

ZAOSHAN DE GAOYUAN

造山的高原

——青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升机制

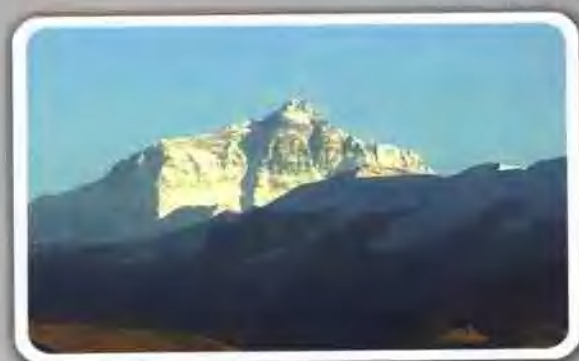
许志琴 杨经绥 等著
李海兵 张建新 吴才来



地质出版社

OROGENIC PLATEAUX

—Terrane Amalgamation, Collision
and Uplift in the Qinghai-Tibet Plateau



Xu Zhiqin Yang Jingsui
Li Haibing Zhang Jianxin Wu Cailai et al.

Geological Publishing House
2007.6

ISBN 978-7-116-04002-1



9 787116 040021 >

定 价: 150.00元

造 山 的 高 原

——青藏高原的地体拼合、 碰撞造山及隆升机制

许志琴 杨经绥
李海兵 张建新 吴才来 等著

参加撰写及考察研究的其他人员：

姜 枚 钱 方 赵国光 徐 强 戚学祥 崔军文
史仁灯 万瑜生 侯立玮 孟繁聪 陈 文 宋述光
王宗秀 傅小芳 李 强 林宝玉 赵荣理等

辅助工作人员：

唐哲民 张 森 张晓伟 柴耀楚 季化启 蔡志慧
郜源红 郝艳丽

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书为国土资源部大陆动力学实验室为主体的科研团队在青藏高原进行长期调查研究取得的实际性、综合性和系统性成果,先后得到国土资源部(原地质矿产部)中法合作系列项目、国土资源部青藏高原专项、中国自然科学基金会重点项目和重大国际合作项目、中国地质调查局青藏高原专项等的资助。本专著聚焦于以陆壳结构、动态行为和驱动力为主导的青藏高原大陆动力学研究,通过微观/宏观、物质/机制、定性/定量、几何学/运动学/动力学、浅部地壳/深部地幔,以及地质/地球化学/地球物理的多学科和多方位的研究,获得大量第一性资料和数据,进一步确立青藏高原基本构造格架、地体结构、地体边界、变形构造体制以及地体相对运动;重塑印度/亚洲碰撞前和碰撞后的地体拼合、碰撞造山、大型走滑、高原的隆升及周缘造山带的崛起,揭示青藏高原地壳和地幔结构及深部驱动力,阐明青藏高原是一个特殊的“造山的高原”。本书可供地学科研和教学单位参考。

图书在版编目(CIP)数据

造山的高原:青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升
机制/许志琴等著. —北京:地质出版社, 2007. 6
ISBN 978-7-116-04002-1

I. 造… II. 许… III. 青藏高原—地球动力学—研究
IV. P548.27

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 119903 号

责任编辑:白 铁 汪福忻 王大军

责任校对:郑淑艳

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083

咨询电话:(010)82324538(总编室);(010)82324579(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:889mm×1194mm 1/16

印 张:30.25 图版:4 面

字 数:1000 千字

印 数:1—1000 册

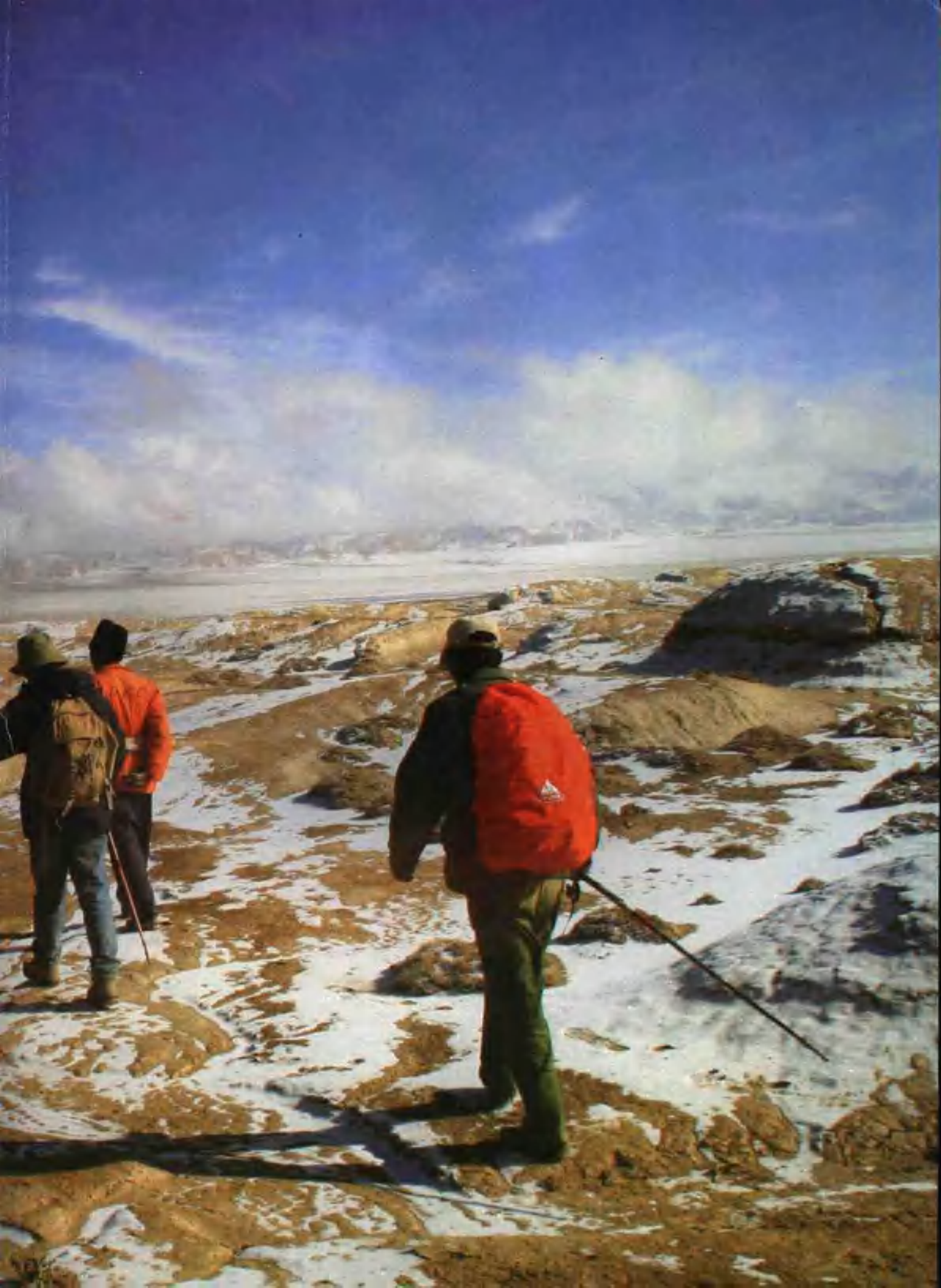
版 次:2007 年 6 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价:150.00 元

书 号:ISBN 978-7-116-04002-1

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)







许志琴 中国科学院院士
构造地质专业



杨经绥 研究员
岩石大地构造专业



李海兵 研究员
新构造专业



张建新 研究员
变质及构造专业



吴才来 研究员
岩石学专业



序 言

走进高原

青藏高原是具有特殊几何形态和地貌景观的、正在快速隆起的世界上最高、最厚和最新的大陆地块。青藏高原由诸多的地体组成,经历了特提斯洋盆演化及多地体/多岛弧拼合、多俯冲/多碰撞/多造山的长期动力学过程。在印度/亚洲碰撞之前,其前身是早古生代以来形成的巨型复合碰撞造山拼贴体,印度/亚洲碰撞导致的青藏高原隆升是地球上新生代最壮观的事件,形成一望无垠的高原地貌及周围为高峻陡峭、剧烈起伏的山链所构筑的屏障。因此青藏高原又被称为“造山的高原”。青藏高原的魅力使其成为地学家们的永恒课堂,成为当今“大陆动力学”研究的最佳实验室和窗口。

青藏高原的研究经历了 100 多年的历史,20 世纪 80 年代开始,本书的主要作者许志琴和杨经绥等分别参与李廷栋、肖序常为首的中法喜马拉雅科考队及姜春发为首的青藏高原考察队(国内),进行了青藏高原南部及腹地的地质考察。90 年代中法新一轮的青藏高原国际地学合作开始向青藏高原继续进军,以许志琴院士、杨经绥研究员和姜枚研究员为首的中方科学家和以马托耶教授、达波尼埃教授和维特列教授为首的法方科学家,联合开展了青藏高原全区多学科地质考察和研究,运用新的深部地球物理探测技术,完成横穿青藏高原的大约 8000km 长的地震层析剖面。

20 年来,我们艰苦涉足的主要地区包括松潘-甘孜、祁连山、阿尔金山、东-西昆仑山、巴颜喀拉山、羌塘-唐古拉山、可可西里、喀喇昆仑山和喜马拉雅山。在青藏高原的调查和研究中,以“大陆动力学”为主导,“地体拼合与碰撞造山”为主线,以解决与青藏高原碰撞动力学有关的关键地学问题为出发点,以多学科的结合、交叉及新技术为手段,以获取大量的第一性翔实资料和数据为基础,在青藏高原结构、构架、变质基底、地体边界及缝合带、超高压变质带、大型走滑构造、地体拼合和碰撞的长期活动过程、青藏高原的形成、青藏高原 400km 深度范围内的岩石圈和地幔结构的揭示以及青藏高原地体形成的深部驱动力模式等方面,取得一系列新的认识及创新性的丰硕成果。

无数次走进青藏高原,无数次领略高原的风采。艰险和拼搏,发现与考证,追索与探究,汇聚与碰撞,失败与成功,集成了《造山的高原——青藏高原地体拼合、碰撞造山和高原隆升》这部新著。意将我们这支长期活跃在“青藏”舞台上,对“青藏”事业永不放弃的科研群体的辛劳和成果,献给青藏高原,献给研究高原的同仁,献给关心高原的人们!

主要进展

以青藏高原陆壳结构、动态行为和驱动力为主导的青藏高原大陆动力学的研究,通过微观/宏观、物质/机制、定性/定量、几何学/运动学/动力学、浅部/深部,以及地质/地球化学/地球物理的多学科和多方位的研究,确立青藏高原基本构造格架、地体结构、地体边界、变形构造体制以及地体相对运动;重塑印度/亚洲碰撞前和碰撞后的地体拼合、碰撞造山、大型走滑、高原的隆升及周缘造山带的崛起,揭示青藏高原深部地壳和地幔结构的和驱动力,阐明青藏高原是一个特殊的“造山的高原”。

主要进展如下:

1. 以新的思路建立青藏高原地体构架

以活动论为指导,“以地体的性质及地体边界作为地体划分依据,以显生宙以来地体拼合与碰撞的

主要时期——早古生代、三叠纪、晚中生代以及新生代印度 / 亚洲重大碰撞事件形成的复合地体、增生复合地体和增生、挤出移置地体作为基本构造单元”，建立青藏高原基本单元新的划分方案。

1) 50~60Ma 印度/亚洲碰撞前形成的两个复合(增生)地体——“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”三叠纪一早白垩世复合地体构成的青藏联合陆块；

2) 50~60Ma 印度/亚洲碰撞形成的增生-挤出-移置地体——喜马拉雅增生地体、青藏高原东南部的挤出地体及西北缘的移置地体。

2. 阐述青藏高原为“造山的高原”

在前人研究基础上,通过作者大量实质性研究,进一步确认青藏高原具有“多陆块、多岛弧”组成的基本格架及显示“多洋(海)盆、多俯冲、多碰撞和多造山”的动力学作用过程。提出青藏高原北部的诸地体在 510~460Ma 期间曾位于靠近冈瓦纳大陆的一侧,由于始特提斯洋盆的俯冲作用,成为“始特提斯洋东南缘地体/火山岛弧群”的一部分。在 420~390Ma 期间这些地体又通过“弧-陆”和“陆-陆”先后拼合及碰撞造山。提出在不同历史阶段洋盆的开启和闭合致使块体汇聚和碰撞,多块体拼合构筑成复合陆块;块体的碰撞产生碰撞造山带,碰撞造山带的拼合及叠置又形成复合碰撞造山拼贴体。

由复合地体和复合造山拼贴体组成的青藏高原是在新元古代以来长期活动、多期造山及新生代最后隆升的基础上形成的高原,50~60Ma 印度 / 亚洲碰撞不仅造就了世界上最壮观的青藏高原,而且在高原周缘构筑了高耸的造山带,本文详细阐述了青藏高原为“造山的高原”(Orogenic Plateaux)及其形成演化的过程。

3. 地体边界研究的重大突破

(1) 超高压变质带的发现及厘定

超高压变质带的发现及确定是青藏高原地体边界和高原构造格架研究中最重要进展。笔者首先在青藏高原北部发现和厘定了 350km 长的柴北缘早古生代超高压变质带,确定了南阿尔金榴辉岩的早古生代超高压变质证据,证明柴北缘和南阿尔金超高压变质带原为同一条超高压带,后被阿尔金断裂切割。继后又在柴北缘东延的东秦岭片麻岩和榴辉岩锆石中发现金刚石包体,厘定了东秦岭早古生代超高压变质带性质。在此基础上提出中国中央巨型超高压变质带的存在及具有两期超高压变质作用(早古生代和印支期)的重要认识。柴北缘和东秦岭两条超高压变质带已被国际超高压权威专家标注在全球超高压变质图上。

近期又在西藏拉萨地体中发现二叠纪超高压变质榴辉岩带,原岩为大洋玄武质岩石提供了古特提斯洋盆俯冲和深俯冲的新信息。在短短的几年内,青藏高原中两条超高压变质带的重要发现,这是对青藏高原、对中国和世界超高压变质带研究的重要贡献。

(2) 蛇绿岩带和活动陆缘带的研究进展

厘定阿尼玛卿古特提斯蛇绿岩带、东昆仑早古生代昆中蛇绿岩带和西昆文库地蛇绿岩带,通过研究及同位素 SHRIMP U-Pb 原位定年,获得北祁连玉石沟蛇绿岩堆晶岩辉长岩中的锆石的年龄为 (550 ± 17) Ma;表明北祁连玉石沟洋盆于 (550 ± 17) Ma 前打开。代表北祁连洋(海)盆俯冲的北祁连高级蓝片岩形成的时代为 480~460 Ma,与蓝片岩伴随的高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的 (463 ± 6) Ma 和 (468 ± 13) Ma,代表了大洋板块俯冲至上地幔深度形成榴辉岩相的时限。

确定北祁连火山岛弧时代 486~438Ma、柴北缘火山岛弧时代 U-Pb 年龄是 514~486Ma 及中昆仑火山岛弧时代(530~518Ma),表明冈瓦纳大陆澳大利亚西缘边缘海盆俯冲(即火山岛弧带的形成的时代)自外向里有渐新的趋势,这是早古生代多地体/岛弧的加积作用的反映。

上述表明,组成现在青藏高原北部的诸地体在 510~460Ma 期间曾位于靠近冈瓦纳大陆的一侧,由于始特提斯洋盆的俯冲作用,成为“始特提斯洋南缘地体/火山岛弧群”的一部分。在 420~390Ma 期间这些地体又通过“弧-陆”和“陆-陆”先后拼合及碰撞造山,并与中朝、塔里木陆块(克拉通)等一起组成位于冈瓦纳西缘的“始北中国早古生代复合地体”。

确定东昆仑布尔汗布达花岗岩浆带为三叠纪古特提斯陆缘弧岩浆带。

4. 青藏高原变质基底的归属及再活化

(1) 青藏高原北部变质基底的归属及再活化

祁连-阿尔金和柴达木地块变质基底的演化明显与扬子克拉通的变质基底具有可比性($T_{DM} = 1.8 \sim 2.2\text{Ga}$, 基底固结时代为 $0.9 \sim 1.0\text{Ga}$), 岩石组合和地球化学组成特征表明它们的原岩沉积岩形成于稳定大陆边缘的构造环境, 而不同于华北克拉通。而阿拉善-敦煌-阿尔金地块深变质基底锆石年代学和 Nd 同位素研究表明有较多太古宙物质的存在, 显示出与华北克拉通具有较强的亲缘关系。

祁连-阿尔金地块变质基底中普遍存在晚元古代的岩浆活动和构造热事件, 花岗质岩石的锆石 U-Pb(或 Pb-Pb)测定表明变质基底的主体形成于 $900 \sim 1000\text{Ma}$, 代表罗迪尼亚超大陆形成的响应。在早古生代, 青藏北部的变质基底发生了与加里东期韧性剪切变形有关的构造热事件的不同程度的活化作用。

(2) 青藏高原北部柴北缘新元古代蛇绿岩的厘定——罗迪尼亚大陆裂解的证据

罗迪尼亚超大陆裂解的地质标志——“A”型花岗岩和基性岩墙群已记录在中国大陆西北部柴达木盆地北缘(陆松年等, 2002)、南秦岭和华南地区(Li et al., 1999; 周鼎武等, 1998)。笔者在柴北缘绿梁山确定一套包括枕状熔岩、岩墙群等的角闪岩相变质玄武质岩石, 是蛇绿岩组合, 其 Rb-Sr 同位素等时线年龄值为 $(768 \pm 39)\text{Ma}$, Sm-Nd 同位素等时线年龄值 $(780 \pm 22)\text{Ma}$, 为形成在新元古代的洋壳, 是罗迪尼亚超大陆裂解的纪录。

(3) 原始喜马拉雅的泛非造山记录

在特提斯-喜马拉雅变质基底和高喜马拉雅变质基底岩石中, 锆石 SHRIMP 测试数据在 $529 \sim 457\text{Ma}$ 范围, 其中康马平均年龄值为 $(515.4 \pm 9.3)\text{Ma}$; 吉隆年龄值为 $(514.0 \pm 8.6)\text{Ma}$; 亚东年龄值为 $(512 \pm 10)\text{Ma}$; 聂拉木年龄值为 $(501 \pm 12)\text{Ma}$, 记载了喜马拉雅地体的变质基底岩石(中国部分)卷入泛非造山事件的历史。

5. 重塑青藏高原中造山带的变形构造体制及碰撞造山过程

建立了青藏高原主要造山带(祁连造山带、东-西昆仑造山带、巴卡颜喀拉-松潘甘孜造山带等)不同时期的变形构造体制, 进一步完善喜马拉雅造山带的变形构造格架。建立上述造山带的碰撞造山过程的模式。

1) 建立早古生代北祁连弧前增生楔与“海沟倒退”有关的逆冲推覆体制以及变形/变质/流体的作用的相关关系; 重塑北祁连高压变质带形成与折返的年代框架, 提出柴北缘超高压变质带斜向挤出的折返机制。

2) 揭示东昆仑造山带为由加里东和印支期的叠置变形构造体制组成的复合造山带; 重塑作为扬子被动陆缘俯冲一侧的松潘甘孜印支造山带的基本变形构架为扬子变质基底和盖层之间的深层高温印支滑脱剪切带, 剪切指向自北而南。

6. 青藏高原中大型走滑构造及块体相对运动和侧向挤出

大型走滑构造是青藏高原构造格架中极为重要的构造带, 它制约了青藏高原地体的形成、演化和拼合, 显示了斜向碰撞作用的强大影响, 造就了青藏高原几何学形貌的巨大扭曲。

1) 新厘定北祁连南缘大型韧性右型走滑剪切带, 形成时代为 400Ma ;

2) 发现阿尔金糜棱岩带, 确定阿尔金断裂形成时代为印支期, 否定了著名科学家 Tapponnier 关于阿尔金断裂新生代形成的“权威”观点;

3) 发现西昆仑康西瓦断裂具有先右行走滑、后左行走滑的运动学特征, 右行走滑开始与加里东期、左行走滑开始于印支期, 白垩纪时强烈活动, 使西昆仑地体在挤压转换机制下崛起。

4) 对于主要走滑断裂带(如东昆仑断裂、阿尔金断裂和喀喇昆仑断裂)进行详细的活动时限、走滑量、走滑速率的定量测定, 提出阿尔金主走滑断裂平移 400km , 阿尔金走滑断裂系平移 600km 以上; 估算喀喇昆仑断裂带长期滑移速率为 $8 \sim 11\text{ mm/yr}$, 伴随的隆升速率为大约 1 mm/yr , 在大约 $23 \sim 25\text{ Ma}$ 以来青藏高原西部物质以约 8.8 mm/yr 的速率向东挤出。

7. 青藏高原周边造山带的崛起及隆升机制

(1) 青藏高原南缘喜马拉雅造山带中的 NS 和 EW 向拆离构造及造山机制的再探究

发现青藏高原南缘特提斯-喜马拉雅单元中康马拆离系具有自南而北剪切矢量,根据康马拆离系和藏南拆离系的对比:基底/盖层的组成、变质变形、拆离带的特征以及拆离事件的年龄,表明藏南拆离系向北和康马拆离系相连。

发现青藏高原南缘高喜马拉雅单元中普兰-亚东一带基底和盖层之间的 EW 向拆离系,具有自西向东的滑移矢量。EW 向拆离系形成时代与 NS 向拆离系基本相当(17~19Ma)。由此提出高喜马拉雅变质地体挤出同时伴随侧向物质流动的机制。

(2) 青藏高原北缘和东缘造山带在白垩纪初始隆起、新生代全面隆升及隆升机制

A. 青藏高原北缘的强烈隆升开始于白垩纪

Tapponnier 等认为青藏高原北缘在新生代隆升,为印度/亚洲碰撞得远程效应。研究表明,在青藏高原北缘(祁连-柴达木-东昆仑)中,存在与阿尔金走滑断裂有成因联系的白垩纪以来发育的由逆冲断裂和挤压“盆-山”构造体系(包括柴达木盆地、昌马盆地、酒泉盆地等);青藏高原北缘西段的西昆仑地体之北侧,与塔里木南缘前陆盆地交界的铁克里克韧性逆冲断裂形成时代为白垩纪(110~120Ma),西昆仑地体南侧的康西瓦左行走滑断裂也在 100~120Ma 发生强烈的活动,西昆仑地体也在白垩纪开始抬升。因此认为,青藏高原北缘在白垩纪时在已挤压转换机制制约下初始抬升,新生代全面隆升。

B. 青藏高原东缘的强烈隆升也开始于白垩纪

青藏高原东缘发现一条形成于 112~120Ma 的大型拆离断层。表明龙门-锦屏山的崛起可能与白垩纪开始的垂向挤出机制密切相关。结合四川前陆盆地沉积及演化特征,认为 T_3 -J 四川盆地沉积为松潘-甘孜造山带的前陆盆地, K_1 龙门-锦屏山开始抬升, K_2 快速崛起,在四川 T_3 -J 前陆盆地沉积之上叠置 K-Q 再生前陆盆地的沉积。龙门山-锦屏山的崛起是白垩纪以来由于扬子板块岩石圈对于松潘甘孜地体的陆内俯冲作用,使位于中下地壳的变质基底岩石在挤出机制下隆起。

提出青藏高原北缘和东缘在白垩纪开始隆升可能与班公湖-怒江的闭合引起北缘和东缘的陆内俯冲有关。

8. 青藏高原地幔结构及青藏高原隆升的深部驱动力

在解析横穿青藏高原近 10000km 地震层析剖面(中法合作)的基础上,提出青藏高原地幔结构及青藏高原隆升的深部驱动力的新认识:

(1) 提示印度岩石圈板片俯冲样式和俯冲深度

根据格尔木-亚东地震层析剖面,结合揭示印度岩石圈板块往北以“翻卷”式超深俯冲于青藏高原之下 800km 的中-西喜马拉雅的地震层析剖面(Van der Voo et al., 1999)资料,推测在翻卷板片的上部(400km 以上),代表印度岩石圈板块的高喜马拉雅高速异常带以缓倾角度俯冲至雅鲁藏布江缝合带以北 400 km 之远的唐古拉山下面,切割印度岩石圈板片的垂向低速异常带解释为印度岩石圈翻卷板片造成的地幔上升熔融柱。

(2) 揭示拆沉的岩石圈化石残片信息

青藏高原中下地幔范围内保存了原地体边界的若干高速异常体,说明岩石圈板片可以俯冲到地幔深部,一部分成为拆沉的化石残片,一部分在碰撞的过程中折返上来,折返上来的板片保存了大量地幔动力学的信息。

(3) 青藏高原北缘克拉通向南的陆内俯冲作用的进一步确认

河西走廊-北祁连地震反射剖面(吴宣志等, 1995)和乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(姜枚等, 1999, Wittinger et al., 1998)提供了陆内俯冲的证据,叶城-狮泉河剖面也显示了塔里木地块向南俯冲于西昆仑之下。陆内俯冲使高原北缘的祁连山-阿尔金山-西昆仑山在地壳的强烈挤压下以“双向式逆冲挤出”样式和“逆冲转换挤出”样式缩短并崛起。

(4) 青藏高原岩石圈板块的运动制约了“右旋隆升”的新机制

在和 Tapponnier 教授一起提出新生代青藏高原受制于向 NE 方向“右旋隆升”的机制(Sciense, 2001)的基础上,进一步认为高原自南而北的上地幔剪切波各向异性方向转化是与“右旋隆升”的观点相吻合;根据上地幔剪切波各向异性方向与现代板块运动的方向和 GPS 的运动方向一致的结果,以及青

藏高原新生代活动的主要走滑断裂大部分为岩石圈-地幔剪切带,表明青藏高原右旋隆升的机制是在岩石圈范围内分块进行的,受到岩石圈-地幔断裂的制约。

(5)青藏高原腹地深部的热结构及地幔羽

格尔木-唐古拉天然地震探测剖面及根据其与周围资料重新处理获得的阿克塞-花石峡天然地震探测剖面揭示了以可可西里为中心的由大型低速异常体组成深部地幔羽结构(深度 150~400km 以下)的存在(Xu et al., 1999; Dewey, 2005),并且在柴达木盆地下部发现宽度 300 km、厚度达 80km 的地震波低速异常层,该地震波低速异常层又与可可西里深部大型低速异常体组成地幔羽相连(许志琴等, 2004)。表明青藏高原腹地深部具有热结构。推测青藏高原南缘的陆内超深俯冲与北缘的陆内浅俯冲对高原产生南北向挤压及东西向拉伸,深部挤压环境导致物质熔融和地幔羽的形成,以及物质在地幔中的向东运动,浅部东西向拉伸环境造成南北向裂谷及腹地的火山喷发。

(6)青藏高原隆升的新模式

提出“青藏高原南部印度岩石圈板片的陆内超深俯冲,北缘克拉通的陆内浅俯冲,腹地深地幔热结构以及超岩石圈范围的‘右旋隆升’及物质向东挤出”的新模式。

鸣谢:

在本项工作实施和本书撰写过程中,得到肖序常、李廷栋、郭云麟、姜春发、Murice Mattauer (法国)、Paul Tapponnier (法国)、Paul Robinson (加拿大)、James Hall (加拿大)、Shaochen Ji (加拿大)、赵文津、滕吉文、杨文采、金振民、白文吉、袁学诚、陈志良、耿全如、高锐、王希斌、莫宣学、黄明华、郭正府、曾令森、赵越、杨振宇、苏德辰、姚建新、田树刚、金小赤等专家的指导、帮助和协作,得到傅秀银、杨楠、孙爱萍的大力协助,得到甘肃省地矿局、青海省地矿局、四川省地矿局、新疆维吾尔自治区地矿局、西藏自治区地矿局,中国地质科学院矿产资源研究所、地质力学研究所,中国地质调查局西安地质矿产研究所、成都地质矿产研究所和兰州地震局等单位的支持,得到所有参加野外考察的司机和医务人员的积极配合,在此一并感谢。

绪 论

青藏高原是具有特殊几何形态和地貌景观的、正在快速隆起的大陆地块,高原内部是广阔又平坦的地域,一望无垠,其周缘为高峻陡峭、剧烈起伏的山链,构成了一堵与外界隔绝的屏障。

青藏高原是世界上最高、最厚、最新和体积最大的高原,它具有十分复杂的地质结构、物质组成、流变学特征和独特的深部物理状态。青藏高原隆升是地球上新生代最壮观的事件,它影响了资源的再分配及生存环境的变化,并在其内部及边缘诱发了至今异常活跃的地震灾害;青藏高原又是亚洲大陆的最后拼合体,它所显示出的地壳破损镶嵌结构,示踪了地质历史上诸地体多次离散、聚敛和碰撞造山动力学过程的证据,直至 50~60Ma 前印度/亚洲的最终碰撞。印度/亚洲的重大碰撞事件形成了广泛的大陆变形域,作为世界地学的瑰宝之一——青藏高原已成为公认的大陆动力学研究的最佳实验室和窗口。

一、青藏高原研究聚焦与大陆动力学

大陆岩石圈是一个不均一、不连续、具多层结构和复杂流变学特征的综合体。大陆地壳没有共同的成因和起源,它是由不同块体的不同物质组成的集合体以及具有大范围变化的构造和热历史,流体和熔融体的相互作用又改变了流变学的结构。因此,比大洋岩石圈老得多、厚得多和具有复杂流变学结构和演化过程的大陆岩石圈使板块“登陆”受到很大阻力,大陆岩石圈并非刚性块体,变形作用也绝非只发生在板块边界的狭窄地带。人们愈来愈发现运用经典的板块理论很难解释大陆地质,譬如:长期活动的造山带的形成、大陆碰撞造山热的成因、印度/亚洲碰撞造成的巨大大陆内变形域、青藏高原的隆升及大陆深俯冲等难题。一个以解决大陆结构、行为、动态演化和驱动力以及发展板块构造理论为目的的大陆动力学研究计划在 20 世纪 90 年代已经开始,在世界上大多数地学家中产生强烈反响。大陆动力学理论的完善是一场新的地学变革,是继“板块构造”之后固体地球科学发展的新的里程碑。

自 19 世纪末 20 世纪初开始 (Suess, 1888, 1901a, 1901b, 1909, 1911; Launay, 1911; Leuchs, 1913; Argand, 1924; Fromaget, 1927; Dainelli, 1933), 青藏高原研究已 150 多年,众多的中国和外国地学家相继研究和合作研究以及广泛的区域地质和地球物理调查,不仅揭示了青藏高原所显示的复杂镶嵌结构,既示踪了地质历史上诸地体多次离散、聚敛、碰撞、移置、增生及联合 (Huang, 1978; Huang, et al., 1987; 肖序常等, 1988, 2000; Chang et al., 1989; 潘裕生, 2000; 钟大赉, 1998; 潘桂堂等, 2002; 许志琴等, 2005, 2006); 又揭示了大约 65~45Ma 以来印度板块与欧亚大陆南部碰撞及其产生的巨大效应 (Heim and Gansser, 1939; Molnar and Tapponnier, 1975; Searle, 1983; Besse et al., 1984; Burg et al., 1984a; Burchfiel et al., 1992; Tapponnier, et al., 1986; Courtillot et al., 1986; Searle et al., 1987; Dewey, 1988; Jaeger et al., 1989; Chen et al., 1990; Treloar and Coward, 1991; Dewey et al., 1989; Le Pichon et al., 1992; Critelli and Garzanti, 1994; Chemanda et al., 1995, 2000; Decelles et al., 2000; Yin and Harrison., 2000; Gehrels et al., 2003; Rowley., 1996; Ding et al., 2001; 许志琴等, 2006; An Yin, 2006); 还初步揭示了青藏高原地壳、岩石圈及深地幔结构的基本构架 (沈显杰等, 1990; 滕吉文等, 1980; Barazangi M and Ni J., 1982; 吴宣志等, 1995; 姜枚等, 1996; Bigwaard and Sjakman, 1998; Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Xu Zhiqin et al., 1999; 高锐等, 2000)。

青藏高原具有“多陆块、多岛弧”组成的基本格架及显示“多洋(海)盆、多俯冲、多碰撞和多造山”的动力学作用过程。在不同历史阶段洋盆的开启和闭合致使块体汇聚和碰撞,多块体拼合构筑成复合

陆块;块体的碰撞产生碰撞造山带,碰撞造山带的拼合及叠置又形成复合碰撞造山拼贴体。由复合地体和复合造山拼贴体组成的青藏高原是在新元古代以来长期活动、多期造山及新生代最后隆升的基础上形成的高原,50~60Ma 印度/亚洲碰撞不仅造就了世界上最壮观的青藏高原,而且在高原周缘构筑了高耸的造山带,所以青藏高原又称为“造山的高原”(Orogenic Plateaux)(Dewey, 2005)。

古地磁研究表明,组成青藏高原的诸多陆块和复合陆块并非原位,它们均来自靠近冈瓦纳大陆的一侧。陆块之间的会聚及俯冲使陆块消减,在地体碰撞过程中形成的大型剪切带及大型断裂的作用使陆块或复合陆块叠覆、错位、挤出和远离原地,后期大型盆地的形成又使块体和复合块体的原型遭到覆盖。因此,青藏高原研究的重大关键问题已不仅是 50~60Ma 以来印度和亚洲碰撞形成高原以及引起大陆岩石圈数千公里变形,再造巨大的块体拼合体 and 碰撞造山拼贴体相互作用及大陆增生的地质历史过程,成为青藏高原研究的重要内容。其中包括了:组成各陆块单元的古地理位置、原型、归属和特征,古洋盆的开启及消减,陆块之间相互运动的轨迹、拼合与叠置的方式,碰撞造山类型、过程、造山叠置以及造山的机制;大型走滑构造的形成和对青藏高原结构的改造,以及深部结构、壳幔相互作用和驱动力等。青藏高原所具有的十分复杂的地壳-岩石圈流变学特征给青藏高原形成历史及动力学机制研究带来了极大困难。

因此,从大陆动力学和活动论的角度出发,青藏高原结构、块体边界以及块体运动学是青藏高原大陆动力学研究的基本;青藏高原印度/亚洲碰撞前和后的块体拼合及碰撞动力学的历史重塑为青藏高原大陆动力学研究的焦点,青藏高原深部地壳和地幔结构的揭示和驱动力的探究是青藏高原大陆动力学研究的关键。

结合大陆动力学的研究,青藏高原的固体地球科学研究聚焦可以归结为如下关键问题。

1) 青藏高原的诸块体在地质历史中古地理位置、性质和归属? 显生宙以来特提斯洋盆的开启、扩张、消减、转换和最终闭合的过程,以及如何促使诸块体的不断会聚、俯冲、增生和拼合,形成巨型块体拼合体及“多洋(海)盆、多陆块、多岛弧、多俯冲、多碰撞”动力学过程? 如何科学重建和确定青藏高原中诸块体会聚的前锋、会聚轨迹和洋壳/陆壳俯冲极性?

2) 显生宙以来青藏高原的诸块体会聚和碰撞的主要时期? 是否存在晚古生代(华力西期)的碰撞造山? 在块体会聚和碰撞过程中如何形成不同类型的俯冲-碰撞山链和叠置山链? 山链及叠置山链的不同构造样式、造山极性及其碰撞动力学? 碰撞山链又如何不断生根、消融以及拆沉? 大陆岩石圈如何在块体拼合中不断增生、保存和去除? 俯冲-碰撞山链如何聚成长期活动的巨大碰撞造山拼贴体? 造山热(花岗岩浆、高温变质作用及韧性变形)的产生主要与前造山的构造热背景还是与造山过程有关(Hyndman et al., 2005)?

3) 大印度板块变成小印度板块过程中,亚洲大陆一侧近 2000km 的南北向缩短量是以什么方式被吸收的(Jaeger et al., 1989; Dewey et al., 1989)? 印度/亚洲碰撞如何造成 2500km 宽的大陆变形域(Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1986)? 为什么变形主要集中表现在高原的周缘及内部的地体边界或占构造带上,而广大地区为弥散变形? 在挤压的大背景下,构造应力如何分解为缩短、伸展与走滑分量? 目前一个重要的争论问题是:青藏高原的变形是以连续均匀方式为主还是以岩石圈刚性块体之间的变形(即不连续均匀变形)为主(Tapponnier et al., 1986)? 如果是前者,断裂作用对大陆生长过程不起重要作用,如果是后者则相反。

4) 青藏高原的北缘(柴北缘)发现加里东期超高压变质带(杨经绥等, 1998, 2000),揭示了早古生代洋壳/陆壳深俯冲的重大事件,洋壳/陆壳深俯冲的构造背景及其转换机制产生的条件? 最新发现南部拉萨地体中形成的超高压榴辉岩带(杨经绥等, 2006),揭示了古特提斯(二叠纪)洋壳深俯冲事件,其重大意义、背景及形成/折返机制有待研究;南缘(喜马拉雅山)保存了 40~50Ma 形成的超高压变质带,反映了印度陆壳的深俯冲作用(Pognante and Spencer, 1991; Guillot et al., 1997),具浮力、较轻和低密度的陆壳如何俯冲至地幔深度形成含柯石英榴辉岩,然后又折返上来使超高压变质岩石出露在西北喜马拉雅的构造结部位?

5) 世界上最高的喜马拉雅山的形成是印度/亚洲碰撞的结果,尽管喜马拉雅造山带的几何学、运动

学和动力学演化的研究已有 150 年历史,但是喜马拉雅造山机制依然纷争不休(An Yin, 2006),其中关键问题是:原始喜马拉雅(前新生代)的地层-构造格架及非原地性(Decelles et al., 2000; Gehrels et al., 2002, 2003; 许志琴等, 2005);高喜马拉雅变质地体从下地壳快速上升到现在位置的时限、机制和驱动力?是否存在隧道流所导致的挤出机制(刚性挤出或韧性挤出)(Buechfiel and Royden, 1985; Hodge et al., 1992, 1996; Buechfiel et al., 1992; Grujic et al., 1996; Grasemann and Vannay, 1999; Grasemann et al., 1999; Vannay and Grasemann, 2001);隧道流作用发生在喜马拉雅的下地壳还是从拉萨地体通过中下地壳的流动转运到喜马拉雅,在喜马拉雅形成同时产生高原地貌的垮塌效应(Nelson et al., 1996; Beaumont et al., 2001, 2004; Grujic et al., 2002);隧道流作用与大陆深俯冲有何关系(Chemenda et al., 1995, 2000);喜马拉雅东、西构造结的形成机制;等等。

6) 印度/亚洲碰撞造成青藏东南部物质的大量逃逸,并促使青藏高原北缘和东缘造山带进一步崛起。被解释为受两种挤出机制的影响:一种是青藏高原南、北缘(喜马拉雅山和祁连山)高挤压速率(分别 18mm/a 年和 16mm/a)下的物质垂(斜)向挤出;另一种是青藏高原物质的向东及南东方向的侧向挤出(逃逸),使高原的东南缘几何形貌发生严重扭曲。在研究这两种“挤出”机制及其在青藏高原隆升中究竟起着何种作用时,应考虑如下问题:①周缘克拉通的制约?②下地壳熔体对下地壳流变学性质影响及对物质挤出样式、方式的驱动?③大型走滑断裂及块体旋转对侧向挤出的规模、层次、运移方式、速率和时限的影响?④青藏高原复杂岩石圈流变学结构如何导致非板块行为?⑤周缘造山带与内部高原地貌及外侧盆地的互馈关系?青藏高原内部古高程的确定及对青藏高原隆起的制约?青藏高原地貌形成的表生地质过程与深部地质过程?

7) 青藏高原岩石圈/地幔结构的研究是揭开青藏高原隆升的深部驱动力内幕的关键,主要的问题是:青藏高原地壳/岩石圈流变学结构剖面和地幔各向异性的揭示和解释?碰撞造山及花岗岩浆作用的叠置性、长期性及多期性与地壳的流变学特征、热结构与热历史以及壳幔相互作用的关系?地体边界上是否保留古岩石圈俯冲的“化石”残片和拆沉记录?大型走滑构造往下延伸深度?青藏腹地出现的大面积新生代碱性火山喷发与深地幔的低速异常结构的关系?印度岩石圈板块俯冲几何学、运动学、俯冲深度、速率、时限及俯冲的最远距离?是否存在除南部印度板块向北俯冲的作用以外的其他陆内俯冲的驱动力?

从上面思考和研究的问题来看,青藏高原面体地球科学的研究已经步入了以大陆结构、行为和驱动力为主导的大陆动力学研究轨道,远远超出青藏高原传统大地构造研究范畴。青藏高原大陆动力学研究已经向地体拼合、碰撞动力学及高原隆升的深部驱动力研究方面聚焦,本书围绕上述问题的讨论也只是初步,这是一个长期的任务。

二、青藏高原巨型地体拼合体的结构单元及活动体系

前人对青藏高原的基本构造单元的划分曾采用不同的名称:“板块”、“块体”、“陆块”和“地体”等。最近潘桂堂等(2002)推出大地构造单元划分的“构造区”版本:以青藏高原中多岛弧盆系的形成及洋/陆岩石圈体制转换为出发点,将碰撞结合带与夹持陆块与岩浆弧作为单元划分的基础,将青藏高原大地构造单元划分为“泛华夏大陆早古生代秦祁昆构造区”、“泛华夏大陆晚古生代羌塘-三江构造区”和“冈瓦纳北缘晚古生代—中生代冈底斯-喜马拉雅构造区”。在这里作者把 50~60Ma 以来印度和亚洲碰撞的重大事件形成的雅鲁藏布江缝合带放在极为次要的位置。

1. 地体单元及地体边界

(1) 地体单元

笔者主张以“地体”作为青藏高原结构划分的基本单元,其主要原因是:地体构造理论是板块构造理论的发展。地体概念最早由 Monger (1975, 1977) 提出, David G. Howell 等(1983)予以完善。地体实际上指的是“构造地层地体”或“变质地体”,是以断裂(或缝合带,或结合带)为边界的具有区域性延伸的地质实体,每个地体内的沉积、构造、火成作用和变质作用是统一及连贯的,每个地体均有与相邻地体不同的地质历史。按地体运动学的观念,又分为“增生地体”及“移置地体”或“外来地体”,“增生地

体”是指地体拼合到大陆前缘,成为大陆地壳的增生体(或增生楔),使大陆地壳在空间上扩大化,在性质上复杂化(郭令智等,1984)。笔者认为运用地体作为青藏高原基本构造单元有利于恢复和再造陆块的原型,运用地体的概念可以用运动学的眼光审视地体的增生、移置和挤出,有利于认识复杂化的生长的大陆地壳。

(2) 地体边界

地体边界的确定是准确划分地体单元的首要条件。地体边界记录了洋(海)盆开启、俯冲、会聚、闭合、碰撞造山及陆内俯冲的全过程,也包含了地体之间正向和斜向运动形成的各类大型断裂对地体制约的信息,因此地体边界对于大陆动力学的研究极其重要。印度/亚洲碰撞前的历史是诸多地体拼合和碰撞的过程,拼合和碰撞的动力学过程主要在地体的边界进行,并形成俯冲-碰撞的板块动力学体制和造山域。研究表明,俯冲-碰撞体制并不是一条狭窄的缝合带,而是一条宽几公里至几十公里的构造带。其组成包括以下两部分。

1) 俯冲杂岩带(subduction complex, SC):由蛇绿岩、蛇绿混杂岩、弧前增生楔与俯冲剥蚀带以及高压-超高压变质带组成。

① 蛇绿岩:分为洋脊型蛇绿岩(MORB)和洋壳俯冲上盘蛇绿岩(super subduction zone, SSZ)两类,分别代表了洋盆打开和洋盆俯冲的背景和时代。蛇绿混杂岩代表了俯冲阶段洋壳物质与蛇绿岩、沉积岩块体的混杂体,在折返中和蛇绿岩残片伴生,就位于缝合带或呈推复体叠置在被动陆缘之上,如雅鲁藏布缝合带南部特提斯-喜马拉雅带上的蛇绿岩和蛇绿混杂岩的推复体。

② 弧前增生楔与俯冲剥蚀带:大洋岩石圈俯冲时形成两类活动陆缘:a. 加积板块边缘(accretionary plate margins),即弧前加积楔,在洋壳俯冲上盘形成;b. 剥蚀板块边缘(erosive plate margins),即大洋岩石圈板片俯冲作用将上部板片中大量陆壳物质拖拽下去,在海沟地带形成板块边缘的剥蚀楔。已经证明在全球具有板块剥蚀边缘特征的地带有太平洋东岸中南段的墨西哥-北智利、太平洋西岸的日本岛弧东侧的 Kurile-IsuMariana 及澳大利亚东岸的 Tonga-Kermadec,弧前增生楔经常变成剥蚀板块边缘的组分。

③ 高压-超高压变质带:高压-超高压变质带(HP-UHP)的发现揭开了洋壳和大陆壳物质可以俯冲、深俯冲(100km)乃至超深俯冲(>200~300km)深度的重大事件中(Liu et al., 1998)。在青藏北部发育北祁连高压变质带是 480~460Ma 洋(海)盆俯冲的结果,由于都兰石榴子石白云母片麻岩中柯石英的发现而确定的柴北缘超高压变质带(杨经绥等,2001)是 495~440Ma 的洋(海)盆深俯冲到陆壳深俯冲的复合产物(杨经绥等,2001, 1998, 2000;张建新等,1999, 2000, 2002; Xu Zhiqin et al., 2005)。在青藏南缘的喜马拉雅西构造结的南迦帕尔巴特地区先后找到榴辉岩(pognante and Spencer, 1991; Guillot et al., 1997),并发现柯石英包裹体,超高压变质峰期的温压条件为 650℃ 和 2.6GPa,推测西构造结地区经历了大约 49Ma 印度陆壳的深俯冲作用。

2) 活动陆缘增生带(active continental margin accretional zone, ACC):由火山岛弧岩浆带及弧后盆地组成。活动陆缘增生带是火山岩浆岛弧带在上盘活动陆缘一侧形成的增生体。洋壳俯冲形成的岛弧火山岩经常与“I”型花岗岩伴生,弧后盆地是洋壳俯冲在活动陆缘弧后拉张的产物。

这里需要指出的,洋盆岩石圈俯冲的物质有时没有被折返上来,因此在地体边界往往不保存俯冲杂岩带,如金沙江缝合带玉树及以西地带就没有发现古特提斯蛇绿岩。洋盆岩石圈的深俯冲模拟实验(Chemenda et al., 2000)表明火山岛弧岩石还可以被拽到海沟中而消失。在上述情况下,会聚边界活动陆缘的前锋的确定是认识俯冲极性的重要标志,因此边界的研究需要综合的分析才能得出科学的结论。

2. 青藏高原的地体单元和地体边界的划分及活动体系

组成青藏高原的是诸多地体(或小陆块)在青藏高原形成的地质历史中,都曾身处异地,地体拼合的过程也是“非原地”的地体移置、拼贴和增生的过程,地球上最壮观的事件:50~60Ma 印度陆块与亚洲大陆的碰撞完成了最后的拼合及增生,使印度板块成为亚洲大陆最后的成员。

印度/亚洲前碰撞历史是从新元古代开始的长期活动历史,经历了早古生代、晚古生代—三叠纪和晚中生代的地体会聚-碰撞的三个阶段,和泥盆纪、三叠纪和晚侏罗世—早白垩世得多期碰撞造山事件。

由于印度/亚洲前碰撞历史是以诸多地体的会聚为特征,因此通过地体结构及地体边界的研究以及各时期地体边界两侧陆壳的变形特征和动力学过程的揭示,研究青藏高原形成前诸地体与亚洲北部逐渐拼合和大陆增生的过程。50~60Ma 印度/亚洲的最后碰撞,不仅增生了喜马拉雅地体,而且使亚洲大陆发生向东与南东的挤出以及形成内部高原地貌和周缘新生代造山带的两个新的大地构造单元。

笔者提出“以地体的性质及地体边界作为地体划分依据,以显生宙以来地体拼合与碰撞的主要时期——早古生代、三叠纪、晚中生代以及新生代印度/亚洲重大碰撞事件形成的复合地体、增生复合地体和增生、挤出移置地体作为基本构造单元”,形成青藏高原基本单元新的划分方案。基于地体的裂解、运动、会聚、就位及改造是不停顿运动的结果,该方案以活动论为指导思路。

青藏高原大地构造单元组成可分为以下两大部分。

(1)50~60Ma 印度/亚洲碰撞前形成由两个复合(增生)地体构成的青藏联合陆块

1)“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体:由祁连地体、柴达木地体、东昆北地体、东昆南地体、阿尔金地体、西昆北地体和西昆南地体等组成青藏高原北部的地体拼合体,地体之间的边界有早古生代形成的北祁连俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,柴北缘俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,祁漫塔格俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,昆中俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,北阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,南阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带以及库地俯冲杂岩带和活动陆缘增生带等。该复合地体向东与北秦岭早古生代地体相连。通过对阿尔金断裂两侧地体(祁连和阿尔金地体)和地体边界(北祁连和北阿尔金早古生代俯冲杂岩带,柴北缘南阿尔金早古生代俯冲杂岩带)的对比,确定了阿尔金山是祁连山的西延。

2)“松潘甘孜-羌塘-拉萨”三叠纪—早白垩世复合地体:松潘-甘孜地体、羌塘地体和拉萨地体拼合组成青藏高原中部的地体拼合体。地体之间的边界为昆南-阿尼玛卿俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、金沙江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、班公湖-怒江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,以及由于新特提斯洋盆俯冲在拉萨地体南缘形成的雅鲁藏布江俯冲杂岩带及冈底斯活动陆缘增生带。

最新研究表明,在羌塘地体内部存在一条分割南、北羌塘的由二叠纪蛇绿岩和三叠纪高压变质带组成的双湖-龙木错俯冲杂岩带(李才等,2005),使“松潘-羌塘-拉萨”复合地体的结构更复杂化。

(2)50~60Ma 印度/亚洲碰撞形成的增生-挤出-移置地体

印度/亚洲碰撞形成长 2500km、宽 300~500km、向南突出的 EW 向弧形“喜马拉雅”增生地体。在此过程中,印度/亚洲碰撞造成物质向东和南东运动,在走滑断裂——鲜水河左行走滑断裂、金沙江左行走滑断裂、嘉里-红河右行走滑断裂和三盖-民垸右行走滑断裂的制约下,使“松潘-羌塘-拉萨”复合地体向南东挤出,形成云南挤出地体和缅甸挤出地体,导致青藏高原几何形态的扭曲。

青藏高原北缘阿尔金主断裂和北阿尔金断裂的左行走滑作用,使其西侧的阿尔金地体和西昆仑地体向 SWW 方向移动,形成阿尔金移置地体和西昆仑移置地体。

此外,按现代的地貌-构造特征又可将青藏高原分为中央高原和周缘造山带(南缘喜马拉雅造山带、北缘西昆仑-阿尔金-祁连造山带及东缘龙门-锦屏造山带)两大基本单元(图 1)。

3. 青藏高原多(海)盆、多陆块、“多岛弧”构架与“多俯冲、多碰撞”动力学过程

最新的古地磁研究进一步表明(Gradstein et al., 2004),组成青藏高原的诸地体的古地理位置、性质和归属,以及在各个重大历史阶段中的拼合和增生是与特提斯洋盆包括始特提斯洋(新元古代—早中泥盆世)、古特提斯洋(中石炭世—早三叠世)和新特提斯洋(晚三叠世—晚白垩世)的不断开启与闭合以及印度洋的最后打开(早中新世—现在)有着密切的关系。

自 80 年代以来,许多地学家研究青藏高原的地体和地体边界,发现在青藏高原演化的过程形成以诸多的岛弧、地体和洋盆为特征的构造格局。证明了始特提斯-古特提斯-新特提斯洋盆中一直存在地体群和岛弧-火山群,其中以发育最多的岛弧、地体和洋盆(缝合带)的三江地区最为显著。三江地区多地体、多岛弧、多洋盆特征观点提出已久(陈炳蔚等,1987;从柏林等,1994b;侯立玮等,1983;刘本培等,1991,1993;罗君烈等,1990;张旗等,1987b;钟人赞等,1993)。最早明确提出多岛洋观点的是刘本培(1991,1993),最早出现在专著中的为1988年肖序常先生等的专著《喜马拉雅岩石圈构造演化》,之后最

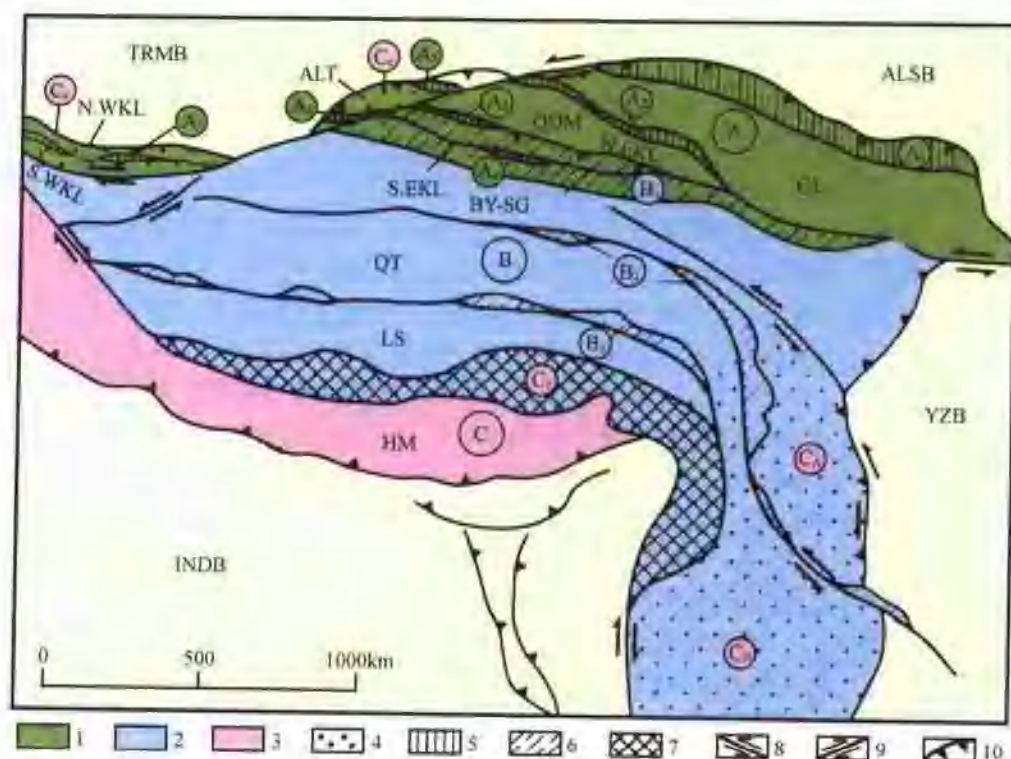


图1 青藏高原结构示意图

1—早古生代复合地体;2—中生代增生复合地体;3—新生代增生地体;4—挤出-移置地体;5—早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;6—中生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;7—白垩-第三纪俯冲杂岩带和活动陆缘带;8—左行走滑断裂;9—右行走滑断裂;10—逆冲断裂

地体组成:QL—祁连山地体;QDM—柴达木地体;N.EKL—东昆仑北地体;S.EKL—东昆仑南地体;ALT—阿尔金地体;N.WKL—西昆仑北地体;S.WKL—西昆仑南地体;BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;QT—羌塘地体;LS—拉萨地体;HM—喜马拉雅增生地体;C_A—云南挤出地体;C_B—滇缅挤出地体;C_C—阿尔金-西昆仑移置地体

地体边界:A₁—北祁连早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₂—柴达木北缘早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₃—祁漫塔格早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₄—昆中早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₅—北阿尔金早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₆—南阿尔金早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;A₇—库地早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;B₁—东昆仑-阿尼玛卿三叠纪俯冲杂岩带和活动陆缘带;B₂—金沙江三叠纪俯冲杂岩带和活动陆缘带;B₃—班公湖-怒江中生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;C₁—雅鲁藏布江俯冲杂岩带和冈底斯活动陆缘带;INDB—印度陆块;YZB—扬子陆块;ALSB—阿拉善陆块;TRMB—塔里木陆块

有代表意义的两本书为刘增乾等的《三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律》(1993)和钟大赉等的《滇川西部古特提斯造山带》(1998)。刘增乾的著作被视为指导三江地区找矿的经典。

(1) 始特提斯洋盆与“多洋(海)盆/多地体/多岛弧”体系

初步研究表明,青藏高原北部带的“阿-祁-昆”早古生代造山带是由诸多的地体/岛弧组成,根据北祁连-北阿尔金带中代表初始洋壳的蛇绿岩年龄早于550Ma(夏林圻等,1996;史仁灯等,2004b;刘良等,1999),柴北缘和库地蛇绿岩年龄早于510Ma(史仁灯等,2004a;肖序常等,2003),表明地体边界蛇绿岩中保留始特提斯洋盆(新元古代—早古生代)的记录。青藏高原北部早古生代板块体制重塑的研究表明,位于青藏北部的阿尔金-祁连地体,柴达木地体,东昆仑地体,阿尔金地体和西昆仑地体以及北秦岭地体中发育诸多早古生代火山岛弧——北祁连-北阿尔金山火山岛弧,柴北缘-南阿尔金山火山岛弧,祁漫塔格火山岛弧,中昆仑火山岛弧,库地火山岛弧及北秦岭二郎坪火山岛弧等,说明青藏高原北缘在早古生代曾处在始特提斯洋一侧的多地体/多岛弧环境。古地磁和全球大陆复原资料表明(Gradstein et al., 2004),在550Ma前冈瓦纳大陆与西伯利亚陆块、北美陆块和波罗的陆块之间存在始特提斯洋,北中国陆块和其他一系列小陆块一起,构成位于冈瓦纳大陆澳大利亚的西缘、始特提斯洋东侧的多陆块群。推

