

Возникновение термической конвекции в мохово-снежном покрове побережья залива Грэнфьорд (Западный Шпицберген)

© 2021 г. П.В. Богородский^{1*}, В.Ю. Кустов¹, В.В. Мовчан¹, К.А. Ермохина²

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

²Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

*bogorodski@aari.ru

Generation of thermal convection in the moss-snow layer on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Svalbard)

P.V. Bogorodskiy^{1*}, V.Yu. Kustov¹, V.V. Movchan¹, K.A. Ermokhina²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

²A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*bogorodski@aari.ru

Received August 12, 2020 / Revised February 16, 2021 / Accepted March 19, 2021

Keywords: convective instability, critical Rayleigh number, vegetation and snow cover, Svalbard.

Summary

The significant part of the Arctic soils is covered by vegetation all year round, to which a layer of snow is added in winter. Both layers have a similar structure, consisting of a skeleton (organic and ice, respectively) and air-saturated pores, and, thus, form a unified system with high heat-insulating properties. But, with the temperature gradient within the layers, convection can arise, which significantly reduces the thermal resistance of the layers and affects the heat, mass and gas exchange of the atmospheric boundary layer with the ground. In this connection, the role of convective transport in the formation of the thermodynamic and biogeochemical regime of polar ecosystems becomes obvious. Note that the role of convection in the snow cover is discussed in literature, but similar studies for vegetation are absent. This is one of the reasons why the processes of heat and mass transfer in the moss-snow layer above the ground in high latitudes are reproduced in a very simplified way, even in the most advanced models of the Earth system. In this paper, we study the occurrence of instability in a system of two porous layers with heat-insulated boundaries for conditions that approximate the snow and vegetation cover of the Arctic tundra on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Spitsbergen). The analytical solution of the Rayleigh-Darcy problem is obtained by means of expansion of the amplitudes of perturbations of vertical velocity and air temperature into series. The dependence of the convective instability threshold on the variations of the thermal physical properties of the vegetation and snow cover of the studied region, parameterized according to measurement data and literature sources, is estimated. It has been found that the stability threshold increases with growth of snow thickness and density. It was also shown that the non-Rayleigh instability becomes impossible when heated from above (meaning the long-wave mode), which occurs in a similar system of two layers of homogeneous immiscible liquids due to the difference in their thermal physical properties.

Citation: Bogorodskiy P.V., Kustov V.Yu., Movchan V.V., Ermokhina K.A. Generation of thermal convection in the moss-snow layer on the coast of the Gulf of Grenfjord (West Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (2): 232–240. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421020084.

Поступила 12 августа 2020 г. / После доработки 16 февраля 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

Ключевые слова: конвективная неустойчивость, критические числа Рэлея, растительный и снежный покровы, Западный Шпицберген.

С использованием метода малого параметра получено аналитическое решение задачи Рэлея–Дарси для двухслойного мохово-снежного покрова арктической тундры побережья Западного Шпицбергена. Оценена зависимость порога длинноволновой конвективной неустойчивости от теплофизических свойств слоёв, показаны качественные отличия рассмотренной задачи от аналогичной задачи для однородных жидкостей.

Введение

Значительная часть арктических грунтов круглогодично находится под поверхностным покровом — около трёх месяцев под одинарным, растительным, и около девяти под двойным —

растительным и снежным. Оба состоят из скелета (соответственно органического и ледяного) и насыщенных паровоздушной смесью пор, составляя единую передаточную систему между атмосферой и грунтом [1]. При неравномерном охлаждении в ней может возникнуть конвекция, интенсифици-

рующая энерго- и массообмен между обеими средами и, в частности, перенос парниковых газов, образующихся при разложении органического вещества в оттаявшем мёрзлом грунте [2]. (Причиной макроскопического движения воздуха в порах, безусловно, может стать ветер, но для этого его скорость у поверхности должна превышать 10 м/с [3].) Изучение конвективного теплопереноса в снежном покрове, начатое экспериментальными [4, 5] и теоретическими исследованиями [6, 7], активно продолжается [8, 9], однако для полярной растительности, слагаемой главным образом мохообразными (бриофитами), они пока отсутствуют. Во многом это объясняется недостаточной изученностью бриофлоры, различные представители которой имеют разную мощность и теплофизические характеристики. Ситуацию осложняет разброс их значений даже в пределах одного вида, обусловленный как широкой экологической амплитудой большинства видов, так и погрешностями инструментального и постановочного характера экспериментов [10]. Как следствие — даже в наиболее современных моделях Земной системы для описания теплообмена в растительности используют параметризацию процессов, разработанные для почвогрунтов, только с другими константами, а эффекты конвекции не учитывают вообще [2].

Задача настоящей работы — выяснение условий возникновения конвективной неустойчивости в двухслойной мохово-снежной системе с параметрами типичной арктической тундры. Аналитическое решение задачи устойчивости для теплоизолированных внешних границ получено путём разложения амплитуд возмущений вертикальной скорости и температуры воздуха в ряды по чётным степеням волнового числа. На примере напочвенного покрова метеоплощадки Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) рассчитана зависимость порога конвективной неустойчивости от геометрических и теплофизических параметров слоёв — толщины, пористости, проницаемости и теплопроводности, параметризованных по данным измерений и литературных источников. Установлено своеобразие условий возникновения конвективного режима теплопередачи в системе растительного и снежного слоёв, показаны его качественные отличия от неустойчивости в одном слое, а также в аналогичной системе двух несмешивающихся жидкостей.

