

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 556.5

РАСЧЕТ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ  
ЛАНДШАФТОВ КОЛЫМСКОЙ ВОДНО-БАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ НА ОСНОВЕ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ “ГИДРОГРАФ” (Часть 2)

Л.С. Лебедева<sup>1,2</sup>, О.М. Семенова<sup>2,3,4</sup>, Т.А. Виноградова<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН,  
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; [lyudmilaslebedeva@gmail.com](mailto:lyudmilaslebedeva@gmail.com)

<sup>2</sup> Государственный гидрологический институт, 199053, Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, 23, Россия

<sup>3</sup> НПО “Гидротехпроект”, 194223, Россия, Санкт-Петербург, пр. Тореза, 44-2, Россия

<sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, 199178, Санкт-Петербург, В.О., 10-я линия, 33-35, Россия

Целью исследования стали анализ и моделирование процессов формирования деятельного слоя в условиях горных ландшафтов и повсеместного распространения мерзлоты, характерных для бассейна Верхней Колымы. Использован метод расчета динамики тепла в почвенном профиле, интегрированный в распределенную гидрологическую модель “Гидрограф”. Объектом исследования стала Колымская водно-балансовая станция. На основе анализа данных измерений глубины протаивания на территории станции условно выделены четыре типа подстилающей поверхности, различающихся режимом и глубиной протаивания (0,5–1,8 м) почвенного профиля: каменные осыпи, горная тундра, мохово-лишайниковое редколесье и лиственничный лес. В результате систематизации и обобщения физических свойств почвенно-растительного покрова разработаны схематизация почвенных профилей выделенных типов подстилающей поверхности, а также соответствующие им наборы параметров модели “Гидрограф”. Моделирование динамики деятельного слоя выполнено для семи мерзлотомеров Колымской станции, характеризующихся сочетанием разных типов почвы, растительности и топографических условий, за период 1950–1990 гг. с суточным расчетным интервалом. Приемлемое согласие рассчитанных и измеренных глубин протаивания на всех объектах моделирования позволяет сделать вывод об эффективности принятой систематизации почвенных профилей и набора параметров модели, описывающих различные ландшафтные условия Колымской станции.

*Сезонноталый слой, физические свойства почвы, Колымская водно-балансовая станция, детерминированная гидрологическая модель “Гидрограф”*

CALCULATIONS OF SEASONAL THAWING DEPTH IN DIFFERENT LANDSCAPES OF THE KOLYMA  
WATER-BALANCE STATION BY MEANS OF HYDROLOGICAL MODEL “HYDROGRAPH” (Part 2)

L.S. Lebedeva<sup>1,2</sup>, O.M. Semenova<sup>2,3,4</sup>, T.A. Vinogradova<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 36, Russia; [lyudmilaslebedeva@gmail.com](mailto:lyudmilaslebedeva@gmail.com)

<sup>2</sup> State Hydrological Institute, 199053, St.-Petersburg, V.O., 2nd Line, 23, Russia

<sup>3</sup> Gidrotehproekt Ltd., 194223, St.-Petersburg, pr. Toreza, 44-2, Russia

<sup>4</sup> St.-Petersburg State University, 199053, St.-Petersburg, V.O., 10th Line, 33-35, Russia

The purpose of the research is the analysis and modeling of the processes of active layer formation in mountain landscapes in the zone of continuous permafrost of the North East of Russia, Upper Kolyma River basin. The approach of estimation of heat transfer in the soil profile integrated in the distributed hydrological model “Hydrograph” is used. The Kolyma water balance station is the object of investigation. Based on the analysis of data of thawing depth measurements within the Station’s area, four types of underlying surface varying in regime and depth of thawing (0.5–1.8 m) of soil profile are distinguished. They are: rocky talus, mountain tundra, moss-lichen light forest and larch forest. The schematization of soil-vegetation profiles of referred types of underlying surface and corresponding sets of the “Hydrograph” model parameters are elaborated as the result of systematization and generalization of physical properties of soil-vegetation cover. The modeling of active layer dynamics is carried out for seven cryopedometers characterized by the combination of various types of soil, vegetation and topographical conditions for the period of 1950–1990 with daily time step. The acceptable agreement of observed and simulated values at all studied sites allows concluding that the developed systematization of soil profiles and assessed set of the model parameters are effective for simulation of active layer dynamics in various conditions of the Kolyma station.

*Seasonal thawing depth, soil physical properties, the Kolyma water balance station, the “Hydrograph” model*

Часть 1 “Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле” опубликована в журнале “Криосфера Земли”, 2015, т. XIX, № 1, с. 11–21.

© Л.С. Лебедева, О.М. Семенова, Т.А. Виноградова, 2015

## ВВЕДЕНИЕ

Формирование стока рек в зоне распространения мерзлоты обладает рядом особенностей, обусловленных динамикой ее сезонного оттаивания [Woo *et al.*, 2008]. Так, процессы фильтрации воды в мерзлые грунты, формирования мерзлотного водоупора, водообмена между поверхностными и подземными водами, сезонного перераспределения стока за счет замерзания в почвогрунтах жидких осадков или талой воды зависят от теплового баланса мерзлых пород [Лебедева, Семенова, 2012].

Для учета указанных особенностей необходимо включить в модели формирования стока алгоритмы расчета динамики формирования сезонноталого слоя (СТС) с целью использования их в бассейнах рек зоны многолетней мерзлоты.

Методы расчета глубины протаивания – промерзания без учета движения воды в почве [Сосновский, 2006; Малевский-Малевич и др., 2007], с точки зрения авторов, не применимы в задачах гидрологического моделирования.

Следуя классификации, предложенной Ю. Чжаном [Zhang *et al.*, 2008], существующие методы расчета глубины протаивания подразделяются на эмпирические, полуэмпирические и численные.

К эмпирическим методам можно отнести, например, расчет глубины протаивания, пропорциональной функции квадратного корня от времени с момента полного схода снега, принятый в таких гидрологических моделях, как ToroFlow [Schramm *et al.*, 2007] и ARHYTHM [Zhang *et al.*, 2000]. Подобные методы не учитывают физических свойств почвенного профиля, предшествующих и текущих условий промерзания и увлажнения и требуют калибровки.

