

МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ METHODOLOGY AND RESEARCH METHODS

УДК 551.322

О РАЦИОНАЛИЗАЦИИ ИЗМЕРЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕГА ДЛЯ ОЦЕНКИ ЕГО УСТОЙЧИВОСТИ НА СКЛОНЕ

П.А. Черноус

Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований Дальневосточного отделения Российской академии наук, Южно-Сахалинск, Россия
pchernous48@gmail.com

Аннотация. Прогнозирование возникновения лавин в отдельно взятом лавинном очаге, как правило, основывается на интерпретации физико-механических характеристик снежного покрова. Обычно это достаточно грубые измерения, выполненные в отдельных точках склона. Пространственная изменчивость измеряемых характеристик и ошибки измерений могут существенно влиять на качество исходных данных для оценки устойчивости снега на склоне и на результаты такой оценки. Используемые в настоящее время системы пространственного мониторинга характеристик снега, определяющих его устойчивость на склоне, не имеют под собой рациональной основы. В работе рассмотрены принципы рациона-

ON RATIONALIZATION OF THE SNOW CHARACTERISTIC MEASUREMENTS FOR THE ASSESSMENT OF SNOWPACK STABILITY ON A SLOPE

Pavel A. Chernous

Special Research Bureau for Automation of Marine Researches, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
pchernous48@gmail.com

Abstract. Interpretation of the physical and mechanical characteristic measurements of the snowpack is a base for avalanche release prediction. The spatial variability of the measured characteristics and measurement errors can affect the quality of the initial data for assessing the snowpack stability on a slope and results of this assessment. The work describes principles of rationalization for the measurements of the characteristics that influence on snow stability on a slope. The fields of these characteristics and errors of their measurements were considered as random. A few quality criteria for networks measuring snow characteristics on

лизации измерений характеристик снежного покрова, определяющих его устойчивость на склоне. При этом поля этих характеристик и ошибки методов их измерений рассматривались, как случайные. Определены критерии качества сети измерений характеристик снега на склоне. Даны оценки параметров пространственной статистической структуры (дисперсий и автокорреляционных функций) для полей толщины, плотности, температуры и сцепления снежного покрова на склонах в различных горных районах. Оценены ошибки методов измерений характеристик снега, в том числе с помощью экстраполяции эмпирической автокорреляционной функции в ноль. Показано, что в различных ландшафтах пространственные схемы измерений должны быть различными. Проанализировано влияние различных схем измерений на качество интерпретации получаемых с их помощью данных с целью оценки возможности возникновения лавин.

Использование существующих детерминированных методов интерпретации точечных измерений характеристик снега, выполненных традиционными методами для оценки его устойчивости на склоне, приводит к неправильным заключениям о лавинной опасности. Для оценки устойчивости снега на склоне предлагается использование методов статистического моделирования, основанных на детерминированных моделях механической устойчивости снега, входные данные для которых генерируются на основе точечных измере-

a slope are used. The study includes estimates of the parameters of the spatial statistical structure (variances and autocorrelation functions) for the fields of thickness, density, shear strength and temperature of snowpack on slopes in various mountain regions. Errors of methods for measuring snow characteristics were estimated. It is shown that in different landscapes, spatial patterns of the point measurements should be different. The influence of spatial measurement schemes on the quality of snowpack stability interpretation is analyzed for different parameters of spatial statistical structure of the snow characteristics and accuracy their measurements.

The use of conventional deterministic methods for interpretation of point measurements of snowpack characteristics to assess its stability on the slope can and does lead to incorrect conclusions. The way out of this situation can be the use of statistical simulation based on deterministic models of mechanical stability of snowpack, the input data for which are generated on the basis of point measurements of snow characteristics and previously obtained parameters of their spatial statistical structure. Probabilistic estimates obtained with statistical simulation

ний характеристик снега и ранее полученных параметров их пространственной статистической структуры. Вероятностные оценки, полученные с помощью статистического моделирования, отражают неопределенность входной информации в вероятностном заключении об устойчивости снега.

Ключевые слова: лавинный очаг; характеристики снега; пространственная изменчивость; измерения; точность; устойчивость снега; лавины.

reflect the uncertainty of the input information in the probabilistic conclusion about the snowpack stability.

Keywords: avalanche starting zone; snowpack characteristics; spatial variability; measurements; accuracy; snowpack stability; avalanches.

Введение

Качество оценки устойчивости снега на склоне и возможности возникновения лавин зависит от того насколько правильно применяемые для этих целей модели описывают процесс возникновения лавины и от того насколько полно эти модели обеспечены данными о характеристиках снега, определяющих его устойчивость на склоне. В настоящей работе обсуждаются вопросы получения качественных данных для моделей механической устойчивости снега на склоне. В лавиноведении этот вопрос почти не обсуждался, поскольку особого выбора в объеме и разнообразии данных не было, в силу сложности, трудоемкости и опасности их получения из мест зарождения лавин. Тем не менее, регулярные измерения высоты - H , плотности - ρ , временного сопротивления сдвигу (сцепления) - C , температуры снега - t и некоторых других его характеристик проводятся для диагностики лавинной опасности. Их проведение предписываются руководствами по снеголавинным работам^{1,2}. При этом не дается пояснений какова должна быть точность этих измерений и как их можно интерпретировать в пространстве. Часто говорится о репрезентативности мест измерений, но само это понятие не конкретизируется и количественно не оценивается. При использовании таких данных трудно объяснить с чем связаны ошибки в результатах моделирования неустойчивых состояний снега на склоне - с неадекватностью моделей или неточностью используемых данных. Как правило, измерения проводятся совсем не в тех местах где они необходимы для моделирования, а свойства снега очень изменчивы в пространстве. Причем в

¹ Руководство по снеголавинным работам (временное). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 397 с.

² Руководство по снеголавинным работам. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 134 с.

различных физико-географических условиях эта изменчивость различна. В связи с этим возникают вопросы – где, в каком количестве и с какой точностью надо проводить измерения, которые соответствовали бы требованиям, предъявляемым к входным данным моделей возникновения лавин?

Методическая основа рационализации измерений характеристик снега

Для ответов на поставленные выше вопросы была использована теория рационализации точечных измерений характеристики ξ в случайном поле с заданными параметрами [Дроздов, Шепелевский, 1946; Казакевич, 1977; Жуковский, Киселева, Мандельштам, 1978]. Эти параметры получаются на основе специальных измерений характеристик снега с высоким пространственным разрешением. Важным моментом при этом является получение параметров, отражающих изменчивость на относительно небольших участках склонов, имеющих характерный линейный размер лавинного очага либо его части. Обычно, порядка 100 м. Очевидно, что данные об изменчивости, получаемые при стандартных маршрутных снегосъёмках, предназначенных для оценки запасов воды на значительных территориях, не соответствуют требуемому масштабу оценок. Эти маршруты слишком длинные и учитывают вклад низкочастотной составляющей в изменчивость, которая для характерных для лавинного очага размеров отсутствует. Кроме того, из-за большого интервала между измерениями, с их помощью невозможно оценить вклад в общую дисперсию короткопериодных флуктуаций, учёт которых важен при статистическом моделировании пространственных распределений характеристик снежного покрова для определения его устойчивости. В качестве параметров пространственной статистической структуры полей характеристик снега могут использоваться оценки дисперсий σ_{ξ}^2 , пространственных автоковариационных – $R_{\xi}(l)$, нормированных автокорреляционных – $r_{\xi}(l)$ и структурных функций $B_{\xi}(l)$, полученные в различных ландшафтах в различных горных районах. Оценки дисперсий σ_{ξ}^2 характеризуют диапазон разброса характеристики ξ , а нормированных автокорреляционных функций $r_{\xi}(l)$, - связность значений характеристики ξ в пространстве.

