

天山乌鲁木齐河源1号冰川雷达测厚

张祥松 朱国才 钱嵩林 陈吉阳 沈颖

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

一、引言

引进雷达作为探测极地冰盖和山地冰川的装置,是冰川学研究的主要技术进展之一。从Waite, A. H. 和S. J. Schmidt (1962)^[1] 以及S. Evans (1963)^[1,2] 应用这种技术探测南极和格陵兰冰盖厚度以来,已有二十多年的历史。雷达法较之以前使用的地震法与重力法测定冰川厚度,具有极大的方便性,精度高,速度快,既可以提供单点的测量,又能获得连续的冰床剖面。关于雷达法测定冷性极地冰盖的厚度, G. de Q. Robin等(1969,1975)已进行过系统的评述^[3,4]。“国际无线电冰川学会议”(1970年5月在丹麦召开)^[5] 和“冰川学中遥感技术学术讨论会”(1974年在英国剑桥举行)^[6],为这个研究领域进行了两次全面总结。

我国自行研制测厚雷达开始于1978年。成都电讯工程学院万天祺等研制成功KDC-A型矿井地质雷达,次年首先用该测厚装置在祁连山羊龙河源1号冰川上成功地进行了测厚试验,获得清晰的冰川底面回波,求得了冰川厚度^[7]。1980年开始,兰州冰川冻土研究所遥感遥测室雷达制作组朱国才等开始研制冰川专用测厚雷达。同年9月完成第一套试验装置B-1型冰川测厚雷达,并在天山乌鲁木齐河源1、3号冰川进行试验,取得底面回波资料。返所后,根据野外工作特点进行部份改进,1981年完成了第二套改进的冰川测厚雷达。野外实践证明,该雷达系统对于表碛少,冰体比较完整的大陆性冰川测厚是完全适用的。

二、B-1型冰川测厚雷达的原理及组成

(一) 无线电回波测量冰川厚度的物理基础

用无线电波测量冰川厚度成功的原因在于:(1)冰川冰具有较小的电磁波吸收系数。通常每百米电波能量损失为几分贝。当电波频率从几兆周到几百兆周变化时,冰川冰的电磁波吸收系数基本不变,这为雷达工作频率选择带来方便。然而,冰川冰的温度发生变化,尤其是当温度接近零度时,电磁波在冰中的损耗成倍增加。但当选用较低的工作频率,如几兆周时,电磁波在冰中的损耗仍可限制在很低的水平^[8,9]。(2)冰川冰具有较稳定的介电常数(一般相对介电常数约为3.2)。冰的介电常数不因温度和测试电波频率的不同而变化,也就是说电波在冰川中传播的速度比较稳定,这给用回波延时反求冰川厚度带来方便。(3)冰川冰又是一种比较完整的均质体,电波在冰层中传播遇到的反射体主

要是冰川底面, 回波信号也主要来自冰川底面, 这样在绝大多数冰川的中心部位, 底面回波是比较容易辨认的。

(二) B-1 型冰川测厚雷达的原理

图 1 是该雷达系统的工作原理示意图, 它是典型的脉冲调制雷达。工作过程如下:

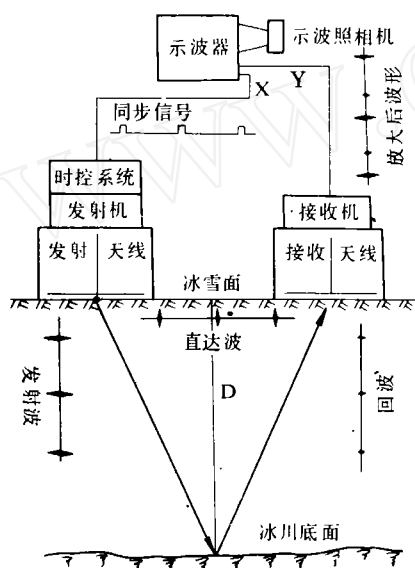


图 1 B-1 型冰川测厚雷达装置图

Fig. 1. Block diagram of Type B-1 radar for measuring ice thickness

由定时器控制发射机, 产生周期性的高频窄脉冲串, 经天线注入冰层中。电波在同一介质中以直线传播, 理想的波形如图 2-a 所示。电磁波的一部份沿冰川表面传播, 经过 Δt_1 时间后首先到达接收天线(称为直达波), 电磁波的另一部份进入冰川体, 当

