

## Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки

© 2015 г. Ю.А. Дворников, А.В. Хомутов, Д.Р. Муллануров, К.А. Ермохина

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень  
ydvornikov@gmail.com

### GIS- and field data based modeling of snow water equivalent in shrub tundra

Yu.A. Dvornikov, A.V. Khomutov, D.R. Mullanurov, K.A. Ermokhina

Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen

Статья принята к печати 6 октября 2014 г.

*Водный эквивалент снежного покрова, ГИС, моделирование, рельеф, снегомерная съёмка.  
GIS, modeling, snow survey, snow water equivalent, topography.*

Рассматривается методика моделирования водного эквивалента снежного покрова, основанная на статистической обработке данных полевой снегомерной съёмки и геоинформационном анализе различных параметров: рельефа, направления ветра, кустарниковой растительности. Установлено, что особенности рельефа в значительной степени влияют на перераспределение снежного покрова. Так, на вогнутых участках толщина снега увеличивается, а на выпуклых – уменьшается, поэтому индекс кривизны поверхности служит эффективным параметром при моделировании толщины снежного покрова на том или ином участке. Между толщиной снежного покрова и индексом кривизны поверхности установлена высокая степень корреляции ( $R = -0,83$ ). Учёт перераспределения снега ветром очень важен для региона исследования. Чтобы объяснить основные закономерности этого процесса, мы применили механизм введения поправок при индексировании наветренных и подветренных склонов. Для классификации поверхности использована растровая модель экспозиции склонов, построенная на основе цифровой модели рельефа (ЦМР). В соответствии с господствующим направлением ветра положительные значения поправок присваивались подветренным склонам, а отрицательные – наветренным. Установлено, что кустарниковая растительность служит «ловушкой» для перевеваемого ветром снега, однако высота растительности не определяет его толщину, поскольку толщина снега может быть и больше, и меньше высоты стеблей, и зависит она от других факторов.

An approach for snow water equivalent (SWE) modelling in tundra environments has been developed for the test area on the Yamal peninsula. Detailed mapping of snow cover is very important for tundra areas under continuous permafrost conditions, because the snow cover affects the active layer thickness (ALT) and the ground temperature, acting as a heat-insulating agent. The information concerning snow cover with specific regime of accumulation can support studies of ground temperature distribution and other permafrost related aspects.

### Введение

Систематические наблюдения за снежным покровом в России начаты по инициативе А.И. Воейкова, показавшего, что снег – важная составляющая природной среды и народного хозяйства [1]. Снежный покров в зоне развития многолетнемёрзлых пород играет важнейшую роль, поскольку он влияет на их температурный режим и представляет собой природный теплоизолятор [2]. Для интегральной характеристики толщины и плотности снежного покрова можно использовать водный эквивалент снежного покрова. Этот показатель, наиболее полно характеризующий запасы снега на определённой территории, используют также для оценки водного режима рек и озёр и активизации эрозионных процессов [10]. Кроме того, в условиях Арктики значительную роль в перемещении масс снега и увеличении их плотности играют сильные ветра [9]. По результатам натурных наблюдений за снежным покровом на полуострове

Ямал, Б.М. Житков [3] отмечает, что на ровных участках тундры, не принадлежащих вершинам холмов, толщина снега не превышает 20–30 см. В работе [14] приводятся данные о том, что в понижениях толщина снега может достигать 3–4 м, в то время как на значительной части этого полуострова толщина снежного покрова, как правило, не превышает 5–15 см. Такая толщина снежного покрова обусловлена незначительным количеством осадков в виде снега, выпадающих в Арктике, – от 10 до 80 см [10], хотя, согласно современным исследованиям, в последние десятилетия на территории России, в том числе на севере Западной Сибири, максимальные снегозапасы увеличились [4, 8].

Согласно «Карте высоты снежного покрова» [16], средняя толщина снежного покрова на п-ове Ямал не превышает 30–50 см. Эти данные согласуются с материалами И.Д. Копанева [6], который утверждает, что средняя многолетняя толщина снежного покрова для этой территории, приходящаяся на третью декаду

марта, составляет 30 см. Более поздние источники содержат информацию, что максимальные снегозапасы для Ямала в среднем составляют 150 мм слоя воды [7], т.е. 50 см снега при средней плотности для региона  $0,3 \text{ г/см}^3$  [14], что также согласуется с более ранними данными о снегозапасах этой территории.

Известно достаточно много работ по моделированию параметров толщины снежного покрова и водного эквивалента на локальном уровне для регионов с разными природными условиями: например, для горных районов это – [5, 18, 20, 24, 32, 35], для арктических тундр – [22]. Во всех случаях при моделировании использовался примерно одинаковый набор параметров (независимых величин) – рельеф, направление ветра, виды растительности, и шла дискуссия о том, какой же фактор определяющий.

Задача настоящего исследования – моделирование процесса снегонакопления на ключевом участке с учётом трёх основных параметров: рельефа, направления ветра и растительности. Предполагалось также установить степень значимости факторов, определяющих процесс перераспределения снежного покрова. Использование географической информационной системы (ГИС) как наиболее эффективного инструмента при работе с географической информацией позволило рассмотреть все условия в комплексе с учётом ландшафтных особенностей ключевого участка и масштаба. Особенности территории – её равнинный рельеф и отсутствие древесной растительности. Отметим, что выполненное нами исследование отличается высокая детальность, соответствующая микроуровню [26].

### Район исследования

Научный стационар «Васькины Дачи» расположен на Центральном Ямале ( $70^{\circ}20'$  с.ш.,  $68^{\circ}51'$  в.д.), к юго-востоку от Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения [12]. Рельеф представлен ступенчатой равниной, расчленённой оврагами, озёрными котловинами и малыми реками и осложнённой комплексом криогенных процессов, главным образом криогенным оползанием [12]. Натурные наблюдения за снежным покровом в районе расположения ключевого участка в начале XX в. показали, что сильная расчленённость оказывает определённое

