

17. Kell G.S. Precise representation of volume properties of water at one atmosphere. - Journ. Chem. and Engng. Data, v.12, 1967, p.66-69.
18. Landolt-Börnstein. Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series. Group IV, v.4, 1980, 1094 p.
19. Larson D.B. Shock-wave studies of ice under uniaxial strain conditions. - Journ. of Glaciology, v.30, № 105, 1984, p.235-240.
20. Zemansky M.W. Heat and Thermodynamics. Now York, 1968, 658 p.

S U M M A R Y

The equilibrium melting of ice under high pressures is analysed. The already published experimental data on physico-mechanical properties of ice permitted to obtain the thermal equation of the state of ice-I. The analysed thermal equation of the state of water at negative temperatures well agrees with the data obtained by Bridgeman. The melting of ice-I under high pressures was studied numerically and the share of water in the resultant two-phase mixture was determined. The examples of curves obtained by calculations are shown.

К.Ф.Войтковский, В.Н.Голубев,
А.В.Сазонов, С.А.Сократов
Московский университет

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОЭФФИЦИЕНТЕ ДИФфуЗИИ ВОДЯНОГО ПАРА В СНЕГЕ

*Статья поступила в редакцию 27 ноября 1987 г.
Представлена к печати А.Б.Казанским*

На основе лабораторных экспериментов получены значения коэффициента диффузии, хорошо согласующиеся с теоретическими оценками. Анализируются причины отличия приведенных результатов от данных других авторов.

Диффузия водяного пара, вызываемая неоднородным распределением температуры в толще снега, - один из основных механизмов массопереноса в снежном покрове, определяющий развитие термоградиентного метаморфизма. Этот процесс, по мнению Г.К.Тупинского [11], приводит к перекристаллизации снега и формированию горизонтов разрыхления и глубинной изморози. Значительные перепады температуры в снежном покрове, их пространственная и временная изменчивость, обусловленные неоднородностью толщины снежного покрова и разным ходом температуры в подстилающей поверхности и в атмосфере, ведут к возникновению градиентов температуры. Значения последних могут достигать 0,5 град/см и более, причем наблюдаются периодические изменения не только величины, но и знака градиента температуры.

Согласно данным Г.Бадера [9], водяной пар, содержащийся в поровом пространстве снега, является насыщенным при данной температуре. Поэтому наличие градиента температуры приводит к формированию градиента концентрации водяного пара, величина которого определяется следующим выражением:

$$\frac{\partial C}{\partial x} = \left(\frac{\partial C}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right),$$

где C - концентрация водяного пара, г/см³, T - температура, K , x - координата. Возникающая при этом свободная диффузия водяного пара в одномерном случае описывается уравнениями:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_c \frac{\partial C}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad \text{и} \quad J = - D_c \left(\frac{\partial C}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right),$$

где D_c - коэффициент диффузии водяного пара в снеге, J - плотность потока водяного пара, t - время.

Исследования диффузии водяного пара в снеге довольно многочисленны. Однако до настоящего времени не сложилось четкого представления о величине коэффициента диффузии и о его зависимости от плотности и температуры. Коэффициент диффузии водяного пара в воздухе, равный при нормальном давлении и температуре 273 К $D_0 = 0,23 \text{ см}^2/\text{с}$ [12], изменяется обратно пропорционально давлению смеси, а при постоянном давлении - пропорционально $T^{3/2}$. В пористой среде эффективный коэффициент диффузии газов зависит от пористости, поэтому в снеге эффективный коэффициент диффузии водяного пара должен равняться:

$$D_c = D_0 \left(1 - \frac{\rho}{\rho_A}\right) = D_0 \cdot \eta, \quad (1)$$

где ρ - плотность снега, ρ_A - плотность льда, η - пористость.

