

УДК 631.459.2:631.6.02

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА ТАЛЫХ ВОД НА СКЛОНОВЫХ ЗЕМЛЯХ ЮГА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ¹

© 2022 г. А. В. Кулик^а, *, О. А. Гордиенко^а

^аФедеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН, Университетский пр-т, 97, Волгоград, 400062 Россия

*e-mail: anastasiya-kulik@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.03.2021 г.

После доработки 19.05.2021 г.

Принята к публикации 30.06.2021 г.

Цель работы – определение факторов, влияющих на особенности формирования поверхностного стока талых вод на склоновых агролесоландшафтах южного окончания Приволжской возвышенности в 2017 и 2019 гг. Исследования проведены в многофакторных опытах на стационарных стоковых площадках, находящихся под влиянием защитных лесополос, с применением водно-балансового метода. Почвенный покров на межполосном пространстве представлен агрообразцами поверхностно-переуплотненными в комплексе с агроземами солонцовыми светлыми, в лесополосе – агроземом турбированным гумусово-стратифицированным. К началу весеннего снеготаяния из-за зимне-весенних оттепелей в поле сформировался водонепроницаемый мерзлый слой (10 см), влажность которого составляла 0.75ПВ-ПВ. Под влиянием лесополосы на его поверхности сформировался снежный покров высотой в поле – 12–17, в лесополосе – 31–49 см. Глубина промерзания почв на межполосном пространстве в 2017 г. достигала 35 см, в 2019 г. – 88, в лесополосе – 32 и 49 см соответственно. Снеготаяние начиналось стремительно при резком повышении температуры воздуха, а в 2017 г. и при усилении скорости ветра. Эти условия способствовали формированию поверхностного стока талых вод в 2017 г. на поле – 6, под влиянием лесополосы – 3, а в 2019 г. 20 и 10 мм соответственно. На основании анализа динамики модулей стока установлено, что снеготаяние начиналось одновременно на всем межполосном пространстве. Однако лесополоса, оказавшая сильное воздействие на характер распределения снега и уменьшение глубины промерзания почв, способствовала задержанию потока талых вод и уменьшению его интенсивности. После окончания стока почва в поле оттаяла в 2017 г. на 10 см, в 2019 г. на 4 см. Полученные результаты показывают, что при стоке талой воды она взаимодействовала только с верхним слоем, не затрагивая почвенные слои глубже 20 см.

Ключевые слова: накопление снега, снежный покров, глубина промерзания почв, влажность почв, лесные полосы

DOI: 10.31857/S0032180X22010099

ВВЕДЕНИЕ

В пределах бассейна Нижней Волги на долю весеннего снеготаяния приходится от 50 до 99% годового речного стока [15]. Формирование поверхностного стока талых вод определяется природными факторами, которые складываются к моменту начала весеннего снеготаяния. К ним относятся характер покрытия территории водосбора снегом и величина снеготаяния, глубина промерзания и влажность почвы перед снеготаянием, образование ледяной корки и ледяного экрана (особенно характерных для Нижнего Поволжья), резкое увеличение температуры воздуха

в течение суток во время стока, агрофон, тип почвенного покрова, его физические и водные свойства [1, 4, 6, 9, 31].

Большая роль в уменьшении потерь от поверхностного стока принадлежит защитным лесонасаждениям (ЗЛН) [18, 25, 26, 31]. При правильном расположении лесополос на водосборе, они обеспечивают задержание снега на межполосном пространстве, способствуя его постепенному стаиванию, предупреждая развитие эрозионных процессов. Снежный покров, обладая хорошими термоизоляционными свойствами, предотвращает глубокое промерзание почв [8, 23, 28] и, как следствие, уменьшает сток талых вод. Однако это достигается только в тех случаях, когда он выпадает на талую или слабопромерзшую почву. При устойчивых отрицательных температурах

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X22010099 для авторизованных пользователей.

воздуха, увеличении влажности почв и глубины их промерзания, сформировавшийся сверху мощный снежный покров будет препятствовать прогреванию поверхности и, наоборот, может спровоцировать сток [27].

Для Нижнего Поволжья очень характерны зимние оттепели, в течение которых выпадают дожди, способствующие уменьшению мощности снежного покрова, а иногда и полному его сходу [12], после чего влажность верхних горизонтов приближается к полной влагоемкости (ПВ), а последующее понижение температуры воздуха может привести к образованию на поверхности ледяной корки или в почве ледяного экрана, препятствующих водопоглощению талой воды и способствующих в период весеннего снеготаяния увеличению интенсивности стока [21, 34, 35].

Во второй половине XX в. Шпак вывел зависимость между коэффициентом стока талых вод и глубиной промерзания, а также распространением ледяной корки и относительным дефицитом запасов воды верхнего (0–10 см) слоя почвы [24]. Он отмечает, что большое влияние на сток оказывает дефицит влаги в почве. Так, при его значениях в верхнем горизонте менее 33% сток может быть значительным даже при глубине промерзания чуть более 30 см, а если он составляет более 60% и глубина промерзания более 1 м, сток не формируется. Зависимость между коэффициентом стока талых вод, глубиной промерзания и влажностью почвы также отражены в научных трудах Барабанова, Панова, Петелько для условий лесостепи, степи и сухой степи, Комиссарова и Габбасовой для территории южного Предуралья [9, 25].

На интенсивность снеготаяния и образования поверхностного стока также влияет динамика температуры воздуха [2, 5]. Наибольшие расходы на водосливах, как правило, фиксируются в дневное время, когда устанавливается температурный максимум. В ночные часы отмечается снижение температуры и наблюдается сокращение их интенсивности. Иногда при понижении температуры ниже 0°C сток прекращается и вновь может возобновиться даже через несколько дней.

