

УДК: 631.436.6: 631.432.2

А.С. Чумбаев¹, А.А. Танасиенко¹, С.П. Кулижский²

¹Институт почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск)

²Биологический институт Томского государственного университета (г. Томск)

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ ПРЕДСАЛАИРЬЯ В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА (в пределах Буготакского мелкосопочника)

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Современные географические процессы Сибири: динамика, закономерности развития и экологические аспекты» в рамках ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. (ГК № 14.В37.21.2025 от 14 ноября 2012 г.).

Гидротермический режим почв рассмотрен как основной фактор развития эрозионных процессов. На основе анализа литературных данных и полевых работ исследован гидротермический режим почв склоновых поверхностей Предсалаирья (в пределах Буготакского мелкосопочника Новосибирской области). Определено влияние температуры и влажности почв на скорость и глубину их промерзания в холодный период гидрологического года. В ходе полевых наблюдений и анализа статистических данных установлено, что максимальная глубина промерзания почв отмечается именно в многоснежные годы. Выявлена зависимость глубины промерзания почв от времени установления и мощности снежного постоянного покрова, а также от величины предзимнего увлажнения почвенного профиля. Полученные результаты исследования лягут в основу разработки новых противоэрозионных мероприятий для территорий с высокой степенью расчленения и специфическим гидротермическим режимом почв в холодный период гидрологического года.

Ключевые слова: температура почв; влажность почв; промерзание; снеготаяние; сток талых вод; эрозия.

Введение

Согласно данным Всемирной сельскохозяйственной организации по Глобальной оценке земель, в настоящее время около 15% суши Земли подвержено деградации [1]. Основным фактором сокращения земельных ресурсов и их продуктивной способности является эрозия почв, обусловленная хозяйственной деятельностью человека. В Западной Сибири широкое развитие этих процессов связано, в том числе, с деятельностью водных потоков, особенно в периоды снеготаяния.

Несмотря на то что в степной и лесостепной зонах Сибири период сельскохозяйственного использования земель в среднем не превышает 130 лет, распашка территории достигает 50%. Юго-восточная часть региона (Пред-

салаирье) отличается высокой горизонтальной и вертикальной расчлененностью рельефа, значительным количеством твердых и жидких атмосферных осадков. Поэтому пахотные почвы на склоновых поверхностях здесь в наибольшей степени подвержены эрозии [2]. Смыв пахотных черноземов и серых лесных почв происходит на 20–25% площади преимущественно вследствие воздействия талых вод. Специфика развития эрозионных процессов здесь на черноземах, по данным систематических исследований, обусловлена в основном климатическими и почвенно-физическими условиями формирования температурного и водного режимов почв в холодный период [3–5]. Приведенные в этих работах общие закономерности формирования поверхностного стока характерны и для черноземов выщелоченных Предсалаирья. Однако количественные и качественные показатели их сезонно-мерзлотного режима, определяющие активность эрозионного воздействия, остаются наименее изученными.

Кроме того, недостаточно раскрыты особенности водного и температурного режима черноземов разной степени эродированности в холодный период гидрологического года. Учитывая актуальность данных проблем и их научно-практическую значимость, целью данной работы являлось определение особенностей температурного и влажностного режимов почв склоновых поверхностей Предсалаирья (в пределах Новосибирской области) в холодный период гидрологического года и их влияние на развитие процессов эрозии во время снеготаяния. В ходе исследований устанавливались взаимосвязь температурного и водного режимов почв разной степени эродированности, их специфика в зависимости от снежности гидрологического года, влияние сроков установления постоянного снежного покрова на скорость и степень замерзания почвы в предзимний и раннезимний периоды.

Материалы и методики исследования

Исследования гидротермического режима проводились в пределах Колывань-Томской предгорной возвышенности (рис. 1), в которую входит Предсалаирская денудационно-аккумулятивная равнина, где в центральной её части расположен Буготакский мелкосопочник.

Предсалаирье расположено в правобережной части бассейна Оби; на востоке оно граничит с Кузнецкой котловиной и Салаирским кряжем, на севере – ограничено Колывань-Томской возвышенностью, на юге – долиной р. Обь. Территория представляет собой возвышенную холмистую равнину с общим наклоном в сторону Западно-Сибирской равнины с абсолютными отметками высот 200–300 м. В конце мезозойского и начале третичного времени формирование здесь холмистого рельефа с возвышенными останцами и плоскими склонами происходило в условиях незначительного поднятия [6].

Буготакский мелкосопочник в результате эрозионных процессов в четвертичный период подвергся сильному расчленению. Согласно А.Д. Орлову [7],

здесь распространен Предсалаирский тип эрозионного расчленения, носящий в основном денудационный характер, поэтому приводораздельные пространства на данной территории занимают не более 25% от общей площади. Вертикальное расчленение рельефа (превышение водораздельных пространств над днищами балок) варьирует от 75 до 100 м. Густота горизонтального расчленения чрезвычайно большая и колеблется от 1,5 до 2,2 км/км². Преобладающая форма склонов выпуклая, в связи с чем наибольшая интенсивность смыва наблюдается преимущественно в средней и нижней частях длинных склонов. Наиболее крутыми являются склоны южной ориентации, в то время как северные имеют более пологий уклон и, следовательно, меньше подвержены эрозионным процессам.



Рис. 1. Карта геоморфологического районирования Новосибирского Приобья

В Новосибирской области территория Буготакского мелкосопочника диагностируется как «потенциально сильно эрозионно опасная», и именно поэтому здесь проводились исследования гидрометрического режима почв разной степени смытости.

В качестве объектов исследования были выбраны незеродированные и эродированные черноземы, сформированные на лессовидных суглинках. Эти почвы, по температурной классификации В.Н. Димо [8], относятся к холод-

ным длительно-промерзающим. Данный тип почв распространен на склоне юго-восточной экспозиции, имеющем выпукло-вогнутую форму; крутизна верхней части склона колеблется от 1,5 до 2°, а нижней – от 4 до 9° (рис. 2).

