

中国现代冰川的基本特征

施雅风 谢自楚

(中国科学院地理研究所冰川冻土研究室)

一、前 言

中国西部具有世界上最高最大的山地和高原,提供了冰川发育的有利条件,成为世界上山岳冰川最发达的国家。这些冰川一方面构成流入太平洋和印度洋的许多大河的源头,一方面以其融水灌溉西北内陆干旱地区,成为干旱区农业赖以发展的主要条件之一。绝大多数冰川都位于人们难以达到的山地,只有个别冰川正当中国与西方的通路上,很早就见于旅行家的记载。八世纪时(唐朝),杜环对汗腾格里峰东侧的木扎尔特冰川作了生动描述,所著“经行记”可能是中国甚至是世界上最早的冰川学文献之一^[1]。书中记述了木扎尔特冰川春夏降雪积累、夏季强烈消融,冰面多表碛,冰下河道发育,冰内含有马骨,上下冰川要经过艰险的冰阶梯等情况。

十九世纪末叶,若干外国学者对中国西部及邻近地区的冰川作用,进行零星的、片断的考察记述,较重要的有 G. 梅茨巴赫 (Merzbacher, 1905, 1916)^[2] 之于汗腾格里峰地区和博格多山区的冰川,斯文赫定 (Sven-Hedin, 1895, 1898)^[3] 之于慕士塔格山区的冰川, N. E. 鄂特 (Odell, 1925)^[4] 等之于珠穆朗玛峰的冰川, A. 哈姆 (Heim, 1933, 1936)^[5] 之于贡嘎山的冰川,而喀喇昆仑山区的冰川经过 G. 特尼里 (Dainelli, 1922)^[6]、Ph. C. 韦塞 (Visser, 1938)^[7] 的研究,了解较详。R. v. 克里勃尔斯勃格 (Kleibelsberg, 1949)^[8]、徐近之(1960)^[9]等曾对这类资料作过较全面的综述。

中华人民共和国成立以后,现代冰川研究进入新的阶段。1956—1961年间,中国登山队组织了慕士塔格-公格尔山、贡嘎山和珠穆朗玛峰北坡等处的冰川考察。1958年中国科学院成立高山冰雪利用研究队,较系统地进行冰川研究。六年以来,该队由中国科学院地理研究所冰川冻土研究室主持,先后有几十个研究单位,高等院校和生产部门参加,对祁连山、中国天山及慕士塔格-公格尔山以及西藏高原的某些冰川广泛地进行了考察,建立了两个冰川定位观测站(祁连山西部的太白山站 1959—1962 年与乌鲁木齐河源天山站 1959 年至今)和若干半定位站。1964年,冰川冻土室研究人员参加中国登山队科学考察队,对海拔 8,012 米的希夏邦马峰北坡冰川作了较系统的考察。此外,中国科学院某些综合考察队,某些地质队,测量队和其他工作者也曾对中国西部山区个别地点的冰川作过调查研究。

本文对中国现代冰川的基本特征,进行初步总结,在工作过程中,冰川冻土室同志和中国科学院新疆分院水土生物综合研究所部分同志提供了许多未曾发表的宝贵资料 and 见

1) 珠穆朗玛峰位于我国同尼泊尔的接界处,是世界第一高峰。

2) 根据徐近之: 西藏自然地理资料(地文部分)。

解,本文实际上是一项集体劳动成果。但由于作者水平和見聞的限制,遺誤在所不免,尙希讀者不吝指正。

二、現代冰川的地理分布

我国現代冰川全部分布于海拔 3,500 米以上的高山高原地区,北起阿尔泰山的奎屯山,南至云南丽江东北的玉龙山,西抵帕米尔地区,东到四川康定西南的貢嘎山,在縱橫各达 2,500 公里的范围内,現代冰川与永久积雪随着气候与地势条件的差别,分布很不均匀,下面叙述各山区冰川区最一般的情况。

阿尔泰山的現代冰川主要集中在中、蒙两国交界处海拔 4,374 米的友谊峰附近,这里雪綫海拔 3,000—3,400 米,以小型的冰斗冰川与悬冰川为多,冰川与永久积雪面积约 130 平方公里。最大的普尔热瓦斯基冰川,长 11.2 公里,末端下降至 2,400 米^[9]。

中国天山的冰川和永久积雪面积,据朱景郊等估算,除阿拉套山与天山南脉(汗騰格里峰地区的西南)外,約 4,865 平方公里。雪綫变化于 3,800—4,200 米間。汗騰格里峰地区是天山最大的冰川作用区,树枝状山谷冰川呈放射分布,除南依諾勒切克冰川上游外,最大的卡拉格玉勒冰川和土格別里齐冰川均长达 34 公里,末端海拔 2,800 米左右。这些大冰川具有干流粒雪盆短小、依靠支冰川与雪崩补給、表碛密布、冰内水道发育、死冰区寬广等特色,称为土尔克斯坦型冰川。中国天山的中部和东部以規模較小、冰面較洁淨、冰内水道不发育的山谷冰川、冰斗冰川为主(照片 1, 2, 3, 4),还有少数平頂冰川位于山頂剝蝕面上。

祁連山是我国冰川統計最詳尽的山区^[10],这里雪綫出入于 4,400—5,200 米間,郑本兴、苏珍等統計,冰川共約 1,619 条,面积 1,316 平方公里,冰斗冰川和悬冰川占总条数的 67.5%,占总面积的 58.9%,而山谷冰川和冰斗-山谷冰川占总条数的 12%,总面积的 26%,还有少数平頂冰川。祁連山冰川的形态特征与中国天山东段的冰川相似。若干接近 6,000 米的高峯,冰川亦呈放射分布(图 1),最大的冰川为大雪山老虎沟 20 号山谷冰川,长 9.8 公里,下垂至 4,250 米,冰面非常洁淨(照片 4)。疏勒南山南坡 11 号冰川,在 8.5 公里长度內,有 4.5 公里伸出山口流动在海拔 4,500 米山間平原上,李吉均(1962)¹⁾称之为溢出山谷冰川(图 2)。

昆仑山西段,靠近帕米尔的慕士塔格(7,546 米)和公格尔山(7,719 米)的冰川,已經过多次考察,雪綫海拔 5,500 米左右。朱景郊、董光荣統計,冰川面积 596 平方公里,成星状(或輻射状)分布。公格尔北坡克拉牙衣拉克冰川,长 23 公里,下降至 3,100 米。和田河源地区,具有若干 7,000 米以上的高峯,雪綫高 5,500—5,600 米,有长达 16 公里的山谷冰川,下垂至 4,200 米^[11],柴达木盆地南侧青藏公路跨越昆仑山口处,我們見到小型的山谷冰川及冰斗冰川(照片 5),雪綫高約 5,100—5,400 米,冰川长 6 公里以上,末端降至 4,400 米。从地形图上估算整个昆仑山区冰川和永久积雪面积约为 10,000 平方公里²⁾(不包括慕士塔格-公格尔山区)。

喀喇昆仑山是中緯度世界最大的冰川作用区。这里 6,000 米以上的山区广闊,雪綫

1) 根据李吉均:疏勒南山西段南坡冰川的初步观察。

2) 据赵长俊估算。

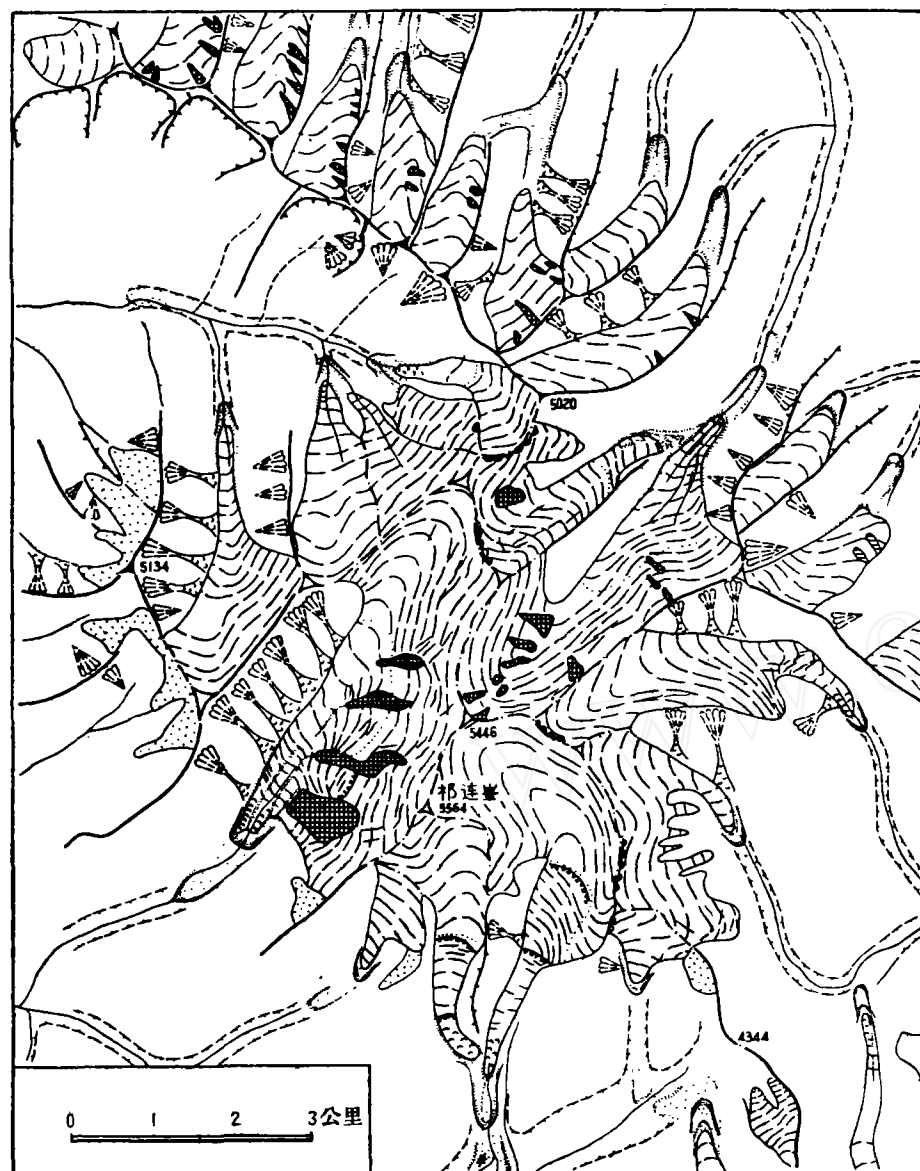


图1 祁連山走廊南山祁連峯附近的放射状冰川分布(据郑本兴图修訂)

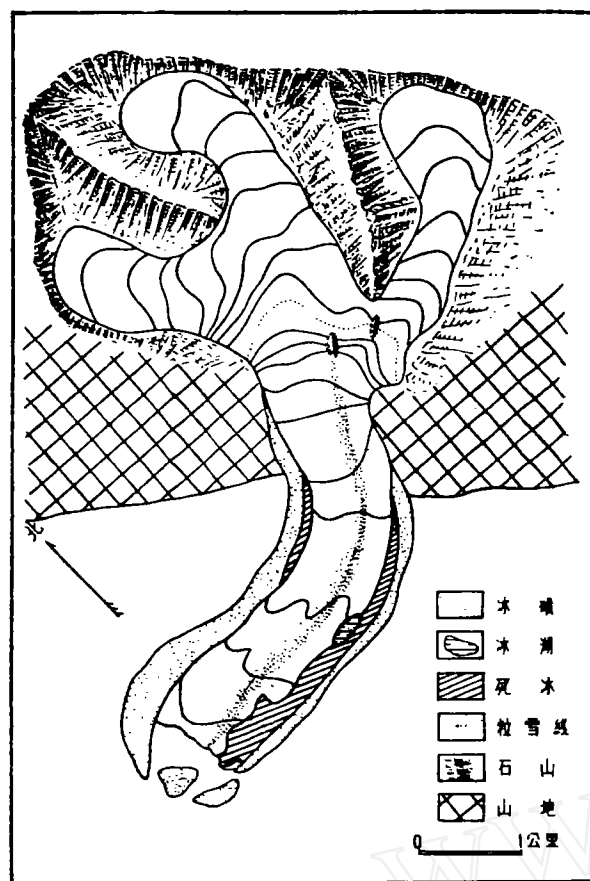


图 2 疏勒南山南坡 11 号溢出山谷冰川(据李吉均图修订)

海拔 5,000—5,700 米,东西向的纵谷发育,据韦塞计算,在 50,450 平方公里的山地中冰川面积达 13,600 平方公里,占 28%¹⁾,主要冰川都在南坡克什米尔境内。北坡我国境内有若干长度在 15 公里以上的冰川,冰川和永久积雪面积共约 3,000 平方公里,但未经过考察。

喜马拉雅山北坡雪线高达 5,500—6,200 米,是世界上最高的雪线所在,南坡因降水特别丰富,雪线降至 4,500—5,200 米,全山区冰川面积约 12,000 平方公里,在我国境内的约 4,840 平方公里¹⁾。世界最高峰——珠穆朗玛峰(8,882 米)北坡西绒布冰川,长 18 公里,末端下降至 5,180 米(图 3),世界第十四高峰——希夏邦马峰北坡的野博康加勒冰川长 13.5 公里,末端降至 5,530 米,上述二冰川冰舌表面均发育有奇特的冰塔林,冰川比较洁净,而喜马拉雅南坡冰川则满布碎石(照片 6, 7, 8)。喜马拉雅以北至雅鲁藏布江之间有若干六千多米的高山,零散地分布着一些冰川(照片 11)。

