地理环境与冰川研究

施雅风　著

科学出版社

1998

内 容 简 介

本书是作者有关地理研究的论文选集。作者50多年来，长期从事地理学与冰川研究，学识渊博，贡献卓著。本书收入作者论著72篇，是从作者近300篇地理学论著中遴选出来的，分上下两卷合订出版。上卷为《地理与环境变化》，论著38篇，内容包括：自然地理、地貌学、区域地理、水文水资源、泥石流灾害、第四纪气候与环境变化，以及纪念地理学先哲的文章；下卷为《现代冰川与第四纪冰川》，论著34篇，内容包括：我国西部现代冰川的形成条件、形态特征、历史演变和利用，关于中国东部地区第四纪冰川问题的讨论，以及中国冰川学和第四纪冰川研究的进展的认识等。

本书反映了作者地理科学研究所经过的历程及其学术思想，对于广大地质地理、水文水资源、冰川冻土，以及环境科学等有关的科学工作者，特别是青年学者具有启迪、参考意义

图书在版编目(CIP)数据

地理环境与冰川研究/施雅风著. 北京：科学出版社
，1997

ISBN 7-03-006013-X

Ⅰ. 地… Ⅱ. 施… Ⅲ. ①自然地理-研究-文
集②冰川-研究-文集 Ⅳ. P9-53

中国版本图书馆CIP数据核字(97)第07633号

科学出版社出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100717

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

1998年2月第一版 开本：787×1092 1/16
1998年2月第一次印刷 印张：17 1/2 插页：2
印数：1—800 字数：1 099 600

定价：98.00元

年.我国参加了瑞士举行的国际冰川目录工作会议,并经国务院批准后,系统地开展了《中国冰川目录》的编制工作。1980 年在第一册《中国冰川目录》(祁连山卷)完成后,我撰写了《中国冰川目录序》,说明该项工作的意义、国外冰川编目的进展,以及应以坚韧不拔的精神坚持做好这一工作的重要性。

在中央领导提出科学技术要面向经济建设、经济建设要依靠科学技术的指导方针后,1983 年我撰写了《冰川冻土研究与国家经济建设》一文,总结了冰川冻土研究面向经济建设的实践经验,提出了正确处理应用研究与基础研究、工程问题与环境保护、发展研究与培养人才和改进技术手段等关系的重要性。

6. 最近十年(1985—1994 年)

1984 年我已 65 岁,愉快地卸下了领导岗位的职务。我精力尚好,得以集中时间做些研究工作.欣慰地获得了较丰硕的成果,首先是完成了两项前阶段已开始的工作:一是《中国冰川概论》一书的撰写,此书于 1979 年起就组织力量分工写作,但进展不平衡,时间稍久,原写材料又嫌过时,1986 年增设副主编.加强了编写力量,1987 年全书定稿,随后出版并获得中国科学院自然科学二等奖。该书十二章,我写了三章,现将和白重瑗合作的《中国西部高山冰川形成的地貌、气候条件和雪线分布》一章,收入本文集中;另将原为该书准备、后因内容较丰富而独立发表的《中国现代冰川研究简史》重刊于本文集中。二是从 1980 年起,我积极参与受怀疑的中国东部第四纪冰川问题的研究。在该年与多人联合考察庐山后,率先撰著《庐山真的有第四纪冰川吗?》一文,从侵蚀形态、沉积特征和气候条件三方面指出,李四光先生的庐山第四纪冰川学说实系误解。次年又同邓养鑫合作撰写《庐山山麓第四纪泥石流堆积的确证》,指明庐山地区被称为冰川堆积的混杂堆积实是泥石流堆积,以中、英文发表。庐山现象明确以后,又与崔之久、李吉均合作并联合多人,以整个中国东部为对象,决心以几年时间搞清楚这个在地学界有重大争议的学术问题,我具体参加了桂林、长白山、大兴安岭、天目山等地的考察,查阅了很多文献,最后联合撰著《中国东部第四纪冰川与环境问题》一书,其中由我撰写的部分内容《桂林地区古冰川遗迹何在》、《中国东部第四纪冰川研究的发展和争论》、《中国东部冰期雪线重建讨论》收入在本文集中。《中国东部第四纪冰川问题的新认识》一文实是该书的长摘要,分别以中、英文发表,曾在 1987 年加拿大召开的国际第四纪大会与中国科学院地学部会议上报告。该项研究成果也获得中国科学院自然科学奖(二等)。

1984 年,在新疆维吾尔自治区支持下,中国科学院接受我的建议,将乌鲁

木齐地区水资源若干问题研究列为重要项目，责成我牵头组织。研究工作议定分二个阶段进行：第一阶段(1985—1986 年)，研究从柴窝堡水源地调水接济乌鲁木齐市的可能性及由此产生的柴窝堡湖环境变化问题；第二阶段(1987—1989 年)，主要研究乌鲁木齐地区水资源的开发利用程度，提出与城市发展规划相适应的节流与开源的对策。围绕上述主要问题，开展乌鲁木齐河山区径流的形成与计算、柴窝堡湖第四纪环境演化与水文地质条件等基础研究，最终成果汇总出版了 4 册专著。收入本文集的是 1987 年撰写的《如何解决乌鲁木齐的缺水问题》，认为要开源节流，并与以节约用水为主的一整套措施结合来解决缺水问题。该成果获得中国科学院科技进步二等奖。

1987 年国家自然科学基金会与中国科学院联合组织重大项目《中国气候和海平面变化及其趋势和影响》，推我主持其事。这个项目分设 4 个二级课题，有二十多个单位、二百多人参加工作，组织工作量很大。其中《气候变化对西北、华北水资源的影响》课题由我负责，该课题又分西北、华北 2 个三级课题。我更关心于西北课题，首先和南京地理与湖泊研究所几位同志合作并得到日本学者协作，开展青海湖研究，先后合作发表了 6 篇文章。其中《青海湖萎缩的原因分析与未来趋势预测》扼要但全面地说明了我的观点，由该文扩写的英文稿在日本发表。联系湖泊萎缩与冰川后退现象，发现了华北经西北至中亚一带在本世纪内存在干暖化趋势，先后撰著《山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候暖干化趋势与未来展望》和《中国中纬度地带气候暖干化对水资源的影响》二文，以中、英文发表，并在国际会议上宣读。最后与张祥松合作撰写《气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势》一文，在《中国科学》刊行。

令人担忧的华北、西北、中亚一带的暖干化趋势，是否会伴随着 CO_2 等温室气体增加全球变暖而一直发展下去，我认为需结合历史气候研究，到相似的古气候阶段去找答案。为此，在孔昭宸、王苏民、张丕远等支持下，组织多人系统总结了全新世大暖期的有关资料，出版了《中国全新世大暖期气候与环境》专著。其结论是令人鼓舞的。由于夏季风扩张，全新世大暖期时华北至中亚降水远较现代为多；未来气候进一步增暖，季风降水增加，则西北、华北的暖干化可能转暖湿。这一研究的综合性论文以中、英文发表并在国际会议上宣读后，受到广泛重视与好评。现收入本文集的是与姚檀栋合作的《祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化》和与孔昭宸、王苏民等 8 人合作在《中国科学》上发表的《中国全新世大暖期的气候波动与重要事件》、《中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境》三篇。

与此同时，我密切注意全球变暖导致海平面上升所可能造成的危害。1988 年我考察了江苏海岸带情况，1993 年春又参加了中国科学院地学部组织的大

三角洲海岸带考察，先后写了4篇文章，其中《沿海地区经济建设要注意海平面上升的危害》、《中国海平面上升及其影响评估》和《我国海岸带灾害的加剧发展及其防御方案》三文，另外还撰著《全球变暖影响下中国自然灾害的发展趋势》一文均收入在本文集。

这期间，我还撰写了若干冰川、第四纪冰川方面的论文，主持编辑出版了《中国雪、冰、冻土图》。收入本文集的是《青藏高原的末次冰期与最大冰期》、《80年代以来中国冰川研究的新进展》二文。前者是对德国人M. Kuhl所提"青藏高原存在统一冰盖"假设的否定，曾在德国召开的第二届国际地貌大会上报告；后者则是对1987年改革开放以来中国冰川学与第四纪冰川研究的重大进展较完全的总结。

1988年初，我曾去南极长城站考察并参观了智利和阿根廷的南极研究机构，参阅了一些文献，归来后撰写了《南极洲——国际上的科学竞技场》一文。

饮水思源，为缅怀教导我的老师和前辈学者以及我所尊敬的同辈，我自己并组织熟悉的朋友撰文为之纪念。本文集选刊了《怀念叶良辅教授，开展地貌与冰川研究》、《缅怀涂长望教授》、《李四光教授与中国现代地理学的发展》、《J. L. R 阿伽西 — 近代冰川学说的奠基人》四篇。

以上叙述了收入本文集的各篇文章的创作背景。选入的文章都约请兰州冰川冻土研究所、南京地理与湖泊研究所的有关学者审阅，承蒙提出宝贵意见，作了删节或修改。尽管这样，文中的错误肯定还存在不少，敬请读者指正。

在此我要衷心感谢兰州冰川冻土研究所和南京地理与湖泊研究所的领导和同事们的支持。他们组成了以程国栋院士、虞孝感研究员为正副组长的文集编委会，编委有冰川冻土研究所的程国栋、张祥松、康尔泗、姚檀栋、邓养鑫、王宗太、谢自楚、张园和南京地理与湖泊研究所的虞孝感、王苏民、季子修、杨益轩。张园、李万春为秘书，杨益轩、李万春、张园还承担了具体的编辑和联系工作，附图的清绘由谢方峰、桑婉玉、朱苓茹等承担。在当前经费困难条件下，两所又尽力给予经费上的支持。出版过程中又得到科学出版社编审姚岁寒和刘卓澄同志的支持和编辑加工。在此，我谨向上述同志和更多没有提到名而给予我支持的同志们表示最深切的谢意！

施雅风

草于南京

1994年10月

目　录

上　卷　地理与环境变化

贵州遵义附近之地形……（3）
贵州遵义区域地理……（9）
华中水文地理概要……（25）
川西地理考察记……（62）
成都平原之土地利用……（75）
三峡区鹅子砾岩成因的探讨……（87）
川东鄂西区域发展史……（90）

《地理知识》发刊词……（118）
认识我国的地理环境是经济建设的一个必要条件……（119）
中国自然资源的考察研究……（122）
中国地形区划草案……（134）
中国地貌形成的构造条件……（146）
中国地貌形成的外营力初步分析……（154）
大别山区一剖面……（161）
青海湖及其附近地区自然地理(着重地貌)的初步考察……（170）

四川西昌附近铁路建设中的泥石流问题……（182）
山区建设必须注意泥石流的危害……（188）
柴窝堡水源地开发利用建议……（190）
如何解决乌鲁木齐地区的缺水问题……（195）
青海湖萎缩的原因分析与未来趋势预测……（200）
山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望……（202）
中国中纬度地带气候暖干化对水资源的影响……（212）
气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势……（219）
中国全新世大暖期的气候波动与重要事件……（229）
中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境……（238）
中国晚第四纪的气候、冰川和海平面的变化……（247）
沿海地区经济建设要注意海平面上升的危害……（257）
中国海平面上升及其影响评估……（260）

我国海岸带灾害的加剧发展及其防御方略…… (270)
全球变暖影响下中国自然灾害的发展趋势…… (281)
南极洲　国际上的科学竞技场…… (297)

竺可桢生平与贡献…… (301)
南高东大时期的竺可桢教授…… (312)
竺可桢的学术思想指引我国的冰川研究…… (323)
怀念叶良辅教授.开展地貌与冰川研究 …… (331)
李四光教授与中国现代地理学的发展…… (340)
缅怀涂长望教授…… (344)
J.L.R. 阿伽西　近代冰川学说的奠基人 …… (346)

下　卷　现代冰川与第四纪冰川

祁连山现代冰川分布、储量、发育及利用问题…… (351)
祁连山冰川资源的新认识…… (374)
天山乌鲁木齐河源冰川的形态特征与历史演变…… (376)
五年来的中国冰川学、冻土学与干旱区水文研究 …… (380)
西藏古乡地区的冰川泥石流…… (388)
希夏邦马峰地区科学考察初步报告…… (390)
希夏邦马峰北坡冰川的冰塔林及有关消融形态…… (401)
希夏邦马峰地区冰期探讨…… (415)
中国现代冰川的基本特征…… (433)
我国西部山地晚更新世玉木冰期探讨(报告提纲)…… (457)
珠穆朗玛峰地区冰川的基本特征…… (462)
珠穆朗玛峰地区冰川的变化…… (478)
珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨…… (490)
喀喇昆仑山巴托拉冰川及其变化…… (523)
喀喇昆仑山巴托拉冰川的近代进退变化…… (536)
喀喇昆仑山巴托拉冰川本世纪内前进的预测和下世纪内变化的趋势…… (548)
喀喇昆仑山巴托拉冰川末端公路桥位附近的埋藏冰问题…… (563)
喀喇昆仑公路巴托拉地段冰川影响和工程修复意见…… (570)
中国西部地区的冰川地貌…… (571)
历史上的木扎尔特冰川谷道和中西交通…… (603)
天山托木尔峰-汗腾格里地区第四纪冰期探讨 …… (609)
《中国冰川目录》序…… (620)
冰川冻土研究与国家经济建设…… (623)
中国西部高山冰川形成的地貌、气候条件和雪线分布 …… (630)

中国现代冰川研究简史…… (649)
庐山真的有第四纪冰川吗？ …… (659)
庐山山麓第四纪泥石流堆积的确证…… (663)
桂林地区古冰川遗迹何在？ …… (669)
中国东部第四纪冰川研究的发展和争论…… (676)
中国东部冰期雪线重建讨论…… (688)
中国东部第四纪冰川问题的新认识…… (705)
祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化…… (709)
青藏高原的末次冰期与最大冰期…… (715)
80 年代以来中国冰川学和第四纪冰川研究的新进展 …… (729)



作者近影

自　序

收入本文集的72篇文章，主要从我的学术论文中选出，也有少量是倡导某项事业的短文和缅怀师长的纪念文字；内容较复杂，勉强分为《地理与环境变化》和《现代冰川与第四纪冰川》两卷。前者包括地貌、自然地理、区域地理、水文水资源、气候与环境变化等方面的内容，其中有许多论文是和同事们合作撰写的，有几篇综合性论文是当时多人的集体劳动成果。现在收入本文集中重刊，我首先对他们表示怀念和谢意。按照时间先后，我的工作和写作的文章大致可分为六个阶段：

1．解放以前(1936　1949年)

我在初中读书时爱好地理，从1936年起就开始撰写地理知识性的短文，并投寄报刊发表；至高中二年级时确定了将来从事地理研究的志向。1937年，我考入浙江大学史地系。抗日战争期间学校西迁到贵州遵义，我有幸受到良好的地理科学训练。校长竺可桢、教授张其昀、叶良辅、涂长望、任美锷、黄秉维、谭其骧、刘之远等都给了我以很好的教益。特别是导师叶良辅，自1941年起指导我作大学毕业论文。在他的指导下，我从实地观察、搜集第一手资料做起，结合地貌学理论，写成我的第一篇具有自己见解的关于地貌演化的学术论文，并获得教育部奖，其详细摘要——《遵义附近之地形》发表于1945年出版的《地质论评》上。当时地理学从指导思想上认为，区域地理是地理学研究的核心。由此，我结合在遵义多次调查考察之所见，产生了写一篇区域地理论文的思想。1945年应浙江大学史地研究所编辑《遵义新志》的需要，撰写了《遵义区域地理》一文。该文对该区的自然环境、土地利用、村镇聚落、交通贸易等方面作了综合论述；最后阐明其区域建设的方向，关键在于建设乌江水电站。

大学毕业后，我被留校当研究生，原拟以地貌学为研究方向深入搞下去，但经济生活上的困难迫使我要另想办法。幸承黄秉维先生推荐，我在一个临时单位拿到一份助理研究员的工资，任务是以一年的时间搜集整理华中区水文资料。就这样，我在黄先生的指导下，并得到在水利委员会工作的哥哥——水文学家施成熙的帮助，整理总结，撰写了《华中水文地理概要》一文，系统论述长江中游干支流河道的流量、泥沙、水文落较差和季节变化；并以此文作为硕士论文，发表在当时重庆出版的《经济建设》季刊上。

1941 年我进入设在重庆北碚的中国地理研究所工作，但地理研究所经费极其困难。1946 年又得到黄秉维先生帮助，让我参加两项由资源委员会水力发电工程处支持的调查，为拟议中的岷江水电站提供灌溉区经济资料。我在调查结束后，立即撰写了《川西地理考察记》，后来又与杨利普等合作，撰写了《成都平原之土地利用》。这两文忠实地记述了当时成都平原和岷江峡谷中的自然与社会经济情况，特别是都江堰灌溉制度和成都平原的土地租佃制度，现在可将其当作历史比较资料来看待。二是三峡工程水库区经济调查，以拟建 200 米高坝的水库区为范围，沿长江干支流调查了土地、房屋、农工商业可能遭到的淹没损失；自重庆步行至宜昌，横穿大峡谷，自夏至冬历时半年，调查观察访问，有极其丰富见闻。1947 年上半年在南京和同行者黄秉成、蔡钟瑞、钟功甫、吕东明等共同编写了《三峡水库经济调查报告》，对水库区淹没损失作了较详细的分类分区统计。但此报告上交后，因政治形势变动，后效不明。选入本书的两篇文章，则是这次考察的副产品：《三峡区鹞子砾岩成因探讨》一文，提出了与李四光先生的不同解释，认为砾岩中变质砾石来源于香溪支流，沉积于第四纪后期；《川东鄂西区域发展史》一文，是到南京后经补充了许多历史资料，依据历史唯物论和社会发展史观点写成的，有较多的创新见解。1949 年南京解放后得以发表。

从遵义、川西调查，到川东、鄂西调查，使我有机会深入农村实际，真切体会到地主对农民的剥削和国民党政府的腐败，严重阻碍了生产力的发展。在老友共产党员吕东明同志的帮助下，使我认识到中国必须走新民主主义道路，自己也必须参加到这个行列中去。1947 年，在南京我参加了中国共产党的地下组织，并以主要精力投入了革命工作。

2．建国初期(1950　1957 年)

解放初，百废待兴。地理工作者为探求积极为人民服务的道路，推举李旭旦教授为首编辑出版一本新型的刊物——《地理知识》(月刊)。这个刊物深受读者欢迎，发行量曾达数十万份。我是这个刊物的积极支持者之一，当时即为该刊撰写了发刊词和多篇知识性、普及性文章。现在收入本书的是发刊词和《认识我国的地理环境是经济建设的一个必要条件》两文。1953 年我调到北京工作后，应全国科学普及协会的约请，做过若干次中国地理知识的普及性讲演，讲稿印成了小册子出版发行。选入本文集的《中国自然资源考察研究》，是 1956 年我参加了第一次编制科学远景规划后写的，该文简要地介绍了规划的若干内容。这次规划，对有计划地加速我国资源与环境的考察研究起了重大作用。

建国初期，我先后担任中国科学院地理研究所所务秘书、中国科学院生物地学部（后分出地学部）副学术秘书等职务，以大部分时间从事行政与业务组织工作；另一方面作为地理研究所副研究员，坚持一定时间做研究工作，研究任务主要是中国地貌区划。先在1954年，与周廷儒、陈述彭共同提出了3大区、29个基本区的《中国地形区划草案》。三大区为：东部湿润地貌区（下分16区）、蒙新干燥地貌区（下分6区）与青藏高寒地貌区（下分7区）。在解放前翁文灏提出的五类地形（平原、盆地、高原、丘陵、山地）基础上，进一步将山地分出高山与中山两类，规定中山海拔在500－3000米间，以流水侵蚀作用为主。1956年，地貌区划改由沈玉昌主持后，组织了更多力量进行。我参加拟订地貌分类分区方案研究，分工负责地貌形成的构造条件和外营力分析、若干区域的地貌区划说明及地貌样图的编制。在研究地貌构造条件时，结合大地构造单元，引入了新构造运动因素；在分析外营力时，着重于气候、水文条件及古气候地貌痕迹。现在将当时这方面的研究分析材料单独成文，收在本文集中。

这时期我还参加了几次野外考察工作：一是1953年和陈述彭、周廷儒进行的从北京经山东、安徽、湖北、湖南到广西、广东的长路线考察，走马看花，为中国地貌区划搜集资料，其中和陈述彭二人步行横穿大别山的考察，对大别山的地貌特征、土地利用中土壤冲刷的危害性，有极深刻的印象，撰写了《大别山区一剖面》的论文。二是1955年接受核工业部（当时称二机部）一项任务，和陈梦熊、李维质、易仕明考察青海湖一个月。除根据任务规定写出了考察报告外，我们还撰写了《青海湖及其附近地区自然地理（着重地貌）的初步考察》，阐述了青海湖的自然特征、地貌演化历史，指出了青海湖湖面正在收缩变小。三是1957年偕同唐邦兴、郑本兴考察了甘肃北山，横穿祁连山和柴达木盆地，所得资料撰写在《中国地貌区划》一书中。而正是这次考察祁连山，攀登了一条冰川，大大激发了我研究冰川的兴趣，也是次年大规模组织冰川考察的肇始。

3．开展冰川与泥石流研究（1958－1966年）

1958年"大跃进"，有重大的失误。但祁连山冰川考察的一举成功，却受赐于"大跃进"。这年，中国科学院在甘肃省党政领导支持下组建了高山冰雪利用研究队，责成我负责冰川考察工作，要用半年时间基本查明祁连山冰川资源的分布及其数量。这一决定得到有关大学、水利、气象、测绘部门与登山队的支持，并在苏联冰川学家道尔古辛指导下，于当年6月下旬组成了100多人的考察队。7月1日，全体考察人员成功地登上了海拔5000米的一条山谷冰川，并命名其为"七一冰川"，以纪念中国共产党的生日，也标志了中国现代冰川研究的正式开始。经过半月左右的现场练兵，考察队分兵7路深入祁连山区考察。

国庆节时，各队陆续回到兰州总结。至11月底，7个队的总结报告连同统计和图件都已完成，即送北京交科学出版社编辑出版。1959年元旦，中国第一本区域性冰川专著《祁连山现代冰川考察报告》就问世了。我主编这本专著，并撰写综合性论文《祁连山现代冰川分布、储量、发育及利用问题》，扼要叙述了祁连山区的自然与经济情况，考察工作的组织，冰川的分布、类型和储量的估算，冰川的积累、消融与构造，人工黑化冰川增加融水量的实验结果，各冰川区的经济评价等。这本综合性的考察报告，在中国冰川学研究历史上是有着开创性意义的。尽管报告中的冰川分布与储量等数据，经过后来的冰川编目有很多变动，关于黑化利用冰川的提法，也显得过于冒进而不切实际。1981年根据新的冰川编目结果，撰写的《祁连山冰川资源的新认识》，弥补了该书的部分缺点。

1959年，在新疆又组织了大规模的、类似于祁连山模式的天山冰川考察。但接踵而来的"反右倾"，把我卷进了政治旋涡。激烈的批判使我无法加工修改《天山冰川积雪考察报告》，以达到出版水平，一份重要的考察成果，只是油印了不多的几份。1961年，中央公布了"调整、巩固、充实、提高"八字方针与科学技术政策十四条，次年撤销了对我的错误批判，并将兰州新建的研究冰川的单位改名为中国科学院地理研究所冰川冻土研究室，任命我为室主任。1962年，我集中力量，积极组织乌鲁木齐河冰川与水文研究。这一工作做得比较深入，冰川学研究水平有明显提高；次年，考察成果编著成《乌鲁木齐河冰川与水文研究》一书。其中，我写了《乌鲁木齐河冰川的形态特征与历史演变》一文，首次明确了小冰期与末次冰盛的范围和末次冰期的雪线高度。

到1963年，冰川冻土研究室增强了力量，有可能开辟若干新的研究任务。我领队进入了西藏东南部波密古乡地区，进行当时称为"冰川爆发"的预研究。最先提出困扰川藏公路交通的"冰川爆发"，实是大规模的冰川"泥石流"，是奇特罕见，应深入观察的自然现象。回来后，撰写了《西藏古乡地区的冰川泥石流》一文加以报道。1964—1965年，组织了专门考察队对此进行深入定点研究，并于1965年约请上海电影制片厂前往摄制了专门的《泥石流》科教片。此片在全国放映后，"泥石流"一词，自此成为家喻户晓的自然灾害名字。1966年我奉命组织西南"三线"建设地区泥石流考察队，主要在四川西昌附近考察成昆铁路定线中所遇到的泥石流灾害问题。经我和唐邦兴、杜榕桓等人的详细调查，根据该地区泥石流的活动特征，提了西昌—泸沽段线路采用安宁河东岸中线的方案，唯若干桥位需下移留足净空，并增加护路工程设施的建议；同时指出，鉴于西昌泥石流是近一二百年森林被破坏后引发起来的，还需要造林保护水土。上述意见被筑路指挥部所采纳，并被多年实践证明，我们的意见是正确的。遗憾的是，这一考察研究的论文《四川西昌附近铁路建设中的泥石流问

题》，则因“文化大革命”的干扰，延至1984年才刊行问世。由于泥石流自然灾害的频频发生，我还应《人民日报》的约稿，写了《山区建设必须注意泥石流的危害》文章，呼吁建设部门提高警惕，认真了解建设地区有否泥石流存在，产生了良好的社会效应。

1964年应中国登山队之邀，我和刘东生共同主持了海拔8012米的世界第十四高峰——喜马拉雅山希夏邦马峰的科学考察，这使我有机会首次登到6200米的高度，观察到低纬最高山区现代冰川和第四纪冰川特征。考察结束后，先和刘东生共同撰写《希夏邦马峰地区科学考察报告》，在北京科学讨论会上宣读和展览，受到国内外学者的广泛重视，接着编辑《希夏邦马峰地区科学考察报告》专著，系统刊载该次考察成果。我在其中参与写作了4篇文章，现选入本书的为《希夏邦马峰北坡冰川的冰塔林及消融形态》和《希夏邦马峰地区冰期探讨》两文。前者和季子修合作，首次阐明了奇异美丽的冰塔林发育的三个阶段、特殊的形成条件和可能经历的时间；后者系和崔之久、郑本兴合作，初步划分出四次冰期及其可能的时代，并指出最高山地的大幅度上升、气候条件的改变，对冰川发育的有利和不利影响。希夏邦马峰科学考察，是后来珠穆朗玛峰及西藏科学考察的先导，只可惜因受“文革”动乱的影响，其考察报告反落在珠穆朗玛峰考察报告之后，至1982年才问世。

经过几年的工作，有可能对中国西部现代冰川、第四纪冰川进行初步总结。1963年我写了《五年来的中国冰川学、冻土学与干旱区水文研究》，概述了1958—1963年间这三方面的研究成就。1964年与谢自楚合作撰写《中国现代冰川的基本特征》一文，首次将中国冰川划分为大陆型、海洋型二类；前者再分为极大陆型与亚大陆型。分别阐述了各类冰川的分布范围、水热条件、成冰作用、冰川温度、冰川运动、热量平衡和消融、物质平衡和进退变化等。1964年还撰写了《中国西部山地晚更新世玉木冰期探讨》一文，首次就地貌形态较易辨认的末次冰期遗迹的区域分布特征与雪线下降值进行比较探讨，但该文未及刊出就发生了“文化大革命”，随文首次编制的《中国现代雪线分布图》、《玉木冰期雪线分布图》被丢失了。

4.“文革”动乱中的珠穆朗玛峰科学考察总结和巴托拉冰川考察（1966—1976年）

在希夏邦马峰科学考察结束后，就酝酿组织1966—1968年大规模的珠穆朗玛峰地区科学考察，并计划分地质、自然地理和生物、冰川与气象、高山与生理、测绘与制图5个组。我被任命为副队长兼冰川与气象组组长，定于1966年7月入藏考察，不意“文化大革命”运动发生，我作为当时冰川冻土沙漠研究所主管业务的领导中途折回挨斗，整整丧失了三年工作时间。1969年秋，我被恢

复自由重新工作时，珠穆朗玛峰考察已经结束，此工作受到运动的干扰。观察研究相对比较逊色。此时，组织上责成我参加和领导冰川方面总结，我尽量参阅国内外文献和图件，补充资料，提高总结质量，在谢自楚、王宗太、张祥松等原著基础上，改写定稿《珠穆朗玛峰地区冰川的基本特征》一文，阐明珠穆朗玛峰冰川强烈的太阳辐射和其它条件配合下，雪线以上最高峰广泛存在着渗浸冻结成冰作用，雪线以下山谷冰川发育奇特的冰塔林，在晚更新世冰期后，其冰川退缩幅度在世界大山谷冰川中可能是最小的，冰川塑造的地貌达到了"壮年期"阶段。接着，我组织有关人员合作编辑出版了《现代冰川地貌》专著，其中我参与两篇文章的补充改写。由我和郑本兴合作的《珠穆朗玛峰地区冰川的变化》，阐明了本世纪内冰川末端稳定少变的原因和珠峰地区强烈上升对冰川变化的影响；另外，在刘东生主持的《第四纪地质》专著中，我对郑本兴原作《珠穆朗玛峰第四纪冰期探讨》也进行了较大的补充修改，该文所划分的三至四次冰期，奠定了中国西部山区冰期初步划分的基础。

1974 年初，中央有关部门联合下达任务，要求中国科学院冰川冻土研究所派考察组以两年时间摸清楚巴基斯坦境内喀喇昆仑山巴托拉冰川的运动变化特征，提出中巴公路通过方案。我奉命组队。巴托拉冰川是世界上中纬度地区长度超过50 公里的大冰川之一，所在地形异常险陡，任务极为艰巨。但当时也有较好的条件，得到中巴公路指挥部的充分支持。在异国他乡的简陋帐篷内工作，犹如世外桃园，避免了"文革"运动的干扰，得以全力进行研究。1975 年底，顺利完成考察任务。从考察得出结论，巴托拉冰川是一条常态的积极活动冰川，正处在缓慢前进状态，1966—1974 年前进了 90 米。我们对其进行了较详细的冰川运动和消融观测，应用重力法测定冰川厚度，绘制了精密的全流域冰川地形图。经连续两年的水文气象观测和实地调查等一系列工作，创立了波动冰量平衡法与冰川末端运动速度递减法，预测冰川前进的极限和时间；依据树木年轮气候与冰川进退相关，找出了冰川前进延滞于气候变冷湿的时间，估计了冰川变化趋势，推算了百年一遇的冰川融水最大流量，估定新的冰川融水道可稳定较长时间，推断出原建的公路桥位附近不存在大片埋藏冰。根据上述研究结论，我们提出了公路不需改道，只需修改原设计方案，适当地改变桥位和放宽桥孔的建议。这一建议即为筑路工程指挥部所接受，为中巴公路 1978 年建成通车做出了贡献。经以后多次验证，直到1994 年专门考察，证明原预测结论是正确的。只是冰川由前进转为后退的时间比预期的早了几年。1976 年撰写的科学总结《喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究》于 1980 年出版，综合性论文《喀喇昆仑山巴托拉冰川及其变化》，在《中国科学》上以中、英文发表，并在国际讨论会上交流，受到国际冰川学者的重视和好评，1982 年经国家自然

科学奖励委员会评审，授予自然科学三等奖。收入本文集的是上述综合性论文及在专著中刊出的我和王文颖、张祥松合作的《巴托拉冰川本世纪内前进的预测和下世纪内变化的趋势》和我写的《巴托拉冰川末端工程桥位附近的埋藏冰问题》。1978 年发表于《地理学报》上的我和张祥松合作的《巴托拉冰川的近代进退历史变化》。另一篇 1976 年经集体讨论，由何兴和我执笔的《喀喇昆仑公路巴托拉地段冰川影响和工程修复意见》则是首次公开发表。

5．重上领导岗位(1977 —1984 年)

1976 年 10 月，"文革"动乱结束以后，迎来了科学的春天。1977 年我串联了十多位地理学和气象学方面的专家向当时中国科学院领导上书，建议编辑出版《竺可桢文集》，以纪念这位对中国科学事业作出巨大贡献的学者。这一倡议迅即得到批准，并责成我组织此事，由地理研究所张丕远等从事具体工作。为此，我有幸第一个通读竺老自 1936 年起所记述的所有日记和自传等有关资料，撰写了《竺可桢的生平与贡献》稿，经征求多人意见，特别是经许良英、黄秉维的修改，发表于 1979 年出版的《竺可桢文集》中。其后，我还写了 7 篇纪念竺可桢的文章，并参与《竺可桢传》的编辑。收入本文集的为《南京东大时期的竺可桢教授》和《竺可桢的学术思想指引我国的冰川研究》二文。竺可桢异常勤奋和严谨的治学精神，虚怀若谷的民主作风，实事求是、坚持真理的科学态度，冒险犯难、公忠为国的大无畏精神，使我受到了极其深刻的教育。

1977 年我和任炳辉合作，撰写了《中国西部地区的冰川地貌》。该文总结了近二十年观察到的冰川地貌与第四纪冰川现象，编入《中国自然地理》(地貌)卷中出版。

1978 年后，我任冰川冻土研究所所长、中国科学院兰州分院副院长、中国科学院地学部副主任。繁重的行政任务，使我没有条件深入做具体的研究，只是应各方面需求，短促突击，写了若干文章，其中较有新意的是 1978 年撰写的《历史上的木扎特冰川谷道和中西交通》，依据历史文献阐明这条跨越天山木扎特冰川的险恶道路，汉、唐、清三代都是中国通中亚的重要交通线。1979 年与王靖泰合著的《中国晚第四纪气候、冰川与海平面变化》，首次将气候、冰川与海平面三者联系起来，讨论了末次冰期以来中国区域变化的某些特色，此文英文稿在国外发表后得到较多的引用。此外，在 1973 1974 年天山补点考察和 1977 1978 年托木尔峰登山科学考察基础上，和郑本兴等合作撰写了《天山托木尔峰汗腾格里地区第四纪冰期探讨》较系统地论述这个地区冰川历史演变和冰期划分。

编制《冰川目录》，查明冰川资源，是一项国际水文计划中的任务。1978

厘米/年)5 月份流速接近年平均值。

流速缓慢反映了中国冰川厚度较小,依据拉加里公式用年速推算冰川厚度,"七- -"冰川最厚处为 130 米,老虎沟 12 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 - 费德钦科冰川的最大厚度达 900 米[16]的数值比较,就大为逊色。

表 3 中国某些冰川运动速度观测资料*

山系	山脉	冰川名称	形态类型	长度(公里)	观测部位	观测时间	日平均流速(厘米)	年流速(米)
祁连山	大雪山	老虎沟12号	山谷冰川	9.8	冰舌平均	1959 - 1961 年		26
	托赖山	七--冰川	冰斗-山谷冰川	3.5	冰舌下段	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 1 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	喀拉乌成山	乌鲁木齐河源 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	白杨河 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	
	阔克帖克套山	查可乌尔斯台	冰斗冰川		冰舌中下段	1959 年 7 月 20 日- 7 月 26 日	2.3	
	汗腾格里峰	卡拉格飞勒	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	切尔干布拉克	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	
喜马拉雅山	珠穆朗玛峰	中绒布	山谷冰川	15.0	冰舌中部 5 550 米	1959 年 3 月 29 日- 5 月 8 日	9.5	(34.7)
		东绒布	山谷冰川	13.0	冰舌下部	1924 年 10 天记录	7.62	

* 资料来源:珠穆朗玛峰中绒布冰川流速资料据中国珠穆朗玛登山队资料计算,东绒布冰川流速据 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资料,其中博格多山白杨河冰川日平均流速作了重算,括弧内为从日速估计的年速。

冰川运动速度缓慢加上体积较小,必然使中国冰川的地质地貌作用(侵蚀 -搬运 堆积)亦较中纬度其他冰川区为弱。

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、谢自楚、米·艾里)表明:冰川冰晶体尺寸自上游海拔 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。

(1) 根据刘泽钝:祁连山的现代冰川。

中国西部地区的冰川地貌*

我国西部有巨大的高山和高原，提供了现代和古代冰川发育的有利条件，北起阿尔泰山，南至喜马拉雅山，西自帕米尔高原，东到川滇横断山系，冰川及其塑造的地貌，星罗棋布，相当广泛。现代雪线，随着降水、温度和山势等条件的差别，在阿尔泰山低到海拔3 000米，珠穆朗玛北坡高达海拔6200米，大体自北向南，由边缘山地向青藏高原内部升高。耸峙在现代雪线以上的最高山带，白雪皑皑，玉龙飞舞。据粗略计算，现代冰川总面积约58 650平方公里[1]。第四纪冰期古雪线较现代雪线要低数百米以至千余米，那时冰川规模超过现代冰川许多倍。自第四纪初到现代，西部高山经历了多次的冰川作用，不少古冰川伸展到中山带，某些古冰碛垅和冰碛平原出现于山麓地带，低到海拔2000米以下。现代和古代冰川还通过它们融水的冲刷、搬运和堆积作用，影响到距离冰川数十以至数百公里以外的平原和盆地内部。

现代冰川是第四纪末次冰期冰川的继承者，而不是冰期冰川的残余物，它们的发育和现代气候条件相适应。我国西部高山的现代冰川中，占优势的是大陆性冰川[1]，它们分布在祁连山、天山中段和东段，昆仑山、喜马拉雅山中段北坡以及青藏高原内部山地。在内陆干燥的大陆性气候影响下，高山带的年降水量虽多于山麓盆地，但也只有200--800毫米，因此雪线升高，大大限制了冰川发育规模。现代冰川的最大长度不超过42公里，冰川末端局限在多年冻土带内，冰温很低，冰舌表面以下的活动层温度为－1℃到－10℃，属于“冷冰川”。其特征是，冰内与冰下消融较弱，融水量小，冰流速度低，长度在10公里内的冰川年流速不超出40米，进退变化比较迟钝，冰川刨蚀和搬运能力较差，冰斗和槽谷较为宽浅，冰碛物中粘土含量较少等等。与大陆性冰川相对应的是海洋性冰川，目前所知仅出现在西藏东南部念青唐古拉山脉东段、喜马拉雅山东端与川滇横断山脉。这里来自印度洋的季风降水丰沛，有些地方在冰川上的年降水量可达2500毫米，雪线较同纬度的青藏高原内部要低1000米左右，大冰川末端伸到针阔叶混交林带内，冰舌处的冰温接近0℃，属于“温冰川”，冰内和冰下消融强烈，冰川流动速度大，如长达16公里的阿扎冰川年流速达300--400米，冰川刨蚀和搬运能力强[2]。处在上述两种类型之间的过渡性冰川主要见于阿尔泰山、天山西部、喀喇昆仑山和喜马拉雅山南坡等地区。

一、晚更新世冰期以来的冰川地貌

我国西部山地现在常见的比较清楚的冰川地貌，主要是晚更新世冰期到现代的冰川所形成的。在西北高山区和青藏高原，现代冰川末端在较典型的情况下，有三道新终碛和侧碛，这些新的终碛有埋藏冰，岩块松动，没有或很少植物生长。在西藏东南部温暖湿润气

---

* 本文系和任炳辉合作撰稿，作为《中国自然地理》地貌卷第八章第一节发表，该卷于1980年由科学出版社出版。本书重新发表时，对某些基本数据按新资料作了修正。

候条件下，冰川伸入森林带，有些新终碛上繁生了树龄数年、数十年的幼林，不少地点看到新冰碛甚至冰川冰体超覆在终碛之上的现象。西藏南部亚东附近康布沟源头冰川末端的三道新终碛，利用生长在终碛上的黄绿地图地衣(*Rhizo carpon geographicun*)的直径比较，推定它们分别形成于 1818，1885 与 1871 年以前[2]。祁连山冰川前端，一般都保存 2 3 道新冰碛，在冷龙岭，可看到几条冰川的新冰碛超覆古冰碛丘之上；疏勒南山团结峰南坡冰川的新侧碛也是超覆了古冰碛；在托勒南山瓦红寺冰川前端的三列新冰碛更有依次超掩的现象。参考世界其他山区冰川前进和气候波动的事实，可以看出我国现代冰川在 16 19 世纪的"小冰期"前进最盛，个别冰川，如西藏东南部的阿扎冰川，在本世纪头 20 年尚在前进。

从上世纪末起(个别冰川从本世纪 30 年代起)，现代冰川随着气候转暖而后退。我国较大冰川末端通常退缩了 200 —1200 米，厚度变薄了数十米。在一般情况下，边缘山地大冰川退缩幅度较大，内部山地小冰川退缩幅度较小。天山西段的木札特冰川，在 1909 年至 1959 年后退 750 米[3]；西藏东南部阿扎冰川从 1933—1973 年后退 700 米；但有些冰川末端在深厚表碛"庇护"下，稳定不动，如珠穆朗玛峰北坡的绒布冰川末端，在 1921 年、1959 年和 1966 年三次测量都没有明显变化。从本世纪 40 年代起，世界气候进入新寒冷期，在较多年份中，温度降低伴随着降水增加，有利于冰川发育，从我国现今已考察到的地区中，已发现冰川末端前进的现象。如新疆西昆仑山的泉水沟冰川(长 10 公里，末端高度 5480 米)，南流注入阿克赛钦，从 1968 年 9 月航空照片判读到的冰舌末端位置至 1976 年 8 月 21 日，冰川前进了 124 米①。天山乌鲁木齐河源 1 号冰川，于 1962 年至 1973 年间，以每年 6 米的速度后退，但 1963 1965 年出现了积累超过消融的正平衡；珠穆朗玛峰北坡绒布冰川的运动速度，1966—1968 年比 1959 1960 年增大 80%；天山汗腾格里山汇南坡的科契巴尔冰川亦有新近前进的形态。

下面我们选择几个主要地段，对冰川以及晚更新世冰川地貌分别加以说明。

1. 珠穆朗玛峰北坡

世界最高的珠穆朗玛峰，海拔 8848 米，位于喜马拉雅山中段，北坡出露一套钙质、泥质岩系以及变质较深的黑云母片麻岩、大理岩、石英岩、花岗片麻岩和混合花岗岩等古生代地层，即所谓珠穆朗玛群，岩层和缓地倾向西北，呈单斜构造。珠峰附近群峰耸峙，北坡雪线可分布到海拔 6000—6200 米，为北半球位置最高的雪线，南坡则下降到海拔 5500 米左右。在附近 5000 余平方公里的山区内，有现代冰川 1600 平方公里，其中我国境内的约有 772 平方公里，冰川 217 条[4]，大冰川长达 20 公里以上，北坡最大的冰川为绒布冰川，长 22 公里，末端海拔 5154 米，其西卓奥友峰(海拔 8 153 米，世界第七高峰)北坡的加布拉冰川，长 21 公里，末端海拔 4980 米，以及附近若干较大冰川十分壮观。更西在主山脊以北的希夏邦马峰(海拔 8 012 米，世界第十四高峰)北坡的野博康加勒冰川(长 13.5 公里，末端海拔 5530 米)是这里主要的较大冰川[5]。这些较大的山谷冰川，其上游多发育有清楚的粒雪盆，冰舌表面有数公里长、比高 40—50 米的景色异常秀丽的冰塔林区，在此以下的冰舌表面布满表碛。

① 据郑本兴：西藏阿里地区的现代冰川与古冰川，1977。

高大的山体，长期以来反复地经受冰川作用，发育了大规模的冰蚀地形，如角峰、冰斗和冰槽谷等，整个地面达到冰蚀的“壮年期”，珠峰的北、东和西南三面均有大型的谷首冰斗(即围谷)，使珠峰成为高出冰斗底达3000米的金字塔形的大角峰。东面的康雄冰川，源头冰斗长宽都达5公里，是世界上罕见的大冰斗；珠峰地区，由于冰后期气候转暖，雪线上升，在各地差异的构造运动影响下，不同时期雪线上的高程有很大差别。距珠穆朗玛峰较远地方的老冰斗，分布在海拔4600—5300米，冰川早已退出，冰斗壁渐为寒冻风化的崩积、坡积物所覆盖，紧靠珠穆朗玛峰的大冰斗位于海拔5700—6500米，为现代粒雪盆所占领，冰斗还在继续发展；有些冰斗斗口高出现代雪线数百米，反映了珠穆朗玛峰上升运动的急剧性。绒布河谷的冰槽谷具有代表性(图1)，槽谷平均深度400—500米，宽达1—2公里，上游宽展、下游束窄，在两支冰流汇合处又有格外放宽的现象。槽谷纵剖面一般比较和缓，没有突然深凹的岩盆[4,6]。

绒布槽谷中具有多列的侧碛和终碛，反映了晚更新世以来冰川变化的历史。现代冰川西侧有三列明显的侧碛，在中、西绒布冰川汇合处，它们分别高出冰面60、100、250米。其中位置较高的两列侧碛，向下游伸展超过现代冰川末端。现代绒布冰川末端以下2.2公里范围内的绒布德寺附近，槽谷中有多列弧形终碛垅，高出前缘冰水沉积表面约60米，终碛垅多磨圆砾石，标志着冰川铲掘前的冰水沉积的前进状态，这期终碛大约形成于距今2000—3000年前高温期后气候转冷的新冰川期，称为绒布德寺终碛。现代冰川末端以下8—10公里处，海拔5000米的绒布寺附近，有一片垅岗状冰碛丘陵，相对高度为80—100米，可分出四列，其间隔以浅洼地。冰碛石具有棱角，紊乱无章，很少粘土和细砾，暂称为绒布寺终碛。与这些终碛相应的，在东侧坡麓上亦有四列侧碛，西侧坡麓的侧碛向上游延伸即成为绒布冰川的高侧碛。现代冰川末端以下15公里的基龙寺附近，在高出河床45—50米的冰水阶地上，有大片漂砾群，砾径一般为2—3米，最大可达4米，分布下限止于海拔4780米，称为“基龙寺漂砾群”。自此以下的谷地中，不再见到任何冰川堆积地貌。这些漂砾群可能系终碛，后期受河流冲刷和破坏而残留下来的，它们与目前河流阶地上的砾石不同，后者直径很少超过1米，而且在漂砾群两侧山坡上亦有残存的侧碛，侧碛向上游延伸，与绒布寺附近的高侧碛相汇合。目前对绒布寺终碛与基龙寺漂砾群的时代有两种不同的看法：一种认为是同一冰期(珠穆朗玛冰期)的两个阶段的堆积；另一种认为是两个冰期的产物，分别属于晚更新世的两个冰期——里斯冰期和玉木冰期[6]。

绒布河谷现在分离为许多冰川，在晚更新世冰期时，曾经汇合成为一个长大的树枝状的山谷冰川系统。但是，即使以基龙寺漂砾群为末端来计算，冰川长度也不过37公里，当时冰川面积只超过现代冰川面积75%，雪线较现代雪线低300米[7]，和其他山地相比，冰川变化幅度是很小的。其原因可能在于：珠峰地区的大陆性冷冰川，其进退变化本来就较海洋性暖冰川为小，但更主要的可能原因是：珠峰地区极其强烈的上升运动削减了冰后期因气候转暖而引起的冰川大幅度的后退。

2. 西藏东南部

即念青唐古拉山东段和喜马拉雅山东端，是我国主要的季风海洋性冰川区。察隅、波密一带位于上述两山系及横断山脉西支伯舒拉岭交汇复合处，岩性以花岗岩、混合岩居多，还有板岩和片岩等，山峰海拔6000—7000米，河谷降到海拔2 000—3 000米，形成高

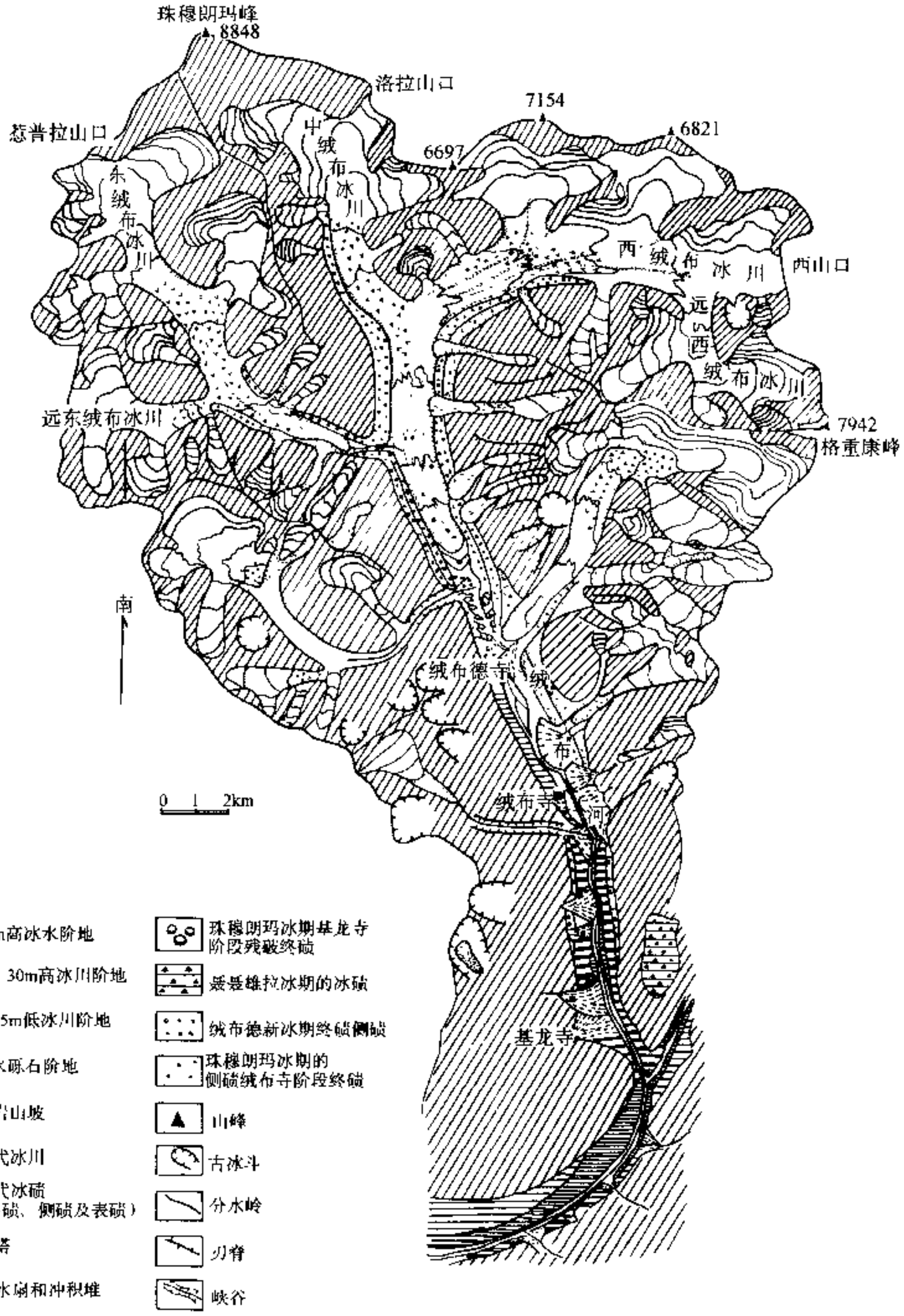


图 1　珠穆朗玛峰北坡绒布河谷冰川地貌图

（据郑本兴）

山深谷，有利冰川发育。如察隅北境的阿扎冰川（图 2），源出海拔 6610 米的若尼峰，雪线海拔不过 4600 米，冰川长 20 公里，末端下降至海拔 2500 米，冰舌下段基本上穿行于森林

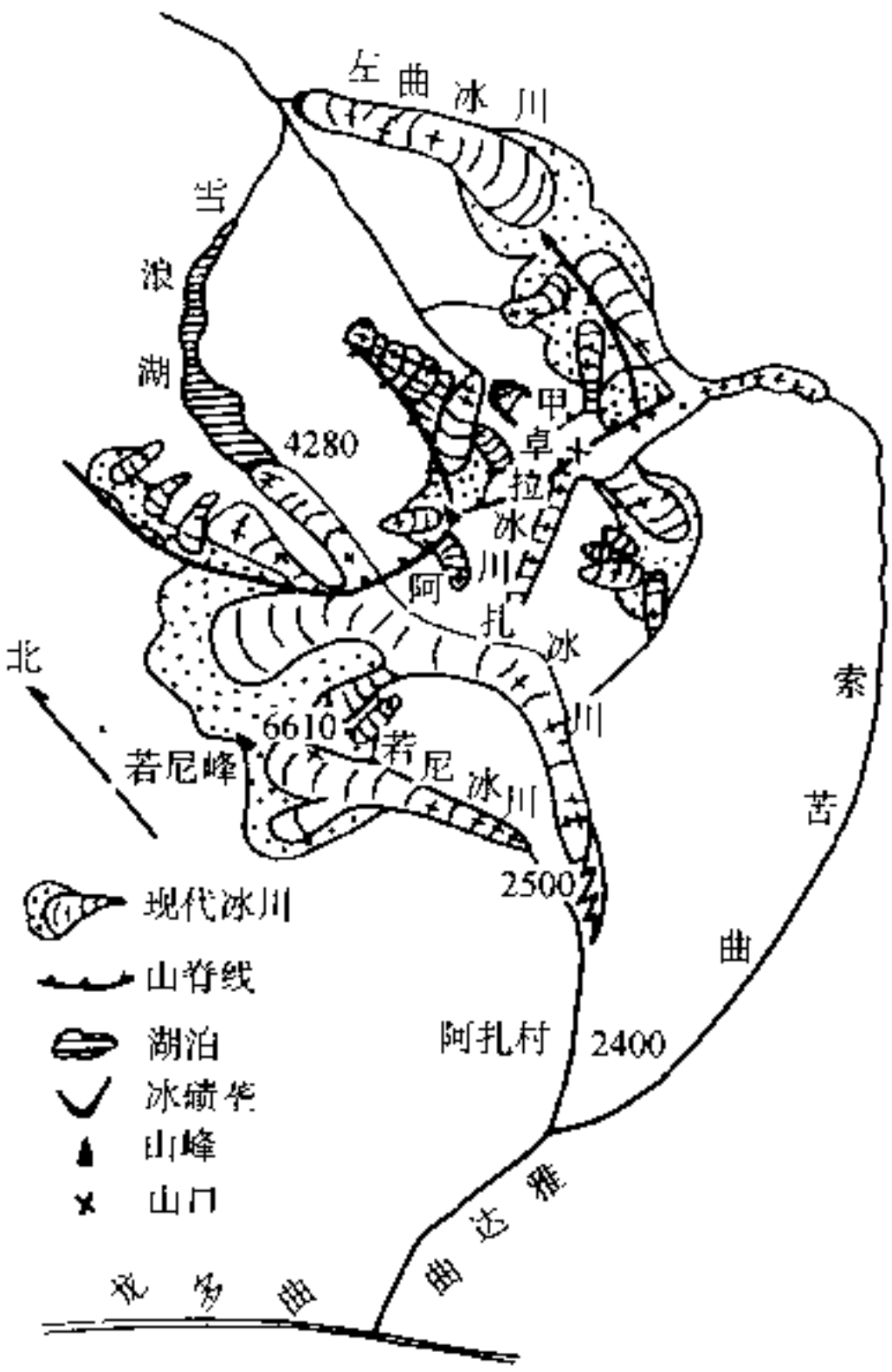


图 2　西藏东南部阿扎地区冰川略图
（据李吉均等，略作修改）

带中，留下明显的修剪线，冰川上有弧拱构造(ogive)，为我国其他冰川所罕见。大量冰川融水切穿冰舌前端的埋藏冰体，形成以冰川冰为基座的冰碛阶地。川藏公路北侧易贡八玉沟内的卡钦冰川，朝向东南，长 32 公里，面积 170 平方公里，末端海拔 2530 米，是我国已知的最大的海洋性冰川。另外还有若干长度在 20 公里左右的大冰川，末端均降入森林带内，分别达海拔 3400—3900 米间。这里的冰川补给量与消融量都很大，经常形成爆发性泥石流，引起严重灾害。

海洋性冰川表现了较大的进退变化幅度以及强大的侵蚀与搬运能力。西藏东南部的现代雪线起伏于海拔 4500—5200 米。冰川上游一般都有宽广的粒雪盆、冰斗、角峰、刃脊等冰蚀地形，冰雪经常崩落，冰川活力旺盛。第四纪冰期最盛时，察隅河谷的冰川长达 200 公里，末端到达海拔 1000 多米处[①]，超过现代阿扎冰川长度的 10 倍，晚更新世冰期最盛时，迫龙藏布冰川长达 78 公里，为现代最大的则普冰川长度的四倍。这里古冰川槽谷的形态特征是：第一，槽谷中有多级冰坎，例如已经退露出来的日影山冰坎，有巨大的羊背岩(图 3)，这种冰坎显然是由于强大的冰川掘蚀作用加大了冰前河谷纵剖面上的起伏而形成；第二，槽谷中有巨大的冰蚀湖与冰蚀堰塞湖，冰坎或卷毛岩下游方向的冰蚀湖，如迫龙藏布上游的安贡错-然乌湖，是一个长 26 公里，宽 1—2 公里的冰蚀堰塞湖，湖滨有一系列冰蚀、冰碛地貌，它是古代巨大的山谷冰川所掘蚀的槽谷，其后由于北岸山坡的崩塌物及南岸山谷的古冰川终碛阻塞了谷口而形成，是我国目前所知最大的一个冰蚀堰塞湖。此外，冰碛物中粉砂和粘土含量较高，多成“泥砾”状态，说明气候湿热，岩石化学风化与生物风化都较强，冰川磨蚀作用亦较强，它们与大陆性冰川堆积物有明显区别。

3. 川西滇北横断山系

康定之南的贡嘎山海拔 7590 米，高出其东侧大渡河 6000 米，主峰由花岗闪长岩组成。这里来自海洋季风降水，使冰川发育规模较大，雪线海拔 4600—4700 米，东坡最大的海螺沟冰川，长 14.2 公里，末端海拔 2850 米，已伸入落叶松森林带，冰面表碛密布，冰融水集中在末端冰洞后排出(图 4)，其次是燕子沟冰川，末端海拔 3600—3700 米[8,9]。云南