К полуэмпирическим подходам относятся методы теплового баланса. Поток тепла между почвенными горизонтами принимается пропорциональным разности их температур и коэффициенту теплопроводности. Основное внимание уделяется методам расчета температуры поверхности почвы, в которых учитывается приход длинно- и коротковолновой солнечной радиации, альбедо поверхности и т. п. Для учета переменных состояний почвы вводятся эмпирические зависимости коэффициентов теплопроводности влажной (промерзшей почвы) от таковых величин в сухом ненасыщенном состоянии. Е.М. Гусев и О.Н. Насонова [2010] в рамках модели подстилающей поверхности SWAP (Soil – Water – Atmosphere – Plants) разработали подход к решению уравнения теплопроводности для промерзающей/оттаивающей почвы на основе метода интегрального теплового баланса с учетом динамики влаги в профиле, протестировав его на данных Колымской водно-балансовой станции (КВБС). Основным препятствием для

использования предложенного метода в зоне многолетней мерзлоты является необходимость калибровки большого числа параметров модели и широкий спектр входной метеорологической информации, необходимой для расчета составляющих теплового баланса поверхности почвенно-растительного покрова.

К численным методам расчета глубин протаивания грунта относятся решения одномерного уравнения теплопроводности методом конечных разностей или конечных элементов [Сосновский, 2006; Аржанов и др., 2007; Малевский-Малевич и др., 2007; Павлова и др., 2007]. Л.С. Кучмент с соавт. [2000] использовали численные методы решения уравнения теплопроводности для расчета глубины протаивания на одном из мерзлотомеров на территории КВБС (предположительно № 12) в рамках задачи моделирования стока. Недостатком предложенного подхода является игнорирование пространственной неоднородности свойств почв и растительности на водосборе. Так, при расчетах стока на водосборе р. Колымы площадью 99 400 км<sup>2</sup> параметры почвенно-растительного покрова принимались постоянными.

Во многих зарубежных моделях уравнение теплопроводности применяется совместно с уравнением диффузии влаги (Ричардса) для описания динамики влаги в почве. Р. Данкерс с соавт. [Dankers *et al.*, 2011] в модели подстилающей поверхности JULES используют численное решение двух упомянутых уравнений в ячейке расчетной сетки 0,5 × 0,5°. Сравнение результатов расчета с наблюдениями на метеостанциях России показало, что даже среднегодовые измеренные и рассчитанные температуры почвы на глубинах от 0 до 3 м имеют значительные расхождения, что говорит о неприемлемости грубого пространственного разрешения для адекватного описания процессов сезонного перехода температуры грунта через 0 °С, особенно в задаче гидрологического моделирования.

В гидрологической модели “ГЕОтоп” [Rigon *et al.*, 2006] решается одномерное уравнение теплопроводности совместно с трехмерным уравнением Ричардса при пространственном разрешении расчетной сетки от единиц до десятков метров во временном интервале от минут до часов. Моделирование динамики тепла и влаги в грунте на территории средних и больших бассейнов с помощью этого метода требует значительных затрат вычислительных мощностей даже при наличии современного компьютерного оборудования. Кроме того, использование даже достаточно мелкого пространственного разрешения не позволяет описать изменчивый по территории процесс протаивания грунта с необходимой точностью, о чем говорит сравнение распределений осредненных за неделю рассчитанных и измеренных глубин протаивания на малом водосборе в Канаде, приведенное в работе [Endrizzi *et al.*, 2011].

Альтернативным вариантом осреднению свойств подстилающей поверхности в пределах расчетной ячейки, приводящему к искажению или игнорированию определенных факторов, является использование так называемой репрезентативной точки для заданной территории. В каждой репрезентативной точке расчета используются точечные, а не осредненные свойства подстилающей поверхности [Виноградов, 1988]. Такая точка может быть отнесена к характерному склону или ландшафту. Репрезентативными точками в данном исследовании выступили семь мерзлотомеров КВБС.

Целью настоящего исследования стали анализ и моделирование процессов формирования деятельного слоя в условиях различных ландшафтов, горного рельефа и повсеместного распространения мерзлоты, характерных для КВБС. В задачи работы входили анализ водного и теплового режима склонов, покрытых различными типами почвенно-растительных комплексов, оценка параметров гидрологической модели и моделирование формирования деятельного слоя на семи мерзлотомерах, представляющих контрастные условия речных долин, водоразделов и склонов КВБС.

При моделировании использовался метод расчета динамики тепла в почве, интегрированный в гидрологическую модель “Гидрограф” [Виноградов, 1988; Vinogradov et al., 2011; Semenova et al., 2013]. Модель описывает все процессы наземного гидрологического цикла и может быть использована для расчета характеристик стока в бассейнах рек северных широт. Модель включает алгоритмы расчета динамики влаги и тепла в почвенном профиле в явном виде. Параметрами модели являются измеряемые свойства почвы и растительности, которые могут быть назначены исходя из информации о почвенно-растительном покрове. Одно из преимуществ модели “Гидрограф” состоит в использовании в качестве входной информации ограниченного числа метеорологических переменных (температура и влажность воздуха, осадки), что позволяет применять ее на малоизученных бассейнах.

Основа реализованного в модели “Гидрограф” теплофизического блока – алгебраическое решение упрощенной системы дифференциальных уравнений теплопроводности для почвенного профиля. В расчетной схеме пространственный шаг заменяется интервалом осреднения по пространству и вместо непрерывного профиля температуры рассматривается ступенчатая гистограмма распределения температуры почвенного профиля по глубине. Как и все физические характеристики расчетных слоев, температура почвы постоянна в любой точке слоя и скачкообразно изменяется на границе слоев. Концептуальная модель теплопере-

носа в системе “атмосфера–снег–почва” при наличии фазовых переходов изложена в предшествующей статье Ю.Б. Виноградова и др. [2015].