测它们之间分布的蛇绿岩和俯冲杂岩带代表具有扩张性质的边缘海盆的洋壳组分,而这些边缘海盆与外侧的始特提斯洋盆有密切的成因联系。因此尽管青藏高原北部陆块/岛弧群的确切位置尚未锁定,但是可以推测现地体/岛弧群曾经位于始特提斯洋盆和冈瓦纳大陆之间,是环始特提斯洋地体/岛弧群(活动带)的其中成员(Xu Zhiqin et al., 2005)。

(2) 始特提斯洋盆俯冲及活动陆缘带形成时限

代表洋(海)盆俯冲的北祁连高级蓝片岩形成的时代为 480~460Ma(许志琴等, 1994),与蓝片岩伴随的高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的 (463 ± 6) Ma 和 (468 ± 13) Ma,代表了大洋板块俯冲至上地幔深度形成榴辉岩相的时限。北祁连火山岛弧时代 486~438Ma(许志琴等, 1994)、柴北缘火山岛弧时代 U-Pb 年龄是 514~486Ma(史仁灯等, 2004a, 2004b; 李怀坤等, 1999)及中昆仑火山岛弧时代(530~518Ma)(Xu Zhiqin et al., 2005),表明冈瓦纳大陆澳大利亚西缘边缘海盆俯冲(即火山岛弧带的形成的时代)自外向里有渐新的趋势,这是早古生代多地体/岛弧的加积作用的反映。

上述表明,组成现在青藏高原北部的诸地体在 510~460Ma 期间曾位于靠近冈瓦纳大陆的一侧,由于始特提斯洋盆的俯冲作用,成为“始特提斯洋南缘地体/火山岛弧群”的一部分。在 420~390Ma 期间这些地体又通过“弧-陆”和“陆-陆”先后拼合及碰撞造山(Xu Zhiqin et al., 2006),并与中朝、塔里木陆块(克拉通)等一起组成位于冈瓦纳西缘的“始北中国早古生代复合地体”,其总体格架类似于印度-澳大利亚大洋板块俯冲亚洲大陆之下形成的印度尼西亚多岛弧-多洋盆(边缘海)体系。

必须提及的是,在“始北中国早古生代复合地体”中发现了重要的早古生代柴北缘-南阿尔金超高压变质带和北祁连-北阿尔金变质带(Yang et al., 2000),它们的形成可能与早古生代始特提斯洋盆有关的边缘海盆的深俯冲及继后的陆壳深俯冲有关(Xu Zhiqin et al., 2006)。

(3) 特提斯洋盆演化与俯冲极性

古地磁和全球大陆复原资料还表明(Gradstein et al., 2004),继始特提斯洋盆闭合及加里东地体拼合(D₃)之后,中石炭世开始西伯利亚陆块、北美陆块、波罗的陆块和冈瓦纳大陆开始汇聚,在中二叠世拼合成“联合大陆”(Pangaea)。同时特提斯洋盆产生,并经历了古特提斯(C₂-T₁₋₂)和新特提斯(T₃-E₁)洋盆发育的两个阶段。

1) 古特提斯(C₂-T₁₋₂)洋盆演化及俯冲极性:中石炭世开始,古特提斯洋盆的打开和不斯扩张使“始北中国早古生代复合地体”、“始华南早古生代复合地体”、“Siam 地体”和基墨里(羌塘)地体(Sengor and Celal, 1981, 1990)等先后朝北方向运移,并接受了海相沉积。根据代表古特提斯洋盆的蛇绿岩残片的研究,已确定昆南-阿尼玛卿蛇绿岩带形成于 C-P(Yang et al., 1996; 姜春发等, 1992; 杨经绥等, 2004),早三叠世向北俯冲形成东昆仑活动陆缘带;金沙江-理塘蛇绿岩带形成于 C-P,早三叠世向南和南西俯冲于羌塘(昌都)地体之下,形成包括义敦-玉树火山岛弧带和理塘弧后盆地(具洋壳性质)在内的羌塘-昌都活动陆缘带(许志琴等, 1992)。上述两条蛇绿岩带代表的古特提斯洋盆可分别称之为古特提斯北大洋和古特提斯南大洋。洋盆的消减是通过反向俯冲(北大洋向北和南大洋向南的俯冲极性)实现的。

洋盆的闭合使三个地体会聚及碰撞。由于“北中国板块”北面与联合大陆中的西伯利亚陆块已经连接。南面与“扬子地体”首先在东端(大别-苏鲁)碰撞,并在 240~220Ma 产生陆壳的深俯冲(刘福来等, 2003)。与此同时,基墨里-羌塘地体与“扬子地体”的 SW 部分(保山-中甸)拼合、碰撞。由于古特提斯洋盆“反向俯冲”的运动学极性,致使在“北中国板块”、“扬子地体”和基墨里-羌塘地体之间形成宽阔的倒三角形的松潘甘孜被动陆缘海盆,堆积了巨厚复理石建造。三叠纪末的三个地体在西部的碰撞实现了南北块体之间的完全碰撞,形成“松潘-羌塘三叠纪复合增生地体”,并形成由早古生代和三叠纪两个时代复合碰撞造山构成的 4000km 长的中国中央造山带及超高压变质带(杨经绥等, 2000)。

最近以来,羌塘地体中的羌中古特提斯缝合带(榴辉岩、蛇绿岩和蓝片岩)(李才等, 2005)和拉萨地体中部的北冈底斯超高压变质带(杨经绥等, 2006)的发现,可能使现有的地体裂解以及古特提斯地体构架的复杂化,置身于古特提斯大洋盆中的多地体-多小洋盆的格局和类似印度尼西亚多岛弧-边缘海体制的青藏北部的早古生代多岛弧-边缘海体制并不相同。

2) 新特提斯(T_1 — K_1)洋盆演化及俯冲极性:中二叠世—早三叠世开始,联合大陆冈瓦纳陆块北缘的新特提斯洋盆开启和扩张,成为古特提斯洋盆消减的驱动力。班公湖-怒江蛇绿岩带与雅鲁藏布江蛇绿岩研究表明它们分别标志新特提斯北洋盆和新特提斯南洋盆的存在。位于“松潘-羌塘复合增生地体”与“拉萨地体”地体之间的新特提斯北洋盆开启于早-中三叠世,在晚三叠世洋壳发生俯冲,由于在羌塘地体南缘活动陆缘增生带发育不明显,关于俯冲极性问题的由于北侧的活动陆缘带不清楚,而最近又发现拉萨地体中印支火山岛弧带的存在(郑来林等,2004),推测印支火山岛弧带是新特提斯北洋盆(班公湖-怒江洋盆)向南俯冲的结果(潘桂堂等,2004)。新特提斯北大洋闭合及地体碰撞时间在侏罗纪。

冈底斯火山岛弧带形成初始时期为 J_3 — K_1 ,主期为 K — E_1 ,表明新特提斯南大洋(雅鲁藏布蛇绿岩)的初始裂解为 T_3 ,向北俯冲的时间为 J_3 — E_1 。因此,新特提斯北大洋的形成、扩张及消减得演化历史比新特提斯南大洋来的老。至于雅鲁藏布江蛇绿岩时代提早到晚三叠世(215~195Ma)之说(潘桂堂等,2002),还有待进一步验证及讨论。

69Ma 开始,印度陆块从冈瓦纳大陆裂解,印度洋打开并使印度陆块向亚洲大陆方向推进,新特提斯南洋盆的消减和俯冲在主动陆缘的拉萨地体一侧形成白垩纪—第三纪冈底斯火山岛弧及花岗岩浆带,被称为“转换喜马拉雅带”(Transhimalaya zone)(Hodges et al., 2000)。约 55Ma 开始印度大陆与亚洲大陆碰撞形成印度-雅鲁藏布缝合带和“喜马拉雅新生代增生地体”。此时“阿-祁-昆-秦”早古生代复合地体与“松潘-羌塘三叠纪复合增生地体”和“拉萨侏罗纪增生地体”已完全连在一起,拼贴在南亚大陆之上。

(4) 洋盆演化、地体增生及大陆生长

综上所述,早古生代始特提斯洋盆形成在冈瓦纳大陆的西侧,中石炭世以来的特提斯洋盆形成在联合大陆的东部,始特提斯洋盆和特提斯洋盆有成因联系,但产生的大背景决然不同。“始北中国早古生代复合地体”中的诸地体作为冈瓦纳大陆和始特提斯洋盆之间的多地体/多岛弧群产出,它们之间为一系列具初始洋壳的弧前小洋盆相隔,这些弧前小洋盆与始特提斯洋盆有成因联系,为始特提斯大洋岩石圈板片俯冲造成的上盘活动陆缘增生带上扩张。

始特提斯→特提斯(古和新)洋盆的转化使羌塘地体和拉萨地体先后从冈瓦纳大陆附近向北运动。洋盆的发育一般经历了开启、扩张和消减的过程,一个洋盆的收缩与另一个洋盆的打开在时限上往往具有穿时性。譬如新特提斯南大洋的开启与新特提斯北大洋扩张或收缩时期同时,因此在新特提斯南大洋关闭时保留在缝合带中的早期(T_3)初始洋壳残片是很正常的。

三、青藏高原巨型碰撞造山拼贴体与造山的叠置性

青藏高原形成的基础背景比世界上其他的许多高原都来得复杂。譬如,北美的科罗拉多高原构筑在稳定的古生代地台之上,法国中央高原的基础是欧洲华力西造山带。而青藏高原的前身是早古生代以来形成的巨型复合碰撞造山拼贴体,因此有人又把青藏高原称为“造山作用的高原”(Orogenic Plateaux)。

青藏高原的地体拼合与碰撞造山作用同时进行,显生宙以来主要的碰撞造山时限为早古生代、三叠纪、晚侏罗世—早白垩世和新生代以来,因此青藏高原巨型碰撞造山拼贴体形成主要是 500~600Ma 以来长期活动及多期造山的过程,巨型碰撞造山拼贴体的形成是亚洲大陆的自北往南的增生和造山迁移过程的标志。

研究表明全球性造山作用涉及大范围的陆壳变形、变质及花岗岩浆活动,造山作用可以发生在板块碰撞前的俯冲期(俯冲型山链)、主碰撞期(碰撞型山链)及后碰撞期(陆内型山链)。

1. 早古生代弧-陆碰撞及多地体/岛弧的造山动力学

早古生代时期的地壳变形与碰撞造山事件主要记录在“阿-祁-昆”早古生代复合地体中,但是位于中部和南部的羌塘地体和喜马拉雅地体也曾经历了早古生代或泛非-早古生代造山事件形成原始喜马拉雅山,并成为现今的喜马拉雅造山带的早古生代变质褶皱基底。因此早古生代造山运动(或泛非-早古生代造山运动)的范围几乎遍及整个青藏高原各地体之中,但是它们的原位在南半球的冈瓦纳大陆周

缘的不同部位。

上述表明青藏北部的早古生代碰撞造山带的形成是由于与始特提斯洋盆有关的边缘海盆(地体/岛弧相间)的闭合而引起,其导致地体/岛弧群的拼合与碰撞,经历了弧/陆→陆/陆碰撞的过程,从俯冲型山链向碰撞型山链转化(Xu et al., 2000)。可以看出,柴北缘超高压变质带的形成也起始于边缘海盆初始洋壳的深俯冲作用,而早古生代复合造山带的“三多”的构造格局显示了早古生代造山带形成前的弧后活动带的背景。最近研究提出美洲科迪勒拉造山带是位于弧后及现代弧后域的长期活动带上的造山带,具有长期弱化、低强度、薄和热的岩石圈,由造山带中造山花岗岩基、高级变质作用和韧性变形所指示的造山热能来自原先的弧后热岩石圈,而不是来自于造山变形过程本身(Hyndman et al., 2005)。因此推测青藏高原北部早古生代造山带形成前的广大的活动带是弧后活动带,提供了造山类型转化及陆-陆碰撞强烈造山作用必备的热的条件。“阿-祁-昆早古生代造山带”形成时的位置在冈瓦纳大陆的一侧。

2. 晚古生代(华力西期)碰撞造山的不存在

前人曾提出东-西昆仑山为华力西期造山带(姜春发等, 1992; 许志琴, 2005)。最近“十五”青藏高原空白区填图成果中也报道了在布青山以北的南昆仑、北羌塘和西昆仑地区等存在晚古生代地层之间的“角度不整合”,因而晚古生代(华力西期)碰撞造山存在与否成为研究青藏高原碰撞造山作用的值得注视的问题。

我们认为碰撞造山事件应以大规模褶皱、伴随的变质作用、区域性角度不整合、大规模的花岗岩浆活动及代表造山结束的磨拉石盆地沉积为标志。2005年经与有关区调人员最近在成都(会议由潘桂堂主持)讨论初步表明:

1) 西昆仑地区木孜塔格北 J_1 陆相沉积不整合在 P_2 之上、阿其克库都克 P_1 不整合在 S_{1-2} 之上, 克里雅河地区 T_{1-2} 的磨拉石(时代没有确定)不整合在 C_3-P_2 弧后盆地沉积之上, 以及朝阳湖 P_3-T_2 与 C_3-P_1 之间砾岩层(性质未定)和上下地层整合的特点, 认为在西昆仑华力西碰撞造山运动证据不足。

2) 在东昆仑布青山蛇绿岩以北地区, 局部发现宽缓褶皱的 P_3 灰岩不整合在同劈理褶皱的 $C-P_2$ 板岩夹中基性火山岩之上, 可以解释为洋壳俯冲带上盘 $C-P_2$ 弧前加积楔中存在的局部披盖不整合效应。

3) 前人曾认为东昆仑地区华力西期花岗岩浆活动强烈, 是华力西期洋盆向北俯冲的结果(姜春发等, 1992), 经笔者等重新测试的原定为东昆仑布尔汗布达山的“晚古生代”花岗岩, 通过 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 年龄的测定, 获得的绝大部分年龄为三叠纪弧型花岗岩 (224 ± 8) Ma、(239.8 ± 0.9) Ma (本书), 表明为三叠纪古特提斯洋盆向北俯冲于东昆仑地体之下形成陆缘火山带, 而小范围存在的晚古生代花岗岩可能与后加里东碰撞造成的陆内岩浆活动有关。

4) 据古地磁资料表明, 晚泥盆世之后, 始特提斯洋闭合及石炭纪—二叠纪古特提斯洋打开, 位于冈瓦纳大陆周缘已拼合的“始中国早古生代复合地体”开始往北和北西方向移动, 向联合大陆(Pangeae)靠拢, 直至晚三叠世—早侏罗世古特提斯洋盆自东往西逐渐闭合, 南北陆块会聚形成中央碰撞造山带。因此古地磁资料不支持在此之前南北陆块之间碰撞形成华力西造山带的观点(没有碰撞的机会)。

因此根据青藏高原现有地质资料分析, 晚古生代不存在以大规模褶皱、伴随的变质作用、区域性广泛角度不整合、大规模的花岗岩浆活动及代表造山结束的磨拉石盆地沉积为标志的碰撞造山运动。

3. 三叠纪碰撞造山及叠置造山

三叠纪末, 古特提斯洋盆的闭合导致了陆块的碰撞、拼合及增生, 形成南欧亚大陆巨型古特提斯碰撞造山系。Sengor (1984) 曾将古特提斯造山系称为基墨里(Cimmerides)造山系, 把巴尔干—羌塘—马来西亚一线的大陆称之为基墨里大陆, 认为他在古生代末期至中生代早期(P_2-T_2)从冈瓦纳大陆边缘分裂, 于晚三叠世至中侏罗世(T_3-J_2)同劳亚大陆拼合, 形成古特提斯造山系。古特提斯洋闭合形成的古特提斯造山带从黑海、大高加索、南里海、科佩特塔格、兴都库什、北帕米尔和西昆仑南。晚三叠世地壳变形主要分布在东—西昆仑地体的南部、巴颜喀拉-松潘甘孜地体、羌塘地体及青藏高原东南部横断山的广大地域, 构成巨型“T”形几何学的碰撞造山带。纬向印支带自西往东从西昆仑南部甜水海地体、越过阿尔金断裂连接巴颜喀拉-松潘甘孜、羌塘地体, 向东与南秦岭、大别-苏鲁相连。以及全长

3000km, 望东延至西秦岭和东秦岭, 经向印支带自北往南从松潘—甘孜—川滇—印度尼西亚, 全长 2000km。

古特提斯造山系又称印支造山系, 由于在印度支那的三叠纪地层中发现两个大不整合, 被 Fromaget(1934) 命名为印支运动, 认为在印度支那的所有的山脉都有影响。中国青藏高原地区印支运动的存在由于孟宪民等(1937)在云南个旧发现个旧石灰岩和覆盖在它上面的火把冲煤系之间不整合, 许德佑(1940)确定了火把冲煤系时代为诺立克。黄汲清(1945)明确提出印支运动在云南存在, 任纪舜(1966)证实印支运动在云南地区的大规模发育。

在青藏高原的腹地和东南部, 昆南-阿尼玛卿和金沙江蛇绿岩所代表的石炭纪—二叠纪古特提斯洋盆的闭合造成巴颜喀拉/松甘和羌塘地体与“阿-祁-昆”早古生代复合地体在晚三叠世—早侏罗世拼合, 同时形成近东西向的昆仑-晚三叠世碰撞造山系。研究表明, 在昆南-阿尼玛卿缝合带北缘的东昆仑主动陆缘一侧发育逆冲-推覆叠置岩片结构, 而在扬子被动陆缘一侧以发育新元古代变质基底和盖层之间的韧性挤压型滑脱逆冲体系为特征(许志琴等, 1992), 两侧都具有向南的造山极性, 并伴随三叠纪以来的花岗岩浆活动。昆南-阿尼玛卿缝合带两侧的“逆冲-滑脱结构”与东秦岭十分类似。晚侏罗世—早白垩世的碰撞造山造成的地壳变形主要分布在青藏联合地体南部的羌塘地体和拉萨地体范围内。

尽管青藏高原中各时期的地体拼合、增生过程与碰撞造山同时进行, 但是碰撞造山作用(包括的地壳变形、基底活化及花岗岩浆活动)所涉及范围远远超出地体边界的狭窄地域, 造成叠置造山作用。譬如, 由于古特提斯洋盆闭合形成的强烈印支碰撞造山还影响到东昆仑南缘早古生代复合地体, 形成叠覆造山带。在阿尔金-祁连-昆仑早古生代复合地体的北部, 在早古生代变形之上叠置了印支陆内变形。在东昆仑南地体的万宝沟地区, 早中三叠世地层的同心褶皱叠置在早古生代绿片岩系紧闭褶皱及 4Ma 花岗岩之上, 羌塘地体玉树以南格拉山的泥盆纪—石炭纪陆相地层的同心褶皱叠置在早古生代褶皱之上。

4. 印度/亚洲碰撞及巨大的陆内变形域

青藏高原的形成是地质历史过程中板块或地体连续碰撞和拼合的结果, 最后一次是 50~60Ma 的印度/亚洲碰撞。目前, 绝大多数人接受了青藏高原的隆升是印度板块与南欧亚大陆碰撞的结果的观点(Tapponnier et al., 1986; Molnar, 1988)。研究表明, 印度/亚洲大陆碰撞之后, 板块之间的作用并未终止, 印度板块仍以 44~50mm/a 的速率往北推进, 至少 1500km 的南北向缩短量被吸收, 使青藏高原成为 2 倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳体(平均厚度 70km), 并形成印度与西伯利亚板块之间南北 2000km、东西 3000km 巨大范围的新生代陆内变形域(Molnar and Tapponnier, 1975; Gansser, 1964; Powell and Conaghan, 1973)。现今青藏高原南部喜马拉雅的南北向缩短率为 18mm/a, 北部祁连山的缩短率为 15mm/a, 腹地的东西向伸展速率为 10mm/a (Avouac and Tapponnier, 1993), 由此形成了“中央高原”和“周缘造山带”两个新生代青藏高原特级大地构造单元。

(1) 大印度板块变成小印度板块

印度/亚洲大陆碰撞之前比现在的范围大得多的印度板块(即大印度板块)往北相对南亚大陆运动了 2500km (Patriat and Achache, 1984; Tapponnier et al., 1990), 由于沿着走滑断裂往北运移的速度的差异, 大印度板块东西两端与南亚大陆的碰撞产生了时间上的先后: 西端的碰撞在 52Ma (可能更早), 东端的碰撞大约 45Ma, 晚了 10Ma。印度板块的东西界分别为两条大型的走滑断裂: 西界是恰曼(Chaman)左行走滑断裂, 东界是沙盖-明衮(Sagaing-Minggun)右行走滑断裂, 这两条断裂都伴随强烈褶皱, 水平位移起码 1000km, 这些构造形成了著名的两个喜马拉雅东西构造结: 南迦帕巴(Nanga Parbat)西构造结和布玛(Burma)东构造结(Mattauer, 2002)。

(2) 巨大的弧后变形域

新特提斯洋盆往北俯冲形成的冈底斯岩浆岛弧带作为活动增生陆缘带拼贴在拉萨地体之上, 冈底斯岩浆岛弧带以北的广大地域都可以看作弧后域。由于印度/亚洲碰撞产生的大规模的变形及主要构造事件表现为: 弧后地域(青藏腹地)的裂谷伸展作用和大规模碱性火山活动, 周缘造山带的挤压逆冲变形及垂向挤出, 地体边界(或古构造带的再活化)以及斜向碰撞形成的大型走滑断裂以及大量物质向东

和南东方向的侧向挤出,而北部广大地区除地体边界外则表现为弥散的弱变形。周边克拉通上的陆相盆地的形成与高原隆升及周缘造山带崛起呈互馈关系。

(3) 周缘现代造山带的崛起和喜马拉雅造山机制

印度/亚洲碰撞造山的巨大影响使喜马拉雅增生地体最后崛起,喜马拉雅山的最后形成是 30Ma 以来印度板块往北陆内俯冲在亚洲大陆之下的结果(Van der Voo et al., 1999),与此同时的北缘、东缘和西缘周边造山带以不同的挤出样式:东缘龙门山和西北缘阿尔金山的“挤压转换-逆冲式”及东北缘祁连山“双向逆冲式”崛起(许志琴等, 1999a)。最新的研究确定了高喜马拉雅(GHM)亚地体北缘的藏南拆离断裂(STD)向北延伸在特提斯-喜马拉雅(THM)亚地体之下,与自南而北剪切滑移的康马-拉轨岗日拆离带(KLDT)相连。由于拆离构造作用同时及稍后形成的淡色花岗岩的侵位使康马-拉轨岗日拆离带隆起,形成康马-拉轨岗日穹隆带。在高喜马拉雅(GHM)亚地体南部发育的逆冲断层具有挤压转换性质,在北部发现 EW 向近水平的韧性拆离构造,以发育 EW 向拉伸线理及缓倾的糜棱面理和自西向东水平滑移的剪切指向为特征。提出高喜马拉雅(GHM)亚地体的 EW 向水平滑移是垂向挤出和侧向挤出的变形综合反映。喜马拉雅地体中的东西和南北向拆离构造的存在为喜马拉雅现代造山机制提供了再讨论的基础(许志琴等, 2006)。

四、大型走滑构造对青藏高原地体结构的改造

青藏高原的几何学形态十分奇特,这与大型走滑构造对青藏高原中先后形成的拼合地体和碰撞造山系的重要制约、改造以及碰撞造成的青藏高原东南缘大量物质向 SE 及向 S 方向逃逸(侧向挤出)(Tapponnier et al., 1982, 2001; Peltzer et al., 1988a, 1988b; Avouac et al., 1993)有关。

青藏高原中不同历史时期形成的大型走滑构造主要有两类,一类是产于地壳深部的韧性走滑剪切带,由于后期的抬升而出露地表,包括有 400Ma 左右前形成的北祁连南缘韧性右行走滑剪切带和西昆仑康西瓦韧性右行走滑剪切带(许志琴等, 1992, 2001; 李海兵等, 2001), 240~220Ma 前形成的南祁连南缘韧性左行走滑剪切带(许志琴等, 1992)、东昆仑韧性左行走滑剪切带(许志琴等, 2001)、金沙江韧性左行走滑剪切带及阿尔金韧性左行走滑剪切带; 20Ma 前后形成的鲜水河韧性左行走滑剪切带(许志琴等, 1992)、喀喇昆仑韧性右行走滑剪切带和红河韧性右行走滑剪切带(Tapponnier and Molnar, 1977)等。其中阿尔金韧性左行走滑剪切带是中亚最大的走滑构造带,南祁连南缘韧性左行走滑剪切带向东沿至东秦岭可能和丹凤韧性左行走滑剪切带相连,全长达 2500km。这些地壳深部的韧性走滑剪切带在后期抬升过程中,由韧性→韧脆性→脆性应变变化;另一类是产于地壳浅部的脆性走滑断裂,如海源左行走滑断裂(邓起东等, 1989)等。在印度/亚洲碰撞以来大型韧性走滑构造主要发育在高原南部,而且在喜马拉雅的东、西两侧,如喀喇昆仑韧性右行走滑断裂、嘉黎-离黎贡山韧性右行走滑断裂、红河韧性右行走滑断裂和鲜水河韧性左行走滑断裂;其他地区特别是北部以脆性断裂为主,表现为古韧性剪切带的再活动及新生断裂,如阿尔金左行走滑断裂、东昆仑左行走滑断裂、雅鲁藏布江右行走滑断裂和海源左行走滑断裂。

大型走滑构造在青藏高原地体拼合及碰撞造山中的作用主要表现如下。

1. 地体的相对位移及斜向碰撞

位于地体边界的走滑构造使地体相对位移,是地体斜向碰撞的产物;如 400Ma 左右形成的北祁连南缘韧性右行走滑剪切带,是阿拉善地体与祁连地体拼合碰撞后期的斜向碰撞导致两地体相对位移的结果;昆南韧性左行走滑剪切带使东昆仑地体和松潘地体相对位移数十公里,反映了晚三叠世—早侏罗世阶段地体斜向碰撞的影响。

2. 地体错位及移置

与青藏高原北部“阿-祁-昆”早古生代复合地体及“松潘-羌塘”三叠纪复合增生地体斜交的阿尔金主断裂(NEE—SWW 走向)是中亚最大的走滑断裂,研究表明阿尔金地体与祁连地体具可对比性,阿尔金地体为祁连加里东造山带的西延部分。它与祁连加里东造山带的分开是由于印支期(240~220Ma)开始的阿尔金主断裂的左行走滑运动及之后多期再活动的结果。根据断裂两侧构造单元及地体边界特征

的详细对比,已提出沿阿尔金主断裂两侧的北阿尔金俯冲杂岩带与北祁连俯冲杂岩带的累计错距 350km,南阿尔金俯冲杂岩带与柴北缘俯冲杂岩带的累计错距 400km,沿阿尔金断裂北缘的若羌断裂可能平移 200km 的认识(许志琴等,1999b)。阿尔金断裂现今的走滑速率:北东段 5mm/a,中段 20mm/a 和西段 30mm/a,使阿尔金地体和西昆仑地体成为现在的移置地体。

位于青藏高原西南缘的喀喇昆仑右行走滑断裂的断裂的活动时间开始于 23~27Ma 以前,比前人的看法(8~11Ma)提前。目前对于断裂的累积位移量的估算存在着较大的分歧,根据我们以断裂两侧的地体边界为标志的研究,认为班公缝合带相对阿克拜塔尔缝合带右行位移 400km,狮泉河缝合带相对什约克缝合带右行位移 280km,累计走滑位移量至少在 250~300km 以上。最新的研究还表明,喀喇昆仑断裂形成以来的长期的平均滑移速率为 (10 ± 3) mm/a,说明从印度板块与欧亚大陆碰撞后,青藏高原西南缘约 27Ma 以来产生大规模右旋走滑,使得高原物质沿这一滑移线以约 10mm/a 滑移速率向东挤出(李海兵等,2006)。

3. 地体的侧向挤出

在印度陆块楔与南欧亚大陆碰撞同时,大规模的走滑作用使南欧亚大陆南部的松潘、羌塘和冈底斯地体向东南方向强烈侧向挤出,构成“云南挤出地体”和“掸邦挤出地体”(图 1),而制约块体挤出的主要走滑断裂(或韧性走滑剪切带)为鲜水河韧性左行走滑剪切带、嘉黎-红河韧性走滑剪切带、雅鲁藏布江右行走滑断裂等(图 2)。

五、青藏高原隆升的多元深部驱动力

自 20 世纪 90 年代初以来,由许志琴和 P. Tapponnier 组织的中法青藏高原地学合作开展了地质和地球物理多学科的研究和探测。其中姜枚和 Hirn 及 Wittlinger 负责的中法地球物理合作小组在青藏高原实施了 8000km 长的天然地震探测剖面,包括横穿青藏高原中部及南部的格尔木—唐古拉—嘎拉剖面(3000km),位于青藏高原腹地东部的共和—玉树剖面(3000km),横穿青藏高原西北部柴达木盆地和阿尔金山的乌图美仁—若羌剖面(1000km),以及横穿青藏高原西部昆仑山的叶城—狮泉河剖面(1000km)。这些剖面几乎穿过了青藏高原所有地体,并通过了主要地体边界,获得地壳和地幔速度图像及地震波各向异性,揭示了青藏高原 400km 深度范围内的地幔结构特征。①青藏高原地体的地壳结构及复杂流变学特征;②青藏高原腹地可可西里下面的深地幔羽存在;③大型走滑断裂为超岩石圈或地幔剪切带;④古大洋岩石圈“化石”残片与拆沉的地球物理证据;⑤印度大陆岩石圈板片俯冲的样式和距离等,为我们提供了讨论有关青藏高原深部地壳、岩石圈以及深地幔结构的背景资料(姜枚等,1996,1999;许志琴等,2004;Hodges et al.,2000;Jiang Mei et al.,2003;Wittlinger et al.,1996,1998)以及高原隆升的深部驱动力问题。

1. 关于印度岩石圈板片俯冲样式和俯冲深度

印度和欧亚板块碰撞及青藏高原形成的研究一直是地学界关注的热点。自 Argand E. (1924)提出印度板块往北俯冲在欧亚大陆之下的观点以来,地球物理的探测不断提供了岩石圈范围内的俯冲证据(Molnar,1988;Beghoul et al.,1993;Hirn et al.,1995;Zhao et al.,1993)。印度岩石圈板块究竟往北俯冲多远?以何种样式俯冲?是印度/亚洲碰撞及青藏高原隆升的重要制约因素。长期以来各种推测和讨论都是以岩石圈尺度所获得的地球物理资料为依据的。横越西—中喜马拉雅的地震层析剖面(Xu et al.,1999;Van der Voo et al.,1999)揭示了印度岩石圈板块往北以特殊的样式超深俯冲于青藏高原之下,即印度岩石圈俯冲板片的上部往北缓倾、中部直立向下以及下部往南翻转的几何学形式(Van der Voo et al.,1999);喜马拉雅的地幔地震层析图像中还揭示了中下地幔范围内保存了若干高速异常体,说明岩石圈板片可以俯冲到地幔深部,一部分成为拆沉的化石残片,一部分在碰撞的过程中折返上来,折返上来的板片保存了大量地幔动力学的信息,包括超高压变质岩石的发现(O'Brien et al.,2001)。

2. 青藏高原周缘古老变质体的挤出及北缘克拉通的陆内俯冲

青藏高原周缘高耸的山峰构成了高原的屏障,南缘为喜马拉雅山,东缘为龙门山—锦屏山,北缘和西缘为祁连山—阿尔金山—西昆仑山,山脉的外围是沉积在稳定地块之上的前陆盆地。青藏高原的周

缘造山带是如何在新生代崛起? 原来埋在深部的岩石为什么快速折返到地表形成高山? 深部的驱动力是什么?

在大约 55Ma, 印度板块与南欧亚大陆碰撞之前比现在的范围大得多的印度板块(即大印度板块)往北相对南亚大陆运动了 2500km (Besse et al., 1984; Patriat and Achache, 1984; Tapponnier et al., 1990)。由于沿着走滑断裂往北运移的速度的差异, 大印度板块东西两端与南亚大陆的碰撞产生了时间上的先后: 西端的碰撞在 52Ma (可能更早), 东端的碰撞大约 45Ma (Rowley, 1966), 晚了 10Ma。印度板块的向北推挤导致喜马拉雅增生地体的形成与喜马拉雅山脉的崛起, 缩短率为 18%, 之间会聚与碰撞方式是以挤压为主, 构造造型是从雅鲁藏布缝合带逐步往南扩展的逆冲叠覆作用为特征, 因此印度板块北部被动陆缘的变质基底及古生代—中生代沉积盖层均卷入地壳增生楔中。在 60~50Ma 形成雅鲁藏布江主幔逆冲断层, 40Ma 形成特提斯喜马拉雅的北喜马拉雅逆冲断层, 20Ma 同时形成高喜马拉雅和低喜马拉雅之间的主中冲断层 (MCT) 和高喜马拉雅与特提斯喜马拉雅之间的藏南拆离断裂 (STD), 在 MCT 和 STD 的制约下, 高喜马拉雅古老变质体从下地壳呈挤出样式折返。

青藏高原北部周缘克拉通向南的陆内浅俯冲作用使高原北缘的祁连山—阿尔金山—西昆仑山在地壳的强烈挤压下以“双向式逆冲挤出”样式和“逆冲转换挤出”样式缩短并崛起。河西走廊—北祁连地震反射剖面 (吴宣志等, 1995) 和乌图美仁—若羌天然地震层析剖面 (姜枚等, 1999, Wittinger et al., 1998) 提供了陆内俯冲的证据, 叶城—狮泉河剖面也显示了塔里木地块向南俯冲于西昆仑之下。

3. 岩石圈-地幔剪切带与“右旋隆升”的新机制

根据青藏高原大型走滑断裂研究已提出青藏高原向 NE 方向的“右旋隆升”新机制 (Tapponnier et al., 2001), 新的地震层析资料表明青藏高原新生代活动的主要走滑断裂大部分为岩石圈-地幔剪切带, 因此可以认为高原“右旋隆升”的机制受到岩石圈-地幔断裂的制约。笔者认为在青藏高原腹地的上地幔剪切波各向异性方向自西往东从 EW→NE→SE→NNE→SSW 的转化是与“右旋隆升”的观点相吻合的。

4. 青藏高原腹地深部的热结构及地幔羽

位于青藏高原腹地 100km 深度以下的巨型地幔羽与可可西里火山作用有成因联系, 表明青藏高原腹地深部具有热结构, 青藏高原南缘的陆内超深俯冲与北缘的陆内浅俯冲对高原产生 SN 向挤压及 EW 向拉伸, 深部挤压环境导致物质熔融和地幔羽的形成, 以及物质在地幔中的向东运动, 浅部东西向拉伸环境造成南北向裂谷及腹地的火山喷发。格尔木—唐古拉天然地震探测剖面及根据其周围资料从新处理获得的阿克塞—花石峡天然地震探测剖面还揭示了可可西里为中心的由大型低速异常体组成深部地幔羽结构 (深度 150~400km 以下) 的存在 (Xu et al., 1999; Dewey, 2005), 并且在柴达木盆地下部发现宽度 300km、厚度达 80km 的地震波低速异常层, 该地震波低速异常层又与可可西里深部大型低速异常体组成地幔羽相连 (许志琴等, 2004)。

许志琴 (1999) 曾提出青藏高原隆升的“周缘陆内俯冲及内部地幔地辟”的碰撞动力学机制模型。根据新的地震层析资料及地震反射资料, 对上述模式应作进一步修改, 新的模式可归结为: “青藏高原南部印度岩石圈板片的陆内超深俯冲, 北缘克拉通的陆内浅俯冲, 腹地深地幔热结构以及超岩石圈范围的‘右旋隆升’及物质向东挤出”。



许志琴院士（左）和达波尼埃教授（法）在西昆仑（2001）



中法考察队在西昆仑考察（2001）



本书主要作者及其科研团队在喜马拉雅、昆仑山、祁连山和阿尔金山考察（1997~2006）



本书科研团队在青藏高原野外考察 (2000~2005)

OROGENIC PLATEAUX
— Terrane Amalgamation, Collision
and Uplift in the Qinghai-Tibet Plateau



青藏高原拉萨榴辉岩的发现



青藏高原柴北缘鱼卡榴辉岩的发现



青藏高原南缘及东南缘的高耸雪山





目次

序 言	许志琴 杨经绥 (I)
绪 论	许志琴 杨经绥 (VI)

第一篇 印度/亚洲前碰撞-地体拼合和碰撞造山

第一章 印度/亚洲前碰撞的地体构架和变质基底	许志琴 张建新 崔军文 万瑜生 (3)
第一节 印度/亚洲前碰撞的地体构架	(4)
第二节 青藏高原北部变质基底及其早古生代再活化	(12)
第三节 青藏高原南部变质基底及其泛非-早古生代造山事件的再活化	(29)
第二章 印度/亚洲前碰撞的特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系	杨经绥 徐 强 吴才来 史仁灯 (37)
第一节 始特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系	(37)
第二节 古特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系	(51)
第三节 新特提斯洋盆与板块体系	(87)
第四节 始/古/新特提斯洋盆、多陆块/岛弧/边缘海体系	(89)
第三章 印度/亚洲前碰撞的超高压变质带及洋/陆深俯冲	杨经绥 张建新 吴才来 宋述光 (91)
第一节 青藏高原北部早古生代超高压变质带及洋/陆深俯冲	(92)
第二节 青藏高原南部晚古生代超高压变质带及大洋深俯冲	(109)
第四章 印度/亚洲前碰撞的地壳缩短	许志琴 李海兵 (120)
第一节 青藏高原北部早古生代地壳缩短	(120)
第二节 青藏高原腹地的印支期和晚中生代地壳缩短	(137)
第五章 印度/亚洲前碰撞花岗岩浆活动	吴才来 陈 文 (153)
第一节 青藏高原早古生代俯冲-碰撞花岗岩浆活动	(153)
第二节 青藏高原中生代俯冲-碰撞花岗岩浆活动	(176)
第六章 印度/亚洲前碰撞的地体拼合及碰撞造山过程	许志琴 (182)
第一节 青藏高原北部早古生代地体群的拼合及碰撞造山过程	(182)
第二节 青藏高原三叠纪地体拼合及印支碰撞造山过程	(196)
第七章 印度/亚洲前碰撞的大型走滑作用与斜向碰撞	李海兵 许志琴 戚学祥 (203)
第一节 北祁连韧性走滑剪切带(加里东期以来)	(204)
第二节 西昆仑康西瓦韧性走滑剪切带(加里东期以来)	(214)
第三节 南祁连韧性走滑剪切带(印支期以来)	(225)
第四节 东昆仑韧性走滑剪切带(印支期以来)	(233)
第五节 阿尔金韧性走滑剪切带(印支期以来)	(244)

第二篇 印度/亚洲碰撞-高原隆升、周缘崛起及大陆动力学

第一章 喜马拉雅增生地体及高原周缘崛起的造山机制	许志琴 戚学祥 (259)
第一节 喜马拉雅增生地体的组成	(260)
第二节 喜马拉雅地体中的大型 SN 向拆离构造	(263)
第三节 高喜马拉雅亚地体中的 EW 向拆离构造	(269)
第四节 现代喜马拉雅造山机制的再讨论	(273)
第二章 青藏高原北缘和东缘造山带的崛起及造山机制	李海兵 许志琴 杨经绥 (276)
第一节 白垩纪以来青藏高原北缘造山带的崛起	(276)
第二节 青藏高原东缘造山带的隆升及造山机制	(294)
第三章 印度/亚洲碰撞及大型走滑构造、侧向挤出与地震	李海兵 赵国光 (307)
第一节 青藏高原南部的韧性走滑剪切带及挤出构造	(308)
第二节 青藏高原北部的新生代走滑作用与地震	(321)
第四章 青藏高原第四纪磁性地层及高原隆升	钱 方 (346)
第一节 青藏高原北部及腹地的磁性地层及高原隆升	(346)
第二节 青藏高原南部及东南部的磁性地层及高原隆升	(357)
第五章 青藏高原新生代火山作用与热结构	杨经绥 吴才来 (364)
第一节 青藏高原新生代火山岩的分布	(364)
第二节 青藏高原腹地火山作用及深部热结构	(372)
第六章 青藏高原巨型造山拼贴体及造山类型	许志琴 (386)
第一节 巨型造山拼贴体及造山类型简述	(386)
第二节 高原基本地体构架	(387)
第三节 青藏高原的俯冲/碰撞/陆内造山类型	(389)
第四节 青藏高原巨型造山拼贴体	(396)
第五节 结论和讨论	(398)
第七章 青藏高原地壳/地幔结构及深部驱动力的探讨	许志琴 姜 枚 (400)
第一节 深部地壳作用的浅部效应——中下地壳长距离隧道流的可能机制	(400)
第二节 青藏高原深地幔结构	(402)
第三节 青藏高原隆升的深部驱动力探讨	(417)
参考文献及资料	(420)
英文摘要	许志琴 杨经绥 (451)

CONTENTS

Preface	<i>Xu Zhiqin and Yang Jingsui</i> (I)
Introduction	<i>Xu Zhiqin and Yang Jingsui</i> (VI)

PART (I) Pre-Collision of India / Asia: Terrane

Amalgamation and Collision orogenies

Chapter 1	Terrane structures and metamorphic basements before the India / Asia collision	<i>Xu Zhiqin Zhang Jianxin Cui Junwen Wan Yusheng</i> (3)
1.	Terrane structures before the India / Asia collision	(4)
2.	Metamorphic basement and Early Paleozoic reactivation in Northern Tibet	(12)
3.	Metamorphic basement and Pan African-Early Paleozoic reactivation in Southern Tibet	(29)
Chapter 2	Tethyan oceanic basins and multi-terrane / multi-island arc systems	<i>Yang Jingsui Xu Qiang Wu Cailai Shi Rendeng</i> (37)
1.	Prototethyan oceanic basins and multi-terrane / multi-island arc systems	(37)
2.	Paleotethyan oceanic basins and multi-terrane / multi-island arc systems	(51)
3.	Neotethyan oceanic basin and plate systems	(87)
4.	Proto-Paleo-Neotethyan oceanic basins, multi-terrane / multi-island arc / marginal sea systems	(89)
Chapter 3	Ultra-high pressure (UHP) metamorphic belts and oceanic / continental deep subduction before the India / Asia collision	<i>Yang Jingsui Zhang Jianxin Wu Cailai Song Shuguang</i> (91)
1.	The Early Paleozoic UHP metamorphic belt and oceanic / continental deep subduction in Northern Tibet	(92)
2.	The Late Paleozoic UHP metamorphic belt and oceanic deep subduction in Southern Tibet	(109)
Chapter 4	Crustal shortening before the India / Asia collision	<i>Xu Zhiqin Li Haibing</i> (120)
1.	Early Paleozoic crustal shortening in Northern Tibet	(120)
2.	Indosinian and Late Mesozoic crustal shortening in Central Tibet	(137)
Chapter 5	Granitic magmatism before the India / Asia collision	<i>Wu Cailai Chen Wen</i> (153)
1.	Early Paleozoic granitic magmatism in Northern Tibet	(153)
2.	Indosinian and Late Mesozoic granitic magmatisms in Southern Tibet	(176)
Chapter 6	Terrane amalgamation and collision orogenic processes before the India / Asia collision	<i>Xu Zhiqin</i> (182)
1.	Reconstruction of the collage of Early Paleozoic multiple terranes and collision orogenies	(182)
2.	Reconstruction of the collage of multiple Indosinian terranes and collision orogenies	(196)
Chapter 7	Large-scale strike-slip faulting and oblique collision before the India / Asia collision	<i>Li Haibing Xu Zhiqin Qi Xuexiang</i> (203)
1.	North Qilian ductile strike-slip shear zone (active since the Early Paleozoic)	(204)

2. Kangxiwa ductile strike-slip shear zone (active since Early Paleozoic)	(214)
3. South Qilian ductile strike-slip shear zone (active since the Indosinian)	(225)
4. South Kunlun ductile strike-slip shear zone (active since the Indosinian)	(233)
5. Altun Tagh ductile strike-slip shear zone (active since the Indosinian)	(244)

PART (2) India / Asia Collision: Uplift of the plateau, Marginal Uplift and Continental Dynamics

Chapter 1 The Himalayan accretion terrane and discussion of the orogenic mechanism involved	<i>Xu Zhiqin Qi Xuexiang</i> (259)
1. The Himalayan accretion terrane	(260)
2. Large-scale NS trending detachment in the Himalayan terrane	(263)
3. EW trending detachment in the Great Himalayan sub-terrane	(269)
4. Mechanism of uplift of the present Himalayan orogenic belt	(273)
Chapter 2 Uplifting of orogenic belts at the northern and southern margins of the Qinghai-Tibet plateau	<i>Li Haibing Xu Zhiqin Yang Jingsui</i> (276)
1. Uplift of orogenic belts at the northern margin of the plateau since the Cretaceous	(276)
2. Uplift of orogenic belts at the eastern margin of the plateau	(294)
Chapter 3 Large scale strike-slip structures, lateral extrusion and earthquakes and the India / Asia collision	<i>Li Haibing Zhao guoguang</i> (307)
1. Ductile strike-slip shear zones and extrusion in Southern Tibet	(308)
2. Cenozoic strike-slip faulting and earthquakes in Northern Tibet	(321)
Chapter 4 Quaternary magnetic stratigraphy and plateau uplift	<i>Qian Fang</i> (346)
1. Quaternary magnetic stratigraphy of Northern Tibet	(346)
2. Quaternary magnetic stratigraphy of Southern and Central Tibet	(357)
Chapter 5 Cenozoic volcanism and thermal structure	<i>Yang Jingsui Wu Cailai</i> (364)
1. The distribution of Cenozoic volcanic rocks in Tibet	(364)
2. The volcanism and deep thermal structure in Central Tibet	(372)
Chapter 6 Large-scale orogenic collages and collision-orogenic styles in the plateau	<i>Xu Zhiqin</i> (386)
1. Huge orogenic collages and collision-orogenic styles	(386)
2. Terrane structures in the plateau	(387)
3. The subduction / collision / intercontinental orogenic styles	(389)
4. Huge orogenic collages in the plateau	(396)
5. Conclusion and discussion	(398)
Chapter 7 Crust / mantle structures and the deep driving forces involved in the formation of the Qinghai-Tibetan plateau	<i>Xu Zhiqin Jiang Mei</i> (400)
1. Shallow inference of deep crust action: A possible mechanism of long-distance channel flow in the middle-lower crust	(400)
2. Deep mantle structures of the Qinghai-Tibet plateau	(402)
3. Discussion of the Deep driving forces involved in the uplift of the plateau	(417)
Reference	(420)
English abstract	<i>Xu Zhiqin and Yang Jingsui</i> (451)

第一篇 印度/亚洲前碰撞- 地体拼合和碰撞造山

第一章 印度/亚洲前碰撞的地体构架和变质基底

青藏高原的地体构架以地体的性质及地体边界(由俯冲杂岩带和活动陆缘增生带组成)作为地体划分依据,以显生宙以来地体拼合与碰撞的主要时期——加里东期(早古生代)、印支期(三叠纪)、晚中生代以及 50~60Ma 以来的印度/亚洲拼合、碰撞形成的增生地体和挤出/移置地体作为基本构造单元,形成与前人划分不同的青藏高原基本单元新的划分方案。

青藏高原大地构造单元组成可分为三大部分:①青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体;②青藏高原腹地“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体;③青藏高原南部喜马拉雅新生代增生地体。其中前两者组成了印度/亚洲前碰撞的“青藏联合陆块”,后者为 50~60Ma 印度/亚洲碰撞形成的最后增生拼接体,继后形成高原与周缘造山带两大构造-地貌单元。由于大型走滑作用使印度/亚洲前碰撞的青藏联合陆块之东部向南东方向侧向挤出以及联合陆块之北西缘发生地体移置,分别形成叠置的云南挤出地体、掸邦挤出地体和阿尔金-西昆仑移置地体(表 I-1-1,图 1)。

表 I-1-1 青藏高原地体结构与地体边界

编 号	单 元 名 称	地 体 组 成	地体边界
			俯冲杂岩带(SC) 活动陆缘增生带(ACA)
I	阿尔金-祁连-昆仑(ALT-QL-KL) 早古生代复合地体	祁连(QL)地体 柴达木(QDM)地体 东昆仑北(N.EKL)地体 东昆仑南(S.EKL)地体 阿尔金(ALT)地体 西昆仑北(N.WKL)地体 西昆仑南(S.WKL)地体	北祁连逆冲断裂(NQLT) 北祁连 SC+ACA 柴北缘 SC+ACA 祁漫塔格 SC+ACA 昆中 SC+ACA 南阿尔金 SC+ACA 库地 SC+ACA 康西瓦-SC+ACA
II	松潘-羌塘(SP-QT)三叠纪 增生地体	松潘-甘孜(SP-GZ)地体 羌塘(QT)地体	昆南-阿尼玛卿 SC+ACA 金沙江 SC+ACA
III	拉萨(GDS)晚侏罗世—早白垩世 增生地体	拉萨(LS)地体	班公湖-怒江 SC+ACA
IV	喜马拉雅(HM)新生代 增生地体	特提斯-喜马拉雅(THM)亚地体 高喜马拉雅(GHM)亚地体 低喜马拉雅(LHM)亚地体 次喜马拉雅(SHM)亚地体	雅鲁藏布江 SC+ACA
V	侧向挤出-移置地体(新生代)	云南(YN)挤出地体 掸邦(SB)挤出地体 阿尔金-西昆仑(ALT-WKL)移置地体	鲜水河韧性左行走滑剪切带(XSHF) 班公湖-红河韧性走滑剪切带(BG-RRF) 雅鲁藏布江右行走滑断裂(YLZBF) 阿尔金断裂系(ALTf)

通过最新的古地磁研究(Gradstein et al., 2004),组成青藏高原的诸地体的古地理位置、性质和归属的“非原地性”得以进一步证明,青藏高原在各个重大历史阶段中的地体拼合和增生是与特提斯洋盆包括始特提斯洋(新元古代—早-中泥盆世)、古特提斯洋(中石炭世—早三叠世)和新特提斯洋(晚三叠世—晚白垩世)的不断开启与闭合以及印度洋的最后打开(早中新世-现在)有着密切的关系。而且新

的研究证实青藏高原在印度/亚洲碰撞前的地体构架具有典型的“多洋(海)盆、多地体、多岛弧”的特征和“多俯冲、多碰撞、多造山”的动力学过程。在 55Ma 印度/亚洲碰撞前的地体构架为“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体的联合陆块,北以西昆仑北缘冲断裂、阿尔金北缘冲断裂和北祁连北缘冲断裂为界,南缘界限为雅鲁藏布江缝合带。

青藏高原的诸地体中包含了记载了早期演化历史的前震旦纪的变质基底,主要出露在青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体以及南部的拉萨地体和喜马拉雅地体中。在印度/亚洲碰撞之前喜马拉雅地体与青藏联合陆块之间相隔新特提斯洋盆,从冈瓦纳大陆离异往亚洲方向挺进。变质基底研究的重要贡献是:①青藏高原北部变质基底与扬子克拉通变质基底的可比性,发现罗迪尼亚大陆裂解的直接蛇绿岩证据,变质基底早古生代的再活化以及孔兹岩系的形成;②喜马拉雅地体中变质基底经历了泛非—早古生代变质活化事件。

本章将重点介绍印度/亚洲碰撞前青藏联合陆块的地体结构和地体边界特征,以及变质基底的归属、再活化和前古生代重要构造事件的影响,为讨论印度/亚洲前碰撞的地体拼合和碰撞造山奠定基础。

第一节 印度/亚洲前碰撞的地体构架

在青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体中,地体之间的边界有早古生代形成的北祁连俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、柴北缘俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、祁漫塔格俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、昆中俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、北阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、南阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带以及库地俯冲杂岩带和活动陆缘增生带等。该复合地体向东与北秦岭早古生代地体相连。通过对阿尔金断裂两侧地体(祁连和阿尔金地体)和地体边界(北祁连和北阿尔金早古生代俯冲杂岩带,柴北缘南阿尔金早古生代俯冲杂岩带)的对比,确定了阿尔金山是祁连山的西延。

在“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合地体中,地体之间的边界为昆南-阿尼玛卿俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、金沙江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、班公湖-怒江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,以及由于新特提斯洋盆俯冲在拉萨地体南缘形成的雅鲁藏布江俯冲杂岩带及冈底斯活动陆缘增生带。最新研究表明,在羌塘地体内部可能存在一条分割南、北羌塘的由二叠纪蛇绿岩和三叠纪高压变质带组成的双湖-龙木错俯冲杂岩带(李才,1997;瞿国庆等,2004),使“松潘-羌塘-拉萨”复合地体的结构更复杂化。

一、“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体

青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”(简称“阿-祁-昆”)早古生代复合地体位于北中国陆块群“阿拉善-敦煌-塔里木地体”(克拉通)和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”(简称“松-羌-拉”)中生代复合增生地体之间。“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代地体由祁连地体、柴达木地体、东昆仑北地体、东昆仑南地体、阿尔金地体、西昆仑北地体及西昆仑南地体组成,诸地体均为小陆块,而且自西向东明显地被 NEE—SWW 向的阿尔金断裂系左行切错为“西昆仑”“阿尔金”及“祁连-东昆仑”三段(图 I-1-1)。

(一) 祁连地体

宽 240km,长 600km 的祁连地体位于北祁连和柴北缘两条早古生代俯冲杂岩带之间,以出露大面积前寒武纪变质基底为特征,主要分布在祁连地体北部的野马南山—疏勒南山—煌源一带,由高级变质岩系(高角闪岩相)及其上的震旦纪绿片岩相浅变质岩系组成,产叠层石及微古植物。研究表明祁连地体的变质基底与柴北缘、柴达木-东昆仑地体及扬子板块变质基底类似,是晋宁期 9 亿~10 亿年罗迪尼亚超大陆形成时发育起来的(Wan Yusheng et al., 2000),并经历了 700~800Ma 的裂解事件(陆松

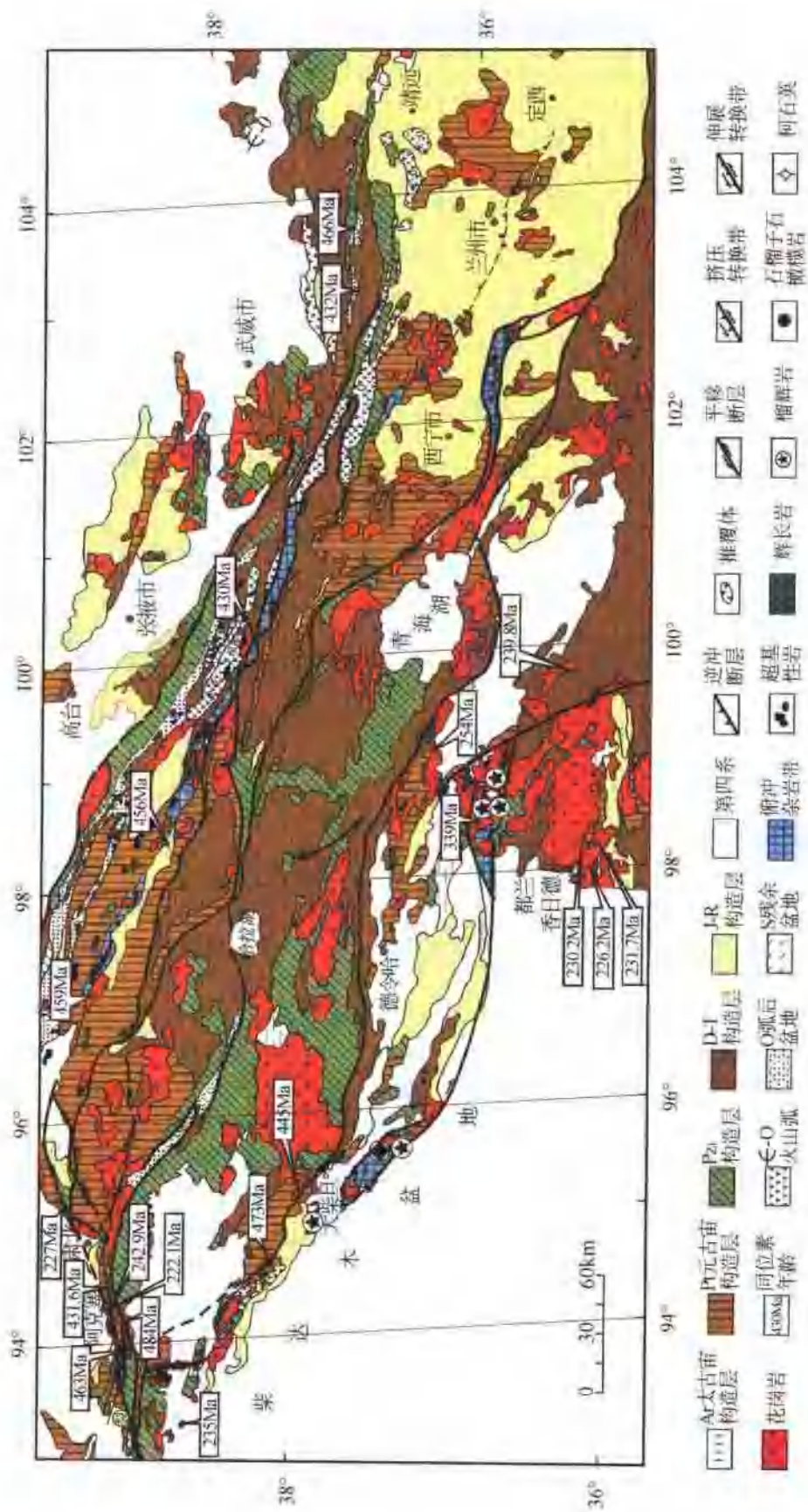


图 1-1 祁连山地质构造图

年等, 2002; 杨经绥等, 2003)、叠置了早古生代变质事件($396 \sim 567\text{Ma}/\text{Nd-Sr}$) (莊文星等, 2002), 湟源群变质基底岩石的 Ar-Ar 坪年龄为 $(425 \pm 4)\text{Ma}$ (许志琴等, 1997)。托勒牧场南野马南山群小白石头沟的糜棱岩化花岗质片麻岩(NQL-39), 测定结果显示钾长石的年龄谱较单一, 所得的坪年龄为 $(394 \pm 4)\text{Ma}$, 并有早古生代花岗岩的侵入, 表明老变质基底在早古生代再活化及卷入早古生代造山运动之中。

