青藏高原中段活动断层及诱发地质灾害

吴珍汉　胡道功　吴中海　赵希涛　王　薇
刘琦胜　叶培盛　王连捷　彭　华　周春景　著

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

本书通过大比例尺地质填图、活动断层勘测、地质灾害调查、探槽工程揭露和不同方法的年代学测试分析，对青藏高原中段活动断层及诱发地质灾害开展了比较系统的研究工作。主要内容包括区域构造背景、第四纪沉积及时代、活动断层鉴别标志与勘测方法、典型伸展断层地质特征与运动速率、重要走滑断层地质特征与运动速率、断层诱发地质灾害及工程危害、移动冰丘及灾害效应、构造活动性评价及工程稳定性区划。本书的出版将为青藏铁路沿线地质灾害防治提供地质依据，对高寒环境灾害动力学与青藏高原大陆动力学的发展将起到积极的推动作用。

本书可供从事区域地质调查、工程地质勘测、地质灾害防治、大陆动力学研究的专业技术人员和教学人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

青藏高原中段活动断层及诱发地质灾害/吴珍汉等著.
北京：地质出版社，2005.1
ISBN 7-116-04334-9

Ⅰ.青… Ⅱ.吴… Ⅲ.①青藏高原—活动断层—研究②青藏高原—地质灾害—研究 Ⅳ.①P542②P694

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2005）第 001335 号

QINGZANGGAOYUANZHONGDUAN HUODONGDUANCENG JI YOUFADIZHIZAIHAI

组稿编辑：王大军
责任编辑：白 铁 李凯明
责任校对：李 玫
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电 话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324579（编辑部）
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传 真：（010）82310759
印 刷：北京京科印刷有限公司
开 本：787mm×1092mm 1/16
印 张：24.75 图版：8 页
字 数：620 千字
印 数：1—800 册
版 次：2005 年 1 月北京第一版·第一次印刷
定 价：100.00 元
ISBN 7-116-04334-9/P·2547

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换）

序　言

青藏高原处于印度大陆俯冲产生的强烈挤压环境，是中国大陆现今构造活动性最强的地区，发育不同性质的活动断裂（Tapponnier et al.，1977；Molnar et al.，1978；Armijo et al.，1989；Kidd et al.，1990；Wu et al.，2004），频频发生7级以上强烈地震（吴章明等，1992；Lin et al.，2002）。青藏高原的地壳变形、断裂运动、地震活动与青藏高原形成演化存在密切关系，成为国际地球科学领域的长期关注的前沿性科学问题（Tapponnier et al.，2001；Wang et al.，2001；Lin et al.，2002；Taylor et al.，2003）。Tapponnier et al.（1975，1976，1982）应用遥感等资料，分析青藏高原断裂运动特征，提出地壳东向挤出和滑移线场模式。胡海涛等（1982）、易明初（1982）对青藏公路沿线活动构造体系进行过初步划分，对部分活动断裂进行过比较详细的野外观测和钻探工程揭露。韩同林（1987）出版了《青藏高原活动构造》专著，提出应用树木年龄估算构造活动时代的新方法，分析活动构造对地震、温泉、湖泊、矿产资源的控制作用。Amijio et al.（1986，1989）研究了青藏高原南部右旋走滑断裂的地质特征，估算了重要断裂的走滑位移、活动时代和运动速度。西藏自治区科学技术委员会于1988年组织专家对1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震、1952年九子拉7.5级地震及发震断裂进行了调查研究，编制了小比例尺的地震烈度分布图。Kidd et al.（1990）对青藏公路沿线活动断裂的地质特征、形成时代和运动速度进行过观测。国家地震局地质研究所（1992）对念青唐古拉山东麓伸展活动断裂与崩错走滑活动断裂的位移、时代、速度及地震遗迹进行过比较系统的调查和研究，出版了《西藏中部活动断层》专著。吴章明等（1993）、任金卫等（1993）对青藏高原北部的部分活动断裂进行过观测和分析。汪一鹏（2001）对青藏高原活动构造基本类型、部分断裂分段活动特征和地壳形变规律进行过分析和总结。张培震等（2003）依据GPS观测资料分析阿尔金断裂、昆仑山断裂、嘉黎断裂、雅鲁藏布江断裂的现今运动速度，为青藏高原现今地块运动和地壳变形提供了重要的动力学约束。Taylor et al.（2003）研究了班公-怒江缝合带共轭走滑断裂活动与同期地壳东西向伸展、南北向缩短的相互关系，提出了青藏高原中部小块体变形产生地壳东向滑移和东向挤出的新认识。吴珍汉等（2003）通过区域地质调查和探槽工程揭露，研究了青藏高原南部当雄-羊八井盆地活动断裂，揭示了青藏高原北部风火山断裂、可可西里断裂与乌丽断裂第四纪晚期活动的新证据，估算了典型断层晚更新世—全新世运动速度。中国地震局工程地震研究中心组织专家，于2000年12月～2002年8月，对青藏铁路沿线开展了1:100万地震烈度区划，对部分重点地段进行了1:25万地震烈度区划；对区域活动断裂及地震危险性进行了鉴定和分析，为青藏铁路抗震减灾提供了科学依据。

青藏高原还是地球表面最大、最高的大陆高原，平均海拔为4500～5000m，发育特殊的大陆性气候环境，低温、干燥、空气稀薄、昼夜温差大、紫外线强。唐古拉山以南地区年平均气温为7～8℃，冬季平均最低气温约-4℃。唐古拉山以北地区年平均气温为

-4 ~ -5℃，冬季平均最低气温为 -10 ~ -15℃；尤其在寒冬季节，白天气温低达 -20 ~ -35℃，夜晚气温低达 -30 ~ -40℃。青藏高原北部地壳表层常年处于冰冻环境，形成厚数米至百余米的冻土层；冬季广泛发育不同形态、不同规模、不同特点的冰锥或冰丘，局部发育移动冰丘。因为冻土和冰丘能够产生显著灾害效应，威胁铁路、公路、输油管道、通讯光缆及房屋、桥梁、涵洞的工程安全，因此，颇受国内外地质学家和工程地质学界的关注。但国外地质学家侧重对高纬度地区的冰丘成因和融冻效应进行观测和研究，对中低纬度地区高寒环境的冰丘和冻胀灾害研究相对较少。国外代表性研究工作，如 Bostrom（1967）论述了常年冻土区的地下冻融和地表变形关系；Thom（1978）通过观测地表裂隙-冻融塌陷-冰丘演化相互关系，分析了高纬度地区小型冰丘的形成机理；Embleton and King（1968）和 Mackay（1977，1986）认为较大规模的冰丘发育与地下冰层膨胀、地下水压力变化存在成因联系；Barosh（1999）在高纬度地区观测到寒冬季节因不均匀冻胀产生的冰层爆破（froquake）现象；Hamilton and Obi（1982）对阿拉斯加山岳冰丘进行了观测；Yoshikawa and Nakamura（1996）对地球极区冰丘的生长发育周期进行了观测和分析。中国地质学家对青藏高原冻土进行了长期观测和系统研究，在高寒冻土地区冻融灾害的研究方面积累了数十年的观测资料。1975 ~ 1977 年，国家组织铁道部第一勘察设计院、地质部地质力学研究所与水文地质工程地质研究所、中国科学院兰州冻土研究所、青海省地质局第一水文地质大队等单位，联合开展青藏公路格尔木—那曲段沿线 1∶20 万水文地质与工程地质普查、冻土调查研究及青藏铁路初步选线工作。青海省第一水文地质大队主要承担野外钻探和地球物理勘探任务，水文地质工程地质研究所承担冻土地区地下水观测和水文地质研究任务，地质力学研究所主要承担第四纪地质、活动构造与冻土灾害研究任务，铁道部第一勘察设计院和兰州冻土研究所对青藏铁路和青藏公路沿线的冻土结构、地温变化和工程地质条件进行了观测，积累了大量宝贵资料。部分成果发表于《青藏高原地质文集》，成为青藏高原工程地质研究的经典文献；代表性论文包括：胡海涛等（1982）将青藏高原北部冻胀丘划分为冰锥、冰丘、爆炸性充水鼓丘三种不同类型；王邵令（1981）对清水河两岸冻胀丘分布规律和控制因素进行了观测和分析；范溶河等（1982）观测研究了唐古拉山南侧央尕尔纳茸盆地地下水运动与冻胀丘分布关系；尚建义等（1982）探讨了青藏公路 62 道班冰丘的形成条件和演化过程。胡海涛等（1982）、易明初（1982）、郭东信（1985）对青藏高原构造体系与冰丘分布的相互关系进行了探讨和分析。在国家作出尽快修建青藏铁路的重大决定后，2001 年，铁道部第一勘察设计院组织数千人的钻探队伍，奔赴青藏高原，开展青藏铁路格尔木—拉萨段全线钻探、物探、工程地质勘测和冻土温度监测，进行了青藏高原北部铁路沿线的冻土区划、工程稳定性分析及冻融冻胀灾害调查。

尽管如此，前人对活动断层产生地质灾害的研究，主要集中在地震领域，仅有少量论著涉及活动断层蠕滑导致工程地质问题（Keller and Pinter，1996）。国内外尚缺乏青藏高原活动断裂及诱发地质灾害的大比例尺系统勘测工作，对青藏铁路沿线活动地块内部或次级地块边界、规模相对较小的活动断层重视不够，对重要断层的活动时代和运动速度仍存在不同认识，对断层诱发地质灾害的勘测研究程度偏低，对活动断层与地表环境耦合产生的移动冰丘及灾害效应缺乏研究，对青藏铁路沿线的地壳稳定性缺乏定量评价和科学分析，不能适应青藏高原大陆动力学理论发展、青藏铁路沿线地质灾害防治及西部重大工程

建设的需要，亟待加强工作。

2001 年 6 月～2002 年 8 月，在中国地质科学院、中国地质调查局与铁道部联合资助下，地质力学研究所组织所内外专家，紧密围绕青藏铁路建设和地质灾害防治需要，本着严谨、求实的科学态度，发扬团结协作与艰苦奋斗的精神，克服高原缺氧、交通条件差、气候环境恶劣、后勤保障困难、工作生活条件艰苦等各种困难，开创了青藏高原冬季大规模野外施工和地质勘探工作的先例，系统勘测了青藏铁路沿线活动断层及其诱发的地质灾害，取得了丰硕成果。通过大比例尺路线地质调查与地表观测，结合地球物理探测和探槽工程揭露，测编了青藏铁路望昆—拉萨段 1∶2000 活动断层与地质灾害分布图，编制了青藏铁路格尔木—拉萨段沿线 ETM 彩色遥感影像图（1∶10 万）、青藏铁路格尔木—唐古拉段活动断层分布图（1∶10 万）、青藏铁路唐古拉—拉萨段活动断层分布图（1∶10 万）和青藏铁路沿线活动断裂与地震分布图（1∶100 万），完成了昆仑山隧道、风火山隧道和羊八井隧道的地应力测量及工程稳定性评价任务。相关图件资料、观测成果和勘测报告经过专家评审验收后，相继提交给铁道第一勘察设计院参考使用，为青藏铁路完善设计方案及地质灾害防治提供了地质依据。

2002 年 9 月～2004 年 8 月，在中国地质调查局资助下，地质力学研究所包括作者在内的项目骨干在圆满完成当雄幅 1∶25 万区域地质调查（2000 年 1 月～2002 年 12 月）、青藏铁路沿线活动断层勘测与隧道地应力测量（2001 年 6 月～2002 年 8 月）等项基础地质工作之后，再接再厉，选择重要活动断层和典型地质灾害，进行深化研究。对重要活动断层，通过野外关键构造部位的探槽工程揭露和第四纪地质填图，重点开展构造地貌观测、断层结构分析、断错位移测量、断层分段活动特征研究及古地震事件鉴别。室内进行不同方法的年代学分析，主要应用 ESR 测年、热释光测年、光释光测年、U 系测年、^{14}C 测年、孢粉分析等技术方法，采用国际标准程序，在国内权威实验室完成了各项测试分析任务，测定断层活动期次和断错时代。其中 ^{14}C 测年、热释光测年由中国地震局地质研究所相关实验室协助完成，光释光测年由首都师范大学光断代实验室完成，U 系等值线测年由中国科学院地质与地球物理研究所年代学实验室协助完成，ESR 测年由中国地震局地质研究所新年代学实验室和中国地质科学院地质力学研究所 ESR 实验室协助完成，孢粉分析由中国科学院地质与地球物理孢粉实验室协助完成。根据断层年龄测试结果，结合断层位移观测资料，估算第四纪不同时期活动断层的平均运动速度；应用青藏公路沿线 GPS 观测资料，结合有限元反演法数值模拟计算，分析青藏铁路沿线重要断层的现今运动速度和活动强度。对活动断层诱发的典型地质灾害，通过不同年份、不同季节的野外对比观测，研究断层诱发地质灾害的类型、特征、形成演化、变迁过程及工程危害，为分析青藏铁路沿线断层诱发地质灾害的孕育、发展、演化和机理积累了宝贵的实测资料。在活动断层观测、地质灾害调查、地壳热动力和地震资料分析、数值模拟的基础上，综合考虑不同地质因素，采用统计分析和神经网络两种方法，计算分析了青藏高原中段现今构造活动性，定量评价了青藏铁路沿线区域地壳稳定性。

本书为地质力学研究所青藏铁路沿线活动断层调查与地应力测量项目的部分成果，目的是对青藏高原中段的活动断层及其诱发地质灾害研究工作进行阶段性总结。全书共分七章，第一章由吴珍汉、叶培盛编写，第二章由赵希涛、吴中海、刘琦胜编写，第三章由吴珍汉、王连捷、彭华编写，第四章由吴中海、赵希涛编写，第五章由吴珍汉、胡道功、吴

目　录

序　言

第一章　区域地质构造背景 …… (1)

第一节　地壳结构与构造型式 …… (1)

第二节　青藏高原隆升时代 …… (12)

第三节　地貌类型与山脉隆升过程 …… (18)

第四节　区域构造动力学环境 …… (31)

第二章　第四纪地质 …… (36)

第一节　第四纪冰川沉积 …… (36)

第二节　第四纪河流沉积 …… (47)

第三节　第四纪湖泊沉积 …… (52)

第四节　第四纪地层时代 …… (59)

第五节　晚第四纪环境演化 …… (64)

第三章　活动断层鉴别标志与勘测方法 …… (81)

第一节　活动断层定义与鉴别标志 …… (82)

第二节　活动断层勘测方法 …… (92)

第三节　活动断层研究方法 …… (107)

第四节　青藏铁路沿线活动断层分类 …… (113)

第四章　典型伸展活动断裂的地质特征 …… (125)

第一节　温泉盆西边界活动断裂系 …… (125)

第二节　安多-错那湖活动断裂系 …… (137)

第三节　谷露-桑雄盆西边界活动断裂系 …… (145)

第四节　当雄-羊八井活动断裂系 …… (162)

第五章　典型走滑活动断裂的地质特征 …… (188)

第一节　昆仑山活动断裂系 …… (188)

第二节　可可西里活动断裂系 …… (207)

第三节　风火山活动断裂系 …… (215)

第四节　乌丽活动断裂系 …… (223)

第五节　通天河活动断裂系 …… (231)

第六节　崩错活动断裂带 …… (238)

第六章　活动断层诱发地质灾害 …… (251)

第一节　地震活动及灾害效应 …… (251)

第二节　断层诱发不均匀冻胀及灾害效应 …… (271)

第三节　移动冰丘及灾害效应 …… (287)

第四节　构造裂缝及工程危害 …… (303)
第五节　滑坡与泥石流 …… (310)
第七章　区域地壳稳定性评价 …… (318)
第一节　地壳稳定性影响因子及相互关系 …… (319)
第二节　现今构造应力场的数值模拟 …… (332)
第三节　现今构造活动性定量评价 …… (342)
第四节　区域地壳稳定性分析 …… (350)
结束语 …… (358)
英文摘要 …… (362)
参考文献 …… (374)
图版说明及图版 …… (384)

Contents

Preface

Chapter 1 Regional Tectonic Setting ····· (1)

1.1 Crust Structure and Tectonic Style ····· (1)

1.2 Uplift Period of the Tibetan Plateau ····· (12)

1.3 Geomorphic Types and Uplift Process of Mountains ····· (18)

1.4 Geodynamic Constrain for Tectonics ····· (31)

Chapter 2 Quaternary Geology ····· (36)

2.1 Quaternary Glacial Deposits ····· (36)

2.2 Quaternary Fluvial and Alluvial Deposits ····· (47)

2.3 Quaternary Lacustrine Deposits ····· (52)

2.4 Time of Quaternary Deposits ····· (59)

2.5 Environment Evolution in Late Quaternary Period ····· (64)

Chapter 3 Identification and Prospecting Methods of Active Faults ····· (81)

3.1 Terms and Identification of Active Faults ····· (82)

3.2 Techniques for Exploration of Active Faults ····· (92)

3.3 Methods for Studying Active Faults ····· (107)

3.4 Classification of Active Faults along the Golmud-Lhasa Railway ····· (113)

Chapter 4 Geological Features of Active Extensional Faults ····· (125)

4.1 West Boundary Fault System of Wenquan Graben ····· (125)

4.2 Active Fault System of Ando-Cuonahu Graben ····· (137)

4.3 West Boundary Fault System of Gulu-Sangxiong Graben ····· (145)

4.4 Active Fault System of Damxung-Yangbajain Graben ····· (162)

Chapter 5 Geological Features of Active Strike-Slip Faults ····· (188)

5.1 South Kunlun Active Fault System ····· (188)

5.2 Hohxil Active Fault System ····· (207)

5.3 Fenghuoshan Active Fault System ····· (215)

5.4 Wuli Active Fault System ····· (223)

5.5 Tongtianhe Active Fault System ····· (231)

5.6 Bengcuo Active Fault System ····· (238)

Chapter 6 Geological Hazards Posed by Active Faults ····· (251)

6.1 Earthquakes and Seismic Hazards ····· (251)

6.2 Deformation and Hazard Effects of Freezing and Thawing ····· (271)

6.3 Features and Hazards of Migrating Pingo ····· (287)

6.4 Features and Hazards of Tectonic Fractures ····· (303)
6.5 Landslides and Mudflow ····· (310)
Chapter 7 Evaluation of Regional Crust Stability ····· (318)
7.1 Factors Related to Crust Stability ····· (319)
7.2 Modelling of Present-day Tectonic Stress Field ····· (332)
7.3 Assessment on Tectonic Activity of Present-day Crust ····· (342)
7.4 Analyses of Regional Crust Stability ····· (350)
Review and Conclusion ····· (358)
English Summary ····· (362)
References ····· (374)
Explanation and Plates ····· (384)

第一章　区域地质构造背景

青藏高原是世界上最大、最高的大陆高原，素有“地球第三极”之称，平均海拔大于4500m。青藏高原总体呈近东西方向展布，东西长达2000km，南北宽达1000～1400km，面积超过$2\times10^6km^2$，主要由高原内部盆地、山脉、平原、低山丘陵与周缘山系组成。青藏高原发育元古宙、古生代、中生代、新生代不同时期的岩石地层和多期区域性构造热事件，经历了长期、复杂的地质演化历史和构造变形过程，逐步形成颇具特色的地壳结构和构造地貌格局，对新生代晚期全球气候环境变迁产生过重大影响（England and Houseman，1998）；现今仍发育强烈的构造运动和地震活动，是地球表面现今构造活动性最强的构造单元，成为国际地球科学领域公认的大陆动力学野外实验室和地质学家关注的热点研究地区（Tapponnier and Molnar，1976；Dewey et al.，1988；尹安，2001；Tapponnier et al.，2001）。大量观测资料表明，青藏高原复杂的地质构造与不同时期特提斯古大洋的形成演化存在密切关系（任纪舜等，1981；潘裕生等，1998；肖序常等，2000）。

第一节　地壳结构与构造型式

青藏高原发育复杂的地壳结构和多种类型的构造型式。前人对青藏高原地壳结构组成和地质构造开展了长期的探测和研究工作，积累了丰富的地质资料，不断提高对青藏高原的认识水平。尤其是20世纪90年代开展的国际合作INDEPTH深部综合探测（Zhao et al.，1993；Nelson et al.，1996）和近年来开展的青藏高原空白区1:25万区域地质调查，取得了高精度观测资料和多方面的重要进展，引起国内外学者的广泛关注（中国地质调查局，2004），对大陆动力学发展起了重要的促进和推动作用。兹综合深部地球物理探测成果和区域地质调查、构造观测资料，分析青藏高原不同构造单元的地质发展历史、地壳结构与区域构造样式。

一、构造单元划分与地质发展简史分析

青藏高原自早古生代以来，经历了多期特提斯古大洋板块俯冲和区域构造运动，发生了多期强烈的构造变形、岩浆侵入、火山喷发和区域变质事件。在青藏高原内部形成了5条总体呈近东西向展布、规模巨大的板块缝合带。在缝合带之间发育相对稳定的构造块体。

青藏高原内部主要缝合带包括晚白垩世—始新世雅鲁藏布江缝合带、侏罗纪—早白垩世班公-怒江缝合带、三叠纪可可西里-金沙江缝合带、晚古生代阿尼玛卿-南昆仑缝合带与早古生代昆仑山缝合带（图1-1）。沿区域性板块缝合带，发育不同时期的蛇绿岩套、混杂堆积、构造变形与高压变质带。不同时期蛇绿岩套代表不同时期古洋壳残片，一般呈构造岩片方式赋存于不同时期的缝合带内。早古生代，原特提斯古大洋板块沿昆仑山缝合

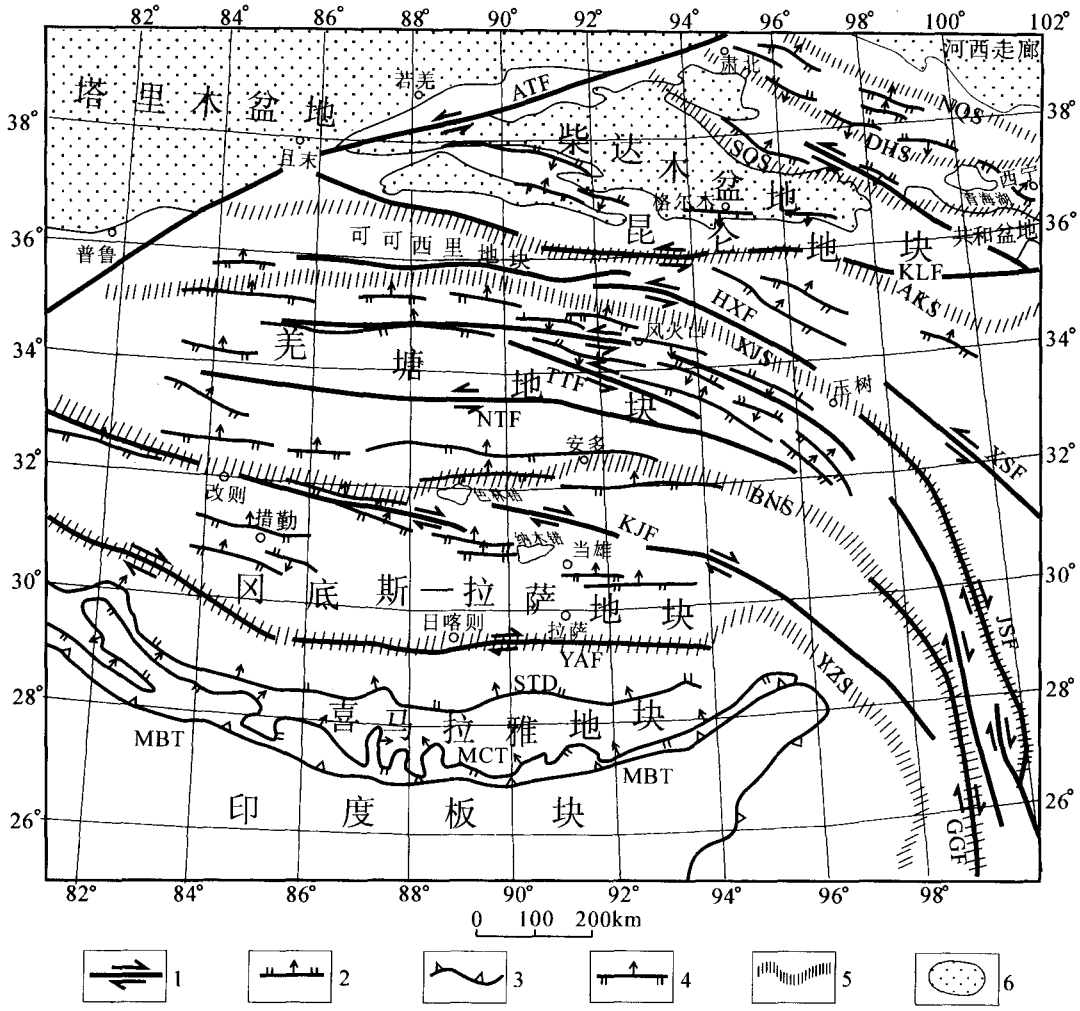


图 1－1　青藏高原构造区划略图

Figure 1－1　Sketch map showing tectonic framework of the Tibetan Plateau

1—活动走滑断裂；2—正断层；3—板块边界；4—逆断层；5—缝合带；6—沉积盆地。ATF—阿尔金走滑断裂；KLF—昆仑走滑断裂；HXF—可可西里走滑断裂；XSF—鲜水河活动断裂；TTF—通天河活动断裂；NTF—唐古拉山活动断裂；KJF—嘉黎-喀喇昆仑断裂；YAF—雅鲁藏布江活动断裂；JSF—金沙江活动断裂；GGF—高黎贡断裂；STD—藏南拆离系；MCT—主中央逆冲断裂；MBT—主边界逆冲断裂。NQS—北祁连缝合带；DHS—党河南山缝合带；SQS—南祁连缝合带；AKS—阿尼玛卿-昆仑缝合带；XJS—可可西里-金沙江缝合带；BNS—班公-怒江缝合带；YZS—雅鲁藏布江缝合带（缝合带名称及位置引自尹安，2001）

带发生俯冲消减事件，在昆仑山地区形成绿片岩相—角闪岩相区域变质作用与广泛的花岗质岩浆侵位活动。晚古生代，古特提斯古大洋板块的俯冲消减导致昆仑山及邻区海西期中酸性岩浆侵位和古生代地层的区域变质作用，形成大型韧性剪切带和近东西向紧闭褶曲、片理化带和劈理化带。晚二叠世—三叠纪，由于古特提斯古大洋板块的俯冲消减，形成可可西里-金沙江缝合带，在双湖—龙木错地区、可可西里地块和昆仑山南部形成海西期—印支期中酸性岩浆侵入、褶皱变形、韧性剪切带和区域浅变质作用。侏罗纪—早白垩世，

新特提斯北大洋板块向北俯冲于古欧亚大陆板块之下，向南俯冲于念青唐古拉古陆块之下，在班公-怒江缝合带形成侏罗纪蛇绿岩套、混杂堆积及大量逆冲推覆构造与褶皱构造，在纳木错—班戈地区形成古岛弧，产生广泛的浅变质作用、岛弧火山活动和中酸性岩浆侵位事件。晚白垩世—始新世，新特提斯南大洋板块沿雅鲁藏布江缝合带发生俯冲消减，形成长达千余公里的雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带及其北侧冈底斯中酸性岩浆带，导致古新世—渐新世林子宗群岛弧火山岩广泛喷发及上白垩统—古新统的褶皱变形事件。不同时期特提斯古大洋板块的俯冲消减及相关构造热事件主要发生于板块缝合带与古岛弧带，而对远离缝合带和古岛弧的广大地区则影响较小。特提斯古大洋板块的扩张、俯冲、消减对青藏地区古生代、中生代和新生代早期的地质构造演化历史具有重要的控制作用。

自 50～45Ma 开始发生的印度板块—欧亚板块陆-陆碰撞事件，是地质历史时期最重要的全球性构造事件。其影响范围、深度、广度及大陆动力学意义是任何时期特提斯古大洋板块的俯冲事件都无法比拟的。印度大陆板块沿喜马拉雅构造带俯冲于欧亚大陆板块之下，在喜马拉雅山前形成印度大陆板块俯冲带；在喜马拉雅山地区形成巨型逆冲推覆构造系统（图 1－1），包括主中央逆冲断裂系（MCT）与主边界逆冲断裂系（MBT），在 MCT 北侧形成巨大的藏南拆离滑脱构造体系（STD），构成印度-欧亚大陆板块之间的重要碰撞造山带。

不同时期的板块俯冲消减带将青藏高原分割成不同构造块体。依据区域构造演化与地壳结构特点，以缝合带、俯冲带为界，将青藏高原划分为六个主要块体，自南向北依次为喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-巴颜喀拉地块、昆仑-柴达木地块与祁连地块（图 1－1）。在青藏高原南侧分布有印度陆块，在青藏高原北侧分布有塔里木地块。青藏地区不同时期各构造块体的地质发展历史、古构造环境转换与不同时期特提斯古大洋板块的扩展、俯冲、拼合存在动力学成因联系。

根据前人资料，北昆仑地区在早古生代时期地处欧亚大陆南部边缘，中昆仑地区在加里东期和海西期—印支期均处于古岛弧环境；喀喇昆仑-羌塘地块在古生代属冈瓦纳古大陆的一部分（潘裕生，1990，1992，1998）。自古生代开始，欧亚大陆地壳不断向南增生，特提斯洋不断向南退缩，形成不同沉积建造和不同时代的蛇绿混杂岩带。古生代海相沉积分布于包括祁连、昆仑在内的整个青藏地区。晚古生代—三叠纪，沿可可西里-金沙江构造带发生古特提斯洋板块的快速俯冲事件，形成可可西里-金沙江板块俯冲带及其北侧岛弧带，至晚三叠世形成可可西里-金沙江板块缝合带，导致古特提斯大洋逐步退缩到可可西里-金沙江缝合带以南地区；可可西里-金沙江缝合带以北地区逐步隆升成陆。侏罗纪时期，羌塘地块普遍发育浅海相沉积，可可西里-巴颜喀拉地块为陆相沉积环境；大约自中侏罗世开始，特提斯洋板块向南、北两侧发生快速俯冲事件，形成班公-怒江缝合带和班戈-纳木错古岛弧，导致羌塘地块逐步褶皱隆升；至早白垩世羌塘地块整体转变成陆相环境，特提斯洋退缩到班公-怒江以南地区。白垩纪时期，青藏北部地区处于陆相环境，冈底斯-拉萨地块处于海相环境；大约自晚白垩世开始，特提斯洋板块沿雅鲁藏布江发生快速俯冲事件，沿冈底斯构造-岩浆带发生强烈构造-热事件，导致冈底斯-拉萨地块逐步褶皱隆升成陆，形成雅鲁藏布江缝合带。古近纪，特提斯洋退缩到喜马拉雅以南地区；至始新世早中期约 45～50Ma，特提斯洋在青藏全境消亡；随后发生印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞事件。渐新世末期—中新世早期，印度大陆板块开始向北俯冲，形成喜马拉雅山主

中央断裂（MCT）（Meigs et al.，1995；Burbank et al.，1996）。中新世中晚期形成主边界断裂（MBT）（Zeitler et al.，1985；Harrison et al.，1992），导致喜马拉雅山与青藏高原的地壳发生巨量缩短、增厚与快速隆升，逐步形成现今构造-地貌格局（吴珍汉等，2003c）。

二、地壳结构特征

国际合作 INDEPTH－I、II、III 地震反射良好地揭示出喜马拉雅—青藏高原中段的地壳分层特征与速度结构。据 INDEPTH－II、III 地震反射资料，位于拉萨地块中部的当雄及邻区上地壳/中地壳分界线位于 25～27km 深处，中地壳/下地壳分界线位于 42～43km 深处；上地壳 P 波速度（V_P）为 5.7～6.1km/s，中地壳 P 波速度（V_P）为 6.1～6.5km/s，下地壳 P 波速度（V_P）为 6.5～7.3km/s，岩石圈地幔 P 波速度（V_P）为 8.0～8.1km/s，Moho 界面表现为 P 波速度（V_P）7.3～8.0km/s 的不连续界面（Zhao et al.，2001）（图1－2）。

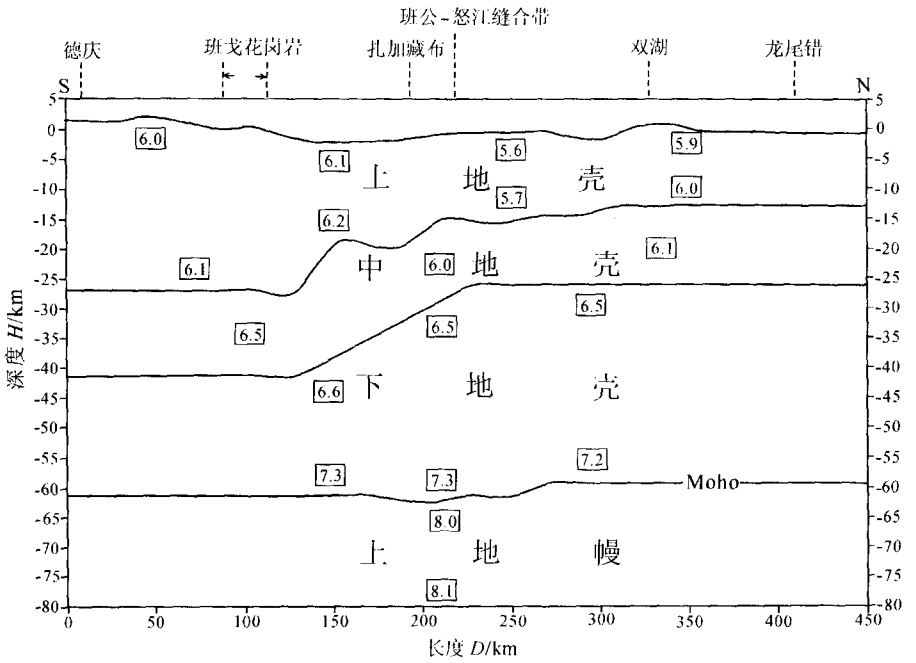


图 1－2　德庆-龙尾错地壳 P 波速度结构图

Figure 1－2　P-wave velocity cross section along Deqing-Longweicuo profile across the Tibetan Plateau

（据 Zhao Wenjin et al.，2001）

方框内表示 P 波速度，单位为 km/s

INDEPTH-II 地震深反射资料则揭示出青藏高原南部地壳速度的精细结构（图 1－3）。在雅鲁藏布江以南的喜马拉雅地块，中上地壳发育速度 $V_P \leqslant 5.9$km/s 的低速夹层；在康马及邻区，壳幔边界发育异常厚度、P 波速度为 $V_P = 7.0 \sim 7.7$km/s 的过渡层（图 1－3）。在雅鲁藏布江以北的拉萨地块，上地壳局部发育速度 $V_P \leqslant 5.9$km/s 的低速体与高导低阻低速深反射亮点群，深度范围为 13～20km；中地壳局部发育速度 $V_P \geqslant 6.4$km/s 的高速夹

层；下地壳局部发育速度 V_P = 6.4 ~ 7.0km/s 的低速层（图 1 - 3）。

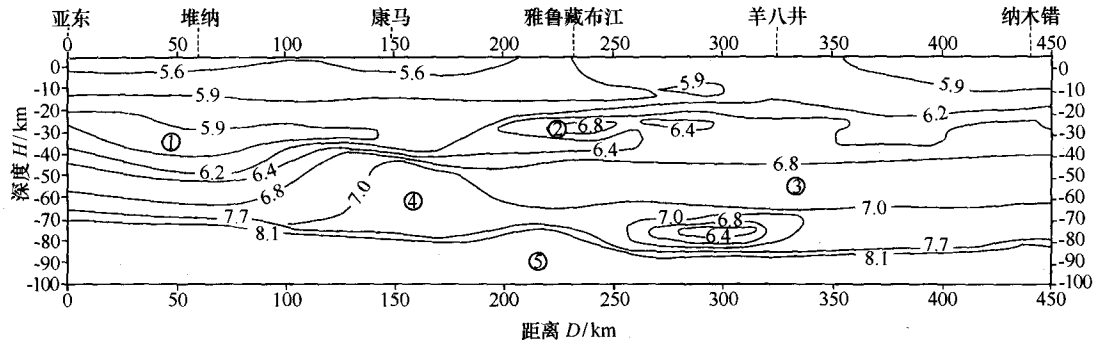


图 1 - 3　亚东-纳木错地壳二维速度等值线图

Figure 1 - 3　Two-dimensional velocity structure of Yadong-Namco profile across south Tibet

（据赵文津及 INDPEHT 项目组，2001）

①壳内低速层；②壳内高速夹层；③正常下地壳；④壳幔过渡带；⑤上地幔

Zhao Wenjin et al.（1993）、Larry Brown et al.（1996）、赵文津等（2001）应用 INDEPTH - I、INDEPTH - II 地震反射资料，研究亚东-康马-尼木-羊八井-当雄测线地壳结构构造，发现了标志印度大陆板块俯冲的主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）、Moho 反射界面、羊卓雍-当雄反射带（YDR）、安岗深反射亮点（ABS）、羊八井深反射亮点（YBS）、宁中深反射亮点（NBS）、当雄深反射亮点（DBS）等重要深部地质构造（图 1 - 4），揭示出藏南拆离系（STD）和念青唐古拉东部伸展韧性剪切带的深部产状特征（图 1 - 4、图 1 - 5）。Doulas Nelson et al.（1996）、Larry Brown et al.（1996）与赵文津等（2001）认为，深反射亮点对应于地壳 13 ~ 20km 深度范围的局部熔融体。

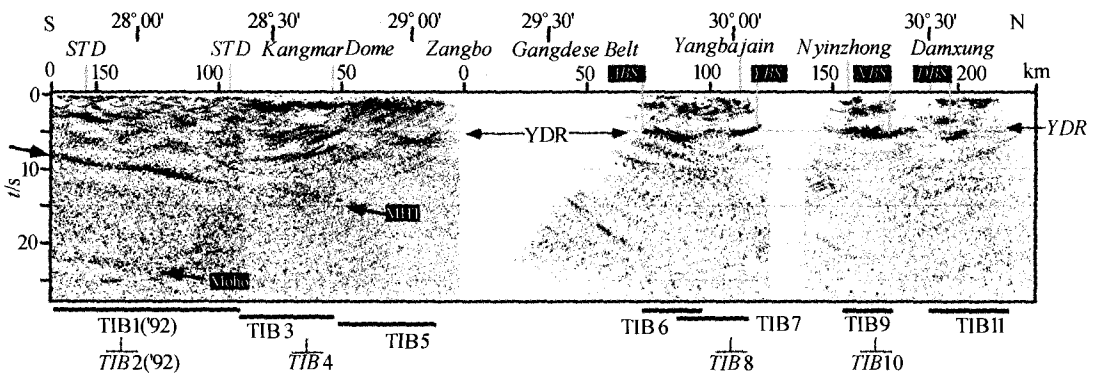


图 1 - 4　INDEPTH - I、II 地震反射剖面图

Figure 1 - 4　Seismic reflection profile of INDEPTH Project across south Tibetan Plateau

（据 Brown and Zhao et al.，1996）

Wei Wenbo et al.（2001）综合 INDEPTH - II、III 阶段大地电磁测深（MT）资料，分析康马-德庆-班戈-双湖测线地壳电性结构，显示出班戈花岗岩、德庆碳酸盐岩的高阻电

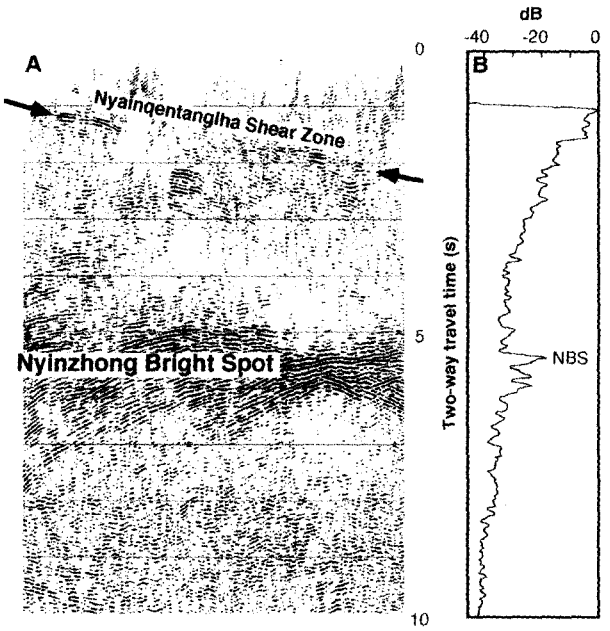


图 1-5　宁中 INDEPTH-II 地震反射 TIB9 剖面图

Figure 1-5　INDEPTH-II seismic reflection profile TIB9 across the Ningzhong basin in central Lhasa block

(据 Brown and Zhao et al., 1996)

性特征和多巴、伦坡拉、双湖红层盆地的低阻电性特征，与喜马拉雅地块 MHT、STD 和雅鲁藏布江缝合带对应的电性界面特征相类似。据 INDEPTH-III 德庆-双湖 MT 剖面，在 15~30km 深处存在显著的高导/高阻分界面，界面电阻率 10~100Ω·m、电导率 0.01~0.1s/m；向地表方向在多巴红层盆北、班戈岩体北、德庆北发育多个向北倾斜的分支界面，在双湖北侧低角度向上延伸至地表。该界面与 STD、MHT 具有类似电性结构，其分支界面对应于地表逆冲断层和蛇绿混杂岩带，可能代表雅鲁藏布江北地壳重要的构造滑脱面；结合地表构造观测资料推断，该 MT 电性界面及分支界面共同构成拉萨北侧地壳逆冲滑脱构造系统（North Lhasa Thrust 或 NLT），属青藏高原中段地壳重要构造形迹（吴珍汉等，2003a，c；Wu et al.，2004）。

三、区域构造型式

青藏高原地壳表层常见构造型式包括褶皱构造、逆冲推覆构造、走滑断裂和伸展构造。青藏高原区域褶皱构造、逆冲推覆构造主要呈近东西—北西西走向，形成于区域构造挤压环境，与不同时期的板块俯冲事件存在动力学成因联系。青藏高原走滑断裂和伸展构造在新生代晚期非常发育；区域走滑断裂大部分呈近东西、北西西或北东东走向，区域伸展构造大部分呈近南北走向或北北东—北东走向，切割、破坏早期挤压构造形迹，主要形成于新生代晚期区域伸展走滑构造环境。如拉萨地块中部当雄地区，中生代—新生代早期发育大量褶皱构造和逆冲断裂，而新生代晚期发育以念青唐古拉伸展型韧性剪切带和当雄-羊八井地堑为代表的区域伸展构造。

1. 典型褶皱构造型式

不同类型的区域褶皱构造在青藏高原表面广泛分布，大部分轴面呈近东西—北西西走向，如拉萨地块中部当雄地区发育大量近东西—北西西向褶皱构造。区域褶皱构造包括复式背斜、复式向斜和紧闭褶皱、宽缓褶皱。复式褶皱构造在前寒武纪构造层、古生代构造层和中生代构造层都比较发育，规模较大，延长可达数十至百余公里，由一系列背斜、向斜平行分布或斜列组成，如拉萨地块中部纳木错西北侧发育北西西向复式褶皱构造，延长超过30km；当雄-羊八井盆地东南侧旁多山地石炭系—二叠系内发育延长达30～50km的近东西向复式褶皱构造。

宽缓褶皱构造发育于各地块内部中新生代地层内，尤其在晚白垩世—古近纪不同类型的沉积地层比较发育，规模不等，多数为轴面近直立的宽缓褶皱构造。在昆仑山、可可西里、旁多山地、喜马拉雅山等地区，部分石炭纪—二叠纪地层层理被板劈理强烈置换，变质岩板劈理发生弯曲变形，形成宽缓褶皱构造。

紧闭褶皱多数发育于变质基底岩系、板块俯冲消减带或逆冲推覆构造系统，与逆冲断层紧密伴生，轴面倾斜，部分为平卧褶皱或倒转褶皱，常发育轴面劈理构造；如乌郁盆北上白垩统（设兴组）杂色砂页岩内发育比较典型的平卧褶皱（图1－6）、昆仑山北部石灰厂逆冲断层下盘下白垩统砂页岩发育紧闭褶皱（图1－7）。不同方向褶皱叠加在一起，形成形态复杂的叠加褶皱。



图1－6　乌郁盆北上白垩统的平卧褶皱变形

Figure 1－6　Folding of the Upper Cretaceous strata in north of the Wuyu basin in central Tibetan Plateau

（镜头向北）

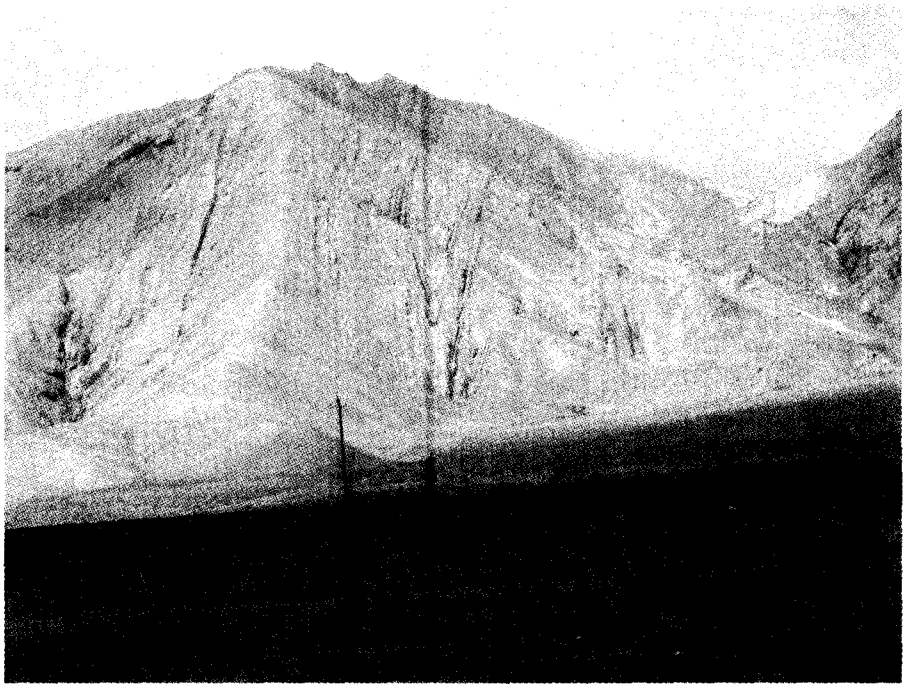


图 1－7　昆仑山北部石灰厂逆冲断层及下盘紧闭褶皱构造

Figure 1－7　Thrust and fold in southwest of the Golmud Lime Manufactory in north Kunlun Mountains

（镜头向南）

2. 逆冲推覆构造

青藏高原受到多期特提斯古大洋板块俯冲的影响，产生多期强烈的近南北方向的构造挤压事件，形成大量近东西—北西西走向的逆冲推覆构造。对青藏公路和青藏铁路出露基岩进行观测发现，逆冲断层和推覆构造遍布各缝合带和板块俯冲带。如昆仑山三叠系向南逆冲于下白垩统砂页岩之上，导致断层下盘上白垩统岩层发生强烈构造变形并形成紧闭褶皱（图 1－7）；可可西里缝合带南侧上白垩统风火山群发育大量逆冲断层，导致地壳发生 30% ~40% 的巨量缩短（Kidd et al.，2001；王成善等，2001）。在喜马拉雅构造带，发育主中央逆冲断裂（MCT）、主边界断裂（MBT）（图 1－1）和主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）（图 1－1、图 1－4）等重要逆冲推覆构造系统，伴生大量的紧闭褶皱群。

在拉萨地块北部，中生代中晚期和新生代早期特提斯古大洋板块俯冲导致强烈挤压构造变形和地壳巨量缩短，形成东巧-伦坡拉逆冲推覆构造（DLT）、安多逆冲推覆构造（ADT）、西纳木错逆冲推覆构造（WNT）、当雄南旁多山地逆冲推覆构造（SDT）及北西西向逆冲断层、不同时代韧性剪切带、不同性质构造岩片和不同规模的褶皱构造，构成拉萨地块北部逆冲推覆构造系统（NLT）（吴珍汉等，2003a、c）。

纳木错逆冲推覆构造（WNT）由一系列逆冲断裂、韧性剪切、褶皱构造和被断裂分割围陷的不同性质构造岩片组成，主要构造线走向为北西西—近东西方向（吴珍汉等，2003）。中生代中晚期—古近纪纳木错西岸发育复杂的构造变形，形成不同时代、不同成分的构造岩片和二十多条不同规模的逆冲断层，组成较大规模的纳木错逆冲推覆构造

(WNT)，总体呈北西西走向，主体分布于保吉南部、波曲以北地区，宽达32km（图1-8）。WNT向东南方向延入纳木错被湖水覆盖，延伸到念青唐古拉山北部那根拉山口北侧，向东可能与九子拉-嘉黎断裂相连接；向西北方向延出当雄幅1:25万测区，经果芒错于尼玛西部逐步与班公-怒江构造带归并。在纳木错逆冲推覆构造南部各昌茶玉-生觉构造带，发育复杂的构造变形，表现为强烈的韧性剪切变形，形成宽达2~5km的NWW向糜棱岩带。该带由长英质糜棱岩、斜长角闪质糜棱岩与糜棱片岩组成，夹弱变形辉长岩透镜体与郎山组灰岩岩片。糜棱岩片理总体倾向N—NNE向，倾角10°~25°（图1-8）。在各昌茶玉-生觉构造带北部，发育宽达1000~2000m的蛇绿岩片带。其顶面对应于近水平逆冲的断层面，形成不同规模的飞来峰和构造窗（图1-8）。飞来峰主要由泥盆纪灰岩岩片组成，部分为多尼组碎屑岩岩片，宽50~150m；构造窗主要由蛇纹石化蛇绿岩片带组成，宽数十米到近千米。在剖面上，绝大部分主干断层都表现为向北倾斜的逆冲断层，主断面倾角15°~30°；部分断层地表倾角高达40°~65°；向地壳深部，主断面倾角趋于变小，大部分断层都表现出上陡下缓的铲形产状特点，向北汇聚于深部滑脱构造界面（图1-8）。

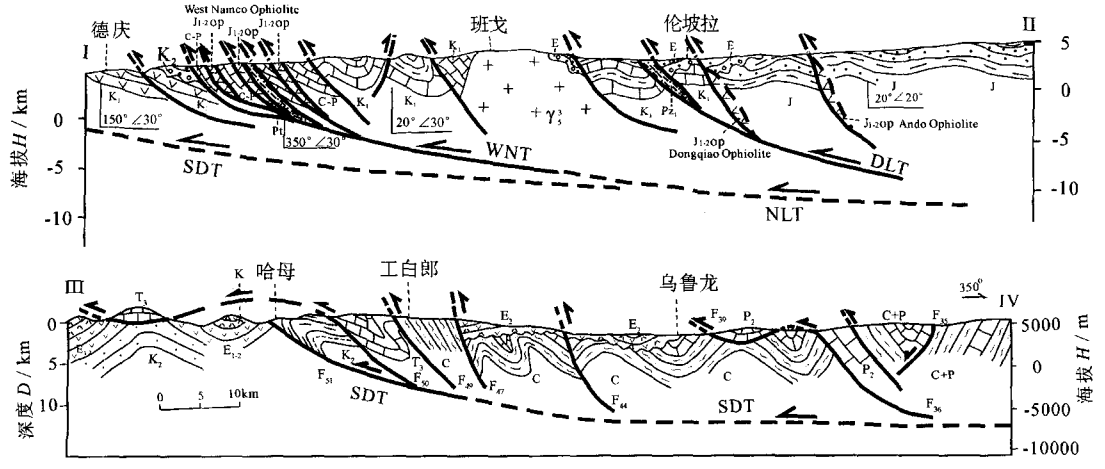


图1-8 拉萨地块北部逆冲推覆构造剖面图

Figure 1-8 Cross section of the North Lhasa Thrust across central Tibetan Plateau

NLT—拉萨地块北部逆冲推覆构造系统；DLT—东巧-伦坡拉逆冲推覆构造；WNT—西纳木错逆冲推覆构造；SDT—当雄南侧逆冲推覆构造

当雄南逆冲推覆构造（SDT）总体走向近东西，主要由一系列规模大小不等、向北倾斜的叠瓦状逆冲推覆断层及各种样式的褶皱叠置在一起，组成逆冲推覆褶皱体（图1-8）。自南向北划分为南部前缘挤压滑脱构造带、中部斜歪倒转褶皱-叠瓦状逆冲断层带、北部逆冲推覆岩席-高角度逆冲断层构造带及后缘逆冲推覆构造。南部前缘逆冲断层倾角较小，一般小于20°~45°，在林周中南部山地形成由三叠系麦隆岗组灰岩组成的飞来峰；向北断层倾角逐渐增大，至北部领布冲-日阿断层倾角为50°~80°；但在后缘带邦冲一带断层倾角又减小至15°~30°，形成大量由二叠系洛巴堆组灰岩组成的飞来峰。不同断层的逆冲推覆运动方向基本一致，均为自北向南的逆冲运动。旁多逆冲推覆构造主要形成时代为始新世晚期-中新世早期（吴珍汉等，2003c；Wu et al.，2004）。

拉萨地块北部主要逆冲断层在平面上呈近平行或斜列分布，伴有近南北方向的显著褶皱变形和挤压缩短现象。在剖面上，主要逆冲断层均向北倾斜，呈叠瓦状排列；各逆冲推覆构造系统均存在显著韧性剪切成因糜棱岩，如 DLT 东部糜棱岩带、WNT 中部各昌茶玉-生觉糜棱岩带、SDT 中部日阿-领布冲糜棱岩带，指示主要逆冲推覆构造的影响深度均达到韧性剪切变形深度，垂向延伸应超过 10～15km。根据逆冲断层倾角自北向南总体变小趋势，考虑到地表逆冲断裂向深部韧性变形域具有产状逐步变缓规律（Mataurer et al.，1988），结合部分深部地球物理探测资料，推断拉萨地块北部主要逆冲推覆构造 DLT、WNT、SDT 均向地壳深部延伸，汇聚于上地壳拆离滑脱构造界面（NLT）（图 1－8）。拉萨地块北部逆冲推覆构造的影响宽度超过 250km，总推覆距离超过 100～120km，属青藏高原规模巨大的重要的地壳构造之一（吴珍汉等，2003a、c）。

3. 典型伸展构造样式

青藏高原新生代晚期发育大量伸展构造，如北东走向的当雄-羊八井盆地、近南北走向的谷露-桑雄盆地、北北东走向的双湖盆地、近南北走向的温泉盆地和唐古拉山口东侧盆地群等伸展构造。在不同方向伸展裂陷盆地的边缘，均发育张性正断层和张扭性斜滑断层，反映晚新生代地壳伸展构造变形的主导地位。青藏高原晚新生代盆地演化与地壳深部过程、伸展构造变形、温泉水热循环、地震活动都存在密切关系，是地壳深部过程在地表的重要窗口。位于拉萨地块中部念青唐古拉山东侧的当雄-羊八井地堑盆地，是青藏高原晚新生代伸展构造的典型代表，主要构造包括盆西伸展型韧性剪切带、盆缘北东—北东东向边界断裂、盆内北东向和近东西向正断层及部分北西向横向断层。盆地西部高角度边界正断层与低角度韧性剪切带的走向、倾向和运动方向基本一致，均形成于地壳伸展构造环境。不同类型、不同规模、不同序次、不同深度的伸展构造有机地组合在一起，形成颇具特色的区域伸展构造样式（图 1－9）。

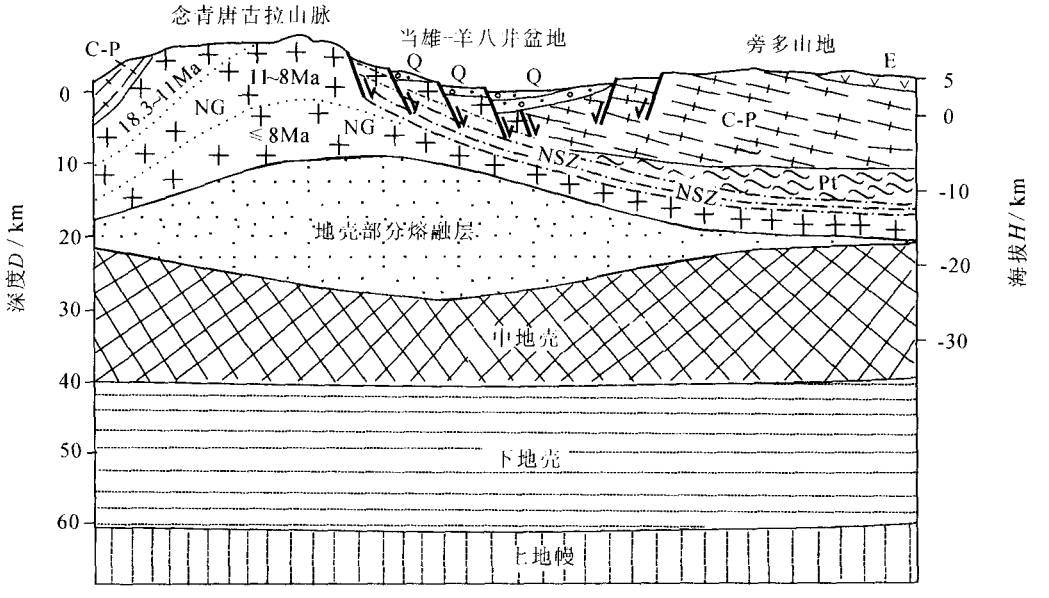


图 1－9　当雄-羊八井盆地伸展构造样式

Figure 1－9　Model showing extensional tectonic style across the Damxung-Yangbajain basin

地震深反射探测资料表明，念青唐古拉山东部低角度韧性剪切带向地壳深部的延伸至羊八井-当雄盆地内部（图 1－5）（Brown et al.，1996；赵文津等，2001；Alsdorf et al.，1998）。地震深反射亮点 YBS、NBS、DBS 分别在羊八井、宁中、当雄呈串珠状分布（图 1－4），具有高导、低阻、重力亏损特征，对应于 13～20km 深度范围地壳局部熔融体（Brown et al.，1996；赵文津等，2001）。地壳内部的局部熔融与地表近东西向伸展构造环境，导致念青唐古拉山东侧当雄-羊八井地区强烈伸展构造变形，形成平面上平行与斜列分布、剖面上铲形展布的断裂组合和地表裂陷，逐步形成由低角度伸展型韧性剪切、伸展断层和裂陷（地堑）盆地群组成的羊八井-当雄地区区域性伸展构造系统和盆-山构造地貌格局（图 1－9）。

当雄-羊八井伸展构造系统向南西方向延伸，经尼木、康马，横穿喜马拉雅山脉，到达亚东；向北东方向延伸，经谷露、桑雄、那曲、错那湖，断续延伸，穿越唐古拉山，进入温泉盆地，构成青藏高原规模最大的区域伸展构造体系，总延长超过 1000km；不仅规模巨大，而且现今活动性非常强烈，先后孕育、发生多次 6～8 级强烈地震，控制尼木、羊八井、拉多岗、宁中、谷露、罗马、那曲、温泉等中高温温泉热田的分布，构成青藏高原规模巨大的地震温泉活动带。

4. 走滑断裂构造与地壳东向滑移

青藏高原晚新生代发育大量近东西—北西西走向的走滑断裂（吴珍汉等，2003b，c）。唐古拉山以北地区主要走滑断裂以左旋走滑运动为主，唐古拉山以南地区主要走滑断裂以右旋走滑运动为主，反映唐古拉山及邻区地壳存在显著东向滑移运动；地壳东向滑移不仅仅表现为若干大型边界断裂速度较大的走滑运动，而且还表现为各地块内部数量较多的活动断层呈现速度较小的走滑运动（图 1－10）。青藏高原断裂运动更符合“连续变形”模式（张培震等，2003），而与“大陆逃逸”模式（Tapponnier et al.，1982）不甚符合。

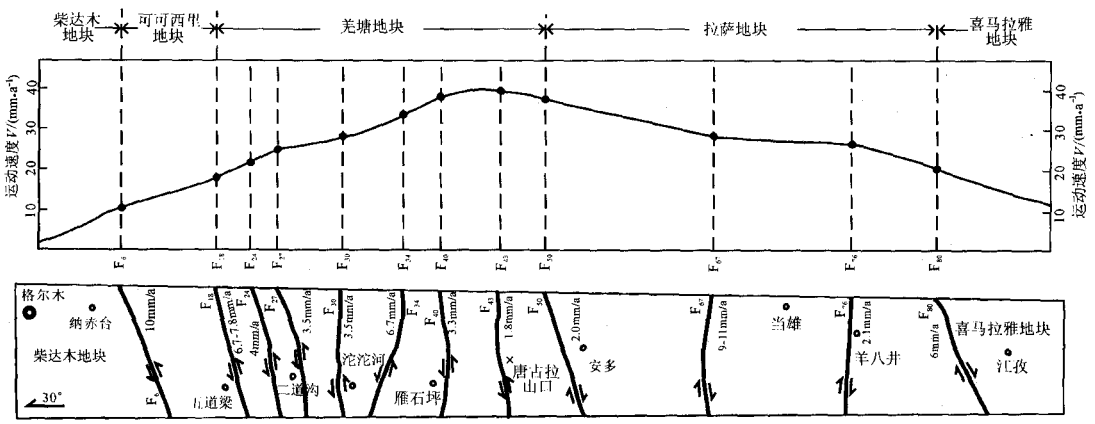


图 1－10　青藏公路沿线走滑断裂与地壳东向滑移分布图

Figure 1－10　Major active faults and their slip rates across the Golmud-Lhasa railway route

选取柴达木地块（格尔木）为参考点，假设走滑断裂之间的相对稳定块体为刚性地

块，则依据走滑断裂运动速度，可以估算各构造块体相对于柴达木地块（格尔木）的相对运动速度，进而分析青藏公路（铁路）沿线第四纪晚期地壳东向滑移规律（图1－10）。结果表明，青藏公路（铁路）沿线地壳在第四纪晚期相对于柴达木地块（格尔木）存在显著的东向滑移运动，地壳东向滑移运动速度自格尔木向南逐渐增大，至唐古拉山地区达最大值，约为40mm/a（图1－10），与GPS观测得出的地壳现今相对东向运动速度（张培震等，2001）基本吻合，但略偏大。造成地质估算速度与GPS观测数据之间差异的可能原因包括：时间尺度不同、方法技术误差、断裂之间相对稳定地块的刚性假设。实际上，活动断裂围限的相对稳定地块内部尚存在大量规模较小的活动断层，地壳也存在一定程度的构造变形。另外，走滑断裂派生的拉分盆地发育显著的伸展构造变形，能够吸收一定比例的走滑位移量。自唐古拉山向南，地壳东向水平运动速度逐步减小，至喜马拉雅地块减小到约10mm/a（图1－10）。

第二节　青藏高原隆升时代

青藏高原隆升是晚新生代全球最重大的地质构造事件，对全球气候环境演化产生过深刻影响，对东亚环境变迁具有重要控制作用（England and Houseman，1998）。对青藏高原隆升过程与机理，前人开展过大量研究工作。20世纪20年代，Argan提出印度大陆俯冲导致青藏高原隆升模式。1964年，我国科学家在西夏邦马峰北坡发现上新世高山栎化石，推测自上新世以来喜马拉雅地区隆升幅度达3000m。20世纪70年代，中国科学院青藏高原综合科学考察队在喜马拉雅山中段的吉隆盆地和唐古拉山南坡布隆盆地发现上新世三趾马动物群，推断青藏高原上新世末期平均海拔不超过1000m，青藏高原隆升主要发生在第四纪。20世纪70～90年代，中外科学家进行了大量的大气数值模拟研究工作，支持了青藏高原第四纪隆升模式（施雅风等，1998；孙鸿烈等，1998）。20世纪90年代中期，钟大赉与丁林应用磷灰石裂变径迹方法，通过青藏高原东部侵入岩和变质岩磷灰石的裂变径迹测年，分析青藏高原隆升过程，认为青藏高原快速隆升开始于3Ma，而且自3Ma→2Ma→1Ma，高原隆升速率自1～2mm/a→2～7mm/a→10～30mm/a，呈现出近指数增加趋势。1990年，Molnar and England在《Nature》杂志上发表文章，对依据古气候变化、古生物变迁分析青藏高原隆升过程的方法提出质疑。1992年，Harrison et al.在《Science》发表论文，根据热年代学方法测定岩体剥露速率，推断青藏南部在20～18Ma期间发生过地壳快速增厚和高原快速隆升事件。1995年，Harrison et al.应用钾长石$^{39}Ar-^{40}Ar$多重扩散域热年代学方法，测定念青唐古拉山东部糜棱岩的形成时代与冷却历史，分析羊八井-当雄盆地形成时代，进而依据重力坍塌理论，推断青藏高原在7～8Ma已经达到现代地壳厚度并接近现今海拔高度。Turner et al.（1993）根据地壳增厚-岩石圈去根减薄-地幔岩浆活动-高原隆升关系模式，通过测定新近纪地幔源玄武岩的时代，分析青藏高原隆升时代，认为青藏高原在13～14Ma达到最大海拔高度。2001年，Peter et al.根据双湖盆地西边界断裂带绢云母、白云母的Rb－Sr等时线测年方法，测出双湖地堑盆地的裂陷开始时代为13.5Ma，从而将青藏高原隆升到现今相近海拔的时代提前到13.5Ma。迄今为止，国内外科学家对青藏高原隆升过程存在截然不同的观点和认识。兹根据岩石学记录、年代地质学记录与盆地沉积记录、古环境地球化学记录，综合分析青藏高原地壳增厚过程和高原隆升

时代。

一、岩石学记录

1. 据深源包体形成深度估算古地壳厚度

国际合作 INDEPTH－III 项目地质课题组于 1998 年 6～7 月和 1999 年 5～6 月两度深入青藏高原北部可可西里地区，在新近纪碱性玄武岩中发现了来源于不同深度的深源包体，包括麻粒岩包体与角闪岩包体，为分析青藏高原北部下地壳结构组成与估算地壳厚度提供了重要依据。可可西里碱性玄武岩内麻粒岩包体呈多边形与浑圆状；包体大小不等，较大的包体粒径达 3～5cm；通过对包体样品的岩石学与岩相学研究，区分出二辉麻粒岩、紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩三种高压麻粒岩；紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩中普遍发育石榴子石（江万等，2000）。在石榴子石随玄武岩浆快速上升的过程中，因减压分解而形成反应边，反应边矿物局部平衡关系为建立地质温度计与地质压力计提供了良好条件。

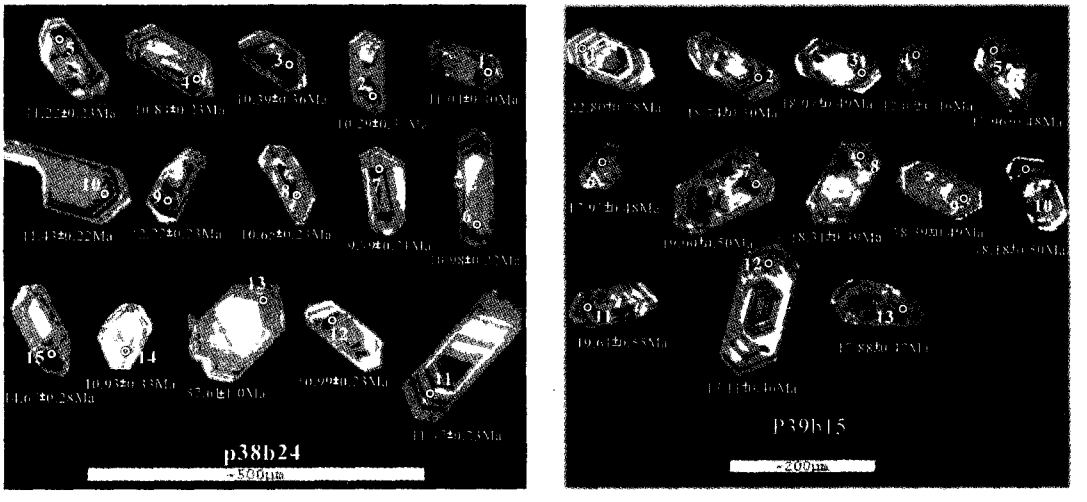
对麻粒岩包体典型矿物进行电子探针分析，利用石榴子石-辉石与二辉石温度压力计，计算、分析下地壳温度压力条件。结果表明，下地壳麻粒岩区温度为 1080℃，压力为 1.7GPa，对应深度约 55km（江万等，2000）。而碱性玄武岩喷发时代（Ar－Ar 法年龄）为 2.5～3.2Ma（Hacker et al.，2000）。说明在新近纪末期，藏北可可西里地块的地壳厚度已经达到 55km，对应的地壳均衡隆升高度约 3788m，与根据地壳缩短量对地壳厚度的估算结果基本吻合（吴珍汉等，2001a，2003c）。

2. 据念青唐古拉花岗岩估算地壳增厚过程与高原隆升时代

念青唐古拉花岗岩与当雄-羊八井盆地裂陷、地壳局部熔融存在动力学成因联系，与地震深反射亮点揭示的上地壳局部熔融呈渐变过渡关系（图 1－9）。根据岩石实验资料推断，在 13～20km 深度形成巨量花岗质岩浆，需要巨厚地壳（双倍地壳）和异常地热梯度条件。大陆正常地壳一般仅 30～35km 厚度，正常大陆造山带地壳厚度一般小于 45km，富含沉积岩层的上地壳厚度一般小于 10km；正常地壳的地温梯度约 30℃/km，上地壳底部温度约 300℃；在这样的温度条件下仅能发生绿片岩相区域变质作用，难以形成花岗质岩浆。但经过强烈挤压增厚的青藏地区中新世晚期地壳厚度达 60～80km，富含沉积地层的上地壳厚度达 20～25km，按 30℃/km 的地温梯度，估算上地壳底部温度达 600～750℃。青藏高原广泛分布的中高温温泉和已有热流测量的资料反映青藏高原存在高热动力背景和较大的地热梯度，高原内部正常地温梯度≥40℃/km；羊八井地热田钻孔测温资料显示，热田范围地温梯度大于 50℃/km。因此，具有双倍地壳的青藏高原上地壳下部 13～20km 深度温度能够达到 600～800℃，具备产生花岗质岩浆局部熔融的温压条件，而上地壳富含流体的沉积岩层为地壳局部熔融和花岗质岩浆形成提供了必要的物质条件。对正常地壳，13～20km 深度属中地壳范围，以角闪岩相变质的基性岩石为主体，即便温度达到 600～800℃，也难以形成巨量花岗岩岩浆。

地壳双倍增厚和高地温梯度可以看成念青唐古拉地区上地壳巨量熔融和花岗岩侵位的必要条件，上地壳巨量熔融（念青唐古拉花岗岩侵位）是地壳具有双倍厚度的标志；双倍地壳对应的均衡高度约为 4500m（吴珍汉等，2003c）。因此，念青唐古拉花岗岩侵位及对应的上地壳巨量熔融可以看成青藏高原均衡隆升的重要标志。根据当雄-羊八井地堑盆

地西侧念青唐古拉花岗岩的同位素年龄可以推断双倍地壳均衡隆升和初始伸展变形时代。应用高精度离子探针 U－Pb 同位素测年技术，精确测定岩浆自形锆石的结晶年龄，得到念青唐古拉山粗粒黑云母二长花岗岩（p38b24）结晶成岩年龄为 11.1Ma（图 1－11a）、中细粒黑云母二长花岗岩（p39b15）结晶成岩年龄为 18.3Ma（图 1－11b），岩浆结晶成岩持续时间为 7.2Ma（刘琦胜等，2003）。锆石离子探针测年资料良好地揭示出，念青唐古拉花岗岩侵位结晶时代为 11.1～18.3Ma，略早于念青唐古拉韧性剪切带（NSZ）形成时代 8～5Ma（Harrison et al.，1995）。说明双倍地壳形成于 18.3Ma 前，反映拉萨地块最晚在 18.3Ma 已经隆升到海拔 4500～5000m，早于 Blisniuk et al.（2001）据双湖盆西伸展构造测年得出的羌塘地块快速隆升时代（≥13.5Ma），而与 Spicer et al.（2003）根据特征古植物上下火山岩得出的青藏高原隆升时代（>15Ma）基本吻合，可以将地壳巨量熔融和念青唐古拉花岗岩侵位视为青藏地区地壳增厚和青藏高原隆升的重要标志（图 1－9）。



a　　b

图 1－11　念青唐古拉山粗粒黑云母二长花岗岩

Figure 1－11　Diagrams showing U-Pb ages of zircons from the Nyainqentanglha Mountains in central Tibet

a—与中细粒黑云母二长花岗岩；b—离子探针测年结果

二、年代地质学记录

据 Deweyet al.（1988）与 Coleman et al.（1995）提出的判据，在印度大陆北向俯冲产生的近南北向强烈构造挤压动力作用下，只有当海拔高度超过 4500～5000m 时，青藏高原构造环境才能发生自区域挤压缩短向区域伸展裂陷的转换，导致重力垮塌效应。青藏高原快速隆升应发生在最后一期区域性强烈挤压缩短之后、地壳广泛伸展裂陷之前。精确测定青藏高原内部区域性逆冲推覆构造变形时代与区域性伸展裂陷时代，对分析青藏高原形成时代和隆升过程具有重要意义。

青藏高原在中新世早中期发生自挤压缩短向伸展走滑转化事件，形成当雄-羊八井、谷露-桑雄、双湖、温泉和格仁错等伸展裂陷盆地。应用钾长石的$^{39}Ar-^{40}Ar$MDD 热年代学分析（Harrison et al.，1995）、磷灰石裂变径迹测年（陈文寄等，1999；吴珍汉等，2001a）与同构造期方解石的 ESR 测年（吴珍汉等，2000，2002b）等方法，通过测定伸展构造变形时代、山脉快速隆升与盆地初始裂陷时代，揭示区域性伸展走滑事件发生时代。分析青藏高原相关年代学资料（表 1－1）可以看出，青藏高原早中新世中晚期 15～13.5Ma 已经开始发生区域性伸展构造热事件，形成北北东向双湖盆地边界断层新生白云母（13.5Ma）（表 1－1）、北东向念青唐古拉巨大花岗岩（18～11Ma）（图 1－11）和冈底斯山脉大量近南北向中酸性岩脉（侯增谦等，2001）和乌郁盆地特征古植物形成前后的火山喷发（14～15Ma）（表 1－1）。但区域性广泛的伸展走滑运动主要发生于 5～8Ma 以来。如双湖盆地东南边界角度正断层早期形成时代为 5Ma，申扎南侧北西向格仁错盆地与盆南甲岗山脉的快速差异升降运动起始时间为 6.5Ma（表 1－1），测区西北部纳木错盆地与盆西山地快速差异升降运动的起始时间为 4.3Ma（吴珍汉等，2003c），念青唐古拉山东部伸展型韧性剪切变形时代为 5～8Ma（Harrison et al.，1995），羊八井盆东岩体快速差异升降运动起始时间为 5.7～6.8Ma（表 1－1）。综合已有的年代学测试资料，作者认为青藏高原中段构造伸展开始时间应早于 15～13.5Ma，但区域性、大规模、广泛的伸展走滑运动与高原面裂解主要发生时期为中新世晚期（8～5Ma）以来（表 1－1）。

表 1－1　青藏高原中段中新世中晚期构造-热事件年龄一览表

Table 1－1　Ages of thermal-tectonic events in Middle-Late Miocene of central Tibetan Plateau

取样地点	岩石类型	测试对象	测年方法	年龄/Ma	备　注
乌郁盆地	特征古植物上下火山岩	全岩	Ar－Ar	14～15	隆升至约 4600m 高度时代（Spicer et al.，2003）
双湖盆西	白云母碎裂岩	白云母	Rb－Sr 等值线	13.5±1.5	双湖盆地早期裂陷时代（Blisniuk et al.，2001）
双湖盆东	方解石脉	方解石	ESR	4.92	双湖盆地裂陷时代（Wu et al.，1999）
羊八井东	花岗岩	磷灰石	裂变径迹	6.8±1.0	羊八井花岗岩快速抬升 羊八井盆地快速裂陷
申扎南侧	花岗闪长岩	磷灰石	裂变径迹	6.5±2.3	甲岗岩体快速抬升 格仁错盆地快速裂陷
纳木错西岸生觉	变质杂岩	磷灰石	裂变径迹	4.3±1.68	变质岩快速抬升剥蚀 纳木错盆地快速裂陷
宁中北山	白云母花岗岩	磷灰石	裂变径迹	5.73±1.09	宁中花岗岩快速抬升 宁中盆地开始快速裂陷
古仁曲	二长花岗岩	磷灰石	裂变径迹	8.86±2.73	念青唐古拉山快速抬升
念青唐古拉山中部	花岗质糜棱岩	钾长石	Ar－Ar（MDD）	5～8	念青唐古拉山快速抬升（Harrison et al.，1995）

青藏地区自始新世中晚期以来，地壳长期处于印度大陆板块北向俯冲和印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞产生的近南北向强大构造挤压环境；只有当高原隆升到4500～5000m之后，重力产生的垂向构造应力分量能够超过近南北向水平挤压应力成为区域最大主应力（吴珍汉等，2001a，2003c），产生垮塌效应，诱发区域性的伸展走滑运动，形成不同方向的伸展构造（Dewey et al.，1988；Harrison et al.，1995）。因此，青藏高原内部区域性伸展构造环境与广泛的裂陷过程应出现在最后一期地壳强烈缩短及高原整体隆升事件之后；青藏高原整体隆升的时代应早于区域性伸展走滑开始时代，而晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆、地壳缩短增厚事件的发生时代（Dewey et al.，1988；Coleman et al.，1995；吴珍汉等，2002b，2003c）。在青藏高原南部拉萨地块，最后一期强烈的区域性逆冲推覆构造活动时代为28～17Ma（Harrison et al.，1995；陈文寄等，1999）；区域伸展构造热事件开始发育时代早于15～13.5Ma，区域广泛的伸展走滑构造运动时期为8～5Ma以来（表1－1）。据Deweyet al.（1988）与Coleman et al.（1995）的判据，高原整体隆升时期应晚于地壳挤压缩短时期（28～17Ma），而早于区域性伸展走滑开始时代（15～13.5Ma），因此青藏高原整体隆升到海拔4500～5000m的时代应为中新世早中期(17～15Ma)，与念青唐古拉花岗岩岩浆侵位时代20～18.3Ma判别的高原隆升时代基本一致。

三、沉积记录与环境效应

青藏高原快速隆升在周缘盆地形成了良好的沉积记录。中新世早中期，喜马拉雅与青藏高原强烈的挤压缩短与地壳增厚隆升事件导致南海陆架莺歌海盆地沉积速率在20～18Ma时快速增加到约0.4mm/a（林畅松等，1996；转引自钟大赉等，1996）。孟加拉湾在17.5Ma时沉积速率加大（Harris et al.，1995），约在18.3Ma开始形成西瓦利克山前盆地。中新世末期—上新世初期（8～5Ma），青藏高原内部构造-地貌变迁导致孟加拉湾约在5Ma前后沉积特点与沉积速率的显著变化、西瓦利克盆地约在5Ma沉积物粒径的显著变化与南海陆架莺歌海盆地沉积速率在5Ma前后沉积速率由0.1mm/a增加到0.5mm/a（钟大赉等，1996）；青藏高原南缘盆地沉积速率与喜马拉雅山、青藏南部高原隆升速率呈良好相关关系。

在青藏高原北缘，河西走廊盆地与柴达木盆地的沉积良好地记录了青藏高原北部与祁连山隆升过程，盆地沉积速率与藏北高原隆升速率呈显著的正相关关系。柴达木盆地沉积速率在渐新世—中新世早期（36.6～11.2Ma）沉积速率小于0.10mm/a；中新世中期（11.2Ma）以来沉积速率总体较大，但呈周期性变化；中新世中晚期（11.2～5.3Ma）沉积速率达0.29mm/a，在上新世早期（5.3～3.4Ma）沉积速率达0.74mm/a，上新世晚期（3.4～1.6Ma）沉积速率变小为0.32mm/a，在第四纪沉积速率增大至0.41mm/a（表1－2、图1－12）；反映出藏北羌塘地块与可可西里—昆仑地块自中新世早期（20～16Ma）以来隆升速率逐步增大的总体趋势。河西走廊盆地在渐新世—中新世早期（36.6～11.2Ma）沉积速率小于0.10mm/a；中新世中期（11.2Ma）以来沉积速率逐步增大；中新世中晚期—上新世早期（11.2～3.4Ma）沉积速率达0.16mm/a，至上新世晚期—第四纪（3.4Ma以来）沉积速率增大至0.47mm/a（表1－2、图1－12），反映了藏北高原东北部与祁连山自中新世早期（20～16Ma）以来隆升速率逐步增大的特点。

表 1-2 青藏高原北缘盆地平均沉积速率（mm/a）对比表

Table 1-2 Comparison of depressional rates in average of marginal basins in north of the Tibetan Plateau

地质年龄/Ma	36.6	23.7	11.2	5.3	3.4	1.6
河西走廊盆地	0.01 ±0.00	0.07 ±0.03	0.16 ±0.09	0.16 ±0.09	0.47 ±0.36	0.47 ±0.36
柴达木盆地	0.03 ±0.01	0.04 ±0.02	0.29 ±0.08	0.74 ±0.29	0.32 ±0.12	0.41 ±0.16

（据 Metivier et al.，1998）

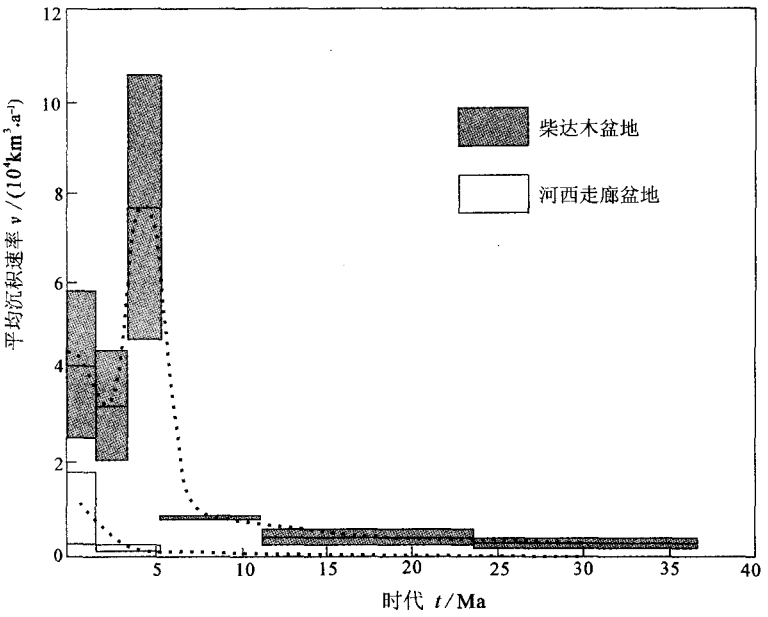


图 1-12 青藏北缘柴达木盆地与河西走廊盆地沉积速率分布图

Figure 1-12 Diagram of depressional rates of the Qaidam and Corridor basins in north of the Tibetan Plateau

（据 Metivier et al.，1998）

青藏高原隆升与晚新生代全球气候环境变化呈良好对应关系，在西瓦利克盆地与印度洋、大西洋形成良好的环境地球化学记录。Quade et al.（1989）发现，西瓦利克盆地沉积环境地球化学参数 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 随时间发生规律性变化，$\delta^{13}C$ 自 7Ma 开始快速增大，与巴基斯坦北部在大约 7.5Ma 自森林向草地转化事件（Flynn and Jacobs，1982）发生时代基本一致，反映出自 7～7.5Ma 以来，亚洲古季风（monsoon）的显著增强与大气圈 CO_2 含量的显著增加，说明青藏高原南部与喜马拉雅山在 7～7.5Ma 已隆升到海拔 4500～5000m，这与据地壳缩短量估算出的高原面古海拔基本一致。青藏高原隆升所致 5～7Ma 全球古气候环境变化导致大西洋远洋沉积物 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 环境地球化学参数的显著变化。上新世时期，藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块逐步隆升至海拔 3600～4000m（吴珍汉等，2001a，2003c），导致东亚古季风逐步增强和中国西北部广泛分布的黄土堆积。

第三节　地貌类型与山脉隆升过程

平均高度超过海拔4500m的青藏高原，高高耸立在中国大陆西部，是名副其实的“世界屋脊”。青藏高原的隆起，是挽近地球演化历史上最伟大的地质事件之一，极大地改变了中亚、东亚和南亚的地貌格局，形成了我国地貌三大阶梯中的最高一级台阶，改变了第三纪时期全球行星风系的格局，诱发了亚洲季风的形成和我国水量分布的不平衡性，导致中亚地区的干旱化和我国西部荒漠与青藏高原北部寒漠的形成，从而大大地影响了我国西部人民的生存环境和经济发展，造成我国几千年来西部经济发展的严重滞后状态。因此一个多世纪以来，研究青藏高原地貌演化对自然环境与人类活动的影响，一直是中外科学家所关注的重大科学问题。然而，由于青藏高原巨大的高度、恶劣的气候环境及其所造成的极差的交通与后勤保障条件，致使这种研究大多数仅限于在条件较好的地区进行，从而留下了许多薄弱环节和大面积调查研究的空白地区。青藏高原空白区1:25万区域地质调查和青藏铁路沿线构造地貌与第四纪地质的系统调查，取得了大量新的观测资料，在一定程度弥补了相关研究的不足。

一、区域构造地貌特点

青藏高原总体地势较为平坦，由高原面、盆地面、湖盆面、河流阶地、低山丘陵区与山顶面等地貌单元组成，平均海拔4500～5000m。高原内部水系发育，河流密布；青藏高原周边水系以外流水系为主，东部水系大部分向东汇入黄河与长江，南部与西部水系汇入雅鲁藏布江和印度河；高原腹地水系以内流水系为主，自高处流向低处，自四周汇聚于高原湖泊。大型水系常受断裂构造控制，如青藏高原南部雅鲁藏布江主要沿缝合带展布；青藏高原中部扎加藏布总体呈近东西向展布，主体分布于伦坡拉盆地，流向西南，汇聚于色林错；青藏高原东部红河、金沙江、鲜水河、雅砻江等水系展布受走滑断裂控制。青藏高原湖泊众多，发育数百个大小不等的湖泊，多数湖泊规模较小；规模较大的湖泊仅有青海湖、纳木错、色林错、当诺雍错、扎日南木错、羊卓雍湖、多格错仁、多格错仁强错、可可西里湖、乌兰乌拉湖、鄂陵湖与扎陵湖等湖泊。藏北湖泊大部分为咸水湖或盐湖，藏南很多湖泊为淡水湖。西藏境内的第一大湖为纳木错，分布于念青唐古拉山西缘；虽然地处海拔4718m的高度，但风光秀丽，成为西藏重要的旅游胜地。高原湖泊很多为断陷湖，受近东西向、北东向、北西向与近南北向活动断裂及断裂复合所控制。

青藏高原内部发育大量中高山系，如冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、西亚尔岗山、祖肯拉山、可可西里山与巴颜喀拉山等山脉，山顶面高出高原面800～2000m；如西藏当雄及邻区发育念青唐古拉山脉和旁多山地，山顶面高出盆地面和高平原面800～1000m（图1－13）。青藏高原周缘为大型山系所环绕，南侧与西侧为喜马拉雅山系，北侧和北西侧为喀喇昆仑山、昆仑山与阿尔金山，东侧为横断山，东北侧为祁连山。喜马拉雅山、喀喇昆仑山和祁连山属于挤压-压扭构造-地貌带，处于强烈挤压构造环境，发育大量逆冲推覆构造与复杂的褶皱构造；地壳挤压缩短增厚导致山脉快速隆升，形成由高山与极高山组成的近东西—北西西向展布的大陆山系。横断山、阿尔金山和昆仑山属走滑构造-地貌带。祁连山构造地貌受逆冲断裂、走滑断裂与逆冲-走滑断裂共同控制。

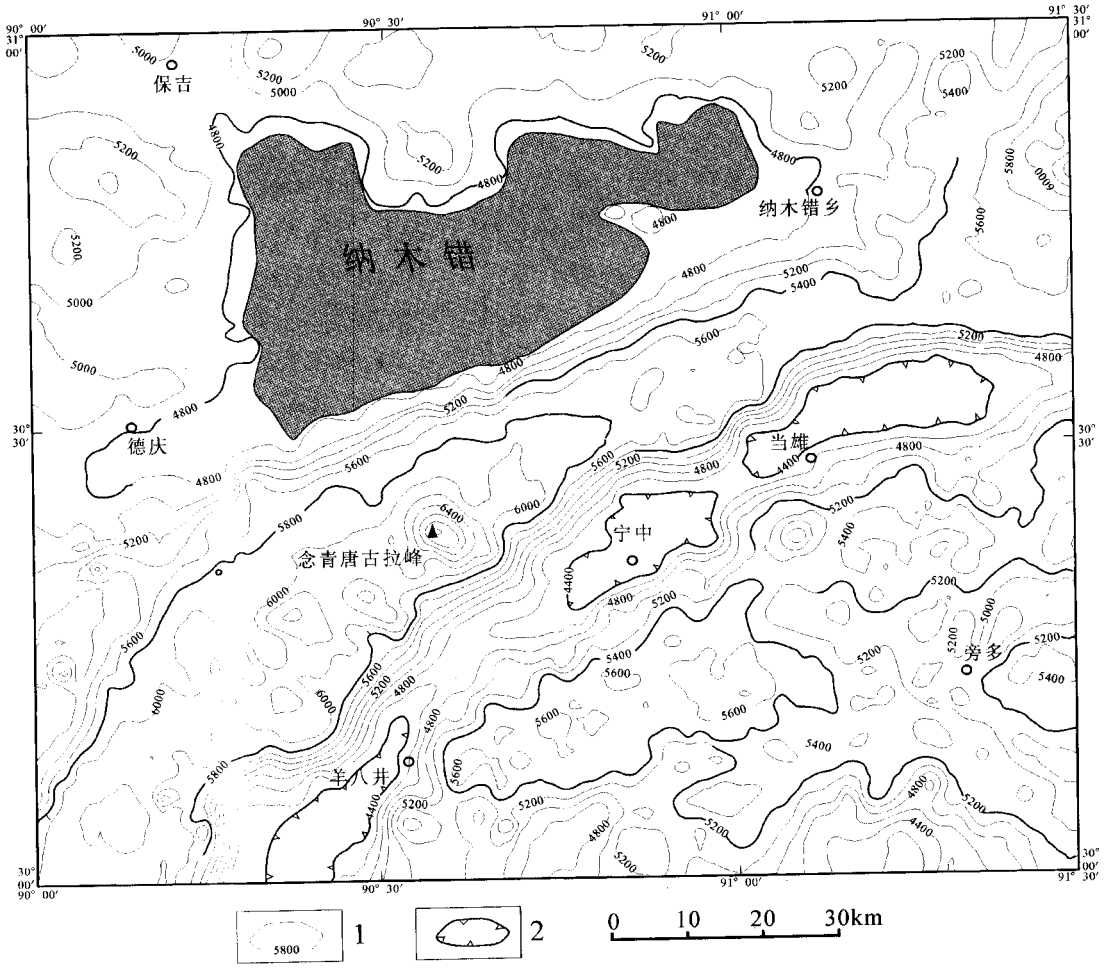


图 1－13　西藏当雄及邻区山顶面等高线图

Figure 1－13　Isobath contour map based on peak elevation data in the Damxung region of central Lhasa block

1—山顶面海拔等值线（m）；2—次级盆地边界线

青藏高原内部尚发育大量溶蚀地貌与冰蚀地貌。典型的溶蚀地貌为岩溶溶洞，在纳木错周缘山地、扎西多半岛和藏北高原均残留不同特征的溶蚀地貌。典型冰蚀地貌包括山岳冰川、冰斗、石海平台与冰碛台地等。溶蚀地貌与冰蚀地貌的形成发展过程受青藏高原构造-地貌演化与全球气候环境变化双重因素所控制。

在构造-地貌区划上，青藏高原属复合型构造地貌区（吴珍汉等，2001a），总体处于印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞所导致的强烈挤压构造环境；早期发育大量挤压构造地貌带，晚期发育大量走滑断裂与不同方向的裂陷盆地。不同时期、不同类型的构造-地貌单元叠加、复合在一起，构成颇为复杂的地表构造地貌景观。典型挤压构造-地貌带如冈底斯构造-地貌带，发育强烈的逆冲推覆与褶皱变形，形成冈底斯中部逆冲推覆构造系统与纳木错西缘逆冲推覆构造系统，导致地壳增厚至 70～75km 与冈底斯山脉隆升至海拔 5200～5800m。典型伸展构造-地貌单元，如当雄-羊八井盆-山构造-地貌带，东部为旁多

山地，西部为念青唐古拉山脉，中部为羊八井-当雄裂陷盆地（图 1－13），盆-山之间以正断层带为分界线。当雄-羊八井盆地呈北东—北北东向展布，内部地势平坦，水系密布，水系主要由河流、池塘与沼泽组成，发育大量不同方向的张性-张扭性断裂，断裂对温泉与低序次构造地貌都具有明显的控制作用；周缘山脉山顶面高出现今盆地面 800～2000m（图 1－13）。典型走滑构造-地貌单元如嘉黎-喀喇昆仑走滑断裂带和昆仑山走滑断裂带，嘉黎-喀喇昆仑走滑断裂带由斜列分布的嘉黎、崩错、格仁错与喀喇昆仑等北西西向走滑断裂、崩错与格仁错等拉分盆地及盆-山构造地貌单元组成，昆仑山走滑断裂带发育西大滩左旋走滑断裂、昆仑山南缘左旋走滑断裂和东大滩—西大滩、库赛湖等不同规模的拉分盆地。在青藏铁路格尔木—唐古拉段，发育大量北西—北西西向左旋走滑断裂与瓦里百里淌、温泉、雁石坪、二道沟等拉分盆地及清水河、楚玛尔河、北麓河、乌丽、沱沱河、通天河等断陷盆地，对应于高平原地貌，盆地与周缘山脉之间常以不同性质断层分界。

二、高原内部地貌单元与第四纪地质特征

青藏高原区域地貌是内、外营力共同在该区长期作用所形成的结果。由于不同地区所处的大地构造部位与新构造运动特征的不同、所处的地貌部位与主导外营力的不同，故内、外营力及不同外营力在不同地貌单元中所占的比重各不相同。因此，在地貌单元划分时，必须有全球意识、演化观点和时空观念，即遵循以构造地貌为基础，内、外营力相结合，突出主导营力，辅以地貌形态等原则（陈志明等，1993）。

横穿青藏高原的青藏铁路，北起柴达木盆地南缘的青海省格尔木市南山口，向南横穿东西走向的昆仑山与唐古拉山和长江与怒江上游，途经青藏高原中段的青西-藏北高原，南抵雅鲁藏布江主要支流拉萨河南岸的拉萨市。在地貌上，可按地貌单元划分基本原则将青藏铁路自北而南划分成不同的地貌单元，各地貌单元具有不同第四纪地质特征。

1. 东昆仑高山区

昆仑山脉东西向横亘于青藏铁路北段，属青藏高原北部；昆仑山东段主峰为玉珠峰，海拔 6178.6m，位于青藏铁路西大滩站正南 9km 处，分别高出其南、北两侧的安格尔扎西曲谷地和西大滩谷地 1500m 与 2000m，属于典型的极高山地貌。由于昆仑南缘缝合带通过东昆仑高山区南部，因此，东昆仑高山区总体归属为青藏高原北部昆仑地块。

昆仑地块主构造线呈近东西向，但褶皱轴面或冲断面却有两个方向，既有朝南倾的，也有朝北倾的，倾角一般都很陡，但也有少量极平缓的，显然是几期构造叠加的结果。它在南北方向亦挤压得很紧密，却仍然可以清晰地分辨出 NW 与 NE 两个方向的剪切断裂。本区的走滑断层大多为左旋运动，如昆仑山口断裂、东-西大滩断裂、昆中断裂等。

在地质历史时期，东昆仑地区于晚三叠世逐渐抬升成陆。三叠纪末的强烈地壳运动为昆仑地块形成奠定了基础。第三纪以来，东昆仑山随青藏高原一起抬升。玉珠峰附近昆仑山脉主脊上的许多高峰都已高出该区的现代雪线 500m 以上。玉珠峰北坡的雪线海拔 5150m，南坡雪线海拔 5250m（李世杰，1985）。在玉珠峰和昆仑山主要高峰南北两侧，不仅发育现代冰川，如冰斗冰川、悬冰川、小型冰帽与小型山谷冰川，而且在更新世时期发生 3 次巨大的冰川作用。在中更新世早期的最大冰期时，巨大的冰帽或山麓冰川几乎占据山脉两侧的整个谷地，留下大面积的冰碛与冰水丘陵。而中更新世晚期和晚更新世中晚期的后两次冰期，也在山脉两麓留下大量保存完好的冰川（包括侧碛与终碛）与冰水沉积。

西大滩以南地区属于现代永久冻土区，第四纪冰缘作用遗迹随处可见。由于该区气候寒冷干燥，故机械与寒冻风化作用均十分强烈，碎屑物质来源极其丰富，再加上间歇性的地壳上升与河流下切，因而在山脉北麓的河谷如青藏铁路与公路通过的格尔木河及其上游和支流中，发育5级以上、由宽广阶地面和厚层冲洪积物所组成的河流阶地与洪积台地。这为铁路建设提供了良好的路基条件，也为路基与其他建筑提供了大量良好的建筑材料。

2. 青西高原-谷地区

青西高原谷地位于东昆仑山与唐古拉山两大山脉之间。青藏铁路北段主体位于青海西部高原，属长江源头和上游地区。由于几条东西向山脉如可可西里山脉、乌兰乌拉山和祖尔肯乌拉山的分隔，将高原分割成几个长江源头支流盆地或谷地，自北而南依次为楚玛尔河谷地、沱沱河谷地、通天河谷地、布曲河下游谷地及温泉盆地等。由于上述山脉一般海拔在5000m左右，低于现代雪线不到500m，因而没有现代冰川发育，多以浑圆而平缓的山丘出现。而各河谷海拔均不低于4500m，切割不深，河流阶地不甚发育。因此，地形十分平坦，不少地方还发育中小型湖泊，包括部分咸水湖和盐湖。

由于金沙江缝合带自NWW向SEE方向通过该区，因而该区包括两个地块，即北部的巴颜喀拉地块与南部的羌塘地块（潘裕生等，1998）。这两个地块的变形程度介于喜马拉雅地块与昆仑地块之间。虽然主构造线方向也都为近东西向，但第四纪时期NE向与NW向两组共轭剪切断裂更为显著，导致菱形块体广泛分布。

由于海拔介于4500～5000m之间，虽不能发育现代冰川与古冰川，但寒冷而干燥的气候条件有利于大量岩屑的产生，故该区的第四纪沉积物主要为冲洪积物系列。而平坦的地形与第四纪期间气候的波动变化，也使湖沼沉积系列得以发育。同样，由于该区海拔很高，虽纬度较前区为低，但也属于现代永久冻土区，古冰缘作用遗迹随处可见。

3. 唐古拉高山区

青藏铁路和青藏公路所通过的唐古拉山脉，东西向横亘于青海省和西藏自治区之间，铁路通过的唐古拉山口（海拔5073m）位于公路通过的唐古拉山口（海拔5231m）西北30km，但其海拔则比后者低158m。该段唐古拉山的主要高峰为巴斯康根峰，海拔6022m，位于青藏铁路唐古拉山口与青藏公路唐古拉山口的正中间。其西北的唐古拉山主峰为各拉丹冬雪峰，海拔6621m，为长江上源，主要高峰为唐古拉山峰，海拔6099m；其东南的唐古拉山主要高峰吉热格帕，海拔6070m，为怒江上源，分别高出其南、北两侧的温泉盆地和扎加藏布谷地1000m以上，因而也属典型的极高山地貌。由于该区介于金沙江缝合带和班公-怒江缝合带之间，故本单元在大地构造上属于羌塘地块。

由于巴斯康根等唐古拉山脉主脊上的许多高峰都高出该区的现代雪线（海拔5600～5700m）400～500m以上，因而在主要高峰南北两侧，不仅发育不少现代冰川，如冰斗冰川、悬冰川与小型山谷冰川，而且在更新世时期，类似于昆仑山地区，还发生了3次巨大的冰川作用。中更新世早期最大冰期形成的巨大冰帽或山麓冰川几乎占据山脉两侧的许多谷地，留下大面积的冰碛与冰水丘陵。而中更新世晚期和晚更新世的后两次冰期，也在山脉两麓留下大量保存完好的冰川侧碛、终碛与冰水沉积。由于该区海拔超过4900m，虽纬度较前两区为低，但也属于现代永久冻土区。古冰缘作用的遗迹也随处可见。同样，由于该区气候寒冷干燥，岩屑物质来源极其丰富，再加上间歇性的地壳上升与河流下切，因而在山脉南麓的扎加藏布河谷中，发育3～4级由宽广的阶地面和厚层的冲洪积物所组成的

河流阶地与洪积台地。

4. 藏北高原湖盆-谷地区

藏北高原湖盆-谷地区位于唐古拉与念青唐古拉两大山脉之间，属西藏北部高原，是怒江源头和上游地区。其西侧为藏北内流区，由若干以谷地相连的湖盆组成。由于分隔各谷地或湖盆的山脉，一般海拔在4900～5300m之间，低于现代雪线400～800m，因而没有现代冰川发育，多以浑圆而平缓的山丘出现。除达仁以东那曲开始深切外，各谷地海拔均不低于4400m，切割不深，河流阶地不甚发育，地形十分平坦。在铁路线西侧，为藏北内流区，发育不少大中型湖泊，如纳木错、崩错、蓬错、懂错、乃日平错和错鄂等，主要是咸水湖和盐湖。此外，在那曲中游，还有两个相连的外流湖，即错那湖和嘎弄湖。

由于班公-怒江缝合带自西向东通过该区，因而该区包括两个地块，即北部的羌塘地块与南部的拉萨地块。这两个地块的变形介于喜马拉雅地块与昆仑地块之间。早期主构造线方向也都为近东西向，但第四纪NE向与NW向的两组共轭剪切断裂非常发育，形成广泛分布的菱形块体。

该区的第四纪沉积物，西部主要为湖沼沉积系列，其次为洪冲积系列；东部则以洪冲积系列为主。根据第四纪地质调查资料，即使在那曲流域，晚更新世早中期亦为湖泊所占据，在不少谷地的两侧山坡上，还留下分布面积较大的典型湖相沉积物。

5. 念青唐古拉高山和谷露-当雄-羊八井谷地区

念青唐古拉山脉西起90°E尼木县麻江以北海拔7048m的穷母岗峰，向东呈向北突出的弧形，延伸到97°E然乌以北的安久拉，长达740km左右。大致以弧顶嘉黎为界，念青唐古拉山脉可分为东西两段。念青唐古拉山脉西段受北东东向与近南北向断裂控制，形成念青唐古拉地垒山和谷露-当雄-宁中-羊八井地堑谷。

念青唐古拉山脉西段与冈底斯山脉相接，共同构成青藏高原内部一条重要的地质、地貌与气候分界线。在地质上，它们是拉萨-察隅、隆格尔-南木林和班戈-八宿三个地层分区的重要界线；在地貌上，它们是藏北内流区与藏南谷地区的分界线；在气候上，它们则是喜马拉雅山脉以北的又一道阻挡湿润的印度洋季风北上的屏障，因而是藏北极端寒旱的大陆性气候与藏南温带半干旱气候的分界线。

念青唐古拉山西段总体呈北东东走向。一个有趣的特点是，念青唐古拉山仅有的5座海拔7000m以上的主要高峰都集中在该段，但部分高峰不在山脉的主脊线上。该段山脉的主脊海拔多在5000～6200m间，而海拔7162m的主峰（念青唐古拉峰）和另外3座海拔7000m以上的高峰（海拔分别为7117m、7111m和7046m），却集中分布在一条南东东走向的支脉上。

因念青唐古拉山脉海拔7000m以上的高峰都集中在该段，主脊海拔大多高出南侧谷地1500m以上，属于极高山地貌单元。虽然这里的雪线海拔高达5500～5700m，但因不少山峰的正差都在1000m以上，因此在其南北两侧，发育不少现代冰川，如冰斗冰川、悬冰川和小型山谷冰川；其中主峰所在山脊东北侧的西布冰川，则是念青唐古拉山脉西段唯一长逾10km的现代冰川；在更新世时期，类似于昆仑山和唐古拉山，该区也发生了3次冰川作用。其中，在中更新世早期的最大冰期时，巨大的冰帽或山麓冰川几乎占据了山脉两侧的许多谷地，留下大面积的冰碛与冰水高平台。而中更新世晚期和晚更新世的后两次冰期，也在山脉的腹地及其两麓留下大量保存完好的冰川侧碛、终碛与冰水沉积。

念青唐古拉山脉东段虽然没有海拔7000m以上的高峰，但其主要高峰海拔一般也在6800m以上，最高山峰达海拔6956m，加之其东部山脉高度降低，走向向东南扭曲，并与走向近南北的横断山系相邻，且正对西南季风暖湿气流的主要通道即雅鲁藏布大峡谷，因而雪线降低到5100～4600m，现代冰川与古冰川较西段还要发育。

由于该区气候寒冷干燥，岩屑物质来源极其丰富，再加上间歇性的地壳上升与河流下切，因而在山脉南麓的羊八井盆地中，普遍发育1～6级由宽广阶面、台面和厚层冲积物所组成的河流阶地与多级洪积台地，其时代从更新世中、晚期至全新世。还有若干由磨圆良好、分选强烈的砾石层所组成的残丘，其成因可能为河流，也有人认为是冰川或冰水，其时代可能为早更新世或更早。

6. 拉萨河谷地区

拉萨河是雅鲁藏布江的三大支流之一，发源于念青唐古拉山脉中段北侧、麦地卡盆地南侧的罗布如拉，流经青藏铁路的终点拉萨市，在曲水附近汇入雅鲁藏布江，全长568km。青藏铁路在羊八井和堆龙德庆间所经的藏布曲谷地，则是拉萨河的主要支流之一。

青藏铁路在羊八井和拉萨间所经的藏布曲谷地和拉萨河谷地，从地貌上大体可分为三段。第一段为羊八井和堆龙德庆县德庆乡之间的藏布曲中游，这里河谷以峡谷和窄谷相间为特点。峡谷段谷坡较陡，河床比降较大，水流较为湍急，河流阶地不甚发育。峡谷段河流阶地和两侧支沟所形成的洪积扇与洪积台地相当发育，可以见到自中更新世以来的4级河流阶地、洪积台地和洪积扇。组成阶地的冲积层多为磨圆良好、有所分选和较粗大的砾石层，而组成洪积台地和洪积扇的洪积物，则为磨圆较差、粗大而又比较混杂的含泥沙的大砾石层。藏族村寨多分布在二、三级阶地或台地之上。青藏铁路羊八井峡谷段往往必须修建隧道或者开挖堑道才能通过。特别是峡谷西侧泥石流和滑坡体等地质灾害现象比较严重，需要加以重视和预防。峡谷东侧危岩体十分发育，严重威胁着公路的安全运营。自德庆乡汇入了却桑曲后，河谷迅速展宽，直到在堆龙德庆县东南汇入拉萨河止，为第二段，属藏布曲下游。该段河谷相当宽展，河床、河漫滩和第一级阶地及部分第二级阶地相当发育，而高阶地则退居第二位。相对而言，紧靠山边的洪积台地和洪积扇所占比重也大大减少，再加上海拔降低和气候条件较好，适合农业种植。该地区属于人口较为密集的农业区。第三段为堆龙德庆县与拉萨市之间的拉萨河下游。该段河谷更加宽展，河床、河漫滩和第一级阶地宽达2～4km，而高阶地则保存很少。紧靠山边的洪积台地和洪积扇所占比重则更少。这里海拔高度更低，土地平坦、肥沃，气候条件很好，因而自古以来该地区就是人口稠密、农业发达地区。一千多年来，拉萨一直是藏民族的政治、经济和文化中心。在该段修建铁路十分适宜，不过需要注意多沙河流的地基与洪水等问题。

三、典型山脉隆升过程

青藏高原内部发育很多著名山脉，如昆仑山、可可西里山、唐古拉山、念青唐古拉山、冈底斯山、喜马拉雅山等，构成青藏高原内部重要构造地貌单元。研究高原内部山脉隆升过程对认识青藏高原地貌演化和古环境变迁具有重要科学意义，备受国内外地质学家的关注。Pan et al.（1992）、Harrison et al.（1995）应用钾长石$^{39}Ar-^{40}Ar$热年代学方法，分析念青唐古拉山脉隆升时代。Copeland et al.（1992）、陈文寄等（1999）应用热年代学

方法，分析冈底斯山脉隆升时代。尽管如此，由于青藏高原内部山脉地势陡峻，海拔极高，通行条件很差，工作环境恶劣，因此，地质勘测程度总体偏低，对山脉隆升过程研究得更少。兹应用热年代学方法，通过测定岩浆岩不同封闭温度的矿物年龄，定量分析冈底斯山、念青唐古拉山、羊八井盆东、宁中山地、申扎南侧甲岗的岩体热历史和山脉隆升过程。

1. 念青唐古拉山脉（西段）隆升过程

念青唐古拉山脉（西段）位于拉萨地块中部，总体呈北东走向，主峰海拔 7162m，山脊海拔一般为 5600～6200m；西北侧为纳木错盆地，东南侧为当雄-羊八井地堑盆地，山顶面与周缘盆地相对高差约 1000m，属高原内部的高山—极高山地区（图 1－13）。山脉和盆地之间以早期低角度伸展型韧性剪切带和晚期高角度正断层为分界线；地表出露主要岩石地层包括前寒武系角闪岩相变质岩（Hu et al.，2004）、石炭系浅变质板岩、上白垩统紫红色砂砾岩、花岗岩、花岗质糜棱岩及第四纪松散沉积物，出露的主要岩石类型为黑云母二长花岗岩。

为了分析念青唐古拉山（西段）地区新生代地质发展演化历史和山脉隆升过程，对念青唐古拉花岗岩及其内部片麻岩包体、晚期伸展变形糜棱岩分别进行不同方法的年代学分析，包括锆石 SHRIMP 测年（刘琦胜等，2003）、Rb－Sr 等时线测年、单矿物 K－Ar 同位素测年和磷灰石裂变径迹测年，测定新生代重要热事件的发育时代，进而应用矿物对热年代学方法分析山脉隆升过程（吴珍汉等，2003c）。考虑到念青唐古拉山地区新生代先后发生俯冲造山和碰撞造山过程，现今地壳仍处于较高热动力状态，地温梯度应高于大陆地壳平均地温梯度约 30℃/km；兹选取造山带平均地温梯度 40℃/km 进行分析。

综合念青唐古拉山南部古仁曲黑云母二长花岗岩及相关测年资料，建立念青唐古拉山（西段）地区新生代构造-热事件序列，分析念青唐古拉山（西段）地区热演化过程和山脉隆升历史（图 1－14）。可以看出，新生代初期 55～65Ma 时（平均约 60Ma）在地壳内

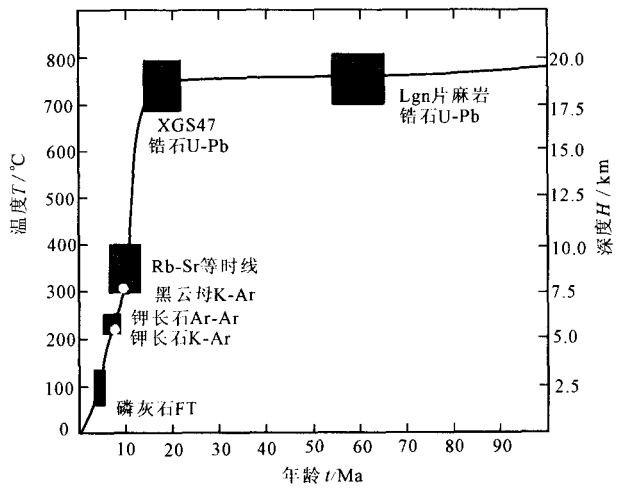


图 1－14　羊八井盆西念青唐古拉山花岗岩热年代学演化曲线图

Figure 1－14　Thermo-chronological diagram of the Nyainqentanglha granite in west of the Yangbajain basin

部发生岩浆侵位结晶和角闪岩相区域变质作用，形成冷青拉变质深成体（胡道功等，2003）；此后长期处于17～20km深度。中新世早期20～18.3Ma时，挤压增厚期后的双倍地壳在17～20km深度发生局部熔融，形成花岗质岩浆。在18.3～11.1Ma期间，岩浆发生重力分异和结晶成岩作用，岩浆结晶成岩持续7.2Ma。古仁曲花岗岩在11.1（锆石U－Pb年龄）～9.3Ma（Rb－Sr等时线年龄），花岗质岩浆发生结晶期后快速冷却事件，花岗岩温度自750℃（锆石U－Pb法封闭温度）降低到350℃（Rb－Sr等时线封闭温度），平均降温速度约222.2℃/Ma，对应的平均差异隆升速率为5.56mm/a；由于岩浆结晶期后与围岩之间存在显著温差，热平衡效应和岩浆自然冷却过程对降温速率具有一定贡献，因此，实际差异隆升速率应小于5.56mm/a。自中新世晚期9.3Ma（Rb－Sr等时线年龄）至中新世晚期8.6Ma（钾长石K－Ar法年龄），念青唐古拉地区仍处于比较快速的冷却降温过程，温度自350℃（Rb－Sr等时线法封闭温度）快速降低到250℃（钾长石K－Ar封闭温度），平均降温速率为142.8℃/Ma，对应的差异隆升速率为3.57mm/a。中新世末期8～5Ma期间，念青唐古拉山东南部发生伸展型韧性剪切变形，导致念青唐古拉花岗岩快速隆升，平均差异隆升速率为3.50mm/a（Harrison et al.，1995）。上新世5.0Ma（钾长石Ar－Ar年龄）～3.7Ma（磷灰石裂变径迹年龄），念青唐古拉花岗岩温度自220℃（钾长石Ar－Ar法封闭温度）快速降低到100℃（磷灰石裂变径迹封闭温度），平均降温速率约92.3℃/Ma，对应的平均差异隆升速率为2.31mm/a。大约自3.7Ma（磷灰石裂变径迹年龄）以来，念青唐古拉山脉发生比较快速的隆升，导致念青唐古拉花岗岩温度自100℃（磷灰石裂变径迹封闭温度）降低到约0℃（现今地表温度），平均降温速率约27.0℃/Ma，对应的平均差异隆升速率为0.68mm/a（图1－14），略高于念青唐古拉山东侧羊八井花岗岩隆升速率（0.49mm/a）和申扎南侧甲岗花岗岩隆升速率（0.51mm/a）（吴珍汉等，2001a、b，2002b）。

2. 宁中盆内花岗岩隆升过程的热年代学分析

宁中花岗岩位于羊八井-当雄地堑中部，是宁中盆地内部近东西向相对隆起区，四周由近东西向正断层和北东向正断层所围限。在宁中花岗岩中部采取白云母花岗岩样品，分选出白云母、钾长石和磷灰石单矿物，分别作K－Ar同位素测年和裂变径迹法测年，将测年结果列于表1－3。结合前人有关矿物封闭温度的实验资料，作宁中花岗岩热年代学分析（图1－15）。

表1－3　宁中花岗岩年龄一览表

Table 1－3　Table showing ages of the Ningzhong granite in central Lhasa block

样品编号	岩　性	测试对象	测年方法	年龄/Ma	备　注
BD9041－1	白云母花岗岩	白云母	K－Ar	196.23±2.92	
BD9041－1	白云母花岗岩	钾长石	K－Ar	76.0±1.1	
BD9041－1	白云母花岗岩	磷灰石	裂变径迹	9.86±2.60	单峰峰值年龄

分析宁中花岗岩热年代学演化过程（图1－15）可以看出，宁中花岗岩侵位时代略早于196Ma。在196～160Ma时期，宁中花岗岩处于比较快速的构造隆升和较快速降温过程，平均降温速度约6.11℃/Ma，平均抬升速度约0.2mm/a，与纳木错西岸变质岩侏罗纪早期

降温速度和抬升速度相近，对应于拉萨地块北部侏罗纪早期区域性逆冲推覆构造隆升事件。在160～76～10Ma，宁中花岗岩处于相对稳定时期，平均降温速度为0.75℃/Ma，平均抬升速度为0.026mm/a，对应于区域性剥蚀夷平和构造相对宁静时期。约自9.86Ma以来，宁中花岗岩发生快速构造抬升，平均隆升速度为0.33mm/a，平均降温速度为10.14℃/Ma，与念青唐古拉山快速抬升事件发生时代和隆升速度基本相近，与宁中盆地的快速裂陷过程应呈反镜像关系。

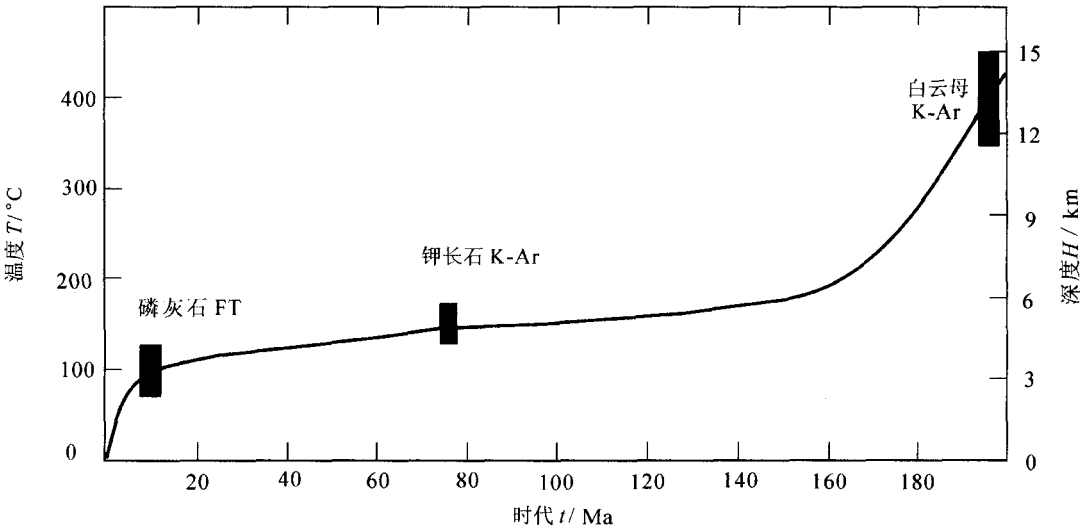


图1－15　宁中花岗岩热年代学演化曲线图

Figure 1－15　Thermo-chronological diagram of the Ningzhong granite in central Lhasa block

3. 羊八井花岗岩隆升过程的热年代学分析

羊八井花岗岩位于羊八井盆东山地，包括4个侵入岩单元，早期羊八井兵站单元中细粒花岗岩侵位时代为52Ma，晚期校屋顶和鲁巴杠单元似斑状花岗岩的侵位时代约为50Ma（Xu et al.，1985；Copeland et al.，1995）（表1－4）。现讨论羊八井晚期单元似斑状花岗岩热历史，分析羊八井盆东山脉隆升过程（吴珍汉等，2001b，2002b）。

表1－4　羊八井花岗岩年龄一览表

Table 1－4　Lists of ages of the Yangbajain granite in east of the Yangbajain basin of central Tibet

岩　性	测试对象	测年方法	年龄/Ma	备　注
斑状花岗岩	锆石	U－Pb	50	Xu et al.，1985
斑状花岗岩	黑云母	$^{40}Ar-^{39}Ar$	49	Xu et al.，1985 Debon et al.，1985
斑状花岗岩	黑云母	K－Ar	34.08 ±0.62	吴珍汉等，2001a、b
斑状花岗岩	磷灰石	裂变径迹	6.8 ±1.0	单峰峰值年龄

羊八井花岗岩在晚期岩浆侵位之后，由于高温岩浆体与围岩之间的热平衡，导致在50～49Ma期间发生高速冷却，冷却速度高达325℃/Ma。在49～34～8Ma期间，羊八井花岗岩经历长达41Ma的缓慢隆升和缓慢冷却，平均降温速度为4.26℃/Ma，平均抬升速率为0.156mm/a，对应于区域性构造相对稳定时期和剥蚀夷平过程。自6.8Ma以来，羊八井花岗岩发生快速抬升和快速降温，平均降温速度为15.4℃/Ma，平均抬升速率为0.49mm/a（图1－16）。综合区域地质和热年代学资料认为，49～50Ma期间的快速冷却对应于岩体与围岩之间温度差所致的自然冷却过程，49～8Ma期间的缓慢冷却对应于山顶面剥蚀夷平过程，6.8Ma以来的快速冷却对应于区域性剥蚀夷平面解体、羊八井-当雄地堑快速裂陷及羊八井花岗岩体的快速隆升过程（图1－16）。

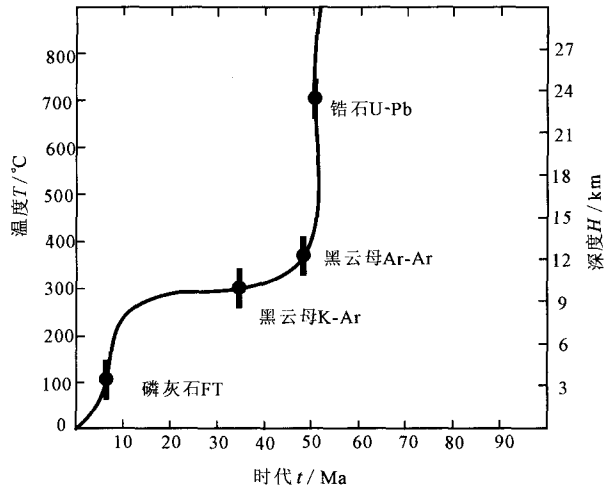


图1－16　羊八井似斑状花岗岩热年代学演化曲线图

Figure 1－16　Thermo-chronological diagram of the Yangbajain granite in east of Yangbajain basin in central Tibet

4. 念青唐古拉及邻区盆-山构造地貌演化过程与机理分析

念青唐古拉山脉（西段）隆升、花岗岩侵位和当雄-羊八井盆地裂陷、盆东旁多山地隆升存在动力学成因联系（图1－9），是晚新生代地壳伸展变形和差异隆升的产物。念青唐古拉山花岗岩是地壳增厚期后于13～20km深度发生巨量熔融形成的花岗质岩浆经重力分异、冷却、结晶和侵位形成的巨大花岗岩岩基，是碰撞造山期后典型花岗岩，是地壳深部过程的地表窗口（图1－9）。侵入岩内发育大量地壳深部岩石包体，主要为花岗片麻岩包体和角闪岩相变质岩包体（胡道功等，2003），为研究现今青藏高原地壳深部结构、组成和变质变形过程提供了野外观测基地和丰富的实验测试样品。念青唐古拉山花岗岩尚保留有大量自身结晶分异过程的地质记录，形成显著的岩石矿物分带与似层状结构特征，发育固态塑性流变构造（吴珍汉等，2003c）。这些现象为念青唐古拉花岗岩重力分异、均衡隆升提供了野外证据。

在地壳伸展构造环境，上地壳伸展减薄有利于形成比围岩密度小的花岗质岩浆；而巨量花岗质岩浆由于重力均衡效应必然产生巨大垂直上浮力，导致念青唐古拉山脉显著隆

升，进一步加剧区域伸展构造环境，导致当雄-羊八井盆地的大幅度裂陷。据念青唐古拉山东部糜棱岩钾长石$^{39}Ar-^{40}Ar$测年资料，念青唐古拉山韧性剪切变形开始时代为5～8Ma（Harrison et al.，1995）；据磷灰石裂变径迹测年资料，羊八井花岗岩快速隆升开始时代为6.7Ma，宁中花岗岩快速隆升时代为9.86Ma（吴珍汉等，2002b），地壳伸展、盆地裂陷、山脉隆升略晚于地壳局部熔融和念青唐古拉花岗岩侵位结晶时代（20～14～8Ma），良好地揭示了地壳深部过程与区域伸展构造变形、盆-山构造地貌演化之间的动力学成因联系和时间序次关系。兹依据地质观测资料、深部局部熔融体的地球物理探测资料和热年代学测试资料，分析念青唐古拉及邻区岩浆侵位、地壳伸展变形、盆地裂陷过程，建立区域构造地貌演化模式（图1－17）。

在地壳挤压缩短增厚期后约20～18.3Ma，在上地壳和中地壳分界线约20km深度，发生局部熔融事件，形成由花岗质岩浆和角闪岩相变质岩残留体组成的局部熔融体，密度较小的花岗质岩浆汇集于局部熔融体顶部并开始缓慢冷却结晶（图1－17a）。在18.3～11.1Ma时期，大量花岗质岩浆经过重力分异汇聚于局部熔融体上部，逐步冷却并大量结晶成岩，形成具有一定厚度的黑云母二长花岗岩，并在岩浆浮力和重力均衡效应作用下开始发生区域性快速隆升事件（图1－17b）。

在11.3～8.6Ma时期，在花岗质岩浆分异结晶过程中，随着局部熔融体和侵入体厚度的增大，重力均衡效应导致念青唐古拉地区显著隆升；在8～5Ma期间，念青唐古拉山和当雄-羊八井盆地之间产生伸展构造环境，在上地壳一定深度范围内发生大规模低角度韧性剪切变形，在地壳表部形成高角度正断层，并导致羊八井花岗岩和旁多山地开始发生快速隆升（图1－17c）。约自5Ma以来，在上地壳下部继续发生局部熔融与岩浆结晶分异，随花岗岩和局部熔融体厚度的增加，念青唐古拉山脉隆升和盆地裂陷进一步加剧，逐步形成现今盆-山构造地貌格局（图1－17d）。

在地壳局部熔融和花岗岩结晶分异过程中，随花岗岩体积增加，重力均衡效应增大，地表伸展构造变形加剧；而地表伸展构造变形和不断增加的岩浆浮力对地壳局部熔融又具有良好的促进作用，从而形成良性互动和相互耦合关系，导致盆-山之间差异隆升速率随时间增大趋势。上部地壳的巨量局部熔融、岩浆结晶侵位和伸展构造变形为高温温泉形成和强烈地震活动营造了良好的动力学环境（图1－17d）。综上所述，念青唐古拉山脉形成演化、当雄-羊八井盆地裂陷与地壳巨量熔融、岩浆均衡隆升存在动力学成因联系。巨量岩浆侵位、均衡隆升不仅产生山脉隆升效应，还导致盆地与山脉之间的伸展构造环境，形成念青唐古拉大型伸展型韧性剪切变形和第四纪晚期地表张扭性断裂活动（图1－17）。

5. 冈底斯山脉快速隆升时代

冈底斯山脉位于拉萨地块南部、雅鲁藏布江缝合带北侧，总体呈近东西走向，是青藏高原南部的重要山脉。Yin et al.（1994）、Copeland et al.（1995）、Harrison et al.（1995）与陈文寄等（1999）利用钾长石多重扩散域（MDD）方法，分析冈底斯山脉构造-热年代学演化，取得了良好的研究成果，揭示了冈底斯山脉隆升时代与形成机理。样品主要取自于曲水岩体（PC－88－32）、羊八井岩体（PC－88－45）、泽当岩体（ZH－2与ZH－3）、桑日岩体（TS－26）、米林岩体（TL－24）与林芝岩体（TB－37）。根据冈底斯构造-岩浆带典型岩体钾长石MDD热年代学资料，曲水花岗闪长岩（PC－88－32）与羊八井花岗

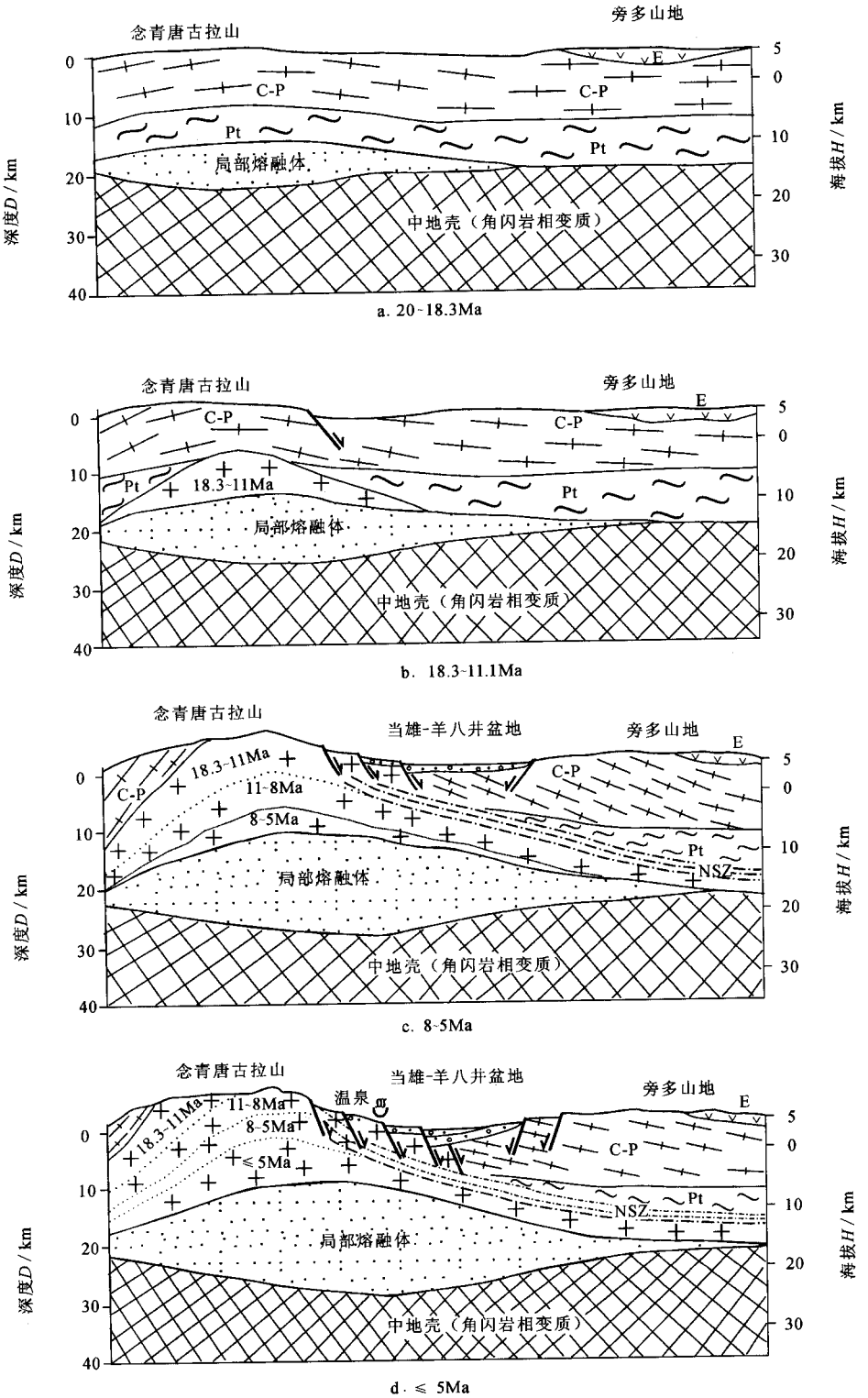


图 1－17　念青唐古拉及邻区构造地貌演化模式图

Figure 1－17　Sketch maps showing tectonic-geomorphic evolution of the Nyainqentanglha Mountains and vicinity

岩（PC－88－45）MDD 热年代学分析源于 Copeland et al.（1995），泽当岩体（ZH－2 与 ZH－3）MDD 热年代学分析源于 Yin et al.（1994），桑日（TS－26）、米林（TL－24）与林芝岩体（TB－37）MDD 热年代学分析源于陈文寄等（1999）。

通过钾长石 MDD 热年代学分析，发现沿冈底斯构造-岩浆带，中新世发生一期强烈的区域性构造-热事件；表现为林芝岩体在 16.7～17.2Ma 期间发生 220℃/Ma 的快速冷却，米林岩体在 15.8～16.2Ma 期间发生 175℃/Ma 的快速冷却，桑日岩体在 18.0～18.7Ma 期间发生 121℃/Ma 的快速冷却，羊八井花岗岩在约 28Ma 发生快速冷却，曲水花岗闪长岩在 19.6Ma 发生快速冷却，泽当岩体在 24～27Ma 发生快速冷却。这些快速冷却事件与冈底斯-拉萨地块广泛的区域性逆冲推覆构造活动存在动力学成因联系，对应于逆冲推覆时期的山脉快速隆升时代（Yin et al.，1994；Copeland et al.，1995；Harrison et al.，1995；陈文寄等，1999）。这些资料揭示，冈底斯山脉快速隆升事件主要发生于渐新世末期-中新世早期，山脉隆升与冈底斯逆冲推覆构造运动存在动力学成因联系。

对冈底斯山脉不同地区岩浆侵入体的磷灰石裂变径迹测年资料表明，在地貌相对和缓、构造相对稳定、剥蚀较慢的地区，磷灰石年龄相对较小；而在构造强烈剥蚀、地势陡峻、剥蚀较快的地区，磷灰石年龄相对较大。综合现有观测资料，发现冈底斯山脉中酸性侵入岩的磷灰石裂变径迹年龄与地貌反差、剥蚀速度存在显著的正相关关系。

6. 申扎南侧甲岗山脉隆升过程

甲岗山脉位于申扎县格仁错盆地南侧，处于拉萨地块中部，出露甲岗花岗闪长岩和古近纪沉积地层，山脉和盆地之间以高角度右旋斜滑断层为分界线。通过分析甲岗花岗闪长岩的热年代学演化历史，揭示甲岗山脉隆升过程（吴珍汉等，2001a、b，2003c）。

综合不同方法的测年资料认为，甲岗花岗闪长岩侵位与快速冷却发生在约 116Ma（表 1－5、1－6）。岩体侵位以后的热历史如图 1－18。在 116～74.2Ma 期间，岩体处于较缓慢冷却过程，平均降温速度为 4.306℃/Ma，对应的平均隆升速率为0.144mm/a。在 74.2～63.4Ma期间，岩体温度快速下降，平均降温速度达 27.3℃/Ma，对应的平均隆升速率为 0.910mm/a。在 63.4～6.5Ma 期间，岩体发生缓慢冷却，平均降温速度为 2.20℃/Ma，对应的隆升速率为 0.073mm/a。自 6.5Ma 以来，甲岗岩体发生快速隆升，平均降温速度达 15.38℃/Ma，平均隆升速率为 0.512mm/a（图 1－18）；对应于甲岗花岗岩在新生代晚期的快速抬升与谢通门-甲岗近南北向盆地、格仁错-申扎 NW 向盆地的快速裂陷事件。

表 1－5　青藏高原中段甲岗岩体 K-Ar 法同位素年龄一览表

Table 1－5　K-Ar isotopic dating of the Jiagang granite in central Tibetan Plateau

岩体名称	测试对象	K/%	$^{40}Ar_{rad}$/（克分子·克$^{-1}$）	$^{40}Ar_{rad}$/%	年龄/Ma
甲岗花岗闪长岩	角闪石	1.72	2.260E－10	95.72	74.21±1.63

注：由中国地震局地质研究所 K－Ar 同位素实验室协助完成；测试分析过程中采用参数：$\lambda = 5.543 \times 10^{-10}$/年，$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$/年，$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$/年，$^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$克分子/克分子。

表 1-6　青藏高原中段甲岗岩体 U-Pb 与裂变径迹法年龄一览表

Table 1-6　U-Pb and Fission-track dating of the Jiagang granite in central Tibetan Plateau

岩体名称	取样地点	测试对象	测试方法	年龄/Ma	资料来源
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	U-Pb	116	吴珍汉等，2001a、b
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	裂变径迹	63.4±2.3	吴珍汉等，2001a、b
甲岗花岗闪长岩	申扎南	磷灰石	裂变径迹	6.5±0.9	吴珍汉等，2001a、b

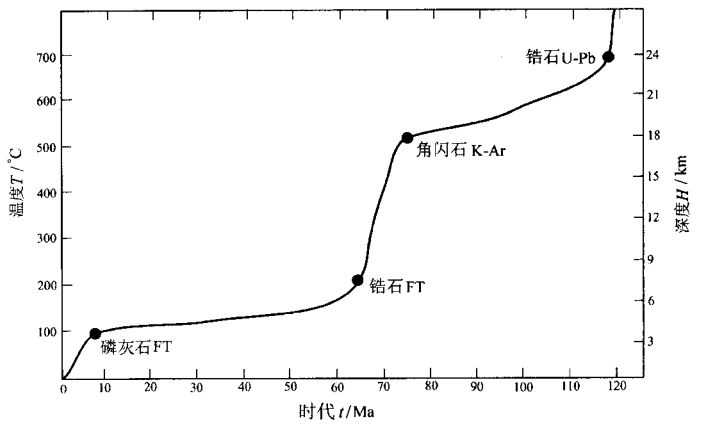


图 1-18　西藏中部甲岗花岗岩热年代学演化曲线图

Figure 1-18　Thermo-chronological diagram of the Jiagang granite in central Tibetan Plateau

第四节　区域构造动力学环境

青藏地区长期处于不同板块俯冲产生的近南北向构造挤压动力学环境。在早古生代晚期、二叠纪晚期—三叠纪、晚侏罗世—早白垩世、古近纪不同时期的特提斯古大洋板块分别沿昆仑山、可可西里、班公-怒江和雅鲁藏布江缝合带发生俯冲事件（图 1-2），产生近南北向挤压、强烈构造变形和不同期次的岩浆侵入、岛弧火山喷发和区域变质事件，导致青藏地区古环境的巨大变化（肖序常等，2000）。据印度洋海底磁异常条带资料，约自晚白垩世开始，新生代印度大陆以较高速度向北北东方向运移（Stock and Molnar，1988），早第三纪早期印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞之前（50～68Ma），北向运动速度达 10～14cm/a；印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞后（约 45Ma 以来），北向运移速度为 5～5.5 cm/a。在 45～20Ma 期间，印度大陆北向运移距离达 1600km；20Ma 以来印度大陆北向运移距离达 1100km。冈瓦纳大陆裂解和印度大陆快速北向运动，导致古近纪早期新特提斯古大洋板块的俯冲消亡和约 45Ma 以来印度板块-欧亚板块陆-陆碰撞，在青藏地区产生近南北向强烈挤压、广泛褶皱变形、逆冲推覆构造运动和地壳巨量缩短。中新世中晚期以来，尽管青藏高原地壳构造环境由挤压缩短转换成伸展走滑，但印度大陆北向俯冲并没有停止，仍然以 5～5.5 cm/a 的速度向北俯冲消减，成为青藏高原及邻近地区第四纪构造运动的主要驱动力，对中国大陆及邻区现代构造地貌格局具有显著控制作用（图 1-19）。

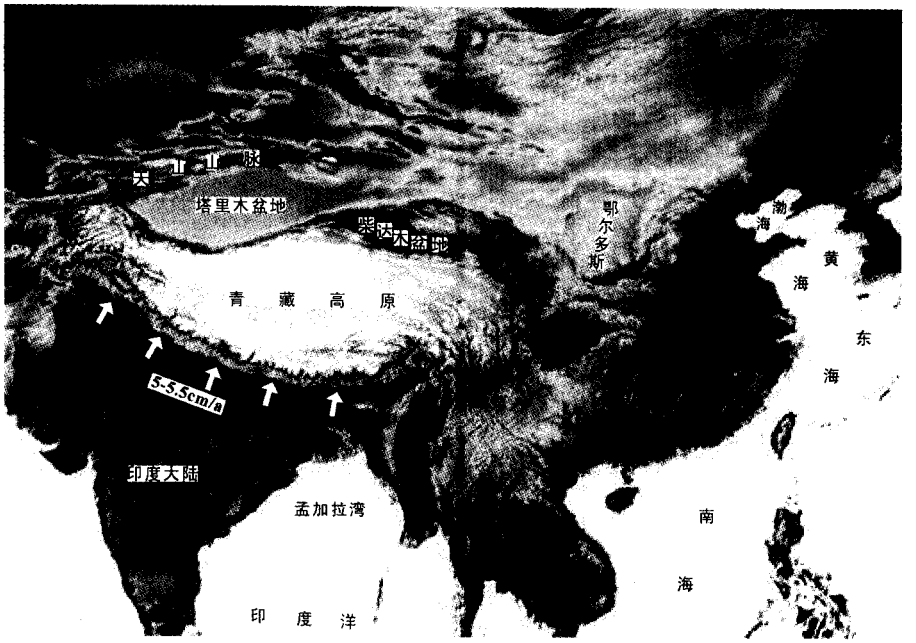


图 1－19　中国大陆及邻区现今构造地貌影像图

Figure 1－19　Landform image of China continent and its adjacent areas

应用地震震源机制解方法，Xu et al.（1992）得出中国大陆现今构造应力迹线，良好地反映了青藏高原及邻区的区域构造应力场特征（图 1－20）。青藏高原腹地区域最大主压应力呈近南北—北北东方向，在青藏高原东部区域最大主压应力逐步偏转为北东—北东东方向，至青藏高原东南缘区域最大主压应力逐步偏转为北西方向，与新生代早期地壳缩短方向和逆冲推覆构造运动方向基本一致，说明现今区域最大主压应力方向与地壳缩短增厚时期（新生代早期）构造挤压应力方向存在很大的相似性特征。青藏高原中段现今区域最大主张应力(最小主压应力)呈近东西—北西西方向(图1-20),与晚新生代地堑盆地裂陷对应的地壳伸展方向基本一致。青藏高原及邻区现今区域构造应力场与印度大陆俯冲存在动力学成因联系（图 1－20）。

在印度大陆板块俯冲产生的区域强烈构造挤压环境下，渐新世末期—中新世早期，青藏高原地壳如何发生自挤压缩短向伸展走滑的构造体制的重大转换？前人对此进行了长期探索和动力学分析。目前普遍认为，青藏高原挤压增厚产生双倍地壳的均衡隆升是导致重力势能增加、主应力轴向变化和地壳伸展走滑的主要原因。据 Dewey et al.（1988），青藏高原构造演化不同阶段，区域构造应力状态不尽相同，对应于不同的区域构造环境和不同特点的构造活动。地壳发生挤压缩短和逆冲推覆运动的区域构造应力状态是：最大主压应力（σ_1）呈近南北—北北东向，中间主压应力（σ_2）呈近东西—北西西向，重力产生的垂直应力分量为最小主压应力，对应正常地壳厚度和较低的海拔高度。地壳发生逆冲和走滑运动的区域构造应力状态是：最大主压应力（σ_1）呈近南北—北北东向，最小主压应力（σ_2）呈近东西—北西西向，重力产生的垂直应力分量为中间主应力，对应于较大地壳厚度和一定的海拔高度。而青藏高原地壳发生广泛伸展走滑运动的动力学条件是：①青

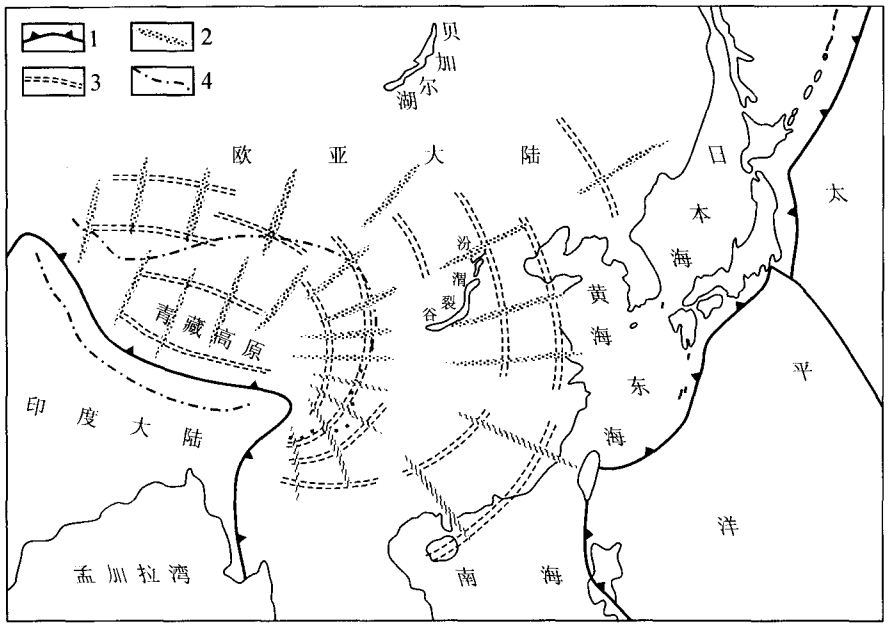


图 1－20　中国大陆及邻区现今平面构造应力迹线分布图

Figure 1－20　Stress trajectory map of China and its adjacent areas at present

（据 Xu et al.，1992 资料改编）

在青藏高原内部根据地表构造资料适度加密主应力迹线。

1—板块俯冲带；2—区域最大主压应力方向；3—区域最小主压应力方向；4—青藏高原边界

藏高原地壳达到或接近现今厚度；②最大主压应力（σ_1）近于直立，中间主压应力（σ_2）与最小主压应力（σ_3）呈近水平方向。在青藏高原隆升过程中，随着隆升高度的增大，地壳三轴主应力 σ_1、σ_2与 σ_3的方向逐步发生变化，导致地壳构造环境的显著变迁（吴珍汉等，2001a，2002a，2003c）。

青藏高原发育大量不同强度的地震，地震分布与活动断层存在密切关系（图版 I），地震波记录成为研究地壳深部构造和应力状态的重要资料。据震源机制解得出的现今海拔-地震性质之间相互关系（图 1－21），良好地说明了青藏高原海拔对构造活动性质的控制作用，验证了高原面海拔与构造应力状态的对应关系。逆断层型（thrust）地震仅发生于海拔小于 4500m 的地区，而正断层型（normal）地震发生于海拔 4000m 以上地区（图 1－21）。在区域性伸展、走滑发生之前，即喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世早中期之前、羌塘地块在中新世中晚期之前、可可西里与昆仑地块在第四纪以前，近南北向构造挤压应力（σ_{SN}）均大于垂向压应力（σ_V），具备形成近南北向逆冲推覆的构造动力学条件，近南北向逆冲推覆、褶皱变形居主导地位，近东西向伸展微弱或不发育。

在区域构造应力场，设垂向应力为 σ_V，近南北向水平应力为 σ_{SN}，近东西向水平应力为 σ_{EW}。根据构造变形分析与震源机制解研究成果，σ_{SN}近平行于区域构造挤压方向，而 σ_{EW}近平行于区域构造伸展方向，σ_{SN}、σ_{EW}与 σ_V均为区域构造应力场的最大主应力。σ_{SN}与 σ_{EW}量值可以据岩石力学实验与现场应力测量资料予以估算。Zoback（1992）综合岩石力学实验资料，应用 Byerlee 定律进行分析，认为岩石在静水压力状态下，形成走滑断裂

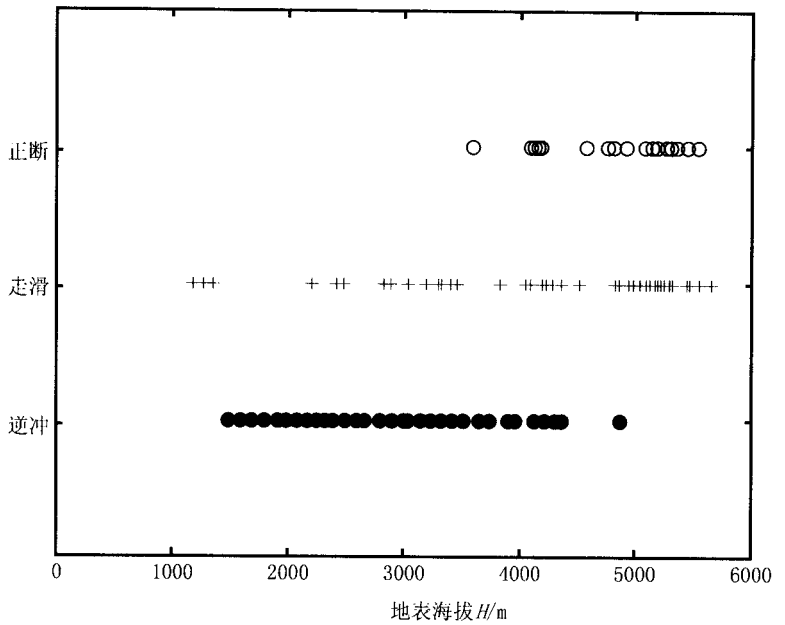


图 1-21 青藏高原地震类型-海拔关系图

Figure 1-21 Diagram showing relation between earthquake property and elevation of the Tibetan Plateau

(据 Molnar et al., 1993)

的条件是 $\sigma_1 - \sigma_3 = 120 \sim 144$MPa。余雄鹰等（1994）通过新疆东河塘油气田斜井压裂研究，得到在井深 5672m 处主应力量值为 $\sigma_{SN} = 119.4$MPa，$\sigma_{EW} = 90.3$MPa，岩石静水压力 $\sigma = 133.75$MPa。由于新疆地处青藏高原北缘，主要含油气盆地现今正处于强烈逆冲推覆构造活动时期，在盆地内部与周缘正在形成大量逆冲推覆构造，导致斜井压裂与变形。青藏高原晚新生代地壳挤压缩短阶段构造变形特点与东河塘地区现今构造变形特点相近，区域构造应力状态也应与新疆东河塘现今应力状态相类似，可近似认为，青藏高原地区产生逆冲推覆与近南北向地壳缩短的构造动力学条件为：$\sigma_{SN} \cong 119.4$MPa。若垂向挤压应力 σ_V 大于 119.4～120MPa，则水平走滑与东西向伸展将成为区域主要构造活动方式。

根据区域地质观测资料，约自中新世早中期（13.5～18Ma）开始，青藏高原中段地壳缩短增厚到一定厚度，导致区域构造应力状态发生重大变化，垂直应力（σ_V）逐步超过近南北向水平主压应力（σ_{SN}）而成为最大主压应力（σ_1），近南北向水平主应力（σ_{SN}）渐变为中间主应力（σ_2），地壳产生伸展走滑构造运动环境。但青藏高原地壳自近南北向挤压缩短向水平走滑、近东西向伸展的转换在不同地块的发生时代不尽相同。青藏高原南部冈底斯-拉萨地块在中新世早中期（18～15Ma）σ_V 接近或超过 σ_{SN}，产生区域伸展走滑构造环境，导致当雄-羊八井盆地裂陷、念青唐古拉伸展型韧性剪切变形、谷露-桑雄盆地裂陷。青藏高原北部羌塘地块在中新世中晚期（13.5Ma），σ_V 接近或超过 σ_{SN}，产生区域伸展走滑构造环境，导致双湖盆地初始裂陷。喜马拉雅地块在中新世晚期—上新世 $\sigma_V = 180.4\text{MPa} > \sigma_{SN}$，产生区域伸展走滑构造环境，形成藏南拆离系（STD）和亚东-康马伸展构造。可可西里和昆仑地块在中新世晚期—上新世初期（吴珍汉等，2002a，

2003c）σ_V = 96.21MPa，略小于 $<\sigma_{SN}$，局部可能产生伸展走滑构造环境。第四纪—现今，青藏高原各地块 σ_V 量值均大于 σ_{SN}，地壳整体处于伸展走滑构造环境（图版 I）。新生代不同时期青藏地区不同地块构造动力环境、构造运动方式的转换与地壳厚度/均衡隆升高度变化导致的区域构造应力状态转变存在动力学成因联系，青藏高原地壳构造环境自近南北向构造挤压缩短向近东西向伸展走滑的转换是区域构造应力状态转变的结果和标志，也被国际地球科学领域列为青藏高原隆升的重要证据。

区域构造动力学条件的不均匀性导致青藏高原隆升过程的不均匀性和区域构造环境演化的不均匀性。青藏高原内部区域性伸展构造环境和广泛裂陷过程应出现在最后一期区域性强烈逆冲推覆所致地壳缩短事件之后（Coleman et al.，1995）；高原整体隆升至一定高度（4000～4500m）与垂向应力渐居主导地位（$\sigma_V \geqslant 120MPa > \sigma_{SN}$）是区域性挤压缩短向区域性伸展走滑转换的基本动力学条件。各地块整体隆升时期应早于近东西向伸展时代与相关断陷盆地开始裂陷时代，而略晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆暨地壳缩短增厚事件的发生时代。青藏高原喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里和昆仑地块区域性伸展走滑与相关构造-地貌初始形成时代分别为中新世晚期—上新世、中新世早中期（约 18～15Ma），中新世中晚期（约 13.5Ma）、第四纪早期，对应于高原面或山顶面因隆升而达到或超过海拔 4000～4500m 的时代。第四纪以来至现今，青藏高原中段（昆仑山-可可西里-羌塘地块-拉萨地块）普遍处于区域伸展走滑构造环境，地壳伸展走滑运动居主导地位，形成大量近东西—北西西向走滑断层、北北东—近南北向裂陷盆地和不同方向的拉分盆地（图版 I）。青藏铁路沿线典型裂陷盆地如羊八井-当雄盆地、谷露-桑雄盆地、唐古拉山口东侧盆地、瓦里百里塘盆地和温泉盆地，典型拉分盆地如东大滩-西大滩盆地、二道沟盆地、通天河盆地、布曲河谷盆地等（图版 I），应属地壳伸展走滑环境的构造变形产物。地壳进入伸展走滑环境的时代越早，裂陷盆地规模越大，最大规模的裂陷盆地都发育在中新世相继转换为伸展走滑环境的拉萨地块和羌塘地块，如拉萨地块的羊八井-当雄盆地、谷露-桑雄盆地、谢通门-格仁错盆地、纳木错盆地、错那湖盆地、安多盆地等和羌塘地块的温泉盆地、双湖盆地、赤布张错盆地等地堑盆地（图版 I）。

第二章　第四纪地质

青藏高原的第四纪地质与环境演化是中外地质学家长期关注的科学问题。吴锡浩等（1975～1980）对青藏高原北部昆仑山地区的第四纪冰川作用、沉积地层和河流阶地进行了比较详细的观测与研究工作。钱方等（1982）对西藏羊八井地区冰碛和冰水沉积进行了观测研究，提出念青唐古拉山地区第四纪冰期划分方案。浦庆余等（1982）、吴锡浩等（1982）对念青唐古拉山、唐古拉山和昆仑山地区的第四纪冰碛物进行了观测，提出了相应的第四纪冰期划分方案。赵希涛等（1976）、郑本兴等（1976）、中国科学院综合科学考察队（1983，1986）对青藏高原第四纪冰川及沉积也进行了比较详细的研究工作。胡海涛、易明初与格尔木水文队（1975～1980）对青藏线路格尔木—唐古拉段的新构造运动和冻土环境进行了1:20万路线地质观测和钻探工作。中英联合地质科学考察队（1990）对青藏公路沿线第四纪地质进行了1:50路线观测和区域填图。郑绵平等对青藏高原盐湖沉积及湖泊演化进行过数十年的长期观测和研究，于1989年出版青藏高原盐湖专著。李吉均（1995）分析了青藏高原夷平面形成演化过程。地质力学研究所西藏项目组对当雄及邻区的第四纪地质和古环境进行了专题研究，在拉萨地块北部发现了面积超过10万 km^2 的晚更新世巨型古大湖（赵希涛，2002a，b，2003）。

在前人工作和当雄幅1:25万区域地质调查基础上，我们根据青藏铁路沿线活动断层勘测研究需要，实施青藏公路、青藏铁路沿线1:10万第四纪地质调查，划分第四纪沉积类型，对第四纪沉积地层进行了大量年代学测试分析，力求为青藏铁路沿线活动断层及其诱发地质灾害的调查、鉴别和研究建立高精度的第四纪年代学框架。为了叙述方便，先按成因类型分节描述第四纪不同沉积地层及形成时代，然后根据沉积特征、地质地貌和年龄测试等方面资料，建立青藏铁路沿线不同构造地貌单元的第四纪地质和年代框架，以资对比分析和对照参考。

第一节　第四纪冰川沉积

青藏高原第四纪沉积物十分发育，成因类型复杂多样，几乎包括了除海洋沉积以外的各种成因类型，地层时代也相当齐全。由于特殊的构造与气候条件，青藏高原以冰川沉积、河流沉积和湖泊沉积三大系列沉积物最为发育，尚发育分布局限的泉华沉积、分布较广但层位不明的重力堆积、风沙沉积及少量黄土堆积。

沿青藏公路和青藏铁路观测，发现第四纪冰川与冰水沉积主要发育于东昆仑山脉、唐古拉山脉与念青唐古拉山脉西段及两侧地区。因这三大山脉海拔相近，所处地理部位与自然环境相近，纬度仅相差5°左右，因而具有十分相似的第四纪冰川作用。

一、第四纪冰川作用与冰期划分原则

在东昆仑山脉、唐古拉山脉与念青唐古拉山脉西段的主要高峰及两侧，第四纪冰川作用十分强烈，留下了丰富的第四纪冰川作用遗迹，如分选、磨圆均很差的冰碛物和有所分选、有一定磨圆的冰水沉积物。它们都有一个共同的特征：均含粒径达数十厘米、数米，甚至数十米的巨大漂砾。它们或覆盖于山脊、山顶或坡麓的基岩和其他沉积物之上，或在现代冰川外围的冰川槽谷中形成一道道侧碛、终碛和其外围的冰水扇形地及不同高度的扇形冰水台地，甚至在远离山脉达数公里至数十公里的盆地或谷地，形成规模巨大的冰碛与冰水丘陵。根据冰川与冰水沉积的地质特征、分布规律、保存部位及其与冰川侵蚀地形的相互关系分析，在现代冰川外围沟谷中所形成的侧碛、终碛和冰水扇形地与冰水台地，是第四纪最后两次冰川作用和全新世时期现代冰川的两度推进所形成的；而分布于高位和远离山脉地区、且难以找到相应物质来源地的巨大的冰碛与冰水丘陵，应是第四纪最大冰期时所形成的。施雅风等（1998）认为，青藏高原主要山地是在1.1～0.6MaB.P.间的昆黄运动之后被抬升到冰冻圈之上的。因此，将东昆仑山、唐古拉山与西念青唐古拉山地区的第四纪冰川作用，划分为第四纪最大冰期即倒数第三次冰期、倒数第二次冰期和末次冰期。在经过详细研究和测年的念青唐古拉山脉西段，这三次冰期被分别命名为宁中冰期、爬然冰期和拉曲冰期（赵希涛等，2002c；吴中海等，2002，2003）。

二、东昆仑第四纪冰川与冰水沉积

在东昆仑山脉，第四纪冰川与冰水沉积主要发育于主峰玉珠峰及山脉主脊的许多高峰南北两侧（图2－1）。前人已对昆仑山地区的第四纪冰川作用进行过较多研究。南京大学地理系地貌学教研室（1974）将昆仑山垭口一带的第四纪冰川作用至少划分出两次冰期，最早一次为山麓冰川，规模较大；第二次为山麓和山谷冰川。吴锡浩等（1982）进一步将3Ma以来的第四纪冰川作用划分为惊仙冰期、狮子山冰缘期、望昆冰期、纳赤台冰期、西大滩冰期和本头山冰期等6次寒冷期。由于古地磁所测覆于惊仙冰期冰碛物之上的厚层河湖相地层“羌塘组”以负极性为主，因此推测羌塘组开始于距今2.6Ma或2.7Ma，结束于距今1.4Ma（钱方等，1982）。崔之久等（1998）和伍永秋等（1999）则认为，昆仑山垭口地区有确实证据的冰期只有3次，分别称为望昆冰期、垭口冰期和玉珠峰冰期，否定早更新世惊仙冰期和晚更新世纳赤台冰期的存在；他们根据有关层位沉积物的电子自旋共振（ESR）和热释光（TL）年龄测定结果，参考Qian et al.（1996）对羌塘组新的古地磁测定结果并加以复测和验证，认为三次冰期的年代分别为700～600 kaB.P.、300～200kaB.P.和60～13kaB.P.。崔之久等（1998）还提出，该区由早更新世的“低高原”过渡到现在的高原，主要就是由早、中更新世之交的构造运动即昆仑-黄河运动形成的。

根据野外观察资料，以玉珠峰为中心的东昆仑山主脊及主要高峰两侧，在更新世时期确实发生过3次巨大的冰川作用。在中更新世早期发育的最大冰期即望昆冰期，巨大的冰帽或山麓冰川不仅在昆仑山主脊及南坡上留下典型冰碛物，覆盖于基岩、惊仙谷组冲积扇沉积和羌塘组湖相与扇三角洲相之上，而且几乎占据了紧靠山脉两侧的各个谷地，留下大面积的冰碛与冰水丘陵（图2－1）。在昆仑山南侧的安格尔扎西曲谷地中形成宽达6～8km、高出周围沟谷30～80m的冰碛与冰水丘陵。冰碛与冰水丘陵在外形上区别不大，均

为起伏和缓的岗丘，都有径长 0.5m 至数米的巨大漂砾散布于地面之上；其主要区别在于，冰碛物为几乎完全没有分选与磨圆的巨石与碎石，而冰水沉积物则有不同程度的分选与磨圆；在剖面上，前者看不出明显的层理，而后者则可以看出一定的层理。冰水沉积物与洪积物的野外产状则存在很多相似之处。在昆仑山北侧的西大滩谷地（图 2－2），由于昆仑山北侧山前断裂的活动，望昆冰期的冰碛与冰水沉积在谷地中部与北部已被埋藏于中、晚更新世的冰水沉积和全新世的冲洪积物之下，只在谷地南部和山脉北坡，留下了一排规模不大的冰水岗丘和冰碛高台地。吴锡浩等（1982）曾将西大滩盆地南部的冰水岗丘划归为西大滩冰期。野外探槽揭示，在西大滩盆地南部冰水岗丘和冰碛高台地之上叠加了地震鼓包。

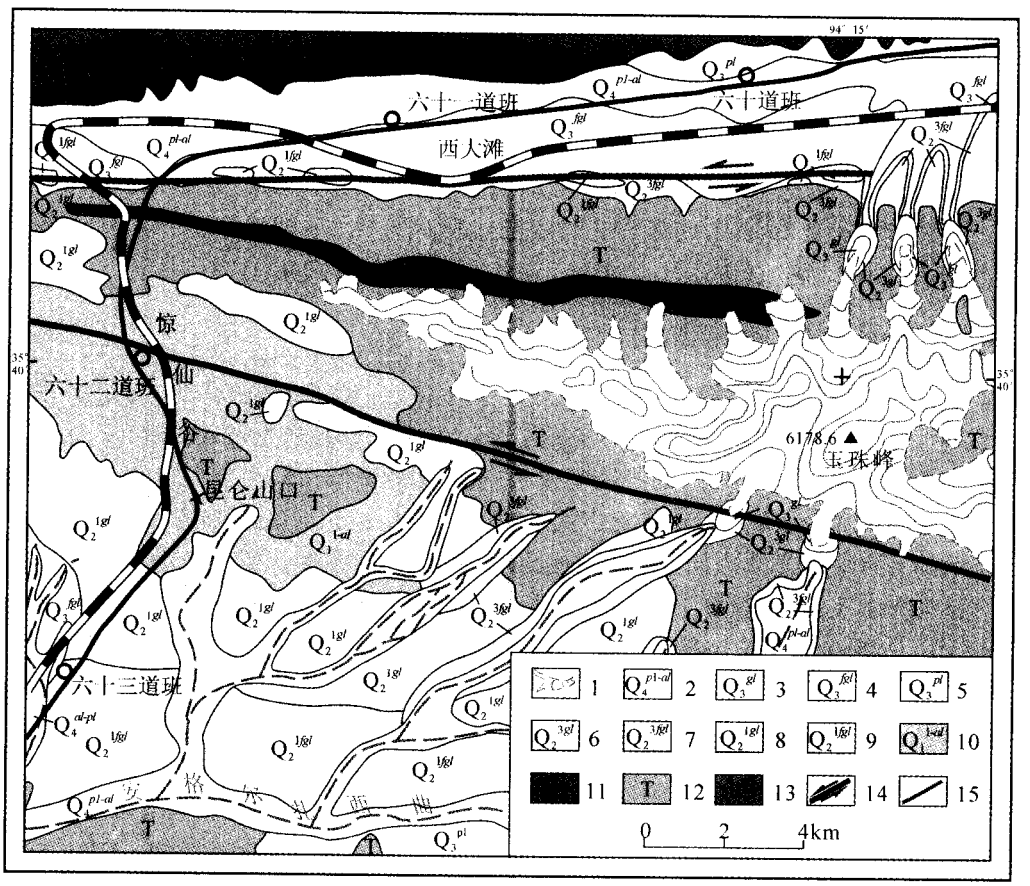


图 2－1　东昆仑玉珠峰地区第四纪冰川与冰水沉积物分布图

Figure 2－1　Distribution of Quaternary glaciation and fluvioglacial deposits in Yuzhu peak of Kunlun Mts.

1—现代冰川；2—全新世冲洪积物；3—晚更新世玉珠峰冰期冰碛；4—晚更新世玉珠峰冰期冰水沉积；5—晚更新世洪积物；6—中更新世晚期垭口冰期冰碛；7—中更新世晚期垭口冰期冰水沉积；8—中更新世早期唐古拉冰期冰碛；9—中更新世早期唐古拉冰期冰水沉积；10—早更新世羌塘组湖相-三角洲相沉积；11—侏罗纪花岗岩；12—三叠系；13—元古宇；14—左旋走滑断层；15—断层

中更新世晚期的倒数第二次冰期，分别被前人命名为西大滩冰期与垭口冰期。该冰

期在昆仑山脉主脊的许多高峰南北两麓留下大量保存完好的冰川与冰水沉积。前者主要表现为现代冰川外围的侧碛与终碛，而后者则在终碛之外的现代沟谷两侧，形成扇形的高台地，在近山处高出谷底10～30m，向山外渐渐倾伏。该冰期的侧碛、终碛和扇形的冰水台地在玉珠峰西南侧的现代冰川和北侧的3条现代冰川的外围表现得非常典型。

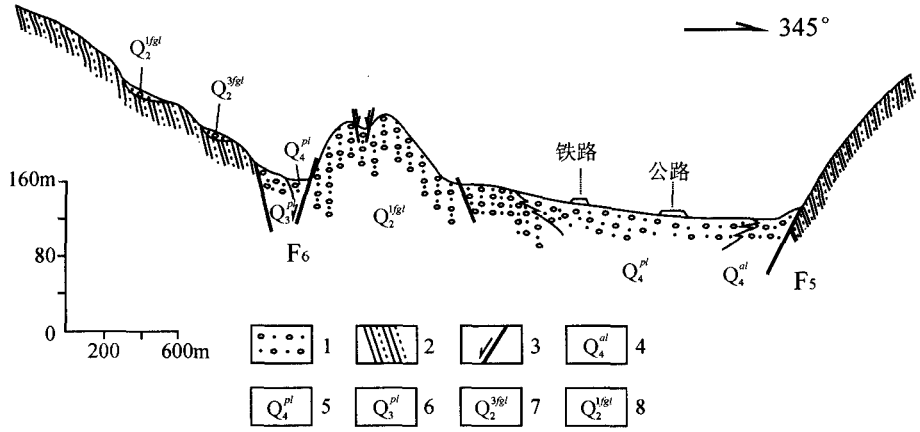


图2－2　西大滩盆地横剖面图

Figure 2－2　Cross section across the Xidatan basin in north of East Kunlun Mts.

1—砂砾石层；2—千枚状板岩；3—正断层；4—全新世冲积物；5—全新世洪积物；6—晚更新世洪积物；7—中更新世晚期冰水沉积物；8—中更新世早期冰水沉积物

晚更新世中晚期的末次冰期，分别被前人称为本头山冰期与玉珠峰冰期。而据我们观察，在昆仑山脉主脊以北的各条支脉（布尔汉布达山），包括本头山在内，并未发现第四纪冰川作用的遗迹。纳赤台后沟被吴锡浩等（1982）当作末次冰期冰碛的纳赤台组混杂堆积，施雅风等（1990）、崔之久等（1998）和伍永秋等（1999）已否定了它们的冰碛成因。这次冰期只在昆仑山主脊线上许多高峰的南北两麓，留下了大量保存十分完好的冰川沉积与冰水沉积。与倒数第二次冰期的情况相似，前者主要表现为现代冰川外围的侧碛与终碛（在倒数第二次冰期的侧碛与终碛之内），而后者则在终碛之外的现代沟谷两侧，形成扇形的低台地，在近山处高出谷底5～20m，向山外渐渐倾伏。该冰期的侧碛、终碛和扇形的冰水台地也在玉珠峰西南侧的现代冰川和北侧的3条现代冰川外围表现得非常典型。此外，在玉珠峰北侧东面一条现代冰川的冰舌前缘，观察到多达十几条的十分新鲜的侧碛与终碛，可能是全新世的新冰期与小冰期时形成的冰碛地层。

三、唐古拉山的第四纪冰川与冰水沉积

在青藏铁路穿越的唐古拉山脉，第四纪冰川与冰水沉积主要发育于巴斯康根峰及青藏公路以东许多高峰的南北两侧。前人已对唐古拉山地区的第四纪冰川作用进行过较多研究。浦庆余等（1982）将该区第四纪冰川作用划分为拜多冰期、布曲冰期、扎加藏布冰

期和巴斯错冰期；通过对比，认为这4次冰期分别相当于庐山冰期、大姑冰期、鄱阳冰期和大理冰期；提出唐古拉山地区还发育距今5Ma左右的克玛曲寒冷期与距今2～1.5Ma的那曲冰缘期。李吉均等（1986）认为，唐古拉山地区在早更新世时期山地高度未能超过雪线，因而没有见到早更新世的古冰川遗迹；第四纪冰期只有3次，分别称为唐古拉冰期、扎加藏布冰期和巴斯错冰期，后两次冰期继承了前人的名字；他们提出，在唐古拉冰期，在南起托纠山、北至布曲河谷宽80～90km的地区内，形成了一个覆盖整个山地轴部的冰帽，估算在西起曲果曲、东至登卡的青藏公路两侧地区该期冰川覆盖面积达3000km^2，比现代冰川面积大30倍；唐古拉冰期的冰水沉积分布范围更广，南坡直达安多，北坡抵达雁石坪之北。最近，赵志忠等（2002）用宇宙核素法测定了唐古拉山第四纪冰碛物的^{10}Be、^{26}Al和^{21}Ne暴露年龄，获得了如下三个数据，即离现代冰川30km处111道班东侧冰碛台地暴露年龄为（200.1±25）kaB.P.，离现代冰川25km处头道班冰碛台地漂砾暴露年龄为（172.9±19）kaB.P.和巴斯错鄂贡玛北岸南起第二道终碛垄上的冰川漂砾暴露年龄为（70±4）kaB.P.。上述数据表明，这三个地点的冰碛物的暴露年龄分别相当于倒数第二次冰期的两个阶段和末次冰期早冰阶。

根据我们的观察，以巴斯康根峰及青藏公路以东的许多高峰为中心的主脊两侧，在更新世时期确实发生了3次巨大的冰川作用。其中，在中更新世早期的最大冰期，即前人所称的唐古拉冰期时，巨大的冰帽或山麓冰川在唐古拉山轴部及南北两坡紧靠山脉两侧的各个谷地，留下了大面积典型的冰碛与冰水丘陵，只不过冰碛物在南坡仅达扎加藏布曲北岸，而未达更南的托纠山，在西南坡只达到扎加藏布曲北岸及其支流休冬曲的出山口，在北坡也未达到101道班附近的山坡。而冰水沉积在南坡仅达托纠山以北，离安多很远，在北坡也离雁石坪很远。因此，唐古拉冰期时的冰帽或山麓冰川虽然规模很大，但要比李吉均的估算小一些。从赵志忠等（2002）所采前两个样品的位置看，它们应采自这一冰期，但年龄测定结果却属于下一次冰期，原因待查。

中更新世晚期的倒数第二次冰期，被前人称为扎加藏布冰期。这是不够确切的，因为据我们观察，在巴斯康根和唐古拉山脉主脊上的其他高峰南北两麓现代冰川外围所留下的保存比较完好的侧碛与终碛，仅分布于现代冰川外围不远处，而分布于其外侧的冰水沉积，则在终碛之外的现代沟谷两侧形成扇形的高台地。这些冰水台地分布的最远端，在山脉北坡仅能到达布曲上游一些南岸的谷地中，最远只到达支流注入布曲的入口处，而在南坡，只能到达扎加藏布曲支流休冬曲的上游及其北岸各支流，离扎加藏布曲谷地很远。

晚更新世中晚期的末次冰期，被前人称为巴斯错冰期。据我们的观察，在巴斯康根峰及青藏公路以东唐古拉山的许多高峰南北两侧现代冰川外围，有大量保存十分完好的冰川与冰水沉积。与倒数第二次冰期的情况相似，前者主要表现为现代冰川外围的侧碛与终碛，尤以冰碛湖巴斯错鄂贡玛以北、覆于湖相沉积之上的终碛为最典型。从赵志忠等（2002）所采第三个样品的年龄数据看，它们应属于末次冰期的早冰阶，但其采样位置不详，需进一步沟通。而后者则在终碛之外的现代沟谷两侧，形成扇形的低台地。此外，在青藏公路唐古拉山口东侧的现代冰川的冰舌前缘，有多条十分新鲜的侧碛与终碛存在。它们可能是全新世的新冰期与小冰期时形成的。

四、念青唐古拉山的第四纪冰川与冰水沉积

念青唐古拉山脉西段受北东东向与近南北向的正断层的控制，形成念青唐古拉断块山和当雄-羊八井断陷谷。将念青唐古拉山脉西段断开成两段的谷露盆地，其西段现代冰川与古冰川发育很好，规模很大，而东段现代冰川与古冰川规模均很小。

较早涉及念青唐古拉山脉第四纪冰川作用的有王明业、郑绵平（1965）和南京大学地理系地貌学教研组（1974）。前者发现当雄-羊八井盆地的冰川沉积物，后者则进一步在盆地内划分出3次冰期，但未予命名。而较详细研究该段念青唐古拉山脉东南麓第四纪冰川作用的是钱方等（1982）和中国科学院青藏高原综合科学考察队（1986）。前者在吉达果、羊八井和当雄三个断续相连的盆地中划分出5次冰期和一次冰缘期，由老至新依次称为欠布冰期、那曲冰缘期、当雄冰期、羊八井冰期、海龙冰期和躺兵错冰期，并确定其中的欠布冰期为以第四纪下限为350万年的早更新世初期。后者仅在羊八井盆地中划分出中更新世以来的3次冰期，自老至新称为硫磺山冰期、叶巴果冰期和海龙村冰期，分别相当于青藏高原的聂聂雄拉冰期、古乡冰期与末次冰期。

在2000年5月至2002年3月间，我们在进行当雄幅（30°～31°N，90°～91°30′E）1:25万区域地质调查、西藏纳木错第四纪环境演变研究和青藏铁路格尔木至拉萨段第四纪路线地质观测时，三度考察穷母岗峰至桑颠康沙峰间的念青唐古拉山脉东南麓和纳木错南岸、念青唐古拉山脉西北麓的第四纪冰川作用，包括西布冰川等有现代冰川发育的古冰川谷地（图2-3），填补了念青唐古拉山脉腹地、北麓与现代冰川进退等方面研究的空白；测定各次冰期及毗邻纳木错湖泊沉积的年代，为分析第四纪冰川演化、气候变化和纳木错湖泊变迁提供了重要依据（赵希涛等，2002c；吴中海等，2002，2003）。

在念青唐古拉山脉西段南北两侧，均有时代与成因待定的古砾石层分布。在山脉南侧的羊八井、宁中和当雄三个断陷谷地中，均可见到由强烈风化的古砾石层所构成的残山或残丘散布。它们分布于下伏基岩、上覆老冰碛或冰水沉积之间，后三者均呈不整合接触关系。从沉积特征看，它们或为河流沉积，或为冰水沉积，与定日盆地中的贡巴砾岩（赵希涛等，1976）十分相似。而钱方等（1982）则将这些砾石层定性为本区最老的冰碛层，并划分出欠布冰期，认为其属第四纪下限为350万年的早更新世；而嘎日桥冰碛层、江曲冰碛层则可与其对比。由于这些砾石层分布于长期下沉的断陷谷地之中，砾石成分主要为不知来源地的沉积岩和浅变质岩，以后又经抬升与剥蚀而成为谷地中的残山或残丘，又经受长期而强烈的风化作用，并与最早一次冰川作用所堆积的冰碛或冰水沉积呈不整合接触，因此推断它们是第四纪最早的沉积物。

念青唐古拉山脉西段东南麓确切的第一套冰碛物，构成宽广的山麓与山前的高平台，高出附近出山沟谷河床150～350m。冰碛物由粗大的、未经磨圆或磨圆较差、分选不好的石块与巨大的漂砾组成，砾石成分主要是来源于念青唐古拉山脊的各种中深变质岩和花岗岩，部分为来自念青唐古拉山脉的石炭纪—二叠纪砂岩与板岩，不少砾石风化程度较深。台地表面往往发育颜色不同（棕红、黄褐、灰棕）、厚薄不等（几十厘米至几米）的古土壤层，如日阿乃果附近比朗曲西岸所见的古土壤。在这些冰碛高平台外侧，则有与其相连的冰水沉积所组成的高平台、缓丘或小岗。它们往往高出附近小河或沟谷50～150m。冰

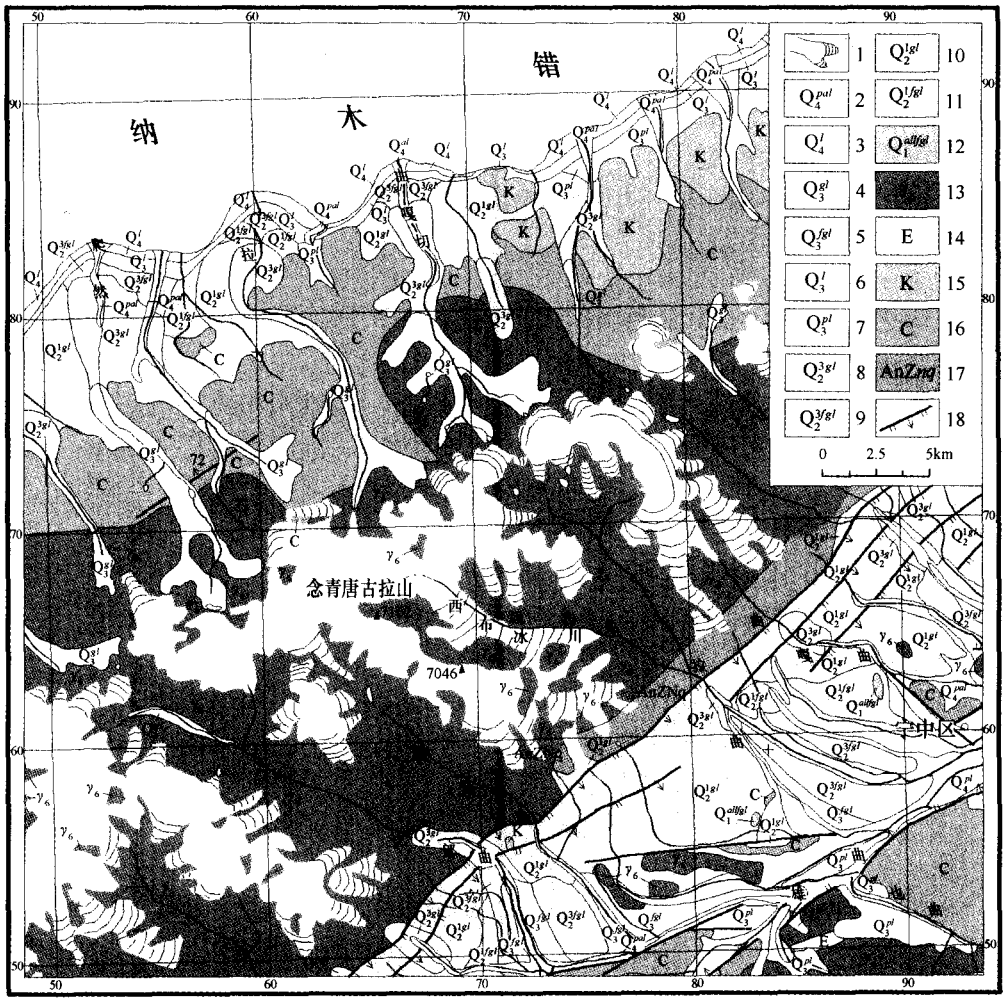


图 2-3　念青唐古拉山主峰地区第四纪冰川沉积与基岩地质图

Figure 2-3　Quaternary geologic map of the Nyainqentanglha peak region in central Tibet

1—现代冰川；2—全新统冲洪积物；3—全新统湖积物；4—上更新统拉曲冰期冰碛；5—上更新统拉曲冰期冰水沉积；6—上更新统湖积物；7—上更新统洪积物；8—上中更新统爬然冰期冰碛；9—上中更新统爬然冰期冰水沉积；10—下中更新统宁中冰期冰碛；11—下中更新统宁中冰期冰水沉积；12—下更新统河流或冰水沉积；13—喜马拉雅期花岗岩；14—始新统；15—白垩系；16—石炭系；17—前寒武纪念青唐古拉岩群；18—断层

水沉积物亦由较粗大、但由有所磨圆甚至磨圆较好并有明显分选的砾石或砂砾层组成，表面也有若干漂砾散布。砾石成分也来源于该段念青唐古拉山的各种变质岩、花岗岩与已经剥蚀的石炭系砂岩与板岩，不少砾石风化较深；台地表面也同样发育了颜色不同、厚薄不等的古土壤。根据该套冰碛与冰水沉积物的分布及地貌部位分析，认为这套冰川沉积具有山麓冰川性质，沉积物来源于附近的念青唐古拉山，但目前尚不能确指它们到底来源于哪一座高峰或哪一条沟谷。由于这套沉积分布于较高的地貌部位，经受了强烈的风化作用，

被后期的冰川与冰水沉积所切割，初步推断它们是念青唐古拉地区最早一次冰期沉积。由于该冰期的冰碛与冰水高平台以主峰南侧所在的宁中盆地发育最好，故将其命名为宁中冰期。在当雄县北侧你阿沟两侧，该冰期冰水沉积的 ESR 年龄测定结果为 0.7～0.6MaB. P.（表 2－1），推断该冰期形成于中更新世早期。

表 2－1　念青唐古拉山冰川与冰水沉积物的年龄测定结果

Table 2－1　Dating of glacial and glacial－fluvial deposits in the Nyainqentanglha Mts.

