

Гидрометеорология и экология. 2024. 74. С. 73—86.
Hydrometeorology and Ecology. 2024;(74):73—86.

ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК [556.142:556.166]: 551.583(470.57)«321»
doi: 10.33933/2713-3001-2024-74-73-86

Влияние климатических изменений на водопоглотительную способность почв речных бассейнов Республики Башкортостан

Валерий Иванович Барышев, Игорь Леонидович Калюжный

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия, hfl@mail.ru

Аннотация. В статье дана оценка изменения водопоглотительной способности почв речных бассейнов Республики Башкортостан. Установлено, что в период снеготаяния в почвах речных бассейнов образуется водонепроницаемый слой. Он наблюдается как в период стабилизации климата, так и при его изменении. Среднемесячная температура почвы февраля -2°C и ниже на глубине 0,20 м является показателем степени отсутствия на водосборе участков с тальми почвами, при которой потери талого стока отсутствуют или они наименьшие. Согласно этому критерию, на основе натурных наблюдений, показано, что при климатических изменениях водопоглотительная способность почвы речных водосборов возросла, а условия образования водонепроницаемого слоя уменьшились.

Ключевые слова: водопоглотительная способность, водонепроницаемый слой, весеннее половодье.

Для цитирования: Барышев В. И., Калюжный И. Л. Влияние климатических изменений на водопоглотительную способность почв речных бассейнов Республики Башкортостан // Гидрометеорология и экология. 2024. 74. С. 73—86. doi: 10.33933/2713-3001-2024-74-73-86.

HYDROLOGY

Original article

Impact of Climatic Changes on Water Absorption Capacity of River Basin Soils of the Republic of Bashkortostan

Valerii I. Baryshev, Igor L. Kalyuzhny

State Hydrological Institute, St.-Petersburg, Russia, hfl@mail.ru

Summary. As a result of global climate warming, the conditions for the formation of river flows change significantly, especially during the spring flood. One of the factors leading to these changes is the water absorption capacity of the watershed soils. The latter depends on infiltration losses of melt runoff. When forming a waterproof layer, the mentioned losses depend on its power and duration of existence. To assess

its formation on the river basins of the Republic of Bashkortostan, the methodology given in the works [1, 7, 8] was used. When implementing this method, non-trivial characteristics of chernozems, gray-forest and sod-podzolic soils of the Don River basin were used. According to genetic signs, the soils of this region are close to the soil types of the Republic of Bashkortostan of the same name. The presence and thickness of the watertight layer during the formation of spring flood was determined by a number of river basins using data from observations (1972—1985) of the temperature and humidity of soils. It was established that a waterproof layer is observed annually in 3—9 points (out of 13) on the catchment of the White River, i.e., from 20 to 70 %. Its average power, attributed to the total number of meteorological stations, the data of which are taken into account (13), is 13 cm. At certain observation points it reaches 90 cm. The duration of existence is different — from 2—3 days to 55 or more. The formation of a watertight layer occurs both during the period of stabilization of climatic characteristics and during their changes. An indicator of the degree of absence of areas with melt soils on the catchment, in which there are no losses of melt runoff or they are the smallest, is the average monthly soil temperature in February, -2°C and below, at a depth of 0,20. It has been established that at this temperature on river catchments, the soil freezes to a depth of 60 cm or more. Taking this indicator as a criterion, and based on the analysis of the results of observations of soil temperature, an assessment was made of the change in the water absorption capacity of the soils of river watersheds under climatic changes. It was established that during the period of stable climate, the average monthly temperature of February -2°C and below (at a depth of 0,20 m) was observed in 52,8 % of cases. Under climatic changes, it dropped to 17,9 %. The water absorption capacity of the soil has increased. The infiltration component of melt runoff losses under climatic changes also increases, and the possibility of formation of a watertight layer decrease.

Keywords: water absorption capacity, watertight layer, spring flood.

For citation: Baryshev V. I., Kalyuzhny I. L. Impact of Climatic Changes on Water Absorption Capacity of River Basin Soils of the Republic of Bashkortostan. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2024;(74):73—86. (In Russ.). doi: 10.33933/2713-3001-2024-74-73-86.

Введение

Исследование закономерностей формирования весеннего половодья началось еще в прошлом веке, но ввиду сложности процесса роль ряда факторов была недостаточно четко определена. Большинство исследователей не уделяло должного внимания процессу теплофизического взаимодействия талых вод с мерзлой почвой.

В Государственном гидрологическом институте в период с 1973 г. по 1980 г. под руководством В. А. Румянцева были организованы крупномасштабные экспедиционные, стационарные и лабораторные исследования процессов формирования стока весеннего половодья в бассейнах рек лесостепной и лесной зон ЕТС. В процессе лабораторных и натуральных гидрофизических исследований впервые был выявлен факт образования в промерзшей почве запирающего водонепроницаемого слоя и осуществлена его параметризация [1]. Установлено, что этот процесс является определяющим фактором при оценке водопоглотительной способности почвы речного водосбора в период формирования талого стока. Возможность заблаговременной оценки водопоглотительной способности речных бассейнов определяет достоверность долгосрочных прогнозов весеннего половодья и позволяет совершенствовать методы расчета и прогноза талого стока [2, 3, 4].