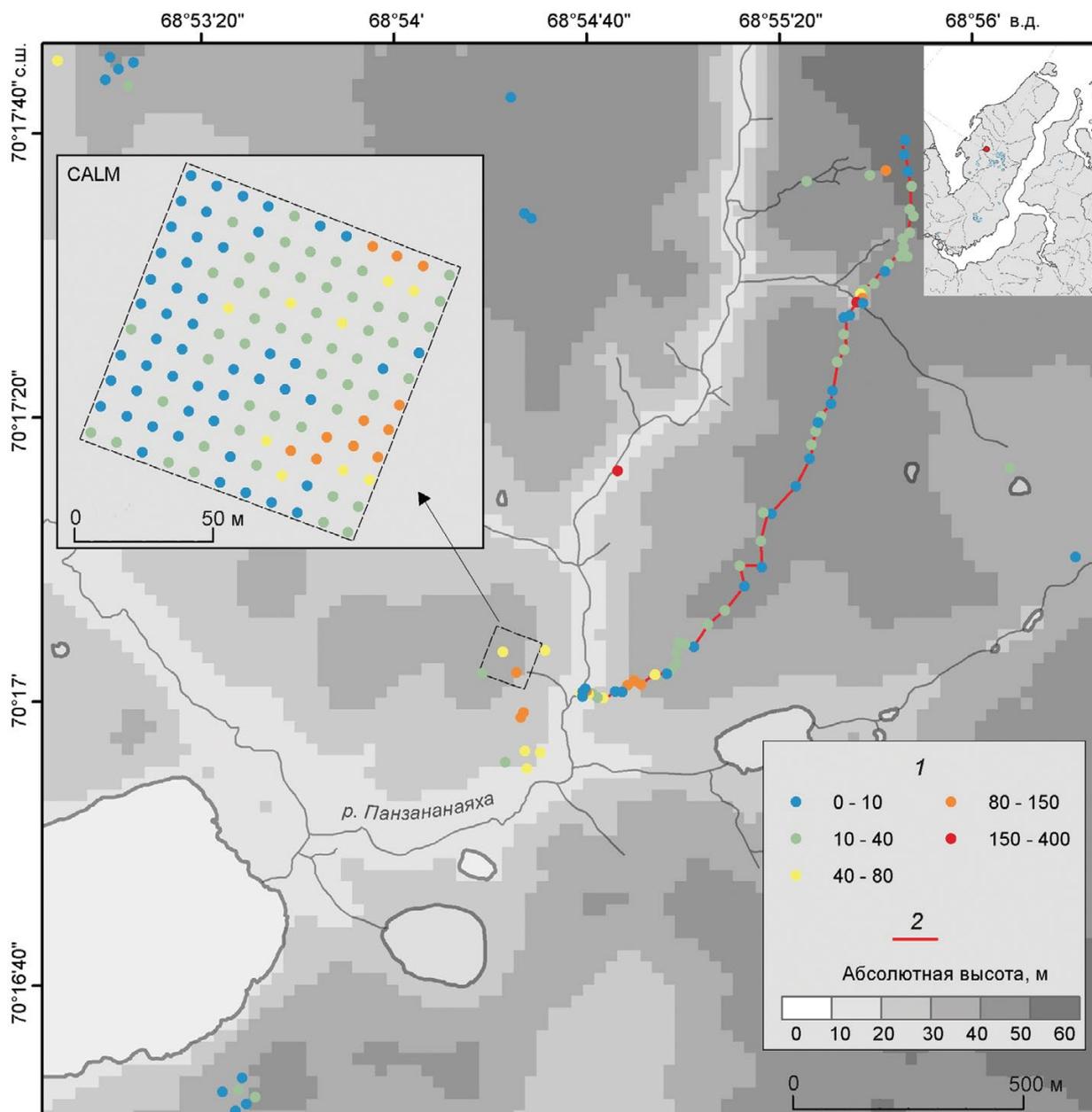
влияние на распределение толщины снежного покрова – с вершин холмов снег сдувается, а в понижениях – оврагах, у подножий склонов [3] под действием ветров, характерных для исследуемой территории, накапливается [14]. По данным ГМС Марре-Сале, во время проведения полевой снегомерной съёмки преобладал восток-юго-восточный ветер, максимальное значение скорости составляло 14 м/с при среднем значении 7,4 м/с. Направление ветра за холодный период 2012–2013 гг. в целом также характеризовалось преобладанием юго-восточных румбов. В соответствии с данными по той же ГМС за холодный период от его начала до даты завершения снегомерной съёмки выпало 118 мм слоя воды в виде снега.

Ключевой участок расположен в северной полосе типичных тундр. Из кустарников широко распространены ивы сизая и мохнатая (*Salix glauca* и *S. lanata*), а также карликовая берёзка (*Betula nana*) [15]. Растительные сообщества с сомкнутым кустарниковым ярусом приурочены главным образом к днищам долин и склонам водоразделов. На некоторых участках их высота достигает 2 м [11], что может существенно влиять на распределение снежного покрова. Моделирование проводилось для локального участка – трансекты – длиной 1,65 км и шириной 250 м (рис. 1). Трансекта проходит через основные геоморфологические уровни ключевого участка и характеризуется различной поверхностью и растительностью. В пределах трансекты расположена площадка размером  $100 \times 100$  м, на которой вёлся мониторинг динамики сезонного слоя (см. рис. 1 площадка CALM).

### Методика работ

**Снегомерная съёмка.** Полевая снегомерная съёмка на ключевом участке (см. рис. 1) выполнялась с 26 по 31 марта 2013 г. Толщина снега измерялась метровой металлической линейкой с делением 1 мм, плотность – при помощи весового снегомера ВС-43. Толщина снежного покрова измерялась в 233 точках: 121 точка была расположена на площадке CALM, остальные – на трансекте и на других участках. Плотность снега измерена в 55 точках.

**Цифровая модель рельефа.** Использование ГИС при моделировании такой независимой



**Рис. 1.** Ключевой участок с данными снегомерной съёмки – охвачена территория площадью 7 км<sup>2</sup> (трансекта, мониторинговые площадки за сезонно-талым слоем, характерные участки):

1 – толщина снежного покрова в точках снегомерной съёмки 2013 г., см; 2 – линия трансекты

**Fig. 1.** Key area (7 km<sup>2</sup>) with snow survey data (transect, active layer monitoring sites, representative sites):

1 – observed snow depth, cm, 2013; 2 – transect line

величины, как снежный покров, позволяет совместно анализировать пространственные данные [13, 23, 32]. Поскольку рельеф играет значительную роль при распределении снежного покрова в арктическом ландшафте, для моделирования необходима детальная цифровая модель рельефа (ЦМР) [27]. Летом 2011 г. для получения детальной информации о рельефе на транс-

екте была проведена тахеометрическая съёмка с использованием тахеометра TopCon GTS-235 (точность угловых измерений 5"). По результатам этой съёмки была создана детальная ЦМР в масштабе 1:1000 с размером ячейки 5 × 5 м. На её базе построены производные поверхности экспозиции склонов от 0 до 360°, сгруппированные по основным направлениям (С–СВ–В–

ЮВ–Ю–ЮЗ–З–СЗ), и индекса кривизны поверхности от  $-4$  до  $+4$ . Выбранный диапазон значений индекса кривизны соответствует достаточно расчленённому рельефу территории исследования [28] и отражает степень выпуклости и вогнутости элементов рельефа, а точнее – ячейки растровой поверхности относительно окружающих её других восьми ячеек [37]. Отрицательные значения индекса соответствуют вогнутым участкам, положительные – выпуклым. Роль данного индекса при исследовании снежного покрова отмечена многими исследователями [18, 25, 33, 36], что связано с большим накоплением снега на вогнутых склонах, чем на выпуклых вершинах.