Эффективность предельного метода будет продемонстрирована на основе данных измерений семи мерзлотомеров на территории Колымской водно-балансовой станции.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ НА КОЛЫМСКОЙ ВОДНО-БАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ

Колымская водно-балансовая станция (площадь 22 км<sup>2</sup>) располагается на Северо-Востоке России в бассейне р. Кулу, правого притока р. Колымы, в верхней части ее бассейна. Станция является уникальным экспериментальным водосбором по объему и продолжительности накопленных данных в условиях горных ландшафтов и повсеместного распространения многолетней мерзлоты (рис. 1).

Абсолютные высоты станции варьируются от 830 до 1600 м, а уклон склонов может достигать 40°. Среднегодовая температура на основной метеоплощадке Нижняя за 1948–1995 гг. составляет –11,4 °С [Сущанский, 2002], а количество осадков на территории станции варьируется от 290 до 460 мм (1959–1990 гг.) в зависимости от высоты и ориентации склонов.

С 1948 г. на КВБС проводился широкий спектр специальных гидрометеорологических наблюдений, в том числе за глубиной протаивания и промерзания [Материалы..., 1959–1991]. Глубина протаивания фиксировалась мерзлотомером конструкции Данилина [ГОСТ..., 1981].

Типы почвы и растительности, а также топографические характеристики склонов определяют протекание процессов протаивания на станции.

Несмотря на малую площадь территории, растительный и почвенный покров КВБС значительно изменяется в зависимости от высоты, ориентации и уклона склона. Каменные осыпи и тундры, покрывающие верхние части склонов и водоразделы, занимают 35 % территории. На кедровый стланик южных склонов приходится около 26 % территории станции. Лиственничные редколесья северных склонов и леса в долинах ручьев с густым мохово-лишайниковым покровом занимают около 12 и 27 % соответственно [Пугачев, 2002].

Режим формирования деятельного слоя на территории КВБС условно можно разделить на три основных типа.

На склонах северной экспозиции с редколесьем и сфагново-лишайниковой растительностью и в долинах ручьев, где распространены заболоченные леса, сразу после снеготаяния весной талая вода стекает по поверхности мерзлой почвы. Небольшая ее часть в этот период проникает в поры

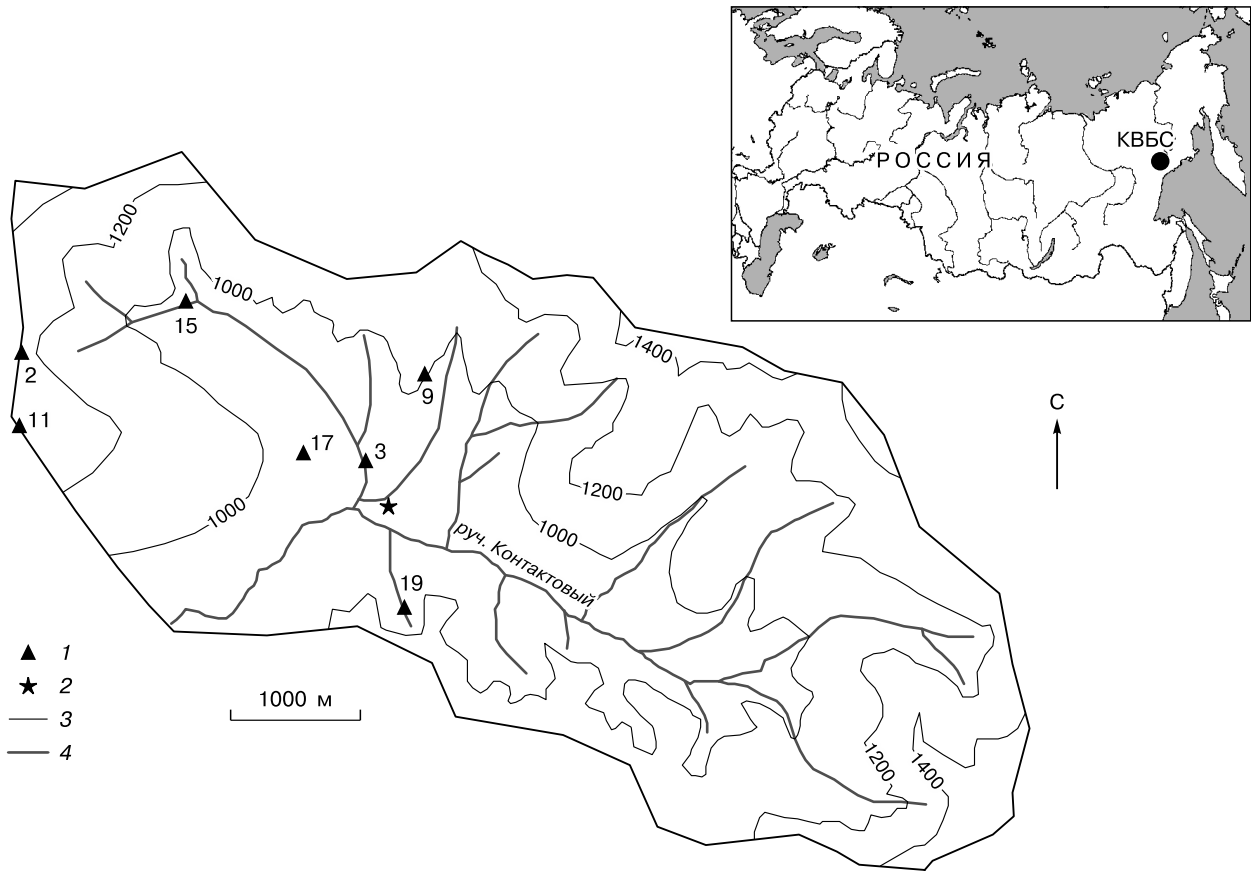


Рис. 1. Схема Колымской водно-балансовой станции и ее местоположение на карте России.

1 – мерзлотомер; 2 – метеорологическая площадка; 3 – горизонталь; 4 – ручей.

мерзлого грунта, замерзает там и затем вновь переходит в жидкую фазу по мере протаивания деятельного слоя. Сфагново-лишайниковый напочвенный покров является хорошим теплоизолятором, поэтому глубина протаивания мала (до 0,5–0,7 м), а мерзлый горизонт льдистый и плохо проводит влагу [Бояринцев, 1988]. Летнее оттаивание льдистого грунта обеспечивает увлажненность мхов независимо от осадков.

