



中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

天山乌鲁木齐河 冰川与水文研究

科学出版社

天山乌鲁木齐河 冰川与水文研究

(論文集)

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室編輯

科学出版社

1965

内 容 简 介

乌鲁木齐河是新疆维吾尔自治区首府乌鲁木齐市工农业发展的主要水源。1959年中国科学院高山冰雪利用研究队在该河源设立了冰川观测站(天山站),定期进行冰川表面的积累、消融、冰川冰运动,以及有关气候、水文等观测;1961年开展乌鲁木齐河地表水与地下水相互关系的研究;1962年增加了冰川表面辐射(和层中辐射)与热量平衡、冰川雪面蒸发、冰川温度、成冰过程、冰结构、冰川历史演变、冰雪融水径流与河流水文特征,以及冰川地形图测制等项目,比较详细地、系统地研究了这条河的冰川与水文特征,从而使我们对天山冰川与山区河流水文有较清楚的认识。

本书所辑论文14篇和一万分之一的冰川地形图一幅,即是上述研究的成果总汇。

本论文集可供地理、地质、水利、气象和专业冰川工作者以及有关高等院校师生参考。

天山乌鲁木齐河冰川与水文研究

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室编辑

科学出版社出版

北京朝阳门内大街117号

北京市书刊出版业营业登记出字第061号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1965年7月第一版 开本: 787×1092 1/16

1965年7月第一次印刷 印张: 7 插页: 13

印数: 0001—1,700 字数: 194,000

统一书号: 13031·2103

本社书号: 3210·13—13

定价: [科七] 2.20 元

編輯說明

本文集主要收集了我室 1962—1963 年有关天山烏魯木齊河源冰川与水文方面的研究成果。文集所載 14 篇論文和冰川地形图,广泛涉及了地質地貌冰川学、水文气象冰川学和物理冰川学、陆地水文学和水文地質学等各个分支学科,基本上反映了我国冰川学和部分的干旱区水文研究的进展情况。

文集中資料数据是許多单位的人員經過艰苦的劳动取得的,这里特別要感謝中国科学院新疆分院水土生物資源綜合研究所和新疆維吾尔自治区水利厅在建立和維持天山冰川站工作所作出的貢獻。如果說在 1958—1960 年我們的現代冰川研究限于形态的描述,那么本文集已表达出中国冰川学研究已进入一个新的阶段——冰川研究的物理观念已得到了加强的阶段。本文集通过对烏魯木齊河的分析,了解了径流形成、轉化与消失的一般規律。这些論文对西北有关地区的工农业及水利事业的发展,会起一定作用。

本文集由施雅风主編,袁远荣参与編輯,文內附图由张恆、尹世琰清繪。

中国科学院地理研究所冰川冻土研究室

1964 年 10 月

目 录

編輯說明·····	中国科学院地理研究所冰川冻土研究室 (iii)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用 ·····	
·····	謝自楚、黃茂桓、米·艾里 (1)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川的积累、消融及物質平衡·····	謝自楚、葛光文 (14)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川冰雪表层温度状况·····	黃茂桓、袁建模 (25)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川冰結構的初步研究·····	黃茂桓、謝自楚、米·艾里 (31)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川冰运动状态及冰川厚度的計算·····	张长庆 (38)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川消融期輻射平衡的某些特征·····	刘光远、曾祥銀 (54)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川冰雪表面及层中輻射性質的初步研究·····	袁建模 (63)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川雪面蒸发測量的初步結果·····	謝維榮、曹梅盛 (70)
天山烏魯木齐河源 1 号冰川消融期間开闊冰面上的热量平衡·····	白重瑗、謝維榮 (74)
天山烏魯木齐河源冰川的形态特征与历史演变·····	施雅风、苏 珍 (83)
冰川消融及其对烏魯木齐河的补給作用·····	王文浚、莫承略、路传琳、李 械 (88)
烏魯木齐河水文特征的分析·····	王文浚、陈琴德 (98)
試論烏魯木齐河流域地表水与地下水的相互关系·····	王文浚 (109)
冰川和冰緣地貌在地形图上表示法的初步探討·····	米德生 (119)
附：天山烏魯木齐河源冰川地形图 (1:10,000)·····	本室測量組 (封三套装)

天山烏魯木齊河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用

謝自楚 黃茂桓 米·艾里*

冰川是由积雪在一定的热水条件下經過一系列复杂的变质过程演变而来的。研究积雪的演变、冰川冰的形成过程及其物理实质,是现代冰川学的一项重要内容;同时,了解积雪的构造特征、内部演化规律,又是阐明积雪各种物理性质(热学、光学、力学及声学等)的重要条件。因此,这一课题的研究不但具有重大的理论意义,而且与积雪应用等问题亦有密切联系。

1961—1962年,我們在天山烏魯木齊河源 1 号冰川对雪-粒雪层的演变及成冰作用进行了长期的系统的研究,本文即为此项研究的初步成果¹⁾。

一、自然条件概述

1 号冰川位于我国天山中部喀拉烏成山脉主脉北坡、烏魯木齊河(大西沟)源,为一冰斗-山谷冰川,长 2.41 公里,面积 1.95 平方公里,由东、西两支流組成。該区分水岭平均海拔高度約 4,300 米,最高峯 4,483.6 米,冰舌末端 3,736 米。雪綫(积消零平衡綫)平均高度 4,075 米,冰川作用正、負差分別为 400 米及 339 米,冰川系数等于 0.82。

冰川作用区气候严寒。天山站(3,588.6 米)年平均气温 -5.2°C (据 1959—1962 年資料),負温月长达 7—8 个月,最冷月(1 月)平均温度 -15°C — -16°C ,最热月(7 月)为 $+5^{\circ}\text{C}$ 。冰舌上(3,856.8 米)年平均气温 -8.4°C (据 1959—1962 年資料),負温月长达 9—10 个月,1 月平均气温 -18°C — -19°C ,7 月为 2°C 左右。

天山站年降水量平均 445 毫米。按測雪資料推算,冰舌上年降水量約为 525 毫米。以温度梯度($1^{\circ}\text{C}/100$ 米)及降水梯度(25 毫米/100 米)推算,雪綫附近年平均气温約为 -10.0°C ,年降水量 585 毫米。

冰川区降水絕大部分为固态形式(雪、霰、雹)。降水的年內分配极不均匀,夏季(6—8 月)集中了全年降水的 63—68%,春(4—5 月)、秋(9—10 月)各占 13% 和 16%,冬季(11—3 月)5 个月仅占 3—8%。因此,冬季积雪很少,在非冰川区未能形成稳定的积雪。

二、研究方法

对雪-粒雪层构造的研究以观察为主,并配合进行雪-粒雪层温度观测、冰結構研究以

* 米·艾里系在中国科学院新疆分院水土生物资源综合研究所工作。

1) 楼子余、周美华同志参加了野外观测工作。

及物質平衡等研究。

研究雪-粒雪层构造基本上按 Г. К. 杜兴斯基 (Тушинский, 1957)^[1] 和 П. А. 舒姆斯基 (Шумский, 1955)^[2] 的方法进行。