Чтобы установить зависимость толщины снежного покрова от рельефа, проведён статистический анализ. Для каждой точки на местности, которая попала в область с доступной детальной ЦМР и для которой в полевых условиях была измерена толщина снега, были получены параметры индексов кривизны и экспозиции. При выполнении этой процедуры учитывалось пространственное расположение точки (координаты  $X$  и  $Y$ ) и принадлежность каждой точки к определённому пикселу растровых моделей двух описанных выше поверхностей.

**Учёт влияния ветра на перераспределение снежного покрова.** Отмечается, что с наветренных склонов снег сдувается, а на подветренных – накапливается [23, 27, 35], поэтому господствующее направление ветра также учитывается в модели. Господствующее направление ветра по данным ГМС Марре-Сале – юго-восточное. Для учёта его влияния введена эмпирическая поправка  $W$ , зависящая от экспозиции склона каждой ячейки растровой поверхности. Поправка найдётся по следующей формуле:

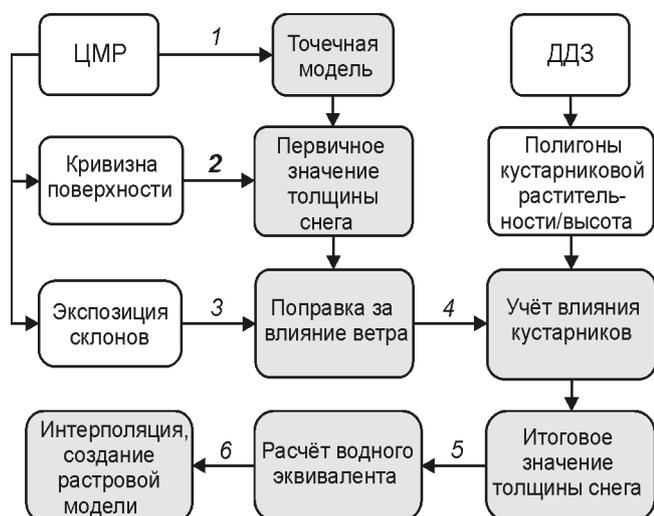
$$W = 0,5(\cos A - \sin A)K, \quad (1)$$

где  $A$  – экспозиция склона;  $K$  – коэффициент, вычисляемый эмпирически и зависящий от количества выпавших осадков в виде снега и скорости ветра.

**Учёт влияния растительности на толщину снежного покрова.** Кустарниковый ярус сообществ на ключевом участке – важный фактор перераспределения (выдувания, переотложения) масс снега. Он служит «ловушкой» для снежного покрова, а также фактором, снижающим ветровую активность [19], независимо от того,

на склонах какой экспозиции по отношению к преобладающему направлению ветра такие сообщества расположены [22]. Однако эта зависимость – не абсолютная, и часть снежного покрова так или иначе выдувается из этих участков [31]. Изучение растительного покрова по трансекте проводилось летом 2011 г. Во время полевых работ для каждой точки фиксировались высота и проективное покрытие кустарникового яруса (*Salix glauca*, *S. lanata*, *Betula nana*). Для анализа растительного покрова в ГИС контуры кустарниковых сообществ на трансекте были визуально отдешифрированы с использованием снимка GeoEye-1 (ID 2009081507005801603031603318) за 15.08.2009 (NGA license, University Alaska Fairbanks, NASA LCLUC Yamal). На основании полевых описаний растительности в 2011 г. контурам присваивались значения высоты кустарников.

**Моделирование водного эквивалента снежного покрова.** Для создания карты водного эквивалента снежного покрова разработана методика учёта факторов рельефа, ветра и растительности. Общая схема картографического моделирования дана на рис. 2. ЦМР была конвертирована в точечную векторную модель. Созданная атрибутивная таблица позволила добавить значения индекса кривизны поверхности и экспозиции склона для каждой точки. Также создано отдельное поле в атрибутивной таблице со значениями высоты кустарников, куда заносилась соответствующая информация, если определённая точка попадала в контур отдешифрированной растительности. На основе значений индекса кривизны рассчитывалось первичное модельное значение толщины снега. Для получения итоговых значений толщины снега вводились поправки на влияние ветра и растительности. При переходе от толщины снега к его водному эквиваленту использовались результаты измерения плотности снега в полевых условиях. Если в определённой точке плотность измерялась послойно, то учитывалось осреднённое значение плотности для разреза. Сопоставление массивов толщины снега и его водного эквивалента позволило получить уравнение линейной зависимости ( $R^2 = 0,99$ ) этих двух величин, которое применялось при переходе к водному эквиваленту. Далее значения интерполировались и строилась растровая поверхность.



**Рис. 2.** Схема моделирования водного эквивалента снежного покрова на основе ГИС (ДДЗ – данные дистанционного зондирования, в данном случае снимок сверхвысокого пространственного разрешения GeoEye-1):

1–6 – последовательность шагов обработки исходных данных и построения модели

**Fig. 2.** Scheme of snow water equivalent modeling based on GIS (ДДЗ – remote sensing data, in this case – very high spatial resolution GeoEye-1 satellite image):