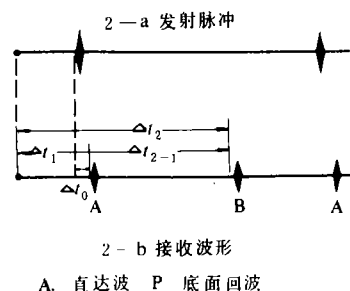


图 2 B-1 型雷达工作图
Fig. 2. Operating diagram of Type B-1 radar

遇到电磁性质不同的界面时(如冰川内碛、冰裂隙、冰内空穴或冰川底面), 部份电磁波被界面反射, 经过 Δt_2 时间到达接收天线(称为回波), 直达波与回波如图 2-b 所示。接收天线收到的微弱信号经低噪声高倍率放大后, 中频信号接入示波器显示并照相记录。度量直达波与反射波的相对延时, 考察雷达系统的固有延时及电波在冰中传播速度, 就能算出不同反射体距天线的距离。冰厚度的计算公式为:

$$H = \frac{1}{2} \sqrt{\left(T + \frac{R}{V_1}\right)^2 V_2^2 - R^2} \quad (1)$$

式中: H —— 冰川冰厚度(米);

R —— 发射机与接收机之间距离(米);

V_1 —— 电磁波沿空气-冰界面的传播速度(208米/微秒);

V_2 —— 电磁波在冰介质的传播速度(169米/微秒);

T —— 回波信号与直达波之间的时间间隔(微秒)。

(三) 电路简介

图3是B-1型冰川测厚雷达系统方框图。由发射部份(包括定时器、压控振荡器、电压放大、高功率放大器、发射天线与供电系统), 接收部份(包括接收天线、抗过载电路、高

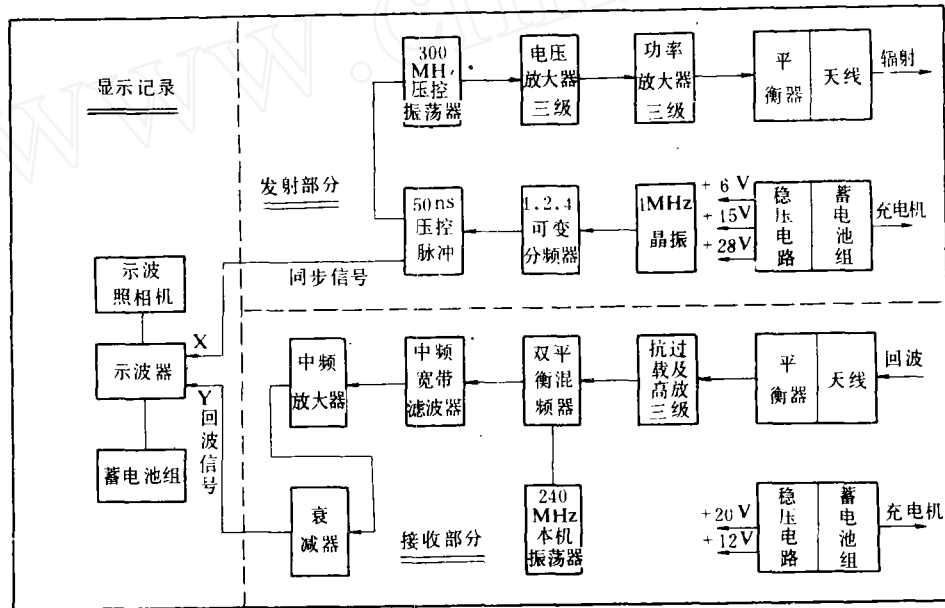


图3 B-1型雷达各部分电路方框图

Fig. 3. Block diagram of electric circuits of various parts of Type B-1 radar

频放大器、双平衡混频器、中频滤波器、中频放大器和电源), 以及显示记录 (包括示波器、照相机和电源)三部分组成, 全部重量26公斤, 耗电20瓦。

(四) 各种时域雷达的主要技术指标

冰厚度测量成功的雷达系统, 必须能够检测冰川底面的回波, 消除外来的反射和杂波, 以及能解决冰的构造特征。检测回波的能力取决于雷达性能及冰引起信号的衰减。各国冰川雷达的主要技术指标列于表1中。