雪-粒雪层层位的描述是研究雪-粒雪层构造的主要手段。按雪—粒雪—冰的演化过程,我们将冰雪分成以下几种类型:

(1) 新雪——新降雪未经变质作用,基本上保持雪在大气中凝华作用所产生的骸晶形态,但在下降过程中局部受到机械折损。

(2) 中雪——新雪受到局部变质作用,部分失去其骸晶形态,尺寸增大。按其尺寸大小又可分为细粒的雪(直径 <1 毫米,简称细雪)、中粒的雪(直径 1—3 毫米,简称中雪)。

(3) 老雪——中雪在变质过程中继续增大,按不同变质作用方法分化为两种:(i) 粗粒的雪(简称粗雪),直径 >3 毫米,由中雪增长而来;(ii) 深霜,由于强烈的凝华作用,发生退化变质,变圆了的雪重新成为具有正六角形的自形晶体。深霜按其尺寸形态,又分成细深霜(直径 3—5 毫米)、粗深霜(直径 >5 毫米)和柱状深霜。

(4) 粒雪——老雪(或直接由新雪、中雪)继续演化,完全失去原来骸晶形态,变成粒状(粒雪化)。3 毫米以下叫细粒雪,3 毫米以上叫粗粒雪。

(5) 冰——粒雪继续变密,晶粒间互相贯通的孔隙完全封闭(成为气泡),最后成为不透气、不透水的冰晶聚合体。

按雪颗粒间联系情况不同,区别为松雪和密雪两种(对粒雪来说,也可以这样划分)。

按含液态水的情况可分为干雪(粒雪)和湿雪(粒雪)。后者按其含水的多少又可分为几个等级。

按颜色和污染程度将雪分为洁白的、微污化的(浅黄的)以及重污化的(黄的)几种。

雪-粒雪层内所含的各种夹层和透镜体,按其成因分为:

(1) 风板——在风暴作用下形成的紧密胶结的雪板,厚数毫米至数厘米;

(2) 辐射壳——在负温下,雪面由于太阳辐射而融化,后来冻结而成的薄壳,厚度一般小于 1 毫米;

(3) 粒雪片——由融水渗入雪层中冻结而形成的密粒雪所组成的夹层,厚 1 至数厘米;

(4) 冰片及冰透镜体——融水渗入雪层、粒雪层内冻结而形成的冰体——渗浸冰所组成的夹层及透镜体。

上述各种冰雪及夹层、透镜体的图例见图 1。

在进行层位观测时,按层测定雪(粒雪)的容重和硬度,对某些雪坑还测定了温度。

雪(粒雪)的容重是用普通雪称测得的。硬度则采用 П. А. 舒姆斯基所简化的、卓格 (E. Sorge, 1935) 所建议的相对等级表,在这个等级

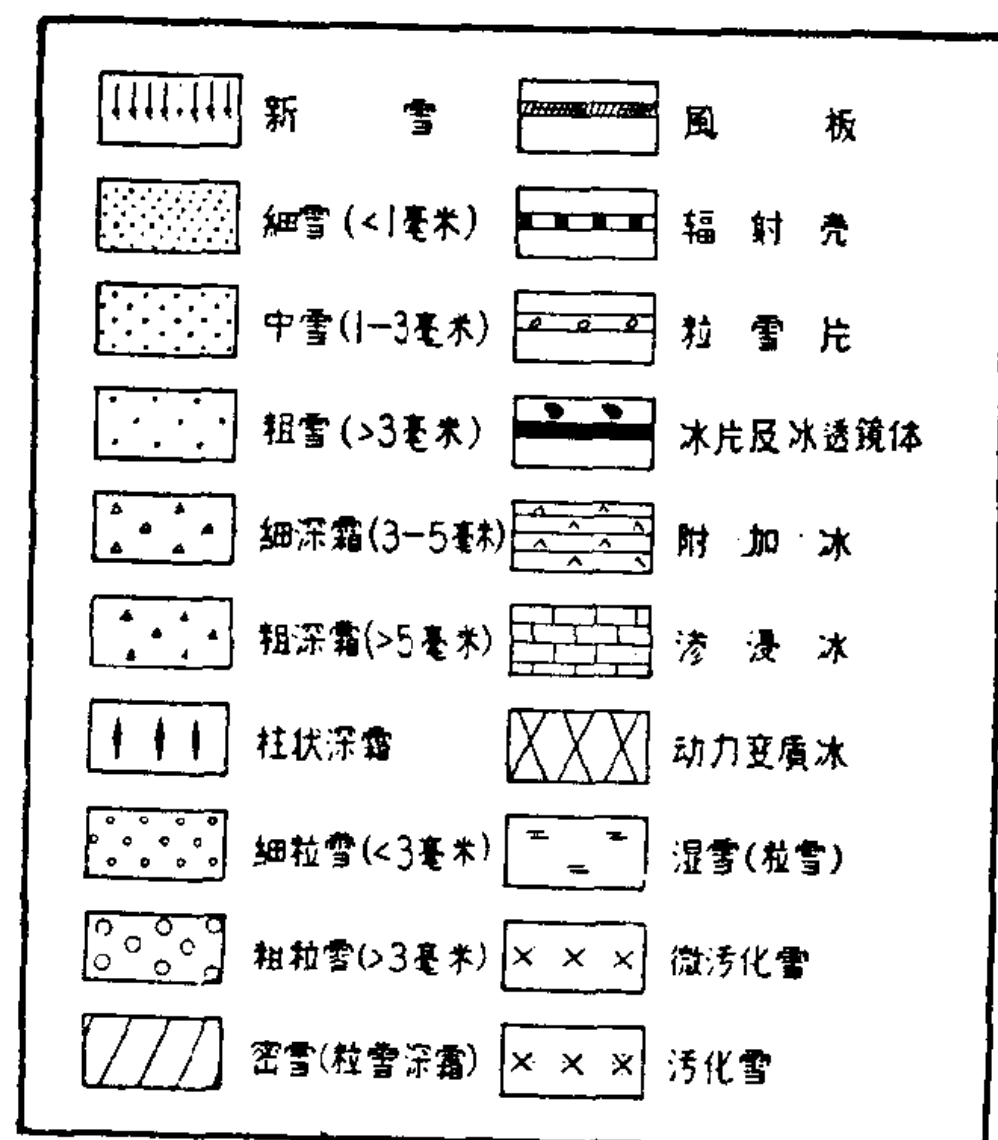


图 1 雪、粒雪、冰图例

表中前五级对应于雪及粒雪的硬度,我们将第五级算作冰的硬度,前四级算作雪及粒雪的硬度,对其指标亦作了相应的修改。

自1961年6月至1962年9月,我們曾在1号冰川上挖掘了三十余个雪坑,进行了八十余次路綫的及定点的觀測,其中經常进行定点觀測的雪坑有1,2及20号。此外,为了对比,还在6号冰川上挖了两个雪坑。

