

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТЕЙ ВНУТРИПОЧВЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЛАНДШАФТАХ СЕВЕРНОГО МАКРОСКЛОНА ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН

**М.Ю. Семенов, Г.П. Сандиминова*, И.В. Коровякова, Е.С. Троицкая,
Т.И. Храмцова**, Т.В. Донская****

Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

** Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

*** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Определение скорости внутрипочвенного выветривания играет решающую роль в оценке устойчивости наземных экосистем, поскольку выветривание является основным источником вещества в экосистеме. Цель исследования — отработка методики сравнительного определения скоростей выветривания на небольших по площади участках, составляющих единую ландшафтно-геохимическую систему. Исследования проводились в бассейне р. Переменная. Оценивались современная и средняя за исторический период скорости выветривания. Данные по ионному стоку показали, что вклад в него разных участков водосборного бассейна неодинаков. Так, для суммы катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ величины выветривания изменяются от 1,1 до 5,4 кэква-га⁻¹·год⁻¹. Скорости выветривания, полученные на основе данных по изотопному составу стронция, практически совпадают с данными по выносу (1,6—5,2 кэква-га⁻¹·год⁻¹). Средняя за исторический период скорость выветривания составила 5,2 кэква-га⁻¹·год⁻¹. Максимум приходился, по-видимому, на временной интервал 7,0—3,4 тыс. л.н. Результаты, полученные в отношении сопоставимости оценок, сделанных разными способами, позволяют говорить о соответствии выбранных методов целям исследования.

Почвы, скорость выветривания, сток, вынос, изотопы стронция, отношение, минералогический состав.

COMPARATIVE ASSESSMENT OF SOIL WEATHERING RATES IN THE LANDSCAPES OF THE NORTHERN SLOPE OF THE KHAMAR-DABAN RIDGE

M.Yu. Semenov, G.P. Sandimirova, I.V. Korovyakova, E.S. Troitskaya, T.I. Khrantsova, and T.V. Donskaya

Determination of the soil weathering rate plays an important role in estimation of the stability of terrestrial ecosystems because weathering is the major source of matter in ecosystem. This work was aimed at elaborating a technique for a comparative evaluation of the rates of weathering in small areas making up a single landscape-geochemical system. The studies were carried out in the basin of the Pereemnaya River. The present-day and the average historical weathering rates were estimated. Data on the ion runoff show that the contributions of different areas of the water catchment basin are unequal. For the total content of Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , and Na^+ , the weathering rates calculated using the balance method vary from 1.1 to 5.4 keq·ha⁻¹·yr⁻¹. The weathering rates calculated from the isotopic composition of Sr are nearly the same (1.6–5.2 keq·ha⁻¹·yr⁻¹). The average historical weathering rate is 5.2 keq·ha⁻¹·yr⁻¹. The maximum rate was, most likely, in the period 7.0–3.4 kyr ago. The estimates obtained by different methods evidence that the latter are in compliance with the goals of study.

Soil, weathering rate, runoff, removal, Sr isotopes, ratio, mineralogical composition

ВВЕДЕНИЕ

Определение скорости внутрипочвенного выветривания играет решающую роль в оценке устойчивости наземных экосистем, поскольку выветривание является одним из двух (второй — атмосферные выпадения) основных источников поступления вещества в экосистему. В связи с проблемой подкисления природных сред, особенно остро обозначившейся в 70-е годы XX в. сначала в Западной Европе, а затем в Юго-Восточной Азии и Северной Америке, учеными разных стран проводятся в различных масштабах исследования по количественной оценке выветривания (в единицах количества вещества в корнеобитаемом слое на единицу площади) для определения способности экосистем противостоять подкислению и связанным с ним неблагоприятным эффектам.

