

天山乌鲁木齐河源末次冰期以来气候 变化与多年冻土的形成^①

The Climate Fluctuation and the Permafrost Formation Since
the Last Glaciation, Tian Shan, China

赵林 邱国庆 金会军

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

提 要 末次冰期以来, 乌鲁木齐河源气候变化幅度较小, 一直处于较为稳定的寒冷气候条件下。埋藏腐殖质土的存在说明末次冰期以来河源区的地层在加积, 在寒冷气候条件下, 地层的加积导致了共生多年冻土的形成。根据轻矿物学方面的证据及与前人工作的对比, 认为末次冰期时乌鲁木齐河源区多年冻土下界的位置应在 2 100 m a.s.l.附近, 约比现代多年冻土的下界低 900 m。

关键词 末次冰期 加积地层 气候波动 共生多年冻土

1 概 况

乌鲁木齐河源区位于天山中部喀拉乌成山主脉的北坡(43° 07' N, 83° 49' E), 区内一般山脊高度在 4 000 m 以上。在大地构造单元上, 属于天山地槽褶皱带, 主要由古生代火成岩和变质岩组成。包括眼球状片麻岩、辉绿岩、花岗岩以及绿泥石片岩等。气温随海拔的升高而下降, 在 3 000 m a.s.l. 处为-2℃, 3 539 m a.s.l. 处为-5.4℃, 在 4 000 m a.s.l. 的山脊上约为-8℃。现代雪线高度 3 900—4 100 m a.s.l., 现代冰舌末端海拔 3 650—3 700 m, 末次冰期冰进可低达 3 000 m a.s.l.; 多年冻土下界的海拔在阴坡为 2 900 m, 阳坡为 3 250 m。

植被的分布也具有垂直分带性, 在海拔 1 800—2 700 m a.s.l. 间为雪岭云杉林带, 2 700—3 600 m a.s.l. 为细叶蒿草(*cobresia filifolia*) 群系为主的亚高山、高山草甸带, 1 000—1 800 m a.s.l. 为干草原至半荒漠带。现代多年冻土区的植被中主要有萎陵菜、火绒草、异燕麦、马先蒿、石竹、毛茛、蓼科、紫菀和苔草等。在表土孢粉组成中, 萎陵菜花粉含量可达 75.42%, 藜科和蒿属均为 11.5%, 麻黄 5.4%, 云杉 7.1—32.8%, 其它有石竹科、蓼科、菊科、紫菀属、十字花科等(李文漪等, 1990)。

在试坑 81-1, 81-3, 89-1, 90-1, 90-2, 90-3, 90-4, 90-5, 90-6 和钻孔 T-2, 91-2 和 91-3 中, 普遍发现了埋藏的腐殖土(图 1), 其中在 90-4 号试坑中发现了

^① 本文属国家自然科学基金和天山冰川观测实验站基金资助项目。

5层腐殖质土(图2), 钻孔 91-2 中也发现了4层腐殖质土。据此, 可计算出地层的加积速率。

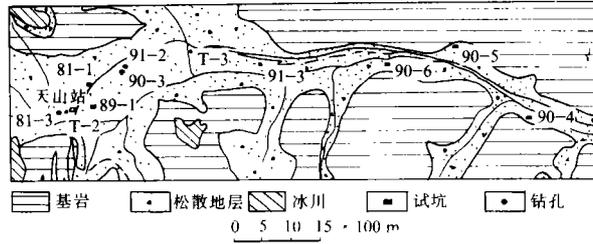


图1 乌鲁木齐河源试坑及钻孔平分布图

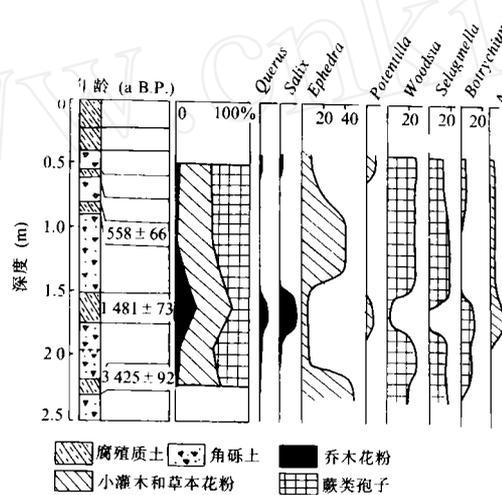


图2 90-4号试坑剖面孢粉图

在 89-1 号试坑中, 4 300 a 来地层的平均加积速率为 0.24 mm / a(赵林等, 1991); 在 90-4 号试坑, 3 425 a B. P. 以来地层的平均加积速率为 0.66 mm / a。

