

## Внутриландшафтное распределение снеготранспортировки в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая)

© 2019 г. Л.Ф. Лубенец<sup>1\*</sup>, Д.В. Черных<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия;

<sup>2</sup>Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

\*lilia\_lubenets@mail.ru

## Intra-landscape distribution of snow storage in the Maima river basin (low-mountain area of the Russian Altai)

L.F. Lubenets<sup>1\*</sup>, D.V. Chernykh<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia;

<sup>2</sup>Altai State University, Barnaul, Russia

\*lilia\_lubenets@mail.ru

Received September 20, 2018 / Revised March 4, 2019 / Accepted June 13, 2019

**Keywords:** *Altai, landscape-interpretation mapping, low-mountain, Maima river basin, snow storage, snowpack water equivalent.*

### Summary

The paper presents the results of observations and cartographic modeling of distribution of maximum snow storages (snowpack water equivalent) in the low-mountain forest landscapes of the Maima river basin in different by snow amount winters. The weather conditions during cold periods of 2014/15–2017/18 were analyzed. The data on precipitation and mean monthly temperatures for the above mentioned seasons were compared with averaged values for 1998–2018 as the whole. It was found that the values of snow storages as well as losses for evaporation here are mainly conditioned by the meteorological parameters of the cold period. The algorithm of mapping with the use of the landscape cartographic basis and corrections for features of the relief and the character of the underlying surface is proposed. This algorithm may be used in the studies of snow accumulation in low-mountain forest landscapes. It had been found that the cold periods of 2014/15 and 2016/17 were characterized by the highest excess of winter precipitation over the averaged long-term values, whereas the lowest values were typical for 2017/18 and 2015/16. According to mean monthly air temperatures, the investigated winters were warm. The data on the *in situ* measurements and calculations confirm the dependence of snow accumulation in the basin on an altitude gradient, vegetation features, expositions and surface steepness. Consistently high values of snow storages are characteristic for the black-taiga landscapes on the shadow slopes (North-Western, Northern and North-Eastern expositions) with an angle of up to 20° with small-leaved forests. Minimum values of snow storages are observed in the sub-taiga part of the basin on the slopes of light (South-Western, Southern and South-Eastern) and transitional (Western and Eastern) expositions with an angle of more than 20° with the domination of original coniferous forests.

**Citation:** Lubenets L.F., Chernykh D.V. Intra-landscape distribution of snow storage in the Maima river basin (low-mountain area of the Russian Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 319–332. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-410>.

Поступила 20 сентября 2018 г. / После доработки 4 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

**Ключевые слова:** *Алтай, ландшафтно-интерпретационное картографирование, низкогорный бассейн р. Майма, снеготранспортировка.*

Изложены результаты (2014/15–2017/18 гг.) снегомерных работ и картографического моделирования максимальных снеготранспортировок в преимущественно низкогорном бассейне р. Майма. Установлено, что максимальные снеготранспортировки наблюдаются на теневых склонах с углом наклона до 20° с мелколиственными лесами; минимальные – на склонах световых и переходных экспозиций с углом наклона более 20° с коренными хвойными лесами.

### Введение

Снежный покров определяет функционирование ландшафтов в средних широтах не только в зимнее время, но и на протяжении части тёплого периода года. В региональных исследованиях количественный анализ основных характеристик снежного покрова, изучение режимов снеготран-

спортировки и снеготаяния чрезвычайно актуальны для прогнозирования гидрологических явлений, прежде всего динамики весенних половодий и паводков на реках [1, 2]. Для малых по водности рек фаза половодья играет важную роль, так как на неё, как правило, приходится большая часть годового стока [3]. В настоящее время основной источник информации о гидрометеорологической обстанов-

ке на реках — данные сети метеостанций и постов, но этих данных недостаточно для количественного учёта факторов, влияющих на сток с поверхности водосбора. Один из приближённых способов оценки талого стока — анализ параметров максимальных снегозапасов. Ландшафтная дифференциация снегонакопления на основе данных наземных наблюдений позволяет восполнить дефицит исходных гидрометеорологических данных, а также учесть неоднородность распределения снегозапасов, особенно в горных территориях, обусловленную влиянием абсолютной высоты, крутизны и экспозиции склонов и разнообразием наземных покровов.

Низкогорные ландшафты занимают более половины площади бассейна Верхней Оби. Здесь формируется большая часть стока первой волны половодья [4]. Кроме того, низкогорья наиболее освоены и преобразованы человеком, что не может не отразиться на структурно-функциональной организации ландшафтов, в частности на распределении снежного покрова. В качестве ведущих параметров, влияющих на пространственную дифференциацию снегонакопления в горных территориях, авторы выделяют особенности рельефа, показатели растительности и циркуляционные процессы (прежде всего направление ветра) [5–7].

Согласно Стратегии социально-экономического развития [8], Республика Алтай на период до 2035 г. определяется как территория ноосферного развития, для которой выделяется одно из приоритетных направлений региональной экономики — совершенствование системы управления водными ресурсами. Реализация указанного приоритета невозможна без обеспечения безопасности от чрезвычайных ситуаций гидрологического характера и требует научно-обоснованного подхода к изучению механизмов, отражающих взаимодействие структуры и функционирования ландшафтов водосборных бассейнов с позиции формирования стока.

В качестве модельного выбран преимущественно низкогорный речной бассейн р. Майма. Такой выбор определяется репрезентативностью бассейна для низкогорных районов Алтая и обеспеченностью метео- и гидрологической информацией. Цель исследования — изучение пространственной дифференциации снегозапасов в низкогорных лесных ландшафтах бассейна р. Майма в разные по метеопараметрам холодные периоды 2014/15–2017/18 гг.

Исследования предусматривали: 1) анализ метеоусловий холодных периодов 2014/15–

2017/18 гг. по сравнению со средними многолетними значениями и оценку их влияния на особенности снегонакопления; 2) изучение факторов формирования снегозапасов в низкогорных лесных ландшафтах в период максимального снегонакопления; 3) исследование и картографирование снегозапасов в низкогорных ландшафтах бассейна р. Майма.

### Территория исследования

Объект исследования — малый речной бассейн р. Майма (площадь 776,5 км<sup>2</sup>), расположенный в пределах Северной Алтайской (69,6%) и Северо-Восточной Алтайской (30,4%) физико-географических провинций Алтайской горной области [9, 10]. Территория бассейна р. Майма представляет собой денудационно-эрозионное низкогорье, абсолютные отметки которого повышаются с севера на юг с 260–700 до 1460 м. В пределах бассейна около 50% площади занимают склоны с высотным диапазоном 400–1400 м и крутизной от 5–30°, иногда больше. Из-за специфического экспонирования в бассейне преобладают склоны теневых (северная, северо-восточная, северо-западная) экспозиций [11], что предполагает более длительное снеготаяние и более растянутый паводок.

По данным гидрометеостанции (ГМС) Кызыл-Озёк, расположенной в низовьях бассейна, средняя годовая температура воздуха составляет 1,0 °С, годовая сумма осадков — 795 мм. Холодный период в бассейне обычно начинается в первой–второй декадах ноября, реже — в третьей декаде октября. Продолжительность составляет 109–155 дней. Окончание чаще всего приходится на вторую–третью декаду марта. Минимальная сумма осадков за холодный период (1998–2018 гг.) отмечена в 2012 г. (68,9 мм), максимальная — в 2017 г. (223,4 мм). В холодный период преобладают ветры юго-юго-восточного направления [12].