Цели исследования

Исследование закономерностей водопоглощения речных бассейнов и оценка их временных изменений, обусловленных глобальным потеплением климата [5],

является весьма актуальной проблемой для конкретных регионов России [2, 4, 6]. Исследования в бассейне р. Волги показали, что изменения весеннего стока носят разнонаправленный характер: на 30 % частных водосборов наблюдается рост стока весеннего половодья, на 70 % — его уменьшение [7, 8, 9]. Уменьшение талого стока однозначно свидетельствует об изменении водопоглотительной способности речного бассейна.

Для бассейнов рек Республики Башкортостан оценка изменений водопоглотительной способности осложняется тем, что они располагаются как в предгорной, так и в горной части Урала, охватывая при этом лесостепную и степную зоны. Учитывая вышеизложенное, целью работы является оценка возможности образования в почвах речных бассейнов водонепроницаемого слоя в период весеннего половодья и изменения их водопоглотительной способности в условиях потепления климата.

Методы достижения поставленной цели

В основу исследования положены результаты многолетних наблюдений за характеристиками гидрологического и метеорологического режимов речных бассейнов Республики Башкортостан, а также результаты исследований в бассейне р. Дон и разработанной на этой основе методики определения образования водонепроницаемого слоя в период весеннего половодья [1, 8].

На основе теоретических и полевых работ в бассейне р. Дон установлено, что кристаллизация воды в крупных порах обуславливает изменения водопроницаемости почвы, а при полной закупорке водопроводящих пор наступает период прекращения инфильтрации. На определенной глубине образуется водонепроницаемый слой (ВС). Критическая температура, при которой он образуется, соответствует влажности почвы на момент начала снеготаяния. Её определение и расчет для почв, содержащих незамерзающую влагу при отрицательной температуре, изложены в работе [1]. Используя наблюденные значения влажности и температуру почвы в период, предшествующий снеготаянию, а также рассчитанные значения критической температуры, определяют возможность образования ВС и его характеристики.

Оценка образования ВС в период весеннего половодья с использованием методики, изложенной в работе [1], требует сведений о ряде водно-физических характеристик, которые определяются только в лабораторных условиях (содержание незамерзшей почвенной влаги при отрицательной температуре, теплофизические характеристики талых и мерзлых почв и ряд других).

Экспериментальные определения этих нетривиальных характеристик водно-физических свойств почв бассейнов рек Верхней Волги, Дона и других регионов однозначно показали, что наблюдается их незначительная пространственная изменчивость в пределах конкретного типа почв и их генетических горизонтов [1]. Это позволяет использовать ранее полученные характеристики по типам почв для неисследованных регионов.

В бассейнах рек Республики Башкортостан представлены типы почв, свойственные степной, лесостепной и лесной зонам:

— черноземы, формирующиеся под степной и лесостепной растительностью;

— серые лесные почвы, развивающиеся под широколиственными и смешанными лесами;

— дерново-подзолистые почвы, образующиеся под хвойными лесами.

Подробное их описание приведено в работе [10], а агрофизические свойства массово определяются на сети агрометеорологических станций.

Аналогичные типы почв господствуют в бассейнах рек Дона и Вятки. Учитывая сказанное, используем результаты определений нетривиальных характеристик водно-физических свойств почв бассейна р. Дон [1] для почв бассейнов рек Республики Башкортостан, где эти характеристики не определялись. В табл. 1 приведены рассчитанные по методикам, приведенным в работе [1], значения критической температуры для почв речных бассейнов Республики Башкортостан.

Таблица 1

Оценка критической температуры и начальной влажности почвы, соответствующих условиям образования водонепроницаемого слоя при инфильтрации талых вод (влажность в долях от массы сухой почвы)

Assessment of critical temperature and initial soil moisture corresponding to conditions of formation of watertight layer during melt water infiltration (humidity in fractions of dry soil weight)

Глубина слоя, см	Объемная масса твердой фазы почвы, г/см ³	Критическая температура, °С					
		0,0	-1,0	-3,0	-5,0	-10,0	-20,0
Чернозем обыкновенный, среднесуглинистый							
0—60	0,80	0,664	0,588	0,554	0,532	0,497	0,440
	0,90	0,630	0,547	0,508	0,488	0,451	0,391
	1,00	0,595	0,507	0,466	0,445	0,406	0,343
	1,10	0,560	0,468	0,421	0,397	0,360	0,312
	1,20	0,527	0,427	0,379	0,357	0,338	0,302
	1,30	0,492	0,389	0,360	0,347	0,324	0,288
	1,40	0,457	0,379	0,352	0,337	0,314	0,275
Чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый и легкосуглинистый							
0—20	1,00	0,614	0,584	0,489	0,470	0,432	0,366
0—40	1,15	0,556	0,534	0,438	0,407	0,368	0,308
30—60	1,25	0,517	0,500	0,396	0,365	0,324	0,280
	1,35	0,489	0,476	0,365	0,334	0,312	0,271
40—80	1,35	0,500	0,378	0,357	0,339	0,304	0,263
60—80	1,40	0,482	0,360	0,336	0,320	0,299	0,256
60—80	1,45	0,463	0,342	0,325	0,315	0,292	0,249
Темно-серые лесные почвы							
0—10	0,80	0,658	0,545	0,506	0,492	0,457	0,401