Природные условия

В качестве объекта исследований выбран участок пологого склона аккумулятивной террасы на восточном побережье залива Грэнфьорд на высоте около 70 м над ур. моря с расположенной на нём с сентября 2018 г. метеоплощадкой РНЦШ. Площадка оснащена градиентным метеокомплексом «Кэмпбелл Сайентифик» (США), в состав которого, кроме аппаратуры для измерения параметров атмосферного пограничного слоя, входят многочисленные датчики для измерения термического режима растительного и снежного покрова, а также верхнего слоя грунта (контактные и радиационные термометры, теплобалансовые пластины, измерители влажности, акустический дальномер, осадкомер).

По типу растительности район относится к арктической пятнисто-бугорковатой тундре ассоциации *Luzulo confusae* – *Salicetum polaris* Nadač 1989 [11]. Особенности климата и наличие многолетней мерзлоты обуславливают её структуру, слагаемую, в основном, мохово-лишайниковыми сообществами, видовой состав которой визуально уточнялся в рамках настоящего исследования в сентябре 2018 г. с помощью известных методик геоботаники [12]. Среди 24-х видов бриофитов, выявленных на метеоплощадке, преобладают следующие: *Sanionia uncinata* (20%); *Salix polaris* (10%); *Luzula confusa* (10%); *Aulacomnium turgidum* (5%); *Dicranum elongatum* (5%); *Ptilidium ciliare* (5%) и др.; ярус сосудистых растений разрежен (табл. 1).

По многолетним данным метеостанции посёлка Баренцбург, расположенной на 3 км южнее метеоплощадки РНЦШ, твёрдые осадки выпадают здесь в среднем 170 дней в году, в основном в виде слабых, но продолжительных снегопадов, которые возможны в любое время, в том числе и летом [13]. Наибольшее их количество приходится на декабрь (62,2 мм) и январь (59,5 мм); снежный покров устанавливается в октябре. Снег из-за неоднородностей рельефа и постоянных ветров аккумулируется крайне неравномерно: открытые участки, расположенные на возвышенностях, могут оставаться практически бесснежными, в то время как в низинах мощность снежного покрова может превышать 1 м. Средняя многолетняя скорость ветров с максимумом в первой половине зимы близка к 3,1 м/с, для второй половины характерны периодические штили. Температура

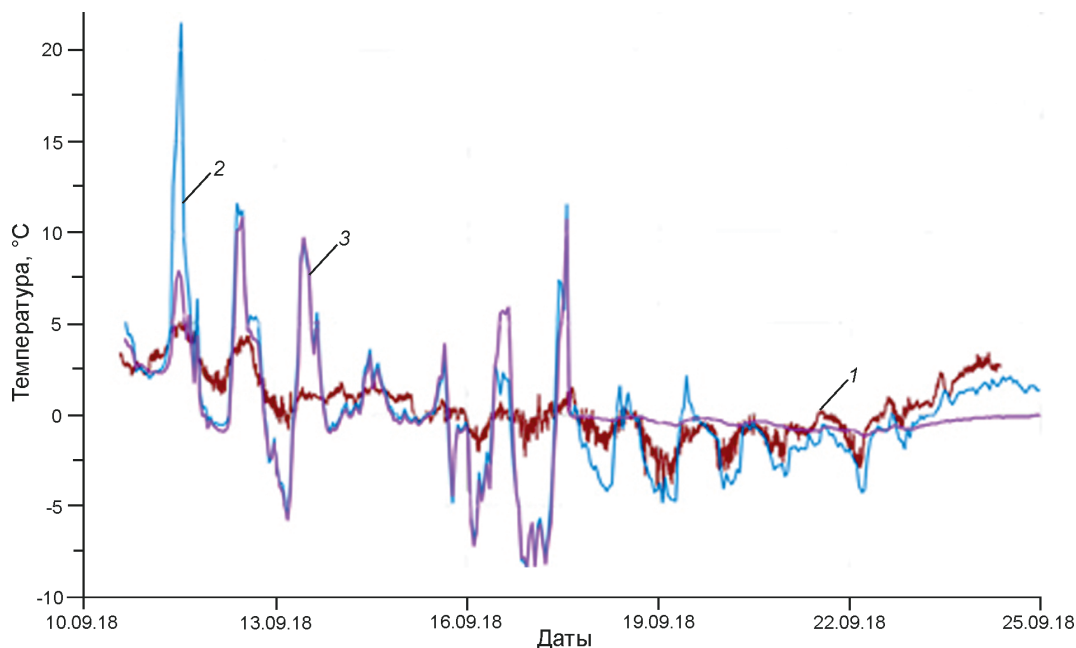


Рис. 1. Временной ход температур – воздуха на высоте 2 м (1), на поверхности грунта (2) и на глубине грунта 10 см (3)

Fig. 1. Temperature variability – at a height of 2 m (1), ground surface (2) and a depth of 10 cm (3)

Таблица 1. Структура растительности метеоплощадки РНЦШ

Характеристика	Значение
Общее проективное покрытие растительного сообщества	45%
Проективное покрытие сосудистых растений	25%
Проективное покрытие бриофитов:	
мхов	40%
печёночников	5%
Проективное покрытие лишайников:	
кустистых	2%
талломных	1%
Высота сосудистых растений*	4–12 см
Высота мохово-лишайникового яруса	4 см
Мощность очёса	2 см

*Основная масса сосудистых растений располагается на высотах от 0 до 7 см.

воздуха варьирует от -25 до -30 °C во второй половине зимы и от 5 до 8 °C летом, в течение которого возможны заморозки; среднегодовое значение температуры составляет $-6,4$ °C.