Для бассейна р. Майма, как и Русского Алтая в целом, характерно преобладание лесного пояса (почти 95% общей площади): чернево-таёжные субнеморальные (247,66 км<sup>2</sup> — 31,9% общей площади) и подтаёжные (480,89 км<sup>2</sup> — 62%). Лесостепные барьерно-циклонические ландшафты занимают в пределах бассейна незначительную площадь (47,48 км<sup>2</sup> — 6,1%) [10].

## Исходные данные и методы исследования

**Исходные данные для определения метеоусловий изучаемых зим.** Под «холодным периодом» в данном исследовании понимается период, когда наблюдается устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С, осадки выпадают на земную поверхность в твёрдой фазе и отсутствует поверхностный сток на водосборе. В качестве исходных данных для выявления метеоусловий за расчётный холодный период изучаемых лет послужили средние суточные характеристики снежного покрова, температуры воздуха, сумм атмосферных осадков за период 1940–2018 гг. Основу для анализа режима снегонакопления составляли также данные средних суточных сумм твёрдых осадков и суточные (средние, минимальные и максимальные) температуры исследуемых зимних периодов Росгидромета [12].

**Алгоритм картографирования снегозапасов с использованием ландшафтной картографической основы.** Эффективность анализа распределения снегозапасов определяется набором параметров, учитывающих специфику горных территорий. Методика моделирования и картографирования снегозапасов базируется на ландшафтной картографической основе, позволяющей определить характеристики компонентов ландшафтов, детерминирующие снегонакопление, и экстраполировать данные полевых снегомерных работ на неисследованные участки территории со сходными ландшафтными условиями [13]. Разработанный алгоритм предусматривает следующее.

**А. Изучение и картографирование ландшафтной основы территории.** Использование ландшафтной картографической основы позволяет решить вопрос пространственного анализа снегонакопления. Для характеристики ландшафтной структуры бассейна использовали данные, полученные в результате проведения наземных исследований в период с 2010 по 2016 г. (ландшафтные маршрутные описания с позиционированием точек с помощью GPS). Границы базовых ландшафтных контуров локализованы на основе преобразования цифровой модели рельефа (создание на основе обработки GRID-модели с помощью инструмента *Topo to Raster*, входящего в состав интегрированных настольных приложений *ArcGis*, исходных слоёв — экспозиций и углов наклона поверхностей, объединённых в один исходный слой) и дистанци-

онных данных открытых геопорталов [14, 15]. Дополнительно использованы материалы почвенных обследований лаборатории биогеохимии и другие фондовые данные Института водных и экологических проблем СО РАН (Барнаул), а также литературные и тематические картографические источники на данную территорию [10, 16, 17].

Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (URL: <https://yadi.sk/i/ycC-wNNU3aEfmm>; <http://geoinfo.iwep.ru/landscapes/m1>) выполнено на топографической основе масштаба 1:100 000 [17]. Картографируемой единицей в пределах каждого высотного уровня (подпояса) выступили группы урочищ (как правило, сложных). Параметры дифференциации группы урочищ, в первую очередь экспозиция склонов, угол наклона, набор растительных ассоциаций и почвенные разности, стали основой для определения поправочных коэффициентов и индексов снегонакопления. Важная составляющая легенды ландшафтной карты — учёт антропогенных изменений в геосистемах, влияющих на характеристики снежного покрова. Например, на величину снегозапасов существенно влияет смена лесных сообществ вторичными луговыми в местах вырубок или обратный процесс — лесопосадки.

**Б. Снегомерные работы и статистический анализ данных снегомерной съёмки.** Полевые снегомерные работы проводили ландшафтно-маршрутным методом с использованием снегомерных площадок [18]. Линейные маршруты прокладывали в различных высотных частях бассейна с учётом экспозиционных условий и ландшафтной специфики территории. Толщина снежного покрова измерялась двухметровой металлической рейкой с делением 1 см, расстояние между точками измерений — 20 м. Плотность снежного покрова определялась в каждой пятой точке маршрута через каждые 100 м с помощью весового снегомера ВС-43. Снегомерные площадки закладывались в пределах репрезентативных участков, отражающих особенности снегонакопления основных типов ландшафтных выделов. Толщина снежного покрова измерялась в 20 точках, расстояние между которыми составляло 5 м, реже 2 м (на склонах крутизной более 30°), плотность снежного покрова определялась в пяти точках.

Исследования выполняли на линейном маршруте и площадке за сезон один раз, в период максимального снегонакопления — с 28 февраля

по 4–6 марта. За четырёхлетний период полевых снегомерных работ выполнено 2947 измерений толщины и 592 измерения плотности снежного покрова. Работы проводились на десяти линейных маршрутах и 41 площадке на разных высотных поясных уровнях, соответствующих подтипам ландшафтов: лесостепных (диапазон высот 327–577 м), подтаёжных (386–586 м) и чернево-таёжных (518–1104 м). В камеральных условиях рассчитывали плотность снега, снегозапасы, вели статистику обработку данных с расчётом следующих параметров: среднеквадратичного отклонения  $\sigma$ ; коэффициентов вариации  $S_v$ ; стандартной ошибки средних значений толщины; плотности снежного покрова и снегозапасов.

**В. Определение ведущих факторов перераспределения снега и введение поправочных значений, необходимых для анализа снегозапасов.** Изучению влияния характеристик подстилающей поверхности на снегонакопление посвящено достаточно много работ [19–21]. В частности, выявлены эмпирические зависимости снегонакопления на лесных и безлесных участках. W. Veatch с соавторами [22] установил, что наибольшее снегонакопление свойственно средним по густоте лесам по сравнению с более густыми лесами и безлесными участками. Кроме того, разработаны физически обоснованные модели, отражающие результаты экспериментальных исследований процессов накопления и таяния снега на открытых и лесных участках речных водосборов, которые позволяют определить количественные пределы перехвата твёрдых осадков кронами деревьев и их последующее испарение [23]. Однако в бассейнах с крайне неоднородной структурой растительности использование такого рода моделей затруднено в связи с необходимостью чрезвычайно детального отражения свойств растительности, например, древесных пород (состав, полнота, возраст и ярусность), что предполагает проведение очень большого объёма работ.

В данном исследовании для расчёта первичного значения снегозапасов на основе коэффициента снегонакопления  $K_{сн}$  определялись усреднённые соотношения снегозапасов для различных наземных покровов в пределах подтипов ландшафтов. Коэффициент рассчитывался относительно открытых участков. В качестве исходных данных использовали значения снегозапасов, полученные в ходе натурных измерений отдель-

но для каждого лесного подтипа ландшафтов – средние величины по каждому году измерений для хвойных (пихтовые в чернево-таёжных и сосновые в подтаёжных ландшафтах, а также многолетние хвойные насаждения) и мелколиственных (включая многолетние лиственные насаждения) лесов, безлесных участков (настоящие и остепнённые луга, петрофитные луговые степи, а также вторичные послелесные луга и распаханная территория). Учитывая недостаточность исходных данных за отдельные годы для лесостепных ландшафтов, результаты анализа распределения снегозапасов в данной работе не приведены.

