

天山托木尔峰地区冰川的基本特征

中国科学院兰州冰川冻土研究所
托木尔峰冰川考察组*

摘 要

本文以 1977—1978 年天山最高峰——托木尔峰地区的登山科学考察为依据,对托木尔峰地区冰川的基本特征进行了较全面的论述。该区冰川发育条件优越,孕育了许多长大的冰川,是天山最大的冰川作用区。该区冰川以渗浸冻结成冰作用为主,温度较低,运动速度中等偏低,消融量较大,表现了亚大陆性冰川的特征。从冰流速与冰川末端变化资料得知本区已有相当数量的冰川转入前进。

托木尔峰(图 1)是天山最高峰,海拔 7,435.3 米,位于我国天山西段,与中苏边界的汗腾格里峰(6995 米,图 2)等组成天山最高部分,即托木尔-汗腾格里山汇区。本文叙述我国境内的冰川区东界南、北木扎尔特河谷,南界天山山麓与塔里木盆地为邻。北界为特克斯河谷地,面积约 9000 多公里²,其中冰川面积占 30% 左右。这里一般称中央天山,是天山主要的冰川作用中心,也是世界上有名的山岳冰川区之一。

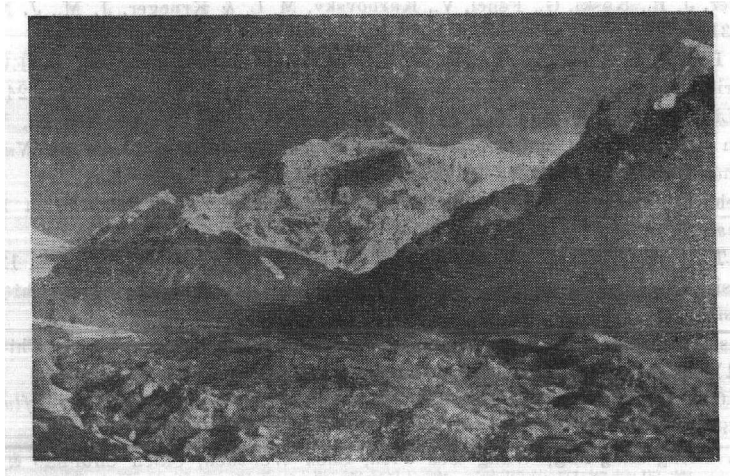


图 1 天山最高峰——托木尔峰(苏珍摄)

本文 1981 年 5 月 5 日收到,1982 年 3 月 20 日收到修改稿。

* 本文由苏珍执笔,参加工作的还有:寇有观、宋国平、王立伦、康尔泗、李文忠、张文敬、丁良福、朱守森、张永亮、张怀义、杨长泰及新疆地理研究所的王志超、黄明敏等。

本文承蒙施雅风、谢自楚、任炳辉等同志审阅修改,图件由李玉芳清绘。

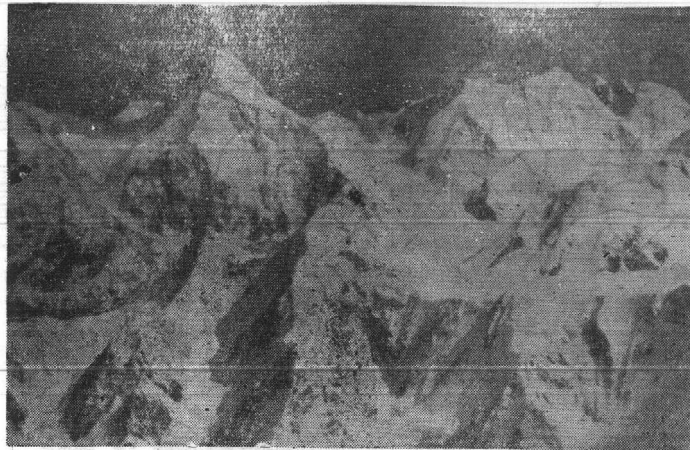


图 2 汗腾格里峰(中国登山队摄)