Целью настоящей работы явилось определение факторов, влияющих на особенности формирования поверхностного стока талых вод в агролесоландшафтах сухостепной зоны юга Приволжской возвышенности в 2017 и 2019 гг. Для ее достижения ставились следующие задачи: изучить климатические особенности гидрологических лет; провести наблюдения за формированием снежного покрова, влажностью и глубиной промерзания почв перед снеготаянием; осуществить мониторинг за поверхностным стоком талых вод.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились на эрозионно-гидрологическом стационаре “Амфитеатр” ФНЦ агроэкологии РАН (бывший ВНИАЛМИ), расположенном на водосборе, образованном балками Пахотина и Григорова в границах г. Волгограда. Изучение природных и антропогенных факторов, влияющих на формирование поверхностного стока талых вод на этом объекте, осуществляется на протяжении 57 лет. В начале исследования проводились под руководством д. с.-х. н. Г.П. Сурмача, в последние 40 лет д. с.-х. н. А.Т. Барабанова. Ранее при изучении вопроса особое внимание уделялось глубине промерзания почвы, величине снегозапасов, увлажнению верхнего слоя почвы. При этом влажность учитывалась в среднем по профилю, а динамика температуры воздуха при стоке подробно не рассматривалась. При начале весеннего снеготаяния именно верхний (0–10 см) слой почвы первый вступает во взаимодействие с талой водой, и от его состояния (степени увлажнения и промерзания) будет зависеть дальнейшее формирование стока.

Территория стационара является частью южного окончания Приволжской возвышенности. Поверхность его представлена склоном восточной экспозиции крутизной от 3° до 5° с базисом эрозии 67 м.

Климат территории континентальный. Зима холодная малоснежная с частыми оттепелями. Среднегодовое количество осадков 350 мм. За период от формирования снежного покрова до его схода (ноябрь–март) в среднем выпадает 149 мм.

Стационар расположен в зоне недостаточного увлажнения [14]. Как правило, осенние запасы влаги очень незначительны, а зимние осадки не способствуют глубокому промачиванию почв. Согласно полевым наблюдениям, чаще всего влажность почв глубже 40 см увеличивается весной после снеготаяния и на глубине 1 м может достигать 0,4 ПВ. Как правило, верхние слои (0–30 см) сильно увлажняются в зимний период после оттепелей (до ПВ). Последующее наступление морозов приводит к формированию с поверхности мерзлого горизонта, препятствующего инфильтрации талой воды в нижние слои.

В 1948–1950 гг. на территории стационара была создана система противозерозионных лесонасаждений, состоящая из стокорегулирующих и прибалочных лесных полос. По горизонталям склона после реконструкции 1990 г. были размещены 5 стокорегулирующих лесополос на расстоянии от 60 до 250 м друг от друга. На межполосном пространстве первой и второй лесополос от водораздела (крутизной 3,5°), расположены стокорегулирующие площадки для изучения факторов формирования поверхностного стока талых вод. Вторая

лесополоса трехрядная с междурядьем 3 м, в ряду — 1 м; плотно-ажурной конструкции из ясеня ланцетного (*Fraxinus lanceolate Borkh.*) и расположенного по верхней опушке одного ряда кустарника спиреи зверобоелистной (*Spiraea hypericifolia L.*). Средняя высота древостоя 6.8 м, средний диаметр $d_{1.3} = 9.8$ см. Состояние насаждения удовлетворительное.

Почвенный покров стоковых площадок представлен агрообразцами поверхностно-переуплотненными в комплексе с агроземами солонцовыми светлыми.

Почвенный разрез агрозема солонцового светлого Eutric Sodic Cambisols (Loamic, Aric, Protocalcic) характеризуется наличием агрогумусового горизонта (0–31 см (квалификатор Aric)), который подразделен на два горизонта. Верхний (0–12 см) характеризуется бурным вскипанием и пылевой структурой, нижний — крупноглыбистой и отсутствием вскипания. Ниже залегает турбированный горизонт TUR, состоящий из разного размера морфонов солонцового, ксерометаморфического и аккумулятивно-карбонатного горизонтов. С глубины 46 см расположен палево-бурый аккумулятивно-карбонатный горизонт $BCA_{nc,cs}$, характеризующийся ясно выраженной сегрегацией педогенных карбонатных новообразований (квалификатор Protocalcic) с вкраплениями гипса. Почвообразующая порода представлена засоленными суглинистыми отложениями с вкраплениями легкорастворимых солей и гипса. На агроземе солонцовом с поверхности происходит увеличение содержания ила с 11% (в слое 0–10 см) до 25% (40–50 см) (median 13%). Максимальное его количество сосредоточено в горизонте TUR. Указанные особенности являются характерными для почв солонцового комплекса [11].

Для агрообразца поверхностно-переуплотненного (Eutric Cambisols (Loamic, Aric, Protocalcic, Densic)) характерно наличие агрообразных горизонтов общей мощностью 35 см, которые отличаются высокой степенью смывости и бурным вскипанием с поверхности. Ниже залегает плотный горизонт почвообразующей породы среднесуглинистого гранулометрического состава. Подстилающая порода начинается с 43 см и представлена меллетовыми легкими суглинками, характеризуется плотным сложением, присутствием новообразований гипса и лабильных форм карбонатов. Содержание ила в агрообразце значительно меньше (7–13%, median 10%), чем в агроземе солонцовом светлом.

Почвы лесной полосы представлены агроземом турбированным гумусово-стратифицированным (Eutric Calcaric Cambisols (Loamic, Aric, Loaminovic)). Его отличительной особенностью является наличие на поверхности лесной подстилки, а также слоя гумусированного материала,

окрашенного в серые тона, мощностью 10 см, принесенного тальми водами и дефляционными процессами (квалификатор Loaminovic). Под ним залегает уплотненный легкосуглинистый светлогумусовый горизонт мощностью 16 см, комковатый, со сплошным вскипанием от 10%-ной HCl. Ниже расположен глыбистый постагрогенный агрогумусовый горизонт мощностью 19 см. С 49 по 58 см находится турбированный горизонт, состоящий из отдельных морфонов горизонтов BM и VCA. С 58 см расположена почвообразующая порода, представленная средним суглинком, с плотным сложением, отсутствием сегрегационных форм карбонатов, наличием зеленоватых тонов окраски, свидетельствующих о переувлажнении (малый признак q). Материнская порода — меллетовые легкие суглинки — начинается с 82 см. В профиле агрозема турбированного гумусово-стратифицированного отмечается увеличение содержания илистой фракции в слое 0–10 см до 11% и в слое 40–50 см до 15% (median 14%).