位于祁连地体中部, 广泛分布厚度变化很大 ($>3000\text{m}$) 的寒武系—奥陶系砂板岩、千枚岩和中基性火山岩, 代表深水-半深水型的复理石岩系沉积, 含有大量“华南型”古生物分子及南北“混合型”动物群 (青海省地矿局, 1991; 姚建新等, 2004), 祁连地体的志留系复理石沉积类型及笔石动物群也均为“华南型” (青海省地矿局, 1991)。厚层的复理石岩系经受早古生代造山阶段强烈褶皱, 并被大量早古生代晚期同碰撞造山及后造山“S”型花岗岩侵入, 其中柴达木花岗岩体 (444Ma , 锆石/ U-Pb SHRIMP, 吴才来, 2002) 为祁连山最大的花岗岩体。上古生代至三叠系沉积以陆相、海陆交互相-浅海相沉积为特征, 并具有西部以陆相+海陆交互相为主, 东部及东南部以浅海相沉积为主的特征, 三叠纪末期本区经历了印支陆内造山运动, 叠复在早古生代褶皱及花岗岩之上。

祁连地体南部存在一个“欧龙布鲁克地块”, 由前震旦纪达肯大坂群的高级变质岩系——麻粒岩相 (张建新等, 2001) 及角闪岩相岩石组成, 形成的主要时代为 9 亿~10 亿年 (Wan Yusheng et al., 2000)。变质基底之上为震旦至奥陶系的盖层, 在由灰岩及千枚岩组成的寒武系—奥陶系的地层中出现典型“华北型”古生物分子的地台型沉积 (青海省地矿局, 1991), 表明欧龙布鲁克地块可能与北中国陆块西部的阿拉善地体有亲缘关系。震旦至奥陶系的盖层遭受早古生代褶皱和逆冲作用, 并为晚早古生代的花岗岩侵入。此外, 在祁连地体中的拉脊山和当河南山等地还存在若干条蛇绿岩带和超基性岩带, 其中拉脊山蛇绿岩带由变质橄榄岩、超镁铁-镁铁质堆晶岩、基性岩墙、枕状玄武岩及深海硅质岩组成, 可能代表了寒武纪—奥陶纪扩张的陆间裂谷的岩石圈残片 (夏林圻等, 1998), 是祁连变质基底裂解的表征。

(二) 柴达木地体

柴达木地体为阿尔金断裂、柴北缘加里东火山岛弧岩浆带和祁曼塔克-加里东火山岛弧岩浆带-东昆仑北缘逆冲断裂所围限的三角形地带, 柴达木盆地资料揭示其基底主要由古老变质岩系组成, 与东昆仑北地体变质基底相连, 局部地区发育震旦纪及古生代盖层, 自早古生代至三叠纪, 柴达木地区一直是相对隆起的古陆块。

(三) 东昆仑北地体

位于昆北逆冲断裂与祁曼塔克-昆中早古生代火山岛弧岩浆带之间的东昆仑北地体呈 EW 向展布, 长 1000km , 宽 $80 \sim 180\text{km}$, 东昆仑北缘逆冲断裂使其往北推覆在柴达木盆地之上。

东昆仑北地体以出露古老变质岩系为特征, 下部是金水口群高角闪岩相-麻粒岩相变质岩系, 上部不整合覆盖浅变质的震旦纪—奥陶纪浅海、滨海相碎屑岩和碳酸盐岩建造。金水口群深变质岩系的同位素年龄值有 1339.2Ma 和 1196Ma (U-Pb), 1990Ma 、 1311Ma 、 1270Ma 和 231.1Ma (Rb-Sr) (姜春发等, 1992) 以及 $(1846 \pm 109)\text{Ma}$, $(1927 \pm 34)\text{Ma}$ (Zhang et Zheng, 1994), 最新的 Ar-Ar 同位素年龄资料指示金水口群麻粒岩中有 460Ma 及混合花岗岩的年龄为 400Ma (U-Pb , 张建新, 2003), 表明柴达木-东昆仑地体的变质基底和祁连地体的变质基底一样, 经历了早古生代变质作用。本带分布有早古生代花岗岩 ($476 \sim 507\text{Ma}$, Rb-Sr , 青海省区调队, 1993), 原定在东昆仑北地体布尔哈布达山中分布大量晚古生代花岗岩体 (姜春发等, 1992), 经年代学的重新测试 (^{39}Ar - ^{40}Ar , 陈文, 1998) 表明, 其为具有岛弧岩浆性质的三叠纪花岗岩带 ($226 \sim 240\text{Ma}$, U-Pb , 本书)。

志留纪—中泥盆世时地体处于隆起状态, 晚泥盆世发育巨厚陆相杂色碎屑岩, 上部含中性火山岩和火山碎屑岩。石炭纪—二叠纪时期, 地体处于相对稳定阶段, 发育浅海相和海陆过渡相碎屑岩建造。

(四) 东昆仑南地体

东昆仑南地体位于昆中断裂带和昆南-阿尼玛卿缝合带之间,由浅变质碎屑岩、火山岩和碳酸盐岩的万宝沟群曾被认为是前震旦纪变质基底(姜春发等,1992)中,由于发现早寒武世梅树村阶的小壳化石及大量圆管状化石和可疑的板足类(季强,1997),因此把昆南最老的岩石定为震旦纪—寒武纪,可与扬子地区的震旦纪—寒武纪的生物群相对比。位于万宝沟群之上是奥陶纪纳斯台群,由浅变质碎屑岩和碳酸盐岩组成,可与扬子地区的奥陶纪生物群相对比。东昆仑南地体的南界为昆南-阿尼玛卿古特提斯蛇绿岩带(Yang, J. S et al., 1996)。

东昆仑南地体的震旦纪—奥陶纪的地层强烈褶皱,伴随绿片岩相的变质作用,为早古生代花岗岩(453Ma, 许荣华,1990)所侵入,并被晚泥盆世陆相砂砾岩及火山岩不整合覆盖,标志着早古生代造山运动的结束。由于阿尼玛卿古特提斯洋盆的影响,不仅广泛发育石炭纪—三叠纪的海相盆地沉积,作为主动陆缘一侧的东昆仑南地体的南缘,由于西段昆南左行走滑断裂的影响(240Ma, 李海兵等,2001),使古特提斯洋盆俯冲产生的古特提斯的弧-沟盆体系只在东段的阿尼玛卿缝合带北侧保留(Xu Zhiqin et al., 2000)。三叠纪末,强大的三叠纪造山运动使上古生代—三叠纪地层产生具有向南造山极性的强烈褶皱和断裂,并叠置在早古生代造山带之上,形成典型的复合叠覆造山带,并伴随大量三叠纪碰撞型花岗岩的侵位,以及在东昆仑北地体和东昆仑南地体中形成晚三叠世后碰撞陆缘火山岩带。侏罗纪—白垩纪为缓慢抬升及小型陆相盆地形成阶段,新生代的变形主要表现为沿昆南走滑断裂的再活动及地震发生(图 I-1-2)。

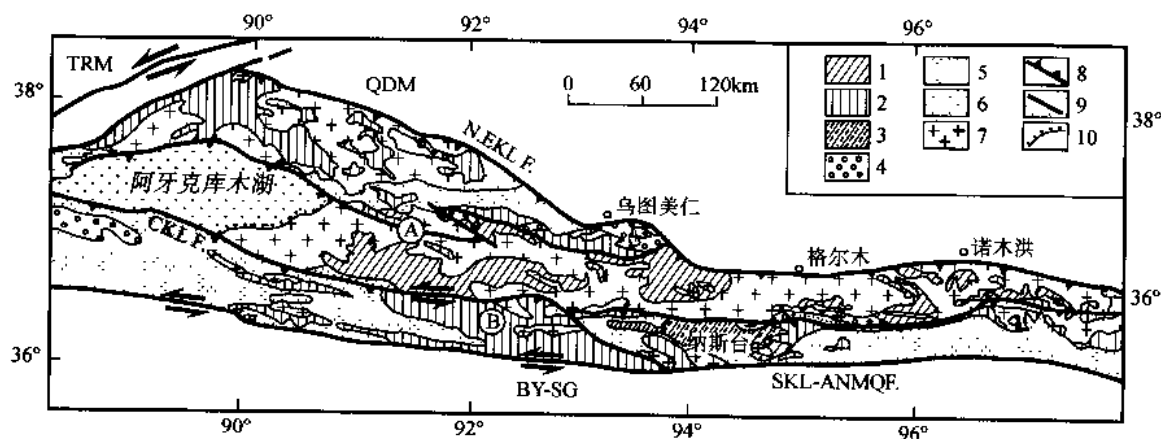


图 I-1-2 东昆仑构造图

1—古中元古代变质基底;2—震旦寒武系浅变质岩;3—下古生代浅变质岩;4—泥盆纪陆相磨拉石及火山岩;5—上古生代—三叠纪海相地层;6—中新世代沉积;7—花岗岩;8—逆冲断裂;9—断裂;10—不整合;QDM—柴达木盆地;TRM—塔里木盆地;BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;N.EKL F.—东昆仑北缘逆冲断裂;CKL F.—昆中断裂;SKL-ANMQ F.—昆南-阿尼玛卿断裂。A—东昆仑北地体;B—东昆仑南地体

(五) 阿尔金地体

位于青藏高原西北缘的阿尔金地体是为 NEE—SWW 向阿尔金主断裂和阿尔金逆冲断裂所局限的狭窄的山体,阿尔金地体为近 EW 向分布的古地质体所组成,并被上述断裂所切割,并呈一定的交角。阿尔金地体北以阿尔金(红柳沟-拉配泉)早古生代俯冲杂岩带与敦煌地体为界,南为南阿尔金加里东俯冲杂岩带。阿尔金地体主要由古元古代阿尔金群及中新元古代和震旦系所组成。阿尔金群为以角闪岩相为主的变质杂岩中新元古代主要由浅变质的稳定大陆边缘环境的碎屑岩、碳酸盐岩夹少量火山岩所组成。最近在索尔库里塔什达坂群的斜长角闪片麻岩中获得锆石 U-Pb SHRIMP 2440Ma 的古元古代年龄。在地块南侧不整合覆盖有 O_1-2 生物灰岩、碎屑岩,区域范围内缺乏 Z— C_1 地层。在阿尔金地

块东段的拉配泉火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 426Ma, 刘良认为其为碰撞后的双峰式火山岩。阿尔金地块中存在的花岗岩, 其同位素年龄有 431Ma (黑云母³⁹Ar-⁴⁰Ar, Sobel 等 1999) 和 457Ma (黑云母, ³⁹Ar-⁴⁰Ar, 张建新, 1998), 表明阿尔金地块是经历了早古生代再活化作用的古老变质基底, 与祁连地体北部中祁连变质基底的特征基本一致(图 1-1-3)。

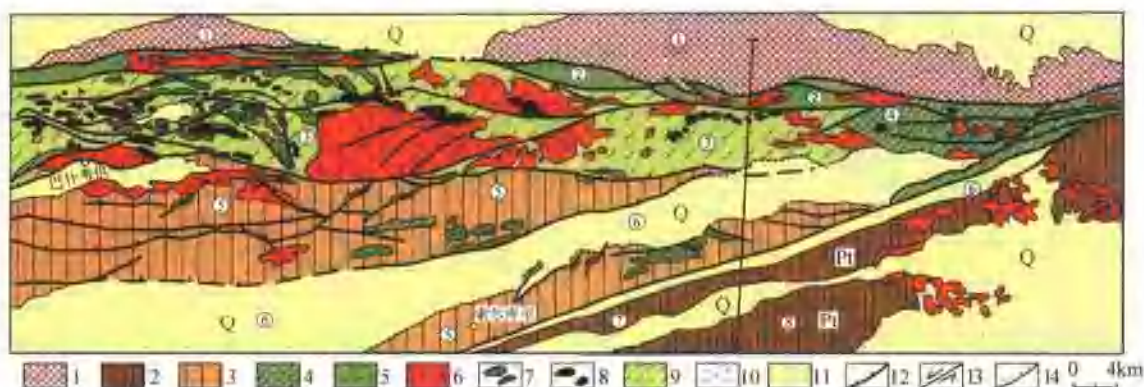


图 1-1-3 阿尔金构造图

1—太古宙深变质岩(Ar); 2—元古宙变质岩(Pt); 3—震旦纪变质岩(Z); 4—奥陶纪火山岩系(O); 5—火山岩; 6—花岗岩;
7—大理岩; 8—蛇绿岩及超镁铁质岩; 9—俯冲-碰撞杂岩带; 10—糜棱岩; 11—新生代沉积; 12—逆冲断裂; 13—平移
断层; 14—角砾不整合
①敦煌地块; ②北阿尔金早古生代火山岛弧岩带; ③北阿尔金早古生代俯冲杂岩带; ④拉配泉奥陶纪岩石; ⑤金雁山早古
生代被动陆缘; ⑥索尔库里新生代走廊; ⑦索尔库里三叠纪糜棱岩; ⑧柴达木陆块

研究表明阿尔金地体与祁连地体具可对比性, 阿尔金地体为祁连加里东造山带的西延部分, 它与祁连加里东造山带的分开是由于印支期(240—220Ma)开始的阿尔金断裂左行走滑运动(李海兵等, 1996; 许志琴等, 2001), 以及至今的多次左行平移, 使阿尔金地体移置到现今位置。阿尔金地体相对祁连地体左行平移了 400km(许志琴等, 1999)。

(六) 西昆仑北地体

西昆仑山位于青藏高原的西部, 喜马拉雅西构造结的东北部, 北邻塔里木盆地, 南连喀喇昆仑山, 东被阿尔金断裂所切, 为一条宽仅 100km 的近 EW 向的狭窄山体。西昆仑山由西昆仑北地体、西昆仑南地体及甜水海地体组成, 西昆仑北地体的北面由前震旦纪片麻岩组成的铁克里克逆冲推覆体, 往北叠置在“和田-叶城”前陆盆地之上, 据油田地震和钻探资料揭示(W. J. Liu, 1985), 塔里木盆地新生代的厚度 2000m, 在叶城至库地之间, 莫霍面由 47km 往南达 56km, 并与重力异常相伴随; 西昆仑北地体与西昆仑南地体的界限为库地早古生代缝合带, 西昆仑南地体的南界为康西瓦三叠纪缝合带, 与甜水海地体(巴颜喀拉地体西段)相隔(图 1-1-4)。

西昆仑北地体最老的变质基底为铁克里克群片麻岩、角闪岩和混合岩为主的结晶岩系, 铁克里克群高级片麻岩组成一个变质穹窿的核心, 片麻岩的年龄为 2261Ma (U-Pb, Zr) 和 2800Ma (Sm-Nb) (Matte et al., 1996)。其上为中新元古代的片岩、片麻岩、大理岩夹少量石英岩、混合岩, 及变质中、基性火山岩和细碎屑岩。奥陶系到下志留统地层属于深水陆棚相斜坡相-斜坡扇相的沉积, 下中泥盆统以陆源碎屑岩夹碳酸盐岩。上泥盆统以海相夹陆相杂色碎屑岩为主, 顶部陆相夹层中产植物(西昆仑山布伦口-恰尔隆地区 1:100 万区域地质调查报告, 新疆地矿局第一区调大队, 1985)。该带的花岗闪长岩年龄为 (449 ± 2.4) Ma 和 474Ma (³⁹Ar/³⁹Ar) 以及 458Ma (U-Pb, Zr) (Matte et al., 1996), 表明西昆仑北地体为早古生代碰撞造山带。

(七) 西昆仑南地体

是位于库地—奥依塔格蛇绿混杂岩带与康西瓦断裂之间宽 15km 的微地体, 由开阔的古元古界中

深变质的花岗片麻岩穹隆组成, Sm/Nd 模式年龄为 1800Ma, 其上为低角闪岩相-绿片岩相的片岩、大理岩及变火山岩。花岗片麻岩还经历了 420~380Ma 的变质作用 (Matte Ph., et al., 1996)。前人曾报道的侵入片麻岩的早中泥盆世花岗岩的年龄: 377Ma (U-Pb), $(392 \pm 35)\text{Ma}$ (Rb-Sr) 和 $(381 \pm 4)\text{Ma}$ (Bj) (R. Xu, et al., 1992; N. Arnaud, 1992), 以及三叠纪的年龄: $(211 \pm 8)\text{Ma}$ (全岩)、 $(180 \pm 10)\text{Ma}$ (K-Pl, $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$) 和 $(180 \pm 10)\text{Ma}$ (全岩 Rb/Sr), (Matte Ph., et al., 1996), 表明东昆仑南昆南地体的变质基底卷入早古生代碰撞和后碰撞以及三叠纪碰撞的叠置造山作用中。本地体的南界为康西瓦缝合带, 最新研究发现康西瓦地区的孔兹岩系, 锆石 SHRIMP 同位素年代测试表明, 孔兹岩的碎屑锆石来源于 644~873Ma 或更老的周缘古老变质基底剥蚀区, 孔兹岩形成于早古生代 (428~445Ma), 并遭受三叠纪 (250~210Ma) 强烈的剪切应变。

二、“松潘-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体的构架

“松潘-羌塘-拉萨”三叠纪复合增生地体位于“阿-祁-昆”早古生代复合地体和喜马拉雅增生地体之间, 其北界为康西瓦缝合带和昆南-阿尼玛卿古特提斯缝合带, 向东可能西秦岭略阳古特提斯缝合带相接, 南界为金沙江缝合带, 由松潘、羌塘和拉萨三个地体组成的复合增生地体, 该复合增生地体呈特殊几何学形态, 往西由于青藏高原西构造结的影响变得极为狭窄, 称为“甜水海地体”, 仅宽 100km, 位于阿尔金断裂东南侧的松潘地体由西部狭窄向东突然加宽, 成为倒三角形的袋囊, 与印度板块与欧亚大陆碰撞造成的侧向挤出有关。

(一) 松潘甘孜地体

松潘地体呈特殊的倒三角形几何形态, 北面以东昆仑缝合带与柴达木东昆仑地体相接, 南西面以西金乌拉-金沙江缝合带与羌塘地体毗邻, 东面的龙门山山前逆冲断裂系构成青藏高原东侧北段边界, 西被阿尔金断裂切割, 推测与西昆仑甜水海地体相对应。地体南东开阔, 北西收敛, 通常将南东开阔部分称“松潘”, 北西收敛成带状的部分称“巴颜喀拉”。

甜水海地体为松潘地体的西延部分, 北侧以 NE—SE 向往东转为近 EW 向的康西瓦断裂与西昆仑南地体相接, 南侧以 NW—SE 向喀喇昆仑断裂与帕米尔地体及西羌塘地体毗邻。甜水海地体的西北部出露前震旦纪变质基底, 下部为中深变质岩相的片麻岩, 上部为滨浅海相变质碎屑岩夹大理岩和硅质灰岩。不整合盖在变质基底之上的下古生代 (O-S) 地层主要由片岩、板岩、千枚岩、砂岩及大理岩组成, 局部出现安山岩及玄武岩, 为代表大陆边缘斜坡浊流相的碎屑岩与钙质泥质板岩组成的复理石建造及深

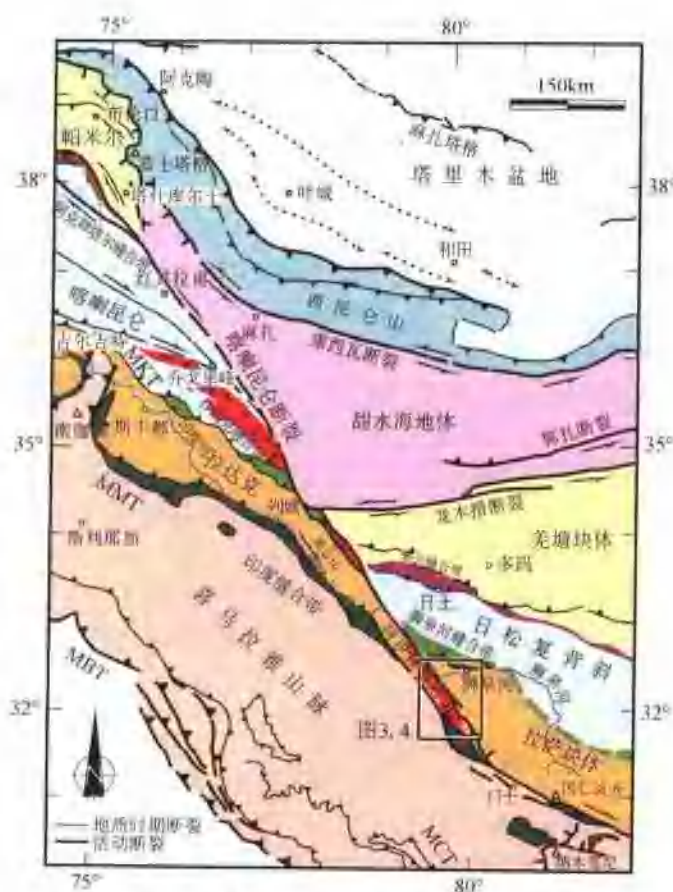


图 1-1-4 西昆仑与喀喇昆仑断裂及其邻区构造略图
本图中断裂据 Landsat7 卫星影像图及文献 Brunel et al. (1994), Lacassin et al. (2004), Tappinier et al. (2001), 紫色、绿色和深绿色区域为蛇绿岩缝合带 (Lacassin et al., 2004); 红色区域为始新世以后的花岗岩杂岩, 本研究及文献 Dinkler et al. (1998), Lacassin et al. (2004), Phillips et al. (2004), Valli (2005), Searle (1991), Searle et al. (1992; 1998)

海盆地相的硅质岩,强烈劈理化及褶皱,中泥盆统变为由灰岩、砂板岩及含砾砂岩组成的稳定海相沉积环境。上泥盆统为海陆交互相-陆相的杂色粗碎屑岩(丁道桂等,1996)。二叠系—三叠系(P—T)的巨厚复理石建造属于古特提斯海的沉积,强烈劈理化及褶皱,并为花岗岩侵入,花岗岩测年数据:187Ma, 196Ma 和 215Ma(黑云母, ^{39}Ar - ^{40}Ar , N. Arnaud, 1992), 192Ma(U/Pb, 锆石, R. Xu, et al., 1992)及 $(190 \pm 8)\text{Ma}$ 和 177Ma(白云母, 黑云母, ^{39}Ar - ^{40}Ar , Matte Ph., et al., 1996)表明花岗岩侵入时期在晚三叠世到早侏罗世。因此甜水海地体的主体经受了早古生代与三叠纪叠覆造山作用。由于中特提斯洋盆(班公湖-怒江洋盆)的打开,本区被中侏罗世到白垩纪滨海-浅海台地相粗碎屑岩和碳酸盐岩所不整合覆盖,并有晚中生代—新生代花岗岩侵位,新生代花岗岩大部分沿断裂带产生。

松潘地体内部被 NW—SE 向鲜水河大型左行走滑断裂所切割,该断裂在康定转为 SN 向延伸(安宁河断裂),构成青藏高原东侧中段边界,和龙门山山前逆冲断裂系一起与扬子板块相接。松潘甘孜南界为 NW—SE 向的红河-哀牢山左行走滑断裂。

松潘地体是被南北两个古特提斯洋盆所夹持、以发育三叠纪被动陆缘巨厚复理式沉积为特征的地块,它的基底为扬子板块前三叠纪的台缘-斜坡沉积及前寒武纪的变质基底。古特提斯洋盆的消减、闭合,并在晚三叠世至中侏罗世使北面的包括北中国板块在内的劳亚大陆、东面的扬子板块及南-西南面从冈瓦那大陆边缘开裂的基墨里大陆(包括羌塘地体在内)相互碰撞,形成古特提斯(三叠纪)造山系(Sengor, 1984),松潘造山带是古特提斯造山系中最精彩的一段(图 I-1-5)。

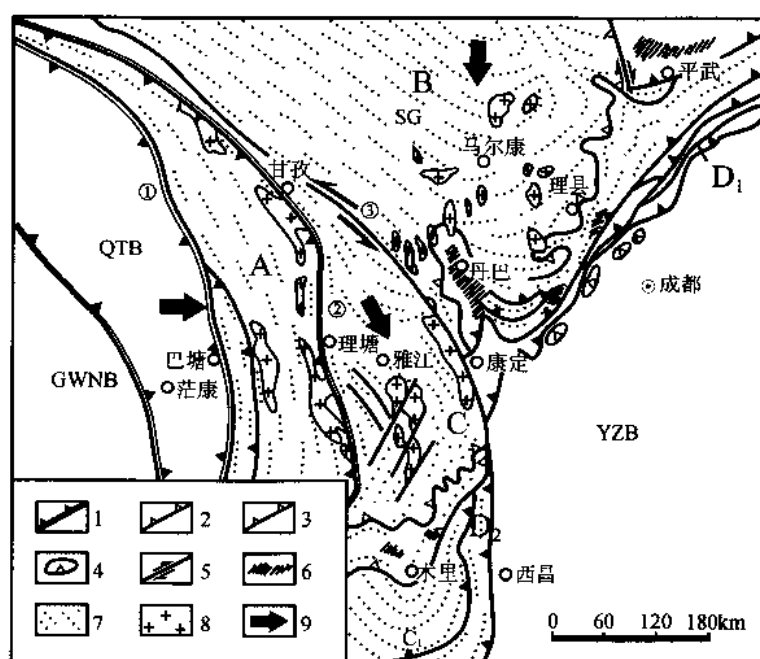


图 I-1-5 巴颜喀拉-松潘甘孜地体地质构造图

1—蛇绿混杂岩带;2—滑脱带;3—逆冲断裂;4—飞来峰;5—平移断裂;6—深层高温韧性滑脱剪切带;7—褶皱轴线;8—中生代花岗岩;9—剪切滑移矢量;YZB—扬子陆块;QTB—羌塘地体;GWNB—冈瓦那大陆;SG—松潘-甘孜地体;A—西部碰撞结合带;B—马尔康-丹巴构造弧带;C—雅江-木里构造弧带;D₁—龙门山前陆逆冲楔;D₂—盐源前陆逆冲楔。①金沙江蛇绿混杂岩带;②甘孜-理塘蛇绿混杂岩带;③鲜水河韧性左行平移剪切带

由于阿尼玛卿古特提斯洋盆的影响,不仅广泛发育石炭纪—三叠纪的海相地沉积,作为主动陆缘一侧的昆南亚地体南缘,由于西段昆南左行走滑断裂的影响(240Ma, 李海兵等, 2001),使古特提斯洋盆俯冲产生的古特提斯的弧-沟盆体系只在东段的阿尼玛卿缝合带北侧保留(Xu Zhiqin et al., 2000)。

松潘地体以广泛分布有三叠纪的被动陆缘沉积物质为主要特征。随着南、北古特提斯洋盆的开启

及反向俯冲,三叠纪时在扬子板块西缘出现了以西康群为主体的被动陆缘复理石建造;早三叠世局部发育以灰岩板岩组成的陆缘裂陷盆地沉积,中三叠世—晚三叠世早期浊积复理石建造沉积分布广泛,主要表现为台地边缘斜坡相的深水半深水环境,达 5000 余米厚,晚三叠世中期,沉积盆地范围缩小变浅,发育三角洲前缘相,浅海陆棚相和滨岸沼泽相建造及含煤建造。三叠纪总体沉积表现为由东往西自南向北水体由浅变深,厚度增大,最厚达万米以上。在松潘西部的巴颜喀拉地区,以深海半深海沉积为主体的三叠纪巴颜喀拉群广泛发育,沉积体中发育典型的浊流沉积标志,夹有大量的滑塌堆积沉积物,厚度达万米以上,古流向为自北往南东及南方向发散,沉积往南迁移(本书详述)。对于巴颜喀拉地区三叠纪巨厚复理石沉积曾有两种看法:一种认为巨厚复理石沉积是在洋壳之上发育的(Senger, 1985),另一种认为巨厚复理石沉积是在稳定陆壳裂陷的背景上发育成的(黄汲清等, 1987),笔者认为,松潘—甘孜的东部以扬子板块为背景,西部巴颜喀拉地区可能以古特提斯洋壳为背景。

三叠纪末的造山运动使松潘地区古生代—三叠纪地层强烈褶皱,并形成变质基底与盖层之间的大型滑脱构造,并伴随大量三叠纪碰撞型花岗岩的侵位,形成三叠纪碰撞造山带以及在东昆仑北地体和东昆仑南地体中形成晚三叠世陆缘火山岩带。在东昆仑南地体,强大的三叠纪造山运动还叠置在早古生代造山带之上,形成典型的复合叠覆造山带。侏罗纪—白垩纪时期,地体处于相对抬升状态,形成小型陆相盆地;新生代地层为受走滑断裂控制的陆相拉分盆地沉积,并沿昆南走滑断裂的再活动及地震发生。这里需强调的是,松潘地体的东部明显受到印度板块与青藏联合大陆碰撞以来大规模走滑构造的影响,20Ma 期间形成的 NW 向鲜水河断裂把松潘地体切成东部的丹巴地块和西部的木里地块两部分,木里地块相对丹巴地块往 SE 方向移动了 100km。与此同时,形成龙门山推覆岩片构造,叠置在扬子板块的四川盆地之上,形成青藏高原东缘高耸屏障。

(二) 羌塘地体

羌塘—昌都地体以班公湖—怒江缝合带与冈底斯—念青唐古拉地体相隔。班公湖—怒江缝合带西起班公错,向东经改则、东巧、丁青,继而向 SE 拐弯沿怒江进入滇西和缅甸。根据肖序常等(2000)综合研究的成果,认为班公湖—怒江缝合带由地幔橄辉岩、堆晶杂岩、席状岩墙杂岩、基性玄武岩及放射虫硅质岩组成,并有长 1800km 的巨大混杂岩带所伴随,代表了中特提斯洋盆的构造环境。洋盆形成于三叠纪—早中侏罗世,闭合于中晚侏罗世。

羌塘地体以晚古生界和中生界沉积岩为主要组分,上叠新生代盆地。羌塘地体的变质基底阿木岗群主要在地体南缘分布,片麻岩的锆石 U-Pb 年龄 519~530Ma(许荣华 1983;常承法等, 1986),左贡地区吉塘变质岩 Rb-Sr 年龄为 (757.1 ± 268.4) Ma(西藏地矿局, 1993)。奥陶纪—二叠纪时期,羌塘地体基本上处于冈瓦纳大陆北部和劳亚古陆南部的陆缘海域,发育了一套以滨海—浅海相碎屑岩和碳酸盐为主的沉积。

三叠纪起,羌塘地体的构造演化出现重大转折。早三叠世大部分地区基本上处于隆起状态;中、上三叠世发育浅海—滨海相碳酸盐岩和碎屑岩建造,厚度达数千米至万米;在羌塘地体的东北缘玉树地区,上三叠统巴塘群发育一套厚度约 9000m 的陆缘碎屑岩—火山岩建造。

侏罗纪时期羌塘地体的主要部分(除羌北外)均属海盆沉积。并出现以中酸性岩为主的火山喷发。中侏罗世时期,羌北属陆缘海域,海盆沉积厚度达 4000~5000m。中侏罗世晚期(雁石坪群顶部)出现陆相沉积,表明地体北部进入抬升期。中侏罗世,羌塘海盆扩大,沉积物向南超覆,昌都地区中侏罗统为海相沉积。上侏罗世时期,地体出现自北而南、自东往西海退,地体绝大部分抬升成陆。羌塘地体主体经历了燕山早期运动,形成早燕山造山带。

白垩纪时期羌塘地体进入构造夷平、全面抬升的剥蚀阶段。古新世—始新世时期,山间陆相盆地沿断裂呈线形分布,在可可西里地区,发育大面积中新世至上新世—早更新世时期,火山熔岩被以安山岩、安山玄武岩为主,少量英安岩、粗面岩、白榴碱玄岩,属于碱性钾质系列,地震层析资料反映了大规模的碱性火山作用与 250km 深度以下存在的地幔底辟有关。羌塘地体同样受到印度板块与青藏联合大陆碰撞以来大规模走滑构造的影响,使地体物质急剧向 SE 及 S 的方向移动了很大的距离,构成的保山—思

茅挤出地体叠置在羌塘地体(东部)之上。

(三) 拉萨地体

位于“松潘-羌塘-拉萨地体”南部的拉萨地体以印度斯-雅鲁藏布缝合带(王希斌等, 1984; 肖序常等, 1988, 2000)与喜马拉雅地体相隔。印度斯-雅鲁藏布缝合带大体沿雅鲁藏布江河谷分布, 西与克什米尔印度缝合带相连, 东至乃东、米林, 后转为南东深入缅甸境内, 与那加山缝合带相接。

拉萨地体以发育冈底斯中、新生代岛弧及活动陆缘火山带为最主要特征。岛弧火山及活动陆缘火山带的北部出露中元古代变质基底-念青唐古拉群, 岩性为黑云二长片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、透辉石大理岩、石英岩及花岗片麻岩等, 原岩年龄为 1250Ma, (U-Pb, 许荣华等, 1985)。在冈底斯山北缘一套绿片岩-低角闪岩相的变质岩系分布在地体北部的松多-加兴一带, 曾认为是前奥陶纪, 测得绿片岩的 Sm-Nd 年龄 466Ma, 石英片岩的 Rb-Sr 年龄 507.7Ma(西藏自治区地质矿产局, 1994)。但是最近杨经绥等(2006)在松多-工布一带发现一条具相当规模的榴辉岩带, 变质温度为 650~750℃, 压力 2.58~2.67GPa, 其原岩为大洋玄武岩, 变质年龄(269±17)Ma, 结合在榴辉岩带北侧出露的石炭-二叠纪火山岛弧带, 认为榴辉岩带可能是古特提斯洋盆深俯冲的产物, 代表一条新的板块边界, 因而拉萨地体有可能一分为二。使古特提斯洋盆的发育和演化以及青藏高原地体构架更加复杂化。该区还发育冈瓦那型古生代沉积(王乃文, 1986)和三叠纪 5300m 厚的陆棚至深海复理石、类复理石沉积。中侏罗世开始海侵范围扩大, 沉积了约 500m 厚的浅海碳酸盐岩和碎屑岩建造, 晚侏罗世时期, 由于特提斯洋闭合, 海水变浅, 逐渐转化为海陆交互相, 至早白垩世, 发育陆相含煤碎屑岩建造。

侏罗纪—白垩纪时期, 由于新特提斯洋扩张和印度板块向欧亚板块的往北俯冲, 形成岛弧及活动陆缘弧构造环境。中、新生代火山岩大致分布在 EW 向线形古生代褶皱带南、北两侧。侏罗纪火山岩为含有大量火山碎屑, 以海相安山质为主的基性-酸性组合, 最大厚度达 3000m。上侏罗统上部—下白垩统, 火山岩具有以钙碱性为主的基性-酸性组合, 主要岩石类型有玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩, 为陆相夹海相环境。玄武岩和安山岩微量元素显示属岛弧火山岩, 球粒陨石标准化稀土模式显示具陆缘-岛弧火山岩特征。

冈底斯的新生代火山岩, 按其形成的构造环境, 可以划分为南带和北带。以林子宗群为主体的南带为古新-始新世火山岩带, 东西向长达千余千米, 宽 100~200km, 厚度大于 2500m, 与侏罗纪—白垩纪冈底斯岩漿岩一起构成著名的冈底斯火山岩漿弧, 主要岩石类型为安山岩、凝灰岩、流纹岩、英安岩和粗面岩, 属玄武安山质到流纹质的钙碱性岩系。火山岩的同位素年龄值有(44.4±0.8)Ma、(46.8±0.6)Ma、60~(44.4±0.8)Ma(K-Ar、³⁹Ar/⁴⁰Ar)和(88±2)~(86±1.6)Ma(Rb-Sr), 说明火山岩时代为晚白垩世—始新世, 其中英安岩的年龄值为(44.4±0.8)Ma 和(46.8±0.6)Ma。这套具安山岩-英安岩-流纹岩组合的钙碱性系列火山岩, 随着时间推移有向碱性岩转化的趋势, 反映由碰撞环境逐渐向拉张环境的转化。北带为渐新统至上新统火山岩和火山碎屑岩组成碱性及钙碱性火山岩系列, 代表岛弧和活动大陆边缘弧构造环境。渐新世—上新世火山活动受断裂控制, 具裂隙式喷发或喷溢特征, 活动性有明显北移趋势(西藏地矿局, 1993)。中新世火山岩带位于冈底斯中部古生代褶皱带北侧, 最大宽度约 50km。表明始新世—渐新世整个冈底斯—念青唐古拉地区处于造山后构造拉张阶段。

第二节 青藏高原北部变质基底及其早古生代再活化

青藏高原的变质基底主要出露在青藏高原联合陆块北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体及其北缘的克拉通(阿拉善-敦煌地体)中(图 I-1-6), 长期来由于缺乏可靠地球化学及同位素年代学资料, “阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体的变质基底的归属及形成时代是长期争论的问题。一些学者认为这些变质基底组成的地块是早古生代造山作用之前从华北板块裂解出来的(刘训等, 1995; 冯益民等, 1996; 葛肖红等, 2000), 而近年来的地球化学和同位素年代学研究显示它们可能与扬子板块具有亲缘性(Wan et al., 2000, 2001; 郭进京等, 1999, 2000)。通过对阿拉善-敦煌地体、祁连-阿尔金地体、东昆仑北

地体及西昆仑南地体的变质基底的岩石学、地球化学、Sm-Nd 同位素及锆石 U-Pb 年代学的研究, 新元古代洋壳蛇绿岩套的发现, 进一步讨论变质基底岩石的特征、性质、归属的基础, 并对罗迪尼亚超大陆的形成和裂解事件进行讨论。

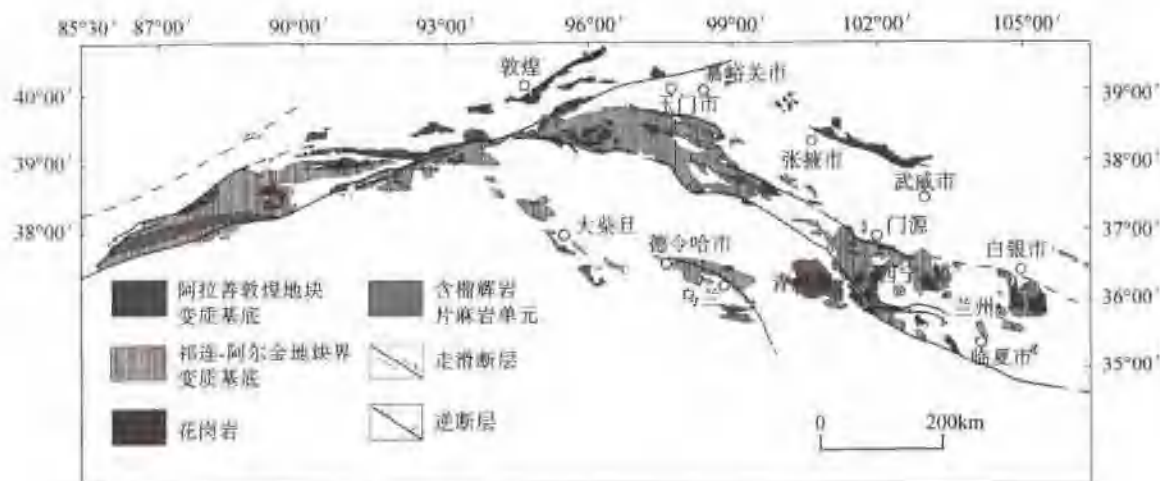


图 1-1-6 青藏高原北部阿尔金-祁连地体的变质基底分布图

一、“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体北缘克拉通变质基底的对比

“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体的北缘为由“阿拉善-敦煌-塔里木地体”组成的北中国陆块群。位于祁连山以北的阿拉善地体的变质基底由高角闪岩相-角闪麻粒岩相的叠布斯格组、高角闪岩相的巴彦乌拉山组、阿拉善岩群和波罗斯坦庙组组成, 为高温-中高温区域变质作用产物(沈其韩等, 2004)。基底岩石的原岩以大陆玄武岩为主, 还含有中酸性火山岩, 形成的年代有 1918~1919Ma (角闪石, ^{40}Ar - ^{39}Ar)、2270~2264Ma (单颗粒锆石, U-Pb 蒸发-沉积法), 侵入基底岩石的花岗片麻岩年龄为 $(1818 \pm 19)\text{Ma}$ 和 $(1839 \pm 18)\text{Ma}$ (SHRIMP U-Pb)(沈其韩等, 2004)。最近耿元生等(2004)报道叠布斯格组的锆石 SHRIMP U-Pb 测年为 2750~2690Ma, 因此阿拉善地体的变质基底岩石的最老的原岩时代为新太古代。

敦煌地体分布在阿尔金地体的东北边缘(塔里木东缘), 基底岩石由米兰群高角闪岩相-麻粒岩相的变质杂岩组成, 原岩为中基性火山岩, 其形成时代为 2460~2789Ma (新疆地矿局, 1993; 车自成, 孙勇, 1996; 崔军文等, 1999), 另外在其东面敦煌地区以及卡拉塔什塔格地区出露的原震旦系敦煌群(甘肃省地质局, 1976)和统称前长城系(甘肃省地质矿产局, 1986)的一套中高级变质岩中获得 2670Ma 的锆石 U-Pb 年龄和 2680Ma 的 Nd 模式年龄(梅华林等, 1998), 这两套岩石被认为是塔里木地块古老变质基底的一部分, 无论是岩石组合、变质相、原岩建造及原岩形成时代都可与阿拉善地体的基底变质岩石相对比, 其为阿拉善地体的西延部分。

二、祁连-阿尔金地体的变质基底及再活化

祁连地体和阿尔金的变质基底主要由变质泥沙质岩石(副片麻岩)和变质花岗质岩石组成, 还有一定数量的大理岩和不同类型的变质基性岩。

祁连和阿尔金地体的深变质基底主要由变质表壳岩系和花岗质岩石两个部分组成。表壳岩系以变质泥沙质岩石为主, 夹大理岩和不同类型的变质火山岩, 变泥沙质岩石主要包括云母片岩、云母石英片

岩、变粒岩、片麻岩等,显示出较高的成熟度,局部具有孔兹岩系的性质,十字石、蓝晶石、矽线石、石墨等矿物赋存在富铝变质岩石中;另有一些角闪岩相的变粒岩或片麻岩,含有数量不等的角闪石、透辉石,其变质原岩为火山成因。

花岗质岩石主要为壳内再循环深熔作用的产物。根据组成变化,可划分出花岗闪长岩、二长花岗岩、钾质花岗岩等不同类型。祁连地体和阿尔金的变质基底具有可比性。

(一) 祁连-阿尔金变质基底岩石的地球化学特征

1. 元素地球化学特征

按岩石成因类型可将祁连-阿尔金变质基底岩石分为正片麻岩(以花岗片麻岩为主)和副片麻岩(包括片岩,变粒岩、含石榴子石和矽线石片麻岩等不同类型岩石)。

正片麻岩石的 SiO_2 含量变化在 60.85% ~ 78.50% 之间, TFeO 变化较大: 0.93% ~ 7.14%, MgO 0.14% ~ 2.06%, CaO 0.60% ~ 3.18%, Na_2O 0.34% ~ 3.41%, K_2O 2.45% ~ 6.08%。大多数岩石样品 K_2O 明显大于 Na_2O , 少量两者含量相近。尽管岩石常量元素组成变化较大,但其稀土模式和其他微量元素组成特征十分相似。重稀土部分呈平坦型,轻重稀土分馏不强($(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.5 \sim 22$),存在较明显负铕异常($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.17 \sim 0.65$)。在稀土模式,不同样品之间的曲线大致平行(图 I-1-7);在 Pearce 的微量元素蛛网图上,除 Nb、P 相对亏损外,还存在不同程度的负钬异常。

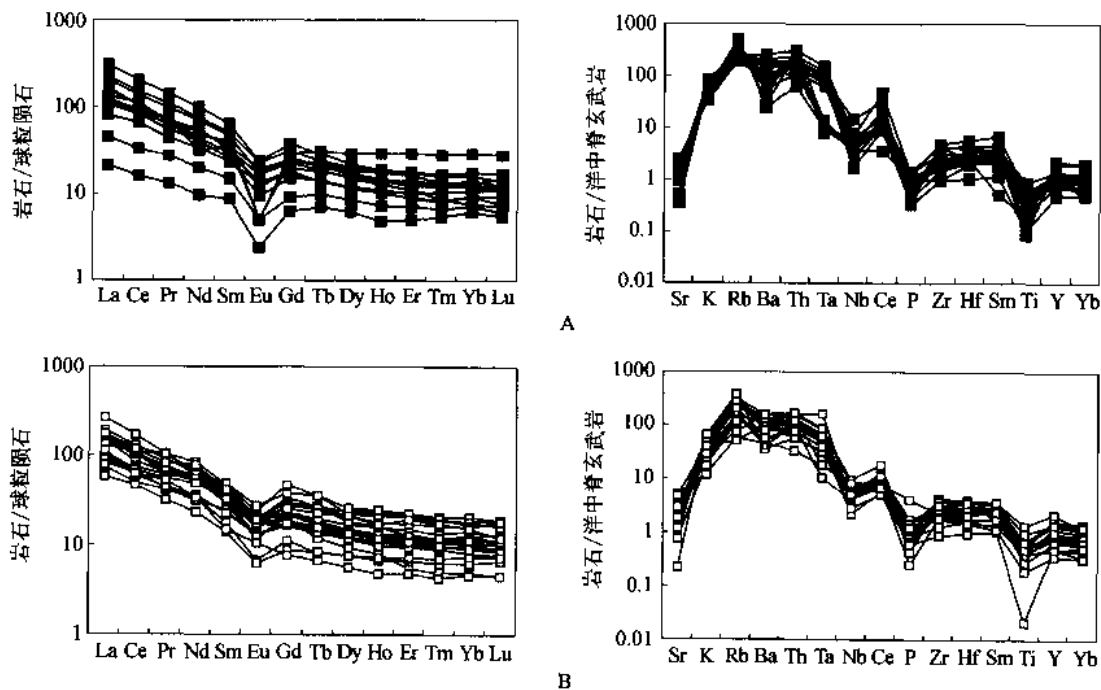


图 I-1-7 祁连-阿尔金地体中片麻岩的稀土及微量元素特征

A—正片麻岩稀土及微量元素特征; B—副片麻岩稀土及微量元素特征

副片麻岩的 SiO_2 含量主要为 57.21% ~ 74.75%, 三个样品的 SiO_2 含量达 80% ~ 94%, 其原岩可能为含石英高的碎屑岩。 TFeO 2.80% ~ 7.86%, MgO 0.67% ~ 5.06%, CaO 0.40% ~ 6.20%, Na_2O 0.86% ~ 4.28%, K_2O 0.87% ~ 4.70%。与正片麻岩相似,大多数岩石样品 K_2O 大于 Na_2O 。在稀土元素配分模式图解(图 I-1-7)上,重稀土部分呈平坦型,轻重稀土分离不强; $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 主要变化在 8 ~ 15 之间;负铕异常明显; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.46 \sim 0.70$, 但不像正片麻岩那样变化较大。与正片麻岩相似,在 Pearce 的微量元素蛛网图上,除 Nb、P 相对亏损外,它们还存在不同程度的负钬异常(图 I-1-7)。

2. Nd 同位素特征

祁连地体变质基底岩石(包括北祁连西段变质基底残片)Sm-Nd 同位素分析表明无论是正片麻岩还是副片麻岩,大多数样品的 Nd 同位素组成十分相似。 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化范围分别为 0.0716~0.1257 和 0.511621~0.512170。除少量样品(Q98109、Q98100、805-O-10、8048-8D 和 NQL-39) T_{DM} 在 1.55Ga 左右,其余个样品 T_{DM} 变化范围为 1.87~2.26Ga, ϵ_{Nd} 主要变化在 -12~19 之间。

(二) 祁连-阿尔金地体变质基底岩石的年代学

1. 祁连地体变质基底岩石的年代学测定

前人根据侵入祁连地体湟源群的片麻状花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄 2.47Ga(王云山等, 1987) 认为湟源群为古元古代的产物。此外,湟源群中的变质火山岩锆石 U-Pb 年龄 $(0.91 \pm 0.01)\text{Ga}$ 和 $(0.92 \pm 0.01)\text{Ga}$ (郭进京等, 2000),兰州南部马衔山杂岩的年龄为 0.75~0.94 Ga(万渝生等, 2001)。另外,对湟源群变质基底岩石的 Ar-Ar 坪年龄为 $(425 \pm 4)\text{Ma}$, 被认为代表了早古生代基底再活化的时代(许志琴等, 1997)。

(1) 锆石 U-Pb 年龄测定

选择祁连地体大通以北湟源群中的含石榴子石片麻岩和糜棱岩化花岗片麻岩中的锆石进行 U-Pb 同位素测定。对含石榴子石片麻岩短柱状锆石和糜棱岩化花岗质片麻岩长柱状锆石(均为岩浆结晶锆石)进行锆石 U-Pb 同位素测定,含石榴子石片麻岩中所测定 6 颗锆石点构成了线性很好的不一致曲线,与谐和线的上交点年龄值为 $(956 \pm 52)\text{Ma}$, 下交点年龄值为 $(671 \pm 104)\text{Ma}$ (图 I-1-8);糜棱岩化花岗质片麻岩的 4 颗锆石点也均落在谐和线下方,所组成的不一致线的上、下交点年龄值分别 $(965 \pm 44)\text{Ma}$ 和 $(449 \pm 102)\text{Ma}$ 。因此,上交点年龄可能代表了深熔作用和花岗岩浆结晶年龄,下交点年龄反映了早古生代构造热事件的影响。

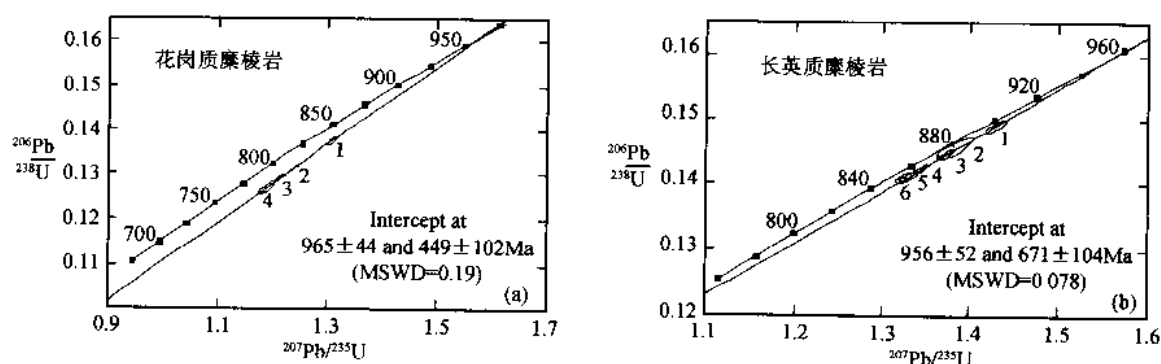


图 I-1-8 大通湟源群单颗锆石 U-Pb 年龄谱

(2) ^{39}Ar - ^{40}Ar 热年代学测定

用子测定 ^{39}Ar - ^{40}Ar 同位素年代学的样品采自托勒牧场南野马南山群小白石头沟的糜棱岩化花岗质片麻岩(NQL-39),测定结果显示钾长石的年龄谱较单一,所得的坪年龄为 $(394 \pm 4)\text{Ma}$ (图 I-1-9)。考虑到钾长石 Ar-Ar 体系的封闭温度为 200℃ 左右,该年龄代表了岩石在抬升过程中的冷却年龄。

2. 阿尔金地体变质基底岩石的年代学测定

进行年代学测定的样品来源于阿尔金地体的茫崖至若羌公路 1361km 处的花岗片麻岩,锆石显示出典型岩浆锆石的特点。Pb-Pb 蒸发法获得的两组年龄分别为 $(936 \pm 2)\text{Ma}$ 和 $(948 \pm 4)\text{Ma}$, 应代表花岗岩原岩岩浆结晶年龄。黑云母的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄为 $457 \pm \text{Ma}$ (图 I-1-10),表明变质基底岩石受到早古生代构造热事件的改造。

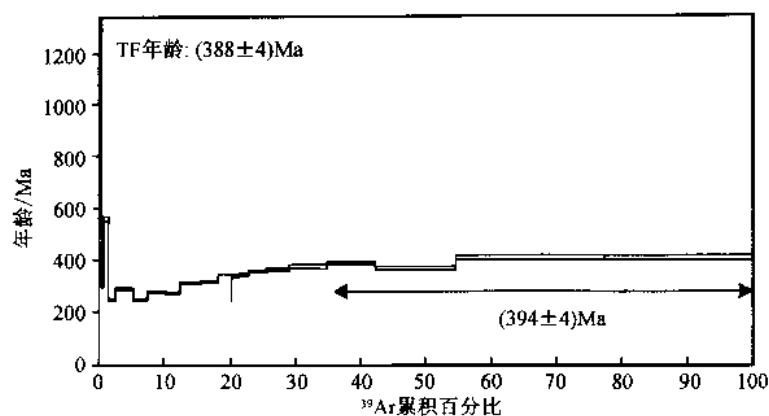


图 I-1-9 糜棱岩钾长石和黑云母的⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄谱

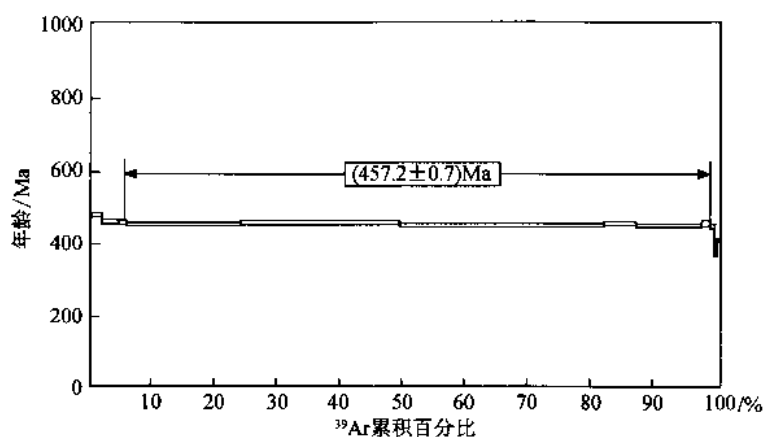


图 I-1-10 阿尔金地体变质基底中花岗质片麻岩中黑云母的⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄谱

$^{35}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 137.88$, 采用年龄是由放射性成因($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$)得到的, 误差为 2σ

三、柴北缘新元古代蛇绿岩的厘定——罗迪尼亚大陆裂解的证据

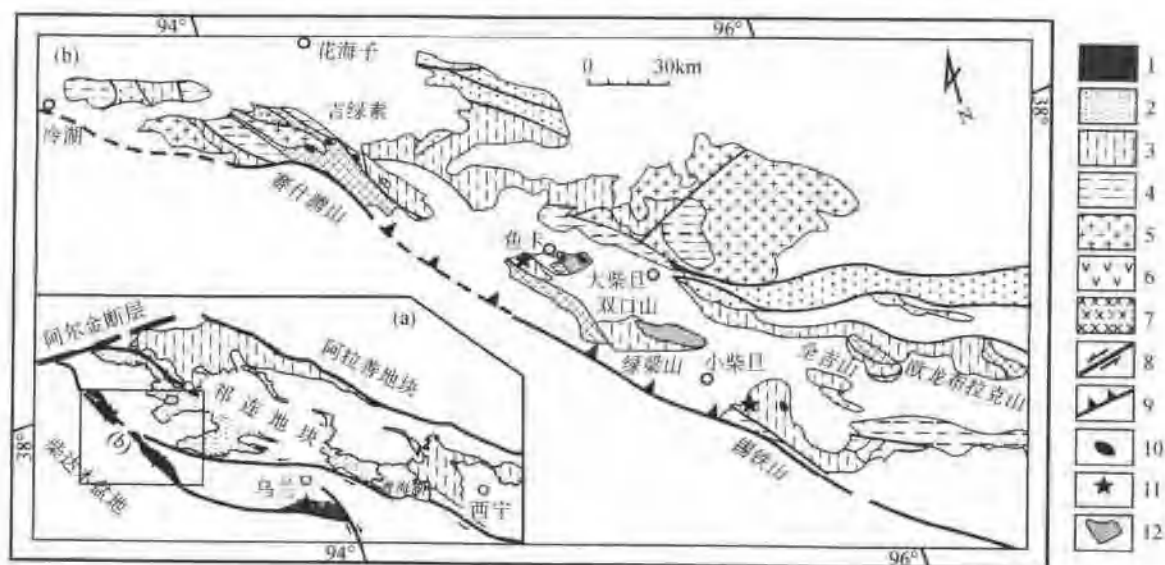
柴北缘出露大量基性超镁铁岩和火山岩, 前人认为柴北缘存在一条早古生代蛇绿岩(Zhang Zh M 等人, 1984; 赖绍聪等, 1996), 韩英善等(2000)认为沙柳河东边存在托莫日特蛇绿岩杂岩带, 但一些学者认为该蛇绿岩应属没有洋壳出现的陆缘裂谷环境下的一种似蛇绿岩组合(郭介人等, 1987; 熊兴武等, 1994; 孙延贵等, 2000)。研究表明, 这是一套 8 亿年形成的蛇绿岩, 为中国西部罗迪尼亚超大陆裂解提供直接地质标志(杨经绥等, 2003)。在此之前, 罗迪尼亚超大陆裂解的地质标志——“A”型花岗岩和基性岩墙群组成的双峰式杂岩已记录在中国大陆西北部柴达木盆地北缘(陆松年等, 2002)、南秦岭和华南地区(Li et al., 1999; 周鼎武等, 1998b)。