这些装置中除用于暖冰川测厚的 Mark-I 和 Mark-II 是单周冲击脉冲雷达以外, 其余均是脉冲调制雷达。按功率、重量和作用深度的不同分为机载雷达 (功率数千瓦, 重量上百公斤, 探测深度数千米) 和便携式雷达 (功率小于数十瓦, 重量数十公斤, 探测深度300米左右)。对于冷性山地冰川测厚而言, B-1型雷达系统有高的分辨率, 探测深度400米, 重量轻, 功耗小, 使用灵活。

表 1 各种时域雷达装置的特征

Table 1. Characteristics of the various time domain radar sets

系 统	中心 频率 (MHz)	脉 冲 功 率 (KW)	带 宽 (MHz)	脉 冲 宽 度 (μ s)	量 程 精 度 (m)	系 统 性 能 (除 天 线 外) (dB)	天 线 性 能 (dB)	天 线 束 宽 度 ($^{\circ}$)	动 态 量 程 (dB)	资 料 来 源
B I	300	0.014	20	0.05	5	5	10	60	约40	朱国才(1983)等
KDC A	160	约 0.03	20	50	5	150	10	60	约40	万天祺、高元金等(1980)
SPRI III	150	0.3	30	0.1	2.5	150	13	20	70	S. Evans (1970), 英国
SPRI IV	35	1.5	14	0.25	5	160	18	12	35	S. Evans & B. M. E. Smith (1969), 英国
SCR 718-C	440	0.007	3	0.5	20	128	4	50	10	Sinsheimer (1947), 美国
USAEL(CEERL)	30	0.2	3	0.5	20	150	25	30		J. N. Rinker & S.J. Mock(1967), 美国
TUD	60	1.6	14	0.06	5	168	28	20	70	P. Gudmandsen (1970), 丹麦
ANARE	100	5	10	0.3	7	175	11	32	10	S. Evans (1970), 澳大利亚 V. I. Morgan & W. F. Budd (1975)
DENV	620	3	10 30	0.5 0.07	7 2.5	159 154	15 15	5.2 5.2	90 90	R. H. Goodman (1970), 加拿大
USSR (S)	213	50	1	2.5	60	180	14	30		B. A. Federov (1967), 苏联
Norwegian	205	0.04	14	0.2	5	120	11	16		G. strem (1970), 挪威
ADCOLE	600	0.01	450	0.001	0.015	90	14	30		J. N. Rinker (未出版), 美国
UBC	840	4.1	40	0.05	30	121	15.1 ± 1.0	90	80	B. B. Narod & G. K. C. Clarke (1980), 加拿大
Mark I	2.5	8	0.8		20	150				M. Sverrisson et al. (1980), 冰岛
Mark II	2.10	8	0.1		8	150				M. Sverrisson et al. (1980), 冰岛

三、测量结果

(一) 野外作业与计算结果

1981年8月,钱嵩林、沈颖等应用B-1型冰川测厚雷达,对天山乌鲁木齐河源的1号冰川的东、西支各测量了七条横断面和两条纵断面,共488个测点,其中东支304个测点,西支184个测点。测点的分布如图4所示。