Приведённые сведения показывают, что развитие неустойчивости воздуха в порах напочвенных покровов на побережье Грэнфьорда возможно круглый год, однако наиболее благоприятные условия для её возникновения создаются с началом осенних холодов, когда оттаявший за лето на глубину в пределах 1 м [14] слой грунта имеет макси-

мальный теплозапас. Соответствующая этому периоду динамика температуры в приповерхностных слоях атмосферы и грунта под слоем растительности, измеренная на метеоплощадке, указывает на частую смену знака градиента температуры (рис. 1), а также на перемежающийся характер теплообмена внутри напочвенного покрова в зависимости от атмосферных условий и его разнонаправленного влияния на температурный режим грунта.

Постановка и решение задачи

Рассматривается подогреваемая снизу система, состоящая из двух горизонтальных пористых слоёв: нижнего растительного (индекс «1») и верхнего снежного (индекс «2»), лежащих на поверхности грунта (рис. 2). При отношении толщины нижнего слоя h к общей толщине системы H мощности растительного и снежного слоёв составляют hH и $(1-h)H$ соответственно. Начало координат расположено на нижней границе, ось z направлена вертикально вверх. Верхняя граница системы может быть как открытой, так и закрытой для прохождения воздуха (при смерзании увлажнённой поверхности или кристаллов льда) в отличие от нижней, всегда закрытой для воздухообмена. Граница раз-

дела слоёв открыта, среды характеризуются вертикальными градиентами температуры A_j , плотностями ρ_j , пористостями ε_j , коэффициентами проницаемости K_j , теплопроводности λ_j , удельной теплоёмкости c_j и эффективной теплопроводности χ_j ($j = 1, 2$) и заполнены насыщенным воздухом с плотностью ρ_0 , коэффициентами динамической вязкости ν , тепловым расширением β и удельной теплоёмкостью c_a . В состоянии теплофизического равновесия температура в слоях линейно меняется с высотой, градиенты постоянны, вертикальны и связаны условием непрерывности потоков на границе раздела $\lambda_1 A_1 = \lambda_2 A_2$, а суммарный поток тепла имеет две составляющие, обусловленные молекулярными механизмами переноса.

Если неоднородность температуры возрастает, то равновесие становится неустойчивым и в результате развития возмущений сменяется конвективным движением. При этом возникновение конвекции по отдельности в каждом из слоёв, только нижнем или только верхнем из-за их теплового и динамического взаимодействия исключено. Полагая, как и в случае двух слоёв снега [15], что кризис равновесия обусловлен монотонными возмущениями, линеаризованная задача устойчивости в приближении Дарси–Буссинеска в терминах безразмерных амплитуд вертикальных компонент скоростей $u_j(z)$ и температур $\theta_j(z)$ может быть записана в следующем виде:

$$u_1'' - k^2 u_1 = -k^2 R_1 \theta_1; \quad (1a)$$

$$\theta_1'' - k^2 \theta_1 = -u_1; \quad (1б)$$

$$\varepsilon K (u_2'' - k^2 u_2) = -R_1 k^2 \theta_2; \quad (1в)$$

$$\lambda (\theta_2'' - k^2 \theta_2) = -u_2. \quad (1г)$$

Следуя постановке задачи, на верхней границе системы ставятся условия равенства давления, если она открыта для прохождения воздуха (вариант динамических граничных условий «а») или прилипания, если закрыта (вариант динамических граничных условий «б»), а также отсутствия возмущения теплового потока. Два последних условия ставятся и на её нижней границе. На границе раздела слоёв непрерывны нормальные компоненты скорости, давления, температуры и теплового потока. В этом случае

$$u_2'(1) = 0 \text{ («а»)} \text{ или } u_2(1) = 0, \theta_2'(1) = 0 \text{ («б»)}; \quad (2a)$$

$$u_1(h) = u_2(h),$$

$$K u_1'(h) = u_2'(h), \theta_1(h) = \theta_2(h), \lambda \theta_1'(h) = \theta_2'(h); \quad (2б)$$

$$u_1(0) = 0, \theta_1'(0) = 0. \quad (2в)$$

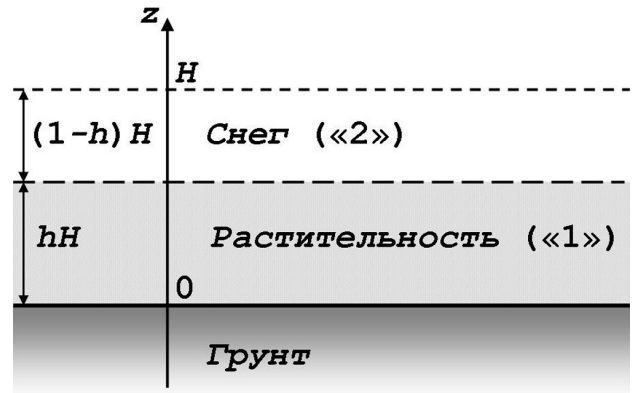


Рис. 2. Схематическое изображение двухслойной системы

Fig. 2. Schematic representation of a two-layer system

В формулах (1)–(2) $R_1 = g\beta\varepsilon_1 H^2 M_1 K_1 A_1 / \nu \chi_1$ – фильтрационное число Рэлея, выраженное через общую толщину и параметры первого (растительного) слоя; g – ускорение силы тяжести; $M_1 = (\varepsilon_1 \rho_0 c_a / \rho_1 c_1) (1 + L^2 \rho_{w0} / R_w T_0 \rho_0 c_a)$ – коэффициент, учитывающий процессы конденсации и испарения пара при движении воздуха в среде; ρ_{w0} – насыщающая плотность пара при 0°C ; R_w – газовая постоянная водяного пара; L – удельная теплота сублимации пара; $T_0 = 273,15\text{ K}$; k – волновое число; введены следующие обозначения: $\varepsilon = \varepsilon_1 / \varepsilon_2$, $K = K_1 / K_2$, $\lambda = \lambda_1 / \lambda_2$; штрихи обозначают дифференцирование по z .

