорный (горно-тундровый и альпийно-луговой) и бореальный (таежно-лесной и степной) [4]. Горно-таежные ландшафты составляют основной фон исследуемой территории. Гольцовые и степные ландшафты представлены в той или иной мере изолированными участками, приуроченными к наиболее высоко поднятым поверхностям (в случае с гольцами); высоким террасам и нижним частям коренных склонов речных долин, днищам котловин (в случае со степным поясом) [20].

Климат территории резко континентальный, характеризуется большими суточными и годовыми (до 30–45°C) колебаниями температур, амплитуда которых возрастает с запада (Предбайкалье) на восток (Забайкалье) [15]. Средняя годовая температура воздуха колеблется от –0.3 до –3.7°C. Температура наиболее холодного месяца (январь) от –18 до –35°C, наиболее теплого (июль) – 10–15°C на высотах 1000–2000 м и 15–20°C в пониженных местоположениях [22, 23]. Невысокие показатели годового радиационного баланса обуславливают недостаточную теплообеспеченность ландшафтов региона [15, 34]. При этом пространственное распределение термических параметров неоднородно.

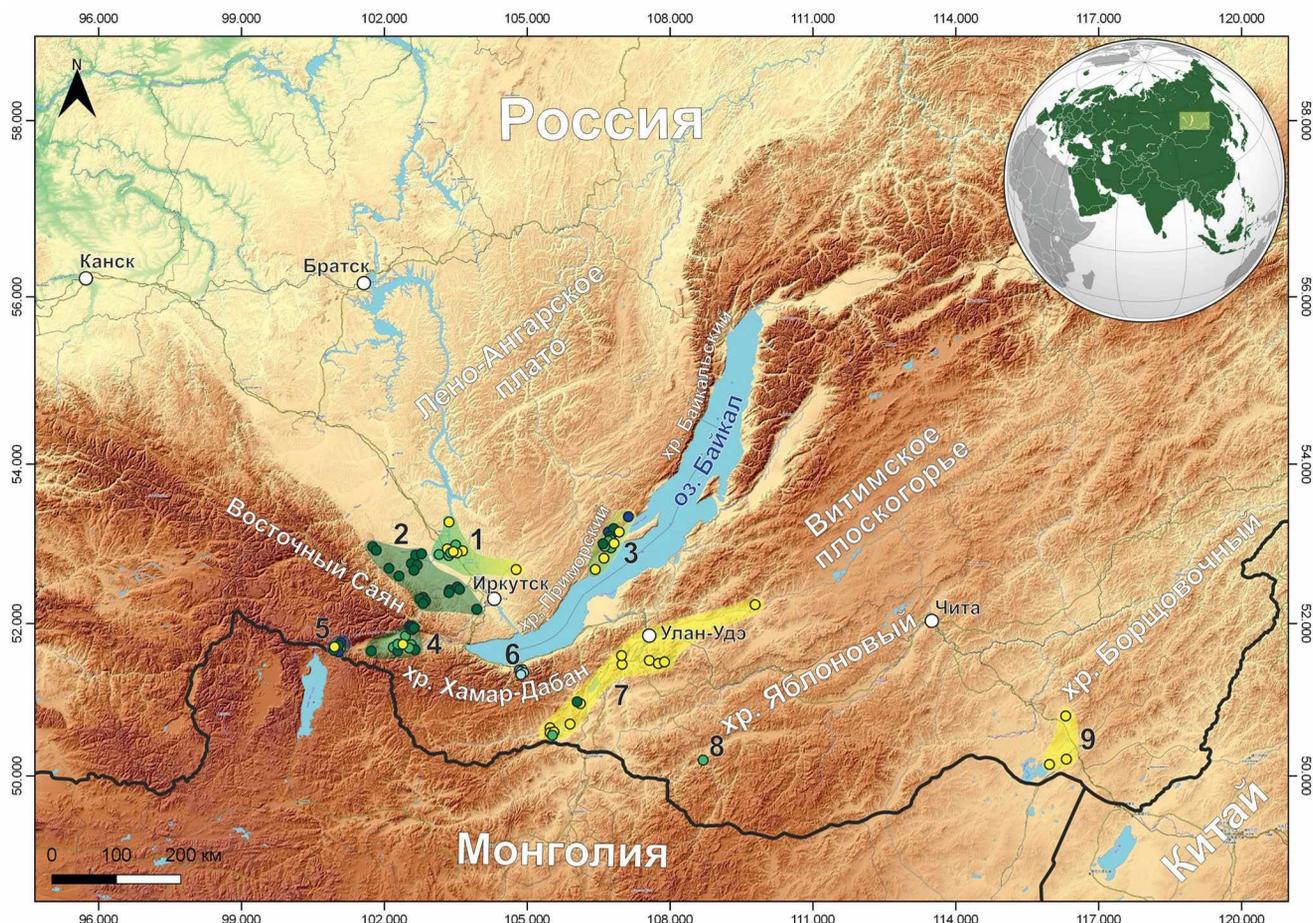


Рис. 1. Положение исследуемых площадок в пределах Байкальского региона. Кругами различного цвета обозначены типы ландшафтов (желтый – степи; светло-зеленый – подтайга; темно-зеленый – горная тайга; синий – гольцы; голубой – субальпийские ландшафты).

Так, сумма активных температур изменяется от 600°C в гольцовом поясе гор до $1500\text{--}2000^{\circ}\text{C}$ на равнинах и в котловинах, в зоне распространения степей и лесостепей [15, 22, 23]. Отмечается существенное перераспределение солнечной радиации в связи с экспозицией склонов. На склонах южной и юго-западной экспозиций возникают условия радиационного режима, резко отличающиеся от собственно зонально-широтных [17].

Важным следствием влияния рельефа на формирование климата исследуемой территории является значительная неоднородность по атмосферному увлажнению [30]. Преимущественно северо-восточное простираение хребтов и межгорных котловин при господствующем северо-западном переносе воздушных масс способствует процессам конденсации и осадкообразования на наветренных склонах. Подветренные склоны и межгорные котловины в связи с проявлением барьерного и котловинного эффектов оказываются значительно менее увлажненными [15].

Продолжительность периодов с отрицательными температурами значительно превышает периоды с положительными [30], что сказывается на термическом режиме почв. Характерно сильное охлаждение и глубокое промерзание почв в зимний период, длительное сохранение в профиле отрицательных температур [1, 16].

Отмечается неоднородное внутригодовое распределение осадков. Первая половина вегетационного периода (май–июнь) отличается засушливостью, для июля–августа увлажнение оптимально. При этом основная масса осадков (75%) выпадает летом [22, 23]. В течение вегетационного периода наблюдаются значительные колебания влажности почв и их сильное иссушение в первой половине [16].

Таким образом, наблюдается выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода, которая сказывается на непродолжительности периодов оптимального сочетания тепла и влаги для микробиологических процессов.

Это ограничивает глубокое разложение растительных остатков [1, 9, 34] и в целом создает неблагоприятные условия для их гумификации [17, 34].

Наиболее суровые варианты описанной региональной специфики гидротермических режимов характерны для почв гольцового пояса. В несколько более мягкой форме такой гидротермический режим присущ почвам степей. Важным следствием подобного функционирования почв является концентрация микроорганизмов в верхнем слое и резкий спад населенности ими по профилю почв, что определяет ограниченность микробиологических и биохимических процессов поверхностным слоем незначительной мощности [1, 17, 34].

Более благоприятны условия формирования таежных почв. Если для степных ландшафтов индекс сухости (отношение годового радиационного баланса земной поверхности к сумме теплоты, необходимой для испарения годовой суммы осадков анализируемой территории) равен 1.5–1.8, что говорит о большом дефиците влаги [15], то для таежных и горно-таежных он составляет 0.45–1.0. Это указывает на их достаточную и даже местами избыточную увлажненность [6], которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. При этом часто снижение температур с высотой нивелируется температурными инверсиями, которые являются одной из важных особенностей регионального климата [7, 30]. За счет этого продолжительность периода с положительными температурами на ряде участков в пределах гор может превышать таковую даже на равнинах и в днищах котловин. Мощный снежный покров обеспечивает существенно меньшее промерзание таежных почв. Их профиль в целом охвачен биологическим круговоротом на заметно большую мощность, благодаря глубокому проникновению корневой системы растений, большей влагообеспеченности.

