

积雪物理学概论

刘宗超 孙 莉

(中国科学院天山积雪研究站)

积雪研究与冰的研究紧密相连,以至于人们用雪冰学来概括该研究领域,但是雪和冰相比较也有其本身的特殊性。本文仅从积雪研究的物理学方向进行论述。

虽然积雪研究首先是作为自然地理问题提出来的,但是积雪研究与物理学研究相互交叉的性质却日益显著。物理学的许多分支已渗透到积雪研究的许多方面,而积雪物理学的研究与深化也开拓了物理学研究的新领域,促进了部分物理学分支的发展。积雪物理学这一应用物理学分支尽管还不够完善,但已初具规模。积雪物理学的形成也体现了现代科学发展的交叉性、综合性和系统性。其主要内容可分为积雪力学、积雪热学和积雪电学等应用基础学科,以及雪害防治和融雪利用等应用技术学科。

一、积雪力学和雪害理论

积雪力学分为积雪静力学、积雪动力学和积雪内部输运力学。

积雪静力学所涉及的基本参量为积雪的组构、密度、空隙率、压缩系数、粘性系数和内摩擦角;而应力和应变则是研究雪层动态性质所必需的基本参量。

积雪自身压缩的基本关系式为

$$d\rho = \frac{p(t)}{\eta(\rho)} \rho dt,$$

式中 ρ 为密度, $p(t)$ 为随时间变化的雪层压力, $\eta(\rho)$ 为随密度变化的粘性系数,其与密度的关系为

$$\ln \eta = a + k\rho,$$

式中的 a, k 为常数^[1]。

把积雪作为材料研究也是积雪静力学的基本内容之一。其主要研究内容为积雪的组构(包括形状、粒度和比表面积等),积雪的结构稳定性,抗压与抗剪强度以及雪的本构方程等。美国的 Lawrence 和 Lang 提出了雪的链状分叉模型,认为雪的形变分为弹性形变和塑性形变,并根据该理论给出了发生形变的微分方程^[2]。利用振动波在雪中传播的特性来判断积雪的某些性质的工作已有一些学者作过尝试, Browa 曾提出过一组波动方程,1983年,他本人又对方程进行了更详细的研究^[3]。

积雪动力学研究首先是从斜坡积雪粘性流动开始的。日本学者吉田顺五将塑性力学应用到积雪研究中,分析了在不同坡面下积雪层的应力场分布,以及在该应力场作用下的流动速度,该项研究成果对于斜坡积雪稳定性的研究具有指导意义^[4]。雪害科学中最为突出的问题是雪崩和吹雪, Haefeli 从应力分析方面着手研究雪崩,给出了无限长斜坡上的雪层应力分布,其他学者根据应力分析提出了不同雪体的稳定性估价和发生雪崩的临界判据^[5]。雪崩的研究最近又进入实验模拟阶段,法国空气动力研究中心的实验表明^[6],用泥砂或硫酸钡等重于水的粘性物质在倾斜底面的水槽中流动,就能很好地模拟粉质雪崩的运动过程。美国的 Perla 等于1984年提出了雪崩的动量守恒方程,并用计算机模拟得出了雪崩体的质心位置与雪崩体质心速度之间的关系^[7]。

吹雪也是主要雪害之一,它是与流体力学关系最密切的课题。吹雪强度随高度分布是吹雪研究的主要内容,其分布公式为

$$n(z) = \frac{p_s}{\omega} + \left(n_0 - \frac{p_s}{\omega} \right) \exp \left(- \frac{\omega}{k_s} \cdot z \right),$$

式中 n 是高度为 z 时的吹雪强度, ω 是雪粒降落速度, k_s 是视扩散系数, n_0 是表层的吹雪密度, p_s 是降雪强度^[6]. 此外风洞实验也是研究吹雪的常用方法之一.

此外, 积雪内部输运力学还与积雪热学中热质迁移理论联系密切.

二、积雪热学与融雪理论

积雪热学分为积雪传热学和积雪热力学两部分. 积雪传热学的内容包括积雪热传导, 积雪层内外的气体对流和积雪辐射, 其所涉及的参数为积雪的容重、含水率、导热系数、导温系数、渗透系数、持水系数以及与辐射有关的吸收系数、反射系数和辐射频谱等. 积雪传热学所要研究的问题为积雪的温度场、湿度场, 辐射平衡以及整个雪层的能量平衡等.