一、冰川发育条件、数量及形态类型

1. 冰川发育的优越条件

托木尔峰地区基本上是由三条东西向山脉和一条南北向的山脉相交组成的山汇区(图 3)。整个山汇地势高峻,海拔 4,000 米以上的高山面积约占山地面积的 60%,6,000 米以上高峰达 20 多座,使大面积山区突出在海拔 3,900—4,500 米雪线以上,形成辽阔的积累区。目前在海拔 4,000—5,000 米之间还存在一级高山夷平面,非常有利于雪的聚积。加之,这里的谷地幽深而陡峭,山顶与沟谷相对高差甚大,达 2,000—3,500 米,有利于冰雪的储存。巨大的冰川作用正差和幽深的谷地以及山脉走向等为冰川的发育提供了十分有利的地形条件。

高山带终年气温低、降水丰沛。据考察观测资料与库车气象站的高空资料推算,雪线附近的年平均气温为 -7° — -11°C 之间。本区降水主要来自西或西南西、西北西方向的湿润气流,降水多集中在 6—8 月。据降水梯度观测资料,以及冰川积累区雪层剖面分析:南坡和东部雪线附近年降水量 750 毫米,积累区年降水量 1,000 毫米左右;北坡和西部年降水量较大,雪线附近可达 800 毫米,积累区在 1,000 毫米以上。较充沛的降水补给,以及优越的负温条件,在有利地势和地形的配合下,孕育了本区巨大的冰川群。

2. 天山最大的冰川作用区

托木尔峰地区我国境内有冰川 510 条,面积 2,746.32 平方公里¹⁾(表 1),冰川面积相当于中国天山冰川总面积的 28.9%,是珠穆朗玛峰地区冰川总面积(1,600 平方公里)²⁾的 1.7 倍,比整个祁连山冰川面积(1,972.5 平方公里)²⁾大近 1.4 倍。

本区冰川厚度,大型山谷冰川厚度巨大,如西琼台兰冰川中下段五条重力断面资料(图 4),冰舌 3,850 米处平均厚度 242.8 米,最大厚度 301.7 米,而小型冰川的厚度也在数十米以上,估算本区各类冰川的平均厚度为 142 米,以此计算托木尔峰地区冰川总储水量约 3,900 亿立方,相当于珠穆朗玛峰地区冰川储量²⁾的近 3 倍,是相当丰富的水利资源。