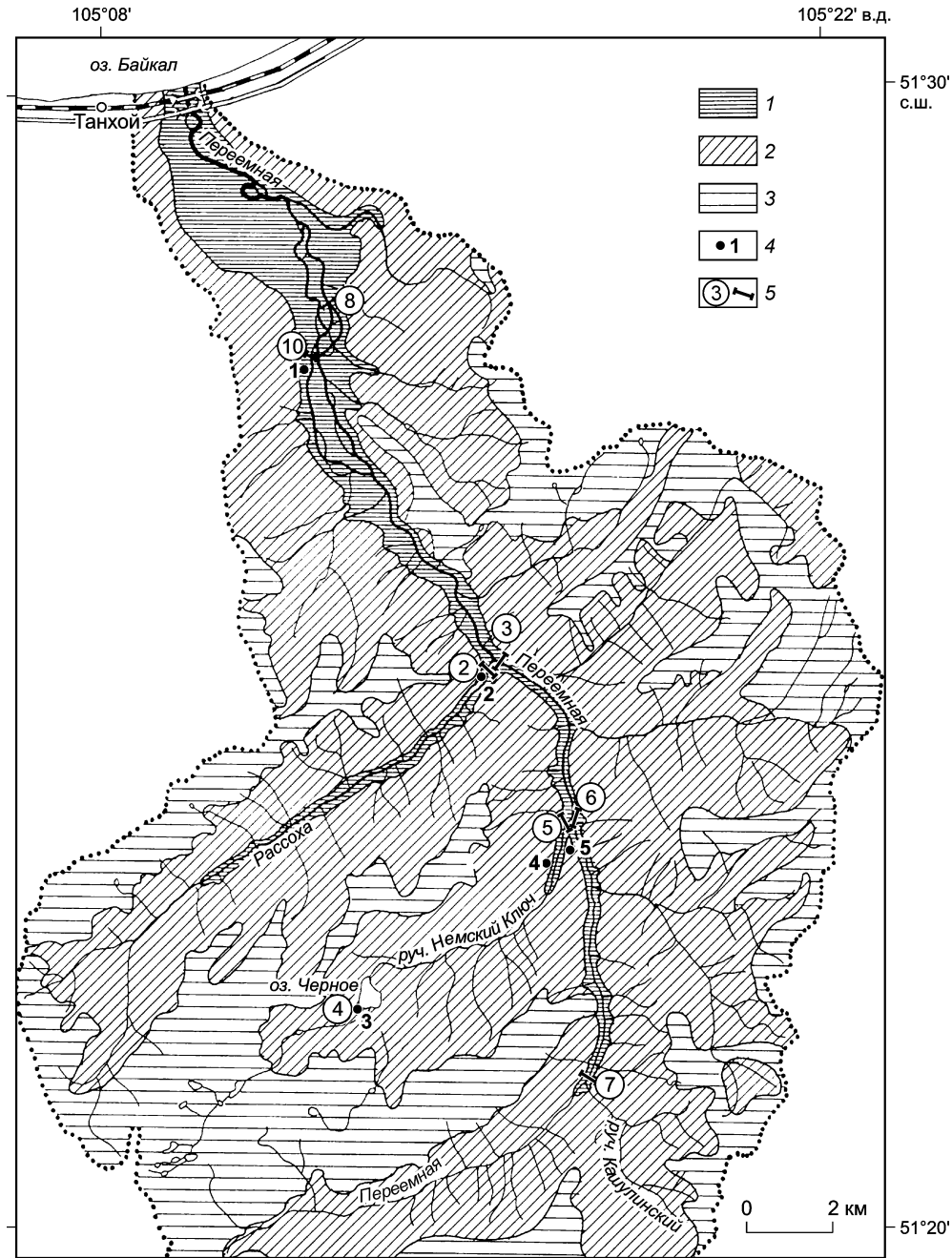
В нашей стране подобным исследованиям уделялось мало внимания. Традиционно изучались качественные изменения исходного материала [1—3 и др.], его количественные изменения за исторический период и баланс вещества на различных по площади территориях [4, 5 и др.] без вычленения как такового выветривания в корнеобитаемом слое, которое является главным источником в обеспечении экосистемы элементами питания, обуславливающим ее устойчивость во времени. Сведения же по количественной оценке внутрипочвенного выветривания, приводимые в отечественной литературе, разрозненны, малочисленны и зачастую не сопоставимы между собой из-за разницы в подходах и целях. Настоящее

© М.Ю. Семенов, Г.П. Сандиминова, И.В. Коровякова, Е.С. Троицкая, Т.И. Храмцова, Т.В. Донская, 2005

исследование предпринято для отработки методики сравнительного определения скоростей выветривания на небольших по площади участках, составляющих единую ландшафтно-геохимическую систему.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования послужили почвы и поверхностные воды бассейна р. Переемная, расположенного на северном макросклоне хр. Хамар-Дабан. В условиях господствующего северо-западного переноса воздушных масс ориентация хребта способствует выпадению осадков на наветренных склонах. Воздушные массы по долине р. Ангара через Ангарские ворота выходят к оз. Байкал, насыщаются над зеркалом озера водой и узким фронтом проходят участок южного побережья [6]. Количество осадков, основная масса (85—90 %) которых приходится на лето, достигает в горах 1700 мм/год и более. Средне-



Точки отбора образцов почв, пород и проб поверхностных вод в бассейне р. Переемная.

1 — речные долины; 2 — горно-таежный пояс; 3 — гольцовый и подгольцовый пояс; 4 — места отбора образцов почв и пород; 5 — места отбора проб воды.

годовая температура воздуха в районе составляет $-0,3$ °С. Благодаря ранним срокам установления снежного покрова (конец октября) и значительной его мощности почвы в течение всего зимнего периода находятся в непромерзающем состоянии [6, 7]. На всем склоне господствует черневая тайга, почвенный покров представлен преимущественно кислыми подбурами и буроземами. Коренными являются ордовикские породы слюдянского кристаллического комплекса [8], представленные преимущественно метаморфическими породами: гнейсами, сланцами, амфиболитами, в меньшей степени мраморами. На отдельных участках присутствуют также магматические породы. Почвы чаще всего развиты на делювии коренных пород, имеющем смешанный петрологический состав.