编　号	剖面地点与采样部位	冰期	样品	测年方法	年龄/kaB. P.
0722－1	当雄江多冰水台地顶部	拉曲冰期晚期	冰水相砂	OSL	25.4±8.7
0603－3	羊八井日阿白果侧碛	拉曲冰期早期	钙质胶结物	U 系	72.1±6.1
0603－5	宁中拉曲侧碛	爬然冰期晚期	钙质胶结物	U 系	143.4±16.3
0722－4	当雄拉尔根沟东北冰水台地中部	爬然冰期早期	钙质胶结物	ESR	205±54
0723－4	当雄你阿沟冰水台地断层崖中部	宁中冰期	钙质胶结物	ESR	593±260
0723－5	当雄你阿沟北冰水台地顶部	宁中冰期	钙质胶结物	ESR	678±307
0714－8－1	当雄欠布河流或冰水台地	欠布冰期?	钙质粘土	ESR	825±74

（据赵希涛等，2002c；吴中海等，2003）

念青唐古拉山脉西段西北麓，宁中冰期冰碛物也像东南坡一样，构成宽广山麓与山前高平台，或为沿基岩山嘴向外继续延伸的长梁或缓丘，高出附近出山沟谷 100～250m。冰碛物也由粗大的、未经磨圆或磨圆较差且分选不好的石块与巨大的漂砾组成，砾石成分主要是来源于念青唐古拉山脉山脊的各种中深变质岩与花岗岩，局部地段为分布于山脉北侧的石炭系板岩，不少砾石已受到风化，台地表面也有古土壤发育。在这些冰碛高平台、长梁或缓丘的外侧或四周，则有与其相连的冰水平台、缓丘或小岗。它们往往高出附近小河河床 30～50m。冰水沉积物亦由较粗大、但有所磨圆甚至磨圆较好并有明显分选的砾石或砂砾层组成，其表面也有若干漂砾散布。砾石成分来源于该段念青唐古拉山脊部与盖层的各种变质岩、花岗岩与石炭系的板岩，不少砾石也已风化。台地与缓丘表面也有古土壤发育。该冰期的冰川与冰水沉积物的分布与保存的地貌部位基本上与东南麓相似，但略有差别；冰川沉积具有山麓冰川的性质。对于离高峰较近、冰川已经出山的大部分冰川，目前只能笼统地知道这些沉积物来源于附近的念青唐古拉山，但不能确指它们到底来源于哪一座高峰或哪一条沟谷。对于部分沟谷较长、冰川未完全伸出山外者，则能看出它们所来源的沟谷。由于这套沉积分布于较高的地貌部位，经受了强烈的风化作用，被后期的冰川与冰水沉积所切割，初步推断它们与山脉东南麓一样，是念青唐古拉地区最早一次冰期沉积，时代为中更新世早期。

念青唐古拉山脉西段东南麓的第二套冰川沉积物，为切入山脉腹地各冰川槽谷中的高侧碛，高出各沟谷谷底 50～100m，大多伸出各沟谷出山口不远处。必须指出，第二套冰碛所切割的冰川槽谷，不仅包括基岩，也包括由宁中冰期冰碛物所组成的高台地。在高侧碛前端，往往还有一至两道横亘于河床但已被河流切割的残破终碛存在。同期的冰碛物，也构成各山脊与高峰附近的小型冰川外围，为伸出其冰斗或谷地的小型终碛与侧碛。在该套侧碛与终碛的前方或外围，也有冰水平台分布，但它们与附近河床的高差已减为

10～20m。因该套冰碛及冰水沉积物主要来源于该段念青唐古拉山脊部的各种中深变质岩与花岗岩，其砾石成分中的浅变质岩与沉积岩较宁中冰期的冰川和冰水沉积为少，而且其风化程度不如前者。同样，冰水沉积物具有某些洪积物的特征，如砾石有一定磨圆、有一定的分选但较差、有一定的层理但不够清晰等。根据它们所构成的地貌形态与分布的地貌部位与宁中冰期冰川与冰水沉积有明显不同，我们认为形成该套冰碛的冰川作用为山谷冰川性质；它与宁中冰期之间，曾发生过一次强烈的侵蚀切割作用，形成了上述切入山脉腹地的各冰川槽谷。

在念青唐古拉山脉西段北麓，第二套冰川沉积物构成刚刚伸出各沟谷出山口不远处的高侧碛与残破终碛。侧碛可高出各沟谷底 20～80m，在冻弄曲、查布曲及其支流冷青曲、冷穷曲与岔翁河盲曲及古仁曲与加冬曲汇合处北侧被废弃的河道两侧等处均可以看到。它们所构成的地貌形态与分布的地貌部位与前者也有明显不同。同样，在该套终碛的前方或外围，也有冰水平台或缓丘分布，但它们与附近河床的高差已减为十多米。冰水沉积物具有某些洪积物的特征，如砾石有一定磨圆、有一定的分选、有一定的层理但不够清晰等。由于该套冰碛物及冰水沉积物也与宁中冰期冰碛物及冰水沉积物一样，主要来源于该段念青唐古拉山脊部的各种中深变质岩与花岗岩，故其砾石成分中的浅变质岩与沉积岩较宁中冰期的冰川与冰水沉积为少，而且风化程度也不如前者。根据上述特征，认为对应的冰川作用具有山谷冰川性质；它与宁中冰期之间，曾发生过一次强烈的侵蚀切割作用，从而形成了切入山脉腹地的各冰川槽谷。由于该冰期冰川在山脉北坡的爬然发育最好，形成典型的宽尾冰川，故将其命名为爬然冰期。根据当雄县北拉尔根沟该冰期冰水沉积的 ESR 年龄测定结果为 0.2MaB.P. 左右和宁中拉曲该冰期低侧碛的 U 系年龄测定结果为 0.14MaB.P. 左右等测年资料，确定该冰期形成时代为中更新世晚期（表 2－1）。

在念青唐古拉山脉西段东南麓，在切入山脉腹地各冰川槽谷中爬然冰期冰川沉积物的内侧，有小型的侧碛与终碛分布，其规模远小于前一次冰期，侧碛一般只保存数十至百余米长，10～20m 宽，5～15m 高；常分布于山谷之内，一般不能伸出山口。另外，它们也出现于各山脊与高峰附近小型现代冰川的外围，但规模更小。该套冰碛物特征与前两套十分相似，只是更加新鲜而已。在各沟谷出山口外，形成与冰碛物相联系的山前扇形地，且各沟谷的扇形地有时连成一片，成为山前倾斜平原，但往往已稍有切割而成为低台地。它们由磨圆较好的砾石或砂砾石层所组成。因该扇形地与冰川终碛与侧碛有时并非直接相连，故其成因可定为冰水沉积，也可定为洪积，二者间没有决然的界线。

在念青唐古拉山脉西段北麓，第三套冰川沉积物仅发现于各大山谷之内，一般只能到达山口，但不能伸进盆地。如冻弄曲、查布曲及其支流冷青曲、冷穷曲与岔翁河盲曲等谷地，均呈断续分布状，为小型的终碛与侧碛。其规模远小于前一次冰期，侧碛一般只保存数十至百余米长，10～20m 宽，5～15m 高。另外，它们也出现于各山脊与高峰附近小型现代冰川的外围，但规模更小得多。该冰期冰碛物特征与前两套冰川沉积物十分相似，只是花岗岩成分更多，保存程度更加新鲜而已。在各沟谷中及出山口外，形成与该套冰碛相联系的冰水阶地与山前冰水扇形地，局部已联成山前倾斜平原，但往往已稍有切割而成为低台地。它们由磨圆较好的砾石或砂砾石层所组成。从该冰期冰川与冰水沉积的分布部位与沉积特征看，我们认为形成该套冰碛的冰川作用为山谷冰川性质。由于该冰期冰川在山脉东南坡西布冰川所在的拉曲发育最好，故我们将其命名为拉曲冰期。根据羊八井日阿白

果该冰期高侧碛的 U 系年龄测定结果为 0.07MaB. P. 左右和当雄县北江曲沟该冰期冰水沉积的光释光（OSL）年龄测定结果为 0.03MaB. P. 左右（表 2－1），认为该冰期形成于晚更新世中晚期。

在现代冰川末端附近，冰碛物十分发育，它们构成典型的终碛、侧碛和底碛。在西念青唐古拉山唯一一条长度超过 10km 的西布冰川的末端，可以见到 13 道终碛垄及相关底碛（图 2－4）。根据终碛垄和底碛分布及接触关系，可将其进一步细分为 3 组。离现代冰川最远的一组包括 5 道终碛及其内侧的底碛，在最外侧冰碛垄前方是冰水扇，直接叠覆于第三套冰碛物之上。最外侧的终碛距冰舌末端约 1.4km，其顶部高程 5110m，内侧的终碛垄距冰舌末端约 1.25km，顶部高程 5100m。第一道至第三道终碛垄紧密相连，而第三、四、五道终碛间分别被 10～20m 宽的底碛相隔。因此，该套冰碛物是 3 次冰进事件所形成的。这些冰碛物由杂乱无章的棱角、次棱角状砾石所组成，粒径 20～500cm 不等。砾石成分中花岗质岩石占 80%～90%，变质岩类占 10% 左右。冰碛垄表层局部发育薄层土壤，其上生长着稀疏的蒿草。第六至第十一道冰碛垄属于第二组，它与第一组冰碛垄间隔以宽达 300～350m 的底碛丘陵。第二组冰碛物也由 3 次较大的冰进事件所形成，各冰进事件形成的终碛垄之间隔着宽 15～35m 的底碛，其中第一与第二次冰进事件又分别包含两个和 3 个小的冰进波动。第二组冰碛垄中的外侧终碛距冰舌末端约 0.8km，顶部高程 5155m，叠覆于第一期冰碛物底碛之上。内侧的终碛垄距冰舌末端约 0.5km，顶部高程 5155m。该组冰碛物岩性特征与第一组相似，只是冰碛垄表层的土壤层更为稀少，植被也更为稀疏。第三组冰碛垄由两个次级终碛垄组成，位于冰舌前缘，距冰舌末端 120～200m，顶部高程 5210m，其外侧为冰水扇，叠覆于第二组冰碛物之上。该组冰碛垄冰碛物的岩性特征与前述两组完全相似，但全由粒径达 0.5～10m 的巨大的砾石与漂砾组成，无土壤层和植被发育。冰碛物之下局部下伏死冰，因其整体上已与冰舌脱离。实际调查表明，现代冰川末端的 GPS 位置是 30°23′04.5″N，90°39′18.5″E，与 1970 年航摄的 1∶10 万地形图中的冰川末端相比向西缩进了约 1.3km。

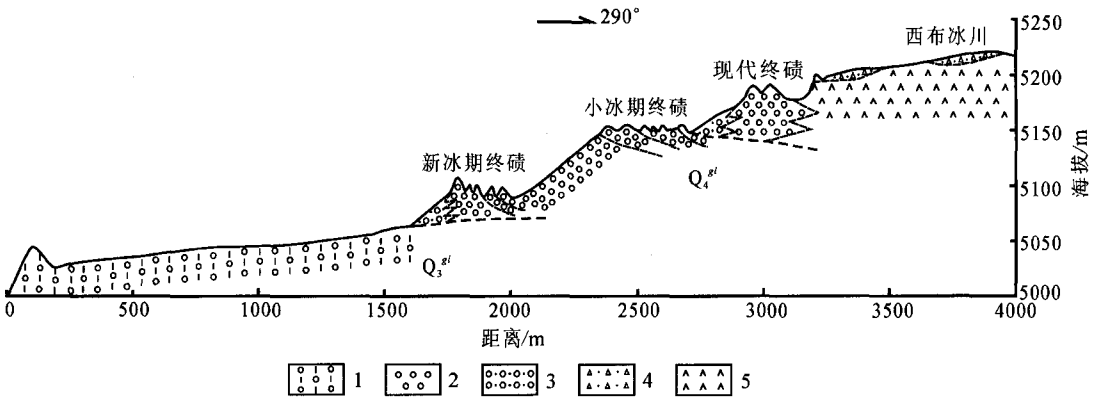


图 2－4　西布冰川末端地质-地貌剖面图

Figure 2－4　Cross section of glaciation in Xibu valley of the Nyainqentanglha Mts. of central Tibet

1—晚更新统冰碛物；2—全新统冰碛物；3—全新统冰水堆积；4—现代表碛；5—现代冰川

现代冰川之上常见大量表碛分布。表碛全为0.5～10m的漂砾，无分选，无植被发育。漂砾成分以花岗岩类为主，另有少量变质岩类。表碛之下为厚层的埋藏冰，具清晰的纹层构造。在念青唐古拉山脉西段北麓，我们考察了冷青曲与冻弄曲源头。在现代冰川外围，也发现数道侧碛与终碛，其外侧的两道终碛距离冰舌末端达500～600m，已有薄层土壤与植被发育，而在距冰舌末端仅百余米的几道终碛中的内侧一道，尚未有植被分布。

现有调查研究结果表明，念青唐古拉山脉的现代冰川曾经历过新冰期与小冰期的两度前进和近期的明显后退，形成多道典型的终碛、侧碛和底碛。

五、第四纪冰期对比

关于青藏高原是否存在第四纪大冰盖和高原内部各山脉到底发生过几次第四纪冰川作用的问题，半个多世纪以来存在着一系列的争论。赵希涛等（1976）与郑本兴、施雅风（1976）曾将珠穆朗玛峰地区的第四纪冰川作用划分为早更新世的希夏邦马冰期、中更新世的聂聂雄拉冰期（最大冰期）和晚更新世的珠穆朗玛冰期（包括基隆寺阶段与绒布寺阶段）。以后，郑本兴在《西藏冰川》一书（李吉均等，1986）中，将波密察隅地区的珠穆朗玛冰期进一步划分为古乡冰期与白玉冰期，并将青藏高原第四纪冰期列表加以对比。

兹根据沿青藏公路、青藏铁路对念青唐古拉山西段、东昆仑、唐古拉山的路线地质观测资料，结合前人有关喜马拉雅山中段、玉龙山和西昆仑山的第四纪冰川研究成果，编制出青藏高原第四纪冰期对比表（表2－2）。需要说明的是，由于中、晚更新世界线年龄的变化，倒数第二次冰期即珠穆朗玛冰期Ⅰ（基隆寺阶段）或古乡冰期现已被划归中更新世晚期。

表2－2　青藏高原第四纪冰期对比表

Table 2－2　Comparison of Quaternary glaciation in different areas of the Qinghai-Tibet Plateau

时代	年龄/kaB. P.	喜马拉雅山（A、B）	念青唐古拉山脉（H，I）	藏东南（C）	唐古拉山（D）	东昆仑山（E）	西昆仑山（F）	玉龙雪山（G）
全新世	0～10	绒布德小冰期	新冰期	雪当新冰期	新冰期	新冰期	新冰期	
晚更新世	10～127	珠穆朗玛冰期Ⅱ	拉曲冰期	白玉冰期	巴斯错冰期	玉珠峰冰期	里田冰期	大理冰期
			干玛弄组下部	末次间冰期	末次间冰期	末次间冰期	末次间冰期	末次间冰期
中更新世	127～780	珠穆朗玛冰期Ⅰ	爬然冰期	古乡冰期	扎加藏布冰期	垭口冰期	布拉克巴什冰期	丽江冰期
		加布拉间冰期	红色古土壤	大间冰期	大间冰期	大间冰期	大间冰期	大间冰期
		聂聂雄拉冰期Ⅱ						玉龙冰期
		聂聂雄拉冰期Ⅰ	宁中冰期		唐古拉冰期	望昆冰期	玉龙喀什冰期	
早更新世	780～2480	帕里间冰期						
		希夏邦马冰期	古砾石层			羌塘组	西域砾岩	蛇山组

注：A. 赵希涛等，1976；B. 郑本兴，施雅风，1976；C. 郑本兴，1986；D. 李吉均等，1986；E. 伍永秋等，1999；F. 郑本兴，1991；G. 赵希涛等，1999；H. 赵希涛等，2002c；I. 吴中海等，2003。

第二节　第四纪河流沉积

河流沉积是青藏铁路沿线最发育的第四纪沉积物之一。有固定河道和经常性水流所形成的堆积物，称为冲积物；而无固定河道的暂时性水流所形成的堆积物，则称为洪积物。洪积物在干旱区季节性小河与冲沟出山口处最为常见。冲积物与洪积物在实践中常难以区分，而笼统地被称为河流沉积或冲洪积。由于青藏铁路沿线不同地段气候的差异、地壳运动的性质及河流发育历史的不同，其河流沉积的发育情况与特征各不相同，兹按青藏铁路沿线自北而南的顺序进行分区叙述。

一、格尔木河的第四纪河流沉积

吴锡浩、钱方（1982）已详细报道过格尔木河水系的河谷地貌。他们在纳赤台附近格尔木河上游的昆仑河谷中，在河漫滩之上划分出五级阶地（T_1—T_5），自低至高依次为：

T_1：为高出河床 3～4m 的堆积阶地，因在阶地土壤层中夹炭质透镜体，^{14}C 年龄为（4910±100）aB. P.，故该阶地属于全新世。

T_2：为高出河床 8～10m 的基座阶地，其基座为第五级阶地下部的砂砾层。

T_3：为高出河床 18～20m 的基座阶地，其基座为第五级阶地中下部的砂砾层。

T_4：为高出河床 30～32m 的基座阶地，其基座亦为第五级阶地中下部的砂砾层。

T_5：为高出河床 40～50m 的堆积阶地，被崔之久等（1998）称为“三叉河”组（0.4～0.06MaB. P.），由砂砾层夹砂质透镜体或互层组成。

吴锡浩、钱方（1982）认为，局部存在超覆关系的下伏纳赤台冰碛、冰水沉积和融冻岩屑堆积，属纳赤台冰期。根据施雅风等（1990）、崔之久等（1998）和伍永秋等（1999）的研究及本次野外观察，我们对纳赤台冰期的存在持否定意见。根据对我国不少地区河流阶地的观察，这种高度由厚层河流堆积物所组成的堆积阶地，大多属于著名的“马兰阶地”，形成于距今 1.5 万～2.5 万年的末次冰期最盛期；由于当时气候寒冷干燥，机械与寒冻风化作用都十分强烈，碎屑物质来源非常丰富，因此能够形成很厚的冲积-洪积物。

昆仑河谷阶地的发育情况在格尔木河山区段和刚出山口时也是如此。在格尔木河主要支流大干沟和雪水河的情况也十分相似。而在昆仑河支流小南川，河流阶地的级数则向上游逐渐减少，各阶地的相对高度也逐渐降低；至西大滩谷地，只能在小沟中见到拔河仅 1～2m的一级阶地。

二、长江源头各河流的第四纪河流沉积

位于东昆仑与唐古拉两大山脉之间、青藏铁路沿线的青海西部高原，是长江源头和上游地区。自北而南，青藏铁路和青藏公路穿越有名称的河流依次为阿青岗欠陇巴、巴拉大才曲、清水河、楚玛尔河（曲麻河）、扎秀尕尔河（秀水河）、日阿池曲（北麓河）、日阿尺曲、沱沱河（玛曲）、通天河（直曲）和布曲河等。观察表明，楚玛尔河（曲麻河）以北的各条河流，均流动于晚更新世的低洪积台地之中，河谷中仅发现一级河流阶地，显然是全新世时期形成的。在很多河流阶地与河床冲积层之下，发现厚层的湖相沉积物，表

明这些地区相对于邻近山脉是较长期的下沉区，部分流域曾长期为湖泊所占据。而楚玛尔河以南各河流，特别是通天河及其支流布曲，至少有晚更新世中晚期以来所发育的3级河流阶地。如在布曲下游、原95道班与96道班之间的布曲第三级阶地，拔河22m，为基座阶地，由厚3.5m、磨圆良好的砾石层及厚18.5m（未见底）的下伏湖相沉积基座所组成（图2-5）。对富含碳酸盐的湖相沉积的U系等时线年龄测定结果表明，这套湖相沉积堆积于90~57kaB.P.期间的晚更新世早中期。由于这套湖相沉积分布较广，因而布曲及邻近河流如红梁河覆于其上的第三级与第二级阶地，应形成于近5万年来的晚更新世中晚期。在温泉、雁石坪与通天河等地，对第三级与第二级河流阶地及洪积台地取样，做U系等时线法测年及光释光法测年，得到样品年龄范围为40~10kaB.P.（表2-3），属晚更新世晚期，印证了野外观测资料。这说明长江上游的南部干流与支流要比北部干流与支流发育为早。此外，在河流两侧的各支流出山口处，则有晚更新世晚期以来形成的3级洪积台地及现代洪积扇。

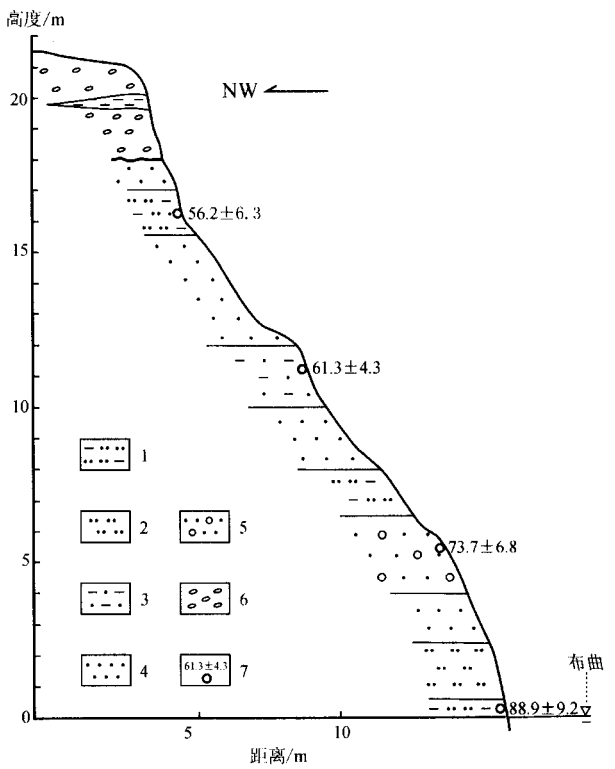


图2-5　布曲第三级阶地剖面图

Figure 2-5　Cross section across third terrace of the Buqu River in north Qinghai-Tibet Plateau

1—粘土质粉砂；2—粉砂；3—粘土质细砂；4—细砂；5—含砾细砂；6—砾石；
7—样品位置和U系年龄/ka

三、青海西部高原上的老砾石层

在青藏铁路沿线的青海西部高原，往往可以看到磨圆较好的河流相砾石层，或构成高出

表 2-3 青藏铁路沿线河流沉积的测年结果一览表

Table 2-3 Dating of fluvial deposits along the Golmud - Lhasa railway

编 号	剖面位置	采样部位	物质组成	年龄/kaB. P.	备 注
0213	乌丽南	T_1 基座	土质粉砂	79.1±6.4	OSL
0214-11	日阿尺曲	T_2	砂	31.3±2.5	OSL
0214-13	乌丽北西	洪积扇	粉砂	5.6±0.5	OSL
0215-1	二道沟	洪积扇	砂	16.3±1.3	OSL
0215-3	二道沟	洪积扇	粉砂	17.3±1.4	OSL
0216-1	二道沟	洪积扇	粉细砂	16.8±1.4	OSL
0216-4	二道沟	洪积扇	砂	31.4±2.6	OSL
0216-5	左冒西孔曲	T_2	粉砂	31.4±2.6	OSL
0216-6	左冒西孔曲	T_2	粉砂	22.1±1.8	OSL
0216-7	左冒西孔曲	T_2	粉砂	10.0±8.30	OSL
0217-4	风火山北	T_1	砂	5.4±0.4	OSL ?
0217-6	风火山北	T_2	粉砂	4.9±0.4	OSL
0217-7	风火山北	T_1	粉砂	8.9±0.8	OSL ?
0218-5	五道梁南	T_1	粉砂	33.3±2.8	OSL ?
0219-1	五道梁北	T_1	细砂	15.3±1.2	OSL
0219-2	五道梁北	T_1	砂	3.7±0.3	OSL
0220-1	五道梁	T_1	砂	4.5±0.4	OSL
0220-2	五道梁	高河漫滩	砂	21.7±1.8	OSL ?
0220-4	五道梁	洪积台地	中细砂	53.3±4.5	OSL
0304-3	桑利西	冲积扇	土壤	3.2±0.3	OSL ?
0308-2	懂错东	高洪积台地	粉细砂	4.3±0.4	OSL ?
0311-4	当雄东	T_2	粉细砂	3.9±0.3	OSL
0311-5	当雄东	T_3	粉细砂	4.9±0.4	OSL ?
0311-6	当雄北	冲积扇	粉细砂	23.1±2.0	OSL
0311-6	当雄南西	洪积扇	粉砂	7.4±0.6	OSL
0311-8	羊八井	洪积扇	粉细砂	1.3±0.2	OSL ?
0311-10	羊八井	T_1	细砂	3.7±0.3	OSL
214-12	日阿尺曲	T_2	细砂	34.1±1.6	U 系
0607-6	温泉	洪积扇	砾石钙膜	7.2±1.0	U 系
0607-4	温泉	洪积台地	砾石钙膜	11.4±1.2	U 系
0607-7	温泉	洪积台地	砾石钙膜	25.3±1.3	U 系
0608-3	温泉布曲	T_2	砾石钙膜	21.4±1.5	U 系
0609-1	雁石坪布曲	T_3	砾石钙膜	39.6±1.5	U 系
216-3	布曲支流	洪积台地	砾石钙膜	45.8±3.3	U 系
216-4	布曲支流	洪积台地	砾石钙膜	33.0±2.3	U 系
218-1	加茸强玛西南	洪积台地	砂	49.1±4.9	U 系
2.18-6	通天河沿西 8 km	T_1	砾石钙膜	24.4±2.7	U 系 ?
2.18-7	通天河沿	T_2	砾石钙膜	30.1±1.2	U 系
2.21-4	沱沱河上游 14 km	T_2	砂砾	29.3±1.2	U 系
0217-2	二道沟 84 道班北	残丘顶	砂砾岩钙质胶结物	718±296	ESR
0304-2	桑利西	洪积扇	砾岩钙质胶结物	52±16	ESR
0714-16-1	当雄电站西公路边	冲积扇	石英砂	2 888±356	ESR

注:? 表示与地质事实不符。

周围地面数十至百多米的岗丘，如沱沱河以北 10km、东西长约 10km、南北宽约 2km、高逾百米的长条状丘陵及其以东、雅西错北岸的丘陵等，或覆于高出周围地面数十至百余米的岗丘顶部或丘坡，如五道梁东北、楚玛尔河南岸东西长逾 30km、高出河面数十米的长条状丘陵顶部或丘坡等。前者在区域地质图中被划为早更新世冰碛物，后者则在地质图中没有反映。由于这些明显属于河流沉积的砾石层已无法判定其可能的物质来源区，所分布的地貌部位或所构成的地貌类型已与现代河流联系不够密切。因此，仅能够判断其形成时代较早，或许属于早更新世，但有待于更确切的证据。在区域地质图上，雁石坪以北约 20km 的青藏公路西侧山地上也标出许多片早更新世砾石层的分布，但缺乏实地观测、验证资料。

四、藏北高原上的河流沉积与老砾石层

在扎加藏布上游段，河流向西注入色林错，属于藏北内流区。该段河谷切割于唐古拉山南麓中更新世早期唐古拉冰期的冰碛与冰水台地之中，因而该段河谷应形成于中更新世中期的大间冰期。在河谷观察到 3 ~ 4 级河流阶地，应形成于中更新世中期以来的不同阶段。

注入错那湖东北岸的桑曲及其流经安多县城的支流拉日曲和青藏铁路所经的多普尔曲，河流阶地不甚发育，前者仅见第一、二级阶地，后者可见 3 至 4 级阶地，应为晚更新世中晚期和全新世所形成。这可能与“羌塘古大湖”（赵希涛等，2003b）约 3.7 万年前被外泄、湖底出露较晚有关。然而，各支流在出山口外，却发育 3 或 4 级自晚更新世晚期以来所形成的洪积台地和全新世的洪积扇。

在那曲大桥以上的那曲河谷中，仅发现一级河流阶地，为全新世所形成；而在那曲大桥以下，阶地增加为二至三级，说明“羌塘古大湖”外泄后自下游向上游的溯源侵蚀作用。在那曲县 132 道班西南、四道梁和托格底等地的基岩丘陵之上，发现高出那曲支流母各曲 80 ~ 120m 的河流相砾石层。这些砾石层分布于念青唐古拉山脉北侧中更新世早期宁中冰期的冰水平台外围，且其拔河高度大于该冰期的冰水沉积，但低于邻近的青藏高原面，故其时代可定为早更新世。

五、谷露-当雄-宁中-羊八井谷地中的河流沉积和老砾石层

在念青唐古拉山脉南侧的羊八井、宁中和当雄 3 个断陷谷地，均见到由强烈风化古砾石层所构成的残山或残丘散布。如宁中盆地的扁梅、甲果果及羊八井盆地羊井学以北等地。它们往往下伏基岩、上覆老冰碛或冰水沉积，三者间均呈不整合接触关系。从沉积特征看，它们或为河流沉积，或为冰水沉积，与定日盆地贡巴砾岩十分相似（赵希涛等，1976）。而纳木错西岸与西北岸江果拉邱、桑日等地的古砾石层，显然与冰川作用无关。钱方等曾将这些砾石层定性为本区最老冰碛层，并命名为欠布冰期，认为其属于第四纪下限为 350 万年的早更新世初期；而嘎日桥冰碛层、江曲冰碛层则可与其对比（钱方等，1982）。由于这些砾石层分布于长期下沉的断陷谷地之中，砾石成分主要为不知来源地的沉积岩、浅变质岩和火山岩，以后又经抬升与剥蚀而成为谷地中的残山或残丘，并经受长期而强烈的风化作用，与最早一次冰川作用所堆积的冰碛或冰水沉积呈不整合接触，因此它们是第四纪最早或更早的沉积物。

在羊八井兵站北侧，藏布曲与其北岸一支流的汇合处，发育6级河流阶地，其中第四级至六级阶地由红色、磨圆良好且已深度风化的砾石层组成，虽无沉积物的年代测定结果可资参考，但从风化特征及其与冰碛台地的红色古土壤的对比，推断其时代至少为晚更新世早期的末次间冰期，甚至相当于中更新世中期的大间冰期，而第三级至第一级阶地，则形成于晚更新世中晚期至全新世（图2-6）。而在当雄盆地和宁中盆地，发现拉曲、当曲及其支流仅发育属于全新世的一级阶地，其下游乌鲁龙曲，已增加为二级阶地。而乌鲁龙曲所汇入的热振藏布及其下游拉萨河，至少发育晚更新世中晚期以来的3~4级阶地。在当雄-宁中-羊八井谷地的南部山地，仅发育晚更新世的一级洪积台地和全新世的洪积扇。

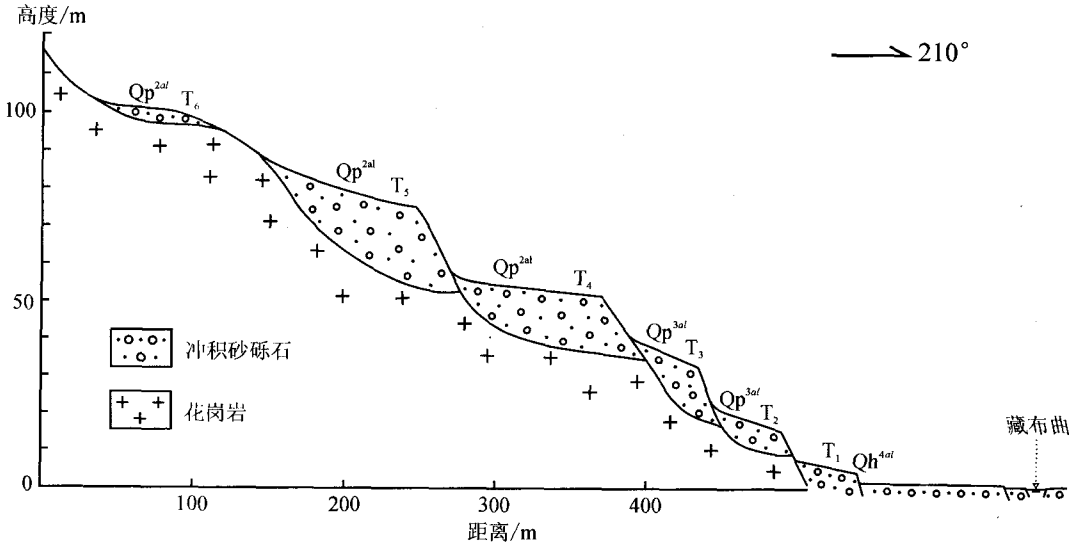


图2-6　羊八井藏布曲阶地横剖面图

Figure 2-6　Cross section across the Zangbu River valley in southeast of the Yangbajain town

六、拉萨河及其支流藏布曲的河流沉积

青藏铁路在羊八井和拉萨间所经过的藏布曲和拉萨河，从地貌上大体分为三段。羊八井和堆龙德庆县德庆乡之间的藏布曲中游段，河谷以峡谷和窄谷相间为特点。峡谷段河流阶地不甚发育，窄谷段河流阶地和两侧支沟所形成的洪积扇与洪积台地相当发育，可以见到自中更新世以来的4级河流阶地、洪积台地和洪积扇。组成阶地的冲积层多为磨圆良好、有所分选和较粗大的砾石层，而组成洪积台地和洪积扇的洪积物，则为磨圆较差、粗大而又比较混杂的含泥沙大砾石层。

自在德庆乡汇入却桑曲之后，藏布曲河谷迅速展宽。该段河谷相当宽展，河床、河漫滩和第一级阶地及部分第二级阶地相当发育，高阶地已退居第二位，而紧靠山边的洪积台地和洪积扇所占比例则大大减少。堆龙德庆县与拉萨市之间的拉萨河下游段，河谷更加宽展，河床、河漫滩和第一级阶地宽达2~4km，而高阶地则保存很少，紧靠山边的洪积台地和洪积扇所占比例则更少。

第三节　第四纪湖泊沉积

在青藏铁路沿线，特别是昆仑山脉和念青唐古拉山脉之间的青西高原和藏北高原，由于地形较为平坦，因而在不少盆地或谷地中，有许多现代中小型湖泊得以发育，成为青藏高原腹地最大内流区的一部分。西藏是我国湖泊最多的省区，其大多数湖泊和最大湖泊，都集中在铁路以西的藏北高原。而青西高原大部和藏北高原东部，在晚第四纪早中期，也曾是青藏高原内流区的一部分，在青藏铁路沿线还有不少因近代河流的切割而消失的古代湖泊。在这些现代和古代湖泊的周围，都留下了不少的第四纪湖沼相沉积。由于湖泊沉积适于用 U 系等测年方法测定其年龄，而且第四纪湖泊沉积分布广泛且与其他沉积物关系密切，因而成为区域第四纪地层划分与对比的最好与最重要标志，特别是青藏铁路所经的沿线地区。

现有的研究和我们的测年结果表明，在青藏铁路沿线，存在着早更新世和晚更新世或晚更新世以来的两套湖相沉积。前者以昆仑山垭口地区的羌塘组为代表，后者则广布于长江源头与怒江源头各支流河谷盆地之中。兹按自北而南的次序叙述如下。

一、纳赤台地区晚更新世冲积层内的湖相沉积夹层

沿格尔木河及其上游昆仑河及各支流，发育 5 级以上、由宽广阶地面和厚层冲洪积物所组成的河流阶地与洪积台地。其中，第一级堆积阶地和第二、三、四级基座阶地，大多属于全新世；第五级为堆积阶地，构成该阶地的冲积层及第二—第四级基座阶地的基座。这套河湖相堆积被崔之久等（1998）称为“三叉河”组（0.4～0.06MaB. P.）。不过我们倾向于认为第五级堆积阶地及相应的洪积台地属于晚更新世晚期的马兰期。

在纳赤台东北和西面不远处的昆仑河北岸，构成第五级阶地的晚更新世冲积砂砾层上部，发育湖泊成因的砂或粘土质砂层，具有良好的层理、分选和磨圆，局部还有具典型交错层理的风成砂层，砂的成熟度也较高。由于湖相沉积大多较细，可塑性较大，因而在部分剖面中往往可以看到融冻变形现象，如融冻褶皱、冰楔等构造。

二、昆仑山垭口地区早更新世羌塘组湖相与扇三角洲相沉积

在昆仑山垭口盆地和其以东的昆仑山南麓，许多丘陵的山顶或坡麓，保存着一套被前人称为羌塘组的地层，厚达 500m，以暗绿色调为主，成分包括粘土、粘土质砂、粉砂、砂夹砾石，属于湖相和扇三角洲相沉积。最初，钱方等（1982）用古地磁方法测得羌塘组以负极性为主，将第四纪下限定为 3Ma 以上的早更新世；吴锡浩等（1982）将羌塘组堆积开始时间定为距今 260 万年或 270 万年，结束时间定为距今 140 万年。后来，Qian Fang and Zhang Jinqi（1996）重新对羌塘组进行古地磁测定，在羌塘组上部检测出 B/M 界线。因此，湖相与扇三角洲相成因的羌塘组沉积大部分应定为早更新世，其上部甚至进入中更新世。

三、巴拉大才曲-清水河-五道梁晚更新世湖相沉积

在青藏公路途经的长江上源通天河支流之一的曲麻河即楚玛尔河的一条支流清水河的河谷及谷地两侧薄层洪积物之下，是典型的湖相沉积：以灰蓝色调为主的砂、粉砂与粘土

质砂，其分选与磨圆情况良好，具清晰的水平层理，局部为交错层理。这套沉积从公路西北伸向东南，直抵清水湖。在清水湖北东东方向16km的巴拉大才曲——曲麻河的另一支流—铁路沙石场砂砾质河床之下仅1m左右，即为与清水河沿岸所见相同的湖相沉积物。在1:200 000区域地质图上，这些湖相沉积物厚度较大且被划归早更新世，而我们根据被留于青藏铁路沿线现场的钻孔岩心特征判断，至少它们的上部沉积应属于晚更新世甚至全新世。我们在巴拉大才曲与清水河所收集的2钻孔埋深分别为26m和18m的两个湖相沉积岩心样品的U系等时线法测年结果分别为（45.1±4.4）kaB.P.和（36.3±3.5）kaB.P.（表2-4），表明它们确实属于晚更新世中晚期。此外，我们还在五道梁西南曲麻河的另一小支流谷地的谷底，也发现了同类的湖相沉积物。

表2-4 纳木错及青藏铁路沿线湖泊沉积物的铀系等时线法测年结果

Table 2-4 U-series dating of lacustrine deposits around Namco Lake and along Golmud-Lhasa Railway

编号	剖面地点与采样部位	高度/m	海拔/m	岩性	年龄/kaB.P.
6-25-1-64	扎弄淌东岸纳木错（4718m）T_2底部	8.0	4726.0	细砂	28.2±2.8
6-26-1-7	扎弄淌东岸纳木错T_3中部	16.1	4734.1	细砂	32.3±4.4
6-30-1-2	丘贡纳木错T_4上部	22	4740	粉细砂	35.2±3.0
6-26-2-8	塔吉古日西南坡纳木错T_5下部	27.0	4745.0	粘土质粉砂	41.2±4.7
6-27-1-7	塔吉古日西南坡纳木错T_6中部	42.1	4760.1	粉砂	53.7±5.2
6-27-2-7	塔吉古日西南坡纳木错拔湖47.5m剖面中部	46.8	4764.8	粘土质细砂	71.8±8.5
6-27-3-5	塔吉古日西南坡纳木错拔湖68.9m剖面中部	68.4	4766.4	粘土质粉砂	90.7±9.9
6-27-4-6	塔吉古日西南坡纳木错拔湖88.8m剖面下部	88.3	4806.3	粉砂质粘土	78.5±4.2
6-7-1-10	干玛弄西南纳木错T_5上部	26.3	4744.3	粘土质粉砂	39.5±3.0
6-8-1	期波拉纳木错16.8m湖岸堤上部	16.5	4734.5	砂砾岩	29.3±2.7
6-3-1	纳木错多青岛西北岸东溶洞底砂砾岩上部	20.5	4738.5	砂砾岩	18.7±3.8
6-1-1	纳木错多穷岛西南岸湖蚀台地基岩石缝中	15.4	4733.4	砂岩	26.7±2.8
7-11-1-3	久如错（4678m）东岸4805m小丘西南坡	90	4768	粉细砂	47.5±3.3
7-1-1-5	仁错（4648m）北岸马尺西	102	4750	粉细砂	39.4±4.5
5-16-2-7	错那湖（4588m）西北岸洗夏达琼来钦玛	137	4725	粘土质细砂	44.2±4.7
3-8-6	蓬错（4522m）东岸雄曲上游日阿南麓	234	4756	粉砂	43.9±4.7
3-9-6-2	错鄂（4515m）东南岸嘎杂西北坡中下部	117	4632	粉砂	48.8±4.9
3-9-9-2	错鄂东南岸嘎杂西北坡下部	49	4564	细砂	50.9±3.4
3-9-9-13	错鄂东南岸嘎杂西北坡下部	46	4561	细砂	75.3±3.4
5-17-3	错鄂东北岸与那曲分水洼地错呀桑东岸	17	4532	砂质粘土	52.5±4.3
3-10-1	那曲支流母各曲东岸热脚西麓		4738	砂	36.7±3.1
3-10-2-3	那曲支流母各曲东岸夹不弄		4760	砂	41.0±3.1
2-5-2	错那（4588m）与嘎弄间沙坝	1	4589	粗砂	9.0±1.8
3-6-1	嘎弄西岸边小湖东北岸	1	4589	粉砂	7.0±2.0
2-25-1-3	巴斯错鄂贡玛东北岸上部	5	5140	粘土质细砂	22.7±2.2
2-25-1-13	巴斯错鄂贡玛东北岸下部	4	5139	粘土质细砂	63.4±5.7
T_{3-27}	长江上源布曲T_3基座	16	4626	粘土质粉砂	56.2±6.3
T_{3-20}	长江上源布曲T_3基座	11	4621	粘土质细砂	61.3±4.3
T_{3-14}	长江上源布曲T_3基座	6	4616	含砾细砂	73.7±6.8
T_{3-3}	长江上源布曲T_3基座	1	4611	粘土质粉砂	88.9±9.2
DK1031	原66道班以南巴拉大才曲河底部（钻孔）	-26	4454	砂	45.1±4.4
DK1018	清水河与原67道班之间（钻孔）	-18	4532	砂	36.3±3.5
DK-1245-2	沱沱河原89道班西南4km（钻孔）	-19	4603	砂	67.1±4.8

四、红梁河-秀水河-北麓河及日阿尺曲早更新世湖相沉积

青藏公路途经的红梁河、扎秀尕尔曲即秀水河和日阿池曲即北麓河，都是通天河支流之一的勒池勒玛曲的支流。自五道梁西南曲麻河一小支流与红梁河的分水岭附近至红梁河谷地，可以看见与昆仑山垭口的羌塘组湖相地层特征相同的湖相沉积物。它构成谷地中宽缓的丘岗或台地，也构成红梁河第二级阶地的基座，已如前述。该套湖相沉积也出现于秀水河、北麓河河床、河漫滩及第一级阶地的河流沉积物之下。它也出现于通天河另一支流日阿尺曲河谷中，与第一级阶地沉积物呈不整合接触。

五、沱沱河-布曲晚更新世湖相沉积

在通天河沿南西西方向23km处（原95与96道班之间），青藏公路东南侧的通天河支流布曲北岸第三级阶地，已被河水冲刷出一个坡度达45°的陡坎，伏于顶部约3.5m的冲积砂砾层之下，为厚约18.5m的湖相灰与灰白色粘土质砂、粉砂、细砂与粗砂小砾所组成的基座。U系等时线法年代测定结果表明，剖面下部、中下部、中上部和上部4个湖相砂的年龄分别为（88.9±9.2）ka、（73.7±6.8）ka、（61.3±4.3）ka和（56.2±6.3）kaB.P.（表2-4），属于晚更新世早中期（刘琦胜等，2003）。这一结果与藏北高原古大湖的年代是一致的（赵希涛等，2003），说明这个时期在青海西部高原也是一个气候湿润的大湖期。此外，在注入通天河支流沱沱河的外流湖雅西错的西北岸，有几条小河注入。在这些小河的出山口处，还可看见与昆仑山垭口的羌塘组湖相地层特征相同的湖相沉积物分布。

六、巴斯错北岸晚更新世湖相沉积

在青藏公路唐古拉山口东北侧5km的小型冰川湖巴斯错鄂贡玛的东北岸，在巴斯错冰期即末次冰期终碛垄之下，出露一套灰与黄色夹水草薄层的湖相沉积基座。所出露的1.4m厚的湖相沉积剖面（图2-7），自上而下可分为5层：

夹水草薄层的黄色粉砂，0.15m
黄色粉砂，0.30m
灰色粉砂，0.20m
水草与灰色粉砂互层，0.60m
黄色含砾细砂，0.15m，未见底

U系等时线法年代测定结果表明，剖面下部和上部2个湖相粉砂的年龄分别为（63.4±5.7）ka和（22.7±2.2）kaB.P.（表2-4），属于晚更新世中、晚期的末次冰期间冰阶。

此外，刘兰锁（1982）还报道过青藏铁路沿线主要是昆仑山与唐古拉山之间青藏铁路北段不少钻孔岩心的上新世—早更新世湖相沉积的孢粉分析结果。由于孢粉数量较少，且缺少测年资料，故我们认为其时代有待进一步厘定，很可能包括早更新世羌塘组和晚更新世的两套湖相沉积。需要说明的是，我们除对巴斯错鄂贡玛、清水湖西北20km处的盐湖（因未在其沿岸发现古湖相沉积，故推断其为近代湖泊，仅有3~4cm厚的盐层所形成

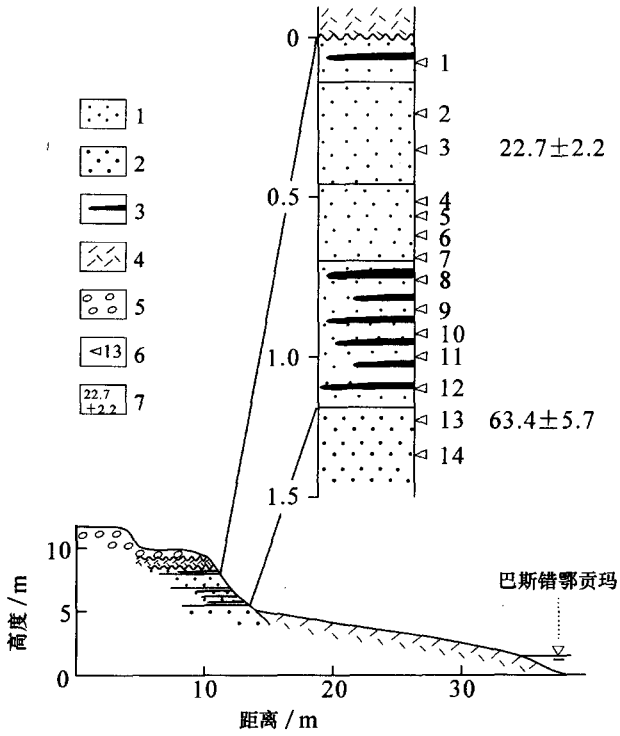


图 2-7　巴斯错鄂贡玛东北岸湖相沉积剖面

Figure 2-7　Cross section across northeast coast of Basicuo Lake within the Tangula Mts.

1—粉砂；2—砂；3—水草夹层；4—扰动堆积；5—砾石；6—取样位置及编号；7—U 系年龄/kaB. P.

的巨大“盐多边形”和通天河沿西南 20km 处小型湖沼群中的几个（均有湖相沉积与几道湖岸堤发育，故为晚更新世较大湖泊衰退而成）进行过考察外，尚未来得及对其他湖泊与古湖相沉积地点进行调查。

七、那曲流域晚更新世湖相沉积

那曲为怒江上游，除干流上的中型外流湖错那和小湖弄嘎以及星散于藏北高原上的小湖沼外，没有任何大中型湖泊。我们在错那东岸和错那与弄嘎两湖间的沙坝上，只看见拔湖不到 5m、几个只有 1～2cm 厚的薄层浅灰色砂层，似为湖相沉积（U 系年龄为（9.0±1.8）kaB. P.），其沿湖的湖岸堤很少，拔湖高度很小，不会超过 2m。在弄嘎西北岸的一小湖边，其湖相沉积 U 系年龄为（7.0±2.0）kaB. P.。说明这两个外流湖的形成时间很新，并在形成后曾有几度极其短暂的扩张时期。正因为它们是外流湖，其下游的谷地宽广，如果湖面上升 2～3m，则湖泊面积将大大增加，而湖水体积则更呈几何级数增加，为维持这么高的湖面，则该时期的来水量是非常可观的。

然而，正是在怒江上游外流区，我们却发现了 3 处高位的古湖相沉积（图 2-8）：一为错那西北岸青藏铁路以西的洗夏达琼来钦玛，湖相沉积分布于一条东西向小山脉的北坡，其海拔高度为 4730m。该套湖相沉积可向西延伸，越过现代内、外流水系的分水岭。U 系测年结果（（44.2±4.7）kaB. P.，表 2-4）表明，其形成年代为晚更新世中晚期的

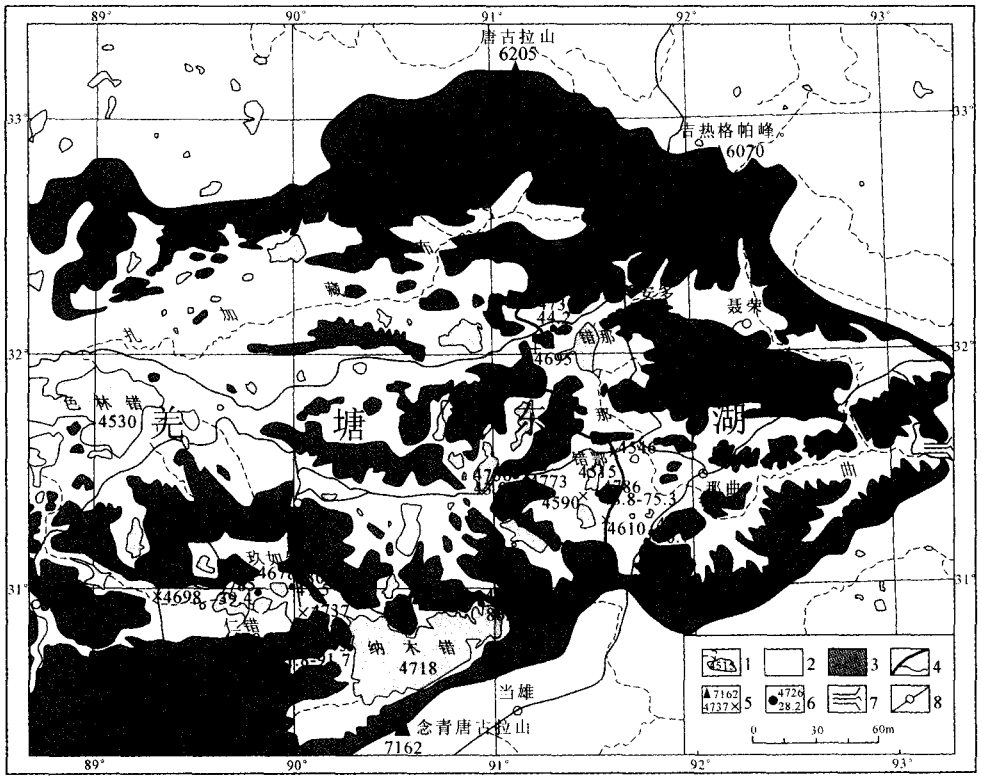


图 2－8　“羌塘东湖”东半部暨高位湖相沉积及 U 系年龄测定结果分布图

Figure 2－8　Distribution of east part of Lake East Qiangtang and U-series ages from high-lacustrine deposits

1—河流、湖泊与湖面高程/m；2—“羌塘东湖”的可能范围，3—陆地与岛屿；4—主分水岭与支分水岭；5—山峰、垭口及其高程/m；6—高位湖相沉积发现地点（有数字者为其最大海拔/m 和 U 系年龄/kaB. P.）；7—古湖的可能外泄通道；8—县城与公路

末次冰期间冰段。二为那曲县桑雄乡以北青藏公路边的热脚，三为其南的夹不弄，都在青藏铁路东侧，二者顶面海拔分别为 4740m 和 4760m。它们的 U 系年龄分别为（36.7 ± 3.1）kaB. P. 和（41.0 ± 3.1）kaB. P.（表 2－4）。这些湖相沉积都分布于开阔的斜坡上，不可能是局部受堵而形成的小湖，它们应当是“羌塘古大湖”的一部分（图 2－8）。

八、藏北内流区东部湖区晚更新世湖相沉积

在藏北内流区东部湖区，包括错鄂、乃日平错、懂错、蓬错、崩错和纳木错等大中型湖泊，均位于青藏铁路以西。错鄂是藏北内流区最东面的一个内流湖，南北长约 14km，东西宽约 6km，面积约 60km^2，湖面海拔约为 4515m。它与其东的那曲仅以宽浅的洼地相隔，洼地中散布着大量的小型湖沼，分水谷地的海拔仅为 4546m。

近年来，在错鄂钻取了一个长达 201m 的湖相钻孔岩心，所采集的 400 个孢粉样品的分析结果表明，在近 2.8Ma 以来，曾多次出现山地暗针叶林的主要建群种云杉花粉含量的突然增加和缓慢减少现象。由此可以判断，在 2.8 ~ 0.8MaB. P. 间，该地区曾多次生长

山地暗针叶林。目前，山地寒温带暗针叶林分布的海拔一般在3000～4000m，其最大海拔不超过4300m（吕厚远等，2001）。这至少印证了，在上新世晚期至早更新世时期，藏北高原湖盆区已上升到很大的海拔。

在本次的青藏铁路调查中，我们在错鄂东南岸即小山嘎杂（海拔4871m）西北坡，从海拔4535m起，一直到海拔4800m止，典型的湖相沉积连续覆盖于山坡之上，但其厚度从大约3m逐级减薄为20～30cm（图2－9）。U系等时线法年代测定结果表明，剖面下部和中部的3个湖相砂样品的年龄分别为（75.3±7.2）kaB. P.、（50.9±3.4）kaB. P. 和（48.8±4.9）kaB. P.（表2－4），均属于晚更新世中期。在错鄂与蓬错的分水岭宽谷的靠蓬错一侧，也发现了高位湖相沉积，其U系年龄为（43.9±4.7）kaB. P.（表2－4），也属于晚更新世中期。

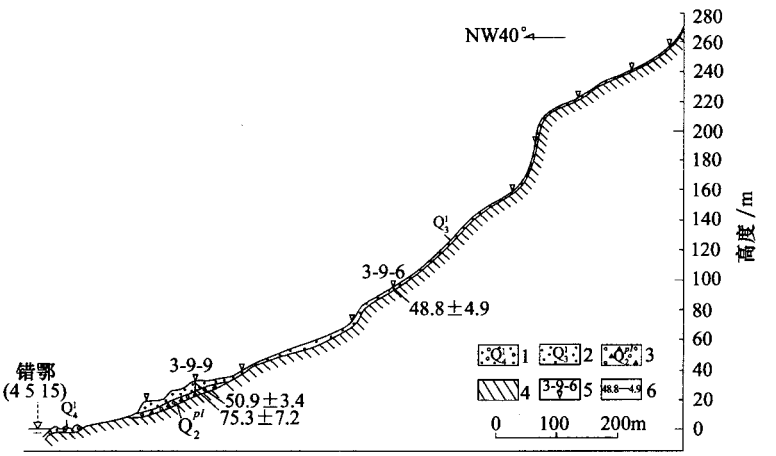


图2－9　嘎杂西北坡错鄂东南岸湖相沉积剖面图

Figure 2－9　Cross section of lacustrine deposits in northeast Cuoe Lake

1—全新世湖滨相砂砾石；2—晚更新世湖相砂与亚砂土；3—中更新世晚期洪积砂砾石；4—基岩；5—观察采样点及其编号；6—U系年龄/kaB. P.

九、纳木错沿岸晚更新世以来湖相沉积

位于羌塘高原东南部、藏语意为天湖的纳木错，是西藏面积最大的湖泊（1920km^2）和海拔最高（4718m）的大湖。虽然纳木错与青藏铁路之间隔以念青唐古拉山，但纳木错湖相沉积的研究对藏北高原晚第四纪湖相地层对比和古大湖演化研究具有重大的科学与实践意义。半个多世纪以来，我国科学家对纳木错及邻区进行过一系列科学考察（徐近之，1937；中国科学院青藏高原综合科学考察队，1983，1984；韩同林，1983，1984）。他们在纳木错发现了不同高度的3级湖积阶地和8～10条古湖岸堤，也在邻近湖泊中发现了不少湖相沉积和湖岸堤，因而形成了中、晚更新世在西藏有一个“大水湖时期”的看法，认为藏北高原东南部的几个大中型湖泊，包括纳木错和色林错在内，曾有河道相连，且一度是怒江外流水系的一部分。近年来，Zheng Mianping et al.（2000）和李炳元（2000）还进一步提出了青藏高原40～28/25kaB. P. 时期为“泛湖期”（pan－lake stage）和“大湖期”（greatest lakes）的观点，可惜均未给出纳木错地区的资料。

我们于2000年6～8月间，在纳木错沿岸，特别是其西北岸的野外地质调查与填图中，不仅发现了高出湖面3～12m、15～22m、25～30m和35～45m等宽广的湖相堆积阶地或基座阶地，和分布于若干基岩山坡之上、高出湖面60～150m的湖相沉积（表2－5），

表2－5　纳木错沿岸的湖岸阶地与最高湖相沉积高于纳木错湖面的相对高度（m）

Table 2－5　Altitudes of terraces and highest lacustrine deposits above the Namco Lake in central Tibet

剖面名称	T_1	T_2	T_3	T_4	T_5	T_6	最高湖相沉积
扎弄淌	2.2～8.0	8.7～15.6	17.0～18.2	18.7～22.4			
塔吉古日西南			15.0～19.5		27.7～33.3	42.8～45.8	136.7
夺玛南	3.8～4.6	8.3～12.9	17.4～19.9				90.8
干玛弄及西南	4.5～8.3	9.6～10.8	14.0～17.1	19.0～25.8	26.0～36.9	38.3～47.6	139.2
马尼洋淌	3.0～6.3						
丁曲怕	2.4～4.4						
多青岛西北	1.5～3.2						

以及环湖分布的数十条湖岸砾石堤，而且还发现了连通纳木错与仁错、久如错的分水垭口是由高出纳木错近20m的湖岸阶地堆积所组成，且垭口北面的丘贡还保存着高于纳木错湖面25m左右的湖岸阶地及覆于其上的湖岸砾石堤。这证明了纳木错与湖面分别比它低70m与40m的仁错和久如错曾经是相互连通的一个大湖。鉴于纳木错是羌塘高原南部海拔最高的大湖，它与色林错等大中型湖泊各自均有宽谷相通，且这些宽谷中的分水垭口的海拔，均低于已经确认的纳木错古湖面高度即海拔4850～4870m。因此，我们大胆地设想，藏北高原南部现存的几个大湖，包括纳木错、色林错、当惹雍错和扎日南木错，以及与它们相邻的大量中小型湖泊，在中、晚更新世中的某个或某几个时期曾经相连，而非仅以河流相互沟通，成为一两个统一的大湖。我们将这一两个数度存在的古大湖，称为“古羌塘湖”或“古羌塘东湖”与“古羌塘西湖”❶。该古湖以后随青藏高原的隆起和气候的恶化而收缩和分崩离析，逐渐演变成为现今的面貌。当然，这种设想只能算作是一种猜想，因为我们尚未对湖泊沉积进行年代学与环境学研究，高度数据也仅据等高距为20m的1:100 000地形图、GPS和气压计的估计而不够精确，更没有到其他湖区进行调查和验证。

因此，我们于2001年4～7月间，再度在纳木错沿岸进行了详细的野外地质调查与填图，对若干湖岸阶地、湖岸堤与湖相沉积剖面进行了水准测量与采样，还对邻近的仁错、久如错和那曲、安多地区的藏北内流区与怒江水系的分水岭进行了路线考察。于2001年6月1日至7月11日间，对纳木错沿岸19个剖面的湖岸阶地、湖岸堤、高位湖相沉积及邻近的湖蚀地形进行了水准测量。必须指出，尽管每一站位高度的测量精度可达到毫米级，但因多测站误差的积累，再加上以湖面为零点时标尺摆放的误差及湖水面在整个测量期间水位自身的可能变化，故我们所给出的高度，其精度仅为分米级。表2－5列出了纳木错沿岸所测量剖面的湖岸阶地前、后缘和最高湖相沉积的拔湖高度。表中所列的各级阶

❶ 赵希涛，2000，从纳木错与仁错-久如错的连通试论西藏高原腹地的古大湖。

地，均以湖相沉积间有清楚的接触关系而划分。湖相沉积的最大高度也必须是成因无误者。接触关系不清的阶地和高度更大但成因混杂的湖相沉积不予考虑。图 2－10 表示了干玛弄、塔吉古日和扎弄淌 3 条剖面的水准测量结果，特别是高位湖相沉积与湖岸阶地的地层接触关系和 U 系等时线法的测年结果。

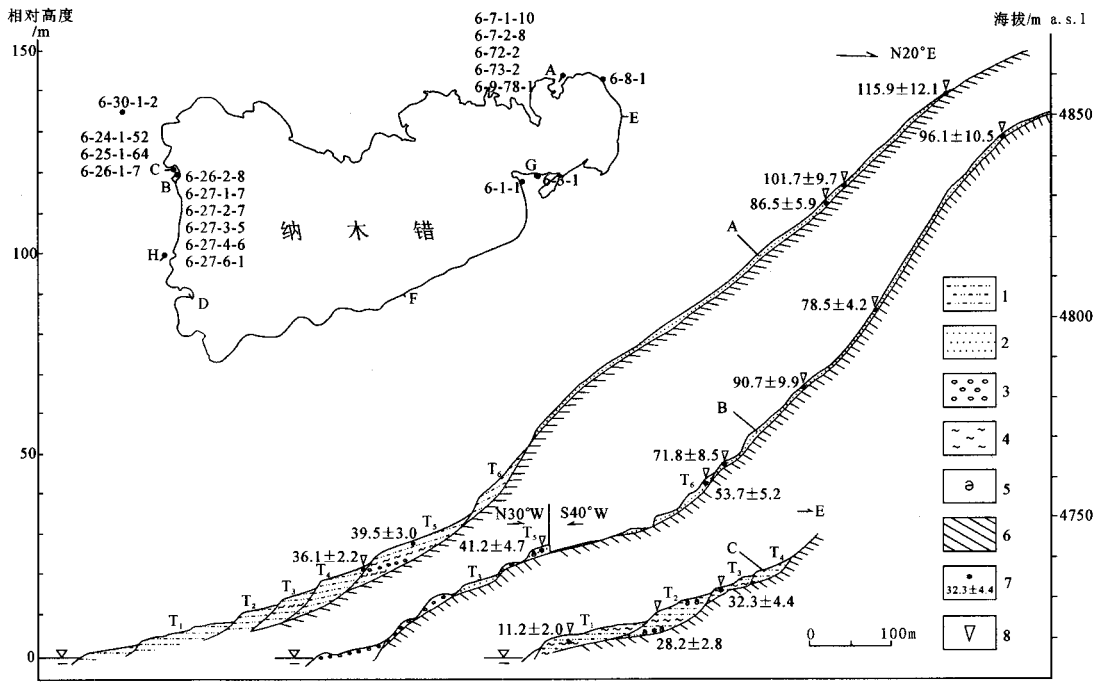


图 2－10　纳木错湖岸阶地与高位湖相沉积剖面及 U 系年龄分布图

Figure 2－10　Cross section of terraces and lacustrine deposits with U-series ages surrounding the Namco Lake

1—土壤层；2—粘土；3—砂砾石；4—水草层；5—螺壳；6—基岩；7—U 系年龄/kaB. P.；8—采样点及其编号

我们还测量了纳木错沿岸 14 条剖面的湖岸堤及邻近地点湖蚀地形的高度，发现一些湖蚀地形的拔湖高度与湖岸堤最大高度基本一致，约为 26.6m，为纳木错北岸与错龙角之间的大砂砾堤。测量结果表明，多青岛西北岸 3 个湖蚀洞底的拔湖高度自东向西分别为 19.8m、19.6m 和 19.8m，其南岸的湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限自南至北分别为 17.5m、17.9m、18.2m、18.2m、19.3m 和 18.6m，多穷岛西南岸湖蚀洞底与湖蚀柱上的湖蚀凹槽下限自西至东分别为 19.5m、19.3m 和 19.7m，塔吉古日多加棍巴为 19.5m；所有数据均集中在 17.5～19.8m 之间，只有纳木错南岸念青唐古拉山前洪积台地的湖蚀崖陡坎底部和纳木错北岸与错龙角之间的大砂砾堤陡坎底部的高度在 21.5～22.2m 之间。

第四节　第四纪地层时代

第四纪沉积物的年龄测定是第四纪地层划分与对比的基础，也是研究发生于第四纪地

层中的活动断层，特别是断层活动性与活动速率的基础。本节在收集前人测年数据和亲自采样与测试第四纪地层年龄的基础上，对青藏铁路沿线的第四纪地层进行了划分与对比。

前人在青藏铁路沿线进行过较多数量的第四纪地层的年龄测定工作，为第四纪地层划分和对比提供了有一定参考价值的资料。我们将所收集到的所有第四纪测年数据以唐古拉山为界分为北、南两段分别汇总，分列于表2-6和2-7，作为青藏铁路沿线第四纪地层划分和对比的依据之一。

表2-6 青藏铁路格尔木-唐古拉山口段沿线第四纪地层的现有测年数据汇总表

Table 2-6 Lists of Quaternary ages along railway from Golmud to Tangula Pass

编号	剖面地点与采样部位	冰期	岩性	测年方法	年龄/kaB. P.	文献
8901	西大滩Ⅰ号探槽东壁	冰后期	砂土	^{14}C	2.9±0.2	[A]
8902	西大滩Ⅱ号探槽东壁	冰后期	砂土	^{14}C	7.3±0.6	[A]
8903	西大滩Ⅱ号探槽东壁	冰后期	砂土	^{14}C	9.7±1.2	[A]
8904	西大滩Ⅱ号探槽东壁	冰后期	砂土	^{14}C	5.4±0.4	[A]
9010	三叉口东拉分盆地内探槽底部	冰后期	砂土	^{14}C	3.4±0.3	[A]
9011	三叉口东拉分盆地内探槽中部	冰后期	砂土	^{14}C	2.8±0.15	[A]
C8901	西大滩Ⅰ号探槽	冰后期	含炭砂土	^{14}C	1.88±0.125	[A]
C8902	西大滩Ⅰ号探槽	冰后期	含炭砂土	^{14}C	>0.2	[A]
C8903	西大滩Ⅰ号探槽	冰后期	含炭砂土	^{14}C	2.379±0.095	[A]
C9002	三叉口东拉分盆地内探槽	冰后期	淤泥	^{14}C	5.513±0.176	[A]
C9003	三叉口东拉分盆地内探槽	冰后期	淤泥	^{14}C	4±0.201	[A]
C9004	三叉口东拉分盆地内探槽	冰后期	淤泥	^{14}C	3.05±0.107	[A]
8905	西大滩Ⅱ号探槽东壁	末次冰期	砂土	^{14}C	18.3±1.6	[A]
8906	西大滩西一地震鼓包上	末次冰期	粉砂土	^{14}C	12.8±1	[A]
8907	西大滩东一级阶地	末次冰期	土夹砂石	^{14}C	22.1±3.1	[A]
8908	东大滩南沟西侧一冲沟西壁	末次冰期	粉细砂	TL	72.8±5.8	[A]
	纳赤台附近 T_4			TL	38.48±3.07	[B]
	巴斯错鄂贡玛北岸冰碛	末次冰期		宇宙核素	70±4	[C]
	昆仑山垭口南侧垭口冰期冰碛	垭口冰期	古土壤	TL	108.43±11.53	[B]
	热水组顶部			AMS	5.66±0.13	[B]
	热水组底部			TL	18.85±1.47	[B]
	小南川黄土上部		炭粒	TL	3.545±0.09	[B]
	小南川黄土上部		炭粒	TL	3.995±0.18	[B]
	小南川黄土上部		炭粒	TL	3.475±0.23	[B]
	小南川黄土底部			TL	44.11±3.08	[B]
	小南川坡积底部			TL	60.56±4.84	[B]
	三叉河组顶部			TL	31.65±1.89	[B]
	三叉河组中风成砂			TL	61.67±8.56	[B]
	三叉河组中风成砂			TL	262.73±8.56	[B]
	三叉河组底部			TL	355.26±28.42	[B]
	纳赤台沟组			TL	642±108.5	[B]
	头道班冰碛台地			宇宙核素	355.26±28.42	[C]
	111道班东冰碛台地			宇宙核素	355.26±28.42	[C]
	平台组	望昆冰期		TL	543.5±108.7	[B]
	平台组	望昆冰期	冰碛	ESR	710±228	[B]

注：A. 青海省地质局、中国地震局地壳应力研究所，1999；B. 崔之久等，1998；C. 赵志忠等，2002。

表 2-7　青藏铁路唐古拉山-拉萨段沿线第四纪地层的现有测年数据汇总表

Table 2-7　Lists of Quaternary ages along railway from Tangula Pass to Lhasa

编号	剖面地点与采样部位	冰期	岩性	测年方法	年龄/kaB. P.	文献
	当雄羊八井七弄朵洪积扇前缘 0.2m	冰后期		^{14}C	0.295 ±0.085	[A]
	当雄羊八井七弄朵洪积扇前缘 3.5m	冰后期		^{14}C	3.05 ±0.12	[A]
	当雄羊八井七弄朵洪积扇前缘 5.4m	冰后期		^{14}C	8.175 ±0.2	[A]
	当雄羊八井七弄朵泥炭层	冰后期	泥炭	^{14}C	0.305 ±0.1	[B]
	当雄羊八井七弄朵泥炭层下部	冰后期	泥炭	^{14}C	7.9 ±0.2	[B]
CN-1	当雄羊八井七弄距地表 1.8m	冰后期		^{14}C	3.27 ±0.07	[A]
CN-2	当雄羊八井七弄距地表 3.3m	冰后期		^{14}C	6.13 ±0.09	[A]
江 C^{14}-1	当雄江曲底部亚粘土之上覆砾石	冰后期	泥炭	^{14}C	3.3 ±0.09	[B]
	当雄乌马曲河漫滩 0.3m	冰后期		^{14}C	3.575 ±0.08	[A]
	当雄乌马曲河漫滩 1.9m	冰后期		^{14}C	9.97 ±0.135	[A]
$^{14}C_1$	当雄桑利泥不热岗深 2.5m	冰后期		^{14}C	1.63 ±0.135	[C]
$^{14}C_2$	当雄桑利泥不热岗深 0.2m	冰后期		^{14}C	4.19 ±0.135	[C]
$^{14}C_3$	当雄谷露过龙孔玛东沼泽底 0.2m	冰后期		^{14}C	3.25 ±0.1	[C]
$^{14}C_4$	当雄谷露碾它北深 2.5m	冰后期		^{14}C	1.68 ±0.1	[C]
$^{14}C_5$	当雄谷露碾它南南西 0.5m	冰后期		^{14}C	2.39 ±0.1	[C]
$^{14}C_6$	当雄谷露碾它南南西 0.2m	冰后期		^{14}C	5.25 ±0.1	[C]
$^{14}C_{9-1}$	当雄乌玛塘多弄	冰后期		^{14}C	8.7 ±0.105	[C]
$^{14}C_{9-2}$	当雄乌玛塘多弄 1.55m	冰后期		^{14}C	5.44 ±0.095	[C]
$^{14}C_{9-3}$	当雄乌玛塘多弄	冰后期		^{14}C	3.74 ±0.08	[C]
$^{14}C_{9-4}$	当雄乌玛塘多弄	冰后期		^{14}C	2.175 ±0.08	[C]
$^{14}C_{9-5}$	当雄乌玛塘多弄 0.2m	冰后期		^{14}C	5.7 ±0.1	[C]
$^{14}C_{10}$	当雄谷露纳不扎 0.5m	冰后期		^{14}C	4.2 ±0.1	[C]
$^{14}C_{88-1}$	当雄拉多岗不郎多	冰后期		^{14}C	3.588 ±0.09	[C]
$^{14}C_{88-3}$	当雄宁中克子果	冰后期		^{14}C	4.69 ±0.09	[C]
9	那曲谷露	拉曲冰期晚期	泉华	ESR	17.2 ±5.2	[D]
13	那曲谷露	拉曲冰期晚期	泉华	ESR	17.2 ±5.2	[D]
10	那曲谷露	拉曲冰期晚期	泉华	ESR	22.1 ±6.6	[D]
6	那曲谷露	拉曲冰期间冰段	泉华	ESR	41.6 ±125	[D]
2	当雄拉多岗	拉曲冰期早期	泉华	ESR	195 ±45	[D]
11	那曲谷露	末次间冰期	泉华	ESR	94.1 ±28.2	[D]
5	那曲谷露	末次间冰期	泉华	ESR	106 ±21	[D]
1	当雄	爬然冰期	泉华	ESR	198 ±45	[D]
8	那曲谷露	爬然冰期	泉华	ESR	231.1 ±69.3	[D]
12	当雄谷露	大间冰期	泉华	ESR	375.2 ±112.5	[D]
7	当雄谷露	大间冰期	泉华	ESR	482.7 ±144.8	[D]
3	当雄羊八井	爬然冰期	泉华	ESR	266 ±33	[D]

注：A. 中国科学院青藏高原综合考察队，1983；B. 黎兴国，1982；C. 国家地震局地质研究所，1992；D. 侯增谦等，2001。

我们结合1:250 000区域地质调查当雄幅地质图、纳木错第四纪环境演化和本次青藏铁路沿线活动断层调查等项工作，测试了一批第四纪沉积样品的年龄。其中，包括了用U系等时线法测定纳木错沿岸及其邻近的仁错和久如错沿岸富含碳酸盐的湖相与湖滨相沉积的年龄（表2-4），用同样的方法测定了青藏铁路西侧、错那西北岸现代藏北内流区与怒江水系分水岭靠外流区一侧的洗夏达琼来钦玛，青藏铁路西侧、错鄂东北岸现代藏北内流区与怒江水系分水岭谷地（的娘查南），青藏铁路西侧、错鄂东南岸嘎杂西北坡，青藏铁路东侧、注入那曲的支流母各曲东岸的热脚和夹不弄等地的湖相沉积样品的年代（表2-4）。它们同属“羌塘古大湖”的组成部分。我们还用同样的方法测定了青藏铁路沿线、长江上游曲麻河支流巴拉大才曲和巴拉大才曲与清水河所之间收集的2钻孔埋深分别为26m和18m的两个湖相沉积岩心样品，沱沱河支流通天河的支流布曲西岸拔河约22m的第三级阶地基座的4个湖相沉积样品以及巴斯错北岸2个湖相沉积样品的年代，其结果也列入表2-4。此外，我们还用OSL和U系等时线法测定了青藏铁路沿线河流沉积（表2-3），用ESR和U系等时线法测定了倒数第三、第二和末次冰期冰碛与冰水沉积物的年龄，用OSL法测定了末次冰期冰水沉积或洪积物的年龄（表2-1）。依据野外观测与有效测年资料，确定不同类型第四纪沉积层时代，比较系统地划分、对比青藏铁路沿线第四纪沉积地层（表2-8），为活动断层调查、勘测、鉴定提供第四纪时代框架和年代地质学依据。

表2-8　青藏铁路沿线第四纪地层综合对比表

Table 2-8　Comparison of Quaternary strata along the Golmud-Lhasa railway route across the Tibetan Plateau

时代	年龄/kaB.P.	昆仑山区	青西高原区	唐古拉山区	藏北高原区	念青唐古拉山区	拉萨河谷区
全新世	0~10	现代冰川堆积		现代冰川堆积		现代冰川堆积	
			现代湖泊沉积		现代湖泊沉积		
		T_0，P_0	T_0，P_0	T_0，P_0	T_0，P_0	T_0，P_0	T_0，P_0
		T_1	T_1	T_1	T_1	T_1	T_1
晚更新世	10~127	玉珠峰冰期堆积		巴斯错冰期堆积		拉曲冰期堆积	
		T_2，T_3，P_1	T_2，T_3，P_1	T_2，T_3，P_1，P_2	T_2，T_3，P_1	T_2，T_3，P_1	T_2，T_3，P_1
			湖泊沉积		湖泊沉积		
		T_4		T_4	T_4，P_2	T_4	T_4，P_2
中更新世	127~784	垭口冰期堆积		扎加藏布冰期堆积		爬然冰期堆积	
						T_5，T_6，古土壤	
早更新世	784~2480	望昆冰期堆积		唐古拉冰期堆积		宁中冰期堆积	
			老砾石层		老砾石层	老砾石层	
		羌塘组	羌塘组				

注：T_0—河床与河漫滩沉积；P_0—洪积扇沉积；T_1—T_6—河流阶地沉积；P_1—P_2—洪积台地沉积。

根据西藏当雄幅1:25万第四纪地质调查与年代学分析资料，在纳木错周缘、念青唐古拉山、当雄-羊八井盆地和旁多山地不同的构造地貌分区，划分出具有代表性的第四纪地层单元，对比分析各沉积地层单元的形成时代（图2-11），建立区域第四纪地质年表，

为分析当雄-羊八井盆地断层活动时代提供了可靠的第四纪年代地质学依据。根据野外观测资料，认为早更新世早期地层的部分冲积砾石层（Q_p^{1al}）可能已下延至上新世（图2-11），但目前尚缺乏确切的测年资料，有待于进一步深入研究。

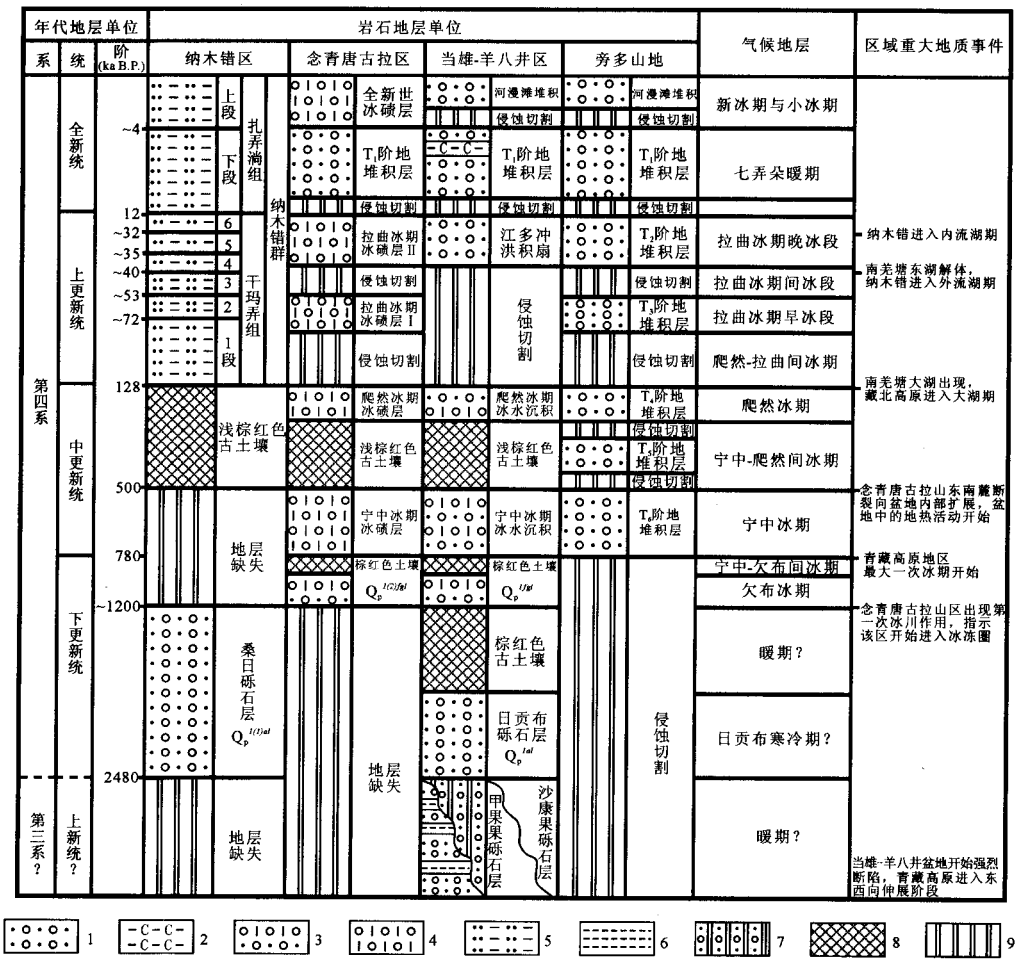


图2-11　当雄幅第四纪地层与地质事件综合对比图

Figure 2-11　Diagram showing Quaternary strata and geological events of the Damxung region in central Tibet

1—冲积砾石；2—炭质粘土；3—冰水沉积；4—冰碛；5—砂、粘土；6—粘土层；7—砖红色砾石；8—古土壤；9—地层缺失

位于念青唐古拉山东侧的当雄-羊八井盆地及邻区在上新世—早更新世早中期发育河湖相的砾石层，但旁多山地现代河谷中很少保存有当时的沉积物（图2-11）；早更新世晚期，随着念青唐古拉山的持续隆升和第四纪全球气候变冷，念青唐古拉山进入冰冻圈，出现小规模的山谷冰川和冰斗冰川，在山脉南麓的欠布泉东侧沉积了冰水砾石层，在羊八井-宁中盆地一带有河流分布，形成冲洪积物；中更新世，随着念青唐古拉山脉的持续隆升和全球气候的再次变冷，念青唐古拉山区冰川规模逐渐扩大，在山脉两侧逐渐形成规模很大的山麓冰川，在山麓地带沉积了大量的冰碛物；在当雄-羊八井盆地堆积了大量冰水

沉积物，纳木错盆地主体处于风化剥蚀状态，中更新世沉积不甚发育（图2－11）。早、中更新世冰川沉积在青藏高原不同地貌单元具有良好的可对比关系（表2－8）。中更新世晚期，冰川规模缩小，为中小型的山谷冰川和复式山谷冰川；在念青唐古拉山脉两麓，形成特征明显的高侧碛和终碛垄；在当雄-羊八井盆地形成大规模的冰水扇。晚更新世早期，随着间冰期的到来，冰川大量融化，冰川融水汇集在早期的洼地，形成面积宽广的晚更新世古大湖（羌塘古大湖），沉积分布广泛的上新统湖相沉积地层；纳木错当时仅为古大湖东南角的一个湖湾。晚更新世晚期—全新世，由于气候的冷暖变化和古大湖的缺口效应，湖水大量外泄，古大湖的湖面发生大幅度降低，形成不同高度的多级湖相沉积阶地和湖岸堤；在各河流流域，形成河流阶地和冲洪积地层；在昆仑山、唐古拉山、念青唐古拉山和喜马拉雅山等山地，由于气候波动，在现代冰川前缘形成多道冰碛和侧碛（表2－8、图2－11）。

第五节　晚第四纪环境演化

青藏高原晚第四纪古气候与古环境变迁，是国际地球科学领域的热点科学问题之一，前人对此开展过探索性的研究工作。如中国科学院南京地理与湖泊研究所在20世纪末期对位于藏北高原东南部的错鄂实施环境科学钻探，对湖泊岩心进行了孢粉分析，揭示了距今2.8MaB.P.以来的古植被、古气候和湖泊发育情况。但该岩心B/M界线之上地层厚度太小，难以排除地层有所缺失的可能性（吕厚远等，2001）。Shi Yafeng et al.（2001）、Zheng Mianping et al.（2000）和李炳元（2000）曾对青藏高原晚第四纪湖泊演化进行过分析和探讨，提出青藏高原存在“泛湖期”或“大湖期”。近年来，姚檀栋等通过冰川钻探，分析了全新世晚期与现代古气候环境演化过程，取得了重要观测资料，相关成果将陆续在国内外刊物上公开发表。

我们先后3次对纳木错及邻区湖相沉积、湖岸阶地进行了详细野外观察，对典型湖岸剖面进行高精度水准测量与系统采样，对青藏高原晚第四纪湖相地层进行了广泛调查和区域对比观测，对样品进行U系等时线年龄测定和古生物、古环境测试分析，为研究青藏高原晚第四纪古气候、古植被和古环境的变迁过程提供了重要依据。下面就已做过较详细研究的几个重点地区和重要问题进行分析和讨论。

一、念青唐古拉山隆升与早、中更新世冰川作用

1. 从第四纪砾石层砾石成分看念青唐古拉山脉的隆升

区域地质调查资料表明，念青唐古拉山主峰地区的岩石地层可按构造层次分为三套：下部构造层主要由花岗质岩体构成，包括二长花岗岩、花岗闪长岩、二云母花岗岩、正长岩等，属念青唐古拉山励西段出露的主要岩石类型。花岗岩锆石离子探针U－Pb同位素测年结果表明，念青唐古拉山黑云母花岗岩属拉萨地块内部已知的最年轻的巨型花岗岩侵入体，年龄为18.3Ma与11.1Ma（刘琦胜等，2003b）。中部构造层由变质岩类构成，包括片岩、片麻岩、斜长角闪岩和混合岩等，主要零星分布于念青唐古拉山山脊部位；变质岩层底部被岩体侵入，或以韧性剪切带相接。其中，冷青拉含角闪黑云斜长片麻岩的锆石年龄为55～65Ma，代表念青唐古拉山地区新生代早期岩浆侵位结晶事件发生年代（吴珍

汉等，2003c）。上部构造层主要由白垩纪红层与火山岩、石炭纪—二叠纪含砾板岩和浅变质砂岩组成，大多不整合于变质岩之上，局部见岩体侵入现象，主要分布于念青唐古拉山北坡，山脉脊部和南坡因剥蚀殆尽而很少见到。

我们在念青唐古拉山主峰南北两侧地区共统计了11个测点的砾石成分，其时代包括冰前期、历次冰期和现代。统计结果表明，砾石层的砾石成分与念青唐古拉山的构造层有密切的关系，即砾石层的时代越老，其砾石的成分含念青唐古拉山的上部和中部构造层的成分越多；反之，砾石层的时代越新，其砾石的成分含念青唐古拉山的中部构造层的成分越少而含下部构造层的成分越多。这是伸展拆离断层或逆冲断层控制下的断陷盆地区特有的现象，反映了邻区山地的强烈上升。因此，念青唐古拉山现今岩石地层分布特征和砾石层成分的变化规律反映了念青唐古拉山自早更新世以来的持续强烈隆升过程和冰川的强烈剥蚀作用。可以想像，在早更新世时期，念青唐古拉山的各类岩石地层分布范围应与现今有较大的差别，现今所见到的念青唐古拉山的各类岩石地层分布范围是到晚更新世以后才出现的。构造年代学的研究表明，念青唐古拉山8～5MaB. P. 以来，在伸展拆离断层控制下相对于当雄-羊八井盆地作强烈的隆升运动（Pan and Kidd，1992；Harrison et al.，1995；吴珍汉等，2001a、b，2003c）。其东南麓的韧性剪切带5Ma以来，从地表以下7.5～10km处抬升出地表，反映了念青唐古拉东南麓断层带5Ma以来的平均垂直活动速率为1.5～2mm/a。这些断裂的近期活动也是十分强烈的。我们在山脉东南麓见到多条次级的北东向高角度正断层。它们错动了宁中冰期的高冰碛台地和伸出沟口的爬然冰期高侧碛，有的还错动了拉曲冰期的冰水台地。断层时代越老，断层崖就越高。

2. 念青唐古拉山存在早更新世冰川吗？

由上所述可知，念青唐古拉山自5MaB. P. 以来，已在伸展拆离断层控制下作相对于当雄-羊八井盆地的强烈的隆升运动。纳木错盆地也应于此时形成，但是否成湖，尚缺乏资料。赵希涛（1975，1981）早在近30年前就已指出，上新世时喜马拉雅和青藏高原已经上升到海拔2000～3000m。近来，在湖面海拔为4515m的错鄂，一个长达201m的湖相钻孔岩心的400个孢粉样品的分析结果表明，在近2.8Ma以来，曾多次出现山地暗针叶林的主要建群种云杉花粉含量的突然增加和缓慢减少。由此可以判断，在2.8～0.8MaB. P. 间，该地区曾多次生长山地暗针叶林。目前，山地寒温带暗针叶林分布的海拔一般在3000～4000m，最大高度不超过4300m（吕厚远等，2001）。这至少印证了，在上新世晚期至早更新世时期，藏北高原湖盆区已上升到很大的海拔高度。因此，在念青唐古拉山主脊是否会有冰川作用发生，当雄-羊八井盆地中的古砾石层是否是冰水成因，都是值得今后加以注意的问题。

3. 唐古拉山的中更新世冰川作用

（1）宁中冰期

在中更新世早期，青藏高原各大山区已上升到冰冻圈之上（施雅风等，1995），念青唐古拉山更不会例外，但它对湿润的印度洋季风的屏障作用将不会十分强烈，山地的切割程度也较今小得多，本区的降水将更加丰富。因此，随着全球气候的强烈变冷，形成了本区确切的最早一次和最大一次冰期（即宁中冰期）的规模巨大的山麓冰川。在念青唐古拉山南坡，堆积了长约120km、宽逾5km、厚达150～350m或更多的冰碛物。而其外侧的

冰水沉积，则充填了整个当雄-羊八井盆地。年龄测定结果表明（表2-1），宁中冰期冰水沉积的ESR年龄为0.7~0.6MaB.P.（赵希涛等，2002c；吴中海等，2003）。而在念青唐古拉山北坡，冰碛和冰水沉积则沿几个洼地堆积，成为伸向纳木错盆地的巨大的山麓扇形地。

在中更新世中期大间冰期时期，随着全球气候的强烈变暖，宁中冰期的冰碛和冰水沉积物发生了强烈的风化，在冰碛和冰水平台上形成了厚层的红色古土壤。当时，念青唐古拉山发生了强烈的切割，伸入山脉腹地的各主要沟谷已经形成，拉萨河西部支流、流经羊八井的藏布曲和东部支流热振藏布也已经贯通。

（2）爬然冰期

中更新世晚期的爬然冰期，冰川规模远较宁中冰期为小，只形成中小型的山谷冰川，刚能伸出各沟谷的出山口。只有相对高差较小和离盆地较近的主峰北坡，才发育了几条宽尾冰川。而在纳木错盆地南缘和当雄-羊八井谷地北缘各冰川外围，形成了较大的冰水扇，其ESR年龄为0.2~0.14MaB.P.（表2-1）（赵希涛等，2002c；吴中海等，2003）。

二、晚更新世以来藏北高原的古植被、古气候与古环境

1. 纳木错湖相沉积的孢粉分析及其所反映的古植被与古气候

（1）孢粉组合

纳木错盆地湖相沉积物的分布、层序与测年结果已如前述（图2-10、2-11）。在当雄幅1:25万区域地质调查与第四纪专题研究期间，在纳木错沿岸的6级湖岸阶地和不同高度的高位湖相沉积中，我们采集了干玛弄和塔吉古日（包括西南坡及西北坡扎弄淌）两个地点的3个剖面，包括13个小剖面或点位的孢粉分析样品共103个。它们是扎弄淌T_1（样品号6-24-1，25样）、T_2（样品号6-25-1，22样）和T_3（样品号6-26-1，6样），塔吉古日西南坡T_5（样品号6-26-2，12样）、T_6（样品号6-27-1，16样）、47.5m（样品号6-27-2，9样）、68.9m（样品号6-27-3，6样），86.3m（样品号6-27-4，3样）、128.0m（样品号6-27-6，1样）等高度和干玛弄T_4（样品号6-7-2，9样）及其西南坡111.7m（样品号6-9-72，1样）、115.4m（样品号6-9-73，2样）与139.2m（样品号6-9-78，1样等处）。样品的间距T_1、T_2与T_4约为10cm，T_3与T_5以上为15~20cm。上述采样剖面与点位在平面与剖面图中的位置以及有关层位的U系与^{14}C年龄，分别表示于图2-10、2-11和表2-4。

孢粉分析结果表明，在纳木错的湖相沉积各样品中，孢粉含量均非常丰富。在103个样品所统计的15594粒孢粉中，共发现71个科属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为23、32和16个科、属。乔木花粉主要为松属（*Pinus*）、桦属（*Betula*）、椴属（*Tilia*）和冷杉属（*Abies*）等，少数为栎属（*Quercus*）、胡桃属（*Juglans*）、榆属（*Ulmus*）、铁杉属（*Tsuga*）、桤木属（*Alnus*）、豆科（Leguminosae）和柏科（Cypressaceae）等，另有个别的云杉属（*Picea*）、雪松属（*Cedrus*）、鹅耳栗属（*Carpinus*）、栗属（*Castanea*）、枫杨属（*Pterocarea*）、榉属（*Zelcova*）、木犀科（Oleaceae）和柳属（*Salix*）等。灌木与草本花粉主要为蒿属（*Artemisia*）、莎草科（Cyperaceae）、禾本科（Gramineae）、藜科（Chenopoceae）和菊科（Compositae）等，少数为麻黄属（*Ephed-*

ra）、榛属（*Corylus*）、毛茛科（Ranunculaceae）、杜鹃科（Eiriedceae）、蓼属（*Polygonum*）、伞形科（Umbelliferae）和狐尾藻属（*Myriophyllum*）等，另有个别的紫菀属（*Aster*）、百合科（Liliaceae）、唐松草属（*Thalictrum*）、唇形科（Labiatae）、蔷薇科（Rosaceae）、忍冬属（*Lonicera*）、石竹科（Caryophyllaceae）和茄科（Solanaceae）等。藻类与蕨类孢子主要为水龙骨科（Polypodiaceae），少数为水龙骨属（*Polypodium*）、石松属（*Lycopodium*）、卷柏属（*Selaginella*）、真蕨纲（Filices）和盘星藻属（*Pediastrum*），个别为紫萁属（*Osmunda*）、凤尾蕨属（*Pteris*）和环纹藻（*Concentricyates*）等。兹将分析所得的常见孢粉类型的百分含量变化表示于图2－12。

（2）古植被与古气候

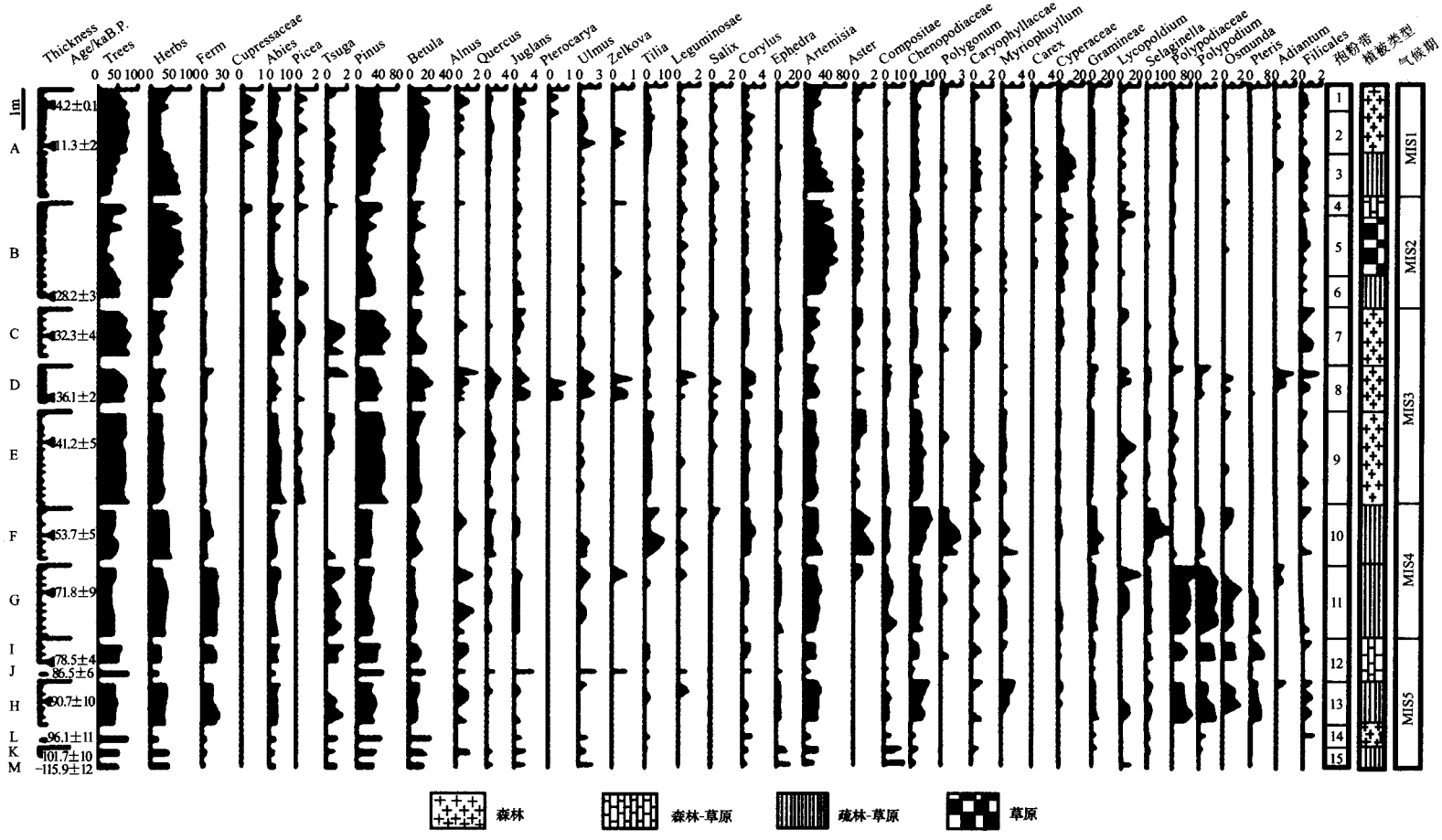
兹按拔湖高度和阶地级数从高到低，也就是按时间的早晚顺序，将纳木错沿岸的孢粉组合及其所反映的古植被与古气候，简要叙述如下：

末次间冰期与末次冰期早冰段初期：纳木错沿岸高位湖相沉积孢粉分析样品采自干玛弄和塔吉古日西南坡两个剖面的7个小剖面或样点，其拔湖高度为139.2～47.5m间。因高位湖相沉积的U系年龄在115.9～71.8kaB.P.间，故其时代跨末次间冰期（MIS5）与末次冰期早冰段（MIS4）初期。除塔吉古日西南坡68.9m处湖相沉积（样品号6－27－3－5）的U系年龄（（90.7±9.9）kaB.P.）大于86.3m处（样品号6－27－4－6，（78.5±4.2）kaB.P.）和稍大于干玛弄111.7m处（样品号6－9－72，（86.5±5.9）kaB.P.），及干玛弄115.4m处湖相沉积（样品号6－9－73－2）的U系年龄（（101.7±9.7）kaB.P.）稍大于塔吉古日西南坡128m处（样品号6－27－6－1，（96.1±10.5）kaB.P.）（二者都在误差范围内），或许表明这两个时段湖面有所波动外，均显示出湖相沉积位置愈高其时代愈老的规律。

在这一时段内的分析样品中，均以乔木植物花粉居多数，可占孢粉总数的50.4%～78.2%，其中松属与桦属花粉多或较多，灌木与草本植物花粉较少，可占总数的21.1%～48.7%，其中蒿属、藜科与禾本科花粉较多，而蕨类孢子少或很少，仅占总数的0.7%～6.7%，主要为卷柏属与水龙骨科。根据孢粉组合特征，可恢复该时段的古植被与古气候特征为：115.9～101.7kaB.P.间，为以松和蒿与麻黄为主的森林-草原，气候温和较干；96.1～78.5kaB.P.间，为以松为主含少量栎、榆、胡桃和椴的针叶林，气候温和偏干，其中在90.1～86.5kaB.P.前后，阔叶树种桦与蒿及水龙骨等的比例有所增加，故气候温和轻爽，湿度比较适中而气温可能略高于现今；在71.8kaB.P.前后，为以松、蒿、藜、禾本科及水龙骨科为主的森林-草原，气候温和轻爽。

末次冰期间冰段：纳木错沿岸高阶地（T_6—T_3）的孢粉样品，分别采自塔吉古日西南坡（T_6和T_5）、干玛弄（T_4）和扎弄淌（T_3），它们的U系年龄分别为（53.7±4.2）kaB.P.、（41.2±4.7）ka～（39.5±3.0）kaB.P.、（36.1±2.2）ka～（35.2±3.0）kaB.P.和（32.3±4.4）kaB.P.，均属于末次冰期间冰段（MIS3）。

在塔吉古日西南坡T_6各样品中，均以乔木、灌木与草本植物花粉居多数且后者略占优势，其含量分别占孢粉总数的35.9%～50.0%和42.9%～54.4%，而藻类与蕨类孢子少或很少，仅占总数的4.1%～16.8%。在乔木中，松属与桦属花粉多或较多，另有少量椴、冷杉和栎。在灌木与草本花粉中，以蒿属为主，有少量藜科、禾本科、麻黄属、蓼属和榛属。藻类与蕨类孢子主要为卷柏属、水龙骨科和环纹藻属。根据上述孢粉组合特征，



A—扎弄淌T_1剖面（拔湖2.7m）；B—扎弄淌T_2剖面（拔湖10.8m）；C—扎弄淌T_3剖面（拔湖16.9m）；D—干玛弄T_4剖面（拔湖23.7m）；E—塔吉古日T_5剖面（拔湖27.7m）；F—塔吉古日T_6剖面（拔湖41.3m）；G—塔吉古日拔湖47.5m剖面；H—塔吉古日拔湖68.9m剖面；I—塔吉古日拔湖 88.8m剖面；J—干玛弄拔湖112.2m剖面；K—干玛弄拔湖115.9m剖面；L—塔吉古日拔湖128m剖面；M—干玛弄拔湖139m剖面

图 2-12　纳木错沿岸MIS5以来常见孢粉类型的百分含量变化图式

Figure 2-12　Diagram of spores association from lacustrine strata surrounding Namco Lake since MIS 5

可恢复该时段的古植被为比较典型的森林-草原，气候温和稍干。

在塔吉古日西南坡 T_5 各样品中，均以乔木植物花粉居多数，其含量占孢粉总数的60.6% ~78.5%，灌木与草本植物花粉较少，其含量占孢粉总数的19.0% ~35.2%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的0.5% ~4.3%。在乔木花粉中，松属较多，其次为桦属，再次为椴、冷杉、栎和胡桃。在灌木与草本花粉中，以蒿属为主，有少量藜科、菊科、禾本科、麻黄属、榛属和紫菀属。藻类与蕨类孢子主要为卷柏属和水龙骨科。上述孢粉组合特征表明，当时的古植被为含有少量桦等阔叶树而以松为主的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温可能略高于现今或与今接近。

在干玛弄 T_4 各样品中，均以乔木植物花粉居多数，其含量占孢粉总数的41.7% ~69.6%，其中，以松属较多，其次为桦属，再次为椴、冷杉、栎和胡桃。灌木与草本植物花粉稍少，其含量占孢粉总数的20.6% ~39.8%，其中，以蒿属为主，另有少量禾本科、藜科、菊科和榛属。而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的2.1% ~18.5%，主要为水龙骨科和卷柏属。上述孢粉组合特征表明，当时的古植被为含有少量桦等阔叶树而以松为主的针叶林，气候温和轻爽或暖和略干，气温和湿度可能均比现今略高或较高。

在扎弄淌 T_3 各样品中，均以乔木植物花粉居多数，其含量占孢粉总数的54.3% ~84.4%，其中，以松属较多，其次为桦属，再次为椴、冷杉、胡桃、栎和铁杉。灌木与草本植物花粉稍少，其含量占孢粉总数的14.8% ~42.8%，其中，以蒿属为主，另有少量麻黄属、莎草科、禾本科、藜科、菊科和榛属。而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的0.8% ~4.5%，仅有个别的真蕨纲和水龙骨科。上述孢粉组合特征表明，当时的古植被为含有少量桦等阔叶树而以松为主的针叶林，气候温和偏爽或温和略干，气温可能略高于现今或与今接近。

末次冰期晚冰段与冰后期：纳木错沿岸低阶地（T_2，T_1）的孢粉样品，均采自扎弄淌。由于组成阶地的湖相沉积稍厚，所采孢粉分析样品稍多，因而在两个剖面中均可划分出三个孢粉带。

在扎弄淌 T_2 各样品中，以乔木和灌木与草本植物花粉居多数，其含量大体相当，分别占孢粉总数的21.2% ~76.0%和21.9% ~77.8%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的0.6% ~3.6%。在剖面中，它们的含量与种类有明显变化，因而可划分出三个孢粉带，自下而上为：

Ⅰ带：松-桦-蒿花粉带。该带见于阶地下部1.78 ~2.4m处。该带乔木植物花粉略多于灌木与草本植物花粉，二者分别占总数的51.3%和47.8%。前者以松、桦较多，还有少量冷杉和云杉，后者以蒿为主，还有少量莎草科及禾本科。

Ⅱ带：松-蒿-莎草科-禾本科花粉带。该带见于阶地中部0.6 ~1.78m处。该带的特点是灌木与草本植物花粉多于乔木植物花粉，二者分别占总数的68.5%和29.9%。前者以蒿、莎草科及禾本科等较多，后者以松、桦较多。

Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带。该带见于阶地上部0 ~0.6m处。该带特点与Ⅰ带近似，以乔木植物花粉较多，可占孢粉总数的55.6%，其中以松、桦较多，还有少量栎、榆、胡桃和椴等。该带灌木与草本植物花粉稍少，可占孢粉总数的42.0%，其中以蒿较多。

根据上述花粉资料，该阶地沉积时期的古植被为以蒿为主的草原，但松的含量在下部与上部较多，因而古植被与古气候可进一步划分为如下三个阶段：早期为疏林草原/草甸

或稀树草原/草甸，气候温凉偏干或温和凉爽，气温相对较低；中期为草原或稀树草原，气候温和偏湿或略湿；晚期为森林草原或森林，气候温和轻湿。

在扎弄淌 T_1 各样品中，以乔木和灌木与草本植物花粉居多数，其含量大体相当，分别占孢粉总数的21.2%～76.0%和21.9%～77.8%，而藻类与蕨类孢子很少，仅占总数的0.6%～3.6%。在剖面中，它们的含量与种类是有明显变化的，因而可划分出三个孢粉带，自下而上为：

Ⅰ带：松-桦-蒿花粉带。该带见于阶地下部1.57～2.7m处。该带的特点是，灌木与草本植物花粉多于乔木植物花粉，二者分别占总数的59.8%和37.8%。前者以蒿为主，其次为莎草科及禾本科，后者以松、桦较多。蕨类植物孢子很少，仅占总数的2.4%，仅有个别的真蕨纲和水龙骨科。

Ⅱ带：松-桦-蒿-莎草科花粉带。该带见于阶地中部0.45～1.57m处。该带乔木植物花粉明显上升，可占孢粉总数的71.8%，其中以松较多，其次为桦、椴、栎等阔叶植物。灌木与草本植物花粉较少，仅占总数的25.5%，其中以蒿、莎草科及禾本科等较多。藻类与蕨类植物孢子很少，仅占总数的3.5%，主要为水龙骨科和盘星藻。

Ⅲ带：松-桦-蒿花粉带。该带见于阶地上部0～0.45m处。该带乔木植物花粉较多，可占孢粉总数的54.9%，其中以松、桦较多。该带灌木与草本植物花粉稍少，占孢粉总数的43.0%，其中以蒿、莎草科及禾本科较多。

根据上述花粉资料，该阶地沉积时期的古植被与古气候可划分为如下三个阶段：早期为以蒿、莎草和松、桦为主的疏林草原/草甸或稀树草原，气候暖湿，气温可能比现今高2～3℃；中期为以松、桦、胡桃和椴等组成的针阔混交林，气候温暖湿润，气温至少比现今高5℃，降水量可能比现今多100～200mm或200～300mm；晚期为以松为主，但含有一定数量桦、栎、胡桃和椴等阔叶植物所组成的叶林，气候暖和较湿。

2. 错鄂东南岸高位湖相沉积的孢粉分析及其所反映的古植被与古气候

（1）孢粉组合

错鄂东南岸高位湖相沉积物的分布、层序与测年结果已如前述（图2-8，2-9；表2-4）。我们在错鄂东南岸拔湖分别为108m（编号为3-9-6）和39m（编号为3-9-9）的两剖面上采集和分析了12和14个孢粉样品。样品的间距分别为10cm和25～30cm。

孢粉分析结果表明，在错鄂的湖相沉积各样品中，孢粉含量均非常丰富。在26个样品所统计的3 167粒孢粉中，共发现56个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为26、17和13个科、属。兹将错鄂东南岸晚更新世湖相沉积中常见孢粉类型的百分含量变化表示于图2-13。

3-9-6剖面：根据孢粉组合特征，该剖面自下而上可划分出如下两个孢粉带。

Ⅰ带：松-蒿-桦花粉带，见于阶地下部0.45～1.1m处。在7个样品所统计的872粒孢粉中，共发现49个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为23、14和12个科、属。该花粉带以乔木植物花粉为主，占花粉总数的41.1%～51.9%。其中，以松属花粉为主，占花粉总数的24.6%～34.1%；其次为桦属，占花粉总数的6.0%～13.5%，另有少量的冷杉属和桤木属，分别占总数的2.3%～4.3%和0.8%～2.4%，以及个别的云杉、雪松、铁杉、油杉属（*Keteleeria*）、柏科、杉科（Taxodiaceae）、鹅耳枥、栎、栗、胡桃、枫杨、榆、椴、槭属（*Acer*）、鼠李科（Rhamnaceae）、

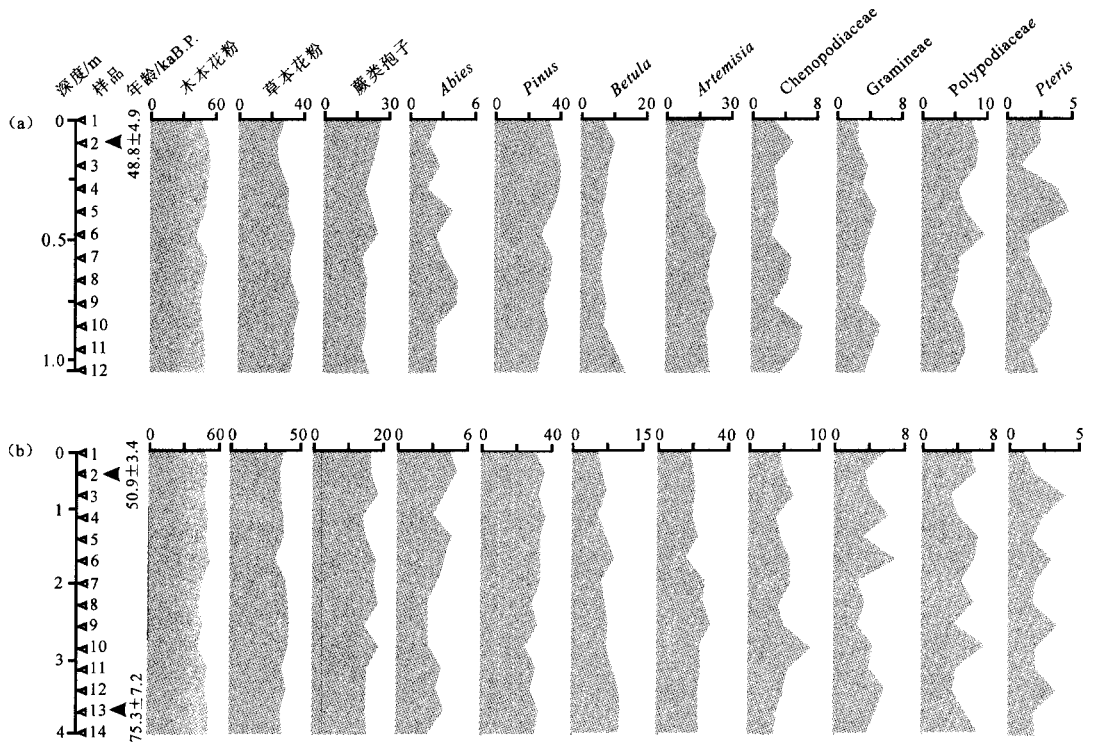


图 2－13　错鄂东南岸晚更新世湖相沉积常见孢粉类型的百分含量变化图式

Figure 2－13　Diagram of spores association from lacustrine deposits in southeast Cuoe Lake since Late Pleistocene

图中，(a) 表示 3－9－6 剖面位置；(b) 表示 3－9－9 剖面位置

豆科、柳、木犀科与蔷薇科（Rosaceae）等。灌木与草本植物花粉占花粉总数的 31.0% ~ 36.5%。其中，以蒿属花粉为主，占花粉总数的 17.6% ~22.5%，另有少量的藜科、禾本科、菊科和莎草科，分别占总数的 2.3% ~6.1%、2.5% ~5.3%、0.8% ~2.4% 和 0.8% ~1.7%，以及个别的榛、麻黄、紫菀、石竹科、唐松草、伞形科、胡颓子科（Elaeagnaceae）、杜鹃科和狐尾藻属（*Myriophyllum*）等。蕨类孢子含量也不算少，可占孢粉总数的 17.1% ~24.8%。其中，以水龙骨科与水龙骨属为主，分别占花粉总数的 5.7% ~9.5%与4.3% ~9.3%，另有少量的凤尾蕨属和卷柏属，分别占总数的 1.6% ~ 3.4%和0.8% ~3.2%，以及个别的石松、紫萁、膜叶蕨属（*Hymenophyllum*）、桫椤属（*Cyathea*）、石韦属（*Pyrrosia*）、铁角蕨属（*Asplenium*）、真蕨纲与环纹藻等。

Ⅱ带：松-蒿-水龙骨科孢粉带，见于阶地中部 0 ~ 0.45m 处。在 5 个样品所统计的 617 粒孢粉中，共发现 37 个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为 14、13 和 10 个科、属。该带以乔木植物花粉占优势，可占花粉总数的 46.8% ~53.6%，其中，以松属花粉为主，含量为 32.5% ~39.3%，较Ⅰ带有所增加。其次为桦（6.3% ~ 10.1%），另有少量的冷杉（1.5% ~ 3.9%）和桤木（0.8% ~ 1.7%），以及个别的铁杉、油杉、杉科、栎、栗、胡桃、枫杨、榆、椴、柳和木犀科等。灌木与草本植物花粉较Ⅰ带减少，可占花粉总数的 22.7% ~30.1%，其中，以蒿属花粉

为主（13.7% ~17.5%），另有少量的藜科（2.4% ~5.0%）、禾本科（2.4% ~4.7%）和莎草科（0.8% ~1.8%），以及个别的榛、麻黄、菊科、石竹科、伞形科、茜草科（Rubiaceae）、杜鹃科、黑三棱科（Sparganiaceae）和狐尾藻等。蕨类孢子含量较下部略有增加，可占孢粉总数的18.8% ~26.2%。其中，也以水龙骨科（7.1% ~10.3%）与水龙骨属（5.3% ~8.4%）为主，另有少量的凤尾蕨（0.9% ~4.7%）和卷柏（0.8% ~1.6%），以及个别的石松、里白属（*Hicriopteris*）、紫萁、膜叶蕨、真蕨纲与环纹藻等。

3-9-9剖面：根据孢粉组合特征，该剖面自下而上也可划分出如下两个孢粉带。

Ⅰ带：松-蒿-桦花粉带，见于阶地下部2.0 ~4.0m处。在7个样品所统计的833粒孢粉中，共发现49个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为20、16和13个科、属。该花粉带以乔木植物花粉为主，占花粉总数的41.7% ~51.2%，其中，以松（27.2% ~32.3%）为主。其次为桦（6.6% ~10.2% a），另有少量的冷杉（2.5% ~3.9%）和椆木（0.8% ~1.7%），以及个别的铁杉、柏科、杉科、栎、栗、胡桃、枫杨、山核桃属（*Carya*）、榆、桦、椴、冬青属（*Ilex*）、槭、豆科、柳与蔷薇科等。灌木与草本植物花粉占花粉总数的31.6% ~41.3%。其中，以蒿（22.4% ~29.8%）为主，另有少量的藜科（3.5% ~8.7%）、禾本科（2.5% ~5.6%）与菊科（0.8% ~1.7%），以及个别的榛、麻黄、唐松草、伞形科、茜草科、杜鹃科、黑三棱科、狐尾藻和莎草科等。蕨类孢子含量稍少，仅占孢粉总数的14.1% ~18.3%。其中，以水龙骨科（3.7% ~9.0%）与水龙骨属（3.2% ~7.0%）稍多，另有少量的凤尾蕨（1.6% ~3.3%），以及个别的石松、卷柏、紫萁、膜叶蕨、石韦、铁角蕨、真蕨纲与环纹藻等。

Ⅱ带：松-蒿-水龙骨科孢粉带，见于阶地中部0 ~2.0m处。在7个样品所统计的845粒孢粉中，共发现44个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为18、16和10个科、属。该带也以乔木植物花粉占优势（45.4% ~51.4%），其中，以松为主（29.8% ~35.6%），含量亦较Ⅰ带有所增加。其次为桦（5.3% ~8.7%），另有少量的冷杉（3.0% ~5.0%）和椆木（0.8% ~1.9%），以及个别的云杉、雪松、铁杉、油杉、柏科、栎、栗、胡桃、榆、桦、椴、豆科、柳与木犀科等。灌木与草本植物花粉较Ⅰ带略有减少，可占花粉总数的31.1% ~37.81%。其中，以蒿属花粉为主（15.5% ~26.1%），另有少量的藜科（3.8% ~6.3%）、禾本科（2.5% ~6.8%）和菊科（0.8% ~1.9%），以及个别的榛、麻黄、紫菀、石竹科、唐松草、蓼、伞形科、胡颓子科、杜鹃科、黑三棱科、狐尾藻和莎草科等。蕨类孢子含量也稍少，仅占孢粉总数的13.6% ~18.0%。其中，也以水龙骨科（3.9% ~7.6%）与水龙骨属（3.1% ~6.2%）为主，另有少量的凤尾蕨（0.9% ~3.9%）和卷柏（0.8% ~1.9%），以及个别的石松、里白、紫萁、铁角蕨、真蕨纲与环纹藻等。

其他地点：我们还检测了邻近的日阿南麓（3-8-6）、热脚西麓（3-10-1）和夹不弄（3-10-2-3）等三个样品的孢粉分析结果。因三地相距不远且其U系年龄集中在（44.2±4.7）ka ~（36.7±3.1）kaB.P.之间，故合并进行描述。

这三个地点的乔木植物花粉的含量（分别为51.9%，56.5%与55.1%）多于灌木与草本植物（分别为32.1%，41.7%与36.0%），而蕨类与藻类孢子含量则较少（仅分别占孢粉总数的16.0%，17.6%和16.8%）。在乔木花粉中，均以松为主（含量分别为32.1%，41.7%与3.4%），其次为桦（分别为9.4%，8.3%与9.0%），另有少量的冷杉

（分别为5.7%，3.7%与36.0%）和椴（分别为0.9%，0.9%与2.2%），以及个别的铁杉、桤木、胡桃、榆、豆科和柳等。在灌木与草本花粉中，以蒿属为主（含量分别为16.0%，17.6%与16.8%），另有少量的禾本科（分别为5.7%，3.7%与6.7%）与藜科（分别为4.7%，3.7%与3.4%），以及个别的榛、菊科、唐松草、黑三棱科、狐尾藻和莎草科等。在蕨类与藻类孢子中，以水龙骨科（分别为5.7%，4.6%与4.5%）与水龙骨属（1.9%、6.5%与6.7%）为主，另有少量的卷柏（分别为1.9%，0.9%与2.2%）和凤尾蕨（分别为0.9%，1.9%与1.1%），以及个别的紫萁、膜叶蕨、铁角蕨、真蕨纲与环纹藻等。

（2）古植被与古气候

末次冰期早冰段：根据上述孢粉分析结果，可知错鄂地区在（75.3±7.2）kaB. P. 前后及稍晚时期的古植被中，草本植物与蕨类植物之和可逾总数的一半，且在草本植物中以组成现今温干性草原的一些主要成分，如蒿、藜及禾本科等较多，可占不足总数的1/3。在乔木植物中，亦是以习性偏干性质的松较多，可占不到总数的1/3。这样的植物组成，可见当时的古植被当属森林草原，气候温和稍干。

末次冰期间冰段早期：在（48.8±4.9）ka～（50.9±3.4）kaB. P. 前后及稍早时期，错鄂及邻区草本植物总数不仅少于前一时期，仅占总数的1/5余，且蒿也由前一时期的1/5减少为1/6。乔木植物则多于前期。由此可见，在75～48kaB. P. 间，植被和气候曾出现过两次波幅虽然不大，但也比较明显的演变。看来，后期温度和湿度均比前期略高，干燥度则略有降低；当时植被应属森林草原或森林类型，气候温和偏干。

从上述古植被与古气候研究及其与U系年龄测定结果的对比可以看出，3－9－6与3－9－9两剖面的堆积时期相当，即在75～48kaB. P. 间。早期（75～58kaB. P.）似对应末次冰期早冰阶，而晚期（58～48kaB. P.）似对应末次冰期间冰阶早中期。晚期气候似比早期稍暖湿些。这一特点与南面的纳木错地区及北面的布曲盆地十分相似（赵希涛等，2003；刘琦胜等，2003）。

3. 巴斯错鄂贡玛东北岸湖相沉积的孢粉分析及其所反映的古植被与古气候

（1）孢粉组合

在巴斯错鄂贡玛东北岸出露仅1.5m的湖相沉积剖面，我们采集和分析了14个孢粉样品（编号2－25－1～14），样品的间距大体为10cm。

孢粉分析结果表明，在巴斯错鄂贡玛湖相沉积各样品中，孢粉含量均非常丰富。在14个样品所统计的1823粒孢粉中，共发现44个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为17、18和9个科、属。兹将巴斯错东北岸晚更新世湖相沉积中常见孢粉类型的百分含量变化表示于图2－14。

根据孢粉组合特征，该剖面自下而上可划分出如下两个孢粉带。

Ⅰ带：蒿-松-藜花粉带，见于剖面中部和下部0.45～1.40m处。在11个样品所统计的1 437粒孢粉中，共发现42个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为15、18和9个科、属。该花粉带以灌木与草本植物花粉为主，占花粉总数的50.0%～72.2%。其中，以蒿属花粉为主，占花粉总数的27.6%～48.0%，另有少量的藜科、禾本科、麻黄和菊科，分别占总数的4.4%～9.0%、1.3%～6.6%、1.5%～4.4%和1.3%～4.3%，以及个别的榛、紫菀、石竹科、唐松草、蓼、伞形科、茜草科、

胡颓子科、杜鹃科、黑三棱科、泽泻科（Alismataceae）、狐尾藻和莎草科等。乔木植物花粉其次，可占花粉总数的21.3%～37.9%。其中，以松属花粉为主，占花粉总数的17.4%～27.8%，另有少量的桦与冷杉，分别占花粉总数的1.9%～7.6%和1.3%～4.1%，以及个别的云杉、雪松、铁杉、桤木、栎、胡桃、榆、椴、鼠李科、豆科、柳与蔷薇科等。蕨类孢子含量较少，占孢粉总数的4.1%～12.1%，其中，以水龙骨科与水龙骨属为主，分别占花粉总数的1.6%～6.1%与0.8%～3.9%，以及个别的石松、卷柏、凤尾蕨、紫萁、铁角蕨、真蕨纲与环纹藻等。

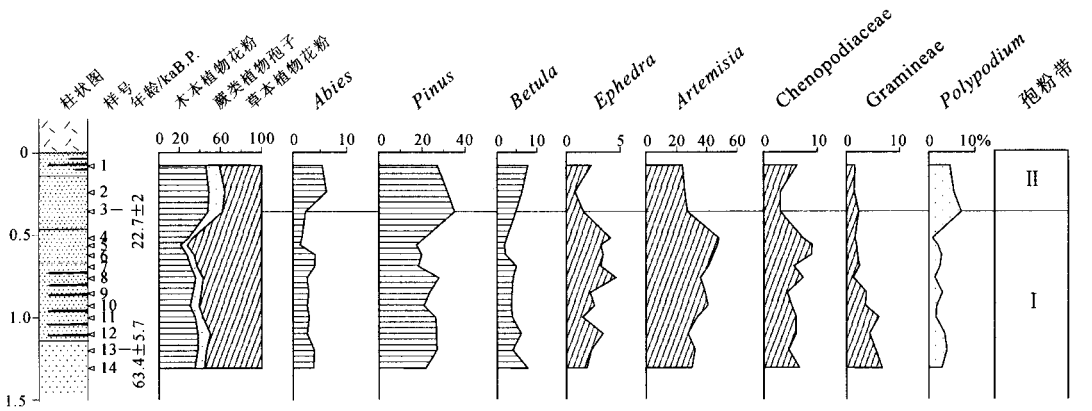


图2-14　巴斯错鄂贡玛东北岸末次冰期间冰阶湖相沉积常见孢粉类型的百分含量变化图式

Figure 2-14　Diagram of spores from lacustrine deposits in northeast Basicuo Lake since last glaciation

左侧柱状图表示取样位置，图例同图2-7

Ⅱ带：松-蒿-桦孢粉带，见于剖面上部0～0.45m处。在3个样品所统计的386粒孢粉中，共发现34个科、属，计乔木植物花粉、灌木与草本植物花粉和藻类与蕨类孢子分别为14、12和8个科、属。该带以乔木植物花粉占优势，可占花粉总数的45.7%～48.8%。其中，以松属花粉为主，含量为27.1%～35.1%，较Ⅰ带有所增加，另有少量的桦（4.7%～7.7%）和冷杉（2.3%～6.2%），以及个别的铁杉、杉科、桤木、栎、栗、胡桃、榆、椴、鼠李科、豆科和柳等。灌木与草本植物花粉虽较Ⅰ带减少，仍可占花粉总数的35.7%～41.1%。其中，以蒿属花粉为主（24.0%～27.3%），另有少量的藜科（3.1%～6.2%）、菊科（1.5%～3.9%）、禾本科（1.5%～2.3%）和麻黄（0.8%～2.3%），以及个别的榛、紫菀、石竹科、蓼、杜鹃科和狐尾藻等。蕨类孢子含量较下部也略有增加，可占孢粉总数的13.2%～15.5%，其中，以水龙骨属（4.6%～7.0%）与水龙骨科（3.9%～5.4%）为主，另有少量的凤尾蕨（0.8%～3.1%）和卷柏（0.8%～1.6%），以及个别的石松、紫萁、真蕨纲与环纹藻等。

（2）古植被与古气候

根据上述孢粉分析结果，可知巴斯错鄂贡玛地区在（63.4±5.7）ka～（22.7±2.2）kaB.P.时期的古植被中，灌木与草本植物花粉可占孢粉总数的50.0%～72.2%，且以组成现今温干性草原的一些主要成分，如蒿、藜及禾本科等较多。乔木植物仅占孢粉总数的21.3%～37.9%，亦是以适应温性环境的针叶裸子植物松较多。由这样的植物组成，可见当时的古植被当属草原或稀树草原，气候温和稍干。

在（22.7±2.2）kaB. P. 及稍后时期，巴斯错鄂贡玛地区草本植物总数明显少于前一时期，仅占总数的35.7%～41.1%，且蒿也由前一时期的1/3左右减少为1/4。乔木植物较前期明显增加，可占总数的45.7%～48.8%，虽仍以松、桦等花粉为主，但喜暖湿的栎、胡桃、榆、椴等阔叶被子植物种类与数量增加，可见当时植被应属森林草原，是一种温和轻爽的气候环境。

从上述古植被与古气候研究及其与U系年龄测定结果的对比可以看出，其早期（63.4～22.7kaB. P.），似应对应于末次冰期间冰阶的早期与中期，而晚期（22.7kaB. P. 及稍晚时期），似对应于末次冰期间冰阶晚期。尽管这一时期总体上气候温和稍干，但晚期气候似比早期稍暖湿些。这一特点与其南面的纳木错与错鄂地区及北面的布曲盆地十分相似（赵希涛等，2003，2004；刘琦胜等，2003）。

4. 错鄂东南岸高位湖相沉积的介形类组合与湖泊环境

（1）介形类组合

在错鄂东南岸高位湖相沉积剖面3－9－9上，分析了14个介形类样品，在3－9－6剖面上仅分析了一个介形类样品，其编号与前述孢粉样品相同。每块样品取干重50g，用常规微体古生物样品进行处理分析。

介形类样品分析结果表明，在错鄂高位湖相沉积剖面3－9－9的14块样品中，均有较丰富的介形类化石，共分析出化石壳瓣3属3种393枚，几乎全部为中华微湖花介（*Microlimnocythere sinensis* Huang），仅发现布氏土星介（*Ilyocypris bradyi* Sars）1枚和双刺小湖花介2枚（*Limnocytherellina bispinosa* Pang）（表2－9）。在样品3－9－6－2中，也发现了6枚中华微湖花介。

表2－9　错鄂高位湖相剖面（3－9－9）沉积样品的介形类分析结果

Table 2－9　list of micro-fossil of sample 3－9－9 from high-level lacustrine deposits surrounding Cuoe Lake

层　位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Microlimnocythere sinensis Huang	17	8	12	5	13	60	8	27	11	17	12	16	15	40
													4	
Ilyocypris bradyi Sars													1	
Limnocytherellina bispinosa Pang													2	

此外，我们还在蓬错东岸高位湖相沉积（样品号3－8－6，U系年龄为（43.9±4.7）kaB. P.）中，发现了吉隆真星介（*Eucypris gyirongensis* Yang）104枚和白玻璃介（*Candona candida* Muller）8枚；在错那与嘎弄间沙坝上的湖相夹层（样品号2－5－2，U系年龄为（9.0±1.8）kaB. P.）中，发现了布氏土星介15枚、双褶土星介（*Ilyocypris biplicata* Koch）3枚、东山土星介（*I. dunschanensis* Mandelstam）17枚和近雕刻白花介（*Leucocythere subsculpta* Huang）6枚、背瘤白花介（*L. dorsotuberosa* Mandelstam）4枚与中华微湖花介1枚。

（2）古气候与古环境

研究表明，微湖花介、小湖花介与白花介皆为典型的湖相属，大多数生活在淡水-微咸水水体中，偶见于半咸水中。以中华微湖花介占绝对优势的错鄂东南岸高位湖相沉积，反映了当时这里湖水较深，而蓬错东岸高位湖相沉积和错那嘎弄间沙坝的湖相夹层所见的介形类组合则反映了浅湖或湖滨环境。根据介形类的分析结果，可知上述样品沉积于一种淡水-微咸水水体的湖相沉积环境，推测当时的古气候比较温和偏凉，与孢粉分析结果相一致。

5. 巴斯错鄂贡玛东北岸湖相沉积的介形类组合与湖泊环境

（1）介形类组合

在巴斯错鄂贡玛东北岸出露仅 1.4m 的末次冰期间冰阶的湖相沉积剖面上，采集和分析了 14 个介形类样品，其编号（2－25－1～14）与前述孢粉样品相同。每块样品取干重 50g，用常规微体古生物样品进行处理分析。

介形类样品分析结果表明，在巴斯错鄂贡玛湖相沉积 14 块样品中，有 11 块样品发现了介形类化石（其中一块样品仅为少量碎片），共分析出化石壳瓣 3 属 10 种 102 枚（表 2－10），计有布氏土星介、东山土星介、隆起土星介（*Ilyocypris gibba* Ramdohr）、柯氏土星介（*I. cornea* Mandelstam）、近雕刻白花介、背瘤白花介、后脊白花介（*Leucocythere postilirata* Pang）、膨凸白花介（*L. dilatata* Pang）、隆脊白花介（*L. tropis* Huang）和白玻璃介。

表 2－10　巴斯错鄂贡玛湖相剖面（2－25－1）沉积样品的介形类分析结果

Table 2－10　list of micro-fossil of sample 2－25－1 from lacustrine deposits of Basicuo Lake within Tangula Mts.

层　位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ilyocypris bradyi Sars										1			3	
I. dunschanensis Mandelstam	3				2		4	1				1	3	2
I. gibba Ramdohr									1	3				1
I. cornea Mandelstam										2			6	
Leucocythere subsculpta Huang												1		
L. dorsotuberosa Mandelstam	1				2		2					1		1
L. postilirata Pang										1	1			
L. dilatata Pang										2		1		
L. tropis Huang					2									
Candona candida Muller	8						13	9	9	5	1	4	4	1

（2）古气候与古环境

在上述介形类中，土星介能适应多种水域生存，属于喜温生物，生活在淡水-微咸水

水体中，白花介为典型的湖相属，大多数生活在淡水-微咸水水体中，白玻璃介属厌热喜凉生物。根据介形类的分析结果，其化石组合代表了一种淡水-微咸水水体的湖相沉积环境，推测末次冰期间冰阶时的古气候比较温和，与孢粉分析结果一致。

三、晚更新世以来高原古大湖演化与念青唐古拉山冰川作用

1. 末次间冰期湖泊发育与藏北古大湖

纳木错盆地湖相沉积物的分布、层序与测年结果已如前述（图2-10、2-11，表2-4、2-5）。由此可知，在晚更新世早期的末次间冰期，纳木错盆地已储水成湖，其最高湖相沉积，可达到现今湖面（海拔4718m）以上139.2m。由于纳木错与邻近仁错-久如错和申错湖盆的分水岭仅分别高于纳木错现今湖面19和52m，故古纳木错必然通过各分水岭与其他湖盆连通成为一个统一的大湖，如其北方的申错与巴木错和西北方的仁错、久如错、木纠错、错鄂、色林错与班戈错等湖都是连通的，而色林错与其以西与西南方向的昂如错、达则错、格仁错和昂孜错及以东、东北与东南方向的其香错、东恰错、兹格塘错、董错、蓬错、错鄂和乃日平错等湖也是相连的。甚至现今怒江上源的错那和若干已消失的古湖，也是相连在一起的古大湖。故我们将其命名为“羌塘东湖”（图2-15）。而羌塘高原中南部和西南部，则有可能扎日南木错与塔若错等湖连成一片，从洞错到班公错连为一体，可分别称为“羌塘南湖”和“羌塘西湖”。上述古湖的分水岭多在海拔4800～4850m间，说不定在某一个或某几个时段，它们甚至连通在一起，这时则成为巨大的“羌塘

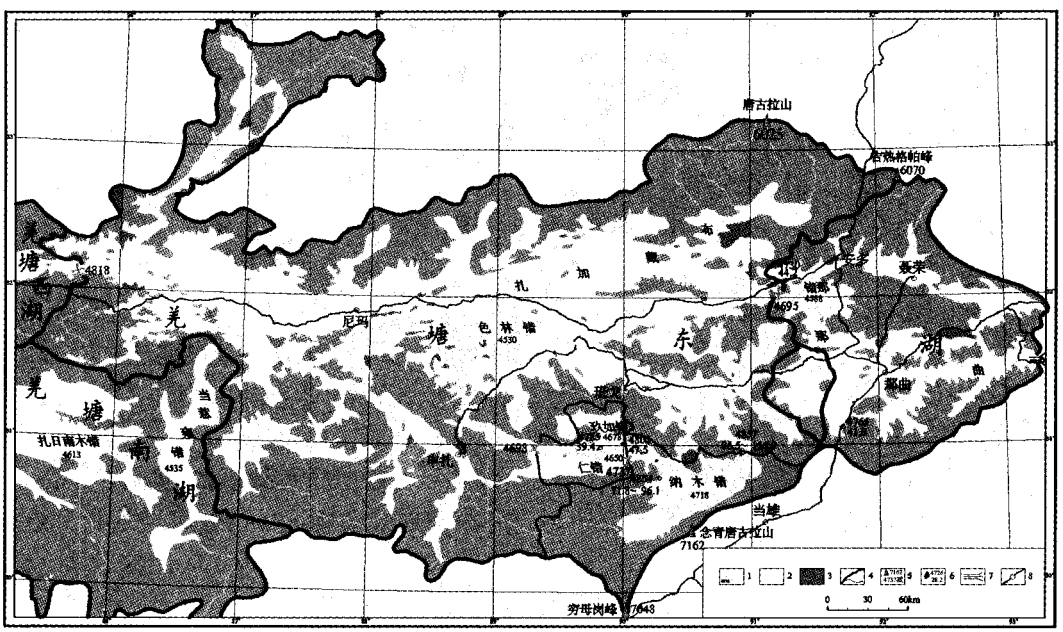


图2-15　藏北高原东南部晚更新世古大湖分布示意图

Figure 2-15　Sketch map of Late Pleistocene Palaeo-lake in central Tibetan Plateau

1—河流、湖泊与湖面高程/m；2—“羌塘东湖”的分布范围；3—陆地与岛屿；4—主分水岭与支分水岭；5—高位湖相沉积发现地点（有数字者为其最大海拔高度/m和U系年龄/kaB.P.）；6—山峰、垭口及其高程/m；7—古湖的可能外泄通道；8—县城与公路

湖”，其总面积约可达 150 000km^2，是现今湖泊面积的 5～8 倍（赵希涛等，2002a，b，2003）。这一时期在青藏高原湖泊十分发育，应是青藏高原第四纪以来多次湖泊循环中湖面最高和湖面积最大的时期，是真正的“大湖期”。

2. 拉曲冰期藏北古大湖退缩与念青唐古拉山冰川作用

在拉曲冰期早期，包括纳木错在内的古大湖湖面曾明显下降。以后，在末次冰期间冰段之初的 53.7ka 和 41.2～39.5kaB. P. 前后，古大湖湖面曾发生过两次较明显的升降，从而形成了纳木错沿岸的第六级和第五级阶地。此时，错鄂等湖仍在藏北古大湖的范围之内，而远在唐古拉山口以北的巴斯错鄂贡玛谷地也积水成湖。

在 40～35kaB. P. 间，也就是末次冰期间冰段中期，羌塘高原东南部古大湖湖面再次上升之时，可能湖水冲开了古大湖与怒江水系的分水岭而外泄，使古大湖湖面急剧下降和局部解体，从而使错鄂所在的那曲盆地大部外泄而成为外流区（或许错鄂与乃日平错盆地仍有小湖存在），而充填纳木错盆地的古湖则与残留的古大湖分离。由于当时水气来源丰沛，故湖水能不断地从纳木错西北宽约 2km、高出现今纳木错湖面约 26m 的雄曲-那曲谷地向北西西方向溢出。由于外泄河流的下切，形成了（35.2±3.0）kaB. P. 前后、拔湖 18.7～25.8m 的第四级阶地和拔湖 21.5～22.2m 的湖蚀地形。

大概在 35.2 与 32.3kaB. P. 间某一短时间的湖面下降和（32.3±4.4）kaB. P. 前后的湖面再次上升，并保持了相当时段，湖水继续从纳木错西北高出现今纳木错湖面约 19m 的雄曲-那曲谷地分水垭口处的谷底向北西西方向溢出，从而形成了拔湖 14.0～19.9m 的第三级阶地和拔湖 17.5～19.8m、沿湖广泛分布的湖蚀地形。

随着青藏高原隆升到一定高度，成为南亚季风的屏障，羌塘高原气候日渐干旱化，因而念青唐古拉山区的冰川作用，仅为规模很小的山谷冰川，大多数不能伸出山外。拉曲冰期被分为早、晚两个冰阶，均在冰川的槽谷中发育了几道小的侧碛与终碛堤，在唐古拉山口巴斯错鄂贡玛北岸也可以见到。即使如此，在一些曾发生爬然冰期山谷冰川的槽谷中，已不能发育冰川。因此，在纳木错盆地南缘和当雄-羊八井谷地北缘各冰川外围，有的形成冰水扇，其 OSL 年龄为 0.072～0.025MaB. P. 间，有的则形成洪积扇。

同样，纳木错盆地的湖水补给也赶不上蒸发，湖面开始下降。当湖面降到雄曲-那曲谷地的分水垭口后，湖水再也不能外泄了，现代纳木错得以形成，其时间应在（32.3±4.4）kaB. P. 之后和第二级阶地底部堆积形成的时间（28.2±2.8）kaB. P. 之前，大致稍早于（29.3±2.7）kaB. P.。

3. 全新世念青唐古拉山现代冰川的进退、纳木错的近期发育及藏北湖群的形成

全新世时期，现代冰川仅保存于念青唐古拉山的主要高峰周围。在晚全新世与近代，冰川曾有两次明显的推进（图 2-3）。近几十年来，现代冰川发生了大规模的退缩。这种冰川的推进与大规模退缩也发生于唐古拉山与昆仑山。

在纳木错，湖面经历了两次明显的波动和数十次小的停顿，从而形成了拔湖 8.3～15.6m 和 1.5～8.3m 的第二级与第一级阶地，以及多达 30 条的湖岸砂砾堤。而藏北内流区的其他湖泊，也同样发生分离与大规模的退缩，现代咸水湖与盐湖得以形成。在这些湖泊中，也留下了一系列湖岸砂砾堤。

4. 纳木错地区晚第四纪气候变迁与湖面变化在全球变化中的位置

为了解纳木错与邻近地区自 MIS 5 以来的气候变迁与湖面变化在全球变化中的位置，

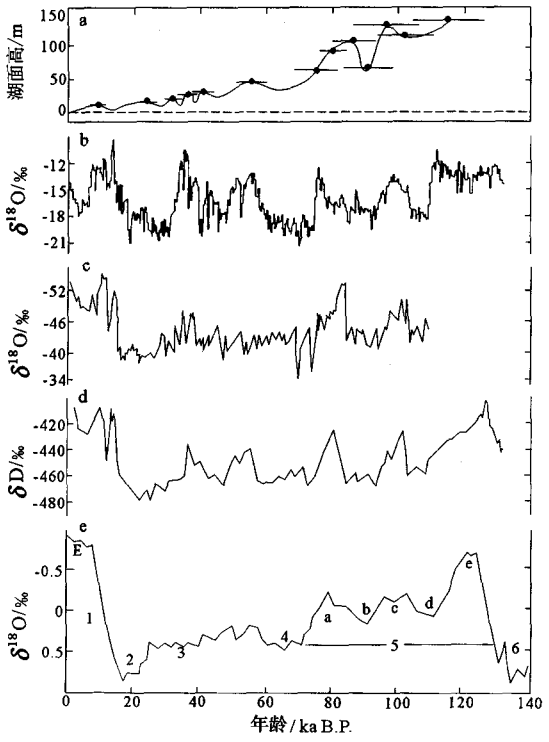


图 2－16　MIS5 以来纳木错湖面变化（a）与西藏古里雅（b）、格陵兰 GISP2（c）、南极 Vostok 冰心（d）和深海岩心（e）氧同位素变化曲线对比图

Figure 2－16　Comparison diagrams of Quaternary environment changes

（图 c—e 资料据 Thompson，1997；Martinson et al.，1987）

我们选择深海岩心与冰心的近期研究结果与本研究作一初步对比（图 2－16）。

据 L. G. Thompson 等（1997）和姚檀栋等（1997）报道，对钻于西昆仑山古里雅冰帽之上的古里雅冰心的研究表明，MIS 5 以来的 $\delta^{18}O$ 记录，指示了该地温度的变化。将其与深海沉积中的氧同位素变化曲线比较，可以清楚地划分出 MIS1（冰后期）、2（末次冰期晚冰阶，32～15kaB. P.）、3（末次冰期间冰阶，58～32kaB. P.）、4（末次冰期早冰阶，75～58kaB. P.）和 5（末次间冰期，125～75kaB. P.），而 MIS5 又可分出 a、b、c、d、e5 个亚阶段。其中，5a、5c 和 5e 三个暖峰的 $\delta^{18}O$ 值分别高出现代 1.7‰、0.5‰和 3.2‰，换算成气温分别相当于 3℃、0.9℃和 5℃，而 5b 和 5d 则分别比 5e 和 5c 降温 3℃和 4℃。从 MIS5a 到 MIS4，温度突然下降了 12℃。MIS4 和 MIS2 两个冷期的时间长度相当，其平均降温值前者还稍低于后者，但极端最低温度还出现于 MIS2 的 23kaB. P.（$\delta^{18}O$ 为 －25‰）。30～23kaB. P. 的低温时期，其平均 $\delta^{18}O$ 值低于现代 6‰，折合温度约达 10℃。最为突出的是，MIS3 中出现异常的高温，其 $\delta^{18}O$ 值高于现代，表明其温暖程度已达到间冰期的程度。且在 MIS3 中，还存在不少于 4 次的冷事件，特别是 47～43kaB. P. 的两次冷谷，其 $\delta^{18}O$ 值低到接近 MIS2 和 MIS4。

与古里雅冰心相比，钻于格陵兰冰盖中部的 GRIPSummit 冰心（Dansgaard et al.，1993）和东南极的 Vostok（Jouzel et al.，1987）冰心以及深海岩心（Martinson et al.，

1987）的研究结果表明，它们自 MIS5 以来的氧同位素变化曲线不仅在总趋势上，而且在 MIS5 时期，都相当一致，只是在 MIS3 时期，其变化幅度有较明显的差别，后者远没有前者明显。有意思的是，北大西洋的 Heinrich 事件（其年龄 H6 ~ H1 分别为 69ka、52ka、37.5ka、29ka、22 ~ 19 和 14.5 ~ 13.5kaB.P.）（Bond et al.，1993）在年龄上与纳木错的湖面下降与湖岸阶地的形成几乎相当吻合，其中，高位湖相沉积、T_6、T_5、T_4、T_2和 T_1的切割时间分别为 71.8ka 与 53.7ka、53.7ka 与 41.2ka、39.5ka 与 36.1ka、32.3ka 与 28.2ka 及 28.2ka 与 11.2kaB.P. 间和 11.2kaB.P. 以来。

通过纳木错湖面变化曲线与西昆仑古里雅、格陵兰与南极等冰心和深海岩心的氧同位素变化曲线的对比可以发现，全球 MIS5 的气温要高于末次冰期间冰段（MIS3）。此时藏北高原为气候温和轻爽与湖面最高的大湖期。在末次冰期的两个冰阶（MIS4 和 MIS2）中，湖面明显下降而邻近的念青唐古拉山发育了小型山谷冰川；而在间冰阶 MIS3 中，其气候波动的幅度，要比世界其他地区更加明显，湖面波动也较大。特别是 36 ~ 35kaB.P. 间，气温与湿度都较今略高或较高，但仍不及 MIS1 中的全新世气候最宜时期的暖湿程度。总之，MIS5 和 MIS3 是亚洲夏季风强烈时期，但前者的强烈程度应大于后者。

第三章　活动断层鉴别标志与勘测方法

活动断层或活动断裂（active fault）是地球表面现今重要构造类型，对地震活动、火山喷发、地面沉降、地裂缝等地质灾害都存在显著控制作用，对人类活动和重大工程安全具有重要影响，受到越来越多的国家、学术团体和科学家高度重视。大型永久性工程如机场、核电站、水电站、高速公路、重要铁路、大型隧道、大型桥梁、大型港口和地铁等建设场地都需要进行活动断裂勘测与工程稳定性评价。一些西方发达国家将活动断裂勘测列为民用工程建设前期工程地质勘察重要内容，深受社会各界关注（Keller et al.，1996）。近年来，我国对大中城市活动断裂相继展开大规模系统调查、勘测与研究工作，将为城市规划、土地利用、工程建设提供重要地质资料。与活动断裂相关的新构造运动、现今地壳运动、地块活动性、内动力地质灾害、地应力测量、工程稳定性、地壳稳定性与重大工程安全也受到国际地球科学界的高度重视。为了规范活动断裂勘测行为，一些学术团体和政府管理部门尝试制定专门的活动断裂勘察技术要求或行业标准（美国加利福尼亚州采矿和地质协会，1973；美国地球物理研究学会，1986；美国原子能委员会和美国核规范委员会；中国国家地震局，1991；中华人民共和国岩土工程勘察规范国家标准，1995）。但由于不同行业对活动断裂勘测的精度要求不同，提出的活动断裂定义和勘测标准也不尽相同。目前对活动断裂采取的工程措施缺乏国内外普遍适用的技术规范。

青藏高原活动断层密度大、活动性强、性质复杂、灾害效应显著。青藏高原断层运动对东亚大陆地壳变形和晚新生代构造演化具有非常重要的控制意义，因此，备受国内外地质学家的高度关注。自 Tapponnier et al.（1976）提出滑移线场理论以来，青藏高原活动断层的运动速度与驱动机理成为国际地球科学领域长期重视的热点科学问题，很多地质学家为此开展了大量研究工作，积累了很多宝贵的观测资料。如 Kidd et al.（1990）对昆仑山等活动断裂位移和运动速度进行观测；Amijio et al.（1986）对嘉黎-喀喇昆仑活动断裂位移和运动速度进行过估算；国家地震局地质研究所（1992）对念青唐古拉山东麓活动断裂与崩错活动断裂的位移和运动速度进行过研究；吴章明等（1993）、任金卫等（1993）、吴珍汉等（2003b～g）对青藏高原北部活动断裂地质特征和运动速度进行过分析；韩同林（1987）、胡海涛等（1982）、易明初（1982）、吴珍汉等（2003b～e、g）对青藏高原断裂活动性及工程影响进行过分析。汪一鹏（2001）对青藏高原活动构造基本类型和地壳形变进行总结分析；张培震等（2003）对青藏高原部分断裂的现今运动速度进行了观测和分析。

尽管如此，前人对青藏高原中段活动断裂的勘测研究程度总体偏低，尚未开展大中比例尺活动断层地质填图和系统的探槽工程揭露等详细勘测工作；已有研究工作主要集中于昆仑山（Kidd et al.，1988，1990）、嘉黎-喀喇昆仑（Armijo et al.，1986，1989）、阿尔金（Peltzer et al.，1989；国家地震局阿尔金活动断裂课题组，1993；Bendick et al.，2000）和当雄-羊八井（国家地震局地质研究所，1992）等少数大型断裂，对青藏高原中段广泛

存在的其它活动断层研究较少或缺乏认识；对断层活动时代和运动速度的观测资料偏少，对活动断裂的驱动机理存在不同认识（Taylor et al.，2003；Wu et al.，2004）。我们在活动断裂勘测、断层位移测量和年轻地质事件测年基础上，对青藏高原中段重要活动断裂的位移、时代和速度进行系统观测，对断裂活动的灾害效应及工程影响进行了初步分析。本章主要阐述活动断层的定义、鉴别标志、勘测技术和研究方法，并对青藏铁路沿线的活动断层进行初步分类。

第一节　活动断层定义与鉴别标志

活动断层也称活断层、活动断裂、活动断裂构造，是地球表面最重要的活动构造型式，对应于同一英文术语（active fault）。由于活动断层能够孕育地震及诱发地质灾害，对人类活动、工程安全、地貌环境变迁具有重要影响，因此，备受国内外地质学家、工程技术人员、各级政府和社会各界的广泛关注。兹结合国家岩土工程勘察规范及相关技术要求，确定活动断层的地质含义与时代范围，厘定青藏高原活动断层的鉴别标志。

一、活动断层的定义

国内外对活动断层或活动断裂的定义存在多种不同观点和认识。前苏联著名地质学家尼古拉耶夫（1962）将晚第三纪—第四纪形成的、决定现代地形基本轮廓的各种构造作用和构造变动称为新构造运动，将新构造运动期形成的不同类型构造变形统称为活动构造，将新构造运动期形成的不同性质、不同规模、不同方向的断裂构造统称为活动断裂。易明初（1982）提出，活断层指近代或历史时期新生或继承运动及在不久将来可能出现位移和运动的断层。任震寰（1983）将第四纪构造运动形成的构造称为新构造（neotectonics），将从第四纪一直到现代连续活动或断续活动的构造通称为活动构造（active tectonics），包括活动断裂（active fault）、活动断块（active block）、活动褶皱（active fold）等类型。美国地球物理研究学会（1986）将活动构造（active tectonics）定义为对人类社会有显著影响的时间尺度内产生地壳变形的构造过程。该定义采用的时间尺度为几十年至几百年，相当于大坝、电站等重大工程的设计使用年限。但为了评价数十年至数百年断裂活动性，常需要研究至少几千年至几万年的地质过程，因为很多断裂活动周期长达数千年至数万年，如一些活动断裂带大地震的复发周期可达数千年至万余年。马宗晋（1992）据空间尺度将活动构造划分为单体活动构造、区域活动构造和全球活动构造；据构造活动时间将划分为几十万年巨动态、数万年大动态、几百至几千年中等动态和几十年以内的微动态四个时间尺度的活动状况。Davis et al.（1993）将活动构造定义为过去数百万年内形成的构造形迹；认为现今构造地貌格架至少形成于 50 万年以来，需要通过百万年时间尺度的构造观测方可比较全面地认识活动构造及相关灾害发生发展规律。Keller 和 Pinter（1996）认为，活动构造研究包括区域性活动断裂观测和场地活动断裂勘测；区域性活动断裂观测包括地貌分析、遥感判读、地质调查等工作，主要用于区域性规划（regional planning）；场地活动断裂勘测包括构造变形观测、构造事件测年、断裂运动速度监测、地块垂向运动速度观测、地震间隔和复发周期观测等工作，主要用于场地土地利用（site-specific land use）、建筑物定价（establishing building codes）和地震减灾（earthquake-hazard

reduction)。美国加利福尼亚州采矿和地质协会（1973）将活动断裂划分为活动断裂、潜活动断裂和不活动断裂；活动断裂（active fault）指全新世（≤10000 年）具有显著运动的断裂构造；潜活动断裂（potentially active fault）指第四纪（≤1.65Ma）具有显著活动的断裂构造；不活动断裂（inactive fault）指第四纪未曾发生显著活动的断裂构造。这种活动断裂定义被广泛应用于加利福尼亚州地震区划。美国原子能委员会和美国核规范委员会（US Nuclear Regulatory Commission）将过去 5 万年内至少发生一次显著活动或过去 50 万年内发生一次以上显著活动的断裂构造称为能动断裂（capable fault）。许学汉（1994）将活动断裂定义为第四纪以来反复活动、尤其晚更新世和全新世以来活动不止甚至加剧、今后仍有活动潜力的断裂构造。国家地震局邓起东等（1991）将活动断裂定义为在过去 10 万年以来有过活动、今后仍有可能活动的断裂；认为这一时间尺度更接近断裂的现代活动，对地震危险性评估和工程安全评价有重要意义。

统计分析表明，地震震级和复发周期与断层运动速度存在函数关系，断层运动速度越大，断层活动性越强，地震复发周期越短。中华人民共和国岩土工程勘察规范国家标准（GB50021－94）（1995）将全新世（≤1 万年）有过地震活动或近期正在活动，在将来（今后 100 年）可能继续活动的断裂定义为全新活动断裂；将近 500 年内发生过 5 级以上地震、未来 100 年内预测可能发生 5 级以上地震的全新活动断裂定义为发震断裂；将 1 万年以前活动过、1 万年以来没有活动过的活动断裂定义为非全新活动断裂；进一步将平均运动速率大于 1mm/a、发生过 7 级以上强烈地震的全新活动断裂称为强烈全新活动断裂，将平均运动速率大于 0.1mm/a 而小于 1mm/a、发生过 6～7 级强烈地震的全新活动断裂称为中等全新活动断裂，将平均运动速率小于 0.1mm/a、发生过 6 级以下地震的全新活动断裂称为微弱全新活动断裂。但断层运动与地震活动关系比较复杂，活动断层的粘滑运动容易诱发地震；粘滑型断裂全新世快速破裂和突发位移的历史就是一幅地震重复发生的历史（邓起东，1991）；而活动断层的蠕滑运动虽然释放应变能量，但难以诱发地震，蠕滑断层运动与地震活动关系不甚密切。断层运动速度与地震活动关系仅适用于粘滑型地震断裂，不适用于蠕滑型活动断裂；所以地震震级和复发周期可以作为粘滑型地震断裂活动强度的重要标志，而对蠕滑型断裂的活动强度不具有指示意义。另外，我国东部地区断层运动速度普遍小于我国西部地区，东部地区断层运动速度一般为 mm/a 量级，而西部青藏高原地区很多走滑断层运动速度达到 cm/a 量级。中华人民共和国岩土工程勘察规范国家标准（GB50021－94）（1995）对断层活动性的等级划分标准适合中国东部地区地震断裂；而对青藏高原地区活动断裂、尤其对青藏高原蠕滑型断裂的活动等级判别标准有待于进一步研究、修正。在青藏高原地区，地壳运动速度比中国东部地区大近 1 个数量级（Wang et al.，2001），断层活动速率也普遍高于中国东部地区近 1 个数量级；青藏高原运动速度假≥1mm/a 的活动断层数量很多，但运动速度≦1mm/a 的活动断层仅发生 4～5 级地震，只有运动速度≥5～10mm/a 的活动断层可能孕育 7 级以上强烈地震（Wu et al.，2004）。因此，对中国大陆的活动断层进行分类、制定勘察标准需要考虑不同地区的构造环境和活动背景，尤其应该注意东部和西部地区的显著差别。

不同类型断裂构造都存在显著的分段性活动特征，包括几何分段、结构分段、活动性分段、破裂分段和地震分段活动性（丁国瑜等，1993）；断裂阶区、分叉、交叉、障碍体及物质不均匀性都能够导致断裂分段活动性（邓起东，1991）。活动断裂分段性反映断裂

运动的非均匀特性，研究断裂分段活动特征对地震预报、工程稳定性分析都具有重要意义，但需要在长期观测、研究的基础上积累大量资料作为断裂分段活动性分析的依据。在地质研究程度较低、资料较少的青藏高原大部分地区，仅能够对断裂分段活动特征进行粗略分析。

根据青藏铁路设计要求，结合青藏高原现今构造活动特点和实际地质情况，参考国家岩土工程勘察规范（GB50021－94），并考虑到国内同行专家的意见，我们将活动断裂定义为晚更新世尤其是10万年以来有显著活动、今后仍有可能活动的断裂构造；并依据断裂活动时代将活动断裂划分为晚更新世活动断裂和全新世活动断裂（表3－1）。晚更新世活动断裂指晚更新世（尤其在10万～1万年期间）有显著活动、在全新世（≤1万年）和现今仍有可能活动的断裂构造。全新世活动断裂指在全新世（≤1万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能活动的断裂构造。依据断层运动速度、活动强度和地震震级，考虑青藏高原断裂活动背景，部分参考岩土工程勘察国家标准（GB50021－94），将青藏铁路沿线全新世活动断层按照活动强度划分为强烈活动断层、较强烈活动断层和一般活动断层（表3－1）。强烈活动断层指发生过7级以上强烈地震或运动速度≥10mm/a的全新世断裂构造；较强烈活动断层指发生过5～6.9级地震或运动速度达1.0～9.9mm/a的全新世断裂构造；一般活动断裂指发生过4.9级以下地震或运动速度为0.1～0.9 mm/a的全新世断裂构造。强烈活动断层和较强活动断层能够诱发不同类型的地质灾害，对铁路安全构成严重威胁，在设计和施工过程中应予以重点考虑；一般活动断裂能够诱发不均匀冻胀、冰丘、移动冰丘、冰锥、构造裂缝等灾害，对线路工程有一定影响，也应采取避让或设防措施。根据断裂性质和运动特点，将活动断层划分为活动正断层、活动走滑断层或走滑活动断层、活动逆断层、张扭性活动断层、压扭性活动断层和隐伏活动断层等不同类型。

表3－1　青藏高原断裂活动性分类一览表

Table 3－1　Classification of active faults in the Tibetan Plateau

断层活动性分类		活动时代	历史地震	平均运动速度
全新世活动断层	强烈活动断层	全新世（≤1万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能强烈活动的断裂构造	7级以上强烈地震	≥10mm/a
	较强烈活动断层	全新世（≤1万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能比较强烈活动的断裂构造	5～6.9级地震	1.0～9.9mm/a
	一般活动断层	全新世（≤1万年）有显著活动、在现今和未来仍有可能活动的断裂构造	4.9级以下地震	0.1～0.9 mm/a
晚更新世活动断层		晚更新世（尤其在10万～1万年期间）有显著活动、在全新世（≤1万年）和现今仍有可能活动的断裂构造	现今地震活动性不明显，但残留晚更新世的古地震遗迹	

二、活动断层的鉴别标志

对活动断层的鉴别标志，易明初（1993）进行过系统总结，归纳出地层标志、地貌标志、断裂破碎带标志、地下水标志、岩浆活动标志、地震标志、遥感标志、考古标志和

仪器测量标志九大类76条活动断裂鉴别标志。许学汉（1994）提出，从地形地貌、形变观测、地球物理异常、遥感影像特征、地震活动性、火山活动、温泉分布及构造事件测年不同方面鉴别活动断裂。Keller和Pinter（1996）从历史地震与古地震、第四纪地质、构造地貌、大地测量、地貌指数、河流变迁、海岸地貌和造山作用不同角度，系统论述活动断裂鉴别标志。韩同林（1987）对西藏活动构造分布、形成时代与构造-地震、构造-地貌、构造-地热关系进行过专门讨论。国家地震局地质研究所（1992）、吴章明等（1992）从构造地貌、地震地质和遥感影像角度分析西藏中部活动断裂鉴别标志。国家岩土工程勘察规范（1995）列举了活动断裂鉴别的地形地貌标志、地震标志、地层标志、断层位移标志和同沉积标志。丁国瑜等（1993）进一步论述了不同类型活动断层及分段性鉴别标志，包括形态标志、地貌标志、变形标志、岩石地层标志、地震标志和地球物理标志。马宗晋（1992）将活动断裂鉴别标志归纳为遥感影像标志、构造地貌标志、地层变动标志、水文地质标志、断裂结构组成标志和断裂微地貌标志几大类型。

兹在前人活动断裂勘测与鉴别经验基础上，结合青藏高原北部多年冻土区断裂活动特点，充分考虑活动断裂一般鉴别标志和高寒气候环境断裂活动—地下水运动—不均匀冻胀之间的相互耦合关系，厘定出青藏高原活动断裂鉴别的9类不同标志。这些鉴别标志在青藏铁路望昆—唐古拉—拉萨段沿线大比例尺活动断裂勘测过程中，得到广泛使用和相互验证，收到良好应用效果。对青藏高原中段典型活动断裂的鉴别标志，野外现场进行了工程物探验证和槽探工程揭露，部分鉴别标志还得到20世纪70年代青藏线路钻探资料的支持和印证。

1. 遥感影像标志

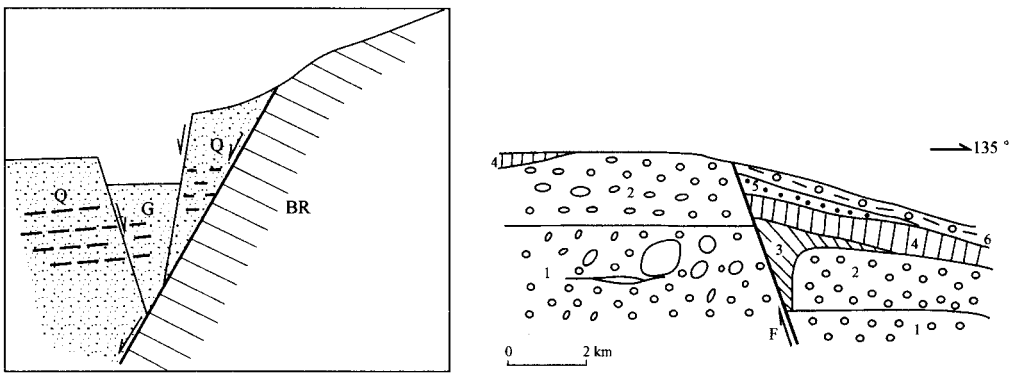
活动断裂在卫星和航空遥感图上常有显著的线性影像标志，表现为线性特征影像带，尤其是主干活动断裂在遥感影像图上常呈现出明显的线性浅色或深色带。如北京八达岭-孙河断裂、延庆盆地北缘断裂、大同盆地西缘七峰山-鹅毛口断裂在ETM假彩色合成遥感图上都对应明显的线性影像带。线性色调的粗细、长短、深浅、隐显是区分活动断裂规模、活动强弱的重要标志。强烈活动断裂的特征一般是线性色调明显或两侧色调反差强、影像粗、连续性好，往往反映长达百余公里、宽至数公里的活动断裂带。如郯庐断裂山东段在卫星照片上显示为2条近平行分布、色调粗、线性影像清晰、第四纪活动标志清楚的大型强烈活动断裂。而活动性不明显的断裂，线性形迹仅隐约可见，两侧色调反差微弱，肉眼难以分辨，缺少第四纪活动标志（马宗晋，1992）。

对ETM卫星遥感资料进行特殊图像增强处理，能够对活动断裂及相关地形、地貌、水系、沉积等线性影像显示得更加清晰，从而提高活动断裂遥感解译的精度和可靠性。在青藏高原中段，ETM遥感影像的数据和图像质量总体优良，对活动断层及断层位移具有良好的解译效果，能够为青藏铁路沿线活动断层调查勘测提供很好的线索。在一些关键地段，将中小比例尺的卫星遥感影像和20世纪70年代摄制的大中比例尺航空照片结合起来进行综合解译，收到更好效果。国内外很多学者应用高精度、高分辨率的SPOT卫星遥感资料，鉴别活动断层，确定断层位移，取得很好效果。一些地质学家应用合成孔径雷达干涉测量（INSAR）技术，研究断层蠕变和同震位移（王超等，2002），精度达到毫米级，为未来在青藏铁路沿线快速、高效、大面积监测活动断层及诱发地质灾害奠定了良好基础。近年来发展起来的一些遥感技术，如Quick Bird（快鸟）遥感资料，分辨率达数米，

能够用于鉴别、监测冰丘、地震鼓包等规模较小的地质体。

2. 断裂带构造变形与断层位移标志

断裂运动常常伴有强烈的构造变形，形成不同类型的构造岩和不同形变构造。断裂带常见构造岩包括断层角砾岩、碎裂岩、碎粒岩、假玄武玻璃、断层泥等。活动断层破碎带常发育新鲜、松软的断层泥或未胶结的松散断层角砾，沿断层带发育构造楔和崩积楔（图3－1）；在一些断层面发育断层擦痕、阶步和摩擦镜面；对断层擦痕、阶步进行观测，



a. 重力构造楔　　b. 崩积楔

图3－1　断层活动产生的构造楔和崩积楔

Figure 3－1　Sketch maps showing tectonic wedge and deposits within earthquake fracture along active fault

（马宗晋，1992）

图a：Q—第四系；G—构造楔；BR—基岩。图b：1、2、4、5、6—第四纪晚期沉积层；3—崩积楔；F—活动断层

能够判断断层活动性质和运动方向。断层泥、断层钙质胶结物和崩积物可用热释光、光释光、铀系、ESR、^{14}C 方法测年，以便进一步确定断层活动时代。活动断层破碎带常切割第四纪地层与第四纪松散沉积物，在昆仑山、唐古拉山和念青唐古拉山地区，部分活动断层切割第四纪冰川沉积成因砾石。断层内部常发育不同类型的裂隙和裂缝，部分活动断层发育片理，并伴生小褶曲构造。不同性质的活动断层具有不同特点的断层位移。活动走滑断层常长距离水平错动第四纪地貌面如夷平面、河流阶地、湖岸阶地与水系、山脊、冲洪积扇，导致水系与冲洪积扇定向迁移；部分活动走滑断裂切割、错断河流，形成断头河和断头沟（图3－2）。活动正断层切割第四纪地貌面，导致地貌面高度梯次规律性变化，如念青唐古拉山两侧活动正断层显著切割山顶面，成为盆-山边界断层。活动逆断层切割错动地貌面，导致地貌面顺断裂带发生梯次抬升，如喜马拉雅山主中央逆冲断裂带（MCT）、天山南北缘活动逆冲断裂等。通过观测断层错动的第四纪不同时期沉积标志，可以鉴别活动断层性质和不同时期位移量，估算断层运动速度。在探槽揭露的断层带和天然断层剖面，对断层产状、构造岩结构组成、断错地层时代、断层运动特点进行观测，对鉴别活动断层、测定断层活动时代、判别断层性质具有重要意义。

3. 地层与沉积标志

根据活动断裂定义，活动断裂应该切割中上更新统或全新统地层。晚更新世活动断层

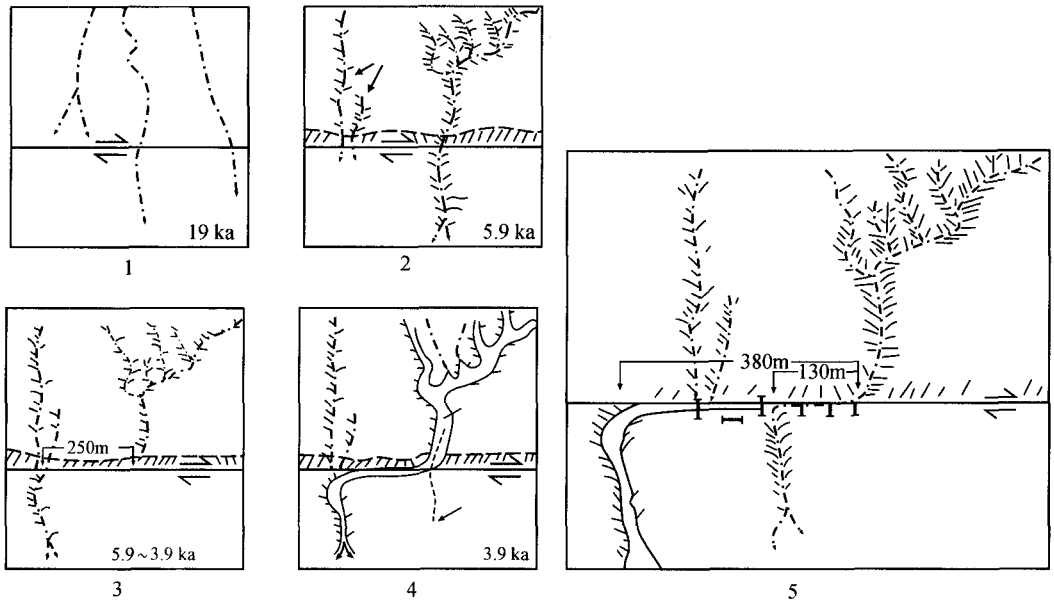


图 3－2　走滑断层运动与水系变迁的关系

Figure 3－2　Sketch maps showing river offsets along active fault

(Keller et al., 1996)

切割中晚更新世沉积地层，控制晚更新世地层厚度、沉积环境、沉积类型和沉积分布。全新世活动断层控制或切割全新世沉积层。在温泉盆地和当雄-羊八井盆地，活动断裂明显控制第四纪沉积分布，右旋切割、错动沉积等厚线，并对地震活动、温泉分布具有明显的控制作用，晚第四纪沉积分布成为鉴别活动断层的良好标志。部分活动断层不仅切割晚第四纪地层，还导致中晚更新世—全新世沉积层发生拖曳褶皱，成为鉴别活动断层、判别断层活动时代的良好依据。通过测定受断层切割、错断、控制的地层和沉积年龄，观测断层与地层关系，能够良好地确定断层活动时代。

青藏铁路沿线广泛分布第四纪不同时期冰碛和冰水沉积、不同时期湖相沉积、不同时期冲洪积物，对这些沉积地层进行精确测年，建立晚第四纪地层的年代框架，观测活动断层对第四纪不同时期、不同类型沉积的切割和控制关系，能够为鉴别研究活动断层提供重要的科学依据（图3－1）。明显切割、错动晚更新世湖相沉积地层、晚更新世河流相砾石层、晚更新世冰碛物和冰水沉积物、晚更新世泉华沉积而未明显切割全新世沉积层的断层均属晚更新世活动断层；明显切割、错断全新世河流相砂砾石层、全新世湖相沉积层、全新世泉华沉积、全新世冰碛和冰水沉积的不同性质断层均属全新世活动断层。另外，在青藏铁路安多—唐古拉—昆仑山段，沿线发育常年冻土和厚层地下冰，而青藏高原厚层地下冰和常年冻土层主要形成于末次冰期以来；因此，切割地下冰层或对冻土厚度分布有显著控制作用的活动断层应该归属于全新世活动断层。

4. 地震标志

活动断裂不均匀粘滑运动是孕育地震的重要原因，活动断裂对地震孕育、发生和分布具有显著的控制作用。因此，历史地震和古地震是鉴别活动断裂、研究断裂活动习性的重

要标志。古地震、历史地震、现代地震分布明显受活动断裂所控制，地震遗迹如地表地震破裂带、地震鼓包、堰塞塘、地震裂缝、地震陡坎、地震崩积楔、地震沙土液化、地震崩塌、古地震沟成为全新世活动断裂（地震断裂）的重要鉴别标志。依据仪器观测记录的地震震中分布资料、尤其是地震震中的精确定位资料，是确定地震断裂的重要依据。古地震断层具有快速切割、错动痕迹，如快速剪切、错断松散沉积物中的砾石、结核、湖相沉积物和人工建筑，古地震断层被后期沉积物所覆盖、掩埋；通过确定地震破裂切割地层和上覆地层的时代，可以判别古地震发生相对时代和古地震复发规律。古地震沟是古地震活动所遗留的、具有陡坎的线性凹地和线性沟槽（马宗晋，1992），是鉴别古地震和地震断裂的重要标志之一。

地震破裂雁列分布、张扭性地震裂缝雁列分布（图3－3）、压扭性地震鼓包雁列分布（图3－4）及地震楔、地震液化、地震滑塌、堰塞湖的规律性分布对判别活动断层的运动

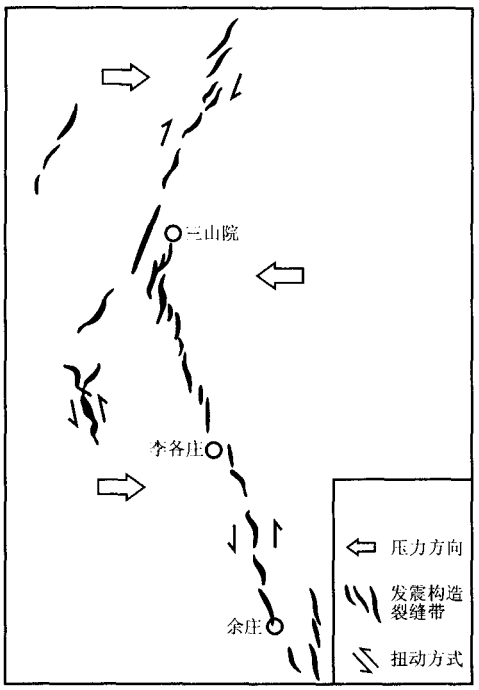


图3－3　滦县7.1级地震破裂雁列分布

Figure 3－3　En echelon surface fractures caused by Ms 7.1 Lanxian Earthquake in Hebei Province, China

（据杨理华，1982）

方向具有良好的指向作用。如滦县7.1级地震产生雁列状分布的张扭性地震裂缝，指示地震破裂运动方向和区域构造应力方向（图3－3）。昌马地震鼓包呈斜列分布与地震陡坎、地震破裂规律性排列，组成有序的活动构造变形图像，对主断裂运动方向具有良好指向意义（图3－4）。2001年11月14日发生的昆仑山8.1级地震，在地表产生长达400km的巨型地震破裂带，由雁列分布的北东东向张扭性地表破裂和100°～115°走向的剪切破裂定向分布所构成。张扭性地表破裂对昆仑山地震断裂的左旋走滑运动具有良好的指向作用，

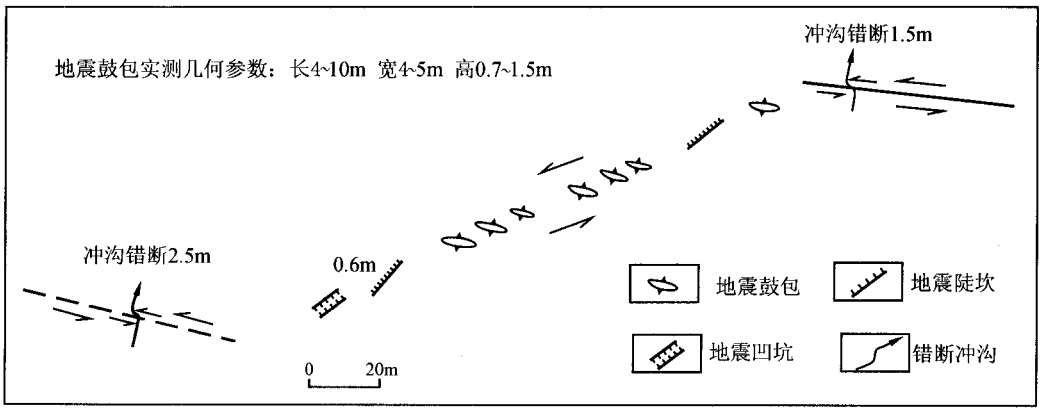


图 3－4　昌马地震鼓包分布图

Figure 3－4　En echelon pressure ridges and other relics of the Changma Earthquake in Ganshu Province, China

（据国家地震局兰州地震研究所，1992）

北东东向张扭性破裂与北西西向剪切破裂的锐交角指示发震断裂的左旋走滑运动方向（图3－5）。统计分析表明，地震震级和复发周期与断层运动速度存在函数关系，断层运

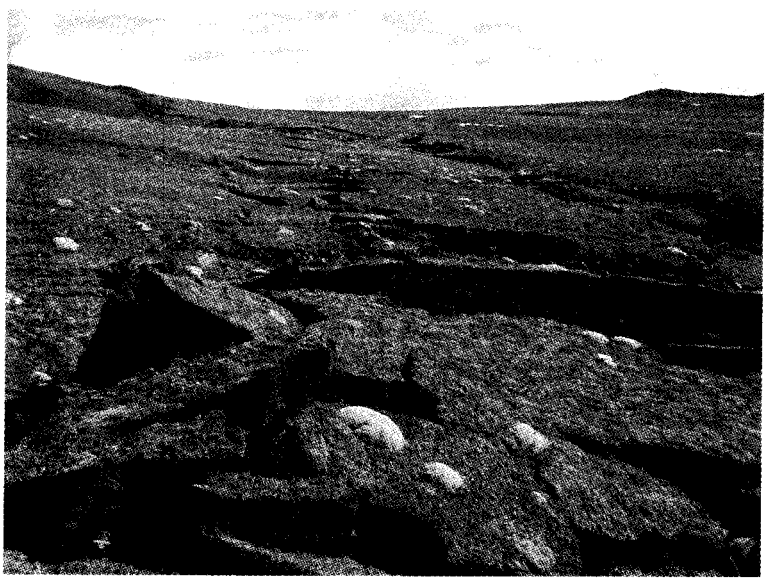


图 3－5　昆仑山 8.1 级地震主破裂与张扭性分支破裂的空间配置关系

Figure 3－5　Photo of surface fractures along active fault caused by Ms 8.1 Kunlun Earthquake

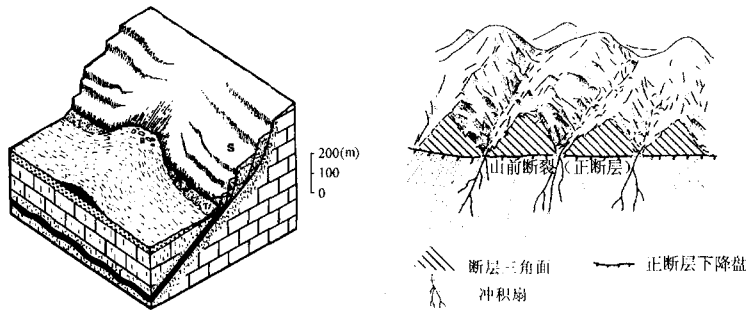
（镜头向东）

动速度越大，断层活动性越强，地震复发周期越短（Matsuda et al.，1978）。因此，地震破裂、地震分布、地震遗迹既是研究地震活动规律的重要线索，也是鉴别地震断裂、研究断裂活动规律的重要标志。当然，活动断裂鉴别的地震标志仅仅适用于粘滑型地震断裂，

对蠕滑型活动断裂需要应用其它非地震标志进行鉴别。

5. 地貌标志

不同性质的活动断层对地貌形成演化都具有显著的控制作用，形成不同类型的断层地貌。常见断层地貌包括断层陡坎（图 3－6a）、断层三角面（图 3－6b）、断层沟谷、断层



a．断层陡坎　　b．断层三角面

图 3－6　活动断层地貌示意图

Figure 3－6　Sketch maps of scarps and triangular facets along active fault

（据 Keller et al.，1996）

隆起、悬谷与断层崖、不对称地貌阶地、地貌分界及地貌梯度带。如当雄-羊八井盆西边界活动断层发育多级断层陡坎、地震陡坎、断层破碎带，显著切割错断山脊、冲沟、阶地等线性地貌单元（吴珍汉等，2003c）。拉分盆地盆-山边界活动正断层常顺坡度发育梯次下降的多级地貌陡坎。如当雄盆地北缘近东西向活动正断层发育 3 级断层陡坎、雁石坪布曲拉分盆地边界活动正断层发育 2～4 级断层陡坎。在北麓河南东侧，北东走向的活动断层发育显著的断层谷地貌，顺断层谷地发育大量线性分布的冰丘。在当雄-羊八井裂陷盆地与谷露-桑雄裂陷盆地西侧，发育典型断层陡崖与线性分布的断层三角面。不同类型的断层地貌成为不同性质活动断层鉴别的常用标志；但仅据活动断层的地貌标志难以确定断层时代和准确标定断层位置，需要与活动断层的沉积标志、地震标志、物探标志及年代学标志等其它标志有机地结合在一起，进行综合分析，必要时尚可以考虑使用物探、钻探和槽探方法进行工程揭露。

活动断层切割现代水系和冲沟，导致水系和沟谷的错位、偏离、急剧拐弯，形成断头河、断尾河、断塞塘及断层两盘河谷宽度的不对称现象（图 3－2）。活动断层也能够切割、错断现代冲洪积扇体，切割错断夷平面、河流阶地、山脊、湖积台地，成为鉴别活动断层、测量断层位移的重要标志。

6. 线性分布冰锥、冰丘和冻胀丘

活动断层对地下水具有显著控制作用，活动断裂破碎带具有较高的孔隙度和渗透率，是地下水运移、汇集、上涌的良好通道（胡海涛等，1988）。青藏铁路那曲—安多段冬季寒冷气候环境和青藏铁路安多—昆仑山段常年冻土区，地下水沿活动断裂运动，常形成线性分布的冰锥群、冰丘群、冻胀土丘群，局部形成规模巨大的冰裂缝带。青藏高原北部冬季气温长期保持在零下 15℃至零下 30℃，在地表一定深度范围内形成数十米至百余米的地下冰冻层；在藏北多年生冻土地区常年保持数十米至百余米厚度的

地下冰层（permafrost）；冬季地下水要穿透厚层地下冰冻层、厚层地下冰层和厚层冻土层，需要借助活动断裂这样的良好通道；从而形成活动断裂—地下水运动—线性不均匀冻胀之间的良好对应关系。青藏高原尤其冬季线性分布的冻结层下水冰锥、冻结层下水冰丘、冻结层下水冻胀丘和巨型冰裂缝成为青藏铁路那曲—安多—昆仑山段沿线活动断裂鉴别的良好标志。

但由于冰锥、冰丘、冻胀丘和冰裂缝容易受到地形、地貌、气候和土质等很多因素的影响，因此，仅能够用于活动断层鉴别的辅助标志。使用断层带不均匀冻胀标志鉴别活动断层时，应避免使用单一标志确定活动断层，而应该与其它鉴别标志有机地结合在一起，必要时应开挖探槽或实施地球物理探测，进行工程验证。

7. 温泉活动

天然温泉是地壳深部热水沿活动断裂运移、富集并向上涌出地表所形成的、具有较高温度的上涌泉水，是地球内部热能释放的重要方式之一。温泉据泉水温度可划分为低温温泉（25～40℃）、中温温泉（40～60℃）、中高温温泉（60～80℃）、高温温泉（80～100℃）和沸泉（≥100℃）；高海拔地区沸泉泉口水温低于100℃，如青藏高原中段海拔达4500～5000m，温泉泉口温度超过90～93℃便成为沸泉。绝大部分天然温泉分布都严格受活动断裂控制，出露于断层谷地和山麓地区断层破碎带；很多著名的温泉发育于不同方向区域性活动断裂的交叉复合部位，高温温泉活动带和强烈地震活动带在空间上具有良好的对应关系，都是现今构造活动的重要表现形式。张性正断层、张扭性斜滑断层和扭性走滑断裂都是温泉形成的有利构造部位。部分中低温温泉受褶皱构造和地形地貌所控制，与断裂关系不很明显。