我們还利用紅墨水粉末进行了雪-粒雪层的滲浸实验,这些实验(主要在春季进行)有助于闡明滲浸作用的強度及冰片形成过程。但由于紅色粉末使雪面吸热量大大增加,增強了融化及滲浸作用,所获滲浸深度的数据均偏高。

三、雪-粒雪层的演变及其結構

正象 П. А. 舒姆斯基所指出的:“在大气中生长起来的大气固体降水—凝华冰晶或受到升华、融化及机械折損的冰晶碎片,在沉积到地表面之后,便落入不能保持其稳定状态的环境中,并且,不可避免地要被改造。”^[3] 如果不受消融影响而化光的話,积雪演变的最終产物便是冰。П. А. 舒姆斯基把由积雪至冰的演变过程称为变质成冰作用。它可以分为三个阶段:雪的沉积作用、粒雪化及成冰作用。按变质成冰作用的性質,可以分为冷型及暖型两种。前者是在較低的負温条件下进行的变质成冰作用;后者則是在温度接近或等于零度时、在有融水参与条件下进行的变质过程^[2]。

雪的沉积作用是指雪在降到地表之后直到变成粒雪之前的全部变质过程。在这个阶段中,雪一直保持着它的形态特征——全部或部分骸晶形态。引起雪变质作用的主要动力为內能——雪晶体的表面能,但在其晚期,外能—温度梯度引起的热流一开始起主导作用。雪的沉积作用只有在負温条件下才能正常进行。因此,它属于冷型变质作用。

观察1号冰川雪-粒雪层的构造可以发现,它們在冬季与夏季有着明显的区别:冬季雪-粒雪层的上部新雪积累层中几乎全部为各种变质程度的雪(图2),而夏季則除最表面有新降雪外,全部为粒雪及冰片(图3)。前者为冷型变质作用的结果,后者是暖型变质的产物。

冷型的雪-粒雪层的构造是在漫长的严寒而少雪的冬季形成的。10月以后,冰川上的日平均气温降至 -5.0°C 以下,雪-粒雪层則处于稳定的負温条件下。秋末的新降雪便在这种条件下发生着凝华圓化及聚合凝华再結晶作用,晶体表面的突出部分不断升华,而凹入部分則发生凝华。同时,較小晶体表面物质通过升华—水汽迁移—凝华过程轉移到較大晶体的表面,晶体形状不断变圓,顆粒不断增大,新雪演变成为中雪。11月中旬以后,冰川表面的气温降至 -15.0°C 以下,雪-粒雪层中温度梯度增大,开始演变成老雪,并且出现了个别深霜。12月—次年1月,气温降至最低,雪层中的深霜大大增加。1月以后,气温虽有回升,但仍保持着相当低的負温,冷波仍繼續向雪层深处传播。4月底在1米深处还維持着 -8.0°C 的低温,深霜仍不断发展、成熟。

冬季积累少是促使深霜形成的有利条件之一。从图4可看到,冬季自11月至4月雪面位置很少变动,雪层厚度变化也很小。这一方面使雪层能长期受近地面空气低温控制,維持最大的温度梯度;另一方面也使雪层不增加載荷,压密作用不大,为松散方向发展,創造了有利于水汽迁移的条件。4—5月的春季积累,使冬季形成的深霜层埋藏至較深的部位,保护深霜免受气温回升的影响。因此,雪的沉积作用在这个时期发展至頂点。粒雪盆中雪层构造如下(参考图2):

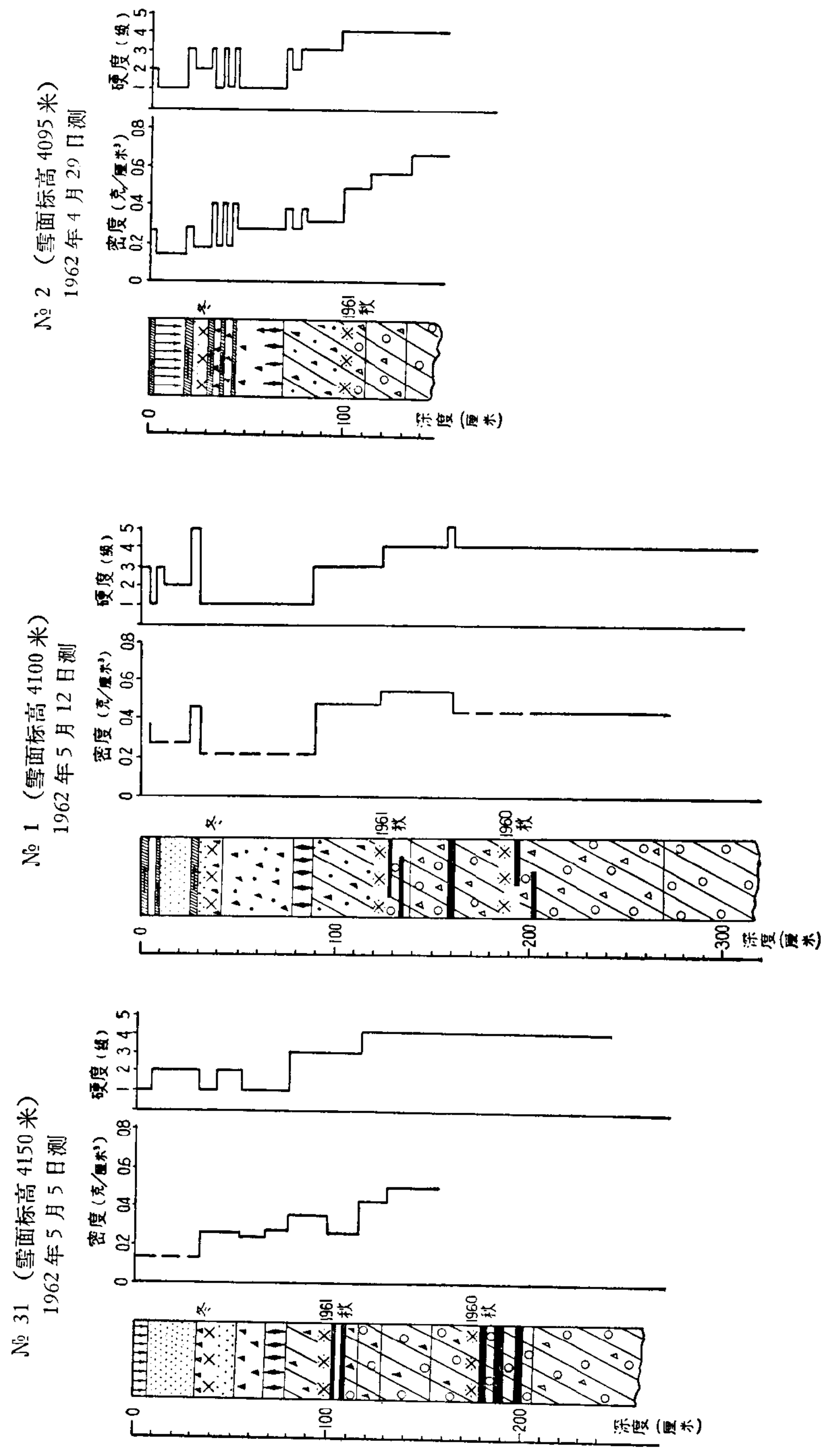


图 2 1 号冰川冷变质型雪-粒雪层构造

(1) 最上层由春季降雪演变而来。除最表层有新雪外,大多数为中雪,只有最底层有些粗雪和深霜。这一层的主要特征是多风板夹层,这是在每次降雪后,暴风作用下形成于雪面上的。

