

## РОЛЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛООБМЕНА В СТРУКТУРЕ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН, НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА

© 2024 г. У. В. Прохорова<sup>1,\*</sup>, К. В. Барсков<sup>2</sup>, А. В. Терехов<sup>1</sup>, Д. Г. Чечин<sup>2</sup>,  
И. А. Репина<sup>2,3</sup>, Б. В. Иванов<sup>1,4</sup>, М. И. Варенцов<sup>2,3</sup>, А. Ю. Артамонов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Поступила 06.04.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Приведены результаты расчета величины турбулентного теплообмена поверхности ледника Альдегонда (Шпицберген) с атмосферой на основе данных натуральных наблюдений. Оценена случайная и систематическая погрешность аэродинамического метода в сравнении с методом турбулентных пульсаций. Рассчитаны характерные значения турбулентных потоков, длинноволнового и коротковолнового балансов в сезон абляции ледника за период 1991–2020 гг.

**Ключевые слова:** Арктика, Шпицберген, тепловой баланс, турбулентные потоки

DOI: 10.31857/S2076673424040011, EDN: HUGVVA

### ВВЕДЕНИЕ

Современные изменения климата ярче всего проявляются в высоких широтах. В последние несколько десятилетий наибольшие темпы потепления наблюдаются в атлантическом секторе Арктики, где на архипелагах Северного Ледовитого океана расположены несколько крупных центров современного оледенения (Rantanen et al., 2022). Одним из основных следствий потепления климата является отрицательный тренд в балансе массы ледников этих архипелагов (Slater et al., 2021).

Для оценки физических механизмов абляции ледников, как правило, применяется теплораспределительный подход (Волошина, 2001). Соотношение компонентов теплового баланса, усредненное за сезон таяния, существенно меняется в зависимости от горно-ледникового района и даже отдельных ледников, однако основной вклад в большинстве случаев вносит радиационный баланс (Smith et al., 2020). На ледниках арктических архипелагов, расположенных в диапазоне высот 0–500 м над ур. моря, преобладает коротковолновый баланс (Прохорова и др., 2021). Однако даже в этом случае турбулентный теплообмен – существенный компонент баланса в летний период (Ivanov et al.,

2019). По расчетам, основанным на натуральных измерениях на ледниках Шпицбергена, доля турбулентного теплообмена составляет на протяжении сезона абляции около 10% от приходной части теплового баланса (Arnold et al., 2006; Zou et al., 2014; Prokhorova et al., 2023). Одновременно с этим было показано, что в масштабе нескольких суток потоки явного и скрытого тепла могут значительно повышаться. Причинами этого могут быть, например, фоновые ветры, прохождение глубоких циклонов или влияние волн тепла (Репина и др., 2009; Репина, 2018; Shestakova et al., 2022; Прохорова и др., 2023; Prokhorova et al., 2023).

Для оценки величины турбулентного теплообмена существует несколько методов: метод вихревых ковариаций или турбулентных пульсаций, градиентный метод, балансовый метод и аэродинамический метод (Репина, 2007; Репина и др., 2009; Репина, 2018; Ivanov и др., 2019). Метод турбулентных пульсаций, основанный на прямом измерении пульсаций трех компонент скорости ветра, температуры воздуха и удельной влажности в приземном слое воздуха с помощью высокочувствительных акустических анемометров и газоанализаторов, является одним из наиболее точных способов оценки

турбулентных потоков. Тем не менее, результаты, полученные методом турбулентных пульсаций, в любом случае требуют интер- и экстраполяции на всю поверхность ледника, поэтому другие расчетные методы по-прежнему остаются актуальными при изучении горного оледенения (Zhou et al., 2024).

Косвенные методы оценки турбулентного теплообмена, к числу которых относится и аэродинамический метод, полезны тем, что отличаются сравнительно меньшими требованиями к исходным данным (Hock, Holmgren, 2005; Wheler, Flowers, 2011; Prokhorova et al., 2021, 2023). Это прежде всего избавляет от необходимости установки дорогостоящего оборудования: для расчетов достаточно данных двухуровневой метеорологической станции, измеряющей основные метеовеличины у поверхности ледника и на высоте 2 м. Как следствие, такие методы позволяют рассчитать турбулентный теплообмен на ледниках ретроспективно даже в отсутствие специализированных наблюдений. В упомянутых выше работах продемонстрирована адекватность аэродинамического метода, результаты которого, однако, могут иметь погрешности, связанные с несовершенством эмпирических параметризаций коэффициента сопротивления или турбулентного обмена, и потому требуют верификации прямыми измерениями, которые на ледниках Шпицбергена ранее практически не проводились.

В статье приводятся результаты эксперимента, проведенного в сезон абляции в июле–августе 2022 г. на низкорасположенном (100–550 м над ур. моря) леднике Альдегонда площадью около 5.3 км<sup>2</sup> (10 км к юго-западу от поселка Баренцбург). Турбулентный теплообмен между поверхностью ледника Альдегонда и атмосферой был рассчитан параллельно двумя методами, аэродинамическим и пульсационным, после чего были проанализированы различия в результатах и возможные их источники.

Цель исследования – оценка турбулентного теплообмена на леднике Альдегонда во время абляции по данным метеоизмерений за прошлые годы, в период с 1991 по 2020 г., на основе аэродинамического метода. Для сравнения за аналогичный период были также рассчитаны все основные компоненты теплового баланса ледника.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Направление потоков тепла.** Направление потоков тепла в этом исследовании определяется относительно поверхности ледника: положительными считаются компоненты теплового баланса, приносящие тепло к поверхности, и наоборот. Такой подход более распространен в современной гляциологии (см. Arnold et al., 2006; Wheler, Flowers, 2011; Prokhorova et al., 2023).

**Пульсационный метод.** Метод турбулентных пульсаций (ковариаций) или прямой метод измерения турбулентных потоков – наиболее популярный метод экспериментального изучения энергообмена атмосферы с подстилающей поверхностью благодаря строгой физической обоснованности и точности современной измерительной аппаратуры (Foken, 2017). Однако данный метод содержит в себе ряд допущений. В частности, он предполагает, что турбулентный поток стационарен во времени, так что справедливо осреднение по Рейнольдсу (Foken, Wichura, 1996), что не всегда выполняется в натуральных измерениях.

Предыдущие исследования (Barskov et al., 2017, 2019) над ледяной поверхностью озера, окруженного неоднородным ландшафтом, показали, что метод турбулентных пульсаций в целом хорошо согласуется с энергобалансовым методом и с аэродинамическим методом оценки потоков, однако могут существовать режимы течения, при которых аэродинамический метод значительно занижает значения турбулентных потоков по сравнению с измерениями пульсационным методом.

В этой части работы было проведено сравнение потоков, измеренных пульсационным методом с расчетами на основе аэродинамического метода. Измерения с использованием акустического анемометра проводились на леднике Альдегонда в период с 13 августа по 3 сентября 2022 г. Для измерений пульсаций трех компонент скорости ветра, а также температуры  $u'v'w'T'$ , на уровне 2 м от поверхности ледника был установлен акустический анемометр Gill Windmaster (производство Великобритания). Частота измерений составляла 10 Гц. Интервал осреднения составлял 30 минут, так чтобы моменты измерения потока аэродинамическим методом приходились ровно на середину интервала осреднения для пульсационного метода. Предварительная обработка данных включала в себя удаление пиков (в случае, если разница соседних точек измерений скорости ветра с частотой 10 Гц превышает 10 м/с) и пропусков, 2D-коррекции поворота осей (так, чтобы ось  $Ox$  была направлена вдоль средней скорости ветра, средняя скорость вдоль  $Oy$  и  $Oz$  равна нулю, при этом система  $Oxuz$  была бы правой) и вычитание линейного тренда. Для каждого интервала осреднения был рассчитан критерий стационарности для вторых моментов, предложенный Foken and Wichura (1996), который показывает относительную разницу среднего значения ковариаций пульсаций температуры и вертикальной скорости, осредненных на пятиминутных интервалах, и на всем интервале осреднения:

$$FS = \frac{\overline{w'T'}_{5min} - \overline{w'T'}_{30min}}{\overline{w'T'}_{30min}}. \quad (1)$$

При  $FS > 0.3$  поток нельзя считать стационарным, и разложение Рейнольдса не является справедливым, поэтому такие данные непригодны для дальнейшей обработки. Дальнейший расчет турбулентных потоков явного тепла  $H$  производился по методу ковариации турбулентных пульсаций:

$$H = -c_p \rho_a \overline{w'T'}, \quad (2)$$

где  $\rho_a$  – плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления,  $c_p = 1010$  Дж/(кг·К) – удельная теплоемкость воздуха.