1–6 – a sequence of steps for source processing and modeling

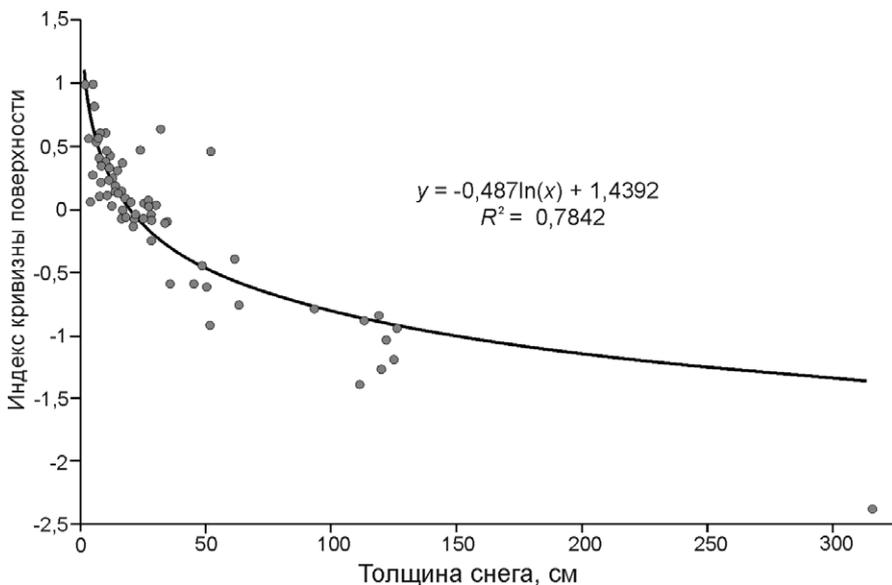
## Результаты и дискуссия

**Снегомерная съёмка.** Измеренные значения толщины снега колеблются в зависимости от типа местности от 0 до 315 см и более. На субгоризонтальных поверхностях средняя толщина снега составляет 15–30 см. В понижениях толщина снега более 1 м, а в ряде случаев может достигать нескольких метров. Плотность также изменяется в зависимости от условий: от 0,17 г/см<sup>3</sup> на плоских вершинах до 0,68 г/см<sup>3</sup> на вогнутых участках склонов. Результаты снегомерной съёмки приведены в табл. 1, из которой видно, что толщина снежного покрова – показатель для ключевого участка очень неравномерный и в значительной степени обусловленный рельефом местности, хотя в общем результаты согласуются с данными более ранних исследований как по толщине снега [6, 7, 16], так и по его плотности [14]. Аномально высокое значение плотности – 0,67 г/см<sup>3</sup>, измеренное в полевых условиях, получено на возвышенности с характерным микрорельефом. Это свидетельствует о сильном воздействии ветра на уплотнение снежного покрова.

**Таблица 1.** Результаты снегомерной съёмки в марте 2013 г. на ключевом участке

Показатели	Толщина снега (число измерений 233), см	Плотность снега (число измерений 55), г/см <sup>3</sup>
Значение параметра:		
минимальное	0	0,17
максимальное	315	0,67
среднее	29	0,33
Стандартное отклонение	38	0,09

**Влияние рельефа.** Анализ зависимости толщины снежного покрова от индекса кривизны поверхности показал достаточно тесную взаимосвязь (рис. 3), поэтому фактор кривизны стал основой для расчёта первичного значения толщины снега для трансекты. Индекс кривизны поверхности использовался и ранее в качестве второстепенной независимой величины при моделировании снежного покрова [20, 25, 35, 36]. Исследования зависимости между толщиной снега и кривизной поверхности для территории Норвегии показали очень слабую корреляцию между этими двумя параметрами [28]. Авторы использовали линейную регрессионную модель и ЦМР низкого разрешения, что, по их мнению, могло снизить степень зависимости. В работах по исследованию снегозапасов для горного массива Хибин [5, 18], напротив, отмечается, что связь этих двух параметров очень высокая, и авторы используют линейную модель зависимости между ними для расчёта толщины снега. G.A. Sextstone и S.R. Fassnacht [33] подтверждают, что от кривизны поверхности зависит накопление снега даже в пределах горных территорий. В настоящей статье мы используем этот параметр в качестве основного. Тесная ( $R = -0,83$ ) зависимость между этими двумя параметрами позволяет описать рельеф более точно и, следовательно, построить более детальное производное картографическое изображение. Индекс кривизны очень чувствителен к разрешению исходной ЦМР, поскольку при его расчёте для каждой ячейки принимаются во внимание значения высоты окружающих восьми ячеек растра. В полевых условиях установлено также, что очень велико влияние микрорельефа, и значение измеренной толщины снега может варьировать в пределах 10–20 см и более на небольшом участке. Однако получение ЦМР такой



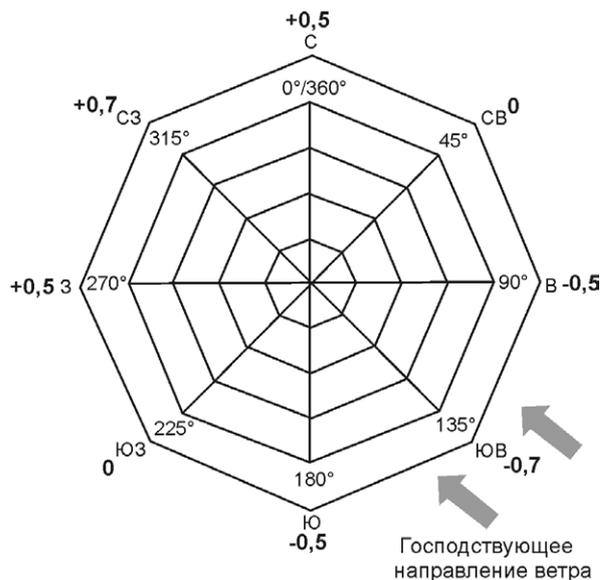
**Рис. 3.** Зависимость между толщиной снежного покрова (см), измеренной в результате полевой снегомерной съёмки по трансекте, и индексом кривизны поверхности

**Fig. 3.** Dependence between snow depth (cm), collected during snow survey on transect, and curvature index

детальности – очень затратный процесс. Источником такой модели могут быть топографическая съёмка местности, стереопары аэро- и космических снимков, съёмка при помощи Lidar.

**Влияние ветра.** Формула (1) позволяет вводить положительные поправки для подветренных по отношению к господствующему направлению ветра склонов и отрицательные – для наветренных склонов. На рис. 4 схематично отражены значения поправок для склонов с разной экспозицией относительно господствующего направления ветра. Размер вводимой поправки  $W$  определялся по результатам анализа средней измеренной толщины снежного покрова для склонов разных экспозиций. Согласно нашей методике, для более точного анализа влияния ветра на распределение снежного покрова все полевые данные мы разбивали на две группы: 1) полученные в точках, где значения индекса кривизны положительные (выпуклые участки); 2) полученные в точках, где значения индекса кривизны отрицательные (вогнутые участки).