2 90-4 号试坑的孢粉学特征及古气候

对 90-4 号试坑中 0.45, 1.00, 1.55, 1.80 和 2.25 m 深度上的 5 个样品进行了孢粉分析, 其结果示于图 2。5 块样品中共鉴定孢粉 1 033 粒, 其中乔木花粉 99 粒, 小灌木及草本植物花粉 478 粒, 蕨类孢子 456 粒。据此, 整个剖面可分为 4 个带:

(1) 2.30—2.20 m 为腐殖质土层, 年代为 3 425 a B.P., 以小灌木、草本植物花粉和蕨类孢子占绝对优势, 小灌木和草本植物花粉含量为 58.2%, 其中的 88.7%为麻黄花粉, 蕨类孢子占 39.3%, 其中以岩蕨属和卷柏属为主, 乔木花粉仅占孢粉总数的 2.5%。反映了干旱寒冷的气候环境。

(2) 2.20—1.62 m 为角砾土, 年代在 3 425—1 481 a B. P.之间, 乔木花粉增加到孢

粉总数的 6.2%，麻黄花粉含量急剧减少，仅占小灌木和草本植物花粉的 28%，而藜科、蒿属及禾本科的花粉却分别增加到小灌木和草本植物花粉的 12%，6%和 8%。出现了菊科、萎陵菜属、豆科和锦鸡儿属等花粉；在蕨类孢子中，以岩蕨属为主，占 40.2%，卷柏次之，占 21.2%，又出现了阴地蕨属孢子(14.4%)等。与第 1 带相比，这时，干旱程度大大减弱，气温也略有回升，但与现代高山草甸区表土花粉组合(李文漪等, 1990)相比，仍较现代干旱寒冷。

(3) 1.62—1.40 m 为腐殖质土，年代为 1 481 a B.P.，乔木花粉含量又增至占孢粉总数的 28.6%，其中以柳属为主，占 53.6%，栎属次之，占 30.4%，小灌木和草本植物花粉占 49.8%，其中苋科 23.3%，萎陵菜属 15%，麻黄 13.3%，锦鸡儿属 13.3%，藜科 8.3%，蒿属 5%等。蕨类孢子含量减少到 21.6%，主要有阴地蕨(55.8%)、岩蕨(19.2%)，石松(11.5%)和铁线蕨(9.6%)等。乔木花粉含量的增加，特别是栎属花粉，以及草本植物中苋科花粉含量的增加和麻黄花粉含量的减少，均指示着 1 481 a B. P.左右气候较为温暖湿润。

(4) 1.40 m 以上的地层形成于 1 481 a B.P.之后，两个孢粉样品分别采自 1.00 m 和 0.45 m 处，年代分别处于 1 481—558 a B.P.之间和 558a B. P.之后。在这一孢粉带中，乔木花粉含量减少到孢粉总数的 1.6—7.3%，蕨类孢子含量增加到孢粉总数的一半(49.2—50.9%)，小灌木及草本植物花粉占 41.9—49.2%，以麻黄含量最多，占 23.9—84.2%，萎陵菜属 0—19.6%，百合属 1.7—8.7%，苋科 2.5—4.3%。在蕨类孢子中，以岩蕨属为主，占蕨类孢子的 51.7%。卷柏属次之，占蕨类孢子总数的 36.7—26.7%。这一孢粉带可以被划分为两个亚带，1 481—558 a B.P.的沉积物为角砾土，孢粉组成与其反映的气候状况与第一带相似；558 a B.P.以后的形成物，指示了一个较前期稍暖的气候环境。

总之，3 425 a B.P.以来经历了从冷干到相对冷湿，相对暖湿又到冷干然后到目前的气候状况。据周昆叔等(1981)，在红五月桥剖面上，4 000 a B.P.左右以适应干冷环境的麻及其它草本植物为主，4 000 a B.P.以后，地层的孢粉组合中云杉花粉略有增加，但仍以麻黄花粉占优势，这与本剖面所反映的情况基本上吻合。

3 末次冰期以来的古气候变化

乌鲁木齐河源与世界上其它地区一样，末次冰期以来经历了数次冷暖，干湿程度不同，持续时间长短不同的气候波动。15 000 a B.P.以前，河源区气候严寒，冰川前进，雪线比现在低约 550 m，降温约 4℃(秦大河等, 1984)。这一寒冷期也可以从矿物学上的证据得到证实，上望峰冰碛物中的重矿物组合中不稳定矿物含量在 32.75—65.75%间，稳定矿物的平均含量为 19.6%，极稳定矿物的含量仅 1.1%。均反映了末次冰期时气候严寒，化学风化程度较弱(表 1)。