**Аэродинамический метод.** В работах (Прохорова и др., 2021; Prokhorova et al., 2023) турбулентные потоки явного ( $H$ ) и скрытого ( $LE$ ) тепла рассчитывались с использованием аэродинамического или балк метода, коэффициенты обмена определялись на основе теории подобия Монина–Обухова (Монин, Обухов, 1953; Munro, 1990). Схемы расчета потоков на основе аэродинамического подхода и теории Монина–Обухова широко применялись и применяются как в рамках оценки компонентов теплового баланса на основе инструментальных наблюдений (Волошина, 2001; Mölg et al., 2004; Торопов, 2018), так и в теплобалансовых блоках моделей горных ледников различной сложности (Hock, 2005; Wheler, Flowers, 2011; Торопов и др., 2023). Для оценки величин  $H$ ,  $LE$  применяются формулы, в которые входят значения скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха на двух уровнях: вблизи поверхности ледника ( $s$ ) и на некоторой высоте  $z$ :

$$H = C_h c_p \rho_a u_z (T_z - T_s), \quad (3)$$

$$LE = C_e L_V \rho_a u_z \left( \frac{0.622}{p} \right) (e_z - e_s), \quad (4)$$

где  $C_h$  и  $C_e$  – коэффициенты турбулентного теплообмена,  $\rho_a$  – плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления,  $c_p = 1010$  Дж/(кг·К) – удельная теплоемкость воздуха,  $L_V = 2.514 \cdot 10^6$  Дж/кг – скрытая теплота парообразования. Скорость ветра  $u_z$ , температура воздуха  $T_z$  и давление  $p$  измерены на высоте  $z = 1.6$  м.  $T_s$  и  $e_s$  представляют собой температуру поверхности и упругость водяного пара вблизи нее, соответственно. Парциальное давление водяного пара на высоте  $z$  рассчитано по формуле Магнуса на основе измеренной относительной влажности воздуха. Согласно (2–3), поток тепла положительный, если направлен из атмосферы к поверхности ( $T_z > T_s$ ).

Коэффициенты турбулентного теплообмена определялись по следующим формулам (Hock, Holmgren, 1996):

$$C_{h,e} = \frac{k^2}{\left[ \ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z}{z_{0h,0e}} \right) - \Psi_{h,e} \left( \frac{z}{L} \right) \right]}, \quad (5)$$

где  $k = 0.4$  – постоянная Кармана,  $z_{0m,0h,0e}$  – параметры шероховатости поверхности для потоков импульса, тепла и водяного пара, соответственно,  $\Psi_{m,h,e}$  – интегральные универсальные функции,  $L$  – масштаб Обухова. Значения параметров шероховатости для ледника Альдегонда в период абляции были определены по данным пульсационных измерений (см. ниже):  $z_{0m} = 0.85$  мм,  $z_{0h,0e} = 0.1 z_{0m}$ .

Значения функций  $\Psi_{m,h,e}$  рассчитывались в зависимости от стратификации приземного слоя воздуха: для устойчивой стратификации атмосферы по формулам (6–7), для неустойчивой – по формулам (8–10) (Holtslag, de Bruin, 1988):

$$-\Psi_m = \frac{az}{L} + b \left( \frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp \left( -d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d}, \quad (6)$$

$$-\Psi_{h,e} = \left( 1 + \frac{2az}{3L} \right)^{1.5} + b \left( \frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp \left( -d \frac{z}{L} \right) + \frac{bc}{d} - 1, \quad (7)$$

$$\Psi_m = 2 \ln \left[ (1+x)/2 \right] + \ln \left[ (1+x^2)/2 \right] - 2 \tan^{-1}(x) + \pi/2, \quad (8)$$

$$\Psi_{h,e} = 2 \ln \left[ (1+x^2)/2 \right], \quad (9)$$

$$x = (1 - 16z/L)^{1/4}, \quad (10)$$

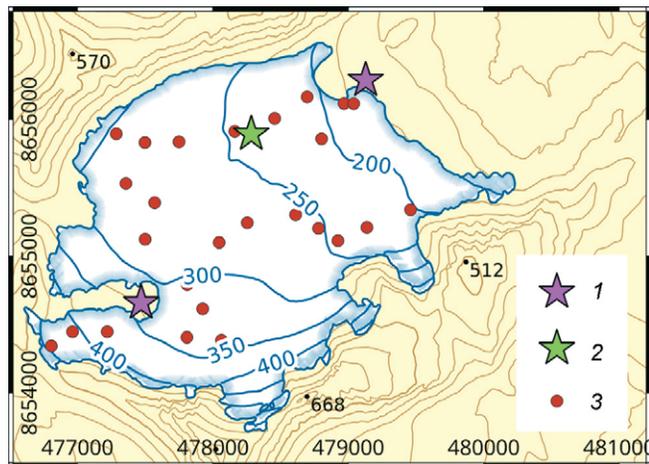
где  $a, b, c, d$  – эмпирические коэффициенты из работы Holtslag, de Bruin (1988), равные 0.7, 0.75, 5.0, 0.35, соответственно, а  $L$  – масштаб Обухова (Beljaars, Holtslag, 1991):

$$L = \frac{\rho c_p u_*^3 T_z}{kgH}, \quad (11)$$

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m(z/L) + \Psi_m(z_{0m}/L)}. \quad (12)$$

**Метеорологические данные.** Метеорологические данные, используемые для расчетов в формулах (3–4), были получены непосредственно на леднике Альдегонда. В нижней и в верхней частях ледника, на расстоянии менее 50 м от края ледника, на высотах 180 и 345 м над ур. моря, функционируют автоматические метеорологические станции

(далее АМС) производства фирмы OneSet НОВО, фиксируя с часовой дискретностью основные параметры атмосферы: температуру и относительную влажность воздуха на уровне 2 м, давление над уровнем моря, направление и скорость ветра, поток приходящей солнечной радиации (рис. 1). Для экстраполяции метеовеличин на поверхность ледника используются модель рельефа ArcticDEM и соответствующие высотные градиенты, рассчитанные на основе данных верхней и нижней АМС.



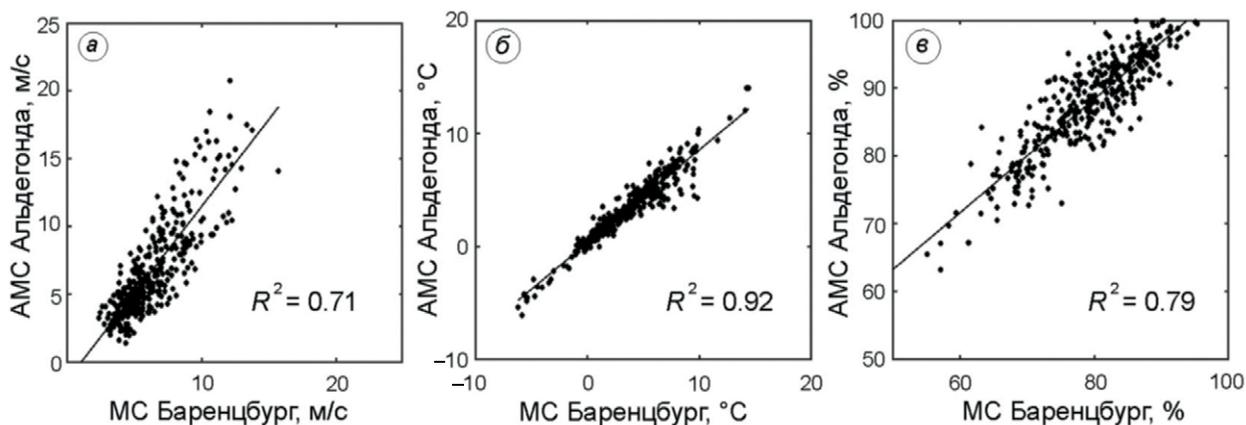
**Рис. 1.** Схема расположения оборудования на леднике Альдегонда: 1 – автоматические метеорологические станции OneSet Hobo, 2 – анемометр Gill Windmaster и термокоса GeoPrecision; 3 – типичное расположение точек маршрутной съемки альбедо

**Fig. 1.** Equipment location on the Aldegondabreen glacier: 1 – OneSet Hobo automatic weather stations, 2 – Gill Windmaster anemometer and GeoPrecision thermistor string; 3 – typical location of albedo route survey points

Анемометр Gill Windmaster, используемый для оценки турбулентных потоков пульсационным методом, был установлен в центральной части ледника, вместе с термокосой GeoPrecision (см. рис. 1). Данные термокосы использовались для инициализации расчетов температуры поверхности ледника, определяемой на каждый момент времени по полному тепловому балансу.

Постоянные съемки альбедо проводились на леднике Альдегонда в период с 2017 по 2023 г. в апреле, когда поверхность ледника полностью покрыта снегом, и с июля по сентябрь, когда поверхность свободна от снежного покрова. Периодичность съемок составляла один–два раза в неделю. Постоянный маршрут включал в себя от 25 до 30 точек измерений потоков приходящей и отраженной солнечной радиации и учитывал особенности подстилающей поверхности, охватывая всю площадь ледника (см. рис. 1). Для проведения съемки использовались параллельно два комплекта датчиков – пиранометры Янишевского–Савинова (диапазон 300–3000 нм) в кардановом подвесе и датчики Li-COR (диапазон 300–700 нм). Методика проведения съемок соответствует руководящим документам Росгидромета (Руководство..., 1971; Наставление..., 1996).

