

## СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.578.46

DOI: 10.15372/KZ20230205

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ  
СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ТАЕЖНОЙ ЗОНЕ  
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ****М.И. Василевич\*, В.М. Щанов***Институт биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,  
167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия**\*Автор для контакта, [mvasilevich@ib.komisc.ru](mailto:mvasilevich@ib.komisc.ru)*

Проведен анализ параметров снежного покрова на территории средней и южной таежных подзон европейского Северо-Востока России (Республика Коми). Исследования проведены во II–III декадах марта в 2005–2007 и 2014–2015 гг. на открытых ровных пространствах и в межкрупных пространствах древостоев. Исследования проводились в одних и тех же пунктах мониторинга, что позволило сделать корректный анализ пространственных и временных различий. Путем маршрутных наблюдений осуществлены замеры высоты снежной толщи, по результатам взвешивания при известном объеме образца рассчитаны величины плотности и влагозапаса. Полученные данные сравнивались с данными замеров на станциях Росгидромета. Построены карты-схемы пространственного распределения параметров снежного покрова. Показано влияние ландшафта на снегонакопление: увеличение высоты снежного покрова в “окнах” леса, уплотнение и понижение высоты снега на открытых участках. Широкое территориальное распределение пунктов замеров позволило оценить влияние долготы местности на параметры снежного покрова, что обусловлено особенностями рельефа. Показано влияние рельефа на снегонакопление, особенно сильное вдоль Уральских гор по восточной границе региона, где происходит интенсивное конденсирование и накопление осадков. Выявлено увеличение к востоку в предгорьях высоты снежного покрова и влагозапаса, при этом отмечена зона увеличения плотности снега по западной границе региона. Полученные данные натурных работ согласуются как с многолетними наблюдениями других авторов, так и с данными метеостанций в периоды исследования.

**Ключевые слова:** *снежный покров, высота снега, плотность, влагозапас, таежная зона, европейский Северо-Восток России.*

**Ссылка для цитирования:** Василевич М.И., Щанов В.М. Пространственная и временная дифференциация параметров снежного покрова в таежной зоне европейского Северо-Востока России // Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 2, с. 45–54. DOI: 10.15372/KZ20230205.

**SPATIAL AND TEMPORAL DIFFERENTIATION OF SNOW COVER PARAMETERS  
IN THE TAIGA ZONE OF THE NORTHEAST  
OF EUROPEAN RUSSIA****M.I. Vasilevich\*, V.M. Shchanov***Institute of Biology, FRC Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Kommunisticheskaya str. 28, Syktyvkar, 167982, Russia**\*Corresponding author, [mvasilevich@ib.komisc.ru](mailto:mvasilevich@ib.komisc.ru)*

Data on the snow cover in the middle and southern taiga subzones of the northeast of European Russia (Komi Republic) are analyzed. Field surveys were carried out in the second half of March in 2005–2007 and 2014–2015 on open flat spaces and in the intercrown spaces of forest stands. The studies were conducted at the same monitoring points, which allowed for a correct analysis of spatial and temporal differences. By route observations, measurements of the snow depth and snow density were carried out, and the values of snow water equivalent were calculated. The obtained data were compared with the results of measurements at the stations of the federal meteorological service. Schematic maps of spatial distribution of snow cover parameters were constructed. The influence of the landscape on snow accumulation was shown: snow depth increased in intercrown spaces of forest stands; in open areas, snow compaction with a decrease in snow depth took place. The wide territorial distribution of measurement points made it possible to estimate the longitudinal effect and the related relief conditions on the snow cover parameters. The maximum snow accumulation was observed along the Ural Mountains in the eastern part of the study area, where intense moisture condensation and precipitation take place. Snow depth and snow water equivalent in the foothills increased to the east. At the same time, the zone

of increased snow density was noted in the western part of the Komi Republic. The obtained field data are consistent with long-term observations by other authors, as well as with the results of measurements at the network of weather stations.

**Keywords:** *snow cover, snow depth, snow density, snow water equivalent, taiga zone, northeast of European Russia.*

## ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров в северных регионах – важный ландшафтообразующий фактор, влияющий на многие природные процессы, а также на хозяйственную деятельность человека. Среди параметров, определяющих свойства снежного покрова, выделяются высота, плотность снега и влагозапасы, поскольку они влияют на термический режим почв [Осокин и др., 2013б; Шмакин и др., 2013; Осокин, Сосновский, 2016а,б; Комаров et al., 2019]. Снегозапасы во многом определяют весенний сток, влажность грунта, а также риск возникновения опасных гидрологических явлений [Снег, 1986]. Водный режим большинства рек России зависит от процессов формирования и таяния снега. Доля стока талых вод составляет 60–70 %, а в отдельных районах и до 90 % объема годового стока [Пьянков, Шихов, 2016]. Наиболее важно изменение условий снегонакопления в районах многолетней криолитозоны, вызванное антропогенным воздействием [Осокин, Сосновский, 2013а]. На фоне глобального потепления, наблюдаемого в последние десятилетия, происходят изменения во всех элементах природных систем. Изменения климата и вызываемые ими последствия неоднородны в пространстве и во времени. Современные климатические изменения оказывают значительное воздействие на процессы снегонакопления и, следовательно, на параметры снежного покрова [Сосновский и др., 2018а; Ашабоков и др., 2019]. Это касается основных характеристик снежного покрова: среднедекадной высоты снега, дат начала и конца устойчивого снежного покрова. В последние десятилетия площадь снежного покрова в Северном полушарии значительно сократилась по сравнению с серединой XX в. [Осокин, Сосновский, 2014].