Глубина слоя, см	Объемная масса твердой фазы почвы, г/см ³	Критическая температура, °С					
		0,0	-1,0	-3,0	-5,0	-10,0	-20,0
10—20	0,90	0,626	0,497	0,458	0,441	0,406	0,350
30—70	1,00	0,592	0,451	0,409	0,390	0,355	0,312
	1,10	0,563	0,406	0,364	0,354	0,337	0,305
	1,20	0,526	0,382	0,358	0,350	0,330	0,296
	1,40	0,463	0,377	0,350	0,337	0,315	0,280

На рис. 1 приведены условия образования водонепроницаемого слоя по данным метеорологической станции Чишмы 26.02.1979 г. в бассейне р. Демы.

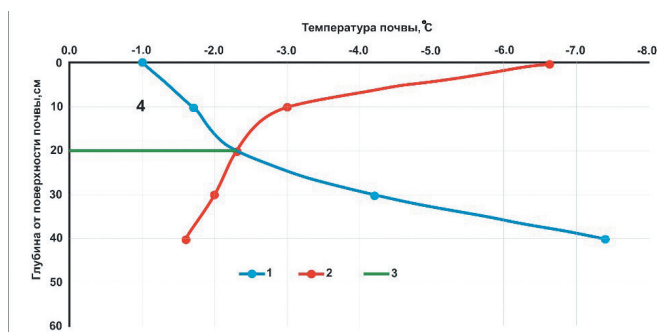


Рис. 1. Образование водонепроницаемого слоя в период весеннего половодья в бассейне р. Демы по данным наблюдений мс. Чишмы:

- 1 — критическая температура почвы, 2 — наблюдаемая температура почвы,
3 — нижняя граница водонепроницаемого слоя, 4 — мерзлый слой.

Fig. 1. Formation of a waterproof layer during the spring flood in the Dema River basin according to observations of the Chishmy weather station:

- 1 — critical soil temperature, 2 — observed soil temperature,
3 — lower boundary of watertight layer, 4 — frozen layer.

Как следует из рис. 1, нижняя граница ВС располагается на глубине 20 см от поверхности почвы. Мощность этого слоя — 20 см. Анализ образования водонепроницаемого слоя на речных водосборах показывает, что он образуется как на поверхности почвы, так и на некоторой глубине, а также может быть и многослойным.

Установлено, что в черноземных почвах бассейна р. Дон водонепроницаемый слой образуется при высокой влажности и температуре верхних горизонтов почвы от $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже [1]. Это позволяет использовать многолетние результаты наблюдений за температурой почвы (по вытяжным почвенно-глубинным термометрам ТМ10) для оценки её водопоглотительной способности при климатических изменениях.

Обсуждение полученных результатов

Оценка образования ВС в бассейнах рек УГМС Республики Башкортостан крайне ограничена наличием материалов натурных наблюдений как по температуре почвы, так и её влажности в зимний или предвесенний периоды. Для исследования был определен период с 1972 г. по 1985 г., за который были данные наблюдений 13-ти метеорологических станций, расположенных в пределах бассейна р. Белой до г. Бирска. В несколько сокращенном виде данные о наличии и мощности ВС приведены в табл. 2.

Таблица 2

Наличие и мощность водонепроницаемого слоя (см) в период формирования весеннего половодья в бассейне р. Белой по данным наблюдений за 1972—1985 гг.

The presence and thickness of the waterproof layer (cm) during the formation of spring flood in the basin of the Belaya River according to observations for 1972—1985

Год	Речной бассейн									
	р. Белая				р. Дема		р. Ай		р. Инзер	р. Сюнь
	Куш-нареново	Стерлитамак	Ме-леуз	Мраково	Чишма	Аксаково	Емаша	Дуван	Архангельское	Бакалы
1972	21	40	90	26	*	*	28:17	*	20	*
1973	*	21	26:42	24	*	*	25:25	24:18	11	8
1974	11	30	10:46	*	*	*	25:24	13:6	21	*
1975	*	35	*	*	14	30	26:25	*	*	46
1976	*	*	43	16	*	—	*	*	6	*
1977	6	34	14:54	27	*	—	17	32:13	*	*
1978	*	30	*	27	18	—	22	36	11	20
1979	*	21	*	*	20	—	*	44	23	26
1980	*	22	*	26	*	—	70	26	*	*
1981	*	20	*	20	9	10	22	*	10	19
1982	*	31	*	33	*	10	11:9	*	*	9
1983	20	31	11	*	7	10	*	18	*	20
1984	21	17	23	22	*	14	23:16	90	6	*
1985	76	*	*	*	7	*	13	90	10	*
Повторяемость, в процентах	43	86	50	64	43	14	85	64	64	50
Средняя мощность, см	11	24	26	16	5	3	31	30	8	11
Наибольшая мощность, см	76	40	90	33	20	14	70	90	23	46

Примечание: знак * обозначает, что водонепроницаемый слой не мог образоваться

Согласно табл. 2, ВС наблюдается ежегодно в 3—9 пунктах (из 13) на водосборе р. Белой, т. е. от 20 % до 70 %. Его средняя мощность, рассчитанная как частное от деления суммы наблюденных значений, отнесенных к общему числу

метеорологических станций (13), равна 13 см. При этом в отдельных пунктах наблюдений его мощность достигает 90 см.