На водоразделах и в верхних частях склонов в пределах распространения каменных осыпей весенние талые воды свободно проникают в мерзлый грунт, и накопленные в нем “запасы холода” практически полностью расходуются на образование льда, занимающего небольшую долю порового пространства. По приближенным расчетам Т.В. Банцекиной [2003], максимально возможная льдистость достигает 5 %, что при пористости 0,35 составляет около 15 % пространства пор. К полному сходу снега в слое от поверхности до мерзлого водоупора температура отложений близка к нулевой, и они сохраняют высокую проницаемость. По мере дальнейшего прогревания грун-

та ледяные включения вытаивают, стекающая вниз вода частично формирует быстрый грунтово-водный сток, частично фиксируется на мерзлом водоупоре и образует лед, полностью занимающий поры грунта. Глубина промерзания на мерзлотмерах фиксируется до 1,6–1,8 м. Максимальная водоудерживающая способность каменной осыпи мала, поэтому летне-осенние осадки стекают по мерзлотному водоупору с минимальными потерями.

Средние части южных склонов, покрытые зарослями кедрового стланика и типичной для горной тундры растительностью, характеризуются переходным режимом между первым и вторым типом.

Разнообразие почвенно-растительного покрова в сочетании с расчлененным рельефом создают контрастные условия формирования деятельного слоя и стока воды. Экспериментальные наблюдения КВБС в период 1948–1997 гг. предоставляют уникальный материал для разработки и усовершенствования методов математического описания этих процессов.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПРОТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТАХ КВБС

Для моделирования процессов формирования деятельного слоя были выбраны семь мерзлотометров, характеризующихся сочетанием различных типов почвы, растительности и топографических условий. Выбор конкретных мерзлотометров обусловлен наличием и качеством доступных данных. Сведения об особенностях строения почвенного профиля и режима протаивания собирались из всех доступных источников, таких как Материалы наблюдений [1959–1991], статьи [Бояринцев, 1988; Банцезкина, 2001; Готов, 2002], фотографии, карты.

Входной информацией для моделирования служили суточные значения температуры, влажности воздуха и количества осадков, измеренные на метеорологической площадке Нижняя. К осадкам и температуре вводились поправочные коэффициенты в зависимости от высоты расчетных точек – мерзлотометров. Аппроксимация годового хода температурного градиента была рассчитана по среднемесячным данным метеоплощадок Верхняя (1220 м) и Нижняя (850 м), его значения изменяются от  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  летом до  $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  зимой. Поправочные коэффициенты к осадкам на метеоплощадке Нижняя принимались равными от 0,9 до 1,3 отдельно для каждого мерзлотометра согласно схеме распределения осадков на КВБС, разработанной Л.С. Лебедевой [2012].

Местоположение мерзлотометров и метеорологической площадки в пределах КВБС представлено на рис. 1, описание основных характеристик приведено в табл. 1.

Выбранные мерзлотометры станции находятся в ее центральной и западной частях на высотах от

890 до 1315 м. Средние максимальные глубины протаивания на них составляют от 0,6–0,7 до 1,4–1,5 м. Мерзлотометры № 9 и 11 располагаются в пределах каменной осыпи, № 2 – в зоне распространения горных тундр, № 15 – в пределах лишайничного редколесья. Остальные мерзлотометры (№ 3, 17, 19) находятся в лиственничном лесу с глинисто-торфянистой почвой и мохово-лишайниковым напочвенным покровом.

В рамках задачи моделирования все многообразие условий, наблюдаемое на выбранных мерзлотометрах, можно описать комбинацией свойств почвенно-растительного покрова и орографических характеристик склонов, определяющих величину прихода прямой солнечной радиации.

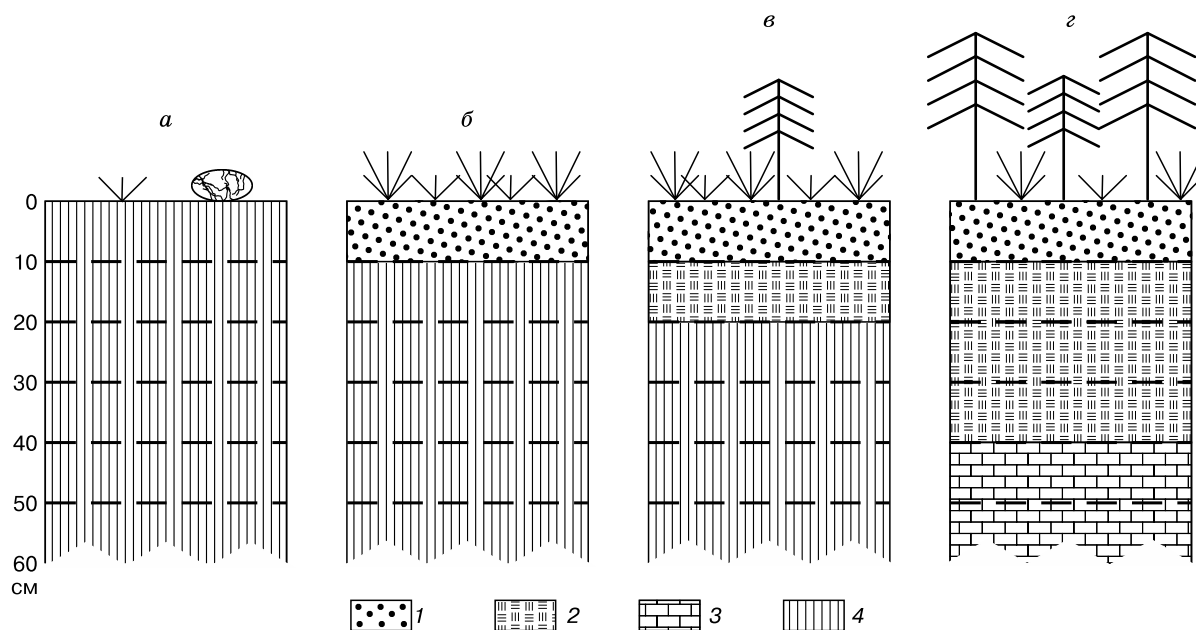
Мерзлотометры были разбиты на четыре группы, соответствующие основным типам подстилающей поверхности КВБС: 1) каменная осыпь; 2) горная тундра и заросли кедрового стланика; 3) мохово-лишайниковое редколесье; 4) лиственничный лес. Почвенно-растительные параметры подверглись обобщению, т. е. назначались таким образом, чтобы динамика деятельного слоя всех мерзлотометров одной группы описывалась единым набором значений параметров почвы и растительности. В результате систематизации и обобщения значений параметров была принята следующая схематизация почвенных профилей выделенных типов подстилающей поверхности.