① 李吉均等，西藏东南部海洋性冰川、古冰川遗迹和地貌问题，1974。

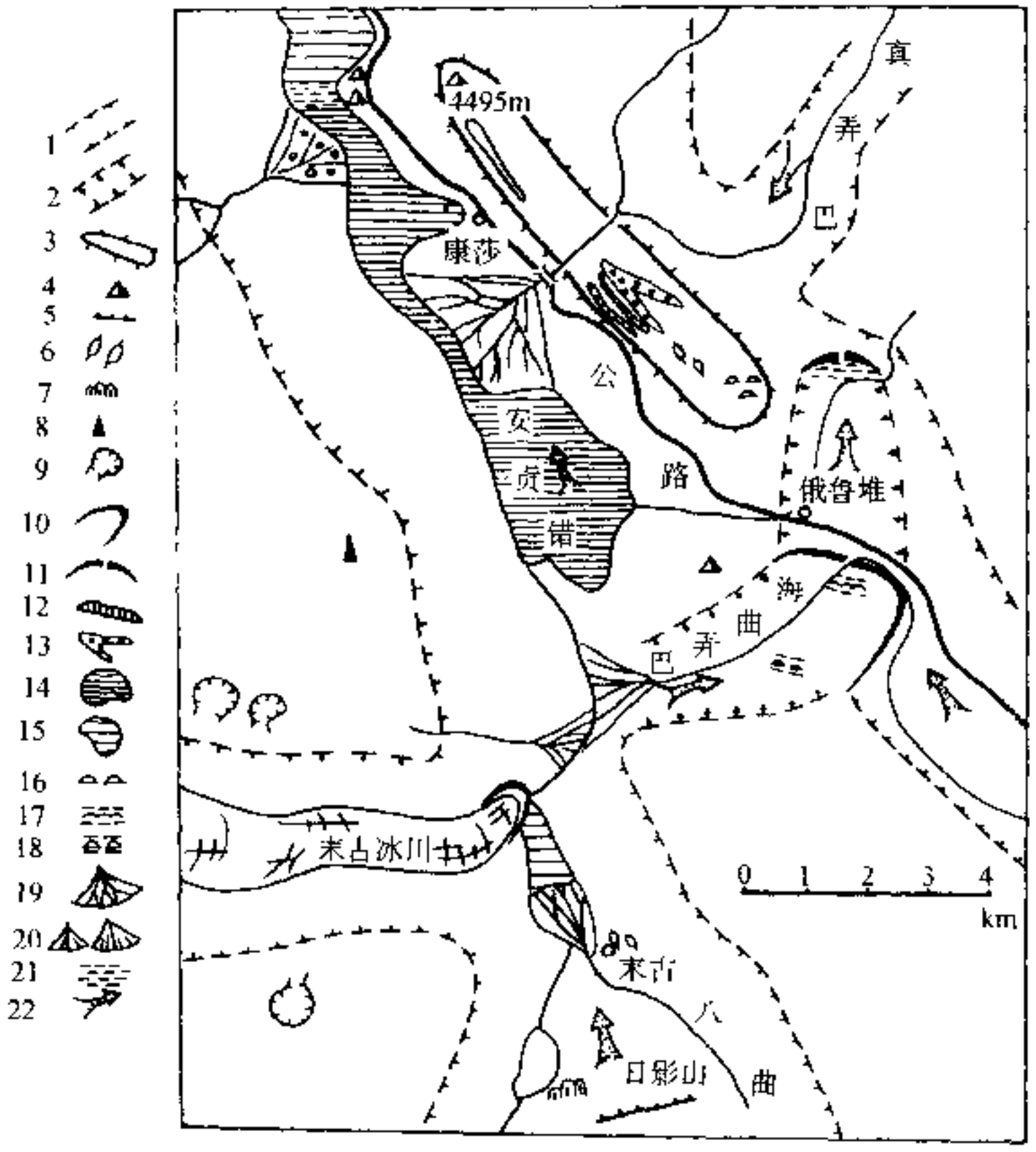


图 3　西藏东南部安贡错-来古地区冰蚀、冰碛地貌略图

（据李炳元）

1. 冰川谷，2. 反向型冰川谷，3. 冰蚀长梁，4. 冰蚀丘或冰蚀小山，5. 冰坎，6. 鲸背岩或羊背岩，7. 卷毛岩，8. 角峰，9. 古冰斗，10. 终碛垄，11. 经冰水改造的终碛垄，12. 侧碛垄，13. 中碛垄，14. 冰蚀湖，15. 冰蚀堵塞湖，16. 冰碛丘，17. 小草丘与沼泽，18. 冰碛丘与沼泽，19. 湖滨三角洲，20. 冰水锥与冲积锥，21. 沼泽，22. 早期冰流方向

丽江之北的玉龙山（北纬 27°10′）是我国最南的一个现代冰川区，主峰海拔 6000 米，雪线海拔约 5000 米，发育了悬冰川和冰斗冰川，较大冰川末端到达海拔 4500 米[10]。甘孜西北的雀儿山海拔 6168 米，雪线海拔 5100 — 5200 米，只有一些冰斗冰川和小型山谷冰川，较大冰川末端下伸至海拔 4080 米左右。山南的 6000 米高峰尚见有长 7 —8 公里的冰川[11]。

贡嘎山在长期冰川作用下，发育有典型的锥状大角峰，周围绕以 60—70°的峭壁，以主峰为中心的几条较大冰川的源头均为冰斗，冰槽谷的纵剖面陡斜，并有多级冰坎与冰瀑布，直至海拔 4000 米以下才比较平缓。在终碛以下的河谷中形成广大的冰水冲积阶地。冰碛物中以砾石占绝大多数，其次是粗砂，少见粘土。在贡嘎山的东坡磨西面，被河流切开的冰水阶地剖面上，上部为 60 -70 米厚的冰水沉积，下部出露 10 米尚未见底的老冰碛物，其下限分布到海拔 1400 米左右，看来，这老冰碛物是中更新世冰期的堆积，而被晚更新世冰期的冰水沉积所覆盖[9]。贡嘎山晚更新世冰川末端低于现代冰川不过 200 —500 米，其

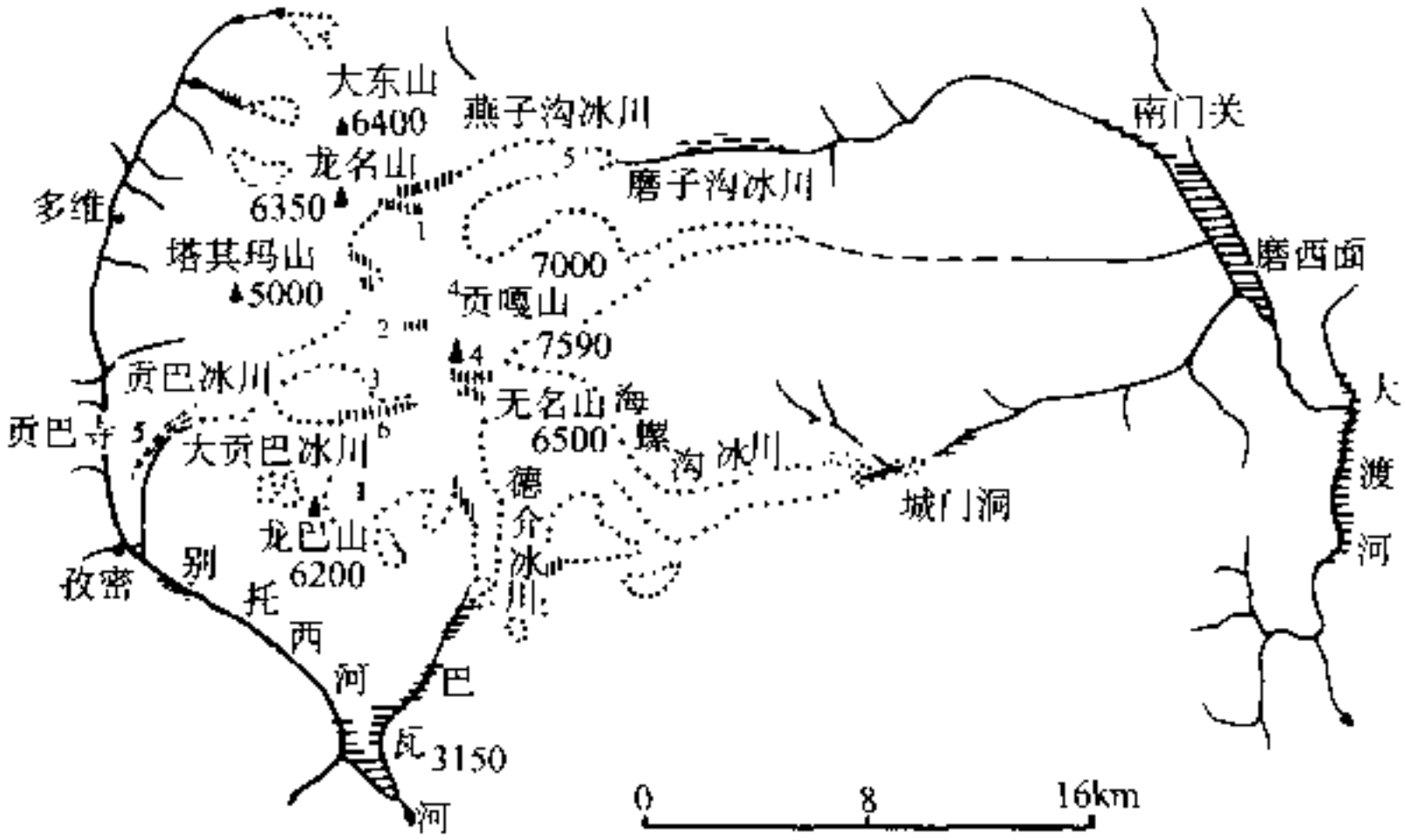


图 4　贡嘎山现代冰川地形简图

（据崔之久）

1. 岛山，2. 冰川间空地，3. 冰围场，4. 鞍状冰川，5. 老冰碛，6. 冰瀑布

长度前者超过后者只有 10--60%[8]，这一点与珠穆朗玛峰地区有类似之处。雀儿山晚更新世冰期雪线降到海拔 4600--4700 米，冰期时发育了若干长达 30 公里的山谷冰川，源头有大量冰斗，斗底深凹，并有逆向坡的冰坎，形成冰斗湖，冰斗湖的高度有从东向西递增的现象，反映了受太平洋的东南季风影响①。冰川退出的冰槽谷中终碛垅很发育[12]。由马尼干戈到德格的川藏公路所经过的雀儿山垭口，海拔 4889 米，垭口东侧的养克塘河 U 形槽谷--直降到海拔 3900 米的马尼干戈，谷中横亘比高 20—30 米的多列弧形终碛垅，往往 2--3 列组成群，最后一列可低达海拔 3950 米。垭口西侧的德格河上游的 U 形槽谷一直保存到海拔 3900 米的独木岭，谷中不同高度上集中了比高 30—50 米的多列终碛垅，最低可分布到海拔 3900 米。两槽谷终碛垅物质，主要是花岗岩巨砾泥，杂以粗砂和碎石，稍有胶结，垅间有卑湿浅沼。在养克塘河上游海拔 4300 米的现代冰川末端，有年轻终碛，终碛下方的 U 形谷，又为稍早的终碛垅堵塞，成为长 4 公里，宽 1 公里的新路海，湖面海拔 4000 米，是全新世新冰期所形成的终碛堰塞湖。雀儿山西北端的竹庆盆地（海拔 3900 米）南缘山岭，有几条 U 形槽谷伸至山麓谷口，都有晚更新世的高大终碛垅，并且彼此断续衔接，长达 10 余公里，其中最大的位于竹庆镇南三岔河谷口，弧长 1 公里，外侧高出盆地 180--200 米，主要由花岗岩巨砾，夹以粗砂、粉砂和碎石组成，这些终碛垅以外的竹庆盆地，全为冰碛物所覆盖，其上满布孤立的冰砾丘，比高 20--30 米，状如荒塚。此外还有不少直径 4—5 米，乃至 7—8 米的花岗岩巨砾，一直散布到盆地西北端的出口处，这些冰碛物应属于中更新世冰期的产物[12]。云南丽江盆地西北的玉龙山[13]，晚更新世冰期雪线海拔 4000

① 李吉均等：雀儿山古冰川遗迹纪要，1974。

米，发生了较大的山谷冰川，冰川末端降到海拔3 100 -3 200 米。终碛垅形态完整。中更新世冰期的冰蚀地貌遭到严重破坏，已难辨认，唯在玉龙山南坡雪嵩村西南的日卡必U形谷口的晚更新世玉石坎终碛垅之外，尚有一洪积扇，其外缘海拔2800 米处保存有七个冰碛丘，排列呈弧形，由灰岩、玄武岩块石夹有红棕色粉砂组成，杂乱而无层次，岩块长径在1 米以上。这些冰碛丘属于中更新世冰期的终碛。

4. 祁连山区

祁连山是我国现代冰川考察较早的山区[14]，据1980 年重新统计，有冰川2859 条，面积1972.5 平方公里①，主要集中在土尔根大坂山、疏勒南山、大雪山和走廊南山(图7)。雪线海拔4 500 -5 200 米，东段冷龙岭最低，海拔4 350 -4 550 米，西段最高，接近柴达木盆地的北山雪线。在海拔5 000- 6 000 米的几座山岭，发育有不同形态的较大冰川，如土尔根大坂平顶冰川，是最近发现的祁连山最大的冰川，直径达10 公里，冰川面积57 平方公里；大雪山(海拔5 400 米)北坡老虎沟12 号冰川是祁连山最大的一条山谷冰川，长9.8 公里，末端海拔4 250 米，冰面非常洁净，具明显的大陆性冰川性质。疏勒南山的团结峰(海拔5 937 米)南坡的一条溢出山谷的冰川，长8.5 公里，有4.5 公里长的冰舌伸出谷口外，末端抵达海拔4 500 米的山麓平原，是罕见的特殊形态的冰川。

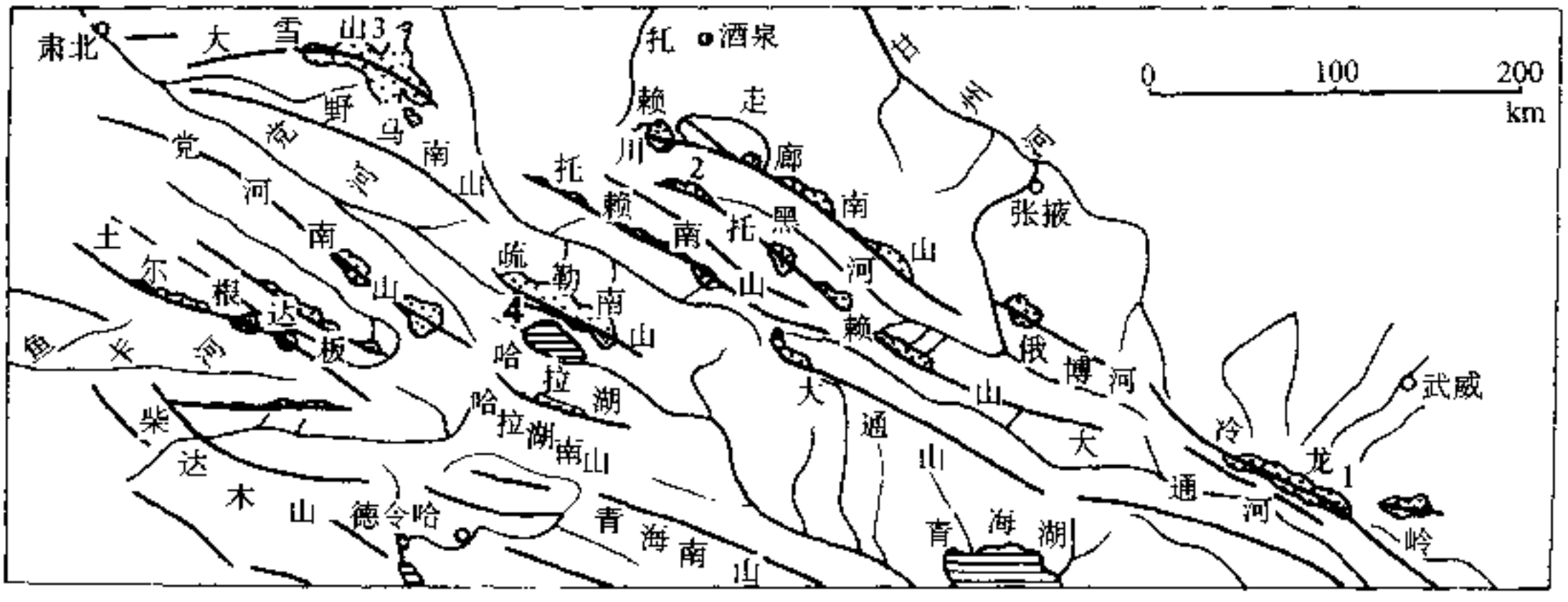


图5 祁连山现代冰川分布略图

1. 东沟65 号冰川；2.“七一”冰川；3. 老虎沟12 号冰川；4. 团结峰南坡11 号冰川

祁连山的晚更新世冰期所塑造的地貌，可选东段的冷龙岭及西段的大雪山简述之。

冷龙岭海拔4 800 米，与贡嘎山相比，经度近似(东经102°附近)，纬度高8 度，降水量少些，雪线约低1 000 米，山体也低1 800 米，因而只能形成小规模的现代冰川。冷龙岭在构造上是一个以寒武 奥陶纪火山岩系为核心的地垒，轴部是火山角砾岩和基性火山岩(辉绿岩、辉长岩)，西侧为石炭-二叠纪的薄层灰岩和砂岩，地层褶皱紧密，倾角一般达40°—55°[14]。在海拔4 200 米左右保留了和缓倾斜的分割的古夷平面，这里的角峰、刃脊和冰斗等一套冰蚀地貌表现了“壮年期”的特征，只是规模较小，宽浅的古冰斗中发育起来的现代冰斗冰川，处于退缩阶段，短小的冰舌与宽广的粒雪盆，显得很不对称，冰碛石主要

① 据王宗太等(1981)祁连山冰川目录。

成分是火山角砾岩，它们与冰蚀平台上的基岩均有清楚的冰流擦痕。晚更新世冰期时，冷龙岭曾有过大规模的冰川作用，当时冰川长度可达 10—30 公里，为现代冰川的 5- 10 倍，形成了长大的冰槽谷及冰碛垅丘。南坡白水河冰槽谷口，海拔 3200—3400 米，其中呈扇状弧形排列的终碛垅丘，长 3 公里，宽 1 公里，白水河从此垅丘下切，深达 100 米尚未见冰碛底部。北坡石羊河上游大东沟槽谷中，沿谷分布有巨大冰碛垅，高出现代河床 80 200 米，一直分布到海拔 2800 米。冷龙岭晚更新世冰川与现代冰川规模相差如此巨大，其新构造运动远较珠穆朗玛峰和贡嘎山为微弱，可能是其主要原因。

祁连山西段的大雪山（又称野马山），纬度虽高于冷龙岭 2 度，但降水更少，以此，其现代雪线高于冷龙岭约 500 米，山岭组成岩层以震旦纪薄层硅质灰岩、千枚岩、板岩为主，所形成的冰蚀地貌不易保留，因而缺乏典型的冰斗，只是广泛出现了浅小的雪蚀凹地[15]，冰碛地貌规模也很小，不见高大的环形终碛垅与条状侧碛。晚更新世冰期所形成的 U 形冰槽谷、谷壁多被冻融泥流碎屑坡所遮覆，谷底有深厚的冰水沉积[16]。冰川融水大部分渗入谷底砂砾石层，几乎看不出河流的下切作用。不过谷中仍有零散冰水堆积或冰碛物组成的阶地，高出现代河床数米至 50 米，仍反映了冰后期的微弱构造上升运动。值得注意的是，在靠近现代冰川末端的下方冰槽谷中，冰后期的流水切割成窄小的 V 形峡谷，在老虎沟 19 号山谷冰川末端终碛以下 1 公里，V 形峡谷东侧有清楚的冰川擦痕和磨光面；17 号悬冰川末端以下 2 公里的峡谷中，还有新鲜的羊背岩。这些现象说明，在 V 形峡谷形成后，冰川有过新的前进，突入峡谷，但历时不久，来不及破坏 V 形峡谷就后退了，这次冰川前进，相当于珠穆朗玛峰北坡绒布德寺新冰川期。

5. 天山山脉

天山是我国现代冰川规模最大的冰川区，据 1981 年统计，有现代冰川 8908 条，面积达 9196 平方公里（图 6），主要集中在西段汗腾格里山和哈雷克他乌山，其次是伊连哈比尔尕山及博罗霍洛山。雪线介于 3600—4200 米。汗腾格里峰区有若干海拔 7000 米以上的高峰，周围发育了巨大的山谷冰川，峰南的南依诺勒切克冰川，长 59 公里，上游在我国境内，下游在前苏联境内，是天山第一大冰川。其东的铁米尔苏冰川、土格别里齐冰川和卡拉格玉勒冰川分别长达 36，34 与 34 公里，是完全在我国境内的大冰川。冰川末端已伸入中山森林带，下降至海拔 2500—2800 米处。汗腾格里山与哈雷克他乌山之间的南北向冰槽谷，自古就是南疆去伊犁及中亚细亚的通道，发源于槽谷东侧海拔 6811 米高峰下的木扎特冰川，长 29 公里，正好把槽谷中段阻塞，旅行者不得不攀越这条冰川并经过一个积雪深厚的大坂，其艰难险阻的情景，最早为我国唐朝旅行家玄奘和杜环所记述[17,18]。天山西段这些被称为土耳其斯坦型的大山谷冰川，其地貌特征是粒雪盆不显著，补给靠支冰川汇流和雪崩为主，冰面表碛密布，冰川下段发育有冰井、冰洞，冰内冰下水道等热岩溶现象，但这类冰川并非处于停滞衰亡的状态，1973 年在南坡的大台兰冰川观测，其末端正处在积极地运动中，没有死冰区出现，覆盖冰面的表碛相当部分，是从冰内冰下沿着剪切带在运动过程中挤溢上来的。此外，汗腾格里峰区亦发育有小规模的，具明显粒雪盆的阿尔卑斯型山谷冰川。天山其他山区，海拔都低于 6000 米，雪线海拔 3900—4200 米，只产生了小型山谷冰川，冰斗冰川及悬冰川，天山东段的高山夷平面上还发育了一些平顶冰川。天山中段的伊连哈比尔尕山（海拔 5155 米），冰川呈放射状分布．最大的冰川长达 11 公里，末端

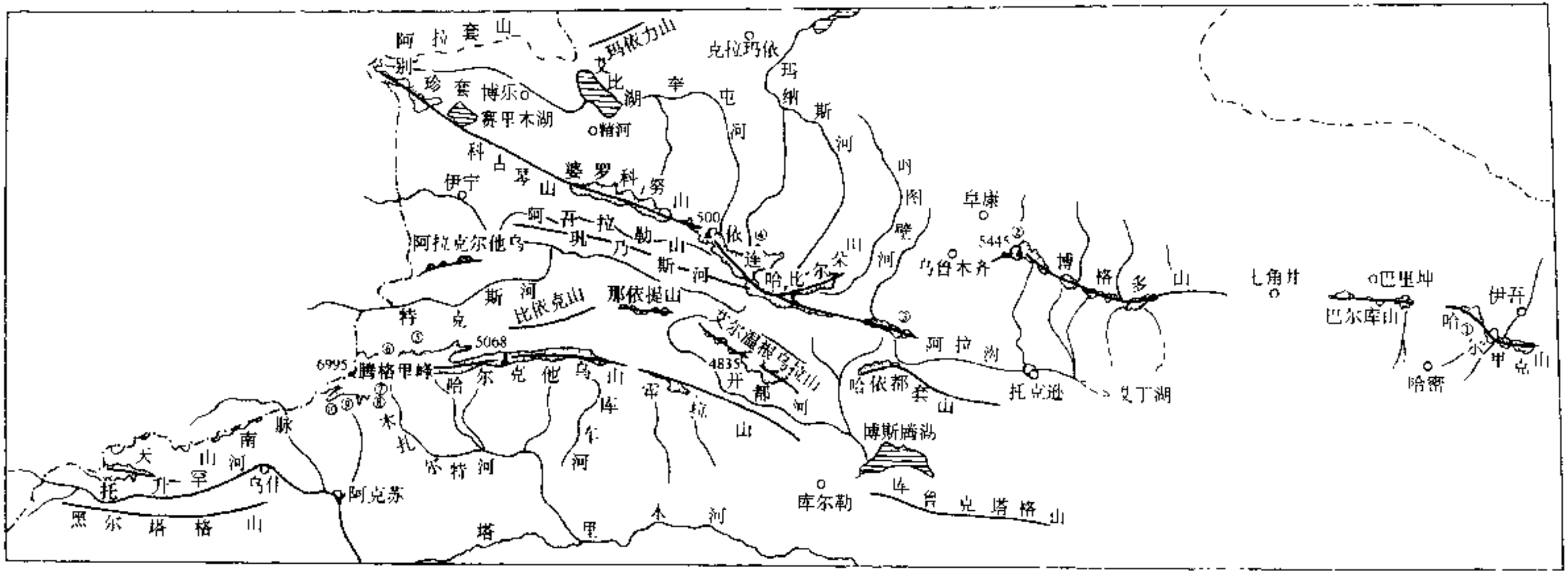


图 6　中国天山现代冰川分布略图

①庙儿沟喀那塔布都冰川；②四工河围谷冰川；③乌鲁木齐河 1 号冰川；④金沟河包尔格腊 17 号冰川；⑤阿克牙孜河额阿沙萨依 3 号冰川；⑥木札尔特冰川；⑦卡拉格玉勒冰川；⑧土格别里齐冰川；⑨大台兰冰川；⑩铁米尔苏冰川；⑪南依诺勒切克冰川

降至海拔3400米[①]。乌鲁木齐河源喀拉乌成山(海拔4200米),以冰斗冰川及悬冰川为主,其北坡1号冰川长2.4公里,末端海拔3650米[19]。天山中段和东段的冰川表面比较洁净,并有较明显的终碛与侧碛。

天山东段的博格达山,主峰海拔5445米,呈三峰并峙的笔架形式,四周有粗大的岩柱,峰体陡坡上有若干长大的雪崩槽,在海拔4000米左右的峰脚出现了广阔的缓坡,形成形态奇特的峰前雪场冰川[②]。博格达峰区晚更新世冰川规模比现代冰川大十几倍,在有利的岩性的配合下,冰川地貌十分雄伟[②]。北坡四工河源槽谷内,在海拔3200米处有成群的刻蚀于闪长岩体上的羊背岩丘,延长约5公里,高出河床30—50米,冰擦痕保存完好,其间散布着许多冰蚀冰碛小湖。南坡的萨格三河的槽谷中的冰坎与谷壁上,同样断续出现清楚的冰擦痕。在四工河谷中,厚大的冰碛长岗在长达20公里的槽谷中断续分布,一直伸延到中山带海拔1860米的驴尾巴梁。在海拔3120米的力引大坂以下,冰碛年代较老,冰碛石以火山块集岩、闪长岩、石英岩及古生代变质岩居多,岗面平坦,上面覆盖了黄土,生长了云杉林;在力引大坂以上,冰碛石成分差异不大,但年代较新,呈丘陵状,其上无黄土,仅有草类生长。这两类冰碛长岗在喀尔力克山和喀拉乌成山南坡(阿拉沟上游)均可见到,它们可能分别属于晚更新世冰期与全新世冰期的堆积。这些冰碛大抵是基碛、侧碛和终碛的复合体,是在冰后期缓慢的有规律的冰川退缩过程中形成的,现代河流已从冰碛长岗下切50—200米,形成新V形谷嵌切在老U形谷中的形态。

北坡三工河中游在海拔1900米处,有一个美丽的湖泊,名叫天池,云杉环绕,雪影辉映,湖周南北长3.5公里,东西宽0.8--1.5公里,最深处为103米,储水量1.6亿立方米,它不仅是新疆难得的风景胜地,而且是山麓阜康县的重要灌溉水库。天池的成因有古冰蚀-终碛堰塞湖和山崩滑坡堰塞湖两种不同意见。作者赞同后一种观点。

汗腾格里山的群峰高达海拔6000—7000米,由下古生代变质岩(片岩、千枚岩等)、花岗岩和大理化灰岩组成。经过第四纪多次冰川作用,冰川地貌的演进比珠穆朗玛峰更加深化,山顶成群的角峰,多呈笔架式或宝剑状,高峰间的刃脊已被两侧冰斗的溯源刨蚀所切穿。雨椅状冰斗和粒雪盆已不多见,谷坡冰斗前缘的门坎也被破坏,宽而深的长大U形谷嵌入高山带中,谷底与山脊的高差可达3000米左右。谷首一直伸到海拔7000米附近的高峰脚下,槽谷本身纵剖面却比较平缓,缺少起伏数百米的冰坎与岩盆,看来这样的地形是现代冰川直接继承古代冰川长期塑造的结果。

汗腾格里山东侧的南北向的木札特河谷,是我国最长大的冰川槽谷,在冰期时这里汇集了汗腾格里东侧与哈雷克套山西侧的许多冰川,形成树枝状的冰川系统(图7)。在现代冰川末端以下的南木札特冰槽谷,长达66公里,谷底宽到1—2公里。槽谷两侧有明显的谷肩,高出谷底200—300米,谷肩上面有冰碛,谷肩两侧是相对高度1000米以上的谷壁,它们构成了上层U形谷,推测是中更新世最大冰期的冰川床,由两侧谷肩以下的谷壁与谷底构成的下层U形谷,是晚更新世冰期的冰川床,谷壁上有平行于谷底的冰川擦痕,谷底上充填了冰碛和冰水堆积,槽谷下游段20公里,现代河流已从冰水堆积面下切15—40米,形成阶地,槽中上游阶地不明显[20]。这里现代冰川融水是很强大的,而冰后期的冰

---

① 王志超:新疆玛纳斯地区的现代冰川与古冰川,1964。

② 王树基:中国东部天山古代冰川作用问题探讨,1964

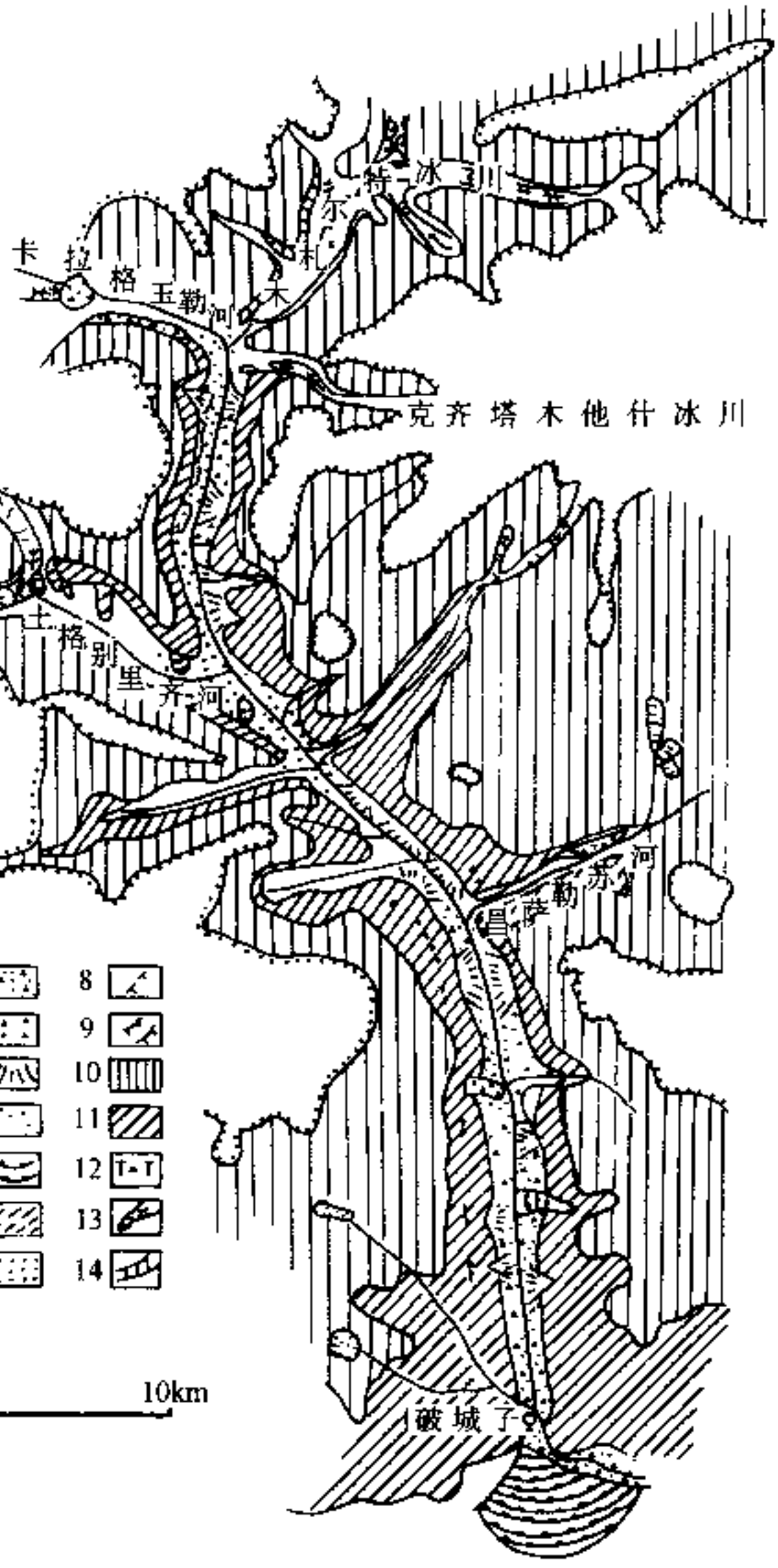


图 7　木札尔特谷地貌简图

（据《中国第四纪冰川与冰期问题》改编）

1. 阶地，2. 底碛，3. 洪积冲积扇，4. 冰水砾石河漫滩，5. 古终碛，6. 古侧碛，7. 常年积雪地，8. 冰蚀平台，9. 悬谷，10. 强烈寒冻风化的山地，11. 有植被覆盖的山坡，12. 古冰碛平台，13. 现代冰川，14. 现代冰碛

水阶地，相对高度不大，而且只局限于下游，表明冰后期上升运动不很剧烈。

木札特槽谷上游或山地两侧的现代冰川，如木札特冰川、卡拉格玉勒冰川等，都没有相应规模的现代终碛，这可能由于冰川末端退缩较快，在某一地点停留时间很短的原因。在距木札特冰川末端 18 公里和土格别里齐冰川末端 12 公里，海拔 2500 米附近的木札特槽谷中，保存有一列巨大冰碛垅，称为土格别里齐终碛，长 2 公里，宽 0.7 公里，冰碛石以花岗岩和大理岩为主，含有少量片麻岩，岩块大小混杂，从覆盖在冰碛物上而厚达 10 米多

的湖相沉积来看，这列终碛曾经堵塞河谷，形成一个大湖，其后湖水外泄，造成从垅顶下切50 -80 米的现代河流峡谷。根据该终碛所在的位置重建其生成时期的古雪线，低于现代雪线不到 300 米，又考虑到这里山谷冰川进退幅度很大，似应把它看作全新世新冰川期的堆积较为适当，即相当于珠峰北坡的绒布德寺终碛。

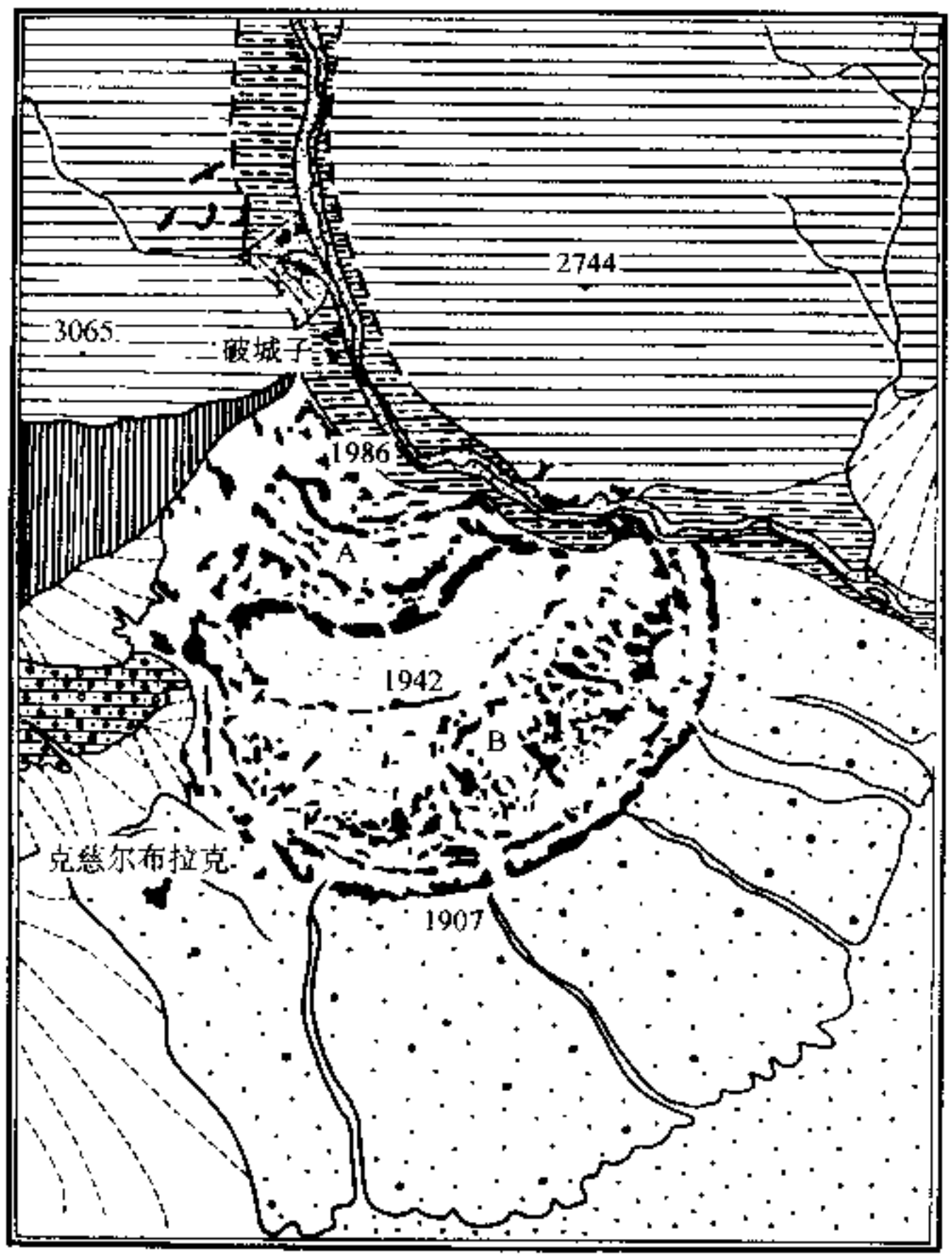


图 8　汗腾格里山东南木札尔特谷口中、晚更新世终碛形态

1. 中高山带，2. 低山丘陵，3. 晚更新世破城子终碛丘陵，4. 冰水高阶地，5. 冰水阶地，6. 低级冲积阶地，7. 晚更新世克兹尔布拉克冰碛平原（经流水剥蚀改造），8. 洪积扇。A. 内终碛组，B. 外终碛组

在木札特槽谷谷口的破城子，出现多列弧形终碛丘（图 8），称为破城子终碛。终碛南北延伸 7 公里、东西最大弧长达 7.5 公里，可以清楚地分出内外两组：内终碛组包括 3—4 列，丘顶海拔 2000　2100 米，比高为 60－80 米；外终碛组包括 4　5 列，丘顶海拔 1900 米，比高约 40 米。内外两组之间隔有 2 公里宽的冰水沉积洼地。终碛成分，以花岗岩、大理岩、砾岩为主，粒径一般为 0.2—1 米，大者 10 米以上。终碛物部分覆盖在倾角 20°--30° 的中生代地层上，部分覆盖在经过构造变动的砾石层上。目前木札特河在终碛的东侧切出低于丘顶 150 米、宽 0.5　1 公里的河谷，并留下比高 25 米经流水扫平的冰碛阶地。有些

人认为破城子终碛相当于里斯冰期产物[3,13,21]。但考虑到终碛垅形态的保存完好，而其形成时期冰川规模所显示的古雪线，低于现代雪线约 800 米，以定为晚更新世相当于玉木冰期的堆积更为恰当，即与下层 U 形槽谷的形成时间相当。在西部地区与破城子终碛相对应的有珠峰北坡的绒布寺终碛，冷龙岭南坡白水河谷口的终碛，博格达山北坡四工河的驴尾巴梁终碛，看来，这期终碛分布相当广泛。

破城子终碛以外，有一片失去原来形态的缓倾斜冰碛平原，称为克兹尔布拉克冰碛平原。冰碛物为未经磨圆的大小混杂的巨石、砂子，并含有粘土和黄土，埋藏地下的有砾径十多米的巨砾，其裸露部分风化很深，这个冰碛平原是经后期流水侵蚀改造的，它是更老一次即相当于里斯冰期的堆积。

在木札特谷以西，汗腾格里山南坡的台兰河的低山带谷口的阿克塔施，亦有形态完好的多列弧形终碛垅，位于海拔 1700 米左右，可以与破城子终碛垅相比，其下方同样是一个经过流水冲刷改造的缓倾斜的冰碛平原。

6. 昆仑山西段和慕士塔格-公格尔山

慕士塔格-公格尔山是耸峙于帕米尔高原东侧昆仑山西端的两座高山，海拔分别达到 7546 米和 7719 米，所处纬度与祁连山西段的大雪山接近，气候更为干燥，现代雪线高于大雪山 700—800 米，但山势却高出 2000 多米，因而冰川规模与冰川地貌都比大雪山发达得多，现代冰川面积达 596 平方公里。该两山山体主要为片麻岩，其次为大理岩、石英岩等所组成，现代冰川除慕士塔格山呈穹窿构造而发育了帽状冰川外，大多呈峡谷式的土耳其斯坦型的山谷冰川，最大的是公格尔山北坡的克拉雅依拉克冰川（长 23 公里，末端海拔 3100 米）。峡谷源头往往有高大的冰瀑布，频繁的冰崩及其所携带的巨大岩块，加以冰川纵剖面的陡峻，冰面裂隙的纵横交错，使我们相信，这类冰川槽谷的“溯源”刨蚀作用是强烈的，下切速度是较快的[22]。在和田玉龙喀什河上源的西昆仑山，有许多山峰高达海拔 6000—7000 米，雪线海拔 5400 — 6200 米①，多属冰斗冰川与悬冰川[23]，但亦有少数较大的山谷冰川[24]，如玉龙冰川长 25 公里，末端下降到海拔 4200 米，冰川具明显的波动“Surge”现象，是目前已知昆仑山最大的冰川。

慕士塔格山-公格尔山西麓的海拔 3500—4000 米间，为一宽广的山间平原，古代冰川流出山谷，在此山麓带扩展，形成南北延伸 70—80 公里的所谓“楚库尔”冰碛丘陵。冰碛物主要是花岗岩块灰白色粗砂和巨砾相混杂，拦蓄了卡拉库勒湖（黑湖）。这次冰川作用后，有一段旺盛的冰水沉积时期，形成在海拔 3600 米以下布仑口附近的冰水沉积阶地，高出现代河床 20—80 米。此后，新的冰川发展，又造成迫近山体围裙式的新冰碛丘陵，下限在海拔 4000 米左右，其中部分覆盖在前期冰水阶地上（图 9）。

7. 青藏高原内部山地　　唐古拉山

高原内部山地包括阿陵山、冈底斯山、念青唐古拉山、可可西里山、巴颜喀拉山等，冰川广泛分布。西藏西部的阿陵山冰川集中在嘎玉顶峰周围，雪线海拔 6000 — 6100 米以上，冰川面积 148.1 平方公里，以冰斗山谷冰川及小型山谷冰川为主，最大的冰川长度只有

① 郑本兴等：阿里地区的现代冰川与古冰川，1977。

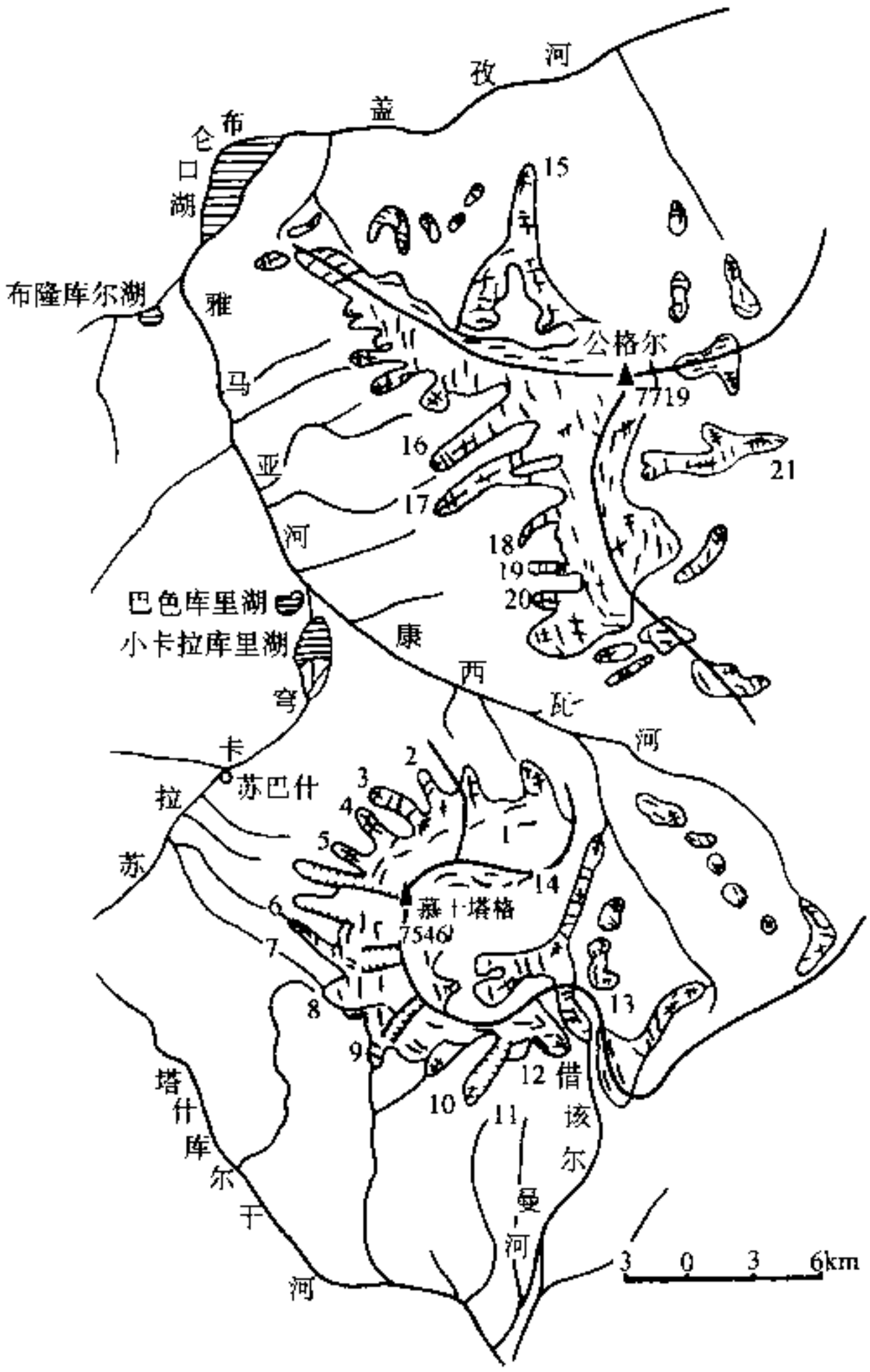


图 9　慕士塔格-公格尔山现代冰川分布略图

（据崔之久、朱景郊编绘）

1. 歌朗多冰川，2. 郭齐哥尔卡冰川，3. 沙来灰克冰川，4. 郭里冰川，5. 洋布拉克冰川，6. 乔都马克冰川，7. 切尔干布拉克冰川，8. 舒木卡尔冰川，9. 西可可稀立冰川，10. 阿克沙冰川，11. 喀喇昆仑冰川，12. 借该尔曼冰川Ⅱ，13. 借该尔曼冰川Ⅰ，14. 东可可西里冰川，15. 克拉牙衣拉克冰川，16. 公格尔冰川，17. 公格尔喀克谢里冰川，18. 凯泽尔谢里冰川，19. 奥尔多依辽克冰川，20. 沙拉拉冰川，21. 且末干冰川

6.3 公里。西藏西部的冈底斯山是高原南界山脉，主峰康仁波钦峰（海拔 6714 米）集中了冰川 208 条，面积却只有 88.8 平方公里，雪线海拔 6000 米左右，冰川规模较小，多以冰斗冰川及悬冰川为主，南坡多于北坡。在拉萨以南的羊卓雍湖附近，有一座海拔 6245 米的高峰，北坡有较大的冰斗冰川，雪线海拔 5800 米，末端高 4900 米，环湖冰川面积约 113 平方

公里[1]。在青藏公路两侧的念青唐古拉山，有若干海拔 7000 米以上的高峰，雪线海拔 5600—5700 米，发育有成群的冰斗冰川和小型山谷冰川，冰川末端可降至海拔 5300 - 5400 米[25]，亦发现有较大冰川，长达 13 公里。青海省东部的阿尼玛卿山(积石山)，主峰海拔 7160 米，发育有长 3—7 公里的冰川[26]。总之，青藏高原内部山地，因降水较少，雪线较高，虽有 6000 7000 米的高峰，亦不利于冰川发展。

唐古拉山的冰川地貌可以代表青藏高原内部山地的一般情况。在青藏公路穿过的巴斯克峨山，山顶海拔 6100 米，在海拔 5600 - 5680 米间，保留了大面积的古夷平面，山麓平原在海拔 4600— 4800 米，该山相对高度不过 1300 1500 米，雪线海拔 5400—5500 米，只能发育 些冰舌短小的冰斗冰川及平顶冰川。晚更新世冰期时雪线降到海拔 4980- 5100 米，北麓温泉河即为一宽展的 U 形槽谷，最近一次冰川的终碛、冰碛丘等保存在海拔 4900 米以上的谷地里，现代河床已从槽谷下切 20- 30 米。唐古拉山垭口巴斯错湖盆是一个冰碛阻塞湖，东西长 4 5 公里，南北宽 2 公里，海拔在 5100 米，可能是晚更新世冰期的 U 形谷和粒雪盆区，形成分流南北的超冲冰川，向南的山谷冰川较短小，纵坡降亦较小，距现代冰川不远处，广泛出露的基岩上有磨光面，亦有卷毛岩和羊背岩发育。冰碛物以砂页岩及火成岩为主，一般粒径在 20—30 厘米，只有一些侵入岩所成的巨砾直径可达 1 米左右。中更新世冰川规模远较广大，形成了大面积的山麓冰川或以唐古拉山为中心的覆盖冰川。在唐古拉山南坡有一套经过后期改造的起伏和缓的老冰碛地形，沿青藏公路伸展，南北约 50 公里，仅在公路以西就延伸达 40 公里。冰碛地形的标记是有非常硬的绿色侵入岩的巨砾，巨砾上有大量冰擦痕。冰碛物广泛分布在相对高度约 80 米的红层山丘上，冰碛地面湖泊很多，大者长宽均为 2 公里左右。在一些河流切开的剖面上，可见到冰碛物盖在基岩上，但厚度不大。看来冰期前起伏和缓的山原条件下所发育的冰川，只能形成宽浅的冰斗和槽谷以及相当分散的大面积的冰碛地形，缺乏嵯峨峥嵘的角峰、刃脊及高大的侧碛岗与终碛垅。

此外，喀喇昆仑山是世界中、低纬最大的山岳冰川区。高山带年降水量变化于 800 2400 毫米间[27]，雪线海拔 5000 米左右，世界著名的几条长达 50 公里的大冰川多集中在这里。位于我国与克什米尔边界上的乔戈里峰(海拔 8611 米)是世界第二高峰，北侧有长达 42 公里的现代山谷冰川，末端海拔 4200 米。阿尔泰山是我国最北面的冰川区，山体较低，雪线海拔 3000 3400 米，南坡有长达 11 公里的山谷冰川，冰川末端下降到海拔 2400 米[28]。在这两个山区及青藏高原内部其余山地的现代冰川外围，亦有多种冰川地貌发育，但多尚未实地考察。

综上所述，对我国西部山区的冰川地貌发育，得到以下几点认识：

(1)晚更新世末次冰期最盛时，至今不到 3 万年，凡是高出当时雪线的高山部分，都发育了冰川地貌，并且保存良好，现代冰川继承发育。晚更新世冰期雪线低于现代雪线，在天山、祁连山一般为 500—800 米，昆仑山及青藏内部山地约 500 米，珠穆朗玛峰北坡仅 300 米，西阿尔泰山、贡嘎山和玉龙山可达 1000—1200 米，超出晚更新世冰期雪线的正差愈大的山体，冰川地貌规模愈大，最大的如汗腾格里山，冰川侵蚀和堆积地貌垂直高差达到 5 公里，水平宽度超过 100 公里；最小的如祁连山东段西宁北侧的达坂山，海拔 4000 米，只

---

[1] 杨锡君、牟昀智、李吉均、蒲秀棠：羊卓雍湖的冰川与水文，1975。

有在其北侧海拔3700米附近有整齐的古冰斗群。晚更新世冰期各个山区的冰川是互不连接的，即使象青藏高原那样，也不存在统一的冰盖。

(2)大陆性冰川与海洋性冰川所塑造的地貌有一定程度的差异。我国占优势的大陆性冰川所产生的侵蚀作用较弱，冰斗宽浅，底部平缓，缺乏由逆向坡而形成的冰斗湖，冰槽谷纵向剖面较顺直，岩盆与冰蚀湖稀少，冰碛物以块石和砂砾为主，粘土含量较少。在海洋性冰川地区，冰川所产生的侵蚀作用较强，冰斗深凹，冰槽谷中有掘蚀岩盆所造成的冰蚀冰碛湖，冰碛物中粘土成分较多，显出泥砾状态。

(3)冰川的规模较冰川的性质，对冰川地貌具有更大的影响。由短小冰舌发展成为宏大的山谷冰川时，冰的体积与流速都要成数十倍的增长，从而冰川刨蚀能力大大加强。阿尔泰山、天山东段、祁连山、横断山以及青藏高原上的一些高山，现代和晚更新世的冰川性质相似，但冰川规模却很悬殊，后者所形成的长大冰槽谷和巨大的冰碛垅，远不是前者所能比拟。

(4)岩石性质对冰川地貌的影响值得重视。坚硬层厚的或富有节理的花岗岩、闪长岩、辉绿岩、片麻岩、大理岩、火山块集岩等山地的冰川地貌，嵯峨峥嵘，角峰、冰斗、槽谷都比较壮观，终碛、侧碛也很雄厚，这是我国西部山地的多数情况。然而亦有少数冰川发育于千枚岩、板岩、片岩或薄层石灰岩的山地，寒冻风化的大量碎屑物质顺坡泻溜，冰融水又把这些物质冲刷散开，因而很快就模糊了冰蚀的陡峭形态，角峰浑圆而不挺拔，冰斗坡和槽谷壁转为岩屑坡，终碛、侧碛低矮甚至不明显，祁连山的大雪山和川西的折多山等冰川地貌就是实例。细粒坚硬的岩石，如石英岩、辉绿岩、角闪岩等，冰擦痕保存很久，经长距离搬运而不消失；细粒而软弱的岩石，如石灰岩、大理岩等，冰擦痕在近冰川地区可以看到，到远冰川地区就被磨灭；至于花岗岩、片麻岩等粗粒岩石，一般都缺乏冰擦痕。

(5)地质构造形态对冰川地貌的影响，有时也很显著。例如，慕士塔格山的冰帽冰川，是以穹窿构造为下垫面而发育的。珠穆朗玛峰的金字塔形大角峰，是以倾斜平缓的岩层为条件而形成的。汗腾格里山与博格达山的剑状和笔架形的角峰，是在倾角很大的地层上刨蚀出来的。祁连山的疏勒南山北坡的黑刺沟，冰川下垫地层的岩性均匀，倾角又不大，而且与冰川朝向一致，因而冰川表面平缓，槽谷宽阔；相隔不远的大西沟，地层的岩性差异很大，倾角又陡，又与冰川朝向相反，于是冰川表面出现巨大的阶梯与冰瀑布[14]。

(6)晚更新世末次冰期后，由于气候转暖，雪线上升，冰川退缩，形成阶段性的多列终碛，如希夏邦马峰北坡的那克多拉槽谷内，可多达7--8列。高温期后的新冰川期所造成的终碛，广泛分布在现代冰川末端以下不远的槽谷内，形态最清楚，亦具相当规模，容易误认为一次独立的大冰期的堆积。随着雪线的上升，原先位置较低的老冰斗空了出来，在较高的位置上又发生了新冰斗，这样，山地上就出现了多层冰斗，甚至一个大冰斗内分化为几个或几级小冰斗。珠穆朗玛峰地区的冰斗，从其集中的高度或空出的程度可以划分3--4级。

(7)新构造运动对晚更新世冰期后的冰川作用，已经表现出相当大的影响。在珠穆朗玛峰地区，急剧的上升强度，削减了冰后期的气候转暖程度，现代冰川规模较晚更新世冰川的收缩不到1/2，而上升量较小的山地，如阿尔泰山、天山东段、祁连山等，晚更新世冰川规模大于现代冰川达数倍乃至十几倍。

(8)冰前期地形是冰川作用及其改造的基础。雪线以上的冰前期地形，多数是经流水强烈侵蚀的陡峭山脊，冰川作用后往往形成冰斗、粒雪盆与角峰岩壁互相交替的地形，少

数是经构造抬升的古夷平面或冰水、冰碛平台，冰川作用后，一般产生刨蚀能力微弱的平顶冰川。雪线以下的冰槽谷，如果是继承前期冰槽谷的，则会形成双层U形谷，如木札特冰槽谷；如果是继承流水河谷的，则在冰川末端以上，改造成为上游宽、下游窄的U形谷，如天山东段的多数谷地。