В населенных пунктах происходят техногенное перераспределение и уплотнение снега, в результате чего изменяются температура грунта, глубина его сезонного промерзания и протаивания. Изменчивость толщины снежного покрова на небольшой территории, как в силу естественных причин, так и в результате техногенных процессов при освоении территории, сильно различается, тогда как температура воздуха на локальной территории меняется незначительно. Один из основных параметров снежного покрова – плотность снега, влияющая и на коэффициент теплопроводности снега и на его толщину. Как известно, теплоизоляционные свойства снежного покрова,

определяющие теплофизическое состояние почв и грунтов, зависят от его толщины и плотности [Осокин и др., 1999; Гельфан, Морейдо, 2014]. Так, рост плотности снега с 200 до 300 г/см<sup>3</sup> снижает толщину снежного покрова в 1.5 раза и увеличивает коэффициент теплопроводности в 1.9 раза. В итоге термическое сопротивление снижается в 2.8 раза. При небольшом термическом сопротивлении снежного покрова в сезонномерзлых грунтах может сформироваться слой промерзшего грунта, который не протает и в летний период [Осокин и др., 2013а]. Поэтому снежный покров выступает защитным слоем для земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха [Формозов, 1990; Сосновский и др., 2018а].

На станциях государственной метеорологической сети России за высотой снежного покрова наблюдения производятся один раз в сутки на основании измерений с помощью стационарной снегомерной рейки. Высота снежного покрова измеряется в ходе маршрутных снегосъемок. Причем значения толщины снежного покрова, измеренные этими методами, могут различаться более чем на 15 % (до 40 %) [Осокин, Сосновский, 2014].

Многочисленные измерения показывают, что в лесу влагозапас в снеге к началу снеготаяния больше, чем в поле. Процесс накопления снега в лесу зависит от многих факторов, прежде всего от его таксационных характеристик (породный состав лесонасаждений, полнота, ярусность, возраст, сомкнутость лесного полога), а также метеорологических условий периода снегонакопления [Осокин, Сосновский, 2014; Комаров, 2021; Faria et al., 2000]. По этим данным для лесов с разными таксационными характеристиками был определен коэффициент снегонакопления (Кл) – отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле. Строгой зональной закономерности в изменении Кл нет. Почти в 75 % случаев значения Кл не выходят за пределы 1.3–2.0, что позволяет при расчете аккумуляции снега в лесу использовать его среднее значение, равное 1.6 [Мишон, 2007].

Одной из важных характеристик снежного покрова является влагозапас. Информация о влагозапасе снежного покрова необходима, например, при прогнозировании весенних половодий. Пространственный мониторинг запасов воды в снежном покрове, необходимый также для оценки региональных климатообразующих факторов, особенно актуален. В настоящее время активно развиваются два направления мониторинга, позволяющие получать информацию о характе-

ристик снежного покрова: с помощью искусственных спутников Земли и методов их интерпретации; с помощью технологий численного прогноза погоды со встроенными системами циклического усвоения данных. В обоих случаях имеет место занижение точности оценок запаса воды в снежном покрове в сравнении с маршрутными снегомерными наблюдениями. Для привлечения информации о параметрах снеготаяния по данным космического мониторинга требуется тщательная проверка с натурными наблюдениями [Чурюлин и др., 2018].

Результаты полевых исследований снежного покрова необходимы для верификации климатических моделей и данных дистанционного зондирования, разрешение которых в отношении снежного покрова соответствует в лучшем случае сотням метров. Комбинирование данных наземных, спутниковых наблюдений и результатов моделирования с использованием ГИС-технологий является одним из основных способов повышения точности расчета влагозапасов снега на крупных водосборах [Пьянков, Шихов, 2016; Комаров, 2021; Marshall, Koh, 2008; Harder et al., 2016].

В настоящей работе использованы данные экохимического мониторинга снежного покрова на территории таежной зоны европейского Северо-Востока России (Республика Коми), при котором обычно проводят замеры параметров снежной толщи.

Целью работы является оценка пространственной динамики параметров снежного покрова по снегомерной съемке в таежной зоне территории северо-востока европейской части России (Республика Коми) и сравнение ее с данными станций Гидрометслужбы за период наблюдений.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в таежной зоне Республики Коми (РК) в зимние периоды 2005–2007 и 2014–2015 гг. Отбор проб снежного покрова проводился в одних и тех же пунктах, что позволяет выполнить сравнение по годам (рис. 1).

Пункты отбора проб и замеров параметров снега были расположены на ровных открытых пространствах либо в больших “окнах” в лесу, поскольку целью основного мониторинга было ослабление влияния растительности на химический состав снега. В основном исследования были приурочены к территориям южной и средней подзоны тайги. Следует отметить, что точками мониторинга покрыты все области снегонакопления [Атлас..., 1997], что позволило провести объективный анализ полученных данных.

Период с устойчивым снежным покровом в таежной зоне длится 175–200 дней в году. Средняя дата образования устойчивого снежного по-

крова – 1 ноября, начала снеготаяния – II–III декады марта. За зимний период на территории исследования выпадает от 170 до 350 мм осадков в зависимости от ее расположения. Холодный период продолжается примерно пять месяцев.

При анализе использовались данные ВНИИГМИ–МЦД (<http://www.meteo.ru>). В основном брали данные метеостанций, расположенных на территории исследования, где вместе с измерением толщины снежного покрова на метеоплощадке были проведены маршрутные снегоисследования.

Характеристика снежного покрова во II–III декадах марта в периоды исследования 2005–2007 и 2014–2015 гг. представлена в табл. 1. Это данные метеостанции Усть-Вьмь, которая находится в центре таежной зоны Республики Коми на достаточно открытой территории, является ключевым постом метеорологических наблюдений в регионе. Проводилось сравнение данных, полученных на метеостанциях, и точечных замеров в радиусе 5 км от метеостанции, также сравнение с данными многолетних метеорологических наблюдений на территории Республики Коми [Атлас..., 1997].

Изучение снежного покрова проводилось во II–III декадах марта в период максимального снегонакопления до начала снеготаяния. Снег отбирали для параллельного проведения количественных химических исследований, руководствуясь РД 52.04.186-89 [Руководство..., 1991].