В качестве критериев качества сети пространственного мониторинга характеристик снега могут рассматриваться ошибки интерполяции между измерениями (чаще линейной интерполяции), ошибки замены средней интегральной величины на определенной площади средним арифметическим измерений на этой площади и ошибки замены математического ожидания средним арифметическим измерений. Приведенные в настоящей работе оценки получены в предположении того, что поля характеристик снега являются однородными и

изотропными, а ошибки измерений случайными. Средняя квадратичная ошибка линейной интерполяции $E_{\xi}(l)$ на середину отрезка l , соединяющего две точки, в которых проведены измерения характеристики ξ , оценивалась с помощью выражений:

$$E_{\xi}^2(l) = 1,5\sigma_{\xi}^2 + 2R_{\xi}(0,5l) + 0,5R_{\xi}(l) + 0,5\Delta_{\xi}^2 \quad (1)$$

где Δ_{ξ}^2 – дисперсия ошибок измерения ξ . Либо:

$$E_{\xi}^2(l) = B_{\xi}(0,5l) - 0,25B_{\xi}(l) + 0,5\Delta_{\xi}^2 \quad (2)$$

Уравнение (1) можно переписать в безразмерном виде:

$$\varepsilon_{\xi}^2(l) = 1,5 - 2r_{\xi}(0,5l) + 0,5r_{\xi}(l) + 0,5\eta_{\xi}^2 \quad (3)$$

где $\varepsilon_{\xi}(l) = E_{\xi}/\sigma_{\xi}$ – мера ошибки интерполяции;

$\eta_{\xi} = \Delta_{\xi}/\sigma_{\xi}$ – мера ошибки измерения.

Часто для оценки снегонакопления в лавинном очаге и связанного с ним прогнозом лавинной опасности нужна информация о характеристике снега ξ , относящаяся не к отдельным точкам, а ко всей его площади S или некоторой ее части. Таким образом, необходимо оценить среднее интегральное значение

$$\xi_S = \frac{1}{S} \iint_{(S)} \xi(x, y) dx dy \quad (4)$$

где $\xi(x, y)$ – истинное значение характеристики ξ в точке лавинного очага или некоторой его части S с координатами x и y .

Обычно за оценку среднего интегрального значения принимается среднее арифметическое:

$$\bar{\xi}' = \frac{1}{n} \sum_1^n \xi_i' \quad (5)$$

где ξ_i' – измеренное значение характеристики ξ в точке i ;

n – количество точек, в которых произведены измерения.

Здесь и далее горизонтальная черта над символом или выражением означает операцию осреднения. В качестве оценки точности замены среднего интегрального значения

ξ_S средним арифметическим $\bar{\xi}'$ используются величины абсолютной и относительной ошибок такой замены:

$$\overline{\beta_{\xi}^2} = \overline{(\bar{\xi}' - \xi_S)^2} \quad (6)$$

и

$$\gamma_{\xi}^2 = \frac{\overline{\beta_{\xi}^2}}{\sigma_{\xi}^2} \quad (7)$$

Для случая, когда рассматриваемое случайное поле является однородным и изотропным, а погрешности измерений случайны, аддитивны и не коррелированы с измеряемой величиной можно рассчитать величину γ_{ξ} для произвольной конфигурации измерительной сети. Для случая, когда площадь S разбита на n равновеликих квадратов, в центрах которых проводятся измерения, а поля характеристики ξ описываются степенной или экспоненциальной корреляционными функциями, имеются готовые решения для определения γ_{ξ} [Жуковский, Киселева, Мандельштам, 1978]. В настоящей работе приведены оценки γ_{ξ} для случая аппроксимации $r_{\xi}(l)$ степенными функциями вида:

$$r_{\xi}(l) = 1 - (l/l_0)^k \quad (8)$$

Ошибка γ_{ξ} описывается следующим соотношением:

$$\gamma_{\xi} = \sqrt{\frac{\eta_{\xi}^2}{n} + C_1(k) \left(\frac{\sqrt{S}}{l_0}\right)^k \frac{1}{n^{1+k/2}}} \quad (9)$$

Значения коэффициента $C_1(k)$ для некоторых k даны в таблице 1.

Таблица 1. Значения функции $C_1(k)$

Table 1. Function $C_1(k)$ values

k	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0
$C_1(k)$	1,00	0,76	0,58	0,45	0,33	0,24	0,18	0,11	0,07	0,03	0,00

В ряде задач, например, при статистическом моделировании неустойчивых состояний снега [Божинский, Черноус, 1986; Chernous, Fedorenko, 1998] вместо математического ожидания m_{ξ} характеристики ξ используется среднее арифметическое – $\bar{\xi}'$, полученное по

данным измерений в n произвольных точках поля. В качестве характеристики надежности такой оценки можно использовать средний квадрат ошибки

$$\overline{\theta_{\xi}^2} = \overline{(\bar{\xi}' - m_{\xi})^2} \quad (10)$$

При отсутствии корреляции между измерениями в отдельных точках, а также для некоррелированных с измеряемой величиной погрешностей измерений, $\overline{\theta_{\xi}^2}$ определяется следующим выражением:

$$\overline{\theta_{\xi}^2} = \frac{\sigma_{\xi}^2 + \Delta_{\xi}^2}{n} \quad (11)$$

Или переходя к относительным единицам

$$\alpha_{\xi}^2 = \frac{\overline{\theta_{\xi}^2}}{\sigma_{\xi}^2} = \frac{1 + \eta_{\xi}^2}{n} \quad (12)$$

При наличии корреляции между измерениями величина α_{ξ} определяется следующим выражением:

$$\alpha_{\xi} = \sqrt{\frac{1 + \eta_{\xi}^2}{n} \left[1 + \frac{2}{n} \sum_{i < j} \frac{1}{1 + \eta_{\xi}^2} r_{\xi}(l_{i,j}) \right]} \quad (13)$$

Знание эмпирических автокорреляционных функций позволяет оценить случайную составляющую ошибки измерений Δ_{ξ} [Алексеев, 1975] как:

$$\Delta = \sigma_{\xi}' [1 - r_{\xi}'(0)]^{0,5} \quad (14)$$

где σ_{ξ}' оценка среднего квадратического отклонения σ_{ξ} ,

$r_{\xi}'(0)$ значение эмпирической автокорреляционной функции, экстраполированное в $l=0$

Величину σ_{ξ} , обусловленная исключительно пространственной изменчивостью ξ определяется как:

$$\sigma_{\xi} = \sigma_{\xi}' [r_{\xi}'(0)]^{0,5} \quad (15)$$

Высота (толщина) снега

Для оценки снегонакопления в лавинных очагах используются такие характеристики, как высота снежного покрова и толщина снежного покрова. Высота измеряется вдоль вертикали, а толщина по нормали к склону. Это связанные между собой характеристики, но по ряду причин при оценке устойчивости снега на склоне используются и та и другая. Высота снега в лавинных очагах обычно измеряется с помощью снегомерных реек, отсчеты по которым выполняются с помощью бинокля или другого оптического прибора. Иногда измерения высоты и толщины снега производятся с помощью других измерительных средств. Например, с помощью ультразвуковых датчиков. Еще реже для этих целей используется лазерное сканирование и стереофотограмметрическая съемка. Рассмотрим наиболее распространенные измерения с помощью снегомерных реек. Точность единичного измерения складывается из ошибки отсчитывания и так называемой ошибки градуировки. Ошибка градуировки связана с точностью изготовления и правильностью установки рейки. Цена деления существующих снегомерных реек 0,1 м и 0,5 м. Рейки с раскрашенными в черный и белый цвета 10 сантиметровыми делениями обычно используются в тех местах где отсутствует отложение изморози на них, а расстояния с которых производятся отсчеты сравнительно малы. Рейки с ценой деления 50 см (расстояние между поперечными планками) используются в местах где наблюдается интенсивное отложение изморози и расстояния до наблюдателя велики. В частности, в Хибинах. Ошибки градуировки могут быть устранены более тщательным изготовлением реек и правильной их установкой. Поэтому здесь они не рассматриваются. Рассмотрим ошибки отсчитывания. Величина $\Delta X_{отсч}$ – это конечно случайная ошибка и как правило оценивается наблюдателем субъективно, как ответ на вопрос «за что я ручаюсь?» [Соловьев, Яхонтова, 1977]. Обычно, если цена деления d , то наблюдатель может указать: $\Delta X_{отсч} = 0,5d$ при округлении до целых делений; $\Delta X_{отсч} = 0,3d$, если отсчитываются целые деления и половины; $\Delta X_{отсч} = 0,1d$, если удастся хорошо отсчитывать на глаз десятые доли деления.