Объекты исследования. $\delta^{13}\text{C}$ ОВ и его внутри-профильные вариации были оценены для почв, формирующихся в широком спектре ландшафтно-климатических условий, характерных для региона (рис. 1, табл. S1): степных и подтаежных ландшафтах Иркутско-Черемховской равнины и Предбайкальской впадины (1); горно-таежных ландшафтах предгорий Восточного Саяна (2); гольцовых, горно-таежных, подтаежных и степных ландшафтах Приольхонья и юго-восточного макросклона Приморского хребта (3); Тункинской (4) и Мондинской (5) котловин Байкальской рифтовой зоны; подгольцовых ландшафтах хребта Хамар-Дабан на южном замыкании Байкальской котловины (6); степях и подтайге межгорных котловин Селенгинского среднегорья (7) и долины р. Чикой (8); степях Юго-Восточного Забайкалья (9). За рамками данного исследования

остались гидроморфные почвы, а также мерзлотные почвы, имеющие широкое распространение в регионе [8].

В основу исследования положены данные изучения ОВ 95 почв, классификационное положение которых определено с учетом принципов, предложенных в WRB [52]. Характеристика почв и условия их формирования приводятся в табл. S1. Описание ряда разрезов опубликовано ранее [11–14]. Почвенные разрезы закладывались на участках с минимальным нарушением естественного растительного покрова, где почвы имели ненарушенное строение профиля. Выборка по почвам горной тайги включает данные по 39 разрезам, подтайги – 17, степям – 27, горной тундры – 8, субальпийских лугов – 4.

Методы исследования. Растительный опад на поверхности почв отобран на каждой из площадок в пяти местах (четыре угла и центральная точка). Образцы опада и подстилок были высушены и гомогенизированы до состояния тонкой пыли. Образцы почв высушены до воздушно-сухого состояния. Пробы, отобранные из минеральных горизонтов почв, просеяны через сито диаметром 0.25 мм, обработаны 1 М раствором HCl, промыты до нейтральной реакции среды, высушены и гомогенизированы.

Общее содержание органического углерода и азота (%) ОВ почв и опада определено методом пиролиза проб на элементном анализаторе CHNS Vario Isotope Select (Isoprime, Германия). $\delta^{13}\text{C}$ измерен на комплексе оборудования CHNS-анализатор Vario Isotope Select – масс-спектрометр Isoprime precision IRMS (Elementar, Великобритания), соединенных в режиме непрерывного потока. Измерения проводили в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН. $\delta^{13}\text{C}$ выражен в промилле (‰) относительно международного стандарта белемнита Vienna Pee Dee (VPDB, США):

$$\delta^{13}\text{C} = ((R_{\text{образец}} - R_{\text{стандарт}}) / R_{\text{стандарт}}) \times 1000,$$

где R – это молярное соотношение тяжелого и легкого изотопов углерода в анализируемом образце и стандарте. Измерения проведены относительно международных стандартов IAEA600 – Caffeine, B2155 – Casein, B2159 – Sorghum Flour, B2174 – Urea (Elemental Microanalysis Ltd). Стандартные отклонения для измерения соотношений $\delta^{13}\text{C}$ в образцах стандартов составили <0.05‰. Значения pH почвенных суспензий определяли потенциометрически при соотношении почва : вода 1 : 5 для минеральных горизонтов и 1 : 25 для органических.

Для оценки влияния климата на $\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв рассмотрены климатические характеристики за вегетационный период (май–сентябрь) и год в целом.

В качестве исходной информации использованы данные (температура воздуха, сумма атмосферных осадков) WorldClim 2.0 с пространственным разрешением 30'' [48], данные реанализа Era5-Land (за период 1981–2021 гг.) [55] с пространственным разрешением 0.1°.

Для точек, заложенных на высотных профилях в пределах горно-котловинных территорий (рис. 1, районы 3–5), а также на ряде площадок в горных условиях, где климат заметно изменяется на довольно близких расстояниях, не учитываемых при реанализе, проанализированы данные микроклиматических наблюдений, полученные с помощью автоматических регистраторов Elitech RC-51H и RC-4HC [12, 14]. Оценены температура и относительная влажность воздуха на высоте 2 м от поверхности и температура поверхности почвы. Точность измерения температуры 0.1°C, относительной влажности – 3%. Измерения проводили с периодичностью 1 ч. В ряде случаев производили корректировку данных по сумме годовых осадков с учетом данных ближайших метеостанций [22, 23].

Для оценки динамики органического углерода в исследуемых почвах использовали величину угла наклона парной линейной регрессии (β), отражающей зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ ПОВ от изменений содержания органического углерода (в логарифмическом масштабе) с глубиной. Величина β рассматривается в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почвах [38, 60, 62]. Для выявления факторов, оказывающих влияние на фракционирование стабильных изотопов углерода органического вещества почв, также применяли парный регрессионный анализ. Несколько точек были исключены из итогового анализа по причине формирования почв под влиянием специфических локальных факторов почвообразования (засоление, полигенетичность органопрфиля из-за недавних сукцессионных смен растительности, локальные климатические условия). Статистические расчеты выполнялись в программах Microsoft Excel и PAST 4.03 [50].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Климатические различия исследуемых районов. Отмечается выраженное снижение среднегодовых температур и температур вегетационного периода в направлении от степей к гольцовому и подгольцовому поясам (рис. 2). Однако в большой группе точек, охватывающих степные, подтаежные и таежные ландшафты, различия довольно незначительны. Наименее однородна по температуре группа горно-таежных площадок. Самые низкие температуры здесь фиксируются в таежных ландшафтах, формирующихся в горно-котловинных условиях Байкальской рифтовой зоны (Приморский

хребет (3), горного обрамления Тункинской (4) и Мондинской (5) котловин) и занимающих одни из наиболее высоких гипсометрических отметок. Подобная дифференциация характерна и для степей, где пониженные температуры также отмечаются в наиболее высоко расположенных степях Приольхонья (3), Мондинской котловины (5) и Селенгинского среднегорья (7).

Исследуемые площадки неоднородны и по уровню атмосферного увлажнения. Наибольшим количеством осадков как за год, так и за вегетационный период характеризуются гольцовые, субальпийские и таежные ландшафты, в особенности на хребте Хамар-Дабан на южном замыкании Байкальской впадины (6), наветренные склоны Восточного Саяна и его предгорья (2). Подветренные склоны и межгорные котловины в связи с проявлением барьерного и котловинного эффектов оказываются значительно менее увлажненными, что хорошо прослеживается по горно-таежным ландшафтам юго-восточного склона Приморского хребта (3) и Тункинских гольцов (4). Наименьшими суммами осадков в пределах исследуемой территории характеризуются степные ландшафты межгорных котловин южной части Селенгинского среднегорья (7), Мондинской котловины (5) и западного побережья оз. Байкал у подножья Приморского хребта (3). Здесь годовая сумма осадков незначительно превышает уровень 200–250 мм.

Микроклиматические наблюдения в пределах отдельных высотных профилей на Приморском хребте (3) [12] и в Тункинских гольцах (4) [14] свидетельствуют о линейном росте температур, длительности вегетационного периода, снижении уровня увлажнения от верхних к нижним гипсометрическим уровням. При этом отмечаются локальные вариации, связанные с характером растительного покрова, свойствами подстилающей поверхности и локальными особенностями атмосферной циркуляции [12].