1) 主要参考“中国天山现代冰川目录”(1975 年),并根据 1/5 万、1/10 万地形图和实地考察统计。

2) 据中国科学院兰州冰川冻土研究所冰川研究室冰川编目组 1980 年最新统计的祁连山冰川面积。

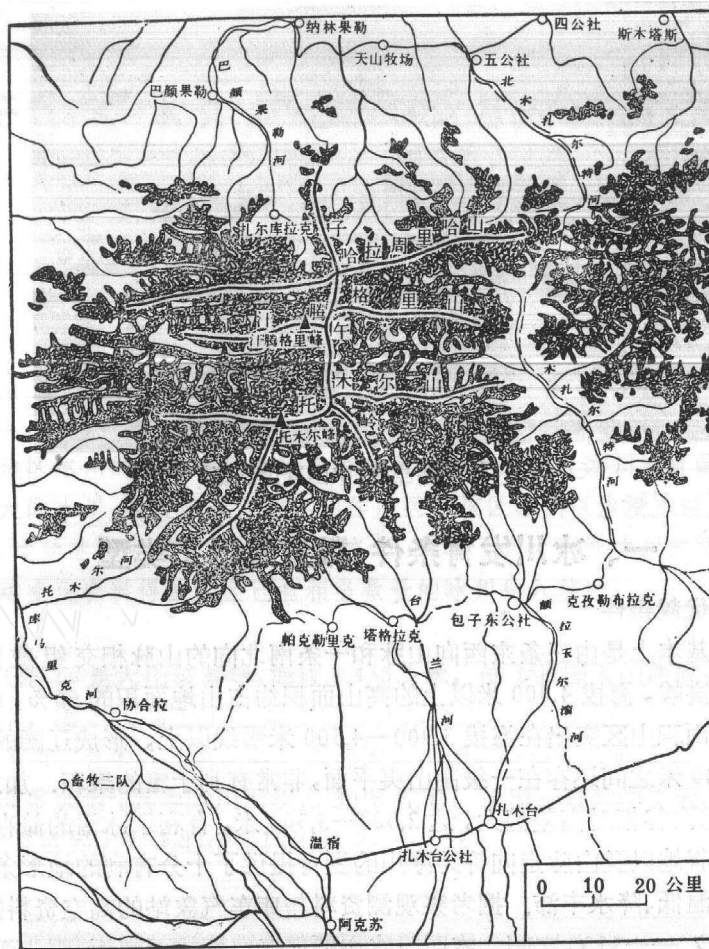


图3 托木尔峰地区的山脉及冰川分布

表1 托木尔峰地区冰川条数及面积

流域名称	冰川条数	冰川面积 (公里 ²)	备注
木扎尔特河	22	96.16	包括该河西岸库勒克至腊拜哈孜等6个流域
克其其苏	23	29.10	
吐盖别里齐河	67	441.47	
木扎尔特河西侧	8	46.33	
喀拉古勒河	24	239.13	
托木尔河	52	440.25	
阿托依纳克河	15	131.41	包括科科乌龙河
台兰河	57	266.08	包括塔格拉克河
克其克台兰河	43	194.87	
喀拉玉尔滚河	30	187.07	
伊内里切克河	1	344	汗腾格里冰川上游
北木扎尔特河西侧	60	103.55	包括东都果尔
喀因德木扎特河	108	227.90	
总计	510	2746.32	

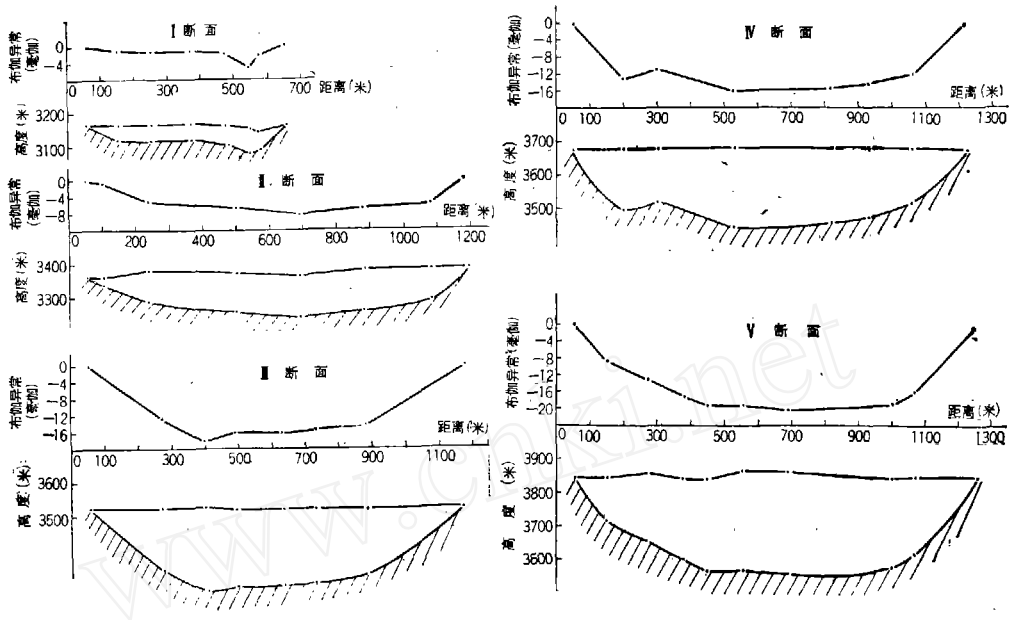


图 4 西琼台兰冰川布伽异常曲线与冰川厚度断面图

3. 以大型山谷冰川为主的冰川类型

托木尔峰地区现代冰川按形态可分为：山谷冰川、冰斗冰川、悬冰川以及它们之间过渡类型的冰川（表 2）。其中，主要发育的冰川为大型山谷冰川，这类冰川条数虽占全区的 22.15%，但冰川面积却占全区的 86.04%。在长大的山谷冰川中，以汗腾格里冰川为最大（上游在我国境内，下游在苏联境内称南伊内里切克冰川），长 61.1 公里，面积 544.29 公里²，末端下伸至 3,000 米处；吐盖别里齐冰川是第二条大冰川，长 37.8 公里，面积 337.97 公里²，末端降至 2,750 米处；西琼台兰冰川，位于托木尔峰的东南侧，长 22.8 公里，面积 108.5 公里²，末端与东琼台兰冰川结合下伸至 3,084 米处，系一横谷冰川。经过 1959 年、1973 年和本次考察，在托木尔峰地区此冰川是研究程度较高的一条冰川。