Проводили учёт влияния экспозиции склонов и крутизны поверхности на величину снегозапасов. Известно, что орографическая специфика территории (абсолютная высота бассейна, крутизна и экспозиция склонов, специфика и направление водораздельных хребтов и хребтов внутри бассейна) совместно с ветровым режимом определяют пространственную неоднородность залегания снежного покрова [24, 25]. В работе на основе пофакторного анализа для первичных значений снегозапасов, определённых для разных категорий наземного покрова, введены поправки: а) для склонов разных экспозиций: не имеющие экспозицию; световые (юго-западная, южная и юго-восточная) и переходные (западная и восточная); теневые (северо-западная, северная, северо-восточная); б) для поверхностей разной крутизны: условно выровненные (до  $10^\circ$ ); покатые и средней крутизны ( $10\text{--}20^\circ$ ); крутые; очень крутые и отвесные (более  $20^\circ$ ). Коэффициенты снегонакопления рассчитывались относительно не имеющих экспозиции склонов и условно выровненных поверхностей.

**Г. Картографирование снегозапасов с использованием полей атрибутивной таблицы ландшафтной карты: первичные значения снегозапасов на основе информации о наземном покрове; итоговые значения снегозапасов – с учётом поправок на экспозицию склонов и крутизну поверхности.** Созданная на основе инструментальных наблюдений и поправочных коэффициентов база данных послужила основой для экстраполяции значений снегозапасов на ландшафты бассейна. Весь диапазон значений снегозапасов охарактеризован шагом 25 мм, что дало девятиранговую шкалу значений. Такой интервал обусловлен наилучшей наглядностью карт в поле действия выбранных факторов.

Таблица 1. Суммы осадков и среднемесячные температуры воздуха за холодный период по данным гидрометеостанции Кызыл-Озёк [12, 25]

Холодный период	Ноябрь*	Декабрь	Январь	Февраль	Март**	За весь период
<i>Количество осадков, мм</i>						
2014/15 г.	31,7	17	25,3	45,3	6,9	126,2
2015/16 г.	55,5	14,9	11,5	10,7	13,6	106,2
2016/17 г.	69,6	55,8	26,2	18,9	3,4	173,9
2017/18 г.	29,6	11,3	13,6	16	39,9	110,4
Среднее за период 1998–2018 гг.	37,9	29,7	24,7	22,4	6,9	121,7
<i>Среднемесячные температуры, °С</i>						
2014/15 г.	–8,3	–11,9	–11,8	–10,0	–10,2	–10,4
2015/16 г.	–9,5	–9,0	–19,8	–12,6	–7,8	–11,8
2016/17 г.	–15,7	–14,3	–15,0	–17,6	–10,6	–14,6
2017/18 г.	–4,0	–11,4	–19,2	–11,4	–9,3	–11,1
Среднее за период 1998–2018 гг.	–10,5	–15,7	–19,2	–17,4	–14,3	–15,4

\*Данные приводятся с начала расчётного холодного периода. \*\*Данные приводятся за период 1–6 марта.

## Обсуждение результатов

**Характеристика холодного периода по данным гидрометеостанции Кызыл-Озёк.** По основным метеопараметрам холодные периоды, рассматриваемые в работе, достаточно контрастны (табл. 1). Холодный период 2016/17 г. характеризуется наибольшим значением зимних осадков (почти на 50 мм) по сравнению со средними многолетними значениями – 173,9 мм; несколько меньшее количество осадков отмечалось в 2014/15 г. – 126,2 мм; наименьшие значения характерны для 2015/16 и 2017/18 гг. – 106,2 и 110,4 мм соответственно (в раннее опубликованных работах [26] нами были представлены метеоданные за календарную зиму: ноябрь–март включительно). По средним месячным температурам воздуха (см. табл. 1) исследуемые зимы относятся к тёплым, за исключением некоторых месяцев зимы. Например, в декабре 2015 г. и январе 2016 г., а также в феврале 2017 г. средние температуры воздуха были ниже средних многолетних. В целом наиболее тёплая за исследуемый период – зима 2014/15 г. (максимальное превышение значений температуры воздуха над средними многолетними в сторону положительных температур 5 °С), а наиболее холодная – зима 2016/17 г. (превышение 0,8 °С).

**Динамика снеготазпасов по классам наземных покровов в подтипах лесных ландшафтов в максимум снегонакопления (2014/15–2017/18 гг.).** Анализ данных (табл. 2) показывает устойчивую зависимость распределения снеготазпасов от высотных

уровней. В пределах бассейна максимальные значения снеготазпасов характерны для чернево-таёжного подтипа ландшафтов (абсолютные высоты 518–1104 м), где разница в средних значениях за четыре рассматриваемых года по сравнению с более низким высотно-поясным уровнем – подтаёжный подтип ландшафтов (386–586 м) – составляет от 22 мм (на открытых участках) до 37 мм (в мелколиственных лесах).

В чернево-таёжных ландшафтах наибольшее снегонакопление наблюдается в мелколиственных лесах. Максимальное превышение над значениями снеготазпасов под коренными пихтовыми лесами составляет порядка 30% и отмечается в наиболее холодный и снежный из рассматриваемых периодов 2016/17 г. Подтаёжные леса в связи с меньшими абсолютными высотами территории и доступностью для транспорта более подвержены антропогенному влиянию и поэтому они более разрежены. В таких условиях процессы таяния снежной массы протекают активнее, что определяет меньшие абсолютные значения снеготазпасов в пределах подтаёжных лесов по сравнению с чернево-таёжной частью бассейна. Для мелколиственных лесов в подтаёжном подтипе характерны наибольшие значения снеготазпасов в 2016/17 и 2017/18 гг. Однако по сравнению с чернево-таёжными ландшафтами максимальная разница между коренными сосновыми и вторичными мелколиственными лесами меньше и составляет около 22% (2016/17 г.). В 2015/16 г. тёплое начало зимы и максимум осадков в это

Таблица 2. Снегозапасы и коэффициент снегонакопления  $K_{сн}$  в бассейне р. Майма по классам наземных покровов для чернево-таёжных субнеморальных (числитель) и подтаёжных (знаменатель) ландшафтов в период максимального снегонакопления за 2014/15–2017/18 гг.

Холодный период	Наземный покров					
	хвойные (пихтовые/сосновые) леса, включая многолетние хвойные насаждения		мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения		открытые участки	
	снегозапасы, мм	$K_{сн}$	снегозапасы, мм	$K_{сн}$	снегозапасы, мм	$K_{сн}$
2014/15 г.	115/104	1,04/0,91	131/105	1,18/0,92	111/114	1/1
2015/16 г.	77/44	0,94/1,76	84/42	1,02/1,68	82/25	1/1
2016/17 г.	118/85	0,99/0,87	171/110	1,44/1,12	119/98	1/1
2017/18 г.	53/32	0,98/0,74	64/46	1,19/1,07	54/43	1/1
Среднее за период 2014/15–2017/18 гг.	91/66	0,99/1,07	113/76	1,21/1,20	92/70	1/1

время в сочетании с последующим резким их уменьшением (см. табл. 1), скорее всего, способствовали активному испарению и таянию снега на открытых участках (25 мм – наименьшие значения за весь изучаемый период) и в мелколиственных лесах (42 мм). В условиях густого полога тёмнохвойных пород потери на снеготаяние были меньше, что и определило наибольшие значения снегозапасов к концу зимы – 44 мм.