Для определения $\Delta X_{отсч}$ в Хибинах в апреле 1983 г. был поставлен следующий эксперимент. По шести рейкам, находящимся от места наблюдений на расстоянии 2100-2300 м, 12 работников цеха противолавинной защиты комбината «Апатит» (ЦПЗ) сделали отсчеты с помощью 12-тикратного бинокля. Погода была благоприятной, видимость хорошей, время на отсчеты не лимитировалось. В соответствии с действующими в цехе правилами отсчеты выполнялись с точностью до 0,1 м. После этого путем прямых измерений

на месте, выступающих над поверхностью снега частей рек, была определена высота снега в местах установки реек. По данным эксперимента была построена гистограмма числа случаев измерений с ошибками в определенных градациях (рисунок 1).

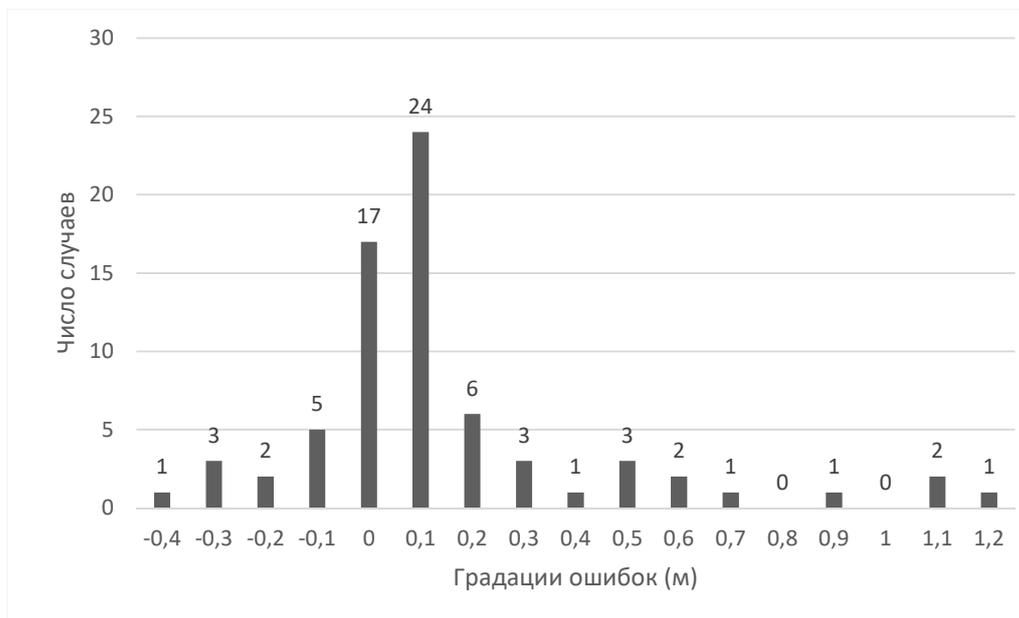


Рисунок 1. Распределение числа случаев измерений с ошибками в заданных градациях

Figure 1. Distribution of the number of measurements with errors in given gradations

Очевидно, что требуемая точность с помощью этого метода измерений недостижима. Относительная частота ошибок $|\Delta X_{отсч}| > 0,3$ м равна примерно 0,17. Вообще говоря, определение интервала, в котором находится истинная высота снега, должно проводиться с очень высокой доверительной вероятностью, поскольку ошибочные данные при использовании их для оценки лавинной опасности могут привести к неверным выводам об устойчивости снега и связанным с этим большим ущербом. В то же время, с увеличением доверительной вероятности растет и величина доверительного интервала, то есть интервала, внутри которого с выбранной доверительной вероятностью лежит истинное значение измеряемой величины. В данном эксперименте оценка доверительной вероятности для интервала ошибки $|\Delta X_{отсч}| \leq 0,3$ м составила лишь 0,83. В год проведения эксперимента снегомерная сеть ЦПЗ состояла из примерно 300 снегомерных реек. Это означает, что примерно по 17 рейкам высота снега была занижена на 0,3 м и более (см. Рисунок 1). Точность метода хорошо характеризуют данные другого эксперимента. В мае 1983 г. во второй половине дня при идеальной видимости и прочих благоприятных погодных условиях были проведены измерения высот снега по 19 рейкам, расположенных на расстояниях от 600 до

2000 м от мест наблюдений. Измерения по каждой рейке с помощью 12-тикратного бинокля выполняли 9-10 наблюдателей, в число которых входили и наиболее опытные работники цеха ЦПЗ. Стандартные отклонения измерений в сериях измерений по отдельным рейкам оказались в диапазоне от 0,06 м до 0,36 м. Очевидно, что требуемая точность не обеспечивается. Еще хуже обстоит дело с определением приростов (убыли) снега по отдельным рейкам h' . Если принять представленные на рисунке 1 относительные частоты в качестве оценок вероятностей попадания ошибок отсчетов высот снега по рейкам в различные интервалы, а также полагая, что вероятности ошибок предыдущего и последующего отсчетов не связаны между собой, то можно вычислить вероятности попадания ошибки истинного прироста снега в определенный интервал (Таблица 2).

Таблица 2. Оценки доверительной вероятности интервалов h' различной величины

Table 2. Assessments of the fiducial probability of intervals h' of various sizes

Доверительный интервал (м)	Оценка доверительной вероятности
$h' \pm 0,1$	0,47
$h' \pm 0,2$	0,61
$h' \pm 0,3$	0,72
$h' \pm 0,4$	0,86
$h' \pm 0,5$	0,95
$h' \pm 0,6$	0,97
$h' \pm 0,7$	0,98
$h' \pm 0,8$	0,997

Конечно, столь низкая точность получаемой о приростах снега информации ставит под сомнение целесообразность такого метода измерений. Причины низкой точности измерений высот снега легко объяснимы. Увеличение, которое дает 12 кратный бинокль, недостаточно для того, чтобы надежно отсчитать десятые доли метра. Кроме того, изображение рейки постоянно «трясется», поскольку малейшее смещение бинокля приводит на таких расстояниях к большим смещениям поля зрения бинокля. Сейчас в некоторых службах используются бинокли со стабилизацией изображения либо фотосъемка рек с последующей оценкой высоты снега по снимкам. По-видимому, эти приемы повышают точность измерений, но ее оценка пока не проводилась.

Следующий вопрос, требующий ответа, – на какое расстояние от точки измерений можно распространять полученные в ней значения высоты снега? То есть насколько репрезентативны получаемые данные и насколько полно имеющаяся снегомерная сеть отражает снегонакопление в лавинных очагах. Как было сказано выше, ответ на этот вопрос тесно связан с пространственной изменчивостью поля высоты снежного покрова, которая различна для районов с различной подстилающей поверхностью, режимом ветра, осадков и некоторых других метеорологических факторов. В настоящей работе использованы результаты специальных измерений, выполненных автором [Черноус, Христов, 1986; Черноус, Барашев, Федоренко, 2010; Черноус, Селиверстов, Сучков, 2015; Черноус, Осокин, Чернов, 2018; Chernous, Fedorenko, Barashev, 2006, 2008] в Хибинах (1986 – 2009 гг.), на Алтае (Семинский хребет, 2008 г.), в Восточной Сибири (Байкальский хребет, 2009 г.) и на Кавказе (хребет Аибга, 2013 г.), на Шпицбергене (г. Улав, 2015 г.) для определения параметров пространственной статистической структуры полей общей толщины снежного покрова H и ее верхнего слоя h на малых площадях на горных склонах. Характеристика участков измерений представлены в таблице 3. Величины H и h необходимы для расчетов устойчивости всего снежного покрова, возможности возникновения лавин прямого действия (из верхнего слоя снега) и оценки дополнительной нагрузки, вызываемой приростом снега. Измерения H проводились в профилях, направленных вдоль линии падения склона и вдоль горизонталей с помощью щупа, с ценой деления 1 см. Толщина верхнего слоя измерялась линейкой, при этом в месте измерения выкапывался шурф до нижележащего слоя. Наиболее многочисленные измерения проводились в Хибинах - около пяти тысяч. От нескольких сотен до тысячи измерений проведены в других вышеупомянутых местах. Кроме того, на Семинском, Байкальском хребтах и хребте Аибга из-за большой общей толщины снега измерения проводились от поверхности до наиболее глубокого хорошо выраженного слоя. Измерения толщины верхнего слоя снега проводились во всех районах. В Хибинах средняя толщина снежного покрова в профилях измерений варьировалась от 0,1 м до 1,5 м. Величины σ'_H также менялись от профиля к профилю. Однако, прослеживается довольно четкая зависимость осредненных по грациям $\overline{H'}$ значений σ'_H от средней толщины снежного покрова. Величина σ'_H равномерно возрастает в интервале средней толщины от 0,1 до 0,5 м, а далее, с возрастанием средней высоты, остается постоянной, равной 0,3 – 0,4 м. Средняя толщина верхнего слоя (свежеметелевый снег) в профилях измерений варьировались от 0,04 м до 0,23 м, σ'_h от 0,04 м до 0,16 м, а коэффициенты вариации c_v от 0,1 до 1,4.