表 2 托木尔峰地区冰川型态类型

悬冰川		冰斗-悬冰川		冰斗冰川		冰斗-山谷冰川		山谷冰川		雪线高度 (米)
条数	面积 (公里 ²)	条数	面积 (公里 ²)	条数	面积 (公里 ²)	条数	面积 (公里 ²)	条数	面积 (公里 ²)	
265	120.34	6	3.14	80	160.74	46	99.03	113	2363.07	3900—4500

本区冰川的分布相当集中，大型山谷冰川都依靠或围绕着山汇，以南北向的子午山脉为中心，呈不太对称的放射状分布，而中小型冰川多沿山脊分布（图 3）。

二、托木尔型冰川及其近年来的变化

19 世纪初，一些考察者发现中亚山脉的许多山谷冰川形态奇异。1925—1926 年，德国人

P. R. Klebelsberg, 首先称这类冰川为土耳其斯坦型。“这种类型的冰川,其粒雪盆与迳流区比较起来极为短小(而且上游部分往往不比冰舌部分宽大),因而也不能发挥正常的作用.冰川的补给主要靠雪崩和悬冰川的崩坍,末端为死冰,遍布冰碛.有时,整个冰舌均为冰碛覆盖”^[2]. 一般把这类冰川看作处于衰亡阶段的冰川^[3,4]. 托木尔峰地区长大的山谷冰川,大多属土耳其斯坦型^[5],这类冰川规模巨大,多呈树枝状.在本世纪五十年代,对本区冰川的考察资料和文献都强调了该类冰川衰退趋势,冰川下段大片死冰,仅有的少量个别运动速度资料也说明冰川活动性是很弱的.六十年代王宗太依据表碛抑制消融和冰川惯性,认为冰川还具有强大的生命力.七十年代初苏联 Баков,通过对几条大冰川进退变化的研究,认为本区大部分冰川处于某种奇怪的状态,而与现代气候不相适应^[6]. 经我们在七十年代的考察研究发现,托木尔峰地区土耳其斯坦型冰川在许多方面发生了变化,冰川改变了原来人们认为衰萎的情况,这就提出重新认识这类冰川的必要.

1. 土耳其斯坦型冰川冰舌末端为死冰区,而在七十年代发现本区这类冰川的末端已起了相当变化,西琼台兰、东琼台兰、科其喀尔等所测冰川末端均处于运动状态.如东琼台兰冰川和科其喀尔冰川 1978 年末端平均运动速度分别为 6.57 米与 4.2 米,冰川冰舌末端不存在死冰区.

2. 冰面表碛发育(图 5),这是土耳其斯坦型冰川最显著的形态特征. 本区冰川一般有 $1/3$ — $1/2$ 的冰面被表碛覆盖,厚约 10—20 厘米,最厚在 1 米左右. Калесник 认为:“土耳其斯坦型山谷冰川上雄厚的表碛完全可以用冰川衰亡来解释”^[4]. 他可能以为这些表碛是冰面消融的结果. 我们发现本区冰面覆盖的表碛并非全是消融冰碛,而约有 $1/3$ 或 $1/2$ 的表碛是由内碛和底碛沿着冰层或断裂面在冰川运动过程中被挤溢上来的挤溢冰碛. 在一些地点还发现冰下河道的圆卵石被挤溢至冰丘顶部,因此不能简单的把冰面表碛看作是冰川表面消融的消极产物,更不能看作是冰川衰亡的标志,它是这种长大冰川发育过程中的必然现象²⁾. 当表碛发育到一定厚度时,具有抑制冰面消融作用,因而能增加冰川的活动性.