Данные метеостанции (далее – МС), расположенной в пос. Баренцбург, использованные для оценки величины компонентов теплового баланса за период климатической нормы с 1991 по 2020 г., были взяты с сайта мирового центра данных Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации (ВНИИГМИ – МЦД, [meteo.ru](http://meteo.ru)). По данным АМС, расположенной на леднике Альдегонда, стало возможным оценить связь измеренных метеовеличин с наблюдениями в Баренцбурге. На основе полученных



**Рис. 2.** Сравнение метеопараметров на метеостанции Баренцбург и автоматической метеостанции Альдегонда: скорость ветра (а); температура воздуха на уровне 2 м от поверхности (б); относительная влажность воздуха (в)

**Fig. 2.** Comparison of weather parameters at the Barentsburg weather station and an Aldegondabreen automatic weather station: wind speed (a); air temperature at a level of 2 m from the surface (b); relative air humidity (c)

регрессионных связей (рис. 2), данные МС Баренцбурга были приведены к уровню измерений на леднике, что с физической точки зрения эквивалентно пересчету на основе высотного градиента. Тем самым были получены тридцатилетние климатические нормы основных метеовеличин для ледника за 1991–2020 гг.

Однако, долгопериодные измерения приходящей солнечной радиации на МС Баренцбург отсутствуют. В исследовании (Petrov et al., 2024) приводятся результаты сравнения данных автоматических метеостанций архипелага Шпицберген с реанализом ERA5; и, хотя часть параметров (скорость ветра, влажность воздуха) реанализ воспроизводит посредственно, поток приходящей коротковолновой радиации (КВР) воспроизводится довольно точно ( $r = 0.84$ ). Кроме того, поток приходящей солнечной радиации был верифицирован по доступному ряду прямых наблюдений на леднике Альдегонда за период с 2015 по 2023 г.; он показал хорошую согласованность рядов ( $r = 0.89$ ). Поэтому, оценка климатической нормы КВР была получена на основе данных реанализа ERA5.

При оценке величины потоков по усредненным за тридцатилетний период данным, температура тающей ледниковой поверхности для сезона абляции принималась равной 0 °С. Основанием для этого служит обнаруженная в верхнем слое ледника Альдегонда в период абляции изотермия, толщина слоя которой составляет 40–50 см, а температура изотермического слоя соответствует температуре плавления льда (Священников, Рагулина, 2010).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Расчет параметров шероховатости.** Для расчета параметров шероховатости в районе установки акустического анемометра были выбраны получасовые интервалы с нейтральной стратификацией, которые удовлетворяют критерию стационарности. На каждом интервале осреднения была рассчитана средняя скорость ветра  $u_z$ , средняя температура  $T_z$ , ковариация пульсаций вертикальной скорости ветра и температуры  $w'T'$ , а также динамическая скорость:

$$u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}. \quad (13)$$

Исходя из предположения о логарифмическом профиле скорости ветра при нейтральной стратификации, запишем связь  $u_z$  и  $u_*$  для фиксированного уровня измерений  $z = 2$  м:

$$u_z = C_m u_*, \quad (14)$$

где  $C_m = 1 / \kappa \ln(z / z_{0m})$ . Таким образом, найдя из данных коэффициент пропорциональности  $C_m$  между  $u_z$  и  $u_*$ , можно найти  $z_{0m}$ .

В период проведения измерений акустическим анемометром температура подстилающей поверхности стабильно равна нулю, что приводит к упрощению балк-формулы (3):

$$\overline{w'T'} = C_h u_z T_z, \quad (15)$$

Коэффициент  $C_h$  зависит от параметра стратификации  $z/L$ . При стратификации, близкой к нейтральной, параметр  $z/L \ll 1$ , а универсальные функции  $\Psi_{m,h}$  близки к 0. В этом случае для коэффициента  $C_h$  можно записать

$$C_h = \frac{k^2}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) \right] \left[ \ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) \right]}. \quad (16)$$

Получив из данных  $C_h$  и зная параметр аэродинамической шероховатости  $z_{0m}$ , можно найти параметр шероховатости для потоков явного тепла  $z_{0h}$ . В результаты обработки данных анемометра значения коэффициентов турбулентного теплообмена ( $C_m, C_h$ ) и параметров шероховатости ( $z_{0m}, z_{0h}$ ) принимают следующие значения:  $C_m = 19.5$ ,  $z_{0m} = 0.8$  мм,  $C_h = 0.0020$ ,  $z_{0h} = 0.08$  мм. Коэффициент детерминации между рядами скорости ветра  $u_z$  и скорости трения  $u_*$  составляет  $R^2 = 0.77$ . Между рядами потока температуры  $w'T'$  и произведением  $u_z T_z$   $R^2 = 0.88$ . Хорошее согласование этих величин, а также тот факт, что параметр шероховатости  $z_{0m}$  близок к стандартному для ледово-снежного покрова, говорит о том, что свойства подстилающей поверхности можно считать универсальными.

Таким образом, параметр аэродинамической шероховатости, соответствующий окрестности места установки анемометра, равен  $z_{0m} = 0.8$  мм, а параметр шероховатости для потока тепла  $z_{0h} = 0.08$  мм.

Отметим, что из-за экспоненциального характера зависимости даже небольшие отклонения значений  $C_m$  и  $C_h$  приводят к существенному изменению параметров шероховатости. Разброс значений  $U$  и  $u_*$  позволяет утверждать, что  $C_m$  лежит в диапазоне  $[19.5 \pm 1.5]$ , и это приводит к тому, что диапазон значений параметра шероховатости  $z_{0m} = [0.5 - 1.5]$  мм. Аналогично разброс значений  $C_h$  лежит в диапазоне  $[2.0 \pm 0.2] \cdot 10^{-3}$ , что дает диапазон значений параметра шероховатости  $z_{0h} = [0.03 - 0.2]$  мм.

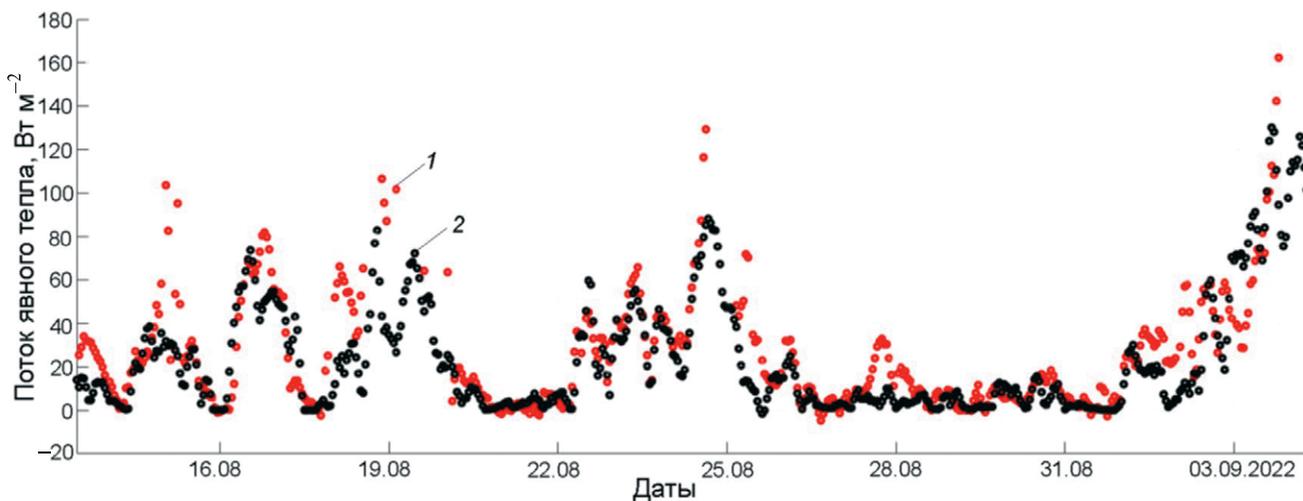
Далее в расчетах потоков аэродинамическим методом будут использованы параметры  $z_{0m} = 0.8$  мм,  $z_{0h} = z_{0m} / 10 = 0.08$  мм.