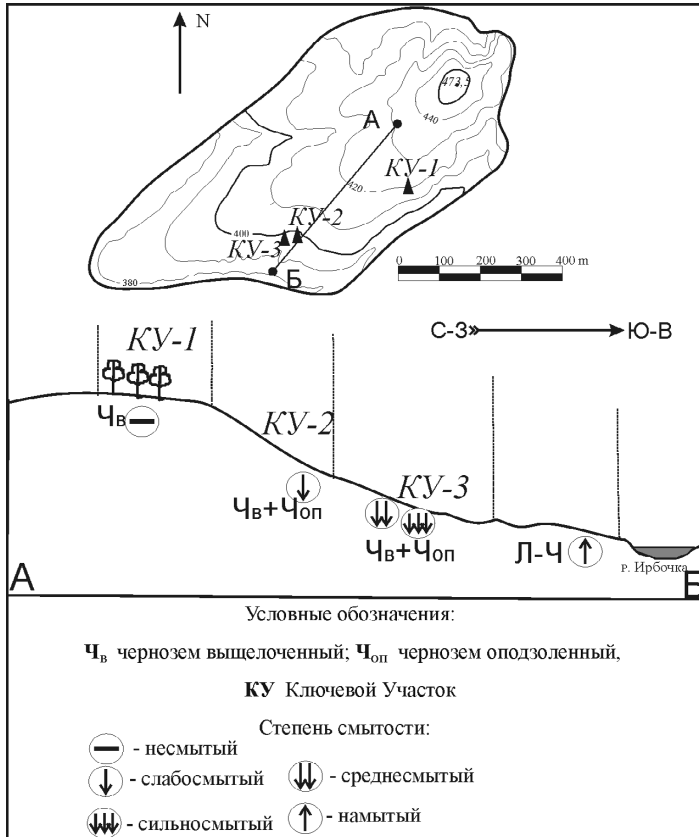


Рис. 2. Схема расположения ключевых участков и основных типов почв на эрозионной катене

Влажность почв определялась методом высушивания образцов почвы при 105°C, отобранных буром до глубины 150 см через каждые 10 см. Снегомерная съемка проводилась в конце каждого месяца для определения мощности снежного покрова через каждые 5 м склона. Плотность снежной толщи определялась в третьей декаде марта в трехкратной повторности на каждом элементе склона (водораздел, верхняя, средняя, нижняя части). Эти данные послужили основой для определения запасов воды, накопленных за зимний период в снеге, а также для вычисления коэффициента стока талых вод и величины объема поглощенной почвой воды, появившейся в результате таяния снега.

Поверхностный сток талых вод и смыв почв изучался на краткосрочных и многолетних стоковых площадках длиной 30–60 м и шириной 5–10 м, а также на элементарных водосборах площадью от 8 до 16 га. Стоковые площадки закладывались на черноземах разной степени эродированности. На целинном участке стоковая площадка располагалась на склоне южной экспозиции крутизной 3–6°, а на черноземе выщелоченном слабо- и сильноэродированном они находились на склоне юго-восточной экспозиции.

Твердый сток определялся при помощи отбора проб талых вод как на стоковых площадках, так и на элементарных водосборах. Забор талых вод, содержащих взвешенный материал (органический и минеральный), проводился ежечасно в емкости по 1 л в период поверхностного стока. Параллельно отбору проб на мутность талых вод определялась и их температура.

Все полученные данные были подвергнуты статистической обработке методом малой выборки (несгруппированные данные).

Результаты исследования и обсуждение

Начало холодного периода в Предсалаирье (III декада октября – I декада ноября) характеризуется, как правило, положительной дневной, но уже отрицательной ночной температурами воздуха. Исследованиями Г.Д. Рихтера [9] установлено, что между наступлением значительных морозов и образованием устойчивого снежного покрова наблюдается некоторый временной интервал, который на исследуемой территории может составлять от 10–14 до 21 дня. В таком случае снежный покров устанавливается на уже промерзшую до 20–40 см почву. Мощность снежного покрова в этот период варьирует от 0–5 см на открытых участках до 10–15 см – в колках и в лесу.

Особенностью климата почвы в холодный период гидрологического года является её промерзание, которое проявляется в том, что почва теряет тепла больше, чем она получает от достигающей поверхности солнечной радиации и из глубоких слоев земли.

Одна из задач настоящего исследования – в холодный период гидрологического года изучить температурный и водный режим почв разной степени эродированности и показать специфику этих режимов в суровых сибирских условиях. Нашими исследованиями установлено, что глубина промерзания неэродированных и эродированных черноземов, распространенных в пределах Буготакского мелкосопочника, зависит, прежде всего, от температуры воздуха, влажности почвы в предзимье и времени установления постоянного снежного покрова. Чем влажнее почва, тем меньше при одинаковых температурах воздуха глубина её промерзания, поскольку при этом влажная почва выделяет значительное количество тепла за счет скрытой теплоты льдообразования.

Холодный период гидрологического года на юго-востоке Западной Сибири можно поделить на 3 отрезка: 1) предзимье (октябрь – начало ноября),

для которого характерны установление временного снежного покрова, возврат теплой погоды, положительная среднесуточная, но отрицательная ночная температуры воздуха; 2) формирование постоянного снежного покрова и дальнейшая его аккумуляция до максимальных величин (начало ноября – первая декада апреля); 3) снеготаяние (с первой декады апреля до начала мая).

Предзимье на этой территории всегда характеризуется частыми ночными, а иногда и дневными, отрицательными температурами воздуха, что при отсутствии снежного покрова приводит к быстрому и глубокому промерзанию почвы [10]. Так, холодный период 2011/12 гидрологического года характеризовался поздним сроком установления устойчивого снежного покрова (первая декада декабря). Важно отметить, что в конце ноября – начале декабря отмечались низкие среднесуточные температуры воздуха и практически полное отсутствие снежного покрова. Сумма температур в слое 0–40 см в черноземе выщелоченном неэродированном, занимающем водораздельное пространство, в ноябре составляла +247°C, а в сильноэродированном его варианте, расположенном на склоне юго-восточной экспозиции, эта сумма была равна минус 3,4°. Столь существенная разница в запасах тепла (250,4°C) объясняется наличием травянистой растительности на целинном участке, а также различным содержанием влаги в этих почвах. Запас влаги в слое 0–40 см чернозема целинного участка в этот период достигал 133 мм, что соответствует величине наименьшей влагоемкости (НВ). В таком же слое чернозема выщелоченного сильноэродированного распаханного запас общей влаги составлял 78 мм, что на 35 мм меньше величины НВ.

Установление постоянного снежного покрова началось только в первой декаде декабря. В этот период температура поверхности чернозема выщелоченного слабосмытого опускалась до минус 6°C, ко второй декаде изотерма 0°C находилась на глубине 80 см, а сумма отрицательных температур к концу декабря в слое почвы 0–100 см составляла уже минус 210°C. Это самые минимальные величины для почвы в холодный период гидрологического года за весь период исследований и самая большая скорость промерзания почвы – 2,5 см/сут. Такая температурная динамика профиля чернозема объясняется очень низкими температурами воздуха (до –20°C) в ноябре и содержанием влаги в почве меньше НВ с почти полным отсутствием снежного покрова на поверхности почвы, который выдувался с ветроударного склона юго-восточной экспозиции. Все это в совокупности способствовало быстрому и глубокому проникновению отрицательных температур в глубь профиля чернозема выщелоченного слабосмытого.