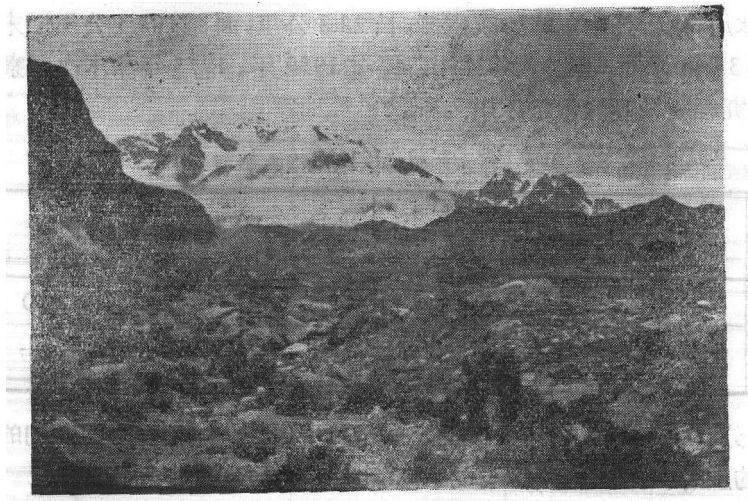


图 5 西琼台兰冰川冰舌下段被表碛覆盖的冰面(苏珍摄)

1) 王宗太,汗腾格里峰及西北帕米尔区的土耳其斯坦型山谷冰川,1964年10月.

2) 1973年施雅风考察西琼台兰冰川后,首先提出此观念.

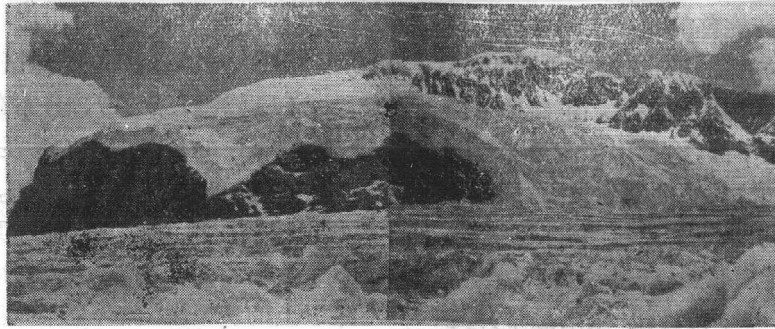


图 6 西琼台兰冰川源头宽阔的粒雪区(苏珍摄)

3. 粒雪盆与冰舌区比较起来极为短小, 这是土耳其斯坦型冰川的又一形态特征. 托木尔峰地区冰川粒雪盆长度一般是冰舌长度的 $1/3$, 冰川系数小于 1, 这种形态的冰川使人容易产生补给来源不足的看法. 其实, 这类冰川源头的粒雪盆虽然不大, 但雪线以上谷地两侧山地的粒雪区范围是很宽大的(图 6), 其面积一般是冰舌面积的 2.5 倍以上. 如东西琼台兰冰川粒雪区与冰舌区之比为 2.8:1, 吐盖别里齐冰川为 2.5:1. 这类冰川的补给主要靠冰雪崩和支冰川的汇合, 频繁的冰雪崩经常以崩坍形式补给冰川, 本区冰雪崩的补给系数达 30% 以上, 冰雪崩使冰川的补给区扩大到山脊线附近, 因而摆脱了源头粒雪盆大小的限制, 使宽阔的粒雪区均变为冰川的补给区. 另外, 众多的支冰川汇合, 使之主冰川不仅在中上游, 而且在中下游也有丰富的补给来源. 从而看出, 这类冰川的补给区是宽阔的, 补给来源也是丰富的, 因而保证了该类冰川的正常生存和发育.

4. 冰川在进退上, 近年来也发生了较大的变化. 本区有 10 公里长度以上的冰川 20 条, 五、六十年代报道这些冰川均处于强烈退缩状态. 经我们通过考察和不同时期地形图、卫星象片对比, 得出有 9 条冰川仍在继续后退, 但后退速度明显减缓. 如吐盖别里齐冰川 19 世纪中至 1964 年间后退 1,400 米 (11 米/年), 1964—1976 年间后退量减至 100 米 (8.3 米/年); 有 6 条冰川近年处于稳定状态. 如在苏联境内的北伊内里切克冰川, 根据 1976 年卫星象片和以往地形图资料比较, 末端一直处于稳定状态, 这可能和末端有厚表碛保护覆盖有关. 我国境内的克其克冰川和克其克台兰冰川近年来末端也是稳定的. 而有 5 条冰川近年来转入显著的前进, 有些冰川并具有跃动性质, 如萨依赛培尔冰川和科其喀尔冰川, 1942—1976 年间, 分别前进 2,100 米与 850 米.