Снегомерные работы показали, что для мелколиственных лесов коэффициент снегонакопления за отдельные рассматриваемые периоды выше единицы. Превышение отмечается в чернево-таёжном подпооясе каждый год, за исключением 2015/16 г. – не характерного по метеоусловиям (см. табл. 1). Для коренных пихтовых лесов черневой тайги коэффициент снегонакопления близок к единице; для подтаёжных сосновых лесов характерны колебания 0,7–0,9 (если не учитывать величину 2015/16 г.).

**Влияние экспозиции и крутизны склонов на снегонакопление.** Склоны теневых (северо-восточная, северная и северо-западная) экспозиций на обоих высотных уровнях относятся к наиболее снежным (табл. 3). Максимальное снегонакопление фиксируется на теневых склонах в осевых частях хребтов с чернево-таёжными ландшафтами. Меньшие значения снегозапасов на склонах тех же экспозиций в подтаёжной части бассейна. Данный факт согласуется с мнением В.П. Галахова [4], считавшего, что уменьшение осадков свойственно участкам, расположенным на некотором удалении от гребня орографического барьера. Значения снегозапасов на склонах световых (юго-западная, южная, юго-восточная) и переходных (западная и восточная) экспози-

Таблица 3. Снегозапасы в бассейне р. Майма на уровне подтипов лесных ландшафтов с учётом экспозиционных условий (2014/15–2017/18 гг.), мм

Наземный покров	Склоны переходных и световых экспозиций	Склоны теневых экспозиций
<i>Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты</i>		
Пихтовые леса, включая многолетние хвойные насаждения	102	115
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	97	120
Открытые участки	94	114
<i>Подтаёжные ландшафты</i>		
Сосновые леса, включая многолетние хвойные насаждения	72	88
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	73	94
Открытые участки	75	99

ций, подверженных большему влиянию прямой солнечной радиации и действию ветра (световые склоны одновременно представляют собой и наветренные), заметно меньше и в подтаёжных, и в чернево-таёжных ландшафтах. Максимальные различия между склонами контрастных экспозиций в средних за весь рассматриваемый период значениях снегозапасов наблюдаются на открытых участках (24 мм в подтаёжных и 20 мм в чернево-таёжных ландшафтах) и в мелколиственных лесах (21 и 23 мм); минимальные – в коренных сосновых (16 мм) и пихтовых (13 мм) лесах.

Что касается крутизны склонов, то в целом на крутых и отвесных склонах (более 20°), с ко-

Таблица 4. Снегозапасы в бассейне р. Майма на уровне подтипов лесных ландшафтов с учётом крутизны поверхности (2014/15–2017/18 гг.), мм

Наземный покров	Условно выровненные поверхности (менее 10°)	Покатые и средней крутизны склоны (10–20°)	Крутые, очень крутые и отвесные склоны (более 20°)
<i>Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты</i>			
Пихтовые леса, включая многолетние хвойные насаждения	103	107	Нет измерений
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	132	112	80
Открытые участки	103	106	62
<i>Подтаёжные ландшафты</i>			
Сосновые леса, включая многолетние хвойные насаждения	77	89	51
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	98	94	58
Открытые участки	90	93	58

торых снег усиленно сдувается, снегозапасы в среднем на 26–40 мм (37%) в подтаёжных и 41–52 мм (40%) в чернево-таёжных ландшафтах меньше, чем на выровненных аналогичных поверхностях (табл. 4). Разница величин между выровненными поверхностями и склонами средней крутизны (10–20°) незначительная. В соответствии с этим при введении поправки на крутизну поверхности всю территорию можно разбить на две группы: с углом наклона менее 20° (выровненные поверхности, склоны пологие, покатые и средней крутизны) и более 20° (крутые, очень крутые и отвесные склоны).

**Картографирование максимальных снегозапасов (2014/15–2017/18 гг.).** Карты максимальных снегозапасов в бассейне р. Майма за рассматриваемый период наблюдений, построенные на ландшафтной основе (на уровне групп урочищ), представлены на рисунках а–д. Исходный масштаб этих интерпретационных карт аналогичен масштабу исходной ландшафтной карты (карта «Бассейн р. Майма: современные ландшафты» (URL: <https://yadi.sk/i/ycC-wnHU3aEfmm>; <http://geoinfo.iwep.ru/landscapes/m1>) – 1:100 000 [17].

Материалы снегомерных работ показали, что снегозапасы в бассейне р. Майма существенно варьируют в разные годы. В целом снегонакопление в бассейне в значительной мере зависит от высотного градиента и морфометрических характеристик рельефа. Наибольшие снегозапасы, независимо от снежности года, сосредоточены в чернево-таёжных ландшафтах в пределах выровненных поверхностей и на склонах с углом наклона до 20°

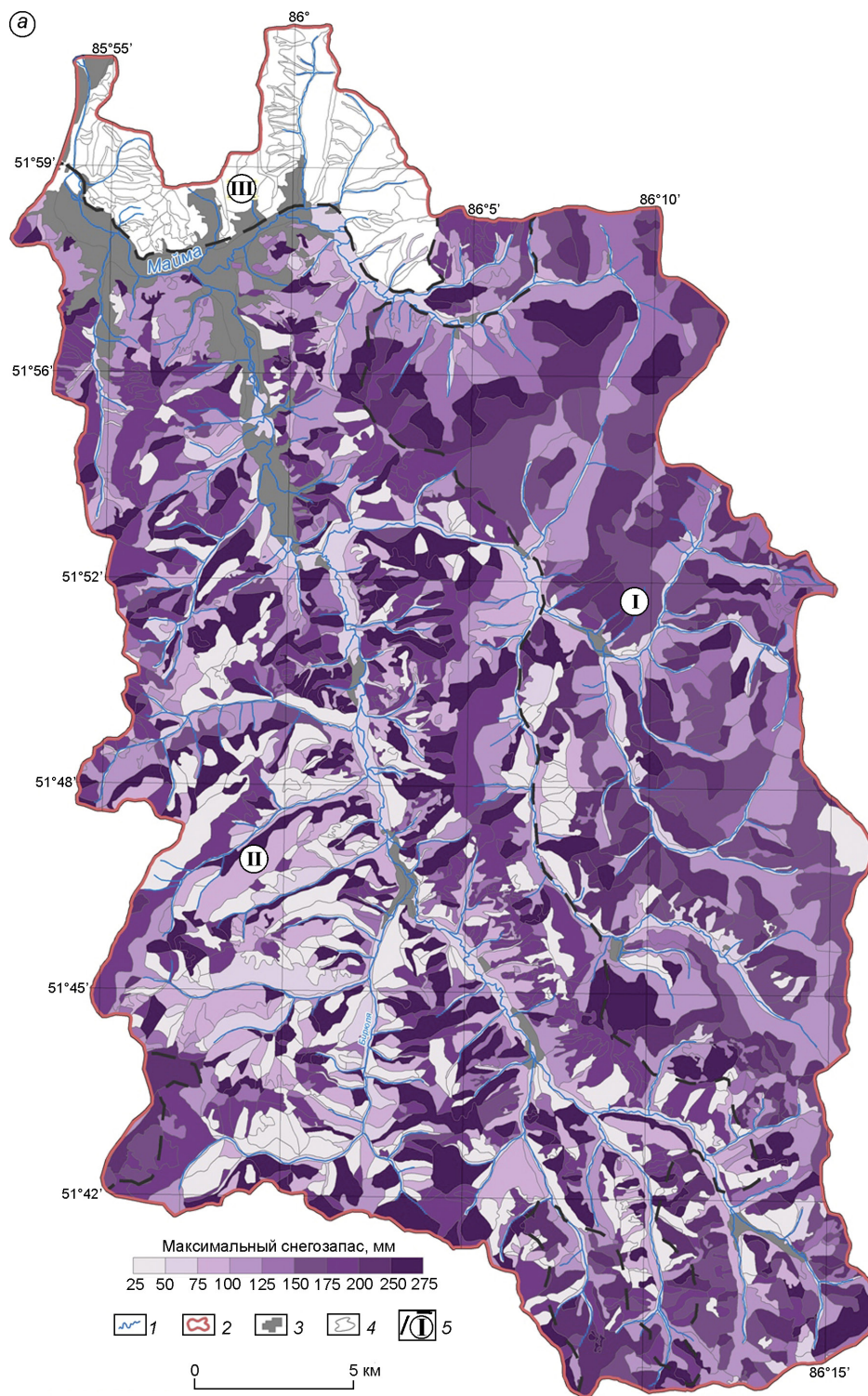
теневого экспозиции с мелколиственными лесами и на безлесных участках. Наименьшие снегозапасы характерны для подтаёжных ландшафтов в пределах крутых, очень крутых и отвесных склонов световых и переходных экспозиций с сосновыми лесами. Средние значения снегозапасов за весь период в бассейне р. Майма равны 92 мм, максимальные – 146 мм, а минимальные – 46 мм.