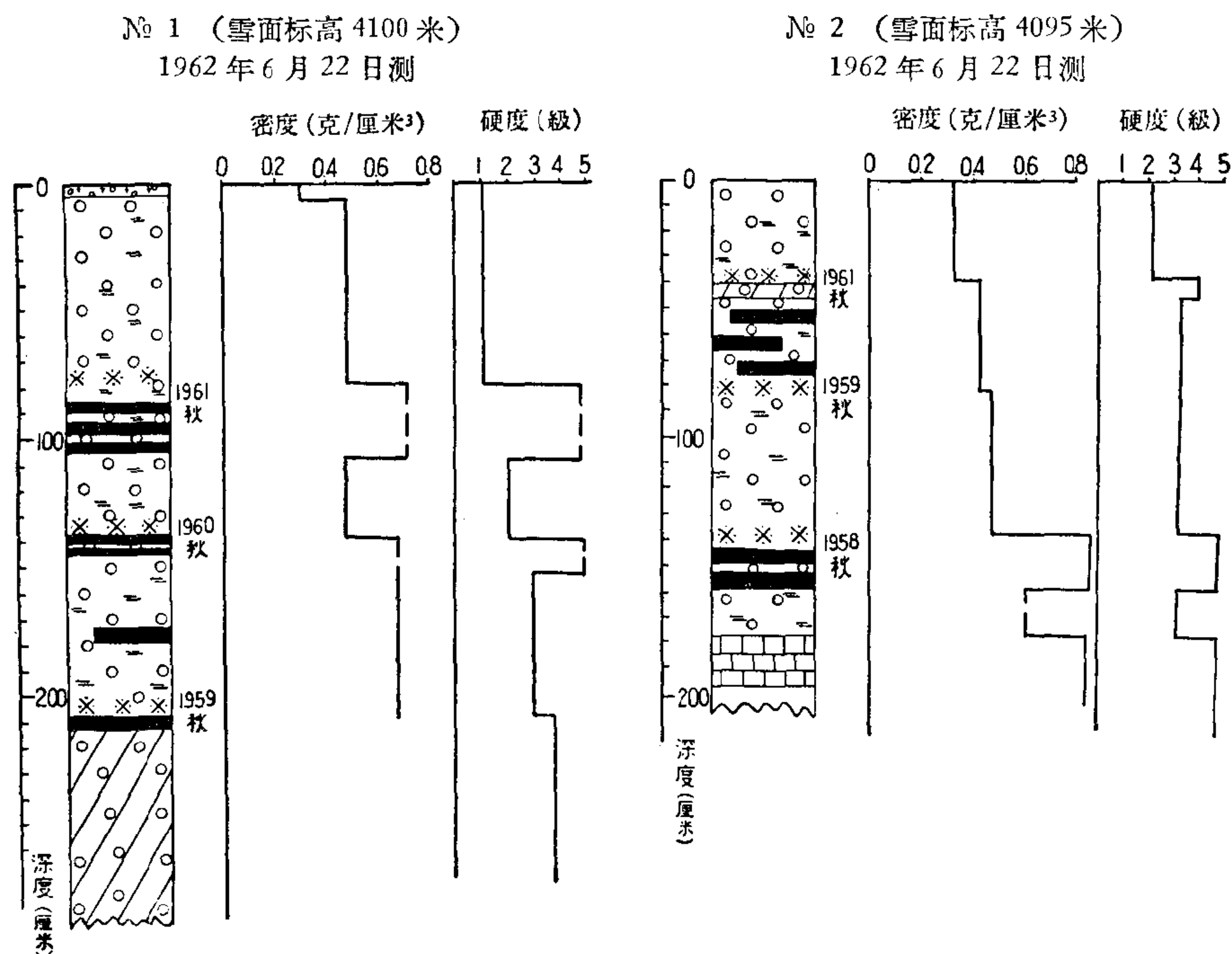


图3 1号冰川暖变质型雪-粒雪层构造

(2) 中间为老雪层,是去年秋末和冬季降雪按上述过程形成的。这是最新年层的主要部分。其最大特征是深霜占优势,且深霜均已成熟。此层底部出现柱状深霜,其长轴与层理相垂直,即取热传导之方向。深霜十分松散,一触即溃,硬度为一級,容重亦较小(0.22—0.28 克/厘米³)。此层表面为一微污化面——冬季雪面长期稳定的标志。

(3) 最新年层的最底层为已胶结之密雪层,是去年秋初积雪演化而来的。秋初积雪时,气温还未降至稳定的负温,雪层中有局部融化,冬季冻结后便胶结起来。严格地说,这一层不应属于冷型变质作用的构造,因其受融化影响。但经一冬冷型变质作用后,这一层雪都变成了老雪,而且有部分已成深霜。

粒雪层(1961年秋以前的积累层)的构造比雪层简单。每一年层有两个组成部分:(i)上层为粒雪和冰片互层,表面污化(夏季消融面),颜色淡黄,是由夏季积雪演化而成;(ii)下层为单一的洁白粗雪,其中偶尔夹杂一些薄冰片,由去年夏季以前的秋—冬—春积雪演化而成。粒雪经过夏季的融化和冬季的重新冻结,已经变为密粒雪,在冬季强烈进行的冷型变质作用下,也出现了一些深霜。

冰舌上冷型变质作用形成的雪层构造与上述粒雪盆中相似,即普遍发育着深霜,所不同的是,由于冰舌地区温度较高,秋末雪层中仍有局部融化,这些深霜大多已胶结。

深霜是冷型变质作用的产物和这种过程的标志。关于深霜的形成及其性质在国外已有许多研究。近年来,一些外国研究者(吉田顺五,1955年;B. M. 科特利亚科夫(Котляков),1961年)证明,深霜并不一定是由垂向的、远距离的水汽迁移作用形成的,在相