Продолжительность существования ВС весьма различна: от 2—3 до 55 и более суток. Приведем результат расчета по мс. Чишмы. Так, в 1975 г. ВС образовался 31 марта и полностью растаял 4 мая, т. е. существовал 51 сутки; в 1978 г. образовался 31 марта и существовал до 28 апреля, т. е. 19 суток; в 1979 г. образовался 21 апреля и растаял 10 мая. Результаты расчета по мс. Мелеуз показывают, что время его существования в 1972 г. было равно 55 суткам, в 1977 г. — 29 суткам. Существование ВС в отдельные весны приближается к продолжительности половодья.

Водонепроницаемый слой может образоваться в любое время зимнего периода. Если не создаются условия для оттаивания зимой, то в этом слое почвы сохраняются его инфильтрационные способности вплоть до конца снеготаяния и оттаивания весной. Фазовые превращения влаги в мерзлой почве могут начаться еще до начала снеготаяния или в его процессе. Происходит это только в тонких порах, не влагонепроницающих, которые практически не принимают участия в формировании талого стока. Лед в водопроницающих порах сохраняется до наступления нулевых температур почвы [1].

В табл. 3 приведена динамика температур в почве при формировании талого стока. Анализ таблицы показывает, что на глубине до 70 см в бассейне р. Демы отрицательная температура в почве сохраняется до марта месяца. На р. Ай отрицательная температура сохраняется на протяжении всего периода весеннего половодья.

Таблица 3

Динамика среднемесячных температур (°С) при формировании стока
весеннего половодья на р. Демы (1984 г.) и р. Ай (1984 г., 1985 г.)

Dynamics of average monthly temperatures (°C) in the formation of spring flood runoff
on the Dema River (1984) and Ai River (1984, 1985)

Мощность водонепроница- емого слоя, см	Промерза- ние, см	Глубина от поверхности, см	Месяц				
			январь	февраль	март	апрель	май
мс. Раевский. Река Дема до д. Бочкарева, 1984 г.							
30	110	20	-3,7	-2,1	-2,4	7,4	13,0
		40	-1,6	-1,3	-1,7	4,6	10,3
		80	1,8	1,0	0,4	2,5	7,3
мс. Дуван. Река Ай до г. Златоуст, 1984 г.							
90	107	20	-2,2	-5,1	-2,4	-0,2	7,6
		40	-0,7	-3,3	-1,8	-0,3	4,2
		80	1,3	-0,1	-0,5	-0,1	1,3
мс. Дуван. Река Ай до г. Златоуст, 1985 г.							
90	127	20	-6,0	-5,6	-4,1	0,1	5,6
		40	-4,1	-4,0	-3,2	-0,3	2,7
		80	-1,0	-1,6	-1,7	-0,5	-0,1

На основании ранее выполненных работ на водосборах рек в бассейне Дона и Верхней Волги установлено, что между глубиной промерзания и ВС существует определенная зависимость. При глубине промерзания менее 30 см водонепроницаемый слой не превышает 5—10 см, существует кратковременно или не обнаруживается. При глубине промерзания почвы 60 см и более ВС составляет в среднем 25 см. В этом случае на водосборах, занятых полевыми угодьями, практически полностью исчезают участки с талыми и слабопромерзшими почвами, потери талых вод на инфильтрацию становятся наименьшими и не превышают 15—20 мм [1, 8].

Подтверждением длительного существования водонепроницаемого слоя является высокий коэффициент талого стока. При мощности ВС, равного 90 см (р. Ай — с. Лаклы, половодья 1984 г. и 1985 г.), коэффициент талого стока был равен 0,8—0,9; при мощности ВС в пределах 7—22 см (р. Дема — д. Бочкарева, половодья 1984 г. и 1985 г.) коэффициент равен 0,3—0,6.

Совместный анализ результатов расчетов образования ВС по ряду станций, приведенных в табл. 2, и полевых определений глубин промерзания, подтверждает ранее полученные результаты. При глубинах промерзания до 30 см на полевых участках речных водосборов преобладают области с талыми или слабопромерзшими почвами. При увеличении глубин промерзания до 60 см и выше они полностью исчезают.

Таким образом, глубины промерзания 60 см и более являются индикатором отсутствия на полевом водосборе слабопромерзших или талых почв.

В работе [1, 11] показано, что в черноземных почвах бассейна р. Дон ВС образуется при увлажнении, близком к наименьшей полевой влагоемкости (НВ), и температурах от $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. В западных, юго-западных и центрально-черноземных областях ЕТР влажность почв к началу снеготаяния в 85—95 % случаев близка или превосходит НВ. В восточных и южных районах этих зон и в степной зоне в конце зимы этот показатель достигает 50—80 % [1]. Наибольшая глубина промерзания почв на территории Башкортостана наблюдается в феврале, когда её температура практически не понижается. Отсюда следует, что среднемесячная температура почвы февраля $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже является показателем степени отсутствия на водосборе участков с талыми почвами. При температурах почвы выше $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ наблюдаются участки с талой почвой.