*Каменная осыпь.* Профиль грунта имеет однородное строение и сложен обломками глинистого сланца разной крупности. Грунт характеризуется низкой вододерживающей способностью, высоким коэффициентом фильтрации и способностью легко проводить тепло. Такие свойства грунта обуславливают процесс быстрого и глубокого протаивания.

Таблица 1. Местоположение на склоне, типы почв, растительности и орографические характеристики мерзлотометров КВБС

№	Положение	Почва	Растительность	$\alpha$ , град	$H$ , м	$\beta$ , град	$\gamma$ , %
2	Седловина между двумя сопками	Песчано-глинистая	Горная тундра	–	1261	0	15
3	Юго-западный склон	Глинисто-торфянистая	Лиственничник, кусты карликовой березы, сфагнум, ягель	200	890	9	15
9	Водораздел	Щебень глинистых сланцев	Растительность отсутствует	–	1010	0	0
11	Водораздельное плато	Гранитные глыбы и продукты их разрушения	Растительность отсутствует	90	1315	3	0
15	Крутой юго-восточный склон	Глинистый сланец с серой глиной	Редкий лиственничник, мох, кедровый стланик	135	952	30	15
17	Долина реки	Глинисто-торфянистая	Лиственничник, мох, голубичник	0	914	5	15
19	Западно-северо-западный склон	Суглинисто-торфянистая	Редкий лиственничник, ягель, голубичник	335	900	26	30

Примечание.  $\alpha$  – ориентация склона;  $H$  – высота;  $\beta$  – уклон склона;  $\gamma$  – орографическая затененность.



**Рис. 2. Схематизация почвенных профилей для четырех выделенных типов подстилающей поверхности:**

*a* – каменная осыпь; *б* – горные тундры и заросли кедрового стланика; *в* – редколесья; *г* – лиственничные леса; 1 – мохово-лишайниковый покров; 2 – торф; 3 – глина с обломками глинистых сланцев; 4 – обломки глинистых сланцев.

*Заросли кедрового стланика.* Профиль грунта идентичен таковому в каменной осыпи, за исключением того, что верхний слой почвы представляет собой мохово-лишайниковый покров. Обладая значительными величинами пористости и водоудерживающей способностью, высоким коэффициентом фильтрации, он также обеспечивает сильный теплоизоляционный эффект, что приводит к меньшей по сравнению с каменной осыпью характерной глубине протаивания.

В почвенном профиле *лиственничного редколесья* под верхним мохово-лишайниковым слоем в интервале глубин 10–20 см находится слой торфа, характеризующийся повышенной пористостью и водоудерживающей способностью, низкими теплопроводными свойствами. Под торфом располагается обломочный материал глинистых сланцев.

В *лиственничном лесу* под мохово-лишайниковым покровом в интервале глубин 10–40 см залегает слой торфа, для которого характерны малый коэффициент фильтрации, низкие теплопроводные свойства, высокие пористость и водоудерживающая способность. Ниже слоя торфа залегает глина с обломками глинистых сланцев.

В принятой схеме выделены четыре типа почвенных слоев, из которых компонуются характерные профили: мохово-лишайниковый покров, торф, глина с обломками глинистых сланцев и обломки глинистых сланцев с мелкозернистым заполнителем (рис. 2).

Основным и наиболее трудоемким этапом исследования стала оценка типичных физических свойств почвы, используемых в модели “Гидрограф” в качестве параметров (табл. 2). Их значе-

**Таблица 2. Обобщенные водно-физические и тепловые свойства четырех типов почвенных слоев**

Тип почвы	$\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	$\epsilon$	$\omega$	$k \cdot 10^5$ , м/с	$c_m$ , Дж/(кг·К)	$\lambda$ , Вт/(м·К)
Мохово-лишайниковый покров	500	0,9	0,6	17	1930	0,8
Торф	1720	0,8	0,2–0,4	0,00085–0,85*	1930	0,8
Глина с обломками глинистых сланцев	2610	0,55	0,13	0,000 85	840	1,2
Обломки глинистых сланцев	2610	0,35	0,07	0,1–1,7	750	1,5

Примечание.  $\rho$  – плотность;  $\epsilon$  – пористость;  $\omega$  – максимальная водоудерживающая способность;  $k$  – коэффициент фильтрации;  $c_m$  – удельная теплоемкость;  $\lambda$  – удельная теплопроводность.

\* В зависимости от степени разложения.

ния определялись по литературным источникам и уточнялись в ходе многочисленных расчетных экспериментов.

Так, теплофизические свойства пород, слагающих каменные осыпи, приняты по работам В.Е. Глотова [2002] и Т.В. Банцекиной [2003]. Е.Л. Бояринцев [1988] упоминает, что максимальная водоудерживающая способность крупнообломочной каменной осыпи составляет 2–20 мм в 1 м. Так как большая часть каменных осей на территории станции занята обломками глинистых сланцев с мелкозернистым заполнителем, значение максимальной водоудерживающей способности принято равным 7 мм. Плотность и пористость мохово-лишайникового покрова и торфяного горизонта рассчитывались по данным, приведенным в работе А.В. Волокитиной и М.А. Софронова [2008] и относящимся к бассейну р. Нижняя Тунгуска.

При максимально зафиксированной глубине протаивания 1,7 м принятая в расчете глубина почвенного профиля на всех мерзлотомерах составила 2 м. Профиль грунта делился на 20 расчетных слоев почвы (РСП) толщиной по 10 см, для каждого из которых определялись значения почвенных параметров.