青藏高原温泉发育，绝大部分温泉都成群、成带或线性分布于活动断裂带与裂陷盆地、拉分盆地与断陷盆地，盆地内部温泉的空间展布明显受到盆缘边界活动断裂或盆内活动断层的控制。如唐古拉兵站温泉沿温泉盆地西侧盆-山边界活动正断层分布；羊八井温泉、拉多岗温泉和宁中温泉明显受北东向活动断裂与北西向活动断裂的交叉复合所控制；谷露温泉分布于谷露盆西活动断裂带，那曲温泉受北东向活动断裂、东西向活动断裂和近南北向活动断裂的交叉复合所控制。因此，在青藏铁路沿线，天然温泉既是断裂活动的产物，又是活动断裂的重要鉴别标志，环形或椭圆形温泉群常指示不同方向活动断裂的交叉复合，线性展布的温泉群和泉华群能够良好地指示活动断裂的位置。线性分布的古泉华台地是地质历史时期水热循环与断层活动的重要证据。

8. 地球物理异常

地球物理探测如电法勘探、地震反射、氡气测量能够良好地揭示隐伏活动断裂的位置、产状和性质，地球物理异常反映断层介质与周围岩层物理参数的显著差别，是活动断裂鉴别的重要标志。活动断裂具有良好的含水性，产生显著的低电阻率异常，与整体岩石之间的电性差异较大。采用直流电联合剖面测深方法，通过固定电极距的电极排列，沿剖面线逐点供电和测量，获得视电阻率剖面曲线。应用电法勘探获得测线的视电阻率曲线，对地下岩层、土层横向电性变化有明显反应，对追索构造破碎带、确定活动断层和隐伏断裂位置具有良好效果，是鉴别活动断层的有效标志。

氡气放射性测量是勘测活动断裂的成熟方法，活动断层和断层破碎带对应于显著的氡气异常；通过测量土壤氡及其衰变子体产生的α粒子的数量，能够有效地确定活动断层

和构造破碎带位置和宽度，探测浅覆盖隐伏活动断裂。对比观测表明，氡气测量方法对青藏高原常年冻土区活动断裂探测具有特别效果，常年冻土区活动断裂发育非常显著的异常高氡气含量，而一般冻土地区因厚层地下冰的阻隔作用导致很低的氡背景含量。部分学者观测到氡气含量在地震前后的显著变化规律，并尝试应用氡气含量连续观测方法监测断层运动和地震活动规律。

活动断裂还具有明显的地震波速异常，断层面和断层破碎带对地震波传播具有显著影响，能够利用地震探测方法揭示活动断层和隐伏活动断层的产状、性质和延伸情况。在青藏铁路沿线的浅源地震反射实验表明，浅源地震反射能够良好地反映冻土、地下冰层、第四纪地层和基岩产状及断层对地层的错动关系，对活动正断层、活动走滑断层、压扭性活动断层、张扭性活动断层都具有良好的探测效果，是青藏铁路沿线活动断层勘测的有效方法。通过地震反射时间剖面和地震反射速度剖面，能够分析活动断层对反射层、速度层的切割、错断关系，或分析地震波通过断层面与断层破碎所形成的异常反射带，并鉴别活动断层及产状特征。

第二节　活动断层勘测方法

活动断裂勘测方法包括路线地质调查、活动断裂地质填图、探槽工程揭露、活动断裂钻探、地震反射勘探、电法勘探、氡气测量及空间遥感等不同方法。不同勘测精度采用的技术方法存在一定差别。中小比例尺活动断层勘测多采用卫星遥感、微地震观测和路线地质调查等方法；而大比例尺活动断层勘测则需要高精度遥感、高密度路线地质观测、探槽工程揭露和大比例尺地球物理探测等技术方法。我们根据青藏铁路设计需要和中国地质调查局计划任务书要求，在青藏铁路望昆—拉萨段开展大比例尺活动断层勘测工作，主要采用高密度路线地质调查、1:2000 活动断层填图、探槽工程揭露和浅层地球物理探测等方法，对青藏铁路沿线活动断层进行多方法综合勘测，对部分活动断层应用 20 世纪 70 年代后期的地质观测（1:20 万）与钻探资料进行补充、验证。

一、大比例尺路线地质调查

路线地质调查是区域地质调查的重要组成部分，是不同比例尺地质填图的主要技术路线。但不同比例尺路线地质调查精度要求不同。根据中国地质调查局区域地质调查有关规范和技术要求，1:25 万区域地质调查路线间距为 4～6km，观测点间距为 1.5～2.5km，观测定点误差不超过 100m；而 1:5 万区域地质调查路线间距 0.8～1.0km，观测点间距为 300～500m，定点误差不超过 50m。大比例尺地质填图精度要求更高，路线间距和观测点间距更小。

对青藏铁路沿线活动断裂进行 1:2000 路线地质调查，观测路线平行铁路线布置，要求野外定点和地质界线标定误差不超过 2m，路线间距和观测点间距依据地质复杂程度予以确定，不作硬性规定，以解决地质问题、不遗漏活动断层及相关地质现象为原则，在观测点之间必须作路线地质观察。野外 1:2000 路线观测范围为青藏铁路两侧各 500m 宽度范围，以铁道第一勘测设计院提供的新建铁路青藏线 1:2000 线路设计平面图和线路详细纵断面图为工作手图。路线地质调查过程中，为了解决地质问题，在部分测点布置垂直观

测路线追索活动断层和相关地质现象，有时连续追索距离达数公里，以便对青藏铁路望昆—拉萨段沿线活动断层和相关地质现象进行详细观测，测量断层位移量和断层两盘相对运动速度，判别断层现今活动强度与发展趋势，研究断裂活动与不均匀冻融冻涨相互关系。野外活动断层填图过程中，对各野外作业小组统一精度和技术要求，现场对活动断层与相关地质体如断层陡坎、断层陡崖、断层三角面、地貌陡坎、断层破碎带、断层线、构造裂缝、地震鼓包、地震破裂、冰丘、冰锥、冻胀丘、泉水、温泉、构造洼陷、构造融区等分别进行观察、测量、描述、记录，按比例标绘到1:2000线路设计平面图和纵断面图（图3-7）。

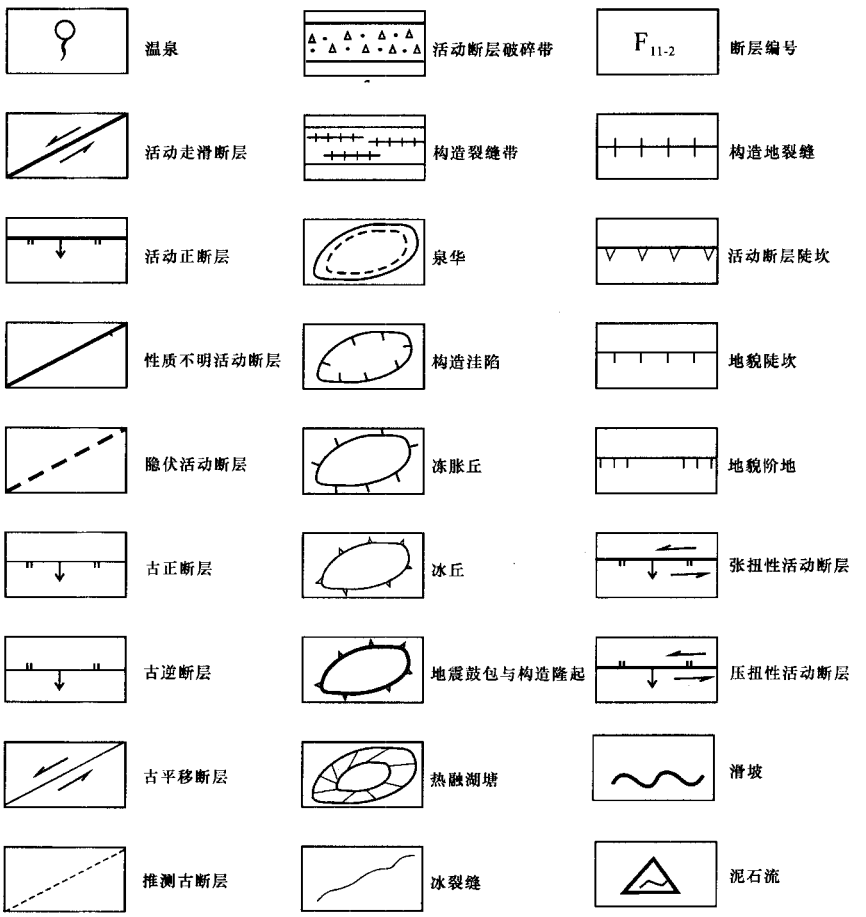


图3-7　青藏铁路沿线1:2000活动断层及诱发地质灾害野外调查内容与图式图例

Figure 3-7　Legends of 1:2000 geological mapping on active faults and hazards along the Golmud-Lhasa railway

在1:2000路线地质调查和ETM遥感解译基础上，为了解决关键地质问题和进行区域对比，对部分活动断层开展1:10万地质观测，包括沿断层走向追索和垂直断层走向进行路线穿越。具体工作方法是：以1:10万地形图和1:10万ETM遥感影像图为野外工作底图，对青藏铁路沿线重要活动断裂沿走向进行追索性地表地质调查和遥感解译标志的野外验证，侧重观测、研究重要活动断裂的产状、分布、分段特征、断层位移、断层性质与运动速度。第四纪地质组沿青藏铁路格尔木—拉萨段完成1:10万第四纪地质路线观测，在

重要地区或关键构造部位如昆仑山、唐古拉山和当雄-羊八井盆地，填绘第四纪地质图，为判别断层活动时代提供野外资料和地层证据。

二、遥感图像增强处理与地质解译

为了提高野外活动断裂调查勘测和第四纪地质调查效率，地质力学研究所青藏铁路项目组成立以郑达兴研究员、徐刚副研究员、王连庆高级工程师为主体的遥感课题组，以美国陆地资源卫星 Landsat－7ETM 遥感数据为主要信息源，对青藏铁路格尔木—拉萨段沿线进行遥感图像处理、活动断裂解译和野外现场验证。兹摘录郑达兴负责遥感课题组（2002）提供的部分资料，简要叙述相关遥感数据选取原则和图像处理过程。

工作地区涉及 ETM 数据 11 景，它们的轨道编号分别为 136－35，137－35、137－36、137－37、137－38、137－39、138－35、138－36、138－37、138－38、138－39。为满足活动断层及河流、沟谷、冲积扇、湖泊等相关地表因素调查需求，遥感课题组选择最新时相的 ETM 数据，各景具体时相如表 3－2。总体看来，本次选取的遥感数据质量优等，云雾覆盖率很小。根据工作需要，拟定 ETM 遥感影像图比例尺为 1:10 万。遥感图像制作流程包括研究区基础资料分析，行政界线、铁路、公路数据采集，数据波段选择，数据校正与配准等工作步骤。

表 3－2　青藏铁路沿线 Landsat－7ETM 数据时相一览表

Table 3－2　Lists of Landsat－7 ETM image data along the Golmud-Lhasa railway route across the Tibetan Plateau

数据景号	时相	数据景号	时相	数据景号	时相
136－35	2000. 10. 02	137－38	2001. 01. 29	138－37	2001. 12. 06
137－35	2001. 10. 28	137－39	2000. 12. 28	138－38	2000. 11. 17
137－36	2001. 10. 28	138－35	2001. 12. 06	138－39	2000. 11. 01
137－37	2001. 10. 28	138－36	2001. 12. 06		

1. 数据波段选择

根据测区自然地理、地质条件和地物波谱特征在 ETM 波段上的反映（表 3－3），在

表 3－3　Landsat－7ETM 各波段的主要用途

Table 3－3　Wave range and usage of Landsat－7 ETM remote sensing images

ETM 波段	设计的一般用途
1（0. 450～0. 515μ）	短波段相应于清洁水的峰值，长波段在叶绿素吸收区
2（0. 525～0. 605μ）	能估算可溶性有机物和浮游生物
3（0. 630～0. 690μ）	识别土壤边界和地质界线的最有利光谱区
4（0. 775～0. 900μ）	相对于植物的反射峰值，对植物的鉴别和评价十分有用
5（1. 550～1. 750μ）	区分不同类型的岩石
6（10. 4 ～12. 50μ）	反映地物表面发射的辐射量
7（2. 090～2. 350μ）	对热蚀变反映敏感

有效试验的基础上，选取5（R）、4（G）、3（B）三个波段进行遥感图像镶嵌合成。5波段遥感资料（1.550～1.750μ）可用于区分不同类型的岩石、云、地面冰和雪等物体；4波段遥感资料（0.775～0.900μ）对提取识别地表植被具有一定作用；3波段遥感资料（0.630～0.690μ）为可见光波段，对地表岩石、物体的表征反映直观，并在反映地表遥感信息方面与其他波段具有很低的相关性，可利用它完善彩色合成中的一种颜色组合。

2. 数据校正与配准

青藏铁路沿线1:10万ETM遥感影像图展布方向NE25°，顺时针旋转65°后长8.58m、宽1.5m，面积12.87万km^2。为便于复制，以唐古拉山口为界，分别制成青藏铁路格尔木—唐古拉山口段ETM遥感影像图（1:10万）和青藏铁路唐古拉山口—拉萨段ETM遥感影像（1:10万）；前者长5m、宽1.5m，面积7.5万km^2；后者长4.15m、宽1.5m，面积6.225万km^2；两者重叠长度0.555m，面积0.8325万km^2。在ETM遥感影像图上依照影像描绘格尔木—南山口段已建铁路，南山口—望昆段在建铁路和主要公路；根据铁道第一勘察设计院提供的资料大体标示望昆—拉萨间拟建铁路、车站、桥梁、隧道位置；参照1:10万地形图勾画青海省与西藏自治区界线，并注记主要山脉和省（区）、地、县行政驻地及重要居民点。

3. 数字图像增强处理

数字图像增强是根据图像数据的特征参数，结合显示介质和人视觉系统的特征，选择一种从记录图像到增强图像的变换，从而起到突出图像的某些特征参数的作用。图像增强的目的是突出图像的有用信息，扩大不同影像特征之间的差别，以提高对图像的解译精度和分析能力。为了便于信息提取，本次工作对遥感图像主要进行如下增强处理：

（1）单图像增强

反差增强：扩展或拉伸影像亮度和对比度的数据分布，使之充满直方图的整个动态范围，尽可能从中分辨出更多的亮度等级。

阈值化处理：利用一个灰度阈值，使图像的灰度值二值化，即对小于阈值的图像元素赋予零值，而对大于阈值的像素赋予1，整个图像被分成不同的两部分。通过处理可将工作区常年积雪区从图像中提取出来；要求提取范围准确，基本不受高山阴影的影响。

边缘增强：图像上的边缘是指影像色调或纹理上的突然变化，一个边缘区分两个相对均匀但具有不同灰度级或纹理的区域，它通常反映图像不同目标的边界。另一类型的边缘是图像上的线状目标，其色调不同于两侧的区域，但同样反映为一种灰度级的不连续，如断裂、地质界线等。边缘增强处理主要方法有拉普拉斯算子、高通滤波、定向滤波、同态滤波等。

拉普拉斯算子：可有效地消除图像上因扩散作用产生的模糊，增强图像清晰程度，能使线状影像特征更加突出。

高通滤波：主要作用是抑制图像上的低频成分，保留频率集聚变化特征，对线性影像具有一定的增强作用。

定向滤波：增强指定方向上的边缘，以突出某一方向的线性影像。

同态滤波：可以改善由于云雾等遮盖造成地面照明变化产生的相乘性质的图像噪音，从而使阴影掩盖区的细节清晰化。

在工作区以拉普拉斯算子处理效果最好，不但能使基岩区岩层的层理更加清晰，而且

能提升新生代盆地中线状影像的清晰程度。如扎加藏布盆地，经该方法处理后可从图像中直接提取近 EW 向活动断裂。

彩色增强（彩色合成和 HIS 变换）：人的视觉对不同色彩的分辨能力远高于对不同灰度或黑白程度的分辨能力，因而彩色增强在图像处理中应用广泛。彩色增强一般可分三种类型：①真彩色：模拟显示同地物真实彩色近似的图像，ETM 数据 1、2、3 波段合成的图像就近似于真彩色；②假彩色：任意三个波段分别用 R、G、B 显示的合成彩色；③彩色系统的变换：可以用在同一种图像不同波段之间的变换，还可用于不同数据源的复合处理。在研究过程中，主要采用 HIS 变换法，分别合成不同色调的假彩色图像，以求互相印证。

（2）多图像增强

比值：是增强不同岩石、土壤之间差别和研究地层、植被类型及分布的最常用方法。比值增强不但可以消除地形起伏引起的阴阳坡亮度值的差别，同时还可对反差较小地区的岩石提高反差，对鉴别岩石类型具有良好效果。

差分：是增强遥感图像上目标的时间变化和在各波段上差别的一种处理，通常采用多图像的一个分量减去另一个分量的方法。波段之间的差值反映目标光谱反射曲线的斜率，差分还可以消除目标在多图像上共有的亮度偏置分量。

主成分分析：主成分分析法主要用于数据压缩（去相关）、图像增强及突出地表覆盖物的动态变化。主成分变换实质上是进行一次坐标系的旋转。只要取前面少数几个主成分就可以包含原始变量（波段）的绝大部分信息，一幅主成分图像比一幅原始波段图像含有更丰富内容和更多信息，起到图像增强作用。同时，主成分变换即为去相关分析，从而起到降维和数据压缩的作用。

我们应用遥感课题组提供的青藏铁路格尔木—唐古拉—拉萨段沿线彩色 ETM 图像（1:10万），结合野外勘测和第四纪地质调查需要，进行了详细地质解译，为分析研究活动断层、测量断层位移提供了十分重要的基础资料。局部地区还利用 ETM 遥感数据，进行特殊的图像处理和信息提取，有效地提高了遥感图像的分辨率和解译精度。

三、氡气测量

1. 测量方法

活动性断裂是地球内部物质外逸的良好通道。地球深部产生的放射性物质氡气可沿断裂破碎带上升，穿透断裂破碎带而保存于地表土壤中。通过测定隐伏断裂上部地表土壤中放射性氡气 α 射线的强度，可判别活动断裂的位置并圈定断裂破碎带分布范围。氡气放射性勘探方法是通过测量氡及其衰变子体产生 α 粒子的数量，用来寻找铀矿、地下水及解决工程地质与其它地质问题。土壤中的氡气测量以前主要使用 α 径迹测量和 α 卡方法，该方法的特点是野外工作强度较大，效率较低。HFS－6 型 α 射线快速测量仪可以直接测量土壤中的氡气及其衰变产生的 α 射线，通过测量 α 射线强度，圈定隐伏活动断层与构造破碎带。其原理是由于放射性气体及其子体放出 α 射线，通过 α 射线作用于 ZnS 荧光体产生闪光，然后经光电倍增管将其闪光转换成电信号，通过滤波、放大、整形处理，应用计数器进行计数和记录数据。

2. 测量仪器

野外现场采用 HFS－6 型 α 射线快速测量仪。该仪器系统体积小、重量轻、密封性好、采用耐用的新型防刻划触摸开关面板，数据存储量大，稳定性、可靠性好，抗干扰能力强，工作效率高，并具有便于携带等特点。主要技术指标：①本底计数：不大于 5 计数/min；②探测效率：不小于 60%；③仪器稳定性：仪器开机 1 小时后，装随机所配样品连续工作 7 小时平均相对误差为 －15% ～ ＋15%。

3. 应用效果

在工作地区取得大量 α 径迹数据后，用统计方法确定该地区的径迹底数，并据此划分出正常场、偏高场、高场和异常场。径迹密度大于底数加一倍均方差者为偏高场，加二倍均方差者为高场，加三倍均方差者为异常场。在青藏铁路望昆—温泉段沿线，野外完成氡气测量测线 20 条。从北向南依次为石灰沟特大桥、南山口特大桥、清水河特大桥、可可西里 1～2 号桥、五北大桥、红梁河大桥、西大沟特大桥、昌之特大桥、沱沱河北岸、雁石坪、延加布陇、布曲河 3 号大桥、布曲河 5～6 号桥、扎加藏布北岸、罗马、谷露、桑利、九子拉大桥、宁中、拉多岗，测线长度约 45km，获得大量高质量的氡气测量曲线，发现氡气异常与活动断层存在良好对应关系。通过望昆-温泉段测氡资料的统计，表土层 α 数据平均为 14，在昆仑山、风火山、雁石坪山区 α 数值较高，可达 15，而在覆盖层厚度较大的河谷地区较小，平均只有 12，反映 α 计数本底值在山区高，而河谷地区低。在可可西里山南麓的红梁河氡气测量剖面，河谷两侧出露的地层为下第三系。测量结果表明，其本底较低，只有 8～10，在活动断层带存在明显氡含量异常，异常值高出本底 3～5 倍以上。在雁石坪沟口沿布曲河东岸做的氡气测量剖面，东西向活动断层发育显著氡含量异常。实践表明，青藏铁路沿线氡气测量是快速探测活动断裂的有效辅助方法。

四、电法勘探

青藏铁路沿线第四系覆盖普遍比较严重，有必要在浅覆盖区应用地球物理勘察方法对重要工程部位进行综合勘察。工程地质常用地球物理勘察方法有浅层地震、声波法及电法勘探几种方法。一般说来，在地形条件比较复杂的地区，浅层地震、声波法难以取得较好的地质效果，同时施工费用也很高；如果采用直流电测深方法进行工程地质勘察，并与常规工程地质勘察手段适当配合，进行综合勘察，能够取得很好效果。所有的地球物理勘察方法都要受到地质体物性及地形条件的限制，直流电测深法也不例外。但是与所有别的物探方法进行比较，直流电测深法受到地质体物性及地形条件的影响相对要小些。采用固定电极距的电极排列，沿剖面线逐点供电和测量，获得视电阻率剖面曲线；通过记录地下岩层和一定深度范围土层的横向电性变化，追索构造破碎带，找出活动断裂位置，分析断层空间产状。

1. 直流联合剖面法

由于断层破碎带岩石组成复杂，岩石破碎及含水量较多，电阻率较低，与完整岩石之间的电性差异较大，因此可以利用直流联合剖面方法，划分断层破碎带的位置和宽度，既可靠、又经济。直流联合剖面法具有比对称四极法更高的灵敏度，低阻异常为正交点异常，高阻异常为反交点异常。ρ_A、ρ_B两支曲线呈“V”（“U”）字型同步下降或反“V”（“U”）字型同步上升，有的呈单支曲线“V”（“U”）字型下降或反“V”（“U”）字型

上升。

2. 仪器型号及测量参数

联合剖面法电法勘探采用 DZD—4 多功能直流电法仪。由于青藏高原中段的地质工作程度较低，没有类似电法勘探资料可借鉴。通过昆仑山口和清水两个地点的现场试验，最终采用以下参数进行联合剖面测量：测量装置选取 $OA = OB = 40\text{m}$，$OM = ON = 10\text{m}$，无穷远极 $OC = 500\text{m}$，点距 $= 20\text{m}$。

3. 应用效果

青藏铁路沿线对典型活动断层进行电法勘察，完成直流电法联合剖面 14 条，从北向南依次为清水河大桥、五北大桥、沱沱河、秀水河、空介河、温泉跨 109 立交、土门休冬曲大桥、扎加藏布、安多盆南、错那湖东、九子拉、当曲、宁中、羊八井，完成测线长约 10km。

对青藏铁路沿线活动断裂进行电法勘探，取得良好效果。如土门休东曲大桥是海拔最高的铁路大桥，横穿休东曲，长度 260m，河滩第四系覆盖严重，采用电法联合剖面进行隐伏断裂勘察，测线起止点为 DK1447 +000 – DK1447 +500。勘探结果表明：在 DK1447 +380 附近，下面有隐伏断裂，倾向南；在 DK1447 +50 和 DK1447 +130 附近有低阻异常，对应于活动断层带高含水层；测线平均视电阻率为 2550Ω · m，断层切割地层主要为中晚更新世冰积物。在温泉盆地南部 104 道班跨 109 国道立交特大桥，铁路由此处跨过 109 国道，向西进入布曲河峡谷，桥长约 600m。采用联合剖面电法进行勘探，测线起止点为 DK1389 +600—DK1390 +540，视电阻率 ρ 曲线如图 3 – 8。沿测线方向，由输油管和电缆引起的视电阻率异常非常明显；测线两端视电阻率 ρ_A、ρ_B 有两个交叉点反映更新世沉积地层中存在隐伏活动断裂（图 3 – 8）。在其它测线，电阻率异常对活动断层普遍具有较好的指示作用。

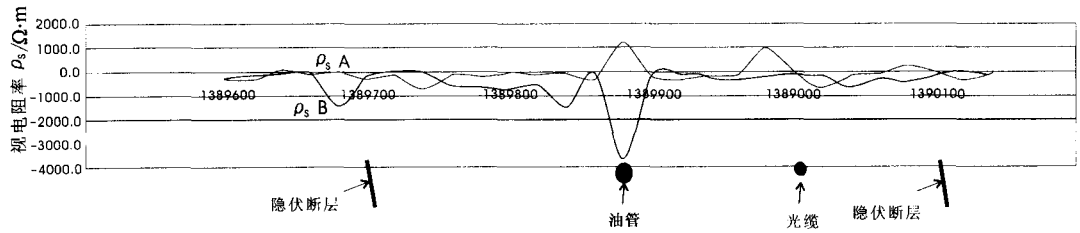


图 3 – 8　温泉盆南 104 道班跨 109 国道立交桥电阻率曲线图

Figure 3 – 8　Electronic prospecting profile across south Wenquan bridge over the Golmud-Lhasa highway

五、浅源地震勘探

浅层地震勘探采用人工放炮，对地下介质振动（地震波）进行记录，通过数据处理，解释浅层地质构造。依据应用领域和勘探深度的不同，地震勘探主要分为浅层地震勘探和深部地震勘探。浅层地震勘探的勘查深度一般在 1000 ~ 1500m，最大可达 4 ~ 5km，适用于水文、工程、环保、石油、煤田等工程地质勘探。地震勘探工作分为地震资料的野外采集（包括施工区布置地震测线、人工激发地震波、用检波器和地震仪接

收和记录地震信号）、地震资料处理（利用计算机对原始的地震信号进行一系列的加工处理并制作地震剖面图）、地震资料解释（利用地质学与地震学的基本原理，结合地质、钻井等资料，对地震剖面的信息深入对比分析，绘制各种解释图件）三个基本阶段。

1. 表层地震地质条件

青藏铁路沿线表层地震地质条件很差，第四纪覆盖严重，且波速较低，只有500～800m/s。在唐古拉—昆仑山段，地壳表层发育几米到百余米厚度的永久冰冻层，波速较大，可达2000～3000m/s，对反射波起明显的屏蔽作用，使反射波信噪比降低；由于冻土层的边界线极不规则，与非冻土层界线模糊，第四系覆盖区与岩层出露区纵横交替分布，致使表层结构变得非常复杂。工区位于高海拔山区和高平原地区，平均海拔大于4500m，最高的测线是风火山隧道地震测线，海拔达5100m；高寒缺氧、山高谷深，交通极为不便，所有地震设备全靠人背肩抬，施工条件非常艰苦。

2. 深层地震地质条件

青藏高原发育有很多大型走滑断裂和大量分支断层。经过多期强烈的挤压、褶皱、伸展、走滑，产生十分复杂的地下结构构造，地层较破碎，反射波连续性相对较差，能量较弱，难以连续追踪对比；主要目的层横向岩性变化较大，缺乏有价值的地震资料可借鉴；波组特征不明显，信噪比很低；多次波较严重，资料品质差；这些因素给地震资料处理和地质构造解释带来诸多困难。

工作区地表岩性变化大，出露地层主要是石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系和下第三系碳酸盐岩-碎屑岩系；很多地区地层倾角陡，局部达60°～80°，折射波和绕射波较强，不利于地震波的反射；如雁石坪地区的侏罗系地层产状近于直立，反射界面物性较差，横向变化大，岩层顶面绕射波非常强烈，以致于很难接收到反射波。

在青藏铁路沿线地震地质条件十分复杂的地区，地震探测遇到下列常见问题，包括：

1）地形高差变化大，表层岩性多变，静校正问题严重；

2）没有潜水面，激发条件差；

3）多次波发育；

4）山高、风大、50周和高频环境噪声干扰较强。

3. 以往浅源地震探测存在问题

前人在青藏铁路沿线也作过一些地震探测工作，但效果较差，对鉴别岩层结构、组成和活动断层未能提供高质量的探测资料。前人在青藏高原进行浅源地震勘探遇到的主要问题包括：

1）由于表层特殊的反速度层的存在，造成资料品质不好，波速不准，造成静较正的困难；

2）施工针对性不强，炮检距不合理，不利于得到好的深层资料；

3）设计炮点、检波点时考虑地层产状、断层破碎带不够；

4）锤击或单井药量不够，激发能量不足，激发的频谱带宽太窄；该区山体高大，地层产状较陡并存在较大范围的破碎带，造成地震波散射、地震波吸收严重；

5）在表层为巨厚砾石层，当潜水面较深时，若采用坑炮激发，激发效果较差，能量不稳定。

另外，青藏高原独特的地表条件也给地震探测工作带来特殊困难，如河流、戈壁、沼泽不利于夏天地震勘探施工；局部工区山地地形剧烈起伏，通视条件差，测量难度大；在河谷、沙化严重的地区，测量标志被流沙埋没或字迹褪色难辨认，局部地段找不到铁路线的定测点。本次地震探测选择在青藏高原极端寒冷的冬季，克服了夏天通行条件差、测量受地形地貌条件限制严重等缺陷，测量工作可以在厚层冰面跨河流、跨湖泊、跨沼泽进行；但冬季极端寒冷的气候条件常导致地震仪器失灵，重要仪器只能在野外作业车内运行。

4. 测量方法

利用铁路定测里程桩号直接布线，用木桩标出放炮点和检波器位置，对局部因条件限制或实验目的原因而偏离铁路线的测线，先用手持 GPS 定位作为辅助测量措施，找到桩号和钻孔位置，再用经纬仪和测绳逐线完成。野外严格控制丢道丢炮，确保设计覆盖次数，按“五避五就”原则优选激发井位和接收点位；加强测量资料的现场处理和整理工作，及时监控野外质量。在测量施工中，还采取如下措施来提高精度和效率：①物探方法人员制定炮点布设原则，对测量人员进行培训；②在河流或山区复杂区，炮点允许有横向 5m，纵向 1m 的偏移范围，炮点偏移工作由解释、挖坑与测量人员在野外共同完成，炮点布设尽量一次到位；③必须找到整桩号，经过两个测量人员确认后才能使用小桩号，避免使用“偏移桩号”容易造成的混乱，减小工作量；④地表出露多为硬岩层，为使测点标记做到准确、明显、易保存，作标志时，拟采用刷油漆、扎彩带、打木桩的方法，红色标志检波点，黄色标志炮点，在测线起止点处插红三角布指示测线位置。

5. 测线和炮点布置

进行观测系统设计时，必须考虑青藏高原如下地形地貌特点：

1）青藏高原的构造线总体走向是东西向，局部地段为南北向；

2）青藏高原山地具有南北分块的特征；

3）在唐古拉山、风火山和昆仑山，地势相对陡峭；在三江源地区的沱沱河、通天河、楚马尔河、清水河河谷地区，地形相对平缓；

4）青藏高原河流冬季冰冻封河、冰下局部地段有动水声波干扰。

结合青藏高原地质情况，进行方法论证，合理选取各组地层参数。论证后确定的排列参数如下：①物探测线主要沿铁路线布置：在施工条件不允许的情况下，可沿构造线上下偏移，测线最大偏移不超过 200m，以满足地质解释空间采样要求；②最大炮检距：论证时主要考虑埋藏较深的青藏高原断层下盘地层，满足求取速度精度误差小于 5% 和动校正拉伸畸变小于 12% 要求，最大炮检距范围为 $120\text{m} \leqslant X \leqslant 600\text{m}$；③覆盖次数：考虑到环境恶劣、人员及地震地质条件等因素的影响，通过西大滩 972－974 剖面地震勘探实验，认为覆盖次数采用 3～6 次比较合适。

野外地震勘探注意问题：①测线方向应垂直于构造线的走向；②有效地避开冲沟，防止声波干扰，炮点选择在利位置，使地震测线布置相对容易；③尽量选择平坦地形，减小静校正问题；④各测线特征相近，有利于现场处理和质量监控；⑤地震波激发尽量选在地层倾伏方向，以便获得地层有效反射；⑥在山体复杂部位减少炮点，但适当保留小炮检距反射记录。减少倾角较大、破碎严重和陡峭的山体部位的炮点，减轻施工难度和静校正影响，但要保留足够的小炮检距以确保速度分析精度。

6. 观测系统

（1）仪器类型选择

采集设备采用 DZQ－24 型浅层地震勘探仪器和低截 38Hz 检波器、BP－100 型爆破机和 8 号瞬发电雷管。为了保证仪器能在高原低温环境能够正常工作，所有仪器和设备都进行零下 20℃低温试验，实验证明主机在零下 10℃以下不能工作；因此现场观测过程中，必须有保温措施。大线电缆和覆盖电缆及刀把接头经过反复试验，证明在零下 30℃时，32 芯电缆变得脆硬，现场测试时不能强行弯折，否则容易断线。

（2）观测系统参数

由于地表条件的限制，激发点位不可能完全按规则布设，使得在青藏铁路沿线地震探测不能使用完全规则的观测系统；另一方面，由于有冲沟和河流的存在，考虑到仪器设备工作温度要求，只能将仪器设置在作业车中，因而限制了作业场地。冬季施工适合青藏高原特点的观测系统应该是：接收点设置在车内；在规定的误差范围内，激发点灵活布设的观测系统。

根据以上分析，确定的观测系统为单端激发纵测线等检波距观测系统，单次接收道数为 24 道，等检波距设置为 5m 或 2 m，覆盖次数为 3～6 次，炮点偏移距采用 20m，最小炮检距为 30～80m；激发方式为锤击和炸药，最大炮检距为 600m。

对设计观测系统在正式作业前必须首先进行覆盖次数、炮检距方面的效果分析，确定能满足设计要求后，才能在野外实施。同时还遵循以下原则：①炮点布设“避高就低”、“避松就硬”、“避杂就易”；②每条测线测量参数恒定不变，覆盖次数不变；③保证检波器与土层或冰层耦合，尽量保证接收质量；④下伏有倾斜岩层时，尽量保证下倾方向激发。

（3）地震波激发与接收

在激发和接收因素确定方面，充分利用现场实验数据对数据采集进行监视。对试验资料，定量分析对比各种有效波、干扰波特征，采取有效措施压制干扰波。

本次在青藏高原实施浅层地震勘探，施工采用坑炮激发；对于山地单井的激发深度、药量、药型等激发因素进行试验分析。青藏高原地区广布冰冻层，潜水面较深，特别是风火山地区低降速带厚度超过 30m，加上地层陡倾角和断层破碎带造成的地震波严重散射、吸收问题及隧道施工机械产生的电火花干扰（50Hz 交流干扰较严重），进行浅层勘探选择激发参数时，必须要考虑排除这些因素的不利影响。通过试验认为 0.3～0.8m 深坑、单次药量 150～1000g 是较适合的选择，炸药类型选择爆速比较接近地层速度的硝铵乳化炸药。

工作区地形起伏大，检波器无法严格地按照常规的方式沿测线等距铺设。检波器埋置要求“去虚就实”，尾锥插入硬地层，并用土掩埋。大风天气，用砂覆埋，减少风干扰，提高灵敏度。

7. 干扰波调查

在西大滩实验点分别用锤击及炸药单边和中间激发，1～24 道沿测线直线排列，道距均为 2m 和 5m 及 10m 等间距，作了三个点干扰波调查，每点 1～3 炮，共获 8 张记录。经分析，有以下几种干扰波：

1）直达波：f_x =20Hz，V_x =375m/s；

2）浅折射波：$f_x=40\text{Hz}$，$V_x=1288\text{m/s}$；

3）声波：$f_x=20\text{Hz}$，$V_x=340\text{m/s}$；

4）高频微震：以背景形式出现：$f_x=50\sim700\text{Hz}$；

5）冰层混响波：以声波到达后长时间震动为特征，特别是有冰丘和冰裂缝时，混响更加严重，频谱分析表明，混响频谱高频成分增加。

8. 资料处理

（1）处理方法

青藏铁路沿线地震反射资料有如下特征：

1）存在较强的面波、折射波、次生干扰和转换波等强干扰；

2）反射波极小点偏移，反射双曲线轨迹严重畸变；

3）速度纵向、横向变化剧烈；

4）岩石出露区反射波很难成像。

针对本区资料的特点，地震数据处理主要方法有：异常振幅压制和振幅平衡、压制规则干扰、静校正和时差校正、分偏移距叠加等步骤。

（2）原始单炮记录

从单炮记录上看，原始资料记录大部分较好，局部地段受地层影响信噪比较低，具有明显双曲线形状反射的单炮记录较多，在河滩地段局部地层有混响，且普遍存在着较强的干扰波，视速度范围大，频率也较高。

（3）叠前消噪

1）区域异常振幅压制：该模块根据地表一致性假设，将每个道振幅变化分解为炮点、检波点、炮检距和构造项四个分量，对炮点、检波点分量引起的异常振幅进行压制；通过合理选择参数，可以压制噪声，提高地震资料的信噪比。

2）压制线性干扰：这部分试验目的是为了在叠前消除各种倾角的线性干扰，其模块有叠前 FK、MCCF 和多道倾角滤波等，对试验结果进行分析比较，选择最佳的处理模块和参数。

（4）静校正

从单炮记录和道集记录分析认为，青藏高原浅层地震探测资料存在较大的静校正问题；但由于探区普遍存在冻土层问题，使探区的静校正问题复杂化，再加上地下地质条件复杂，如断层发育、褶皱严重、产状多变、岩性多变等，使静校正问题的解决更加困难。

根据现有软件做了多种静校正剖面对比，包括野外静校正剖面、高程静校正剖面、零静校正量剖面、表层模型静校正量剖面、大炮初至静校正剖面等。静校正对比结果，除大炮初至静校正剖面外，其它几种剖面差别不大。分析其原因如下：①大部分测线的地表高程变化不大；②由于冻土层和老地层出露，使得低降速带厚度很小，除大炮初至静校正量外，其它几种静校正量的算法都是以小折射所测得低降速带厚度为基础。

（5）折射波静校正

从单炮记录上看出，存在着明显的多层（3～4 层）折射波，而且部分记录折射波的串层现象严重，连续追踪的折射波相位连续性差，随着炮检距的变化，层位变化频繁。

（6）剩余静校正

由于地表永久冰冻层和其下反速度低速层的存在，使反射波信噪比较低，缺少一个有

信噪比的连续反射层做模型道，大部分测线反射层较浅，用统计的方法求取剩余静校正量不准。

（7）速度分析

速度分析是资料处理中的重要部分，青藏高原地区资料速度分析难点有以下几方面：

1）在信噪比较高的地段，可以得到高质量的速度谱，能拾取到准确的叠加速度。第四纪沉积物覆盖区浅层地震反射资料的主速度相对偏低，但比较稳定，是第四系新地层的反射；但对老地层出露区，资料信噪比较低，速度谱能量分散，很难得到准确的叠加速度，同时，横向岩性变化大，断层发育，道集上反射波同相轴畸变严重，使得叠加速度在横向和纵向上变化十分剧烈，因此需要多次调整速度参数，使其达到最佳叠加效果。

2）因为大部分测线上都存在着多层折射波，从低速到高速都有。这些折射层的同相轴和远道的反射同相轴干涉在一起，在速度合适的条件下也能成像，在双曲线校正的速度谱上亦会出现折射波成像的能量团，很容易误认为是反射波速度。因此，应在速度分析时选用合适的切除参数，切除初至折射波。

3）在区域可利用的浅层地震反射资料较少的青藏高原中段，速度扫描是常用的一种获取速度资料的重要手段。但由于折射波的置换、干涉等原因，如果不做切除折射波而做扫描，就会看到很多远道的折射波成像，按照扫描去选择速度，可能错误地把折射波当成反射波在剖面上成像。

4）初至切除在资料处理过程中非常重要。因为地下地质结构复杂、地层倾角大，有的大倾角反射波只有远道才存在。因而在定义切除参数时，最好交互应用初至切除。初至切除越细致，剖面的处理效果就越好，地震剖面就越可靠。

根据地震数据分析，主要采用人机连作方式进行速扫描，求解均方根速度；然后根据均方根速度求解层速度，并与小折射数据资料对比，确定合理的层速度。根据各测线地震数据统计分析，青藏铁路沿线典型岩层速度范围如下：冰层 3000m/s、冻土层 1500～2500m/s、第四系松散层 500～800m/s、上第三系 1000～1500m/s、下第三系 1200～1800m/s、侏罗系 1500～2000m/s、二叠系—三叠系 2200～3000m/s。

（8）数据资料处理流程

数据资料处理采用 CSP5A 浅层地震处理软件，处理流程如下：

1）一维滤波压制面波；

2）二维滤波压制折射波；

3）强振幅压制和认真细致的道编辑；

4）振幅恢复；

5）多种反褶积试验（球面扩散补偿零相位反褶积，地表一致性反褶积，预测反褶积；

6）基础静校正；

7）CDP 抽道；

8）剩余静校正；

9）道集去噪；速度分析；动较正，

10）叠加；

11）叠后去噪和信号加强和成像。

9. 浅源地震勘探效果

在青藏铁路望昆—羊八井段沿线，对部分活动断层进行跨断层浅层地震勘察。完成地震剖面17条，从北向南依次为西大滩、六十道班、昆仑沟、楚玛尔河、北麓河、风火山隧道、沱沱河、通天河、雁石坪、布曲河2号特大桥、布曲河3号特大桥、鹊桥陇巴、扎加藏布大桥、桑曲河、给秀淌、当曲大桥、羊八井朗布曲，完成浅层地震测线长度约40km。绝大部分地震反射取得获得有价值的地震勘探资料，揭示了地壳浅部岩石结构、组成和断裂构造特征，对鉴别和验证地表活动断层、判别隐伏活动断层、确定活动断层产状、分析断层对第四纪地层和地下冰层切割关系提供了实测资料。但地震反射剖面仅对表层200ms深度范围的岩石结构构造提供有效信息，对200ms以下深度的岩层反射较差；如鹊桥陇巴浅源地震反射剖面，揭示的200ms以上深度的地层产状特征清晰，与地表观测结果呈良好对应关系；但200ms以下地震反射信息质量偏低，干扰较大，效果不好（图3－9）；其它测线存在类似现象。通过对比观测，我们采用0～200ms深度范围的地震反射资料；对200ms以下深度的地震反射资料因质量不高，不予使用。部分地震剖面提供了较好的速度层资料，为揭示地壳表部活动断层提供了有用信息。

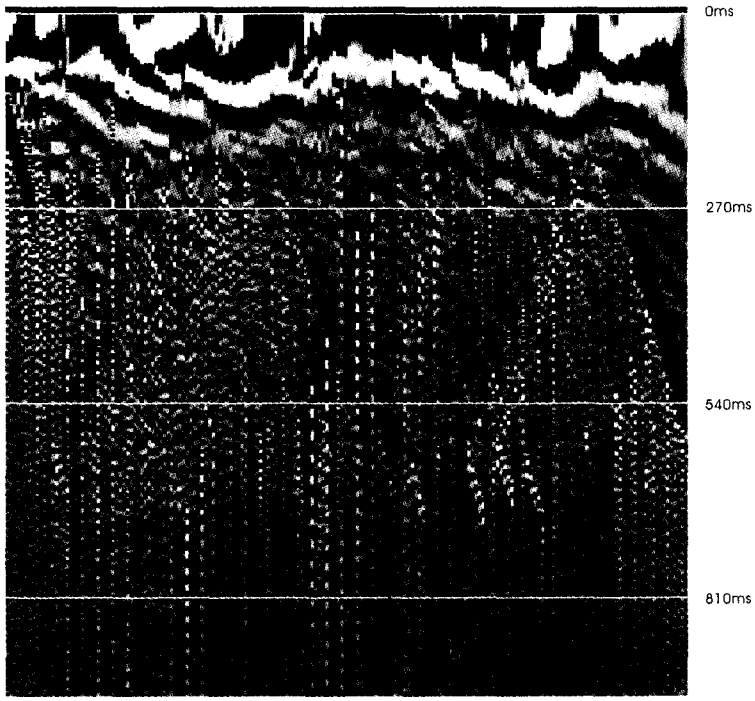


图3－9　雀巧陇巴浅源地震反射剖面

Figure 3－9　Shallow depth seismic profile across the Queqiaolongba valley in central Tibetan Plateau

六、槽探工程揭露

在青藏铁路沿线活动断裂勘测过程中，为了检验地表活动断层观测资料，进一步研究断层的性质、结构、活动时代和活动规律，有必要对重要活动断层进行槽探工程揭露。在

青藏铁路沿线共开挖探槽46个，验证地表活动断层30余条，良好地证明了地表活动断层鉴别标志的有效性和地表观测结果的可靠性。图3－10显示实际开挖探槽的构造地貌部位和探槽几何形态。



图3－10　温泉盆地南部垂直盆西边界断层开挖的探槽

Figure 3－10　Photo of trench across boundary fault of west Wenquan basin in north of the Tangula Mts.

（镜头向西）

活动断裂探槽工程揭露和一般地质槽探方法具有一定的相似性，但也存在一些特殊要求，在探槽布置、开挖方法、探槽编录、探槽取样等方面与一般地质槽探工作存在明显差别，技术要求不尽相同。为了检验并深化研究青藏铁路沿线活动断裂地表地质观测结果，我们在青藏铁路望昆—羊八井段每隔30km左右布置1个活动断层槽探工程。具体探槽位置选择、探槽开挖和探槽编录遵循如下原则：①探槽长轴尽选择尽可能垂直断层走向，探槽长度以揭露主断层面或重要地质事件为宜（图3－10）。②探槽开挖地点应包括晚第四纪沉积层，揭露断层与晚第四纪沉积层切割或覆盖关系，寻找合适的测年物质并进行系统的取样工作。③探槽尽可能布置在微地貌标志清晰、岩性突变、断层陡坎部位，应尽可能利用天然冲沟、天然剖面和人工采掘坑，提高槽探工程效率和工作进度。④探槽开挖以人工开挖为主，在有条件的地方可以采用推土机、挖掘机加快开挖速度、提高工作效率、加大开挖面积和深度。⑤探槽壁清理：探槽开挖后，需要利用手镐、铁锹、扫帚对探槽壁自顶向底逐次进行必要清理；对断层面和标志层用刀具和刷子进行认真清理。⑥探槽编录：

在探槽内部建立必要的测量基线或网格，对揭露的岩层、砾石、标志层、断层破碎带、裂缝、崩积、样品位置及各种微细现象进行详细编录、素描、照相、制图，野外一般采用1:50～1:100比例尺进行制图，具体制图比例尺根据实际情况合理选择；在有条件的地区，对所有探槽都要进行野外现场摄像；图3－10为温泉盆地南部垂直北东向活动断层的探槽特征。⑦主要观测内容：断层面、断层裂隙、断层破碎带结构组成和宽度、标志层、断层活动事件、古地震事件、断层变形、断层位移、地层结构组成和时代。⑧文字记录：对每个探槽，都要进行详细的文字记录和描述，包括所有岩石地层单位的沉积特征、组成结构、颗粒粒度、产状、厚度、颜色、构造，对各岩石地层单位都必须进行编号；对断层和变形，应详细描述断层面的形态与产状、断层破碎带结构与组成、形变特征、古地震活动事件；对探槽揭露的断层，用斜体进行编号，如F_1、F_2、F_3等，以便与区域性活动断层的编号系统相区别，避免混淆，便于编录。

七、钻探方法

野外钻探是活动断层勘探的有效方法，通过钻探可以良好地揭示断层产状、断层破碎带、断层变形和断层运动特点。横穿或斜交断层的钻孔，能够有效地揭露断层面和断层破碎带特征。通过垂直断层走向的多个钻孔，采用一定间距，通过分析断层两侧地层、岩石和标志层剖面分布，能够良好地揭示断层破碎带的地质特征，确定断层相对活动时代。

由于钻探成本很高，而本次经费有限，因此没有开展活动断层的钻探验证。但在20世纪70年代青藏线路工程地质勘察过程中，地质力学研究所与格尔木水文地质大队曾经对部分活动断层和重要地质体进行过比较系统的钻探工作，取得重要钻探成果，积累了丰富的钻探资料，对检验、补充本次活动断裂勘测成果起到积极作用。如对青藏公路62道班惊仙谷冰丘，沿近东西方向，曾布置5个钻孔，不仅良好地揭示了惊仙谷冰丘的结构、组成、地下冰分布，而且揭露了控制冰丘发育的活动断层的产状和性质（易明初，1982），为研究青藏高原多年生冰丘形成历史、演化趋势和控制机理提供了重要资料。在青藏公路85道班，沿北东方向曾布置4个钻孔，良好地揭示了乌丽活动断裂的空间产状和断裂破碎带特征，为研究活动断层与地下水运动关系提供了重要依据。在北麓河，垂直河谷走向曾布置系列钻探，良好地揭示了北麓河岩层组成、结构、时代和地下冰分布，为鉴别北麓河活动断层提供了重要依据。

但也应该看到，在青藏铁路格尔木—拉萨段沿线进行活动断裂钻探工作，存在很多困难，如高寒缺氧导致的施工困难和第四系覆盖区鉴别活动断层的技术困难等。青藏铁路昆仑山—唐古拉—九子拉段沿线很多穿切铁路线的活动断层都属高角度走滑断层，断层破碎带比较狭窄，断层错动地层标志难以辨认。尤其在第四系覆盖区，活动走滑断层对地层和标志层的切割、错动以水平位移为主，而垂向错动幅度不大，导致活动断层的钻探标志不明显，增加了钻探方法确定活动断层的难度。在青藏铁路工程地质勘探过程中，如果钻探深度不够、钻探方向平行于断层面或钻探编录欠详细，钻遇活动断层的几率就会大大降低。鉴于横穿青藏铁路活动断层以高倾角走滑断层为主，利用钻探方法勘测活动断层时需要考虑选准钻探位置；如果条件允许，应尽可能采用斜钻，增加钻遇活动断层的几率，提高对活动断层的钻探效率。

第三节　活动断层研究方法

研究活动断层的主要技术方法包括活动断层测年如 ESR 测年、热释光测年、光释光测年、^{14}C 同位素测年及断层运动速度观测、断层活动强度观测、断层微地震观测及断层诱发地质灾害观测等。断层运动速度观测包括地质历史时期平均运动速度估算、现今运动速度 GPS 观测、断层位移强度的数值模拟等方法。兹简要叙述青藏铁路沿线活动断层研究的常用方法及相关技术要求。

一、断层活动时代的测年方法

第四纪测年技术为定量研究断层活动时代提供了有效工具，常用活动断层测年方法包括铀系等值线测年、电子自旋共振（ESR）测年、热释光（TL）测年、光释光（OSL）测年和^{14}C 同位素测年及孢粉分析等，通过测定断层切割最新地层、覆盖断层的最老地层、断层破碎带方解石脉、断层泥和构造楔形体的形成年龄，确定断层形成年龄与活动时代。

1. 铀系等值线法测年

铀系法是铀系不平衡测年方法的简称。铀系不平衡测年方法的基本原理是：自然界中存在三个放射性衰变系列，放射性元素铀、钍和锕的衰变遵循以下放射性衰变规律：

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T}$$

式中：t 代表时间（年龄）；N_0为初始放射性强度；N 为 t 时的放射性强度。放射性系列中的母体与子体元素在复杂的地球化学环境，由于溶解度的差异、扩散迁移、吸附作用、齐拉—契满斯效应等物理和化学性质的差别，当地质条件改变时，子体从母体的衰变链中分离出来，造成衰变平衡的破坏，从而使子体相对亏损或相对过剩。通过测定样品中母体与子体含量，根据衰变产物的积累或过剩产物衰变的方法，可由衰变定律推算出年龄。

在天然放射性系列$^{238}U-^{206}Pb$ 中，当母体与子体达到平衡时，有 $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_n N_n$。然而，当样品所处的地球化学环境改变时，平衡链被破坏，造成子体的相对亏损或相对过剩，即铀系不平衡。^{230}Th 和^{234}U 是衰变链中的两个子体；假定在封闭系统内，^{230}Th 全部由样品的^{238}U 和^{234}U 衰变生成，那么$^{230}Th/^{234}U$ 比值可用下式表示：

$$\frac{^{230}Th}{^{234}U} = \frac{1}{^{234}U/^{238}U}[1 - \exp(-\lambda_{230}t)] + \frac{\frac{^{234}U}{^{238}U} - 1}{\frac{^{234}U}{^{238}U}}\left(\frac{\lambda}{\lambda_{230} - \lambda_{234}}\right)[1 - \exp(\lambda_{234} - \lambda_{230})t]$$

^{230}Th 随时间的生长速率为：

$$^{230}Th = {}^{238}U[1 - \exp(-\lambda_{230}t)] + [{}^{234}U - {}^{238}U]\left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}}\right) \times [1 - \exp(\lambda_{234} - \lambda_{230})t]$$

式中 λ_{230}、λ_{234}、λ_{238}分别是^{230}Th、^{234}U、^{238}U 的衰变常数。根据实际测量得到的$^{230}Th/^{234}U$ 和$^{234}U/^{238}U$ 的比值，按照上述公式可以计算年龄 t。^{230}Th 的半衰期（$T_{1/2}$）=75200 年，这一方法可以测 44 万～40 万年的样品，是铀系法中最为常用的方法。常见 U 系法的测年范

围一般在4000年至30万年之间。

对海洋珊瑚礁与洞穴纯碳酸盐，可通过测定样品$^{230}Th/^{234}U$和$^{234}U/^{238}U$比值，直接计算样品形成年龄。但湖相沉积物与断层相关碳酸盐样品常含早期矿物残留物，难以将样品碳酸盐相和非碳酸盐相完全分开，新生碳酸盐矿物和残留非碳酸盐矿物年龄相差很大，因此分析全样并采用一般公式难以得到合理的年龄数据。即便采取常用的稀酸溶取碳酸盐处理方法，也难以保证溶取样品不受早期残留组分影响。对所测量的含碳酸盐沉积物样品，采用筛分和沉降方法对样品进行粒级和密度分选，取得3~4个子样；对每个子样进行全溶，分别测定U、Th同位素比值，以$^{234}U/^{232}Th$对$^{238}U/^{232}Th$作图，所得等值线斜率就是碳酸盐$^{234}U/^{238}U$比值；以$^{230}Th/^{232}Th$对$^{234}U/^{232}Th$作图，所得等值线斜率就是碳酸盐$^{230}Th/^{234}U$比值。这样得出的比值代表去掉碎屑和残留物质污染的新生碳酸盐的同位素比值，代入公式可计算得出新生碳酸盐样品的形成年龄，称之为U系等值线年龄。

铀系法测年对象包括钟乳石、珊瑚礁、钙质结核、碳酸盐类胶结物、年轻火山岩、骨化石等。样品应新鲜，尽可能少受或不受水的作用、碳酸盐岩的重结晶作用、铀的次生加入与析出。要求不纯碳酸盐中碳酸盐含量尽可能高。钙质结核样品需除去表层物质，对于较大（>100g）的钙质结核样品，可刮去表层0.5cm厚物质，并加以粉碎。本次研究主要对青藏高原中段的湖相地层、钙质泉华、钙质胶结物进行铀系法等值线法测年，取得良好效果，获得有显著地质意义的等时线年龄，为分析断层活动时代提供了重要依据。

2. 电子自旋共振（ESR）测年

断裂在形成与活动过程中，沿断裂破碎带常形成不同类型、不同方向的断层裂隙，成为地下水和热流体储藏和运移的重要场所，并在一定温压条件下（温度≤100℃，深度≤3km）沉积同构造期方解石脉与石膏脉。自典型活动断裂带，取同构造期方解石脉与石膏脉样品，应用电子自旋共振（ESR）方法，通过测定方解石脉与石膏脉的年龄，确定断层形成活动时代。样品自形成以来，受到周围环境的放射性辐射，在晶体内部产生空穴电子。样品所受到辐射总剂量（Nd）与样品所积累的空穴电子数量呈正比，而样品空穴电子数量可通过ESR磁谱仪测定。因此，应用ESR磁谱仪，可以测定样品在地质历史时期所受辐射总剂量（Nd）。

样品所受辐射总剂量（Nd）的测定是ESR测年的关键。将样品粉碎，挑选0.1~0.2mm的纯方解石或纯石膏颗粒，在0.1mol/L的盐酸溶液中浸泡3分钟；然后用蒸馏水清洗样品，在60~70℃的温度条件下将样品烘干。将烘干后的样品缩分为5~8份，每份样品300mg。将缩分后的样品用^{60}Co产生的剂量为5、10、20、30、40、50、60、70、80krad的γ射线照射。将照射后的样品放入石英管，用ESR波谱仪测定样品的波谱曲线与信号强度。样品的ESR信号强度（I）与^{60}Co剂量呈线性相关关系或指数相关关系，相关直线或曲线在^{60}Co坐标上的截距（信号强度$I=0$）便为样品自形成以来所受辐射总剂量（Nd）（Henning et al., 1983; Wagner, 1998）。ESR测年的另外一个重要参数，即年辐射剂量（D），与样品放射性元素U、Th、K含量呈线形相关关系。可通过测定样品或环境中放射性元素U、Th、K含量，根据放射性平衡模式得到各元素放射性衰变对α、β、γ射线强度的贡献（Henning et al., 1983; Nambi and Aitkan, 1986），计算年辐射剂量（D）。计算公式如下：

$$D = D\alpha + D\beta + D\gamma$$

$D\alpha = 2.781 \times U + 0.739 \times Th$

$D\beta = 0.147 \times U + 0.0286 \times Th + 0.814 \times K$

$D\gamma = 0.1136 \times U + 0.0521 \times Th + 0.243 \times K$

在以上公式中，U 表示放射性元素铀含量（10^{-6}），Th 表示放射性元素钍含量（10^{-6}），K 表示放射性元素钾含量（%）。在测定样品辐射总剂量（Nd）与年辐射剂量（D）的基础上，依据公式 $t = Nd / D$，计算得出样品年龄（t），进而确定断层形成活动时期。ESR 测年方法对测定青藏高原第四纪冰碛物年龄、断层破碎带方解石年龄和古钙华年龄具有良好效果，取得有显著地质意义的年代学测试资料，为确定青藏铁路沿线断裂的形成活动时代提供了重要依据。

3. 热释光（TL）测年

热释光（TL）测年方法这是从考古学发展起来的一种方法，用于研究古物烘焙的时间和鉴定古物的年代。在第四纪地质研究中，热释光法（TL）已经发展成为第四纪沉积物年龄和第四纪地质事件年代的重要测年技术方法。热释光法的原理是物质加热至 400 ~ 500℃，能发出一种光——热释光，再加热，光消失，即贮存的能量被耗尽。因为某些晶体矿物通过放射性元素能吸收一些能量，贮存起来。时间越长，吸收越多，主要吸收的是铀、钍、钾、K^{40}放射性衰变释放出来的能量。这样可测定岩石矿物生成或结晶时代和岩石矿物受热时代，因为岩石矿物一旦受热，发光所吸收的能量便释放完。当岩石矿物受到断层活动作用时，某些矿物有可能使原来的热释光能量全部退掉，重新积累能量。根据现在已知的能量大小可推断其受热事件的年代，即该晶体所经受的最后一次热事件至今的年龄。

热释光法测年范围可从几百年至约 50 万年，误差 2% ~5%，测年最佳时段为 5 万 ~ 10 万年。样品采集对象主要为陶片、烘烤层、黄土及含大量方解石、石英颗粒的细砂和粉砂，样品要求新鲜的，最好刨进去 20 ~ 50cm，并进行周围地质环境记录。在条件许可的情况下，在采集陶片、砖瓦、方解石、砂土等样品过程中，应把标本周围的环境物质一起取来进行分析。国家地震局地质研究所热释光实验室规定的采样要求如表 3 - 4。

表 3 - 4　热释光法测年采样要求

Table 3 - 4　Requirements for sampling and TL dating by laboratory of the CSB Institute of Geology

样品类型	质量/g	环　境　土	其　　他
砖、陶片等	100	包括样品的土	塑料口袋包装密封后，用黑纸包好
溶洞方解石	250	溶洞顶板物质	黑纸包好，装塑料口袋密封
方解石脉	250	脉体周围物质	黑纸包好，装塑料口袋密封
黄土烘烤层等	300		成功取样，不要松散状塑料口袋，用黑纸包好

（据国家地震局地质研究所热释光实验室）

4. ^{14}C 同位素测年方法

^{14}C 同位素测年是晚第四纪研究中最常用的测年方法。在含碳质的生物死后，同位素^{12}C、^{13}C 及^{14}C 的交换停止，这时^{14}C 按指数规律不断衰变，半衰期为 5730 ±40 年。含碳质的物质年龄越长，剩下的^{14}C 越少。^{14}C 方法所测得年龄可由 4 万年至几百年，现在最新技术可检测到 12 万年的样品。我国用^{14}C 年龄测定法所测得岩层的年龄最老的是 5 万年。

常用^{14}C同位素测年方法测定与断层活动相关的沉积层含碳物质的年代，从而间接推知断层活动的年代。测定被错断的沉积层年代，能够确定断层活动的下限年代；测定断层活动的相关堆积物（如断塞塘和崩塌楔的底部）年代，可得知断层活动的年代；测定没有变动的断层上面的覆盖沉积层年代，可得知断层活动的上限年代。^{14}C样品包括各类有机碳和无机碳，样品采集量与样品中碳的含量有关（表3－5），对于年龄大于36000年或要求有较高精度的样品，样品采集量应为要求量的2倍。

表3－5 ^{14}C同位素测年采样要求

Table 3－5 Requirements for sampling and ^{14}C isotopic dating by laboratory of the CSB Institute of Geology

样品种类	干质量/g		样品颜色及特征
	最小量	要求量	
木头树根	5	25～30	浅黄—棕黑色
木炭	2	10～20	黑色炭块或炭粒
珊瑚、贝壳	20	100	未风化坚硬贝壳
泥炭、淤泥	50	500	深棕色、黑色
土壤		2000～5000	测定腐殖酸等有机碳组分
骨头	500	800～1500	测定骨头中骨胶原组分

（据国家地震局地质研究所年代学研究室）

5. 地质定年方法

青藏高原中段很多活动断层发育于第四纪沉积区，部分活动断层位于基岩出露区。大面积出露的第四纪不同时期、不同类型的沉积层是鉴别活动断层、判别断层活动时代的重要标志，尤其是研究程度比较高的第四纪冰碛与冰水沉积层、第四纪湖相沉积层、第四纪泉华沉积、第四纪钙膜及第四纪地貌面、河流阶地、河流沉积比较适合第四纪沉积地层测年。通过研究活动断层与这些沉积地层之间的切割、覆盖关系，可以良好地判别第四纪断层的形成时期与活动时代，为分析断层活动规律、估算断层运动速度提供重要资料。

鉴于第四纪地质对鉴别、研究活动断裂的重要性，我们分别对青藏铁路格尔木—唐古拉—拉萨段全线及当雄幅1:25万测区开展1:10万第四纪地质调查与观测。室内对第四纪湖相沉积、第四纪冰碛、第四纪河流阶地进行了系统年代学研究工作，取得大批有重要意义的第四纪沉积地层年龄数据，良好地厘定了青藏高原中段重要湖相沉积时代及一些重要钙华沉积、砾石钙膜、部分河流阶地的形成时代。通过铀系法和^{14}C测年，确定安多—那曲—九子拉—纳木错地区晚更新世发育9万～4万年古大湖、4万～3万年外流湖和3万年以来现代湖三个阶段的湖相沉积，唐古拉—昆仑山之间晚更新世广泛发育3万～5万年古湖相沉积。据第四纪沉积地层尤其第四纪晚期湖相层的测年资料，结合活动断层-第四纪地层关系地质观测成果，有效地确定了一批重要断层的活动时期和晚更新世—全新世平均运动速度。

二、断层活动性研究方法

1. 平均运动速度的地质估算

对重要活动断层，野外确定断层运动方向和不同时期位移量。在天然断层剖面、探槽

剖面和断层破碎带，采取断层泥、断层破碎带方解石脉、断层带泉华沉积、断层崩积楔物质和断层顶部盖层沉积等合适测年样品，通过热释光、光释光、ESR 测年、U 系法测年和^{14}C 同位素测年，测定断层活动时代，确定断层位移形成时期，计算分析第四纪不同时期的断层平均运动速度，研究青藏铁路沿线断层活动规律。也可以根据断层切割地层与覆盖地层的时代，估算活动断层在第四纪不同时期的运动速度。在有条件的地区，研究断层分段运动速度和分段活动特征，能够为评价断层活动强度和工程危害程度提供重要的定量地质资料。

2. 断层运动的数值模拟分析

应用有限元反演方法，采用 Super SAP 有限元应力分析软件，在微机上进行青藏铁路沿线区域构造应力场和速度矢量场的数值模拟。根据典型断层平均运动速度、现场应力测量和 GPS 观测资料，确定受力方式；根据活动断裂勘测研究资料确定边界条件，根据中比例尺地质图确定岩石类型，根据岩石力学实验资料选取各单元力学参数。在制作模型过程中，仅考虑强烈活动断裂和部分较强烈活动断层，活动断层按一定宽度做成构造带，对断裂构造带各单元采用较低的岩石力学参数；模型的侧面和底面取规则形状，便于边界条件的控制和载荷的施加。为了消除高海拔导致的重力垮塌效应和地表应力释放效应，模型选取地壳深部 5km 深度的薄板。根据已有观测资料，青藏高原各构造块体受到印度大陆北向俯冲所产生近南北向构造动力的强烈挤压作用。因此，对模型施加近南北方向挤压力，边界受力强度取值范围采用 100 ~ 130MPa。另外，考虑到青藏高原地壳深部物质的东向挤出效应，在模型底部施加东向不均匀剪切应力，东向剪切应力自南北两侧向中部增大，在唐古拉山地区达到极大值。考虑到青藏高原地区地温梯度较大，5 ~ 10km 深度范围温度达 200 ~ 400℃，地壳介质大部分已进入韧性变形域。因此，采用粘性介质力学模型；将模型东、西两侧设置为弹性边界。计算分析过程中，通过调节模型底部所受剪切应力大小、南北边界应力大小和断裂带岩石力学参数，对重要活动断裂晚第四纪平均运动速度和重要地块 GPS 观测速度进行拟合。

通过区域构造应力场和速度矢量场的数值模拟，分析各主要构造块体和重要活动断裂受力状态、变形幅度和运动速度，定量评价重要断层的现今活动强度和工程危害程度，为青藏铁路沿线地壳稳定性研究和工程稳定性区划提供基础资料。

3. 断层现今微位移监测

根据地质资料，仅能够判断活动断层在地质历史时期不同活动阶段的位移量，估算断层在第四纪不同时期的平均运动速度。而要获得活动断层的现今活动状况，则需要对活动断层的微动态进行现代精密仪器观测。断层微位移监测是研究断层现今活动性的重要方法。

断层微位移监测包括跨断层的重复水准测量、跨断层激光测距、跨断层 GPS 监测和跨断层应变观测。跨断层 GPS 测量和应变观测可以实现全自动连续监测，在三峡地区被广泛用于滑坡和危岩体监测；在三峡链子崖，地质力学研究所安装的微位移自动监测系统已经安全运行近 10 年，效果良好，数据可靠，为研究、预报、防治地质灾害起到重要作用。

但青藏高原发育极端气候环境，安多—昆仑山地区冻土、地下冰发育，日温差变化大，非构造因素导致的地形变显著；因此，对青藏铁路沿线活动断层实施微位移监测，需

要排除的干扰因素更多，技术要求更高，取得可靠资料所需观测时间更长。由于本次工作受时间和经费限制，暂未开展青藏铁路沿线跨断层现今位移监测。但对部分边界断裂应用了 Wang et al. （2001）和张培震等（2003）的 GPS 观测资料，分析断裂现今运动速度和构造活动强度。

4. 地震观测

地震活动与地震断裂运动存在密切关系，构造地震空间分布能够良好地反映地震断裂的分布特征、空间产状和活动规律。在青藏铁路沿线，积累有 4 级以上地震目录，4 级以上地震震中的线性分布规律比较清楚，与地震断裂的对应关系也比较明显，对分析发震断层的现今活动性具有良好的指示作用。我们在编制青藏铁路沿线 1∶10 万活动断层分布图和 1∶100 万活动断裂分布图过程中，将 4 级以上地震震中按震级大小和地理坐标进行标绘，作为反映活动断裂分布规律的重要指标之一。在我国一些地区，历史地震记录和古地震研究比较详细，通过历史地震和古地震反映地震断裂的活动规律，也收到较好效果。另外，地震震源机制解尚能够为分析、研究区域构造应力场提供有价值的资料。

在一些地区，开展了微震测量工作，通过微震活动规律反映区域构造活动性，利用微震震中统计分布揭示活动断层空间展布，利用微震震源深度分布特征推断活动断层的深部性状（马宗晋，1992）。近年来在部分地区使用微震台网和微震阵列探测隐伏活动断层，收到一定成效。在 2001 年 11 月 14 日昆仑山 8.1 级地震发生后，国家地震局对格尔木及邻区进行微震监测，为构造活动性分析和地震预报提供了重要资料。

5. 地下水运动

青藏铁路沿线地下水非常丰富，发育冻结层下水、冻结层上水、融区水和裂隙水。影响地下水分布、运动和富集的因素很多，但构造尤其活动断裂是控制地下水的主导因素之一。多年冻土和厚层地下冰形成后，在挽近构造活动影响下，沿活动断裂产生构造融区或地热异常带，使多年冻土遭受破坏和改造，地下冰厚度显著减薄，成为地下水补给、径流、富集、排泄的重要通道（胡海涛等，1982）。地下水在冬季极端寒冷气候条件下，沿活动断裂向上运动或涌出地表，形成线性分布的冰锥群、冰幔群、冰丘群、冻胀丘群，它们与活动断裂控制的线性温泉群（图 3－11）、泉华堆积群、岩溶漏斗、构造裂缝带呈网格状组合、交织在一起，反映区域活动断裂分布格局，构成规律性分布的区域性地下水文网（胡海涛等，1982）。

在昆仑山、可可西里山、开心岭、风火山、雁石坪、唐古拉山、头二九山、错那湖东岸、念青唐古拉山，发育成排线性分布的冷泉、温泉和冻胀丘群，反映活动断裂对地下水运动和温泉分布的显著控制作用。在楚玛尔河高平原、北麓河盆地、尺曲谷地、乌丽盆地、沱沱河盆地、通天河盆地、布曲断陷盆地、温泉裂谷盆地（图 3－11）和央尕尔纳茸盆地，活动断裂控制地下水运移，冬季形成沿不同方向呈线性分布的冰丘、冰锥和冻胀丘群，良好地展示了受活动断裂显著控制的地下水文网的空间形态和分布特征。在温泉裂谷盆地（图 3－11）、央尕尔纳茸断陷盆地、那曲谷地、谷露-桑雄地堑盆地和羊八井-当雄地堑盆地，深部地下热水沿活动断裂向上运移、汇集、涌出地表，形成线性分布的温泉群和泉华群。地下水的成分、温度、流量与断裂切割深度、现今活动性存在显著的相关关系（胡海涛等，1982）。在排除岩性、褶皱和非构造因素情况下，地下水运动及相关线性地质现象是鉴别活动断裂、评价断层活动性的重要标志之一。

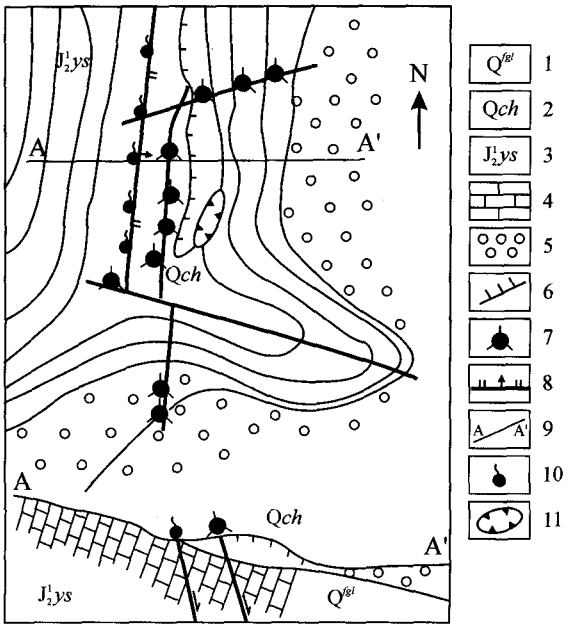


图 3－11　温泉盆地活动断层与温泉分布图

Figure 3－11　Tectonic map of active faults in the Wenquan basin of north Tibetan Plateau

（胡海涛等，1980）

1—第四纪冰水沉积；2—第四纪化学沉积；3—中侏罗统雁石坪群；4—灰岩；5—砂砾岩；6—断层陡坎；7—泉华丘；8—正断层；9—剖面线；10—温泉；11—积水坑或热融塌陷。*Qch*—泉华堆积；Q^{fgl}—冰川与冰水沉积；J_2^1ys—侏罗纪雁石坪群；A－A′表示剖面位置

第四节　青藏铁路沿线活动断层分类

通过活动断层填图（1∶2000）、路线地质调查（1∶10 万）、探槽工程揭露和地球物理综合勘测，在青藏铁路沿线鉴别出大量不同时代、不同方向、不同规模、不同性质和不同特点的活动断层（图 3－12）。兹根据野外观测、测试分析和综合研究等多方面资料，提出青藏铁路沿线活动断层的初步分类方案。

一、断层时代和活动性分类

综合第四纪地质观测、断层切割地层时代分析、多种方法的年代学测试分析资料，依据断层活动时代将青藏铁路沿线活动断层划分为全新世活动断层、晚更新世活动断层和更新世活动断层。

青藏铁路沿线全新世活动断层的主要判别标志包括：①断层活动时代与断层年龄小于 1 万年；②断层穿切、错断全新世不同类型的沉积地层；③断层切割、错断全新世冲沟与冲洪积扇体；④断层显著错断晚更新世晚期（5 万～2 万年）湖相沉积层和晚更新世末期（2 万～1 万年）冲洪积物，并具有全新世活动迹象；⑤断层切割、错断低位湖相沉积与

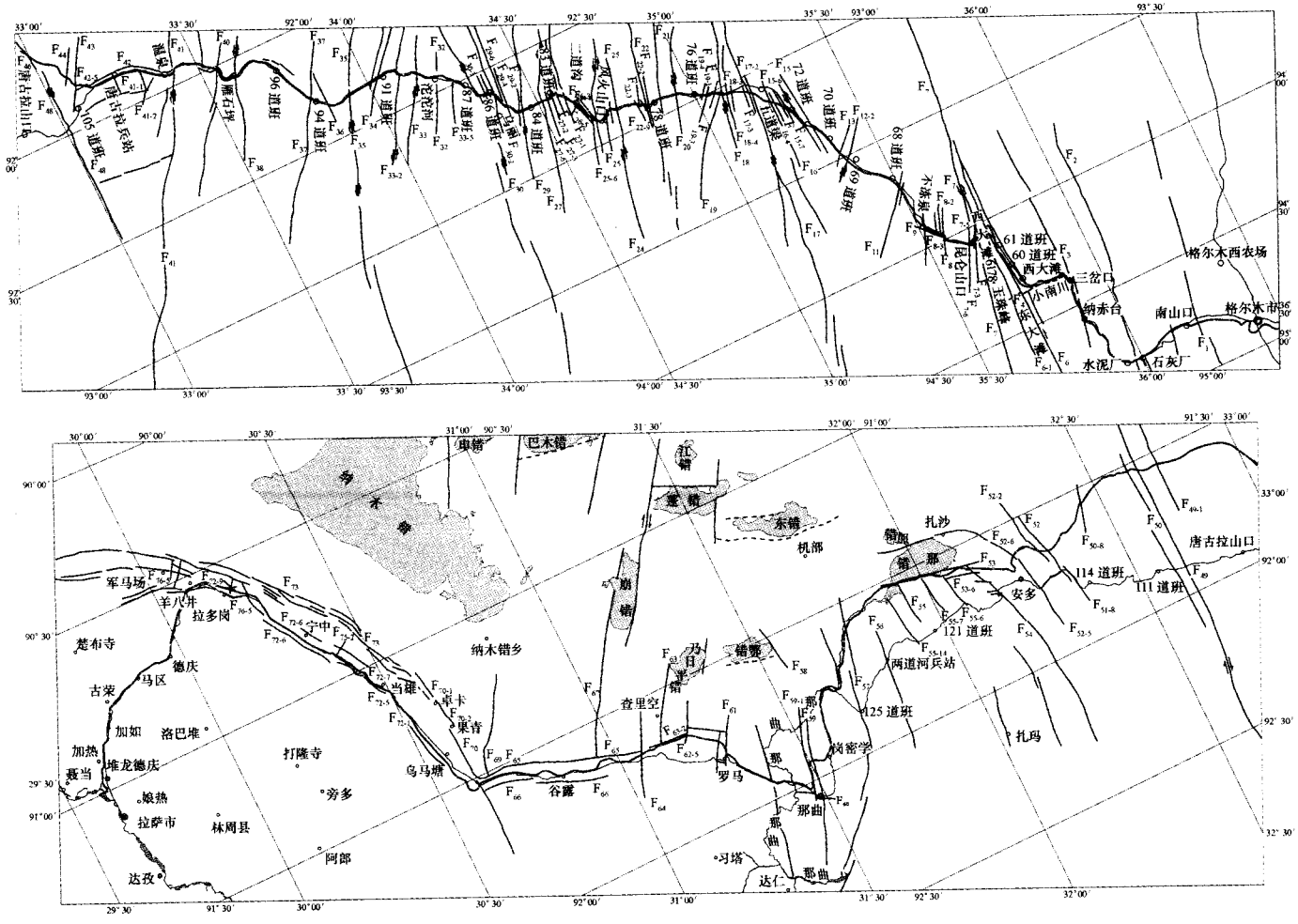


图 3-12　青藏铁路沿线活动断层分布图

Figure 3-12　Tectonic map of active faults across the Golmud-Lhasa railway route and its vicinity

河流Ⅱ级阶地，并具有全新世活动迹象；⑥断层控制现今温泉分布和现代地下水热活动；⑦断层明显切割、错断厚层地下冰与冻土层，控制冻结层下水运动和冻结层下水冰丘、冻结层下水冻胀丘的线性分布；⑧断层发育显著的氡气异常，并具有现今活动迹象；⑨沿断层发育全新世地震楔、地震鼓包、地震破裂；⑩断层控制历史地震与现今地震分布。综合以上标志，1:2000 活动断层填图成果和各类观测资料，在横穿青藏高原的铁路沿线共鉴别出全新世活动断层 114 条，包括强烈活动断层 4 条、较强烈活动断层 35 条，其它为一般活动断层、分支断层和次级断层（表 3－6）。

表 3－6　青藏铁路望昆—拉萨段沿线全新世活动断层一览表

Table 3－6　Lists of Holocene active faults across the Golmud-Lhasa railway route and its vicinity

序号	断层编号	断层位置	地质依据	断层性质和速度	断层活动性分类
1	F_6	西大滩—东大滩盆地南部	断层切割中晚更新世冰碛和冰水沉积，发育大量古地震遗迹	左旋走滑 6～8mm/a	西大滩盆南强烈活动断层
2	F_{6-1}	西大滩南侧	左旋错断山脊和中晚更新世冰碛	左旋走滑	F_6次级断层
3	F_7	昆仑山南缘	切割、错断晚更新世冰碛和地下冰控制 8.1 级地震，发育地震破裂	左旋走滑 10～15mm/a	昆仑山南缘强烈活动断层
4	F_{7-1}	62 道班北侧	错断地下冰层和中晚更新世地层	左旋走滑	F_7 次级断层
5	F_{7-2}	62 道班	错断冰丘和晚更新世沉积层	左旋走滑	F_7 次级断层
6	F_{7-3}	62 道班南侧	错断厚层地下冰层和冻土	左旋走滑	F_7 次级断层
7	F_{7-5}	昆仑山口	错断中晚更新世砾石，发育冰丘群	左旋走滑	F_7 次级断层
8	F_{7-6}	昆仑山口南侧	错断中晚更新世砾石，发育冰丘群	左旋走滑	F_7 次级断层
9	F_8	64 道班	错断中晚更新世砾石层和冻土层	左旋走滑	一般活动断层
10	F_{8-2}	64 道班南	切割中晚更新世砂砾石层	左旋走滑	F_8 次级断层
11	F_{8-3}	64 道班南侧	切割晚更新世砂砾石层和地下冰	左旋走滑	F_8 次级断层
12	F_9	不冻泉	切割晚更新世阶地和地下冰层	张扭性伸展走滑	横向活动断层
13	F_{11}	清水河	温泉、冰丘、砂土液化、氡气异常	左旋走滑	一般活动断层
14	F_{12-2}	清水河盆内	切割晚更新世湖相层	左旋走滑	一般活动断层
15	F_{15}	楚玛尔河	切割 35ka 晚更新世湖相层 150m	左旋 4.29mm/a	较强烈活动断层
16	F_{15-6}	楚玛尔河南岸	切割地下冰，发育构造裂缝和泉水	左旋走滑	F_{15}次级断层
17	F_{15-7}	楚玛尔河南岸	切割晚更新世湖积，发育氡异常	左旋走滑	F_{15}次级断层
18	F_{16}	五道梁	切割全新世 4.5ka 河流阶地 35m	左旋 7.76mm/a	较强烈活动断层
19	F_{16-4}	五道梁	切割 53.3ka 洪积台地、冲沟 21m	左旋 0.39mm/a	一般活动断层
20	F_{17-2}	可可西里	切割并错断 3.7ka 冲沟 25m	左旋 6.76mm/a	较强烈活动断层
21	F_{17-3}	可可西里	切割全新世 15.3ka 阶地 50m	左旋 3.27mm/a	较强烈活动断层
22	F_{18}	可可西里山南	切割全新世 6ka 细砂层	左旋走滑 1.5mm/a	较强烈活动断层
23	F_{18-3}	可可西里山南	切割晚更新世湖相层，发育冻胀丘	左旋斜滑	F_{18}次级断层
24	F_{18-4}	可可西里山南	切割、错断全新世冲沟和沉积	左旋走滑 4mm/a	较强烈活动断层
25	F_{19}	玛曲	切割冻土层，发育斜列冰丘	左旋走滑	一般活动断层
26	F_{19-1}	76 道班北山	切割晚更新世湖积，发育斜列冰丘	左旋走滑	F_{19}次级断层
27	F_{19-3}	76 道班北山	切割中晚更新世冲积，发育构造楔	左旋走滑	F_{19}次级断层

续表

序号	断层编号	断层位置	地质依据	断层性质和速度	断层活动性分类
28	F_{19-4}	76 道班北山	切割中晚更新世冲积，发育冰丘群	左旋走滑	F_{19}次级断层
29	F_{20}	秀水河	切割冻土层，发育斜列冰丘	左旋走滑	一般活动断层
30	F_{21}	北麓河	切割冻土层和全新世沉积	左旋走滑	一般活动断层
31	F_{22}	北麓河南	切割冻土层，发育构造裂缝和冰丘	左旋走滑	一般活动断层
32	F_{22-2}	北麓河南	切割冻土层，发育构造裂缝和冰丘	左旋走滑	F_{22}次级断层
33	F_{22-3}	北麓河南	错断全新世阶地 50～120m	左旋走滑 5～12mm/a	较强烈活动断层
34	F_{23-7}	左冒西孔曲	发育全新世砂土质构造楔	伸展走滑	一般活动断层
35	F_{23-9}	79 道班南侧	切割晚更新世湖相层	伸展走滑	一般活动断层
36	F_{24}	风火山北麓	穿切晚更新世—全新世沉积层	左旋走滑 4.0mm/a	较强烈活动断层
37	F_{25}	风火山	切割晚更新世洪积扇，发育冻胀丘	左旋走滑 2～10mm/a	较强烈活动断层
38	F_{25-4}	80 道班	切割地下冰，发育斜列冰丘群	左旋走滑	F_{25}次级断层
39	F_{25-6}	风火山口南侧	切割晚更新世湖相层和地下冰层	下滑 1.5～2mm/a	较强烈活动断层
40	F_{26-1}	风火山口北侧	切割全新世洪积扇	正断层	一般活动断层
41	F_{26-3}	二道沟盆北	切割全新世冲沟和洪积扇	左旋走滑 1.5mm/a	较强烈活动断层
42	F_{26-4}	二道沟盆北	切割 16.3ka 冲沟和洪积扇	左旋走滑 1.1mm/a	较强烈活动断层
43	F_{26-5}	二道沟盆南	发育冰丘群、泉水和构造裂缝带	正断层	一般活动断层
44	F_{27}	二道沟山南	切割年龄为 34ka 的河流阶地	左旋 2.6～3.5mm/a	较强烈活动断层
45	F_{27-1}	二道沟盆南	切割年龄为 16.8ka 的洪积扇	左旋走滑 2.98mm/a	较强烈活动断层
46	F_{27-2}	雅玛尔河盆北	切割全新世沉积，发育斜列冰丘群	伸展走滑	F_{27}次级断层
47	F_{27-3}	雅玛尔河	切割全新世沉积	伸展走滑	F_{27}次级断层
48	F_{27-5}	83 道班	切割晚更新世 31.4ka 湖相沉积层	左旋走滑	较强烈活动断层
49	F_{29-2}	茶错盆北	切割全新世冲沟	左旋走滑 2.0mm/a	较强烈活动断层
50	F_{29-4}	乌丽 85 道班	切割晚更新世—全新世冲沟	左旋走滑	一般活动断层
51	F_{29-5}	乌丽 85 道班	切割晚更新世沉积，发育斜列冰丘	左旋走滑	一般活动断层
52	F_{29-6}	乌丽盆地	切割全新世 5.6ka 洪积扇	左旋走滑 3.2mm/a	较强烈活动断层
53	F_{29-7}	乌丽盆南	切割全新世沉积和冲沟	左旋走滑 1.2mm/a	较强烈活动断层
54	F_{30}	乌丽南山	穿切晚更新世洪积扇	左旋走滑 3.50mm/a	较强烈活动断层
55	F_{30-2}	乌丽 86 道班北侧	穿切全新世沉积，发育斜列冰丘群	左旋走滑	F_{30}次级断层
56	F_{30-3}	乌丽 86 道班南侧	发育晚更新世—全新世断坎	左旋走滑	F_{30}次级断层
57	F_{30-4}	乌丽山南	切割错断晚更新世冲沟 35m	左旋走滑 1～3.5mm/a	较强烈活动断层
58	F_{30-5}	87 道班北侧	发育构造裂缝和全新世断坎	左旋走滑	F_{30}次级断层
59	F_{31-5}	87 道班南侧	切割中晚更新世砂砾石层	正断层	一般活动断层
60	F_{32}	沱沱河北侧	切割晚更新世—全新世沉积	左旋走滑	一般活动断层
61	F_{32-1}	沱沱河北岸	切割晚更新世—全新世沉积	左旋走滑	F_{32}次级断层
62	F_{32-2}	沱沱河北岸	切割晚更新世—全新世沉积	左旋走滑	F_{32}次级断层

续表

序号	断层编号	断层位置	地质依据	断层性质和速度	断层活动性分类
63	F_{33}	沱沱河（盆南）	切割29ka湖相沉积30m	左旋走滑1.0mm/a	较强烈活动断层
64	F_{33-2}	开心岭山北	发育构造裂缝和喷砂冒水现象	正断层	一般活动断层
65	F_{34}	开心岭	发育泉华群和喷砂冒水现象	左旋走滑	较强烈活动断层
66	F_{35}	布玛郎纳	切割全新世10ka沉积和冲沟	左旋走滑6.7mm/a	较强烈活动断层
67	F_{36}	通天河沿	穿切全新世洪积扇和地下冰层	左旋斜滑	一般活动断层
68	F_{36-1}	通天河沿	切割晚更新世—全新世河流阶地	左旋走滑	F_{36}次级断层
69	F_{37}	通天河	明显穿切全新世洪积扇，控制地震	左旋走滑	较强烈活动断层
70	F_{38}	雁石坪北侧	切割地下冰层，发育氡气异常	左旋走滑	一般活动断层
71	F_{40}	雁石坪-木乃山	切割晚更新世沉积，控制地震分布	左旋走滑3.3mm/a	较强烈活动断层
72	F_{41}	温泉盆地北缘	切割晚更新世沉积层	左旋走滑2～6mm/a	较强烈活动断层
73	F_{41-1}	101道班	切割全新世冲洪积扇	左旋走滑	一般活动断层
74	F_{41-2}	101道班南侧	切割全新世冲洪积扇	左旋走滑	一般活动断层
75	F_{42}	温泉盆地西边界	切割全新世沉积，发育线性温泉群	正断层0.45～1.2mm/a	较强烈活动断层
76	F_{42-5}	温泉盆西南边界	切割全新世洪积扇	左旋走滑	一般活动断层
77	F_{43}（F_{48}）	唐古拉山北	切割晚更新世河流阶地	左旋走滑1.9mm/a	较强烈活动断层
78	F_{49}（F_{49-1}）	扎加藏布	控制唐古拉山口东侧地震分布	左旋走滑	较强烈活动断层
79	F_{50}	唐古拉南头二九	发育线性冰丘群，控制地震分布	右旋走滑2mm/a	较强烈活动断层
80	F_{50-8}	央尕尔纳茸	穿切全新世砂砾石层	右旋走滑	一般活动断层
81	F_{51-8}	捷布曲	切割中晚更新世沉积，发育泉水群	右旋走滑	一般活动断层
82	F_{52-2}	安多北山	切割11.1ka砾石，发育冰丘和温泉	下滑0.72mm/a	一般活动断层
83	F_{52-5}	安多盆地北边界	切割晚更新世沉积，控制地震	伸展走滑	一般活动断层
84	F_{52-6}	安多盆地北边界	切割晚更新世—全新世洪积扇	伸展走滑	
85	F_{53}	错那湖盆东边界	切割、错断全新世沉积和地下冰层	正断层	一般活动断层
86	F_{53-6}	错那湖盆东	切割晚更新世湖积和全新世沉积	正断层	分支断层
87	F_{54}	安多盆地南边界	切割晚更新世土壤和51.1ka沉积	右旋走滑1.4mm/a 垂直下滑0.19mm/a	较强烈活动断层
88	F_{55}	121道班（扎仁）	切割全新世冲沟，发育冰丘群	伸展走滑	一般活动断层
89	F_{55-6}	申公里克山	切割中晚更新世冲洪积	伸展走滑	次级活动断层
90	F_{55-7}	申公里克山	切割晚更新世湖相层	伸展走滑	次级活动断层
91	F_{55-14}	申公里克山南	切割晚更新世砾石层	伸展走滑	次级活动断层
92	F_{56}	两道河兵站	穿切晚更新世—全新世湖相层	伸展走滑	一般活动断层
93	F_{57}	125道班	切割晚更新世—全新世沉积	伸展走滑	一般活动断层
94	F_{58}	错鄂盆北	切割晚更新世砾石层	伸展走滑	一般活动断层

续表

序号	断层编号	断层位置	地质依据	断层性质和速度	断层活动性分类
95	F_{59}	那曲	控制那曲温泉群	伸展走滑	一般活动断层
96	F_{59-1}	那曲南侧	发育温泉和冰丘群	伸展走滑	次级活动断层
97	F_{61}	罗马	发育温泉与喷砂冒水现象	正断层	一般活动断层
98	F_{62-5}	乃日平错盆北	发育温泉群	伸展走滑	次级活动断层
99	F_{63-2}	母各曲	切割晚更新世—全新世沉积	正断层	次级活动断层
100	F_{65}	谷露盆西断裂	切割全新世沉积，发育7.5级地震	下滑3~6.1 mm/a 左旋走滑4~6mm/a	较强烈活动断层
101	F_{67}	崩错活动断裂	切割Q_3湖相沉积，发育8级地震	右旋走滑9~11mm/a	强烈活动断层
102	F_{69}	古仁曲	切割晚更新世冲积，发育氡气异常	伸展走滑	一般活动断层
103	F_{70}	当雄盆北主边界	切割晚更新世沉积，发育地震破裂	正断层	较强烈活动断层
104	F_{72-1}	当雄盆南	切割中晚更新世—全新世砾石层	正断层	一般活动断层
105	F_{72-5}	当雄盆南	发育断层崖，切割晚更新世冲洪积	正断层	一般活动断层
106	F_{72-6}	宁中盆南	切割晚更新世—全新世沉积	正断层	次级活动断层
107	F_{72-7}	宁中盆地	切割全新世沉积层，控制温泉分布	正断层	次级活动断层
108	F_{72-9}	拉多岗	控制温泉分布	正断层	盆内活动断层
109	F_{73}	当雄－羊八井盆西	切割全新世沉积，孕育8级地震	下滑1.4~7.5mm/a	强烈活动断层
110	F_{75-2}	宁中	发育断层劈理带，控制宁中温泉群	伸展走滑	盆内活动断层
111	F_{76}	格仁错活断层	切割Q_3湖相沉积，发育7级地震	右旋走滑2.1mm/a	较强烈活动断层
112	F_{76-2}	拉多岗	发育温泉和高氡气异常	伸展走滑	盆内活动断层
113	F_{76-5}	羊八井盆内	控制温泉和水热蚀变的空间分布	正断层	北东向活动断层
114	F_{80}	雅鲁藏布江断裂	显著的GPS位移，活动地块边界	5.9~6.4mm/a	较强烈活动断层

青藏铁路沿线强烈活动断层（断裂）包括西大滩左旋走滑断层（断裂）（F_6）、昆仑山南缘（库赛湖）左旋走滑断层（断裂）（F_7）、崩错右旋走滑断层（断裂）（F_{67}）与当雄-羊八井盆西主边界活动断层（断裂）（F_{73}）。青藏铁路沿线较强烈活动断层包括楚玛尔河活动断层（F_{15}）、五道梁活动断层（F_{16}）、可可西里山北活动断层（F_{17-2}、F_{17-3}）、可可西里山南活动断层（F_{18}、F_{18-4}）、北麓河南活动断层（F_{22-3}）、风火山北缘活动断层（F_{24}）、风火山活动断层（F_{25}）、二道沟（山南）活动断层（F_{27}）、布玛郎纳活动断层（F_{35}）、通天河活动断层（F_{37}）、温泉盆西边界活动断层（F_{42}）、谷露盆西主边界活动断层（F_{65}）、当雄盆北主边界活动断层（F_{70}）、格仁错活动断层（F_{76}）和雅鲁藏布江活动断层（F_{80}）等。青藏铁路沿线一般活动断层包括：①强烈活动断层与较强烈活动断层的次级断层、分支断层、派生断层、伴生断层；②拉分盆地、裂陷盆地、地堑盆地的盆内断层、边界次级断层、分支断层；③相对稳定地块内部的活动断层（表3-6）。全新世活动强度（运动速度）不同的活动断层能够孕育不同震级的地震活动，诱发不同类型、不同程度的地质灾害。强烈活动断层能够孕育 $Ms \geqslant 7 \sim 8$ 级强烈地震，严重威胁铁路、公路、居民和重大工程安全；较强活动断层能够诱发 $Ms = 5 \sim 6.9$ 级中强地震和不同类型的地质

灾害，对铁路安全和公路交通构成比较严重的威胁；一般活动断层地震活动性相对较弱，对铁路安全不构成严重威胁；但能够诱发不均匀冻胀，局部可以产生一定的灾害效应。由于断层运动速度存在时空非均匀性，而且不同类型的活动断层能够发生相互转化，因此在线路工程的设计和施工过程中，对强烈活动断层与较强烈活动断层的灾害效应及全新世活动断层的诱发地质灾害都应予以重视。

青藏铁路沿线晚更新世活动断层的主要判别标志包括：①断层活动时代与断层年龄介于10万~1万年之间，被全新世沉积覆盖；②断层错断中晚更新世不同类型沉积地层，但未明显穿切全新世沉积盖层；③断层切割、错断晚更新世冲洪积扇，而未明显穿切全新世沉积地层；④断层明显穿切、错断晚更新世湖相沉积（唐古拉山以北地区为3万~5万年、唐古拉山以南地区为11万~2万年），而未明显穿切全新世沉积地层；⑤断层错断河流Ⅱ、Ⅲ级阶地，或切割、错断晚更新世冲沟，但全新世活动迹象不明显；⑥断层控制晚更新世古泉华台地，但全新世活动迹象不明显；⑦断层控制晚更新世古冻胀土丘或切割晚更新世冰期古冻融构造层，而被全新世沉积覆盖；⑧断层发育晚更新世构造楔和晚更新世古地震事件，但被全新世沉积覆盖。另外，将一些明显错断晚更新世沉积层、具有一定全新世活动迹象、现今活动性不甚明显的断层，或明显错断晚更新世沉积层、但因缺乏全新世沉积而难以判别全新世活动性的断层，暂划归为晚更新世（—全新世）活动断层。根据这些标志，在青藏铁路沿线鉴别出不同规模、不同级别的晚更新世活动断层110条，包括部分晚更新世（—全新世）活动断层。青藏铁路沿线晚更新世活动断层大部分属走滑断层或伸展走滑断层，部分为正断层（伸展断层）；很多晚更新世断层属早期断裂在晚第四纪伸展走滑构造环境发生继承性活动的产物。

将一些具有240万~13万年断层年龄或显著切割、错断早中更新世沉积，但晚更新世活动性不明显的断层划归为更新世断层。在1:2000活动断层填图过程中，发现约30条穿切铁路的活动断层属更新世断层；它们在全新世沉积层覆盖地区绝大部分呈隐伏状态。晚更新世活动断层与更新世活动断层虽然都存在显著的地貌标志，对古地震分布也具有一定的控制意义，但与现今地震活动的关系不甚密切，对铁路、公路、光缆等线路工程的危害性相对较小。尽管如此，部分晚更新世活动断层和更新世活动断层在现今构造动力学环境和地震触发作用下，具有重新活动、转化为全新世活动断层的可能性。

二、断层产状和性质分类

带依据活动构造走向进行分析，发现青藏铁路沿线主要发育北西—北西西向、北东—北东东向与近南北向活动构造（图3-12、3-13），主要表现为不同方向、不同规模、不同性质、不同序次的活动断层。将平行或斜列分布、性质相近、具有一定序次关系和成因联系的主干活动断层与次级活动断层组合在一起，构成区域活动断裂带。不同方向的活动断裂带交叉复合在一起，组成青藏高原中段的活动断裂网络，将青藏高原活动地块切割成规模不等的次级菱形块体。强烈活动断层和较强烈活动断层对现代地震分布具有显著控制作用，形成区域性地震活动带。将区域性地震活动带内部具有一定空间配置关系和动力学成因联系的活动断裂带组合在一起，组成区域活动断裂系（图3-13）。青藏高原中段主要活动断裂系都具有良好的分段活动性和区域可对比性，部分活动断裂系的沿走向延伸超过千余公里（图3-14）。

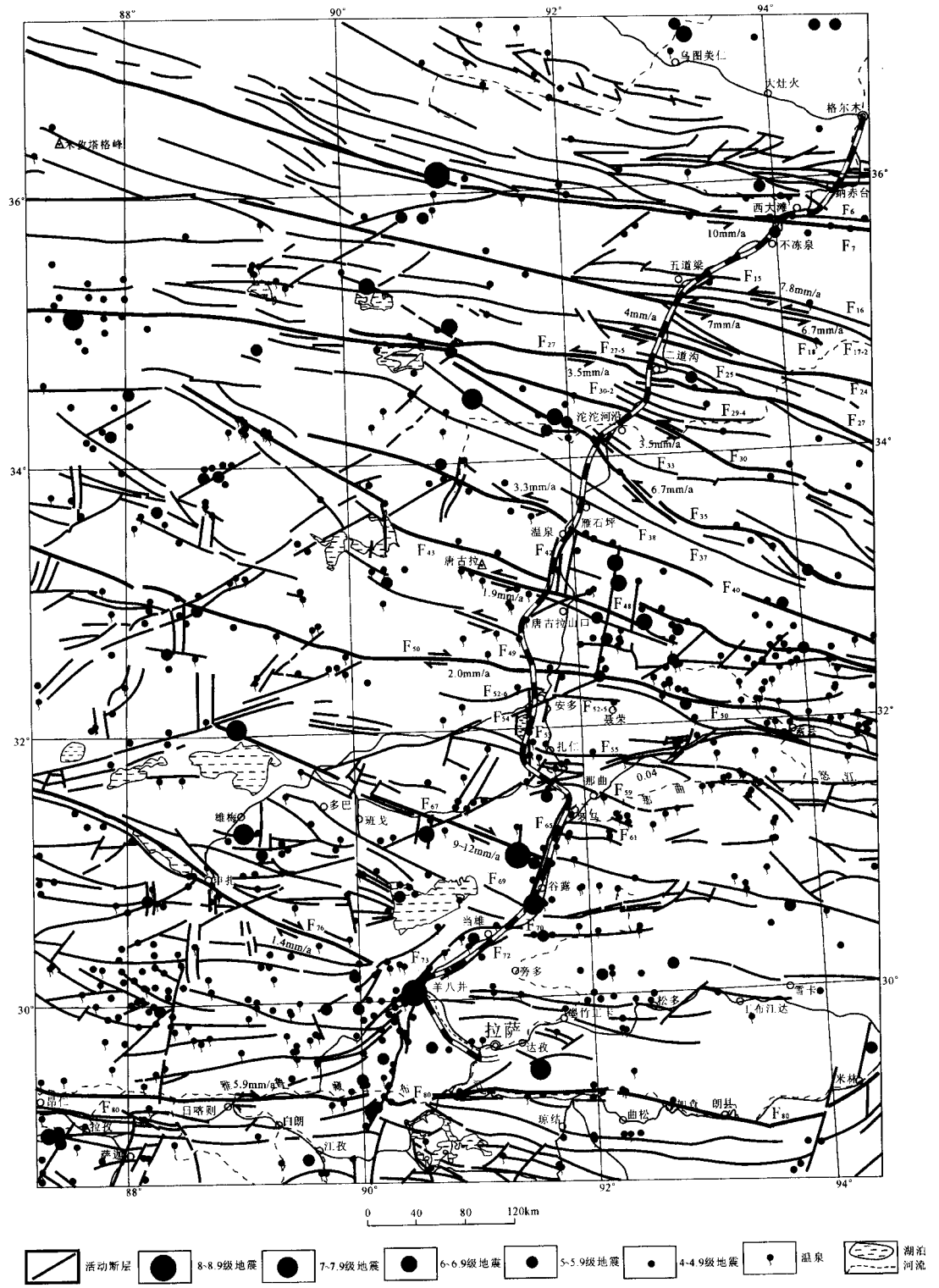


图 3－13　青藏高原中段活动断层分布图

Figure 3－13　Tectonic map of active faults in central Tibetan Plateau

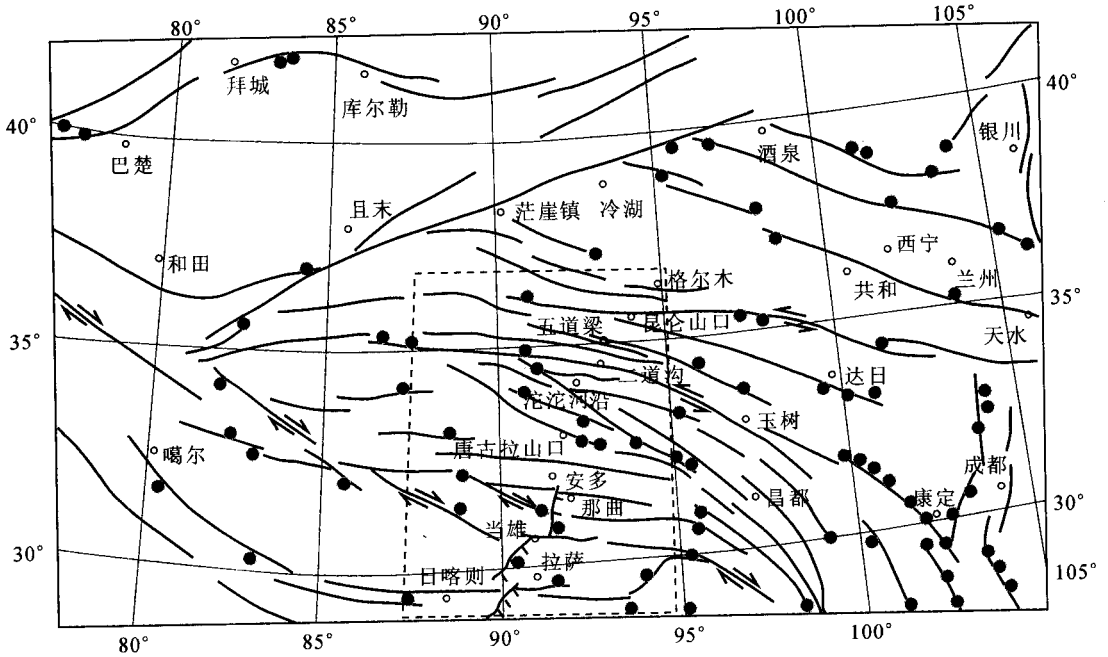


图 3－14　青藏高原及邻区活动断裂与强震分布图

Figure 3－14　Tectonic and seismic setting of central Tibetan Plateau and its adjacent areas

黑圆圈表示 6 级以上地震的震中位置；锯齿线表示羊八井-当雄-谷露伸展活动断裂；其它粗线表示走滑活动断裂；细虚线表示青藏高原中段活动断层 1:100 万编图范围

青藏铁路沿线主要北西—北西西向活动构造包括：①昆仑山活动断裂系，总体呈北西西向展布，构成柴达木（昆仑）地块和可可西里地块分界线；典型活动断层包括昆北活动断层（F_1）、昆中活动断层（F_2）、纳赤台活动断层（F_3）、西大滩盆北活动断层（F_5）、西大滩-东大滩盆南活动断裂带（西大滩活动断层）（F_6）、昆仑山南缘活动断裂带（库赛湖活动断层）（F_7），控制昆仑山地震带的空间分布，发生过 2001 年 11 月 14 日昆仑山 8.1 级地震、1937 年 1 月 7 日花石峡 7.5 级地震、1971 年 3 月 24 日托索河 6.8 级地震和 1963 年 4 月 9 日 7 级地震，还发生过大量古地震事件；②可可西里活动断裂系，总体呈北西西向展布，典型活动构造包括楚玛尔河活动断层（F_{15}）、五道梁活动断层（F_{16}）、可可西里山北活动断裂带（F_{17}、F_{17-3}）和可可西里山南活动断层（F_{18}），在可可西里湖东西两侧发生过 4.2～5.4 级地震，控制晚更新世—全新世 7～8 级古地震破裂空间分布；③乌兰乌拉湖-风火山活动断裂系，总体呈北西西向分布，主要活动断裂包括北麓河活动断层（F_{21}）、北麓河南活动断层（F_{22}）、风火山北麓活动断层（F_{24}）、风火山活动断层（F_{25}）、二道沟（山南）活动断层（F_{27}）、乌丽活动断层（F_{29}）和乌丽南山活动断层（F_{30}），发生过 1997 年 11 月 8 日玛尼 7.9 级强烈地震；④西金乌兰湖-沱沱河活动断裂系，总体呈北西向展布，典型活动构造包括沱沱河（盆南）活动断层（F_{33}）、开心岭活动断层（F_{34}）、布玛郎纳活动断层（F_{35}）和通天河沿活动断层（F_{36}）、通天河活动断层（F_{37}），发生多次过 6～7 级地震；⑤雁石坪-木乃山活动断裂系，总体呈北西向展布，主要控震构造有雁石坪-木乃山活动断层（F_{40}）和温泉盆地北缘活动断裂带（F_{41}），发生

过4.2～5.4级地震；⑥唐古拉山活动断裂系，总体呈北西向展布，主要活动断裂有温泉盆地南缘活动断层（F_{43}）、唐古拉山北活动断层（F_{48}）、瓦里百里塘横向活动断层（F_{46}）、唐古拉山南（扎加藏布）活动断层（F_{49}），控制唐古拉山地震带的空间分布；⑦头二九山-安多活动断裂系，位于班公-怒江缝合带中段，总体呈北西西-近东西向展布，主要活动断裂有索县北活动断裂带、安多北山活动断层（F_{52-2}）、安多盆北活动断裂带（F_{52-5}、F_{52-6}）、头二九山活动断层（F_{50}），控制4～5级地震震中带状分布；⑧崩错-嘉黎活动断裂系，属嘉黎-喀喇昆仑断裂重要组成部分，总体呈北西—北西西向展布，表现为右旋走滑断裂的斜列分布，主要控震构造有扎仁活动断层（F_{55}）、那曲活动断层（F_{59}）、罗马活动断层（F_{61}）、崩错活动断裂带（F_{67}）、嘉黎活动断裂带、古仁曲活动断层（F_{69}）和格仁错活动断层（F_{76}），控制斜列地震带空间分布，发生过雄梅7.0级地震和一些4～5级地震；⑨雅鲁藏布江断裂系，沿雅鲁藏布江缝合带呈近东西向展布，构成拉萨地块和喜马拉雅地块分界线，主要活动构造为雅鲁藏布江活动断裂带（F_{80}），尚包括很多分支断层和次级断裂构造，近百年来发生过多次7～8级强烈地震（图3-13）。

主要北东—北东东向活动构造包括：①玛尼-布喀达坂活动构造带，总体呈北东东向展布，由斜列分布带的北东—北东东向活动断层组成，主要控震构造有玛尼活动断裂带、多格错仁强错活动断裂带、斜拉武旦湖-太阳湖活动断裂带，对2001年11月14日昆仑山8.1级地震、1997年11月8日玛尼7.9级地震有一定控制意义；②乌兰乌拉湖-西大滩活动构造带，总体呈北东东向展布，由斜列分布的北东—北东东向活动断层组成，主要控震构造有霍通诺尔—库赛湖南缘活动断裂带、乌兰乌拉活动断层、浩波湖活动断层，发生过乌兰乌拉6.2级地震和大量4.0～5.3级历史地震；③吐错-沱沱河活动构造带，总体呈北东东向展布，由斜列分布的北东—北东东向活动断层组成，主要控震构造有双湖活动断层、吐错-雀莫错活动断层、沱沱河盆地北东向次级活动断层，发生过沱沱河西6.3级地震和4.2～5.6级历史地震；④色林错-唐古拉山口活动构造带，总体呈北东东向展布，由斜列分布的北东—北东东向活动断层组成，主要控震构造有唐古拉山斜向活动断层、瓦里百里塘活动断层、吴如错-其香错活动断层，对唐古拉山口东侧6级左右地震和色林错7级地震有一定控制意义；⑤安多-康果活动构造带，总体呈北东向展布，由斜列分布的北东-北东东向活动断层所控制，主要控震构造有唐古拉山口东侧盆缘活动断层、康果活动断层、安多活动断裂带、东巧活动断层，在唐古拉山口东侧发育6级地震；⑥申扎-巴木错-索县活动构造带，总体呈北西西向展布，由斜列分布的北东—北东东向活动断层组成，主要控震构造有索县横向断层、下秋卡活动断层、巴尔达-巴木错北活动断层、甲岗山南活动断层，对雄梅7级地震和大量4～5级历史地震有一定控制意义；⑦羊八井-当雄活动断裂系，总体呈北东向展布，主要由当雄-羊八井盆地内部不同方向的活动断层和盆缘边界活动断裂带组成，控制当雄-羊八井地震带和高温温泉群空间分布，主要控震构造包括羊八井-宁中裂谷盆地盆缘活动断裂带（F_{73}）、当雄盆北主边界活动断裂带（F_{70}），发生过1411年羊八井8级地震和1952年九子拉7.5级地震（图3-13）。

主要近南北向活动构造包括：①温泉盆地活动断裂系，包括盆西主边界活动断带（F_{42}）、盆东边界活动断层及盆地内部的隐伏、次级活动断层；②谷露-桑雄-罗马活动断裂系，由谷露-桑雄盆内不同方向活动断层和盆西主边界活动断裂带（F_{65}）组成，控制盆地形成演化、中强地震活动和高温温泉分布；③巴木错—错那湖东岸活动断裂系，由错那

湖盆东活动断裂（F_{53}）、安多盆地内部横向（近南北向）活动断层、安多盆地两侧山地横向活动断层组成，在错那湖东岸和巴木错东侧分别发生过4～5级历史地震；④唐古拉山口东侧活动构造带，总体呈近南北向展布，控制唐古拉山口和头二九山东侧近南北向拉分盆地和中强地震活动带空间分布，发生过2次6级地震和1次6.4级地震。

青藏铁路沿线北东—北北东向活动断裂和近南北向活动断裂虽然方向不完全一致，但具有相似的地质特征和力学性质，空间上紧密伴生，成因上具有密切联系，控制青藏铁路沿线拉分盆地、地堑盆地和断陷盆地的形成演化，构成规模巨大、横穿喜马拉雅山脉和青藏高原、长达千余公里的大型区域伸展构造体系。典型伸展构造如亚东—康马活动断裂系（横向构造）（Wu et al.，1998）、羊八井-当雄地堑盆地活动断裂系、谷露-桑雄地堑盆地活动断裂系、错鄂盆地活动断裂系、懂错—蓬错盆地活动断裂系、错那湖盆地活动断裂系、安多盆地活动断裂系、唐古拉山口西侧瓦里百里塘盆地活动断裂系、唐古拉山口东侧拉分盆地活动断裂系、温泉盆地活动断裂系集中分布在一定宽度的带状区域，形成近南北向展布的区域地震构造带（图3-13、3-14），命名为亚东-羊八井-谷露-错那湖—温泉伸展活动构造体系。该活动构造体系的主体为亚东-羊八井-当雄-谷露活动断裂系，其伸展断裂与地堑盆地规模大，构造活动性强；而北部的那曲拉分盆地活动构造、错那湖伸展构造、安多盆地活动构造、唐古拉山横向构造和温泉盆地活动断裂系属该活动构造体系的北延部分，其伸展断层与断陷盆地规模相对较小，现今构造活动性相对较弱。因此，有时将该活动构造体系简称为亚东-羊八井-谷露活动断裂系、亚东-羊八井-谷露地堑系或亚东-羊八井-谷露裂谷系（吴珍汉等，2003c）；裂谷系主要裂陷盆地均以西边界断裂带构造活动性最为强烈，控制西深东浅箕状盆地的形成演化。

在部分地区尤其在拉萨地块，尚鉴别出很多近东西走向的活动构造，如雅鲁藏布江活动断层（F_{80}）、当雄盆北边界活动断层（F_{70}）、羊八井和宁中盆内部分断层、松多-工布江达活动断层、错那湖东安申公里克山活动断裂系及班公-怒江缝合带斜列断层组成的活动断裂系等。除雅鲁藏布江活动断层（F_{80}）外，青藏铁路沿线近东西向活动断层绝大部分为北西—北西西向活动断裂系的分支、次级、伴生、派生断层或为古断层的重新活动，它们的现今构造活动性普遍比较微弱，多数属一般活动断层。

依据活动构造性质和运动属性，将青藏铁路沿线活动断层划分为左旋走滑断层、右旋走滑断层、伸展活动断层和伸展走滑断层（表3-6）。唐古拉山以北地区北西—北西西向区域性活动断裂构造以左旋走滑运动为主要特征，如昆仑山活动断裂系、可可西里活动断裂系、乌兰乌拉湖—风火山活动断裂系、西金乌兰湖—沱沱河活动断裂系、雁石坪-木乃山活动断裂系和唐古拉山北活动断裂系；唐古拉山以南地区北西—北西西向区域性活动断裂构造以右旋走滑运动为主要特征，如头二九山-安多活动断裂系、崩错-嘉黎活动断裂系、纳木错-宁中-林周活动断裂系、格仁错活动断裂带和雅鲁藏布江活动断裂带（图3-13）。青藏铁路沿线以唐古拉山为界，南北两侧北西—北西西向活动断裂存在反向运动，反映青藏高原中段以唐古拉山为中心地壳物质的显著东向运动规律（图3-13），大体符合东向逃逸模式；但由于走滑断裂数量较多，密度较大，地壳变形与断层滑移不仅仅集中在昆仑山左旋走滑断裂系、风火山—玉树左旋走滑断裂系、嘉黎-喀喇昆仑右旋走滑断裂系等少数边界断裂，而是不均匀分配在活动地块内部和活动地块边界的大量活动断裂带，具有地壳连续变形特征，与Tapponnier et al.（1975，1976）提出的不连续变形模式存在显著差别。

青藏铁路沿线典型伸展活动构造为羊八井-当雄-谷露-安多-温泉活动构造体系，包括北东向当雄-羊八井活动断裂系、近南北向谷露-桑雄活动断裂系、近南北向错那湖盆缘活动断裂系、北东—北东东向安多盆地活动断裂系和北北东向温泉盆地活动断裂系（图3-14）。青藏铁路沿线典型伸展走滑活动构造包括二道沟盆地边界活动断裂系（F_{26}、F_{27}）、乌丽活动断裂系（F_{29}、F_{30}）、安多盆地边界断裂系（F_{52-5}、F_{52-6}、F_{54}）、谷露盆西主边界活动断裂系（F_{65}）等。青藏高原中段主要走滑活动断裂如昆仑山活动断裂系、可可西里活动断裂系、风火山活动断裂系、唐古拉山活动断裂系、头二九-安多活动断裂系、崩错-嘉黎活动断裂系和雅鲁藏布江断裂的平面延伸都超过1000km，规模巨大，很多为活动地块和构造单元的分界线，对中强地震分布具有显著控制意义（图3-13）。

对青藏高原中段与青藏铁路沿线不同类型、不同性质的活动断裂系如典型走滑活动断裂系、典型伸展活动断裂系的地质特征、运动速度和灾害效应，将在后面相关章节分别进行详细描述和系统分析，此不重复描述。

第四章　典型伸展活动断裂的地质特征

青藏铁路自北向南纵向穿越温泉盆地、安多盆地、谷露-桑雄盆地和当雄-羊八井盆地等区域性典型伸展构造（图3-12、3-13，图版I）。沿区域性伸展（裂陷或断陷）盆地，发育不同方向、不同性质、不同规模的边界断裂、盆内活动断层和横向构造（图3-12），形成由正断层或伸展走滑断层组成的区域性活动构造系统，如当雄-羊八井活动断裂系、谷露-桑雄活动断裂系、安多活动断裂系及温泉活动断裂系。由于伸展盆地构造演化与青藏高原隆升存在动力学成因联系（Dewey et al.，1988；吴珍汉等，2001a、b，2002b，2003c），青藏高原地壳伸展构造如当雄-羊八井盆地伸展型韧性剪切带、双湖盆西伸展断层被视为青藏高原隆升的重要标志，伸展断裂活动产生的初始动力变质矿物成为青藏高原隆升时代的重要测年对象（Harrison et al.，1995；Blisniuk et al.，2001）。目前普遍认为，青藏高原因印度大陆板块北向俯冲而遭受长期挤压变形，地壳缩短增厚引起重力势能增加；当地壳增厚到约60km之后，地壳内部发生局部熔融和侧向流动，改变区域构造应力场和主应力方向，产生区域伸展变形环境（裂陷盆地、裂谷盆地或地堑盆地），形成青藏高原近南北向伸展活动断裂系。Blisniuk et al.（2003）进一步将盆缘边界断层的运动速度与地壳伸展变形速率联系在一起，力求通过研究双湖盆地边界断层速度演化过程，定量揭示晚新生代地壳伸展变形强度变化规律。因此研究青藏高原腹地典型盆地的伸展构造，不仅能够为完善铁路设计和地质灾害防治提供重要的基础地质资料，具有显著的工程应用价值；而且能够为研究青藏高原地壳演化过程、发展21世纪的大陆动力学理论提供丰富的实际观测资料，具有十分重要的科学意义。

本章将在活动断层勘测、路线地质观测、活动断层测年、ETM遥感解译等各项调查与研究工作基础上，分析青藏铁路沿线主要伸展盆地典型活动断裂（系）的空间分布、地质特征、活动时代和运动速度，为青藏铁路沿线地质灾害防治和工程安全分析提供科学依据，为发展青藏高原大陆动力学理论提供系统、可靠的观测资料和测试数据。

第一节　温泉盆西边界活动断裂系

温泉盆西边界活动断裂系由一系列近南北走向的边界活动断层斜列组合而成，简称为温泉盆西主边界断裂或温泉盆西边界断裂带，属青藏高原北部规模较大的伸展构造，控制温泉盆地的空间分布与形成演化。温泉盆地位于唐古拉山口北侧，总体走向近南北，宽8～12km，长约40km。盆地面海拔高度为4800～4900m，而盆地周缘山脉的峰顶面高度多集中在海拔5400～5600m之间，少数峰顶面高度可达海拔5800m以上。温泉盆地是唐古拉山北侧青藏铁路沿线发育的、规模最大的一个近南北向伸展盆地。青藏铁路、青藏公路从北向南贯穿温泉盆地的中部，青藏铁路在温泉盆地南端的布曲河口处横穿温泉盆西主边界活动断裂（F_{42}），然后进入唐古拉山腹地和瓦里百里塘盆地；青藏公路自温泉盆地东南

部延入唐古拉山地区，穿越温泉盆地南侧的唐古拉山北活动断裂带（F_{48}）。在大地构造位置上，温泉盆地处于羌塘地块中南部，南侧邻近班公-怒江缝合带。温泉盆地周缘主要分布侏罗系雁石坪群海相砂岩和灰岩，南缘出露少量上白垩统—古近系风火山群紫红色砂砾石岩和火山岩，盆地内部充填着大量第四纪松散沉积物。温泉盆地周缘的中生代和晚白垩世—古近纪地层普遍遭受南北向的挤压变形作用，形成近东西走向的褶皱构造和逆冲断层，而走向南北的温泉盆地则横切早期东西向挤压构造变形带（图3-12、图版I）。

地质力学研究所在20世纪70年代后期曾对温泉盆西边界活动断裂进行过初步研究（胡海涛等，1982）。我们通过1:2000活动断层勘测和探槽工程揭露，进一步论证温泉盆地西侧发育倾向东、走向近南北的活动正断层，称其为温泉盆西主边界活动断裂或温泉盆地西边界活动断裂，并在温泉盆地内部发现不同方向的活动断层，共同组成温泉盆地伸展活动构造体系。温泉盆地伸展活动构造体系对温泉盆地伸展构造演化、地下水热循环、温泉线性分布都具有显著控制作用。现有资料表明，温泉活动断裂系是在印度板块与欧亚板块强烈碰撞的背景下，青藏高原中北部地区在晚新生代以来发生近东西向地壳伸展变形的产物，自温泉盆西边界断层向东形成箕状半地堑构造。第四纪期间，温泉伸展活动构造体系发生了多期活动，形成山前多套断层三角面、多级断层陡坎地貌、线性分布的泉华台地和多次古地震事件，未来尚具有发生6~7级地震的构造背景。根据温泉盆西边界断裂的平均垂直活动速率和最大的垂直断距，估算温泉盆地西边界断裂初始形成时代为13.3±4.9Ma B.P.（Wu et al.，2004）。

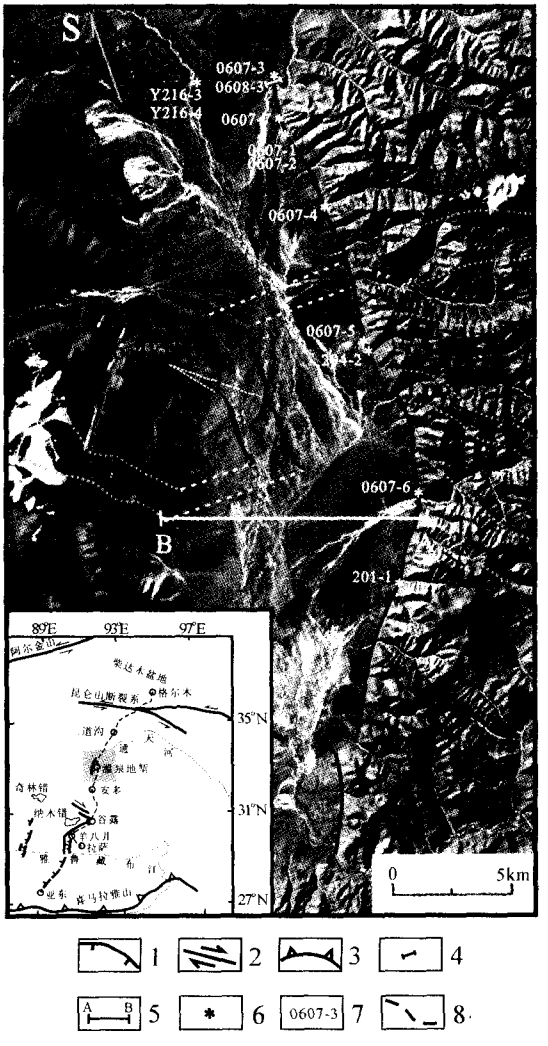


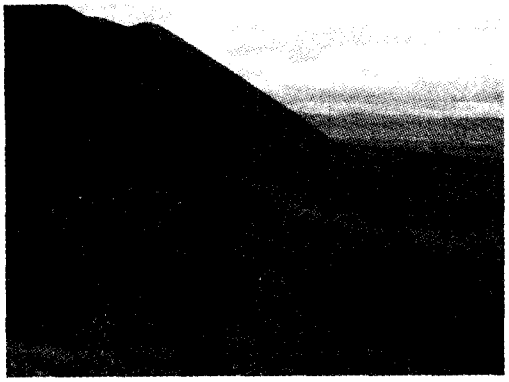
图4-1 温泉盆地ETM遥感影像及剖面位置图

Figure 4-1 ETM images and boundary fault of Wenquan basin

1—正断层；2—走滑断层；3—逆冲断层；4—探槽位置；5—盆地横剖面位置；6—采样点；7—样品编号；8—青藏公路

一、伸展构造地貌特征

地表调查和ETM遥感资料显示，在温泉盆地西侧和北侧山地，主要发育河流强烈切割所形成的“V”型峡谷地貌（图4-1）。盆西冲沟和河谷基本呈近东西向、垂直盆地西缘断层分布，与垂向差异隆升运动存在动力学成因联系。在河谷与盆地西缘断层相交的山麓地带，



a 温泉盆地西侧雀巧陇巴东北约 2km 处，断层垂直错动晚更新世阶地所形成的断层陡坎和顺断裂分布的劈理化带与方解石脉（镜头向北东）



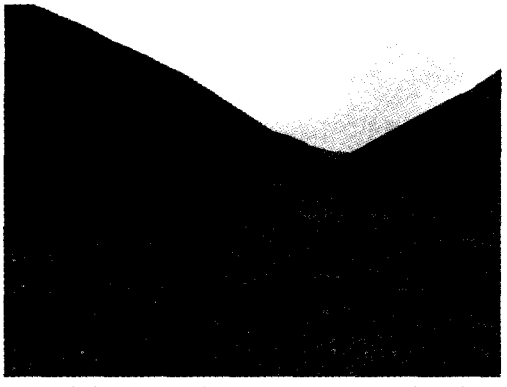
b 温泉盆西边界断层三角面及下部高 45m 的断崖（镜头向西）



c 温泉西侧高约 24m 的断层崖（镜头向南）



d 温泉兵站西侧被垂直错动了约 24m 的泉华台地（镜头向西南）



e 温泉盆地西侧 101 道班西南约 4km 处盆缘断裂错动全新世阶地形成高 6m 的断层陡坎（镜头向西）



f 温泉盆地西侧 104 道班西南探槽揭露活动断层（镜头向西南）

图 4－2　温泉盆地伸展构造野外地质特征

Figure 4－2　Photos of extensional faulting and tectono-geomorphic features of the Wenquan basin

发育至少6级河流阶地或冲洪积台地。其中最高一级河流阶地（T_6）高出相邻河谷（拔河）约70～80m，主要表现为侵蚀阶地，在阶地顶部分布薄层状、分选较好、磨圆中等的河流相砾石所构成的冲积物，砾石成分与西侧山地基岩岩性基本一致。阶地 T_5、T_4、T_3、T_2 和 T_1 分别拔河45～55m、25～30m、18～20m、10～15m 和5～8m，除 T_1 和 T_2 主要为堆积阶地和基座阶地外，其它阶地都属于基座阶地和侵蚀阶地。其中 T_1 常被河流直接切割或被拔河0.5～1m 的高河漫滩所切割。T_2 以上的阶地主要分布于断层的上升盘。在断层东侧的下降盘一侧，早期冲、洪积物和冰水沉积大多被后期沉积物所掩埋（图4－2、4－3，图版II）。目前在地表仅能见到阶地 T_1 和高河漫滩。初步的测年结果表明（表4－1），

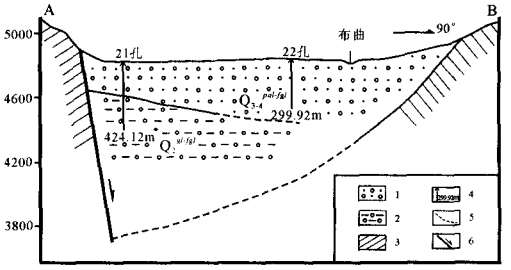


图4－3　温泉盆地地质横剖面图

Figure 4－3　Cross section across the Wenquan basin in north Tibetan Plateau

（据樊溶河等，1982，略加改编）

1—冲洪积物；2—冰川和冰水沉积；3—基岩；4—钻孔及其深度；5—推测界线；6—正断层

表4－1　温泉盆地晚第四纪地质体测年结果一览表

Table 4－1　Dating of Quaternary events occurred in the Wenquan basin of north Tibetan Plateau

样品号	采样位置	地貌部位	样品性质	方法	年龄/kaB. P.	错距/m
204－2	103 道班西北	高约45m 的泉华台地下部	钙华	ESR	521 ±46	>80，<200
201－1	102 道班西	顺断层贯入的脉体	方解石脉	ESR	324 ±30	>80，<200
0607－3	布曲河东南岸	布曲河高阶地，拔河40～60m	砾石钙膜	U 系	127.4 ±9.4	45～55
0607－2	104 道班西	覆盖断崖的泉华	钙华	U 系	103.0 ±12.6	40～50
0607－1	104 道班西	覆盖 Q_3^{pl} 的泉华	钙华	U 系	45.2 ±4.6	18～22
0607－5	103 道班西	覆盖 Q_3^{pl} 的泉华台地	钙华	U 系	53.6 ±7.0	24～28
0607－7	104 道班西南	错动晚更新世洪积扇的断坎上	砾石钙膜	U 系	25.3 ±1.3	13～16
0608－3	布曲河南岸	拔河6～8m T_2 上部	砾石钙膜	U 系	21.4 ±1.5	>6
0607－4	104 道班西北	拔河6～8m 的洪积扇的断坎上	砾石钙膜	U 系	11.4 ±1.2	4.5
0607－6	104 道班西南	拔河6～8m 的洪积扇的断坎上	砾石钙膜	U 系	7.2 ±1.0	8
Y216－3	茸玛河北岸	拔河4～8m T_2 中部	砾石钙膜	U 系	46 ±3	
Y216－4	茸玛河北岸	拔河4～8m T_2 中部	砾石钙膜	U 系	33 ±3	

注：表中的U 系和ESR 年龄分别由中国科学院地质与地球物理研究所的马志邦和中国地震局地质研究所的尹功明协助完成。

温泉盆地及邻区发育的6级阶地主要形成于中更新世晚期以来。在盆地东侧和南侧的山地，主要发育冰川侵蚀形成的“U”型槽谷。在冰川槽谷及其沟口附近，堆积大量冰川与冰水沉积物。在冰川谷的外侧，冰川沉积物普遍被冰川退缩之后所出现的冲、洪积物所切割。从ETM 遥感图上可以看出，温泉盆地周缘的冰川沉积物分布特征与念青唐古拉山西段地区非常相似，反映它们的年龄也不会早于中更新世（吴中海等，2003；Wu et al.，

2004)。

二、典型活动断裂的几何学和运动学特征

温泉盆地西边界断裂（温泉盆西主边界活动断裂）（F_{42}）呈近南北—北北东走向，总体倾向东，属唐古拉山北侧重要的伸展活动构造。在盆地西侧的山前地带，该断层垂直错动基岩、晚第四纪冲积阶地、洪积扇和泉华台地等地质-地貌体，造成基岩牵引变形和断裂破碎带劈理化现象（图4-2、图版II），并形成断层三角面、断层崖和断层陡坎等典型断层地貌。综合断裂各种活动标志发现，温泉盆地西边界断裂是一条在第四纪经历多期活动的正断层，直接控制着温泉盆地的形成演化和温泉地热分布。

1. 断裂几何学特征

温泉盆地西侧存在高差显著、呈近南北向延伸的线性地形坡折，清楚地标明了盆地西缘断裂的位置（图4-1）。温泉盆西主边界断裂（F_{42}）的西侧为上升盘，发育平均海拔约5500m的山地和被河流强烈切割的峡谷地貌，而东侧为下降盘，发育海拔4850±50m的冲、洪积扇和冲积平原地貌，表明温泉盆西主边界断裂两侧断块存在明显的差异升降运动。温泉盆西主边界断裂及温泉盆地的几何特征主要表现为断层产状、分布、组合特征和断陷盆地形态等方面。温泉盆西主边界断裂（F_{42}）在平面上整体呈向东凹的弧形，全长约45km。根据断裂走向变化及西侧谷肩突然转折所造成的断裂不连续分界点，由南到北可将温泉盆西主边界断裂（F_{42}）划分为三段（图4-1）。断裂南段总体为南北走向，从布曲河口南约1km处向北延伸至103道班北约2km附近，长约22km；断裂中段总体为北北东走向，从103道班北约2km处延伸至101道班西南约1km附近，长约18km；断裂北段总体也为北北东走向，长约5km，从101道班西南约1km处延伸至盆地北端附近。主要断层倾向北东东—南东东，倾角54°~70°，皆错动基岩和中、晚更新世以来的冲、洪积扇，在山前地带形成线性特征明显的断层三角面、清晰的断层崖和多级断层陡坎等断层地貌，并且沿断裂破碎带发育线性分布的温泉及泉华台地。

在平面上，温泉盆地整体上呈两端窄（宽约8km）、中间宽（宽约12km）的月牙形（图4-1），且盆地西部边界线性特征明显，并向西侧凸出，表明温泉盆西主边界断裂（F_{42}）对盆地形态的控制作用。而在盆地东侧，除东南端可能局部存在正断层活动外，其它地点山、盆边界极不规则，显示山坡侵蚀后退所形成的盆地边界特征。另外根据浅层综合物探和70年代后期的钻孔资料（樊溶河等，1982），温泉盆地第四纪沉积中心偏向盆地西侧，沿温泉盆西主边界断裂（F_{42}）盆地断陷深、第四纪沉积厚度大，向东远离主边界断裂，盆地逐渐变浅、第四纪沉积逐步减薄；反映温泉盆地属西侧断陷、东侧倾伏的典型半地堑型箕状盆地（图4-3）。

2. 断裂多期活动与最大垂直断距

温泉盆西主边界断裂（F_{42}）的多期活动形成了盆地西侧山前的多级断坎、多套断层三角面和泉华台地等断层地貌。其中最显著的是山前多套三角面和多期泉华台地。根据野外观察，结合地形图和ETM遥感图判读，发现在盆地西侧的山前地带，根据断层三角面顶部的拔河高度、切割三角面的冲沟或河流规模以及三角面之间的嵌套关系，可以将山前的断层三角面划分为4套（图4-4）。其中规模最大、拔河高度最高的第一套断层三角面通常被近东西走向的长度大于5km的河流所分隔，其顶部海拔约5500±100m，并与谷地

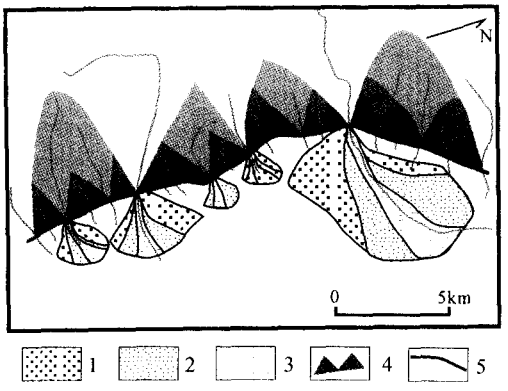


图 4－4　温泉盆西多套断层三角面和洪积扇地貌

Figure 4－4　Map of triangular facets and deposits along west boundary fault of the Wenquan basin

1—晚更新世洪积扇；2—早全新世洪积扇；3—晚全新世洪积扇；4—断层三角面；5—山前断层

西侧的山脊面相连。该套断层三角面由于后期受到河流和冲沟的强烈切割、破坏，在野外已很难辨认，只有在遥感图上尚可比较清楚的识别。第二套断层三角面在野外较易识别，其嵌套在第一套断层三角面内，顶部海拔约 5290 ± 30m，构成山脊面之下的山梁面，并被谷地西侧规模较小、长度一般小于 5km 的沟谷或冲沟所分割。第三套断层三角面一般嵌套在第二套断层三角面中，其顶部海拔约 5100 ± 20m，构成更低一级的山梁面，它被规模和长度更小的冲沟所切割。而第四套断层三角面则嵌套在第三套断层三角面内，其顶部高出山前谷地约 80 ± 20m，该套三角面被山前规模最小的冲沟所分割。在切割断层三角面的冲沟出口处，可以看到三套冲、洪积扇（图 4－4）。洪积扇的初步的测年结果表明（表 4－1），它们形成于晚更新世以来。地质观测和测年资料说明，上述断层三角面应该形成于晚更新世之前。在断层三角面的下部（属于断层三角面的一部分），可以观察到高出山麓地带约 45m、22～24m、11～15m 和 4～8m 的断层崖、断层陡坎和类似高度的 4 期泉华台地。其中高约 4～15m 的断层陡坎走向近南北，其常沿山麓地带和横过断裂的冲沟与河流两侧分布，并横切山麓地带的洪积扇、泉华台地和河流阶地，有时其本身也构成断层三角面的一部分。而高 22～45m 的断层崖与断层陡坎相似，不过大多情况下错动基岩或泉华台地，沿先存的断层三角面下部分布（图 4－2b、c）。在一些阶地发育较好的冲沟和河流沟口，则其错动泉华台地和河流阶地，展布于冲沟和河流的南、北两侧。根据阶地的相对时代和初步的测年结果分析，这些断坎和断崖都应形成于中更新世晚期以来。

山前的多套断层三角面、断崖、断坎和泉华台地等断层地貌及其高度反映断裂形成以来的阶段性和持续性活动特点，断层在不同时期产生不同的垂直活动量。而断裂带上的最大垂直断距必须根据断裂活动所错动的形成时代早于盆地断陷的地质体或地貌面的断距来分析。在青藏高原内部，普遍存在形成时代为中新世中晚期的侵蚀面，它们在唐古拉山地区以海拔 5200m 左右高度的等高峰顶面为代表（Shackleton et al.，1988）。在温泉盆地周缘，由于晚新生代后期近南北向断裂的活动，该侵蚀面已被温泉盆地西边界断裂（F_{42}）垂直错断，在断裂西侧，早期的峰顶面被抬升至 5500m 以上高度，并受到后期河流及冰川所引起的强烈剥蚀作用的破坏。而在断裂的东侧，峰顶面相对下降，并被第四纪松散堆积物所埋藏，构成温泉盆地的基底面。考虑到后期强烈剥蚀作用，只能用盆地西侧谷肩中海拔最高的山峰的顶面来近似代表当时的峰顶面，这时的峰顶面与盆地基底面之间的最大高差仅代表温泉盆地西边界断裂（F_{42}）最大垂直断距的最小值。综合钻孔和物探资料可知（图 4－3），盆地基底面最大埋深可达约 1000m，海拔 3710 ± 10m。而盆地西侧谷肩的最高峰顶面海拔 5858m，两者相减，表明自温泉盆地开始张裂以来盆地西缘断裂所造成的垂直错动量最小为 2.1km。

除了断层错动中新世侵蚀面的现象外，在温泉盆地周缘还发现盆西边界断裂（F_{42}）垂直错动近东西向褶皱构造，形成视左旋走滑位移现象（图4-5）。根据区域地质调查资料[1]，在青藏公路103道班的西侧，发育由中侏罗统雀莫错组（J_2q）、玛托组（J_2m）、温泉组（J_2w）和夏里组（J_2x）等四套地层所构成的倒向北侧的背斜褶皱，其核部出露中侏罗统雀莫错组[1]（图4-1）。而在盆地的东侧，该背斜南翼的J_2x与J_2w和J_2w与J_2m之间的地层界线却同步向北偏移约6.4km。从表面上看，好像为断层左旋错动造成的。但地表详细观测表明，温泉盆地东、西两侧并不存在横切地层走向的大型左旋走滑断层，温泉盆地西边界断裂（F_{42}）也没有左旋走滑分量。在温泉盆地的南北两侧，近东西走向的相同层位的侏罗纪地层断续相连，走滑位移不甚显著。因此，我们认为这是断层垂直错动所造成的一种“视左旋走滑断层效应”。因为在断层垂直错动时，由于背斜褶皱的南翼倾向南侧，在盆地西缘断层造成西侧断块抬升，东侧断块下降的情况下，当两侧断块经过后期的剥蚀作用，在地表就会出现“视左旋错动”的错觉（图4-5）。在此情况下，“视左旋偏移”的距离（$L=6.4$km）和垂直断距（H）之间应存在以下关系：$H=L\times\tan(a)$，其中a为地层倾角。地表调查表明，$a=(42\pm10)°$，据此可计算出相应的垂直错动量：$H=6.0\pm2.2$km。这应该代表目前资料所能推断的温泉盆地西边界断裂总垂直断距的最大值。

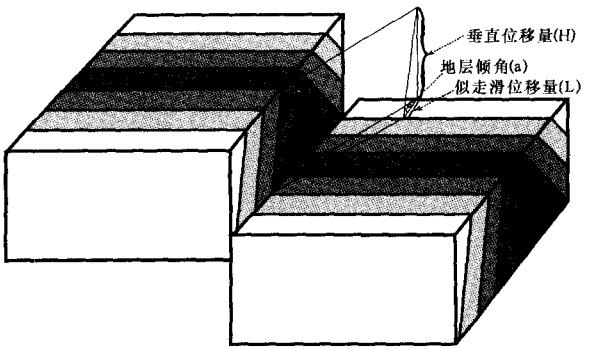


图4-5 断层垂直错动背斜构造所造成“视走滑位移”现象示意图

Figure 4-5 Diagram of vertical displacement and its horizontal effect along boundary fault of Wenquan basin

3. 晚第四纪断层活动速率

利用皮尺和水准仪对断层错动晚第四纪地质—地貌体所形成的断层陡坎和断层崖进行高度测量。结果表明，沿温泉盆地西边界断裂（F_{42}）不仅存在高度分别为约70m、40～50m、20～26m、11～15m、8m左右和4～5m，错动冲、洪积扇、河流阶地和泉华台地的断层崖和断层陡坎，而且显示出所错动的地质体时代越老断层错动量越大的特点。其中在盆地西南端的布曲河南岸发现，高45～55m的断层崖垂直错动拔河50～60m的河流阶地；断错阶地上部分布一套厚30m左右的灰黄色砂砾石层，其中砾石钙膜的U系年龄为127.4±9.4kaB.P.（图4-1和表4-1样品0607-3），指示该砾石层最晚形成于中更新世晚期。在盆地西侧，常见高度为4～26m不等、错动晚更新世—全新世洪积扇和河流阶地的断层崖。其中在103道班南约4.5km的卡角尔陇沟口，断层分别错动拔河约12m和27m的T_1和T_2，垂直断距分别为8±1m和19±2m（图4-6A）。向南约2km至与卡角尔陇规模相当的一条河谷北侧，也观察到两级断层陡坎，其中早期断坎垂直错动拔河约16m阶地约10m，晚期的断坎垂直错动拔河约5～10m的阶地约4.5m（图4-6B）。在晚期阶地的下降盘一侧，砾石层的砾石钙膜U系年龄为11.4±1.2kaB.P.（图4-1和表4-1样品

[1] 青海省区域综合地质大队六分队，1993，唐古拉山幅1:20万地质图及区域地质调查报告。

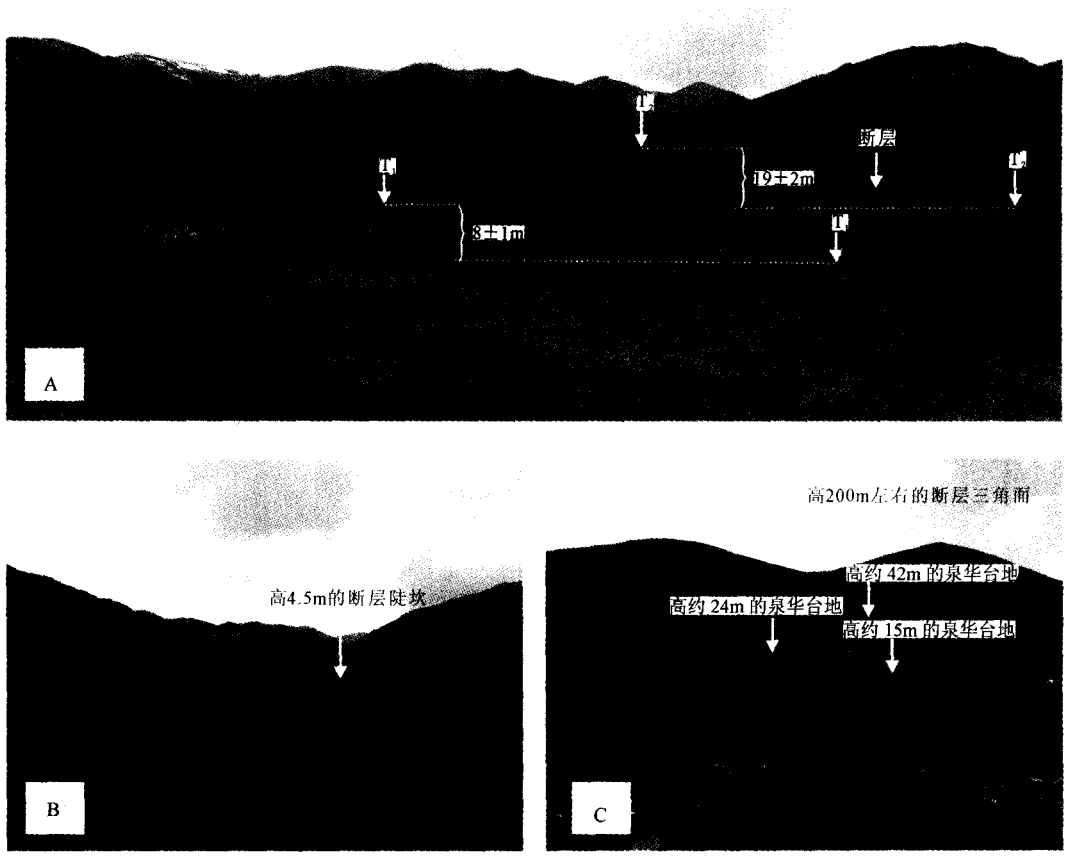


图 4－6　温泉盆地西边界断裂上断层错动河流阶地现象（A 和 B）和多期泉华台地（C）

Figure 4－6　Photos of terrace offsets in A and B and sinter flat in C along west boundary fault of the Wenquan basin

0607－4）。在 104 道班西南侧约 2km，断层最近的三次活动错动了晚更新世以来的洪积扇。其中全新世早—中期的洪积扇被垂直错动了约 2m，而晚更新世晚期的洪积扇被断层垂直错动 13～16m，其中砾石钙膜的 U 系年龄为 25.3±1.3kaB. P.（图 4－1 和表 4－1 样品 0607－7）。在另外一个高约 8m 的断坎中部，断错砾石层的钙膜 U 系年龄为 7.2±1.0kaB. P.。在温泉盆地南侧和西侧，广泛发育一级拔河 4～8m 的河流阶地或洪积台地，阶地砾石层中砾石钙膜的 U 系年龄集中在约 46～21kaB. P. 之间（表 4－1），表明它可能形成于末次冰期的盛冰期。沿断层的许多冲沟沟口观测，发现该年龄的阶地被断裂垂直错动了 4～8m（图 4－2e、4－6B）。

除了断层错动冲洪积扇和河流阶地的现象，沿断裂带发育的多期泉华台地也对断裂的晚第四纪活动强度提供了重要的约束。在 104 道班西侧，在高约 45m 的断层崖的坡角处，发育分别高 8～11m 和 18～22m 的早、晚两期泉华台地。其中早期泉华顺断层覆盖在高 40～50m 的断层崖下部，并被后期的断裂活动所错动。该泉华的 U 系年龄为 103.0±12.6kaB. P.（图 4－1 和表 4－1 样品 0607－2），可以代表 40～50m 高的断层崖的最小年

龄。而晚期的泉华呈层状覆盖在早期泉华台地之上，并被分布于断层崖之下的两条次级断层所错动，累计错动量约 18～22m。该期泉华的 U 系测年为 45.2 ± 4.6kaB. P.（表 4－1 样品 0607－1）。在 103 道班的西侧，分布着三期泉华台地（图 4－6C）。其中最老一期台地覆盖在高 200m 左右的断层三角面的下部，并被后期断裂活动抬升了约 42m。该期泉华台地沿断层向北延伸了约 300m，其 ESR 年龄为 521 ± 46kaB. P.（图 4－1 和表 4－1 样品 204－2），这限定了高 200m 左右的断层崖的最小年龄。晚一期的泉华台地分布在早期泉华台地的下方，被断层抬升了约 24～28m，U 系年龄为 53.6 ± 7.0kaB. P.（图 4－1 和表 4－1 样品 0607－5）（图 4－2d）。而最年轻的泉华台地分布在山麓地带，被垂直抬升了约 15m。在 102 道班西侧，在高约 200m 的断层三角面或 80 左右的断层崖的下部，发现顺断裂分布的基岩劈理带和类似温泉热液活动所形成的方解石脉（图 4－2a），它们顶部覆盖拔河约 9m 的冲积砾石层，砾石层的垂直错动量为 7m；其中方解石脉体的 ESR 年龄为 324 ± 30kaB. P.（图 4－1 和表 4－1 样品 201－1），可将其视为高 80m 和 200m 的断层崖的最小年龄。

综合沿断层所测量的不同量级的垂直断距以及所错动的晚第四纪地层的测年结果，将表 4－1 中不同时期地质体的最大垂直位移量与所测试的最小年龄所限定的最大活动速率和最小垂直位移量与最大年龄所限定的最小活动速率一同绘制成图（图 4－7）。在断裂活

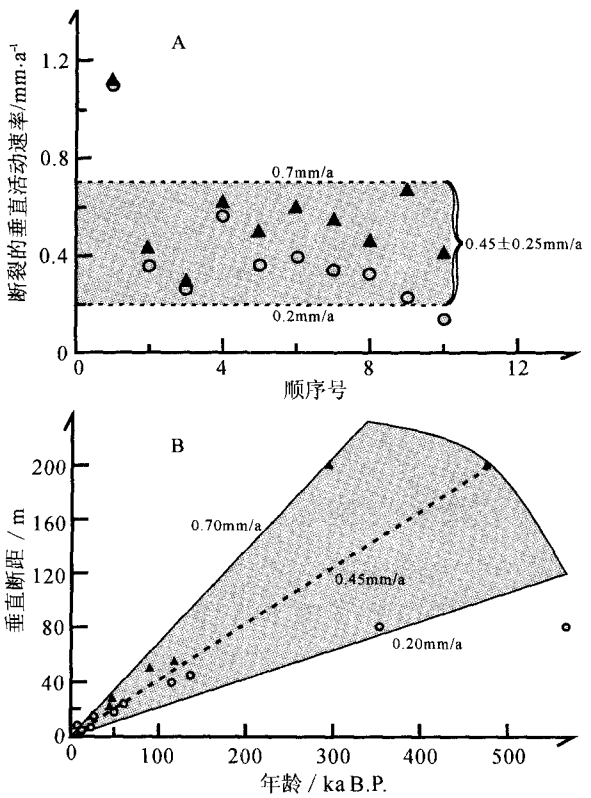


图 4－7　温泉盆地西边界断裂活动速率分布（A）与晚第四纪垂直断距演化（B）

Figure 4－7　Diagrams of slip rates and Late Quaternary vertical offsets along west boundary fault of Wenquan basin

黑三角和空心圆符号分别代表断层的最大活动速率和最小活动速率

动速率分布图中（图4－7A），除断裂的最大垂直活动速率（约1.13mm/a）和最小活动速率（约0.14mm/a），其余的断裂活动速率介于0.2～0.7mm/a之间，平均活动速率为0.45mm/a。与断层活动速率分布图类似，不同时代地质体的垂直断距-年龄图显示（图4-7B），断裂晚第四纪以来的垂直活动速率也集中在0.2～0.7mm/a之间，平均活动速率为0.45mm/a。由于ESR和U系法在测量年龄<20kaB.P.的地质体时，其测试结果可能会偏大；因此存在所计算的断裂活动速率偏小的可能性。但晚第四纪地质体的地貌特征及其相对时代分析表明，其中被断层垂直错动了约10～15m的山前洪积扇和河流阶地的形成年龄不会晚于全新世（即年龄>1.2kaB.P.），因此可以肯定，断裂中更新世晚期以来的垂直活动速率应<1.2mm/a。

4. 古地震事件

温泉盆西主边界断裂（F_{42}）的阶段性、多期活动特征表明它应该是一条发震断层，由于正在建设的青藏铁路从盆地的中部通过，并在104道班西南方向约2.5km处的布曲河北侧跨过温泉盆西主边界断裂，顺布曲河进入了唐古拉山腹地。因此，温泉盆西主边界断裂（F_{42}）的古地震研究对于工程安全设计具有重要意义。沿断裂的观察发现，在该断裂带上确实存在明显的古地震多次活动所形成的断层陡坎和地表破裂，其垂直错动全新世地层1～3m。其中在断裂中、南段的雀巧陇巴和多通蒙陇巴沟口可以见到比较新鲜的、断续分布的、高约0.3～0.6m的近代地震陡坎。在青藏铁路横跨温泉盆西主边界断裂（F_{42}）的布曲河南岸，由于多次的古地震活动，断层错动拔河6～8m的河流阶地，形成走向40°、高2.2～2.5m的地表断坎。横跨该断坎所开挖的长约14m探槽（探槽位置如图4－1），揭露出晚更新世晚期以来沿该断裂所发生过的3次古地震事件（图4－8）。由于

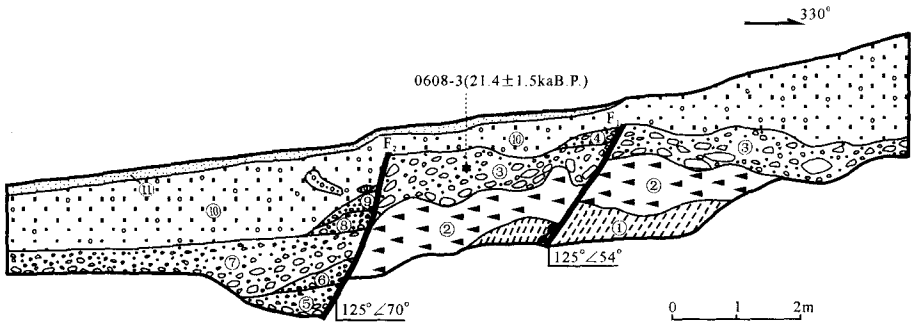


图4－8　温泉盆地104道班西南跨断层的探槽剖面

Figure 4－8　Trench cross section across west boundary fault of the Wenquan basin

图4－8所显示的剖面顶部并没有完全到达现今地表，因此地表陡坎并没有在剖面中表示出来，但这并不妨碍对古地震事件的揭露。现将探槽中各地层的岩相特征从老到新描述如下：

层①：顺断层发生劈理化的灰岩，劈理产状：150°∠50°。层厚0.5m左右，未见底。

层②：灰绿色强烈破碎的灰岩。层厚0.5～1m。

层③：灰白色含粗砂的砾石层，砾石含量>80%，颗粒支撑结构。砾石分选较好，砾径以1～10cm为主，次棱状和次圆状居多。在层的中部采集的砾石钙膜的U系年龄为21.4±1.5ka B.P.（图4－1和表4－1）。该层被断层F_1垂直错动了

约0.5m。层厚0.5～1m。

层④：灰白色砂砾石层。该层为楔状堆积，覆盖于断层陡坎底部。其中砾石占50%～60%，砾石粒径以0.1～5cm为主，次棱状和次圆状居多。砂和粉砂含量占40%左右。从沉积相和产状判断，该层为断层崩积楔。层厚0.2m左右。

层⑤：灰黄色含砂粗砾石层。楔状堆积，颗粒支撑结构。其中砾石含量60%～70%，砾石粒径以0.5～5cm为主。砂约占30%，中粗砂为主。该层可对应于断层崩积楔中的碎屑相堆积，层厚0.5m左右。

层⑥：灰黄色砂砾石层。楔状堆积，基质支撑结构。其中砾石含量35%～50%，砾径为0.1cm为主，次棱状-次圆状。砂约占30%，中细砂为主。该层与层②呈断层接触，可对应于断层崩积楔中的冲刷相堆积，层厚0.3m左右。

层⑦：灰白色砾石层。砾石含量>80%，颗粒支撑结构。砾石分选较好，砾径以1～10cm为主，次棱状和次圆状为主。该层被断层F_1垂直错动了约0.5m。该层与层⑥呈侵蚀不整合接触，并与层②呈断层接触。层厚0.3～1.5m。

层⑧：灰白色砂砾石层。楔状堆积，颗粒支撑结构。其中砾石含量60%左右，砾石粒径以0.1～5cm为主。砂约占30%，中粗砂为主。其侵蚀不整合覆盖在层⑦之上，并与层③呈断层接触。该层对应于断层崩积楔中的碎屑相堆积，层厚0.3m左右。

层⑨：灰黄色含砾中粗砂层。楔状堆积，基质支撑结构。其中砾石含量约15%，砾径以0.1～4cm为主，次棱状-次圆状。砂约占85%，以细砂和粉砂为主。该层与层③呈断层接触，可对应于断层崩积楔中的冲刷相堆积；层厚0.2m左右。

层⑩：灰黄色含砾石粉、细砂层，局部夹砂砾石透镜体。其中砾石约占15%，砾径以1～10cm为主，次棱状和次圆状为多。砂约占80%，以细砂和粉砂为主。该层侵蚀不整合覆盖在下伏地层之上，层厚1.3～0.5m。

层⑪：灰黄色腐质土，主要为粉砂和细砂，含草根和少量腐质物；层厚0.1～0.2m。

探槽所揭露的沉积物分布地貌部位、岩相特征和初步测年结果表明，其中的层⑩、⑪应为全新世中晚期的沉积物，而层①、②、③、④、⑤、⑥、⑦和层⑧、⑨都形成于晚更新世末期。该探槽中揭露出两条阶梯状分布的正断层。其中F_1断层的产状为125°∠54°，其下部发育平行断裂的构造透镜体，该断层错动了层①～④。其中层④是与断层F_1活动相关的断层崩积层，表明沿该断层曾有过1次古地震，以层③为标志的错动表明，垂直错动量为0.5m。这里称其为古地震事件Ⅰ。F_2断层的产状为125°∠70°，错动层①～③和层⑤～⑦。该断层对上盘冲积物的沉积具有明显的控制作用，显示出同沉积断层性质(图4-2f)。在断层F_2的下降盘一侧，发现两套断层崩积层，即层⑤～⑥和层⑧～⑨，它指示在Q_3末期以来此断层上至少发生过2次古地震。根据崩积层的厚度和标志层的错动分析，早期和晚期的古地震的垂直位移量分别为1m和1.2m左右。这里分别称其为古地震事件Ⅱ和Ⅲ。综合F_1和F_2断层上3次古地震所造成的错动量，则断裂带上的总垂直位移可达2.7m左右。这与地表所见的断层陡坎的高度基本一致，表明地表断坎的高度所代表的是3次古地震所形成的累积位移。考虑到断层控制着上盘砾石层的沉积，而断层上盘的沉积厚度大于6m。因此，实际上自从该阶地砾石层开始沉积以来，F_1和F_2断层上的总

的垂直错动量应大于6m。上述探槽剖面表明，自晚更新世末期以来温泉盆地西边界活动断裂至少发生过3次震级较大的古地震事件。

由于西藏地区缺少关于正断层产生地震地表破裂的相关参数与古地震震级之间定量关系或经验公式，因此只能参考华北地区正走滑断裂带上古地震震级（M）、控震断裂的长度（L）和相关位错量（D）之间的统计公式：$M = 5.90 + \lg(L) + \lg(D)$（邓起东等，1992）。根据该公式计算，温泉盆地西边界断裂上的古地震事件Ⅰ的震级为~7.2级，而古地震事件Ⅱ和Ⅲ的震级分别为~7.5和~7.6级。但考虑到青藏高原地区断裂的活动性普遍比华北地区强烈，如谷露地堑西侧的1952年Ms7.5级地震破裂带的垂直位移量可达2.5~5.5m，而山西临汾地区同等强度地震的垂直位移仅为约1m。即青藏高原地区同级的地震位移量要明显比华北地区大。因此，利用上述公式所推算的温泉盆地的古地震震级明显偏大。但一般来说，在我国能形成地表破裂的地震震级至少应该为6级；因此可以确定的是，探槽所揭示的温泉盆地西边界断裂上的古地震的震级至少应该是6~7级。由于断裂上的地震活动往往具有周期性的特点，假定断裂活动是持续的，则根据温泉盆地西边界断裂的最大和平均活动速率推算，在该断裂上要形成1~1.2m的垂直位移，至少需要1~3ka的时间，即古地震事件Ⅱ或Ⅲ的地震周期最短为~1ka。而古地震事件Ⅰ的地震周期最短为0.4~1.1ka。鉴于该断裂上的古地震陡坎已遭受到后期的覆盖和剥蚀，可能已经休眠了数百年，甚至近千年的时间。因此，该断裂可能是一条需要引起警觉的预警断裂。也就是说，穿过青藏铁路的温泉盆地西边界断裂（F_{42}），在未来具有较大可能发生6~7级地震，属潜在发震断裂。

另外，探槽所揭露的F_{42}断裂结构表明，由于断层F_1的倾角大于断层F_2，可以想象上述两条断层向下延伸至一定深度必然相汇合并为一条断层。根据断层错动沉积物的情况判断，断层F_1的活动现已大大减弱，而断层F_2明显已成为主要活动断裂，表明近地表的断裂在发展过程中有向盆地一侧迁移的趋势。

三、温泉盆地伸展构造运动对青藏高原形成演化的指示意义

温泉盆地西边界断裂（F_{42}）的整体走向与倾向表明，盆地的伸展方向约为110°。地表调查发现，温泉盆地一直是东部和南部山地冰川沉积物的堆积场所，表明该盆地在中更新世之前即已形成。这里认为盆地西缘断裂晚第四纪以来的平均活动速率合理的估计值为0.45mm/a，且能够代表断裂形成以来的平均活动速率。根据断裂的最大垂直断距（6.0±2.2km）推断，温泉盆地开始张裂的最早时间介于8.4~18.2Ma期间。而现今青藏高原内部晚新生代以来东西向伸展断裂的年代学研究结果表明（Armijo et al.，1986；Coleman et al.，1995；Pan et al.，1992；Williams et al.，2001；Blisniuk et al.，2001），青藏高原南部的东西向伸展作用最早可能开始于约18Ma。其中位于喜马拉雅北坡的Thakkola地堑在约14Ma之前开始张裂；拉萨北侧的羊八井地堑在11~5Ma期间开始张裂；而位于西藏中-北部、与温泉盆地几乎处于同一纬度上的双湖地堑在约13.5Ma之前开始张裂（Blisniuk et al.，2001），该地堑西缘断裂带上的最大垂直错动量为7km左右（Yin et al.，1999）。这些资料说明，温泉地堑开始张裂的最早时间与青藏高原其它近南北向裂谷开始张裂的时间基本处于同一时间段内；特别是与双湖地堑相比，不仅是开始张裂的时间很相近，而且总错动量也很接近。这可能暗示整个青藏高原地区地壳的东西向伸展变形可能是近同时开

始的，并且它们的动力学机制也可能是相似的。现今高原的动力学和运动学分析认为（Molnar et al.，1978；Dewey et al.，1988；Wang Qi et al.，2001），现今的高原内部变形是在印度板块持续向北挤压的背景下形成的，它们都起着调节高原内部南北向缩短变形的作用。而高原内部南北向地堑的出现，一方面表明所在地区近东西向逆冲断裂活动和褶皱作用的结束，另外指示青藏高原中南部已隆升至相当高度，所引发的重力势能的增加开始影响或改变高原内部的应力场。地球物理研究结果揭示（Nelson et al.，1996；Michael et al.，1998），在西藏中南部深约 15～20km 处的中地壳上部存在高导低速体，并认为它们是含水的部分熔融层，地表所发育的近南北向裂谷与该熔融体的侧向流动密切相关。近期在当雄地区进行的 1∶25 万区域地质调查表明，在当雄-羊八井地堑西侧，念青唐古拉山地区发育大面积以片麻状黑云母二长花岗岩，它们是约 11～18MaB. P. 期间中地壳物质部分熔融的产物（刘琦胜等，2003）。这些直接出露地表、与区域东西向伸展变形同期发生、规模（面积）巨大的花岗质岩体，直接证实青藏高原腹地中上地壳部分熔融体的存在，良好地揭示了上地壳东西向伸展变形时代与中地壳熔融之间的动力学成因联系。另外，地球化学和古生物学方面的研究结果表明（Garzione et al.，2000；Robert et al.，2003），在近南北向裂谷开始张裂的初期，藏南地区的古地面高度已隆升至相当高度，并可能与现今地面高度相近。

第二节　安多-错那湖活动断裂系

安多盆地位于羌塘高原南部，北侧紧邻班公湖-怒江缝合带，南部与错那湖盆地断续相连，组成盆缘边界断裂与断陷盆地为主要单元的安多-错那湖伸展活动构造体系（图3－12、4－9）。呈北东走向的安多盆地属该活动构造体系北部，而呈北北东走向的错那湖盆地属于该活动构造体系南部。断陷盆地被第四纪沉积物充填，在盆地周缘基岩山地发育由古近系及下伏地层发生缩短变形而形成的近东西向逆冲—褶皱带。对现今构造—地貌特征的地表观测表明，安多-错那湖伸展活动构造体系目前正在经历着显著的地壳伸展构造运动，盆地周缘发育大量正断层，安多盆地和错那湖盆地都是受边界正断层所控制的断陷盆地（图4－9）。正在修建的青藏铁路纵贯安多盆地，平行并毗邻错那湖盆地东边界断裂（图3－12）。

一、伸展构造-地貌特征

1. 第四纪地质概况

地表调查表明，安多盆地和错那湖盆地所出露的第四纪堆积物主要为冲、洪积物和湖相沉积物。其中冲、洪积物主要构成山麓地带中-大型的冲、洪积扇地貌。在安多北山山麓地带的断层上升盘，冲、洪积扇至少可见 4～5 期。其中最早的一期冲、洪积扇高出河床（拔河）30～35m，第 2～5 期冲、洪积扇分别拔河 20～25m、10～12m、4～5m、和 <1m。在断陷盆地中，在主要河流的河床两侧可以见到拔河高度低于 15m 的 2～3 级河流阶地。从冲、洪积物所构成的地貌形态和沉积物的岩相特征判断，其形成时代不会早于晚更新世。据钻孔资料，盆地中深 80～100m 的部位分布有中更新统的冰水沉积物（樊溶河等，1982）。

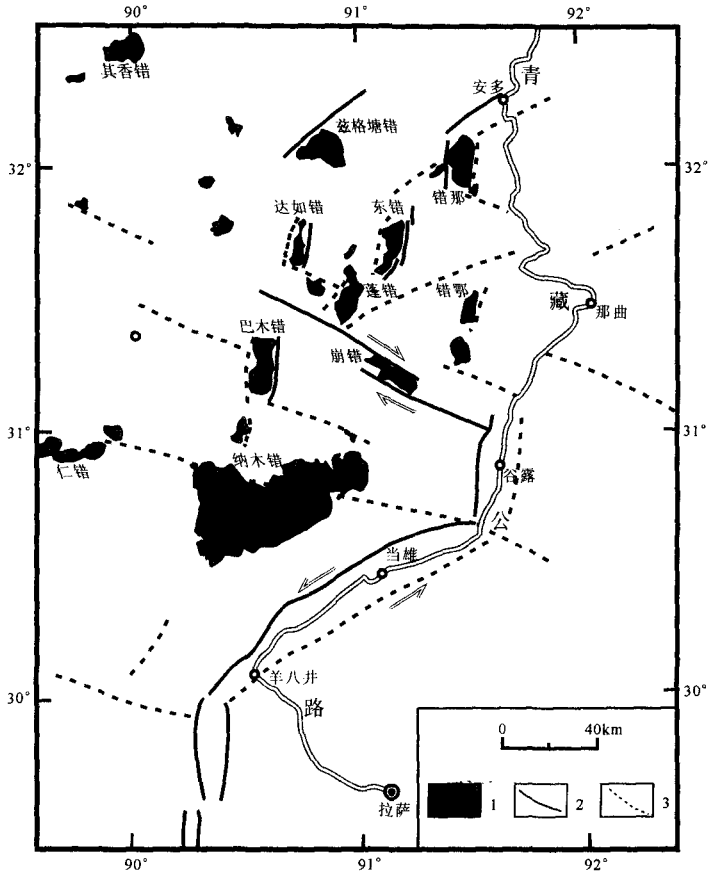


图 4－9　安多及邻区活动断裂分布图

Figure 4－9　Tectonic map of active faults in Ando basin and its vicinity

1—湖泊；2—全新世活动断裂；3—第四纪活动断裂

盆地中晚更新世以来的湖相沉积物主要分布在错那湖的周缘，包括湖滨相砂砾石和湖相砂粘土。其中湖相砂粘土在错那湖东岸构成多级湖岸阶地。而钻孔资料显示在盆地下部分布有早更新世的湖相沉积，表明安多-错那伸展构造至少形成于早更新世以来。

2. 构造-地貌特征

安多盆地长约 40km、宽 5～12km（图 4－10）。其南北两侧发育北东 30°～60°走向、高 300～400m 的线性基岩三角面，垂直切割山地的水系显示出明显的切割作用，水系所携带的大量冲、洪积物一部分被堆积在山前地带，其余的则被搬运至安多盆地中部和错那湖盆地。钻探资料表明，安多盆地中的第四纪地层厚度大于 160m（樊溶河等，1982），表明相邻基岩山地相对该盆地在第四纪期间发生了显著的抬升。水系发育型式表明，安多盆地在第四纪期间有明显的断陷活动。在谷地的南部，主要河流（桑曲）顺着盆地南缘的盆、山边界发育，并且河道整体表现出显著的线性分布特征，显示出断层谷的特征。在盆地的北侧，水系则主要垂直盆、山边界发育，山地被规模不等的冲沟和河流切割成拔河高度不等的基岩三角面。在切割山地的河谷中常发育多级堆积或侵蚀阶地。河流的规模和阶地表明，上述水系主要形成于中更新世晚期以来。因此，安多盆地在晚第四纪以来一直

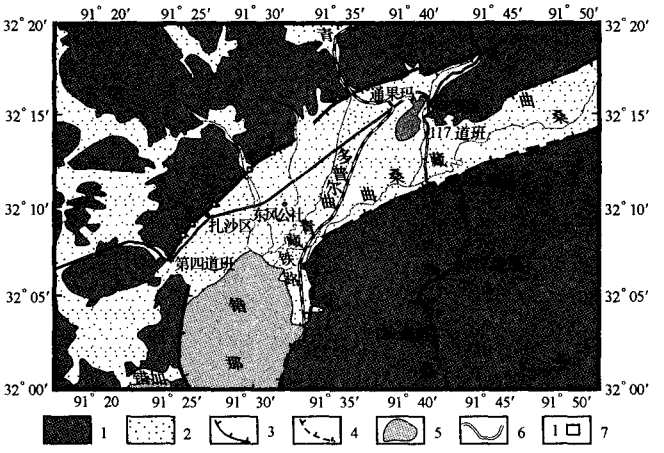


图 4－10　安多-错那湖地堑活动断裂分布图

Figure 4－10　Tectonic map of active faults in the Ando-Cuonahu graben of central Tibetan Plateau

1—基岩；2—第四系；3—全新世活动断层；4—第四纪活动断裂；5—湖泊；6—公路；7—观测地点

处于持续断陷状态。另外，在盆、山边界地带还常常发育有线性分布的泉水和积水洼地，表明盆山边界断裂在控制着盆地的断陷过程。而在基岩三角面的下部所观察到平行盆地走向分布、并倾向盆地一侧的基岩破碎带或劈理化带中的擦痕和阶步指示破裂带具有正断层性质。

位于安多盆地西南端，并与其相毗邻的错那湖盆地具有类似的构造地貌特点。错那湖盆地宽 9～12km，长约 26km，被严格围限在一南北向的谷地中（图 4－10）。在其东、西两侧是分别高 200m 和 120m 左右、北东 5°～10°走向、线性分布的基岩陡崖，陡崖被及垂直盆、山边界发育的东西向水系所切割，形成多级基岩三角面。在深切基岩山地的“V”型河谷出口处，分布厚层的晚第四纪冲、洪积扇。线性陡崖、南北向谷地、相邻山地之间高差和分布于盆地边缘的基岩破碎带或劈理化带，都指示错那湖盆地也是一个被伸展活动断裂所控制的第四纪断陷盆地。

二、典型活动构造的地质特征

安多-错那湖活动构造体系的宏观构造-地貌特征，表明安多盆地和错那湖盆地具有地堑或半地堑性质，在第四纪期间有显著的构造活动性。通过典型地点的实地调查，发现安多盆地和错那湖盆地的主要活动断裂都是控制断陷盆地的盆缘断裂，包括安多盆地南缘断裂（F_{54}）、安多盆地北缘断裂（F_{52-5}、F_{52-6}）、错那湖东缘断裂（F_{53}）和错那湖西缘断裂（图 3－12、4－10），但不同边界断裂在第四纪期间的活动速率明显不同。

安多盆地南缘断裂（F_{54}）长约 40km，整体呈北东 50°～60°走向，倾向北西。沿该断裂发育高出相邻谷地 300～400m、线性特征非常好的基岩断层三角面。由于该断裂在第四纪期间的活动，使得该断裂南侧的抬升区构成一条明显的地下水阻断带，并在断裂带与桑曲河之间引发顺断裂线性分布的冻胀丘群。但该断裂并没有发育错动山前晚更新世以来冲、洪积扇的年轻断层崖，因此断裂活动主要发生在晚更新世之前。

安多盆地北缘断裂是由 3～4 条正断层断续连接而成的长约 50km 的断裂带。该断裂

整体走向北东40°～50°，倾向南东。在断裂东段（F_{52-5}），主要活动断层沿早期逆冲断裂发育，表明它们是早期断裂在新的构造动力学背景下重新活动的产物。但发育于扎沙一带的断裂西段（F_{52-6}）却明显具有新生断裂的特点，主要活动断层走向北东30°左右，长约18km。沿安多盆地北缘断裂不仅发育高400～500m、线性特征明显的断层三角面，而且可以观察到断裂多期活动所形成的多级断崖、明显错动晚更新世冲洪积扇的断层陡坎和阻断地下水所造成的顺断裂线性分布的山泉，反映安多盆地北缘断裂晚更新世以来具有较强的活动性。

错那湖东缘断裂（F_{53}）由两条次级正断层构成。断裂长约25km，走向北东10°～20°，倾向西。断裂东侧的上升盘发育高出下降盘150～200m的断层三角面，并控制地下水的出露。与安多南缘断裂相似，错那湖东缘断裂没有断层错动晚更新世以来冲、洪积扇的现象。

错那湖西缘断裂与安多盆地北缘断裂西段（F_{52-6}）断续相连，主要由向东倾斜的正断层组成，断层西侧发育的三角面高达100～150m和显著的断层崖地貌。根据地形图和ETM遥感图判读，错那湖东缘断裂可能是控制错那湖晚更新世—全新世断陷过程的主边界断裂。

三、断裂运动速率

1. 安多盆地南缘断裂（F_{42}）

在安多盆地南缘断裂南侧的断层上升盘，可以观察到分别高出山前谷地约200～220m和300～350m的两级断层三角面。其中最高的峰顶面高出谷地约370m。根据桑曲河谷的钻孔资料（胡海涛等，1982），第四纪沉积地层厚度大于170m，下部分布厚度大于60m的早更新世湖相地层，中、上部为厚度不大于140m的中、晚更新世冰水沉积物和冲积物。因此，第四纪安多盆地南缘断裂（F_{42}）的最大垂直位移应大于约540m，中更新世以来的最大垂直位移小于510m。如果桑曲河谷下部的早更新世湖相层可以与错鄂钻孔资料所揭示的湖相地层对比的话，则该湖相地层应发育于约2.8～0.8Ma间。如果用最高峰顶面与谷底基底之间的高差近似代表该断裂第四纪期间的最大位移量，则约2.8Ma以来安多盆地南缘断裂的平均垂直活动速率应大于0.2mm/a，约0.8Ma以来的平均垂直活动速率小于0.6mm/a；对应的平均活动速率为0.4±0.2mm/a。

2. 安多盆地北缘断裂

在安多盆地北缘断裂西段（F_{52-6}）长约16km的地段内，发现非常清楚的断裂错动晚第四纪以来冲、洪积扇和地形陡坎的证据，并利用水准仪和皮尺测量了晚第四纪以来的断坎的高度。这些资料不仅反映断裂在晚更新世以来曾多次活动，而且为确定断裂活动速率提供了良好的地貌标志。

在扎沙西南的郎陇沟口（图4－10点1），发育两级河流阶地。其中T_1高出河床（拔河）1.5m左右，阶地中部发育灰黑色的泥炭层，该阶地未被山前正断层错动。T_2拔河约8m，由分选中等的砾石层构成，该阶地被山前正断层垂直错动了7.5m。在该冲沟东北约300m处，山前正断层垂直错动基岩，形成高约45m的断层崖。在该断层崖斜坡上，发现两个明显的坡折；处于下部坡折点之下的断层崖高约11m，处于上部坡折点之下的断层崖高约23m。类似的断层崖在扎沙东北的日陇玛-肯陇玛一带表现更为明显。在扎沙西南的

硬日东侧山麓地带（图4－10点2），山前正断层垂直错动山前晚更新世洪积扇，形成高8.7m的断层陡坎；断坎走向25°～30°，倾向南东。在扎沙东北的巴陇沟口（图4－10点3），发育拔河高度低于1m的冲积扇和拔河约9m的侵蚀阶地；侵蚀阶地被山前正断层错动8.9m，沟内的基岩中发育产状为120°∠55°的滑动面。

在扎沙东北约6km的卓给曲港沟东侧（图4－10点4），安多北缘断层垂直分别错动拔河约4m和8m的河流阶地（图4－11）。其中T_1的错动量为1.6m，T_2的错动量为7.2m。



图4－11　扎沙东北断层错动河流T_1和T_2

Figure 4－11　Photo of terrace offsets along north boundary fault of Ando basin in northeast of the Zasa village

（观测位置如图4－10点4）

在扎沙东北约9km的顶钦一带（图4－10点5），可以观察到分别高约23m和45m的基岩断层崖和断层错动拔河25～30m的冲积扇所形成的高约16m的断层陡坎（图4－12）。同时在断层上升盘造成河流深切入基岩，形成深切河曲地貌。在该冲沟的东侧，沿断层面发育厚约1m的断层泥带，产状为145°∠62°。此处冲积扇有类似左旋错动的现象，最大左旋量不超过13m。但由于在其他地点没有见到阶地或冲积扇被左旋错动的迹象，因此仅据此尚不能肯定该断裂有明显的左旋走滑分量。

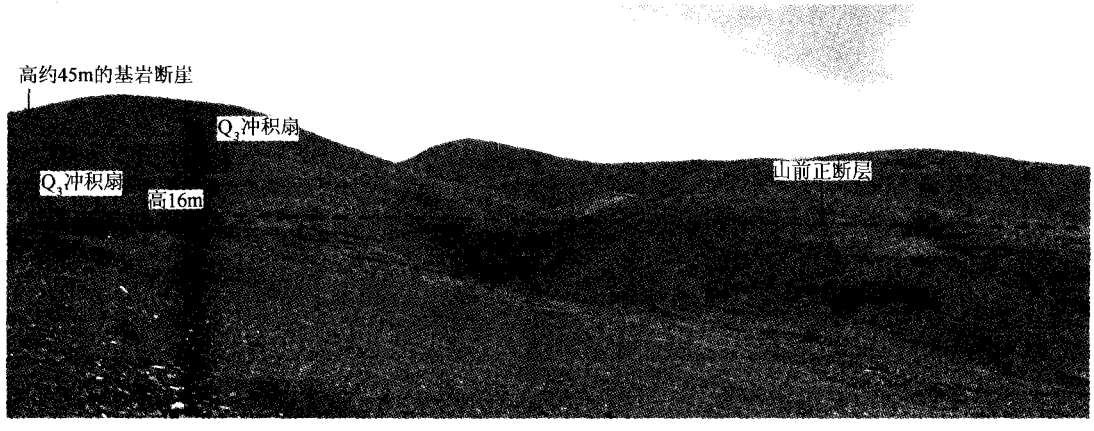


图4－12　扎沙东北顶钦一带断层错动冲积阶地和基岩所形成的断层崖

Figure 4－12　Photo of scarp and stream offset along active fault in northeast of the Zasa village, north Ando basin

（观测位置如图4－10点5）

综合地表调查和观测资料，认为安多盆地北缘断裂第四纪期间经历了多期活动；在最近几次活动中形成的垂直位移量由老到新分别为：约45m、23m、16m、7～9m和1.6m。

而在高约45m的断层崖之上，还观察到高出山麓地带约80m、160～180m以及300～500m的多级断层三角面。其中最高的基岩峰顶面海拔5134m，高出断陷盆地面约500m。由于错那湖盆地位于安多北缘断裂西段的断层下降盘，并且构成安多-错那湖活动构造体系的沉降中心，推断错那湖盆地的第四纪沉积厚度不会小于170m。据此估算安多盆地北缘断裂西段（F_{52-6}）的第四纪最大垂直位移量应大于670m，相应的断层平均垂直活动速率应大于0.24mm/a。