西藏东部和川滇西部横断山脉的冰川,只有海拔 7,590 米的贡嘎山经过专门的考察,

1) 据赵长俊估算。

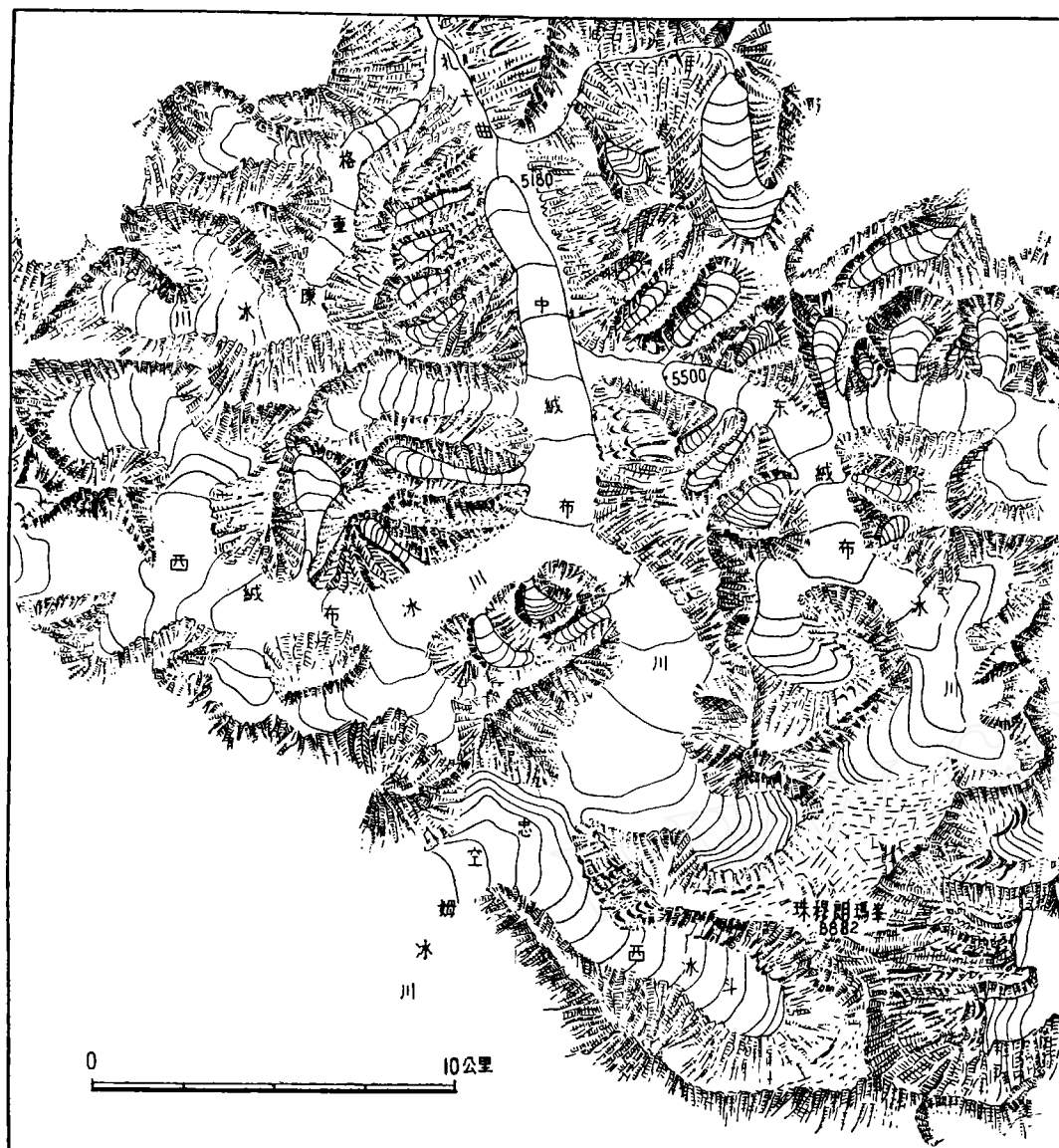


图3 珠穆朗玛峰北坡絨布冰川(据 N. E. Odell 图修正)

这里雪线海拔 5,200—5,400 米,东坡最大的海螺沟冰川,长 16 公里,末端高度估计不足 3,000 米^[5],西坡貢巴冰川长 10 公里,表面密布積石,末端海拔 3,700 米^[12]。在西藏东南部波密地区,作者见到许多倚赖高峯雪崩补给的冰斗冰川和悬冰川,冰川末端在 4,000 米左右(照片 9)。此外,在察隅北北纬 $29^{\circ}05'$ 与东经 $96^{\circ}50'$ 的地区,有几个超过 6,000 米的高峯,旅行家看到山南坡有长及 16 公里的复式山谷冰川(阿塔冰川),末端降至 2,500 米左右^[13],在金沙江与雅砻江的分水岭,北纬 30° 纬线附近,还发现有 7,700 米的高峯,长至 7—8 公里的山谷冰川^[8]。川藏公路经过的雀儿山高 6,000 米左右,山谷冰川末端降至 4,400 米,雪线高约 5,200—5,400 米(照片 10)。横断山区由于雪线很高(5,200—5,800 米),

山谷陡狭,以小型的山谷冰川、冰斗冰川和悬冰川为多,整个山区的冰川和永久积雪面积約在 2,700 平方公里左右¹⁾。

广大的青藏高原内部山地,包括阿陵山、冈底斯山、念青唐古拉山、巴顏喀拉山、阿尼馬卿山等,有不少皚皚雪峯,从小比例尺可能有較大誤差的地形图上估算,冰川和永久积雪面积达 15,900 平方公里左右¹⁾。已知拉薩北面的念青唐古拉山,有若干 7,000 米的高峯,唐邦兴 (1959)^[14] 观测到雪綫海拔 5,600—5,700 米,冰川长至 5 公里以上,末端海拔 5,300—5,400 米,冰面洁淨平緩。唐古拉山在青藏公路穿越处,有成羣的寬厚而洁淨的围谷冰川与冰斗-山谷冰川,粒雪綫在 5,400 米左右,較大的冰川末端降至 4,900—5,200 米。据于 1960 年 6 月 2 日登上阿尼馬卿山 (即积石山) 主峯 (7160 米) 的北京地質学院登山队报导,在主峯北面及东面有 4 条长 3—7 公里的山谷冰川,寬度为 0.4—1.0 公里^[15]。

綜上所述,我国現代冰川和永久积雪的总面积約为 44,000 平方公里,各山区冰川厚度,分別按 40 米至 120 米計算,則冰川总儲水量約为 23,000 亿立方米。从汗騰格里峯、喀喇昆仑到喜馬拉雅的山南側,降水丰沛,山势极高,山体庞大,最有利于冰川的发育,多长大的滿布表積的纵谷冰川。中国天山东段、祁連山、昆仑山以至珠穆朗瑪峯和希夏邦馬峯北坡的冰川,降水量較少,冰川一般以小型横谷冰川、冰斗冰川为主,长度不超过 20 公里,冰面比較洁淨。

三、冰川发育的水热条件

冰川的发育、分布、特征及动态取决于地表水热平衡的条件。一定数量的大气固体降水及低于零度的气温是冰川发育的基本条件。

大气固体降水是冰川的主要补給来源。中国西部高山高原大部分在远离海洋的荒漠地区,山間平原的年降水量仅数十至二百毫米,但昆仑山、祁連山、中国天山及边境上的阿尔泰山等高山带的年降水量,根据少数高山站和冰川上的短期观测记录,一般达 200—1,000 毫米,且絕大部分为固态形式。从冰川下的河谷过渡到冰川表面的降水递增率很大,如祁連山西段北坡老虎沟冰川为 15 毫米/100 米,天山烏魯木齐河源冰川为 25 毫米/100 米,而在西帕米尔苏联境内的費德欽科冰川区为 33 毫米/100 米^[16]。山区降水情况比較复杂,某些冰川区的最大降水带出现在中低山区,而不在高山区,例如喜馬拉雅山南坡的印度洋季风降水,主要集中在前山地带,那里年降水可达 4,000—12,000 毫米,而在珠穆朗瑪峯南側尼泊尔境内忠空姆冰川 5,500 米雪綫以上,据 A. 洛赫 (Roch, 1954) 从年积累层厚度估算,降水量可能減至 2,100 毫米^[17]。

随着空中水分輸送方向的差别,中国西部高山冰川上的年降水量分別从西北、西南、东南三个方向,自边缘山区向内部山区遞減。阿尔泰山、天山与祁連山西部,在西风环流的影响下,高山降水量自西北向东南減少,汗騰格里峯年降水估計可达 800—1,000 毫米,天山东段一般为 500—700 毫米,而祁連山西北端只有 300 毫米左右。在天山和祁連山,热量較少、居于迎风坡的北坡的冰川占有整个山区冰川数量的 80%,远比南坡为多。需

1) 据赵长俊估算。

要指出的是天山东段的哈尔雷克山,在局部特殊环流结构的影响下,夏季高空以偏南气流为主,南北坡冰川比較对称发育。帕米尔、喀喇昆仑山和喜馬拉雅山的中西段山势极高,对西风气流和印度洋季风的屏障作用特別显著,西帕米尔的費德欽科冰川高度 4,120 米处,1958 年降水达到 1,788 毫米^[18],而董光荣据 1960 年 6,7 月短期观测資料推测,东帕米尔的慕士塔格冰川 4,750 米高处的年降水仅 200—250 毫米。山地內側降水量的激減,急剧的提高了內側山地的雪綫,削弱了內側山地冰川的发育規模。太平洋方向来的水汽影响横断山区东部的冰川补給,从冰川邻近谷地內降水記錄推测,貢嘎山冰川上的年降水可能达 2,000 毫米左右,迎风坡——东坡——冰川的发育規模,超过了背风坡——西坡。祁連山东段冷龙岭冰川区年降水可能达到 1,000 毫米,南北坡冰川发育亦比較对称。青藏高原內部降水很少,在青藏公路沿綫地区,年降水一般为 300—400 毫米。总的看来,中国西部在严酷的大陆性气候下,远比北美、欧洲、中亚山地为干燥(欧洲阿尔卑斯冰川区年降水在 3,000 毫米以上),不利于冰川的发育。

中国冰川区降水的另一特色,是降水集中在暖季,一般 5—9 月的降水量占全年 2/3 以上。这一方面是季风降水的特征,另一方面还因西部巨大的高山高原在夏季是一个热源,促进了对流作用。夏季降雪減少了冰川的消融,影响到成冰过程,这与欧洲、北美山区在海洋性气候条件下由冷季降水补給的冰川,有很大差别。

由于大多数冰川区降水較少,中国西部雪綫普遍地高于其他中緯度山地,这样,中国西部冰川的发育便获得很低的温度条件。冰川上气温資料极少,祁連山、天山、慕士塔格等少数冰川表面和末端以下河谷中气温对比观测表明:由于下垫面的变化,从河谷过渡到冰川上温度遞減率可大到 1℃/100 米左右。如田云龙計算,祁連山的大雪山北坡冰川为 0.83°—0.97℃/100 米,謝应欽計算天山博格多北坡为 1.1℃/100 米,董光荣計算慕士塔格西坡冰川为 1℃/100 米,这个数字大于山地一般的垂直遞減率。如王中隆等計算天山烏魯木齐河源冰川区为 1℃/100 米,而从海拔 3,500 米至 850 米的河谷中,夏季最大遞減率为 0.77℃/100 米,冬季由于逆温层的存在,几乎不到 0.1℃/100 米。了解到高山地区温度梯度变化情况,就可以根据某些高山站的气象資料(表 1),大体推算出該地区粒雪綫附近的年平均气温:在中国天山中段約为 -10℃,祁連山西段为 -13℃,慕士塔格为 -15℃,这样的气温比我国以外中緯度其他山地冰川粒雪綫附近的气温要低得多(图 4),而与极地冰川相似(法兰士約瑟夫地为 -14°—-15℃^[19],新地島 -14℃^[20],东西伯利亚松达尔-哈雅塔为 -15℃^[21]),汗騰格里峯地区、冷龙岭和珠穆朗瑪峯北坡,降水較丰,粒雪綫所在的年平均气温可能上升至 -8°—-10℃。由此看来,中国冰川在降水量較少的条

表 1 中国西部某些高山站年降水量及年平均气温

地 区	測 站	海 拔 (米)	年 降 水 量 (毫米)	年平均温度 (℃)	記 录 年 份
中国天山中段	烏魯木齐河源天山站	3538	436.0	-5.2	1959—62
祁連山西段	大雪山站	4250	167.0	-7.0	1959—61
青藏高原北部	楚馬尔河	4780	275.1	-6.5	1956—60
唐古拉山区	溫 泉	4888	356.9	-4.1	1956—60
青藏高原中部	那 曲	4366	371.0	-1.9	1954—60