*Сравнение потоков явного тепла, полученных двумя методами*

**Согласованность результатов.** Для уменьшения случайного разброса данных временные ряды потоков явного тепла по двум методам были сглажены скользящим средним с окном осреднения 3, что соответствует временному интервалу 1.5 часа. Оба ряда измерений представлены на рис. 3. Ряды измерений в целом согласуются между собой, однако пиковые значения потоков, измеренные пульсационным методом, как правило, превышают пиковые значения потоков, рассчитанных

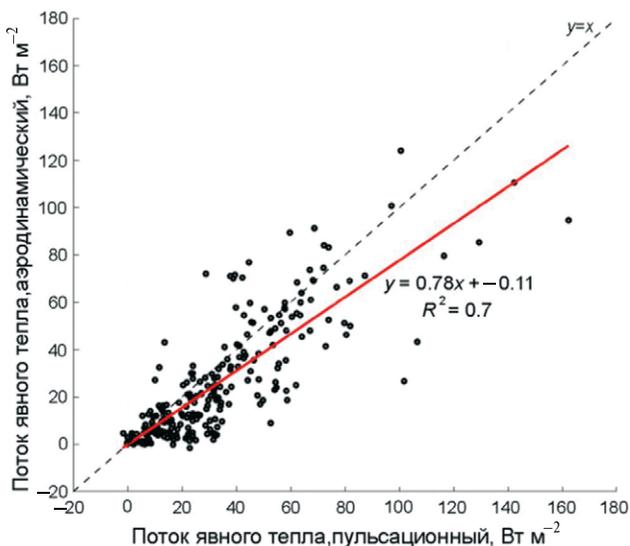
аэродинамическим методом. Ряды измерений в целом согласуются между собой, однако пиковые значения потоков, измеренные пульсационным методом, как правило, превышают пиковые значения потоков, рассчитанных аэродинамическим методом.

На рис. 4 представлена зависимость потоков, рассчитанных двумя методами, друг относительно друга. Для всех измерений коэффициент детерминации равен  $R^2 = 0.7$ . Линия тренда, проведенная по методу наименьших квадратов, указывает на систематическое занижение результатов аэродинамического метода по сравнению с прямым измере-



**Рис. 3.** Временные ряды потоков явного тепла, рассчитанных двумя методами

**Fig. 3.** Time series of sensible heat fluxes calculated by two methods



**Рис. 4.** Сравнение потоков явного тепла, рассчитанных двумя методами

**Fig. 4.** Comparison of sensible heat fluxes calculated by two methods

нием (см. рис. 4). Средняя величина потока явного тепла за три недели параллельных измерений в период 13.08.2022–03.09.2022, рассчитанная аэродинамическим методом, составляет  $21.9 \text{ Вт м}^{-2}$ , а пульсационным  $25.6 \text{ Вт м}^{-2}$ . Таким образом, среднее систематическое занижение модуля турбулентных потоков аэродинамическим методом составило  $3.7 \text{ Вт м}^{-2}$ , что составляет 14%.

Расхождение результатов двух методов может быть вызвано различными факторами: временной изменчивостью потока внутри интервала осреднения, пространственной неоднородностью поверхности ледника, а также неточностью в параметрах, взятых в основу аэродинамического метода.

Влияние параметров модели на согласованность двух методов. Параметр аэродинамической шероховатости  $z_{0m}$  по данным акустического анемометра оказался близок к используемому ранее для расчетов по теплбалансовой модели ледника Альдегонды —  $1 \text{ мм}$  (Prokhorova и др., 2023). Для анализа того, как влияют параметры шероховатости на согласованность двух методов, были рассчитаны потоки аэродинамическим методом при

**Таблица.** Оценка влияния параметра шероховатости ( $z_{0m}$ ) на согласованность результатов аэродинамического и пульсационного метода: коэффициент пропорциональности – MBIAS и коэффициент детерминации –  $R^2$

$z_{0m}$ , мм	$z_{0h}$ , мм	MBIAS	$R^2$
0.8	0.08	0.78	0.7
1	0.01	0.65	0.7

стандартно принятых параметрах шероховатости  $z_{0m}$  и  $z_{0h}$ , затем сравнивался коэффициент пропорциональности (MBIAS – “Мультипликативное смещение”, представляющее собой соотношение средних по модели и наблюдениям) между двумя методами, а также коэффициент детерминации. Результаты представлены в таблице).

Значение  $z_{0h}$  слабо влияет на коэффициент детерминации двух рядов, однако видно, что использование стандартного значения параметра шероховатости для потоков тепла  $z_{0h} = 0.01 z_{0m}$  в среднем больше занижает оценку потоков, коэффициент пропорциональности уменьшается с 0.78 до 0.65.

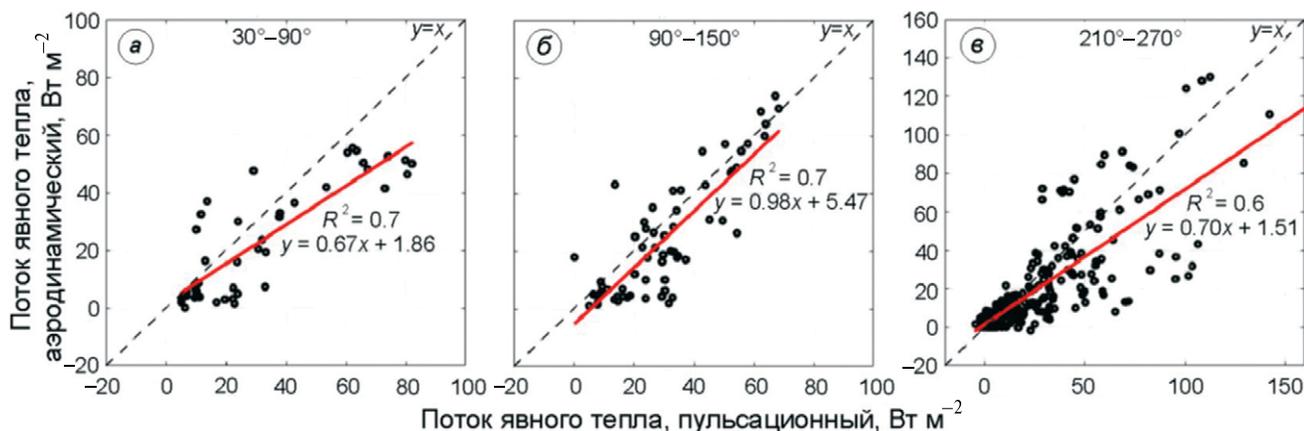
Аэродинамические балк-формулы содержат также полуэмпирические универсальные функции (6–7), которые описывают влияние стратификации на коэффициент обмена. За рассматриваемый период в интервал  $z/L > 1$  попало крайне мало случаев, а наиболее часто наблюдались значения  $z/L \sim 0.1$ , для которых различия между предложенными ранее универсальными функциями малы (Gryanik et al, 2020). Выполненные оценки  $C_h$  как функции  $z/L$  по данным акустического анемометра подтверждают адекватность используемых функций (6–7) в интервале наблюдавшихся значений  $z/L$  (здесь не показано).

**Влияние внешних условий на согласованность двух методов.** Для проверки влияния неоднородности ландшафта на сходимость двух методов выделены различные направления ветра, при которых свойства подстилающей поверхности могут существенно различаться, и рассчитаны потоки для этих направлений. По розе ветров за период измерения потоков ультразвуковым анемометром 13.08.2022–03.09.2022 можно выделить основное, наиболее часто наблюдаемое направление ветра 210–270, что соответствует стоковому ветру, однако можно также выделить сектора с наибольшей повторяемостью – 90–150 и 30–90°. На рис. 5 представлено, как соотносятся потоки, полученные разными методами, при разных направлениях ветра.

Направление ветра слабо влияет на коэффициент детерминации для двух рядов (для направлений 30–90° и 90–150°  $R^2 = 0.7$ , а для направления 210–270°  $R^2 = 0.6$ ), что свидетельствует о том, что разброс значений связан не только с влиянием неоднородности. Однако коэффициент пропорциональности между двумя рядами заметно отличается: при течении вдоль склона (стоковый ветер при направлении 210–270° и сектор 30–90°) аэродинамический метод систематически недооценивает потоки явного тепла и коэффициент пропорциональности между двумя рядами 0.67–0.70, однако при перпендикулярном направлении скорости ветра (90–150°) ряды согласуются значительно лучше, коэффициент пропорциональности между двумя рядами составляет 0.98.

*Структура теплового баланса*

**Турбулентные потоки.** Величина турбулентного теплообмена зависит от скорости ветра и температуры воздуха нелинейно (3–4), потому для определения климатической нормы были использованы



**Рис. 5.** Зависимость согласованности результатов по пульсационному и аэродинамическому методам в зависимости от направления ветра: сектор 30–90° (а); сектор 90–150° (б); сектор 210–270° (в)

**Fig. 5.** Dependence of the consistency of results from pulsation and aerodynamic methods from wind direction sector: 30–90° (a); sector 90–150° (b); sector 210–270° (c)

не усредненные значения метеовеличин, а ряды срочных значений за 1991–2020 гг., полученные пересчетом по данным метеостанции Баренбург. Период абляции был условно принят с 15 мая по 15 сентября. Исходные метеовеличины были экстраполированы по всей поверхности ледника, чтобы получить усредненные по площади потоки, а не их величину в конкретной точке. Для интерполяции использовалась ЦМР и усредненные вертикальные градиенты метеовеличин. Результат расчетов аэродинамическим методом следующий:  $H_{1991-2020} = 20.5 \text{ Вт м}^{-2}$ ,  $LE_{1991-2020} = -6.6 \text{ Вт м}^{-2}$ . После введения поправки за систематическую ошибку аэродинамического метода, найденную по результатам сравнения с методом турбулентных пульсаций, оценка изменится следующим образом:  $H_{1991-2020} = 23.4 \text{ Вт м}^{-2}$ ,  $LE_{1991-2020} = -7.5 \text{ Вт м}^{-2}$ .