汪一鹏等（1995）在扎沙西南约1.5km的冲沟出口处鉴别出最近的三期洪积扇，其中拔河约1m的洪积扇未显示明显变形，拔河约5m的洪积扇被断层垂直错动4m，最老洪积扇的垂直断距达23m。根据最近两期洪积扇的热释光测年结果（汪一鹏等，1995），拔河约1m和5m的洪积扇的时代分别为约6.77ka B. P. 和12.76ka B. P.，相应的最小垂直活动速率为0.31mm/a。虽然该区的冲积阶地暂时还没有可靠的年龄数据，但考虑到错那湖构成了该区河流的侵蚀基准面，因此阶地的切割与湖面的下降应该是对应的。纳木错地区的湖面变化研究表明，晚更新世以来的多次大的湖面下降过程主要与区域变干、变冷事件有关，并与北大西洋冰筏沉积所揭示的Henrich事件吻合得很好（赵希涛等，2002；吴中海等，2002）。参考王一鹏等（1995）的年龄数据，认为最近两次阶地下切发生在约12.76ka B. P. 和6.77ka B. P. 之后，可能分别对应于新仙女木冷期和全新世的新冰期。如果从新到老类推，被垂直错动7～9m的阶地的形成可能与H_1（Henrich事件1（14.5～13.5ka B. P.））期间的湖面下降过程相关，相应的断层垂直活动速率应为0.48～0.67mm/a。而高16m、23m和45m的断层崖与高7～9m的断层陡坎之间明显构成倍数关系，类似于气候变化中的周期性特征。青藏高原地区的湖泊演化、冰川进退以及冰芯所记录的晚第四纪气候变化过程表明（赵希涛等，2002；施雅风，2002；姚檀栋等，2001），与H_1事件构成相应倍数关系的冷事件分别发生于约3.2～2.8 ka B. P.、4.1～4.6 ka B. P. 和9.8～8.8 ka B. P.，估算相应断层垂直活动速率分别为0.5～0.57mm/a、0.5～0.56mm/a和0.46～0.51mm/a。综合上述计算结果可以看出，安多盆地北缘断裂在晚第四纪以来的垂直活动速率应介于0.46～0.67mm/a之间，平均活动速率为0.56±0.10mm/a。

3. 错那湖东缘及西缘断裂

在错那湖的东、西缘断裂的断层上升盘，分别观察到高出湖面（海拔4588m）约200～260m和120～385m的基岩峰顶面。如果认为错那湖地区的第四纪地层厚度也大于170m，那么根据上述的地层年代界限估算，约2.8Ma以来的错那湖东、西缘断裂的平均垂直活动速率应分别大于0.15mm/a和0.2mm/a。而约0.8Ma以来的平均垂直活动速率应分别小于0.5mm/a和0.7mm/a。据此推断，错那湖东缘断裂和错那湖西缘断裂第四纪期间的平均垂直活动速率应分别为0.15～0.5mm/a和0.2～0.7mm/a，平均活动速率分别为0.32±0.18mm/a和0.45±0.25mm/a。

四、动力学分析

安多盆地、错那湖盆地与近南北走向的懂错盆地、蓬错盆地呈左列分布，共同构成高原中部一条断续延伸约120km、整体呈北东走向的地堑系。根据地堑系各盆地的排列方式，推断北东向活动构造应该具有左旋走滑成分，宏观上它与北西向右旋走滑的崩错断裂

呈共轭关系。而类似的断裂几何学和运动学特征在高原内部是比较常见的，它们共同指示了近东西向的地壳伸展应力方向，表明发育上述断裂格局的动力学背景应该是东西向伸展变形。遥感解译和地表调查资料清楚地表明，在拉萨地块北部，主要分布着东西向、北东向、北西向和近南北向四组构造形迹（吴珍汉等，2000，2001a）。其中东西向构造形迹主要由早期的褶皱和逆冲断层所构成，并常被后面几组构造形迹所切割。北东向和北西向的构造形迹主要是张扭性走滑断层，其中北西向断层具右旋走滑性质，北东向断层具左旋走滑性质。虽然该组断裂中目前仍在强烈活动的只是少数，但从其对区域第四纪地层分布所起的控制作用看，它们中的大部分断层至少在第四纪期间曾经有过活动。而近南北向的构造形迹都由第四纪地堑所构成，它往往切割其他几组构造形迹或被北东和北西向的构造线所限制（图 4－13）。根据安多-当雄一带目前仍在活动或第四纪期间曾经活动的断层形迹所构成的断裂分布格局可以发现（图 4－9），它们符合菱形断块发育模式（Rothery et al.，1984；吴珍汉等，2000，2001a）。区域断裂的发展演化主要经历三个阶段（图 4－13）：①在早期南北向挤压背景下，形成近东西向褶皱与逆冲推覆构造（Wu et al.，2004），同时伴随形成北东和北西向的共轭走滑破裂带。②由于南北向挤压作用逐渐让位于东西向伸展变形，沿早期构造软弱带或在走滑断裂走滑拉分的末端，开始出现近南北向的地堑。随着走滑断裂的持续发展，在一些菱形断块的内部进一步发育次一级的北东向和北西向断裂，并将拉萨地块切割成不同级别的菱形块体。③在东西向拉张应力持续作用下，断块中的近南北向地堑逐渐扩展，并在合适的构造部位逐渐连贯成规模较大的地堑系，期间部分地堑的活动性可能会逐渐减弱。走滑断层的活动此时也在发生着变化，一些断层由于连贯性好或具有适合进一步发展的构造条件，活动性逐渐增强；另外一些断层由于受到其它早期断层的限制或新生断层的切割，活动性逐渐减弱。在部分断裂活动性减弱的同时，断块内部产生新生共轭断层或近南北向破裂，它们进一步切割早期的菱形断块，使其更为破碎和更易于变形。虽然三阶段演化模式仍有许多细节尚不清楚，但可以明确的是，高原内部的活动断裂格局与动力学背景之间存在密切关系，其现今活动状态是印度板块向北强烈挤压所造成的，它们的活动对南北向压缩起着一定的调节作用（吴珍汉等，2000，2001a）。

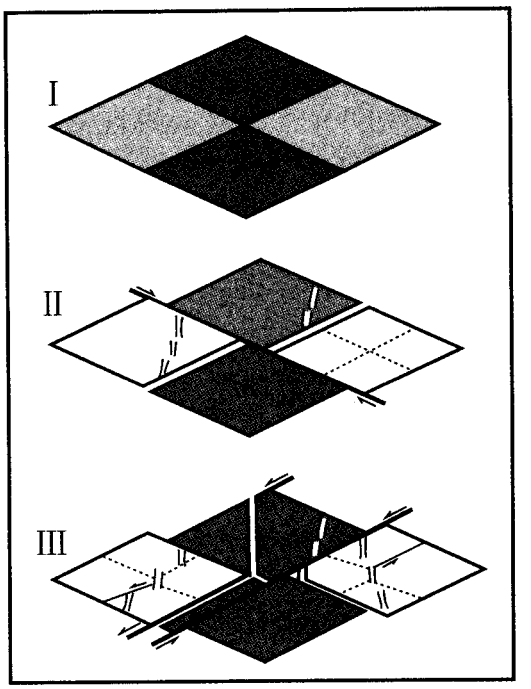


图 4－13　菱形断块发育过程示意图

Figure 4－13　Evolution model of faulted rhombus blocks in central Tibetan Plateau

（据 Rothery et al.（1984）资料改编）

安多盆地和错那湖盆地边界断裂的研究结果表明，第四纪断裂垂直活动速率都介于 0.15～0.7mm/a 之间。而晚第四纪期间，断裂活动主要集中在安多盆地北缘断裂（F_{52-5}、

F_{52-6}）和错那湖盆地西缘断裂，它们在晚第四纪的垂直活动速率分别为 0.56 ±0.10mm/a 和 0.45 ±0.25mm/a。根据地表观测结果，断层倾角的合理取值范围为 55°～65°，伸展方向为 110° ±10°。据此估算安多盆地和错那湖盆地晚第四纪的伸展速率分别为 0.34 ± 0.13mm/a 和 0.3 ±0.2mm/a。根据对地形图和 ETM 遥感影像图的判读，在右旋走滑的喀喇昆仑-嘉黎断裂和左旋走滑的东昆仑断裂所夹持的高原块体内部，还发育众多与安多盆地、错那湖盆地相类似的近南北断陷盆地和北东向地堑系（Rothery et al.，1984），如研究程度较高、位于羌塘地块中部的双湖地堑和青藏铁路沿线的温泉盆地。根据现有观测资料（Yin et al.，1999；Blisniuk et al.，2001，2003），双湖地堑盆地整体呈北北东走向，形成于约 13.5Ma 以来，盆地西侧主边界断裂的总垂直错动量约 7km，指示该断层的平均垂直活动速率约为 0.52mm/a。而 Blisniuk et al.（2003）发现双湖盆地西边界断层错动最新两级阶地（T_1 和 T_2），形成的断层陡坎分别高 1.2～1.4m 和 14.1～15.7m；根据阶地沉积物中砾石表层土壤成因的钙膜的 U 系测年结果，估算盆西边界断层晚第四纪的垂直活动速率为 0.064～0.079mm/a，推断累计垂直活动速率不大于 0.30mm/a。综合以上资料，认为双湖地堑主边界断裂的垂直活动速率应介于 0.30～0.52mm/a 之间，接近安多盆地和错那湖盆地边界断裂的活动速率，表明羌塘高原第四纪地壳伸展活动速率在不同地区具有一定的相近性特征和良好的区域可对比性。

与青藏高原南部连贯性较好的地堑（如当雄-羊八井盆地）相比，青藏高原中北部的地堑盆地规模明显较小，连续性差，相对分散，但分布密度更大。Yin An（2000）根据数字地形图估算青藏高原南部地堑系的跨度为 146 ±34km，而青藏高原中北部地堑盆地之间的跨度为 101 ±31km。但 Yin An（2001）统计过程中遗漏一些连贯性较差、但明显仍在活动或第四纪期间曾经活动过的地堑，因此低估青藏高原中北部地堑盆地的分布密度，实际青藏高原中北部地堑盆地的最小跨度可以达到 50 ±20km，是青藏高原南部的 1.5～3 倍。借鉴 Armijo et al.（1986）计算藏南地区第四纪伸展速率的方法，将安多-错那湖活动构造体系晚第四纪期间的伸展速率做 10～20 倍的外延，认为青藏高原中北部地区的地堑盆地在第四纪期间所产生的总伸展速率应介于 1～10mm/a 之间（5.5 ±4.5mm/a）；但若考虑到与地堑活动同等重要的走滑断层的作用，则青藏高原中北部地壳总伸展速率可能会达到上述速率的 1.5～2 倍，即 11 ±9mm/a，与青藏高原南部地壳在第四纪的伸展速率 10 ±5.6mm/a（Armijo et al.，1986）相接近，也与 Molnar et al.（1989）根据地震数据所估算的速率基本一致。表明在喀喇昆仑-嘉黎断裂带的南北两侧，不存在因为块体内部变形所引起的东西向伸展变形的差异。

五、构造活动性和地震危险性

安多-错那湖活动构造体系研究表明，第四纪地壳构造活动以正断层活动为主，地堑盆地排列方式指示北东向断裂具有左旋走滑运动分量。安多盆地和错那湖盆地的晚第四纪活动断裂主要为盆地主边界断裂，包括安多盆地南缘断裂（F_{54}）、安多盆地北缘断裂（F_{52-5}、F_{52-6}）、错那湖盆地东缘断裂（F_{53}）和错那湖盆地西缘断裂。不同盆地边界断裂第四纪活动速率存在比较明显的差异，安多盆地北缘断裂（F_{52-6}）的活动速率为 0.56 ± 0.10mm/a，错那湖盆地西缘断裂的活动速率为 0.45 ±0.25mm/a；而安多盆地南缘断裂（F_{54}）和错那湖盆地东缘断裂（F_{53}）的活动速率较小，分别为 0.4 ±0.2mm/a 和 0.32 ±

0.18mm/a。晚第四纪以来，安多-错那湖活动构造体系的断裂活动主要集中在安多盆地北缘断裂和错那湖盆地西缘断裂。

安多盆地及邻区不同走向第四纪活动断裂的几何学和运动学性质表明，现今构造格局的形成是在南北向挤压变形向东西向伸展变形转变之后逐步发展起来的，基本符合印度板块与欧亚板块强烈碰撞诱发的东西向地壳伸展背景所导致的菱形断块模式。根据现有的断层活动速率估算，安多-错那湖活动构造体系晚第四纪地壳平均伸展速率为0.3±0.2mm/a，而整个羌塘高原地壳东西向伸展变形速率可能达11±9mm/a，与青藏高原南部地壳伸展速率相近。

需要指出的是，安多盆地北缘断裂和错那湖盆地西缘断裂是明显的全新世活动断裂。安多西侧扎沙一带的地表断层地貌特征表明断裂运动以粘滑型为主。虽然目前没有在地表发现最新的地震破裂带，并且断裂规模不大、晚第四纪活动速率相对较小，但沿该断裂存在发生5~7级地震的可能性；安多地区百余年来缺少中强地震记录，但盆缘断裂具有全新世晚期活动迹象，增加了未来发生中强地震的危险性。

第三节　谷露-桑雄盆西边界活动断裂系

谷露-桑雄盆地属于西藏中南部规模最大的近南北向地堑系即亚东-羊八井-谷露地堑系（裂谷）的北部（图4-14），整体呈N10°E走向，宽6~8km，长50~60km。盆地西侧

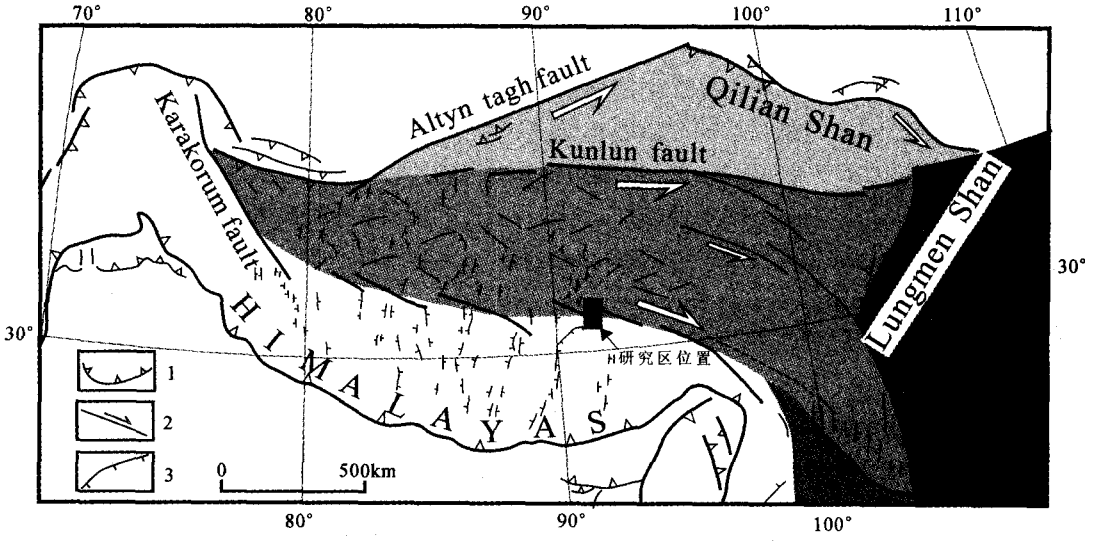


图4-14　青藏高原活动地块边界断裂分布和研究区位置图

Figure 4-14　Tectonic setting and position of the Gulu-Sangxiong graben in central Tibetan Plateau

1—逆冲断层；2—走滑断层；3—正断层

与发育现代山岳冰川的念青唐古拉山脉毗邻，北接地势相对平缓、平均海拔达4900m左右的羌塘高原，东侧和南侧是地势高差显著、河谷纵横的高山峡谷地貌。控制盆地发育的主边界断裂位于盆地的西缘，是一条长50多公里的近南北向活动断裂（F_{65}）。谷露-桑雄盆西边界断裂系简称为谷露-桑雄盆西主边界活动断裂（F_{65}），在区域上隶属于整体呈北

东走向、长度超过200公里的念青唐古拉山东南麓断裂（即羊八井-当雄-谷露地堑西边界断裂）的北段。沿念青唐古拉山东南麓断裂，中强地震密集分布，如先后发生的1411年羊八井8级地震和1952年九子拉7.5级地震；还构成西藏地区一条最重要的地热活动带，如著名的羊八井地热田就分布在断裂南部。

早在20世纪50年代至80年代期间，羊八井-当雄-谷露地堑西边界活动断裂就陆续受到许多专家或学者不同程度的关注。李璞（1957）最先提出，在谷露-羊八井盆地的西侧，即念青唐古拉山东南麓地带，存在一条北东走向的活动强烈断裂。1974～1976年，为配合青藏铁路选线工作，国家地震局成都地震大队在念青唐古拉山西段地区进行地震烈度评价和地震地质调查工作（唐荣昌等，1980a，b）。1980～1982年，在中-法“喜马拉雅地质构造与地壳上地幔形成演化”合作研究期间，Armijo、Tapponnier、Mercier和韩同林等在航片解译基础上，对念青唐古拉山东南麓地区活动断裂的几何学、运动学特征及地震地表破裂进行了比较详细的调查与研究（Armijo et al.，1986；韩同林1983，1984）。1985～1986年，西藏自治区科学技术委员会和国家地震局组成联合考察队，详细调查发生在1951年、1952年的崩错8级地震和谷露7.5级地震的烈度、地震破裂和发震构造。1987～1990年，国家地震局地质研究所组织实施“1952年西藏当雄7.5级地震断层和西藏中部活动断裂研究”，对念青唐古拉山东南麓活动断裂及1952年九子拉7.5级地震、1411年羊八井8级地震进行了系统的野外调查研究工作（国家地震局地质研究所，1992；吴章明等，1990～1992）。

虽然调查历史较长，但对念青唐古拉山东南麓活动断裂的几何学与运动学特征及动力学机制仍然存在明显不同的观点和认识。Armijo et al.（1986）认为，念青唐古拉山东南麓断裂除局部发育走滑断层或存在走滑活动迹象外，大部分地段在第四纪主要表现出正断层运动性质；根据构造地貌特征，推断断裂在第四纪期间长期的垂直活动速率最小为1±0.6mm/a，平均为1.9±0.6mm/a；根据可能形成于全新世期间的断层崖高度和断层错动可能形成于全新世的地质—地貌体推断，在羊八井、当雄和谷露西侧，断裂在全新世期间的垂直活动速率分别为约1.5mm/a、2mm/a和6～15mm/a。而吴章明等（1990～1992）认为，念青唐古拉山东南麓断裂由走向和性质不同的北、中、南三大段组成；断裂北段（桑雄-年波段）断层在发生大规模垂直活动的同时，由于断裂走向变化，常兼具右旋和左旋走滑活动，并且走滑分量略大于垂直活动分量；断裂南段（龙巴弄布-尼木段）以右旋走滑为主，兼具正倾滑分量；断裂中段（年波—当雄—羊八井—龙巴弄布段）以左旋走滑活动为主，兼具垂直下滑运动；根据孢粉资料和^{14}C测年数据，估算断裂在晚第四纪的平均垂直活动速率和水平运动速率分别介于1～15mm/a（平均3.5mm/a）和3～8mm/a之间（平均4.2mm/a）。前人在断层几何学和运动学性质方面产生分歧的主要原因是：如何识别断层带上走滑与非走滑标志？而在断层的活动速率方面产生分歧的主要原因是：由于第四纪地质研究相对滞后，被断层错动的地质—地貌体的形成时代不能被很好地约束，造成对断层活动时代和运动速度的不同认识。

由于谷露-桑雄盆地位于念青唐古拉山东南麓断裂北段，研究谷露-桑雄盆地西缘主边界活动断裂的几何学和运动学特征，更精确地厘定断裂运动速度，对于解决目前存在的学术争论极为关键，还对研究青藏高原地壳东西向伸展变形过程、分析地壳稳定性具有重要意义。

一、第四纪地质特征

1. 冰川作用与冰川沉积

第四纪期间，由于在谷露-桑雄地堑盆地两侧的山地曾发育大规模的山岳冰川，形成以冰川、冰水侵蚀-堆积地貌和相关沉积物为主所构成的地质-地貌形态。冰川退缩之后，盆地内部开始发育冲、洪积物及相关地貌。冰碛和冰水沉积物主要分布于谷露-桑雄盆地中部和北部，而冲、洪积物则主要分布于谷露-桑雄盆地南部。根据沉积物的地貌形态、切割关系和测年资料，谷露-桑雄盆地沉积物主要形成于中更新世以来。在中-晚更新世时期，至少经历三次冰川作用过程。

最早一次冰川作用所形成的冰碛物主要见于青藏公路139道班东北侧和谷露兵站西北侧的山麓地带；一般分布于冰川槽谷的沟口两侧或介于两条冰川槽谷之间的山麓地带，构成高出谷底200～300m的冰碛台地；相应的冰水沉积分布于冰碛物的侧缘或前缘地带。在谷露西北约5km处，该期冰碛台地外围的冰水扇前缘斜坡发育有现今仍在活动的热泉，热水活动所形成的泉华台地穿插冰水扇或覆盖于其上。与冰水沉积物同期和覆盖其上的泉华的ESR和U系测年结果表明（表4-2），该期冰川作用可能发生在约300ka B. P. 之前

表4-2 谷露-桑雄盆地晚第四纪地质体的年龄测试结果一览表

Table 4-2 Dating of Late Quaternary events in the Gulu-Sangxiong graben of central Tibetan Plateau

样品编号	采样地点	地貌部位	岩性	方法	年龄/kaBP	参考文献
040-2	140道班西南	拔河约20m的终碛垄顶部	钙质胶结物	ESR	130±17	本文
051-1	谷露139道班南	拔河约20m的终碛垄上部	钙质胶结物	ESR	315±18	本文
053-2	140道班南	拔河约20m的终碛垄内侧顶部	钙质胶结物	ESR	123±12	本文
054-1	新141道班	拔河约20m的终碛垄顶部	钙质胶结物	ESR	181±40	本文
0304-2	桑利乡西抹拖多	拔河约45m的冰水阶地中部	钙质砾岩	ESR	52±16	本文
0304-3	桑利西	古土壤层	粉砂	TL	3.2±0.3	本文
0304-3	桑利西侧山前	灰褐色碳质古土壤层	碳质土壤	^{14}C	4.18±0.07	本文
SP5	谷露西北温泉	覆盖Q_2^{1fgl}的泉华台地上	泉华	U系	>300	本文
$^{14}C_{10}$	谷露西南纳布扎	坡积物，埋深0.5m	泥炭	^{14}C	4.2±0.1	[A]
$^{14}C_1$	桑利西侧尼不热岗	坡积物断层崖上部，埋深2.5m	泥炭	^{14}C	16.30±0.135	[A]
$^{14}C_2$	桑利西侧尼不热岗	断层崖顶部的土壤层	泥炭	^{14}C	4.19±0.100	[A]
$^{14}C_3$	谷露过龙孔玛东	沼泽底部，埋深0.2m	炭质粉砂	^{14}C	3.25±0.1	[A]
$^{14}C_4$	谷露碾它北侧纳给	高约6m的断坎顶部土壤层	泥炭	^{14}C	1.68±0.1	[A]
$^{14}C_5$	谷露碾它西南	洪积扇，埋深0.5m	泥炭	^{14}C	2.39±0.1	[A]
$^{14}C_6$	谷露碾它西南	洪积扇，埋深0.2m	泥炭	^{14}C	5.25±0.1	[A]
K-20-17	那曲谷露		泉华	ESR	12.2±5.2	[B]
K-20-21	那曲谷露		泉华	ESR	17.2±5.2	[B]
K-20-18	那曲谷露		泉华	ESR	22.1±6.6	[B]
K-20-16	那曲谷露		泉华	ESR	41.6±125	[B]
K-20-19	那曲谷露		泉华	ESR	94.1±28.2	[B]
K-20-15	那曲谷露		泉华	ESR	103.4±31.0	[B]
5	那曲谷露		泉华	ESR	106±21	[C]
K-20-13	那曲谷露		泉华	ESR	231.1±69.3	[B]
K-20-20	那曲谷露		泉华	ESR	375.2±112.5	[B]
K-20-14	那曲谷露		泉华	ESR	482.7±144.8	[B]

注：A. 据吴章明等，1992；B. 据陈以健等，1994；C. 据侯增谦等，2001。

的 482 ~ 375ka B. P. 左右，大致与 MIS10 ~ 12 阶段相对应。

第二次冰川作用所形成的冰碛物主要分布于谷露-桑雄盆地中部和北部，冰碛物属于典型的冰碛混杂堆积，常见砾径可达 0.5 ~ 1.5m 的冰川漂砾；冰碛物的顶部发育厚 20 ~ 40cm 的浅棕红色砂质土壤层，土壤层顶部覆盖厚 40cm 左右的灰黄色表土层，底部常发育厚 20 ~ 40cm 不等的钙质胶结砂层或砾石层。根据沉积物特征和地貌形态分析，可以鉴别出该期冰碛物的终碛、侧碛、底碛等冰川沉积单元及对应的相对低缓、表面较为平滑的终碛垅、侧碛垅和底碛台地等冰川堆积地形。其中终碛垅一般伸出沟口 1 ~ 5km，拔河高度 20 ~ 60m 不等；离开沟口越远的终碛垅拔河高度就越低。同期的侧碛垅拔河高度一般高于终碛垅，为 40 ~ 120m 不等。在多数沟口可以发现该期冰川作用至少形成两道侧碛和终碛垅；其中早期冰川作用的终碛垅已很少保存，但侧碛仍清晰可辨，一般分布于沟口两侧，拔河高度 80 ~ 150m；而晚期侧碛和终碛垅除局部受后期冰川作用破坏外，大部分都保存较好，侧碛一般拔河 40 ~ 80m。采自该期冰碛物中的钙质胶结物的 ESR 年龄结果表明（表 4 - 2），第二次冰川作用发生在 315 ~ 123ka B. P. 期间，其中早期冰进发生在约 315ka B. P. 左右，晚期冰进发生在 181 ~ 123ka B. P. 期间，分别对应于 MIS8 和 MIS6 阶段。在个别沟口，发育多道终碛垅，暗示在上述两个阶段中可能还分别包含更多次的冰进波动过程。同期的冰水沉积物则分布于冰碛物的外围地带，构成冰水扇和冰水阶地地貌。在 MIS 盆地中-北部，冰水沉积物主要构成冰碛物外围的冰水扇；而在盆地南部，由于该期冰碛物多数没有伸出沟口，冰水沉积主要分布于冰川槽谷和沟口一带，构成拔河 50 ~ 120m 的多级阶地，并可以区分出至少早、晚两级阶地。

第三次冰川作用过程形成的冰碛物主要分布于冰川槽谷和刚刚伸出沟口的部位，构成保存很好的终碛垄和侧碛垅；而冰水沉积物则在冰碛物外围形成冰水阶地、冰水扇和冰水平原地貌。其中侧碛和终碛垅拔河 40 ~ 60m，底碛台地拔河 15 ~ 30m。在该期冰碛物顶部，发育厚 30 ~ 60cm 的灰黑色炭质土壤层和棕灰色、灰黄色的粉砂质土壤层。冰碛地貌表层的地势起伏幅度明显较第二次冰川作用所形成的冰碛地貌大。在盆地西侧的嘎果穷果沟口，该期冰碛物形成两道终碛垅，早期冰碛垅伸出沟口约 500m，拔河约 60m；而晚期终碛垅位于沟内距沟口约 500m 的部位，拔河约 40m。在羊八井北约 10km 处的扎日阿白果沟口和当雄北约 5km 的江曲沟口，发育与两个阶段的对应冰水台地和终碛垅，其中钙质胶结物和粉砂层的 U 系和光释光年龄分别为 72.1 ± 6.1ka B. P. 和 25.4 ± 0.87ka B. P.（吴中海等，2003），桑利西侧拔河 45m 的冰水阶地中部的钙质胶结物的 ESR 年龄为 52 ± 16ka B. P.，表明上述两个阶段大致对应于 MIS4 和 2 阶段。

进入全新世之后，伴随着全新世大暖期的到来，念青唐古拉山西段地区的古冰川发生了大幅度的退缩。仅在新冰期和小冰期期间冰川发生规模较小的前进，在距离现在冰川的末端不远处形成多至十几道的较小规模的终碛垅。

2. 冲、洪积物

冰川从盆地退缩之后，河流便取代早期冰川所占据的位置，在盆地内部形成中-大型冲、洪积扇和河流阶地。在盆地中部和北部，由于早期冰川的规模很大，所形成的冰碛物分布很广，因此河流在此区主要起到改造早期冰碛物和冰水沉积的作用，仅在局部形成分别拔河 2 ~ 3m 和 6 ~ 8m 河流阶地（T_1 和 T_2）。而在盆地南部，则发育大规模的冲、洪积台地和冲积平原。构成冲、洪积物的皆为灰白色砂砾石层，砾石分选、磨圆较好，砾径普

遍小于0.5m，砾石成分与谷地上游基岩区的岩石成分一致。野外还清楚地观察到拔河2～3m和6～10m的两级冲、洪积台地和相应的河流阶地。对比分布在当雄-羊八井盆地类似冲、洪积台地的测年资料，认为谷露-桑雄盆地高、低两级台地和阶地T_1、T_2应分别形成于25.4～23.1ka B.P.和3.7～4.26ka B.P.左右。

3. 泉华沉积物

泉华沉积主要分布在谷露盆地西侧、139道班西南约4km的热泉附近。它们构成丘状的泉华台地和泉华锥。泉华台地明显可以分为多期。现有测年资料表明，泉华堆积主要形成于约482～375ka B.P.、231ka B.P.、106～94ka B.P.和41.2～12.2ka B.P.及全新世(表4-2)。

二、断裂几何学特征

谷露-桑雄盆地虽然发育多组活动断层，包括盆西主边界活动断裂、盆内活动断层和盆东边界断层，但以盆西主边界活动断裂（F_{65}）规模最大、活动性最强、对盆地形成演化控制作用最为显著。谷露-桑雄盆西主边界活动断裂从谷露盆地西南端的年波开始，向北经甲赤岗、顶莫多、巴仁多、嘎果穷果、过龙孔玛和烟它，从凶欧错西侧一直延伸至怕里马西侧，全长约52km（图3-12、4-15B）。另外在谷露西侧还发育一条长6～7km、呈隐伏状态的次级活动断层，沿该断层发育高200～300m的基岩断层三角面，并在断层北端出露热泉。谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）整体呈N10°E走向，倾向东侧，倾角介于50°～70°之间，一般为60°±5°；次级断层的走向变化于N20°W和N45°E之间，使整个断裂破碎带在平面呈现出锯齿状的形态。以过龙孔玛沟为界，谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）在其南北两侧，断层错动同时代地貌体的断距有明显的不同；其中南侧断裂晚更新世地质体的垂直位移量要明显大于北侧断裂相应断层的位移量，而过龙孔玛一带正是崩错断裂带东段右旋错动谷露西侧基岩谷肩并逐渐消失的部位。据此将谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）划分为南、北两段，分别称为年波—过龙帕玛段和过龙孔玛-怕里马段。

谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）年波-过龙帕玛段全长约34km，整体呈N10°E走向，由走向N10°～20°W和N30°～40°E的次级断裂交替出现组合而成（图4-15B）。其中N10°～20°W和N30°～40°E的断裂带又常由N5°～15°E的次级断层呈右列和左列分布构成。从南到北，不同级别断层沿断裂破碎带表现出多种组合形式。在南端甲赤岗一带，断裂破碎带总宽度达500m左右，包含3～4条向东倾斜的次级断层，断层垂直错动山前中更新世的冰水台地和晚更新世冲积扇，形成阶梯状分布的多级断层崖；向北至爬儿玛-玛日布格段，断裂破碎带宽度明显变窄，除局部发育阶梯状破裂外，整体主要由一条长约10km的单一主断层所构成，断层错动基岩、河流阶地、冲积扇等一系列地质-地貌体，在山前形成高数十米至上百米的断层崖和断层三角面。至巴仁多-过龙帕玛段，断裂破碎带自南向北又逐渐变宽，发育阶梯状断崖、堑-垒构造及断层斜列分布现象；其中巴仁多-嘎果穷果段，断裂破碎带宽0.5～1km，由2～5条次级断层组成，断层错动中-晚更新世冰碛物和全新世河流阶地，形成阶梯状的多级断层崖地貌；在嘎果穷果—过龙帕玛段，断裂破碎带宽度多数地段达1～2km，包含4～8条次级断层，断层垂直错动基岩、冰碛台地和侧碛垅，展布在海拔4800～5300m的冰碛台地之上或基岩三角面下部；该段

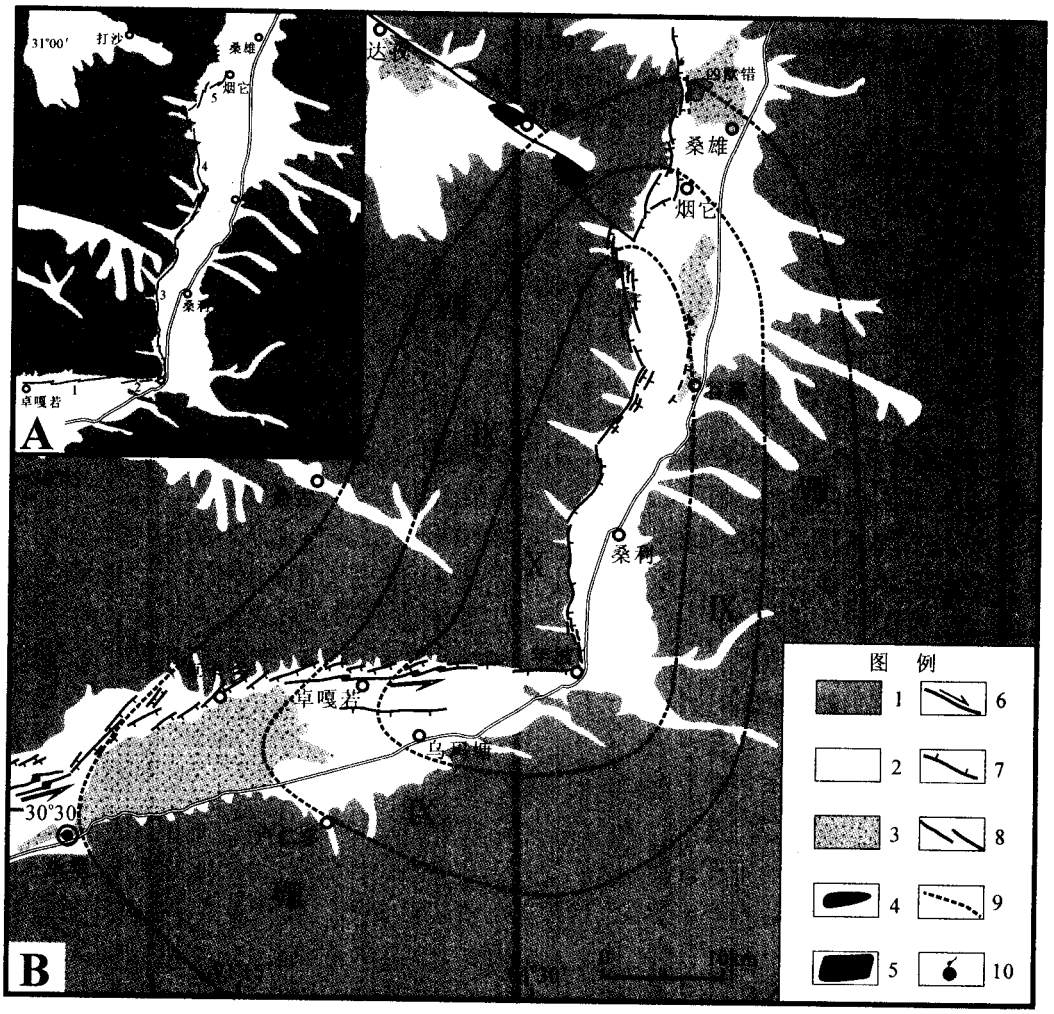


图 4－15　谷露-桑雄及邻区活动构造简图

Figure 4－15　Sketch map of active tectonics of the Gulu-Sangxiong graben and its vicinity

A—地震破裂分布图；B—活动断裂和地震裂度分布图

1—基岩；2—第四系覆盖区；3—沼泽区；4—走滑断层上的挤压脊；5—走滑断层上的拉分盆地；6—走滑断层；7—正断层；8—地震地表破裂带；9—地震烈度等震线；10—温泉

不仅断裂宽度大，而且是堑-垒构造最发育的部位，如在嘎果穷果北侧和过龙帕玛南侧皆可观察到宽达 300～500m 的地堑和伴生的地垒构造。这可能与右旋走滑的崩错断裂在此处造成的尾端拉张效应有关。除上述阶梯状断层和堑-垒构造外，在谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）由北北东向转为 N10°～20°W 的部位，断裂带次级断层往往呈现出右列分布的组合格局；如在巴仁多南侧，整体走向 N20°W 的断裂破碎带由 3 条走向为 N5°W 或 N5°E 的次级断层呈右列分布而构成；在嘎果穷果至过龙帕玛长约 10km 的地段内，宽 0.5km 至 2km 不等、走向 N5°～15°E 的次级断层也呈右列分布，构成整体走向 N20°W、宽度较大的断裂破碎带。

谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）过龙孔玛-怕里马段长约18km，整体走向为N12°E，主断层面倾向东。过龙孔玛-怕里马段断裂带结构比较简单，主要由走向为N10°W和N30°～40°E的次级断层斜列组合而成（图4－15B）。过龙孔玛-怕里马段断裂宽度很窄，整体呈单一的断裂形式。在南部过龙孔玛-弄果段，断裂整体走向N30°E，由N10°～20°E的次级断层左列分布构成；在北部弄果-怕里马段，断裂整体走向N10°W，由N5°W走向的次级断层右列分布构成。

三、断层运动学特征

1. 运动学性质

谷露-桑雄盆地西主边界断裂（F_{65}）的产状、整体几何形态和断层垂直错动第四纪地质体的现象都充分显示出地壳张裂的伸展构造特征，但次级正断层的斜列分布表明断裂局部存在走滑分量。在断裂转为N10°～20°W的部位，出现次级正断层右列分布现象，指示右旋走滑分量；而在断裂转为N30°～40°E的部位，则出现次级正断层的左列分布，指示左旋走滑分量。断裂运动性质的变化表明，走向为N10°～20°W和走向为N30～40°E的断裂之间具有共扼破裂的特征。根据谷露-桑雄盆地西边界断裂（F_{65}）正断层的整体走向判断，谷露-桑雄盆地的伸展变形方向应为N100°～102°E；断裂内部次级共轭断裂的钝角平分线也指示盆地伸展变形方向为N100°～105°E，两者基本一致，表明谷露-桑雄盆地西边界断裂是N100°～105°E方向地壳发生伸展变形的产物。

沿谷露-桑雄盆地西主边界断裂（F_{65}），除了在甲赤岗一带发育一条长约60m、N5°E走向、具右旋走滑性质的地表破裂直接表现出走滑成分外，整个断裂破碎带内的次级断层，不管是1952年九子拉地震的地表破裂、还是早期断裂活动遗迹，几乎都显示出正断层性质，在地表遗留断层垂直错动基岩、冰碛物、洪积扇和河流阶地所形成的断层三角面、断层崖、断层陡坎和指示张性构造的次级堑-垒构造。谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）的局部走滑成分都是通过次级正断层的斜列分布来调节。需要指出的是，本次野外调查没有发现吴章明等（1992）所强调的断层水平错动洪积扇、冲沟、阶地和山脊等所形成的走滑活动形迹，所谓的走滑错动现象几乎都是河流出山口后自然迁移、拐弯或侵蚀所造成的假象或断层垂直错动山脊、阶地所造成的“视走滑效应”。

2. 运动标志与活动幅度

谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）的运动学标志在地貌上主要表现为断层三角面和断层崖。其中高耸的断层三角面主要反映断层第四纪早中期的垂直活动量；在谷露地堑西侧的断层上升盘呈近南北向分布，相对高度一般介于700～1200m之间，并表现出由中部向南、北两侧降低的趋势；在断裂南端甲赤岗一带，断层三角面高出山麓面约800m；向北至爬儿玛-过龙帕玛一带，断层三角面则高出山麓面1000～1200m；而至过龙孔玛及北侧，断层三角面相对山麓面的高度又降至700～900m。这种断层三角高度的不均匀变化可能是断层不均匀分段活动的结果，也可能是基岩岩性差异或早期近东西向褶皱、逆冲推覆构造所导致的不均匀剥蚀产物。

正断层最常见的地貌特征即断层崖，是反映断层晚第四纪垂直活动量的最佳标志。利用皮尺、罗盘和水准仪等对断层崖高度进行测量，结果表明，在谷露西侧盆缘断裂发育高数米至上百米的不同高度断层崖。在同一地点，断层垂直错动时代不同地质体的断层崖高

度明显不同；而在不同地点，断层垂直错动相同时代地质体的断层崖高度也不完全一致。表明断层在不同时期、不同地段的活动强度都可能存在显著差异。与多期冰川作用和冰后期冲、洪积台地及河流阶地相对应，可以在断裂破碎带识别出分别错动不同时代地质体、活动时限和高度不同的多期断层崖。目前能够识别出的最高一级断层崖发育于玛日布格-抹拖多一带，断层崖高 300 ±60m，垂直错动海拔为 4900m 左右的山麓侵蚀面（表 4－3、图 4－16A）。该侵蚀面被中更新世晚期的冰水台地或高侧碛所切割；由于受到后期剥蚀作

表 4－3　谷露-桑雄盆地西边界断裂晚第四纪地质体的垂直错动量统计表

Table 4－3　Lists of vertical offsets along west boundary fault of the Gulu-Sangxiong basin in Late Quaternary

地质体/时代 / 错动量/m / 研究位置	地表破裂（1952a）	T_1/Q_4^1（4.2～3.7ka B.P.）	T_2/Q_3^3（32～15ka B.P.）	T_3/Q_3^2（75～58ka B.P.）	T_4/Q_2^{3-2}（200～125ka B.P.）	T_5/Q_2^{3-1}（300～240ka B.P.）	T_6& 山麓侵蚀面/Q_2^1（600～500ka B.P.）
达鲁足湍西			12		60*		
索弄玛南东			13				
烟它		4.7	15				
烟它南	1.1		20				
纳给西南	2.0		22		82		
碾它				36	61		
过龙孔玛	2.5						
过龙帕玛	2.6		26				
达昧	2.6		26		70～80	120～140*	
嘎果穷果	3.7					130*	
巴仁多	4.5	11	25				280～320*
顶莫多	3.8	8.4	27	38	80	120*	240～300*
玛日布格	3.2		30	52～55		120～140*	280～320*
抹拖多	2.6	4.5		40～41			300～360*
尼不热岗		4.2		55			
爬儿玛	2.5	5.2	28～32		63		
约玛朗	2.3						
甲赤岗	2.3		21	36	67		
甲赤岗南	2		21	32			
年波北	0.7	8					
年波西	1		12	29			
年波西	1.4	3					
家青东	0.9	5.9		24			
家青	0.6	3.2	16				
巴弄朗				25	56		

注：* 表示根据地形图判读所获得的断层位移数据，其他为野外实测数据。

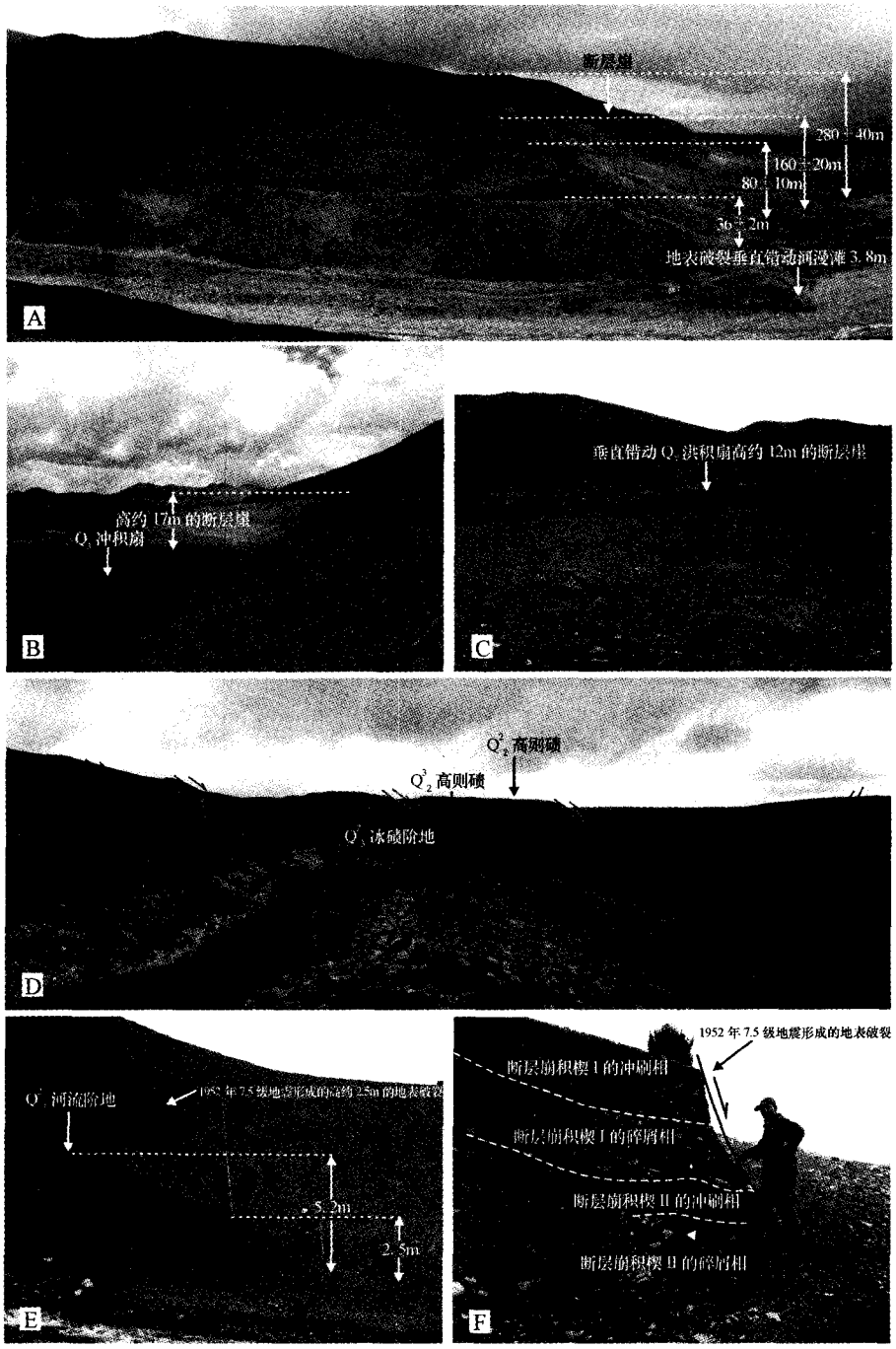


图 4－16　谷露-桑雄盆地西边界断裂不同时期的活动特征及地貌标志

Figure 4－16　Photos of active faulting, deformation and offsets in west Gulu-Sangxiong graben of central Tibet

A—桑利西约 4km 的多期断层崖，镜头向北北西；B—甲赤岗垂直错动晚更新世冲积扇的断层崖，镜头向南；C—达鲁足滴西侧错动 Q_3 洪积扇的断层崖，镜头向西；D—嘎果穷果错动中更新世晚期高侧碛的阶梯状断崖和发育在 Q_3 冰碛阶地的地震地表破裂带，镜头向北；E—桑利西约 5km 错动全新世阶地的断层崖和地表破裂，镜头向北；F—桑利西约 4km 指示两次古地震事件的断层崩积楔，镜头向北

用的破坏，该断层崖在其它地点已很难辨认。低一级的断层崖高约 130 ± 10m，垂直错动中更新世晚期（即第二次冰期）早冰段的冰水台地和高侧碛；该断层崖在玛日布格-顶莫多一带很容易观察到（图 4 - 16A），而在嘎果穷果-过龙帕玛一带，相同数量的垂直位移量被分散在高 15 ~ 60m 不等的 3 ~ 5 条阶梯状断层崖之上（图 4 - 16D）。错动第二次冰期晚冰段冰碛物或同期冰水台地的累计垂直位移量介于 60 ~ 85m 之间；在顶莫多-爬儿玛一带，该期位移主要分布在一条断层崖之上（图 4 - 16A）；而在甲赤岗和嘎果穷果-过龙帕玛一带，断层位移被多条阶梯状分布的断层崖所分担。由于受后期冰川作用或河流侵蚀作用的影响，沿整个盆西边界断裂所能够准确测量到的、分别错动山麓侵蚀面和第二次冰川作用早、晚两个阶段的沉积物所造成的累计 300 ± 60m、130 ± 10m 和 60 ~ 85m 的断层位移量数据有限，因此很难准确判断当时断裂不同地段的活动强度差异。

错动晚更新世以来不同时期地质体的垂直位移在断裂不同地段显示出明显的差异性（图版 III）。错动晚更新世中期（即第三次冰川作用早冰段）冰碛物和冲积扇所造成的最大垂直位移量出现在玛日布格-尼不热岗一带，位移量达 40 ~ 55m；向南北两侧，断裂的垂直位移量降低到 36m 左右（表 4 - 3、图 4 - 16A）。错动晚更新世晚期冰水扇和冲、洪积扇的断层垂直位移量也是在玛日布格-爬儿玛一带，垂直位移达 28 ~ 32m；在该段北侧顶莫多-过龙帕玛一带，垂直位移量为 25 ~ 27m，南侧甲赤岗一带垂直位移量为 21m（图 4 - 16B）；而在断裂北段，同期位移量仅为 12 ~ 22m，表现出从北向南垂直位移逐渐增加的变化趋势。如在北端达鲁足淌西侧，可以看到高 11 ~ 13m 的南北向断层崖垂直错动晚更新世晚期的洪积扇，并在断层上升盘形成悬谷地貌（表 4 - 3、图 4 - 16C）；在烟它沟口，同期断层崖高约 15m（表 4 - 3）；而在烟它南和纳给西南侧沟口，同期断层崖增加到 20 ~ 22m。错动全新世河流阶地的断层位移量与 1952 年九子拉地震地表破裂的垂直位移沿断裂带的变化更为明显，它们的最大位移一致地出现在巴仁多附近，而向南、北两侧显示出逐渐减小的趋势（表 4 - 3）。

3. 垂直活动速率

沿谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）不同地点所发育的高度不同的断层崖和断层错动晚第四纪以来不同时代地质体所造成的不同级别的累计位移，为确定不同断裂垂直位移量创造了条件。以形成于第二次冰期早冰阶之前的山麓侵蚀面和之后的 5 套沉积物为标志层，沿断裂不同部位测量断层垂直错动地貌面与沉积地层或河流阶地所造成的累计位移量（表 4 - 3）。为了使计算的断层垂直活动速率更准确，必须精确地限定断层错动沉积地层和地貌面的年龄。由于谷露-桑雄盆地及邻区分布的沉积物主要为冰川沉积物或与冰川作用相关的冲、洪积物，它们的发育过程与区域气候变化存在成因联系。已有测年资料也充分证明这一点（吴中海等，2003）。因此采用以气候变化为标志的地层划分方案（刘东生等，2000），在野外调查地层相对新老关系和关键地层测年基础上，以深海沉积物的氧同位素阶段为时间标尺，结合有关第四纪冰川作用方面的研究成果，参考古里雅冰芯所揭示的约 125ka B. P. 以来的气候变化过程（Raymo，1997；施雅风，2002；姚檀栋等，1997），可以比较准确地限定地貌面和沉积物的时代。如前所述，第二次和第三次冰川分别包含早、晚两次冰川作用阶段，并分别与 MIS8（300 ~ 240ka B. P.）、MIS6（200 ~ 125ka B. P.）和 MIS4（75 ~ 58ka B. P.）、MIS2（32 ~ 15ka B. P.）阶段相对应。而在冰川作用的外围地区，发育与对应的河流阶地 T_5、T_4、T_3和 T_2（表 4 - 3），这些阶地在断层上

升盘分别拔河 130～150m、80～90m、40～50m 和 15～30m。全新世期间发育的 T_1 形成于 4.2～3.7ka B. P.，而被第二次冰川作用早冰阶的冰水台地所切割的山麓侵蚀面应形成于约 300ka B. P. 之前。根据侵蚀面分布特点分析，侵蚀面发育期间应对应一比较长的侵蚀期，即中更新世早期的大间冰期（600～500ka B. P.）；大间冰期与 MIS15～13 阶段对应，其间冰期历时最长，如藏南地区早期冰碛物和冰水沉积物之上普遍发育的红色风化壳就形成于该间冰期内，因此该期间最有可能形成大面积分布的山麓侵蚀面。

虽然有了固定的地层标志和准确的时代框架，但要精确限定断层的活动速率仍然存在一定的困难。因为以冰川侧碛、河流阶地和侵蚀面为标志面计算断层垂直活动速率时，如果用断层错动地貌面的累计位移量除以地貌面的最小年龄，所能获得的仅仅是断层最小活动速率。为了限定断层的最大活动速率，有必要用断层错动地貌体的累计位移量除以低一级地貌面（即晚一期地貌面）的最大年龄。根据地貌学原理，地貌面垂直错动量代表断层错动该地貌面以来的累计垂直活动量，晚第四纪以来地貌面的垂直错动量随着地貌面时代变新而逐渐变小。如果在万年尺度内断层的垂直活动可以看作是持续的，那么地貌面的垂直错动应该发生在该地貌面形成之后至晚一期地貌面形成之前。因此断层的垂直活动速率应该不会大于根据错动地貌体的累计位移量除以低一级地貌面（即晚一期地貌面）的最大年龄所限定的断层活动速率。但对于晚更新世晚期的沉积物（相当于 T_2），则是一个例外；因为在相对较小的时间尺度内，该套沉积物之后切割期很长，而晚一期阶地的形成又很晚；如果按上述方法处理，无疑会人为地夸大断层活动速率。根据地层时代及其与气候变化的关系，将断层错动该套地层和阶地的时代限定在 15～11ka B. P. 期间。

根据野外测量不同时代地貌面的垂直错动量，按照上述方法原理，计算出晚第四纪不同时期的断层活动速率值（图 4－17、4－18）。结果表明，自 500～300ka B. P. 以来，

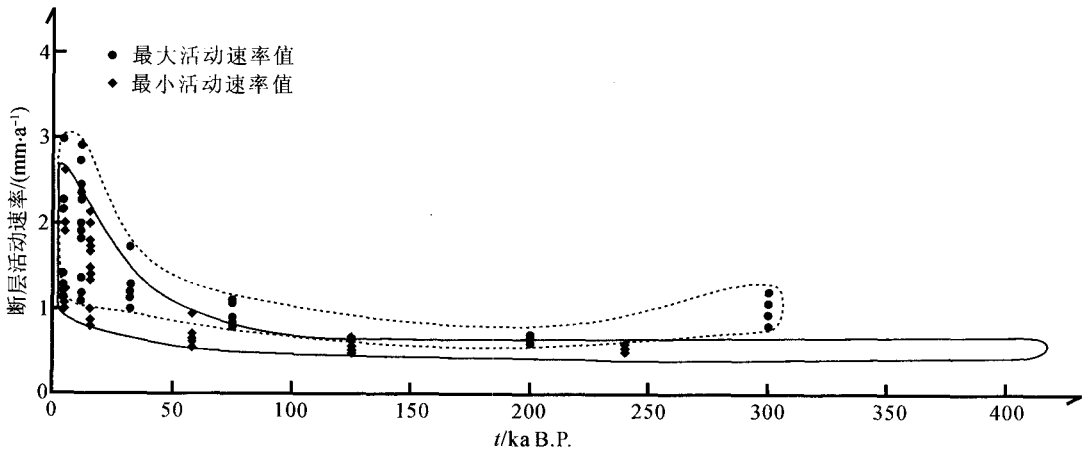


图 4－17　谷露-桑雄盆地西边界断裂晚第四纪不同时期以来活动速率分布图

Figure 4－17　Diagram of slip rate change along west boundary fault of the Gulu-Sangxiong basin in Late Quaternary

谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）的最小活动速率介于 0.48～0.72mm/a 之间，而最大活动速率介于 0.8～1.2mm/a 之间。在 240～200ka B. P. 以来，谷露-桑雄盆地西边界

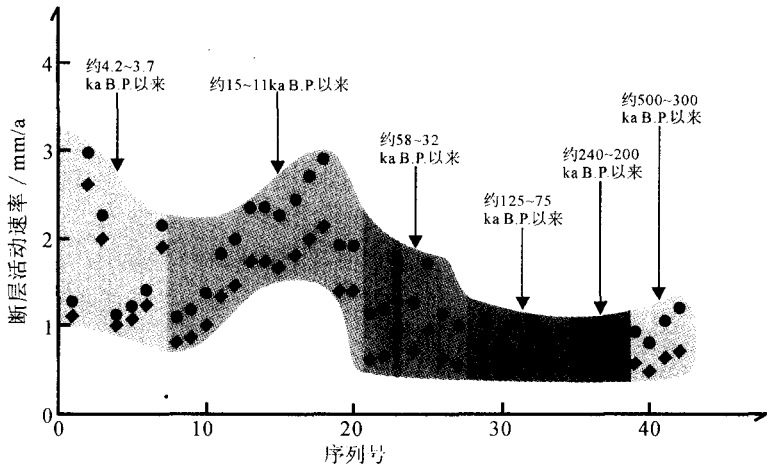


图 4－18　谷露-桑雄盆地西边界断裂不同时期的活动速率分布图

Figure 4－18　Diagram of slip rates in different phases along west boundary fault of the Gulu-Sangxiong basin

活动断裂（F_{65}）最小活动速率介于 0.50～0.58mm/a 之间，最大活动速率介于 0.6～0.7mm/a 之间。在 125～75ka B. P. 以来，谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）最小活动速率介于 0.48～0.64mm/a 之间，最大活动速率介于 0.8～1.1mm/a 之间。在 58～32ka B. P. 以来，谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）最小活动速率介于 0.55～0.95mm/a 之间，而最大活动速率介于 1.0～1.7mm/a 之间。在 15～11kaB. P. 以来，断裂最小活动速率介于 0.8～2.1mm/a 之间，而最大活动速率介于 1.1～2.9mm/a 之间。在 4.2～3.7ka B. P. 以来，断裂最小活动速率介于 1.0～2.6mm/a 之间，而最大活动速率介于 1.1～3.0mm/a 之间。总的来看，约 500～75ka B. P. 以来断裂最大和最小垂直活动速率变化幅度较小，都集中在 0.48～1.20mm/a 之间，因此可取 0.8±0.4mm/a 作为该时段以来的平均活动速率。而自 58～32ka B. P. 以来，断裂垂直活动速率变化幅度明显增大，其中最小垂直活动速率可取值 0.8±0.2mm/a，而最大垂直活动速率取值 1.4±0.3mm/a。全新世期间断裂的活动速率变化幅度最大，所获得的速率值不论是最大的还是最小活动速率几乎都大于 1mm/a，但都不超过 3mm/a，兹取 2±1mm/a 代表断裂在全新世的平均活动速率。

谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）第四纪不同时期垂直活动速率还显示出两个重要特点：①全新世断裂活动速率的变化幅度明显大于全新世之前，表明全新世断裂在不同地段的活动强度变化较大，即在小于 1 万年的时间尺度，断裂在活动强度方面具有明显的分段性特点；而在大于 1 万年的时间尺度，断裂活动性相对均匀；②在约 58～32 ka B. P. 之后，断裂垂直活动速率明显增加。这可能有很多原因：第一，断裂活动具有强、弱交替的特点，而约 32ka B. P. 以来的断裂活动速率增加反映断裂进入强烈活动阶段，所代表的仅仅是较短时间尺度内的断裂活动状况；而约 500～300ka B. P. 、240～200ka B. P. 和 125～75ka B. P. 以来的断裂垂直活动速率所代表的才是断裂长期平均活动速率；第二，晚更新世以来，断裂活动强度确实具有逐渐增加的特点；第三，进入晚更新世之后，由于分担近东西向伸展变形量的其它近南北向地堑的活动性渐弱或数量减少，导致谷露-桑雄

盆地所分担的地壳伸展量增加，从而造成边界断裂活动速率的增加。但究竟是哪种原因，目前还很难定论，必须在得到其它盆地的断裂垂直活动速率及相关断裂活动历史方面的数据后，加以对比和验证，才能判断出最接近事实的原因。

四、1952 年 7.5 级地震地表破裂和全新世古地震事件

位于拉萨地块中部的羊八井-当雄-谷露地堑（裂谷）是青藏高原地震活动非常强烈的地区，历史上曾发生 1411 年 8 级、1951 年 8 级和 1952 年 7.5 级等强烈地震。由于该区人烟稀少，加上高原地区特殊地质、地貌和气候条件，这些历史地震的地表破裂大部分至今仍清晰可辨，因此，该区成为研究地震活动规律、评价发震断层现今活动性的理想地区。

根据早期野外调查资料（唐荣昌等，1980a，b；韩同林，1983；吴章明等，1992；西藏自治区科学技术委员会，1988），发生在 1952 年 8 月 18 日 0 时 2 分 17 秒的九子拉 7.5 级地震所形成的地表破裂带基本沿谷露盆地西缘断裂分布，是谷露-桑雄盆地西边界断裂（F_{65}）近期强烈活动的结果。虽然前人在 1952 年 7.5 级地震的地震烈度分布、地表破裂带起始位置、破裂类型、地震破裂的几何学和运动学特征等方面作了比较详细的研究工作（吴章明等，1992；西藏自治区科学技术委员会，1988）；但对地震破裂的起始位置和运动学特征的认识仍然存在一定分歧，而且对全新世古地震的研究工作比较薄弱。我们在前人工作基础上，沿该地震地表破裂带对其延伸的起始位置、几何学和运动学特征都进行了详细观察，系统测量了不同地点的地表破裂及断错位移（图 4－19），并发现与全新世古

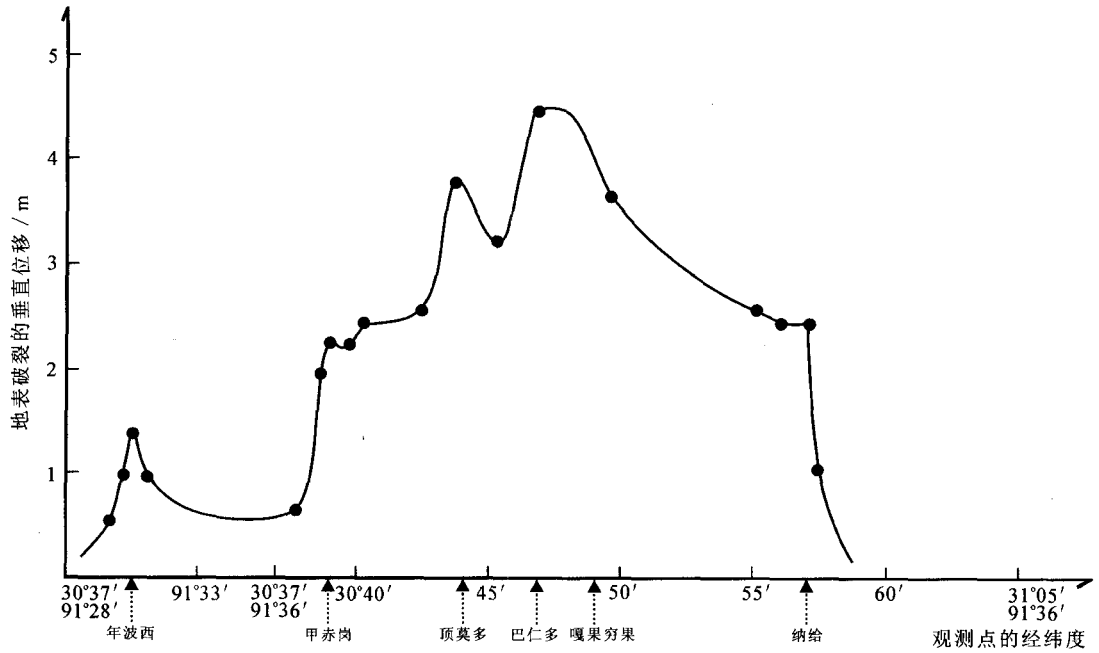


图 4－19　1952 年九子拉 7.5 级地震地表破裂垂直位移统计分布图

Figure 4－19　Statistic diagram of vertical displacement along fractures of Ms 7.5 Jiuzila Earthquake in 1952

地震有关的大量地貌、地质现象。

1. 1952 年地震地表破裂

谷露-桑雄盆地南部发生的 1952 年九子拉 7.5 级地震，地面曾发生较大规模的地表破裂与地面裂缝、喷砂冒水、山体崩塌、滚石、滑坡等现象。喷砂冒水大多发生在盆地低洼处或沼泽附近，而山体崩塌、滚石、滑坡都发生在盆-山边界部位的陡峻山崖和山麓地带。地面破坏最直观、最宏伟的表现是沿谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）和当雄盆地北缘断裂展布的、长达 60km 的地表破裂带。它是反映现今地壳应力状态、发震断裂运动方式及震源弹性应变能释放过程的重要标志。

根据前人研究资料（吴章明等，1992；西藏自治区科学技术委员会，1989），九子拉地震的等烈度线和地表破裂分布与念青唐古拉山东南麓的活动断裂展布方向高度吻合（图 4－15A）。地表地震破裂北起那曲县桑雄区的烟它，南到当雄县果青乡的卓嘎若，全长约 68km，主要沿念青唐古拉山与谷露-桑雄盆地、当雄盆地相衔接的山前或山麓地带分布。地震烈度的极震区范围呈北东向展布，宽约 20km，长约 40km，出现在谷露-乌玛塘一带，烈度为Ⅹ度。等烈度线总体呈北东-南西向的葫芦形，在当雄-年波之间大体呈近北东东向分布，而在年波-桑雄之间则转为近南北向，显示地震与活动断裂之间的密切关系。

沿断裂破碎带进行观察，发现地震破裂带由几何特征和破裂性质不尽相同的次级破裂组合而成。根据地表破裂的分布特点，并参照断裂分段特征，将九子拉 7.5 及地震的地表破裂带从南到北分为五段（图 4－15A 点 1～5），分别是卓嘎若—加弄段、巴弄朗—年波段、甲赤岗-玛日布格段、巴仁多-过龙帕玛段和过龙孔玛—烟它段。

1）卓噶若—加弄段：西端始于卓嘎若，向东经央麦岗、测弄、肯弄，一直延至加弄东约 2km 处，全长 12km。地表破裂带宽 3～20m，总体走向 N70°～80°E，由走向 N50°～65°E 的次级左旋走滑破裂带呈左列分布构成（图 4－15、4－16）。其中次级走滑破裂带又是由左列分布、N50°～60°E 走向的张裂缝和右列分布、N25°～40°W 走向的地震鼓包及 N70°～80°E 走向的剪切裂缝相互斜接组合而成。由于地表破裂带展布在海拔 4500～5000m 的山麓地带，在经历数十年地表风化之后，其中大部分地段的走滑位移量已不易辨认。但在加弄西约 500m 处，观察到一条已经干涸、切割很浅的冲沟，被地震破裂带左旋错动 3.5～4m；向西约 1km 处，一条类似冲沟被地震破裂带左旋错动 2.5～3m，显示地震地表破裂位移量向西递减的变化趋势。

2）巴弄朗-年波段：西端始于巴弄朗北侧的山前地带，向东经家青，止于年波处，全长约 5km，整体走向 N80°～90°E；表现为高 1m 左右断层陡坎所构成的正断层型地表破裂带。该破裂带结构简单，地表显示为单条倾向南侧的正断层陡坎，垂直错动冲沟、河漫滩、基岩山坡和地表草皮；地震破裂沿早期断层崖中、下部发育，显示现存断层面对地震破裂带空间分布的控制作用。该段破裂带的垂直位移分布显示出中间位移量最大、向两端递减的特点（图 4－19），其中最大垂直位移量为 1.4m，出现在穷直南侧沟口；向西侧至家青一带，垂直位移量减至 0.6～0.9m；向东侧年波一带，垂直位移量减至 0.7m 左右（图 4－19）。

3）甲赤岗-玛日布格段：地表破裂总体走向 N5°～10°E，南端始于甲赤岗东南约 3km 处的山前斜坡，向北经爬儿玛、抹拖多、顶莫多，延伸至玛日布格东北约 2km 处，全长 16km。该段地表破裂带除在甲赤岗一带局部表现为右旋剪切破裂带外，大部分地段都表

现为正断层型地表破裂。但整体呈 N40°～45°E 和 N20°～30°W 走向的地震破裂带主要由走向 N5°～25°E 次一级的张性破裂面分别呈左行羽列和右行羽列所构成。这种雁列分布的张性破裂面，暗示九子拉地震破裂带发育一定的左旋走滑分量位移或右旋走滑分量。该段破裂带的垂直位移量从南到北明显递增（图 4－19）。在甲赤岗南约 2km 处，破裂带垂直位移量仅为 0.7m，而在甲赤岗，垂直位移为 1.9～2.3m；向北至爬儿玛-抹拖多一带，垂直位移增至 2.5～2.6m（图 4－16E）；至顶莫多-玛日布格一带的垂直位移量为 3.2～3.8m。

4）巴仁多-过龙帕玛段：总体走向 N5°E，南端始于巴仁多沟口，向北经纳布扎、嘎果穷果、查弄、达昧和过龙帕玛，北端止于过龙孔玛沟南侧，全长 16km。它包含了整体呈 N30°E 走向的巴仁多-嘎果穷果段和呈 N15°W 走向的嘎果穷果-过龙孔玛段，显示出显著的张性特征，发育正断层陡坎和次级地堑地垒构造（图 4－16D）及次级破裂雁列分布现象。该段是整个九子拉地震破裂带宽度和规模最大的地段，破裂带较窄处达数十米，而最宽处则有 200～500m。破裂带的最大宽度和最大垂直位移出现在嘎果穷果-巴仁多之间；垂直位移为 4.5～3.7m，破裂带宽度达 200～500m；此段地震破裂带内部尚发育大量宽数米至数十米的地堑、地垒构造和高数厘米至数十厘米不等的阶梯状断坎构造。破裂带向北到达昧-过龙孔玛一带，规模逐渐减小，虽然仍以发育地堑地垒构造为特征，但垂直位移减至 2.5～2.6m。

5）过龙孔玛-烟它段：总体走向 N40°E，全长约 6km。地震破裂带结构简单，由走向为 N10°～20°E 的次级破裂呈左行羽列构成。破裂带规模和垂直位移由南向北逐渐减弱，在纳给沟-过龙孔玛之间垂直位移量为 2.5m 左右，而烟它南约 500m 处的垂直位移量仅为 1m 左右，在烟它附近地震破裂带逐渐消失。

确定地震宏观震中和地震破裂扩展方式是地震地质研究的重要内容。1952 年九子拉 7.5 级地震的仪器震中坐标为 N30°38′、E91°31′（即年波附近）。1974～1976 年，国家地震局成都地震大队在该区进行地震烈度评价时，将该地震的宏观震中定在年波西南约 3km 处的九子拉附近。1985～1986 年西藏察隅当雄大地震考察队提出，宏观震中应该位于甲赤岗至过龙孔玛之间。吴章明等（1990～1992）对盆地西缘活动断裂进行研究的同时，对九子拉地震的裂度进行了重新评价，并系统统计地震破裂带的位移量；认为 1952 年九子拉地震破裂带具有明显的水平位移和垂直位移，其中水平位移在全段分布比较均匀，没有出现明显的峰值，而垂直位移有 3～4 个峰值，最大值出现在顶莫多（为 5.5m），认为该段也是整条断裂晚第四纪水平活动最强的地段。参考地震烈度所反映的地震极震区的几何中心，吴章明等（1952）将地震宏观震中定在顶莫多附近，认为地震破裂的扩展具有“多点闭锁—破裂”特征。我们对 1952 年九子拉地震的地表破裂带及位移量的研究表明，地震地表破裂带除了在卓嘎若—加弄段具有走滑位移外，其它破裂段都仅显示垂直位移而没有发现所谓的左旋或右旋走滑位移；最大垂直位移不是位于顶莫多，而出现在巴仁多附近。实地调查发现，吴章明等（1990～1992）在顶莫多处所测量到的地震破裂带最大垂直位移量，其实是断层垂直错动河流 T_1 所造成的全新世中期以来的累计垂直活动量，真正代表 1975 年 7.5 级地震垂直位移量的应该是垂直错动高河漫滩所形成高 3.8m 的断坎。在巴仁多一带，地震破裂带的垂直位移量可达 4.5m 左右；巴仁多-纳布扎也是地表破裂最宽、破裂密度最大的地段，最大宽度接近 500m；该处也最接近等烈度线图指示的极震

区几何中心部位，处于断裂走向发生明显变化的拐点位置，比较符合大陆强震孕育的构造条件（图4－15B）。

鉴于以上证据，我们认为九子拉1952年7.5级地震的宏观震中应该位于顶莫多东北约7km的巴仁多-纳布扎一带（图4－15B）。根据地震破裂带的规模和地表位移的分布特征（图4－19），推断地震破裂的初始破裂点相应地也应该位于宏观震中处即巴仁多一带，然后分别向南、北两侧扩展。在年波-巴弄朗段，垂直位移分布有一个小的峰值，表明地震破裂带在转为近东西方向后，在该段出现次一级破裂点。因此九子拉地震破裂的形成更符合“单点破裂-双向扩展”的模式。另外一个有意思的现象是，在地震破裂带走向发生较大变化的拐点位置，如甲赤岗、顶莫多、巴仁多和纳给等处，往往也是地震破裂垂直位移急剧变化的部位（图4－19），说明活动断裂拐点构成地震破裂扩展的障碍点，地震波在通过上述障碍点时能量必然发生明显衰减，对应于地表破裂带在扩展通过障碍点后垂直位移的急剧减少。

2. 全新世古地震事件

在谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}），观察到多种明显不同但又密切相关的古地震标志。其中地貌标志包括多级断坎和断层崖的坡折地貌。断层崖坡折地貌在断层垂直错动拔河4～8m的河流T_1所形成的断层崖上表现的最为明显。在爬儿玛-巴仁多一带，观察到断层垂直错动T_1所形成的断层崖中部普遍发育向上凸的坡折，在坡折的下部是1952年7.5级地震所形成的最新的破裂面，破裂面上发育新鲜的、坡度大于45°的自由面（图4－16E）。而坡折的上部则是已经经历较长时间剥蚀后所形成的坡度小于35°的“老破裂面”。并且该阶地的垂直错动量都恰恰是地震特征位移量的大约2倍；表明在T_1形成以来，沿谷露盆地西缘断裂包括1952年的大地震在内共发生两次震级为7.5级左右的地震；由于阶地形成年龄为4.2～3.7ka B.P.，估算相应的古地震重复周期应该在2.0±0.1ka左右。多级断坎地貌在桑利西北和甲赤岗一带表现得最为突出；在桑利西北，断层最近6次活动形成的累计位移量分别为25m、22m、17m、13m、10m和4～5m，形成基本呈整数倍递增的断层崖。其中高4～5m的最低断层崖是1952年九子拉7.5级地震所形成的，而最高断层崖所错动的是形成于晚更新世晚期的河流阶地，该阶地的时代目前还难以很好限定，但考虑到区域同期阶地的形成与全新世大暖期的河流切割作用密切相关，推断该阶地年龄不会晚于全新世（约1.2ka B.P.），据此推算古地震的重复周期也应该为2ka左右。同震位移及断层崖高度显示，谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）孕育古地震的震级一般都在7～8级。

除了地貌标志，沿断裂还观察到古地震的地层标志，主要表现为断层崩积楔。在爬儿玛-顶莫多一带，多处发现全新世多次地震活动形成的多套崩积楔。每套崩积楔的形态都呈不规则三角形，并且都表现为由断层快速错动后堆积产生粒度很粗、分选较差的砾石层（碎屑相）和上覆于碎屑相地层之上的粒度较细的土壤化含砾石粗砂或细砂层（冲刷相）所构成的两层结构（图4－16F）。地表揭露发现形成于1952年之前的最近两套古地震崩积楔。最典型的如位于桑利西约4km的一个断层崩积楔剖面（图4－16F），剖面揭示出两套断层崩积楔，但其本身又被1952年7.5级地震的地表破裂带所错动；暗示1952年之前断裂曾有过至少两次古地震事件。采自最早一次古地震所形成的崩积楔上部（图4－16F断层崩积楔Ⅱ冲刷相）粉砂质土壤层中的^{14}C和TL样品的年龄分别为4.18±0.07ka

B. P. 和 3.2 ±0.3ka B. P.，表明包括 1952 年的地震在内约 4.18 ±0.07ka B. P. 和 3.2 ±0.3ka B. P. 以来，沿断裂发生了两次震级大于 7 级的地震，估算古地震周期应该为 2100 ~1600a 左右。如果按 1952 年地震地表破裂带的最大垂直位移和断裂平均垂直活动速率推算，古地震的重复周期大概为 2250a。这些资料一致表明，谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）古地震重复周期介于 2200 ~1600a 之间，大震平均复发周期为 1900 ±300a。

五、动力学分析

谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）及相关地震地表破裂带的几何特征、运动学性质都说明，谷露-桑雄盆地是近东西向地壳伸展变形的产物，属于近南北走向、断续延伸达 500km 的亚东-羊八井-谷露地堑（裂谷）的一部分。在藏南地区，类似走向的大规模近南北向地堑系至少还有 6 条，分别是东侧的曲松-错那地堑系和西侧的申扎-朋曲、当惹雍错-古错、达瓦错-萨嘎-佩枯错、仓木错-帕龙错和错那错—公珠错地堑。根据 ETM 遥感图和地形图判读结果，处于喀喇昆仑-嘉黎断裂与东昆仑断裂之间的青藏高原中部和北部，也分布着许多相对孤立的近南北向地堑，但规模相对较小，但发育大量伴有一定伸展构造特征、北北东走向的左旋走滑断裂及部分北西走向的右旋走滑断裂，共同构成共轭活动断裂系。但不管是近南北向地堑还是走滑断裂系，都显示近东西向地壳伸展变形特征。在青藏高原内部，晚新生代广泛出现的地壳东西向伸展变形特征明显有别于青藏高原南北边界带的大规模逆冲-褶皱构造和压扭型走滑断裂及强烈挤压缩短变形，地壳伸展构造形迹大多切割高原内部的早期近东西向的逆冲—褶皱构造。其实 20 世纪 70 年代进行的 MSS 遥感图像解译和 80 年代中—法、中—英合作完成的青藏高原大规模科学考察，也都表明从南北向挤压缩短变形向东西向伸展变形的转变是青藏高原内部晚新生代最显著的构造事件。但与其相关的一个关键性问题是，地壳东西向伸展变形的动力学机制是什么？

目前关于青藏高原近南北向地堑系的形成机制可以说是众说纷纭。England 等（1989）认为，高原内部的东西向伸展变形是在南北向挤压作用下岩石圈发生均匀缩短和增厚，由于增厚岩石圈的重力不稳定性，导致岩石圈下部冷地幔发生拆沉，引起高原快速隆升和重力势能的快速增加，并最终导致地壳东西向伸展变形的发生。尹安（2000）根据青藏高原内部南北向地堑之间的跨度变化、张裂时间及与山西地堑、贝加尔裂谷的对比分析，推断青藏高原东西向伸展应该与东亚大陆岩石圈之下的软流圈上涌作用有关。Royden 等认为青藏高原地壳伸展与相对软弱的粘塑性下地壳物质的向东流动有关（Royden 等，1997）。Tapponier 等（1976）和 Ni 等（1978）认为，青藏高原的地壳东西向伸展变形是刚性印度板块向北楔入刚塑性欧亚板块的过程中引起的青藏块体向东挤出的结果。另外一部分学者则注意到青藏高原南部东西向伸展变形可能与印度板块—欧亚板块之间的斜向碰撞派生的近东西向基底剪切作用有关（Seeber 等，1998；McCaffrey 等，1998；David 等，1984）。前三种观点主要强调高原内部动力的作用，后两种观点都强调外部动力的作用。

谷露-桑雄盆地活动断裂系的研究结果显示两个重要特点：①在几何学特征方面，断层排列方式显示，断裂走向为北西—北北西向的部位存在右旋走滑分量，而断裂走向为北东向的部位往往存在左旋走滑分量。这种具有共轭特征的断层组合方式和走滑分量配置关系暗示，在地壳近东西方向伸展变形的同时，存在近南北向的缩短作用。最近的活动断裂

研究和GPS观测资料（Wang Qi et al.，2001；张培震等，2002，2003）进一步证实，地壳的南北向缩短变形在青藏高原内部广泛存在，并且在走滑断裂作用更显著的青藏高原中北部地区表现更为突出。这种通过近东西向地壳伸展变形来调节的地壳南北向缩短现象，很难用岩石圈地幔拆沉、地幔软流圈上涌模式来解释。②断裂活动速率在全新世期间明显增加，增幅达2～3倍；在念青唐古拉山东南麓的当雄-羊八井盆地也观察到类似现象（Wu et al.，2004）。由于缺少其它地区正断层活动速率的估算资料，目前还不能确定这种速率变化究竟是念青唐古拉山东麓断裂特有现象，还是存在于藏南所有断陷盆地或地堑的普遍现象。但不管是哪种可能性，它直接反映的是地堑伸展变形量随时间的快速增加。还必须注意，青藏高原内部也存在一些早期曾经活动，但晚更新世晚期以来却无明显活动的近南北向地堑盆地。因此谷露-桑雄盆地西边界活动断裂（F_{65}）活动速率的增加可能暗示它在第四纪晚期分担了更多早期被其它地堑所分担的地壳伸展量。如果这样的话，就恰恰反映至少在藏南地区近东西向地壳伸展变形的协调性和动力学背景的一致性；这种协调性很难用板块间的斜向碰撞来解释。如果是斜向碰撞，青藏高原内部地壳伸展变形应该呈现比较明显的东西向规律性变化，但现有资料不支持该构造模式。

综上所述，谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）是地壳近东西向伸展变形的产物。晚第四纪以来断裂垂直运动速率为0.8±0.4mm/a；如果取55°作为断层平均倾角，则与正断层活动相对应的地壳伸展速率应为0.6±0.3mm/a。而全新世断裂平均活动速率明显增加到2±1mm/a，对应的地壳伸展速率为1.4±0.7mm/a。谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）还发育不同的古地震标志，反映7级以上强烈地震的重复周期约为1900±300a。综合谷露-桑雄盆地西主边界活动断裂（F_{65}）的几何学和运动学特征，推断地壳近东西向伸展和近南北向盆地裂陷的可能模式为，印度板块北向俯冲导致地壳增厚到极限之后，中下地壳增热并弱化，引发地壳深部物质向东作侧向流动（Cogan et al.，1998；Masek et al.，1994），导致上地壳近东西向伸展变形和近南北向裂陷。

第四节　当雄-羊八井活动断裂系

西藏当雄-羊八井盆地位于拉萨地块中部，处于亚东-羊八井-谷露地堑（裂谷）的中段，发育青藏高原最著名的新生代晚期地壳伸展构造体系即当雄-羊八井活动断裂系，总体呈北东走向，由当雄-羊八井盆地、盆西主边界活动断裂、盆东边界活动断层和盆内不同方向的活动断层所组成（图4-20）。当雄-羊八井盆地包括羊八井、拉多岗、宁中、当雄4个次级沉积中心或羊八井-拉多岗、宁中、当雄3个次级断陷盆地（图1-13），西侧为念青唐古拉山脉，东侧为旁多山地，向南跨雅鲁藏布江缝合带为亚东-康马横向构造（Wu et al.，1998），向北与谷露-桑雄盆地相毗邻。这里重点分析由盆西主边界断裂与盆内主干断层组成、对盆地形成演化具有显著控制作用的当雄-羊八井活动断裂的地质特征、运动规律、地震遗迹及动力学机理。

一、第四纪地质特征

西藏当雄-羊八井盆地属地壳典型伸展构造单元，总体走向为北东30°～40°，长约120km，宽10～25km。根据盆地西侧念青唐古拉东南麓低角度韧性剪切带钾长石的

$^{39}Ar-^{40}Ar$热年代学测试资料（Harrison et al.，1995；Pan et al.，1992），当雄-羊八井盆地初始裂陷开始于8±3Ma。当雄-羊八井盆地断陷之后，特别在第四纪期间，在断裂控制的北东向断层谷地堆积了不同时代的冲洪积物、冰川沉积、冰水沉积物、泉华沉积和沼泽泥炭堆积等多种成因类型的沉积地层（图2-11）。其中早更新世及其之前所发育的沉积物主要为河湖相沉积和冲、洪积砾石层；中更新世以来，盆地中堆积了大量的冰川沉积、冰水沉积和冲、洪积砾石层，同时局部发育泉华沉积（图4-20、4-21、4-22）。

1. 中更新世之前的老砾石层

根据沉积物所处的地貌部位、构成的地貌形态、岩相特征及其与周围其它沉积物之间的切割关系，我们在当雄-羊八井盆地中鉴别出多套形成于中更新世之前的冲积或冰水砾石层（图2-11、4-21），其中最老沉积物至少形成于上新世。但由于沉积时代尚难准确厘定，因此未对其进行进一步细分，暂将其中的大部分划归早更新统，并统称为“老砾石层”。最老的冰水砾石层（图4-22Q_1^{fgl}）主要分布于曲才乡东北约3km的欠布泉东侧，构成高出周围谷地120~200m、较为平缓的山前第二级高台地，表层已风化成棕红色，向北侧该砾石层被拔河大于200m的山前第一级高冰碛台地中更新世早期的被棕黄色冰碛物侵蚀不整合覆盖；向南侧该砾石层侵蚀不整合覆盖在沙康果和日贡布一带河流相老砾石层之上。该砾石层呈棕红色，砾石分选、磨圆差，砾径为0.01~2m，砾石以次棱状—次圆状为主，风化较深。在该砾石层顶部所采集样品的电子自旋共振（ESR）年龄结果为849~825kaB.P.（图4-22点8），表明其形成于早更新世晚期。

早更新世的其它沉积物基本上都是冲积砾石层（图4-22Q_1^{al}），局部夹湖相砂、粘土层。它们一般不整合于基岩之上，形成高出周围谷地40~100m的低缓丘陵或残山，顶部常被中更新世早期的冰碛物或冰水沉积物所覆盖。该套砾石层主要出露于羊八井西南约15km处、宁中西侧的甲果果和扁梅一带及当雄日贡布等处。砾石层呈灰色或棕黄色，其中砾石风化很深，一般为次棱状或次圆状。在日贡布南侧（图4-22点7），该砾石层上部砂层的ESR年龄为2888±356kaB.P.（表4-3），表明该砾石层至少应形成于早更新世早期，有可能形成于上新世晚期。

最老的“老砾石层”出露于沙康果东侧（图4-22，N_2），该砾石层为砖红色，风化很深，分布于日贡布北侧，构成高100~150m的残山，其顶部被早更新世冰水沉积物覆盖，并被日贡布处的早更新世早期砾石层所切割，表明其至少形成于上新世期间。

2. 中更新世以来的冰川和冰水沉积物

位于盆地西侧的念青唐古拉山第四纪发生过多次冰川作用。前人通过古冰川遗迹研究，提出念青唐古拉东南麓在更新世时期可能发生过3~5次冰期（钱方等，1982；李吉均等，1986），但均未给出相关冰碛物的年龄和详细的区域分布。我们通过详细的第四纪地质填图和第四纪冰川作用观测，发现念青唐古拉山地区普遍发育4套中更新世以来的冰川和冰水沉积物，并对沉积时代进行了多种方法的年代学测试分析（吴中海等，2002，2003a）。

第一套冰碛物和冰水沉积物（Q_2^{1gl}和Q_2^{1fgl}）主要分布于念青唐古拉山麓地带（图4-22）。其中冰碛物构成高于周围谷地200~300m的高冰碛台地；一般为棕黄色砾石层，中等风化，常见钙质胶结现象。冰碛石以棱角、次棱角状为主，无分选，常见1~2m的漂砾。冰碛物顶部发育厚达0.5~1m的棕黄色或浅棕红色古土壤。该冰碛物是念青唐古拉地区分布最广、规模最大的一套冰碛物。冰水沉积物也为棕黄色砾石层，但砾石的磨圆、

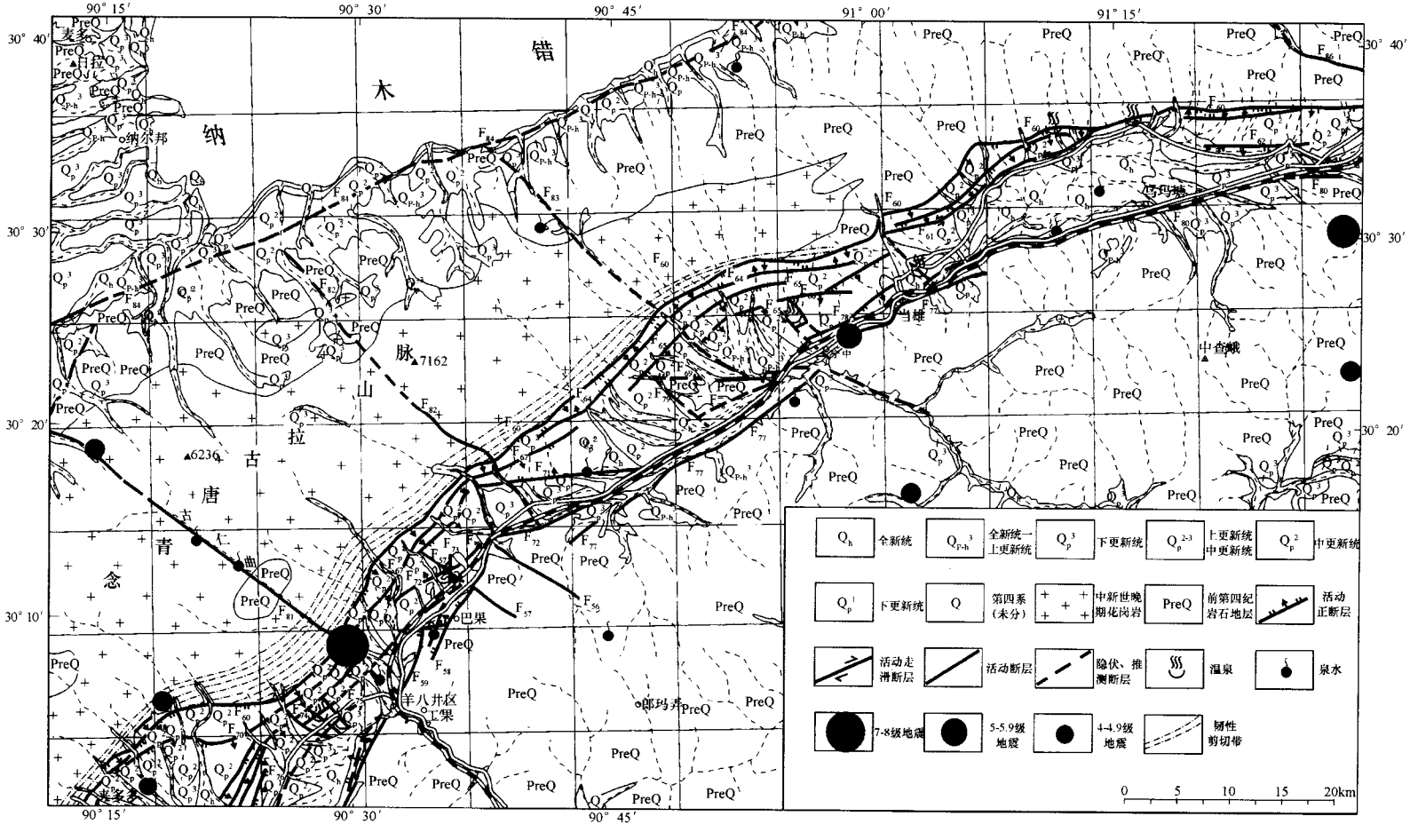


图 4-20　西藏当雄-羊八井盆地活动断层分布图

Figure 4-20 Active tectonic map the Damxung-Yangbajain graben in central Tibet

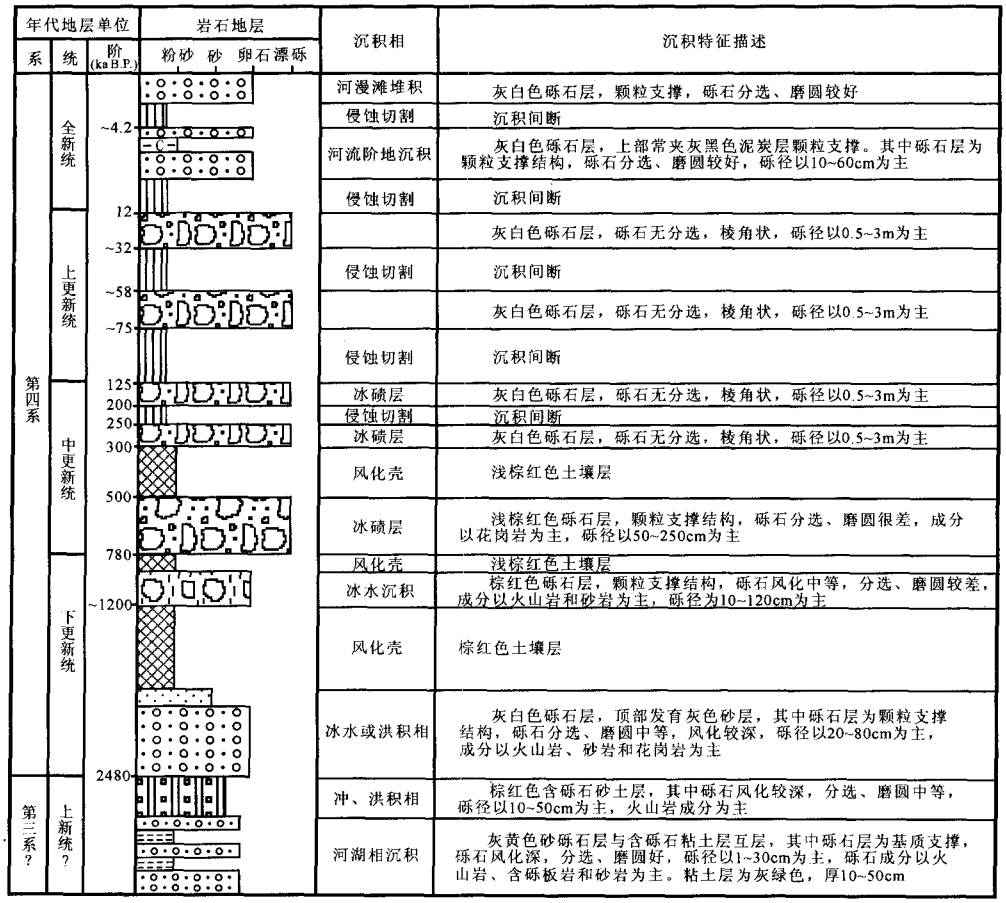


图 4－21　当雄-羊八井盆地第四纪地层柱状图

Figure 4－21　Stratigraphic column of the Damxung-Yangbajain graben in central Tibet

分选程度较好，构成的冰水台地呈缓丘状分布于同期冰碛台地前缘，大多已深入盆地中部甚至盆地南端；地貌一般较冰碛台地低缓一些，顶部拔河约 50～150m；顶部也常覆盖有厚层浅棕红色风化壳。在当雄以北你啊沟口的东西两侧，该期冰水台地被北东向的山前正断层错断，形成高达 200～250m 的断层崖。在该断层崖坡上和北侧高台地顶部，可见钙质胶结的冰水砾石层顶部分布有厚 10～20cm 的钙壳层；分别采集 ESR 测年样品，测出年龄分别为 593 ± 260kaB. P. 和 678 ± 307kaB. P.（表 4－4 与图 4－22 点 12、点 13）。

第二套冰碛物和冰水沉积物（Q_2^{3gl} 和 Q_2^{3fgl}）主要分布在念青唐古拉山脉各冰川槽谷及出口处（图 4－22）。其中冰碛物构成拔河 40～80m 的高侧碛垄和残破终碛垄，切割早期冰碛台地或叠加其上。该套冰碛物主要为灰白色砾石层，风化色为浅棕黄，风化弱，砾石层中常见钙质胶结物。同期的冰水沉积物一般分布于冰碛物前缘，构成较明显的扇形台地地貌。由于已逐渐远离山麓地带，第二套冰水沉积物与附近河床的高差已大大减少。在拉尔根沟东北，该期冰水沉积物切割第一套冰碛物，分别构成拔河 40m 和 60m 的两级冰水台地。在拔河 40m 的台地中部，采集的钙质胶结物 ESR 年龄为 205 ± 54kaB. P.（表 4－4、

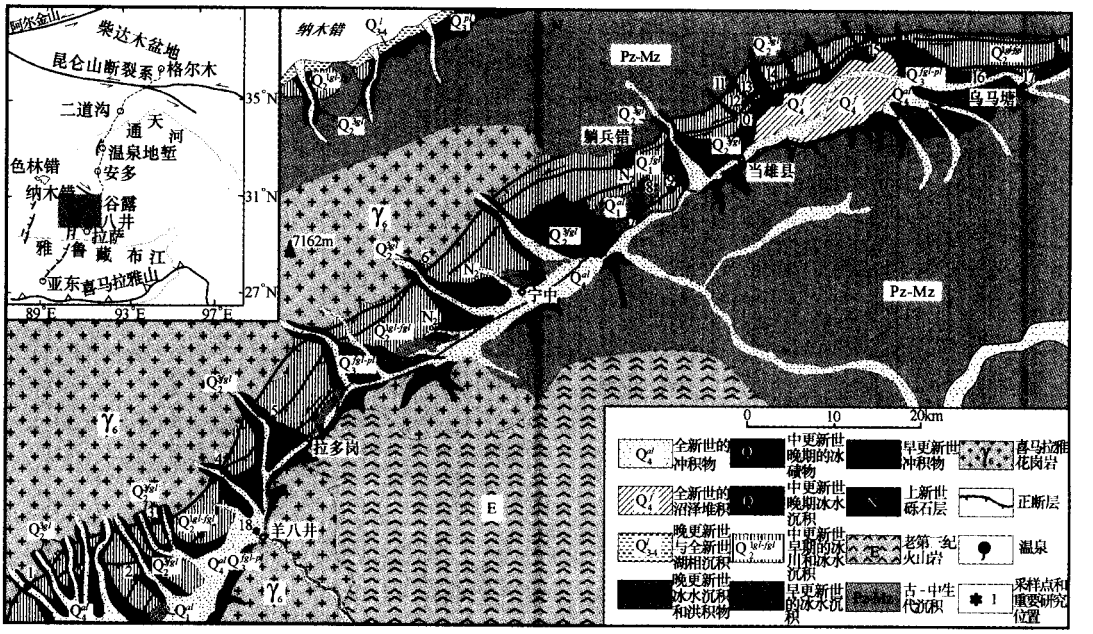


图 4－22　当雄-羊八井盆地第四纪地质略图

Figure 4－22　Sketch map of Quaternary geology of the Damxung-Yangbajain graben in central Tibet

表 4－4　当雄-羊八井盆地更新世第四纪沉积物的年龄测定结果

Table 4－4　Dating of Pleistocene deposits in the Damxung-Yangbajain graben of central Tibet

样品编号	样品位置	样品性质	测试方法	年龄/kaB. P.
14－16－1	曲才乡东克玛公路边（图 4－22 点 7）	含钙质砂层	ESR	2888 ± 356
14－8－1－2	当雄电站西北欠布泉砾石层上部（图 4－22 点 8）	钙质胶结物	ESR	849. 80
14－8－1－1	当雄电站西北欠布泉砾石层上部（图 4－22 点 8）	钙质胶结物	ESR	825 ± 74
23－5	你啊沟西拔河 160～240m 冰水台地（图 4－22 点 12）	钙壳层	ESR	678 ± 307
23－4	你啊沟东拔河 160～250m 冰水台地（图 4－22 点 13）	钙壳层	ESR	593 ± 260
22－4	拉尔根拔河 40～60m 冰水台地中上部（图 4－22 点 14）	钙质胶结物	ESR	205 ± 54
03－5	宁中拉曲拔河 40～80m 的高侧碛上部（图 4－22 点 6）	钙质胶结物	U 系	143. 4 ± 16. 3
03－3	羊八井扎日阿白果拔河 25～35m 的冰水台地（图 4－22 点 5）	钙质胶结物	U 系	72. 1 ± 6. 1
22－1	江多东南拔河 15～20m 的冰水-洪积扇顶部（图 4－22 点 10）	细砂层	OSL	25. 4 ± 0. 87
0311－10	羊八井东南拔河 4m 的 T_1 上部（图 4－22 点 18）	灰黑色泥炭层	^{14}C	4. 26 ± 0. 17
0311－10	羊八井东南拔河 4m 的 T_1 上部（图 4－22 点 18）	细砂层	TL	3. 7 ± 0. 3
0311－4	乌马塘东拔河约 6m 的阶地顶部（图 4－22 点 17）	粉砂质土壤	TL	3. 9 ± 0. 3
0725－1	乌马塘区乌卢南断层崩积楔上部	粉砂层	OSL	2. 47 ± 0. 48
江 C^{14}－1*	当雄县江曲沟口拔河 4～5mT_1 阶地上部	泥炭	^{14}C	3. 3 ± 0. 09

注：U 系样品由中国科学院地质与地球物理研究所马志邦协助测年；ESR 和 OSL 样品分别由中国地震局地质研究所尹功明，张克旗和姜泽平协助测年；带“＊”的样品引自黎兴国，1982。

图4－22点14）。而在宁中盆地拉曲出山口附近拔河60～80m处，对该套冰碛物所形成侧碛的上部冰碛砾石间的钙质胶结物进行取样，测出样品U系年龄为143.4±16.3kaB.P.（表4－4、图4－22点6）。

第三套冰碛物和冰水沉积物（Q_3^{gl}和Q_3^{fgl}），在念青唐古拉山地区主要分布于冰川槽谷及其出口处。其中冰碛物为灰白色松散砾石层，其表层常发育20～40cm厚的浅棕色现代土壤。其常构成高出河床15～35m的低侧碛和残破终碛，但由于分布面积较小，难以在图4－21表示。冰碛物的前缘发育拔河10～35m的冰水台地，该套台地切割第二套冰碛物的高侧碛垄或冰水扇。在盆地中南部的古仁曲和扎日阿白果沟口，该套冰水台地可分为两级，其中高台地拔河25～35m，底台地拔河10～20m。第三套冰碛物在当雄北未见分布，取而代之的是地貌部位一致、拔河15～25m的冰水或洪积台地。在羊八井扎日阿白果拔河25～35m的冰水台地，冰水砾石层的钙质胶结物U系年龄为72.1±6.1kaB.P.（表4－4、图4－22点5），指示其为末次冰期早期产物。在江多拔河12～20m的台地，顶部砂层的光释光（OSL）年龄为25.4±8.7kaB.P.（表4－2、图4－22点10），指示其为末次冰期晚期产物。

这些资料综合表明，分布于当雄-羊八井盆地的三套冰川沉积物的发育时期，应分别相当于氧同位素阶段（MIS）18～14、MIS8～6、MIS4～2及青藏高原南部的聂聂雄拉冰期、古乡冰期、白玉冰期（赵希涛等，1976；郑本兴等1982），而后两次冰期均可能包括早、晚两个发育阶段（图4－21），其中最后一次冰期的两个阶段分别对应于MIS4和MIS2。

第四套冰碛物和冰水沉积物都分布于现代冰川末端，常构成多道终碛、侧碛和冰水扇。在西布冰川末端，该套冰碛物由12道终碛垄及相关侧碛、底碛组成。区域对比表明，它们是新冰期、小冰期和20世纪中期冰川前进的产物（吴中海等，2002）。

3. 晚更新世以来的冲、洪积物（Q_3^{pl}、Q_4^{al}）

晚更新世以来，当雄-羊八井盆地开始大面积发育冲、洪积砾石层（图4－20、4－21）。其中晚更新世的冲、洪积砾石层与盆地第三套冰水沉积物同期形成，在盆地形成拔河10～25m的冲、洪积扇或台地（图4－22）。全新世冲、洪积物则构成现今河流的河漫滩、拔河2～6m的阶地或洪积扇，主要分布于横切念青唐古拉山的河流谷地和平行盆地发育的河流两侧（图4－22）。在乌马塘东和羊八井西北（图4－22点17、18），分别发育拔河约4m和6m的阶地；在乌马塘东该阶地还切割拔河约11m的晚更新世洪积台地，羊八井处该阶地上部泥炭层和砂层的^{14}C和热释光（TL）年龄分别为4.26±0.17kaB.P.和3.7±0.7kaB.P.（表4－4），乌马塘东该阶地顶部粉砂层的TL年龄为3.9±0.3kaB.P.，江曲沟内拔河约4～5m的T_1上部泥炭层的^{14}C年龄为3.3±0.09 kaB.P.，反映当雄-羊八井盆地拔河4～6m的河流阶地和冲积台地应形成于全新世中期。

4. 泉华堆积

（1）泉华空间分布和形成时代

当雄-羊八井盆地是中国大陆最著名的高温地热带，向南延伸到尼木，向北经谷露、罗马延伸至那曲，热田内部水热循环与断裂活动密切相关；沿活动断裂自南向北发育羊易乡、羊八井、拉多岗、宁中、谷露和那曲等地热田。在当雄-羊八井盆地，水热活动主要集中在羊八井地区的叶巴果-雪尕果、拉多岗地区的门巴果-153道班、宁中区的曲才乡和当雄

东北的黑青虹与月仁朗等处。位于当雄-羊八井盆地南部的羊八井地热田则是其中最著名的一个高温地热活动区。当雄-羊八井盆地的温泉多为热储温度 100 ~ 220℃的高温或准高温温泉，温泉附近分布多期覆盖在中更新世早期冰碛物或冰水沉积物之上的泉华沉积。

中更新世以来，当雄-羊八井盆地的地热活动相当频繁，在当雄、宁中、拉多岗和羊八井多处形成古泉华沉积，主要为钙华和硅华，并含一些其它低温热液矿物。虽然一些地区的热泉活动已经停止，但在多数泉华分布区现今仍可见到较强烈的热泉活动。在当雄卓卡乡北侧的黑青虹和月仁朗沟内，古泉华构成拔河 8 ~ 15m 的台地和锥状泉华丘，泉华常胶结河流冲积砾石层，并直接覆盖在基岩之上，且周围现今仍有温泉活动。在拉多岗地区，分布大量古钙华台地，覆盖在基岩斜坡或中更新世早期冰碛砾石层之上（图 4 - 23），常见钙华胶结冰碛物、冲洪积砾石和热水活动浸染砾石层现象；泉华台地常被河流切割，一般拔河 5 ~ 10m，台地周缘现今仍发育许多正在溢出的冷泉或热泉，并且一些泉水的出口处还有含硫磺味的气体喷出。在羊八井的硫磺矿和地热电厂，发育大量古泉华堆积，普遍存在泉华胶结中更新世早期冰碛物现象；在硫磺矿一带，古泉华类型很多，但主要为硅华和钙华，其中含有硫磺、辰砂和辉锑矿等矿物，泉华常直接覆盖在中更新世早期冰碛物之上或呈脉状充填在冰碛物裂隙中。

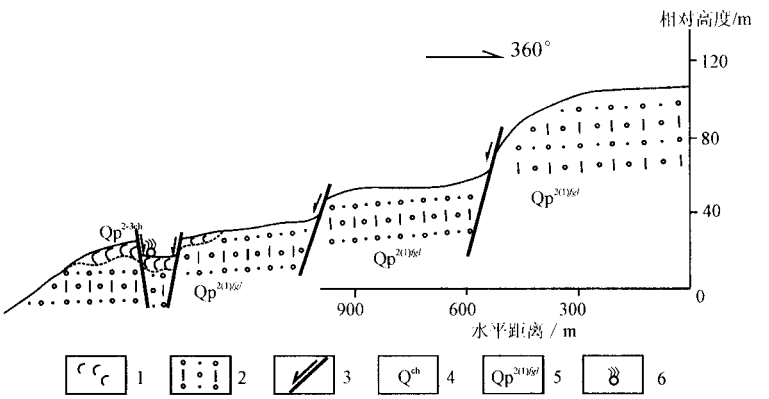


图 4 - 23　拉多岗古泉华探槽剖面

Figure 4 - 23　Trench cross section across Late Quaternary sinter flat in northwest of Laduogang village

1—钙华；2—冰水沉积；3—正断层；4—中晚更新世钙华冲积物；5—中更新世早期冰水沉积；6—温泉

在当雄-羊八井盆地的不同部位如羊八井、拉多岗、宁中和当雄盆北，古泉华沉积都是温泉多期活动的产物，在许多地点观测到不同期次泉华间的侵入、覆盖和切割关系。如在拉多岗北部的地热活动区，通过开挖探槽观察到了两期泉华。拉多岗探槽位于拔河约 6m 的钙华台地陡坎旁，钙华沉积叠覆于 Q_2^1 冰水台地（图 4 - 23）。探槽揭露出两套钙华，从新到老分别是：

层 1：灰白色钙质细砂层，未胶结。其中样品 0605 - 1 的 U 系年龄为 99.8ka B. P.（表 4 - 5）。

层 2：灰白色钙质胶结含砾砂岩，局部夹含铁质钙质胶结含砾砂岩，岩层中见两组裂纹。

两套钙华分别对应于两期温泉活动，其中层 1 为晚期温泉活动产物。在钙华沉积层 2 中发育两组构造裂缝，其中一条裂缝 F_1 对钙华沉积层 1 的分布具有明显控制作用。

在宁中温泉活动区（青藏公路149道班北西侧），有现今强烈活动的沸泉分布，泉水周缘分布层状泉华台地和锥状、丘状泉华群，泉华台地拔河高度5～15m，被现今河流切割，直接覆盖在中更新世早期的冰水台地，并常见其胶结冰水砾石层现象。野外观察到三期古温泉活动：第一期泉华为层状钙华，表层已风化成棕黄色；第二期泉华为灰白色钙华，也呈层状分布，但其侵蚀不整合在第一期泉华台地之上；第三期泉华主要呈锥状泉华丘覆盖于早期层状泉华台地。目前宁中温泉仍在强烈活动，其形成的泉华也呈不规则锥状体不整合在早期的古泉华之上。在羊八井、拉多岗、宁中和当雄黑青虹、月仁朗等处，至今仍可见到仍很活跃的温泉活动，全新世泉华沉积主要分布在现代温泉周缘，常构成圆锥状泉华丘，且多以钙质泉华为主。

利用U系和ESR方法对当雄-羊八井盆地及邻区泉华沉积进行测年，结果表明（表4-5），古泉华年龄分布于500～10kaB. P.；温泉活动时代主要为500～350kaB. P.、250～150kaB. P.、100～40kaB. P. 和2kaB. P. 以来4个时期，与古泉华分布于中更新统冰碛或冰水台地现象及野外产状所显示的多期演化特征基本吻合。分别以50ka和100ka为间隔，作泉华年龄统计直方图，发现400～350kaB. P. 和100kaB. P. 以来是区域热泉活动的两个高峰期（图4-24）。

表4-5　当雄-羊八井盆地及邻区第四纪沉积物现有的年龄数据

Table 4-5　Published ages of Quaternary deposits in Damxung-Yangbajain graben and its adjacent areas

编号	剖面地点	采样部位	岩性	测年方法	年龄/kaB. P.	参考文献
0304-2	桑利乡西	Q_3 洪积扇下部	钙华	ESR	8.70±0.105	
0817-4-1	羊八井硫磺矿区	充填 Q_2^{gl} 中	泉华	ESR	5.44±0.095	
SP5	谷露温泉区	充填 Q_2^{gl} 中	泉华	ESR	3.74±0.08	
5-28-1	拉多岗东北	胶结 Q_3^{gl} 的泉华台地	钙华	U系	73.9±4.2	
BD6075-1	当雄黑青虹	拔河5～8m的泉华台地	钙华	U系	14.4±1.8	本文
0605-1	拉多岗153道班北侧	覆盖 Q_2^{lfgl} 的泉华台地上	钙华	U系	99.8±8.1	
142	拉多岗153道班西侧	拔河约4m的泉华台地	泉华	U系	18±2	
SP5	谷露温泉	覆盖 Q_2^{lfgl} 的泉华台地上	泉华	U系	>300	
5-17-3	那曲	胶结砾石层	钙华	U系	52.5±4.1	
$^{14}C_{88-2}$	吉达果温泉		泉华	^{14}C	19.11±0.28	[A]
K-20-17	那曲古露		泉华	ESR	12.2±5.2	[B]
K-20-21	那曲谷露		泉华	ESR	17.2±5.2	[B]
K-20-18	那曲谷露		泉华	ESR	22.1±6.6	[B]
K-20-16	那曲谷露		泉华	ESR	41.6±125	[B]
K-20-19	那曲谷露		泉华	ESR	94.1±28.2	[B]
K-20-15	那曲谷露		泉华	ESR	103.4±31.0	[B]
5	那曲谷露		泉华	ESR	106±21	[C]
K-20-13	那曲谷露		泉华	ESR	231.1±69.3	[B]
K-20-20	那曲谷露		泉华	ESR	375.2±112.5	[B]
K-20-14	那曲谷露		泉华	ESR	482.7±144.8	[B]
1	当雄宁中		泉华	ESR	198±45	[C]
2	当雄拉多岗		泉华	ESR	69±4	[C]
3	当雄羊八井		泉华	ESR	266±33	[C]

注：A. 据吴章明等，1992；B. 据陈以健等，1994；C. 据侯增谦等，2001。

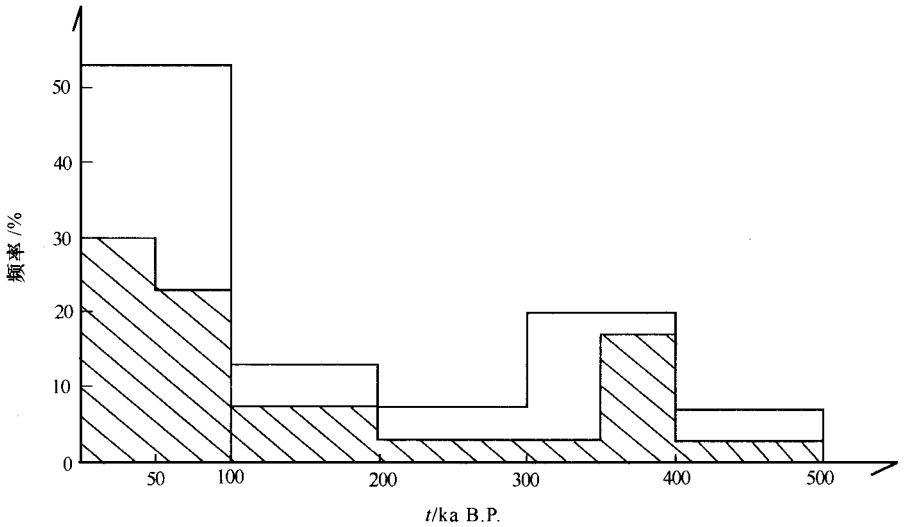


图 4－24　泉华活动年龄直方图

Figure 4－24　Statistic diagram of ages of sinters in Damxung-Yangbajing graben of central Tibet

（2）水热循环与断裂活动的关系

当雄-羊八井盆地的多数温泉受到念青唐古拉山东南麓活动断裂的严格控制（图 4－25）。其中当雄东北黑青虹和月仁朗一带的温泉分布于盆西主边界活动断裂下盘的基岩破碎带内。拉多岗温泉和宁中温泉分布于盆地东部北东向断层陡坎下部或小型地堑边界部位（图 4－26F）。羊八井地热田温泉分布于盆地西部和盆地东部 2 条北东向活动断裂的断层崖下部。在各地热田内部，温泉出露处还分布有北西向破裂带或次级断层，反映北西和北东向两组断层的交叉复合为地下水热循环和温泉出露提供了良好通道。当雄-羊八井盆地的水热活动主要发生于约 500kaB. P. 以来，其强烈活动分别发生在 500～350kaB. P. 、250～150kaB. P. 、100～40kaB. P. 和约 2kaB. P. 以来 4 个时期内（图 4－24、表 4－5），与念青唐古拉东南麓断裂中更新世早期以来的 4 个强烈活动阶段呈现出良好对应关系（表 4－6），表明温泉发育与断裂活动之间确实存在着密切的联系。这种密切联系可能有三个主要原因：①念青唐古拉山东南麓断裂及其破裂带既是地表水向下运移的主要通道，同时也

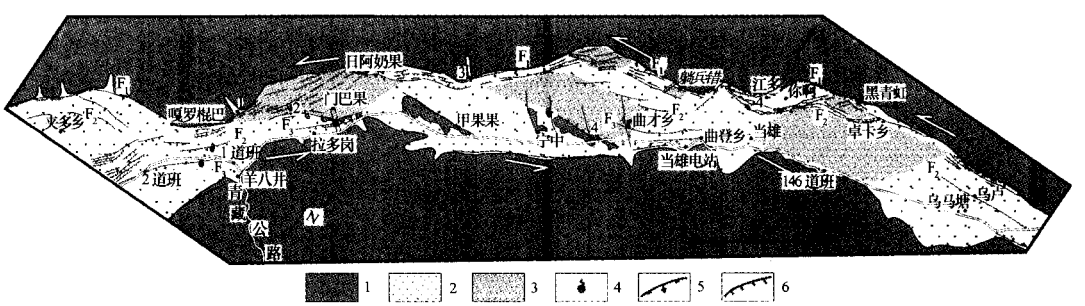


图 4－25　当雄-羊八井盆地活动断层分布略图

Figure 4－25　Active tectonic map of Damxung-Yangbajain graben

1—基岩；2—第四系；3—拉分盆地；4—温泉；5—正断层；6—断层陡坎

构成地下深部热水上升的主要通道；②地壳中下部控制断裂活动的构造运动所产生的热量可能有一部分转换为水热活动的热源；③与地震孕育密切相关的断裂封闭程度也是地下热水运移是否顺畅的重要条件。

表 4-6 当雄-羊八井盆地及邻区断层相关沉积物 ESR 测年结果一览表

Table 4-6 ESR dating of faulted deposits in Quaternary of the Damxung-Yangbajain graben

样品编号	采样地点	采样部位和岩性	年龄 t /ka B. P.
0816-1-1-1	羊八井嘎罗棍巴西侧（图 4-22 点 3）	北东向正断层中的断层角砾石	676.32
132	当雄年波村东侧（图 4-22 之外）	近东西向正断层中断层角砾岩	607.90
0723-1-1	当雄你啊西北侧（图 4-22 点 11）	近东西向正断层中断层角砾岩	518 ± 173
115	青藏公路 146 道班东侧	近东西向正断层中断层泥	484.10
0726-8-1	宁中东北约 6km（图 4-22 点 4）	北西向断层中的钙质断层泥	348.66
S15*	当雄东北约 11km	近东西向正断层中充填的方解石脉	306
0817-1-1	中尼公路 2 道班西南约 6km（图 4-22 之外）	北东向正断层中的钙质断层泥	244.29
0726-2-1	当雄曲登乡西北侧（图 4-22 点 9）	北东向正断层中的钙质断层泥	227.29
0723-2	当雄你啊西北侧（图 4-22 点 11）	基岩与 Q_2^{1gl} 接触带上钙质断层泥	141 ± 13
0724-4	当雄卓卡乡东北约 4km（图 4-22 点 15）	近东西向正断层中钙质断层泥	73.89
0816-1-1-2	羊八井嘎罗棍巴西侧（图 4-22 点 3）	北东向正断层中的断层膜	59 ± 31
0815-6-1	中尼公路 2 道班西北约 4km（图 4-22 点 2）	错动 Q_2^{1gl} 的正断层中的断层泥	54 ± 16
0723-1-2	当雄你啊西北侧（图 4-22 点 11）	近东西向正断层中的断层膜	48.80

注：表 * 号的样品数据引自吴珍汉等（2001a，b）。

高温温泉的形成大致需要两个条件：①区域内存在深部热源；②存在能够提供地下水与热源接近、储运空间的地质实体。当雄-羊八井盆地具备高温温泉形成的这两个条件。据 INDEPTH-II 深地震反射资料，当雄、宁中、羊八井、安岗地壳 13~20km 发育深反射亮点，对应于地壳深部岩浆局部熔融体（Nelson et al.，1996；Brown et al.，1996），是形成当雄-羊八井高温地热带的深部热源；而念青唐古拉东南麓的伸展型韧性剪切带（Pan 等，1992；Cogan 等，1998）和盆缘、盆内活动断裂构成地下水热循环的良好通道、热液储运的良好空间及热泉出露地表的有利构造部位（吴珍汉等，2003c）。在羊八井高温地热田，钻孔 ZK4002 和 ZK4001 揭露出约 300℃的深层高温地热流体，也证明地壳深处存在部分高温熔融体（梁廷立、多吉等，1995）。因此可以认为中地壳顶部的部分熔融层是当雄-羊八井盆地水热活动的热源，并且地壳内部部分熔融层的形成还可能与青藏高原东西向伸展运动导致的地壳伸展拆离作用存在动力学成因联系，或者说地壳部分熔融层的侧向与垂向运移控制地壳表部伸展断层运动。另外地表径流的分布显示，热水活动区的地下水供给源主要为念青唐古拉山地区的冰川融水和盆地两侧抬升区的大气降水。根据温泉水热循环与断裂活动的时空关系，当断裂活动加强时，地壳深处的部分熔融作用也相应增强，而断裂两侧的垂直升降运动增加了地表破裂带的连通性。地表水通过地表裂隙和盆缘边界断裂向下运移加热，然后在势能驱动下向盆地的低洼地带运移，在盆地内部断层破碎带热水顺断裂提供的通道返回地表，向上运移，在接近地表时呈辐射状散开，在连通性较好的断

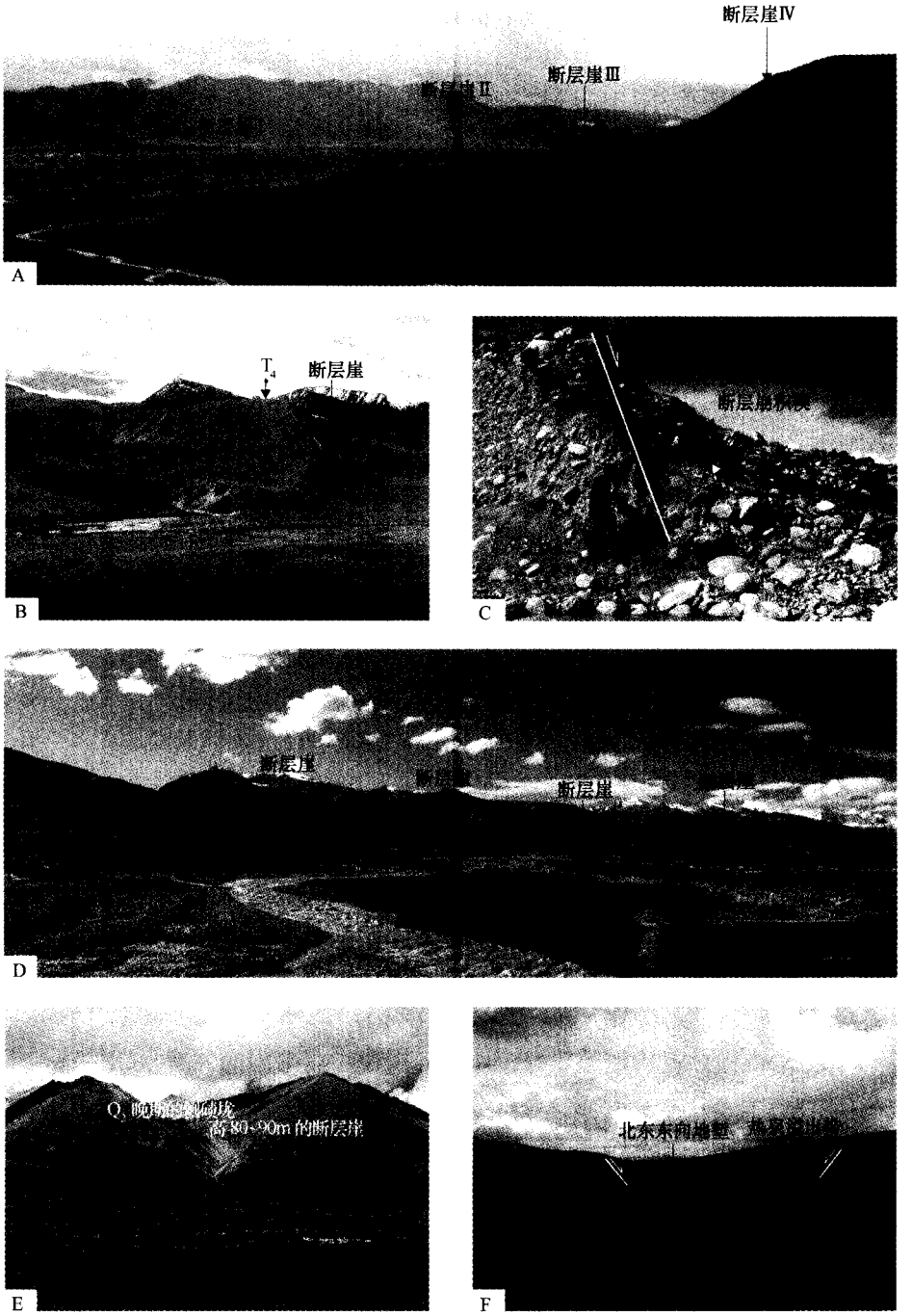


图 4－26　念青唐古拉山东南麓断裂带上的正断层活动现象

Figure 4－26　Photos of normal faulting in southeast Nyainqentanglha Mts. and west Damxung-Yangbajian graben

A—当雄东北的阶梯状正断层，镜头向西南；B—羊八井东北正断层垂直错动不同时代阶地形成的断层崖，镜头向北；C—宁中西北错动 T_1 的断层面，镜头向东北；D—羊八井北次级正断层左列雁列分布，镜头向北；E—夹多乡西垂直错动 Q_2 晚期侧碛的断层崖，镜头向西北；F—拉多岗地热田的北东东向地堑，镜头向西

裂交汇部位出露地表。因此，当雄-羊八井盆地高温温泉的形成演化与活动断裂存在密切的时空关系和成因联系，既是断裂活动产物，又是活动断裂重要鉴别标志。在青藏高原其它地区，温泉与活动断层也存在类似相关关系。

二、活动断裂地质特征

青藏高原中南部在中新世晚期—第四纪地壳发生强烈的东西向伸展运动，形成多条近南北向裂谷构造（Armijo et. al.，1986）。而亚东-羊八井-谷露裂谷系是青藏高原连贯性最好、规模最大的活动构造体系，以中部当雄-羊八井盆地和北部谷露-桑雄盆地的断裂活动最为强烈。当雄-羊八井活动断裂包括盆西主边界活动断裂（图 3－12 和图 4－20 的 F_{70}、F_{73}、F_{74}，在图 4－25 统称为 F_1），盆地西部北东向活动断裂（图 3－12 与图 4－20 的 F_{71}及 F_{70}、F_{73}、F_{74}在盆地西部的分支断层，在图 4－25 统称为 F_2）、盆地东部北东向活动断裂（图 3－12 与图 4－20 的 F_{72-4}～F_{72-9}，在图 4－25 统称为 F_3）、盆地东边界活动断裂（图 3－12 与图 4－20 的 F_{72}）及横向活动断裂（图 3－12 与图 4－20 的 F_{75}、F_{76}及分支断层）。由于当雄-羊八井活动断裂主体分布于念青唐古拉山东南山麓地带，因此也称念青唐古拉山东南麓活动断裂。该断裂在第四纪发生强烈活动，控制羊八井-当雄盆地演化和高温温泉分布、地下水热循环和不同时期的强震活动。兹依据野外观测资料和多种测试数据，分析断裂几何学与运动学特征、活动速率和古地震发生规律，为青藏铁路沿线重大工程安全评价和地质灾害防治提供科学依据。

1. 遥感影像特征

高清晰度的 ETM 遥感影像图显示，在念青唐古拉东南麓和当雄-羊八井盆地，分布数十条延长数公里至数十公里、错动不同时代第四纪地层的正断层和走滑断层，部分断层表现为 1411 年羊八井 8 级地震的地表破裂。由于正断层近期强烈活动及地表破裂具有明显的线性特征，在地貌上产生锯齿状断续延伸的线状构造；断层错动不同时代和不同成因的地层能够形成线性分布的断层三角面、断层崖和断层陡坎等断层地貌，对应于特征的遥感影像，因此遥感判读成为研究活动正断层的重要手段。通过 ETM 彩色遥感影像图判读，结合当雄幅 1∶25 万区域地质调查第四纪地质填图资料，发现念青唐古拉山脉东侧的当雄-羊八井盆地西部及西侧山麓地带，沿断裂发育高耸的断层三角面和断层崖。而在当雄-羊八井盆地的东南侧，断层形迹不甚明显，仅在羊八井南侧、宁中东南侧和当雄东侧发育断续分布、线性排列、呈北北东和北东走向的基岩三角面，构成基岩和第四纪的界线，基本代表盆地东南缘边界断裂的形迹（吴珍汉等，2003c）。在盆地中部，发育有东西向、北西向和北东向等多组次级活动断层；其中东西向断层主要分布于宁中和甲果果一带，表现为线性三角面，一般延伸 10km 左右，控制盆地内部基岩岛山的分布；在乌马塘北部的第四纪地层中，发育延伸 16km 左右、东西走向的断层陡坎；北西向的断层主要分布于羊八井、拉多岗、宁中和当雄沉积中心的边界，部分分布于次级断陷盆地内部，控制温泉分布，延伸一般为 3～5km（图 4－20）。当雄-羊八井盆地中部的北东向断裂在当雄电站、拉多岗和军马场等处均发育良好，单条断裂一般延伸 10～15km，常构成盆内沼泽边界，局部控制着基岩岛山和温泉的分布（图 4－20、4－25）。

在盆地西侧，活动断层集中分布，组成当雄-羊八井盆西主边界活动断裂（图 1－9）。盆西主边界活动断裂的构造形迹在 ETM 遥感图表现得十分明显，在念青唐古拉东南麓断续分布，

但基本贯穿整个盆地；其单条断层一般延长10～25km，沿断层发育断层三角面、断层崖、断层陡坎和线性洼陷等丰富的断层地貌。在念青唐古拉山东南麓，不管是沿走向还是垂直走向，断裂都具有非常明显的分段性特征。垂直断裂走向从山前到盆地中部进行观测，可以划分出2条延续性较好、由次级断裂雁列分布所构成的主断裂带（图4－25的F_1和F_2）和1条延续性较差、也呈雁列分布的断裂带（图4－25的F_3）。其中F_1和F_2两条断裂分别由构成念青唐古拉山和盆地边界的嘎罗棍巴—格拉果断裂、吉东棍巴-江多断裂和控制山麓地带中更新世早期高冰碛台地分布的巴日柄松—叶巴果断裂、扎日阿白果断裂、日阿奶果断裂、拉曲断裂、曲才乡-当雄断裂和曲可堂-卓卡乡断裂等次级断裂呈左列斜接分布所构成。

沿当雄-羊八井活动断裂走向，自南向北大致可划分出4大段（图4－25），分别为夹多乡-嘎罗棍巴段、嘎罗棍巴-日阿乃果段、日阿乃果-躺兵错段和躺兵错-加弄段，后三段又分别包含两个亚段。在各段衔接部位，断裂破碎带常表现为多条阶梯状正断层，并且断裂在每段又包含多条次级斜列或阶梯状分布的正断层和走滑断层。在断裂左阶连接阶区，发育伸展拉分现象及断裂左阶式弯曲引起的局部拉张现象，前者如躺兵错和哈公淌西的小型菱形拉分盆地，后者如那夙果、羊惹团结的拉张断陷及当雄大型菱形洼陷（图4－25）。

2. 几何形态和空间分段特征

当雄-羊八井活动断裂由发育于盆地不同部位的北北东向、北东向、北东东向和北西向多组断裂共同组成，包括盆西主边界活动断裂（F_1）、盆地西部北东向活动断裂（F_2）、盆地东部北东向活动断裂（F_3）和分隔次级沉积中心的北西向活动断裂（图4－25）。当雄-羊八井盆地的北西向断裂也叫横向断裂，如宁中北西向断裂和拉多岗北西向断裂，是次级断陷盆地与北东向活动断裂分段的重要界限（图4－25）。北西向活动断裂如拉多岗北西向断裂、宁中北西向断裂的规模都比较小，属具有右旋分量的正倾滑断层，控制盆地内部基岩岛山分布，常被念青唐古拉山东南麓活动断裂限制。整体为北东走向的盆地东南缘边界断裂虽然规模较大，但断续分布于羊八井至乌马塘一带的盆地东南侧，发育倾向北西的断层三角面，断裂南侧山地发育强烈的侵蚀切割现象，表明断裂的正断层性质，并在第四纪具有一定的垂向差异运动。而规模最大的念青唐古拉东南麓活动断裂（F_1、F_2、F_3），则是由正断层和左旋走滑断层组合而成的区域性复杂张扭性活动构造（图3－12、4－20、4－25）。

（1）空间分布和力学性质

位于念青唐古拉山东南麓的当雄-羊八井活动断裂，走向变化于25°～90°之间，总体倾向南东，倾角50°～66°，主要由正断层和左旋走滑断层组合而成，属典型的左旋张扭性活动断裂（图版Ⅳ、Ⅴ）。断裂具有比较复杂的空间分段性，断裂分段在平行走向和垂直走向的方向都表现比较明显。垂直断裂走向，从念青唐古拉山麓到当雄-羊八井盆地，可划分出阶梯状分布的F_1、F_2和F_3三条主要断裂（图4－25）。盆西主边界断裂（F_1）由多条右列斜接的次级断层组成，构成念青唐古拉基岩山地与盆地第四系堆积区的分界线；沿断裂可观察到高600～1000m的断层三角面、阶梯状的断层陡坎和基岩断层摩擦面。盆地西部活动断裂（F_2）主要发育在山前中更新世早期的冰碛台地，也由多条右列分布的次级断层构成，断错不同时代的第四纪地层，是形成山前高冰碛或冰水台地的边界断裂，如高200m以上的高冰碛或冰水台地就主要分布于F_2断裂上盘。盆地东部活动断裂（F_3）主要分布于盆地中东部，断续分布于各次级断陷盆地，

主要由军马场、拉多岗和曲登乡3条延续性较差的北东向主干断裂和部分规模较小的次级断层组成；主干断裂常构成盆地中低洼沼泽湿地的边界，与北西向断裂复合控制羊八井、拉多岗和宁中等温泉分布。

（2）断层分段性与地质特征

沿当雄-羊八井活动断裂走向，根据断层产状、组合特征和活动性质的差异性，由南到北大致将断裂分为六段，分别为德多果-昂巴果段、措岗波顶-格拉果段、那夙果-日阿奶果段、日阿奶果-朗多果段、朗多果-吉东棍巴段、吉东棍巴-俄木多曲日段、俄木多曲日-巴弄朗段。

德多果-昂巴果段

念青唐古拉山东南麓断裂在德多果-昂多果段明显由3条呈阶梯状分布、整体走向北东—北北东向的正断层构成，构成南侧近南北走向的夹多乡-吉达果次级盆地的西北边界。其中F_1断层连续性较好，走向北东，倾向南东，向北可延续至嘎罗棍巴一带，长约15km（图4-25）。F_1断层错动横过断层的所有地层，形成高耸的断层崖和断层三角面，是本段活动最明显的断层。在德多果西侧的穷木达和冉布曲沟口，F_1断层垂直错动中更新世晚期侧碛，形成高达80~90m的断层崖（图4-26E）。F_2断层长约8km，走向近东西，倾向南，断错中更新世早期冰碛物，使断层北侧上升形成冰碛台地，台地前缘发育高约30米的断层崖，晚更新世以来该断层活动性减弱。F_3为断续分布的北东向断层，控制盆地内部沼泽分布，部分被现今泛滥的洪积扇覆盖，现今构造活动性相对较弱。

措岗波顶-格拉果段

该段断层带整体走向北东，断续延伸约15km，也由3条整体呈阶梯状分布的次级断层构成（图4-25）。断层F_1为山前边界断层，分布于嘎罗棍巴-格那果之间，明显控制第四纪沉积分布；发育线性断层三角面和多条阶梯状分布的次级断层陡坎，局部残留地震陡坎。断层F_2走向北东，主要分布于措岗波顶-叶巴果一带，主体发育在中更新世冰碛物和冰水沉积中，由4条呈左列斜接的次级断层构成；沿断层带线性分布高数米至数十米的断层崖。断层F_2至叶巴果一带见有强烈的地热活动，而在措岗波顶-王曰错一带发育断层末端发散现象，表现为多条阶梯状分布、与主断层呈锐角相交的北北东向次级断层陡坎，并在宽4km的区域形成多个小型地垒和地堑，对应于断层末端的拉张环境。断层F_3走向北东，分布于中尼公路2道班-雪尕果一带；在军马场-雪尕果一带，控制沼泽分布，沿断层有温泉出露；在昂姆错一带，断层控制基岩岛山和早更新世砾石层分布。

那夙果-日阿奶果段

该段断裂整体呈北东走向，延伸达约18km，包含3条阶梯状分布的活动断层F_1、F_2、F_3。断层F_1分布于山前地带，由一系列左列分布的阶梯状正断层构成（图4-26D）；地貌上表现为高数米至十米高的多级断层崖。在扎日阿白果沟口，F_1垂直错动Q_2晚期以来不同时期的冰碛物和冰水阶地，分别形成高180~200m、60~65m、35m和16m的断层崖（图4-26B，T_1~T_4）。断层F_2分布于断层F_1东南0.5~2km处，从那莫切西南断续延伸至嘎尔确一带，全长约14km；整体走向N50°E、倾向北西，表现为反向左旋走滑正断层。沿断层F_2线性分布沼泽洼地。断层F_2在两端主要表现为倾向北西的正断层，而左旋走滑主要发育在F_2中段。在扎日阿白果东北，F_2左旋走滑错动Q_2早期冰水台地，最大错距可达500m，并在断层西北侧形成断塞塘（图4-27F）。根据断层左列组合和走滑断层分

布特征，认为由 F_2 和 F_1 共同围限、近菱形展布、多处发育沼泽的嘎尔波果-门巴果-嘎尔确地区，具有左旋拉分性质。断层 F_3 分布于青藏公路 153－154 道班西北侧，控制拉多岗一带基岩岛山和沼泽分布；发育断层陡坎和比较强烈的水热活动，局部发育反向正断层，与主断层共同构成小型地堑（图 4－26F）。虽然 F_3 也表现为正断层性质，但 F_3 断层垂直活动量与 F_1 相比要小得多，即使是错动基岩的断层崖高度也不超过 80m，一般断层崖高度仅有 40～60m。

日阿奶果-朗多果段

该段断裂主要发育 F_1 和 F_3 断层。断层 F_1 主要由多条长 2～4km、左列分布的阶梯状正断层构成。在日阿奶果-爬努多和拉曲-朗多果一带，断层地貌极为壮观，倾向南东、高达上百米的断层崖连续延伸可达 4～5km。在日阿奶果、爬努甸岗和克子果，断层 F_1 常表现为 3～4 条阶梯状平行分布的断层崖。在克子果一带，断层 F_1 南东侧还发育反向正断层陡坎，与主断层共同构成小型地堑。在拉曲沟口，断层 F_1 表现为 1 条线性分布的断层崖，断层崖垂直错动 Q_2 以来的冰碛物和冰水台地；其中高度最大、错动 Q_2 冰碛台地的断层崖高达 300m 左右，而错动 Q_4 冰水阶地的断层崖也高达 3～9m；在沟口部位可以清楚地观测到错动阶地的断层面，并且在断层崖下部发育保存完好的断层崩积楔（图 4－26C）。断层 F_3 分布于青藏公路 149 道班-达中果一带，在 ETM 遥感图有清楚显示；常构成长轴北东向的长条形沼泽区的边界，在宁中一带控制基岩岛山分布，并在基岩一侧发育一定厚度的断层破碎带。在 150 道班附近，断层 F_3 东南侧发育与主断层近平行的反向正断层，两者共同构成小型的北东向次级洼陷边界。

朗多果-吉东棍巴段

该段断裂带整体走向 N50°～60°E，全长约 20km；主要由一系列左列分布、北东东走向的正断层和北东东走向的左旋走滑断层有机组合而成。断层 F_1 分布于克子果-躺兵错一带，地貌上包含近平行分布的两条次级断层。靠近山前发育多条断续延伸、倾向南东、左列分布的阶梯状正断层崖，局部发育小型地堑或地垒构造地貌单元。在错千玛—躺兵错一带，F_1 正断层南侧 1～2km 处发育 N65°E 走向、长约 12km 的左旋走滑断层。在错千玛处，F_1 左旋错动 Q_2 晚期冰水台地达 200 多米，形成断塞塘地貌（图 4－27E、图版 V）。在躺兵错，F_1 由两条右列斜接分布的次级断层构成，而菱形分布的躺兵错湖盆正好位于两条斜列断层的重叠部位，并且在湖盆西侧发育阶梯状的正断层陡坎，指示躺兵错菱形盆地为 F_1 断裂阶区的拉分盆地，同时也暗示 F_1 断层的左旋走滑性质。从躺兵错向北东方向，F_1 走向逐渐转向北北东向；沿断层发育阶梯状断层崖。断层 F_2 走向 N45°E，倾向东南，全长约 12km；分布于爬巫绒-欠布泉一带，由 3 条左列分布的次级断层斜接构成。断层 F_2 控制中更新世早期高冰碛台地的分布，沿断层发育高大的断层三角面，但未见断层明显错动晚更新世以来的地层，暗示在全新世期间断层 F_2 的构造活动性大大减弱。断层 F_3 分布于当雄-149 道班之间，全长约 18km；总体走向 N60°E，倾向南东。在曲登乡至曲才乡东南，断层 F_3 由两条阶梯状断层构成，断层错动基岩和第四纪地层，形成显著的断层崖和断层陡坎。在曲才乡南侧，沿 F_3 断层破碎带发育高温温泉，反映断层 F_3 近期仍在活动。虽然在断层 F_3 两侧的曲才乡西南和当雄县城西南一带，在地表未见明显的断层崖分布，但与断层 F_3 走向一致的长条形沼泽区的西北边界与主断层延伸方向一致，显示 F_3 呈隐伏状态。

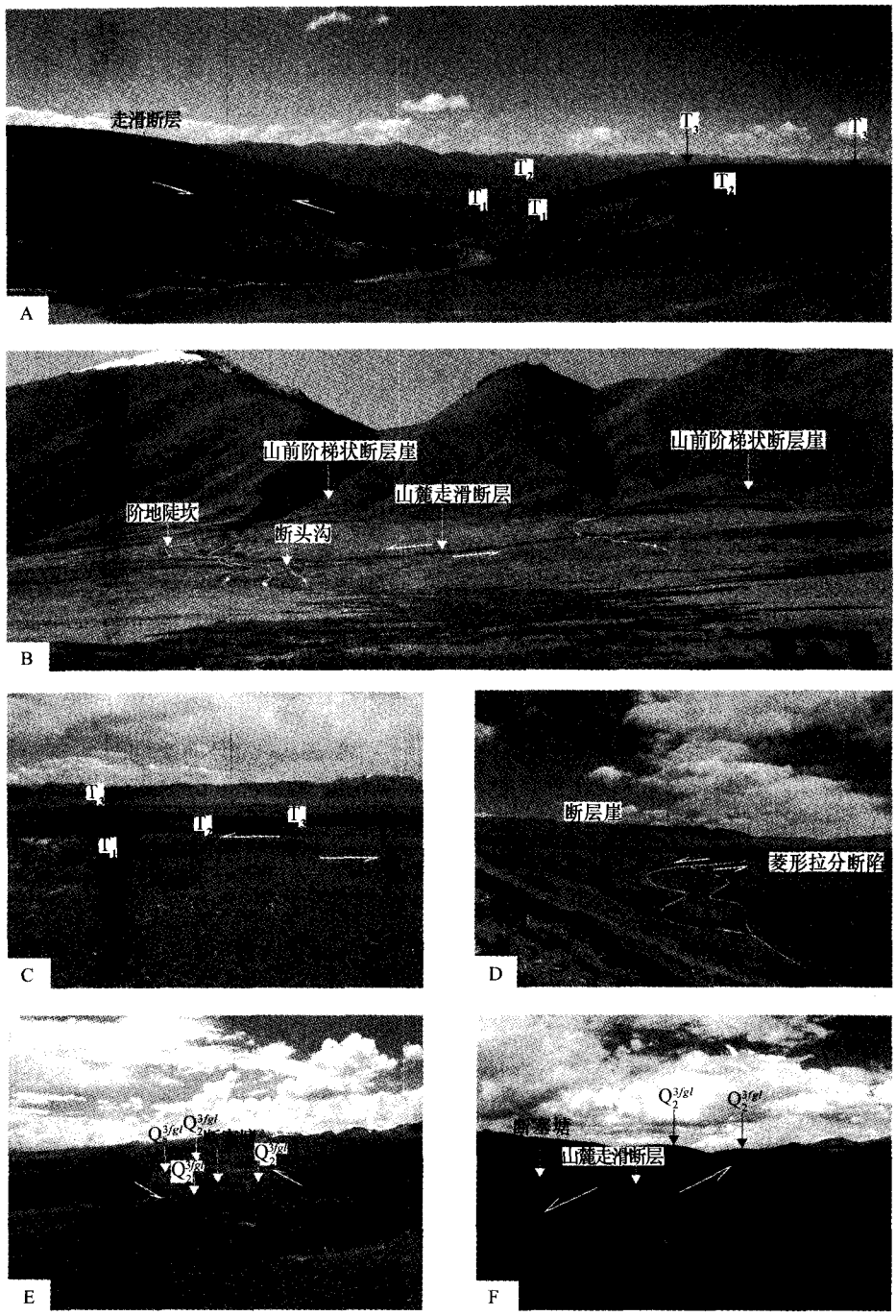


图 4－27　念青唐古拉山东南麓断裂带上的左旋走滑断裂现象

Figure 4－27　Photos of left-lateral strike-slip faulting in the southeast of Nyainqentanglha Mountains

A—乌马塘北断层左旋错动冰水台地和河流阶地，镜头向南；B—当雄西北山麓走滑断层与山前正断层的平行分布和走滑断层左旋错动冲沟、阶地的现象，镜头向北；C—果青乡东北，山麓走滑断裂左旋错动河流阶地，镜头向南；D—当雄北，山麓走滑断裂上的小菱形拉分断陷，镜头向东；E—曲才乡西北，山麓走滑断层左旋错动冰水台地，镜头向西；F—扎日阿白果东侧，山麓走滑断裂上的断塞塘和冰水台地的左旋错动现象

吉东棍巴-俄木多曲日段

该段断裂整体构成“S”型，由呈近东西向和北东走向的 F_1 和 F_2 断层构成。在哈公淌-吉东棍巴一带，断裂整体呈 N60°～70°E 走向，大多数断层倾向南东。其中断层 F_1 构成基岩与第四系的界限，主要由分布于山前的多条呈阶梯状左列分布、N60°E 走向、倾向南侧的次级正断层组成（图 4－27B）；断层错动山前基岩和第四纪沉积层，形成高耸的断层三角面、断层崖和断层破碎带。在你啊和拉尔根等地，断层 F_1 错动基岩，并发育断层擦痕、阶步、摩擦镜面和断层泥等断层活动遗迹，局部残留 1411 年羊八井 8 级地震陡坎。断层 F_2 分布于 F_1 南侧约 1km 处，主体位于共多-哈公淌之间。断层 F_2 主体呈斜列分布、N70°E 走向的左旋走滑断层组合而成；沿断层发育堰塞塘和右列分布的、北西走向的挤压脊及北东向小型菱形拉分盆地，断层左旋错动冲沟、河流阶地（图 4－27B）。在右列的左旋走滑断层的重叠区，形成谷阿那布和哈公淌西北菱形断陷盆地（图 4－27D），盆地宽数米至数百米，属典型的次级拉分盆地。在哈公淌-卓卡乡一带，F_2 整体转为 N45E°走向，由一系列长 2～6km、走向 N30°～60E°、倾向南东的次级阶梯状正断层呈左列分布构成。在当雄北侧及北东侧，断层 F_2 主要由 3～4 条阶梯状排列的次级断层构成，3～4 条阶梯状的正断层垂直错动 Q_2 以来不同时期的冰水台地和冲积扇，形成高数米至二百多米、非常壮观的断层崖地貌（图 4－26A）。在哈公淌-卓卡乡一带，总高度达 200 多米的 F_2 断层崖集中分布在宽约 1km 宽区域内，断层崖沿北东方向断续延伸达 18km，控制高冰碛台地的分布，构成当雄东北最壮观地貌景观之一。在拉尔根-曲玛多一带，F_2 断层分散分布在宽约 2km 的区域内，地表表现为多条断坎和断崖。在卓卡乡-俄木多曲日一带，F_1 和 F_2 都表现为高耸的断层三角面和断层崖。在黑青虹和月仁朗一带，沿断层 F_1 发育温泉和泉华台地。至俄木多曲日东侧，断层 F_2 收敛于断层 F_1，构成一条统一的断裂破碎带。断裂在哈公淌—俄木多曲日段，F_2 构成目前多被沼泽所占据的当雄县-胜利乡菱形洼陷的西北边界，而该部位又恰好是断裂由近东西向转为北东向的右列状弯曲区；这种断层组合方式和次级盆地的形态共同指示，该洼陷区应该是断裂在右列状弯曲区走滑拉分的产物，反映断裂整体具有左旋走滑成分。

俄木多曲日-巴弄朗段

断裂在俄木多曲日-巴弄朗段结构比较简单，由阶梯状分布的多组次级断层构成；主要断层呈近东西走向，向南倾斜。断层 F_1 构成基岩与第四系的界线，主要由分布于山前的多条 N60°E 走向、倾向南侧、左列分布的次级正断层和分布于正断层南侧 500～800m、呈左列分布、N80°E 走向的左旋走滑断层组合而成。在主要正断层，都发育基岩断层破碎带、高耸的断层三角面和错动河流阶地与洪积扇所形成的断层崖。沿分布于俄木多曲日—加弄之间的走滑断层，发育北西走向的挤压脊、堰塞塘、北东向小型拉分盆地，断层左旋走滑错动冲沟、冰水扇与河流阶地。例如在乌马塘北部的加弄沟口，发育分别拔河约 60m、20m 和 4～6m 的三级河流侵蚀陡坎，其中最高的 T_3 前缘陡坎切割 Q_2 晚期的冰水台地，表明断层都形成于 Q_2 晚期之后；阶地分别被断层左旋错动 100～120m、50～55m 和 10～15m（图 4－27A）。在卓嘎若东北，发育类似的阶地走滑现象，其中拔河 15～20m、6～8m 和 1～2m 的阶地分别被断层左旋走滑错断 42～45m、18～20m 和 5～6m（图 4－27C）。另外沿断层 F_1 局部发育阶梯状古地震陡坎或地表破裂带。断层 F_2 分布于他塔觉—木渠弄一带，长 6～8km，东西走向，倾向南侧；

显著垂直错动 Q_2 晚期～Q_3早期冰水扇和洪积扇，形成东西走向的断层崖、断层崩积层，但断层未明显错动全新世沉积地层。

3. 断层组合方式

沿整个念青唐古拉山东南麓进行地表观察，发现断裂破碎带存在3种基本的断层组合方式，分别为阶梯状正断层组合、倾向相反的正断层组合及正断层-走滑断层组合。在剖面方向，Armijo et al.（1986）认为地表比较分散、同时代、平行分布的次级断层向下延伸应汇集到同一条主断裂带。地表不同组合形式、同时代的平行断层，起源于基底单条断裂破碎带；基底断裂在向上扩展过程中，进入相对松散、胶结程度较差、低粘性、低强度的晚第三纪或第四纪沉积地层，断裂在盆地盖层沉积发生不同方式的分叉，形成地表不同的断层组合方式。断层组合方式还与基底断裂的弯曲方式存在成因联系（图4-28）。

除了上述3种相对简单的基本断层组合形式外，当雄-羊八井盆地还存在更为复杂的其它断层组合方式；如正断层的左列分布、断层左旋走滑引起不同构造组合、正断层-走滑断层复合及不同性质断裂组合产生菱形拉分盆地与次级陷构造（图4-25）。在当雄-羊八井盆地发育的羊八井、拉多岗、宁中、当雄4个沉积中心或次级断陷盆地（图4-25），属总体呈左列分布的菱形盆地，是当雄-羊八井活动断裂内部的最大拉分盆地；它们皆分布于断裂走向和性质发生变化的部位，主要发育于当雄-羊八井断裂由北东-北北东走向、正断层左列分布转变为北东东走向、断层左旋走滑的构造部位（图4-25）。在菱形盆地的西北边界，发育正断层左列分布规律，主要断层的垂直活动都非常强烈；而在两个次级菱形盆地之间的过渡部位，则表现为左旋走滑断层和正断层的平行分布，断层走滑运动特征明显，并且发育横向活动构造。规模较小的走滑断层组合集中分布于当雄-羊八井断裂的那夙果—嘎尔波果段、错千玛—躺兵错段、共多—谷阿那布段和俄木多曲日—加弄段，断裂左旋走滑显著，在走滑断层右列斜接部位常发育规模较小、长轴呈北东走向的左旋拉分盆地，典型实例如宁中北侧约12km、海拔5000m以上的躺兵错菱形湖盆和江多西南侧山麓地带冰水台地上的小菱形洼陷（图4-27D、4-25）；在走滑断层左列斜接阶区，则发育高数米至数十米、长轴呈北西走向的挤压脊，伴有断层左旋错动冲沟形成的断头沟、断塞塘及断层左旋错动山脊、河流阶地、冰水台地等现象。

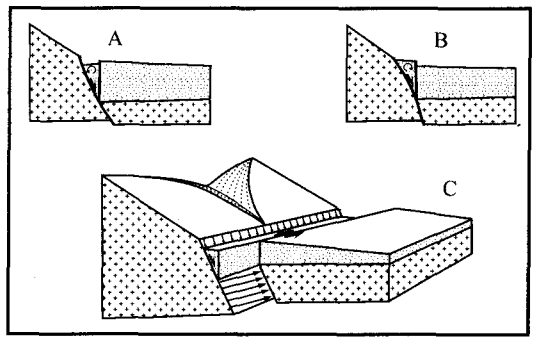


图4-28　三种不同断层组合特征及成因机制图

Figure 4-28　Mechanic models of normal faulting

（据 Armijo et al.，1986）

总体而言，当雄-羊八井活动断裂的不同断层组合方式，都反映地壳伸展构造背景地堑盆地左旋剪切变形特征，断层组合指示的运动方向、力学性质与断层滑动面擦痕显示基本吻合，在主断层面发育的擦痕都一致指示断裂整体具有左旋正滑性质。如嘎罗棍巴西侧和你啊沟口西北侧，断层 F_1 错动基岩，形成硅质胶结的断层角砾岩，表层发育光滑的摩擦镜面，产状分别为170°∠50°和135°∠66°；在断层摩擦镜面发育指示左旋正滑性质的

两组“丁”字头擦痕。

4. 断层形成活动时代

不同观测资料一致显示，当雄-羊八井盆地断裂活动具有自念青唐古拉山东南麓向东南、自山前向盆地方向逐渐迁移、时代逐步变新的特点。其中断层 F_1 的垂直断距最大，错动基岩和不同时代的第四纪地层，明显控制盆地第四纪地层分布；形成的基岩断层三角面高 600～1000m，而断层 F_1 错动中更新世以来地层的错距都小于 300m，表明断层 F_1 应形成于中更新世之前。根据念青唐古拉山东南麓出露的伸展型低角度韧性剪切带糜棱岩的 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 热年代学和念青唐古拉山花岗岩冷却历史测试资料（Harrison et al.，1995；吴珍汉等，2003c），当雄-羊八井盆地地壳初始伸展发生于～8Ma，盆西开始强烈拉张变形，标志着盆-山构造地貌开始形成，地表断层 F_1 进入强烈活动阶段（图 1-17）。断层 F_2 最大垂直错距为 200～300m，显著错动中更新世早期的冰碛物和冰水沉积物，但对中更新世晚期冰碛物的断距相对较小。在你啊沟口，断层 F_2 由 4 个阶梯状分布的次级断层组成，从西北向东南，断层错动的最新地层逐渐变新，错距逐渐变小，断层崖的坡角则逐渐增加，反映断层不断向东南方向（即盆地方向）的迁移特征，推断断层 F_2 形成于 700～500kaB. P. 以来。断层 F_3 的垂直断距最小，形成最晚；根据曲登乡 F_3 断层泥的 ESR 测年和拉多岗、宁中沿 F_3 出露泉华年龄资料，断层断层 F_3 开始形成于 0.5MaB. P.，主要形成于 250kaB. P. 以来（表 4-5、4-6）。综合这些观测资料，认为念青唐古拉山东南麓断裂主体形成于约 0.7～0.5MaB. P. 期间，部分形成于上新世前和 0.25MaB. P. 以来。

根据当雄-羊八井盆地的断层三角面、断层崖结构、断错地层时代、断层叠加组合关系，认为第四纪期间发生了多期断裂活动。沿断层 F_1 分布的高耸断层三角面上，存在一个明显的凸型坡折；在坡折之上，三角面处于剥蚀状态，坡度为 25°～35°，高度可达 800～1000m；在坡折之下，三角面被中更新世早期的冰碛物覆盖，坡角接近断层倾角（45°～60°），高度为 200～300m。断层坡折指示 F_1 经历两期活动：第一期活动发生在中更新世之前，断层活动控制早期盆地的发育，形成的断层三角面受到晚期抬升和剥蚀，坡度变小；第二期活动发生在中更新世以来，断层控制盆地 $Q_2^{1gl-fgl}$ 台地分布，并形成断裂破碎带、断层角砾岩和断层泥等能够指示断层多期活动的标志物。

在嘎罗棍巴、你啊和年波，观察到断层错动基岩所形成的断层角砾岩，上叠浅灰红色钙质断层泥和薄层断层膜。通过 ESR 测年，发现断层角砾岩的 ESR 年龄集中在 700～500kaB. P.，你啊处断层泥的年龄为 141±13kaB. P.，断层膜年龄介于 60～50kaB. P. 之间（表 4-6）。将沿断裂破碎带内角砾岩、断层泥和断层膜的 ESR 年龄按顺序排列，发现中更新世以来，断裂在约 700～500kaB. P.、350～220kaB. P.、140kaB. P. 左右和 70～50kaB. P. 四阶段曾发生强烈活动（图 4-29）。断层 F_2 在中尼公路 2 道班西北和卓卡乡东北约 4km 的断层泥 ESR 年龄，指示 F_2 最近一次强烈活动发生在 73～54kaB. P.。断层 F_3 在曲登乡附近和中尼公路 2 道班西南断层泥的 ESR 年龄，指示 F_3 曾在 220～250kaB. P. 发生强烈活动。另外当雄-羊八井断裂在中更新世以来自西北向东南、自念青唐古拉山向盆地内部的迁移过程及当雄盆北断层 F_2 向盆地方向迁移产生的阶梯状断裂结构，也反映断裂的多期活动特征。在古仁曲、扎日阿白果、日阿奶果、拉曲、江多、卓卡乡，断层切割 Q_2^{1gl}、Q_2^{3gl}、Q_3^{2gl}、Q_3^{3pl} 和 Q_4^{pl} 等不同时代的第四纪地层，

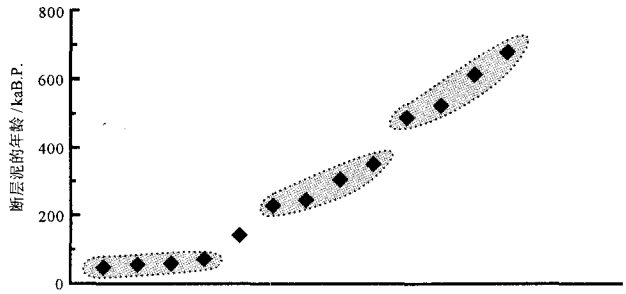


图 4－29　断层泥年龄分布图

Figure 4－29　Diagram of fault clay ages of graben

形成断层崖的高度随切割地层变新而逐步降低。在军马场西约 10km 的吉康果与当雄东北约 8km 的那根多—扯多，断层 F_2 错动 Q_2^{1gl}，形成的断层崖发育 3～4 级“坎中坎”地貌，指示断层自中更新世以来的多期活动。这些现象与断层泥 ESR 测年资料反映的断层活动阶段存在密切联系。

5. 断层活动速率

当雄-羊八井断裂是念青唐古拉山东南麓一条长期活动的伸展构造，断裂活动不仅造成念青唐古拉山脉晚新生代快速隆升，而且导致盆地两侧山岳地貌的强烈剥蚀。在古仁曲，念青唐古拉山花岗岩的磷灰石裂变径迹年龄为3.6Ma（吴珍汉等，2003c）。如果地温梯度取30℃/km，由于磷灰石的裂变径迹封闭温度约为 110℃，则表明念青唐古拉山自 3.6Ma 以来的剥蚀深度达约 3.7km；而盆地第四纪沉积物的厚度约 0.5km，两者之和（4.2km）可近似代表约 3.6Ma 以来的总垂直断距，估算断裂在 3.6Ma 以来的平均垂直活动速率约为 1.2mm/a。

在念青唐古拉山东南麓，发现当断裂分别断错中更新世以来 $Q_2^{1gl-fgl}$、$Q_2^{3gl-fgl}$、$Q_3^{2gl-fgl}$、$Q_3^{3fgl-pal}$、Q_4^{1pal} 和 Q_4^{2pal} 等地层时，随断错地层时代变新，错动地层形成的断层崖高度也逐步变低（表4－7）。依据中更新世以来各套地层的测年资料（表4－4），并考虑到青藏高原冰川沉积物与冰期-间冰期气候旋回的成因联系（施雅风，1998；刘东生等，2000），认为当雄-羊八井盆地 $Q_2^{1gl-fgl}$、$Q_2^{3gl-fgl}$、$Q_3^{2gl-fgl}$、$Q_3^{3fgl-pal}$、Q_4^{1pal} 和 Q_4^{2pal} 等6套地层的堆积时限分别为 700～500kaB. P.、250～125kaB. P.、75～58kaB. P.、32～12kaB. P.、10～4kaB. P. 和约 4kaB. P. 以来。根据地层时代及断错不同时期地层产生断层崖高度的系统测量数据（表4－7）。考虑到断层崖高度代表被断错地层结束沉积之后的断层垂直活动量，定量估算当雄-羊八井断裂自中更新世以来不同时期的垂直活动速率。虽然很难确定地层被错动的具体发生时间，但根据断层错动不同时代地层的错距和地层沉积时限，可以估算断层最大和最小垂直活动速率。如错动 $Q_2^{1gl-fgl}$、高度为 260m 的断层崖，代表约 500 kaB. P. 至今或 250kaB. P. 至今或 500～250kaB. P. 期间某一时间距今以来的断裂垂直活动量；虽然无法确定断裂错动 $Q_2^{1gl-fgl}$ 的具体发生时代，但可以肯定该断距最早形成于约 500kaB. P. 以来、最晚形成于约 250kaB. P. 以来；估算断层最大和最小垂直活动速率分别为约 0.5mm/a 和 1mm/a。

表 4-7　念青唐古拉山东南麓断裂带垂直位移量一览表

Table 4-7　Vertical displacement along active fault in the southeast of the Nyainqentanglha Mountains

地点	断层崖高度和所错动地层的时代/kaB. P.					
	Q_2^{1gl} (700~500)	$Q_2^{3gl-fgl}$ (250~125)	$Q_3^{2gl-fgl}$ (75~58)	$Q_2^{3fgl-pal}$ (32~12)	Q_4^{1pal} (10~4.0)	Q_4^{2pal} (~4)
古仁曲沟口（图5，位置1）	220m	80m	27m	24m	9m	4m
扎日阿白果沟口（图5，位置2）	220m	54m	37m	16m		
日阿奶果沟口（图5，位置3）	200m	60m	30m	8m	3m	
拉曲沟口	280m	80m		9m	5m	3m
江多沟口	240m			20m	5m	2.0m
你啊沟口西侧	236m	91m	46m	22m		
你啊沟口东侧	200m	63m	23m	14m	8m	
拉尔根沟口	140~160m	53m		19m	7m	
卓卡乡东北约1km	220m	65m		12m		
中尼公路2道班西北约4km	226m					

根据上述原则，利用在断裂破碎带不同地点测量的断层错距及对应的最早和最晚断层活动时间，估算念青唐古拉山东南麓当雄-羊八井断裂中更新世以来的平均垂直活动速率及不同时期的最大和最小垂直活动速率（图4-30、4-31）。首先根据断层错动相邻两套沉积物的时代，可以限定断层崖的年龄，如前例200~260m高度断层崖的最大和最小年龄分别为500kaB. P. 和250kaB. P.；然后根据断层崖的最大和最小年龄及高度之间的正相关关系，限定断层的最大和最小垂直活动速率（图4-30）。在图4-30中，所有数据点都落在斜率为2mm/a和0.4mm/a的两条直线之间，表明当雄-羊八井断裂中更新世以来的垂直活动速率≥0.4mm/a而≤2.0mm/a，平均垂直活动速率为1.2±0.8mm/a。如果将不同时段的断裂活动速率按从老到新的顺序进行排列（图4-31），发现根据断层错动$Q_2^{1gl-fgl}$和$Q_2^{3gl-fgl}$所计算的自约500kaB. P. 和250kaB. P. 以来的断裂垂直活动速率（图4-25圆点和方块）沿断裂走向变化不大，最大和最小垂直活动速率分别为0.8~1.2mm/a和0.4~0.7mm/a，平均值分别约为0.9mm/a和0.5mm/a。而根据断层错动$Q_3^{2gl-fgl}$、$Q_3^{3fgl-pal}$和Q_4^{1pal}所计算出的晚更新世和全新世以来的垂直活动速率沿走向变化较大（图4-31菱形块、三角和梯形块），其最大和最小垂直活动速率分别介于0.6~2.0mm/a和0.4~0.8mm/a之间，其中晚更新世以来平均的最大和

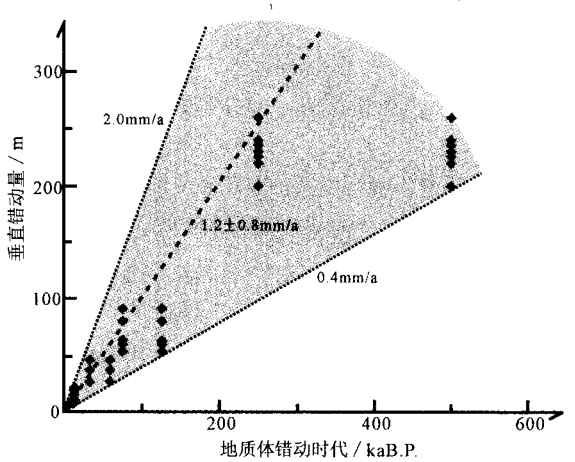


图4-30　断层崖高度和年龄曲线图

Figure 4-30　Diagram of scarp height and ages of active fault

最小活动速率分别约为 1.1mm/a 和 0.6mm/a，全新世以来的最大活动速率平均为 1.4mm/a。将如此估算的断裂活动速率与根据山脉剥蚀所估计的断裂长期活动速率进行对比，发现依据断裂错动 $Q_2^{1gl-fgl}$、$Q_2^{3gl-fgl}$ 和 $Q_3^{2gl-fgl}$ 所计算的断裂最大垂直活动速率（1.1 ±0.3mm/a）与约 3.6Ma 以来的断裂平均垂直活动速率非常相近。因此可以认为，念青唐古拉山东南麓当雄-羊八井断裂在上新世晚期和第四纪以来的长期垂直活动速率平均为 1.1 ±0.3mm/a，而全新世垂直活动速率平均为 1.4 ±0.6mm/a。假定断层的倾角为 45°～60°，则依据断层垂直活动速率换算出的盆地拉张速率平均为 1.2 ±0.8mm/a。由于断裂具有明显的走滑分量，因此估算盆地扩展速率明显偏小。

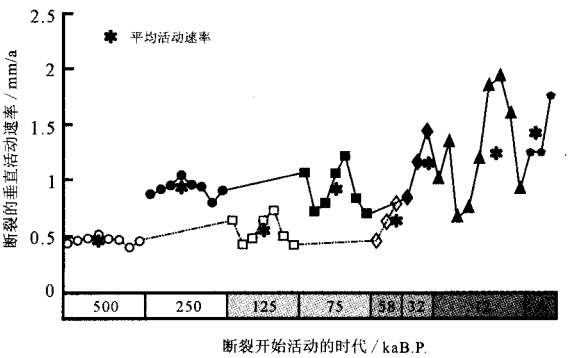


图 4－31　断裂活动速率分布图

Figure 4－31　Diagram of slip rate changes in Quaternary for west boundary fault of the Damxung-Yangbajain graben

空心和实心分别代表最小和最大活动速率

在念青唐古拉山东南麓当雄-羊八井盆地几条主要左旋走滑断裂带，也可以观察到与上述垂直位移量大致相当的多期错动现象。其中 Q_2 早期冰水台地的左旋错动量达 300～500m，Q_2 晚期冰水台地的左旋错动量为 120 ±20m，Q_3 中期和晚期河流阶地或冲积扇的左旋走滑量分别达 42～55m 和 10～20m。这些走滑错动量分别代表约 500～250ka B. P.、125～75ka B. P.、58～32ka B. P. 和 12ka B. P. 以来的断层水平位移量，对应的断层走滑速率应该介于 0.6～2mm/a 之间，与正断层垂直活动速率非常接近，表明当雄-羊八井断裂的走滑运动速率和垂直活动强度基本一致。

三、地震活动和古地震遗迹

1. 历史地震

在藏南地区，1900 年以来仪器记录的数量有限的地震震中，有相当一部分集中分布在当雄-羊八井盆地及邻区，表明当雄-羊八井盆地属现代强烈地震活动带。其中绝大多数中强地震震中都集中分布于盆西边界活动断裂（F_1）和盆地西部活动断裂（F_2），在念青唐古拉山东南麓形成显著的地震陡坎，如 1411 年羊八井 8 级地震和 1952 年九子拉 7.5 级地震，孕震发震断裂都为盆西边界断裂，反映盆西边界断裂的现今强烈活动性。其中 1411 年羊八井 8 级地震的地表破裂主要沿卓卡乡-夹多乡一带念青唐古拉山东南麓盆-山边界断裂 F_1 和盆西 F_2 断裂分布，在哈公淌、拉曲、古仁曲、冉布曲和吉达果西侧、斯布曲等处，都残留有羊八井地震地表破裂切割全新世冲洪积物和坡积物的现象，观察到的垂直位移量多集中在 1～6m 之间，最大可达到 8m 左右；1952 年九子拉 7.5 级地震的地表破裂带自桑雄-谷露盆西向南延伸至乌玛塘盆北，形成显著地震陡坎，地震破裂切割全新世山麓冲洪积扇，垂直位移量为 2～4m，最大垂直位移达 4～4.5m。

2. 古地震遗迹

对大陆地震的统计分析资料显示，大陆强震活动具有明显的周期性特征。研究古地震

活动周期是地震安全评价、地壳稳定性分析和百年尺度地震预测的重要手段和方法。位于念青唐古拉山东南麓的当雄-羊八井活动断裂是青藏高原研究控震构造和古地震的理想场所，在很多地点都残留有古地震活动遗迹，典型古地震遗迹包括多级断坎和多套崩积楔。

多期古地震事件形成的断坎地貌在宁中西北的拉曲沟口和当雄盆北最为典型（图版Ⅵ）。在拉曲沟口东侧，拔河 8～10m 的全新世河流阶地被 N30°E 走向的山前断层 F_1 垂直错动 3 次，分别形成高 9m、6m 和 3m 的断层陡坎（图 4－32A）；以最近一次活动形成的断坎最为新鲜，在断坎下部发育比较典型的崩积楔（图 4－26C），可能是 1411 年羊八井 8 级地震的产物。如果该阶地与分布于江曲和羊八井地区的全新世阶地同期，则其形成时代应为 4.2～3.2ka B. P.，估算地震周期应介于 2100～1600a 之间。在当雄盆北山麓地带断层 F_2 和乌马塘东北山前断层 F_1，都发育古地震崩积楔；崩积楔具有双层结构，下层为以砾石为主的粗粒沉积，上层为以砂和粉砂为主、发生炭质土壤化的细粒沉积为主。在乌马塘东北山前断层 F_1 崩积楔剖面，共揭露出 2 套崩积楔（图 4－32B、C），在地表还发育有 1952 年九子拉 7.5 级地震地表破裂，因此共显示出沿 3 次古地震事件。在当雄北侧，2 个崩积楔剖面分别揭示 4 次和 3 次古地震事件（图 4－32D、E）；崩积楔出露于断层垂直 Q_3 晚期冲积扇形成的断层崖下部，表明古地震主要发生于全新世，说明全新世沿当雄-羊八井断裂至少发生 4 次古地震；如果全新世 4 次古地震周期性出现，则估算的古地震周期约为 2500a 左右。

另外，沿当雄-羊八井活动断裂还发育古地震形成的复合断层崖和多级泉华台地。在吉康果北侧，断层 F_2 形成的断层崖包含 3 个高 3～5m 的次级小陡坎，次级陡坎明显与 7～8 级古地震活动有关，指示 3 次古地震事件。在那根多-扯多北侧，F_2 断层崖也发现 4 个类似的次级小陡坎。断层崖的地貌特征显示这些断层崖可能形成于 Q_3 末期以来，反映全新世期间沿当雄-羊八井断裂发生 4 次 7～8 级古地震事件。在黑青虹，断层 F_1 错动晚更新世晚期的泉华台地 4 次，每次错动量都在 3～5m 之间，反映多级泉华台地形成可能与 7～8 级地震的多次活动存在成因联系，对应于全新世 4 次古地震事件。由于 1411 年羊八井 8 级地震代表当雄-羊八井盆地的最近一次强烈地震活动，那么全新世期间当雄-羊八井断裂的 7～8 级古地震周期应该介于 2000～2500a 之间。

综合以上各种资料，考虑近千年来当雄-羊八井盆地先后发生过 1 次 8 级地震和 1 次 7.5 级地震，因此认为当雄-羊八井断裂具有 7～8 级特征地震。念青唐古拉山东南麓高度相近的多级陡坎和具有良好区域可对比性的多期崩积楔，都与当雄-羊八井断裂全新世发生的多次特征地震呈良好对应关系；估算全新世当雄-羊八井断裂 7～8 级特征地震的复发周期介于 1600～2500a 之间，7～8 级地震平均复发周期为 2300±700a。

四、动力学机理分析

当雄-羊八井盆地自中新世晚期开始裂陷以来，在上新世可发育厚度不详的河流砂砾石堆积（图 4－21）。在早更新世期间，盆地主要沉积冲洪积物，局部发育冰水沉积。在中更新世至晚更新世期间，由于念青唐古拉山脉发生多次冰川作用，在盆地内部和周缘堆积 3 套冰川和冰水沉积物；年龄分别为约 700～500kaB. P.、250～125kaB. P. 和 75～12kaB. P.，分别相当于聂聂雄拉冰期、古乡冰期和白玉冰期（赵希涛等，1976；郑本兴等，1982），后两次冰期可能包含了早、晚两个发育阶段。末次冰期间冰阶以来，由于冰

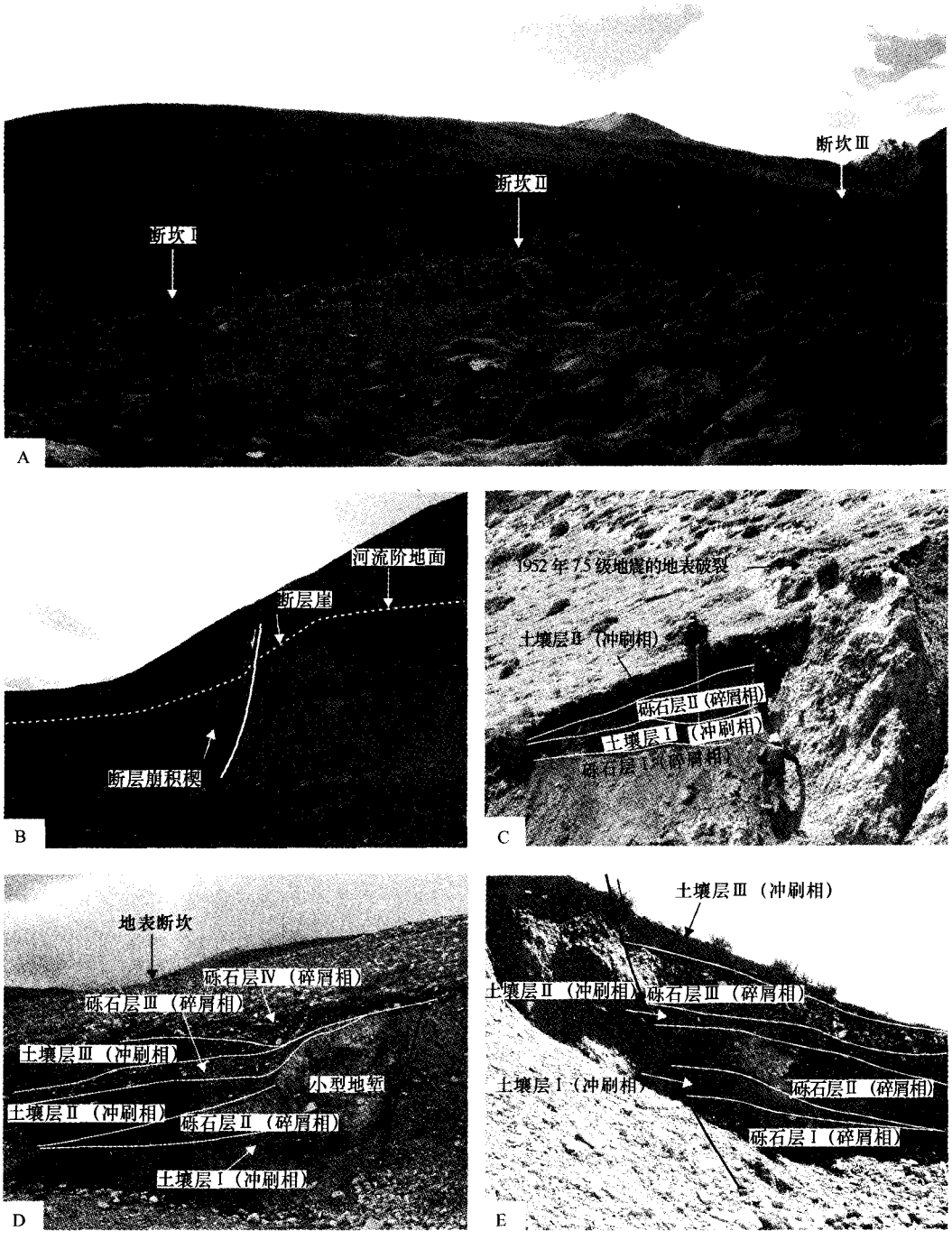


图 4－32　念青唐古拉山东南麓断裂的古地震现象

Figure 4－32　Photos of active faulting and paleo-earthquake relics in the southeast of the Nyainqentanglha Mountains

A—宁中西北拉曲沟口的 3 级断层崖，镜头向西北；B—乌马塘北山前 F_1 断层崖和断层崩积楔，镜头向西；C—乌马塘北山前 F_1 断层崩积楔中包含的两套古地震楔，镜头向西；D—当雄盆北 F_2 断裂 4 套古地震楔，镜头向西；E—当雄盆北 F_2 断裂 3 套古地震崩积楔，镜头向北东

川大规模退缩，盆地开始沉积大面积冲、洪积物，形成盆地内部冲、洪积扇和拔河≤25m的河流阶地地貌。在第四纪期间，当雄-羊八井盆地发育多组活动断层，盆西主边界断裂是其中规模最大、活动性最强、具左旋走滑性质的伸展断裂。当雄-羊八井断裂在第四纪经历多期强烈活动，但最重要的断裂活动发生在中更新世以来；断裂活动范围自中更新世以来发生自西侧山麓向盆地方向的规律性迁移，在盆地西部和东部相继形成断层 F_2 和断层 F_3，随后在 700～500kaB. P. 、350～220kaB. P. 、140kaB. P. 左右和 70～50kaB. P. 等阶段发生多期强烈活动，形成高度不同的多期断层崖、断层崖上的“坎中坎”、多期泉华台地和不同断层组合方式相关地质现象。

根据念青唐古拉山东南麓不同时期断层崖高度的观测资料和断错地层年龄，估算当雄-羊八井断裂的垂直活动速率介于 0.4～2mm/a 之间。断裂在第四纪的平均垂直活动速率为 1.1±0.3mm/a，在全新世期间的垂直活动速率明显增大到≥1.4±0.6mm/a。这些估算结果与 Armijo 等（1986）确定的断层长期垂直活动速率和全新世活动速率都比较接近，说明 Armijo 等（1986）估算的藏南地区第四纪地壳东西向伸展速率（分别为 1.4±0.8mm/a 和 10.0±5.6mm/a）基本合理。根据全球定位系统（GPS）的观测资料（Wang et al.，2001），印度板块现今仍以 40～42mm/a 的速率向 NE20°方向移动，指示青藏高原南部目前东西向伸展速率为 20±3mm/a，与 Molnar 等（1984）利用地震记录获得的地壳东西向拉张速率相近，但与地质估算的长期活动速率相差较大。这类似于根据山脉剥蚀量和断层崖高度资料计算不同时期断裂活动速率的变化趋势（图 4-25），在上新世以来和中更新世以来，断裂长期垂直活动速率相对集中于 1.1mm/a；但在晚更新世、特别是全新世，断裂活动速率明显增大（图 4-25），反映时代越新、断裂活动速率越大。

产生断层运动速度随时间发生显著变化的可能原因包括：①古地震原因：对羊八井 1411 年 8 级地震地表破裂的观测资料表明，地震造成的最大垂直位移可达 8～9m，而最小位移仅 1～2m，地震位移沿断裂走向分布极不均匀；因此依据错动晚更新世以来地层的断层崖高度估算断裂全新世活动速率时，必然导致全新世活动速率大于断裂长期活动速率及断层活动速率沿断裂走向发生较大变化；说明断裂活动速率与估算时间尺度存在显著相关关系，观测断裂活动速率至少需要 100ka 以上的时间尺度才可能得出相对稳定的数据，而在 10ka 较短时间尺度内测量得出的断裂运动速度如利用宇宙成因核素测年方法对祁连山北缘断裂运动速度的估算结果（Hetzel，et al.，2002），则可能存在不均匀性。由于古地震事件、气候变化和断裂活动等因素对断层错动地貌特征的共同影响，加上断裂活动自身的不稳定性，常导致短期断裂活动速率与断裂长期活动速率的较大偏差。因此不能简单地用全新世断裂活动速率代表断裂长期活动速率。②不同时期断裂活动的不均匀性：如果断裂在全新世确实处于比较活跃阶段，则全新世断裂活动速率应该大于早期断裂活动速率；因此全新世断裂运动速率仅反映全新世断裂活动强度，而不反映更早期的断裂活动状况。如果断裂活动强度随时间发生由弱变强的变化规律，那么断裂全新世活动强度应该大于更新世不同时期。③断裂活动的空间不均匀性：由于青藏高原南部地壳伸展变形处于统一构造应力场和相同构造动力学环境，在区域地壳伸展变形速率近似恒定的情况下，如果全新世相邻地区部分断裂停止活动或活动速率减小，那么当雄-羊八井盆地全新世应该分担更多的地壳伸展变形量，必然造成当雄-羊八井断裂活动速率在全新世的显著增加。目前尚难以判断当雄-羊八井断裂不均匀活动的产生原因。