Названия почв даны в соответствии с Полевым определителем почв России 2008 г. и международной классификацией WRB-2014 (update 2015) [16, 36]. Физические свойства почв (плотность почв, гранулометрический состав) устанавливали после снеготаяния [3]. Полную влагоемкость почв рассчитывали на основе определения пористости почв после снеготаяния (табл. 1). По химическим свойствам почвы исследуемых площадок мало отличаются друг от друга. Реакция почвенной среды слабощелочная ($pH_{водный} = 7.13$). Содержание $CaCO_3$ карбонатов в верхнем (0–50 см) слое в среднем не превышает 2%, почвенного углерода крайне мало (в среднем 0.5%). Распределение водорастворимых солей по профилю почв имеет аккумулятивный характер, достигая максимума в карбонатном и переходном к почвообразующей породе (1.2%) горизонтах. Содержание солей в пахотных горизонтах не превышает 0.64%.

Изучение поверхностного стока талых вод проводилось в многофакторных опытах на стоковых площадках с применением водно-балансового метода [20]. Основное направление исследований — оценка влияния защитных лесополос на формирование факторов эрозионно-гидрологического процесса. В работе представлен анализ материалов двух стоковых площадок: контроль (60 × 20 м, характеризующий формирование поверхностного стока только с поля) и поле + ЗЛН (100 × 20 м, с участием влияния лесополосы), расположенных на расстоянии 15 м друг от друга. Агрофон на межполосном пространстве представлен зябью.

На стоковых площадках изучен характер распределения снега, степени увлажнения и глубины промерзания почв к началу весеннего снеготаяния, проведены наблюдения за поверхностным стоком.

Таблица 1. Значения полной влагоемкости в слое 0–50 см (%)

Стоковая площадка	Статистические параметры ПВ					
	max	min	median	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>V</i>
2016–2017 гг.						
Контроль (поле)	55.6	27.1	45.8	45.4	7.5	0.17
Поле + ЗЛН	<u>55.5</u>	<u>32.7</u>	<u>46.7</u>	<u>44.9</u>	<u>6.6</u>	<u>0.15</u>
	55.5	33.4	40.1	41.7	7.5	0.18
2018–2019 гг.						
Контроль (поле)	47.2	30.8	38.1	37.9	4.9	0.12
Поле + ЗЛН	<u>48.9</u>	<u>32.8</u>	<u>38.8</u>	<u>39.6</u>	<u>4.5</u>	<u>0.12</u>
	55.7	33.5	40.5	41.8	7.3	0.17

Примечание. Значения для части стоковой площадки: над чертой – на поле, под чертой – для лесной полосы; min и max – минимум и максимум; median – медиана; *M* – среднее арифметическое; *S* – среднеквадратическое отклонение; *V* – коэффициент вариации.

Исследование снежного покрова осуществлялось на снегомерных профилях, проложенных в направлении сверху вниз по склону, перпендикулярно к лесополосе [17]. На их протяжении проводили измерение высоты снежного покрова снегомерной рейкой М-46 в трехкратной повторности (на поле через каждые 4 м, в лесной полосе и шлейфовых зонах через каждый метр). Одновременно устанавливались снегозапасы путем отбора проб снеговым плотномером ВС-43 в трехкратной повторности. При учете стока снегозапасы на каждой площадке определяли на основе расчета средневзвешенных значений, учитывающих снегонакопление в разных ее частях (на поле, шлейфовой зоне, лесной части).

Отбор проб на влажность почв проводили перед началом стока на стоковых площадках в центре поля (на удалении от насаждения на 66 м (10 *H*, где *H* – высота древостоя)), в лесополосе – между вторым и третьим рядами деревьев в трехкратной повторности. После чего влажность определяли термостатно-весовым методом [22]. Наблюдения за глубиной промерзания почв осуществляли по мерзлотомерам Данилина, установленным в центре поля и в лесополосе; для уточнения данных использовался буровой метод [13]. Величину мерзлого слоя определяли одновременно с бурением почв при отборе проб на влажность.

Величина поверхностного стока талых вод рассчитывали на основе полевых данных, полученных при измерении расхода на треугольных водосливах с тонкой стенкой (угол выреза 45°) по методике Сурмача [20], которая заключалась в ежечасном определении напора, начиная с первого дня начала стока и до его завершения. Наблюдения в дневное время проводились с 6:00 до 21:00, ночью в 23:00 и 1:00. Ночные замеры осуществляли по необходимости, так как сток в это время суток чаще всего был меньшей интенсивности. Статистическая обработка результатов проведена в XLstat 2016.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Существенное влияние на величину стока оказывают зимне-весенние оттепели, которые иногда приводят к полному сходу снежного покрова, а последующее резкое снижение температуры воздуха обеспечивает промерзание почвы. При этом влажность верхних слоев почвы может достигать значений ПВ и в случае сильного промерзания приводит к образованию мерзлого слоя, препятствующего водопоглощению талых вод.

В 2016–2017 гидрологическом году первая оттепель наблюдалась с 9 по 11 декабря при повышении температуры воздуха до +1.6°C. К 17 декабря произошло резкое похолодание – до –23.4°C. С третьей декады декабря после выпадения 48 мм осадков сформировался устойчивый снежный покров (рис. S1). В течение первой и второй декад января отмечено две оттепели при повышении температуры воздуха до +1.9°C. К концу месяца температура вновь опустилась до –30.0°C. Январские оттепели и последующие заморозки способствовали формированию на поверхности почвы в микрозападинах на поле ледяной корки (3–4 см). Последующие осадки (43 мм) выпадали уже на нее. Такая структура снежного покрова, состоящая из наста, рыхлого снега (0.2 г/см³) и местами ледяной корки, сохранилась до начала снеготаяния. Февраль был морозный (до –23.0°C). Устойчивое потепление (+1.5°C) и начало схода снежного покрова наблюдалось с 21 февраля.

