
**ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ
И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ**

УДК 556.124.2(571.150)

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
СНЕЖНОГО ПОКРОВА В БАССЕЙНЕ р. КАСМАЛЫ
(АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)¹**

© 2019 г. Д. В. Черных^{1,2,*}, Д. В. Золотов¹, Д. К. Першин^{1,2}, Р. Ю. Бирюков¹

¹*Институт водных и экологических проблем СО РАН*

Россия 656038 Барнаул

²*Алтайский государственный университет*

Россия 656049 Барнаул

**e-mail: chernykh@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.03.2016 г.

После доработки 23.09.2016 г.

Принята к публикации 06.10.2016 г.

Проанализированы результаты маршрутных снегомерных съемок 2011–2014 гг. в бассейне р. Касмалы, типичном для южной лесостепи Алтайского края. Рассмотрены межгодовая дифференциация основных характеристик снежного покрова и основные факторы, влияющие на величину снегонакопления в различных типах геосистем бассейна.

Ключевые слова: снежный покров, максимальный снегозапас, южная лесостепь.

DOI: 10.31857/S0321-0596464359-369

ВВЕДЕНИЕ

Географические исследования снежного покрова проводятся с целью получения информации о его пространственном распределении, динамике накопления, продолжительности залегания, условиях снеготаяния, влагосодержании и др. Данные наблюдений за снежным покровом могут применяться при решении различных задач: изучении климатического и гидрологического режимов территории, составлении агрометеорологических и гидрологических прогнозов, оценке изменений природной среды (в том числе климатических колебаний) и др. [21].

Снежный покров — один из важнейших ландшафтообразующих факторов. Он в значительной степени определяет функционирование ландшафтов в зимний период [14]. В условиях общего дефицита гидрометеорологической информации данные об основных характеристиках снежного покрова — важнейшие количественные показатели функционирования геосистем и могут быть использованы при анализе их динамических состояний.

Для получения необходимой информации о пространственно-временной изменчивости снежного покрова традиционно широко применяются маршрутные снегомерные съемки, позволяющие получить данные по интересующим типам геосистем. Несмотря на постоянное увеличение возможностей в сфере моделирования и дистанционного изучения процессов снегонакопления [12, 16, 23, 27], актуальность этого метода сохраняется и на сегодняшний день [3, 17, 18], в том числе и в сочетании с другими методами [2, 8].

В степной и лесостепной зонах на юге Западной Сибири вода — дефицитный ресурс, а недостаток воды — основной фактор, лимитирующий функционирование ландшафтов. С учетом того, что большая часть поверхностного стока на этих территориях формируется во время весеннего снеготаяния, использование характеристик снежного покрова в качестве динамических характеристик геосистем целесообразно при ландшафтных (ландшафтно-гидрологических) исследованиях в бассейнах малых и средних рек степной и лесостепной зон [24, 25].

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00203 мол_а).

Отмеченные аспекты обусловили необходимость организации в течение нескольких лет маршрутных снегомерных наблюдений в репрезентативном водосборном бассейне на юге Западной Сибири.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились в бассейне р. Касмалы (площадь 1768.48 км², замыкающий створ — в с. Рогозиха), расположенном на Приобском плато (Алтайский край). Выбор района исследования обусловлен его зональной однородностью и репрезентативностью для юга Западной Сибири [9]. Основные элементы ландшафтной структуры первого порядка в пределах рассматриваемого бассейна (его структурно-функциональные части) — юго-восточный макросклон Кулундинско-Касмалинского, северо-западный макросклон Касмалинско-Барнаульского увалов и разделяющее их днище Касмалинской ложбины древнего стока, лишь небольшую часть которой занимает современная долина р. Касмалы.

По данным расположенной в бассейне р. Касмалы метеостанции Ребриха Алтайского ЦГМС (с 1940 по 2014 г.), средняя температура января -7.1°C , июля $+19.5^{\circ}\text{C}$. Годовая сумма осадков в среднем составляет 401.4 мм, за зимний период — 109.7 мм. Продолжительность за-

легания снежного покрова составляет 125–130 дней [5].

Исследования проводились ландшафтно-маршрутным методом [4, 15] в период максимального снегозапаса (вторая декада марта) в течение 4 лет — 2011–2014 гг. Основная часть измерений проведена на девяти постоянных профилях (рис. 1) длиной от 1 до 2.5 км, общая протяженность маршрутов составляла ~12 км. Отбор проб для определения плотности снега производился весовым снегомером ВС-43. Профили закладывались таким образом, чтобы охватить измерениями все основные типологические элементы ландшафтной структуры: водораздельные и пологосклонные поверхности увалов (условно “основная поверхность”), занятые преимущественно сельхозугодьями, мелколиственные колки, долинно-балочную сеть (участки балочных лесов, пойменных лугов и т.д.), сосновый бор в ложбине древнего стока и современную долину р. Касмалы. На основных поверхностях увалов для исследования использованы участки преимущественно без влияния лесополос. Кроме того, при анализе использованы данные наблюдений в постоянных снегомерных маршрутах метеостанций Ребриха (1966–2014 гг.), Барнаул, Баяно (2011–2014 гг.) [5].