鉴于以上情况, 我们认为当前托木尔峰地区的土耳其斯坦型冰川并非吻合该类冰川原先概括的特征, 冰川也没有处于衰亡阶段, 而已从本世纪上半期衰退的情况, 转变为富有生机的积极活动的冰川. 为了区别对这类冰川的看法和传统的旧观念, 拟将本区这类冰川更名为托木尔型山谷冰川. 根据近年气候变化预测, 本区冰川发展趋势, 估计今后冰川由后退转入稳定甚至前进的数量可能还要增加.

三、冰川的物理特征

托木尔峰地区的冰川, 表现了亚大陆性冰川的特征^[7].

1. 成冰作用

托木尔峰地区冰川的成冰作用主要发生在夏季, 其方式是以渗浸冻结成冰的. 在较大的

冰川上具有比较完整的成冰作用带谱。例如,西琼台兰冰川自下而上可分出以下几个成冰带:
 (1) 季节附加冰带,分布在海拔 4,500 米以下的冰川消融区,每年夏初在消融区中上部见有数厘米至数十厘米厚的附加冰,消融期末附加冰融尽。(2) 渗浸-冻结带,分布在海拔 4,500—4,800 米积累区下部,附加冰广泛分布,主要由 15—50 厘米厚的由乳白色的渗浸冰及半透明的渗浸冻结冰组成,几乎见不到粒雪,成冰时间为 1 年。(3) 渗浸带,分布在海拔 4,800—5,200 米积累区中部,积累年层由粒雪-冰层组成,成冰过程以渗浸作用为主,随高度的增加粒雪层逐渐增厚,渗浸作用减弱,一般粒雪夹层为 30—60 厘米,最大为 300 厘米,由粒雪冰片组成,成冰时间 2—5 年。(4) 冷渗浸-重结晶带,海拔 5,200 米以上的积累区上部,全年气温为负温,粒雪年层以夏季中粗粒雪为主,含有少量薄冰夹层,冷季以冻结的粒雪为主,含有冰透镜体,偶而见有渗浸冰片,年层厚度 250—300 厘米,整个成冰过程最后将以重结晶作用完成。本区其它坡向各成冰作用带的分布高度,要较东南坡向的西琼台兰冰川低 100—600 米。

2. 温度特征

根据 1978 年夏季在西琼台兰冰川海拔 3,370 米、4,050 米和 4,300 米三个不同高度钻孔,用电阻温度计测量消融区冰川活动层温度,测孔最深 18 米,6 月 30 日观测(图 7)表明:(1) 各测点冰温除 4,050 米测点 1 米深处为 0°C 外,其它均为负温。(2) 最低温度出现在 5—8 米深处,最低温以上冰层夏季温度是随深度的变小而升温,而最低温以下冰层温度是随深度的增加而降温,上层比下层冷。(3) 比较不同高度冰层温度的变化,总的趋势是随高度的增加而冰

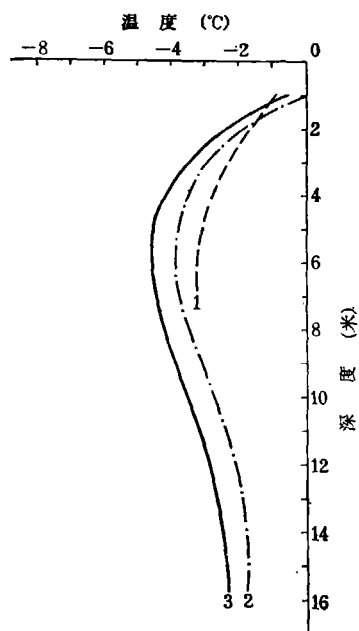


图 7 西琼台兰冰川温度(1978 年 6 月 30 日)

(1. 3,370 米冰层温度; 2. 4,050 米冰层温度;