Экспериментальные исследования, проведенные в 1946 г. Д.Иосида [14], показали неожиданные результаты: значения коэффициента диффузии водяного пара в снеге ($D_c = 0,7 - 1,0 \text{ см}^2/\text{с}$) оказались в четыре раза больше, чем в воздухе. Эксперименты были проведены по следующей методике: на торцах наполненного снегом цилиндра, состоящего из четырех разделенных проволочными сетками секций, в течение нескольких часов поддерживалась постоянная разность температур. Коэффициент диффузии был рассчитан по изменениям плотности снега в единицу времени:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_c \frac{\partial c}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right). \quad (2)$$

Д.Иосида предложил следующее объяснение механизма переноса влаги в снеге. Вследствие высокой теплопроводности льда в межзерновом пространстве возникают градиенты температуры, значительно превышающие средний температурный градиент в снежной толще. Перенос пара в цепочке зерен осуществляется за счет испарения на "теплой" стороне каждого зерна и конденсации влаги на "холодной". Д.Иосида охарактеризовал этот процесс как макродиффузию, в отличие от микродиффузии, т.е. переноса водяного пара по поровому пространству. Зависимости между величиной коэффициента диффузии и плотностью снега обнаружено не было. Аналогичные исследования в полевых и лабораторных условиях проводили Л.И.Ермошина и Г.М.Куваева [5], Г.А.Морозов [6], А.В.Павлов [8], Э.Г.Коломыц [4 и др.]

Таблица 1

Значения коэффициента диффузии водяного пара в снеге по данным разных авторов

Автор	Плотность снега, $\text{кг}/\text{м}^3$	Температура T , $^{\circ}\text{C}$ от - до	Коэффициент диффузии, $\text{см}^2/\text{с}$	Метод определения
М.И.Анисимов [1]			0,2	По аналогии с воздухом
Д.Иосида [14]	80-510	-0,3; -9,1	0,7-1,0	Полевой и лабораторный
Л.Н.Ермошина, Г.М.Куваева [5]	480	-2; -12	0,4	Лабораторный
Г.К.Сулаквелидзе [10]	160-320	-4; -8	0,55-1,05	Полевой
Г.А.Морозов [6]	130-380	-3; -11	0,13-0,9	Лабораторный
А.В.Павлов [8]	300	-0,2; -8,2	0,5-1,3	Полевой

Значения коэффициента диффузии водяного пара в снеге, определенные в полевых и лабораторных условиях, находятся в пределах $0,13 - 1,3 \text{ см}^2/\text{с}$. При этом они отличаются друг от друга в три - пять раз даже при идентичных или близких условиях проведения экспериментов (табл.1). Г.А.Морозов установил зависимость коэффициента переноса водяного пара в снеге от температуры и плотности. Значения D_c возрастали от $0,13 - 0,17 \text{ см}^2/\text{с}$ при температуре -2°C до $0,4 - 0,5 \text{ см}^2/\text{с}$ при ее понижении до -7°C . Если плотность увеличивалась от $130 - 150$ до $320 - 380 \text{ кг}/\text{м}^3$, значения D_c повышались на $30 - 50\%$ [6, 7].

В большинстве случаев данные экспериментальных исследований плохо или совершенно не согласуются с результатами теоретического анализа массопереноса, проведенного Джиддингсом и Лашапелем [13]. Исходя из того, что теплопроводность льда почти в 100 раз превышает теплопроводность воздуха и используя предложенную Д.Иосида зависимость градиента температуры между соседними зернами от среднего градиента температуры в снеге и от его пористости [14], они показали, что коэффициент диффузии водяного пара в снеге должен быть меньше, чем в воздухе.

Плохое согласование эмпирических данных с теорией, по-видимому, можно объяснить малой продолжительностью лабораторных экспериментов, интенсивной конвекцией воздуха в состыкованных образцах снега, а также нестационарностью термического режима при длительных опытах.

Так, в лабораторных экспериментах [5], длившихся 7 и 48 часов, изменения массы снега в кюветах составляли, как правило, сотые или десятые доли грамма, тогда как ее общие потери при повторном взвешивании кювет по завершении опытов достигали десятых долей и даже 1 г. Доля массопереноса за счет конвекции воздуха, обусловленной расположением кювет, в экспериментах, продолжавшихся 12, 16 и 24 суток, могла составлять, особенно в верхних (холодных) кюветах, 50% и более. Этим и объясняется, по-видимому, установленное Г.А.Морозовым [6, 7] значительное возрастание коэффициента переноса при понижении температуры.