Проведены расчеты плотности снега (ρ , г/см³), снегозапасов (W , мм), статистическая обработка данных с расчетом среднеквадратичного отклонения (σ), коэффициентов вариации (C_v), стандартной ошибки средних значений (m_{H_0W}) этих показателей. В целом для бассейна рассчитаны средневзвешенные (относительно площади ландшафтных выделов) значения основных характеристик снежного покрова. Для каждого года наблюдений рассчитаны коэффициенты снегонакопления по основным типам геосистем. Они определялись как отношение снегозапасов в том или ином типе геосистем к снегозапасам на фоновых участках. В данной работе в качестве фоновых рассматривались геосистемы пологосклонных поверхностей увалов, где практически исключено влияние на снегонакопление лесополос, но воздействуют все другие факторы. Это несколько отличается от традиционных подходов, когда под индикаторными (фоновыми) понимаются участки, где минимизировано влияние любых факторов перераспределения снежного покрова [7, 11].

Цель настоящей работы — определение реальных соотношений величин снегонакопления

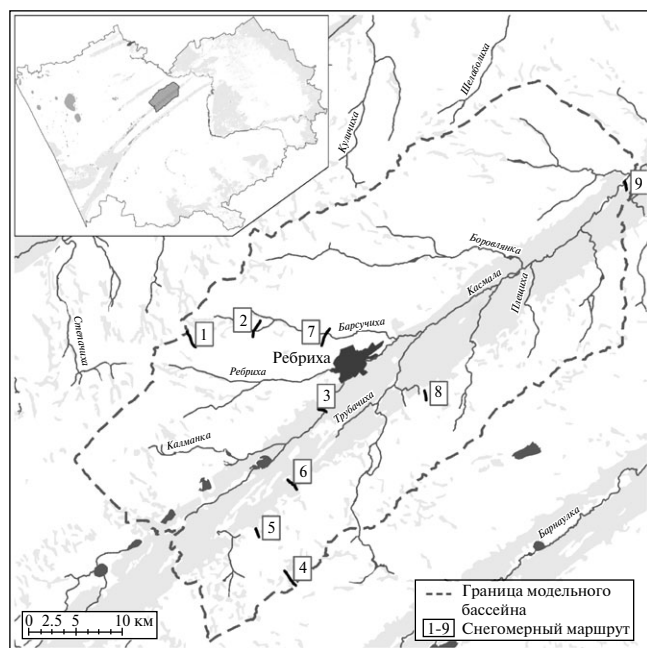


Рис. 1. Картограмма территории снегомерных маршрутов в бассейне р. Касмалы и модельного бассейна в пределах Алтайского края.

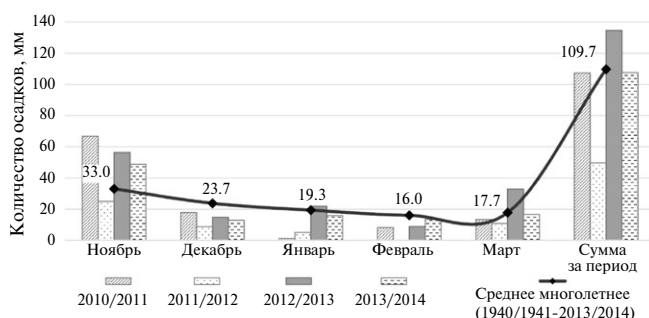


Рис. 2. Количество осадков холодного периода по метеостанции Ребриха, мм.

на различных участках бассейна и выявление ведущих факторов этого процесса.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ метеоусловий холодного периода 2010/2011–2013/2014 гг.

Приведен анализ данных метеонаблюдений за зимние периоды, предшествующие снегомерным съемкам (аналогично гидрологическим годам). В дальнейшем при анализе данных снегомерных наблюдений также указываются годы, соответствующие гидрологическим годам.

По основным метеорологическим параметрам (рис. 2–5) рассматриваемые зимние периоды очень контрастны. По важнейшему показателю — сумме осадков холодного периода (рис. 2) четко выделяются очень влажный — 2012/2013 г. (70% от максимума за весь период наблюдений, учитываемый в расчетах, начиная с зимы 1940–1941 г.); средние — 2010/2011 и 2013/2014 гг. и очень сухой — 2011/2012 г. (абсолютный минимум за весь период наблюдений). Среднеув-

лаженные годы отличались по температурным условиям зимнего периода, наблюдались существенные колебания среднемесячных значений температуры (поздние февральские или ранние декабрьские минимумы температуры). По графику среднесуточных значений температуры (рис. 3) наблюдается несколько оттепелей зимой 2013/2014 г. Наиболее “сухая” зима 2011/2012 г. характеризуется самыми низкими среднемесячными значениями температуры воздуха и наиболее слабыми ветрами (рис. 4). Основная ветровая активность отмечена в первые месяцы зимы, когда выпало больше половины всех осадков зимнего периода. В сочетании с резким понижением среднесуточной температуры это существенно повлияло на снегонакопление.

По данным снегомерных съемок на метеостанции Ребриха, среднее многолетнее значение максимальных снегозапасов на постоянном полевом маршруте во второй декаде марта составляет 96 мм (наблюдения на данном маршруте ведутся с 1977 г.), на лесном маршруте — 119 мм. Снегомерные маршруты, как и сама метеостанция, располагаются в левобережной части бассейна р. Касмалы близ западной оконечности с. Ребриха. Коэффициенты снежности (отношение максимальных снегозапасов данного года к их среднему многолетнему значению) для рассматриваемых зимних периодов составили: 2010/2011 г. — 0.9, 2011/2012 г. — 0.7, 2012/2013 г. — 1.6, 2013/2014 г. — 0.8. Таким образом, за рассматриваемые годы зимние периоды 2010/2011 и 2013/2014 гг. можно отнести к среднеснежным, 2011/2012 г. — к близким к малоснежным,