Аналогично подходу Е.М. Гусева и О.Н. Насоновой [2010], в качестве нижнего граничного условия использована температура почвы на глубине 3,2 м, условно принятая в качестве климатической нормы. По данным наблюдений на метеоплощадке Нижняя в период 1974–1981 гг. рассчитаны параметры двухгармонической синусоиды, использованной для аппроксимации годового хода температуры [Виноградов и др., 2015]. Ее параметры составили: среднее  $-3,7^{\circ}\text{C}$ , первая и вторая фазы – 197 и 140, первая и вторая амплитуды – 2,9 и  $0,6^{\circ}\text{C}$ .

В соответствии с тем, что повсеместно ниже глубины протаивания грунт сцементирован льдом, в качестве начальных условий содержание льда в РСП ниже максимальной измеренной глубины протаивания принималось равным пористости.

Динамика теплового потока из атмосферы в почву определяется параметрами модели, описывающими растительный покров. В них входят затененность почвы кронами деревьев и альbedo ландшафта. Развитие растительного покрова и его свойств аппроксимируется так называемой фенологической трапецией с помощью четырех фенологических дат, первая из которых соответствует началу вегетации, последняя – ее окончанию, а вторая и третья – началу и концу максимальной фазы развития растительности [Виноградов, 1988].

Начальными условиями для расчетов служили значения температуры и влажности (льдиности) каждого слоя почвы на первый день периода моделирования – 1 января 1950 г. Они задавались

согласно имеющейся информации о типичном состоянии почвы на начало января. Температура принималась равной  $-1^{\circ}\text{C}$  в каждом слое. До глубины летнего протаивания содержание льда назначалось равным максимальной водоудерживающей способности слоя, а ниже – равным пористости (согласно сведениям, что повсеместно ниже деятельного слоя грунт сцементирован льдом [Банцекина, 2001]).

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

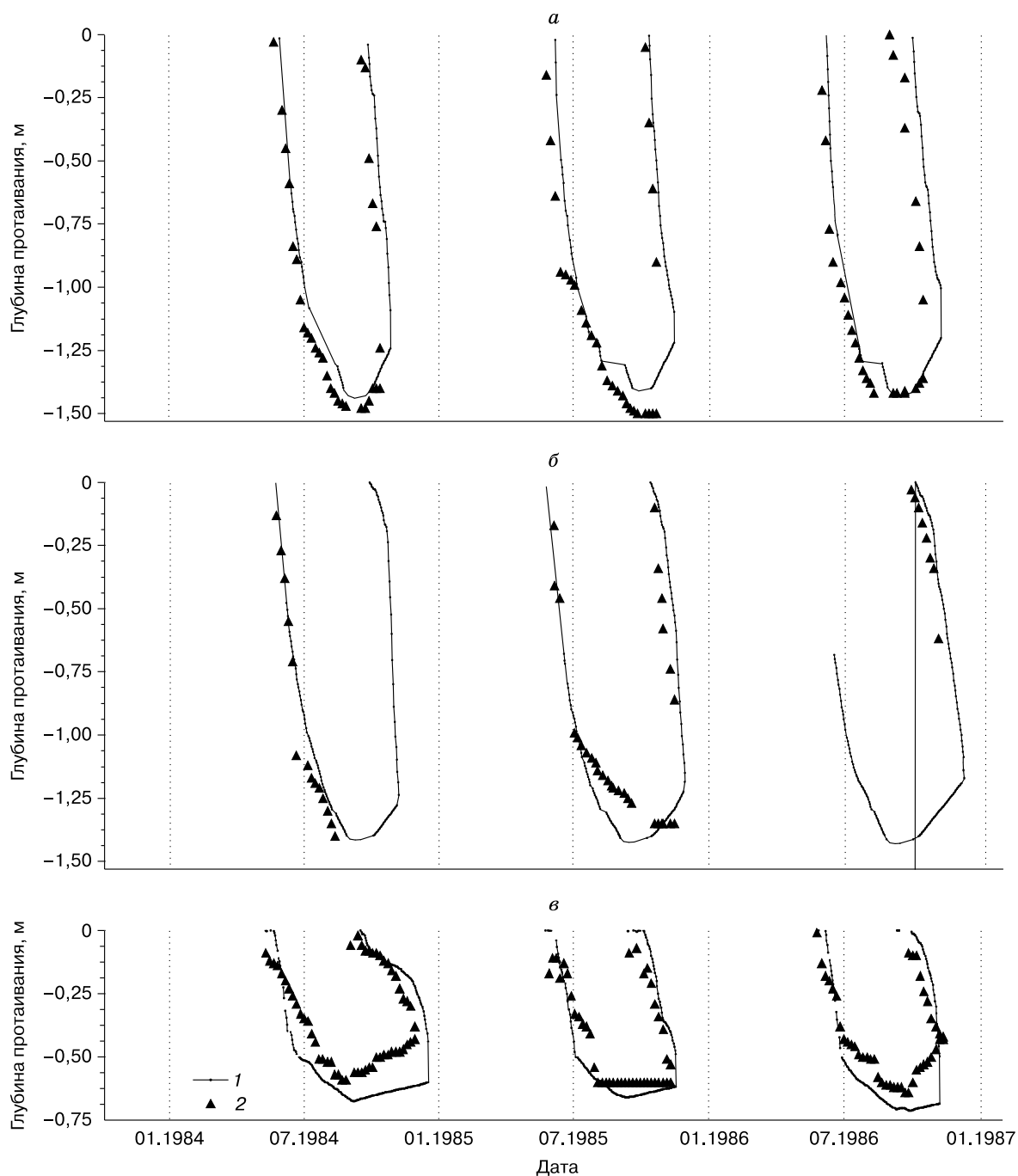
Расчет глубин протаивания и промерзания производился для семи мерзлотомеров, расположенных на разных типах подстилающей поверхности для непрерывного периода 1950–1990 гг. с суточным расчетным интервалом времени.

На рис. 3 представлены рассчитанные и измеренные глубины протаивания на трех типичных мерзлотомерах: № 11 (каменная осыпь), № 15 (редколесье), № 19 (лиственничный лес). В табл. 3 приведены статистические результаты сравнения рассчитанных и измеренных суточных глубин протаивания и промерзания.