件下,依赖山地突出高度所取得的丰富冷储,是冰川发育的主要因素。

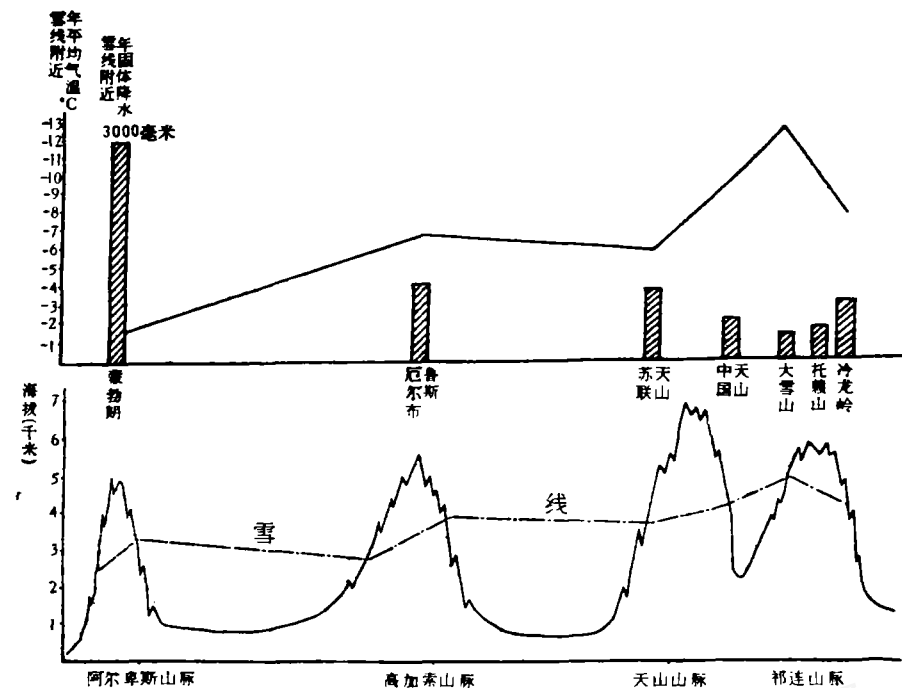


图 4 欧亚中纬度冰川水热特征比较

四、成冰作用

积雪—粒雪—冰川冰的变质作用是一个比较复杂的自然过程,它与水热交换条件有着密切的联系,研究成冰过程是认识冰川发育特征的重要方法之一。

1961—1962年,我们在乌鲁木齐河源1号冰川上对雪层的演变及成冰作用进行了系统的研究,发现在冷变质型雪层中普遍发育着很厚的“深霜”层,最大的厚度达52厘米(图5);而外伊犁阿拉套中央图尤克斯(Туюксу)冰川上深霜层最大厚度仅23厘米^[2],在祁连山和希夏邦马峰冰川上也普遍见到这种“柱状的”、“具稜角的”、中轴与冰面垂直的深霜¹⁾²⁾³⁾。这种深霜是由雪层中水汽迁移,凝华再结晶而成。

成冰过程发生于春季和秋季粒雪层中冷—暖状态交替时期,主要方式为融水下渗—再冻结作用,按融化量多少,渗透深度、雪层厚度、冷储量的多少以及它们之间的比例关系,我们把乌鲁木齐河源1号冰川分出三个成冰带⁴⁾: 1) 渗透—冻结带,分布于粒雪线以下⁵⁾(图6);此带融水除流失外,尚有渗透至粒雪层底部冰川冰面冻结为“附加冰”(成冰时间

1) 根据刘泽纯:祁连山的现代冰川。

2) 根据任炳辉:野马山老虎沟现代冰川作用。

3) 根据李吉均:疏勒南山西段南坡冰川的初步观察。

4) 冰川带或成冰带的概念是 П. А. 舒姆斯基 (Шумский, 1955)^[24] 首次提出,最近(1962)^[24] 该作者对冰川带的划分法及名称作了一些修改及补充。本文引用修改后的名称。

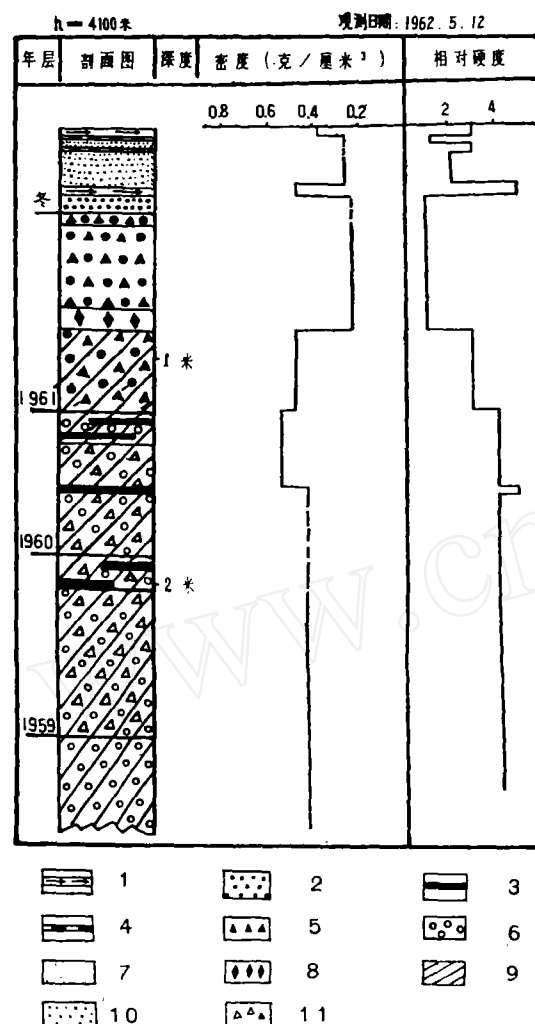
5) 粒雪线是指冰川表面粒雪与冰川冰的分界线,与雪线概念有别,后者为积—消融平衡线^[25]。

1—2 年), 在夏末粒雪融尽后, 附加冰露出, 有时会被误认为是消融冰面。渗浸-冻结带为大陆性气候条件下冰川的特征成冰带。2) 渗浸带——分布于粒雪线与零消融线之间; 融水渗入粒雪层中冻结成冰片, 使粒雪层密度提高, 3—5 年完成成冰过程, 消融强烈时有径流产生, 这是 П. А. 舒姆斯基等新近划出的一个新的冰川带^[24] (以前被划入冷渗浸带), 我们认为这个补充对我国冰川也是适当的。3) 冷渗浸-重结晶带——分布于零消融线以上, 融水量少, 渗浸作用较弱, 活动层温度始终低于零度, 无径流产生, 局部粒雪经过重结晶的成冰作用, 成冰时间 5 年以上。我们所见冷渗浸-重结晶带的粒雪层较薄 (7—8 米), 重结晶作用所占比例不大, 与 П. А. 舒姆斯基所规定的粒雪层厚 20—40 米的观念, 有所出入, 这与中国冰川粒雪区严寒, 降雪少的大陆性气候相适应。

希夏邦马峰北坡冰川亦存在着上述冰川带。在野博康加勒冰川上渗浸-冻结带分布于自雪线 (6,000 米左右) 至 6,100 米的高度内, 与其相邻的平顶冰川的积累区 (6,000—6,169.2 米) 则几乎完全属于渗浸-冻结带。野博康加勒冰川 6,100—6,900 米的登山路线上普遍分布着很厚的雪-粒雪层, 据登山运动员王鸿保的观察, 其最大厚度可达 15—20 米。粒雪层中均含有不同数量及厚度的渗浸冰片, 与乌鲁木齐河源 1 号冰川上渗浸带的构造相似, 并也有存在冷渗浸-重结晶带的可能。

渗浸-冻结带在中国冰川上的分布是很普遍的。任炳辉在祁连山西段, 王宗太在汗腾格里峰地区, 董光荣在慕士塔格山以及本文作者在祁连山东段的冷龙岭, 昆仑山东段西大滩的冰川上均见有附加冰的广泛存在。

人们在强调渗浸-冻结带对大陆型冰川的意义时, 往往忽略了渗浸带及冷渗浸-重结晶带的作用。例如, Г. А. 阿夫秀克 (Авсюк, 1956) 曾认为粒雪对苏联天山冰川的补给意义不大, 只有一些高峯上有较厚的粒雪^[26]。Л. Д. 道尔古辛 (Долгушин, 1959) 则认



1. 风雪板 2. 老雪 3. 渗浸冰片 4. 辐射壳 5. 沉霜
6. 粒雪 7. 细幼雪 8. 垂直构造深霜 9. 密雪 10. 中
幼雪 11. 未发育完全的深霜

高度: 4100 米, 观测日期: 1962 年 5 月 12 日

图 5 乌鲁木齐河源 1 号冰川冷变质型雪层构造

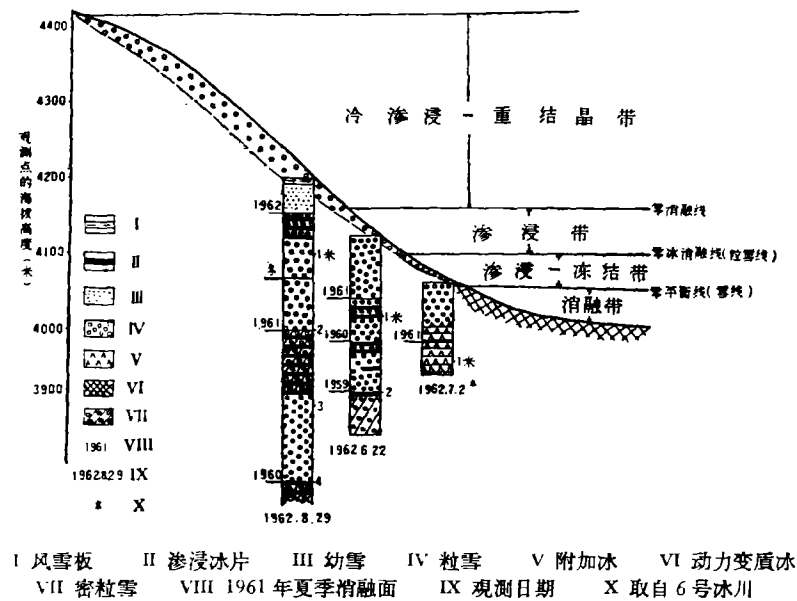


图 6 烏魯木齐河源 1 号冰川成冰带分布示意图

为祁連山冰川上积雪在其初步积累期末便几乎完全变质为冰^[27]。上述結論与我們在許多冰川上的观察是不一致的,我們认为中国的冰川仍以粒雪的补給为主。最近,許多苏联冰川学者报导,在高加索的厄尔布鲁斯 (Эльбрус)、西帕米尔的費德欽科^[28],外貝加尔科达尔山 (Кодар)^[29]、东西伯利亚的松达尔-哈雅塔山 (Сунтар-Хаята)^[20] 以及苏联天山的中央图尤克苏^[30]等冰川上均有厚数米至十数米的粒雪层,成冰年龄 3—5 年以上,可見在亚洲的其他冰川上主要以粒雪补給为特征的渗透带及冷渗透-重结晶带仍为分布最广、补給意义最大的冰川带。

冰川雪綫以下为消融带¹⁾,但在严寒的气候条件下,冰舌区亦有一部分冰面河,冰湖及裂隙中的水冻结成冰层,而非冰川区仍然分布許多常年不化的冰,只是这种冰埋藏在地下,以多年冻土的形式出现。П. А. 舒姆斯基称之为冻结带^[23],亦可看作地下的冰川作用。中国西北及青藏高原冰川渗透-冻结带以下分布着一个寬闊的多年冻土带,其垂直分布寬度达 500—1000 米以上,远比苏联中亚为寬(苏联天山为 300—500 米^[31])。

在喜馬拉雅山、中国天山、祁連山、昆仑山等山区及青藏高原上的河谷中,冬季广泛发育着冰椎,它有时与冰舌相連,与东西伯利亚的松达尔-哈雅塔冰川与冰椎相連发育的特殊景观类似^[32]。祁連山西部老虎沟 19 号冰川末端以下有延續 1 公里左右长的多年生冰椎,包含了一个圓丘形的冰岩盘,厚 30 米,面积达 2,900 平方米。

上述中国冰川带之間的相互关系及其内部构造完全符合于 П. А. 舒姆斯基所述的大陆型冰圈的构造^[23]。

关于冷渗透-重结晶带以上的冰川带的情况,我們的研究还少。据 П. А. 舒姆斯基,

1) 消融带——最低的冰川带,即冰舌,消融大于积累。

在中、低緯地区的高山上，冷滲浸-重結晶帶以上还存在着重結晶帶¹⁾及再冻结-重結晶帶²⁾。但是，据攀登希夏邦馬峯的登山队员王富洲等自頂峯及海拔 7,700 米处所采集的粒雪标本，以及对冰川表层构造的观测記述看来，在希夏邦馬峯頂部粒雪分布广泛，局部地区有冰体出露，并未見有重結晶帶或再冻结-重結晶帶。这可能与高山上輻射強烈、地形陡峻及风大等因素有关。这个高度的具体成冰过程还有待进一步研究。

至于西藏东南部某些降水最多的冰川的成冰作用，目前实际資料很少，可能存在 П. А. 舒姆斯基所說的暖滲浸-重結晶帶^{[23]3)}。

五、冰 川 溫 度

冰川温度状态是表现冰川发育特征的重要指标。Г. А. 阿夫秀克(1956)按温度状态将世界冰川分为五种基本类型(干极地型、湿极地型、冷湿型、大陆型及海洋型)，并与 П. А. 舒姆斯基所划分之成冰带相对应^[26]。

中国冰川温度观测資料較少。1959 年参加高山冰雪利用研究队的 Л. Л. 道尔古辛在大雪山老虎沟 20 号冰川及托賴山“七一”冰川上用电阻溫度計测定了 5 米及 9.5 米深的鑽孔內冰温^{[33]4)}。1962 年 6 月，黄茂桓、袁建模用改装了的土壤电阻溫度計在烏魯木齐河源 1 号冰川上进行表面层(4—5 米)冰、雪温度的观测(照片 12)，1964 年 4 月，我們在希夏邦馬峯北坡野博康加勒冰川冰舌下部(5,650 米)設置了 10 米深的測温鑽孔(照片 13)、在冰舌上部(5,830 米)及相邻的平頂冰川雪綫附近(5,900 米)分別設置了 5 米深的鑽孔，用自制的电阻溫度計取得了迄今世界上罕有高度的冰层温度資料。此外，冰川冻土室冻土队取得了一些冻土温度資料也可以利用来估价青藏高原冰川的温度情况。