Физико-химические свойства почв. Водородный показатель почв варьирует в широких пределах (от 4 до 8). Прослеживается определенная связь рН с типом ландшафта, под которым формируются исследуемые почвы. Близкая к нейтральной и щелочная реакция среды характерна для степных почв, почвы подтайги характеризуются близкими к нейтральным и слабнокислым значениям рН, в то время как горно-таежные почвы имеют преимущественно кислые и сильнокислые значения. Почвы гольцов и подгольцовых ландшафтов не образуют четкого ареала по значениям рН (рис. 3, табл. S2).

Гольцовые, субальпийские, горно-таежные и таежные почвы, формирующиеся, как правило, на более высоких гипсометрических отметках,

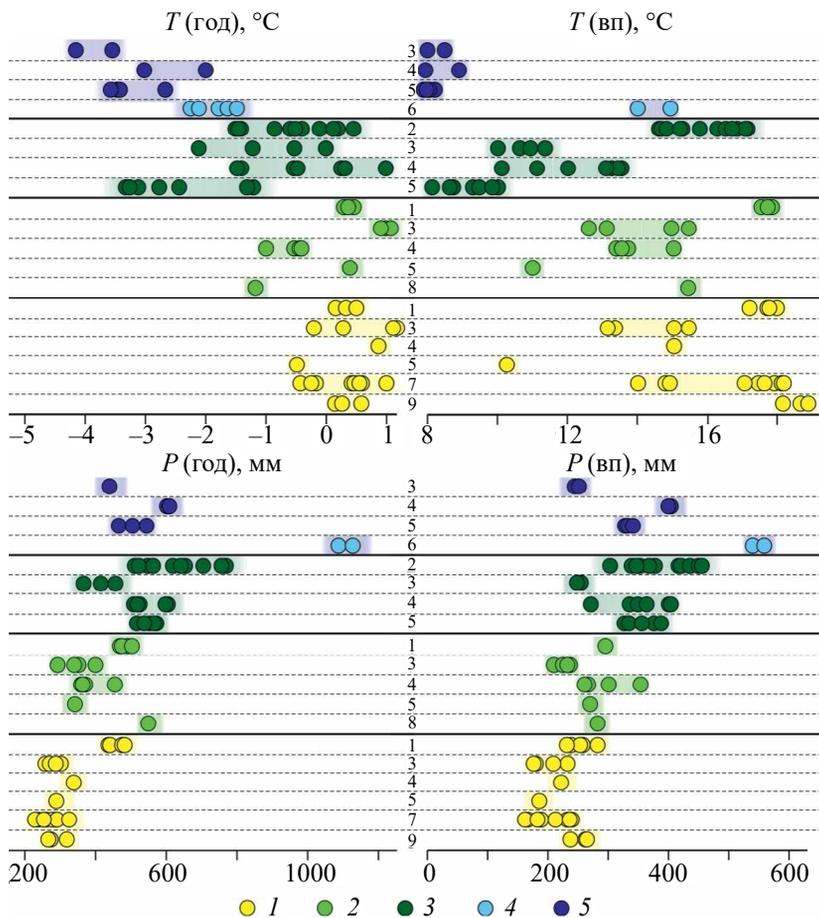


Рис. 2. Дифференциация исследуемых площадок по температуре и осадкам за год и вегетационный период: 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – субальпийские луга; 5 – гольцы. Цифры в центре соответствуют районам, выделенным на рис. 1.

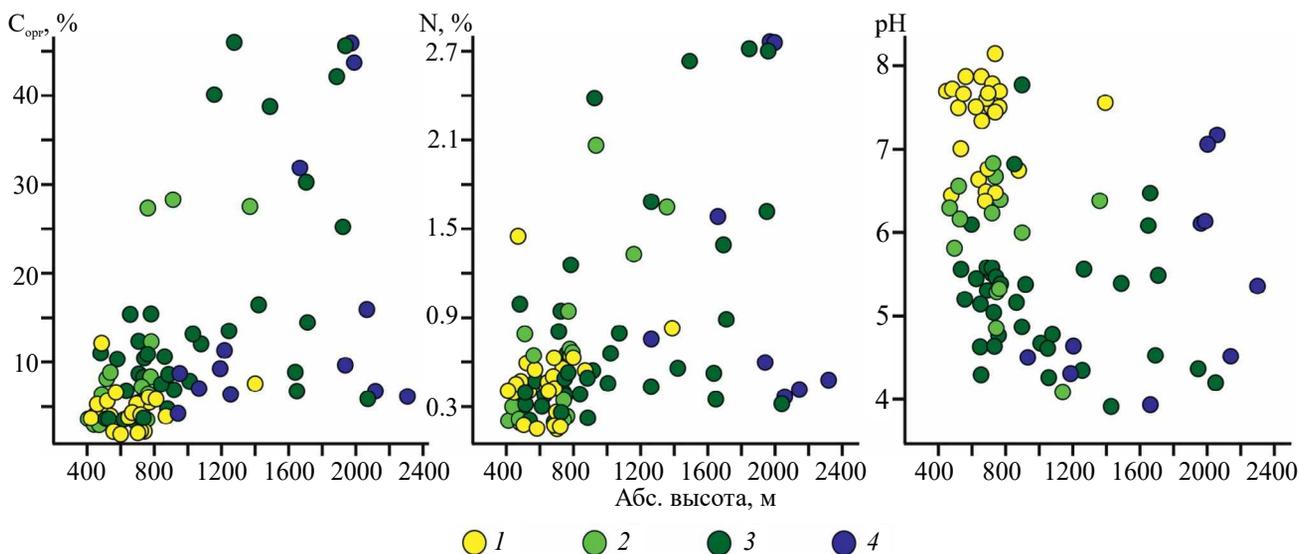


Рис. 3. Вариации содержания органического углерода, общего азота и pH в зависимости от изменения абсолютных высот в верхних гумусовых горизонтах исследуемых почв: 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – гольцы и подгольцовые ландшафты.

характеризуются повышенным содержанием органического углерода в поверхностных органогенных и гумусовых горизонтах по сравнению с почвами степей. В меньшей степени это характерно для содержания общего азота, хотя некоторая тенденция к росту его количества в поверхностных горизонтах почв с высотой сохраняется.

Важной особенностью является значительная широта варьирования анализируемых показателей ($C_{\text{орг}}$ варьирует от 2 до 48%, среднее значение 12.7%, стандартное отклонение $\pm 11.4\%$; N от 0.1 до 2.9%, среднее $0.7 \pm 0.6\%$; pH от 3.9 до 7.9, среднее 5.6 ± 0.9) в горно-таежных и подтаежных почвах, связанная с обширностью ареала таежных ландшафтов в Байкальском регионе как по площади, так и по диапазону варьирования экологических факторов (температура, осадки, растительность и др.). Обратная картина характерна для степных почв, содержание углерода, азота и pH в которых локализованы в довольно узких интервалах ($C_{\text{орг}}$ варьирует от 0.5 до 12%, среднее $4 \pm 2.5\%$; N от 0.1 до 1.48%, среднее $0.5 \pm 0.3\%$; pH от 6.2 до 8.2, среднее 7.3 ± 0.5). Сходство степных почв, вероятно, связано с ограничением их распространения в регионе преимущественно отрицательными морфоструктурами и лимитированностью их ареалов по увлажнению. Гольцовые и подгольцовые ландшафты весьма разнообразны по анализируемым показателям, что во многом связано с мозаичностью распределения гидротермических показателей в горах.

$\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв. Органическое вещество почв региона демонстрирует значительное варьирование по изотопным соотношениям $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, охватывающее значительную часть диапазона значений $\delta^{13}\text{C}$,

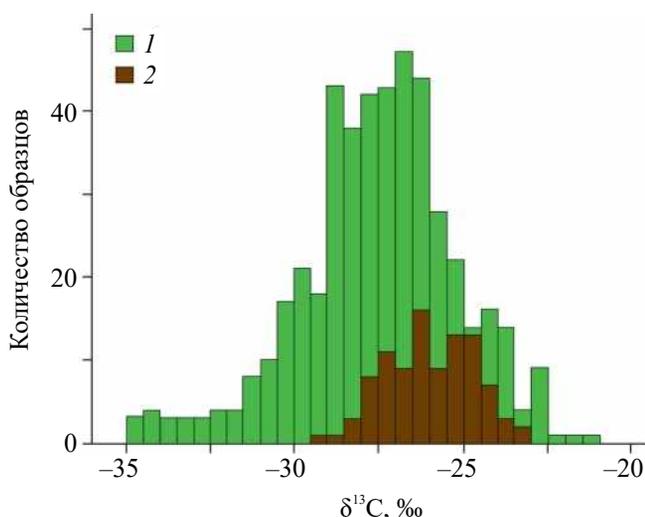


Рис. 4. Гистограмма значений $\delta^{13}\text{C}$ современных почв Байкальского региона (1) в сравнении с диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$ С3-растений (2) [56].