Река Переемная берет начало вблизи горы Сохор (2316 м). Ее длина составляет 42 км, а водосборная площадь — около 360 км^2 [9]. Питание преимущественно атмосферное, так что наибольшая водность наблюдается в июне при сочетании снегового и дождевого источников. В холодный период (ноябрь—апрель) сток незначителен и составляет 10—15 % годового.

Наши полевые исследования проводились с 1 по 25 июля и с 15 по 17 декабря 2002 г. В рамках исследований были отобраны образцы почв, пород и поверхностных вод в 13 основных точках (см. рисунок), в целом характеризующих территорию водосборного бассейна.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для почв и поверхностных вод аналитические процедуры выполнялись по общепринятым методикам [10, 11]. Катионы в почвенных вытяжках и в образцах поверхностных вод определялись методом фотометрии пламени на спектрофотометре AAS-30 (Karl Zeiss, Jena), анионы — методом ВЭЖХ на хроматографе МИЛИХРОМ А-02. Выделение стронция из образцов почв и вод осуществлялось в две стадии на ионообменных смолах AG-50WX 8 (200—400 мкм) в H^+ форме фирмы BioRad, а определение его содержания и изотопного состава производилось на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Для калибровки использовался стандартный образец ВНИИМ-Sr с аттестованным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70802$.

Определение гранулометрического состава почв производилось методом пипетки, подготовка к анализу — путем растирания влажной почвы [12]. Вещества, диспергирующие почвенную суспензию, не добавлялись, поскольку это могло повлиять на морфологические и оптические свойства минеральных частиц, имеющих большое значение при определении минералогического состава почв в иммерсионном препарате. Следствием этого стало присутствие агрегатов в отдельных фракциях. Минералогический состав почв во фракции 0,25—0,05 мм определялся в иммерсионном препарате под микроскопом, а во фракции $<0,001$ мм — на рентген-дифрактометре ДРОН-3.

Количество вещества, вынесенного с определенной площади, оценивалось балансовым методом по разности его количества, прошедшего через нижний (A_i) и верхний (A_{i-1}) створы участка. Количество вещества, прошедшего через створ, рассчитывалось на основе данных об объеме стока и концентрациях растворенных компонентов.

Расчет стока проведен для шести створов: четырех на р. Переемная, а также в устьях двух ее левых притоков — р. Рассоха и руч. Немский. Основные гидрографические характеристики и рассчитанные значения гидрологических параметров по створам приведены в табл. 1.

Длина реки (L), площадь бассейна (F) и уклон (I) р. Переемная (устье) взяты из работы [13]. Для остальных створов величины L и F получены с использованием крупномасштабных карт, а уклон и коэффициент изолированности ($K_{из}$) рассчитаны по формулам [14]:

$$I = (H_{ист} - H_{ств})/L_{уч} (\%),$$

$$K_{из} = P_{бас}/P_{1000 \text{ м}} (\text{балл}),$$

Таблица 1. Некоторые гидрологические характеристики водотоков

Параметр	Створ						
	2	3	5	6	7	8	Устье
L , км	16,5	22,0	12,0	17,5	11,0	32,0	40,0
F , км ²	56	248	43	134	50	330	357
I , ‰	93,9	59,1	141,7	68,6	74,1	37,5	27,2
$K_{из}$ балл	5	5	5	5	5	4	4
h , мм	1485	1334	1693	1375	1399	1176	1067
$Q_{ср}$, м ³ /с	2,64	10,49	2,31	5,84	2,22	11,64	12,08
W , м ³ /год	0,08	0,33	0,07	0,18	0,07	0,39	0,38

Примечание. Данные получены в лаборатории гидрологии и гидрофизики Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск) Е.С. Троицкой.

где $P_{\text{бас}}$ — периметр бассейна, $P_{1000\text{м}}$ — часть периметра бассейна, проходящая выше 1000 м, $H_{\text{ист}}$ и $H_{\text{ств}}$ — высота местности в истоке и в створе соответственно, $L_{\text{уч}}$ — длина участка реки.

Слой стока (h) был рассчитан по уравнению зависимости:

$$h = 4,351 + 128K_{\text{из}} + 437.$$

Остальные гидрологические характеристики стока (расход воды — $Q_{\text{ср}}$ и объем стока — W) рассчитаны по общепринятым формулам:

$$Q_{\text{ср}} = (h \cdot F) / (86,4 \cdot 365),$$

$$W = 86400 \cdot 365 \cdot Q_{\text{ср}} / 10^9.$$

Так как количество растворенного в речной воде вещества является суммой вкладов сразу нескольких источников, для вычленения его количества, являющегося результатом собственно процессов выветривания, нами из общей величины выноса были вычтены количества вещества, привнесенного с атмосферными осадками и подпитывающими реку грунтовыми водами. При этом учитывались количество осадков в соответствующем высотном поясе, величина грунтового стока и содержание в них исследуемых компонентов. Конечно, часть вещества, содержащегося в речной воде, обязана своим происхождением разложению органического вещества, а не выветриванию как таковому, однако эту потерю элементов питания зрелый древостой компенсирует элементами, высвободившимися непосредственно в результате выветривания, и, таким образом, годичный баланс равен нулю, просто часть „первичных“ элементов в стоке замещена на „вторичные“.