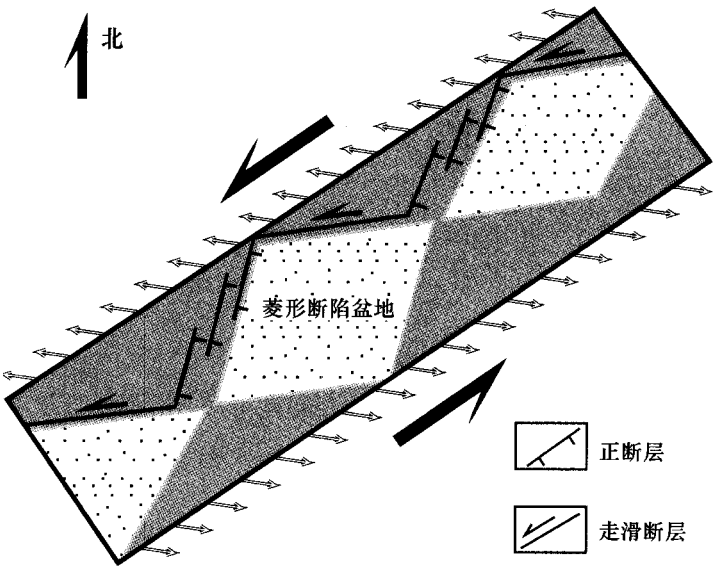


图 4－33　当雄-羊八井盆地演化的力学机制示意图

Figure 4－33　Geodynamic model of the Dangxung-Yangbajain graben and its boundary active faulting in Quaternary

当雄-羊八井盆地内部发育 3 个长轴为北东向次级菱形断陷盆地，即当雄盆地、宁中盆地和拉多岗-羊八井盆地，这些次级断陷盆地斜接分布，共同构成当雄-羊八井伸展盆地。这种排列方式符合张性环境左旋张裂力学机制，而且与念青唐古拉山东南麓正断层左列分布的几何学特征和正断层-左旋走滑断裂组合揭示的断裂运动学特征相吻合。因此认为当雄-羊八井盆地和念青唐古拉山东南麓断裂都是在左旋张扭环境形成的地壳伸展构造单元（图 4－33）。早期对正断层走向和第四纪活动断层的擦痕统计分析资料（Armijo et al.，1986；Mercier et al.，1987），表明青藏高原南部第四纪近南北向正断层和相关走滑断层都是上地壳沿 N100°±5°E 方向发生伸展变形的表现形式。但对印度大陆板块北向俯冲产生的南北向挤压动力环境产生居主导地位的地壳近东西向伸展变形，目前却是众说纷纭，不同学者存在不同观点。随着研究程度加深，对青藏高原内部活动断裂运动速度的估算精度将不断提高，对第四纪伸展断裂活动速率的可靠数据将不断增多，能够提高对青藏高原地壳变形量分配和断裂运动模式的约束精度，提高对断裂活动动力学机理的认识水平。综合现有观测资料，认为当雄-羊八井活动断裂与谷露-桑雄盆地西边界断裂形成于相同的区域伸展构造环境，具有相似的形成演化过程；地表伸展断裂活动与地壳深部局部熔融、念青唐古拉花岗岩巨量岩浆侵位和重力均衡导致的山脉隆升、盆地裂陷都存在动力学成因联系（图 1－26）。

第五章　典型走滑活动断裂的地质特征

自 Molnar et al.（1975）和 Tapponnier et al.（1976，1977）提出东亚“大陆逃逸模式”以来，青藏高原地壳侧向挤出模式和断层走滑运动速度便成为国际地球科学领域关注的热点问题（Tapponnier et al.，1981，1986，1990，2001；尹安，2001；吴珍汉等，2003b～g）。深入研究青藏高原典型走滑断裂具有重要意义，不仅能够发展完善相关的大陆动力学理论，而且能够为重大工程安全评价和防震减灾部署提供科学依据。前人对青藏高原活动地块边界大型走滑断裂如嘉黎-喀喇昆仑走滑断裂（Armijio et al.，1986）、昆仑山走滑断裂（Kidd et al.，1990；任金卫等，1993）、阿尔金走滑断裂（Molnar et al.，1987；Peltzer et al.，1989）开展了较多研究工作，对格仁错走滑断裂、风火山活动断裂和可可西里部分活动断层也进行过一定观测（任金卫等，1993；吴章明等，1993；边千韬等，1996）；但对其它走滑断裂则很少甚至缺乏研究，导致对青藏高原地壳连续变形和非连续变形的争议（张培震等，2003；Taylor et al.，2003），对青藏高原内部大量走滑断层（图3－12、表3－6）缺乏观测资料，不能满足青藏高原大陆动力学理论发展和青藏铁路沿线地质灾害防治需要，亟待加强调查、勘测和研究工作。本章依据 ETM 遥感解译、路线地质观测、大比例尺活动断层勘测、地球物理综合勘测、探槽工程揭露及断层位移观测、活动断层测年、有限元数值模拟等方面资料，分析青藏铁路沿线典型走滑断裂如昆仑山活动断裂系、可可西里活动断裂系、风火山活动断裂系、乌丽活动断裂系、通天河活动断裂系、崩错活动断裂带的结构组成、地质特征、活动时代、运动速度和古地震事件，力求对青藏高原大陆动力学理论发展和青藏铁路沿线地质灾害防治起到积极的推动和促进作用。

第一节　昆仑山活动断裂系

昆仑山活动断裂系属青藏高原北部巨型左旋走滑活动断裂系统，西起青海与新疆交界的鲸鱼湖以西，往东经库赛湖、东西大滩、秀沟纵谷、阿拉克湖、托索湖、玛沁，向东延至甘肃省玛曲以东，绵延约2000km（图5－1），部分学者称之为东昆仑活动断裂（青海省地震局等，1999），构成可可西里活动地块与昆仑活动地块的主要边界。昆仑山活动断裂系还是青藏高原北部的强烈地震活动带，近百年来发生多次强烈地震，如2001年11月14日昆仑山8.1级地震、1971年3月24日托索湖6.8级地震、1963年4月19日阿拉克湖东7级地震、1937年1月7日花石峡7.5级地震、1902年11月4日阿拉克湖东7级地震，全新世发生过多次强烈的古地震事件，形成大量地震遗迹如地震破裂、地震陡坎、挤压脊、断塞塘及多期挤压脊、地震楔、崩积楔（青海省地震局等，1999；Van Der Woerd et al.，1998，2000，2002）。

根据断裂结构、构造类型和空间产状，沿昆仑山活动断裂系自西向东划分出6条次级地震断裂构造，包括库赛湖断裂、西大滩断裂、阿拉克湖断裂、托索湖断裂、东倾沟断裂

和玛曲断裂（图5－1）。在东昆仑活动断裂西段，库赛湖断裂（F_7）与西大滩断裂（F_6）呈斜接复合关系（图5－1）。库赛湖断裂（F_7）位于昆仑雪山南侧，现今构造活动性非常强烈，2001年11月14日发生8.1级强烈地震，形成长达350～426km的地震破裂带（中国地震局，2003）；中国地震局（2003）观测到的震中地区最大左旋位移达7.6m，Lin et al.（2002）认为震中地区最大左旋位移达7～14m；地震破裂向东延伸至玉珠峰南侧，在昆仑山口地区形成3～4.8m左旋走滑位移和1.5m垂直位移分量。Liao et al.（2003）对比观测了昆仑山8.1级地震前后的地应力变化，发现8.1级地震前（2002年7～9月）昆仑山口北侧地应力高达6.8～12.9MPa，远大于中国西部地应力背景值；而地震后（2003年5～7月）地表应力释放约2/3，仅为2.2～3.5MPa，接近中国西部地应力背景值。

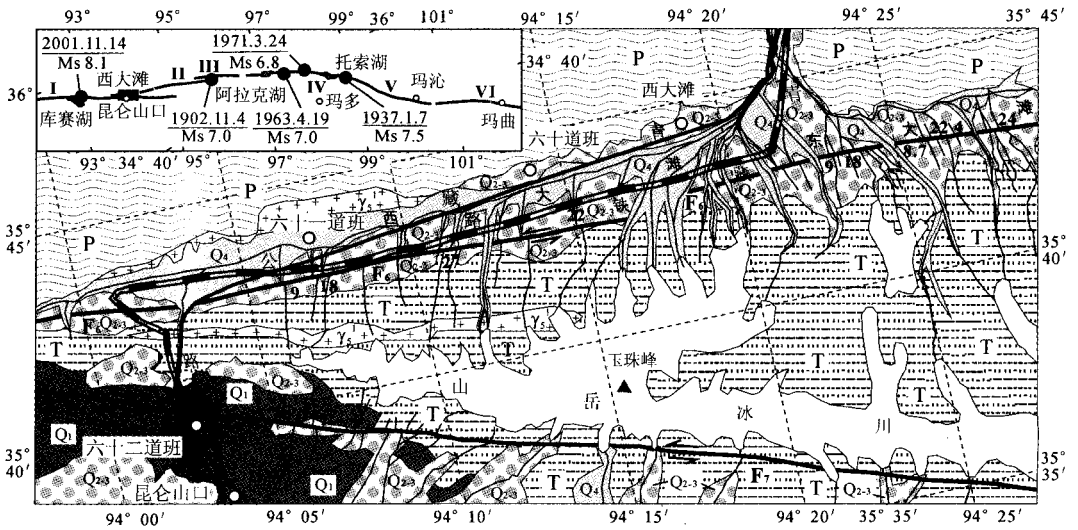


图5－1　西大滩—东大滩盆地及邻区地质构造图

Figure 5－1　Tectonic map of the Xidatan-Dongdatan basin and its adjacent areas

（4m、9m、18m、27m等表示水系、冲沟和阶地的左旋位移）

一、西大滩走滑断裂与挤压脊构造特征

西大滩断裂（F_6）发育于东大滩-西大滩盆地南部，是昆仑山走滑活动断裂系的重要组成部分；主体位于昆仑雪山北侧，西起大红石沟，向东经巴拉大才曲沟头、惊仙谷沟口、西大滩、东大滩，东达秀沟盆地南侧，全长约250km，在西、东两端分别与库赛湖断裂、阿拉克湖断裂呈左阶斜列复合；显著控制东大滩谷地、西大滩谷地和断陷盆地的走向（图5－1）。西大滩-东大滩盆地总体呈北西西走向，两侧均为山地，盆北山地出露元古代中深变质岩和中生代花岗岩，盆南山地出露三叠纪浅变质砂岩和片岩。盆地内部堆积第四系砂砾石，包括中更新世早期望昆冰期、中更新世晚期西大滩冰期、晚更新世中晚期玉珠峰冰期和全新世新冰期冰碛物及冰水沉积物（图5－2、表2－8），以望昆冰期冰碛及冰水沉积分布最为广泛，遍布西大滩-东大滩盆地；盆地南部第四纪沉积厚度大，向北第四纪沉积厚度逐渐变薄。沿西大滩活动断裂发育长达136km的地震破裂带，全新世发生过至

少 4 次 8 级左右强烈古地震，形成多期不同类型的古地震遗迹，以地震破裂与挤压脊构造最为典型（图版Ⅶ、Ⅷ）。

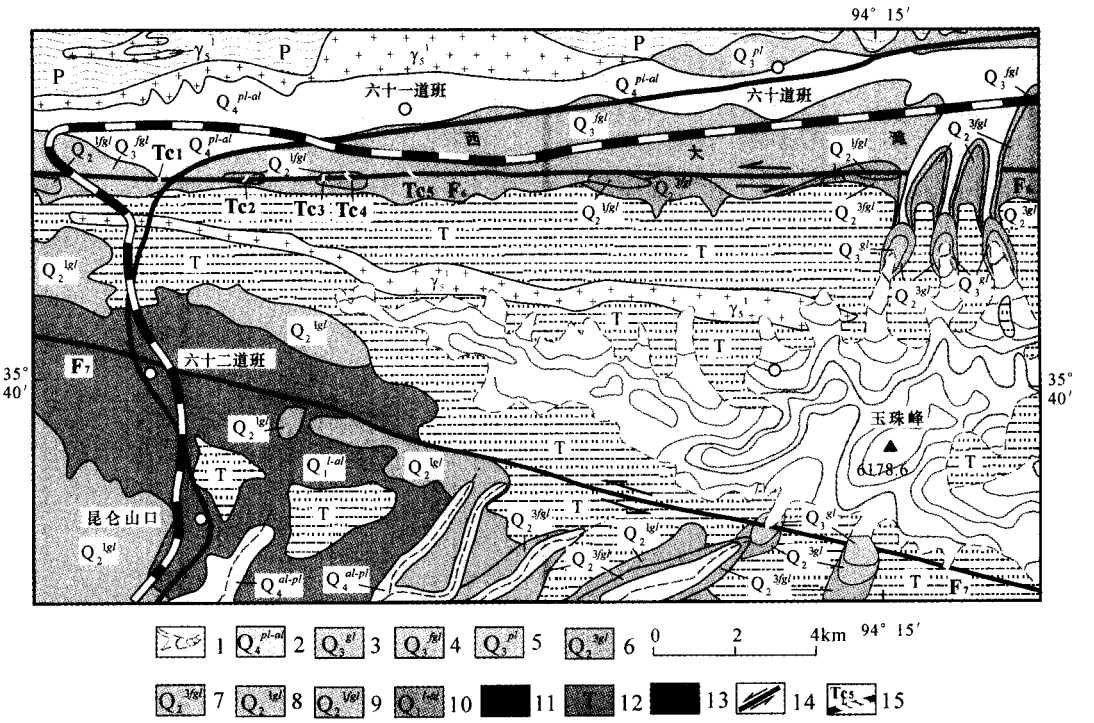


图 5－2　西大滩盆地第四纪地质图

Figure 5－2　Quaternary geologic map of the Xidatan basin and its adjacent areas

1—现代冰川；2—全新世冲洪积物；3—晚更新世玉珠峰冰期冰碛；4—晚更新世玉珠峰冰期冰水沉积；5—晚更新世洪积物；6—中更新世晚期垭口冰期冰碛；7—中更新世晚期垭口冰期冰水沉积；8—中更新世早期唐古拉冰期冰碛；9—中更新世早期唐古拉冰期冰水沉积；10—早更新世羌塘组湖相-三角洲相沉积；11—侏罗纪花岗岩；12—三叠系；13—元古宇；14—左旋走滑断裂；15—沿断裂分布挤压脊、探槽位置及编号

在东昆仑南部西大滩-东大滩盆地，沿西大滩走滑断裂发育大量串珠状鼓包和斜列凸起，第四纪地质学家将它们划归为第四纪冰川终碛垅（吴锡浩等，1982；赵希涛等，2003），地震地质学家认为它们属地震鼓包（青海省地震局等，1999；任金卫等，1993）；国外学者称之挤压脊构造（pressure ridge）（Van Der Woerd et al.，1998，2000，2002）或鼹鼠构造（Kidd and Molnar，1990）。兹将沿西大滩走滑断裂线性分布、与古地震活动存在成因联系的串珠状鼓包和斜列凸起统称为挤压脊构造。前人对东大滩-西大滩盆地的挤压脊构造进行了很多野外观测，但缺乏系统的探槽工程揭露；Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）做过高精度测年分析，但测年样品均取自地表，多数反映全新世晚期的地质年龄。我们在野外详细观测的基础上，在东大滩谷地和西大滩谷地选择比较典型的地震破裂和挤压脊构造，垂直断裂或挤压脊走向开挖 10 个探槽，揭示西大滩活动断裂及挤压脊构造的结构组成与变形特征；对探槽揭露不同层位的沉积地层分别进行年代学测试，为分析西大滩断裂的活动时代、运动速度和地震周期提供了新的约束条件。

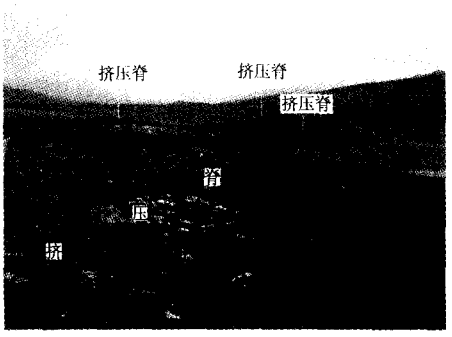
1. 西大滩典型挤压脊构造及探槽剖面特征

在西大滩谷地，发育2~3级河流阶地，沿源于南侧昆仑山主脊的水系分布；T_0是现代活动扇，由粗、细砾石组成；T_1为Ⅰ级河流阶地，高出现代河床1.4m左右，由细砾石层组成；T_2为Ⅱ级河流阶地，高出现代河床2.7m，由砂砾石层组成，上覆厚约0.7m的全新世黄褐色粉砂层。西大滩活动断裂（F_6）穿切并错断中晚更新世冰碛、冰水沉积及T_1、T_2阶地，被现代河口冲洪积物覆盖。沿西大滩活动断裂，发育串珠状斜列分布的挤压脊。绝大部分挤压脊呈椭圆形或长条状，规模不等，长轴走向290°~300°（表5-1），与断裂左旋走滑运动存在动力学成因联系（图5-2、5-3A~D，图版Ⅶ）；部分挤压脊发育于次级断层斜接复合部位。

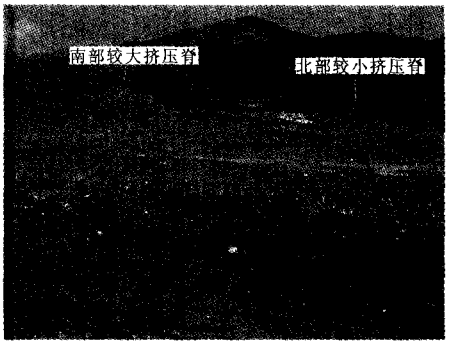
表5-1 西大滩断裂典型挤压脊构造特征一览表

Table 5-1 Features of typical pressure ridges along Xidatan strike-slip fault

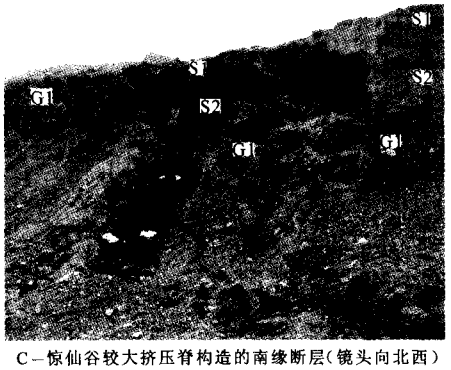
编号	位置	几何形态	地质特征	探槽编号
1	惊仙谷	北部挤压脊规模较大，长25m，宽10m，高2.1m；南部挤压脊规模较小，长轴走向约290°	挤压脊发育于惊仙谷沟口Ⅱ级阶地及北侧，西侧发育斜列分布的更大鼓包，鼓包之间发育小型拉分盆地；东侧为自惊仙谷流出的现代河谷（图5-3A-C）	河流横穿挤压脊长轴，形成天然剖面Tc_1，良好地揭露了地层组成、变形特征、鼓包结构和断裂产状（图5-3B、C）
2	西大滩	长15m，宽12m，高2m，长轴走向290°	挤压脊发育于惊仙谷东侧Q_2冰碛扇台地，砾石层发生显著背形褶皱变形	开挖探槽Tc_2，揭露挤压脊变形和断裂产状
3	西大滩	长7.2m，宽3.1m，高0.8m，长轴走向300°	挤压脊发育于泵站西南侧挡水凸起部位，中部发育断裂破碎带和洼陷	开挖探槽Tc_3，揭露挤压脊变形和构造特征
4	西大滩	长26.7m，宽18.2m，高1.8m，长轴走向290°	挤压脊发育于泵站西南侧Q_{2-3}洪积扇，中部发育断裂洼陷，两侧各发育1期挤压脊构造	垂直挤压脊长轴开挖探槽Tc_4，揭露第四系变形和断裂产状特征
5	西大滩	长64m，宽26m，高3.5m，长轴走向290°	挤压脊发育于泵站南侧Q_{2-3}台地，规模较大（图5-3D），中部发育断裂洼陷	开挖探槽Tc_5，揭露挤压脊及变形特征
6	东大滩	长33.4m，宽5m，高1.3m，长轴走向293°	挤压脊发育于Ⅰ级河流阶地，左旋错断冲沟8.7m；东侧发育串珠状鼓包群	垂直挤压脊开挖探槽Tc_6，揭露挤压脊结构
7	东大滩	长度大于120m，宽2~3m，高0.4m，长轴走向50°	属张扭性分支地震破裂，发育于Ⅱ级河流阶地；西侧发育长轴50°走向的堰塞塘，东侧发育串珠状鼓包群	垂直破裂开挖探槽Tc_7（图5-3G），揭露分支地震破裂与结构组成
8	东大滩	长22m，宽10m，高1.5m，长轴走向295°	挤压脊发育于洪积扇Ⅵ级阶地，西侧发育小型拉分盆地，东侧发育串珠状鼓包群，左旋错断冲沟18m	垂直挤压脊长轴开挖探槽Tc_8（图5-3F），揭露挤压脊内部结构
9	东大滩	长27m，宽6m，高0.8m，长轴走向298°	挤压脊发育于Ⅵ级河流阶地，沿轴部断层破碎带发育不均匀冻胀，产生构造裂缝和泉水；左旋错断冲沟4m	垂直挤压脊长轴开挖探槽Tc_9，揭露地层变形和断裂破碎带特征
10	东大滩	长110m，宽15.2m，高3.5m，长轴走向295°	挤压脊发育于Ⅵ级河流阶地，北侧形成高1.8m的断坎，在断坎北侧坡面发育另一期较小规模的斜列鼓包	在挤压脊的北部开挖探槽Tc_{10}揭露变形地层和断裂破碎带



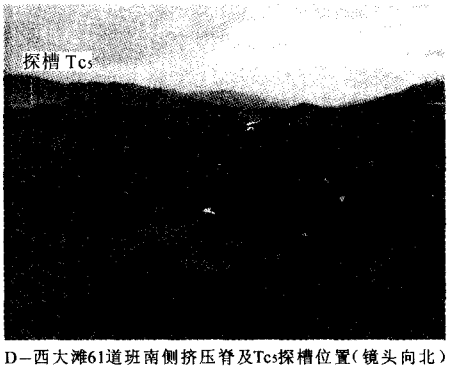
A－西大滩惊仙谷西侧斜列挤压脊（镜头向东）



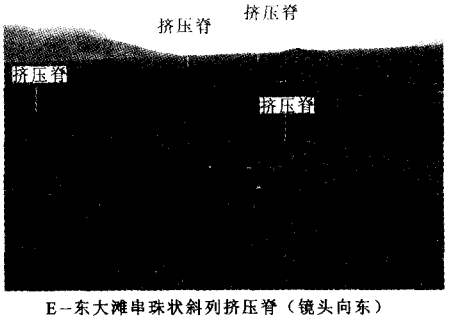
B－西大滩惊仙谷挤压脊及天然剖面（镜头向北西）



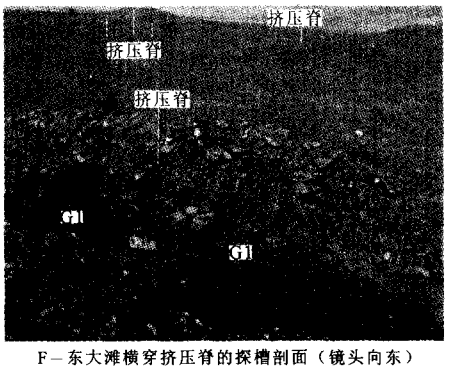
C－惊仙谷较大挤压脊构造的南缘断层（镜头向北西）



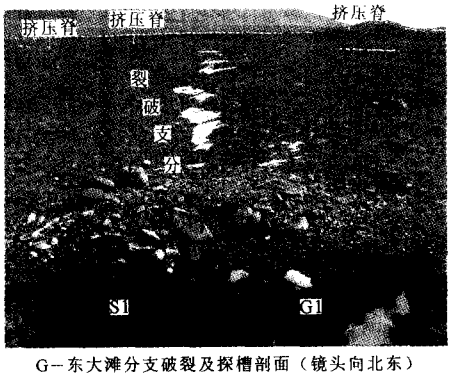
D－西大滩61道班南侧挤压脊及Tc5探槽位置（镜头向北）



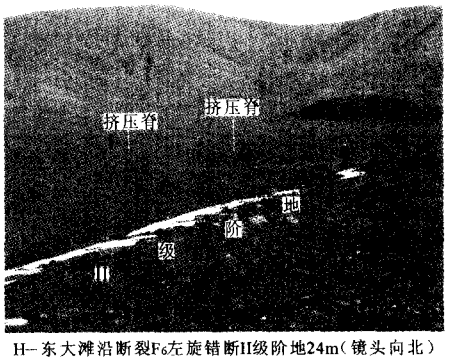
E－东大滩串珠状斜列挤压脊（镜头向东）



F－东大滩横穿挤压脊的探槽剖面（镜头向东）



G－东大滩分支破裂及探槽剖面（镜头向北东）



H－东大滩沿断裂F_6左旋错断II级阶地24m（镜头向北）

图 5－3　西大滩-东大滩盆地挤压脊构造特征

Figure 5－3　Photos of strike－slip fault and pressure ridges in Xidatan and Dongdatan valleys

西大滩挤压脊构造部分形成于由冲洪积砾石层组成的Ⅱ级河流阶地，如惊仙谷两侧Ⅱ级阶地发育的挤压脊构造，长轴走向约290°，长10~25m，宽6~12m，高约1.5~3.5m；部分形成于中晚更新世冰水沉积台地和挡水凸起部位，如60道班南侧和61道班西南侧的挤压脊构造（图5-2、5-3，图版Ⅶ）。对西大滩典型挤压脊构造，垂直挤压脊走向开挖探槽 Tc_1~Tc_5。

探槽 Tc_1：西大滩西段惊仙谷河流西岸Ⅱ级阶地，发育多个斜列挤压脊构造（图5-3A、B）。其中南、北2个挤压脊被现代河流穿切，形成天然剖面 Tc_1（图5-3B、5-4、5-5）。北部挤压脊规模较小，南部挤压脊规模较大，但2个挤压脊的结构和组成存在相似之处。剖面 Tc_1 北段揭露北部较小规模的挤压脊构造，剖面 Tc_1 南段揭露南部较大规模的挤压脊构造。

探槽 Tc_1 北段位于惊仙谷沟口近南北向河流西岸Ⅱ级阶地（T_2）北侧，为Ⅱ级河流陡坎的清理剖面，用于揭露惊仙谷西岸北部较小规模的挤压脊构造（图5-2、3B）。在探槽剖面方向，西大滩走滑断层倾角较大，约85°，显示自南向北的逆冲分量（图5-4）。断层上盘粗砾石层G1总体向南缓倾，但是在接近断层面的部位发生同步挠曲，指示南升北降的垂直运动。断裂破碎带砾石（G3）定向排列，砾石长轴与主断面近于平行，砾石发生碎裂和细砾化现象。断裂北盘主要由下部粗砾石层（G1）与上部黄褐色粉砂层（S2）组成，上覆地震崩积楔（G2）和含砾细砂层（S1）。崩积楔砾石成分和结构特征与砾石层（G1）类似，含砾粉砂层（S1）由黄褐色砂土与少量砾石混合组成。根据Ⅱ级阶地标志层（砾石层S1）的测量结果，说明断层两盘的垂直位移达1.8m，代表单次古地震的垂直位移（图5-4）。

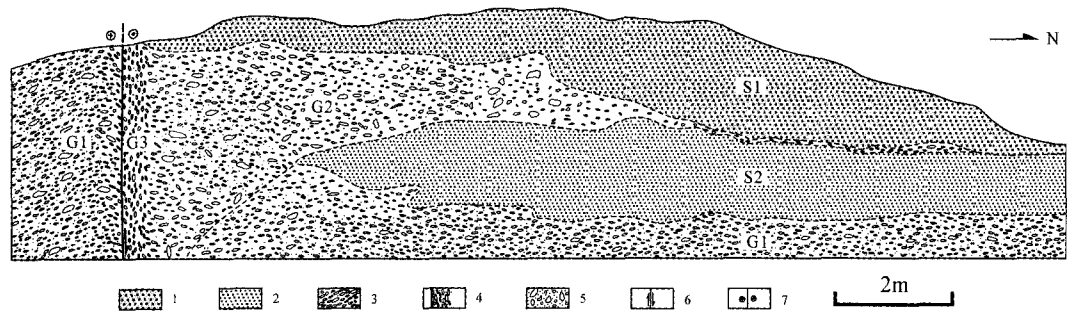


图5-4　西大滩惊仙谷北部挤压脊探槽剖面图

Figure 5-4　Trchen cross section of seismic relics in T_2 terrace along Jingxiangu valley across Xidatan basin

1—含砾粉砂；2—粉砂；3—粗砾石层；4—断层定向角砾；5—崩积楔；6—斜滑断层；7—左旋走滑断层

探槽 Tc_1 南段横穿南部较大规模挤压脊，剖面垂直挤压脊走向（图5-5）。挤压脊南缘发育张扭性断层破碎带，断层产状为330°∠60°，断层走向与挤压脊长轴近于平行；上盘砾石层（G1）下降1.2m，断层下盘砾石层（G1）总体向南缓倾。在断层破碎带，砾石层（G1）上覆的黄褐色粉砂（S2）显著加厚，具有地震崩积特征（图5-3C、5-5）。挤压脊主体位于张扭性断层破碎带北侧，核部主要由Ⅱ级阶地冲洪积成因砾石层（G1）组成；砾石层（G1）发生背形弯曲变形，形成背斜构造，顶部被含砾砂土层（S1）覆盖。在背斜两翼下部G1砾石层与顶部S1砂土层之间，发育黄褐色粉砂层（S2），属古地震期后的快速堆积。挤压脊背斜构造显著控制地表鼓包形态，构成比较典型的活褶皱构造（图5-5）。

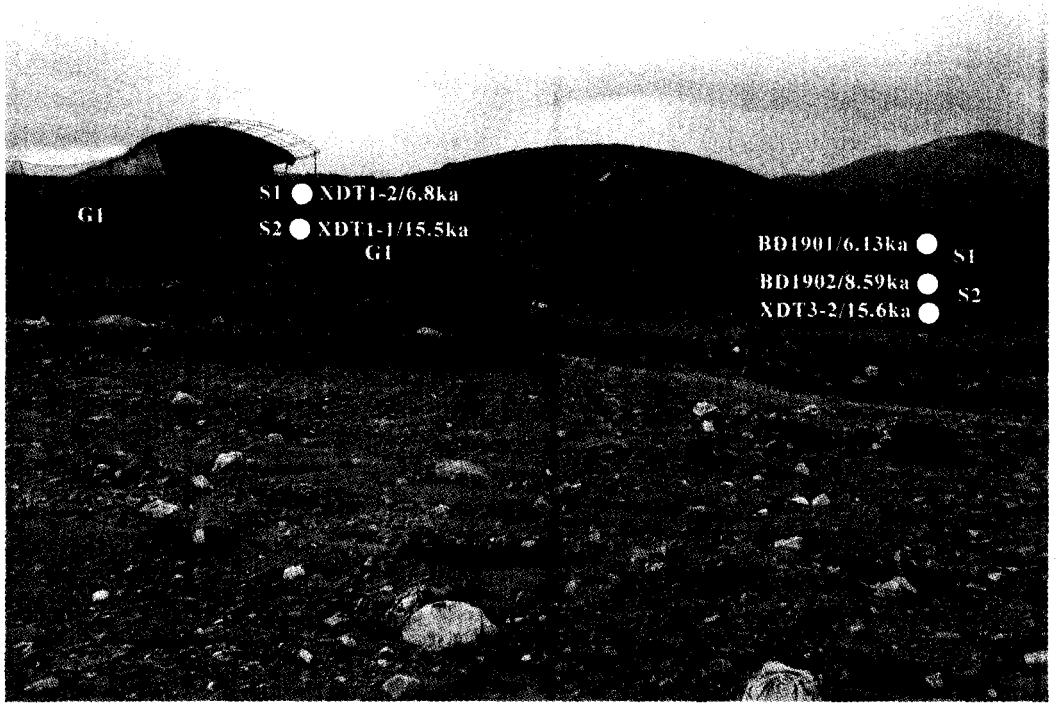


图 5－5　惊仙谷沟口河流西岸北部挤压脊的天然剖面特征

Figure 5－5　Cross section of larger pressure ridge in north side of west river bank

探槽 Tc_2：探槽（Tc_2）位于 Q_2冰水沉积台地上，探槽方向 50°，探槽素描如图 5－6。冰水台地上发育高 6～10m 的档水凸起，其上叠加长轴为 130°的挤压脊，鼓包长约 15m，宽约 12m，高约 2m。探槽 Tc_2 剖面垂直古挤压脊（图 5－2）。

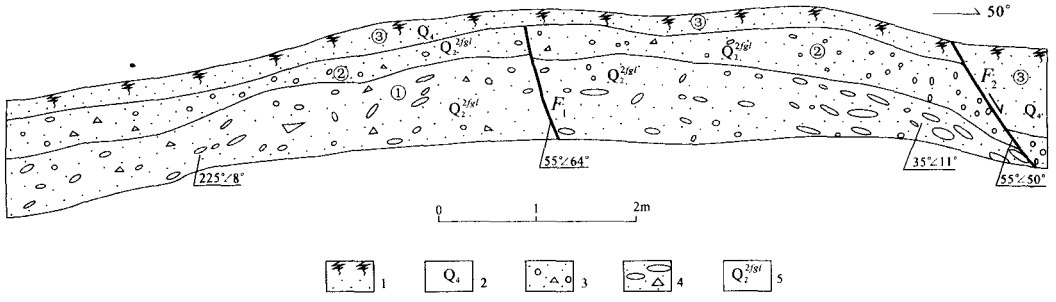


图 5－6　探槽 Tc_2 剖面素描图

Figure 5－6　Trench Tc_2 cross section across pressure ridge along Xidatan fault F_6 in south of No. 61 station of highway

1—腐殖土；2—全新世沉积；3—松散细砂砾石层；4—松散粗砂砾石层；5—中更新世冰水沉积

探槽剖面揭露出2期古地震事件：第一期为 F_1、F_2断层发生期，地震断层切割轻微褶皱变形的中更新世早期灰黄色冰水粗砾石层①和中更新世早期灰黄色细砾石层②，垂直错距比较小，并在层①、②和 F_1断层上堆积了全新世腐殖土层③；第二期为 F_2断层持续活动期，断层 F_2错动层②、③，垂直错距约0.7m。F_1产状为55°∠64°，F_2产状为55°∠50°。

探槽 Tc_3：探槽（Tc_3）位于 Q_2冰水沉积台地西侧 Q_4^1 洪积扇边缘，其中发育长轴为120°的挤压脊，鼓包长约7m，宽约3m，高约0.8m。Tc_3 剖面垂直鼓包，探槽方向180°，探槽素描如图5-7。探槽剖面揭露出两条倾向相向的斜滑正断层 F_1和 F_2，它们均错动了已褶皱变形的灰黄色细砂砾石层①和腐殖土层②，垂直错距约0.5m；在挤压脊顶部的张裂陷，充填有层②腐殖土楔状体。在该探槽北侧，现代河流冲沟被地震断层左旋错动约9m（图5-2）。

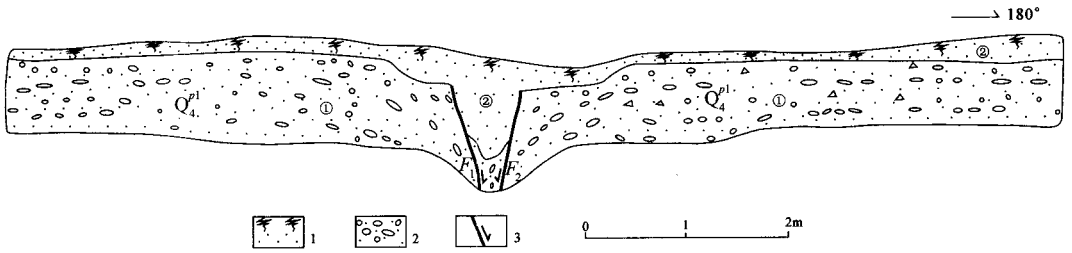


图5-7　六十一道班西南探槽 Tc_3 剖面素描图

Figure 5-7　Trench Tc_3 cross section across pressure ridge along Xidatan fault F_6 in south of No. 61 station of highway

1—腐殖土层；2—松散细砂砾石层；3—斜滑断层

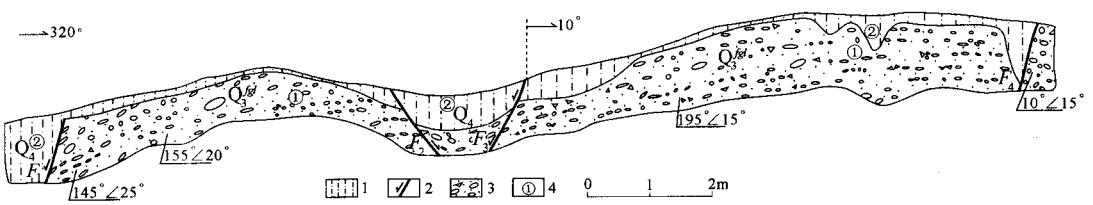


图5-8　六十一道班西南探槽 Tc_4 剖面素描图

Figure 5-8　Trench Tc_4 cross section across pressure ridge along Xidatan fault F_6 in south of No. 61 station of highway

1—含砂粘土层；2—斜滑断层；3—松散砂砾石层；4—沉积层位编号

探槽 Tc_4：探槽（Tc_4）位于 Q_3^{fgl} 冰水沉积扇上，扇体拔河0.5~2m。冰水沉积扇上雁列分布一系列大小不一、长轴为100°~120°的挤压脊，鼓包长3~27m，宽2~18m，高约0.4~2m。Tc_5 位于其中一个长约27m、宽约18m、高约2m的挤压脊上，探槽剖面垂直鼓包走向，探槽方向320°和10°，探槽素描如图5-8。

探槽（Tc_4）剖面揭露出两层不同时代沉积层，岩性特点如下：层①：晚更新世（Q_3^{fgl}）冰水沉积成因灰色砂砾石层，砾石层发生轻微背斜褶皱变形；层②：Q_4砂粘土层。

除揭露微褶皱砾石层外，探槽（Tc_4）还揭示4条次级断层；断层 F_1为主断层，倾向南，错动层①、②，垂直错距约1.2m；断层 F_2、F_3为走向50°次级张性裂陷的边界断层，

错动层①、②，垂直错距约0.2m；断层F_4控制砂土质构造楔的空间分布（图5-8）。

探槽Tc_5：探槽（Tc_5）位于Q_2冰水台地上，台地拔河5~8m。冰水台地发育高约6~8m的档水凸起，其上叠加一系列大小不一的长轴为110°~130°的古挤压脊。探槽（Tc_5）开挖于切割挡水凸起的冲沟沟壁处，垂直挡水凸起，探槽方向135°，探槽素描如图5-9。探槽剖面揭露出4层不同特点的岩性层，分别为：

层①：Q_2^{fgl}灰色粗砾石层，砾石层发生背斜褶皱变形。

层②：Q_2^{fgl}灰色粗砂砾石层，砾石层发生不同向斜褶皱变形。

层③：Q_4灰黄色坡积砾石层，属断层楔状崩积物。

层④：Q_4灰黄色含砾砂土层。

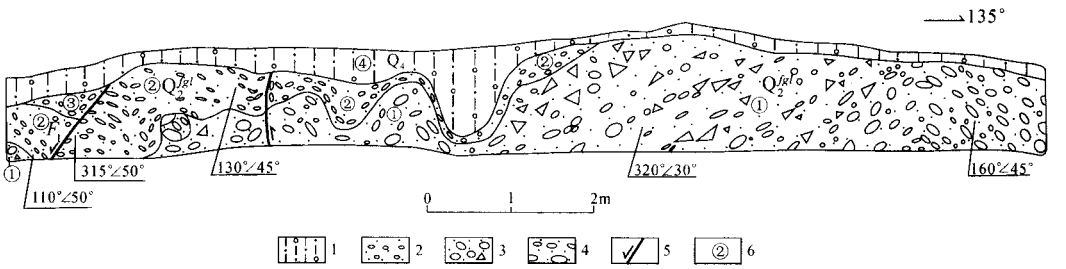


图5-9　六十一道班南侧探槽（Tc_5）素描图

Figure 5-9　Trench Tc5 cross section across pressure ridge along Xidatan fault F_6 in south of No. 61 station of highway

1—含砾砂土；2—细砂砾石层；3—粗砂砾石层；4—粗砾石层；5—斜滑断层；6—层位编号

探槽（Tc_5）剖面除揭露出砾石层褶皱变形外，还揭露出两条次级活动断层F_1和F_2；其中F_1为斜滑正断层，断层产状315°∠50°，断层错动层①、②，垂直错距约0.5m，在断层F_1上方形成楔状崩积物。断层F_2为斜冲逆断层，错动层①、②，断面近直立，断层内砾石近直立排列，断层两侧砾石层有牵引现象，垂直错距比较小。

2. 东大滩典型挤压脊构造及探槽剖面特征

东大滩盆地处于昆仑河上游地区。在昆仑河上游不同支流，发育级数、期次、高度都不尽相同的河流阶地。东大滩西段地貌阶地发育比较完善，包括6~8级河流阶地（图5-10），主要由不同时期的冰水洪积扇组成；其中T_0是现代活动扇，T_1'是Ⅰ级阶地上被河流洪水期冲刷过的地貌面；T_1为Ⅰ级河流阶地，高出现代河床1.7m；T_2为Ⅱ级河流阶地，高出Ⅰ级河流阶地2.5m；T_3为Ⅲ级河流阶地，高出Ⅱ级河流阶地1.3m；T_4为Ⅳ级河流阶地，高出Ⅲ级河流阶地1.7m；T_5为Ⅴ级河流阶地，高出Ⅳ级河流阶地3.0m。阶地T_1'、T_1、T_2、T_6比较稳定、分布较广，而阶地T_3、T_4、T_5分布范围相对较小（图5-10）。由于河流侵蚀和断裂切割改造，同一河流不同部位的阶地级数和高度也存在一定差异。

东大滩挤压脊构造沿走滑活动断裂F_6呈串珠状斜列、线性分布于T_1'、T_1、T_2、T_3、T_6阶地；挤压脊走向比较稳定，长轴走向为293°~295°；但规模不等，长数米至百余米，高0.8~3.5m（表5-1、图5-3E~H）。对东大滩典型挤压脊构造，垂直挤压脊走向开挖探槽Tc_6—Tc_{10}，揭露挤压脊构造的结构、组成、断裂、变形等地质特征；探槽位置和编号如图5-10。

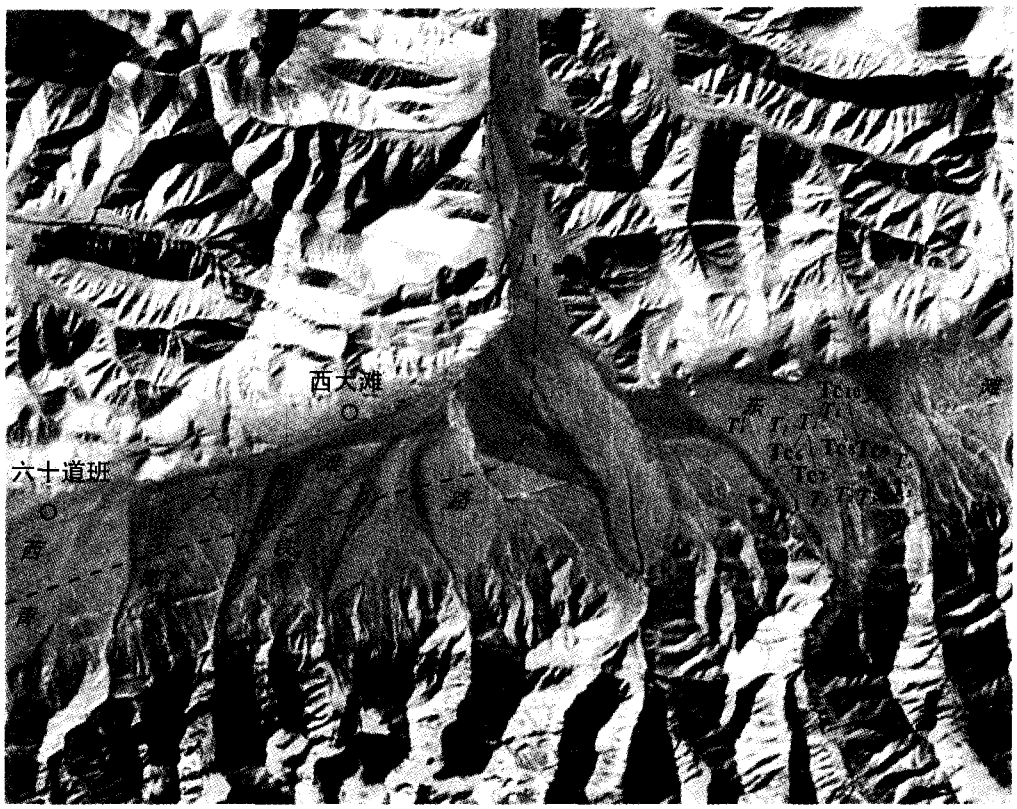


图 5－10　东大滩挤压脊构造及探槽位置分布图

Figure 5－10　Map of Dongdatan pressure ridges within Xidatan strike－slip fault and trenche positions

（T_0—T_6表示阶地，Tc_6～Tc_{10}表示探槽位置）

探槽 Tc_6：在探槽（Tc_6）开挖地点，Ⅰ级阶地断层通过处没有明显的地貌显示，仅表现为南升北降微量垂直位移。在探槽（Tc7）剖面，砾石层变形表现与Ⅱ级阶地砾石相同，牵引现象明显，砾石层（G1）垂直位移0.5m左右。变形砾石（G1）、黄褐色粉砂质粘土（S2）和断层均被含细砾的细-粉砂层（S1）覆盖（图5－11）。根据断层地貌及变形特征分析，认为TC_{10}所揭露的断层代表最晚一次大地震破裂，这次破裂无疑应发生在Ⅰ级阶地（T_1）形成之后、全新世晚期大洪水（T_0）漫延之前。

探槽 Tc_7：探槽（Tc_7）开挖于Ⅱ级阶地西部，垂直北东向分支地震破裂布置。分支破裂穿切Ⅱ级阶地，斜交西大滩走滑断裂和挤压脊（图5－3G），地貌上表现为北东走向的小型凹槽。分支破裂向北东延伸到东西向走滑断裂的小型拉分盆地后消失，向西切割T_2/T_1阶地坎后进入Ⅰ级阶地，延伸数米后被全新世晚期大洪水（T_0）冲积砾石和砂层所覆盖。

探槽（Tc_7）揭露的断层具有正断层性质，发现向北西倾斜的正断层将Ⅱ级阶地的砾石层（G1）垂直位移约0.5m；断层下盘靠近断层的砾石长轴重新定向，与断层面近于平行，显示断层的正断运动特征；在断层上盘形成楔形地震崩塌堆积，形成地震楔（图5－12）。断层、地震崩积楔及两侧砾石层（G1）均被含砾石的粉砂质粘土（S1）所覆盖。

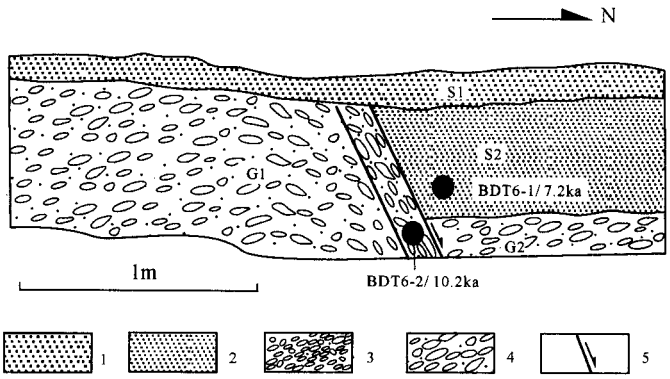


图 5－11　东大滩Ⅰ级阶地北东向断层探槽（Tc_6）剖面图

Figure 5－11　Trench Tc_6 cross section across Dongdatan pressure ridge within Xidatan strike-slip fault

1—细砂；2—粉砂粘土；3—细砾石；4—粗砾石；5—断层

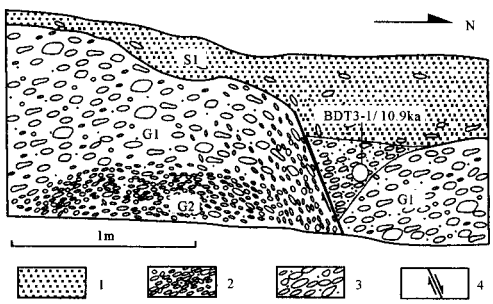


图 5－12　东大滩Ⅱ级阶地北东向断层探槽（Tc_7）剖面图

Fig 5－12　Trench Tc_7 cross section across Dongdatan pressure ridge within Xidatan strike-slip fault

1—粉砂质粘土；2—细砾石；3—粗砾石；4—断层

探槽 Tc_8：探槽（Tc_8）位于 T_3/T_6阶地东侧 225m，揭露东大滩洪积扇 T_6阶地发育的挤压脊构造。探槽（Tc_8）剖面显示，洪积扇上部粗砾石层（G1）呈背形弯曲，上覆含砾粉砂质粘土层（S1），顶部覆盖土壤层（S1'）（图 5－13）。在探槽剖面（Tc_8）未发现明显断裂面，但揭露出 T_6阶地 G1 砾石层的背斜褶皱及形变特征，背斜变形控制挤压脊地貌形态，属比较典型的地表活褶皱。

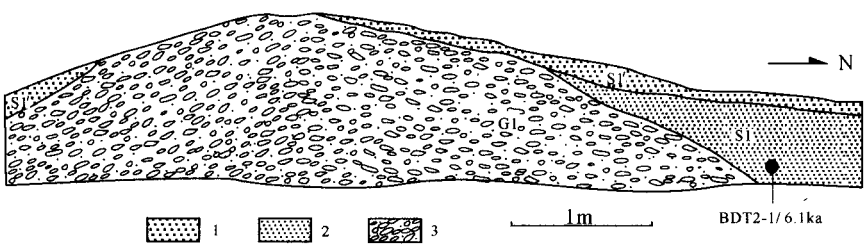


图 5－13　东大滩洪积扇挤压脊探槽 Tc_8 剖面图

Figure 5－13　Trench Tc_8 cross section across the Dongdatan pressure ridge in flvial terrace

1—土壤层；2—含砾粉砂质粘土；3—粗砾石层

探槽 Tc_9： 探槽（Tc_9）位于 T_6阶地，揭露挤压脊结构组成和构造特征。通过开挖探槽（Tc_9），发现断层纵向穿切挤压脊核部，断层产状为 345°∠76°。沿断层破碎带发育由砾石组成的地震崩积楔或地震楔；断层下盘为冲洪积砾石层（G1）；断层上盘发育含砾砂土层（S1），覆盖在断层破碎带和 G1 砾石层之上。探槽揭露的断层破碎带富含地下水，冬季发生不均匀冻胀，形成沿断层分布的构造裂缝；局部发育上涌泉水，夏季形成沼泽草地，冬季形成地表薄冰层（图 5－14）。

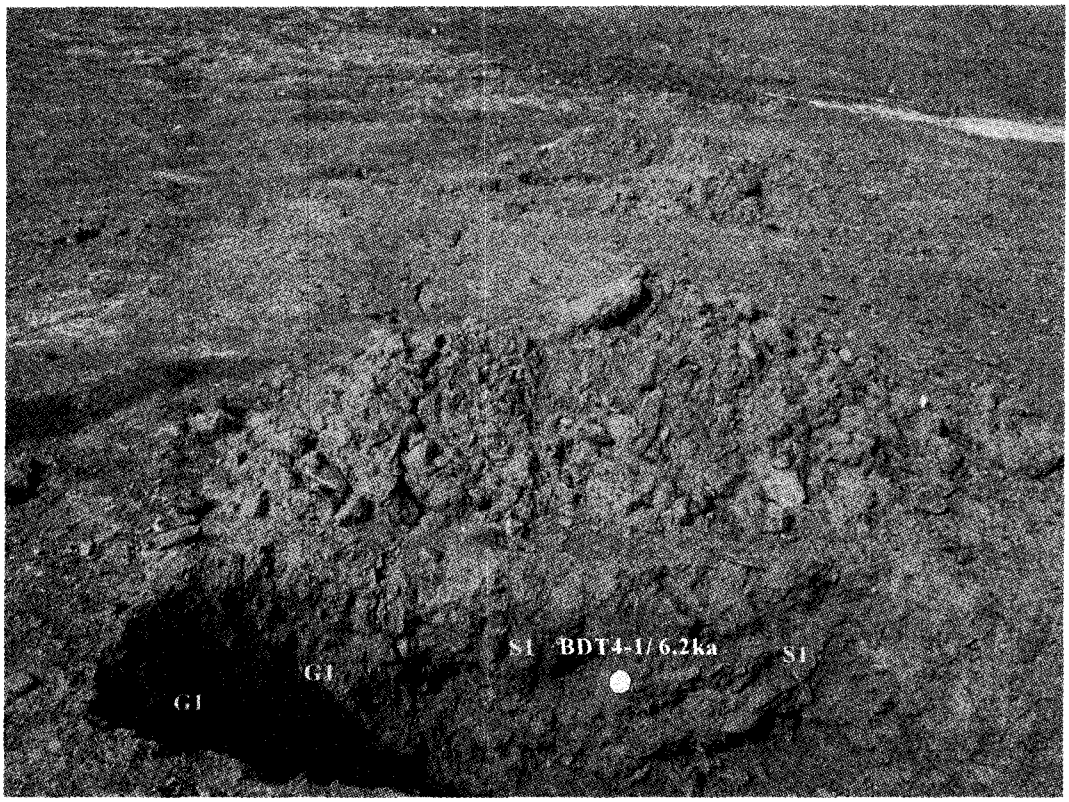


图 5－14　东大滩挤压脊探槽 Tc_9 剖面图

Figure 5－14　Trench Tc_9 cross section across the Dongdatan pressure ridge within Xidatan strike-slip fault

（镜头向西）

探槽 Tc_{10}： 探槽（Tc_{10}）位于 T_6/T_2阶地坎东 345m 挤压脊北侧，地貌上表现为东西向断层陡坎。探槽揭露出具有自南向北逆冲分量的断层，断层上盘粗砾石层 G1、G3 和 G5 和细砾石层 G2 及 G4 在接近断裂带时均发生挠曲；断裂破碎带砾石定向排列，与主断面小角度相交，并以细砾石和砂土的混合物为主（G6）。洪积扇砾石层（G1～G6）向北逆冲于洪积扇顶部粉砂质粘土层（S2）之上，形成由粗细砾石混杂组成的地震楔（G7），覆于 S2 之上；断层最小垂直位移 1.2m，应代表单次地震垂直位移；但单次地震位移明显小于地貌所反映的多次同震位移的累计位移量 3.11m，说明断层发生过多次古地震事件，具有重复发生大震的活动习性。顶部土壤层（S1）覆盖于断层破碎带、地震楔及 G1、S2

层位之上（图5－15）。

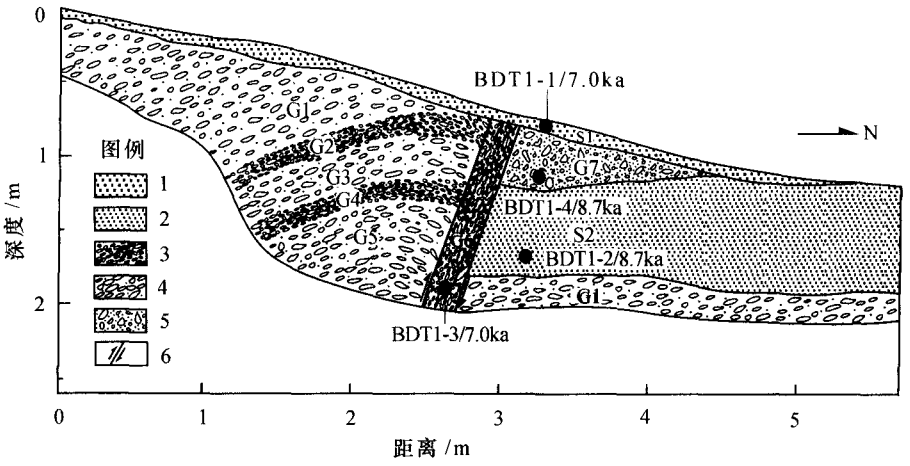


图 5－15　东大滩洪积扇 T_6 阶地挤压脊北侧探槽 Tc_{10} 剖面图

Figure 5－15　Trench Tc_{10} cross section across Dongdatan pressure ridge in fluvial terrace T_6

1—土壤层；2—黄褐色粉砂质粘土；3—细砾石层；4—粗砾石层；5—地震楔；6—断层

3. 挤压脊期次与断层活动时代

西大滩-东大滩盆地沿走滑断裂（F_6）线性分布的挤压脊构造（图版Ⅶ），根据空间配置和叠加关系，可以划分为2～4期。如西大滩西段惊仙谷沟口河流西岸，发育至少2期挤压脊构造，每期形成的挤压脊构造都呈串珠状斜列和线性分布（图5－3A、B）；南部挤压脊构造规模较大，伴生张扭性分支破裂和走滑主断裂都错断砾石层（G1）和黄褐色砂土层（S2），但没有穿切表层含砾石砂土层（S1），说明其形成时代晚于S2沉积时代、早于S1沉积时代（图5－5）；南部挤压脊构造规模较小，但显著控制含砾石砂土层（S1）的沉积厚度（图5－4），反映走滑断裂活动与挤压脊构造晚于S1沉积时代。西大滩61道班南侧挤压脊构造至少形成于2个不同时期，晚期挤压脊叠加于早期挤压脊之上，在地表形成双峰地貌特征（图5－3D），在剖面方向产生2期背斜褶皱变形（图5－8）或晚期变形构造对早期背斜构造的强烈改造（图5－9）。探槽 Tc_4（图5－8）揭露的北部挤压脊形成时代较晚，相关断裂穿切相当于层位S1的地表沉积层②，南部挤压脊被地表沉积层②覆盖，形成时代较晚。探槽 Tc_5（图5－8）揭露的南部挤压脊形态比较完整，形成时代较晚，而北部挤压脊被晚期断层强烈改造，形成时代较早；但南、北挤压脊均被表层相当于层位S1的沉积地层④覆盖，说明它们的形成时代都早于地层S1的沉积时代。东大滩Ⅱ级（T_2）和Ⅵ级（T_6）洪积阶地沿走滑断裂（F_6）自南向北发育3～4期（列）挤压脊构造（图5－3E、F）；南部斜列挤压脊规模较大，单个挤压脊呈长条状，长达数十米—百余米；向北紧邻串珠状斜列分布的较小规模的挤压脊构造，再向北则为2列由短轴状挤压脊线性分布组成的地表变形带，单个挤压脊长长十余米至数十米，部分挤压脊高度较大。东大滩谷地4列挤压脊的形态特征和空间位置存在显著差异，应形成于4个不同的构造活动时期。

西大滩-东大滩盆地的挤压脊与古地震存在密切关系，都是西大滩断裂走滑运动的标

志和产物。大部分挤压脊都与地震主破裂（走滑断裂）紧密伴生（图5－4～5－9、5－11～5－15），部分挤压脊伴生的部分地震破裂为张扭性分支断层（图5－5、5－12）。部分挤压脊的探槽剖面揭露出沿地震破裂发育的地震崩积楔，如探槽 Tc_1 剖面的砾石层 G2（图5－4、5－5）、探槽 Tc_{10} 剖面的砾石层 G7 和探槽 Tc7 断层上盘的崩积楔（图5－12）。在东大滩谷地，轴向北西西的挤压脊、北东向张扭性地震破裂与小型拉分盆地常相间分布，呈现出良好的空间配置关系（图5－10）。西大滩走滑断裂及其中很多挤压脊构造对水系、冲沟、洪积阶地具有显著的左旋错断效应，左旋位移呈现出9m的倍数关系（9m、18m、27m）（图5－16、5－17，图版Ⅶ、Ⅷ），部分冲沟左旋位移为4m或 $n\times9m+4m$（图5－1、5－3H），说明西大滩走滑断裂（F_6）特征地震（同震位移9m）至少复发3次（累积地震位移为3×9m），尚叠加1次同震位移4m的古地震。西大滩-东大滩盆地的4期古地震事件与4期（列）挤压脊构造呈现出良好的对应关系，其中同震位移4m的古地震可能对应于东大滩较小规模的斜列挤压脊构造。



图5－16　西大滩60道班南侧断裂 F_6 左旋错动冲沟27m

Figure 5－16　27m stream offset in Xidatan valley along F_6

在探槽剖面，对典型挤压脊的不同层位，取砂土样品，分别进行编号，避光保存，送实验室进行热释光与光释光测年，将探槽剖面、取样层位与测年结果详列于表5－2。分析表5－2年龄资料，发现西大滩惊仙谷挤压脊表层含砾砂土层（S1）BD1901样品热释

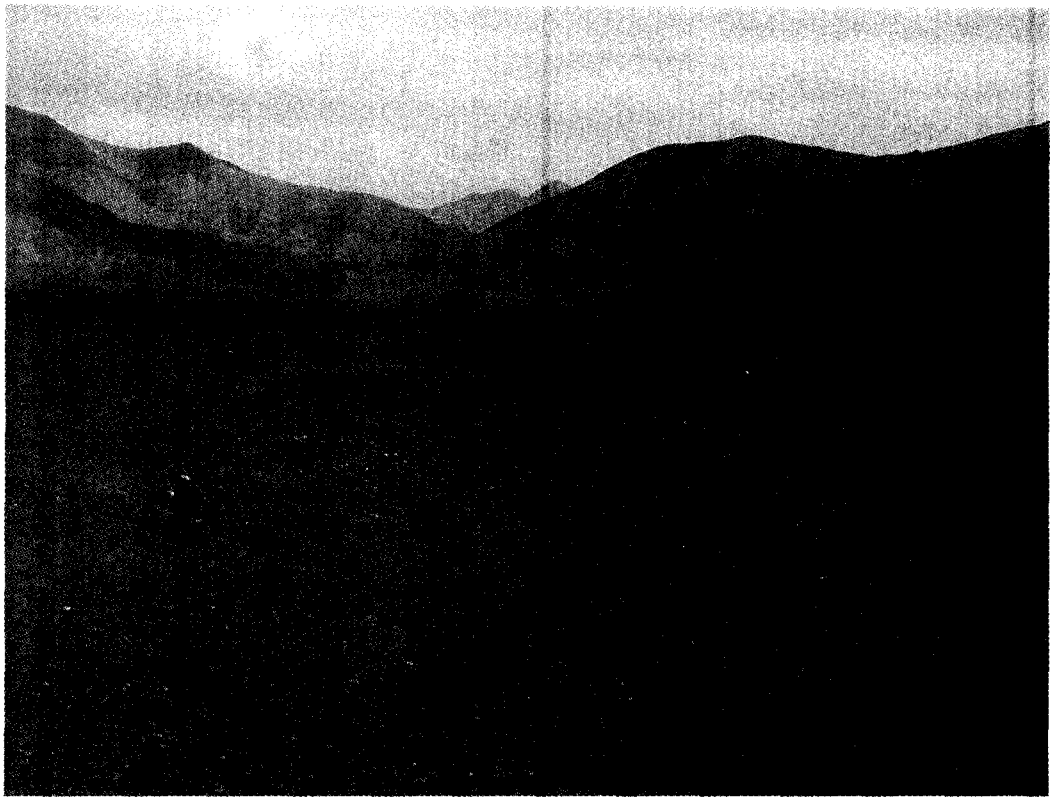


图 5－17　东大滩谷地断裂 F_6 左旋错动冲沟 18m

Figure 5－17　18m stream offset in Dongdatan valley along F_6

光年龄为 6.13kaB. P.、样品 XDT1－2 光释光年龄为 6.8 ±0.8 kaB. P.（图 5－5），东大滩Ⅵ级洪积阶地探槽 Tc_9 揭露断层上盘含砾砂土层（S1）DDT1－1 样品年龄为 6.2kaB. P.（图 5－14），探槽 Tc_8 揭露挤压脊含砾砂土层（S1）DDT2－1 样品年龄为 6.1kaB. P.（图 5－13），而且这些较小规模斜列挤压脊的伴生断层均显著穿切含砾砂土层（S1）（图 5－4、5－14），说明西大滩走滑断裂较小规模挤压脊构造及相关古地震事件（同震位移 4m）的时代约为 6.1kaB. P.。东大滩Ⅵ级洪积阶地探槽 Tc_{10} 揭露的南部较大规模挤压脊上覆土壤层下部砂土样品 DDT1－1 年龄为 7.0kaB. P.，与断层破碎带砂土样品 DDT1－3 年龄（7.0kaB. P.）相同（图 5－15），与东大探Ⅰ级阶地探槽 Tc_6 揭露的 S2 层位砂土样品 DDT6－1 年龄（7.2kaB. P.）非常相近，反映相关挤压脊、伴生断裂及相关古地震的时代约为 7.0kaB. P.。东大滩谷地探槽 Tc_{10} 揭露挤压脊北侧断层下盘崩积楔（G7）样品 DDT1－4 及下伏粉砂质粘土层（S2）样品 DDT1－2 年龄均为 8.7kaB. P.（图 5－15），与西大滩惊仙谷北部挤压脊北侧黄褐色粉砂层（S2）样品 BD1902 热释光年龄 8.59kaB. P. 相近，反映沿西大滩活动断裂（F_6）8.6～8.7kaB. P. 曾发生 1 次强烈古地震事件。东大滩Ⅱ级阶地垂直分支张扭性地震破裂开挖的探槽（Tc_7）揭露崩积楔样品 DDT3－1 的年龄（10.9kaB. P.）（图 5－12）与Ⅰ级阶地探槽（Tc_6）揭露断层角砾岩 DDT6－2 样品的年龄（10.2kaB. P.）（图 5－11）基本相同，反映沿西大滩走滑断裂在约 10.0kaB. P. 曾发生 1 期强烈古地震事件。惊仙谷挤压脊 T_2 阶地砾石层（G1）上覆黄褐色粉砂层（S2）底部样

品 XDT1 -1 与 XDT3 -1 的光释光年龄分别为 15.1kaB. P. 和 15.6kaB. P.，反映 G1 砾石层与 T_2 阶地的形成时代≥15.6kaB. P.。

表 5-2 西大滩—东大滩盆地走滑断裂带挤压脊构造年代学测试分析一览表

Table 5-2 List of ages of pressure ridges within strike-slip fault of Xidatan-Dongdatan basin

样品编号	剖面位置	取样层位	测年方法	年龄（ka B. P.）	备注
BD1901	惊仙谷 Tc_1	S1	热释光	6.13 ±0.52	图 5-5
BD1902	惊仙谷 Tc_1	S2	热释光	8.59 ±0.75	图 5-5
XDT1 -1	惊仙谷 Tc_1	S2 底部	光释光	15.5 ±1.8	图 5-5
XDT1 -2	惊仙谷 Tc_1	S1	光释光	6.8 ±0.8	图 5-5
XDT3 -2	惊仙谷 Tc_1	S2 底部	光释光	15.6 ±1.8	图 5-5
DDT6 -1	东大滩 Tc_6	S2	光释光	7.2 ±0.8	图 5-11
DDT6 -2	东大滩 Tc_6	G1	光释光	10.2 ±0.9	图 5-11
DDT3 -1	东大滩 Tc_7	地震崩积楔	光释光	10.9 ±0.9	图 5-12
DDT2 -1	东大滩 Tc_8	S2	光释光	6.1 ±0.6	图 5-13
DDT4 -1	东大滩 Tc_9	S1	光释光	6.2 ±0.7	图 5-14
DDT1 -1	东大滩 Tc_{10}	S1	光释光	7.0 ±0.8	图 5-15
DDT1 -2	东大滩 Tc_{10}	S2	光释光	8.7 ±0.9	图 5-15
DDT1 -3	东大滩 Tc_{10}	断层泥	光释光	7.0 ±0.8	图 5-15
DDT1 -4	东大滩 Tc_{10}	地震崩积楔	光释光	8.7 ±0.6	图 5-15

4. 断层走滑速率与古地震周期

综合分析东大滩与西大滩挤压脊探槽揭露不同层位样品的热释光、光释光测年结果（表 5-2）及相关野外观测资料（表 5-1，图 5-1、5-2、5-3、5-10，图版Ⅶ），认为西大滩-东大滩盆地沿走滑断裂（F_6）全新世发生过 4 期古地震事件，形成 4 期串珠状斜列挤压脊构造，时代分别为 10.0kaB. P.、8.6 ~ 8.7kaB. P.、7.0kaB. P.、6.1kaB. P.。晚期（6.1kaB. P.）形成的挤压脊构造规模相对较小，同震位移约 4m；早期（10.0kaB. P.、8.6 ~ 8.7kaB. P.、7.0kaB. P.）形成的挤压脊构造规模较大，同震位移约为 9m。根据这些资料，进一步估算西大滩断裂全新世不同时期的走滑运动速率，得出 10.0 ~ 8.7kaB. P.、8.6 ~ 7.0kaB. P.、7.0 ~ 6.1kaB. P. 的平均左旋走滑运动速率分别为 6.9mm/a、5.6mm/a、4.4mm/a。西大滩—东大滩盆地全新世同震位移 9m 的大震间隔约为 1300 ~ 1600 年，同震位移 4m 的地震间隔约为 900 年。相关资料还表明，东大滩谷地与西大滩谷地全新世晚期（≤5kaB. P.）未发生 7.5 ~ 8 级强烈地震，4 期强烈古地震事件均发生在全新世早期（≤6 ~ 10 kaB. P.）。

这些测试分析结果与 Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）发表的相关数据存在较大差别。Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）通过洪积扇表面试映砾石的宇宙核素（cosmogenic nuclides）^{26}Al、^{10}Be 测年，得出东大滩洪积扇 T_1、T_2、T_3 阶地的平均时代分别为 1778 ±388aB. P.、2914 ±471aB. P.、5106 ±290aB. P.，根据阶地位错和平均年龄估算西大滩断裂（F_6）全新世晚期左旋走滑运动速率为 9.8 ±2.5 ~ 13.5 ±4.6mm/a，平均

为12.1±2.6mm/a；估算全新世晚期西大滩断裂7.5级地震（同震位移4.4±0.4m）的重复周期约为420年，8级强震（同震位移10±2m）的复发周期为850年。

尽管热释光、光释光测年与宇宙核素测年方法之间存在系统误差，但它们都是成熟的第四纪年代学测试分析方法，不同方法之间给出的年龄差异不可能达数千年之大。Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）提供的年龄随阶地高度增大而增加，阶地越老，年龄越大。但T_1、T_2、T_3阶地的宇宙核素年龄明显比青藏高原第四纪地质对比观测和其它方法测年得出的同级阶地时代偏年轻（表2-8）。根据不同部位样品的光释光测年资料，东大滩和西大滩Ⅰ级阶地（T_1）形成时代应为全新世（≤6.1kaB.P.）（图5-11、5-12），Ⅱ级阶地（T_2）形成时代应为晚更新世晚期（≥15.6kaB.P.），测年资料与第四纪地质对比观测资料（图5-2）基本符合。应该指出，在野外编录过程中，由于阶地砾石层不容易区分，因此将东大滩T_1、T_2、T_3、T_6阶地顶部砾石层都表示为G1，但不同阶地砾石层G1的形成时代应该存在显著差别；阶地越高，堆积的砾石层年龄越大。但在东大滩和西大滩不同阶地不同时代砾石层顶部，都覆盖有全新世早期（6~8.7kaB.P.）砂土（S2）或含砾砂土（S1）堆积，这样的黄褐色粉砂和粘土化合物可能属风成砂土，形成于全新世大暖期（6~9kaB.P.），在青藏高原北部广泛分布，成为地下水循环通道的重要隔水层。Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）用于测年的石英质砾石取自地表含砾砂土（S1）或土壤层（S1'）的不同部位，可能代表地表S1不同层位砾石的暴露年龄，而不代表阶地的形成年龄。另外，东大滩和西大滩的4期（列）挤压脊在不同高度的T_2和T_6阶地都同样发育，挤压脊期次和同震位移的倍数关系并不随阶地高度或年龄而发生显著变化（图5-1、5-2、5-10），说明4期古地震、地表破裂及挤压脊变形的时代应晚于Ⅱ级（T_2）阶地的形成时代，这些事实都与Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）的观测资料不甚符合。

根据热释光、光释光测年与水系、阶地位移估算得出西大滩断裂全新世左旋走滑运动速率6.9~4.4mm/a与GPS观测得出昆仑山断裂走滑速率6mm/a（Chen et al.，2000）或7.8mm/a（张培震等，2001，2002）比较接近，小于Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）估算的全新世晚期平均走滑速率12.1±2.6mm/a和Kidd et al.（1990）估算的第四纪平均滑动速率10~20mm/a。西大滩断裂全新世早期自10.0~8.7kaB.P.→8.6~7.0kaB.P.→7.0~6.1kaB.P.走滑速率发生自6.9mm/a→5.6mm/a→4.4mm/a的逐步减小趋势也与现今西大滩断裂活动性相对较弱、百余年内未记录到6级以上地震的事实相吻合。全新世中晚期以来西大滩断裂的构造活动性逐步减弱，在昆仑山活动断裂系退居为次要地位；而南侧昆仑山口（库赛湖）断裂（F_7）构造活动性逐步增强，成为昆仑山断裂系主要活动断裂，并于2001年11月14日发生8.1级强烈地震。这些事实与Van Der Woerd et al.（1998，2000，2002）提出的西大滩断裂全新世晚期（≤5106~1778aB.P.）发生多期强烈古地震事件、最近1期强烈地震事件发生于278±87a的认识不甚符合。

二、昆仑山8.1级地震的地表破裂与同震位移

位于西大滩盆南的库赛湖断裂（F_7）从昆仑山南缘呈北西西向穿越青藏公路和青藏铁路，区域延伸达数百公里，第四纪期间发生大幅度左旋走滑运动，是昆仑山活动断裂系

的重要组成部分，与西大滩断裂呈斜接复合关系。2001 年 11 月 14 日，沿昆仑山南缘南库赛湖断裂发生 8.1 级强烈地震，称为昆仑山 8.1 级地震或昆仑山口西 8.1 级地震。目前对昆仑山地震的震中位置尚存在不同认识，地震地质学家通过野外调查认为昆仑山 8.1 级地震宏观震中位于库赛湖附近，而地震地球物理学家基于仪器记录确定昆仑山 8.1 级地震的震中位于布喀达坂峰附近。昆仑山 8.1 级强烈地震引起的地表破裂延伸达 350～426km（中国地震局，2003；Lin Aiming 等，2002）。昆仑山 8.1 级地震的地表破裂不仅错动断裂沿线各种地质－地貌体，而且破坏青藏公路、通讯光缆和青藏铁路施工便道等工程设施（图 5－18），受到社会各界和国内外地质学家的广泛关注。

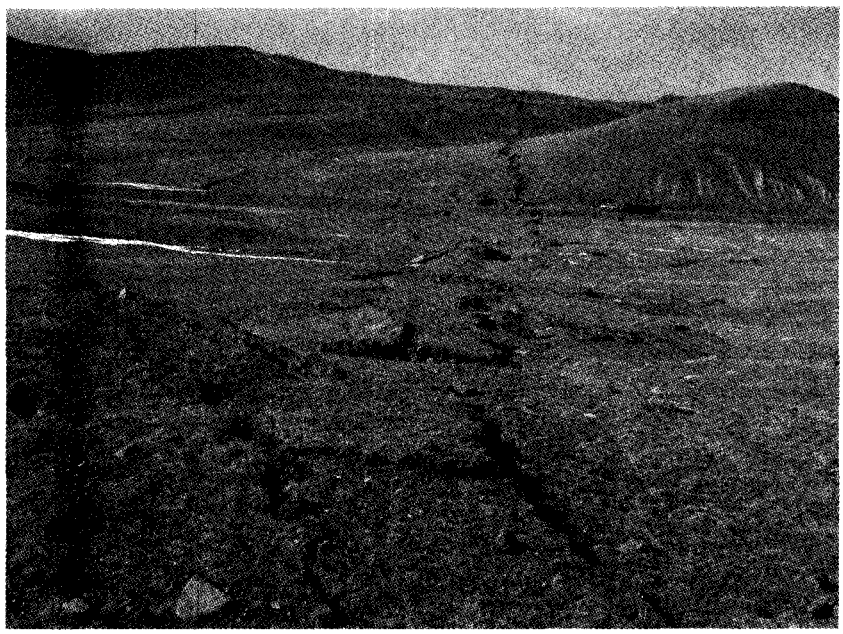


图 5－18　昆仑山 8.1 级地震产生的地表破裂

Figure 5－18　Surface fractures caused by the Ms 8.1 Kunlun Earthquake

（镜头向西）

在 2001 年 11 月对昆仑山 8.1 级地震进行 2 次野外考察基础上，2002 年 1～2 月和 2002 年 6 月对青藏公路、青藏铁路两侧完成 1∶2000 比例尺的地质-地貌填图，2003 年 7～8 月尚沿青藏铁路、青藏公路进行路线地质观测，对青藏公路、青藏铁路及邻区由于昆仑山 8.1 级地震产生地表破裂的几何特征及工程危害进行了比较系统的观测，取得昆仑山 8.1 级地震前后丰富的现场调查、野外勘测和对比观测资料。

昆仑山 8.1 级地震在青藏公路、青藏铁路两侧产生的地表破裂主要由走向 105°的主剪切破裂、走向约 70°的张扭性分支破裂和走向约 120°的地震鼓包呈雁列式交错分布构成（图 5－18、5－19）；局部地段地震鼓包和张扭性分支破裂明显减少，取而代之的是走向为 105°的左旋剪切主破裂面。在公路西侧，地震地表破裂以地震鼓包和张扭性分支破裂交错雁列分布为特征，地震鼓包与张扭性分支破裂的规模基本相当；公路东侧，整体上也是以地震鼓包和张扭性分支破裂交错雁列分布为特征，但张扭性分支破裂的规模远大于公

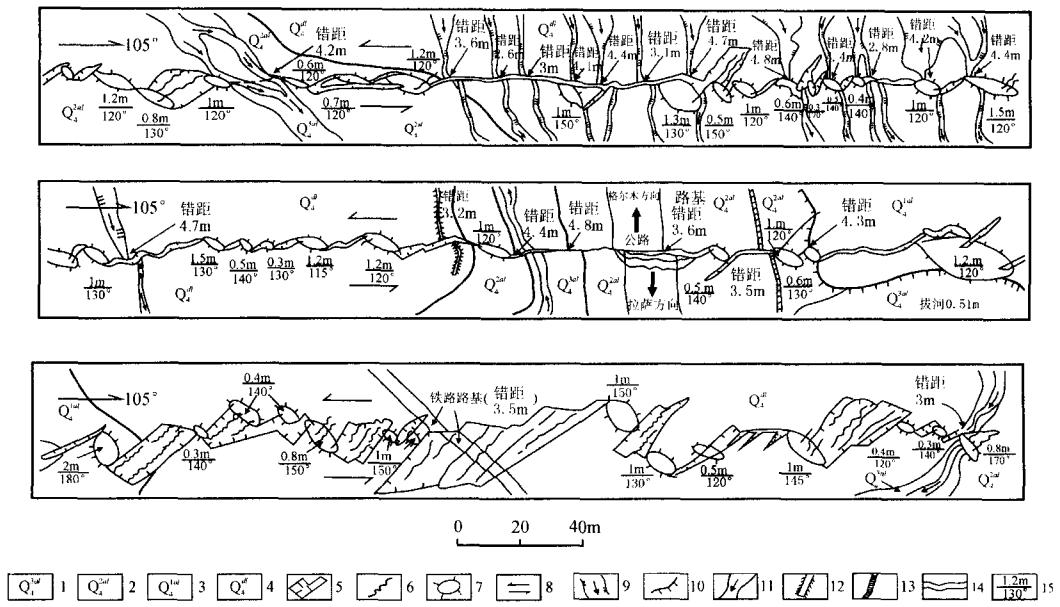


图 5－19　青藏铁路附近昆仑山 8.1 级地震的地表破裂平面分布图

Figure 5－19　Tectonic map of surface fractures caused by Ms 8.1 earthquake along F_7 nearby the Kunlunshan Pass

1—低河漫滩沉积；2—高河漫滩沉积；3—阶地沉积；4—坡积物；5—分支破裂及裂陷；6—张扭性分支裂缝；7—地震鼓包；8—发震断裂走滑方向；9—冲沟；10—阶地陡坎；11—水流方向；12—水坝；13—通讯光缆；14—地震主剪切破裂；15—地震鼓包高度和长轴走向

路西侧，并且张扭性分支破裂的密度和规模都大于地震鼓包。青藏公路东、西两侧地震破裂宏观特征的差异性主要由地表堆积物厚度和松散程度造成。在公路西侧，地表 Q_4 松散堆积层较薄，且直接覆盖于比较致密的 Q_1 湖相砂粘土层之上；而公路东侧地表 Q_4 松散堆积层较厚，且直接覆盖于比较松散的 Q_2 冰碛砾石层之上，导致青藏公路东侧地震破裂强度普遍大于青藏公路西侧。地震破裂带地震鼓包和张扭性分支破裂的规模大小不一。地震鼓包最长达 30m，最宽达 15m，最高约 2m；地震鼓包长度变化范围为 5～30m，宽度变化范围为 1～15m，高度变化范围为 0.2～2m，平均高度约 1.2m。与地震鼓包伴生的张扭性分支破裂最大位于青藏铁路路基一带，宽 30～50m、长 25～40m。最小的张扭性分支破裂长、宽都小于 10m。张扭性分支破裂产生的裂陷深度达 0.5～6m。

青藏公路两侧与地震破裂垂直或斜交的地质－地貌体和工程设施都被地震破裂左旋错动，但断距不尽相同。在青藏公路西侧，河流高河漫滩、河床、山麓斜坡小型冲沟被地震破裂左旋错动 2.6～4.8m，人工水坝被左旋错动 3.6m。在青藏公路东侧，光缆和铁路施工便道被地震破裂左旋错动 3.5m，河流阶地和河漫滩分别被左旋错动 4.3m 和 3m。

向青藏公路东侧继续追索，见低河漫滩由于破裂带走滑错动而形成走向 105°的地震堰塞塘；在公路东约 6.8km 处的河谷及其东侧，见人工渠、河床、洪积扇被左旋错动 4.3～4.7m。造成地震破裂带左旋错动量差异较大的原因可能是地震破裂带地震鼓包，其中常伴生长轴近南北向的褶皱变形，吸收一部分左旋走滑量。因此，测区最大左旋位移量 4.7～4.8m 可代表昆仑山 8.1 级地震断裂在公路、铁路两侧的实际左旋走滑位移量。在青藏公路上，地震破裂左旋错动路基底部 3.5m，但向上至公路路面则无明显错动，而是扩散为较宽

的地震裂缝带。这可能与青藏公路路基较松散、与下覆岩层间力学性质的差异有关。公路这种结构对地震破裂具有明显的扩散作用，说明强烈地震的地表破裂对工程危害性很大，但地震破裂的危害程度和破坏方式与地表地质状况、工程结构和力学性质存在密切关系。

第二节　可可西里活动断裂系

对青藏高原北部可可西里山地活动断裂和地质灾害，边千韬等（1996）曾进行过实地考察，发现一些古地震遗迹。但迄今为止，国内外尚未对可可西里活动断裂及灾害效应开展大比例尺的系统地质调查和工程地质勘测，总体研究程度较低。我们通过青藏铁路沿线大比例尺活动断裂勘测、地质灾害调查及1:10万路线地质观测，在可可西里东部鉴别出14条不同规模、不同序次的活动走滑断层，组成五道梁活动断裂、可可西里山北活动断裂和可可西里山南活动断裂，构成可可西里东部走滑活动断裂系。这里综合调查勘测、探槽剖面和测试分析各类资料，将重点分析可可西里东部走滑活动断裂系典型断层的地质特征、活动时代、位移分量及运动速度。

一、五道梁活动断裂及地质特征

五道梁活动断裂总体呈近东西走向，延长大于50km，主要由5条不同规模的活动断层F_{16}、F_{16-1}、F_{16-2}、F_{16-3}、F_{16-4}组成（图5－20）。大部分活动断层走向近东西，向北或向南倾斜，倾角较陡，具有明显的线性遥感影像特征，发育显著断层三角面、断层陡坎、线性分布热融湖塘、线性分布泉水群、斜列冰丘群、构造裂缝及显著的氡气含量异常；部分断层左旋错断现代冲沟和冲洪积扇，反映五道梁活动断裂具有显著的左旋走滑运动特征。

F_{16}活动断层：走向呈100°，北倾，倾角较陡，延伸大于50km，是五道梁活动断裂带主干活动断层。沿断层分布走向90°～100°的构造裂缝与冻胀丘群，形成走向20°的次级张裂缝。沿断层破碎带发育泉水、断层崖和串珠状凹陷塘；断层左旋错动河流和全新世阶地，阶地总错距为30～35m；断层左旋错动全新世高河漫滩17m，指示断层为左旋张扭性质（图5－21），估算断层左旋走滑运动速率约3～3.5mm/a。该断层显著控制河流、湖泊和冻胀丘展布，发育部分构造裂缝和砂土液化现象，沙土液化可能属古地震活动遗迹。

在五道梁东南约2km处断层陡坎南侧沟谷，垂直断层走向开挖探槽。探槽编号为$F_{16}TC_1$，探槽剖面长5.75m，高1m，探槽方向为10°，探槽编录如图5－22。探槽$F_{16}TC_1$揭露出全新世9种不同特点的岩性层：层①为粘土层，已发生背斜褶皱；层②为强变形含砾石粘土层；层③为近水平层理含砂砾石粘土层；层④为细砂层，呈脉状充填于断层裂缝内；层⑤为近水平层理含砂粘土层；层⑥为细砾石层，已发生宽缓向斜变形；层⑦为含砂砾石粘土层，已发生宽缓向斜变形；层⑧为粘土层，层理清晰，处于宽缓向斜核部，发生微弱向形褶皱变形；层⑨含砂砾石粘土，充填于断层破裂带内，构成构造楔。层①、⑥、⑦、⑧在探槽北部远离断层4米处渐变为水平产状。探槽$F_{16}TC_1$揭露出的断层（F_{16}）破碎带宽0.25～0.50m，下部窄而上部宽，表现为楔形断层破裂，主断层面产状185°∠85°。其中充填2期脉状或楔状全新世沉积；第一期充填物为细砂脉体即层④，第二期充填物为含砂砾粘土楔状体即层⑨，2期不同特点的断层充填物反映全新世断层F_{16}二期强烈构造

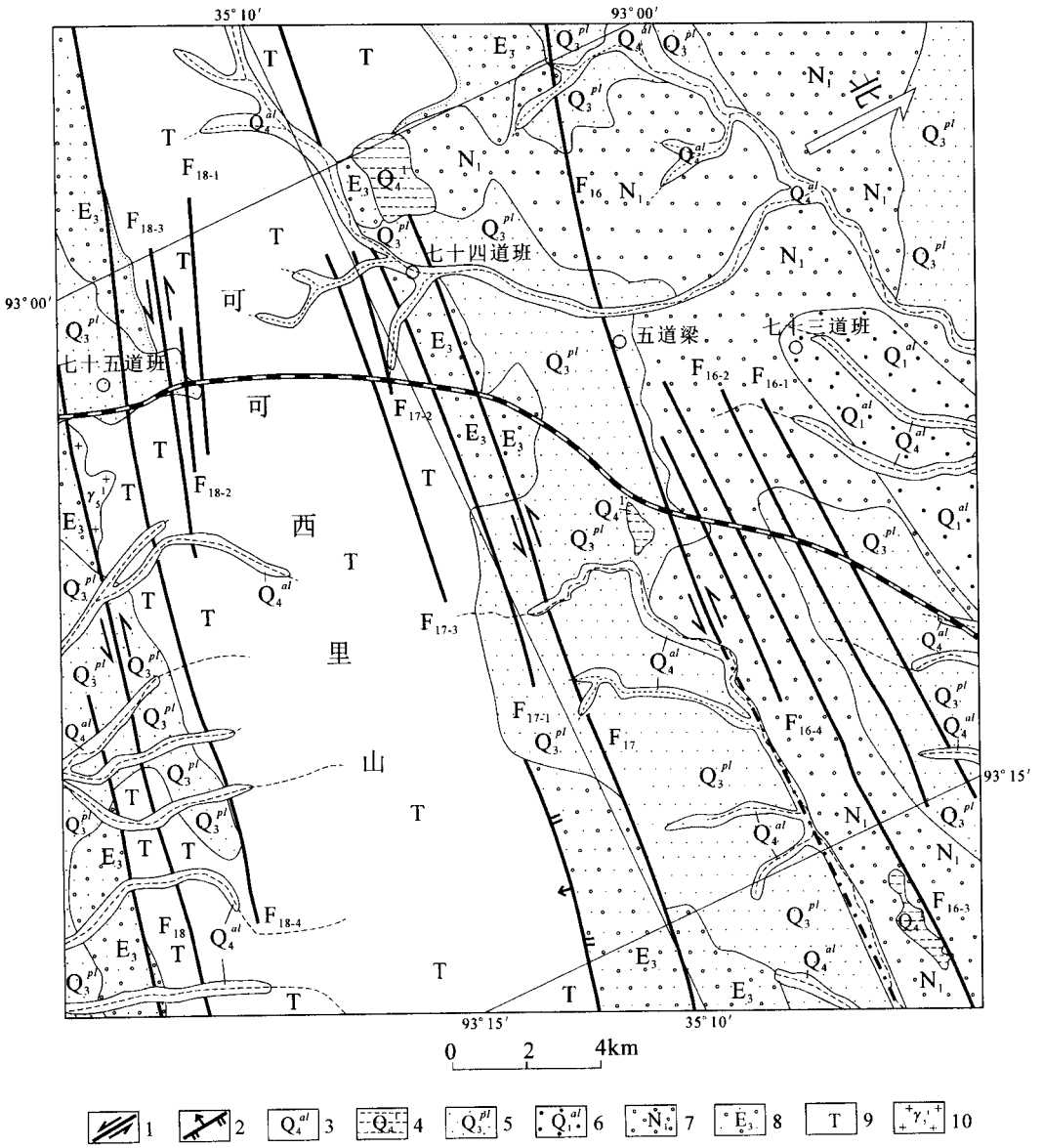


图 5－20　可可西里东部活动断层分布图

Figure 5－20　Tectonic map of active faults in east Hohxil Mountains

1—活动断层；2—古逆冲断层；3—全新世河流沉积；4—全新世湖相沉积；5—晚更新世冰碛；6—早更新世河流沉积；7—中新世含砾砂岩；8—渐新世砂砾岩；9—三叠纪板岩与浅变质砂岩；10—印支期花岗岩

活动事件，可能对应于 2 期全新世强烈古地震活动事件。断层北盘褶皱变形应属断层 F_{16} 伴生构造变形，反映断层具有压扭性或斜冲运动特征。

F_{16-4}活动断层：呈 100°走向，沿断层分布宽 50～100m 的断陷带和长轴 100°的冰裂缝、平行主断面的地表构造裂缝及 25°方向的伴生次级张裂缝，是五道梁活动断裂另外一条重要的活动断层。断层左旋错动全新世冲沟，形成断头沟，总错距为 21m（图 5－23）；指示断层左旋张扭性质，估算断层左旋走滑运动速率大于 2mm/a。沿断层破碎带内的构

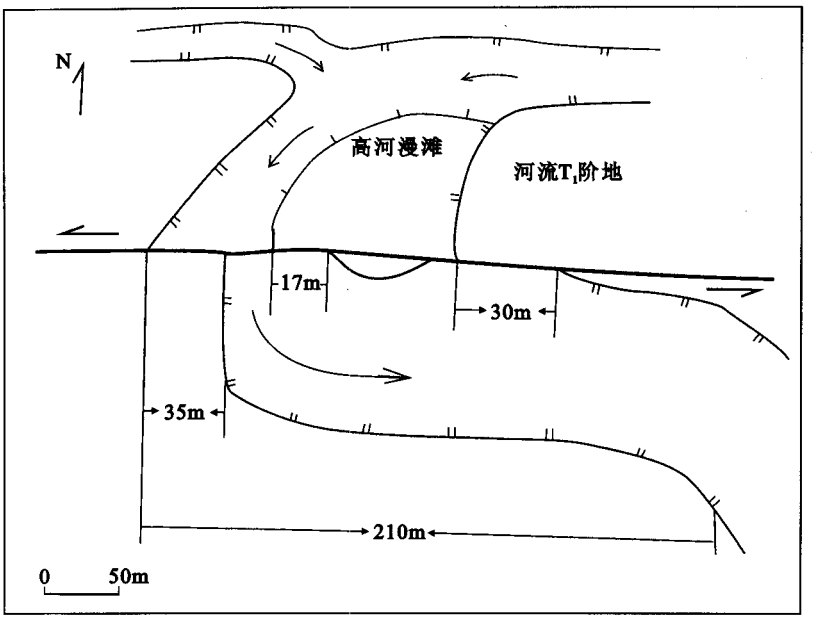


图 5－21　五道梁活动断层 F_{16} 左旋错断河流平面图

Figure 5－21　Sketch map of stream offsets along Wudaoliang active fault F_{16} in the north of the Hohxil Mountains

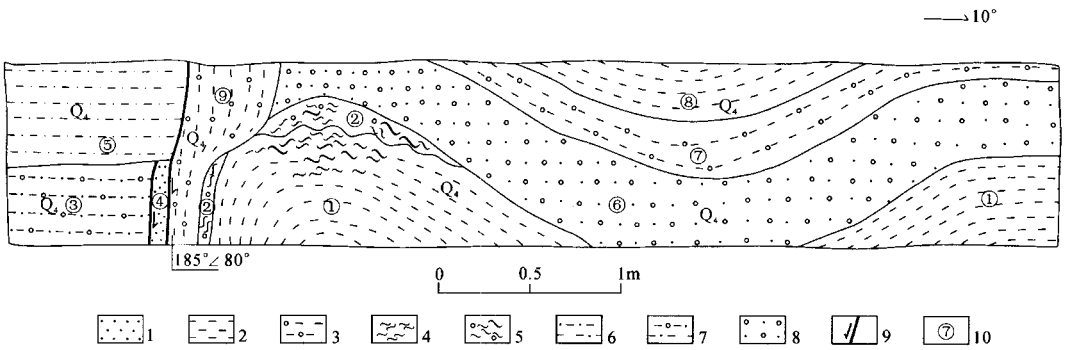


图 5－22　五道梁活动断层探槽 $F_{16}TC_1$ 剖面地质图

Figure 5－22　Cross section of trench $F_{16}TC_1$ across the Wudaoliang active fault near railway route

1—松散细砂；2—粘土；3—含砾粘土；4—强变形粘土；5—强变形含砾粘土；6—含砂粘土；7—含砾砂粘土；8—细砾石层；9—活动断层；10—沉积层及编号

造裂缝发育砂土液化现象，且构造裂缝规模较大，可能为古地震遗迹。沿断层尚观测到显著氡气异常。

在五道梁东 5km、曲麻扎格尔普山南缘山前、铁路线西侧，垂直断层走向开挖探槽，野外探槽编号为 $F_{16-4}TC_1$。探槽剖面方向 20°，长 3.75m，高 1.5m，探槽编录如图 5－24。探槽 $F_{16-4}TC_1$ 共揭露出 4 个岩性层：层①为上新世冲洪积砾石层，已胶结成岩；层②为晚更新世含砾粘土层，层理比较清楚，松散未胶结；层③为全新世松散细砂层，可能属风成砂沉积；层④属于现代人工堆积，主要为铺路砂石碎块。探槽 $F_{16-4}TC_1$ 揭露的断层 F_{16-4}

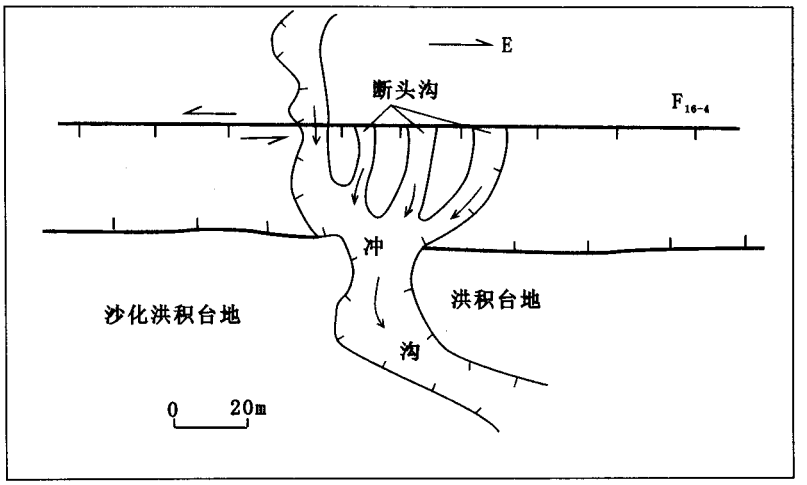


图 5－23　五道梁活动断层 F_{16-4} 左旋错断冲沟平面素描图

Figure 5－23　Sketch map of stream offsets along the Wudaoliang active fault F_{16-4}

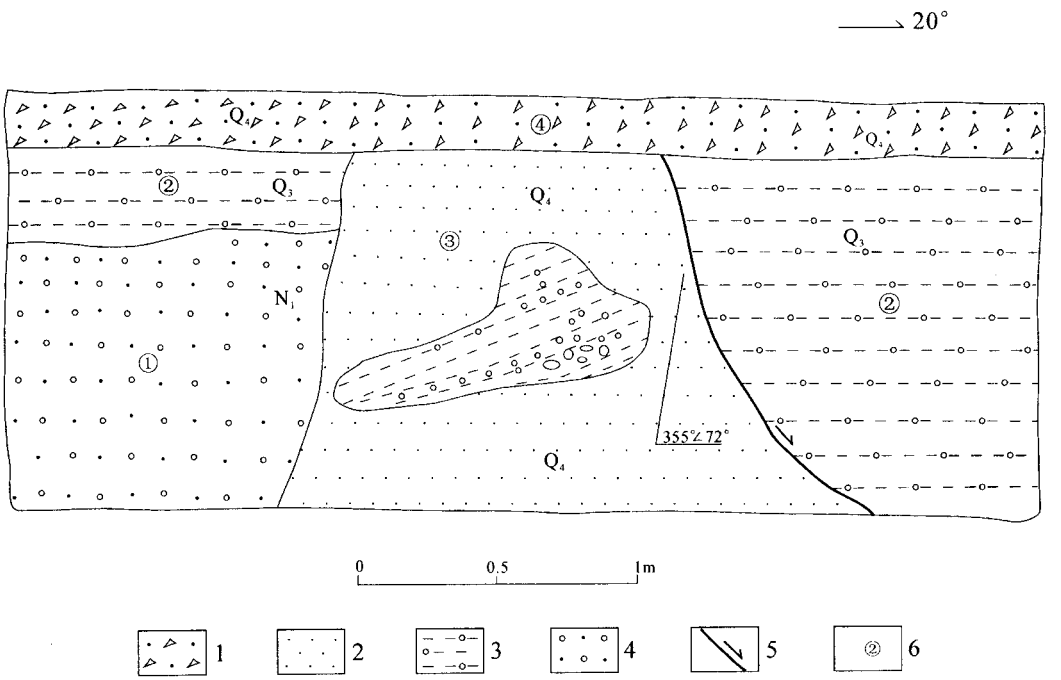


图 5－24　五道梁活动断层探槽 $F_{16-4}TC_1$ 剖面地质图

Figure 5－24　Cross section of trench $F_{16-4}TC_1$ across the Wudaoliang active fault in north of the Hohxil Mountains

1—人工砂石堆积；2—细砂；3—含砾粘土；4—砾石层；5—活动断层；6—沉积层及编号

表现为宽 1.25～2.2m 的断层破裂带，上窄下宽，内部充填有全新世细砂即层③，夹长约 1m 的含砾粘土质似三角形块体；断层带形态类似于地震地表破裂，主断层面代表性产状

为355°∠72°。反映断层全新世具有强烈活动，可能发生过强烈的古地震事件；断层性质以张扭性或斜滑运动为主。

二、可可西里山北活动断裂及地质特征

可可西里山北活动断裂由断层F_{17}、F_{17-1}、F_{17-2}、F_{17-3}组成，总体呈近东西走向，向北倾斜，倾角较陡，主体分布于五道梁山北，东西方向延伸大于50km。可可西里山北活动断裂属可可西里山北部盆-山边界，规模较大、切割较深，具有长期活动特点。沿断裂发育断层陡坎、断层三角面、地裂缝、热融湖塘、线性分布泉水群和斜列分布冰丘群，遥感影像上线性特征明显，断层切割所有的地形地物，左旋错断全新世冲沟和山脊；部分断层切割晚更新世湖相沉积地层，晚更新世—全新世左旋位移约50～150m，是全新世活动性比较强烈的区域断裂构造。沿部分断层地震陡坎，伴有沙土液化，显示古地震活动遗迹。

F_{17-3}活动断层呈75°～85°走向，倾向北。沿断层分布线性凹陷和斜列冻胀丘群，发育斜交主断面、呈20°走向的次级张裂隙，属可可西里山北部主边界活动断层，也是可可西里北活动断裂主要断层。断层左旋错动河谷、阶地和山脊，错动全新世阶地25m，错动晚更新世阶地50m，断层滑动面发育水平擦痕，晚更新世断层崖高度达50m，全新世断层陡坎高度约3～4m。

在五道梁七十四道班南2km处，垂直主断层面开挖3个探槽剖面。探槽剖面位于上新世夷平面斜坡，地貌部位属缓丘和宽谷过渡地带，缓丘顶部发育厚层红色风化壳，为上新世高原夷平面形成以后风化产物。在高原面和浅洼地之间，发育一套中晚更新世山前洪-坡积裙。探槽开挖在山前洪-坡积裙部位，探槽所揭露的断层及充填物时代均属晚更新世—全新世。探槽开挖利用了人工采石场，经进一步加工、清理、修饰，形成良好的单壁探槽剖面。

探槽$F_{17-3}TC_1$：位于采石场东部，西距铁路线100m，槽壁长7.5m，深2.5m，剖面方向100°，与断层走向斜交，剖面编录如图5－25a。该探槽剖面主要岩性为三叠纪灰色板岩，共揭露出4条断层。断层F_1、F_2切割三叠纪灰色板岩，形成宽约1m左右的断层角砾岩带，沿断层上部张扭性破裂充填宽约1m的晚更新世砂质楔形体，其下部为浅黄棕色含砾砂土，砾石呈平行于断层面的定向排列。上部为棕红色砂土层，层理水平，含碳质。断层F_3－F_4切割三叠纪灰色板岩，形成宽约1.5m的碎裂岩带；断层两侧岩层产状变化大，沿断层顶部发育晚更新世砂质楔形体，反映该断层属晚更新世晚期—全新世活动断层。

探槽$F_{17-3}TC_2$：紧邻探槽$F_{17-3}TC_1$，剖面长4.5m，高约1.5m，探槽剖面方向175°，与断层走向斜交，探槽剖面编录如图5－25b。该探槽良好地揭露出1条活动断层，断层破碎带宽2.5m，发育由三叠纪灰色板岩碎裂形成的构造角砾岩带；在断层带顶部拉张部位充填晚更新世棕黄色含砾砂土楔状体，反映断层活动时代为晚更新世晚期—全新世。

探槽$F_{17-3}TC_3$：位于采石场西侧，探槽剖面长11m，最高2.8m，探槽方向280°，与主断层面斜交，探槽剖面编录如图5－25c。在该探槽三叠纪板岩强烈变形和破碎，共揭露出5条断层。F_1断层切割早期劈理化带，并在断层上部裂缝带充填有晚更新世含砾砂土楔形体，楔形体发育弯曲层理；F_2、F_3、F_4断层切割早期强烈构造变形带，在F_2、F_4断

层顶部均充填有晚更新世含砾砂土楔形体。F_5断层发育宽1m左右的片理和构造透镜体，可能属早期构造变形带。

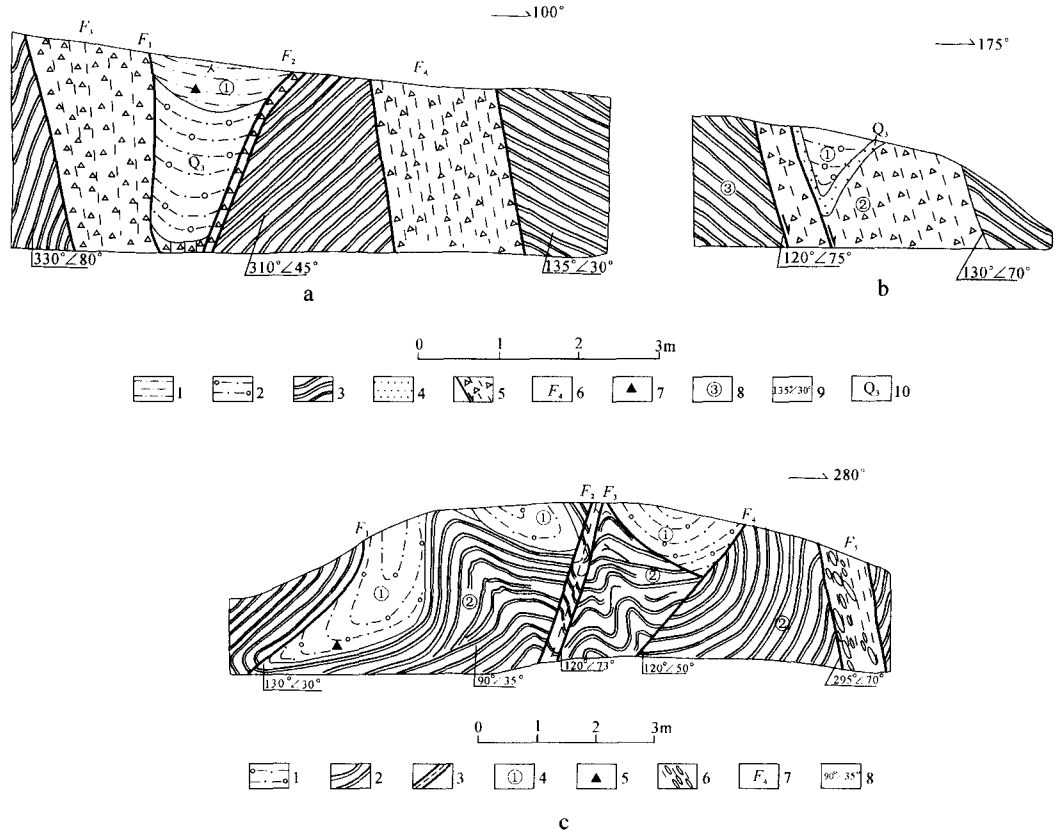


图5－25　可可西里山北活动断层F_{17-3}探槽剖面地质图

Figure 5－25　Cross sections across north Hohxil fault F_{17-3}between the Golmud－Lhasa railway and highway

a—可可西里$F_{17-3}TC_1$探槽剖面；b—可可西里$F_{17-3}TC_2$探槽剖面；c—可可西里$F_{17-3}TC_3$探槽剖面。a、b图例：1—含砂粘土；2—含砾砂质粘土；3—板岩；4—粉砂；5—断层角砾岩；6—断层编号；7—采样点；8—沉积层及编号；9—产状；10—上更新统。c图例：1—含砾砂土；2—板岩；3—断层破碎带；4—沉积地层及编号；5—采样点及编号；6—构造透镜体；7—断层编号；8—产状

三、可可西里山南活动断裂

可可西里山南活动断裂以近东西向、北西向、北西西向断层为主，主要由5条不同规模的活动断层F_{18}、F_{18-1}、F_{18-2}、F_{18-3}、F_{18-4}组成（图5－20）。该活动断裂纵贯南北向谷地，自上新世以来长期活动，发育显著的断层陡坎、断层三角面和断层谷地貌，沿断层面发育断层摩擦镜面、水平擦痕和阶步。在青藏公路以西，沿该断裂有大量上升泉水出露；沿主要断层发育断层陡坎、构造裂缝、冻胀丘和热熔湖塘，控制热融滑塌、热融湖塘、构造裂缝、冰丘、冻胀丘的线性分布。部分断层左旋错断全新世冲沟和河流阶地，反映可可西里山南活动断裂具有显著左旋走滑运动特征。

可可西里南缘 F_{18} 活动断层：

F_{18} 断层是可可西里山南缘边界断层，呈 110°走向；沿断层分布基岩破裂带、泉水、冻胀丘、断层崖和断层三角面，是可可西里山脉和南部盆地主要边界活动断层；代表性断面产状为 200°∠75°，发育指示左旋斜滑运动的擦痕和阶步。断层左旋错动全新世阶地 70～90m。在公路东侧采石场，垂直断层走向开挖探槽 $F_{18}TC_1$。探槽 $F_{18}TC_1$ 位于采石场的北端，探槽方向 150°，探槽 $F_{18}TC_1$ 编录如图 5－26。探槽 $F_{18}TC_1$ 剖面揭露出四套岩层和两组断层。

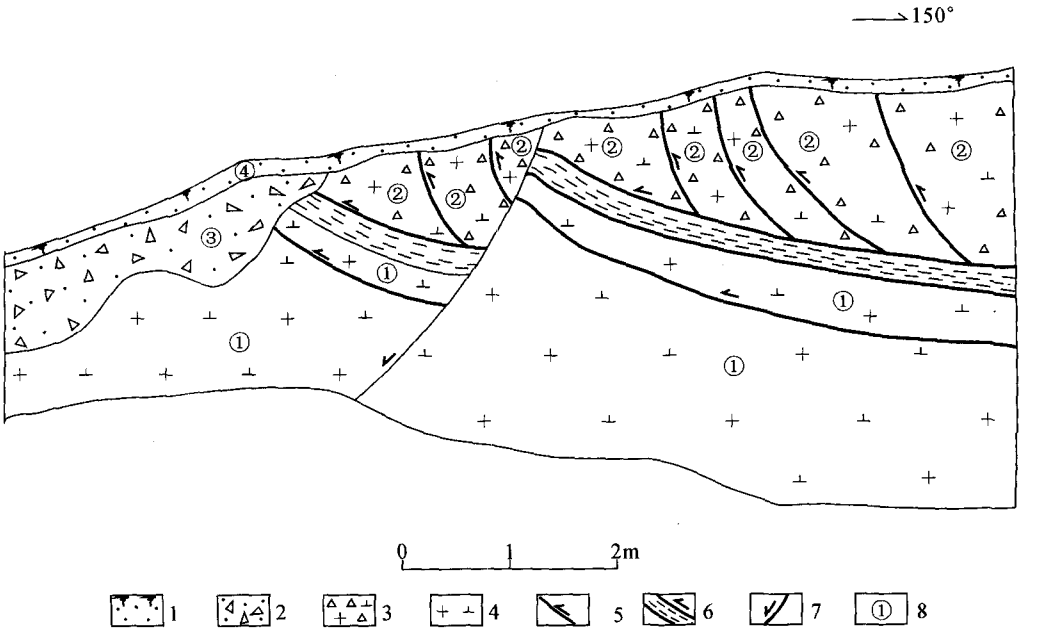


图 5－26　可可西里山南活动断层探槽 $F_{18}TC_1$ 剖面地质图

Figure 5－26　Trench cross section across active fault (F_{18}) in south of the Hohxil Mountains

1—全新世腐殖土；2—残坡积砂砾石层；3—花岗闪长岩风化壳；4—花岗闪长岩；5—古逆断层；6—断层破碎带；7—活动斜滑断层；8—岩层及编号

探槽 $F_{18}TC_1$ 揭露的 4 层岩层及岩性特点：

层①：花岗闪长岩，发育两组节理，节理产状分别为：150°∠78°和 330°∠10°。

层②：强烈破碎的碎裂状花岗闪长岩。

层③：灰黄色残坡积碎石层。

层④：腐殖土层。

探槽 $F_{18}TC_1$ 揭露的 2 组断层：一组断层为早期逆冲断层，逆冲破裂面呈弧形，发育密集片理化带，宽约 30～40cm；主逆冲断层面上方发育多条小逆冲断面，逆冲断层错动层①、②。另一组断层为晚期斜滑正断层，断面产状 360°∠56°，晚期断层错动层①、②和早期逆冲破裂面，垂直错距约 1.5m。

四、可可西里断裂的活动时代与位移速率

可可西里活动断裂系切割晚更新世—全新世沉积地层。根据断层切割最新沉积地层的

热释光法测年资料，可以判别断层的活动时代，估算断层最新平均运动速度。野外取样层位与活动断层关系清楚，测年样品主要为断层切割的最新沉积层。取样前揭去地表暴露层，将样品密封于不透光的塑料袋内避光保存。将取样部位及样品岩性、组成、构造背景及热释光法测试结果、年龄值详列于表5－3。样品的热释光年龄与野外观测资料基本吻合，属有效数据，地质意义比较明确。

表5－3　可可西里东部活动断层热释光测年一览表

Table 5－3　TL dating of active faults in east Hohxil Mountains

样品编号	取样构造部位	取样地貌部位	等效剂量（GY）	年剂量率（GY）	年龄（万年）
0218－6	断层 F_{18-4} 错断细砂层	断坎上部	18.59	0.00312	0.60±0.05
0219－1	断层 F_{17-3} 错断细砂层	河流 T_1 阶地拔河7m	32.81	0.00215	1.53±0.12
0219－2	断层 F_{17-2} 错断砂层	河流 T_1 阶地，拔河1.5m	12.43	0.00338	0.37±0.03
0220－1	断层 F_{16} 错断砂层	河流 T_1 阶地，拔河3.5m	14.49	0.00320	0.45±0.04
0220－4	断层 F_{16-4} 错断中细砂层	洪积台地，拔河2.5m	270.69	0.00508	5.33±0.45

注：热释光测年由中国地震局地质研究所热释光实验室协助完成。

从表5－3可以看出，可可西里东部活动断裂系主要断层在晚更新世晚期—全新世发生过显著活动，五道梁活动断裂 F_{16} 断层和 F_{16-4} 断层切割最新地层的热释光年龄分别为4500年和5.33万年，可可西里山北活动断裂 F_{17-2} 断层和 F_{17-3} 断层切割最新沉积地层的热释光年龄分别为3700年和1.53万年，可可西里山南活动断裂盆—山边界 F_{18-4} 断层切割最新沉积地层的热释光年龄为6000年。测年资料与野外观测资料基本吻合，反映可可西里东部活动断裂系典型断层 F_{16}、F_{17-2}、F_{17-3}、F_{18-4} 都属全新世活动断层，说明可可西里断裂系在全新世发生过显著的左旋走滑运动，属区域性重要活动构造。

断层切割、错断阶地、冲沟和沉积地层的水平距离在野外用测绳进行现场测量。根据野外观测资料，五道梁活动断裂带 F_{16} 断层左旋切割、错断河流Ⅰ级阶地30～35m（图5－21），F_{16-4} 断层左旋切割、错断晚更新世晚期冲沟和洪积台地21m（图5－23）；可可西里山北活动断裂 F_{17-2} 断层左旋切割、错断全新世冲沟25m，F_{17-3} 断层坐旋切割、错断全新世河流阶地50m；可可西里山南盆—山边界断层 F_{18} 左旋切割、错断全新世河流阶地70～90m；F_{18-4} 断层左旋切割、错断河流阶地8～9m，同期断层发生垂直下滑5m。根据野外观测资料，得出可可西里东部山地各典型断层晚更新世—全新世位移幅度（表5－4）。

通过大比例尺地质勘测、路线地质观测、探槽工程揭露和综合研究，对可可西里活动断裂的结构组成、地质特征和活动时代，得出如下基本认识：①在青藏铁路可可西里段沿线发育14条活动走滑断层，组成五道梁活动断裂、可可西里山北活动断裂和可可西里山南活动断裂，构成可可西里走滑活动断裂系。五道梁活动断裂由5条近东西向走滑断层组成，可可西里山北活动断裂由4条近东西向走滑断层组成，可可西里山南活动断裂由5条近东西—北西西向走滑断层组成。②通过热释光测年，发现可可西里东部断层 F_{16}、F_{16-4}、F_{17-2}、F_{17-3}、F_{18-4} 切割最新地层的年龄分别为4500年、5.33万年、3700年、1.53万年、6000年，反映可可西里东部走滑断裂系在晚更新世—全新世具有强烈活动。③通过探槽揭

表 5－4　青藏铁路沿线第四纪晚期断层位移一览表

Table 5－4　Late Quaternary fault offsets nearby the Golmud－Lhasa railway

断层编号	断层名称	断层位移
F_{18}	可可西里山南边界活动断层	左旋错断Ⅱ级河流阶地 70～90m
F_{18-4}	可可西里山南部活动断层	左旋错断全新世河流阶地及沉积 9m
		断层垂直下滑 5m
F_{17-3}	可可西里山北边界活动断层	左旋错断Ⅱ级河流阶地及沉积 50m
F_{17-2}	可可西里山北部活动断层	左旋错断全新世冲沟及沉积 25m
F_{16}	五道梁活动断层	左旋错断全新世河流阶地及沉积 35m
F_{16-4}	五道梁活动断层	左旋错断晚更新世冲沟及沉积 21m

露出典型活动断层的结构组成与产状特征，发现多期晚更新世—全新世砂质构造楔，部分断层发育显著地震陡坎和地表砂土液化现象，反映可可西里走滑断裂系全新世发生过多期强烈的构造活动和古地震。但对古地震年龄和古地震复发周期，尚有待于更详细的观测资料和更高精度的测年工作。

断层运动速度是衡量断层活动强度、评价地震复发周期的重要指标，可以依据断层位移和测年资料估算地质历史时期断层平均运动速度。可可西里东部活动断裂系部分断层在晚更新世—全新世发生过显著的左旋走滑运动（表 5－4），对断层切割最新沉积地层的时代也取得较好的测年结果（表 5－3），据这两组数据估算典型活动断层 F_{16}、F_{16-4}、F_{17-2}、F_{17-3}、F_{18-4}的平均走滑运动速度分别为 1.50mm/a、0.39mm/a、7.76mm/a、6.76mm/a、3.27mm/a。但由于断层活动具有长期性和多期性，断层切割最新沉积地层的年龄（表 5－3）并不完全代表断层位移（表 5－4）发生时代，因此对断层运动速度的估算难免存在误差，部分断层的速度估算值可能偏大，有待于进一步野外位移观测和详细测年资料的补充修正。

第三节　风火山活动断裂系

风火山活动断裂系位于青藏高原北部风火山地区，是青藏高原的重要区域性活动构造体系，由一系列北西西向活动断层和拉分盆地组成。前人对风火山地区开展过 1∶20 万区域地质调查工作，对测区出露风火山群红色砂砾岩系的形成时代与变形过程进行过详细研究（中英青藏高原联合地质考察队，1990）。但对风火山地区活动断裂开展工作相对较少，研究程度较低；国际学术刊物有关青藏高原活动构造的经典文献很少论及风火山活动断裂（Tapponnier et al.，1977；Molnar et al.，1978；Armijo et al.，1986；Kidd et al.，1990）；国内仅吴章明等（1993）对风火山地区活动断层与古地震遗迹作过开创性研究工作。迄今为止，对风火山地区活动断裂的地质特征、活动规律、运动速度和工程危害性认识不够深入，亟待加强勘测研究工作。

一、典型活动断裂的地质特征

风火山活动断裂系主体位于风火山区，包括风火山北麓活动断裂、风火山活动断裂、二道沟活动断裂、二道沟南活动断裂及不同走向、不同性质、不同序次的活动断层。大部

分活动断层走向北西—北西西向，属左旋走滑断层；部分活动断层呈北东走向，构成拉分盆地的边界断层（图5－27）。

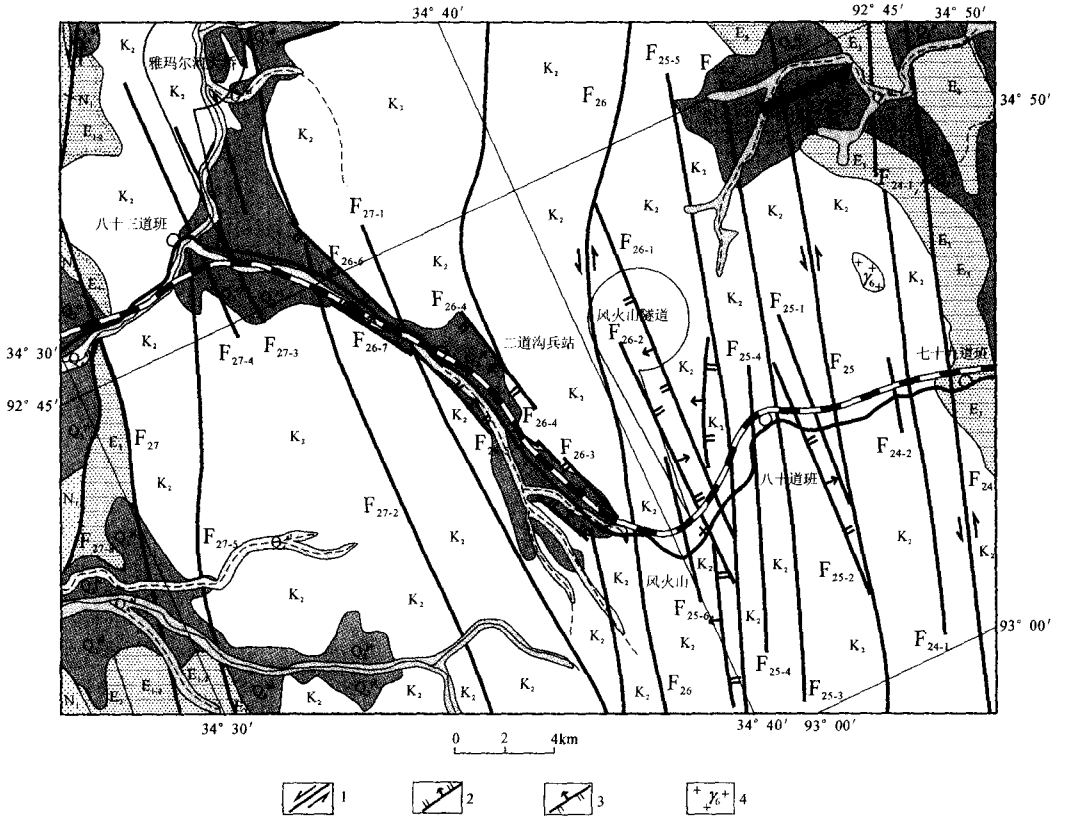


图5－27　风火山活动断裂系地质图

Figure 5－27　Geologic map of the Fenghuoshan active fault system across the Golmud－Lhasa railway route

1—走滑活动断层；2—活动正断层；3—古逆冲断层；4—喜马拉雅期花岗岩。Q_4^{pl}—全新世河流沉积；Q_3^3—晚更新世冰碛物；N_1—中新世砂砾岩；E_3—渐新世砂砾岩；E_{1+2}—古新世—始新世砂砾岩；K_2—晚白垩世红层

1. 风火山北麓活动断裂

风火山北麓活动断裂总体呈北西西走向，区域延伸大于200km，主要由三条北西西向左旋走滑活动断层组成，断层编号依次为F_{24}、F_{24-1}、F_{24-2}，代表性断面产状为205°～210°∠60°～70°，属左旋压扭性活动断裂（图5－27）。

F_{24}活动断层沿早期不整合面和前第四纪逆冲断层发育，晚第四纪该断层重新活动，发育断层三角面、断层破碎带和断层泥；晚更新世以来活动尤其明显，发育带状分布的断层陡坎、地裂缝和基岩滑动面。垂直断层开挖探槽。探槽位于左冒西孔曲河岸，垂直断层走向，探槽方向为20°，探槽编号$F_{24}TC_1$，探槽编录如图5－28a。探槽$F_{24}TC_1$剖面揭露出三层沉积物，岩性特点分别是：层①：碎裂状紫红色砂岩；层②：灰黄色冲积砾石层；层③：灰黄色坡积砾石层。探槽揭露的断层产状为20°∠58°；断层错动层①和层②，垂直错距为2m；控制层③沉积分布，层③具断层崩积成因特征。在79道班南侧左孔西冒曲西

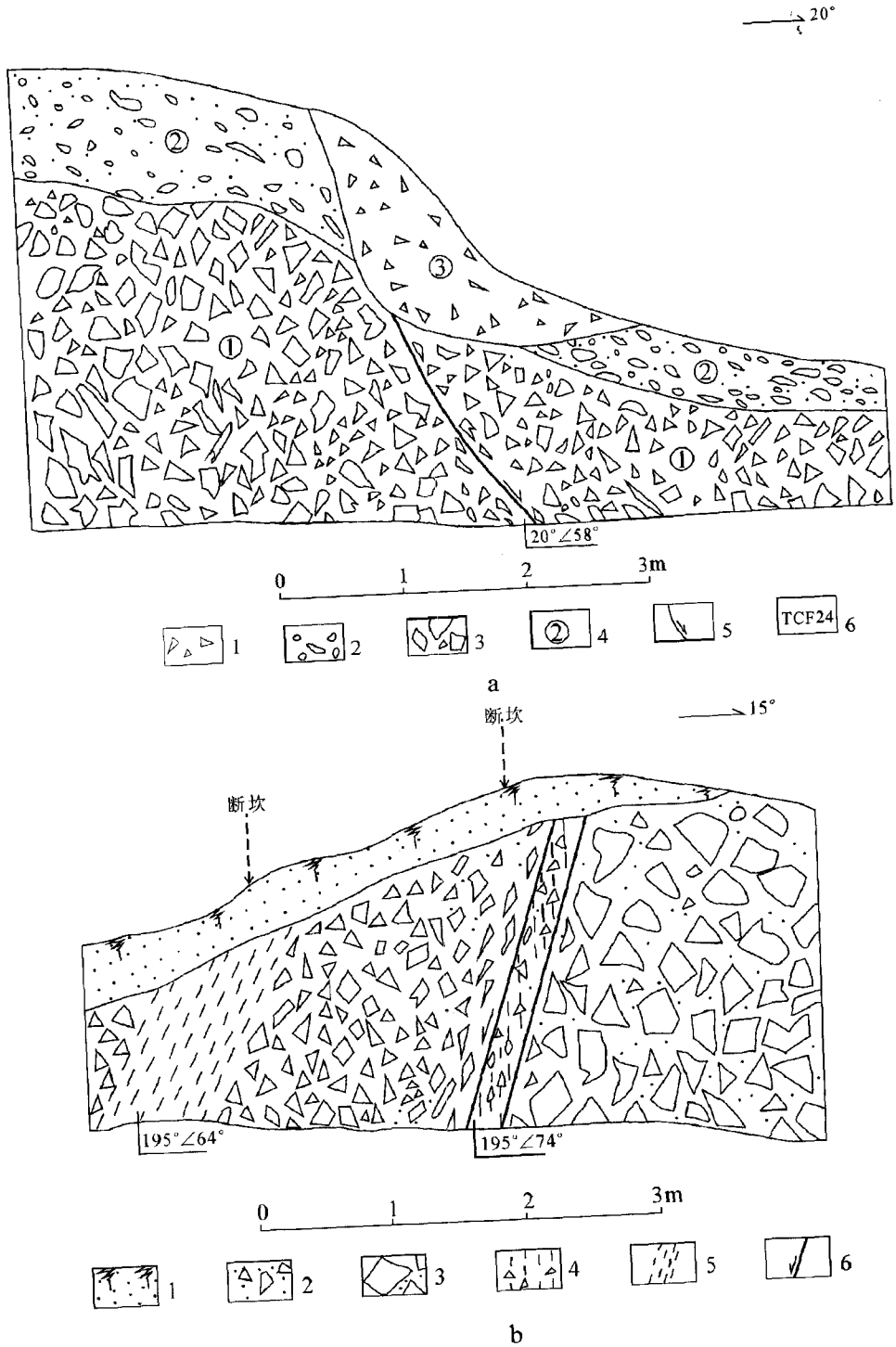


图 5－28　风火山典型活动断层探槽剖面图

Figure 5－28　Trench cross section across typical active faults of the Fenghuoshan Mountains

a—F_{24}探槽剖面：1—坡积碎石层；2—松散砂砾石层；3—碎裂岩；4—岩层编号；5—活动断层；6—野外探槽编号。

b—F_{25}探槽剖面：1—腐殖土；2—中粒碎裂岩；3—粗粒碎裂岩；4—断层破碎带；5—劈理化带；6—活动断层

岸，断层左旋错动拔河 24m 的 T_3 阶地 90m。在 T_1、T_3 阶地顶部砂层中采集热释光样品，测年结果为 22.1ka，计算得出断层平均左旋运动速度为 4.07mm/a（表 5－5）。

表 5－5　风火山活动断裂系典型断层第四纪晚期平均运动速度一览表

Table 5－5　Average slip rates of the Fenghuoshan active fault system

编号	断层名称	断层位移	位移时代	运动速度	测年方法
F_{24}	风火山北麓活动断层	左旋 90m	22.1ka	4.07 mm/a	TL
F_{26-4}	二道沟盆地北边界活动断层	左旋 18m	16.3ka	1.10 mm/a	TL
		下滑 8m	16.3ka	0.49 mm/a	TL
F_{27}	二道沟南侧活动断层	左旋 120m	34ka	3.52 mm/a	U 系
		下滑 4m	34ka	0.12 mm/a	U 系
		左旋 120m	31.3ka	2.61 mm/a	TL
F_{27-1}	二道沟分支活动断层	左旋 50m	16.8ka	2.98 mm/a	TL
		下滑 12m	16.8ka	0.71 mm/a	TL
F_{27-8}	二道沟南侧分支活动断层	左旋 16m	31.4ka	0.51 mm/a	TL
		下滑 16m	31.4ka	0.51 mm/a	TL

F_{24-1} 活动断层属次级活动断层，主断层面代表性产状为 210°∠60°。沿断层分布阶梯状断坎、斜列冰丘群和构造裂缝。基岩断坎呈阶梯状下滑，高 2～6m 不等，比较新鲜。断坎两侧分布构造裂缝和冰丘，构造裂缝属长轴北东东向的雁列次级张裂，指示断层具有左旋运动特征。断层规模较小，长约十几公里，活动强度也较弱。F_{24-2} 活动断层呈 110°走向，断面倾向北东，属次级断层，发育构造裂缝、断层三角面、断层陡坎和断层破裂带，构造裂缝切割青藏公路路基，轻微破坏路面；断层规模较小，现今活动性比较弱。

2. 风火山活动断裂

风火山活动断裂由一系列北西西—近东西走向的活动断层组成，多属早第三纪逆冲断裂基础上继承发展而成的区域性活动断层，主要包括断层 F_{25}、F_{25-1}、F_{25-2}、F_{25-3}、F_{25-4}、F_{25-5}、F_{25-6}。断层 F_{25} 线性遥感影像特征明显，区域延伸较远，规模较大，发育线性分布的断层三角面、断层谷地、斜列冰丘群和泉水群；部分地段出露基岩滑动面，残留有指示左旋正断特征的擦痕和阶步，左旋错动晚更新世洪积扇 85m，形成高约 11m 的阶地状断层陡坎。垂直断层 F_{25} 开挖探槽 $F_{25}TC_1$，探槽方向 15°；探槽顶部为表层土壤，下部为碎裂状紫红色砂岩；探槽编录如图 5－28b。探槽 $F_{25}TC_1$ 碎裂砂岩中发育近平行分布的劈理化带和断层破裂带，产状分别为 195°∠64°和 195°∠74°。断层破裂带和劈理化带上方被现代腐殖土层覆盖，但形成显著地貌陡坎，表明断层在晚第四纪仍然具有一定的构造活动性。

断层 F_{25-1}—F_{25-4} 属风火山活动断裂的次级断层或分支断层，呈近东西—北西西走向；发育断层三角面、阶梯状断层陡坎、小型拉分盆地、断层谷地、断层破碎带和倾斜擦痕，切割、错断晚更新世—全新世砂砾石层，部分断层显著错断冲沟，伴有构造裂缝、串珠状冰丘群和线性泉水群；断层运动以斜滑为主。断层 F_{25-1}、F_{25-2} 属断层 F_{25} 与 F_{25-3} 左旋走滑运动派生的张扭性活动断层。位于风火山隧道入口南侧的 F_{25-6} 断层在地表发育高 10～20m

的断坎，切割第四纪残坡积物，在基岩区局部出露断层破碎带；沿断层分布一些泉水，冬季形成冰幔和冰丘；具有明显的地震反射震相，显著切割、影响地下冰和冻土层，横穿青藏公路并切割路基（图5－30d），反映现今比较明显的构造活动性。垂直断层陡坎开挖探槽$F_{25-6}TC_1$，揭露出宽约1.5m的断层破裂带，主断面产状200°∠78°（图5－29）；断层错动风火山群紫红色砂岩，断层破裂带发育构造透镜体、阶步、镜面和牵引构造，指示断层性质属左旋斜滑正断层。

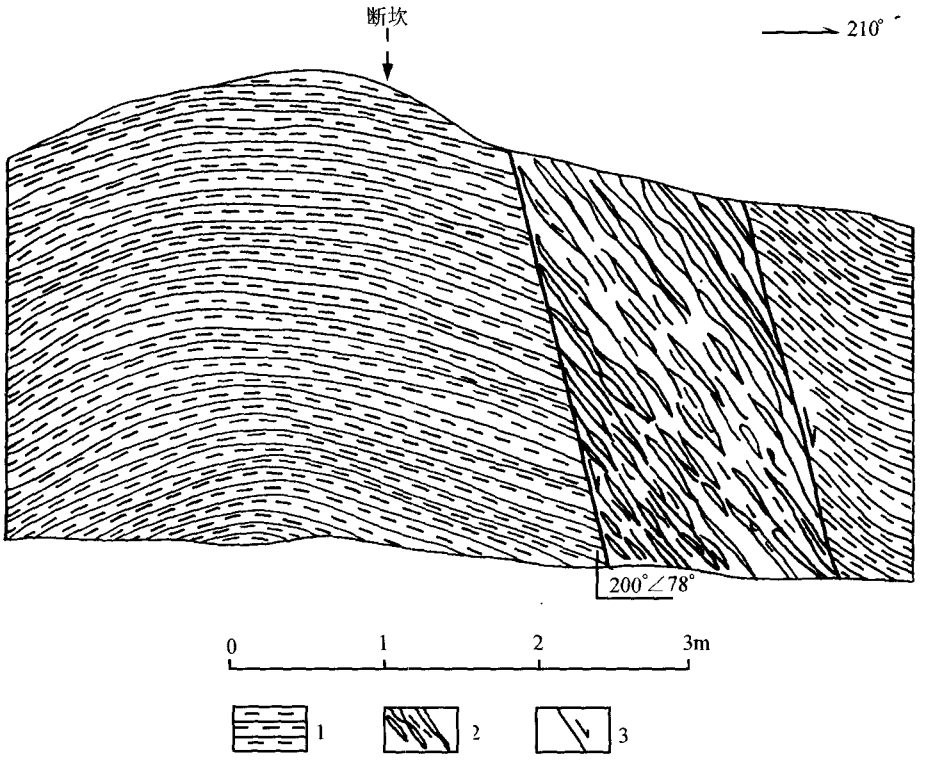


图5－29　风火山口南断层F_{25-6}探槽剖面图

Figure 5－29　Trench cross section across active fault (F_{25-6}) in south of the Fenghuoshan Pass

1—白垩纪泥岩；2—断层破碎带；3—斜滑断层

3. 二道沟盆缘活动断裂

二道沟盆缘活动断裂分布于二道沟盆地周缘，由盆地边界不同方向的活动断层（F_{26}、F_{26-1}、F_{26-2}、F_{26-3}、F_{26-4}、F_{26-5}、F_{26-6}、F_{26-7}）所组成。大部分断层都属第四纪新生活动断层，切割早期不同方向的老断层，发育显著的断层陡坎和断层三角面，错断晚更新世冲洪积扇体和冲沟。断层F_{26}代表性产状为190°∠50°，全新世左旋走滑运动显著，左旋错动全新世洪积扇；沿断层发育脆性破裂带、基岩滑动面、斜列冻胀丘群、泉水群和构造裂缝；断层切割晚更新世洪积扇并形成高10～15m的陡坎，切割全新世洪积扇形成并高3～5m的陡坎，指示断层全新世垂直活动速率大于0.3～0.5mm/a。

断层F_{26-1}、F_{26-2}具有显著的左旋斜滑运动特征，发育显著的断层谷地，属活动断层

F_{26}和F_{25-5}左旋走滑运动派生的分支断层。断层F_{26-3}走向20°～60°，属二道沟地堑北部边界断层的一部分，发育阶梯状断层陡坎，全新世断坎高约5m，晚更新世断坎高约8～15m，表明断层全新世垂直活动速率约0.5mm/a；断层左旋错动全新世洪积扇12～15m，估算断层水平活动速率约1.2～1.5mm/a。断层F_{26-3}属斜滑活动断层，左旋错断晚更新世—全新世冲沟（图5－30a）。

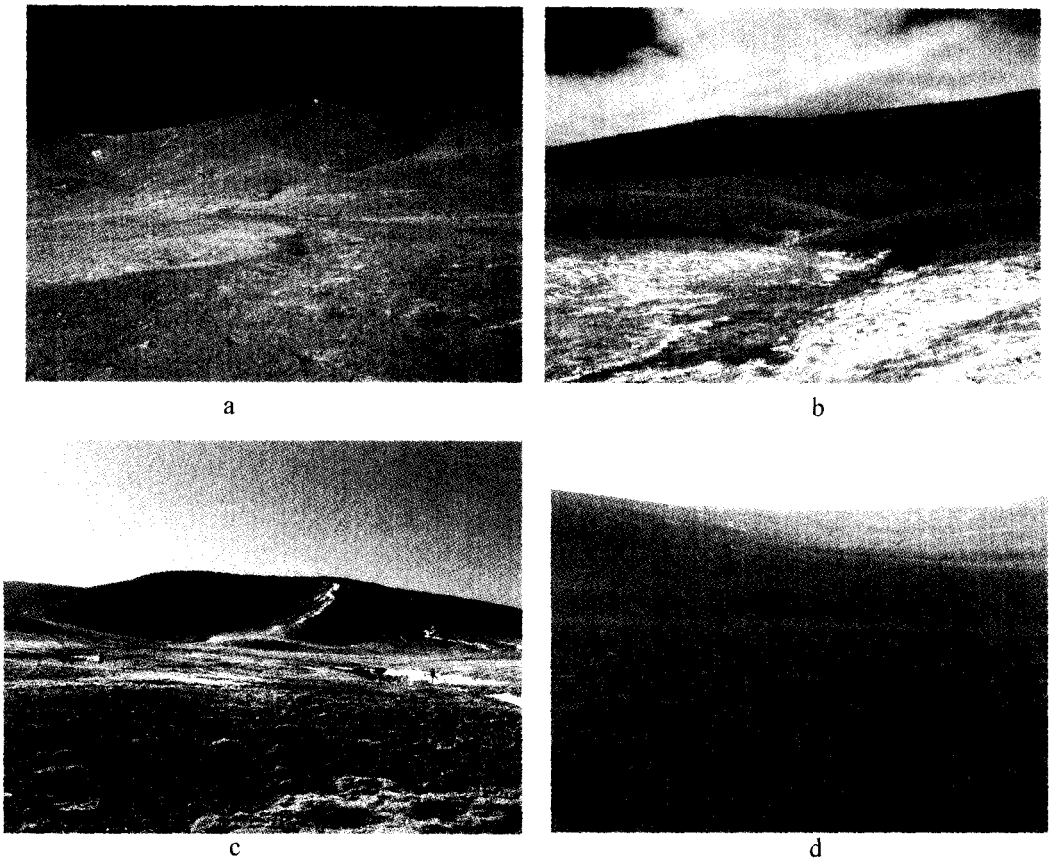


图5－30　风火山活动断层位移与灾害效应

Figure 5－30　Photos showing stream offsets and hazard effects caused by the Fenghuoshan active faulting

a—断层F_{26-3}左旋错断冲沟（镜头向北）；b—断层F_{26-6}左旋错断冲沟（镜头向北）；c—断层F_{27-1}左旋错断冲沟（镜头向北）；d—断层F_{25-6}构造裂缝切割青藏公路（镜头向西）

断层F_{26-4}走向60°，是二道沟地堑北部边界断层，对二道沟拉分盆地的发育具有显著的控制作用；沿断层分布断层陡坎、断层破裂带和雁列状冰丘群，晚更新世断坎高8m；断层左旋错断全新世冲沟和阶地18m，断错阶地沉积物的热释光年龄为16.3ka，计算得出F_{26-4}断层平均垂直和水平运动速度分别为0.49mm/a与1.10mm/a（表5－5）。断层F_{26-6}为第四纪新生活动断层，走向10°，倾向东；垂直错动全新世洪积扇5～8m，左旋错动扇体约15m（图5－30b），估算断层的垂直和水平运动速率分别为0.5～0.8mm/a和1.5mm/a。根据断层性质、运动特征和空间组合判断，二道沟盆地边界活动断层F_{26-3}、

F_{26-4}、F_{26-5}、F_{26-6}、F_{26-7}均属活动断层 F_{26}和 F_{27-2}左旋走滑运动的派生分支张扭性活动断层。

4. 二道沟活动断裂

二道沟活动断裂主要分布于二道沟盆地南侧，由一系列北西—北西西走向的活动断层组成，主要活动断层包括主干断层 F_{27}和分支断层 F_{27-1}－F_{27-8}。活动断层 F_{27}走向北西，代表性产状 230°∠76°，是古近纪逆冲断层重新活动的产物。古近纪沿该断层发生过大规模逆冲推覆运动，第四纪转变为左旋张扭性活动断层，区域上属乌兰乌拉湖－玉树活动断裂带；发育显著的线性遥感影像、断层三角面、断层陡坎、串珠状断陷湖盆及长轴 160°的雁列冰丘。断层 F_{27}全新世活动明显，发育张扭构造裂缝与线性泉水群，左旋错动拔河 12m 的河流阶地 120m、垂直错动阶地形成高 4m 的断层陡坎；断错阶地顶部砾石的钙膜 U 系等值线年龄为 34ka，断层错断阶地顶部砂土的热释光（TL）年龄为 31.3ka，计算得出断层 F_{27}平均左旋走滑运动速度为 2.61～3.52mm/a，垂直运动速度为 0.12mm/a（表 5－5）。

二道沟活动断裂 F_{27}的次级与分支断层 F_{27-1}－F_{27-9}走向近东西或北西西向，大部分属左旋斜滑张扭性活动断层，发育显著线性遥感影像、断层三角面、断层陡坎、串珠状斜列冰丘群，部分断层发育构造裂缝带和小型拉分盆地。断层 F_{27-1}垂直错动晚更新世洪积扇 12m，左旋错动晚更新世洪积扇和冲沟 50m（图 5－30c）；被错断洪积物的热释光（TL）年龄为 16.8ka，计算得出断层 F_{27-1}平均左旋走滑运动速度为 2.98mm/a，垂直运动速度为 0.71mm/a。断层 F_{27-8}左旋错断冲沟和阶地 16m，垂直错断洪积扇 16m，被错断洪积层的热释光（TL）年龄为 31.4ka，计算得出 F_{27-8}断层平均左旋走滑运动速度和垂直运动速度均为 0.51mm/a（表 5－5）。

二、断裂诱发灾害效应

风火山地区活动断层大部分穿切青藏公路和青藏铁路，断层活动及诱发地质灾害对公路交通和铁路安全具有不同程度的影响。断层诱发地质灾害主要包括沿断层分布的不均匀冻胀、冰丘、移动冰丘和构造裂缝。活动断层是地下水运移、富集的良好通道（胡海涛等，1982）。由于风火山活动断裂系深切常年冻土，夏季沿活动断层形成线性泉水群，冬季沿活动断层形成串珠状斜列冰丘群（图 5－31）。断层破碎带地下水和冰丘的不均匀冻胀能够产生不同程度的灾害效应，影响线路工程质量、服务年限和交通运输安全。沿断层分布的串珠状冰丘与沿活动断层发育的移动冰丘，对线路工程安全具有重大威胁；部分穿切铁路线的活动断层受机车振动的影响，在断层与铁路交会部位地下冰层厚度和地下水运动比远离铁路部位更容易发生变化，增加了诱发移动冰丘的概率。

风火山地区沿 F_{24-1}、F_{24-2}、F_{25}、F_{25-4}、F_{26-1}、F_{26-5}、F_{27-3}、F_{27-5}活动断层发育宽度达 150～800m 的构造裂缝带，沿活动断层 F_{25-4}发育宽度为 20m 的构造裂缝带（表 5－6），沿活动断层 F_{26-1}发育宽度 320m 的构造裂缝带（图 5－31）。据 1:2000 活动断裂勘测和地质灾害调查资料，在青藏公路沿线常见构造裂缝穿切路基现象（图 5－30d），产生路面裂缝，影响公路质量和行车速度。单条构造裂缝对公路、铁路的影响有限；但在数百米宽度范围内密集分布的构造裂缝对铁路工程和运营安全能够产生多大影响，是值得进一步观测研究的重大工程地质问题。构造裂缝对车站、房屋能够产生明显的破坏效应，在铁路建设

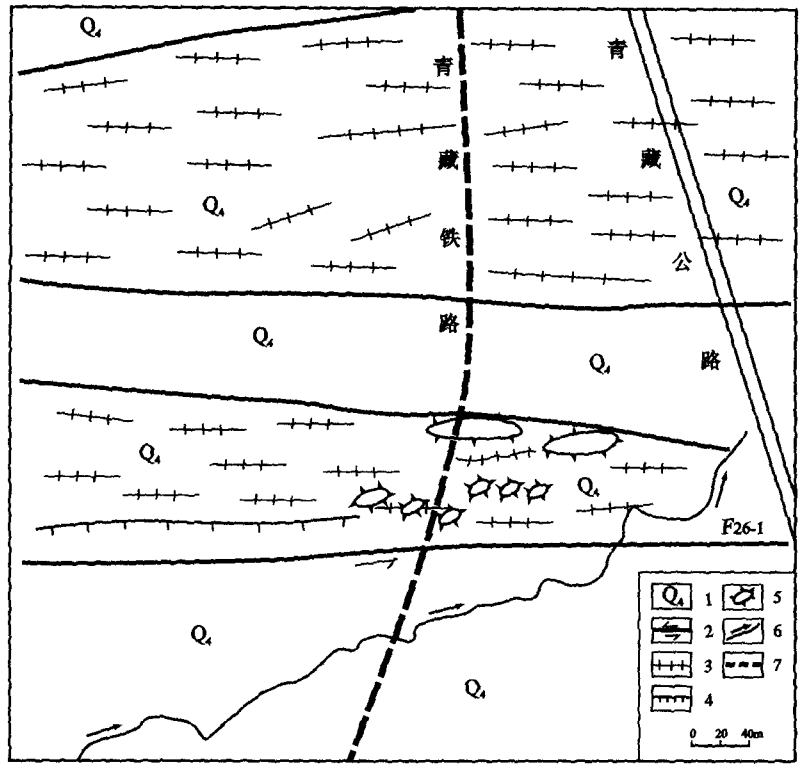


图 5－31　断层 F_{26-1} 及相关地质体实测平面图

Figure 5－31　Geologic map of active fault F_{26-1} across the Golmud－Lhasa highway and railway

1—全新统沉积；2—活动断层；3—构造裂缝；4—断层陡坎；5—冰丘；6—河流；7—铁路

表 5－6　风火山地区构造裂缝分布一览表

Table 5－6　Surface fracture zones within active faults in the Fenghuoshan Mountains

编号	位 置	地质特征	相关活动断裂	工程危害性
1	DK1148＋270～DK1148＋420	构造裂缝带，走向 105°，宽 150m	F_{24-1}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
2	DK1149＋600～DK1150＋260	构造裂缝带，走向近东西，宽 660m	F_{24-2}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
3	DK1151＋120～DK1151＋420	构造裂缝带，走向 110°，宽 300m	F_{25}	横穿青藏铁路，有一定的工程危害性
4	DK1154＋020～DK1154＋040	构造裂缝带，走向 65°，宽 20m	F_{25-4}	横穿青藏铁路，有一定的工程危害性
5	DK1158＋000～DK1158＋800	构造裂缝带，走向 85°，宽 320m	F_{26-1}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
6	DK1182＋780～DK1183＋120	构造裂缝带，走向 50°，宽 340m	F_{26-5}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
7	DK1182＋000～DK1182＋320	构造裂缝带，走向近东西，宽 320m	F_{27-3}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
8	DK1183＋300～DK1183＋520	构造裂缝带，走向近东西，宽 220m	F_{27-5}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性

过程中，应尽可能避免将车站和房屋建在活动断层带，尤其不能建在沿活动断层发育的构造裂缝带。

另外，风火山活动断裂与二道沟活动断裂是地震活动带，发生过多次3～5级地震，在断裂西延部位1997年发生过玛尼7.9级强烈地震，风火山隧道地区属大震空区，在未来百年内存在发生5～6级地震的可能性，对铁路及桥梁工程的安全具有潜在威胁，在铁路设计和重大工程建设过程中有必要采取必要的抗震减灾措施。

三、基本结论

综上所述，对风火山活动断裂的地质特征、活动时代与运动速度、灾害效应，得出如下基本认识：

1）风火山地区发育风火山北麓活动断裂、风火山活动断裂、二道沟盆缘断裂、二道沟活动断裂及不同方向、不同规模、不同性质的分支断层。主断裂、分支断层和派生断层共同组成风火山活动断裂系。

2）风火山活动断裂系主干断层F_{24}、F_{25}、F_{26}、F_{27}都具有显著的左旋走滑位移，晚更新世—全新世以左旋走滑运动为主；大部分分支断层以斜滑运动为主，具有显著的垂直下滑位移分量，多属活动断裂破碎带分支断层与主干活动断层左旋走滑运动的派生张扭性活动断层；部分分支断层构成晚第四纪拉分盆地的边界断层。

3）根据断层位移和年龄资料估算典型断层在晚更新世晚期—全新世的平均运动速度。风火山北麓F_{24}断层22.1ka以来平均左旋走滑运动速度为4.07mm/a，二道沟F_{26-4}断层16.3ka以来平均左旋走滑运动速度为1.10mm/a，二道沟南F_{27}、F_{27-1}、F_{27-8}断层晚更新世晚期—全新世平均左旋走滑运动速度分别为3.52mm/a、2.98mm/a和0.51mm/a，断层F_{26-4}、F_{27}、F_{27-1}、F_{27-8}尚存在0.12～0.51mm/a的垂直运动速度分量。

4）沿风火山活动断裂系的很多断层常诱发不同类型的地质灾害，包括不均匀冻胀、线性冰丘、移动冰丘、构造裂缝带和地震灾害等，对青藏铁路、青藏公路、输油管道等线路工程产生不同程度的危害。

由于大比例尺活动断层勘测主要限于青藏公路和青藏铁路沿线，对活动断层的区域分布没有进行详细观测，因此对活动断层序次和相互关系的分析难免存在局限性和片面性，对重要断层的分期分段特征缺乏详细研究，对典型活动断层运动速度的估算也比较粗略，有待于今后更多资料的补充和验证。

第四节　乌丽活动断裂系

乌丽活动断裂系发育于乌丽山地，是青藏高原北部重要的区域性活动构造体系，由乌丽北山（84道班）活动断裂、乌丽盆缘（85道班）活动断裂和乌丽南山（86道班）活动断裂所组成，包括17条不同规模、不同方向、不同性质、不同序次的活动断层（图3－12、5－32，表3－6）。但迄今为止，国内外对乌丽活动断裂重视不够，缺乏大比例尺调查勘测，研究程度很低，亟待加强工作。

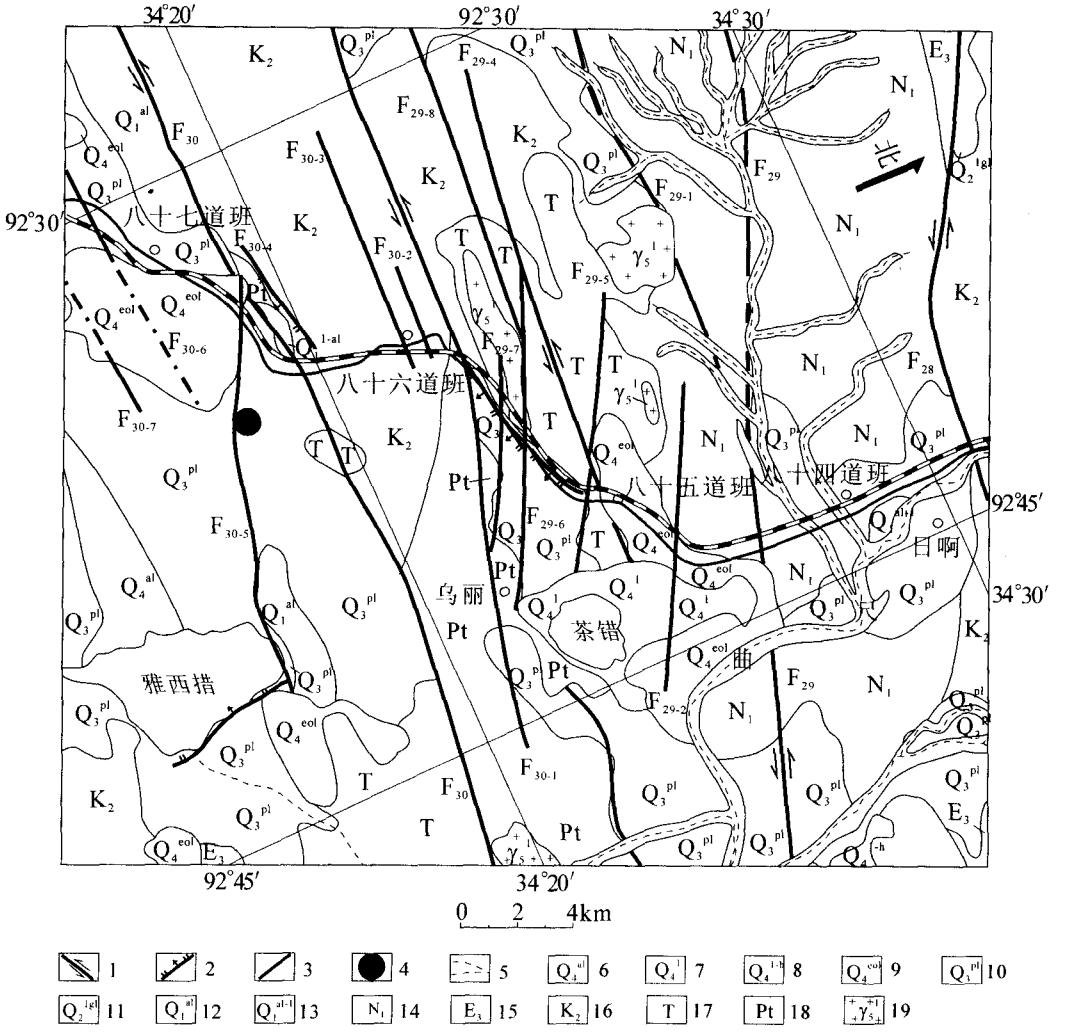


图 5－32　乌丽活动断裂系平面地质图

Figure 5－32　Geologic map of the Wuli active fault system in central Tibetan Plateau

1—活动走滑断层；2—活动正断层；3—活动断层；4—地震震中；5—现代河流；6—全新世河流沉积；7—全新世湖相沉积；8—全新世湖积—冲积；9—全新世风成砂土；10—晚更新世冰碛；11—中更新世冰水沉积；12—早更新世河流沉积；13—早更新世冲积—湖相沉积；14—中新世砂砾岩；15—渐新世砂砾岩；16—晚白垩世砂砾岩；17—三叠纪板岩；18—元古宙变质岩；19—印支期花岗岩

一、典型活动断裂的地质特征

通过 ETM 遥感解译、路线地质调查（1∶10 万）、重点部位活动断层填图（1∶2000）、探槽工程揭露、局部钻探验证及活动断层测年、断层位移观测等资料，良好地揭示了乌丽活动断裂系的结构组成、地质特征、活动时代、运动速度、灾害效应与工程影响。

1. 乌丽北山活动断裂

乌丽北山活动断裂（F_{28}）分布于乌丽盆地北侧山地，属第四纪晚期新生活动断层，切割早中更新世沉积层。沿断层雁列分布长轴 350°的冻胀丘群和走向 30°的构造裂缝，在

断层陡坎下部出露泉水。沿断层发育线性陡坎、断层谷地、线性展布泉水群、斜列冰丘群和构造裂缝；部分断层在基岩山区发育宽约100m的断层破碎带，出露松散断层角砾岩和新鲜断层泥。

2. 乌丽盆缘活动断裂

乌丽盆缘活动断裂主要分布于乌丽断陷盆地及周缘山地，总体呈北西西—近东西走向，部分断层在85道班附近穿切青藏公路。乌丽活动断裂包括F_{29}、F_{29-1}、F_{29-2}、F_{29-4}、F_{29-5}、F_{29-6}、F_{29-7}、F_{29-8}八条不同序次的活动断层，大部分断层走向90°～120°，具有明显的线性遥感影像特征，发育显著的断层陡坎、断层谷地、构造洼陷和构造裂缝；沿大部分断层都发育线性泉水群和斜列冰丘群。部分断层显著切割晚更新世湖相泥灰岩层和粘土层。一些断层左旋切割冲沟，控制河流走向，并在地表出露断层破碎带。断层F_{29-1}走向90°，规模较大，控制河流走向和水系分布，切割晚更新世沉积层和地下冰层，发育显著断层崖、断层陡坎和宽约700m的断层破碎带；在铁路线两侧沿断层发育线性凹陷和冰丘群（图5－33）；冰丘长轴80°～90°，显示断层对地下水运动和不均匀冻胀的显著控制作

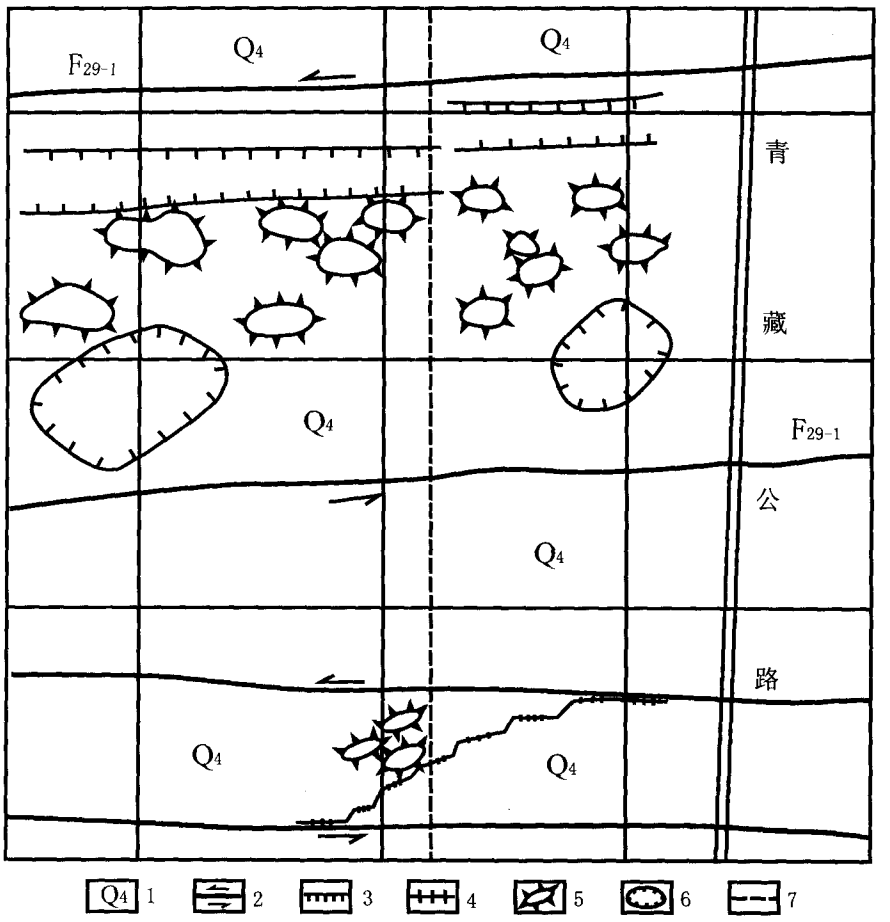


图5－33　乌丽F_{29-1}断层带实测平面地质图

Figure 5－33　Geological map of the Wuli active fault F_{29-1}

1—全新世沉积；2—走滑断层；3—断层陡坎；4—构造裂缝；5—冰丘；6—构造洼陷；7—在建青藏铁路

用；断层左旋错断冲沟和冲洪积扇体，属左旋走滑活动断层。断层 F_{29-2} 左旋错动全新世冲沟和洪积扇约 20m，发育 5～12m 的断层陡坎，估计断层全新世垂直和水平运动速度分别为 0.5～1.2mm/a 和 2mm/a（表 5－7）。

表 5－7　乌丽活动断裂全新世平均运动速度一览表

Table 5－7　Holocene slip rates on average of the Wuli active fault system

断层编号	断层名称	运动速度	估算依据	地质年代
F_{29-2}	乌丽盆北活动断层	断层下滑 0.5～1.2mm/a	断层错断洪积扇 5～12m	全新世
		左旋走滑 2.0mm/a	左旋错断全新世冲沟 20m	全新世
F_{29-6}	乌丽南山北缘断层	左旋 3.2 mm/a	左旋错断全新世冲沟 18m	5.6ka（TL 测年）
		下滑 3.6 mm/a	5.6ka 沿断层面下滑 20m	5.6ka（TL 测年）
F_{29-7}	乌丽盆南活动断层	断层下滑 1.5mm/a	晚更新世断层陡坎 15m	全新世
		左旋走滑 1.2mm/a	左旋错断全新世冲沟 12m	全新世
F_{30-4}	乌丽山南活动断层	左旋走滑 3.5mm/a	左旋错断晚更新世冲沟 35m	全新世

断层 F_{29-4} 断层走向 90°～120°，向东延伸至茶措北侧，是控制乌丽左旋拉分盆地的重要边界活动断层。在青藏公路西侧，沿断层带分布众多上升泉；沿断层带部分泉水有冒气现象，气体有硫磺味，显示泉水来自深部。在泉水活动带南侧为线性基岩陡坎。青藏铁路从泉水活动带上通过，冬季在铁路桥下发育较大冰丘；夏季冰丘消融，形成沿断层分布的泉水群。该断层呈北西西向穿切青藏公路。据地表观测和 20 世纪 70 年代钻探资料，在青藏公路西侧出露宽达 100～500m 的 F_{29-4} 断层破碎带，断层对泉水有显著控制作用（图 5－34、5－35）。垂直断层 F_{29-4} 开挖探槽。探槽位于泉水活动带西侧采石场，探槽方向 40°，探槽编录如图 5－36。探槽剖面揭露四套岩层，包括：层①灰白色、灰黄色碎裂石英砂岩、泥质砂岩，产状 220°∠20°；层②紫红色泥质砂岩，强烈风化破碎；层③灰白色、灰黄色断层碎裂岩带；层④全新世灰白色、灰黄色残坡积砂砾石层。探槽揭露的 F_{29-4} 断层破碎带宽约 1～2m，垂直错动基岩约 2m。断层 F_{29-4} 对全新世残坡积物、冰丘和现代深源泉水都有显著控制作用，反映断层属全新世活动断层，现今仍然有较强的构造活动性。

断层 F_{29-5} 走向 120°，具有清晰的线性遥感影像特征，发育断层陡坎和断层谷地，显著切割、错断中晚更新世砂砾石层（图 5－34、5－35）。沿断层发育线性泉水群、雁列状冰丘群，冰丘长轴 80°。断层切割中晚更新世沉积地层，左旋错断晚更新世冲洪积扇，反映断层左旋走滑运动特征。

断层 F_{29-6} 走向 110°～120°，属乌丽盆地南缘活动断层，沿断层分布断层垭口、断层三角面和陡崖。断层延伸数十公里，规模较大。沿断层分布断坎、泉水、地裂缝和雁列冰丘。断层陡坎高约 5m，倾向北东；冰丘和地裂缝走向 120°。顺断层倾向切割、错断全新世沉积层约 20m，断层左旋错动全新世晚期洪积扇、冲沟约 18m；断层切割冲洪积物下部砂层的热释光年龄为 5.6ka；估算断层的垂直和水平运动速度分别为 3.6mm/a 和 3.2mm/a（表 5－7）。

断层 F_{29-7} 走向 120°，属乌丽盆地南缘边界活动断层，具有明显的线性遥感影像特征，沿断层分布断层谷、断层崖、断层三角面、线性泉水群和构造裂缝带。晚更新世断层崖高

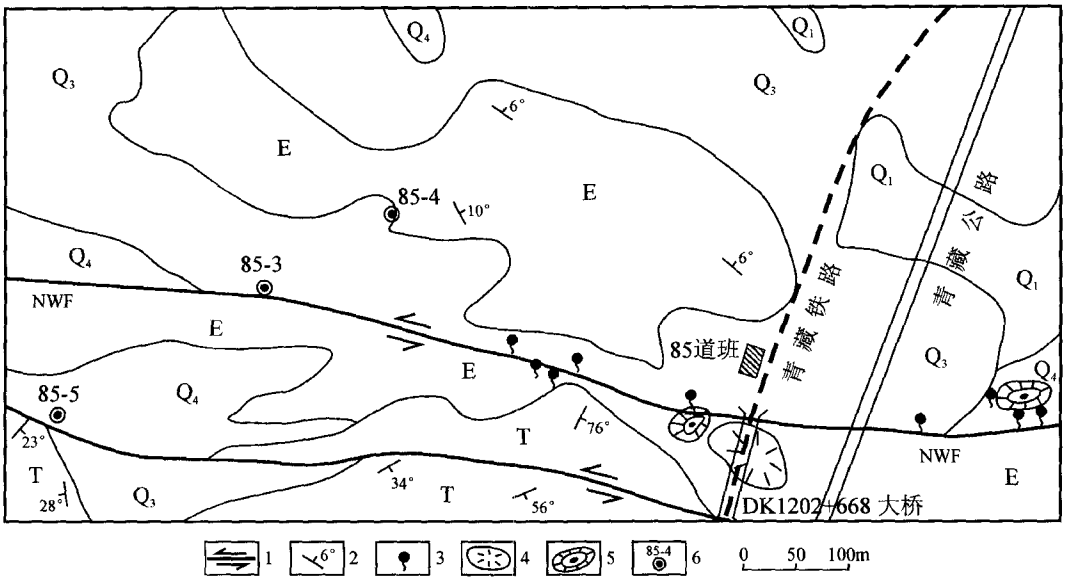


图 5－34　乌丽 85 道班平面地质图

Figure 5－34　Geological map of No. 85 station of the Golmud－Lhasa Highway and its vicinity near Wuli

（据胡海涛等，1982 修编）

1—走滑断裂；2—地层产状；3—泉水；4—泉华丘；5—冰锥消融凹坎；6—钻孔及编号；Q_4—全新世细砂；Q_3—晚更新世砂碎石；Q_1—早更新世灰绿色泥岩；E—古近纪含砾泥岩；T—三叠纪黄绿色砂岩、页岩、泥灰岩；NWF—乌丽盆北活动断裂

约 15m；断层左旋错动全新世冲沟约 12m，估算断层垂直和水平运动速度分别为 1.5mm/a 和 1.2mm/a（表 5－7），属左旋斜滑张扭性活动断层。断层 F_{29-8}走向 90°～100°，延伸数十公里，发育小型断陷盆地和线性分布的全新世泉华台地，反映断层对全新世温泉活动具有显著的控制作用。

3. 乌丽南山活动断裂

乌丽南山活动断裂分布于乌丽盆地南侧山地，总体呈近东西走向，由 F_{30}、F_{30-1}、F_{30-2}、F_{30-3}、F_{30-4}、F_{30-5}、F_{30-6}、F_{30-7}八条不同序次、不同规模的活动断层组成。大部分活动断层具左旋走滑或左旋斜滑运动特征，发育断层陡坎、断层崖、构造裂缝、线性泉水群和串珠状冰丘群，具有比较明显的线性遥感影像特征。部分断层显著切割晚更新世或全新世砂砾石层。

断层 F_{30}属于乌丽拉分盆地南缘断层西段，走向近东西，穿切青藏公路，在公路东侧发育多条断层裂缝；断层裂缝一般宽 5～20cm 不等，切割全新世砂土和腐殖土层，向下延伸进入基岩并切割、错动基岩（图 5－37）。

断层 F_{30}发育多条近平行于或低角度斜交于主干断裂的分支断层，如 F_{30-1}—F_{30-6}等活动断层。断层 F_{30-1}走向 80°～90°，断层面倾向北；穿切中晚更新世砂砾石层和晚更新世洪积扇；沿断层发育断层崖、泉水群、构造裂缝和斜列冰丘群，构造裂缝带宽约 200m；局部地段 F_{30-1}断层垂直下滑运动显著，发育高约 10m 的断层崖，估计断层垂直运动速率约 1mm/a。断层 F_{30-2}走向 90°，构成一东西向小型地堑的边界断层，断层带宽约 100m，

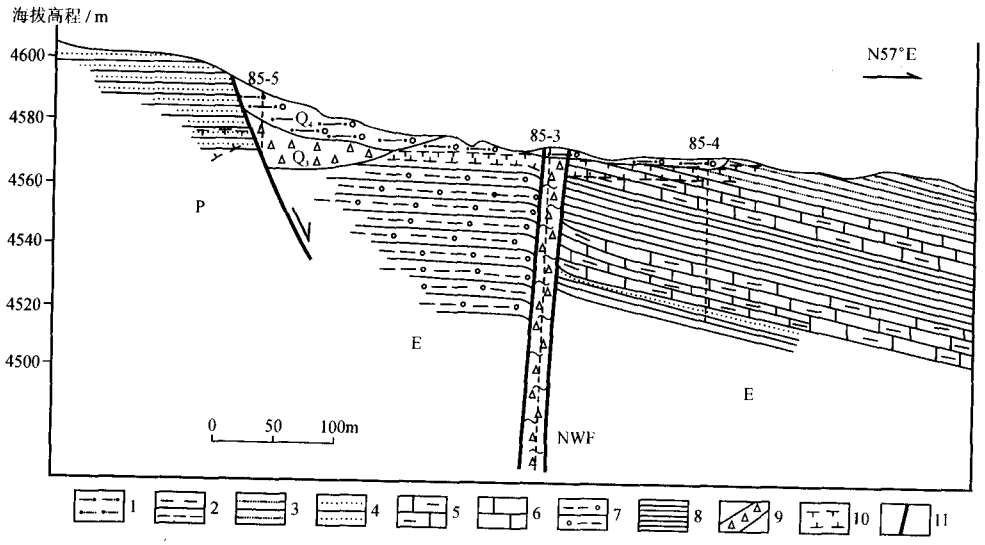


图 5－35　青藏公路 85 道班西侧剖面地质图

Figure 5－35　Cross section across west of the No. 85 station of the Golmud－Lhasa Highway

（据胡海涛等，1982）

1—泥质砂砾岩；2—泥岩；3—泥质粉砂岩；4—砂岩；5—泥质灰岩；6—灰岩；7—含砾泥岩；8—页岩；9—断层角砾岩；10—冻土界线；11—断层面；钻孔 85－3、85－4、85－5 位置如图 5－34；P—二叠系；E—古近系；Q_4—全新统；NWF—乌丽盆北断裂

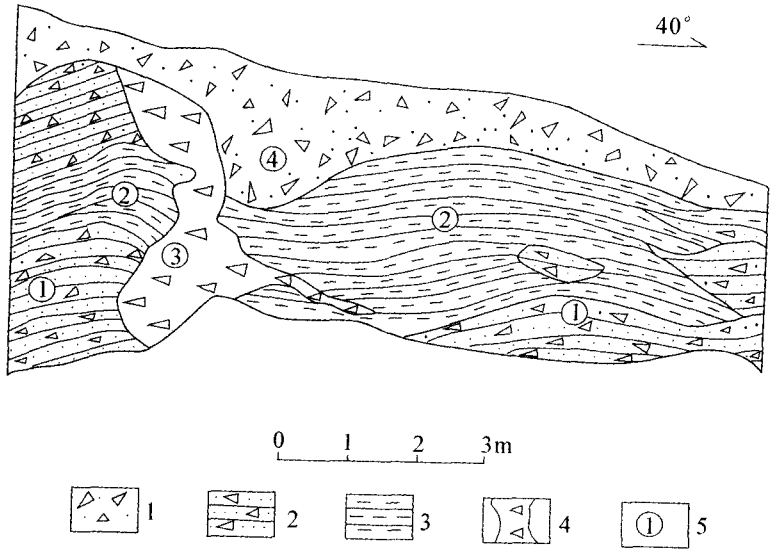


图 5－36　乌丽盆地西北断层 F_{29-4} 探槽剖面图

Figure 5－36　Trench cross section across active fault F_{29-4} in northwest Wuli basin

1—风化壳；2—碎裂砂岩；3—泥岩；4—断层破碎带；5—岩层编号

区域延伸十几公里，规模较小；沿断层分布断层陡坎、泉水和冰丘，冰丘长轴呈北东向，沿东西向活动断层呈串珠状斜列分布，指示断层具有左旋张扭性质；断层切割、错断全新

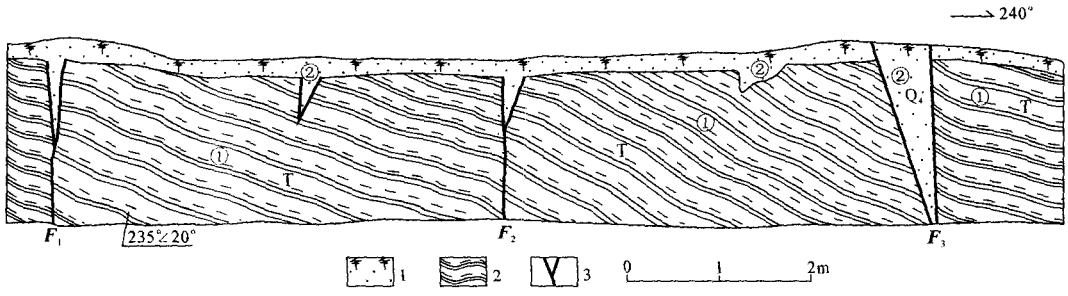


图 5－37　乌丽 F_{30}断层活动诱发构造裂缝探槽剖面图

Figure 5－37　Trench cross section of surface fracture zone within the Wuli active fault F_{30}

1—腐殖土；2—三叠纪泥质板岩；3—构造裂缝

世沉积层，断层陡坎高约 3～5m，倾向南，估算断层垂直活动速率约 0.3～0.5mm/a。断层 F_{30-3}走向 90°，倾向北，构成一东西向小型地堑南侧边界活动断层，区域延伸十几公里，规模较小；沿该断层发育宽 400m 的构造裂缝带；沿断层发育线性泉水群和冰丘群，冰丘分布于公路涵洞两侧，长轴北东东向，沿断层雁列分布，指示断层具左旋张扭性质；断层切割、错断晚更新世砂砾石层，形成高约 3～5m 的断层陡坎。

断层 F_{30-4}走向 70°，发育显著断层三角面、断层崖和河流左旋拐弯现象，断层规模大，区域延伸近百公里，是乌丽南侧的盆—山边界断层，主要沿早期不整合面和逆冲断层带分布。沿断层发育断坎、斜列冰丘、线性泉水和基岩破裂带，断层破碎带宽 150～500m；发育晚更新世阶梯状断坎，总高度约 10～12m；全新世断层崖高约 2.5m，断层左旋错动晚更新世冲沟约 35m。估算断层垂直和水平运动速度分别为约 0.2～1mm/a 和 3.5mm/a（表 5－7）。

断层 F_{30-5}走向 110°～120°，倾向南，发育断层谷和断层陡坎，局部控制河流走向，延伸数十公里，规模较大；沿断层发育斜列冰丘群和宽约 400m、走向 120°的构造裂缝带；断层左旋切割错断冲洪积扇和冲沟。断层 F_{30-6}走向 60°，倾向北西，发育比较明显的断层陡坎，造成河流 T_1阶地向北西方向倾斜；沿断层分布有斜列构造裂缝和线性泉水群；在铁路线附近断层被全新世沉积覆盖，属隐伏活动断层。

二、断裂诱发地质灾害效应

乌丽活动断裂系大部分断层穿切青藏公路和青藏铁路，断层活动及诱发地质灾害对公路交通和铁路安全具有不同程度的影响。断层诱发地质灾害主要包括沿断层分布的不均匀冻胀效应、冰丘（图 5－33）、移动冰丘和构造裂缝（图 5－37）。

乌丽活动断层是地下水运移、富集的良好通道。由于乌丽活动断裂系深切常年冻土，夏季沿活动断层形成线性泉水群，冬季沿活动断层形成串珠状斜列冰丘群。断层带地下水和冰丘的不均匀冻胀能够产生不同程度的灾害效应，影响线路工程质量、服务年限和交通运输安全。冬季冰丘、尤其是沿活动断层发育的移动冰丘，对线路工程安全具有重大威胁；如青藏公路 86 道班公路东侧，沿乌丽 F_{30-3}活动断层在 2001 年底—2002 年初发育一个较大规模的椭圆形移动冰丘，长达 15m，高约 1.8m，导致长达 15m

的地下输油管道发生约2m高度的拱曲变形。该移动冰丘在冬季发育，4～5月部分消融，7～9月完全融化形成沼泽泥塘，夏季冰丘消融后拱曲变形的输油管道呈弧形暴露于地表。由于乌丽活动断裂系大部分活动断层都发育斜列冰丘群，每条断层的活动都能够诱发形成新的移动冰丘。部分穿切铁路线的活动断层受机车振动的影响，在断层与铁路交会部位地下冰层厚度和地下水运动比远离铁路部位更容易发生变化，增加了诱发移动冰丘的概率。一旦在铁路下方沿活动断层形成移动冰丘，将导致铁路路基隆起和铁轨变形，严重威胁铁路运输安全，甚至酿成重大安全事故，有必要采取适当的工程防治措施，加强穿切铁路活动断层及诱发地质灾害的监测预警工作，最大限度地避免、减轻移动冰丘造成的灾害损失。

乌丽活动断裂系沿部分活动断裂发育较大宽度的构造裂缝带，如乌丽F_{30}断层活动诱发的构造裂缝（图5－37）。通过青藏铁路沿线系统的1:2000活动断裂勘测和地质灾害调查，在乌丽活动断裂系共发现6条宽50～400m的构造裂缝带（表5－8）。在青藏公路沿线，常见构造裂缝穿切路基，产生路面裂缝，影响公路质量和行车速度。构造裂缝对公路、铁路、车站等工程具有不良影响，甚至产生灾害效应，需要加强观测。

表5－8　青藏铁路乌丽段沿线构造裂缝带特征一览表

Table 5－8　Features of surface fracture zones within the Wuli active fault system across the Golmud-Lhsa railway

编号	位置	地质特征	相关活动断裂	工程危害性
16	DK1196＋020～DK1196＋120	构造裂缝带，走向120°，宽100m	F_{29}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
17	DK1198＋600～DK1198＋800	构造裂缝带，走向125°，宽200m	F_{29-2}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
18	DK1202＋600～DK1202＋650	构造裂缝带，走向近东西，宽50m	F_{29-4}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
19	DK1209＋800～DK1210＋000	构造裂缝带，走向近东西，宽200m	F_{30-1}	横穿青藏铁路，有一定的工程危害性
20	DK1211＋720～DK1212＋130	构造裂缝带，走向近东西，宽410m	F_{30-3}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性
21	DK1222＋100～DK1222＋420	构造裂缝带，走向105°，宽320m	F_{30-5}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性

由于乌丽活动断裂系缺乏古地震和历史地震资料，对乌丽活动断裂系的地震灾害难以作出准确评价。但根据活动断层运动速度和地震震级、地震复发周期关系的统计资料（Matsuda，1975；Slemmons，1977），部分运动速度达3～3.6mm/a的活动断层如F_{29-6}、F_{30-4}在未来百年内存在发生5～6.5级地震的可能性，对铁路及桥梁工程的安全具有潜在威胁，在铁路设计和建设过程中有必要采取一定的抗震减灾措施。

需要指出，尽管对乌丽活动断裂系活动断层及灾害效应开展了1:2000比例尺的系统调查勘测，对部S分活动断层的运动速度进行了初步估算，但对断层活动时代的测年资料

和断层位移测量资料偏少，缺乏历史地震和古地震实测资料，断层相关的测年精度有待于进一步提高。

第五节　通天河活动断裂系

通天河活动断裂系属青藏高原北部左旋走滑活动断裂构造体系，主要由沱沱河盆北活动断裂（F_{32}）、沱沱河盆南活动断裂（F_{33}）、开心岭活动断裂（F_{34}）、布玛郎纳活动断裂（F_{35}）、通天河活动断裂（F_{36}）、通天河盆地南部活动断裂（F_{37}）和通天河盆南边界活动断裂（F_{38}）及次级、分支活动断层所组成，控制不同方向拉分盆地的形成演化；发育大量串珠状斜列分布的冰丘群。但迄今为止，国内外尚未对青藏高原活动断裂及灾害效应开展大比例尺地质调查和系统的工程地质勘测，对通天河地区活动断裂研究程度很低，亟待加强工作。兹在青藏铁路沿线 1∶2000 活动断裂勘测、1∶10 万路线地质调查基础上，分析通天河活动断裂系的地质特征、灾害效应与工程危害性。

一、典型活动断裂的地质特征

通天河活动断裂系分布于沱沱河盆地（高平原）、开心岭山地和通天河盆地（高平原），是青藏高原北部的重要区域性活动构造体系，由沱沱河盆北活动断裂、沱沱河盆南活动断裂、开心岭活动断裂、布玛郎纳活动断裂、通天河活动断裂、通天河盆地南部活动断裂和通天河盆南边界活动断裂等组成。不同断裂具有不尽相同的地质特征和活动历史。

1. 沱沱河盆北活动断裂

沱沱河盆北活动断裂（F_{32}）分布于沱沱河断陷盆地北缘，由 1 条主干活动断层和若干分支断层所组成，总体走向 100～120°，具有明显的 ETM 遥感线性影像特征，断裂延长达百余公里，规模较大，对沱沱河盆地演化有明显的控制作用（图 5－38、5－39）。沿沱沱河盆北活动断裂发育高 10～15m 的显著断层陡坎、串珠状冻胀丘群和晚更新世泉华台地，切割、错断晚更新世湖相沉积和全新世砂砾石层（图 5－39）。沿青藏铁路沱沱河特大桥作地震反射勘探，结果表明，沱沱河盆北活动断裂 F_{32} 切割、错断表层全新世沉积层和地下冰层，反映断层现今具有明显构造活动性。在沱沱河镇西 20km 处，该断裂右旋切割、错断冲沟，导致很多水系右旋拐弯，控制全新世冲洪积扇体线性分布。

沿沱沱河活动断裂主干断层和分支断层发育张扭构造裂缝、线性陡坎、雁列冰丘和古泉华丘。主干断层破碎带宽约 80m。冰丘和古泉华丘长轴 140°，沿断层右列分布，指示沱沱河活动断裂的右旋张扭运动性质。