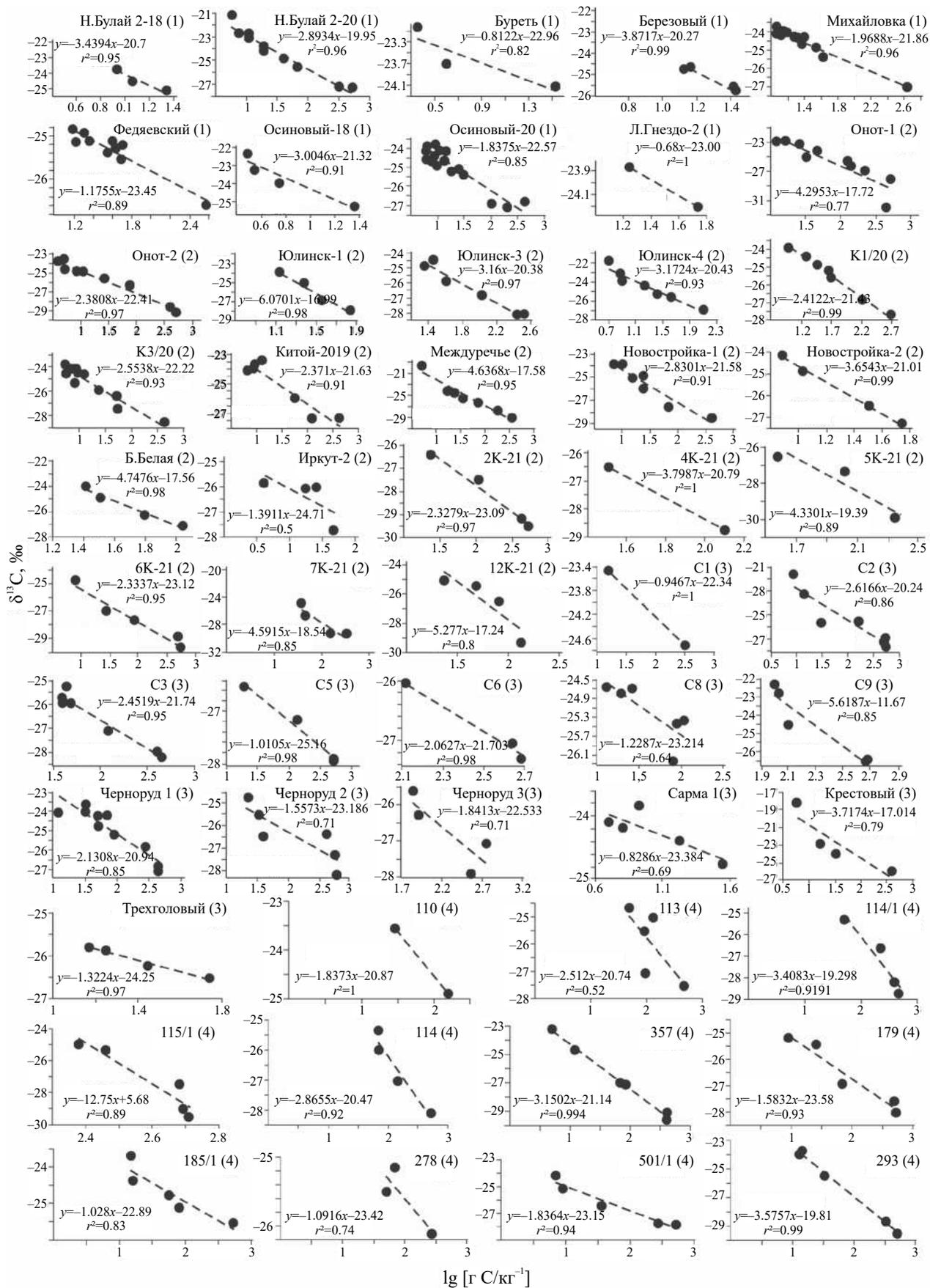
характерных для С3-растений [56]. Органическое вещество поверхностных горизонтов почв имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -29.5 до -22.98‰ . При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ большинства проанализированных образцов укладывались в диапазон от -27.5 до -24.5‰ (рис. 4).

Наблюдается нелинейное распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ в высотном профиле, которое четко сопоставимо с типом ландшафта. Одномерный дисперсионный анализ (с использованием теста Тьюки) продемонстрировал достоверные различия ($p \leq 0.0001$) в соотношениях $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в гумусовых горизонтах почв степей (среднее значение $-24.7 \pm$ стандартное отклонение 0.82‰) от почв горной тайги ($-26.8 \pm 0.98\text{‰}$), подтайги ($-25.96 \pm 0.84\text{‰}$) и субальпийских лугов ($-27.8 \pm 0.32\text{‰}$). Достоверных различий по значениям $\delta^{13}\text{C}$ между почвами горной тундры ($-25.39 \pm 0.82\text{‰}$), подтайги и степей не выявлено.

Несмотря на то, что почвы субальпийских лугов также как горно-тундровые формируются в довольно суровых климатических условиях, по соотношению $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ они значительно легче (уровень значимости различий по тесту Тьюки высокий — 0.001) и выделяются в самостоятельную группу. Это связано с тем, что выборка по субальпийским лугам представлена почвами северного макросклона хребта Хамар-Дабан, отличающегося максимальными показателями увлажнения в Байкальском регионе (годовое количество осадков на северо-западных наветренных склонах хребта может достигать 1500–1800 мм у верхней границы леса).

Самые большие вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются среди горно-таежных почв (от -27.06 до -24.72‰), что связано с широким охватом горно-таежных ландшафтов, формирующихся в разных климатических условиях: от более влажных темнохвойных лесов до более сухих сосновых. При этом в отдельную от горно-таежных почв группу с высокой достоверностью (уровень значимости различий по тесту Тьюки 0.007) выделились почвы подтайги.

Вне зависимости от условий и характера почвообразования для исследуемых почв характерен рост значений $\delta^{13}\text{C}$ с глубиной, как правило, совпадающий с внутривертикальным снижением содержания органического углерода (рис. 5). Несмотря на общность такого тренда для всех ландшафтных поясов, его выраженность подчинена ландшафтно-климатическим условиям формирования почв. Так, значения β в почвах степей изменяются от -2.1 до -0.4 (с единичными отклонениями до -5.7). Наибольшей выраженностью наклона линейной регрессии β (от -6.1 до -1) характеризуются горно-таежные почвы (рис. 6).