积雪热力学的内容分为平衡态积雪热力学和非平衡态积雪热力学, 其所涉及的参数有雪的比表面积, 雪粒的化学势, 薄膜水厚度, 雪的定压比热, 固-液和液-汽的相变温度, 以及热输运系数等. 积雪平衡态热力学所解决的问题主要是积雪的物态方程和相变问题; 积雪非平衡热力学所解决的问题是积雪内部输运问题, 常常与传热学结合, 解决积雪的变质问题, 水热综合输运问题以及积雪热学稳定性问题等. 这些课题又是融雪科学的物理基础.

积雪温度场的变化受季节平均气温控制. 在我国天山, 厚度在 1 m 以内的雪层的温度场随日气温变化而明显变化, 而且昼夜雪温相差较大, 这主要是受太阳辐射影响. 由于雪层不同深度吸收太阳短波辐射不同, 因此雪层内热源也随深度发生变化. 笔者的研究表明, 天山积雪层上表面的温度随时间变化呈正弦函数关系, 而与土壤接触的下表面的温度几乎为常数, 这主要是界面上地中热流较稳定所致. 对于厚度为 1 m 左右的雪层温度场可提出如下的泛定方程和定解条件:

$$\begin{cases} \frac{\partial T(x,t)}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T(x,t)}{\partial x^2} + \frac{1}{c_s \rho} \mu (1-R) \\ \quad \times I_0 (\sin \omega t) \exp(-\mu x), \\ I_0 \sin \omega t = \begin{cases} 0, & t \text{ 在 } \left[-\frac{\pi}{\omega}, \frac{b\pi}{\omega} \right] \text{ 上} \\ I_0 \sin \omega t, & t \text{ 在 } \left[\frac{a\pi}{\omega}, \frac{\pi}{\omega} \right] \text{ 上} \end{cases} \\ T(0,t) = T_0 \quad (t > 0), \\ T(x_0,t) = T_1 + T'_1 \sin \omega t \quad (t > 0), \\ T(x,0) = f(x) \quad (x_0 > x > 0), \end{cases}$$

式中 a 为导温系数, μ 为衰光系数, I_0 为进入雪表面的短波辐射最大值, T_0 为纯冰融化温度, T_1 和 T'_1 为雪表面的温度常数, ω 为圆频率, R 为反射系数, x_0 为雪深, b 为常数, c_s 为雪比热, ρ 为雪密度.

积雪融水在无冰夹层的积雪层中下渗的规律可用染料示踪或电学方法加以研究, 笔者的研究资料表明, 我国天山积雪的融水下渗速度为 17—20 (cm/h). 理论分析结果表明, 示剂随融水的扩散满足下列泛定方程:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial x} = A \frac{\partial^2 C}{\partial x^2},$$

式中 C 为试剂浓度, V 为融水下渗速度, A 为融水的扩散系数, x 为融水渗湿前缘的深度, 它随雪层诸参量变化满足下式^[9]:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{U}{gS + \frac{T_t \rho}{(L/C_i)}},$$

式中 t 为时间, U 为雪表面平均月融化量, g 为雪的空隙率, S 为水的饱和度, L 为融化潜热, C_i 为冰的比热, ρ 为雪的密度, T_t 为融水到达前缘处雪的瞬时温度. 笔者的研究表明, 即使整个雪层都开始融化, 各层的含水量以及同一雪层在不同时间的含水量都是不同的, 整个雪层的温度场满足如下方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial w}{\partial t} = A \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}, \\ W(x_0,t) = \begin{cases} 0, & \sin \omega t < 0, \\ W_0 \sin \omega t, & \sin \omega t > 0, \end{cases} \quad (\text{雪表面}), \\ W(0,t) = W_1 \quad (\text{雪-地界面}), \\ W(x,t) = f(x,t) \quad (x_0 > x > 0), \end{cases}$$

式中 W 为雪的含水率, A 为扩散系数, W_0 为雪表含水率最大值, W_1 为雪-地界面含水率, t 为时间, ω 为圆频率。

积雪层的能量平衡方程为

$$Q_N + Q_T + Q_C + Q_L = 0,$$

其中 Q_N 为雪表面净辐射,

$$Q_N = Q_{SL} + Q_{LN} = (1 - \alpha_s) I_s + (1 - \alpha_L)(I_L - \sigma T_s^4),$$

Q_T 为雪层的对流显热,

$$Q_T = c_p \rho_a A \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_{x=x_0} \quad (\text{雪表面处}),$$