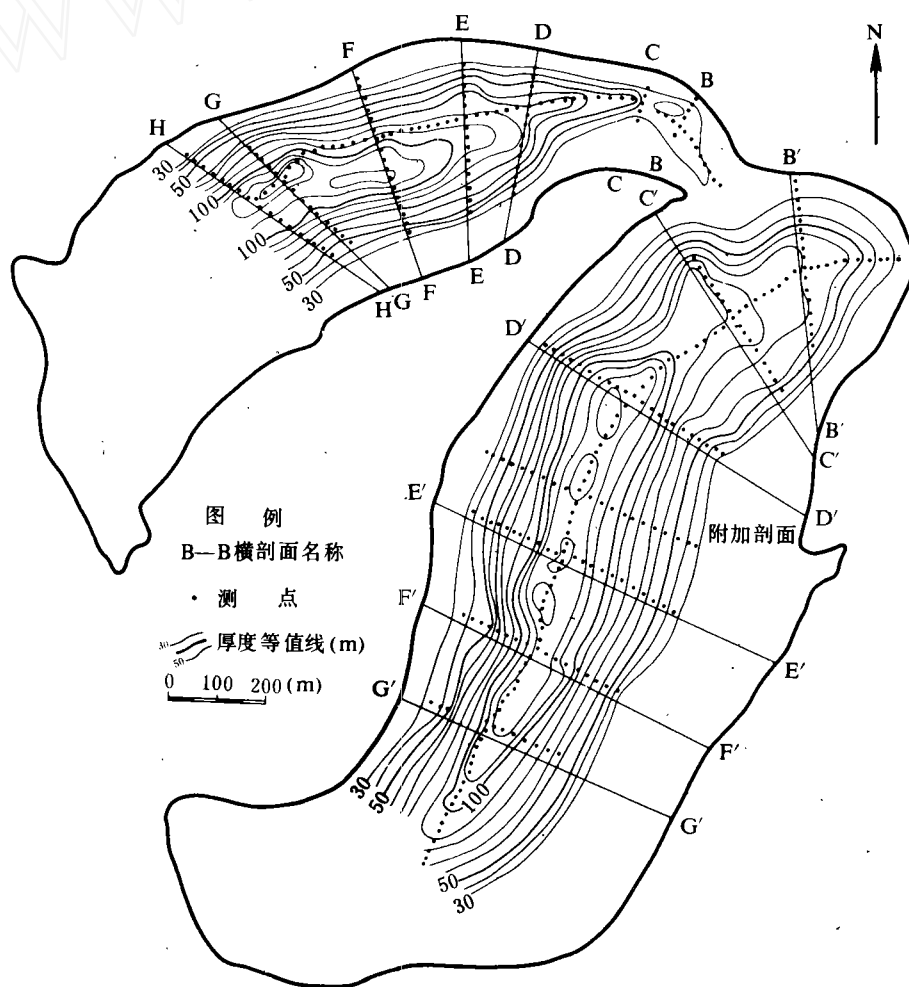


图4 乌鲁木齐河源1号冰川厚度等值线图

Fig. 4. Isopach map of No. 1 Glacier at the source of Urumqi River

图5和6分别为根据测厚结果绘制的纵、横断面图。图4和7分别为1号冰川厚度等值线图和1号冰川冰床地形图。

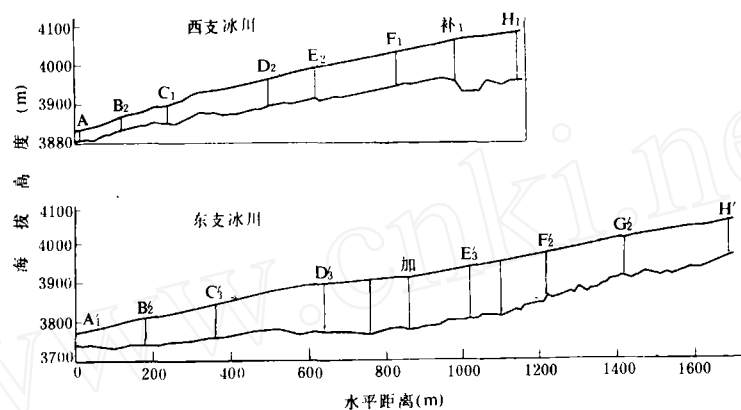


图 5 乌鲁木齐河源 1 号冰川纵剖面

Fig. 5. Longitudinal section of No. 1 Glacier at the source of Urumqi River

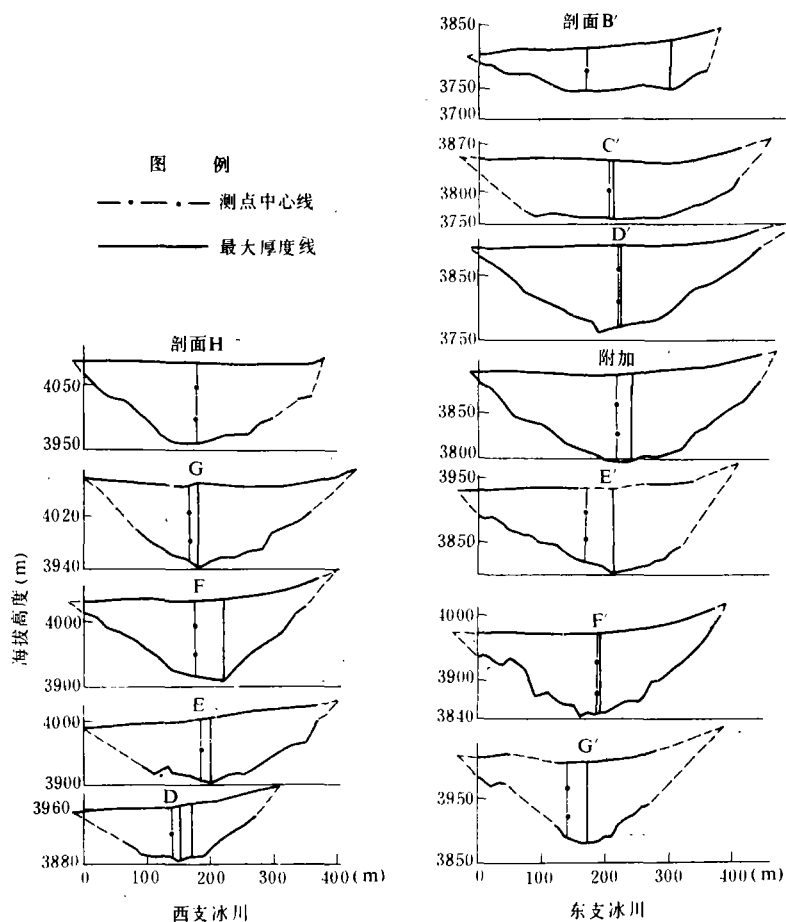


图 6 乌鲁木齐河源 1 号冰川横剖面

Fig. 6. Transversal sections of No. 1 Glacier at the source of Urumqi River

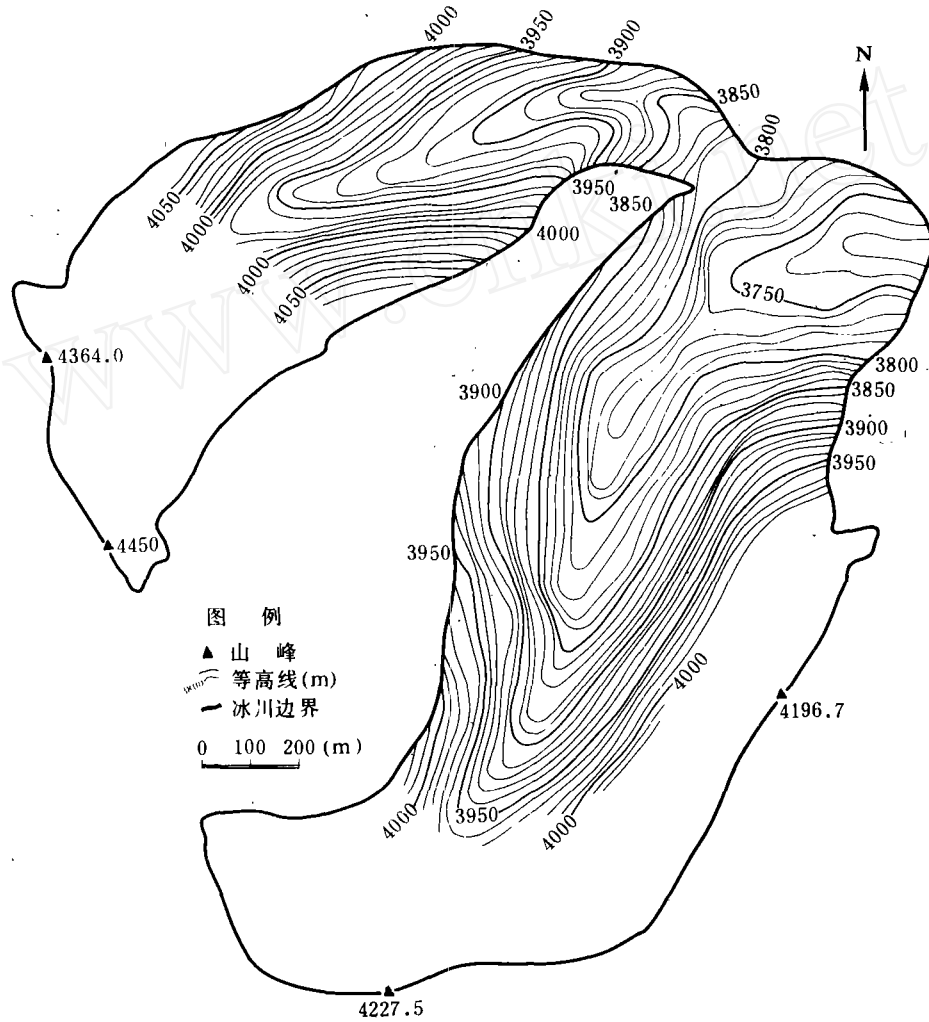


图 7 乌鲁木齐河源 1 号冰川的冰床地形图