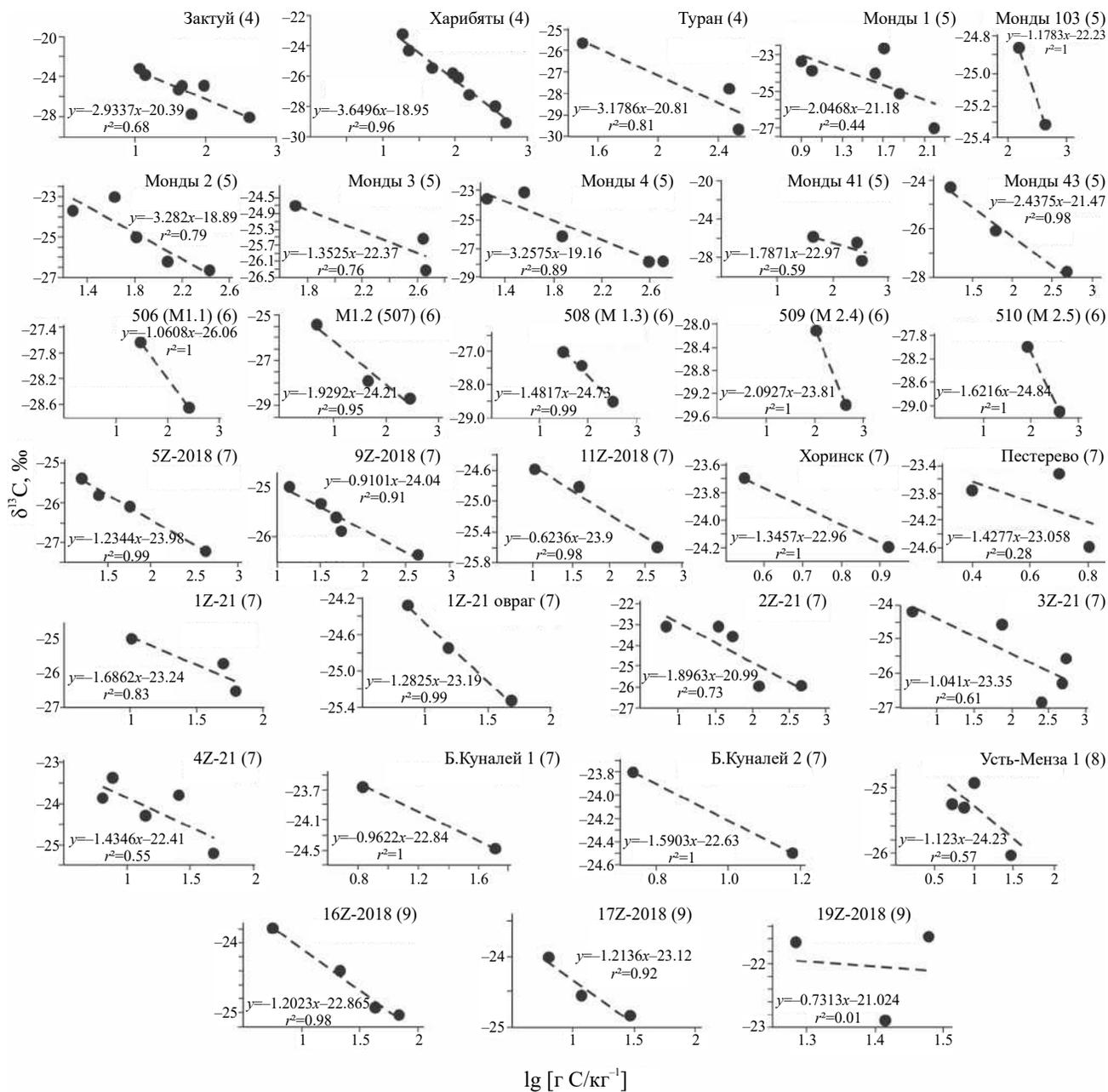


Рис. 5. Зависимость изменения содержания органического углерода с глубиной (lg [г С/кг⁻¹]; ось X) от значений δ¹³C (‰ VPDB; ось Y) в исследуемых почвах. Цифры в скобках указывают на районы, обозначенные на рис. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние экологических факторов на вариации значений β. Климатическая неоднородность исследуемой территории сказывается на неоднородности растительного покрова, что в совокупности приводит к существенным различиям в биогеохимических циклах углерода в почвах.

Разложение и минерализация органического вещества в почвах зависит, среди прочего, от характера поступающего опада [27] и температуры [42, 45, 62].

Наибольшей интенсивностью этих процессов теоретически должны характеризоваться почвы степей, где относительно высокие температуры и поступление легкоразлагаемого опада [3, 29] могут способствовать высокой интенсивности оборота углерода.

Фактически наблюдается обратная ситуация, когда больший наклон линейной регрессии β (по модулю) между lg C_{орг} и δ¹³C свидетельствует о более интенсивном обороте углерода в почвах таежного пояса. Почвы здесь формируются при

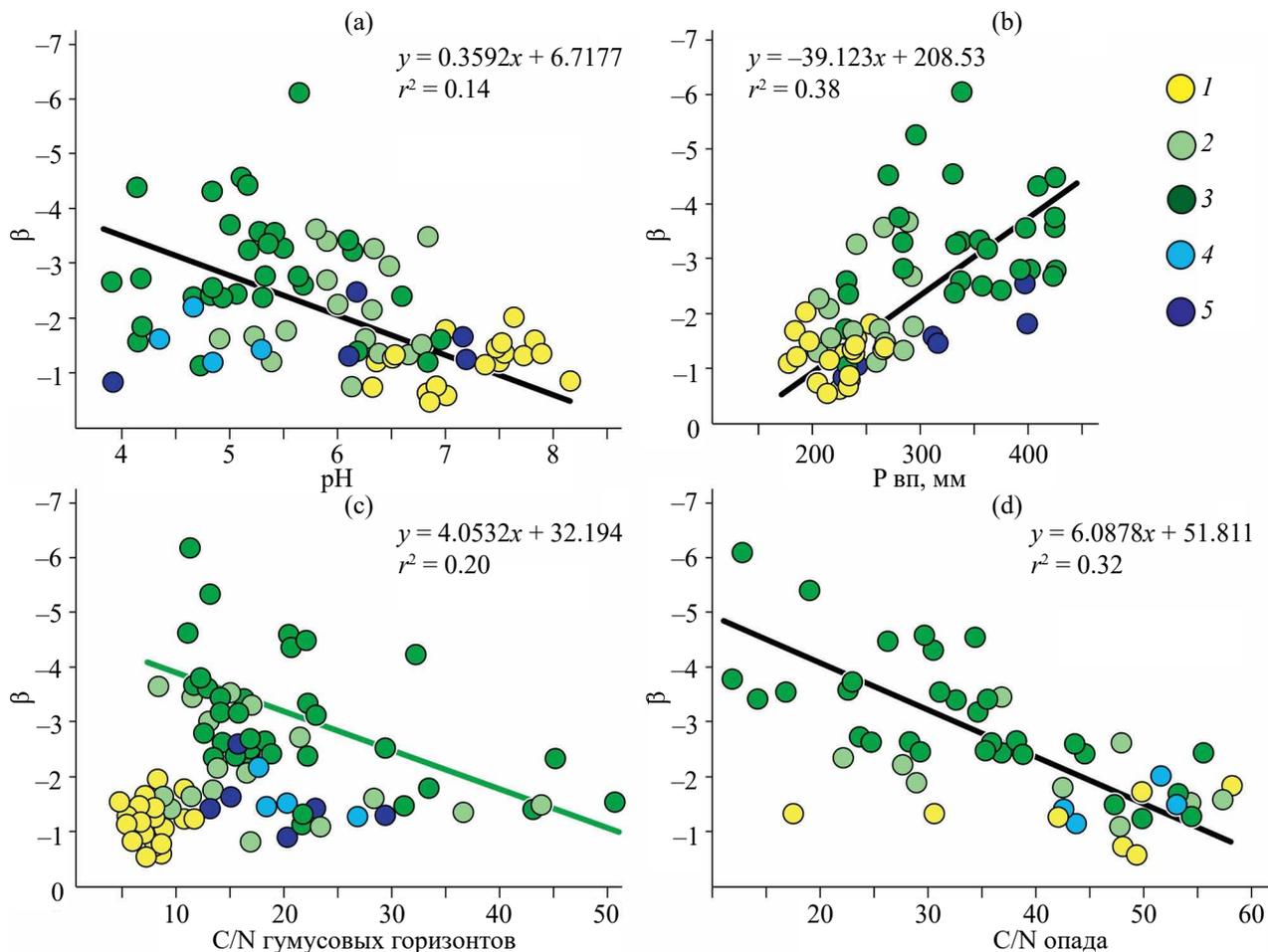


Рис. 6. Зависимости коэффициентов линейной регрессии β ($\delta^{13}\text{C}/\text{lg}$ (г С/кг)) от вариаций рН (а), суммы осадков за вегетационный период (б) и отношения С/Н в поверхностных гумусовых горизонтах (с) и опаде (д). 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – субальпийские луга; 5 – гольцы.