Известно, что скорость химических реакций с участием твердой фазы (в том числе и реакций выветривания) прямо пропорциональна суммарной площади поверхности реагирующих частиц, соприкасающейся с раствором. А так как суммарная площадь поверхности увеличивается соответственно степени дисперсности вещества, т. е. в направлении от плотных пород к почвам, различия в площади поверхности пород и почв позволяют нам говорить о том, что оставшееся после вычитания атмосферной и грунтовой составляющих количество вынесенного вещества является результатом внутрисочечного выветривания.

Для контроля за результатами, полученными путем оценки выноса, нами использовался расчет величин внутрисочечного выветривания, основанный на сопоставлении отношений изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных объектах экосистем. Данный метод широко применяется зарубежными учеными [15—17]. По своим физико-химическим свойствам, таким как атомный и ионный радиусы, энергия ионизации, растворимость соединений с анионами природных вод, константы устойчивости комплексных соединений и т. д., а соответственно и по своему поведению в природных средах, стронций весьма близок к кальцию, поэтому их количества всегда тесно коррелируют [18, 19]. В отличие от кальция стронций имеет четыре стабильных изотопа: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr и ^{88}Sr . Соотношение между ^{84}Sr , ^{86}Sr и ^{88}Sr постоянное, а соотношение между каждым из них и радиогенным ^{87}Sr меняется в зависимости от истории объекта и содержания ^{87}Rb , так как он и является источником ^{87}Sr . Использование $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наиболее удобно в связи с близкой распространенностью этих изотопов.

Сущность метода заключается в определении долей членов двухкомпонентной изотопной смеси [19]. В нашем случае смесью является речная вода, а компонентами (членами) — минеральное вещество почв и атмосферные осадки. Поскольку сами количества компонентов нам неизвестны, отношение долей компонентов A и B в смеси можно оценить через отношение разностей между концентрацией смеси и каждого из компонентов (смесь — B)/(A — смесь). Доля B (делитель) взята с обратным знаком для того, чтобы получить положительное частное, величина которого говорит о том, во сколько раз доля (количество) компонента A больше(меньше) доли(количества) компонента B . Использование вместо самих концентраций отношения концентраций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вполне правомочно, поскольку они являются зависящими от концентрации количественными характеристиками [19].

Расчет величин внутрисочечного выветривания ($V_{\text{ВВ}}$, экв·га⁻¹·год⁻¹) производился по формуле

$$V_{\text{ВВ}} = \text{BC}/\text{Ca} \cdot \text{Ca}_{\text{вып}} \cdot [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{сток}}) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{вып}})] / [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{почв}}) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{сток}})],$$

где BC/Ca — отношение суммы катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ и Na^+ к Ca^{2+} в стоке, $\text{Ca}_{\text{вып}}$ — атмосферные выпадения кальция, экв·га⁻¹·год⁻¹, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — отношение изотопов стронция в стоке (сток), в выпадениях (вып) и почвах (почв) соответственно.

Оценка средней за исторический период скорости выветривания ($V_{\text{ВВ}}$) производилась на основе данных анализа минералогического состава почв и пород по упрощенной формуле [17]

$$V_{\text{ВВ}} = \sum_{\text{минералы}} [(f_i^{\text{порода}} - f_i^{\text{почва}}) \cdot \rho_{\text{порода}} \cdot h \cdot 10\,000 \text{ экв.}]/t,$$

где $f_{\text{порода}}$ — массовая доля минерала в породе ($\sum f_i = 1$), $f_{\text{почва}}$ — доля минерала в почве, $\rho_{\text{порода}}$ — начальная плотность породы, $\text{кг}\cdot\text{м}^{-3}$, h — начальная мощность слоя породы, приравненная к современной мощности почвенного слоя, м, 10 000 — множитель для перевода количества вещества из м^2 в гектары, экв. — количество килограмм-эквивалентов катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ в килограмме минерала, t — время почвообразования, лет.

Таким образом, скорость выветривания равна ежегодному уменьшению количества минералов и входящих в их состав катионов щелочных и щелочноземельных металлов. Возраст почв принимался равным 8 тыс. лет [20], средняя мощность почвенного слоя — 0,6 м [6], а плотность породы — $2,7 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассчитанные величины выноса растворенного вещества приведены в табл. 2. Несоответствие суммы количеств элементов, вынесенных в створах 2 и 3, количеству вещества в нижележащем створе 8 обусловлено, с одной стороны, непредставительной пробой с низкой концентрацией растворенного вещества и с другой — ошибкой в расчете объема стока. Некоторая нерепрезентативность пробы обусловлена большим количеством рукавов, химический состав вод которых значительно отличается от среднего. Ошибка метода определения стока составляет 30 %.