Fig. 7. Contour map of bedrock topography on No. 1 Glacier at the source of Urumai River

(二) 测量误差分析

从公式(1)可知, T 、 R 、 V_1 和 V_2 的测量误差都可以带来 H 的计算误差。其绝对误差为:

$$\Delta H = \frac{V_2}{2} \delta \left[\Delta T + \left(\frac{1}{V_1} - \frac{R}{2\delta H V_2} \right) \Delta R - \frac{R}{V_2^2} \Delta V_1 + \frac{2H\delta}{V_2^2} \Delta V_2 \right], \quad (2)$$

$$\delta = \left[1 + \left(\frac{R}{2H} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

不难看出, 若 $H > 100$ 米时, $\delta \approx 1$ 。于是(2)式可简化为:

$$\Delta H = \frac{V_2}{2} \Delta T + \frac{1}{2} \left(\frac{V_2}{V_1} - \frac{R}{2H} \right) \Delta R - \frac{R V_2}{2 V_2^2} \Delta V_1 + \frac{H}{V_2} \Delta V_2, \quad (4)$$

分析表明, R 和 V_1 测量引起的误差很小, 可以忽略不计, 而误差主要来源为时间间隔 T 的读数误差和电磁波在冰介质中传播速度 V_2 所引起的误差。于是(4)式变成:

$$\Delta H = \frac{V_2}{2} \Delta T + \frac{H}{V_2} \Delta V_2 \quad (5)$$

可见, ΔH 以 ΔT 和 ΔV_2 成比例。两相邻直达波的时间间隔为 2 微秒, 在放大照片时使其分为 10 格, 每格为 0.2 微秒。显示器读数准确度可达 1/10 格, 即时间的准确度为 0.02 微秒(在不考虑显示器非线性误差时)。所以, 由 ΔT 所引起的最大计算误差为 1.69 米。而 ΔV_2 所产生的误差随着冰厚度的增加而增大。当 $\Delta V_2 = 1$ 米/微秒, 在 $H = 150$ 米的范围内, 最大误差为 0.9 米。因此, 在 150 米冰厚度以内由于 ΔT 和 ΔV_2 所引起的误差约 2.6 米。