(一) 柴北缘滩涧山群的解体

柴北缘西起赛什腾山的吉绿素, 向东经绿梁山至锡铁山, 断续分布一条 NW—SE 走向的火山岩系, 长约 100km 余, 宽近 20km, 前人将其归属为晚奥陶世—志留纪滩涧山群(青海省地质志, 1980), 其与下伏达肯大坂群元古界变质基底为断层或不整合接触, 与上覆泥盆统呈断层或高角度不整合接触。

滩涧山群这套火山岩系岩石主要为一套镁铁-超镁铁岩, 其中包括橄榄岩、辉石岩、辉长岩及不同类型的火山岩和一些中酸性侵入岩体。王惠初等(2003)认为滩涧山群的火山岩为岛弧火山岩; 侵入滩涧

山群的辉长岩体中锆石的 TIMS U-Pb 定年为 $(496 \pm 6) \text{Ma}$ (袁桂邦等, 2002)。史仁灯等 (2004) 通过对吉绿素及锡铁山一带出露的岛弧拉斑玄武岩锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年, 获得 $(515 \pm 10) \text{Ma}$ 。说明曾存在早古生代洋壳的俯冲作用。



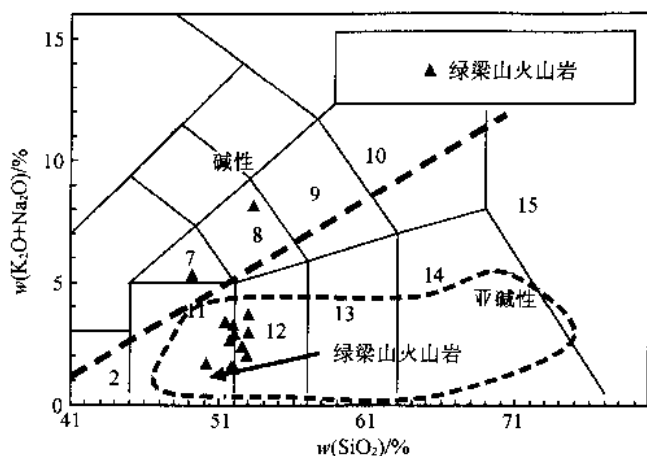


图 I-1-13 在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 岩石分类

(据 Le Bas et al., 1986)

图上绿梁山的玄武质岩石均落在玄武岩区间, 其中滩洞山
岛弧火山岩区间(据史仁灯等, 2004)

2—苦橄玄武岩; 11—玄武岩; 12—玄武安山岩

品以高 K_2O (4.3) 和 P_2O_5 (1.37) 为特征, LREE 强富集型, 认为属碱性洋岛玄武岩类(图 I-1-13, 图 I-1-14)。

(三) 绿梁山玄武质岩石的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素定年

绿梁山洋壳岩石的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素定年在南京大学现代分析测试中心质谱室完成。属同一套岩浆系列六件样品, 包括两个拉斑玄武岩, 两个辉绿岩墙, 一个辉长岩和一个辉石岩进行分析。绿梁山火山岩的六个 Nd 同位素显示与榴辉岩十分相似的特征, 其中四个样品 $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ 均正值, 变化于 3.02 ~ 8.54 之间, 其余两个样品为轻微负值, $(-1.25) \sim (-2.38)$, 说明角闪岩相的变质作用对其也有一定影响。六个样品的其 Rb-Sr 同位素等时线年龄值为 $(768 \pm 39)\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.018$), Sm-Nd 同位素等时线年龄值为 $(780 \pm 22)\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.60$)(图 I-1-15)。

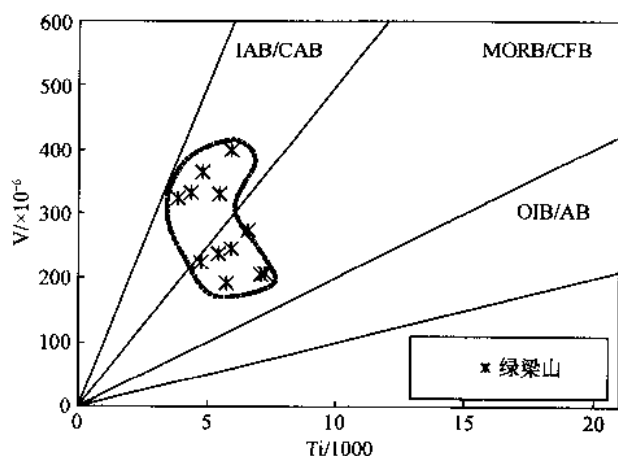


图 I-1-14 $\text{Ti}/1000$ - $\text{V} \times 10^{-6}$ 环境判别图

(据 Shervais, 1982)

反映绿梁山玄武质岩石产出在岛弧和海底扩张脊环境, 并且成分也相对变化小

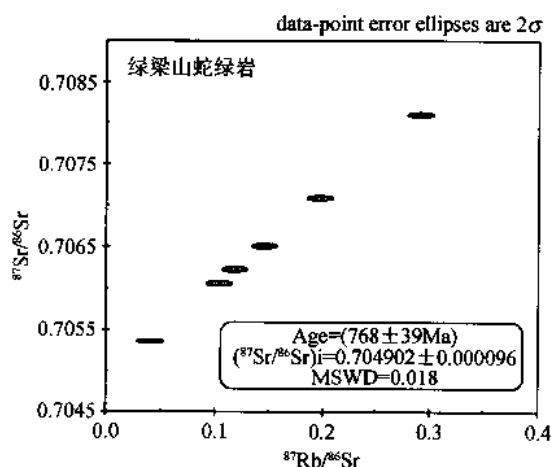


图 I-1-15 绿梁山玄武质岩石的 Sm-Nd
和 Rb-Sr 同位素等时线年龄

(四) 罗迪尼亚大陆裂解的新证据

根据古地磁的最新成果,在 1000~750Ma 期间,以劳伦大陆为中心,聚合澳大利亚、南极、印度、西伯利亚、波罗的、亚马逊、西非、刚果、北非等陆块,形成罗迪尼亚超大陆(Hoffman, 1991; Condie, 2001),华北与华南(扬子)小陆块分别位于西伯利亚陆块的两侧(Li, et al., 1995, 1996)。750~600Ma 期间罗迪尼亚超大陆发生裂解形成两个重要的构造带(Acharyya, 2000),一个是位于东、西冈瓦纳之间的以中压麻粒岩带为重要标志莫桑比克带,另一条位于东、西非之间并延至南美东部的具有典型洋壳组合蛇绿岩套(变辉长岩的 U-Pb 年龄为 628 ± 9 Ma)以及巴西东南部新元古代岩浆弧,表明南美与非洲西部之间曾存在一个新元古代洋盆(Tassinari et al., 2001)。目前在巴西新元古代岩浆弧中已识别“A”型花岗岩带和由富钾花岗岩与基性-超基性杂岩组成的双峰式杂岩带,作为罗迪尼亚超大陆裂解的表征。

罗迪尼亚超大陆裂解的地质标志——“A”型花岗岩和基性岩墙群已记录在中国大陆西北部柴达木盆地北缘(陆松年等,2002)、南秦岭和华南地区(Li et al., 1999; 周鼎武等,1998)。上述表明,柴北缘绿梁山的一套包括枕状熔岩、岩墙群等的角闪岩相变质玄武质岩石,是一套蛇绿岩组合,其 Rb-Sr 同位素等时线年龄值为 (768 ± 39) Ma, Sm-Nd 同位素等时线年龄值 (780 ± 22) Ma, 为形成在新元古代的洋壳,是罗迪尼亚超大陆裂解的记录。

最新的研究还表明,在中央造山带东段的苏鲁高压超高压变质带南部发现正片麻岩类和榴辉岩的原岩所代表的花岗岩浆和基性岩浆活动为罗迪尼亚超大陆形成后 780~600Ma 以来裂解事件的产物。而副片麻岩的原岩为新元古代—古生代时期形成的扬子被动陆缘的沉积-火山表壳盖层,它们与结晶基底一起在 240~220Ma 期间经历了超高压变质作用(许志琴等,2006)。

四、东昆仑北地体的变质基底及再活化

位于东昆仑北地体的深变质基底为金水口群,主要分布在那棱格勒-格尔木-金水口一带,由高角闪岩相-麻粒岩相的变质花岗质岩石和表壳岩石组成,夹有变质基性岩(斜长角闪岩和基性麻粒岩),副片麻岩和基性麻粒岩被包在花岗质岩石中。这套局部达到麻粒岩相变质程度的高级变质岩系长期以来被认为是太古宙—古元古代的变质基底(青海省地质局,1991)(图 I-1-16)。一些学者认为其主体由太古宙的 TTG 和少量表壳岩所组成,但缺乏可靠的年代学证据。

(一) 东昆仑北地体的变质基底地球化学特征

金水口群中矽线黑云二长片麻岩(样品 ZJ01-4-1)与二辉麻粒岩共生,从矿物组合和锆石结构特征来看,它也经历了麻粒岩相的变质作用。常量元素分析结果如下: $\text{SiO}_2 = 65.1\%$, $\text{TFeO} = 6.0\%$, $\text{MgO} = 1.7\%$, $\text{CaO} = 1.0\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.4\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 1.4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2.9\%$ 。岩石稀土总量为 277×10^{-6} ,轻重稀土分馏程度不强($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.8$), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69$ 。在 Pearce 的微量元素蜘蛛网图上,存在负钕异常(图 I-1-17)。

黑云二长花岗岩(样品 ZJ01-4-4)的常量元素分析显示低硅($\text{SiO}_2 = 61.7\%$),高铁、镁、钙、铝($\text{TFeO} = 6.2\%$, $\text{MgO} = 2.7\%$, $\text{CaO} = 3.1\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.7\%$);钠与钾的含量近相等($\text{Na}_2\text{O} = 3.4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3.3\%$)。在 Ab-An-Or 图解中(图略),投在花岗闪长岩和二长花岗岩交界处。稀土元素总量为 243×10^{-6} ,轻重稀土分馏程度不强($(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.6$),具有中等程度的铕异常($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.74$)。在 Pearce 的微量元素蜘蛛网图上,除 Nb、P 相对亏损外,它们还存在负钕异常(图 I-1-17)。

两类岩石的 Nd 同位素组成相似。 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 分别为 0.1197 和 0.1105, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 分别为 0.511949 和 0.511726。 T_{DM} 分别为 1.94 和 2.09Ga, ϵ_{Nd} 分别是 -13.44 和 -17.79。

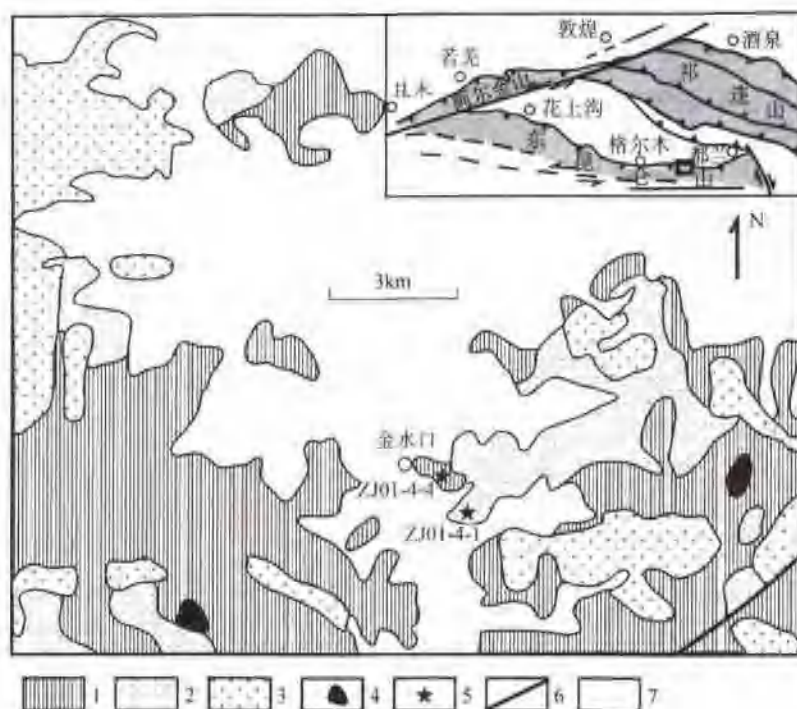


图 1-1-16 东昆仑北地体变质基底样品位置

1—变质花岗岩;2—变质表壳岩;3—晚古生代花岗岩;4—基性、超基性岩;5—取样位置;6—断层;7—第四系

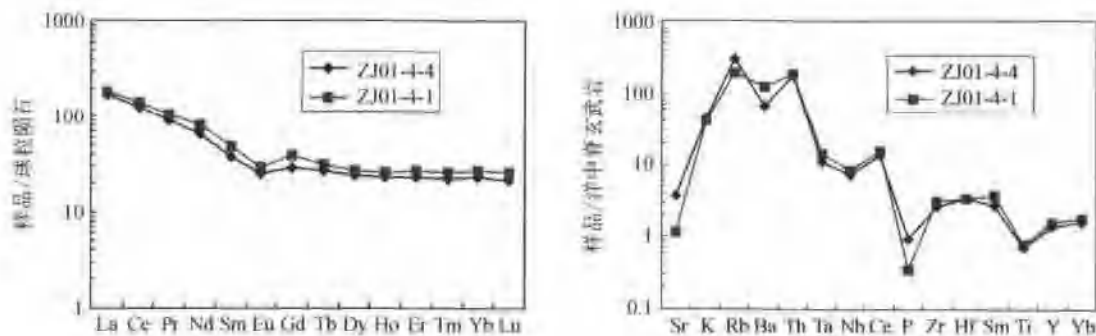


图 1-1-17 东昆仑北地体金水口群变质花岗岩(样品 ZJ01-4-4)

和变质表壳岩(ZJ01-4-1)的稀土元素和微量元素配分型式图

(二) SHRIMP 年代学测定

砂线黑云二长片麻岩中(样品 ZJ01-4-1)大部分锆石具有圆形的核和增生的边(图 1-1-18),但没有明显的环带特征,这可能与变质作用的重结晶作用有关。对样品进行了 12 粒锆石的 20 个点的分析,其中 11 个在谐合线上的数据点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的加权平均值为 $(460 \pm 8)\text{Ma}$ 。另外两组数据的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄分别为 353~378Ma 和 260~274Ma。它们在谐合线上具有反向不一致的特点,可能与 ^{207}Pb 测定不准确有关(图 1-1-19)。

黑云二长花岗岩(样品 ZJ01-4-4)共进行了 21 粒锆石的 26 个点的分析(图 1-1-20),9 个锆石边和长柱状锆石的数据点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的加权平均值为 $(402 \pm 6)\text{Ma}$ 。核的测定数据大致可分为两组。一组 Th/U 相对较高(0.5~1.18),其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的年龄为 2835~2888Ma;另一组 U 含量相对较低 $(135 \sim 485) \times 10^{-6}$,高 Th/U(0.49~1.4,两个点除外), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值在 1535~1835Ma 之

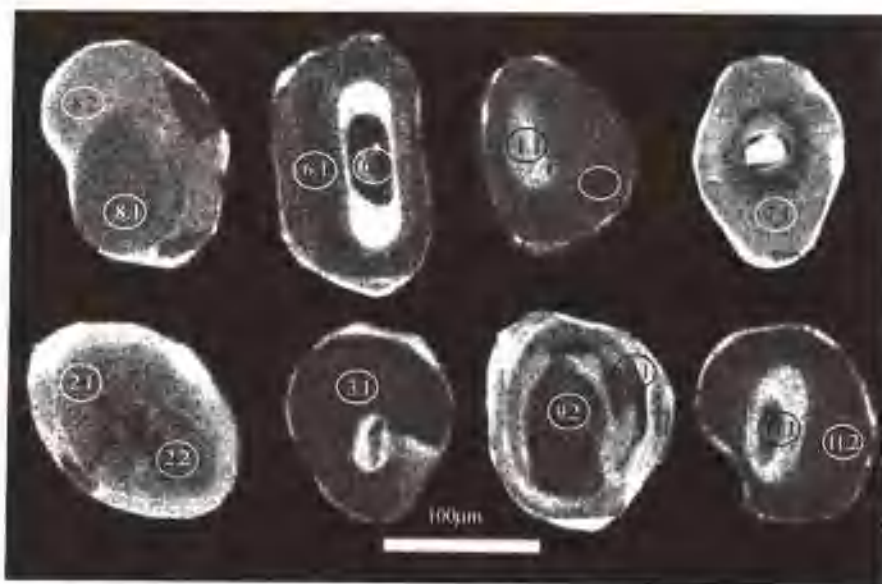


图 I-1-18 东昆仑北地体金水口群变质表壳岩(ZJ01-4-1)中锆石的阴极发光图像及所测点位置

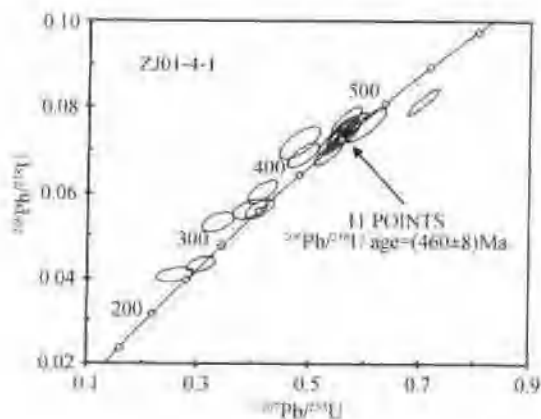


图 I-1-19 东昆仑北地体金水口群变质表壳岩(样品 ZJ01-4-1)锆石的 U-Pb 谐和图

间。其中在谐和线上的样品点年龄大致为 1600Ma 和 1800Ma, 其它样品点有不同程度的 Pb 丢失现象, 其数据点可与谐和线上 400Ma 左右的数据点连成不一致直线(图 I-1-21), 反映 Pb 丢失与 400Ma 的热事件有关。

(三) 小结

1) 东昆仑北地体变质基底金水口群花岗质岩石的继承锆石给出了少量太古宙的年龄, 反映其熔融的母岩有来源于太古宙的地壳物质。而大多数继承锆石年龄在 1600—1800Ma 之间, 代表了其残余锆石的主要源区物质年龄。这与祁连—柴达木地区以致扬子地块的地壳形成年龄基本一致, 反映柴南缘(东昆仑北缘)的变质基底与扬子克拉通具有明显的亲缘性。

2) SHRIMP 测定显示, 柴南缘原为金水口群的麻粒岩相的片麻岩的变质时代为 (460 ± 8) Ma, 而具有深熔成因特征的花岗质岩石的深熔作用时代为 (402 ± 6) Ma, 这些年龄数据反映了金水口群经历了早古生代与麻粒岩相变质和深熔作用有关的构造热事件, 代表早古生代的碰撞加厚和随后的伸展作用的时期。这说明了具有扬子亲缘特征的柴达木地块前寒武纪变质基底明显在早古生代造山作用过程中发生了活化。

五、西昆仑南地体的变质基底岩石及其再活化

西昆仑南地体位于青藏高原的西部, 喜马拉雅西构造结的北部, 北邻塔里木盆地, 南连喀喇昆仑山, 东被阿尔金断裂所切, 为一条宽仅 100km 的近 EW 向的狭窄地体。地质观察表明, 西昆仑地体由昆北和昆南两个地体组成, 两者之间的边界为库地-奥依塔格缝合带, 昆南构造带的南界为康西瓦缝合带, 与甜水海地体(巴颜喀拉地体西延部分)相隔 (Matte Ph, et al., 1996; 潘裕生等, 2000) (图 I-1-22)。

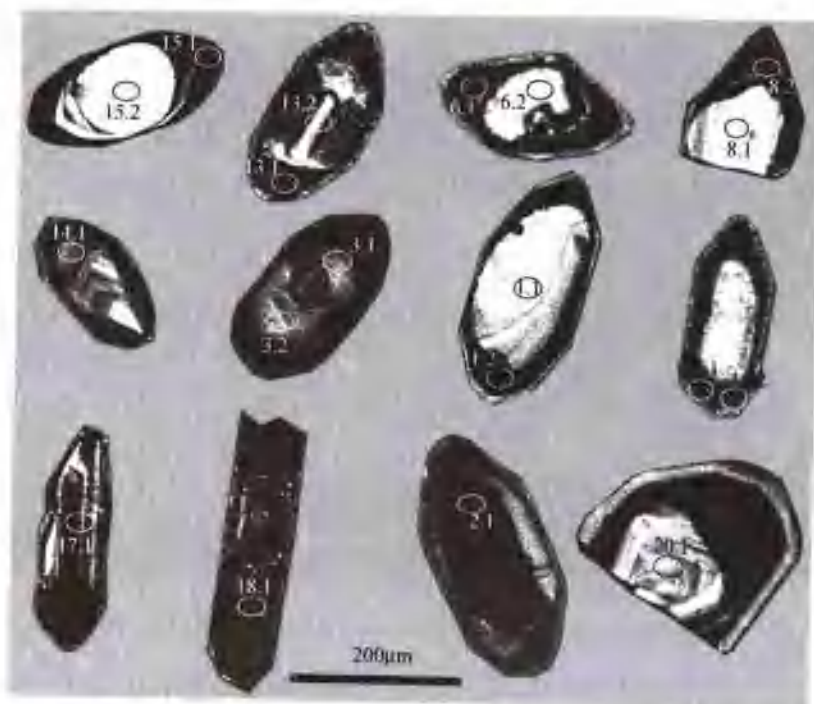


图 I-1-20 东昆仑北地体金水口群变质花岗岩(ZJ01-4-4)中锆石的阴极发光图像及所测点位置

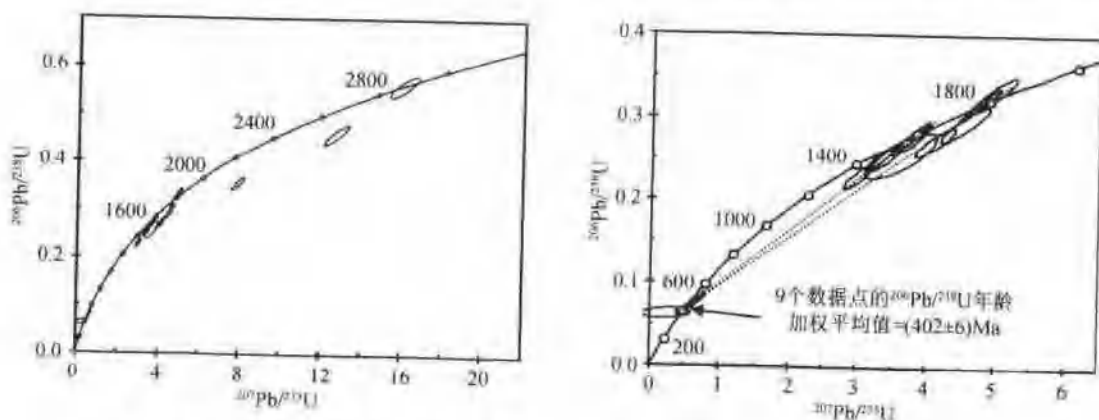


图 I-1-21 东昆仑北地体金水口群变质花岗岩(样品 ZJ01-4-4)锆石的 U-Pb 谱和图

西昆仑北地体的最老变质基底的片麻岩年龄为 2261Ma (U-Pb/Zr) 和 2800Ma (Sm-Nb), 其上为长城系和蓟县系的片岩、片麻岩和大理岩夹少量石英岩及中基性火山岩。该带侵入的花岗闪长岩体年龄为 (449 ± 2.4) Ma 和 474Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 以及 458Ma (U-Pb, Zr) (Matte et al., 1996), 表明昆北亚地体为加里东碰撞造山带。

西昆仑南地体为宽 15km 的微地体, 由开阔的古元古界中-深变质的花岗片麻岩穹窿组成, 其上为低角闪岩相-绿片岩相的片岩、大理岩及变火山岩。前人曾报道花岗片麻岩可能经历了 420~380Ma 的变质作用。

在康西瓦韧性剪切带中段宽达 7km 韧性剪切带中的糜棱岩、糜棱岩化变质岩石的原岩为孔兹岩系。

(一) 孔兹岩系的岩石组合

孔兹岩系(Kondalite Series)一直被认为是地壳早期发育的富铝高级变质杂岩, 主要由普遍含砂线

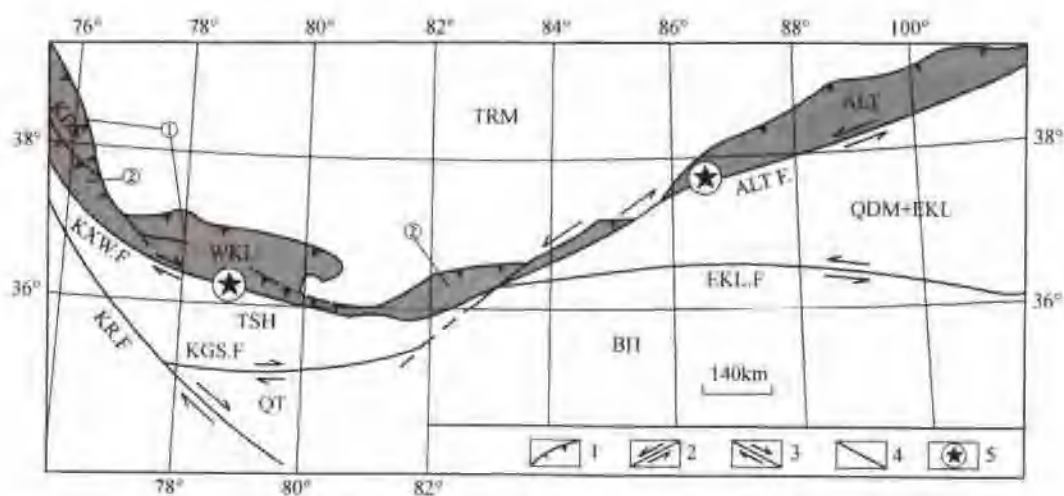


图 1-1-22 西昆仑构造地质简图

1—逆冲断裂;2—左行走滑断裂;3—右行走滑断裂;4—断裂;5—孔兹岩;WKI—西昆仑地体;ALT—阿尔金地体;TSH—甜水海地体;QDM+EKL—柴达木-东昆仑地体;BIH—巴颜喀拉地体;QT—羌塘地体;ALT F.—阿尔金断裂;EKL F.—东昆仑断裂;KXW F.—康西瓦断裂;KR F.—喀喇昆仑断裂;KGS F.—空喀山断裂;KD S.—库地缝合带;①昆北构造带;②昆南构造带

石和石榴子石等富铝矿物的高级变质表壳岩和钾质花岗岩组成,有时伴有麻粒岩。出现在全球各大陆,且在变质岩石组合、原岩建造、变质作用、花岗岩浆作用及含矿性等有很大相似性(Banerji, P.K., 1982; Chacko, T. et al., 1987; Narayanaswami, S., 1975; 卢良兆等, 1996)。我国的孔兹岩系主要发育在北方和华中的早前寒武纪地区(卢良兆等, 1992; Lu L. Z., Jin, S. Q., 1993; 姜继圣 1991), 显生宙的孔兹岩系(450Ma) 仅被发现在南阿尔金山的且末一带(张建新等, 1999; Zhang J. X. et al., 2000)。

康西瓦韧性剪切带的原岩类型多样,以富铝片麻岩类为主,包括富矽线石榴子石片麻岩类、辉闪石榴片麻岩类及镁橄榄石大理岩类(图 1-1-23)。

(二) 孔兹岩系的地球化学特征

对康西瓦 12 个孔兹岩系样品:包括原岩为富铝沉积岩的富矽线石榴子石片麻岩类(WKL30-18a, WKL30-18b, WKL30-22, WKL30-33, WKL30-3, WKL30-19, WKL30-20a)及原岩为火山岩的含辉闪石榴黑云二长片麻岩类(WKL30-35, WKL30-36, WKL30-31, WKL30-32 和 WKL30-28) 进行常量元素、微量元素和稀土元素测试(中国地质科学院测试研究所)。

1. 常量元素

常量元素分析结果显示:富矽线石榴子石片麻岩类样品(WKL 30-18a, WKL 30-18b, WKL 30-33, WKL 30-3, WKL 30-19, WKL 30-20a 和 WKL 30-28, 表和图中样品号省用 WKL 符号)中绝大部分 SiO_2 含量在 59.09%—66.85% 之间, WKL 30-20a 样品的 SiO_2 含量达到 71.44%; K_2O 、 MnO 、 TiO_2 的含量与 SiO_2 含量呈负相关关系, Al_2O_3 含量变化于 10.66—19.58 之间, 其中 WKL 30-18a、WKL 30-18b、WKL 30-33 三个样品的 Al_2O_3 含量很高(>17%), 具有富铝沉积岩石的特征, 形成于稳定的古大陆边缘环境;另一类为夹在孔兹岩中的辉闪石榴斜长片麻岩类(WKL 30-22, WKL 30-35, WKL 30-36, WKL 30-31 和 WKL 30-32 和), Al_2O_3 含量 9.70%—11.73%, 远低于富矽线石榴子石片麻岩类, SiO_2 含量在 65%—72% 之间, 与富矽线石榴子石片麻岩类相同, 钙含量高, 达 5.04%—7.39%, 为钙硅酸盐岩石。将上述两类岩石的数值换算成尼格里值, 在 $\text{Si}-(\text{Al}+\text{fm})-(\text{c}+\text{alk})$ 图解中(图 1-1-24), 富矽线石榴子石片麻岩类集中分布在泥质沉积岩-砂质沉积岩区靠近泥质沉积岩端元, 反应源岩主要组分为泥质岩类, 而辉闪石榴斜长片麻岩类全部落在火山岩区, 说明该套变质岩源岩为酸性火山岩。由此可见, 该

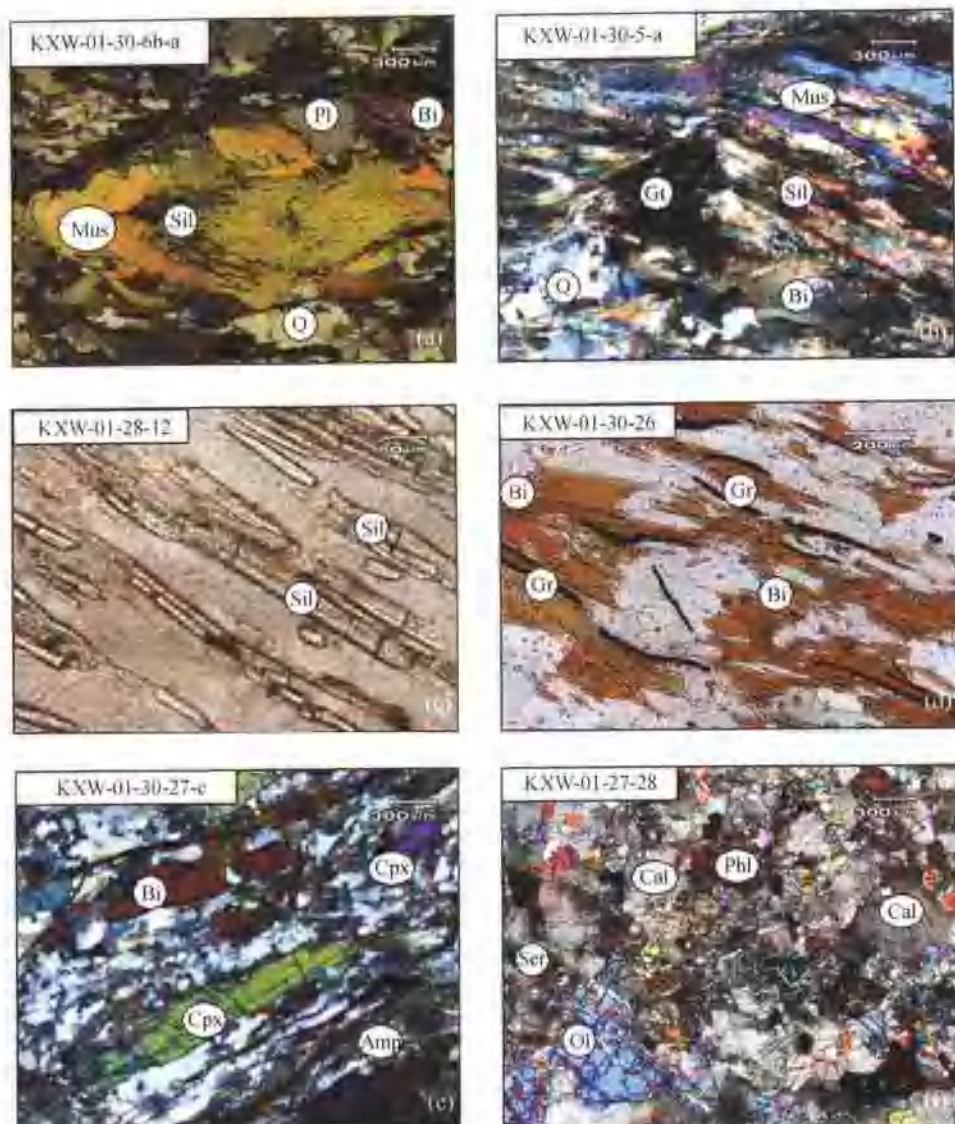


图 1-23 康西瓦孔兹岩系显微照片

Sil—砂线石; Gt—石榴子石; Bi—黑云母; Mus—白云母; Cpx—斜方辉石; Q—石英; Pl—斜长石; Cal—方解石; Ser—蛇纹石;
Ol—橄榄石; Phl—金云母; a,b,c—石榴子石-砂线石片麻岩; d—石榴子石-砂线石-黑云母片麻岩; e—辉闪石榴黑云二长片麻岩;
f—蛇纹石化金云母橄榄石大理岩

区孔兹岩系原岩由泥质沉积岩和中酸性火山岩组成,反映了大陆边缘的弧环境(Saleeby, J. B. and Busby, C., 1993)。我们认为孔兹岩系原岩可能形成在具有消减大陆弧的大陆边缘。

2. 微量元素和稀土元素

康西瓦孔兹岩的微量元素中大离子亲石元素 K_2O , Rb, Ba, Th, Nb, Ce 含量远高于 MORB 的标准值(Pearce, J. A., et al., 1984),其他元素除 Sr, P_2O_5 , Zr 和 Sm 变化较大外,都低于 MORB 标准值。在 MORB 标准化的微量元素蛛网图上(图 1-25a, b),富砂线石榴子石片麻岩类具有明显的 Th 正异常及 Ce, Zr 等大离子的正异常特点,反映其物质组成的壳源性性质;辉闪石榴斜长片麻岩类无 Th 异常,而出现 Nb, Zr 正异常而有别于富砂线石榴子石片麻岩类,结合常量成分分析说明其源岩为火成岩。

孔兹岩稀土元素含量变化于 $(115.43 \sim 187.28) \times 10^{-6}$, LREE/HREE 变化于 2.34~3.63 之间,展示出轻稀土相对富集,重稀土相对亏损的特点。稀土元素球粒隕石标准化分配型式基本一致,配分曲线向右倾斜(图 1-25c, d),Eu 具有中度亏损, δEu 除个别达到 0.83 外,一般都在 0.6 附近, $(La/Sm)_N$ 较

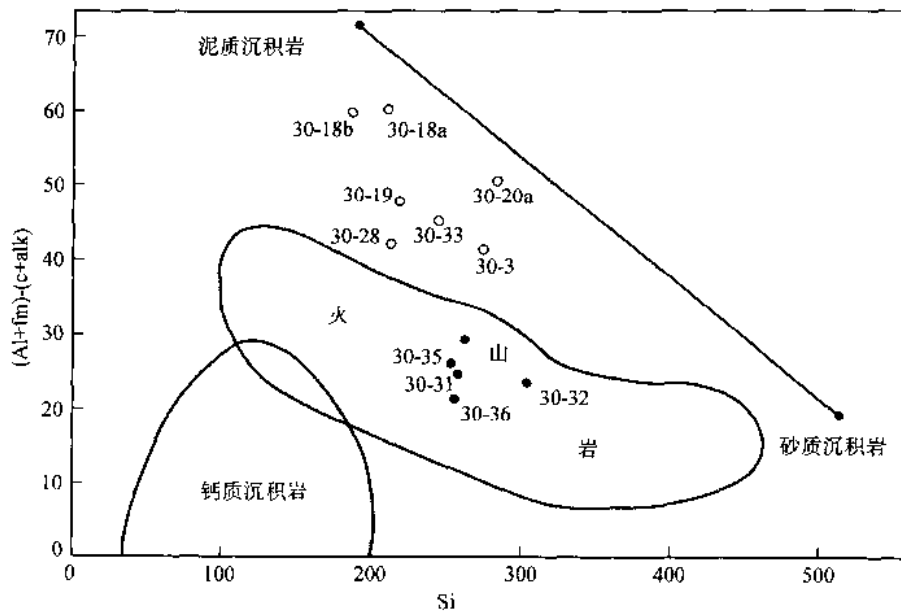


图 I -1-24 康西瓦孔兹岩 Si-(Al+ fm)-(c+ alk) 图解
(据 Simonen, 1953)

注: 常量单位为: 10^{-2} ; 微量元素和稀土元素为: 10^{-6}

样品 30-18a, 30-18b, 30-33, 30-3, 30-19, 30-20a 为富砂线石榴子石片麻岩类; 30-35, 30-36, 30-22, 30-31 和 30-32 为辉闪石榴斜长片麻岩类

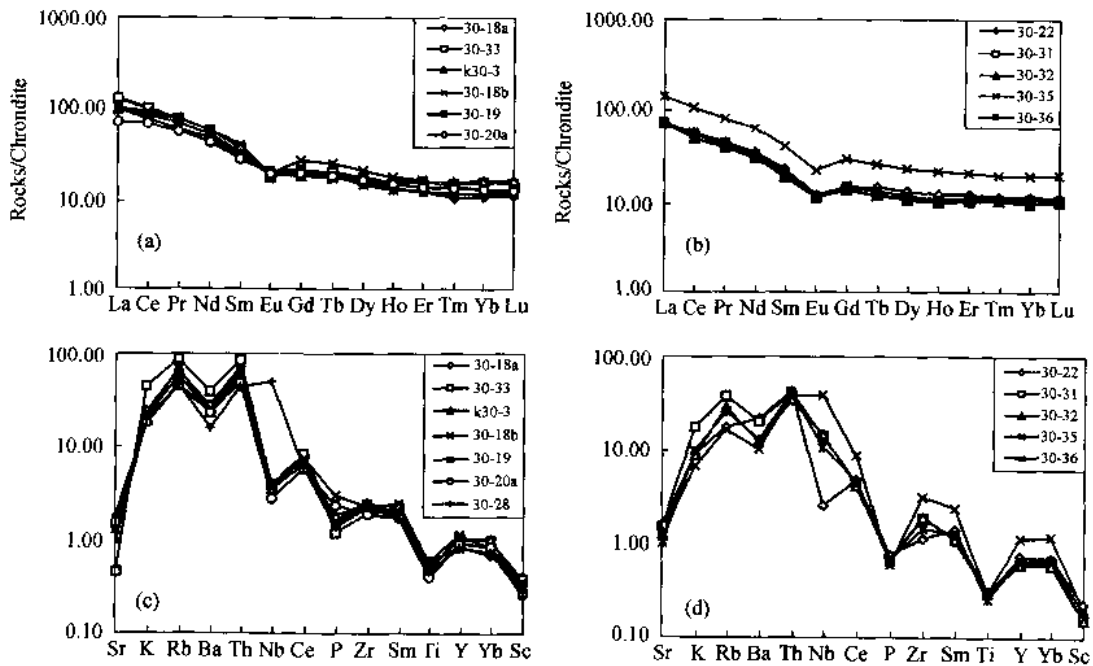


图 I -1-25 康西瓦孔兹岩系微量元素蛛网图(a & b)及稀土配分型式(c & d)

(a) 富砂线石榴子石片麻岩类微量元素蛛网图; (b) 辉闪石榴斜长片麻岩类微量元素蛛网图; (c) 富砂线石榴子石片麻岩类岩石稀土配分型式; (d) 辉闪石榴斜长片麻岩类岩石稀土配分型式

大, 在 2.59~3.65, (Gd/Yb) 都在 1.0 以上, 说明岩石具有轻稀土相对富集, 分馏程度大, 重稀土分馏程度相对较低, 铕中度亏损的特性。

(三) 孔兹岩形成的 $P-T$ 条件估算

通过显微镜下薄片鉴定,选取孔兹岩 6 个样品,对每个样品中未发生任何蚀变且平衡共生的黑云母、白云母、斜长石和石榴子石等四个矿物进行电子探针测试(中国地质科学院矿床所电子探针实验室完成,工作条件是:电压 20kV,电流 20A)。然后采用 Powell, R., and Holland, T.J., (1994), Holland, T.J., and Powell, R., (2001) 的 Thermocalc 温压计进行计算。计算结果显示孔兹岩变质峰期温压条件为: $T = 668 \sim 729^{\circ}\text{C}$, 平均 701°C , $P = 6.6 \sim 7.1 \times 10^8 \text{Pa}$, 平均 $6.8 \times 10^8 \text{Pa}$ 。

(四) 康西瓦孔兹岩系锆石 SHRIMP 同位素年龄

辉闪石榴黑云片麻岩(WKL 30-36)样品采自于西昆仑康西瓦韧性剪切带内孔兹岩系变质岩中。岩石呈灰白色,主要矿物组成为石榴子石、矽线石、透辉石、黑云母、微斜长石、钾长石和石英等,糜棱状构造,面理、拉伸线理发育。

锆石 U-Pb 同位素的测试工作在中国地质科学院地质所同位素实验室 SHRIMP II 型离子探针仪上根据 Stern 等(1997)的测试方法和过程操作的。通过对不同类型锆石(残核型,增生边型和结晶型)(图 I-1-26)进行等离子探针 26 个点的分析,获得孔兹岩系(WKL 30-36)锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图,大部分数据点落在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和线图上,部分落在协和线附近,协和线图主要显示了四组年龄区间: $618 \sim 718 \text{Ma}$, $428 \sim 492 \text{Ma}$, $245 \sim 256 \text{Ma}$ 和 $197 \sim 214 \text{Ma}$ (图 I-1-27)。



图 I-1-26 康西瓦孔兹岩系 KXW30-36 号样品锆石 SHRIMP 测试背散射及显微照片

阴极发光图像上圆圈内数字为 SHRIMP 测试点号,下侧数字为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,阴极发光图像下排照片为其对应的透射光显微照片

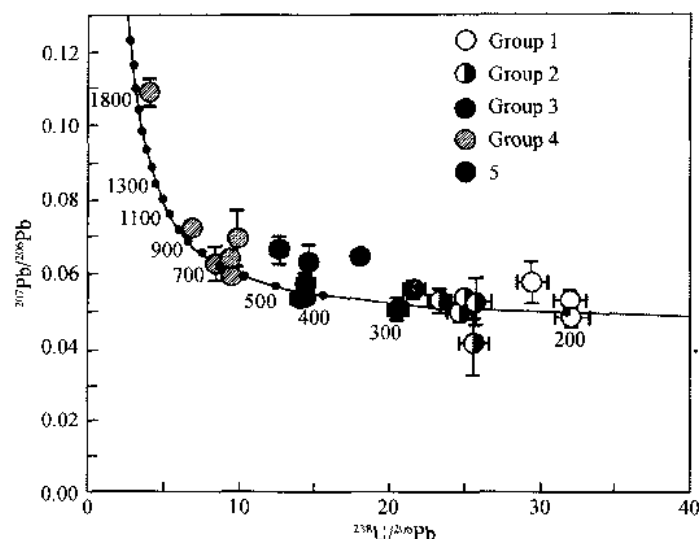


图 I-1-27 孔兹岩系(30-36)锆石 SHRIMP U-Pb 谱和图

Group1—第一组年龄数据; Group2—第二组年龄数据; Group 3—第三组年龄数据; Group 4—第四组年龄数据; 5—混合年龄数据

第一组变质成因锆石($U/Th < 0.1$) (Claesson, V.S., et al., 2000; Rubatto, D., 2002) 年龄有三个年龄数据, 平均年龄为 203Ma。

第二组有五个变质或深熔成因性质锆石, 在锆石的阴极发光图上清楚地展示出晶体的生长环带, U 、 Th 含量变化较大, Th/U 比值除 30-36-42 点小于 0.1 外, 其余都在 0.4 以上 (Hanchar, J.M., and Miller, C.F., et al., 1993; Sue k., et al., 1999), 平均年龄为 250.2Ma。

第三组年龄有四个数据集中在 435Ma 附近, 个别点落在协和线下方, 反映可能存在部分 Pb 丢失, U 、 Th 比值相对稳定, 为 0.31~0.65 (图 I-1-27)。在阴极发光图上锆石具有清晰的结晶生长环带, 显示它们可能代表一次由于区域构造热事件引起的生长阶段, 由该类锆石获得的年龄提供了加里东造山事件的关键制约。

第四组年龄有五个数据点都落在协和线及其附近 (图 I-1-27), 平均值为 667Ma。锆石的 U 含量变化较大, Th 含量相对稳定, Th/U 变化于 0.05~0.46 之间, 测试点都打在阴极发光下锆石内部的残核上, 其年龄值可能代表了周缘剥蚀区的古老变质基底形成时代。

此外, 该样品 SHRIMP 年龄中还出现一组 873~1923Ma 年龄和一组 292~347Ma 的年龄, 前者测试点位于锆石内部的残核上, 其年龄反映了在孔兹岩系的周围存在更老的变质基底组分; 后者测试点打在锆石内部残核和增生边的过渡区, 其年龄值是一种混合年龄, 无地质意义。

(五) 讨论

1) 在青藏高原西昆仑地体南部的康西瓦发现 7km 宽的孔兹岩系, 由长英质片麻岩类、富矽线石榴子石片麻岩类、含辉闪石榴黑云二长片麻岩类及蛇纹石化金云母橄榄石大理岩类组成。孔兹岩原岩为富铝质泥质或泥沙质沉积岩夹火山岩。MORB 标准化微量元素蛛网图显示富铝泥质沉积岩的孔兹岩系中明显的 Th 正异常及 Ce 、 Zr 等大离子的正异常, 而变质火山岩中出现 Nb 、 Zr 正异常; 稀土元素含量展示两类均具轻稀土相对富集、重稀土相对亏损及 Eu 中度亏损的特性。该孔兹岩系可能代表了古大陆边缘的沉积和裂谷火山的拉伸环境。阿尔金地体西段吐拉一带的孔兹岩系为富铝片麻岩夹石榴角闪二辉麻岩等组成的一套孔兹岩系, 富铝片麻岩原岩为富铝泥质和泥沙质沉积岩夹基性玄武岩, 同样形成于大陆边缘环境 (张建新等, 1999; Zhang, J.X., et al., 2000)。康西瓦与阿尔金孔兹岩系形成的环境近于类似。

2) 孔兹岩系的变质作用一般属于麻粒岩相, 变质峰期温度形成多数在 $(800 \pm 50)^\circ C$ 范围, 变质峰

期压力一般在 0.6~0.9GPa;也有少数孔兹岩系变质温度较低,在 650~750℃ 之间,属于高角闪岩相和麻粒岩相的过渡类型(卢良兆等,1996)。在康西瓦孔兹岩中富铝片麻岩的形成温度计算为 700℃,压力 0.68GPa,属于高角闪岩相和麻粒岩相的过渡类型;而在阿尔金孔兹岩系中发现麻粒岩,麻粒岩的峰期变质温度为 700~850℃,压力 0.8~1.2GPa(张建新等,1999; Zhang, J. X., et al., 2000),因此西昆仑孔兹岩形成的基本 P - T 条件可与阿尔金孔兹岩相比。

3) 康西瓦孔兹岩锆石 SHRIMP 同位素年代测试表明,孔兹岩的碎屑锆石为 644~873Ma 或更老(873~1923Ma)的古老变质岩区剥蚀搬运的产物,孔兹岩形成于 428~445Ma,并遭受印支期(250~210Ma)强烈的剪切应变;阿尔金孔兹岩中变质锆石的 U-Pb 及 Pb-Pb 同位素测定获得 447~462Ma 的年龄值。残留锆石分别获得 1027Ma 和 2571Ma 的上交点年龄,可能代表孔兹岩源区的古老变质岩石的年龄(张建新等,1999; Zhang, J. X., et al., 2000),以上表明两者形成时限近似,碎屑锆石均来源于周缘古老变质基底剥蚀区。

4) 康西瓦孔兹岩的原岩、微量元素与稀土元素特征、形成的温-压条件以及生成时代等与阿尔金孔兹岩系(张建新等,1999; Zhang, J. X., et al., 2000)可以类比,因而提供了西昆仑地体与阿尔金地体可能原为同一地体的证据。

5) 孔兹岩系(Kondalite Series)一直被认为是地壳早期发育的富铝高级变质杂岩,(Narayanaswami, S., 1975; Banerji, P. K., 1982; Chacko, T. et al., 1987; 卢良兆等,1996)。我国的孔兹岩系主要发育在北方和华中的早前寒武纪地区(卢良兆等,1992; Lu, L. Z., and Jin, S. Q., 1993; 姜继圣,1991),新发现的西昆仑康西瓦和南阿尔金山且末一带的孔兹岩系(张建新等,1999; Zhang, J. X., et al., 2000)为古老变质基底在加里东期再活化,形成山根部位的高级深变质岩石,对于揭示加里东期的造山作用及大地构造演化有重要的意义。

六、主要结论

1) 祁连-柴北缘-阿尔金-北昆仑地区的变质基底分布在不同的构造单元中,其中以祁连-阿尔金地块为主。这些变质基底岩石主要由变质泥沙质岩(副片麻岩、片岩等)和花岗质岩石(正片麻岩)两个部分组成,具有少量大理岩、斜长角闪岩和基性麻粒岩。副片麻岩局部具有孔兹岩系的性质。花岗质岩石主要由花岗闪长质、二长质和钾质花岗岩组成,它们包裹、侵入变质岩系。岩石发生强烈变质变形,变质程度通常达角闪岩相,局部达到麻粒岩相(如德令哈—乌兰一带)。Nd 同位素地球化学和年代学资料显示,祁连-阿尔金造山带的变质基底和柴达木地块的变质基底(以柴南缘金水口群为主)的演化明显与扬子克拉通的变质基底具有可比性($T_{DM}=1.8\sim2.2$ Ga, 基底固结时代为 0.9~1.0Ga),而明显不同于华北克拉通。而祁连-阿尔金造山带北侧的阿拉善-敦煌-阿尔金地块深变质基底锆石年代学和 Nd 同位素研究表明有较多太古宙物质的存在,显示出与华北克拉通具有较强的亲缘关系。

2) 祁连-柴北缘-阿尔金-北昆仑地区变质基底正副片麻岩常量元素组成上虽存在较大变化,但稀土模式和其他微量元素组成却十分类似,以出现明显负钕异常和负钡异常为特征,副片麻岩显示出较高的成熟度,岩石组合和地球化学组成特征表明它们的原岩沉积岩形成于稳定大陆边缘的构造环境。大多数花岗质岩石与变泥沙质岩石具有类似的地球化学组成特征,为壳内再循环作用的产物。祁连-阿尔金地体变质基底中花岗质岩石的锆石 U-Pb(或 Pb-Pb)测定表明变质基底的主体形成于 900~1000Ma,代表罗迪尼亚超大陆形成的响应。

3) 锆石年代学研究表明,祁连-柴北缘-阿尔金-北昆仑地区变质基底的最终固结时代为晋宁期(0.9~1.0Ga),以大规模的壳内改造(如深熔作用及 S 型花岗岩的形成),到目前为止,还没有发现大规模的地幔添加及新生地壳(地壳生长)形成事件。少量变质基底可能形成在古元古代甚至太古宙(如欧龙布鲁克微地块)。

4) 20 世纪 90 年代以来国际上提出罗迪尼亚超大陆(Rodinian Supercontinent)约在 1000Ma 时期由格林威尔(Grenville)造山作用形成,并有人认为在新元古代初中国大陆的微陆块也依次拼贴成罗迪尼

亚大陆的一部分,包括华北地块、扬子地块、塔里木地块,形成一个统一的地块(郭近京等,1999)。

本研究表明在罗迪尼亚大陆形成之后,祁连地区存在一期新元古代(大约 800~750Ma)洋盆的裂解和闭合。除了以上证据之外,我们最近在柴北缘加里东期的大柴旦花岗岩体中发现了新元古代锆石的残核(729Ma)(吴才来等,2002),测得化隆南钾长花岗岩的 U-Pb 年龄为 750Ma;与我们合作的台湾成功大学的学者在南祁连东段加里东期雷公山花岗岩中发现 760Ma 的锆石残核,新测得的化隆地区花岗质片麻岩的锆石年龄为 780Ma,并测得北祁连牛心山花岗岩的基底围岩 770Ma 年龄(曾建元,个人通讯)。同样,我们注意到祁连地区前人已陆续有报道有新元古代花岗岩和火山岩存在,其中的花岗岩普遍显示了同碰撞造山带花岗岩的特点(Wan et al., 2001;陆松年等,2003)。因此,我们认为祁连地区普遍存在新元古代的岩浆活动和构造热事件,表明在该时期可能存在一期洋壳的裂解和闭合事件。但由于该地区强烈的加里东期的构造作用的叠加,新元古代形成的岩石遭到改造。

5) 在早古生代,祁连-柴北缘-阿尔金-北昆仑地区的变质基底发生了不同程度的活化作用,在祁连-阿尔金地块中,主要表现为与加里东期韧性剪切变形有关的构造热事件的改造,而在南阿尔金-柴北缘,变质基底的发生深俯冲作用,经历了 HP-UHP 变质作用的改造,含榴辉岩片麻岩就是变质基底经过深俯冲作用的产物。

第三节 青藏高原南部变质基底及其泛非-早古生代造山事件的再活化

一、原始喜马拉雅

喜马拉雅地体的物质组成包括了印度板块北缘的前震旦纪变质基底和特提斯类型的古生代、中生代、古始新世的海相沉积,以及渐新世以来的陆相沉积。喜马拉雅地体的前震旦纪变质基底岩石主要分布在高喜马拉雅构造单元及特提斯-喜马拉雅构造单元的拉轨岗日-康马一带的 4 个变质穹窿中(图 I-1-28)。高喜马拉雅的前震旦纪变质岩属印度地台北缘结晶基底的组分,在主带上称聂拉木群,为一套高角闪岩相-绿片岩相的副变质岩系,以含蓝晶石、十字石、矽线石的石榴子石片岩和片麻岩为主,夹变粒岩、大理岩和石英岩,原岩为含铝的沉积岩砂岩及砂质粘上岩(可能为孔兹岩系),局部为混合岩化花

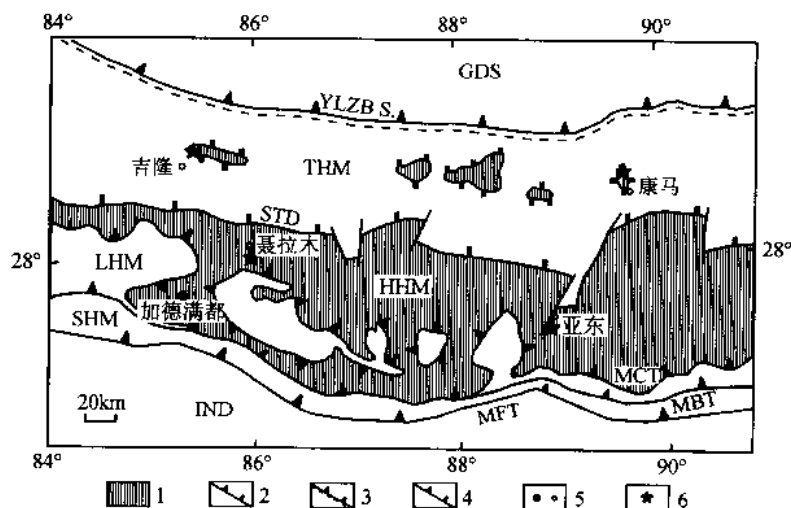


图 I-1-28 喜马拉雅地体构造图

1—变质基底; 2—逆冲断层; 3—缝合带; 4—拆离断层; 5—地名; 6—采样位置。THM—特提斯喜马拉雅构造单元; HHM—高喜马拉雅构造单元; LHM—低喜马拉雅构造单元; SHM—次喜马拉雅构造单元; GDS—冈底斯地体; IND—印度陆块; YLZB S.—雅鲁藏布缝合带; STD—藏南拆离断层; MCT—主中冲断层; MBT—主边冲断层; MFT—主前锋冲断层

岗质片麻岩,总厚 6000~9000m。前人资料表明,尼泊尔纳瓦科特云母石英岩的白云母年龄为 (728 ± 2) Ma(Krummenacher, 1961),锡金查尔群中角闪石年龄为 (819 ± 80) Ma(Krummenacher, 1961),聂拉木群黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 年龄为 1250Ma(Xu Ronghua et al., 1985),侵入聂拉木群的东喜马拉雅林格斯花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1050Ma(Acharyya, 1977)以及库蒙地区穆尼亚日片麻岩的全岩等时线年龄 (1800 ± 100) Ma(Thakur, 1980)。在尼泊尔高喜马拉雅的前奥陶纪变质岩中碎屑锆石的年龄主要为 1000~1300Ma,此外还有 1500Ma 和 2500Ma(Gehrels et al., 2003)的年龄。

特提斯-喜马拉雅亚地体的变质穹隆核部拉轨岗日群也是一套高角闪岩相-绿片岩相的副变质岩系,以含蓝晶石、十字石、矽线石的石榴子石片岩、片麻岩及花岗质片麻岩为主,原岩由含铝的沉积岩砂岩、砂质粘土岩及混合岩化片麻状花岗岩组成,与高喜马拉雅的聂拉木群相似。

由于特提斯-喜马拉雅亚地体的沉积盖层与高喜马拉雅亚地体结晶岩系之间的强烈拆离(STD),拆离层上部的震旦纪—寒武纪岩石变质成石榴子石黑云母片岩及绿泥石英片岩,并且减薄,位于喜马拉雅东段的古生代地层几乎全部缺失,三叠系直接覆盖在高喜马拉雅结晶岩系之上。