Анализ рядов наблюдений за глубиной промерзания и температурой почвы показывает, что глубина в 60 см как индикатор водонепроницаемости может наблюдаться и при иных низких температурах почвы.

По данным наблюдений мс. Дуван за период с 1968 г. по 1980 г. зависимость глубины промерзания почвы от среднемесячной температуры февраля на глубине 0,2 м возможно представить в виде (при $R = 0,961$):

$$h = -10,975T + 52,14,$$

где h — глубина промерзания почвы, см; T — среднемесячная температура февраля на глубине 0,2 м.

Согласно приведенному уравнению, температуре почвы $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответствует глубина промерзания 74 см.

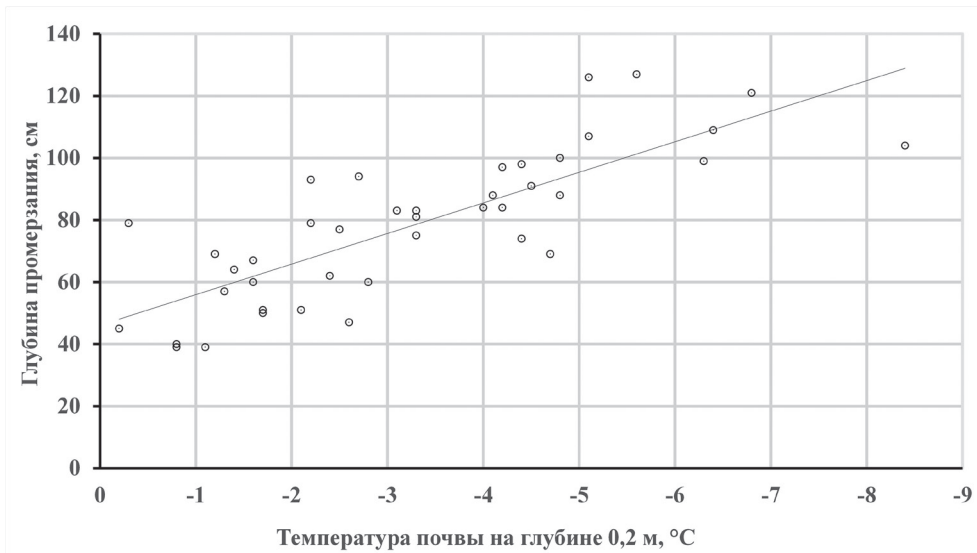


Рис. 2. Зависимость глубины промерзания почвы (оподзоленные черноземы) от среднемесячной температуры февраля на глубине 0,2 м, мс. Дуван, 1981 г.—2022 г.

Fig. 2. The dependence of the depth of soil freezing (podzolized chernozems) on the average monthly temperature of February at a depth of 0,2 m at the Duvan meteorological station, 1981—2022.

На этой же метеостанции за период климатических изменений с 1981 г. по 2022 г. аналогичная зависимость (рис. 2) описывается уравнением (при $R = 0,961$):

$$h = -9,863T + 46,08.$$

Из данной формулы следует, что средней за февраль температуре $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответствует глубина промерзания 65 см.

В табл. 4 приведены аналогичные осредненные зависимости глубины промерзания почвы от среднемесячной температуры февраля на глубине 0,20 м по ряду других пунктов наблюдений. Полученные зависимости корректно описывают природный процесс, но имеют определенное ограничение в практическом плане использования: глубины промерзания приведены как наибольшие за зимний сезон, а температуры почвы — как среднемесячные значения за февраль, поэтому коэффициент корреляции полученных зависимостей снижается.

Подставив в полученные уравнения значение температуры почвы на глубине 20 см, равное $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, при которой, согласно [1], отсутствуют участки талой почвы, установим среднюю глубину промерзания почвы. Характерно, что средняя глубина промерзания при этой температуре для бассейнов рек, сложенных различными типами черноземов, за период наблюдений при измененных климатических характеристиках (с 1981 г. по 2017—2022 гг.) изменяется незначительно, от 63 до 69 см, составляя в среднем 66 см. Это на 6 см больше, чем предел (60 см) средней глубины, при котором не наблюдаются талые участки почв на черноземах р. Дон.

Зависимость глубины промерзания (см) речных водосборов от среднемесячной температуры почвы в феврале на глубине 0,20 м

The dependence of the freezing depth (cm) of river watersheds on the average monthly soil temperature in February at a depth of 0,20 m

Пункт наблюдений	Период наблюдений	Зависимость $h = f(T_{\text{фев.}})$	Коэффициент корреляции	Промерзание почвы (см) при температуре февраля $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, см
Дуван	1968—1980	$h = -10,975T + 52,14$	0,961	74
	1981—2022	$h = -9,863T + 46,08$	0,800	65
Зилаир	1962—1980	$h = -17,212T + 49,16$	0,863	84
	1981—2017	$h = -18,850T + 45,59$	0,815	83
Стерлитамак	1961—1980	$h = -22,344T + 43,93$	0,835	89
	1982—2022	$h = -11,909T + 44,80$	0,754	69
Раевский	1981—2013	$h = -7,119T + 48,61$	0,704	63
Чишмы	1981—2017	$h = -13,276T + 42,24$	0,827	69

На серых лесных почвах (мс. Зилаир) в обоих климатических периодах средняя глубина промерзания практически остается неизменной 83—84 см.