Сравнение данных табл. 1 и 2 показывает, что потери на испарение в течение холодного периода (разница суммы осадков за холодный период и максимальных снегозапасов) определяются метеоусловиями сезона (число оттепелей, наличие осадков в ту или иную фазу холодного периода и т.д.) и для среднеснежных тёплых зим равны 35 мм (среднее за 2014/15 и 2016/17 гг.), а для малоснежных тёплых зим – 55 мм (среднее за 2015/16 и 2017/18 гг.).

## Выводы

1. Величины снегозапасов, а также потери на испарение в низкогорных лесных ландшафтах бассейна р. Майма в значительной мере определяются метеопараметрами холодного периода.

2. На основе статистической обработки данных полевых снегомерных работ и пространственного анализа параметров ландшафтной организации в бассейне р. Майма разработан алгоритм моделирования и картографирования снегозапасов с использованием ландшафтной картографической основы и путём введения поправок с учётом особенностей рельефа, применение которого возмож-



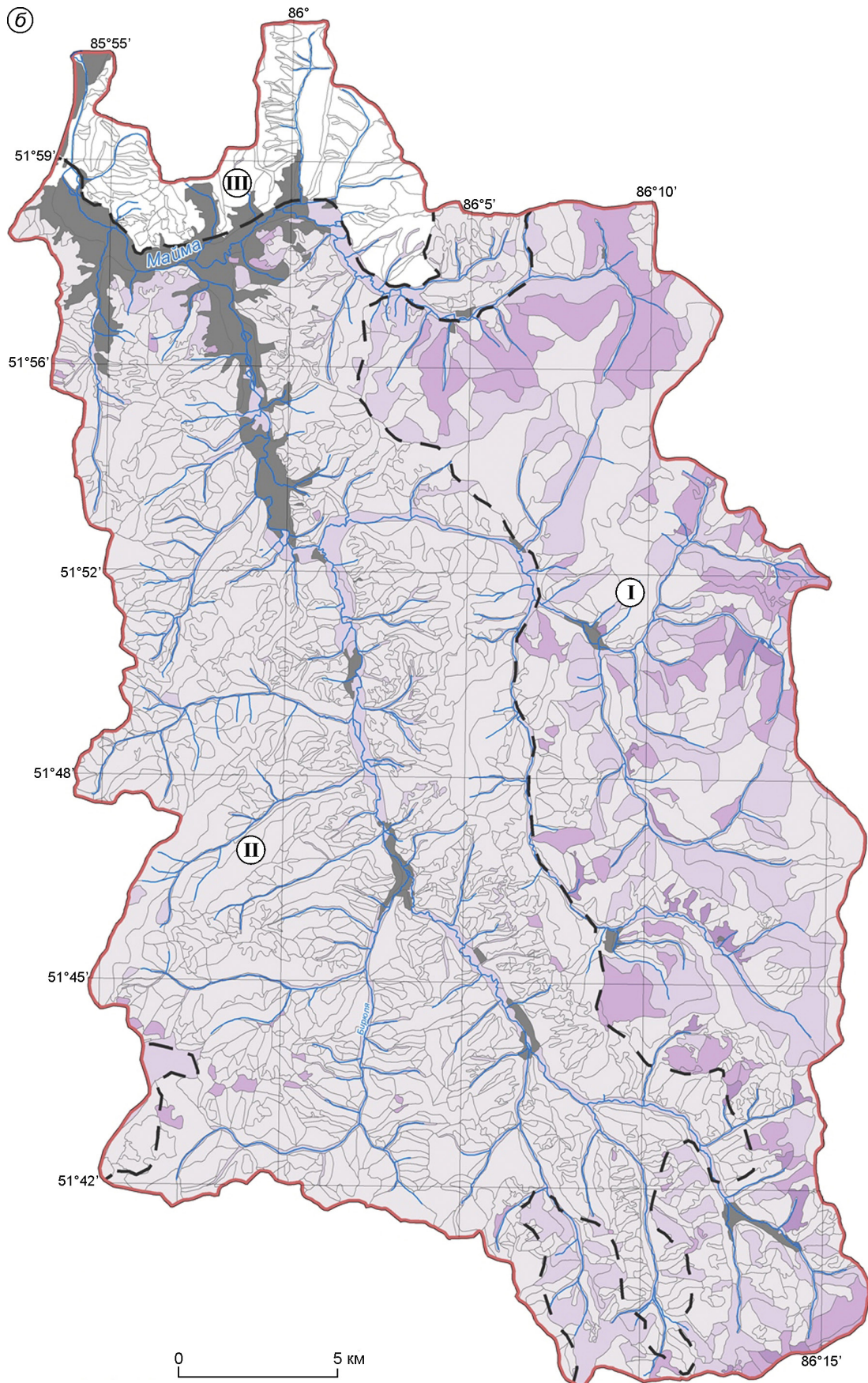
**Максимальные снеговые запасы:**

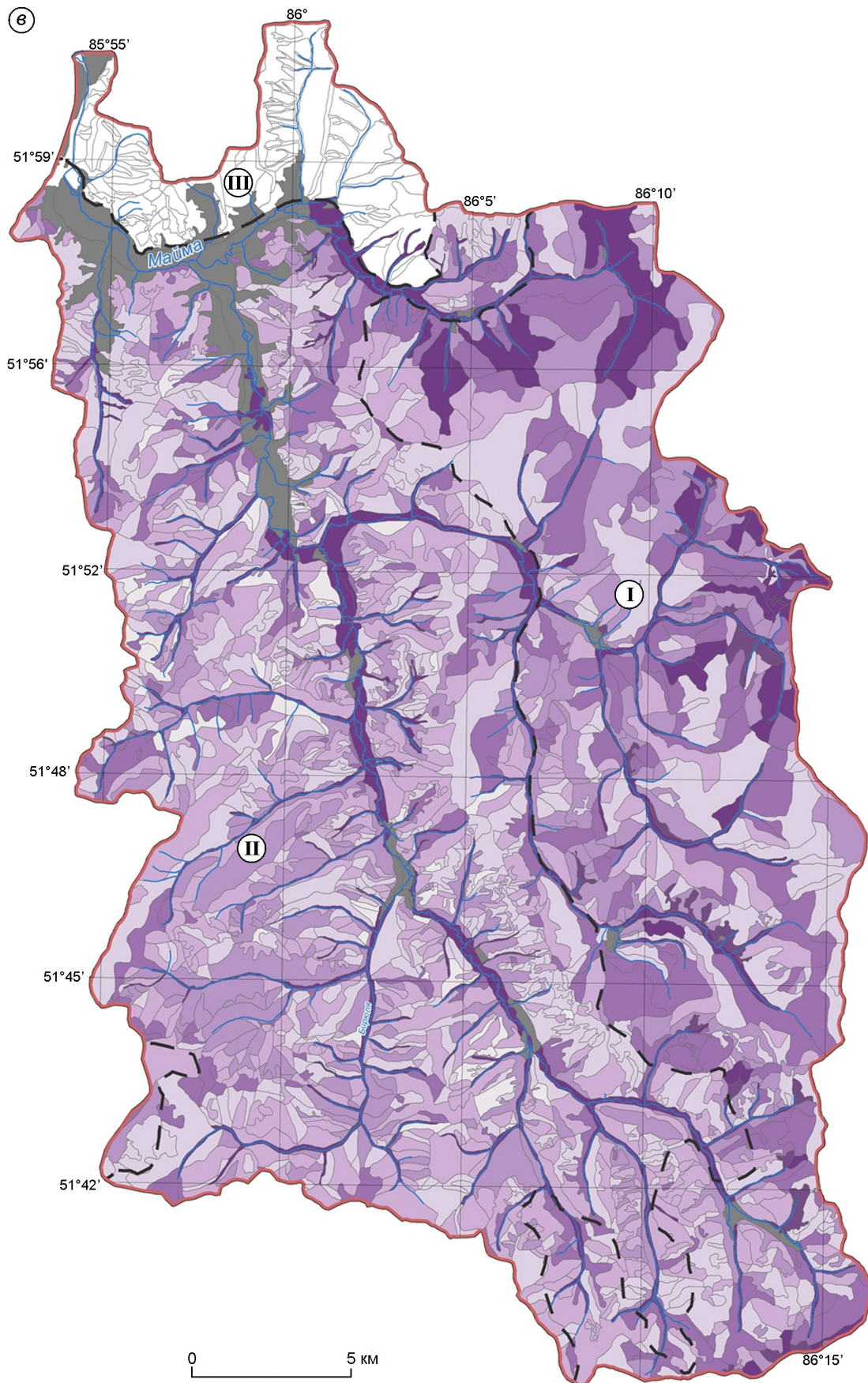
*a* – 2014/15 г.; *б* – 2015/16 г.; *в* – 2016/17 г.; *г* – 2017/18 г.; *д* – среднее за период 2014/15–2017/18 гг.; *1* – реки; *2* – граница бассейна; *3* – населённые пункты; *4* – группы урочищ; *5* – подтипы ландшафтов: *I* – черново-таёжные субнеморальные; *II* – подтаёжные; *III* – лесостепные барьерно-циклонические