邻晶粒之間,亦可由于水平温度梯度引起来的水汽迁移而形成。1号冰川冷型变质雪-粒雪层中风板与深霜互层的现象,亦证明水平水汽迁移作用的存在。

1号冰川上深霜的分布很广,自冰舌至粒雪盆到处都有,厚度大,仅松散深霜层即可达52厘米,如果加上密雪及粒雪中的深霜,则发育深霜的厚度可达231厘米(表1),远比中緯其他冰川上的为厚。如苏联外伊犁阿拉套山中央图尤克苏(Туюксы)冰川上最厚之深霜仅23厘米^[4]。

表1 1号冰川雪-粒雪层中之深霜厚度

	雪坑 №	海拔高度 (米)	观测日期 (1962年)	松散深霜 (厘米)	密深霜(厘米)	深霜总厚度 (厘米)
粒雪盆	31	4,150	5月5日	34	130	164
	1	4,100	5月12日	52	179	231
	2	4,095	4月29日	38	64	102
冰舌	7	4,058	5月2日	15	13	28
	12	3,990	5月2日	—	13	13
	15	3,910	5月2日	—	33	33

5月中旬以后,气温接近零度,日最高温度为正值,雪层上部发生融化,融水向雪层深处渗透,晚上降温后,融水依靠散热以及雪层内部的冷储量冻结成冰片及冰透镜体。冷型变质作用被暖型变质作用替代,但是在雪层下部以及粒雪层中,仍保持着负温状态,由冷型变质产生的深霜并未完全破坏。

6月以后,融水一直渗透至雪-粒雪层底部,整个粒雪层的温度均变为零度。由于热量不断输入,夜间降温仅能影响表面层,而在夏季,整个层中都维持零度。这时,不但很难产生新的渗透冰片,而且春季形成的冰片也多被消融,而雪层下部的深霜迅速演变为粒雪,老粒雪晶粒间的联系也松弛了。因此,夏季雪-粒雪层的构造十分简单:除最表层有新降雪外,全层均为粒雪及一些老冰片。

夏季降雪频繁,新降雪很快消融或粒雪化,几乎不经过雪的沉积阶段。在冰舌区,积雪在6月底便开始消融完,冰川冰面陆续出露,季节雪线不断上升。

用红墨水粉末作试验,测出夏季融水的日渗透深度可达37厘米。

8月底,气温下降,雪-粒雪层表层发生冻结,在粒雪盆内形成上述粒雪和冰所组成的夏季积累层与消融污化面。

9月以后,气温经常变动于正一负之间,在雪-粒雪层上层发生融化-冻结交替,产生了许多渗透冰片,而在雪-粒雪层下部,在相当长的期间内仍然保持着零温。这样,在秋季的雪-粒雪层中也象春季层中一样存在着冷-暖型变质作用交错的情况,所不同的只是冷暖层的位置正好相反。

按雪-粒雪层演变过程的特点,可将全年分为四个时期。对粒雪盆中的分法如下(图4):

(1) **冬季期:** 10月中旬至5月中旬,长达七个月。雪-粒雪层内保持稳定负温,完全属于冷型变质期,雪-粒雪层的构造特征是广泛分布有深霜。

(2) **春季期:** 5月中旬至5月底。雪层上部正温负温频繁交替;雪层下部及整个粒雪层仍保持冷状态。雪-粒雪层的构造具有冷-暖型过渡的性质。由于融水的渗透伴随着热

量的轉移,使暖波向雪-粒雪层內传播速度加快,所以,这个时期很短促,仅半个月左右。

(3) **夏季期:** 自6月初至8月底,历时3个月。除表面层外,整个雪-粒雪层均維持零温,属于暖型变质时期。雪-粒雪层的构造特征十分单调,主要是含有一些冰片的粒雪。

(4) **秋季期:** 自9月初至10月中旬。雪层上部正、负温频繁交替,而雪层下部和粒雪层仍維持零温,属于暖冷型变质的过渡期。由于雪-粒雪层中融水冻结时放出大量潜热,延缓冷波向下传播,因此,該期較春季期长,共約一个半月。

冰舌地区雪-粒雪层的演变过程大致与上述相似。此处由于气温較高,雪-粒雪层較薄,温波传播較快,春秋期均較短,夏季期則因积雪經常被融光,所以变质过程中断。

压密及沉陷在雪-粒雪层的演变中起着一定作用,并加速后者的变质过程。前已述及,冬季的沉陷量不大,在冰舌区为5—10厘米,粒雪盆3—5厘米。夏季,由于融化及大量积累,雪-粒雪层表面的沉陷量要大得多,在粒雪盆中仅夏初(5—6月)的沉陷量即达40—50厘米。

在一年內,雪及粒雪的容重亦有很大的变化(表2)。雪-粒雪层的平均密度冬季为0.20—0.25克/厘米³,夏季增加到0.40—0.50克/厘米³。

表2 1961—1962年雪-粒雪容重的变化 (单位:克/厘米³)

数 值 \ 时 期	冬 季 期	春 季 期	夏 季 期	秋 季 期
新 雪	0.14—0.18	0.14—0.18	0.15—0.20	0.14—0.18
细 雪	0.20—0.25	0.25—0.30		0.25—0.30
中 雪	0.20—0.26	0.28—0.30		0.25—0.30
粗雪及深霜	0.18—0.28			
密 深 霜	0.35—0.48			
细 粒 雪		0.32—0.34	0.35—0.40	
粗 粒 雪			0.35—0.45	

四、成 冰 作 用

粒雪演变成冰的过程称为成冰作用。成冰作用同样可以分为冷型的和暖型的。1号冰川的成冰作用以暖型为主。

暖型成冰作用的过程有二:(i)粒雪的沉陷和副构造再結晶作用;(ii)融水的渗浸和冻结。这两个过程往往是共同作用的,但在不同时期、不同水(积雪多少)热条件下,有时这一过程占优势,有时那一过程占优势。1号冰川积累区上部冷型成冰过程比較显著,下部則以暖型成冰过程占优势,甚至完全为后一作用控制。

温度为零度时,粒雪的晶粒被水膜包裹,使晶粒活动的自由度增加;这样,增加雪在重力作用下的沉陷,促使粒雪在运动过程中(这种运动在各层之間存在着速度差)变紧密。这就是暖型成冰作用的粒雪沉陷和副构造再結晶作用。如上节所述,我們在夏季观察到的相当可观的沉陷量,便是这一作用的見証。成冰作用使容重增加,孔隙率减少,但晶粒却未曾增大。

融水充填到未融化粒雪的孔隙里,冻结后变成冰的过程,叫渗浸成冰作用。融水冻结

以未融化粒雪为中心，因而晶粒有所增大。此种作用的速度取决于两个方面：一是融水渗进之速度，二是向冰川内部输出冷量（即向冰川内传热）和外界输入冷量（即向大气散热）之速度。1号冰川内部是很冷的，但夏季因输出冷量的速度不可能很大，以致部分融水流失，不能就地成冰。如果粒雪还是很冷，那么融水往往不能渗得很深，在粒雪层上部便冻结起来。这样，在这两个因素不同的配合下，渗浸成冰作用所成的渗浸冰可能有各种产状，如渗浸冰片、冰透镜体和冰川冰面上的附加冰。