对比中国冰川温度資料与世界某些冰川的温度(表 2)可以明显看出：中国天山、祁連山等山脉冰川温度比中緯其他冰川要低得多，而与极地冰川近似。消融期的零温层厚度在烏魯木齐河源 1 号冰川为 0.5 米(据黄茂桓、袁建模)，慕士塔格切爾干布拉克冰川上为 0.2—0.3 米(据董光荣)，而苏联天山一般为 1 米^[41]。由此可見，中国西北部高山冰川温度比苏联中亚冰川表现出更加強烈的大陆型特征，但喜馬拉雅山北坡冰川温度則与后者相近(图 7)。

粒雪层的温度与冰温差别很大，烏魯木齐河源 1 号冰川粒雪层夏季温度完全为零度，应属于冷湿型(Г. А. 阿夫秀克对中亚冰川并未作此划分)，可見在較小的冰川上，冰温状态亦与成冰作用一样，存在着明显的分帶性。

六、冰川的运动及构造

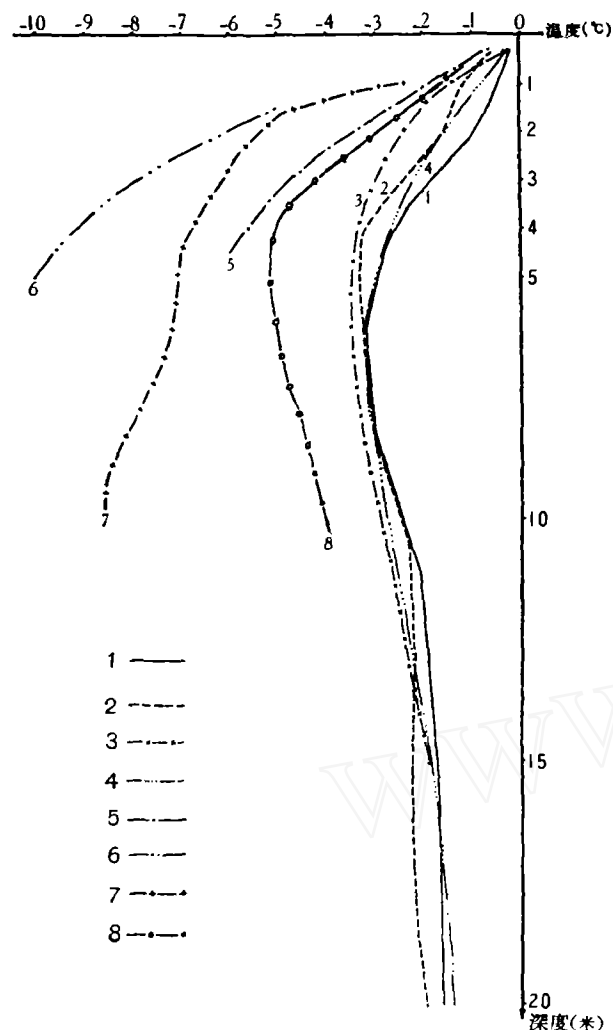
冰川运动是冰川发育过程中的重要环节，它将冰川的两部分——积累区和消融区联系起来，在运动过程中冰川对地壳进行刨蚀、搬运和堆积作用，长期以来冰川运动一直是

- 1) 重結晶帶——气温終年低于零度，雪表面完全不融化，粒雪层很厚(南极达 100 米以上)，在很大压力下，完全依賴重結晶作用成冰。
- 2) 再冻结-重結晶帶——夏季个别时刻气温可达零度以上，雪表面发生局部融化-再冻结作用，以重結晶成冰作用为主。
- 3) 暖滲浸-重結晶帶——雪多，气温高，融化強烈之滲浸作用深至活动层底部，有径流产生。
- 4) 根据刘泽純：祁連山的現代冰川。

表 2 中国与世界某些冰川温度对比

地 区	冰 川 或 地 区	测 温 部 位	冰 川 温 度 (℃)	测温深度 (米)	资 料 来 源
南极洲	边 缘	雪表面	- 10.0	0	参考文献[34]
法 兰 士 约 瑟 夫 地	热克松 (Джексон)	粒雪层	- 3.0	15	[35]
	楚尔梁尼斯 (Чурлянис)	冰	- 9.6	15	[35]
新地岛	绍卡斯基 (Шокальский)	粒雪层	0.0	20	[36]
极 地 烏 拉 尔	苏联地理研究所冰川	冰	- 1.4	27	[37]
		冰	- 1.7	10	[37]
东 西 伯 利 亚	松达尔-哈雅塔 31 号 冰川	冰舌	- 9.0	15	[36]
阿尔卑斯	一般冰川	冰	0.0	15	[38]
高 加 索	厄尔布鲁斯 (Эльбрус)	冰	- 2.0	2	[39]
		冰	- 9.3	3	[39]
阿 尔 泰	阿克特鲁冰川 (Актру)	冰舌 (2,200 米)	- 0.4	15	[40]
		雪线附近 (3,000 米)	- 4.5	15	[40]
且 尔 斯 基 阿 拉 套	卡拉巴特 卡克冰川	冰舌	- 1.5— - 1.6	15	[41]
外 伊 犁 阿 拉 套	中央图尤克苏 冰 川	冰舌	- 3.0	15	[42]
中国天山	乌鲁木齐河源 1 号冰川	冰舌 (3,830 米)	- 5.6	4	黄茂桓、袁建模 1962 年 6 月
祁 連 山	老虎沟 20 号冰川	冰舌 (4,600 米)	- 10.0	5	1959 年 6 月 [33] ¹⁾
	托賴山 “七一”冰川	冰舌 (4,500 米)	- 8.5	9	1959 年 6 月 [33] ¹⁾
喜 馬 拉 雅 山	希夏邦馬峯北坡野博 康加勒冰川	冰舌下部 (5,650 米)	- 4.0	10	謝自楚、季子修、黄茂桓 1964 年 4 月 20 日
		冰舌上部 (5,830 米)	- 8.6	5	1964 年 5 月 1 日
	希夏邦馬峯北坡拉克多 拉 7 号冰川(平頂冰川)	雪线附近 (5,900 米)	- 9.5	5	1964 年 4 月 21 日
昆 仑 山	青藏公路 附近	冻土 (4,800 米)	- 4.0 - 5.0	10	[43]
青 藏 高 原	风火山垭口	冻 土 (4,800—4,900 米)	- 3.5 - 4.0	6—12	[43]
唐 古 拉 山	青藏公路 附近	冻土 (4,900 米)	- 3.0 - 2.0	6—12	[43]

1) 根据刘泽纯：祁連山的現代冰川。



1. 苏联天山且尔斯基阿拉套山的卡拉巴特卡克冰川(1949年6月30日)
 2. 同上(1950年6月30日) 3. 苏联天山外伊犁阿拉套山的图尤克苏冰川(1959年6月) 4. 同上(1959年7月) 5. 中国天山乌鲁木齐河源1号冰川(1962年6月30日) 6. 祁连山西段大雪山老虎沟20号冰川(1959年6月30日) 7. 祁连山中段托赖山七一冰川(1959年7月17—18日) 8. 喜马拉雅山希夏邦玛峰北坡野博康加勒冰川(1964年4月19日)

图7 喜马拉雅山(北坡)、苏联天山、中国天山和祁连山冰川温度比较

冰川学研究的中心课题之一。

中国冰川运动观测开始较晚,目前已取得了一些表面流速资料,如老虎沟20号冰川及乌鲁木齐河源1号冰川有3年以上的系统观测,祁连山七一冰川有间隔一年的观测,此外,还有若干短期观测记录(表3)。根据这些资料可以看出,长度在10公里以内的冰川年流速一般不超过30米,珠穆朗玛峰北坡长达15公里的中绒布冰川年速亦仅35米左右。和中纬度其他冰川区比较,阿尔卑斯山较大冰川年速在30—150米间^[4],西帕米尔的

費德欽科冰川为 600 米^[4],而我国的冰川流速就显得很小,这与我国冰川积累少、規模小、冰层薄、温度低等特征有关。

表 3 中国某些冰川运动速度观测資料*

山系	山 脉	冰川名称	形态类型	长 度 (公里)	观测部位	观 测 时 間	日平均流速 (厘米)	年流速 (米)
祁連山	大雪山	老虎沟20号	山谷冰川	9.8	冰舌平均	1959—1961年		26
	托賴山	七一冰川	冰斗—山谷冰川	3.5	冰舌上段	1958年7月—1959年7月		16
	疏勒南山	大黑刺沟	山谷冰川	6.2	冰舌中段	1958年9月3日—9月5日	4.0	(14.6)
	冷龙岭	大东沟4号	冰斗—山谷冰川	3.8	冰舌上段	1958年9月4日—9月10日	6.3	(23)
天山	喀拉烏成山	烏魯木齊河源1号	冰斗—山谷冰川	2.4	冰舌前端	1959年9月—1962年9月		7
	哈尔雷克山	哈那它不底	山谷冰川	5.5	冰舌下段	1960年6月27日—7月31日	5.6—7.4	
	博格多山	白楊河1号至4号	山谷冰川	最长7.0	冰舌下段平均	1959年7月29日—8月4日	7.0—8.2	
		博格多果勒1号	大冰斗冰川		冰舌下段	1959年6月	9.1	
	闊克帖克套山	查可烏爾斯台	冰斗冰川		冰舌中下段	1959年7月20日—7月26日	2.3	
	汗騰格里峯	卡拉格玉勒	山谷冰川	34.0	冰舌中段	1959年6月—8月	2.58—0.86	
昆仑山	慕士塔格	切爾干布拉克	山谷冰川	13.0	冰舌平均	1960年夏	10.3	(20—26)
		苏木卡尔	山谷冰川		冰舌中央	1960年6月21日—7月21日	14.5	
喜馬拉雅山	珠穆朗瑪峯	中絨布	山谷冰川	15.0	冰舌中部5550米	1959年3月29日—5月8日	9.5	(34.7)
		东絨布	山谷冰川	13.0	冰舌下部	1924年10天記錄	7.62	

* 資料来源: 珠穆朗瑪峯中絨布冰川流速資料据中国珠穆朗瑪登山队資料計算, 东絨布冰川流速据 N. E. Odell^[4] 报告折算, 其余均为中国科学院高山冰雪利用研究队資料, 其中博格多山白楊河冰川日平均流速作了重算, 括弧內为从日速估計的年速。

任炳輝分析老虎沟 20 号冰川表面流速在空間及時間上的变化符合山岳冰川的一般規律: 在横剖面上,軸綫部分流速大, 兩側小, 在縱剖面上由冰舌前端的 14.45 米/年增至粒雪盆附近的 36 米/年(图 8); 夏季流速大于冬季(7 月份为 12.1 厘米/日, 1 月份为 6.35 厘米/年) 5 月份流速接近年平均值。

流速緩慢反映了中国冰川厚度較小, 依据拉加里公式用年速推算冰川厚度, “七一”冰川最厚处为 130 米, 老虎沟 20 号冰川最厚处为 140—150 米¹⁾。这个厚度和世界上最大山岳冰川——費德欽科冰川的最大厚度达 900 米^[16]的数值比較, 就大为逊色。

冰川运动速度緩慢加上体积較小, 必然使中国冰川的地质地貌作用(侵蚀—搬运—堆积)亦較中緯度其他冰川区为弱。

1) 根据刘泽純: 祁連山的現代冰川。

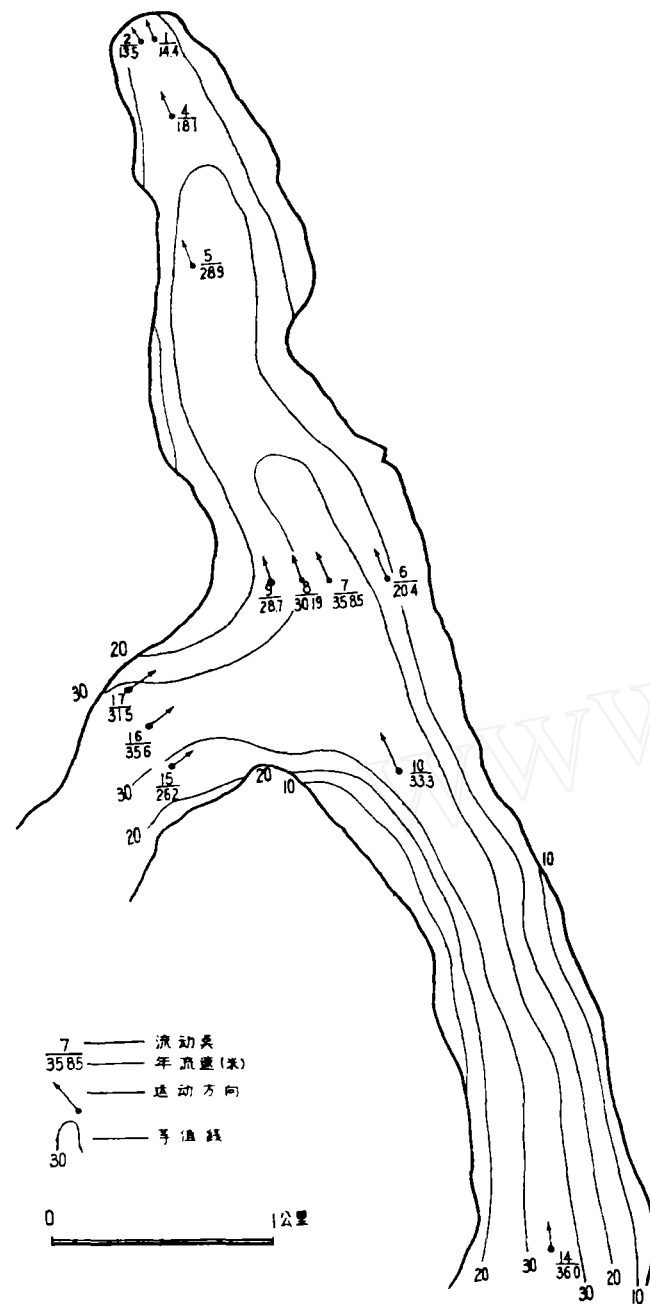


图 8 祁連山老虎沟 20 号冰川运动速度等值线图(据任炳辉、孙作哲)