Линейная однородная краевая задача (1)–(2) – это задача о собственных значениях, где собственные числа – критические числа Рэлея R_1 , а функции – амплитуды скоростей и температур. Условие существования нетривиального решения задачи (1)–(2) определяют числа R_1 , при которых теряется устойчивость равновесия (при подогреве снизу $R_1 > 0$). Именно их значения (критических градиентов температуры) определяют порог конвекции, поэтому нахождение R_1 представляет собой основной интерес при изучении начальной неустойчивости. В рассматриваемом случае теплоизолированных границ критическое волновое число стремится к нулю [16] и можно воспользоваться разложением амплитуд u_j и θ_j в ряды по его чётным степеням:

$$u_j = u_{j(0)} + k^2 u_{j(1)} + o(k^2); \quad (3a)$$

$$\theta_j = \theta_{j(0)} + k^2 \theta_{j(1)} + o(k^2), \quad (j = 1, 2). \quad (3б)$$

Подставляя разложения (3) в (1) с учётом (2), одинаковых для всех приближений, в нулевом по-

рядке получается $u_{j(0)} = 0$, $\theta_{j(0)} = \text{const} = 1$, во втором (математический формализм описан в [17]) –

$$u''_{1(1)} = -R_1, \theta''_{1(1)} - 1 = -u_{1(1)}; \quad (4a)$$

$$\varepsilon K u''_{2(1)} = -R_1, \lambda(\theta''_{2(1)} - 1) = -u_{2(1)}. \quad (4б)$$

Интегрирование (4) позволяет определить критические числа $R_1(h, \varepsilon, K, \lambda)$:

для варианта «а» –

$$R_1 = \{6\varepsilon K^2 \lambda [1 + h(\lambda - 1)] / \{6h(1 - K) + 2K + 3h^2(2K - 4 + \varepsilon K^2 + \lambda^2) + h^3[6 - 2K - 3\lambda^2 + \varepsilon K^2(2\lambda^2 - 3)]\}; \quad (5a)$$

для варианта «б» –

$$R_1 = \{12\varepsilon K \lambda [h(K - 1) - K][1 + h(\lambda - 1)] / \{4h(K - 1) - K - 3h^2(2K + \varepsilon K^2 + \lambda^2 - 4) + h^3[4K + 2\varepsilon K^2(3 - 2\lambda^2) + 6(\lambda^2 - 2)] + h^4[4 - 3\lambda^2 + \varepsilon K^2(4\lambda^2 - 3) - K(1 + \varepsilon \lambda^2)]\}. \quad (5б)$$

Параметризации

Вид функций (5) в промежутке $0 < h < 1$ зависит от комбинации параметров системы ε , K , λ и h , первые три из которых не относятся к независимым, а определяются главным образом плотностью, влажностью и структурными особенностями каждой среды. Расчёт параметров отложенного снега не представляет затруднений и может быть выполнен по многочисленным эмпирическим соотношениям, которые непрерывно совершенствуются. Для расчёта пористости использовалась зависимость $\varepsilon_2 = 1 - \rho_2/\rho_i$, теплопроводности – упрощённое соотношение $\lambda_2 = 10^{-3}\rho_2$ [18]. Проницаемость снега рассчитывалась по формуле $K_2 = 1,096 \cdot 10^{-8} \exp(-9,57 \cdot 10^{-3}\rho_2)$ [19], преимущество которой перед аналогичными соотношениями [20] состоит в зависимости от одного параметра – плотности снега (вместо двух – ещё и удельной поверхности зёрен снега, определение которой представляет собой самостоятельную задачу [21]). При изменениях её плотности в интервале типичных для побережья Грэнфьорда значений от 100 до 400 кг/м³ [1] и $\rho_i = 917$ кг/м³ принятые соотношения дают значения пористости от 0,89 до 0,56, теплопроводности – от 0,1 до 0,4 Вт/(м °С) и проницаемости – от $4,21 \cdot 10^{-7}$ до $2,38 \cdot 10^{-8}$ м², что примерно соответствует её промежуточному значению между $1 \cdot 10^{-10}$ для ледяных слоёв и $800 \cdot 10^{-10}$ м² для глубинной изморози [20]. Отметим, что величина ρ_2 может из-

меняться почти на два порядка: от 10 кг/м³ (свежевыпавший крупнозвёздчатый снег в безветренную погоду) до 700 кг/м³ (сильно промокший и смёрзшийся снег) [22].

Преобладание мохообразных позволяет считать свойства растительности, близкими к свойствам бриофитов, как наиболее значимого по обилию и массе компоненту растительных сообществ. Параметризации их теплофизических свойств значительно малочисленнее своих аналогов для снега [10] и имеются лишь для нескольких представителей бриофлоры, однако, благодаря работе [11], в их число входят синузии мохообразных с террас Грэнфьорда: *Sanionia uncinata* (наиболее распространённая на метеоплощадке РНЦШ) и *Hylocomium splendens var. Alascanum*. Нахождение под снегом позволяет полагать их мёрзлыми, а величины пористости, теплопроводности и плотности постоянными и равными 0,34, 0,45 Вт/(м °С) и 231 кг/м³ соответственно для первой и 0,61, 0,36 Вт/(м °С) и 176 кг/м³ – для второй [11] (система «снег–талый мох» в арктической тундре существует лишь достаточно короткое время и преимущественно в условиях аномально тёплых зим). Вопрос об их изменении под действием возрастающей снеговой нагрузки из-за прочности замороженного органического каркаса не затрагивался, хотя и заслуживает рассмотрения.