15 000 a B.P.以后，全新世早期气候干凉并继续变暖(韩淑媿, 1985)。约 7 000 a B.P.左右，气候条件进入相对暖湿时期，红五月桥一带被单一的云杉林占据。目前云杉

表 1 乌鲁木齐河源冰碛物的矿物成分

冰 碛 物	重 矿 物							轻矿物		粘 土 矿 物 B 值
	不 稳 定				较稳定	稳定	极稳定	石 英	斜 长 石	
	平均 (%)	普通角 闪石(%)	普通辉 石(%)	黑云母 (%)	平均 (%)	平均 (%)	平均 (%)			
小冰碛	41.71	17.44	9.52	13.09	25.45	27.7	5.14	23.4	52.86	2.25
新冰碛	48	39.5	0.25	5.75	28.5	20.5	3.0	2.75	52	0.98
望峰冰碛	54.92	28.15	17.15	4.3	24.38	19.6	1.1	51.33	22.81	1.05— 1.27

注: 据王靖泰等, 1981. 乌鲁木齐河源冰川沉积的矿物分析(未刊).

仅能在红五月桥以下 2 300 m a.s.l.附近发现有零星植株, 当时的气温比现在高约 1℃ 左右(周昆叔等, 1981)。全新世中期河源区进入新冰期阶段, 5 700—5 000 a B.P.间发育了新冰期的第一次冰进, 雪线比现在低约 240 m(张振控, 1981), 估计其气温比现在低约 1.5℃, 此后气温又开始回升。

3 425 a B.P.左右为一干燥寒冷时期, 与竺柯桢(1979)所说的 3 500—2 900 a B.P.间的周秦寒冷期相一致。这一期间, 乌鲁木齐河源发生了新冰期的第二次冰进, 形成了山北道班冰碛垅(陈吉阳, 1987)。矿物学上的证据也反映了这一寒冷期(表 1)。此后, 气候环境为寒冷湿润, 气温较现代略低。1 481 a B.P.即公元 469 年, 气候转为温暖湿润, 气温比现在约高 1℃。

公元 469—1392 年间, 气候冷干, 植被与 3 500—2 900 a B.P.间的相似, 估计其气温约比现在低 1.5℃左右。公元 1392 年以后, 气候的干冷状况略有好转, 但仍属寒冷时期, 其间发育了 16—19 世纪小冰期的 3 次波动, 但波动幅度均在 1℃ 以内(秦大河等, 1984)。

与世界上其它地区相比较, 15 000 a B.P.以前, 即末次冰期的第二阶段, 河源区的

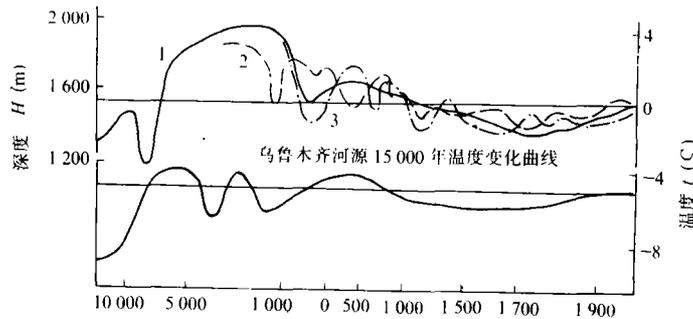


图 3 乌鲁木齐河源 15 000a B. P. 以来温度变化曲线
1. 挪威雪线高度; 2. 中国五千年温度变化曲线(竺可桢, 1972);
3. 新疆三千年温度变化曲线(李江风, 1985)

气温约比现在低 4℃, 中国东部约低 6—8℃(杨怀仁等, 1985), 中欧和北美约 10—15℃(Frakes, 1979), 7 000 a B.P.左右, 本区的气温约比现在高 1℃(周昆叔等, 1981), 而中国东部约高 2—5℃(An Zhisheng *et al.*, 1991); 5 700—5 000 a B.P.间本地区的气温约比现在低 1.5℃, 中国东部、欧洲和北美约低 5—6℃(杨怀仁等, 1985)。因此, 末次冰期以来本地区的气候波动幅度远较中国东部及欧洲和北美小(图 3), 一直处于较为寒冷的气候环境中。