Таблица 3. Краткая характеристика участков наблюдений

Table 3. Brief description of study plots

Район	Долгота (град.)	Широта, (град)	Высота (м)	Крутизна, (град.)	Экспозиция	Подстил. поверхность
Хибины, гора Айкуайвенчорр	33,77	67,60	500- 1100	10-30	ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ	Обломочный материал, старый снег
Семинский хребет	85,61	51,04	1700- 1800	10	В, СВ	Старый снег
Байкальский хребет	108,80	55,74	1000- 1200	15-20	С	Старый снег
Хребет Аибга	40,29	43,64	1500- 2000	25-35	С	Старый снег
Шпицберген, гора Улав	78,06	14,23	100- 150	15	ЗЮЗ	Задернован. грунт
	78,07	14,26	300- 400	30	ЗСЗ	Скальная поверхность
Зап. Тянь-Шань	41,16	70,07	2000			Травянистая

Ниже приведены эмпирические нормированные автокорреляционные функции общей толщины снега H и его верхнего слоя h , полученные в Хибинах осреднением по всем профилям, в которых проводились измерения:

$$r'_H(l) = 0,94 \exp(-0,22l^{0,67}) \quad (16)$$

$$r'_H(l) = 0,94[1 - (0,02l)^{0,33}] \quad (17)$$

$$r'_h(l) = 0,9 \exp(-0,34l^{0,63}) \quad (18)$$

$$r'_h(l) = 0,9[1 - (0,05l)^{0,38}] \quad (19)$$

Осредненные эмпирические корреляционные функции $r'_H(l)$, полученные по измерениям в горизонтальных профилях и профилях, направленных вдоль линии наибольшего падения склона, практически совпадают, что свидетельствует об изотропности поля H .

Ошибки линейной интерполяции $\varepsilon_H(l)$ в поле толщины снега H для различных η_H представлены в таблице 4.

Таблица 4. Значения ошибок линейной интерполяции толщины снежного покрова $\varepsilon_H(l)$ в зависимости от расстояния между точками измерений l и ошибок измерений η_H для поля с корреляционной функцией (16).

Table 4. Errors of linear interpolation of snowpack thickness $\varepsilon_H(l)$ depending on the distance between measurement points l and measurement errors η_H for the field with the correlation function (16)

$l, м$	η_H						
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,5	1,0	1,5
0	0,00	0,07	0,14	0,21	0,35	0,71	1,06
3	0,56	0,57	0,58	0,60	0,67	0,90	1,20
5	0,66	0,66	0,67	0,69	0,74	0,96	1,25
10	0,79	0,80	0,81	0,82	0,87	1,06	1,33
20	0,94	0,94	0,95	0,96	1,00	1,18	1,42
30	1,02	1,02	1,03	1,04	1,08	1,24	1,47
50	1,11	1,11	1,12	1,13	1,16	1,31	1,53
70	1,15	1,15	1,16	1,17	1,20	1,35	1,57
100	1,19	1,19	1,19	1,20	1,24	1,38	1,59

Значение ошибки интерполяции $\varepsilon_H(l)$ для существующей в хибинских лавинных очагах измерительной сети с характерным расстоянием между снегомерными рейками – 50 м и присущими методу определению высоты снега ошибкам $\Delta_H - 0,25$ м (как было показано выше эта ошибка еще больше) и $\sigma_H - 0,4$ м, равняется примерно 1,2. Ошибка E_H при этом составит почти полметра. Ошибки интерполяции в поле h представлены в таблице 5. В силу различия в автокорреляционных функций, значения $\varepsilon_h(l)$ при небольших l несколько выше (до 20%) аналогичных значений $\varepsilon_H(l)$. С увеличением l эта разница уменьшается и на расстоянии между измерениями в 50 м не превышает 5%, для $l = 100$ м она менее 2%. При этом абсолютные ошибки интерполяции E_h в основном будут меньше, чем E_H из-за разницы в σ_h и σ_H . Однако ошибки, отнесенные к толщине снега в точке интерполяции, которые являются наиболее важными при оценке устойчивости снега на склоне, для h будут значительно выше, чем для H .

Таблица 5. Значения ошибок линейной интерполяции толщины верхнего слоя снега $\varepsilon_h(l)$ в зависимости от расстояния между точками измерений l и ошибок измерений η_h для поля с корреляционной функцией (18).

Table 5. The values of errors of linear interpolation of the thickness of the upper snow layer $\varepsilon_h(l)$ depending on the distance between the measurement points and measurement errors for a field with the correlation function (18).

$l, м$	η						
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,5	1,0	1,5
0	0,00	0,07	0,14	0,21	0,35	0,71	1,06
3	0,68	0,68	0,70	0,71	0,77	0,98	1,26
5	0,78	0,78	0,79	0,81	0,85	1,05	1,32
10	0,91	0,92	0,92	0,94	0,98	1,15	1,40
20	1,04	1,04	1,05	1,06	1,10	1,26	1,49
30	1,10	1,11	1,11	1,12	1,16	1,31	1,53
50	1,17	1,17	1,17	1,18	1,22	1,36	1,58
70	1,19	1,19	1,20	1,21	1,24	1,39	1,60
100	1,21	1,21	1,22	1,23	1,26	1,40	1,61

Значения ошибок γ_H представлены для поля с автокорреляционной функцией (17) в таблице 6. Согласно расчетам, при $\eta_H = 0,25$, ошибка γ_H замены средней интегральной величины на площади $S = 1000 \text{ м}^2$ измерением по одной снегомерной рейке, установленной в лавинном очаге в центре квадрата со стороной чуть больше 30 м, равна примерно 0,8. При этом ошибка β_H , отнесенная к средней величине $H = 1$ м равна 0,32. Хотя оценки γ_H несколько меньше (не более чем на 5%), чем γ_h (таблица 7) для поля с автокорреляционной функцией (18), на практике, за счет того, что $\sigma_H > \sigma_h$, чаще всего, абсолютная ошибка $\beta_H > \beta_h$. Как и в случае с интерполяцией, ошибка замены среднего интегрального значения средним арифметическим, отнесенная к средней толщине слоя, будет существенно больше для h чем для H . Величины ошибок α_H^2 оценивались для случая, когда измерения проводятся в n равноотстоящих точках, расположенных на отрезке прямой, длиной L .

$$\alpha_{\xi}^2 = \frac{1 + \eta_{\xi}^2}{n} \left[1 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} \left(1 - \frac{m}{n} \right) \frac{1}{1 + \eta_{\xi}^2} r_{\xi} \left(\frac{Lm}{n-1} \right) \right] \quad (20)$$

Таблица 6. Ошибки замены средней интегральной толщины снежного покрова средним арифметическим $\gamma_H(l)$ при различных S , n и η_H для поля с корреляционной функцией (17).