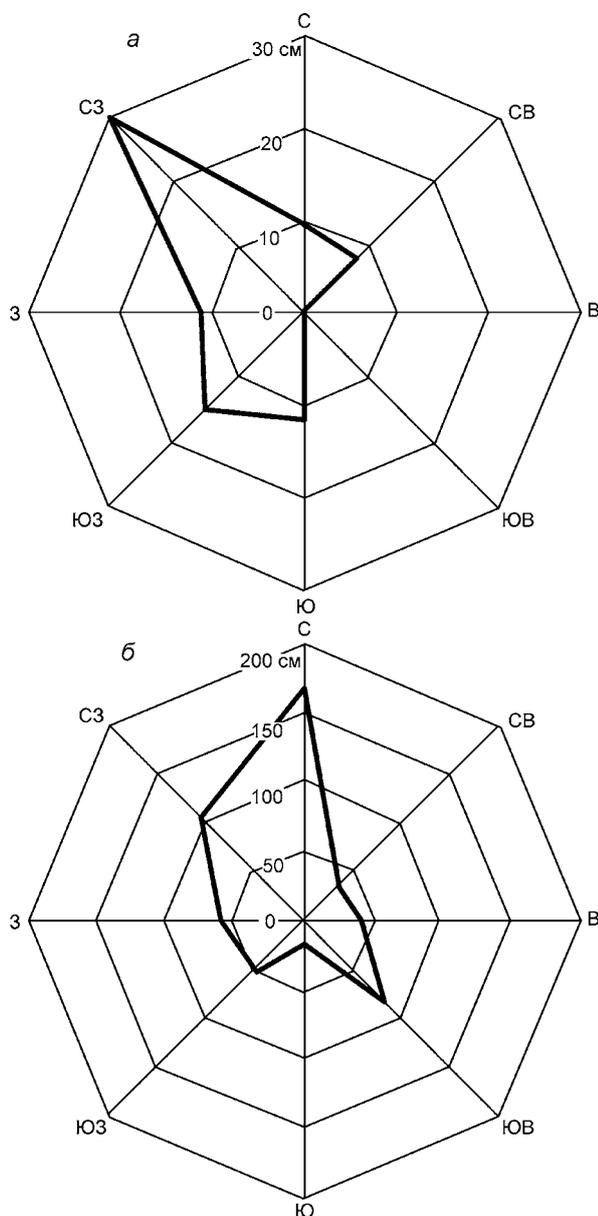
Данные, представленные на рис. 5, показывают, что в среднем на подветренных склонах снега накапливается на 20–30 см больше, чем на наветренных, с которых, при отсутствии вогнутых участков поверхности, снег сдувается. В соответствии с этими данными значение коэффициента  $K$  для поправки  $W$  условно было принято равным 25. Оно позволяет увеличить модульное значение поправок максимум до  $\pm 20$  см. Поправка на влияние ветра вводилась для первичного значения толщины



**Рис. 4.** Схема распределения поправок к первичному значению толщины снега

**Fig. 4.** Distribution of corrections to the primary value of snow depth

снега на основании поля атрибутивной таблицы со значениями параметра экспозиции. Отдельное введение поправки является недостатком описываемого подхода, и обобщение этих двух независимых величин – задача дальнейших исследований. В.С. Фрейдлин и А.Л. Шныпарков [18] в своей работе по Хибинам показали, что параметр скорости ветра – определённое звено в зависимости рельефа и толщины снега. Введённый ими коэффициент  $K$ , определяющий угловой коэффициент линии ре-



**Рис. 5.** Распределение средних значений измеренной толщины снежного покрова по склонам с разной экспозицией:

*a* – массив полевых данных для выпуклых участков (индекс кривизны  $> 0$ ); *b* – массив полевых данных для вогнутых участков (индекс кривизны  $< 0$ )

**Fig. 5.** Distribution of mean values of measured snow depth on differently oriented slopes:

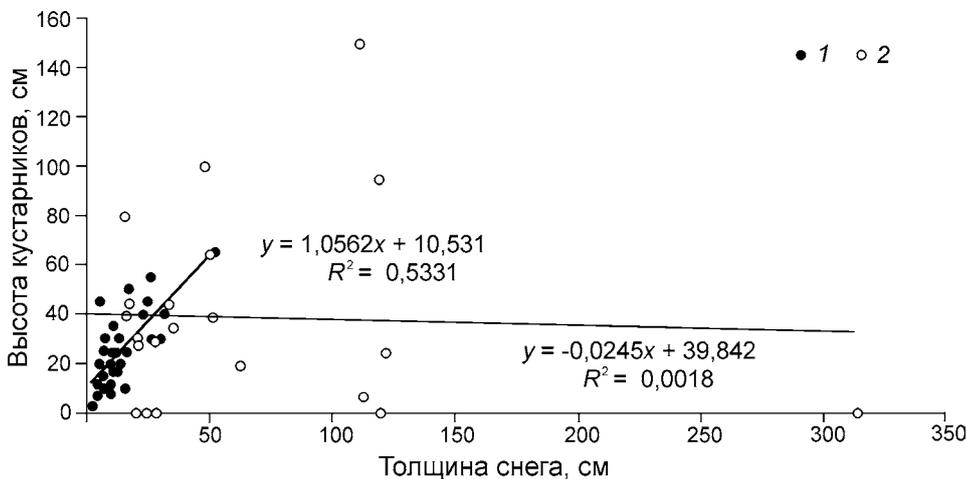
*a* – dataset for convex surfaces (curvature index  $> 0$ ); *b* – dataset for concave surfaces (curvature index  $< 0$ )

грессии при анализе линейной взаимосвязи кривизны поверхности и толщины снега, имеет приблизительно тот же смысл, что и описываемый в настоящей статье. Его вариативность авторы связывают со скоростью ветра в зимний период.

**Влияние растительности.** Распределение кустарниковых ив на ключевом участке связано с рельефом. Наиболее высокоствольные (1–1,5 м) кустарники располагаются в понижениях – долинах малых рек, на склонах эрозионных форм [17]. Это – вогнутые участки, которые имеют отрицательные значения индекса кривизны поверхности, где влияние ветра ограничено, поэтому рассмотрение кустарников как лимитирующего фактора снегонакопления можно считать справедливым. При исследованиях в Аляскинской тундре также установлено закономерное увеличение толщины снега с ростом высоты крон, диаметром ветвей кустарников [29], а также сомкнутости кустарникового яруса [34]. По данным измерений, в кустарниковых сообществах сосредоточено на 27% больше снега, чем в кочковатой тундре.

Зависимость толщины снега от наличия и высоты кустарников исследовалась как и в случае с ветром: данные сравнивались с учётом выпуклости/вогнутости поверхности. На графике (рис. 6) приведена зависимость между высотой кустарников и толщиной снега с учётом различий индекса кривизны поверхности. Разделение массива данных в соответствии с этим индексом было сделано, чтобы оценить влияние кустарников на распределение снежного покрова именно для выпуклых участков поверхности, поскольку на вогнутых участках это влияние полностью нивелируется за счёт рельефа, что видно из графика (см. рис. 5). В первом случае наблюдается чёткая зависимость толщины снега от высоты кустарников, во втором случае разброс точек велик и такая зависимость отсутствует. Это связано с биологической невозможностью достижения кустарником высоты более 1,5 м на участках, где толщина снега превышает это значение [11].

На рис. 7 показаны отсортированные значения массива данных для выпуклых склонов. На основании этого графика можно считать, что растительность оказывает задерживающее влияние на снежный покров при его перевевании. При этом для участков с невысокими кустарниками (менее 15 см) высота кустарников определяет толщину снега, а более высокие кустарники (выше 15 см) служат лишь «ловушкой» [22], но толщину снега не определяют. Пороговое значение между этими двумя группами зависит, ско-



**Рис. 6.** Зависимость толщины снежного покрова от высоты кустарников.

Массив данных разбит на две группы: 1 – точки, расположенные на выпуклых участках (индекс кривизны > 0); 2 – точки, расположенные на вогнутых участках (индекс кривизны < 0)

**Fig. 6.** Dependency between snow depth and shrub height within two datasets:

1 – for points, located on convex surfaces (curvature index > 0); 2 – for points, located on concave surfaces (curvature index < 0)



**Рис. 7.** Зависимость толщины снега (1) от высоты кустарников (2) в условиях сходного рельефа

**Fig. 7.** Dependency between snow depth (1) and shrub height (2) in similar topographic conditions

рее всего, от количества выпавших осадков и варьирует от сезона к сезону.