2. 沱沱河盆南活动断裂

沱沱河盆南活动断裂（F_{33}）位于沱沱河盆地南缘，属沱沱河盆地南部边界活动断裂（图 5－39），主断裂从青藏铁路八十九道班南约 1km 处通过，为一左旋走滑断裂。主体走向沿 292°，长度大于 40km，西北端被 EW 向断层所截。具有清晰的线性遥感影像，地貌上表现为显著的线状断层陡坎。在八十九道班东侧 2.5km 处冲沟及山体被左旋错断 30m；在沱沱河镇西侧 18～24km 处和玛曲一带，沱沱河主河道有明显左行错移现象。在沱沱河支流勒普段，扎木曲河道方向在断裂带由北西走向急转为东西走向；河南岸发育近东西走

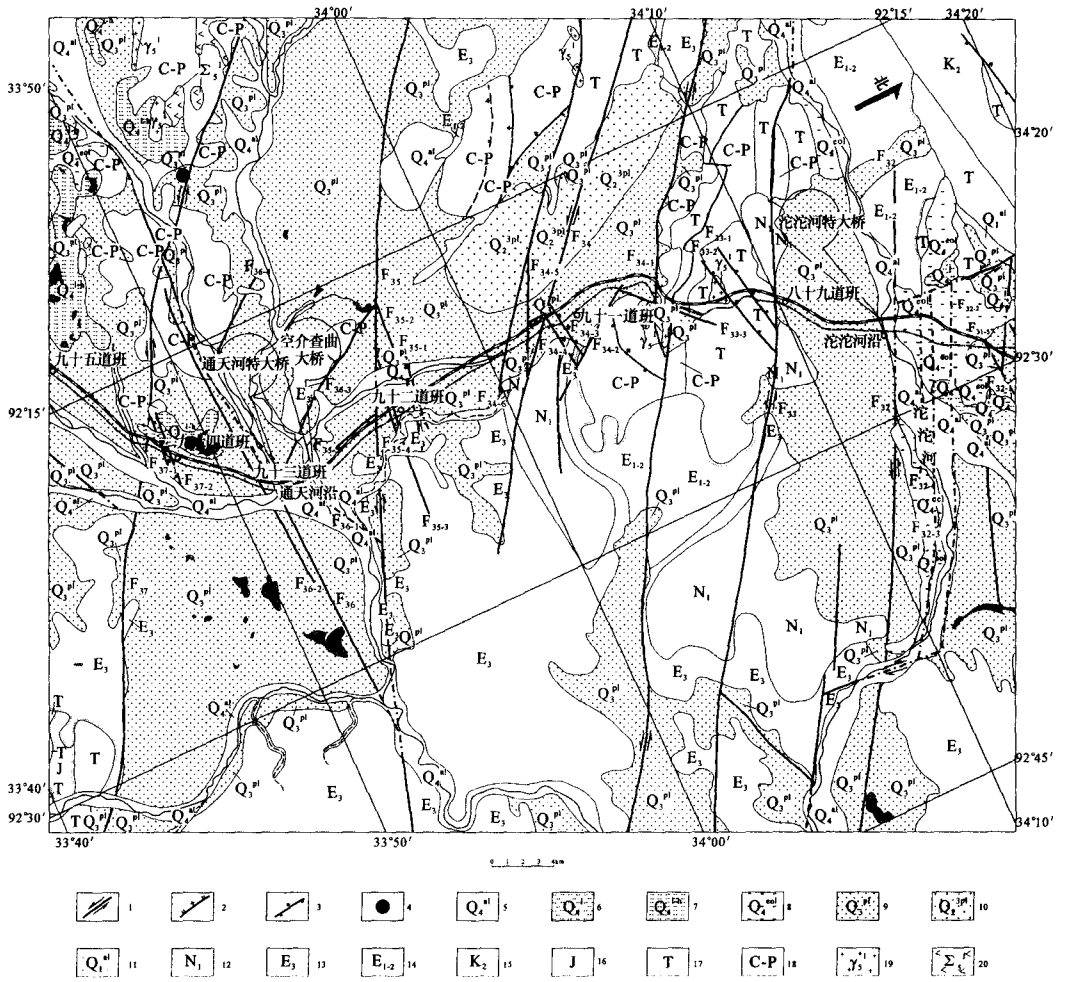


图 5－38　通天河活动断裂系活动断裂系平面地质图

Figure 5－38　Geologic map of the Tongtianhe active fault system in central Tibetan Plateau

1—走滑断层；2—正断层；3—逆断层；4—4～5 级地震；5—全新世冲积物；6—全新世湖相沉积；7—全新世泉华沉积；8—全新世风成砂土堆积；9—晚更新世冲洪积；10—中更新世晚期冲洪积；11—早更新世河流沉积；12—中新世沉积；13—渐新世砂砾石层；14—古新世—始新世砂砾石层；15—晚白垩世红层；16—侏罗系；17—三叠系；18—石炭—二叠系；19—三叠纪花岗岩；20—三叠纪基性—超基性岩

向的断层三角面，在勒普一带晚更新世冲沟被左行错移约 90m，发育线性分布温泉（图 5－40a）；沱沱河北岸沿勒普断裂可见成串分布的冰丘，冰丘的长轴为北东－南西向（图 5－40b）。

在沱沱河主河道玛曲段沿该断裂发育成片分布的冰丘群，分布范围十余平方公里，单个大小 3m×2m 或 5m×3m，高约 2m，总体向 75°方向延伸，单体长轴近东西。在玛曲 NW 约 8km 处见有冻胀丘，其长轴近 EW 和 NW 向分布；玛曲东侧约 2km 出见冰垅，宽 15～20m，高 1～2m，延长约 400m，脊部裂缝宽 1～1.5m；在沱沱河镇西侧约 10～12km 处，沿主断裂带发育成串出露的泉水。

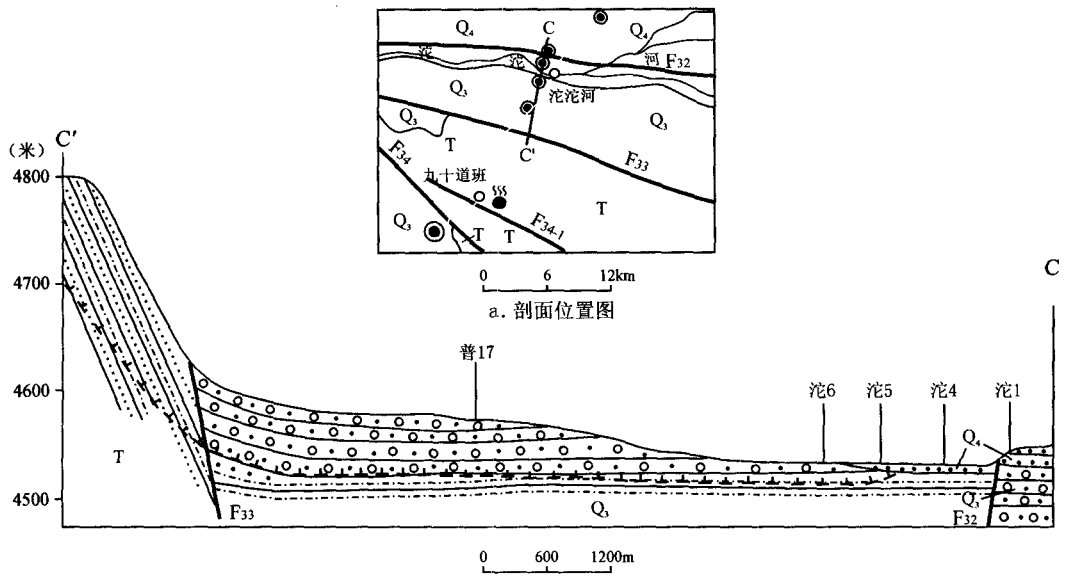


图 5－39　青藏铁路沱沱河—开心岭段地质剖面图

Figure 5－39　Cross section of the Tuotuohe－Kaixinling profile across the Golmud－Lhasa railway

（据青海省第一水文地质大队与地质力学研究所，1982 资料修编）

在主断裂周缘，发育大量近东西—北东东向分支断层和派生断层，沿各次级活动断层发育显著的断层陡坎、斜列冰丘群、线性泉水群和构造裂缝带。沿部分次级断层发育喷砂冒水现象和近东西向展布的温泉群。

3. 开心岭活动断裂

开心岭活动断裂从青藏公路九十一道班南侧通过，由北西走向主干断层和近东西向分支断层组成。主干断层（F_{34}）位于青藏铁路九十一道班南侧约 800m 处，走向 312°，延长大于38km，具有清晰的线性遥感影像特征。在91 道班的北西 8km 处主干断层左旋错断冲沟，在 91 道班北西 19km，主干断层左行错断山体，切割、错断全新世冲洪积扇，沿断层陡坎发育线性泉水群。

4. 布玛朗纳活动断裂

布玛朗纳活动断裂（F_{35}）从青藏公路九十二道班附近通过，主体呈北西走向，发育一些近东西向分支断层。布玛朗纳主断裂长度大于 33 km，走向 295°，具有清晰的线性遥感影像特征；沿断裂发育串珠状断陷湖泊。在九十二道班的东南 5km 处，主干断裂左行错断通天河支流，错距达 600m，附近 4623m 高地也被该断裂左行错断。在青藏公路南东侧约 1km 处，沿断裂发育近东西向大型冰垅，切割、错断第四系湖相沉积层。断裂的西段切割、错断现代冲洪积扇，左旋错断冲沟。布玛朗纳北侧断裂左旋错断冲沟 67m，冲沟发育于晚更新世湖相沉积层之上，推断为全新世冲沟。

布玛朗纳活动断裂的分支断层呈近东西走向，常构成近东西向小型拉分盆地边界。沿分支断层发育线性展布的断层陡坎、串珠状冰丘群和大量近东西向构造裂缝。



a—断层 F_{36} 温泉群（镜头向东）



b—断层 F_{33} 线性冰丘群（镜头向西）



c—断层 F_{36} 线性冰丘群（镜头向东）



d—断层 F_{37-1} 冰丘群（镜头向东）



e—F_{38} 断层沟谷地貌（镜头向西）



f—F_{38} 断层带斜列冰丘（镜头向西）

图 5－40　通天河活动断裂系典型活动断层地质特征

Figure 5－40　Photos of geological features of the Tongtianhe active fault system in central Tibetan Plateau

5. 通天河活动断裂

通天河活动断裂（F_{36}）分布于通天河盆地，由近东西向主干活动断层和北西向分支活动断层所组成。主干断层分布于通天河主河道及南岸，具有显著的线性遥感影像特征，地貌上表现为线性陡坎，沿断层陡坎发育线性泉水群和线性温泉群（图 5－40）。如在加茸强马山南坡，沿 F_{36} 断层陡坎分布有近东西向展布的温泉群。在九十三道班南 2km 处，沿 F_{36} 断层陡坎发育线性冰丘群，呈 80°方向延伸。在九十三道班南 1.2km 处，沿主干断

层发育线性冰丘群；冰丘单体高 1～1.2m，宽 4～5m，长 10～11m，单体长轴走向 75°（图 5－40c）。主干断裂切割晚更新世湖相沉积层，具左旋走滑运动特征。沿青藏铁路通天河特大桥作地震反射勘探，发现 F_{36} 断层明显切割冻土和地下冰层。在断裂复合部位与富水断裂破碎带，沿断裂发育串珠状斜列冰丘群。

6. 通天河盆地南部活动断裂

通天河盆地南部活动断裂（F_{37}）总体走向 300°，长度大于 57km，发育线性分布的断层陡坎。在九十四道班南西约 2km 处沿 F_{37} 活动断裂发育 4 个串珠状排列的冻胀丘和冻胀泥塘、冰丘。在青藏公路西侧，沿通天河盆地南部活动断裂发育近东西向小型拉分盆地，在拉分盆地边界发育活动断层断层 F_{37-1} 和 F_{37-2}，属通天河南活动断裂分支断层；近东西向分支断层走向 80°，控制近东西向断陷盆地和基岩岛山分布，发育线性分布的斜列冰丘群（图 5－40d）；在 94 道班西南见 500～600m 宽的断陷带内分布四条近东西向泉华垄，长 200～400m，宽 20～40m，泉华垄之间见多个上升泉泉眼顺断层带分布。受断裂带强烈活动和后期冻胀作用影响，泉华垄强烈破碎，顶部发育走向 80° 的构造裂缝。

垂直 F_{37-1} 活动断层开挖探槽，探槽编号 $F_{37-1}TC_1$，位于近东西向拉分断陷盆地中部的东西向泉华垄上，垂直于泉华垄，探槽方向 360°，探槽编录如图 5－41。探槽剖面揭露出三层沉积层，岩性特点分别为：层①：灰白色粗块状碎裂钙华，钙华裂纹呈背形形态，显示后期受到冻胀作用；层②：灰白色细块状碎裂钙华，钙华裂纹呈宽缓背形形态，也显示后期受到冻胀作用。层 2 中部发育构造裂缝，走向 80°，向下稳定延伸；层③：灰黄色含砂细砾层，充填于断层裂缝中。探槽 $F_{37-1}TC_1$ 剖面中，层①与层②之间发育定向分布的砾石层，对应于断层 F_1。层③充填于断层 F_2 裂缝内。由于探槽中古泉华为 Q_3—Q_4 泉水活动产物，且现今泉水活动比较活跃，表明 F_{37-1} 断层为晚第四纪以来活动明显的断裂带。

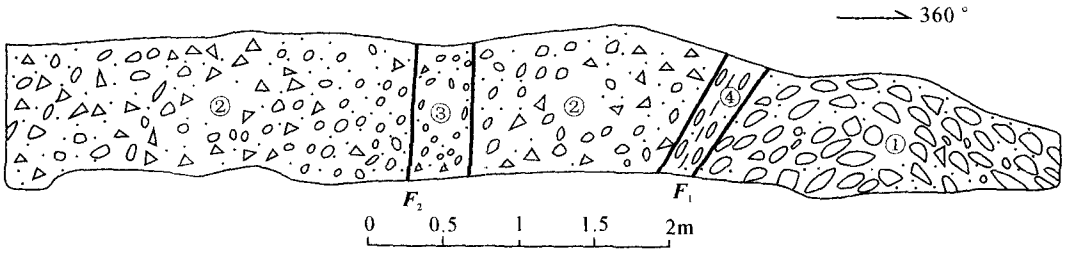


图 5－41　断层 F_{37-1} 探槽剖面图

Figure 5－41　Trench cross section of active fault F_{37-1}

7. 通天河盆南边界活动断裂

通天河盆南活动断裂（F_{38}）分布于雁石坪山地北侧，属通天河盆地南缘边界活动断裂，走向 290°，属左旋走滑断层。地貌上表现为线状陡坎和断层谷地（图 5－40e）。主干断裂破碎带宽约 80～100m，构造岩为碎裂岩，见硅化和碳酸盐化，破劈理极为发育，代表性产状为 70°～80° ∠80°～90°。主断裂面成舒缓波状，沿走向延伸大于 100km。断层具多期活动性，早期以逆冲推覆运动为主；晚期具张扭性活动特征，左旋

切割、错断山脊和晚更新世—全新世冲沟，属左旋走滑活动断裂。在雁石坪沟口平行铁路线作氡气测量，发现 F_{38} 断层具有明显的高氡气含量异常（图 5－42），反映断层现今具有显著构造活动性。沿雁石坪活动断裂发育线性分布的泉水群和斜列冰丘群（图 5－40f）。

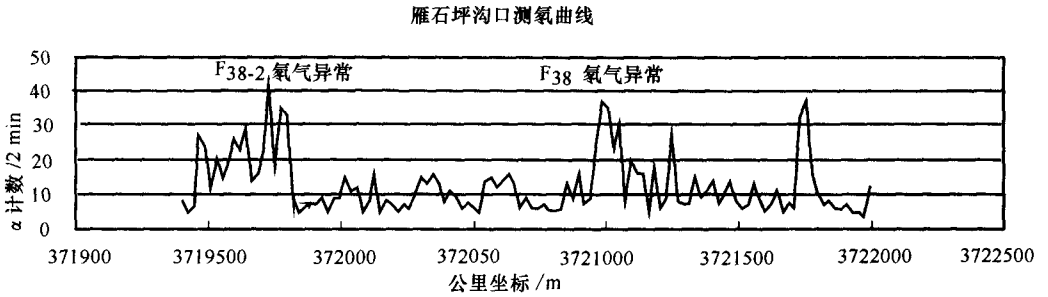


图 5－42　雁石坪活动断裂氡气含量曲线图

Figure 5－42　Radioactive Radon profile across the Yanshiping active fault

二、现今构造活动性分析

作为青藏高原北部重要的活动构造单元，通天河活动断裂系很多走滑断层现今仍然具有比较强烈的构造活动性，对青藏铁路和青藏公路的安全具有不良影响。通天河活动断裂系的现今构造活动性主要表现为断裂运动、地震活动、构造裂缝、温泉活动等不同方面。

1. 断裂运动速度估算

野外对部分活动断裂水平位移和位移时代进行了地质观测和年代学测定。在八十九道班东侧 2.5km，沱沱河盆南活动断裂 F_{33} 左旋错断冲沟与山体 30m；被切割晚更新世湖相泥灰质沉积层 U 系等时线年龄为 29 ±2ka（表 5－9），估算沱沱河盆南 F_{33} 活动断裂晚更新世晚期—全新世平均左旋走滑运动速度为 1.0mm/a（表 5－10）。发现布玛朗纳活动断裂 F_{35} 切割、错断现代冲洪积扇，左旋错断冲沟；在通天河盆地北侧布玛朗纳北对断层水平位移进行观测，结果表明，F_{35} 活动断裂左旋错断全新世冲沟达 67m，估算断层全新世左旋走滑平均运动速度达 6.7mm/a（表 5－10）。这些资料良好地反映出通天河活动断裂系重要断裂全新世以来左旋走滑运动特征和平均水平运动速度。

表 5－9　沱沱河盆南活动断裂 U 系等时线年龄一览表

Table 5－9　U－series dating of active fault in south of the Tuotuohe River

样品编号	取样部位	样品性质	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{238}U$	年龄
221－4	断裂 F_{33} 错断河流阶地	钙质胶结泥灰质沉积	1.486 ±0.045	0.240 ±0.009	29 ±2ka

表 5－10　通天河活动断裂系断层运动速度估算一览表

Table 5－10　Average slip rates of the Tongtianhe active fault system

断裂编号	断裂名称	实测位移	位移时代	运动速度	估算方法
F_{33}	沱沱河盆南活动断裂	左旋走滑 30m	29ka	1.0mm/a	位移/时代
F_{35}	布玛朗纳活动断裂	左旋走滑 67m	全新世约 10ka	6.7 mm/a	地质估算

2. 地震活动性

根据历史地震资料，通天河活动断裂系北部断层 F_{33}、F_{34}、F_{35}是青藏高原北部的重要地震活动带，控制部分中强地震分布。据20 世纪60 年代以来地震仪器记录，沿 F_{33}、F_{34}、F_{35}三条活动断裂所组成地震构造带曾发生2 次 6 ~ 6.9 级地震、4 次 5 ~ 5.9 级地震和多次 3.5 ~ 4.9 级地震（图 3 - 13），与 F_{33}和 F_{35}断裂 1 ~ 6.7mm/a 的较高运动速度呈良好对应关系，基本符合断层速率—地震震级—重复周期经验统计关系，也反映通天河活动断裂系北部 F_{33}、F_{34}、F_{35}断裂现今具有比较强烈的构造活动性。

3. 现今构造裂缝带

构造裂缝是活动断裂现今构造活动性在地表的重要表现形式之一。通天河活动断裂系大部分活动断裂都发育平行或斜列分布的构造裂缝，但构造裂缝密度较小，影响宽度比较小。仅沿沱沱河活动断裂（F_{32}）发育2 条宽度分别为 400m 和 475m 的构造裂缝带，走向分别为 120°和 125°（表 5 - 11），由大量近平行和斜列分布、密度为 1 条/5 ~ 8m 的构造裂缝所组成。密集构造裂缝的发育与断层切割地下冰层（图 5 - 39）反映沱沱河活动断裂 F_{32}现今比较强烈的构造活动性。由于缺乏历史地震和古地震记录，推断沱沱河活动断裂 F_{32}现今以缓慢蠕滑运动为主，粘滑运动不居主导地位。

表 5 - 11　青藏铁路沿线构造裂缝带特征一览表

Table 5 - 11　Geological features of surface fracture zones within active faults across the Golmud-Lhasa railway

编号	位 置	地质特征	相关活动断裂	工程危害性
22	DK1228 + 600 ~ DK1229 + 000	构造裂缝带，走向 120°，宽 400m	F_{32}	横穿青藏铁路，有一定的工程危害性
23	DK1230 + 875 ~ DK1231 + 250	构造裂缝带，走向 125°，宽 475m	F_{32}	横穿铁路和青藏公路，有一定的工程危害性

4. 温泉活动

温泉活动强度是衡量断裂构造活动性的重要定性标志之一。沿沱沱河盆南活动断裂 F_{33}、通天河活动断裂 F_{36}、通天河盆地南部活动断裂 F_{37}都发育线性分布的现代温泉群（图 5 - 40a），地表温泉水温一般 10 ~ 25℃，属低温温泉；沿通天河活动断裂 F_{36}和通天河盆地南部活动断裂 F_{37}发育的温泉具有较高的 H_2S 含量，在温泉密集分布地段形成规模不同的构造热融湖塘（图 5 - 40d），反映通天河活动断裂系典型活动断裂如 F_{33}、F_{36}、F_{37}现今均具有一定的构造活动性（图 5 - 40）。

三、基本结论

通天河活动断裂系是青藏高原重要的左旋走滑活动断裂构造体系，主要由沱沱河盆北活动断裂（F_{32}）、沱沱河盆南活动断裂（F_{33}）、开心岭活动断裂（F_{34}）、布玛朗纳活动断裂（F_{35}）、通天河活动断裂（F_{36}）、通天河盆地南部活动断裂（F_{37}）和通天河盆南边界活动断裂（F_{38}）及次级、分支活动断层所组成，控制沱沱河盆地与通天河盆地的形成演化，伴有不同方向的小型拉分盆地；主干断裂均发育大量串珠状斜列分布的冰丘群。沱沱河盆南 F_{33}活动断裂晚更新世晚期—全新世平均左旋走滑运动速度为 1.0mm/a，布玛朗纳

F_{35}活动断裂全新世左旋走滑平均运动速度达6.7mm/a。沿断裂F_{33}、F_{34}、F_{35}发育比较强烈的地震活动性，断裂现今以粘滑运动为主；沿沱沱河F_{32}活动断裂发育2条宽达400～475m的构造裂缝带，反映F_{32}断裂现今缓慢蠕滑运动性质；沿断裂F_{33}、F_{36}、F_{37}发育线性分布的现代温泉群，反映这些断裂现今具有一定构造活动性。

尽管对通天河活动断裂系取得大量观测资料，对主要活动断裂的地质特征和现今构造活动性进行了初步分析，但对活动断裂F_{32}、F_{34}、F_{36}、F_{37}、F_{38}运动速度未取得可靠观测资料，缺乏断裂现今运动速度观测资料，有待于今后更为深入的研究工作。

第六节　崩错活动断裂带

崩错活动断裂带也称崩错活动断裂，处于喀喇昆仑—嘉黎断裂系中段，是规模较大的右旋走滑断层和高原内部重要地震活动带，发生过1951年11月18日崩错8级强烈地震。前人对该断裂的几何特征、运动学性质、第四纪地貌体的错动以及断裂带上地震地表破裂等方面曾进行过比较系统的研究工作（西藏自治区科学技术委员会，1988；Armijo et al.，1989；吴章明等，1992）。但由于对高原内部的第四纪冰川作用过程和晚第四纪湖泊演化缺乏了解，并缺少可靠的年龄数据，前人关于断层活动速率方面的研究精确性较差，分歧也较大。其中Armijo et al.（1989）估计喀喇昆仑—嘉黎断裂带晚第四纪以来的走滑活动速率为10～20mm/a，吴章明等（1992）认为该断裂的全新世走滑速率介于4～20mm/a之间。

自2002年1月至2003年9月，通过先后3次活动断层观测和第四纪地质调查，沿崩错活动断裂开展了多学科综合研究。在崩错活动断裂西北段发现一系列地表错动新证据，对断裂晚第四纪活动取得新的观测资料。兹结合近几年来在念青唐古拉山和纳木错及邻区进行的第四纪冰川、第四纪湖泊和第四纪环境演化等方面的研究成果，对崩错活动断裂的地质特征、第四纪活动规律、晚第四纪走滑速率及大陆动力学意义分别进行分析和描述。

一、第四纪地质特征

呈北西走向的崩错断裂延长超过百余公里（图5－43），在断裂及两侧发育有罗可曲、星曲、打日雄曲等河流及江错、蓬错、错鄂等湖泊，在断裂东段念青唐古拉山发育现代冰川。它们形成了时代不同的冲、洪积物、湖泊沉积和冰川沉积物，而上述沉积物又构成相应的河流阶地、湖岸阶地、古湖岸堤和冰川槽谷等地质-地貌体。这些沉积物和地貌体都被崩错断裂右旋错动，因此确定相关沉积地层和特征地貌的形成时代是判断断裂活动时代和估算运动速率的基础。

湖泊沉积物及其地貌主要分布在蓬错和崩错一带。其中在海拔4522m的蓬错周缘湖岸堤至少可见五套湖泊沉积，呈弧形分布于湖岸周缘。它们都由磨圆很好的砂和扁圆状砾石构成。第Ⅰ套湖岸堤分布比较局限，仅见于蓬错西南角的4676高地东南侧。其位于海拔4568～4572m处，高出湖面46～50m。第Ⅱ套湖岸堤在蓬错的西南岸和东南侧都有分布，其位于海拔4562～4565m，高出湖面40～43m。第Ⅲ套湖岸堤在湖泊南侧分布广泛，其位于海拔4552～4560m，高出湖面30～38m。其中包含多条次级湖岸堤。第Ⅳ套湖岸堤在湖泊南侧分布于海拔4540～4546m之间，高出湖面18～24m。第Ⅴ套湖岸堤也由多条次

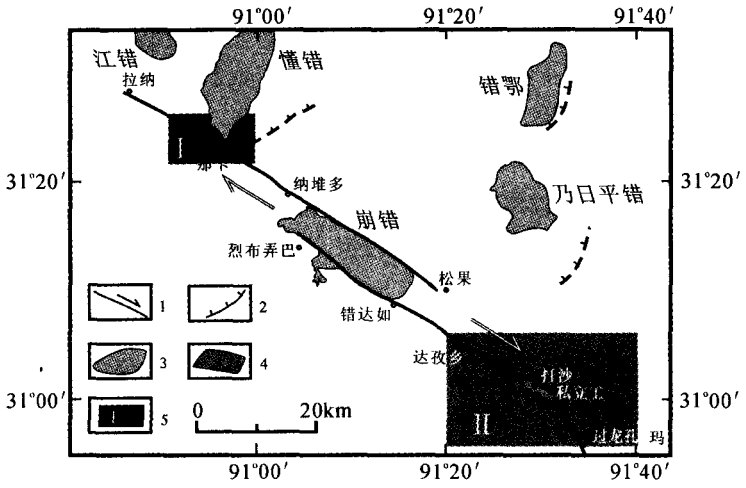


图 5－43　崩错断裂几何结构及研究区位置图

Figure 5－43　Sketch map of the Bengcuo active fault in south Tibetan Plateau

1—走滑断裂；2—正断层；3—湖泊；4—拉分盆地；5—研究区位置

级的湖岸堤构成，它们都分布于海拔 4534m 之下，高出湖面 5～12m。在高出第一套湖岸堤的部位则至少可发现出 4 级湖岸阶地，由低到高海拔分别为 4580m、4600m、4620～4640m 和 4660～4676m（T_1、T_2、T_3和 T_4）。在崩错的周缘也出露有湖岸堤和湖岸阶地，但由于该湖泊目前正处于外流湖阶段，并且其周缘的地形相对陡峭，冲、洪积物以及相关地貌比较发育，则都相对限制了湖成地貌和相关沉积的发育和保存，因此在崩错周围很难看到蓬错地区那样保存和发育很好的湖泊地貌和沉积物。

冰川和冰水沉积在达孜-过龙孔玛一带分布广泛。其中冰碛物主要分布于念青唐古拉山古冰川槽谷及其沟口附近。根据念青唐古拉山西段地区的调查结果，并结合遥感解译资料，发现测区主要发育中更新世到晚更新世的冰碛物和冰水沉积物。中更新世的冰碛物主要包含两道侧碛和相应的终碛与底碛。其中早期的侧碛拔河 100～120m，终碛垅已被后期冰川活动所破坏。晚期的侧碛拔河 50～60m，并切割早期的高侧碛，相应的终碛垄伸出沟口 0.5～2km。晚更新世冰碛物都未伸出沟口，一般构成拔河 15～35m 的多级低侧碛，在冰碛物外围则发育相应的冰水台地。

除了分布广泛的湖泊和冰川沉积物外，由于末次盛冰期以来冰川的强烈退缩和湖面的急剧下降，在测区开始大范围发育冲、洪积物。它们主要分布于山麓地带，切割早期湖泊和冰川沉积物，构成拔河 1～15m 不等的多级冲、洪积台地。由于在高原内部大多数冰川往往构成邻区相关湖泊的重要水源，同时相邻湖泊又构成周缘内流水系的汇水盆地，冰川、河流、湖泊的演化同时受到气候变化的影响。因此，冰川进退、湖面变化、河流阶地演化都与气候变化之间存在成因联系。

二、断裂几何结构

崩错活动断裂带整体呈 N35°～45°W 走向，长 100～120km。北西起始于班戈县江措区的拉纳沟，向东南经那卡、纳堆多、崩错、达孜和打沙，然后横穿念青唐古拉山，最后

止于谷露西北的过龙孔玛处（图5－43）。崩错活动断裂由拉纳-松果段、错达如-打沙段和弄青-过龙孔玛段等3部分右旋走滑断层右列斜接组成。在次级断裂并列分布的阶区，由于走滑断裂的拉分作用，分别形成呈长方形或菱形的拉分盆地，典型实例如崩错拉分盆地和弄青-私立工拉分盆地（图5－43）。

拉纳-松果段：长70～80km，N35°W走向，构成崩错断裂的西北段。其北西起于拉纳沟，经那卡、纳堆多和纳堆，止于崩错东北岸的松果村。断裂的西北段（拉纳-纳堆多）右旋错动基岩山地、蓬错南侧的湖岸阶地和湖岸堤、冲沟和阶地等地质-地貌体；而东南段（嘎如多-松果）构成崩错拉分盆地的北界，具有右旋斜滑断层性质。

错达如-打沙段：长约55km右，呈N40°W走向，构成崩错断裂的中段。其北西起于烈布弄巴北侧附近，向东南经错达如、达孜延至打沙。断裂的西北段（烈布弄巴-错达如）构成崩错盆地的南界，显示张扭性活动特征；而断裂的东南段右旋错动洪积扇、河流阶地、冰川槽谷和冰川侧碛等，显示出强烈的右旋走滑运动特征。

弄青-过龙孔玛段：长约16km，呈N32°～37°W走向，构成崩错断裂的东南段。它北西起自弄青南侧，向东南从私立工南侧横穿念青唐古拉山，延至过龙孔玛处。在谷露盆地西侧，断裂可能分为南北两个分支，断裂北支分布于谷露盆地北部的纳给沟西侧，右旋错动基岩山地；断裂南支分布于过龙孔玛及其西侧，右旋错动冰川槽谷和基岩山脊（图5－43）。

三、走滑标志与位移量

遥感解译和野外观测均表明，在崩错断裂通过之处，基岩山脊、冲沟、冰川槽谷、冰川侧碛、河流阶地、湖岸阶地和古湖岸堤等地质—地貌体均被右旋错动（图5－44、5－45、5－46），并且在次级断裂右列斜接的部位形成拉分盆地，显示出强烈的右旋走滑活动习性。下面重点分析崩错活动断裂的分段走滑运动特征、分期断层位移及地震遗迹。



图5－44　崩错断裂上那卡附近的地震地表破裂

Figure 5－44　Photo of surface fracture caused by Ms 8.0 Bengcuo Earthquake occurred in 1951

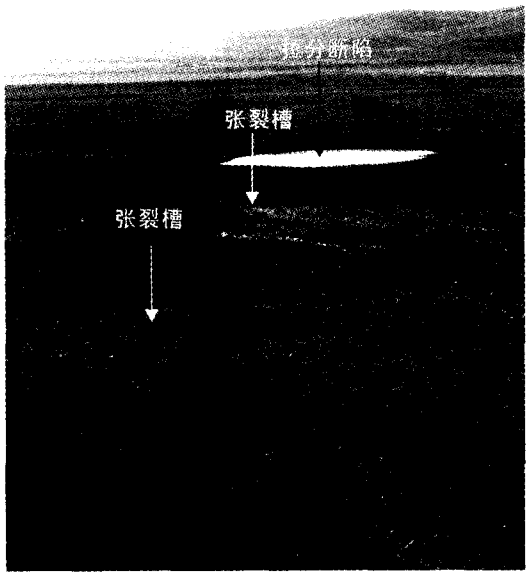


图 5－45　崩错地震地表破裂带上那卡附近小型拉分断陷

Figure 5－45　Pull-apart basin and earthquake fractures

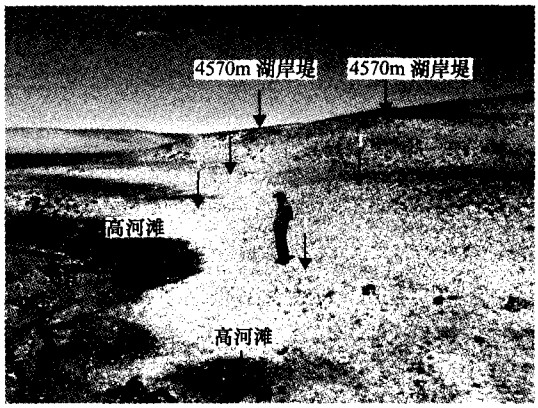


图 5－46　蓬错西南断层错动湖岸堤和河流阶地

Figure 5－46　Dextral offsets along the Bengcuo active fault

（图5－47 点4）

1. 拉纳-松果段

该段断层在蓬错南岸错动了冲沟、河流阶地、古湖岸堤和湖岸阶地等地质体，断裂右旋活动产生非常丰富的地表证据。在蓬错西南的 4806 高地的东南侧至崩错西北角的嘎如多一带，可以观察到 1951 年 11 月 18 日 8 级地震期间形成长约 25km 的地表破裂。在地震破裂带可以见到地震鼓包、拉分断陷、张裂槽、剪切破裂和堰塞塘等多种地震变形标志。其中地震鼓包和张裂槽的斜接分布是最常见地表破裂形式。地震鼓包一般长 0.5～5m 不等，宽 0.4～2m，高 0.2～2m。长轴方向 80°～90°，呈左列雁列分布（图 5－44）。张裂槽长轴走向 350°～360°，长 0.5～3m 不等，宽 0.4～2m，深 0.2～1m。张裂槽往往与地震鼓包相伴生，呈右列分布（图 5－45）。堰塞塘和拉分断陷常表现为积水洼地，前者分布于断裂走滑活动错动地质体所形成的档水凸起一旁的低洼处，而后者则分布于两条次级破裂左列斜接的部位（图5－45）。剪切破裂主要表现为与断裂方向一致的单一破裂面。在罗克曲的东岸和西侧，都观察到地震地表破裂右旋错动拔河 3m 左右的河流阶地和高出湖面 20m 左右的湖岸堤约 4m（图 5－47 点 6、7）。上述地震地表破裂带上的破裂组合方式和错动地质体的运动学标志都一致地表明了崩错断裂带的右旋走滑运动性质。

在蓬错西南约 3km 的 4676m 高地至罗可曲一带，可以观察到断层右旋错动湖岸阶地、湖岸堤、冲沟及阶地。在 4676m 高地东南，断层右旋错动海拔约 4660m 、4620m 和 4580m 的湖岸阶地前缘陡坎，错断幅度分别达 350±50m、250±50m 和 120±20m（图 5－47 点 1、2）。在 4580m 湖岸阶地东南侧，发育海拔约 4570m、4565m 和 4560m 的三级湖岸堤。其中 4580m 和 4620m 的湖岸阶地被宽达数十米的北西向谷地切割，在谷地发育一

片沼泽状的湿地，湿地东南出口处的冲沟则切割海拔约4565m和4560m的湖岸堤，并在冲沟北西侧分别形成拔河2m和3～4m的T_1、T_2两级阶地，而冲沟的入口是位于第Ⅲ套和第Ⅳ套湖岸堤之间海拔4550m左右的一块沼泽地（图5－47点4）。崩错断层从该冲沟的上游穿过，并右旋错动了冲沟的高河滩、T_1、T_2和海拔4570m左右的湖岸堤，相应的右旋位移量分别为4m、10±2m、25±5m和45±10m（图5－46）。在冲沟东南，海拔约4560m的湖岸堤被右旋错动约8m（Armijo et al.，1989）（图5－47点5）。

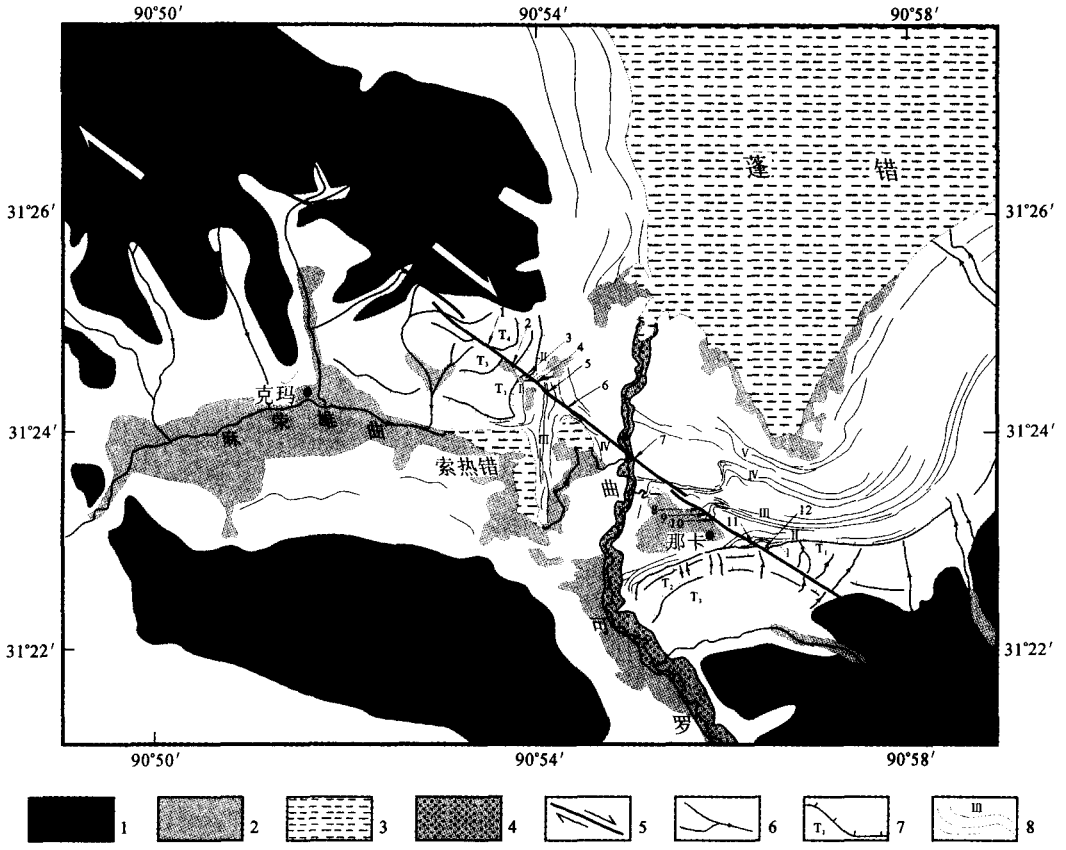


图5－47　崩错断裂北西段构造-地貌图

Figure 5－47　Tectono-geomorphic map of northwest Bengcuo active fault

（位置如图5－43，Ⅰ区）

1—基岩；2—沼泽；3—湖泊；4—河床；5—走滑断裂；6—河流；7—湖岸阶地陡坎；8—湖岸堤

在蓬错南岸的那卡北侧，也发育一系列断层右旋错动湖岸堤和湖岸阶地的迹象。其中海拔约4560m和4563m左右的湖岸堤分别被断层右旋错动约8m和15～20m（图5－47点8～10）（Armijo et al.，1989）。分布在4563m湖岸堤东南的海拔4566m和4570m左右的湖岸堤则分别被右旋错动约30m和50m（图5－47点11）。在那卡东南约1km处，与蓬错西南岸相似、海拔约4580m的阶地T_1被右旋错动110±10m（图5－47点12）。另据Armijo等（1989），在观测点12（图5－47）东南约1km处，发育在海拔约4600m的T_2阶地陡坎前缘的冲沟及其切割的陡坎被右旋错动约120m。

2. 错达如-打沙段

在崩错断裂的错达如-打沙段，断裂右旋走滑主要表现为断裂错动冲、洪积扇、冰川槽谷、冰碛物、冲沟和河流阶地。Armijo et al.（1989）在崩错断裂东南段观察发现，在达孜西北约 1km 处的玛孔沟口，高出打日雄曲河谷约 3m 的冲积扇扇缘陡坎被右旋错动约 25m（图 5－48）；位于那嘎尔西北约 3km 的一条河谷被断裂右旋错动约 1.3km；那嘎尔东北的那如冰川槽谷和古冰川所形成的侧碛被右旋错动约 1.4km，并在断层北东侧形成断塞塘。在断塞塘南侧发育有地表破裂带和断裂走滑活动所形成的挤压脊。在该冰川槽谷中，还可以见到冰川退缩后所出现的河流谷地被两次错动，其错距分别为 300m 和 150m 左右（图 5－48）。沿崩错断裂观察到的最大位错量位于崩错湖的东南侧，根据断裂西南侧、江日山花岗岩与断裂东北侧达孜花岗岩的右旋断距估算，断裂最大位错量达 7.5km。

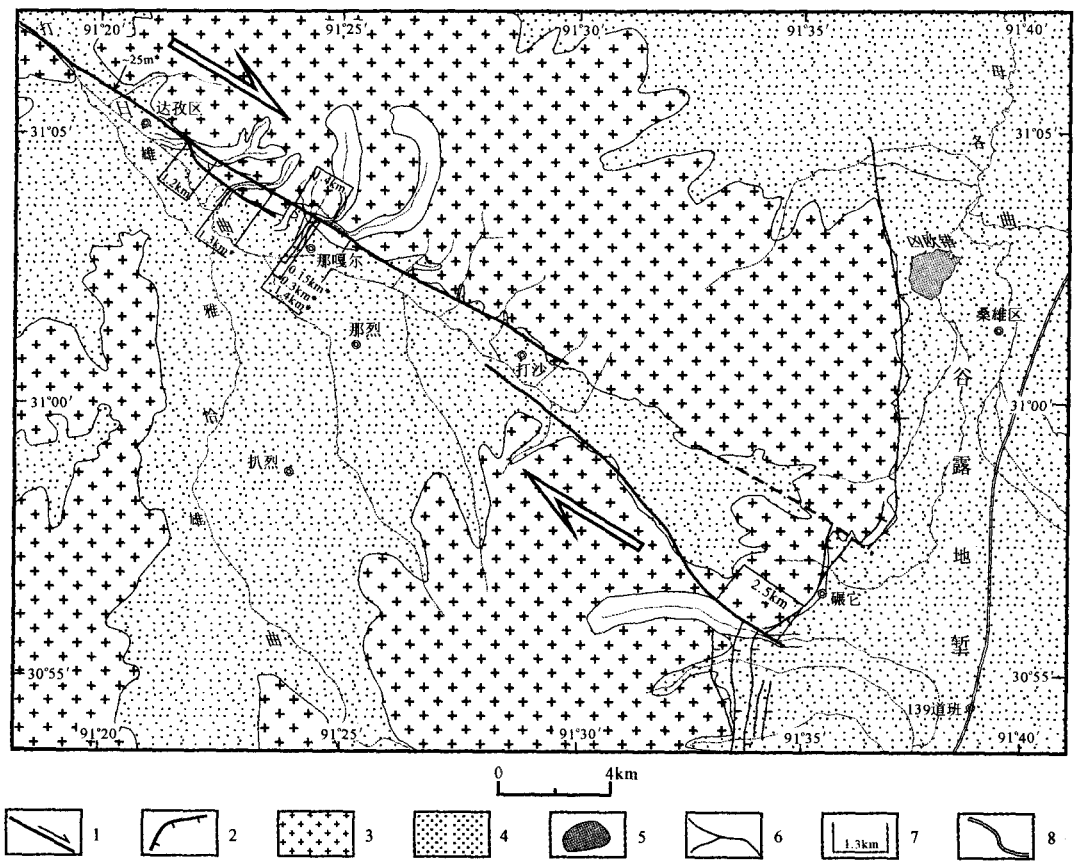


图 5－48　崩错断裂带南东段构造-地貌图

Figure 5－48　Tectono－geomorphic map of southeast Bengcuo active fault

（位置如图 5－43，Ⅱ区）

1—走滑断裂；2—正断层；3—基岩；4—第四系；5—湖泊；6—河流；7—走滑标志和走滑量；8—公路；标“星号”的数据引自 Armijo et al.，1989

判读 ETM 遥感图像和地形图，还发现类似的断裂右旋走滑标志（图 5－48）。在那嘎

尔北约1km处，断层北侧发育一条宽300～800m、长4km左右的冰川槽谷，在冰川谷地分布多道侧碛；而在断层南侧向西北约1.4km处的基岩山地，可以发现一个宽约200m左右、缺少源头的宽谷，该谷地极可能是该冰川槽谷被断层右旋错动之后所形成的断头谷（图5－48）。再向西北约4km至扒烈一带，发现一条向西南流入打日雄曲的河流在与断裂相交部位，河流顺断裂发生右旋拐弯；如果该河流的拐弯与断裂的右旋活动有关，则指示右旋量达1.2km。

3. 弄青-过龙孔玛段

弄青-过龙孔玛段虽然是崩错断裂最短的一段，但该段断裂走滑量却相对较大。如在谷露地堑西侧，断裂北侧的基岩谷肩向东的总位错量达6km（Armijo et al.，1989）。在打沙东南长约7.5km发育断层谷地，极可能是断裂右旋错动基岩谷肩所形成的断层地貌。在过龙孔玛西北，发育一条长8km左右、宽约0.6～1.2km的冰川槽谷，冰川槽谷上游的走向为近东西向，至断裂破碎带却转为南东向顺断裂发育，向东南延伸约2.5km后又转为近东西向。表明该冰川槽谷的发育明显受到断裂活动的影响，指示断裂右旋走滑位移达2.5km（图5－48）。

四、运动速率与古地震事件

1. 运动速率分析

遥感解译和地表调查结果表明，崩错断裂的右旋走滑位移量大致集中在以下几个数据段内：4m左右，10±2m，25±5m，45±10m，120±20m，250±50m，350±50m，1300±100m，2500±100m和7±1km。断裂位移量从小到大基本上呈整数倍递增，这一方面反映断裂的阶段性活动特征，同时也表明断裂活动基本上是持续而稳定的。其中4m左右的地表位移是1951年11月18日发生的8级地震时断层错动蓬错南岸的古湖岸堤和罗可曲阶地所形成的遗迹，此次地震在纳堆多和达孜—那嘎尔一带的最大位错量分别可达6±3m和6～7.3m（Armijo et al.，1989；吴章明等，1992）。推断崩错断裂大于8m、具有明显倍数关系的位移量都是1951年地震之前断裂多次活动的累计位移。而要根据上述位移量确定断裂的活动速率，必须建立精确的地质-地貌体时代框架。

Armijo等（1989）在估计崩错断裂活动速率时，首先对晚第四纪地质-地貌体的形成时代提出了4个重要的约束条件：①西藏地区新鲜的，且地貌特征清楚的冰川地貌主要形成于末次间冰期（约120ka B. P.）与全新世（约10±2ka B. P. 以来）之间的玉木冰期（Würm glaciation）。②河流水系主要形成于相对暖湿的间冰期或间冰段期间，因为在暖湿的气候期间，河流的切割速率可能会大于断裂的活动速率，这时河流会重新调整水系格局；因此目前可以观察到的、保存较好的地表水系错动标志也应该是主要间冰期或间冰段以来保存下来的。其中较老的、切割深的水系所发生的错动可能代表末次间冰期以来或末次冰期间冰段（约60～30ka B. P. 期间）以来的断裂位移量；而错动量较小的、切割很浅的小溪应该指示全新世期间所形成的走滑位移。③西藏内部主要湖泊的湖面上涨事件发生在冰后期，因此分布于蓬错周缘的湖岸阶地和湖岸堤都应形成于全新世期间。④崩错断裂约7.5km的最大位移量最早形成于2Ma B. P. 以来。根据这些时间约束条件，估算崩错断裂走滑活动速率应介于约4～37mm/a之间；其中最大活动速率值与最小活动速率值之间相差近十倍，反映该估计值误差很大。为了更准确地估计崩错断裂的活动速率，必须尽可能地缩小断裂错动地质-地貌体的年龄范围。

根据青藏高原与西藏纳木错及邻区的晚第四纪湖泊演化、冰川进退观测资料（李炳元，2000；施雅风，2002；贾玉连等，2001；赵希涛等，2002，2002；吴中海等，2002，2003），第四纪期间冰川、湖泊和河流的演化过程与气候变化之间存在密切联系，具有良好的可对比性。在纳木错地区的湖泊演化研究发现（赵希涛等，2002），藏北高原的湖泊演化主要经历3个重要阶段：①在120～37ka B. P. 期间（羌塘东湖期），在唐古拉山与冈底斯—念青唐古拉之间的东羌塘地区，存在一个面积超过7万平方公里的“古羌塘东湖”。在该期间内，东羌塘地区的纳木错、仁错、色林错、格仁错、木纠错、错鄂、色林错、东恰错、兹格塘错、班戈错、懂错、蓬错、错鄂和乃日平错等湖泊都是相互连通的大湖，当时的古湖面介于4740～4860m之间。②在40～35kaBP间（约为37kaBP），古羌塘东湖的湖面急剧下降，古湖泊发生局部解体，藏北湖泊进入“残留古大湖期”（37～28ka B. P.），即李炳元和郑绵平等所指的“大湖期”和“泛湖期”。在该期间内，虽然较大型的湖泊之间已经分离，但当时高原内部的湖泊面积普遍比现今大数倍至十多倍，许多主要湖泊与其周缘的中、小型湖泊仍然相互连通，属统一古湖泊。而主要大型湖泊之间则常通过河流相通而构成外流湖，并在湖泊周缘普遍形成海拔比邻湖之间分水岭谷地高度略高、相近或相等的高湖岸线。③大约28ka B. P. 以来，由于末次冰期盛冰期期间羌塘高原气候日渐干旱化，高原湖泊不断收缩、分离，进入“藏北湖群期”。该期间藏北主要湖泊之间普遍发生分离，与现今相似的藏北湖群地貌格局开始出现；由于不同湖泊的湖面下降速率不同，造成不同湖泊之间分离时间的差异；但现今的湖泊地貌基本上都是这一时期内湖泊收缩的结果。另外一个重要的研究结果表明，青藏高原南部湖泊晚第四纪以来的几次重要收缩事件都与北大西洋冰筏沉积所揭示的Henrich事件相吻合（赵希涛等，2003；吴中海等，2003；贾玉连等，2001；Bond et al.，1993）。

晚第四纪湖泊演化过程暗示，蓬错周缘所发育的海拔4676m之下的古湖岸堤和湖岸阶地都形成于“东羌塘大湖期”之后，即约37ka B. P. 以来。采自蓬错与错鄂盆地分水岭垭口附近的湖相砂粘土的U系年龄结果表明（表5－12），在约44±5ka B. P.，蓬错、懂错、巴木错、错鄂和乃日平错等还是一个相互连通的大湖。而巴木错地区湖泊沉积物的^{14}C年龄表明（表5－12），在17.2±4.4 ka B. P. 左右，古湖面还保持在海拔4640m左右，与H2（约22～19ka B. P.）事件基本一致。由于巴木错与蓬错之间的分水岭垭口海拔为4598m，因此蓬错与巴木错当时应该处于相互连通状态。因此蓬错南岸海拔4640～4620m的T_3最晚应形成于22～19ka B. P.。以此类推，海拔为4600m和4580m的T_2和T_1的形成应分别与H1（约14.5～13.5ka B. P.）和H0（约11～10ka B. P.）事件相对应。比4640m阶地高一级的T_4形成于H3（约28～27ka B. P.）事件期间。而发育于T_1湖岸阶地之下的5套湖岸堤则应形成于11～10ka B. P. 以来。全新世期间最显著的冷期是新冰期（约4.8～2.7ka B. P.）和小冰期（约550～120a B. P.）（郑本兴，1990；焦克勤等，2000；Kam－biu et al.，1998；Sangheon et al.，2003a，2003b）。在青藏高原的山岳冰川地区，新冰期和小冰期期间各发育3次比较大的冰进过程（郑本兴，1990；焦克勤等，2000；吴中海等，2002）。因此可以认为，蓬错周缘5套湖岸堤的形成与新冰期和小冰期期间的气候冷暖波动有关。根据冰心、湖泊沉积物和冰川进退等方面观测资料（黄赐璇等，1983；唐领余，1996；Kam－biu et al.，1998；郑本兴，1990），青藏高原内部新冰期的出现明显具有穿时性。综合崩错邻区如仁错、色林错和纳木错湖泊沉积物的孢粉分析结

表 5－12　崩错及其邻区晚第四纪沉积物的年龄数据一览表

Table 5－12　Ages of Late Quaternary deposits along the Bengcuo active fault and its vicinity

编号	采样位置	地貌部位	岩性	方法	年龄/a B. P.	资料来源
$^{14}C_1$	那曲达孜西北	T_2 前缘探槽中覆盖第一期断层楔的炭质粘土层	泥炭	^{14}C	2240 ± 160	[A]
$^{14}C_2$	那曲达孜东南扒烈	T_2 阶地面上的断塞塘中，深 1m 处的泥炭层	泥炭	^{14}C	2110 ± 150	[A]
$^{14}C_3$	那曲达孜东南扒烈	T_1 阶地面上，距地表 0.6m 处的泥炭层	泥炭	^{14}C	2640 ± 160	[A]
$^{14}C_4$	那曲打沙西北	沼泽湿地中，深数十厘米处的泥炭层	泥炭	^{14}C	6530 ± 200	[A]
$^{14}C_5$	那曲过龙孔玛西北	断塞塘中，距地表 0.5m 处的泥炭层	泥炭	^{14}C	2700	[A]
$^{14}C_6$	那曲过龙孔玛西北	断塞塘中，距地表 1m 处的泥炭层	泥炭	^{14}C	2900	[A]
$^{14}C_7$	那曲达孜西北	覆盖 T_2 的洪积扇上的冲沟旁	泥炭	^{14}C	1130 ± 100	[B]
$^{14}C_8$	那曲达孜西北	覆盖 T_2 的洪积扇上的冲沟旁	泥炭	^{14}C	975 ± 100	[B]
3－8－6	安多蓬错东	雄曲上游日阿南麓海拔 4756m 左右	粉砂	U 系	44000 ± 5000	本文
	班戈巴木错	拔湖 85m 处（海拔 4640m）	湖相层	^{14}C	17200 ± 4400	[C]

注：A. 西藏自治区科学技术委员会，1988；B. 吴章明等，1992；C. 陈志明，1986。

果（孙湘君等，1993；唐领余等 1999；吴中海等，2003），发现在 4.8～3.8 ka B. P. 之间开始进入新冰期，接近第Ⅰ套湖岸堤的形成时代；而第Ⅱ套和第Ⅲ套湖岸堤的出现则可能与新冰期期间的后两次冰进过程相对应。虽然目前还缺乏这方面的年龄数据，但一个值得注意的现象是，在蓬错西南岸，连接第Ⅰ套与第Ⅱ套湖岸堤之间沼泽地和第Ⅲ套与第Ⅳ套湖岸堤之间沼泽地的冲沟两侧发育两级阶地（图 5－46 中 T_1 和 T_2；图 5－48 点 4），由于冲沟的出现是湖泊收缩引起的，因此阶地的下切也应该与第Ⅱ套和第Ⅲ套湖岸堤的出现相对应。断层错动上述地貌体的位移量也恰好证实这一点，上述两级阶地的位错量与第Ⅱ套和第Ⅲ套湖岸堤的位错量基本一致。沿冲沟观察发现，在 T_1 阶地的下部发育有厚约 1m 的灰黑色的沼泽泥炭堆积。巧合的是，达孜一带的冲沟也发育有两级阶地（吴章明等，1992），在 T_2 阶地的顶部发育有断塞塘，其中泥炭层的 ^{14}C 年龄为 2110 ± 150 a B. P.（表 5－12）。在该阶地前缘开挖探槽，揭露的泥炭层形成于 2240 ± 160 a B. P. 左右。在扒烈和过龙孔玛一带，类似的泥炭层多都形成于 2900～2640 a B. P. 左右。分析泥炭层与冲沟阶地的关系表明，它们的形成时代可以限定 T_2 阶地的最小年龄（2900～2110 a B. P.）（表 5－12）。在达孜西北，最新一期冲沟的漫滩中，泥炭层形成于约 1130～975 a B. P. 以来，该年龄同样限定了 T_1 阶地的最小年龄。该阶地的最小年龄同样适用于蓬错周缘的第Ⅱ套和第Ⅲ套湖岸堤。而第Ⅳ套和第Ⅴ套湖岸堤的则必然形成于约 1130～975 a B. P. 之后。

除了晚更新世晚期以来形成的湖泊与河流地貌外，另一类重要的地质-地貌体是冰川地貌和沉积物。根据念青唐古拉山西段的第四纪冰川进退研究成果（吴中海等 2002，2003），中更新世以来测区经历三次冰期。其中倒数第三次冰期大致与 MIS18～16 阶段相对应，发生在约 700～500ka B. P. 期间。此期间区内发育山麓冰川，形成拔河 250m 左右的山麓冰碛台地。倒数第二次冰期时，测区主要发育大型复式山谷-山麓冰川，在冰川槽

谷形成拔河 150 ~ 60m 不等的多道侧碛及相应的终碛垄。大致与 MIS8 和 6 阶段相对应，此次冰期可划分为早、晚两个阶段，分别发生在约 310 ~ 240ka B. P. 和 200 ~ 120 ka B. P. 期间。倒数第一次冰期，即末次冰期，发生在约 75 ~ 15 ka B. P. 期间。在该冰期主要发育山谷冰川，分别在冰川槽谷和接近沟口的部位形成拔河 15 ~ 40m 的多道侧碛和终碛垄。与 MIS4 和 2 阶段相对应，该冰期也可划分为前、后两个阶段。根据不同时期冰碛物和相关的地貌特征判断，在过龙孔玛和那嘎尔处被崩错断裂错动的冰川槽谷与已伸出沟口的冰碛物最可能分别形成于倒数第二次冰期的早、晚两个阶段。

根据不同成因地质-地貌体的形成时代和相应的错动量，估算崩错断列右旋走滑速率，结果显示（表 5 - 13），除了一个最大值（22. 2mm/a）和一个最小值（6. 9mm/a）之外，断裂活动速率都介于 7 ~ 16mm/a 之间。考虑到断裂位移量主要依靠遥感图像、地形图与航片判度及野外皮尺测量资料，获得的数据普遍存在不同程度的误差。为了使所获得的活动速率数值更为合理，建议去掉估算断裂活动速率值的最大值和最小值，则得到的崩错断裂平均走滑活动速率应为 11. 5 ±4. 5mm/a。

表 5 - 13　崩错断层活动速率估算结果一览表

Table 5 - 13　Average slip rates of the Bengcuo active fault in Late Quaternary

地质-地貌体	位置	估计形成时代/ka B. P.	错动量/m	右旋走滑速率/（mm · a^{-1}）
花岗岩体	达孜		7500	
地堑谷肩	谷露西北		6000	
冰川槽谷	过龙孔玛	310 ~ 240	2500	8. 1 ~ 10. 4
冰川槽谷、侧碛、河谷和水系	达孜 - 那嘎尔	200 ~ 120	1300 ±100	7 ~ 11. 7
河谷谷坡	那嘎尔	28 ~ 27	300	10. 7 ~ 11. 1
河床	那嘎尔	11 ~ 10	150	13. 6 ~ 15. 0
拔河约 3m 的洪积扇扇缘陡坎	达孜西北	3. 5 ~ 2. 7	25	7. 1 ~ 9. 3
海拔约 4660m 的湖岸阶地	蓬错西南岸	28 ~ 27	350 ±50	10. 7 ~ 14. 8
海拔约 4620m 的湖岸阶地	蓬错西南岸	22 ~ 19	250 ±50	9. 1 ~ 15. 8
海拔约 4580m 的湖岸阶地	蓬错西南岸	11 ~ 10	120 ±20	9. 1 ~ 14. 0
第Ⅰ套湖岸堤	蓬错西南岸	4. 8 ~ 3. 8	45 ±10	7. 3 ~ 14. 5
第Ⅱ套湖岸堤	蓬错西南岸	2. 9 ~ 2. 1	30	10. 3 ~ 14. 3
第Ⅲ套湖岸堤	蓬错西南岸	1. 1 ~ 0. 9	8 ~ 20	7. 3 ~ 22. 2
第Ⅳ套湖岸堤	蓬错西南岸	<1. 1	4	
拔河 3 ~ 4m 的冲沟阶地	蓬错西南岸	2. 9 ~ 2. 1	25 ±5	6. 9 ~ 14. 3
拔河 2m 的冲沟阶地	蓬错西南岸	1. 1 ~ 0. 9	12 ±2	9. 1 ~ 15. 6
冲沟高河滩	蓬错西南岸	<1. 1	4	
拔河 2 ~ 3m 的阶地	罗可曲东岸	<1. 1	4	

2. 古地震事件

崩错断裂的古地震遗迹主要包括断塞塘、挤压脊、地震鼓包、断层崩积楔、充填楔及地质体与地貌体的多次断错。其中对于研究古地震周期最有意义的是地质—地貌体的多次错动和断裂破碎带的崩积楔、充填楔。据此分析崩错断裂古地震的震级、时代和重复周期，希望能够为地壳稳定性分析和地震安全评价提供 3 个重要参数。

发生于1951年的崩错8级地震是崩错断裂带已知震级最大的地震。沿崩错8级地震形成的地表破裂，观察到最大走滑位移量为7.3m，不超过12±3m（吴章明等，1992；Armijo et al.，1989）。在蓬错西南岸，断层错动第Ⅳ套、第Ⅲ套和第Ⅱ套湖岸堤的位移量呈整数倍逐渐递增，似乎为古地震周期性活动的一种表现形式。1951年崩错地震造成的地表位移在很多地段仅为4m左右，与第Ⅳ套湖岸堤的位错量基本一致。而断层错动第Ⅲ套和第Ⅱ套湖岸堤的位移量分别为14±6m和25±5m，是1951年崩错地震所造成的最大位移量的2倍和3倍。根据这些观测资料推断，在第Ⅱ套湖岸堤形成以来，崩错断裂至少发生过3次震级不小于8级的古地震。在达孜西北T_2阶地前缘，探槽揭露出包括1951年8级地震在内的三次古地震事件，其中最早一次活动发生在2240±160 a B. P.之前，指示古地震周期为1100a左右（西藏自治区科学技术委员会，1988）。根据重新估算的崩错断裂走滑速率，得出古地震重复周期的最大值和最小值分别为1400a和400a，古地震周期约为900±500a。如果估算结果基本合理，那么在未来100年内，崩错断裂不会发生≥8级强烈地震，但由于崩错断裂属现今强烈活动断裂，运动速度高达11mm/a，因此未来百年时间内仍然具有发生6~7级中强地震的可能性。

五、动力学分析

崩错走滑断裂带对研究青藏高原地壳变形和运动模式发挥过重要作用。如著名的“大陆挤出模式”（Molnar et al.，1975；Tapponnier et al.，1976，1982，2001；Armijo er al.，1989；Peltzer et al.，1989，1996；Avouac et al.，1993）将崩错活动断裂列为重要边界活动断裂，认为青藏块体向东挤出的南北边界分别为北西西走向、右旋走滑的喀喇昆仑-崩错-嘉黎断裂和北东东走向、左旋走滑的阿尔金断裂带（图5-49），它们在晚第四纪的走滑速率达到10~30mm/a。在印度板块楔入欧亚板块过程中，有30%~50%的南北向缩短量被青藏高原沿上述走滑断裂的东向滑移所吸收。而根据数值模拟和GPS观测数据提出的“大陆增厚-均匀应变模式”（Houseman et al.，1993；England et al.，1986，1997；Molnar et al.，1993；Holt et al.，2000；Flesch et al.，2001；张培震等，2002，2003），认为调节青藏高原向东挤出的边界走滑断裂其活动速率可能不超过10mm/a，边界断裂走滑吸收的南北向缩短量也不会超过30%，可能只有10%~20%。

应用常规地质方法虽然能够估算断裂在百万年—万年—千年不同时间尺度的运动速率，但由于地质年代难以准确测定，因此常产生不同程度的误差；对千年—百年尺度的断裂活动事件，精确测年难度很大，对断裂运动速率的估算常常产生更大误差。根据GPS观测资料测定的断裂运动速率虽然精度很高，但仅仅是衡量断裂现今活动状况的定量指标，属短期（10年尺度）运动速度。对同一活动断裂，即便根据断错地质—地貌体精确估算出百万年—万年尺度的断裂运动速率，其与GPS观测得出的现今运动速率之间，由于断裂活动随时间变化的不均匀性，也难免造成较大差别。而根据气候变化并结合年代学方法，厘定地质—地貌体形成时代，再推算千年—万年时间尺度的断裂运动速率，既避免了传统地质方法因测年带来的估算误差，也避免了GPS观测与断裂随时间变化不均匀性之间的矛盾，对分析晚第四纪（全新世）断裂活动强度具有比较好的代表性和准确性。据此估算得出崩错断裂晚第四纪期间平均运动速率为11.5±4.5mm/a，古地震复发周期约为900±500a，这些数据更接近“大陆增厚—均匀应变模式”所希望的断裂活动参数，

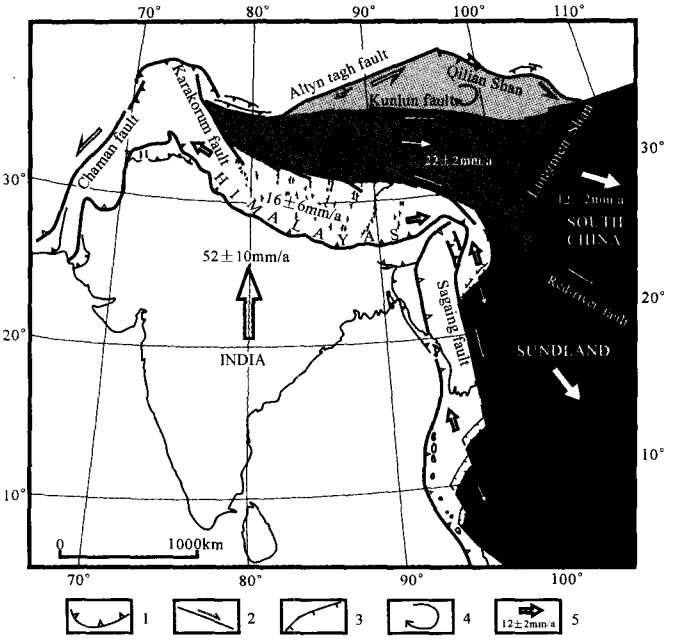


图 5－49　青藏高原及邻区向东挤出模式示意图

Figure 5－49　Eastward extrusion tectonics of the Tibetan Plateau used to explain geodynamic cause of the Bengcuo active fault

（据 Armijo et al.，1989，略作修改）

1—逆断层；2—活动地块边界走滑断层；3—正断层；4—块体旋转方向；5—断块运动方向

并且与 Van Der Woerd et al.（1998）估算的昆仑山断裂全新世活动速率（12.1±2.6mm/a）和古地震周期（800～1000a）也非常吻合。相关观测资料进一步说明：①昆仑山断裂与崩错断裂的活动强度、古地震周期存在良好的一致性，如果将崩错断裂作为青藏高原东向滑移的南部边界，那么昆仑山断裂应该比阿尔金断裂更适合担当青藏高原东向挤出的北部边界；②青藏高原中段沿边界走滑断裂向东挤出的速率应该小于 15mm/a；所调节的南北向缩短量也必然小于 15mm/a，不大于地壳总缩短量的 30%；而消耗在青藏高原内部的更多地壳缩短量需要活动地块内部其它断裂通过走滑和伸展予以吸收。

根据崩错断裂的最大位移量和平均活动速率，推断该断裂可能形成于早更新世晚期—中更新世以来，但这并不说明喀喇昆仑-嘉黎走滑断裂系也形成于晚第四纪。在崩错断裂南、北两侧，还发育多条斜列分布的其它北西向右旋走滑断裂（图 3－12），这些断裂至少部分形成于中新世晚期—上新世，属早期右旋走滑断裂（吴珍汉等，2003c），但在第四纪仍然存在不同程度的构造活动性。特别在当雄盆北和念青唐古拉山西侧，观察到指示早期右旋走滑活动的擦痕和糜棱岩；相关右旋走滑构造被当雄盆地西侧第四纪形成的高角度正断层切割、错断，表明其形成时代应该早于第四纪。根据近期在嘉黎断裂和昆仑山断裂上所作的构造年代学观测资料（Hao-yang Lee et al.，2003；Jolivet et al.，2003），青藏高原中部沿走滑断裂的东向挤出可能在约 18～11Ma 期间就已经开始，与拉萨地块中部近南北向岩墙侵位时间（18～13Ma）（Williams et al.，2001）、念青唐古拉花岗质岩浆巨量

侵位事件（18～11Ma）（刘琦胜等，2003b）、喜马拉雅北部近南北向地堑（Thakko 盆地）的形成时代（约 14Ma 之前）（Coleman et al.，1995）、当雄-羊八井盆地西缘低角度韧性伸展拆离时代（约 11～5Ma）（Pan et al.，1992）和双湖地堑西侧正断层开始活动的时代（约 13.5Ma 之前）（Blisniuk et al.，2001）揭示地壳伸展、走滑时代基本一致，表明青藏高原断裂走滑、地壳东向滑移、东向挤出和近南北向伸展断裂活动、地壳东西向伸展变形开始时代基本相同，具有类似的动力学机理，都是中新世早期地壳缩短增厚和高原隆升到一定高度期后，区域构造应力场和构造动力学环境发生重大转换，导致地壳变形方式由挤压缩短转变为伸展走滑的产物（吴珍汉等，2001a，2001b，2003c）。

第六章　活动断层诱发地质灾害

由于活动断层的不均匀粘滑运动能够孕育不同强度的地震，对人民生命财产和重大工程安全构成严重威胁，因此受到国际社会、地质学家和工程技术人员的高度重视（Keller et al.，1996）。青藏高原作为地球表面海拔最高、面积最大、构造活动性最强、频频发生7～8级强烈地震的碰撞造山带，是国际地球科学界公认的大陆动力学野外实验室（Tapponnier et al.，2001；尹安，2001）。但前人对青藏高原活动构造的研究侧重于地壳变形、断裂运动与地震活动（Tapponnier et al.，1977；Molnar et al.，1978；Armijo et al.，1989；Kidd et al.，1990；吴章明等，1992；Wang et al.，2001；Lin et al.，2002；Taylor et al.，2003）；而对青藏高原高寒环境活动断裂诱发地质灾害，则缺乏深入研究工作。随着西部大开发战略的实施，国家在青藏高原及周缘相继部署一批重大工程，如青藏铁路、南水北调西线、西气东输、西电东送等建设工程。加强青藏高原活动断层及诱发地质灾害的研究工作，对保证西部重大工程安全、有效减轻地质灾害损失具有重要的现实意义。

第一节　地震活动及灾害效应

青藏高原是地球表面现今构造活动性最强的大陆高原，部分断层走滑运动速率高达10～20mm/a；岩石圈绝对运动速度达25～40mm/a，比中国中东部地区和欧洲大陆大5～10倍（张培震等，2003）。青藏高原很多活动断裂都是区域性地震活动带，百余年来多次发生7～8级强烈地震和大量6～7级中强地震（图6－1）；青藏铁路沿线记录到的7.5级以上强烈地震包括：1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震、1952年九子拉7.5级地震、1997年玛尼7.9级地震、2001年昆仑山8.1级地震（图3－13）。近期（2001年11月14日）发生的昆仑山8.1级强烈地震，震中位于东昆仑西段布喀达坂峰—库赛湖一带，西距青藏公路（昆仑山口）数百公里，在地表形成长达400km、走向100°～110°的巨型地震破裂带；地震破裂向东延伸，横切青藏公路和青藏铁路（见图5－19）。除有人类记录的强烈地震外，在青藏铁路沿线还观测到很多古地震破裂和不同类型的古地震遗迹，对应于全新世不同时期发生的古地震事件。

一、青藏铁路沿线地震构造带

青藏铁路横穿青藏高原地震活动区，沿线发育10条区域性地震构造带，包括：①柴达木盆北乌图美仁地震构造带，②昆仑山地震构造带，③可可西里地震构造带，④乌兰乌拉湖－风火山地震构造带，⑤唐古拉山北地震构造带，⑥班公－怒江地震构造带，⑦嘉黎－崩错地震构造带，⑧工布江达－松多地震构造带，⑨羊八井－当雄－谷露地震构造带，⑩喜马拉雅地震构造带（图6－1，表6－1）。其中唐古拉山北地震构造带由通天河沿、雁石坪－木乃山、唐古拉山等次级地震构造带斜列分布所构成，嘉黎－崩错地震构

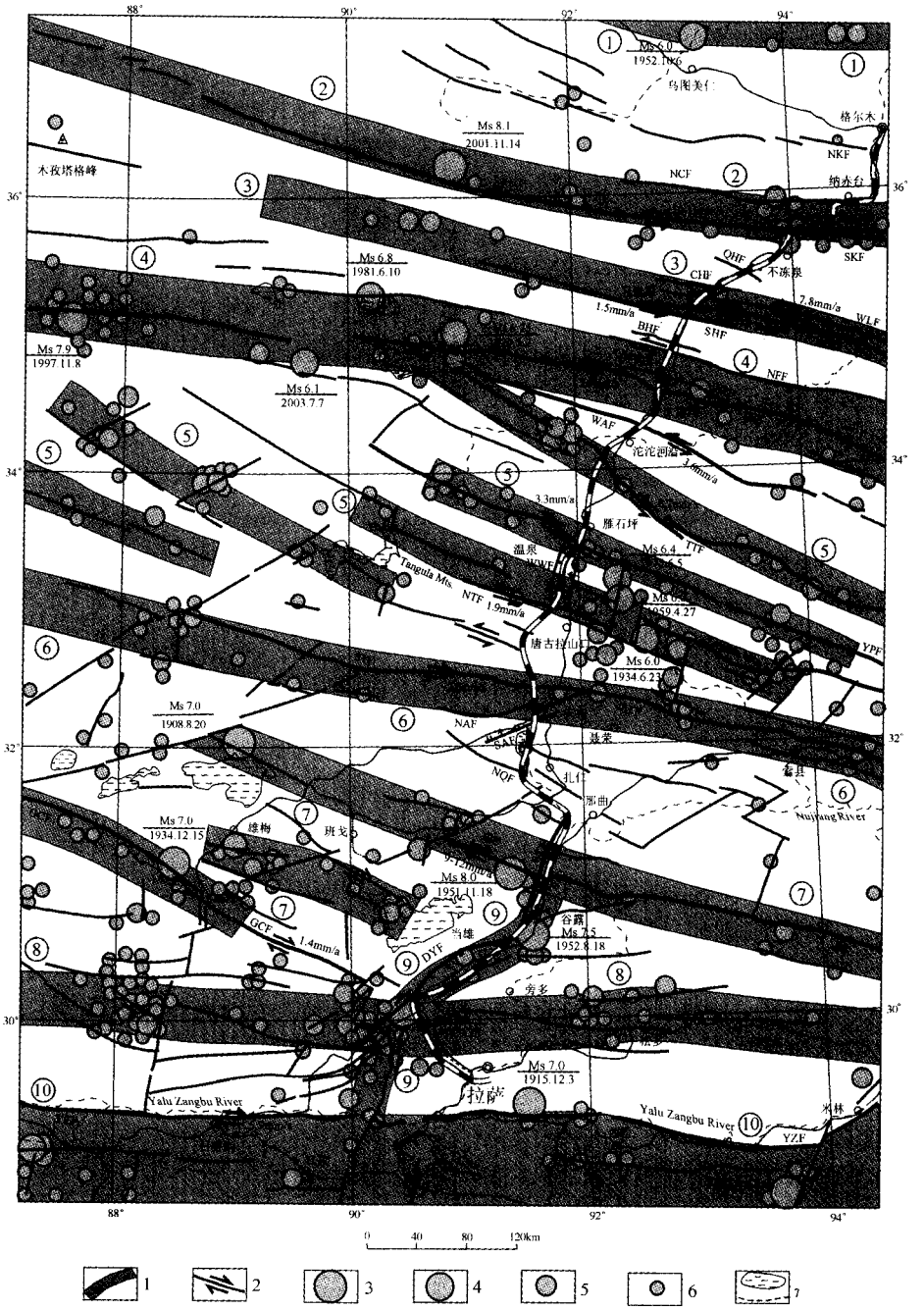


图 6－1　青藏铁路沿线地震构造图

Figure 6－1　Seismo-tectonic map across and nearby the Golmud－Lhasa Railway across the Tibetan Plateau

1—区域地震带；2—活动断裂带；3—7.0 级以上强烈地震；4—6.0～6.9 级地震；5—5.0～5.9 级地震；6—4.0～4.9 级地震；7—现代湖泊与主要河流

①柴达木盆北乌图美仁地震构造带；②昆仑山地震构造带；③可可西里地震构造带；④乌兰乌拉湖-风火山地震构造带；⑤唐古拉山北地震构造带；⑥班公-怒江地震构造带；⑦嘉黎-崩错地震构造带；⑧工布江达-松多地震构造带；⑨羊八井-当雄-谷露地震构造带；⑩喜马拉雅地震构造带

表 6-1 青藏铁路沿线主要地震构造带及特征一览表

Table 6-1 Seismic zones in the vicinity of the Golmud-Lhasa railway

名称与编号	主要活动断裂	断层性质	Ms≥6.0 地震实例
柴达木盆北乌图美仁地震构造带①	柴达木盆北的隐伏活动断层	右旋走滑正断层	1952 年 10 月 6 日乌图美仁地震（Ms 6.0） 1977 年 1 月 19 日锡铁山地震（Ms 6.3）
昆仑山地震构造带②	纳赤台活动断裂（NTF） 西大滩活动断裂（XAF） 昆仑山南缘活动断裂（SKF）	左旋走滑	2001 年 11 月 14 日昆仑山地震（Ms 8.1） 1963 年 4 月 19 日花石峡地震（Ms 7.0）
可可西里地震构造带③	楚玛尔河活动断裂（CHF） 五道梁活动断裂（WLF） 可可西里山北断裂（NHF） 可可西里山南断裂（SHF）	左旋走滑	有 4～5m 同震位移的 Ms 7.0～7.5 级古地震 1950 年以来未发生 Ms≥6.0 级地震
乌兰乌拉湖-风火山地震构造带④	北麓河活动断裂（BHF） 风火山活动断裂（NFF） 二道沟盆北活动断裂（NEF） 二道沟盆南活动断裂（SEF）	左旋走滑	1997 年 11 月 8 日玛尼地震（Ms 7.9）、1981 年 6 月 10 日西金乌兰湖地震（Ms 6.8）、1920 年 5 月 2 日乌兰乌拉地震（Ms 6.25）及 2003 年 7 月 7 日多格错仁地震（Ms 6.1）
唐古拉山北地震构造带⑤，包括通天河沿、雁石坪-木乃山与唐古拉山等斜列次级地震构造带	通天河北活动断裂（TTF） 雁石坪-木乃山断裂（YPF） 唐古拉山北缘断裂（NTF）	左旋走滑正断层	1975 年 6 月 5 日唐古拉山口东 Ms 6.4 级地震、1959 年 4 月 27 日唐古拉山口东 Ms 6.0 级地震、1934 年 6 月 23 日唐古拉山口东 Ms 6.0 级地震
班公-怒江地震构造带⑥	索县北活动断裂 安多北山活动断裂（F_{52}） 头二九山活动断裂（F_{50}）	右旋走滑	1950 年以来没有发生过 Ms≥6.0 级地震
嘉黎-崩错地震构造带⑦，包括崩错、纳木错、格仁错等斜列次级地震构造带	崩错-嘉黎走滑断裂（JBF） 纳木错-宁中横向断裂 格仁错活动断裂（GCF）	右旋走滑	1951 年 11 月 18 日崩错地震（Ms 8.0） 1934 年 12 月 15 日雄梅地震（Ms 7.0）
工布江达-松多地震构造带⑧	拉萨地块南部近东西走向、斜列分布的工布江达断裂与松多断裂	右旋走滑	1950 年以来没有发生 Ms≥6.0 级地震
羊八井-当雄-谷露地震构造带⑨	羊八井-当雄盆西主边界活动断裂（DYF）、谷露-桑雄盆西边界断裂（WGF）及错那湖-安多断裂	伸展构造正断层	1411 年 9 月 28 日羊八井地震（Ms 8.0） 1952 年 8 月 18 日九子拉地震（Ms 7.5）
喜马拉雅地震构造带⑩	喜马拉雅山逆冲断裂 雅鲁藏布江走滑断裂（YZF）	右旋走滑逆冲断层	1915 年 12 月 3 日曲水东地震（Ms 7.0） 1947 年 7 月 29 日米林南地震（Ms 7.7） 1950 年 8 月 15 日察隅地震（Ms 8.5）

造带由崩错、纳木错、格仁错3条次级地震构造带斜列分布所构成，羊八井-当雄-谷露地震构造带由当雄-羊八井、谷露-桑雄2条次级地震构造带组成。对青藏铁路具有较大影响的地震构造带包括12条不同级别的地震构造带，自北向南依次为：昆仑山地震构造带、可可西里地震构造带、乌兰乌拉湖-风火山地震构造带、通天河沿地震构造带、雁石坪-木乃山地震构造带、唐古拉山地震构造带、头二九-索县地震构造带、崩错地震构造带、纳木错地震构造带、格仁错地震构造带、谷露-桑雄地震构造带及当雄-羊八井地震构造带。

1. 昆仑山地震构造带

昆仑山地震构造带规模巨大，总体呈北西西走向，主要受昆仑山活动断裂系控制(图6-1②)，向西延伸至布喀达坂峰以西地区，向东经玛沁、成县，与秦岭断裂断续相连，长度超过1500km（图3-14)。青藏铁路穿越的主要控震构造包括昆北活动断层(NKF)、纳赤台活动断层（NCF)、西大滩活动断裂（XAF)、昆仑山南缘库赛湖活动断裂（SKF)。沿昆仑山地震构造带曾发生2001年11月14日昆仑山8.1级地震、1937年1月7日花石峡7.5级地震、1971年3月24日托索河6.8级地震、1963年4月9日7级地震及大量古地震事件。在西大滩盆地南部，沿西大滩活动断裂（XAF）发育大量斜列分布的地震鼓包和古地震破裂（图6-2a、b、c，图版Ⅷ)；在部分横切西大滩地震鼓包的探槽剖面（图6-2d、e)，观测到活动断层切割晚更新世微弱变形的砂砾石层，被近水平的全新世砂土层覆盖；在上覆全新世砂土层还发育新的地震破裂，其中充填碳质细脉(图6-2f)。

2. 可可西里地震构造带

可可西里地震构造带总体呈北西西向展布，受可可西里活动断裂系所控制（图6-1③)，向东经楚玛尔河和雅砻江上游与鲜水河断裂断续相连，在东谷-炉霍-康定段形成著名的鲜水河强烈地震带（图3-14)。但在楚玛尔河和雅砻江上游现今断层活动性相对较弱，近50年没有发生6~7级以上强烈地震，仅记录4~5级地震活动（图6-1)。青藏公路和青藏铁路穿越的主要控震构造包括：楚玛尔河活动断裂（CHF)、五道梁活动断裂(WLF)、可可西里山北活动断裂（NHF）和可可西里山南活动断裂（SHF)。仪器记录的地震活动包括可可西里湖东西两侧4.2~5.4级地震和五道梁北侧4.8级地震。尽管可可西里活动断裂现今地震活动性相对较弱，但野外观测到很多古地震活动遗迹，如古地震破裂、古地震陡坎、古地震位错和古地震楔。在可可西里山南，沿SHF断裂分支断层F_{18-4}发育显著的古地震陡坎；古地震陡坎高约1.5m，长度超过20km，呈近东西走向，横穿青藏铁路，切割现代草坪和全新世砂土层，在青藏铁路西侧古地震破裂左旋错断现代冲沟达4~4.5m（图6-3)。由于该次地震事件发生在人口稀疏的可可西里山地，缺乏历史记录和仪器记录，推断地震发生时代至少早于20世纪30年代；从地震破裂切割地层、植被情况和地震陡坎保存完好程度推断，地震发生时代为全新世晚期。

3. 乌兰乌拉湖-风火山地震构造带

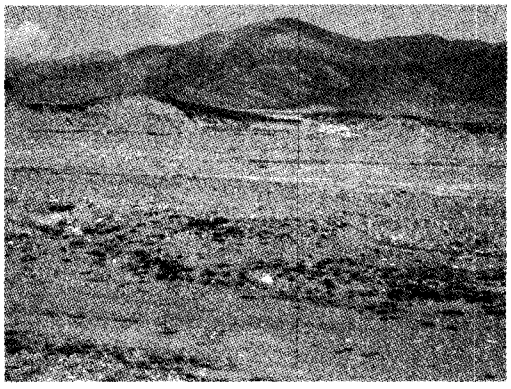
乌兰乌拉湖-风火山地震构造带总体呈北西西向分布，受乌兰乌拉湖-风火山活动断裂系控制（图6-1④)。向西延伸至玛尼，曾发生过1997年11月8日玛尼7.9级强烈地震；向东延伸至玉树南侧，发生过多次4~6级地震，在玉树西南发生过7级以上古地震。断层全长达1300km。青藏铁路和青藏公路穿越的主要控震构造包括：北麓河活动断裂（BHF)、



a 东大滩古地震破裂（镜头向西）



b 东大滩地震鼓包与破裂左旋错断冲沟 22m（镜头向东）



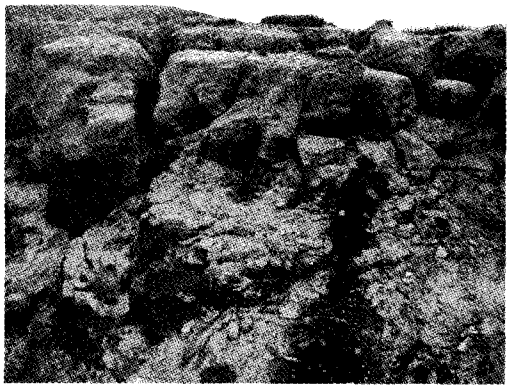
c 西大滩地震鼓包与地震凹陷（镜头向北西）



d 西大滩地震鼓包 Q_3 沉积层轻微褶皱变形（镜头向西）



e 西大滩地震鼓包剖面断层错断 Q_3 约 1.8m（镜头向西）

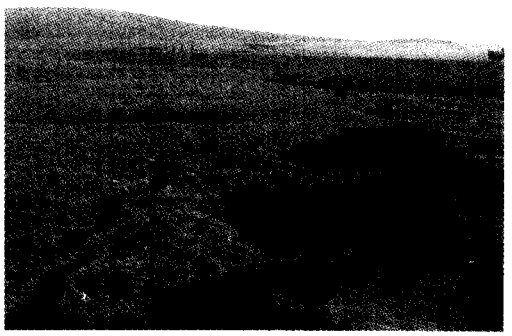


f 西大滩地震凹陷 Q_4 破裂充填碳质细脉（镜头向西）

图 6－2　西大滩活动断层全新世古地震遗迹

Figure 6－2　Photos of Holocene earthquake relics within the Xidatan active fault

风火山活动断裂（NFF）、二道沟盆北活动断裂（NEF）和二道沟盆南活动断裂（SEF），沿二道沟活动断裂（SEF）西段于 1920 年 5 月 2 日曾发生乌兰乌拉湖 6.25 级地震，沿风火山活动断裂（NFF）西段于 1981 年 6 月 10 日曾发生西金乌兰湖 6.8 级地震（图 6－1）。



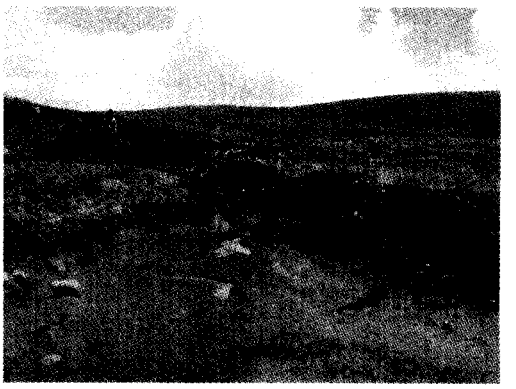
a 可可西里地震破裂横切青藏铁路（镜头向东）



b 可可西里地震陡坎（镜头向北）



c 可可西里高 1.5m 的地震陡坎（镜头向北）



d 可可西里地震破裂左旋错断水系 4.5m（镜头向东）

图 6－3　可可西里山南 F_{18-4} 活动断层古地震遗迹

Figure 6－3　Photos of earthquake relics within strike-slip fault F_{18-4} in south of the Hohxil Mountains

4. 通天河沿地震构造带

通天河沿地震构造带位于唐古拉山北，属唐古拉山北斜列地震构造带（图 6－1⑤）的北部分支；受西金乌兰湖-沱沱河活动断裂系所控制，总体呈北西向展布，向南东方向延伸至昌都东南部，全长超过 1000km，对 5～6 级中强地震有显著控制作用。青藏铁路和青藏公路穿越的主要控震构造为通天河北活动断裂（TTF），其它活动断裂如沱沱河活动断裂（F_{33}）、开心岭活动断裂（F_{34}）和布玛郎纳活动断层（F_{35}）虽然也具有一定的构造活动性，但对现代地震活动的控制作用不甚显著。在通天河活动断裂（TTF）与二道沟活动断裂（SEF）、风火山活动断裂（NFF）的交叉复合部位，分别发生过 1920 年 5 月 2 日乌兰乌拉湖 6.25 级地震和 1981 年 6 月 10 日西金乌兰湖 6.8 级地震（图 6－1）。

5. 雁石坪-木乃山地震构造带

雁石坪-木乃山地震构造带属唐古拉山北斜列地震构造带（图 6－1⑤）的中部分支；受雁石坪-木乃山活动断裂系所控制，总体呈北西向展布。主要控震构造为雁石坪南侧的木乃山活动断裂（YPF），在青藏公路、青藏铁路东、西两侧沿 YPF 活动断裂曾发生过 4.2～5.4 级历史地震；但自有地震仪器记录以来，沿该地震构造带未曾发生 6～7 级以上强烈地震。该地震构造带与主要活动断层向北西方向延伸，受到被近东西向的活动断裂限

制，向东南方向延伸与唐古拉山活动断裂（NTF）归并，全长约300km（图6－1）。

6. 唐古拉山地震构造带

唐古拉山地震构造带总体呈北西向展布，受唐古拉山北活动断裂系所控制，区域延伸超过800km，属唐古拉山北斜列地震构造带（图6－1⑤）重要组成部分。主要控震构造为唐古拉山北缘活动断裂（NTF）及唐古拉山口东侧近南北向拉分盆地的主边界断裂；在唐古拉山口东侧沿NTF主断裂及拉分盆地边界断裂曾发生1934年6月23日6级地震、1959年4月27日6级地震、1975年6月5日6.4级地震和多次4～6级地震活动（图6－1），属青藏高原中部地震活动性比较强烈的中强地震构造带。青藏铁路和青藏公路穿越的活动断裂还有温泉盆地南缘活动断裂（F_{43}）、唐古拉山北部活动断裂（F_{44}）和瓦里百里塘活动断裂（F_{46}），这些断裂的现今地震活动性较弱，局部残留发育不甚清晰的古地震遗迹。

7. 头二九-索县地震构造带

头二九-索县地震构造带位于安多北侧，属班公-怒江地震构造带中段，总体呈北西西向展布，受头二九山-安多活动断裂系所控制（图6－1⑥）；向东延伸至索县-巴青东部后，被他念他翁山活动断裂切割、限制，区域延伸超过700km。青藏铁路和青藏公路穿切的主要活动断裂包括索县北活动断裂、安多北山活动断裂（F_{52}）、头二九山活动断裂（F_{50}）。头二九山活动断裂（F_{50}）也称唐古拉山南活动断裂（STF），属主要地震断裂，曾在安多盆北山地及安多盆地东、西两侧多次发生4.0～5.2级历史地震（图6－1）；但迄今为止没有6级以上灾害性地震记录，属现今地震活动性较弱的地震构造带。

8. 崩错地震构造带

崩错地震构造带属崩错-嘉黎斜列地震带的重要组成部分（图6－1⑦）；总体呈北西—北西西向展布，受崩错-嘉黎走滑断裂（JBF）所控制，向西北断续延伸至色林错东北侧，主体分布于谷露-桑雄盆地西侧；向东南经嘉黎、波密断续延伸到察隅，由北西—北西西向活动断层斜列分布组成。该地震构造带在谷露盆西活动性很强，发生过1951年11月18日崩错8级地震，对1952年8月18日九子拉7.5级地震也有一定控制意义，曾造成比较严重的地震灾害（国家地震局地质研究所，1992）。但其东延部分即谷露盆东嘉黎段地震活动性微弱，仅记录到少量4～5级地震活动（图6－1）。在青藏铁路沿线，主要控震构造有崩错活动断裂（F_{67}），南侧桑利断裂（F_{68}）和东侧嘉黎断裂控制部分4～6.2级地震活动，嘉黎断裂发育古地震遗迹；这些发震断裂在平面上呈斜列分布（图3－13）。

9. 纳木错地震构造带

纳木错地震构造带属崩错-嘉黎斜列地震带（图6－1⑦）中部分支；总体呈北西西展布，受纳木错-宁中横向活动断裂所控制，规模较小，延长小于100km。在念青唐古拉山以西地区，断裂活动性表现比较明显，控制纳木错西北侧地震震中的带状分布；在当雄-羊八井盆东，断裂活动的地表显示不清楚，但中小地震沿断裂呈现出一定的线性分布特征，反映断层处于隐伏状态。在青藏铁路西侧，主要控震构造为斜列分布的右旋走滑断层，自北西至南东方向穿切纳木错盆地。沿纳木错地震构造带曾发生过1934年12月15日雄梅7.0级地震，在纳木错西北部发生过多次4～5级历史地震（图6－1）。

10. 格仁错地震构造带

格仁错地震构造带总体呈北西—北西西向展布，属崩错-嘉黎斜列地震带南部分支（图6－1⑦）；受格仁错活动断裂（GCF）、古仁曲活动断裂控制，向南东方向延伸被念青唐古拉山和当雄-羊八井盆地限制，向北西方向延伸被班公-怒江缝合带限制，区域延长约

230km。在格仁错、申扎曾发生过多次4.0~4.5级历史地震，向东延伸与念青唐古拉、当雄-羊八井伸展构造复合部位，发生过1411年羊八井8级地震和大量4.0~5.5级历史地震。

11. 谷露-桑雄地震构造带

谷露-桑雄地震构造带属羊八井-当雄-谷露地震构造带（图6-1⑨）的北部，总体呈近南北向展布。主体位于谷露-桑雄地区，受谷露-桑雄盆西边界断裂（WGF）控制；向北经错那湖盆地、安多盆地，断续延伸至唐古拉山口东侧形成小型拉分盆地；向南延伸与当雄-羊八井地震构造带相连接。谷露-桑雄地震构造带在近南北方向断续延长约250km，曾发生发生1952年8月18日九子拉7.5级地震和多次4~5级地震，对唐古拉山口东侧发生的1934年6月23日6级地震、1959年4月27日6级地震、1975年6月5日6.4级地震也具有一定控制作用。谷露-安多地震构造带与当雄-羊八井地震构造带性质相似，空间上相毗邻，均属亚东-羊八井-谷露伸展活动构造体系的重要组成部分（图3-13）。

12. 羊八井-当雄地震构造带

羊八井-当雄地震构造带属羊八井-当雄-谷露地震构造带（图6-1⑨）的南部；总体呈北东向展布，受羊八井-当雄活动断裂控制，向西南方向延伸至尼木、江孜一带（图3-13）。主要发震构造包括羊八井-当雄盆西主边界活动断裂（DYF或F_{73}）、边界分支断裂和盆内活动断层，曾发生过1411年9月29日羊八井8级强烈地震和多次4~5.5级中小地震（图3-13、6-1），对1952年九子拉7.5级地震在当雄盆地产生的地表破裂也具有显著控制作用。

13. 其它地震构造带

包括工布江达-松多地震构造带（图6-1⑧）、雅鲁藏布江地震构造带和喜马拉雅地震构造带（图6-1⑩）。工布江达-松多地震构造带呈近东西走向，向西延伸至谢通门活动断裂西侧，控制大量4~5.9级中小地震震群分布，但近百年来未发生7级以上强烈地震。雅鲁藏布江地震构造带属喜马拉雅地震构造带北部边界，空间位置与雅鲁藏布江缝合带相近，发生过多次7级左右强烈地震，与雅鲁藏布江活动断裂（YZF）右旋走滑存在动力学成因联系；位于雅鲁藏布江缝合带南侧的喜马拉雅地震带是现今地球表面特提斯-喜马拉雅地震带的重要组成部分，曾发生过大量7~8级以上强烈地震；强震机理与印度大陆北向俯冲存在动力学成因联系。这些地震构造带虽然主体远离青藏铁路，但沿这些地震构造带发生的强烈地震对青藏铁路的工程安全也存在不同程度的负面影响，能够在羊八井峡谷诱发滑坡、泥石流等地质灾害，威胁铁路运输安全。

14. 活动构造复合对地震的控制作用

不同方向、不同级别的地震构造带受不同方向、不同性质、不同序次的活动断裂显著控制，尤其不同方向断裂的交叉复合部位是地震发生的有利部位，控制青藏高原的强震分布和地震破裂的空间产状。青藏铁路、青藏公路沿线7.5~8.1级强烈地震主要发生在北东—北东东向地震构造带与北西西向地震构造带的交叉复合部位，如2001年11月昆仑山8.1级地震主体受北西西向昆仑山活动断裂控制，但北东东向次级活动断层的复合对地震孕育、发生、发展也具有不可忽视的重要意义；唐古拉山口东6级地震群发育于北西向唐古拉山走滑断裂及近南北向谷露-桑雄伸展构造体系的交叉复合部位（图6-1）。1951年崩错8级地震发生不仅受北西向崩错活动断裂控制，与羊八井-当雄-谷露伸展构造体系的复合也存在一定联系；1952年九子拉7.5级地震主要受近南北向谷露盆西边界活动断裂控制，但地震震中明显分布于近南北向谷露-桑雄活动断裂与北西向崩错走滑断裂的复合部位，与不同性质、不同方向、不同序次活动断裂的复合存在密切关系；发生于1411年的羊八

井8级地震主要受当雄-羊八井-尼木伸展盆地西边界活动断裂控制，但震中处于北东向当雄-羊八井-尼木伸展构造与北西向格仁错走滑断裂、近东西向松多-工布江达地震构造带的复合部位，与不同方向活动断裂的构造复合也存在一定动力学关系。羊八井-当雄-谷露伸展活动断裂系与北西向走滑断裂的构造复合对强烈地震和高温热田的空间分布都具有显著控制作用，在重力布格异常图也有清晰显示；说明伸展断裂与走滑断裂的构造复合关系具有一定的深部背景。在念青唐古拉山及邻区，北西向走滑断裂和北东—北北东向伸展构造分别对应于不同方向的重力异常或梯度带，地表构造复合部位对应于不同方向重力梯度带的叠加部位，形成孕震、发震有利构造部位；如1411年羊八井8级地震与1952年九子拉7.5级地震均发生于不同方向的重力异常或梯度带的叠加复合部位（图6-4）。

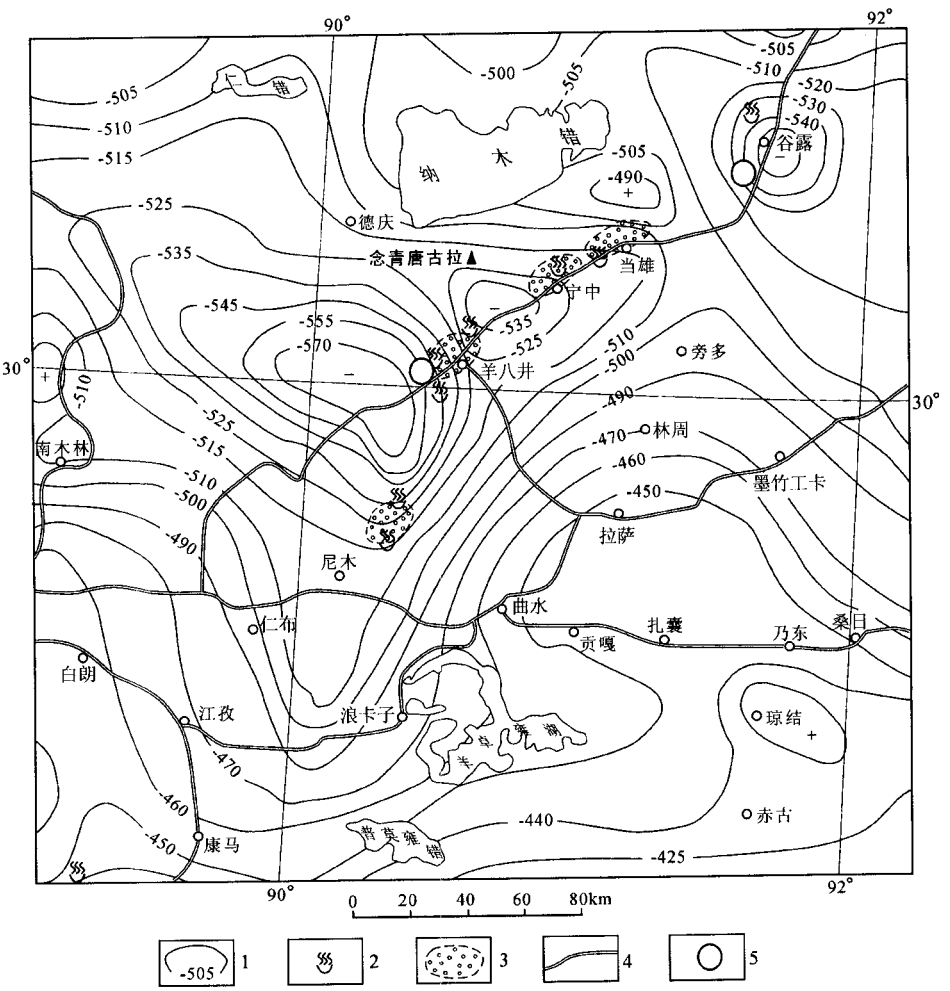


图6-4　西藏当雄-羊八井-尼木及邻区布格重力等值线分布图

Figure 6-4　Gravity map of isoanomalic contour in the Damxung - Yangbajain - Nimu graben and its adjacent areas

（重力资料来源于1:250万布格重力异常图）

1—布格重力等值线；2—温泉；3—深地震反射亮点对应的地壳局部熔融体；4—公路；5—7.5~8级强震

二、地震灾害效应

青藏高原是中国大陆现今构造活动和地震活动最强烈的地区，地震次数多、频率高、震级大。尤其在横穿青藏高原的青藏铁路和青藏公路沿线，曾发生过4次7.5级以上强烈地震，包括1411年羊八井8级地震、1952年九子拉7.5级地震、1951年崩错8级地震和2001年昆仑山8.1级地震，产生规模巨大的地震破裂和地震灾害，造成不同程度的人员和财产损失。强烈地震能够产生显著的地表破裂和地震灾害，导致路面强烈变形、路基断开、桥梁破坏与地面塌陷等灾害，诱发沙土液化、崩塌和滑坡等不良地质现象，加剧地震的灾害效应。对西藏当雄及邻区7级以上强烈地震及地震灾害，国家地震局地质研究所（1992）和西藏自治区科学技术委员会（1982）开展过专项调查，积累了丰富的资料，调查评估过1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震和1952年九子拉7.5地震的地震灾害情况和地震烈度分布。中国地震局组织专家，于2001年11月～2002年对昆仑山8.1级地震进行了多学科综合科学考察，出版了中国昆仑山西8.1级地震图集。我们于2001～2003年先后多次组织人员，对青藏铁路沿线发生的1411年9月28日羊八井8级地震、1951年11月18日崩错8级地震、1952年8月18日九子拉7.5级地震和2001年11月14日昆仑山8.1级地震，分别开展调查工作；对当雄-羊八井盆地、谷露-桑雄盆地和昆仑山口地区，分别测编地震构造图，对地震构造、地表破裂、地震陡坎和地震灾害进行观测。兹结合前人资料和本次野外观测资料，分析西藏当雄-羊八井盆地及邻区的地震灾害、地震烈度（表6-2）及昆仑山8.1级地震灾害。

表6-2　西藏当雄及邻区强烈地震及灾害情况一览表

Table 6-2　Earthquakes and hazards in the Damxung region and its vicinities of central Tibet

地震名称	羊八井8级地震	崩错8级地震	九子拉7.5级地震
震中位置	北纬30°10′ 东经90°30′	北纬31°12′ 东经91°18′	北纬30°38′ 东经91°31′
发震时间	1411年9月28日	1951年11月18日 17时35分50秒	1952年8月18日 0时2分11秒
地震震级	8.0级	8.0级	7.5级
震源深度	13～20km	21km	27km
发震断裂	念青唐古拉山东南麓 羊八井盆西活动断裂	崩错走滑活动断裂	谷露盆地西侧 主边界活动断裂
地震破裂	总体呈北东—北北东走向，地表破裂长136km	主体呈北西走向，局部呈北北西和北西西走向，地表破裂总长度累计81km	走向北东—近南北向，局部走向近东西和北西向，地表破裂总长57.7km
地表位移	最大左旋位移11～13m 最大垂直位移8～9m	最大右旋位移7.3m 最大垂直位移1.5m	最大水平位移5.0m 最大垂直位移5.5m
极震区面积	1400km^2	700km^2	500km^2
极震区烈度	XI度	X－XI度	X度
地震灾害	山体崩塌、地面塌陷、房屋倒塌、湖崩、众多人畜伤亡	方圆百余公里房屋倒塌、器皿翻倒、人畜伤亡	造成方圆100km范围内房屋倒塌和人、畜伤亡

注：据国家地震局地质研究所（1992）和西藏自治区科学技术委员会（1982）资料汇编。

1. 1411 年羊八井 8 级地震

发生于 1411 年 9 月 28 日的羊八井 8 级地震是西藏境内最强烈的历史地震之一，距今已有近 593 年。地震震中位于当雄-羊八井盆地南部，估算震级达 8 级，曾造成严重的人员伤亡和财产损失。地震及诱发灾害主要包括房屋倒塌、地面塌陷、溯堤崩塌、山体滑坡、岩崩及地表破裂，在林周、达隆、尼木、仁布、当雄和堆龙德庆等地区造成众多人畜伤亡和巨大财产损失（国家地震局地质研究所，1992）。1411 年羊八井 8 级地震产生的地表破裂总长达 136km（吴章明等，1992）。地震产生的地表破裂主体走向北东—北北东向，沿念青唐古拉山东南麓展布（图 6－5、6－6）。沿羊八井-当雄盆地西边界活动断裂，地震地表破裂呈雁行状斜列，断续分布于拉尔根、躺兵错、拉朗、拿色果、吉达果、羊应乡等地，残留有地震陡坎（图 6－5、6－6）、冲沟位错和地震鼓包遗迹。地震破裂的最大左旋走滑位移为 11～13m，最大垂直下滑位移为 8～9m（国家地震局地质研究所，1992）。据西藏自治区科学技术委员会（1982）资料，1411 年羊八井 8 级地震的极震区应位于羊八井-尼木地区，长约 70km，宽约 20km，面积约 1400km^2。极震区呈椭圆形，总体呈北东走向，明显受发震断裂所控制；极震区最大地震烈度为Ⅺ。羊八井 8 级地震 X 度烈度区长约 150km，宽约 50km，南至仁布，北达拉多岗，分布面积约 7500km^2；Ⅸ度烈度区长约 220km，宽约 85km，南达江孜，北至宁中和打隆寺；Ⅷ度烈度区长度大于 260km，宽度大于 120km，向北延伸至当雄县北（图 6－7）。



图 6－5　当雄北侧念青唐古拉山东麓 1411 年羊八井地震产生的地表破裂和地震陡坎
Figure 6－5　Photo of seismic fractures and scarps caused by the Yangbajain Earthquake occurred in 1411
（镜头向北）

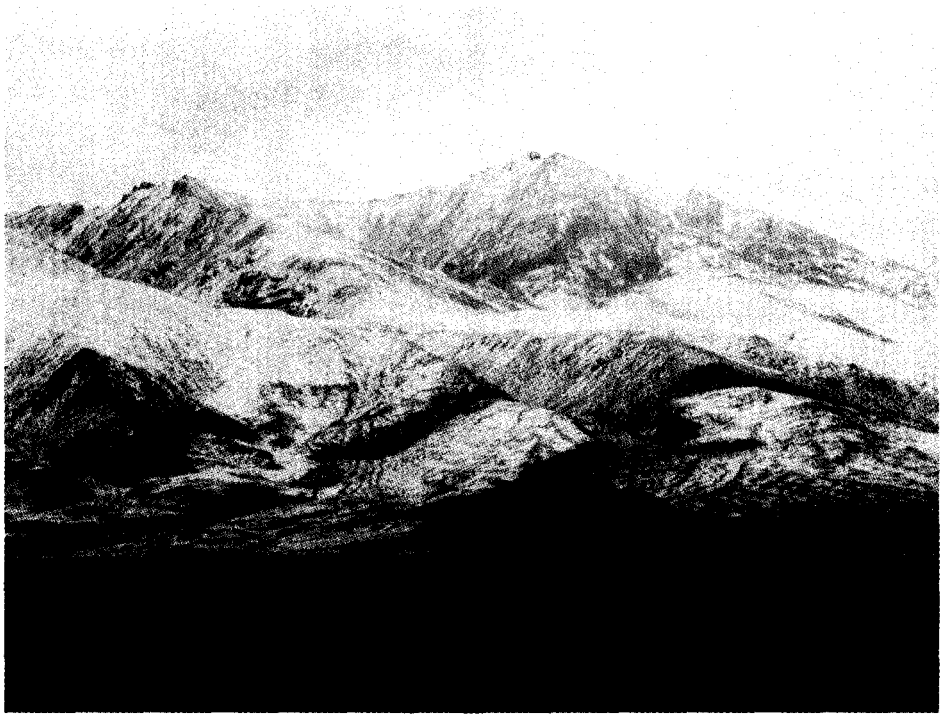


图 6-6　羊八井南念青唐古拉山东麓地震陡坎

Figure 6-6　Photo of earthquake scarps in west of the Yangbajain basin, southeast Nyainqentanglha Mountains (镜头向北)

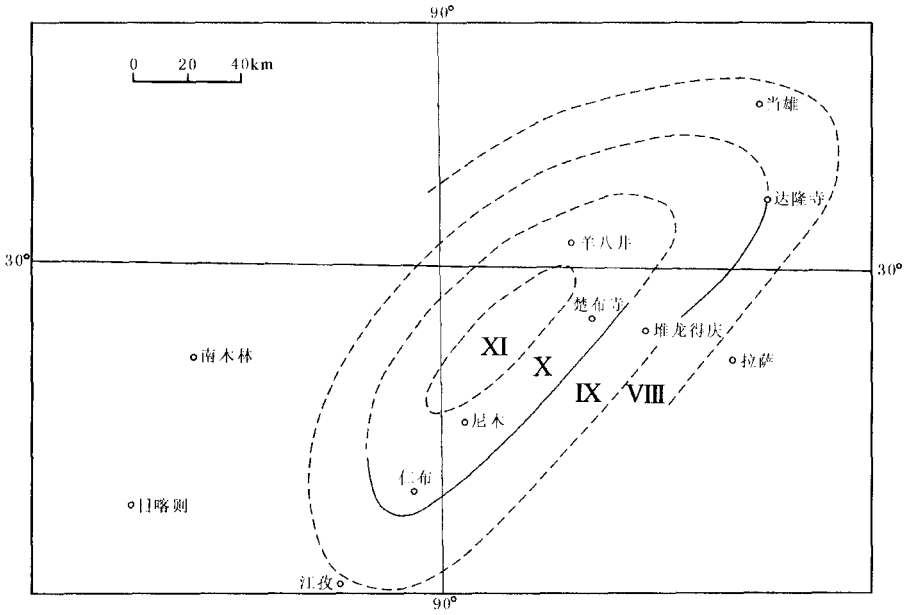


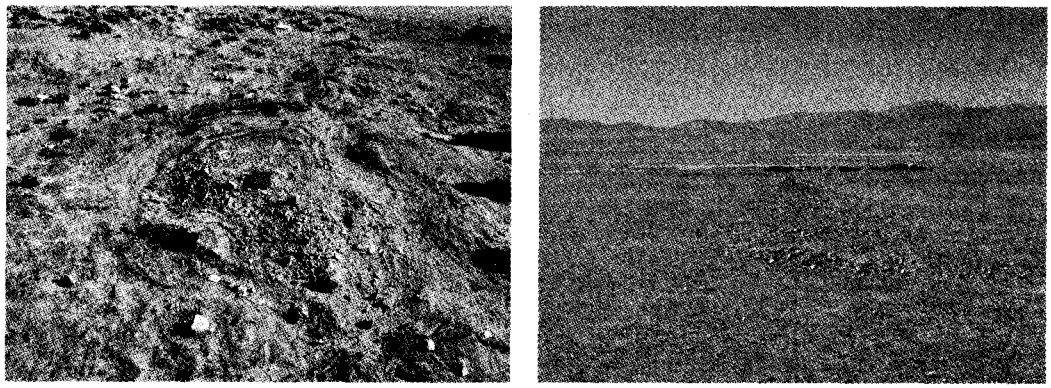
图 6-7　1411 年羊八井 8 级地震烈度分布图

Figure 6-7　Sketch map of intensity contour of the Ms 8.0 Yangbajain Earthquake occurred in 1411 (据西藏自治区科学技术委员会, 1982)

对1411年羊八井8级地震的震源深度，因缺乏仪器记录而难以进行精确估算。但当雄-羊八井盆地发育深反射亮点（ABS、YBS、NBS、DBS），对应于13～20km深度范围的地壳局部熔融体（Brown et al.，1996），与地壳伸展变形和地堑盆地演化存在动力学成因联系（图1-9、1-17）。如果地震发生与深反射亮点即具高导低速特征的局部熔融体存在动力学成因联系，根据INDEPTH-Ⅱ深地震反射和MT探测资料，则地震震源深度应为13km左右（表6-2）。

2. 1951年崩错8级地震

崩错8级强烈地震发生于1951年11月18日，是近50年来我国大陆发生的最强烈地震之一；地震震中位于那曲县达孜乡崩错东南侧，震源深度为21km。地震有感范围北至东巧，南到当雄县青果乡，西至班戈县，东到那曲达仁乡，面积达3800km^2（国家地震局地质研究所，1992）。地震及诱发地质灾害包括房屋倒塌、器皿翻倒、地面塌陷、地面裂缝、喷砂冒水、湖啸和岩石崩塌，造成方圆百余公里范围部分人畜伤亡和一定财产损失（西藏自治区科学技术委员会，1982）。1952年崩错8级地震形成长达81km的地表地震破裂。地震破裂总体呈北西走向，局部呈北北西和北西西走向，切割错断沟谷和阶地。地震破裂呈斜列分布，最大右旋位移7.3m，最大垂直位移1.5m，良好反映出发震断裂右旋走滑运动特征（国家地震局地质研究所，1992）。沿地震破裂发育地震鼓包和小型拉分断陷，地震鼓包遗迹呈同心环状（图6-8），拉分断陷很多已发育成沼泽地。局部地段地下水沿地震破裂上升成泉，冬季形成线性分布冰丘群。据西藏自治区科学技术委员会（1988）资料，1951年崩错8级地震的极震区呈北西向狭长椭圆形，长轴约70km，短轴约10km，极震区面积约700km^2，地震烈度为X-XI度。崩错位于极震区中部，蓬错位于IX-Ⅷ度地震烈度区，巴木错位于Ⅷ度地震烈度区，懂错主体、纳木错东北部、乌玛塘、九子拉、谷露、桑雄和罗马都位于Ⅵ度地震烈度区，那曲、当雄位于X度地震烈度区（图6-9）。



a 地震鼓包遗迹（镜头向北东）　　b 地震破裂（镜头向北西）

图6-8　崩错地震鼓包与地表破裂

Figure 6-8　Photos showing relics of the Ms 8.0 Bengcuo Earthquake occurred in 1951

3. 1952年九子拉7.5级地震

发生于1952年的九子拉（Ms=7.5级）地震，震中位于谷露-桑雄盆地南部九子拉附近，震源深度为27km。地震及诱发地质灾害主要包括房屋倒塌、墙体坍塌、崩塌、地裂

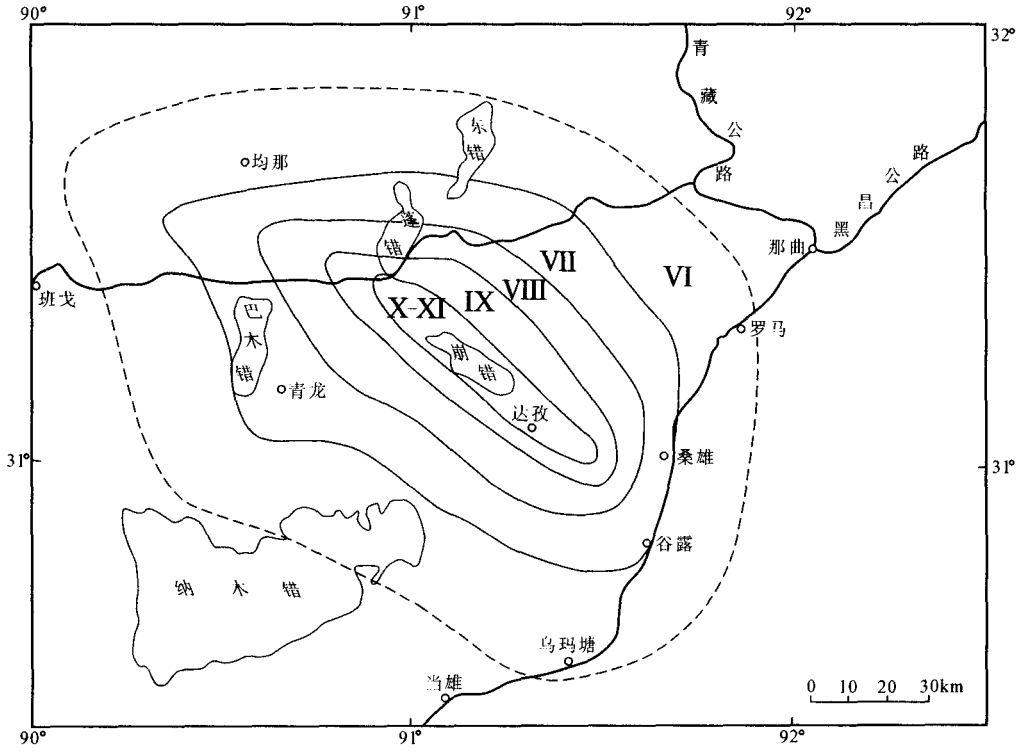


图 6－9　1951 年崩错 8 级地震烈度分布图

（据西藏自治区科学技术委员会，1982）

Figure 6－9　Sketch map of intensity contour of the Ms 8.0 Bengcuo Earthquake occurred in 1951

缝和地面塌陷，在那曲县和当雄县方圆百余平方公里范围内造成大量人畜伤亡和较大的财产损失（西藏自治区科学技术委员会，1982）。地震地表破裂主要分布于念青唐古拉山东麓，谷露盆地西侧，大部分走向北东、北北东和近南北向，部分地表破裂走向近东西和北西向，地表破裂总长 57.7km。地震破裂切割、错断冲沟和山脊，形成显著的地震陡坎（图 6－10）。据野外观测资料，九子拉 7.5 级地震不仅产生显著的垂直位移，也产生明显的左旋走滑位移；在谷露盆地西南，左旋水平位移一般为 3～4m，最大水平位移 4～5m；垂直位移一般为 2～3m，最大垂直位移达 4～5m（图 6－10）。据国家地震局地质研究所（1992）调查成果，结合我们的野外观测资料，认为九子拉 1952 年 7.5 级地震形成的不同走向地震破裂的水平位移方向不尽相同，北西向地震破裂以右旋水平位移为主，北北东向、北东向和东西向地震破裂以左旋水平位移为主。2002 年 2 月寒冬季节，在桑利发现沿地震破裂发生不均匀冻胀，形成地表裂缝，长达百余米（图 6－11），可能与隐伏地震破裂存在成因联系。据吴章明等（1991）资料，1952 年崩错 7.5 级地震集震区呈椭圆形分布于谷露盆地南部，南至乌玛塘，北到桑雄，长轴长约 40km，短轴宽约 10km，极震区面积约 500km^2，极震区地震烈度达 X 度。当雄和林周处于Ⅶ度地震烈度区，墨竹工卡、宁中、罗马和当雄县纳木错乡处于Ⅵ度地震烈度区（图 6－12）；但远在羊八井和那曲也有强烈震感。



图 6－10　谷露盆西 1952 年九子拉 7.5 级地震地表破裂与位移特征

Figure 6－10　Photo of seismic fractures and stream offsets of Ms 7.5 Jiuzila Earthquake in 1952 in west Gulu basin

（镜头向西）

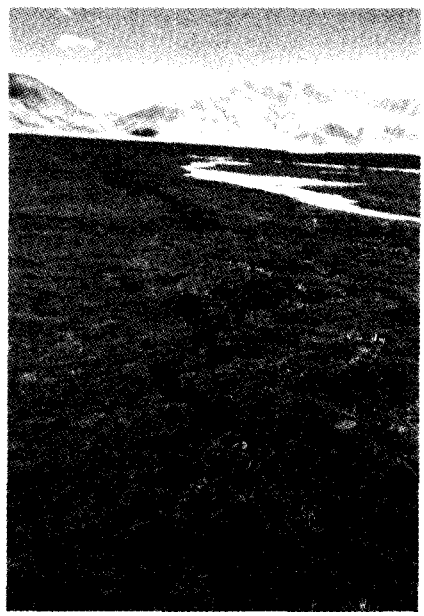


图 6－11　谷露盆南桑利沿 F_{69} 断层发育的地表构造裂缝

Figure 6－11　Photo of surface fractures within active fault F_{69} in south of the Gulu basin

（镜头向北西，江万博士摄于 2002 年 2 月）

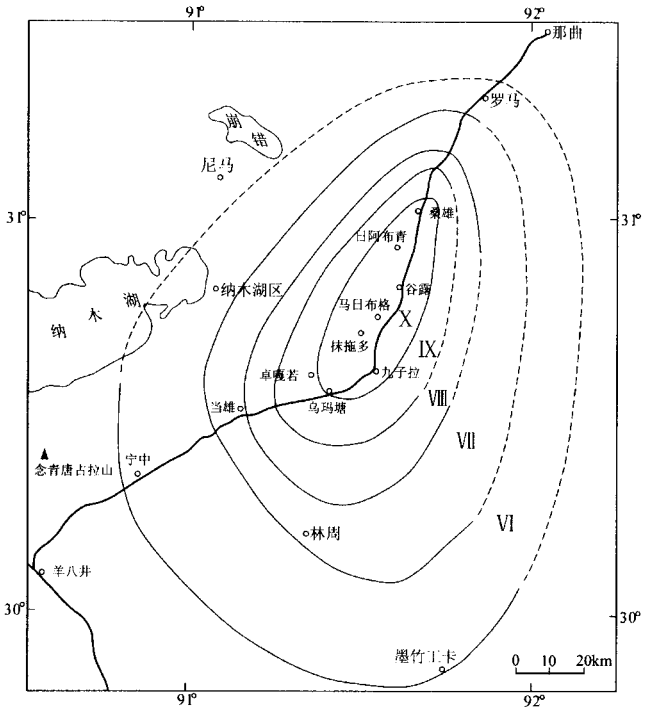


图 6－12　1952 年九子拉 7.5 级地震烈度分布图

Figure 6－12　Sketch map of intensity contour of Ms 7.5 Jiuzila Earthquake occurred in 1952

（据西藏自治区科学技术委员会，1988）

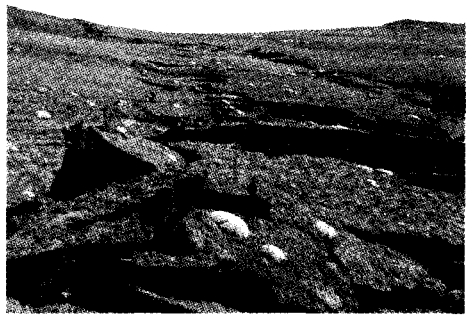
4. 2001 年昆仑山 8.1 级地震

昆仑山 8.1 级地震也称昆仑山口西 8.1 级地震，发生于 2001 年 11 月 14 日 17 时 26 分，震中位于新疆与青海交界处的布喀达坂峰-库赛湖一带；中国地震局给出的地震震中地理坐标为：东经 90.9°、北纬 36.2°（图 6－1），震源深度约 10km。昆仑山 8.1 级地震主震发生后，在东距震中约 350 公里的西大滩-纳赤台地区，发生大量 4.3～5.7 级强余震（表 6－3），余震震源深度大部分为 10km 左右。昆仑山地震由于发生在青藏高原北部无人区，尽管震级很大，地表破裂很长，但并没有造成严重的人员伤亡和重大的财产损失，仅在青藏公路和青藏铁路昆仑山口-西大滩-纳赤台沿线引起一些轻微的地震灾害（图版Ⅸ），曾对青藏铁路建设产生过一些不良影响。

昆仑山 8.1 级地震导致地表形成长度近 426km 的近东西向地震破裂（中国地震局，2003）。地震破裂带自布喀达坂峰北侧，经库赛湖向东长距离延伸，切割青藏公路和青藏铁路施工便道，进入东大滩南侧玉珠峰南缘，总体走向 100°～110°，平均走向 105°（图 6－13a）。昆仑山地震主破裂由北东东走向的分支破裂呈雁行状斜列构成（图 6－13b），主破裂带宽度一般小于 300～500m。分支破裂走向 N65°～70°E，断面平直，产状近直立，宽约 0.2～4m，延长一般为 5～50m，个别分支破裂延长达 200～300m。在青藏公路乱石沟段及两侧山坡，地震破裂具有显著的左旋走滑位移。沿近东西向主破裂面，断层北盘相对于断层南盘向西水平错动距离一般为 4～5m（图 6－13b）。沿北东东向分支破裂，也具有显著的左旋走滑位移，分支破裂切割、错断青藏铁路施工便道，部分分支破裂左旋位移量



a 昆仑山地震破裂穿切青藏公路(镜头向东)



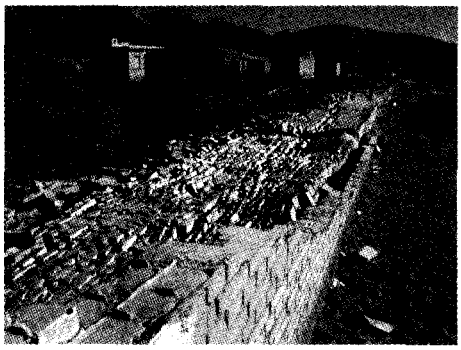
b 昆仑山地震主干与分支破裂(镜头向东)



c 昆仑山地震破裂穿切铁路施工便道(镜头向南)



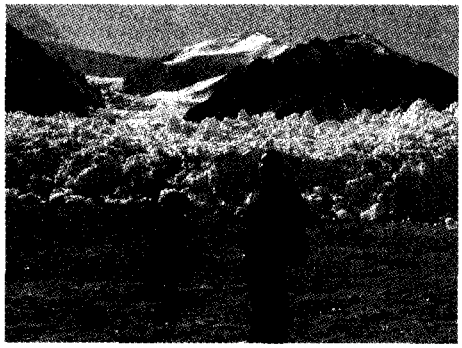
d 青藏铁路路基通过昆仑山地震破裂(镜头向西)



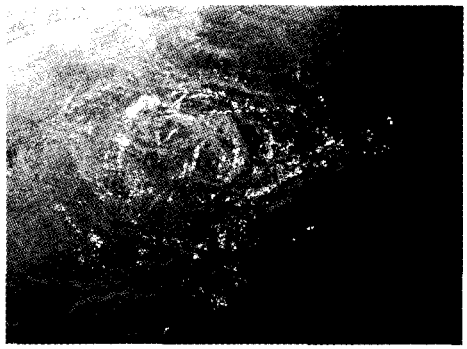
e 昆仑山地震震塌西大滩泵站围墙(镜头向东)



f 昆仑山地震对西大滩房屋结构产生破坏



g 昆仑山地震在玉珠峰北麓产生雪崩(镜头向南)



h 昆仑山地震期间纳赤台泉水流量骤然增加

图 6-13　2001 年 11 月 14 日昆仑山 8.1 级地震及灾害效应

Figure 6-13　Photos of the Ms 8.1 Kunlun Earthquake and its hazard effects on November 14, 2001

表 6-3 昆仑山地震部分余震一览表

Table 6-3 Minor earthquakes followed the Ms 8.0 Kunlun Earthquake in November of 2001

时 间	经度	纬度	地 点	震 级
11 月 14 日 17:26	90.9°	36.2°	布喀达坂峰北侧新疆青海边界	8.1
11 月 14 日 17:45	93.3°	35.7°	昆仑河上游	5.5
11 月 14 日 18:58	93.9°	35.7°	西大滩西端	5.5
11 月 14 日 19:40	94.0°	35.9°	纳赤台西侧	5.2
11 月 15 日 5:21	91.4°	35.8°	布喀达坂峰东南	4.7
11 月 15 日 5:23	94.0°	35.7°	昆仑山口北侧	4.8
11 月 15 日 7:05	94.5°	35.6°	昆仑山口东侧	5.1
11 月 15 日 7:49	94.6°	35.6°	东大滩	4.6
11 月 16 日 5:42	94.8°	35.8°	东大滩	4.3
11 月 16 日 15:54	94.1°	35.7°	西大滩	4.9
11 月 19 日 5:59	93.7°	35.8°	不冻泉北侧	5.7

注：据中国地震局 2002 年 11 月下旬公布的测震资料。

达 1.5～2.5m（图 6-13c）。这些特点充分反映昆仑山地震断裂左旋走滑运动的主导性。除水平位移外，断层北盘相对于断层南盘尚发生下降运动，在主破裂带测得断层北盘垂直下滑位移达 1.1m。青藏铁路铺轨已过昆仑山地震破裂到达五道梁后，2003 年 7 月再度赴青藏铁路沿线对昆仑山地震破裂进行野外观测，发现青藏铁路通过地震破裂附近已将原设计桥梁改为路基通过，地震破裂横穿铁路路基（图 6-13d）。

昆仑山地震还诱发出大量近东西向展布的构造裂缝，分布于地震主破裂带南北两侧数一数十公里的宽度范围，如西大滩近东西向构造裂缝、纳赤台东山山体裂缝、穿切惊仙谷冰丘近东西向与近南北向构造裂缝、昆仑山口近东西向构造裂缝、昆仑山隧道口西北山坡近南北向构造裂缝等。这些地震诱发构造裂缝宽度一般为 1～5cm，局部达 10～20cm，但延长可达数一数百米，形态常呈平直线状或折线状。地震诱发地质灾害还有：昆仑山口纪念碑震塌、西大滩围墙倒塌（图 6-13e）、西大滩楼房墙壁裂缝（图 6-13f）、昆仑山雪崩（图 6-13g）、纳赤台涌泉（图 6-13h）等。但在远离昆仑山地震断裂的格尔木市、不冻泉、五道梁，地震对建筑物未造成显著破坏。地震破裂主要沿昆仑山活动断裂分布，地震灾害也仅分布于地震破裂两侧一定范围（昆仑山口-西大滩）；在远离昆仑山活动断裂的地区，地震灾害不甚显著。然而昆仑山地震在主震发生时刻，在远至格尔木和五道梁地区的很大范围仍有强烈震感。

昆仑山 8.1 级地震对青藏铁路建设具有一定影响，震塌了一些临时工棚，在昆仑山隧道产生过落石，沿主破裂错断、破坏青藏公路和青藏铁路施工便道（图 6-13a、c），地震及强余震对施工人员心理产生一些不良影响。但昆仑山地震对青藏铁路南山口-纳赤台-西大滩段沿线已经完成的铁路路基未产生明显破坏，在已开挖的昆仑山隧道未产生显著裂缝。昆仑山地震导致纳赤台铁路东侧山体裂缝，对山体稳定性产生不良影响，增加了余震与雨季发生落石和崩塌的危险性。

昆仑山 8.1 级地震导致昆仑山活动断裂及周缘地块构造应力场发生重大调整。西大滩盆北 8.1 级地震前后的地应力对比观测资料表明，昆仑山 8.1 级地震前（2001 年 8～9 月）地应力积累到比较高的水平，最大主应力达 10～12MPa，明显高于地表正常构造应力背景值；但在昆仑山 8.1 级地震后（2002 年 6～7 月），地应力显著降低，最大主应力降低为 3～4MPa（Liao Chunting et al.，2003）；说明昆仑山 8.1 级地震产生显著应力释放效应，使区域构造应力在地震期后 1 年内发生较大幅度（2～4 倍）降低，对应于强震前后构造应力场的显著调整现象；但对区域构造应力场的长期变化规律仍然有待于观测。昆仑山 8.1 级地震尚可导致昆仑山活动断裂系主要活动断层运动速度发生不同程度的调整，发震断裂的左旋走滑运动速度可能增大，而非地震断层的运动速度可能增大也可能变小。对昆仑山 8.1 级地震后断裂活动性和构造应力场的长期变化及工程影响，目前尚难以估计，有待于今后对微震、位移、应力的综合监测。

三、百年尺度的地震趋势分析

对青藏铁路沿线重要活动断层第四纪水平位移进行观测，对位移发生时代进行测年，估算活动断层平均运动速度（吴珍汉等，2003）。结果表明，地震震级与发震断层运动速度存在良好的统计相关关系，发生 7 级以上强烈地震的发震断裂都是运动速度较大（4～10mm/a）的强烈活动断层和较强烈活动断层。在青藏高原北部，孕育 2001 年昆仑山 8.1 级地震的昆仑山口或库赛湖活动断裂左旋走滑运动速度达 10～15mm/a，孕育 1997 年玛尼 7.9 级地震的风火山（北麓）活动断裂左旋走滑运动速度大于 4mm/a，在青藏高原南部，孕育 1951 年崩错 8 级强烈地震的崩错活动断裂平均右旋运动速度达 9～11mm/a，孕育 1411 年羊八井 8 级强烈地震的当雄-羊八井盆西主边界活动断裂全新世平均运动速度≥1.4mm/a，全新世晚期可能达 3.5～7.5mm/a，孕育 1952 年九子拉 7.5 级地震谷露-桑雄盆地西边界活动断裂全新世平均运动速度≥1.1～3.0mm/a，全新世晚期可能达 4.1～6.1mm/a（表 6－4）。青藏铁路沿线活动断层运动速度与地震震级基本符合 Matsuda et al.（1978）统计关系（图 6－14）。

根据 Matsuda（1975）与 Slemmons（1975）地震时间-震级-断层运动速度的统计关系（图 6－15），平均运动速度 10～11mm/a 的崩错右旋走滑活动断裂发生 6 级地震的复发周期约为 40 年，发生 7 级地震的复发周期为 100 年，发生 8 级地震的复发周期约为 1000 年；考虑到崩错活动断裂在 1951 年发生过 8 级强烈地震，未来百年内发生 8 级以上强烈地震的可能性不大，但未来百年具有发生 6～7 级地震的可能性。现今平均运动速度达 6mm/a 的雅鲁藏布江活动断裂东段 6 级地震的复发周期约为 80 年，7 级地震的复发周期约为 200 年，8 级地震的复发周期约为 1100 年。全新世晚期运动速度为 3.5～7.5mm/a 的羊八井-当雄盆地西北边界活动断裂 6 级地震复发周期为 80～100 年，7 级地震复发周期约 200～300 年，8 级地震复发周期约 1100 年；考虑到羊八井 1411 年发生过 8 级强烈地震，未来百年内发生 8 级地震的可能性较小，但羊八井-当雄盆地未来百年发生 6～7 级地震的可能性较大。全新世晚期运动速度 4.1～6.1mm/a 的谷露-桑雄盆地西边界活动断裂与羊八井-当雄盆地边界断裂具有相近的地震复发周期，考虑到 1952 年在谷露南侧九子拉发生过 7.5 级强烈地震，未来百年内在发生 7 级以上地震的可能性较小，但具有发生 6 级地震可能性。运动速度仅 2.3mm/a 的格仁错右旋走滑活动断裂 6 级以上地震的复发周期

表 6-4 青藏铁路沿线第四纪晚期断层活动时代与运动速度一览表

Table 6-4 Ages and slip rates of major active faults in Quaternary across the Golmud - Lhasa railway route

编号	断层名称	断层位移	时代	测年方法	平均速度
F_6	西大滩左旋走滑活动断层	左旋错断河流阶地 n×9m	6.1~10ka	TL、OSL	4.4~6.9mm/a
F_7	昆仑山口左旋走滑活动断层	青海省地震局等，1999；Kidd et al.，1990			10~15mm/a
F_{16}	五道梁活动断层	左旋错断河流阶地 35m	4.5ka	TL	7.76 mm/a
F_{16-4}	五道梁分支断层	左旋错断冲沟 21m	53.3ka	TL	0.39 mm/a
F_{17-2}	可可西里山北部活动断层	左旋错断冲沟 25m	3.70ka	TL	6.76 mm/a
F_{17-3}	可可西里山北边界活动断层	左旋错断 T_2 阶地 50m	15.3ka	TL	3.27 mm/a
F_{18}	可可西里山南边界活动断层	左旋错断河流阶地 9m	6.0ka	TL	1.50 mm/a
		垂向错断冲洪积扇 5m	6.0ka	TL	0.83 mm/a
F_{24}	风火山北麓活动断层	左旋错动 T_3 阶地 90m	22.1ka	TL	4.07 mm/a
F_{26-4}	二道沟盆北边界活动断层	左旋错断冲沟 18m	16.3ka	TL	1.10 mm/a
		垂向错断冲洪积扇 8m	16.3ka	TL	0.49 mm/a
F_{27-1}	二道沟盆南活动断层	左旋错断冲沟 50m	16.8ka	TL	2.98 mm/a
		垂向错断洪积扇 12m	16.8ka	TL	0.71 mm/a
F_{27-8}	二道沟南山分支活动断层	左旋错断冲沟 16m	31.4ka	TL	0.51 mm/a
		垂向错断洪积扇 16m	31.4ka	TL	0.51 mm/a
F_{27}	二道沟山南活动断层	左旋错断河流阶地 120m	34ka	U 系	3.52 mm/a
		垂向错断冲洪积扇 4m	34ka	U 系	0.12 mm/a
		左旋错断河流阶地 120m	31.3ka	TL	2.61 mm/a
F_{30}	乌丽活动断层	左旋错断冲沟 20m	5.6ka	TL	3.57 mm/a
		垂向错断洪积扇 18m	5.6ka	TL	3.2 mm/a
F_{33}	沱沱河（盆南）活动断层	左旋错断冲沟 30m	29ka	U 系	1.0mm/a
F_{35}	布玛朗纳活动断层	左旋错断冲沟 67m	10.0ka	U 系	6.7mm/a
F_{40}	雁石坪-木乃山活动断层	据数值模拟估算现今左旋走滑运动速度			3.3mm/a
F_{54}	安多盆地南边界活动断层	左旋错断冲沟 72m	51.1ka	TL	1.40 mm/a
		垂向切割洪积扇 10m	51.1ka	TL	0.19 mm/a
F_{52-2}	安多北山活动断层	垂向错断洪积扇 8m	11.1ka	TL	0.72 mm/a
F_{67}	崩错活动断层	右旋走滑（国家地震局地质研究所，1992）			9~11mm/a
F_{65}	谷露盆西边界断层	国家地震局地质研究所（1992）估算全新世晚期速率			4.1~6.1mm/a
		根据断层垂直位移和活动时代估算全新世平均速率			≥1.1~3.0mm/a
F_{76}	格仁错活动断层	右旋走滑（国家地震局地质研究所，1992）			2.1mm/a
F_{73}	当雄-羊八井盆西边界断层	根据断层垂直位移和活动时代估算全新世平均速率			≥1.4mm/a
		国家地震局地质研究所（1992）估算全新世晚期速率			3.5~7.5 mm/a
F_{80}	雅鲁藏布江活动断层	据数值模拟估算现今右旋走滑运动速度			6.0mm/a

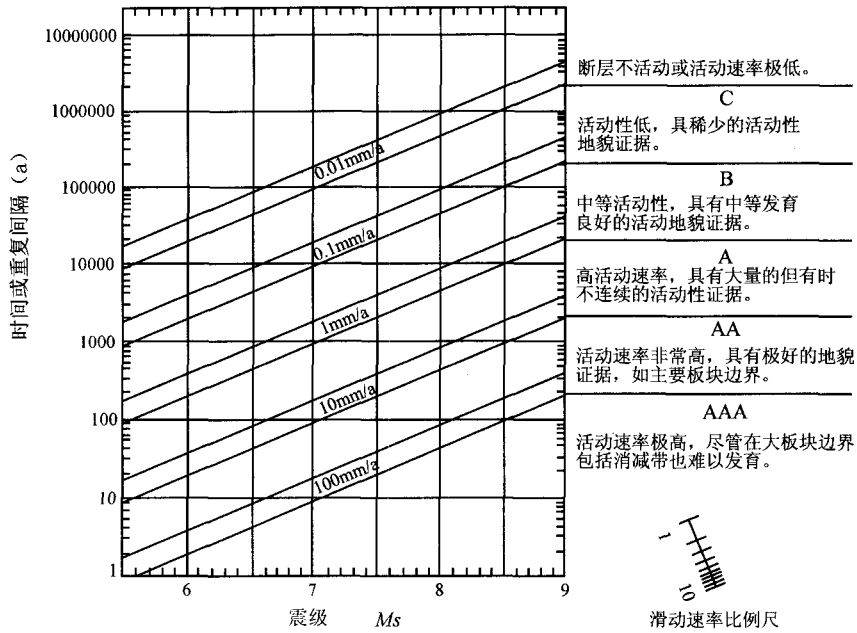


图 6－14　地震复发周期与断层滑动速度关系图

Figure 6－14　Diagram of relationship between repeat period of earthquake and slip rate of active fault

（原图引自 Matsuda，1975；Slemmons，1977；转引自马宗晋，1992）

比上述活动断裂的地震复发周期更长。青藏铁路沿线全新世平均水平运动速度达 3.5～9mm/a 的活动断裂还有五道梁活动断裂（F_{16}）、可可西里活动断裂（F_{17-2}与 F_{18}）、风火山北麓活动断层（F_{24}）、二道沟（山南）活动断层（F_{27}）、乌丽活动断层（F_{30}）、布玛朗纳活动断层（F_{35}）和雅鲁藏布江活动断裂（F_{80}）（表 6－3）；这些活动断裂在未来 100 年时间内，具有孕育并产生 6～7 级强烈地震的可能性。根据昆仑山 8.1 级地震、崩错 8 级地震、九子拉 7.5 级地震和羊八井 8 级地震的地震位移观测资料推断，青藏铁路沿线产生 7.5 级左右强烈地震的活动断层同震位移可达 4～6m，8 级以上强烈地震局部最大同震位移可达 7～14m（表 6－2）。

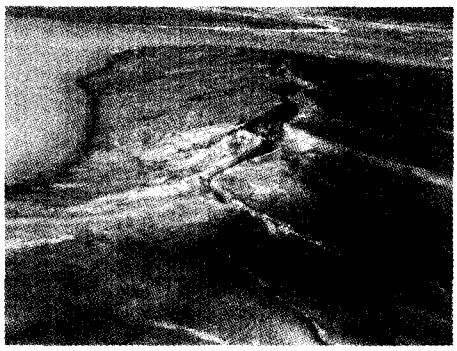
尽管如此，Matsuda（1975）与 Slemmons（1975）的地震时间-震级-断层速度统计关系仅适用于分析长周期地震复发趋势，尚不能用于中短期地震预报。如何根据活动断裂几何学、运动学、动力学特征进行中短期地震预测，还是尚未解决的科学难题，需要考虑更多的影响因素；地震孕育、发生、发展的复杂动力学过程及影响地震活动的诸多因素，常常导致地震发生时间、地点和震级的种种不确定性，不仅影响地震预报的精度，而且增加地震预报的难度。

第二节　断层诱发不均匀冻胀及灾害效应

青藏高原发育大量不同方向、不同性质、不同类型、不同规模和不同序次的活动断层。经过青藏铁路沿线 1∶2000 大比例尺地质勘测，在青藏铁路沿线鉴别出 114 条全新世活动



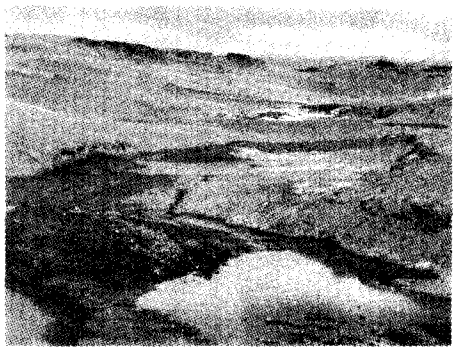
a 布曲 F_{37} 断层诱发冻结层下水冰锥(镜头向北西)



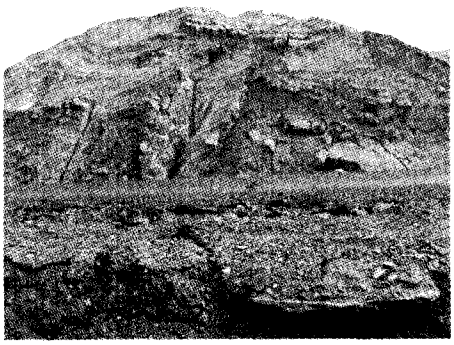
b 风火山北沿沟谷发育冻结层上水冰锥(镜头向西)



c 沱沱河冬季河冰锥(镜头向南)



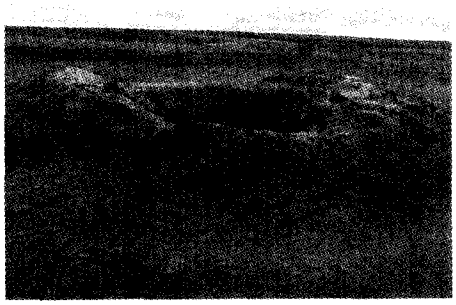
d 北麓河高平原冻结层上水冰丘(镜头向南)



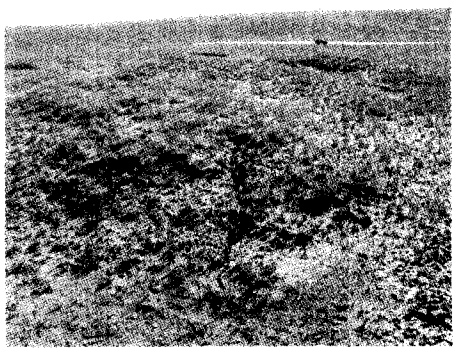
e 昆仑山南 62 道班多年生冰丘(镜头向东)



f 二道沟盆南 F_{27} 诱发冻结层下水冰丘(镜头向东)



g 清水河高平原断层 F_{11} 诱发爆破鼓丘(镜头向东)



h 清水河南断层 F_{12} 诱发古冻胀土丘(镜头向北)

图 6-15　青藏铁路沿线不同类型冻胀丘

Figure 6-15　Photos of pingos in the vicinity of the Golmud - Lhasa railway route across the Tibetan Plateau

断层，部分活动断层属区域性活动断裂主干断层，对地震分布具有显著控制作用，在青藏铁路沿线形成12条不同级别的地震构造带（图6－1）。尚有很多断层属区域活动断裂的分支断层、活动性相对较弱的一般活动断层或晚更新世活动断层；这些断层尽管难以孕育、产生中强地震，但在青藏高原现今构造动力学背景和高寒气候环境，它们对地下水运动、泉水分布（图6－1）、地下冰层厚度、构造融区和不均匀冻胀具有一定的控制作用，诱发冻胀丘、移动冰丘、热融沉降、构造裂缝、路面塌陷和路基变形等不良地质过程，对线路工程产生不同程度的灾害效应，影响铁路、公路的工程质量、服务年限和运输安全。兹根据青藏铁路和青藏公路沿线活动断层及诱发地质灾害的现场观测资料，分析断层诱发的不均匀冻胀效应及工程危害。

一、冻胀丘类型及地质特征

青藏高原常年冻土区和季节性冻土区，每年冬季都在地表形成大量不同类型、不同大小、不同形态的冻胀丘，包括冰锥、冰丘、爆破鼓丘和冻胀土丘（李树德，1982；胡海涛等，1982；程国栋，1990），部分学者将冰锥和冰丘统称或泛称为冰丘。青藏高原规律性分布的冰锥、冰丘和冻胀土丘，构成颇具特色的冬季地貌景观（图版X）。青藏高原部分冻胀丘仅受地形和温度控制，与活动断层不存在显著相关关系；但很多冻胀丘的分布、孕育、发展与断层活动存在密切关系（王邵令，1981；樊溶河等，1982；郭东信，1985），成为第四纪浅覆盖区鉴别活动断层的重要辅助性标志（胡海涛等，1982；易明初，1982）。

1. 冰锥

典型冰锥是地下水向上涌出地表、流向四周，在冬季寒冷气候环境形成的圆锥状冰体（胡海涛等，1982）。冰锥底部大、顶部小，大部分冰锥顶部都发育环形凹坑；凹坑四周高，中间低，呈不同深度的槽状；凹坑周围发育断续分布、总体呈环形展布的冰裂缝，凹坑及周缘发育放射状冰裂缝。冰锥面积一般较小，一般仅数平方米—数十平方米。典型冰锥可划分为冻土层下水冰锥和冻土层上水冰锥2种类型。冻土层下水冰锥是由于冻土层下水沿活动断层破碎带等通道上升成泉，在温度低于零度的负温季节冻结形成的高度大于1m的冰锥，多分布于山麓、沟谷和沟口，常呈线性或串珠状沿活动断层分布，不受地形和地貌限制，每年出现的位置都相对比较固定，如布曲F_{37}断层诱发冰锥（图6－15a）。冻结层上水冰锥呈锥形或大面积地表幔冰，面积达数十—数百平方米，高度一般小于1.0m（图6－15b），发育于山坡、冰水洪积扇与河漫滩，在每年11月—次年3月负温季节形成低矮的冰锥，在4～10月消融导致地面翻浆。冻结层上水冰锥群明显受地形和地貌控制，大致沿等高线分布；部分冻结层上水冰锥受活动断层控制，呈显著线性分布特征，形成线性冰锥群。当水温较高、水流量较大时，上升泉在负温季节可形成面积较大、厚度比较均匀的地表冰层，称为冰幔。在一些常年有水的大河，如昆仑河、楚玛尔河、沱沱河、通天河、布曲、那曲等河床和河流浅滩，冬季河面常发育河冰锥，表现为大面积的冰面隆起，长度可达20～30m，高度较小（图6－15c）。河冰锥长轴常平行于河谷走向，与封冻季节冰下河水的不均匀上涌存在成因联系，属非构造成因冰锥。

2. 冰丘

是地下水向地表方向涌动过程中遇地表不透水物质阻隔而在地表隔水层下部冻结形成

的丘状隆起，可进一步划分为冻结层上水冰丘和冻结层下水冰丘2种主要类型（胡海涛等，1982）。冻结层上水冰丘规模一般较小，直径一般为2～5m，高一般小于0.6m，呈圆形或椭圆形，广泛分布于冰水高平原及山前谷地边缘（图6－15d）。冰丘表层覆盖灰白色粘性土，区别于风成沙丘。表层粘性土是重要的隔水层，局部阻挡冻结层上水泄出地表；地下水局部富集于表层粘性土下部，经冻结膨胀后顶托上拱形成地表局部丘状隆起。冻结层上水冰丘常受地形和地貌控制，一般分布于沟谷、阶地和地貌陡坎部位。多数冻结层上水冻胀丘为一年生冰丘，寒季形成，暖季消融。冻结层下水冰丘规模较大，直径一般为十一数十米，高度可达数米一十余米，核部发育巨厚的冰层；常呈线性或串珠状成群分布于活动断裂通过的细粒土石地带，如青藏公路62道班（图6－15e）、清水河、北麓河、风火山南坡、二道沟（图6－15f）、沱沱河、通天河、乌丽、布曲河、唐古拉山等活动断裂带。

冻结层下水冰丘起源于较高水头的冻结层下水沿活动断裂上升至地表附近，遇地表粘性土、细砂土或泥灰层等隔水层阻挡，富集并冻结于地表隔水层下方，由于冻胀效应上拱顶托上覆隔水层，在地表形成圆形、椭圆形或丘状隆起（王邵令，1981；胡海涛等，1982）。典型冻结层下水冰丘实例如青藏公路62道班的惊仙谷大型冰丘，总体呈近南北向展布，发育于北西西向昆仑山走滑断裂分支断层（F_{7-3}）与近南北向惊仙谷张扭性活动断层（F_{4-2}）的交叉复合部位，长达180m，宽达60～80m，高达十余米（图6－15e）。惊仙谷冰丘发育于下更新统河湖相砂砾石层和粘性土层，是多年生冻结层下水冻胀丘，分4个不同时期生长发育（图6－16）。钻探资料显示，惊仙谷冰丘内部发育地下冰与湖相沉积相间分布的似层状结构，局部发育厚度较大的地下冰层（图6－17）。在1956～1974年期间，惊仙谷冰丘平均每年向北增长1.6m，增宽1m；20世纪80年代以来，由于气候转暖，冰丘冬季回升小于夏季融化幅度；加上人工破坏，惊仙谷冰丘生长不明显，甚至呈缓慢的消融趋势，在冰丘中心形成塌陷洼坑（尚建义等，1982）。

3．爆破鼓丘

爆破冰丘也称爆炸性充水鼓丘，爆破前常表现为直径2～10m、高约1～2m的冻结层下水冻胀丘（胡海涛等，1982）。冻胀鼓丘发育于11月—次年3月，爆破常发生于次年暖季6～8月。在盛夏季节，冻胀丘上部冰层部分融化变薄，地表盖层强度降低；富含CO_2气体的冻土层下水通过活动断裂的破碎带上升，受阻于上覆封闭的地表盖层；当蓄压超过地表盖层强度时，水气突破地表盖层，发生爆炸，形成向外喷射的水柱，在鼓包中部形成深达30～50cm倒圆锥形凹坑，形状类似于破火山口（图6－15g）。爆破鼓丘常分布于灰岩和泥灰岩地区，如清水河、86道班、95道班一带，并明显受控于活动断裂交叉复合部位。爆破鼓丘形成必须具备如下条件：①富含CO_2气体的高压冻结层下水沿导水活动断裂上升；②有一定厚度的泉华组成顶盖，使丘内气体聚集，水气压力不断增大；③暖季气温上升，冰冻部分消融，地表阻挡层减薄，上涌的冻结层下水压增大、气体膨胀产生的顶托压力超过盖层强度，导致地表盖层产生裂缝，高压水气沿裂缝大量逸出，从而产生爆炸并形成爆破冰丘（胡海涛等，1982）。

4．古冻胀土丘

属现今已停止活动、处于萎缩状态的古冰丘，成群分布于各高平原活动断裂和盆-山边界断裂的破碎带，表现为高30～100cm的椭圆形丘状隆起（图6－15h），主体由暗褐色河流相含砾细砂、灰白色砂质粘土和灰黄色湖相粘土、灰绿色泥灰岩组成，在剖面上常发

育古冰楔和冻胀楔（张维信，1983），表层覆盖有现代风成沙土和草本植被；常与定向分布的构造裂缝群伴生，或分布于两组构造裂缝交叉复合部位。古冻胀土丘与现代冰丘的主要区别在于粘土质、泥灰质隔水层下伏丘体核部缺乏现代地下水富集、冻结形成的异常厚度地下冰。古冻胀土丘与古风成沙丘的区别在于丘体的物质组成；古风成沙丘主要由风成异地细砂和风成异地沙土组成，而古冻胀土丘主要由原地河流相和湖相沉积物构成。

在四类主要冻胀丘中，冰锥和冰丘在形态特征、形成过程、分布规律、控制因素等方面都具有很多相似之处，因此部分学者将冰锥和冰丘都泛称为冰丘（易明初等，1982）。一些外文文献将高温度地区的冰锥和冰丘统称为 ice hummock 或 ice cone（Bloom，1998），大部分学者使用术语 pingo 来泛指冰锥和冰丘（Barosh，1999）。我们在青藏铁路沿线活动断层及诱发地质灾害勘测过程中，对冰锥和冰丘也未加详细区分，统称为冰丘。

二、活动断层对冻胀丘的控制作用

青藏高原中段活动断层对冻结层下水冰锥、冻结层下水冰丘与爆破鼓丘的发育和空间分布具有显著的控制作用（图 6－16）。断层破碎带具有较高的孔隙度和渗透率，明显影响冻土结构、地温分布、冰层厚度和地下水运动，是地下水运移、汇集、上涌的良好通道，也是地下水文网形成演化的重要控制因素（胡海涛等，1982）。地下水沿活动断裂运动，在夏季形成线性分布的泉水群，在冬季形成线性排列或斜列分布的冰锥群、冰丘群、爆破鼓丘群和古冻胀土丘群。青藏高原北部冬季气温长期保持在 -20 ~ -40℃，在地表一定深度范围内形成厚达数十米—百余米的地下冰冻层；在藏北多年生冻土地区，常年保持数十米—百余米厚度的地下冰冻层。地下水要穿透厚层地下冰和厚层冻土，需要借助活动断裂和断层破碎带这样的良好通道；从而形成活动断裂—地下水运动—线性不均匀冻胀之间的良好对应关系。

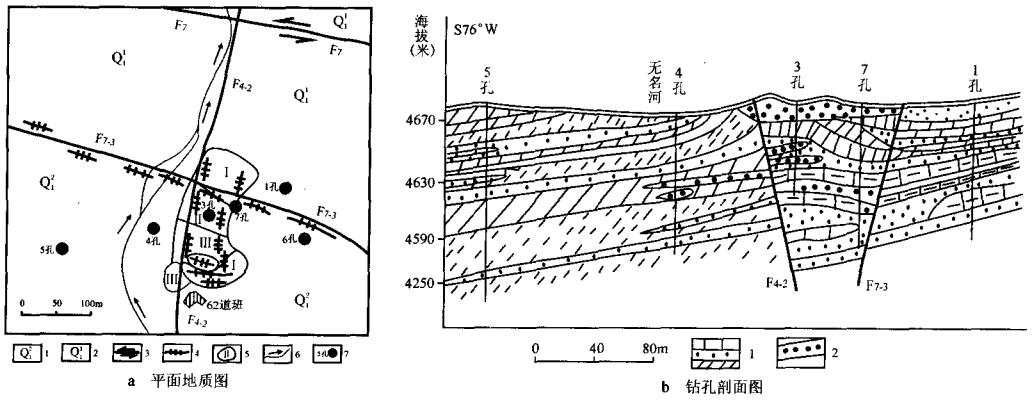


图 6－16 青藏公路 62 道班冰丘地质图

Figure 6－16 Sketch map and cross section of the No. 62 station pingo in south of the Kunlun Mountains

（据尚建义等，1982 略加改编）

平面 a 图例：1—下更新统中段；2—下更新统下段；3—活动断层；4—地表裂缝；5—冰丘分期；6—河流流向；7—钻孔。剖面 b 图例：1—湖相沉积；2—地下冰层

1. 惊仙谷冰丘与活动断层的成因联系

惊仙谷多年生大型冰丘也称惊仙谷冻胀丘，位于青藏公路 62 道班北侧，受近南北向惊仙谷活动断层（F_{4-2}）和近东西向昆仑山断裂（F_7）分支断层（F_{7-3}）复合控制，成为青藏

铁路与青藏公路沿线规模最大的冰丘（图6－15e）。在惊仙谷冰丘的东西两侧，发育近南北向构造裂缝带；在冰丘北部，发育多条近东西向构造裂缝（图6－16）。青海省第一水文地质大队和地质力学研究所曾对惊仙谷冰丘进行钻孔揭露，良好地揭示了近东西向昆仑山活动断裂与近南北向惊仙谷活动断裂交叉复合对惊仙谷冰丘的控制作用（图6－16a、b）。

钻探资料显示，惊仙谷冰丘在地表隔水层下部常年发育异常厚的地下冰层，断层活动和地下冰冻胀效应导致早更新世湖相沉积地层发生背形拱曲和轻微变形（图6－16b）。在冰丘背形核部，沿断裂破碎带局部富集的地下水向上运移，涌出地表，在冻胀丘中南部形成上升泉；泉水夏季流量较大，冬季叠加在冰丘顶部形成冰锥。这些资料说明，惊仙谷冰丘与活动断层及断层复合存在动力学成因联系，断层破碎带为地下水活动和地下冰储存提供了良好空间，地下冰层主要分布于断层复合产生的地下空间（图6－16b）。

2. 活动断层控制冰锥群和泉水线性分布

在青藏公路和青藏铁路沿线，沿不同方向的活动断层发育线性分布泉水，冬季形成斜列或线性分布的冻结层下水冰锥群。沿部分活动还断层发育线性分布的中低温温泉（图6－17），产生大片薄层状钙质泉华堆积或泉华台地。在安多北侧的捷布曲，沿活动断层 F_{51-8} 分布的上升泉群在负温季节于地表附近冻结形成串珠状或线性分布的冰锥群，展布于公路两侧（图6－18a）；每年11月初开始，地表积冰面积逐步扩大，因冰层冻胀鼓起小型隆丘，约在次年1月冰锥和隆丘达最大高度，冰锥底部直径可达20～30m，高度达2～3m；在冰锥

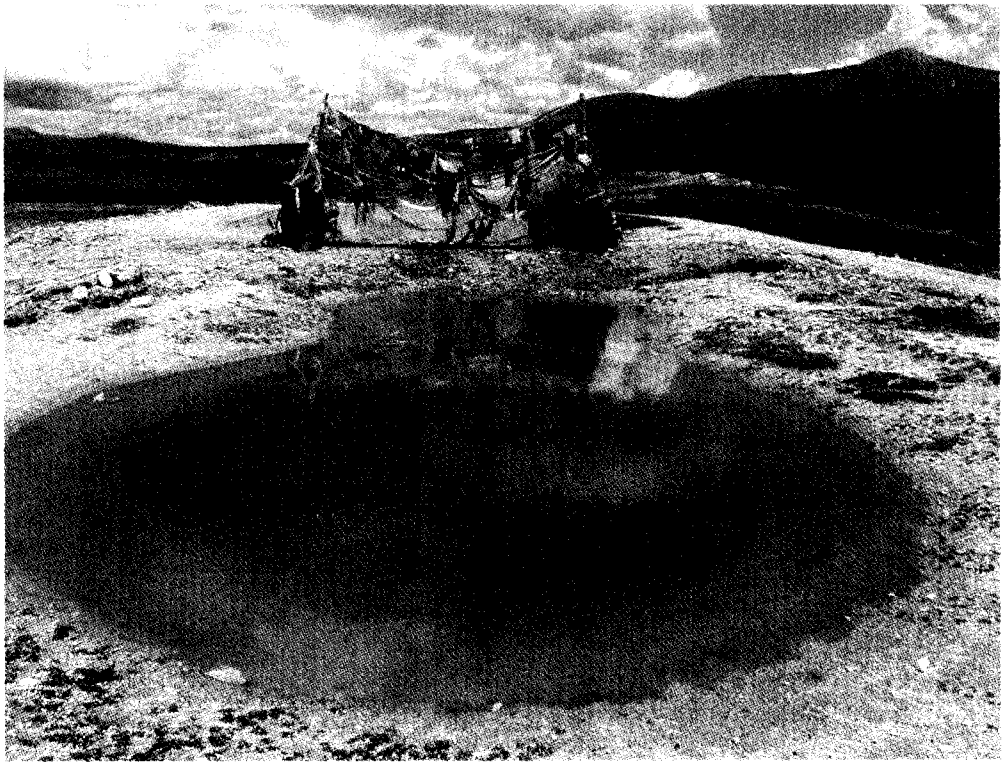


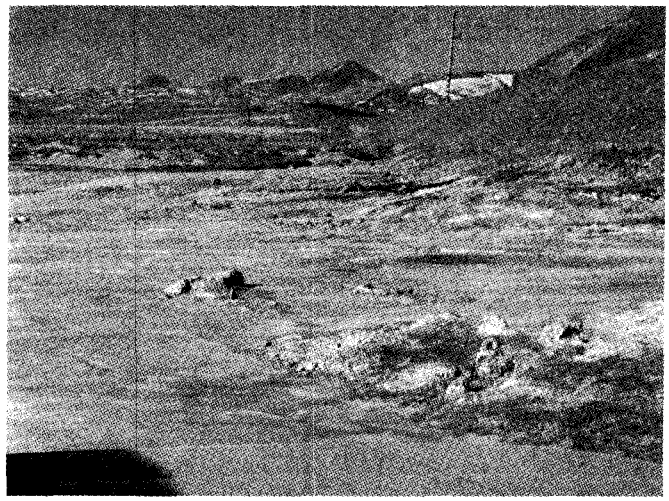
图6－17　安多南侧断层诱发线性泉水群和泉华台地

Figure 6－17　Photo of linear hotsprings and sinter flats in south of Ando

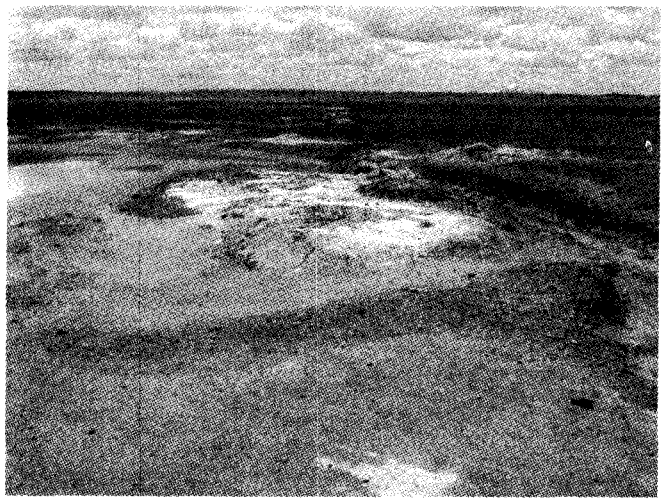
（镜头向东）



a 安多北侧捷布曲活动断层 F_{51-8} 诱发斜列冰锥群(镜头向东)



b 沱沱河沿活动断层 F_{33} 诱发线性低温温泉群及冬季冻结构造融区(镜头向南东)



c 通天河沿活动断层 F_{37-1} 诱发低温温泉与构造融区(镜头向东)

图 6－18　青藏高原北部常年冻土区活动断层诱发构造融区

Figure 6－18　Photos of en echelon pingos in winter and summer thawing within premafrost north Tibetan Plateau

顶部形成近东西—北东东向冻裂成因冰裂缝；冻结层下水沿活动断层和冰裂缝上升到冰锥顶部，从冰锥顶部向四周溢出。在沱沱河沿和通天河沿，活动断层 F_{33} 与 F_{37-1} 分别控制近东西向低温温泉群，形成线性分布的泉华台地；在活动断层诱发低温温泉区形成构造融区（图 6－18b、c），冬季在泉眼仍有泉水流动，但在泉眼周围形成冰锥或冰幔（图 6－18c）。

3. 央尕尔纳茸盆地活动断裂对泉水和冰丘分布的控制作用

央尕尔纳茸谷地位于安多西北藏北高原、唐古拉山南麓、青藏公路 115 道班西侧，属小型拉分断陷盆地；北侧为笙雀山和头二九山，南侧为安多北山，总体呈北东东—近东西向展布，宽 3～5km，长 18km，南北两侧均为陡峻的山脉。盆地内部水系发育，主要河流包括央尕尔纳茸曲、多普尔曲、尕勒布曲与纳仁曲（图 6－19）。央尕尔纳茸盆地及周缘发育大量北西向、北东东—近东西向和近南北向不同性质的活动断层。典型北西向活动断层如头二九山右旋走滑断层、托突日右旋走滑断层、尕勒布曲右旋走滑断层、尕尔右旋走

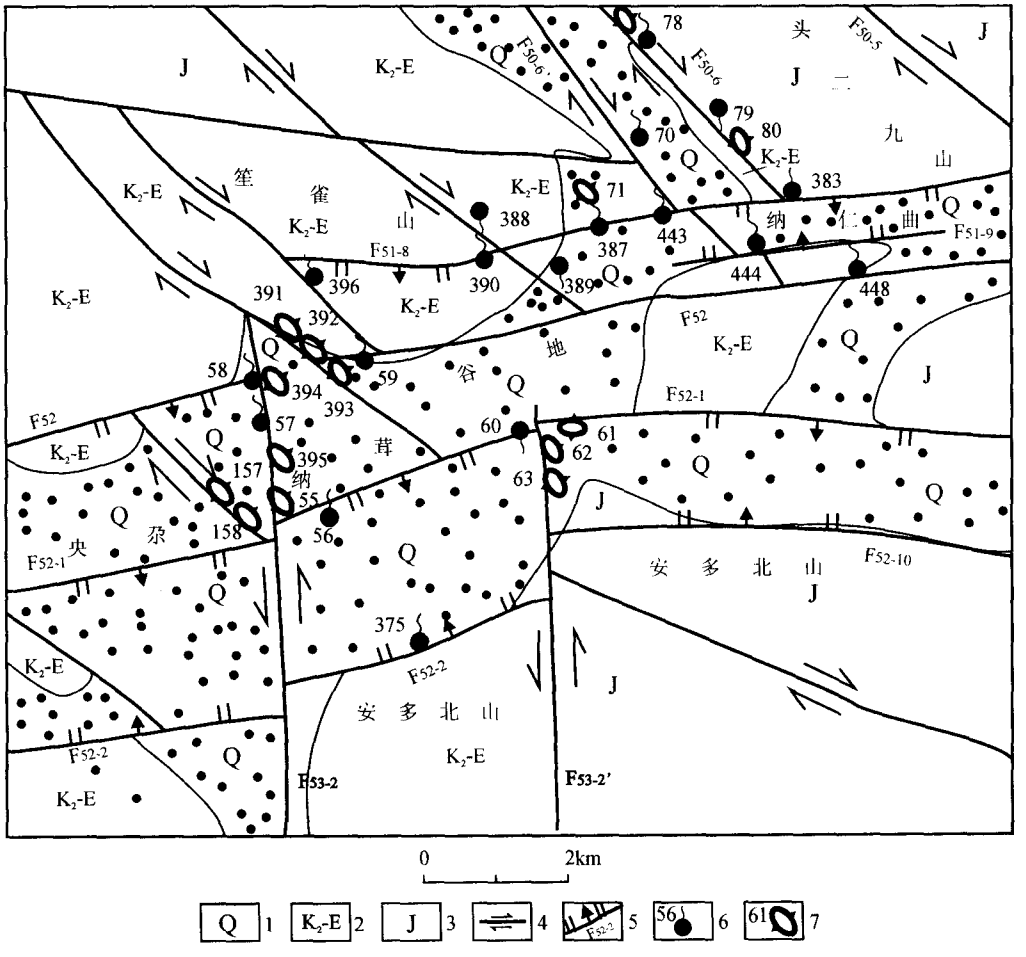


图 6－19　央尕尔纳茸盆地地质图

Figure 6－19　Geologic map of the Yangaernalong basin in north of the Bangoin-Nujiang suture

（据樊溶河等，1982 资料修编）

1—第四系；2—上白垩统—古近系；3—侏罗系；4—走滑断层；5—正断层；6—泉水及编号；7—冰丘编号

滑断层；典型的北东东—近东西向活动断层如纳仁曲断层、央尕尔纳茸断层、纳仁山南断层、安多北山断层，大部分北东东—近东西向活动断层属正断层，构成盆-山之间边界断层；典型的近南北向活动断层如多普尔曲断层和F_{35}断层，均属左旋走滑断层，其中F_{35}断层向南延伸构成错那湖盆地东部重要边界断裂（F_{53}）（图6-19）。近南北向活动断层形成时代较晚，明显切割、错断北东东—近东西向活动断层，而北东东—近东西向边界断层则限制、错断北西向走滑活动断层。

央尕尔纳茸盆地多期次、不同方向、不同性质的活动断层交叉复合在一起，导致岩石破碎，成为地下水尤其是冻结层下水运移、补给、储存的良好空间和上涌排泄的良好通道。活动断层及断层复合显著控制地下水的赋存与排泄，导致泉水、冰丘的线性分布（图6-19）。分布于笙雀窝茸一带的冰丘、泉水如55、56号泉水和394、395号冰丘，明显受近南北向左旋走滑断层、北东向正断层和北西向右旋走滑断层控制，成群成带分布（图6-19）。个别泉口有泉华沉积，水化学类型为硫酸-钙、钠型，矿化度2~3g/L，矿化成分源于第四系下伏含芒硝、石膏夹层的晚白垩世—早第三纪泥砂岩系；其中56号泉水温度较高，达到38℃，其它泉水的水温一般都小于10℃（樊溶河等，1982）。沿央乃尔纳茸断层西段和东段分别发育59号、448号泉水，北西向托突日断层控制78号、383号泉水分布，尕勒布曲断层控制70号、78号、79号、443号和444号泉水分布（樊溶河等，1982）。在不同方向活动断层的交叉复合部位，发育流量较大、具有混合来源的泉水，如383号泉水分布于北西向托突日右旋走滑断层与近东西向纳仁曲边界正断层的交叉复合部位，443号泉水分布于北西向尕勒布曲右旋走滑断层与近东西向纳仁曲边界正断层的交叉复合部位，444号泉水分布于北西向乃勒布曲右旋走滑断层与近东西向纳仁山北边界正断层的交叉复合部位，390号泉水分布于北西向笙雀山东侧右旋走滑断层与近东西向纳仁曲边界正断层的交叉复合部位，59号泉水分布于北西向右旋走滑断层与北东东向央尕尔纳茸边界正断层的交叉复合部位，55号、60号泉水分布于北东东向活动断层与近南北向活动断层的交叉复合部位（图6-19）。纳仁曲北侧390、443号泉水流量高达2.5~3.5L/s，55号泉水流量约1L/s，高于一般泉水0.01~0.5L/s的流量（樊溶河等，1982），反映相关活动断层具有良好的导水和储水性能。大部分泉水在冬季冻结形成冰丘（冰锥），形成大量串珠状冻胀丘沿不同方向活动断层呈线状、网状规律性分布的冬季构造地貌景观。

4. 红梁河活动断层对古冻胀土丘的控制作用

红梁河活动断层（F_{19-3}）呈315°走向，切割第四纪冲积物，延伸大于20km。沿红梁河活动断层发育密集的构造裂缝、显著的氡异常和大量斜列分布的古冻胀土丘（图6-20），局部残留有古地震破裂形迹。构造裂缝走向130°~140°，单条构造裂缝带长约50~100m不等，地表宽约10~30cm，产状稳定，切割不同微地貌单元。古冻胀土丘呈椭圆形，长轴方向为近东西向，平面上呈串珠状分布，与北西向构造裂缝带伴生产出，空间上紧密伴生，成因上具有一定联系，都受红梁河活动断层（F_{19-3}）所控制。在红梁河活动断层（F_{19-3}），垂直构造裂缝和古冻胀土丘带开挖探槽，良好地揭示了活动断层与古冻胀土丘的空间关系（图6-20）。探槽剖面揭露的岩性层包括：层①，Q_1灰绿色湖相粘土层；层②，Q_4细砂土，呈槽状或楔状分布，楔入层①，属冻胀楔，是古冻胀土丘的核心组成部分；层③，Q_3冲积成因灰红色砂砾石层，与层①呈断层接触。全新世古冻胀楔主要分布于断层破碎带（图6-20），在远离断层的部位不甚发育。

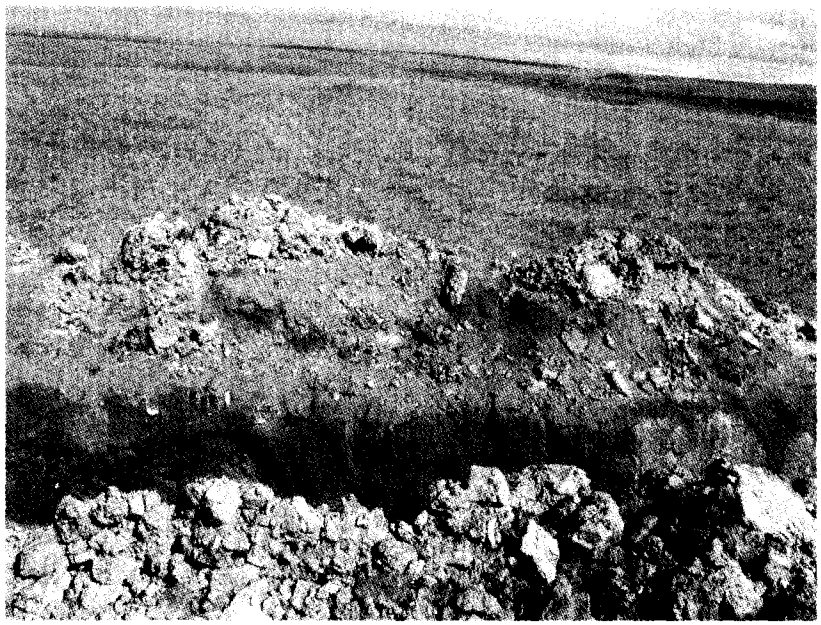


图 6－20　红梁河活动断层（F_{19-3}）切割晚更新世沉积砂土并控制古冻胀土丘线性分布

Figure 6－20　Photo of the Honglianhe active fault cutting Late Pleistocene strata

（镜头向南）

5. 活动断层对冻胀丘分布的控制作用

青藏高原中段发育不同类型的冻胀丘，冻胀丘沿断层破碎带呈线性或串珠状斜列分布，与活动断层在空间上紧密伴生，在成因上具有密切联系。冬季冻结层下水（地下水）要穿透厚层地下冰冻层、厚层地下冰层和厚层冻土层，需要借助活动断层这样的良好通道，从而形成活动断层-地下水运动-线性不均匀冻胀之间的密切相关关系。青藏高原冬季线性排列或斜列分布的冰锥群、冰丘群、爆破鼓丘和古冻胀土丘群是活动断层鉴别的良好辅助标志。

在很多断裂破碎带，斜列分布的椭圆形冻胀丘长轴方向与活动断层呈锐角相交，锐角指向活动断层运动方向。如央尔尔纳茸盆地，沿近南北向活动断裂发育大量串珠状分布、轴向北西的椭圆形冰丘，冰丘长轴与活动断层相交的锐角指向近南北向活动断层右旋走滑运动方向（图 6－19）。北西走向的红梁河活动断层发育斜列分布的古冻胀土丘群，古冻胀土丘的长轴呈近东西走向，断层与古冻胀土丘相交的锐角指向红梁河活动断层的左旋走滑运动方向。在青藏公路安多北段捷布曲，沿 F_{51-8} 活动断层斜列分布串珠状冰丘群，冰丘长轴与活动断层相交的锐角指向和断层右旋走滑运动方向呈良好对应关系。这种指向关系在青藏高原北部具有一定的普遍性。在青藏公路 85 道班、86 道班、清水河高平原、通天河盆地也观测到类似现象，反映冻胀丘长轴具有明显的张扭性伴生构造性质。斜列冻胀丘群可作为青藏高原活动断层运动方向的辅助判别标志。

尽管野外观测到活动断层显著控制冻胀丘空间分布的大量证据，但也存在一些与活动断层关系不明显或没有成因联系的冻胀丘。如沿河流分布的河冰锥，尽管具有显著的定向性，但与活动断层在空间分布和成因上都不存在相关关系，纯属冬季河水不均匀冻胀现象。另外，很多冻结层上水冰丘、冻结层上水冰锥明显受地形、地貌控制，虽然也具有一

定的线性分布特征，但与活动断层不存在直接相关关系（胡海涛等，1982；王邵令，1981）。因此在青藏高原使用冻胀丘及定向分布辅助判别活动断层及力学性质，应充分考虑冻胀丘成因类型和控制因素的复杂性，并结合其它标志进行综合分析。在第四纪浅覆盖区，冻胀丘线性排列或斜列分布是判别活动断层的辅助标志，但不是主要标志；仅根据冻胀丘规律性分布鉴别活动断层，容易产生错误认识，不甚合理也不尽科学；应该注意结合不同标志综合鉴别活动断层，在有条件的地区应开挖探槽揭露活动断层。

三、断层诱发不均匀冻胀的灾害效应

由于青藏公路与青藏铁路近平行分布，两者相距不远，工程地质条件相似，因此观测活动断层诱发不均匀冻胀对青藏公路的灾害效应，能够为分析青藏铁路活动断层诱发地质灾害提供重要参考资料，为研究活动断层诱发地质灾害对铁路工程的影响和青藏铁路沿线地质灾害防治提供科学依据。兹主要依据大比例尺（1:2000）路线地质调查资料，分析活动断层诱发不均匀冻胀、路基塌陷、路面变形和断层蠕滑对青藏公路的不良影响和灾害效应，提出防治对策和建议。

1. 断层诱发不均匀冻胀导致路基变形破坏

青藏高原中段沿线大量活动断层横穿或斜切青藏铁路（表3－6）和青藏公路。斜交、穿切青藏铁路、青藏公路的现今活动断层能够切割、错断路基，破坏路基的冻土结构、保温性能与冻胀平衡关系。沿活动断层发生的构造变形及诱发的地下水不均匀冻胀，常导致路基土石松动和路面不均匀起伏变形，影响行车速度和交通运输安全。典型实例如青藏公路北麓河段，北西西向活动断层（F_{21-1}）斜切青藏公路，导致路基不

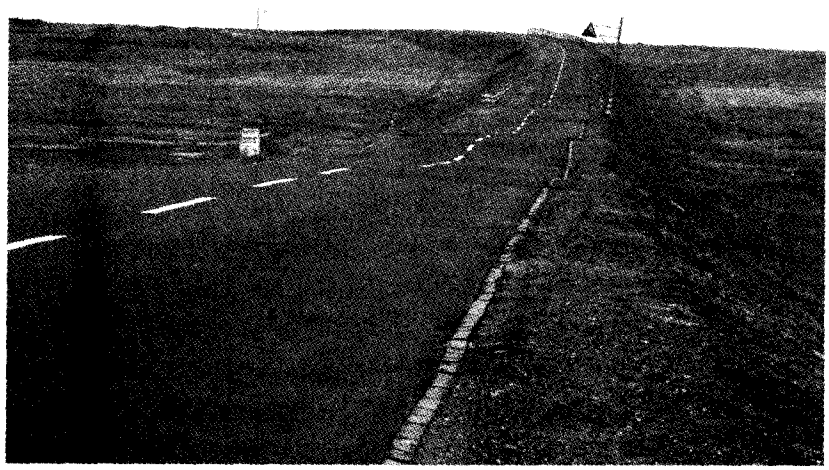


图 6－21　青藏公路北麓河段断层诱发路面起伏变形

Figure 6－21　Photo of road deformation caused by the Beiluhe active fault across the Golmud－Lhasa highway

（镜头向北）

均匀松动，在长约300m的公路路面产生显著的北西西走向的波浪状起伏变形（图6-21）。在青藏公路唐古拉山段，唐古拉山北麓活动断层（F_{47-2}）呈近东西向穿切青藏公路，在公路两侧形成明显的断层谷、断层三角面和断层洼地；在断层破碎带与公路交会部位，断层切割、错断公路路基，在青藏公路路面形成深达40～50cm的北西西向凹坑（图6-22）。



图6-22　青藏公路唐古拉山北段断层诱发路基塌陷

Figure 6-22　Photo of road depression caused by freezing and thawing within active fault of north Tangula Mts.