На целинном же участке почва промерзла лишь на глубину 20 см (рис. 3). Защитную роль здесь от быстрого проникновения отрицательных температур в глубь профиля чернозема оказало большое содержание влаги (в среднем 45%) в верхнем 40-сантиметровом слое. С.В. Макарычевым [11] установлено, что с повышением влажности почвы ее температуропроводность резко

возрастает, достигая максимума при влажности 15–18% от массы почвы, т.е. при влажности, близкой к влажности разрыва капилляров, но дальнейшее увлажнение приводит к снижению этого показателя. Образовавшийся при первых морозах своеобразный ледовый экран в верхнем 20-сантиметровом слое почвы препятствует быстрому проникновению отрицательных температур в глубь почвенного профиля. Скорость промерзания целинного чернозема в начале холодного периода 2011–2012 гг. составила 0,5 см/сут и была в 5 раз ниже, чем в слабоэродированной и достаточно сухой с осени почве.

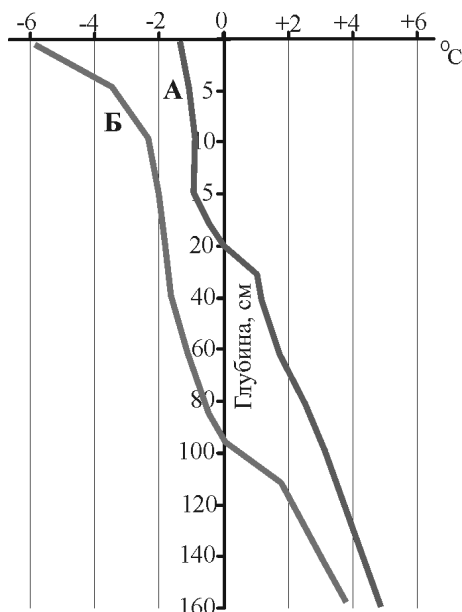


Рис. 3. Температура профиля чернозема выщелоченного несмытого, целина (А), и чернозема выщелоченного слабосмытого, пашня (Б), 25 декабря 2011 г.

В январе, феврале и марте 2012 г. наблюдалось дальнейшее промерзание почвы. В этот временной отрезок выпадает различное количество твердых атмосферных осадков, и к концу марта или началу апреля мощность снежного покрова достигает максимума, что соответствует среднегодовым показателям времени установления максимальной высоты снежного покрова в лесостепной зоне.

Анализ материалов, представленных в табл. 1, свидетельствует, что на территории Предсалаирья в холодный период гидрологического года выпадает от 60 до 170 мм твердых осадков. Согласно А.А. Танасиенко [5], для территории юго-востока Западной Сибири характерно пять типов гидрологических лет по снежности: очень малоснежные (осадков в виде снега менее

75 мм), малоснежные (76–90 мм), нормальные (91–105 мм), многоснежные (106–120 мм), очень многоснежные (более 120 мм).

Т а б л и ц а 1

Количество осадков холодного периода (ноябрь–март) в различные по снежности гидрологические годы по данным ГМС «Тогучин» (1936–1995 гг. (составлено по [12, 13]), 2002–2012 гг. (полевые наблюдения))

Год	Статистические параметры осадков				
	Число повторностей, n	lim, мм	$M \pm m$, мм	δ , мм	V , %
Очень малоснежный	12	61–72	66±2	4,6	7
Малоснежный	11	81–90	85±1	3,6	4
Нормальный	13	98–105	101±1	3,0	2
Многоснежный	11	108–119	114±2	4,6	4
Очень многоснежный	24	122–170	142±5	17,5	12

Примечание. lim – пределы колебаний; M – средняя арифметическая; m – ошибка средней арифметической; δ – дисперсия; V – коэффициент вариации.

По результатам снегомерной съемки определено, что 2011/12 гидрологический год относится к малоснежному типу, поскольку запасы воды в снеге в среднем не превышали 90 мм. Материалы табл. 2 свидетельствуют, что распределение снежного покрова на исследуемом участке происходило неравномерно.

Т а б л и ц а 2

Распределение мощности снежного покрова и запасов воды в снеге на 15 марта 2012 г.

Угодье	Почвы, степень смытости	Занимаемое положение по рельефу	Высота снежного покрова, см	Плотность снега, (P, г/см ³)	Запасы воды в снеге, мм
Пашня	Чернозем выщелоченный несмытый	Приводораздельное пространство	44±1,1	0,22	96,8±2,7
Целина	Чернозем выщелоченный несмытый	Склон южной экспозиции	56±1,4	0,19	105±2,7
Залежь	Чернозем выщелоченный слабосмытый, чернозем выщелоченный сильносмытый	Средняя часть склона юго-восточной экспозиции	32±0,6	0,2	65±1,7

Максимальные величины высоты снежного покрова (56 см) и запасы воды в снеге (105 мм) отмечались на приводораздельном пространстве, где находится целинный участок, в том числе за счет наличия высокостебельной растительности (этот массив не распахивался более 30 лет) и близости лесного массива. Ниже по склону юго-восточной экспозиции, на краю хорошо выработанной ложбины, расположен массив слабосмытых черноземов. В холодный период гидрологического года склон юго-восточной экспозиции является ветроударным, поэтому на нем наблюдается минимальное количество снега – 33 см, при запасах воды в снеге 65 мм. Такое неравномерное распределение снежного покрова по эрозионной катене в течение зимы происходит ежегодно. Снежная толща, являясь для почвы естественным экраном от низких температур воздуха, во многом определяет характер температурного режима незэродированных и эродированных черноземов (рис. 4).