Количество вынесенного вещества, как и полагается, нарастает с понижением высоты местности, однако вклад в него разных участков водосборного бассейна неодинаков. Более резко различия между зонами водосбора проявляются при сопоставлении величин выноса с единицы площади. Так, для суммы катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ величины выноса изменяются втрое: от 3 до 8 $\text{кэkv}\cdot\text{га}^{-1}\cdot\text{год}^{-1}$. Причем самые высокие величины наблюдаются в верхней трети водосборной зоны. После вычитания атмосферной составляющей величины выноса снижаются до 1,5—6,4 $\text{кэkv}\cdot\text{га}^{-1}\cdot\text{год}^{-1}$. Принимая среднюю долю подземного стока равной 13 % (от общего), получаем непосредственно величины выветривания: 1,1—5,4 $\text{кэkv}\cdot\text{га}^{-1}\cdot\text{год}^{-1}$.

Наибольшие скорости выветривания приурочены к верхним поясам водосборного бассейна, наименьшие — к древним речным террасам. Мы связываем это с большей выветрелостью почвообразующего аллювиально-пролювиального материала, выполняющего террасы и верхнюю пойму.

Превышение фактической величины выноса над расчетной часто объясняют снижением доли катионов щелочных и щелочноземельных металлов в составе почвенного поглощающего комплекса за счет замещения их ионами водорода, однако в нашем случае, учитывая емкость катионного обмена почв (табл. 3), это вряд ли возможно.

Несмотря на недостаточность наблюдений, полученные нами оценки выноса вещества из водосборной зоны полностью согласуются с оценками других авторов, сделанными ранее на основе многолетних наблюдений [9, 21]. Это неслучайно, так как период времени, в который проводились полевые работы, характеризуется оптимальными показателями гидрохимического и гидрологического режимов, близкими к среднегодовым. Соответствие общей величины выноса сумме ее составляющих по отдельным створам свидетельствует, в свою очередь, о правильности разбиения водосборного бассейна на участки и о точности расчетов.

Таблица 2. Рассчитанные величины выноса растворенного вещества

Участок/створ	Створ*	F, км ²	W, км ³	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Сумма	Si	Вн	Вн-Вп	Вв
				т						кэkv·га ⁻¹ ·год ⁻¹		
7	7	50	0,07	469	155	43	52	719	133	7,95	6,31	5,28
6	6-7	84	0,11	878	221	70	77	1245	224	8,03	6,39	5,35
5	5	43	0,07	244	60	42	43	389	121	4,68	3,04	2,43
3	3-5-6	71	0,08	192	77	74	70	412	168	2,95	1,51	1,13
2	2	56	0,08	229	106	43	56	434	174	4,26	2,82	2,27
Σ		304	0,34	2012	619	272	298	3199	820	<u>5,57</u>	<u>4,01</u>	<u>3,29</u>
8	8	330	0,39	1896	427	255	264	2181	802	—	—	—

Примечание. Вн — вынос, Вп — выпадения, Вв — выветривание; подчеркнуто — средние величины. Анализы выполнены в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН по общепринятым методикам [11] И.В. Коровяковой и М.Ю. Семеновым.

* Номера створов, знак вычитания показывает, что вынос рассчитывался как разность между количеством вещества, прошедшего через соответствующие створы.

Таблица 3.

Некоторые химические характеристики почв

Разрез	Горизонт	рН		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Сумма
		H ₂ O	KCl					
1	B2	4,86	4,45	0,14	0,15	0,10	0,11	0,50
2	B2	4,81	4,12	0,31	0,18	0,13	0,09	0,71
3	A + B	4,21	3,83	0,83	0,61	0,43	0,18	2,05
4	B1 + B2	4,72	4,16	0,18	0,18	0,15	0,18	0,70
5	B2	4,12	4,02	0,21	0,17	0,13	0,13	0,64

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН по общепринятым методикам [10] М.Ю. Семеновым.

В поверхностных водах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьирует (табл. 4) от 0,713461 ± 19 в оз. Черном до 0,714834 ± 13 в устье р. Рассоха. В пробе воды, отобранной в точке 10 из-под льда в середине декабря, когда единственным источником воды является грунтовый сток, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составило 0,713190 ± 25. В случае почв разброс величин несколько больший — от 0,712233 ± 15 до 0,715114 ± 15. Для более полной оценки разнообразия ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в водосборной зоне нами также были проанализированы смешанные образцы почвообразующих пород. Полученные для них ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьируют в широких пределах (от 0,711355 ± 15 до 0,716737 ± 12), наименьшие его величины и наименьший же разброс установлен для водорастворимой

Таблица 4.