3. 4,300 米冰层温度)

温降低,冰层最低温度自下向上分别为 -3.5°C 、 -3.9°C 和 -4.6°C 。(4) 冰川活动层深度为 16 米,其温度在时间上受气候因素影响发生季节变化,据不同时段观测,夏季冰层温度与气温日渐升高的趋势一致。

西琼台兰冰川冰层温度状况基本上代表了托尔峰地区冰川温度,同我国天山东段和祁连山西段极大陆性冰川温度相比,本区温度高得多,与珠穆朗玛峰北坡亚大陆性冰川区冰温接近。例如,天山东段乌鲁木齐河源一号冰川最低温度介于 -8°C — -9°C 之间,祁连山西段大雪山冰川最低温达 -12.8°C ,而珠穆朗玛峰北坡绒布冰川最低温度接近 -4°C 。

3. 冰川运动特征

托尔峰地区冰川运动的观测,除西琼台兰冰川取得整年观测资料(图 8)外,其余仅有一些短期观测资料。从现有观测资料来

看,本区多属常态运动的冰川,运动速度的空间分布符合一般山岳冰川运动特征。如西琼台兰冰川,1977—1978 年间,3,850 米断面处,平均冰面流速为 48.3 米,最大冰面流速 62.6 米,沿冰川向下运动速度逐渐减缓,至冰舌末端 3,150 米断面处,平均冰面年流速减至 6.22 米,最大

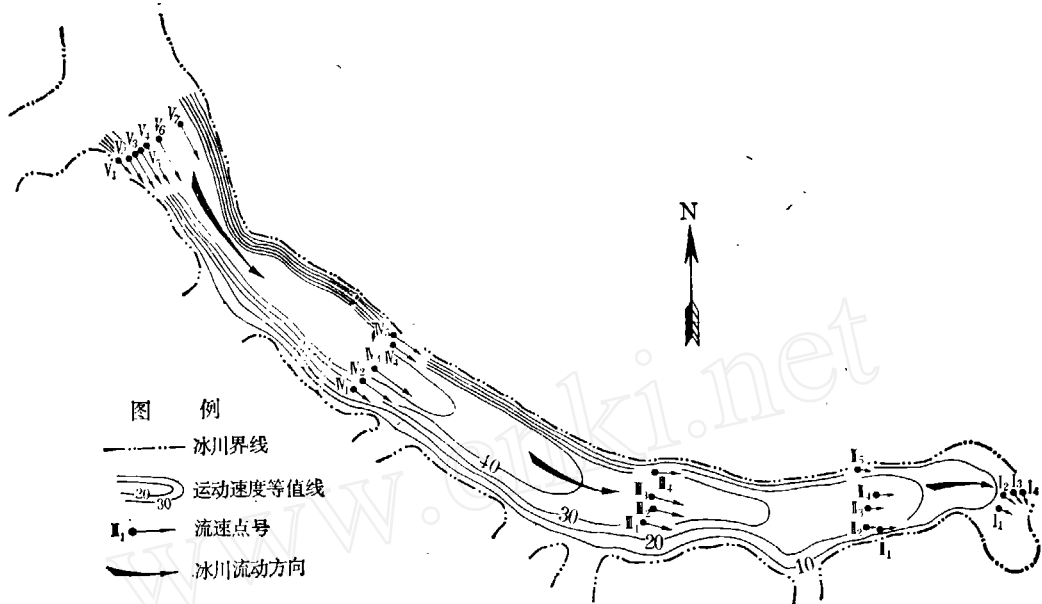


图 8 西琼台兰冰川 1978 年流速等值线图

冰面年流速降至 10.5 米。与同等规模冰川运动速度相比,西琼台兰冰川显得较小。

冰川运动速度的季节变化较大,暖季比冷季运动速度快,其比值一般在 1.5 左右。昼夜运动速度的变化,如西琼台兰冰川海拔 3,850 米断面处所测 25 对数据中,白天比黑夜运动速度大的有 19 对,相等的 1 对,黑夜比白天大的 5 对。