Q_C 为温差传导热,

$$Q_C = -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=0} \quad (\text{雪-地界面处}),$$

Q_L 为积雪融化再冻结潜热,

$$Q_L = \rho_i W L \left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_{t>0},$$

式中 Q_{SL} 为长波净辐射量, Q_{LN} 为短波净辐射量, α_s , α_L 分别为短波、长波反射率, I_s 为太阳短波辐射量, I_L 为大气长波辐射量, σ 为斯忒藩-玻耳兹曼常数, c_p 为空气比热, ρ_a 为空气密度, A 为扩散系数, λ 为导热系数, θ 为空气温度场, T 为雪-地接触面的温度, T_s 为积雪表面温度。积雪层的能量不但与太阳辐射有关,而且还与积雪的热物性、温度场、大气的温度场以及地中热流有关。雪层的能量循环决定了积雪的内部输运,变质作用的强弱,融化再冻结的情况以及积雪能否长期存在。

积雪的变质作用可使雪的强度、积雪压力、张力、剪切力和弹塑性发生变化。变质作用可分为破坏性变质、构造变质、压力变质和融化变质四类。前三类属于机械性变质,后一类属于非机械性变质。平衡态热力学是解决融化变质过程中热学问题的有力工具。我们把雪层当作固、液、气三相多孔介质的热力学系统,该系统中任一相的吉布斯-杜哈美方程为

$$du = -s dT + v dp,$$

式中 s 为比熵, v 比体积, u 为化学势, p 为相邻相的压力差。

根据毛细管理论的拉普拉斯公式,可推出

物理

积雪的融化温度^[10]为

$$T_m = \frac{2T_0}{L} \left(\frac{1}{\rho_w} - \frac{1}{\rho_i} \right) \frac{\sigma_{wa}}{r_a} - \frac{2T_i}{\rho_i} \frac{\sigma_{iw}}{r_i},$$

式中 T_m 为积雪融化温度, T_i 为纯冰融化温度, L 为相变潜热, ρ_w , ρ_i 分别为水和冰的密度, r_a , r_i 分别为空气泡和冰粒子的曲率半径, σ_{wa} , σ_{iw} 分别为水-气和冰-水界面的张力。

非平衡热力学主要是由 Onsager, Prigogine, Groot 和 Glansdoff 等人发展起来的,它在熵转移的基础上描述任何量的输运过程。熵产生和超熵产生的概念,在解决具有变值内热源的积雪导热问题时,比能量迁移微分方程更有普遍意义。建立线性区域的定态概念,是解决积雪结构、涨落以及热学稳定性问题的必由之路。

一个局域平衡小体积元的有源连续方程和熵守恒方程为

$$\begin{cases} \frac{\partial \rho_{mi}}{\partial t} = -\text{div} \mathbf{J}_{mi} + \sum_{i=1}^3 A_{ij} m_j, \\ \frac{\partial s_v}{\partial t} = -\text{div} \mathbf{J}_s + \sigma_s, \end{cases}$$

式中 ρ_{mi} 为雪层的冰密度, \mathbf{J}_{mi} 为冰相输运质量流, A_{ij} 分别为冰-水和冰-汽的相变速率, m_j 为第 j 组分(水或汽)的质量, s_v 为雪体的局域熵, \mathbf{J}_s 为熵流, σ_s 为局域熵产生。

一般说来,雪层的总熵流由三部分组成:

- (1) 由短波吸收和长波辐射所决定的辐射熵流。
- (2) 由质量守恒、能量守恒和动量守恒共同决定的对流熵流。
- (3) 由地中热流和雪层温度梯度所决定的传导熵流。

雪层的总熵产生是由相变熵产生 σ_1 , 传导熵产生 σ_2 和扩散熵产生 σ_3 三部分组成。令总熵产生为 P , 则有

$$P = \frac{d_i S}{dt} = \int (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) dv \geq 0,$$

根据非平衡热力学理论,线性非平衡区域的稳定性判据(李雅甫诺夫函数)是总熵产生 P 。研究 P 随时间的变化就可知道雪层是否处于稳定

态。若 $dP/dt \leq 0$, 说明积雪已处于定态(取等号), 或者积雪这一非平衡区域的系统正朝定态方向发展。春季时, 自然界的能量供给骤增, 外界扰动能力增大, 使积雪层退出了线性区, 但由于该系统并不是远离平衡的非线性系统, 因此积雪便趋向于平衡态, 并在不长时期内融化消退。这一结论尤其适用于季节性积雪, 对于积雪环境预报具有意义。