На рис. 3 приведена динамика температуры почвы по мс. Стерлитамак, мс. Чишмы и мс. Дуван за период с 1961 г. по 2022 г. Согласно приведенным на рисунке данным по мс. Стерлитамак, следует, что за период от начала наблюдений до 1981 г. наблюдалось 5 зим, при которых среднемесячная температура почвы февраля была ниже или равна $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, т. е. в 25 % от всех зим этого периода. За период климатических изменений данный показатель не превышает 12 %. Согласно этому условному критерию ($-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже), вероятность образования ВС значительно уменьшилась.

Анализ динамики среднемесячных температур февраля (рис. 3) свидетельствует о высокой синхронности хода температуры на глубине 0,20 м по этим станциям. Синхронность наблюдается как при квазистационарном климате, так и при изменении климатических характеристик.

В работе [8], исходя из анализа пространственно-корреляционной функции глубин промерзания почвы в бассейне р. Волги, установлено, что радиус положительной корреляции для лесной и лесостепной зон не превышает 290 км. Площадь, при которой будут наблюдаться только положительные парные коэффициенты корреляции, составляет 264 074 км², что значительно больше территории Республики Башкортостан (143 600 км²). Для степной зоны этот радиус равен 1190 км. Различие в радиусах корреляции этих зон объясняется тем, что в степной зоне изменчивость факторов, обуславливающих процесс промерзания почвы, значительно меньше. Данный вывод распространяется и на бассейны рек Республики Башкортостан.

В табл. 5 приведены оценки изменения водопоглотительной способности почв до и после изменения климатических характеристик на территории республики. Использованы результаты наблюдений за температурой почвы по ряду станций за временные периоды от начала наблюдений до 1980 г. и с 1981 г. по 2022 г. (период

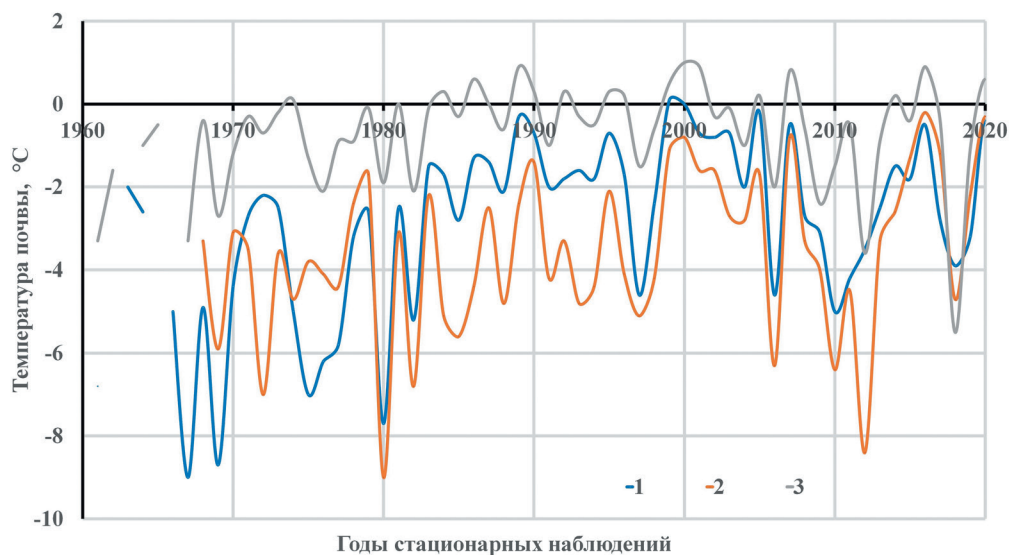


Рис. 3. Динамика среднемесячных температур почвы февраля на глубинах 0,20 м по метеостанциям за период с 1961 г. по 2022 г.:

1 — Стерлитамак, 2 — Чишмы, 3 — Дуван.

Fig. 3. The dynamics of the average monthly soil temperatures in February at depths of 0.20 m by meteorological stations for the period from 1961 to 2022:

1 — Sterlitamak, 2 — Chishmy, 3 — Duvan.

изменений климата). В качестве критерия принята среднемесячная температура почвы в феврале на глубине 0,20 м.