Из-за незнания авторами соотношений для расчёта проницаемости мхов её оценка выполнялась по той же экспоненциальной зависимости, что и для снега. Основанием для этого послужило известное сходство структуры обеих сред, каждая из которых может быть представлена совокупностью повторяющихся элементов (зёрен), соизмеримых по линейным масштабам [10]. Как и в снеге, пространство между структурообразующими элементами мха, характеризующееся сходной величиной пористости, образует систему поровых каналов, по которым движется паровоздушная смесь. Укладка элементов обеих сред близка к плотной упаковке шаров со сосредоточением материала основы в матричном каркасе. Замена ρ_2 на ρ_1 позволила оценить K_1 величинами $1,202 \cdot 10^{-7}$ (*S. uncinata*) и $2,034 \cdot 10^{-7}$ м² (*Hylocomium sp.*), отличающимися друг от друга почти в два раза. Таким образом, при возрастании плотности снега (представляет собой интегральный параметр всей системы) в 4 раза значения коэффициентов ε , K и l в зависимости от

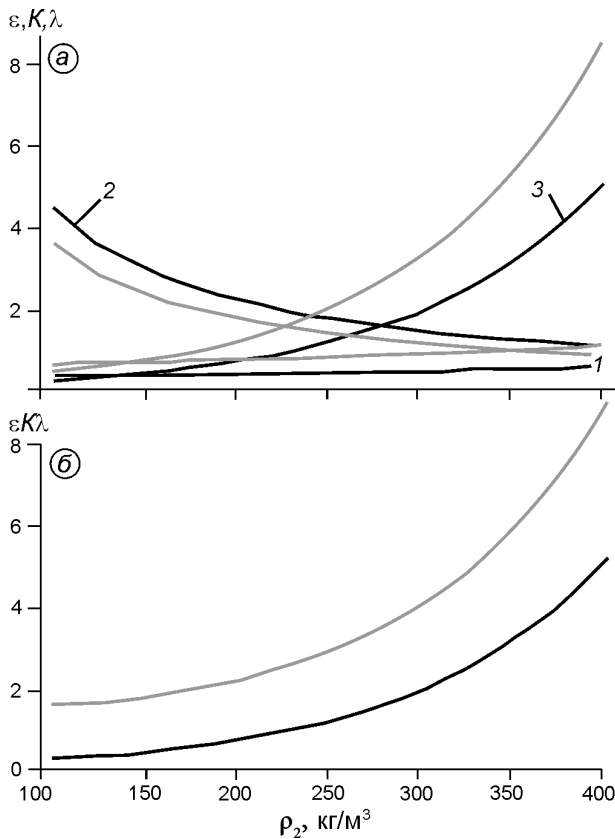


Рис. 3. Зависимости коэффициентов ε (1), K (2), λ (3) – (а) и их произведений $\varepsilon K \lambda$ – (б) от плотности снега ρ_2 для синузий *S. uncinata* (чёрные кривые) и *Hylocomium* sp. (серые)

Fig. 3. Dependences of coefficients ε (1), K (2), λ (3) – (a) and its productions $\varepsilon K \lambda$ – (b) from the snow density ρ_2 for synusia *S. uncinata* (black curves) and *Hylocomium* sp. (grey ones)

синузии изменяются примерно в 1,5–5 раз, а их произведения $\varepsilon K \lambda$ – в 4–5 раз (рис. 3).

Длинноволновая неустойчивость

Расчёты по общим формулам (5) в интервале $0 < h < 1$ показали, что при более низком пороге устойчивости для варианта «а» по сравнению с вариантом «б», закономерно обусловленном стабилизирующим действием вязких сил вблизи непроницаемой границы, качественный характер распределения R_1 в типичном интервале изменений ρ_2 сходен (рис. 4). Предельные случаи $h \rightarrow 0$ и $h \rightarrow 1$ соответствуют переходу к однослойной системе со свойствами верхнего (снежного) и нижнего (мохового) слоёв, при которых