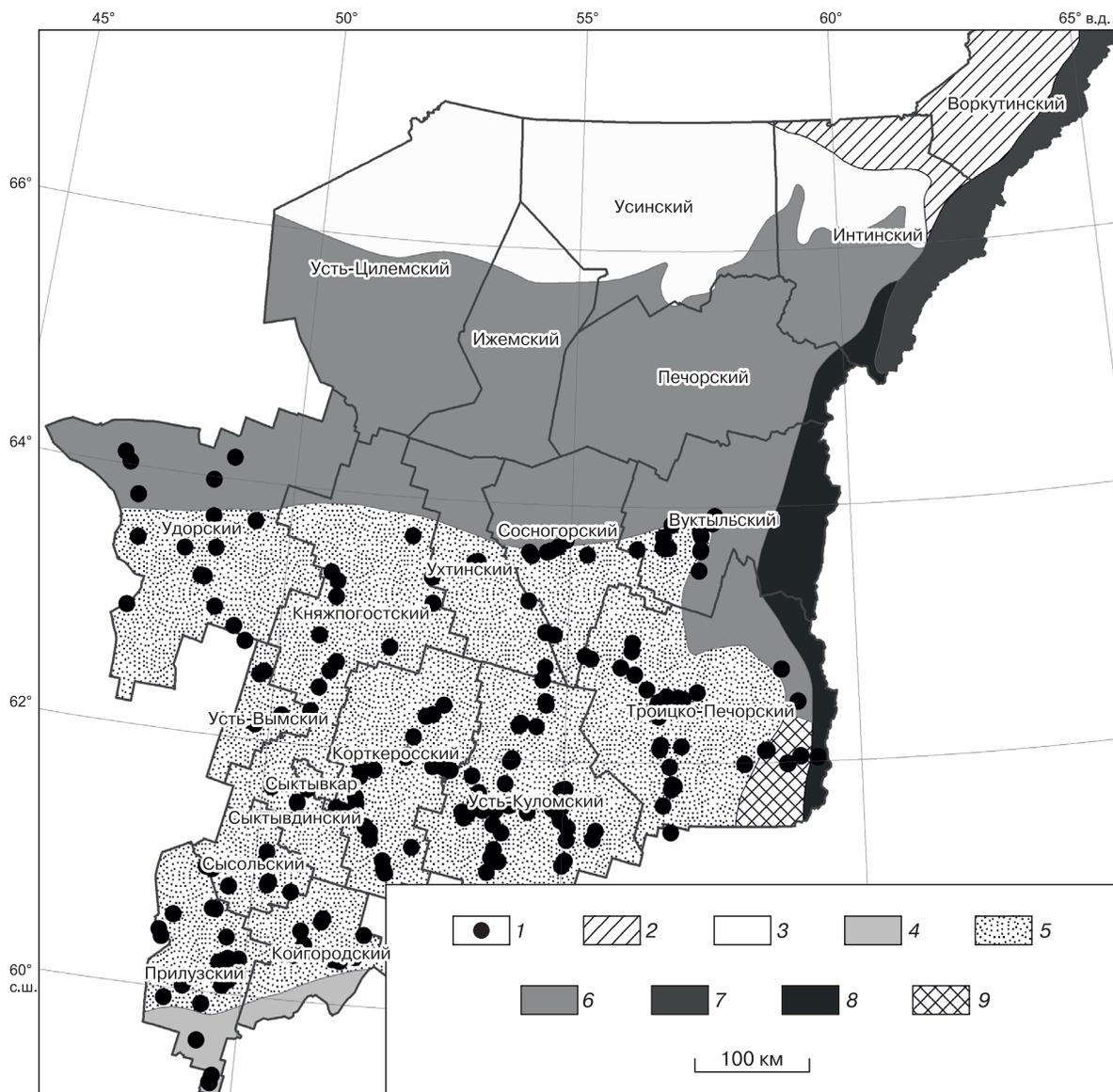
Замеры высоты снега проводили цилиндрическим снегомером с нанесенной с внешней стороны сантиметровой шкалой. Для каждой точки значение получено путем осреднения 5–10 замеров с площадки размером 10 × 10 м. Как правило, керны снега отбирали на полную толщину снежного покрова, нижние 1–2 см с включениями почвы и растений отбрасывали. Также в процессе корректировалось место отбора в том случае, если попадался участок с кустарниковой растительностью (это могло помешать точности замеров). Проводили измерение массы каждого образца. Все полученные параметры отбора использовали для расчета плотности снега ( $\rho$ ) и влагозапаса ( $W$ ) по следующим формулам:

$$\rho = m/V = m/(Sh_{cp}),$$

$$W = \rho h_{cp} \cdot 10,$$

где  $\rho$  – плотность снега, г/см<sup>3</sup>;  $m$  – масса пробы снега, г;  $S$  – площадь снежного керна (23.7 см<sup>2</sup>);  $h_{cp}$  – среднеарифметическое значение высоты в пункте отбора проб снега ( $n = 5–20$ ), см; 10 – значение для пересчета.

Для представления результатов в таблицах использовали среднеарифметические значения с указанием диапазона погрешности, полученного путем расчета стандартного отклонения. Статис-



**Рис. 1.** Карта-схема расположения точек замеров (1) параметров снежного покрова.

Ботанико-географическое районирование: 2 – подзона кустарниковых тундр, 3 – лесотундра, 4 – подзона южной тайги, 5 – подзона средней тайги, 6 – подзона северной тайги, 7 – редколесья и горные тундры Урала, 8 – горные северотаежные леса, 9 – горные среднетаежные леса.

**Таблица 1. Параметры снежного покрова на станции Усть-Вымь**

Период	Высота снежного покрова, см	Плотность снега, г/см <sup>3</sup>	Влагозапас, мм
2004–2005	72	0.26	187
2005–2006	58	0.22	189
2006–2007	52	0.23	209
2013–2014	49	0.30	218
2014–2015	51	0.29	151

Исчисленная обработка результатов исследований проводилась с применением компьютерной программы Statistica 6. Для построения карт-схем использовалась программа ArcGIS 9.3.1. На основе полученных данных о параметрах снежного покрова были построены растровые изображения (grid-слои). Пространственное распределение параметров снега моделировалось путем геостатистической интерполяции с применением метода обратных взвешенных расстояний с использованием программного модуля Spatial Analyst.