При исследованиях массопереноса в снеге мы старались по возможности учесть эти обстоятельства, обеспечив достаточную длительность эксперимента, стационарность термического режима и сократив до минимума возможность конвекции воздуха. Просеянный через сито снег мы помещали в пластмассовые трубки диаметром 7 см и длиной 4, 6 и 15 см. С одного конца они были закрыты металлической крышкой, а с другого (каждая вторая трубка) - тонкой капроновой сеткой. Трубки попарно состыковывали и на закрытых крышками торцах задавали постоянную температуру: -2°C на "теплом" торце и -12°C на "холодном". Боковая поверхность трубок была тщательно теплоизолирована. В результате этого в состыкованных образцах снега длиной 8, 12 и 30 см возникали градиенты температуры 1,25; 0,83 и 0,33 град/см, соответственно. Продолжительность эксперимента составляла 15 суток. Чтобы избежать интенсивной конвекции, трубки располагали горизонтально (рис.1). Температурный режим в них контролировали полупроводниковыми терморезисторами. По окончании эксперимента трубки разъединяли и взвешивали. Интенсивность массопереноса определяли по изменению веса трубок, эффективный коэффициент диффузии рассчитывался по уравнению (2).

Концентрация насыщенного водяного пара в образцах снега, согласно уравнению Менделеева - Клапейрона $C = \frac{E_{\text{т}} M}{R T}$, где M - молекулярный вес, R - газовая постоянная,

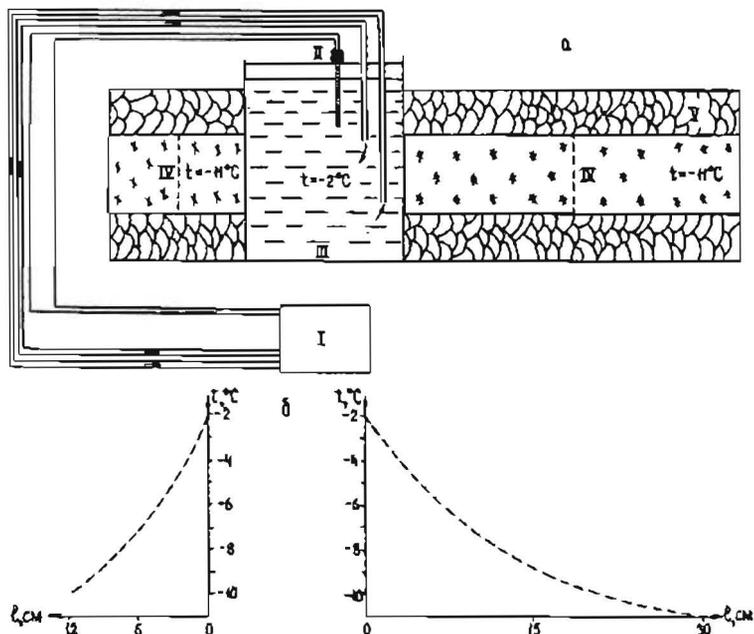


Рис.1. Схема прибора (а) и распределение температуры t (б) в образцах длиной l , равной 12 и 30 см: I - ультратермостат, II - контактный термометр, III - бак ультратермостата, IV - образцы снега, V - термоизоляция (крошка пенопласта). Стрелками показано направление движения раствора в баке ультратермостата
Fig.1. Sketched instrument (a) and distribution of temperature t (б) in the samples with the length l equal to 12 and 30 cm: I - ultrathermostat, II - contact thermometer, III - the reservoir of ultrathermostat, IV - snow samples, V - thermal insulation (foam plastic crumbs). The arrows show the direction of the solution in the reservoir of ultrathermostat

T - температура, K . Давление насыщенного пара при данной температуре, E_T , определяется уравнением Магнуса: $E_T = E_0 e^{A \left(\frac{T-T_0}{T-T_0} \right)}$, где E_0 - давление насыщенного водяного пара при $0^\circ C$, $T_0 = 273 K$.