(三) 精度验证

1. 1982 年 8 月 20 日, 用我所梁素云等研制的热水钻在东支 D_2' 和 C_2' 测点之间进行深钻孔试验, 最大钻深达 109.91 米。根据雷达测厚绘制的厚度等值线上查得该钻孔位置处的厚度为 110 米, 证明雷达测厚的结果基本正确。

2. 1983 年 9 月 2 日, 用上述热水钻在东支 B_3' 钻孔, 热水钻钻深为 70 米, 而 1981 年 8 月雷达测厚结果为 74 米。若考虑 1981 年 8 月—1983 年 9 月间因消融引起的厚度变薄约为 3 米。则雷达测厚的误差仅为 1 米左右。

R. H. Goodman (1975)^[10] 为研究温性冰川研制了频率为 620 兆赫高分辨率的无线电回波测厚装置, 在加拿大的阿瑟巴斯卡冰川与落基山瓦帕塔冰原上应用, 雷达测厚与热点钻孔(hot-point bore-holes method)结果比较如表 2。由该表可见, B-1 型冰川测厚雷达的精度是比较高的。

表 2 B-1 型冰川测厚雷达和 R. H. Goodman 无线电回波测探装置误差比较

Table 2. Comparison of measuring errors of ice thickness between Type B-1 radar and R. H. Goodman's radio echo sounder

测 厚 装 置	项 目	测定厚度 (m)	实际厚度 (m)、验证方法	差 别 (m)
B-1 型测厚雷达	$D_2' - C_2'$ 间	110	109.91 热水钻钻孔法	+0.09
	B_3'	74	70.0 同上	+4.0
R. H. Goodman 的 无线电回波测探装置	A''	125	55.0 热点钻孔法	+60.0
	B''	120	126 同上	-6.0
	C	145	141 同上	+4.0
	D	130	132 同上	-2.0

注: A、B 两测点相距在 20 米以内。

四、测量结果的初步解释

1. 从图 5 可见, 在纵剖面上, 从上游源头处到冰舌末端, 1 号冰川的冰厚度经历了由薄变厚再逐渐变薄的变化过程, 符合冰川厚度分布的一般规律。最厚处出现在平衡线

附近。1959—1974 年间平衡线平均高度为 4050 米^[11]。西支最大厚度(139 米)出现在 4060—4070 米间。1979—1981 年东、西支平衡线平均高度分别为 4037.5 米和 4121.5 米, 两者相差 84 米, 据此推算东支平衡线高度的多年平均值应为 3960 米左右, 而雷达测厚最大厚度(137 米)亦出现在 3900—3950 米间, 表明若系统测定了冰川厚度的纵向变化, 即使不进行物质平衡测量, 亦可以大致确定平衡线高度的多年平均值位置。

2. 在冰舌中段的中心线附近, 冰床地形出现一系列岩盆与冰坎相间的地形, 特别是东支更为明显。东、西两支均正好位于谷床拐弯处上游侧, 东支由 NE20° 转向 NE45°, 西支由 NE40° 转向 NE80° 处。证明由于谷床拐弯冰流动受阻, 在拐弯的上侧变成压缩流, 厚度增加, 侵蚀冰床能力加强。压缩流中发生剪面活动和旋转运动, 导致冰川侵蚀下切, 因而在谷床上形成一系列岩盆。

3. 东支在 1690 米水平距离上, 冰面高度由 4052 米下降到 3770 米, 平均坡降为 16.6%, 冰床的平均比降为 13.3%。西支在 1140 米水平距离上, 冰面高度由 4082 米下降到 3832 米, 冰床高度由 3958 米下降到 3804 米, 平均纵比降分别为 21.9% 和 13.5%, 表明 1 号冰川东、西支的冰面坡度均大于冰床坡度。一般地说, 冰面坡度陡峻处, 冰川冰厚度较薄; 相反, 坡度较小则较厚。这是因为在层流(laminar flow)的情况下, 冰体重力的分力($\rho g \sin \alpha$)与横切冰体底部的切应力(τ_b)平衡, 即 $\tau_b = \rho g \sin \alpha$, 该式意味着 $h \cdot \sin \alpha$ 是常数。因此, 冰面坡度陡峻处, 冰川较薄, 反之则厚。