Table 6. Errors of substitution of the mean integral value of the snowpack thickness by mean arithmetical $\gamma_H(l)$ for various S , n and η_H for a field with the correlation function (17).

n	1 м ²	10 м ²	100 м ²	1000 м ²
$\eta = 0$				
1	0,43	0,52	0,63	0,76
2	0,29	0,35	0,42	0,51
5	0,17	0,21	0,25	0,3
10	0,11	0,14	0,16	0,2
20	0,08	0,09	0,11	0,13
50	0,04	0,05	0,06	0,08
$\eta = 0,1$				
1	0,44	0,53	0,64	0,77
2	0,30	0,43	0,43	0,51
5	0,18	0,25	0,25	0,3
10	0,12	0,17	0,17	0,2
20	0,08	0,11	0,11	0,13
50	0,05	0,07	0,07	0,08
$\eta = 0,2$				
1	0,48	0,56	0,66	0,79
2	0,32	0,38	0,44	0,53
5	0,19	0,22	0,25	0,31
10	0,13	0,15	0,18	0,21
20	0,09	0,10	0,12	0,14
50	0,05	0,06	0,07	0,08
$\eta = 0,5$				
1	0,66	0,72	0,8	0,91
2	0,46	0,50	0,55	0,62
5	0,28	0,30	0,33	0,37
10	0,19	0,21	0,23	0,25
20	0,14	0,14	0,16	0,17
50	0,08	0,09	0,1	0,11

Таблица 7. Ошибки замены средней интегральной толщины верхнего слоя снега средним арифметическим $\gamma_h(l)$ при различных S , n и η_h для поля с корреляционной функцией (19).

Table 7. Errors of substitution of the mean integral value of the upper snow layer thickness by mean arithmetical $\gamma_h(l)$ for various S , n and η_h for a field with the correlation function (19).

n	1 м ²	10 м ²	100 м ²	1000 м ²
$\eta = 0,0$				
1	0,44	0,54	0,68	0,84
2	0,29	0,36	0,45	0,56
5	0,17	0,21	0,26	0,32
10	0,11	0,14	0,17	0,21
20	0,07	0,09	0,11	0,14
50	0,04	0,05	0,07	0,08
$\eta = 0,1$				
1	0,45	0,55	0,69	0,85
2	0,30	0,37	0,45	0,56
5	0,17	0,21	0,26	0,33
10	0,12	0,14	0,18	0,22
20	0,08	0,09	0,12	0,14
50	0,04	0,05	0,07	0,08
$\eta = 0,2$				
1	0,48	0,58	0,71	0,87
2	0,32	0,39	0,47	0,58
5	0,19	0,23	0,28	0,34
10	0,13	0,15	0,18	0,22
20	0,09	0,10	0,12	0,15
50	0,05	0,06	0,07	0,09
$\eta = 0,5$				
1	0,66	0,74	0,84	0,98
2	0,46	0,51	0,57	0,66
5	0,28	0,31	0,34	0,39
10	0,19	0,21	0,23	0,27
20	0,13	0,14	0,16	0,18
50	0,08	0,09	0,10	0,11

Таблица 8. Ошибки замены математического ожидания средним арифметическим для поля общей толщины снежного покрова α_H при различных L , n и η_H и корреляционной функцией (16).

Table 8. Errors of substitution of mathematical expectation by mean arithmetical α_H for various L , n and η_H for a field with correlation (16).

n	10 м	20 м	50 м	100 м
$\eta = 0$				
2	0,83	0,77	0,73	0,71
4	0,80	0,72	0,61	0,55
6	0,80	0,71	0,59	0,50
10	0,80	0,71	0,57	0,47
20	0,80	0,71	0,57	0,45
30	0,80	0,71	0,57	0,45
$\eta = 0,2$				
2	0,84	0,79	0,64	0,72
4	0,81	0,73	0,62	0,55
6	0,80	0,72	0,59	0,50
10	0,80	0,72	0,58	0,47
20	0,80	0,72	0,57	0,46
30	0,80	0,72	0,57	0,45
$\eta = 0,5$				
2	0,90	0,85	0,81	0,79
4	0,84	0,76	0,66	0,60
6	0,82	0,74	0,62	0,54
10	0,82	0,73	0,60	0,49
20	0,81	0,72	0,58	0,47
30	0,81	0,72	0,58	0,46

Как видно (Таблица 8), ошибки α_H довольно велики и даже очень значительное увеличение количества измерений в профиле не позволит ее уменьшить.

Увеличение длины профиля позволяет это сделать, но при этом результат уже не будет соответствовать характерному размеру лавинного очага или его части. Повысить точность определения математического ожидания можно повысить, проводя площадные

измерения и усредняя оценки математических ожиданий, полученные в различных профилях. Либо выбирая такую измерительную сеть, которая делает ошибку α_H , рассчитанную с помощью (13), удовлетворительной для моделирования неустойчивых состояний снега на склоне. В Хибинах для снегомерной сети с размещением точек измерения через 30 м значения α_H^2 можно рассчитывать по формуле для некоррелированных измерений:

$$\alpha_H^2 = \frac{1+\eta^2}{n} \quad (21)$$

Учитывая, что связность поля h ниже, чем поля H , ошибки α_h будут меньше аналогичных ошибок α_H , а для их расчетов можно использовать выражение (21) при расстояниях между точками измерений не менее 20 м.

Оценки параметров пространственной статистической структуры толщины снежного покрова на небольших участках склонов в других горных районах очень малочисленны. Оценки автокорреляционных функций и дисперсий толщины снега на Шпицбергене показывают, что разброс ее значений в пространстве (дисперсии) аналогичен тому, который наблюдается в Хибинах. Пространственные связи (автокорреляционные функции) на Шпицбергене убывают с расстоянием быстрее чем в Хибинах. Характерные радиусы корреляции, на которых осредненная корреляционная функция убывает в e раз, по измерениям в Хибинах составляет около 10 м, а на Шпицбергене 5 - 6 м. Полученные на Кавказе радиусы корреляции (около 18 м) больше, чем в Хибинах, а дисперсии несколько меньше [Черноус, Селиверстов, Сучков, 2015]. Эмпирические структурные функции, полученные в Западном Тянь-Шане, показывают, что радиусы корреляции общей толщины снежного покрова H измеряются многими десятками метров [Чиркова, 1977a]. Максимальные величины σ_H на момент максимального снегонакопления достигают 0,3 м в районе перевала Камчик и 0,07 м в районе снеголавинной станции Дукант [Чиркова, 1977b]. На Алтае и на Байкальском хребте стандартные отклонения толщины снежного покрова и верхних его слоев при измерениях в профилях оказались значительно меньше, чем для профилей с аналогичной средней толщиной снега в Хибинах. Если для Хибин для слоя средней толщиной 0,5 м и больше они составляли 0,3 - 0,4 м, то на Алтае и на Байкальском хребте не превышали 0,07 м, а для верхних слоев снега средней толщиной до 0,4 м находились в пределах 0,02-0,04 м. Аналогичные показатели для Кавказа находятся в диапазоне 0,06 – 0,19 м. Коэффициенты вариации толщины снега на склонах в Хибинах (0,1 - 1,4 для верхнего слоя снега) были также значительно выше, чем в других районах: Алтай и Байкальский хребет – 0,06 – 0,17; Кавказ – 0,07 – 0,3 [Черноус, Селиверстов, Сучков, 2015]. Очевидно, что чем выше связность поля (чем больше радиусы

корреляции) и чем меньше разброс значений характеристики в пространстве (чем меньше σ_ξ), тем меньше ошибки интерполяции и замены среднего интегрального значения средним арифметическим. Например, наблюдая за высотой снега по двум рейкам с ценой деления 0,1 м (ошибка измерения $\Delta_H = \pm 0,05$ м) в горах Тянь-Шаня в районе снеголавинной станции «Дукант», находящимися в 50 м друг от друга, с помощью интерполяции можно обеспечить определение высоты снега в промежуточных точках с точностью $\pm 0,1$ м. Таким же методом можно добиться примерно таких же ошибок интерполяции на Алтае и Байкальском хребте. В районе перевала Камчик и на Кавказе ошибки интерполяции будут уже в разы больше. Самые большие ошибки ε_H ε_h γ_H γ_h α_H α_h наблюдаются в Хибинах и на Шпицбергене. Относительная ошибка α_h замены математического ожидания средним арифметическим для поля толщины свежеметелевого снега в Хибинах близка к такой ошибке для поля общей толщины снежного покрова. Различия составляют не более 20%.