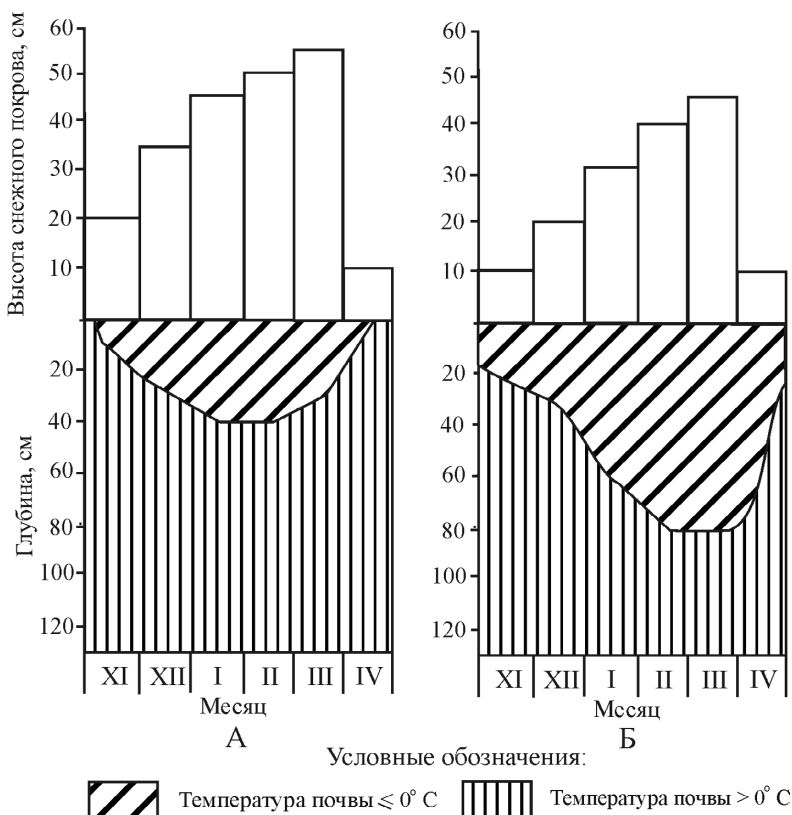


Рис. 4. Среднеголетняя за годы наблюдений высота снежного покрова и глубина промерзания чернозема выщелоченного целинного (А) и чернозема выщелоченного сильносмытого, пашня (Б), в течение холодного периода (составлено по [12, 13])

Преимущественно формирование снежного покрова в малоснежные гидрологические годы начинается так же, как и в многоснежные – во второй декаде ноября. А.М. Шульгин [14] отмечает, что особенностью континентальной части России является малоснежность зим в первую её половину. Он установил, что не только в такие зимы, но и со средней и даже максимальной высотой снежного покрова в первую половину холодного периода отмечается крайне незначительный слой снега на открытых участках. Но количество осадков, выпадающих в начале многоснежных зим, все же меньше, чем в тот же период малоснежных зим.

В течение холодного периода в малоснежные гидрологические годы накапливается до 90 мм твердых атмосферных осадков, и выпадение их в течение зимы крайне неравномерно. Однако многолетние данные свидетельствуют о том, что 2/3 всех зимних осадков выпадает в ноябре и декабре, а самые низкие температуры воздуха приходятся на январь и февраль, когда количество выпадающих осадков минимально. Соответственно изотерма 0°C в профиле черноземов, расположенных на наветренном склоне, к началу снеготаяния опускается на максимальную глубину (160–180 см), несмотря на то что высота снежного покрова варьирует в пределах 30–40 см.

Многие ученые, занимавшиеся исследованиями влияния снежного покрова на почвы европейской части России и Алтая [9, 14–16 и др.], пришли к выводу, что снежный покров всегда является естественной защитой от проникновения низких отрицательных температур воздуха в почвенный профиль. В то же время наши исследования выявили некую специфичность для исследуемой территории. Проанализировав метеорологические данные по количеству твердых атмосферных осадков, выпадающих неравномерно в холодный период за последние 65 лет на территории Предсалаирья, установлено, что наибольшая глубина промерзания черноземов здесь наблюдается именно в многоснежные годы (рис. 5). Так, мощность промерзшей толщи в эти годы почти на 50 см больше, чем в очень малоснежные, характеризующиеся минимальной высотой снежного покрова.

Причиной столь своеобразного формирования мерзлой толщи в многоснежные годы в данном случае служит малое количество атмосферных осадков в начале холодного периода гидрологического года (октябрь) и, как следствие, относительно низкое содержание воды с осени в почвенном профиле, что позволяет отрицательным температурам проникать в глубь профиля черноземов. Снежный покров мощностью 10–15 см на поверхности черноземов в конце декабря и в январе предохраняет почву от последующего охлаждения (рис. 6). Однако он не предохраняет их от экстремально низких температур воздуха (–40...–42°C), которые совместно со сформированным в почве запасом холода способствуют дальнейшему промерзанию черноземов вплоть до почвообразующей породы (табл. 3).

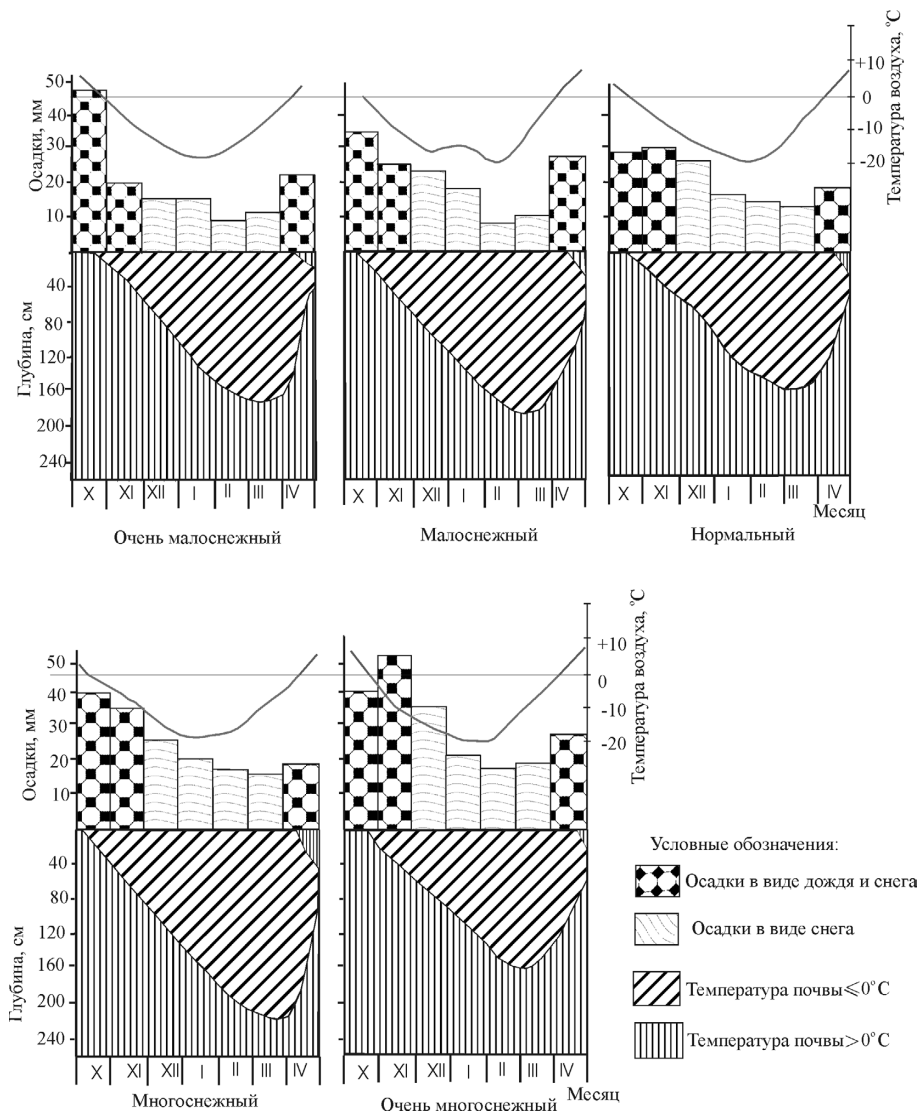


Рис. 5. Среднемесячная температура воздуха, количество осадков и глубина промерзания черноземов Предсалаирья в холодный период различных по снежности зим (1936–1995 гг.) (составлено по [12, 13]).