Для сравнения, если использовать для оценки климатической нормы турбулентного теплообмена не ряд срочных значений целиком, а лишь типичные значения метеовеличин на леднике, т. е. модальную скорость ветра 2.5 м/с и среднюю температуру воздуха 4.1 °С, не искажая данные процедурами поиска приближенных значений (интерполяцией-экстраполяцией), то значение потока  $H_{1991-2020}$  также окажется равно 20.5 Вт м<sup>-2</sup> (что, однако, является совпадением, а в общем случае полученный результат должен различаться с оценкой по срочным рядам), и  $LE_{1991-2020} = 1.0 \text{ Вт м}^{-2}$ . После введения аналогичной поправки на систематическое занижение значений аэродинамическим методом оценки составят 23.4 и 1.1 Вт м<sup>-2</sup>, соответственно.

**Длинноволновый баланс.** Для оценки климатической нормы длинноволнового баланса мы воспользовались двумя уравнениями: Стефана–Больцмана для расчета восходящего потока длинноволновой радиации и эмпирической формулой, предложенной König-Langlo и Augstein (1994) для нисходящего потока:

$$I_a = -\varepsilon_a \sigma T^4, \quad (17)$$

где  $\varepsilon_a$  — излучательная способность атмосферы, являющаяся функцией количества облачности ( $n$ ):  $\varepsilon_a = 0.765 + 0.22n^3$ ; температура воздуха на уровне 2 м ( $T$ ), К;  $A$  — постоянная Стефана–Больцмана, равная  $5,669 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К}^4)$ .

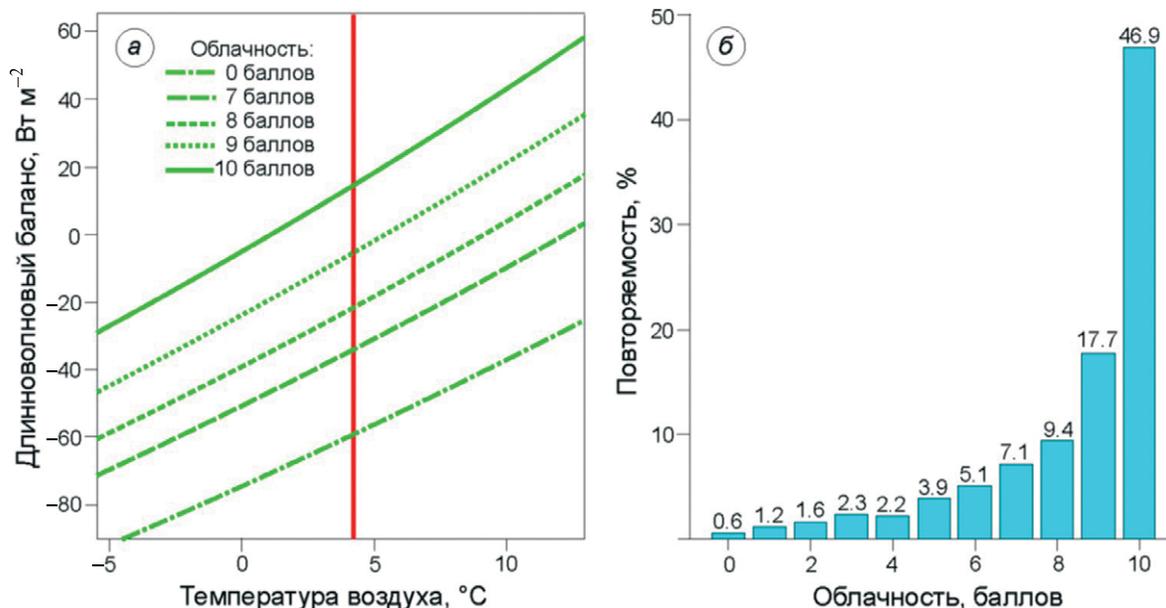
Поскольку в сезон абляции температура поверхности ледника мало отлична от нуля, восходящий поток длинноволновой радиации от тающей поверхности ледника, коэффициент излучения которой составляет 0.98, можно в первом приближении считать постоянным во времени и равным 312.5 Вт м<sup>-2</sup>. Другая же составляющая длинноволнового баланса — нисходящее длинноволновое излучение атмосферы ( $I_a$ ) зависит от температуры воздуха и

облачности. Итоговая зависимость длинноволнового баланса поверхности показана на рис. 6. Если балл облачности ниже семи, то при характерной для этого периода температуре воздуха длинноволновый баланс поверхности всегда отрицателен. При облачности 9–10 баллов длинноволновый баланс принимает положительные значения. Тем не менее, при средней температуре воздуха над ледником, равной 4.2 °С, и при наиболее часто наблюдаемой облачности 10 баллов величина длинноволнового баланса сравнительно невелика и составляет 14.5 Вт м<sup>-2</sup> (см. рис. 6). При снижении балла облачности всего на один балл, поток снижается на 20 Вт м<sup>-2</sup> и становится отрицательным. Если, как и в случае с оценкой турбулентного теплообмена, рассчитать по срочным данным с интерполяцией на всю поверхность ледника ряд длинноволнового баланса за 1991–2020 гг., то среднее значение за сезон таяния составит 5.3 Вт м<sup>-2</sup>.

**Коротковолновый баланс.** Оценка климатической нормы для потока приходящей солнечной радиации осложняется отсутствием наблюдений за этим параметром на большинстве метеостанций архипелага Шпицберген, включая станцию Баренцбург. Поскольку реанализ ERA5 показал хорошую согласованность с доступным рядом прямых наблюдений на леднике Альдегонда за период с 2015 по 2023 г. ( $R^2 = 0.80$ ), то, используя полученную регрессию, мы получили среднее значение потока приходящей коротковолновой радиации за период 1991–2020 гг., равное 161.6 Вт м<sup>-2</sup>.

Оценка доли поглощенной ледником радиации осложняется тем, что поток приходящей КВР и альbedo поверхности имеют сезонный ход с максимумом ближе к началу сезона абляции и минимумом в конце. Для солнечной радиации такая изменчивость обусловлена прежде всего астрономическим фактором, но осложняется наличием и баллом облачности. Изменения альbedo поверхности ледника, в свою очередь, определяются прежде всего динамикой исчезновения снежного покрова в конкретный год, а также другими факторами. Поэтому оценка климатической нормы поглощенной КВР затруднена из-за отсутствия тридцатилетних данных о среднем за сезон альbedo ледника.

Однако даже в отсутствие подобных данных возможно провести оценку поглощенной коротковолновой радиации “сверху” и “снизу”, рассчитав среднее сезонное альbedo ледника по двум сценариям, соответственно: так, если бы поверхность была свободна от снега на протяжении всего сезона абляции, и, напротив, если бы вся поверхность ледника была покрыта свежим снегом. Для этого, помимо усредненного потока приходящей КВР, требуется знать отражающую способность снега и льда.



**Рис. 6.** Длинноволновый баланс тающей поверхности ледника (параметризация противоизлучения атмосферы по König-Langlo, Augstein (1994); красной вертикальной линией выделена средняя температура воздуха над ледником Альдегонда в период абляции (1991–2020 гг.) (а); повторяемость разных баллов облачности в период абляции (1991–2020 гг.) (б)

**Fig. 6.** Long-wave balance of the melting surface of the glacier (parameterization of atmospheric counter-radiation according to König-Langlo, Augstein (1994); the red vertical line indicates the average air temperature over the Aldegondabreen glacier during the ablation season (1991–2020) (a); recurrence of cloud cover during the ablation season (1991–2020) (b)

Натурные съёмки альbedo на леднике Альдегонда проводились ежегодно в течение апреля и июля–сентября с 2017 по 2023 г. По результатам этих съёмок, снег до начала таяния (в апреле) имел среднее по площади альbedo 0.78, лед в августе – 0.32. Эпизодические съёмки на леднике Альдегонда проводились также и другими коллективами авторов и показали схожие оценки (Изучение метеорологического режима..., 2008; Иванов, Священников, 2015). Таким образом, предельные оценки поглощенной солнечной радиации составляют 36 и 110 Вт м<sup>-2</sup>, и в этом случае коротковолновый баланс оказывается наибольшим из положительных компонентов теплового баланса. Отметим, что оба этих “крайних” сценария в настоящее время представляются мало реальными, и ни разу не наблюдались за период мониторинга, то есть, как минимум, с начала XXI века. На леднике Альдегонда снеготаяние обычно начинается конце мая – начале июня, а полное освобождение поверхности ледника отмечается в конце июля – начале августа. Переход к отрицательным отметкам температуры воздуха и установление устойчивого снежного покрова происходят в середине сентября; твёрдые осадки летом в отдельные годы наблюдались, но выпавший снег таял в течение 1–2 суток.