Плотность снега

Полевые измерения для определения пространственной статистической структуры плотности снега проводились главным образом в верхнем слое (свежеметелевый снег). Наиболее многочисленные измерения (около 2000 измерений) проводились в Хибинах в тех же самых профилях, что и измерения толщины снега, с интервалом между измерениями 1 м. Измерения проводились с помощью плотномера в виде дюралевого цилиндра диаметром 52 мм и длиной 240 мм, а также лабораторного динамометра со шкалой в 400 г, градуировка которого выполнена непосредственно в значениях плотности с ценой деления 0,02 г/см³. Средняя плотность в отдельных профилях изменялась от 0,18 г/см³ до 0,27 г/см³, а коэффициенты вариации от 0,05 до 0,17. Какой-либо зависимости между средней плотностью и стандартным отклонением не обнаружено. Как и для толщины снежного покрова, значения эмпирической автокорреляционных функции плотности, полученные осреднением по всем поперечным профилям, аппроксимировались экспоненциальной и степенной зависимостями:

$$r_p'(l) = 0,7 \exp(-0,43l^{0,50}) \quad (22)$$

$$r_p'(l) = 0,7[1 - (0,03l)^{0,29}] \quad (23)$$

Экстраполяция значений эмпирической корреляционной функции в ноль показывает, что величина средней квадратической ошибки измерений составляет около $0,5\sigma_p$ и находится в интервале 0,005 – 0,02 г/см². Как и для толщины снежного покрова, корреляционные связи в

поле плотности резко падают с расстоянием. Причем, наибольшее уменьшение корреляционной функции происходит при $l < 5$ м. Данные о таких характеристиках пространственной статистической структуры полей плотности на небольших участках горных склонов, как корреляционная или структурная функции для большинства горных районов отсутствуют. В то же время, сравнивая коэффициенты вариации плотности, полученные нами для районов Алтая и Байкальского хребта – 0,04 – 0,12 [Черноус, Селиверстов, Сучков, 2015], а также полученные ранее для районов Западного Тянь-Шаня и Приэльбрусья [Войтковский, Голубев, Войтковский, 1986], с этой же характеристикой, полученной в Хибинах для свежеметелевого снега, можно отметить, что пространственная изменчивость плотности свежеметелевого снега в Хибинах наиболее высока. Реально можно добиться точности интерполяции равной σ_ρ . Значения ошибки линейной интерполяции ε_ρ в зависимости от расстояния между точками измерений l и величины η , рассчитанные с помощью (3), почти не отличаются от аналогичных оценок, полученных для толщины слоя свежеметелевого снега (см. таблицу 5). Их максимальные различия не превышают 7% и на практике в качестве оценок ε_ρ могут использоваться оценки ε_h . Учитывая, что коэффициенты вариации плотности в других районах меньше, чем в Хибинах, относительные ошибки интерполяции, отнесенные к средней величине плотности, в этих районах будут меньше, чем в Хибинах. В других районах, для которых имеются оценки ε_h , можно попытаться использовать их для оценки качества интерполяции плотности снега. При определении ошибки оценки замены математического ожидания средним арифметическим аналогичны ошибкам α_ρ .

Временное сопротивление сдвигу (сцепление)

Из-за трудоемкости получения, данные для определения пространственной статистической структуры поля временного сопротивления сдвигу получены лишь в Хибинах и Западном Тянь-Шане [Канаев, 1969; Божинский, Черноус, 1986]. В Хибинах измерения проводились по методике ТНИИС³ с помощью рамки 10x10 см² и динамометра. Измерялось сопротивление быстрому сдвигу, при котором время приложения нагрузки не превышало одной-двух секунд. Поскольку испытания проводились с очень незначительной нормальной нагрузкой (толщина сдвигаемого образца не превышала 5 см), полученные значения сопротивления сдвигу можно принять равными прочности снега на сдвиг или сцеплению S . Измерения проводились вдоль тех же профилей, в которых проводились измерения толщины

³ Руководство по снеголавинным работам (временное). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 397 с.

и плотности снега, с интервалом 1 м. Все измерения проводились в верхнем слое снега (свежеметелевый снег). Средние значения в сериях измерений изменялись от 0,2 кПа, для слегка уплотненного ветром снега, до 3,1 кПа, для хорошо выраженной снежной доски. Стандартные отклонения в сериях менялись от 0,08 до 0,7 кПа, а коэффициенты вариации от 0,06 до 0,86. Для более надежной характеристики структуры поля сцепления все корреляционные функции, полученные в сериях измерений, были усреднены и сглажены:

$$r'_c(l) = 0,72 \exp(-0,37l^{0,64}) \quad (24)$$

$$r'_c(l) = 0,72[1 - (0,05l)^{0,40}] \quad (25)$$

Полученные данные свидетельствуют о том, что пространственная изменчивость сцепления для свежеметелевого снега в Хибинах очень велика. Экстраполяция значений эмпирической корреляционной функции в ноль показывает, что величина верхнего предела средней квадратической ошибки измерений сцепления в свежеметелевом снеге составляет, как и для плотности, около $0,5\sigma$ и находится в интервале 0,04-0,35 кПа. Большинство коэффициентов вариации в проведенных сериях измерений сцепления менялись от 0,23 до 0,33. Так как полученные коэффициенты вариации сцепления примерно в 2-4 раза больше, чем коэффициенты вариации плотности, относительная ошибка метода измерений сцепления в 2-4 раза выше, чем плотности. Значения ошибки линейной интерполяции ε_C в зависимости от расстояния между точками измерений l и величины η , рассчитанные с помощью (3), близки к аналогичным ошибкам ε_h для толщины свежеметелевого снега. Максимальные различия не превышают 3%. Для их получения, как и для плотности, можно пользоваться зависимостями, представленными в таблице 5. Как и для полей толщины и плотности свежеметелевого снега, простейшей и достаточно точной оценкой ошибки линейной интерполяции в поле сцепления является σ_C . Относительная ошибка $\frac{\varepsilon_C}{\bar{c}}$, как и ошибка измерений $\frac{\Delta c}{\bar{c}}$, для сцепления в 2-4 раза выше, чем для плотности. Для получения относительных ошибок замены среднего интегрального значения сцепления средним арифметическим γ_C можно воспользоваться таблицей 7. Максимальные различия с аналогичными ошибками для толщины свежеметелевого снега не превышают 2%. Ошибки замены математического ожидания средним арифметическим α_C при измерении сцепления в профиле длиной L в n равноотстоящих точках практически совпадают с аналогичными ошибками для толщины свежеметелевого снега α_h . Для случая, когда расстояния между точками измерений не меньше 12 м, получить оценки α_C можно с помощью (21).

Возможности сравнения параметров пространственной изменчивости сцепления C в Хибинах с такими же параметрами, полученными в других физико-географических условиях очень ограничены. Их оценки получены лишь для свежеснежавшего снега в Западном Тянь-Шане. Коэффициенты вариации сцепления, полученные для свежеснежавшего снега в Западном Тянь-Шане находятся в диапазоне 0,07 – 0,44 [Канаев, 1969]. Причем лишь в четырех сериях измерений из тридцати трех значения коэффициентов вариации оказались больше 0,25. Радиус корреляции для корреляционной функции сцепления свежеснежавшего снега, полученной в Западном Тянь-Шане, значительно больше 50 м, а эмпирическая корреляционная функция при $l = 0$ очень близка к 1 [Канаев, 1969].

Температура снега

Пока в моделях оценки устойчивости снега на склоне эта характеристика востребована менее всего. Однако без нее не обойтись в моделях, учитывающих вязкие свойства снега, на которые температура оказывает большое влияние. Измерения в Хибинах показали, что температура снега обладает наименьшей пространственной изменчивостью по сравнению с рассмотренными выше характеристиками. По результатам наблюдений в Хибинах выявлена довольно высокая отрицательная корреляция температуры снега и его плотности ($r = -0,63 - -0,89$).

Фактор устойчивости

Так называемый коэффициент (фактор, индекс) устойчивости снега на склоне K [Москалев, Канаев, 1979] является неким комплексным показателем определяющий его устойчивость в отдельной точке склона. K представляет собой отношение временного сопротивления сдвига к сдвигающей силе и в простейшем виде выглядит, как:

$$K = \frac{c + f\rho gh(\cos\psi)^2}{\rho gh \sin\psi \cos\psi} \quad (26)$$

где f – коэффициент трения;
 ψ – угол склона;
 h – высота снежного слоя.