Содержание и изотопный состав стронция в различных объектах

Объект		Sr, мкг·г ⁻¹	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Поверхностные воды	Створ 7	0,005	0,713684 ± 14
	» 6	0,009	0,713835 ± 26
	» 5	0,002	0,713922 ± 20
	» 2	0,003	0,714834 ± 13
	» 8	0,004	0,713582 ± 10
	Грунтовый сток	0,003	0,713190 ± 25
	10 (дождь)	<0,001	0,710009 ± 11
	оз. Черное	0,002	0,713461 ± 19
Почвы	Разрез 1, гор. B2	135	0,713012 ± 12
	Разрез 2, гор. B1	139	0,712714 ± 12
	Разрез 2, гор. B2	162	0,712856 ± 11
	Разрез 3, гор. A + B	174	0,712233 ± 15
	Разрез 4, гор. B1 + B2	124	0,715114 ± 15
	Разрез 5, гор. B2	131	0,715050 ± 9
Водная вытяжка	Разрез 1, гор. B2	0,06	—
	Разрез 2, гор. B1	0,09	0,709275 ± 11
	Разрез 2, гор. B2	0,08	0,709343 ± 11
	Разрез 3, гор. A + B	0,09	0,711660 ± 12
	Разрез 4, гор. B1 + B2	0,06	0,708961 ± 19
	Разрез 5, гор. B2	0,09	0,709471 ± 14
Породы	Разрез 1, гор. B2	191	0,716737 ± 12
	Разрез 2, гор. B2	306	0,711355 ± 15
	Разрез 3, гор. A + B	279	—
	Разрез 4, гор. B1 + B2	225	0,713597 ± 15
	Разрез 5, гор. B2	261	0,714983 ± 9

Примечание. Расположение объектов см. на рисунке. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) методом масс-спектрометрического анализа [19] Г.П. Сандимировой.

Таблица 5. Рассчитанные величины выветривания и параметры, использованные для их расчета

Разрез	BC/Ca в стоке	$Sa_{\text{вып}}$, экв·га ⁻¹ ·год ⁻¹	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{сток}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{вып}}) / (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{почв.}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{сток}})$		Выветривание, экв·га ⁻¹ ·год ⁻¹	
			0,710009	0,70874	0,710009	0,70874
1	1,74	0,83	1,13*	1,53*	1,62	2,21
3	1,59	0,90	2,88**	5,10*	4,12	7,30
4	1,59	0,98	3,28	4,05	5,11	6,31
5	1,46	1,13	3,15	4,19	5,20	6,91

Примечание. Отношения получены с использованием данных по породе (*), по водной вытяжке (**). Анализы выполнены в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН по общепринятым методикам [10, 11] М.Ю. Семеновым и в лаборатории изотопной геохимии Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом масс-спектрометрического анализа [19] Г.П. Сандимировой.

фракции почв ($0,708961 \pm 19$ — $0,711660 \pm 12$). Пробы атмосферных осадков отбирались в естественных условиях и были заведомо „загрязнены“ подкroновыми водами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710009 \pm 11$). Делалось это для того, чтобы получить реальную величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на входе в почвенный слой и соответственно более точную оценку скорости выветривания. Для того чтобы иметь возможность сравнения скоростей выветривания в разных водосборных бассейнах при отсутствии данных о величинах отношения изотопов стронция в подкroновых осадках, нами рассчитаны скорости выветривания с использованием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70874 \pm 12$), характерного для незагрязненных осадков и байкальской воды, приведенного И.В. Сандимировым с соавторами [22].

Скорости выветривания, полученные на основе данных изотопного состава стронция, варьируют от 1,6 до 5,2 экв·га⁻¹·год⁻¹ (табл. 5). Они весьма близки к величинам, полученным в результате оценки выноса. Этот факт также свидетельствует об исключительно низком вкладе вещества почвенного поглощающего комплекса в сток. Величины скоростей выветривания, полученные с использованием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в незагрязненных осадках, несколько выше — 2,21—7,30 экв·га⁻¹·год⁻¹. Завышение происходит из-за отсутствия в чистых осадках вещества, содержащего терригенный стронций (пыль, эксудаты растений и т. д.), которое всегда присутствует в подкroновых водах.

Особенно интересным нам показался тот факт, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в половине обследованных почв оказалось ниже, чем в речной воде. Естественно, что концентрации всех составляющих смесь компонентов (в нашем случае $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в почвах и атмосферных осадках) не могут быть ниже концентрации смеси. Следовательно, здесь возможны два варианта: а) если доля участия этих почв в формировании стока велика, то существует какой-то источник вещества (например, грунтовый сток) со значительно более высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, компенсирующий участие почв с низкими отношениями; б) доля участия этих почв в формировании стока невелика. Учитывая неглубокий врез русла, величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в грунтовых водах и рассчитанную долю грунтового стока (13 %), наиболее вероятен второй вариант.

В водной вытяжке $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствуют о наличии в почве легкорастворимого вещества, например карбонатов, с таким низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что даже при крайне незначительном содержании соответствующих минералов способно обеспечивать подобные значения в вытяжке. Такое вещество могло изначально присутствовать в почвообразующей породе и затем в почве, или попасть туда извне, но учитывая генезис пород, первый вариант кажется нам более правдоподобным.