（镜头向北）

2. 断层蠕滑诱发地质灾害导致路基变形破坏

断层蠕滑是断层活动的重要方式。断层蠕滑虽然不能产生地震，但能够破坏岩石结构，形成不同宽度的断层破碎带与构造变形带。断层长期缓慢运动积累的断层位移能够造成永久工程如桥梁和隧道的错位；运动速度4～10mm/a的活动断裂累积50年的蠕滑位移量可达0.2～0.5m，可能导致桥梁结构破坏甚至报废；对运动速度较高活动断层穿切的永久性重大工程，需要考虑采取一定的工程措施，防治断层蠕滑积累产生的灾害效应。蠕滑断层还是地下水与地下流体富集、运移的有利场所（胡海涛等，1982）。在青藏高原北部常年冻土地区，断层蠕滑变形产生的破碎带和构造变形带是地下水运移和富集的有利构造部位，从而诱发不均匀冻胀；而不均匀冻胀又能够加剧断层破碎带的不均匀构造变形，从而产生断层蠕滑—构造变形—地下水运动—不均匀冻胀之间相互耦合效应，对青藏公路、青藏铁路等重大工程安全构成严重威胁。断层蠕滑诱发地质灾害的典型实例如青藏公路安多大桥南

侧，在安多盆地南边界活动断层（F_{54}）与近南北向横向断层（F_{53}分支断层）的交叉复合部位，产生显著的断层蠕滑现象，切割全新世砂土沉积（图 6－23、图版 XI）。安多盆南近南北走向的横向断层（F_{53}分支断层）同时切割、破坏安多大桥东侧近东西向青藏公路路基。安多盆南横向断层蠕滑-地下水运动-不均匀冻胀之间的显著耦合效应，加剧了青藏公路路基松动和路面变形，导致横穿蠕滑断层的青藏公路（长约 150～200m）发生不均匀路面变形，形成近南北向成排相间分布的较大规模路面鼓包，使安多大桥南侧青藏公路产生显著破坏（图 6－24），大大缩短公路使用寿命，严重影响行车速度，威胁公路交通的运输安全。

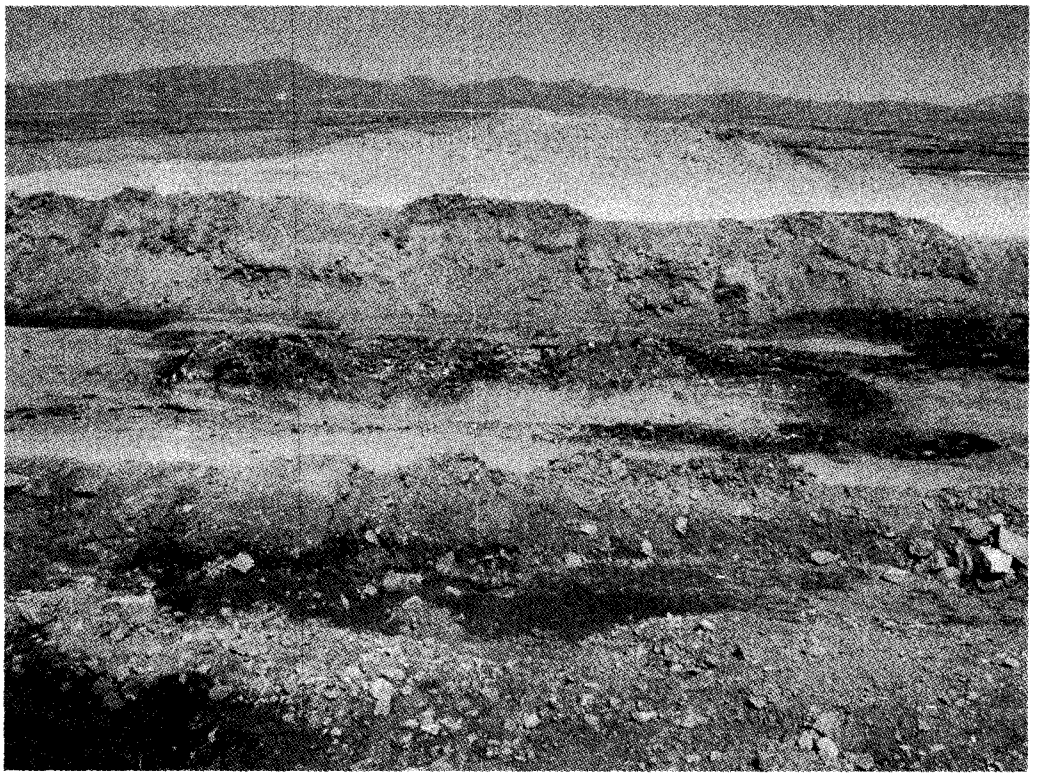


图 6－23　安多盆南横向断层蠕滑及诱发地质灾害

Figure 6－23　Photo of road destruction caused by coupling between faulting and freezing in south of Ando basin

（镜头向北西）

对断层蠕滑及不均匀冻胀耦合产生的地质灾害，通过采取必要的工程措施，能够有效地减轻地质灾害。如对安多盆南断层蠕滑-地下水活动-不均匀冻胀耦合产生的青藏公路路基变形，公路管理部门组织人员沿变形路基西侧开挖排水沟，并在路基底部铺设一定厚度的碎石，部分排放沿近南北向断层破碎带自山坡向盆地方向流动的地下水，防止地下水在公路路基部位的富集，有效地减轻了断层蠕滑及不均匀冻胀的灾害效应，收到良好的防灾效果。经过工程处理的路基，虽然处于同样的构造复合部位，但断层蠕滑与不均匀冻胀的耦合效应已显著降低，自 2002 年以来已连续 2 年保持路面相对平整和公路交通畅通。

3. 断层诱发冻胀丘的灾害效应

断层诱发不同类型冻胀丘对线路工程具有不良影响或灾害效应。冻胀丘内部地下水和



图 6－24　安多盆南断层蠕滑诱发青藏公路的路基松动和路面变形

Figure 6－24　Photo of road deformation caused by coupling between fault creep and freezing in south of Ando basin

（镜头向北）

地下冰的融冻作用能够导致地表幅度不等的沉降或隆起，对线路工程产生破坏作用。如温泉盆地发育伸展活动断层，沿部分活动断层发育线性分布的低温温泉或泉水群，夏季形成构造融区，导致地面沉降，形成汇水洼地，冬季形成线性分布的冰锥群（图 6－25）；沿一些活动断层发育冻结层下水冰丘，一定厚度的地下冰使全新世湖相沉积产生冻胀变形，导致地面不均匀隆升，使树立在冰丘表面的电线杆发生倾斜，拉断倾斜电线杆之间的电话线（图 6－26），成为断层诱发地质灾害破坏通讯线路工程的典型实例。目前，青藏公路沿线的电话线已全部被通讯光缆所替代，因此冰丘诱发的电线杆歪斜和电话线拉断并未造成通讯障碍。但据格尔木市有关管理部门介绍，格尔木－拉萨段的通讯光缆有时也发生故障，部分故障可能与断层诱发不均匀冻胀的灾害效应有关。

据青藏铁路沿线冬季大比例尺（1∶2000）地质调查资料，在青藏铁路望昆－拉萨段近 1000 公路长度设计铁路线两侧各 500m 宽度范围，发育 364 个不同类型的冻胀丘，部分冰锥、冰丘（统称为冰丘）发育于青藏铁路设计线路附近，其中 27 个冻胀丘对青藏铁路安全具有不同程度的潜在威胁（表 6－5）；已建议铁路设计部门（铁道第一勘察设计院）对这些冻胀丘采取必要的绕避或避让措施，减少断层诱发冻胀丘的灾害效应。

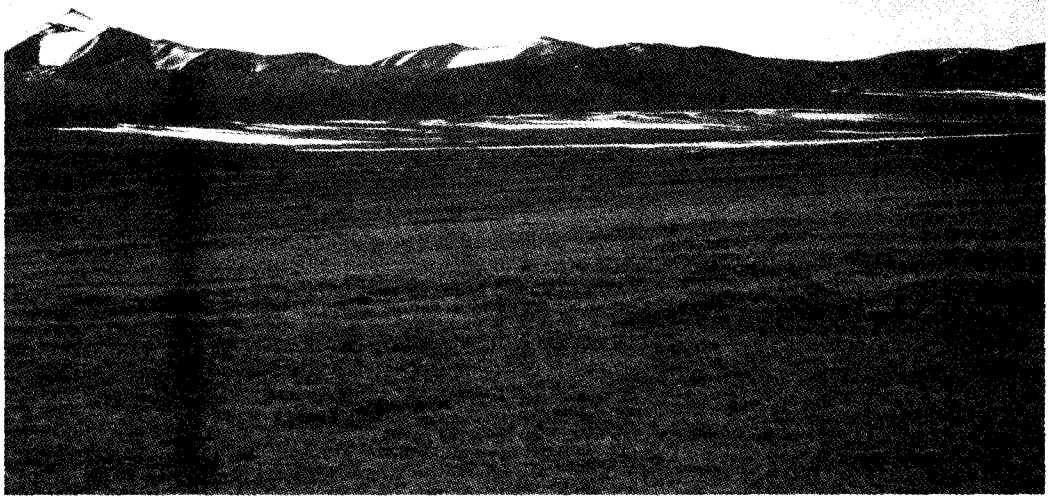


图 6－25　温泉盆东边界活动断层（F_{42-6}）诱发线性分布泉水冬季形成的冰幔群

Figure 6－25　Photo of pingos and ice sheets along active fault F_{42-6} in east boundary of the Wenquan basin

（镜头向东）

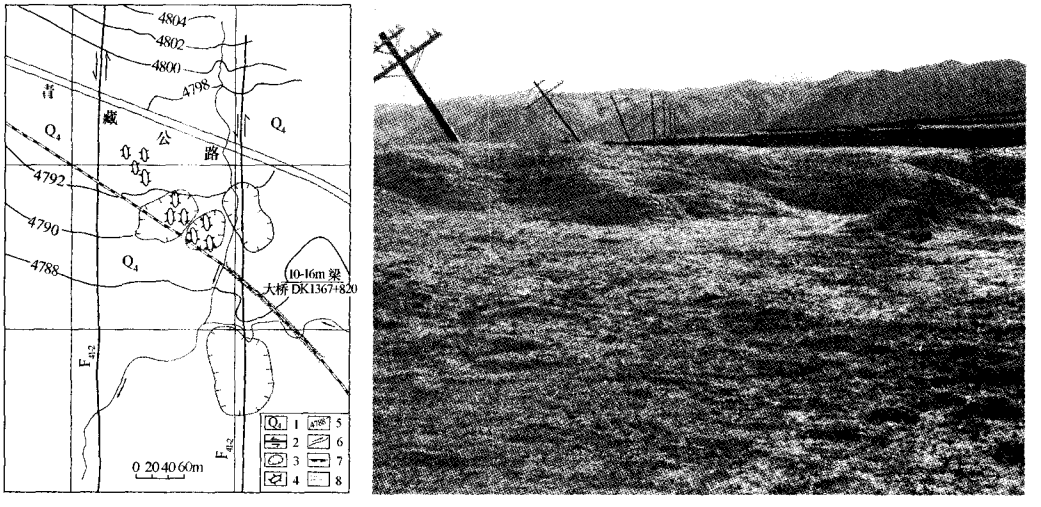


图 6－26　温泉盆地北部断层 F_{41-2} 诱发地质灾害

Figure 6－26　Map and photo of pingos within active fault F_{41-2} in north Wenquan basin

左图为地质略图，表示照片位置；1—全新统；2—活动断层；3—洼陷；4—冰丘；5—等高线；6—河流；7—设计铁路线；8—设计铁路大桥。右图显示断层（F_{41-2}）诱发地质灾害（镜头向北东）

表 6－5　青藏铁路望昆—安多段常年冻土区影响铁路工程安全的冻胀丘一览表

Table 6－5　Lists of pingos along the Golmud-Lhasa railway across the permafrost region of north Tibetan Plateau

编号	位 置	几何形态与地质特征	相关活动断层	工程危害性
36	DK1067＋270 铁路东侧 30m	椭圆形，长轴方向 90°，长轴 35m，短轴 20m	F_{15-4}	铁路从冰丘西段通过，影响很大
42	DK1067＋340 铁路西侧 80m	椭圆形，长轴方向 80°，长轴 184m，短轴 44m	F_{15-4}	铁路从冰丘东段通过，影响很大
54	DK1102＋875． 铁路线下方	椭圆形，长轴方向 310°，长轴 10m，短轴 5m	F_{18-2}	铁路线从冰丘中部通过，危害较大
58	DK1108＋780 铁路东侧 4m	椭圆形，长轴方向 25°，长轴 10m，短轴 3m	F_{19}	对铁路桥墩影响较大，注意绕避
63	DK1112＋624 铁路东侧 4m	椭圆形，长轴方向 310°，长轴 5m，短轴 2m	F_{19-2}	离铁路较近，有一定危害
85	DK1132＋434 铁路西侧 16m	椭圆形，长轴方向 305°，长轴 42m，短轴 10m	F_{21}	铁路从冰丘东段通过，危害较大
86	DK1132＋436 铁路东侧 16m	椭圆形，长轴方向 300°，长轴 50m，短轴 12m	F_{21}	铁路从冰丘西段通过，危害较大
92	DK1138＋760 铁路东侧 24m	椭圆形，长轴方向 60°，长轴 54m，短轴 18m	F_{22-2}	离铁路较近，有一定危害
102	DK1139＋150 铁路西侧 8m	椭圆形，长轴方向 310°，长轴 12m，短轴 4m	F_{22-2}	离铁路很近，危害较大
103	DK1139＋190 在铁路线上	马鞍形，长轴方向 310°与 30°，长轴 36m 与 40m，短轴 16m 与 12m	F_{22-2}	铁路从冰丘中部通过，危害很大
114	DK1145＋540 铁路东侧 12m	椭圆形，长轴方向 320°，长轴 30m，短轴 14m	F_{23-7}	铁路从冰丘西段通过，危害较大
136	DK1158＋690 铁路东侧 30m	椭圆形，长轴方向 80°，长轴 94m，短轴 8m	F_{26-1}	铁路从冰丘西段通过，危害很大
142	DK1158＋752 铁路西侧 30m	椭圆形，长轴方向 80°，长轴 50m，短轴 4m	F_{26-1}	离铁路较近，有一定危害
143	DK1158＋760 铁路西侧 12m	椭圆形，长轴方向 80°，长轴 54m，短轴 5m	F_{26-1}	铁路从冰丘东段通过，危害很大
152	DK1174＋724 铁路西侧 24m	椭圆形，长轴方向 30°，长轴 8m，短轴 3m	F_{27-2}	离铁路较近，有一定危害性
154	DK1174＋708 铁路线上	椭圆形，长轴方向 305°，长轴 22m，短轴 10m	F_{27-2}	铁路从冰丘中部通过，危害很大
155	DK1174＋718 铁路线上	椭圆形，长轴方向 50°，长轴 10m，短轴 3m	F_{27-2}	铁路从冰丘中间通过，危害很大

续表

编号	位 置	几何形态与地质特征	相关活动断层	工程危害性
167	DK1178 +690 铁路东侧 10m	椭圆形，长轴方向 60°，长轴 12m，短轴 10m	F_{27-2}分支断层	离铁路很近，危害较大
168	DK1178 +712 铁路东侧 10m	椭圆形，长轴方向 55°，长轴 18m，短轴 7m	F_{27-2}分支断层	离铁路很近，危害较大
169	DK1178 +752 在铁路线上	椭圆形，长轴方向 40°，长轴 30m，短轴 10m	F_{27-2}分支断层	铁路从冰丘中部通过，危害很大
191	DK1182 +76 在铁路线上	椭圆形，长轴方向 80°，长轴 14m，短轴 5m	F_{27-3}	铁路从冰丘中部通过，危害很大
200	DK1183 +940 在铁路线上	椭圆形，长轴方向 270°，长轴 18m，短轴 4m	F_{27-5}	铁路从冰丘东部通过，危害较大
229	DK1222 +420 铁路东侧 40m	椭圆形，长轴方向 300°，长轴 93m，短轴 44m	F_{30-5}	铁路从冰丘西段通过，危害较大
292	DK1367 +955m 铁路西侧 8m	椭圆形，20 ×7m，长轴方向 88°	F_{41-2}	铁路压在冰丘上，危害很大
293	DK1367 +980m 铁路西侧 20m	椭圆形，20 ×6m，长轴方向 90°	F_{41-2}	离铁路很近，有一定危害性
294	DK1367 +990m 铁路西侧 12m	椭圆形，18 ×7m，长轴方向°	F_{41-2}	离铁路很近，有一定危害性
295	DK1401 +270 东 60m	冰丘发育于布曲河道中，平面呈椭圆形，长 61m，宽 8m	F_{43-6}	对布曲 7 号大桥有一定影响

注：编号为向铁道第一勘察设计院提交的青藏铁路沿线 1:2000 活动断层分布图内冻胀丘的统一编号。

第三节　移动冰丘及灾害效应

青藏高原北部常年冻土地区断层诱发冻胀丘绝大部分都发育于相对固定的地点，夏季表现为泉水，负温季节（冬季）形成冰锥或冰丘（泛称为冰丘）；但由于断层活动（粘滑或蠕滑），改变断层破碎带的结构和地下水运移的通道，导致部分泉水、冰锥、冰丘的位置随时间发生变化，表现为不同年份泉水、冰锥、冰丘的空间位置沿断层发生移动，形成移动冰丘。由于断层活动诱发冰丘移动的时间和轨迹都难以预测，移动冰丘的隐蔽性更强，因此具有更大的工程危害性。但迄今为止，国内外缺乏对移动冰丘的研究和报道，更没有文献论述移动冰丘的灾害效应和工程影响，亟待加强相关观测与研究工作。兹在青藏铁路沿线活动断裂及诱发地质灾害勘测研究基础上，以青藏高原常年冻土地区典型移动冰丘为实例，分析断裂破碎带移动冰丘的地质特征、形成机理、灾害效应及防治措施，为青藏铁路沿线地质灾害监测、防治提供科学依据。

一、典型移动冰丘的地质特征及灾害效应

根据青藏铁路设计需要和中国地质调查局进度安排，我们于2001年3月～2004年3月，对青藏铁路格尔木-拉萨段沿线活动断裂及诱发地质灾害进行了详细地质勘测，对典型地质灾害进行不同季节的对比观测，发现青藏高原很多活动断裂地下水热活动显著，夏季形成不同流量的泉水或温泉，冬季发育规模不等的斜列冰丘群；部分发育于断裂破碎带的泉水和冰丘，由于断裂粘滑、蠕滑运动和人类活动，改变断裂破碎带的结构和地下水运移的通道，导致部分泉水、冰锥、冰丘的位置随时间发生变化，形成移动冰丘。青藏铁路沿线的典型移动冰丘包括不冻泉移动冰丘、楚玛尔河移动冰丘、雅玛尔河南侧移动冰丘、83道班移动冰丘、乌丽85道班移动冰丘和乌丽86道班移动冰丘（图6-27）。尽管已发现的典型移动冰丘均发育于断裂破碎带，但不同冰丘的规模、形态和成因不尽相同，产生的灾害效应也存在明显差异。

1. 不冻泉移动冰丘及灾害效应

不冻泉移动冰丘（图版XII）发育于北东走向的不冻泉断陷谷地北部，处于北东向不冻泉断裂（BQF）和东西向断裂的交叉复合部位（图6-27）。不冻泉移动冰丘在20世纪80～90年代青藏公路改扩建期间并不存在，自2000年冬季—2001年春季开始形成规模较小的单个冰丘，发育于青藏公路东部边缘，冰丘呈圆锥状，直径约1.5m，高约80cm（图6-28a、b）；冬季冰丘穿刺青藏公路路基，导致路基局部拱曲变形（图6-28a、b），夏季冰丘消融，路基变形不显著。至2003年冬季-2004年春季，不冻泉移动冰丘的位置、规模和形态均发生了显著变化；垂直断裂走向，冰丘中心位置向东移动6～8m至青藏公路东侧（图6-28e）；沿BQF断裂破碎带，冰丘分布范围向北东方向扩展约300m，形成线性排列的冰丘群（图6-28c）。单个冰丘形态均呈椭圆形，长16～20m，宽6～9m，高1.2～2.5m；冰丘长轴走向北东，明显受BQF断裂控制。在2001年3月，不冻泉移动冰丘西侧的青藏公路为平整的柏油路面，未形成明显的路面裂缝（图6-28a、b）；但2004年3月，不冻泉移动冰丘西侧的青藏公路柏油路面发生显著变形，形成北东走向、长达百余米、宽达10～25cm的路面裂缝（图6-28d），属2003年末—2004年初BQF断裂活动诱发不均匀冻胀产物。

由于不冻泉断陷盆地处于南昆仑活动断裂（SKF）的南侧，现今区域构造活动比较强烈。南昆仑活动断裂（SKF）曾于2001年11月14日发生昆仑山8.1级强烈地震，形成长达400km、穿切青藏公路的巨型地震破裂带（Lin et al.，2002）；随后在断裂两侧纳赤台—西大滩—不冻泉发生大量震级小于6级的余震，产生大幅度应力调整（Liao et al.，2003）。2003年冬—2004年春形成的不冻泉冰丘移动（图6-28e）与同期发生的青藏公路线性破裂（图6-28d），反映不冻泉断裂（BQF）在昆仑山8.1级地震后发生显著活动，BQF断裂活动诱发不冻泉冰丘向北东方向扩展和东向移动（图6-28c—e）；而BQF断裂活动可能与昆仑山8.1级地震后区域构造应力场调整存在成因联系。

不冻泉移动冰丘对青藏公路产生了比较显著的灾害效应。2001年3月观测到的移动冰丘虽然规模较小，但发育于青藏公路东缘，穿刺公路路基，导致局部路基拱曲变形（图6-28a、b）；但由于冰丘规模较小，而且位置偏离柏油路面，因此对青藏公路产生的灾害效应不甚显著，对公路交通安全的影响不大。2004年3月观测到的移动冰丘虽然规

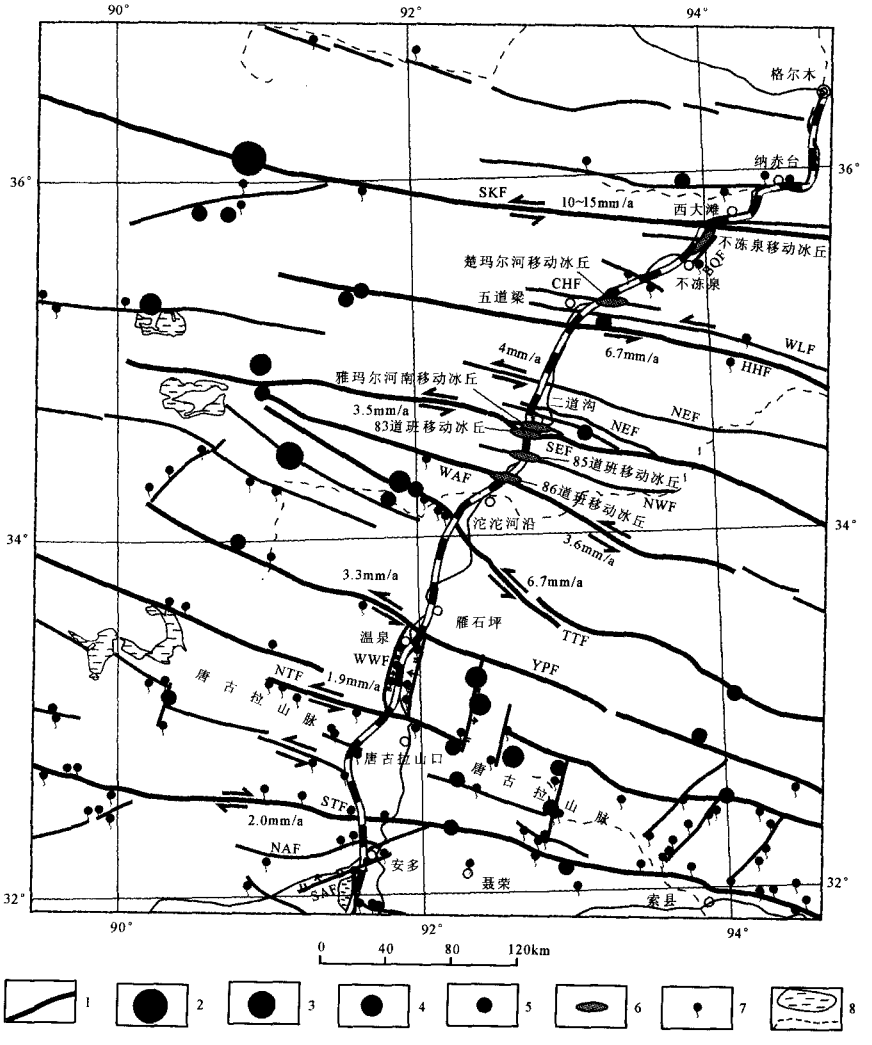


图 6－27　青藏高原北部铁路沿线活动断裂与移动冰丘分布图

Figure 6－27　Sketch map of active faults and migrating pingos along railway route across north Tibetan Plateau

1—活动断裂；2—8 级以上地震；3—7～7.9 级地震；4—6～6.9 级地震；5—5～5.9 级地震；6—移动冰丘；7—泉水；8—重要湖泊和主干河流。SKF—南昆仑断裂；BQF—不冻泉断裂；CHF—楚玛尔河断裂；WLF—五道梁断裂；HXF—可可西里断裂；NFF—风火山北麓断裂；NEF—二道沟盆北断裂；SEF—二道沟盆南断裂；NWF—乌丽盆北断裂；WAF—乌丽断裂；TTF—通天河断裂；YPF—雁石坪断裂；WWF—温泉盆西断裂；NTF—唐古拉山北断裂；STF—唐古拉山南断裂；NAF—安多盆北断裂；SAF—安多盆南断裂

模较大，冰丘成群出现，线性排列；但由于冰丘群发育于青藏公路东侧，偏离公路 6～8m（图 6－28e），因此移动冰丘对青藏公路的路基和交通安全未造成显著影响。尽管如此，2004 年 3 月发现青藏公路东侧的移动冰丘经过涵洞向青藏公路西侧延伸，泉水冻胀和冰丘拱曲导致公路西侧涵洞破裂，涵洞顶板向上隆起 12～15cm（图 6－28f），产生一定的灾害效应。另外，2004 年 3 月发现 BQF 断裂活动破坏青藏公路路基的冻土结构，诱发不均匀冻胀变形，产生平行于断裂走向的路面裂缝（图 6－28d），对公路工程质量和交通运输安全产生不良影响。

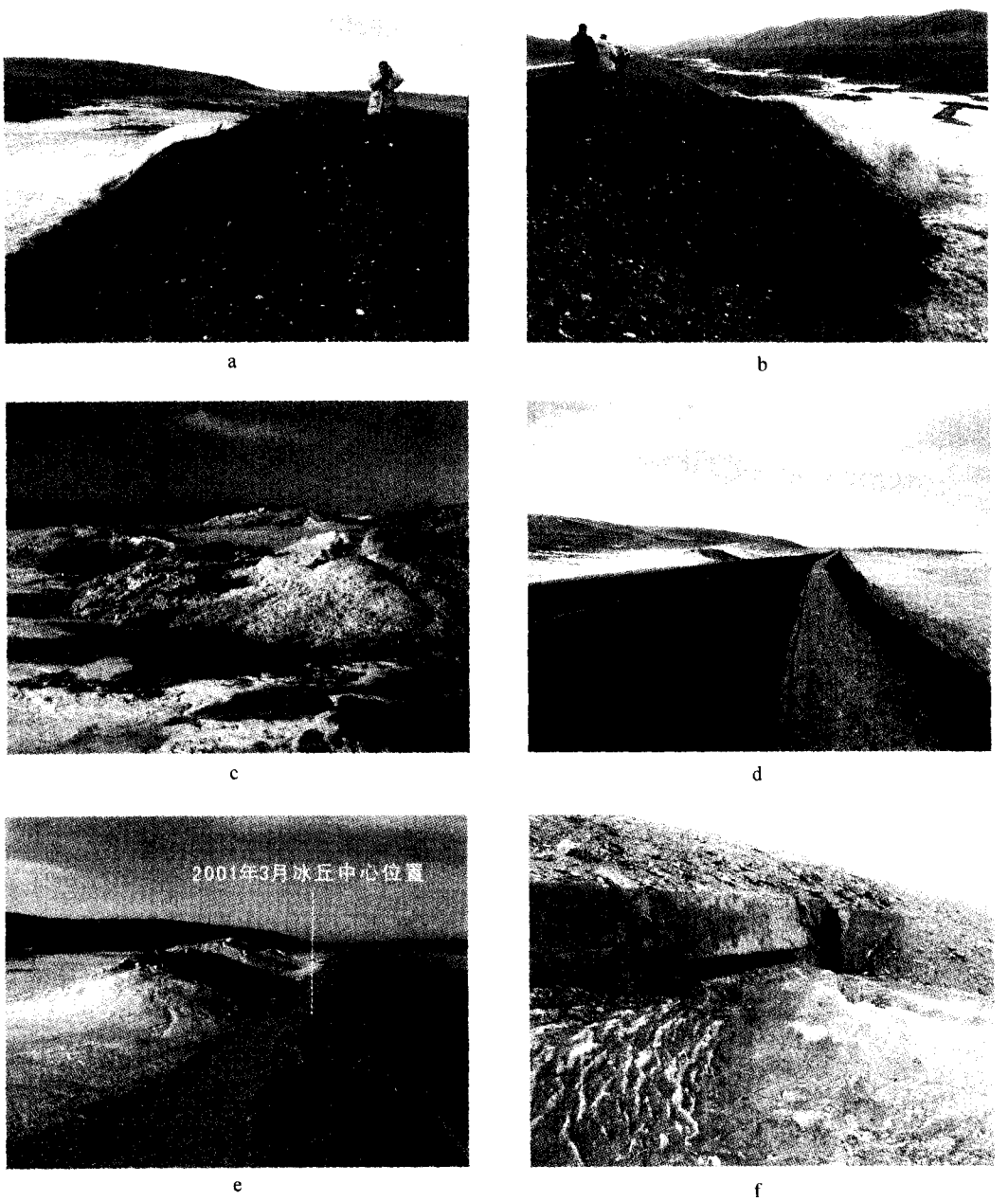


图 6－28　不冻泉移动冰丘位置及灾害效应

Figure 6－28　Position and hazard effect of the Budongquan mingrating pingos nearby the highway

a—2001 年 3 月移动冰丘穿刺青藏公路路基（镜头向南）；b—2001 年 3 月移动冰丘穿刺青藏公路路基（镜头向北）；c—2004 年 3 月不冻泉公路东侧线性冰丘群（镜头向南）；d—2004 年 3 月冰丘西侧青藏公路路面裂缝（镜头向南）；e—2004 年 3 月冰丘东移偏离青藏公路（镜头向南）；f—2004 年 3 月冰丘拱曲破坏青藏公路涵洞（镜头向东）

2. 楚玛尔河移动冰丘及灾害效应

楚玛尔河移动冰丘（图版 XIII）沿平行河谷展布、近东西走向的楚玛尔河断裂

（CHF）发育（图6－27）。移动冰丘形成于冬季，春季部分消融，夏季完全消融。由于冰丘发育于河谷地区，绝大部分冰丘消融后的残留土丘在夏季和秋季被河水冲刷、夷平。据长期从事青藏公路交通运输的司机介绍，20世纪80年代冬季发现冰丘群穿越楚玛尔河旧公路大桥，20世纪90年代冰丘群向东移至楚玛尔河新公路大桥西侧。我们于2001年3月和2002年1～2月，在楚玛尔河新公路大桥东、西两侧均发现较大规模的冰丘群；2004年3月发现冰丘群东移至楚玛尔河铁路大桥东侧，大量冰丘成群、线性分布于铁路桥东500～1500m范围（图6－29a）。自20世纪80年代以来，楚玛尔河冰丘群表现出沿楚玛尔河活动断裂（CHF）逐步向东移动的迁移规律，属比较典型的移动冰丘群。

2001～2004年不同年份观测到的楚玛尔河冰丘形态、规模和数量均不尽相同。根据2002年1～2月和2004年3月野外观测资料，楚玛尔河冰丘群总体呈近东西向线性分布于河床和河漫滩（图6－29a）；绝大部分冰丘呈椭圆形（图6－29a、b、d），长轴走向东西，长约30～150m，宽约10～50m；部分冰丘呈圆锥状（图6－29c），底部直径约15～40m；大部分冰丘高约1.5～2m，顶部发育放射状分布的冰裂缝，沿顶部冰裂缝向外排放流量不等的泉水。沿长轴方向观测冰丘的剖面结构，发现冰丘内部主要由冰、砾石和砂、土组成，砂、土、砾石混杂在一起，被冰胶结（图6－29d）。冰丘顶部发育透水性较差的砂土层或冰层（图6－29c、d），阻隔部分上涌泉水向外流动而富集于冰丘内部，冻结于砂和砾石之间（图6－29d），形成椭圆丘状或圆锥状隆起。

在没有工程设施的地方，楚玛尔河移动冰丘仅在冬季和春季形成河床和河漫滩的地表局部拱曲变形，不会产生显著的灾害效应。但当冰丘移动至工程建筑附近时，则可能产生显著的灾害效应。如楚玛尔河旧公路大桥，桥梁中部西侧部分桥墩发生显著的西向倾斜，倾斜幅度达12～20cm（图6－29e、f），其中一个桥墩发生明显扭裂（图6－29f），产生桥面显著塌陷，严重损坏桥梁结构，大幅度降低桥梁承重能力，威胁运输安全，导致楚玛尔河旧公路大桥被迫报废。根据桥墩西向倾斜和西侧桥墩扭裂特征分析，楚玛尔河旧公路大桥的结构破坏应属楚玛尔河移动冰丘拱曲变形产物，当时冰丘中心应位于大桥轴线西侧，冰丘内部上涌泉水的冻胀和拱曲导致中部桥墩西向倾斜变形和扭裂破坏（图6－29e、f）。冰丘产生的桥梁结构破坏与汽车超重产生的桥梁结构破坏存在明显差别；冰丘通过地下泉水冻胀、地表拱曲变形导致桥墩倾斜、破裂，产生桥梁结构损坏（图6－29f）；而汽车超载通过压塌桥梁，导致桥墩之间的横梁破裂，破坏桥梁结构。如2002年夏季运送铁路建设物资的载重汽车超负荷行使通过雅玛尔河公路大桥，导致横梁破裂和桥面塌陷，但对高达15m的桥墩未产生任何损坏（图6－30）；与楚玛尔河移动冰丘产生的桥梁破坏方式（图6－29e、f）完全不同。

3．83道班东侧断裂破碎带铁路桥梁施工诱发移动冰丘及灾害效应

在青藏公路83道班东侧，铁路大桥横穿二道盆南活动断裂（SEF），部分桥墩设置在断裂破碎带，桥基施工诱发上涌泉水，冬季产生移动冰丘，命名为83道班移动冰丘（图6－27、图版XIV）。在2002年1～2月铁路大桥施工前，青藏公路83道班东侧沿二道盆南活动断裂（SEF）的断层谷地虽然发育冲沟、溪流和构造融区，但夏季和秋季地表水流量较小，冬季仅形成少量地表薄冰，在设计铁路大桥附近不存在厚大冰层和较大冰丘（图6－31a）。自2002年夏季开始建设横穿活动断裂SEF的近南北向铁路大桥，部分桥墩建于SEF断裂破碎带，桥墩地下基础工程施工（即水泥桩基）深入地下≥10m深度，穿

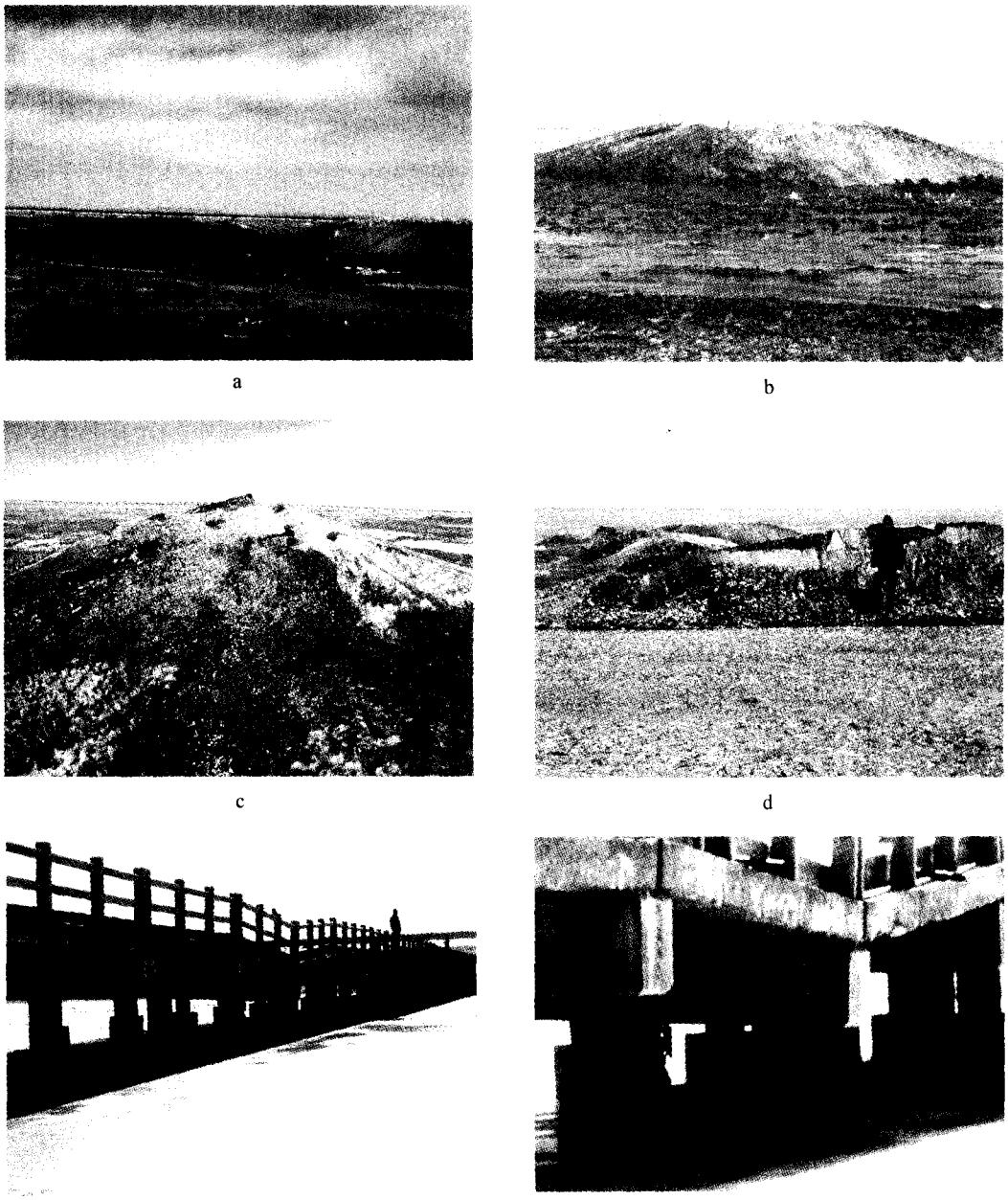


图 6－29　横穿青藏铁路的楚玛尔河移动冰丘及灾害效应

Figure 6－29　Photos of the Chumarhe migrating pingos beneath railway and highway bridges

a—2004 年 3 月冰丘群（镜头向北西）；b—椭圆形冰丘（镜头向北）；c—圆锥状冰丘（镜头向南）；d—椭圆形冰丘剖面特征（镜头向北）；e—废弃的公路大桥（镜头向南东）；f—废弃大桥的桥墩扭裂（镜头向南东）

透断裂破碎带的富水构造和地下水通道，诱发大流量上涌泉水，冬季形成厚度≥50cm 的大面积地表冰层（图 6－31b），局部形成较大规模的移动冰丘（图 6－31c）。在大桥南部，建于 SEF 断裂破碎带的桥墩因桥基施工诱发上涌泉水，冬季在地表附近形成高达

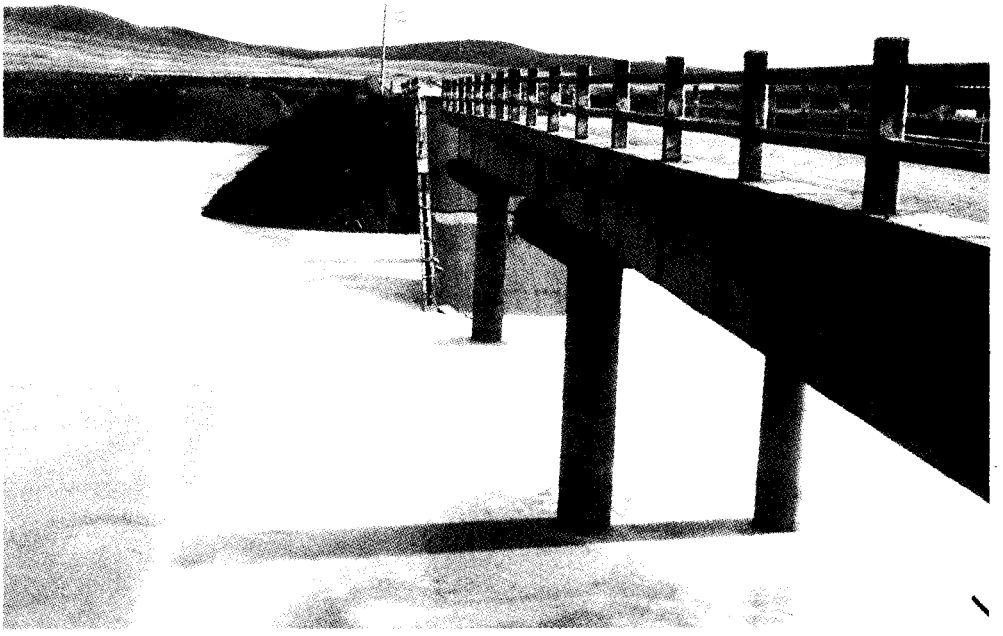


图 6－30　雅玛尔河公路大桥破裂塌陷

Figure 6－30　Photo of broken highway bridge across the Yamar River

（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）

2.5m 的移动冰丘，冰丘呈圆锥状。2004 年 3 月已经部分消融的冰丘锥顶尚抵达路轨下方的横梁（图 6－31c），冬季最寒冷时期的冰丘锥顶能够抵达并顶托路轨。如果不采取必要的工程防治措施，铁路建成通车后，在移动冰丘发育部位，由于 SEF 断裂活动和机车震动等因素，能够诱发更大流量的上涌泉水，冬季形成更大、更高的移动冰丘，影响桥梁工程质量和铁路运输安全，甚至可能造成重大安全事故。根据 2004 年 3 月观测资料，在 83 道班东侧铁路大桥中部，部分墩台由于地下冰层的冻胀、顶托作用，发生透入性横向破裂（图 6－31d），影响墩台的工程质量，威胁桥梁工程安全。

在雅玛尔河南岸，发现部分铁路桥墩建于二道盆南活动断裂（SEF）北侧的分支断裂破碎带内，桥墩施工诱发上涌泉水汇集于桥墩西侧，冬季形成椭圆形冰丘，称为雅玛尔河南侧移动冰丘（图 6－27、6－32）。根据 2004 年 3 月野外观测资料，雅玛尔河南岸移动冰丘长 8m，宽 4m，高 1.6m，长轴平行于走向 SEF 分支断层，呈近东西走向，发育于墩台西侧（图 6－32）。在移动冰丘顶部，沿冰丘长轴发育宽 20～40cm 的冰裂缝，低温泉水沿冰丘顶部冰裂缝流动，向东流向墩台，在墩台西侧冻结形成地表冰层，在墩台部位冬季形成冻结成冰的泉水坑（图 6－31）。虽然 SEF 北侧分支断层桥墩施工诱发的移动冰丘 2003 年冬季—2004 年春季向西偏离墩台，暂不影响墩台工程安全；但移动冰丘东侧的墩台泉坑仍然存在流量不大的上涌泉水，反映墩台下部桩基与断裂破碎带的泉水通道存在密切联系，移动冰丘存在继续向东移动的趋势和迹象（图 6－32）。铁路建成通车后，由于

机车震动和断裂活动等因素，能够扩大墩台底部地下泉水通道，诱发更大流量的上涌泉水，并可能导致冰丘向墩台方向移动，威胁桥梁工程质量和铁路运输安全，属比较严重的灾害隐患。

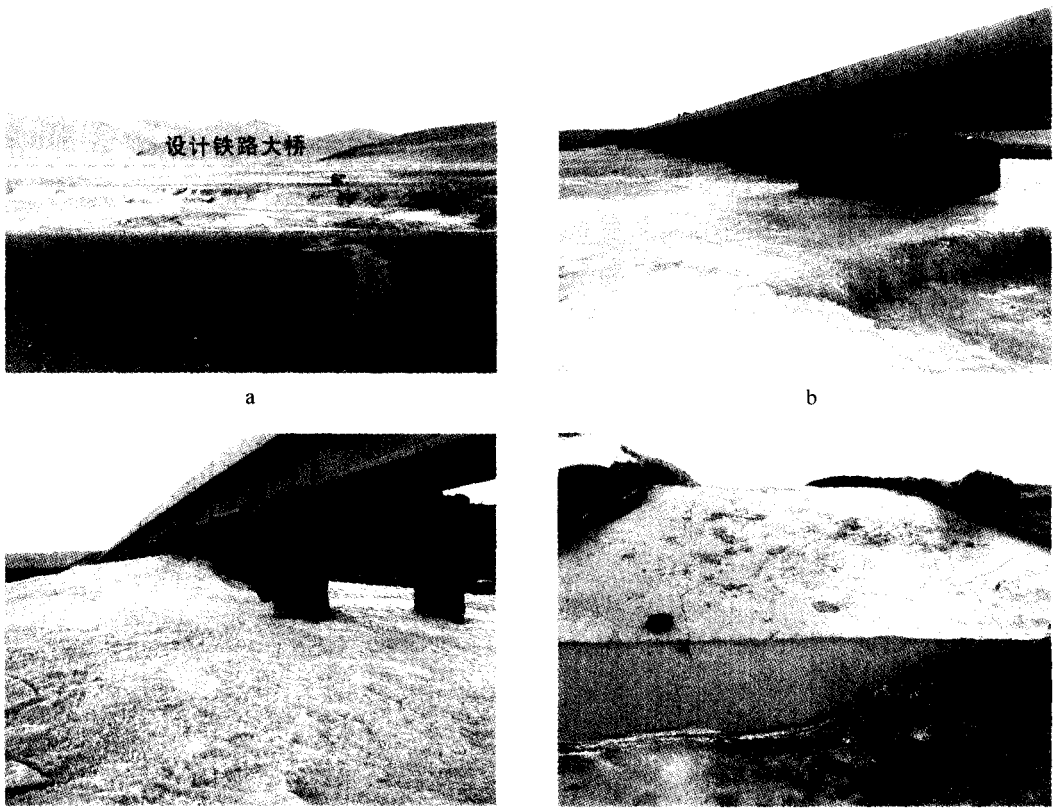


图 6－31　青藏公路 83 道班东侧断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘及灾害效应

Figure 6－31　Migrating pingo caused by railway bridge construction and its hazard effects in No. 83 station of highway

a—2002 年 1～2 月沿 SEF 断层谷形成少量薄冰（镜头向东）；b—桥基施工诱发大流量上涌泉水经冬季冻结形成大面积地表厚冰（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）；c—断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）；d—桥基施工诱发上涌泉水冬季冻胀导致墩台破裂（摄于 2004 年 3 月，镜头向东）

4. 乌丽 85 道班断裂破碎带桥基施工诱发泉水涌动及安全隐患

青藏铁路 DK1202＋668 大桥位于青藏公路 85 道班南侧、青藏公路西侧，设计桥长 120m，横跨近东西走向的乌丽盆北活动断裂（NWF）（图 5－39、5－40、6－33a）。在 DK1202＋668 大桥东、西两侧，沿断层谷地夏季发育线性分布泉水（图 5－39、9a），泉水含一定浓度的 H_2S，属来源较深的低温温泉，冬季发育斜列冰丘群。在 DK1202＋668 大桥施工以前，NWF 断层谷地夏季低温温泉和冬季冰丘均偏离设计桥墩（图 5－39），对桥梁安全影响不明显。

对比分析早期工程地质勘探资料（胡海涛等，1982）和 2002 年 1～2 月—2004 年 3 月不同季节的分期观测资料，发现乌丽 85 道班南侧的 DK1202＋668 铁路大桥中部桥墩建

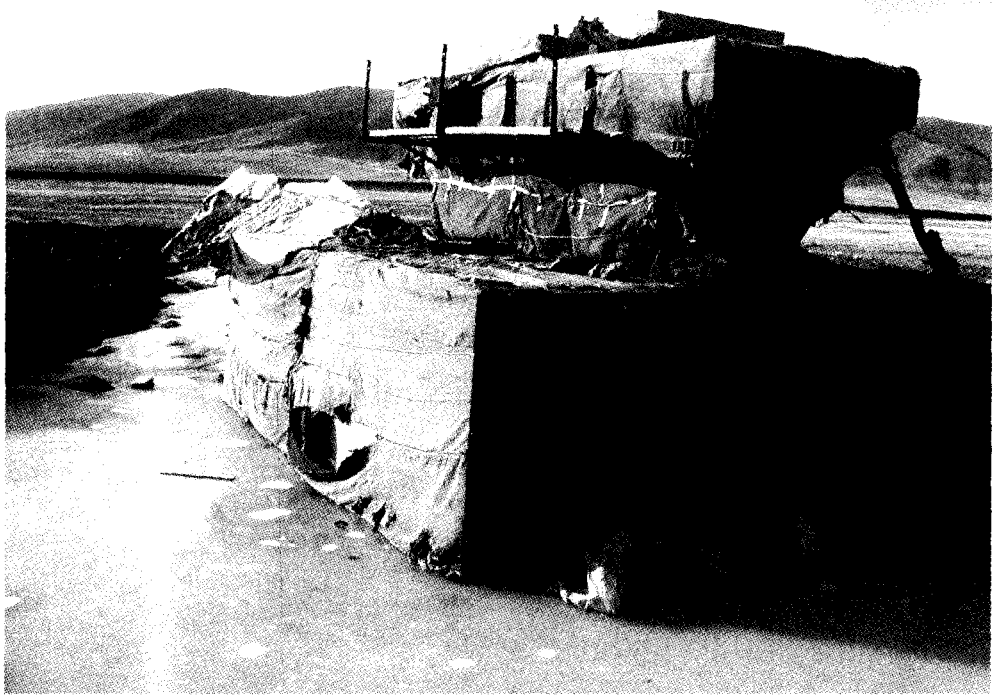


图 6－32　雅玛尔河南侧 SEF 北分支断裂破碎带铁路桥基施工诱发移动冰丘

Figure 6－32　Migrating pingo within SEF fault caused by construction of railway bridge in south of Yamar River

（摄于 2004 年 3 月，镜头向西）

于 NWF 断裂破碎带。DK1202＋668 大桥中部桥墩的桩基施工深达 37m，打通了 NWF 断裂破碎带的低温温泉通道，在墩台下方诱发较大流量上涌泉水，泉水汇集于桥墩周围基坑，形成较大面积的泉水塘，在深达 1～2m 的泉水塘水面，2003 年 8 月观测到多个泉水上涌水柱（图 6－33b）。如此流量的上涌泉水如果得不到及时疏导和排放，在青藏高原北部冬季的极端寒冷气候环境，能够形成高 2～4m、直径达 15～20m 的较大规模移动冰丘（图 6－33c），对墩台产生非常强大的顶托力，从而破坏桥墩结构，威胁 DK1202＋668 大桥安全，构成重大灾害隐患。

对乌丽 85 道班南侧 NWF 断裂破碎带桥墩施工诱发上涌泉水和灾害隐患，我们及时以公函方式报送青藏铁路设计部门即铁道第一勘察设计院，并提出如下防灾建议：①改变桥梁设计：加大横梁长度，加固断裂两侧桥墩，将横梁置于断裂两侧桥墩，废弃断裂破碎带受移动冰丘威胁的中部桥墩；②疏通温泉泉水：对断裂中心部位桥墩进行工程处理，沿断裂开挖地下排水通道，疏通温泉泉水，防治冬季形成移动冰丘；③铁路适当改线：将 85 道班铁路向西进行改线处理，避开断裂交叉复合部位温泉集中区，彻底消除移动冰丘对铁路安全的隐患。铁道第一勘察设计院在收到 DK1202＋668 大桥灾害隐患报告后，采纳我们的疏排水建议，立即组织技术人员对 NWF 断裂破碎带桥墩施工诱发泉水进行地下工程疏导。通过开挖地下排水通道，自北向南疏通墩台下方断裂破碎带的低温泉水，并在墩台和桩基接触部位铺设隔水层，防治冬季形成威胁桥梁安全的移动冰丘，收到良好的工程防

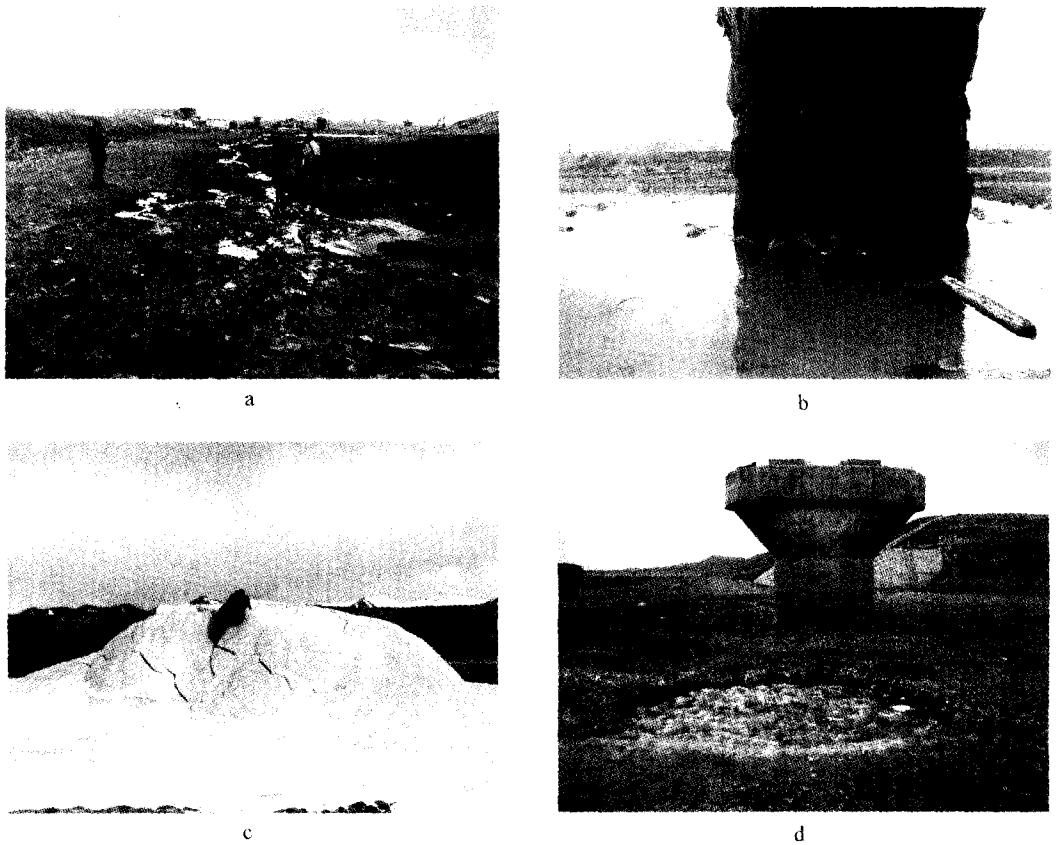


图 6－33　乌丽 85 道班 DK1202＋668 铁路大桥中部桥墩施工诱发泉水及工程防治效果

Figure 6－33　Hotspring caused by construction of DK1202＋668 railway bridge in south of the No. 85 station of highway

a—乌丽 NWF 断层谷与低温温泉（摄于 2003 年 7 月，镜头向东）；b—DK1202＋668 中部桥墩施工诱发大流量上涌泉水汇集形成泉水塘（摄于 2003 年 8 月，镜头向东）；c—如果不采取工程排放措施 DK1202＋668 中部桥墩施工诱发泉水冬季冻结可能形成的移动冰丘形态；d—DK1202＋668 中部桥墩施工诱发泉水经地下工程疏导排放效果，圆形坑表示地下引流工程位置（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）

灾效果（图 6－33d）。

5. 乌丽 86 道班移动冰丘及灾害效应

乌丽盆南发育近东西走向的活动断裂（WAF），切割、错断晚更新世—全新世地层和现代水系，在青藏公路 86 道班东、西两侧形成比较开阔的断层谷地，成为地下水运移、富集的良好场所，夏季形成构造融区和低温温泉，冬季形成不同规模的冰丘或冰丘群（图 6－34、图版 XV）。根据 2001～2004 年不同季节的对比观测资料，发现沿乌丽 WAF 断裂发育较大规模的移动冰丘（图 6－34），命名为 86 道班移动冰丘。

乌丽 86 道班公路东侧冰丘移动方向不是平行 WAF 断裂破碎带，而是斜交或垂直断裂破碎带的走向移动，冰丘大小、形态和轴向在不同年代呈现不同特征。如 2001 年 3 月发现乌丽 86 道班东侧冰丘规模较小，高度小于 80cm，呈椭圆形，长轴呈近东西走向，平行于 WAF 断层谷；2002 年 1～2 月，乌丽 86 道班东侧冰丘中心位置向南西迁移约 7m，移至



a



b



c



d



e



f

图 6－34　乌丽 86 道班活动断裂诱发移动冰丘及工程危害

Figure 6－34　Migrating pingos in No. 86 station of highway caused by active faulting and its hazard effect nearby Wuli

a—2001 年 3 月小冰丘（镜头向东）；b—2002 年 1～2 月较大规模移动冰丘（镜头向东）；c—2002 年 5 月部分消融后残留冰丘顶部露出拱曲变形的输油管道（镜头向东）；d—2002 年 7 月移动冰丘完全消融后遗留拱曲变形输油管道（镜头向西）；e—2002 年 8 月经过工程治理的移动冰丘遗迹（镜头向东）；f—2004 年 3 月在治理现场南北两侧新形成的移动冰丘（镜头向南）

公路涵洞东约4～8m处，长轴走向N60°E，宽8m，长15m，高2～2.5m（图6－34b）。由于乌丽86道班移动冰丘位于人口稀少的青藏高原北部，输油管道铺设后没有显著的人工活动扰动迹象，通讯光缆埋设地点距离输油管道较远，当时青藏铁路建设尚未全面展开，基本排除了2001～2002年断裂破碎带人类活动诱发移动冰丘的可能性。据此推断，斜交WAF断裂破碎带发生的乌丽86道班冰丘移动，其形成原因应归咎于自然营力作用；而WAF断裂活动是改变断裂破碎带结构和地下水运移通道、形成上涌泉水局部富集、冬季隔水层底部泉水冻胀形成移动冰丘的主要原因。

乌丽活动断裂（WAF）破碎带发育的86道班移动冰丘由于偏离青藏公路和远离青藏铁路，对公路和铁路均未造成显著影响；但对格尔木-拉萨输油管道产生显著破坏，导致长达15m的地下输油管道发生约2m高度的拱曲变形（图6－34c、d）。乌丽86道班东侧移动冰丘在2001年冬季—2002年春季生长发育期间，冰丘内部富集的上涌泉水因逐步冻结和体积膨胀，产生显著的顶托效应，导致埋设于地下一定深度的输油管道逐步向上抬升和拱曲变形。但2002年1～2月由于天气寒冷，冰丘表层形成厚度较大的冰层，覆盖于拱曲变形的输油管道上方，输油管道并未暴露地表（图6－34b）。2002年4～5月，乌丽86道班移动冰丘因天气转暖而发生部分消融，随着顶部冰层的不断融化，拱曲变形的输油管道逐步暴露于地表，而变形管道的下部和周边仍然残留有未完全消融的移动冰丘残余（图6－34c）。2002年6～7月，随着气温进一步升高，移动冰丘完全融化，将拱曲变形输油管道全部暴露出来，呈弧形弯曲的输油管道暴露于地表，并在移动冰丘的发育部位形成沼泽泥塘（图6－34d）。2002年8月，管道管理部门派技术人员将弯曲变形的输油管道拆除，用新的管道进行替换，并重新埋设于地下一定深度。为了防治输油管道在冬季再遭冰丘顶托破坏，施工单位采取了必要的工程防治措施，沿断裂破碎带开挖一定深度后，填埋粗大石块和砾石（图6－34e），良好地消除了断裂破碎带顶部堆积的隔水砂土层，疏通了地下泉水的上涌通道，避免上涌泉水在断裂破碎带的局部富集，因此2002年冬季和2003年冬季—2004年春季在乌丽86道班公路涵洞东侧没有再次形成冰丘（图6－34f），收到良好的防灾效果，输油管道安全得到良好保障，为青藏高原常年冻土区断裂诱发移动冰丘的工程防治提供了有益经验。

经过2004年3月的复测，发现乌丽86道班东侧发育新的冰丘，新形成的冰丘垂直、斜交断裂WAF走向发生向南和北东向迁移，向南迁移28m形成较大规模的圆锥状冰丘，锥底直径约16m，锥顶高1.8～2m；向北东方向迁移20m，形成圆锥状低矮冰丘，直径12m，高94cm（图6－34f）。由于2003年冬季—2004年春季WAF断裂诱发移动冰丘的位置偏离公路、铁路和输油管道，因此没有造成显著的灾害效应。

二、移动冰丘的形成机理

青藏铁路沿线的移动冰丘，是青藏高原北部常年冻土地区内动力和外营力相互耦合的必然产物，属高寒环境地质灾害的重要类型。移动冰丘的形成演化与活动断裂、地下水运动、气温变化存在动力学成因联系。青藏铁路沿线发现的典型移动冰丘，均发育于活动断裂内部，断裂活动或断裂破碎带工程施工都能够诱发移动冰丘；如不冻泉断裂活动（BQF）诱发不冻泉移动冰丘，楚玛尔河断裂活动（CHF）诱发楚玛尔河移动冰丘，二道沟盆南断裂破碎带（SEF）的桥梁施工诱发雅玛尔河移动冰丘和83道班移动冰丘，乌丽

盆北断裂破碎带（NWF）桥梁施工诱发 85 道班移动冰丘，乌丽断裂活动（WAF）诱发 86 道班移动冰丘。

根据探槽观测和部分钻探资料，青藏高原活动断裂内部普遍发育松散未胶结、透水性能良好、富含地下水的断裂破碎带（图 5－40）及异常热结构，是形成移动冰丘的有利构造部位。据西藏羊八井、宁中、那曲等地热田的钻探资料（梁廷立等，1995），在活动断裂的破碎带，地表循环水和深源流体能够比较通畅地向上运移，导致地温等值线发生变异，在断断裂破碎带产生显著的地温异常，形成断裂破碎带的异常热结构和高温热储（图 6－35）。在青藏高原北部常年冻土地区，地壳内部普遍存在较高的热动力背景（Wei al.，2002）；活动断裂不仅对地壳深部热源具有良好的导热作用，而且对地壳浅部的水热循环也有显著控制作用；虽然因表层冻土吸收热量难以形成高温地热田，但断裂破碎带仍然存在高于两盘围岩的较高地温梯度，发育异常热结构，从而减小断裂破碎带冻土层和地下冰层的厚度，形成中、低温温泉和线性分布的构造融区，产生明显的热融洼陷（图 6－36）。在断层谷地和第四纪浅覆盖区，常沉积透水性较差的泥砂层，为断裂破碎带的地下水富集、冰丘形成创造了必要的表层隔水环境。

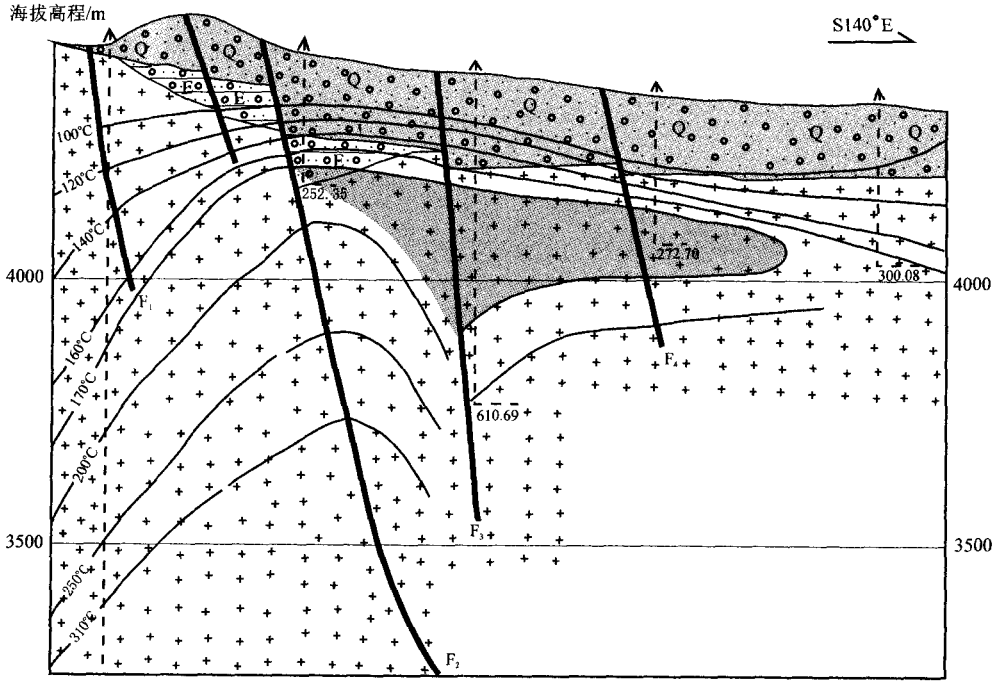


图 6－35　羊八井地热田活动断裂-地下水热循环-高温热水富集关系图

Figure 6－35　Cross section across the Yangbajain hydrothermal field showing relationship among active faults, thermal structures and high－temperature water reservoir in south Damxung－Yangbajain graben

（据梁廷立等，1995；略加修编）

在断裂破碎带内部，平行断裂走向，如果在一定时期未发生明显的构造活动，并缺乏人工扰动，处于相对稳定的构造环境，那么温度等值线与地形线应该近于平行分布，地温自地表向深部呈线性逐步增高。断裂破碎带的流体如地下水、冻结层下水、地下热水、温

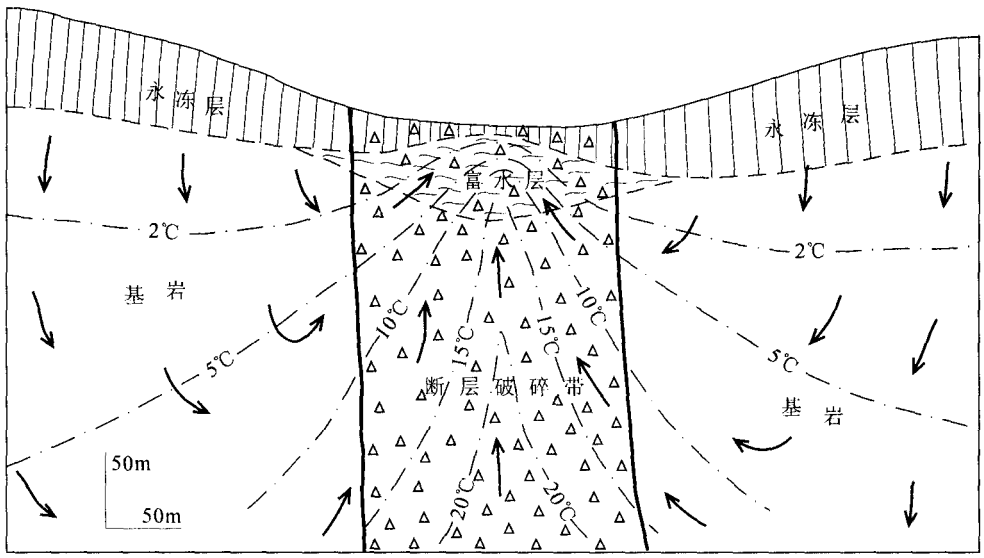


图 6－36　青藏高原北部垂直活动断裂走向的构造剖面示意图

Figure 6－36　Sketch map of cross-section across active fault in north Tibetan Plateau

（点虚线示意性表示温度等值线，三角符号表示断层角砾岩，箭头表示地下水运移方向）

泉泉水在重力作用下，平行地形等高线自高向低发生相对平稳的渗透、运移和流动（图 6－37）。如果局部具有一定温度的地下水穿透地表隔水层或冻土层溢出地表，则可形成构造融区、热融湖塘和不同温度的泉水，冬季形成沿断裂线性分布的冰锥、冰丘或斜列冰丘群。但由于断裂没有发生重新活动，加上缺乏人工扰动，因此温泉、泉水、冰丘、构造

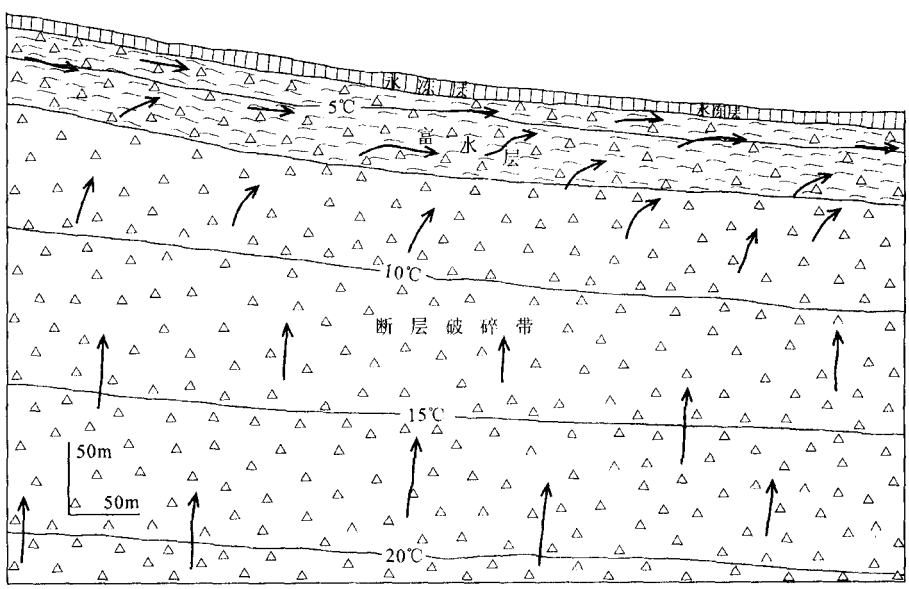


图 6－37　青藏高原北部平行活动断裂走向的构造剖面示意图

Figure 6－37　Sketch map of cross-section parallel to active fault in north Tibetan Plateau

（点虚线示意性表示温度等值线，三角符号表示断层角砾岩，箭头表示地下水运移方向）

融区的发育部位应该相对稳定，难以形成移动冰丘。

然而，青藏高原受到印度大陆北向俯冲的强烈挤压（Zhao et al.，1993），处于特殊的构造动力学环境，现今地壳运动非常强烈（Wang et al.，2001），地震活动频率高、强度大（Wu et al.，2004；Lin et al.，2002），很多断裂现今具有显著活动性（Tapponnier et al.，1977；Molnar et al.，1978；Armijo et al.，1989；Kidd et al.，1990）。断裂粘滑、蠕滑或地震触发均能够产生新的破裂或裂隙，切割并破坏地下冰层、地表冻土和浅部隔水层，从而改变断裂破碎带结构，产生地温等值线异常，形成地下水运移的新通道或地下水富集的新场所，夏季沿新的构造裂隙形成新的泉水露头，冬季在新的破裂部位产生新的冰丘，形成断裂活动诱发移动冰丘（图 6－38）。通过不同年份跨季节对比观测断裂活动前后泉水（夏季）或冰丘（冬季）的发育部位，能够良好地确定泉水（夏季）和冰丘（冬季）空间位置沿断裂破碎带的迁移规律，如断裂活动诱发的不冻泉移动冰丘（图 6－28）、乌丽 86 道班移动冰丘（图 6－34）。

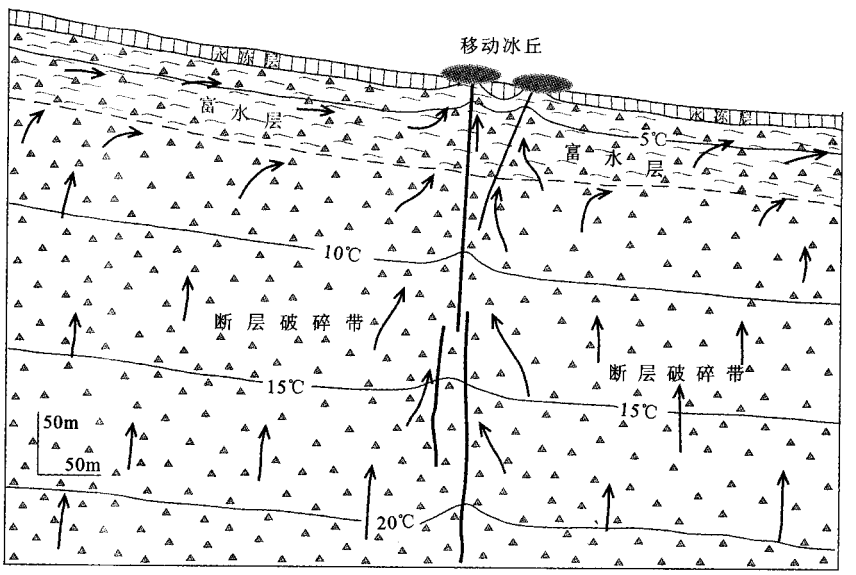


图 6－38　青藏高原北部断裂破碎带构造活动诱发移动冰丘示意图

Figure 6－38　Sketch map showing formation of migrating pingo caused by active faulting of north Tibetan Plateau

（点虚线示意性表示温度等值线，三角符号表示断层角砾岩，箭头表示地下水运移方向）

断裂破碎带的人类活动如工程施工也能够破坏地表冻土层和隔水层的结构，改变断裂破碎带的地下水运动方向，产生新的地下水运移通道，形成地下水新的富集空间，夏季诱发不同流量的上涌泉水，冬季形成移动冰丘（图 6－39）。工程施工深度越大，对断裂破碎带冻土结构和地下水状态的扰动越强，诱发上涌泉水的流量和产生移动冰丘的规模也越大。如青藏铁路 DK1202＋668 大桥中部桥墩的桥基施工，在 NWF 断裂破碎带内部构建支撑承台 4 个桩基，钻探深度达 37m，远远超过 NWF 断裂内部冻土层厚度和地表隔水层深度，从而大幅度改变断裂破碎带的泉水运移方向和富集部位，诱发较大流量的上涌泉水，在桥基周围形成新的泉眼和泉水湖塘（图 6－33b）；如果不及时采取合理的地下工程对上

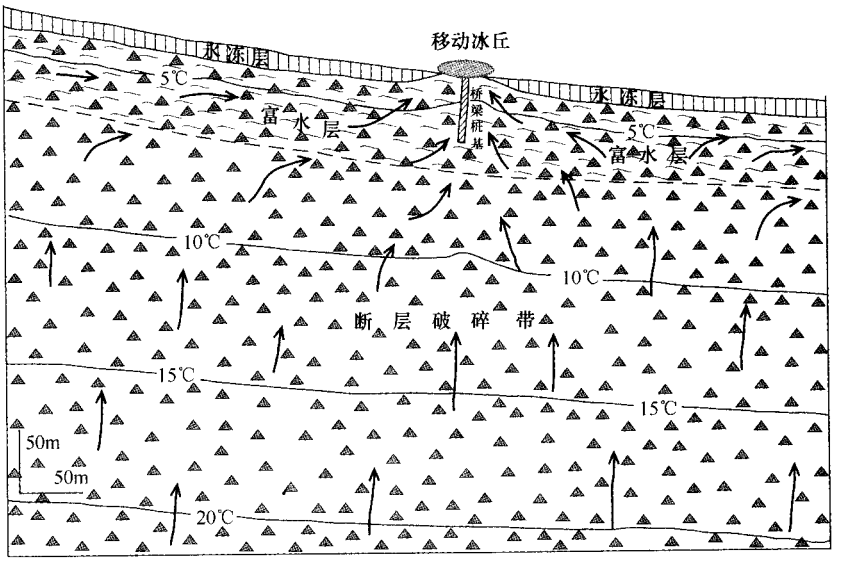


图 6－39　青藏高原北部断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘示意图

Figure 6－39　Pingo formation within active fault caused by underground construction in north Tibetan Plateau

（点虚线示意性表示温度等值线，三角符号表示断层角砾岩，箭头表示地下水运移方向）

涌泉水进行有效的疏导和排放，冬季将形成较大规模的移动冰丘（图 6－33c），威胁桥梁工程和铁路运输的安全。断裂破碎带桥墩施工诱发的移动冰丘实例还有雅玛尔河南侧移动冰丘（图 6－31）与 83 道班西侧移动冰丘（图 6－32）。

由于断裂破碎带岩石松散，冻土厚度较小，地表隔水层较薄，即便断裂不发生新活动，铁路建成通车后重型机车运行产生的桥墩振动也能够对冻土结构产生一定扰动，影响地下水的运移和排泄途径；甚至疏通地下水上涌通道，导致浅层泉水局部富集或溢出地表，冬季冻结形成移动冰丘。目前尚缺乏青藏高原铁路机车振动诱发移动冰丘的实例，但在铁路运营期间应注意相关观测与研究工作。

三、结论与讨论

青藏高原北部常年冻土地区发育不同方向、不同形态、不同类型的冰丘。一些冰丘在不同时期处于不同位置，遵循一定的空间迁移规律，成为移动冰丘。青藏铁路沿线典型移动冰丘都与活动断裂存在密切关系，部分为断裂活动诱发移动冰丘，如不冻泉断裂活动（BQF）诱发不冻泉移动冰丘、楚玛尔河断裂活动（CHF）诱发楚玛尔河移动冰丘、乌丽断裂活动（WAF）诱发 86 道班移动冰丘；部分为断裂破碎带工程施工诱发移动冰丘，如二道沟盆南断裂破碎带（SEF）的桥梁施工诱发雅玛尔河南侧移动冰丘和 83 道班移动冰丘、乌丽盆北断裂破碎带（NWF）DK1202＋668 大桥中部桥墩施工诱发 85 道班移动冰丘。

青藏高原北部移动冰丘能够产生的显著灾害效应，成为高寒环境地质灾害的重要类型。不冻泉移动冰丘曾穿刺青藏公路路基，拱曲、破坏涵洞结构，影响公路工程质量和交通运输安全。楚玛尔河移动冰丘曾导致青藏公路大桥墩台西向倾斜、桥墩扭裂和桥面塌陷。83 道班西侧移动冰丘包裹部分桥墩，导致墩台破裂；冬季冰丘锥顶抵达路

轨，影响桥梁工程质量，威胁铁路运输安全。乌丽 85 道班断裂破碎带 DK1202 + 668 中部桥墩桩基施工诱发大流量上涌泉水，产生重大安全隐患。乌丽 86 道班移动冰丘导致输油管道的严重拱曲变形，威胁管道安全。采用适当的工程措施能够有效防治移动冰丘及灾害效应，如乌丽 85 道班桥墩施工诱发上涌泉水经地下工程疏导、排放后，良好地避免了桥墩底部的泉水积集，冬季未形成移动冰丘，收到较好的防灾效果；乌丽 86 道班移动冰丘经工程开挖、碎石回填处理，疏导了泉水上涌通道，使移动冰丘的工程危害得到有效防治。

作为青藏高原常年冻土地区内动力和外营力相互耦合的标志和产物，移动冰丘的形成演化与活动断裂、地下水运动、气温变化存在动力学成因联系。断裂破碎带为地下水运移、上涌泉水富集和冬季冰丘发育提供良好地质条件和有利构造部位；断裂活动和工程施工破坏冻土结构、改变泉水通道，成为诱发移动冰丘的必要条件；季节性温度变化为移动冰丘的形成、发展、演化、消融提供了必需的气候环境。

尽管对青藏高原北部移动冰丘取得重要对比观测资料，提高了对常年冻土地区地质灾害的认识水平，积累了一定的防灾经验。但对断裂破碎带泉水流量与冰丘高度的函数关系、构造活动强度与冰丘移动幅度相互关系、冰丘冻胀产生的应力大小及工程危害程度，目前尚缺乏实际观测数据和实验分析资料，对铁路重型机车运行引起桥墩振动诱发移动冰丘和地质灾害的可能性还缺乏观测实例，有待于进一步的研究工作。

第四节　构造裂缝及工程危害

青藏铁路沿线发育活动断层、地震、冰丘、不均匀冻胀与构造裂缝等不良地质现象，对青藏公路和青藏铁路产生不同程度的危害。前人对活动断层诱发地震灾害和不均匀冻胀灾害进行了不同程度调查和研究工作，如国家地震局地质研究所（1992）、任金卫等（1993）、吴章明等（1993）对青藏高原重要活动断裂的地震危险性进行了分析，易明初（1982）、郭东信（1985）剖析了青藏铁路沿线活动断层及工程影响，胡海涛等（1982）、王邵令（1981）、范溶河等（1982）、张维信（1983）对青藏铁路沿线冰锥、冰丘、不均匀冻胀及灾害效应进行了初步观测。但前人对青藏高原与断裂活动密切相关的构造裂缝重视不够，缺乏对构造裂缝的合理分类与对比分析，对构造裂缝的灾害效应缺乏观测资料。兹在青藏铁路和青藏公路沿线大比例尺路线地质调查和典型地质灾害详细勘测的基础上，分析青藏高原中段断层破碎带主要类型构造裂缝的地质特征、分布规律及工程危害性。

一、构造裂缝的地质特征

构造裂缝是由内营力直接或间接作用而形成的构造地裂缝（王景明，2000）。青藏高原中段构造裂缝分布比较广泛，常见断层破碎带不均匀冻胀诱发构造裂缝和地震诱发构造裂缝，两者均与断层活动关系密切；还有部分断层破碎带发育的构造裂缝与不均匀冻胀、断层蠕滑或地震触发的联合作用存在密切关系。青藏铁路沿线不同类型的构造裂缝均受活动断层的显著控制，呈线性排列或斜列定向分布，与现今构造变形、断层运动、地震活动及断层破碎带不均匀冻胀存在动力学成因联系。尤其在青藏高原北部常年冻土地区，沿很

多活动断层都发育构造裂缝；断层破碎带分布的构造裂缝产状稳定，延伸较长，成群产出，形成密集的构造裂缝带（表6－6）。

表6－6　青藏铁路沿线构造裂缝带基本特征一览表

Table 6－6　Features of surface fracture zones within active faults across the Golmud-Lhasa railway

分布地点	序号	地质特征	相关断裂	工程影响
昆仑山南	1	地震裂缝群，走向110°，宽20～40m	F_{6-2}	横穿铁路与青藏公路
清水河	2	构造裂缝带，走向315°，宽1250m	F_{11}	横穿铁路与青藏公路
楚玛尔河	3	构造裂缝带，走向285°，宽480m	F_{15-5}、F_{15-6}	横穿青藏铁路
可可西里	4	构造裂缝带，走向近东西，局部北东走向，总宽度达2380m	F_{18-2}、F_{18-3} F_{18-4}、F_{18-5}	横穿铁路和青藏公路
北麓河	5	构造裂缝带，走向110°，宽860m	F_{22-2}	横穿铁路和青藏公路
	6	构造裂缝带，走向110°，宽1780m	F_{22}	横穿铁路和青藏公路
	7	构造裂缝带，走向115°，宽210m	F_{22-3}	横穿青藏铁路
风火山	8	构造裂缝带，走向105°，宽150m	F_{24-1}	横穿铁路和青藏公路
	9	构造裂缝带，走向东西，宽660m	F_{24-2}	横穿铁路和青藏公路
	10	构造裂缝带，走向110°，宽300m	F_{25}	横穿青藏铁路
	11	构造裂缝带，走向65°，宽20m	F_{25-4}	横穿青藏铁路
二道沟	12	构造裂缝带，走向85°，宽800m	F_{26-1}	横穿铁路和青藏公路
	13	构造裂缝带，走向东西，宽320m	F_{27-3}	横穿铁路和青藏公路
	14	构造裂缝带，走向50°，宽340m	F_{26-5}	横穿铁路和青藏公路
	15	构造裂缝带，走向东西，宽220m	F_{27-5}	横穿铁路和青藏公路
乌丽山地	16	构造裂缝带，走向120°，宽100m	F_{29}	横穿铁路和青藏公路
	17	构造裂缝带，走向125°，宽200m	F_{29-2}	横穿铁路和青藏公路
	18	构造裂缝带，走向近东西，宽50m	F_{29-4}	横穿铁路和青藏公路
	19	构造裂缝带，走向东西，宽200m	F_{30-1}	横穿青藏铁路
	20	构造裂缝带，走向东西，宽410m	F_{30-3}	横穿铁路和青藏公路
	21	构造裂缝带，走向105°，宽320m	F_{30-5}	横穿铁路和青藏公路
沱沱河	22	构造裂缝带，走向120°，宽400m	F_{32-1}	横穿青藏铁路
	23	构造裂缝带，走向125°，宽475m	F_{32-2}	横穿铁路和青藏公路
温泉盆地	24	构造裂缝带，走向东西，宽210m	F_{41-2}	横穿青藏铁路

在青藏铁路沿线，绝大部分构造裂缝都具有明显的定向分布规律（图版Ⅹ Ⅵ），常成

群、成带、线性分布于断层破碎带，如可可西里山南沿活动断层发育的构造裂缝带，高密度的构造裂缝平行或斜列分布于断层破碎带（图6－40、6－41）。在水平方向，构造裂缝走向稳定，不受土质、地形、地貌、地下水、气温和地物的影响，可穿越不同类型地质体、不同微地貌单元和各种人工建筑，断续连接，常呈线性、雁行状、斜列、锯齿状、折线状成带分布（图6－42a、b、e、g）。在剖面方向，构造裂缝与地表活动断层、隐伏断层在深部相连，表现出一定的空间组合规律和明显的序次关系；如在风火山北麓探槽剖面，发现构造裂缝与切割错动不同沉积层的活动断层呈剖面λ－型斜交，属风火山北麓断层的低序次派生构造（图6－42c）。

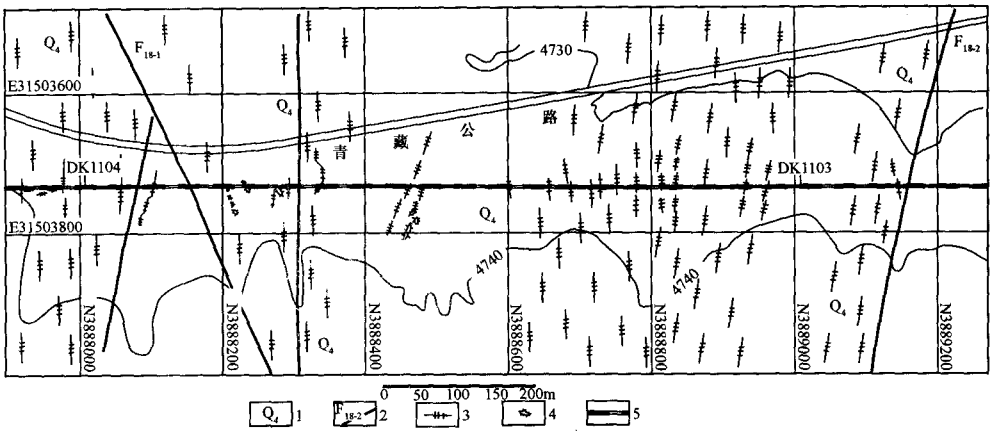


图6－40　青藏铁路可可西里南段DK1103－DK1104沿线实测平面地质构造图

Figure 6－40　Geologic map of the Golmud－Lhasa railway in DK1104－DK1104 section

1—第四系；2—活动断层；3—构造裂缝；4—冻胀丘；5—铁路

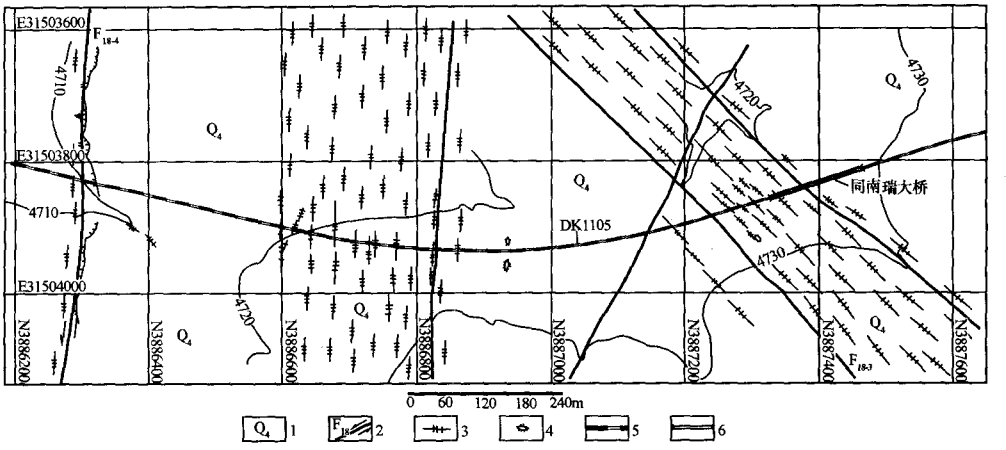


图6－41　青藏铁路同南瑞大桥—DK1050＋900沿线实测平面地质构造图

Figure 6－41　Geologic map of fault branches and surface fractures across the Golmud-Lhasa railway DK1050＋900

1—第四系；2—走滑断层；3—构造裂缝；4—冻胀丘；5—铁路；6—桥梁



a 雁石坪山北构造裂缝与冰丘群(镜头向西)



b 风火山北麓构造裂缝特征与探槽位置(镜头向西)



c 风火山北麓构造裂缝探槽剖面(镜头向西)



d 北麓河构造裂缝穿切青藏公路(镜头向西)



e 北麓河断层 F_{22} 诱发裂缝穿切路基(镜头向东)



f 北麓河断层 F_{22} 诱发裂缝破坏青藏公路(镜头向东)



g 安多北捷布曲断层 F_{51-8} 诱发构造裂缝(镜头向东)



h 风火山断层诱发构造裂缝切割路基(镜头向西)

图 6-42　青藏铁路沿线断层诱发构造裂缝及灾害效应

Figure 6-42　Photos of surface fractures and hazard effects posed by active fault in permafrost north Tibetan Plateau

通过地质填图（1:2000），在青藏铁路沿线发现24条规模较大的构造裂缝带，表现为密集构造裂缝平行或斜列呈带状集中分布（表6-6）。大部分构造裂缝宽20~500m，部分构造裂缝带宽600~800m；少数构造裂缝带宽达1200~2400m。如清水河构造裂缝带宽达1200m、可可西里山南构造裂缝带宽达2380m（表6-6）。尽管规模不同，但青藏铁路沿线构造裂缝带的空间分布都明显受活动断层限制，沿区域性断层破碎带展布，离开断层则构造裂缝密度骤然降低，如可可西里山南沿F_{18}分支断层破碎带发育的构造裂缝带（图6-40、6-41）。

二、构造裂缝的成因和分类

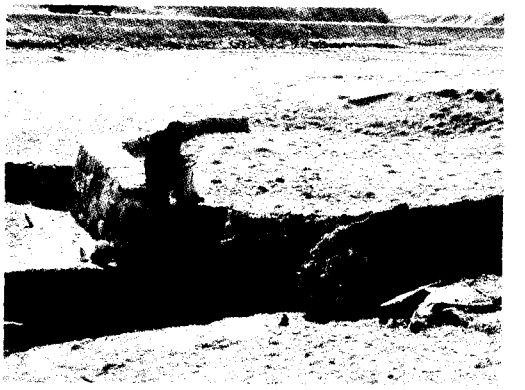
青藏铁路沿线构造裂缝根据成因可细分为3种不同类型，包括地震破裂、断层蠕滑破裂和断层破碎带不均匀冻胀裂缝。地震破裂是强烈地震产生的规律性分布的地表破裂，也称地震裂缝（王景明，2000）。由于青藏高原强烈地震绝大多数为活动断层不均匀粘滑运动的产物，因此地震裂缝常沿发震断层斜列或平行分布，并产生较大幅度的水平位移。如2001年11月14日昆仑山8.1级地震形成长度超过350km的巨型地表破裂带，由走向约70°的张扭性地表破裂与拉分断陷、长轴走向约120°的地震鼓包及走向约105°的左旋剪切破裂呈雁列式斜列、追踪、交叉组合而成，显著切割、错断青藏公路和青藏铁路施工便道，产生4~5m的左旋位移和约1m的垂直位移（图6-43a、b、c）。1951年11月18日崩错8级地震产生长达数十公里的地表剪切破裂和同心环状地震变形（图6-8），1952年九子拉7.5级地震在谷露-桑雄盆地西侧产生规模较大的北东-北北东向地表破裂带（国家地震局地质研究所，1992），在盆-山边界沿发震断层形成斜列、平行分布的地震破裂和地震陡坎（图6-43d）。活动断层诱发古地震破裂经过后期改造，在地表形成古地震陡坎与古地震裂缝，如沿可可西里活动断层（F_{17-2}）发育古地震陡坎（图6-43e），虽然受到后期风化剥蚀改造，但古地震破裂形态仍然清晰可辨，垂直古地震陡坎开挖探槽，在探槽剖面保留大量古地震楔。在雁石坪北侧，沿活动断层（F_{38-2}）发育斜列分布、具有一定宽度的构造裂缝（图6-43f），可能属雁石坪活动断层诱发古地震破裂的遗迹。

断层蠕滑运动虽然难以产生强烈地震，但能够导致局部应力集中，形成断层蠕滑破裂。如安多盆地南侧北东东向边界断裂、近南北向活动断层及构造复合部位，晚更新世以来发生缓慢的断层蠕滑运动；断层蠕滑与不均匀冻胀耦合，在地表产生近平行分布的张性-张扭性地表破裂，显著切割、错断第四纪松散沉积层，并穿切、破坏青藏公路（图6-23）。在青藏铁路风火山-北麓河段，断层左旋蠕滑产生北西西—近东西向斜列构造裂缝，构造裂缝具有明显的张扭性特征，主构造裂缝常由大量长数十米至千余米的次级构造裂缝斜列分布或折线状追踪分布组合而成，在次级裂缝连接部位发育斜列分布的张扭性转折端（图6-42b、图6-44），对判别区域构造运动方向具有一定的辅助性指向意义，反映断裂破碎带局部应力场对构造裂缝的控制作用。

青藏铁路沿线构造裂缝并非仅受断层运动和构造应力所控制，断裂带不均匀冻胀效应对构造裂缝的发育具有不容忽视的重要影响，形成断层破碎带定向分布的不均匀冻胀裂缝。青藏铁路昆仑山-唐古拉山段位于青藏高原北部常年冻土区，沿线构造裂缝大部分属断层破碎带不均匀冻胀裂缝，与串珠状斜列冰丘群、线性分布冻胀丘群紧密伴生（图6-40、6-41、6-42a、6-45）。如风火山北麓-北麓河南，构造裂缝常形成于断层破碎带



a 2001 年昆仑山 8.1 级地震地表破裂（镜头向西）



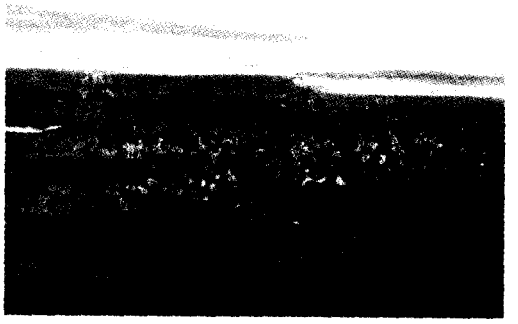
b 昆仑山 8.1 级地震破裂左旋位移（镜头向南）



c 2001 年昆仑山 8.1 级地震破裂垂直位移（镜头向西）



d 1952 年九子拉 7.5 级地震破裂（镜头向西）



e 可可西里 F_{17-2} 断层古地震破裂遗迹（镜头向西）



f 雁石坪北侧 F_{38-2} 断层古地震裂缝遗迹（镜头向西）

图 6-43　青藏高原中段活动断层诱发地震构造裂缝

Figure 6-43　Photos of seismic fractures along active faults of the Tibetan Plateau

冻胀隆起的核部（图 6-42c），沿构造裂缝带常发育斜列分布的冰丘群和冻胀土丘群（图 6-40、6-41、6-45），反映青藏高原北部构造裂缝与断裂破碎带非均匀冻胀效应的密切关系。而在青藏高原南部季节性冻土区，很少发育宽达数十至数百米的构造裂缝带，仅沿部分活动断层发育零星分布的构造裂缝，如谷露-桑雄盆地南侧构造裂缝（图 6-11）。

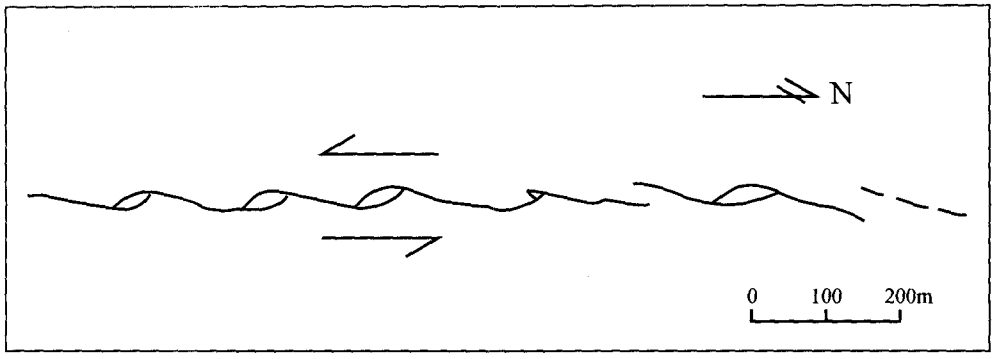


图 6－44　风火山北麓构造裂缝结构与成因示意图

Figure 6－44　Sketch map of echelon surface fractures within north Fenghuoshan fault

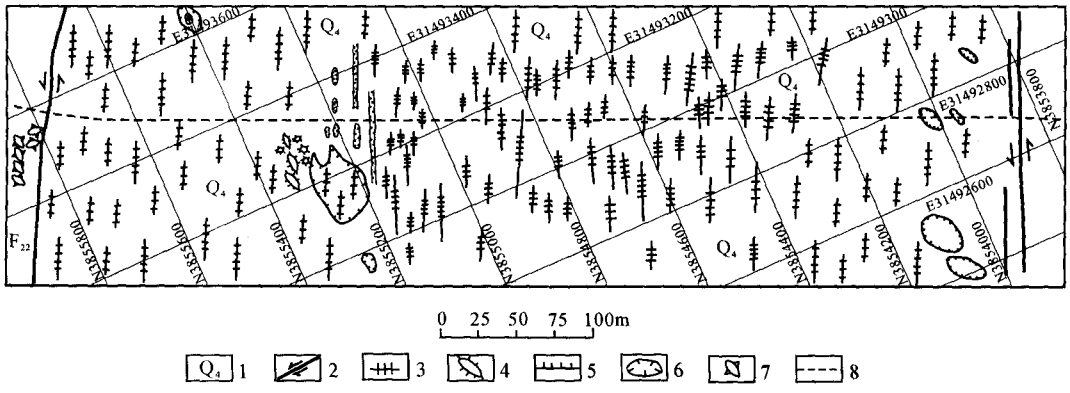


图 6－45　青藏铁路北麓河南段构造裂缝分布图

Figure 6－45　Geologic map of south Beiluhe basin showing surface fracture zone across the Golmud－Lhasa railway

1—第四系；2—走滑断层；3—构造裂缝；4—冻胀土丘；5—断陷边界；6—洼陷；7—冰丘；8—青藏铁路线

在青藏铁路格尔木-拉萨段沿线，还发育大量非构造成因地裂缝，尤其非构造成因冻胀裂缝分布非常广泛。非构造成因冻胀裂缝属不均匀冻胀诱发不均匀变形的产物，与土质、含水性、地形地貌存在密切关系，但与活动断层、区域构造不存在显著联系。非构造成因地裂缝一般规模比较局限，常受土质、含水性、颗粒粒度、微地貌、气温条件和地表负荷等因素影响，遇到较好土质时可停止发育；在水平和垂直方向延伸均不稳定，常呈环形、弧形、放射状和不规则状，与构造裂缝定向分布等地质特征（图6－42、6－45）存在显著差别。

三、构造裂缝的工程危害性

由于野外工作期间青藏铁路尚未建成通车，因此难以直接观测构造裂缝的灾害效应。兹在青藏公路沿线构造裂缝灾害效应观测基础上，分析构造裂缝对青藏铁路及沿线工程的不良影响和可能产生的灾害效应，定性分析构造裂缝带的工程危害性。

构造裂缝对青藏铁路、青藏公路及沿线工程安全具有不良影响，能够产生比较显著的工程危害。在青藏公路沿线，大量构造裂缝穿切公路路基，形成宽达2～10cm的路面裂缝，局部产生穿切青藏公路的线性破裂（图6－42d、e、f、g、h）。在青藏公路可可西里

段，沿断层诱发构造裂缝带的不均匀冻胀导致公路路面波状起伏变形（图6－22），影响行车速度和交通安全。在青藏公路北麓河段，构造裂缝穿切公路路基，形成宽达5～15cm的路面裂缝（图6－42d）。在青藏铁路清水河段，构造裂缝穿切刚刚完工的铁路施工便道，导致路面局部开裂。在青藏铁路昆仑山口-唐古拉山段，发育24条构造裂缝带，绝大部分垂直或斜切青藏铁路（表6－5），对未来青藏铁路的路基、轨道和涵管也将产生不同程度的影响。单条构造裂缝对公路、铁路的影响有限；但在数百米宽度范围内密集分布的构造裂缝对铁路工程和运营安全能够产生显著影响和一定的灾害效应。构造裂缝还能够对车站、房屋、管道产生明显的破坏作用，缩短工程寿命，影响工程安全（王景明，2000）。在青藏高原北部常年冻土区，沿构造裂缝常发育不均匀冻胀现象，很多构造裂缝与线性冻胀丘群、斜列冰丘群在空间上紧密伴生，在成因上具有密切联系，存在显著的耦合关系（图6－40、6－41、6－42a、6－45）。绝大部分断层破碎带发育的构造裂缝仅影响冻土和地下冰层厚度，诱发路基和路面的不均匀起伏变形，影响行车速度；但如果断层破碎带构造裂缝诱发冰丘群和移动冰丘，则可能导致地表不同程度的拱曲变形，破坏铁路路基结构，威胁铁路运输安全。

在铁路建设过程中，应充分重视构造裂缝的不良影响和工程危害，对不同类型的构造裂缝采取不同的工程防治措施。具体建议：①采取必要的绕避措施，尽可能避免将线路、车站、房屋、建筑设置在构造裂缝带；②对重要活动断裂，加强地震安全评价和大比例尺工程稳定性区划工作，减轻地震灾害和地震破裂的工程影响；③对不可绕避的蠕滑活动断层，采用路基垂直通过，避免将桥梁设置在蠕变断层破裂带；④采用高路基通过断层不均匀冻胀裂缝带，高路基对减轻断裂破碎带不均匀冻胀灾害有一定效果；⑤加强青藏铁路沿线活动断裂和地质灾害的监测与预警工作。

尽管对青藏铁路沿线构造裂缝的地质特征进行了比较系统的调查和勘测，对构造裂缝的工程影响进行了初步分析。但由于青藏铁路尚处于建设阶段，缺乏高寒气候环境构造裂缝对铁路工程危害的直接观测资料，对构造裂缝诱发地质灾害的工程防治措施也缺乏成熟的技术规范，有待于今后进一步的研究工作。

第五节　滑坡与泥石流

青藏高原在盆-山边界断裂带，沿高角度主断面常形成大量断层陡坎、断层崖与断层三角面地貌；尤其在倾角较大的边界断裂和走滑断裂带，沿上升盘与下降盘之间的断层面，常形成规模较大、陡峻的断层坡面，是形成滑坡的有利构造部位。如沿唐古拉山北缘断裂（F_{48}），发育向北倾斜、高约15m的较高角度断层坡面，在唐古拉山兵站南侧沿该断层坡面发生小型滑坡（图6－46）。在宁中盆地南侧、拉多岗北侧，发育近东西走向的边界正断层（F_{72-10}），断层南盘为上升盘，北侧为下降盘；沿向北倾斜的高角度活动断层面发育高达5～20m的断层坡面，沿F_{72-10}活动断层坡面发育坍塌和滑坡（图6－47）。在青藏高原中段广大高平原、丘陵和低山地区，尽管沿活动断层面能够发育一些滑塌、小型滑坡（图6－46、6－47），沿山谷和断层谷地能够发生泥石流，在常年冻土地区夏季因表层冻土融化也能够诱发融冻泥流；但由于地表总体地势比较平坦，不利于发生大型滑坡和严重泥石流；即便局部发生小型滑坡和泥石流，对铁路工程的危害也不甚显著。



图 6－46　唐古拉山北麓沿 F_{48} 断层面发育的小型滑坡

Figure 6－46　Photo of small slide along north Tangula fault F_{48}

（镜头向南）

在青藏铁路沿线昆仑山口-羊八井段的第四纪盆地和高平原地区，发生滑坡和泥石流的概率总体较小，对铁路工程的灾害效应不明显。少量沿盆-山边界断裂或地貌边界断裂分布的多级断陡在一定水动力条件和一定触发条件下，具有形成较大规模滑坡的危险性，如乌玛塘盆地北部主边界断裂、瓦里百里塘盆地边界断裂及央尕尔纳茸盆地边界活动断裂等；但由于绝大部分盆-山边界断裂平行铁路走向，而且常偏离铁路线一定距离，因此滑坡对铁路安全影响较小；一些自山区流向盆地的泥石流和融冻泥流可能威胁铁路安全，通过采取排水和工程疏导能够收到良好的防灾效果。青藏铁路沿线规模较大、能够产生显著灾害效应的滑坡和泥石流主要分布于羊八井-德庆段藏布曲峡谷（简称为羊八井峡谷）（表6－7）。兹对羊八井东南山地藏布曲峡谷（羊八井峡谷）地区青藏铁路沿线的滑坡和泥石流进行重点分析。

一、典型滑坡及地质特征

在羊八井峡谷区，地势陡峻，岩石破碎，构造裂隙发育，雨水和地下水充沛，具备发生滑坡的地质构造与地形地貌条件。我们沿青藏铁路羊八井峡谷段沿线进行大比例尺（1:2000）地质调查，鉴别出多个古滑坡体和一些现代滑坡体（图6－48、表6－7），尚发现一些潜在的滑坡地点。野外对羊八井峡谷段的典型滑坡及地质特征分别进行了比较详细

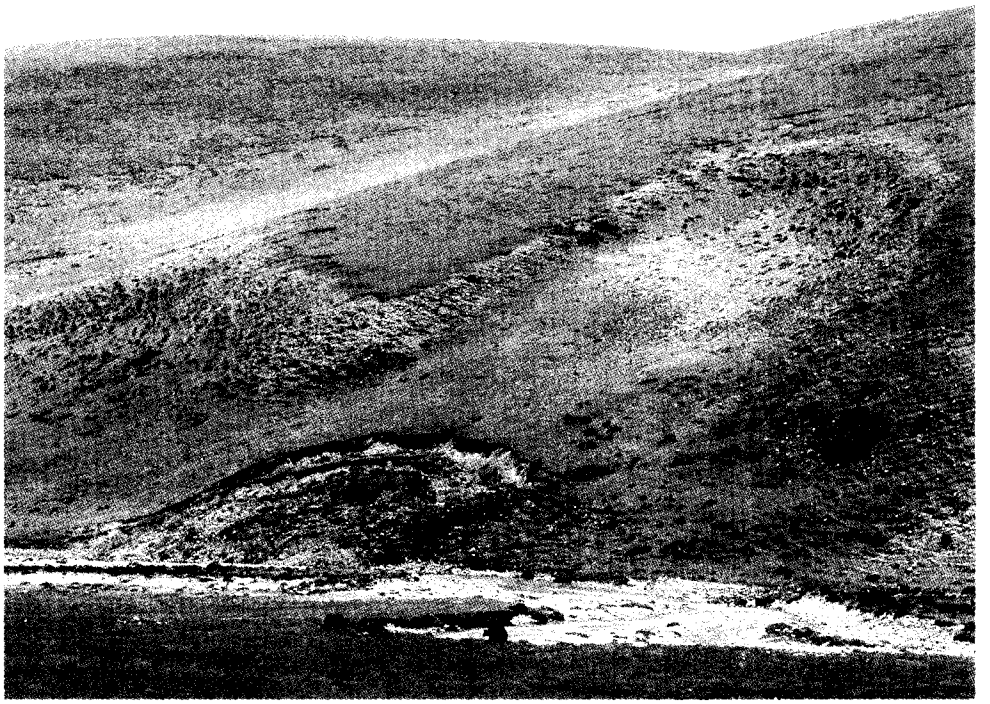


图 6－47　宁中盆南沿 $F_{72\text{-}10}$断层面发育的古滑坡遗迹和现代滑坡

Figure 6－47　Photo of small slide along boundary fault in south of the Ningzhong basin

（镜头向南）

的调查，对典型滑坡的工程危害性进行了初步分析评价。

1）羊八井峡谷 1 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1926＋500m－DK1926＋800m 路线西南侧，距离铁路线 70～100m；属中型滑坡体，长约 200m，宽约 100m。滑坡体呈扇形体，其上植被不发育，出露新鲜沙土；滑坡体后缘有新鲜的滑动面，表明其近期曾有过滑动（图 6－49）。由于滑坡体离铁路较远，现今已接近稳定状态，因此对铁路危害性较小。

2）羊八井峡谷 3、4、5 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1926＋800m－DK1927 路线西南侧，距离铁路线 50～100m；属小型滑坡体，长约 30～70m，宽约 15～30m。滑坡体呈扇形体，近期曾有过滑动。由于滑坡体较小，且离铁路较远，因此对铁路安全基本不构成威胁。

3）羊八井峡谷 6 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1927＋100m－DK1927＋400m 路线西南侧，距离铁路线 100～200m；属中型滑坡体，长约 100m，宽约 200m，滑坡体呈扇形体。野外鉴别出 2 套滑坡体，一套为古滑坡体，已基本稳定，其上植被发育；另一套为现今滑坡体，其上出露新鲜沙土，滑坡体后缘有新鲜的滑动面，表明其近期曾有过滑动，但滑坡体离铁路较远，因此对铁路危害性较小。

4）羊八井峡谷 7 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1927＋600m－DK1928＋100m 及南侧，铁路线和羊八井隧道口从滑坡体上通过；属大型滑坡体，长 500～600m，宽 300～400m，

表 6-7 青藏铁路羊八井—拉萨段典型滑坡和泥石流地质特征一览表

Table 6-7 Features of geological hazards along the Golmud - Lhasa railway in the southeast Yangbajain valley

编号	类 型	位 置	地质特征	构造地貌条件	工程危害性
1	滑坡体	DK1926 +500m - DK1926 +800m 路线西南侧 70 ~ 100m	中型，扇形体	山坡上	小
2	滑坡体	DK1926 +800m - DK1927 路线西南侧 50 ~ 100m	小型，扇形体	山坡上	无
3	滑坡体	DK1926 +800m - DK1927 路线西南侧 50 ~ 100m	小型，扇形体	山坡上	无
4	滑坡体	DK1926 +800m - DK1927 路线西南侧 50 ~ 100m	小型，扇形体	山坡上	无
5	滑坡体	DK1926 +800m - DK1927 路线西南侧 50 ~ 100m	小型，扇形体	山坡上	无
6	滑坡体	DK1927 +100m - DK1927 +400m 路线西南侧 100 ~ 200m	中型，扇形体	山坡上	小
7	滑坡体	DK1927 +600m - DK1928 +100m 路线上及其南侧	大型，扇形体	山坡上	极大
8	滑坡体	DK1929 +360m - DK1929 +470m 路线上	中型，扇形体	山坡上	无
9	滑坡体	DK1929 +800m - DK1930 +100m 路线东北侧 120 ~ 160m	中型，扇形体	山坡上	无
10	滑坡体	DK1931 +250m - DK1931 +400m 路线上	小型，扇形体	山坡上	无
11	滑坡体	DK1929 +800m - DK1930 +100m 路线东北侧	中大型，扇形体	山坡上	大
12	滑坡体	DK1933 +690m - DK1933 +970m 路线上及其东北侧	中大型	山坡上	大
13	滑坡体	DK1936 +720m - DK1936 +770m 路线上	小型，扇形体	山坡上	大
14	滑坡体	DK1939 +500m - DK1939 +660m 路线西南侧 100m	小型，扇形体	山坡上	小
1	泥石流	DK1926 +600m - DK1926 +700m 路线北东侧	小型	山谷中	无
2	泥石流	DK1933 - DK1933 +200m 路线上	中型	山谷中	大
3	泥石流	DK1934 +300m - DK1934 +640m 路线上	中大型	山谷中	大
4	泥石流	DK1935 +780m - DK1936 +100m 路线间	中型	山坡上	大
5	泥石流	DK1936 +780m - DK1936 +40m 路线间	中小型	山坡上	较大
6	泥石流	DK1937 +240m - DK1937 +410m 路线间	小型	山坡上	较大
7	泥石流	DK1939 +160m - DK1939 +300m 路线间	小型	山坡上	较大

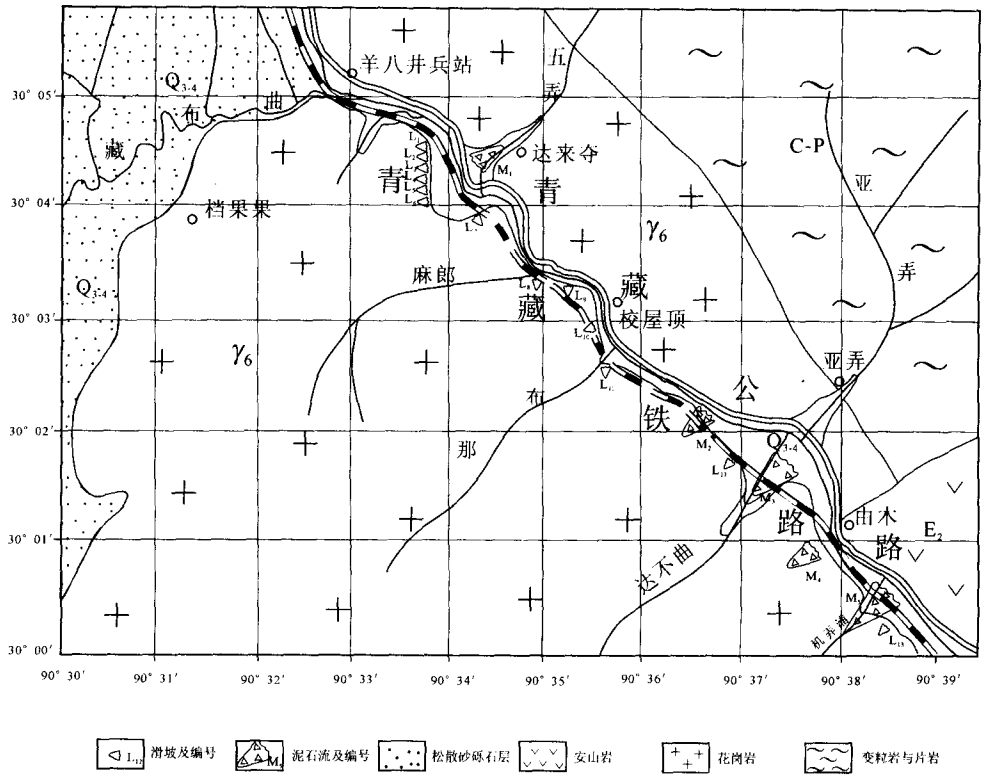


图 6－48　羊八井藏布曲峡谷地质灾害分布图

Figure 6－48　Geologic map of the southeast Yangbajain valley showing position of geological hazards

总体呈扇形。野外鉴别出 2 套滑坡体，一套为古滑坡体，位于青藏铁路 DK1927 + 700m － DK1927 + 850m 路线间，其上坡度平缓，地表植被发育，后缘的古滑动面上也已生长植被，表明已呈稳定状态；另一套为现今大型滑坡体，位于青藏铁路 DK1927 + 850m － DK1928 + 50m 路线间，其后缘有滑动陡坎地貌，滑坡体上有多条阶梯状次级滑动陡坎。在现今大型滑坡体上还叠加有中小型的新滑坡体，其上出露新鲜沙土；滑坡体后缘有新鲜滑动面，表明近期曾有过滑动。该滑坡体的体积较大，未来具有再次滑动的危险性，且有隧道从此通过，因此对铁路危害性较大。

5）羊八井峡谷 8 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929 + 360m － DK1929 + 470m 路线上，属中型滑坡体，长约 270m，宽约 110m。滑坡体呈扇形体，后缘发育主滑动陡坎地貌，滑坡体上还发育次级滑动陡坎。但由于铁路隧道从滑坡体下部基岩通过，因此该滑坡对铁路安全的威胁不大。

6）羊八井峡谷 9 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929 + 800m － DK1930 + 100m 路线东北侧，距离铁路 120 ~ 160m。属中型滑坡体，长约 270m，宽约 260m；后缘有主滑动陡坎地貌，具有明显的滑动迹象。但由于铁路以隧道方式从滑坡体坡下基岩通过，因此该滑坡体对铁路安全不构成显著威胁。

7）羊八井峡谷 10 号滑坡体：位于青藏铁路隧道 DK1931 + 250m － DK1931 + 400m 路

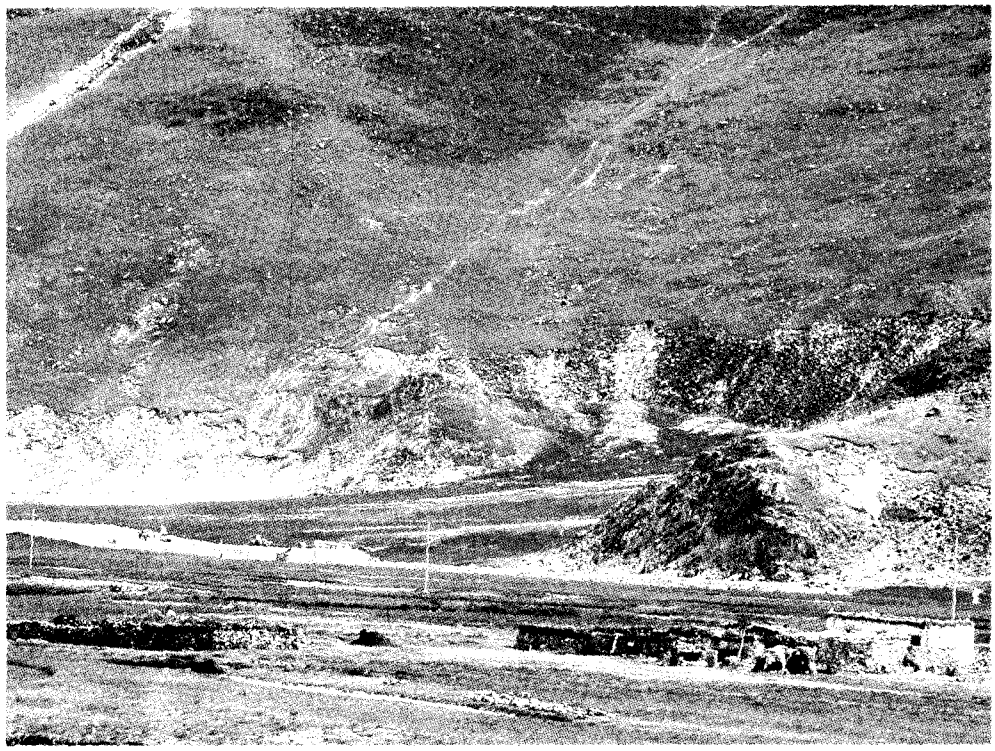


图 6－49　羊八井峡谷入口 1 号滑坡体宏观特征

Figure 6－49　Photo of landslides nearby the entrance of railway tunnel in southeast of the Yangbajain town

（镜头向南）

线上，距离铁路 250m；属小型滑坡体，长约 150m，宽约 70m；后缘有滑动陡坎地貌，具有重新滑动的危险性。但由于铁路以隧道工程从滑坡体坡下基岩通过，因此该滑坡体对铁路安全影响不大。

8）羊八井峡谷 11 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1929＋800m－DK1930＋100m 路线东北侧，属中大型滑坡体，长约 230m，宽大于 250m；后缘有滑动陡坎地貌，滑坡体上尚发育多条次级小陡坎，未来具有再次滑动的危险性。由于青藏铁路那布曲中桥正好从滑坡体坡下通过，因此该滑坡体对铁路安全威胁较大。

9）羊八井峡谷 12 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1933＋690m－DK1933＋970m 路线上及其东北侧，属中大型滑坡体，由近代滑坡体和未来滑动危险区两部分组成。近代滑坡体长约 400m，宽 50～140m，位于 DK1933＋690m－DK1933＋830m 路线上，后缘发育新鲜滑动面，滑坡体上分布新鲜砂土层，表明近期曾发生过滑动，未来仍有继续滑动的危险性，对铁路危害性较大。未来滑动危险区位于 DK1933＋830m－DK1933＋970m 路线北东侧的洼地中，距离铁路线 10～50m，滑坡体后缘发育明显的滑动陡坎，未来具有再次滑动的危险性；由于滑坡体距离铁路很近，因此对铁路路基安全构成较大威胁。

10）羊八井峡谷 13 号滑坡体：位于青藏铁路 DK1936＋720m－DK1936＋770m 路线上，属小型滑坡体，滑坡体长约 80m，宽 50m；后缘有新鲜滑动面，滑坡体上分布新鲜砂土层，表明近期曾有过滑动，未来仍有继续滑动的危险性，对铁路工程具有较大危害。

11）羊八井峡谷14号滑坡体：位于青藏铁路DK1939+500m－DK1939+660m路线西南侧约100m，属小型滑坡体；长约130m，宽40～120m，呈扇形体，后缘有滑动面。滑坡体未来仍有继续滑动的危险性，但由于该滑坡体距离铁路线较远，因此对铁路工程安全危害较小。

二、典型泥石流及地质特征

青藏高原发育典型的高寒气候环境，昼夜温差常达15～25℃，季节温差高达30～50℃，导致强烈的物理风化作用，在山顶、山坡、山麓、沟谷形成广泛分布、大小混杂的碎石堆积。山坡碎石常具有明显的不稳定性特征，在一定坡度条件和重力、水动力的作用下，容易形成重力碎石流和泥石流、水石流。

在青藏公路和青藏铁路羊八井峡谷段，发育较大的地貌梯度，山势陡峻，沟谷密布；河床坡度较大，河流以外流水系为主，具备形成泥石流的良好地貌条件。自然营力沿古老断层破碎带、节理与劈理化带及活动断裂，塑造出泥石流发生所必需的地形地貌条件；如沿断裂破碎带常形成规模较大的断层沟谷和险要地貌，成为高寒地区雨季泥石流高发地带。如在德庆南青藏公路两侧，沿断裂破碎带发育大量泥石流造成的砂砾石堆积；在羊八井峡谷，沿北东向、近东西向断裂破碎带和断层谷地，常发生规模不等的泥石流，冲击沿羊八井峡谷展布的青藏公路，对青藏公路安全造成不同程度的破坏。如2001年7月13日，由于雨水和重力作用，在羊八井兵站东侧沿北东向断层谷发生较小规模的泥石流，泥石流横流通过青藏公路（图6－50），阻断公路交通达4小时。

对青藏铁路羊八井峡谷段，开展大比例尺（1:2000）地质调查，发现7个泥石流多发地点（图6－48）。在青藏铁路对岸的青藏公路沿线，发育数量更多的泥石流沟。在野外对青藏铁路羊八井峡谷段沿线典型泥石流发生部位和地质特征进行详细观测（表6－7）的基础上，分析评价现代泥石流对青藏铁路工程安全的影响。

1）羊八井峡谷段1号泥石流易发区：位于青藏铁路DK1926+600m－DK1926+700m路线北东侧的青藏公路上，堆积区正位于公路路基之下，对公路影响较大；由于泥石流沟与铁路之间隔着藏布曲，因此不会影响铁路安全。

2）羊八井峡谷段2号泥石流易发区：位于青藏铁路DK1933－DK1933+200m路线上宽约100m的冲沟，冲沟上游分布有宽阔的汇水盆地；冲沟坡降比大，规模较大，其中堆积厚层松散沉积；冲沟出口处发育古泥石流堆积体，具备发生泥石流的物质条件。泥石流堆积区位于铁路路基的北东侧。由于青藏铁路从泥石流的流动区穿过，因此该泥石流对铁路安全具有较大影响。

3）羊八井峡谷段3号泥石流易发区：位于青藏铁路DK1934+300m－DK1934+640m路线上的冲沟中，达布曲大桥从此通过。该泥石流冲沟的上游分布有宽阔的汇水盆地，冲沟规模大、坡降比大，堆积厚层的第四系松散沉积；冲沟出口处发育古泥石流堆积体，具备再次发生泥石流的物质条件。泥石流堆积区位于铁路路基的北侧，堆积层中含大量1～4m的大砾石，表明这里曾爆发过较大规模的泥石流。由于铁路大桥穿过泥石流冲沟，因此泥石流对铁路安全具有较大影响。

4）羊八井峡谷段4号泥石流易发区：位于青藏铁路DK1935+780m－DK1936+100m路线间的冲沟中。泥石流易发区上游为四条规模中等的狭窄深切沟谷，冲沟坡降比大，冲



图 6－50　青藏公路羊八井东南侧泥石流

Figure 6－50　Mass flowing across the Yangbajain highway

（镜头向东）

沟中堆积厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布古泥石流堆积体，具备再次发生泥石流的物质条件。现代泥石流堆积区位于铁路路基东侧，铁路从泥石流的流动区穿过，因此该泥石流对铁路安全有较大影响。

5）羊八井峡谷段5号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1936＋780m－DK1936＋40m 路线间。泥石流易发区上游为四条狭窄的深切沟谷，冲沟规模较小，但坡降比大；冲沟附近堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布泥石流堆积体，具备再次发生泥石流的物质条件。由于铁路路基从泥石流堆积区穿过，因此该泥石流对铁路安全有不良影响。

6）羊八井峡谷段6号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1937＋240m－DK1937＋410m 路线间。泥石流易发区上游为三条规模较小的狭窄沟谷，冲沟坡降比大，冲沟两侧堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布泥石流堆积体，具备再次爆发泥石流的物质条件。由于铁路路基从泥石流堆积区穿过，因此该泥石流对铁路安全有一定影响。

7）羊八井峡谷段7号泥石流易发区：位于青藏铁路 DK1939＋160m－DK1939＋300m 路线间。泥石流易发区上游为三条规模较小的狭窄沟谷，冲沟坡降比大，冲沟两侧堆积较厚层的松散坡积物，冲沟出口处分布古泥石流堆积体，具备再次爆发泥石流的物质条件。尽管铁路路基从泥石流堆积区穿过，但由于泥石流规模较小，经适当采取工程措施后泥石流对铁路安全不应构成太大威胁。

第七章　区域地壳稳定性评价

工程稳定性评价与重大工程安全是社会各界和国内外学者广泛关注的地球科学问题，受到各国政府和地质学家的高度重视。国内外学术界主要从地震区划、地震危险性评价、区域稳定性评价、地壳稳定性评价不同方面开展相关研究工作。地震区划包括地震烈度区划和地震动区划，一般采用中小比例尺，对衡量地震损失程度的地震烈度、衡量地面运动幅度的峰值加速度与峰值速度等不同参数，进行区域性的定量预测评价，为工程设计和抗震设防提供科学依据。地震区划根据方法不同分为确定性方法地震区划和概率方法地震区划（马宗晋，1992）。地震危险性评价指对重要工程场地、重要城镇或工矿基地发生地震的危险性进行的精度更高的预测性定量评价，通常采用地震烈度或地震动参数（如地面运动峰值加速度或地面运动峰值速度）作为评价指标，为城市建设规划、重大工程设计和工矿基地的抗震设防提供科学依据（胡聿贤，1988，1990）。地震烈度与地面运动峰值可以通过引进震级或震源距进行转换。不同精度的地震区划和地震安全性评价一般由专门技术部门或具备资质的地震工程师完成。区域稳定性评价包括中小比例尺的区域稳定性评价和大比例尺的场地稳定性评价。谷德振教授于20世纪60年代开始对构造活动性和工程稳定性关系进行分析和研究，强调从新构造运动、地震活动和地质构造角度综合分析、评价区域稳定性（谷德振，1963，1979）。刘国昌教授于1964年提出区域稳定性学术概念，将区域稳定性评价列为工程地质学的重要研究内容，并将地质力学方法引入区域稳定性研究（刘国昌，1979，1988）。王思敬等（1984，1990，1995）在攀枝花场地稳定性、秦岭区域稳定性和地下工程稳定性分析等方面作出重要贡献，创新发展了工程地质力学理论。孙广忠教授（1988）将地应力研究和构造控制论引入岩体地质力学，创建了岩体结构力学理论。张倬元等（1981）、王士天等（1993）提出工程场址构造稳定性研究理论、技术和方法。彭建兵等（2001）提出区域稳定动力学理论和研究方法。

以陈庆宣院士、胡海涛院士、孙叶研究员、易明初研究员为代表的科学家及领导的研究集体在李四光学术思想指导下，应用地质力学方法和“安全岛”理论，长期开展地壳稳定性评价与研究工作，形成了比较系统的理论体系和比较成熟的技术方法，为国家重大工程建设作出了重要贡献。李四光教授（1973，1977）倡导在活动构造带选择相对稳定地区作为工程建设基地或场址，提出“安全岛”学术思想。胡海涛等（1984，1987，1991，1996）继承和发展“安全岛”理论，应用地质力学方法，对国内很多重大工程场地进行地壳稳定性评价，提出区域地壳稳定性评价的原则、方法和编图指南。陈庆宣院士自20世纪60年代开始，长期指导地应力测量和现今构造活动性研究工作，于70年代后期将现今构造应力场分析和构造活动性测量技术方法引入地壳稳定性研究领域，逐步形成以现今构造应力场、现今地形变测量、现今构造活动性分析为主要特色的地壳稳定性评价研究方向（陈庆宣等，1980，1989，1992）。孙叶研究员等（1998）系统总结了区域地壳稳定性定量化评价技术方法，被原地质矿产部地质环境管理司推荐为工程地质调查和区域

地壳稳定性评价工作指南。易明初研究员等（1995，1996）应用模糊综合评判方法，定量评价地壳稳定性，编制1:500万中国区域地壳稳定性分布图。李兴唐等（1987）编著区域地壳稳定性研究理论和方法。殷跃平博士（1990，1992）建立重大工程选址区域地壳稳定性评价专家系统，对福建马尾开发区、黄河黑山峡、广东大亚湾核电站进行了地壳稳定性专家系统评价。刘传正等（1993，1995）提出重大工程选址、“安全岛”评价的多级逼近和优选理论，编著环境工程地质学导论。吴树仁博士（1995）对清江流域地壳稳定性进行了比较系统的研究工作。这些研究工作拓宽了地质力学的应用领域，为重大工程建设提供了重要依据，产生了良好的社会效应和较大的学术影响。

区域稳定性研究综合考虑内动力和外营力地质过程，但更多关注地壳表层内、外动力学耦合对工程安全和地区稳定性的影响，部分学者也将地壳结构、组成和深部构造作为评价区域稳定性的重要指标。而地壳稳定性评价则重点研究地球内部各种动力因子和深部过程对工程安全和场地稳定性的影响，部分学者也非常重视地表外动力过程对地壳稳定性评价的重要意义。区域稳定性与地壳稳定性存在密切关系，都属工程稳定性评价研究的重要领域，但两者在研究重点、技术方法、学术思路方面也存在一定差别。

我国很多重大工程都分布在现今地壳运动强烈的西部地区。尤其在国家实施西部大开发战略以来，相继开展西气东输、青藏铁路、西电东送、南水北调（西线）等重大工程建设，引起社会各界和国内外学者对重大工程安全的进一步关注。中国地质调查局自2002年以来，相继部署对西部重大工程场地的区域地壳稳定性调查、评价和研究工作。我们根据中国地质调查局任务书要求，吸收前人的先进思想和成功经验，在前人资料和前期工作的基础上，将活动断层勘测、断层诱发地质灾害调查、区域构造应力场分析和现今构造活动性研究有机地结合在一起，应用统计分析和神经网络方法，综合考虑多种内动力影响因子，采用1:100万比例尺，进行青藏铁路沿线区域地壳稳定性定量评价（1:100万），为青藏铁路沿线的工程稳定性区划和地质灾害监测部署提供科学依据和基础资料。

第一节　地壳稳定性影响因子及相互关系

地壳稳定性和构造活动性从不同角度反映地球内部动力作用过程对工程安全和地区稳定性的影响程度。青藏高原中段影响地壳稳定性和构造活动性的因子很多，包括地壳结构组成、构造动力（应力、应变）、热动力（地壳热状态、地热梯度）、断层活动性（断层性质、运动速度）和地震活动强度（地震震级、地震烈度、地面运动峰值）等参数，不同参数、不同动力因子之间存在复杂的相关关系和成因联系。基于现有区域地质资料和探测研究程度，兹选择断层活动速率、地震震级、温泉温度和地壳应变4个参数，定量评价、描述青藏铁路沿线现今构造活动性和地壳稳定性。

一、反映构造活动性的定量参数

1. 断层运动速度

在青藏高原第四纪构造动力学环境，走滑断裂或伸展断裂运动速度或活动强度是衡量现今地壳构造活动性的重要指标。为了定量揭示断裂活动性，我们对青藏铁路沿线的典型活动断裂进行了比较系统的位移观测、探槽工程揭露、断裂活动时代测年等工作，积累了

大量新的观测资料。应用断裂位移和活动时代观测资料，计算晚第四纪断裂平均运动速度（表6－4），作为衡量断裂活动强度的定量参数。晚第四纪断裂运动速度越大，现今构造活动性越强（表7－1）。根据现有观测资料，发现青藏铁路沿线运动速度达3.5～12mm/a

表7－1　青藏铁路沿线典型断裂及活动参数一览表

Table 7－1　Major active faults and their slip rates across and nearby the Golmud-Lhasa railway

断裂名称及编号	代号	类型*	平均走滑运动速度	最大地震震级	资料来源
北昆仑断裂（F_1）	NKF			5.5	表6－4、图6－1
纳赤台断裂（F_3）	NCF			5.2	表6－4、图6－1
西大滩活动断裂（F_6）	XAF	SS	4.4～6.9mm/a	7.5～8.0**	图5－1
昆仑山南缘活动断裂（F_7）	SKF	SS	10～15mm/a	8.1	Kidd et al. 1990；Ren et al.，1993
清水河活动断裂（F_{12}）	QHF				表6－4、图6－1
楚玛尔河活动断裂（F_{15}）	CHF				表6－4、图6－1
五道梁活动断裂（F_{16}）	WLF	SS	7.8mm/a		表6－4、图6－1
可可西里山北断裂（F_{17-2}）	NHF	SS	6.7mm/a	7.3	表6－4、图6－1
可可西里南断裂（F_{18-3}、F_{18}）	SHF	SS	1.5mm/a	7.0**	表6－4、图6－1
北麓河活动断裂（F_{22}、F_{22}）	BHF				表6－4、图6－1
风火山活动断裂（F_{24}、F_{25}）	NFF	SS	4.0mm/a	6.8	表6－4、图6－1
二道沟盆北断裂（F_{26-4}）	NEF		1.10 mm/a		表6－4、图6－1
二道沟山南活动断裂（F_{27}）	SEF	SS	3.5mm/a	7.9	表6－4、图6－1
乌丽（山地）活动断裂（F_{30}）	WAF	SS	3.6mm/a	4.7	表6－4、图6－1
布玛郎纳活动断裂（F_{35}）	TTF	SS	6.7mm/a	6.5	表6－4、图6－1
雁石坪-木乃山断裂（F_{40}）	YPF	SS	3.3mm/a	5.4	表6－4、图6－1
温泉盆地西边界断裂（F_{42}）	WWF	N	0.3～1.2mm/a		表6－4、图6－1
唐古拉山北断裂（F_{43}、F_{48}）	NTF	SS	1.9mm/a	6.4	表6－4、图6－1
唐古拉南头二九断裂（F_{50}）	STF	DS	2.0mm/a	5.6	表6－4、图6－1
安多盆北活动断裂（F_{52-5}）	NAF	N	0.72 mm/a***	4.5	表6－4、图6－1
安多盆南活动断裂（F_{54}）	SAF	N	1.40 mm/a		表6－4、图6－1
那曲活动断裂（F_{59}）	NQF	DS		6.1	国家地震局地质研究所，1992
崩错活动断裂（F_{67}）	JBF	DS	9～12mm/a	8.0	Armijio et al.，1986
谷露盆地西边界断裂（F_{65}）	WGF	N	2～6mm/a	7.5	国家地震局地质研究所，1992
当雄-羊八井盆西主边界活动断裂（F_{73}）	DYF	N	3.5～7.5mm/a 15～20mm/a	8.0**	国家地震局地质研究所，1992 Armijio et al.，1986
雅鲁藏布江活动断裂（F_{80}）	YZF	DS	5.9mm/a	7.0	据张培震等（2001）GPS资料

注：SS—左旋走滑运动速度；DS—右旋走滑运动速度；N—正断层；**表示古地震；***表示垂直运动速度。

的活动断裂重要包括西大滩活动断裂（F_6）、昆仑山南缘（库赛湖）活动断裂（F_7）、五道梁活动断裂（F_{16}）、可可西里山北活动断裂（F_{17-2}）、风火山北麓活动断裂（F_{24}）、二

道沟山南活动断裂（F_{27}）、乌丽活动断裂（F_{30}）、布玛郎纳活动断裂（F_{34}）、崩错活动断裂（F_{67}）、谷露-桑雄盆西边界活动断裂（F_{65}）、当雄-羊八井盆西边界活动断裂（F_{73}）和雅鲁藏布江活动断裂（F_{80}）；部分属全新世强烈活动断裂。沱沱河（盆南）活动断裂（F_{33}）、雁石坪-木乃山活动断裂（F_{40}）、唐古拉山北活动断裂（F_{43}、F_{48}）、头二九山活动断裂（F_{50}）、安多盆南活动断裂（F_{54}）与格仁错活动断裂（F_{76}）晚更新世—全新世平均运动速度达 1.0～3.5mm/a（表 6－4、7－1）。如果按照岩土工程勘察规范国家标准（GB50021－94），运动速度大于 1.0mm/a，曾发生 MS≥7.0 级历史地震或古地震的活动断裂为强烈活动断裂；那么青藏铁路沿线的很多活动断裂如西大滩活动断裂（F_6）、昆仑山南缘活动断裂（F_7）、可可西里活动断裂（F_{16}、F_{17}）、风火山北麓活动断裂（F_{24}）、崩错活动断裂（F_{67}）、当雄-羊八井盆西边界活动断裂（F_{73}）、谷露-桑雄盆西边界活动断裂（F_{65}）和雅鲁藏布江活动断裂（F_{80}），不但运动速度远大于 1mm/a，而且都发生过 7 级以上历史地震或古地震（表 7－1），均属强烈活动断裂。其它运动速度大于 1mm/a、发生过中强地震但未观测到 7 级以上强震的断裂，如乌丽活动断裂（F_{30}）、沱沱河活动断裂（F_{33}）、通天河活动断裂（F_{37}）、雁石坪活动断裂（F_{40}）、唐古拉山北活动断裂（F_{43}、F_{48}）、头二九山活动断裂（F_{50}）、安多盆南活动断裂（F_{54}）与格仁错活动断裂（F_{76}）（表 7－1），应属比较强烈的活动断裂。在青藏铁路沿线，尚有部分走滑断裂与伸展断裂第四纪晚期（晚更新世—全新世）具有显著活动和较大位移，但由于缺乏断裂测年资料，因此难以定量评价其活动强度。

2. 地震震级

地震震级与地震活动性是衡量现今构造活动性的重要指标。地震震中线性分布能够反映活动断裂的空间位置，地震震级与活动断裂运动速度存在统计相关关系。青藏高原地震震级基本符合 Matsuda（1975）与 Slemmons（1977）给出的断层运动速度-地震震级-地震复发周期统计相关关系（图 6－14）；因此地震震级能够良好地定量刻划地震活动强度与现今构造活动性，也是反映地壳稳定程度的重要参数。地震震级越高，断层运动速度越大，反映现今构造活动性越强，地壳稳定性越差，如 1411 年羊八井 8 级地震、1950 年察隅 8.6 级地震、1951 年崩错 8 级地震、1952 年九子拉 7.5 级地震和 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震都发生在现今构造活动性很强的地区（表 7－1）；而清水河高平原、沱沱河高平原、聂荣地区、旁多山地等构造地貌单元属地震活动相对比较微弱的地区。在青藏铁路沿线，存在若干强烈地震活动区带，包括昆仑山强烈地震带、风火山-玛尼强烈地震带、唐古拉山强烈地震带、色林错强烈地震活动区、崩错强烈地震活动带和达孜强烈地震活动区；这些强烈地震区带明显受强烈活动断裂及构造复合所控制（图 6－1）。绝大部分强烈地震活动区带都分布于青藏高原活动地块或次级活动地块的边界，如昆仑山强烈地震带分布于昆仑活动地块南部边界，风火山-玛尼强烈地震带处于可可西里活动地块南部边界，唐古拉山强烈地震带分布于南、北羌塘地块分界线，色林错-崩错强烈地震活动带分布于拉萨活动地块与羌塘活动地块的主边界，达孜强烈地震活动区分布于拉萨活动地块与喜马拉雅活动地块边界（图 6－1）。但也有少量强烈地震分布在活动地块内部，如羊八井-当雄-谷露伸展构造虽然处于拉萨地块中部，却发生过 1411 年羊八井 8 级地震和 1952 年九子拉 7.5 级地震，现今构造活动性仍然非常强烈，未来百年内还具有发生 7 级以上强烈地震的危险性。

3. 应力与应变

地壳现今构造应力（$\sigma_1 - \sigma_3$）与构造应变（或最大剪应变）是刻划现今构造活动性和地壳稳定性的重要参数，构造应力与构造应变存在函数关系。构造应力值和最大剪应变值越大，反映构造变形越强，现今构造活动性越大，地壳稳定程度越低；反之构造应力值和最大剪应变值越小，反映构造变形越弱，现今构造活动性越小，地壳稳定性越高。现今地表应力测量虽然能够在一定程度反映地壳表层应力状态，但由于受到地形、地貌、气候、冻土及岩石结构、组成等因素影响，因此测出的主应力方向不一定能够代表地壳应力状态。现今地形变测量主要包括重复水准测量和 GPS 测量。青藏高原水准测量已经积累了数十年的重复观测资料，在一定程度定量反映青藏高原地壳垂直变形的区域变化趋势（易明初等，2003）（图 7－1）；但由于青藏高原地广人稀，气候条件恶劣，测点密度较小；

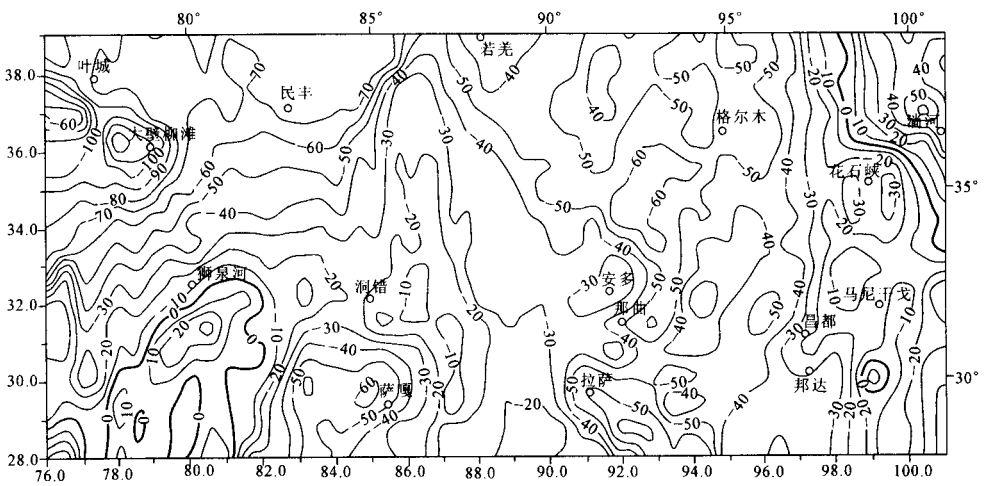


图 7－1　青藏地区局部网第三期与第二期水准高程变化量（$H_3 - H_2$）等值线图

Figure 7－1　Map of elevation change between phases H_3 and H_2 in central Tibetan Plateau

（据张德全等，2001）

加上地表冻胀效应的不良影响和水准测量自身精度限制，水准测量对地壳水平运动的观测精度不够，因此存在较大误差，对青藏铁路沿线 1∶100 万区域地壳稳定性评价仅具有一定的参考价值。青藏高原 GPS 观测虽然起步较晚，但沿青藏公路已经积累了多年的观测资料，良好地揭示了青藏高原现今地块水平运动速度和部分断层现今活动强度（张培震等，2001，2003）；但由于 GPS 对地壳垂直运动的观测成本较大，目前测点密度较低，现有观测数据尚不足以对青藏铁路沿线主要断层的现今运动速度进行全面分析，对青藏高原 1∶100 万区域构造活动性分析和地壳稳定性定量评价也仅仅能够起到一定的参考作用。

为了分析青藏高原中段应力和应变，有必要依据现有观测数据和地质资料，确定边界条件和介质参数，进行有限元数值模拟，反演现今区域构造应力场，求出任意点的应力与应变，分析任意单元的变形特征和重要断层运动速度。我们曾经应用数值模拟方法，分析西藏当雄及邻区地壳挤压缩短期区域构造应力场、地壳伸展走滑期区域构造应力场及羊八井高温地热田的热动力场（图 7－2）。模拟结果表明，区域构造应力场数值模拟能够良好地揭示地壳不同演化阶段的区域构造应力状态和不同类型构造形成的动力学环境；热动力

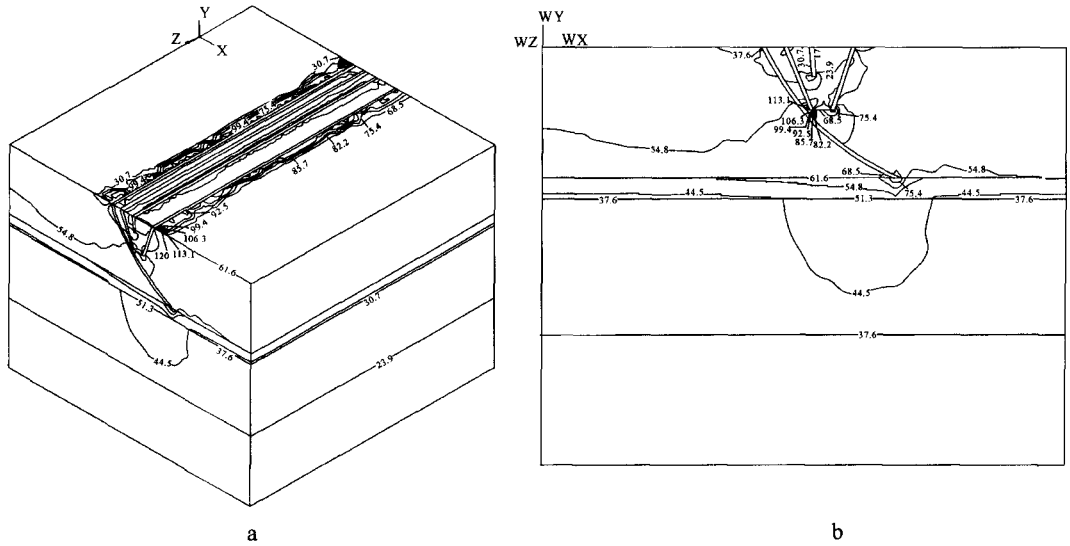


图 7－2　羊八井地热田三维热流数值分布图

Figure 7－2　Numerically simulated heat flow within the Yangbajain geothermal field in central Tibet

a—立体图；b—断面图

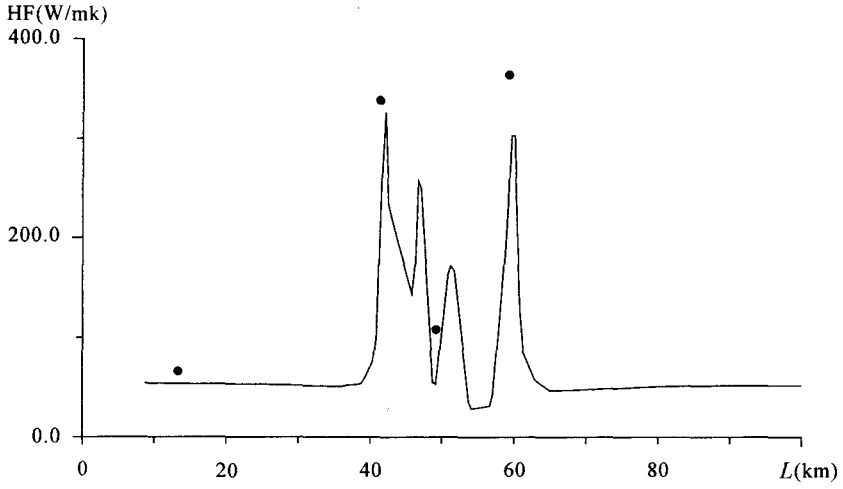


图 7－3　羊八井地热田热流变化剖面图

Figure 7－3　Diagram of heat flow profile across the Yangbajain geothermal field

（曲线为模拟热流值，黑点表示实际观测热流值）

场数值模拟能够揭示地壳伸展构造对地下水热循环的控制机理，数值模拟热流值与地表热流观测值基本吻合（图 7－3），为分析高温地热田的形成演化过程提供重要依据（吴珍汉等，2003）。现根据断层运动速度观测、GPS 测量、岩石力学实验及现有地质构造观测资料，构建合理地质模型，进行正反演结合的有限元数值模拟，揭示青藏铁路沿线现今区域构造应力场及地壳应力、应变状态，作为定量分析、综合评价现今构造活动性和地壳稳定性的重要依据和基本参数。

4. 温泉温度

热流值和地温梯度是反映现今地壳热状态和区域构造背景的重要指标，但青藏高原地区仅羊八井等局部地区作过热流测量（图7－3），绝大部分地区普遍缺乏热流测量和地温梯度资料。考虑到青藏高原温泉分布较为广泛，温泉测温资料比较系统，而温泉活动是地壳深部热状况在地表的重要表现形式（图7－2），因此暂以温泉泉口温度作为定量指标反映地壳热动力状况。在青藏高原中段，温泉主要受活动断裂及构造复合的显著控制，成群线性分布，形成若干区域性高温温泉区带，如布喀达坂峰-西金乌兰湖高温温泉带、错那湖高温温泉区、索县西北高温温泉带、班戈-多巴高温温泉区、那曲高温温泉区、谷露-桑雄高温温泉带、谢通门-萨加高温温泉带、尼木-羊八井-当雄高温温泉带、松多高温温泉区。唐古拉山以南很多温泉的泉口温度高达60～90℃，如羊易高温温泉群（81～87℃）、羊八井沸泉群（93℃）、拉多岗温泉群（35～45℃）、宁中温泉（90℃）、当雄曲才高温温泉群（91℃）、谷露高温温泉群（86℃）、那曲温泉群（61～116℃）。唐古拉山以北地区大部分温泉泉口温度明显偏低，可能与地表永冻层（冻土层）吸热效应有关，如唐古拉兵站温泉（20～65℃）、通天河南温泉（15～30℃）、乌丽85道班温泉群（10～15℃）等温泉群。青藏铁路沿线典型伸展构造如温泉盆地、错那湖盆地、那曲盆地、谷露-桑雄盆地和谢通门-萨加盆地、当雄-羊八井盆地均发育中高温温泉群或中高温温泉带，反映第四纪地壳伸展变形、盆地裂陷（裂谷作用）与地壳热状态、深部热动力学过程的密切关系和成因联系（图6－32、7－2）。部分高温温泉区如布喀达坂—西金乌兰湖、班戈、林周—松多、曲松等高温温泉区的空间分布受现今走滑断裂显著控制，中高温温泉群的泉口温度良好地反映出地壳内部的高热动力学环境（图7－2）。

二、活动断层-地震关系

青藏高原是国内外著名的大陆地震活动区，地震活动频率和震级居我国大陆之首。新中国成立以来，在我国大陆发生的3次8级以上地震全部发生在青藏高原内部，包括1950年察隅8.6级强烈地震、1951年崩错8级强烈地震和2001年昆仑山8.1级强烈地震；1952年与1997年还分别在当雄北侧九子拉、风火山西侧玛尼发生过7.5级左右地震，青藏高原中段的地震强度高居全国首位。青藏高原很多重要的活动断裂都是区域性地震活动带，活动断裂对地震分布具有显著的控制作用，如沿昆仑山左旋走滑断裂系分布的昆仑山地震活动带、沿风火山活动断裂系分布的乌兰乌拉湖-风火山地震活动带、沿通天河活动断裂系分布的西金乌兰湖-通天河地震活动带、沿雁石坪活动断裂系分布的雁石坪-木乃山地震活动带、沿唐古拉山活动断裂系分布的唐古拉山地震活动带、沿崩错-嘉黎活动断裂系分布的崩错地震活动带、沿格仁错活动断裂系分布的格仁错地震活动带、沿羊八井-当雄-谷露伸展构造体系分布的羊八井-当雄-九子拉地震活动带及沿雅鲁藏布江活动断裂系分布的雅鲁藏布江地震活动带（图3－13、6－1、7－4）。

区域性伸展活动构造体系与走滑活动构造体系的交叉复合部位，是青藏高原地震发生的有利构造部位。如拉萨地块中部羊八井-当雄-谷露活动断裂与崩错-嘉黎活动断裂的交叉复合部位，属青藏高原内部现今地震活动最强烈的地区之一，发育不同方向的地震活动构造带和多次高强度地震，曾发生1411年羊八井8.0级强烈地震、1951年崩错8.0级强烈地震、1952年九子拉7.5级强烈地震、1934年色林错（雄梅）7.0级地震、多次全新

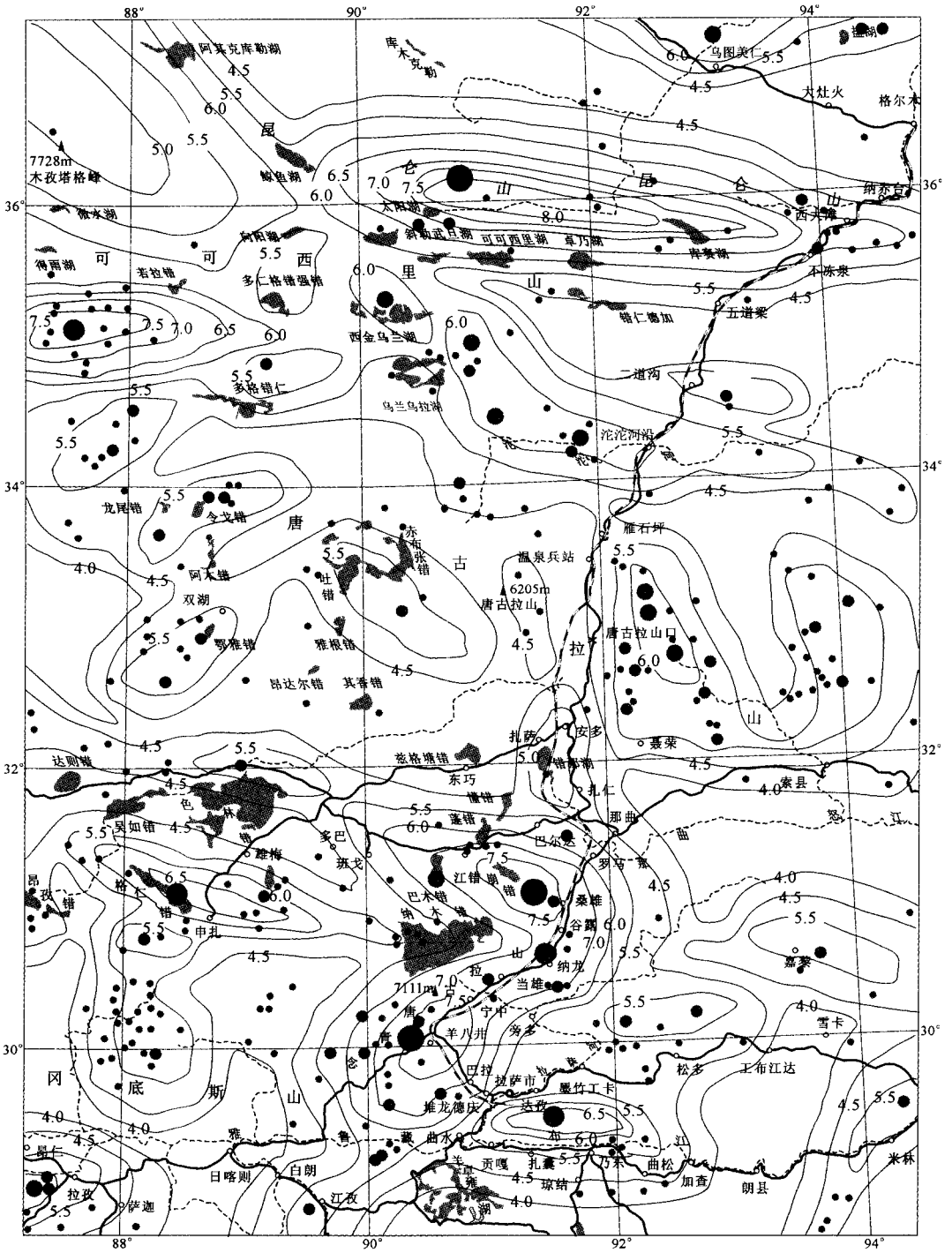


图 7－4　青藏铁路沿线地震震级等值线图

Figure 7－4　Seismic magnitude contours along and nearby the Golmud-Lhasa railway across the Tibetan Plateau

（震中区以外的地区依据同震位移估算震级）

世7～8级古地震及大量4.0～5.9级历史地震，活动断裂及不同方向、不同性质的构造复合对地震分布具有显著的控制作用（图6－1、7－4）。

青藏高原的活动断裂及构造复合不仅控制地震震中的线性分布，而且对地震震级等值线（图7－4）、地震地表破裂、地震变形、地震灾害和地震烈度也有显著控制作用（国家地震局地质研究所，1993）。地震地表破裂主要沿活动断裂分布，如2001年11月14日发生的昆仑山8.1级强烈地震，形成规律性分布的地表剪切破裂和张扭性破裂，地表破裂沿昆仑山活动断裂斜列、断续分布长达400km；1951年崩错8级地震形成的地表破裂和地震形变遗迹沿崩错活动断裂斜列分布达百余公里；1411年的羊八井8级地震在念青唐古拉山东南麓产生长度超过100km的地表破裂；1952年的九子拉7.5级地震在当雄盆地北部和谷露盆地西部沿盆—山边界活动断裂产生长度超过30km的地表破裂和多级地震陡坎，部分山麓地带至今尚保存完好的地表地震破裂（图6－5、6－6、6－10）。拉萨地块中部发生的1411年羊八井8级地震、1951年崩错8级地震和1952年九子拉7.5级地震的地震烈度等值线（图6－7、6－9、6－12）和地震震级等值线（图7－4）都受到孕震断裂当雄-羊八井活动断裂、崩错活动断裂和谷露-桑雄活动断裂及构造复合的显著控制。

青藏高原断层活动速率与地震震级之间存在显著的正相关关系，基本符合Matsuda et al.（1978）与Slemmons（1977）断层运动速度-地震震级-地震复发周期的统计分布规律（图6－14）。青藏铁路沿线发生7级以上强烈地震的发震断裂都是运动速度大于4～10mm/a的强烈活动断裂，如孕育2001年昆仑山8.1级地震的昆仑山活动断裂左旋走滑运动速度达10～15mm/a，孕育1997年玛尼7.9级地震的风火山活动断裂左旋走滑运动速度大于4mm/a，孕育1951年崩错8级强烈地震的崩错活动断裂平均右旋运动速度达10～11mm/a，孕育1411年羊八井8级强烈地震和1952年当雄北7.5级地震的地堑盆地主边界活动断裂平均左旋走滑运动速度达3.5～7.5mm/a（表7－1、图7－4）。

三、活动断层—温泉分布关系

天然温泉是地壳深部热水沿活动断裂运移、富集并向上涌出地表所形成的、具有较高温度的上升泉水，是地球内部热能释放的重要方式之一（图7－2）。温泉据泉水温度划分为低温温泉（25～40℃）、中温温泉（40～60℃）、中高温温泉（60～80℃）、高温温泉（80～100℃）和沸泉（100℃）；高海拔地区部分部分低温温泉的泉口温度仅10～30℃、沸泉泉口水温低于100℃，如青藏高原北部海拔高度达4000～5000m，部分低温温泉因常年冻土吸收热量，泉口温度仅10～20℃；青藏高原由于海拔高、气压低，因此当泉口温度超过90～93℃时便成为沸泉。绝大部分天然温泉的空间分布都严格受活动断裂控制，出露于断层谷地和山麓断层破碎带；很多著名的温泉发育于不同方向区域性活动断裂的交叉复合部位，高温温泉活动带和强烈地震活动带在空间上具有良好的对应关系，都是现今构造活动的重要表现形式（黄尚瑶，1997）。张性正断层、张扭性斜滑断层和扭性走滑断裂都是温泉形成的有利构造部位。少量中低温温泉受褶皱构造和地形地貌所控制，与断裂关系不明显。

青藏高原水热活动剧烈，发育大量不同温度的温泉，温泉分布受不同规模、不同性质活动断层的显著控制。在区域范围，绝大部分温泉都成群、成带分布于区域性活动断裂及不同方向断层的复合部位，形成较大规模的温泉活动带（图7－4）。如错那湖东南侧沿近

东西向活动断层发育线性分布的温泉泉坑，山前残留有线性分布的泉华台地（图6－17）。在不同规模的裂陷盆地、拉分盆地与断陷盆地，温泉受盆缘边界断层和盆内活动断层显著控制，如央尕尔纳茸盆地低温温泉绝大部分沿活动断层及断层复合部位分布（图6－19），乌丽85道班温泉泉眼沿F_{29-4}断层谷地线性分布（图6－30）。在当雄-羊八井裂陷盆地，发育多个著名的高温温泉群，如羊易高温温泉群（81～87℃）、羊八井沸泉群（93℃）、拉多岗温泉群（35～45℃）、宁中温泉（90℃）、当雄曲才高温温泉群（91℃）；在谷露-桑雄断陷盆地发育谷露高温温泉群（86℃），在那曲断陷盆地发育那曲温泉群（61～116℃）。在青藏高原北部还发育唐古拉兵站温泉（20～65℃）、通天河沿温泉（15～30℃）和乌丽低温温泉群等中低温温泉群（图7－4），温泉泉眼和泉华沉积、泉华台地均受活动断层显著控制，呈现出线性分布特征（图6－19、6－33）。

西藏当雄-羊八井裂谷系绝大部分温泉群都发育于两组活动断裂的交叉复合部位，控制温泉的活动断裂部分为盆-山边界主要活动断裂，部分为盆地内部不同方向的次级活动断层（图7－4）。如羊八井高温温泉群发育于念青唐古拉山东南麓盆-山边界活动断裂带，北东向活动断裂与北西向活动断裂的构造复合控制现代温泉分布（图7－5），晚期断层活

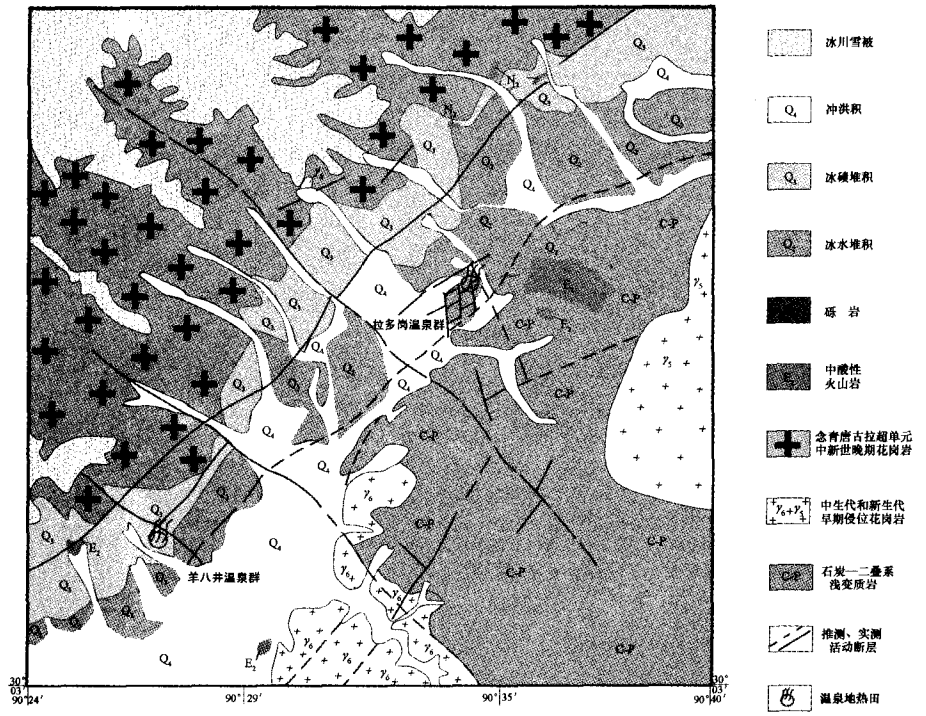


图7－5　羊八井盆地活动断层与温泉群分布图

Figure 7－5　Geologic map of the Yangbajain basin showing active faults and hotspring position

（据西藏地热地质大队，1989改编）

动切割、错断热田区古泉华台地。拉多岗温泉群发育于拉多岗盆地内部北北西向活动断层与北东向活动断层的交叉复合部位（图7－5、7－6），活动断裂既控制现代温泉分布，又切割古泉华台地。宁中地热田北西-北北西向活动断层与北东向活动断层不仅复合控制宁中高温温泉的水热活动，而且活动断层还切割、错断古泉华台地，在古泉华台地形成断层

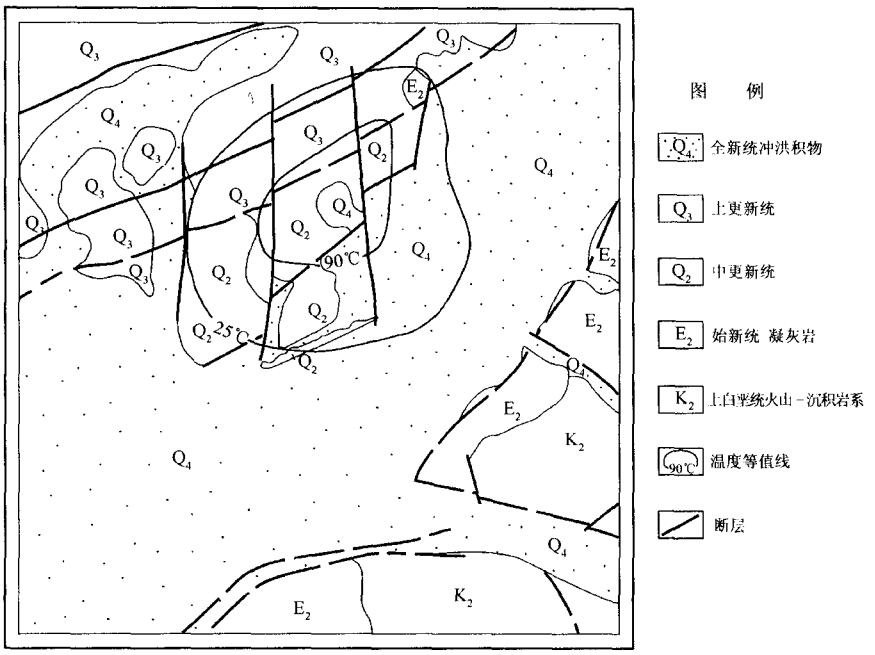


图 7－6 拉多岗地热田地温分布图

Figure 7－6 Geologic map of the Laduogang geothermal field showing active faults and temperature contours

（据梁廷立等，1995）

破碎带（图 7－5）。谷露温泉与那曲温泉受北东向、东西向和近南北向三组活动断层的交叉复合所控制，一些活动断层显著控制现代泉眼的线性展布（图 7－7）。大量事实说明，

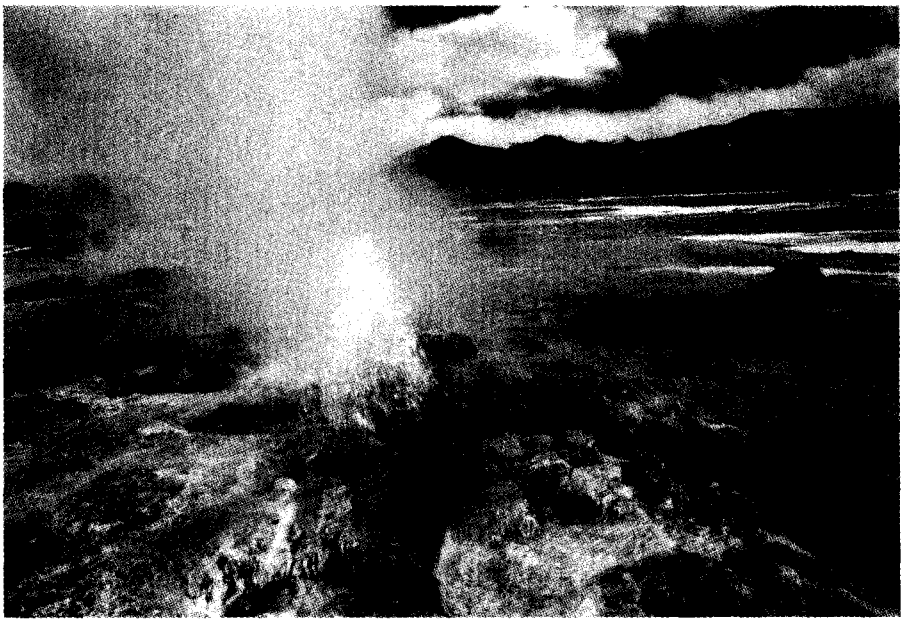


图 7－7 谷露温泉泉眼沿活动断层呈线性分布

Figure 7－7 Photo of hotspring pouring within west boundary fault of the Gulu basin

青藏高原中高温温泉既是断裂活动的产物，又是断裂活动的重要标志；环形与椭圆形温泉群常指示不同方向活动断裂的交叉复合（图6－17），线性展布的泉眼能够良好地指示活动断层的延展方向（图3－11）。

活动断裂不仅在平面上显著控制温泉分布与泉眼展布，而且在剖面上明显控制温度分布与水热活动，是地下热水的主要运移通道和良好储集场所（图7－2）。如羊八井地热田，北东向与北西向活动断裂在平面上显著控制古泉华蚀变和现代泉眼分布（图6－16），在剖面上明显控制地温分布和水热活动；自活动断裂向外，地温显著降低，反映活动断裂对地下水热循环的显著控制作用（图7－8）。在拉多岗地热田，由于北北西向活动断裂与北东向活动断裂的交叉复合，形成显著的高温水热活动区和近圆形热储区，向外地温逐步降低（图7－6）。据青藏高原的温泉地质资料，活动断裂切割、影响深度对温泉温度和化学成分尚具一定的控制效应；随活动断裂影响深度加深，温泉温度趋于增高，深源组分含量随之增大；热田地温与温泉温度对活动断裂影响深度具有一定的指示意义。

四、地壳热状态—地震活动关系

青藏高原不仅活动断层-地震、活动断层-地热存在密切关系，而且地震分布与地壳热状态也存在显著的相关关系和动力学成因联系。由于青藏高原普遍缺乏热流测量资料，但温泉分布比较广泛，而温泉泉口温度与地壳内部热状态存在密切关系（图7－2），因此在缺乏热流实测资料的情况下可以依据温泉泉口温度的区域变化趋势（温度等值线）反映现今地壳的热状态（图7－9）。

在青藏高原中段，由于受活动断层及不同方向构造复合的控制，温泉成群、成带分布，形成不同规模、不同温度的区域性温泉群或温泉区带。青藏高原中段中高温温泉区带包括布喀达坂峰-西金乌兰湖高温温泉带、错那湖高温温泉区、索县西北高温温泉带、班戈-多巴高温温泉区、那曲高温温泉区、谷露-桑雄高温温泉带、谢通门-萨加高温温泉带、尼木-羊八井-当雄高温温泉带、松多高温温泉区，这些地区的温泉温度高达60～90℃（图7－9），对应于地壳内部高热动力状态。其中，错那湖、那曲、谷露-桑雄高温温泉区和谢通门-萨加、尼木-羊八井-当雄高温温泉带与地壳伸展构造环境、现代裂谷作用存在显著的动力学成因联系（图7－4），反映地壳伸展变形、裂谷作用与地壳内部热动力过程的密切关系。其它中高温温泉区如喀达坂峰-西金乌兰湖高温温泉带、索县西北高温温泉带、班戈-多巴高温温泉区、温泉盆地中高温温泉群和中低温温泉群如乌丽低温温泉群、沱沱河中低温温泉群、通天河中低温温泉群、央尕尔纳茸中低温温泉群，均与现今断裂活动、地壳内部较高的热动力状态存在成因联系（图7－4）。

青藏高原强烈地震与地壳高热动力状态存在密切关系，M≥7.5级的强烈地震绝大部分分布于地壳高热动力环境（图7－9）。如1411年羊八井8级地震发生于羊八井高温地热田南部，1951年崩错8级地震发生于谷露高温地热区西侧，1952年当雄北7.5级地震发生于谷露高温地热区南侧，2001年11月14日昆仑山8.1级地震发生于布喀达坂高温地热区（图7－9），说明强烈地震与地壳内部热异常之间存在动力学成因联系。

由于高温地热区对应于地壳深部高热动力环境，部分高热异常区如念青唐古拉山脉及邻区的高温地热区对应于地壳内部局部熔融体（地震深反射亮点）（图1－5、1－9），因此青藏高原中段强烈地震-高温地热异常之间的空间对应关系反映强烈地震活动—地壳深

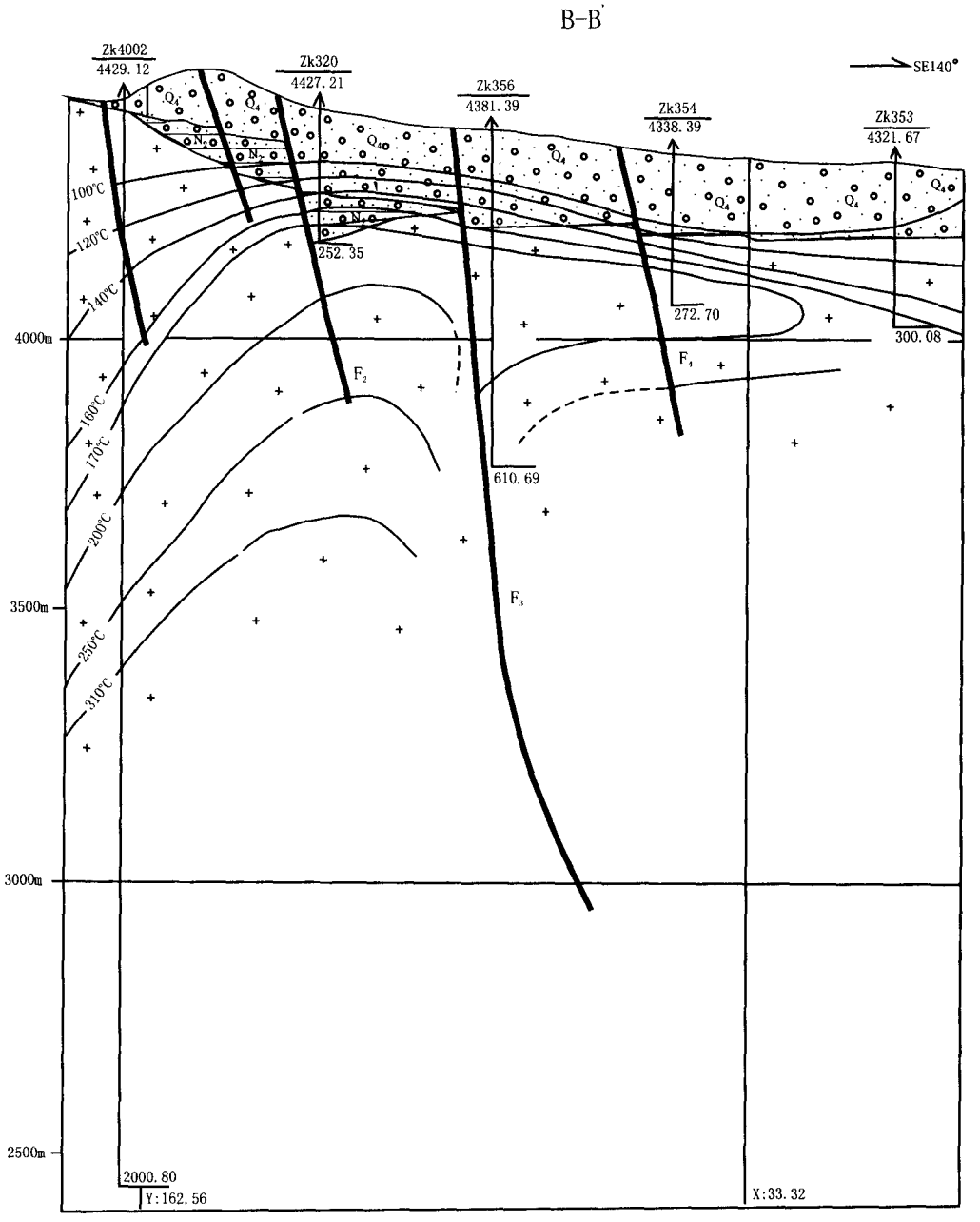


图 7－8　羊八井地热田钻孔剖面图

Figure 7－8　Cross section of the Yangbajain geothermal field based on drilling data

（据梁廷立等，1995）

部局部熔融—岩浆活动之间的动力学成因联系。念青唐古拉山及邻区的地壳结构组成模式和伸展构造样式（图 1－7），有助于分析青藏高原普遍存在的地壳局部熔融-花岗岩侵位-伸展构造活动-高温水热循环-强震孕育发展相互关系，在一定程度上揭示地壳深部过程—高热动力环境-地震活动的耦合关系及动力机理。

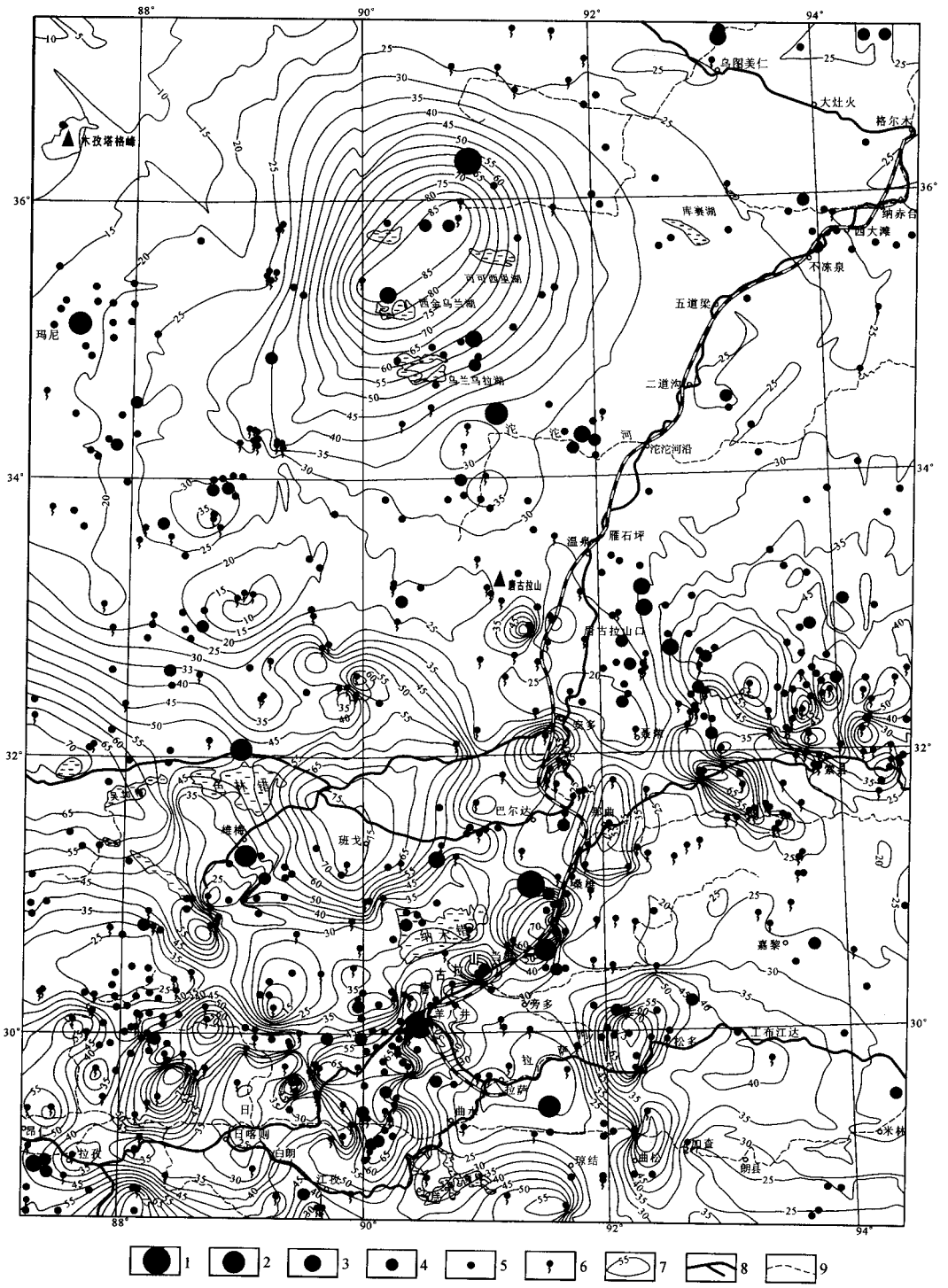


图 7－9　青藏高原中段温泉温度等值线与地震关系图

Figure 7－9　Map of spring temperature contour and seismicity of central Tibetan Plateau