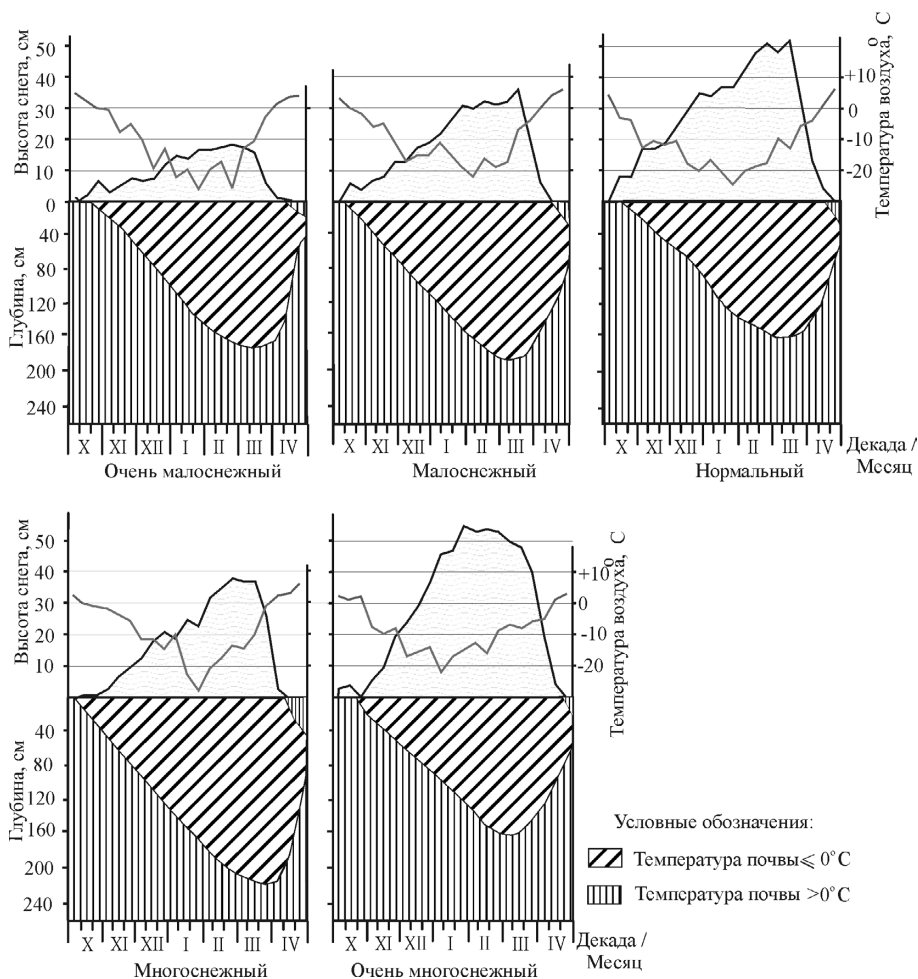


Рис. 6. Среднедекадная высота снежного покрова, температура воздуха и глубина промерзания черноземов в холодный период различных по снежности зим 1936–1995 гг. (составлено по [12, 13])

Таблица 3

Глубина промерзания черноземов Предсалаирья в различные по снежности гидрологические годы, ГМС «Тогучин» (1936–1995 гг.) (составлено по [12, 13])

Характеристика холодного периода гидрологического года	n, число повторностей	Средняя температура воздуха за холодный период, $M \pm m$, °C	Среднегого-летнее количество осадков, $M \pm m$, мм	Максимальная глубина промерзания, см
Очень малоснежные	12	-12 ± 1	66 ± 2	166,4
Малоснежные	10	$-13,6 \pm 1,3$	85 ± 1	198,5
Нормальные	13	$-13,4 \pm 1,1$	101 ± 1	162,4
Многоснежные	10	$-13,5 \pm 1,2$	115 ± 5	221,8
Очень многоснежные	16	$-14,5 \pm 2,1$	147 ± 6	157,6

Говоря о глубине промерзания черноземов, необходимо отметить, что она зависит не только от суммы отрицательных температур воздуха и мощности снежного покрова на поверхности, но и от осеннего запаса влаги, на что указывали еще Н.А. Качинский [17] и другие авторы. Поверхностный слой чернозема выщелоченного тяжелосуглинистого в предзимье, после осенних дождей, обычно переувлажнен. Поэтому наступающие морозы в начале ноября механически задерживают дальнейшее передвижение воды, замораживая её.

Таяние снежного покрова на исследуемой территории, как правило, начинается в первой половине апреля, но этому может предшествовать период формирования ледяной корки (наста) на поверхности снежного покрова за счет аномального потепления. Наличие ледяной прослойки на поверхности снежного покрова затрудняет весной проникновение солнечных лучей и теплого воздуха вглубь, что приводит к снижению скорости таяния снежного покрова и увеличению длительности снеготаяния. Подобные явления отмечаются достаточно широко [18, 19].

К моменту снеготаяния отмечается максимальная глубина промерзания почв. Материалы [12, 13] свидетельствуют, что обычно почвы в Предсалаирье промерзают на значительную глубину (100–160 см). Согласно Н.А. Цитович [20], мерзлыми являются почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру профиля, при которой хотя бы часть воды замерзла, т.е. превратилась в лед. При этом одновременно со льдом может находиться некоторое количество незамерзшей воды. Как известно, переход влаги в мерзлое состояние начинается при температуре ниже 0°C . Температура метрового слоя зимой в слабо- и сильносмытом черноземах в очень малоснежные, малоснежные и нормальные годы варьирует в пределах минус $2\text{--}8^{\circ}\text{C}$, а в многоснежные – минус $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$. Поэтому можно утверждать, что к началу снеготаяния влага, находящаяся в профиле почв разной степени эродированности, находится в твердом состоянии.