Для сравнения с граничными сценариями, приведем результат, полученный для ледника Альдегонда в 2021 г., когда временная динамика

альbedo поверхности была максимально подробно измерена на протяжении всего сезона абляции. Пространственное распределение величины отражающей способности было определено на девять моментов времени по космическим снимкам (Naegeli et al., 2017), и верифицировано натурными съёмками, а для моментов времени в промежутках – интерполяцией, но с учетом продвижения снеговой линии вверх по леднику. Среднесуточный поток приходящей КВР менялся на протяжении сезона абляции 2021 г. от 25 до 366 Вт м<sup>-2</sup> со средним значением 188.7 Вт м<sup>-2</sup>; средний за сезон коротковолновый баланс поверхности составил 83.2 Вт м<sup>-2</sup>, то есть был ближе к верхней границе представленного выше диапазона климатической нормы. Таким образом, среднее за сезон 2021 г. альbedo ледника Альдегонда составило 0.44.

Таким образом, по оценкам на основе климатической нормы в период современного потепления (1991–2020 гг.), именно поглощенная коротковолновая радиация вносит наибольший вклад в тепловой баланс поверхности ледника Альдегонда за сезон абляции (с мая по сентябрь). Даже если принять во внимание систематическую ошибку аэродинамического метода, средние значения коротковолнового баланса оказываются в 2–3 раза выше величины типичного турбулентного теплообмена. Схожий вывод был получен и для других ледников Шпицбергена по данным натурных измерений

(Arnold et al., 2006; Karner et al., 2013; Zou et al., 2021), а также на основе регионального моделирования (Lang et al., 2015), поэтому такой вывод, по-видимому, универсален для всех ледников архипелага, хотя для более высоко расположенных объектов доля турбулентного теплообмена несколько больше (van Pelt et al., 2012).

### Репрезентативность результатов

Результаты количественной оценки компонентов теплового баланса, полученные в этом исследовании, невозможно распространить на все ледники архипелага Шпицберген без привлечения реанализа и методов моделирования. Однако можно провести оценку того, для какой части архипелага ледник Альдегонда типичен с точки зрения балансов тепла и массы.

Известно, что все факторы, влияющие на структуру теплового баланса ледников, закономерно зависят от высотных градиентов основных метеовеличин (Paterson, 1994). Поэтому прежде всего необходимо рассмотреть, насколько ледник Альдегонда характерен по интервалу занимаемому им высот для оледенения Шпицбергена. И с этой точки зрения изучаемый объект нельзя признать типичным для ледников архипелага в целом: обобщенная гипсометрическая кривая всех ледников региона имеет выраженный пик в районе 500 м над ур. моря (Noël et al., 2020), в то время как 99% площади Альдегонды находятся ниже этой отметки (Terekhov et al., 2023). Однако для центральной части острова Западный Шпицберген, земель Норденшельда и Натхорста, где рельеф относительно низменный и ледники имеют меньшие площади, сопоставимые с Альдегондой, подобное высотное распределение более характерно. Таким образом, выбранный объект исследований репрезентативен по крайней мере для центральной части острова. Кроме того, ниже усредненной высоты снеговой линии на архипелаге (совпадающей с пиком в гипсометрии, то есть около 500 м) в последнее десятилетие оказались более 60% оледенения Шпицбергена, и в перспективе текущего столетия область абляции будет расширяться (Geuman et al., 2022). Очевидно, ледник Альдегонда более репрезентативен для этой части оледенения, нежели для высоко расположенных ледниковых куполов, где еще сохраняется снегонакопление, а альbedo поверхности остается высоким на протяжении всего года (Möller, Möller, 2017).

Архипелаг Шпицберген – довольно крупный географический объект, занимающий площадь более 61 тыс. км<sup>2</sup> и расположенный в зоне арктического фронта и североатлантического циклогенеза, а также на современной границе морского льда в Арктике (Dahlke et al., 2020). Поэтому для района архипелага характера очень высокая

горизонтальная изменчивость метеорологических величин, основное направление которых юго-запад – северо-восток. Такое направление обусловлено постепенным ослаблением влияния более теплых воздушных масс северной Атлантики, а также затоков атлантических вод по мере удаления от юго-западного побережья (Schuler et al., 2020).

Из-за неоднородности распределения метеовеличин, на Шпицбергене выделяются три физико-географические области: южная, где и расположен исследуемый ледник Альдегонда, а также населенные пункты Баренцбург и Лонгйир (к ней относят область архипелага южнее залива Исфьорд); северо-западная и северо-восточная (либо просто “восточная”), разделенные заливом Вильдефьорд (Hanssen-Bauer et al., 2019). Климатические характеристики и тенденции их современных изменений в окрестностях Баренцбурга типичны для южной области – наиболее теплой и обладающей наименьшими контрастами между температурами лета и зимы (Isaksen et al., 2016).

Самые важные климатические особенности южной области Шпицбергена – наименьшее на архипелаге количество суток с отрицательными температурами воздуха на протяжении года и наименьшее количество дней со снежным покровом (Hanssen-Bauer et al., 2019). Вероятно, именно по причине низкого альbedo коротковолновая радиация играет ведущую роль в структуре теплового баланса местных ледников (Arnold et al., 2006; Zou et al., 2014; Prokhorova et al., 2023). С другой стороны, климат Шпицбергена во многом определяется ледовым режимом вокруг архипелага: наибольшие изменения площадей морского льда характерны для северо-восточной и северо-западной климатических областей, в то время как южная область в последние десятилетия была свободна от морского льда на протяжении всего сезона абляции ледников (Isaksen et al., 2016). Отсутствие морского льда влияет на все процессы взаимодействия в системе “океан–атмосфера”, но и оказывает определенное влияние на процессы взаимодействия в системе “атмосфера–криосфера” на сопредельных территориях суши (Moore et al., 2018). Именно поэтому измерения на леднике Альдегонда вряд ли могут быть репрезентативны для северных территорий Шпицбергена.

Таким образом, полученные результаты будет некорректно обобщать на всю территорию архипелага. Однако низко расположенный ледник Альдегонда может быть репрезентативен по крайней мере для южной климатической области. В аналогичном интервале высот расположено до 60% современного наземного оледенения Шпицбергена. Количественные оценки распределения компонентов теплового баланса по ледникам архипелага, а также их будущей динамики, в дальнейшем могут быть сделаны на основе более сложных модельных

подходов; при этом любое математическое моделирование требует верификации заложенных в модель алгоритмов расчета, и проведенное авторами исследование является методическим с этой точки зрения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены результаты сравнения двух методов оценки величины турбулентных потоков на леднике Альдегонда в августе 2022 г.: пульсационного и аэродинамического. Показано, что величина турбулентного теплообмена, рассчитываемая аэродинамическим методом, может иметь погрешность порядка 14% относительно пульсационных измерений. Коэффициент детерминации составляет  $R^2 = 0.7$ . Аэродинамическому методу свойственно систематическое занижение потока явного тепла по сравнению с прямым измерением. Согласованность результатов двух методов зависит от направления ветра. При направлении ветра  $30-90^\circ$  и  $90-150^\circ$  коэффициент детерминации равен  $R^2 = 0.7$ , для направления  $210-270^\circ$   $R^2 = 0.6$ . Таким образом, при течении вдоль склона аэродинамический метод систематически недооценивает потоки явного тепла, коэффициент пропорциональности между двумя рядами  $0.67-0.70$ , при перпендикулярном направлении ветра ряды согласуются лучше, коэффициент пропорциональности составляет  $0.98$ .

Поскольку при высоких скоростях ветра аэродинамический метод хорошо согласуется с результатами прямых измерений, он пригоден для оценки экстремальных значений турбулентного теплообмена, возникающих во время таких погодных явлений как фены, волны тепла или при прохождении глубоких циклонов.