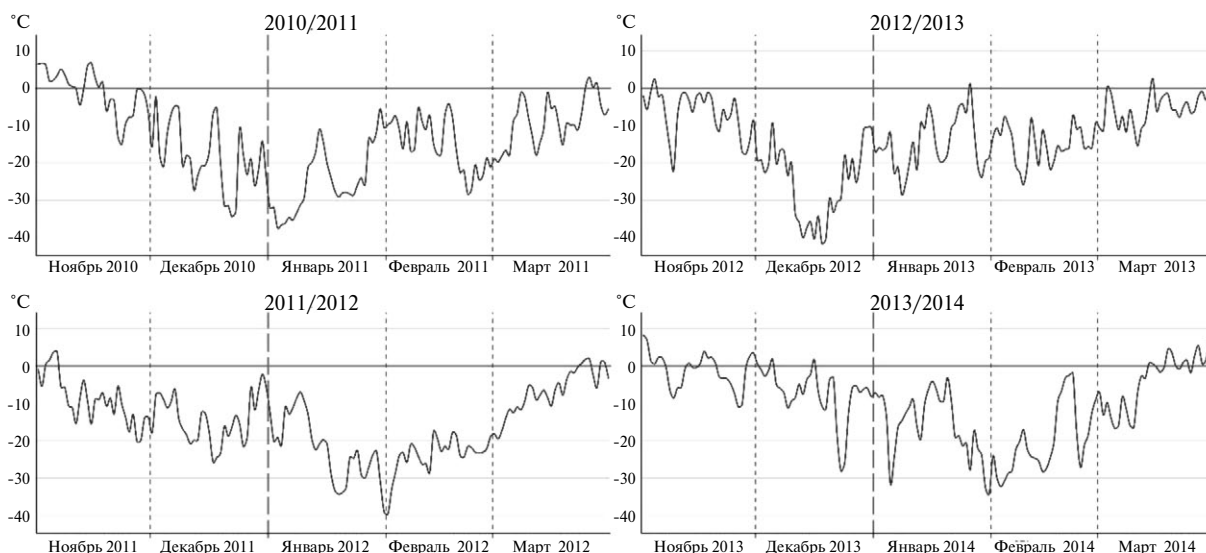


Рис. 3. Среднесуточные значения температуры холодного периода в 2010/2011–2013/2014 гг.

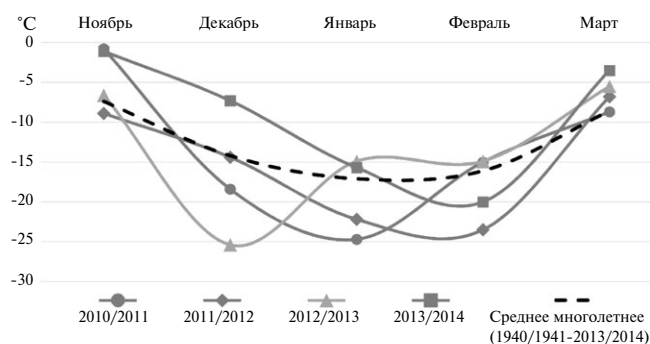


Рис. 4. Среднемесячные значения температуры воздуха в холодный период по метеостанции Ребриха.

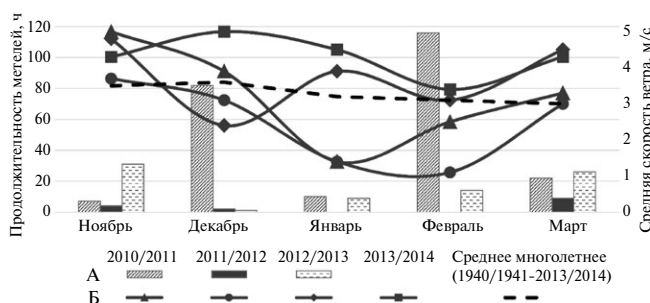


Рис. 5. Продолжительность метелей, ч (А) и средняя скорость ветра, м/с (Б) в холодный период по метеостанции Ребриха (наблюдения за атмосферными явлениями в 2013/2014 г. на метеостанции не проводились).

2012/2013 г. — к многоснежным (один из максимумов за весь период наблюдений).

Зимние периоды рассматриваемых лет различаются по основным метеорологическим характеристикам. Это позволяет выделить некоторые закономерности пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова в зависимости от изменений метеоусловий.

Особенности межгодовой изменчивости снежного покрова на уровне крупных структурно-функциональных частей бассейна

Результаты исследований авторов (табл. 1, 2) хорошо соотносятся с данными, полученными на маршрутах снегомерной съемки, проводимой на метеостанции Ребриха, а также попадают в диапазон значений среднемноголетних максимальных снегозапасов (от 50 до 100 мм), характерных для юга Западной Сибири [1]. Однако существуют и расхождения, обусловленные в первую очередь положением постоянных маршрутов метеостанции. Они проходят в непосредственной близости от метеостанции, на западной окраине с. Ребриха. Лесной маршрут проложен на участке бора в краевой его части, полевой маршрут — на открытой поверхности Кулундинско-Касмалинского увала, однако до-

статочно близко к краю бора. Очевидно, что на снегонакопление на маршруте могут влиять различные локальные факторы: повышенная ветровая активность и сложная конфигурация ветровых потоков вблизи бора, наличие в составе древостоя значительной доли мелколиственных пород (что характерно для краевых частей бора, наиболее подверженных антропогенному воздействию) и др. Все эти факторы могут способствовать как увеличению, так и уменьшению снегозапасов относительно всех остальных поверхностей увалов.