Первые признаки таяния снега в 2012 г. появились 1 апреля. К этой дате почвы на исследуемом участке промерзли на различную глубину: чернозем выщелоченный несмытый, целина – на глубину 20 см, чернозем выщелоченный слабосмытый, пашня – на глубину более 160 см, в черноземе выщелоченном сильносмытом, залежь, изотерма 0°C была зафиксирована на глубине 100 см.

В этот период поверхность почвы начинает оттаивать, еще находясь под снегом, в результате отепляющего воздействия талой воды, но скорость этого процесса под снегом весьма мала, около 2 мм/сут. Однако с образованием первых проталин появляются дополнительные факторы – прямые солнечные лучи и положительные температуры воздуха, в результате чего интенсивность оттаивания может достигать 10 см/сут.

Исследованиями В.В. Демидова, В.Е. Остроумова, И.А. Никитишеной и др. [21] установлено, что оттаивание почвы может происходить как сверху (под действием просачивающейся талой воды), так и снизу, за счет теплового потока к нижней границе мерзлого слоя. Все эти факторы в совокупности с небольшой

глубиной промерзания могут приводить к тому, что еще до окончания стока талых вод весь почвенный профиль приобретает положительную температуру.

На юго-востоке Западной Сибири нарастающие в начале снеготаяния температуры воздуха, а впоследствии и температуры поверхности почвы, еще недостаточно высоки для полного прогрева почвенного профиля. Поэтому здесь ежегодно в первую половину снеготаяния, а в отдельные годы и на протяжении всего снеготаяния, в почве, на глубине 30–60 см, находится мерзлый слой с температурой ниже 0°C, где крупные поры заполнены льдом, который препятствует миграции талых вод в глубь почвы. Как правило, мерзлый экран формируется на распаханых почвах, где в первые дни снеготаяния происходит быстрый прогрев лишь верхнего 10-сантиметрового слоя. Последующие порции талой воды с более высокой температурой свободно проникают через оттаявший слой почвы, доходят до замерзшего слоя, отогревают его и, если хватает тепла, продвигаются дальше вглубь. Затем, отдав оставшееся тепло, также замерзают, но несколькими сантиметрами глубже. Поступление талых вод в почву, ее протаивание и замерзание повторяется многократно в течение снеготаяния до тех пор, пока не произойдет прогрев всего почвенного профиля. В ночное время, когда температура воздуха вновь становится ниже 0°C, с глубины сильно промерзших почвенных горизонтов начинаются перераспределение холода к границе оттаявшего слоя и постепенное её промерзание, в результате чего за ночь может произойти частичное промерзание оттаявшего слоя. Льдистый мерзлотный экран – это специфическое явление, следствие сильного и глубокого промерзания почв. Наличие его в весенний период является одной из главных причин формирования поверхностного стока талых вод, что подтверждают данные по температуре и влажности эродированных почв.

Так, на рис. 7 хорошо видно, что в день с наибольшим суточным объемом стока талых вод (пик снеготаяния) температура пахотного слоя чернозема выщелоченного сильносмытого к 16 ч была положительной лишь до глубины 30 см. Глубже находился слой почвы с температурой 0°C – мерзлотный экран. Поэтому талые воды не могли мигрировать в глубь почвенного профиля, вследствие чего начинал формироваться внутрипочвенный, а затем и поверхностный сток талых вод. Оттаявший пахотный слой сильноэродированного чернозема, насыщаясь талой водой, приобретал тиксотропное состояние. Почвенные частицы легко отрывались потоками талой воды из чернозема, пахотный слой которого находился в текучем состоянии, мигрировали за пределы обрабатываемого склона и попадали в гидрографическую сеть.

В почвах под естественной растительностью запирающий льдистый слой не формируется, так как целинные почвы, как показали наши многолетние исследования (1976–2012 гг.), обычно промерзают не глубже 20 см. Дернина, обладающая низкой плотностью сложения, в период снеготаяния беспрепятственно пропускает талую воду к мерзлотному слою и оказывает на него отепляющее воздействие. Поэтому ко дню максимального стока талых вод

весь профиль целинного чернозема успевает приобрести положительную температуру и талая вода мигрирует в глубжележащие слои почвы (рис. 8).

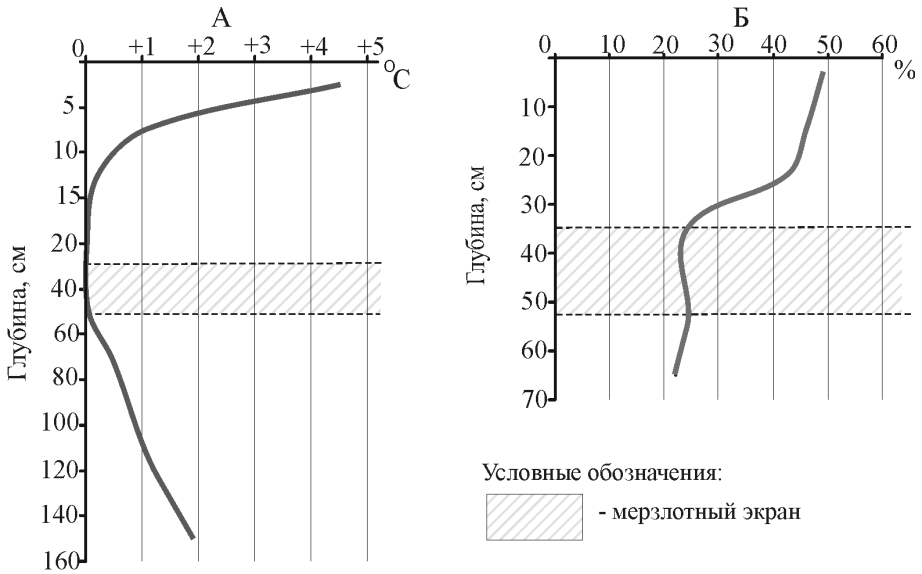


Рис. 7. Температура (А) и влажность (Б) чернозема выщелоченного сильносымтого 4 апреля 2012 г. (пик снеготаяния)