在运动过程中,冰晶体发生深刻的动力变质作用。对乌鲁木齐河源 1 号冰川冰结构的研究(黄茂桓、謝自楚、米·艾里)表明:冰川冰晶体尺寸自上游 4,060 米处平均体积为 0.0217 立方厘米,向下游增大,至 3,825 米处增至 3.26 立方厘米,冰晶轮廓逐渐复杂化(曲率系数由 1.93 增至 2.39),冰晶长轴逐渐接近运动方向,气泡亦沿运动面排列。П. А. 舒姆

斯基^[46](1961)从南极研究中指出冰川冰应变的六个机制¹⁾,在乌鲁木齐河源1号冰川上均可見到。上述冰晶尺寸及形态的变化主要是由冰川的塑性流动引起的,由于冰川冰运动慢、年龄老,第二、第三机制占绝对优势,使冰晶尺寸得以充分生长,在冰舌前端发现的最大冰晶截面积达111.41平方厘米,約重630克,这样大的冰晶为世界其他高山冰川所罕見。

希夏邦馬峯北坡野博康加勒冰川消融区冰塔中絕大部分为白色的变质冰,据黄茂桓观察冰晶平均面积为2.7平方厘米。其中夹有寬数厘米至20厘米气泡很少的“蓝带”,其冰晶平均面积亦为2.7平方厘米,但附近紧靠的蓝带白色冰晶尺寸較小,一种仅0.2平方厘米,另一种平均为0.8平方厘米。与其他地区“冷性”冰川的蓝带特征相似^[23]。

冰川在运动过程中,发生复杂的变形,在許多冰川上均見有各种复杂的剪切、断裂、褶皱、逆掩断层等。由冰川块状滑动及塑性流动所引起的构造形态,在慕士塔格、珠穆朗瑪、希夏邦馬等較大的山谷冰川中更为普遍(照片14,15)。祁連山的“七一”冰川則有很美丽的倒轉褶皱(照片16)。

七、冰川的热量平衡与消融

冰川消融的热量主要来源于太阳辐射及冰川与大气之間的交换热。在1958—1961年間,对祁連山、天山、慕士塔格、珠穆朗瑪峯等地冰川的辐射和热量状态,陸續有些片断的观测分析。1962年对乌鲁木齐河源1号冰川夏季消融期辐射和热量平衡进行了較系統的观测(照片17)。

随着冰川所在緯度的降低、高度及干燥程度的增加,中国冰川热量收入各成分中,太阳辐射热居主要地位,乱流交换热相应减弱,凝結潜热无足輕重;热量支出各成分中,蒸发耗热較多,相对地削弱了冰川消融。慕士塔格冰川可能是这方面的极端性代表。据曾明煊等对1960年6—7月在該地海拔4,765米处冰舌上的观测資料計算,冰川的热量收入中,辐射热占92.1%(263.9卡/厘米²·日),乱流交换热仅占7.9%(22.6卡/厘米²·日),推測5,100米以上,太阳辐射可能成为冰川唯一的热量收入,辐射热比例之大为一般高山冰川所罕見,只有喀喇昆仑山西端的却哥朗瑪(Chogo-Lungma)冰川可以比拟,該冰川4,000米高处冰舌上,1955年6月中21天的消融期观测到辐射热占92.8%,达到390卡/厘米²·日^[47]。关于中国天山乌鲁木齐河源1号冰川的热量收入情况,白重瑗、謝維荣等根据1962年6—8月有选择的15天热量組成的計算和分析結果得出:15天内每平方厘米的总热量是5,204卡,其中辐射供热占84.4%,乱流交换热占10.3%,凝結热占5.3%。中国天山冰川上辐射热的比例比苏联天山为高[准噶尔阿拉套格拉西莫夫(Лед. Граси-мов)冰川1957年消融期辐射热占57%,阿巴依(Лед. Абай)冰川1956年为74%^[48]]。珠穆朗瑪峯海拔5,500米处最大辐射强度达1.80卡/厘米²·分,絨布寺(5,000米)年总辐射值达220.6千卡/厘米²,亦比中緯度其他冰川为大(高加索厄尔布魯斯峯海拔5,300米处测得最大辐射强度1.74卡/厘米²·分^[49],費得欽科冰川海拔4,900米年总辐射值为200

1) 按 П. А. 舒姆斯基: 第一机制——与冰晶基面平行的慢剪引起純粘性流动,结构不发生变化;第二机制——多晶集合体在小于1公斤/厘米²的剪应力作用下发生緩慢流动,生成定向排列的中粒晶体;較快流动时为第三机制;当压力繼續增加,引起晶体碎裂等变形(第四机制);当剪应力很大而正压力小时,冰中产生断裂-滑动(第五机制);在很大的正压力及剪应力及相当高的温度下,发生融化-再冻结作用(第六机制)并产生“蓝带”詳見参考文献^[46]。

千卡/厘米²·d)。(由于低緯度极高山上的強烈輻射,配合着冰川上的冰层褶皱、裂隙以及零散冰磧、融水侵蚀等条件,珠穆朗瑪峯北坡、希夏邦馬峯北坡冰舌部分,发育着奇特美丽的冰塔林,大的冰塔相对高达 20—50 米(照片 18, 19)。

冰川的热量支出,可分为融化和蒸发。慕士塔格冰川消融耗热中融化占 58.5%,蒸发占 41.5%。烏魯木齐河 1 号冰川分別为 85.3% 及 14.7%,謝維荣等利用有机玻璃蒸发皿 1962 年 7 月于烏魯木齐河源 1 号冰川进行試驗观测得日总蒸发量 0.65—0.90 毫米,这些資料与苏联天山冰川的观测結果有很大的区别。如 В. Л. 舒里茨 (Шульц, 1956) 认为中亚冰川上蒸发往往小于凝結,在热量支出中可以忽略不計^[50]。П. А. 切尔卡索夫 (Черкасов) 計算准噶尔阿拉套冰川蒸发量为 0.05—0.09 毫米/日^[48]。Г. А. 阿夫秀克計算且尔斯喀依阿拉套冰川上最大蒸发量为 0.116 毫米/日^[51]。中国干燥区冰川蒸发強烈,耗热大,相对的減少了冰川融化量,这是中国干燥区冰川发育的一个重要因素。

在消融类型中,中国大部地区冰川可称为典型的輻射型。这一特征表明用人工污化冰川,改变冰雪面的反照率,增加吸取輻射,促进冰川消融的方面有着发展的可能性。另外,有鉴于蒸发在消融耗热中比重較大,人工抑制蒸发,也可能是促进冰川消融的一条途径。

中国大部分冰川由于海拔高、温度低等关系,消融量較小,并限于夏季,冰舌前端最大消融深度一般相当于 1,500—2,500 毫米水柱(表 4)。汗騰格里峯地区的土耳其斯坦型山

表 4 中国某些冰川的消融观测資料

山 脉	冰 川	观 测 日 期	观测部位(海拔米)	消融量 (毫米)	日平均 消融 (毫米)	年消融量 (毫米)
天 山	卡拉格玉勒 卡扎尔特 阿格牙孜	1959 年 7 月 12—20 日	前端(3320)	263	33	(>3000)
		1960 年 7 月	中部(3300)	164	52.8	(>3000)
		1960 年 7 月下旬	前端(3240)		47.4	(>3000)
			中部(3580)		19	
	烏魯木齐河 1 号	1959—1960 年	前端(3300)			2852
		1960—1961 年	前端			2217
		1961—1962 年	前端			2772
	博格多山四工河 3 号 哈拉它不底	1961 年 7 月 4 日—8 月 7 日	前端(3610)	792	22.6	(2000)
		1960 年 5 月 4 日—8 月 9 日	前端(3450)	1700		(2500)
		1961 年 6 月 20 日—8 月 6 日	前端(3450)	750		(1500)
祁連山	老龙沟 20 号	1959	中部(4600)			1094
		1960	中部			1400
		1961				985
	托賴山“七一” 冷龙岭大东沟 4 号	1958—1959 年 1959 年 5—7 月	冰舌(4100—4500) 前端(4100)	1003.5		985
昆仑山	切尔干布拉克	1960 年 6 月 6 日—7 月 30 日	下部(4750)	890.2	16.2	(1500)
	戈伦陀	1956 年 8 月 11—19 日	下部(4300)	460		
	公格尔可克席尔	1956 年 8 月 8—18 日	下部(4400)	400		
	西大滩煤矿冰川	1961 年 7 月 20—22 日	前端(4710)	103		
喜馬拉雅 山北坡	中绒布	1959 年 7 月 3—20 日	前端(5350)	304		

戈伦陀冰川、公格尔可克席尔冰川消融据 E. A. 列别茨基^[52];中绒布冰川消融量据中国珠穆朗瑪峯登山队,科学考察队資料,余均据中国科学院高山冰雪利用研究队。

谷冰川的消融量较大,可达 3000 毫米以上,冬季亦不断流。

П. А. 舒姆斯基(1947)提出:把雪线附近积累与消融对高度的增量之和,称为冰川作用能(E),以毫米/米表示。冰川作用能的大小指明了冰川的活动能力及冰川参与水分循环的强度^[53]。

依冰川的消融资料,利用 П. О. 谢格洛娃(Сеголова, 1952)公式^[54]可以求出某些冰川的冰川作用能,对比中国冰川与世界某些冰川作用能(表 5)可以看出:中国西北山区冰川作用能较海洋性气候条件下的阿尔卑斯冰川为小,而近似于极地冰川。如慕士塔格冰川作用能仅 1.8 毫米/米,与北极斯皮次伯根岛冰川近似。这说明中国大多数冰川的活动性较小,其地质-地貌作用亦较弱。

表 5 中国冰川与世界某些冰川的“作用能”比较

地 区	冰 川	冰川作用能(毫米/米)	资 料 来 源
冰 岛	根斯-貝依	3.25	参考文献[53]
	斯皮次伯根	6 月 14 号冰川	同 上
	法兰士约瑟夫地	0.6—0.7	同 上
	斯堪的纳维亚	瓦特南奥库尔	同 上
	新地岛	7.9	文献[55]
	东西伯利亚	松达尔-哈雅塔 31 号冰川	文献[21]
	格陵兰南部	3	文献[53]
	北美卡斯卡特	南卡斯卡特	文献[56]
	阿尔卑斯	12—16	文献[53]
	苏联中亚	4—24.7	文献[53]
中国天山	阿格牙孜	7.8	据许世远
	乌鲁木齐河源 1 号	6.7	作 者
	哈那它不底	5.8	作 者
	祁连山	老虎沟 20 号	作 者
	托赖山“七一”冰川	3.0	作 者
昆仑山	冷龙岭	5.0	作 者
	慕士塔格	1.8	据董光荣
	西大滩煤矿冰川	3.4	作 者

八、冰川的物质平衡与进退变化

所有中国各地区的冰川考察人员,都发现冰川处于衰退状态,不能不引起人们对于水源变少,气候变干的忧虑。但冰川的进退波动情况,是很复杂的,简单地从冰川附近地貌形态和冰舌末端的消融强度去推断冰川衰退速度,往往导致不正确的结论。为了解决这个问题,必须深入进行冰川物质平衡的研究。

以前一些人关于冰川物质平衡的计算,往往对积累量计算偏低,使冰川的负平衡值偏高。1962 年,我们对观测资料比较完整的乌鲁木齐河源 1 号冰川,测绘了精度较高的 1:10,000 地形图,重新进行物质平衡的计算,其结果表明,负平衡值比以往估计要小得多。该冰川在自 1959 年 9 月至 1962 年 9 月平均每年积累收入水量 121 万立方米,消融支出为 146.2 万立方米,纯亏损水量 25.2 万立方米,折合水层厚度为 129 毫米。每年纯亏损量约占冰川储水量的 0.3%。上述计算的定性观念,大体可以应用于天山中东段、祁连山中

西段,昆仑山与青藏高原上广大的内部山区。关于珠穆朗玛峰北坡绒布冰川的物质平衡,中国珠穆朗玛峰登山队科学考察队水文组计算得负平衡值为 570 毫米,以此预计该冰川只有 200—500 多年的寿命。计算中的冰川积累量以冰川末端以下的绒布寺(5000 米)的降水量(1959 年 4 月至 1960 年 3 月为 323 毫米)为准,显然偏小得多。珠峰高处降水根据南坡尼泊尔境内忠空姆冰川年积累量推算,远大于绒布寺降水,则冰川的负平衡值将相对地大为减小。

与其他中纬度高山冰川比较,中国冰川的负平衡值是很小的(图 9),表明中国冰川具有较大的稳定性,衰退速度不大。

冰川的物质平衡具有明显的波动性,乌鲁木齐河源 1 号冰川 1959—1962 三个水文年度物质平衡量分别为 -188、-33、-167 毫米,1960—1961 年度最小仅为 3 年平均值的 26%。

由于我国现代冰川研究开展

较晚,依靠重复观察直接取得的冰川进退资料很少。1956 年中苏混合登山队标定了慕士塔格山区若干冰川的末端位置,1960 年科学院冰雪队前往观测比较,发现各冰川以每年 1.7—3.7 米的速度退缩。在 1921 年英国探险队测制的 1:100,000 珠穆朗玛峰北坡地图上^[57],东绒布冰川末端距中绒布冰川约 1930 米,1959 年中国登山队再往勘测时,两冰川间距增长至 2500 米,据此推算平均每年东绒布冰川后退速度为 14 米。汗腾格里峰地区的木扎特冰川,根据当地群众记忆的位置,冰雪队测定 1909—1959 年内退缩 750 米,即每年 15 米。一千年前杜环记述上下木扎特冰川的里程为“50 里许”^[1],而目前不足 30 里,可能说明这条冰川已缩短了 10 公里以上。郑本兴根据 1930(袁复礼),1959(朱景郊)和 1962 年对天山博格多峰北坡大冰斗冰川测图资料,计算该冰川主流冰舌以每年 0.9 米(1930—1959)与 1.6 米(1959—1962)速度后退。综上所述,我们认为,从降水丰富、冰川末端位置低的边缘山地到干燥而冰川末端位置高的内部山地,冰川的衰退程度逐渐趋于缓和。