4 末次冰期以来多年冻土的形成

共生多年冻土被定义为与地层的沉积同时或近于同时形成的多年冻土(Brown *et al.*, 1974)。随着地层的加积, 多年冻土上限上升, 埋藏在原季节融化层中的地层转为多年冻结状态, 就形成了共生多年冻土(波波夫等, 1974)。

4.1 埋藏腐殖质土的意义

上文已提及, 埋藏腐殖质土被发现于位于斜坡下部的坡积物和位于潮湿滩地的沉积物中, 有的腐殖质土处于多年冻土上限之下, 如在 81-3 号试坑中, 含冰量达 94%的腐殖质土位于 1.5—1.68 m 处, 而多年冻土上限为 1.50 m; 在 90-6 号试坑中, 腐殖质土埋深 1.65 m, 而多年冻土上限却在 1.40 m 深处。有的腐殖质土位于多年冻土上限之上, 如 89-1 号试坑, 腐殖质土埋深为 0.95 m, 多年冻土上限则为 1.42 m。腐殖质土一般仅形成于地表, 埋藏腐殖质土的存在说明了地层的加积。同样, 乌鲁木齐河源区的多年冻土上限埋深一般 > 1 m, 如果多年冻土上限处于腐殖质土的上部或仅略低于腐殖质土的埋藏位置, 即说明多年冻土上限也已上升, 共生多年冻土在形成。

4.2 冰缘环境有利于共生多年冻土的形成

末次冰期以来, 工作区的大部分地区均处于一种具气候波动较小的冰缘环境中, 即使在冰期后高温期, 气温也仅比现在高 1℃左右, 沉积物在这种冰缘环境中的加积将导致共生多年冻土的形成。

4.3 冰期和多年冻土的发育

现在, 冰川均被高山多年冻土区包围, 现代冰川的侧碛和终碛是常含埋藏冰川冰的多年冻土。1 号冰川平衡线附近冰川底部温度为 -1.8℃的事实(黄茂桓等, 1990), 说明冰川底部的底碛也可处于多年冻结状态。因此在冰期时如末次冰期, 冰川前进, 冰川的侧碛、终碛及底碛将被共生多年冻结。间冰期时, 冰川退缩, 雪线和多年冻土下界上升, 在多年冻土下界以上的地区, 冰川冰融化以后冻土仍能得以保存和发展, 例如, 在 1 号冰川北侧的空冰斗中, 小冰期时仍有冰川发育, 其年平均气温现在为 -7.2℃; 在大西沟气象观测场, 新冰期和末次冰期时均有冰川发育, 目前其年均气温仍为 -5.4℃。在这样一种寒冷的气候条件下, 地层的加积将导致共生多年冻土的形成。

5 应用石英—长石的比率恢复高山多年冻土古下界的可能性

Konischev *et al.* (1988)提出了一个可作为环境指标的系数 K :

$$K = \frac{\frac{\text{石英含量}_{(0.05-0.01\text{mm粒级间})}}{\text{长石含量}_{(0.05-0.01\text{mm粒级间})}}}{\frac{\text{石英含量}_{(0.1-0.05\text{mm粒级间})}}{\text{长石含量}_{(0.1-0.05\text{mm粒级间})}}}$$

若 $K > 1$, 说明沉积物形成于多年冻土环境中或形成后经历过多年冻结作用的改造; 若 $K < 1$, 则说明沉积的形成过程中及形成以后均没有经受过多年冻结作用。作了 5 个样品的石英、长石含量分析(由赵林取样, 马正海分析)(表 2)。

1 号样品取自于现代多年冻土区, 2—5 号样品均取自于晚更新世的沉积物中(高存海等, 1989)。在 2 和 3 号样品, $K > 1$, 它们可能已经经历过多年冻结作用, 而对 4 和 5 号样品, $K < 1$, 可能自形成以来从未经历过多年冻结作用。据此末冰期时乌鲁木齐河

表 2 石英与长石含量及 K 值

样品号	1		2		3		4		5	
取样点	大西沟气象站附近		红五月桥		后 峡		后 峡		四大队	
海拔 (m)	3 530		2 520		2 200		2 020		1 600	
样品名称	含碎石亚粘土		砂		黄土		黄土		黄土	
粒 径	0.1 —0.05	0.05 —0.01								
石英含量 (%)	59.5	62.5	41.5	47.5	41.0	42.5	56.5	55.0	59.5	55.0
长石含量 (%)	40.5	37.5	58.5	52.5	59.0	57.5	43.5	45.0	40.5	45.0
K	1.134		1.293		1.064		0.941		0.832	