В 2018–2019 гидрологическом году устойчивый снежный покров сформировался в конце первой декады декабря. За месяц выпало 46 мм осадков в виде снега, а температура воздуха опустилась до –14.6°C (табл. S1). За месяц отмечены 4 оттепели (до +1.7°C). Потепление способствовало уменьшению высоты снежного покрова, увеличению его плотности, а местами полному сходу снега. Такие особенности погоды привели, как и в 2017 г., к формированию в микрозапади-

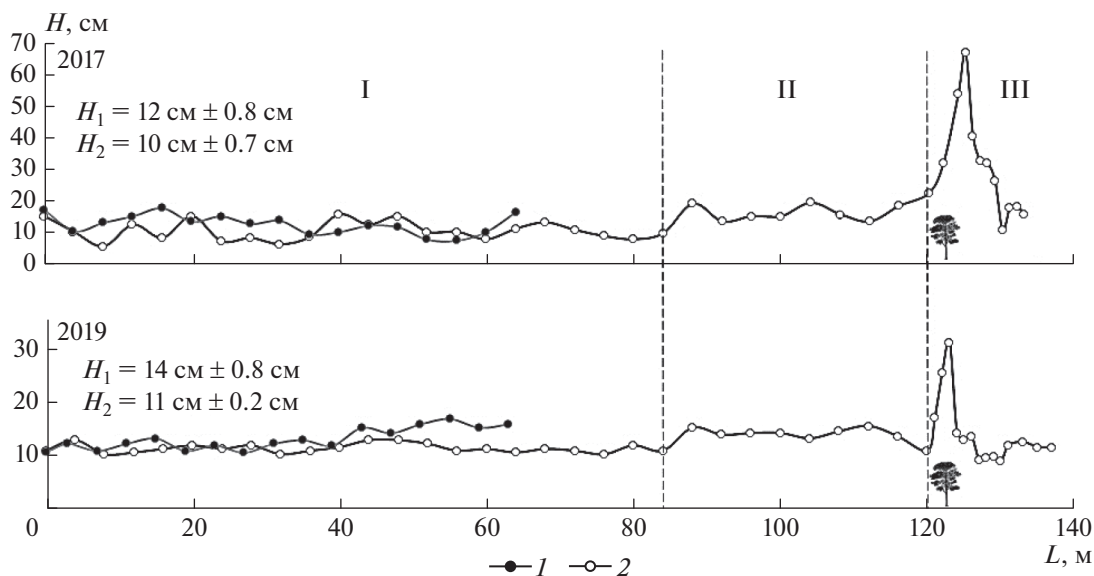


Рис. 1. Распределение снежного покрова на межполосном пространстве. Стоковые площадки: 1 – контроль, 2 – поле + ЗЛН; зоны влияния лесополосы: I – полевая часть, II – верхний шлейф, III – лесополоса; H_1 , H_2 – доверительные интервалы высоты снежного покрова в полевой части на контроле и площадке поле + ЗЛН.

нах на поле ледяной корки (до 4 см), частично сохранившейся до снеготаяния. В январе 2019 г. среднесуточная температура воздуха опускалась до -16.5°C . За месяц выпало 45 мм осадков, из которых в виде дождя – 26 мм. В течение месяца наблюдалось 6 краткосрочных оттепелей (1–2 дня). В эти периоды среднесуточная температура воздуха не поднималась выше $+1.4^{\circ}\text{C}$. К концу месяца высота снежного покрова в поле на площадках составила 11 см. В феврале температура воздуха опускалась до -12.0°C . За месяц выпало всего 7 мм осадков. В течение февраля наблюдались 3 оттепели с повышением температуры воздуха до $+2.3^{\circ}\text{C}$. С конца третьей декады отмечалось потепление.

Увлажнение верхнего слоя почвы является одним из основных факторов, влияющих на формирование поверхностного стока талых вод [1, 29]. Так, Шпак отмечал важность в этом процессе верхнего слоя 0–10 см [24], Иванов – 0–20 см [6], Сурмач – 0–20 или 0–40 см [19], Барабанов – 0–30 или 0–50 см [1]. От влажности этого слоя напрямую зависит характер промерзания почвы и интенсивность впитывания талой воды.

К началу весеннего снеготаяния на стоковых площадках сформировался водонепроницаемый мерзлый слой мощностью 10 см, с влажностью в 2017 г. на контроле 42.2% (0.9 ПВ), в полевой части площадки поле +ЗЛН – 41.1% (0.8 ПВ), в лесополосе 55.2% (ПВ). В 2019 г. влажность верхнего слоя во всех точках была близкой к ПВ, что в итоге привело к увеличению стока в текущем году талых вод по сравнению с 2017 г.

В поле по сравнению с лесной частью площадки отмечается резкий контраст в распределении влажности почвы по слоям. В лесной полосе благодаря дополнительному снегозадержанию и складывающемуся микроклимату увлажнение почв с глубиной более равномерное.

Инфильтрация талой воды в почву в периоды исследований была незначительной, поэтому на сток могли повлиять количество снега и характер его накопления, а также резкое увеличение температуры воздуха [33].

Распределение снега на межполосном пространстве происходило под влиянием метельных ветров, преимущественно восточного и западного направлений (50–55%). При этом перпендикулярное расположение лесополосы относительно преобладающих ветров является наиболее эффективным, то есть ветровой поток пересекает ее под прямым углом. В таких условиях на межполосном пространстве при распределении снега можно выделить следующие его зоны влияния: поле, зона верхнего шлейфа, лесополоса (рис. 1).

В поле снегораспределение к началу весеннего снеготаяния было относительно равномерным на всех стоковых площадках (табл. 2). В 2017 г. средняя высота снега в поле составила 12 см (снегозапасы 27–30 мм), а в 2019 г. – 14 см (15–20 мм). С приближением к лесополосе метельный поток делится на две части: верхнюю и нижнюю. При этом скорость нижнего потока перед кустарником уменьшается, что приводит к дополнительному накоплению снега в зоне верхнего шлейфа. С наветренной стороны зона влияния составля-