Сказанное подтверждается и при сравнении данных исследований с данными других метеостанций, расположенных в подзоне южной лесостепи — Баево и Барнаул. Первая расположена на западной границе этой подзоны при переходе к засушливой степи, вторая — на восточной границе при переходе к подзоне средней лесостепи. Однако иногда снегозапасы на маршруте метеостанции Баево оказываются выше, чем в Барнауле (2011/2012 г.). Снегозапасы на полевом маршруте метеостанции Ребриха, а также по данным наблюдений авторов статьи, по большей части оказываются выше таковых по метеостанции Барнаул.

Переходя к анализу данных снегомерных наблюдений, необходимо объяснить причины различий в наборе данных по двум схожим частям бассейна — поверхностям увалов. В первую очередь, это обусловлено различиями в морфологической структуре ландшафтов. Правый борт бассейна — северо-западный макросклон Касмалинского-Барнаульского увала — имеет на 524.5 км² меньшую (более чем в два раза) площадь относительно противоположного увала. Для него характерны мелколиственные колки и гораздо менее развитая эрозионная сеть. Левый борт — Юго-восточный макросклон Кулундинско-Касмалинского увала — хорошо дренируется малыми реками и временными водотоками с развитой эрозионной сетью, в которой формируются балочные мелколиственные леса. При проведении съемки были захвачены наиболее типичные для каждого из увалов геосистемы, что обусловило меньшее количество измерений в долинно-балочной сети правого борта и отсутствие измерений в колках на левом борту. Эти факторы необходимо учитывать при прямом сравнении данных по каждому увалу. Однако характерные для них закономерности снегонакопления можно выявить при анализе отдельных сходных классов местоположений, в первую очередь по основным поверхностям

Кулундинско-Касмалинского и Касмалинского-Барнаульского увалов.

Одна из особенностей снегонакопления за весь период наблюдений — превышение толщины снежного покрова (в среднем на 12%) на основной поверхности Касмалинского-Барнаульского увала по сравнению с Кулундинско-Касмалинским увалом. При этом средняя плотность снежного покрова на поверхности Кулундинско-Касмалинского увала выше (в среднем на 11%), и снегозапасы на левом борту бассейна часто оказываются выше, чем на правом.

Можно предположить, что причина существенных различий в плотности снежного покрова — меньшие скорости ветра между близко расположенными Касмалинской и Барнаульской лентами боров и инсоляционная макроэкспозиция склонов Кулундинско-Касмалинского увала. Известно, что влияние ветра на уплотнение снега особенно сильно сказывается на территориях, где оттепели и жидкие осадки в течение зимы наблюдаются редко [10]. Отмечается и влияние ленточных боров на ослабление скоростей ветра [22]. Большую интенсивность ветров на поверхности Кулундинско-Касмалинского увала косвенно подтверждают наблюдаемые на подветренных склонах абсолютные максимумы снегозапасов (для всего бассейна). Несколько выше на левом борту и коэффициенты вариации снегозапасов (табл. 3) фактически по всем типам геосистем.

В отличие от поверхностей увалов, в пределах днища Касмалинской ложбины древнего стока снежный покров залегает более равномерно (в большей степени в бортовой части). Значения коэффициента вариации снегозапасов не испытывают резких колебаний (27–35%). При этом средняя толщина снежного покрова за каждый год наблюдений (табл. 1) сопоставима с такими показателями на правом борту и чаще превышает показатели на левом борту бассейна. Величины снегозапасов в ложбине древнего стока ниже, чем на увалах, ввиду меньшей плотности снежного покрова (она редко превышает 0.20 г/см^3).

Анализ соотношения снегозапасов в лесу и на открытых поверхностях увалов

Влияние хвойного леса на снегонакопление двояко. С одной стороны, задержка выпадающего снега пологом деревьев способствует более интенсивному его испарению, тем самым — уменьшению снегозапасов. С другой стороны, лес способствует увеличению осадков и умень-

шению скорости ветра и предохраняет попавший под полог деревьев снег от испарения, выдувания и таяния в период оттепелей, способствуя тем самым снегонакоплению [3, 7, 10, 11]. Исходя из этого, вопрос о соотношении снегозапасов в лесу и на открытых участках в различные сезоны или разного местоположения очень актуален.

Традиционно считается, что снегозапасы в лесах (в том числе сосновых) в целом выше, чем на открытых участках [6, 10, 11, 20]. Данная закономерность сформулирована на основе многочисленных экспериментальных данных снегомерных съемок в основном в зонах смешанных лесов, тайги и подтайги, а также в горных лесах [20], т.е. там, где распространение лесов обусловлено зональными либо орографическими факторами. В [6, 13] приведены коэффициенты снегонакопления для рассматриваемой территории, рассчитанные по данным снегомерных съемок на метеостанциях. В [6] для метеостанции Ребриха приведен коэффициент снегонакопления, равный 1.67. Однако приводимые данные вызывают сомнения, так как, например, указанные величины снегозапасов метеостанции Усть-Волчиха (сухая степь) существенно выше таковых метеостанции Рожнев Лог (южная лесостепь). Мы полагаем, что имеют место локальные различия в снегонакоплении по маршрутам указанных метеостанций и, возможно, в периодах наблюдений (уточняющих данных не приводится). В [13] приведен коэффициент снегонакопления для всей лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины — 1.68, полученный в исследованиях в нескольких районах в основном в лиственных лесах.