由于高喜马拉雅亚地体中奥陶纪底砾岩的发现及同位素年代学的测试结果,使原始喜马拉雅的形成成为讨论的焦点(Gehrels et al., 2003)。自 1964 年 Gansser 提出关于喜马拉雅造山带形成于早古生代的观点以来,Stocklin and Bhattarai(1977)、Stocklin(1980)、Le Fort et al.(1983)、Garzanti et al.(1986)、Thakur(1992)、Brookfield(1993)、Valdiya(1995)和 Gehrels et al.(2003)通过尼泊尔及北印度地区的工作同意此观点,主要证据如下:①中尼泊尔新元古代—早古生代地层被同造山的花岗岩侵位(Stocklin and Bhattarai, 1977; Stocklin, 1980),北印度高喜马拉雅的变质作用的时代为 534Ma(Sm-Nd, Argles et al., 1999),矽线石蓝晶石片岩被 488Ma 的花岗岩侵位和北西喜马拉雅的变质年龄为 467Ma(Foster, 2000),中尼泊尔变质年龄为 484Ma(U-Pb, 独居石和锆石; Godin et al., 2001),变形花岗岩的年龄为 484Ma,未变形的花岗岩脉的年龄为 472 和 476Ma(Gehrels et al., 2003),东尼泊尔变质年龄为 436~548Ma(Th-Pb, 独居石; Catlos et al., 2002)。②早古生代隆升与剥蚀的证据:在北印度的喜马拉雅,中奥陶统砾岩角度不整合盖在组成山体的变质沉积岩之上(Garzanti et al., 1986),在中尼泊尔,奥陶纪砾岩和长石砂岩层记录了同造山沉积作用(Stocklin and Bhattarai, 1977; Kumar et al., 1978; Stocklin, 1980),在西尼泊尔,发现一层 30m 厚的含 40cm 直径砾石的奥陶统砾岩层(Gehrels et al., 2003);另外在砾岩层之上的奥陶纪—泥盆纪地层中含有大量 480~530Ma 年龄的锆石颗粒(Gehrels et al., 2003)。

最近,中国境内高喜马拉雅的聂拉木和特提斯-喜马拉雅构造带的康马穹隆边部发现早奥陶统的底砾岩(刘文灿等, 2002; 周志广等, 2004),并提出底砾岩可作为泛非事件的地质标志(周志广等, 2004)。

本研究从喜马拉雅地体变质基底的地质演化历史复原的角度出发,通过对中国境内高喜马拉雅亚地体的东段(亚东)、中段(聂拉木)及特提斯-喜马拉雅亚地体(康马、吉隆镇北)变质基底的角闪岩相富铝变质沉积岩和花岗质片麻岩样品的锆石进行 SHRIMP U-Pb 同位素测年的方法,以探求如下问题:①喜马拉雅地体变质基底所经历的重要地质演化历史记录;②原始喜马拉雅造山事件的时限及其成因。

二、喜马拉雅地体变质基底岩石的 SHRIMP 锆石测年

(一) 测试样品位置及地质背景

测试样品取自于特提斯-喜马拉雅亚地体的康马和吉隆北以及高喜马拉雅亚地体的亚东和聂拉木(图 I-1-29)。其中,HH-5 位于特提斯-喜马拉雅亚地体中拉轨岗日穹隆带东部的康马变质穹隆北缘西侧,康马变质穹隆主要由黑云二长片麻岩、二云二长片麻岩、矽线石榴黑云斜长片麻岩和矽线二云二长片麻岩等组成,HH-5 为含褐帘石黑云二长片麻岩,片状-柱粒状变晶结构,片麻状构造,主要矿物组成:斜长石+钾长石+石英+黑云母+褐帘石+石榴子石等,暗色矿物定向排列;HH-42 位于特提斯-喜马拉雅亚地体的拉轨岗日穹隆带西部吉隆镇北佩枯错西,1:150 万青藏高原及邻区地质图(中国地质科学院

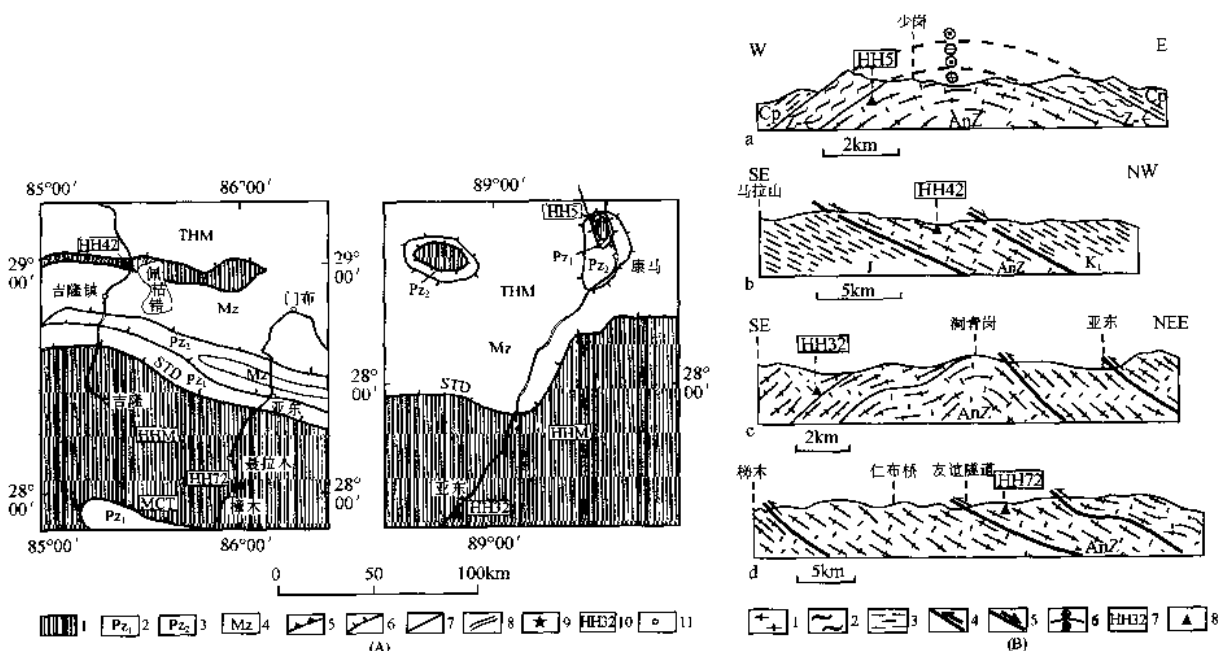


图 I-1-29 SHRIMP U/Pb 测年的采样位置地质平面图及地质剖面图

(A) 采样位置地质平面图: 1—喜马拉雅前寒武纪变质基底; 2—早古生代地层; 3—晚古生代地层; 4—中生代地层; 5—逆冲断层; 6—拆离断层; 7—界线; 8—主要公路; 9—采样位置; 10—样品编号; 11—地名; (B) 采样位置地质剖面图: a—康马—少岗地质剖面; b—吉隆镇北佩枯错西—马拉山地质剖面; c—亚东镇南—乃堆拉山口地质剖面; d—聂拉木樟木—友谊隧道地质剖面。

1—片麻岩; 2—片岩; 3—沉积岩; 4—逆冲断层; 5—E断层; 6—上盘向里, 下盘向外的剪切指向; 7—样品号; 8—采样位置

成都地质矿产研究所, 1988) 上原定为喜马拉雅期花岗岩, 呈长条状 EW 向展布, 位于侏罗纪与白垩纪浅海相地层之间, 研究表明其为含电气石二云二长片麻岩, 片状-柱状变晶结构, 片麻状构造, 主要矿物组成为: 斜长石 + 钾长石 + 石英 + 黑云母 + 白云母 + 电气石等, 具弱糜棱岩化, 花岗片麻岩与侏罗纪与白垩纪浅海相地层为断层接触, 南缘为逆冲断层, 北缘为正断层, 佩枯错花岗片麻岩体为变质基底的组分, 呈挤出构造岩片产出; HH-32 位于高喜马拉雅构造单元东部亚东镇南西离锡金边境 18km 处, 亚东地区的岩石主要为石榴矽线黑云斜长片麻岩、矽线黑云斜长片麻岩、二云二长片麻岩、黑云二长片麻岩等, HH-32 为矽线石榴黑云斜长片麻岩, 片状-柱状变晶结构, 片麻状构造, 主要矿物组成为: 斜长石 + 石英 + 黑云母 + 石榴子石 + 矽线石等, 暗色矿物定向排列明显; HH-72 位于高喜马拉雅构造单元西部聂拉木镇南樟木北 13km 友谊隧道, 聂拉木地区的岩石主要由矽线石榴二云二长片麻岩、蓝晶石矽线石二云二长片麻岩、白云母斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、含十字石石榴蓝晶黑云片岩和透辉石大理岩等组成, HH-72 为矽线石榴二云二长片麻岩, 片状-柱状变晶结构, 片麻状构造, 主要矿物组成为: 斜长石 + 钾长石 + 石英 + 黑云母 + 白云母 + 石榴子石 + 矽线石等。

(二) SHRIMP U-Pb 原位定年

U-Pb 同位素年龄的测定是在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心 SHRIMP II 上完成的, SHRIMP U-Pb 分析方法参考 Williams 等(1987)和 Compston 等(1992)。

1. 康马(HH-5)

含褐帘石黑云二长片麻岩(HH-5)中挑选了 15 颗锆石, 均为短柱状, 核幔结构比较发育, 共测得两组年龄值:

1) 504~528Ma, 9 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄数据 ($528 \pm 14\text{Ma}$, $528 \pm 14\text{Ma}$, $522 \pm 14\text{Ma}$, $518 \pm 15\text{Ma}$, $511 \pm 15\text{Ma}$, $511 \pm 14\text{Ma}$, $510 \pm 14\text{Ma}$, $507 \pm 14\text{Ma}$, $504 \pm 13\text{Ma}$) 多数都投在一致线上(图 I-1-30), 平均值为 $(515.4 \pm 9.3)\text{Ma}$ 。锆石的特点有三类, 一类位于继承性晶核的幔部(图 I-1-30A 中 HH5-5.1), 第二类为变质重结晶锆石(图 I-1-30(A)中 HH5-15.1), 第三类为新生长的变质锆石(图 I-

1-30A 中 HH5-2.1)。锆石的 Th/U 比值都大于 0.1。这组年龄记录了泛非事件的年龄。

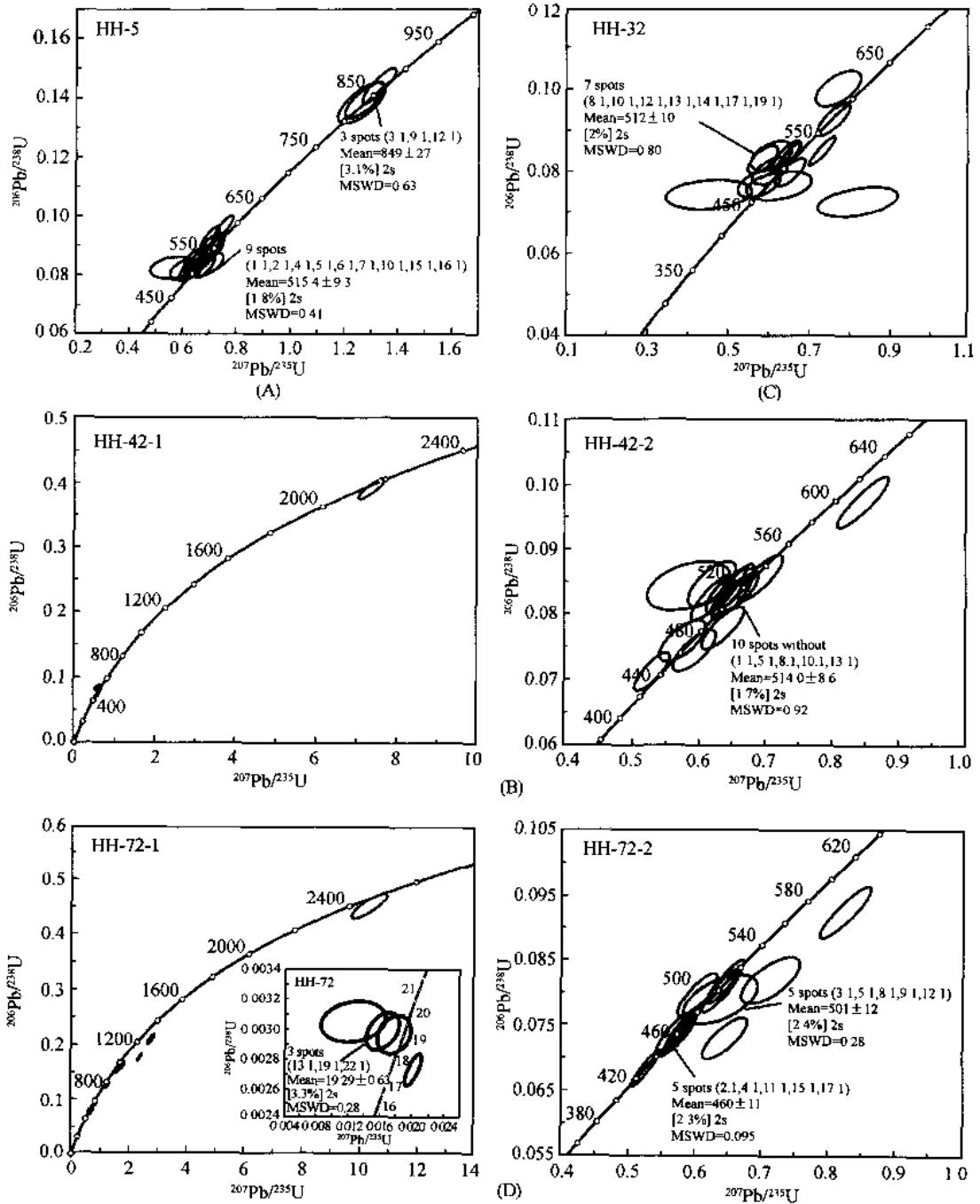


图 I-1-30 喜马拉雅地体变质基底岩石的 SHRIMP U-Pb 年龄谱和曲线图

HH-5—康马; HH-42—吉隆; HH-32—亚东; HH-72—聂拉木

2) 869~835Ma, 三颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄数据($869 \pm 22\text{Ma}$, $840 \pm 22\text{Ma}$, $835 \pm 26\text{Ma}$)均投在一致线上, 平均值为(849 ± 27)Ma, 代表泛非事件(500~600Ma)前的年龄记录。锆石都为继承性晶核(图 I-1-30A 中 HH5-3.1), 均保留原生的生长环带, 测点位于晶核的幔部, Th/U 比值均大于 0.1, 为继承性岩浆锆石。

2. 吉隆(HH-42)

含电气石二云二长片麻岩(HH-42)中共挑选了 15 颗锆石, 形状有长柱状、短柱状、浑圆状, 主要获

得一组年龄值:529~483Ma,其中10颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄($529 \pm 14\text{Ma}$, $523 \pm 14\text{Ma}$, $522 \pm 15\text{Ma}$, $521 \pm 14\text{Ma}$, $519 \pm 13\text{Ma}$, $516 \pm 14\text{Ma}$, $511 \pm 13\text{Ma}$, $511 \pm 13\text{Ma}$, $510 \pm 13\text{Ma}$, $483 \pm 13\text{Ma}$)中的多数数据点均投在一致线上(图 I-1-30B),平均值为(514.0 ± 8.6)Ma。这组锆石多是长柱状-短柱状的结晶锆石(图 I-1-30B),锆石原有的结晶环带有的已明显被改造,具有变质重结晶的特点(图 I-1-30B),绝大多数锆石的 Th/U 比值小于 0.1。这组年龄主要代表了泛非事件的年龄。另外还有 1 颗锆石的继承性核部所测得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为(2183 ± 24)Ma,落于谐和线上(图 I-1-30B)。

3. 亚东(HH-32)

在样品砂线石榴黑云斜长片麻岩(HH-32)中挑选了 18 颗锆石,锆石晶形为长柱状、短柱状和浑圆状等,共测 19 个点,主要获得的年龄值为 525~494Ma,其中 7 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 测年数据($525 \pm 14\text{Ma}$, $520 \pm 14\text{Ma}$, $519 \pm 14\text{Ma}$, $518 \pm 13\text{Ma}$, $513 \pm 14\text{Ma}$, $496 \pm 13\text{Ma}$, $494 \pm 13\text{Ma}$)多数都投在一致线上(图 I-1-30),平均值为 $512 \pm 10\text{Ma}$ 。锆石主要是变质重结晶锆石(图 I-1-30C HH32-12.1、19.1),具有比较均匀的生长环带, Th/U 比值大于 0.1。该组年龄代表了泛非-早古生代的变质年龄。

另外还测到 3 个年轻的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄($27 \pm 1\text{Ma}$, $19 \pm 14\text{Ma}$, $12 \pm 5\text{Ma}$),这组锆石部分为新生长的变质锆石(图 I-1-31C 中 HH32-6.1),或是在古老晶核(图 I-1-31C 中 HH32-3.1)的四周发育的变质增生边(图 I-1-31C 中 HH32-3.2)。它们的 Th/U 值均小于 0.1(0.01~0.03),其年龄值可能代表喜马拉雅事件年龄。

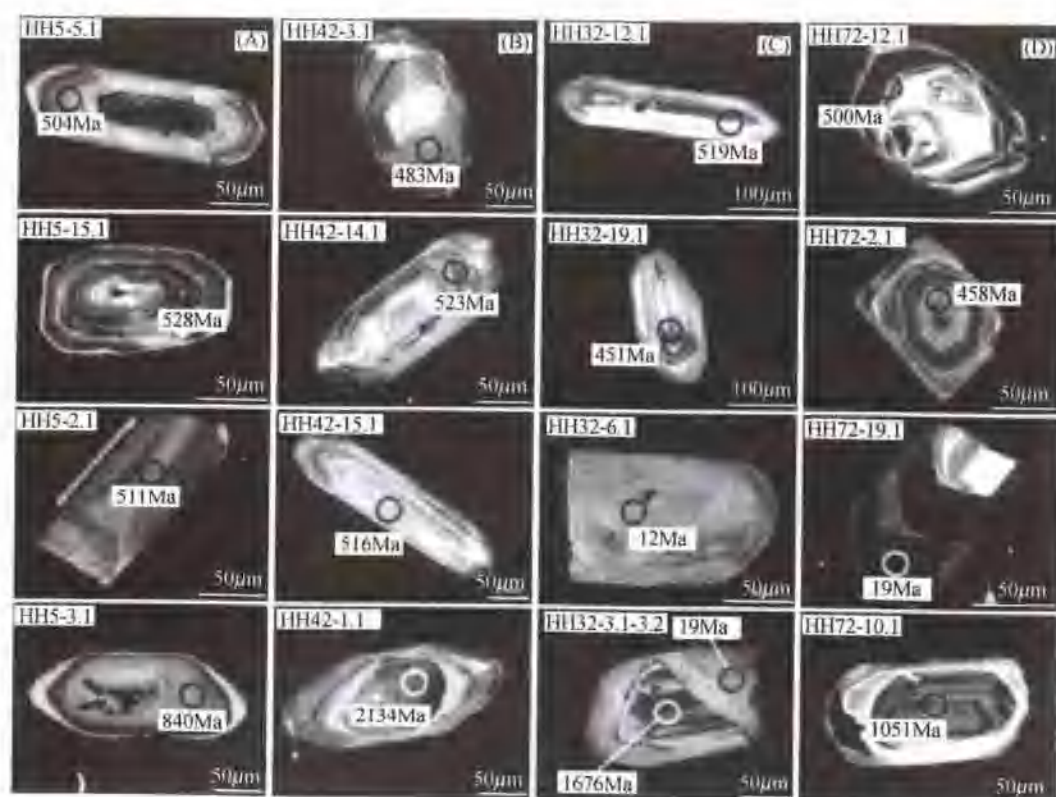


图 I-1-31 喜马拉雅地体变质基底岩石的锆石阴极发光照片
(A)康马 HH-5;(B)吉隆 HH-42;(C)亚东 HH-32;(D)聂拉木 HH-72

4. 聂拉木(HH-72)

砂线石榴二云二长片麻岩(HH-72)中共挑选了 22 颗锆石,短柱状为多,少数不规则,主要测得两组年龄值:

1) 509~457Ma,其中 10 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 测年数据($509 \pm 14\text{Ma}$, $507 \pm 13\text{Ma}$, $500 \pm 13\text{Ma}$, 495

$\pm 13\text{Ma}$, $492 \pm 15\text{Ma}$; $466 \pm 12\text{Ma}$, $461 \pm 12\text{Ma}$, $460 \pm 12\text{Ma}$, $458 \pm 12\text{Ma}$, $457 \pm 12\text{Ma}$) 呈两组投在一致线上(图 I-1-31 中 HH-72-2), 平均值分别为 $(501 \pm 12)\text{Ma}$ 和 $(460 \pm 11)\text{Ma}$ 。这些锆石多为结晶锆石, 具明显环带(图 I-1-31D 中 HH72-12.1、2.1), Th/U 比值不一致, 有的大于 0.1, 有的小于 0.1。该组年龄代表泛非-早古生代事件年龄。值得注意的是, 该锆石样品的寄主岩石矽线石榴二云二长片麻岩(HH72)经历了较强烈的深熔作用, 部分锆石可能为深熔的熔体结晶过程中形成的, 因此, 该组年龄可能也代表了孔兹岩系的深熔年龄。

2) $20 \sim 19\text{Ma}$, 3 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 ($20 \pm 0.6\text{Ma}$, $19 \pm 0.5\text{Ma}$, $19 \pm 0.5\text{Ma}$) 投在一致线附近(图 I-1-30 中 HH-72-1 小图), 平均值为 $(19.29 \pm 0.63)\text{Ma}$ 。这组锆石为结晶核(未测)的变质环带(图 I-1-30D 中 HH72-19.1), 测点位于边部。Th/U 值明显偏低, 表明本区孔兹岩系明显经历了喜马拉雅热事件的改造。另外, 还测得 1 个锆石古老残核(图 I-1-30D 中 HH72-10.1)的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 ($2513 \pm 36\text{Ma}$), 落在谐和线上(图 I-1-31 中 HH-72-1)。

三、喜马拉雅的古地理复原及变质基底再活化

重塑喜马拉雅的雏形, 首先需要复原喜马拉雅在地质历史中的古地理位置和构造背景, 认识喜马拉雅变质基底再活化的阶段和过程。

(一) 喜马拉雅的地质历史复原

目前, 国际地学界关注的罗迪尼亚超大陆的形成和裂解使新元古时期重大地质事件的研究再次成为热点(陆松年, 2002)。喜马拉雅地体位于印度陆块的北缘, 根据古地磁的最新成果, 在 $1000 \sim 750\text{Ma}$ 期间, 以劳伦大陆为中心, 聚合澳大利亚、南极、印度、西伯利亚、波罗的、亚马逊、西非、刚果、北非等陆块, 形成罗迪尼亚超大陆(Hoffman, 1991; Condie, 2001), 华北与华南小陆块分别位于西伯利亚陆块的两侧(Li, et al., 1995, 1996a)。比现今范围大的多的印度陆块为罗迪尼亚超大陆的成员, 位于赤道以南的澳大利亚陆块、南极陆块和非洲陆块之间。 $750 \sim 600\text{Ma}$ 期间罗迪尼亚超大陆发生裂解形成两个重要的构造带(Acharyya, 2000), 一个是位于东、西冈瓦纳之间的莫桑比克带, 以中压麻粒岩带为重要标志, 另一条位于东、西非之间并延至南美东部, 根据在圣保罗西南发现的具有典型洋壳组合蛇绿岩套中变辉长岩的 U-Pb 年龄为 $(628 \pm 9)\text{Ma}$, 以及巴西东南部岩浆弧的存在, 证明南美与非洲西部之间存在刚果-巴西泛非洋盆(Tassinari et al., 2001)。

$500 \sim 600\text{Ma}$ 期间, 泛非洋盆闭合, 出现泛非造山幕, 形成莫桑比克和刚果-巴西泛非造山带(Acharyya, 2000)(图 I-1-32)。泛非造山带的形成促使东冈瓦纳与西冈瓦纳大陆块体联合, 即冈瓦纳大陆诞生。石炭纪—二叠纪末, 冈瓦纳大陆与劳亚大陆汇合形成联合超大陆(Pangea)。早侏罗世时期特提斯大洋扩张, 69Ma 开始位于赤道以南的大印度陆块向北运移, 50Ma 左右与劳亚大陆碰撞, 大印度陆块的继续推进使其俯冲在劳亚大陆之下(Besse et al., 1984; Patzelt et al., 1996), 20Ma 开始印度陆块北缘形成具有向南极性的典型的喜马拉雅逆冲叠复岩片构造(Molnar and Tapponnier, 1975; Burg and Chen, 1984; Burchfiel et al., 1992; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996; Yin and Harrison, 2000)。喜马拉雅地体在挤出机制下崛起(Chemenda et al., 1995; Chemenda et al., 2000)。

(二) 喜马拉雅地体古老变质基底的再活化事件

本研究为喜马拉雅地体的中国部分提供了大量有用的测年数据, 有利于对事件的解析。在这里我们将喜马拉雅的历史分为原岩形成时代、泛非-早古生代原始喜马拉雅造山事件及现代喜马拉雅造山事件。

1. 喜马拉雅地体变质基底岩石的形成年龄

在特提斯-喜马拉雅和高喜马拉雅构造单元中, 代表古老变质基底的有中元古代(康马 $835 \sim 869\text{Ma}$) 的年龄记录, 说明喜马拉雅地体曾为罗迪尼亚大陆的一部分; 变质基底还包含有古元古代年龄

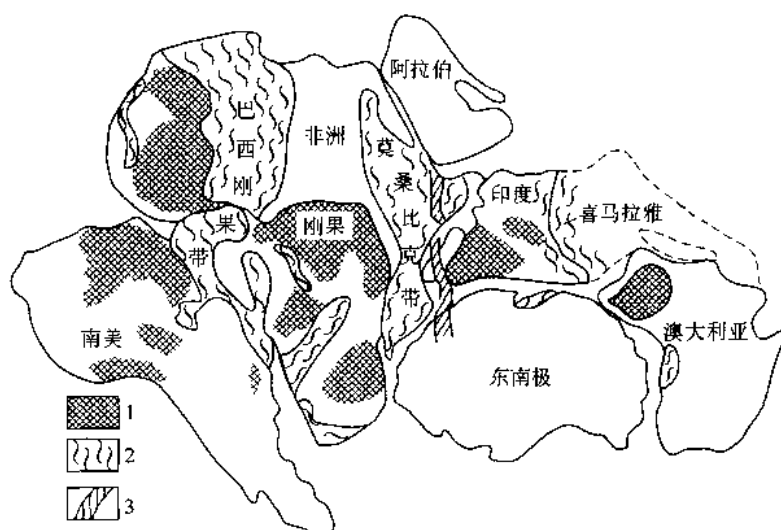


图 I-1-32 罗迪尼亚超大陆复原图

(据 Acharyya, 2000 修改)

1—克拉通;2—泛非造山带;3—麻粒岩带

(聂拉木的 $2404 \pm 66\text{Ma}$ 和吉隆的 $2134 \pm 49\text{Ma}$), 结合前人资料: 尼泊尔纳瓦科特云母石英岩的白云母年龄为 $(728 \pm 2)\text{Ma}$ (Krummenacher, 1961), 锡金查尔群中角闪石年龄为 $(819 \pm 80)\text{Ma}$ (Krummenacher, 1961), 聂拉木群黑云斜长片麻岩中锆石 U-Pb 年龄为 1250Ma (Xu Ronghua et al., 1985), 侵入聂拉木群的东喜马拉雅林格斯花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1050Ma (Acharyya, 1977) 以及库蒙地区穆尼亚日片麻岩的全岩等时线年龄 $(1800 \pm 100)\text{Ma}$ (Thakur, 1980)。在尼泊尔高喜马拉雅的前奥陶纪变质岩中碎屑锆石的年龄主要为 $1000 \sim 1300\text{Ma}$, 此外还有 1500Ma 和 2500Ma (Gehrels et al., 2003) 的年龄等, 进一步证明喜马拉雅地体变质基底岩石的形成年龄为早中元古代。

2. 喜马拉雅地体泛非-早古生代事件的记录

泛非事件是指大约 $(550 \pm 100)\text{Ma}$ 前发生的一次重要的深成事件, 其影响的非洲大部分及相邻的冈瓦纳地区被称为泛非造山带 (Kennedy, 1964), 泛非造山带包括变质和变形的表壳岩及局部再活化基底, 特别在莫桑比克、喀麦隆和尼日利亚等地带 (Windley B F, 1978)。本测年结果表明, 在特提斯-喜马拉雅变质基底和高喜马拉雅变质岩石中, 有 36 个锆石 SHRIMP 测试数据在 $529 \sim 457\text{Ma}$ 范围, 其中康马: $528 \sim 504\text{Ma}$, 平均年龄值为 $(515.4 \pm 9.3)\text{Ma}$; 吉隆: $529 \sim 483\text{Ma}$, 平均年龄值为 $(514.0 \pm 8.6)\text{Ma}$; 亚东: $525 \sim 494\text{Ma}$, 平均年龄值为 $(512 \pm 10)\text{Ma}$; 聂拉木: $509 \sim 457\text{Ma}$, 平均年龄值为 $(501 \pm 12)\text{Ma}$ 和 $(460 \pm 11)\text{Ma}$, 记载了喜马拉雅地体的变质基底岩石既卷入泛非事件中, 又在 500Ma 之后继续卷入早古生代事件的历史。

3. 喜马拉雅事件记录

虽然只有 6 个新的年龄数据: 亚东: $27 \sim 12\text{Ma}$, 聂拉木 $20 \sim 19\text{Ma}$, 但是集中代表了喜马拉雅事件记录, 与前人大量研究结果一致。

上述结果表明, 在喜马拉雅造山之前, 喜马拉雅地体古老变质基底的再活化主要记录了泛非-早古生代造山事件的历史。

四、讨论与结论

(一) 喜马拉雅地体中泛非-早古生代事件年龄记录的存在

运用锆石 SHRIMP 测年获得喜马拉雅地体变质基底岩石的原岩年龄为古-中元古代, 其后又经历

了泛非-早古生代事件以及喜马拉雅事件的地质历史。

本研究的大量 SHRIMP 测试数据集中在中晚寒武世时期,康马、吉隆和亚东地区的 SHRIMP 平均年龄值分别为 $(515.4 \pm 9.3)\text{Ma}$ 、 $(514.0 \pm 8.6)\text{Ma}$ 和 $(512 \pm 10)\text{Ma}$,聂拉木地区除了中晚寒武世(平均年龄值 $501 \pm 12\text{Ma}$)外,还有中奥陶世(平均年龄值 $460 \pm 11\text{Ma}$)的变质年龄,表明了泛非事件在中国境内的特提斯-喜马拉雅和高喜马拉雅构造单元中普遍存在,高喜马拉雅的中西部还受到早古生代事件的影响。

(二) 喜马拉雅地体的泛非-早古生代事件为造山事件

1. 泛非-早古生代的变形构造记录

已揭示了喜马拉雅地体中高喜马拉雅构造单元的北界为向北缓倾的藏南拆离断裂(STD),以 SN 向拉伸线理、自南往北的正向滑移及强烈韧性剪切应变为特征;南界为向北缓倾的主中逆冲断裂(MCT),以 SN 向拉伸线理、自北往南的逆冲指向及强烈韧性剪切应变为特征,并在南缘形成一系列的逆冲叠覆岩片构造,由古老变质基底岩石组成的高喜马拉雅构造单元总体显示了南缘逆冲北缘拆离的“挤出构造岩片”的特征(Chemenda A I et al., 1995; Chemenda A I, et al., 2000)。特提斯-喜马拉雅构造单元中拉轨岗日穹窿带核部由串珠状分布的古老变质岩石组成,其与高喜马拉雅构造单元的物质组成和形成时代大体一致。穹窿核部与周边震旦纪—寒武纪石榴子石黑云母片岩和绿泥石石英片岩之间为自南往北剪切的呈穹形的韧性拆离带,其很可能与特提斯-喜马拉雅构造单元南缘的藏南拆离断裂(STD)相连。研究表明藏南拆离断裂(STD)和主中逆冲断裂(MCT)的形成年龄大致从 20Ma 开始,是喜马拉雅造山事件的产物(Burg and Chen, 1984; Burchfiel et al., 1992; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996; Yin and Harrison, 2000),本文中获得的喜马拉雅事件记录(亚东 27~12Ma, 聂拉木 20~19Ma)与前人研究吻合。

组成喜马拉雅地体变质基底的实体是角闪岩相的富铝变质沉积岩和花岗质片麻岩,在这套岩系中的早期构造应变主要表现为大范围的强烈非同轴褶皱和 NWW—SEE 走向的韧性斜向逆冲构造,伴随角闪岩相变质作用,反映了深层次的变形构造特征,并为喜马拉雅期的浅层次的韧性-脆性-脆性变形构造所切割。根据采集样品均为角闪岩相的富铝变质沉积岩和花岗质片麻岩,HH32 和 HH72 样品又位于 NWW—SEE 方向的韧性斜向逆冲构造带中,因此测得的泛非-早古生代 SHRIMP U/Pb 年龄应反映大规模褶皱、韧性变形及角闪岩相变质作用的造山事件的时代。

2. 泛非-早古生代造山事件的不整合证据

康马、吉隆和亚东地区的 SHRIMP 平均年龄值分别为 $(515.4 \pm 9.3)\text{Ma}$ 、 $(514.0 \pm 8.6)\text{Ma}$ 和 $(512 \pm 10)\text{Ma}$,聂拉木地区除了中晚寒武世(平均年龄值 $501 \pm 12\text{Ma}$)外,还有中奥陶世(平均年龄值 $460 \pm 11\text{Ma}$)的变质年龄,表明了泛非事件在中国境内的特提斯-喜马拉雅和高喜马拉雅构造单元中普遍存在,高喜马拉雅的中西部还受到早古生代事件的影响。

周志广等(2004)曾认为康马地区发现的早奥陶统底砾岩为泛非造山的不整合证据。Gehrels 等(2003)将尼泊尔喜马拉雅地区的奥陶纪底砾岩作为确定早古生代造山事件不整合的地质标志,并认为奥陶纪的碎屑岩层在造山过程中因逆冲作用的向南扩展而堆积在前陆盆地中,由于剥蚀深度大,寒武纪—奥陶纪深成岩体的岩屑在同造山的奥陶纪—泥盆纪地层中占很大的比例。

本文年龄测试所获康马、吉隆和亚东地区的中晚寒武世(512~515Ma)的变质年龄的存在与周志广认识完全吻合,而聂拉木地区的中晚寒武世—中奥陶世年龄反映了泛非事件延续到早古生代时期,与 Gehrels 等(2003)在尼泊尔喜马拉雅地区奥陶纪底砾岩的发现和研究成果吻合。但由于高喜马拉雅单元北缘的拆离作用的影响,早古生代地层明显减薄,甚至缺失,地层之间成为构造接触,特别是尼泊尔的底砾岩归属时代尚不确切,因此泛非-早古生代造山事件的地质依据尚需进一步验证。

综上所述,曾位于南半球印度陆块北部的变质基底岩石经历过泛非-早古生代造山事件,形成了原始喜马拉雅山,印度陆块古-中元古代变质基底的再活化在原始喜马拉雅山形成中起重要的作用,现在的喜马拉雅山则是在泛非-早古生代造山事件的基础上再造山的结果。

第二章 印度/亚洲前碰撞的特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系

特提斯洋盆的提出源于休斯(E. Suess, 1893), 他认为从欧洲阿尔卑斯山到亚洲喜马拉雅山的形成是特提斯洋盆闭合的结果。随着特提斯研究的深入, 全球古大陆的复原, 发现石炭纪—二叠纪时期存在古特提斯大洋(Bullard et al., 1965; Sengor, 1979, 1984, 1988; Huang and Chen., 1987)。Adams (1987)将长期发育的特提斯洋分为古(Paleo-)、中(Meso-)和新(Neo-)特提斯洋。后由于里菲期和文德期洋壳的发现, “始特提斯洋”(Prototethys)的概念被提出(Puchkov, 1988), 并为后来的古地磁研究所证明(Gradstein et al., 2004)。青藏高原及邻区发育齐全的特提斯, 被认为是中国乃至世界研究特提斯洋盆演化、转换的最佳地点(Hsu and Bernoulli, 1978; Sengor, 1979, 1981; Chuyu Li, 1980; Huang, 1984; 潘裕生, 1991; 钟大赉等, 1998; 潘桂堂等, 2003)。

青藏高原在 60~50Ma 印度/亚洲碰撞前的各个重大历史阶段中的地体拼合和增生是与特提斯洋盆包括始特提斯洋(新元古代—早—中泥盆世)、古特提斯洋(中石炭世—早三叠世)和新特提斯洋(晚三叠世—晚白垩世)的不断开启、消减与闭合以及印度洋的最后打开(早中新世—现在)有着密切的关系。而且新的研究进一步证实印度/亚洲碰撞前的地体构架为“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体组成的青藏联合陆块, 并具有典型的“多洋(海)盆、多地体、多岛弧”的特征和“多俯冲、多碰撞、多造山”的动力学过程。青藏联合陆块北界为西昆仑北缘冲断裂、阿尔金北缘冲断裂和北祁连北缘冲断裂, 南界为雅鲁藏布江蛇绿岩带。

在青藏联合陆块中, 地体间的多条蛇绿岩带保存了始-/占-/新-特提斯洋(海)盆开启、消减和俯冲的记录, 已有较多研究(肖序常等, 1974; 王荃等, 1976; 刘宝田等, 1983; 姜春发、杨经绥等, 1992; Yang et al., 1991(班公湖) 1996(东、西昆仑), 1997(德尔尼), 2000(柴北缘, 台湾); 陈雨等, 1995; 王希斌, 鲍佩声, 1996; 钱青, 1999; 张旗等, 1984, 1985, 1992; 周国庆, 2001), 已经识别出的有北祁连、柴北缘、北阿尔金、南阿尔金、库地、昆中、东昆仑-阿尼玛卿、金沙江、班公湖-怒江蛇绿岩带等。笔者所在研究群体最早厘定其中的东昆仑-阿尼玛卿和库地蛇绿岩带(姜春发等, 1992; Yang et al., 1996), 近年来, 对北祁连、北阿尔金、南阿尔金、西昆仑-金沙江、东昆仑-阿尼玛卿及班公湖-怒江蛇绿岩带开展了新的研究(杨经绥等, 2004, 2005; 史仁灯等, 2004; 2005)。结合前人古地磁资料等研究成果, 笔者认为, 这些蛇绿岩带中, 北祁连、柴北缘、北阿尔金、南阿尔金、库地及昆中蛇绿岩与始特提斯洋盆及相关的弧前小洋盆有关; 东昆仑-阿尼玛卿蛇绿岩、中羌塘龙木错蛇绿岩(李才等, 1995)和西昆仑-金沙江蛇绿岩分别为古特提斯北洋盆、中洋盆与南洋盆的标志; 班公湖-怒江蛇绿岩和雅鲁藏布江蛇绿岩带分别为新特提斯北洋盆和南洋盆的代表。在洋(海)盆俯冲过程中, 俯冲上盘的地体边缘形成包含了弧前增生楔、岛弧火山岩浆带和弧后盆地的活动陆缘增生带, 并与俯冲杂岩带(蛇绿岩、混杂堆积和高压-超高压变质带)一起构成地体的边界。活动陆缘增生带是洋(海)盆俯冲的重要体现, 在青藏联合陆块中具有代表性的活动陆缘增生带是: 早古生代的北祁连、柴北缘、北阿尔金、南阿尔金、库地和昆中活动陆缘增生带, 三叠纪的东昆仑-阿尼玛卿和西昆仑-金沙江活动陆缘带, 以及中晚侏罗世的班公湖-怒江活动陆缘增生带, 其中大规模发育的有北祁连、东昆仑-阿尼玛卿和金沙江活动陆缘带, 其他大部分的活动陆缘增生带发育或保存较差, 构成窄带, 或只保存小的块体与俯冲杂岩带混在一起。

第一节 始特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系

“阿-祁-昆”早古生代复合地体中的北祁连、柴北缘、北阿尔金、南阿尔金、昆中及库地蛇绿岩带分别

位于阿拉善地体/祁连地体、祁连地体/柴达木地体、敦煌地体/阿尔金地体、阿尔金地体南缘、东昆仑北地体/东昆仑南地体及西昆仑北地体/西昆仑南地体之间。

一、北祁连蛇绿岩带和活动陆缘增生带

北祁连造山带呈 NWW—SEE 向展布,其西被阿尔金断裂所切割,东邻西秦岭,该带中的蛇绿岩为我国最早报道和研究(肖序常等,1974,1978;王荃等,1976)。按地域和时代,有人将北祁连蛇绿岩带分为西段的晚寒武世—早奥陶世蛇绿岩和东段的早、中奥陶世蛇绿岩(左国朝等,1996),多数学者同意北祁连蛇绿岩的时代主要是晚寒武纪—奥陶纪。

北祁连蛇绿岩的研究已经积累了较多的资料,对北祁连早古生代洋盆规模存在三种见解:夏林圻等(1996)、左国朝等(1996)认为是小洋盆,张旗等(1997)认为是大洋盆,有些学者认为是裂陷槽(葛肖虹等,1999,2000)。对北祁连蛇绿岩类型存在不同观点:岛弧型(向鼎璞,1982;董必谦等,1984,1992);E-MORB型(夏林圻等,1991);冯益民等(1996)将北祁连蛇绿岩分为大洋扩张脊型、岛弧扩张脊型和弧后扩张脊型。尽管对蛇绿岩构造环境的划分存在较多争议,但对北祁连造山带是由古洋壳蛇绿岩、变质榴辉岩和蓝片岩等高压变质岩,俯冲碰撞花岗岩,及形成于岛弧和弧后背景的岩石等构造单元组成(许志琴等,1994)的认识是一致的,此外,也可能存在陆壳块体(刘寄陈,1991;左国朝等,1997)。

笔者倾向于将北祁连造山带由南向北划分为3带:南带为玉石沟蛇绿岩和俯冲增生杂岩带,包括川刺沟和小八宝等地的蛇绿岩和清水沟、百经寺等地的蓝片岩;中带为走廊南山-白银火山岛弧岩浆岩带;北带为大岔大坂-景泰老虎山蛇绿岩和弧后盆地杂岩带(夏林圻等,1996;冯益民等,1996;张旗等,1997)(图 I-2-1)。在前人研究基础上,我们重点研究了北祁连玉石沟蛇绿岩,并取得其中辉长岩的锆石 SHRIMP 的 U-Pb 定年。

(一) 玉石沟蛇绿岩带

北祁连蛇绿岩以玉石沟蛇绿岩岩石组合发育较全,包括方辉橄榄岩和纯橄岩为主的地幔橄榄岩,辉长岩、辉石岩和橄长岩组成的堆晶岩,不十分发育的辉绿岩岩墙群,及枕状熔岩和块状熔岩组成的喷出岩。蛇绿岩带南北最宽处约 5km 左右,东西最长约 15km,南北均以断裂为界(许志琴等,1994;冯益民等,1995)(图 I-2-1)。该蛇绿岩下伏一套中寒武世陆源系列沉积特征的杂色板岩组合,由砂板岩、板岩、砂岩、砾岩及绿片岩组成;中寒武世碎屑岩与早奥陶世玄武质枕状熔岩未见直接接触关系,推测早奥陶世枕状熔岩逆掩推覆到中寒武世碎屑岩之上,推算其推覆距离可达百余公里(左国朝等,1996)。

玉石沟蛇绿岩的地幔橄榄岩主要由纯橄岩和方辉橄榄岩组成,岩体内部有大量新鲜橄榄岩保留,橄榄岩局部有蛇纹石化和碳酸岩化。纯橄岩至少有两种类型:一是低铬尖晶石相纯橄岩, $Cr^{\#} < 60$ ($Cr^{\#} = 100 * Cr / (Cr + Al)$);另一是高铬尖晶石相($Cr^{\#} > 60$)纯橄岩。低铬尖晶石相纯橄岩的橄榄石的 $Fo_{91 \sim 92}$,尖晶石为茶色、它形、局部发生磁铁矿化, $Cr^{\#}$ 小于 60,变化范围为 49~59, $Mg^{\#} = 60 \sim 62$;高铬尖晶石相纯橄岩的橄榄石 $Fo_{91 \sim 94}$,尖晶石为深褐色、半自形-自形, $Cr^{\#}$ 大于 60,变化范围为 60~70, $Mg^{\#} = 43 \sim 53$ 。纯橄岩中的尖晶石成分变化范围较广,与西藏罗布萨蛇绿岩地幔橄榄岩中纯橄岩的尖晶石具相同特征(白文吉等,2000)。

方辉橄榄岩主要由橄榄石($Fo_{89 \sim 93}$,多数 92~93)、斜方辉石($En_{89 \sim 94}$)及少量的副矿物尖晶石组成。副矿物尖晶石 $Cr^{\#} > 60$,变化范围为 60~64,与高铬尖晶石相纯橄岩中的尖晶石相似。因此玉石沟地幔橄榄岩中存在高 $Cr^{\#}$ 尖晶石相的方辉橄榄岩和高 $Cr^{\#}$ 、低 $Cr^{\#}$ 尖晶石相纯橄岩(图 I-2-2)。研究认为高 $Cr^{\#}$ 尖晶石相方辉橄榄岩和纯橄岩形成于岛弧环境,低 $Cr^{\#}$ 尖晶石相纯橄岩形成于洋脊环境(Dick and Bullen, 1984; Parlak et al., 2002)。方辉橄榄岩为 LREE 富集的 U 型 REE 配分模式, Melcher 等(2002)研究认为将经过一次部分熔融形成的二辉橄榄岩作为原岩经过 10%~40% 不等的“分离”熔融形成这种 U 型 REE 配分模式并亏损强不相容元素的方辉橄榄岩。估算玉石沟蛇绿岩方辉橄榄岩是二辉橄榄岩经过近 30% 的部分熔融形成,这与鲍佩声等(1999)用橄榄石的 $MgO-FeO$ 分子数估计

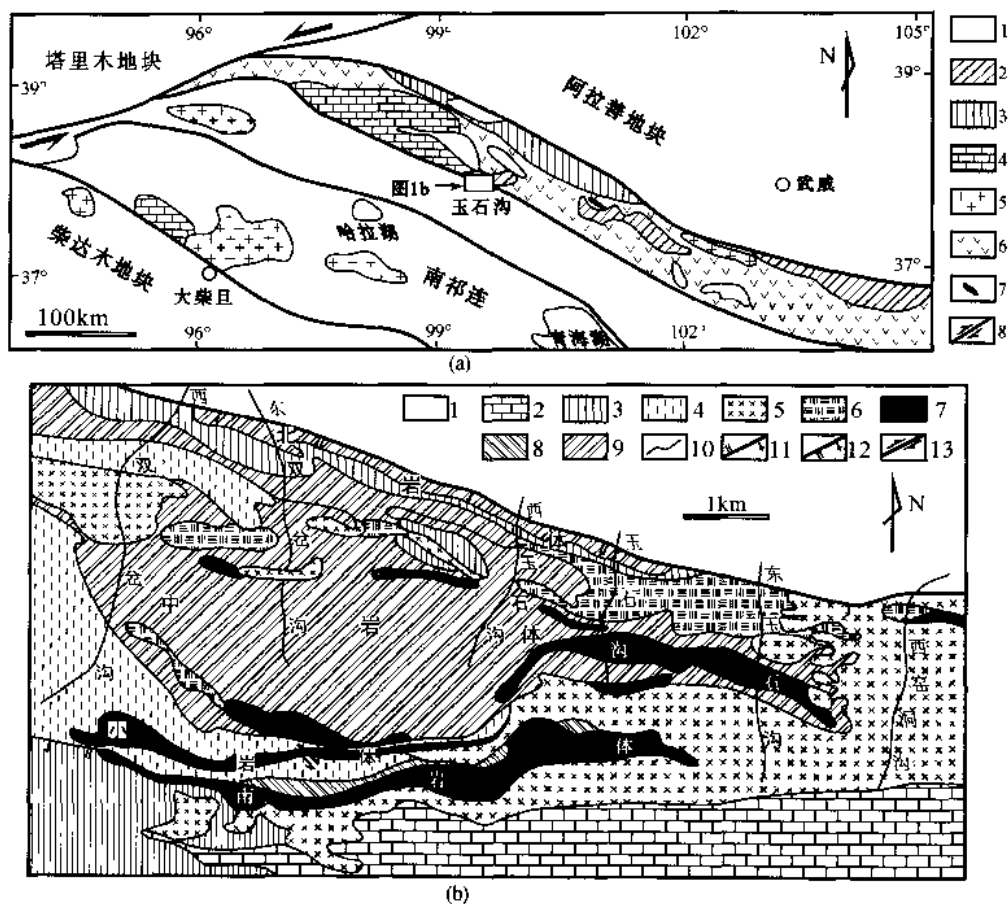


图 1-2-1 北祁连玉石沟蛇绿岩地构造位置图(a)和岩块分布图(b)
(据史仁灯等, 2004)

- (a) 1—白垩纪陆相沉积; 2—石炭-三叠纪陆相沉积和泥盆纪磨拉石; 3—志留纪沉积; 4—前寒武纪变质基底; 5—早古生代花岗岩; 6—寒武-奥陶纪火山岩; 7—超基性岩; 8—走滑断裂
- (b) 1—二叠纪砂岩; 2—奥陶纪灰岩、板岩和中基性火山岩; 3—中寒武世砂板岩夹灰岩; 4—震旦纪白云岩、石英片岩; 5—辉长岩; 6—滑石菱镁片岩; 7—纯橄岩; 8—蛇纹石; 9—方辉橄橄岩; 10—地质体界线; 11—逆断裂; 12—正断裂; 13—走滑断裂

的结果(30%~38%)较为接近。

玉石沟蛇绿岩的熔岩、辉绿岩及辉长岩的成分判别表明为 MORB 型, 常量元素的变化范围与世界典型 MORB 蛇绿岩可对比(冯益民等, 1995); 熔岩和辉绿岩的 REE 配分曲线为平坦型, Eu 负异常不明显; 均质辉长岩的 REE 配分曲线接近于平坦型, 总的丰度略低于熔岩和辉绿岩; 堆晶含长纯橄岩的 REE 配分曲线变化较大, 接近方辉橄橄岩的曲线, 有不太明显的 Eu 异常(图 I-2-3)。Wilson(1989)认为, 平坦型曲线是结晶分离程度高的表现, 而 Eu 异常则在很大程度上取决于氧逸度, 据此认为玉石沟蛇绿岩岩浆结晶分异程度较高, 而氧逸度较低(冯益民等, 1995)。蛇绿岩上部基性熔岩的地球化学特征表明, 既具有 MORB 特征, 又具有 IAT 特征。推测蛇绿岩形成于洋脊环境, 并在俯冲带的岛弧区受到岛弧火山岩的影响(图 I-2-4)(史仁灯等, 2004)。

笔者最近在美国斯坦福大学离子探针开放实验室完成了玉石沟蛇绿岩中锆石的 SHRIMP U-Pb 原位定年, 参数采用的仪器是高分辨率高灵敏度离子显微探针 SHRIMP (II)。玉石沟蛇绿岩堆晶岩辉长岩中的锆石的年龄为 $(550 \pm 17) \text{Ma}$ (史仁灯等, 2004)(图 I-2-5), 比夏林圻等(1996)利用 Sm-Nd 等时线测得的基性熔岩的年龄为 522~495Ma 更准确地代表洋盆开始扩张

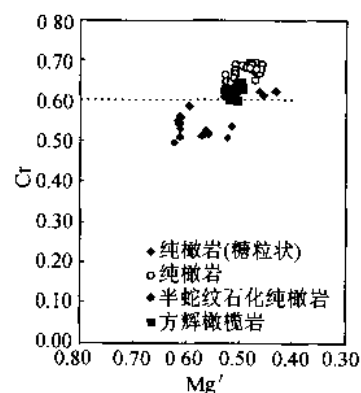


图 I-2-2 玉石沟蛇绿岩地幔橄橄岩中副矿物尖晶石的 Mg' - Cr' 图解

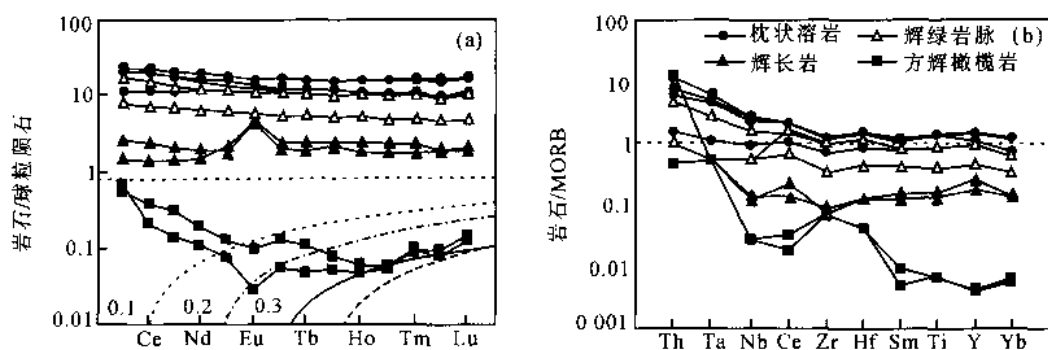


图 I-2-3 玉石沟蛇绿岩 REE 配分模式和微量元素蛛网图
(史仁灯等, 2004)

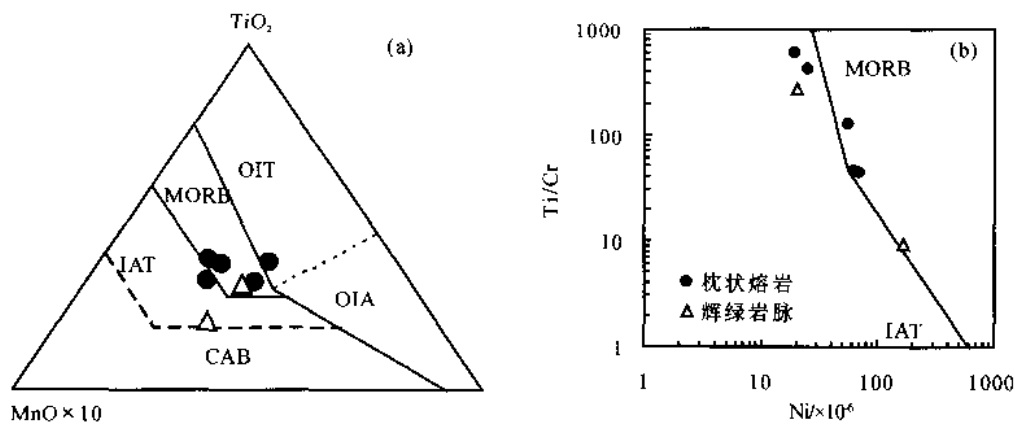


图 I-2-4 玉石沟蛇绿岩上部基性熔岩的构造环境判别图解
(史仁灯等, 2004)

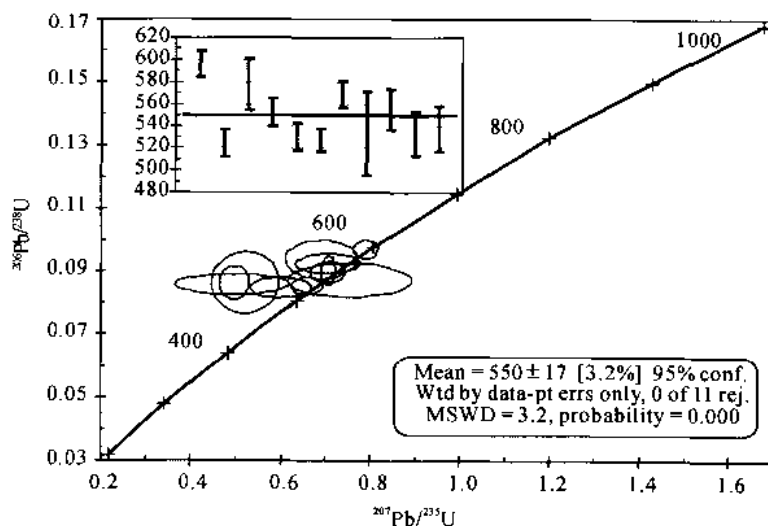


图 I-2-5 玉石沟蛇绿岩堆晶辉长岩锆石 U-Pb SHRIMP 年龄谱和图
(史仁灯等, 2004)

的时间,而基性熔岩的 522~495Ma 年龄代表的是洋盆扩张已经具有一定的规模,也就是说北祁连玉石沟洋盆于(550±17)Ma 前打开,经历约 30Ma 形成具有一定规模的大洋。

(二) 北祁连火山岛弧岩浆带及活动陆缘增生带

1. 北祁连火山岛弧岩浆带

主要沿走廊南山主脊分布,向东经永登可延至白银厂地区,并显示出平行于造山带走向岛链状分布特点,由基性、中性及酸性火山岩及火山碎屑岩组成,下部为岛弧型拉斑玄武岩,形成时期为 486~466Ma;中上部以中性火山岩为主的岛弧钙碱性火山岩系演变为碱性火山岩为主的橄榄玄粗岩系,形成时代为 457~445Ma(夏林圻、夏祖春,1989;夏林圻等,1992, 1995, 1998, 2001)及 486~438Ma(Xu et al., 2000)。在北祁连火山岛弧北侧发育一条自东往西由甘肃景泰县老虎山—民乐扁都口—张掖苏优河—肃南大坂—白泉门—九个泉—摆浪河—嘉峪关榆树沟全长 300 多公里的弧后盆地扩张脊型的海相火山岩及蛇绿岩,形成时代为 469~454Ma(夏林圻等, 2001)。