**РЕЗУЛЬТАТЫ**

Распределение пунктов замеров приурочено к сети автодорог, тем не менее территория таежной зоны Республики Коми охвачена более или менее равномерно. Отбор проведен во всех таежных районах. Распределение статистических параметров по районам дано в табл. 2. Анализ параметров снежного покрова в конце периода снегонакопления показал, что накопление снега происходит неравномерно. С юго-запада (Койгородский, Прилузский, Сысольский районы) на северо-восток (Вуктыльский, Троицко-Печорский районы) отмечается увеличение высоты снежной толщи и величины влагозапаса. Наибольшее варьирова-

ние параметров снежного покрова выявлено в Троицко-Печорском районе, на юго-востоке Республики Коми, что связано с неоднородностью рельефа и наличием высотной поясности [Атлас..., 1997]. Наибольшие значения плотности отмечаются в западных районах (Удорский и Усть-Вымский районы). В целом картина распределения значений основных физических параметров снега соответствует данным многолетних наблюдений на метеостанциях Республики Коми [Атлас..., 1997].

Для России установлена тенденция увеличения максимальных за зиму снегозапасов с 1976 по 2015 г. по данным маршрутных наблюдений в поле [Попова и др., 2018]. Средний для России влагозапас по данным маршрутных снегосъемок в поле увеличился на 2.12 мм за 10 лет [Доклад..., 2016]. Исследования авторов показали, что в зависимости от года исследований средние значения параметров снега различались. Минимальная высота снежного покрова наблюдалась в марте 2007 г., однако при этом отмечались высокие значения плотности. В целом приведенные данные указывают на различие в снегонакоплении в периоды 2005–2007 и 2014–2015 гг. При усреднении параметров снега для одних и тех же пунктов мониторинга с одинаковым соотношением участков в поле и в “окнах” древесных лесонасаждений средние значения показывают большее снегонакопление в 2014–2015 гг., чем в зимние периоды 2005–2007 гг. (табл. 3).

Так, в 2005–2007 гг. среднее значение высоты снега составило  $(68.4 \pm 11.8)$  см, в 2014–2015 гг. –  $(78.6 \pm 9.4)$  см. Это выражено в средних величинах высоты снежного покрова и влагозапаса, что, возможно, обусловлено общей тенденцией увеличения количества осадков в зимнее время на европейской территории России [Попова и др., 2018]. При этом значения плотности снежного покрова остаются на одном уровне, варьируя от 0.14 до 0.46 г/см<sup>3</sup> при среднем значении  $(0.25 \pm 0.04)$  г/см<sup>3</sup>.

Таблица 2. Усредненные параметры снежного покрова за периоды 2005–2007 и 2014–2015 гг.

Район	Высота, см	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Влагозапас, мм
Койгородский	63±11	0.23±0.06	141±34
	48–82	0.18–0.37	94–208
Прилузский	70±11	0.25±0.07	173±45
	55–94	0.17–0.46	106–311
Сысольский	66±15	0.27±0.07	176±67
	55–107	0.18–0.38	98–330
г. Сыктывкар	61±13	0.27±0.09	158±34
	50–79	0.21–0.39	113–196
Сыктывдинский	62±10	0.24±0.03	145±18
	51–80	0.18–0.27	104–166
Усть-Куломский	74±12	0.23±0.03	172±35
	35–105	0.18–0.40	72–274
Корткеросский	68±10	0.25±0.05	167±29
	46–88	0.19–0.41	97–227
Усть-Вымский	62±8	0.29±0.07	176±33
	51–76	0.20–0.36	120–227
Троицко-Печорский	98±20	0.24±0.04	237±55
	34–135	0.14–0.39	102–352
Сосногорский	77±15	0.22±0.03	166±31
	44–100	0.17–0.28	121–243
г. Ухта	72±14	0.23±0.04	161±35
	44–95	0.16–0.29	111–208
Княжпогостский	63±15	0.27±0.07	164±40
	27–93	0.18–0.39	71–219
Вуктыльский	92±12	0.25±0.03	229±46
	71–115	0.16–0.29	132–296
Удорский	59±8	0.31±0.06	177±32
	45–71	0.20–0.46	101–227

Примечание. В числителе – среднее для района значение и стандартное отклонение; в знаменателе – диапазон значений выборки.

Таблица 3. Средние параметры снежного покрова и стандартное отклонение

Период	Высота снежного покрова, см	Плотность снега, г/см <sup>3</sup>	Влагозапас, мм
2004–2005	80.0 ± 7.9	0.20 ± 0.02	157 ± 20
2005–2006	65.5 ± 10.2	0.29 ± 0.02	179 ± 28
2006–2007	64.5 ± 11.0	0.24 ± 0.03	158 ± 35
Среднее	68.4 ± 11.8	0.25 ± 0.02	166 ± 31
2013–2014	75.7 ± 8.6	0.24 ± 0.01	181 ± 24
2014–2015	81.6 ± 9.9	0.25 ± 0.01	207 ± 26
Среднее	78.6 ± 9.4	0.25 ± 0.01	194 ± 26

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Проведен сравнительный анализ полученных данных с результатами многолетних наблюдений. Статистический анализ параметров снега показал, что данные нашего мониторинга весьма сильно коррелируют с параметрами снежного покрова из Атласа по климату и гидрологии [Атлас..., 1997], в который включены данные многолетних наблюдений за период 1960–1991 гг. на 52 станциях метеонаблюдений на территории РК (табл. 4).

При создании атласа все данные были оформлены в виде электронных карт, что сделало возможным их использование для сравнения с данными, полученными при маршрутных исследованиях. Так, наибольшее значение коэффициента корреляции отмечено для высот снежного покрова, полученных в наших и многолетних исследованиях (рис. 2). На рис. 2, А видна тенденция увеличения высоты снежного покрова с запада к восточной границе региона, где происходит интенсивное выпадение осадков в результате влияния Уральских гор, что соответствует многолетней картине распределения (см. рис. 2, Б).