春季里，粒雪层温度很低，表层融化渗下来的水在不大的深度便冻结起来，形成许多渗浸冰片和冰透镜体，但一部分冰片和冰透镜体在夏季被融掉；夏末和秋初也产生同样的夹层和透镜体，不过冷量的来源主要不是从冰川内部，而是外界空间，并且所形成的冰片和冰透镜体被后来的积雪所埋藏，得以长期保存下来。一年后，补给区下部雪-粒雪层内形成这样的渗浸冰体一般占年层厚度（折合水量）的1/6—1/8。一年有好几层，层厚1厘米至数厘米。第二年，这些冰体成为融水下渗的障碍，一部分融水冻结在其上，使之变厚。

冰片和冰透镜体之间的粒雪在暖型成冰作用的两个过程共同作用下，不断变密，其容重向冰的容重接近。表3为我们观察到的粒雪容重随年层变化的情况。

表3 各年层粒雪容重的变化

	雪坑 №	海拔高度 (米)	容重 (克/厘米³)				
			1961/62 年	1960/61 年	1959/60 年	1958/59 年	1957/58 年
1号冰川 西支	44	4,180	0.45	0.57			
	31	4,150		0.50			
	30	4,110			0.50	0.65	
	1	4,100	0.50	0.55	0.58	0.65	冰
1号冰川 东支	35	4,160		0.40	0.50		
	34	4,070		0.50	0.60		

表4 附加冰的分布及其发育的观测

	雪坑 №	海拔高度 (米)	坡度	观察时间 (1962年)	厚度 (厘米)	形成时间	消融完的时间 (1962年)
1号冰川 西支	32	4,090	10°	6月10日	5	1961年秋季	8月
	3	4,090	8°	6月5日	10	”	8月
	4	4,075	5°	6月5日	25	”	9月1日
	7	4,058	15°	5月29日	10	1962年春季	7月中旬
	9	4,018	10°	6月10日	18	1961年秋季	7月底
	12	3,990	10°	5月27日 6月10日	18	”	”
	15	3,910	15°	5月27日 6月10日	10	”	6月中旬
1号冰川 东支	40	4,100	40°	8月25日	265	—	—
	1'	4,023	10°	6月11日	21	—	8月
	4'	3,975	10°	6月18日	45	—	8月底
	6'	3,910	8°	6月18日	15	—	8月
	9'	3,865	5°	6月18日	10	—	7月
6号冰川	51	3,900	8°	7月2日	24	—	—
	50	3,890	8°	7月1日	20	—	—

在雪綫兩側以至冰舌上,积雪很薄;当融化強烈时,融水滲至冰川冰面,依靠冰川內部传来的冷量而冻结,在冰川冰的表面,叫作附加冰。这里既包括融水滲进冰川冰上面的未融化粒雪的孔隙里,以未融化粒雪为中心冻结成冰,也包括融水很多时,按水冻冰規律发生和生长的冰。因此有滲浸冰、滲浸-冻结冰以及冻结冰(泉华冰)。附加冰多形成于春秋季节。夏季天气变冷时,也可結成 5 厘米的附加冰。

1 号冰川附加冰分布很广(表 4)。春季(4, 5 月)在冰川上許多地方均发现雪-粒雪层下面存在这种表面光滑、洁淨的附加冰,这多半是去年秋天形成的。冰舌区的附加冰自 6 月中旬便陆續消融,对冰川无补給意义。只有年积消平衡綫以上的附加冰,才能全部或部分地保存下来。

五、冰 川 带

成冰作用具有明显的地带性。П. А. 舒姆斯基在 1955 年首次提出成冰带的概念^[2]。最近,他根据 1957—1959 年国际地球物理年的研究結果,对原来提出的成冰带(或冰川带)作了一些补充。新冰川带的名称自上而下为: 1)重結晶带; 2)再冻结-重結晶带; 3)冷滲浸-重結晶带; 4)暖滲浸-重結晶带; 5)滲浸带; 6)滲浸-冻结带; 7)消融带^[5]。烏魯木齐河源 1 号冰川自下而上可以分成四个冰川带,即消融带、滲浸-冻结带、滲浸带和冷