新的研究发现北祁连东部天祝—景泰火山岛弧带有 I 型花岗岩,岩石组合为石英闪长岩-英云闪长岩、石英二长闪长岩-石英二长岩,为典型的钙碱性系列岩石组合。这些岩体的微量元素蛛网图基本相似,具有明显的 Nb 负异常和弱的 P、Ti 负异常,说明岩浆源自岛弧玄武岩,其产出的构造环境为火山岛弧(图 I-2-12)。岩石的 ORG 标准化后的地球化学模型类似于 Jamaica 岛弧 I 型花岗岩,以 K、Rb、Ba、Th 相对富集、其余元素丰度低于洋脊型花岗岩为特征,Ce 比相邻的元素富集,Yb 的丰度特别低(图 I-2-6, 吴才来等,2004)。老虎山石英闪长岩的单颗粒锆石的 U-Pb 年龄为 423Ma(钱育等, 1998),井子川石英闪长岩锆石的 SHRIMP 定年平均为(464±29)Ma(吴才来等, 2004),雷公山岩体、神木头岩体的锆石 SHRIMP 时代分别为 445Ma 和 440Ma(杨宏仪等, 2003),表明北祁连东部花岗岩形成于岛弧环境,时代为中奥陶世,其围岩时代应大于中奥陶世。

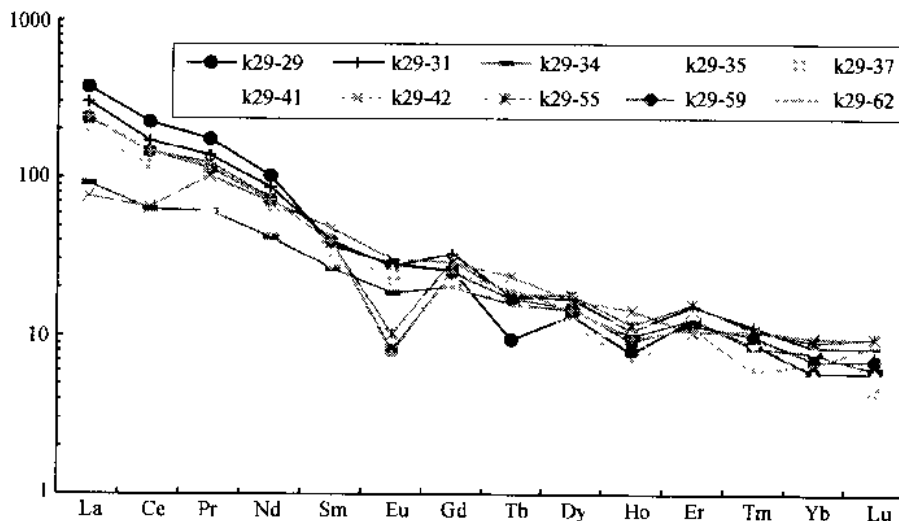


图 I-2-6 北祁连东部早古生代花岗岩稀土配分模式
(吴才来等, 2004)

2. 北祁连弧后盆地为具洋壳性质的边缘海

研究表明,北祁连火山岛弧北侧发育一条全长 300 多公里的弧后盆地扩张脊型蛇绿岩,形成时代为 469~454Ma(夏林圻等, 2001)。北祁连岛弧火山岩浆带以北的蛇绿岩带向东经毛毛山、老虎山,并延伸到清水—秦安一带。该蛇绿岩带除枕状熔岩出露比较连续外,橄榄岩、堆晶岩和辉绿岩墙等分别在不同区段出露。老虎山地区主要岩石组合由上而下为细碧质枕状熔岩、细碧质凝灰岩夹硅质岩、砂岩、板岩、大理岩等,反映弧后盆地沉积环境由浅到深,出露总厚度达 1000m 左右。

老虎山蛇绿岩位于甘肃省景泰县,大石头沟-猪嘴哑巴地幔橄榄岩主要是方辉橄榄岩和纯橄岩,均已蛇纹石化,相当于较强烈亏损的地幔橄榄岩(张旗等, 2001)。堆晶岩主要是辉长岩,厚约 150m,与地

幔橄榄岩构造接触。枕状熔岩以玄武岩为主,有少量安山-玄武岩和安山岩,与沉积岩整合接触。辉绿岩墙及煌斑岩墙穿插在枕状熔岩及上覆硅质岩中。枕状熔岩化学成分大多数投点落入 MORB 范畴,辉绿岩的成分接近于阿曼蛇绿岩辉绿岩(冯益民等,1995)。熔岩稀土元素配分曲线为 LREE 亏损,相当于 N-MORB(冯益民等,1995;张旗等,2001)。老虎山蛇绿岩的形成环境为与火山弧相关的弧后扩张脊环境(冯益民等,1995;张旗等,2000)。

二、北阿尔金蛇绿岩带和活动陆缘增生带

(一) 北阿尔金蛇绿岩带

北阿尔金蛇绿岩沿敦煌地体和阿尔金地体的边界——米兰红柳沟、阿克赛红柳沟、阿克赛沟、半鄂博及当金山口一带分布,全长大于 600km,走向近 EW,主要产在新元古代的以片麻岩为主的阿尔金群地层中(图 I-2-7)。北阿尔金米兰红柳沟一带出露大量基性超基性岩,其围岩主要为片麻岩、片岩和大理岩类,时代被认为是元古代。调查发现该地区出露大量以构造岩块产出的变质橄榄岩、基性火山熔岩、辉长岩及辉绿岩墙群,为蛇绿混杂带。变质橄榄岩大者可达几公里以上,多数仅宽数十余米或更小,仅几米,变质橄榄岩与熔岩为断层接触。基性熔岩为暗绿色、块状,未见枕状构造,为蛇绿混杂岩基质部分。发现约 50m 厚近直立的岩墙群与熔岩相伴,单个岩墙厚约 30~40cm,与基性熔岩为断层接触(图 I-2-8)。在阿尔金山的中脊线附近出露一条较大超镁铁岩,几乎完全蛇纹石化,目前正在大规模开采其中的石棉矿;位于阿克赛红柳沟的东侧阿克赛沟内基性火山岩和数个大辉长岩块出露,未见超基性岩;半鄂博位于该带的东端,该处出露的超基性岩块体较小,但辉长岩块较大;基性熔岩块规模十余至数十米。当金山口一带有一套基性火山岩,分布在当金山口两侧,以熔岩为主夹一些火山碎屑岩。熔岩的枕状结构保留较好,大者直径达 0.5m,未变形。

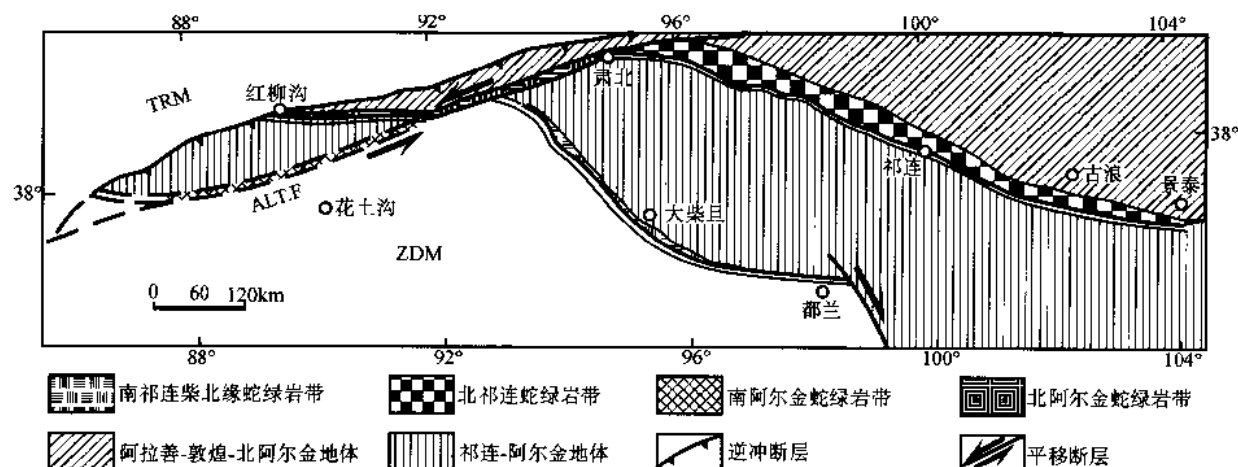


图 I-2-7 祁连山-阿尔金山蛇绿岩分布示意图

米兰红柳沟变质橄榄岩主要由较强蛇纹石化的方辉橄榄岩和少量纯橄岩组成,但部分岩石中保留橄榄石、辉石及尖晶石类新鲜矿物。方辉橄榄岩的 MgO 38%~40%, Al_2O_3 0.4%~0.9%, TiO_2 0.01%~0.02%, CaO 0.1%~0.7%。阿克赛红柳沟橄榄岩岩石已全部蛇纹石化,据橄榄岩中较高的 Al_2O_3 (达 1.35%)、 FeO 和 CaO 含量,推测可能含单斜辉石量相对较高,但米兰红柳沟的橄榄岩 MgO 值相对高,并与 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 和 K_2O 的低值相对应,表明其岩石基性程度较该区其他橄榄岩要高(图 I-2-9)。带中的橄榄岩都显示出基本上独立的成分变化区间,如 MgO 与 Zr 、 Y 、 Yb 及 V 存在较明显负相关,与 Co 之间为正相关,而与 Sc 的相关性不明显, Zr 、 Y 和 Yb 等不相容元素含量的变化反映了经部

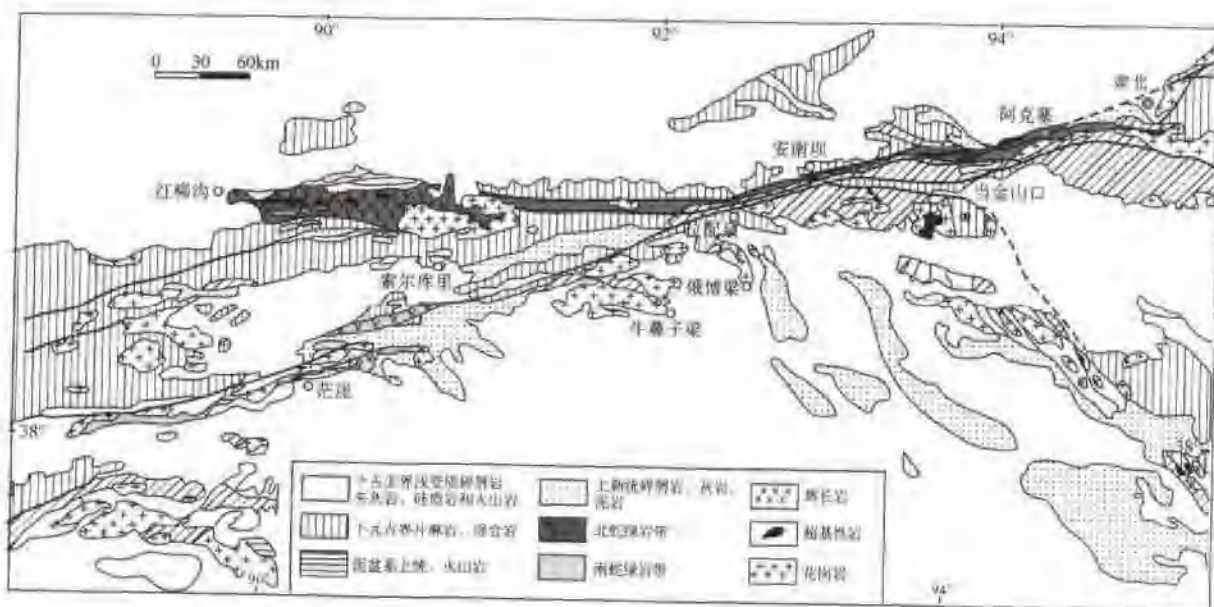


图 1-2-8 阿尔金蛇绿岩分布地质简图

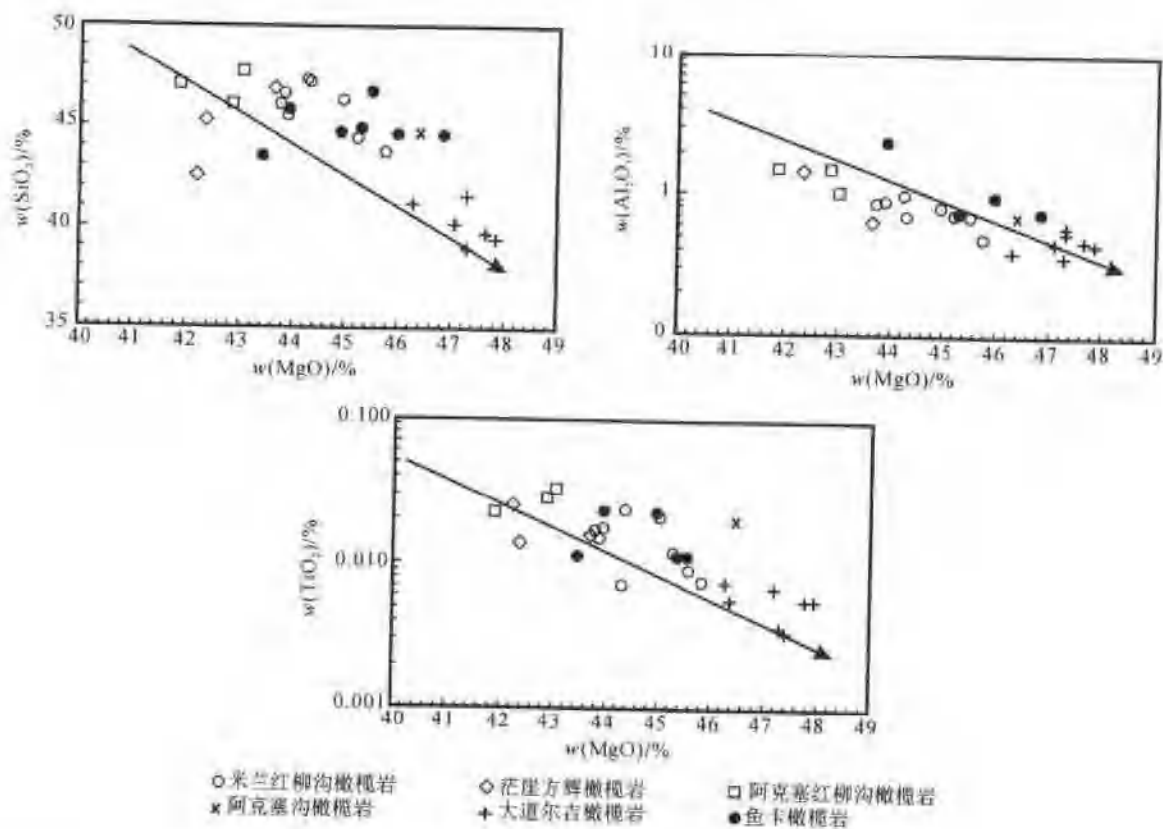


图 1-2-9 北阿尔金地区超镁铁岩 MgO 对 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 的相关图解

分熔融后残余地幔岩岩石不相容元素程度的相对变化, 这个变化与主元素 Si 、 Al 、 Ti 变化相一致; 另一方面, Cr 、 Ni 和 Co 与 MgO 的正相关及 V 与 MgO 的负相关, 说明与岩石中尖晶石及橄榄石含量的变化有关 (Dick and Fisher, 1984)。米兰红柳沟的稀土元素球粒陨石标准化模式为 LREE 富集型。根据稀土元素丰度, 又可以分为两个组, REE 丰度分别变化于 17.7%~24.7% 和变化于 3.2%~7.2% 之间, 差

别是十分显著的。根据镜下观察,前者为含较多橄榄石的新鲜橄榄岩,并含一定量的单斜辉石(<5%),成分特征表现为 CaO 略高 0.27%~0.72%, TFe_2O_3 也略高,为 7.58%~6.68%;后者为全蛇纹石化橄榄岩,可识别出一些绢石,原岩少单斜辉石,岩石并有较高程度碳酸盐化,成分上表现低 CaO,为 0.09%~0.19%,也低 TFe_2O_3 ,为 5.35%~6.70%。由此看来,高 REE 含量与岩石中较多的单斜辉石含量有关,而 LREE 富集的橄榄岩则被解释是因为橄榄石含量高(Frey, 1978),反映原始地幔特征。其他几个地区橄榄岩的 $[\text{La}/\text{Sm}]_N$ 具相似的值,为 2~4 之间,显然也属 LREE 富集型。

北阿尔金蛇绿岩带中辉长岩受强烈蚀变,但保留一部分辉长岩结构,岩石成分特点与蛇绿岩的熔岩和岩墙可对比。辉绿岩或以岩墙群,或呈侵入体出现。米兰红柳沟基性熔岩与辉绿岩相伴,熔岩蚀变程度略高些,主要为绿泥石化,但仍可见较新鲜的玄武岩被保留。阿克赛红柳沟和阿克赛沟可见少量熔岩,拉斑结构,但矿物均已蚀变,为绿片岩相海底热液蚀变矿物。北阿尔金蛇绿岩带中的火成岩主要为亚碱性系列岩石,属分异程度较低的拉斑玄武岩系列岩石;少量为碱性岩石,分布在半鄂博地区的枕状熔岩类;当金山口的熔岩为安山岩类(图 I-2-10)。

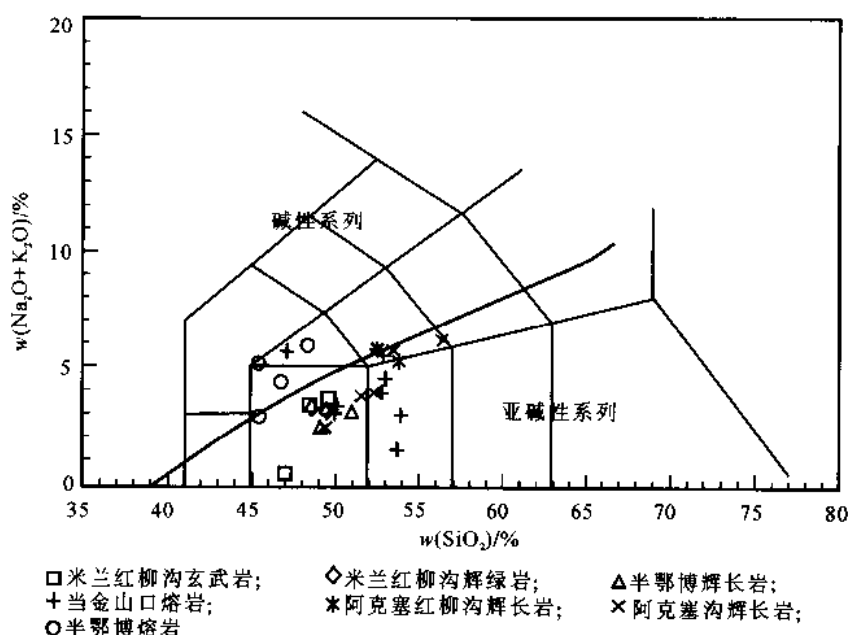


图 I-2-10 北阿尔金地区基性岩化学分类命名 TAS 图

米兰红柳沟熔岩和岩墙显示 LREE 轻微富集到平坦型, $[\text{La}/\text{Sm}]_N$ 0.86~1.74,其 REE 总量为 37~67,阿克赛沟和阿克赛红柳沟的辉长岩辉绿岩与其相似。当金山口熔岩较一致地反映了 LREE 富集形式, $[\text{La}/\text{Sm}]_N$ 1.04~3.9。半鄂博熔岩稀土元素总量为 59~158,明显高于其他, $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 2.9 \sim 3.4$,属碱性玄武岩所具富集型模式。总体来看,REE 变化与主元素和微量元素变化相对应,反映出北阿尔金蛇绿岩带中产有三套熔岩及对应的辉长辉绿岩。在(Ti/100)-Zr-(Sr/2)三角图上本区样品全部进入 A 区和 B 区,而未进入 C 区,即都进入拉斑玄武岩区,而排除钙碱性系列,说明与本节前面岩石系列的讨论相一致。米兰红柳沟玄武岩和半鄂博熔岩都进入洋脊拉斑玄武岩区(B 区),当金山口熔岩则落区 B 区和 A 区(岛弧拉斑玄武岩)(图 I-2-11a)。在 Ti-V 判别图则显示将这三套熔岩清楚地分开,即米兰红柳沟玄武岩类属 MORB 环境。半鄂博熔岩则明显投入洋岛区间(图 I-2-11b),这与它的 REE 地球化学特征相一致。当金山口熔岩则归入岛弧拉斑玄武岩范围,这也于前而特征的探讨相吻合。微量元素的蛛网图显示米兰红柳沟的玄武岩和岩墙属一种碱性的 MORB,类似于大西洋脊拉斑玄武岩(Pearce et al., 1981)。当金山口的熔岩的蛛网图可以与火山弧的模型相对比。因此,结论是米兰红柳沟的基性岩类为 MORB 型,当金山口的熔岩为火山弧型,半鄂博熔岩为洋岛型。

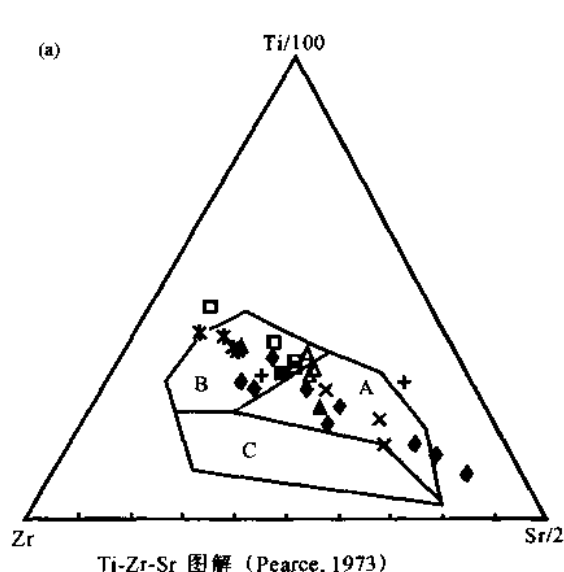


图 I-2-11 北阿尔金地区不同构造环境基性岩 Ti-Zr-Sr 和 Ti-V 判别图解

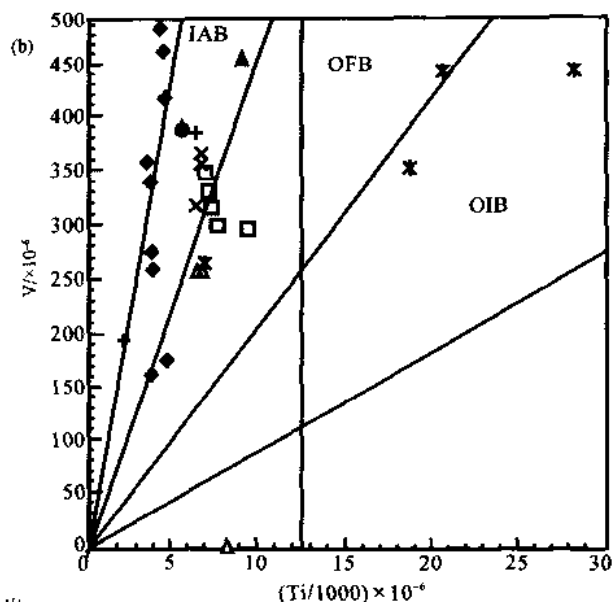


图 I-2-11 北阿尔金地区不同构造环境基性岩 Ti-Zr-Sr 和 Ti-V 判别图解

(二) 北阿尔金岛弧火山岩浆带

位于敦煌地体与阿尔金地块之间的北阿尔金岛弧火山岩浆带,呈 EW 走向,西起红柳沟口东至拉配泉,宽 8~12km,长达 60km。阿尔金红柳沟一带的岛弧火山岩浆带由花岗岩和钙碱系列中酸性火山岩组成。红柳沟花岗岩岩体有三套岩石组合,闪长岩-二长闪长岩-二长岩(亚碱性系列)、二长闪长岩-二长岩-石英二长岩-石英正长岩(碱性/亚碱性系列的过渡系列)及石英闪长岩-二长花岗岩-正长花岗岩-碱长花岗岩(亚碱性系列钾质类型)(戚学祥等,2005)。三套岩石组合的稀土总量变化于 $(60 \sim 438) \times 10^{-6}$ 之间。其中,位于沟口的第一岩石组合稀土总量较低,为 $(60 \sim 170) \times 10^{-6}$,Eu 均大于 1,为 1.03~1.73,轻重稀土比值由闪长岩→二长闪长岩→二长岩由低到高,即从 4→11→16,表现在稀土配分模式图上,正 Eu 异常越来越大,曲线位置越来越高;位于沟内的第二套岩石组合的稀土总量变化于 $(211 \sim 438) \times 10^{-6}$,Eu 均小于 1,为 0.76~0.88,显示出弱的负 Eu 异常,轻重稀土比值变化的规律性不明;位于红柳沟南的第三套岩石组合中,除石英闪长岩具有弱的负 Eu 异常外(Eu 为 0.8)其他岩石具有明显的负 Eu 异常,Eu 为 0.23~0.41,总量变化于 $(189 \sim 374) \times 10^{-6}$,轻重稀土比值变化较大,为 7.45~35.35。

与地幔岩相比,红柳沟三套岩石组合的岩石微量元素均发生富集,其富集程度为 1~1000 倍不等,但不同元素的富集程度相差较大。微量元素蛛网图显示第一套岩石组合具有强烈的 Nb、Zr 的负异常,反映其岩石由未被地壳物质混染的玄武质岩浆分异的残余岩浆结晶形成,而且锆石参与了分离结晶,说明岩浆作用发生在大洋环境;第二套岩石组合则具有 Nb、P、Ti 的负异常,反映岩浆来自地幔楔形区的玄武质岩浆,第三套岩石组合具有 Ba、Nb、Sr、P、Ti 的负异常,反映其形成的构造环境为一种不成熟的大陆弧,是增生在大陆边缘的新生地壳(图 I-2-12)。

根据 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图解(Collins et al., 1982)、A-C-F 图解(White et al., 1977) 和 Pearce 图解判别,红柳沟早古生代花岗岩类第一、二套岩石组合属火山弧区的 I 型花岗岩类,而第三套岩石组合为较晚时期形成的过渡类型的花岗岩类。

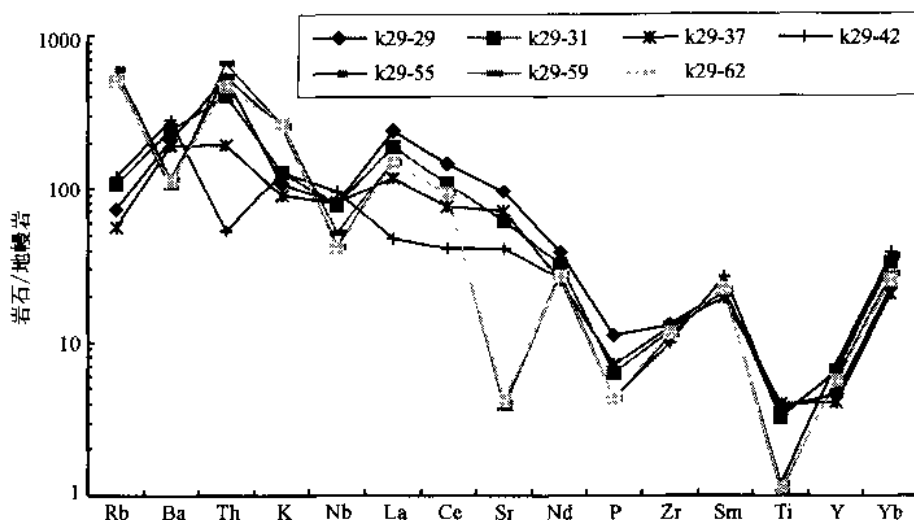


图 I-2-12 北阿尔金地区红柳沟早古生代花岗岩微量元素蛛网图
(吴才来等, 2004)

选择红柳沟花岗岩类第三套组合岩石中的正长花岗岩的岩浆结晶锆石进行 SHRIMP 定年。根据 10 个点计算出平均年龄为 445.5Ma, 属晚奥陶世。认为整个红柳沟地区岩浆活动的构造环境由洋壳俯冲形成火山岛弧 I 型花岗岩类到大洋闭合后的活动大陆边缘, 其中较晚期的花岗岩形成于晚奥陶世 (445.5Ma) (表 I-2-1)。

表 I-2-1 北阿尔金红柳沟 I 型花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年表

样号及点号	U/ $\times 10^{-6}$	Th/ $\times 10^{-6}$	Th/U	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	年龄	$\pm$
K30-1-1.1	2434	185	0.0761	0.0004	0.023	0	14.328	0.10511	435	3
K30-1-1.2	2944	161	0.0548	0.0008	0.018	0	14.46	0.33073	431	10
K30-1-2.1	1465	591	0.4032	0.0044	0.126	0	14.273	0.2611	437	8
K30-1-3.1	2178	771	0.3542	0.0105	0.115	0	15.055	0.70465	415	19
K30-1-3.2	5671	390	0.0687	0.0009	0.022	0	19.387	0.41538	324	7
K30-1-4.1	3932	131	0.0332	0.0007	0.009	0.01	15.333	0.40569	407	10
K30-1-4.2	6670	315	0.0473	0.0006	0.021	0	11.901	0.30467	520	13
K30-1-5.1	2321	87	0.0373	0.0003	0.016	0	14.939	0.19372	418	5
K30-1-5.2	3309	465	0.1405	0.0011	0.046	0	13.632	0.16059	456	5
K30-1-6.1	3826	1515	0.396	0.0077	0.121	0.01	13.903	0.5357	448	17
K30-1-7.1	927	152	0.1637	0.0008	0.053	0	14.151	0.10547	440	3
K30-1-7.2	2982	662	0.222	0.0009	0.069	0	13.673	0.07433	455	2

三、柴北缘活动陆缘增生带

柴北缘活动陆缘增生带是指祁连陆块和柴达木地块之间的另一条板块边界, 沿该边界发育了早古生代的岛弧火山岩和岛弧岩浆岩带, 以及代表陆壳物质发生深俯冲作用的高压超高压变质带 (Yang et al., 2000), 但除了发现新元古代的蛇绿岩组合外, 未能发现可以代表古洋壳的早古生代的蛇绿岩 (杨经绥等, 2005)。

柴北缘出露的滩间山群是早古生代的一个重要地层单元, 主要由火山岩和浅海相地层组成, 呈 NWW-SEE 向展布, 西起赛什腾山的吉绿素, 向东经绿梁山、锡铁山至都兰, 绵延约 600km, 出露宽度

2~12km(图 I-2-13)。其中的火山岩带与元古代达肯大坂群断层接触,与上覆上泥盆统、下石炭统、侏罗系、白垩系及第三纪沉积呈断层或高角度不整合接触,前人对柴北缘火山岩已有过一些工作(如夏林圻等,1991、1996;赖绍聪等,1996a,1996b)。我们研究了早古生代的火山岩和花岗岩类的岩石地球化学和同位素测年,探讨该火山岩带的形成背景、构造机制。

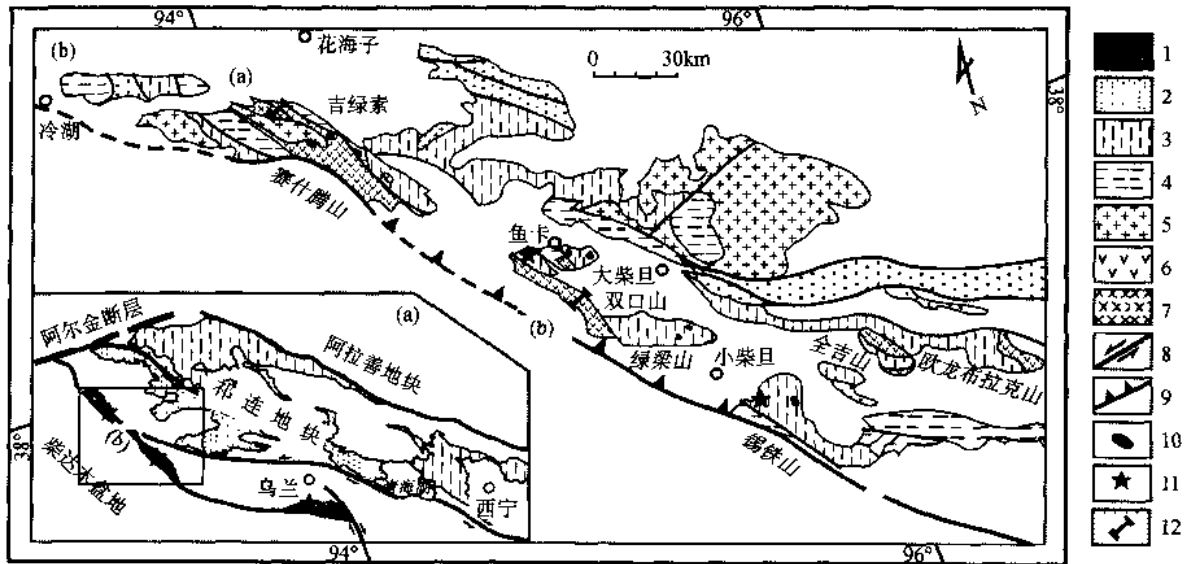


图 I-2-13 柴北缘地质简图显示滩洞山群火山岩分布

1—超高压变质带;2—前寒武系;3—新元古代达肯大坂群;4—上古生界;5—花岗岩;6—火山岩;7—辉长岩;8—走滑断层;
9—逆冲断层;10—超基性岩;11—榴辉岩;12—取样剖面位置

柴北缘火山岩主要分布在吉绿素、双口山、锡铁山一带。吉绿素的火山岩以灰绿色中性熔岩、玄武质熔岩和火山碎屑岩为主,有少量中基性岩脉;双口山主要为火山碎屑岩、少量的玄武质熔岩和中酸性岩脉;锡铁山的火山岩同样以碎屑岩为主,与钙质沉积岩互层。这套火山岩的典型特征是岩石普遍经历了以绿片岩相为主的海底热液蚀变作用,并往往伴有块状硫化物矿床或后期金矿化。

根据滩洞山群火山岩 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图、AFM 图、 $\text{An}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 图以及 $(\text{Nb}/\text{Ta})-(\text{Zr}/\text{Hf})$ 、 $\text{Y}-\text{Th}$ 图解(图 I-2-14a~e),柴北缘滩洞山群火山岩(VTG)分为三组:① VTG-I,为亚碱性系列(拉斑系列和钙碱性系列)火山岩;② VTG-II,岩石属于碱性系列;③ VTG-III,为拉斑系列火山岩。

VTG-I,主要由亚碱性玄武岩、安山岩以及少量的玄武安山岩组成。VTG-I 和 VTG-II 类中拉斑系列玄武岩显示右倾平缓型稀土元素配分模式,无明显 Eu 异常,而钙碱性和碱性系列玄武岩显示轻稀土元素(LREE)更加富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均为 33.67, Eu 为弱负异常, Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素相对于相邻大离子亲石元素亏损,这些特征是岛弧火山岩的主要证据(Pearce et al., 1983)。在 $\text{Ni}-(\text{Ti}/\text{Cr})$ (图 I-2-14a)和 $(\text{Ta}/\text{Yb})-(\text{Th}/\text{Yb})$ (图 I-2-14b)图解上, VTG-I 火山岩投点主要落在岛弧拉斑玄武岩区(IAT),部分在 MORB 区,但是靠近分界线, VTG-II 碱性系列火山岩均投落在 IAT 区,在 $(\text{Ta}/\text{Yb})-(\text{Th}/\text{Yb})$ 图解上, VTG-I 和 VTG-II 均位于活动陆缘的区域,说明 VTG-I 和 VTG-II 火山岩形成于活动陆缘的岛弧环境,而且,部分 VTG-I 样品和所有的 VTG-II 样品位于钾玄岩区域,说明柴北缘的这套岛弧火山岩具有相对成熟岛弧的特点。

VTG-III 火山岩在 $\text{Ni}-(\text{Ti}/\text{Cr})$ 图解上均落在 IAT 区,说明 VTG-III 火山岩带有岛弧的残留信息,但是它并不具有岛弧火山岩所具有的稀土元素和微量元素特征,其稀土元素配分模式为平坦型,与 MORB 较为相似;在 $(\text{Ta}/\text{Yb})-(\text{Th}/\text{Yb})$ 图解上,也接近于 MORB 和 OIB 区域,而其大离子亲石元素和高场强元素相对于 N-MORB 还要亏损。一般认为这种火山岩的源区可能是俯冲带岛弧下的发生过部分熔融的地幔楔,这种地幔楔与 N-MORB 相比亏损 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 以及 HREE(McCulloch et al., 1991)。因此,认为 VTG-III 火山岩有可能形成于由岛弧裂开的弧间盆地(Inter-arc basin)(图 I-2-15)。

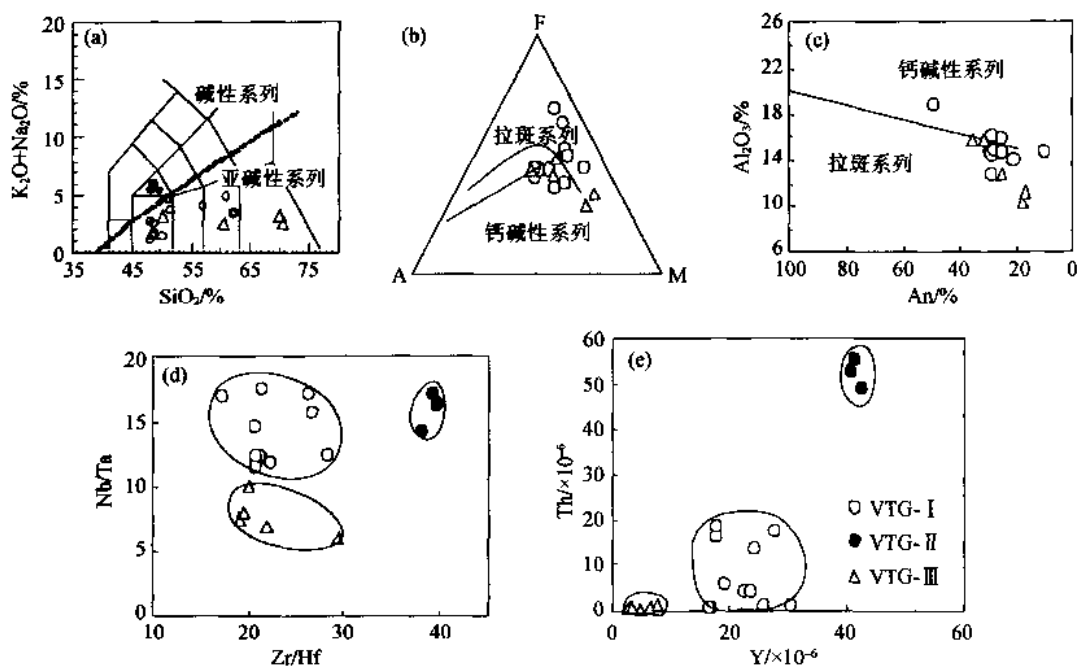


图 I-2-14 柴北缘滩间山群火山岩系列划分图解

VTG-I—岛弧拉斑-钙碱性火山岩; VTG-II—高 Al 次钙碱性-碱性过渡型火山岩; VTG-III—异常 MORB 型火山岩

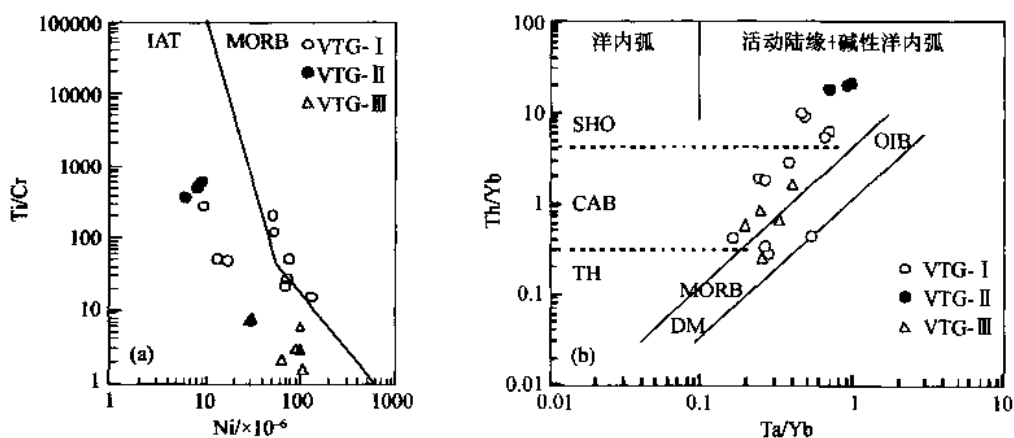


图 I-2-15 柴北缘滩间山群火山岩构造环境判别图解

(a) 滩间山群火山岩 $Ni/(Ti+Cr)$ 构造环境判别图解;

(b) 滩间山群火山岩 $(Ta/Yb)-(Th/Yb)$ 构造环境判别图解

OIB—洋岛玄武岩; MORB—大洋中脊玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; DM—亏损地幔; SHO—钾玄岩; CAB—钙碱性玄武岩; Th—拉斑玄武岩(注:图例同图 I-2-14)

从 VTG-I 组火山岩 DQY-35 安山岩中分选出 25 颗岩浆锆石, 在日本东京工业大学地球与行星科学系 Hirata 教授的 LA-ICP-MS 实验室进行年龄分析。共获得 17 组分析数据, 其中 11 组的有意义的数
据($^{206}Pb/^{204}Pb$ 大于 1000)中, 有一颗锆石的年龄为 900Ma, 10 组数据列点在($^{207}Pb/^{235}U$)-($^{206}Pb/^{238}U$)
谐和图上, 年龄变化范围为 491~527Ma, 加权平均年龄为 $(514.2 \pm 8.5)Ma$, 其 MSWD 值为 4.5(图 I-
2-16), 认为 $(514.2 \pm 8.5)Ma$ 为柴北缘岛弧火山岩的形成年龄。

以上研究表明柴北缘早古生代火山岩主要是一套从拉斑系列、钙碱性系列到碱性系列的火山岩组
合(VTG-I、VTG-II), 认为它是一种成熟的岛弧火山岩。这种成熟的岛弧火山岩的存在表明在柴北缘
地区曾有同期的海洋环境存在。另有一套弧间盆地火山岩(VTG-III)存在, 其特点是稀土元素含量接近

Cl 球粒陨石,一些高场强元素和大离子亲石元素比 N-MORB 还要亏损。这套岛弧火山岩和弧间盆地火山岩在 $\text{MgO}-(\text{Ti}/1000)$ 图解上显示出两种不同的演化趋势,表明存在两个不同源区的岩浆。其中岩浆 A(I 和 II 类)显示相对高 Ti 的特点,Ti 含量随 MgO 含量的降低而迅速升高;而岩浆 B(III 类)显示相对低 Ti 的特点,Ti 含量随 MgO 的降低先迅速升高然后下降。此外,岩浆 A 有可能受到其它物源的污染,使得一些成分点偏离岩浆 A 演化线。由此,认为柴北缘滩间山群火山岩至少存在两个岩浆源。

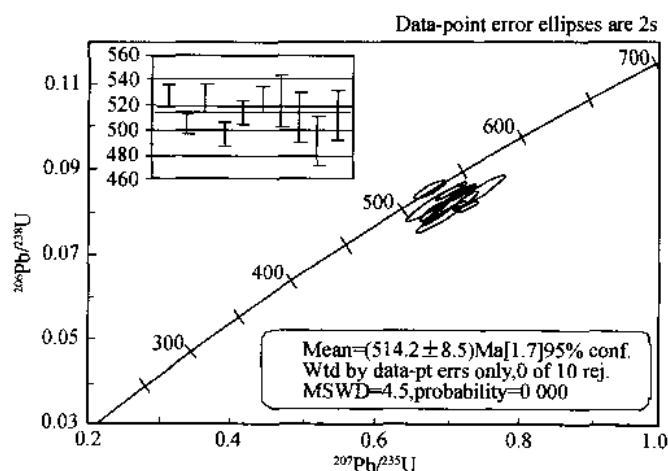


图 I-2-16 柴北缘滩间山群火山岩锆石 U-Pb 谐和图解

上述表明柴北缘早古生代火山岩分

为三组:①岛弧拉斑系列、钙碱性火山岩;②高 Al 次钙碱性-碱性火山岩;③比 N-MORB 亏损的异常洋脊型拉斑系列火山岩。认为前二组是形成于俯冲带上成熟岛弧的火山岩组合,第三组是形成于由岛弧裂开的弧间盆地,由亏损地幔楔再次部分熔融形成的火山岩,表明柴北缘存在具活动大陆边缘性质的古板块边界。根据侵入滩间山群的辉长岩中锆石 U-Pb 同位素年龄(496.3 ± 6.3)Ma(袁桂邦等,2002)及中酸性火山岩的锆石 U-Pb 年龄为 486 ± 13 Ma(李怀坤等,1999),滩间山群岛弧拉斑玄武岩的锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 年龄约(514.2 ± 8.5)Ma(史仁灯等,2004)。说明洋壳俯冲产生的火山岛弧时间可能是晚寒武-早奥陶世,该年龄与柴北缘傲崂山—绿梁山一带与火山岩伴随的钙碱系列的 I 型花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄(496 ± 7.6)~(445 ± 15.3)Ma(吴才来等,2001)一致,推测柴北缘在加里东期先发生洋-陆俯冲作用,形成岛弧火山岩作用,随后岛弧裂开形成弧间火山岩。目前未能发现同时期的蛇绿岩组合,则有可能古洋壳被俯冲到深部而未能折返到代表。

四、南阿尔金蛇绿岩带和岛弧系列

南阿尔金蛇绿岩带沿阿尔金山脉南坡的阿尔金主断裂,呈 SWW—NEE 走向分布,其东起拉配泉,经花土沟、茫崖,向西可能延至于田县阿帕一带,全长过 1000km。该蛇绿岩带中地幔橄榄岩主要出露在茫崖一带,熔岩广泛出露,相对辉长岩和辉绿岩较少。刘良等(1998)研究了茫崖一带的基性火山岩的岩石化学及 Sm/Nd 同位素,取得 481Ma 的蛇绿岩形成时代。

茫崖一带的地幔橄榄岩块中有辉长岩的透镜体。橄榄岩已全部蛇纹石化,据蚀变矿物特征及岩石化学成分,可以判断其中有方辉橄榄岩、纯橄岩及二辉橄榄岩。方辉橄榄岩中保留的绢石含量可达 30%,粒度 1cm,少量尖晶石,后期碳酸盐化强烈。岩石的 w_{MgO} 含量变化于 41%~44%,特点是低 w_{TiO_2} (0.01%~0.02%), $w_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (0.18%~1.26%) 和 w_{CaO} (0.1%~0.3%), LREE 富集型, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为 3.2~9.7,有相对高的 Zr、Ti 和低 Y,这与 LREE 轻微富集的特征是一致的,反映了 E-MORB 型地幔的特征。茫崖辉长岩多已强烈蚀变和变形,尽管矿物结晶粗大,未见辉长结构保留。蚀变作用主要表现为角闪石取代单斜辉石、黝帘石取代斜长石。

拉配泉的火山熔岩巨厚,最宽达 1000m 以上,有少量火山碎屑岩,围岩是硅质岩及砂岩为主的碎屑岩,可见岩墙群和四处辉长岩呈孤立岩块,未见地幔橄榄岩。辉绿岩墙群的单个岩墙宽 30~50cm,总厚度 100 余米。火山岩由多层枕状和块状熔岩组成,熔岩以基性为主,少部分为中-酸性。枕状熔岩中保留有新鲜部分,其拉斑结构清晰,基性岩墙镜下显示细粒辉绿结构,岩石未变质和变形,但有轻微绿泥石化。拉配泉岩石化学成分复杂, SiO_2 变化于 47~60 之间, TiO_2 1.31~2.96, K_2O 0.34~2.45, P_2O_5

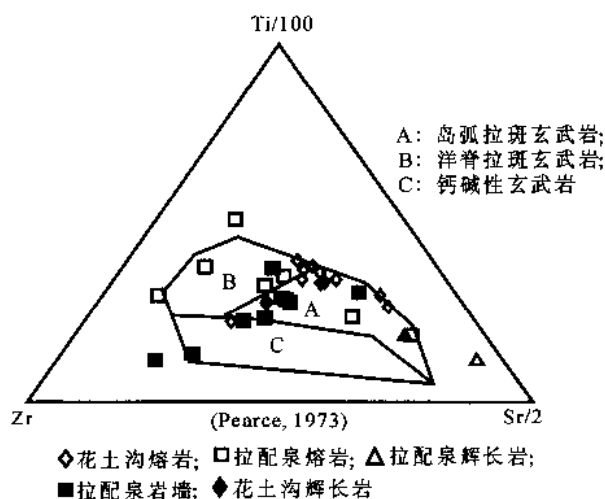


图 I-2-17 南阿尔金不同构造环境基性岩 (Ti/100)-Zr-(Sr/2) 判别图解

0.15~0.56。对三个高 K_2O 含量样品检查结果 (23~16, 23~17, 23~20), 发现其 Ba、Rb 等元素含量也高, Sr 变化大, 因此, 有可能系海水热液作用后的叠加所引起。拉配泉熔岩和岩墙在 (Ti/100)-Zr-(Sr/2) 三角图解上 (图 I-2-17) 主要投在了洋脊拉斑玄武岩区和岛弧拉斑玄武岩两个区, 在 V-Ti 判别图上 (图 I-2-18), 拉配泉的熔岩和岩墙主要落在 MORB 和少量 OIB 区间, 显示了范围很大的变化, 这也是它们复杂的岩石成分及构造背景所决定的。结合拉配泉熔岩和岩墙的微量元素的蛛网图显示了 LILE 强烈富集但又较复杂的模型 (图 I-2-19), 主要类似碱性洋脊玄武岩的模型 (Pearce, 1982), 判定拉配泉熔岩和岩墙形成的构造背景类似于大西洋脊的碱性玄武岩和岛弧拉斑玄武岩, 即基本可以认定拉配泉的熔岩产在两个构造背景。

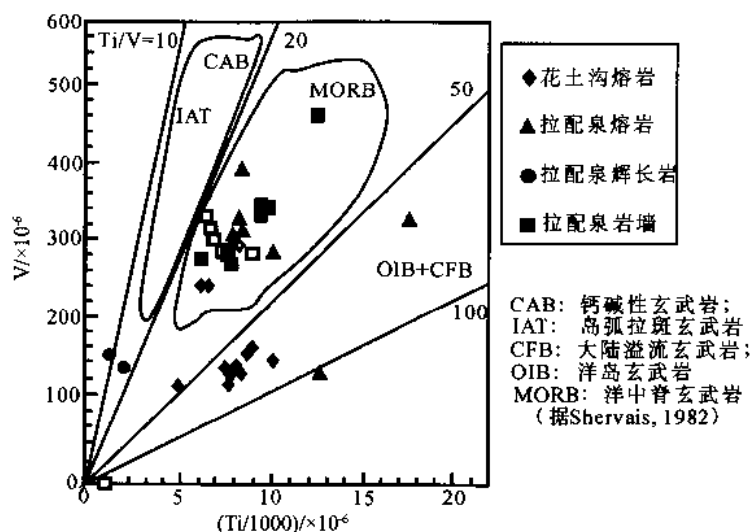


图 I-2-18 南阿尔金不同构造环境基性岩 Ti-V 判别图解

花土沟的火山岩以熔岩为主, 厚度数百米, 有少量火山凝灰岩, 火山岩的围岩为一套浅变质的海相碎屑岩。熔岩由多层块状和枕状熔岩组成, 岩枕的直径大者近 1m, 通常 40~60cm, 岩石经历绿片岩相变质, 保留新鲜单斜辉石斑晶。花土沟熔岩 SiO_2 有较大变化区间 51.0~58.6, 相应 TiO_2 变化也大, 为 0.82~1.69, K_2O 0.19~0.72, P_2O_5 0.15~0.21, 根据成分判别, 在构造环境判别图上, 在 (Ti/100)-Zr-(Sr/2) 三角图解上主要投在了洋脊拉斑玄武岩区及附近, 在 V-Ti 判别图上, 花土沟玄武岩以低 V 和 Ti 而区别于拉配泉的熔岩类而无一例外地落在洋岛玄武岩 (OIB) 区间。微量元素的蛛网图显示了 LILE 强烈富集, Zr、Hf 亏损的类似大洋板内玄武岩的模型 (Pearce, 1982), 由此判定花土沟熔岩指示了洋岛构造环境。

综上所述, 在南阿尔金带的花土沟产出厚层枕状熔岩, 属拉斑玄武岩系列, 形成在洋岛构造环境。南阿尔金带拉配泉除了有大量熔岩外, 还发育岩墙群, 岩石化学特征判定拉配泉存在两个构造背景形成的岩石, 一个类似于大西洋脊的碱性玄武岩形成环境, 另一个是岛弧环境形成的拉斑玄武岩。南阿尔金带茫崖的橄榄岩有相对高的 Zr、Ti 和低 Y, 这与 LREE 轻微富集的特征是一致的, 反映了 E-MORB 型地幔的特征。

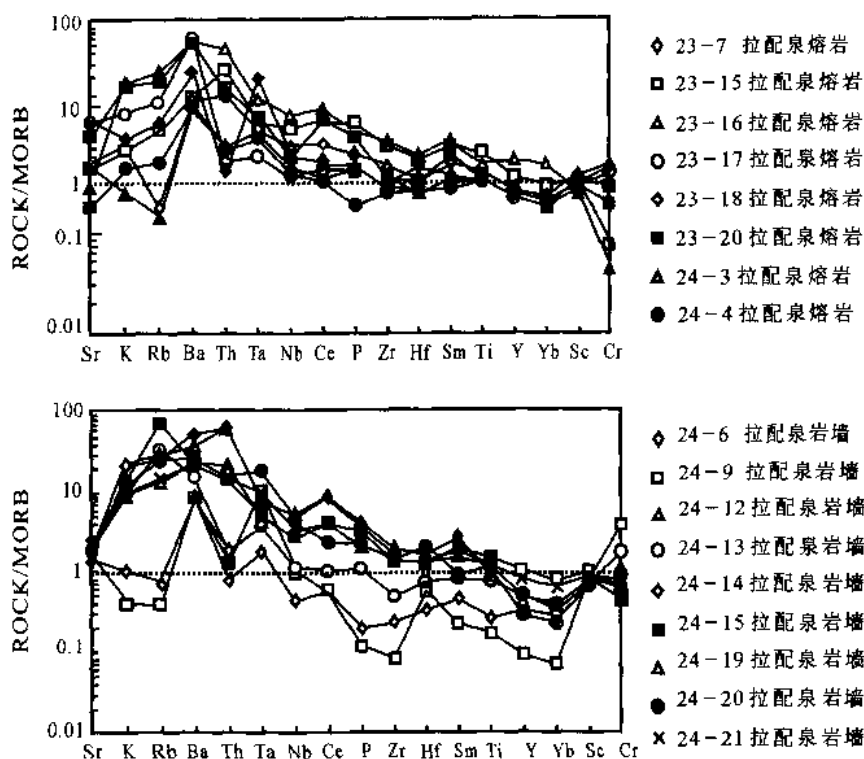


图 1-2-19 南阿尔金拉配泉熔岩和岩墙微量元素蛛网图

五、祁漫塔克火山岛弧带

柴达木与昆北之间东西向分布的祁漫塔克带是以发育巨厚的中奥陶世的浅海-深海相碎屑岩、碳酸盐岩及大规模的玄武岩、安山岩及其火山碎屑岩为特征,根据玄武岩稀土元素分布模式总趋势为轻稀土元素略亏损的平坦型,与洋脊玄武岩相似,安山岩轻稀土富集,具轻微 Nb 负异常,明显的 Ti、P 负异常,代表洋中脊和岛弧的构造背景(杨金中等,2000),为活动陆缘岛弧带存在的标志。

六、昆中早古生代活动陆缘岛弧带

姜春发等(1992)曾认为昆北与昆南之间的昆中断裂东段的清水泉地区的早古生代蛇绿岩带为早古生代的缝合带。进一步研究表明昆中东段的清水泉的橄榄岩不属于洋壳型的亏损地幔橄榄岩,可能为岛弧蛇绿岩,与清水泉橄榄岩共生的辉石变粒岩的形成年龄为 (530 ± 26) Ma 和 (518 ± 36) Ma(U-Pb, 杨经绥等,1997),清水泉的基性岩属拉斑玄武岩系列岩石,稀土元素出现 LREE 轻度富集、REE 相对平坦模式,属于岛弧玄武岩类型;在昆中中段的万宝沟基性熔岩为洋岛型玄武岩,代表玄武岩形成时代的 Rb-Sr 等时线年龄为 (684 ± 54) Ma(陈文,1997);位于万宝沟基性熔岩西北部的德那托布和灶火河花岗岩均属钙碱性系列,稀土元素配分模式证实了它们具岛弧花岗岩特征。

第二节 古特提斯洋盆与“多地体/多岛弧”体系

石炭-二叠纪古特提斯洋盆的开启和关闭形成了昆南阿尼玛卿板块缝合带和玉树金沙江板块缝合带。前者在北,东西延长数千公里,规模巨大,被认为是古特提斯洋的北界(Yang et al., 1996;杨经绥等,2004);后者在玉树以东出露较为连续,但以西则没有清晰的延续。