Таблица 5

Соотношение (в %) среднемесячных температур февраля -2°C и ниже на глубине 20 см по ряду станций в периоды стационарных климатических характеристик и их изменений

Ratio (in percent) of average monthly temperatures of February -2°C and lower at a depth of 20 cm for a number of stations during periods of stationary climatic characteristics and their changes

Метеорологическая станция, (тип почвы)	Процент случаев за период от года начала наблюдений до 1980 г.	Процент случаев за период от 1981 г. до 2022 г.
Стерлитамак (чернозем выщелоченный)	22	9,3
Чишмы (чернозем выщелоченный)	89	39
Бакалы (темно-серые лесные)	22	9,3
Зилаир (серые лесные)	17	7,0
Дуван (чернозем оподзоленный)	92	67
Башгосзаповедник (серые лесные)	75	39
Среднее	52,8	17,9

Оценки по приведенному ряду станций показывают, что во всех пунктах наблюдений происходят изменения водопоглотительной способности почв. В среднем за период стабильного климата на глубине 0,20 м среднемесячная температура февраля -2°C и ниже наблюдалась в 52,8 % случаев. При климатических изменениях она понизилась до 17,9 %, т.е. водопоглотительная способность почвы возросла. В бассейнах рек, почвенный покров которых представлен черноземами, водопоглотительная способность увеличилась на 38,4 %, при серых лесных почвах — на 17,9 %. Как следствие, инфильтрационная составляющая потерь талого стока при климатических изменениях также возрастает [11], а возможность образования водонепроницаемого слоя уменьшается. К аналогичному выводу «о существенном сокращении случаев возникновения водонепроницаемого слоя на водосборах» водно-балансовых станций приходит исследователь в работе [12].

Выводы

Дана оценка водопоглотительной способности почв речных водосборов при стабилизации климатических характеристик и в период их изменений. Наличие и характеристики водонепроницаемого слоя определялись по методике, изложенной в работе [1]. В качестве аналогов черноземам и лесным типам почв Республики Башкортостан приняты характеристики теплофизических свойств почв бассейна р. Дон. В работе использовались многолетние натурные наблюдения за температурой и влажностью почвы. Это позволило оценить возникновение и мощность водонепроницаемого слоя в мерзлой почве за период наблюдения с 1972 г. по 1985 г. Средняя его повторяемость равна 56 % при изменении от 14 до 86 %. На полевых участках речных водосборов при глубинах промерзания до 30 см преобладают области с тальми или слабопромерзшими почвами. При увеличении глубин промерзания до 60 см и выше они полностью исчезают.

Приведены осредненные зависимости глубины промерзания почвы от среднемесячной температуры февраля на глубине 0,20 м. Средняя глубина промерзания при этой температуре для бассейнов рек, сложенных черноземами, за период наблюдений при измененных климатических характеристиках изменяется незначительно — от 63 см до 69 см, составляя в среднем 66 см. На серых лесных почвах в обоих климатических периодах средняя глубина промерзания остается неизменной — от 83 см до 84 см.

Установлено, что среднемесячная температура почвы февраля -2°C и ниже на глубине 0,20 м является показателем степени отсутствия на водосборе участков с тальми почвами, при котором потери талого стока отсутствуют или имеют наименьшее значение. Приняв в качестве критерия этот показатель, исходя из наблюдений за температурой почвы, дана оценка динамики водопоглотительной способности почв речных водосборов при климатических изменениях. В среднем за период стабильного климата на глубине 0,20 м среднемесячная температура февраля -2°C и ниже наблюдалась в 52,8 % случаев. При климатических изменениях она понизилась до 17,9 %, т.е. водопоглотительная способность почвы возросла. В бассейнах рек, почвенный покров которых представлен черноземами,

водопоглотительная способность увеличилась на 38,4 %, при серых лесных почвах – на 17,9 %. Как следствие, инфильтрационная составляющая потерь талого стока при климатических изменениях также возрастает, а возможность образования водонепроницаемого слоя уменьшается. Полученные результаты соответствуют поставленным целям исследования.

Список литературы

1. Калюжный И. Л., Лавров С. А. Гидрофизические процессы на водосборе. СПб.: Нестор-История. 2012. 616 с.
2. Григорьев В. Ю., Фролова Н. Л., Джамалов Р. Г. Изменение водного баланса крупных речных бассейнов Европейской части России // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2018. № 4. С. 36–47. doi: 10.35567/1999-4508-2018-4-3.
3. Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю. Современные и перспективные изменения стока рек России под влиянием климатических факторов // Водные ресурсы суши в условиях изменяющегося климата. 2007. С. 20–32.
4. Горбаренко А. В., Варенцова Н. А., Киреева М. Б. Трансформация стока весеннего половодья и паводков в бассейне Верхней Волги под влиянием климатических изменений // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2021. № 4. С. 6–28. doi: 10.35567/1999-4508-2012-4-1.
5. Шерстюков Б. Г. Глобальное потепление и его возможные климатические причины // Гидрометеорология и экология. 2023. №70. С. 7–37. doi: 10.33933/2713-2023-70-7-37.
6. Лобанов В. А., Тошачова Г. Г. Особенности и причины современных климатических изменений в России // Географический вестник. 2016. №3 (38). С. 79–89. doi: 10.17072/2079-7877-2016-3-79-89.
7. Лавров С. А., Калюжный И. Л. Физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек бассейна Волги в условиях изменения климата // Водное хозяйство России. 2012. № 4. С. 74–84.
8. Калюжный И. Л., Лавров С. А. Изменчивость глубин промерзания почвы в бассейне р. Волга и ее влияние на процессы формирования зимнего и весеннего стока при изменениях климата // Метеорология и гидрология. 2016. №7. С. 58–71.
9. Лавров С. А., Калюжный И. Л. Влияние климатических изменений на сток весеннего половодья и факторы его формирования в бассейне Волги // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2016. № 6. С. 42–60. DOI: 10.35567/1999-4508-2016-6-4.
10. Чурагулов Р. С., Чурагулова З. С. Водно-физические свойства серых горнолесных почв долин Южного Урала в связи с гидрологической ролью горных лесов // Повышение плодородия почв в условиях интенсивной системы земледелия. 1986. С. 152–159.
11. Журавин А. С., Гуревич Е. В., Марков М. Л. Переходный период в перестройке системы влагооборота водосборов (по данным водобалансовой станции Каменная Степь) // Метеорология и гидрология. 2024. №1. С. 17–27.
12. Журавин С. А. Исследование процессов влагооборота на воднобалансовых станциях в России. СПб.: ООО «РИАЛ», 2022. 224 с.