Аэродинамический метод позволил оценить среднюю величину турбулентного теплообмена и сравнить ее с другими основными компонентами баланса по усредненным данным за период с 1991 по 2020 г. Типичные величины потоков тепла на леднике Альдегонда таковы: длинноволновый баланс поверхности —  $14.5 \text{ Вт м}^{-2}$ , турбулентный поток явного тепла —  $23.4$  и скрытого —  $-7.5 \text{ Вт м}^{-2}$ . При этом поток приходящей коротковолновой радиации по данным реанализа ERA5 за период 1991–2019 г. составил  $161.6 \text{ Вт м}^{-2}$ . Умножив это значение на характерные значения альбедо в среднем для поверхности ледника, покрытой снегом ( $0.78$ ) и без него ( $0.32$ ), получаем предельные оценки поглощенной солнечной радиации для гипотетических случаев, если бы ледник был все лето открыт снегом, или, наоборот, снежный покров бы полностью отсутствовал — это дает диапазон значений от  $36$  до  $110 \text{ Вт м}^{-2}$ . Таким образом, даже при минимальной оценке вклад поглощенной солнечной радиации в тепловой баланс будет выше, чем

оцененный с учетом ошибки для турбулентных потоков.

Поскольку ледник Альдегонда по занимаемому им высотному диапазону типичен для оледенения в этой части Шпицбергена, отличающейся низким относительно остального архипелага рельефом, можно предположить, что результаты наших оценок репрезентативны по крайней мере для центральной части о. Западный Шпицберген — земель Норденшельда и Натхорста.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность участникам Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген сотрудникам АНИИ за помощь в организации и проведении полевых работ, а также сотрудникам ИФА РАН — А.Е. Мамонтову и Е.Д. Шишову. Оценка доли турбулентного теплообмена в структуре теплового баланса ледника Альдегонда выполнена в рамках темы 5.1 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей”.

Эксперимент по сравнению результатов пульсационного и аэродинамического методов и обработка данных выполнены в рамках темы госзадания РАН 1022032200002-2-1.5.10.

**Acknowledgements.** The authors are grateful to the Russian Arctic Expedition on Svalbard (Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia) for providing logistics, equipment and for helping to carry out the field studies. And to the staff of the IAP RAS — A.E. Mamontov, E.D. Shishov for their assistance in conducting research. Assessment of role of turbulent fluxes in the surface energy balance of the glaciers in the central part of Spitsbergen Island, on the example of Aldegondabreen was funded under Project 5.1, “Development of models, methods and technologies for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), processes of interaction of ice with natural objects and engineering structures for the Arctic and technologies for hydrometeorological provision of consumers”, within the Plan NITR of Roshydromet 2020–24.

An experiment comparing the results of the pulsation and aerodynamic methods and data processing were funded by the state task of the Russian Academy of Sciences 1022032200002-2-1.5.10.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. Мировой

- центр данных // Электронный ресурс. <http://meteo.ru/data/> Дата обращения: 06.04.2024.
- Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М.: Наука, 1966. 150 с.
- Волошина А.П. Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчёт о научно-исследовательской работе (итоговый отчет за 2008 год) // Отчёт о НИР, науч. рук. темы С.М. Прямыков. СПб., 2008. 191 с.
- Монин А.С., Обухов А.А. Безразмерные характеристики турбулентности в приземном слое // Доклады АН СССР. 1953. Т. 93. № 2. С. 223–226.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5. Ч. I. Актинометрические наблюдения на станциях. 1996.
- Прохорова У.В., Терехов А.В., Демидов В.Э., Веркулич С.Р., Иванов Б.В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) // Лед и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 214–224. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020138>
- Репина И.А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. М.: Ин-т космических исследований РАН, 2007. 36 с.
- Репина И.А. Взаимодействие морской поверхности и катабатического потока во фьордах Шпицбергена // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 217–228.
- Репина И.А., Иванов Б.В., Кузнецов Р.Д. Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 180–187.
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лёд и Снег. 2011. № 4 (1). С. 24–31.
- Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 123 с.
- Священников П.Н., Рагулина Г.А. Оценка поверхностного таяния ледника Альдегонда, арх. Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. М.: Изд-во. ГЕОС, 2010. С. 469–474.
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 (Центральный Кавказ) // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54.
- Торопов П.А., Дебольский А.В., Полюхов А.А., Шестакова А.А., Поповнин В.В., Дроздов Е.Д. Минимальная модель Урлеманса как возможный инструмент описания горного оледенения в Моделях Земной Системы // Водные ресурсы. 2023. Т. 50. № 5. С. 524–537.
- Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2006. V. 111. № F2.
- Barskov K., Stepanenko V., Repina I., Artamonov A., Gavrikov A. Two regimes of turbulent fluxes above a frozen small lake surrounded by forest // Boundary-Layer Meteorology. 2019. V. 173. P. 311–320.
- Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V. Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing. 2017. V. 96. № 1. P. 012003.
- Dahlke S., Hughes N.E., Wagner P.M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover // Intern. Journ. of Climatology. 2020. V. 40. № 12. P. 5246–5265.
- Foken T., Wichura B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements // Agricultural and forest meteorology. 1996. V. 78. № 1–2. P. 83–105.
- Foken T. Micrometeorology. Heidelberg: Springer, 2017. 362 p.
- Geyman E.C., JJ van Pelt W., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J. Historical glacier change on Svalbard predicts doubling of mass loss by 2100 // Nature. 2022. V. 601. № 7893. P. 374–379.
- Gryanik V.M., Lüpkes C., Grachev A., Sidorenko D. New modified and extended stability functions for the stable boundary layer based on SHEBA and parametrizations of bulk transfer coefficients for climate models // Journ. of the Atmospheric Sciences. 2020. V. 77. № 8. P. 2687–2716.
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. Climate in Svalbard 2100. A knowledge base for climate adaptation, 2019. 470 p.
- Hock R. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 149. P. 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Hock R., Holmgren B.A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 172. P. 25–36.
- Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean–Air Heat Exchange

- in the Late Summer // *Atmosphere*. 2019. V. 10. № 4. P. 184.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T.* Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2016. V. 121. № 20. P. 11913–11931. <https://doi.org/10.1002/2016JD025606>
- Karner F., Obleitner F., Krismer T., Kohler J., Greuell W.* A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2013. V. 118. P. 3986–4000. <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5 // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. № 3. P. 945–956.
- Mölg T., Hardy D.R.* Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2004. V. 109. № D16.
- Möller M., Möller R.* Modeling glacier-surface albedo across Svalbard for the 1979–2015 period: The HiRSvaC500- $\alpha$  data set // *Journ. of Advances in Modeling Earth Systems*. 2017. V. 9. № 1. P. 404–422.
- Moore G.W.K., Schweiger A., Zhang J., Steele M.* Collapse of the 2017 winter Beaufort High: A response to thinning sea ice? // *Geophys. Research Letters*. 2018. V. 45. № 6. P. 2860–2869. <https://doi.org/10.1002/2017GL076446>
- Munro D.S.* Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow // *Arctic and Alpine Research*. 1990. V. 22. № 2. P. 153–162.
- Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., van den Broeke M.R.* Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability // *Nature Communications*. 2020. V. 11. № 1. P. 4597.
- Paterson W.S.B.* *Physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann, 1994. 488 p.
- Pernov J.B., Gros-Daillon J., Schmale J.* Comparison of selected surface level ERA5 variables against in-situ observations in the continental Arctic // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2024 (в печати).
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V.* Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023. V. 55. № 1. P. 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Laaksonen A.* The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // *Communications Earth & Environment*. 2022. V. 3. № 1. P. 168.
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Van Pelt W.J.* Reconciling Svalbard glacier mass balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 523648.
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M.* The foehn effect during easterly flow over Svalbard // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022. V. 22. № 2. P. 1529–1548.
- Slater T., Lawrence I.R., Otosaka I.N., Shepherd A., Gourmelen N., Jakob L., Nienow P.* Earth's ice imbalance // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. № 1. P. 233–246.
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K.* Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability and sensitivity to climate change // *Annals of Glaciology*. 2023. P. 1–11.
- van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H., Pohjola V.A., Pettersson R., and van Angelen J.H.* Simulating melt, runoff and refreezing on Norden-skiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 641–659. <https://doi.org/10.5194/tc-6-641-2012>
- Wheler B.A., Flowers G.E.* Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada // *Journ. of Glaciology*. 2011. V. 57. № 201. P. 121–133.
- Zhou L.B., Zhu J.H., Kong L.L.* The observed near-surface energy exchange processes over Arctic glacier in summer // *Journ. of Meteorological Research*. 2024. V. 38. № 3. P. 1–8. <https://doi.org/10.1007/S13351-024-3158-2>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C.* The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // *Polar Research*. 2021. V. 40. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5318>

Citation: Prokhorova U.V., Barskov K.V., Terekhov A.V., Chechin D.G., Repina I.A., Ivanov B.V., Varentsov M.I., Artamonov A.Yu. Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of the central Spitsbergen: the case of Aldegondabreen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 481–496. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040011

## Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of the central Spitsbergen: the case of Aldegondabreen

U. V. Prokhorova<sup>1,#</sup>, K. V. Barskov<sup>2</sup>, A. V. Terekhov<sup>1</sup>, D. G. Chechin<sup>2</sup>, I. A. Repina<sup>2,3</sup>, B. V. Ivanov<sup>1,4</sup>, M. I. Varentsov<sup>2,3</sup>, A. Yu. Artamonov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>Institute of Atmospheric Physics named after A.M. Obukhov, RAS, Moscow, Russia;