(9)冰川地貌对人类生产活动有一定关系。在交通上，冰川槽谷，特别是切穿山脊的，往往是跨山越岭的捷径，如木札特冰槽谷自古以来就是南疆通伊犁地区的要道；现代公路、铁路亦可选择这类冰槽谷来修建。在水利上，位于中山带的一些冰蚀、冰碛堰塞湖可以改造为灌溉或发电用的水库，有些终碛垅可以作为新建水库的坝址。在畜牧业上，有些宽展的冰槽谷和冰斗底部，牧草生长良好，可以供作牧场使用。当然，个别地区，如西藏东南山地，冰川泥石流和冰川湖溃决则造成一定灾害。

二、中、早更新世冰川作用遗迹及其冰期划分

中、早更新世冰川作用遗迹，由于年代久远(20—100多万年，甚至更久)，受到后期构造运动与各种外营力的破坏，保存较少，分布零星，一般在地貌上不能有大面积的表现，容易被人们忽视，下面先介绍两个有代表性的地区。

1. 台兰河谷

汗腾格里山东南坡的台兰河谷(图10)，其河源位于海拔7439米的托木尔峰南坡，现代的台兰冰川① 末端海拔3000米，末端以下35公里的低山带谷口处(海拔1800米)，有6—7列弧形终碛丘，起伏30—50米，内坡缓面外坡陡，两翼掩覆于第三纪红色岩系的低山上，它们可与其东木札特谷口的破城子终碛相比，属晚更新世冰期的堆积，这期台兰河的山谷冰川长度有57公里。在终碛丘以下的谷口外缘，是一片经流水改造的缓倾斜冰碛平原，被目前台兰河床下切成5—20米的一、二级阶地，平原上散布了像坟堆状的冰碛丘和直径数米至十多米的冰碛巨石，最大的一块白色花岗岩冰碛石体积达24×24×30(立方米)，往下游冰碛丘既小又少，逐渐转化为平坦的地面，但所有半掩埋的风化强烈的巨砾，其南界推到海拔1500米，整个平原呈舌状延伸，长达15公里，它是属于晚更新世里斯冰期的堆积，与木札特谷口的克兹尔布拉克冰碛相当，是天山冰川发育规模最大的一次冰期，称为克兹尔布拉克冰期。

在台兰河谷口以上，山地急剧上升，河流强烈下切。晚更新世冰期的U形槽谷，有相当大的部分是从中更新世冰期的U形槽谷中开拓出来的，形成与木札特河谷一样的上下层冰槽谷，在晚更新世终碛丘以上的谷地上层U形谷肩上，又发育了冰碛阶地，高出目前河床为400—500米。阶地基座为第三纪红层，其上冰碛物有以花岗岩、片麻岩、大理岩为主的巨砾，表面停积了黄土，特别是在西岸被命名为契克大坂冰碛阶地。当初研究者认为[20]，该冰碛阶地应早于台兰河谷口以下的冰碛平原，属于两个不同冰期。后来的个别考察者[20]，按照上下层U形槽谷与谷口两次冰期终碛的关系，把它们看作同一冰期的产物。

① 某些文献和地图上称为穹特连冰川，“特连”和“台兰”是同一维吾尔语音的不同汉译，“穹”是维语大的意思，这里和台兰河统称台兰冰川，穹特连即大台兰。

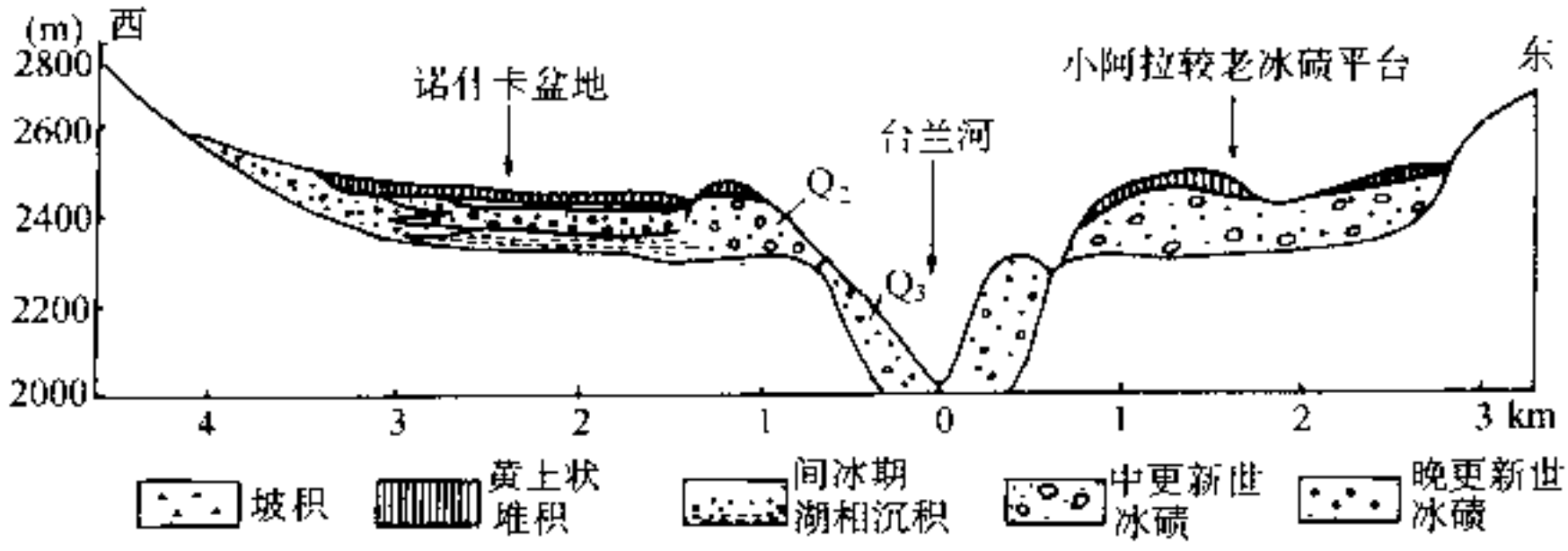


图 10　台兰河中游第四纪堆积示意图

本文暂从前者，称为契克大坂冰期。

契克大坂冰碛阶地两侧，更有高出阶地面 120— 200 米的最高一级台地，海拔在 2400 米左右，高出台兰河床约 600 米以上(图 11)。在河西，称为柯克地普生台地，该台地很典型，台地南北长 2 公里，东西宽约 1 公里，台面平整，上积黄土，并有花岗岩、片麻岩等冰碛石出露，其中大的长径可达 10 米左右，冰碛物比较典型，物质大小混杂，含有相当多的粘土，风化强烈，其下垫面为急剧倾斜的第三系红层，这是我们看到的最老的冰碛，时代应属早更新世，由于它们都保留在天山最高级台地上，我们称之为“柯克地普生期”的冰碛。

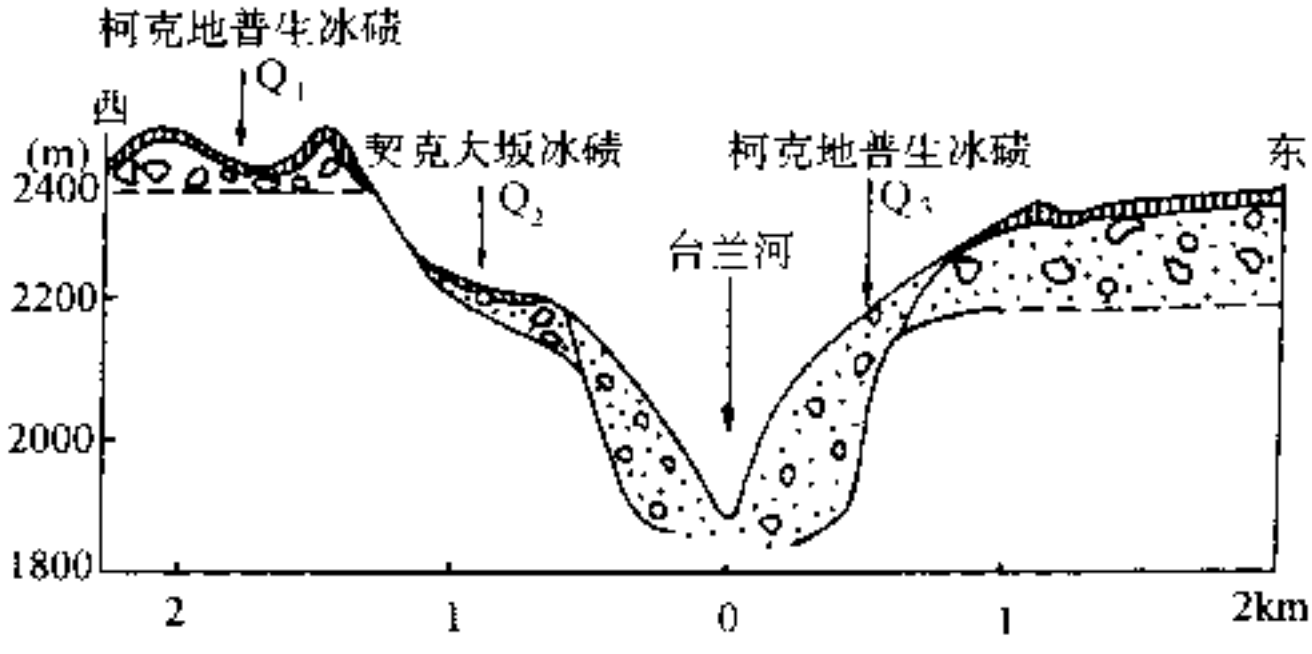


图 11　柯克地普生台地附近(南)剖面图

契克大坂之北的诺什卡小盆地有湖相沉积，它紧贴在契克大坂冰碛层的侧缘，上部为棕黄色砂粘土层。从孢粉分析来看，当时的植物是以蒿、麻黄、菊科等草本为主，并有云杉、桦等乔木，反映了由干冷向湿热气候过渡的沉积环境，可能代表晚于契克大坂冰碛的间冰期沉积。下部为红色粘土层，Fe_2O_3 含量达 7.0—7.1%，Al_2O_3 含量高达 19.71　20.23%，可能反映大台-天山间冰期的湿热气候。

天山南北山麓广泛分布了磨拉斯沉积相的所谓“西域砾石层”，砾石比较粗大，但不均一，有些地方厚度可达 1000　2000 米，虽无化石依据，但一般认为属上新世晚期到更新世早期(N_2—Q_1)的连续沉积，反映了当时天山强烈上升，才有如此深厚的山麓堆积。这期砾石层，在台兰河与木札特河的谷口以下所见到的，分布零星，已经受相当强烈的构造变动，倾斜可以大到 20 度，与柯克地普生冰碛无直接接触关系，推测它应早于柯克地普生冰期的堆积。

对汗腾格里山东南坡的冰期变化，概括如表 1。

表 1　天山汗腾格里山东南坡冰期划分

时代		构造运动	气候变化	主要遗迹或地貌标志
全新世	Q_4	山体上升	气候波动性转暖	接近现代冰川末端的年轻终碛
			土格别里齐新冰川期	与木札特河谷内土格别里齐终碛相当的冰碛地形
			冰后期气候转暖	冰川大幅度后退，河流下切，形成低阶地
晚更新世	Q_3	山体上升	破城子冰期	木札特谷口规模巨大的破城子终碛，台兰河谷口多列完好的弧形终碛
			间冰期	台兰河谷诺什卡盆地的棕黄色土层
			克兹尔布拉克冰期	木札特谷口外克兹尔布拉克冰碛平原；台兰河谷口外点缀冰碛巨台和冰碛丘的冰碛平原
中更新世	Q_2	山体强烈上升和扩大	间冰期	河流大幅度下切
			契克大坂冰期	台兰河中游高出河床 400　500 米的宽展的冰碛基座阶地
			间冰期	诺什卡盆地中的红色土，河流下切
早更新世	Q_1	山体上升 ?	柯克地普生冰期 ?	台兰河中游西侧高出河床 600 米的柯克地普生冰碛台地 ?
晚上新世早更新世	N_2—Q_1	强烈连续上升	气候转凉	大面积深厚的西域砾石层

2. 希夏邦马峰北坡

希夏邦马峰北坡(图 12)，该峰位于西藏南部的聂拉木县，海拔 8012 米。北坡那克多拉河谷的现代山谷冰川末端以下 12 公里的冰槽谷中及谷口有 6　8 组阶段性终碛垅，高出河床数十至 200 米。最后一组谷口终碛垅，形态完好，位于海拔 5080 米，可与珠峰北坡的绒布寺终碛相比，属晚更新世末次冰期堆积。

从那克多拉河谷口终碛垅以下，是一片经过流水冲刷改造的冰碛平原，延伸约 7 公里，地面起伏和缓，其上有若干冰碛巨石，最大的巨石体积达 20×8×8(立方米)。冰碛平原外缘在海拔 4950 米，以略具弧形的冰碛漂砾带为界限。有些人把谷口以上的终碛垅和谷口以下的冰碛平原，看作同一冰期(珠穆朗玛冰期)的两个阶段的堆积[6]，有些人则认为是两个冰期的产物，分别归入晚更新世后期和晚更新世早期。

那克多拉河冰槽谷两侧，高出现代河床 200—400 米的海拔 5200　6100 米高度上，有宽广的向北倾斜的冰碛平台，南北长达 20 公里，冰碛石一般直径 2 米，大者 8 米。该冰碛平台原先是在现代雪线以下堆积的，后经强烈的掀升运动，平台上游部分已被抬升到雪线以上，发育了平顶冰川和冰斗冰川，平台下游部分的斜度稍大于目前河床的比降，于海拔 5200 米处，可能被晚更新世冰碛所掩覆而不显现，它应属中更新世冰期的堆积。在希峰东北 20 公里的聂聂雄拉平台，地形上可与上述冰碛平台相连接，所以曾经把该冰碛平台命名为“聂聂雄拉冰期”[6]。实际上聂聂雄拉平台是一个削平构造的剥蚀面，在中尼公路穿越平台处，其上所覆盖的是磨圆度良好的冰水砾石层，不是典型的冰碛层[1]。

---

① 施雅风、崔之久、郑本兴，希夏邦马峰地区冰期探讨，1965。

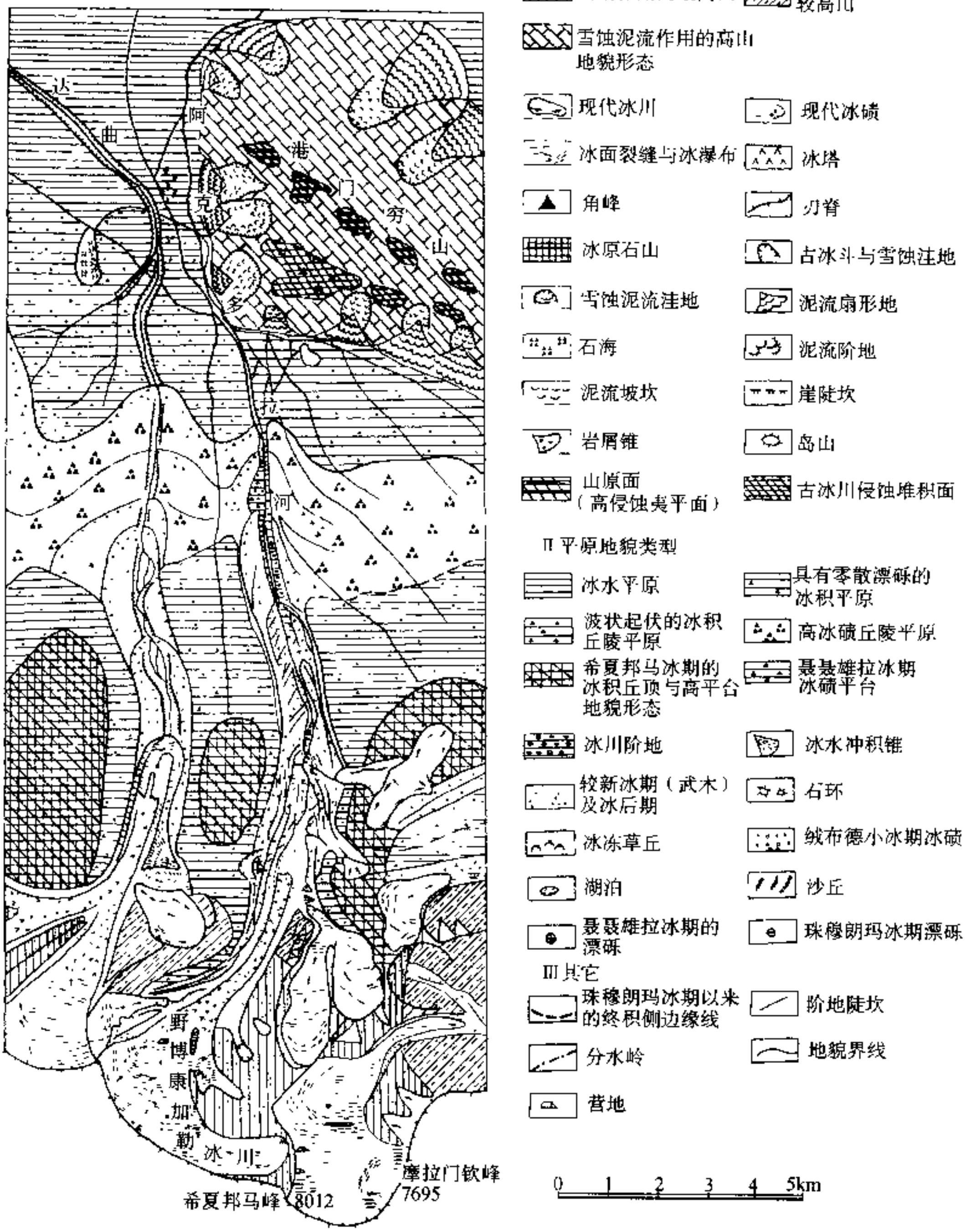


图 12　希夏邦马峰北坡冰川地貌图

（据郑本兴）

那克多拉冰槽谷的东侧还有两个海拔 6200 米的冰碛圆丘，高出河床为 600　800 米，即高出中更新世冰碛平台 200　400 米。冰碛物成分主要为花岗岩、花岗片麻岩、角闪片

岩，亦有少量的石英砂岩和石灰岩。砾径一般为 18—20 厘米，夹杂一些砾径 1—2 米的花岗片麻巨砾。砾石多数有棱角，少数磨圆，无分选层次，风化很深，冰碛物直接覆盖在含有高山栎化石的晚上新世的砂砾岩上。冰碛圆丘北侧在海拔 5600—5700 米上，可能为前述平台冰碛所覆盖，但未见两者具体接触关系。这两个冰碛圆丘的形成时代应该划入早更新世，我们称之为“希夏邦马冰期”。当时冰碛圆丘应当位于现代雪线以下的山麓地带，以后才被抬升到雪线以上。

在珠穆朗玛峰之北的定日盆地中，有一个相对高度 170 米的岛山，它由向北倾斜约 10°的层理清楚的胶结砾岩所组成，称为贡巴砾岩。砾石磨圆度很高，粒径概在 10 厘米以内，但在某些砾石中保存了许多擦痕。较多的观测者认为，它们属早更新世希夏邦马冰期的冰川外围的冰水沉积[6]，但未发现两者的直接接触。

远离希夏邦马峰接近中国和不丹边界的帕里西北 7 公里处，在海拔 4400 米有一套湖相与滨湖相沉积，可见厚度为 26.2 米，其中含有桤木、栎、松、桦、鹅耳栎等为主的针阔叶混交林的孢粉，推测其沉积时期的气温比现在高出 9 C，因为与此相当的现代植被都分布在海拔 3000 米左右的高程上[30]。这套湖相和湖滨相沉积的旁边就有与贡巴砾岩同期的一种砾岩，所以可以看作希夏邦马-聂聂雄拉间冰期沉积。

表 2　喜马拉雅山中段北坡冰期划分

时　代		构造运动	气候变化	主要遗迹或地貌标志
全新世	Q_4	山体上升（亚里期至今上升约 300 米）	气候波动性转暖	接近现代冰川末端的年轻终碛
			绒布德新冰川期	绒布河谷的绒布德终碛；那克多拉河谷海拔 5340 米以上的终碛
			亚里期（高温）	冰川大幅度后退；聂拉木县亚里地点的石灰华堆积
晚更新世	Q_3	强烈上升（自珠穆朗玛冰期 I 至今，轴部上升近 1000 米）	珠穆朗玛冰期 I——绒布寺阶段	绒布河谷中的绒布寺终碛；那克多拉河谷中海拔 5080 米的终碛
			间冰期或间阶段	绒布河谷中比高 45 米的冰水阶地
			珠穆朗玛冰期 I——基龙寺阶段	绒布河谷中基龙寺残破终碛；那克多拉河谷中扇状冰碛平原（海拔 4937 米）
中更新世	Q_2	强烈上升，山麓带冰碛抬升到现代雪线以上	加布拉间冰期	卓奥友峰北坡加布拉湖相沉积；希夏邦马峰北坡哈门错高湖岸阶地
			聂聂雄拉冰期	那克多拉河两侧高出河床 200—400 米的冰碛平台
			帕里间冰期	亚东附近帕里湖相沉积
早更新世	Q_1 ?	强烈上升	希夏邦马冰期 ?	那克多拉河东侧海拔 6200 米的两个冰碛圆丘 ?
晚上新世	N_2	山体上升，当时较今低约 3000 米	亚热带温带森林	含高山栎-毡毛栎的倾角达 40°—50°的黄色砂砾岩

希夏邦马峰与珠穆朗玛峰之间的卓奥友峰（海拔 8153 米），其北坡的加布拉村，在海拔 4900—5100 米处的珠穆朗玛冰碛层下，有一套含有云杉孢粉组合的湖相沉积，其中还有西藏云杉等植物化石，其植物成分大致与喜马拉雅山南侧海拔 3100—3500 米的山地针叶林带相当[30]。这套湖相沉积可以认为是聂聂雄拉-珠穆朗玛间冰期的产物。希夏邦马峰之北的哈门错湖的高级湖岸阶地是相应的间冰期沉积，其中所含的孢粉，表明当时是以松为主的针阔叶混交林，气温比现在要高 8—11 C。

喜马拉雅山中段北坡的各冰期与间冰期的遗迹，多不在同一个山谷冰川领域内（图13），因此进行比较就有一定困难，只能按目前研究程度，暂时综合该地区的冰期变化，如表2所列。

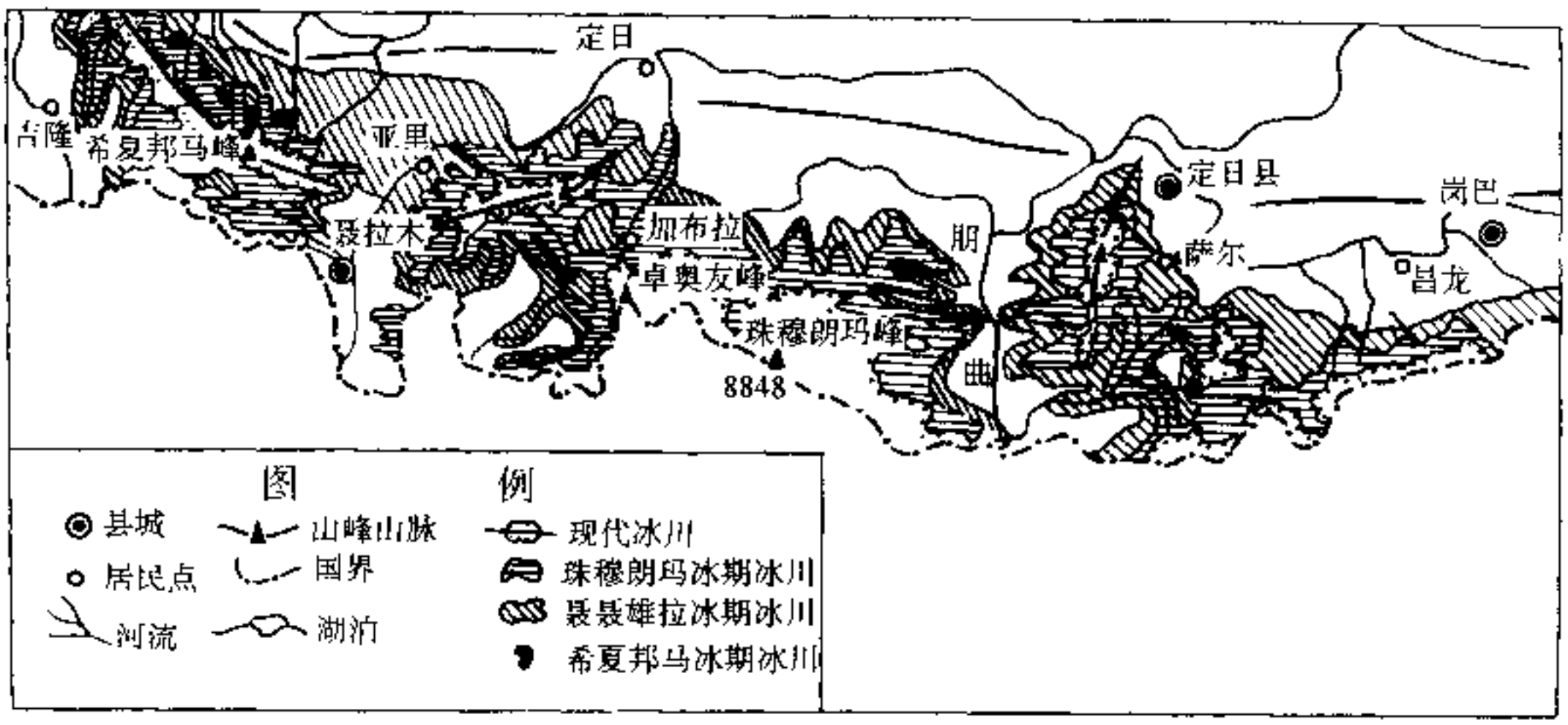


图13　珠穆朗玛峰地区第四纪冰川分布示意图（据郑本兴）

上述两个地区的第四纪冰期和间冰期，大体上可以代表我国西部山地的一般情况，晚更新世冰期与全新世新冰期，在其它许多地点能够根据终碛形态特征进行直接对比；中、早更新世冰川作用遗迹比较零散，只有部分可以比较，下面列举一些实例来说明。

（1）祁连山区：①冷龙岭南侧大通河谷，海拔2700米处，有掩盖于第三纪红层上的冰碛漂砾[31]；北侧东大河源三叉口东岸，高出现代河床350米的山脊上，有残余冰碛漂砾[13]；水营河西侧海拔3400—3700米的波状剥蚀高原上，分布了带冰擦痕的漂砾。②酒泉洪水坝河上游石橙子沟中，海拔3940米、高出谷底240米的冰水和冰碛阶地上，有钙质胶结的砾石层，砾石直径大者达3米，并具有冰擦痕。③疏勒南山哈拉湖北岸，海拔4600米、高出谷底250米处，有厚达1米的残余古冰碛砾岩[32]。④北大河上游托赖东川与黑河支流沙拉河的分水高地，海拔4000米，有盖在砂砾层上的古冰碛。⑤酒泉盆地南面早更新世的玉门砾岩，部份是冰水-冰碛堆积，并在文殊山发现具有冰擦痕的砾石①。⑥柴达木盆地北缘的早更新世“巴龙马海群”，在鄂博梁之西有直径3米的砾岩漂砾；在冷湖4号构造北翼出现具有冰擦痕的扁平砾石。所有这些遗迹都可划入中更新世冰期，玉门砾岩和巴龙马海群中的冰川遗迹表明，祁连山在早更新世时就已有冰川发生。

（2）天山地区：除前述木札特河与台兰河流域外，还有：①喀尔力克山南坡海拔1700米左右的八大石村，保存有带冰擦痕的漂砾；北坡托尔干沟谷口，海拔2200米左右有山麓冰碛平原。②博格达山北坡四工河的李子沟，海拔2200—2600米有双层古冰斗；四工河与干沟谷口外面海拔800米有成群漂砾；四工河与三工河谷中，高出河床100—280米的二、三级阶地上有带冰擦痕的巨砾。③托克逊盆地西缘的阿拉沟上游，有海拔2800米左右的冰碛平台。④伊连哈比尔尕山北坡的巴音果勒沟口，在喇嘛庙北的海拔1500米处，有环形

---

i　范锡朋：祁连山南北坡更新世冰川沉积及冰期划分，1964。

的终碛丘[33]。⑤乌鲁木齐河上游海拔2800 -2900米的古冰斗与海拔1900米左右的古冰碛。⑥柯坪·乌什地区的乌滩牧区村，海拔2800米、高出河谷150米处有钙质胶结的冰碛层，砾石直径可达3--5米。这些遗迹大多属中更新世的，小部分如⑥可能是属早更新世的①。

(3)昆仑山地区：①青藏公路所经过的昆仑山垭口盆地中，在厚达200米以上的早更新世湖相沉积的表面，覆盖了厚约20—30米的可能属于中更新世的冰碛层，在坚硬细砂岩构成的冰碛石上，保存了清晰的冰擦痕，由花岗岩构成的漂砾，直径达2米左右。早更新世湖相沉积中的孢粉分析表明，当时曾经历了干旱--温湿—较干燥—寒冷的气候变化过程[34]。②新疆昆仑山北麓的和田县喀拉喀什河西侧，海拔2000米处有一片长约10公里的冰碛丘陵，高出现代河床325米，冰碛石具冰擦痕，砾径大者达4米[35]。③昆仑山南坡泉水沟、冰水沟上游盆地东侧，海拔5200—5360米的冰碛高平原，距多塔冰川约9--10公里，冰碛石半露地表，风化强，上部覆有棕色土壤层②。它们可能代表了中、早更新世的山麓冰川的堆积。

(4)川西滇北横断山系：①甘孜马尼干戈西南的养克塘冰槽谷两侧，高出谷底200 300米的山坡上有古冰碛；在山口高平台上亦有许多冰川漂砾。马尼干戈西北的海子山西侧海拔4500米以上，以及竹庆盆地边缘海拔4150 -4300米的低山顶部，均有小片古冰碛分布。②岷江上游杂谷脑附近，在右岸支流丹扎木沟的海拔3300米处，有三个形态清晰的古冰斗，斗底散布有冰擦痕的巨砾；岷江河谷海拔2470米的最高级阶地，高出河床570米，由厚100米左右的已被泥质胶结的坚实的冰碛层组成，最大巨砾直径可达7--8米，石英质岩石巨砾上有磨光面和擦痕[12]。③白龙江左岸龙迭城郊西北的李家沟河源山地海拔3300 3500米，伸出两支U形槽谷，汇合后直降到海拔1400—1500米的白龙江畔。谷壁有磨光面和擦痕，谷底为厚约10米的黄土所覆盖，其中突起了不少棱形的岩丘，在海拔2100米处有横高达30—50米的岩槛，岩槛以下的U形槽谷中，有直径大到6 -7米的漂砾，运送到白龙江汇口。正对李家沟口方向的龙迭城南，在高出白龙江200米、海拔1400米的阶地上，下部是厚层的泥砾，砾径大者5 6米，磨蚀痕迹清楚，砾间夹以黄棕色粘土和粗砂[12]。上述这些遗迹，大部分属中更新世的，个别可能是早更新世的。

综合上述，我国西部山区至少可以划分四次冰期，时间上分属早、中、晚更新世、早更新世冰川作用遗迹，分布稀少、很难确定其冰川规模；晚更新世早期冰川规模最大，许多地点都形成山麓冰川；晚更新世晚期冰川地貌，不论侵蚀的或堆积的，都保存良好。全新世还有一次小规模的冰川前进，即所谓"新冰川期"。

应当指出，我国西部山地的冰川作用遗迹，还是比较明显的，然而，即使如此，各个山地的冰期划分与对比仍然是相当困难的。一是由于目前划分冰期所依据的，是这些遗迹的分布部位及其形态特征，而各地区的自然条件、构造运动强度、以及冰川侵蚀地貌与堆积物在冰后期的风化、改造程度等，都存在着巨大的差别；另一方面，由于各个研究者对冰期划分和对比所持的标准就不相同，同一冰川作用遗迹，在时代上的归属相差很大，甚至对某些遗迹还有"肯定"或"否定"的看法，得不到一致的认识。所以表3中列出的我国西部主

① 张振华、高振家、魏鼎新等：南天山柯坪－乌什 吐鲁番一带1：20万地质测量与普查工作最终报告，1957。
② 郑本兴等：阿里地区的现代冰川与古冰川，1977。

要山区的冰期划分与对比，只是一种尝试，有待于将来补充和修订。

表 3　中国西部主要山地冰期的对比

时期 \ 地区	山区名称	喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡	天山 汗腾格里山	天山 博格达山	祁连山冷龙岭	西藏东南部（察隅地区）
现代	山峰海拔（米）	8000＋	7000±	5600	4800±	6000—7000
	现代雪线海拔（米）	5800--6200	4100　4200（南坡）	3900（北坡）	4200—4400	4600—5200
	冰川类型	大型山谷冰川	大型山谷冰川	大型冰斗冰川	冰斗冰川	山谷冰川
	冰川最低下限（米）	5150（绒布冰川）	2500　2800	3600	4100（北坡）	2500—3300
全新世 新冰川期	主要依据	绒布德寺终碛	土格别里齐终碛	力引大坂终碛	现代冰川外围三列终碛垄以下的弧形终碛垄	高出冰面 100 米的雪当高侧碛
	雪线降低值（米）	100	300	250±	200±	
	冰川最低下限（米）	5100	2500	2750	3700　3800	2450
	地方性名称	绒布德寺新冰川期	土格别里齐新冰川期	力引大坂新冰川期	新冰川期	雪当新冰川期
	高温期 主要依据	亚里石灰华沉积				
	高温期 地方性名称	亚里期				
晚更新世 冰期	主要依据	珠穆朗玛冰期（Ⅱ） 绒布寺终碛	破城子终碛	伸入中山带的终碛垄	槽谷底冰碛丘陵	高出河床 220 米的胶结侧碛
	雪线降低值（米）	300	800	860	250±	500
	冰川类型	大型山谷冰川	大型山谷冰川	大型山谷冰川	山谷冰川	大型山谷冰川
	冰川最低下限（米）	5000	1900	1900±	3650—3800（北坡）	?
	地方性名称	绒布寺阶段	破城子冰期	驴尾巴梁冰期（天池冰期）	三叉口冰期	阿札冰期
晚更新世 间冰期	主要依据	间阶段 高出河床 45 米冰水阶地			第二级冰水冲积扇	
晚更新世 冰期	主要依据	珠穆朗玛冰期（Ⅰ） 基龙寺残破终碛	上 U 形谷及谷口以下的冰碛平原	四工河谷口漂砾群，海拔 2600 米的古冰斗	宽尾终碛垄，比高 80 --200 米的冰碛阶地	木宗 U 形槽谷及峡谷附近的冰碛垄
	雪线降低值（米）	300±		1300±	500—700	
	冰川类型	大型山谷冰川	溢出山谷冰川	半覆盖的山麓宽尾冰川	山谷冰川	大型山谷冰川
	冰川最低下限（米）	4780	1500	800	3150 -3250	?
	地方性名称	基龙寺阶段	克孜布拉克冰期	天山冰期	东沟冰期	
中更新世 间冰期	主要依据	加布拉湖相沉积	台兰河谷诺什卡盆地湖相沉积上部棕黄色粘土		第三级高冰水冲积扇	
	地方性名称	加布拉间冰期				
中更新世 冰期	主要依据	那克多拉河谷西侧比高 200 —400 米的冰碛平台	台兰河谷契克大坂冰碛平台	高冰碛阶地，剥蚀面上的冰碛	北坡海拔 4000 米山脊上的冰碛	察隅河谷中的瓦弄终碛
	冰川类型	大型山麓冰川	大型山谷冰川	山麓冰川	山麓冰川	大型山谷冰川（长 200 公里）
	冰川最低下限（米）					1000 ±
	地方性名称	聂聂雄拉冰期	契克大坂冰期	天台冰期	斜河冰期	瓦弄冰期
中更新世 间冰期	主要依据	帕里湖相沉积	台兰河谷诺什卡盆地湖相沉积下部红色粘土			
	地方性名称	帕里间冰期				

续表 3

时期 \ 地区		山区名称	喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡	大山		祁连山冷龙岭	西藏东南部（察隅地区）
				汗腾格里山	博格达山		
早更新世	冰期	主要依据	那克多拉河谷西侧海拔 6200 米的冰碛圆丘	台兰河高出谷底 600 米的冰碛台地			
		冰川类型	小型山麓冰川	山麓冰川			
		地方性名称	希夏邦马冰期	柯克地背斗冰期			
			野博康加勒砂砾石层(N_2)	西域砾石层(N_2--Q_1)			

注：表中雪线降低值指当时雪线低于现代雪线的海拔幅度。

三、冰川规模及其地貌演进探讨

我国西部山地第四纪冰川，在晚更新世早期为冰川规模最大时期。这时仍然是以高峰、岭脊为中心的山谷冰川与山麓冰川，即使在海拔 4500 米以上的青藏大高原面上，也没有形成像本世纪初某些外国人所误认为的大冰盖[35]。在喜马拉雅山中段的珠穆朗玛峰地区，聂聂雄拉冰期的山麓冰川，只到达北麓朋曲河谷中的定日、定结等盆地，远没有覆盖整个藏南地区(图 13)。纵贯大高原的青藏公路所经过的念青唐古拉山、唐古拉山和昆仑山，虽然也发育有一定规模的山麓冰川，但没有发展到连绵成片的冰盖。昆仑山南麓清水河地区一个深达 203 米的第四纪地质钻孔，全部岩心属湖相沉积，没有发现冰碛物。因此，第四纪发育的冰川，按照冰前期的地形组合，可以出现三种情况：

(1)相对高差巨大的高山深谷地区，如西藏东南部，川西滇北横断山系大部分，天山中段和西段，昆仑山部分山段，山谷高差可达 3000 米以上，冰期时发育了大规模的山谷冰川，最长的有 100—200 公里。在高峰丛集的山汇地区，冰川上游通过山口而超冲联结，交织成“网状”；在分水岭地段，露出冰原石山；雪线以下为宽深而长大的冰川槽谷，冰川末端降到很低处。

(2)高山与高盆地相结合的地区，如青藏高原上包括川西北大部分高山与海拔 3000—4000 米以上的山间平原和盆地，如帕米尔高原上的高山与平地，天山和祁连山某些高山与海拔 3000 米以上的山间宽谷，冰期时高山上的冰川流出谷口，在山麓平原上伸展扩大，有的连绵成山麓冰川，有的成宽尾山谷冰川，如珠峰北坡聂聂雄拉冰期的山麓冰川，慕士塔格-公格尔两山西坡的古山麓冰川，竹庆盆地的雀儿山北坡古山麓冰川，都是实例。

(3)有大面积高山夷平面或构造平台露在冰期雪线以上的地段，如阿尔泰山、天山东段、祁连山西南段、横断山系的巴塘海子山、喀喇昆仑山东北段的阿拉喜尔山原，在冰期时形成局部冰盖。

我国西部山地轮廓，在中新世喜马拉雅运动之后，已基本奠成，直至晚上新世初，山势不甚高峻，山间盆地保留了许多湖泊，希夏邦马峰北坡发现有高山栎的晚上新世砂岩层，现在海拔近 6000 米，而当时沉积高度不过海拔 3000 米左右。那时的喜马拉雅山、喀喇昆仑山、昆仑山、天山及祁连山等还是中山或低山，对南和东南方来的湿润气流的障碍作用，远不如现在强大，内部高原和盆地要比现在湿润得多，当然愈向内陆，雨量愈减，甚至出现

干燥现象，但从整体来看，当时地面雕刻的营力基本上是流水。晚上新世到早更新世初，许多山体都急剧上升，喜马拉雅山、昆仑山、天山、祁连山等山麓地带都堆积了巨厚的砾石层，其中局部已发现有冰擦痕的砾石，看来某些山段可能发育了冰川，但是，在早更新世前期，这些山地大部分还没有上升到那时雪线以上，地面雕刻营力仍然以流水占主导地位。

早更新世在第四纪各阶段中经历时间最长。如果说在早更新世前期，西部山地还没有普遍发生冰川，那么，随着山体继续上升，到早更新世后期就出现了明显的冰川作用，汗腾格里山南坡的柯克地普生冰碛和喜马拉雅山的希夏邦马冰碛都是其代表，当时的高山山体远比现代狭窄而低缓，只能发生规模较小的山麓冰川。

早更新世冰期后的间冰期，可以喜马拉雅山的帕里湖相沉积为代表，其所含针阔叶混交林的各树种的孢粉，表明那时地势仍较现代低一千数百米，气候亦较暖湿[36]。自此以后转入中更新世冰期，全世界都转为冰川规模最大的时期，当时我国西部山脉高度已足以对湿润气流产生相当大的阻拦作用，加大了边缘山地与内部山地的气候分异，第三纪晚期所形成的山地剥蚀面多半升到那时雪线以上。现在所保留的冰川地貌，在山地高处的古剥蚀面、分水岭或山脊上有冰碛；在河谷中有上层冰槽谷以及两侧很高的冰碛阶地，如喜马拉雅山北坡聂聂雄拉冰碛平台和天山契克大坂冰碛平台。由于后期构造运动的影响，有些中更新世冰碛已经升到现代雪线以上。

中更新世冰期后的间冰期，可以卓奥友峰北坡的加布拉湖相沉积为代表，其所含云杉纯林的孢粉，表明当时喜马拉雅山轴部的高度低于现代近2000米，气候仍较暖湿。不少山区，冰川几乎退尽，广泛而强大的流水作用，使山地面貌大为改观；同时山地继续上升和扩大，原先山麓带转入山前低山带；有的地方断层活动强烈（如玉龙山东侧大断层）；许多地点的冰碛物经过了强烈的化学风化或钙质胶结；在天山、祁连山、贡嘎山、慕士塔格山等处，都可以见到相当规模的间冰期流水堆积，原先起伏的冰碛丘亦因之而被削平，改造成为冰碛平台和冰碛阶地。

晚更新世早期，即相当于欧洲里斯冰期的冰碛物广泛分布，在河谷延伸最远。在天山汗腾格里山东南麓形成被后期流水加工改造的冰碛平原。喜马拉雅山中段北坡，形成冰碛平原或河流阶地的漂砾带。有些地方，还保留了当时的古冰斗，古冰斗高度受后来构造运动影响，起伏较大，一般低于现代雪线可达1000—2000米①。这次冰期以后，经历了一次表现为河流下切、冰川大规模退缩的间冰期。

晚更新世冰期，即相当于欧洲玉木冰期，其冰川地貌与冰碛物均保存良好，冰蚀地形表现为清楚的冰斗群和下层冰槽谷，依据当时冰斗所建立的古雪线，较现代雪线一般低300—800米。冰碛地形表现为冰槽谷中的多列弧形终碛垅，或连续的厚冰碛，看来冰川规模比里斯冰期来得小，不过在新构造上升不太强烈的山体，仍然比现代冰川要大许多倍；在新构造上升运动特别强烈的地区，大出现代冰川不到一倍。

晚更新世末次冰期以后到现代一段时间称为冰后期，随着气候转暖，冰川作波动性后退，而进入高温期，以聂拉木县亚里地点的石灰华沉积为代表，我国考古史料亦证明距今3000—5000年前年平均温度比现在高出2℃左右[37]。高温期出现了冰川大幅度退缩，退到现代冰川末端以上的位置，其后所谓的"新冰川期"，冰川又普遍前进到现代冰川末端以

① 崔之久，从冰期性质探讨我国西部第四纪气候的变迁，1963。

下，形成新的终碛，其位置与现代冰川末端相比，高差可达 100— 500 米，距离会有 1—2 公里。

我国西部山地经历了多次的冰期和间冰期，而现存的现代和古代的冰川地貌面积有限，然而冰期和间冰期的冰雪融水的影响范围却非常辽阔，尤以昆仑山、祁连山、塔里木、准噶尔、柴达木和河西走廊等内陆盆地，影响甚大。在整个更新世时期，高山高原上形成不少内陆湖泊和长大的内陆河流，补给这些湖、河的水量，除取诸于周围山地的雨水外，就是冰雪融水，正是这些山地雨水和冰雪融水，才能把山地内部，包括冰川领域的物质，输送到山麓地带和盆地内部，在构造沉降的条件下，形成深厚的更新统地层。在其堆积过程中，只要有些地面一旦脱离水域，处于干燥多风的内陆盆地气候条件下，以粗颗粒为主的山麓地带就能形成戈壁，以细颗粒为主的盆地内部就出现沙丘，其后，湖泊和河流逐渐缩小和退缩，戈壁和沙丘就相应扩大和连接。与此同时，先后出露的沙漠和戈壁中更细的物质，借风力的运送，则可远距离地停积在秦岭以北的广大地区，成为黄土。

参 考 文 献

[1] 施雅风等，现代冰川概论，科学出版社，1988。

[2] 李吉均等，西藏东南部冰川的最新研究，兰州大学学报，1975 年，第 2 期。

[3] 刘泽纯、刘振中、王富葆：关于珠穆朗玛峰、汗腾格里峰、祁连山团结峰附近第四纪冰川发展的比较，地理学报，第 28 卷，第 1 期，1962 年。

[4] 中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所冰川研究室，我国西藏南部珠穆朗玛峰地区冰川的基本特征，中国科学，1974 年，第 4 期。

[5] 施雅风、刘东生，希夏邦马峰地区科学考察初步报告，科学通报，1964 年第 10 期，科学出版社。

[6] 郑本兴、施雅风，珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨，珠穆朗玛峰科学考察报告(1966—1968 年)，第四纪地质，科学出版社，1976 年。

[7] 中国科学院西藏综合考察队，珠穆朗玛峰科学考察报告(1966 1968 年)，现代冰川与地貌，科学出版社，1975 年。

[8] Heim, A., The Glaciation and Solifluction of Minya Gongkar, *Geogr. Jour.* 87(5), 1936.

[9] 崔之久，贡嘎山现代冰川的初步观察，地理学报，第 24 卷，第 3 期，1958 年。

[10] 任美锷、刘振中等，丽江玉龙山地貌初步研究，云南大学学报，1957 年，第 4 期。

[11] 转引自 Klebelsberg, R. V. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 2. 1949.

[12] 罗来兴、杨逸畴，川西滇北地貌形成的探讨，地理集刊，第 5 号，科学出版社，1963 年。

[13] 南京大学地理系地貌教研室，中国第四纪冰川与冰期问题，科学出版社，1974 年。

[14] 中国科学院高山冰雪利用研究队，祁连山现代冰川考察报告，科学出版社，1959 年。

[15] 夏开儒，祁连山北段古冰川作用与冰缘地貌特征的初步观察，地理学报，第 26 卷，第 3 期，1959 年。

[16] 任炳辉，野马山的冰川作用，1960 年地理学术会议论文集(地貌)，科学出版社，1962 年。

[17] 慧立(唐代)大慈恩寺三藏法师传，卷二。

[18] 杜环(唐代)经行记，转引自杜佑的通典。

[19] 中国科学院地理研究所冰川冻土研究室，乌鲁木齐河冰川与水文研究，科学出版社，1964 年。

[20] Б. А. 费道罗维奇，严钦尚，中国西部天山冰期的次数和性质问题，中国第四纪研究，第 3 卷，第 1 2 期，科学出版社，1960 年。

[21] Селиванов, Е. П., К Вопросу о древнем Оледенении Центральной Азии. Из. Вго. Том. **91**, Вып. 6, 1959.

[22] 崔之久，慕士塔格-公格尔山冰川的某些特征及其开发利用条件，地理学报，第 26 卷，第 1 期，1960 年。

[23] 转引自 Обручев, В. А. Избранные работы по Географии Азии. Том Ⅱ. 1951.

[24] Memoir on Maps of Chinese Turkastan and Kansu from the Surveys Made during Sir Aurel Steins Explorations 1900－1901, 1905—1908, 1913 1915, 1923.

[25] 唐邦兴，念青唐古拉山主峰附近的冰川初步观察，地理学资料，第6期，1959年。

[26] Pai Chun-hsiao, The Ascent of Anne Machin, *The Alpine Journal*, LXVI(303), 1961.

[27] Flohn, H., Klima und wasserchaushalt des Hindukuschs und der Benachbarten Hochgebirge, *Erdkunds*, Band 25, 1969.

[28] Сапожников, В. В., Монгольский Алтай В исток Иртыш и Кобдо. 1911. 转引自 Тронов, М. В. Очерки Оледенения Алтая, 1949.

[29] 黄汲清，新疆阿克苏北乡塔克拉克地方之第四纪冰碛及非冰川停积(英文)。中国地质学会会志，第24卷，第1—2期，1944年。

[30] 中国科学院西藏综合考察队，我国西藏南部珠穆朗玛峰地区的自然特征和地质发展史，科学通报，1973年，第1期。

[31] 刘增乾，祁连山南麓大通河流域之冰川地形，地质论评，第11卷，1946年。

[32] 李吉均，疏勒南山西段南坡冰川的初步观察，1962年地理学术会议论文集(地貌)，科学出版社，1962年。

[33] 周廷儒，新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其与地貌气候发展关系，地理学报，29(4)，1963。

[34] 唐领余，青海昆仑山垭口盆地第四纪湖相沉积孢粉组合及其意义，中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所集刊，第1期，科学出版社，1976年。

[35] Norin E., Quaternary Climatic Changes with the Tarim Basin, *Geogr. Review*, 22(4), 1932.

[36] 赵希涛，喜马拉雅山脉近期上升的探讨，地质科学，1975年，第3期。

[37] 竺可桢，中国近五千年气候变迁的初步研究，中国科学，1973年第2期。

中国西部高山冰川形成的地貌、气候条件和雪线分布*

一、西部高山地貌与冰川发育

（一）西部高山地貌与冰川分布

中国西部有冰川分布的高山介于26°－46°N，属亚热带和温带，原无发育冰川的条件，只是从第三纪末以来，中国西部诸山系——南起喜马拉雅山、北到阿尔泰山——均强烈隆起，达到冰期和间冰期雪线以上，才出现冰川。青藏高原和天山、阿尔泰山等山系的抬升，不仅改变了地面温度条件，而且导致大气环流形势、降水和热量收支状况也发生了改变，从而对冰川的分布、规模和性质起着重大影响。

阿尔泰山区是西部山地中最北部的呈西北—东南走向的宏伟山区。第三纪时，经受准平原化作用，山势不高，只是在上新世末、更新世初，发生强烈的断块梯级变形和沿北西向的大断裂上升后，才在山区西北部即目前中苏蒙三国交界处形成主峰高达4 374米的山区，成为现代冰川的一个中心。随着山势向东南部倾斜降低和降水量减少，冰川规模迅速变小而消失。阿尔泰山前地带处于断块沉降区，并发生由东南向西北的倾斜，和山脊向东南倾斜相反，这是乌伦古河和额尔齐斯河支流出山口后突然折向西北流的原因。额尔齐斯河是中国西北部唯一外流至北冰洋的水系，携带着阿尔泰山丰盛的冰雪融水流注鄂毕河。

天山为横亘亚洲中部的巨大山区，是典型的褶皱断块山，形成一系列的山脉和山间盆地。这条山脉既古老又年轻，在古生代加里东与海西运动后，就具有现代山脉的雏形，经过中生代的长期剥蚀，第三纪时呈现夷平状态，上新世晚期以来作强烈断块隆起，形成现在的雄伟姿态。中苏边界地区的汗腾格里山汇，特别高峻，最高的托木尔峰海拔7 435米，超过阿尔泰山最高峰达3 000米多。此外，还有40多座海拔6 000米以上的高山，成为亚洲中部主要的冰川中心之一，也是塔里木河、伊犁河与苏联（原苏联，下同）境内锡尔河等几条最大的内陆水系的补给源地。中国境内天山又以乌鲁木齐东南柴窝堡山间洼地为界，划分为东西两段。东段山势较单纯，邻近乌鲁木齐的博格达峰（5 445米）与哈密以北的哈尔里克山（4 925米）是小规模的冰川中心。柴窝堡洼地以西，又分南、中、北三带，南带最高峻，除前述汗腾格里山汇外，西延天山南脉，东延哈尔克他乌山、科克铁山等，有海拔5 000米以上高峰多座，并有相当宽厚的山顶夷平面，冰川也相当发育。中天山山势较低，一般不超过3 500米，除个别高峰可达4 812米外，冰川不发达。北天山高度超过中天山，在84°

---

* 本文系和白重璇合作撰写，发表于1988年科学出版社出版的《中国冰川概论》。收入本文集时，承张祥松指正，稍作修改；并由编者删去部分图件。文中内容所述及现独联体国家的地区，仍按当时文章发表的历史情况，沿用原"苏联"旧称。

86°E 位置上的伊连哈比尔山(5 155 米)与婆罗科努山,是另一个较大的冰川中心,冰川融水汇注天山北麓的最大河流——玛纳斯河。由于天山在新疆的中枢位置,山麓与山区经济发展较快,冰雪融水资源的利用和冰川研究程度较高。

祁连山位于青藏高原东北边缘,是介于河西走廊与柴达木盆地、青海东部高原之间的巨大山系,由多列北西向的平行山脉和宽谷组成,最高峰为疏勒南山团结峰,海拔 5 808 米,还有不少海拔超过 5 000 米的高峰,形成若干分散的小规模的冰川中心,但主要分布在祁连山中西部山体较高的地段。尽管这里降水量较东段为少,但高度上的优势取得了冰川分布的主导地位。祁连山也是一条既古老又年轻的山区,现在所看到平坦山顶所代表的剥蚀面是第三纪所成,上新世晚期祁连山才开始剧烈上升,并持续到第四纪。祁连山的冰川数量只有天山的 21%,而甘肃河西与青海柴达木区的经济发展,促使这个山区的冰川最早受到重视并进行过多次考察。

昆仑山和喜马拉雅山及其中间的青藏高原是地球上最高大的隆起区域,被称为世界屋脊或地球上的第三极。昆仑山是中国境内最长大的山系,从帕米尔高原到四川和甘肃交界处的岷山横跨 28 个经度,长达 2 500 公里。它山多列平行的山脉组成。在新疆塔里木盆地南缘的西昆仑山,呈向南弯曲的弧形,在第三纪时是一片高地,上新世晚期开始,急剧隆起,山地的上升量与山前洼地下降量超过天山,仅山前洼地中堆积的上新世—早更新世砾石层厚度就达 2 500 米之多。西昆仑山最高峰达 7 167 米,而且 6 000 米以上山地面积之广,超过西部任何其他山系。尽管气候干燥,而这里仍形成巨大的冰川中心,全昆仑山系的冰川 2/3 集中于此,并拥有中国最大的平顶冰川。83°-95°E 间的中昆仑山,山系宽广而散漫,有若于 6 000 米以上高峰,形成若干小规模的冰川中心。95°E 以东,山势低,一般只 5 000 米左右,冰川较少,只在黄河大弯曲内的阿尼玛卿山(100°E 左右)达到了 6 282 米,这里降水远较中、西段昆仑山丰沛,形成了一个引人注目的冰川中心。在 104°E 经线西侧的四川省松潘县附近的雪宝顶,海拔 5 588 米,是中国最东的一个有小冰川发育的高山。

昆仑山区的西端接上了帕米尔高原,高原的大部分在苏联境内,有若干海拔 7 000 米以上的高峰,冰川发达,联系而成亚洲中部的一个大冰川区,在中国境内有两座在登山史上颇为著名的高峰,即慕士塔格(7 546 米)和公格尔峰(7 719 米),前者为一穹形山体,有冰帽覆盖,后者冰川也较发达。

帕米尔高原与西昆仑山之南,紧接着的是喀喇昆仑山区,它由多列平行的呈西西北走向的非常陡峻的高山组成,主脉沿着中国与巴基斯坦边界伸展,有 4 座 8 000 米以上高峰,其中最高峰——乔戈里峰(K_2)达 8 611 米,是仅次于珠穆朗玛峰的世界第二高峰。高峻的山体和宽阔的纵谷,结合着相对丰沛的降水,使喀喇昆仑山成为世界上山岳冰川最发达的山系。世界上中、低纬度的 8 条长度超过 50 公里的大冰川,就有 6 条发育在巴基斯坦境内的喀喇昆仑山(另 1 条在苏联帕米尔,1 条在中苏边境的天山汗腾格里山汇)。中国境内最大的音苏盖提冰川(长 41.5 公里)发育在乔戈里峰西北邻近处。喀喇昆仑山、西昆仑山和帕米尔巨大的冰川融水,补给和田河、叶尔羌河、盖孜河等河流,灌溉着塔里木盆地南缘一系列的绿洲。

位于青藏高原南缘的喜马拉雅山堪称地球上最年青而雄伟的山系,东西延伸 2 400 公里,有超过海拔 8 000 米的高峰 10 座,其中中国-尼泊尔边界上的珠穆朗玛峰(8 848 米)是世界最高峰。这里新构造上升运动是如此强烈,以致末次冰期所形成的冰斗高度明

显向主山脊方向上升，新的冰川在老的冰碛台地上发育。喜马拉雅山强烈上升的根源，一般归因于印度板块的向北挤压俯冲，造成喜马拉雅整个山体南仰北俯的总形势，沿着低角度的断层面产生许多推覆构造。另外，许多南北向的断层把推覆体割裂成一个个相对独立运动的断块，其中有些作岛状上升为极高峰，自然也成为冰川作用中心。珠穆朗玛峰成为世界最高峰，只是中更新世大间冰期以后的事件，然而山体的过分升高并不对冰川发育有利（郑本兴，施雅风，1976），这由珠穆朗玛峰附近冰川规模小于前述天山托木尔峰区、西帕米尔（苏联境内）、西昆仑山和喀喇昆仑山乔戈里峰区以及念青唐古拉山东段的冰川规模可以得知。大体在喜马拉雅山各段均以各个高峰为中心，分散发育了许多中等规模的长10　30公里的冰川。

在青藏高原中、西部，喜马拉雅山和昆仑山之间辽阔的高原面上，有若干列绝对高度达6 000米以上，但相对高度只有1 000—2 000米的分散的山岭，成为小规模的冰川中心，较南部位为冈底斯山（最高峰7 095米），中东部居中处为唐古拉山（最高峰6 621米），西部羌塘高原（唐古拉山以西，最高峰6 822米）西缘有阿里喀喇昆仑山（最高峰6 790米）。由于高原内部气候干燥，冰川发育受到抑制，最大冰川的长度不超过15公里（郑本兴等，1986a）。

出乎意料，在西藏东南部即念青唐古拉山系的东段（93°E以东）及其和喜马拉雅山东段之间的岗日嘎布（亦称波密南山），尽管没有7 000米以上高峰（最高峰均在6 000—7 000米间），但却形成了亚洲最强大的冰川中心之一，冰川长度和面积所示的冰川规模超过了以珠穆朗玛峰为中心的喜马拉雅山中段。这样的冰川规模显然具有特殊的气候原因。