本区除常态运动的冰川外,还有一些突然快速前进的跃动冰川。这类冰川平时多表现为较缓慢的常态运动,而在跃动时冰川运动速度很大。这次考察未能直接观测到快速运动冰川的资料,但从以前的报道和资料对比可推测本区是存在这类冰川的。如 1972 年,苏联 Долгушин 和 Осипов 指出,本区邻近苏联境内木什托夫冰川,在 1956—1957 年间跃动 5 公里,卡英德冰川在 1943—1953 年间跃动 1 公里^[6]。作者根据不同时期地形图和卫星象片判读,发现我国境内萨依赛培尔冰川、科其喀尔冰川及阿衣浪苏冰川,1942 年以后至 1976 年间冰川曾出现过较大的前进。对这类冰川运动规律和特征还有待今后进一步观测和研究。

4. 冰川的消融及其对河流的补给

太阳辐射热是本区冰川消融的主要热源。根据观测计算,西琼台兰冰川海拔 4,000 米处于 1978 年 7 月 4 日—7 日测得冰面热量平衡中平均日总量收入可达 635 卡/厘米²,其中辐射平衡占收入热量的 59%;感热次之,占总收入量的 36%;凝结热仅占总收入量的 5%。与我国其它冰川区相比,辐射平衡的比例较小,感热通量的比例较大。同高度具有表碛覆盖冰面收入的热量中,在 7 月 25 日与 26 日测辐射平衡的比例提高,感热和潜热的比例下降,分别占热量收入项总和的 73%、23% 和 4%,日平均总计为 417 卡/厘米²。在支出的热量中,融冰耗热的比例最大,在冰面达 82%,在表碛面占 41%,其它用于蒸发和感热。

托木尔峰地区现代冰川的消融,一般开始于 4 月上旬,结束于 10 月中旬。托木尔型山谷冰

川,由于冰舌末端下伸较低,其消融期稍长,3月下旬就出现消融,10月下旬结束,最长消融天数达220天左右。据1977—1978年观测,西琼台兰冰川的年最大消融水层深为5,972毫米,在整个冰川上平均消融水层深为1,361毫米。冰川消融强度的分布,在裸露冰面消融随高度增加而递减,但在表碛分布冰面,消融强度的分布除受海拔高度控制外,还要受表碛覆盖厚度的影响。如海拔4,000米处,10厘米厚表碛覆盖的冰面要较裸露冰面消融量减少20—30%,20厘米厚表碛覆盖的冰面要较裸露冰面消融量减少50%左右。

冰川融水是山前河流的主要水源。估算全区每年有近50亿立方的冰川融水补给河流。冰川融水对河流的补给比重,在本区随流域的冻结系数(即冰川占流域面积的百分比)增加而增加,随降水量的增加而减少。南坡,台兰河冻结系数为33.4%,冰川融水占整个河流补给比重的50.7%;南木扎尔特河流域大型冰川发育较多,冻结系数达44.1%,冰川融水补给河流的比重达70.1%。北坡各河流源头多为中小型冰川,冻结系数在2.8—6.1%之间,加之这里降水也较南坡多,因而冰川融水对河流的补给较小,一般不到20%。

参 考 文 献

- [1] 谢自楚、苏珍,珠穆朗玛峰地区科学考察报告,1966—1968,现代冰川与地貌,科学出版社,1975,1—13.
- [2] 转引自 Калесник, С. В., *Очерки гляциологии*, Государственное Издательство Географической Литературы, Москва, 1963, 373.
- [3] Максимов, Е. В., *Вестник ленинградского университета*, № 18, серия Геологии и Географии, Выпуск 3, Л., 1963, 116—127.
- [4] Калесник, С. В., *Горные ледниковые районы СССР*, Итоги Работ Ледниковых Экспедиции 2МЛГ, Вып. 3, М-Л, Гидрометеиздат, 1937.
- [5] Рацек, В. И., *Географический сборник*, Гляциология, Издательство Академии Наук СССР, Москва, 4(1954), 58—81.
- [6] Баков, Е. К., *Гляциологические исследования на Тянь-шане*, Издательства «ИЛИМ». 1975, 73—79.
- [7] 旋雅风、谢自楚,地理学报, 30(1964), 3: 183—208.
- [8] Dolgushin, L. D. & Osipova, G. B., *Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, Geographical Series, No. 2, 1972, 89—98.