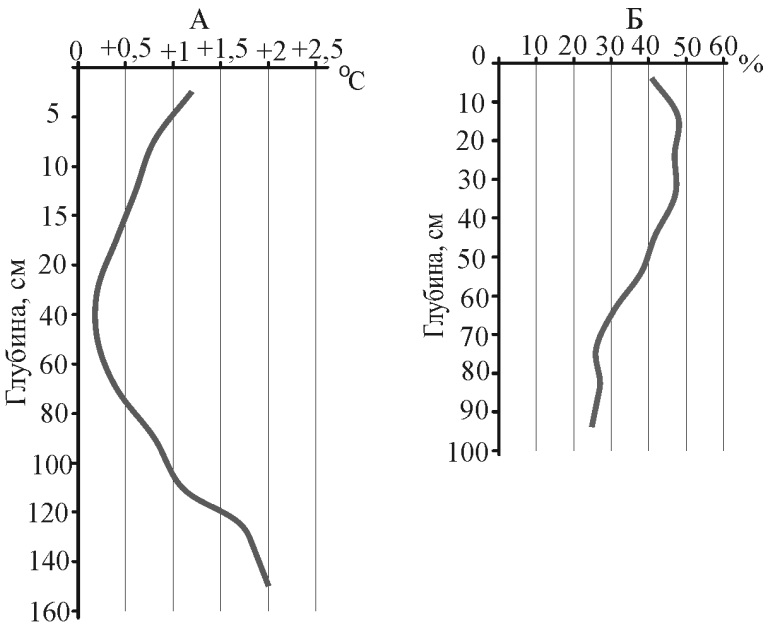


Рис. 8. Температура (А) и влажность (Б) чернозема выщелоченного, целина, 4 апреля 2012 г.

Малая мощность снежного покрова на слабо- и сильноэродированных черноземах (23 и 30 см соответственно) на фоне довольно высоких температур второй половины дня (+14...+17°C) приводит к тому, что снеготаяние длится всего 4 дня. Необходимо отметить, что в первый день снеготаяния происходило интенсивное уплотнение снега. Если во время снегомерной съемки (15 марта 2012 г.) она не превышала 0,23 г/см³, то через две недели (1 апреля) возросла почти до 0,4 г/см³. При такой плотности снега на фоне высоких дневных температур воздуха вначале наблюдался капельный сток талых вод, к концу дня переросший в ручейковый. Во второй день снеготаяния интенсивность стока возросла до 1–2 л/с/га. В пик снеготаяния (4 апреля 2012 г.) интенсивность стока талых вод превышала начальную интенсивность в 5–8 раз. К концу этого дня на склоне южной экспозиции поверхностный сток талых вод составил 22,5 мм, в то время как в первый день снеготаяния стекло всего лишь 7,4 мм. Всего же за период снеготаяния 2012 г. потери талых вод с поверхностным стоком составили 60%, в то время как весной 2011 г. этот показатель был равен 40%.

Еще одна характерная особенность стока талых вод после малоснежных зим – раннее его начало. Так, например, в многоснежном гидрологическом году (2010/11 г.) снеготаяние началось 12 апреля, т.е. на 10 дней позже, чем в малоснежном (2011/12 г.). Снеготаяние после многоснежных зим характеризуется и очень большими ежедневными потерями талых вод в пик снеготаяния. Так, в малоснежный год (2011/12 г.) стекло 225 м³/га, а в 2010/11 гидрологическом году эти показатели оказались в 2 раза большими (468 м³/га).

Различное увлажнение профиля незэродированных и эродированных черноземов Предсалаирья в предзимье, существенное варьирование в мощности снежного покрова, аккумулярованного на поверхности сравниваемых почв, формирование или же отсутствие льдистого запирающего слоя в них, различные мощность снежного покрова и инсоляция привели к тому, что полное оттаивание почв после малоснежной зимы произошло в разное время: чернозем выщелоченный несмытый, целина, полностью оттаял 4 апреля (средняя скорость оттаивания 2 см/сут); чернозем выщелоченный сильносмытый, залежь, – 20 апреля (средняя скорость оттаивания 3 см/сут); чернозем выщелоченный слабосмытый, залежь, оттаял только 15 мая 2012 г. по причине сильного и глубокого (около 180 см) промерзания.

Выводы

1. На скорость и глубину промерзания черноземов Предсалаирья оказывают влияние несколько факторов:

1.1. Время формирования постоянного снежного покрова. При формировании устойчивого снежного покрова в самом начале холодного периода гидрологического года (III декада октября) скорость проникновения темпе-

ратуры 0°C в почву составляла 1,5 см/сут, а при позднем (II декада декабря), которое характерно для многоснежных зим, $-2,5$ см/сут; мощность промерзшей толщи в такие зимы почти на 50 см больше, чем в очень малоснежные.

1.2. Величина предзимнего увлажнения почвенного профиля. При осеннем запасе влаги в верхнем полуметровом слое почвы, соответствующем или меньше величины наименьшей влагоемкости, наблюдаются максимальные величины скорости (2,5 см/сут) и глубины промерзания – более 200 см. Высокое содержание влаги ($> \text{НВ}$) в гумусовом горизонте черноземов немного сокращает глубину и скорость промерзания почв.

2. Профиль незэродированных и эродированных черноземов Предсалаирья в любые по снежности гидрологические годы промерзает до глубины 120–150 см, а в отдельные годы и до 210 см. Поскольку в течение холодного периода температура слоя 0–40 см практически ежегодно опускается ниже -4°C , при наличии свободной влаги здесь формируется льдистый экран, препятствующий миграции талых вод в глубь почвенного профиля. Наличие льдистого экрана в профиле черноземов выступает той единственной причиной, которая приводит к ежегодному формированию в них непромывного водного режима в период снеготаяния.

3. Наибольшая глубина промерзания черноземов Предсалаирья отмечается при позднем формировании снежного покрова, которое характерно для многоснежных зим. Мощность промерзшей толщи в такие зимы почти на 50 см больше, чем в очень малоснежные зимы, когда высота снега минимальна, но сроки установления постоянного снежного покрова более ранние.

4. Скорость промерзания почвы контролируется временем установления постоянного снежного покрова. При установлении устойчивого снежного покрова в самом начале холодного периода гидрологического года (III декада октября) скорость промерзания пахотных почв составляла 1,5 см/сут, а при позднем (II декада декабря) почвы промерзали со скоростью 2,5 см/сут.

5. Снеготаяние в малоснежные гидрологические годы при радиационном типе погоды начинается примерно на 2 недели раньше, чем после многоснежных зим. Наличие в нижней части гумусового горизонта водонепроницаемого льдистого экрана даже при минимальном запасе воды в снеге (50–60 мм) стимулирует значительный поверхностный сток ($K_{\text{ст}} = 0,6$), в то время как после многоснежных зим при большом объеме стока талых вод коэффициент стока оказался меньшим (0,4) вследствие более продолжительного периода снеготаяния.

6. Небольшие (около $250 \text{ м}^3/\text{га}$) потери талых вод на фоне минимальных снеготаяний в малоснежные годы отрицательно сказываются на пополнении запасов почвенной влаги. В такие годы даже сразу после снеготаяния наблюдается существенный дефицит влаги, который практически не восполним при обилии атмосферных осадков в течение теплого периода года.