冰舌外围的终碛和侧碛,可作为冰川进退波动的标志,从阿尔泰山、天山、祁连山、西昆仑山直到珠穆朗玛峰和西藏东南的阿塔冰川,在较典型的情况下,有 3 道弧状突出的新鲜终碛和侧碛。在西北较干燥高寒气候条件下,这些终碛或侧碛上岩块松动、崎岖,没有或很少植物生长;在西南较湿热的气候条件下,冰川下垂至森林带,新终碛已繁生幼林。阿尔卑斯^[58]、苏联阿尔泰山^[59]等有相似的三道终碛,产生于 17—19 世纪上半期的小冰期,它们代表 80—90 年左右周期的气候波动。由于 17—19 世纪小冰期的冰川前进在欧亚大陆与北美具有普遍性,因此,我们可以较有根据地推断中国冰川的 3 道新终碛亦为 17—19 世纪小冰期的产物。

从最外围一道新冰碛形成时至今,除汗腾格里峰地区外,祁连山、中国天山较大冰川

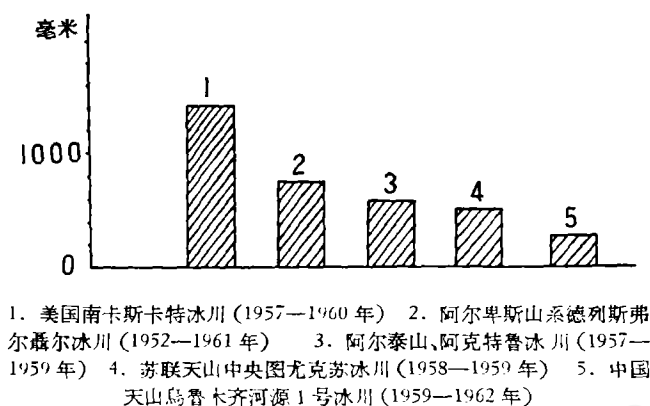


图 9 中纬度某些冰川物质平衡比较

的末端一般縮短了 200—1,200 米,冰舌表面較側磧低了(即变薄了) 20—40 米。变动的幅度从冷龙岭和瑪納斯河源等降水較多的边缘山区向中国天山东端和祁連山西端减少。

与中緯度其他冰川区比較,中国内部山区冰川的退縮量要逊色得多。例如阿尔卑斯冰川自 1870 年以来,已失去 36% 的面积,較大冰川縮短了 1 公里以上(Vernagtferner 冰川 19 世紀最大,至今縮短 3.5 公里)^[44]。高加索冰川总面积在 1950—1959 年間即縮去 10%^[60],冰川縮短了 1 公里以上[厄尔布魯斯大阿扎烏(Б. Азай)冰川自 1857—1957 年共縮短 2,184 米^[60]],而中国烏魯木齐河源 1 号冰川从外終磧形成时至今(約 300 年)面积縮小 21.5%,自內終磧形成时至今(約 100 年)面积縮小 12.1%。祁連山的“七一”冰川、老虎沟 20 号冰川从新冰磧(未分化)形成至今,面积减少不到 1%。由此可見,中国内部冰川的波动幅度很小,表现出較大的稳定性(照片 20)。

由以上的分析中,我們认为,中国西北地区冰川是比較稳定的,不会在近数百年以致数十年內发生大量消亡,随着气候向冷湿方向变化,冰川还具有繼續发展、前进的可能性。

九、中国現代冰川的区划

在分析了中国現代冰川的基本特征之后,可以对其区划問題进行初步探討。

目前存在着不同的区划原則。許多人(И. В. Бут, 1961^[61], В. С. Преображенский, 1961^[62], Л. Д. Долгушин, 1961 等)^[33]按大气环流、水气来源等气候因素进行区划。G. 阿尔曼(Ahlman)、П. А. 舒姆斯基(1955)、Г. А. 阿夫秀克(1956)則按冰川本身的物理性質进行分类及区划。后两者分別按成冰作用及冰川温度状态将中緯度冰川分为两个基本类型:暖渗浸或海洋型和渗浸-冻结或大陆型^[23,26]。П. А. 舒姆斯基在更早些时候(1947)便闡述了在海洋性及大陆性气候条件下,冰川的性質有很大的区别^[53]。冰川的成冰作用,温度类型以及其他一系列物理性質及过程都取决于它与外界物質与热量交换的条件及状态。海洋型冰川分布于受海洋湿润气流影响的地区,雪綫低,气温高,冰川主要依据极丰富的降水所提供的物質条件而生存,以暖渗浸带为其特征成冰类型,冰川作用能大,运动速度快,消融強烈,冰川温度高(接近融点),进退幅度大、波动次数多,地質-地貌作用強烈,水分循环速度大,冰川作用活跃。大陆型冰川分布于气候干燥的大陆内部,雪綫高,气温低,冰川主要依賴极低温度所提供的冷儲条件而生存;以渗浸-冻结带为其特征成冰类型,冰川作用能小,运动速度慢,消融較微弱,冰川温度低(恆为負温),进退幅度小、波动次数少,地質-地貌作用較微弱,水分循环速度小,冰川作用不活跃。

从上文中国現代冰川发育的水热条件及特征的分析中,不难看出:中国現代冰川基本上为大陆型,其范围北起阿尔泰山奎屯峯,南至珠穆朗瑪峯和希夏邦馬峯的北坡,西自帕米尔,东到冷龙岭和阿尼馬卿山,在这样广大地区內,冰川具有物質补給少(降水不超过 1,000 毫米),温度低(雪綫附近的年平均温度低于 -8°C),消融弱等一系列大陆型冰川的特征。唯有西藏东南部山区的某些冰川可能属于海洋型,例如緯度与珠穆朗瑪峯相近的阿塔冰川,在印度洋季风強烈影响之下,冰川末端下垂至 2,500 米左右,較珠峯南坡尼泊尔境內最大的忠空姆冰川还低 1,400 米,与阿尔泰山最大冰川末端相仿,可見其补給量的异常丰富和雪綫附近温度之高。西藏东南部波密地区气候亦很湿润,河谷中及兩側山坡

上生长着茂密的原始針叶林,我們在 1964 年观测,雪綫下降至 4,500—5,000 米,雪崩作用极为活跃,冰舌末端下降至 3,700—4,000 米。冰川的規模虽不大,但却十分活跃,消融量很大,加上地形、沉积物等其他条件的配合,常引起大規模的泥石流。該区冰川主要靠雪崩补給,降水量亦很丰富,在波斗藏布北岸古乡冰川冰舌下部六月底尚有 1.5—2.0 米厚之粒雪,裂隙中 10 米深以內温度接近 0℃,而裂隙底部則充滿着融水,这些現象与阿尔卑斯的冰川相似,可見,在我国也确实存在着海洋型冰川。

如前所述,中国內部山地冰川与苏联中亚山地冰川相比,具有更加突出的大陆型特征,而边缘山脉冰川特征則与后者近似,因此,有必要将它們加以区别。李吉均将中国西部(主要是內陆)冰川称为“大陆性冷型冰川”^[63],崔之久称其为“大陆型干燥气候下的高位山地冰川”^[64],也有一些同志(郑本兴、許世远)曾将祁連山及中国天山东西两段冰川分别分为干燥的大陆型及湿润的大陆型两种。我們认为将中国內部冰川称为极大大陆型冰川更为恰当。而苏联中亚及中国西部边缘山脉冰川(除上述属于海洋型的冰川外)称为亚大陆型,前者才是真正典型的大陆型冰川,而后者为海洋型与典型的大陆型冰川之間的过渡类型。

中国的极大大陆型冰川分布于祁連山中、西段,中国天山中、东段,昆仑山及青藏高原中部、北部,范围广大。祁連山西段(大雪山),西昆仑山(慕士塔格-公格尔山)冰川上降水在 300 毫米左右,雪綫附近年平均气温为 $-13--15^{\circ}\text{C}$ 与极地冰川近似,为极大大陆型冰川的代表。亚大陆型冰川分布于中国天山西段(汗騰格里峯地区),祁連山东段(冷龙岭),阿尔泰山等处,冰川区降水量达 800—1,000 毫米,雪綫附近的年平均气温大致为 -8°C 左右,青藏高原南部的冰川(唐古拉以南)以至珠穆朗瑪峯和希夏邦馬峯北坡的冰川,由于緯度降低,温度升高,降水增加,大陆型特征有所削弱,亦宜划入亚大陆型。

在一个山系以內的冰川区划,則山势条件和冰川分布型式具有更重要的意义。例如 B. A. 費道洛維奇把中国天山冰川划出山汇冰川类型,狹窄高山的冰川类型、平頂山的冰川类型^[65]。郑本兴对于祁連山冰川作了較細致的形态分区。关于冰川区划的研究,目前尚在开始阶段,有待进一步的积累資料,深入探討。

从現代冰川特征可以推論冰川在国民經济中的作用和利用問題:

1) 干旱区大陆型冰川在暖季消融,补給河流,成为灌溉的重要水源,补給量較稳定,在干旱年多供水,湿润年少供水,具有高山固体水庫的作用。冰川对河流的补給比重,随着气候上干燥程度与山势高度的增加而增加。

2) 极大大陆型冰川冰面較洁淨,消融热源 80% 以上来自太阳輻射,冰川以下河床中冰椎发育,有利于以人工黑化冰雪面,促进消融,增加灌溉水量措施的推行。抑制蒸发也可能是人工促进消融的一条途径。但是,冰川所在海拔高、温度低与冰川地区交通的极度不便,則是人工調节冰川消融措施推广的主要障碍。

3) 海洋型冰川(西藏东南部)的大量降水与剧烈消融,产生破坏性的泥石流与雪崩,对交通和农业有一定程度的危害,应加强观测,找出預測和防治方法。

(收稿日期:初稿 1963 年 7 月,修正稿 1964 年 7 月)

参 考 文 献

- [1] 杜 环: 經行記, 載文献通考第 336 卷。清代徐松的西域水道記和秋坪的冰岭記程都引述了經行記中对木扎特冰川描写的一段文字。
- [2] Merzbacher, G., The Central Tian-Shan Mountains, 1905.
- [3] Sven-Hedin, I., Die Gletscher des Mustagata, Zeitschrift der Gesellschaft fur Endkunde zu Berlin, Bd. 30, 1895. 2. Through Asia part. 1, 1898.
- [4] Odell, N. E., Observations on Rocks and Glaciers of Mt. Everest, Geogr. Jour. Vol. 66, No. 4, 1925.
- [5] Heim, A., The Glaciation and Solifluction of Minya Gongkar, Geogr. Jour. Vol. 87, No. 5, 1936.
- [6] Dainelli, G., Risultati Geologici e Geografi della Spedizione Italiana De Filippi nell'Himalaya, Caracorum e Turchestan cinese 1913—14. Bd. 3. Studi Sul Glaciale, 1922.
- [7] Visser, Ph. C., Karakorum Glaziologie, 1938.
- [8] Klebelsberg, R. v., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 2. 1949.
- [9] Сапожников, В. В., Монгольский Алтай в Истоках Иртыша и Кобдо, 1911. 轉引自 Тронов, М. В., Очерки оледенения Алтая, 1949.
- [10] 中国科学院高山冰雪利用研究队: 祁連山現代冰川考察报告, 科学出版社, 1959.
- [11] Stein, A., Memoir on Maps of Chinese Turkestan and Kansu from the Surveys made during Sir Aurel Steins explorations 1900—1901, 1905—1908, 1913—1915, 1923.
- [12] 崔之久: 貢嘎山現代冰川的初步观察, 地理学报 第 24 卷 第 3 期, 1958 年。
- [13] Ward, F. K., The Himalaya East of the Tsanpo, Geogr. Jour. Vol. 84, No. 5, 1934.
- [14] 唐邦兴: 念青唐古拉山主峰附近的冰川初步观察, 地理学資料第 6 期, 1959 年。
- [15] Pai Chin-hsiao, The Ascent of Amne Machin, The Alpine Journal, Vol. LXVI, No. 303., 1961.
- [16] Калесникова, В. Н., Исследования на леднике Федченко в период МГГ., Материалы Гляциологических Исследований, Хроника, Обсуждения, вып. 4, 1962.
- [17] Roch, A., The Glaciers, Snow and Avalanches of Mt. Everest, Jour. Glaciology Vol. 2, No. 16, 1954.
- [18] Geordio, V. A. etc., The Fedtchenko Glacier and Climate, Commission des Neiges et Glaces, 1960, Helsinki, 1961.
- [19] Гросвальд, М. Г. и Кренке, А. Н., Исследование современного оледенения Земли Франца-Иосифа, Известия АН СССР. сер. География, 1961 № 2.
- [20] Каневский, З. М., Климатическая характеристика района Русской Гавани (Новой Земли), Исследования ледниковых районов, № 2, 1962.
- [21] Корейша, М. М., Режим современного оледенения Хр. Сутар-Хаята, Исследования Ледников и Ледниковых Районов, вып. 1, 1961.
- [22] Судаков, П. А. и Вилесов, Е. Н., К Вопросу изучения эволюции сезонного снега на Малоалматинских ледниках, Гляциологические Исследования В Период МГГ Заилийский и Джунгарский Алатау II, 1962.
- [23] Шумский, П. А., Основы структурного ледоведения, АН СССР. 1955.
- [24] Шумский, П. А. и Цыкин, Е. Н., К Вопросу гляциологической зональности, Материалы гляциологических исследований, Хроника, обсуждения, вып. 5, 1962.
- [25] Калесник, С. В., Проблема снеговой границы, Вестник ЛГУ 1961 № 12.
- [26] Авсюк, Г. А., Температура льда в ледниках, Труды ИН-та Географий, т. 67, 1956.
- [27] Долгушин, Л. Д., Современное оледенение Наньшани, Известия АН СССР, сер. Геогр., 1959, № 6.
- [28] Тачкова, Н. А., Текстура верхнего слоя и некоторые механические свойства льда и фирна ледника федченко, Гляциологическая экспедиция на леднике Федченко, Фрунзе, 1960.
- [29] Преображенский, В. С., Кодарский ледниковый район Забайкалье, АН СССР, 1960.
- [30] Макаревич, К. Г., Исследования ледников Заилийского Алатау в период МГГ., Материалы Гляциологических исследований; Хроника, обсуждения, вып. 4 1962.
- [31] Забиров, Р. Д., О работах по программе МГГ на Тяньшаньской физико-географической станции АН Киргизской ССР, Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения, вып. 4, 1962.
- [32] Граве, Н. А., Физико-географические условия развития современного оледенения и вечной мерзлоты в Восточной, сибир. XIX Международный географический конгресс в Стокгольме, Изд-во АН СССР, м. 1961.