Стоит коснуться вопроса задержания твердых осадков пологом леса, в частности соснового. Известно, что количество снега, задерживаемого кронами хвойных деревьев, растет с увеличением полноты насаждения и с ростом суммы твердых осадков. По [11], относительная величина снегозадержания не зависит от суммы зимних осадков. В [11] также приведены формула для расчета снегозапасов, перехваченных кронами, и величины коэффициента снегозадержания для еловых (0.37) и сосновых (0.22) лесов. Анализ результатов, полученных на большом эмпирическом материале в Северной Америке [28], показал наличие схожих тенденций.

Вопрос задержания твердых осадков кронами обстоятельно изучался по Минусинской котловине [7]. Доля твердых осадков, перехватываемая там кронами соснового древостоя,

Таблица 1. Основные характеристики снежного покрова в бассейне р. Касмалы и смежных районах в период максимума снегонакопления (данные, кроме данных маршрутов метеостанций, приведены со стандартной ошибкой среднего арифметического; прочерк — наблюдения не проводились; тире — нет данных; для всего бассейна приведены средневзвешенные величины)

Характеристика ландшафта	Количество измерений толщины/плотности снега								$H_{\text{ср}}$, см				$\rho_{\text{ср}}$, г/см ³				$W_{\text{ср}}$, мм			
	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014
Кулундинско-Касмалинский увал	891/23	282/31	212/27	212/24	37±0.5	31±0.5	69±2	33±1	0.20±0.01	0.19±0.01	0.29±0.01	0.27±0.01	71±8	57±3	198±13	96±14				
Основная поверхность	603/19	201/24	138/16	140/14	32±0.4	28±0.4	65±1	28±1	0.20±0.01	0.19±0.00	0.30±0.01	0.29±0.02	68±8	54±2	190±12	74±4				
Долинно-балочная сеть	212/3	80/7	72/11	69/9	48±2	37±1	77±4	44±2	0.18±0.01	0.18±0.02	0.29±0.01	0.23±0.01	69±16	68±8	209±29	128±36				
Касмалинско-Барнаульский увал	263/6	199/23	239/32	240/26	40±0.8	36±0.4	79±1	37±1	0.18±0.03	0.18±0.00	0.25±0.01	0.22±0.02	73±7	70±4	198±7	72±4				
Основная поверхность	165/4	103/12	138/17	142/16	35±1	34±0.4	72±1	30±1	0.17±0.04	0.20±0.00	0.27±0.01	0.24±0.02	65±7	72±2	189±6	66±4				
Колки	98/2	76/8	89/12	85/9	50±1	39±0.1	91±2	47±1	0.17±0.00	0.18±0.01	0.24±0.01	0.18±0.02	90±3	74±9	222±15	84±9				
Долинно-балочная сеть	—	21/3	12/3	13/2	—	35±1	81±4	48±4	—	0.16±0.01	0.19±0.02	0.17±0.02	—	55±6	155±8	61±9				
Днище ложбины древнего стока	355/10	191/21	95/16	135/19	41±1	29±0.4	76±2	38±1	0.16±0.01	0.19±0.01	0.21±0.01	0.18±0.01	66±8	60±4	150±10	68±4				
Сосновый бор	268/6	157/18	75/13	108/16	42±1	29±0.0	84±1	40±1	0.15±0.02	0.19±0.01	0.20±0.01	0.17±0.01	58±10	62±3	163±10	67±2				
Долина р. Касмалы	35/2	34/3	20/3	27/3	35±3	30±0.3	45±4	29±2	0.17±0.01	0.16±0.03	0.29±0.03	0.20±0.01	73±21	51±14	96±7	71±29				
В целом по бассейну	1509/38	672/75	546/75	587/69	36±0.4	31±0.3	72±1	33±1	0.18±0.01	0.19±0.00	0.27±0.01	0.24±0.01	66±5	61±2	184±6	75±5				
Постоянный снегомерный маршрут ГМС Ребриха (“поле”)	—	—	—	—	30	25	56	30	0.28	0.25	0.27	0.24	84	63	151	72				
Постоянный снегомерный маршрут ГМС Ребриха (“лес”)	—	—	—	—	46	35	78	—	0.17	0.17	0.21	—	78	60	164	—				

Таблица 1. Окончание

Характеристика ландшафта	Количество измерений толщины/плотности снега						$H_{\text{сп}}, \text{см}$				$\rho_{\text{сп}}, \text{г/см}^3$				$W_{\text{сп}}, \text{мм}$					
	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014
Постоянный снегомерный маршрут ГМС Баяво ("поле")	-	-	-	-	20	28	27	23	0.25	0.17	0.35	0.20	53	48	103	46				
Постоянный снегомерный маршрут ГМС Барнаул ("поле")	-	-	-	-	37	24	54	28	0.22	0.19	0.32	0.22	81	46	173	62				

Таблица 2. Среднеквадратическое отклонение (σ , числитель) и коэффициент вариации (Cv , %, знаменатель) для наблюдений характеристик снежного покрова в бассейне р. Касмалы