Согласно уравнению регрессии (см. рис. 6), вычислялось лимитирующее значение толщины снежного покрова при наличии кустарников определённой высоты:

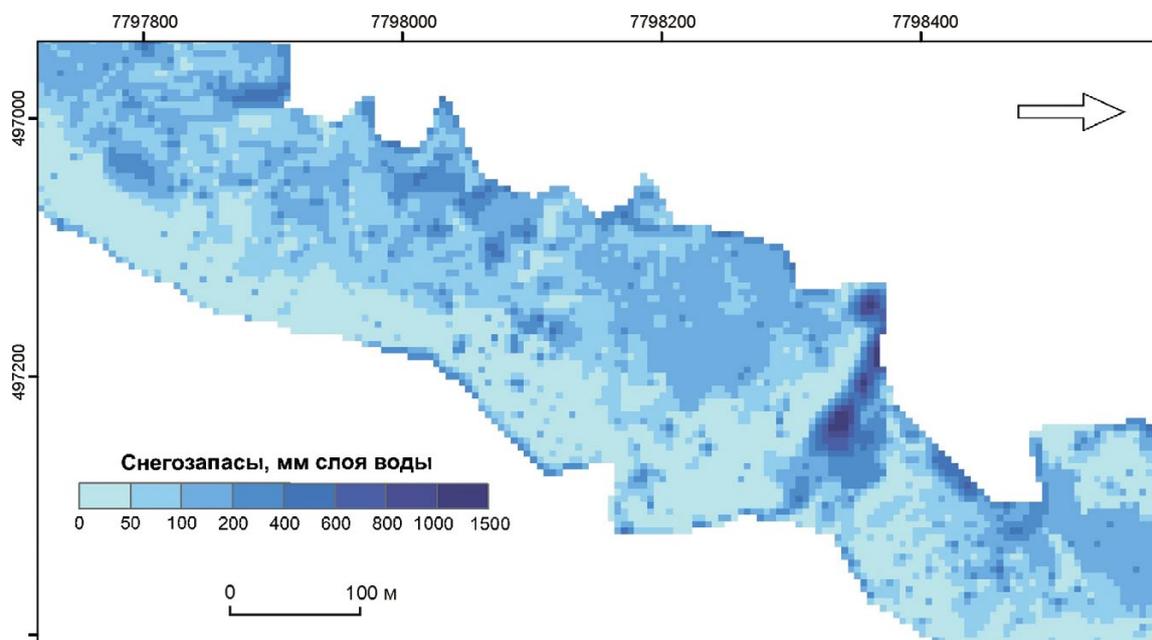
$$X = (Y - 10,531) / 1,0562,$$

где  $X$  – толщина снега;  $Y$  – высота кустарников.

Значение, полученное для каждой модельной точки, которая попала в контур с кустарниковыми сообществами, сравнивалось с первичным значением толщины снега с введённой поправкой на влияние ветра. Если лимитирующее значение  $X$  оказывалось ниже ранее смоделированного, то сохранялось смоделированное значение; если лимитирующее значение было выше, то модельное значение толщины снега приравнивалось к лимитирующему. В этом случае кустарниковый покров устанавливал лимит снегонакопления в соответствии с данными полевых наблюдений. Исправленные значения принимались за окончательные.

### Создание карты водного эквивалента снежного покрова

Результат моделирования (см. рис. 2) в виде карты водного эквивалента снежного покрова представлен на рис. 8. Разрешение итоговой растровой модели аналогично исходной ЦМР –  $5 \times 5$  м. Уровень моделирования и картографирования снежного покрова в этой статье – очень локальный, поэтому результаты не могут достоверно описывать распределение снега на более обширной территории, включающей, например, пойменный уровень. Такие предположения делали и другие исследователи, проводившие изыскания на небольших ключевых участках [27]. Географические особенности территории обуславливают определённый набор независимых величин, которые в большей степени описывают распределение снега в тундре [22, 23, 29, 34]. Согласно проведённому анализу, некоторые из независимых величин, определяющих параметр водного эквивалента снежного покрова, не всегда могут влиять по линейной закономер-



**Рис. 8.** Карта водного эквивалента снежного покрова для трансекты (фрагмент)  
**Fig. 8.** Map of snow water equivalent for the transect (fragment)

ности [21, 30], хотя линейные модели регрессии использовались [13, 25]. В целом, все факторы, влияющие на распределение снежного покрова на ключевом участке, работают в комплексе.

### Валидация результатов

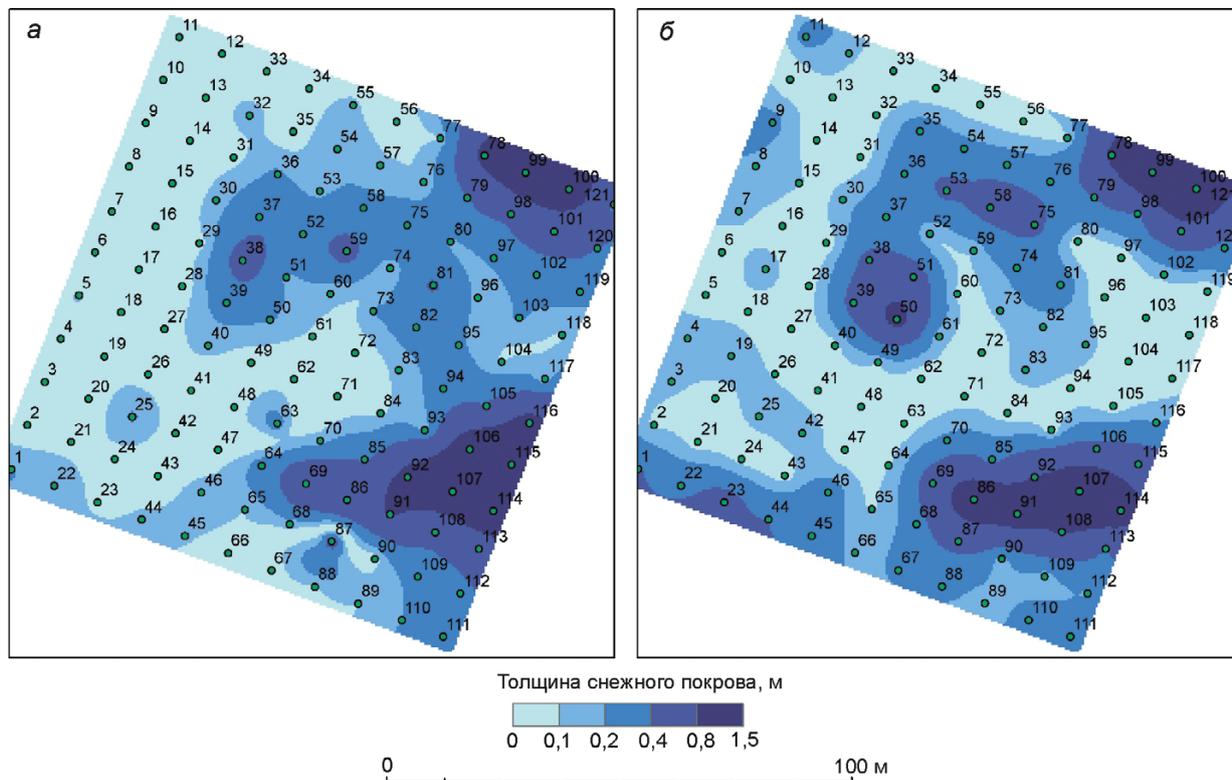
Для оценки достоверности применения выявленных закономерностей распределения толщины снежного покрова в расчётной модели проведено её сравнение с моделью распределения снежного покрова, основанной исключительно на полевых измерениях. Для этого использованы результаты измерения толщины снега на площадке CALM (см. рис. 1), для которой также построена детальная ЦМР. Данные измерений на этой площадке не участвовали в общем статистическом анализе зависимости толщины снега от различных факторов. После построения модели (см. рис. 8) для точек площадки CALM было создано поле в атрибутивной таблице со значениями модельной толщины снежного покрова. Это позволило провести интерполяцию значений и построить две растровые поверхности, основанные на полевых измерениях (*a*) и модельных значениях (*b*) (рис. 9). Выполнен расчёт объёма снега для вариантов *a* и *b* и корреляционный анализ соответствующих