Таблица 6. Гранулометрический состав почв, %

Разрез	Горизонт	Фракции, мм							Сумма
		1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01	>0,01	
1	B1	2,33	10,00	10,33	11,67	19,67	45,60	54,00	99,60
1	B2	2,67	11,07	11,00	8,83	20,00	45,90	53,57	99,47
2	B1	0,93	5,00	6,67	16,00	23,07	47,63	51,67	99,30
2	B2	1,50	7,00	7,00	5,67	28,00	50,33	49,17	99,50
3	A + B	1,67	9,67	14,40	14,00	14,67	45,33	54,41	99,74
4	B1 + B2	2,00	11,73	11,67	8,00	14,33	51,87	47,73	99,60
5	B2	1,67	9,67	12,00	9,00	14,00	52,83	46,34	99,17

Примечание. Анализы выполнены Т.И. Храмовой в лаборатории литогенеза и стратиграфии Института земной коры СО РАН методом пипетки, подготовка к анализу — путем растирания влажной почвы [12].

Таблица 7.

Минералогический состав фракции 0,25—0,05 мм, %

Минерал	Разрез, горизонт						
	1, A + B1	1, BC	2, B1	2, B2	3	4, B1 + B2	5
Кварц	15,94	16,97	2,72	19,80	12,69	18,86	24,00
Плагиоклаз	0,78	1,54	0,78	4,03	1,98	3,54	3,54
К-шпат	0,39	0,39	0,39	1,83	0,40	1,96	2,36
Биотит	19,05	36,25	3,88	21,27	30,13	55,02	56,65
Мусковит	9,33	6,94	1,16	7,70	1,98	5,50	7,08
Графит	2,72	4,24	—	1,47	0,40	0,39	1,97
Ильменит	0,14	0,15	0,10	0,07	—	0,09	0,09
Гранаты	1,07	1,30	0,89	0,70	0,56	0,96	1,01
Амфиболы	0,09	0,11	1,23	4,84	—	0,12	—
Силлиманит	1,11	1,53	0,38	1,13	—	0,19	0,30
Гетит	0,09	0,19	0,15	0,12	0,08	0,18	0,08
Агрегаты	37,72	30,08	88,11	35,57	49,96	12,97	1,57
Растит. ост.	11,8	—	—	—	1,59	—	1,18
Сумма	99,72	99,70	99,80	98,54	99,75	99,80	99,83

Примечание. Представлены минералы, доля которых составляет не менее 0,05 %. Определение минералогического состава проведено Т.И. Храмцовой в лаборатории литогенеза и стратиграфии Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) в иммерсионном препарате под микроскопом.

Гранулометрический состав всех исследованных почв характеризуется как переходный от легкой глины к тяжелому суглинку (табл. 6), однако при полевых (механических) испытаниях он не только не скатывается в шнур, но вообще ведет себя как легкий опесчаненный суглинок. Причина этого кроется в том, что фракция <0,01 мм представлена исключительно первичными минералами.

Минералогический состав фракции 0,25—0,05 мм приведен в табл. 7. Глинистые минералы изначально предполагалось изучать во фракции <0,001 мм. Однако как и ожидалось, содержание вторичных минералов в ней зафиксировано на уровне следов, причем достоверно (во всех образцах) отмечены только следы гидрослюд, хлорита и смектита. Основная минеральная масса почв представлена (в порядке убывания, %) биотитом, кварцем, мусковитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и силлиманитом. Агрегаты представляют собой мягкие бурые органо-минеральные образования. Доля их в верхних органо-генных горизонтах зачастую довольно высока.

Из сравнения минералогического состава почв (табл. 7) и почвообразующих пород (табл. 8) видно, что для легко выветриваемых минералов, например плагиоклаза, отношение порода/почва варьирует от 10 до 50 и в среднем равно 20, в то время как для кварца оно равно двум. Для остальных минералов произошедшие изменения не столь явны. Увеличение по сравнению с породами содержания биотита и мусковита говорит об их относительном накоплении.

Таблица 8.

Минералогический состав почвообразующих пород, %

Минерал	Разрез					
	1	3	3	4	5	5
	Гранит	Гранат-биотитовый сланец	Гранат-двуслюдной гнейс		Двуслюдной	
					сланец	гнейс
Кварц	45	30	35	45	33	36
Плагиоклаз	26	32	40	40	45	40
К-шпат	25	—	10	—	—	12
Биотит	—	37	10	10	15	5
Мусковит	3	—	5	3	2	4
Сумма	99	99	100	98	95	97

Примечание. Определение минералогического состава проведено Т.В. Донской в шлифах под микроскопом в лаборатории палеогеодинамики Института земной коры СО РАН.

Таким образом, более или менее точная количественная оценка временных изменений возможна лишь для плагиоклаза, поэтому средняя скорость выветривания была рассчитана на его основе для зрелых, полнопрофильных почв. Так как плагиоклазы в наших образцах представлены основными формами, а точные стехиометрические отношения между элементами в данных конкретных минералах нам неизвестны, то для простоты все расчеты производились для анортита (экв. = 0,007 кэkv·кг⁻¹). Полученная величина равна 5,2 кэkv·га⁻¹·год⁻¹ и она приблизительно совпадает с современной.