Таблица 2. Статистические показатели снегоотложения по зонам влияния лесополосы

Элемент стоковой площадки	Статистические показатели										
	<i>n</i>	min	Q1	median	Q3	max	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>Ci</i>	<i>P</i>
2017 г.											
Контроль (поле)	54	7	10	12	15	18	12	3	0.25	0.8	3.52 ± 0.35
Поле + ЗЛН:											
– поле	66	5	7	10	13	17	10	3	9	0.7	3.82 ± 0.36
– верхний шлейф	30	10	15	16	21	33	18	5	30	1.9	5.69 ± 0.80
– лесополоса	30	10	17	29	39	70	31	17	298	6.3	10.35 ± 1.71
– вся площадка	126	5	10	15	18	70	17	12	157	2.1	6.60 ± 0.60
2019 г.											
Контроль (поле)	51	10	12	13	15	25	14	3	11	0.8	3.38 ± 0.35
Поле + ЗЛН:											
– поле	63	10	10	11	12	15	11	1	0.11	0.2	1.45 ± 0.13
– верхний шлейф	30	10	12	14	15	17	14	2	0.13	0.7	2.32 ± 0.30
– лесополоса	33	9	10	12	15	32	15	7	0.46	2.5	8.18 ± 1.21
– вся площадка	126	9	10	12	14	32	13	4	0.31	0.7	2.80 ± 0.19

Примечание. *n* – объем выборки; min и max – минимум и максимум; Q1 и Q3 – нижний и верхний квартили; median – медиана; *M* – среднее арифметическое; *S* – среднеквадратическое отклонение; *V* – коэффициент вариации, *Ci* – доверительный интервал по Стьюденту, *P* – точность опыта.

ет 4Н. В ней между кустарником и первым рядом лесополосы происходит накопление снега (2017 г. – 91 мм, 2019 г. – 33 мм). Далее образуется зона с увеличением скорости ветра, и снег частично выдувается.

Анализ данных высоты снежного покрова на двух площадках показал, что на варианте поле + ЗЛН резко возросли коэффициент вариации и среднеквадратическое отклонение мощности снега. Для определения причины площадку разделили на зоны влияния лесополосы и провели их статистическую обработку. Установлено, что сильные колебания показателей характерны для зон верхнего шлейфа и лесополосы. В них из-за мелиоративного влияния насаждения происходит резкое увеличение доверительного интервала значений высоты снежного покрова. Здесь характер накопления снега имеет не линейную, а экспоненциальную (точнее логистическую) зависимость. Такой подход к анализу данных имеет и практическое значение. Выявив в агроландшафте такие зоны, можно проводить мероприятия по регулированию снегонакопления. В нашем случае такой зоной является лесополоса. Управление снегонакоплением в ней можно осуществлять посредством изменения ее конструкции и породного состава насаждения.

Характер схода снежного покрова при снеготаянии зависит от его распределения в агроландшафте. Таяние снега начинается с поля, где поверхность в большей степени подвержена солнечной инсоляции и воздействию ветра. образу-

ющаяся талая вода постепенно стекает вниз по склону. В зоне верхнего шлейфа она сначала впитывается в снежный сугроб, а затем поступает в насаждение. В лесополосе из-за отличительных микроклиматических особенностей (уменьшения скорости ветра, солнечной инсоляции и глубины промерзания почвы) таяние снега идет медленнее, что благоприятно влияет на водопоглощение почв, то есть скорость таяния снега меньше скорости впитывания талой воды в почву. После окончания стока снег на площадках полностью не сходит. Зачастую он остается в зонах его максимального накопления – в зоне верхнего шлейфа и между кустарником и первым рядом лесополосы.

Динамика выпадения осадков, температурный режим и характер снегонакопления влияют на глубину промерзания почв, являющуюся одним из лимитирующих факторов формирования стока талых вод. К началу весеннего снеготаяния в 2017 г. на контроле высота снега составила 12 см, а промерзание достигло 35 см. На площадке поле + ЗЛН на поле высота снежного покрова была на 2 см меньше, а глубина промерзания почв имела схожее значение (35 см), в лесополосе снега накопилось в 2.5 раза больше (31 см), а почва промерзла до 32 см.

К началу снеготаяния 2019 г. на контроле сформировался снежный покров высотой 14 см при промерзании почв до 88 см. На площадке поле + ЗЛН на поле высота снега была на 3 см меньше, а глубина промерзания почв достигла 74 см. В лесополосе высота снежного покрова была в 3.5 раза больше (49 см) при промерзании до 49 см.