7. Специфика гидротермического режима черноземов Предсалаирья в течение холодного периода гидрологического года заключается в том, что на фоне высокого предзимнего увлажнения верхней толщи почвы, наличия постоянного снежного покрова в течение зимы происходит глубокое и сильное промерзание профиля пахотных почв, в результате чего в зимний период формируется льдистый мерзлотный экран, непроницаемый для талых вод.

Литература

1. *Our land our future* // Food and agriculture organization and United Nations environment programm (FAO). 1996. Ed. 1. Vol. 2. P. 68–76.
2. Танасиенко А.А., Путилин А.Ф., Артамонова В.С. Экологические аспекты эрозийных процессов. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. 90 с.
3. Орлов А.Д. Эрозия и эрозийно опасные земли Западной Сибири. Новосибирск : Наука, 1983. 208 с.
4. Путилин А.Ф. Эрозия почв в лесостепи Западной Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2002. 184 с.
5. Танасиенко А.А. Специфика эрозии почв в Сибири. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2003. 176 с.
6. Никитенко Ф.А. Лёссовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика // Труды НИИЖТа. 1963. Вып. 34. С. 7–287.
7. Орлов А.Д. Водная эрозия почв Новосибирского Приобья. Новосибирск : Наука, 1971. 175 с.
8. Димо В.Н., Роде А.А. Тепловой и водный режим почв СССР // Доклады к IX Международному конгрессу почвоведов. М. : Наука, 1968. 144 с.
9. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
10. Чумбаев А.С. Гидротермические факторы эрозии почв в Предсалаирье // Материалы IV съезда Докучаевского общества почвоведов : в 2 кн. Новосибирск : Наука-Центр, 2004. Кн. 2. С. 534–535.
11. Макарычев С.В. Теплофизические свойства выщелоченных черноземов Алтайского Приобья : дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 1980. 147 с.
12. Справочник по климату СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1969. Вып. 20, ч. 4. 331 с.
13. Метеорологический ежемесячник // Главное управление гидрометеорологической службы при Совете министров СССР. Западно-Сибирское управление гидрометеорологической службы. Новосибирск, 1966–1999. Ч. 2, вып. 20, № 1. 12 с.
14. Шульгин А.М. Снежный покров и его использование в сельском хозяйстве. Л. : Гидрометеиздат, 1962. 84 с.
15. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л. : Гидрометеиздат, 1960. 172 с.
16. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л. : Гидрометеиздат, 1972. 344 с.
17. Качинский Н.А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М. : Наука и Просвещение, 1927. 170 с.
18. Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней. Л. : Гидрометеиздат, 1976. 255 с.
19. Кузнецов М.С., Демидов В.В. Эрозия почв лесостепной зоны Центральной России: моделирование, предупреждение и экологические последствия. М. : Изд-во ПОЛТЕКС, 2002. 184 с.

20. Цытович Н.А. Некоторые общие вопросы методики исследований механических свойств мерзлых грунтов // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М. : Изд-во АН СССР, 1954. Сб. 2. С. 5–15.
21. Демидов В.В., Остроумов В.Е., Никитишена И.А., Личко В.И. Сезонное промерзание и особенности проявления эрозии почв при снеготаянии // Почвоведение. 1994. № 10. С. 105–109.

Поступила в редакцию 05.04.2013 г.

Tomsk State University Journal of Biology. 2013. № 2 (22). P. 23–42

Alexander S. Chumbaev¹, Anatoly A. Tanasienko¹, Sergey P. Kulizhskiy²

*¹ Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

² Biological Institute of Tomsk State University, Tomsk, Russia

CHARACTERISTICS OF HYDROTHERMAL MODE OF SOILS OF PREDSALAIRYE DURING COLD PERIOD (within Bugotac hills)

This work was partially supported by “Modern geographical processes in Siberia: the dynamics, the mechanisms of development and ecological aspects” within the framework of FSP “research and educational staff of innovation Russia” grant during 2009–2013 (SC № 14.B B37.21.2025)

Specific character of development of erosive processes on chernozems of Western Siberia, according to systematic researches, is caused generally by climatic and soil and physical conditions of formation of temperature and water modes of soils during the cold period. For the purpose of determination of features of temperature and moist modes of soils during the cold period of hydrological year and their influence on the development of processes of erosion during snowmelt, the hydrothermal mode of chernozems of different degree of erodibility of slope surfaces of Predsalaيريا (within Novosibirsk region) was studied.

During research, it was established that the speed freezing of the soil was determined by time of establishment of constant snow cover. When forming steady snow cover at the very beginning of the cold period of hydrological year (the III decade of October) the speed freezing of arable soils made 1.5 cm/days, and later (the II decade of December) soils freeze through at 2.5 cm/days. The greatest freezing depth of Predsalaيريا chernozems was noted at late formation of steady snow cover which is characteristic for snowy winters. The capacity of deep-frozen layer in such winters is almost 50 cm more than in very dry winters, when the height of snow is minimum (in earlier periods of constant snow cover appearing). Depth freezing of chernozems depends not only on the sum of negative air temperatures and the quantity of solid atmospheric precipitations at the beginning of the cold period, but also on the volume of a soil profile autumn moistening. Snowmelt in little-snow hydrological years at radiation type of weather begins about 2 weeks earlier, than after snowy winters. Even at the minimum water-supply in snow (50–60 mm) the superficial drain of thawed snow is always observed. Deep and strong soil freezing and the waterproof icy screen, formed in the lower part of the humic horizon, stimulate a considerable superficial drain (Drain coefficient 0.7–0.8), whereas Drain coefficient is much smaller (0.4–0.6) at a large volume of thawed snow

drain in snowy winters. Specificity of a temperature mode of Predsairya chernozems during the cold period of hydrological year is conditioned by the fact that an icy screen impenetrable for snowmelt water is formed because of high moistening of the top soil thickness, steady snow cover and a deep and strong soil profile freezing. Therefore, despite the size of snow cover water equivalents, a considerable superficial drain (Drain coefficient > 0.5), leading to essential alienation of a solid phase of chernozems, is annually observed here. Small (about 250 m³/hectare) losses of snowmelt water against the minimum snow cover in little-snow years negatively affect the replenishment of stocks of soil moisture. In such years, even after snowmelt period, one can observe essential moisture deficiency which is practically not renewable in spite of the abundance of atmospheric precipitations during the warm period of the year.

Key words: *temperature and moisture of soils; soil freezing; snow melting; snowmelt water flow; soil erosion.*

Received April 5, 2013