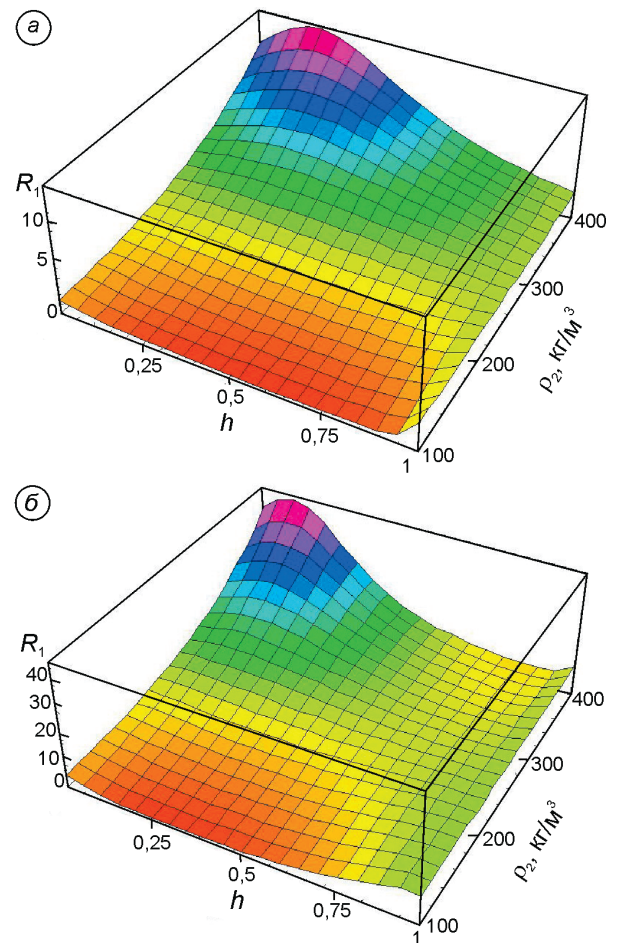


Рис. 4. Зависимости критического числа Рэлея R_1 от относительной толщины мха h и размерной плотности снега ρ_2 для мёрзлого мха *S. uncinata* ($\varepsilon_1 = 0,61$; $K_1 = 2,034 \times 10^{-7} \text{ м}^2$ и $\lambda_1 = 0,36 \text{ Вт}/(\text{м} \text{ } ^\circ\text{C})$) для вариантов граничных условий «а» (а) и «б» (б)

Fig. 4. Dependences of R_1 on h and dimensional snow density ρ_2 for the frozen moss *S. uncinata* ($\varepsilon_1 = 0,61$; $K_1 = 2,034 \times 10^{-7} \text{ м}^2$ and $\lambda_1 = 0,36 \text{ Вт}/(\text{м} \text{ } ^\circ\text{C})$) for the variants of the boundary conditions «а» (a) and «б» (b)

значения критериев устойчивости стремятся к своим известным значениям: $R_1 \rightarrow 3\varepsilon K \lambda$ и $R_1 \rightarrow 3$ для открытой верхней границы и $R_1 \rightarrow 12\varepsilon K \lambda$ и $R_1 \rightarrow 12$ для закрытой [16]. Рост ρ_2 способствует увеличению произведения $\varepsilon K \lambda$, которое в основном превышает единицу в обоих случаях, что означает меньший порог устойчивости при $h \rightarrow 0$ по сравнению с $h \rightarrow 1$ за исключением интервала $100 < \rho_2 < 247 \text{ кг}/\text{м}^3$ для *S. uncinata* (см. рис. 3, б).

Как и следовало ожидать, порог устойчивости для *Hylocomium* sp. из-за существенно большей плотности примерно в 2 раза выше, чем для *S. uncinata*. С ростом плотности снега ρ_2 в обыч-

Таблица 2. Максимальные значения R_1 для различных величин ρ_2

Плотность снега, кг/м ³	R_1	
	<i>S. uncinata</i>	<i>Hylocomium sp.</i>
10	5,6*/22,5	13,8/54,8
100	1,6/6,0	3,6/14,3
350	9,4/31,7	19,0/70,2
400	14,2/49,8	27,83/105,4
500	31,3/118,5	66,8/262,3
600	82,8/325,7	185,7/739,1
700	248,9/991,2	601/2004,8

*Вариант граничных условий: числитель – «а», знаменатель – «б».

ных пределах (100–400 кг/м³) различие максимальных величин R_1 увеличивается в 8–9 раз для вида *S. uncinata* и в 7–8 раз для *Hylocomium sp.* для обоих вариантов граничных условий. При этом рост R_1 происходит при превышении плотностью снега плотности мха. Если принять, что для побережья Грэнфьорда плотность снега $\rho_2 = 250(1 - h)H + 100$ [1], то для вида *S. uncinata* плотности ρ_1 и ρ_2 сравниваются при мощности снега $(1 - h)H \cong 52$ см, что примерно на порядок превышает типичную толщину мха hH и соответствует $h \cong 0,09$. Для *Hylocomium sp.* эти значения близки к 30 см и 0,14. Поскольку плотность снежного покрова, претерпевающего метаморфические преобразования в течение зимы, повышается за счёт сближения кристаллов льда (уменьшения пористости), затрудняющего циркуляцию воздуха внутри пор, можно сделать вывод о неблагоприятном влиянии уплотнения снега на возникновение конвекции.

Наличие полиномов третьей и четвёртой степени по h в знаменателе функций (5) ставит вопрос о существовании определённого соотношения толщин слоёв, исключающих возникновение неустойчивости ($R_1 \rightarrow \infty$). Расчёты показали, что для принятых значений коэффициентов ϵ_1 , K_1 и l_1 в расширенном интервале изменений плотности снега ($10 < \rho_2 < 700$ кг/м³) их корни могут быть как комплексно-сопряжёнными, так и вещественными, однако последние для $0 < h < 1$ отсутствуют. При этом с ростом плотности снега для обоих вариантов верхней границы характерно существенное увеличение порога устойчивости до величин порядка 10^2 – 10^3 для экстремально плотного и относительно толстого слоя снега h порядка 10^{-1} – 10^{-3} (табл. 2). Известно [16], что разрывы второго рода на кривой $R_1(h)$, сопровождаемые изменением знака числа Рэлея (возникновением неустой-

чивости при нагреве сверху; $R_1 < 0$), возможны в системе двух несмешивающихся жидкостей, более плотная из которых располагается снизу. Как показано в работе [17], физическая природа такой нерэлеевской неустойчивости обусловлена существенным различием теплофизических свойств слоёв, прежде всего вязкости. В системе слоёв мха и снега, насыщенных одной и той же жидкостью, где аналогом вязкости выступает проницаемость – величина, характеризующая гидравлическую проводимость сред, такая неустойчивость, вероятно, невозможна даже в гипотетическом диапазоне изменения плотности снега (при условии адекватности принятых параметризаций его теплофизических свойств при экстремальных значениях плотности). Здесь возникает лишь обычная (рэлеевская) неустойчивость при подогреве снизу ($R_1 > 0$), а изменения ϵ , K и l приводят к различным количественным, но сходным качественным результатам. Физически новых результатов не получается, хотя факт существенного изменения порога неустойчивости в зависимости от изменений свойств слоёв и их толщин бесспорен.