поступлении более грубого растительного опада [3, 29], разложение которого требует высокой энергии активации [45]. При этом относительно низкие температуры, характерные для данного пояса также не способствуют интенсивному обороту органического вещества в почвах [47].

Тем не менее, обозначенное противоречие объяснимо, если рассматривать его в контексте физико-географических особенностей исследуемой территории. Резкая континентальность климата, выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода, непродолжительность периодов оптимального сочетания тепла и влаги для микробиологических процессов существенно ограничивают во времени период интенсивной трансформации почвенного органического вещества. В наибольшей степени это относится к степным ландшафтам и почвам, отличающимся максимальным влагодефицитом [1, 6, 9, 34]. Это приводит к формированию недоразложенного

и недоконденсированного ОВ с большим количеством грубого детрита [5, 9].

Кроме этого активная трансформация органических остатков затрагивает лишь слой малой мощности, в то время как срединные и нижние части профиля практически не охвачены такими процессами в связи с неглубоким промачиванием почвы [1, 9] и концентрацией корней и микроорганизмов в слое незначительной мощности [1, 9, 34]. С учетом слабой выраженности процессов физического перемешивания почвенной массы в степных почвах [49, 63] данное обстоятельство должно оказывать влияние на выраженность β , так как он основан на соотношении внутрипочвенного градиента значений $\delta^{13}\text{C}$ с изменением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ с глубиной [38, 43, 60, 62].

При этом важно учитывать, что относительно высокие температуры в условиях влагодефицита, характерного для степных почв, существенно ограничивают продуктивность растений, а с ней и

поступление свежих органических остатков и аккумуляцию органического углерода в степных почвах региона [9, 35], что также сказывается на интенсивности оборота углерода и вносит вклад в наблюдаемую малую выраженность β в почвах степей.

Приведенные соображения согласуются с ранее выполненными обобщениями [35, 49, 61–63], свидетельствующими о замедленной интенсивности трансформации органических остатков в условиях засушливых травянистых ландшафтов. Дополнительно микробная биомасса и микробиологическая активность почв значительно меньше в аридных/семиаридных ландшафтах в отличие от гумидных [49, 62], что приводит к снижению интенсивности разложения OB почв.

Среди степных почв исследуемой территории наибольшая выраженность наклона линейной регрессии β наблюдается в почвах, подверженных существенно меньшему иссушению профиля за счет охлаждающего воздействия водных масс Байкала в летний период [12]. Данное обстоятельство дополнительно подчеркивает определяющее влияние влагодефицита на оборот углерода.

Связь выраженности β со степенью увлажнения подтверждается и при парном регрессионном анализе (рис. 6b): выявлена корреляция β с суммой осадков за вегетационный период, которая при исключении специфического для региона ареала субальпийских лугов хребта Хамар-Дабан с избыточным увлажнением (район 6) становится отчетливо выраженной ($r^2 = 0.38$).

Таким образом, можно сделать вывод, что более благоприятны условия формирования таежных почв [6, 17]. Для них характерна повышенная увлажненность, которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. Мощный снежный покров обеспечивает существенно меньшее промерзание таежных почв. Их профиль в целом охвачен биологическим круговоротом на заметно большую мощность, благодаря глубокому проникновению корневой системы растений. Указанное сочетание факторов способствует более длительному и полному преобразованию растительных остатков и значительно более выраженным β -коэффициентам.

Влияние содержания C_{org} , N, pH и C/N на вариации значений β . В степных почвах, ареал которых в регионе ограничен преимущественно отрицательными морфоструктурами и в значительной степени лимитирован по увлажнению, варьирование β наблюдается в узком диапазоне при слабоизменяющихся показателях C/N и pH (рис. 6a, 6c). Однако при корреляционном анализе выявлена высокая положительная связь (коэффициент корреляции Пирсона $r = 0.73$, уровень значимости $p = 0.02$) β с pH подстилки степных почв (т.е. чем больше

щелочность, тем выше значение коэффициента β и соответственно меньше выраженность оборота углерода) и средняя отрицательная ($r = 0.6$, $p = 0.004$) с содержанием азота в гумусовом горизонте почвы (чем больше содержание азота, тем ниже β и выше выраженность оборота углерода).

Наибольшая широта варьирования β , отмечаемая в горно-таежных почвах, совпадает в них со значительной изменчивостью pH, C_{org} , N и связана с обширностью ареала таежных ландшафтов в Байкальском регионе как по площади, так и по диапазону варьирования экологических факторов. В наибольшей степени колебания β в почвах горной тайги коррелируют с отношением C/N в опаде ($r = 0.7$, $p < 0.0001$) и гумусовых горизонтах ($r = 0.5$, $p < 0.003$). Сопоставление вариаций значений β с отношением C/N опада и гумусовых горизонтов таежных почв показало, что при расширении отношения C/N выраженность коэффициента β уменьшается, при сужении C/N происходит рост наклона линейной регрессии.

Отношение C/N является одним из показателей интенсивности разложения органических материалов в зависимости от их биохимического состава [28, 59, 63]. Во многих экспериментах показано снижение интенсивности минерализации органических остатков с ростом C/N [18, 44]. Низкие значения этого показателя, как правило, коррелируют с высокой активностью минерализации органического вещества почв, поскольку увеличивается доступность азота для гетеротрофных микроорганизмов [18, 44]. Поэтому, принимая β в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почве, можно предполагать замедление такового в почвах, органическое вещество которых обеднено азотом (высокие значения C/N).

Таким образом, есть основания предполагать, что оборот углерода в таежных и подтаежных почвах исследуемой территории контролируется в основном качественным составом опада и внутрипочвенными факторами, влияющими на интенсивность его разложения. Основные ограничения для микробиологической активности при этом, вероятно, связаны с доступностью азота. Данная трактовка хорошо согласуется с тем, что леса умеренного пояса характеризуются закрытым азотным циклом [59], когда потери азота низки вследствие высокой конкуренции за этот важный для питания растений и микробиоты ресурс, что типично и для лесных почв Сибири [18].

При анализе всей выборки обнаружено, что выраженность наклона линейной регрессии в целом снижается по мере роста pH, но такая зависимость слабая ($r^2 = 0.14$). Высокие значения коэффициента β характерны и для сильноокислых почв. В то же время известно, что pH является одним из параметров, контролирующих использование углерода и

азота микроорганизмами [33, 65], что в итоге может сказываться и на интенсивности минерализации органического вещества почв. Поэтому мы склонны предполагать, что его влияние на варьирование β может проявляться в исследуемых почвах. Однако оценивать степень такого влияния будет корректнее в рамках анализа системы факторов.

Таким образом, как климатические, так и внутрпочвенные факторы оказывают сложное совокупное воздействие на динамику углерода в почвах Байкальского региона. При этом изменчивость интенсивности оборота углерода в степных и гольцовых почвах в большей степени подчинена климатическим факторам. Для горно-таежных и подтаежных почв первостепенное значение приобретают факторы, контролирующие доступность азота и микробиологическую активность почв. Данное наблюдение подтверждает точку зрения о том, что в условиях меньшей лимитированности по климатическим параметрам динамика органического углерода и скорость разложения опада определяется преимущественно качеством поступающего органического материала, значительное влияние приобретают внутрпочвенные факторы [42, 44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют в наиболее общем виде рассматривать почвы Байкальского региона в рамках двух групп, принципиально отличных по условиям педогенеза. К первой группе могут быть отнесены почвы гольцового и степного ландшафтных поясов, формирующиеся преимущественно в экстремальных условиях. Такие условия в степях складываются из сочетания относительно высоких температур вегетационного периода, сопровождающегося влагодефицитом. В гольцовых ландшафтах они определяются длительностью сезона с низкими температурами. Объединяет указанные пояса непродолжительность периодов оптимального сочетания тепла и влаги. Такие условия негативно сказываются на микробиологической активности почв, ограничивают разложение растительных остатков и их гумификацию. Таким образом, именно климатические факторы являются определяющими для формирования органического вещества почв и оборота углерода. Согласно изотопным данным, интенсивность оборота углерода, оцененная косвенно через угол наклона линейной регрессии β , в почвах степей и гольцов ожидаемо низкая.