从西藏东南部往东，转入了横断山系，大体在97°E以东，山脉都转为南北行，形成一系列平行排列的高山和深谷，山岭高度达5 500—6 000米，最高峰贡嘎山达到7 556米，形成了若干规模不很大的冰川中心，最大冰川长度不超过15公里。云南玉龙雪山（27°10′N，100°10′E）海拔5 596米，是中国最南的现代冰川作用区。

（二）与高山地貌有关的冰川演变与分布特征

（1）地球上的现代雪线随纬度的降低而升高，在回归线附近达到最大值。据帕申格尔统计的北半球不同纬度上的平均雪线高度，50°N为2 600米，40°N为3 900米，30°N为4 900米，20°N为5 200米（Калесник，1963）。第四纪冰期时的雪线高度还须下降数百米至一千余米，中国西部山地在第三纪后期，基本上处于比较低缓的准平原化状态。上新世时，青藏高原高度仅1 000—2 000米左右，喜马拉雅山高度估计在3 000米左右，不大可能发育冰川。上新世末到早更新世发生喜马拉雅第二幕运动，使西部的许多山系急剧上升，这从山前拗陷中由第三系的细粒沉积物转变为早更新世粗大而深厚的砾石层可作证明。大体在这次上升运动以后，西部各大山系才渐渐出现了冰期时发育冰川的条件。西部山区发现最早的冰川遗迹是喜马拉雅山希夏邦马峰北麓称为希夏邦马冰期的冰碛（施雅风、刘东生，1964）和天山托木尔峰东南台兰河谷旁称为柯克地普生冰期的冰碛（黄汲清，1944）与阿合布隆冰碛（苏珍、郑本兴等，1985）。前者暂列入早更新世，后者在中更新世的可能性更大（郑本兴、施雅风，1976），但均无测年数据。根据20°—50°N间现代平均雪线可相差2 600米之多，阿尔泰山、天山发育冰川的初始时间可能早于喜马拉雅山区。具体时间的确

定有待于第四纪测年研究的深入。

(2)不同地区第三纪夷平面,经过第四纪不同程度的抬升和强烈的侵蚀破坏,其残留部分凡能达到现代雪线以上高度的,都发育有平顶冰川或冰帽,特别是在青藏高原内部山顶夷平面上保存较好,分布也更为广泛。如羌塘高原冰川总面积接近 2 000 平方公里,平顶冰川或冰帽占 64%之多,郑本兴等(1986a)描述这类冰川在雪线以上多年积雪的有效覆盖率接近 100%,缺乏雪崩现象,冰川作用正负差值均较小,冰川积累区比率(AAR)相对较小,冰川的刨蚀和堆积作用弱,冰面洁净,可称之为高原型冰川。以唐古拉山区长江源头的各拉丹冬平顶冰川(33°15′N,91°10′E)为代表,这条冰川面积达 181.5 平方公里,雪线高度为 5 740 米,冰川垂直宽度只有 845 米,AAR 值低至 0.51。其他著名的平顶冰川还有祁连山区西南部的敦德冰川(38°05′N,96°25′E,面积 57 平方公里)(王宗太等,1981),西昆仑山的古里雅平顶冰川(35°30′N,81°30′E,面积 138 平方公里)(郑本兴等,1986a)等。

(3)青藏高原边缘高山,如喜马拉雅、喀喇昆仑、西藏东南部高山、横断山系的部分山地、西昆仑山等以及天山部分山段,相对高出山麓谷地或平原达 3 000—6 000 米,受到极其强烈的切割侵蚀,坡陡谷深,雪线以上高山区冰雪崩作用盛行,一方面暴露了大量裸露基岩,使积雪有效覆盖率降至 80%以下,一方面受雪崩补给,冰川粒雪线较正常气候雪线降低数百米,最大的可达 900—1 000 米(如雅鲁藏布江大拐弯附近冰川作用水准面为 5 100—5 200 米,而雪崩冰川粒雪线最低至 4 200 米)(郑本兴等,1986a)。在局部陡崖下,出现脱离源头的再生冰川(如以泥石流著名的古乡冰川)(施雅风、杨宗辉等,1964)。这类山区大冰川的垂直跨度很大,可达 3 000—5 000 米,有较多的支流补给,并跨越了几个气候带。冰川的刨蚀和搬运作用极为强烈,较大冰川冰舌下段冰面上盖满了岩屑,丰富的冰川融水不是从冰舌侧沟中下注,而是通过冰下水系从冰川末端冰洞中流出。这类冰川曾被 Klebelsberg 称为喜马拉雅型或土耳其斯坦型冰川,苏珍、张文敬等(1985)改称为托木尔型,日本学者称之为尼泊尔型,而将前述的高原内部冰川称为西藏型(Watanabe,1976)。

(4)山地的上升并非始终有利于冰川发育,“当最高山区上升的前期,气候随着山体高度的增长向湿冷方向变化,有利于冰川的发展,但随着山体的上升,空气中水汽含量剧减,降水量随之减少,高山带气候向着干冷方向发展,尤其是背风雨影带更为干燥,抑制冰川的进一步扩大。”“山地进入常年降雪带下限以上,就发育冰川,有较大面积在丰沛的常年降雪带中冰川规模也较大,过此降雪量减少,冰川规模也相应缩小”(施雅风、崔之久、郑本兴,1982)。第四纪冰川研究历史证明,西部山区冰川规模最大的时期是相当于中更新世的聂聂雄拉冰期(或称聂拉木冰期),这个时期喜马拉雅山北麓与昆仑山南麓均有巨大的山麓冰川,唐古拉山口有局部冰盖,冰川规模较现代大数倍至 20 倍不等(郑本兴等,1986b),当时喜马拉雅和昆仑山的高度已达 4 500 米以上,喜马拉雅山在气候上的屏障作用远没有现在强烈,高原内显得比较湿润,出现若干处面积达数千平方公里的小冰盖(如 31°30′N,94°E 处麦地卡冰盖面积达 3 600 平方公里)。尽管如此,各个冰川群以高山为中心并不连片,相互分离得相当远,未能形成统一的大冰盖,更不是象库勒(Kuhle,1987)所设想的“亚热带山地和高原冰川化激发了冰期”。很明显,中更新世后期以及晚更新世的山地上升所创造的有利于冰川发育的寒冷条件,不敌于上升所导致迅速变干,由此削弱了冰川发育规模。这是青藏高原虽称为世界屋脊,但大冰川数量并不多的主要原因。

二、雪线分布与有关温度、降水因素

(一)雪线的鉴别

雪线是冰川发育的枢纽，雪线以上为冰川积累区，以下为消融区。冰川上的雪线也叫平衡线(equilibrium line)，平衡线高度取决于气候、地形、冰川三者的相互作用。局部地形的影响，如阳坡和阴坡，隐蔽深洼和暴露突出，可导致平衡线高度相差数十米至数百米。略去地形差别的影响，即得气候雪线，可用以比较大范围气候和冰川的关系。严格的气候雪线位置取决于平坦而无隐蔽的平面上平衡线高度的多年平均值，但这样的数据很难取得。

一般山地冰川具有下凹的粒雪盆，可增进雪的堆积，而冰雪面对太阳辐射的强烈反射，减弱了雪的消融。因此，多数冰川上的平衡线常比两侧裸露山坡上的雪线为低。但是具有上凸形补给区的冰帽，由于风的吹扬和比一般山坡为强的太阳辐射，其平衡线要比一般山坡的雪线为高。在冰川学文献上常出现粒雪线(firn line)一词。有时成了雪线的同义语，但这种等同只适用于暖渗浸成冰的海洋型冰川，因为这里消融期末的粒雪线基本上与平衡线一致。中国大部分冰川是以冷渗浸和渗浸-冻结成冰为主的大陆型冰川，平衡线与粒雪线之间隔有一个积雪经融化、渗浸再冻结成冰的附加冰(superimposed ice)带，粒雪线的位置就高于平衡线或雪线。

平衡线随着各年降水和温度情况的差别而有较大的年际变化。祁连山老虎沟12号冰川1959—1978年20年间平衡线变化于4 700—4 950米间。最高最低差值达250米(中国科学院兰州冰川冻土研究所祁连山冰雪利用研究队，1980)，天山乌鲁木齐河源1号冰川在1959- 1986年间平衡线变化于3 971 4 146米间，高低差值175米，平均平衡线高度为4 050米。

具有多年观测资料能用以确定稳定平衡线高度的冰川为数很少。研究者经常利用航空像片或大比例尺地形图来判断平衡线位置，在像片上一般可读出航摄时粒雪和裸露冰的分界线，实际是暂时粒雪线。从地形图上判读平衡线，有赫斯法(Hess，1904，假定平衡线位于等高线由消融区的上凸转为积累区的下凹处)，霍费尔法(Hofer，1897，假定平衡线位于冰川末端高度和山脊平均高度或边缘裂隙高度的算术平均值处)，库罗夫斯基法(Kurowski，假定平衡线将冰川按面积平均分为积累区和消融区)，和列希顿克尔法(Lichtencker，假定平衡线在冰川表面或边缘首先出现冰碛的高度上)，其中赫斯法最简便易行，但此法不适用源头有大量雪崩、表面不规则的冰川，地形图不够精确的也不宜应用。李吉均、谢应钦(1986)在研究西藏冰川雪线分布时主要应用霍费尔法，有困难时参考库罗夫斯基法，对青藏高原内部以平顶冰川为主的山区，则以山顶法求出冰川作用水准面(即求出一个地区内有冰川发育的最低山头与没有冰川发育的最高山头的平均高度)，以冰川作用水准面代表雪线高度。在此基础上编制了西藏地区雪线分布图。米德生等以赫斯法为主得出不同地区约2 500个点的雪线资料，考虑地理纬度地带性和局部地形影响，在《中国冰雪冻土图》(1∶400万)上绘制了雪线分布等值线。在该图和冰川编目资料的基础上，考虑到因年降水量和平均气温的年际变化所引起的雪线变动和对局部地形进行适当平滑，对有代表性的150多条(个)冰川和冰川区进行订正和计算，得出了西部山地冰川

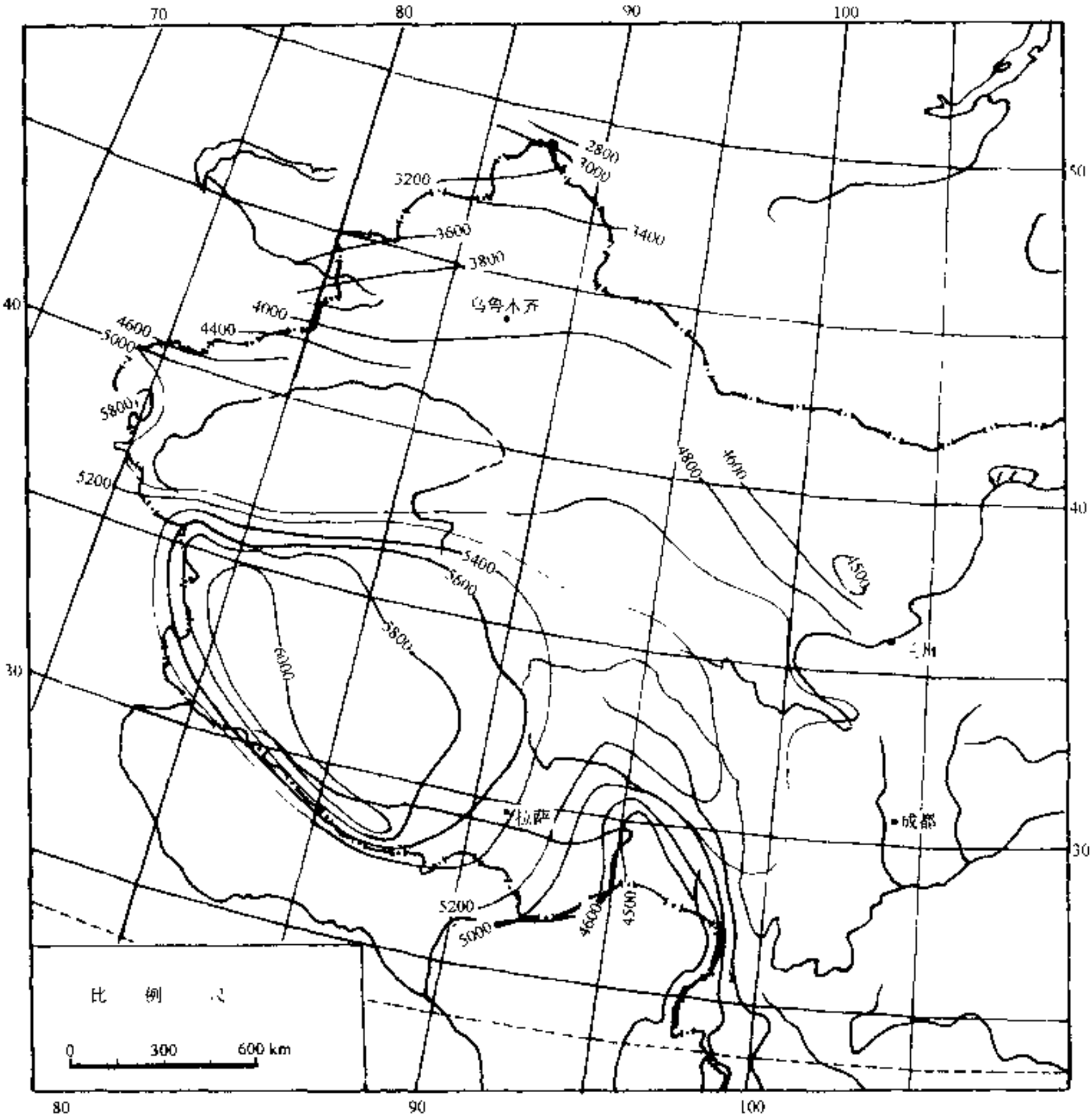


图 1　中国西部山地冰川平均雪线高度(米)分布图

平均雪线高度分布图(图 1)。

(二) 西部山地雪线分布变化

雪线分布图显示出中国西部雪线分布具有如下区域特征:

1. 雪线高度具有明显的纬度地带性

沿 87°E 作一断面,最低雪线出现在 49°06′N 的阿尔泰山哈巴河源,仅 2 800 米(刘潮海等,1982)。随着纬度降低,雪线逐渐升高,至 44°N 左右的北天山升至 4 000 米左右,37°N 的昆仑山北麓升至 5 400 米。34°N 的青藏高原内部升至 5 800 米。至喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡高升到 6 000 米,是北半球最高雪线所在。实际观测到的最高雪线出现在珠穆朗玛峰北坡的东绒布冰川,那里在 1966　1968 年考察时实测雪线高度为 6 200 米(谢自

楚,1975)。从 49°N 到 28°N,纬度相差 21°,雪线相差 3 200 米,平均每降低 1 个纬度雪线上升 152.4 米,其梯度大于帕申格尔的 30°—50°N 之间的每一纬度平均上升 115 米之值。至喜马拉雅山南坡,即 28°—29°N 间,雪线急剧下降至 5 400 米,这显然与降水条件变化有关(图 2)。

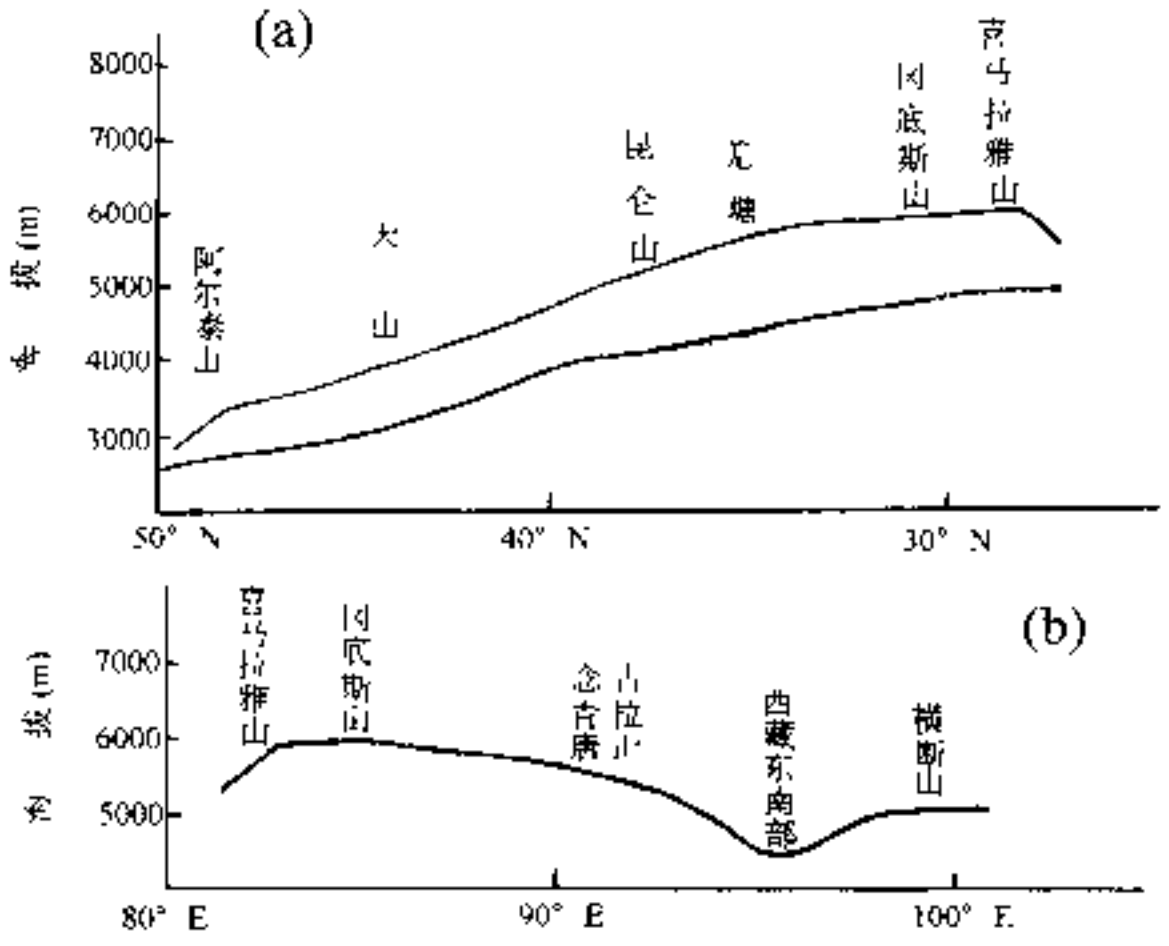


图 2　中国西部山区雪线变化示意图

(A)沿 87°E 南北剖面,虚线为帕申格尔的北半球各纬度平均雪线;(B)沿 30°N 东西剖面

2. 青藏高原雪线呈环形分布图式

青藏高原是世界上最大的高原,仅在中国境内的面积就达 200 万平方公里,不能不给予热量收支和降水分布以巨大影响,从而导致雪线高度分布的特殊形式,从高原外围至高原内部降水量的急剧减少,使高原边缘特别是南侧、西侧出现雪线急剧升高 1 000米的现象,而高原东侧雪线,一反其变化的纬度地带性,呈东西经向变化。高原南侧雪线变化与正常的南高北低变化截然相反,出现南低北高的异常现象,其中西藏东南部低雪线区呈舌状向北突出明显,是由于这个地区特殊丰沛的降水状况决定的。整个高原降水是从东南部向西北部减少,因此,最高雪线出现在西北部也是必然的。高原又是中国接受太阳总辐射值最大的区域,大高原的热效应使高原的温度较两侧同高度自由大气温度高出 4—6℃以至 10℃,成为明显的高温区,而高温中心又在高原西部,这是高原内部雪线特高的另一个重要原因。在费师孟(Wismann,1959)所绘的亚洲中部雪线分布图上,西藏中部即 30°—32°N,83°—87°E 处,依据旅行家提供的高度误差较大图件绘出6 400 米的雪线等值线,并称在唐古拉以南地方发现有高达 6 500 米的雪线。但根据新近航测地形图资料,这里山地高度很少到达 6 400 米,实际雪线只在 6 000 米左右,个别的最高雪线亦不超过 6 200 米。

3. 和同纬度外国山区雪线高度比较,中国雪线明显要高

表 1 列出了将阿尔泰山、天山、祁连山、帕米尔、喜马拉雅山、横断山与北半球同纬度外国山区的雪线高度相比较的结果。从中可以看出,中国山区雪线的下限高于欧洲。

综观上述,我们认为北半球最高雪线出现在中国西藏境内,就是西部山区雪线下限也仍高于欧洲与北美同纬度山区雪线下限,且高差达 700—1 000 多米。中国雪线之所以特别高,主要是因为中国西部山地深居欧亚大陆腹部,远离海洋,降水较少;其次是由于青藏大高原的热效应,相对东西两则同高度自由大气,气温比高原上高出很多,必然导致雪线抬高,而雪线抬高,相对缩小了冰川积累区的面积,削减了冰川发育的规模。虽然中国冰川总面积占亚洲山地冰川之半,但亚洲大冰川长度超过 50 公里的 8 条,只有天山的南伊内尔切克冰川的上游在中国境内。表 2 列举了中国不同山区若干最大山谷冰川,并与外国相

同山区或高度相仿山区的最大山谷冰川作了比较。

表 1　中国与北半球同纬度山区雪线高度的比较

纬度范围	山区名称	纬度	雪线高度(米)
46°—50°N	阿尔泰山(中国境内)	48°—48°30′N	2 800—3 400
	阿尔泰山(苏联境内)	48°30′—50°N	2 300—3 200
	阿尔卑斯山	16°—18°N	2 500—3 350
41°—46°N	天山(中国境内)	41°—46°N	3 600—4 600
	天山(苏联境内)	41°—46°N	3 200—4 450
	高加索山	41°—44°N	2 700—3 800
	比利牛斯山	42°—43°N	2 900—3 100
	喀斯喀特山	41°—49°N	1 800—4 200
36°—40°N	祁连山	37°—40°N	4 100—5 200
	帕米尔(中国境内)	37°—40°N	4 200—5 900
	帕米尔(苏联境内)	37°—40°N	4 000—5 200
	土耳其东部山地	36°—41°N	3 350—3 700
27°—32°N	横断山	27°—30°N	4 600—5 500
	念青唐古拉山	29°—31°N	4 600—5 600
	冈底斯山	29°—30°N	5 800—6 200
	喜马拉雅山(中国境内)	28°—32°N	5 800—6 200
	喜马拉雅山(尼泊尔、印度境内)	27°—32°N	4 600—5 500
	安第斯山北端与墨西哥马德雷山脉	6°—20°N	4 600—5 000

表 2　国内外相同山区或高度相近山区的若干最大山谷冰川比较

山区	国别(包括地区名)	冰川名称	冰川长度(公里)	冰川面积(平方公里)	山峰高度(米)	平衡线高度(米)	冰川末端高度(米)
阿尔泰山	中国	喀纳斯	10.8	30.1	4 374	3 100—3 200	2 116
	蒙古	波塔尼纳	19.0	50.0	4374	3 300	2 825
	苏联	阿拉汗	8.0	20.0	4 104	2 800	
天山	中国	土格别里齐	37.8	361.7	6 934	4 050	2 752
	苏联	南依诺尔切克*	63.5	284.0	7 444	4 450	2 900
昆仑山	中国	玉龙	30.4	131.3	6 778	5 900	5 120
帕米尔	苏联	费德钦科	71.2	907.0	6 974	4 650	2 904
	中国	克拉牙依拉克	21.0		7 719	5 600	
喀喇昆仑山	中国	音苏盖提	41.5	329.2	7 295	4 800—5 200	4 000
	克什米尔(印度实际控制区)	厦呈	75.0	1 180.0	8 068	5 200	3 705
喜马拉雅山	中国	绒布	22.2	86.9	8 846	5 800	5 154
	印度	干戈特里	30.0	300.0	7 188		
念青唐古拉山	中国	恰青	35.0	151.5	6 356	4 231	2 530
横断山	中国	海螺沟	14.5	28.9	7 556	4 780	2 880

* 上游在中国境内。

（三）山地高度与雪线水准面的关系

综合中国西部山地高度与雪线水准面的联系，可以分出以下几种情形。

1. 低于雪线水准面的山地，一般不发育冰川

在青藏高原西部，雪线高达 6 000 米左右，这里高度接近 6 000 米的许多高山还不存在冰川。在高原外围，随着雪线降低，四五千米的高山也可能发育冰川。阿尔泰山区雪线最低，仅仅高出雪线 300 — 500 米的海拔 3 500 米左右的山地，就可能发育小冰川。

2. 山脊高出雪线三五百米的山地，一般发育冰斗冰川和悬冰川

这可以祁连山东端的冷龙岭作代表，这里山脊海拔 4 700— 5 200 米雪线高 4 400—4 600米，山脊两侧比较对称地发育羽状排列的冰斗冰川和悬冰川，个体冰川规模多数在 0.5—1.0 平方公里间。阿尔泰山、天山东段和横断山区，大部分是主山脊高出雪线不多的适于冰斗冰川发育的地区。

3. 山脊高出雪线六七百米以上的山地，可能发育山谷冰川

大约高出雪线 1000 多米的高山区，就有可能出现长 10 公里左右的山谷冰川，如祁连山西段的老虎沟 12 号冰川，阿尔泰山主峰南坡喀纳斯冰川等。高峰或山脊高出 2 000 米以上的最高山区，可能发育十多公里至三四十公里长的树枝状大型山谷冰川。这样的情况出现在天山的托木尔峰-汗腾格里山汇，帕米尔的慕士塔格-公格尔山群，西昆仑山的玉龙喀什河源，喀喇昆仑山的乔戈里峰群，喜马拉雅山的珠穆朗玛峰群，念青唐古拉山东段和横断山脉的贡嘎山区，这些都是中国的主要冰川分布区。

（四）影响雪线变化的温度、降水因素

按照雪线上积累量和消融量相等而实现零平衡的基本观念，将消融量与温度联系，和积累量与降水联系，就可分析雪线变化的温度与降水因素。克林克(Krenke，1975)和霍达科夫(Khodakov，1975)分析中亚冰川消融与夏季气温的关系后发现，气温和消融期的持续时间以及辐射平衡之间存在着一定的内在联系。根据各个冰川区的观测资料，独得任意冰川表面有如下经验关系：

$$a_s = (T_s + 9.5)^3 \tag{1}$$

嗣后，科特里亚科夫等(Kotlyakov and Krenke，1982)根据国际水文十年中获得的大量资料，对式(1)加以修正，得出如下平衡线处的经验公式：

$$a_{s0} = 1.33(T_{s0} + 9.66)^{2.85} \tag{2}$$

式中，a_s，T_s — 分别为暖季消融(毫米)和 6－8 月 2 米高处的平均气温(℃)；

a_{s0}，T_{s0} —分别为平衡线处的 a_s 和 T_s。

应用式(2)计算帕米尔和兴都库什山的冰川年消融量，获得了较好的结果。

雪线处的积累量，一般在低凹处因受雪崩和风吹雪堆积补给的影响而大于固态降水

量；在平坦凸起处，当受风力吹扬影响产生向积累区外的雪输送和微弱消融时，则小于固态降水量。总积累量与固态降水量的比值称为积累系数(f_r)，即：

$$f_r = C_a / P_r \tag{3}$$

式中，C_a —— 年总积累(毫米)；

P_r—— 年固态降水量(毫米)。

克林克(Крепке，1973)报道，苏联天山图尤克苏冰川和卡拉巴特卡冰川的 $f_r=1.4$，但此数在各个冰川上应有相当出入。我国冰川的 f_r 一般在 0.90 1.30 之间。在羌塘高原、祁连山西段以及哈尔里克山区，由于缺少雪崩补给和强风输雪明显，f_r 处于低值区间(0.90—1.10)，而在喜马拉雅、喀喇昆仑山、西藏东南部山区以及横断山等多雪崩补给地区，f_r 处于高值区间(1.15—1.30)。

探讨气温和冰川消融间的相互关系已在天山山区进行。刘潮海、丁良福(1988)根据天山若干冰川上的观测资料，建立了冰川平衡线处年平均总消融量(a_{so})与 6—8 月平均气温(T_{so})的相互关系(图 3)，得出与式(2)相类似的经验公式：

$$a_{so} = 0.78(T_{so} + 9.0)^{3.09} \tag{4}$$

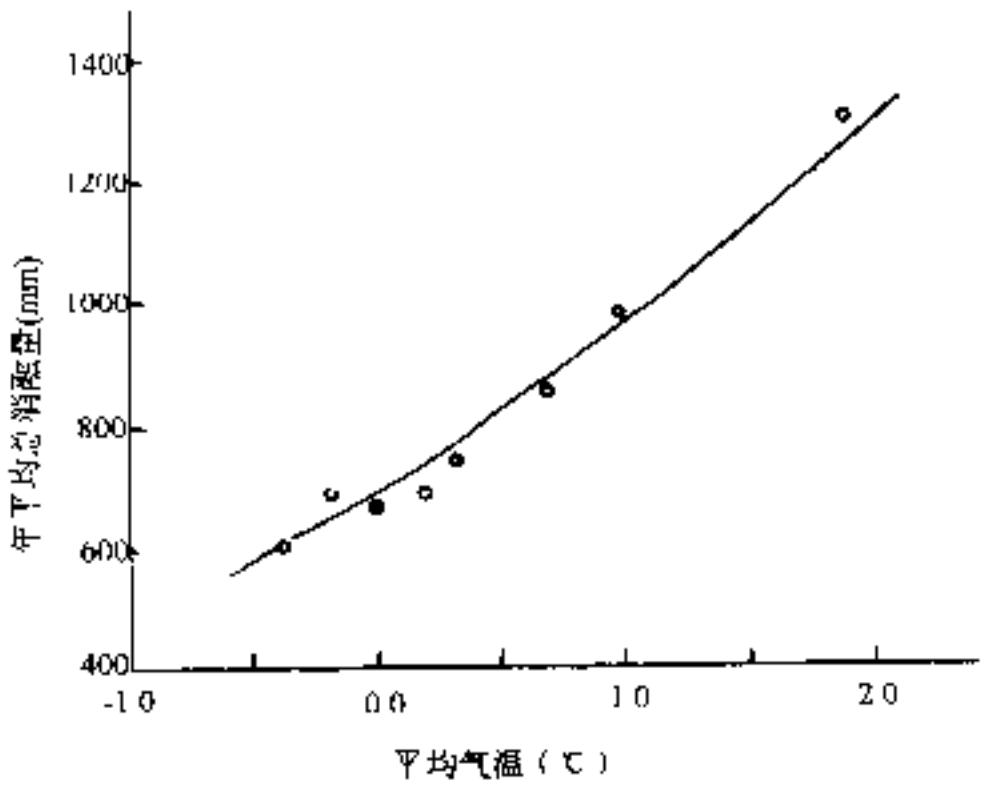


图 3 天山冰川平衡线处年平均总消融量(a_{so})与 6--8 月平均气温(T_{so})的关系

(据刘潮海、丁良福，1988)

几乎所有平衡线上夏季温度都系根据附近气象台站地面或探空温度资料推算所得，困难在于正确的确定垂直温度梯度值，而在不同时间不同地区与从非冰川区过渡到冰川表面均有相当变化，从而增加了计算的复杂性，即使同一地区用相同的方法，不同研究者的计算结果也常有所出入。例如 1983 年 7 月乌鲁木齐河源 1 号冰川上的观测证实，在冰川下的非冰川区内，其气温垂直递减率为 0.485℃/100 米，而由近冰川河谷内至冰舌处，其值剧增至 1.059℃/100 米。在谷地至冰舌区间内出现最大的气温垂直梯度值，是由于上升谷风带来增温和下沉冰川风的降温作用以及冰川的冷却作用(cooling glacier effect)加大了气温差异所致。

统计分析不同山区内的资料证实，中国西部山区海拔 5 000 米以下地区 6 8 月的气温垂直递减率，其地域性差别比较明显，变化于 0.494—0.972℃/100 米之间，平均为 0.714℃/100 米，与天山山区和西藏地区所得的数值相近(气温直减率在 0.41--0.89℃/100 米之间，平均约为 0.7℃/100 米左右)(刘潮海等，1988；沈志宝，1984)。

沿着山地纵剖面上气温直减率的急剧变化与冰雪消融所引起的冰川冷却作用有密切联系。这种近冰面空气层的空气冷却值称为温跃值(temperature jump)，其值可由同高度冰川区和非冰川区的平均气温差异来估算。根据西部山地冰川上的实测资料统计得知：温跃值变化于 0.2 3.5℃之间，其最大值出现在天山托木尔峰西琼台兰冰川，为 3.5℃，其最小值出现在慕士塔格山切尔干布拉克冰川上，为 0.2℃(Bai 和 Yu，1985)。据邻近中国西部的苏联帕米尔高原、天山和阿尔泰山 9 条冰川上的观测资料计算，温跃值 6 8 月变

动于 1.5- 5.5 C之间，平均为 2.9℃，远比中国西部山地冰川的平均温跃值(1.8 C)大(Давидович,1982)。在某一冰川区内，温跃值具有随高度增加而减小，并在高海拔的积累区最终消失的分布规律。霍达科夫(Khodakov,1975)认为，温跃值随冰川规模增大而增加，并获得如下经验公式：

$$\lg\delta_T = 0.28\lg L - 0.07 \tag{5}$$

式中，δ_T —温跃值(C)；

L —冰川长度(公里)。

据式(5)，在中国西部山区，当冰川长度变化于 0.5 —41.5 公里时，δ_T 则相应变化于 0.7—2.4 C，平均为 1.6℃，与上述实测值相近。

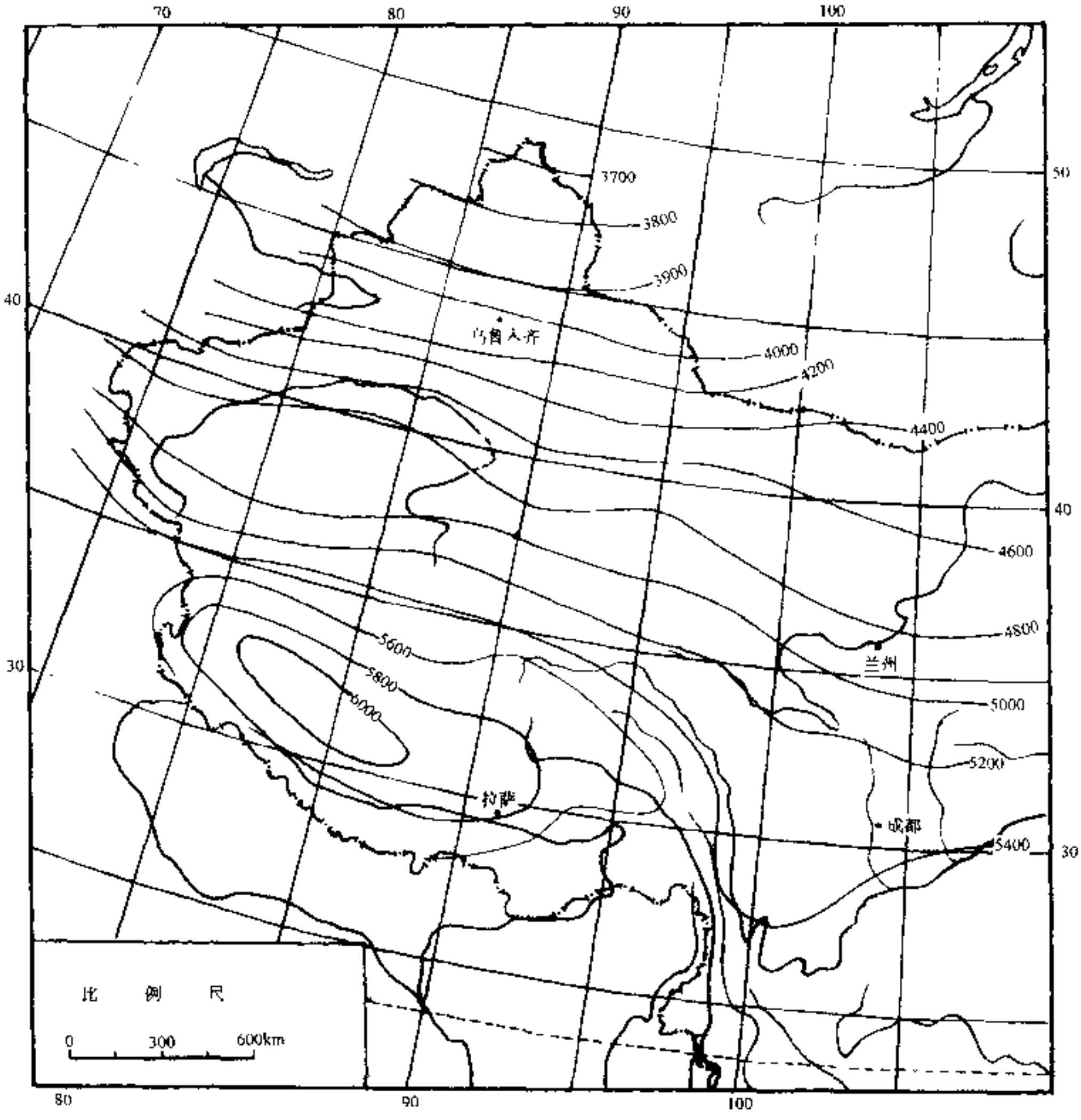


图 4 中国西部山地 6—8 月 0 C层平均高度分布图

(丁良福编绘)

在冰川附近缺乏气象台站时，亦可利用探空温度资料推算雪线附近的气温值。图 4 为西部山地 6—8 月 0℃层平均高度分布图。该图清楚地显示了青藏高原的加热效应，6—8

月 0℃层在高原内部可高达 6 000 米，较高原两侧可高出 600 米左右。根据 0℃层高度与冰川雪线处高度之差，可以算出雪线处的夏季气温。

平衡线上的降水量主要根据考察者在冰川上实地观测结果，测量雪坑中年层度度估算而得。依据上述平衡线附近夏季温度测算到的消融量，再推算出积累量，并按积累系数进行订正，亦可粗略求得。在不多的场合，即冰川所在河谷降水观测站点较密的情况下，亦可按降水梯度变化求得平衡线附近的年降水值。

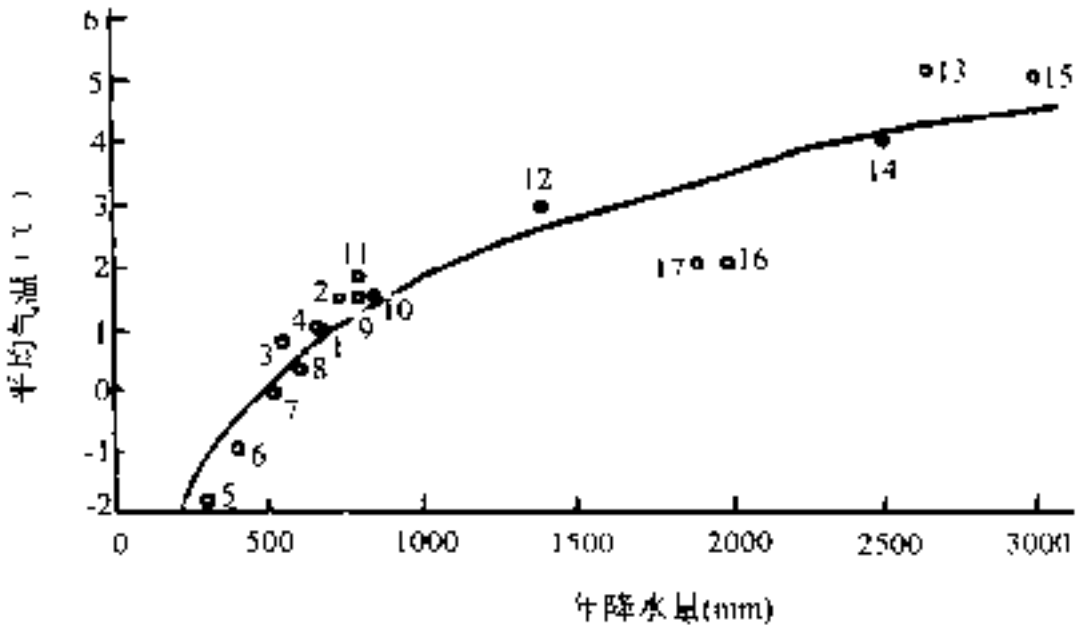


图 5　中国西部冰川平衡线上年降水量(P_{EL})与 6—8 月平均气温(T_{so})相关曲线

(赖祖铭整理资料绘制)

1. 阿尔泰山喀纳斯冰川；2. 天山西琼台兰冰川；3. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川；4. 天山四工河 5 号冰川；5. 帕米尔切尔干布拉克冰川；6. 祁连山老虎沟 12 号冰川；7. 祁连山"七一"冰川；8. 祁连山羊龙河 5 号冰川；9. 祁连山水管河 4 号冰川；10. 喜马拉雅山野博康加勒冰川；11. 喜马拉雅山绒布冰川；12. 喀喇昆仑山巴托拉冰川(巴基斯坦境内)；13. 念青唐古拉山若果冰川；14. 念青唐古拉山古乡冰川；15. 岗日嘎布山阿扎冰川；16. 横断山脉玉龙山 6 号冰川；17. 横断山脉海螺沟冰川

由于缺直接观测数据，不论平衡线上的降水值还是夏季温度值，均系间接推算所得的近似值。现将不同资料来源的中国西部山区 16 条冰川及巴基斯坦境内巴托拉冰川平衡线处 6—8 月平均气温(T_{so}，℃)与降水量(P_{EL}，毫米)关系绘制成图 5。图 5 中曲线可用下式表示：

$$T_{so} = -15.4 + 2.48\ln P_{EL} \quad (6)$$

其相关系数 $r=0.936$，通过 $a=0.01$ 的显著性检验。

图 5 显示了 T_{so}与 P_{EL}的相关规律，随着平衡线上降水和积累的增加，平衡线上气温上升，藉以增加消融量达到与积累的增加相平衡，但 T_{so}的升高有个极值。超过此极值，降水将由固态转为液态，无助于积累的增加，此极值相当于 $T_{so}=4-5$℃。据祁连山羊龙河海拔 4 250 米处地面温度与降雪率关系(图 6)，当地面温度为 2℃时，降水中降雪率占 70%左右，当增温至 4℃，降雪率减至 40%左右。

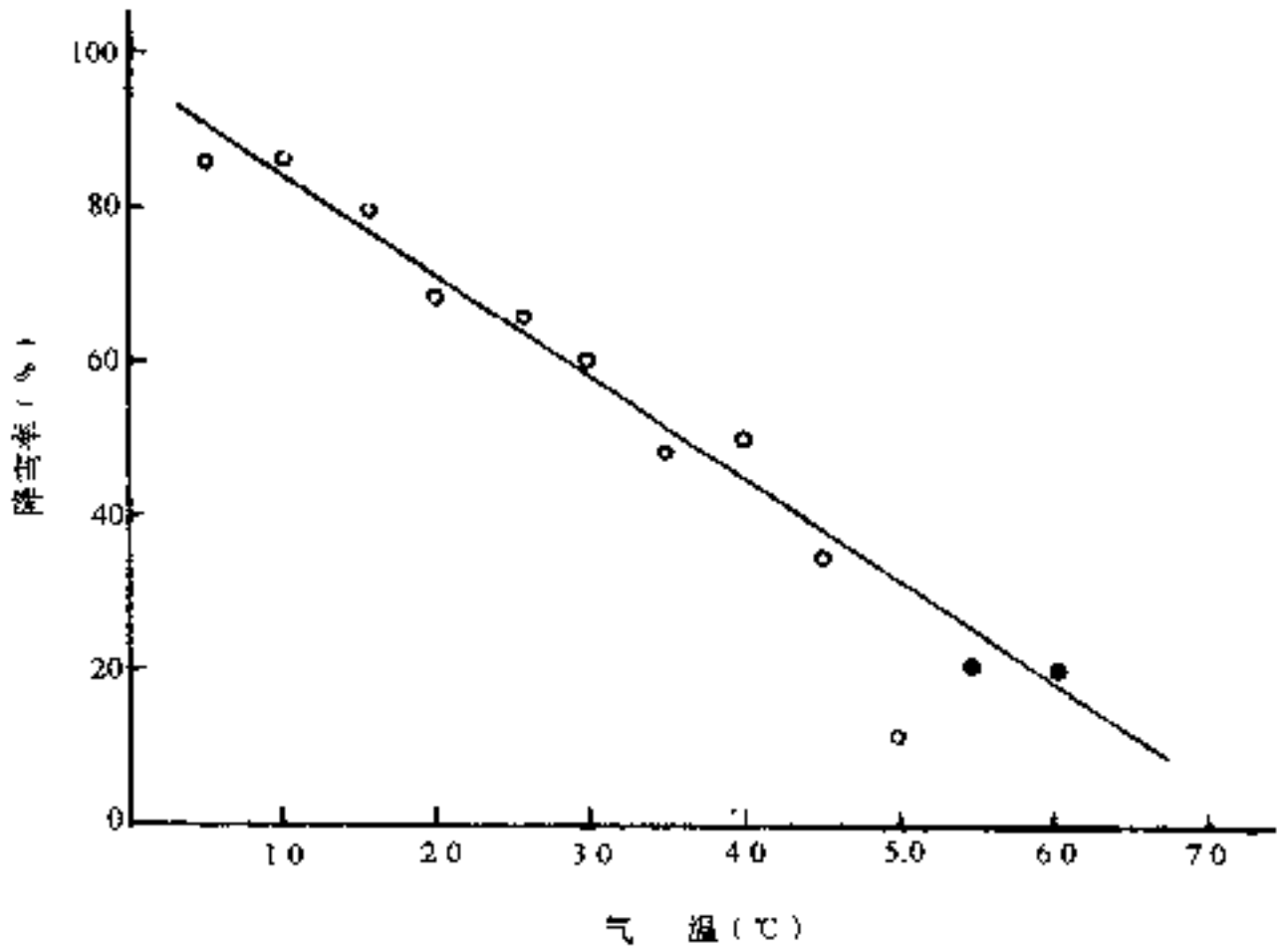


图 6　祁连山羊龙河 4 250 米处不同温度条件下的降雪率

(据丁良福、康兴成，1985)

平衡线附近年平均温度(T_{EL}，℃)和降水量(P_{EL}，毫米)也存在较好的相关关系，如图 7 所示。图中 T_{EL}与 P_{EL}关系可用下式表示：

$$T_{EL} = -42.8 + 5.08\ln P_{EL} \quad (7)$$

式(7)中 $r=0.97$，通过 $a=0.01$ 的显著性检验。但式(7)的物理意义远

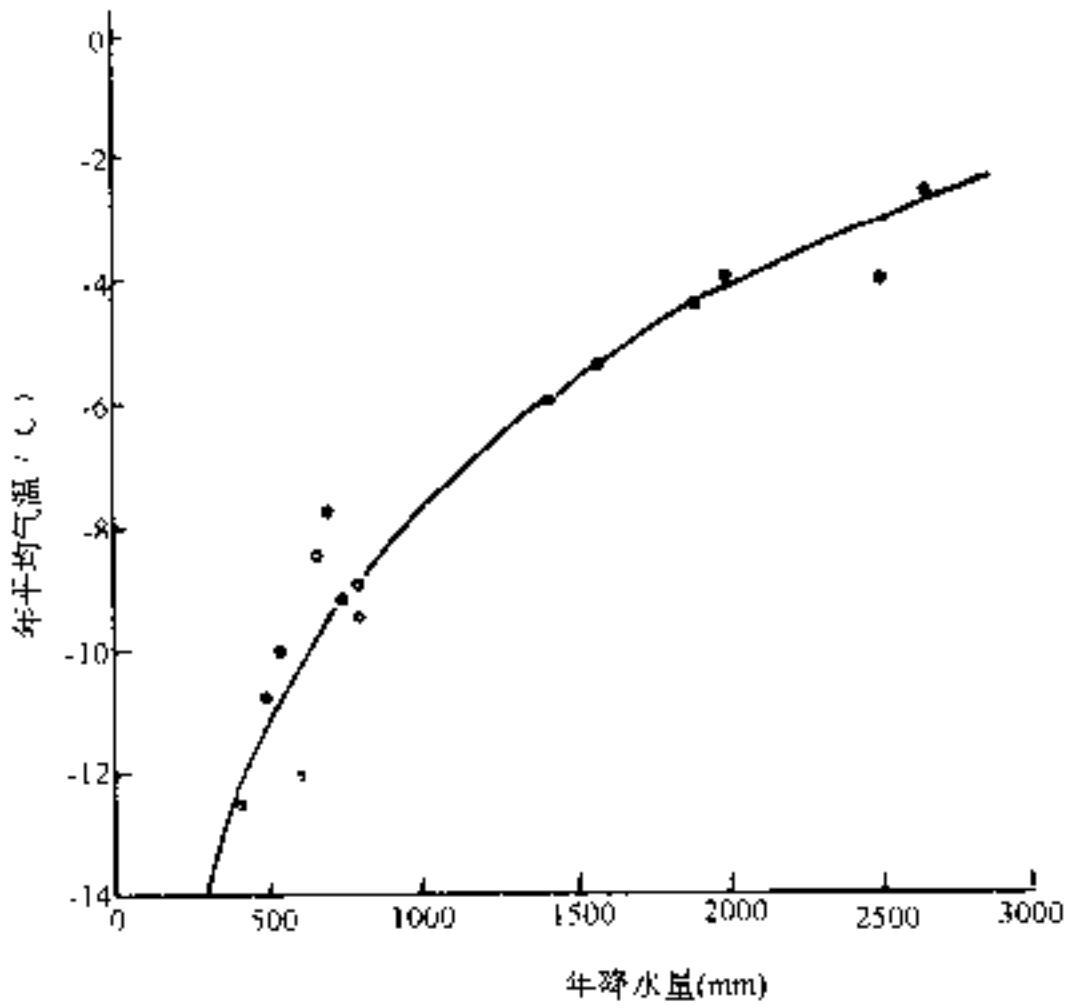


图 7　中国西部冰川平衡线上年平均气温(T_{EL})与年降水量(P_{EL})的关系
（赖祖铭整理资料绘制）

不如式(6)那样清楚。

然而图 5 所示的 T_a 与 P_{EL} 的关系还是大大简化了平衡线上消融与气温、积累与降水之间的关系才得出的，实际情况比此还要复杂得多。

根据不同资料推算的冰川平衡线附近年平均降水量，如图 8 所示。

三、环流形势与冰川分布

散漫分布的中国西部山地冰川中，有三个区域冰川特别集中，即天山中段的汗腾格里-托木尔山汇区域，西昆仑、喀喇昆仑和帕米尔区域以及西藏东南部念青唐古拉山区。中国所有长度在 30 公里以上的大冰川都出现在这三个区域。何以如此？这里除了前述山势因素外，有利的环流形势起着很重要的作用。亚洲中部高山高原的地理位置决定了两大环流即西风环流和南亚季风环流的特殊影响，还有青藏大高原本身所形成的高原季风气流。此外，冰川所在山区的局地环流也对冰川发育以相当影响。

（一）西风环流

西风环流在冬季控制了整个高原，分为南、北两支，分别从南、北侧绕过高原，高原本身处在冬季冷高压区，除偶而因南、北支气流摆动或寒潮侵袭稍有降水外，高原高山的大部分地区天气晴好少雪，决定冰川在冬季得不到较大补给。但是在青藏高原西缘的群山，即西喜马拉雅山、喀喇昆仑山、帕米尔以至天山对西风以地形阻塞，可形成一个低压槽，冬半年在偏南位置形成所谓巴基斯坦低槽，夏天西风北撤，在偏北位置形成塔什干低涡，这是两个导致降水过程的主要活动中心，并将高空西风长途输送来的水汽和吸引自南方阿拉伯海的湿润气流，形成比湿较高的湿舌(肖钵，1981)，在地形抬升的影响下，高山区形成丰沛的降雪。如 1977 年 12 月底，一次特别强的西风槽登临青藏高原西部，形成一次大面积的经月的积雪，创造了阿里地区积雪最长的历史记录(杜中梁，1979)。频繁而强度较小的西风槽则仅影响高原边缘山区，在喀喇昆仑山区的洪扎河谷内，年降水仅 100 毫米左右，呈现荒漠景象。但在海拔 5 000 米的平衡线附近，按雪层剖面资料推算，降水量应在 1 000毫米以上；而按融水量推算，平衡线以上降水量有达 2 000 毫米的可能(施雅风，1980)。帕米尔高原西缘的降水也极为丰富，雪线降至 4 000 米以下，推算年降水量可达 3 500毫米；而到东部中国境内，降水剧减，雪线在慕士塔格上升至 5 500 米，但是在偏西北的昆盖山区，雪线降至 5 000 米以下，反映这里有一个较特殊的西风波动降水区。西昆

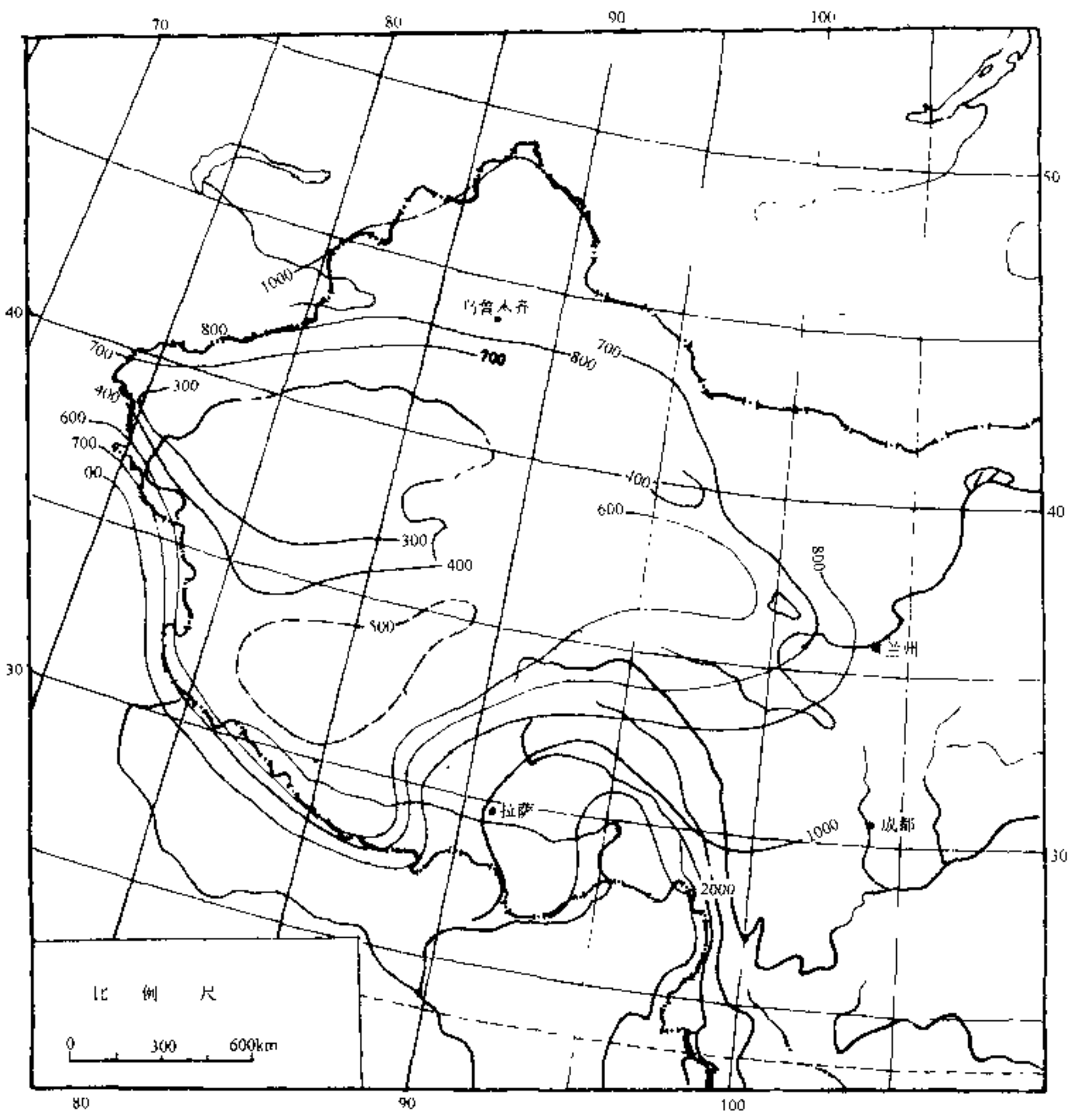


图 8　中国西部山地冰川区平均平衡线附近年平均降水量(毫米)分布图

仑山大面积冰川区形成的气候条件迄今还是未能完全解开之谜。西昆仑南坡冰川平衡线在 5 900 米左右，其南侧甜水海(4 900 米，33°16′N，79°33′E)1963--1984 年降水量仅 38 毫米，北侧黑山(2 750 米，36°15′N，79°46′E)1964　1968 年平均降水量仅 170 毫米，根据南侧降水梯度计算的平衡线附近降水仅 81.6 毫米，根据北侧降水梯度计算的平衡线附近降水可达 462.8 毫米，平衡线附近年均温度推算在- 13.9℃左右(Bai zhongyuan etal.，1985)。按前述平衡线附近年平均温度与降水相关计算，降水量应在 300 毫米左右，这个大冰川区形成的确切的气候条件，有待进一步研究解释。天山托木尔峰地区的降水主要是西风急流带上乌拉尔槽或中亚低槽的东移，形成连续数天的降水天气，其次是西伯利亚冷空气南下剧烈降温导致的降水，属于寒潮过程。4　10 月 3 000 米高空比湿场上有一个从西南伸向伊宁方向的湿舌，6—7 月湿度达 4.0 克/千克，为降水形成提供了有利条件。在雪线(3 900--4 500 米)上年均温度为－7.0--11.0℃，年降水量达 750--1 000 毫米以上，由