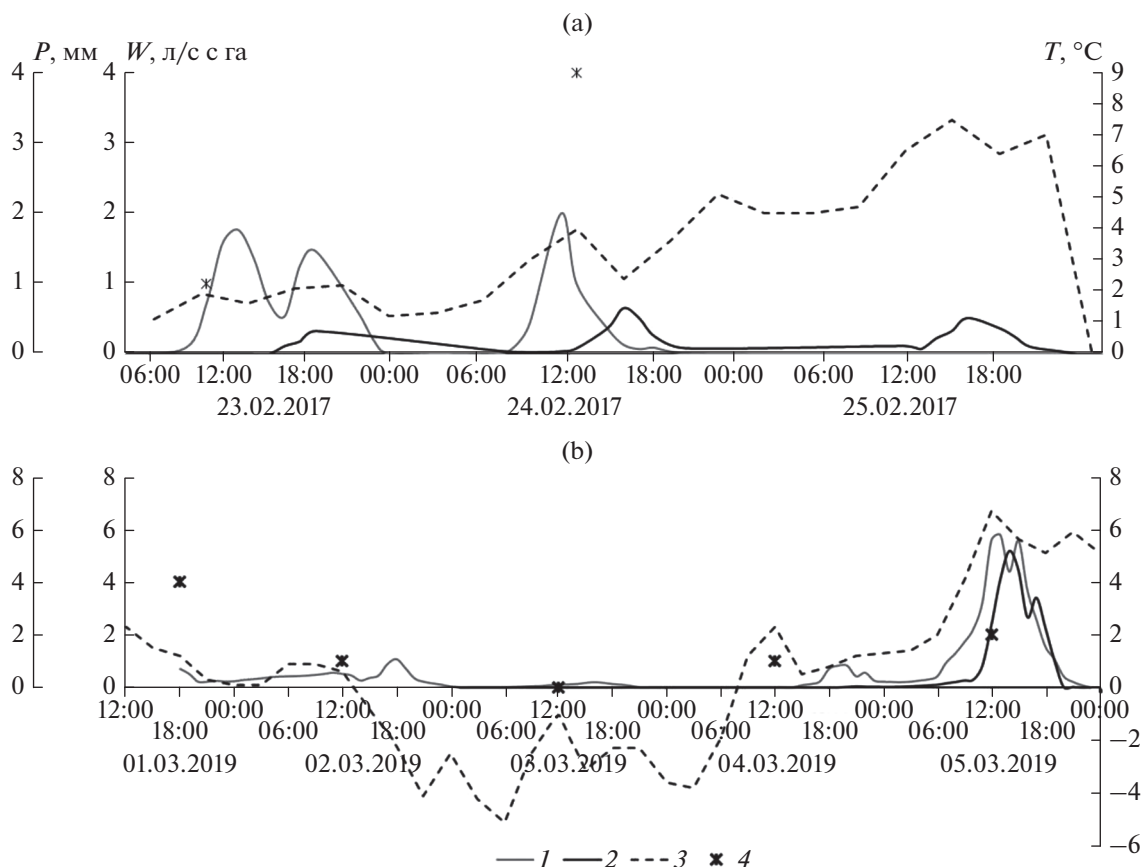


Рис. 2. Модули поверхностного стока талых вод в 2017 (а) и 2019 (б) годах. Обозначения: 1 – контроль, 2 – поле + ЗЛН; 3 – динамика температуры воздуха (T), 4 – осадки во время стока (P).

В 2017 г. устойчивое потепление началось 21 февраля, когда юго-западный ветер сменился на южный и температура воздуха резко поднялась с -3.3 до $+5.5^{\circ}\text{C}$. Сток талых вод начался 23 февраля. На контроле к 11:00 модуль стока составил 0.08 л/с с га, а к 14:00 постепенно увеличился до 1.76 л/с с га. После чего стал резко уменьшаться, но к 18:00 вновь наблюдалось возрастание модуля стока (рис. 2а). Причиной такой динамики могло послужить увеличение к вечеру скорости ветра до 11 м/с с порывами до 13 м/с. Влияние скорости ветра на снеготаяние доказано в работе Мазуркевича с соавт. [32]. В 21:00 направление ветра сменилось на северное, при этом отмечалось снижение температуры воздуха до 0°C , что привело к замерзанию водослива. С потеплением 24 февраля до $+3.7^{\circ}\text{C}$ сток возобновился и к 11:00 модуль стока составил 2.0 л/с с га, но к 19:00 практически закончился (0.01 л/с с га).

На площадке поле + ЗЛН сток начался также 23 февраля. В 17:00 модуль стока составил 0.01 л/с с га. Ночью водослив не замерзал (так как он расположен в лесополосе). Максимальный модуль зафиксирован днем 24 февраля – 0.6 л/с с га. Во время стока 2017 г. выпало 5.7 мм осадков. После

окончания стока почва оттаяла в полевой части до 10 см, при этом сток с контроля составил 6 мм, с площадки “поле + ЗЛН” – 3 мм (табл. 3).

В 2019 г. поверхностный сток на контроле начался 1 марта (рис. 2б). Вечером модуль его составил 0.07 л/с с га. На следующий день он увеличился до 1.07 л/с с га. С 3 по 4 марта отмечалось понижение температуры воздуха до -4.1°C , поэтому сток был менее интенсивным. К вечеру 4 марта повышение температуры до $+2.3^{\circ}\text{C}$ сопровождалось увеличением модуля стока до 0.8 л/с с га. Основная масса талых вод стекла 5 марта с 10:00 до 19:00. В этот период максимальное значение модуля доходило до 5.8 л/с с га.

Сток на площадке поле + ЗЛН начался днем 2 марта. К вечеру наблюдалось понижение температуры воздуха, поэтому к 20:00 он прекратился и вновь возобновился лишь к вечеру 4 марта. На следующий день максимальный модуль стока составил 5.1 л/с с га. К вечеру с понижением температуры до 0°C значение резко опустилось до 0.01 л/с с га. После окончания стока земля оттаяла в поле всего на 4 см, в лесной полосе на 2 см. Необходимо отметить, что с 1 по 5 марта выпало

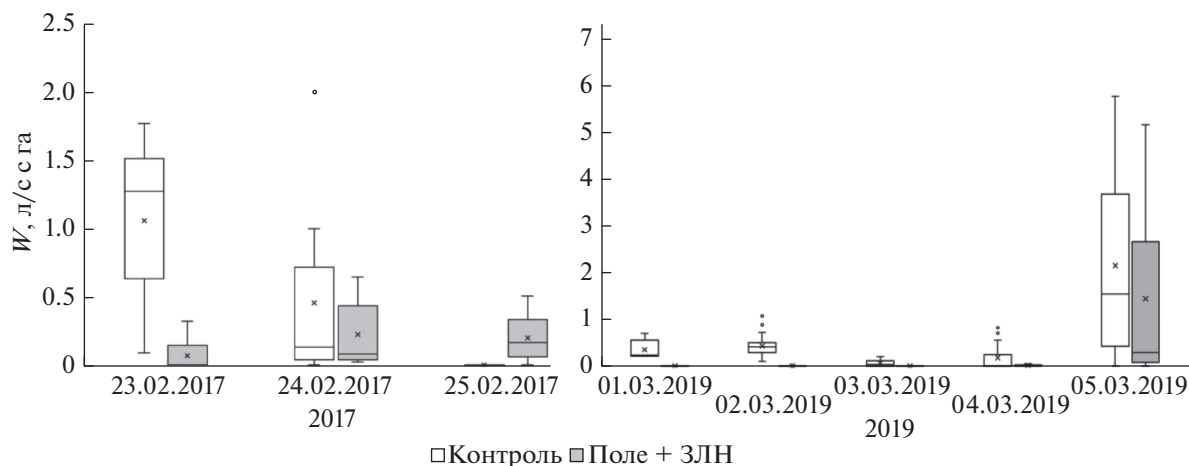


Рис. 3. Статистическая обработка варьирования модулей стока за сутки в течение периода стокообразования.

8 мм осадков. В целом это не сильно повлияло на характер снеготаяния. Сток на площадке контроль составил 20 мм, на варианте поле + ЗЛН – 10 мм.