Ко второй группе относятся почвы, формирующиеся под лесными ландшафтами (горная тайга, подтайга), в условиях достаточной увлажненности, которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. Продолжительность вегетационного периода на многих площадках зачастую выше, а

контрастность гидротермических условий вегетационного периода как правило ниже, чем в почвах первой группы. Как результат, лесные почвы исследуемого региона характеризуются заметно более низкими значениями β , указывающими на более интенсивный оборот углерода. При этом вариации β в основном коррелируют с изменениями pH, содержания C и N, а также вариациями отношения C/N в почвах. Это может свидетельствовать о значительном влиянии характера поступающего опада и микробиологической активности на оборот углерода в почвах, формирующихся в более благоприятных климатических условиях.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем искреннюю признательность к.г.н. М.Ю. Опекуновой, к.г.н. М.А. Бронниковой, к.г.н. Н.Н. Воропай и к.ф.-м.н. Е.А. Дюкареву за помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А21-121012190055-7 (FWEM-2021-0002).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24080042>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абашеева Н.Е.* Агрохимия почв Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 214 с.
2. *Андреева Д.Б., Балсанова Л.Д., Лаврентьева И.Н., Гончиков Б.М.Н., Цыбикдоржиев Ц.Ц., Глазер Б., Цех В.* Изменение изотопного состава углерода и азота в почвах Баргузинского хребта Восточного Прибайкалья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2022. № 4. С. 76–83.
3. *Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. М.: Наука, 1980. 187 с.
4. *Белов А.В., Безрукова Е.В., Соколова Л.П.* Эволюционно-генетическая основа структурно-ценотического разнообразия современной растительности Предбайкалья // География и природные ресурсы. 2018. № 1. С. 92–102. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1\(92-102\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1(92-102))

5. *Бронникова М.А., Герасимова М.И., Конопляникова Ю.В., Гуркова Е.А., Черноусенко Г.И., Голубцов В.А., Ефимов О.Е.* Крαιοаридные почвы как генетический тип в классификации почв России // Почвоведение. 2022. № 3. С. 263–280. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22030030>
6. *Будыко М.И.* Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
7. *Василенко О.В., Воропай Н.Н.* Особенности формирования климата котловин юго-западного Прибайкалья // Известия РАН. Серия географическая. 2015. № 2. С. 104–111.
8. *Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.* Возможность использования величины отношения углерода к азоту как критерий разделения палъза и литальзы // Арктика и Антарктика. 2023. № 3. С. 52–72. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.44176>
9. *Волковинцер В.И.* Степные крαιοаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
10. *Голубцов В.А.* Состав стабильных изотопов углерода органического вещества позднелейстоценовых и голоценовых почв Байкальского региона // Почвоведение. 2020. № 6. С. 673–690. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20060040>
11. *Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н.* Влияние влагообеспеченности на состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1182–1194. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100063>
12. *Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н., Василенко О.В., Черкашина А.А., Зазовская Э.П.* Состав стабильных изотопов ($\delta^{13}\text{C}$) как показатель динамики органического углерода в почвах западного побережья озера Байкал // Почвоведение. 2022. № 12. С. 1489–1504. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22600597>
13. *Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Бронникова М.А., Черкашина А.А., Знаменская Т.И.* Состав стабильных изотопов углерода органического вещества буроземов предгорий хребта Восточный Саян // Почвоведение. 2023. № 2. С. 184–202. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22600937>
14. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н., Турчинская С.М.* Вариации состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв в горно-котловинных условиях Прибайкалья // Сибирский экологический журнал. 2023. № 6. С. 854–871. <https://doi.org/10.15372/SEJ20230611>
15. *Жуков В.М.* Климат // Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965. С. 91–127.
16. *Копосов Г.Ф.* Генезис почв гор Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 255 с.
17. *Кузьмин В.А.* Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с.
18. *Меняйло О.В., Матвиенко А.И., Макаров М.И., Ченг Ш.-К.* Роль азота в регуляции цикла углерода в лесных экосистемах // Лесоведение. 2018. № 2. С. 143–159. <https://doi.org/10.7868/S0024114818020067>
19. *Меняйло О.В., Хангейт Б.А.* Стабильные изотопы углерода и азота в лесных почвах Сибири // Доклады АН. 2006. Т. 408. № 5. С. 671–674.
20. *Михеев В.С., Ряшин В.А.* Ландшафты юга Восточной Сибири. Карта м-ба 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1977. 4 л.
21. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.* М.: Наука, 1974. 359 с.
22. *Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 23.* Бурятская АССР, Читинская область. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 549 с.
23. *Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22.* Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 604 с.
24. *Плоскогорья и низменность Восточной Сибири.* М.: Наука, 1971. 320 с.
25. *Плюснин В.М., Биличенко И.Н., Седых С.А.* Пространственно-временная организация горных геосистем Байкальской природной территории // География и природные ресурсы. 2018. № 2. С. 52–62. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-2\(52-62\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-2(52-62))
26. *Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России.* М.: Наука, 2007. 324 с.
27. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Зинякова Н.Б., Хромычкина Д.П., Соколов Д.А., Лопес де Гереню В.О., Кравченко И.К., Ли Х., Семенов М.В.* Зависимость разложения органического вещества почвы и растительных остатков от температуры и влажности в длительных инкубационных экспериментах // Почвоведение. 2022. № 7. С. 860–875. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070085>
28. *Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О.* Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113>
29. *Титлянова А.А., Шибарева С.В.* Подстилки в лесных и травяных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 137 с.
30. *Трофимова И.Е., Осипова О.П., Балыбина А.С.* Подходы к оценке климатоэкологических ресурсов территории Сибири // Сибирский экологический журнал. 2019. № 5. С. 538–549. <https://doi.org/10.15372/SEJ20190504>
31. *Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Гонгальский К.Б.* Запасы органического углерода и его изотопный состав в криоморфных квазиглее-