В исследовании подтверждено влияние фактора долготы местности на снегонакопление, которое обусловлено рельефом территории и высотной поясностью. Многолетние исследования показали, что с запада на восток увеличиваются средние высоты снежного покрова с зонами снижения высот на севере (зона тундры) и юго-западе (южная тайга) [Атлас..., 1997]. Экспоненциальная зависимость от долготы приведена на рис. 3. Очевиден эффект интенсивного выпадения осадков в

Таблица 4. Матрица коэффициентов корреляции параметров снежного покрова ( $r_{5\%} = 0.11, n = 387$ )

Параметр	1	2	3	4	5	6	7
1	1.000	-0.271	0.759	0.528	0.697	0.736	0.681
2		1.000	0.401	-0.136	-0.012	-0.026	-0.078
3			1.000	0.410	0.653	0.677	0.587
4				1.000	0.546	0.529	<b>0.645</b>
5					1.000	0.958	0.848
6						1.000	<b>0.853</b>
7							1.000

Примечание. 1 – высота снега, см (маршрутные наблюдения); 2 – плотность снега, г/см<sup>3</sup> (маршрутные наблюдения); 3 – влагозапас, мм (маршрутные наблюдения); 4 – высотная отметка пункта мониторинга, м (карта рельефа); 5 – влагозапас, мм [Атлас..., 1997]; 6 – высота снега, см [Атлас..., 1997]; 7 – сумма осадков за холодный период, мм [Атлас..., 1997].

зоне Предуралья при приближении к горам, где увеличивается поступление осадков не только в зимний период со снегом, но и в целом за год в сравнении с центральными и западными районами региона. По мере подъема в горы наблюдается постепенное возрастание высоты снежного покрова почти до верхней границы леса. Приращение высоты снега в горно-лесном поясе происходит только за счет более обильных осадков в горах [Китаев и др., 2007]. Одновременно отмечалась связь между высотой снега и высотными отметками рельефа ( $r = 0.65$ ). Согласно литературным данным, запасы воды в снежном покрове, как и

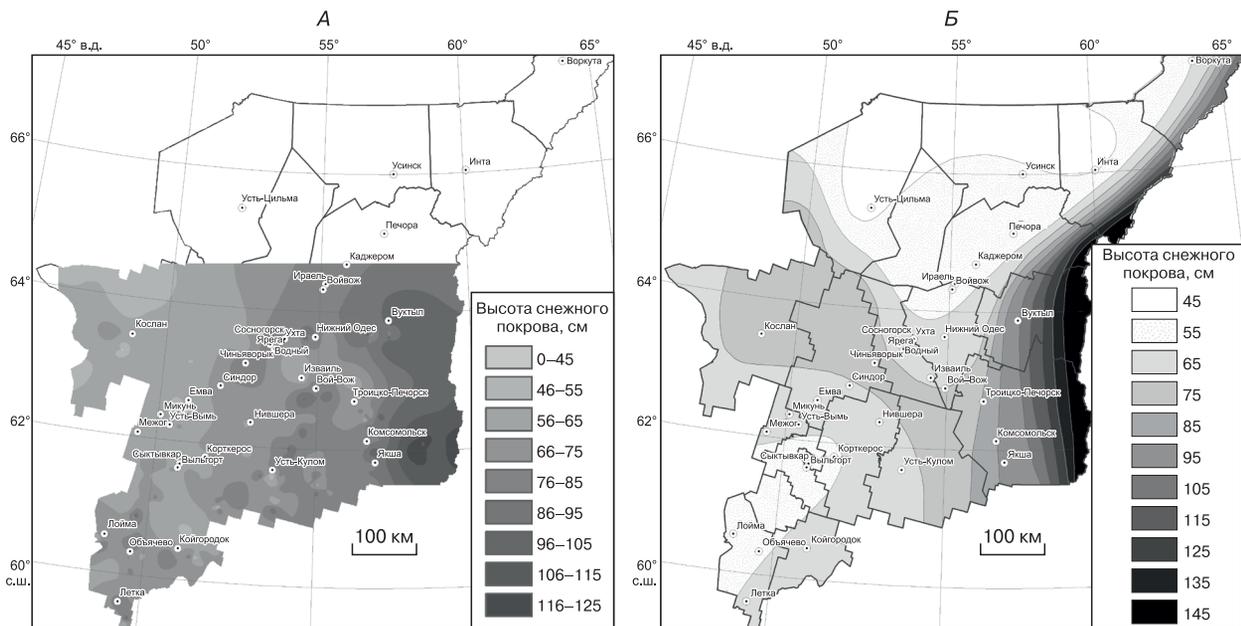


Рис. 2. Карты-схемы распределения значений высоты снежного покрова в Республике Коми, полученных в результате полевых замеров (А) и многолетних исследований на метеостанциях (Б).

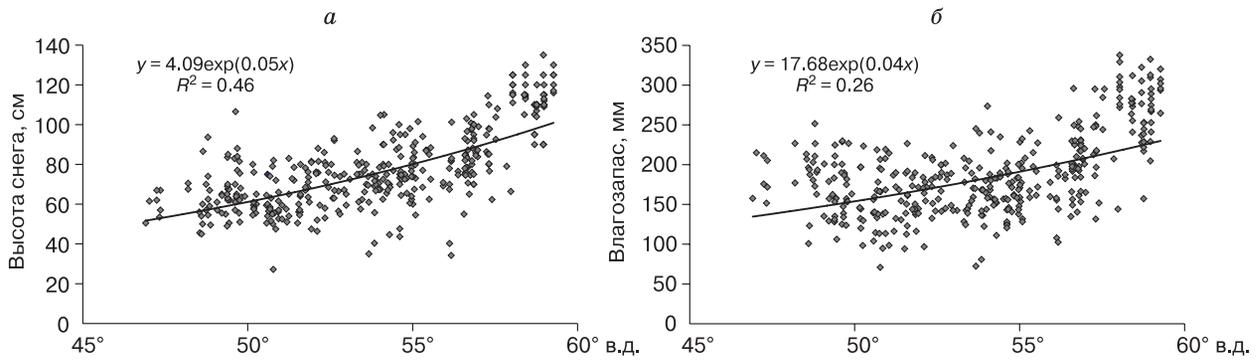


Рис. 3. Экспоненциальные зависимости высоты снежного покрова (а) и величины влагозапасов (б) от долготы в таежной зоне Республики Коми за периоды 2005–2007 и 2014–2015 гг.

высота снежного покрова в лесном массиве выше, чем на поле. Причем в зависимости от породного состава эти показатели различаются. Так, березовые леса задерживают примерно на 5 % больше запасов зимних атмосферных осадков, еловые – на 25–50 % [Гидрологическая роль..., 1989].