三、积雪电学及其应用

积雪电学是继冰电学之后发展起来的。1950年发现的著名的 Workman-Reynolds 效应, 揭开了雪冰电学发展的新篇章。该效应是指水或溶液冻结时在冻结锋面两端产生几 mV 到 200 mV 左右的冻结电势。当两块温度不同的冰接触时, 其间有电势差产生, 其值决定于温差和接触面积的大小, 对于纯冰, 有人曾得到温差电势值为 $(4.6 \pm 0.8) \times 10^4 \text{mV} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{C}^{-1}$ [11]。另外, 融化的冰面向周围流体释放电荷的现象也为一系列实验所证实[12]。冰的电学性质的研究不仅对研究成冰的物理机制具有理论意义, 而且对于研究积雪变质再冻结和融化前缘的判定具有实际意义, 用冻结锋面电势跃变可以成功地确定溶液的起始冻融温度[13]。

积雪介电性质的研究对于卫星遥感、卫星图片的判读和短波通讯具有意义, 因为作为下垫面的积雪, 对各种频率的电磁波吸收、反射、衰减的情况不同, 其中积雪介电常数是一个关键参数。已有的资料表明, 各种积雪的介电常数值随频率的增大而减小, 当频率增加到 10^6Hz 后, 介电常数趋于定值[14]。笔者的实验表明, 干雪的介电常数与干雪密度呈线性关系, 密度越大, 介电常数越大, 我国天山干寒型积雪的介电常数与干雪密度的关系见表 1。介电常数与积雪

表 1

密度(g/cm ³)	0.06	0.14	0.17	0.21	0.30	0.34
介电常数	1.75	2.24	2.97	4	5.2	7.1

温度关系不大, 笔者曾在 $-1 \sim -20^\circ\text{C}$ 的范围内测试, 介电常数的值不变。但积雪融化时, 介电常数骤然上升, 说明积雪含水时, 介电常数主要决定于积雪含水率的大小。当然, 积雪的介电常数与积雪的粒度、放置时间的长短等也一定有关系。当把这许多性质搞清楚后, 就可以利用卫星图片更精确地判断地面积雪的厚薄, 给大面积的雪资源的利用以及用卫星监视雪崩频度和吹雪情况提供有用的参数。

完整的积雪物理学应当分为积雪力学、积雪热学、积雪电学、积雪光学和积雪声学。前三部分已有较详细的研究。积雪光学的主要内容是积雪光谱分析和积雪辐射特性, 国内外在这方面的研究都刚起步。积雪声学的研究与积雪振动研究相对应, 但其研究规模较小, 有关的文献也不多。总之积雪物理学这门学科的内部发展很不平衡, 各分支学科的研究深度参差不齐, 虽然是一门正在形成中的年轻学科, 但有广阔的实际应用前景, 还有很多处女地等待我们开发。

参 考 文 献

- [1] 吉田顺五, 雪冰, 21-6(1959), 21.
- [2] W. F. S. Lawrence, T. E. Lang, *Cold Regions Sci. Technol.*, 4(1981), 3.
- [3] R. L. Brown, *Cold Regions Sci. Technol.*, 5(1981), 151.
- [4] 吉田顺五, *Low Temp. Sci.*, 22(1964), 97.
- [5] R. I. Perla, *Dynamics of Snow and Ice Mass*, Academic Press, (1980). 397.
- [6] P. Beghin, G. Brugnot, *Cold Regions Sci. Technol.*, 8(1983), 67.
- [7] R. Perla et al., *Cold Regions Sci. Technol.*, 9(1984), 191.
- [8] 小林俊一, *Low Temp. Sci.*, 43(1984), 84.
- [9] P. Marsh, and M. K. Woo, *Water Resour. Res.*, 20(1984), 1865.
- [10] S. C. Colbeck, Res. Rep. 313, Ed. U. S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab., (1973).
- [11] P. V. Hobbs, *Ice Physics*, Clarendon Press, Oxford, (1974), 613.
- [12] B. J. Mason, *The Physics of Clouds*, Oxford University Press, (1971), 545.
- [13] 刘宗超、孙莉, 冰川冻土, 8-4(1986), (待发表).
- [14] 黑岩大助, *Low Temp. Sci.*, 8(1951), 51.