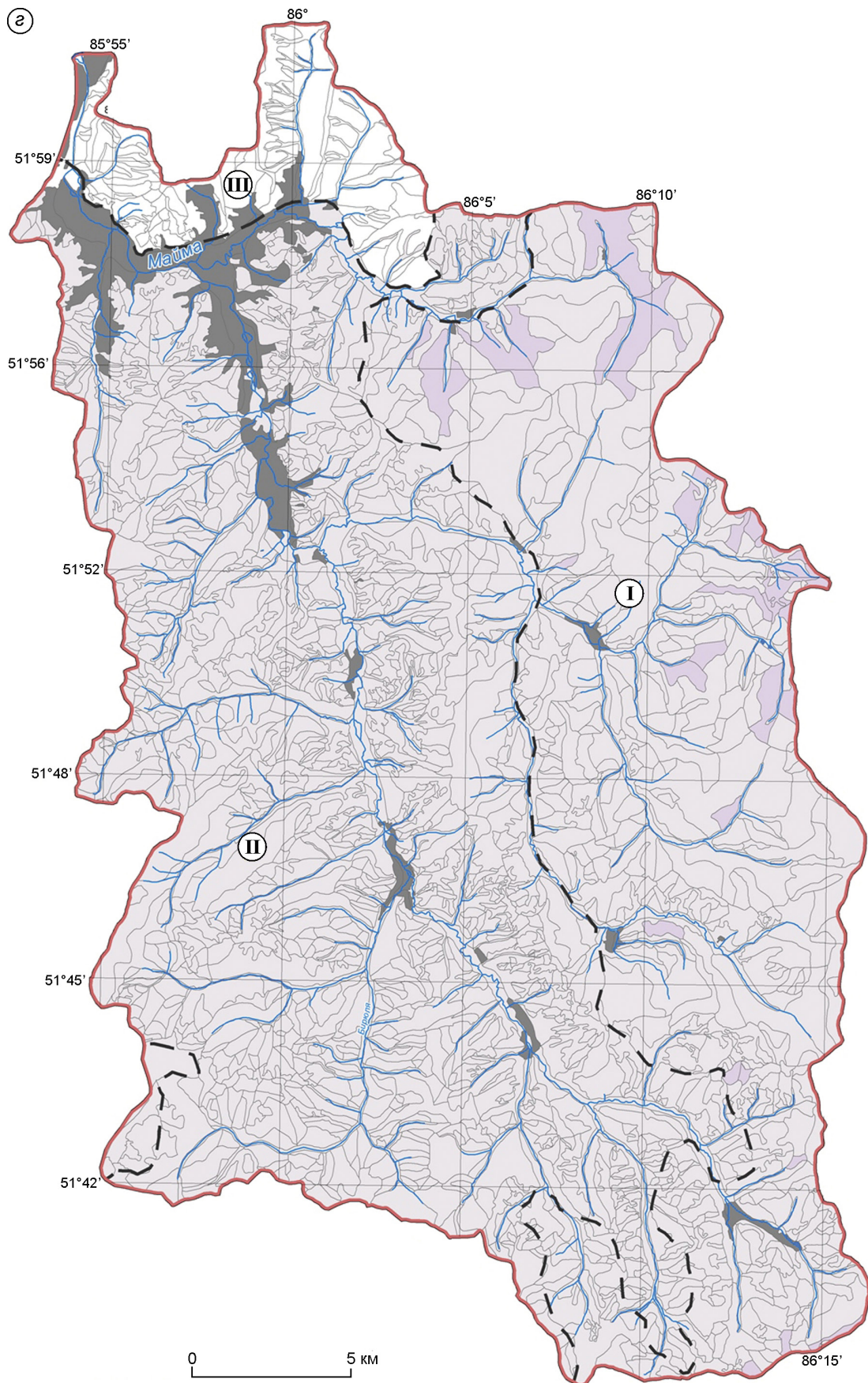
**Maximum snowpack water equivalent:**

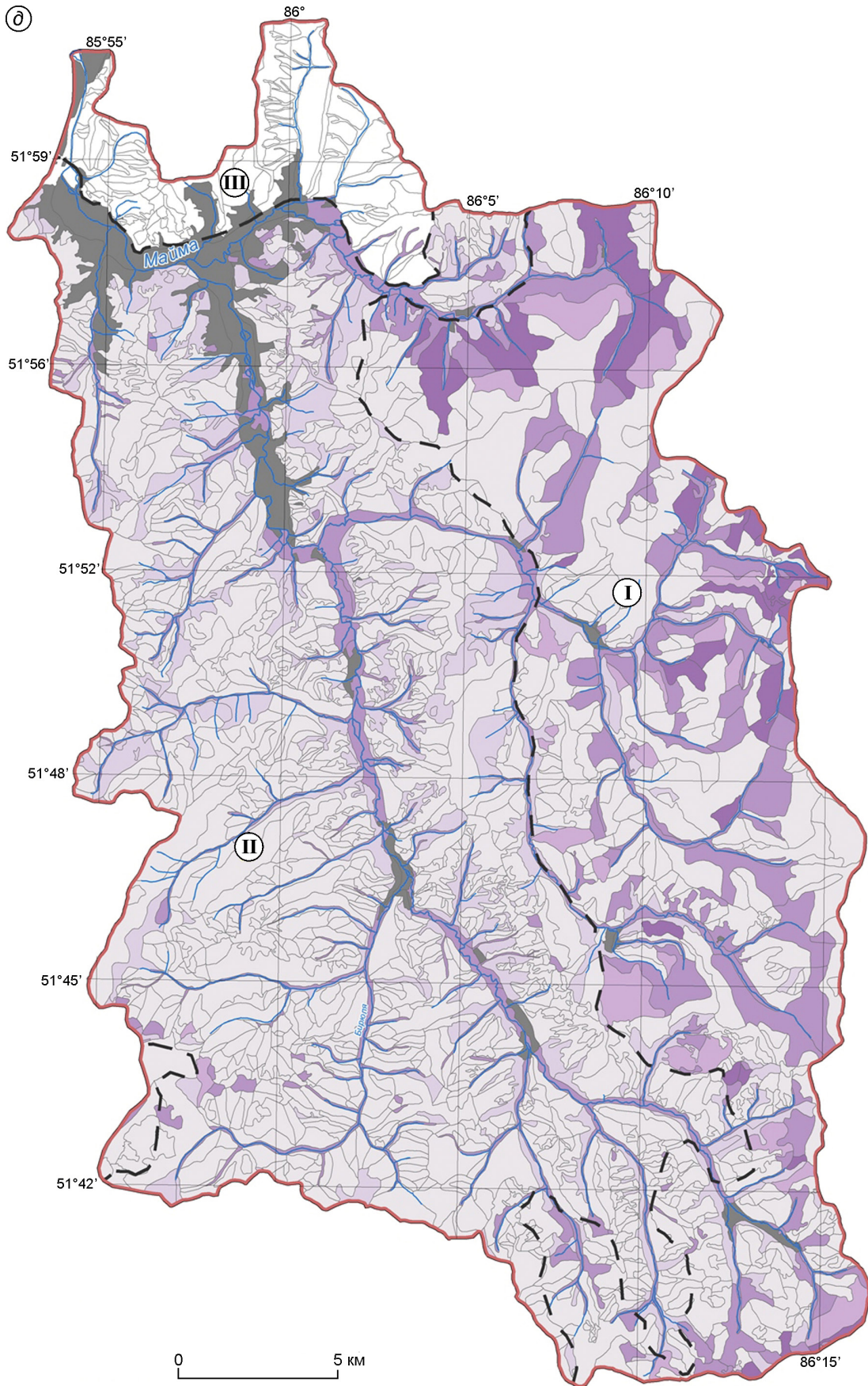
*a* – in 2014/15; *b* – in 2015/16; *v* – in 2016/17; *g* – in 2017/18; *d* – average for 2014/15–2017/18; *1* – rivers; *2* – boundary of the basin; *3* – settlements; *4* – groups of stows; *5* – subtypes of landscapes: *I* – chern-taiga subnemoral; *II* – subtaiga; *III* – forest-steppe barrier-cyclonic











но при исследовании особенностей снегонакопления в лесных низкорослых ландшафтах.

3. Данные инструментальных наблюдений и расчётов подтверждают зависимость снегонакопления в бассейне от высотного градиента, экспозиционных условий и крутизны поверхности. Устойчиво высоки значения снегозапасов в пределах чернево-таёжных ландшафтов на теневых склонах с углом наклона до 20°. Минимальные значения снегозапасов наблюдаются в подтаёжной части бассейна на склонах световых и переходных экспозиций с углом наклона более 20°.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках программы научно-исследовательских работ Института водных и экологических проблем СО РАН при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00007-а).

**Acknowledgments.** The work was carried out within the framework of the program of the Institute for Water and Environmental Problems SB RAS with partial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 18-05-00007-a).

### Литература

1. Бураков Д.А. Основы гидрологических прогнозов объема максимума весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири. Вып. 11. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1978. С. 3–49.
2. Голубцов В.В. Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации. Алматы: РГП «Казгидромет», 2010. 232 с.
3. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Моделирование пространственного распределения снегозапасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 29–41.
4. Галахов В.П., Сябаев А.А. Расчет объема стока первой волны половодья Оби у Барнаула. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2016. 122 с.
5. Donald W.C., Roger C.B., Dozier J. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling // Water Resources Research. 1998. V. 34. № 5. P. 1275–1285. <https://doi.org/10.1029/97WR03755>.
6. Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В. Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 365–372.
7. Китаев Л.М., Володичева Н.А. Динамика снегозапасов в горах и предгорьях на примере северной части Кордильер // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 1. С. 65–72.
8. Электронный ресурс: <http://www.mineco04.ru>.
9. Атлас Алтайского края. Т. 1. М. – Барнаул: Изд. ГУГК, 1978. 226 с.
10. Черных Д.В., Самойлова Г.С. Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край). Карта. М-б 1:500 000. Новосибирск: Новосибирская картографическая фабрика, 2011.
11. Золотов Д.В., Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтные факторы формирования стока в бассейне реки Майма (Северный и Северо-Восточный Алтай) // Мир науки, культуры и образования. 2012. Т. 33. № 2. С. 360–369.