一、古特提斯北洋盆和活动、被动陆缘

(一) 古特提斯北洋盆标志-东昆仑-阿尼玛卿蛇绿岩

古特提斯北洋盆是指东昆仑阿尼玛卿蛇绿岩带所代表的古洋盆。该洋盆产在东昆仑南缘,东起玛沁、向西经玛积雪山、托素湖至布青山呈近 EW 走向断续分布(姜春发等,1992),往西与东大滩黑茨沟积木孜塔格山北坡的超镁铁质岩岩块(Molnar et al., 1987; Burchfiel et al., 1989),带宽 10~20km,相连全长约 1000 余公里。根据岩块出露的密集程度,由东至西,阿尼玛卿一带的蛇绿岩可分为玛沁、玛积雪山、下大武和布青山四段,玛沁地区的德尔尼和东倾沟发育最大的超镁铁质岩块体(图 1-2-20)。蛇绿岩侵位于 C_3-T_2 地层中,主要在 P_1 的深海相砂板岩夹火山熔岩、凝灰岩中,其次在 T_1 深海相沉积夹火山岩中。蛇绿岩中基性熔岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄 260Ma,成分特征表明下大武的基性熔岩为岛弧火山岩属性,其 260Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄应该代表洋壳俯冲和洋盆关闭期间的年龄,该年龄与放射虫硅质岩给出的早-中三叠世的时代是相匹配的(姜春发等,1992),并且与沿俯冲带发育的同构造花岗岩的年龄 236.8Ma 相吻合(柴耀楚等,1985)。

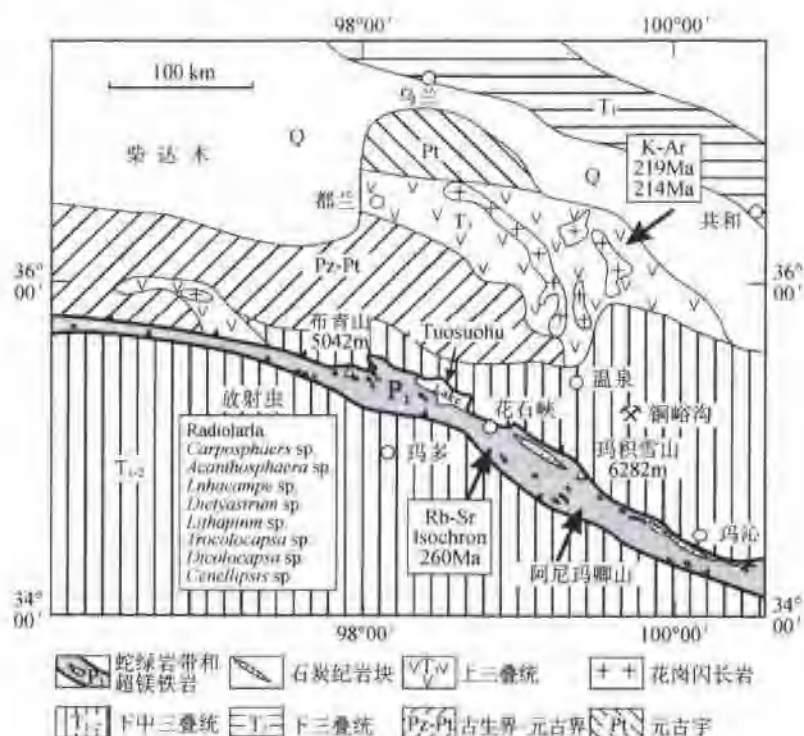


图 1-2-20 东昆仑南缘阿尼玛卿蛇绿岩地质略图

(据 1:20 万玛多幅、玛积雪山幅、加鲁河幅地质图及姜春发等(1992)、许志琴等(1996)修改)

近年来,对该蛇绿岩的研究已取得了一些进展,如,杨经绥等通过对阿尼玛卿蛇绿岩的研究,认为阿尼玛卿蛇绿岩是石炭纪—二叠纪古特提斯洋盆关闭后的残留,代表冈瓦纳大陆的北界(Yang 等,1996);边千韬等在阿尼玛卿西段布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类化石以及测得该地区花岗-英云闪长岩(402 ± 24)Ma 的锆石 U-Pb 年龄,认为阿尼玛卿带中存在早古生代蛇绿岩(边千韬等,1999, 2001a, 2001b);陈亮等(2001)获得阿尼玛卿东段德尔尼蛇绿岩玄武岩全岩 Ar-Ar 坪年龄(345.3 ± 7.9)Ma。

德尔尼蛇绿岩产在玛沁一带,以德尔尼山命名,该蛇绿岩以产出特殊的大型 Cu-Co-Zn 硫化物矿床

而著名(章午生,1981)。杨经绥等(1987)较早对该蛇绿岩和其中的硫化物矿床开展过对比研究,认为该矿床为海底热液蚀变成因;并于1994年参加中法合作项目期间对德尔尼蛇绿岩及其硫化物矿床开展了调查,在玛沁地区发现和建立了德尔尼蛇绿岩剖面(Yang等,1997)。

1. 德尔尼蛇绿岩的地质背景

德尔尼蛇绿岩主要出露在青海省果洛藏族自治州玛沁县德尔尼山一带。区内山脉呈NW—SE走向,海拔3700m以上,最高山峰为德尔尼峰,高度4600余米。根据区域地质特征,区内分为三个构造单元,北为(东)昆仑地块、南为巴颜喀拉-松潘甘孜地块,中间为NW—SE走向的阿尼玛卿俯冲杂岩带。该杂岩带西起花石峡以西的布青山,东至玛沁县以东,南北均以断裂分界(图I-2-21)。

德尔尼地区出露的区域地层包括新元古界、古生界、中生界和新生界(图I-2-20)。古元古界地层主要出露于德尔尼蛇绿岩的北侧,包括两个岩性段,分别以夹大理岩之片岩及大理岩为主。前者为斜长角闪片岩类夹薄层-中厚层条带状透闪石化大理岩;后者主要为灰白色块状构造中细粒大理岩,主要分布在区域之西北部,总厚度670m左右。这套地层为浅海沉积环境。根据该地层中的斜长角闪片岩的Sm-Nd等时线年龄(1098 ± 14)Ma,认为属新元古代(青海省地质局,1994)。

本研究对该组斜长角闪岩中的锆石(样品取自德尔尼河附近),运用单颗粒锆石法测得的同位素年龄为(417.1 ± 3.3)Ma,认为代表角闪岩相的变质年龄。在德尔尼铜矿以西30km的小平梁采得构造混杂在纯橄岩中的云母片岩样品,其白云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为(422.7 ± 11.2)Ma,与其坪年龄(419.1 ± 0.60)Ma非常接近,说明云母片岩的变质年龄为加里东末期,与边千韬等^[4]报道的西段布青山花岗-英云闪长岩(402 ± 24)Ma的锆石U-Pb年龄可以对比。

晚古生代,该区主要是一套浅海相-半深海相沉积的生物碎屑灰岩和砂板岩的沉积(青海省地质局,1994),包括上石炭统的灰岩和下二叠统的灰岩和砂板岩。德尔尼蛇绿岩呈构造岩块侵位于其中。石炭系上统的灰岩与周围地层均为断层接触,呈窄条状,走向近EW,长13000m,厚约1100m,岩性为以灰色厚层生物灰岩为主的一套浅海相沉积物。下二叠统的灰岩和砂板岩与周围地层呈局部角度不整合接触,厚约400m,为一套半深海相沉积物。王永标等(2003)报道从早二叠世的沉积中分出深水相深海软泥和放射虫硅质岩沉积,并且认为不受陆源物质的影响,说明洋盆在该时期规模仍然很大。

中生代三叠纪地层是厚度很大的复理石建造,记录了海进和海退的相互交替,尤其表现在下三叠统的一套砂板岩中(青海省地质局,1994)。德尔尼地区到中生代侏罗纪已转向接受陆相湖泊盆地沉积,呈NE—SW向展布,部分角度不整合于德-恰花岗杂岩之上(该杂岩特点见下文),厚约700m左右。德尔尼地区到白垩纪已完全演化为陆地,接受的是一套干旱条件下的山间盆地沉积物,主要出露在大武滩西南一带,岩石组合为砂砾岩-细砂岩-含砾粗砂岩-含长石岩屑砂岩-泥岩等。厚约2000m左右。

德-恰花岗杂岩体分布在蛇绿岩的北侧,呈窄条状,延长约16000m,宽100~2200m左右,其北侧东段被中下侏罗统砂砾岩层、西段被新近系上新统沉积岩层不整合覆盖其上,南侧侵入到新元古界的斜长角闪片岩和大理岩中,杂岩体的部分岩脉侵入到赋存矿体的碳酸盐化蛇纹石化超镁铁岩体中(段国莲,1998)。杂岩体的岩石类型以花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩及正长岩类为主,野外观察和室内鉴定花岗杂岩体未发生变质变形。本研究测得单颗粒锆石U-Pb法同位素年龄为(250 ± 20)Ma。石英闪长岩、二长花岗岩脉和钾长花岗岩脉均投于代表火山岛弧环境的VAG区域,说明德尔尼铜矿区的花岗质岩石形成于大陆边缘的岛弧环境。

2. 德尔尼蛇绿岩的产出特征

德尔尼蛇绿岩属阿尼玛卿蛇绿岩带的东段,呈NW—SE向展布,与其西北方向的玛积雪山、下大武、布青山蛇绿岩断续相连,构成长约300km的阿尼玛卿蛇绿岩带(图I-2-21)(Yang等,1996),代表阿尼玛卿缝合带的重要标志(姜春发等,1992,许志琴等,1996)。德尔尼蛇绿岩东西长约80km,宽10~20km,蛇绿岩出露于地层时代尚有争论的下二叠统(或下三叠统)砂板岩与新元古宙片岩和大理岩之间。在蛇绿岩北侧与元古宇之间发育一条宽几十米至百余米的以动力变质为特征的糜棱-混杂带,呈NW—SE向狭长带状平行分布,与区域构造线方向一致。

德尔尼蛇绿岩由变质橄榄岩、堆晶岩、岩墙群和玄武岩等组成。其中以变质橄榄岩为主,而作为洋

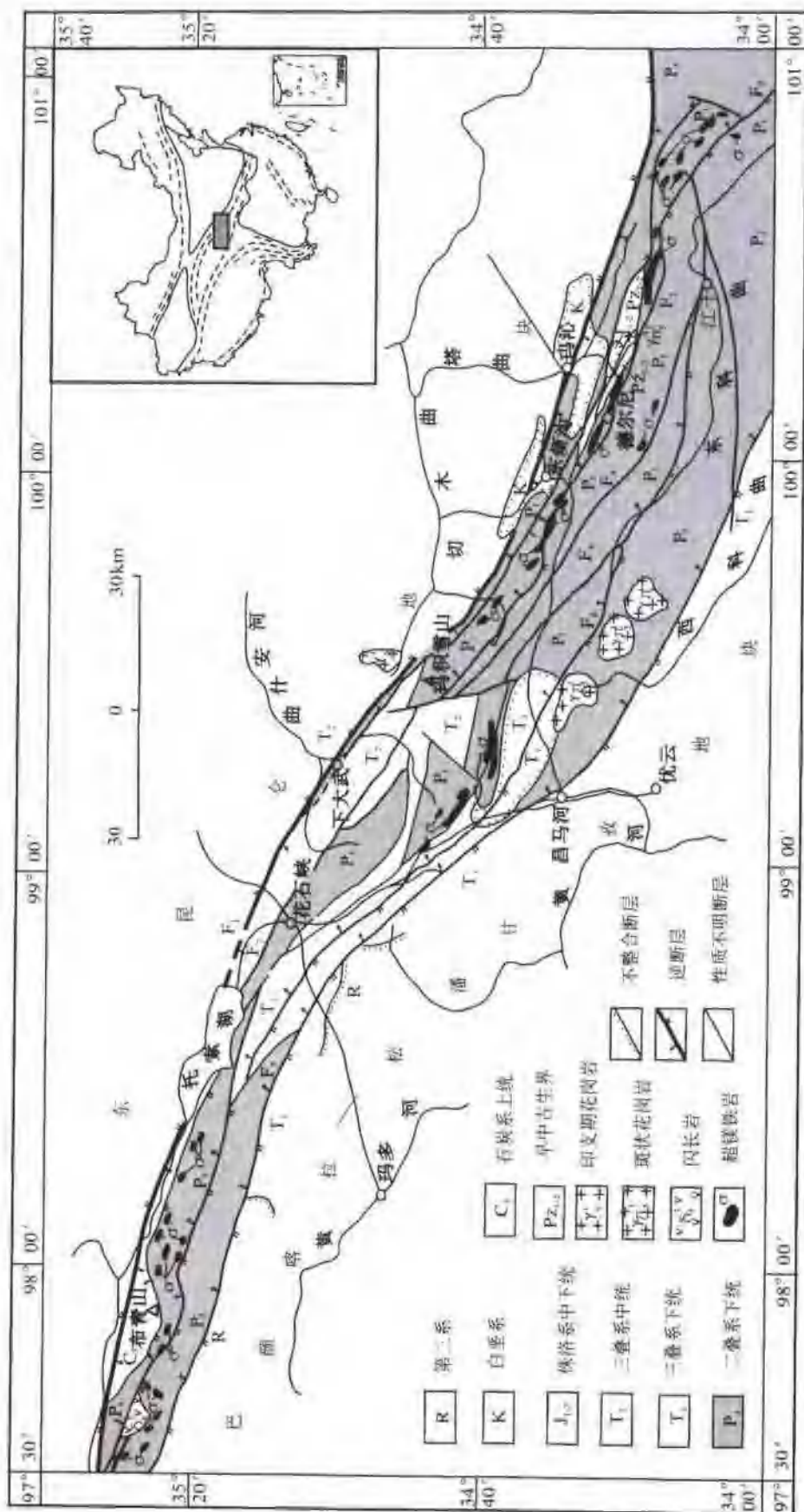


图 1-2-21 德尔瓦蛇绿岩的分布和区域地质简图
(据青海省地质局, 1991 修改)

壳组成部分的堆晶岩,辉绿岩岩墙群和玄武岩等则出露零星,规模不大,而且它们的原始层序已被构造破坏,均以构造岩块(或岩片)的形式产出,类似其它造山带中常见的蛇绿混杂岩(图I-2-22A,图I-2-23B)。



图 I-2-22 德尔尼蛇绿岩不同岩石单元野外产出特征

(A)元古宙地层由北向南推覆在德尔尼蛇绿岩上;(B)蛇绿岩的南部可见下二叠世的板岩呈构造岩块产出;(C)德尔尼变质橄榄岩中的I号硫化物矿体;(D)变质橄榄岩中辉长岩块体;(E)由辉石岩条带和辉长岩条带组成的堆晶岩;(F)席状岩墙群,单个岩墙厚度数十厘米,可见其冷凝边。Pt—元古宙片麻岩;Serp—蛇纹岩;P₁—早二叠世片岩;Ore—硫化物矿体;

Gab—辉长岩块;Py—辉石岩;Dk—席状岩墙群

变质橄榄岩由三个较大的岩体群组成,其中以德尔尼岩体最大,长约17km,宽约200~800m,面积约8~9km²。岩体北界新元古宙地层和糜棱岩带向南逆冲推覆(图I-2-22A);德尔尼主岩体构造侵位于新元古宙片岩大理岩与下二叠统砂板岩之间,呈NW—SE向展布,与区域构造线方向一致,倾向NE、倾角较陡。该岩体主要由蛇纹石化和碳酸盐化方辉橄榄岩、纯橄岩和二辉橄榄岩组成,德尔尼大型块状硫化物矿床即赋存于该岩体内(图I-2-22C)。在I号矿体的上覆超镁铁岩盖层的底部,有一层厚约几米的超镁铁质构造角砾岩,类似的超镁铁角砾岩在岩体边缘多处见到,其岩相学特征和化学成分与主岩体一致,认为系超镁铁岩在海底侵位时所产生(Yang等,1997),并认为王玉柱等(1997)提出的德尔尼蛇绿岩橄榄岩为海底喷出的“超基性角砾集块岩”的看法值得商榷。

堆晶杂岩在本区分布十分零星,呈岩块混杂于橄榄岩体内,规模普遍较小(数米至数十米),最大一块出露宽度约 100 余米。该套堆晶杂岩主要由辉长岩和辉石岩组成,发育典型的堆积构造(图 I-2-22E)。并被较晚的由岩浆分异形成的纯橄岩穿插。该套堆晶杂岩按矿物岩石组合属王希斌等(1996)划分的 DPG 类型(即纯橄岩(Dunite)-辉石岩(Pyroxenite)-辉长岩(Gabbro)组合的缩写)。这是一种造山带蛇绿岩中十分常见的堆晶岩类型之一。此外,在矿区南侧观察到少量橄长岩转石,也属堆晶岩类。

岩墙群为本研究首次发现,呈岩块产出在玛沁往南公路早二叠世砂板岩地层中,地表出露约 40m 宽,部分被覆盖,推测总出露宽度可达 100 余米。该岩块由多条平行的岩墙组成,单个岩墙宽 20~50cm,具冷凝边构造,产状近直立(图 I-2-22F)。其他产出的辉绿岩岩墙通常与辉长岩伴生,附近还常见有熔岩。

玄武岩熔岩呈岩块产于橄榄岩岩体或早二叠世砂板岩地层中,规模不大,通常小于 100m,但在钻孔 ZK1303 岩心中,见到熔岩厚度达 200m 以上,均为块状熔岩流(Massive/Sheet Flow)产出,未见枕状熔岩(Pillow Lava)。岩石已受到绿片岩相变质作用。在蛇绿岩北侧的元古代地层中发现另有一套玄武岩熔岩和辉绿岩类夹于大理岩中,并受到角闪岩相变质作用,认为不同于本蛇绿岩套组合,属早期的构造事件的产物,本文不予进一步讨论。

3. 德尔尼蛇绿岩岩相学特征

(1) 变质橄榄岩

本区变质橄榄岩主要由方辉橄榄岩组成,纯橄岩和二辉橄榄岩较少,岩相特征分述如下。

1) 纯橄岩:研究区纯橄岩有两种类型:属变质橄榄岩范畴的纯橄岩和与层状辉长岩伴生的属堆晶岩范畴的纯橄岩(即岩浆成因的纯橄岩)。前者与方辉橄榄岩密切伴生,但其数量规模不等,例如在一些剖面及 ZK1303 孔中的岩心厚达百米以上。主要由单一的橄榄石组成,但通常含有少量(3%~6%)斜方辉石(已蚀变为绢石),与方辉橄榄岩呈过渡关系。与方辉橄榄岩类似,纯橄岩均已蛇纹石化,但其原岩粒状结构仍可辨认,并含少量蚀变程度不等的铬尖晶石,蚀变轻者为褐色半透明,强者为含 Mn 和 Zn 的磁铁矿或铬铁矿。

2) 方辉橄榄岩:由橄榄石(Ol)+斜方辉石(Opx)和少量副矿物铬尖晶石(Sp)组成。岩石已强烈蛇纹石化,但原岩的结构尚被保留。根据橄榄石和斜方辉石的假象和结构,认为其原岩石由 75%~90% Ol 和 10%~25% Opx 以及少量(<1%) Sp 组成。橄榄石未见残晶保存,多显网环结构,颗粒较均匀。斜方辉石被蛇纹石取代但保留其假象(绢石),颗粒大小不一。镜下发现具成因意义的斜方辉石熔融残余结构(图 I-2-23A),并且常见斜方辉石(绢石)晶体中出现单斜辉石出溶条纹,以及晶体弯曲变形(图 I-2-23B)。尖晶石含量低,通常小于 1%,颗粒较细、呈它形和后成合晶分布于造岩矿物颗粒之间,但往往边缘蚀变为磁铁矿而不透明,仅中心部分尚能保留新鲜部分,显示褐色、茶色或半透明。此外,岩石中有大量金属硫化物,是赋存硫化物矿体的主要岩石类型。

3) 二辉橄榄岩:根据矿物成分,可进一步分为三种类型。

① 尖晶石二辉橄榄岩:即普通的二辉橄榄岩,由 Ol(蛇纹石化)、Opx(绢石)和 Cpx 以及少量 Sp 组成(图 I-2-23C)。该类二辉橄榄岩不含石榴子石(Grt)及斜长石(Pl),斜方辉石形成绢石假象后,往往又被碳酸盐交代。单斜辉石(Cpx)较新鲜,含量可达 5%~10%,分布均匀,颗粒较细,为透辉石。尖晶石(Sp)呈它形或后成合晶(与斜方辉石组成连晶)多蚀变成不透明,少数新鲜颗粒呈茶色显示其富 Al 的成分特点。

② 含长二辉橄榄岩:含少量 Pl,其他矿物有 Ol、Opx、Cpx 和 Sp,橄榄石和斜方辉石均已蛇纹石化。具不等粒粒状结构,由斜方辉石蚀变的绢石颗粒大小悬殊,形态各异,显示典型熔融残余结构。单斜辉石含量可达 10%(±),与斜方辉石相比,颗粒较细,蚀变较弱。斜长石(Pl)已全部绿泥石化,显微镜下见到被斜绿泥石集合体交代。个别新鲜或蚀变较弱的颗粒经探针分析为拉长石(An₅₀)。

③ 含石榴子石二辉橄榄岩:石榴子石(Grt)颗粒粗大,粒径可达 1~1.5mm、含量可达 5%~6%,其他矿物有 Ol、Opx、Cpx 和少量 Sp。显微镜下仅见 Cpx 和 Grt 及 Sp 保留新鲜颗粒,而 Ol 和 Opx 均已蛇纹石化,未见残晶保留;其原来的结构仍可辨认,呈不等粒的残斑结构。具 Opx 假象的绢石含量可达

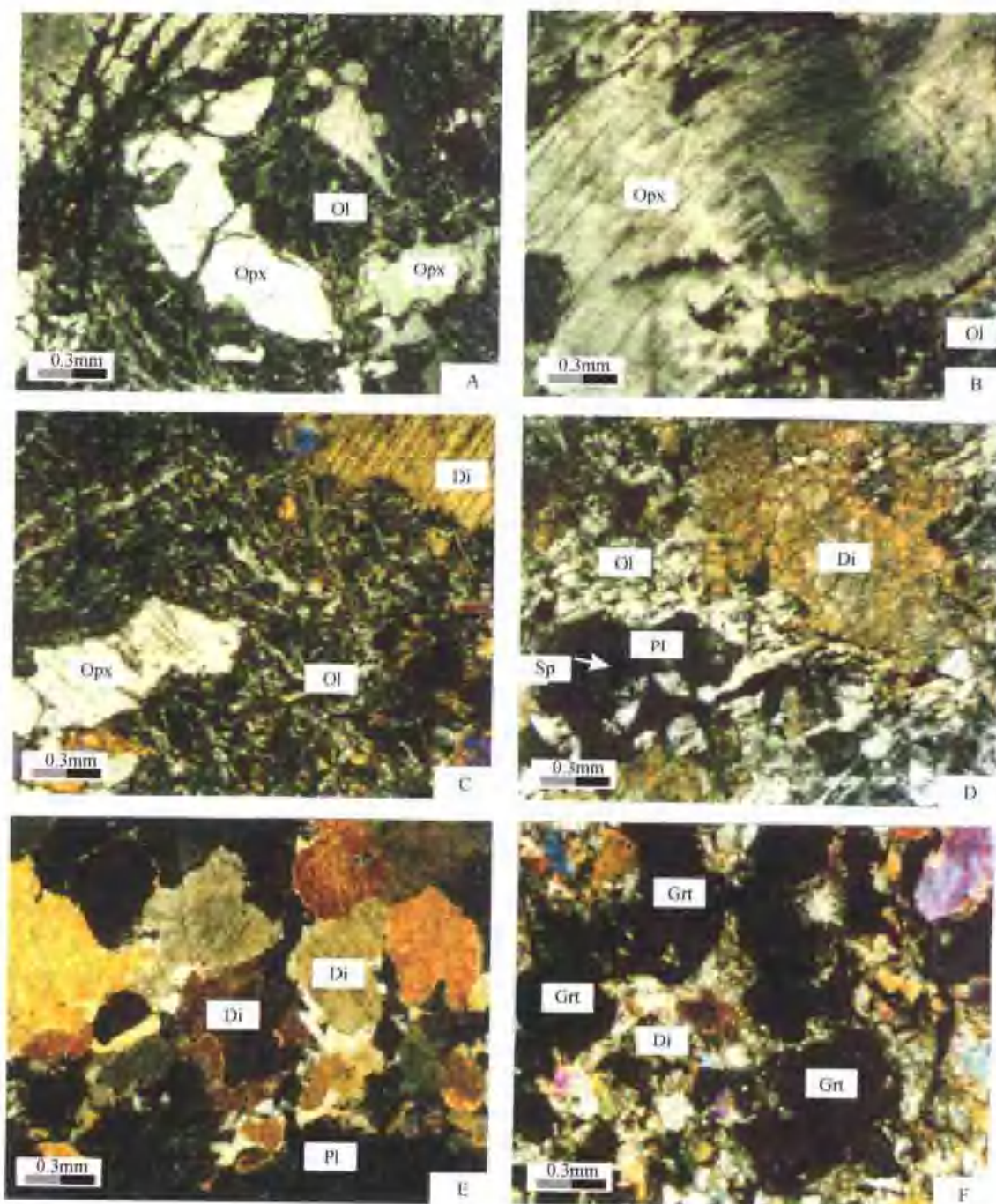


图 1-2-23 德尔尼蛇绿岩的不同岩石单元的显微镜下结构和矿物特征

(A) 方辉橄榄岩中斜方辉石(Opx, 已蚀变成绢石)的熔融残余结构, Ol(橄辉石, 已蚀变成蛇纹石); (B) Opx(绢石)中的单斜辉石出溶条纹(已蚀变), 并可见晶体弯曲变形; (C) 二辉橄榄岩由 Ol(已蛇纹石化)、Opx(绢石)和 Di(透辉石)以及少量 Sp(尖晶石)组成; (D) 斜辉橄榄岩主要由 Ol 和 Di 组成, 偶含少量斜长石(Pl); (E) 辉长岩-辉石岩堆积层由不同比例 Di 和 Pl 组成; (F) 斜辉辉长岩(Rodrigite)中, Di(多已蚀变成绿泥石)和石榴子石(Grt)为主要矿物

20%(±), 并且其原来的典型的熔融残余结构仍被保留, 颗粒大小不一。单斜辉石的残晶保留较多, 含量可达 8%~10%, 呈不规则形态, 一些已蚀变为角闪石和绿泥石等。石榴子石成分属钙铁榴石, 推测为斜长石变质而成。尖晶石呈它形, 半透明-不透明, 局部呈定向排列, 往往与绿泥石伴生在一起。

(2) 堆晶杂岩

本区堆晶杂岩包括纯橄岩、异剥橄岩、辉石岩和辉长岩,它们都以含 Cpx 或 Pl 为特征,显示清晰的层状堆积构造。一些纯橄岩呈脉状体穿插堆晶杂岩,该类纯橄岩归属堆晶纯橄岩类。另有少量的含长橄岩。

堆晶纯橄岩与残余地幔纯橄岩的区别是前者与一套层状杂岩伴生并偶含少量 Pl。纯橄岩已强烈蛇纹石化,显示网环结构,为原岩粒状结构的继承。斜长石已绿泥石化,多已不显光性,并常与 Sp 共生。

异剥橄岩(单辉橄岩):由 Ol 和透辉石(Di)组成,偶含少量 Pl(图 I-2-23D),通常显示不太明显的层状堆积构造。橄岩已蛇纹石化,未见残晶保留,单斜辉石(Cpx)部分蚀变成白色土状物和绿泥石(Chl)集合体,该类岩石可随着辉石的增加而过渡到辉石岩。

层状辉长岩-辉石岩杂岩是一套由 Di 和 Pl 组成的杂岩,这两种浅色和暗色矿物以不同比例形成交替的层状堆积构造(图 I-2-23E),当暗色矿物为主时为透辉岩,以浅色矿物为主或各半则形成辉长岩或中间的过渡类型。单斜辉石相对斜长石蚀变较轻,具半自形-它形、中粗粒结构,有些蚀变成角闪石;斜长石多被绿泥石、黝帘石和透闪石等交代,未见残晶保留。层状辉长岩以含副矿物磷灰石为特征,含少量 Sp,很少含硫化物矿物。块状辉长岩以缺乏层状构造而区别于层状辉长岩。辉长岩蚀变较强,斜长石已钠黝帘石化、绿泥石化,单斜辉石大多闪石化,磷灰石很少。

石榴子石辉石岩,或异剥钙榴岩(Rodingite),呈团块状产于变质橄岩中,由 Cpx、Chl、Grt 及石英等组成(图 I-2-23F)。石榴子石和单斜辉石分别组成条带状构造,石榴子石为钙铝榴石,呈浑圆状产出,并与 Chl 密切伴生,Cpx 部分已闪石化,分析表明 Cpx 为透辉石-次透辉石,该类岩石推测为层状辉长岩的变质产物。

(3) 辉绿岩和玄武岩

辉绿岩为灰绿色、致密块状,岩石已闪石化、绿泥石和绿帘石化,未见原生辉石和斜长石的残晶。但其成分与玄武岩一致,属拉斑玄武岩系列(Yang 等,1996)。玄武岩为灰绿色,呈岩块产出,具杏仁状构造,ZK1303 孔中厚达 200 余米。岩石蚀变较强,原生矿物已被次生矿物取代,主要为绿泥石、绿帘石和次闪石等;局部具辉绿结构及似斑状结构,其原岩可能为粒玄岩类。该类玄武岩虽蚀变较强,但其化学成分却十分稳定,为典型海底拉斑玄武岩。

4. 德尔尼蛇绿岩矿物学特征

由于变质橄岩和堆晶岩蚀变强烈,能够测得成分的矿物有单斜辉石、石榴子石和副矿物铬尖晶石,以下分别予以探讨。

二辉橄岩的 Cpx 属透辉石种属。与堆晶岩中的 Cpx 相比,其成分具如下特征:① MgO 含量普遍偏高,变化于 15.53%~17.59%,平均为 16.24%;② Cr₂O₃ 含量也较高,主要变化于 1.05%~1.38%,为堆晶岩中 Cpx 的 2~7 倍;③ Al₂O₃ 含量与堆晶岩中的 Cpx 近似,为 2.97%~4.43%,它们均为含铝透辉石;④ 二辉橄岩中的 Cpx 以含较低的全铁<FeO>(0~3.39%)和 MnO(0~0.17%)而区别于堆晶岩中的 Cpx。堆晶岩中 Cpx 属次透辉石和透辉石种属, MgO 含量变化于 11.98%~16.10%,平均为 13.80%; Cr₂O₃ 0.12%~0.65%; Al₂O₃ 含量变化于 1.42%~4.83%; <FeO> 含量在 3.9~7.9 之间, MnO 0.07%~0.27%。

一些二辉橄岩产有石榴子石(Grt),以富钙和铁、贫镁和铝为特征,其 CaO 含量为 34.63%~34.90%, FeO 为 25.68%~26.78%, SiO₂ 为 36.28%~36.44%, MgO 和 Al₂O₃ 含量低,普遍小于 1%,为钙铁榴石(Andradite)(And 93~94, Pyr 0.24~4.41, Gro 1.09~3.52),认为属变质成因。这类石榴子石与源自地幔的石榴子石橄岩中的石榴子石不同,后者均为镁铝榴石(Zhang 等,1994)。为了区别后者,故将本区这套含石榴子石的岩石称为含石榴子石橄岩。堆晶岩石榴子石辉石岩(或异剥钙榴岩)中的石榴子石以富钙和铝、而贫铁和镁为特征, CaO 含量为 32.63%~37.94%, Al₂O₃ 含量变化于 13.47%~19.74%, FeO 2.8%~5.83%, SiO₂ 含量同上述钙铁榴石相近,变化于 37.00%~38.57%, 该类石榴子石应属钙铝榴石(Grossular)(Gro 81.3~87.5 和 0.9~5.9, Br 0.76~11.6),也属变质成因。根据 Coleman 分类(1965)上述两类石榴子石均属 C 型。

变质橄榄岩个别样本中偶含少量斜长石,但多已蚀变为绿泥石和叶绿泥石,少量残晶测得矿物成分为拉长石(An₅₄)。变质橄榄中铬尖晶石含量通常小于1%,颗粒较细,常以它形一半自形为特征。在尖晶石成分的两个主要参数 Cr' ($=100 \times Cr/(Cr + Al)$) 及 Mg' ($=100 \times Mg/(Mg + Fe^{2+})$) 的变异图上(图 I-2-23),本区变质橄榄岩中各亚类岩石(方辉橄榄岩、纯橄岩和二辉橄榄岩)的 Sp 成分均相近,变化区间较窄,以 $Cr' < 60$ 为限,变化于 30~56 之间, Mg' 大多数大于 50,变化于 50~75,属于富 Al 和 Mg 成分系列。这一成分区与大洋变质橄榄岩的 Sp 成分区(Dick, 1984)一致。变质橄榄岩各亚类岩石的副矿物铬尖晶石成分无明显差别,表明这套变质橄榄岩杂岩可能是在无水条件下单阶段低度熔融的产物(王希斌等, 1996)。堆晶岩中尖晶石多已强烈蚀变,新鲜颗粒较少。在 Cr' 及 Mg' 的变异图上(图 I-2-24),堆晶岩中未蚀变(或蚀变较轻的)尖晶石其成分与变质橄榄岩的尖晶石成分相近,尤其 Cr' 值也均小于 60,变化于 36~54, Mg' 45~65,但其两价氧化物含铁相对略高。

5. 德尔尼蛇绿岩地球化学特征

(1) 常量元素

本区变质橄榄岩全岩化学分析结果(表 I-2-1 中分析 1~6)表明:其成分变化范围较窄,在 MgO 与 SiO_2 、 (FeO) 、 CaO 、 Al_2O_3 、 MnO 、 $K_2O + Na_2O$ 等氧化物变异图解中(图 I-2-25)都显示较小的成分变化区间;以富镁为主要特征, Mg' 值较高,变化于 89.2~92.6 之间, Al_2O_3 含量变化于 1%~4%, CaO 、 Al_2O_3 和碱金属含量普遍较低,富含 Cr、Ni、Co,这种有限成分区的特征表明本区以方辉橄榄岩为主的这套杂岩应属地幔熔融残余(Coleman, 1977)。

堆晶岩的全岩化学分析结果见表 I-2-2 中样品 7~16。它们的主要氧化物含量显示堆晶岩成分范围远离变质橄榄岩成分区(图 I-2-25),其 MgO 含量大大低于变质橄榄岩,变化于 11%~28%。 Al_2O_3 及 CaO 含量均显示较大的变化范围,前者主要为 9%~18%,后者 11%~21%。此外,它们均十分贫碱金属元素($Na_2O + K_2O$),为 0.03%~0.23%。成分特征表明该套堆晶杂岩组合是由铁镁质岩浆经分离结晶作用形成,并显示较大的分异程度。

辉绿岩岩石化学成分(表 I-2-2 中分析 17~20)与本区玄武岩成分十分一致。 SiO_2 含量变化于 48%~52%之间, MgO 含量稳定为 7.1%~7.3%, Al_2O_3 含量变化于 13.3%~15.3%之间, CaO 含量为 8.9%~9.3%, $Na_2O + K_2O$ 含量为 3.5~4.1。各项化学成分显示相当大的稳定性(图 I-2-25),在系列判别图上(图 I-2-26)与熔岩成分区间十分一致,均属拉斑玄武岩系列。

蛇绿岩的玄武岩(表 I-2-2 中分析 21~29)的化学成分以其均一稳定为明显特征(尽管其蚀变较强), SiO_2 含量主要变化于 47%~53%, MgO 含量较堆晶岩为低,变化于 6.8%~8.7%,但 $Na_2O + K_2O$ 含量则比堆晶岩明显富集,为 2.4%~4.4%,其他各项成分亦均与堆晶岩不同,而自成一区。这类玄武岩成分应属大洋拉斑玄武岩系列。成分特征表明玄武岩的岩浆极少受到外来成分的混染(其 REE 特征也很稳定),在成岩过程中并未遭受较明显的分异作用。成分说明其母岩浆可能来自一个大洋地幔,但与堆晶岩母岩浆可能不是来自同一源区。根据各种有关图解判别,其形成环境与 MORB 的成分区一致。

(2) 稀土元素

变质橄榄岩的稀土元素分析的样品来自方辉橄榄岩及二辉橄榄岩等岩石,其丰度对原始地幔的标准化曲线见图 I-2-27(A)。与原始地幔相比,本区变质橄榄岩的稀土元素(REE)丰度略为亏损,不同于蛇绿岩中常见的强亏损型地幔岩(Coleman, 1977),说明本区二辉橄榄岩遭受了较低程度的部分熔融。变质橄榄岩 REE 分布型式为近平坦型, LREE 轻微富集,与原始地幔岩的 REE 丰度接近,说明轻重稀

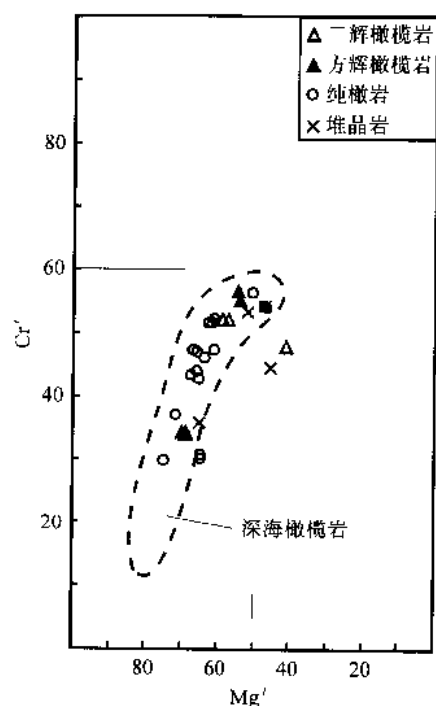


图 I-2-24 德尔尼蛇绿岩变质橄榄岩和堆晶岩中尖晶石 Cr' - Mg' 图解

表 I-2-2 德尼尼蛇绿岩的

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
样品编号	E14-5A	E14-5B	E12-11	E15-4A	E12-2b	E13-6B	E12-2a	E15-1a	E15-2D	E12-8C	E12-8D	E11-3A	E11-3D	E12-1G
SiO ₂ /10 ⁻²	37.81	38.48	38.15	39.06	40.96	40.41	34.45	40.41	38.48	36.83	38.36	39.24	42.7	40.33
TiO ₂	0.022	0.02	0.11	0.1	0.069	0.099	0.071	0.11	0.19	0.37	0.46	0.35	0.23	0.46
Al ₂ O ₃	1.09	1.41	3.93	3.37	2.12	2.82	2	9.8	8.61	13.85	13.87	17.6	15.66	17.47
Cr ₂ O ₃	0.41	0.37	0.38	0.38	0.38	0.37	0.29	0.28	0.5	0.42			0.16	
TF ₂ O ₃	7.05	8.2	8.32	7.86	7.05	6.49	7.23	6.22	7.99	10.48	10.3	10.97	8.33	9.72
FeO	2.72	2.2	2.38	2.12	2.7	1.66	2.87	3.36	2.02	8.18	6.72	8.3	6.68	7.57
MnO	0.12	0.11	0.11	0.11	0.1	0.11	0.09	0.13	0.19	0.13	0.13	0.17	0.13	0.15
MgO	37.86	37.54	34.9	33.88	33.13	35.16	28.24	23.01	23.95	20.46	10.97	13.25	14.65	12.17
CaO	1.85	0.76	2.06	3.25	4.92	3.5	11.51	12.24	11.66	10.53	20.95	13.29	13.69	15.23
Na ₂ O	0.028	0.027	0.026	0.064	0.051	0.035	0.05	0.077	0.031	0.12	0.13	0.16	0.2	0.091
K ₂ O	0.008	0.006	0.011	0.019	0.008	0.006	0.009	0.005	0.004	0.011	0.012	0.016	0.026	0.012
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
NiO	0.15	0.17	0.22	0.17	0.18	0.15	0.17		0.12					
LOI	13	12.56	11.31	11.1	10.52	11.17	15.2	7.18	8.84	7	4.08	5.21	4.34	4.45
Total	99.4	99.65	99.42	99.36	99.49	100.32	99.31	99.46	100.56	100.2	99.26	100.26	100.12	100.08
Mg'	91.27	89.95	89.13	89.38	90.17	91.34	88.43	87.76	85.28	79.25	67.56	70.19	77.42	70.94
La/10 ⁻⁶	0.72	0.82	1	0.78	0.36	0.62	2.61	0.51	1.47	2.13	1.11	0.83	11.6	1.4
Ce	4.55	1.69	2.66	1.68	1.05	1.41	4.88	1.22	3.96	6.47	2.52	2.47	19.6	3.2
Pr	0.42	0.14	0.23	0.15	0.11	0.13	0.5	0.11	0.4	0.68	0.26	0.3	2.3	0.36
Nd	1.86	0.74	1.48	0.88	0.71	0.79	2.42	0.86	2.55	4.69	2.04	1.92	6.55	2.68
Sm	0.36	0.15	0.35	0.25	0.18	0.23	0.54	0.29	0.59	1.16	0.77	0.8	0.9	0.95
Eu	0.067	0.035	0.12	0.074	0.051	0.069	0.11	0.18	0.19	0.54	0.36	0.32	0.39	0.43
Gd	0.42	0.17	0.38	0.32	0.14	0.24	0.45	0.3	0.48	0.98	0.86	0.88	0.95	0.99
Tb	0.086	0.041	0.11	0.1	0.068	0.083	0.12	0.098	0.11	0.22	0.23	0.24	0.18	0.25
Dy	0.31	0.14	0.47	0.52	0.33	0.45	0.58	0.43	0.55	1.08	1.26	1.38	0.85	1.44
Ho	0.068	0.036	0.12	0.12	0.078	0.11	0.13	0.098	0.12	0.19	0.24	0.27	0.16	0.28
Er	0.2	0.11	0.34	0.38	0.22	0.32	0.34	0.26	0.3	0.52	0.66	0.74	0.48	0.78
Tm	0.026	0.018	0.055	0.06	0.041	0.1	0.12	0.093	0.048	0.18	0.2	0.23	0.15	0.25
Yb	0.17	0.12	0.3	0.47	0.23	0.3	0.36	0.26	0.32	0.48	0.55	0.74	0.46	0.79
Lu	0.03	0.027	0.051	0.073	0.045	0.05	0.048	0.044	0.048	0.07	0.09	0.26	0.07	0.12
Nb	0.15	0.05	0.14	0.2	0.12	0.03	0.08	0.07	0.33	0.74	0.38	0.19	1.37	0.07
Rb	0.69	0.66	0.71	1.11	0.3	0.65	1.18	0.26	1.17	1.11	0.83	1.11	1.02	0.7
Sr	5.31	4.44	4.85	8.94	12.8	5.19	29	11.5	5.52	13.3	19.6	81	177	152
Ba	46	50	64	81	85	58	95	128	127	209	158	192	172	191
Zr	1.81	1.4	3.44	6.21	3.5	3.91	3.47	2.04	15	14	26	26	18	18
Cr											506	625		708
V	77	96	125	111	101	110	93	126	134	200	223	216	190	265
Ni								582		723	212	268	449	231
Y	1.02	0.56	1.76	2.33	1.12	1.57	1.57	1.48	1.48	2.96	3.23	4.24	2.64	4.51
Co	88.7	95.2	106	122	85	104	77	65	80.8	81.3	56.6	78	67.3	61
Th	0.14	0.15	0.2	0.064	0.068	0.05	0.17	0.1	0.14	0.34	0.11	0.13	0.21	0.17
Sc	4.28	8.45	11.17	9.44	6.58	7.7	5.09	15.9	8.56	12.59	8.59	15.58	16.05	15.4
Hf	0.069	<0.024	<0.1	0.02	0.05	0.063	<0.03	0.14	0.078	0.11	0.09	0.075	0.24	0.2
Ta	0.051	0.031	0.065	0.05	0.042	0.065	0.04	0.05	0.025	0.36	<0.01	0.026	0.036	0.021
U	0.052	<0.01	0.55	0.035	0.67	0.3	0.74	0.025	0.082	0.072	0.15	0.15	0.1	0.11
(La/Ce) _N	0.41	1.26	0.98	1.21	0.89	1.14	1.39	1.09	0.97	0.86	1.15	0.87	1.54	1.14
(La/Sm) _N	1.23	3.37	1.76	1.92	1.23	1.66	2.98	1.08	1.53	1.13	0.89	0.64	7.94	0.91
(Sm/Yb) _N	2.27	1.34	1.25	0.57	0.84	0.82	1.61	1.20	1.98	2.59	1.50	1.16	2.10	1.29
δEu	0.53	0.67	1.00	0.80	0.95	0.89	0.66	1.85	1.06	1.51	1.35	1.16	1.28	1.35

注: Mg' = 100 × Mg / (Mg + Mn + Fe²⁺); 序号 1~2—方辉橄岩; 3~5—二辉橄岩; 6—含石榴子石二辉橄岩; 7—异剥钙榴岩; 8—准化, 其他样品采用球粒陨石标准化; 测试分析由中国地质科学院测试所李蓉华等完成。

岩石化学成分

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
E12-1J	E12-8A	YD-91	YD-92	YD-96	YD-98	E16-1a	E16-1C	E16-1G	E16-1K	Z1303-77	Z1303-84	Z1303-95	Z1303-105	Z1303-109
41.72	35.93	49.86	51.97	49.91	47.61	48.68	51.03	50.76	47.67	46.7	49.13	53	49.25	48.19
0.52	0.13	1.41	1.28	1.22	1.87	1.39	1.41	1.36	1.57	0.89	1.32	1.31	1.01	1.02
16.91	13.53	15.28	13.34	14.64	14.10	15.69	15.45	14.38	14.88	15.2	15.28	13.22	14.57	15.66
	0.29	0.03	0.03	0.03	0.02									
8.77	8.71	2.09	1.97	1.78	2.27	10.56	9.62	10.44	12.14	8.45	10.46	9.68	8.91	9.56
6.41	4.2	6.82	6.92	6.68	9.48	6.46	6.5	7.94	7.66	5.22	6.96	7.44	6.15	6.2
0.15	0.15	0.16	0.17	0.16	0.21	0.17	0.17	0.18	0.21	0.13	0.18	0.17	0.17	0.18
10.61	21.73	7.26	7.24	7.10	7.06	6.84	7.38	7.7	7.02	7.32	7.63	7.62	8.72	8.75
17.47	11.37	9.06	8.89	9.33	8.34	8.37	7.63	7.84	10.22	9.8	10.84	7.78	10.94	11.21
0.19	0.06	0.08	0.05	0.03	0.06	3.33	4.07	3.39	2.93	2.98	2.64	4.25	3.18	2.29
0.023	0.004	3.85	3.82	4.12	3.40	0.068	0.096	0.14	0.084	0.06	0.077	0.12	0.16	0.11
<0.1	<0.1	0.13	0.14	0.11	0.18	0.18	0.17	0.14	0.19	<0.1	0.12	0.13	<0.1	<0.1
3.34	7.97	2.36	2.08	2.90	2.92	3.9	3.06	3.27	2.88	8.68	2.65	2.03	3.25	2.88
99.7	99.87	98.38	97.89	98.01	97.53	99.18	100.09	99.6	99.79	100.21	100.33	99.31	100.16	99.85
70.19	82.92	86.39	86.93	87.78	84.82	55.79	59.87	58.94	52.94	62.81	58.67	60.49	65.52	64.00
0.75	2.31	5.37	3.68	2.95	4.32	3.44	3.11	3.52	4.14	2.54	2.9	2.8	3.78	2.06
2.45	4.62	14.13	11.72	7.77	13.76	8.98	7.98	7.82	8.95	5.71	7.73	7.19	8.1	5.42
0.27	0.52	2.79	2.14	1.51	2.57	1.67	1.52	1.53	1.8	1.1	1.38	1.38	1.24	1.05
3.06	2.52	13.57	10.89	6.88	14.26	10.09	9.24	9.07	8.75	7.5	8.43	8.08	7	5.73
1.41	0.58	4.48	4.73	2.23	4.07	3.62	3.38	3.31	5.62	2.94	3.26	3.04	2.5	2.17
0.48	0.18	2.04	1.68	1.32	2.41	1.13	1.1	0.96	0.78	1.19	1.01	0.8	0.75	0.69
1.2	0.5	5.37	3.68	2.86	4.94	4.24	3.72	3.75	4.71	3.98	3.92	3.54	2.99	2.47
0.32	0.11	1.28	0.81	1.11	1.71	0.91	0.89	0.82	1.14	0.81	0.83	0.74	0.62	0.54
1.91	0.57	6.6	5.51	5.09	9.55	5.29	4.99	4.76	6.37	4.36	4.57	4.55	3.42	3.26
0.38	0.12	1.82	1.36	1.48	1.91	1.19	1.16	1.12	1.52	1.01	1.08	1.04	0.77	0.7
1.16	0.34	3.35	2.77	2.35	3.02	3.4	3.17	2.86	4.47	2.73	2.82	2.94	2.15	2.07
0.38	0.098	0.61	0.68	0.43	0.64	0.62	0.67	0.61	1.47	0.56	0.48	0.46	0.44	0.48
1.27	0.31	2.93	1.62	3.48	4.01	2.85	2.74	2.61	3.5	2.23	2.48	2.5	1.82	1.73
0.2	0.054	0.29	0.49	0.36	0.63	0.49	0.43	0.45	2.08	0.28	0.42	0.42	0.28	0.29
0.41	0.53	1.69	1.73	1.14	2.03	0.92	0.94	1.05	1.34	0.67	0.67	0.99	0.63	0.58
1.33	0.6	2.29	1.17	0.92	2.2	1.27	1.32	3.77	1.73	1	0.65	0.76	2	1.23
122	13.6	123.9	102.8	173.7	126.4	160	96.8	98.8	146	109	132	83.8	84.4	108
251	152	18	18.7	12.33	11.4	202	172	165	195	269	221	158	168	167
29	19	36.3	54.5	22.1	49.8	73	73	84	91	44.2	73	75.6	53.1	52.7
553		198	180	230	158	219	376	317	172	334	236	281	402	446
247	101	247.8	228.9	242.4	301.5	358	339	261	404	202	227	247	228	235
123	717	87	78.8	60.7	71.2	67	129	64	62	107	94	103	118	116
5.65	1.68	30.01	28.63	27.47	45.39	30.18	28.41	26.35	33.67	26.24	25.4	25.87	18.95	17.94
47	87.4	41.5	41.1	37.9	53.2	36.2	34.8	35.5	34.7	37.9	42.8	36.8	39.2	39.2
0.11	0.087	0.56	2.16	0.76		0.2	0.072	0.17	0.31	0.11	0.11	0.32	0.033	0.19
19.12	7.44	31.05	29.8	30.7	32.9	27.81	31.82	28.47	33.74	21.14	21.44	22.57	20.26	20.93
0.16	0.087	0.41	0.57	1.53	1.78	0.5	0.43	0.46	0.65	0.24	0.3	0.42	0.2	0.24
0.06	0.03	0.31	0.2	0.4	0.25	0.12	0.21	0.06	0.06	0.15	0.04	0.11	0.022	0.069
0.028	0.061	0.084	0.22	0.19	0.11	0.48	0.16	0.23	0.18	0.11	0.11	0.15	0.14	0.11
0.80	1.30	0.99	0.82	0.99	0.82	1.00	1.01	1.17	1.20	1.16	0.98	1.01	1.21	0.99
0.33	2.45	0.74	0.48	0.81	0.65	0.59	0.57	0.66	0.45	0.53	0.55	0.57	0.93	0.58
1.19	2.01	1.64	3.13	0.69	1.09	1.36	1.32	1.36	1.72	1.42	1.41	1.31	1.47	1.35
1.10	1.00	1.27	1.19	1.60	1.64	0.88	0.94	0.83	0.45	1.06	0.86	0.74	0.84	0.91

辉石岩;9—橄长岩;10~11—异剥钙榴岩;12~16—辉长岩;17~20—辉绿岩墙;21~29—玄武岩;1~6的稀土元素采用原始地幔成分标

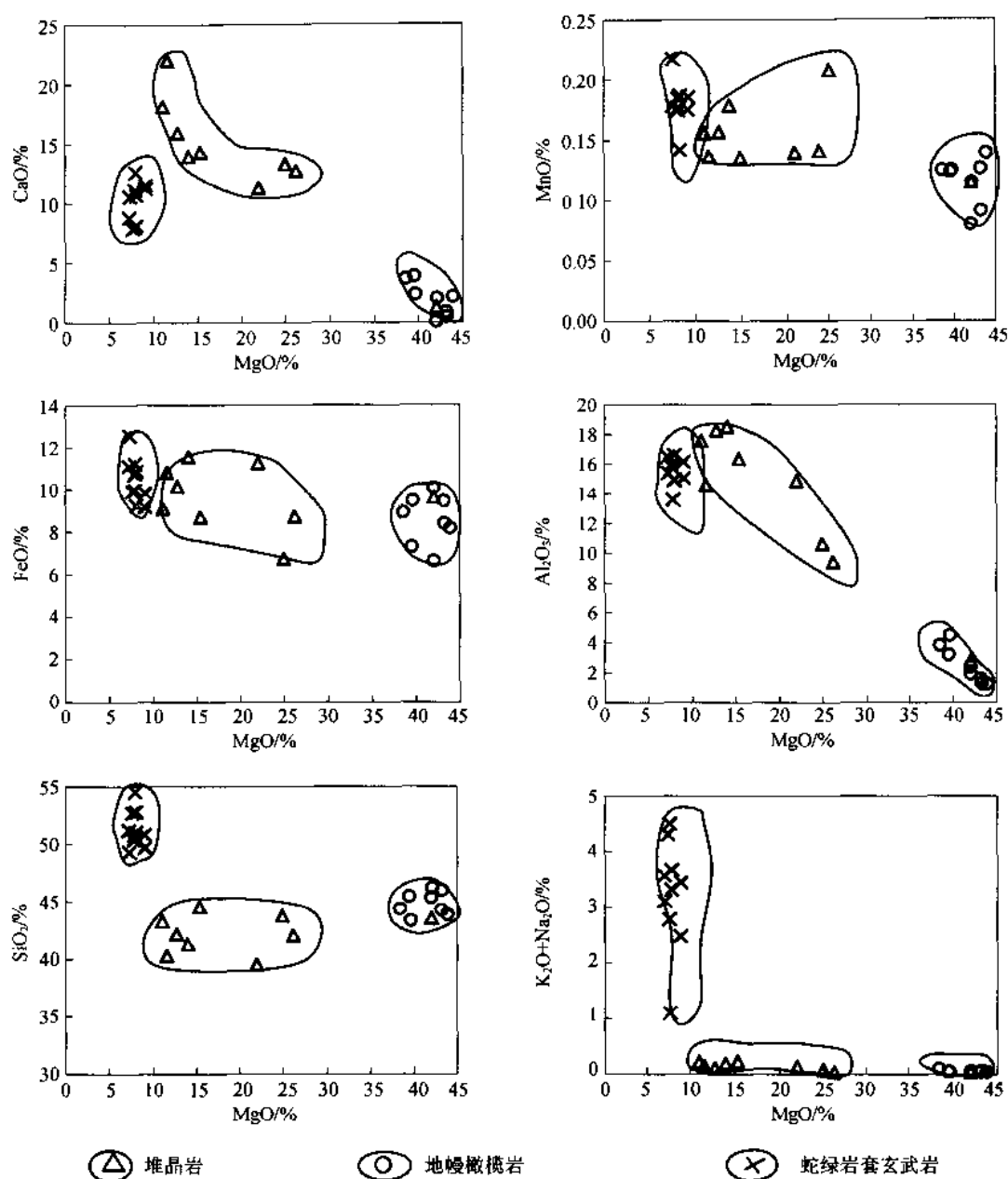


图 I-2-25 德尔尼蛇绿岩 MgO 与其他主要氧化物变异图解

土分馏程度较低。但 REE 分布型式表明其变化与岩石类型无关,而可能是不同程度的地幔交代作用的结果。

堆晶岩类野外产出为辉长岩-辉石岩和异剥橄榄岩组成的层状构造杂岩,彼此过渡并无穿插和侵入的标志,但稀土元素却表现出多样性的分布型式,可明显地分为三种类型(图 I-2-27B):一为轻稀土元素(LREE)富集型,二为平坦型,三为亏损型。富集型分别是均质辉长岩、石榴子石层状辉长岩/石榴子石辉石岩、异剥橄榄岩和暗色橄长岩。该分布型式显示了轻稀土和重稀土(HREE)之间的强烈分馏, $(La/Sm)_N > 1$, 为 $1.5 \sim 7.9$ 。部分显示不同程度的正 Eu 异常。其 δEu 由 $1.3 \sim 1.5$ 。平坦型的 $(La/Sm)_N$ 比值接近 1, 为 $0.9 \sim 1.1$, 显示了稀土元素极弱的分馏作用,但也显示强烈的正 Eu 异常, $\delta Eu 1.35 \sim 1.85$, 说明有斜长石的堆积作用。LREE 亏损型分别为层状辉长岩和层状辉石岩-辉长岩杂岩,其 $(La/Sm)_N$ 为 $0.33 \sim 0.64$, 并显示弱的正 Eu 异常。