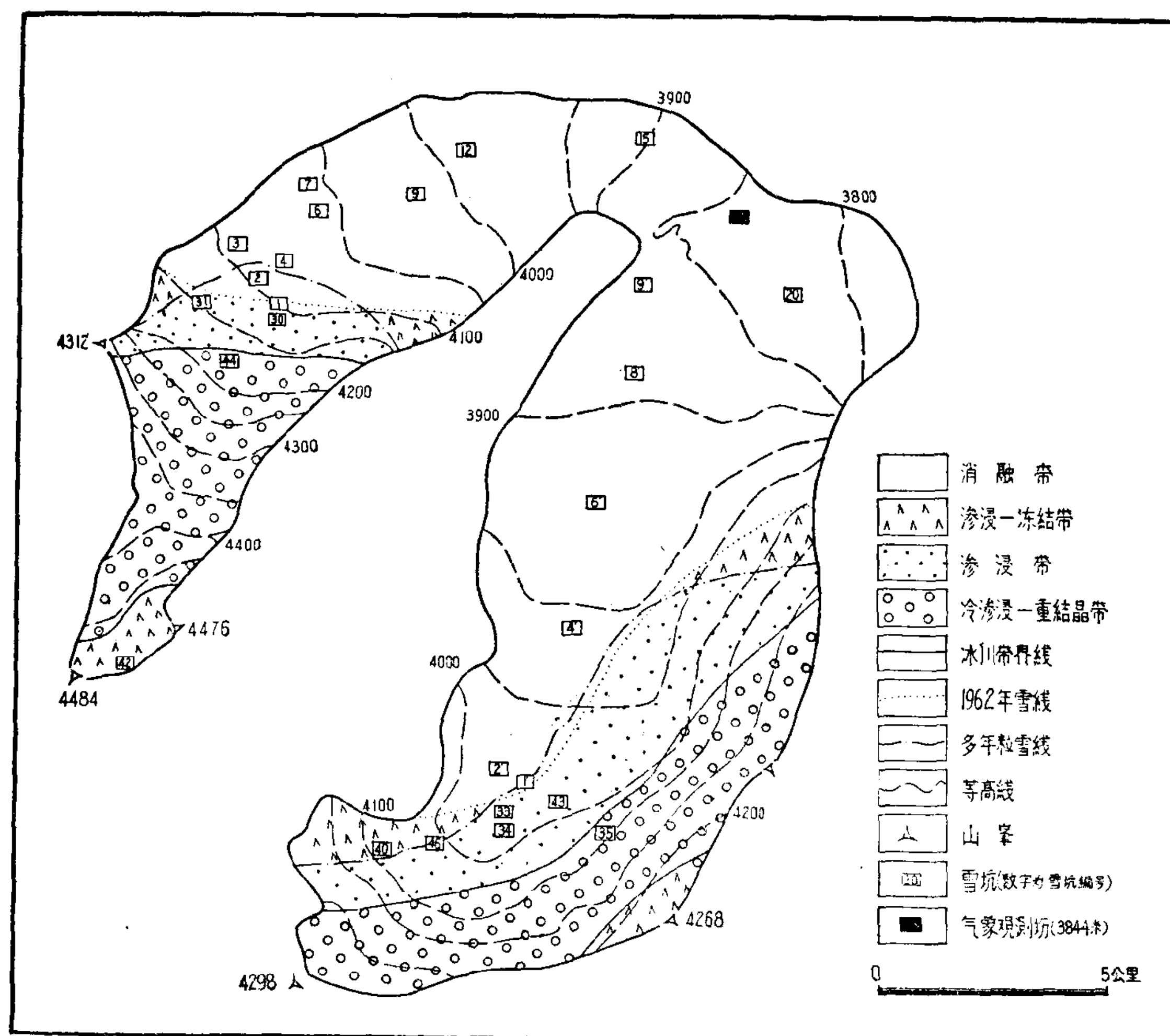


图 5 1 号冰川冰川带分布图

渗浸-重結晶带(图5)。

(1) 消融带 即冰舌区,在雪綫(年积雪平衡綫)以下。这一带最明显的特点是物質平衡为負。沒有多年积雪,能形成季节性附加冰,但不能长期保存。

(2) 渗浸-冻结带,亦称冰补给带 未融粒雪的孔隙在成冰过程中全部或絕大部分被融水充填,冻结后形成附加冰。因自冰川內輸出冷量速度不够大,部分融水未能冻结而流失。粒雪在这一带未能长期保存,夏末露出附加冰冰面。这一带所进行的成冰作用,完全为融水的渗浸和冻结控制。

1号冰川的渗浸-冻结带范围不大,在1962年,它呈斑状分布而未能連續成带。烏魯木齐河源的其他冰川上均有这一带。夏季常見許多冰川粒雪盆后壁露出光滑純洁的冰面。图6为我們在6号冰川渗浸-冻结带开挖的雪坑剖面,有典型的附加冰构造。

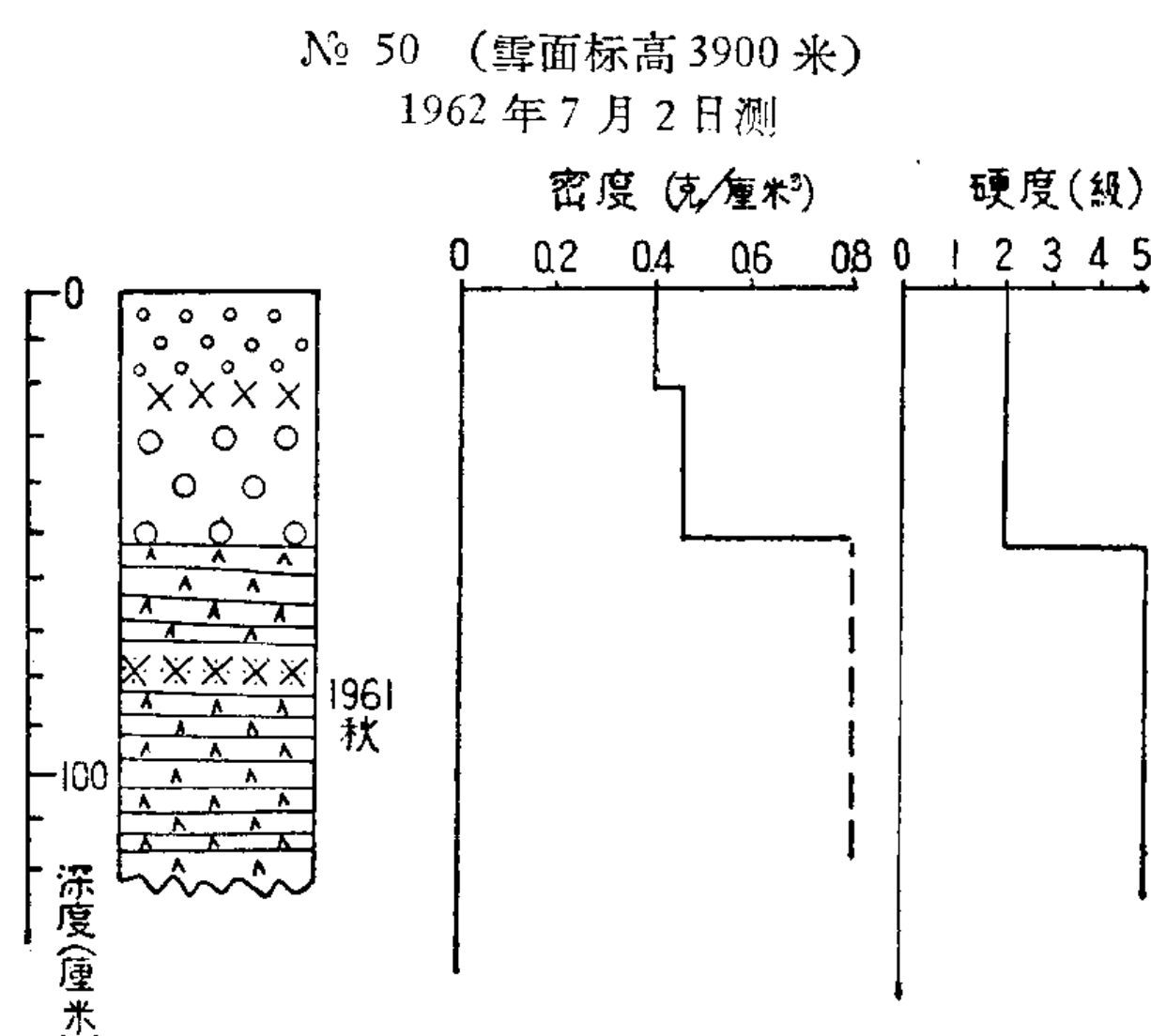


图6 6号冰川渗浸-冻结带粒雪-冰层的构造

1号冰川粒雪盆最上部的山頂上,地势比較平坦,接受太阳輻射能較多,加之风大,积雪較薄,具有渗浸-冻结带的水热特征。这样,在冷渗浸-重結晶带的最上部又出現渗浸-冻结带。高加索厄尔布魯士冰川亦有类似現象。