Поскольку исследования проводились не только на незанятых лесной растительностью территориях, была сделана оценка различий в снегонакоплении на поле и в межкрупных пространствах леса. Соотношение пунктов замеров и отбора – открытое пространство и “окна” древесных лесонасаждений, соответственно было 60 и 40 %. Анализ показал, что влияние лесонасаждений на высоту снежного покрова сильнее (84 %), чем фактор уплотнения и сдувания снега на открытых пространствах (64 %). В целом влияние расти-

тельности на замеры параметров снега достоверно наблюдалось в 72 % случаев.

В лесных насаждениях также выше плотность снега, что неоднократно отмечалось ранее [Гидрологическая роль..., 1989; Формозов, 1990]. Исследования авторов показали, что плотность снега на открытых пространствах и в “окнах” леса соответственно 0.25 и 0.24 г/см<sup>3</sup>, т. е. в поле плотность немного выше, различие составляет 4 %. Также среднее значение влагозапаса в снеге в лесу на 4–5 % больше, чем на открытых пространствах. Исходя из этого коэффициент снегонакопления Кл = 1.05 показывает небольшое увеличение накопления влаги в полях, следовательно, определенное влияние лесного массива на накопление снега в его “окнах” за счет отсутствия эффекта сдувания и уплотнения, как на открытых пространствах в поле. То, что для северо-востока европейской части России характерны невысокие значения коэффициента снегонакопления, подтверждается и в других работах [Сосновский и др., 20186].

На карте-схеме распределения значений плотности снега в таежной зоне Республики Коми отмечена тенденция увеличения значений по западной границе региона (рис. 4). Это подтверждает

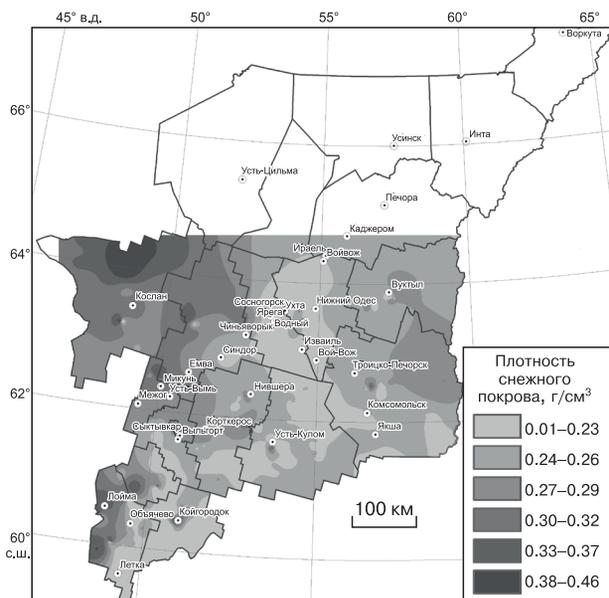


Рис. 4. Карта-схема распределения значений плотности снежного покрова.

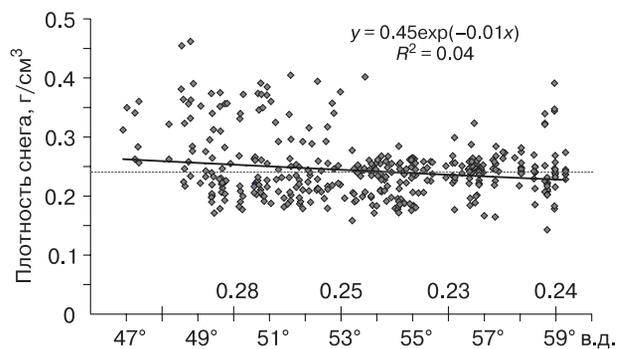
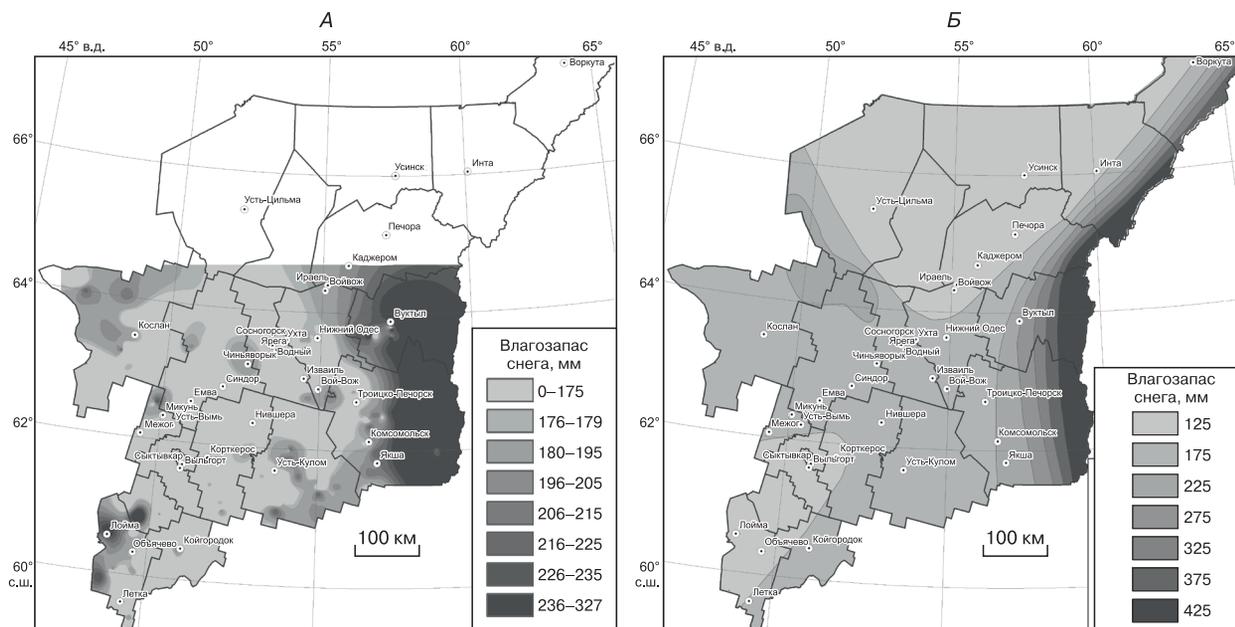


Рис. 5. Зависимость плотности снежного покрова от долготы.