Результаты одной серии экспериментов приведены в табл. 2. Как показывает таблица, значения плотности потока изменяются от $0,6 \cdot 10^{-3}$ до $4,3 \cdot 10^{-3} \text{ г}/(\text{см}^2 \text{сут})$ в зависимости от градиента температуры и в целом хорошо согласуются с данными [4, 6, 10, 14 и др.]. Зависимость между интенсивностью переноса водяного пара в снеге разной плотности и градиентом концентрации водяного пара (рис. 2) можно выразить линейным соотношением с коэффициентами пропорциональности, характеризующими значение J в снеге данной плотности.

При плотности снега $355 \text{ кг}/\text{м}^3$ среднее значение D_c оказалось равным $0,15 \text{ см}^2/\text{с}$, т.е. существенно меньше величин, приведенных в работе Д.Иосида, и ниже коэффициента диффузии водяного пара в воздухе. Некоторый разброс значений D_c (табл. 2) может быть связан с изменениями плотности снега от 320 до $400 \text{ кг}/\text{м}^3$, со слабыми различиями температуры (десятые доли градуса) в сечениях, для которых рассчитывались J и D_c , а также с погрешностью определения самих величины, достигавшей 20%.

Таблица 2

Экспериментальные данные об интенсивности массопереноса J и коэффициенте диффузии D_c *

ρ , г/см ³	Градиент T , град/см	Градиент C , г/см ⁴	$J \cdot 10^{-3}$ г/(см ² сут)	D_c , см ² /с
0,35	0,33	0,080	0,66	0,09
0,38	0,84	0,194	2,62	0,16
0,39	1,25	0,289	3,61	0,15
0,34	0,33	0,080	3,10	0,20
0,37	0,84	0,194	2,56	0,16
0,37	1,25	0,289	4,28	0,17
0,36	0,33	0,080	1,09	0,16
0,37	0,84	0,194	2,98	0,15
0,38	1,25	0,289	3,61	0,15

* Температура сечения, для которого рассчитывались значения J и D_c , составляла $-7^\circ C$.

го градиента температуры в снеге, либо с недооценкой концентрации водяного пара, поскольку мы, вслед за другими исследователями, приняли следующее положение Г.Бадера [9]: упругость водяного пара в поровом пространстве снега соответствует упругости насыщенного водяного пара при температуре T .

В среднем отклонение экспериментальных данных от теоретической кривой составляет 20%. Это позволяет считать, что ошибка в определении градиента концентрации не превышает 10%, причем во всех случаях величина, принятая на основании табличных данных [2], оказывается заниженной. Вместе с тем достаточно близкое совпадение экспериментальных данных с теоретической зависимостью D_c от плотности снега позволяет считать ее справедливой, по крайней мере, в исследованном диапазоне плотности снега.

На рис. 3 представлены также данные о коэффициенте диффузии D_c , полученные при полевых и лабораторных исследованиях [4-7, 14], отличающиеся от наших результатов в два-пять раз. Как уже отмечалось, высокие значения D_c , полученные при полевых исследова-

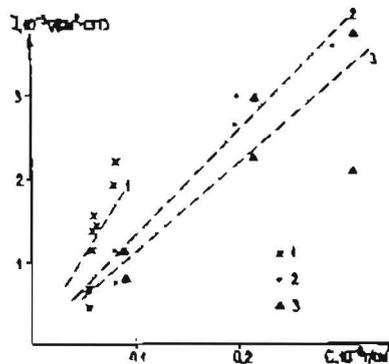


Рис. 2. Зависимость интенсивности переноса водяного пара J от градиента концентрации C при следующих значениях плотности снега ρ , г/см³: 0,13-0,38 [6, 7] (1), 0,34-0,39 (2) и 0,47-0,50 (3)

Fig. 2. Relation of the rate of water vapour transfer J to the gradient of concentration C under the following values of snow density ρ , g/cm³: 0.13-0.38 [6, 7] (1), 0.34-0.39 (2) and 0.47-0.50 (3)