多年冻土的下界处于海拔 2 020 m 与 2 200 m 之间。

末次冰期时乌鲁木齐河源的气温比现在低约 4℃, 若温度梯度以 0.41℃ / 100m 计, 末次冰期时乌鲁木齐河源的多年冻土下界应比其现在的位置低约 900 到 1 000 m, 处于 1 900—2 300 m a.s.l. 之间, 与应用 K 值所得结果一致。

这是在应用矿物学资料来恢复某一时期多年冻土下界可能性方面的一次尝试, 因而, 仍存在着一些问题。首先, K 值仅是一个经验参数, 更进一步的理论探索仍需进行。其次, K 值将随环境而变化, 比如, 如果沉积物形成于一种极其寒冷的环境中, 大多数石英颗粒达到了它们的粒级极限, 然后气温上升, 更多的长石颗粒也将变小, K 值也将随之减小, 反之亦然。因此, 仍需更多的工作来完善这一方法。

综上所述, 可以得出以下结论:

- (1) 末次冰期以来的埋藏腐殖质土在斜坡下部和潮湿草滩低地的存在说明地层在加积;
- (2) 乌鲁木齐河源末次冰期以来经历了气候冷暖变化的波动, 但与中国东部, 欧洲及北美相比, 波动的幅度较小, 一直处于较为稳定的寒冷气候条件下;
- (3) 在较稳定的寒冷气候条件下, 某些有利地段地层的加积导致了共生多年冻土的形成;
- (4) 应用矿物学方法得出, 末次冰期时多年冻土的下界约比现在低 900—1 000 m, 在海拔 2 000—2 200 m 间的后峡一带。

参 考 文 献

- 李文漪、阎顺, 1990. 柴窝堡盆地第四纪孢粉学研究. 新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁和水文地质条件, 北京: 海洋出版社, 46—74
- 陈吉阳, 1987. 天山天格尔第二峰地区全新世中后期冰川变化的初步研究. 冰川冻土, 9(4): 347—354
- 杨怀仁、谢志仁, 1985. 中国近20 000年来的气候波动与海面升降运动. 见: 第四纪冰川与第四纪地质论文集(第二集). 北京: 地质出版社, 1—18
- 张振栓, 1981. 天山乌鲁木齐河源的雪线变化. 冰川冻土, 3(增刊): 106—113
- 赵林、邱国庆, 1991. 乌鲁木齐河源大西沟气象站附近的埋藏腐殖质土与共生冻土. 冰川冻土, 13(2): 177—180
- 周昆叔、梁秀龙、刘瑞玲, 1981. 天山乌鲁木齐河源冰川冰和第四纪沉积物的孢粉学初步研究. 冰川冻土, 3(增刊): 97—105
- 竺可桢, 1979. 中国近5 000年来气候波动的初步研究. 竺可桢文集, 北京: 科学出版社, 475—490
- 高有海、王树基, 1989. 乌鲁木齐地区晚新生代环境演替. 干旱区地理学集刊(第1集), 北京: 科学出版社, 86—93
- 秦大河、冯兆东、李吉均, 1984. 天山乌鲁木齐河源地区主玉木冰期以来冰川变化和发育环境的研究. 冰川冻土, 6(3): 51—62
- 黄茂桓、蔡保林、王仲祥, 1990. 天山乌鲁木齐河源1号冰川的底部状况. 见: 第四届全国冰川冻土会议论文集(冰川学). 北京: 科学出版社, 59—64
- 韩淑媿, 1985. 东天山北麓全新世沉积环境. 见: 干旱区新疆第四纪研究论文集. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 32—41
- 波波夫 А И, 托尔斯齐欣 Н И, 格拉维斯 Г Ф, 1974. 地下冰、冻土的冷生结构和冻结相分析. 普通冻土学(第7章). 苏联科学院西伯利亚分院冻土研究所编著, 郭东信等译, 北京: 科学出版社(1988), 151—174
- An Zhisheng, Wu Xihao, Lu Yanchou *et al.*, 1991. Paleoenvironmental changes of China during the last 18 000 year. Quaternary Geology and Environment in China. Science Press, Beijing, China, 228—236
- Brown R J E, Kupsch W O, 1974. Permafrost terminology. National Research Council of Canada, Ottawa. 27—29
- Frakes L A, 1979. Chapter 8: The neogene-wide swings and cyclicity. Climates throughout geologic time, Elsevier scientific Publishing Company New York. 217—258
- Konischev V N, Gogov V V, Poklonng S A, 1988. Physical-chemical types of cryogenesis. Proc. of 5th conference on permafrost, Trondheim Norway Vol. 1, 381—383