### References

1. Burakov D.A. Hydrological forecasting of maximum spring flood in the forest zone of West Siberian Plain. *Voprosy Geografii Sibiri: Problems of Geography in Siberia*. V. 11. Tomsk: Tomsk University Press, 1978: 3–49. [In Russian].
2. Golubtsov V.V. *Modelirovaniye stoka gornyykh rek v usloviyakh ogranichennoy informatsii*. Simulation of mountain rivers runoff under limited information. Almaty: Kazgidromet RGP, 2010: 232 p. [In Russian].
3. Piankov S.V., Shikhov A.N. Modeling of spatial distribution of a snowpack water equivalent in a large catchment using satellite data. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (4): 29–41. [In Russian].
4. Galakhov V.P., Syubaev A.A. *Raschet ob'ema stoka pervoy volny polovod'ya Obi u Barnaula*. Flow volume calculation during the first wave of Ob flooding nearby Barnaul. Barnaul: Altai State University Publ., 2016: 122 p. [In Russian].
5. Donald W.C., Roger C.B., Dozier J. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research*. 1998, 34 (5): 1275–1285. <https://doi.org/10.1029/97WR03755>.
6. Efremov Yu.V., Zimnitskiy A.V. Snow cover on the Lago-Naki plateau (Western Caucasus). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 365–372. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-365-372. [In Russian].
7. Kitayev L.M., Volodicheva N.A. Dynamics of a snowpack water equivalent in the mountains and foothills by the example of northern Cordilleras. *Kriosfera Zemli*. The Earth's cryosphere. 2009, XIII (1): 65–72. [https://elibrary.ru/download/elibrary\\_11898302\\_67433450.pdf](https://elibrary.ru/download/elibrary_11898302_67433450.pdf). [In Russian].
8. <http://www.mineco04.ru>. [In Russian].
9. *Atlas Altayskogo kraya*. Atlas of Altai Krai. V. 1. Moscow–Barnaul: Head office of Geodesy and Cartography at the USSR Council of Ministers, 1978: 226 p. [In Russian].
10. Chernykh D.V., Samoylova G.S. *Landschafty Altaya (Respublika Altay i Altayskiy kray)*. Altai landscapes (Republic of Altai and Altai Krai). Map. Scale 1:500 000. Novosibirsk: Novosibirsk Cartographic Factory, 2011. [In Russian].
11. Zolotov D.V., Lubenets L.F., Chernykh D.V. Landscape factors of runoff formation in the Maima basin (Northern and North-Eastern Altai). *Mir nauki, kul'tury i obrazovaniya*. World of science, culture and education. 2012, 33 (2): 360–369. [In Russian].

12. Электронный ресурс: <http://www.meteo.ru>.
13. Ландшафтно-интерпретационное картографирование / Ред. А.К. Черкашин. Новосибирск: Наука, 2005. 424 с.
14. Электронный ресурс: <https://www.google.ru/maps/>.
15. Электронный ресурс: <https://yandex.ru/maps/>.
16. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ануй – Катунь в северной части Горного Алтая. Отчёт Катунской съёмочной партии по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листов М45I, М45II за 1994–2001 гг. / Составители В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. Малоенейское, 2001. (Фонды геол. информации. Гос. рег. № 13-96-10/1 Росгеолфонда).
17. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (Русский Алтай) // Геодезия и картография. 2018. Т. 79. № 11. С. 15–24.
18. Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 148 с.
19. Соседов И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1967. 198 с.
20. Беркин Н.С., Филиппов А.Х. Величина зимнего испарения в Предбайкалье // Метеорология и климатология Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 1972. С. 22–31.
21. Онучин А.А. Общие закономерности снегонакопления в бореальных лесах // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 2. С. 80–86.
22. Veatch W., Brooks P.D., Gustafson J.R., Molotch N.P. Quantifying the effects of forest canopy cover on net snow accumulation at a continental, mid-latitude site // Ecohydrology. 2009. V. 2. № 2. P. 115–128. <https://doi.org/10.1002/eco.45>.
23. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 85–95.
24. Галахов В.П. Условия формирования и расчет максимальных снегозапасов в горах (по результатам исследований на Алтае). Новосибирск: Наука, 2003. 104 с.
25. Дворников Ю.А., Хомутов А.В., Муллануров Д.Р., Ермохина К.А. Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 69–80. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-69-80.
26. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Першин Д.К. Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 56–64.
12. <http://www.meteo.ru>.
13. *Landshaftno-interpretatsionnoye kartografirovaniye*. Landscape-interpretation mapping. Ed. A.K. Cherkashin. Novosibirsk: Nauka, 2005: 424 p. [In Russian].
14. <https://www.google.ru/maps/>.
15. <https://yandex.ru/maps/>.
16. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Anuy – Katun' v severnoy chasti Gornogo Altaya*. *Otchyot Katunskoy s'yomochnoy partii po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu Gosudarstvennoy geologicheskoy karty masshtaba 1:200 000 listov M45I, M45II za 1994–2001 gg.* Geological structure and minerals of the Anuy – Katun interfluvium in northern Altai Mountains. Report of the Katun survey squad responsible for compilation and preparation for publishing the State Geological Map for 1994–2001 (scale 1:200 000, sheets M45I, M45II). Compilers: V.A. Krivchikov, P.F. Selin, G.G. Rusanov. Maloeniseyskoye, 2001. (Geological information funds. State registration of Rosgeolfond № 13-96-10/1). [In Russian].
17. *Lubenets L.F., Chernykh D.V.* Landscape mapping of Maima river basin (Russian Altai). *Geodeziya i kartografiya*. Geodesy and Cartography. 2018. 79 (11): 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-940-10-00-0013. [In Russian].
18. *Rukovodstvo po snegomernym rabotam v gorakh*. Manual on snow-measuring works in the mountains. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1958: 148 p. [In Russian].
19. *Sosedom I.S.* *Issledovaniye balansa snegovoy vlagi na gornykh sklonakh Zailiyskogo Alatau*. Study of snow moisture balance on the mountain slopes of Zailiysky Alatau. Alma-Ata, 1967: 198 p. [In Russian].
20. *Berkin N.S., Filippov A.Kh.* Winter evaporation in Baikal Region. *Meteorologiya i klimatologiya Pribaykalia*. Meteorology and climatology of Baikal region. Irkutsk: Irkutsk State University, 1972: 22–31. [In Russian].
21. *Onuchin A.A.* *Obshchie zakonomernosti snegonakopleniya v boreal'nykh lesakh*. General regularities of snow accumulation in boreal forests. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographical series. 2001, 2: 80–86. [In Russian].
22. *Veatch W., Brooks P.D., Gustafson J.R., Molotch N.P.* Quantifying the effects of forest canopy cover on net snow accumulation at a continental, mid-latitude site. *Ecohydrology*. 2009. 2 (2): 115–128. <https://doi.org/10.1002/eco.45>.
23. *Kuchment L.S., Gelfan A.N.* Physical and mathematical model of snow cover formation and snowmelt in the forest. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2004, 5: 85–95. [In Russian].
24. *Galakhov V.P.* *Usloviya formirovaniya i raschet maksimalnykh snegozapasov v gorakh (Po rezultatam issledovaniy na Altaye)*. Formation conditions and calculation of maximum a snowpack water equivalent in the mountains (study results in Altai). Novosibirsk: Nauka, 2003. 104 p. [In Russian].
25. *Dvornikov Yu.A., Homutov A.V., Mullanurov D.R., Ermokhina K.A.* GIS- and field data based modeling of snow water equivalent in shrub tundra. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 2 (130): 69–80. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-69-80. [In Russian].
26. *Lubenets L.F., Chernykh D.V., Pershin D.K.* Features of spatial differentiation of a snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (by the example of the Maima river basin). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 56–64. doi: [org/10.15356/2076-6734-2018-1-56-64](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-56-64). [In Russian].