Максимальные рассчитанные глубины протаивания составили от 0,67 м (мерзлотомер № 19, лиственничник) до 1,57 м (мерзлотомер № 9, каменная осыпь), а их измеренные значения – 0,60 и 1,52 м соответственно. Наибольшее отклонение между среднесезонной максимальной измеренной и рассчитанной глубинами протаивания составляет 0,13 м для мерзлотомера № 2. На остальных мерзлотомерах оно не превышает 0,08 м. Среднее абсолютное отклонение рассчитанных и измеренных суточных глубин весенне-летнего протаивания составляет от 0,08 до 0,16 м (мерзлотомеры № 3, 15). Точность расчета глубин осеннего промерзания несколько ниже – абсолютное отклонение лежит в диапазоне от 0,10 до 0,33 м.

Оба мерзлотомера, расположенные в каменной осыпи (№ 9, 11), характеризуются положительным отклонением рассчитанных значений протаивания от измеренных. Это говорит о том, что модель несколько преуменьшает глубину протаивания. На мерзлотомерах лиственничного леса (№ 3, 17, 19), горной тундры (№ 2) и редколесья (№ 15) наблюдается противоположная ситуация – отрицательное отклонение рассчитанных и измеренных значений, т. е. имеется тенденция модели к небольшому завышению глубин протаивания. Что касается расчета осеннего промерзания, то на всех мерзлотомерах, кроме второго, рассчитанные значения в среднем меньше измеренных, т. е. происходит модельное запаздывание процессов промерзания.

На рис. 4 показан ход отклонений рассчитанных значений глубины протаивания грунта от измеренных на мерзлотомерах № 11 за 1964–1966 гг. и № 19 за 1984–1986 гг. Можно отметить, что от-



**Рис. 3. Рассчитанная и измеренная глубина протаивания для мерзлотометров:**

*а* – № 11 (каменная осыпь); *б* – № 15 (редколесье); *в* – № 19 (лиственный лес).

клонения для обоих мерзлотометров непостоянны в течение года. Для мерзлотометра № 19 рассчитанные значения глубины протаивания меньше измеренных в начале периода протаивания (отклонение положительное, рассчитанное протаивание запаздывает) и немного больше измеренных летом и осенью (отклонение отрицательное). Отклонения рассчитанных и измеренных глубин протаивания

на мерзлотометре № 11 (каменная осыпь) имеют преимущественно положительные значения в течение всего года. Это означает, что рассчитанные величины протаивания в каменной осыпи в течение всего теплого сезона немного ниже измеренных. Небольшое запаздывание начала протаивания в обоих случаях может быть связано с несколько более поздним стаиванием снега по ре-

Таблица 3. Статистические результаты сравнения рассчитанных и измеренных суточных глубин протаивания и промерзания грунта

№	$H_{obs}$	$H_{calc}$	Весенне-летнее протаивание				Осеннее промерзание				Период расчета
			$\Delta_{abs}$	СКО	$N$	$\Delta$	$\Delta_{abs}$	СКО	$N$	$\Delta$	
2	-1,28	-1,41	0,12	0,16	299	-0,10	0,24	0,38	92	-0,06	1954–1966
3	-0,81	-0,80	0,08	0,11	167	-0,05	0,27	0,49	64	0,05	1955–1963 (искл. 1958, 1959)
9	-1,52	-1,57	0,13	0,19	210	0,03	0,23	0,25	38	0,23	1960–1966
11	-1,44	-1,40	0,12	0,20	276	0,10	0,33	0,39	93	0,33	1956–1965
15	-1,36	-1,37	0,16	0,29	174	-0,07	0,31	0,44	40	0,20	1960–1966
17	-0,72	-0,73	0,12	0,16	790	-0,08	0,15	0,19	219	0,14	1964–1990 (искл. 1965, 1970)
19	-0,60	-0,67	0,11	0,13	408	-0,08	0,10	0,12	98	0,09	1962–1988 (искл. 1966–1971, 1974–1977, 1979, 1981, 1982)

Примечание.  $H_{obs}$  – среднееголетняя максимальная измеренная глубина протаивания, м;  $H_{calc}$  – среднееголетняя максимальная рассчитанная глубина протаивания, м; СКО – среднееквadraticкое отклонение, м;  $\Delta_{abs}$  – среднее абсолютное отклонение, м;  $\Delta$  – среднее отклонение рассчитанного от измеренного с учетом знака, м;  $N$  – длина ряда суточных значений.

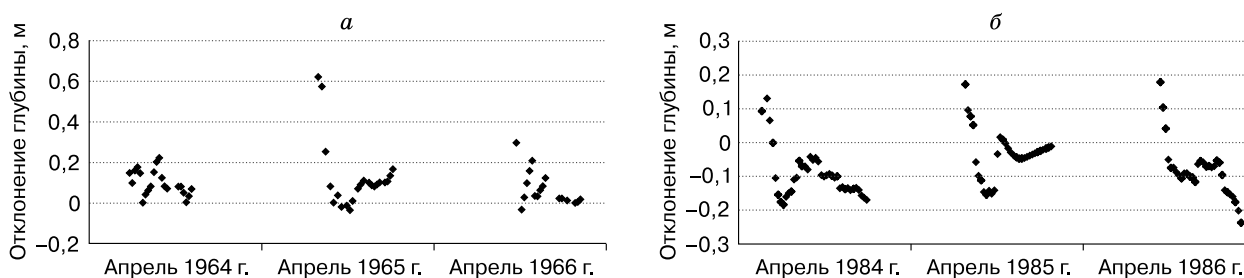


Рис. 4. Ход отклонений (разности) рассчитанных и измеренных глубин протаивания почвы для мерзлотомеров:

а – № 11 (каменная осыпь); б – № 19 (лиственничный лес).

зультатам моделирования, чем в реальности, из-за отсутствия в модели “Гидрограф” блока, описывающего перераспределения снега в явном виде. Различие в знаке отклонений рассчитанных и измеренных глубин протаивания в середине и конце теплого периода связано с особенностями динамики тепла и влаги в профилях водопроницаемой каменной осыпи и оторфованной почвы с высокой водоудерживающей способностью.