При сравнении графиков модулей стока и динамики температуры прослеживается взаимосвязь: при резком увеличении температуры воздуха (на 2–4°C) через 2–3 ч увеличивается модуль стока, причем этот временной промежуток находится в зависимости от дня стока. Так, в 2019 г. 4 марта он составлял 3 ч, а 5 марта уже 2. Отклик на резкое потепление у стоковой площадки контроль быстрее, чем с участием лесополосы. Анализ динамики модулей стока по дням (рис. 2b) показал, что, хотя снеготаяние начиналось одновременно на всем межполосном пространстве, стоковая площадка с учетом влияния лесополосы (поле + ЗЛН) способствовала задержанию потока талых вод и уменьшению интенсивности стока посредством дополнительного снегонакопления в зоне верхнего шлейфа и кустарника, формируя стокоснижающий барьер.

Установленные нами закономерности формирования поверхностного стока талых вод согласуются с выводами Кузнецова и Демидова [10]. Они отмечают, что сток, обусловленный таянием снега, зависит от ряда факторов: тепловой энергии, провоцирующей сам процесс таяния; пространственного распределения снежного покрова; влагозапасов в снеге, инфильтрационной способности мерзлой почвы. Согласно полученным данным за 2017 и 2019 гг., наиболее интенсивный поверхностный сток талых вод отмечался при повышении среднесуточной температуры воздуха, увеличении снегозапасов, глубины промерзания на фоне увлажнения верхнего слоя почв (0–10 см) до ПВ и практически полного отсутствия инфильтрации в нижние слои.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Погодно-климатические особенности, сложившиеся к началу весеннего снеготаяния, привели к

Таблица 3. Характеристика поверхностного стока талых вод

Стоковая площадка	Природные факторы эрозионно-гидрологического процесса			Сток, мм	Водопоглощение, мм	Коэффициент стока	Продолжительность периода стока, дни	Интенсивность стока, мм/сут
	снегозапасы + осадки за период снеготаяния, мм	влажность почвы в слое 0–30 см перед снеготаянием, %	глубина промерзания почвы перед снеготаянием, см					
2016–2017 гидрологический год								
Контроль	33	29	35	6	27	0.18	2	3
Поле + ЗЛН	41	30	32	3	38	0.07	3	1
2018–2019 гидрологический год								
Контроль	87	22	88	20	67	0.27	4	5.1
Поле + ЗЛН	85	29	61	10	75	0.12	3	3.2

формированию в почве мерзлого слоя, влажность которого достигала значений полной влагоемкости. При этом изменение степени увлажнения почв в поле в слое 0–50 см по профилю по сравнению с лесной частью площадки, более резкое. Инфильтрация талой воды в почву была незначительной.

Аэродинамические особенности лесополосы способствовали формированию стокосдерживающего барьера (снежного сугроба) в зоне верхнего шлейфа, а общий характер снегораспределения — уменьшению глубины промерзания почвы. Причем количество отложившегося снега год от года может меняться, а общие закономерности снегонакопления остаются прежними.

Формирование поверхностного стока в 2017 г. происходило на фоне общего резкого потепления и усиления скорости ветра. В 2019 г. повышение температуры воздуха сменилось похолоданием, а наступившее резкое потепление спровоцировало обильный сток, который закончился менее чем за половину суток. Отмечено, что при резком потеплении расход на водосливе стоковой площадки контроль увеличивается быстрее, чем на площадке поле + ЗЛН.

В результате анализа динамики модулей стока по суткам установлено, что независимо от года исследований наличие лесной полосы способствовало сокращению поверхностного стока талых вод в 2 раза.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания АААА-А19-119042290013-8 “Теоретические основы эрозивно-гидрологического процесса на водосборных бассейнах, концептуальные направления, пути и принципы создания высокоэффективных экологических систем управления этим процессом с целью полного предотвращения эрозии почв”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рисунок S1. Характеристика выпадения осадков, формирования снежного покрова и динамики температуры воздуха: (а) — 2016–2017, (б) — 2018–2019 гидрологические годы.

Таблица S1. Средняя температура воздуха и количество осадков по декадам за 2016–2019 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барабанов А.Т.* Эрозивно-гидрологическая оценка взаимодействия природных и антропогенных факторов формирования поверхностного стока та-

лых вод и адаптивно-ландшафтное земледелие. Волгоград: ФНЦ агроэкологии РАН, 2017. 188 с.

2. *Белолинский В.А.* Противоэрозионная мелиорация агроландшафтов // Мелиорация и водное хозяйство. 1992. № 3–4. С. 7–9.
3. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
4. *Демидов В.В.* Закономерности формирования эрозийных процессов при снеготаянии в лесостепной зоне Центральной России: теория и экспериментальные исследования. Новосибирск: ЦРНС, 2016. 62 с.
5. *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.
6. *Иванов В.Д.* Влияние влажности и глубины промерзания почв на поверхностный сток талых вод // Почвоведение. 1982. № 6. С. 80–87.
7. *Калужный И.Л., Павлова К.К.* Формирование потерь талого стока. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 160 с.
8. *Качинский Н.А.* Замерзание, разморозание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М.: Изд-во Ассоциации НИИ при ф.-м. факультете МГУ, 1927. 168 с.
9. *Комиссаров М.А., Габбасова И.М.* Эрозия почв при снеготаянии на пологих склонах в южном Предуралье // Почвоведение. 2014. № 6. С. 734–743.
10. *Кузнецов М.С., Демидов В.В.* Закономерности эрозии почв лесостепной зоны Центральной России и ее экологические последствия // Роль почв в биосфере. Тр. ин-та почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова и РАН. 2002. Вып. 1. С. 254–271.
11. *Любимова И.Н., Новикова А.Ф.* Влияние различных антропогенных воздействий на изменение почв солонцовых комплексов сухостепной зоны // Почвоведение. 2016. № 5. С. 633–643.
12. *Медведев И.Ф., Шабаев А.И.* Эрозийные процессы на пашне Приволжской возвышенности // Почвоведение. 1991. № 11. С. 61–70.
13. Методика системных исследований лесоаграрных ландшафтов. М.: ВНИАЛМИ – ВАСХНИЛ, 1985. 112 с.
14. Национальный доклад “Глобальный климат и почвенный покров России: опустынивание и деградация земель, институциональные, инфраструктурные, технологические меры адаптации (сельское и лесное хозяйство)” / Под ред. Р.С.-Х. Эдельгериева. М.: ООО “Издательство МБА”, 2019. Т. 2. 476 с.
15. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Нижней Волги: научно-прикладной справочник / Под ред. В.Ю. Георгиевского. Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 129 с.
16. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
17. Производство наблюдений над интенсивностью снеготаяния и водоотдачей из снежного покрова: РД 52.08.730-2010. СПб.: Росгидромет, 2010. 44 с.
18. *Проездов П.Н.* Теоретическое и экспериментальное обоснование комплекса противоэрозионных