Так как скорость выветривания зависит от степени дисперсности вещества (суммарной площади поверхности частиц), то можно с уверенностью сказать, что на начальных этапах преобразования исходной породы скорости были низкими, а максимум приходился на период, когда достаточная степень диспергированности вещества совпала с оптимальными климатическими условиями. По данным М.Н. Шимараева, И.Б. Мизандронцева [23], в Байкальском регионе такое совпадение могло произойти в интервале 10,5—3,4 тыс. л.н. Принимая во внимание возраст почвы, этот интервал сужается до 7—3,4 тыс. лет, так как в течение первой тысячи лет скорость вряд ли могла быть максимальной. Для дальнейшей детализации картины временных изменений в скоростях выветривания необходимы дальнейшие исследования с привлечением сведений о биоклиматической истории региона.

ВЫВОДЫ

По данным, полученным для бассейна р. Переемная, современная скорость внутрипочвенного выветривания, оцененная двумя разными способами, варьирует в пределах от 1 до 5 кэkv·га⁻¹·год⁻¹, уменьшаясь сверху вниз в соответствии с уменьшением содержания легкорастворимых минералов в почвах и почвообразующих породах. Приведенные данные несколько выше рассчитанных нами ранее при помощи математических моделей для отдельных частей региона [24, 25]. Отличия, по-видимому, обусловлены высокой степенью дисперсности первичного минерального вещества и высокой увлажненностью почв. Поскольку мощность профиля в почвах преобладающих крутосклонных ландшафтов соответствует мощности корнеобитаемого слоя, полученные величины можно использовать при расчете нагрузок кислотности. Средняя за исторический период скорость выветривания составляет приблизительно 5 кэkv·га⁻¹·год⁻¹. Максимальная скорость выветривания приходилась на временной интервал 7—3,4 тыс. л.н.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-04-49538) и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глинка К.Д. Минералогия, генезис и география почв. М., Наука, 1978, 279 с.
2. Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. М.; Л., Наука, 1964, 379 с.
3. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., Наука, 1971, 268 с.
4. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М., Наука, 1990, 211 с.
5. Семенов Ю.М. Ландшафтно-геохимический синтез и организация геосистем. Новосибирск, Наука, 1991, 145 с.
6. Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц. Почвы бассейна озера Байкал, Т. 3. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, 173 с.
7. Кузьмин В.А. Почвы центральной зоны Байкальской природной территории (эколого-геохимический подход). Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2002, 166 с.
8. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.
9. Сорокинова Л.М., Синюкович В.Н., Коровякова И.В. и др. Особенности гидрохимического режима рек бассейна Южного Байкала в условиях повышенного увлажнения // География и природные ресурсы, 2001, № 4, с. 54—59.
10. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 487 с.
11. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 541 с.
12. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М., Агропромиздат, 1986, 416 с.
13. Ресурсы поверхностных вод, Т. 16, вып. 3: Основные гидрологические характеристики. Л., Гидрометеоиздат, 1967, 223 с.
14. Синюкович В.Н., Троицкая Е.С. Средний сток рек Байкальской котловины и его определение при недостаточности наблюдений // География и природные ресурсы, 2000, № 4, с. 60—64.

15. **Aberg G., Jacks G., Hamilton J.** Weathering rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: An isotopic approach // J. Hydrology, 1989, v. 109, p. 65—78.
16. **Miller E., Blum J., Friedland A.** Determination of soil exchangeable cation loss and weathering rates using Sr isotopes // Nature, 1993, v. 362, p. 438—441.
17. **Sverdrup H., Warfvinge P., Wickman T.** Estimating the weathering rate at Gardsjön using different methods // Experimental reversal of acid rain effects: The Gardsjön roof project. Chichester John Wiley & Sons, 1998, p. 231—249.
18. **Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 589 с.
19. **Пампура В.Д., Сандмирова Г.П.** Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск, Наука, 1991, 120 с.
20. **Безрукова Е.В.** Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск, Наука, 1999, 128 с.
21. **Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П.** Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. М., Наука, 1965, 494 с.
22. **Сандмиров И.В., Башина В.С., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Изотопный состав стронция в водной системе и донных осадках оз. Байкал // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (РФФИ в азиатской части России: материалы Всероссийской научной конференции). Иркутск, 2000, с. 408—410.
23. **Shimaraev M.N., Mizandrontsev I.B.** On the reconstruction of abiotic conditions in Lake Baikal and its drainage area during Late Pleistocene and Holocene // Abstracts of the Third International symposium „Ancient lakes: speciation, development in time and space, natural history“. Novosibirsk, 2002, p. 165.
24. **Семенов М.Ю.** Кислотные выпадения на территории Сибири: расчет и картирование допустимых нагрузок. Новосибирск, Наука, 2002, 143 с.
25. **Семенов М.Ю., Сергеева М.В., Кобелева Н.А., Нецветаева О.Г.** Критические нагрузки подкисляющих соединений на наземные экосистемы Байкальского региона // Сибирский экологический журнал, 2002, № 1, с. 85—94.

*Рекомендована к печати 22 марта 2004 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию 14 апреля 2003 г.,
после доработки — 12 января 2004 г.*