Характеристика ландшафта	$H_{\text{сп}}, \text{см}$						$\rho_{\text{сп}}, \text{г/см}^3$						$W_{\text{сп}}, \text{мм}$							
	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14
Кулундинско-Касмалинский увал	16/44%	8/28%	25/36%	17/50%	0.06/28%	0.03/15%	0.04/12%	0.06/23%	0.06/28%	0.03/15%	0.04/12%	0.06/23%	37/51%	15/26%	68/35%	69/72%				
Основная поверхность	10/31%	5/19%	16/25%	11/39%	0.1/29%	0.02/12%	0.04/13%	0.07/23%	0.1/29%	0.02/12%	0.04/13%	0.07/23%	35/52%	11.0/20%	48/25%	14/19%				
Долинно-балочная сеть	23/49%	11/31%	34/44%	20/47%	0.01/6%	0.05/25%	0.03/11%	0.04/18%	0.01/6%	0.05/25%	0.03/11%	0.04/18%	28/41%	21/31%	92/44%	107/84%				
Касмалинско-Барнаульский увал	12/31%	5/15%	15/19%	12/32%	0.06/38%	0.02/12%	0.05/19%	0.09/40%	0.06/38%	0.02/12%	0.05/19%	0.09/40%	17/24%	17/25%	42/21%	20/28%				
Основная поверхность	9/25%	4/12%	9/12%	7/23%	0.08/49%	0.02/8%	0.05/17%	0.1/39%	0.08/49%	0.02/8%	0.05/17%	0.1/39%	14/22%	8/12%	24/13%	15/22%				
Колки	12/24%	6/15%	15/16%	9/19%	0.00/0%	0.02/13%	0.04/16%	0.06/36%	0.00/0%	0.02/13%	0.04/16%	0.06/36%	4/5%	26/35%	53/24%	26/31%				
Долинно-балочная сеть	-	4/13%	13/16%	14/28%	-	0.01/7%	0.04/20%	0.03/15%	0.01/7%	0.04/20%	0.03/15%	0.03/15%	-	11/19%	14/9%	8/14%				
Днище ложбины древнего стока	13/31%	6/21%	20/27%	9/23%	0.04/23%	0.03/16%	0.05/25%	0.02/13%	0.04/23%	0.03/16%	0.05/25%	0.02/13%	24/35%	16/27%	42/28%	19/28%				
Сосновый бор	9/22%	5/18%	11/13%	6/15%	0.04/32%	0.02/12%	0.04/20%	0.02/12%	0.04/32%	0.02/12%	0.04/20%	0.02/12%	23/39%	15/24%	36/22%	9/14%				
Долина р. Касмалы	18/53%	10/33%	17/37%	12/41%	0.01/4%	0.05/34%	0.05/19%	0.02/12%	0.01/4%	0.05/34%	0.05/19%	0.02/12%	29/40%	25/48%	13/13%	50/71%				
В целом по бассейну	15/39%	8/24%	21/27%	13/37%	0.06/30%	0.03/14%	0.05/21%	0.07/33%	0.06/30%	0.03/14%	0.05/21%	0.07/33%	31/44%	17/27%	56/30%	45/57%				

Таблица 3. Коэффициенты снегонакопления по различным частям бассейна р. Касмалы

Характеристика ландшафта	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	Среднее
Долинно-балочная сеть*	1.0	1.1	1.0	1.6	1.2
Колки*	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2
Сосновый бор	0.9	1.0	0.9	1.0	0.9
Современная долина р. Касмалы	1.0	0.9	0.5	1.0	0.9

* В целом по бассейну.

оценивается в 20–36% в зависимости от фонового количества осадков.

Согласно исследованиям, проведенным в Северной Америке [26, 29], перехват твердых осадков наиболее интенсивен в начале зимы и в сосновых лесах может достигать 44% в декабре и 30% к началу снеготаяния в апреле. Доля перехваченных осадков к концу зимнего периода эквивалентна потерям на сублимацию и составляет для сосновых лесов 30–32% общих снеготаяния зимы. Разница между перехваченными и испарившимися осадками приходится на снег, обрушившийся с поверхности крон деревьев [26, 29].

Рассчитанный по данным метеостанции Ребриха (с 1977 г., с начала использования полевого маршрута) средний коэффициент снегонакопления составляет 1.2, что указывает на некоторое преобладание процессов накопления снега в бору. Анализ многолетнего ряда коэффициентов снегонакопления показывает, что значение коэффициента снегонакопления колеблется и бывает менее единицы в самые разные по снежности годы.

По данным наблюдений авторов статьи, в трех из четырех лет (2010/2011, 2012/2013, 2013/2014 гг.) отмечается превышение величины снеготаяния на водораздельных и слабонаклонных поверхностях увалов (правый и левый борт, исключая колки и долины) над таковыми в пределах соснового бора. Данное соотношение выражено через коэффициенты снегонакопления (табл. 3). Подобная закономерность фактически прослеживается и по маршрутам метеостанции в 2010/2011 и 2011/12 гг. (в 2011/2012 г. соотношение снега на степных увалах и в бору близко к единице). В 2012/2013 г. значительная разница величин снеготаяния на открытых участках по наблюдениям авторов статьи и по данным метеостанции не позволяет проследить эту тенденцию. Причиной различий могут быть локальные факторы, связанные прежде всего с интенсивным метелевым перераспределением, обуслов-

ленным специфическим проложением маршрута, о чем уже упоминалось ранее.

Данные наблюдений авторов статьи охватывают гораздо больше типов геосистем как на обоих увалах, так и в ложбине древнего стока. Опираясь на них, можно предполагать, что перехват осадков кронами деревьев — один из важнейших факторов перераспределения снежного покрова, а превышение величин снеготаяния на водораздельных и слабонаклонных поверхностях увалов над таковыми в пределах бора — весьма характерное явление. Похожие закономерности характерны для Приобских боров, относящихся к зоне средней лесостепи [19]. Наблюдаемая толщина снежного покрова на 8–12 см больше, чем на открытых участках (высоких речных террасах), что при меньшей плотности приводит к близким величинам снеготаяния. Так как в лесах уплотнение снега происходит в основном под его собственным весом, в ленточном бору южной лесостепи плотность его несколько меньше, чем в Приобских борах, ввиду различного количества выпадающих осадков.