- мелиораций в Нижнем Поволжье. Автореф. дис. ... докт. с.-х. н. Саратов, 1999. 48 с.
19. Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 254 с.
 20. Сурмач Г.П. Методика изучения водорегулирующей и противозерозионной эффективности лесных полос и агротехнических приемов. Волгоград: ВНИАЛМИ, 1967. 41 с.
 21. Шаббаев А.И., Жолинский Н.М., Демьянова Т.В., Цветков М.С. Развитие адаптивных систем земледелия и почвовлагодобывающих технологий в агроландшафтах Поволжья // Научно-агрономический журн. 2011. № 2(89). С. 35–44.
 22. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
 23. Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25.
 24. Шпак И. С. Зависимость коэффициента стока от влажности и глубины промерзания почвы // Почвоведение. 1969. № 12. С. 57–61.
 25. Varabanov A. T., Dolgov S. V., Koronkevich N. I., Panov V. I., Petelko A. I. Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the east European plain // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. № 1. P. 66–72. <https://doi.org/10.1134/S1064229318010039>
 26. Baulch H. M., Elliott J. A., Cordeiro M. R. C., Flaten D. N., Lobb D. A., Wilson H. F. Soil and water management practices: opportunities to mitigate nutrient losses to surface waters in the Northern Great Plains // Environmental Reviews. 2019. V. 27(4). P. 447–477. <https://doi.org/10.1139/er-2018-0101>
 27. Bayard D., Stähli M., Parriaux A., Flüeler H. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two alpine sites in southern Switzerland // J. Hydrology. 2005. V. 309. P. 66–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.11.012>
 28. Hladký J., Novotná J., Elbl J., Kynický J., Juříčka D., Novotná J., Brtnický M. Impacts of water erosion on soil physical properties // Acta universitatis agriculturae et silviculturae mendelianae brunensis. 2016. V. 64. № 5. P. 1523–1527. <https://doi.org/10.11118/actaun201664051523>
 29. Iwata Y., Hayashi M., Hirota T. Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover // Vadose Zone J. 2008. V. 7. P. 79–86. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0089>
 30. Iwata Yu., Yanai Yo., Yazaki T., Hirota T. Effects of a snow-compaction treatment on soil freezing, snowmelt runoff, and soil nitrate movement: A field-scale paired-plot experiment // J. Hydrology. 2018. V. 567. P. 280–289. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.016>
 31. Kremša J., Křeček J., Kubín E. Comparing the impacts of mature spruce forests and grasslands on snowmelt, water resource recharge, and runoff in the northern boreal environment // International Soil and Water Conservation Research. 2015. V. 3. P. 50–56. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2015.03.005>
 32. Mazurkiewicz A. B., Callery D. G., McDonnell J. J. Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment // J. Hydrology. 2008. V. 354. P. 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.027>
 33. Nyberg L., Stahli M., Mellander P.-E., Bishop K. H. Soil frost effects on soil water and runoff dynamics along a boreal forest transect: 1. Field investigations // Hydrol. Process. 2001. V. 15. P. 909–926. <https://doi.org/10.1002/hyp.256>
 34. Ollesch G., Kistner I., Meissner R., Lindenschmidt K. E. Modelling of snowmelt erosion and sediment yield in a small low-mountain catchment in Germany // Catena. 2006. V. 68(2–3). P. 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.04.005>
 35. Starkloff T., Stoltea J., Hesselb R., Ritsemab C., Jettenc V. Integrated, spatial distributed modelling of surface runoff and soil erosion during winter and spring // Catena. 2018. V. 166. P. 147–157. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.04.001>
 36. World Reference Base for Soil Resources: a framework for international classification, correlation and communication. FAO. Rome, 2007. 103 p.

Conditions of Meltwater Surface Runoff Formation on Sloping Lands in the South of the Volga Upland

A. V. Kulik¹, * and O. A. Gordienko¹

¹ Federal Scientific Centre of Agroecology, Complex Melioration, and Protective Afforestation, Russian Academy of Sciences, Volgograd, 400062 Russia

*e-mail: anastasiya-kulik@yandex.ru

The aim of the research was to determine the factors influencing the peculiarities of the formation of surface runoff of melt water in the slope agroforestry landscapes of the southern end of the Volga upland (Volgograd) in 2017 and 2019. Studies were conducted in multifactorial experiments on stationary runoff sites under the influence of protective forest belts using the water-balance method. Soil cover in the field is represented by agroabrazemes agropertfiltrated in complex with light solonchic agrozem, in the forest belt by turbid humus-stratified agrozem. By the beginning of spring snowmelt due to winter-spring thaws, a waterproof frozen layer (10 cm) was formed in the field part, the moisture content of which was 0.75TMC–TMC. Under the influence of the forest belt, a snow cover of 12–17 cm was formed on its surface: in the field – 12–17 cm, in the forest

belt – 31–49 cm. The depth of soil freezing in the interstrip area in 2017 reached 35 cm, in 2019 – 88 cm, in the forest belt – 32 cm and 49 cm, respectively. Snowmelt began rapidly, with a sharp increase in air temperature and, in 2017, an increase in wind speed. These conditions contributed to surface meltwater runoff of 6 mm in the field in 2017, 3 mm under the influence of the forest belt, and in 2019. 20 and 10 mm, respectively. Based on the analysis of runoff modulus dynamics, it was found that snowmelt began simultaneously in the entire interstrip area. However, the forest belt, which had a strong impact on the character of snow distribution and reduction of soil freezing depth, contributed to the retention of meltwater flow and reduced its intensity. After the runoff ended, the soil in the field thawed by 10 cm in 2017 and by 4 cm in 2019. The results show that meltwater interacted only with the top layer during the runoff, without affecting the soil layers below 20 cm.

Keywords: snow accumulation, soil freezing depth, soil moisture, forest belts