<sup>3</sup>Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

<sup>4</sup>Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

#e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Received April 6, 2024 / Revised July 7, 2024 / Accepted October 7, 2024

The results of verification of the aerodynamic method for calculating turbulent air heat fluxes between the glacier and the atmosphere using the eddy covariance method are presented. The experiment was conducted on Aldegondabreen, Svalbard, in August 2022. Comparison of the methods showed high agreement between the fluxes estimated by the two methods ( $R^2 = 0.7$ ), but the aerodynamic method underestimated the flux (mean error 14%). The eddy covariance method allowed us to estimate the aerodynamic roughness length parameter for Aldegondabreen  $z_{0m} = 0.8$  mm, and the thermal roughness length  $z_{0h} = 0.08$  mm. The uncertainty analysis of the aerodynamic method revealed systematic errors related to the wind flow direction. The coefficient of proportionality was 0.67–0.70 for wind direction along the glacier slope and 0.98 for wind direction perpendicular to the glacier slope. Mean values of heat fluxes during the ablation season for the period 1991–2020 were calculated for Aldegondabreen: the short-wave balance is 72.6–113.8  $W \cdot m^{-2}$ ; the long-wave balance is 14.5  $W \cdot m^{-2}$ ; the turbulent fluxes of sensible and latent heat determined by the aerodynamic method are 20.5 and about 1  $W \cdot m^{-2}$ , respectively. Thus, even allowing for a systematic method error of 14% ( $\sim 3 W \cdot m^{-2}$ ), the total turbulent heat transfer value of 24.5  $W \cdot m^{-2}$  was lower than the mean estimates for the short-wave balance.

**Keywords:** Arctic, Svalbard, surface energy balance, turbulent flux

### REFERENCES

- All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information World Data Center: <http://meteo.ru> (Meteo Publications. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/> (Last access: 06 April 2024).
- Voloshina A.P. Teplovoi balans poverhnosti visokogornikh lednikov v letnij period: na primere Elbrusa. Heat Balance of a Surface of High-mountain Glaciers During Summer Period: Case Study of Elbrus. Moscow: Nauka, 1966: 150 p. [In Russian].
- Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–138.
- Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmenenij v rajone arhipelaga Shpicbergen: otchet o nauchno-issledovatel'skoj rabote (itogovyy otchyot za 2008 god). Study of the meteorological regime and climate changes in the area of the Spitsbergen archipelago: report on research work (final report for 2008). Research report. St. Petersburg, 2008: 191 p. [In Russian].
- Monin A.S., Obukhov A.M. Dimensionless characteristics of turbulence in the atmospheric surface layer. Doklady Akademii Nauk SSSR. Reports of the Academy of Sciences. 1953, 93 (2): 223–226 [In Russian].
- Nastavlenie gidrometeorologicheskim stanciyam i postam. Instructions for hydrometeorological stations and posts. Vyp. 5, Ch. I. Aktinometricheskie nablyudeniya na stanciyah. 1996 [In Russian].
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Verkulich S.R., Ivanov B.V. Intra-Annual Variability of the Surface Ablation of the Aldegondabreen Glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 214–224 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673423020138>
- Repina I.A. Metody opredeleniya turbulentnykh potokov nad morskoy poverhnost'yu. Methods for determining turbulent flows over the sea surface. Moscow: Space

- Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2007: 36 p. [In Russian].
- Repina I.A. The sea surface and the katabatic flow interaction in the fjords of Spitsbergen. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2018, 15 (5): 217–228. [In Russian].
- Repina I.A., Ivanov B.V., Kuznetsov R.D. Measurement of the katabatic wind turbulent structure in the Spitsbergen coastal zone. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2009, 6 (2): 180–187. [In Russian].
- Retz E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V. Modeling the melting of the surface of a mountain glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (4): 24–31. [In Russian].
- Rukovodstvo gidrometeorologicheskim stanciyam po aktinometricheskim nablyudeniyam. Management of hydrometeorological stations on actinometric observations Leningrad: Gidrometeoizdat. 1971: 123 p. [In Russian].
- Svyaschennikov P.N., Ragulina G.A. Estimation of surface ablation of Aldegonda glacier, Svalbard archipelago. *Priroda shelfov i arkhipelagov evropeiskoi Arktiki*. Kompleksnie issledovaniya prirodi Shpitsbergena. Nature of shelves and archipelagos of the European Arctic. Comprehensive studies of Svalbard nature. Moscow: GEOS, 2010: 469–474. [in Russian].
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Assessment of the components of the heat balance of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus) during the ablation period in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2018, XXII (4): 42–54. [In Russian].
- Toropov P.A., Debol'skii A.V., Polyukhov A.A., Shestakova A.A., Popovnin V.V., Drozdov E.D. Oerlemans Minimal Model as a Possible Instrument for Describing Mountain Glaciation in Earth System Models. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2023, 50 (5): 524–537. [In Russian].
- Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2006, 111 (F2).
- Barskov K., Stepanenko V., Repina I., Artamonov A., Gavrikov A. Two regimes of turbulent fluxes above a frozen small lake surrounded by forest. *Boundary-Layer Meteorology*. 2019, 173: 311–320.
- Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V. Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. IOP Publishing. 2017, 96 (1): 012003.
- Dahlke S., Hughes N.E., Wagner P.M., Gerland S., Wawrzyniak T., Ivanov B., Maturilli M. The observed recent surface air temperature development across Svalbard and concurring footprints in local sea ice cover. *Intern. Journ. of Climatology*. 2020, 40 (12): 5246–5265.
- Foken T., Wichura B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and forest meteorology*. 1996, 78 (1–2): 83–105.
- Foken T. *Micrometeorology*, Springer, Heidelberg, 2017: 362 p.
- Geyman E.C., JJ van Pelt W., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J. Historical glacier change on Svalbard predicts doubling of mass loss by 2100. *Nature*. 2022, 601 (7893): 374–379.
- Gryanik V.M., Lüpkes C., Grachev A., Sidorenko D. New modified and extended stability functions for the stable boundary layer based on SHEBA and parametrizations of bulk transfer coefficients for climate models. *Journ. of the Atmospheric Sciences*. 2020, 77 (8): 2687–2716.
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. *Climate in Svalbard 2100, A knowledge base for climate adaptation*, 2019: 470 p.
- Hock R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journ. of glaciology*. 1999, 45 (149): 101–111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
- Hock R., Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*. 2005, 51 (172): 25–36.
- Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean. *Air Heat Exchange in the Late Summer*. *Atmosphere*. 2019, 10 (4): 184.
- Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen. Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016, 121 (20): 11913–11931. <https://doi.org/10.1002/2016JD025606>
- Karner F.F., Obleitner T., Krismer J., Kohler, Greuell W. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013, 118: 3986–4000. <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>
- Lang C., Fettweis X., Ericum M. Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5. *The Cryosphere*. 2015, 9 (3): 945–956.
- Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004, 109 (D16).
- Möller M., Möller R. Modeling glacier-surface albedo across Svalbard for the 1979–2015 period: The HiRSvaC500- $\alpha$  data set. *Journ. of Advances in Modeling Earth Systems*. 2017, 9 (1): 404–422.

- Moore G.W.K., Schweiger A., Zhang J., Steele M. Collapse of the 2017 winter Beaufort High: A response to thinning sea ice? *Geophys. Research Letters*. 2018, 45 (6): 2860–2869.
- Munro D.S. Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. *Arctic and Alpine Research*. 1990, 22 (2): 153–162.
- Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt, W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., van den Broeke M.R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. *Nature Communications*. 2020, 11 (1): 4597.
- Paterson W.S.B. *Physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann, 1994: 488 p.
- Pernov J.B., Gros-Daillon J., Schmale J. Comparison of selected surface level ERA5 variables against in-situ observations in the continental Arctic // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2024 (in print).
- Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023, 55 (1): 2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
- Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*. 2022, 3 (1): 168.
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 523648.
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M. The foehn effect during easterly flow over Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022, 22 (2): 1529–1548.
- Slater T., Lawrence I. R., Otosaka I.N., Shepherd A., Gourmelen N., Jakob L., Nienow P. Earth's ice imbalance // *The Cryosphere*. 2021, 15 (1): 233–246.
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability and sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology*. 2023, 1–11.
- van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H., Pohjola V.A., Pettersson R., van Angelen J.H. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model. *The Cryosphere*. 2012, 6: 641–659. <https://doi.org/10.5194/tc-6-641-2012>
- Wheler B.A., Flowers G.E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (201): 121–133.
- Zhou L.B., Zhu J.H., Kong L.L. The observed near-surface energy exchange processes over Arctic glacier in summer. *Journ. of Meteorological Research*. 2024, 38 (3), 1–8. <https://doi.org/10.1007/S13351-024-3158-2>
- Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 2021, 40.