1—M≥8 级地震；2—M＝7～7.9 级地震；3—M＝6～6.9 级地震；4—M＝5～5.9 级地震；5—M＝4～4.9 级地震；6—温泉；7—温泉泉口温度等值线；8—主干公路；9—河流

根据西藏当雄及邻区区域地质调查与深部探测资料，对地壳高热动力与强烈地震关系的产生机理进行粗略分析。在地壳局部熔融导致的盆地裂陷过程中，地壳内部 10～15km 深度的韧-脆性转换带存在很多容易产生应变积累和应力集中的弱变形岩石，如糜棱岩、片理化带、断层破碎带（图 1－9）。地表高角度脆性断裂通过切割、错断、破碎深部弱变形岩块，自地壳浅部向深部不断扩展，逐步与地壳深部的低角度韧性剪切变形带连接、贯通，形成铲形断裂（图 1－9）。脆性断裂快速切割、错断不同规模和不同强度弱变形岩块的过程，能够孕育、产生不同震级的地震活动，对应于不同期次的地震事件。不同方向断裂的交叉复合部位，是地下热水运移、富集的有利空间（图 7－2、7－5、7－7），容易产生不同类型的水热蚀变，从而降低岩石力学强度，形成大量有利于应变积累和应力集中的弱变形岩块，形成区域地震集中区。这些地质过程耦合在一起，导致局部熔融体、深部变形、构造运动、水热循环与地震活动之间的良性互动关系和动力学成因联系（图 1－9、7－9）。

第二节　现今构造应力场的数值模拟

区域构造应力场和速度矢量场是定量衡量地壳构造变形和地壳运动的定量指标，对分析现今构造活动性具有重要意义。构造应力场和速度矢量场的有限元数值模拟方法包括正演、反演和正反演结合算法。兹采用正反演结合算法，采用 ANSYS 有限元数值模拟软件，在活动断裂勘测、现场地应力测量、GPS 观测、岩石力学实验的基础上，建立合理的地质构造模型，确定边界条件，进行区域构造应力场和速度矢量场的有限元数值模拟，分析现今区域构造应力方向、大小、应变及断层位移、运动速度，研究地块现今构造活动性、断层活动强度与驱动机理。

一、介质力学模型

在地应力场的数值模拟中，通常将地质体近似看成弹性体或弹塑性体。然而，地质体在长期地应力作用下，其力学性状具有粘性流体的特征，介质变形与受力时间有关。将地质体近似看作不可压缩牛顿粘性流体，其本构方程为：

$$\sigma_{ij} - P_{ij} = C_{ijKL} D_{KL} \tag{1}$$

式中 σ_{ij} 为应力张量

$$P_{ij} \text{ 为} \begin{Bmatrix} P & 0 & 0 \\ 0 & P & 0 \\ 0 & 0 & P \end{Bmatrix}$$

$P = \frac{1}{3}(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})$ 称为平均应力，它与粘性流体的变形无关。$(\sigma_{ij} - P_{ij})$ 称为粘滞应力张量，也可以称为偏应力张量（1980，W. D. 米恩斯）。C_{ijKL} 称粘性系数，D_{KL} 为应变速度张量分量。

对于各向同性不可压缩的牛顿流体，方程式（1）可写为

$$\left.\begin{aligned}\sigma_{11} - P &= 2\eta D_{11}\\ \sigma_{22} - P &= 2\eta D_{22}\\ \sigma_{33} - P &= 2\eta D_{33}\\ \sigma_{12} &= 2\eta D_{12}\\ \sigma_{23} &= 2\eta D_{23}\\ \sigma_{31} &= 2\eta D_{31}\end{aligned}\right\} \quad (2)$$

σ_{11}、σ_{22}、σ_{33}为法向应力，σ_{12}、σ_{23}、σ_{31}为剪应力，D_{11}、D_{22}、D_{33}为法线应变速度张量，D_{12}、D_{23}、D_{31}为剪应变速度分量。η 为粘性系数。

根据（2）式，粘滞性应力张量的法向分量（$\sigma_{ij} - P$）与法向应变速度张量分量成正比，剪应力与剪应变速度张量成正比。

二、 有限元数值模拟

1. 数值模拟计算方法

构造应力场和速度矢量场的反演方法有多种，包括试算法、叠加反演法等。我们采用试算反演方法进行数值模拟。试算反演方法的要点：在给定边界条件的情况下，根据实际观测资料调整边界应力和边界位移速率，选用合适的介质力学参数，经过多次试算，使得在已知点处的位移速率或构造应力的计算值与实测值（或给定值）相一致，这时所得到的速度矢量场及构造应力场即为所求解的结果。在区域调查研究程度较高、地质构造情况比较熟悉并有一定的经验的条件下，应用试算反演方法可以得到宏观上比较理想的数值模拟结果。

我们采用 ANSYS 软件在微机上进行青藏高原中段现今构造应力场和速度矢量场的数值模拟。单元划分采用 ANSYS 软件系统自动生成，由计算机自动完成。根据晚更新世以来典型断层运动速度（表 7－1），并参考现场地表应力测量（Liao et al.，2003）、GPS 观测资料（Wang et al.，2001），确定活动地块受力方式，根据中比例尺地质图确定岩石类型（图 6－1）。

采用二维地质模型，数值模拟空间范围为东经 87.5°～94.2°，北纬 28.8°～37.1°。为了克服地表应力释放效应，我们选取地壳 5km 深度进行计算分析。区域性重要活动断层按一定宽度做成构造带（图 7－10），选择不可压缩牛顿粘性流体介质模型。对模型的侧面和底面取规则形状，便于边界条件的控制和载荷的施加；对模型的左侧在 x 方向进行约束，对模型的下侧在 y 方向进行约束，对模型的底部在 z 方向进行约束。采用试算反演方法进行区域构造应力场和速度矢量场的有限元数值模拟。

2. 采用的有限元模型

有限元数值模拟网格划分、参数选取和边界条件：①有限元网格划分：采用四边形网格，个别地方采用三角形网格，共划分单元 6881 个，节点 6899 个（图 7－10）。②边界条件：北部边界在南北方向和东西方向上固定约束，南部边界受印度板块向北推挤，每年有 28mm 向北的位移速度，向东有每年 12mm 的位移速度；东部边界和西部为应力边界；在模型的内部有向东的体积力，其大小为 0.1kN/m^3。③力学参数：模型的介质为粘性流

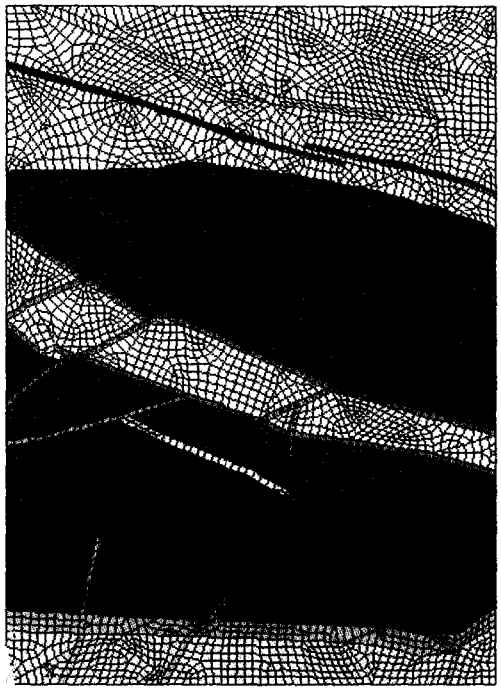


图 7－10　青藏高原中段有限元数值模拟单元划分图

Figure 7－10　Unit division for numerical simulation modeling of central Tibetan Plateau

体，其力学参数为岩石的粘性系数，共采用了 14 种粘性参数，断层带上取相对较低的粘度。介质粘性参数没有实测数据，根据地壳深部岩石力学中常用的参数，并结合青藏高原中段第四纪晚期构造活动特点，经反复试算，选取适当参数，具体数据如表 7－2。

表 7－2　数值模拟采用的介质参数

Table 7－2　Adopted parameters for numerical simulation modeling

地质体	粘性系数（泊）
断裂破碎带	1×10^{20}
	3×10^{20}
	4×10^{20}
	8×10^{20}
	2.5×10^{21}
	3×10^{21}
	4×10^{21}
	6×10^{21}
非断裂带	1.7×10^{23}
	2×10^{23}
	2.5×10^{23}
	3×10^{23}
	3.2×10^{23}
	5×10^{23}

将实际活动断裂带视为不连续界面，采用连续介质力学的方法来模拟不连续面的问题。因此，需采用适当的断裂介质参数，使其产生的位移或应力与不连续面产生的应力或位移是近似等效的。经过反复试算，我们选用表 7－2 参数处理区域性重要活动断裂，取得比较理想的数值模拟结果。

三、现今区域构造应力场和速度矢量场的数值模拟结果

1. 区域构造应力场

青藏高原中段的现今区域构造应力场的空间分布极不均匀，在模型东部应力偏低，最大水平主应力一般在 60～110MPa 之间；在模型西部应力偏高，一般在 140～200MPa 之间；在断层端点和断层复合部位存在显著的应力集中现象，最大主应力可达 400MPa 以上（图 7－11）。最小水平主应力在模型东部一般为 10～40MPa，在模型西部一般为 40～80MPa，局部存在张应力（图 7－12、7－13）；在断层端点及断层复合部位存在显著的应力集中现象，最小主应力达 150MPa 以上。

最大主应力方向，有的地区为北北西向，有的地区为北北东向，总体为近南北方向，如图 7－12、7－13。区域最大剪应力主要为 30～80MPa 之间，构造应力集中处为 150～300MPa，存在两条北西向和北东向最大剪应力带（图 7－14）。

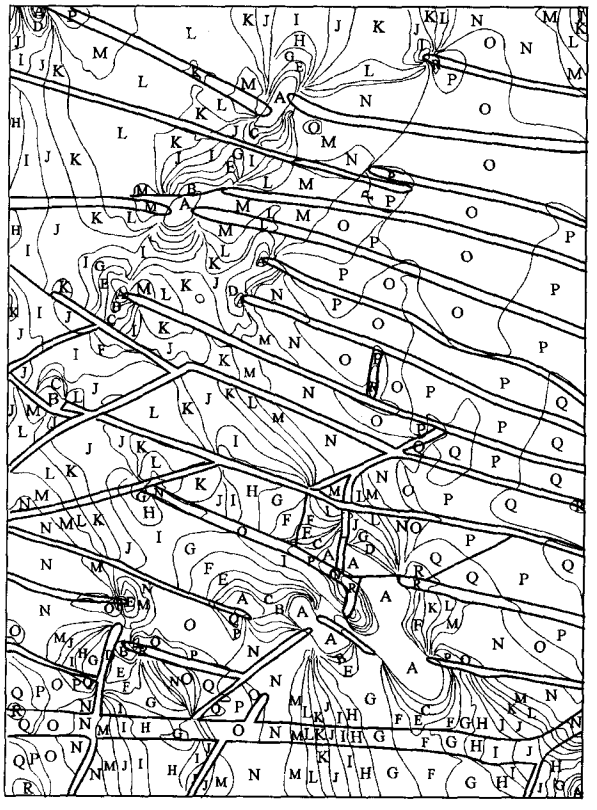


图 7－11　青藏高原中段现今最大主压应力等值线图

Figure 7－11　Maximum stress contours of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

（应力计量单位：MPa）

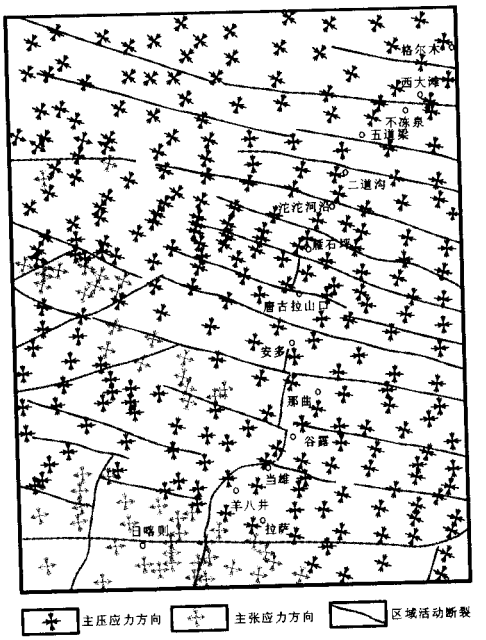


图 7－12　青藏高原中段现今平面主应力方向分布图

Figure 7－12　Sketch map showing major stress direction of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

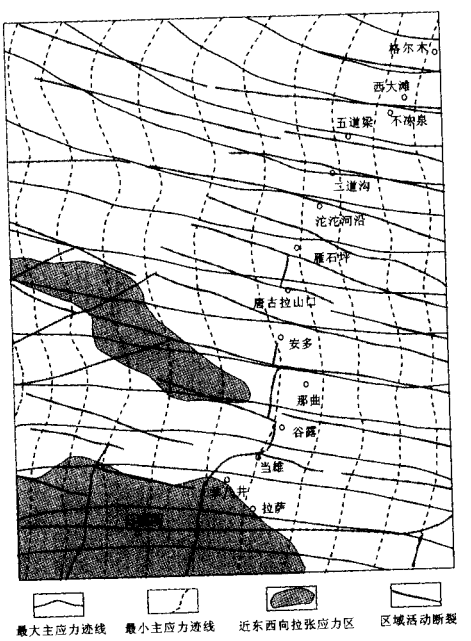


图 7－13　青藏高原中段平面主应力迹线图

Figure 7－13 Major stress trajectory map of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

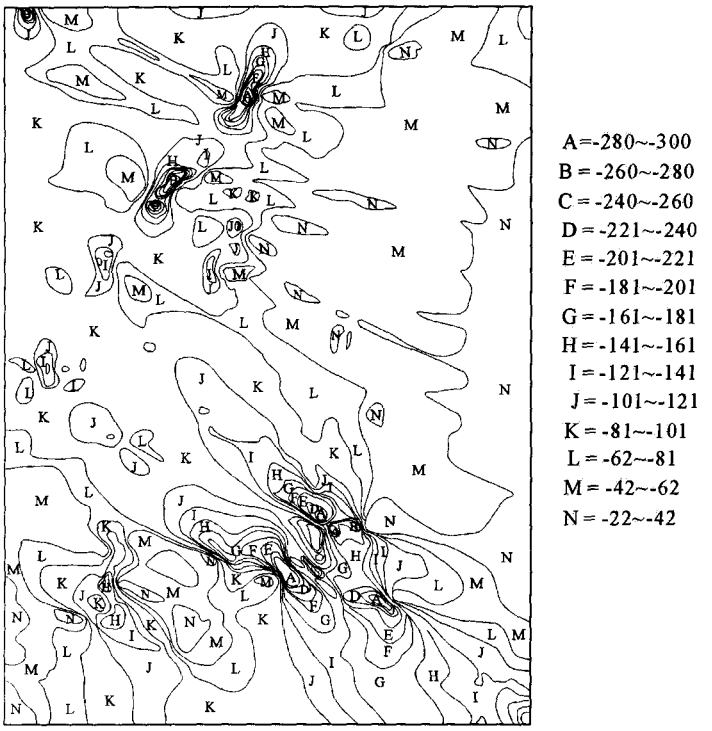


图 7－14　青藏高原中段现今最大剪应力等值线图

Figure 7－14　Maximum shear stress contours of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

（应力计量单位：MPa）

2. 应变速率场

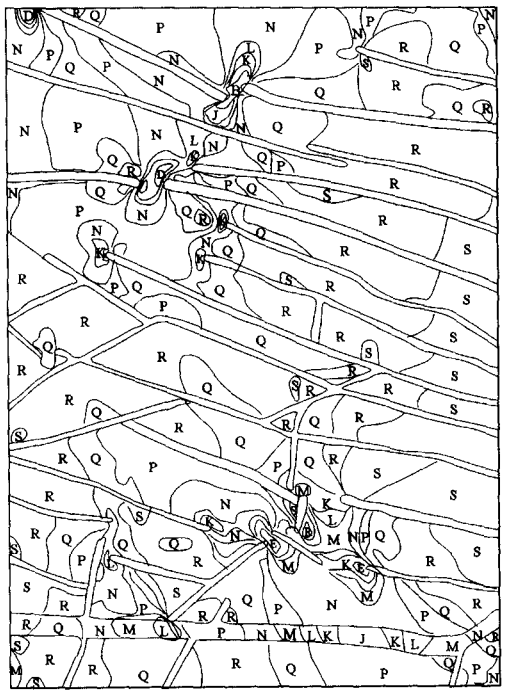
有限元数值模拟结果表明，青藏高原中段现今应变速率场的分布存在显著的不均匀性（图 7－15）。一般地区的最大主应变率为 0.02～0.1μ/a（μ 为微应变单位：10^{-6}），在西部和南部黄色区域应变率相对较大；在活动断层端点部位和不同方向活动断层交叉复合部位，最大主应变率比较集中，达 0.2～0.35μ/a（图 7－15）。

青藏高原中段最小主应变率分布存在类似特征，呈现出显著的不均匀性（图 7－16）。一般地区最小主应变率为 0.01～0.06μ/a，应力集中部位的最小主应变率呈现极值，达 0.07～0.12μ/a（图 7－16）。

青藏高原中段最大剪应变率分布也存在显著不均匀性（图 7－17）。一般地区最大剪应变率为 0.02～0.15μ/a；但在应力集中部位最大剪应变率呈现极值，达 0.1～0.5μ/a 以上（图 7－17）。

3. 位移速度场

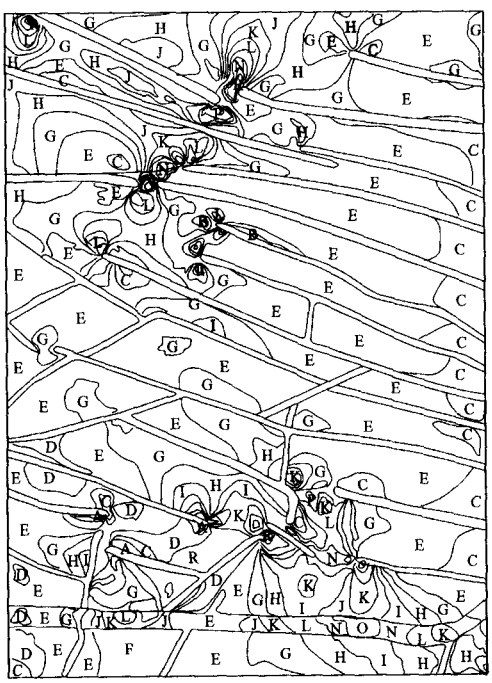
有限元数值模拟结果显示，青藏高原中段现今地壳具有显著的东向运动特征，形成一个向东的现今位移速度场（图 7－18）。在唐古拉山北活动断裂与头二九山活动断裂夹持的长条形活动地块，地壳向东位移速度最大，为 53.5mm/a。以唐古拉山为界，青藏高原北部自南向北、青藏高原南部自北向南，地壳位移速度都逐渐减小。至北部边界现今地壳东向位移速度为 0 mm/a（源于固定边界，对应于柴达木地块为不动点的参考坐标系），至南部边界现今地壳东向位移速度为 12mm/a（图 7－18）。



A=-0.352E-6~-0.370E-6
B=-0.333E-6~-0.352E-6
C=-0.313E-6~-0.333E-6
D=-0.294E-6~-0.313E-6
E=-0.275E-6~-0.294E-6
F=-0.255E-6~-0.275E-6
G=-0.236E-6~-0.255E-6
H=-0.217E-6~-0.236E-6
I=-0.198E-6~-0.217E-6
J=-0.170E-6~-0.198E-6
K=-0.159E-6~-0.170E-6
L=-0.140E-6~-0.159E-6
M=-0.120E-6~-0.140E-6
N=-0.101E-6~-0.120E-6
O=-0.818E-7~-0.101E-6
P=-0.625E-7~-0.818E-7
Q=-0.431E-7~-0.625E-7
R=-0.230E-7~-0.431E-7
S=-0.454E-8~-0.230E-7

图 7－15　青藏高原中段现今最大主应变速率等值线图

Figure 7－15　Maximum strain contours of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau



A=-0.236E-9~-0.320E-9
B=-0.151E-9~-0.236E-9
C=-0.667E-8~-0.151E-9
D=-0.178E-8~-0.667E-8
E=-0.102E-7~-0.178E-8
F=-0.187E-7~-0.102E-7
G=-0.271E-7~-0.187E7
H=-0.356E-7~-0.271E-7
I=-0.440E-7~-0.356E-7
J=-0.524E-7~-0.440E-7
K=-0.609E-7~-0.524E-7
L=-0.693E-7~-0.609E-7
M=-0.770E-7~-0.693E-7
N=-0.862E-7~-0.770E-7
O=-0.947E-7~-0.862E-7
P=-0.103E-6~-0.947E-7
Q=-0.112E-6~-0.103E-6
R=-0.120E-6~-0.112E-6

图 7－16　青藏高原中段现今最小主应变速率等值线图

Figure 7－16　Minimum strain contours of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

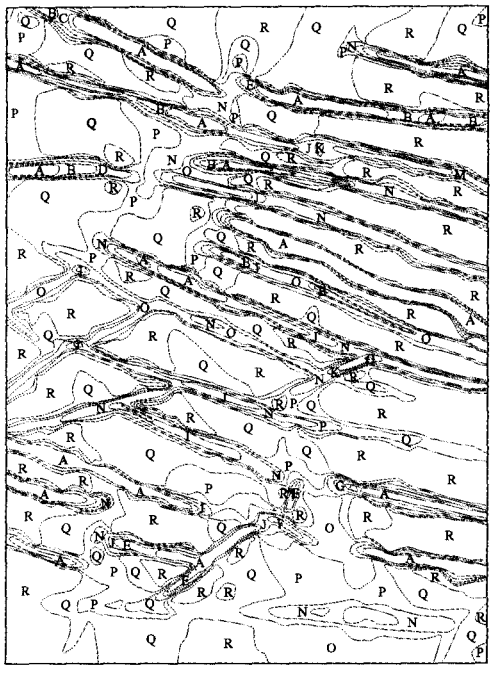


图 7－17　青藏高原中段现今最大剪应变速率等值线图

Figure 7－17　Maximum shear strain contours of present tectonic stress field in central Tibetan Plateau

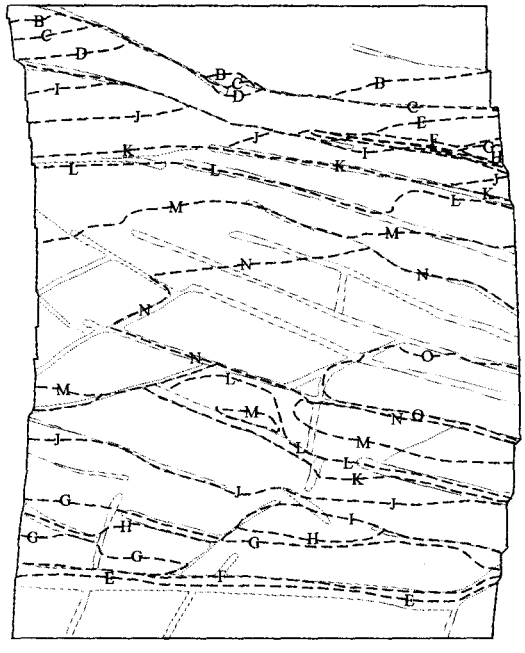


图 7－18　青藏高原中段现今构造变形速度等值线云图

Figure 7－18　Map of present crust deformation in central Tibetan Plateau

（变形速度放大 100 万倍）

4. 断层的相对运动速率

在计算青藏高原中段各单元位移速度之后，根据断层两侧沿断层走向位移速率的差别，可以计算出断层两侧相对运动速率（即断层运动速率）。为了比较、分析青藏高原中段典型活动断层在不同位置的现今构造活动性和相对运动速率，我们在每个断层上都选择3个量测点（图7－19）。将这些测点经数值模拟计算得出的相对运动速率和实际观测速率进行对比（表7－3）。由表7－3可以看出，青藏高原中段典型活动断层运动速率的数值模拟结果与不同方法的实际观测资料基本吻合，良好地揭示了有限元数值模拟结果的可靠性。

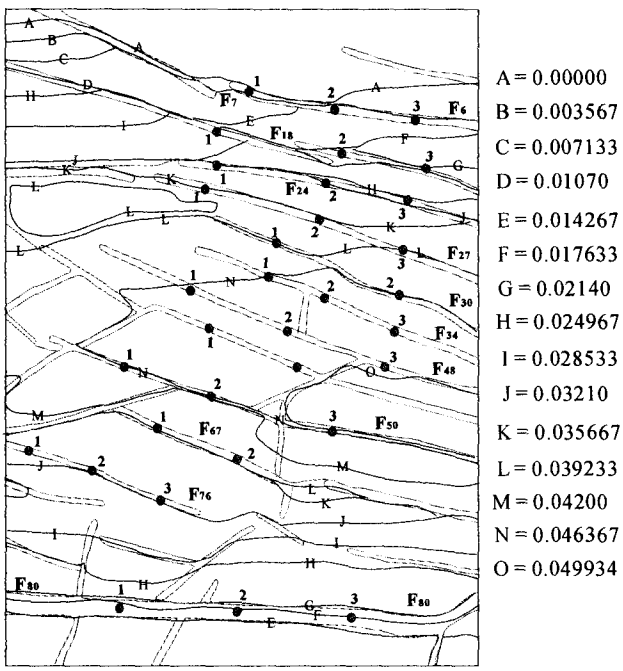


图7－19　东西向位移速度等值线云图

Figure 7－19　Slip rates of major active faults in central Tibetan Plateau

（位移速度单位：mm/a，向东为正；图中红点为断层测量点）

有限元数值模拟结果还显示（表7－3），青藏高原中段现今地壳运动和活动断层的相对运动（运动）速率具有如下特点：

1）各断层相对运动速率不尽相同，存在较大差别；有些断层相对运动速率较大，有些断层相对运动速率较小；断层相对运动速率最大为大于15mm/a。最小为1.4 ~1.5mm/a。

2）同一断层不同部位的位移速率不同，反映同一断层不同位置构造活动强度的不均匀性特征。一般断层中部的位移速率变大，导致铁路线附近断层位移速率相对较大。

3）断层的扭动方向在唐古拉断裂以北地区以反扭（左旋走滑）为主，在唐古拉断裂以南地区以顺扭（右旋走滑）为主。这种断层扭动方向截然相反的现象与青藏高原在印度板块向北推挤、地壳物质向东流动规律基本符合。靠近青藏高原中部唐古拉断裂附近的地壳东向位移速度最大，向南、北两侧地壳东向位移速率逐渐变小。由于这种速度差异，造成唐古拉山南北两侧活动断层扭动相反现象。

表 7-3 青藏高原中段典型活动断层运动速率对比表

Table 7-3 Comparison between numerically simulated and measured slip rates of active faults across railway route

活动断裂		运动速率 mm/a				
		模拟结果				地质测量
断裂名称	编号	测点1	测点2	测点3	范围	变化范围
昆仑山活动断裂	F_7	-11	-15	-13	-11 ~ -15	-10 ~ -15
可可西里活动断裂	F_{18}	-5.0	-8.2	-7.2	-5 ~ -8.2	-6 ~ -8
风火山北麓活动断裂	F_{24}	-4.2	-4.4	-4.4	-4.2 ~ -4.4	-4
二道沟山南活动断裂	F_{27}	-3.7	-2.4	-2.2	-2.2 ~ -3.7	-3.5
乌丽活动断裂	F_{30}	-2.7	-2.9		-2.6 ~ -2.9	-3.5
开心岭活动断裂	F_{34}	-3.9	-3.4	-2.6	-2.6 ~ -3.9	-6.7
雁石坪-木乃山断裂	F_{40}	-2.5	-2.0	-2.2	-2.0 ~ -2.2	-3.3
唐古拉山北断裂	F_{43}	-1.5	-1.5	-1.4	-1.4 ~ -1.5	-1.9
头二九活动断裂	F_{50}	2.7	2.8	1.9	1.9 ~ 2.8	2.0
崩错活动断裂	F_{67}	11.8	12.8		11.8 ~ 12.8	9 ~ 12
格仁错活动断裂	F_{76}	2.3	2.6	1.8	1.8 ~ 2.6	1.4 ~ 2.1
雅鲁藏布江活动断裂	F_{80}	5.4	6.4		5.4 ~ 6.4	5.9

四、现今构造活动特征及驱动机理

区域构造应力场和速度矢量场的有限元数值模拟良好地揭示了青藏高原中段现今构造活动特征、地壳运动规律和驱动机理。青藏高原中段现今地壳构造应力场、边界动力条件与区域性活动断层存在密切关系。由于受印度大陆板块北向俯冲的影响，青藏高原现今地壳受到近南北方向构造动力的强烈挤压作用，区域最大主压应力方向呈近南北—北北东—北东向，区域最小主压应力方向呈近东西—北西西—北西向（图7-12、7-13）。在唐古拉山及以南地区，最大主压应力方向以近南北—北北东向为主，拉萨地块西部最大主压应力以近南北向为主，拉萨地块东部最大主压应力以北北东向为主；在唐古拉山以北地区，最大主压应力方向以北北东—北东向为主，西部以北东向为主，东部以北北东向为主。地壳最大主压应力迹线总体呈向西突出的弧形，弧顶位于唐古拉山西端（图7-13）；区域最小主压应力方向以唐古拉山东段为中心，呈现向西南、向西和向西北发散（放射状）的分布特征（图7-12、7-13）；这种规律性分布的区域构造应力场势必驱动地壳物质地东向滑移或东向挤出。在浪卡子-尼木-羊八井地区、谢通门-申扎、谷露-桑雄、格仁错及藏北双湖、玛尼地区，存在显著的近东西向拉张应力，对地壳伸展构造变形和地堑盆地裂陷具有重要驱动作用；而在青藏铁路沿线其它地区，绝大部分单元的最小主应力为近东西—北西西向压应力。

综合对比分析有限元数值模拟（图7-14、7-17）、活动断层勘测（图6-1）和历史地震资料（图7-4），发现青藏高原中段不同方向与不同性质活动断层的交叉复合部位（如崩错、羊八井地区）、斜列分布活动断层的斜接复合部位（如玛尼东侧多格错仁强错

地区）和活动断层尚未穿切的构造闭锁部位（如东昆仑西段布喀达坂峰地区），是现今区域构造应力高度集中和地壳变形速率大幅度增加的重要构造部位（图7－14、7－17），也是孕育、发生8级左右强烈地震的主要区域，属现今强烈构造变形和地壳高度不稳定地区。这些规律为分析青藏高原中段活动断裂强震孕育条件提供了重要依据，对判别未来百年地震活动趋势、中强地震潜在震源区具有比较重要的科学意义。

在青藏高原北部的布喀达坂峰和玛尼东侧多格错仁强错地区，存在北北东向展布的构造应力（最大剪应力）集中区；而在青藏高原南部的崩错、羊八井、纳木错南侧、九子拉与松多地区，存在北西西—北西向展布的构造应力（最大剪应力）集中区（图7－14）。在这些构造应力集中区，地壳最大剪应力达150～250MPa，局部达300MPa，达到或超过地壳岩石的抗剪强度，容易发生强烈地震。在布喀达坂峰、多格错仁强错、崩错、羊八井等构造应力集中区，已经发生过7.9～8.1级强烈地震，在九子拉也发生过7.5级强烈地震；但在纳木错南侧、念青唐古拉山西南、格仁错断层东端构造复合部位和松多地区，现今构造应力显著集中，但缺乏强烈地震记录，是未来百年发生强烈地震的潜在震源区。在西金乌兰湖、乌兰乌拉湖和谢通门北侧，发育规模较小的构造应力集中区，最大剪应力达150～190MPa，接近地壳抗剪强度，具有发生6～7级地震可能性；在西金乌兰湖、乌兰乌拉湖附近地区，近百年内已发生过6级左右的中强地震，构造应力得到有效释放；但在谢通门北侧地区，近百年内未发生过6级以上中强地震，未来百年具有发生6～7级中强地震的构造动力学条件，属潜在中强地震的震源区。

青藏高原中段区域构造应力场（图7－13）、位移速度场（图7－18）及断层相对运动速率（表7－3）、断层两侧地块相对扭动方向均说明，现今地壳受到近南北方向水平挤压和物质向东流动双重水平动力的联合作用。地壳近南北向水平挤压与印度板块北向俯冲产生的向北构造推挤存在动力学成因联系，而地壳物质向东流动与地壳内部岩石流变、近南北向缩短向近东西向伸展转换具有密切关系，后者与青藏高原隆升产生的垂向构造动力作用存在动力学成因联系。根据这些资料，认为近南北方向水平挤压、地壳物质东向流动和垂向构造动力是青藏高原中段第四纪断层运动（扭动）和现今地壳运动的主要驱动力，是形成青藏高原中段现今地壳构造应力场的主要原因。

第三节　现今构造活动性定量评价

构造活动性与地壳稳定性是同一地质函数的两种不同表达方式，两者之间存在消涨关系，可以用简单数学公式表达它们之间的密切联系。如果以α（$\leqslant 1$）表示区域构造活动性，以β（$\leqslant 1$）表示地壳稳定性，则$\beta = 1 - \alpha$，$\alpha = 1 - \beta$。

尽管单一指标都从不同角度揭示区域构造活动特点，但都存在不同程度的片面性和局限性。如温泉温度良好地反映了区域构造活动的热动力背景，但控制温泉发育和泉口温度的因素很多，包括岩层结构、构造、深部热动力、冻土层厚度等，构造活动仅是温泉形成及泉口温度的控制因素之一。地震活动性是构造活动性的重要表现，但由于西藏地区地震观测记录不全，绝大部分为近50年的地震资料，古地震和历史地震资料较少，缺乏微震观测资料，因此根据地震资料反映构造活动性存在很大局限性。活动断层运动速度是衡量区域构造活动性的重要指标，但由于青藏高原地区地质研究程度普遍偏低，很多活动断层

缺乏运动速度观测资料，影响了对地壳运动和构造活动规律的认识深度。最大剪切应变定量反映了构造变形强度，但由于青藏高原普遍缺乏现今构造应变观测资料，即便采用有限单元法数值模拟手段和正反演结合方法，计算得出区域最大剪切应变资料，也难以避免与实际应变状态存在偏差。为了全面、系统、客观分析区域构造活动性，需要考虑与构造活动密切相关的多种不同地质因素，克服各单一指标的局限性，进行综合评价。选择活动断层及运动速度、地震震级、温泉泉口温度和地壳构造应变4个参数作为变量，以构造活动性（α）为函数，应用统计分析和神经网络方法，进行计算分析和综合评判，为青藏高原中段地壳稳定性的定量评判提供资料依据，为青藏铁路沿线工程稳定性区划奠定基础。

研究区范围为东经87°～94.5°，北纬29°～37°，面积约600000km^2。将研究区按7.6km×7.6km划分成面积相同的正方形单元，选择活动断层运动速度、地震震级、温泉温度和最大剪应变作为衡量各单元地壳构造活动性的定量指标，进行区域构造活动性定量评价。活动断层运动速度（v）取晚更新世—全新世断层平均运动速度或现今跨断层位移观测资料；对缺乏速度资料的活动断层取运动速度$v=1$mm/a。温泉温度（T）与地壳热动力状态密切相关，取值温泉的泉口水温为定量指标，计量单位取摄氏度（℃）；对缺乏测温资料的温泉，取$T=25$℃。地震震级（M）指20世纪50年代以来仪器记录的4级以上地震震级，非仪器记录地震仅考虑1411年羊八井8级地震。构造应变（ε）以现今最大剪切应变表示，为无量纲参数，构造应变大小来源于基于现今GPS观测（张培震等，2001）、活动断裂勘测研究、野外地质观测和岩石力学实验四方面资料基础上的区域构造应力场（位移矢量场）有限单元法数值模拟。

综合断层位移、活动时代和运动速度的各种观测资料，确定青藏高原中段主要活动断层的水平运动速度，定量反映各主要断层的相对活动程度（表7-1、图7-4）。根据各单元温泉泉口最高温度实测资料，采用克立格内插方法，作青藏铁路沿线温泉温度等值线图（图7-9），反映现今地壳的热动力状况。根据各单元最大地震的震级资料，采用克立格法，作青藏铁路沿线地震震级等值线图（图7-4），反映区域地震活动强度。根据有限元数值模拟，计算得出各单元最大剪切应变，作青藏铁路沿线最大剪应变等值线图（图7-20），反映地壳现今构造应力和剪切应变状态。根据已有观测资料，对各单元影响构造活动性的主要变量即活动断层运动速度（v_i）、地震震级（M_i）、温泉温度（T_i）和构造应变（ε_i）进行取值，建立各变量数据库，作为现今构造活动性评价的基础资料。

一、现今构造活动性的统计分析

构造活动强度是个相对概念，可以通过区域对比予以确定。以单元参数值与区域最大参数值的比值作为评价该参数反映构造活动性的定量指标。由于从不同角度衡量现今构造活动性（α）的各变量（或参数）如活动断层运动速度（v）、地震震级（M）、温泉温度（T）和构造应变（ε）之间存在复杂的相关关系，但目前尚难以用数学公式定量表示各变量之间的相互关系。为了应用断层运动速度（v）、地震震级（M）、温泉温度（T）和构造应变（ε）4个变量，综合刻划、定量评判青藏高原中段现今构造活动强度（或区域构造活动性），兹采用等权重统计分析方法；即将断层运动速度（v）、地震震级（M）、温泉温度（T）、构造应变（ε）各变量对现今构造活动性（α）的权重（类似于线性相关系数）均设定为1/4，暂忽略变量之间的复杂相关关系和各变量与函数之间的非线性相关关

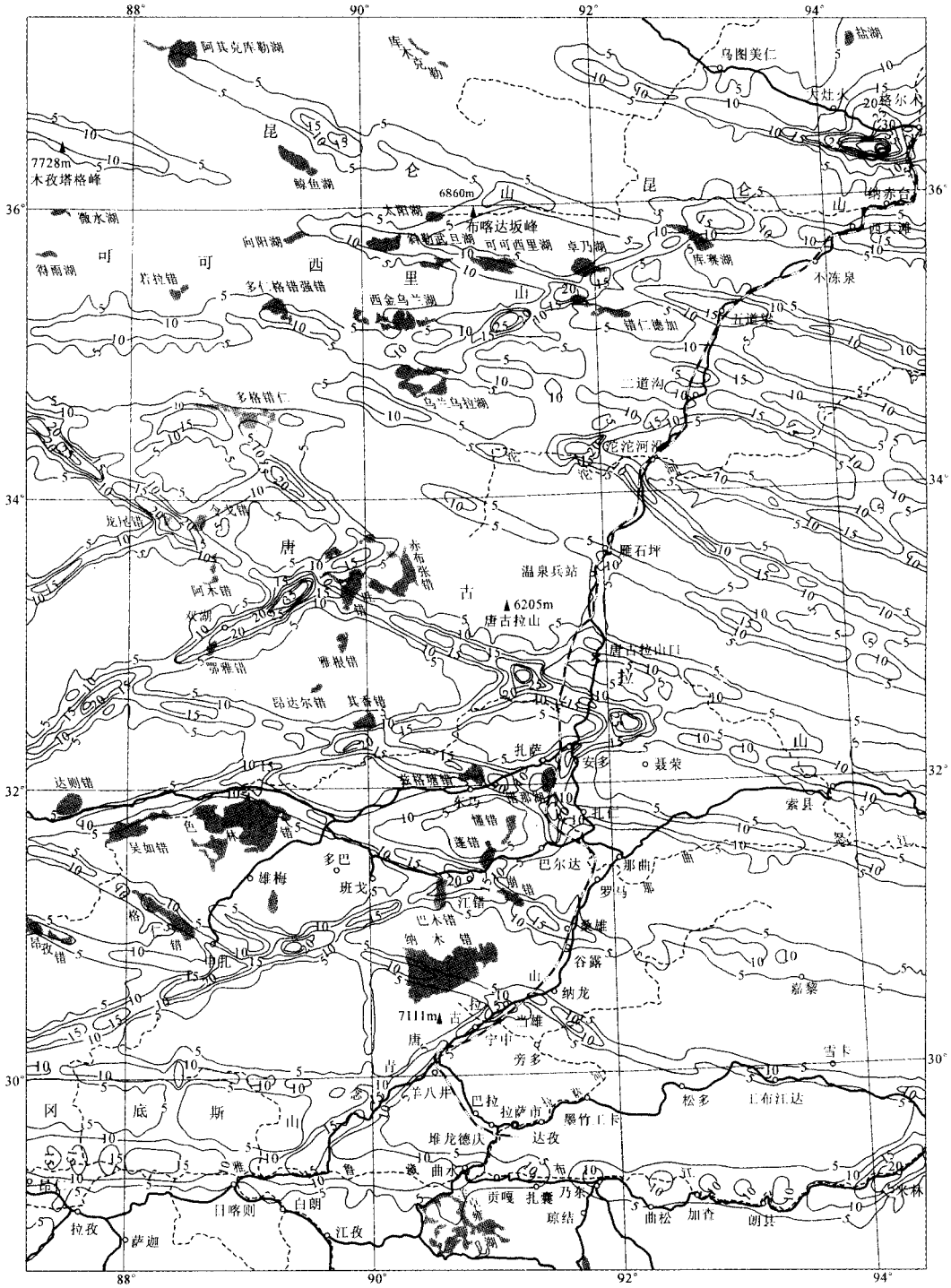


图 7－20　青藏高原中段现今最大剪切应变等值线图

Figure 7－20　Present maximum shear strain of the central Tibetan Plateau

（最大剪切应变计量单位为 10^{-8}，阴影区为湖泊，虚线表示河流）

系。通过四变量的等权重统计分析，粗略计算各单元的现今构造活动性，进而作区域构造活动强度（α）等值线图，定量反映青藏高原中段现今构造活动强度的区域分布规律。

设单元 i 温泉最高温度为 T_i，单元 i 最大地震震级为 M_i，单元 i 活动断层最大运动速度为 v_i，单元 i 最大剪切应变为 ε_i；以单元中心点代表单元坐标位置。四个影响因子的数据信息在 GIS 软件平台分别以线、点文件形式进行储存。断层活动速率线文件为 fault. wl，属性主要包括断层性质和运动速率（mm/a）。地壳最大剪切应变量点文件为 strain. wt，点的属性为该点的最大剪切应变量（$\times 10^{-8}$）。温泉的温度点文件为 spring. wt，点的属性为温泉的温度（℃）。地震震级温度点文件为 earethq. wt，点的属性为地震震级。

对单元 i，设温泉温度反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{Ti} = T_i/T_{max}$，地震震级反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{Mi} = M_i/M_{max}$，活动断层反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{vi} = v_i/v_{max}$，最大剪切应变反映的构造活动强度可以表示为 $\alpha_{\varepsilon i} = \varepsilon_i/\varepsilon_{max}$。根据已有资料，青藏高原中段温泉最高温度为 $T_{max} = 91℃$，最大地震震级 $M_{max} = 8.1$ 级，断层最大走滑运动速度 $V_{max} = 15mm/a$，区域最大剪切应变 $\varepsilon_{max} = 108 \times 10^{-8}$。

设单元 i 现今构造活动强度为 α_i，以单元 i 断层运动速度（v_i）、地震震级（M_i）、温泉温度（T_i）和构造应变（ε_i）各参数反映构造活动强度的加权平均值综合刻划现今构造活动强度（α_i），则

$$\alpha_i = (\alpha_{vi} + \alpha_{Ti} + \alpha_{Mi} + \alpha_{\varepsilon i})/4 \tag{3}$$

根据（3）式计算出各单元构造活动强度（α_i），反映各单元现今构造活动性。根据各单元构造活动强度值 α_i，应用克里格等值线绘制软件，作青藏高原中段现今构造活动性等值线图（图 7－21），揭示区域构造活动性及空间展布规律。

尽管等权重统计分析方法提供了衡量现今构造活动性的定量数值，但由于人为规定的变量权重（1/4）并不真正代表各变量对构造活动强度（α）的实际贡献，而且计算分析过程中尚忽略了变量之间的复杂相关关系和变量—函数之间复杂的非线性关系，因此等权重统计结果仅能够粗略地反映现今构造活动性的区域分布规律。还需要指出的是，仅以断层运动速度（v）、地震震级（M）、温泉温度（T）和构造应变（ε）四个变量的加权平均值代表现今构造活动强度（α），并不是严格意义上的统计分析，仅仅是综合不同变量定量刻划区域构造活动强度的一种简单评判方法。尽管如此，由于缺乏综合多种变量（因子）定量描述区域构造活动性的成熟方法，而应用断层运动速度（v）、地震震级（M）、温泉温度（T）和构造应变（ε）等任何单一变量定量描述区域构造活动性都存在不同程度的局限性；因此应用多个变量的加权平均值定量反映区域构造活动性（等权重统计分析），尚不失为定量评价青藏高原中段现今构造活动性和地壳稳定性的一种有效方法。

二、人工神经网络评价

人工神经网络法是由大量的、同时也是很简单的处理单元（或称为神经元）通过广泛的互相连接而形成的复杂网络系统。神经网络通过对样本模式的学习，模拟信息之间的内在联系及机制。若以地质影响因素作为网络的输入，以区域构造活动性作为网络的输出，网络模型通过对局部已知地区资料的学习，就能对蕴含在该地区的构造活动性与地质影响因素内在关系进行映射。人工神经网络理论的误差反向传播算法即 BP（Back Propagation）算法是目前应用最为广泛、实现途径最直观、运算机制最易理解、研究最为深入的一种人

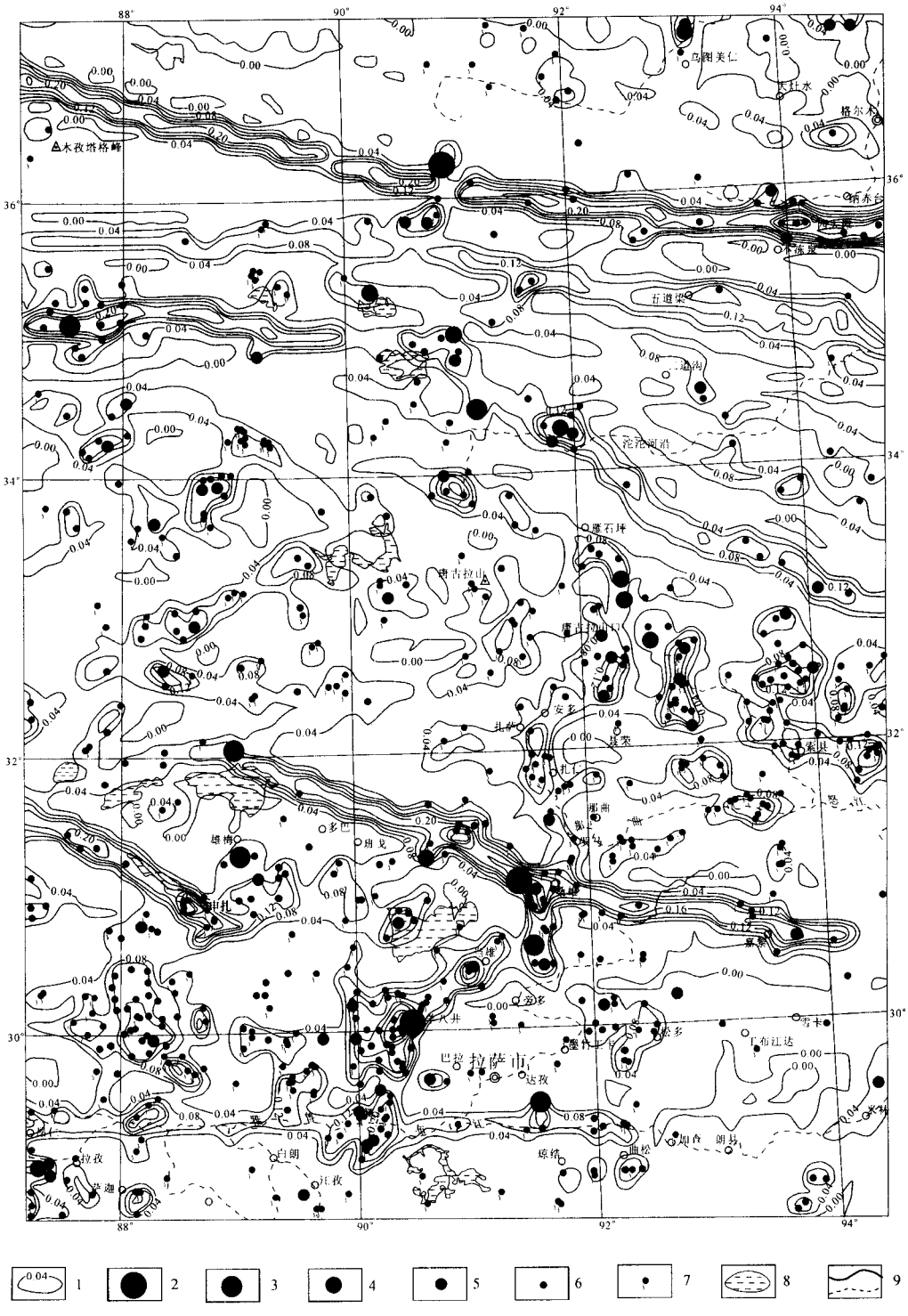


图 7－21　等权重统计青藏高原中段构造活动性等值线图

Figure 7－21　Contour map of present tectonic activity in central Tibetan Plateau based on statistical calculation

1—构造活动强度等值线；2—M≥8 级地震；3—M＝7～7.9 级地震；4—M＝6～6.9 级地震；5—M＝5～5.9 级地震；6—M＝4～4.9 级地震；7—温泉；8—湖泊；9—河流

工神经网络方法，也是地学信息处理、资源预测及地质体分类识别中应用较广泛的算法之一。BP 算法按导师示教方式进行监督训练学习。当一对学习模式提供给网络后，神经元的激活值，从输入层经各中间层向输出层方向传播，在输出层的各种神经元均获得网络的输入响应。并按照减少希望输出值与实际输出值之间误差的方向，从输出层经各中间层逐层修正各连接权值，最后回到输入层。随着这种误差逆传播修正的不断进行，网络对输入模式响应的正确率不断上升，在达到允许的误差范围内，网络达到平衡状态而收敛。训练学习成熟并经过测试后的网络可以进行网络回想。网络对示教模式的记忆实际上是保存了输入层与隐层、隐层与输出层之间的连接权值和阈值。网络实现回想实际是调入连接权值和阀值，按响应函数对神经网络的输入进行响应的结果。

设网络输入 $x = (x_1, x_2, \Lambda, x_n)$ 表示区域构造活动性地质影响因素（变量），输出函数 $y = (y_1, y_2, \Lambda, y_m)$ 表示区域构造活动性，期望输出表示已知的区域构造活动性的函数 $\hat{y} = (\hat{y}_1 - \hat{y}_2, \Lambda, \hat{y}_m)$。

不同因子对构造活动性的影响机制可表示为从输入矢量 x 到输出矢量 y 非线性映射，即

$$y = h(x)$$

$h(x)$ 为一个非线性函数，它反映神经元的非线性特性。常用的响应函数为 S 型函数，如

$$h(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}}$$

设 NU 为学习样本数，则神经网络计算分析的全局误差为：

$$E = \frac{1}{2} \sum_{u=1}^{NU} \sum_{k=1}^{m} (\hat{y}_{uk} - y_{uk})^2$$

各单元的区域构造活动性评价都考虑 4 个影响因子，即断层活动速率（v）、最大剪切应变量（ε）、温泉温度（T）和地震震级（M）。对区域构造活动性预测采用 B P 神经网络的网络系统，该神经网络由一个输入层、一个输出层及一个隐层构成。输入层由 4 个节点组成，即研究区等分单元的最大活动断层速率、最大地震震级、最高温泉温度、地壳最大剪切应变量。网络的隐层根据经验确定，这里采用隐层节点数为 9 个（石广仁，1999）；输出层节点数 1 个，即单元构造活动强度（或构造活动性）。网络的拓扑结构如图 7－22。

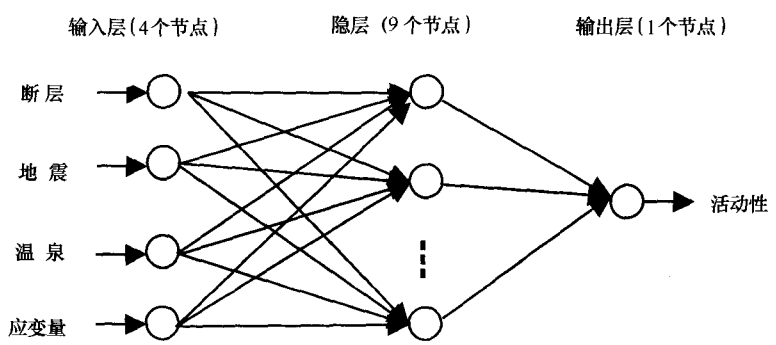


图 7－22　区域构造活动性神经网络拓扑结构示意图

Figure 7－22　Sketch map of processing for nerve－net calculation

四个影响因子的数据信息在 GIS 软件平台分别以线、点文件形式赋存。断层活动速率线文

件为 fault. wl，属性主要包括断层性质和活动速率（mm/a）。地壳最大剪切应变量点文件为 strain. wt，点的属性为该点的最大剪切应变量（$\times 10^{-8}$）。点的位置为构造应力场有限元数值模拟的单元中心位置，该点的应变量取相应单元的地壳应变量值。温泉的温度点文件 spring. wt，点的属性为温泉的温度（℃）。地震震级温度点文件 earethq. wt，点的属性为震中震级。

将青藏高原中段等分为大小为 10.6km × 10.6km 的等面积单元格，共划分 5270 个单元，形成区文件 wg. wp，单元格对应的中心形成点文件 wg. wt。利用 MAPGIS 线区、点区关系，分析每个单元格上通过的断层、单元格最大剪切应变量、单元格内的温泉、地震。求出每个单元格的断层活动速率（v_i）、最大剪切应变量（ε_i）、温泉温度（T_i）、地震震级（M_i），并以单元内部 4 个影响因子最大值分别代表相应单元格的值。单元格 4 个影响因子的一组值即为 B P 人工神经网络的一组输入值，B P 人工神经网络的单元输出值为区域构造活动强度（α_i）。

学习样本为研究程度相对较高的西藏当雄及邻区随机选取的 1598 个单元。西藏当雄及邻区经过 2000 ~ 2002 年 1∶25 万区域地质调查、1∶10 万第四纪地质调查及 2002 ~ 2003 年大比例尺活动断层勘测，积累了大量观测资料，属青藏高原中段研究程度比较高的地区。现有观测资料表明，位于念青唐古拉山东侧的当雄—羊八井盆地现今构造活动性很强，发育高温温泉群、不同方向活动断层、比较大的地壳剪切应变和 7 ~ 8 级强烈地震。念青唐古拉山脉和纳木错盆地发育 4 ~ 5 级地震和中低温温泉群，部分断层也具有比较明显的活动性；其与当雄—羊八井盆地相比较，构造活动性相对较弱；但与旁多山地比较，则构造活动性相对较强。在西藏当雄及邻区随机选取 1598 个单元，每个单元格的断层活动速率（v_i）、温泉温度（T_i）、地震震级（M_i）根据实际观测资料进行取值，而最大剪切应变量（ε_i）根据数值模拟计算结果进行取值；各单元格构造活动强度的输出值（α_i）根据等权重统计分析得出的克里格等值线图（图 7 - 21）进行取值。

由于单元构造活动强度（α_i）信息是从等权重统计克里格等值线图进行取值获得，难免产生一些异常点或矛盾模式对。因此不能简单地以 1598 个单元相对应的 1598 个数据模式对作为教师输入模式对，需要经过异常点剔除。利用 B P 神经网络网络，对 1598 个数据模式对，通过 3 次剔除矛盾数据对，最终选用 1397 个单元的数据作为青藏高原中段全区所有单元的神经网络学习样本。

将在西藏当雄及邻区剔除矛盾数据对后选用的 1397 个单元的神经网络学习结果，应用于青藏高原中段各单元。通过对当雄及邻区 1397 个单元的神经网络学习，确定合适的神经网络评价参数（表 7 - 4），通过 50000 次的学习训练，得到青藏高原中段网络知识库；利用该知识库，对未参加学习的 3873 个单元进行预测，得各单元构造活动强度（α_i）预测值。

表 7 - 4　青藏高原中段神经网络评价参数

Table 7 - 4　Adopted parameters for nerve-net calculation

误差	最大学习次数	隐层学习率	输出层学习率
10^{-4}	50000	0.6	0.6

为了显示网络知识库的拟合能力和泛化能力程度，定量反映青藏高原中段区域构造活动性空间分布规律，将学习样本 1397 个单元的拟合值和 3873 个单元的预测值，在 MAPGIS 系统中，应用 DTM 模型，用克里格（GRD）法绘制出青藏高原中段现今构造相对活动性等值线图（图 7 - 23）。

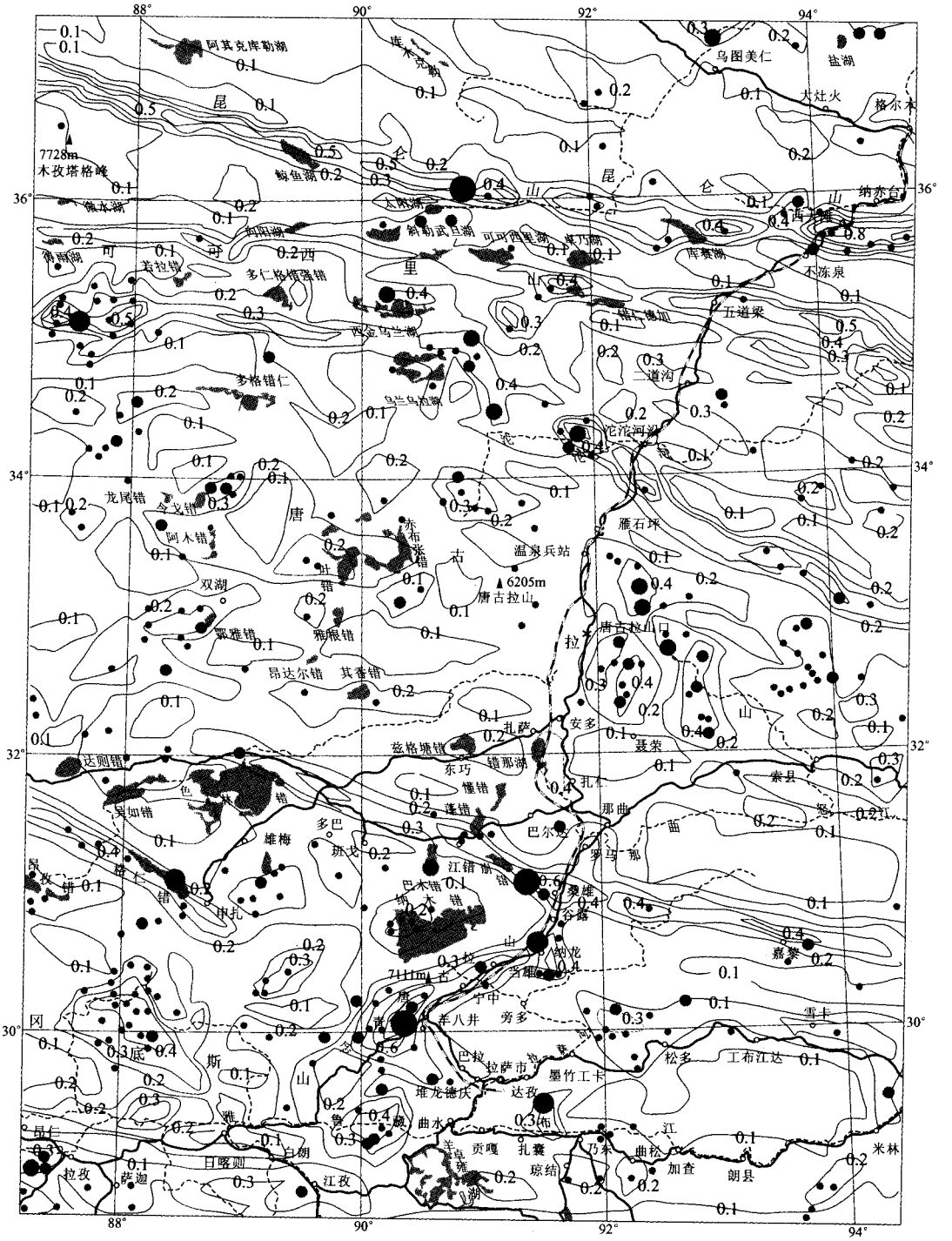


图 7－23　人工神经网络法输出青藏高原中段构造活动性等值线图

Figure 7－23　Contour map of present tectonic activity in central Tibetan Plateau by nerve－net calculation

B P 神经网络网络系统所具有的很强的非线性映射能力和柔性的网络结构是它本身的特点和优点。网络结构的柔性是指网络的中间层数、各层的处理单元数及网络学习参数（隐层学习率、输出层学习率、最大学习次数、个体及全局误差）可根据具体情况任意设定，并且随着结构的差异其性能也有所不同。但 B P 神经网络网络方法学习收敛速度慢，不是所有的情况都能保证收敛到预期范围，而且网络隐层的层数及节点数的选取尚无理论依据，通常根据经验或试验确定，因此网络往往有很大的冗余性，无形中增加了网络学习时间，导致网络学习、记忆具有不稳定性，从而产生分析误差。

第四节　区域地壳稳定性分析

根据统计分析和神经网络两种不同方法，计算得出青藏高原中段现今区域构造活动强度，结合数值模拟得出的现今地壳构造应变（最大剪切应变）资料，分析青藏铁路沿线现今构造活动性与区域地壳稳定性，进行工程稳定性区划，为青藏铁路沿线地质灾害监测和防灾部署及活动地块划分提供参考资料。

一、现今构造活动性与地壳稳定性

应用等权重统计分析和神经网络方法，综合考虑地震、温泉、活动断层和构造应变四个变量，得出现今区域构造活动强度等值线图（图 7－21、7－23），良好地揭示了青藏高原中段的现今区域构造活动性及空间分布规律。为了便于对比分析，将等权重统计分析得出的现今构造活动强度进行归一化处理；具体方法是，将全区最大构造活动强度乘以系数 μ，使该单元现今构造活动强度 $\alpha_{max}=1.0$；然后以系数 μ 乘以各单元通过等权重统计分析求出的构造活动强度 α_i，得出各单元归一化后的构造活动强度 α_i'；再使用克里格法绘制区域构造活动性等值线图（图 7－24），作为等权重统计方法评判现今构造活动性与地壳稳定性的定量参数。神经网络法输出现今构造活动性等值线图（图 7－23）与归一化等权重统计得出的现今构造活动性等值线图（图 7－24）非常相似，具有良好的可对比性。

青藏高原中段应用神经网络和统计分析两种不同方法得出的现今构造活动强度均具有显著的线性分布特征，重要活动断层及不同方向、不同性质的断层复合对现今构造高强度活动区带具有十分明显的控制作用（图 7－23，7－24）。构造活动强度 $\alpha\geq0.40$ 的现今构造活动区带主要沿昆仑山左旋走滑活动断裂、可可西里山北左旋走滑活动断裂、玛尼—二道沟左旋走滑活动断裂、通天河左旋走滑活动断裂、唐古拉山活动断裂、羊八井—当雄—谷露伸展活动断裂系、崩错右旋走滑活动断裂、格仁错右旋走滑活动断裂和雅鲁藏布江右旋走滑活动断裂分布。沿昆仑山活动断裂线性及斜列分布 7 个 $\alpha\geq0.40$ 的现今构造活动区，主要分布于西大滩盆地西部、库赛湖东西两侧、布喀达坂峰东西两侧、鲸鱼湖北侧及木孜塔格峰北侧，2001 年昆仑山 8.1 级地震震中位于 $\alpha\geq0.40$ 的现今构造活动区。沿昆仑山活动断裂，在西大滩盆地西部 F_6 与 F_7 断层的斜接复合部位，发育现今强烈构造活动区，其现今构造活动强度 $\alpha\geq0.70$，最大剪切应变也很高（$(40\sim70)\times10^{-8}$）；由于昆仑山隧道横穿西大滩盆地西部强烈构造活动区，隧道安全将受到现今强烈构造变形和剧烈地壳运动的严重威胁。沿可可西里活动断裂，发育 2 个 $\alpha\geq0.40$ 的现今构造活动区，分别分布在五道梁和楚玛尔河源头可可西里湖东侧；其中可可西里湖东侧现今构造活动区分布

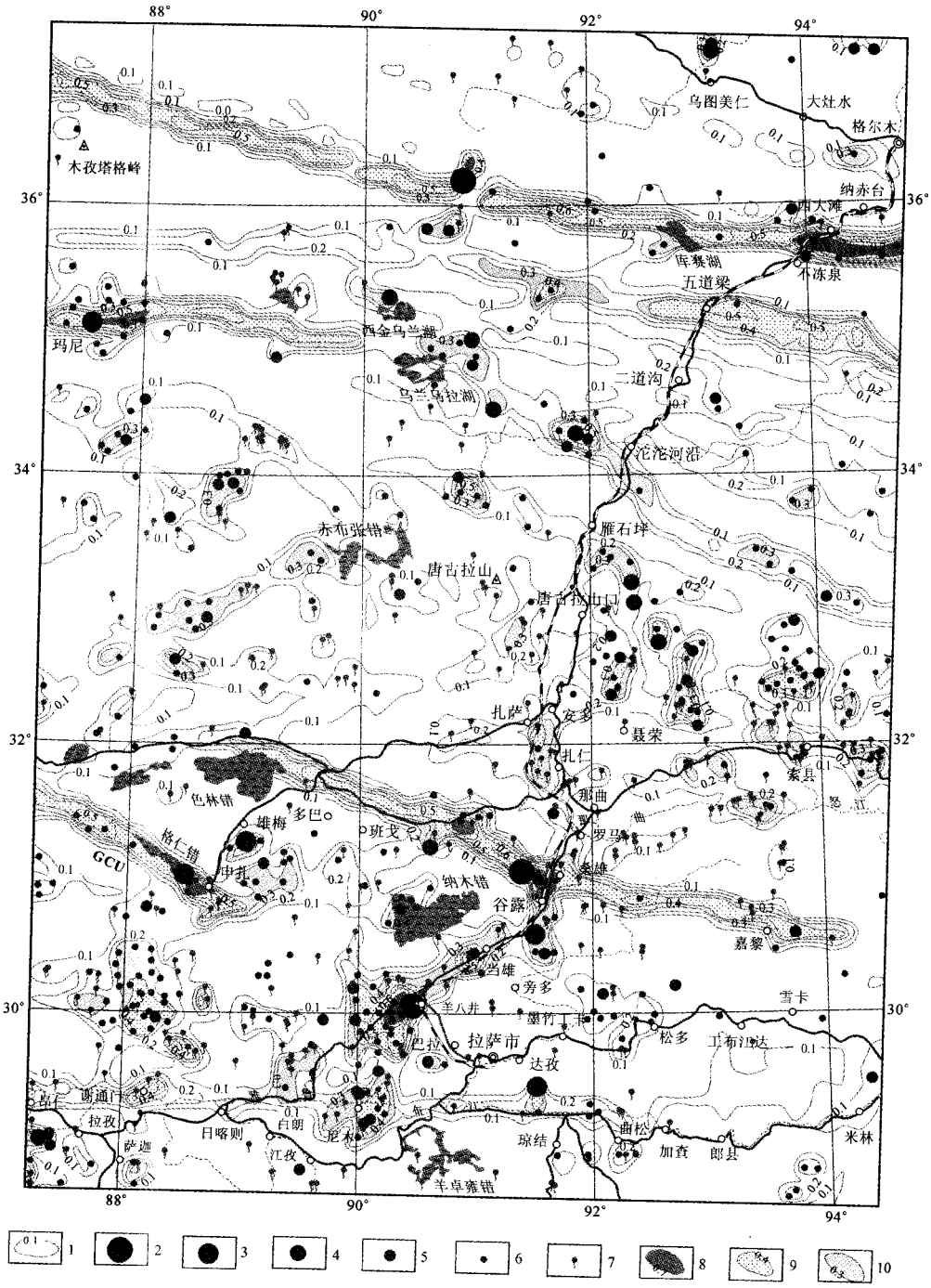


图 7－24　归一化等权重统计分析青藏高原中段构造活动性等值线图

Figure 7－24　Contour map of present tectonic activity in central Tibetan Plateau by statistical calculation

1—构造活动性等值线；2—8.0 级以上强烈地震；3—7.0～7.9 级地震；4—6.0～6.9 级地震；5—5.0～5.9 级地震；6—4.0～4.9 级地震；7—温泉；8—强烈构造活动区；9—构造活动区；10—构造次活动区

于北西西向可可西里活动断裂与错达日玛湖北东向活动断裂的交叉复合部位（图7－23、7－24）。沿玛尼-二道沟走滑断裂西段即玛尼段，斜列分布3个$\alpha \geq 0.40$的现今构造活动区，1997年玛尼7.9级地震震中便位于$\alpha \geq 0.40$的玛尼构造活动区；而玛尼-二道沟走滑断裂东段如二道沟、风火山地区的现今构造活动强度较小，一般$\alpha \leq 0.20$，局部$\alpha \geq 0.30$，伴有4～5级地震活动。沿通天河走滑断裂，断续分布6个$\alpha \geq 0.40$的构造活动区，主要发育在北西向通天河活动断裂与北东向、北西西向活动断层的复合部位，如通天河沿、茶日错、西金乌兰湖、乌兰乌拉湖构造活动区，伴有6～7级中强地震；其中位于沱沱河镇西的茶日错构造活动区规模较大，现今构造活动强度$\alpha \geq 0.50 \sim 0.60$，发育6级左右地震；而横穿青藏铁路和青藏公路的通天河沿构造活动区，现今构造活动强度$\alpha \geq 0.40$，局部$\alpha \geq 0.50$，对青藏铁路安全产生不利影响。在唐古拉山地区，沿唐古拉山南、北两侧的北西西向活动断裂，发育7个$\alpha \geq 0.40$现今构造活动区；绝大部分构造活动区明显受拉分盆地或近南北向伸展断层或不同方向活动断层复合控制，构造活动区长轴呈北东—北北东走向；部分构造活动区发生过6～6.5级中强地震（图7－23、7－24）。沿崩错右旋走滑断裂西段，发育长达150km、宽20～30km的大型区域构造活动带（$\alpha \geq 0.40$），东起谷露盆地西部边界，东达色林错盆地东北缘，呈北西走向；在崩错走滑断裂与其它方向张扭性（伸展走滑）断裂复合部位，如江错、崩错，现今构造活动强度$\alpha \geq 0.70$，形成现今强烈构造活动区，其中崩错强烈构造活动区1951年发生8级强烈地震（图7－23、7－24）。沿崩错右旋走滑断裂东段，发育2个$\alpha \geq 0.40 \sim 0.5$的现今构造活动区，分布于嘉黎及东侧，均呈北西西走向。对比崩错-嘉黎活动断裂谷露盆地两侧的构造活动强度，西段现今构造活动性明显大于东段现今构造活动性，即崩错断裂的构造活动性明显高于嘉黎断裂的构造活动性。沿格仁错活动断裂，也发育较大规模的构造活动带（$\alpha \geq 0.40$），其中密集分布4个轴向北西西、$\alpha \geq 0.50$的较强烈构造活动区；在北西向格仁错走滑断裂与近南北向谢通门伸展断层的复合部位，发育现今构造活动强度$\alpha = 0.60 \sim 0.70$的强烈构造活动区，在该构造活动区北侧1934年曾发生过申扎7级地震。沿雅鲁藏布江断裂，现今总体构造活动性并不强烈，绝大部分地段$\alpha \leq 0.20$，但在近东西向断层与近南北向活动断层的交叉复合部位，形成串珠状分布、$\alpha \geq 0.40$的6个构造活动区，如昂仁、谢通门、尼木、扎囊、乃东等构造活动区；以尼木构造活动区的现今构造活动强度最大，$\alpha \geq 0.50 \sim 0.60$，曾发生4～5级地震；扎囊构造活动区北侧曾于1915年发生7级地震（图7－23、7－24）。沿青藏高原著名伸展构造体系即羊八井-当雄-谷露裂谷系，断续分布6个$\alpha \geq 0.40 \sim 0.50$的构造活动区，自南向北包括尼木构造活动区、羊八井构造活动区、宁中构造活动区、九子拉（纳龙）构造活动区、谷露构造活动区和错那湖构造活动区；其中羊八井构造活动区、宁中构造活动区联合组成$\alpha \geq 0.40$的当雄-羊八井构造活动带；曾发生过1411年羊八井8级地震、1952年九子拉7.5级地震和大量5～6级中小地震（图7－23、7－24）。局部如尼木、羊八井、谷露发育$\alpha \geq 0.70$的现今强烈构造活动区，以羊八井强烈构造活动区面积最大；而宁中、错那湖东岸$\alpha \geq 0.60$，属现今构造活动比较强烈的地区。由于羊八井-当雄-谷露活动断裂系走向平行于青藏铁路，主要活动断层离青藏铁路距离较近，对铁路安全的不良影响较大；在羊八井-当雄-谷露断裂系（裂谷）内部，对青藏铁路威胁最大的区段包括羊八井和谷露强烈构造活动区（$\alpha \geq 0.70$）和宁中、错那湖东岸较强烈构造活动区（$\alpha \geq 0.60$）。

在不同方向构造活动带的复合部位，形成 $\alpha \geqslant 0.70$ 的现今强烈构造活动区和 $\alpha = 0.50 \sim 0.70$ 的现今较强烈构造活动区；青藏铁路沿线 $\alpha \geqslant 0.70$ 的现今强烈构造活动区包括西大滩盆地西部昆仑山隧道地区、谷露盆地西侧和羊八井盆地；青藏铁路沿线 $\alpha = 0.50 \sim 0.70$ 现今较强烈活动区包括五道梁、沱沱河西、错那湖东岸、九子拉和宁中构造活动区。现今构造活动强度与地震震级呈现出良好的对应关系。现今构造活动强度 $\alpha \geqslant 0.70$ 的强烈活动断裂如昆仑山活动断裂、崩错活动断裂和当雄-羊八井活动断裂均发生过 8 级以上强烈地震，如沿昆仑山活动断裂发生 2001 年 11 月 14 日 8.1 级强烈地震，沿崩错活动断裂 1951 年发生过 8 级强烈地震，沿当雄-羊八井活动断裂发生过 1411 年羊八井 8 级强烈地震（图 7-23、7-24）。在尼木强烈构造活动区和西大滩强烈构造活动区，虽然具备发生 8 级强烈地震的构造背景，但在有文字记录以来（近千年内）未发生过 7 级以上强震，未来百年有发生 7~8 级地震的可能性。在 $\alpha = 0.50 \sim 0.70$ 现今较强烈活动区，大部分发生过 7~7.9 级强震，如九子拉构造活动区于 1952 年发生过 7.5 级强震、申扎构造活动区发生过 6~7 级以上地震、玛尼构造活动区 1997 年发生过 7.9 级强震、扎囊构造活动区 1915 年发生过 7 级强震；但有文字记录以来（近千年内）在青藏铁路沿线可可西里段和错那湖段虽然现今构造活动强度 $\alpha = 0.50 \sim 0.70$，却未发生 7 级以上强震，未来百年内有发生 6~7 级中强地震的可能性。

青藏高原中段以现今构造活动强度 $\alpha = 0.40$ 为临界值，可划分出现今区域性构造活动带和相对稳定地块即地壳相对稳定地区。现今构造活动强度 $\alpha \geqslant 0.40$ 现今区域性 I 级构造活动带包括：①沿昆仑山左旋走滑断裂分布的昆仑山构造活动带；②沿可可西里左旋走滑断裂分布的五道梁-可可西里湖活动构造带；③沿通天河左旋走滑断裂和玛尼-二道沟断裂西段分布的通天河-玛尼活动构造带；④沿嘉黎-崩错斜列右旋走滑断裂分布的嘉黎-崩错活动构造带和格仁错活动构造带；⑤沿雅鲁藏布江活动断裂分布的雅鲁藏布江构造活动带；⑥沿羊八井-当雄-谷露活动断裂系（裂谷系）分布的尼木-羊八井-谷露-错那湖活动构造带，该伸展活动构造带向北断续延伸至唐古拉山地区和温泉盆地，构成青藏高原中段大型横向活动构造带（图 7-23、7-24）。现今构造活动强度 $\alpha \leqslant 0.20$ 区域性 I 级相对稳定地块或地壳相对稳定区包括：①昆仑山构造活动带以北的柴达木地块（包括柴达木盆地和昆仑山北部）；②被昆仑山构造活动带和五道梁-可可西里湖活动构造带围限的可可西里-巴颜喀喇地块；③被五道梁-可可西里湖活动构造带和通天河-玛尼活动构造带围限的北麓河相对稳定区（包括北麓河高平原、风火山、二道沟、乌丽山地和沱沱河高平原）；④被通天河-玛尼活动构造带和嘉黎-崩错活动构造带围限的羌塘地块（包括唐古拉山及两侧地区）；⑤被崩错活动构造带、格仁错活动构造带和当雄-羊八井活动构造带围限的班戈菱形块体；⑥被格仁错活动构造带、雅鲁藏布江活动构造带和尼木-羊八井-谷露-错那湖活动构造带围限的冈底斯地块；⑦被嘉黎活动构造带、雅鲁藏布江活动构造带和尼木-羊八井-谷露-错那湖活动构造带围限的拉萨地块；⑧位于雅鲁藏布江活动构造带南侧的喜马拉雅地块（图 7-23、7-24）。

在区域性 I 级构造活动带，发育现今构造活动强度 $\alpha = 0.20 \sim 0.40$、现今构造活动性相对较小的次不稳定地段，与 $\alpha \geqslant 0.40 \sim 0.50$ 的构造活动区段相间分布，属青藏高原中段活动断裂带（活动构造带）内部的“安全岛”（图 7-23、7-24）；“安全岛”的构造应变和现今构造活动性、地震活动性均相对较小，但部分“安全岛”可能属活动断裂的地

震空区。在Ⅰ级相对稳定地块（地壳相对稳定地区），发育数量不等、规模不同的活动断层和次级构造活动区带，其现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.30 \sim 0.40$；如柴达木相对稳定地块内部发育乌图美仁构造活动区（$\alpha \geq 0.40$），羌塘相对稳定地块内部发育沿唐古拉山两侧活动断裂分布的近南北向—北北东向构造活动区（$\alpha \geq 0.40 \sim 0.50$）、沿雁石坪活动断裂断续分布的2个构造活动区和错那湖东岸活动构造区（$\alpha \geq 0.40 \sim 0.50$），拉萨相对稳定地块内部发育松多、雪卡等构造活动区（$\alpha \geq 0.40 \sim 0.5$），冈底斯相对稳定地块内部发育谢通门构造活动区（$\alpha \geq 0.40$），喜马拉雅相对稳定地块内部发育曲松、萨迦等构造活动区（$\alpha \geq 0.40$）。

尽管对青藏高原中段及拉萨地块中部的构造活动性与地壳稳定性进行了多种方法的探索性综合评价，取得有一定参考意义的定量评判资料；但在铁路设计和施工过程中，如何有效应用构造活动性与地壳稳定性定量评价指标，却是有待进一步研究的科学问题。由于地质过程的复杂性，影响构造活动性的因素除断层、地震、温泉和应变外，还有岩石性质、岩层组构、地壳结构、深部构造等因素，这些因素由于资料限制未能在构造活动性定量评价中加考虑，在一定程度影响了构造活动性与地壳稳定性的定量评价结果。

二、工程稳定性区划

综合断层运动速率、地震活动强度、地壳热动力和构造应变四个主要变量，应用统计分析和神经网络方法求出的区域构造活动性与地壳稳定性，为青藏铁路沿线工程稳定性区划提供了定量依据。将现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.40$ 的构造活动区设定为构造不稳定区。青藏铁路沿线构造不稳定区包括西大滩不稳定区（XUR）、五道梁不稳定区（WUR）、通天河不稳定区（TUR）、错那湖不稳定区（CUR）、崩错不稳定区（BUR）、九子拉不稳定区（JUR）和羊八井-当雄不稳定区（DYUR），在铁路线东西两侧邻区尚发育若干规模不等、走向不同的构造不稳定区（图7-25）。

1. 西大滩不稳定区

西大滩不稳定区（XUR）分布于昆仑山构造活动带，总体呈北西西走向，包括西大滩盆地、东大滩盆地及玉珠峰东西两侧山脉，发育西大滩活动断裂（F_6）与昆仑山活动断裂（F_7），在西大滩盆地南缘发育大量斜列分布的古地震鼓包，在东大滩盆地南部发育古地震破裂遗迹，2001年昆仑山8.1级地震破裂从西大滩不稳定区南部通过。西大滩不稳定区长轴方向与昆仑山隧道近于垂直，尽管没有重要活动断层穿切昆仑山隧道，但昆仑山隧道两侧断层 F_6 与 F_7 的构造活动性对隧道安全具有不良影响；昆仑山隧道主体位于现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.70$ 的强烈构造活动区，隧道安全面临现今构造活动诱发内动力地质灾害的严重威胁。

2. 五道梁不稳定区

五道梁不稳定区（WUR）位于可可西里湖-五道梁活动构造带，总体呈北西西走向，发育楚玛尔河活动断裂（F_{15}）、五道梁活动断裂（F_{16}）和可可西里活动断裂（F_{17}、F_{18}）及分支活动断层；自有文字记录（近千年）以来未发生6级以上中强地震，但残留有大量古地震遗迹如古地震陡坎、古地震破裂等；现今构造活动强度较大（$\alpha \geq 0.50$），而出露基岩（三叠系砂页岩）抗变形能力较弱，五道梁不稳定区铁路路基及桥梁工程容易受到现今构造活动及诱发地质灾害的干扰和破坏，工程安全面临现今构造活动诱发内动力地

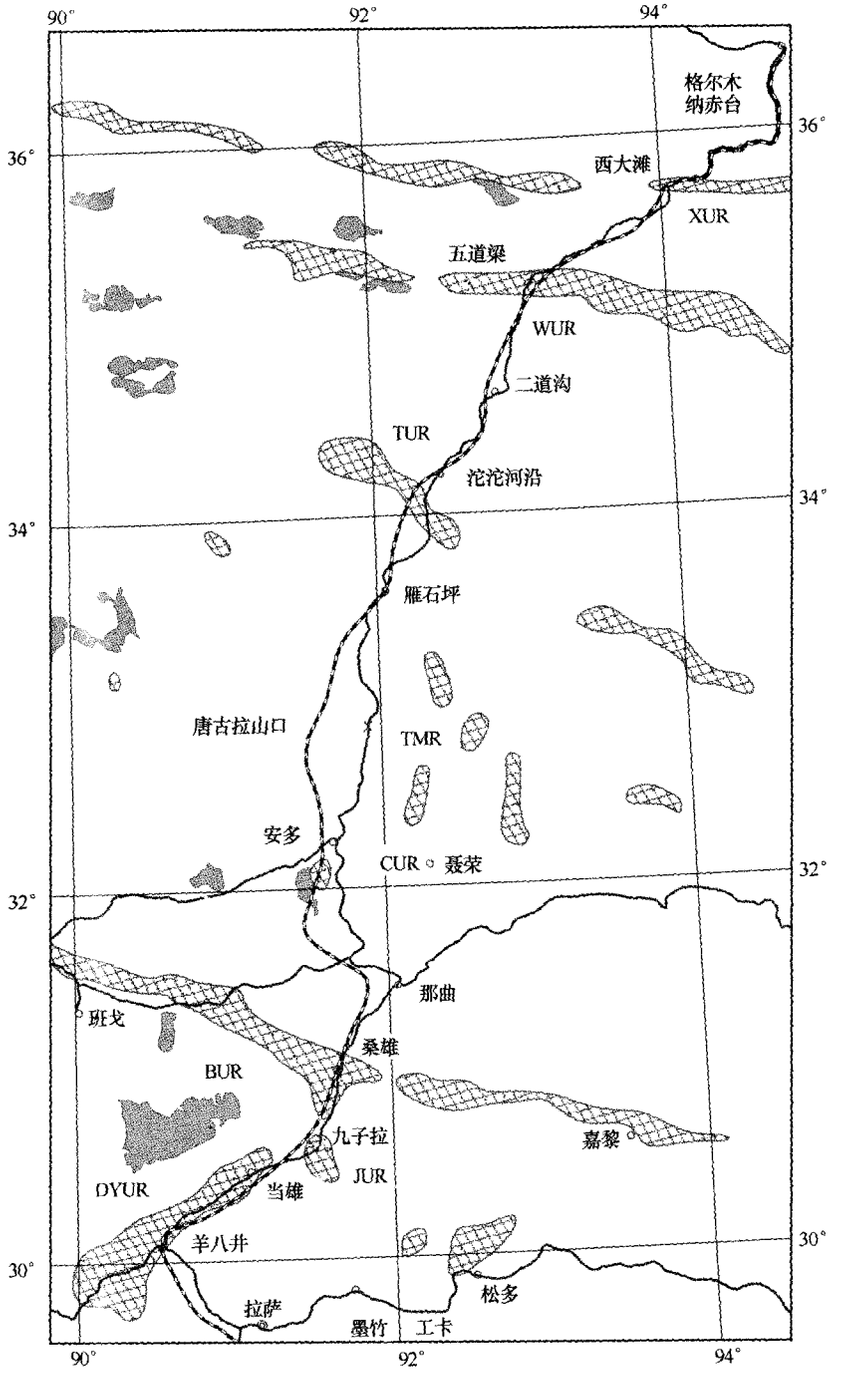


图 7－25　青藏铁路沿线构造不稳定区分布图

Figure 7－25　Position of unstable areas across and nearby the Golmud－Lhasa railway route

XUR—西大滩不稳定区（Xidatan Unstable Region）；WUR—五道梁不稳定区（Wudaoliang Unstable Region）；TUR—沱沱河不稳定区（Tuotuohe Unstable Region）；TMR—唐古拉山不稳定区（Tanggula Mountaineous Unstable Region）；CUR—错那湖不稳定区（Cuonahu Unstable Region）；JUR—九子拉不稳定区（Jiuzila Unstable Region）；BUR—崩错不稳定区（Bengcuo Unstable Region）；DYUR—当雄-羊八井不稳定区（Damxiong-Yangbajain Ustable Region）

质灾害的威胁。

3. 通天河不稳定区

通天河不稳定区（TUR）位于通天河-玛尼活动构造带，受通天河活动断裂（F_{34}、F_{36}）显著控制，包括通天河构造活动区和沱沱河西构造活动区，总体呈北西向展布。在青藏铁路穿切的通天河构造活动区，现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.40$，局部构造活动强度 $\alpha \geq 0.50$，沿通天河活动断裂在青藏公路西侧曾发生过 4 次 6～7 级中强地震，因震中偏离青藏公路较远，未对青藏公路造成严重破坏。由于通天河活动断裂运动速度较大（6.7mm/a），青藏铁路沿线属该断裂地震空区，因此未来百年通天河不稳定区具有发生 6～7 级中强地震的可能性。另外，现今构造活动诱发地质灾害对铁路路基和桥梁也具有不良影响。

4. 错那湖不稳定区

错那湖不稳定区（CUR）主体分布于错那湖东岸、安多盆地东南侧，总体呈近南北走向，属尼木-羊八井-当雄-谷露-错那湖构造活动带北段，发育错那湖伸展活动断裂（F_{53}）及大量分支断层，现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.50 \sim 0.60$，属构造活动较强烈地区；曾发生过 4～5 级小地震，属羊八井-当雄-谷露近南北向地震带 6～7 级中强地震空区，未来百年具有发生 6～7 级中强地震可能性。在错那湖活动断裂与安多盆南活动断裂的交叉复合部位，断层蠕滑曾诱发青藏公路路基强烈变形和破坏；由于错那湖东北侧青藏铁路存在类似地质条件，断层蠕滑及诱发地质灾害对铁路路基和桥梁均具有不良影响，威胁铁路工程安全。

5. 崩错不稳定区

崩错不稳定区（BUR）分布于嘉黎—崩错活动构造带西段，受崩错活动断裂（F_{67}）、谷露盆西边界活动断裂（F_{65}）及断层复合所控制，总体呈北西走向，在谷露盆地分为二支，其中一支呈北西向穿切桑雄盆地，另外一支呈近南北向分布于谷露盆地西部；在谷露盆西和崩错盆地，现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.70$，属现今构造强烈活动区，曾发生 1951 年崩错 8 级地震，对 1952 年九子拉 7.5 级地震地表破裂分布具有显著控制作用。崩错不稳定区未来构造活动对青藏铁路的威胁主要来自于地震灾害及活动断层诱发构造裂缝和冬季不均匀冻胀灾害。

6. 九子拉不稳定区

九子拉不稳定区（JUR）位于谷露-桑雄盆地南部，处于尼木-羊八井-谷露-错那湖活动构造带中段和近南北向、近东西向活动断层的交叉复合部位，曾发生 1952 年九子拉 7.5 级地震，现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.40$，局部 $\alpha \geq 0.50$，属构造活动比较强烈的地区，地表发育不同方向的构造裂缝，未来百年具有发生 5～6 级地震的可能性。内动力诱发地震与构造裂缝对青藏铁路工程安全具有不良影响。

7. 羊八井-当雄不稳定区

羊八井-当雄不稳定区（DYUR）主体位于当雄-羊八井盆地，处于尼木-羊八井-谷露-错那湖活动构造带南段，发育大量北东向、近东西向和北西向活动断层，包括盆西边界活动断裂与盆内不同方向的活动断层；曾发生 1411 年羊八井 8 级强烈地震，在念青唐古拉山东麓残留有大量历史地震遗迹如地震陡坎、地震鼓包和地震破裂，现今发育羊井学、羊八井、拉多岗、宁中等高温温泉群，建有羊八井大型地热电厂，是拉萨市重要能源基地。其中羊八井、宁中及邻区现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.70$，发育羊八井强烈构造活动区和

宁中强烈构造活动区，未来百年存在发生6～7级中强地震的可能性，内动力诱发地震活动和温泉冬季冻胀灾害对青藏铁路工程安全具有潜在威胁。

青藏铁路沿线除地壳内动力过程形成的上述7个构造不稳定区（现今构造活动区）外，断层诱发地质灾害如不均匀冻胀、移动冰丘、构造裂缝尚对清水河高平原、北麓河高平原、二道沟盆地、乌丽山地和央尕尔纳茸盆地的铁路安全构成威胁。尽管断层诱发不均匀冻胀、移动冰丘、构造裂缝对区域地壳稳定性不会产生重大影响，但能够对路基和桥梁造成局部灾害效应，不利于线路工程稳定和安全运营，是青藏铁路沿线地质灾害监测、预警、防治不可忽视的重要对象。

结 束 语

青藏高原处于印度大陆俯冲产生的强烈挤压环境，是中国大陆现今构造活动性最强的地区，发育不同方向、不同序次、不同规模、不同性质的活动断层，频频发生7级以上强烈地震。青藏高原的地壳变形、断层运动、地震活动与构造地貌演化存在密切关系，成为国际地球科学领域的广泛关注的前沿性科学问题。活动断层与高寒气候环境耦合，产生不均匀冻胀、地表不均匀变形、构造裂缝、移动冰丘等不同类型的地质灾害，威胁线路工程安全。我们通过路线地质观测、活动断层勘测、地质灾害调查、探槽工程揭露，结合ETM遥感解译、有限元数值模拟和不同方法的年代学测试分析，对青藏铁路沿线活动断层及诱发地质灾害开展了逐步深入的研究工作，在第四纪地质年代学分析、活动断层鉴别、典型伸展断裂活动期次和运动速度分析、重要走滑断裂地质特征与运动速度分析、地震构造区划与古地震分析、断层诱发地质灾害调查、移动冰丘及灾害效应观测、现今构造活动性定量评价与工程稳定性区划等方面，取得显著进展和重要成果。

1. 青藏铁路沿线第四纪地层的年代学测试分析和划分对比研究

系统开展青藏公路与青藏铁路沿线第四纪地质调查与古环境研究，划分第四纪沉积类型；对第四纪湖相沉积、河流沉积和冰川沉积进行了比较系统的剖面观测和大量年代学测试分析，尤其对晚更新世—全新世湖相沉积进行了高精度的U系等值线测年，对典型地区第四纪冰川沉积进行了冰期划分、冰碛物测年和冰川沉积地层对比。重新建立当雄-羊八井盆地、念青唐古拉山、唐古拉山、昆仑山及高平原之间的第四纪地层划分与对比表，显著提高青藏高原中段第四纪地质研究程度，为青藏铁路沿线活动断层调查勘测、断错时代鉴别和运动速度估算建立了可靠的第四纪地质年代学框架。

2. 青藏铁路沿线活动断层的系统勘测与分类

通过大比例尺活动断层填图、路线地质观测、ETM遥感解译、探槽工程揭露、第四纪地质测年等勘测研究工作，在青藏铁路望昆-拉萨段沿线鉴别出114条不同级别、不同序次、不同规模的全新世活动断层和大量更新世活动断层。按照不同标准对青藏铁路沿线的活动断层进行分类，根据断层性质划分出伸展活动断层和走滑活动断层，根据断层活动时代划分出中晚更新世活动断层和全新世活动断层，根据活动强度将全新世活动断层划分为强烈活动断层、较强烈活动断层和一般活动断层。区分主干断层和分支断层，分析不同序次断层的空间配置关系和动力学成因联系。对典型活动断层的地质特征、空间分布、活动时代、力学性质、运动速度及工程影响进行了详细分析，积累大量新的观测资料，对青藏高原中段地质灾害防治与大陆动力学发展都具有重要意义。

3. 典型伸展断裂的活动期次和运动速度分析

1）通过野外地质观测、探槽工程揭露和年代学测试分析，发现当雄-羊八井盆地西边界活动断裂在不同时期存在不同运动速度，第四纪平均垂直运动速率为1.1±0.3mm/a，全新世平均垂直运动速率大于1.4±0.6mm/a。在念青唐古拉山东南麓鉴别出4次全新

世古地震事件，提出当雄-羊八井盆地西边界活动断裂发育7～8级特征地震。

2）分析谷露-桑雄盆西主边界断裂新生代晚期伸展变形过程，系统观测不同时期断层垂向位移。估算谷露-桑雄盆西主边界活动断裂晚第四纪平均垂直运动速率为0.8±0.4mm/a，对应的伸展变形速率为0.6±0.3mm/a；全新世平均运动速率增加到≥2±1mm/a，对应的伸展变形速率为1.4±0.7mm/a。沿谷露-桑雄盆西主边界断裂鉴别出大量古地震标志，估算7级以上强烈地震的重复周期为1900±300a。

3）厘定安多-错那湖伸展活动构造体系，鉴别出安多盆南活动断裂、安多盆北活动断裂、错那湖盆东活动断裂和错那湖盆西活动断裂。发现安多-错那湖伸展活动构造体系不同断裂第四纪运动速率明显不同，安多盆北活动断裂第四纪平均垂直运动速率为0.56±0.10mm/a，错那湖盆西活动断裂第四纪平均垂直运动速率为0.45±0.25mm/a，安多盆南活动断裂和错那湖盆东活动断裂第四纪平均垂直运动速率分别为0.4±0.2mm/a和0.32±0.18mm/a。认为晚第四纪以来，安多盆北断裂和错那湖盆西断裂的构造活动性明显高于安多盆南断裂和错那湖盆东断裂。

4）在温泉盆地鉴别出不同方向的活动断层，推断温泉盆地伸展裂陷开始时代为13.3±4.9Ma；温泉盆地第四纪构造运动主要表现为盆西主边界断裂的伸展活动，估算晚第四纪以来温泉盆西主边界断裂平均垂直运动速率为0.45mm/a，最大垂直运动速率≤1.2mm/a。沿温泉盆西主边界活动断裂鉴别出3次晚更新世末期—全新世古地震事件。

4. 重要走滑断裂地质特征与运动速度分析

青藏铁路沿线发育大量北西-北西西-近东西向走滑活动断裂，由不同级别、不同序次和不同规模的活动断层组成。不同走滑断裂的地质特征、活动时代、运动速度和古地震周期都不尽相同。①西大滩活动断裂属昆仑山活动断裂系的重要组成部分，全新世左旋走滑运动速率为10.8±1.5mm/a～12.1±2.6mm/a；同震位移为9～10m，古地震的重复周期约为900～1000年。②可可西里东部活动断裂部分断层在晚更新世—全新世发生过显著的左旋走滑运动，估算典型活动断层F_{16}、F_{16-4}、F_{17-2}、F_{17-3}、F_{18-4}晚更新世—全新世平均走滑运动速度分别为1.50mm/a、0.39mm/a、7.76mm/a、6.76mm/a、3.27mm/a。③风火山地区发育风火山北麓活动断裂、风火山活动断裂、二道沟盆缘断裂、二道沟活动断裂及不同方向、不同规模、不同性质的分支断层，共同组成风火山活动断裂系。风火山北麓F_{24}断层22.1ka以来平均左旋走滑运动速度为4.07mm/a，二道沟F_{26-4}断层16.3ka以来平均左旋走滑运动速度为1.10mm/a，二道沟南F_{27}、F_{27-1}、F_{27-8}断层晚更新世晚期—全新世平均左旋走滑运动速度分别为3.52mm/a、2.98mm/a和0.51mm/a，断层F_{26-4}、F_{27}、F_{27-1}、F_{27-8}尚存在0.12～0.51mm/a的垂直运动速度分量。④乌丽活动断裂由乌丽北山、乌丽盆缘和乌丽南山的不同规模活动断层组成，断层F_{29-3}、F_{29-6}、F_{29-7}、F_{30-4}全新世运动速度分别为1.2～2.0mm/a、3.2～3.6mm/a、1.2～1.5mm/a和3.5mm/a，部分断层尚发育垂直速度分量。⑤通天河活动断裂控制沱沱河盆地与通天河盆地的形成演化，沱沱河盆南F_{33}活动断裂晚更新世晚期—全新世平均左旋走滑运动速度为1.0mm/a，布玛郎纳F_{35}活动断裂全新世左旋走滑平均运动速度达6.7mm/a。⑥崩错断裂是青藏高原南部活动性很强的右旋走滑断裂，中更新世以来经历了长期构造活动，产生多期古地震事件；崩错断裂晚第四纪以来的右旋走滑运动速率平均为11.5±4.5mm/a，沿断裂发生8级左右强烈地震的重复周期约为900±500a。

5. 地震构造带划分与地震事件分析

青藏铁路横穿青藏高原地震活动区，沿线发育 10 条区域性地震构造带，包括：①柴达木盆北乌图美仁地震构造带，②昆仑山地震构造带，③可可西里地震构造带，④乌兰乌拉湖-风火山地震构造带，⑤唐古拉山北地震构造带，⑥班公-怒江地震构造带，⑦嘉黎-崩错地震构造带，⑧工布江达-松多地震构造带，⑨羊八井-当雄-谷露地震构造带，⑩喜马拉雅地震构造带。其中唐古拉山北地震构造带由通天河沿、雁石坪-木乃山、唐古拉山等次级地震构造带斜列分布所构成，嘉黎-崩错地震构造带由崩错、纳木错、格仁错 3 条次级地震构造带斜列分布所构成，羊八井-当雄-谷露地震构造带由当雄-羊八井、谷露-桑雄 2 条次级地震构造带组成。对青藏铁路具有较大影响的地震构造带包括 12 条不同级别的地震构造带，自北向南依次为：昆仑山地震构造带、可可西里地震构造带、乌兰乌拉湖-风火山地震构造带、通天河沿地震构造带、雁石坪-木乃山地震构造带、唐古拉山地震构造带、头二九-索县地震构造带、崩错地震构造带、纳木错地震构造带、格仁错地震构造带、谷露-桑雄地震构造带及当雄-羊八井地震构造带。对 1411 年羊八井 8 级地震、1951 年崩错 8 级地震、1952 年九子拉 7.5 级地震和 2001 年昆仑山 8.1 级地震的地表破裂和全新世古地震事件进行了观测、鉴定和分析。

6. 活动断层诱发地质灾害及工程影响分析

对青藏高原高寒环境活动断层诱发路面变形、路基破坏、构造裂缝、不均匀冻胀等地质灾害及工程危害进行详细观测和客观评价。青藏高原北部常年冻土区断裂活动不仅导致路基变形、路面破裂和工程破坏，还诱发不均匀冻胀、构造裂缝和斜列冰丘等地质灾害，对青藏铁路、青藏公路和输油管道等线路工程安全产生不良影响。断层活动诱发不冻泉公路裂缝、唐古拉山北路面塌陷和安多北侧公路路基开裂。活动断层对泉水线性分布和斜列冰丘具有显著控制作用，沿清水河活动断层还产生爆破冰丘。沿北麓河断裂破碎带发育定向分布的密集构造裂缝，部分构造裂缝错断、破坏青藏公路。温泉盆内断裂破碎带冰丘拱曲产生地表变形，导致电线杆掀斜和电线拉断。安多盆南断裂蠕滑与地下水活动、不均匀冻胀相互耦合，导致青藏公路安多大桥南侧路基松动和路面强烈变形。安多盆南的断裂蠕滑运动与断层破碎带泉水冻胀的耦合效应对铁路路基和工程安全也构成威胁。

7. 移动冰丘的地质特征与灾害效应分析

在青藏高原北部常年冻土地区发现活动断裂诱发移动冰丘。青藏铁路沿线断裂破碎带典型移动冰丘包括不冻泉移动冰丘、楚玛尔河移动冰丘、乌丽 86 道班移动冰丘、二道沟盆南断裂破碎带桥梁施工诱发雅玛尔河移动冰丘、断裂破碎带桥基施工诱发 83 道班移动冰丘、乌丽盆北断裂破碎带 DK1202 +668 大桥中部桥墩施工诱发 85 道班移动冰丘。移动冰丘的形成演化与断裂活动、地下水运动、气温变化存在动力学成因联系，是青藏高原北部常年冻土区内动力和外营力相互耦合的标志和产物。移动冰丘能够产生显著的灾害效应，成为高寒环境地质灾害重要类型。如不冻泉移动冰丘穿刺青藏公路路基，拱曲破坏涵洞结构；楚玛尔河移动冰丘导致青藏公路大桥墩台西向倾斜、桥墩扭裂和桥面塌陷；83 道班移动冰丘导致墩台破裂，冰丘锥顶抵达路轨，影响桥梁工程质量；乌丽 85 道班断裂破碎带桥墩桩基施工诱发大流量上涌泉水，产生重大安全隐患；乌丽 86 道班移动冰丘导致输油管道的严重拱曲变形。采用适当措施，通过疏导、排放地下泉水，能够有效地防治移动冰丘及灾害效应。

8. 青藏铁路沿线现今构造活动性和地壳稳定性的定量评价

通过统计分析和神经网络计算分析，得到青藏铁路沿线现今构造活动性等值线图，为地壳稳定性评价和工程稳定性区划提供了定量依据。结果表明：①青藏铁路沿线现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.40$ 的Ⅰ级构造活动带包括昆仑山构造活动带、五道梁-可可西里湖活动构造带、通天河-玛尼活动构造带、嘉黎-崩错活动构造带和羊八井-谷露-错那湖活动构造带；青藏铁路沿线构造活动强度 $\alpha \leq 0.20$ 现今Ⅰ级相对稳定地块或地壳相对稳定区包括柴达木地块（柴达木盆地和昆仑山北部）、可可西里-巴颜喀喇地块、北麓河相对稳定区（北麓河高平原、风火山、二道沟、乌丽山地和沱沱河高平原）、唐古拉地块（唐古拉山及两侧地区）、拉萨地块。②青藏高原Ⅰ级活动构造带内部发育相对稳定地段和相对稳定的次级块体，如昆仑山活动断裂系在西大滩活动断裂和库赛湖活动断裂之间，存在相对稳定的次级块体；而在Ⅰ级相对稳定地块内部也存在数量不等、方向不同的次级活动构造，如羌塘地块、拉萨地块内部发育规模相对较小的活动断层。③在青藏铁路沿线划分出7个现今构造活动强度 $\alpha \geq 0.40$ 的构造不稳定区，包括西大滩不稳定区、五道梁不稳定区、通天河不稳定区、错那湖不稳定区、崩错不稳定区、九子拉不稳定区和羊八井-当雄不稳定区。

尽管对青藏高原中段的断裂活动及灾害效应进行了系统调查勘测与逐步深入的研究工作，取得多方面显著进展，对发展大陆动力学和灾害动力学理论具有重要意义。然而迄今为止，国内外尚缺乏对活动断裂诱发地质灾害的有效防治技术；工程地质学界通过制定避让方案，最大程度地减轻活动断层诱发地质灾害损失。但青藏高原中段断层密度大，活动性强，诱发灾害类型繁多；很多重大工程如新建青藏铁路无法避让绝大部分活动断层，铁路只能垂直通过或高角度穿越断层破碎带，因此青藏铁路运行期间将长期面临活动断裂、强烈地震及诱发地质灾害的威胁。为了保证青藏铁路的运营安全，满足国家西部大开发战略防震减灾工作需要，建议尽快建立青藏铁路格尔木-拉萨段沿线活动断层、地震与地质灾害综合监测预警和实时监控系统，依托青藏铁路和青藏公路建立高寒环境活动断裂及诱发地质灾害研究基地，创新发展青藏高原大陆动力学及活动断裂诱发地质灾害理论，为西部高寒环境重大工程的减灾防灾提供技术支撑。

由于本项研究涉及的断层数量多，类型复杂，很多活动断层缺乏前期研究基础；而高寒环境断裂诱发地质灾害属国际前沿性研究课题，可供参考的文献资料非常有限，因此相关认识难免存在不足，有待于更多工作的检验、修正和完善。期望本书的出版能够促进青藏高原大陆动力学理论的创新和发展，为青藏铁路沿线地质灾害监测、防治提供有实用价值的参考资料。对相关研究的不足和谬误之处，欢迎同行专家批评指正。第一作者的电子信箱：wuzhenhan@yahoo.com.cn。

ON ACTIVE FAULTS AND HAZARDS POSED BY ACTIVE FAULTING IN THE VICINITY OF THE GOLMUD-LHASA RAILWAY ROUTE ACROSS THE TIBETAN PLATEAU

Wu Zhenhan, Hu Daogong, Wu Zhonghai, Zhao Xitao, Wang Wei, Liu Qisheng, Ye Peisheng, Wang Lianjie, Peng Hua and Zhou Chunjing

Constructing the Golmud-Lhasa railway across the Tibetan Plateau has to face with a daunting task on preventing geological hazards of different kinds. Not only is the plateau one of the highest areas of the world, averaging 4,500 m, with countless problems associated with permafrost, but it is also one of the most seismically active ones (Figure 3 - 13). The route extends 1,142 km from Golmud in the north at 2,741 m elevation to Lhasa in the south at 3,650 m, and passes through the 5,073 m high Tangula Pass along the way. It will be the first railway in the Tibet Autonomous Region and the highest in the world. Building the line requires many tunnels, of which three are 1 ~ 5 km in length, and over one hundred bridges.

Detailed engineering-geological studies were then undertaken along the proposed route in July to September 2001, January to February and May to June 2002, May to August 2003 and February 2004. The teams were directed by the Institute of Geomechanics and supported jointly by the Ministry of Railways of China and the China Geological Survey. As major members of the teams, the authors mapped a strip along the route at a scale of 1:2,000, which results in a map more than 500m long. This effort discovered many new active faults, surface fracture zones, seismic ruptures, pingos, thaw-slides, thaw-depressions, landslides and mass-wasting sites in the vicinity of the railway line. These all have the potential to damage the railway and its associated engineered facilities. The construction and maintenance of the railway thus, faces an enormous challenge in overcoming the geologic hazards encountered. The work done in quantifying and meeting this challenge will benefit construction under such extreme conditions elsewhere in the world.

Investigations of the large-scale active faulting and intensive earthquake activity in this youngest and highest collisional orogen on the Earth began relatively recently and studies of the permafrost activity have lagged behind. Active faults in the Tibetan Plateau have attracted the attention of many geoscientists since Tapponnier et al. (1976) developed slip-line theory and linked strike-slip faulting with large-scale continental tectonics of East Asia. Amijio et al. (1986) and Han

(1987) studied the Quaternary faulting and crustal extension of south Tibet and Kidd et al. (1990) reported on Quaternary and present fault activity in the vicinity of the Golmud-Lhasa route. The Late Quaternary activity of the Jinsha and the Bangoin-Nujiang sutures on the Tibetan Plateau was investigated by Wu et al. (1993). Ren et al. (1993) and Wang et al. (1993) estimated slip-rates of some strike-slip faults on the plateau. The strike-slip offsets formed during the 2001 Ms 8.1 Central Kunlun earthquake along south Kunlun fault of northern Tibetan Plateau were investigated by Lin et al. (2002). Tapponnier et al. (2001) indicated the importance of such strike-slip faulting in the stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau. However, despite these advances, little information concerning the hazards of active faulting to engineered construction in the central Tibetan Plateau has been reported since the pioneering work of some Chinese geologists (Hu et al., 1982; Yi et al., 1982) and a regional evaluation of earthquake intensity by seismologists in the 1980s (Science and Technology Committee of the Tibetan Autonomous Region, 1982; Wu et al., 1990). Seismologists focused on earthquake damages caused by active faulting (Wu et al., 1993; Geology Institute of the Chinese Seismological Bureau, 1992; Guo et al., 2003).

Hazards also result from active faulting and its coupling with the severe ice conditions over much of the railway route due to the height of the plateau where winter temperatures reach −25 ~ −30℃. Permanently frozen ground, permafrost, is present in the north and seasonal freezing in the south. The permafrost in the north reaches depths of 80 to 128 m. The permafrost and ice lenses 10 to 100 m thick were described in the northern Tibetan Plateau along with the hazards imposed by freezing and thawing to engineered construction (Hu et al., 1982; Chen et al., 1993). These hazards were described along the Golmud-Lhasa highway in central Tibet (Hu et al., 1982; Chen, 1990), but their relation with active faulting was neglected.

This book describes geology of major active faults and geological hazards posed by active faulting from earthquakes to unusual freezing-thawing processes, that occur along them, and show hazard effects posed by active faulting to engineering constructions along the Golmud-Lhasa railway and highway.

1. Geological Setting

The present day collisional tectonics of central Asia results from the Indian continental plate underthrusting western China and raising the Himalyan Mountains and the Tibetan Plateau (Zhao et al., 1993). The plateau rises to the north in the Kunlun Mountains and from there drops off northward into the Tarim Basin with a local transition zone comprising the Qaidam Basin and Qilian Mountains. Adjustments to the movement within the Tibetan Plateau have produced a series of large transcurrent fault zones. These trend dominantly west-northwest in the north, where they have left-lateral movement, and east-west in the south, where the movement is right-lateral, in the region of the Golmud-Lhasa railway. Differential vertical movement between blocks delineated by the faults formed the Kunlun and Tangula Mountains and various basins within the plateau. In addition, the lateral movement along the transcurrent faults forms many secondary oblique north-

east-trending normal faults, grabens and pull-apart basins, e. g. the Damxung-Yangbajain graben, the Gulu-Sangxiong graben, the Ando-Cuonahu graben and the Wenquan basin. These extensional faults tend to be concentrated in a zone where the direction and magnitude of the transcurrent movement change.

2. Active fault and displacement

The large active faults of the Tibetan Plateau have only recently begun to be studied and the work on the Golmud-Lhasa railway has greatly accelerated this process. Typical active faults present a textbook array of features. They may show scarps, faceted spurs, offset river terraces, offset Pleistocene and younger deposits, offset rivers, river control, surface fractures, fault breccia, fault surfaces, hot springs or craters, earth slides and slumps, and elongate zones of pingos. The faults usually are expressed prominently in remotely sensed, seismic and electrical resistivity data. Many of these faults have significant offsets and a high rate of movement.

Calculating the rate of fault movement to estimate the danger they pose is especially important in this region of limited seismic records and sparse population. The rate provides an insight into the potential size and frequency of offsets and earthquakes. The slip-rates of several major faults were measured in previous studies. Kidd et al. (1990) and Ren et al. (1993) studied the rates of the sinistral strike-slip South Kunlun-Xidatan fault system in the south Kunlun Mountains. The dextral strike-slip Jiali-Bengcuo fault was investigated by both Armijio et al. (1986) and Wu et al. (1990) and the movement along the dextral strike-slip Gerenco fault and the northeast-trending boundary fault of the Damxung-Yangbajain graben were estimated by the Geology Institute of the China Seismological Bureau (1992). Many more large active faults, in addition to many minor ones, were discovered during the geological mapping of the Golmud-Lhasa railway route, and their past rate of activity investigated. Twenty-seven important active faults of different strikes, scales and characteristics now have been identified in the vicinity of the railway-line (Figure 3 - 13, Table 1). The rate of movement along these faults provides some indication of the size and frequency of future offsets and earthquakes affecting the railway.

Most active faults cut through Late Quaternary sand, soil and gravel of fluvial and lake deposits and form linear scarps, spring alignments, troughs, stream offsets and terrace offsets. The age of these deposits is critical to the understanding the fault activity. It has been refined by the use of thermo-luminescent (TL) dating of sand and clay and U-series dating of calcite-bearing strata. The Wudaoliang fault cuts through Holocene fluvial deposits of gravel and clay, folds the Holocene deposits near the main fault (Figure 5 - 22) and forms a 30 ~ 35 m stream offset. The North Hohxil fault offsets a Late Pleistocene terrace 50 m and a Holocene terrace 25 m, and forms parallel ruptures filled by Late Pleistocene sandy soils with a TL age of 15.3 ± 1.2 ka (Figure 5 - 25). The South Hohxil fault shows a 9 m offset of the Holocene fluvial terrace and a 5 m vertical displacement. The South Erdaogou fault offsets a stream 50 m since Late Pleistocene (Figure 5 - 30c). The Wuli fault cuts through Permian and Eogene strata and Pleistocene-Holocene fluvial deposits (Figure 5 - 35) and shows a stream offset of 18 m since 5.6 ka B. P. The Tongtianhe

Table 1 Major Active Faults in the Vicinity of the Golmud-Lhasa Railway

Fault	Symbol	Type*	Slip-rate	Maximum Earthquake	References
North Kunlun Fault	NKF			5.5	
Nacitai Fault	NCF			5.2	
Xidatan Active Fault	XAF	SS	10 ~ 15mm/a	7.5	Kidd et al. 1990 Ren et al., 1993
South Kunlun Fault	SKF	SS	10 ~ 15mm/a	8.1	
Qingsuihe Fault	QHF				
Cumaerhe Fault	CHF				
Wudaoliang Fault	WLF	SS	7.8mm/a		Table 2
North Hohxil Fault	NHF	SS	6.7mm/a	7.3	Table 2
South Hohxil Fault	SHF	SS	1.5mm/a		Table 2
Beiluhe Fault	BHF				
North Fenghuoshan Fault	NFF	SS	4.0mm/a	6.8	Table 2
North Erdaogou Fault	NEF				
South Erdaogou Fault	SEF	SS	3.5mm/a	7.9	Table 2
Wuli Active Fault	WAF	SS	3.6mm/a	4.7	Table 2
Tongtianhe Fault	TTF	SS	6.7mm/a	6.5	Table 2
Yanshiping Fault	YPF	SS	3.3mm/a	5.4	Table 2
West Wenquan Fault	WWF	N	0.3 ~ 1.2mm/a		Table 2
North Tangula Fault	NTF	SS		6.4	
South Tangula Fault	STF	DS	2.0mm/a	5.6	Table 2
North Ando Fault	NAF	N		4.5	
South Ando Fault	SAF	N			
Naqu Fault	NQF	DS		6.1	Geology Institute of CSB, 1992
Jiali-Bengcuo Fault	JBF	DS	9 ~ 12mm/a	8.0	Armijio et al., 1986
West Gulu Fault	WGF	N	2 ~ 6mm/a	7.5	Geology Institute of CSB, 1992
Damxung-Yangbajain Active Fault	DYF	N	3.5 ~ 7.5mm/a 15 ~ 20mm/a	8.0	Geology Institute of CSB, 1992 Armijio et al., 1986
Yaluzangbu Fault	YZF	DS	5.9mm/a	7.0	Zhang et al., 2003

* SS, sinistral strike-slip; DS dextral strike-slip; N normal.

fault evidently controls the linear distribution of springs and cuts a terrace of spring deposits (Figure 5 - 41). The west boundary fault of the Wenquan pull-apart basin, north of the Tangula Mountains, displays several periods of activity since the Pleistocene, as marked by vertical displacements of the Pleistocene-Holocene deposits (Figure 4 - 8). Some active faults, such as the South Kunlin, Jiali-Bengcuo, Genenco, and the boundary faults of the Gulu-Sangxiong basin and the Damxung-Yangbajain graben, display earthquake fissures and effects formed in the Holocene (Geology Institute of CSB, 1992, Lin et al., 2002).

Active faults of the northern Tibetan Plateau are dominated by sinistral strike-slip faults, whereas those of the southern part are dominated by dextral strike-slip faults (Table 1). Active faults of grabens and pull-apart basins, the West Wenquan, South Ando, Gulu-Sangxiong and Damxung-Yangbajain faults, are normal faults with minor strike-slip component. The sinistral slip-rate, in general, is greatest in the north and decreases southward towards the dextral faults. The sinistral rate of the South Kunlun-Xidatan fault system, in the south Kunlun Mountains, is estimated to average 10 ~ 15 mm/a during the Late Quaternary (Kidd et al., 1990; Ren et al., 1993). The average sinistral rates of the faults to the south are indicated to range from 1.50 to 7.76 mm/a and average 4.65 mm/a during the Late Pleistocene to Holocene (Table 2). The dextral slip-rates do not show a progressive increase to the south. The average dextral-slip rate of the South Tangula fault is 2.0 mm/a in the Holocene, based on field observations of stream offsets combined with U-series and TL dating of the uppermost deposits cut by the fault (Wu et al., 2003). A rate of 9 ~ 12 mm/a is reported for the Jiali-Bengcuo fault (Armijio et al., 1986; Wu et al., 1990) and the dextral rate for the Gerenco fault is found to be 2.1 mm/a during the Late Holocene (The Geology Institute of CSB, 1992). The Yaluzangbu fault is indicated to have a dextral-slip rate of 6.0 mm/a according to the GPS monitoring data at Xigaxe and Lhasa (Zhang et al., 2001). The slip rate for the Damxung-Yangbajain normal fault is estimated at 3.5 ~ 7.5 mm/a (The Geology Institute of CSB. 1992; Wu et al., 2004).

3. Seismicity

This intensive fault movement results in frequent seismic activity in the Tibetan Plateau and large magnitude earthquakes. The movement along some of the faults appears to be linked to form single seismic zones. The identified faults thus, can be grouped into eight major seismic zones in the vicinity of the Golmud-Lhasa railway line, including the Kunlun seismic zone ② along the SKF and the XAF, the Hohxil seismic zone ③ along the WLF and the Hohxil active faults, the Fenghuoshan seismic zone ④ along the NEF and the SEF, the Tangula seismic zone ⑤ including Tongtianhe seismic branch along the WAF and the TTF, the north Wenquan seismic branch along the YPF, the Tangula seismic branch along the NTF and the STF and the related pull-apart basins, the Bangoin-Nujiang seismic zone ⑥, the Jiali-Bengcuo seismic zone ⑦ along the JBF, the Songduo seismic zone ⑧ and the Yangbajain-Damxung seismic zone ⑨ along the DYF (Table 3). The Tangula seismic zone and the Jiali-Bengcuo seismic zones both contain 3-4 branches in en echelon. Another two seismic zone, the north Qaidam seismic zone ① and the Himalaya seismic

Table 2 Average slip rates of faults in Late Quaternary in vicinity of the Golmud-Lhasa Railway

Symbol	Name	Displacement	Age	Dating Method	Average Rate
XAF SKF	Xidatan Active Fault South Kunlun Fault	Kidd et al. ,1988;Ren et al. ,1999			10 ~ 15mm/a
WLF	Wudaoliang Fault	35m sinistral offset of stream	4.5ka	TL	7.8 mm/a
NHF	North Hohxil Fault	25m sinistral offset of stream	3.70ka	TL	6.7 mm/a
SHF	South Hohxil Fault	9m sinistral offset of stream	6.0ka	TL	1.5 mm/a
NFF	North Fenghuoshan Fault	90m sinistral offset of third terrace of river	22.1ka	TL	4.0 mm/a
NEF	North Erdaogou Fault	18m sinistral offset of stream	16.3ka	TL	1.10 mm/a
		8m vertical displacement	16.3ka	TL	0.49 mm/a
SEF	South Erdaogou Fault	120m sinistral offset of terrace	34ka	U-series	3.5 mm/a
WAF	Wuli Active Fault	20m sinistral offset of stream	5.6ka	TL	3.6 mm/a
		18m vertical displacement	5.6ka	TL	3.2 mm/a
TTF	Tongtianhe Fault	67m sinistral offset of stream	10.0ka	U-series	6.7mm/a
YPF	Yanshiping Fault	Finite element modeling based on GPS data			3.3mm/a
STF	South Tangula Fault	Finite element modeling based on GPS data			2.0mm/a
JBF	Jiali-Bengcuo Fault	Armijio et al. , 1986; Wu et al. , 1990			9 ~ 11mm/a
WGF	West Gulu Fault	Institute of Geology of CSB, 1992			2 ~ 6mm/a
DYF	Damxung-Yangbajain Fault	Institute of Geology of CSB, 1992 Armijio et al. , 1986			3.5 ~ 7.5mm/a 15 ~ 20mm/a
YZF	Yaluzangbu Fault	Dextral displacement by GPS measurement			5.9mm/a

TL refers to thermoluminescent dating.

zone ⑩, occur in north and south of the Golmud-Lhasa railway route (Figure 3 - 13).

Some of these zones have produced great earthquakes. The Ms 8. 1 Central Kunlun earthquake occurred in 2001 and formed surface ruptures along 400 km of the South Kunlun fault (Plate Ⅸ).

The Ms 8,0 Yangbajain earthquake of 1411 formed ruptures along 136 km of the west boundary fault of the Damxung-Yanbajain graben (Plate Ⅳ) (Wu et al. , 1990). The Ms 7.5 Jiuzila earthquake of 1952 formed ruptures along 57.7 km of the north boundary fault of the Damxung basin and west of the Gulu graben (Plate Ⅲ). The Ms 8.0 Bengcuo earthquake of 1951 formed fissures and deformation along 81 km of the Jiali-Bengcuo fault (Figure 5 - 44) (Geology Institute

Table 3 Seismic zones in the vicinity of the Golmud-Lhasa railway

Symbol	Name of Seismic Zone	Major Active Faults	Type *	Larger Earthquakes with Ms≥6.0
1	North Qaidam ①	Faults covered by Quaternary strata in north part of the Qaidam basin	DS and T	The Wutumeiren earthquake (Ms 6.0) occurred on October 6, 1952 and the Xitieshan earthquake (Ms 6.3) on January 19, 1977 in east extension of this seismic zone
2	Kunlun ②	The Nacitai Fault, the Xidatan Fault and the South Kunlun Fault	SS	The Central Kunlun earthquake (Ms 8.1) occurred on Novermber 14, 2001 and the Huashixia earthquake (Ms 7.0) occurred on April 19, 1963 in east extension of this seismic zone
3	Hohxil ③	The Cumaerhe Fault, the Wudaoliang Fault, the North Hohxil Fault, the South Hohxil Fault	SS	Palaeo-earthquake with 4 ~ 5m co-seismic offset in the Holocene corresponding to Ms 7.0 ~ 7.5 was identified in the field and no earthquake with Ms≥6.0 was recorded by instruments since 1950s
4	Fenghuoshan ④	The North Fenghuoshan Fault, the North Erdaogou Fault, the South Erdaogou Fault and their east extention, i. e. Yushu Active Fault	SS	The Mani earthquake (Ms 7.9) occurred on November 8, 1997; the Xijinwulanhu earthquake (Ms 6.8) occurred on June 10, 1981; the Wulanwula earthquake (Ms 6.25) occurred on May 2, 1920 and the Duogecuoren earthquake (Ms 6.1) occurred on July 7, 2003
5	Tangula ⑤ with seismic zones in en echelon arrangement	The Tongtianhe Fault, the Yanshiping Fault, North Tangula Fault and some extensional faults of pull apart basins	SS and N	The Tangula earthquake (Ms 6.4) occurred on June 5, 1975; the Tangula earthquake (Ms 6.0) occurred on April 27, 1959 and the Tangtula earthquake (Ms 6.0) occurred on June 23, 1934
6	Bangoin-Nujiang ⑥	The South Tangula Fault and some branch faults of the Bangoin-Nujiang suture	DS	No larger earthquake with Ms≥6.0 was recorded by instruments since 1950s
7	Jiali-Bengcuo ⑦ with seismic zones in en echelon arrangement	The Jiali-Bengcuo Fault, the West Namcuo Fault and the Gerencuo Fault	DS	The Bengcuo earthquake (Ms 8.0) occurred on November 18, 1951 and the Xiongmei earthquake (Ms 7.0) occurred on December 15, 1934
8	Sonduo ⑧	Active faults in south of the Lhasa-Gangdese block	DS	The Yangbajain earthquake (Ms 8.0) occurred in the compounding position of this seismic zone with the Damxung-Yangbajain graben and no other earthquakes with Ms≥6.0 were recorded by instruments since 1950s
9	Damxung-Yangbajing-Gulu ⑨	West Gulu Fault and the Damxung-Yangbajain Fault	N	The Yangbajain earthquake (Ms 8.0) occurred on September 28, 1411 and the Jiuzila earthquake (Ms 7.5) occurred on August 18, 1952
10	Himalayan ⑩	Thrust faults within crust of the Himalayan Mts. and strike-slip faults along the Yaluzangbu suture	DS and T	Earthquake (Ms 7.0) occurred on December 3, 1915 in east of the Qushui, the earthquake of Ms 7.7 occurred on July 29, 1947 in south of the Milin and the Chayu earthquake (Ms 8.5) occurred on August 15, 1950 in east extension of this seismic zone

* SS, sinistral strike-slip; DS dextral strike-slip; N normal; T thrust. The positions of seismic zones from ① to ⑩ are shown in Plate Ⅸ of Wu et al., 2004.

of CSB, 1992). The Wudaoliang and North Hohxil faults have not had an earthquake of Ms≥5.0 in at least the past 50 years, but the slip-rates of 6 ~ 7 mm/a indicate the potential for earthquakes of Ms 6 ~ 7.5 during the next 50 years, according to the slip-rate-magnitude time diagram of Matsunda et al. (1978).

4. Geological Hazards Posed by Active Faults

Active faults of the central Tibetan Plateau control a variety of extreme geological hazards in the vicinity of the Golmud-Lhasa railway route. Movement on the faults has produced or has the potential to produce earthquakes in the range of Ms 6.0 ~ 8.0 (Figure 3 - 13 and Table 1, 2). These movements not only result in significant offset of the line where crossed by the causative faults, but produce damage from the large seismic ground motion and the secondary ground failures and avalanches. The slow steady slip-rate between earthquakes distorts the ground which can result in damage tracks and facilities. This investigation also shows the enhanced water flow along the open fractures in fault zones, commonly expressed by alignments of springs, will create unusual hazards in areas of permafrost. This may result in extensive ground movement in freeze-thaw cycles from surface fracturing, pingos, thaw sag ponds and other features. These effects endanger and decrease the life expectancy of railway structures along with highways and pipelines across the Tibetan Plateau. All of this is in addition to the usual problems caused by freezing and thawing near roadbeds and foundations in permafrost regions.

(1) Earthquake Effects

Several earthquakes with Ms≥7.0 occurred in the vicinity of the Golmud-Lhasa railway route since 1950s and another earthquake with Ms 8.0 were recorded in 1411. According to the Science and Technology Committee of the Tibetan Autonomous Region (1982) and Geology Institute of CSB (1992), the Ms 8.0 Yangbajain Earthquake occurred in September 28, 1411 formed 11 ~ 13m left-lateral slip and 8 ~ 9m fall displacement and destroyed many villages and houses in Damxung-Yangbajain graben and its adjacent areas; the Ms 8.0 Bengcuo Earthquake occurred in November 18, 1951 formed 7.3m right-lateral slip, destroyed houses within 50km around the epicenter and killed many people and animals; and the Ms 7.5 Jiuzila Earthquake occurred in August 18, 1952 formed both slip and fall of 5 ~ 5.7m, destroyed villages and houses and killed people and animals near the epicenter. The maximum seismic intensities of the Yangbajain Earthquake in 1411, the Bengcuo Earthquake in 1951 and the Jiuzila Earthquake in 1952 are Ⅺ, Ⅹ ~ Ⅺ and Ⅹ respectively. The Ms 8.1 Central Kunlun Earthquake occurred in November 14, 2001 formed left-lateral slips of 7 ~ 14m near the epicenter in more than 300km west of the Golmud-Lhasa highway and 4 ~ 5m slips near the Golmud-Lhasa railway route, and its surface ruptures cut through the highway and railway route (Plate Ⅸ). The Central Kunlun Earthquake also resulted in snow-slides in south Kunlun Mountains and damaged some houses in south of the Golmud city, but did not killed any person due to very rare population in vast areas surrounding the earthquake epicenter.

This high rate of fault movement and intense seismic activity acting on a population that is increasing in the vicinity of the Golmuc-Lhasa railway-line will cause a much larger scale of earthquake damage in the future. The Kunlun, Hohxil, Erdaogou, Tongtianhe, Tangula, and Bengcuo seismic zones across the line and the Gulu-Damxung-Yangbajain seismic zone parallel to the line have the potential to produce Ms 6 ~ 8 earthquakes over the next 50 to 100 years, according to Late Quaternary slip-rates along the faults and the seismic record since 1950. These potential earthquakes impose severe safety problems to the railway and the associated engineered facilities.

(2) Fault Creep

Tectonic creep occurs along active faults in south of the Ando basin, which forms a linear northwestward-dipping fault-scarp (Plate XI) along the southern boundary of the northeast-trending Ando pull-apart basin. This normal fault cuts through the Golmud-Lhasa highway south of the town of Ando and destroyed the highway for 150 m along the fault zone (Figure 6 - 24 and 6 - 23). The creep has nessesitated road repairs several times in the past 20 years. The South Ando fault cut the Holocene sands and caused about 20 cm of offset of road-fill placed in the mid 1980s (Figure 6 - 23). The average vertical creep rate is about 10 mm/a within the fault zone south of Ando. However, no earthquakes Ms $\geqslant$ 5.0 are reported along this fault since the 1970s.

(3) Thaw Depressions

Active faults alter the freeze-thaw balance of underground ice in the permafrost areas of the northern Tibetan Plateau and induce relatively more irregular thawing and surface deformation in the vicinity of the railway line. This is related to increased fracture permeability and, at least locally, control of thermal waters in the fault zones; the linear nature of much of the deformation suggests more control by steep fractures. Depressions, both dry and water-filled, form in the zones from the annual thaw. These range from small holes to ones over hundred meters wide. Linear small trenches to large troughs parallel to the associated fault (Figures 6 - 22, 5 - 34, 5 - 33 and 6 - 34) and other more irregular ones are present as well. A 50 cm deep thaw depression formed within the North Tangula fault zone where it crosses the Golmud-Lhasa highway in the northern Tangula Mountains (Figure 6 - 22). The highway suffers similar deformation along the north Fenghuoshan Fault and the Wuli fault.

(4) Pingos

Active faults provide favorable conduits for ground water flow which controls ice-cored mounds, known as pingos, and springs along the north section of the Golmud-Lhasa railway, from the Kunlun to the Tangula Mountains. This results in liner zones of springs in May to October (Figures 5 - 34 and 5 - 33) and en echelon pingos in November to April of each year (Figure 5 - 33). Many pingos along the faults form cones and hummocks that reach heights of several me-

ters (Figure 6 - 15e and 6 - 34b) and some of the larger ones noted over the past 40 years approach hill size during December to January. These include the 62th station pingo east of the Golmud-Lhasa highway south of the Kunlun Mountains (Figure 6 - 15e) and the ones north of the Tangula Mountains. Some pingos change their position along the faults some years and thus, appear to migrate, such as one in the Wuli fault (Figure 6 - 34b) and one northeast of Budongquan (Figure 6 - 28). The Budongquan pingo has been at its present position since the 1990s (Figure 6 - 28) and the Wuli pingo since 2001 (Figure 6 - 34b).

Some small pingos may develop from a shallow ice lens, that grows until a vertical crack in the covering induces melting and collapse (Thom, 1978). Larger pingos, however, grow from the formation of buried ice lenses and water pressure in both open and closed water systems (Embleton and King, 1968). A water lens present beneath the ice lens may become over pressurized and lift the pingo by artesian pressure along with expansion from freezing at the base of the ice lens in the winter; later when the water escapes in springs, the pressure is lowered and the pingo "pulsates" (Mackay, 1977) or collapses. The source of the water is in dispute. Mackay (1962, 1986) considers it water trapped in an infilled lake, the remnants of which may form ponds adjacent to the pingo. Bostrom (1967) thinks it more likely to be derived from melting at the base of the permafrost due to subsidence and that the ponds are a result of where some reaches the surface. The water is probably derived from depth in Tibet also, because the pingos are related to faults rather than lakes. However, the Tibetan Plateau is rising and the base of the permafrost would be expected to be growing downward and decreasing the available water, although perhaps increasing the pore pressure. Ice melting at depth from geothermal heat, that produces the thermal springs along most of the active faults (Figure 3 - 13), rather than regional movement, is the probable source. Fractures in the active fault zones would provide efficient conduits for water both into and out of the pingos. The distribution of the pingos along the zones demonstrates their control by the faults. This has been suspected elsewhere. Bostrom (1976) thought pingos on the Mackenzie River plain, northwest Canada might be concentrated over buried active normal faults that control subsidence. Pingos studied in an area of active uplift on Spitsbergen by Yoshikawa and Nakamura (1996) showed a relation with fault zones, along with terminal moraines and delta areas. Hamilton and Obi (1982) found some pingos in the central Brooks Range, Alaska seemed associated with regional structures and possibly related to northeast-trending fracture systems. The active faults provide the pathways for springs that drain pingos and lead to their collapse in the warmer times of the year, as well as non-related cool and warm water springs. Mackay (1986) noted drainage springs on normal faults that formed by differential movement at edges of pingos.

Pingos cause doming in the winter and spring of each year and create hazards, especially the migrating ones, to engineered structures. The migrating Budongquan pingo produces highway doming every winter and spring (Figure 6 - 28). The Wuli pingo only exhibited thaw ponds along the fault before 2001 (Figure 6 - 34c). It was east of the highway during the winter of 2001 and spring of 2002 and caused a 1.5m bend in the Golmud-Lhasa pipeline (Figures 6 - 34). Any active fault in the permafrost areas of the north Tibet Plateau may induce migrating pingos whose do-

ming is a potential hazard to the railway and related engineered structures. Some, such as the Wuli pingo, pose severe hazards to the railway during future fault movement.

(5) Fracture Zones

Some active faults in the permafrost areas have surface fractures along with the underground freeze-thaw effects. Single surface fractures commonly appear parallel or oblique to an active fault and forms rupture 3 to 25 cm wide and tens to hundreds of meters long (Figure 6 - 24). Groups of fractures distributed in parallel or en echelon pattern form zones several hundreds to two thousand meters wide and thousands of meters long (Figure 6 - 45). At least six active faults have fracture zones that cross the Golmud-Lhasa railway and highway (Figure 3 - 13). The largest zone occurs along the Beilule fault in the vicinity of the railway line and extends more than 10 km long and 1,780 m in width (Figures 6 - 24a and 6 - 45). A fracture zone along the Qingshuihe fault near the railway line is 6 km long and 1,250 m wide. Fracture zones along the North Fenghuoshan, North Erdaogou, Wuli and Tongtianhe faults (Figure 3 - 13, Table 1) near the railway line extend thousand of meters in length and are 660 m, 800 m, 410 m and 475 m wide respectively.

These fractures appear to be a larger version of those found elsewhere in northern regions. Cracks form and an influx of water results at depth in a vertical vein or wedge of ice that grows in time (Leffingwell, 1915; Lachenbruch, 1962; Embleton and King, 1968). The presence of ice wedges might be summarized by the scattered linear thaw depressions amougst the fractures (Figure 6 - 45). Such fractures are initiated in surficial material under tension due to a rapid drop in temperature and may open with a snap causing a frostquake (Barosh, 1999). The wide zones parallel to the faults may be caused by the increased strain in the ground due to creep. The parallel orientation could be aided from below by throughgoing joints related to the fault movement. Upward propagation of such joints through thick alluvium due to shaking from underground nuclear explosions has produced similar wide zones (Barosh, 1968). The tectonic strain and ground motion from earthquakes in Tibet may help keep the fractures open for ice growth and thus, be responsible for the unusual size of the individual fractures on the surface.

The fracture zones cut through the Golmud-Lhasa railway line and highway and cause damage. A single fracture cutting through the highway may form a surface crack 5 ~ 25 cm wide (Figure 6 - 24d) and dense concentrations of fractures in a parallel or en echelon arrangement may result in a serious breaking of the roadbed. Some of the secondary linear thaw depressions formed along the fractures (Figure 6 - 45) and elongate pingos in these zones (Figure 6 - 24a) also deform the roadbeds.

5. Conclusion and Suggestion

The high number of active faults in the vicinity of the planned 1142 km long Golmud-Lhasa railway-line across the Tibetan Plateau poses a great hazard to the railway. This is not only from periodic fault offsets measured in meters, and the effects from large to great earthquakes, but also

from significant ground displacement from annual fault-controlled permafrost features, especially pingos. About 27 major active faults and 10 seismic zones were revealed after detailed mapping along the railway route. Most of the faults have strike-slip movement, with those in the northern plateau being sinistral and those in the southern part dextral, although some normal faults are associated with graben and pull-apart basins. Many faults have produced earthquakes in the Ms 6.0 ~ 8.0 range and the high slip-rates, of 4 ~ 15 mm/a, found on others indicate a potentially similar range. The Ms 8.1 Central Kunlun earthquake of 2001 had an associated left-lateral displacement of 7 ~ 14 m near the epicenter and a 4 ~ 5 m offset where the railway-line was cut. Such earthquakes, that can cause serious damage to the railway and associated facilities, occur relatively frequently. Tectonic creep along the faults between earthquakes also causes problems and has destroyed a section of highway adjacent to the railway-line.

The Tibetan Plateau has an average elevation of 4,500 m and the higher, northern part has permafrost with the usual problems of ground deformation from freezing-thawing effects and mass movement and the need to thermally isolate structures. Active faults in this region affect ground water flow and thus, control unusual permafrost features. Linear zones of ground deformation from freezing and thawing and extensive broad belts of ground fractures occur along faults to damage structures. Most importantly, the faults were found to control zones of pingos. Many of these ice-cored domes rise in the late fall and winter only to be drained in the spring by linear alignments of springs; some pingos occasionally migrate along the faults with time. The resulting deformation has bent pipelines and ruined roadways along the route.

Overcoming these hazards to provide for the safety of passingers and maintain the integrity of the railway is a great challenge. Building in regions of severe climate and permafrost is always difficult and the problems associated with the many active faults here makes for unusual conditions. No other construction will be subjected to such extreme effects from direct and indirect fault movement and the engineering geology community will learn much from the experience gained here.

6. Acknowledgement

Thank the Ministry of Railway, China Geological Survey, Chinese Academy of Geological Sciences and Third Academy of Railway Prospecting and Designing who gave support to all researches in this book. Thank all members including geologists, workers and drivers who worked together with the authors in the field in 2001 ~ 2002. Thank Academicians Zhao Wenjin and Professors Yi Mingchu, Yin Yueping, Zhang Zuochen, Zhao Xun and all other experts who gave the authors advisers and directions. We especially thank Professor Patric J. Barosh who as co-author made efficient effort and great contribution to the publication of the paper "Hazards Posed by Active Major Faults Along the Golmud- Lhasa Railway Route, Tibetan Plateau, China" in international journal Engineering Geology.

参 考 文 献

边千韬，郑祥身，叶建青，刘椿. 1996. 活动构造与地震。见：张以弗、郑祥身主编，青海可可西里地区地质演化. 北京：科学出版社，80～148

陈庆宣、孙叶、邵云惠. 1980. 中国构造体系的现今活动性. 国际交流地质学术论文集（1）. 北京：地质出版社，69～78

陈庆宣、孙叶、王治顺. 1989. 运用地质力学方法研究区域地壳稳定性. 地质力学文集，第九集. 北京：地质出版社，1～7

陈庆宣等. 1992. 探索区域地壳稳定性的途径. 第四纪研究，12（4）

陈文寄，Harrison T. M.，Leloup P. H. 等. 1994. 多重扩散域模式与构造：热年代学研究. 见：国家地震局地质研究所编. 1992 现今地球动力学研究及其应用. 北京：地震出版社，389～397

陈文寄，李齐，郝杰，周新华，万京林等. 1999. 冈底斯岩带结晶后的热演化史及其构造含义. 中国科学，29（1）：9～15

陈文寄，计凤桔，王非. 1999. 年轻地质体系的年代测定（续）. 北京：地震出版社

陈文寄，李齐，周新华等. 1996. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义。地震地质，18（1）：9～15

陈志明. 1986. 青藏高原湖泊退缩及其气候意义. 海洋与湖沼，17（3），207～216

陈志明. 1993. 中国地貌纲要. 北京：中国地图出版社，1～96

陈以健，高钧成，冯锦江. 1994. 藏南一些热泉硅华沉积物的 ESR 测年. 见：国家地震局地质研究所编，现今地球动力学研究及其应用. 北京：地震出版社，404～411

崔之久，伍永秋，刘耕年. 1998. 青藏公路昆仑山垭口天然剖面记录. 见：施雅风，李吉均，李炳元编，青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州：广东科技出版社，81～114

崔之久，高全洲，刘耕年. 1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学（D 辑），26（4）：378～385

崔之久，高全洲，刘耕年. 1998. 青藏高原夷平面与岩溶时代及其起始高度. 科学通报，41（15）：1402～1406

崔作舟，李秋生，孟令顺，管烨. 1999. 格尔木—额济纳旗岩石圈结构与深部构造. 北京：地质出版社

邓起东. 1991. 活动断裂研究的进展和方向. 见：活动断裂研究，第 1 集. 北京：地震出版社：1～6

丁国瑜. 1989. 新构造变动图组. 见：马杏垣主编，中国岩石圈动力学地图集。北京：中国地图出版社，16～22

丁国瑜，田勤俭，孔凡臣，谢胄峰，张立人，王立平. 1993. 活断层分段—原则、方法及应用. 北京：地震出版社，70～112

丁林，钟大赉，潘裕生等. 1995. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. 科学通报，40（16）：1497～1500

丁林，钟大赉，1998. 青藏高原隆升的阶段. 见：潘裕生，孔祥儒主编. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州：广东科技出版社，379～400

谷德振. 1963. 地质构造与工程地质. 科学通报，8（10）：18～23

谷德振. 1979. 岩体工程地质力学基础. 北京：科学出版社

国家地震局地质研究所. 1992. 西藏中部活动断层. 北京：地震出版社

郭增建，吴瑾冰，郭安宁. 2003. 由活断层评价地震灾害的讨论. 国际地震动态，290：7～9

韩同林，1983. 西藏东北部的新生界及其层序讨论. 青藏高原地质文集（3）地层·古生物. 北京：地质出版社，255～266

韩同林，1984a. 西藏申扎—班戈一带地质构造分析，见：青藏高原地质文集（15）岩石·构造地质. 北京：地质出版社，53～72

韩同林. 1984b. 西藏古湖蚀微地貌的发现及其意义，见：喜马拉雅地质Ⅱ. 北京：地质出版社，267～273

韩同林. 1987. 青藏高原活动构造. 北京：地质出版社，56～61

韩玉英. 1990. 有限应变分析. 北京：地质出版社

侯增谦，李振清，曲晓名．2001．0.5Ma 以来的青藏高原隆升过程—来自冈底斯热水活动的证据．中国科学 D 辑，31（增刊），27～33

胡海涛，许贵森．1982．青南—藏北高原的构造体系及其对地下水的控制．见：地质矿产部青藏高原地质文集编委会编，青藏高原地质文集．北京：地质出版社，1～40

胡海涛．1984．“安全岛”—相对稳定地块概念的应用—以广东核电站场址选择为例．见：第四届国际工程地质大会论文集．北京：科学出版社，38～46

胡海涛、贾加麟、殷跃平．1987．区域地壳稳定性研究的理论与发展．第五届国际工程地质大会论文集．北京：地质出版社

胡海涛．1996．区域地壳稳定性“安全岛”理论及方法．地学前缘，3（1～2）

胡道功，吴珍汉，叶培盛，江万．2003．西藏念青唐古拉山闪长质片麻岩锆石 U－Pb 年龄．地质通报，22（11～12）：936～940

胡聿贤．1988．地震工程学．北京：地震出版社

胡聿贤．1990．地震危险性分析中的综合概率法．北京：地震出版社

江万，吴珍汉，李有社．2000．青藏高原羌塘地区新生代火山岩中麻粒岩包体的发现．见：中国地质学会编，“九五”全国地质科技重要成果论文集．北京：地质出版社，103～105

贾玉连，施雅风，王苏民等．2001．40ka 以来青藏高原的 4 次湖涨期及其形成机制初探．中国科学（D 辑），31（增刊），241～251

焦克勤，姚檀栋，李世杰．2000．西昆仑山 32ka 来的冰川与环境演变．冰川冻土，22（3），250～256

孔昭宸，刘兰锁，杜乃秋．1981．从昆仑山—唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起．见：中国科学院青藏高原综合考察队编，青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社，78～89

李炳元．2000．青藏高原大湖期．地理学报，55（2），174～182

李吉均，文世宣，张青松．1979．青藏高原隆升的时代、幅度和形式探讨．中国科学（B 辑），9（6）：608～616

李璞．1957．西藏地区与新构造可能有关的一些现象．中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录．北京：科学出版社

李世杰．1985．青海昆仑山垭口地区第四纪沉积物的沉积特征及沉积环境．中国科学院兰州冰川冻土研究所硕士论文

李四光．1965．关于地震地质问题．中国地质，第 12 期

李四光．1973．地震地质．北京：科学出版社，1～30

李兴唐，许兵，黄典成，许学汉等著．1987．区域地壳稳定性研究的理论与方法．北京：地质出版社，133～152

梁廷立，多吉，潭庆元，杜少平，陈林，张登全．1995．羊八井地热田北区深部地热资源普查报告．拉萨：西藏自治区地质矿产局地热地质大队编印，24～68

廖椿庭，吴满路，张春山等．2002．青藏高原昆仑山和羊八井现今地应力测量及其工程意义．地球学报，23（4）：353～358

刘传正，胡海涛．1993．工程选址的“安全岛”多级逼近与优选理论．中国地质灾害与防治学报，4（1）：28～37

刘传正．1995．环境工程地质学导论．北京：地质出版社

刘东生，施雅风，王汝建．2000．以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表．第四纪研究，20（2），108～128

刘国昌．1979．地质力学及其在水文地质工程地质方面的应用．北京：地质出版社

刘国昌．1988．中国工程地质发展的回顾、反思和展望．河北地质学院学报，第 3 期

刘兰锁．1982．青藏公路沿线上新世-早更新世孢粉组合及其意义．青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川．北京：地质出版社，136～150

刘琦胜，叶培盛，赵希涛．2003a．长江上源布曲盆地湖相沉积的发现及其 U 系年龄．第四纪研究，23（1）：111

刘琦胜，吴珍汉，胡道功．2003b．念青唐古拉花岗岩锆石离子探针 U－Pb 同位素测年．科学通报，48（20）：2170～2175

黎兴国．1982．西藏当雄和羊八井盆地泥炭层 ^{14}C 年代测定．青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川．北京：地质出版社，131～135

吕厚远，王苏民，吴乃琴．2001．青藏高原错鄂湖 2．8Ma 来的孢粉记录．中国科学 D 辑，31（增刊），234～240

马杏垣主编．1987．中国及邻近海域岩石圈动力学图．北京：地质出版社

马宗晋. 1992. 活动构造基础与工程地震. 北京：地震出版社，180～182
马宗晋，张家声，汪一鹏. 2001. 青藏高原三维变形运动随时间的变化. 见：马宗晋，汪一鹏，张燕平主编，青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京：地震出版社，88～105
南京大学地理系地貌学教研室. 1974. 中国第四纪冰川与冰期问题. 北京：科学出版社，45～46
潘桂棠，刘培生. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京：地质出版社，1～130
潘裕生. 1999. 青藏高原的形成与隆升. 地学前缘，6（3）：1～9
潘裕生，孔祥儒，钟大赉. 1998. 高原岩石圈结构、演化和动力学. 青藏高原形成演化与发展（孙鸿烈，郑度编）. 广州：广东科技出版社，1～71
彭建兵，毛彦龙，范文，韩文峰等著. 区域稳定性动力学研究. 北京：科学出版社
浦庆余，吴锡浩，钱方. 1982. 青藏公路沿线唐古拉山地区第四地质问题. 青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川. 北京：地质出版社，19～33
钱方，马醒华，吴锡浩. 1982. 念青唐古拉山东南麓第四纪冰川地质. 青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川. 北京：地质出版社，34～50
钱方，马醒华，吴锡浩等. 1982. 羌塘组和曲果组磁性地层的研究. 青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川. 北京：地质出版社，112～130
青海省地质矿产局. 1991. 青海省地质志. 北京：地质出版社
青海省地震局，中国地震局地壳应力研究所. 1999. 东昆仑活动断裂带. 北京：地震出版社，1～186
任金卫，汪一鹏，吴章明，叶建青. 1993. 青藏高原北部库玛断裂东西大滩段全新世地震形变带及其位移特征和水平滑移速率. 地震地质，15（3）：285～288
孙鸿烈，郑度主编. 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广州：广东科技出版社，73～128
孙叶，谭成轩，李开善，邵云惠，叶定衡，左文智，张慧兰. 1998. 区域地壳稳定性定量化评价. 北京：地质出版社，173～203
孙广忠. 1988. 岩体结构力学. 北京：科学出版社
施雅风，郑本兴，李世杰. 1990. 青藏高原的末次冰期与最大冰期. 冰川冻土，12（1）：1～15
施雅风，郑本兴，李世杰等. 1995. 青藏高原中东部最大冰期时代、高度与气候环境探讨. 冰川冻土，17（2），97～112
施雅风，李吉均，李炳元主编. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州：广东科技出版社，73～137
施雅风，李吉均，李炳元，姚传栋，王苏民等. 1999. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报，54（1）：10～20
唐荣昌. 1980. 当雄7. 5级地震地质构造背景及其成因的初步认识. 地震研究，3（1）
王连捷，潘立宙，廖椿庭等. 1991. 地应力测量及其在工程中的应用. 北京：地质出版社
王绳祖，张四昌，田勤俭等. 2000. 大陆动力学—网状塑性流动与多级构造变形，北京：地震出版社
王思敬等. 1984. 地下工程岩体稳定分析. 北京：科学出版社
王思敬、黄鼎成. 1990. 攀西地区环境工程地质. 北京：海洋出版社
王思敬，牛宏建等. 1995. 东秦岭—大别山造山带大型推覆构造的物理机制及动力学分析. 北京：地震出版社
王士天. 1993. 澜沧江小湾电站区域构造稳定性数值模拟研究. 见：工程地质研究进展. 成都：西南交通大学出版社
汪一鹏. 2001. 青藏高原活动构造基本特征. 见：马宗晋、汪一鹏、张燕平主编，青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京：地震出版社，251～262
王薇，王连捷，王红才，乔子江. 2002. 青藏铁路昆仑山隧道稳定性分析. 地球学报，23（4）：359～362
王明业、郑绵平. 1965. 西藏高原第四纪冰川遗迹. 地理学报，31（1），63～74
吴树仁. 1995. 清江流域地壳稳定性工程地质研究. 武汉：中国地质大学出版社
伍永秋，崔之久，刘耕年等. 1999. 昆仑山垭口地区的冰期系列. 冰川冻土，21（1），71～76
吴珍汉，江万，张淑坤. 2000. 青藏高原晚喜马拉雅期地壳缩短量分析. 地质论评，46（6）
吴珍汉，吴中海，江万. 周继荣. 2001a. 中国大陆及邻区新生代构造—地貌演化过程与机理. 北京：地质出版社，37～99
吴珍汉，江万，周继荣，李冀湘. 2001b. 青藏高原腹地典型岩体热历史与构造—地貌演化过程的热年代学分析. 地

质学报，75（4）：468～476
吴珍汉，江万．Doug Nelson，Bill Kidd．2002a．藏北多格错仁红层及孢粉组合特征．现代地质，16（3）：225～230
吴珍汉，胡道功，刘琦胜，夏浩东，焉犀利．2002b．西藏当雄地区构造地貌及形成演化过程．23（5）：423～428
吴珍汉，叶培胜，胡道功，刘琦胜．2003a．拉萨地块北部逆冲推覆构造．地质论评，49（1）：74～80
吴珍汉，叶培盛，吴中海，胡道功，周春景．2003b．青藏铁路沿线断裂活动的灾害效应．现代地质，17（1）：1～6
吴珍汉，叶培盛，胡道功等．2003c．青藏高原腹地的地壳变形与构造地貌形成演化过程．北京：地质出版社，1～292
吴珍汉，吴中海，张永双，胡道功，周春景．2003d．青海西南部乌丽活动断裂系的地质特征及灾害效应．地质通报，22（6）：437～444
吴珍汉，吴中海，胡道功，彭华．2003e．青藏高原北部风火山活动断裂系及工程危害性研究．地质科技情报，22（1）：1～6
吴珍汉，胡道功，吴中海，刘琦胜，叶培盛．2003f．青藏铁路沿线构造裂缝的地质特征及工程危害．水文地质与工程地质，30（194）：15～20
吴珍汉，吴中海，胡道功，彭华，韩金良，周春景．2003g．可可西里东部活动断裂的地质特征．地学前缘，10（4）：283～289
吴中海，赵希涛，朱大岗等．2002．念青唐古拉山西布冰川区的冰碛层．地球学报，23（4）：343～348
吴中海，赵希涛，江万等．2003．念青唐古拉山东南麓更新世冰川沉积物年龄测定．冰川冻土，25（3）：272～274
吴中海，赵希涛，吴珍汉，周春景，严富华，麦学舜，朱大刚．2004．西藏纳木错地区约120ka BP以来的古植被、古气候与湖面变化．地质学报，78（2）：242～252
吴章明，申屠炳明，曹忠权等．1990．1411年西藏当雄8级地震地表破裂．地震地质，12（2）：98～108
吴章明，曹忠权，申屠丙明．1990．念青唐古拉山南东麓断层的初步研究．地震地质，13（1）：40～50
吴章明等．1991．1952年西藏当雄7.5级地震烈度的再评定．地球物理学报，34（1）
吴章明，曹忠权，申屠炳明等．1992．西藏中部活动断层．北京：地震出版社，183～192
吴章明．1992．西藏高原震中分布与活动断层．地震研究，15（2）
吴章明，汪一鹏，任金卫．1993．青藏高原北部金沙江、怒江缝合带晚第四纪的活动性．地震地质，15（1）：28～31
吴锡浩，王富葆，安芷生，钱方，卢演俦，张选阳．1992．晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度．见：黄土·第四纪地质·全球变化，第3集．北京：科学出版社，1～13
吴锡浩，钱方．1982．格尔木河水系河谷地貌．青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川．北京：地质出版社，71～86
吴锡浩，钱方，浦庆余．1982．东昆仑山第四纪冰川地质．青藏高原地质文集，（4），第四纪地质·冰川．北京：地质出版社，1～18
肖序常，李廷栋，李光岑，常承法，袁学诚．1988．喜马拉雅岩石圈构造演化总论．北京：地质出版社，1～118
肖序常，李廷栋主编．2000．青藏高原的构造演化与隆升机制．广州：广东科技出版社
西藏自治区地质矿产局．1993．西藏自治区区域地质志．北京：地质出版社，225～248
徐近之．1937，西藏之大天湖．地理学报，4：891～904
许志琴，崔军文．1986．大陆山链变形构造动力学．北京：冶金工业出版社
徐仁．1981．大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据．见：中国科学院青藏高原综合考察队编，青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．科学出版社，8～18
徐锡伟，陈文彬，于贵华等．2003．2001年11月14日昆仑山库塞湖地震（Ms8．1）地表破裂带的基本特征．地震地质，24（1），1～13
姚檀栋，Thompson L G，施雅风等．1997．古里雅冰心中末次间冰期以来气候变化记录研究．中国科学（D辑），27（5）：447～452
易明初．1982．青藏线格尔木—不冻泉挽近构造及其对道路工程的影响．见：地质矿产部青藏高原地质文集编委会编，青藏高原地质文集．北京：地质出版社，119～129
易明初．1982．活断层的国内外研究综述．中国地质科学院562队集刊，第3期
易明初．1983．活断层的定义．世界地质，第1集，68～79
易明初主编．1997．中国区域地壳稳定性图．北京：地质出版社

殷跃平. 1990. 区域地壳稳定性研究的专家知识结构模型. 水文地质工程地质, 18 (2): 8~15
殷跃平, 胡海涛, 康宏达. 1992. 重大工程选址区域地壳稳定性评价专家系统. 北京: 地震出版社
尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化. 地球学报, 22 (3): 193~230
余雄鹰, 邢纪国, 汪光迎. 1994. 新疆东河塘地区斜井压裂研究. 见: 国家地震局地壳应力研究所编, 第三届全国地应力会议专辑. 北京: 地震出版社, 46~51
张培震、王琪. 2001. 中国大陆现今地壳运动与构造变形. 见: 马宗晋、汪一鹏、张燕平主编, 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社, 21~35
张培震, 王琪, 马宗晋. 2002. 青藏高原现今构造特征与 GPS 速度场. 地学前缘, 9 (2), 442~450
张培震, 王敏, 甘卫军等. 2003. GPS 观测的活动断裂滑动速率及其对现今大陆动力作用的制约. 地学前缘, 10 (特刊), 81~92
赵文津及 INDEPTH 项目组著. 2001. 喜马拉雅山及雅鲁藏布江缝合带深部结构与构造研究. 北京: 地质出版社, 63~355
赵希涛. 1975. 喜马拉雅山脉近期上升的探讨. 地质科学, (3), 243~252
赵希涛, 郭旭东, 高福清. 1976. 珠穆朗玛峰地区第四纪地层, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 (1966~1968), 第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1~28
赵希涛. 1981. 青藏高原隆起幅度估算方法评述. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 167~175
赵希涛, 曲永新, 李铁松. 1999. 玉龙山东麓更新世冰川作用. 冰川冻土, 21 (3): 242~248
赵希涛, 朱大岗, 吴中海等. 2002a. 西藏纳木错与仁错-久如错连通的地质记录. 第四纪研究, 22 (2): 195
赵希涛, 朱大岗, 吴中海等. 2002b. 西藏纳木错晚更新世以来的湖泊发育. 地球学报, 23 (4): 239~334
赵希涛, 吴中海, 朱大岗等. 2002c. 念青唐古拉山脉西段第四纪冰川作用. 第四纪研究, 22 (5): 424~433
赵希涛, 朱大岗, 严富华, 吴中海, 马自邦, 麦学舜. 2003. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. 第四纪研究, 23 (1): 41~52
赵希涛, 吴中海, 胡道功等. 2004. 西藏错鄂及邻区晚更新世高位湖相沉积的发现及其意义. 地球学报, 25 (待出版)
赵志忠, 吴锡浩, C. Schluchter 等. 2002. 青藏高原第四纪冰川的宇宙核素暴露年龄首次测定. 地质力学学报, 8 (4): 306
张卓元主编. 1981. 工程地质勘探. 北京: 地质出版社, 119~142
郑本兴, 施雅风. 1976. 珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 (1966~1968), 第四纪地质. 北京: 科学出版社, 29~62
钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 289~295
中华人民共和国建设部. 1995. 岩土工程勘察规范. 北京: 中国建筑工业出版社, 84~87
中国地震局阿尔金活动断裂课题组. 1993. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社
中国科学院青藏高原综合科学考察队 (杨逸畴, 李炳元, 尹泽生等). 1983. 西藏地貌. 北京: 科学出版社, 1~238
中国科学院青藏高原综合科学考察队 (关志华, 陈传友, 区裕雄等). 1984. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1~327
中国科学院青藏高原综合科学考察队 (李吉均, 郑本兴, 杨锡金等). 1984. 西藏冰川. 北京: 科学出版社, 1~328
中国地质科学院成都地质矿产研究所. 1988. 青藏高原及邻区地质图 (1:150 万). 北京: 地质出版社
中国地质科学院岩石圈研究中心, 地质矿产部地质研究所著. 1996. 青藏高原岩石圈结构构造和形成演化. 北京: 地质出版社
中国科学院青藏高原综合科学考察队 (杨逸畴, 李炳元, 尹泽生等). 1983. 西藏地貌. 北京: 科学出版社, 1~238
中国科学院青藏高原综合科学考察队 (关志华, 陈传友, 区裕雄等). 1984. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1~327
中国地质调查局. 2004. 岗底斯构造带区域地质调查成果与进展. 地质通报, 23 (1): 45~60
中英青藏高原综合考察队. 1990. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社
周光泉, 刘孝敏. 1986. 粘弹性理论. 合肥: 中国科学技术大学出版社

Alsdorf D, Brown L, Nelson D, Makovsky Y, Klemperer S and Zhao W. 1998. Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet Plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles. Tectonics, 17(4): 501 ~519.

Amijo R, Tapponnier P, Mercier J L and Han T. 1986. Quaternary extension in south Tibet: Field observations and tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 91(B14): 13803 ~13872

Armijo R, Tapponnier P and Han T. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. Journal of Geophysical Research, 94: 2787 ~2838

Barry, J C, Lindsay, E H, and Jacobs, L L. 1982. A biostratigraphic zonation of the Middle and Upper Siwaliks of the Potwar Plateau of northern Pakistan. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Plaeoecology, 37: 95 ~130

Bendick R, Bilham R, Freymueller J T *et al.* 2000. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. Nature, 402: 69 ~72

Bess J, Courtillot V, Pozzi J P, Westphal M and Zhou Y. 1984. Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. Nature, 311: 621 ~626

Blisniuk M Peter, Hacker R Bradley, Glodny Johannes, Ratschbacher Lothar, Bi Siwen, Wu Zhenhan, McWilliams O, Michael and Calvert Andy. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5Ma ago. Nature, 412: 628 ~632

Bloon A L. 1998. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms (3rd Edition). Published by Prentice Hall Inc., New Jersey, USA.

Bond G C, Broecker W S, Johnsen S *et al.* 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143 ~147

Brown L D, Zhao W, Nelson K D, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Clark M, Liu X and Che J. 1996. Bright spots, structure and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. Science, 274: 1688 ~1690

Burke K and Lucas L. 1989. Thrusting on the Tibetan Plateau within the last 5 Ma. In:Sengor A. M. C. et al. Eds., Tectonic evolution of the Tethyan region, NATO ASI. Series C, 259: 507 ~512

Cerling T E, Wang Y and Quade J. 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. Nature, 361: 344 ~345

Chen L, Booker J, Jones A G, Wu N, Unsworth M J, Wei W and Tan H. 1996. Electronically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. Science, 274: 1694 ~1696

Chen Y, Cogne J-P, Courtillot V, Tapponnier P and Zhu X Y. 1993. Cretaceous paleomagnetic results from western Tibet and tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 98(B10): 17981 ~17999

Chen Ziliang, Burchfiel B C, Liu Y, King R W, Royden L H, Tang W, Wang E, Zhao J and Zhang X. 2000. Global Positionning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. Journal of Geophysical Research, 105: 16215 ~16227

Cheng Guodong, X Huang and X Kang. 1993. Recent permafrost degradation along the Qinghai-Tibet Highway. In: Proceedings of the 6thInternational Conference on Permafrost, 2: 1010 ~1013

Cogan M, Nelson K D, Kidd W S F, Wu C and Project INDEPTH Team. 1998. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of Project INDEPTH common midpoint data. Tectonics, 17(1): 46 ~61

Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum estimate for east-west extension. Nature, 374: 49 ~52

Compston, W, Williams, I S, Kirschvink J L, *et al.* 1992. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc., 149, 171 ~184

Copeland P, Harrison T M, Pan Y, Kidd W S F and Roden M. 1995. Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. Tectonics, 14(2): 223 ~236

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B *et al.* 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364:218 ~220

Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa and Sun Yiyin. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A327, 379 ~413

Dodson M. 1973. Closure temperature in cooling geochrolonogical and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrol-

ogy, 40: 259 ~ 274

Edwards M A and Harrison T M. 1997. When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the High Himalaya revealed by the Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. Geology, 25: 543 ~ 546

Einsele G, Ratschbacher L and Wetzel A. 1996. The Himalaya Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20Ma. The Journal of Geology, 104: 163 ~ 184

England P C and Houseman G A. 1986. Finite strain calculations of continental deformation, 2, comparison with the India-Asia collision. Journal of Geophysical Research, 91: 3664 ~ 3676

England P C and Houseman G A. 1998. The mechanics of the Tibetan Plateau. Philos. Trans. R. Soc. London, Serial A, 326: 301 ~ 391

Flynn L J and Jacobs L L. 1982. Effects of changing environments on Siwalik rodent faunas of northern Pakistan. Palaeogrogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 38: 129 ~ 138

Gansser A. 1964. Geology of the Himalayas. Wiley-Interscience, New York, 289 ~ 290

Garzione C N, Dettman D L and Quade J *et al.* 2000. High times on the Tibetan plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. Geology, 28(4), 339 ~ 342

Guo Z T, William F R and Hao Q Z *et al.* 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416: 159 ~ 163

Hacker B R, Gnos E and Ratschbacher L et al. 2000. Hot and Dry Xenoliths from the Bottom of Tibet. Science, 287: 2463 ~ 2466

Harris N and Massey J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. Tectonics, 13: 1537 ~ 1546

Harrison T M, Armstrong R L and Naeser C W. 1979. Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex near Prince Rupert, British Columbia. Can. J. Earth Sci., 16: 400 ~ 410

Harrison T M, Grove M, Lovera O M, Catlos E J. 1998. A model for the origin of Himalaya anatexis and inverted metamorphism. J. Geophys. Res. 103:27017 ~ 27032

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and An Yin. 1992. Raising Tibet. Science, 225: 1663 ~ 1670

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Lovera O M. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. Tectonics, 14(3): 658 ~ 676

Hauck M L, Nelson K D, Brown L D, Zhao W and Ross A R. 1998. Crustal structure of the Himalayan orogen at ~90(east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. Tectonics, 17(4): 481 ~ 500

Hetzel R, Niedermann S, Tao M, *et al.* 2002. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in central Asia. Nature, 417: 428 ~ 432

Hodges M S, Parrish R R, and Searle M P. 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna range, Nepalese Himalayas. Tectonics, 15: 1264 ~ 1291

Houseman G and England P. 1994. A lithospheric-thickening model for the Indo-Asian collision. In: The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge Press, 1 ~ 17

Jouzel J, Lorius C, Petit J R *et al.*. 1987. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). Nature, 327:403 ~ 408

Keller E A and Pinter N. 1996. Active Tectonics. New Jersey: Printice Hall, 1 ~ 50

Kidd W S F, Pan Y, Chang C, Coward M P, Dewey J F, Gansser A, Molnar P, Shackleton R M and Sun Y. 1988. Geological mapping of the 1985 Chinese-British Tibetan (Xizang-Qinghai) Plateau geotraverse route. Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 327: 287 ~ 305

Kidd W S F and Molnar P. 1990. Quaternary and present active faults of Lhasa-Golmud of the Tibetan Plateau. Roy. Soc. London. A, 327: 332 ~ 352

Kong X and Bird P. 1994. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults. In: The Tectonic Evolution of Asia. Cambirdge: Cambridge Press, 18 ~ 36

Kroon D, Steens T and Troelstra S R. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foramifers. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 117: 257 ~ 263

Hu Daogong, Wu Zhenhan, Jiang Wan and Ye Peisheng. 2004. P-T-t path of mafic granulite metamorphism in northern Tibet and its geodynamical implications. ACTA Geologica Sinica, 78(1): 155 ~ 165

Leshou Chen, John R Booker, Alan G Jones, Nong Wu, Martyn J Unsworth, Wenbo Wei and Handong Tan. 1996. Electrically conductive crust in Southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. Science, 274: 1694 ~ 1696

Li Jijun. 1995. The uplift of the Tibet Plateau and Global Changes. Lanzhou: Lanzhou University Press, 130 ~ 180

Liao Chunting, Zhang Chunshan, Wu Manlu, Ma Yinsheng, Ou Mingyi. 2003. Stress Change near the Kunlun Fault before and after the Ms 8.1 Kunlun Earthquake. GRL, 30(20): 2027 ~ 2030

Lin Aiming, Fu Bihong, Guo Jianming, Zeng Qingli, Dang Guangming, He Wengui and Zhao Yue. 2002. Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001 Ms 8.1 Central Kunlun Earthquake. Science, 296: 2015 ~ 2017

Liu Qisheng, Wu Zhenhan, Hu Daogong, Ye Peisheng, Jiang Wan, Wang Yanbing and Zhang Hancheng. 2004. SHRIMP U-Pb zircon dating on Nyainqentanglha granite in central Lhasa block. Chinese Science Bulletin, 49(1): 76 ~ 82

Ludwig K R. 2000. User's manual for ISOPLOT/Ex version 2.4. Geochronological toolkid for Microsoft excel. Berkeley Geochronology Center, special publication no. 1a, 1 ~ 53

Makovsky Y, Klemperer S L, Ratschbacher L, Brown L D, Li M, Zhao W and Meng F. 1996. INDEPTH wide-angle reflection observation of P-wave to S-wave conservation from crustal bright spots in Tibet. Science, 274: 1690 ~ 1691

Martinson D G, Pisias N G, Hays J D *et al.*. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 ~ 300 000 years. Quaternary Research, 27:1 ~ 29

Matsuda T, Ota Y, Ando M and Yonekura N. 1978. Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. Geol. Soc. America Bull. 89: 1610 ~ 1618

Mccaffrey, R and Nabelek, J. 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalayas and southern Tibet plateau. Geology, 26(8), 691 ~ 694

Mercier, J L, Armijo, R, Tapponnier, P *et al.* 1987. Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. Tectonic, 6(3): 275 ~ 304

Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P and Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China. Tectonics, 17(6): 823 ~ 842

Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 189: 418 ~ 426

Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. Journal of Geophysical Research, 83: 5361 ~ 5375

Molnar P, and Deng Q. 1984. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Asia. Journal of Geophysical Res., 89: 6203 ~ 6228

Molnar P. 1987. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and quantitative estimates of its contribution to theconvergence of India and Eurasia. Geology, 15: 249 ~ 253

Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon. Reviews of Geophysics, 31(4): 357 ~ 396

Nelson K D, Zhao W, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X and Klemperer S L. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. Science, 174: 1684 ~ 1688

Pan Y, Kidd W S. F, 1992. Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan plateau, Geology, 22, 775 ~ 778

Peltzer G, Tapponnier P, Armijo R. 1989. Late Quaternary left-lateral displacements along the northern edge of Tibet. Science, 246: 1283 ~ 1289

Qian Fang, Zhang Jingqi. 1996. Discovery of the *Hipparion* sp. At the Kunlun pass of Golmud and quantitative study on neotectonism. Journal of Geomechanics, 2(English supplement): 139 ~ 147

Quade J, Cerling T E and Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. Nature, 342: 163 ~ 166

Raymo M E and Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117 ~ 122

Ratschbacher L, Frisch W and Liu G. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus-Asia collision. Journal of Geophysical Research, 99: 19917 ~ 19946

Schackleton N J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, 307: 620 ~ 623

Scharer U, Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese plutonism in Lhasa-Xigase region, Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 69: 311 ~ 320

Searle M P, Parrish R R, Hodges K V A, Hurford M W A and Whitehouse M J. 1997. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin and emplacement. Journal of Geology, 105: 295 ~ 317

Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, Herman A B, Guo S, Valdes P J, Wolfe J A and Kelley S. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 Million years. Nature, 421: 622 ~ 624

Smith A B, and Juntao X. 1988. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. . Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 327: 53 ~ 105

Sun Xiuyu. 1984. Association of spores of Oligocene-Miocene of the Xining-Minghe Basin of Central Qinghai Province. Geological Review, 30(3): 207 ~ 216

Taylor Michael, Yin An, Ryerson J Frederick, Kapp Paul and Ding Lin. 2003. Conjugate Strike-slip faulting along the Bangong-Nujiang suture zone accommodate coeval east-west extension and north-south shortening in the interior of the Tibetan Plateau. Tectonics, 22 (4): 1029 ~ 1044

Tapponnier P and Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continent tectonics. Nature, 264: 319 ~ 324

Tapponnier P and Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics of China. Journal of Geophysical Research, vol. 82, 2905 ~ 2930

Tapponnier P, Peltzer A Y, Le Dain, Amijo R And Cobbold P. 1982. Propogating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611 ~ 616

Tapponnier P, Xu Z, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Y J. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau. Science, 294: 1671 ~ 1677

Thompson L G, Yao T, Davies M E *et al.*. 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from the Qinghai-Tibetan Plateau. Science, 276: 1821 ~ 1825

Van der Woerd, J, Ryerson, F J, Tapponnier, P, *et al.* 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). Geology, 26(8), 695 ~ 698

Van der Woerd, J, Ryerson, F J, Tapponnier P, A S Meriaux, Y Gaudemer, B Meyer, R C Finkel, M W Caffee and Zhao Guoguang. 2000. Uniform slip-rate along the Kunlun fault: implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. Geophysical Research Letters, 27(16): 2353 ~ 2356

Van der Woerd, J, Tapponnier P, Ryerson, F J, A S Meriaux, B Meyer, Y Gaudemer, R C Finkel, M W Caffee, Zhao Guoguang and Xu Zhiqun. 2002. Uniform postglacial slip-rate along the Kunlun fault (Tibet), from ^{26}Al, ^{10}Be and ^{14}C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. Geophysical Journal International, 148: 356 ~ 388

Wang Qi, Zheng Pei-zhen, Freymueller, J, *et al.* 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. Science, 294, 574 ~ 577

Williams, I S, Claesson, S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contrib. Mineral. Petrol. 97:205 ~ 217

Wagner G A. 1992. Fission-track dating. Germany: Kluwer Academic Publisher, 145 ~ 158

Wagner G A. 1998. Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer-Verlag, Berlin, 219 ~ 294

Woodward N B, Boyer E S and Suppe J. 1989. Balanced Geological Cross-section: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. Published by American Geological Union

Wu C, Nelson K D, Wortman G, Samson S C, Li J, Kidd W S F and Edwards M A. 1998. Yadong cross structure and south Tibetan detachment in the east central Himalaya. Tectonics, 17(1): 28 ~ 45

Wu Zhenhan, Jiang Wan, Peter Blisniuk, Bi Siwen, Zhang Shukun, Olaf Kuchel and Mao Yi. 1999. ESR dating of the evolution of the Shuanghu basin in the northern Tibetan Plateau. ACTA Geologica Sinica, 73(3): 289 ~ 293

Wu Zhenhan, Wu Xihao, Jiang Wan and Wu Zhonghai. 1999. Geodynamic process of Cenozoic geomorphic reversion of China. Terra Nostra, (2): 178 ~ 180

Wu Zhenhan, Hu Daogong, Ye Peisheng, Zhao Xun and Liu Qisheng. 2004. Thrusting of the north Lhasa block in the Tibetan Plateau. ACTA Geologica Sinica, 78(1): 246 ~ 259

Wu Zhenhan, Patrick J Barosh, Daogong Hu, Zhonghai Wu, Xitao Zhao, Peisheng Ye and Wan Jiang. 2004. Hazards Posed by Active Major Faults Along the Golmud- Lhasa Railway Route, Tibetan Plateau, China. Engineering Geology, 74(3 ~ 4): 163 ~ 182

Wu Zhonghai, Zhao Xitao, Wu Zhenhan, Jiang Wan, Hu Daogong and Zhou Chunjing. 2004. Quaternary geology and faulting in the Damxung-Yangbajain basin. ACTA Geologica Sinica, 78(1): 273 ~ 282

Xu R H, Scharer U and Allegre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. Journal of Geology, 93: 41 ~ 57

Yin A, Harrison T M, Reyerson F J, Chen W, Kidd W S F and Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system in southern Tibet. Journal of Geophysical Research, 99(B9): 18175 ~ 18201

Yin A, Nie S, Craig P and Harrison T M. 1998. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. Tectonics, 17(1): 1 ~ 27

Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 28: 211 ~ 280

Yin A, Kapp P A, Murphy M A. *et al.*. 1999. Evidence for significant late Cenozoic east-west extension in north Tibet. Geology, 27: 787 ~ 790

Yin A. 2000. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asia collision. Journal of Geophysical Research, 105(B9), 21745 ~ 21759

Zhao W, Nelson K D and Project INDEPTH Team. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 366: 557 ~ 559

Zhao, W, J Mechie, L D Brown, J Guo, S Haines, T Hearn, S L Klemperer, Y S Ma, R Meissner, K D Nelson, J F Ni, P Pananot, R Rapine, A Ross, and J Saul. 2001. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data, Geophysical Journal International, 145: 486 ~ 498

Zheng Meanping, Meng Yifeng, Wei Lejun. 2000. Evidence of the pan-lake stage in the period of 40 ~ 28ka B. P. on the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Geologica Sinica, 74(2): 266 ~ 272

Zhong Dalai and Ding Lin. 1996. Rising process of the Qinghai-Xizang Plateau and its mechanism. Science in China(Series D), 39(4): 369 ~ 379

Zoback M L. 1992. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. Journal of Geophysical Research, 97(B8): 11703 ~ 11728

图版说明及图版

图版Ⅰ：青藏高原中段活动构造分布图

图版Ⅱ：温泉盆地伸展构造的野外地质特征

图版Ⅲ：谷露—桑雄盆地西边界活动断裂的地质地貌特征

A. 桑利西约4km的多期断层崖（镜头向北北西）

B. 甲赤岗垂直错动晚更新世冲积扇的断层崖（镜头向南）

C. 达鲁足淌西侧错动Q_3洪积扇的断层崖（镜头向西）

D. 嘎果穷果错动中更新世晚期高侧碛的阶梯状断崖和Q_3冰碛阶地地震破裂（镜头向北）

E. 桑利西约5km错动全新世阶地的断层崖和地表破裂（镜头向北）

F. 桑利西约4km指示两次古地震事件的断层崩积楔（镜头向北）

图版Ⅳ：念青唐古拉山东南麓当雄—羊八井盆西活动正断层

A. 当雄东北的阶梯状正断层（镜头向西南）

B. 羊八井东北正断层垂直错动不同时代的阶地，形成断层崖（镜头向北）

C. 宁中西北错动阶地T_1的断层面（镜头向北东）

D. 羊八井北次级正断层左列雁列分布（镜头向北）

E. 夹多乡西垂直错动Q_2晚期侧碛的断层崖（镜头向西北）

F. 拉多岗地热田的北东东向地堑（镜头向西）

图版Ⅴ：念青唐古拉山东南麓当雄—羊八井盆西边界断裂的左旋走滑现象

A. 乌马塘北断层左旋错动冰水台地和河流阶地（镜头向南）

B. 当雄盆西走滑断层与正断层平行分布，走滑断层左旋错动冲沟和阶地（镜头向北）

C. 果青乡东北走滑断裂左旋错动河流阶地（镜头向南）

D. 当雄盆北断裂走滑运动产生的小型菱形拉分断陷（镜头向东）

E. 曲才乡西北走滑断层左旋错动冰水台地（镜头向西）

F. 扎日阿白果东侧走滑断裂的断塞塘和冰水台地的左旋错动现象（镜头向西）

图版Ⅵ：念青唐古拉山东南麓当雄—羊八井盆西边界断裂的古地震现象

A. 宁中西北拉曲沟口3级断层崖（镜头向西北）

B. 乌马塘盆北山前F_1断层崖和崩积楔（镜头向西）

C. 乌马塘北山前F_1断层破碎带两套古地震楔（镜头向西）

D. 当雄盆北F_2断裂4套古地震楔（镜头向西）

E. 当雄盆北F_2断裂3套古地震崩积楔（镜头向北东）

图版Ⅶ：西大滩活动断裂及挤压脊构造特征

图版Ⅷ：西大滩活动断裂全新世古地震遗迹

图版Ⅸ：2001 年 11 月 14 日昆仑山 8．1 级地震及灾害效应

图版Ⅹ：青藏铁路沿线不同类型冻胀丘的地质特征

图版Ⅺ：安多盆地南侧断层蠕滑、地下水运动与不均匀冻胀耦合及灾害效应

图版Ⅻ：不冻泉移动冰丘位置及灾害效应

图版ⅩⅢ：楚玛尔河移动冰丘及灾害效应

a. 2004 年 3 月冰丘群（镜头向北西）

b. 椭圆形冰丘（镜头向北）

c. 圆锥状冰丘（镜头向南）

d. 椭圆形冰丘剖面特征（镜头向北）

e. 废弃的公路大桥（镜头向南东）

f. 废弃大桥的桥墩扭裂（镜头向南东）

图版ⅩⅣ：83 道班东侧断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘及灾害效应

a. 2002 年 1～2 月沿 SEF 断层谷形成少量薄冰（镜头向东）

b. 桥基施工诱发大流量上涌泉水冬季冻结形成地表厚冰（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）

c. 断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘威胁铁路安全（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）

d. 桥基施工诱发上涌泉水冬季冻胀导致墩台破裂（摄于 2004 年 3 月，镜头向东）

e. 断裂破碎带桥基施工诱发移动冰丘的形态特征（摄于 2004 年 3 月，镜头向南）

f. 雅玛尔河南断层破碎带铁路桥基施工诱发移动冰丘（摄于 2004 年 3 月，镜头向西）

图版ⅩⅤ：乌丽 86 道班活动断裂诱发移动冰丘及工程危害

a. 2001 年 3 月小冰丘（镜头向东）

b. 2002 年 1～2 月较大规模移动冰丘（镜头向东）

c. 2002 年 5 月部分消融后残留冰丘顶部露出拱曲变形的输油管道（镜头向东）

d. 2002 年 7 月移动冰丘完全消融后遗留拱曲变形输油管道（镜头向西）

e. 2002 年 8 月经过工程治理的移动冰丘遗迹（镜头向东）

f. 2004 年 3 月在治理现场南北两侧新形成的移动冰丘（镜头向南）

图版ⅩⅥ：青藏铁路沿线断层诱发构造裂缝及灾害效应