Заключение

Несмотря на общеизвестность тепло- и влагоизолирующей роли мохово-снежного покрова в функционировании экосистем полярных широт, параметризации процессов энерго- и массопереноса в нём нуждаются в уточнениях на основе теории конвекции в пористых средах. Расчёты показали, что при более низком пороге конвективной устойчивости для воздухопроницаемой верхней границы покрова по сравнению с непроницаемой (3–4 раза) качественный характер распределения R_1 остаётся одинаковым. С ростом толщины и плотности снега в типичных пределах в зависимости от вида синузид он увеличивается в 7–9 раз. Вариации свойств мохообразных, хотя и не меняют качественного характера решения, сказываются на величинах критических чисел Рэлея, изменяя их примерно в 2 раза.

При теоретически вероятном увеличении числа Рэлея почти на три порядка возникновение нерэлеевской неустойчивости (имеется в виду длинноволновая мода), возможной в системе двух слоёв жидкости, выявить не удалось. Тем не менее, этот вопрос не может считаться оконча-

тельно закрытым до получения новых параметризаций свойств бриофитов (прежде всего проницаемости), учитывающих их видовое разнообразие. Использованный подход вызывает интерес для изучения энерго-, массо- и газообмена в природных экосистемах, характеризующихся слоистой пористой структурой. Это — мохово-лишайниковая растительность, органогенные горизонты почвогрунтов, стратифицированный снежный и снежно-ледяной покровы и др.

Важный вопрос о вкладе конвективного механизма в интенсификацию теплообмена атмосферы с грунтом пока остаётся без ответа. Прогресс в этом направлении может быть связан, прежде всего, с использованием физически обоснованных функциональных зависимостей между критериями подобия. Трёхлетний опыт наблюдений метеокомплекса «Кэмпбелл Сайентифик» показал, что перспектива экспериментальной оценки чисел Рэлея и Нуссельта вполне реальна, несмо-

тря на сложность и трудоёмкость измерений термического режима снежно-мохового покрова и верхнего слоя грунта, связанных с размещением большого числа датчиков на границах и в толще пористых сред. Однако может потребоваться уточнение модели теплообмена [4] путём учёта шероховатости подстилающей поверхности, а также постановки лабораторных экспериментов для исследования внутренней структуры моховообразных и выяснения констант параметризаций.

Благодарность. Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (проект № 2017-14-588-0005-003 «Изменчивость Арктической трансполярной системы»).

Acknowledgements. This study was supported by the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (Project «Changing Arctic Transpolar System» № 2017-14-588-0005-003).

Литература

1. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вестн. КНЦ РАН. 2018. № 3 (10). С. 178–184.
2. *Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лыкосов В.Н.* Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей Земной системы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138. doi: 10.31857/S0002351520020133.
3. *Colbeck S.C.* Air movement in snow due to windpumping // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 120. P. 209–213.
4. *Trabant D., Benson C.* Field experiments on the development of depth hoar // Mem. Geol. Soc. Am. 1972. № 135. P. 309–322.
5. *Powers D.J., Colbeck S.C., O'Neill K.* Experiments on thermal convection in snow // Annals of Glaciology. 1985. V. 6. P. 43–47.
6. *Palm E., Tveitheid M.* On heat and mass flux through dry snow // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84 (C2). P. 745–749.
7. *Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C.* Theory of natural convection in snow // Journ. of Geophys. Research. 1985. V. 90. № D6. P. 10641–10649.
8. *Богородский П.В., Бородкин В.А., Кустов В.Ю., Сумкина А.А.* Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 557–566. doi: 10.31857/S2076673420040060.

References

1. *Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climate change. *Vestnik Kol'skogo Nauchnogo Tsentra RAN. Herald of the Kola Science Centre RAS.* 2018, 3 (10): 178–184. [In Russian].
2. *Stepanenko V.M., Repina I.A., Fedosov V.E., Zilitinkevich S.S., Lykosov V.N.* An Overview of a parameterization method of heat transfer over moss-covered surfaces in models of Earth System. *Izv. RAN. Fizika atmosfery i okeana. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2020, 56 (2). 127–138. doi: 10.31857/S0002351520020133. [In Russian].
3. *Colbeck S.C.* Air movement in snow due to windpumping. *Journ. Glaciology.* 1989, 35 (120): 209–213.
4. *Trabant D., Benson C.* Field experiments on the development of depth hoar. *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972, 135: 309–322.
5. *Powers D.J., Colbeck S.C., O'Neill K.* Experiments on thermal convection in snow. *Annals of Glaciology.* 1985, 6: 43–47.
6. *Palm E., Tveitheid M.* On heat and mass flux through dry snow. *Journ. of Geophys. Research.* 1979, 84 (C2): 745–749.
7. *Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C.* Theory of natural convection in snow. *Journ. of Geophys. Research.* 1985, 90 (D6): 10641–10649.
8. *Bogorodskiy P.V., Borodkin V.A., Kustov V.Yu., Sumkina A.A.* Air convection in a snow cover of sea ice. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2020, 60 (4): 557–566. doi: 10.31857/S2076673420040060. [In Russian].
9. *Bartlett S.J., Lehning M.* A theoretical assessment of heat transfer by ventilation in homogeneous snow-