Исходя из имеющихся данных соотношение между снеготаянием в бору и на основной поверхности увалов различно в малоснежные и слабовеетренные годы, с одной стороны, и в многоснежные и ветреные годы — с другой. При постоянной величине перехвата снега кронами деревьев в первом случае наблюдается уменьшение выноса снега с открытых пространств увалов и меньшее испарение. В результате коэффициент снегонакопления в бору должен быть меньше, чем в многоснежные и ветреные годы. Необычной выглядит ситуация в малоснежный 2011/2012 г., когда коэффициент снегонакопления в бору был близок к единице (как по данным метеостанции, так и по результатам наших измерений). Вероятно, это можно объяснить уже отмеченными потерями снеготаяния на увалах в начале зимнего периода 2011/2012 г. В этот год именно в начале

зимы выпала большая часть снега и было отмечено наибольшее число метелей.

Стоит заметить, что большинство выводов относительно влияния леса на снегонакопление было сделано для бореальных или горных лесов, где закономерности поступления, накопления и испарения осадков иные, нежели в лесостепях. Для данной территории вопрос перехвата снега ветвями очень важен, так как количество зимних осадков не так велико и доля задержанных осадков (значительная часть из которых испаряется) весьма существенна. При большом количестве выступающих осадков влияние этого фактора уже менее заметно.

Основные локальные факторы перераспределения снежного покрова: уклоны и экспозиция, характер растительности

Как уже упоминалось, наибольшие величины снеготолщин и толщина снежного покрова отмечаются на подветренных (ввиду преобладания ветров юго-западного направления) северо-восточных и северных склонах и примыкающих к ним участках днищ оврагов, балок и долин малых рек. В многоснежные годы запас влаги в снежном покрове здесь превышает 400 мм (толщина снежного покрова >150 см), в средне-снежные >300 мм (толщина снежного покрова ~100 см) и даже в малоснежные достигает 160 мм, в два раза превышая средние значения по бассейну.

Коэффициент снегонакопления в долинно-балочной сети варьировал от 1.0 до 1.6 и увеличился в самый ветреный 2013/2014 г. В расчет брались склоны всех экспозиций, тогда как наветренные (южные, юго-западные) склоны увалов и эрозионных форм обычно в 2–2.5 раза менее снежные.

Можно также отметить, что снеготолщины стабильно выше на левом борту бассейна. Однако наиболее важный фактор, влияющий на характер снегонакопления, — различия в ландшафтной структуре увалов, о которых говорилось выше. При меньшей ветровой активности условия для снегонакопления в долинно-балочной сети на Касмалинско-Барнаульском увале менее благоприятные, чем на противоположной стороне бассейна. Существенно выше там и величины коэффициента вариации снеготолщин (до 84%).

В пределах днища Касмалинской ложбины древнего стока экспозиционные различия характеристик снежного покрова несущественны. Основным фактором различий в распределе-

нии снега — характер растительности. В этом отношении контрастны с лесными участками луга и займища в пределах современной долины р. Касмалы. Коэффициент снегонакопления в геосистемах долины очень сильно меняется: от 0.5 до 1.0. Разнообразие подстилающей поверхности (сочетание заболоченных понижений и лугов) на относительно небольших участках создает неоднородности в распределении снега. Коэффициент вариации снеготолщин здесь всегда очень высок (до 71%), снижается лишь в многоснежные годы.

Наиболее высокий коэффициент снегонакопления (1.23) в пределах бассейна имеют березовые и березово-осиновые колки. Снеготолщины, как правило, одни из самых больших в бассейне. Немного выше здесь и вариативность величин снеготолщин, в первую очередь из-за повышенного накопления снега на опушках. Отмечается также закономерность: в более разреженных колках (вследствие рубок или пожаров) толщина снежного покрова в среднем на 14% выше, чем в колках с плотным древесным ярусом.

ВЫВОДЫ

Годы наблюдений — 2011–2014 гг. — в бассейне р. Касмалы характеризуются контрастными метеоусловиями в зимний период. В конкретных ландшафтах метеоусловия отражаются на пространственной дифференциации основных характеристик снежного покрова.

Выявлена разница снегонакопления на Кулундинско-Касмалинском (левый борт) и Касмалинско-Барнаульском (правобережье) увалах. Она проявляется в увеличении средней толщины снежного покрова (в среднем на 11%) на основной поверхности Касмалинско-Барнаульского увала, тогда как на Кулундинско-Касмалинском увале чаще всего выше плотность снега (в среднем на 12%) и изменчивость всех основных характеристик снежного покрова. Причиной этого являются различия площади увалов, расстояния между лентами боров и, как следствие, разный ветровой режим. Результаты исследований показали, что в зависимости от метеоусловий в конкретный зимний период максимальный снеготолщина может быть больше на основной поверхности как правого, так и левого борта бассейна.

В боргах ложбины древнего стока снежный покров залегает более равномерно, чем на увалах. Величины максимальных снеготолщин в преде-

лах бора меньше, чем в среднем на основной поверхности увалов. Причина этого явления — перехват снега кронами деревьев.