массивов значений толщины снежного покрова (табл. 2). Анализ показал, что между двумя массивами данных наблюдается достаточно высокая степень корреляции ( $R = 0,75$ ).

В табл. 2 приведены результаты сравнения двух моделей, которые показывают, что модельные значения толщины снежного покрова и соответственно значения водного эквивалента достаточно подробно и точно отражают реальную картину. Об этом можно судить по визуальному сравнению изображений (см. рис. 9) и сопоставлению с объёмом снежного покрова на тестовой площадке CALM.

### Выводы

Исследования снежного покрова на ключевом участке показали, что орографические условия тундр Центрального Ямала обуславливают крайне неравномерное распределение снежного покрова. Подтвердилась закономерность распределения снежного покрова: сдувание ветром с вершин холмов и накопление в понижениях, отмеченная и другими авторами. На основе статистического анализа данных установлено, что для ключевого участка степень взаимосвязи индекса кривизны поверхности и толщины снежного покрова очень высокая ( $R = -0,83$ ), так как этот индекс описыва-



**Рис. 9.** Толщина снежного покрова на площадке CALM. Интерполяция: *a* – полевых данных; *b* – результатов моделирования

**Fig. 9.** Snow depth on the CALM site: *a* – field data interpolation; *b* – modeling data interpolation

**Таблица 2.** Сравнение полевых и модельных данных для площадки CALM

Показатели	Полевые данные	Модельные данные
Число точек	121	
Толщина снега, см:		
минимальная	0	0,9
максимальная	120	142
средняя	25,45	26,77
Коэффициент корреляции <i>R</i>	0,75	
Объём снега, м <sup>3</sup>	2683	2793

ет участки с разной степенью выпуклости и вогнутости поверхности – соответственно зоны выдувания и аккумуляции снежного покрова. Однако такая тесная связь параметров может быть получена только с использованием ЦМР высокого разрешения. В противном случае корреляция этих параметров может быть довольно низкой.

Массы снега перемещаются благодаря сильным ветрам и отсутствию значимых природных барьеров. Анализ полученных нами материалов подтвер-

дил закономерность, отмеченную ранее многими авторами, – сдувание снега в большей степени с наветренных склонов и его аккумуляция на подветренных склонах в соответствии с господствующим направлением ветра. Для учёта этой закономерности в общей модели предложено введение специальной поправки, использующей значения экспозиции склонов. Она позволяет индексировать склоны по отношению к господствующему направлению ветра и автоматизировать её введение.

Кустарники на ключевом участке играют роль «ловушки» для снега при перемещении его ветром, однако связь высоты кустарников и толщины снега прослеживается в том случае, когда отрицательная форма рельефа не предопределяет накопление снега большее, чем высота кустарника, как, например, в оврагах. Учитывая, что на ключевом участке высокоствольные ивняки приурочены как раз к понижениям в рельефе, можно сделать вывод об ограниченном влиянии кустарниковых сообществ на толщину снега. Вместе с тем кустарники задерживают часть снежного покрова, оказывая лимити-

рующее воздействие. На основе полевых данных и установленных закономерностей между различными факторами и толщиной снежного покрова разработана методика моделирования водного эквивалента снежного покрова на основе ГИС. Проверка показала применимость методики для определённого типа ландшафта.

**Благодарности.** Авторы благодарят д-ра геол.-минер. наук М.О. Лейбман и канд. геогр. наук А.А. Губарькова за ценные советы при проведении настоящего исследования.

Исследования проводятся в рамках Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ № 12 «Процессы в атмосфере и криосфере как факторы изменения природной среды», гранта РФФИ 13-05-91001-АНФ\_а, гранта Президента РФ для научных школ, а также международных проектов CALM и TSP.