Относительную ошибку K , даже не учитывая ошибки в определении f и ψ , а также ошибки интерполяции, можно записать в виде:

$$\left| \frac{\Delta K}{K} \right| = \left| \frac{\Delta C}{C} \right| + \left| \frac{\Delta \rho}{\rho} \right| + \left| \frac{\Delta h}{h} \right| \quad (27)$$

где ΔK , ΔC , $\Delta \rho$, Δh – абсолютные ошибки соответствующих величин.

Характерные значения относительных ошибок измерений C , ρ и h традиционными методами равны примерно 20%, 5% и 60% соответственно. Таким образом, относительная ошибка определения K на основании прямых измерений близка к 100%. Если учесть, что высота снежной доски (прирост или убыль высоты снега) в точке определяется, как разность двух отсчетов, сделанных через некоторый промежуток времени, что увеличивает ошибку в ее определении еще в 1,4 раза, а значения C и ρ в этой точке получается с помощью интерполяции (как и высота доски в промежуточных между измерениями точках), то можно говорить уже о сотнях процентов относительной ошибки в определении K в Хибинах традиционными методами. Кроме того, пока мало что известно о пространственной изменчивости коэффициента трения f , да и ошибки в его определении различными методами пока остаются не оцененными. Наибольший вклад в ошибку K связан с точностью измерения высоты снега. Решив эту проблему, можно существенно улучшить качество оценок устойчивости снега. Второй по величине вклад в ошибку оценки устойчивости снега вносит сцепление. Точность его измерения низкая, а пространственная изменчивость высокая. Судя по характеристикам пространственной статистической структуры полей высоты снега и сцепления, полученным на Западном Тянь-Шане, а также учитывая точность получения данных о высоте снега, получаемых там, можно говорить, что возможности более точной оценки K в районе снеголавинной станции «Дукант» на порядок выше чем в Хибинах.

Обсуждение результатов

Как показывают проведенные исследования, пространственная изменчивость характеристик снега на склонах оказывает большое влияние на качество исходных данных, необходимых для диагностики и прогнозирования возникновения лавин. Прежде чем применять те или иные модели механической устойчивости снега на склоне, надо понять, как ошибки в исходных данных могут повлиять на результаты расчетов. К сожалению, такие исследования не проводились. Помимо ошибок собственно измерений, большую неопределенность в исходные для моделирования данные вносит пространственная изменчивость характеристик снега. Результаты исследований, приведенные в настоящей работе, показывают каким образом можно оценить качество снеголавинной информации с

учетом ошибок собственно измерений и пространственной изменчивости характеристик снега. Хотя параметры пространственной статистической структуры характеристик снега оценены лишь для небольшого числа географических районов и ландшафтов, некоторые выводы можно сделать уже сейчас. Параметры этой структуры связаны с характером подстилающей поверхности и климатическими факторами, свойственными каждому ландшафтному типу. Например, можно отметить большую пространственную изменчивость (большие величины σ и малые радиусы корреляции) характеристик снега в районах с циклоническим типом погоды (особенно это выражено в переходных зонах океан – суша) и неоднородным микрорельефом подстилающей поверхности, чем в районах с антициклоническим типом погоды и однородным, сглаженным микрорельефом подстилающей поверхности. Можно также отметить схожесть связности полей различных характеристик снега в одном и том же районе или схожих районах (рисунок 2). Это внушает некоторый оптимизм, заключающийся в том, что параметры пространственной статистической структуры характеристики снега, для которой они получаются наиболее доступными методами (например, высоты снега), могут быть использованы в качестве оценок этих параметров для других характеристик, используемых для оценки устойчивости снега. Значительно повысить точность определения K можно используя лазерное сканирование [Бойко, Погорелов, 2012] для определения высоты снега во всех необходимых для определения устойчивости точках.

Заключительные замечания

Кратко сформулировать выводы можно так:

- традиционные измерения характеристик снега в лавинных очагах, особенно высоты (толщины) и прочности нуждаются в существенном повышении точности;
- используемые в настоящее время системы пространственного мониторинга характеристик снега, определяющих его устойчивость на склоне, не имеют под собой рациональной основы и должны быть изменены;
- существуют методы, позволяющие рационализировать этот процесс, однако фундаментальные свойства снежного покрова, определяющие пространственную статистическую структуру полей характеристик снега, контролирующей его устойчивость на склоне, изучены недостаточно для этих целей;

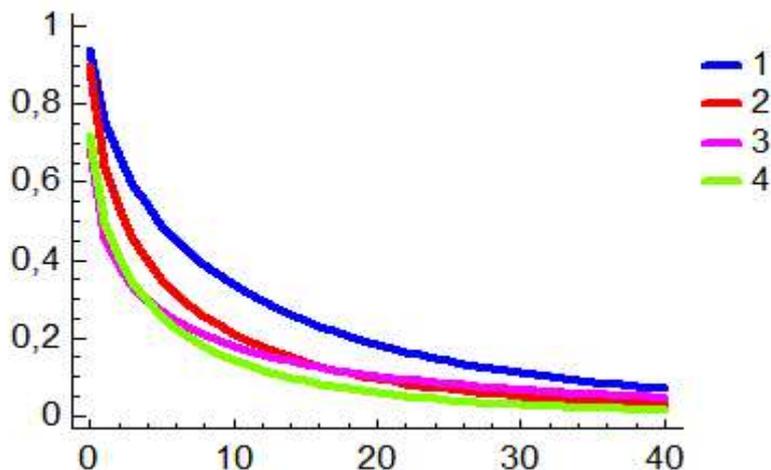


Рисунок 2. Величины нормированных корреляционных функций общей толщины снега (1), толщины верхнего слоя (свежеметелевого) снега (2), плотности верхнего слоя (свежеметелевого) снега (3), сцепления верхнего слоя (свежеметелевого) снега (4) в Хибинах.

Figure 2. Standard autocorrelation functions for total snowpack thickness (1), upper snow layer thickness (2), density of upper snow layer (3), shear strength of upper snow layer (4) in the Khibiny Mountains.

- для определения параметров пространственной статистической структуры полей характеристик снега на малых площадях на склонах в различных ландшафтах требуются массовые измерения этих характеристик с высоким пространственным разрешением;
- при традиционных методах точечных измерений характеристик снега в лавинных очагах не существует универсальной методики их пространственного мониторинга, пригодной для использования в любых ландшафтах. Пространственное размещение точек измерений необходимо выбирать с учетом точности измерений и параметров пространственной статистической структуры измеряемой характеристики;
- приведенные в настоящей работе данные о пространственной статистической структуре характеристик снега в различных регионах могут быть использованы для планирования сети их пространственного мониторинга в этих регионах;
- использование существующих детерминированных методов интерпретации точечных измерений характеристик снега, выполненных традиционными методами, для оценки его устойчивости на склоне может привести и приводит к неправильным заключениям о лавинной опасности;

- выходом из создавшегося положения может быть использование для оценки устойчивости снега на склоне статистического моделирования, основанного на детерминированных моделях механической устойчивости снега, входные данные для которых генерируются на основе точечных измерений характеристик снега и ранее полученных параметрах их пространственной статистической структуры;
- вероятностные оценки, полученные с помощью статистического моделирования, отражают неопределенность входной информации в вероятностном заключении об устойчивости снега.

Литература

References

Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 96 с.

Божинский А.Н., Черноус П.А. Вероятностная модель устойчивости снега на склонах гор // Материалы гляциологических исследований. 1986. Вып. 55. С. 53-60.

Бойко Е.С., Погорелов А.В. Применение лазерного сканирования в исследованиях рельефа и снежного покрова. Морфометрический аспект. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 147 с.

Войтковский К.Ф., Голубев В.Н.

Войтковский В.К. Пространственная изменчивость строения и свойств снежного покрова на склонах гор // Вестник МГУ. Серия V. География. 1986. № 1. С. 80-86.