В пределах территории правого борта Касмалинско-Барнаульского увала (правобережье) важнейшую снегоаккумулирующую роль играют мелколиственные колки. Для левого борта Кулундинско-Касмалинского увала (левобережье), характеризующегося значительно большим развитием эрозионных форм рельефа, данную роль выполняют долины и балки, на подветренных склонах которых отмечаются максимальные снегозапасы в пределах всего бассейна (более 300 мм в многоснежные годы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. Котлякова В.М. М.: ИГ РАН, НПП “Картография”, 1997. 342 с.
2. Бураков Д.А., Гордеев И.Н. Оценка предвесенних снегозапасов в бассейнах Красноярского и Саяно-Шушенского водохранилищ // География и природные ресурсы. 2013. № 1. С. 72–78.
3. Буренина Т.А., Шишкин А.С., Онучин А.А., Борисов А.Н. Снежный покров на вырубках разных лет в пихтово-кедровых лесах Енисейского кряжа // Лесоведение. 2013. № 6. С. 26–36.
4. Быков Н.И., Попов Е.С. Наблюдения за динамикой снежного покрова в ООПТ Алтае-Саянского эко-региона (методическое руководство). Красноярск, 2011. 64 с.
5. ВНИИГМИ-МЦД // <http://www.meteo.ru> (Дата обращения 11.01.2016).
6. Гидрологическая роль лесных геосистем. Новосибирск: Наука, 1989. 168 с.
7. Грудинин Г.В. Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. 160 с.
8. 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 съемки // Лед и снег. 2015 № 2 (130). С. 69–80.
9. Золотов Д.В., Черных Д.В. Репрезентативность модельного бассейна р. Касмалы для сравнительных ландшафтно-гидрологических исследований на Приобском плато // Изв. АлтГУ. Сер. биол. науки, науки о Земле, химия. 2014. № 3/1 (83). С. 133–138.
10. Копанев И.Д. Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 184 с.
11. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 169 с.
12. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу // Метеорология и гидрология. 2004. №5. С. 5–95.
13. Лебедев А.В. Водоохранное значение леса в бассейне Оби и Енисея. М.: Наука, 1964. 64 с.
14. Мамай И.И. О вкладе зимних состояний природных территориальных комплексов в их развитие // Изв. РГО. 2007. Т. 139. № 4. С. 18–29.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. Вып. 3. Ч. 1. 300 с.
16. Онучин А.А. Общие закономерности снегонакопления в бореальных лесах // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 2. С. 80–86.
17. Петров А.И., Евсеева Н.С., Каширо М.А. Динамика характеристик снежного покрова в ландшафтах Томь-Яйского междуречья // Вестн. ТГУ. 2013. № 371. С. 183–188.
18. Петров А.И., Инишев Н.Г., Дубровская Л.И. Закономерности формирования снегозапасов на заболоченном водосборе в южно-таежной подзоне Западной Сибири // Вестн. ТГУ. 2012. № 360. С. 182–187.
19. Попов Е.С. Региональные особенности пространственно-временной дифференциации снежного покрова в условиях орографического барьера на примере бассейна реки Чумыш. Дис. ... канд. геогр. наук. Барнаул: АлтГУ, 2007. 145 с.
20. Рахманов В.В. Гидроклиматическая роль лесов. М.: Лесная пром-сть, 1984. 240 с.
21. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 40. 1948. 171 с.
22. Сляднев А.П., Фельдман Я.И. Важнейшие черты климата Алтайского края // Природное районирование Алтайского края. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 9–61.
23. Харук В.И., Ренсон К.Дж., Буренина Т.А., Онучин А.А., Федотова Е.В. Микроволновое зондирование как метод оценки снегозапасов в лесах Западного Саяна // География и природные ресурсы. 1999. № 4. С. 85–90.
24. Черных Д.В. Ландшафтно-гидрологические исследования в условиях дефицита гидрометеорологической информации как отражение взаимодействия структуры и функционирования ландшафтов // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Тр. IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием. М.: ИВП РАН, 2015. С. 270–272.
25. Черных Д.В., Золотов Д.В., Бирюков Р.Ю., Першин Д.К. Алгоритм ландшафтно-гидрологических исследований в бассейнах малых и средних рек степной и лесостепной зон в условиях дефицита гидрометеорологической информации // Вестн. алтайской науки. 2014. № 4. С. 173–177.

26. Essery R.L.H., Pomeroy J.W., Parviainen J., Storck P. Sublimation of snow from coniferous forests in a climate model // J. Climate. 2003. V. 16. P. 1855–1864.
27. Gelfan A., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // J. Hydrometeorol. 2004. V. 5. P. 785–803.
28. Pomeroy J.W., Gray D.M., Hedstrom N.R., Janowicz J.R. Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests // Hydrol. Processes. 2002. V. 16. Iss. 18. P. 3543–3558.
29. Pomeroy J.W., Parviainen J., Hedstrom N.R., Gray D.M. Coupled modelling of forest snow interception and sublimation // Hydrol. Processes. 1998. V. 12. Iss. 15. P. 2317–2337.

SPACE AND TIME DIFFERENTIATION OF SNOW COVER IN THE KASMALA RIVER BASIN, ALTAI KRAI

© 2019 D. V. Chernykh^{1,2,*}, D. V. Zolotov¹, D. K. Pershin^{1,2}, R. Yu. Biryukov¹

¹ Institute for Water and Environmental Problems,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Russia 656038 Barnaul

² Altai State University, Russia 656049 Barnaul
*e-mail: chernykhd@mail.ru

Received: 30.03.2016

Revised version received: 23.09.2016

Accepted: 06.10.2016

Results of the 2011–2014 snow-course survey in the Kasmaly River basin, which is typical of the southern forest-steppe in Altai Territory, Russia, were analyzed. The interannual differential snow cover, major properties, and main factors affecting the amount of snow accumulation within different types of geological systems in the basin were examined.

Keywords: snow cover, maximum snow reserve, southern forest-steppe.

DOI: 10.31857/S0321-0596464359-369