4. 从各横剖面(图 6)看, 最大厚度均邻近冰川中心线, 两者最大偏离不超过 50 米。目前, 1 号冰川东、西两支谷地的东侧谷壁, 均为冰雪覆盖, 而西侧谷壁基岩裸露没有冰雪。但是, 并未象喀喇昆仑山巴托拉冰川那样由于谷地两侧补给的巨大差异造成中心线两侧谷床明显的不对称性^[12]。这种情况表明: 1 号冰川东、西支谷地东侧谷坡上的冰雪虽有一定的补给作用, 但冰雪物质却主要来自谷地源头处。

参 考 文 献

- [1] Waite, A. H. and Schmidt, S. J., 1962, Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operating over thick ice and snow, *Proceedings of the Institute of radio Engineers*, Vol. 50, No. 6, pp. 1515—1520.
- [2] Evans, S., 1963, Radio techniques for the measurement of ice thickness, *Polar Record*, Vol. 11, No. 73, pp. 406—410.
- [3] Robin, G. de Q., Evans, S. and Bailey, J. T., 1969, Interpretation of radio-echo sounding in polar ice sheets, *Phil. Trans. Royal Society London, A*, Vol. 265, pp. 437—505.
- [4] Robin, G. de Q., 1975, Radio echo sounding: glaciological interpretations and applications, *Journal of Glaciology* Vol. 15, No. 73, pp. 49—64.
- [5] Gudmansen, P. ed., *Proceedings of the International Meeting on Radioglaciology*, Lyngby, May, 1970, Laboratory of Electromagnetic Theory, The Technical University of Denmark.
- [6] *Proceedings of Symposium on Remote Sensing in Glaciology*, Cambridge, 16—20 September, 1974, *Journal of Glaciology*, Vol. 15, 1975.
- [7] 黄以职、顾钟炜、万天祺、高元金, 1980, 高山冰川雷达探测试验, 冰川冻土, 2 卷 3 期, 37—39 页。
- [8] Watts, R. D., England, A. W., Vickers, R. S. and Meier, M. F., 1975, Radio echo sounding on South Cascade Glacier, Washington, using a long wave length, monopole source, *Journal of Glaciology*, Vol. 15, pp. 459.
- [9] Watts, R. D. and England, A. W., 1976, Radio echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sounder design criteria, *Journal of Glaciology*, Vol. 17, No. 75, pp. 39—49.

- [10] Goodman, R. H., 1975. Radio-echo sounding on temperate glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol.14, No.70, pp.57—69.
- [11] 张金华, 1981. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究, 冰川冻土, 3 卷 2 期, 32—40 页。
- [12] 苏 珍、张祥松、顾钟炜, 巴托拉冰川的厚度测定和冰量计算, 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究, 42—56 页, 科学出版社, 1980 年。

(本文于 1984 年 1 月 19 日收到)

Radar Measuring Ice Thickness of No. 1 Glacier at the Source of Urumqi River, Tianshan

Zhang Xiangsong, Zhu Guocai, Qian Songlin,
Chen Jiyang and Shen Ying

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

A high-resolution radar operating at a frequency of 300 MHz has been developed for studies of glaciers in the western part of China. The characteristics of some contemporary timedomain radars in the world are summarized in Table 1 for comparison. Preliminary tests on radar of Type B 1 have been conducted on the No. 1 Glacier at the source of Urumqi River, Tianshan.

An isopach map (Fig. 4) and a contour map of bedrock topography (Fig. 9) were obtained from two longitudinal and 14 transversal sections with totally 488 measuring points in an area of 1.84 km². The radar data agreed with hot water drilling bore-hole measurements with error within +4 m. Preliminary interpretation of measuring results has been discussed.