- [33] Dolgushin, L. D., Main Particularities of Glaciation of Central Asia according to the Latest Data Commission des Neiges et Glaces 1960, Helsinki 1961.
- [34] Богословский, В. И., Температурный режим и движение антарктического ледникового покрова, Советская Антарктическая экспедиция, Т. 10, М. 1960, Изд-во Морского Транспорта.
- [35] Разумейко, Н. Г., Типы температурного режима ледников земли Франца-Иосифа, Исследования ледников и ледниковых районов, вып. 1, 1961.
- [36] Хмелевский, И. Ф., О предварительных результатах измерений температуры фирново-ледяной толщи на Новоземельском ледниковом щите, Материалы гляциологических исследований хроника, обсуждения, вып. 3, 1961.
- [37] Троицкий, М. С., Гляциологические исследования в период МГГ на полярном Урале, Материалы гляциологических исследований, Хроника, Обсуждения, вып. 3, 1962.
- [38] Jacobs, J. A. Russell, R. D., Wilson, J. Tuzo, Physics and Geology, Chapt. 17, Glaciology 1959.
- [39] Плам, М. Я., Измерения температуры верхнего трехметрового слоя ледников южного склона Эльбруса, Информационный сборник о работах по международному геофизическому году, вып. 5, 1960.
- [40] Тронов, М. В., Итоги гляциологических исследований на Алтае в период МГГ, Материалы гляциологических исследований, хроника, Обсуждения, вып. 4, 1962.
- [41] Авсюк, Г. А., Измерение температуры льда ледника Карабаткак, Труды Ин-та Географии, Т. 60, 1954.
- [42] Вилесов, Е. Н., Предварительные результаты измерений температур льда Ледника центрального Туюксуевского, Гляциологические исследования в период МГГ, Заилийский и Джунгарский Алатау, 1, 1961.
- [43] 周幼吾、杜榕恒: 青藏高原冻土的初步考察, 科学通报, 1963 年 2 月。
- [44] Charlesworth, J. K., The Quaternary Era with Special Reference to its Glaciation Vol. 1, chapt. 5, Ice Motion 1957.
- [45] Суслов, В. Ф. и Ноздрюхин, В. К., О движении ледника Федченко в фирновой зоне, Гляциологические исследования, № 5, 1960.
- [46] Шумский, П. А., Механизм деформирования и перекристаллизация льда, Материалы по исследованиям мерзлых грунтов сборник 4, исследования по физике и механике мерзлых грунтов, М, 1960.
- [47] Untersteiner, N. Glazial meteorologische Untersuchungen im Karakorum, Archiv meteorol. geophy. and bioklimat, В 8, 1—2, 1957.
- [48] Черкасов, П. А. Тепловой баланс и абляция на поверхности ледников Бассейна реки баскан хребта Джунгарский Алатау, Гляциологические исследования в период МГГ Заилийский и Джунгарский Алатау 1, 1961.
- [49] Voloshina, A., Radiation and thermal factors in the ablation of glaciers on the southern slope of Elbrus, Commission des Neiges et Glaces, 1960 Helsinki, 1961.
- [50] Шульц, В. Л., Таяние снежников в горах Средней Азии, Ташкент, 1956.
- [51] Авсюк, Г. А., Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников, Труды Ин-та географии, Т. 56, 1953.
- [52] Е. А. 列别茨基: 在中国西部山区, 地理知识, 1958 年 6 月。
- [53] Шумский, П. А., Энергия оледенения и жизнь ледников, М., 1947.
- [54] Сеголова, П. О., Вопрос о энергии оледенения, Известия всесоюз геогр. общ., 1952, № 5.
- [55] Чижов, О. П., Предварительные научные результаты гляциологических исследований на Новом Земле, Автореф. Сообщения Материалы гляциологических исследований, Хроника, обсуждения, вып. 3, 1961.
- [56] Meier, Mark. F., Mass Budget of South Cascade Glacier 1959—60, Geol. Surv. Profess. Paper 61, No. 424—13.
- [57] Preliminary Map of Mt. Everest Geogr. Jour. Vol. 59, No. 2, 1922.
- [58] Kinzl, H., Beitrage zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen Z. Gletscher. 17, 1929, 轉引自 [44].
- [59] Тронов, М. В., Очерки оледенения Алтая, 1949.
- [60] Тушинский, Г. К., Гляциологические работы на Эльбрусе, Информационный сборник о работах по Международному Геофизическому Году. № 1, 1958.
- [61] Бут, И. В., О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распространением ледников в северном полушарии, Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году, № 9, 1962.
- [62] Преображенский, В. С., Современные оледенения гор Северо-востока Азии, XIX Международный

географический конгресс в Стокгольме, 1961.

[63] 李吉均: 高山地貌的两个问题, 中国地理学会一九六一年地貌学术讨论会论文摘要, 1962.

[64] 崔之久: 中国的现代冰川, 地理, 1962 年 5 月.

[65] Б. А. 费道洛维奇、严欽尚: 关于中国境内天山冰期次数及其性质的新资料, 新疆维吾尔自治区的自然条件 (论文集), 1959.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВ КИТАЯ

Ши Я-фунь, Се Зы-цу

(Лаборатория гляциологии и геокриологии Института географии АН КНР)

Резюме

1. Еще в 8 веке китайский писатель Ду-хуань, посетив ледник Музарт горного узла Хан-тенгри, подробно описал данный ледник. Это древнейшее сведение о ледниках в Китайских литературах. С конца 19 века некоторые иностранные ученые и туристы исследовали некоторые ледники гор запада Китая. В 1958 г. при АН КНР организована экспедиция по изучению высокогорных льдов и снегов и их использованию и начались специальные гляциологические исследования (в Цилиньшане, Восточном Тянь-шане, и г. Музтаг-конгру). В 1959 г. в западной части Цилиньшаня (в г. Дасуеньшане) и в восточном Тянь-шане (в верховье р. Урумчи) были созданы две гляциологических станции. В 1960 г. в г. Ланьчжоу был создан подготовительный комитет по созданию института по изучению ледников, снежного покрова и мерзлых грунтов и начались геокриологические и гляциологические исследования на Тибетском нагорье. В 1962 г. выше указанный комитет был реорганизован в лабораторию гляциологии и геокриологии Института географии АН КНР. Кроме того, гляциологические исследования проводили также и отряды альпинистов КНР (в г. Джомолунгма, г. Сисяпангма, г. Музтаг-конгру, г. Гуньга) Институт по комплексному изучению гидрологии, почвоведения и биологии Синьцзянского филиала АН КНР и некоторые геолого-разведочные отряды.

2. Общая площадь оледенения Китая составляет около 44 тыс. км². Для отдельных хребтов: Алтай (кит. часть) — 180 км² (не пол.), вост. Тяньшаня — 4,865 км², Цилиньшаня — 1,316 км², Кунылуна и вост. Памира — 10,000 км², (в том числе Музтаг-Конгру — 596 км²), Каракурум (Кит. часть) — 4,840 км², хр. Сино-Тибета — 2,700 км², г. Внутреннего тибета — около 15,900 км². Общий запас воды составляет около 2,300 км², в том числе половина сосредоточена в орошаемых земледельческих районах. Наилучшие условия для развития оледенения имеют периферийные хребты (горный узел Хан-Тенгри, хр. Каракурума и хр. Гималай) где особенно выделяются крупные, долинные и покрытые поверхностными моренами ледники туркестанского типа. Во внутренних горах распространяются преимущественно малые долинные, каровые и всякие ледники со сравнительно чистой поверхностью.

3. Снеговая граница расположена высоко и повышается с периферии в центр, а на северном, склоне Гималая достигает 6200 м. Большая часть ледников Китая (внутренних хр.) развивается в условиях резкого континентального климата.

Количество осадков в районах оледенения мало (300—1000 мм). Средняя годовая температура воздуха вблизи снеговой линии низка (— 8° — — 15°C). Их крайние

величины появляются в ледниках г. Музтаг, где количество осадков и температура воздуха соответственно 250 мм. и -15°C . Большая часть осадков (60—90%) выпадает в теплое время года.

4. Характерным типом льдообразования в ледниках внутренних хребтов Китая является инфильтрационно-конжеляционный. Ширина зоны ледяного питания достигает 100—300 м, по вертикалю. Ниже этой зоны вне района оледенения развиваются мощные (до 150—200 м) многолетнемерзлые породы, ширина которых по вертикалю достигает 500—1000 м. Основной зоной питания ледников являются холодная инфильтрационно-рекристаллизационная и инфильтрационная, Рекристаллизационная и режеляционно-рекристаллизационная зоны не были обнаружены даже на высочайших вершинах Гималая.

5. Температура льда в ледниках внутренних хребтов Китая очень низка. Температура льда в леднике № 1 верховья р. Урумчи (восточного Тяньшаня) на глубине 4 м. в июнь (1962 г) достигает -5.6°C . В леднике “1 июль” (в центр. части Цилиньшаня) на глубине 9 м. в июнь (1959 г.)— -8.5°C . А в леднике чепокангара г. Сисялангма на высоте 5650 м. температура льда на глубине 10 м. А в апрель составляет -4°C .

6. Скорость движения ледников Китая незначительна. Максимальное значение по имеющимся данным не превышает 35 м/год (восточ. Юньбуйский ледник г. Джомолунгма). На небольшом карово-долинном леднике (л. № 1 верховья р. Урумчи) наблюдали все 6 механизмов деформирования льда, установленных П. А. Шумским. Максимальный размер кристаллов льда на конце языка ледника весит В 630 г.

7. Основным источником тепла, затраченным на абляцию ледников, является солнечная радиация. Доля радиационного баланса на леднике № 1 верховья р. Урумчи (3835 м.) составляет свыше 84.4% в приходной части теплового баланса ледника (1962. 6—8), а на леднике Черганбрак г. Музтаг (4750 м.)—92.1% (1960, 6—7). Максимальная напряженность солнечной радиации на северном склоне г. Джомолунгма (5500 м.) достигает $1.80 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, а годовая суммарная радиация— $220, 6 \text{ ккал/см}^2$ (5000 м). Величина испарения с поверхности ледников очень значительна. По непосредственному наблюдению на леднике № 1 верховья р. Урумчи величина испарения составляет в среднем 0.65 мм/сутки (1962. 7). На леднике Черганбрак затрата тепла на испарения составляет 41.5% от суммы тепла, затраченного на абляцию. Интенсивное испарение ослабляет абляцию ледников и способствует развитию оледенения в районах с резким континентальным климатом. Величина абляции ледников внутренних хребтов Китая незначительна, в среднем составляет 1,5—2,0 м. слоя воды в год в конце языков. На ледниках горного узла Хан-тенгри величина абляции превышает 3000 мм. в год. В горах югозапада Тибета интенсивное таяние ледников часто вызывает катастрофический селевой поток.

Энергия оледенения ледников внутренних хребтов Китая незначительна, на ледниках г. Музтаг она составляет 1,8 мм/м.

8. Современные ледники Китая находятся в регрессивной стадии. Ледники отступают в общем медленно. Ледники г. Музтаг-Конгру в период 1956—1960 г. отступает на 1,7—3,7 м/год. Предположим, что большинство ледников внутренних хребтов отступает менее 4 м/год. Исключением является лишь ледник Музарт в горном узле Хан-тенгри, который за 50 лет (1910—1959) отступал на 750 м. Сальдо баланса массы ледников отрицательно, но абсолютное значение не большое. с 1959 г. по 1962 г. баланс массы ледника № 1. верховья р. Урумчи составляет в среднем, —129 мм. Что

составляет 0.3% от общего запаса ледника. Летом 1959 г. и 1961 г. абляция ледников Восточного Тяньшаня и Цилиньшаня уменьшилась в связи с большим летним снегопадом и низкой температурой воздуха.