References

1. Kalyuzhnyi I. L., Lavrov S. A. *Gidrofizicheskie processy na vodosbore = Hydrophysical processes in the drainage area*. SPb.: Nestor-Istorija, 2012: 616 p.
2. Grigoryev V. Y., Frolova N. L., Dzhamalov R. G. The Water Balance Change of Large River Basins of the European Russia. *Vodnoe hozjajstvo Rossii: problemy, tehnologii, upravlenie = Water sector of Russia: problems, technologies, management*. 2018; (4): (36–47). (In Russ.). doi: 10.35567/1999-4508-2018-4-3.
3. Shiklomanov I. A., Georgievskiy V. Yu. Modern and perspective changes in the flow of Russian rivers due to the influence of climatic factors. *Vodnye resursy sushi v uslovijah izmenjajushhegosja klimata = Water resources of land in climate changes condition*. 2007; (23): (20–32). (In Russ.).

4. Gorbarenko A. V., Varentsova N. A., Kireeva M. B. Transformation of the Spring High-water and Flood Runoff in the Upper Volga Basin under the Climate Change Impact. *Vodnoe hozjajstvo Rossii: problemy, tehnologii, upravlenie = Water sector of Russia: problems, technologies, management*. 2021; (4): (6—28). (In Russ.). doi: 10.35567/1999-4508-2021-4-1.
5. Sherstyukov B. G. Global warming and its possible causes. *Gidrometeorologija i jekologija = Hydro-meteorology and Ecology*. 2023; (70): (7—37). (In Russ.). doi: 10.33933/2713-2023-70-7-37.
6. Lobanov V. A., Toshchakova G. G. Features and causes of modern climate change in Russia. *Geograficheskiy vestnik. = Geographic Bulletin*. 2016; (38): (80—89). (In Russ.). doi: 10.17072/2079-7877-2016-3-79-89.
7. Lavrov S. A., Kalyuzhnyi I. L. Physical Processes and Regularities Concerning the Volga River Basin Rivers Winter and Spring Runoff Formation in the Conditions of Climate Change. *Vodnoe hozjajstvo Rossii = Water Sector of Russia*. 2012; (4): (74—84). (In Russ.).
8. Kalyuzhnyi I. L., Lavrov S. A. Variability of frost depth in the Volga River basin and its impact on the winter and spring runoff formation process under climate change. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and hydrology*. 2016; (7): (58—71). (In Russ.).
9. Lavrov S. A., Kalyuzhnyi I. L. Climatic Changes Impact upon the Spring High-water Runoff and its Formation Factors in the Volga Basin. *Vodnoe hozjajstvo Rossii = Water Sector of Russia*. 2016; (6): (42—60). (In Russ.). doi: 10.35567/1999-4508-2016-6-4
10. Churagulov R. S., Churagulova Z. S. Water-physical properties of gray mining soils of the valleys of the Southern Urals in connection with the hydrological role of mountain forests. *Povyshenie plodorodija pochv v usloviyah intensivnoj sistemy zemledelija = Increasing soil fertility in an intensive farming system*. 1986; (152—159). (In Russ.).
11. Zhuravin A. S., Gurevich E. V., Markov M. L. Transition period in the restructuring of the watershed moisture circulation system (according to the Kamennaya Steppe water balance station). *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and hydrology*. 2024; (1): (17—27). (In Russ.).
12. Zhuravin S. A. *Issledovanie processov vlogooborota na vodnobalansovyh stancijah v Rossii = Study of water at the water balance stations in Russia*. St. Petersburg: RIAL ltd, 2022: 224 p.

Информация об авторах

Валерий Иванович Барышев, аспирант Государственного гидрологического института, hfl@mail.ru.

Игорь Леонидович Калюжный, канд. техн. наук, старший научный сотрудник, зав. Лабораторией гидрофизики ФГБУ «Государственный гидрологический институт», hfl@mail.ru.

Information about authors

Valerii I. Baryshev, graduate student of the State Hydrological Institute.

Igor L. Kalyuzhny, PhD (Tech. Sci.), senior research scientist, Chief of Hydrophysical Department. State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 22.09.2023

Принята к печати после доработки 12.02.2024

The article was received on 22.09.2023

The article was accepted after revision on 12.02.2024