此而形成了一个巨大的冰川区(高登义等,1985)。

(二) 南亚季风环流

南亚季风环流是青藏高原南坡和东部冰川的哺育者,西藏东南部察隅一带雨季在3月即已开始,这时季风环流尚未建立,其时降水乃是南支西风急流在阿萨姆低压区活动频繁,吸引了孟加拉湾水汽的结果。5月底6月初,环流形势突变,南支西风急流迅速北撤至30°N以上地区,南亚季风爆发,高原东南部连接印度处形成巨大的高温中心,600百帕上的比湿超过8.0克/公斤,雅鲁藏布江拐弯处以南通印度的谷口,成为湿润季风进入高原的门户,季风云团密集,并循着几个西北-东南向谷地北上西进,使青藏高原逐步进入雨季,而察隅、波密、嘉黎一带首当其冲,雨季最长,雨量最多,形成一个向北突出的罕见的舌状多雨区。这里冰川总面积接近8 000平方公里,雪线附近年降水据粒雪年层及降水梯度推算在2 500—3 000毫米左右,雪线一般降至4 500—4 700米,最低的仅4 300米,而阿扎冰川末端下伸至2 400米,与几乎和纬度偏北20°的阿尔泰山的喀纳斯冰川末端(2 116米)同高。由此,这里发育起典型的季风海洋性冰川(李吉均、谢应钦,1986)。在青藏高原东部100° 103°E间,向北延伸至青海阿尼玛卿山区和祁连山东段冷龙岭地区,夏季盛行偏南风,水汽充沛,年降水量在贡嘎山区超过1 000毫米,阿尼玛卿山及黄河河曲以东达800毫米以上(汤懋苍等,1979),冷龙岭也接近800毫米。

(三) 高原季风与高原边缘的多降水带

高原季风是由巨大的青藏高原和四周自由大气间存在季节性的热力差异而产生的。在冬季,高原上大气层对于同高度的自由大气是冷源,形成了一个冷高压,盛行反气旋环流。到夏季,高原上大气转为热源,形成强大的热低压,盛行气旋性环流,在盛夏,高原季风层厚度离地面不过2 000—3 000米,高原季风的存在,增强了对流层低层季风,破坏了对流层中空的行星风带,夏季高原上强大的热低压使四周气流向高原辐合,在高原周围高山地形抬升作用下,凝结降水,形成边缘高山的多雨带。高原季风与南亚季风结合,在高原南缘的喜马拉雅山南坡形成特别显著的1 000—2 000毫米的多雨带,最大降水带高度一般在海拔2 000米以下。被高原季风加强的西南季风抬高至5 000 7 000米。顺着高原东侧往北侵袭,使高原东部至东北边缘形成多雨带(高由禧,1979)。在高原北缘昆仑山,紧傍极端干旱的塔克拉玛干和柴达木等荒漠盆地,但昆仑山区降水仍可达100—300毫米,最大降水带升至3 500—5 000米以至更高处。高原周围高山对迎风向的雨屏作用是非常显著的,如平均海拔为6 000米的喜马拉雅山,山前山后降水相差约10倍,四川西部的大相岭(2 000—2 500米)约3倍,前述西昆仑山(5 000—6 000米)约为5倍,天山亦达3 5倍。高山的雨屏作用使面向湿润气流的迎风坡和背风坡冰川数量出现较大差别,例如祁连山北坡为迎风坡,降水一般多于南坡,接受太阳辐射亦少,全山系冰川面积中北坡占75.6%,南坡仅24.4%(王宗太等,1981)。

（四）局地环流

夏季，每座高峰都是一个湿岛，山峰附近都有局部的山谷风环流存在。白天谷风盛行，夜间山风发展，在有冰川的地区，冰川风替代了山风，有时在白天也以冰川风占优势。但不论怎样，高山区白天的上升气流都是很强烈的，这与山谷中大气温度层结有关。在《祁连山现代冰川考察报告》中有几段话描述这种局部环流所成天气“山区夏季一般 08 时出现积云，12—14 时开始降水，20 时以后天气转晴或碧空”，“野马山（即大雪山）自成一天气单位，如野马山周围地区都有云，则野马山上空的云层常常是最密和最厚，如 8 月 11 日所见，由西方来到野马山上空的积云，停驻不动，实际上云块是一片片地东移消失，其所以停驻不动，是由野马山冰川上有水汽上升凝结成云，以补充消失部分。”“8 月 4 日在老虎沟冰川上，白天雨雪竟达 16 次之多，经常是云来后，一阵风即雹雪同时并举，气温急降，而云过天晴，十数分钟内气温变化达 10℃左右”。珠穆朗玛峰的天气气候研究表明，北坡山谷中日出前气温直减率约 0.4℃/100 米，日出后特别至午后增至 1.0℃/100 米以上，空气极不稳定，冰川风的发展也有利对流的发展，上升气流速度可达 100—200 米/分，造成了许多积云，12—18 时积云出现次数为日出前的 9 倍（高登义，沈志宝，1979），积云上升至凝结高度，即导致高山带的降水。绒布冰川上海拔 6 000 米左右平衡线附近，年降水量达 600 毫米以上，超过 5 000 米处 1 倍，形成了第二大降水带，珠穆朗玛峰南坡第二大降水带现象尤其显著，海拔 6 160 米处西冰斗内雪层记录的年积累量几乎为 5 300 米处短期观测到的年降水量（450 毫米）的 3 倍（中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所冰川室，1974）。日本学者对珠穆朗玛峰南坡谷地 4 420 米处与冰川旁 4 900 米和 5 160 米两处 6—9 月观测，发现高处台站白天盛行对流积云降水，其降水量 4—5 倍于谷地 4 420 米的降水量，后者年降水量仅 500 毫米左右，呈现半干燥区景象，山区与谷地降水和对流降水景象如图 9 所示。

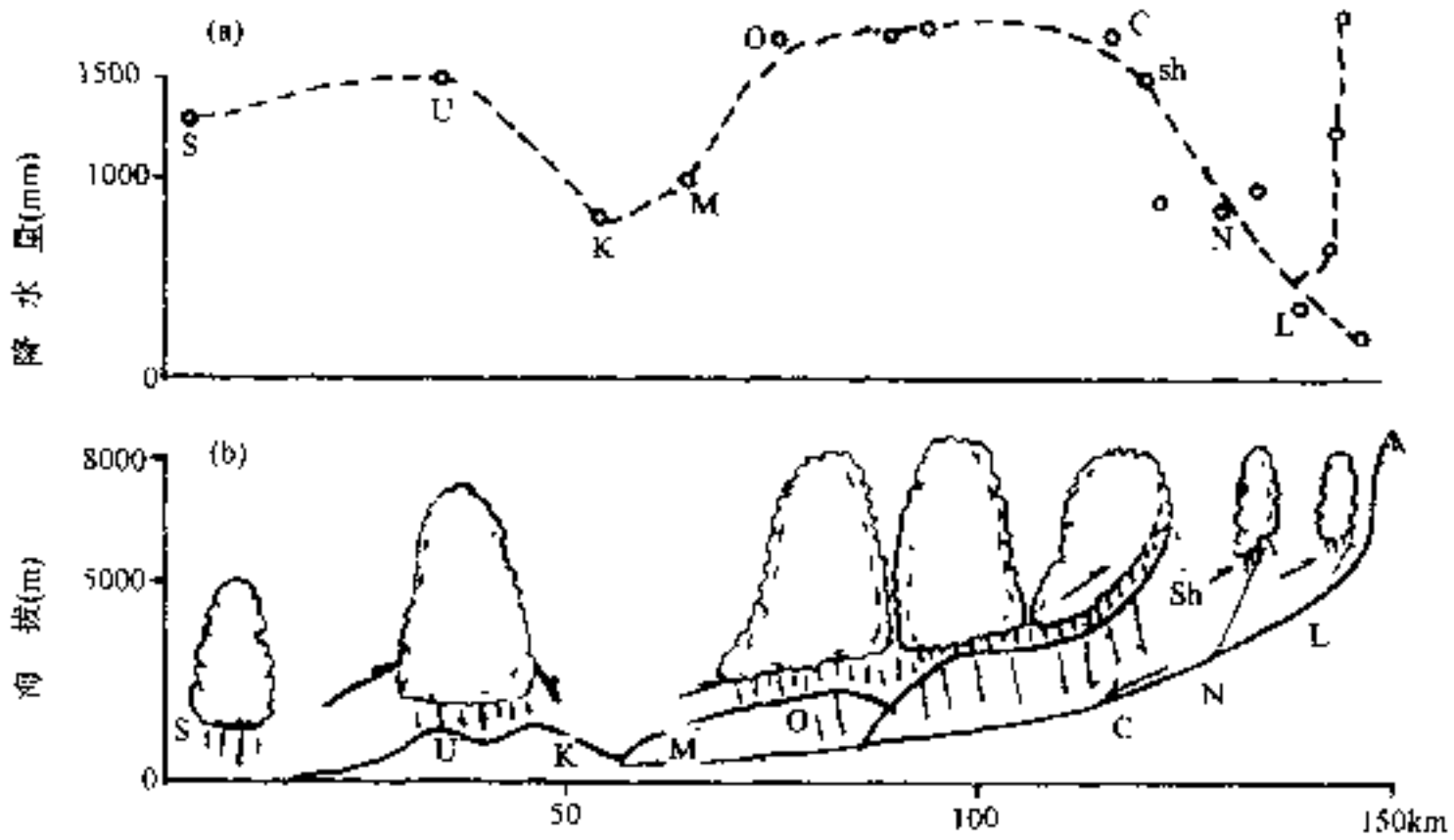


图 9　珠穆朗玛峰南坡高山与谷地降水及对流积云降水示意图

（据 Yasumari and Inoue，1978）

（a）不同地点年降水总量的比较，黑点在峰岭高处，圆圈在谷地底部；（b）对流积云降水

上述祁连山西段野马山和珠穆朗玛峰地区出现的对流积云降水现象，在各个高峰区普遍存在。这里中小型尺度的热对流发展旺盛，导致高山带远比谷地与山麓为丰沛的降水。纬度较低又比较湿润的高山区形成次于1 000 - 2 000 米高度处最大降水带的第二大降水带，即所谓S 型降水分布，是对流性降水和层结稳定的动力性降水叠加的结果。前者空气相对湿度小，对流性积云要达到很大高度才能凝结降水，后者水汽含量大，凝结高度低，在低中山带就出现最大降水(汤懋苍，1985)。随着干旱程度增加，水汽含量减少，动力性降水带的高度不断提高，估计在祁连山西段、西昆仑山、青藏高原西部等地区，动力性降水与对流性降水凝结高度衔接，只存在一个高山最大降水带，这个降水带是我国众多大陆型冰川的主要补给源，在高山冰川形成发育中有重要的作用。

(五) 冰川发育的气候区划

在上述四种不同尺度环流，即西风、南亚季风、高原季风和高峰附近局地环流的共同作用与相互影响下，中国西部不同山区出现了降水量的多种变化，给冰川发育以巨大影响，按冰川与气候关系可划分为三大气候区：

1. 青藏高原东南部和东部边缘湿润区

强劲的南亚季风，将孟加拉湾上空湿润气流，经雅鲁藏布江大拐弯处附近的谷口吹上高原，形成从西藏东南部至高原东缘包含横断山系多数冰川以及阿尼玛卿山、冷龙岭在内的多降水带。冰川平衡线相对较低(4 500 — 5 000 米)，平衡线上年降水量可达800—2 500 毫米，夏季6—8 月平衡线处平均气温可达1.0—5.0℃。中国季风海洋型冰川全部分布在这个区内。

2. 青藏高原西缘及天山西部和阿尔泰山半湿润区

此区包括喀喇昆仑山和喜马拉雅山西段山区，冰川降水主要依赖于因西风带上南北支西风槽扰动形成低槽和低涡(如冬季的巴基斯坦低槽和夏季的塔什干低涡)而造成降水天气过程所带来的降雪补给。冬季降水可占全年的20%--30%以上，冰川平衡线处年降水600—1 500 毫米，夏季温度为0.0—3.0℃。但在苏联帕米尔和巴基斯坦喀喇昆仑山及兴都库什山平衡线附近，降水和温度可超过此数值。在这个区域内，多数冰川可归入亚大陆型，少数跨越三四千米垂直高度的大冰川可能属于复合性冰川类型，巴托拉冰川是个较典型的例子(Shi Yafeng and Zhang Xiangsong，1981)。

3. 青藏高原内部及北缘高山干冷区

这包括中西段昆仑山、西段祁连山和东段天山在内，高山水汽主要由西风带来，部分也受到印度洋季风的恩惠，但含量都较低，降水动力主要靠局地环流的对流积云凝结，天山、祁连山的西风带波动中系统性降水仍不可忽略，平衡线附近降水量约为300- 700 毫米，夏季气温—2.0 -1.0℃，中国文献中所称极大陆型冰川均在该区，还有相当数量的亚大陆型冰川。

参 考 文 献

丁良福、康兴成，1985，祁连山冰川发育的气候条件及其对冰川特征的影响，中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊，第5号，9—15页。

王宗太等，1981，中国冰川目录，I 祁连山区，中国科学院兰州冰川冻土研究所编，科学出版社。

中国科学院兰州冰川冻土研究所祁连山冰雪利用研究队，1980，祁连山冰川的近期变化，地理学报，35(1)：48—57。

中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所冰川室，1974，我国西藏南部珠穆朗玛峰地区冰川的基本特征，中国科学(1)：383—100。

刘潮海等，1982，中国冰川目录，Ⅱ．阿尔泰山区，中国科学院兰州冰川冻土研究所。

刘潮海、丁良福，1988，中国天山冰川区气温和降水的初步估算，冰川冻土，10(2)。

李吉均、谢应钦，1986，现代冰川的分布与性质，西藏冰川，科学出版社，13—36页。

苏珍、张文敬、丁良福，1985，冰川的发育条件、数量、分布及形态类型，天山托木尔峰地区的冰川与气象，新疆人民出版社，33—43页。

苏珍、郑本兴、施雅风、王志超，1985，托木尔峰地区的第四纪冰川遗迹及冰期划分，天山托木尔峰地区的冰川与气象，新疆人民出版社，1—31页。

杜中梁，1979，阿里高原一次冬季大雪天气过程的初步分析，新疆气象，4(5)。

肖钵，1981，试论大气中的水汽、降水与我国现代高山冰川分布的关系，冰川冻土，3(1)15—32。

沈志宝，1981，气温，西藏气候，科学出版社，102—112页。

汤懋苍，1979，气压和风，青藏高原气象学，科学出版社，23—38页。

汤懋苍，1985，祁连山区降水地理分布特征，地理学报，40(4)：323—332。

郑本兴、李吉均、张林源、徐叔鹰，1986a，西藏现代冰川分区，西藏冰川，科学出版社，99—193页。

郑本兴、李吉均、张林源、徐叔鹰，1986b，西藏地区古冰川遗迹与冰期划分，西藏冰川，科学出版社，194—257页。

郑本兴、施雅风，1976，珠穆朗玛峰第四纪冰期探讨，珠穆朗玛峰地区科学考察报告。第四纪地质(1966—1968年)，科学出版社，29—62页。

施雅风、刘东生，1964，希夏邦马峰地区科学考察初步报告，科学通报，(10)：928—938。

施雅风、杨宗辉、谢自楚、杜榕桓，1964，西藏古乡地区的冰川泥石流，科学通报，6：542—544。

雅雅风、崔之久、郑本兴，1982，希夏邦马峰地区冰期探讨，希夏邦马峰地区科学考察报告，155—176页。

施雅风，1980，喀喇昆仑山巴托拉冰川研究概述，喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究，科学出版社，1—7页。

高由禧，1979，青藏高原季风现象，青藏高原 气象学，科学出版社，62—73页。

高登义、刘增基、严汀征、施鲁怀、应启孝，1985，托木尔峰地区的天气气候特征，天山托木尔峰地区的冰川与气象，新疆人民出版社，113—224页。

高登义、沈志宝，1979，珠穆朗玛峰及其邻近地区的天气和天气系统，青藏高原气象学，科学出版社，153—184页。

谢自楚，1975，绒布冰川的消融特征，珠珠朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)。冰川与地貌，科学出版社，65—70页。

Bai Zhongyuan and Yu Xinzhi, 1985, Energy exchange and its influence factors on mountain glaciers in west China, *Annals of Glaciology*, (6): 154—157.

Khodakov, V. G., 1975, Glaciers as water resource indicators of the glacial areas of the USSR, in: *Snow and Ice* (Proc. Moscow Symp. August 1971), IAHS Publ., (104): 22—29.

Kotlyakov, V. M. and Krenke, A. N., 1982, Investigation of the hydrological condition of alpine regions by glaciological methods, *IAHS Publ.*, (188): 31—41.

Krenke, A. N., 1975, Climatic condtions of present day glaciation in Soviet Central Asia, in: *Show and Ice* (Proceedings of the Moscow Symposium, Aug. 1971), IAHS Publ. (104): 30—34.

Kuhle, M., 1987, Subropical mountain and highland glaciation as Ice Age triggers and the waning of the glacial periods in the Pleistocene, *GeoJournal*, 393—421.

Shi, Yafeng, and Zhang Xiangsong 1981, Batura glacier of Karakarum Monatains, an example of the complex type glacier, in: *Proceedings of Symposium on Qinghai-Xizang Plateau*, 2, Science Press, Beijing 1619—1624.

Watanabe, O. , 1976, On the types of glaciers in the Nepal Himalayas and their characteristics, *Seppyo*. 38. Special Issue, 10—16.

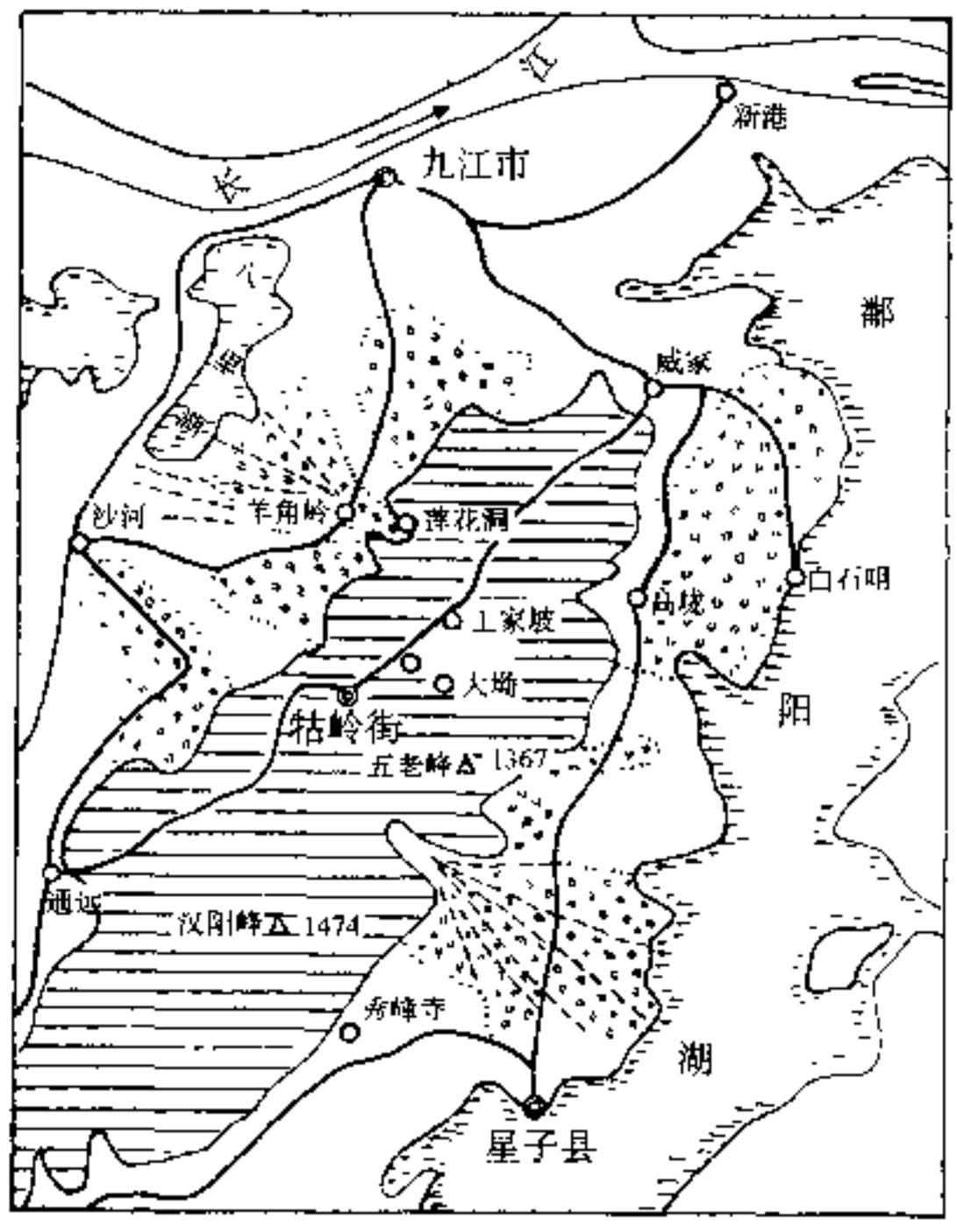
Yasunari, T. , Inoue, J. , 1978, Characteristics of monsoonal precipitation around peaks and ridges in Shorong and Khumbu Himal, *Seppyo*. 40. Special Issue, 26—32.

Давидович, Н. В. , 1982, Поле летней температуры воздуха в горно-ледниковых бассейка. Материалы Гляциологических исследований, Хроника, обсуждания, вып. 45, москва. 56—65.

Калесник. С. В. , 1963, Очерки Гляциологии. Изд. Географ. Москвы.

庐山真的有第四纪冰川吗？*

庐山突峙于江西省北部、长江南岸。在学术上，李四光看作是我国第四纪冰川的标准地点。早在1931年，李四光教授带领学生考察，发现第四纪冰川遗迹，尽管当时受到一些学者的反对，李仍力排众议，于1937年完成《冰期之庐山》专著(1947年印行)。详细论述庐山多种地形和沉积物并给予冰川成因解释，划分出鄱阳、大姑、庐山三个冰期。认为在前二个冰期，庐山存在大规模的冰泛，即山麓冰川，直达鄱阳湖边；在后一冰期，庐山有规模较小的山谷冰川，限于山上，未达山麓。以后李进一步将这三次冰期与欧洲阿尔卑斯山的恭兹、民德、里斯三次冰期对比，加上抗日战争前奥地利来华学者费斯曼提出的大理冰期(相当阿尔卑斯山的玉木冰期)，首次给予中国第四纪以冰期、间冰期相间出现，中国东部中低山区第四纪冰川广泛发育的观念。李四光的冰川学说已为很多中外学者所承认和应用，但也有许多学者表示怀疑和反对。60年代，《科学通报》曾一度对此问题展开讨论，可惜当时条件，不允许充分的辩论，以致中途停止，未得结果。近年怀疑论者更为增加，可以毫不夸张地说，以庐山为代表的中国东部第四纪冰川问题是我国地质、地理学家争议最大，认识最分歧的重大问题，有必要认真求得解决。



1　2　3

图1　庐山地区略图

1. 基岩山地，2. 典型的山洪泥石流扇形地，3. 红色泥砾分布大致界线

笔者多年从事我国西部山区冰川研究，也关注于东部地区古冰川问题的争论。1980年6月，我有机会参加兰州大学地质地理系和兰州冰川冻土研究所联合组织的冰川沉积研究班，在庐山工作了一段时间。笔者认为庐山某些地形和沉积物与冰川遗迹有相似之处，但并非冰川作用所成。李四光对第四纪冰川现象的认识是值得商榷的。“我爱我师，我尤爱真理”，这里坦率陈述一些看法，以引起进一步的讨论和深入研究，求得问题的彻底解决。

---

* 本文首先发表于《自然辩证法通讯》1981，3(2)：41-44。后为《冰川冻土》杂志4卷2期转载。本文初稿承邓养鑫、李吉钧和刘东生同志阅读并提示修改意见，顺致谢忱。

一、对冰川侵蚀形态的误解

李先生叙述的庐山多种冰川侵蚀现象中，以冰斗和U形冰川槽谷为最重要。冰斗是位于雪线附近或稍高处，为冰川提供物质来源的粒雪盆所在。U谷则是雪线以下山谷冰川刨蚀谷地所成两侧陡峻底部宽展的槽谷，它和山地河流侵蚀的V形谷不同。李氏所举庐山最显著的有代表性冰斗是海拔1453米的大月山西北侧的“大坳冰斗”。这个“冰斗”是一个陡峭的半漏斗形凹坡，其上部半圆形后壁与冰斗有相似之处，但不具备一个典型冰斗所必有的斗门槛和平坦或下凹的斗底，因之，不宜称为冰斗。其上部半圆形后壁是由位于背斜构造倾伏处硬砂岩地层受不均匀侵蚀的结果，其坡脚的倒石堆和坡上的流水沟表明，这个“大坳冰斗”实是山坡块体运动和流水侵蚀共同作用的产物。一般地说，一个山区的古冰斗常在古雪线所在高度上成群出现，但在庐山地区，在“大坳冰斗”所处海拔1000—1300米高度上，没有其他“冰斗”，相反的是山坡一条条冲沟所表现的流水侵蚀形态。

李四光所举典型的U形谷，即“大坳冰斗”下侧的王家坡宽谷。该谷作西南至东北走向，长6公里，高度从源头1200多米降至沟口的200米。这个宽谷确具类似冰槽谷的U形，但它完整的位于一向斜构造中，两侧谷壁是向斜两翼的硬砂岩，谷壁的陡峻程度和硬砂岩的倾角一致，谷地中央原有一套较软弱的砂岩地层，已被流水侵蚀掉。这样王家坡U形谷由受侵蚀的向斜构造谷来解释原是极其方便的。李四光想不通的是宽谷中河道不流于谷中央软弱地层上而是流在谷地西侧硬砂岩中切成深数十米的V形小峡谷，于是他就用现代冰川旁常见的融水沟现象来推测这个切入基岩的河道就是冰川侧缘流水沟在冰川退却后就地下切成峡谷所致。其实这种猜测是多余的。在没有受到冰川影响的常态河流侵蚀地区，常可以看到叠置河流遵循故道位置切入坚硬的基岩而舍弃不远处较软弱的岩层，不需用冰川成因解释。相反，由于冰川进退变化频繁，冰融水道经常迁移其位置，其侧缘融水沟稳定的切入谷地边缘坚硬岩层的现象倒是少有的。王家坡西侧支沟随承受水面积较大，水量较丰，侵蚀能力较强，可能是王家坡宽谷中河道偏流于西侧的原因。李四光所提出的庐山地区几条U形谷都是向斜谷或被软弱地层控制的次成宽谷。而更多的横切构造或横过地层走向流向山麓的许多沟谷，虽也被李四光解释成冰川经过的谷地，但几乎都是V形峡谷；而不是U形谷。这也可以反证这些河谷与冰川发育无关。

二、是冰川堆积还是泥石流堆积？

李四光所说的庐山冰川堆积主要是指大小混杂、分选性很差的称之为泥砾的堆积物，其中粒径粗大远离母岩而且带条状擦痕的石块，更被看作冰川搬运的重要证据。

我们观察庐山上部宽谷中的所谓堆积物，一部分是坡麓的重力堆积或融冻泥流堆积，虽然大石块散乱出露于地面，甚至以长垅状横切谷地，但其岩性非常单一，同于附近山坡基岩，不能认为是冰川堆积；一部分是泥砂岩块的混杂物，如王家坡宽谷中的裁缝岭，是一列纵卧在谷地中的低垅。李四光称之为古代冰川的侧碛垅，我们观察到，石块都呈次圆或次棱角状，充填于石块间的小砾石、砂、粘土、有粗分选和层理，小砾石磨圆较好，肯定经过流水搬运。这类堆积与其用冰川成因解释，不如说更接近于泥石流堆积。

庐山山麓的泥砾堆积分布广泛而复杂，它构成相对高十多米至四、五十米的丘陵地，除表面覆盖的黄色土层外，整层为红色的没有层理的粘土、砂、砾以至直径二、三米的块石的混杂堆积，最远的堆积地点已距庐山10公里。对其中的大部分，李四光称之为大姑冰期的前碛（或称终碛）和冰前排泄物（即冰水沉积）。这和一般河流相堆积，显然不同，但能否就此推测为冰川沉积呢？我们观测，这些泥砾的分布和特征与正常的冰川堆积也不同，它更像古代泥石流堆积。理由如下：

（1）庐山各山口外的泥砾堆积都作扇状分布。例如李四光称为"莲花冰汛"的扇形地，在庐山西麓，扇顶高330米，扇缘在7公里外，高50米，扇缘的宽度达8公里。我们在泥砾剖面量测了几百块最大一级石块的直径，发现这些大石块在扇顶处的长轴平均直径为1.5米，棱角完好，向扇的中下部粒径渐小，磨圆度转好。如在2公里外的羊角岭，高度降至220米，最大一级石块长轴平均粒径降至1.26米，都呈次棱角形；至6.5公里外的罗家大屋，其长轴平均粒径更降至0.5米，多数有较好磨圆。这一现象显然不同于冰川堆积而接近于山洪泥石流堆积，因为冰川搬运过程是带塑性的巨厚冰体夹带着泥沙石块缓慢运动，可以而且必然将冰川源头处的直径数米以至二三十米的巨石直接运至冰川末端停积，而不出现大块石粒径迅速变小的现象。另外，冰川流出山口后冰体可适当放宽，甚至相互联结成山麓冰川，但必须以其上游有充分的补给来源为条件。但是莲花扇形地的上游即山口以上地段是很小的，只有扇形地面积的十分之一，即使在冰期时发育冰川，也决不可能形成那样规模的山麓冰川。

（2）泥砾中砾石的排列方向，粗看是混乱的。但经过量测统计，发现较大石块的扁平面（即AB面）多数向上游倾斜，倾角多数在20—40度间。这和我们在若干现代泥石流堆积中所看到的现象一致。泥砾中大石块间的填充物多次见到的是经过流水作用的磨圆的细砂砾层，并有较高的粘土成分，这也接近于山洪泥石流堆积。

（3）厚度在十余米以上的泥砾剖面，整层都现红色，红色泥层中有网状的蚯蚓状的白条（主要成分为高岭土），偶然出现铁盘，这样厚层网纹红土表明它是在长期湿热气候强烈化学风化环境下形成的，不可能是寒冷的冰川环境的产物。李四光解释泥砾原始堆积时不具红色，只是堆积后经历了间冰期湿热变化才形成网纹红土的，那么究竟剖面中有什么物质表现其原始堆积时的寒冷环境呢？至今无人能够指出。

（4）李四光著作中多次提到石块上具有擦伤的条痕和基岩上的擦面作为冰川流行的证据。诚然，在冰川区经常可以看到显明的条痕石和石壁上粗大擦痕。但形成条痕石和基岩擦面的动力不限于冰川作用，泥石流、山崩、滑坡和断层都可以导致这种形态。其具体特征也有所差别。我们曾在庐山上下将近50个地点的泥砾剖面中搜寻，可惜都未找到一块具清楚擦面真正由冰川形成的条痕石。相反，在庐山西麓铁佛寺旁的现代河床中，发现一块长径达3米的石英砂岩有若干新鲜的粗而深的擦痕和撞击坑，擦痕长3—10厘米，宽2—3毫米，深2—4毫米，撞击坑直径1—3厘米，深3—5毫米（邓养鑫记录），这肯定是近代山洪泥石流爆发时石块间相互磨擦和撞击所成。在庐山东麓秀峰寺的深切峡谷中，在离河床数米处的谷壁上存在若干平行于河床的粗而深的擦痕，这也不可能是冰川所成，而是现代山洪泥石流产物。在李四光《冰期之庐山》著作中发表的七块条痕石照片中，有六块是次圆形的，长径均小于1米，这就意味着这些石块先经过相当长距离的滚动，磨成次圆形，以后才出现擦痕的。这可能是山洪泥石流的特征而不应是冰川作用的证据。

总之，庐山周围广泛分布的泥砾堆积更像是特殊气候地形条件下的山洪泥石流堆积而不像是冰川堆积。

三、冰期庐山气候不允许发育冰川

在距今200万年以来的第四纪，全球气候出现过多次冰期、间冰期的冷暖交替。冰期时气温比现代低数度至十二三度，雪线下降数百米至一千数百米，冰川规模比现代大三倍左右。那么，冰期时庐山气候有无可能发育冰川呢？

中国东部属季风气候，夏季炎热多雨，冬季严寒少雨。中国东部中低山地发育冰川必须夏季大量降雪为主要条件。据庐山牯岭气象站同志记录，该站海拔1165米，年平均气温11.4℃，其中7月为22.6℃，1月为-0.4℃，年降水1834毫米，主要降于4—7月，庐山的降雪只出现在3000米高空温度低于—6℃时，那时牯岭地面温度低于6℃，如要7月份降雪，则温度下降值至少为16℃，这样剧烈的降温幅度远超过一般中纬度冰期的降温幅度，其出现的可能性是很少的。

根据李四光所编《晚近地质时期庐山冰川分布图》推算"大姑冰期"时雪线高度在400—600米左右。第四纪末次冰期的雪线高度根据确切的古冰斗遗迹，陕西太白山和台湾玉山均在3500—3700米左右，前者位置偏北而降水较少，后者位置偏南而降水丰富，雪线出现在相近高度上。日本本州中部高山降雪多而位置偏北，末次冰期的雪线高度出现在2500米左右。庐山界于上述三地之间，估计末次冰期时的雪线高度在3000米左右，"大姑冰期"相应于中更新世的民德冰期。当时气温比末次冰期冷一些、冰川规模大一些，但并非很悬殊。要如李四光意见，庐山在"大姑冰期"发育那样规模的冰川，使雪线降至400—600米，比末次冰期雪线还低2500米左右，气温相差15℃左右，这实际是不可能的。

为保持冰川发育的平衡状态，冰川在雪线以上的积累区和雪线以下消融区面积有一定比例。一般地说，积累区面积大于消融区，欧洲阿尔卑斯山冰川积累区面占整个冰川的60%以上，我国祁连山冰川更大至75%左右。然而李四光编制的"大姑冰期"冰川分布图上，即使在雪线低至400—600米的条件下，积累区面积仍不到20%，如此小的冰川积累区而能伸展出超过积累区面积4倍以上的消融区，是违背冰川学常理的推测。

从侵蚀地形、堆积特征和气候条件三方面论证李四光教授关于庐山地区第四纪冰川学说的不能成立。李氏学说提出于五十年前，当时学者对冰川发育条件、冰川的侵蚀和堆积过程、冰缘冻土现象和泥石流现象等所知很少，对第四纪历史发展缺乏系统认识。李四光把大小混杂、缺乏分选的泥砾堆积，把具有条痕的石块，把U形宽谷等一般流水侵蚀区不常见的现象统当作冰川成因看待，提出自己的见解，是可以理解的。解放以后，我国第四纪研究有了很大进展，古孢粉、古冰川与冰缘资料不仅定性甚至定量的说明冰期气候条件，对于现代冰川和现代泥石流的研究，也有助于古冰川遗迹的确定。这样，我们对五十年来长期争论的问题有可能在新的认识基础上加以解决。科学在不断发展，我们的认识也应该不断提高，不能停止在原先的水平上。科学研究的任务是探索未知，追求真理，科学家的态度是实事求是。笔者衷心希望我国关心于第四纪冰川问题的学者不囿于成见，从各方面进行调查研究，展开讨论，以求得问题的合理解决。

庐山山麓第四纪泥石流堆积的确证*

——以庐山西北麓羊角岭为例

庐山山麓广泛分布着一套通称为“泥砾”的红色混杂堆积，在50年前曾被李四光教授

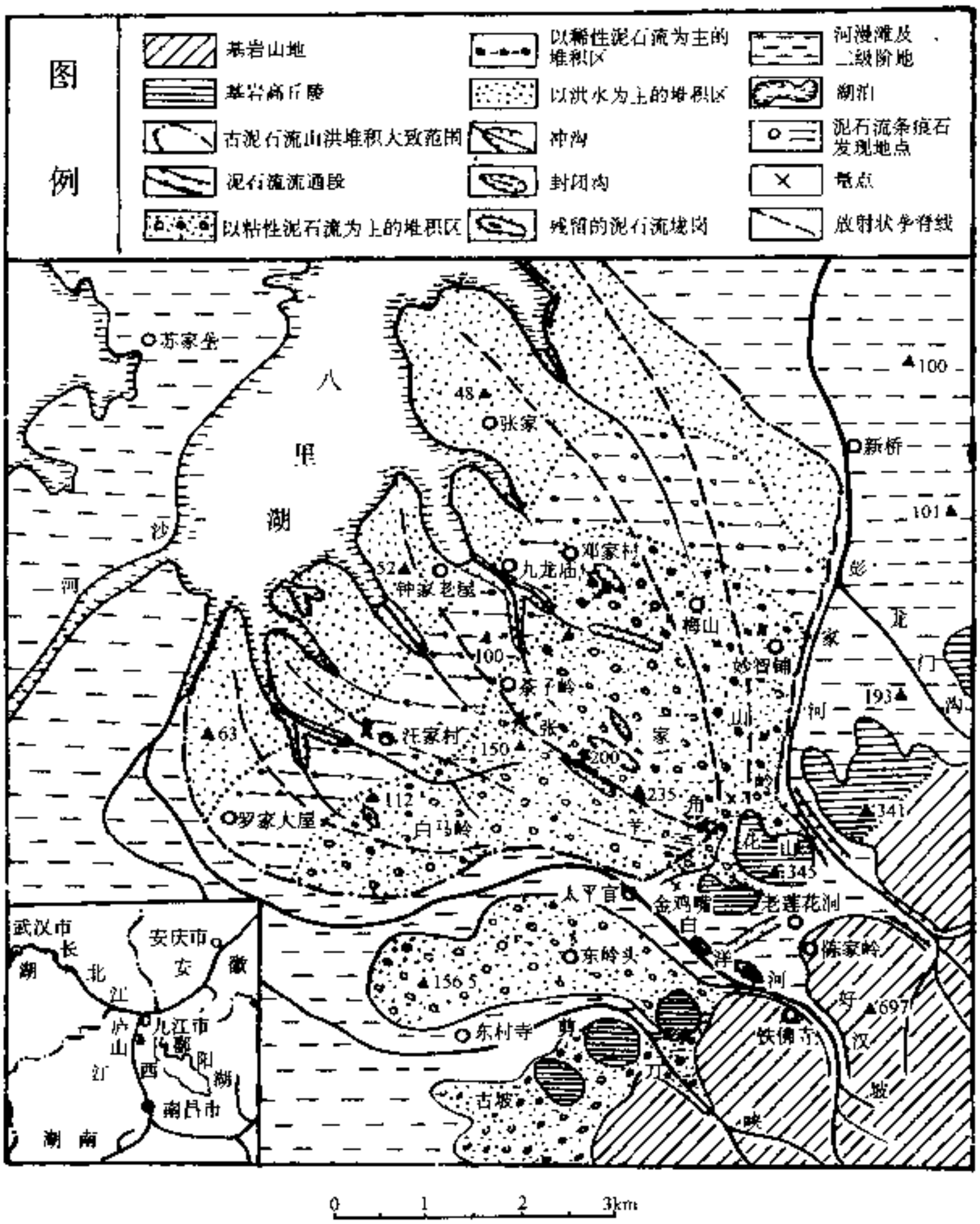


图1　庐山羊角岭古泥石流堆积扇略图

看作是第四纪冰川作用的主要证据，称之为“大姑冰期”山麓冰川的堆积，并断言“假若否认它们的冰川成因的话，那么将似乎显示沉积物是由于迄今为止还不知道的过程的作用

---

* 本文系和邓养鑫合作撰写，发表于科学通报1982年20期1253—1258页，相应的英文稿发表于同年英文版28卷6期798—806页。

而形成的。”[1]当时学者对混杂堆积的研究程度很低，对泥石流现象所知甚少，李四光教授对这类大小混杂、分选性很差、偶然具有条痕石的混杂堆积，在不能用正常流水作用解释的条件下，大胆的提出冰川学说，是我国地学界的重大事件，曾促进了第四纪研究的发展。在长期的争论中，随着沉积学与冰川学研究的深入，以及泥石流现象的大量发现并为人们所熟悉，庐山山麓混杂堆积的冰川成因说，越来越多的受到怀疑与挑战。在70年代，谢又予等同志首先应用实地调查和较多的分析资料，明确指出：“大姑期冰碛物……用泥石流作用来解释更为恰当。”[2]，1980年夏季，兰州大学与中国科学院兰州冰川冻土研究所组织的冰川沉积研究班，在庐山工作了一段时间，包括作者在内的许多研究者曾支持泥石流解释而反对冰川成因[3,4]。经过随后较深入的工作，在庐山找到了较丰富的确切无疑的泥石流沉积的证据。现以庐山西北麓羊角岭附近泥石流堆积扇为例(图1)加以说明。

羊角岭堆积扇为一呈扇状展布的丘陵地，扇轴长7公里，扇缘最宽处约8公里，扇顶海拔330米，扇缘降至50米，在堆积扇上广泛的覆盖着红色“泥砾”，李四光教授称之为“大姑冰期”中“莲花冰泛”的前碛(即终碛)与冰水堆积。他虽然指出“其原来停积的形态，

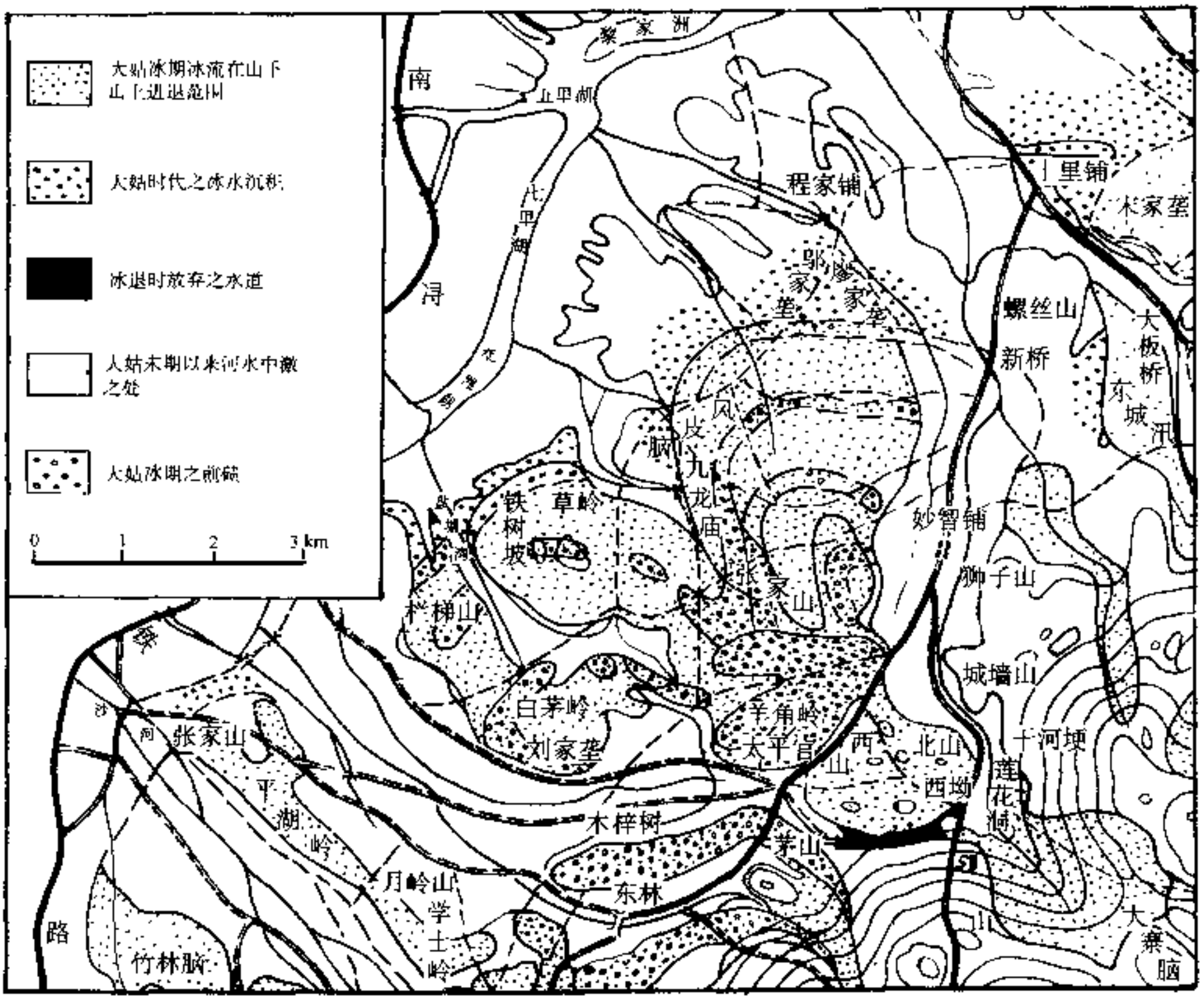


图2 李四光想像中的“大姑冰期”中的“莲花冰汛”[5]

不易明了”和“零落不堪”，但仍然得出“于四道前碛之外，尚有一二道前碛”的结论(图2)[5]。冰川区的多道终碛垄是在冰川断续后退过程中形成的，每道垄代表着冰川末端的一次停顿，而相邻垄岗间常有一片低洼地，则标志着冰川的迅速后退。如天山木札尔特谷口

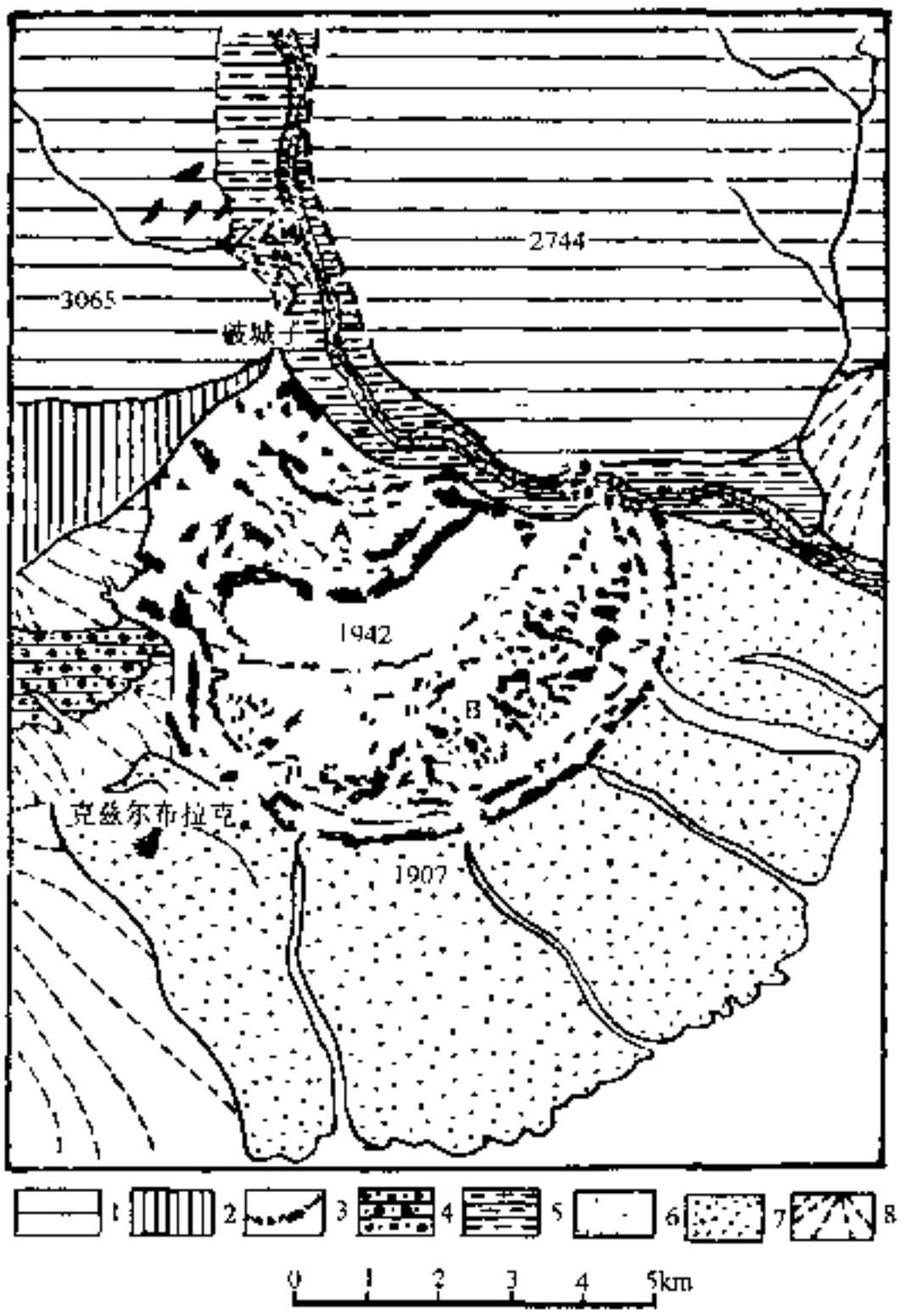


图 3　天山木札尔特谷口晚更新世终碛型态(据任炳辉)

1. 中高山带;2. 低山丘陵;3. 晚更新世破城子终碛斤陵;4. 冰水高阶地;5. 冰水阶地;6. 低级冲积阶地;7. 晚更新世克兹尔布拉克冰碛平原(经流水剥蚀改造);8. 洪积扇.A. 内终碛组;B. 外终碛组

外晚更新世冰期的破城子终碛斤陵,就表现出上述堆积形态(图 3)[6]。经我们考察,在羊角岭堆积扇上没有这种垄岗与低地在纵向上交互出现的地形组合,相反,由泥砾组成的垄岗的主轴线不是像一般山口外终碛垄那样呈弧形平行于扇缘,而是与扇缘垂直,呈辐射状分布。几处保存较好的垄岗状与岛状泥砾堆积体,朝向扇缘一方形成陡坎,大石块密集,多数石块的最大扁平面倾向于上游方向,朝向扇顶一方形成缓倾斜的长堤,这是粘性(或结构型)泥石流"龙头"部分的堆积特征,而与冰川终碛垄迥异。

在混杂堆积中粒径达到数米的巨砾,远离庐山基岩分布区而堆积于山麓地带,显然其搬运力并非一般流水作用、山崩等所能胜任。李四光教授乃求助于冰川作用,他说:"据我有限的经验和推想能力,觉得如果不从冰川作用方面来考虑,这种解释的困难将难以克服。"[7]我们对羊角岭堆积扇的上下游经往复考察,发现从扇顶至扇缘,泥砾层的厚度由厚变薄,最大一级巨砾的平均粒径由粗变细,砾石的磨圆程度由棱角完好逐渐变为次圆状(表 1)。上述现象符合于一般山洪泥石流堆积扇的沉积特征。泥石流是由泥浆与石块共同组成的特殊流体,由于泥浆中粘粒胶体的吸附作用,所以泥石流具有比一般水流大许多倍的粘度、加之容重高、流速大,其搬运力十分可观。随着运动距离的增加和沟床纵坡的变缓,泥石流的流速及浮托石块的能力亦逐渐变小,挟带于浆体中的石块也由大至小逐渐沉积下来。堆积扇近沟口上段主要为粘性(或结构型)泥石流堆积的区域,巨砾的粒径最大,棱角显著;中段是粘性和稀性(即紊流型)泥石流的混合堆积区,巨砾的粒径稍减,棱角渐被磨去;下游为稀性泥石流与洪水的堆积地段,巨砾的粒径更小,并多磨圆(图 1)。而在冰川终碛区内,不出现巨砾粒径沿程变小的现象,这是因为冰川挟带巨石的搬运过程是带塑性的巨厚冰体携带砂石的缓慢运动,可以而且必然将从冰川源头处获得的部分巨砾直接输送到冰舌末端以终碛的形式堆积下来。若以此用冰川成因(而不是用泥石流成因)来解释羊角岭堆积扇上述相变特征,那才是真正遇到了不可克服的困难。

庐山地区的"泥砾"虽然粗看起来是大小混聚,杂乱无章,但是通过对其中砾石的组构统计和细颗粒物质的粒度分析,发现它们具有一定的规律性,并清晰的显示其为泥石流作用所成。我们对羊角岭七个泥砾剖面中砾石的砾性、砾态、砾向进行了量测统计,发现在岩性上 80% 为来自庐山山体的石英砂岩和长石石英砂岩。同时还量测了 700 块砾石的最大

表 1　羊角岭堆积扇泥砾层厚度、砾径、磨圆程度随距离的变化

地　　点	陈家岭（沟口内）	羊角岭（扇顶附近）	张家老屋	白马岭	汪家村	罗家大屋
高程(米)	330	220	190	110	60	50
距沟口(公里)	0	2.0	3.5	5.0	5.5	6.5
泥砾层厚度(米)	8　10	5—8	4--6	2--4	0.6　1.5	0.3—0.8
最大一级巨砾粒径(米)	1.50	1.26	1.20	0.90	0.80	0.50
砾石磨圆程度	棱角完好	棱角至次棱角	次棱角	次棱角	次圆	次圆

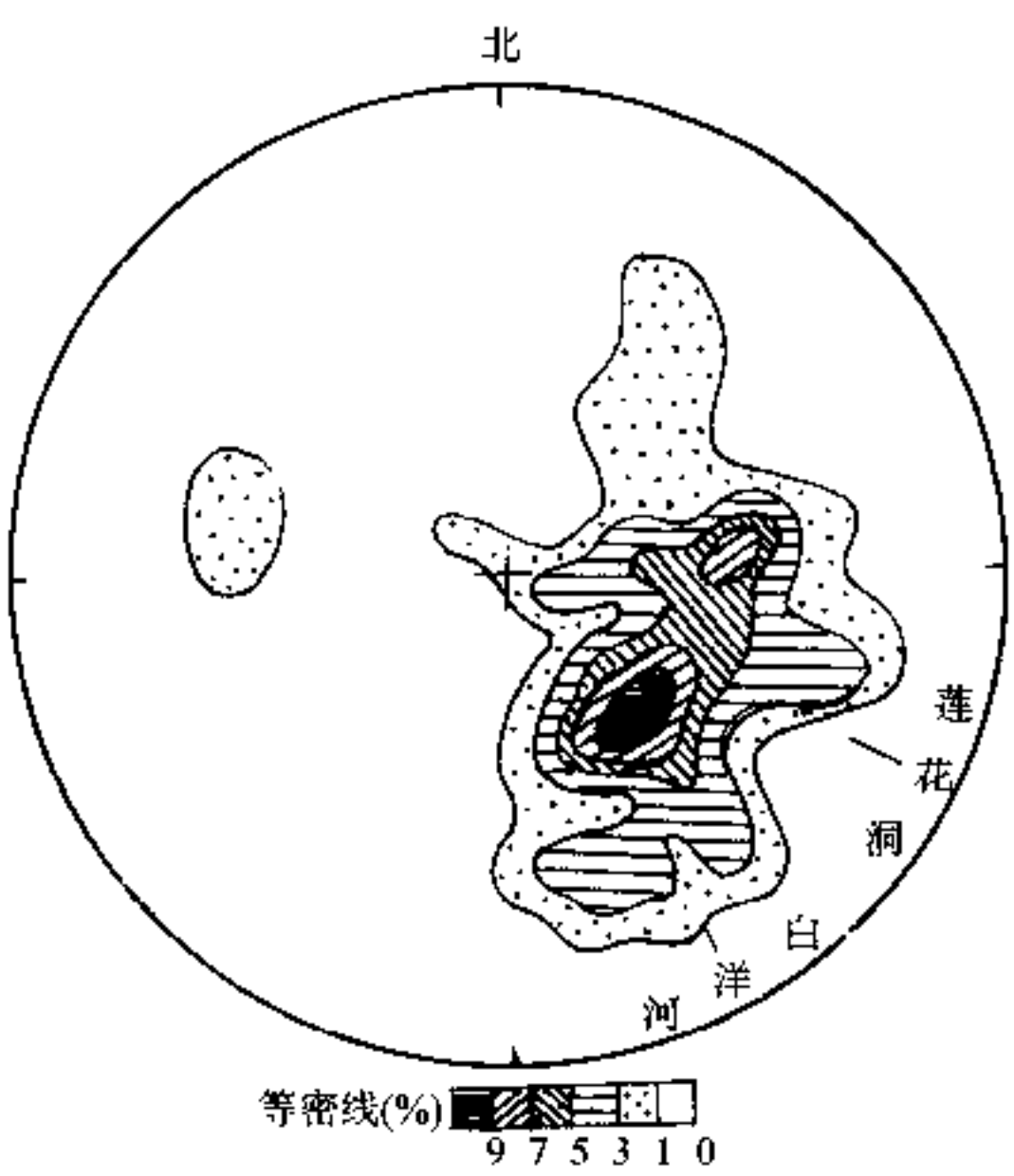


图 4a　庐山羊角岭公路西侧砾石 *ab* 面倾向等密图(中心为 0 度)