### Литература

1. *Воейков А. И.* Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду, и способы исследования // Зап. ИРГО по общей географии. Т. 18. № 2. СПб., 1889. 213 с.
2. *Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.* Общее мерзлотоведение. М.: изд. МГУ, 1967. 403 с.
3. *Житков Б.М.* Полуостров Ямал // Зап. ИРГО по общей географии. Т. 49. СПб., 1913. 349 с.
4. *Китаев Л.М., Кислов А.В.* Региональные различия снегонакопления – современные и будущие изменения (на примере Северной Европы и севера Западной Сибири) // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 2. С. 98–103.
5. *Концевая В.В., Соколов В.М., Фрейдлин В.С.* Исследование снегонакопления на различных формах рельефа в Хибинах // Тр. 3-го Всес. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 232–240.
6. *Копанев И.Д.* Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 181 с.
7. *Котляков В.М.* Избранные сочинения: Т. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 447 с.
8. *Кренке А.Н., Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А.* Снежность на территории СНГ и его регионов в условиях глобального потепления // Криосфера Земли. 2000. Т. 4. № 4. С. 97–106.
9. *Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.
10. *Кузьмин П.П.* Формирование снежного покрова и методы определения снеготпасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 169 с.
11. *Лейбман М.О.* Механизмы формирования криогенных оползней скольжения и условия их индикации по высокорослой иве на Центральном Ямале // Материалы Московского центра РГО. Биogeография. 2004. Вып. 12. С. 89–94.
12. *Лейбман М.О., Кизяков А.И.* Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.: изд. Типографии Россельхозакадемии, 2007. 206 с.
13. *Погорелов А.В.* Снежный покров Большого Кавказа: опыт пространственно-временного анализа. М.: Академкнига, 2002. 286 с.
14. *Полуостров Ямал / Под ред. В.Т. Трофимова.* М.: изд. МГУ, 1975. 278 с.
15. *Ребристая О.В., Хитун О.В.* Ботанико-географические особенности флоры Центрального Ямала // Ботанический журнал. 1998. Т. 83. № 7. С. 37–52.
16. *Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с.
17. *Украинцева Н.Г.* Особенности распространения кустарниковых тундр на Ямале // Материалы Московского центра РГО. Биogeография. 1998. Вып. 7. С. 46–53.
18. *Фрейдлин В., Шныпарков А.* Методика расчёта снеготпасов в малых горных бассейнах // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 96–99.
19. *Benson C.S., Sturm M.* Structure and wind transport of seasonal snow on the Arctic slope of Alaska // Annals of Glaciology. 1993. V. 18. P. 261–267.
20. *Clow W.D, Nanus L., Verdin K.L., Schmidt J.* Evaluation of SNODAS snow depth and snow water equivalent estimates for the Colorado Rocky Mountains // Hydrological Processes. 2012. Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com). doi: 10.1002/hyp.9385.
21. *Elder K., Michaelsen J., Dozier J.* Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods // Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Areas, IAHS-AIHS and IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado. July, 1995. Intern. Association of Hydrological Sciences. Wallingford. P. 129–139.
22. *Essery R.L.H., Pomeroy J.W.* Vegetation and topographic control of wind-blown snow distributions in distributed and aggregated simulations for an Arctic tundra basin // Journ. of Hydrometeorology. 2004. V. 5. P. 734–744.
23. *Evans B.M., Walker D.A., Benson C.S., Nordstrand E.A., Peterson G.W.* Spatial interrelationships between terrain, snow distribution and vegetation patterns at arctic foothills site in Alaska // Holarctic Ecology. 1989. V. 12. № 3. P. 270–278.
24. *Geddes C.I.A., Brown D.G., Fagre D.B.* Topography and vegetation as predictors of snow water equivalent across the alpine treeline ecotone at Lee Ridge, Gla-

- cier National Park, Montana, USA // Arctic Antarctic and Alpine Research. 2005. V. 37. № 2. P. 197–205.
25. *Golding D.L.* The correlation of snowpack with topography and snowmelt runoff on Marmot Creek Basin, Alberta // *Atmosphere*. 1974. V. 12. P. 31–38.
  26. *Gray D.M., Male D.H.* Handbook of Snow: Principles, Processes, Management & Use. Willowdale: Ontario, Pergamon Press Canada, 1981. 776 p.
  27. *Litaor M.I., Williams M., Seastedt T.R.* Topographic controls on snow distribution, soil moisture, and species diversity of herbaceous alpine vegetation, Niwot Ridge, Colorado // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113: G2. Online publication date: 1–Jan–2008.
  28. *Marchand W.D., Killingtonveit A.* Analyses of the relation between spatial snow distribution and Terrain Characteristics // *Proc. of the 58th Eastern Snow Conference*. Ottawa. Canada, 2001. P. 71–84.
  29. *McFadden J., Liston G., Sturm M., Pielke R., Chapin F.* Interactions of shrubs and snow in arctic tundra; measurements and models // *Sixth scientific assembly of the International Association of Hydrological Sciences, Maastricht, Netherlands, July 18–27, 2001* / Edited by A.J. Dolman, A.J. Hall, M.L. Kavvas, T. Oki and J.W. Pomeroy. IAHS-AISH Publication. V. 270. P. 317–325.
  30. *Molotch N.P., Bales R.C., Colee M.T., Dozier J.* Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection // *Hydrological Processes*. 2005. doi: 10.1002/hyp.5586.
  31. *Pomeroy J.W., Gray D.M.* Snow Accumulation, Relocation and Management. National Hydrology Research Institute Science Report, Environment Canada: Saskatoon, 1995. 144 p.
  32. *Purves R.S., Barton J.S., Mackaness W.A., Sugden D.E.* The development of a rule based spatial model of wind transport and deposition of snow // *Annals of Glaciology*. 1998. V. 26. P. 196–202.
  33. *Sexstone G.A., Fassnacht S.R.* What drives basin scale spatial variability of snowpack properties in northern Colorado? // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 329–344. doi: 10.5194/tc-8-329-2014.
  34. *Sturm M., Holmgren J., McFadden J.P., Liston G.E., Chapin F.S., Racine C.* Snow – shrub interactions in arctic tundra: A hypothesis with climatic implications // *Journ. of Climate*. 2001. V. 14. P. 336–344.
  35. *Winstral A., Elder K., Davis R.E.* Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters // *Journ. of Hydrometeorology*. 2002. V. 3. № 5. P. 524–538.
  36. *Woo M., Heron R., Marsh P., Steer P.* Comparison of weather station snowfall with winter snow accumulation in high Arctic basins // *Atmosphere – Ocean*. 1983. V. 21. P. 312–325.
  37. *Zeuberger L.W., Thorne C.R.* Quantitative Analysis of Land Surface Topography // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1987. V. 12. P. 47–56.

### Summary

The paper presents a process of snow water equivalent (SWE) modeling. Methodology is based on statistical analysis of snow survey data and on GIS-analysis of different parameters: topography, wind, shrub vegetation. It was established, that the specific topography conditions significantly influence snow cover redistribution. This influence can be expressed as increasing of snow thickness in concave and decreasing in convex surfaces. In this case a curvature index is very useful in explanation of snow thickness on the key region. High correlation ( $R = -0,83$ ) have been established between these two parameters. Snow redistribution is due to strong winds and the lack of significant natural barriers. The data analysis confirmed a pattern specified by many authors previously: blowing away of snow from the windward slopes and accumulation on the leeward slopes in accordance with the prevailing wind direction. To account for this pattern in the general model proposed here we introduce a correction based on the slope aspect. This correction allows for an indexing of the slopes with respect to the prevailing wind direction and facilitates automation.

The impact of shrubs is estimated as ‘traps’ for the snow or limiting control, depending on the combination of shrub height and surface shape. The relationship between shrub height and snow depth is well expressed when concave landforms do not prejudice the accumulation of snow exceeding the height of shrubs. As high shrubs in the key area are linked to depressions, the limited impact of shrub communities on the depth of the snow is observed. However, shrubs retain part of the snow cover, providing a limiting effect which is used in the model.