На рис. 3 показаны значения D_c , полученные нами в нескольких сериях экспериментов, а также данные других авторов. Здесь же показана зависимость D_c от пористости снега, рассчитанная по уравнению (1). На рисунке видно, что почти все точки экспериментальных данных лежат несколько выше графика теоретической зависимости D_c от ρ . Причиной может служить лишь занижение принятого в расчетах значения градиента концентрации по сравнению с его реальной величиной. Это может быть связано либо с некоторым отклонением среднего градиента температуры между соседними зернами от среднего градиента температуры в снеге, либо с недооценкой концентрации водяного пара, поскольку мы, вслед за другими исследователями, приняли следующее положение Г.Бадера [9]: упругость водяного пара в поровом пространстве снега соответствует упругости насыщенного водяного пара при температуре T .

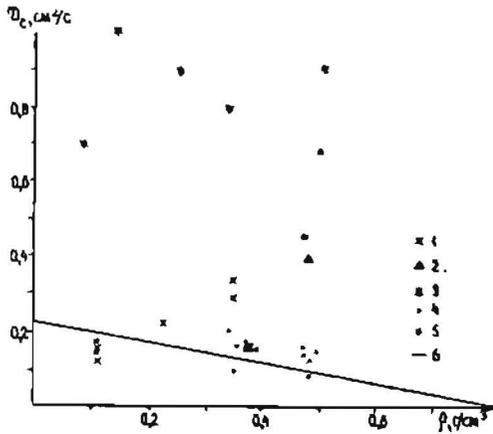


Рис. 3. Зависимость коэффициента диффузии водяного пара в снеге D_c от плотности ρ по данным [6, 7] (1), [5] (2), [14] (3), результаты экспериментов при тесном контакте состыкованных образцов (4) и при наличии 1-3 мм зазора между ними (5), теоретическая зависимость (6)

Fig. 3. Relationship of the water vapour diffusion coefficient in snow D_c to the density ρ from the data [6, 7] (1), [5] (2) and [14] (3), results of experiments in case of closely contacting samples (4) and in case of 1-3 mm gaps between them (5), theoretical relationship (6)

проводность воздуха, h - толщина зазора, L - суммарная длина состыкованных образцов снега.

Так, при длине образца снега 20 см и толщине зазора 4 мм градиент температуры в нем увеличивается в семь раз по сравнению со средним градиентом температуры в снеге, что ведет к резкому возрастанию интенсивности массопереноса. Использованное в наших экспериментах горизонтальное расположение образцов снега позволяет свести его оседание к минимуму. Кроме того практически полностью исключается возможность возникновения воздушных зазоров, нарушающих распределение температуры в образце. Для проверки этого положения некоторые трубки после взвешивания были вновь состыкованы и помещены в установку еще на 10 суток. Величина зазора составляла 1-3 мм. В результате этого коэффициент диффузии значительно увеличивался - до $0,6 \text{ см}^2/\text{с}$ (см. рис. 3).

В целом полученные нами результаты подтверждают теоретические выводы Джиддингса и Лашапеля, однако остается открытым вопрос о причинах приблизительно 10%-ого отличия действительных величин градиента концентрации от расчетных значений. Одной из его причин может быть избыточное давление водяного пара над ледяными зернами, обусловленное кривизной их поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анисимов М.И. Снег и снежные обвалы. М., Изд-во АН СССР, 1958, 99 с.
2. Воронец Д., Козич Д. Влажный воздух: термодинамические свойства и применение. М., "Энергоатомиздат", 1985, 136 с.
3. Де Кервен М.Р. О метаморфизме снега. - Лед и снег: свойства, процессы, использование. М., "Мир", 1966, с.329-344.
4. Коломыц Э.Г. Диффузионный массоперенос и перекристаллизация снежной толщи в условиях средней тайги Западной Сибири. - Тр.ВГИ, вып.12, 1967, с.12-23.
5. Куваева Г.М. Миграция водяных паров и структурные изменения снега. - Тр.ТбилизНИГМИ, вып.9, 1961, с.58-63.
6. Морозов Г.А. К вопросу определения коэффициента переноса водяного пара в снежном покрове. - Тр.1-го Всес.совещ. по лавинам. Л., ГИМИЗ, 1965, с.3-14.
7. Морозов Г.А. Расчет изменения плотности снежного покрова под действием диффузии, конвекции, возгонки и сублимации водяного пара в нем. - Метеорология и гидрология, 1967, № 6, с.98-103.
8. Павлов А.В. Некоторые вопросы теплофизики снежного покрова. - Тепловой баланс леса и поля. М., 1962, с.186-201.

9. Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. Якутск, 1975, 304 с.
10. Сулаквелидзе Г.К., Окуджава А.Н. Снег и его свойства. - Тр. Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции, т.1(4). Нальчик, 1959, с.9-48.
11. Тушинский Г.К., Гуськова Е.Ф., Губарева В.Д. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. М., Изд-во МГУ, 1953, 116 с.
12. Физический энциклопедический словарь. Под ред. А.М. Прохорова. М., "Советская энциклопедия", 1983, 928 с.
13. Giddings J.C., La Chapelle E. The formation rate of depth hoar. - Journ. of Geophys. Research, v.67, # 6, 1962, p.2377-2383.
14. Yosida Z., Oyra H., Kyroiwа D. a.o. Physical studies on deposited snow, 1, Thermal properties. - Low Temperature Sci Contrb. Inst. Hokkaido University, Japan, # 7, 1955, p.19-74.

S U M M A R Y

The values of the water vapour diffusion coefficient in snow, cited in literature, vary within the range of 0.13-1.3 cm²/sec and differ 3-5 times from one another and from the theoretical values. This can be explained by the non-stationary thermal regime of the field experiments and small duration of laboratory investigations. With this in view, the long-term laboratory investigations of mass-transport under stationary thermal conditions were conducted, with almost completely excluded possibility of the air convection in snow samples. The obtained values of the diffusion coefficient (0.12-0.20 cm²/sec) are by far less than the values obtained by other authors and are also lower than those in the air. Results of experiments are in keeping with theoretical conclusions of Giddings and La Chapelle. It has been established that in case of some gaps between the joint samples of snow, the values of diffusion coefficient grow up to 0.6 cm²/sec. This, evidently, accounts for the higher values of diffusion coefficient in the studies of other authors.

М.И. Геткер, Т.Э. Ивановская,
Г.Н. Кравченко, А.Е. Осипов

САНИИ,
Институт географии АН СССР

ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ЗИМНЕЙ РЕКРЕАЦИИ

Статья поступила в редакцию 16 сентября 1987 г.
Представлена членом редколлегии Н.Н. Дрейер

На основе регулярных наблюдений по сети дистанционных реек и эпизодических наземных маршрутных снегосъемок установлены закономерности распределения снежного покрова на склонах рекреационной зоны в урочище Бельдерсай.

При интенсивном рекреационном освоении горных территорий необходимы как предварительная оценка фоновых показателей снежности на основе данных массовых сетевых наблюдений и косвенных методов расчета, так и детальные сведения о пространственном распределении снежного покрова на эксплуатируемых склонах. Однако до настоящего времени опыт подобного рода исследований ограничен.

Наиболее распространены и доступны два вида наблюдений: наземные маршрутные снегосъемки и дистанционные отсчеты по снегомерным рейкам на склонах. Измерения толщины снежного покрова на склонах лавиносборов по дистанционным снегомерным рейкам регулярно проводятся на снеголавинных станциях Госкомгидромета. Однако до сих пор не ясно, в какой мере с помощью этих реек можно охарактеризовать среднюю толщину снежного покрова в соответствующей высотной зоне и выявить неоднородности ее пространственного распределения. Кроме того указанный способ наблюдений не был апробирован для детального изучения распределения снега в большом высотном диапазоне. В результате этого отсутствуют четкие критерии размещения сети реек, а также других "точечных" наблюдений за снегом.