Alekseev G.A. *Metody otsenki sluchainykh pogreshnostei gidrometeorologicheskoi informatsii. [Methods of assessment of random errors of hydrometeorological information]*. Leningrad, Publ. Gidrometeoizdat, 1975. 96 p. (In Russian)

Boiko E.S., Pogorelov A.V. *Primenenie lazernogo skanirvaniya v issledovaniyakh rel'efa i snezhnogo pokrova. Morfometricheskii aspekt [The use of laser scanning in studies of topography and snow cover. Morphometric aspect]*. Novosibirsk, Publ. Geo, 2012. 147 p. (In Russian)

Bozhinskii A.N. Chernous P.A. Veroyatnostnaya model' ustoichivosti snega na sklonakh gor [A probabilistic model of snow stability on mountain slopes]. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy [Materials of glaciological studies]*, 1986, iss. 55, pp. 53-60. (In Russian; abstract in English).

Chernous P.A., Barashev N.V., Fedorenko Yu.V. *Izmenchivost' kharakteristik snega i obrazovanie lavin [Variability of snow characteristics and the formation of avalanches]. Led i sneg [Ice and snow]*, 2010, no 3 (111), pp. 27-36 (In Russian)

- Дроздов О.А., Шепелевский А.А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети // Труды НИУГУГМС. 1946. Вып. 13. Серия 1. С. 65-115.
- Жуковский Е.Б., Киселева Е.Л., Мандельштам С.М. Статистический анализ случайных процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 408 с.
- Казакевич Д.И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 320 с.
- Канаев Л.А. Об изменчивости свойств снега // Тр. САРНИГМИ. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
- Москалев Ю.Д., Канаев Л.А. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 200 с.
- Соловьев В.А., Яхонтова В.Е. Элементарные методы обработки результатов измерений. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1977. 73 с.
- Черноус П.А., Барашев Н.В., Федоренко Ю.В. Изменчивость характеристик снега и образование лавин // Chernous P., Barashev N., Fedorenko Yu. Spatial variability of snow characteristics and snow stability. *Proceedings of "International Snow Science Workshop 2008" (September 21st - September 27th 2008, Whistler, British Columbia, Canada)*. Whistler, 2008, pp. 948-949
- Chernouss P.A., Fedorenko Yu.V. Probabilistic evaluation of snow-slab stability on mountain slopes. *Annals of Glaciology*, 1998, vol. 26, pp. 303-306. DOI: [10.3189/1998aog26-1-303-306](https://doi.org/10.3189/1998aog26-1-303-306)
- Chernous P., Fedorenko Yu., Barashev N. Spatial variability of some snow characteristics on a slope and interpretation of measurements for snow stability assessment. *Proceedings of "International Snow Science Workshop 2006" (October 1 - 6, 2006, Telluride, CO)*. Telluride, 2006, pp. 339-348
- Chernous P.A., Khristoev Yu.V. Otsenka tochnosti dannykh o tolshchine snega v lavinosborakh [Evaluation of the accuracy of data on the snow thickness in avalanche sites]. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy [Materials of glaciological studies]*, 1986, publ. 55, pp. 201–206. (In Russian)
- Chernous P.A., Osokin N.I., Chernov R.A. Prostranstvennaya izmenchivost' tolshchiny snezhnogo pokrova na gornom sklone (arkhipelag Shpitsbergen) [Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard]. *Led i sneg [Ice and snow]*, 2018, vol 58, no 3, pp. 353-358. DOI: [10.15356/2076-6734-2018-3-353-358](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-353-358) (In Russian; abstract in English)
- Chernous P.A., Seliverstov Yu.G., Suchkov V.E. Vliyanie kharakteristik snega na lavinoobrazovanie [Snow variability effect upon avalanching]. *Led i sneg*

- Лёд и снег. 2010. № 3 (111). С. 27-36
- Черноус П.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. №58(3). С. 353-358. DOI: [10.15356/2076-6734-2018-3-353-358](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-353-358)
- Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Влияние характеристик снега на лавинообразование // Лёд и Снег. 2015. № 55 (2). С. 53–59. DOI: [10.15356/2076-6734-2015-2-53-59](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-53-59)
- Черноус П.А., Христов Ю.В. Оценка точности данных о толщине снега в лавиносборах // Материалы гляциологических исследований. 1986. Вып. 55. С. 201–206.
- Чиркова А.А. Особенности структурных функций глубины снежного покрова в зависимости от характера рельефа лавинных очагов // Труды САРНИГМИ, 1977а, вып. 37 (118). С. 43-50.
- Чиркова А.А. Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в [Ice and snow], 2015, vol 55, no 2, pp. 53-59. DOI: [10.15356/2076-6734-2015-2-53-59](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-53-59) (In Russian; abstract in English)
- Chirkova A.A. Osobennosti strukturnykh funktsii glubiny snezhnogo pokrova v zavisimosti ot kharaktera rel'efa lavinnykh ochagov [Features of the structural functions of the snow depth depending on the character of the relief of avalanche starting zones]. *Trudy SARNIGMI [Proceedings of Middle Asia Regional Research Hydrometeorological Institute]*, 1977a, publ. 37 (118), pp. 43-50. (In Russian)
- Chirkova A.A. Statisticheskii analiz raspredeleniya glubiny snezhnogo pokrova na malykh ploshchadyakh v gorakh [Statistical analysis of the snow depth distribution on small areas in the mountains] *Trudy SARNIGMI [Proceedings of Middle Asia Regional Research Hydrometeorological Institute]*, 1977b, publ. 32 (113), pp. 40-54. (In Russian)
- Drozdov O.A., Shepelevskii A.A. Teoriya interpol'yatsii i ee primenenie k voprosam meteorologicheskikh kart i ratsionalizatsii seti [The theory of interpolation in a stochastic field of meteorological elements and its application to issues of meteorological maps and network rationalization]. *Trudy NIUGUGMS [Proceedings of Research Establishment of Main Department of Hydrometeorology]*, 1946, iss, 13, seria 1, pp. 65-115. (In Russian)
- Kanaev L.A. Ob izmenchivosti svoistv snega [On the variability of snow properties]. *Trudy SARNIGMI [Proceed-*

горах // Тр. САРНИГМИ. 1977б. Вып. 32 (113). С. 40-54.

Chernouss P.A., Fedorenko Yu.V.

Probabilistic evaluation of snow-slab stability on mountain slopes // *Annals of Glaciology*. 1998. Vol. 26. P. 303-306.

DOI: [10.3189/1998aog26-1-303-306](https://doi.org/10.3189/1998aog26-1-303-306)

Chernous P., Barashev N., Fedorenko Yu. Spatial variability of snow characteristics and snow stability // Proceedings of “International Snow Science Workshop 2008” (September 21st – September 27th, 2008, Whistler, British Columbia, Canada). Whistler. 2008. P. 948-949

Chernous P., Fedorenko Yu., Barashev N. Spatial variability of some snow characteristics on a slope and interpretation of measurements for snow stability assessment // Proceedings of “International Snow Science Workshop 2006” (October 1 - 6, 2006, Telluride, CO). Telluride. 2006. P. 339-348

ings of Middle Asia Regional Research Hydrometeorological Institute], 1969, iss. 44 (59), pp. 25–42 (In Russian)

Kazakevich D.I. Osnovy teorii sluchainykh funktsii i ee primeneniye v gidrometeorologii [Fundamentals of the theory of random functions and its application in hydro-meteorology]. Leningrad, Publ. Gidrometeoizdat, 1977. 320 p. (In Russian)

Moskalev Yu.D., Kanaev L.A. Prakticheskoe posobie po prognozirovaniyu lavinnoi opasnosti [A practical guide for avalanche hazard forecasting]. Leningrad, Publ. Gidrometeoizdat, 1979. 200 p. (In Russian)

Solov'ev V.A., Yakhontova V.E. Elementarnye metody obrabotki rezul'tatov izmerenii [Elementary methods for processing of measurement results]. Leningrad, Publ. of Leningrad University, 1977. 73 p. (In Russian)

Voitkovskii K.F., Golubev V.N. Voitkovskii V.K. Prostranstvennaya izmenchivost' stroeniya i svoistv snezhnogo pokrova na sklonakh gor [The spatial variability of the structure and properties of the snow cover on the mountain slopes]. *Vestnik MGU. Seria V. Geografia [Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5, Geografia]*, 1986, No 1, pp. 80-86. (In Russian)

Zhukovskii E.B., Kiseleva E.L., Mandel'shtam S.M. Statisticheskii analiz sluchainykh protsessov [Statistical analysis of random processes]. Leningrad, Publ. Gidrometeoizdat, 1978. 408 p. (In Russian)