9. В Китае существуют два основных типов ледников——континентальный и морской. Последний распространен ограниченно, главным образом на горах юго-востока Тибета (южный склон и восточная часть Гималая) и южной части хр. Сино-Тибета, где осадки выпадают много (более 1500—3000 мм), снеговая линия расположена на 500—1000 м ниже, чем на западе. Но эти ледники ещё мало исследованы. Большинство ледников Китая являются континентальными. Ледники во внутренних хребтах Китая (вост. и центр. часть Восточного Тяньшаня, зап. и центр. часть Цилиньшаня, хр. Кулуна и горы внутреннего Тибета) обладают ещё резкой континентальностью, что значительно отличается от среднеазиатских ледников, а очень сходны с полярными и восточносибирскими ледниками (напр. новоземель и сунтархаятскими) их можно назвать предельно-континентальным типом ледников. Особенности оледенения периферийных хребтов (Китайского Алтая, западной части Восточного Тяньшаня, восточной части Цилиньшаня, горы Южного Тибета) близки к средне-азиатскому и их (включая и среднеазиатские) следует назвать субконтинентальным типом ледником.

www.cnki.net



照片 1 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川——双冰斗山谷冰川,这是我国目前研究程度最高的一条冰川(谢自楚, 1962 年)



照片 2 天山乌鲁木齐河源 2 号冰川——典型的冰斗冰川(谢自楚, 1962 年)



照片 3 天山博格多山的大围谷冰川(郑本兴, 1962 年)



照片 5 昆仑山东段西大滩之冰斗冰川
(杜榕桓, 1961 年)

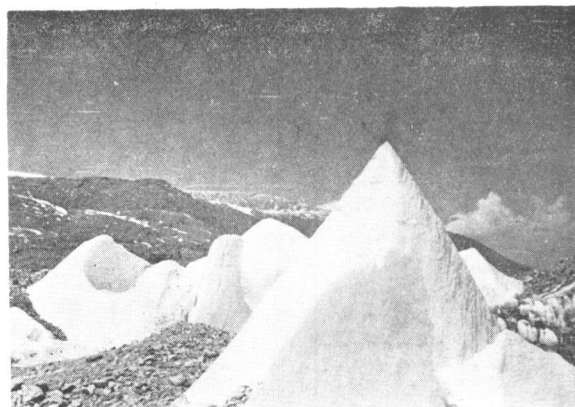


照片 4 祁连山西段大雪山老虎沟 20 号冰川——祁连山最大的一条山谷冰川(陈建明, 1961 年)

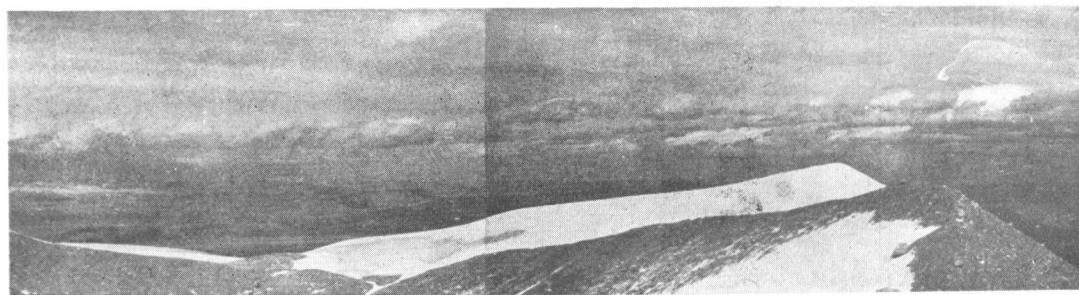
图版 II



照片 6 喜马拉雅山希夏邦马峰北坡野博康加勒山谷冰川(由 6300 米下望)(谢自楚, 1964 年)



照片 7 野博康加勒冰川冰舌区发育的冰塔
(施雅风, 1964 年)



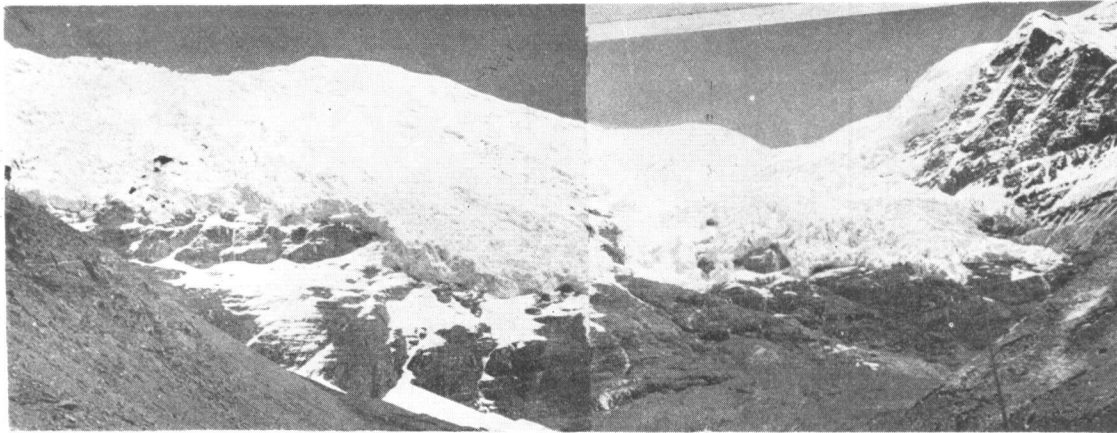
照片 8 希夏邦马峰北坡,发育于古冰碛平台上的平顶冰川(施雅风, 1964 年)



照片 9 西藏东南波密地区的冰斗冰川
(施雅风, 1964 年)



照片 10 横断山脉雀儿山之冰斗冰川
(施雅风, 1964 年)



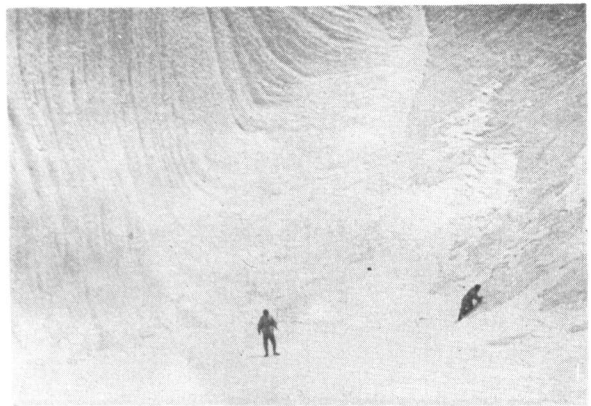
照片 11 雄立羊卓雍湖正西惹拉山的冰斗-悬冰川(謝自楚, 1964 年)



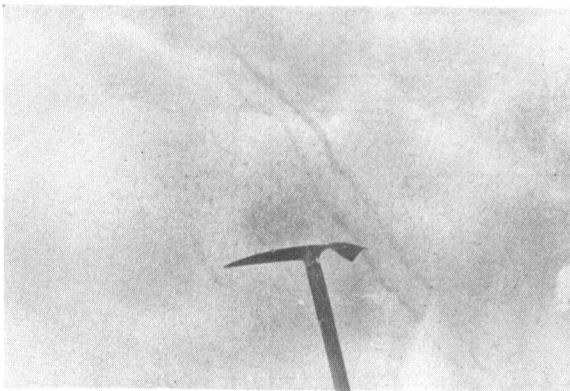
照片 12 在烏魯木齐河源 1 号冰川上打鉆孔, 以便
觀測冰层的溫度(謝自楚, 1962 年)



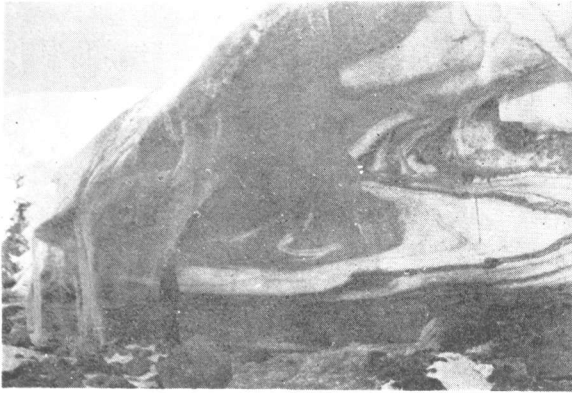
照片 13 在野博康加勒冰川冰舌 5650 米处用电阻
溫度計觀測冰层溫度(施雅风, 1964 年)



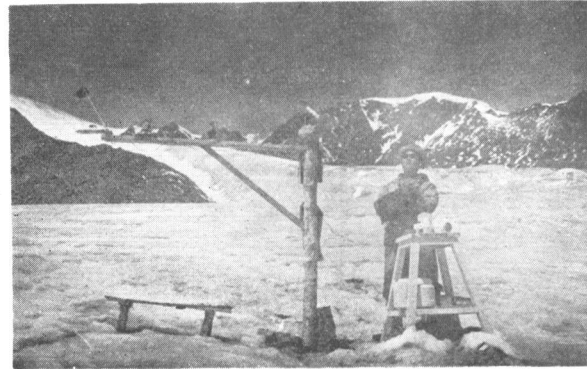
照片 14 野博康加勒冰川 5,650 米处冰塔 墙上的
冰层褶皱(施雅风, 1964 年)



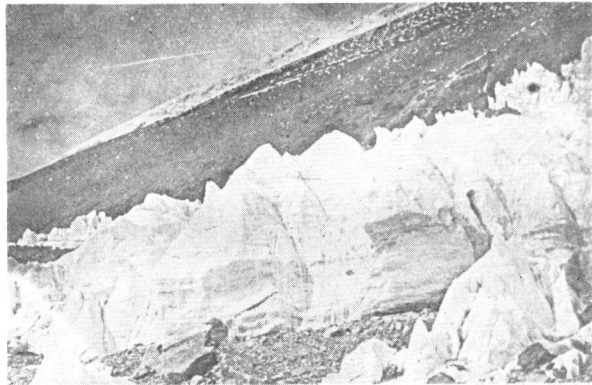
照片 15 野博康加勒冰川冰塔上的“蓝带”
(謝自楚, 1964 年)



照片 16 祁連山“七一”冰川西側冰崖所显露的复杂构造(施雅风, 1958 年)



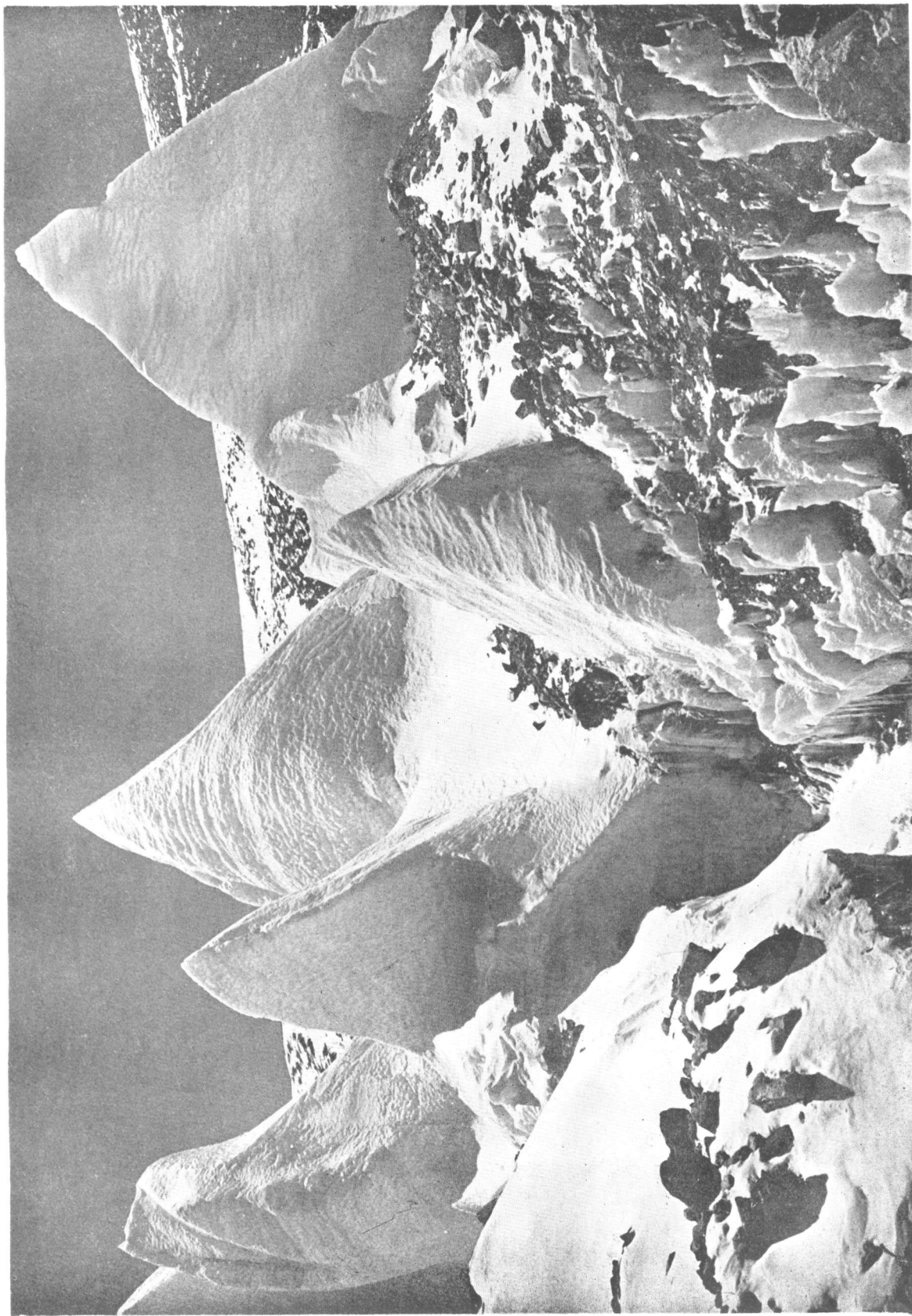
照片 17 在烏魯木齊河源 1 号冰川上进行輻射观测(謝自楚, 1962 年)



照片 18 慕士塔格山西坡切尔干布拉克冰川上的冰塔林(赵松岭, 1960 年)



照片 20 祁連山西段大雪山老虎沟 20 号冰川末端的新終碛, 沒有分化, 寬仅 200 米, 反映冰川末端的稳定性(米德生, 1961 年)



照片 19 希夏邦馬峯北坡野博康加勒冰川上的冰塔林及冰牙(新华社记者王敬德, 1964 年)