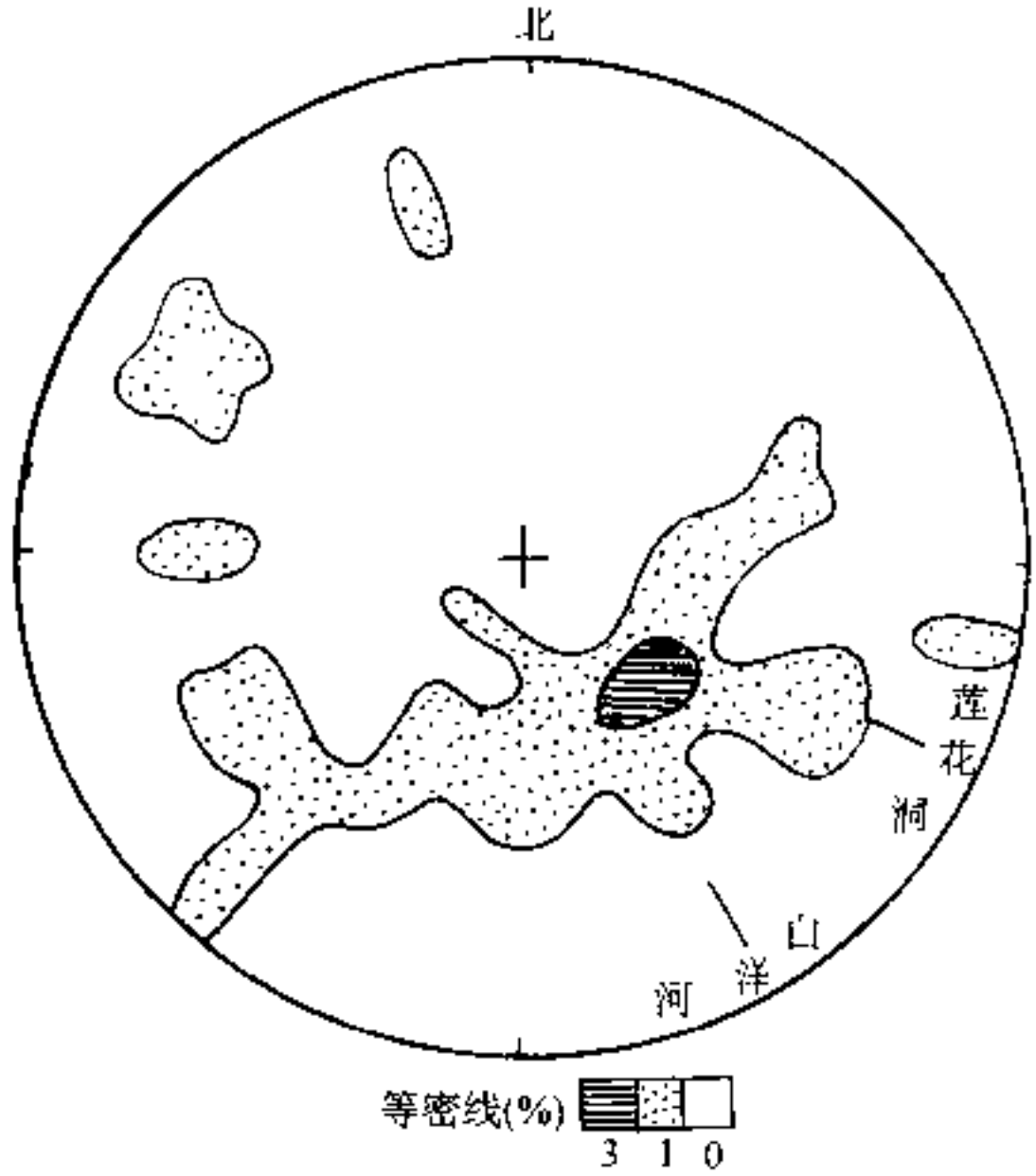


图 4b　庐山羊角岭公路西侧砾石 *a* 轴倾向等密图(中心为 90 度)

扁平面(*ab* 面)与长轴(*a* 轴)的倾向和倾角，并分别绘制出它们的方位等密图(图 4a，b)，均清楚的显示的它们的主密部倾向于上游南东方向，*a* 轴主密部的倾角平均为 20—40°，*ab* 面主密部的倾角平均为 30°—50°，这样的砾向特征同于泥石流堆积而异于冰川堆积(表 2)。推测泥石流堆积物中砾石的 *a* 轴与 *ab* 面多倾向于上游，倾角也较大，主要由于泥石流呈粘性的搬运和堆积过程的剪应力造成的，而冰川末端部分的堆积主要是在冰体消融后，所携带的岩屑就地或短距离内滑坠、流动堆积，随窝而安，受局部地形影响而出现砾石 *ab* 面不集中的离散状态。

冰川与泥石流堆积中除粗大的砾石外，还有大量的细颗粒填充物质，即“泥砾”中的泥质。由于冰碛物是处于寒冷的气候条件下，化学风化作用极为微弱，它的细粒物质主要由冰川的机械磨碎作用所造成，其极限粒级一般为粉砂级。Dreimanis 等通过实验研究，发现凡是冰碛中的细粒物质在粒度频率曲线上都在 4—5∅(即 0.063　0.032 毫米)出现峰值，过此则表现为谷[9]。但是形成于温暖气候条件下的泥石流堆积物，其泥质主要来源于化学风化作用所成的更细的物质。甘肃武都泥石流堆积物粒度频率曲线就是在 4—5∅范

围内表现为谷，而在 6—7∅（即 0.016—0.008 毫米）范围出现峰值，与冰碛物迥异。庐山羊角岭泥砾物质粒度频率曲线与武都泥石流堆积物的粒度频率曲线相似，而不同于一般的冰碛物的粒度频率曲线（图 5）。

表 2　庐山羊角岭泥砾中砾向与泥石流堆积及若干冰碛中砾向（主密部）比较

要素 / 沉积物	*ab* 面		*a* 轴	
	倾向	倾角（度）	倾向	倾角（度）
庐山羊角岭泥砾	上游	30　50	多倾向上游	20　40
甘肃武都等地泥石流堆积	上游	25—45	多倾向于上游	20—40
祁连山岗纳楼 5 号冰川冰碛[16]	离散	6—34	多倾向于下游	0　25

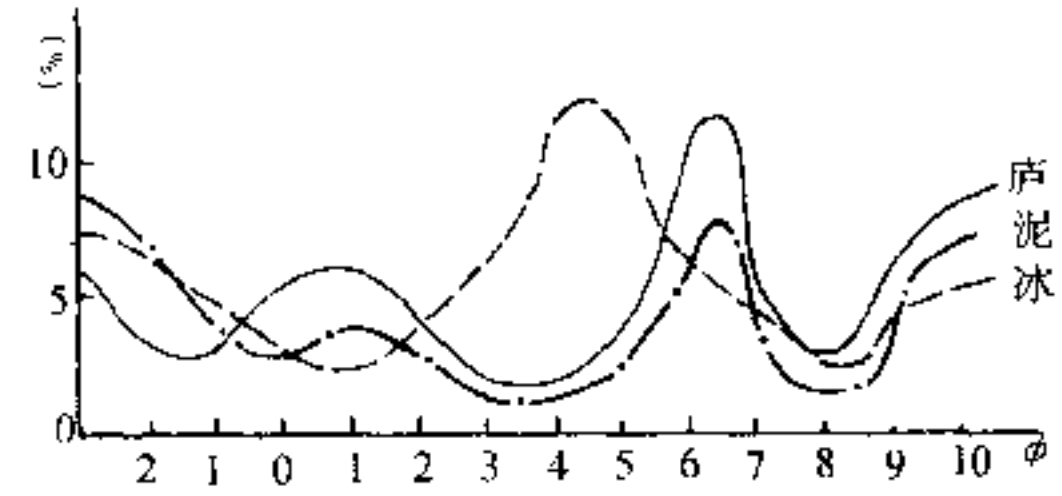


图 5　庐山羊角岭泥砾（庐）与西藏海洋性冰川冰碛（冰）以及甘肃武都粘性泥石流堆积（泥）粒度（平均）频率曲线比较

羊角岭泥砾中的粘土矿物，经邢泽民与区荣康进行 X 光衍射分析，主要系水云母-高岭石组合，局部为高岭石-水云母-蒙脱石组合。经马正海对羊角岭 11 个泥砾样品进行岩矿分析，发现石英与长石比值高达 14.26—100。这些均反映出泥砾沉积时与沉积以后经历了长期而强烈的化学风化作用，而与寒冷气候下冰川分布区化学风化作用极为微弱的情况截然不同。早在本世纪 30 年代初期，李四光教授根据化学分析结果（氧化硅、铝土、氧化铁三者合占 90%以上），判定泥砾与网纹红土均经过了“湿热变化”[5]，当然冰川堆积时期的寒冷气候条件下不可能有这样的“湿热变化”，所以李四光教授便进而解释它们是冰川退却之后的间冰期暖热气候条件下形成的。

然而对于厚达十余米的通层均显红色的泥砾剖面，上下都含有蠕虫状的白条（主要成分为高岭土），认为其所经历的湿热化作用全属于堆积之后间冰期暖热气候下一种过程，而与原始沉积环境毫无关系的论点，早已被许多研究者所怀疑[10]。但遗憾的是长期以来在红色泥砾中没有找到适当的植物遗迹以揭示原始沉积的气候条件。十分感谢河北地质学院孢粉室的研究人员经仔细分离与搜寻，在我们采集的羊角岭 10 个泥砾样品中，有 4 个分析出少量的总共只 100 粒的孢粉，其中木本植物占 30%，草木植物占 26%，孢子占 44%。在木本植物中，最多的是榆（*Ulmus*，9 粒），其次为柳（*Salix*，4 粒）和栎（*Quercus*，4 粒），再次还有胡桃（*Juglans*，2 粒）、枫香（*Liguidambar*，1 粒）、杜鹃（*Ericaceae*，2 粒）、忍冬（*Lonicera*，1 粒）与松（*Pinus*，2 粒）；草本植物中以藜科（Chenopodiaceae，15 粒）为主，其次为蒿（*Artemisia*，5 粒）、禾本科（Gramineae，3 粒）；在孢子中，最多的是藓（Bryophyta，34 粒），其次为水龙骨（*Polypodium*，3 粒）、卷柏（*Selaginella*，3 粒）、双星藻（*Zygnema*，3 粒）和环纹藻（*Sphaeroplea annulina*，1 粒）。上述孢粉组合已足以定性的表示出泥砾堆积时的温暖气候环境，而绝不可能反映出冰川堆积的寒冷气候。

考虑到羊角岭堆积扇上游山区的地形条件，姚檀栋曾将李四光教授所编《晚近地质时代庐山冰川分布图》所标明的“大姑冰期”冰川范围套置在 1966 年出版的 1∶50,000 航测

地形图上，应用霍费尔(Höfer)法，即假定平衡线高度位于冰川末端和粒雪盆后缘山脊平均高度的算术平均高度上，计算出"莲花冰泛"的长度为 10 公里，面积为 30 平方公里，上限平均高度为 955 米，末端高 20 米，雪线高度为 488 米，积累区面积为 2.3 平方公里，仅占冰川总面积的 7.7%[11]。如此之小的积累区而要供应超过自己面积 10 倍以上的消融区，这是不可思议的，因为一般山地冰川的积累区面积需占冰川总面积的 60%左右，其流入冰舌区的冰量才能与消融相平衡，而泥石流则不需要上述的严酷条件。在漫长的过程中，泥石流既可以从沟谷源头，也可以从堆积扇的上部获取丰富的泥砂石块等固体物质，并把它们搬至下游堆积。在没有阻拦的条件下，使扇缘不断扩展，而终将造成一个比源头形成区面积大得多的堆积扇。

根据上述事实，可以确认以羊角岭堆积扇为代表的庐山山麓的混杂堆积，系温暖气候条件下的泥石流堆积，而不是寒冷气候条件下的冰川堆积。作者本着尊重科学和追求真理的态度，诚挚的欢迎实事求是而不囿于成见的科学家检验上述资料的正确性，讨论这个问题，以早日求得对以庐山为代表的我国东部第四纪历史的较一致的认识。

致谢：在野外及室内工作中得邓晓峰协助，孢粉资料承江德昕帮助分析，附图由李玉芳、王银学清绘，顺致谢忱。

参 考 文 献

[1] 李四光。中国地质学会志，13(3)：345—342，1934。

[2] 谢义子、吴淑安。地理集刊，第 13 号，1981，106—132。

[3] 李吉均、徐叔鹰。地理学报，35(4)：356—357，1980。

[4] 施雅风。自然辩证法通讯，3(2)：11—15，1980。

[5] 李四光，冰期之庐山，1937。收入《中国第四纪冰川》，科学出版社，1975，56—110。

[6] 施雅风、任炳辉，中国自然地理(地貌)，第 8 章，第 1 节，科学出版社，1980，202—232。

[7] 李四光，中国地质学会志，13(1)：15—62，1933。

[8] 武安斌，兰州大学学报(自然科学版)，1980，(3)：119—126。

[9] Dreimanis, A. & Vagners, U. *Etudes Sur Le Quaternaire Dans Le Monde*, 2 (1969).

[10] 周廷儒，地理学报，34(4)：279—292，1979。

[11] 姚檀栋，冰川冻土，3(1)：82—86，1981。

桂林地区古冰川遗迹何在?*

自 40 年代以来,广西地区是否存在第四纪冰川遗迹,是地学界长期争论的问题(孙殿卿、徐煜坚,1944;孙殿卿,1957;丁骕,1945a,1945b;王克钧,1981)。我们认为桂林地区并无确切的第四纪冰川遗迹,第四纪地理环境缺乏冰川发育的必要条件,对某些第四纪地质和地貌现象不宜作冰川成因解释。

一、红、黄色粘土砾石层并非冰川沉积

所谓桂林地区的冰川堆积,主要系指桂林附近平原中呈岗丘状断续分布的红、黄色粘土砾石层。其比高十多米至 30 米,呈波状起伏,组成高出河床的二级或三级阶地。在相对高度为 20--30 米的红土砾石层顶部,有数层古土壤有机质层,经^{14}C 测年为 35 000 年。据周慧祥等认为相当于末次冰期中一个高海面的温暖期。部分红、黄色粘土有的具有花斑状网纹,其中一些明显系风化残积。粘土砾石层在山麓冲积扇区的厚度较小,砾径一般较大,含泥量较大,分选较差,颜色红;在漓江两岸,含泥量较小、砾径较小,颜色黄,分选好,有时可见砂质透镜体。二、三级阶地以及现代河床中的砾石形态均为滚圆、次圆及次棱角形,据周慧祥等测定圆形占 5%、次圆形占 40%以上,次棱形约占 30%---40%,砾径一般为 1--5 厘米,个别达 30—40 厘米,厚度数米至 40 米。

桂林南驾桥岭东坡六塘附近所谓冰川遗迹分布如图 1 所示(孙殿卿,1957)。

广西水文地质队在上述六塘冰舌"侧碛"部位钻孔,打穿第四系,揭露情况如图 2 所示。孔 8 剖面特征由下而上为:

①基岩----泥盆纪深灰色灰岩夹白云岩。

②黄、红粘土砾石层,密实;砾径一般为 2—5 厘米,最大 10 厘米;砾石成分为泥盆纪的砂岩及紫色粉砂岩。4.23 米。

③黄色花斑状亚粘土,夹风化程度不一的紫色粉砂岩砾石,砾径为 2—5 厘米,顶面有一厚 0.85 米的砾石层。砾径为 1—2 厘米,最大 9 厘米。

④花斑状黄红色亚粘土,含石英砂及个别铁锰结核(径 0.5--1 毫米)。

⑤顶部为紫色砾石层,最大者 30 厘米;部分磨圆,大部分系次圆至次棱角;砾石间以面接触为主,呈叠置型,有叠瓦构造显示。

上述剖面特征显系一套冲积相的砾石层和亚粘土互层。其中层②粘土含量特少、砾石悬浮于粘土中,可能系粘性泥石流堆积。层⑤粘土含量少,含石量超过 75%,可能系稀性泥石流堆积。这里的地面形态和沉积物特征与山地冰川的终碛毫无相同之处。因为山地冰川的终、侧碛无例外地大量存在着从冰川源头搬运来的直径可达数米的大石块,而在这里却没有发现。

---

* 本文系和崔之久、李吉均、周尚哲合作,首先发表于《冰川冻土》,1986 年 8 卷 2 期,97—106 页;后编入 1989 年出版《中国东部第四纪冰川与环境问题》,201—206 页,科学出版社。本文据后者重印。



图 1 "六塘冰川"遗迹分布图

(据孙殿卿、略有删改)

桂林附近很多人工切开的新鲜剖面中出现了砾石层和红黄色粘土的错综分布的复杂情况,图 3 为旅游局车船队附近剖面示意。砾石层有连续数百米,也有呈袋状穿插于粘土层中。而粘土层也有成为砾石的捕虏体的,砾石层中有时出现奇怪形态的排列,还有个别砾石出现为马鞍形凹面等,在一般河流冲积中难于见到,有些同志就推测为冰川所成。我们认为粘土层和砾面层各色各样的接触关系和砾石排列的不正常状态的形成机制,确需很好研究,在复杂的自然界中,我们所知有限,很多问题一时不能解释清楚,但不能用之推断为冰川所成。在我们所看过的十几处被认为冰碛的红、黄土砾石层剖面中,看不到一点山地冰川的堆积特征,例如具有明显擦面和条痕的大石块堆积。这里很多砾石系石英砂岩磨圆所成。山地冰川区的石英砂岩可以保存良好的擦痕,并随冰流移运到冰川末端,而桂林地区从未见此现象。

另一方面,崔之久等(1985)在泥石流沉积研究中,辨别出若干泥石流沉积特征。有些也出现在桂林地区,如泥石流前进受阻或遇底床上的凹坑使扁平砾石排列成环状和袋状构造(灵川县供销社车队剖面和兴安县兴安中学操场剖面等)及其多种的直立排列(六塘村口渠道中),泥石流砾石层堆积底部的底泥层(兴安县四里峡水库剖面),有泥浆粘稠而砾石分散时的悬浮结构和泥浆较稀而砾石密集时所成的支撑或叠置结构,泥石流呈整体状层流运动时落入泥石流体中的土块俘虏体等。据此,上述桂林红黄色粘土砾石层中某些

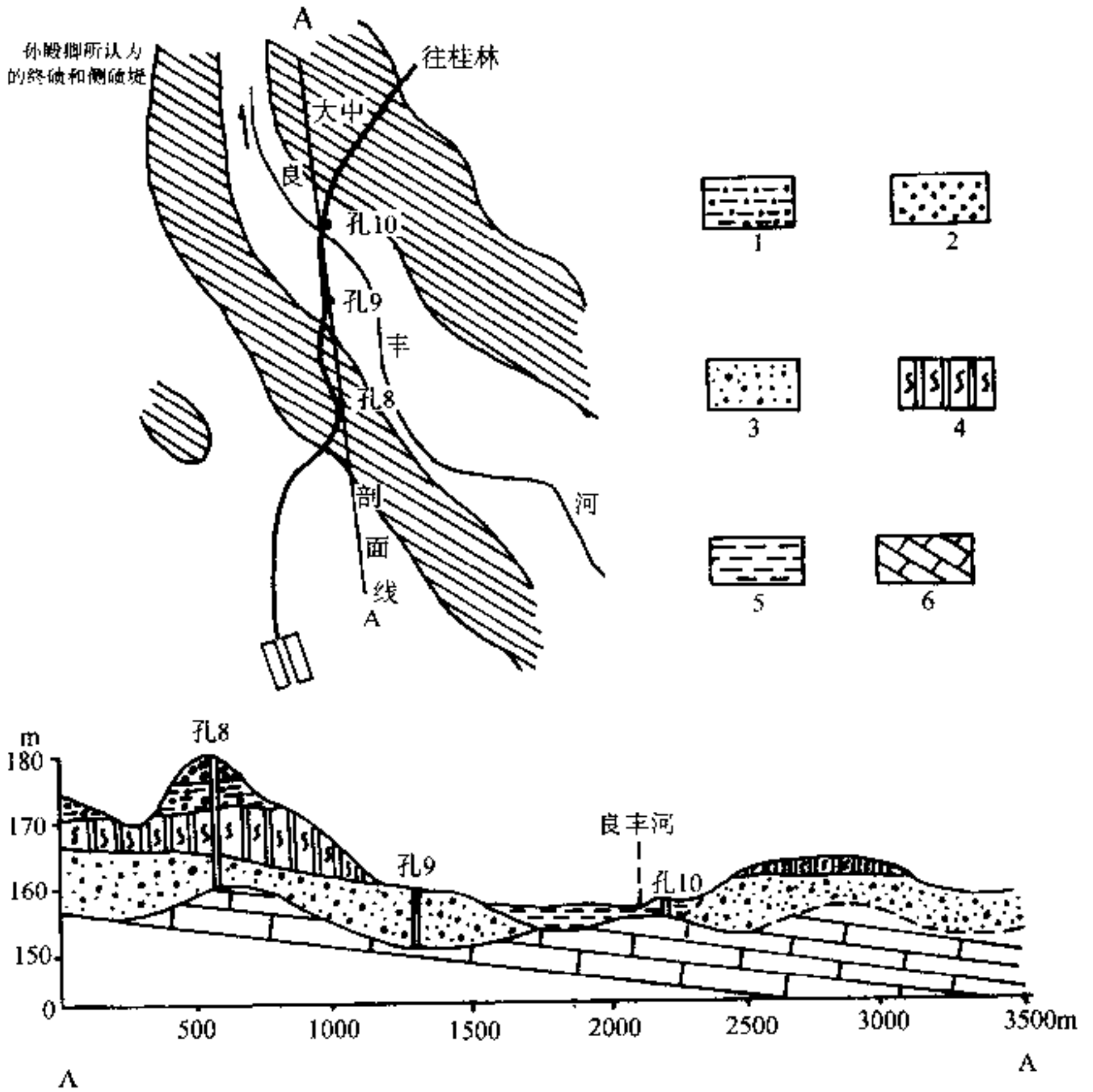


图 2　六塘北 2 公里处大中附近第四纪剖面

（据地质矿产局广西水文地质图略加补充改动）

1. 黄红色粘土砾石层及亚粘土层；2. 紫色砾石层；3. 黄红色粘土砾石层；4. 花斑状黄红色亚粘土层；5. 灰黄粘土层；6. 深黄色石灰岩

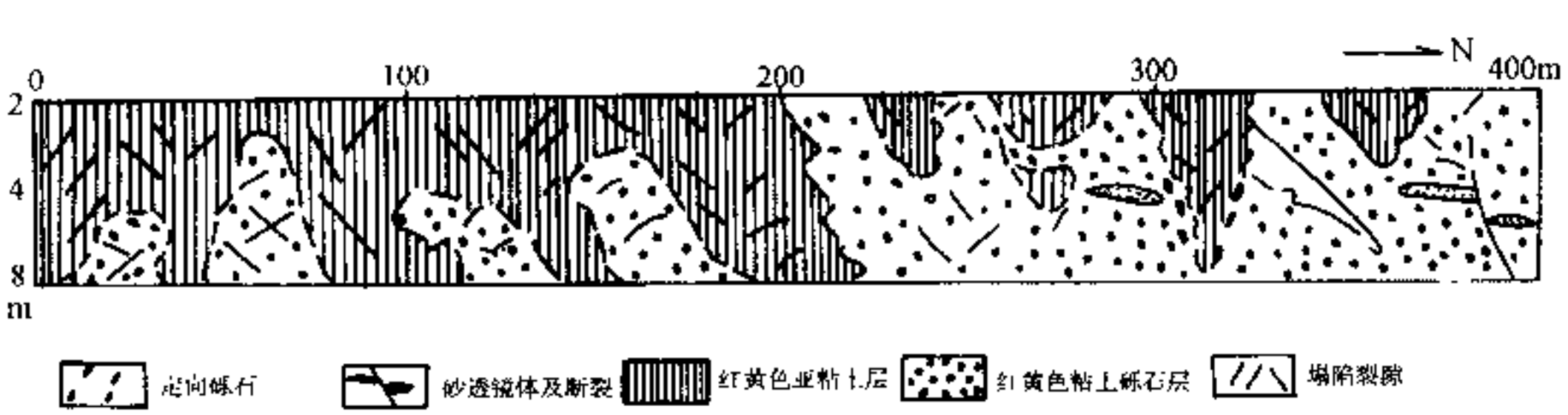


图 3　桂林附近一处人工剖面

（所示的粘土和砾石层的错综分布）

特殊形态，至少部分地可由泥石流成因来解释。目前桂林地区并不盛行泥石流，但山坡风化物质极为丰富，在过去更为湿热的条件下，水流动力充沛，物质来源丰富，出现较多的泥石流，特别在冲积扇地区盛行泥石流是可能的。对河流两岸的这种堆积，王乃梁等解释为

突发性的河流洪水决堤(天然堤)堆积，由决堤洪水冲刷原有粘土，形成流程不远的泥石流堆积[1]，也是可能的。总的说，红黄色粘土砾石层主要系冲积成因，包含正常的河流堆积、山麓冲积扇堆积和泥石流堆积，而和冰川无关。

在我们观察中还看到一种红黄色粘土砾石层堆积后的拢动现象(图4)。

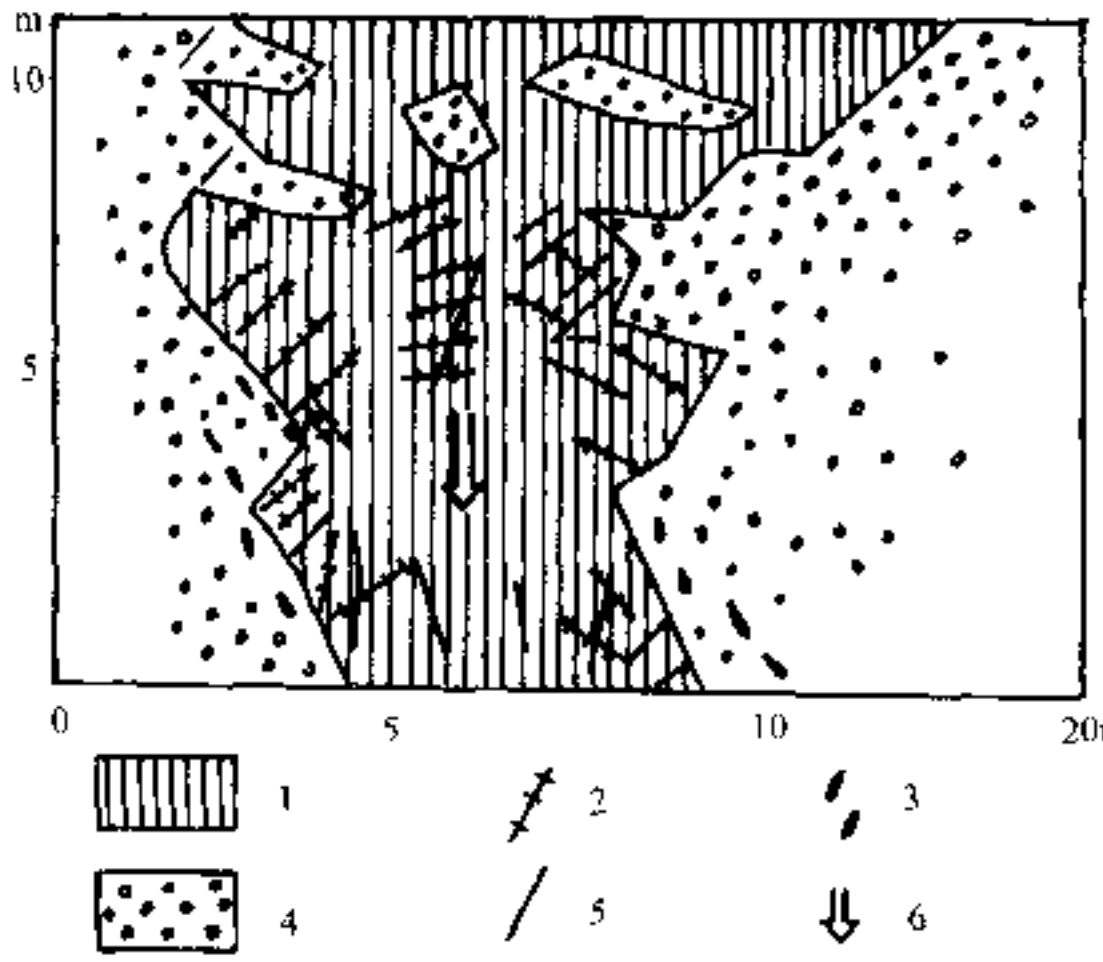


图4 桂林环保站附近的塌陷构造

1. 红色亚粘土层；2. 张性节理；3. 定向砾石；4. 黄色砾石层；5. 剪切节理；6. 塌陷方向

上述塌陷构造可能是由于底下石灰岩洞穴崩塌所致。桂林是喀斯特特殊发育地区，由地下洞穴发育所致的崩塌必然会对地面物质与地形带来相当影响。我们还看到一些错断现象，可能由于新构造运动影响，这些现象都需要深入研究。

二、几种地貌形态的理解

在孙殿卿等论文中还提到多种冰川侵蚀和堆积形态，对他推想的六塘冰舌地区叙述较详，我们对此进行了重点观察研究，编绘了该地区的地貌略图(图5)。

从该图可见六塘位于漓江支流良丰河上游，大江水库以上属砂石等非石灰岩的中山地形，河谷深切，曲流发育，有一级高出河床约30米的侵蚀阶地，局部残留有砾石层。大江水库坝址附近正处一南北向的断层上，西侧上升，东侧下降，东侧又为石灰岩分布溶蚀盛行地区，形成峰林出现的低洼平原地形，孙殿卿称之为浪村“磐谷”。“磐谷”一词系李四光参照我国古籍译自德文“Zungenbecken”，原意指冰舌深掘的盆地，在欧洲海洋性冰川掘出的冰舌盆地可深达数百米，底部低于海平面，冰川消失后积水形成长条形的湖泊。据我们观察浪村附近无此现象。孙殿卿还提到驾桥岭东坡“冰窑”(冰斗)、U谷、直谷地形，冰斗高度在300—500米间，而我们看到大江水库上游非灰岩山地，有一级海拔高度为350米左右的剥蚀面，削平构造，现代河流正从这一级剥蚀面上曲流下切130—150米，刻入基岩，谷地狭窄，连锁山咀发育，与冰川槽谷无共同处。至于所谓“坪地冰窑”，是驾桥岭东侧顺着单斜地层发育的西高东低阶梯状的斜坡洼地，与冰斗并无相似之处。“清平乡冰湖盆地”，如指冰川存在时的冰面湖泊，在冰川消失后，如何能判读出来；如系指冰川消失后的积水湖盆，在冰川上游应为冰川湖，下游即前述的冰舌盆地湖。在照片上看到的是山谷中河川下切曲流内侧的缓坡地，很难猜测它和冰川有任何联系。

在六塘上下数公里内的低缓岗丘，孙殿卿指出为终碛、侧碛及鼓丘，上文已阐明组成岗丘的粘土砾石层系冲积而非冰碛。这里要着重说明的是垄岗之间的一级阶地冲积层下，通过钻孔或一些沟底揭露出与垄岗物质相同的“泥砾”。因此，岗丘的分布远超出图1中所绘的终、侧碛范围。至于图上的“冰水沉积”，我们经仔细观察未能发现，只看到一片现代河

---

[1] 北京大学地理系、地质矿产部桂林岩溶地质研究所，1978，桂林一阳朔地区地貌及第四纪地质报告。

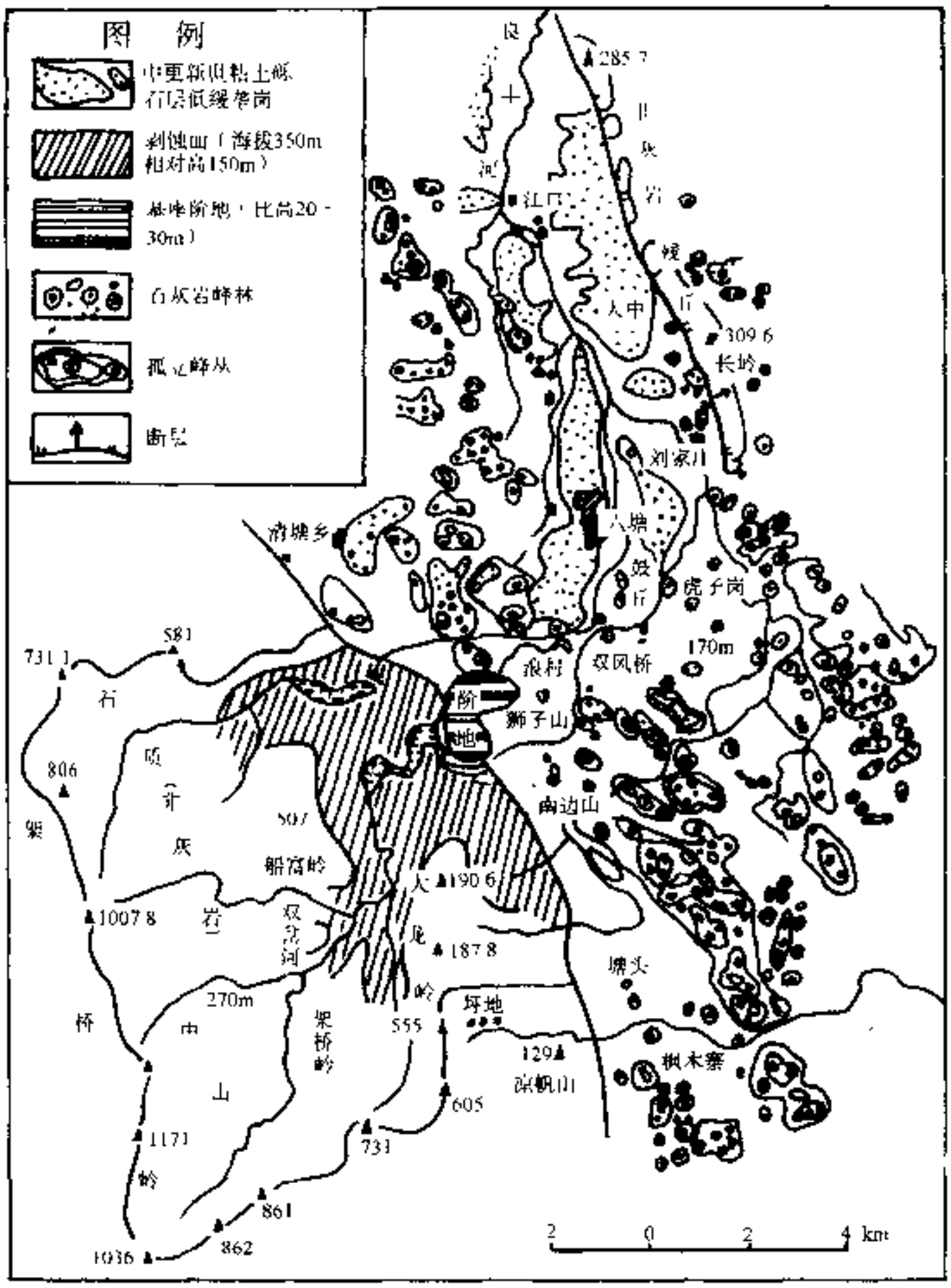


图 5　桂林南六塘地区地貌图

流沉积，河床中露出石灰岩基岩，显然沉积很薄。

我们考虑合理的解释是在更新世某个相当长的时期内，冲积作用盛行，河谷平原上较普遍地有来自驾桥岭山区的土层和砾石层堆积，有个大致整齐的堆积面，后来长期的流水冲蚀分割，大部分地面降低，保留下许多红黄土砾石层的低缓岗丘，某些形态排列和地形图上冰川终、侧碛及鼓丘等相似，导致了上述所叙的一些误解。附带指出，鼓丘已发现者主要分布于西欧、北美第四纪大陆冰盖边缘地区，巨厚冰盖下的冰流侵蚀和堆积作用，形成了成群的鼓丘，而在山地冰川冰流狭窄的条件下，极少有形成鼓丘的可能。

从地形图上估算，“六塘冰川”长达 24 公里，比珠穆朗玛峰北坡的最大冰川——绒布冰川还长 2 公里，与阿尔卑斯山现代最大冰川——大阿列其冰川相当，估计冰川中部的厚度至少在 300 米以上（大阿列其冰川为 700 米），远非孙殿卿当年估算的 115—125 米所限，冰川的最大年流速也应有数百米。这样巨厚长大的冰川运动时的能量，将会把途中碰上的小规模的石灰岩孤峰摧毁，或在它所覆盖过的石灰岩山丘上留下相当的痕迹。而现在图 1 的冰川范围内的高仅数十米的孤立石灰岩小山依然存在，在较大的灰岩山丘上亦未

发现任何冰川堆积(如漂砾)。这也反证了冰川解释的不合理。

三、第四纪气候环境不允许冰川发育

冰川发育要求严酷的寒冷气候,必需条件之一是雪线以上山区,夏季大量降雪和消融微弱,使雪量能充分积累并转化成厚度数百米的冰层,缓缓流至雪线以下地区转为冰舌,消融增强,末端终止于消融量和来冰量平衡地点。

桂林地处25°20′N,平原海拔高度为150—200米,目前平均年降水量为1 700—1 900毫米,3—8月降水占76%,冬季偶有降雪,年平均温度为18—19℃,夏季6—8月平均温度为27.6℃。按孙殿卿所说"冰斗位置"高度平均以400米粗略推算,在此高度上夏季降雪需降温25℃左右。现有国际国内第四纪气候变化研究资料的表明,中纬度地区冰期时平均温度较现代下降值在6—15℃。我国一般推算为7—10℃。而纬度愈低,下降值愈小,据黄培华(1982)估算华南地区仅4—5℃左右。按照正常的气候变化幅度,桂林地区第四纪冰期时不可能发育冰川。还有关于在地质矿产部桂林岩溶地质研究所附近发现冻裂楔子的报道(袁道先等,1985)。我们现场观察后,不认为是冻裂成因。我们攀登至海拔700米的尧山高处,只见深厚的风化层和残、坡积,未见任何冰缘现象。判断桂林地区在第四纪冰期时,也没有进入冰缘作用的范围。

据广西地质矿产局水文地质大队和地质矿产部桂林岩溶地质研究所分析资料,桂林附近第四纪红土中粘土矿物成分以高岭石、砾石为主;粘土的化学成分分析揭示Al_2O_3和Fe_2O_3含量高,SiO_2含量相对低。除个别样品外,SiO_2/Al_2O_3值一般在1.4—4.0之间,其中在2左右者居多;SiO_2/Fe_2O_3值相应更小。说明这种沉积物属砖红壤、红壤性质,反映热带和亚热带气候环境。另据周慧样、熊黑纲等分析,本在红黄色粘土中最有代表意义的粘土矿物是绿泥石、高岭石和三水铝石,其次是伊利石,但不含蒙脱石,针铁矿也较少,表明粘土砾石层形成于湿热环境,有少量的蛭石,说明有短期的干湿交替变化,砾石层都已强风化,以至灰岩成分很少,这也是红土多的原因。这些都说明,将粘土砾石解释为"冰川泥砾"是严重误解。

在前述所谓六塘冰舌侧碛上,广西地质矿产局水文队的8号钻孔中,取得丰富的孢粉。在底部粘土砾石层中所含木本植物花粉主要为松、罗汉松、桃金娘、栎、夹竹桃、芸香、山矾等。在斑状亚粘土层中主要为松、罗汉松、杨梅、桃金娘、枫杨、栗、栎、枫香树等,特别是山龙眼的出现,表明了气候的热带性质①。所有各层均未出现任何喜冷植物的孢粉。

桂林地区比高40米以下石灰岩洞穴内(如穿山洞)已发现的古脊椎动物与古人类研究所黄万波等鉴定为剑齿象、犀、猪、鹿、大熊猫①。桂林西南的柳州地区,早在抗日战争时期就在中更新世岩溶洞穴内发现大熊猫、剑齿象动物群化石,此类动物群要求暖热的生存环境,自然不能与冰川共处的。

综上所述第四系沉积物特征,红壤与砖红壤的古土壤性质、喜暖的古植物与动物群以及现在作为桂林地区主要风景的石灰岩峰林溶洞等大规模发育情况等,协同一致说明桂林地区第四纪内的气候可能始终是湿润的热带、亚热带最多至暖温带范围内波动,排除了

① 广西地质矿产局区,1983,区水文地质普查报告1∶200 000,桂林幅。

冰川发育的可能性。

参 考 文 献

[1] 丁骕，1945a，论广西第四纪冰川遗迹，地质论评，第10卷，第1—2期，第55—58页。

[2] 丁骕，1945b，再论广西第四纪冰川遗迹，地质论评，第10卷，第5—6期，第315—320页。

[3] 卞克钧，1981，桂林兴安地区第四纪冰川遗迹初步观察，第三届全国第四纪学术会议论文集，科学出版社，第300页。

[4] 孙殿卿，徐煜坚，1944，广西第四纪冰川之初步观察，地质论评，第9卷，第3—4期，第171—200页。

[5] 孙殿卿，1957，中国第四纪冰川遗迹纪要，科学出版社。

[6] 袁道先，斯维婷，M. M. 1985，中国岩溶，第4卷，第3期。

[7] 黄培华，1982，中国第四纪气候演变与庐山"冰川遗迹"问题，冰川冻土，第4卷，第3期，第1—14页。

[8] 崔之久，徐海鹏，田昭[illegible]，1985，试论现代泥石流沉积类型与形成机制，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社，第112—120页。

中国东部第四纪冰川研究的发展和争论*

本文所述的中国东部系指青藏高原以东包括台湾在内的所有地区。中国东西部在地形上的界线大体上位于102°—104°E。这个界限以东的所有山地，不存在现代冰川，对于第四纪冰川遗迹的辨认，在很多场合出现争议，特别是在海拔100—3 000米左右的中低山地是否确实发生过相当规模的第四纪冰川，竟成为中国地质、地理学界争论了50多年的有待解决的大问题。本文将说明中国东部第四纪冰川学说的发展经过和争论所在。

一、中国东部第四纪冰川研究和李四光学派的观点

早在上世纪末，英人Geikie(1894)所著《大冰期》一书中引证旅行者在山东北部和陕西潼关附近看到的大块漂砾，认为可能是冰川搬运的，由此而提出了中国东部第四纪冰川的问题。但此书在国内知者很少，未对我国第四纪冰川研究产生实际影响。

真正将中国东部第四纪冰川问题推上学术讲坛而引起科学界广泛重视的是李四光教授。李氏在地质学中的杰出才能、多方面的贡献和资望使他所创立的关于第四纪冰川研究的方法论和以庐山为样本的第四纪冰川模式，为很多研究者所接受，从而形成了一个学派。中华人民共和国成立后，这个学派更为发展，按照李氏方法在各地发现的第四纪冰川遗迹的报道迅速增加。图1是这个学派所发现的中国东部第四纪冰川遗迹分布图，从图上可知，北至50°N的大兴安岭，南至22°N左右的广西南部和云南省境的南部均有第四纪冰川遗迹分布。按照李四光的意见，“山谷冰川在整个华北山区，曾经发展到相当普遍的程度”(李四光，1964)，“长江流域超过1 200米的山地，可以发生四次冰期，而在高度不及1 200米的山地，至多只能发生3次冰期”，“桂北及五岭山脉，至多冰流遗迹”，“虽其高度不超过1 200余米以上，仍可发生冰流也”(李四光，1942)。在沿海地区，杭州附近“亦曾找到冰川条痕砾石，冰砾地形及泥砾”，“广西省内南由22°20′起，北至省界，各高山区域，在第四纪中，均曾发生过局部冰流”。“兴业与驮芦[①]所见之泥砾，其地位高出海面仅在200米左右”(孙殿卿，1957)。在云南西双版纳、澜沧江左岸的勐罕区(21°55′N，100°50′E)海拔高度560米的小盆地中，也发现有两期冰碛层(周慕林，1984)。由以上简单的叙述可知，在这一学派心目中，中国东部第四纪冰川分布是非常广泛的。“从低地冰川所扩展的纬度而言，我们的亚洲大陆确是突破了地球上所有大陆的记录”(李四光，1933)。

从冰川遗迹延续的时代论，李四光生前划分了四次冰期，以庐山为典范，除最新的大

---

* 本文系和周尚哲合撰，发表于《中国东部第四纪冰川与环境问题》第一章，科学出版社，1989，收入本文集前又经过邓养鑫适当加工，谨此志谢。

① 二地约在22°20′N左右。

理冰期(相当于玉木冰期)遗迹只存在于西部高山以外，还分出庐山冰期，大姑冰期和鄱阳冰期，分别与阿尔卑斯的里斯冰期、民德冰期和贡兹冰期相当(李四光，1972)。70 年代孙殿卿等将李四光原来的四次冰期扩展为六次冰期。最早冰期时间发生在距今 300 — 350 万年，在华北相当的层位，即所谓"红崖冰期"的"冰碛层位于泥河湾组和三趾马红土层之下"(孙殿卿，1982)，而三趾马红土层是被地质学家所公认的上新世地层。关于最新一次冰期，即大理冰期的遗迹。在李四光初期著作中"把庐山的最后一个冰期与阿尔卑斯的玉木冰期相比，似乎是可以接受的"(李四光，1933)，稍后，他接受了 Wissmann 的意见，"大理冰期，不得与庐山冰期并论"，"庐山冰期以后，中国尚有一冰期，当此冰期中，长江中下游一带，虽无冰川发生，而中国西境高山，则仍有冰流下窜"(李四光，1937)，这明明白白地表示末次冰期的冰川遗迹，没有到达长江中下游山地。但是，70 年代有些研究者在对湘西、黔东地区进行考察之后，提出了雪峰冰期的名称，以海拔高度为 1 300—1 400 米左右的"冰斗"为代表，认为可以和大理冰期对比(曹照垣等，1982；浦庆余，1982)。这样中国东部一千数百米的中等山地就具备了从上新世至晚更新世的各期冰川遗迹，各次冰期距今年龄界限如表 1 所示。

表 1　李氏学派中国东部冰期系列及距今年龄*

冰期名称	距今年龄(万年)
早冰期(红崖、龙川、尾沙、安宁、惇化等)	350—270
次早冰期(冰缘期)	200—150
鄱阳冰期	110—85
大姑冰期	75—55
庐山冰期	25—15
大理冰期	7—1

* 据中国地质学会第四纪冰川及第四纪地质专业委员会(1982)。

除了李氏学派的贡献外，我们还应指出另外若干学者的材料。关于陕西太白山高处的冰斗和与冰川侵蚀有关的湖泊，最早是由植物考察者 Limpricht(1922)发现的，而后又由 Fenzel 提供了更多的资料，在西南地区，Gredner(1931)对云南大理附近点苍山第四纪冰川作了报道，并提出了至今通用的大理冰期名称。大理冰期雪线高度在云南北部为 3 900 米，在太白山为 3 500 米(Wissmann，1937)。当台湾和东北沦陷于日本统治期间，Kano(1935)等对台湾中央山区和东北长白山区的冰川地貌进行了考察。上述工作，除 Gredner 的考察结果在国内发表外，其他著作流传亦少，只是解放以后，我国学者才有机会对台湾以外的比较偏远的山区进行第四纪冰川考察研究。

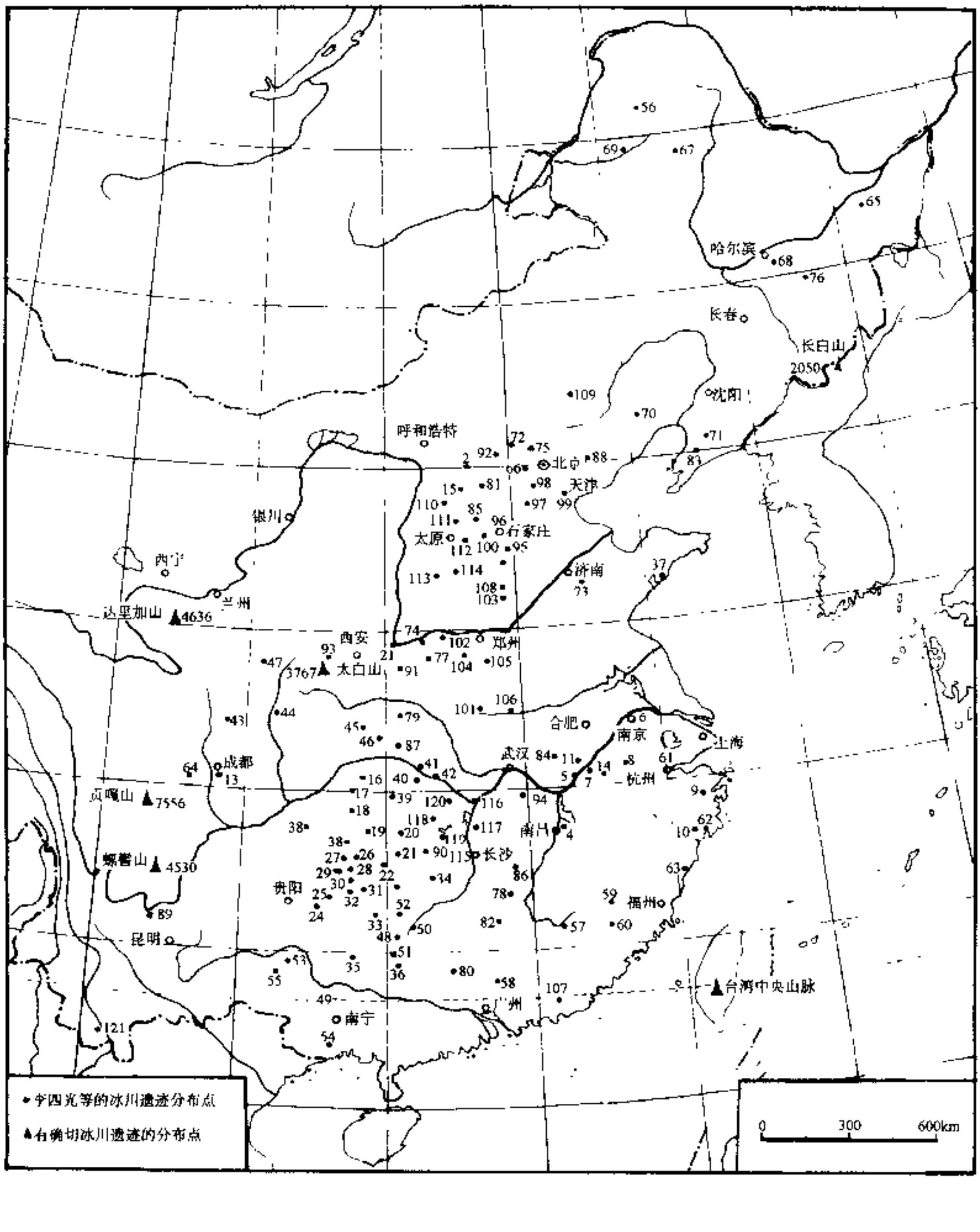


图 1　中国东部第四纪冰川遗迹分布图

1. 沙河(李四光,1922);2. 大同(同上);3. 庐山(李四光,1933);4. 南昌(同上);5. 东流(同上);6. 南京(同上);7. 九华山(李四光,1934);8. 天目山(同上);9. 天台山(同上);10. 雁荡山(同上);11. 安庆附近(同上);12. 华山(同上);13. 成都—东山(Salfeld,1936);14. 黄山(李四光,1936);15. 五台山(Wissimann,1937);16. 恩施(李四光,1940);17. 椒园(同上);18. 咸丰(同上);19. 茶洞(同上);20. 泸溪(同上);21. 辰溪(同上);22. 怀化(同上);23. 洞口(同上);24. 都匀(同上);25. 黄平(同上);26. 镇仁(同上);27. 江口(同上);28. 玉屏(同上);29. 镇远(同上);30. 三穗(同上);31. 锦平(同上);32. 剑河(同上);33. 黎平(同上);34. 邵阳(同上);35. 六塘(同上);36. 荔浦(同上);37. 崂山(同上);38. 黔江　秀山(李四光,1940);39. 鹤峰(马振图,1940);40. 五峰(同上);41. 宜昌(同上);42. 宜都(同上);

43. 龙门山(李承三等,1942);44. 广元(同上);45. 大巴山西段(同上);46. 大巴山东段(郭令智,1943);47. 武都—西和(叶连俊等,1944);48. 桂林(孙殿卿等,1944);49. 大明山(同上);50. 都庞岭(同上);51. 鸳桥岭(同上);52. 越城岭(同上);53. 都阳山(同上);54. 十万大山(同上);55. 百色(同上);56. 大兴安岭(严钦尚,1950);57. 长汀(孙殿卿等,1950);58. 九连山区(同上);59. 沙县(同上);60. 永安(同上);61. 杭州(同上);62. 温岭(同上);63. 矾山(章人骏,1951);64. 峨眉山(王嘉荫,1951);65. 桦川(业治铮等,1951);66. 周口店(王曰伦等,1952);67. 诺敏河(杨怀仁1955);68. 哈尔滨黄山(裴文中,1957);69. 扎赉诺尔(同上);70. 大凌河(郭鸿俊等,1958);71. 唐帽山(裘善文等,1959);72. 宣化(张尔岳,1959);73. 泰山(舒勒等,1959);74. 三门峡(李捷,1959);75. 北京西山(李四光,1960);76. 张广才岭(孙殿卿等,1961);77. 洛河①;78. 井岗山②;79. 武当山③;80. 怀集(杨超群,1963);81. 恒山④;82. 八面山⑤;83. 辽东半岛(彭阜南,1963);84. 大别山(李毓尧等,1964);85. 淮河—淮沱河(曹照垣等,1964);86. 武功山(秦志能,1964);87. 神农架(蒋镇压,1966);88. 蓟县(田代沂等,1976);89. 元谋(钱方等,1977);90. 雪峰山(刘庆新等,1977);91. 洛南(严陈等,1964);92. 阳原⑥;93. 眉县⑦;94. 九宫山(景才瑞,1981);95. 柏乡(周慕林,1982 a,b);96. 石家庄(同上);97. 保定(同上);98. 涿县(同上);99. 天津(同上);100. 井陉(同上);101. 桐柏山前⑧;102. 孟津⑧;103. 安阳⑧;104. 临汝⑧;105. 新郑⑧;106. 罗山⑧;107. 海丰⑨;108. 磁县(乔作栻,1984);109. 围场(王彦春等,1984);110. 宁武(陶书华,1984);111. 忻县(同上);112. 寿阳(同上);113. 霍县(同上);114. 武乡(同上);115. 长沙(胡家让,1984);116. 岳阳(同上);117. 汨罗(同上);118. 常德(同上);119. 益阳(同上);120. 津市(同上);121. 西双版纳⑩。

二、李四光第四纪冰川学说的兴起

1921 年,32 岁的青年学者李四光,刚从英国学习回国不久,在河北省太行山麓沙河县境一个孤独小山旁发现带有条痕的奇怪大石块杂乱分布,开始考虑它可能是古代冰川所形成。以后在山西大同盆地附近看到一条 U 形谷地,在此谷地也找到了带擦痕的石块,李四光判断是"晚近冰川作用的肯定佐证",迅即撰文在 1922 年 1 月英国地质杂志上发表(李四光,1922)。同年 5 月 26 日,在中国地质学会第三次会员大会上,李四光作了《中国第四纪冰川作用的证据》的学术讲演,提出华北地区和欧美一样,曾发生第四纪冰川,并展示他所采集的非断层擦痕所能解释的条痕石,受到了来自瑞典熟悉第四纪冰川的地质学家 Anderson 的强烈怀疑,李四光认为 Anderson"所持怀疑态度是严肃的"。还由于华北巨厚的黄土堆积和干旱气候,不利于第四纪冰川的存在,几乎使得李四光"即使没有失掉我早期的信念,却逐步地动摇着"。自此,到 1931 年,在庐山考察之前将近十年时间里,李四光

① 李捷,1962,河南洛河第四纪冰川遗迹,中国地质学会 1962 年年会文件。
② 杨功修、齐俊生,1962,井岗山冰川遗迹之发现,科技情报(内部),第 1 期,江西省地质科学研究所。
③ 景才瑞,1962,武当山第四纪冰川遗迹,湖北省地质学会 1962 年年会论文集——构造,区域地质。
④ 杨东鑫,1963,北岳恒山腰子坪基岩面上的冰川刻痕,北京市地质学会,1963 年年会文摘。
⑤ 张庆新,1963,湖南南罗翁八面山第四纪冰川遗迹,河南省地质学会论文摘要汇编。
⑥ 周慕林,1979,论红崖冰期(提要),参加全国第三届第四纪学术会议文件。
⑦ 齐书华等,1980,太白山古冰川遗迹与冰期问题,科学论文科技成果选编,陕西师大(地理专辑)。
⑧ 刘书丹,1983,河南省境的第四纪冰川遗迹,中国地质学会第四纪冰川及第四纪地质专业委员会会讯,第 2 期。
⑨ 易明初,1983,广东海丰水口村条痕砾石的新发现,中国地质学会第四纪冰川及第四纪地质专业委员会会讯,第 2 期。
⑩ 周慕林,1984,更新世古环境的珍贵资料——西双版纳第四纪冰川遗迹,中国地质学会第四纪冰川及第四纪地质专业委员会会讯,第 1 期,第 27-28 页。

以主要精力从事蜓科化石和地壳构造运动的研究，而把第四纪冰川研究搁置起来（李四光，1933；陈群等，1984）。

1931 年，李四光带学生到江西庐山作野外实习，看到山上的平底谷即 U 形谷、漏斗形洼地和山麓地带泥砾混杂堆积，有些巨砾直径达到数米，远离基岩数公里，并带有擦痕。经过审慎考虑，李四光宣称“对本区各种侵蚀状态和堆积现象的发生进展，如果用山洪冲刷、山崩、河流泛滥、山麓洪积扇、坡积或残积等来进行解释论断，其所遇到的困难，比用冰川作用巨大得多。”他还说：“根据我有限的经验和推想能力，觉得如不从冰川作用方面来考虑，这种解释的困难将难以克服”，李四光认为已经找到第四纪冰川的“显著有力和概括性证据”，幸运于“庐山成为这一困惑难解和动人听闻学说的诞生场所”（李四光，1933）。

在 1933 年秋季的中国地质学会第十次年会上，李四光以理事长身份作了《扬子江流域第四纪冰期》的演讲，阐明了庐山冰川遗迹。报告长达两个半小时，伴随着丰富的幻灯片，受到热烈的欢迎，但在讨论中，当时与会的葛利普、翁文灏、谢家荣、杨钟健、德日进、Norin 等多持怀疑态度。1934 年春，李四光邀请了 Barbour、德日进、Norin、杨钟健等学者到庐山考察，李四光和他的助手喻德渊引导参观他们所发现的冰川遗迹，六位地质学家进行了四天野外工作。其中 Norin 说了些依违两可的话，余者仍持反对观点，主要理由是没有发现冰期的生物化石，所谓地形和堆积，也可用其他原因解释，如泥砾沉积也可能是岩石碎块在潮湿情况下的缓慢流动，属于融冻泥流的产物（陈群等，1984）。持不同意见者中只有 Barbour 正式写了《庐山冰川问题之讨论》的文章，刊于当年中国地质学会志上。他说：“庐山的泥砾堆积是他遇到的最不易理解的现象，不论冰川解释还是非冰川解释都有困难，不能简单看待。”他对李四光所介绍的泥砾，U 形谷，冰斗状谷首，山麓垄岗，稀见的条痕石和巨砾等的冰川遗迹解释表示怀疑，认为庐山缺乏真正的冰川堆积和冰川侵蚀地貌（如羊背岩等），他提出了一些替代解释，如王家坡 U 形谷可看作是沿着构造软弱带发育的正常风化和流水侵蚀的向斜谷、砖红壤风化可能早于更新世就已开始、泥砾中巨砾由于缓慢蠕动逐渐沉埋入粘土层中所成。最后他申明尽管他有些倾向性意见，但一定不能被当作是否定了李四光的有趣解释，他的态度是诚恳的（Barbour，1934）。