На оси ординат даны ранжированные средние значения.



**Рис. 6. Влагозапас снежного покрова по данным мониторинга (А) и по многолетним наблюдениям на метеостанциях (Б).**

ется отрицательным коэффициентом корреляции между плотностью и долготой ( $r = -0.22$ ,  $r_5 = 0.11$ ,  $n = 387$ ) на рис. 5. Ранжирование значений по долготе с шагом  $3^\circ$  демонстрирует снижение средних величин плотности от  $0.28 \text{ г/см}^3$  (менее  $50^\circ$  в.д.) до  $0.23\text{--}0.24 \text{ г/см}^3$  (более  $56^\circ$  в.д.).

Анализ литературы подтверждает полученные тенденции по распределению значений плотности на территории исследования. Так, ранее была выделена зона увеличения плотности в сторону европейского Северо-Запада, что одновременно указывает на уменьшение величины термического сопротивления снега при промерзании почв [Осокин, Сосновский, 2014, 2016б]. Однако в настоящей работе такое явление можно объяснить тем, что в связи температурными условиями в весенний период в юго-западной части таежной зоны происходят более раннее слеживание снега и процессы подтаивания, чем в восточной части и на севере.

Одновременно с ростом средних значений высоты снега идет увеличение влагозапасов, но с разным темпом. Карты-схемы показывают единую тенденцию увеличения влагозапасов по границе Уральских гор на востоке региона (рис. 6). Максимальные значения, согласно нашим исследованиям, достигают  $350 \text{ мм}$ , среднее составляет  $190 \text{ мм}$ . Приращение толщины снега сначала в горно-лесном поясе происходит только за счет более обильных осадков в горах [Китаев и др., 2007].

Для оценки корректности полученных данных проведено сравнение высоты снега с данными

метеостанций (в радиусе  $5 \text{ км}$ ), расположенных в населенных пунктах Сыктывкар, Усть-Вымь, Троицко-Печорск и Ираель. Сравнение 21 замера показало, что отклонение от высот, замеренных на метеостанциях для одних и тех же периодов снеготаления, в среднем составило  $10 \%$ . Максимальная разница между измеренными величинами на метеостанциях и полученными в результате полевых исследований составила  $28 \%$ , что обусловлено в основном влиянием открытых пространств на уплотнение снега и снижение его высоты.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена оценка пространственных и временных различий параметров снежного покрова на территории средней и южной таежных подзон европейского Северо-Востока России (Республика Коми). Путем маршрутных наблюдений произведены замеры высоты снега, рассчитаны величины плотности и влагозапаса. Полученные данные сравнивались с данными замеров на станциях Росгидромета. Построены карты-схемы пространственного распределения параметров снежного покрова.

Отмечено, что в  $2014\text{--}2015 \text{ гг.}$  наблюдалось увеличение снегонакопления по сравнению с периодом  $2005\text{--}2007 \text{ гг.}$  Данные подтвердили влияние ландшафта на снегонакопление: увеличение высоты снежного покрова и уплотнение в «окнах» леса и снижение высоты снега на открытых участках. Показано влияние рельефа на снегонакопление, особенно вдоль Уральских гор по восточной

границе региона, где происходит интенсивное накопление осадков. Выявлено увеличение как средних значений высоты снега, так и влагозапаса. При этом отмечена зона возрастания плотности снега по западной границе региона.

Результаты натурных исследований согласуются как с многолетними наблюдениями, так и с трендами, установленными в работах других авторов. Отмечена допустимая разница между величинами, полученными стационарно на метеостанциях и при маршрутных исследованиях. Полученные результаты показывают корректность замеров и метода отбора проб для целей, направленных в первую очередь на оценку поступления веществ из атмосферы на изучаемую территорию в зимний период, что крайне важно для обоснования геохимических закономерностей.

### Литература

**Атлас** по климату и гидрологии Республики Коми. М., Дрофа; ДиК, 1997, 16 с.

**Ашабоков Б.А., Ташилова А.А., Кешева Л.А.** Изменения характеристик снежного покрова на юге ЕТР как отклик глобального потепления // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова, 2019, № 592, с. 141–158.

**Гельфан А.Н., Морейдо В.М.** Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на европейской территории России // Лед и снег, 2014, № 2 (126), с. 44–52.

**Гидрологическая** роль лесных геосистем. Новосибирск, Наука, 1989, 167 с.

**Доклад** об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М., Росгидромет, 2016, 68 с.

**Китаев Л.М., Володичева Н.А., Олейников А.Д.** Многолетняя динамика снежности на северо-западе Русской равнины // Материалы гляциол. исслед., 2007, № 102. с. 65–72.

**Комаров А.Ю.** Влияние растительности и микрорельефа на стратиграфию снежного покрова в Подмоскovie // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2021, № 6, с. 77–88.

**Мишон В.М.** Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России: Дис. ... д-ра геогр. наук. Воронеж, 2007, 65 с.

**Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. и др.** К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 1, с. 3–10.

**Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 72–80.

**Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли, 2016а, т. XX, № 3, с. 105–112.

**Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов // Лед и снег, 2016б, т. 56, № 1, с. 52–60.

**Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.** Термическое сопротивление снежного покрова и

его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013а, № 1 (121), с. 93–103.

**Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.** Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013б, т. 53, № 3, с. 63–70.

**Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А.** Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 4, с. 65–75.

**Пьянков С.В., Шихов А.Н.** Моделирование пространственного распределения снегозапасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса, 2016, т. 13, № 4, с. 29–41.

**Руководство** по контролю загрязнения атмосферы / Ред. И.Л. Верес. Л., Гидрометеиздат, 1991, 683 с.

**Снег:** Справочник / Ред. Д.М. Грей, Д.Х. Мэйл. Пер. с англ. под ред. В.М. Котлякова. Л., Гидрометеиздат, 1986, 751 с.

**Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.** Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лед и снег, 2018а, т. 58, № 2, с. 183–190.

**Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.** Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли, 2018б, т. XXII, № 2, с. 91–100.