1号冰川的渗浸-冻结带成斑点状分布是由于雪綫上升而引起的。1962年雪綫部分伸入多年粒雪綫(即粒雪与冰的交界綫)上面。

(3) 渗浸带,又叫粒雪-冰带 这一带能长期存在粒雪,但其厚度不大,而且粒雪层內含有許多渗浸冰片和冰透鏡体。該带范围內夏季温度为零度,冬季为負温。夏季融水未能全部冻结在本带內,在密实的冰层上面形成径流而部分流失,結果,年物質純积累量少于物質純收入量。1号冰川渗浸带的雪-粒雪层厚1—5米,成冰历时3—5年。这一带所进行的成冰作用是完全属于暖型的。

(4) 冷渗浸-重結晶带,或叫冷粒雪带 这一带的雪-粒雪层較厚,温度較低。夏季的融化較弱,融水数量未能填满所有粒雪孔隙,沒有径流产生,即物質的純积累量等于物質的純收入量。粒雪层內的渗浸冰片和冰透鏡体也較少。

1号冰川冷渗浸-重結晶带占据面积很大,成为主要的补给带。雪-粒雪层的构造特征是:夏季积累层很厚,其儲水量占全年层的40%;春季形成的渗浸冰片能长期保存。在

新年层中,季节积累层的层理比較清楚(图7)。

冷渗浸-重結晶带的成冰作用除暖型成冰作用外,还应有冷型成冰作用,即重結晶作用。所形成的冰除渗浸冰外,还应有渗浸-重結晶冰。但限于雪坑深度(最深仅4米),工作不够深入,未能直接看到重結晶作用和渗浸-重結晶冰。根据边缘裂隙暴露出的情况判断,这里雪-粒雪层的厚度,恐怕沒有如 П. А. 舒姆斯基指出的那么厚(20—40米)^[2]。

必須指出,1号冰川的冷渗浸-重結晶带位于粒雪盆后壁,坡向朝北,坡度平均30—35°,日照条件十分差,可与极地相比。在該带上面坡度平緩、日照強的地方,又出現渗浸-冻结带,可見,特定的地形条件对該处出現冷渗浸-重結晶带有重要作用。

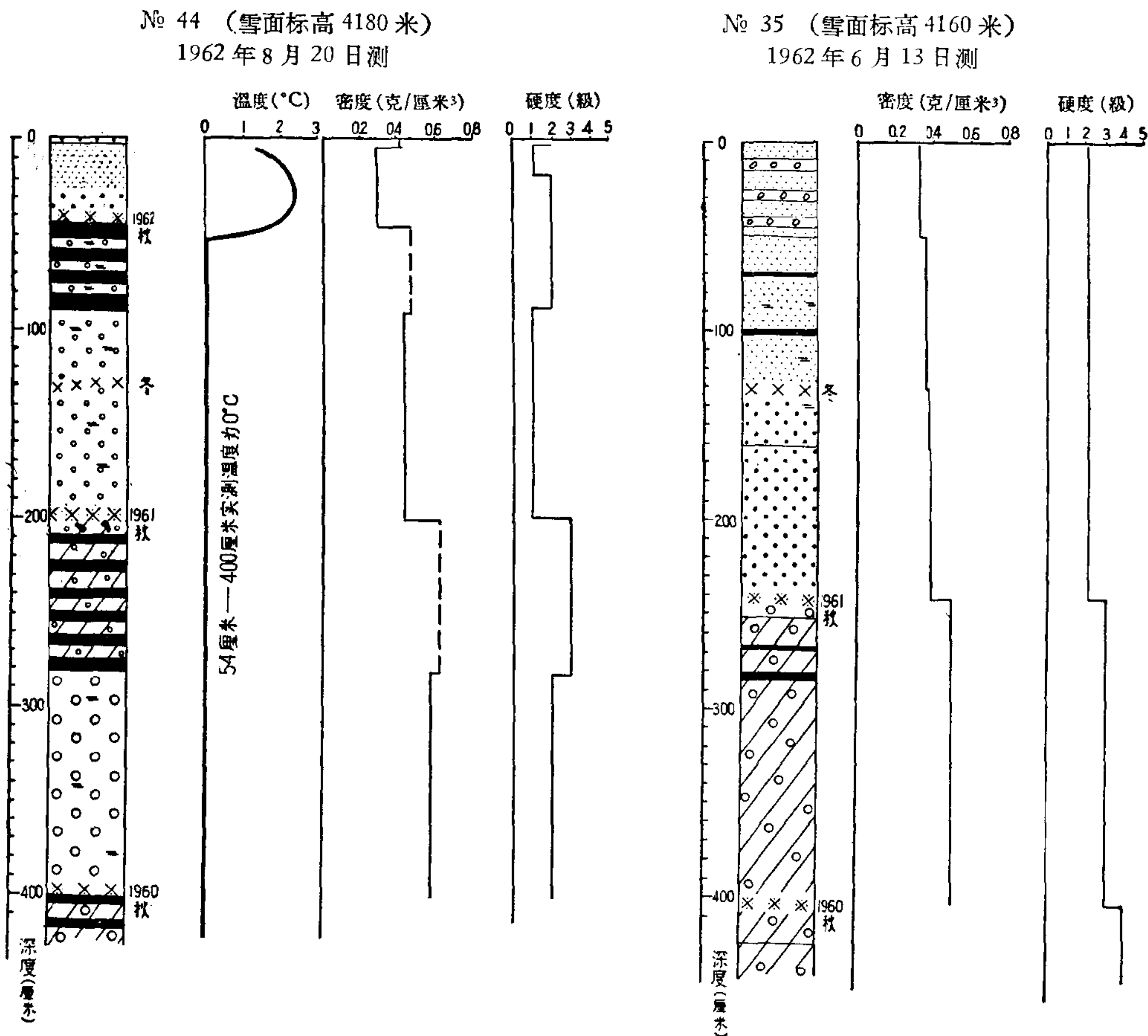


图7 1号冰川冷渗浸-重结晶带雪-粒雪层构造

关于中緯內陆山地冰川上的成冰作用研究得很不够,一般对渗浸-冻结带报导較多,甚至籠統地认为属于渗浸-冻结成冰类型^[6-11]。但最近也有許多文章提到粒雪层(夹有冰层)的存在,例如,外伊犁阿拉套山脉中央图尤克苏冰川粒雪盆內有厚达4米以上的粒雪层,成冰時間2—3年^[8,12];帕米尔費德欽柯冰川粒雪盆海拔5,000米处具有5年以上的粒雪年层,厚7米以上^[13];外貝加尔科达尔山脉冰川的粒雪盆中最长的成冰時間可达5年^[14];西伯利亚东部松达尔-哈雅达山脉冰川粒雪盆頂部存在着稳定的多年粒雪补给区^[15]。我們在烏魯木齐河源1号冰川所看到的情况,类似上述。可見中亚山地冰川,除消融带和渗浸-冻结带外,渗浸带也普遍存在,有些地方还出現冷渗浸-重結晶带(冷粒雪带)。