李四光承认他对庐山地貌的冰川解释“引起了大量的反对意见”，他声称“我所能引证的地貌论证是在很大程度上由沉积证据所促成的，高山的毁坏程度是相当大的，若非更多依靠和信赖沉积的现象，那么地貌的论证将不会有决定意义”。对于那些沉积物的生成，他认为：“除了冰川作用外，没有任何其他解释”，但他也没有完全堵死其他作用的可能性，“假如否认他们的冰川成因的话，那么将显示、沉积物是由于迄今为止还不知道的过程的作用而形成的”。1934 年《关于研究长江中下游冰川问题材料》一文若干提法都是针对那时遇到的反对意见的申辩，认为关于庐山、九华山区的泥砾不可能由融冻泥流或扇形沉积产生，世界范围的冰期雪线下降和长江流域丰沛降水有利于第四纪冰川的生成等（李四光，1934）。

1936 年，李四光在安徽黄山慈光寺上方河谷花岗岩壁海拔高度为 960 米处，发现几条宽浅的平行排列的凹痕，认为是冰溜条痕。以后又在鄱阳湖畔白石嘴看到石灰岩面也具有显著的条痕，于是他认为，“中国冰期冰川现象始得谓之确定”（李四光，1940），“冰川流行之说，全是已不容置疑”（李四光，1942）。而原持怀疑态度的奥地利来华学者 Wissmann，在亲自看到黄山岩壁上的凹痕后也转而支持李四光的观点。Wissmann 说：

"他原是追随 Schmitthener 的观念：大陆性气候下突发的过载的暴流与片流搬运的巨砾层被后来的化学风化改造成冰碛状态；宽底谷地是由于下蚀、蠕动和滑坡综合作用；源头冰斗状的洼地则是季节雪蚀产物。以后他考察了庐山、黄山与天目山，转而相信李四光的观察和解释是正确的：庐山的条痕石、泥砾、U 形谷及冰斗都是冰川所形成的"。Wissmann 还研究了长江下游的雪线不能低于 2 600 米，排除了发育末次冰期即他称为大理冰期冰川作用的可能性，长江下游的冰川遗迹只可能是更老冰期的产物，更老冰期雪线约在 900 米左右，比大理冰期至少低 1 500 米。Wissmann 转变支持显然使李四光受到很大鼓舞。此外，谢家荣和 Nytrom 告诉李四光，在陕西华山地区有许多特殊现象，有冰斗和终碛的存在。山崎、小川等关于日本山区冰川现象的报告等都使李四光更加坚定地认为自己创立的中国东部第四纪冰川学说是正确无误的(李四光，1933，1934)。

1937 年，李四光撰著的《冰期之庐山》一文是他多年对第四纪冰川研究的总结，理论而又实际地阐明了他的观点，回答了各种各样的怀疑，文字生动，富于说服力，赢得很多读者的赞赏，被认为是中国地质、地理界最有成就的著作之一。通过该文的撰写，李四光牢固树立了中国东部山地第四纪冰川多次出现和广泛分布的信念。他认为"第四纪中，中国气候变化更加剧烈，非局部偶然之事，与西欧、北美等无以异"(李四光，1940)。在以后的著作中，如 1940 年的《鄂西、川东、湘西、桂北第四纪冰川现象述要》等文主要不再论述冰川遗迹是否可靠，而只描述冰川分布的广泛程度。如说"在鄂西、川东、湘西山地所见的冰窖、冰谷等遗迹，皆不过表示撤退时所在之区。当其盛行也，则一片琼瑶，浩浩荡荡，布满山谷原野，除崇山峻岭中，奇峰怒矗处，皆为冰流所掩覆，鄂西山陵区，贵州高原之大部，乃至南岭西段，恐悉埋没于此冰海之中"(李四光，1940)；"象贵阳曾是一个冰原，但其中的冰碛沉积几乎可以全部被冲蚀掉"(李四光，1947)。

三、李四光学派的形成和争论的延续

抗日战争开始后，李四光领导的中央研究院地质研究所，迁往桂林。1937 年李四光带领孙殿卿、马振图等长途考察了鄂西、川东、湘西和桂林地区。在桂林，还培养了更多的地质研究所青年同事循着他的观点工作。此外，还有些学者自动接受李四光的学说，搜寻第四纪冰川遗迹。于是，在当时《地质论评》、《中国地质学会志》、《地理》等刊物上出现了一批第四纪冰川论文，广泛报道广西(孙殿卿、徐煜坚，1944；吴燕生，1945)、贵州(张文佑，1945)、云南、(郭文魁，1944)湖北(马振图，1940；李捷，吴燕生，1939)以及川陕交界的大巴山区(李承三、高永源，1942；郭令智，1943)发现的冰川遗迹和适合于当地区的冰期划分。可以说，在抗日战争时期，随着地质地理工作者的转移，中国第四纪冰川问题受到了广泛的重视。较多的研究者接受和追随李四光的观点，形成了一个学派。庐山冰期的模式，广为传播，在国内居于主导地位，和 20 年代及 30 年代初期李氏孤军奋战的情况大不相同。

值得注意的是本世纪 20、30 年代正是 Penck 和 Brückner 的阿尔卑斯四分法冰期模式在国际上盛行的时代，他们对地貌学和第四纪地质学有着巨大贡献，但他们的弱点是：把带有擦痕的砾石作为判定冰川堆积的可靠证据，把山前不同高度台阶上的砾石层都看作是不同冰期的冰水堆积，把任何弱分选的混杂堆积都看作是冰碛层。他们依据于直觉而不是依据客观资料分析来描述第四纪冰川遗迹的方式，尽管适合于当时科学发展的水平，

但却带来了夸大第四纪冰川分布的后果(莫扎鲁耶夫,1977)。阿尔卑斯冰期模式对全世界都有重大影响,对于我国第四纪冰川研究也不例外。另外,值得注意的是我国当时的第四纪冰川研究者中,只有个别人(如黄汲清等)在国外或中国西部山区接触或研究过现代冰川和确凿无疑的第四纪冰川,而相当多的地学工作者是凭借李四光的教导和书本知识进行工作的。他们对于识别冰川遗迹的地貌和沉积物标准的解释明显出现了不适当判断和扩大化倾向。例如,把所有可称为泥砾的混杂堆积,所有带条痕的砾石层都作为冰川堆积。李四光说:"冰碛物大都为极细而粘性甚重之泥,其中杂以石块,大小不一,混杂无章,统称泥砾","庐山附近最普遍之冰碛物,为粘性红泥,其中杂以石块,大小不等,形状亦异,其棱角早已丧失,但鲜有极圆者"(李四光,1947)。在这时候李四光将冰川泥砾中的砾石限制在以次棱角形为主,极少为滚圆卵石的。但是,以后在桂林驾桥岭东侧,孙殿卿等(1944)所指的冰川泥砾沉积中,出现了大量滚圆和次圆形砾石,砾径一般 1 —5 厘米,也有少量次棱角形的直径为 30 -40 厘米的巨砾,与现代河床冲积类似。这样,就把泥砾概念扩大了很多,但不少的山区河流冲积砾石层一变而为冰川砾石层,出现在我国第四纪冰川文献中,显然带来了不良后果。

孙殿卿等关于广西第四纪冰川遗迹的论文发表后,引起了当时在重庆中央大学讲授地形学课程的丁骕教授的怀疑。在 1945 年的《地质论评》上发生了一场论战,当时丁骕接受了李四光的庐山冰期模式,但提出孙殿卿等叙述的低纬度广西地区冰期雪线还低于庐山冰期雪线的推论是不合理的,指出所谓冰窖、直谷、U 形谷等冰川地形可能是石灰岩地形的误解,而所谓"泥砾"堆积也可能用流水作用解释。孙等撰文反驳,指出丁骕没有到过广西实地考察①,仅凭推论,不足置信(孙殿卿、徐煜坚,1945,1946;丁骕,1945a,b)。

抗战胜利后到建国初期的 50 年代,有关报道中所涉及的中国东部地区第四纪冰川遗迹已扩展到浙江(章人骏,1951;孙殿卿、陈庆宣,1950)、河北(王曰伦、贾兰坡,1952)、陕西(张保昇,1958)、黑龙江(严钦尚,1950,杨怀仁,1955)等地区,还有关于长江下游冰缘现象的论述(杨怀仁、杨森源,1958)。在总结以前材料的基础上,孙殿卿(1957),撰著了《中国第四纪冰川遗迹纪要》一书,以后又与杨怀仁合著《大冰期时的中国冰川遗迹》,提交在华沙举行的第六届国际第四纪大会(孙殿卿、杨怀仁,1961)。

在李四光亲自主持下,1960 年成立了中国第四纪冰川遗迹研究工作中心联络组,有组织地推动中国东部地区第四纪冰川研究的发展,1964 年出版了《中国第四纪冰川遗迹研究文集》,报道了华北平原的西北边缘地区(李四光,1964)、太行山东麓漳河—滹沱河间(曹照垣等,1964)、大兴安岭东坡(俞建章等,1964)、大别山(李毓尧等,1964)、东秦岭(严阵、温恒录,1964)和四川龙门山及其山前地带(李承三等,1964)冰川遗迹研究结果。对北京西山的第四纪冰川遗迹,苏联访华学者纳里夫金表态支持并加以特异的大幅度下降运动的解释(纳里夫金等,1960)。此后,地质力学所组织了西南第四纪冰川专业考察队,对以螺髻山为中心的西昌至渡口地区进行了广泛考察(第四纪冰川考察队 1977a,b)同时北京附近及太行山麓冰川遗迹研究也得到了加强(周慕林等,1977;水力,1977)。在云南元谋(钱方等,1977)和湖南雪峰山(刘庆新等,1977),也报道了有丰富的冰川遗迹。无需多说,这些工作都是循着李四光观点或者就是在李四光的亲自指导下进行的。

① 据丁骕谈,抗战胜利后,他一度去广西实地考察,认为原先评论是正确的。

尽管在50年代没有人公开撰文反对李四光的观点，但是李四光深切地感到“第四纪冰川研究工作中还有对立面，有反对派”（李四光，1960）。果然不久，黄培华撰文对长江以南冰川遗迹全面质疑，他从庐山堆积物、地形、冰川形成条件和古生物四方面判断：庐山在冰期没有发育山谷冰川和山麓冰川的可能性（黄培华，1963b。）于是很快在当时的《科学通报》上，形成了一个讨论高潮，但限于当时条件，讨论中途停止。而曾于50年代末来华访问的波兰地貌学者J. Kozarski归国撰文，全面评论中国东部山地更新世冰川问题，依据他的观察，认为北京附近模式口和周口店的冰川遗迹是虚假的，北京西山的高度和气候条件不足以产生更新世冰川，所报道的中国南部贵州、广西、浙江、福建的更新世冰川遗迹很可能和任何冰川作用无关。但他在庐山北部海拔高度为900—1 000米处，辨认出融冻泥流坡积覆盖，他审察了李四光与Wissmann的论述，在整体上他接受长江下游山地发生过冰川的观念，但认为若干具体事实的解释是错误的，如庐山山麓，除新桥外，不存在李四光所说的冰碛，在庐山内部李四光也将古融冻泥流坡积当作冰碛看待了（Kozarski，1961，1963）。

新中国成立后，尽管专门从事东部第四纪冰川研究的人数不多，但相邻学科发展所孕育的观念却和李四光的学说发生了冲突，这些相邻学科有：第四纪沉积物和环境研究的发展；西部高山地区现代冰川和第四纪冰川研究的发展；山区泥石流灾害的频繁出现和研究的发展；孢粉-古生物和古土壤研究的发展。上述的黄培华对长江以南第四纪冰川遗迹的全面质疑，一定程度上表达了这种冲突的萌芽。若干原来接受李四光理论以第四纪冰川现象解释地貌和第四纪沉积现象的学者放弃了以前的观点，还有不少学者持谨慎的保留态度，如竺可桢教授说过：“除开高山以外，第四纪时代冰川很不易成立”（施雅风，1981a，b）

1966年开始的“文化大革命”十年浩劫，对中国东部第四纪冰川研究来说，灾难又另具特色，即单纯的学术争论被归之于外国专家执意贬低抹杀中国学者成就的主观偏见。如在《中国第四纪冰川》（1974）出版说明中提到：“尽管证据确凿，但那些外国专家……仍然不遗余力地反对中国有任何第四纪冰川的遗迹”，“在当时崇洋思想的影响下，我国一部分地质、地理工作者也就默认了中国第四纪时期没有冰川存在”（李四光，1974）。就连“文革”结束之后，还有人说：“坚持第四纪中国无冰川之说，说到底，无非是‘西欧文化东渐论’这个帝国主义理论的翻版”（黄纲，1978，1984）。以上言论是不符合历史事实的。南京大学地貌教研室（1974）编著的《中国第四纪冰川与冰期问题》能抵制当时的不正风气，博采众议，较客观地搜集整理中国各地区第四纪冰川资料，讨论了冰期划分和比较，指出了应深入研究的问题。

从70年代后期起，我国第四纪沉积和环境研究逐渐深入，越来越多的人怀疑中国东部中低山地在第四纪冷期发生冰川的可能性。谢又予（1981）首先指出庐山山麓的泥砾堆积可能是暖湿气候下的泥石流堆积而非冰川堆积。施雅风（1981b）从侵蚀地形、堆积特征和气候条件三方面论述庐山地区第四纪冰川学说不能成立，由此而引起《自然辩证法通讯》上一场新的论战（任美锷等，1982；景才瑞，1981；周慕林，1982；黄培华，1982）。1982年秋，中国地理学会和中国第四纪研究委员会在安徽屯溪举行的中国第四纪冰川、冰缘学术讨论会上，对李四光学派的观点持反对意见的论文数量超过了持赞成意见的（施雅风，1985）。当然，学术上的是非不是凭一次会议上赞成与否人数多寡来定的，只有实践是检验真理的标准。但是，已经在中国流行了50多年并在较长时间取得主导地位的学说，出现了

越来越多的不同意见，原因何在，值得深思。

四、分歧所在和解决途径

中国东部第四纪冰川问题的争论不在于陕西太白山、四川螺髻山、台湾玉山等那些海拔高度为 3 500 米以上的高山[①]，那里末次冰期的冰川遗迹是一目了然的，是任何访问者都表示同意的。争论主要出现于中国东部的中低山区，包括长江下游的庐山、黄山、天目山等，陕西、河南境内的秦岭，河北的太行山，北京的西山，四川盆地西缘和广西、云南等地区。有相当数量的学者认为这些中低山区在第四纪冰期时，尽管气温有所下降，但仍然不能发育冰川，所有报道的冰川遗迹都是可疑的（周廷儒，1982，1985；黄培华，1963，1982）。这里问题的关键是重建第四纪冰期中国东部的气候条件，第四纪冰期内冰期的气候变化是全球性的，中国东部的冰期气候特征必须与周围地区相协调，古气候信息又储存在沉积物、地貌、古植物和古动物、古土壤等多种研究对象中，从冰川遗迹获得的信息也必须与有关研究对象中所获得的信息协调。

争论的内容首先在于冰川地貌和冰川沉积物的判别问题。由于对判别标志缺乏共同的认识，甲认为是冰川所成，乙认为和冰川无关。在本世纪初，即在前面提到的 A. Penck 和 E. Brückner 学说的盛行的时代，存在着对冰川地貌和冰川沉积物解释简单化和扩大化的倾向，对我国产生了不良的影响。后来，经过半个世纪的发展，逐步归纳出许多足以较真实地判别冰川地貌和冰川沉积物的指标（详见《中国东部第四纪冰川与环境问题》第二章）。但同类形态物质在成因上的多解性，还是经常出现的。特别是末次冰期以前即倒数第二次、第三次以至更老的冰川遗迹，都已经受到后来非冰川作用的严重破坏，幸而保存的“断片残简”更需要细心、谨慎的鉴别。近年对冰缘现象的研究有相当发展，冰缘现象和冰川都是寒冷气候的产物，既有联系，又有区别，将其和第四纪冰川争论相联系，对古冰缘现象的识别及其南界也产生了相当的分歧，这就需要谨慎区别不同冰缘现象形成所需要的气候条件、冰川和冰缘分布的关系，使论断精确化。

产生冰川的冰期气候作用于自然界的各个方面，在冰川遗迹缺乏或不能肯定时，只有从有关自然现象所含古气候信息中重建古代环境与气候来判断冰川发育的可能性。然而不同研究者见仁见智，认识上的差别以至“各取所需”的主观片面性，也是在所难免的。随着科学的发展，揭露事实的日益丰富，只要不固执己见，假以岁月，就可以逐步取得大体一致的认识，近年来国际上关于深海沉积研究的发展就大大更新了原来第四纪冰期的观念，极地区冰川沉积研究的进步，将第四纪冰期向第三纪扩展为新生代冰期，就是明证。

近年来，我国东部第四纪冰川研究中出现了双方都深入进行工作的良好现象。作者们的工作将在《中国东部第四纪冰川与环境问题》一书中系统阐述，中国地质科学院地质力学研究所第四纪冰川和地质研究室及有关人员，也在长江下游特别是在庐山地区深入进行了第四纪地层及有关环境问题的研究。以事实为准绳，以真理为依归，取长补短，相互学习，我们相信：殊途同归，终可以将分岐的认识，统一起来。

---

① 海拔高度为 2 000 余米的长白山也有末次冰期冰川遗迹，见《中国东部第四纪冰川与环境问题》第三章第六节。

实行学术自由，贯彻“双百”方针，尽力创造不同学派、不同观点的相互切磋讨论、畅所欲言的气氛，将会大大加速中国东部第四纪冰川问题的解决。相反，抱残守缺，固步自封，拒听别人意见的做法都是无助于科学前进的。

记得60年代初，当笔者将中国西部冰川冻土考察成果问题向李四光教授汇报时，他曾正确地指出：“现代冰川研究对第四纪冰川研究很有帮助，第四纪冰川研究者应熟悉现代冰川，但是第四纪冰川的遗迹常常是断片残简，鉴别困难，又必须熟悉地质学中多方面的知识，帮助判断”。笔者铭记在心，努力在工作实践中贯彻。历史表明对第四纪冰川理论作出巨大贡献的 Agassiz 为了解决当时在欧洲初兴、尚未得到多数学者赞同的古代大冰期问题，在阿尔卑斯山的一条现代冰川旁建立了第一个冰川研究站，钻研测量冰川运动、厚度、进退变化和冰碛物分布状态，渡过了若干寒暑，证实了古代确实存在过冰川规模远远大于现代的冰期，从北极区南下的冰流覆盖了欧洲大部分。其后，他去英国帮助解决了苏格兰地区争论了多年的古冰盖问题；他去美国，发现北美同样存在第四纪冰盖，他获得了当时欧美科学家最高的声誉。然而，智者千虑，必有一失，Agassiz 坚信古代冰川曾经覆盖全世界，摧毁了一切生命，以后在巴西亚马孙河谷考察时，把基岩风化的巨石也当作冰碛看待，这些观点无疑是背离实际的。无论多么伟大的学者，认识自然总受到当时科学技术条件和客观过程的限制，也受到主观条件的限制，总是不完整的，某些认识上的缺陷，由后人来修正补充，是历史发展的必然规律。李四光教授对我国科学技术发展有多方面的杰出贡献，首先提出了我国第四纪冰川问题，鼓舞人们从事此项研究，大大促进了第四纪冰川科学的发展，《中国东部第四纪冰川与环境问题》一书的作者以新发现的事实和新的认识来陈述与李四光学说的不同之处，也是后来学者义不容辞的责任，丝毫无违于对这位前辈杰出学者的尊敬。

参 考 文 献

丁骕，1945a，论广西第四纪冰川遗迹，地质论评，10(1—2)：55—58。

丁骕，1945b，再论广西第四纪冰川遗迹，地质论评，10(5—6)：315—320。

马振图，1940，湖北五峰、鹤峰、宜昌、宜都等县所见之冰川现象，地质论评，第5卷，第5期，第423—430页。

王曰伦、贾兰坡，1952，周口店第四纪冰川现象的观察，地质学报，第32卷，第1—2期，第16—25页。

水力，1977，北京西山潭柘寺地区冰期划分，自然辩证法通讯，第4卷，第2期，第131—143页。

任美锷、刘泽纯、王富葆，1982，对庐山第四纪冰川问题的几点意见，自然辩证法通讯，第4卷，第2期，第37—39页。

刘庆新、周国琪、邓尔森，1977，雪峰山南段罗翁八面山地区第四纪冰川遗迹，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第106—113页。

孙殿卿、徐煜坚，1944，广西第四纪冰川之初步观察，地质论评，第9卷，第3—4期，第171—200页。

孙殿卿、徐煜坚，1945，答“论广西第四纪冰川遗迹”，地质论评，第10卷，第5—6期，第59—68页。

孙殿卿、徐煜坚，1946，再答丁骕先生“论广西第四纪冰川遗迹”，地质论评，第11卷，第1—2期，第127—132页。

孙殿卿、陈庆宣，1950，浙东沿海第四纪冰川之遗迹(节要)，地质论评，第15卷，第1—3期，第81—82页。

孙殿卿，1957，中国第四纪冰川遗迹纪要，科学出版社。

孙殿卿、杨怀仁，1961，大冰期时期中国的冰川遗迹，地质学报，第41卷，第3—4期，第233—244页。

孙殿卿、周慕林、潘建英，1977，中国第四纪冰期，地质学报，第2期，第101—110页。

孙殿卿、吴锡浩、浦庆余，1982a，关于中国第四纪冰川地质工作的几点意见，第三届全国第四纪学术会议论文集，科学出版社，第155—161页。

孙殿卿、吴肠洗、浦庆余，1982b，中国第四纪冰期与第四纪地层关系的探讨，中国地质科学院地质力学研究所所刊第2号，地质出版社，第1—11页。

李四光，1922，华北晚近冰川作用的遗迹．中国第四纪冰川，1975，科学出版社，第1—5页。

李四光，1933，扬子江流域之第四纪冰期，中国地质学会志，第13卷，第1期。

李四光，1934，关于研究长江下游冰川问题材料，中国地质学会志，第13卷，第3期。

李四光，1940，鄂西川东湘西桂北第四纪冰川现象述要．中国第四纪冰川，科学出版社，第111—117页。

李四光，1942，中国冰期之探讨，学术汇刊，第1卷，第1期。

李四光，1947，冰期之庐山，前中央研究院地质研究所专刊乙种第2号。

李四光，1947，贵州高原冰川之遗迹，中国第四纪冰川，1975，科学出版社，第125—135页。

李四光，1960，在中国第四纪冰川遗迹研究工作联络会上的发言，中国第四纪冰川，1975，科学出版社。

李四光，1964，华北平原西北边缘地区的冰碛和冰川沉积，中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第1—13页。

李四光，1972，天文·地质·古生物资料摘要，科学出版社

李四光，1975，《中国第四纪冰川》出版说明，科学出版社。

李四光，1975，中国第四纪冰川，科学出版社。

李承三、高泳源，1942，广元大巴山冰川地形，地理，第2卷，第1—2期，第3—14页。

李承三、吴燕生、李永昭、卢登化，1964，四川龙门山南段东坡及其山前带第四纪冰川遗迹．中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第14—18页。

李毓尧、袁玲玉、王保德，1964，大别山第四纪冰川遗迹初步观察．中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第101—134页。

严钦尚，1950，大兴安岭一带冰川地形，科学通报，第1卷，第7期，第185—186页。

严阵、温恒录，1964，东秦岭第四纪冰川遗迹，中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第135—146页。

吴燕生，1945，广西第四纪冰川现象与砂金矿之关系，地质论评，第10卷，第3—4期，第174—175页。

张文佑，1945，贵州都匀附近第四纪冰川现象(节要)，地质论评，第10卷，第3—4期，第173—174页。

张保升，1958，太白山冰川地形，中国第四纪研究，第1卷，第2期，第71—81页。

纳里夫金，N. B.，1960，亚洲地质史的光辉一页，朱海之译，1961，科学通报，第4期，第41—49页。

陈　群、张祥光、周国钧、段万倜、黄孝葵，1984，李四光传，人民出版社，第90—104页。

杨怀仁，1955，诺敏河流域的冰川地形，南京大学学报，第1期。

杨怀仁、杨森源，1958，长江下游第四纪的冰缘现象，中国第四纪研究，第1卷，第2期，第141—154页。

周廷儒，1982，中国东部第四纪冰川作用探讨，第三届全国第四纪学术会议论文集，科学出版社，第162—167页。

周廷儒，1985．中国自然地理，古地理(上册)，科学出版社，第64—231页。

周慕林、何培元、吴锡浩、张德元、徐慧生、刘有民；1977，太行山东麓沙河—洛河间第四纪冰川遗迹提要，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第126—130页。

周慕林，1982a，庐山有第四纪泥石流吗？自然辩证法通讯，第4卷，第2期，第40—42页。

周慕林，1983．第四纪下限与第四系划分问题，天津地质学会志，第1卷，第1期。

施雅风，1981a，竺可桢与中国冰川研究，冰川冻土，第3卷，第2期，第1—5页。

施雅风，1981b，庐山真的第四纪有冰川吗？自然辩证法通讯，第3卷，第2期，第41—45页。

施雅风，1985，在争议中前进的中国第四纪冰川研究．中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社，第1—8页

俞建章、谢宇平、刘翰，1964，大兴安岭东坡的第四纪冰川，中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第85—100页．

南京大学地理系地貌教研室，1971，中国第四纪冰川与冰期问题，科学出版社。

钱　方、浦庆余、袁振新、张兴永，1977，云南元谋盆地第四纪冰期与地层划分，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第55—81页。

莫扎鲁耶夫，B. B.，1977．A. 彭克、F. 布鲁克纳《阿尔卑斯图式》的创建及其在第四纪山地冰川概念发展的作用(高凤歧、谭文译，1981)，世界冰川冻土，第2期。

郭令智，1943，大巴山东段第四纪冰川地形，地理，第3卷，第3—4期，第6—12页。

曹照垣、王彦春、任富根、何培元，1964，太行山东麓漳河-滹沱河间第四纪冰川现象，中国第四纪冰川遗迹研究文集，科学出版社，第148—168页。

曹照垣等，1982，关于湘西黔东第四纪冰期的划分问题，中国地质科学院地质力学研究所所刊，地质出版社，第1卷，第2期。

章人骏，1951，浙江矾山第四纪冰川现象的观察。地质论评，第16卷，第1期，第50页。

黄培华，1963a，中国第四纪时期气候演变的初步探讨，科学通报，第1期，第34—39页。

黄培华，1963b。关于长江以南地区冰川遗迹问题，科学通报，第10期，第29—33页。

黄培华，1982a。中国经四纪气候演变与庐山"冰川遗迹"问题，冰川冻土，第4卷，第3期，第1—11页。

黄培华，1982b。《冰期之庐山》质疑，自然辩证法通讯，第4卷，第3期，第43—44页。

黄纲，1978，亚洲大陆的新崛起，解放日报(1月3日)。

黄纲，1984，学习李四光，李四光学术研究文集(一)，地质出版社，第21—36页。

第四纪冰川考察队，1977a，四川西昌螺髻山地区第四纪冰川地质，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第1—13页。

第四纪冰川考察队，1977b，四川渡口地区第四纪金沙冰期的初步探讨，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第44—54页。

谢义干，吴淑安，1981，九江—庐山地区第四纪沉积环境的初步探讨，地理集刊，第13号，科学出版社。

景才瑞，1981，庐山没有第四纪冰川吗？自然辩证法通讯，第3卷，第四期。

Barbour, G. B., 1934, Analysis of Lusban glaciation problem. Bull. Geol. Soc. China, 13:647—656.

Credner, W., 1931, Observation on geology and morphology of Yunnan. Geol. Surv. Kwangtung and Kwangsi Special Contribution, No. 10.

Fenzel. G., 1936, Das Taipei massive in Tsing-Ling-Schan. Pet, met.

Geikie, J., 1894. The *great ice age* and its relations to the antiquity of Man. 3rd, London.

Kano, T. 1936. Contribution to the glacial topography of Tunifak Mountain Formosa, Geogr. Review of Japan, 11 (1):242—243.

Kozarski, S., 1961, Fossil congelifluction covers in the northern part of the Lushan (central China), Bialetyn Peryglacialny (10):195—207.

Kozorski, S., 1963. Problem of *Pleistocene glaciations* in the mountain of East China. Zeit fur Geomor. Bd., 7(1): 49—70.

Limpricht, W., 1922, Botanische reisen in den hochgebirgen Chinas und Ost-Tibets, Reperti-rorium. Specierum Norrum Regi Vegetabilis, beihefre Bd XII. Berlin, Dalem.

Penck, A. uad Bruckner, E., 1909, Die Alpen im Eiszeitalter Tauchnits, Leipzig.

Wissman. H. V., 1937, The Pleicocene glaciation in China, Bull. Geal. Soc. China, 17(2):145—168.

中国东部冰期雪线重建讨论*

中国东部第四纪冰川问题争论之一，在对冰期雪线高低估计差别悬殊。如对长江下游特别是庐山末次冰期雪线高度，最早 Wissmann(1937)认为“不能低于 2 600 米”，以后不同研究者的估计数，最高的达 3 600 米(周尚哲，1983)，最低的为 2 000 米(孙殿卿等，1982)。这个地区老冰期的雪线，Wissmann 和杨怀仁(1984)均依据李四光所定有争议的冰川遗迹，认为“庐山冰期”雪线高度在 1 100 — 1 200 米，“大姑冰期”雪线 Wissmann 认为“不能高于 900 米”，杨认为“更要比庐山冰期低 300— 400 米”。而按照李四光(1933)本人的说法，“凡高于 500 米的山地，至少在鄱阳冰期之中，很少能免于受到冰川作用。”这样，当时雪线不能高于 500 米。冰期愈老，雪线愈低，其推论是否正确？我们究应如何正确判断东部冰期雪线高度呢？作者按下列三步进行。第一步根据现代冰川区雪线上年降水量、夏季(6 —8 月)平均温度相关曲线与经验方程，推算东部无冰川地区现代理论雪线高程。第二步根据古气候环境资料换算出末次冰期较现代的降温值和降水量变化值，结合东部周围地区有较确切的末次冰期雪线高度资料，推算东部各地末次冰期雪线高度，并绘制等值线。第三步依据各种古环境资料，探讨中、早更新世老冰期雪线下降值的可能范围。

一、亚洲东部有确切遗迹的末次冰期冰川分布

根据冰川地貌和堆积物所确证的中国东部末次冰期的冰川只分布在太白山(3 767 米)(Limpricht，1922)、达里加山(4 636 米)，螺髻山(4 350 米)(第四纪冰川考察队，1965)、小相岭(4 250 米)[1]，台湾玉山(3 950 米)及中央山脉(3 797 米)(田中薰，鹿野忠雄，1934)我国与朝鲜交界处的长白山(2 749 米)(鹿野忠雄，1937)以及青藏高原东缘某些山地。宁夏贺兰山(3 556 米)也可能有冰斗冰川存在，但尚需进一步工作，此外，甘肃的马衔山(3 650 米)，据我们观察有低于当时雪线(3 800—3 900 米)300 米左右的、发育在背风坡的吹雪冰川，在五台山(3 058 米)顶部规模较大的雪蚀冰斗应是多年雪斑的产物。这类雪斑即使已固结成冰但尚未演化成运动的冰体 — 冰川，未留下冰川蚀积证据。上述末次冰期的冰川遗迹则多表现为成群的冰斗和具备冰盆、冰坎、羊背石等冰蚀地貌的槽谷以及相对高度数十米和百米的终碛垄和侧碛垄。根据冰斗高度所指示的和据推算所知的当时雪线高度较现代雪线低 800— 1 250 米左右。如长白山天池周围的 5 个冰斗海拔高度在 2 200 米左右，据海拔高度为 2 624.3 米的天池气象站夏季温度与年降水量资料，可推算出现代雪线高度为 3 100 米左右，末次冰期雪线下降值达 900 米。在川西螺髻山若因距贡嘎山较近而假设它与贡嘎山现代雪线相同(5 000 米)，则螺髻山末次冰期雪线降低值约达 1 200 米。据推算太白山现代雪线为 4 500 米，则末次冰期雪线下降值为 900 米左右

---

* 本文原发表于《中国东部第四纪冰川与环境问题》，120— 132 与 363 — 374 页，其中第一节与崔之久合作，1989 年，科学出版社。

台湾玉山，据推算现代雪线为 1 300 米，古冰斗多在 3 500 米，末次冰期雪线降低值为 800 米。上述各山地的雪线降低值若与中国西部大陆性冰川相比，其数值是较大的，因为后者一般降低值仅 400 米左右。如在山体上升最强烈的喜马拉雅山中段北坡仅 300 米左右，在干燥而且上升也相当强烈的青藏高原内部及阿尔泰山、天山和祁连山多数为 500 米左右。由此可以看出，尽管中国东部因气候湿润而雪线降低值大大超过西部内陆地区，也仅有少数高度较大的山地，即在 40°N 以南海拔高度在 3 500 米以上的山地方能在冰期中进入雪圈并发育冰川。中国东部所表现的这一规律与相邻地区如日本、朝鲜、苏联和蒙古境内的末次冰期情况是完全一致的。如日本本州中部山地，有明显的古冰斗、冰碛垄等冰川遗迹，过去曾分为三个冰期，分别与末次及倒数第二次冰期相当。以后由于火山灰年代学的发展，得知为末次冰期的两个阶段，前期距今 4--6 万年，冰川规模大，以冰斗山谷冰川为主，最大冰川末端降至 1 900 米，长 4 公里。后期距今 2 --1.8 万年，以冰斗冰川为主，主要发育于前期冰斗内有利于积雪的部位上，冰川规模缩小，前后二阶段的雪线相差可达 100—400 米，在本州中部代表末次冰期的雪线高程出入于 2 400 -2 800 米，一般为 2 500-2 600米(Ono，1984)。北海道的日高山海拔高度在 2 290 米，末次冰期雪线在 1 500 米左右。

为什么日本末次冰期中后期的冰川规模较前期逊色呢？日本学者的解释是：在距今 20 000 年前的冰期最盛时，海面大幅度降低，对马海峡关闭，暖流不能进入日本海，水温降低，海面蒸发减少，西北风经过日本海面带到日本山区的水汽和降水量远较前期减少，限制了冰川规模(Ono，1984)。

朝鲜东北部盖马高原东北端的冠帽峰(41°40′N)，海拔高度为 2 540 米。(Kano，1935)报道在海拔高度为 1 900— 2 150 米左右高度上有 14 个冰斗，均位于东坡和北坡，冰斗宽长一般达 700- 800 米，后壁高度超过 200 米，古冰川槽谷与终碛下降至 1 500 米，更西南位于 42°N 的海拔高度为 2 435 米的南胞胎山北坡也有非常清楚的冰斗，斗底高度为 1 900-- 2 000 米，以此推测末次冰期雪线就在 2 000 米左右。这里雪线较低，显然是接近日本海，与降水丰富有关。

在北侧的俄罗斯境内濒临日本海的锡霍特山脉(最高峰 2 078 米，49°N，138°E)，有小片晚更新世冰川分布，当时雪线高度在 1 500 米左右。

黑龙江以北接近鄂霍次克海的杨、阿陵山(海拔高度为 2 505 米，52°30′N，135°E)，有二期古冰川遗迹。晚更新世冰期雪线在海拔高度为 1 300 米左右。向西北，斯塔诺沃山脉(即外兴安岭)东段，最高峰 2 412 米(56°N，130°E)同样有两期古冰川，最大的山谷冰川长达 40 --60 公里，晚更新世冰期雪线位于海拔高度为 1 500—1 600 米处，中更新世冰期雪线可能降至 800 1 000 米。

斯塔诺沃山脉西展，在 120°E 以西与贝加尔湖之东的群山相接，山体高度达 1 000 2 500米，较前述地区为干燥。有小规模的古冰川，较大冰川槽谷伸展 5- 10 公里，冰川遗迹保存新鲜，冰斗底即相当于晚更新世雪线高程在贝加尔湖东侧群山为 1 700—1 800 米，向南接近苏蒙边境的鲍祖沃契纳依山(Бошовчины)主峰(2 508 米，51°N，111°E)附近升至2 000- 2 100 米(Воскресский，1969)，晚更新世冰川面积达 110 平方公里，以冰斗-山谷冰川为主。

前苏联学者，Волчуко(1985)主要根据开花植物比较方法，重建末次冰期最盛时气候

变化，认为冰期时降水在大部分地区是减少的，而在太平洋岸略有增加。从这里可以看出这就是为什么在干冷的东西伯利亚，即使在第四纪冰期，尽管冰川规模有所扩大，但仍然未能发育区域性冰盖的原因。

蒙古东北部肯特山脉，最高峰 2 751 米(48°30′N，107°30′E)，保存有良好的冰川地形，如冰斗、槽谷，冰碛及堰塞湖等。估计末次冰期雪线高度为 1 900—2 000 米，较早的冰川遗迹是否确实，有不同意见(穆尔扎耶夫，1952)。

位于蒙古中部偏西的杭爱山脉，最高峰 4 031 米(47°40′N，97°40′E)，常年有雪，南北坡皆存在许多明显的冰斗，南坡古冰斗在 3 100 米处，在山地中段南坡的 Urgotum-901 的谷地，有三道侧碛垄分别高 100，150 和 200 米，距源头 25—26 公里处有位置最低的终碛垄，高 30 米，海拔高度为 2 200 米(Klimek 和 Sugar，1975)，根据上述东西各地末次冰期冰川遗迹配合本文的雪线图，从理论和实际两方面都说明除前述各山地外，其他中、低山都没有发育末次冰期冰川的可能。

在中国东部没有现代冰川而有古冰川发育的山地中，唯川西螺髻山能看到清楚的倒数第三次冰蚀、冰碛遗迹，在倒数第二次冰期时发育了大型山谷冰川，保存有相当完好的冰斗、槽谷以及侧碛垄，末端在东坡清水沟下到 2 500 米。雪线在 3 500 -3 600 米，比末次冰期雪线仅低 200- -300 米。这与后期该山地强烈抬升抵销了雪线抬升值有关。

为什么其他中国东部山地迄今没有发现肯定的倒数第二次冰期和更老的冰川遗迹呢？为什么日本本州中部高山也缺乏倒数第二次和更老的冰川遗迹呢？尽管过去有些文献提到日本山麓地带有所谓低位冰川遗迹，但现在文献都不提了。日本学者认为，中部山地第四纪新构造运动上升量大于 2 000 米以上，在早、中更新世冰期时，山地的高度达不到雪线高度，不存在发育冰川的可能性。显然在中国东部也可能存在同样情况。如太白山最强烈的抬升是在中更新世后期，新构造断裂切过离石黄土及其下伏的强风化砾石层和基岩基座，典型剖面见于北坡石头河水库东岸公路边。就中国东部范围而论，从五台山到太白山和螺髻山一线(即自东北到西南)，冰期系列有由无到有及由单一冰期到多冰期的趋势。如五台山只见一末次冰期的雪蚀洼地遗迹，在太白山可见末次冰期两套冰川遗迹，到螺髻山则具有三次冰期遗迹。这表明在同样的冰期气候条件下，山地抬升早而高度足够就可以有更多的机会发育古冰川。由此可见，在整个东亚地区，山地新构造抬升的时间和幅度乃是某一地区在冰期时能否有冰川作用的决定条件。区域性差异则表现为在高纬地区，要求的高度较低，在低纬度要求高度较高。如前述苏联斯塔诺沃山(56°N)末次冰期雪线为1 500—1 600 米，中更新世冰期雪线仅 800 -1 000 米。而中国川西螺髻山(27°N)则 3 500米的高度始够上发育倒数第二次冰期的冰川。当然除此以外也有经度地带或大陆度的影响。如长白山末次冰期雪线 2 200 米(42°N)、斯塔诺沃山(56°N)为 1 500—1 600 米。而纬度界于上述二者之间的蒙古杭爱山(47°N)因深处内陆中心，大陆度高，末次冰期雪线便抬升至 3 100 米，经度的雪线坡降值比纬度地带的坡度值更大。在此范围内若山地达不到相应的高度(如大兴安岭南端海拔高度在 2 000 米的黄岗梁)就未见任何古冰川遗迹，仅有少量雪蚀洼地(谢又予，1984)。

关于山地上升引起冰川发育的观点在地学界早已有之(Dana，1863)。尽管承认冰期间冰期交替主要受全球性气候变化控制，但某一山地能否在冰期时发生冰川则决定于该山地的地理位置和高度。这一相关关系伴随着山地抬升的先后则可决定某一山地的冰川

有无和冰期次数。因此，前述从五台山到太白山再到螺髻山这一线的冰期阶段或次数的变化是完全合乎规律的，这在中国西部青藏高原及其邻近山地也同样如此(李吉均等，1986)。

二、中国东部现代理论雪线的推算

依据雪线是年积累量与消融量平衡线所在的原理，在不受其它因素干扰的条件下，年积累量可大体以年降水量代表，年消融量取决于夏季消融期温度，可大体以6--8月平均气温代表。

据苏珍(1984)统计的中国西部和Kerschner (1985)统计的阿尔卑斯东部现代冰川雪线处年降水量和夏季6--8月平均温度推算值，绘制成图1。

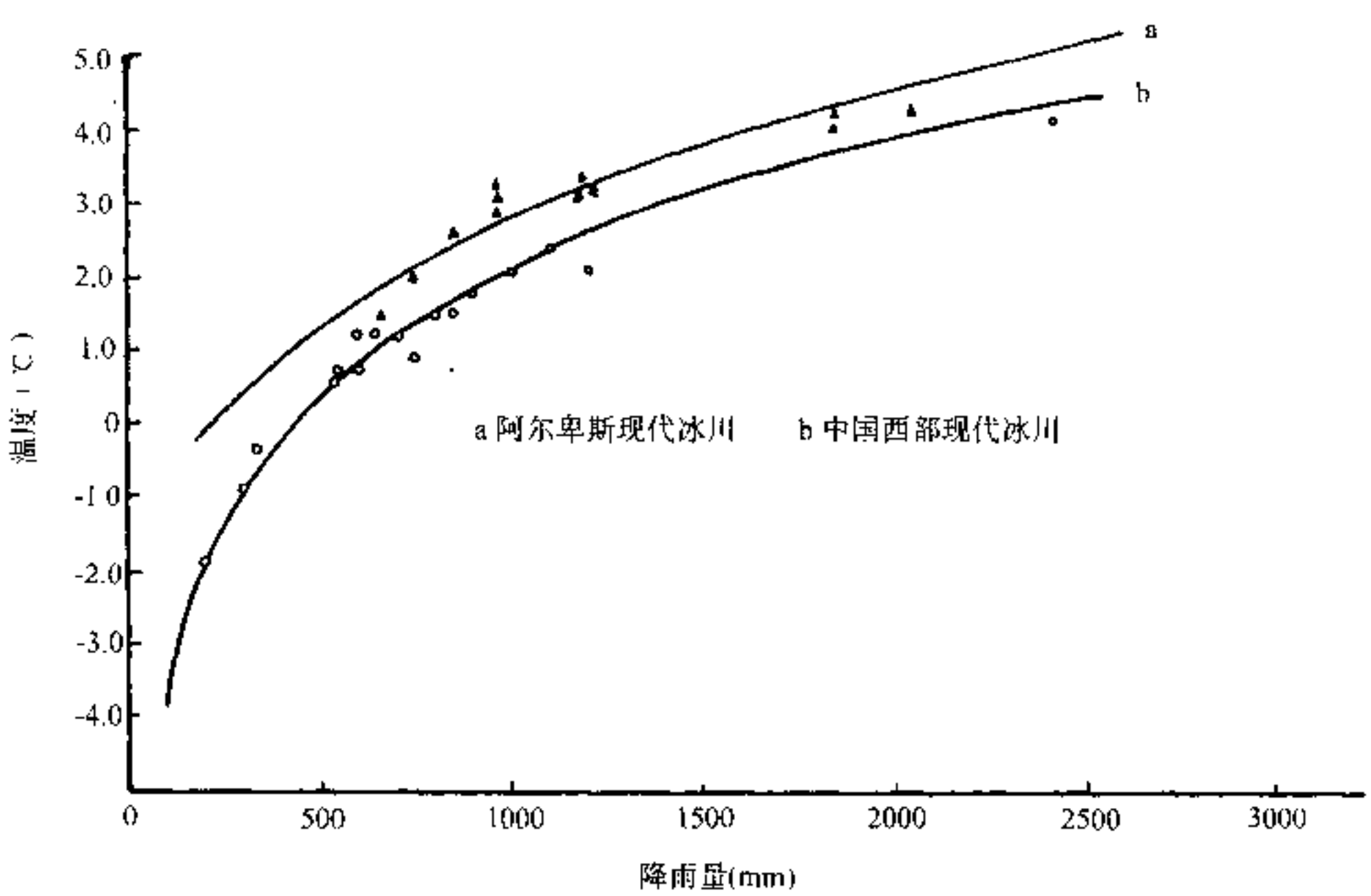


图1　现代冰川雪线处年降水和夏季温度关系曲线

此图明显表示，降水量增加，雪线附近的夏季温度升高，为取得这样的温度，雪线高度势必下降。相反，降水量减少，雪线附近温度降低，而雪线高度也就上升。但随着雪线所在夏季温度的上升，降水中降雪的比率会有所下降。据祁连山不同温度条件下降雪率观察结果，如图2所示，当地面温度为2℃时，降水中降雪率占70%左右，增温至4℃时，降雪率减至40%左右，增温6℃时，降雪率更减至20%左右(丁良福、康兴成，1985)。

另据吴锡浩等(1983)[①] 统计多年月平均气温与多年月固态降水率关系，凡月平均气温在0—10℃间时，固态降水在88.5—10.9%的幅度内变化，其回归指数曲线指示月平均气温2℃，降雪率在70--80%左右，4℃时在50—60%左右，6℃时在30--40%左右，8℃时在10--20%左右。

① 吴锡浩、赵文龙，1983，固态降水率的求算方法及其与气候雪线的关系。

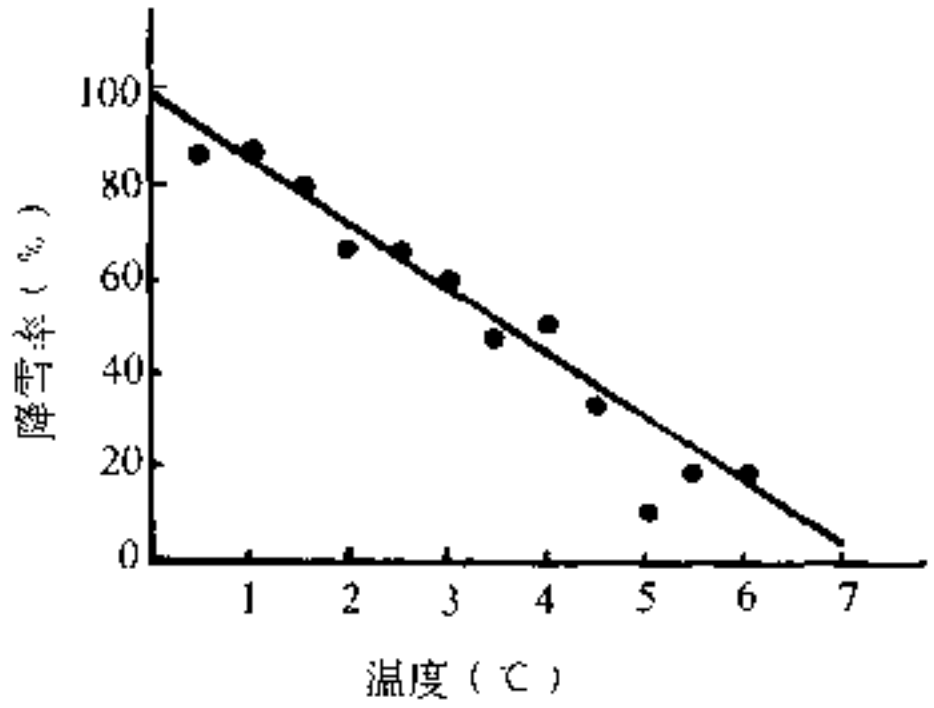


图 2　祁连山羊龙河 4 250 米处
不同温度下的降雪率
（据丁良福等，1985）

夏季地面降雨增多不仅不能增加积累，反而加剧冰面冲刷和融化。由此可知，当夏季气温升高超过一定值时，降水增加就无助于冰川发育，雪线就会升高，以获取较低的温度，节约消融，增加积累，以达到平衡。

中国东部山区均未达到现代雪线高度，为弄清第四纪雪线变化的规律和冰期雪线较现代雪线的下降值，需要建立东部地区的现代理论雪线。中国西部大陆性气候区与东部季风气候区，均以夏季降水为主，前述以年降水量和夏季 6 -8 月温度两个参数指示雪线的方法、不仅适用于西部，也可应用于东部。雪线附近的温度可按照温度垂直递减率推算，雪线附近降水量较难确定，暂按 Kerschner(1985)推算阿尔卑斯雪线处降水量方法，以 2 000 米高度处降水量为准。我国东部山地最大降水带在黄山和天目山出现在海拔 1 000 米左右，峨眉山出现在2 000米左右，西部新疆山地则在 2 000 - 4 000 米间(图 3)。在上述高度以上，降水量有所减少，由此可知东部山地现代雪线高度(多数为 3 000 -4 000 米)上降水量一般均少于 2 000 米高度上的降水量，由此计算得的理论雪线，可能较实际偏低一些，但此值较难估计。

现以玉龙山和庐山为例，说明现代理论雪线的推算：

(1)玉龙山(应用山麓丽江站气候资料)丽江海拔高度 2 393 米，1951 - 1981 年年平均气温 12.6 C，夏季 6—8 月平均气温 17.7 C，年降水量 950 毫米。

考虑中纬度山区最大降水带一般在 2 000 米左右，高山带降水也比较丰富，在缺乏实测资料的情况下，假定雪线附近的年降水量和 2 000 米处的降水量相当。

从图 1 中 b 线查出相当 950 毫米的雪线夏季平衡气温为 2.0 C。按照温度垂直递减率 0.6 C/100 米，计算出相应现代雪线高度出现于 5 032 米，为应用方便取整数 5 000 米，而实际观察到的玉龙山现代雪线值为 4 800--5 000 米[①]，与理论推算值基本一致。

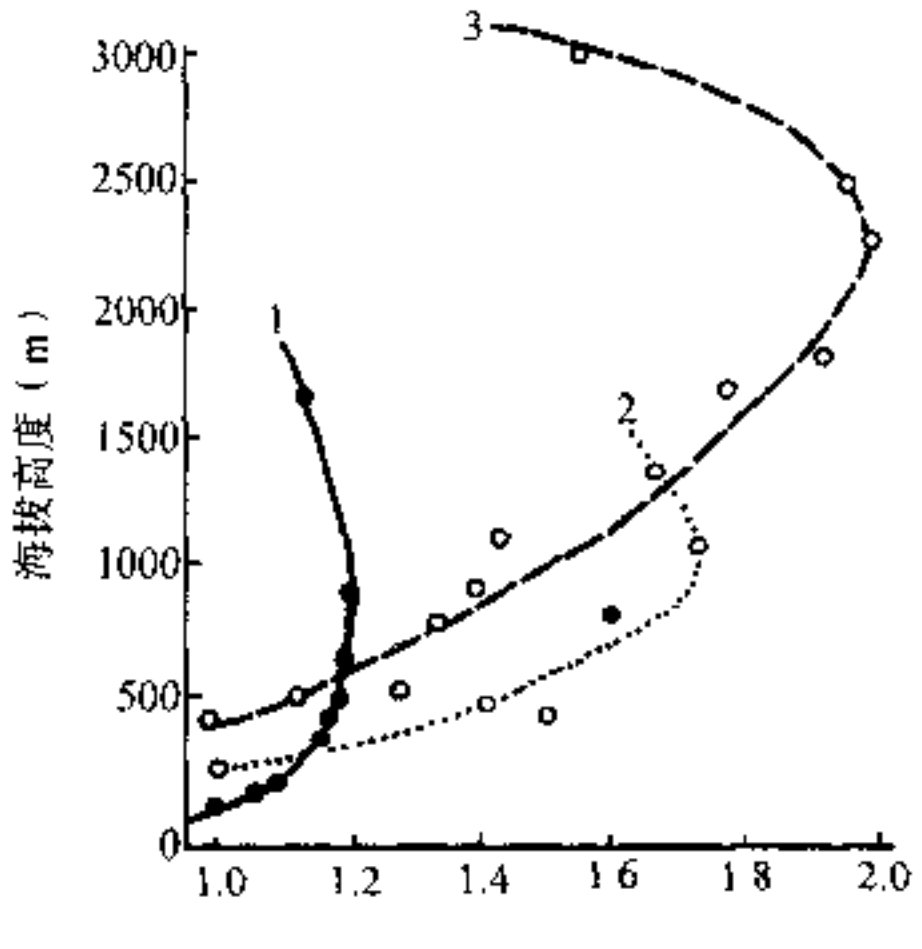


图 3　山地降水量(P)与山麓降水量(P_0)
比值(P/P_0)随海拔高度的变化
（据傅抱璞，1986）
1. 黄山，2. 西天目山，3. 峨眉山

(2)庐山气象站海拔高度 1 165 米，1951-1980 年平均气温 11.5 C，夏季(6—8 月)平均气温 21.2 C，年降水量 1 918 毫米。山麓九江气象站海拔高度 32 米，同期年平均气温 17.0 C，夏季平均气温 29.9 C，与庐山站间递

① 苏珍实地考察后面告。

减率为0.59℃/100米;降水1 412毫米与庐山站间的递减率为44.7毫米/100米。按此推算,庐山2 000米上空降水量应达2 291毫米。据图1中b线查出2 291毫米降水量处的雪线夏季平衡气温值为4.2℃,再按温度递减率推算出相应的高度为4 079米,取整数4 100米作为庐山现代理论雪线高度。

理论雪线推算的误差主要在于雪线附近降水量的推算,而不同地区降水梯度变化很大。按山顶或山地上部气象站与山麓气象站间不同雨量与高度所计算的降水梯度每上升100米所增加的降水量(毫米)值,黄山为43,庐山为45,南岳衡山为33,峨眉山为22,西岳华山为18,东岳泰山为29,长白山为35.台湾阿里山为109,图4示出中国东部降水梯度与降水量的关系。

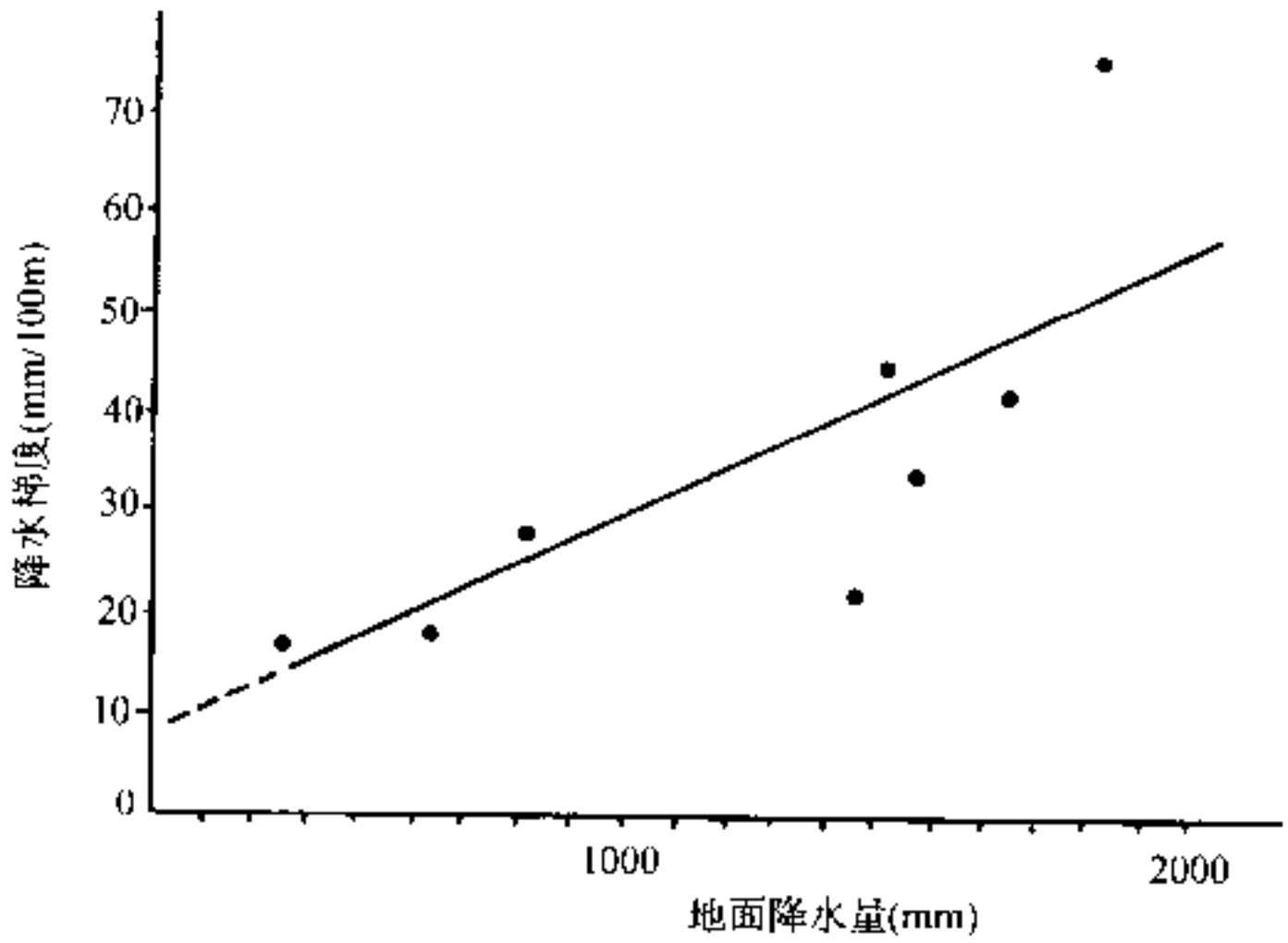


图4　中国东部降水梯度与降水量的关系

从图4可以看出,降水梯度值有随着降水量的增加而增加的趋势,但不是严格的。在计算各地降水梯度时,如缺乏附近不同高度台站资料直接推算降水梯度时,可参考该图。这当然有一定的误差。