9. Bartlett S.J., Lehning M. A theoretical assessment of heat transfer by ventilation in homogeneous snow-packs // *Water Resources Res.* 2011. V. 47. W04503. doi:10.1029/2010WR010008.
10. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Новосибирск: изд. СО РАН, 2004. 145 с.
11. Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузид мохообразных на деятельный слой арктических почв // *Изв. РАН. Серия географическая.* 2013. № 3. С. 39–46.
12. Понятовская М.Н. Учет обилия и особенности размещения видов в естественных растительных сообществах // *Полевая геоботаника.* Т. 1. Ред. Е.М. Лавренко и А.А. Корчагина. Л.: Наука, 1964. С. 209–299.
13. Демешкин А.С. Геоэкологическая оценка состояния природной среды в районе расположения российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: РГГМУ, 2015. 181 с.
14. Humlum O., Instanes A., Sollid J. Permafrost in Svalbard: review and research history, climatic background and engineering challengers // *Polar Research.* 2003. V. 22 (2). P. 191–215.
15. Жекамухов М. К., Жекамухова И. М. Конвективная устойчивость воздуха в двухслойном снежном покрове. I. Линеаризованная система уравнений термической конвекции воздуха // *Инж.-физ. журнал.* 2007. Т. 80. № 1. С. 107–112.
16. Деметьев О.Н., Любимов Д.В. Возникновение конвекции в горизонтальном плоском слое пористой среды // *Вестн. Челябинского гос. ун-та.* 2008. № 6. С. 130–135.
17. Геришуни Г.З., Жуховицкий Е.М. О неустойчивости равновесия системы горизонтальных слоев несмешивающихся жидкостей при нагреве сверху // *Изв. АН СССР. Мех. жидкости и газа.* 1986. № 2. С. 22–28.
18. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: «Гео», 2008. 229 с.
19. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow // *Water Resources Res.* 1993. V. 29. № 8. P. 2485–2490.
20. Domine F., Morin S., Brun E., Lafaysse M., Carmagnola C.M. Seasonal evolution of snow permeability under equi-temperature and temperature-gradient conditions // *The Cryosphere.* 2013. № 7. P. 1915–1929. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1915-2013>.
21. Calonne N., Geindreau C., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Charrier P. 3-D image-based numerical computations of snow permeability: links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy // *The Cryosphere.* 2012. № 6. P. 939–951. <https://doi.org/10.5194/tc-6-939-2012>.
22. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.
- packs. *Water Resources Res.* 2011, 47: W04503. doi:10.1029/2010WR010008.
10. Gavriliev R.I. *Teplofizicheskie svoystva komponentov prirodnoy sredy v kriolitizone.* Thermophysical properties of components of the natural environment in the cryolithozone. Reference manual. Novosibirsk: Siberian Branch Russian Academy of Science, 2004: 145 p. [In Russian].
11. Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. The impact of moss synusia on the active layer of Arctic soil and subsoil. *Izv. RAN. Ser. Geograficheskaya.* Bull. RAS. Geograph. Ser. 2013, 3: 39–46. [In Russian].
12. Ponyatovskaya M.N. Records for species abundance and distribution in natural plant communities. *Polevaya geobotanika.* Field Geobotany. V. 1. Eds. E.M. Lavrenko and A.A. Korchagin. Leningrad: Nauka, 1964: 209–299 [In Russian].
13. Demeshkin A.S. *Geoekologicheskaya otsenka sostoyaniya prirodnoy sredy v rayone raspolozheniya rossiiskogo ugledobyvayushchego rudnika Barentsburg na arhipelaghe Spitsbergen.* Geoecological assessment of the environment in the area of the Russian coal mine Barentsburg (Spitsbergen archipelago). PhD. St.Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2015: 181 p. [In Russian].
14. Humlum O., Instanes A., Sollid J. Permafrost in Svalbard: review and research history, climatic background and engineering challengers. *Polar Research.* 2003, 22 (2): 191–215.
15. Zhekamukhov M.K., Zhekamukhova I.M. Stability of the air convection in a two-layer cover of snow. I. System of linearized equations for thermal air convection. *Inzhenerno-Fizicheskiy Zhurnal.* Journ. of Eng. Physics and Thermophysics. 2007, 80 (1): 107–112. [In Russian].
16. Dement'ev O.N., Lyubimov D.V. Onset of convection in porous horizontal plane layer. *Vestnik Chelyabinskogo Gosudarstvennogo Universiteta.* Herald of the Chelyabinsk State University. 2008, 6: 130–135. [In Russian].
17. Gershuni G.Z., Zhukhovitskiy E.M. On the instability of the equilibrium of a system of horizontal layers of immiscible liquids upon heating from above. *Izv. AN SSSR, Mech. zhidkosti i gaza.* Rep. Acad. Sci. USSR, Fluid Mech. 1986, 2: 22–28. [In Russian].
18. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony.* Cryolithozone monitoring. Novosibirsk: «Geo», 2008: 229 p. [In Russian].
19. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow. *Water Resources Res.* 1993, 29 (8): 2485–2490.
20. Domine F., Morin S., Brun E., Lafaysse M., Carmagnola C.M. Seasonal evolution of snow permeability under equi-temperature and temperature-gradient conditions. *The Cryosphere.* 2013, 7: 1915–1929. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1915-2013>.
21. Calonne N., Geindreau C., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Charrier P. 3-D image-based numerical computations of snow permeability: links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. *The Cryosphere.* 2012, 6: 939–951. <https://doi.org/10.5194/tc-6-939-2012>.
22. Kuz'min P. *Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova.* Physical properties of snow cover. Leningrad: Gydrometeoizdat, 1957: 178 p. [In Russian].