- вых черноземах Забайкалья // Почвоведение. 2016. № 1. С. 11–18.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15070126>
32. Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Мильхеев Е.Ю. Изотопный состав углерода растений и органического вещества буроземов юга Витимского плоскогорья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2022. № 4. С. 63–68.
 33. Чернов Т.И., Семенов М.В. Управление почвенными микробными сообществами: возможности и перспективы (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1506–1522.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2112002>
 34. Чимитдоржиева Г.Д. Органическое вещество холодных почв. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. 388 с.
 35. Чимитдоржиева Э.О., Чимитдоржиева Г.Д. Накопление и динамика С-биомассы в криоаридных почвах Забайкалья // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 2(59). С. 30–36.
 36. Шимараев М.Н., Куимова Л.Н., Синюкович В.Н., Цехановский В.В. О проявлении на Байкале глобальных изменений климата в XX столетии // Доклады АН. 2002. Т. 383. № 3. С. 397–400.
 37. Щепашенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф. Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–132.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13020123>
 38. Acton P., Fox J., Campbell E., Rowe H., Wilkinson M. Carbon isotopes for estimating soil decomposition and physical mixing in well-drained forest soils // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2013. V. 118(4). P. 1532–1545.
<https://doi.org/10.1002/2013JG002400>
 39. Andreeva D., Zech M., Glaser B., Erbajeva M., Chimitdorgieva G., Ermakova O., Zech W. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biogeochemical and paleoclimatic interpretations // Quat. Int. 2013. V. 290–291. P. 82–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.054>
 40. Balesdent J., Basile-Doelsch I., Chadoeuf J., Cornu S., Derrien D., Fekiacova Z., Hatté C. Atmosphere-soil carbon transfer as a function of soil depth // Nature. 2018. V. 559(7715). P. 599–602.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0328-3>
 41. Bojko O., Kabala C. Organic carbon pools in mountain soils – sources of variability and predicted changes in relation to climate and land use changes // Catena. 2017. V. 149. P. 209–220.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.09.022>
 42. Bradford M., Berg B., Maynard D., Wieder W., Wood S. Understanding the dominant controls on litter decomposition // J. Ecology. 2016. V. 104. P. 229–238.
<https://doi.org/10.1111/1365-2745.12507>
 43. Brunn M., Spielvogel S., Sauer T., Oelmann Y. Temperature and precipitation effects on $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles in SOM under temperate beech forests // Geoderma. 2014. V. 235–236. P. 146–153.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.07.007>
 44. Cotrufo M.F., Del Galdo I., Piermatteo D. Litter decomposition: concepts, methods and future perspectives / Soil carbon dynamics: An integrated methodology. Cambridge University Press, 2009. P. 76–90.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511711794.006>
 45. Craine J.M., Fierer N., McLauchlan K.K. Widespread coupling between the rate and temperature sensitivity of organic matter decay // Nature Geoscience. 2010. V. 3. P. 854–857.
<https://doi.org/10.1038/NNGEO1009>
 46. Dawson T.E., Mambelli S., Plamboeck A.H., Templer P.H., Tu K.P. Stable isotopes in plant ecology // Annual Reviews of Ecology and Systematics. 2002. V. 33. P. 507–559.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.33.020602.095451>
 47. DeLuca T., Boisvenue C. Boreal forest soil carbon: distribution, function and modelling // Forestry. 2012. V. 85. P. 161–184.
<https://doi.org/10.1093/forestry/cps003>
 48. Fick S.E., Hijmans R.J. WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas // Int. J. Climatology. 2017. V. 37(2).
<https://doi.org/10.1002/joc.5086>
 49. Fierer N., Strickland M.S., Liptzin D., Bradford M.A., Cleveland C.C. Global patterns in belowground communities // Ecology Lett. 2009. V. 12. P. 1238–1249.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01360.x>
 50. Hagedorn F., Mulder J., Jandl R. Mountain soils under a changing climate and land use // Biogeochemistry. 2010. V. 97. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1007/s10533-009-9386-9>
 51. Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4(1). http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
 52. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources, 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. Rome.
 53. Ma H.P., Yang X.L., Guo Q.Q., Zhang X.J., Zhou C.N. Soil organic carbon pool along different altitudinal level in the Sygera Mountains, Tibetan Plateau // J. Mountain Sci. 2016. V. 13(3). P. 476–483.
<https://doi.org/10.1007/s11629-014-3421-6>
 54. Mackay A.W., Seddon A.W.R., Leng M.J., Heumann G., Morley D.W., Piotrowska N., Rioual P., Roberts S., Swann G.E.A. Holocene carbon dynamics at the forest–steppe ecotone of southern Siberia // Global Change Biol. 2016. V. 23. P. 1942.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13583>

55. *Muñoz Sabater J.* ERA5–Land hourly data from 1981 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2019. <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>
56. *O’Leary M.H.* Carbon isotope in photosynthesis // *Bioscience*. 1988. V. 38. P. 328–336.
57. *Pepin N.C., Lundquist J.D.* Temperature trends at high elevations: patterns across the globe // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L14701. <https://doi.org/10.1029/2008GL034026>
58. *Pries C., Castanha C., Porras R., Torn M.* The whole-soil carbon flux in response to warming // *Science*. 2017. V. 355. P. 1420–1423. <https://doi.org/10.1126/science.aal1319>
59. *Rennenberg H., Dannenmann M., Gessler A., Kreuzwieser J., Simon J., Papen H.* Nitrogen balance in forest soils nutritional limitation of plants under climate change stresses // *Plant Biol.* 2009. V. 11. P. 24–33. <https://doi.org/10.1111/j.1438-8677.2009.00241.x>
60. *Soldatova E., Krasilnikov S., Kuzyakov Y.* Soil organic matter turnover: global implications from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ signatures // *Sci. Total Environ.* 2024. P. 169243. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.169423>
61. *Wang D., He N., Wang Q., Leu Y., Wang Q., Xu Z., Zhu J.* Effects of temperature and moisture on soil organic matter decomposition along elevation gradients on the Changbai mountains, Northeast China // *Pedosphere*. 2016. V. 26(3). P. 399–407. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60052-2](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60052-2)
62. *Wang C., Houlton B., Liu D., Hou J., Cheng W., Bai E.* Stable isotopic constraints on global soil organic carbon turnover // *Biogeosciences*. 2018. V. 15(4). P. 987–995. <https://doi.org/10.5194/bg-15-987-2018>
63. *Zhang D., Hui D., Luo Y., Zhou G.* Rates of litter decomposition in terrestrial ecosystems: global patterns and controlling factors // *J. Plant Ecology*. 2008. V. 1(2). P. 85–93. <https://doi.org/10.1093/jpe/rtn002>
64. *Zhao Y.F., Wang X., Li J., Xiao J., Hao Z., Wang K., Jiang S., Zhou X., Liu H.* Variation of $\delta^{13}\text{C}$ and soil organic carbon under different precipitation gradients in alpine grassland on the Qinghai–Tibetan Plateau // *J. Soils Sediments*. 2022. V. 22. P. 2219–2228. <https://doi.org/10.1007/s11368-022-03223-x>
65. *Zhou W., Han G., Liu M., Zeng J., Liang B., Liu J., Qu R.* Determining the distribution and interaction of soil organic carbon, nitrogen, pH and texture in soil profiles: A case study in the Lancangjiang river basin, Southwest China // *Forests*. 2020. V. 11. P. 532. <https://doi.org/10.3390/f11050532>

Regional-Scale Soil Organic Carbon Dynamics Evaluation in Southeastern Siberia Inferred from Stable Carbon Isotopic Values ($\delta^{13}\text{C}$)

V. A. Golubtsov^{1,*}, A. A. Cherkashina¹, Yu. V. Vanteeva¹, and S. M. Turchinskaya²

¹*Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: tea_88@inbox.ru

The spatial and intra-profile variability of soil $\delta^{13}\text{C}$ values is assessed along with corresponding environmental and edaphic variables in Baikal region, a vast region in the south of Eastern Siberia that is highly heterogenous in terms of bioclimatic conditions. Studied sites distributed in elevation range of 403–2315 m a.s.l., which define a strong landscape and climatic gradient encompassing mountain tundra, subalpine grasslands, mountain taiga, subtaiga and steppe landscapes. We found that $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter vary significantly, corresponding with $\delta^{13}\text{C}$ values of plants with C3 photosynthesis. The topsoil organic matter has $\delta^{13}\text{C}$ values from -29.50 to -22.98% . Changes in $\delta^{13}\text{C}$ values in the altitudinal profile correlate well with changes in landscapes. The highest $\delta^{13}\text{C}$ values are characteristic of soils in mountain tundra and steppe landscapes. In taiga soils, a depletion of organic matter by ^{13}C is observed. These large regional differences in topsoil carbon isotopic composition are also revealed when differences in soil carbon turnover rates are analyzed across the landscapes. The soils exhibit a SOC decrease and $\delta^{13}\text{C}$ increase with depth. The regress gradient, termed β , of $\delta^{13}\text{C}$ and the logarithm of SOC with depth in the soil column ranged from -2.1 to -0.4 for the mountain tundra and steppe soils. Slow carbon turnover in such soils were largely controlled by low temperatures and insignificant precipitation, respectively. Most pronounced slope of the linear regression β (from -6.1 to -1) is observed in mountain taiga soils. Edaphic rather than climatic factors are the dominant controlling factor of C turnover in taiga soils of study region.

Keywords: climate, mountain areas, carbon turnover, $\delta^{13}\text{C}$, mountain tundra, steppe, taiga