根据上述思路,我们推算了中国东部若干地点的现代理论雪线,如表1所示。从此表可知,现代理论雪线自西向东随着降水量的增加而下降,即从5 000米左右降至4 000米左右;而从广西桂林到黑龙江漠河,现代理论雪线从4 000米下降到2 900米,相差仅1 200米,这主要由南北向夏季温度梯度较小所决定的。

表1　中国东部若干地点的现代理论雪线

地点	高度(米)	6　8月气温(℃)	年降水量(毫米)	2 000米处降水量推算(毫米)	6　8月雪线处平衡气温(℃)	理论雪线高度(米)
漠　河	296	16.5	403	710	1	2900
伊图里河	733	14.5	451	692	1	3000
哈尔滨	145	21.4	577	947	1.9	3400
长白山天池	2624	6.9	1340	—	2.9	3100
沈　阳	167	23.4	710	1160	2.6	3600

续表 1

地　点	高度(米)	6—8 月气温(℃)	年降水量(毫米)	2 000 米处降水量推算(毫米)	6- 8 月雪线处平衡气温(℃)	理论雪线高度(米)
北　京	32	24.7	644	1038	2.2	3750
大　同	1067	20.6	384	543	0.8	4400
呼和浩特	1062	20.9	365	525	0.5	4500
泰　山	1534	16.8	1132	1267	2.8	3900
华　山	2064	16.5	900	900	1.7	4500
黄　山	1840	16.6	2394	2461	4.2	3900
庐　山	1165	21.2	1917	2291	3.8	4100
恩　施	437	25.5	1439	1920	3.1	4200
松　潘	2831	13.5	730	--	1.1	4900
桂　林	167	27.4	1900	2504	4.2	4000
贵　阳	1071	23.1	1175	1482	3.4	4400
丽　江	2393	17.7	950		1.9	5000
景　洪	55..	25.2	1198	1820	3.8	4100

三、晚更新世冰期最盛时雪线高度的推算

1. 末次冰期的降温值的选择

末次冰期降温值和降水值是确定古雪线的依据，表 2 所列不同研究者对同一地区末次冰期降温值推算的数值差别很大，如长江下游，小至张树维的 4 -6℃，大至徐馨的 10—13℃，都是应用孢粉研究结果。但从孢粉的鉴定到建立孢粉谱，恢复古植被，从古植被与现代植被比较找出其气候条件的差别，都是很复杂的问题。详细讨论不同研究者的出入，非本书的任务，但作者又必须选择若干认为比较合理的数值，作为推算古雪线高度的依据。这里作者基本上选择了徐仁教授(1981，1985)的意见，将华北至长江下游地区末次冰期最盛时降温值定为 8℃；东北地区根据冰缘资料推算的降温值为崔之久的 8 -11℃，而据裘善文、王曼华等依据孢粉资料推算的为 5- 8℃，本文暂取中值 8 - 9℃；华南地区．各种资料均表明冰期、间冰期的温度变化幅度是不大的，但很少研究者具体指明降温值，根据台湾玉山现代理论雪线在 4 300 米左右，而末次冰期冰斗大量出现在 3 500—3 600 米高度上，当时雪线比现代下降值为 700—800 米藉此推算的温度下降值在 4 5℃左右。而 Tsukada(1983)早年推算末次冰期早期降温值达 8—11℃，显然是偏高了。中国和澳大利亚合作对云南若干地点晚更新世与全新世孢粉研究表明，在海拔 2 000 米的洱源西湖(26°N，100°E)距今 15 000—12 000 年前即末次冰期晚期，云杉、冷杉植被比现代低 1 000 米左右，推算当时温度也比现在低 5℃[①]。而对纬度更偏南 4°，海拔 1 200 米勐遮盆地(22°N，100°E)的两个小湖沉积孢粉研究，在距今 3.2 1.9 万年间，气候以温凉湿润为

① 林绍孟，1984，滇西北西湖地区晚更新世以来的植被研究，中国 澳大利亚第四纪合作研究论文摘要。

主，近似于现代海南岛五指山 700- 1 500 米处的针阔叶混交林，距今 1.9—1.2 万年间，气候以干凉为主，直到全新世中期的七个孢粉带谱反映的主要是气候干湿波动而非冷暖波动[1]。由此，在华南地区晚更新世冰期盛时降温值选为 5 C 可能是合适的。

表 2　不同研究者推算的末次冰期降温值

地　　点	根据材料	地层年代(年)	降温值(C)	研究者
哈尔滨黄山	孢粉	21 000—12 000	7—8	裘善文等，1981
45°N 以北	冰缘现象	23 000—12 000	8—10	崔之久等，1985
42°　45°N	同上	同　上	11	同上
39°　40°N	同上	同　上	10　11	同上
松嫩平原	孢粉	11 000—20 000	6.9(7 月)	王曼华，1986*
辽河平原	同上	同　上	5.4(7 月)	同上
河北东部	孢粉	更新世冰盛期	10±	李文漪，1985
北京坟庄	孢粉	22 700—13 300	77	孔昭宸等，1980
哈尔滨、北京、渭南	孢粉	30 000　20 000	7 ·9	周昆叔，1984
山西峙峪	哺乳动物化石	28 135±1 330	7·8	贾兰坡等，1972
渭南北庄村	古植物	23 100±830	8	植物所等，1966
太湖地区	孢粉	末次冰期	7—8	王开发，1983
天目山平溪	孢粉	晚更新世冰期	5—12	刘金陵等，1977
天目山冰坑	孢粉	晚更新世冰期	10　13	徐馨等，1981
芜湖地区	孢粉	21 500—20 600	4—6	张树维，1985
芜湖地区	孢粉	12 300	8　9	同上
贵州盘县	孢粉	晚更新世	5　10	孔昭宸等，1977
台湾中部	古冰斗	末次冰期	4—5	本文作者
中国东部	综合	大理冰期	8—12	孙殿卿等，1981
中国东部	综合	大理冰期最盛	7　13	杨怀仁，1985
中国东部	综合	晚更新世冰期	7—10	徐　馨，1985
中国东部	植物群	30 000	5　10	徐　仁等，1980
中国东部	综合	晚更新世冰期	5　11	张兰生，1980

* 王曼华，1986，我国东北平原晚更新世植物群与古气候研究(油印本)。

2. 末次冰期降水量的推算

研究者均认为，冰期气候一般比现代干燥。具体据以推算降水量变化的资料主要为古植物、古土壤的分布变化和环流形势的变化。但推算冰期降水量要比推算冰期气温困难得多。因此，有关文献为数极少，唯张兰生(1984)在推测冰期我国上空全年都维持现代的冬季环流形势、夏季风北界只到江南丘陵南部与云贵高原中部的前提下，编绘了末次冰期降水量分布与末次冰期降水量和现代降水量比率图。他认为华北、东北两大平原及其间的冀

① 刘金陵、唐领余，1984，云南勐遮盆地晚更新世植被及其环境变迁，中国－澳大利亚第四纪合作研究论文摘要。

北辽西山地降水量不及现代的 30%，大部分在 100 — 200 毫米间；长江与南岭之间则是高降水中心，降水量可达 1 200 —1 400 毫米，相当于现代的 80% — 90%；江淮之间，降水量激减；秦岭淮河一线约为 500 毫米；川西和云贵高原降水也低于 500 毫米。该图令人极感兴趣，但需和第四纪其它资料进一步结合，得到较多的验证和改进。

例如东北哈尔滨长春一带晚更新世冰期植被，曾经历干草原、阔叶疏林草原等阶段，至距今 3—1 万年前转为以松和云杉为主的暗针叶林与现代北方同类植被区域比较，即使在冰期降温条件下，估计其降水量也应达 200— 400 毫米。在河北平原，末次冰期最盛时系藜、蒿和禾本科植物为代表的草原。至 1.2—1.1 万年前，冷杉、云杉、松增多（孙昭宸，1980）。根据降温值比较，冰期最盛时植被类似现今呼伦贝尔草原情况，降水量估计为 300 毫米左右，以后可能增至 400 毫米以上。

晚更新世冰期时，黄土吹积到长江下游南岸包括庐山和太湖一带堆积，即下蜀土上部，这自然和极锋南移、西北风远比现在强劲有关。在芜湖下蜀土距今 1.3 — 2 万年间，森林消失，代之以中生和旱生草本植物，山坡上生长稀疏的松和桦（张树维，1985）。其时降水量应和现在黄土高原东南部 500 —600 毫米左右相当。在这个阶段的前与后，植被均为针阔叶混交林，温度和降水都有所增加。

上述降水量是平原地区情况，山区当然有相当的增加。正象现代天山和阿尔泰山那样，山麓带是干旱荒漠，而高山雪线附近降水量仍可达 400— 1000 毫米，高山带的降水变率一般远小于平原地区。如此原则也适用于冰期至间冰期的变化，故冰期高山带降水量的减少比率应小于平原降水量的减少比率。

参考张兰生（1984）的末次冰期降水量与现代降水量比率图，加以适当修正，选择以下参数：末次冰期最盛时降水量相当于现代降水量的百分比，东北北部为 40%，东北中、南部至北京为 30%，山西高原与泰山为 40%，华山和长江下游山地为 50%，华南为 70%，长白山、台湾玉山及云南景洪地区为 80%。

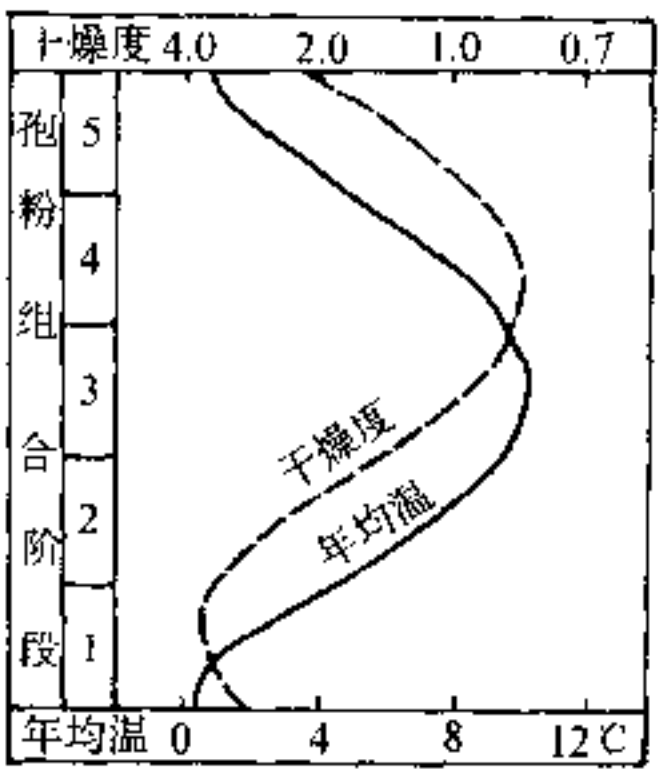


图 5 河北平原东部冰期—间冰期旋回中温度和湿度关系
（据李文漪，1985）

上述估计数，骤然看来，冰期降水量的减少幅度是令人吃惊的，但如黄土研究结果显示的那样，洛川地区黄土-古土壤系列所反映的冰期—间冰期温度振幅可达 7—12℃，年降水量波动为 500— 600 毫米，相当于末次冰期即马兰黄土堆积时期温度较现代温度低 6— 9℃，年降水量低 300 —400 毫米。当时年降水量约为现代的 30%— 50%（刘东生等，1985）。以此，上文所定山西冰期降水值为现代的 40%是合理的。

一个困难的问题是冰期中最冷期和最干期并不一致，即李文漪（1985）所称在暖冷交替过程中湿度对于温度存在的时间滞后现象，其滞后时间可能以百年至千年计（图 5），即当间冰期向冰期过渡时，首先是温度下降，大气中仍维持着相当湿度，出现相对湿冷阶段，使雪线下降，冰川前进。在植被演替上，原生长在海拔较高地带的云杉、桦木等下降至山麓或平原，形成孢粉组合中的云杉高峰。以后在气候继续变冷的过程中，变得很干燥，降水大幅度减少，使冰川补给变弱，达到与消融平衡时，雪线相对稳定，也即进入

冰期最盛时冰川的稳定状态。困难在于从相对湿冷阶段向干冷阶段过渡时，继续降温值得很难确定，在本文计算中忽略未计。

3. 末次冰期雪线图的编制

根据末次冰期的降温值和降水值，推算了中国东部各地末次冰期雪线高度如表 3 所示，并编制末次冰期雪线图(图 6)。

表 3 与图 6 所示的长江下游末次冰期雪线高度较同纬度中国西部川西山区低了 1 000米以上，和现代雪线西高东低的趋势是一致的。

表 3　中国东部末次冰期雪线估算

地　点	现代理论雪线高度(米)*	雪线处6—8月平均气温(℃)	现代年降水量(2000 米处)推算值(毫米)	冰期降温值(℃)	现代雪线处冰期6--8月气温(℃)	冰期降水量相当于现代(%)	冰期2000 米处降水量估计(毫米)	相当冰期降水量的夏季平衡气温(℃)	比较现代雪线处夏季降温值(℃)	雪线下降值(米)	冰期雪线高度(米)
漠　河	2900	1	710	8	-7	40	284	-2	5	830	2070
伊图里河	3000	1	692	8	-7	40	277	-2	5	830	2170
哈尔滨	3400	1.9	947	9	-7.1	30	284	-2	5.1	850	2550
长白山	3100	2.9	1340	9	-7.1	80	1100	-2.3	6.0	1000	2100
沈　阳	3750	2.6	1160	9	-6.9	30	348	-0.5	5.9	980	2770
北　京	3300	2.3	1038	8	-5.8	30	311	-0.8	5	830	2670
大　同	4400	0.8	513	8	-7.2	40	210	-3	4.2	700	3700
呼和浩特	4500	0.5	525	8	-7.5	40	210	-3	4.5	750	3750
泰　山	3700	2.8	1267	8	-6.2	40	501	0.5	6.7	1100	2600
华　山	4500	1.7	900	8	-6.3	50	450	0	6.3	1050	3450
黄　山	3900	4.2	2461	8	-3.8	50	1230	2.7	-6.5	1080	2820
庐　山	4100	3.8	2291	8	-1.2	50	1146	2.5	6.7	1120	3000
恩　施	4200	3.1	1920	8	-4.9	50	960	2.1	6.0	1000	3100
松　潘	4900	1.1	730	5	-3.9	50	365	-0.4	3.4	570	4330
桂　林	4000	4.2	2504	5	-6.8	70	1753	3.7	-4.5	750	3250
贵　阳	4400	3.4	1482	7	-3.6	70	1037	2.1	5.7	840	3550
丽　江	5000	1.9	950	5	-6.1	70	665	6.9	7	1100	3900
景　洪	4100	3.8	1820	5	-1.2	80	1458	3.2	4.4	730	3100
台湾玉山	4300	4.3	3000	5	-0.7	80	2400	4.2	4.9	820	3480

* 现代雪线高度及该高度有关温度与降水量据表 1。

表 4　30°N 中国东西部雪线高度比较

地　区	西藏中西部 85°E	四川西部 100°E	湖北西部恩施	庐　山
现代雪线(米)	6 000		4 200	4 100
末次冰期雪线(米)	5 500	4 500	3 100	3 000

表 4 所列中国东西部在 30°N 线上现代雪线最大相差达 2 000 米左右，末次冰期雪线

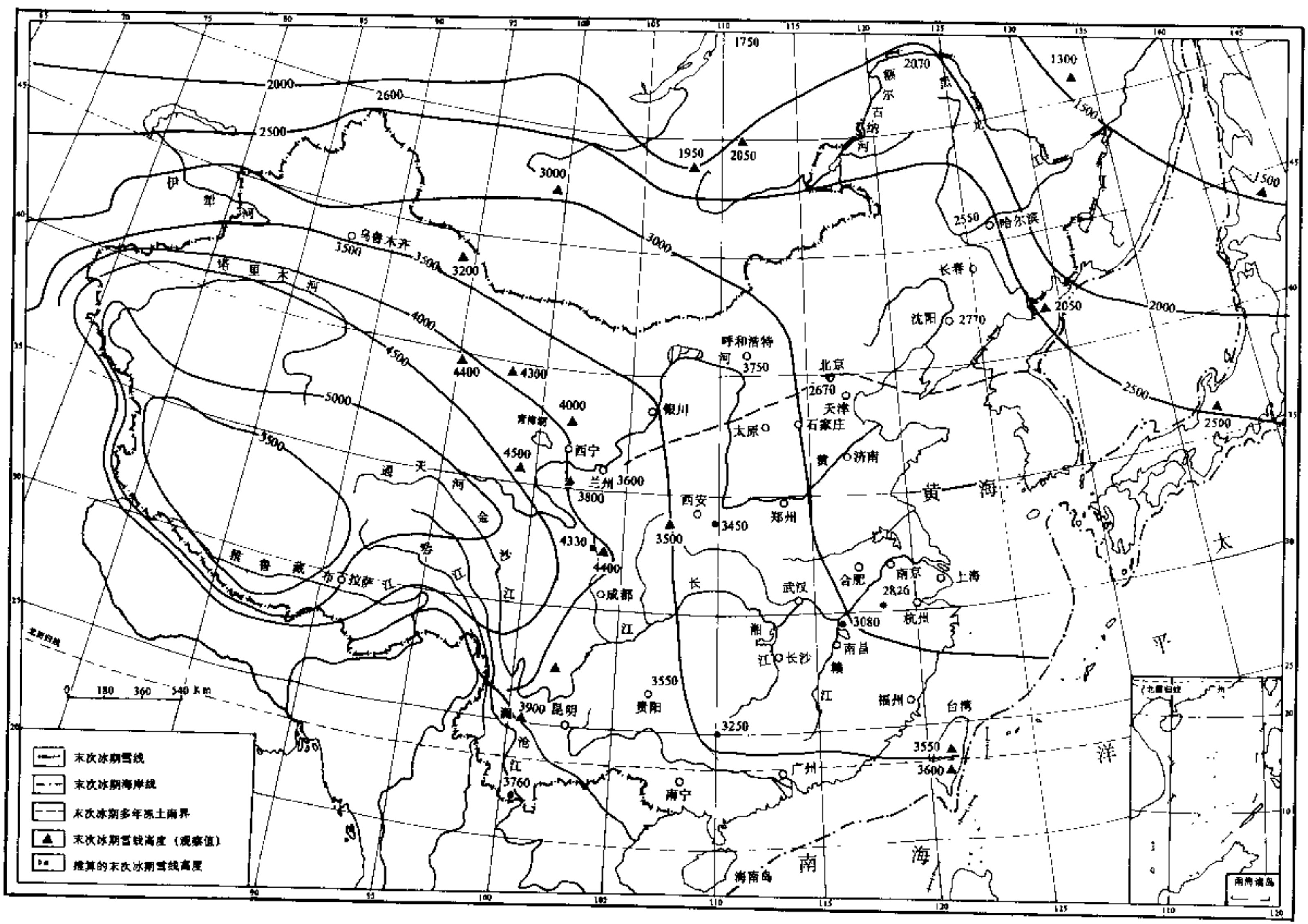


图 6　中国东部及毗邻地区末次冰期雪线图

相应增至 2 500 米左右，在同一纬度上有这样大的差别，原因何在？30°N 处于副热带高压下沉气流影响下，一般都较干燥，其雪线高程超过了赤道地区。西藏中西部的现代雪线一般达 6 000 米左右，最高处出现在珠穆朗玛峰北坡东绒布冰川，达 6 200 米，是北半球最高雪线所在，而到西藏东南部，受印度洋季风强烈影响，降水激增，雪线降至 5 000 米以下；至横断山区，降水量稍减，雪线又稍上升；长江中下游拜受东南季风的恩惠，山地高处年降水量增至 2 000 毫米左右，雪线又复下降，现代雪线低至 4 000 米左右。东西部降水量的差别是导致现代和末次冰期雪线高度差别的主要原因。冰期雪线大体和现代雪线平行，但末次冰期雪线低于现代雪线值在西藏高原中、西部仅 500 米左右，而至长江下游增至 1 000 米以上。除了气候变化因素，青藏高原在冰后期的继续强烈上升，缩小古今雪线高度的差别，也是个重要原因。

文献中有以东部冬季低温解释第四纪冰川分布的现象，如以冬季等温线的向南突出解释“广西境内诸山，高度虽不大，但亦可发生冰流”（李四光，1951）。以东部冬季寒潮强大，有个“冷槽”，远较欧洲同纬度地带寒冷为原因，解释“第四纪冰期雪线较同纬度其他地区大量降低”（杨怀仁，1984）。诚然，我国东部冬季温度较同纬度地区为低是个事实，但不宜将冬季低温夸张到起主导作用的地步。冬季低温主要经传导降低冰温，加大暖季消融所需的热量，延滞消融，而对增进积累作用不大。如果冬季低温对雪线起决定作用，那么西伯利亚东北部维霍杨斯克 1 月气温低至－50 C，是北半球寒极所在，远远低于同纬度的斯堪的纳维亚、巴芬岛和阿拉斯加等地区，但那里的现代雪线仍高达 2 300 — 2 600 米（米哈伊洛夫，1956），又远高于上述各地区，可能是同纬度上雪线最高的地区。其原因就在于：维霍杨斯克地区是在高气压中心，降水量很少，才使这个地区的雪线抬升到那样高度。

还应注意到中国东部地区的夏季高温是严格限制雪线下降的。据 Палогов（1956）观测，外伊犁阿拉套冰川在日平均气温 0 — 10 C 间和云量 50% 的条件下，日平均气温增加 1 C，冰的日消融量增加 7 毫米。按此推算，夏季 6—8 月日平均气温增加 1 C，消融量增加 630 毫米；如增加 3 C，将达 1 890 毫米。Крепке（1973）综合研究中亚山地雪线附近降水、积累、消融等资料给出了下列经验公式：

$$A = (T_s + 9.5)^3$$

上式中 A 为雪线上消融量以毫米计，T_s 为夏季平均温度以 C 计，按上式，如雪线夏季平均气温为 3 C，则消融量达 1 953 毫米，这相当于现在长江下游山地高处的降水量。这个观念是很重要的。如果考虑到 1 克冰融化成水需要 334.9 焦热量，而 1 克冰降温 1 C 只要 2.1 焦热量，则夏季温度对冰川作用的重要性远非冬季温度所可比拟。

中国东部雪线分布的另一特点，是南北向差别较小。比较桂林和漠河两地纬度相差达 29°，而现代理论雪线高度相差仅 1 100 米，末次冰期雪线差为 1 200 米。其原因也就在于夏季温度差别较小，两地 6—8 月现代平均气温相差 10.9 C，号称中国最北的漠河，尽管冬季异常寒冷，而夏季平均气温仍高达 16.5 C。东北地区较高的夏季温度，结合降水分布状态，使得这里雪线有一定程度的向北突出。同理说明为什么大兴安岭地区在末次冰期时仍然不能发育冰川的原因。

文献上还经常有以西部山区森林线与雪线高度相差的方法，套用来推论东部冰期时雪线。首先是 Wissmann 应用此法推论长江下游“大理冰期雪线不能低于 2 600 米”。他提出了一个雪线高度估计最低的极限值，未说明可能变动的幅度。此值稍低于本文计算的

3 000米，误差是不大的。但是将长江下游大理冰期雪线高度估计为 2 000 米左右，就值得商榷了。估计此值的理由之一，在于贵州东部的梵净山海拔 2 100—2 350 米处发现了冷杉林，比台湾玉山和陕西太白山低了 1 200 米。按林线与雪线在冰期同步变化考虑，于是认为梵净山大理冰期雪线同样可较台湾玉山和太白山低 1 200 米，即在 2 300 米。庐山、黄山、天目山位置偏北，更可降至 2 000 米左右，或会更低(吴锡浩，1985)。但这样计算没有考虑森林上限与下限间的林带宽度。我国西南、西北各高山，云杉、冷杉林带垂直宽度一般达 800—1 000 米，林带上限低于雪线大体为 800—1 200 米，下限低于雪线 1 800—2 800 米(张林源等，1985)。梵净山发现的冷杉林并不代表林带的高限部分，比较位置偏北川鄂交界处的神农架，云、冷杉林下限为 2 200—2 300 米，上限超过 3 100 米，以梵净山与神农架云、冷杉林下限高度比前述恩施地区的现代理论雪线高度低 2 000 米左右，与贡嘎山现代雪线和林带下限二者的差值 2 200 米是接近的。而在台湾玉山云、冷杉林下限为 2 800 米，高出梵净山冷杉林下限 700 米，低于玉山的现代理论雪线仅 1 500 米。如按前述冰期林线与雪线同步变化的假说，台湾玉山雪线降低值为 800 米，梵净山按恩施地区现代理论雪线下限 800 米，则大理冰期雪线应为 3 400 米，正好与本文末次冰期雪线图一致，而决不是上文引述的 2 300 米。同理，长江下游大理冰期雪线高度 2 000 米的推论也是不能成立的。由于林线和雪线高度差在不同环境下变化很大，吴锡浩(1983)在详细探讨中国东部和西南地区更新世云杉、冷杉植物群记录的古温度后正确指出："若企图由云、冷杉林直接计算出古雪线与古冰斗，在理论上是难于成立的。"

四、更新世老冰期可能出现雪线最大下降值的讨论

这里所说的老冰期即末次冰期以前的各次冰期。由于老冰期冰川侵蚀地貌受到后来各种内外营力的严重破坏，不能根据幸存的残破冰斗等地形来估算当时雪线高度，在《中国东部第四纪冰川与环境问题》一书的第四、五章也已指出所谓庐山冰期或其它老冰期的"冰斗"地形缺乏鉴别意义，若此，将长江下游倒数第二冰期即李四光的庐山冰期雪线定在 1 100 米左右，就失去了根据。参考冰川堆积范围，重建冰川流域与高程，借冰川学方法亦可获得大体的古雪线位置。如姚檀栋(1981)用荷尔法推算的庐山"大姑冰期"雪线高度仅 300—600 米。此数也与李四光自述的 500 米以上山地就能发育冰川的意见一致。但是前述据以推算古雪线的冰川堆积是不可靠的，而且在长江下游老冰期雪线要从现代的 4 000 米左右降至 500 米，即雪线下降值达 3 500 米，相应的降温值至少 21℃的意见，大约是任何研究者都难以接受的。至于将庐山"大姑冰期"雪线高度定为 800—900 米，尽管流传很广，但迄今未见其推算依据，按李四光所定大姑期冰川范围，雪线也不能出现在此高度上，而较现代雪线下降值达 3 200 米，相应降温值至少为 19℃也是多数研究者不能接受的。这里在降温值推算中用了"至少"的形容语，因为冰期时降水量的减少，使按雪线下降值推算的温度下降值小于实际的气温下降值。表 3 中相当于冰期降水量的雪线处平衡温度较现代雪线处温度下降值均不同程度地小于冰期降温值，如庐山末次冰期降温为 8℃，而冰期雪线处较现代雪线处的降温值仅为 6.7℃。

"冰期愈老，雪线愈低，或冰期愈新，雪线愈高"，这是按李四光中国冰期学说发展起来流行也相当广泛的观点，实际事实并非如此。从渐新世开始的新生代冰期到第四纪后半期

才达到高潮，如以百万年尺度来说，则是冰期愈新，雪线愈低，在百万年内又有多次冰期、间冰期的波动，根据深海氧同位素曲线所反映的气候和冰期变化，$\delta^{18}O$ 值大多高于末次冰期，反映老冰期的冰川规模是较末次冰期大些。

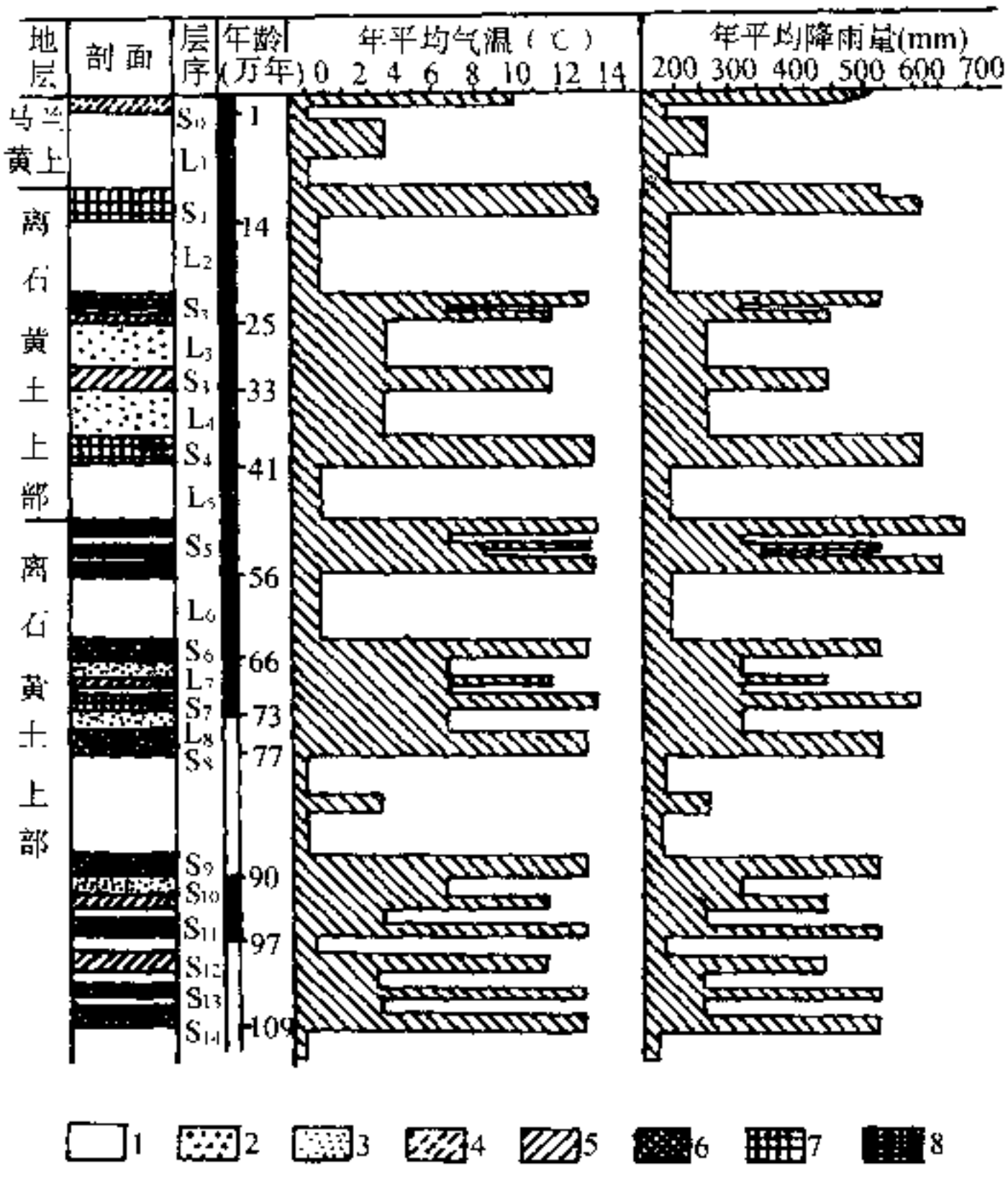


图 7　110 万年以来洛川气候要素值的变化

（据刘东生等，1985）

1. 弱风化黄土；2. 中等风化黄土；3. 显著风化黄土；4. 黑垆土；5. 碳酸盐褐土；6. 褐土；7. 淋溶褐土；8. 棕褐土

规模较大的几次老冰期雪线较末次冰期雪线的降低值，根据比较可靠的文献资料，在欧洲阿尔卑斯山为 100- 200 米，在中国西部山区为 100—400 米，黑龙江北面的阿陵山为 300 -500 米，这是从冰碛分布的现代高度直接计算出来的。如果考虑到山地新构造上升运动，老冰期的雪线下降值还应大些。李吉均推算横断山区现知三个冰期中最老的稻城冰期的冰碛已经强烈风化呈现红壤型的风化壳，这种风化壳在现代气候条件下，只能发生在 2 000 米以下地点，而目前位置海拔是 3 700 米，说明稻城冰期后的构造上升量已达 1 700 米之巨。按稻城冰期遗迹推算的雪线现代高程为 4 400 米，低于现代雪线 800 米，如考虑构造上升量，则稻城冰期时雪线低至 2 700 米，与现代雪线差值大至 2 500 米，颇为惊人（李吉均等，1984）。如此大的雪线差值是由青藏高原构造上升导致气候环境巨大变化造成的：高原大幅度整体上升，产生了巨大热效应。如高原上拉萨较同纬度的九江高 3 600 米，温度差应达 21.6 C，而实际仅差 8.6 C，即热效应达 13 C 之多，足以使雪线升高 2 200 米

之巨，其次是高原大幅度抬升，使气候明显变干。如图1所示，年降水量由2 000毫米减至500毫米时，雪线附近夏季(6- 8)平均气温由4℃降至0.4℃左右，足以使雪线高程上升600米。这样的特殊情况不可能出现于东部。东部中低山地的多数在第四纪也有不同程度的上升，但其量级较小，例如庐山中更新世以来的上升量据网纹红土分布上限变化推断约为300—400米，太白山第四纪时期的上升量则可能达3 000米之多(张伯声，1964)。不论如何，山体不同程度的上升只能缩小而不能扩大老冰期与现代雪线、末次冰期雪线间的差距。尽管纳里夫金(1961)在北京西山地区看到李四光介绍的冰川遗迹后，表态支持，并提出中国东部地区大幅度沉降运动的解释，但西山地区种种上升而非下降的迹象，就直接否定了纳里夫金的推论。当然中国东部几个主要平原区，包括较大的山间盆地，第四纪中各有数百米与1 000米以上的沉降量，使早期的山麓带堆积，深埋于地下，但这无助于说明山地雪线的变化。

杨怀仁(1985)推测，“在大姑冰期及其以前，中国夏季风微弱，夏温低，降水量高，故老冰期雪线低，冰川活动范围大。”这种可能性要认真研究，能否使东部中低山地发育冰川，需要有定量的推算。如老冰期雪线低于末次冰期雪线2 000米左右或更多，要求于巨大降温和降水增加，故非一般的定性推论所能解决的。

从《中国东部第四纪冰川与环境问题》中有关章节所推测的第四纪环境变化，系利用洛川黄土与古土壤序列的分析资料，提出110万年来不同冷期黄土生成时温度和降水量估算。从图7得知，所有各个黄土生成期的温度都不低于相当末次冰期即马兰黄土生成期温度，而L_3，L_4阶段黄土期温度高于马兰期3℃左右，L_7，L_8更高于马兰期达6℃左右。就降水量论，L_3，L_4黄土期高出马兰期约100毫米；L_7，L_8黄土期高出马兰期约150毫米。这已反映了黄土生成时最湿润的情况。当时的雪线，由于气温升高，不仅完全抵销了降水增加使雪线下降的有利条件，反而还要高过末次冰期雪线。由此，我国第四纪堆积研究，最详细的黄土历史资料，也不能提供老冰期雪线会大幅度低于末次冰期雪线的间接依据。

吴汝康等(1985)对著名的北京周口店猿人洞穴堆积研究后认为：猿人洞穴中所有沉积“是温带或亚热带气候环境下的沉积物”。还有部分研究者认为--百万年以来的周口店气候波动于较湿润的暖温带至半干旱的寒温带之间，相当于欧洲主要冰期即艾尔斯特冰期时(猿人洞穴7—11层，距今37—46万年)。周口店气候为趋向于干冷的半干旱温带凉爽气候(杨子赓等，1981)，完全看不到有较末次冰期更为寒冷的迹象。

从孢粉研究结果看，如李文漪意见：“从东部第四纪孢粉植物群的分布发展中，未见有大面积冰川覆盖的象征，冰期气候在植被上的反映，主要是山地植被带的下降，和北方耐寒草本植物的发展”，“不妨作--假定，即以10℃年平均气温差作为冰期较间冰期的下降值”。另李文漪在渭河盆地的第四纪孢粉研究中曾指出，更新世早期和晚期各有一低温期，其寒冷程度相仿，更新世中期则有一个气温略高而较干旱的时期(李文漪，1983)。早更新世冷期盛时在北方各地同样出现耐旱的蒿藜等植物，说明仍然是相当干燥的。这样，孢粉研究成果也不能支持老冰期雪线会大幅度低于末次冰期雪线的推论。

古脊椎动物群的研究结果，如计宏祥指出的，南方地区环境较为稳定，气候波动在热带、亚热带范围内，北方气候变化较为剧烈，显示的冰期寒冷气候以晚更新世最为明显。东北处于冰缘气候下，而早、中更新世特别是早更新世寒冷程度不及晚更新世。徐钦琦(1986)还提出更新世时期的我国东部至少发生过四次哺乳类动物的南迁事件，其原因主

要在冬季温度的大幅度下降，而夏季温度变化较小，致使喜暖动物群在北方难以适应冬季的严寒而被迫一再南迁。

红土风化壳和其它河、湖相沉积显示东部早更新世至中更新世就整体来说是比较温暖的，大量河、湖相沉积和红土风化壳，特别是网纹红土的大规模发育与泥石流活动的显著，更多地反映间冰期特征而非冰期情况。

对中国东部中更新世冰期(或冷期)的研究程度较晚更新世冰期相差很多。尽管以上就各方面来说都无事实支持老冰期雪线远低于末次冰期的推测，但考虑到我们未知范围还很广大，作者仍愿设想一些比较极端虽然可能性不大的条件出现时雪线下降情况。仍以庐山为试算的对象。假定最严寒的一个老冰期夏季比现代降温 15℃；假定最湿润的一个老冰期降水量比末次冰期多得多并达到现代降水量水平。

由于降水量不变，雪线下降值与降温值一致，即达 2 500 米之巨，现代理论雪线为 4 100米，则这个奇特的老冰期雪线为 1 600 米，低于末次冰期雪线 1 400 米，仍高于庐山的现代高度，不能发育象样的冰川。在夏季降温 15℃的条件下，庐山牯岭气象站高度上的夏季 6—8 月平均气温仍达 6.2℃，降水中的降雪率很低，而消融量很大，李吉均(1983)按克宁克公式计算为 3 500 毫米，仍然完全没有发育冰川的条件。顺便指出，傅逸贤(1982)设想在夏季降温 15℃即 6—8 月 6.2℃条件下，年降雪量为 715 毫米(或加大至 1 078 毫米)即可发育相当规模冰川的推论，是没有考虑冰川夏季强烈消融的错误计算的结果。

综上所述，中国东部第四纪环境演变和雪线变化研究表明，中国东部海拔高度 2 000 米以下的中低山地，除东北少数山岭外，在第四纪全过程都缺乏发育冰川的条件，过去所有关于这些山地存有冰川遗迹的论述，均属误解。这个结论是明确无误的。

参 考 文 献

丁良福、康兴成，1985，祁连山冰川发育的气候条件及其对冰川特征的影响，中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊第 5 号，科学出版社，第 9—15 页。

孔昭宸，1980，北京地区距今 3—1 万年植物群发展和气候变迁，植物学报，第 22 卷，第 4 期，第 330—338 页。

刘东生等，1985，黄土与环境，科学出版社。

孙殿卿、吴锡浩、浦庆余，1982，中国第四纪冰期与第四纪地层关系的探讨，中国地质科学院地质力学研究所所刊第 7 号，地质出版社，第 1—11 页。

米哈伊洛夫，H. H.，1956，西伯利亚(周坚操译，1960)，商务印书馆。

李文漪，1983，上新世-第四纪时期孢粉组合与古地理，渭河下游河流地貌，科学出版社，第 23—44 页。

李文漪，1985，试论河北东部更新世孢粉组合特点及其古地理意义，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社。

李四光，1933，扬子江流域之第四纪冰期，中国地质学会志，第 13 卷，第 1 期。

李四光，1951，中国地质学(张文佑编译)，正风出版社。

李吉均，1983，中国东部山地第四纪冰期气候问题，地理学报，第 38 卷，第 4 期，第 438—442 页。

李吉均、冯兆东，1984，横断山脉的第四纪冰川遗迹，兰州大学学报(丛刊Ⅳ)。

李吉均、郑本兴、杨锡金、谢应钦、张林源、马正海、徐叔鹰，1986，西藏冰川，科学出版社，第 273 页。

吴汝康，1985，《北京猿人遗址综合研究》前言，科学出版社。

吴锡浩，1983，暗针叶林带温度研究，科学通报，第 23 期，第 1451—1454 页。

吴锡浩，1985，关于冰川遗迹和冰川发育条件的几个问题，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社，第 143—148 页。

张林源、李吉均、周尚哲，1985，关于我国云杉、冷杉孢粉组合的古气候意义之商榷，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文

集，科学出版社，第129—137页。

张伯声，1961.在块断构造的基础上说明秦岭两侧河流的发育，地质学报.第44卷，第4期。

张树维，1985，第四纪末次冰期晚期芜湖地区古植被和古气候演变，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社，第172- 174页。

张树维，1981，我国晚更新世最后冰期气候复原，北京师范大学学报，第1期，第101 -118页。

苏　珍，1984，从我国现代冰川研究的一些结果看庐山第四纪冰川问题，冰川冻土，第6卷，第2期，第83—88页。

纳里夫金，Л. В.，1960，亚洲地质史的光辉一页，朱海之译，1961，科学通报，第4期，第44—49页。

杨怀仁，1984，雪线变化与中国第四纪冰期，第四纪冰川与第四纪地质论文集(一)，地质出版社，第5　15页。

杨怀仁，1985，第四纪冰川与第四纪地质论文集(二)，地质出版社。

杨子庚、牟昀智，1981.对周口店地区晚新生代地层的新认识，科学通报，第13期，第807 -810页。

周尚哲，1983，庐山地区第四纪古雪线问题，兰州大学学报(自然科学版)，第19卷，第3期，第140- 150页。

周慧祥、熊黑纲，1985，广西兴安地区地貌与红土砾石层的特征及其成因，中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集，科学出版社，第79　86页。

姚檀栋，1981，用积累面积比率法研究庐山第四纪冰川问题的探讨，冰川冻土，第3卷，第1期。

徐　仁，1965，中国猿人时代的北京气候环境，中国第四纪研究，第4期，第77 -83页。

徐　仁、孔昭宸、杜乃秋，1980，中国更新世的云杉 冷杉植物群及其在第四纪研究上的意义，中国第四纪研究，第5卷，第1期，第48—56页。

徐钦琦，1986，东亚更新世哺乳运动的南迁活动及其与气候演变的关系，中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集，安徽科学技术出版社，第271　278页。

第四纪冰川考察队，1977，四川西昌螺髻山地区第四纪冰川地质，中国第四纪冰川地质文集，地质出版社，第1　43页。

傅逸贤，1982，中国东部山地第四纪冰期气候的初步分析，中国科学B辑，第11期，第1050—1056页。

穆尔扎耶夫，Э. М.，1952，蒙古人民共和国(自然地理)，杨郁华译，1958，生活·读书·新知三联书店。

田中薫、鹿野忠雄，1934，台湾南湖大山山彙に于ける冰蝕地形ル就いてて，地理学評論，第10卷，第3号，第1 -22页。

鹿野忠雄，1937，朝鮮东北部山地の冰河地形汇就こて，地理学評論，第13卷，第1126— 1145页。

Dana, J. D., 1963, Manual of geology of Philadelphia, Theodore Bliss, p. 798.

Kano, T. 1935, Contribution to the glacial topography of Tunifak Mountain Formosa, *Geogr. Review of Japan*, Vol. 11, No. 1, pp. 242—243.

Kerschner, K., 1985, Quantitative paleoclimatic inferences from late glacial snowline, timberline and rock glacial data Tyrolean Alps Australia Zeitschrift Gletscherkunde and Glacial Geologies Bd21, pp. 363—369.

Klimek, K. and Sugar, Ts., 1975, Paleogeographic aspects of the relief of the Tsagan Tuuntuin-gol Valley, *Bull. de l'. Academie Polonaise des Sciences Serie des Sciences de la Terre*, Vol. XXIII, No. 3 -4.

Limpricht, W., 1922, Botanische reisen in den hochgebirgen Chinas und Ost-Tibets, Reperti-rorium Specierum Novrum Regi Vegetabilis, Beihefte Bd XII, Berlin, Dalem.

Lindsey, D. A., 1969, Glacial sedimentary of the Precambrion Gowganda formation, Ontario, Canada. *Bull. Geol Soc. America*, Vol. 80.

Ono, Y., 1984, Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan, *Geographical Review of Japan*, Vol. 57(Ser. B), No. 1, pp. 87—100.

Tsukada. M., 1983. Vegetation and climate during the last glacial maximum in Japan, *Quaternary Research*. Vol. 19, No. 2, pp. 212—235.

Wissman, H. V., 1937. The Pleistocene glaciation in China, *Bull. Geol. Soc. China*, Vol. 17, No. 2, pp. 145- 168.

Велико, А. А., 1985. Проблемы реконструкции климата Ледниковых эпох материалы гляциологических исследований 52, Москва.

Воскресский, С. С. 1962. Геоморология Сибири, Издательство московского университета, СТР. 288.

Кренке, А. Н., 1973. климатические условия существования Савременного оледенения средней Азии. Из. Ак. Наук. СССР, С. Геогр. Быт, 1, 19 - 33.

中国东部第四纪冰川问题的新认识*

中国东部海拔2000米以下的中低山地，是否确实发生过第四纪冰川，是地学界长期争论的问题。早在1922年，李四光教授宣称在太行山麓的河北省沙河县境发现了冰川遗迹[1]。十几年后，在长江下游（主要在庐山），李先生认为已找到一套比较完整的冰川地貌和堆积，划分出四次冰期。前二期（即鄱阳和大姑冰期）发生山麓冰川，认为500米以上山地难于幸免于冰川；第三冰期（即庐山冰期）的冰川限于山地上部；第四冰期（即大理冰期）的冰川只流行于西部高山[2]。以后李先生和他的追随者陆续宣布中国东部有一百几十个地点找到冰川遗迹，北起大兴安岭，南至22°N的南宁附近海拔仅200米的兴业和驮芦、海拔560米的西双版纳勐罕，东至北京和杭州[3]。70年代孙殿卿先生等扩展为六次冰期说，宣称300多万年前在云南元谋、四川渡口附近的金沙江畔、河北阳原的红崖找到早冰期冰川堆积[4]。李氏学说在中国流行了半个世纪，并得到外国学者如Wissmann(1937)[5]和Наливкин(1961)[6]的支持，但也受到严重的怀疑和反对。如30年代的Barbour(1934)[7]、40年代的丁骕(1945)[8]、60年代的黄培华(1963)[9]和Kozarski(1963)[10]，进入80年代后中外学者的反对呼声似愈演愈烈[施雅风(1981)[11]，周廷儒(1982)[12]，谢又予、崔之久(1982)[13]，张林源、牟昀智(1982)[14]，Derbyshire(1982)[15]，李吉均等(1983)[16]]。

作者于40，50年代对李先生学说深信不疑，但从事西部山区现代冰川、第四纪冰川研究并对泥石流、滑坡和冰缘现象有所认识后，对李氏学说渐起怀疑。1980年到庐山短期工作后，出现根本动摇。于是联合志同道合者从冰川地貌形态、混杂堆积的成因识别，以及相邻学科黄土、洞穴沉积、孢粉分析、古脊椎动物、红色风化壳、古冰缘现象等研究结果，所指示的第四纪气候变化幅度和冰川发生必须具备的气候条件等方面加以分析，并南起桂林、北至大兴安岭，检查了十多个地点，经过六七年的工作，获得了如下的新认识。

（1）末次冰期可靠的冰川地貌与冰碛存在于陕西太白山（3 767米）、甘肃乌鞘山（3 671米）、达里加山（4 636米）、四川小相岭（4 050米）、螺髻山（4 359米）、台湾玉山（3 950米）、吉林长白山（2 749米）等少数高山，以清楚的冰斗、具有岩坎、岩盆、侧碛垄和终碛垄的冰川槽谷为代表，个别地点岩壁上有深凹的刻槽，由成群冰斗底部高度指示的古雪线较现代雪线低600—1 200米。据崔之久等研究，倒数第二冰期和更老冰期的冰川遗迹在四川螺髻山发现；倒数第二冰期的冰川末端降至海拔2 500米处，雪线较末次冰期更低200--300米。由残破冰碛揭示的更老冰期冰川为一小冰帽，其规模小于倒数第二次冰期的冰川。太白山经过二次考察，未能肯定倒数第二次冰期的冰川，可能中更新世太白山的高度尚未超过冰期雪线，只是到了晚更新世才升到雪线以上，发育了相当规模的冰川，在五台山（3 058米）和神农架（3 053米）均只看到明显的冰缘现象而未见确切的末次冰期冰川遗迹。

---

* 本文原发表于《中国科学院地学部第二次学部委员大会文集》，118--121页，1988，科学出版社。英文稿发表于Advances in Science of China, Earth Science 2, 1988.

(2) 主要的争论发生在低于 2 000 米的山地，如庐山(1 474 米)、黄山(1 800 米)、天目山(1 587 米)、桂林地区、北京西山等处。李先生和他的追随者持"泥砾"混杂堆积、条痕石、基岩擦面、U 形谷、冰斗状凹地等作为第四纪冰川发生的证据。自 60 年代以来，泥石流现象渐为人们所认识，泥石流堆积的外貌很易和冰川堆积混淆，同样在细粒基质中包含巨砾，同样具条痕石以至基岩磨光面。但仔细研究，对砾石组成，沉积结构、砾径变化、层次、条痕的优势方向、粘土矿物和所含孢粉等多方面进行比较，仍然可以区别。我们发现被称为"冰碛"的多数实是泥石流堆积，少数是山溪急流冲积、滑坡堆积和融冻泥流堆积的误解，被称为 U 形冰川谷地实际是构造控制的向斜谷或次成谷地(如桂林附近与大巴山)及冰缘宽谷(如大兴安岭)的误解，被称为冰斗实际是"雪蚀洼地"、谷首漏斗形洼地及石灰岩区溶蚀漏斗的误解。

(3) 庐山是长期争论的关键地点，庐山系一褶皱断块山，多次间歇性的断裂上升导致了多层次的夷平面、冲积扇和阶地地形。壮年期的长岭和宽谷相间地形迄今仍保存于庐山上部，而下部是陡峻狭窄的峡谷。亚热带季风气候有利于发育深厚的红色风化壳，泥石流必须的三项条件即：大暴雨、陡坡和丰富的松散物质在庐山完全具备。1984 年夏季一场暴雨泥石流将长径 3.5 米的巨砾堆积在庐山南侧公路上即是一例。李四光先生假说庐山上部的宽谷系冰川槽谷，山麓广泛的混杂堆积是冰川堆积。但混杂堆积的基质是粘土而非粉砂，粘土矿物以高岭土为主，巨砾的砾径随着距山足路程的增加而迅速变小，巨砾上偶然可看到的擦痕方向主要和短轴一致，面和长轴背离，砾石 AB 面主要倾向上游。在所谓"冰碛物"中找出的孢粉均系业热带和暖温带植物，而缺乏寒带或寒温带的。按照李氏大姑冰期冰碛范围所重建的古雪线高度仅及海拔 500 米或更低，按此，古雪线较现代雪线下降值达 3500 米，夏季降温值达 21 C 左右，这是不可能的。上述种种都是李氏假说所难于克服的困难，而用泥石流解释山麓混杂堆积则是顺理成章的。

(4) 陕西洛川黄土与古土壤研究表明，第四纪存在频繁的气候波动，可以和深海钻孔中氧同位素曲线相对应，据以推算的冰期气候寒冷而干燥，较间冰期降温 7- -13 C，降水只相当于现代的 1/3，较现代减少 500—600 毫米(刘东生等，1985)[17]。周口店洞穴堆积的多学科综合研究表明，第四纪中周口店只经历温带至亚热带的气候变化，完全排除了洞穴中若干砾石层的冰川成因解释(吴汝康、任美锷等，1985)[18]。不同研究者根据孢粉分析资料所作出的末次冰期降温值在东北为 6—11 C，华北和长江下游为 5—10 C，华南小于 5 C，该时草本植物从长江下游至东北都有很大发展，而风成黄土堆积南界到达庐山与太湖，表明气候的干燥。动物群的演化反映出晚更新世冰期在第四纪历次冰期中温度最低，东北大量出现猛犸象-披毛犀动物群，在华北和渤海海底也有发现。持续生存到现代的中生代第三纪喜暖植物，如银杏、水杉，动物如扬子鳄、白鳍豚均缺乏对寒冷环境的适应能力，其能渡过第四纪多次冰期生存下来，表明长江中下游及其以南地区冰期的寒冷程度不很严重。华南的红土风化壳，据土壤学家研究，第三纪以来是连续发育的，在比较凉爽的冰期出现黄化，但未找到明显的停止发育阶段，上述现象表明中国南部气候波动幅度不大，和李氏学派第四纪冰川一直分布到 22°N 左右的观念尖锐矛盾。

(5) 编制了末次冰期中国雪线图，数据取自中国及邻近地区可靠的冰川遗迹所示的雪线高程；中国东部则首先推算冰期温度和降水量，再按西部地区现代冰川雪线上的夏季温度(指示消融量)与年降水量(指示积累量)相关关系推算出冰期雪线高度。按此图，在

30°N 线上，末次冰期雪线自 100°E 处的 4 500 米，至 120°E 处降至 3 000 米，而 40°N 线上，自 3 500 米降至 2 500 米左右。已知倒数第二冰期的雪线在欧亚大陆上，比末次冰期雪线的降低值在 100 --500 米间。中国东部 2 000 米以下山地，距末次冰期雪线高差多在 1000 米以上，似无发育倒数第二次以至更老冰期的可能。下表是庐山不同冰期雪线高度不同研究者提出的推算值比较：

时　　期	研　究　者	依　据　理　由	雪线高度（米）	较现代雪线下降值（米）	不考虑降水变化的降温值（℃）
现代	本文作者	现代冰川上雪线高度与夏季温度和年降水量关系	4 000		
末次冰期（或大理冰期）	本文作者	推测温度降 8℃ 年降水减一半	3 000	1 000	6
	Wissmann, H. V.[5]	森林带上限高度变化	>2 600	<1 400	<8.4
	孙殿卿等[3]	假想的小冰川遗迹	2 000	2 000	12
倒数第二冰期（或庐山冰期）	Wissmann, H. V.[5]	据李四光假想的冰川遗迹	1 100	2 900	17
中、早更新世冰期（或鄱阳冰期）	李四光[1,2]	假想的广泛分布的冰川遗迹	500	3 500	21

根据前述国内第四纪相关学科的研究成果和国际上(CLIMAP 计划对 18 000 年前即末次冰期最盛时的气候重建，认为当时世界大洋气温比现代平均低 2.3℃，非冰川区陆地气温比现代低 4.9℃，由孢粉和冰缘证据推定的中国东部降温值出入于 2 -9℃间[20]，与国内研究结果基本一致。由此，我们认为中国东部 2000 米以下山地出现第四纪冰川论述是难于接受的。

李四光教授对我国地学发展有多方面的杰出贡献，他首先提出第四纪冰川问题，鼓舞人们从事此项研究，促进了第四纪地质和冰川研究的发展。作者的冰川研究，某种程度得益于李先生的启发教导。科学总是在发展的，经过几十年的进步，后人对前人认识不足之处，提出补充和修正，是义不容辞的责任，丝毫无违于对前辈学者的尊敬。上述见解，不妥之处，请批评指正。

参　考　文　献

[1] Lee, J. S., Notes on traces of recent ice action in Northern China. *Geol. Mag.* **59**(691): 14—21, 1922. 或见李四光，华北晚近冰川作用的遗迹，中国第四纪冰川，1—6，科学出版社，1975。

[2] 李四光，1947，冰期之庐山，中央研究院地质研究所专刊，乙种 2 号。或见中国第四纪冰川，56—110，科学出版社，1975。

[3] 孙殿卿，中国第四纪冰川遗迹纪要，科学出版社，1957。

[4] 孙殿卿、周慕林、潘建英，中国第四纪冰期，地质学报，(2)：101—108，1977。
孙殿卿、吴锡浩、浦庆余，关于中国第四纪冰川地质工作的几点意见，第三届全国第四纪学术会议文集，155-161，科学出版社，1982。

[5] Wissmann, H. Von, The Pleistocene Glaciation in China, *Bull. Geol. Soc. China*, **17**(2): 145-168, 1937.

[6] 纳里夫金(Нарнфин,Л. В.),亚洲地质史的光辉一页,科学通报,(1):44—49,1961。

[7] Barbour, G. B., Analysis of the Lushan Glaciation Problem, *Bull. Geol. Soc. China*, **13**: 647—656, 1936.

[8] 丁骕,论广西第四纪冰川遗迹,地质论评,10(1—2):55—58,1945。

[9] 黄培华,关于长江以南地区冰川遗迹问题,科学通报,(10):29—33,1963。

[10] Kozarski, S., Problem of Pleistocene Glaciations in the Mountains of East China, *Zeit. fur Geomorphologie Bd.*, 7 (1): 49—70, 1963。

[11] 施雅风,庐山真的有第四纪冰川吗,自然辩证法通讯,3(2):41—45,1981。

[12] 周廷儒,中国东部第四纪冰川作用探讨,第三届全国第四纪学术会议文集,162—167,科学出版社,1982。

[13] Xie Youyu, Cui Zhijiu. The Comparison of the Pseudo Till of Lushan Mt. With the Till of Tianshan Mts., Quaternary Geology and Environment of China, 95—99, China Ocean Press, 1982。

[14] Zhang Linyuan, Mou yunzhi, Features and Genesis of the Diamictons in Lushan Region, Quaternary Geology and Environment of China, 89—93. China Ocean Press, 1982。

[15] 德比希尔(Derbyshire, E.),庐山的困境:长江以南的更新世冰川作用,冰川冻土,4(4):27—42,1982。

[16] 李吉均、张林源、邓养鑫、周尚哲,庐山第四纪环境演变和地貌发育问题,中国科学(B辑),8:734—745,1983。

[17] 刘东生等,黄土与环境,科学出版社,1985。

[18] 吴汝康、任美锷等,北京猿人遗址综合研究,科学出版社,1985。

[19] Lee, J. S., Quaternary Glaciation in the Yangtze Valley, *Bull. Geol. Soc. China*, **13**: 15—62, 1933. 扬子江流域之第四纪冰期,中国第四纪冰川,7—30,科学出版社,1975。

[20] 弗雷克斯(Frakes, L. A.)著,赵希涛等译,地质时代的气候,海洋出版社,313—314,1984。