**Формозов А.Н.** Снежный покров в жизни млекопитающих и птиц. М., Изд-во Моск. ун-та, 1990, 286 с.

**Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А. и др.** Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорол. исслед. и прогнозы, 2018, № 2 (368), с. 120–143.

**Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В. и др.** Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лед и снег, 2013, т. 53, № 4, с. 52–59.

**Faria D.A., Pomeroy J.W., Essery R.L.H.** Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest // Hydrol. Process., 2000, vol. 14, No. 15, p. 2683–2695.

**Harder P., Schirmer M., Pomeroy J., Helgason W.** Accuracy of snow depth estimation in mountain and prairie environments by an unmanned aerial vehicle // Cryosphere, 2016, No. 10 (6), p. 2559–2571.

**Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A.** Spatial variability of snow water equivalent – the case study from the research site in Khibiny Mountains // J. Hydrol. and Hydromech., 2019, vol. 67, No. 1, p. 110–112.

**Marshall H.P., Koh G.** FMCW radars for snow research // Cold Regions Sci. and Technol., 2008, vol. 52, No. 2, p. 118–131.

### References

Atlas po klimatu i gidrologii Respubliki Komi [Atlas of climate and hydrology of the Komi Republic]. Moscow, Drofa; DiK, 1997, 16 p. (in Russian).

Ashabokov B.A., Tashilova A.A., Kesheva L.A. Changes in snow cover characteristics in the south of the European territory of Russia as a response to global warming. In: Trudy glavnoj geofizicheskoj observatorii [Proceedings of the Main Geophysical Observatory named after A.I. Voeikov], 2019, No. 592, p. 141–158 (in Russian).

- Gel'fan A.N., Morejdo V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2014, No. 2 (126), p. 44–52.
- Gidrologicheskaya rol' lesnykh geosistem [Hydrological role of forest geosystems]. Novosibirsk, Nauka, 1989, 167 p. (in Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii [Report on the peculiarities of the climate in the territory of the Russian Federation for 2015]. Moscow, Rosgidromet, 2016, 68 p. (in Russian).
- Kitaev L.M., Volodicheva N.A., Olejnikov A.D. Long-term dynamics of snowfall in the north-west of the Russian plain. *Materialy glyaciologicheskikh issledovaniy [Materials of glaciological studies]*, 2007, No. 102, p. 65–72.
- Komarov A.Yu. Influence of vegetation and microrelief on the stratigraphy of snow cover in the Moscow region. *Vestn. Mosk. Universiteta. Ser. 5. Geografiya [Bulletin Moscow University]*, 2021, No. 6, p. 77–88.
- Mishon V.M. Theoretical and methodological foundations for the assessment of surface water resources in areas of insufficient and unstable humidification of the European part of Russia. Diss. Doctor of Geographical Sciences. Voronezh, 2007, 65 p. (in Russian).
- Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskiy A.V. et al. On estimation the influence of snow cover characteristics variability on soils freezing. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 1999, vol. III, No. 1, p. 3–10.
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Spatial and temporal variability of the thickness and density of snow cover on the territory of Russia. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2014, vol. 54, No. 4, p. 72–80.
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Thermal resistance of snow as a control of permafrost stability. *Earth's Cryosphere*, 2016a, vol. XX, No. 3, p. 96–101.
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Spatial distribution of thermal resistance of snow cover on the territory of Russia and its influence on freezing and thawing of soils. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2016b, vol. 56, No. 1, p. 52–60.
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V. Thermal resistance of snow cover and its effect on soil freezing. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013a, No. 1 (121), p. 93–103.
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013b, vol. 53, No. 3, p. 63–70.
- Popova V.V., Shiryaeva A.V., Morozova P.A. Changes in the snow depth characteristics in the territory of Russia in 1950–2013: the regional features and connection with the global warming. *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 4, p. 58–67.
- P'yankov S.V., Shikhov A.N. Modeling of the spatial distribution of snow reserves in a large catchment area using satellite information. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Modern problems of remote sensing of the Earth from space]*, 2016, vol. 13, No. 4, p. 29–41.
- Rukovodstvo po kontrolyu zagryazneniya atmosfery [Guidelines for air pollution control]. I.L. Veres (Ed.). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1991, 683 p. (in Russian).
- Sneg: spravochnik [Snow: A reference guide]. D.M. Grej, D.X. Me'jl [Eds.]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1986, 751 p. (in Russian).
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow reserves on the flat territory of Russia in the forest and in the field under climatic changes. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2018, vol. 58, No. 2, p. 183–190.
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Impact of climate change on snow depth in forest and field areas in the first decade of the 21st century. *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 2, p. 80–87.
- Formozov A.N. Snezhnyi pokrov v zhizni mlekopitayushchikh i ptits [Snow cover in the life of mammals and birds]. Moscow, Izd-vo Mosk. Un-ta, 1990 (in Russian).
- Churyulin E.V., Kopejkin V.V., Rozinkina I.A. et al. Analysis of snow cover characteristics based on satellite and model data for various catchments in the European territory of the Russian Federation. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological studies and forecasts]*, 2018, No. 2 (368), p. 120–143.
- Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. et al. The effect of snow cover on freezing and thawing of the soil in Western Svalbard. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 4, p. 52–59.
- Faria D.A., Pomeroy J.W., Essery R.L.H. Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest. *Hydrological Processes*, 2000, vol. 14, No. 15, p. 2683–2695.
- Harder P., Schirmer M., Pomeroy J., Helgason W. Accuracy of snow depth estimation in mountain and prairie environments by an unmanned aerial vehicle. *Cryosphere*, 2016, No. 10 (6), p. 2559–2571, DOI: 10.5194/tc-10-2559-2016.
- Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A. Spatial variability of snow water equivalent – the case study from the research site in Khibiny Mountains. *J. Hydrology and Hydromechanics*, 2019, vol. 67, No. 1, p. 110–112.
- Marshall H.P., Koh G. FMCW radars for snow research. *Cold Regions Science and Technology*, 2008, vol. 52, No. 2, p. 118–131.

*Поступила в редакцию 21 апреля 2022 г.,  
после доработки – 22 октября 2022 г.,  
принята к публикации 4 марта 2023 г.*