### ВЫВОДЫ

Результаты взаимодействия грунта, воды и льда в зоне распространения многолетней мерзлоты носят комплексный характер и обладают высокой изменчивостью даже на небольшой территории Колымской водно-балансовой станции. Это доказывает необходимость учета особенностей процессов формирования СТС в условиях различных ландшафтов при разработке методов моделирования процессов формирования стока.

Метод расчета динамики тепла в почве, применяемый в гидрологической модели “Гидрограф”, показал свою эффективность в задаче моделиро-

вания глубин протаивания–промерзания на примере семи мерзлотомеров КВБС, располагающихся в условиях каменной осыпи, редколесья, горной тундры и лиственничного леса.

Хорошее согласие рассчитанных и измеренных значений глубин протаивания–промерзания на всех мерзлотомерах позволяет сделать вывод, что в целом принятая схематизация почвенных профилей и набор значений параметров модели, описывающих их свойства, эффективны для расчета динамики деятельного слоя в различных условиях КВБС.

Исследование показало, что параметры модели “Гидрограф”, основные из которых представлены свойствами почвенно-растительного покрова, могут быть систематизированы по типам ландшафта и перенесены на другие объекты с аналогичными условиями. Это дает основание предполагать, что модель “Гидрограф” может использоваться в качестве инструмента для оценки происходящих в настоящее время и возможных в будущем изменений в криолитозоне, в частности динамики деятельного слоя под влиянием изменений климата и ландшафтов.

Исследование выполнено при поддержке Российско-немецкой лаборатории морских и полярных исследований им. О. Шмидта в 2009–2010 гг. и при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-31035\_мол\_а).

### Литература

- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И.** Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 4, с. 65–69.
- Банцеккина Т.В.** Динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений в период весеннего снеготаяния // Колыма, 2001, № 2, с. 28–31.
- Банцеккина Т.В.** Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Дис. ... канд. геогр. наук. Якутск, 2003, 137 с.
- Бояринцев Е.Л.** Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС // Тр. ДВНИГМИ, 1988, вып. 135, с. 67–93.
- Виноградов Ю.Б.** Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа / Ю.Б. Виноградов. Л., Гидрометеиздат, 1988, 312 с.
- Виноградов Ю.Б., Семенова О.М., Виноградова Т.А.** Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле (Часть 1) // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 11–21.
- Волокитина А.В., Софронов М.А.** Пространственное варьирование вида и запаса мохово-лишайникового покрова и подстилки в северных лиственничниках // Хвойные боральной зоны, 2008, т. 25, № 3/4, с. 209–215.
- Глотов В.Е.** Подземные воды бассейна руч. Контактный как фактор формирования общего водного стока // Факторы формирования общего стока горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, с. 105–122.
- ГОСТ 24847-81** “Грунты. Методы определения глубины сезонного промерзания” (утв. постановлением Госстроя СССР от 15 июня 1981 г. № 95). М., Изд-во стандартов, 1981, 10 с.
- Гусев Е.М.** Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой / Е.М. Гусев, О.Н. Насонова. М., Наука, 2010, 328 с.
- Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов А.И.** Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Вод. ресурсы, 2000, т. 27, № 4, с. 435–444.
- Лебедева Л.С.** Моделирование процессов формирования стока в малоизученных бассейнах зоны многолетней мерзлоты на основе данных экспериментальных и репрезентативных водосборов: Магистер. дис. С.-Петербург, 2012, 93 с.
- Лебедева Л.С., Семенова О.М.** Совместное моделирование динамики деятельного слоя и процессов формирования стока на примере малых водосборов Колымской водно-балансовой станции // Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 297–302.
- Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др.** Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 1, с. 29–36.
- Материалы** наблюдений КВБС 1948–1990 гг. Магадан, Колымское УГКС, 1959–1991, вып. 1–34.
- Павлова Т.В., Катцов В.М., Надежина Е.Д. и др.** Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 2, с. 3–13.
- Пугачев А.А.** Почвенно-растительный покров территории Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, с. 141–166.
- Сосновский А.В.** Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 83–88.
- Суцанский С.И.** История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, с. 18–35.
- Dankers R., Burke E.J., Price J.** Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme // The Cryosphere, 2011, vol. 5, p. 773–790.
- Endrizzi S., Quinton W., Marsh P.** Modelling the spatial pattern of ground thaw in a small basin in the arctic tundra // The Cryosphere Discuss, 2011, vol. 5, p. 367–400, doi:10.5194/tcd-5-367-2011.
- Rigon R., Bertoldia G., Overb T.M.** GEOTop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets // J. Hydrometeorol., 2006, vol. 7, iss. 3, p. 371–388.
- Schramm I., Boike J., Bolton W.R., Hinzman L.D.** Application of TopoFlow, a spatially distributed hydrological model, to the Imnavait Creek watershed, Alaska // J. Geophys. Res., 2007, vol. 112, G04S46, doi:10.1029/2006JG000326.
- Semenova O., Lebedeva L., Vinogradov Yu.** Simulation of subsurface heat and water dynamics, and runoff generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia // Hydrogeol. J., 2013, vol. 21, iss. 1, p. 107–119, doi:10.1007/s10040-012-0936-1.
- Vinogradov Y.B., Semenova O.M., Vinogradova T.A.** An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system // Hydrol. Processes, 2011, vol. 25, p. 1055–1073, doi:10.1002/hyp.7901.
- Woo M.K., Kane D.L., Carey S.K., Yang D.** Progress in Permafrost Hydrology in the New Millennium // Permafrost and Periglacial Processes, 2008, vol. 19, No. 2, p. 237–254.
- Zhang Y., Kane D., Hinzman L.** Development and Application of a Spatially Distributed Arctic Hydrologic and Thermal Process Model (ARHYTHM) // J. Hydrol. Processes, 2000, vol. 14, No. 6, p. 1017–1044.
- Zhang Y., Carey S.K., Quinton W.L.** Evaluation of the algorithms and parameterizations for ground thawing and freezing simulation in permafrost regions // J. Geophys. Res., 2008, vol. 113, D17116, doi:10.1029/2007JD009343.

Поступила в редакцию  
30 ноября 2012 г.