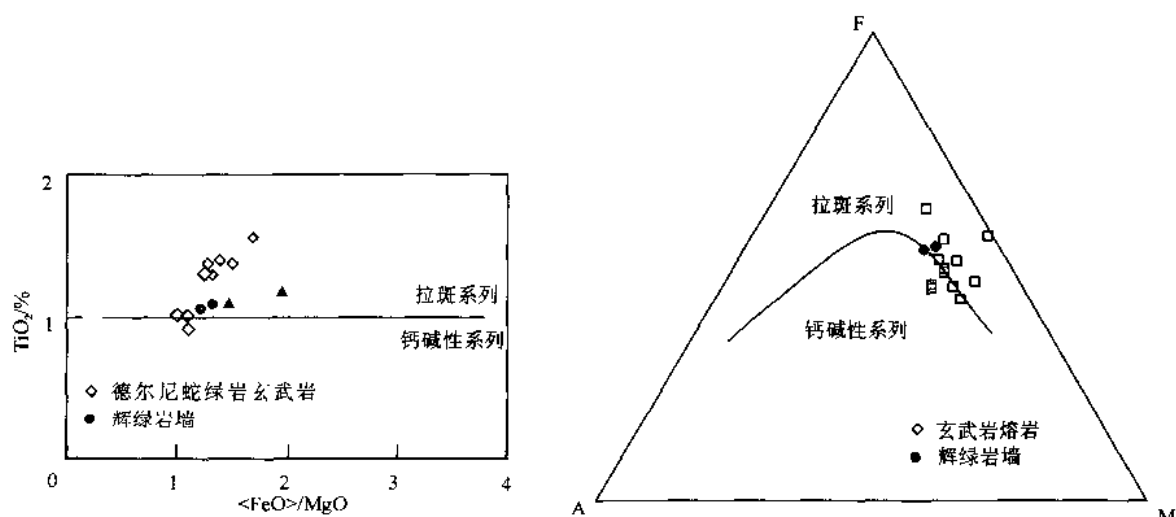


图 I-2-26 德尔尼蛇绿岩熔岩和岩墙的 (FeO)/MgO-TiO₂ 和 AFM 成分系列判别图

辉绿岩墙的 REE 丰度对球粒陨石标准化的分布曲线如图 I-2-27(C)所示。曲线均显示 LREE 亏损,其 $(La/Sm)_N$ 变化于 0.5~0.8, 而 HREE 呈近平坦型分布。并显示 Eu 的正异常 (δEu 由 1.2~1.6)。

玄武岩的稀土元素特征与其岩石化学成分一样十分稳定。其分布模式见图 I-2-27(D)。玄武岩以 $(La/Sm)_N < 1$ 为特征,变化于 0.5~0.9 之间,且显示不同程度的负 Eu 异常, δEu 由 0.5~1.1, 平均 0.8。该类玄武岩的稀土元素配分模式与大洋中脊玄武岩 (MORB) 可以对比。

6. 德尔尼蛇绿岩形成的构造环境和时代

(1) 德尔尼蛇绿岩的形成环境的判别

蛇绿岩的形成环境可以根据变质橄榄岩和玄武岩各自的系列地球化学特征加以判别,以下分别予以讨论。

1) 变质橄榄岩: 研究和实验表明铬尖晶石成分存在着 $Cr^{3+}-Al^{3+}$ 之间广泛的互补区间, 变质橄榄岩中铬尖晶石的 Cr' 值随着地幔部分熔融程度的增高而显示有规律的变化, 据此可利用 Cr' 值作为推断地幔源区熔融程度和结晶压力环境的灵敏指示 (Dick et al., 1984)。德尔尼变质橄榄岩尖晶石成分的 $Cr'-Mg'$ 图解显示本区变质橄榄岩的尖晶石成分变化范围与现代深海橄榄岩尖晶石成分基本一致, 即其 Cr' 值多以小于 60 为特征。利用变质橄榄岩中尖晶石的 Cr' 值与单斜辉石中的 $w(TiO_2)\%$ 图解 (Jaques and Green, 1980) 可以用于判断 $15 \times 10^8 Pa$ 压力范围内变质橄榄岩的熔融程度, 得出本区变质橄榄岩的熔融程度主要在 10%~15% 之间, 这表明本区变质橄榄岩为中、低熔融程度的地幔残余物, 其形成环境类似于洋中脊下的大洋地幔环境 (Dick and Bullen, 1984)。

本区变质橄榄岩中的主要元素 SiO_2 在熔融过程中表现出不相容性, 即 SiO_2 在变质橄榄岩中的含量低于原始地幔岩。研究表明 SiO_2 在高压条件下表现为相容元素的特征, 在低压条件下表现为不相容元素的特征, 即高压条件下形成的变质橄榄岩, 其 SiO_2 富集, 而在低压条件下形成的变质橄榄岩则亏损 SiO_2 , 由此认为本区变质橄榄岩是在低压条件下形成的, 这与变质橄榄岩中尖晶石的判断结果是相一致的。

2) 玄武岩和辉绿岩: 玄武岩作为蛇绿岩的上部层位是部分熔融作用形成的产物, 产自地幔源区。通常野外地质特征是判断其形成环境的重要方面, 但由于本区玄武岩原始层序解体而呈构造岩块产出, 这里只能从其岩石成分和地球化学特征等方面加以讨论。

在常量元素的判别图上, 如 $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ 、 $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ 三角图以及相关图解上, 本区蛇绿岩之玄武岩成分全部或大部落于大洋中脊玄武岩 (MORB) 区; 在稀土元素配分模式图解上也一致显示为 N-型大洋中脊玄武岩 (MORB) 的亏损型配分模式 (图 I-2-27); 同样, 在一些微量元素环境判别图

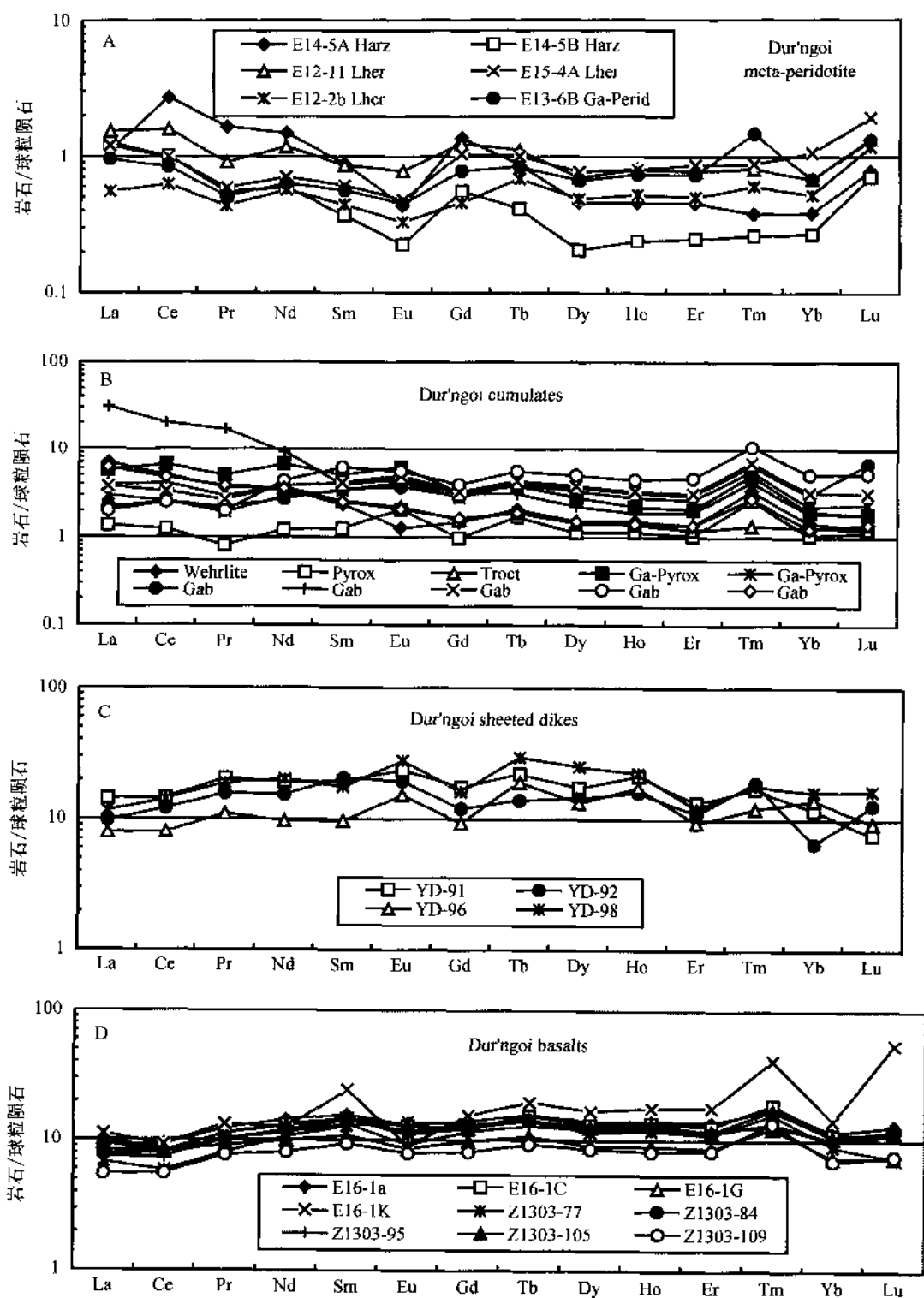


图 I -2-27 德尔尼蛇绿岩的不同岩石单元稀土元素分配图

A 变质橄榄岩;B 堆晶岩;C 辉绿岩;D 玄武岩

解上,如(Ti/100)-Zr-(Sr/2) 和 Cr-Y 等,也同样显示与大洋中脊玄武岩(MORB)成分区一致(图 I -2-28)。此外,该区玄武岩的 Pb 同位素组成也与洋中脊玄武岩(MORB)一致,如($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)-($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)图解(图 I -2-29)。由此可以得出结论,本区蛇绿岩玄武岩来自与大洋中脊玄武岩(MORB)类似的构造环境。这与用变质橄榄岩副矿物尖晶石成分判别得出的环境是一致的。

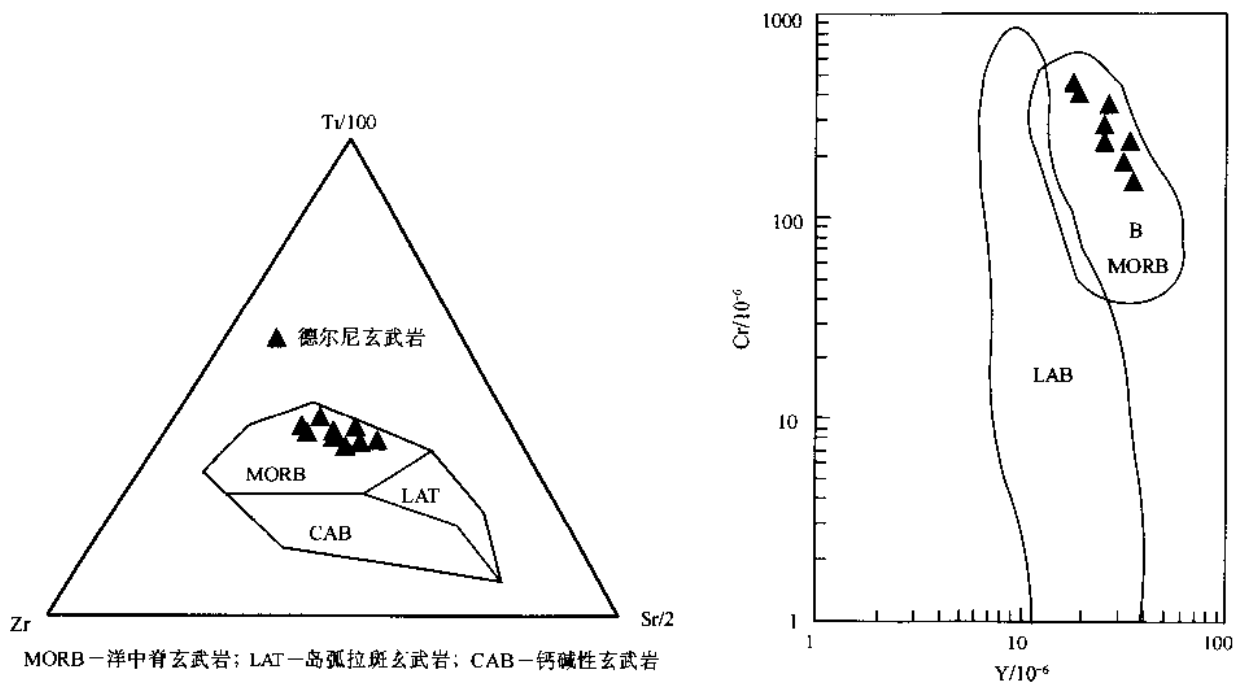


图 I-2-28 德尔尼蛇绿岩玄武岩和辉绿岩岩墙的 (Ti/100)-Zr-(Sr/2)、Cr-Y 形成环境判别图
(after Pearce, 1982)

(2) 德尔尼蛇绿岩的形成时代

前人有关德尔尼蛇绿岩的形成时代有两种认识:根据变质橄榄岩的全岩 Sm-Nd 等时线年龄为 10 亿年左右认为蛇绿岩形成于中元古代(青海省地质局, 1994);根据蛇绿岩的围岩时代和下大武基性熔岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 260Ma 左右,推断下大武蛇绿岩形成于二叠纪-三叠纪(姜春发等, 1992)。最近报道的德尔尼蛇绿岩玄武岩全岩 Ar-Ar 坪年龄为 $(345.3 \pm 7.9)\text{Ma}$ (陈亮等, 2001);此外,在阿尼玛卿蛇绿岩的西段布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类化石以及测得该地区花岗-英云闪长岩 $(402 \pm 24)\text{Ma}$ 的锆石 U-Pb 年龄,认为阿尼玛卿带中存在早古生代蛇绿岩(边干韬等, 1999, 2001a, 2001b)。

笔者采用德尔尼蛇绿岩熔岩中的锆石作为测试年龄样,样品取自 ZK1303 钻孔岩心,该钻孔由青海地矿局组织实施并提供样品。该钻孔选在德尔尼超镁铁岩上,穿透超镁铁岩后,获得了近 200m 厚玄武岩岩心。玄武岩岩石比较新鲜,虽然受一定程度绿片岩相变质,但仍然保留少量新鲜辉石和斜长石等矿物。从熔岩中选出锆石用于

U-Pb 测年。锆石颗粒一般为 $60 \sim 100\mu\text{m}$ 大小,晶面发育,阴极发光显示典型岩浆锆石的生长环带。测年在美国斯坦福大学的 SHRIMP-RG 实验室完成。共测定 12 粒锆石,其中 11 粒获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄区间为 $(276 \sim 319)\text{Ma}$, 平均 $(308.2 \pm 4.9)\text{Ma}$ (图 I-2-30)(表 I-2-3),另 1 粒锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

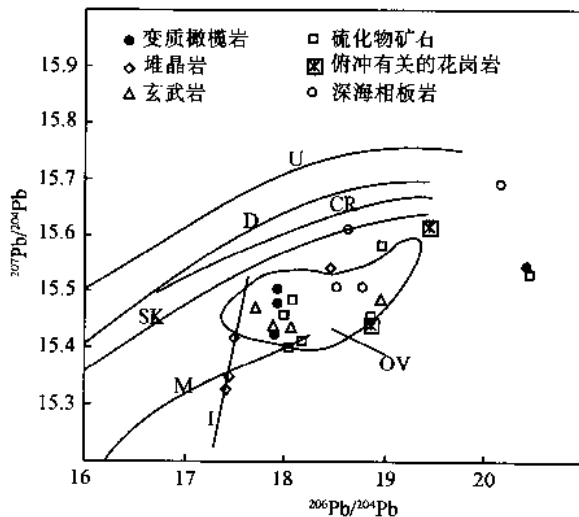


图 I-2-29 德尔尼蛇绿岩不同岩石类型的 Pb 同位素演化图解

U—上地壳铅演化曲线; D—单阶段铅演化曲线(Doe et al., 1974); CR—开放体系线性增加曲线(Cumming and Richards, 1975); SK—两阶段铅演化曲线(Stacey and Kramers, 1975); M—地幔铅演化曲线(陈好寿等, 1994); OV—大洋火山岩区间(陈好寿等, 1994); (1)变质橄榄岩; (2)堆晶岩; (3)玄武岩; (4)硫化物矿石; (5)俯冲有关的花岗岩; (6)深海相板岩

(198 ± 154)Ma, 误差大, 没有包括在平均值内。锆石的 Th/U 比值均比较接近, 在 0.35~0.63 之间, 属岩浆锆石的特点。认为该年龄值代表岩浆结晶的时代, 即蛇绿岩洋壳形成的时代为晚石炭世。

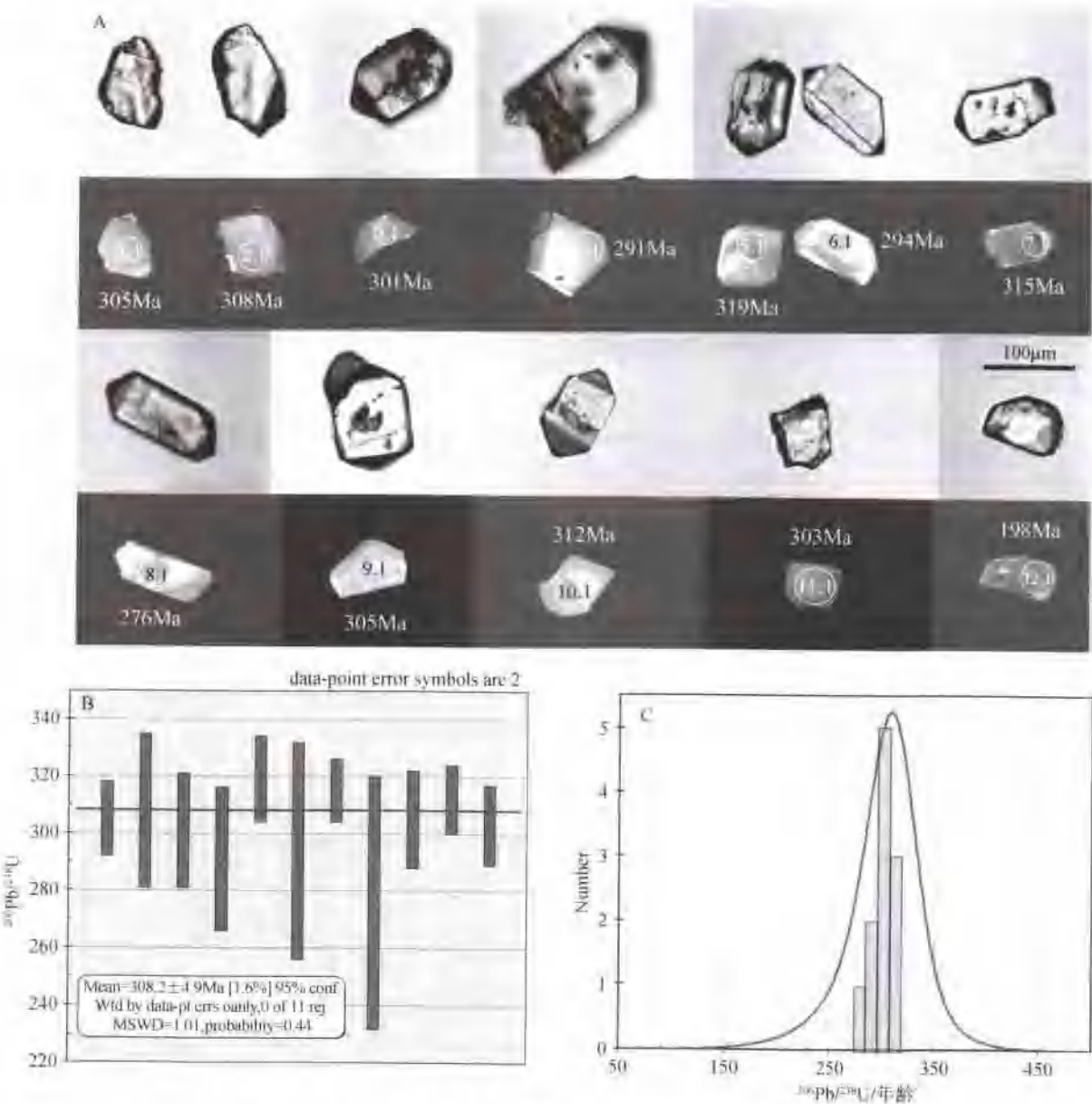


图 1-2-30 德尔尼蛇绿岩玄武岩熔岩的锆石 SHRIMP U-Pb 平均年龄
(A) 锆石的显微照片、阴极发光影像和 SHRIMP U-Pb 同位素年龄; (B) - (C) SHRIMP 年龄值的平均年龄为 (308.2 ± 4.9) Ma, 属石炭纪

7. 小 结

阿尼玛卿蛇绿岩是东昆仑巨型褶皱带中迄今已知出露和保存最佳的一段蛇绿岩。蛇绿岩虽均已解体, 但蛇绿岩各组成单元均有出露, 并且未被花岗岩和其他岩浆活动所破坏。本文通过对蛇绿岩岩石学和年代学方面的研究, 取得的以下几点认识。

(1) 德尔尼蛇绿岩代表一个已被构造肢解但岩石单元十分发育的古洋壳

德尔尼蛇绿岩是一个蛇绿混杂岩带, 其中出露的蛇绿岩岩石构造单元有, 变质橄榄岩, 基性超基性堆晶岩, 辉绿岩墙群和基性喷出岩。对蛇绿岩的地幔岩和玄武岩的成分研究表明该蛇绿岩属洋中脊型。

表 I-2-3 德尔尼蛇绿岩玄武岩熔岩(Z1303)中锆石的 SHRIMP U-Pb 同位素定年

Labels	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	Th/U	$\pm$	Pb * / 10^{-6}	$^{204}\text{Pb}/10^{-9}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$
Z1303-1.1	29	17	0.57579	0.01258	1	1	0.04846	0.00218
Z1303-2.1	14	5	0.35441	0.01318	1	2	0.04897	0.00436
Z1303-3.1	27	10	0.35378	0.01175	1	0	0.04786	0.00322
Z1303-4.1	25	8	0.33134	0.00941	1	5	0.04623	0.00398
Z1303-5.1	47	25	0.53279	0.01486	3	1	0.05074	0.00237
Z1303-6.1	14	5	0.36158	0.01997	1	1	0.04665	0.00618
Z1303-7.1	71	38	0.53027	0.00704	4	1	0.05	0.00183
Z1303-8.1	11	7	0.63526	0.02715	0	3	0.04373	0.00708
Z1303-9.1	56	20	0.35424	0.00702	2	10	0.04839	0.00279
Z1303-10.1	52	23	0.4431	0.01194	3	2	0.04953	0.00189
Z1303-11.1	79	38	0.47974	0.01025	4	2	0.0482	0.00219
Z1303-12.1	1	0	0.03706	0.01327	0	2	0.03117	0.02436
Labels	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$\pm$
Z1303-1.1	0.34764	0.14306	0.05203	0.02099	20.634	0.92965	305	13
Z1303-2.1	0.16954	0.37607	0.02511	0.05537	20.421	1.819	308	27
Z1303-3.1	0.40429	0.06537	0.06127	0.00851	20.895	1.4039	301	20
Z1303-4.1	-0.05972	-0.24217	-0.00937	0.03808	21.631	1.8643	291	25
Z1303-5.1	0.44663	0.09732	0.06384	0.01322	19.708	0.92095	319	15
Z1303-6.1	0.38659	0.26177	0.0601	0.03893	21.436	2.8397	294	38
Z1303-7.1	0.36854	0.07422	0.05346	0.01034	19.999	0.73197	315	11
Z1303-8.1	-0.30306	0.50497	0.05026	0.08437	22.866	3.7041	276	44
Z1303-9.1	-0.02056	0.16681	-0.00308	0.02503	20.667	1.1915	305	17
Z1303-10.1	0.38947	0.13422	0.05703	0.01926	20.188	0.77114	312	12
Z1303-11.1	0.27804	0.08752	0.04184	0.0128	20.748	0.94432	303	14
Z1303-12.1	-1.3423	-2.0321	-0.31236	0.43664	32.086	25.082	198	154

注:误差 1σ ; ^{204}Pb 和 Pb^{*} 分别代表普通铅和放射成因铅;测年在美国斯坦福大学 SHRIMP-RG 实验室完成。

(2) 蛇绿岩洋壳可能形成于一个快速扩张洋脊

在地表及已知的 200 余米厚的熔岩中均未发现枕状熔岩,说明喷出岩中熔岩流的比例较高,而熔岩流的高比例可以认为是洋脊快速扩张的证据(Yang and Hall, 1996)。本研究表明洋盆形成的时代至少始于晚石炭世(308.2 ± 4.9)Ma,如果玄武岩全岩(345.3 ± 7.9)Ma Ar-Ar 坪年龄(陈亮等, 2001)获得证实,则洋壳形成时间要早到早石炭世。而洋盆关闭的时间可能延续到晚三叠世,其中间隔可达约 1 亿年。如果用较快的扩张速率来估算,洋盆规模应该很大,这一点与该洋盆曾是规模巨大的古特提斯海盆的一部分、代表冈瓦那大陆与欧亚大陆之间的连接的认识是相吻合的(Yang 等, 1996)。

(3) 橄榄岩的强蛇纹石化和碳酸岩化与形成德尔尼铜矿有关

在对比阿尼玛卿带中德尔尼与布青山的变质橄榄岩时发现,前者近矿橄榄岩不仅完全蛇纹石化,而且叠加强烈碳酸岩化;后者蛇纹石化程度相对较弱,橄榄岩中保留了部分橄榄石和斜方辉石残晶(本研究未刊资料)。认为岩石的蚀变程度与海底热液活动的强弱有关。由此得出的启示是:德尔尼硫化物矿床的成因受海底热液活动控制,这一结论与矿石中发现海底热液活动产生的矿物是相吻合的(Yang 等, 1997),由此,可以指导进一步寻找德尔尼型铜矿床。

(二) 与古特提斯北洋盆有关的活动陆缘增生带(东昆仑-阿尼玛卿活动陆缘)

东昆仑阿尼玛卿蛇绿岩带标志古特提斯洋关闭后的板块缝合带。在该缝合带及周围识别出四套与洋盆和俯冲作用有关的火山岩,由南至北,分别为洋底玄武岩,岛弧火山岩,弧后盆地玄武岩和后碰撞火

山岩;即海底扩张阶段形成的拉斑玄武岩、俯冲阶段形成以钙碱性系列为主的岛弧火山岩、弧后盆地环境形成的拉斑玄武岩和后碰撞期间形成的陆内喷发的火山岩。板块构造体系说明洋壳俯冲极性从南向北。已有年代学证据表明:阿尼玛卿洋盆的开启时代至少可以早到晚石炭世(308Ma),洋盆关闭可能在早三叠世,岛弧火山岩的时代为晚二叠世(260Ma),弧后盆地火山岩的时代为早-中三叠世;后碰撞火山岩的时代为晚三叠世。

1. 活动陆缘火山岩

与古特提斯北洋盆有关的活动陆缘增生带——东昆仑-尼玛卿活动陆缘带由弧前增生楔、火山岛弧岩浆带及弧后盆地组成,与阿尼玛卿蛇绿岩伴随的窄大的大武和玛积雪山火山岛弧岩浆带外,北部的东昆仑布尔汗布达花岗岩岩浆带具有陆缘火山弧兼火山岛弧的特征。

(1) 洋底型玄武岩

这里定义的洋底玄武岩(ocean floor basalt)是将具有大洋玄武岩(oceanic basalt)或深海玄武岩(abysal basalt)特征的熔岩都归为这一类,原因是尽管在布青山和玛沁已识别出 MORB(Yang et al., 1996; 杨经绥等, 2004),但本文所包括的岩石不一定是典型洋脊玄武岩(MORB)。

洋底型玄武岩在布青山、玛积雪山和玛沁等多处出露。但在布青山和玛积雪山两处发育较好,熔岩出露宽度可达 500~1000m,多为厚层状,具枕状构造,气孔和杏仁构造也十分发育(详见姜春发等, 1992; Yang et al., 1996)。布青山枕状熔岩呈黑灰-灰紫色,致密块状,矿物粒度细,斑晶少,拉斑结构和辉绿结构多有保留,可见熔岩在海水中淬火冷却时结晶出来的矿物骸晶。岩石遭受一定程度海底热液蚀变,产生一些绿泥石、绿帘石及碳酸盐蚀变矿物。

玛沁附近熔岩呈岩块产在橄榄岩岩体或早二叠世砂板岩地层中,规模不大,通常小于 100m(图 I-2-31a)。但在钻孔 ZK1303 岩心中,见到熔岩厚度达 200m 以上,均为块状熔岩流产出,未见枕状熔岩。岩石为灰绿色,具杏仁状构造,局部具辉绿结构及似斑状结构,岩石可定为粒玄岩。岩石已受到绿片岩相变质作用,原生矿物已被次生矿物取代,主要为绿泥石、绿帘石和次闪石等。与布青山和玛积雪山两地熔岩相比,玛沁附近的熔岩不仅经历了强烈的海底热液蚀变,还经历了强烈的构造挤压变形,表现为矿物定向,原火成结构几乎完全破坏。该类玄武岩虽蚀变较强,但其化学成分却十分稳定,为典型海底拉斑玄武岩后。洋底玄武岩包括布青山、玛沁和玛积雪山等地熔岩。这套岩石属拉斑玄武岩系列,其特点是基性程度高,在 AFM 图中它们表现为一个较集中的小区间,成分变化小,具分异程度较低的特征(图 I-2-32a)。从 $Mg^{\#}$ 和 K/Na 变异图中可以看出其 $Mg^{\#}$ 值($Mg^{\#} = 100 * Mg/(Fe + Mg)$)高,限定在 40~60 区间,而 K/Na 之比主体上小于 1,具有 K_2O 低的特点(图 I-2-33a)。另一方面,它们的 TiO_2 含量普遍大于 1%,没有出现低 TiO_2 的类型(图 I-2-34a)。 TiO_2 与 $Mg^{\#}$ 值为负相关,正是洋底玄武岩的特点(BVSP, 1981)。

熔岩中 Cr 和 Ni 的含量较其他产出的熔岩中的明显地高出数倍或一个数量级。在 Cr- $Mg^{\#}$ 和 Ni- $Mg^{\#}$ 变异图上它们构成各自区间,与现代洋底玄武岩的成分区间相重合(图 I-2-34a)。

稀土元素则特征地表现为近平坦型或 LREE 轻微亏损型(图 I-2-35a),但布青山与玛沁两地的大洋玄武岩还是存在一定区别的。玛沁的玄武岩表现明显 Eu 正异常,而布青山玄武岩则 Eu 轻微负异常,这其中长石的变化反映出二者岩浆的差异。另外,玛沁玄武岩还包含了 LREE 轻度富集型的类型,其 $[La/Sm]_N$ 比值为 1.094(表 I-2-4)。从其主元素成分可看出该岩石属安山质熔岩。总之,从化学成分来看,具代表性的典型大洋玄武岩出露在布青山段,它们的特点是熔岩出露厚,发育枕状构造,而玛沁段地表上未见厚的熔岩层及枕状熔岩,但在钻孔中块状熔岩流厚度达 200 余米。

(2) 岛弧型喷出岩

主要发育在花石峡以东下大武至玛积雪山一带。喷出岩以熔岩夹碎屑岩为特征,二者交替呈互层状,厚度大于 1km,体积约各占一半,在下大武东的剖面中(图 I-2-31b),熔岩出露厚度要大于火山碎屑岩,且以基性喷出岩为主。岩石总体上属玄武岩-安山岩-流纹岩组合,其中玄武质和安山质岩石为主导。火山碎屑岩主要为凝灰质,但也可见薄薄的几层火山角砾岩夹层。熔岩中保留较好的火成结构及原生矿物斑晶。基性熔岩斑晶有单斜辉石、斜长石,中-酸性熔岩英安岩中有较多石英和斜长石斑晶。

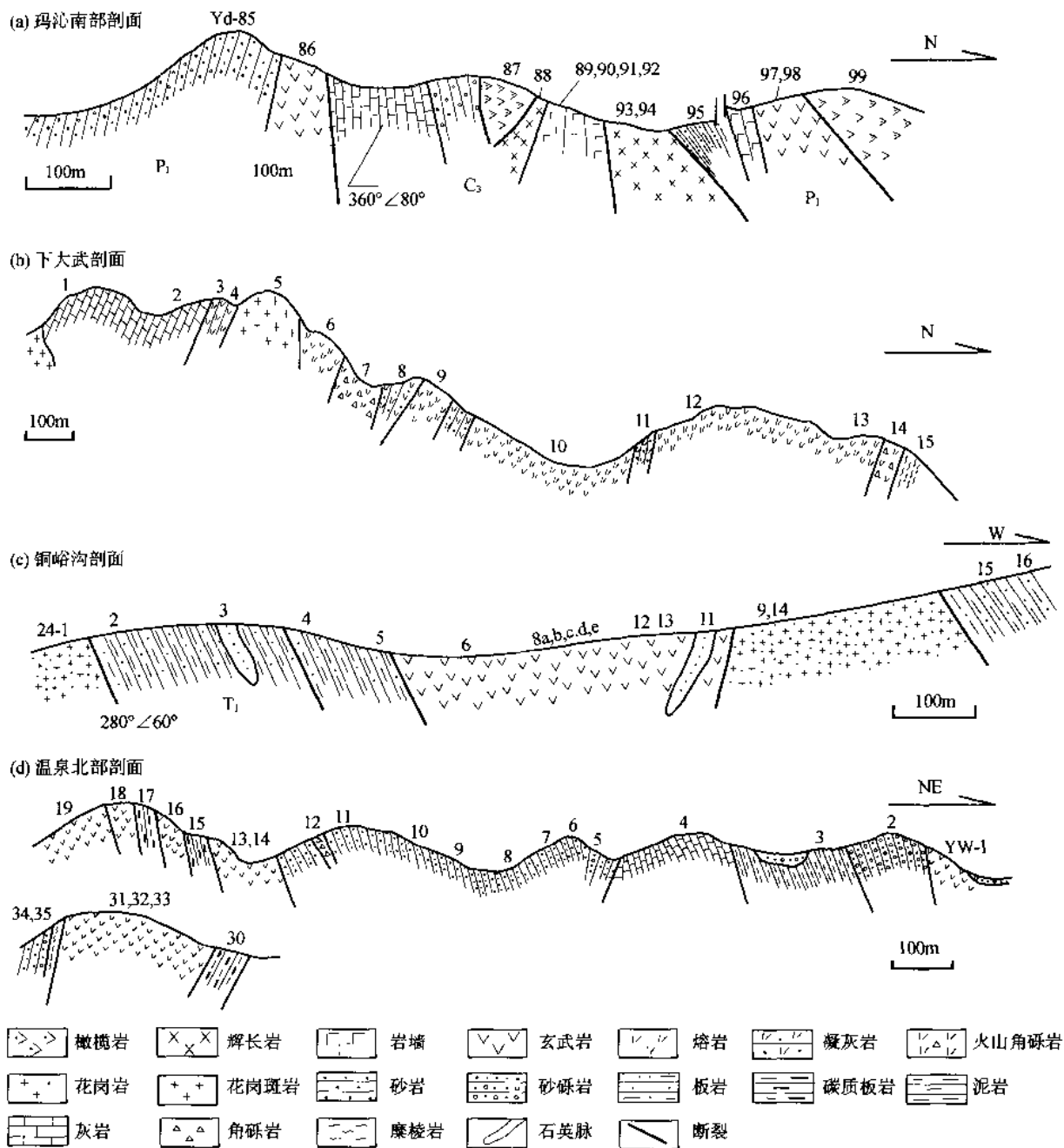
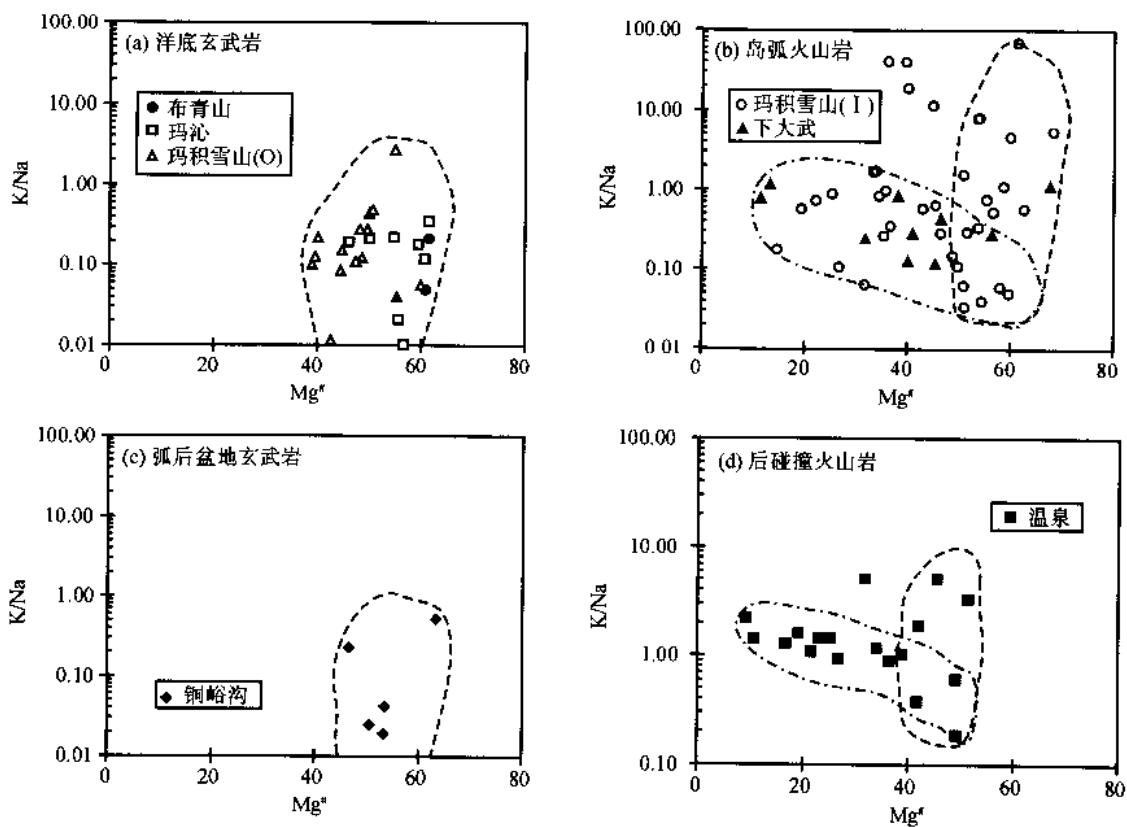
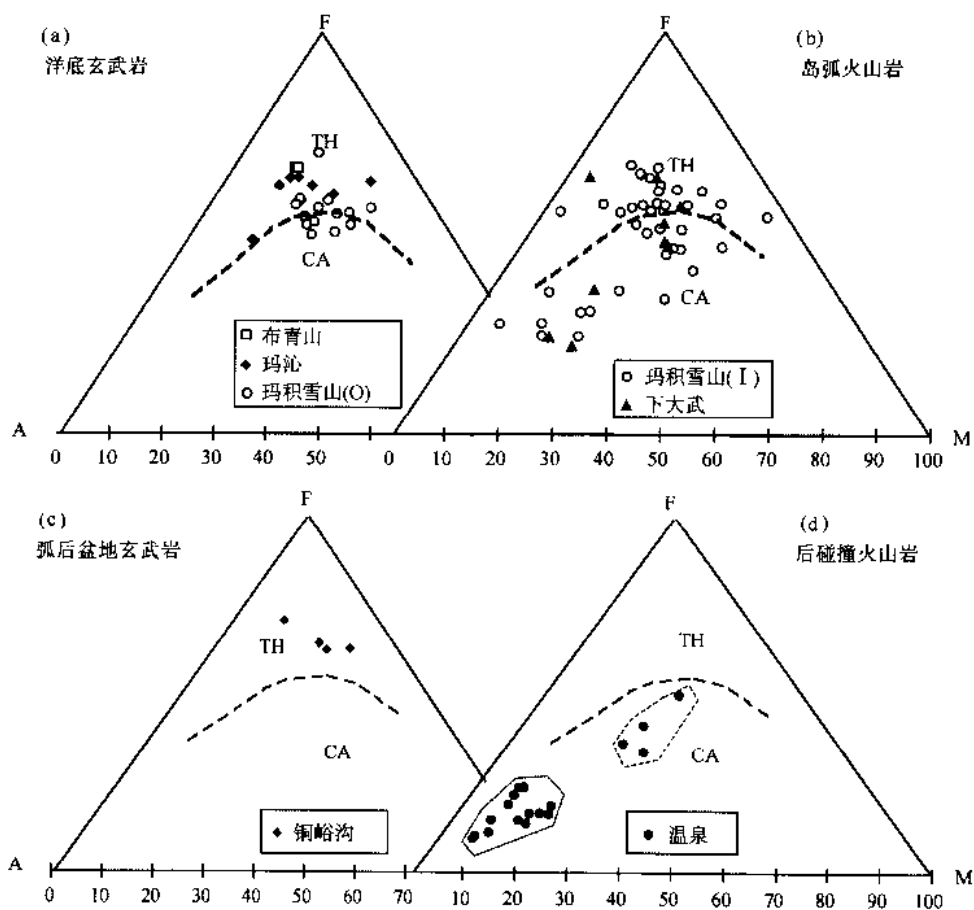


图 I-2-31 阿尼玛卿蛇绿岩及火山岩剖面

熔岩中玄武质和安山质总量多于 50%，剩下的一半中以英安岩为主，仅有少量流纹岩。火山碎屑岩中可见矿物定向及挤压结构。本区岛弧火山岩主要分布在下大武和玛积雪山一带。其特征是熔岩有一较大的变化区间，其中包括一部分拉斑系列的熔岩，但最大量的是钙-碱系列的火山岩；其另一特点是火山岩中碎屑岩占很大比例，可达 50% 以上。

在 AFM 图上(图 I-2-32b)，下大武和玛积雪山的熔岩显示相同的变化趋势。从拉斑系列向钙-碱系列演化，铁镁含量减少而 $K_2O + Na_2O$ 含量增加，其 Mg^+ 值变化于 10~70 (图 I-2-33b)，相应 SiO_2 含量也增高，出现流纹质火山岩(表 I-2-4)， K/Na 比例由小于 1 到接近 100，但 $(K/Na) < 1$ 还是占主要部分，说明岩浆中陆壳物质比例不高。但下大武熔岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7084$ ，表明陆壳物质是存在的(姜春发等, 1992)。



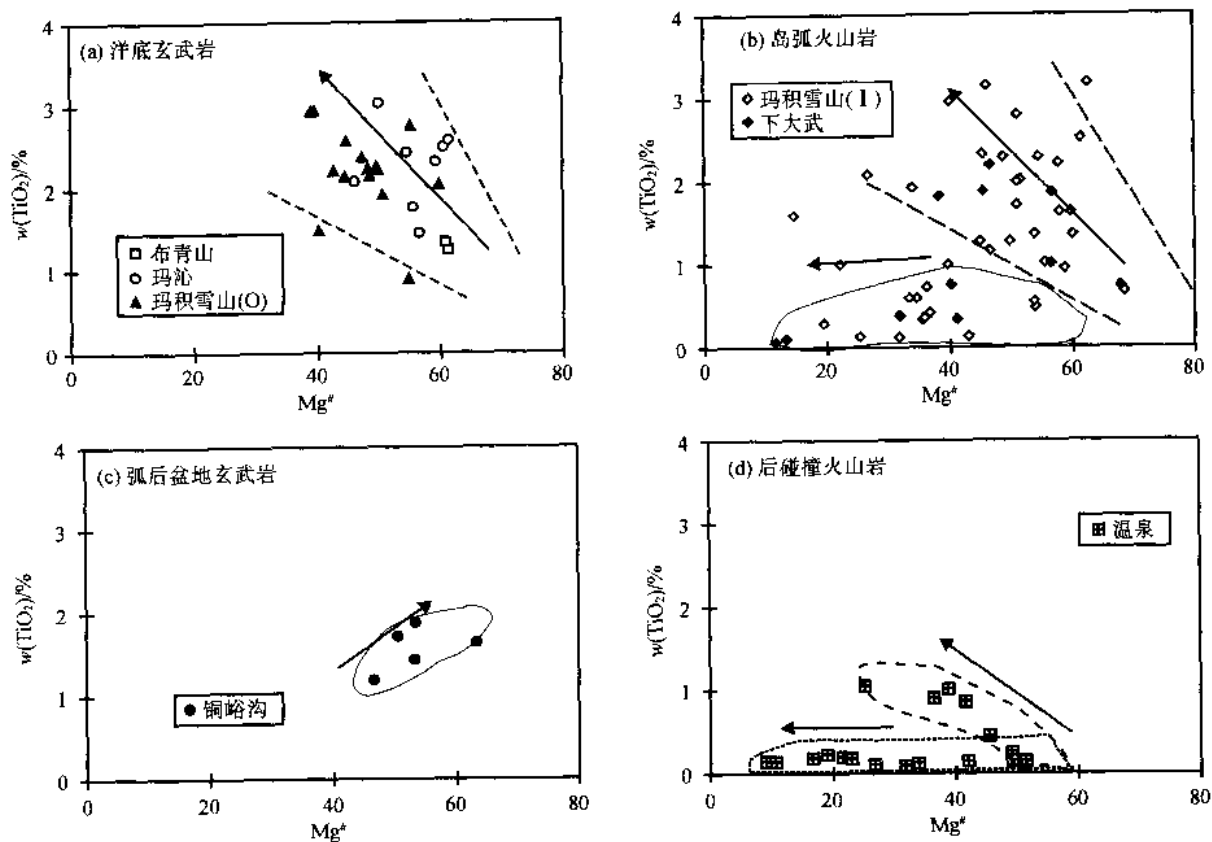


图 I -2-34 岩矿特点

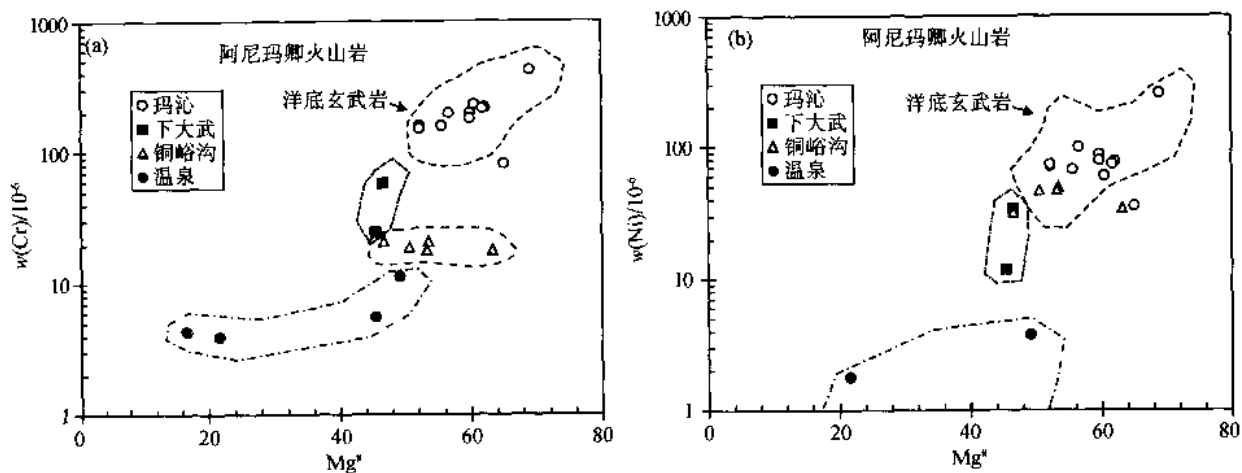


图 I -2-35 岩矿特点

TiO_2 含量出现小于 1% 的区间,这其中有两种情况(图 I -2-34b),一种是 TiO_2 含量随着 $\text{MgO}^\#$ 值低而低,这与岩浆分异有关;一种是 $\text{MgO}^\#$ 值保持不低(40~60),但 TiO_2 仍旧低(<1%),说明源区岩浆存在不同。现代岛弧玄武岩 $\text{Mg}^\#$ 值也变化在 40~60 之间,甚至可达 70,但相对其 TiO_2 含量普遍较低,多小于 1%。本区岛弧玄武岩 Cr、Ni 的含量明显要低于洋底型玄武岩(如图 I -2-35)。相反,其 Ba($19 \sim 315$) $\times 10^{-6}$ 和 Rb($13 \sim 25$) $\times 10^{-6}$ 含量要大大高于本区洋底型玄武岩的 Ba($16 \sim 22$) $\times 10^{-6}$ 和 Rb($1.6 \sim 2.3$) $\times 10^{-6}$ 含量(表 I -2-4),与此相对应,其 K_2O 含量(0.6%~1.5%)也要明显高于后者 0.2%(表 I -2-4)。

表 I-2-4 阿尼玛卿蛇绿岩熔岩及与俯冲有关的熔岩成分分析

产地 背景 编号 岩石类型	玛沁 洋底 E16-1G 玄武岩	玛沁 洋底 E16-1K 玄武岩	玛沁 洋底 Z1303-77 玄武岩	玛沁 洋底 Z1303-84 玄武岩	下大武 岛弧 YN-7 玄武岩	下大武 岛弧 YN-9 玄武岩	温泉 后碰撞 YW-16 安山岩	温泉 后碰撞 YW-18 流纹岩	温泉 后碰撞 YW-31 流纹岩	温泉 后碰撞 YW-32 流纹岩
$w_B/\%$										
SiO ₂	50.76	47.67	46.7	49.13	48.78	48.49	58.46	71.67	74.10	74.32
TiO ₂	1.36	1.57	0.89	1.32	2.12	1.78	0.45	0.25	0.19	0.20
Al ₂ O ₃	14.38	14.88	15.2	15.28	12.53	15.39	22.63	12.40	13.05	13.01
Cr ₂ O ₃					0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	3.294	5.246	3.752	4.196	5.57	4.89	1.69	0.75	2.61	1.95
FeO	7.94	7.66	5.22	6.96	8.44	7.85	1.36	1.40	0.28	0.23
MnO	0.18	0.21	0.13	0.18	0.24	0.24	0.09	0.14	0.07	0.11
MgO	7.7	7.02	7.32	7.63	6.57	5.72	1.35	1.12	0.29	0.31
CaO	7.84	10.22	9.8	10.84	7.02	4.10	0.40	2.78	0.98	1.61
Na ₂ O	3.39	2.93	2.98	2.64	3.59	5.61	1.82	5.35	3.37	3.53
K ₂ O	0.14	0.084	0.06	0.077	1.54	0.64	9.32	0.99	4.32	3.81
P ₂ O ₅	0.14	0.19	<0.1	0.12	0.20	0.21	0.09	0.06	0.05	0.04
Los	3.27	2.88	8.68	2.65	2.42	3.62	2.50	2.58	0.72	0.82
Total	99.6	99.79	100.21	100.33	99.04	98.55	100.16	99.51	100.04	99.93
Mg [#]	58.94	52.94	62.81	58.67	46.57	45.44	45.47	49.11	16.65	21.57
$w_B/10^{-6}$										
La	3.52	4.14	2.54	2.9	6.17	13.14	42.44	33.92	39.55	47.32
Ce	7.82	8.95	5.71	7.73	16.08	28.97	86.17	68.38	84.7	107.02
Pr	1.53	1.8	1.1	1.38	2.48	4.14	7.7	6.44	9.31	9.85
Nd	9.07	8.75	7.5	8.43	14.72	17.77	24.21	19.39	27.04	33.62
Sm	3.31	5.62	2.94	3.26	5.46	4.29	3.05	3.92	5.36	4.73
Eu	0.96	0.78	1.19	1.01	1.71	1.68	1.9	1.29	2	2.21
Gd	3.75	4.71	3.98	3.92	5.88	4.07	5.34	4.69	6.88	7.35
Tb	0.82	1.14	0.81	0.83	1.14	0.92	0.6	0.58	1.04	1.24
Dy	4.76	6.37	4.36	4.57	6.77	4.81	3.58	2.61	5.72	5.95
Ho	1.12	1.52	1.01	1.08	1.45	1.16	0.73	0.74	1.37	1.5
Er	2.86	4.47	2.73	2.82	3.99	1.73	1.66	1.25	2.78	3.25
Tm	0.61	1.47	0.56	0.48	0.52	0.38	0.31	0.18	0.66	0.5
Yb	2.61	3.5	2.23	2.48	3.04	2.32	1.95	1.63	3.75	3.8
Lu	0.45	2.08	0.28	0.42	0.42	<0.0398	0.29	0.2	0.48	0.68
Y	26.35	33.67	26.24	25.4	33.67	21.63	15.64	14.03	32.2	30.56
Cr	317	172	334	236	57.7	24.6	5.59	11.3	4.33	3.93
Ba	165	195	269	221	351.4	298.5	1339	303	927.1	744.7
Co	35.5	34.7	37.9	42.8	49	45.2	6.16	4	3.36	3.36
Ni	64	62	107	94	33.9	11.7	0.059	3.74	0.058	1.77
Sr	98.8	146	109	132	82.6	200.6	118	169	101.6	132.3
Th	0.17	0.31	0.11	0.11	0.46	4.25	24.3	17.7	17.1	18.9
V	261	404	202	227	360	372.5	57	17.5	7.28	1.37
Sc	28.47	33.74	21.14	21.44	35.15	33.6	7.53	5.13	7.87	6.84
Zr	84	91	44.2	73	71.3	37.3	118	60.2	82.9	75.1
Rb	3.77	1.73	1	0.65	24.79	12.92	387.8	58.81	126.6	156.01
Nb	1.05	1.34	0.67	0.67	2.36	3.06	22.25	10.8	16.21	17.63
Hf	0.46	0.65	0.24	0.3	2.23	1.19	2.91	1.04	2.43	2.37
Ta	0.06	0.06	0.15	0.04	0.21	0.27	4.91	0.82	1.45	1.42
U	0.23	0.18	0.11	0.11	0.14	1.4	5.65	3.35	3.33	4.54
(La/Ce) _N	1.17	1.20	1.16	0.98	1.00	1.18	1.28	1.29	1.21	1.15
(La/Sm) _N	0.66	0.45	0.53	0.55	0.70	1.89	8.57	5.33	4.55	6.16
(Sm/Yb) _N	1.36	1.72	1.42	1.41	1.34	3.75	14.39	13.76	6.97	8.24

注:分析由国家地质测试中心李蓉华等人完成,主元素及 La、Ce、Nd、Rb、Ba、Sr、Ni、Zr 采用 ICP-AES 方法,FeO 采用容量滴定法,K₂O 采用原子吸收法,其他元素采用 ICP-MS 方法。

稀土元素显示从 LREE 平坦型到 LREE 高度富集型 (图 I-2-36b), 其总量也从相当于球粒陨石的 10 倍增到 100 多倍, 而且岩石中出现 Eu 亏损的类型, 这在本区四套火山岩中是特殊的。

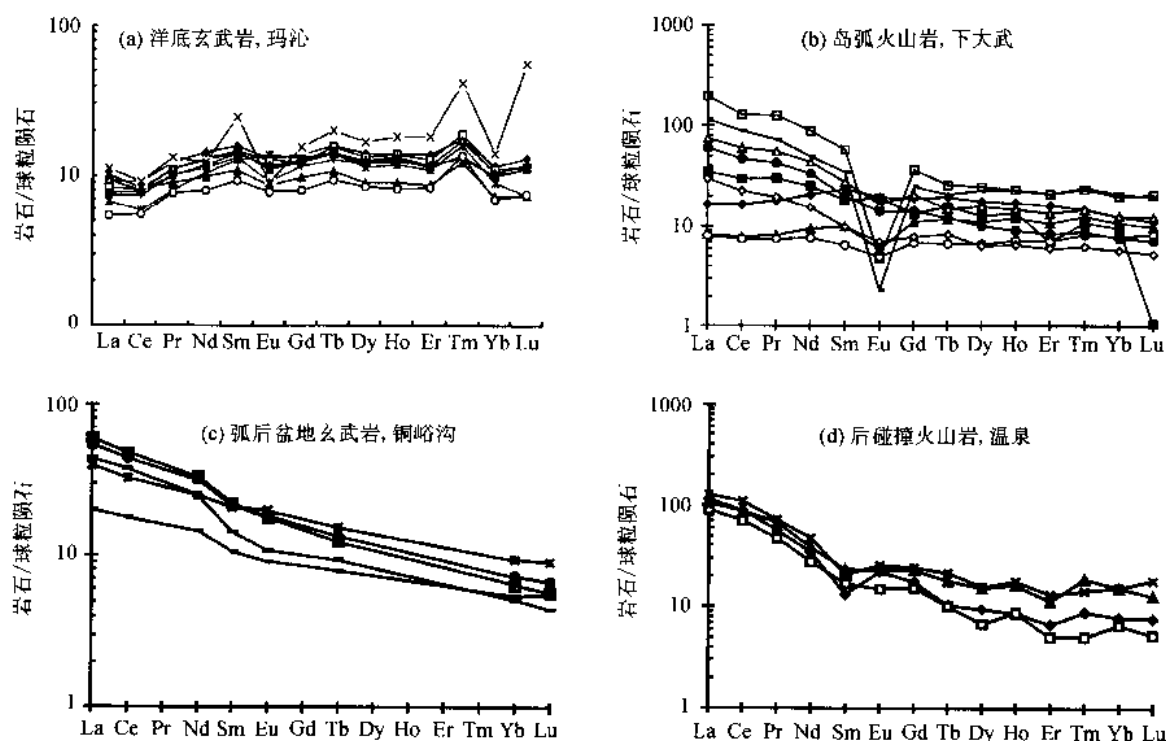


图 I-2-36 岩矿

(3) 弧后盆地玄武岩

根据构造背景、地层沉积相以及熔岩成分分析, 玛沁以北铜峪沟一带在沿阿尼玛卿缝合带发生俯冲期间应属于弧后盆地环境, 处于拉张应力下, 因此产生一套与拉张作用有关的玄武岩。

李福东等人 (1993) 在研究铜峪沟与火山岩有关的铜矿床时对这组基性火山岩做了一定的工作, 认为属拉斑玄武岩类, 火山岩由熔岩和凝灰岩组成, 产在下三叠海相地层中, 与沉积地层呈整合互层。岩石已被强烈海底热液蚀变, 表现为斜长石已被钠长石取代, 其他热液矿物为阳起石、绿泥石和绿帘石等。

对铜峪沟的野外调查观察到的熔岩厚近 200m, 产在早三叠世的板岩地层中 (图 I-2-31c)。火山岩以玄武岩类为主, 有少量安山岩。熔岩中普遍铜矿化, 除了绿片岩相蚀变, 还发育许多与热液蚀变有关的石英脉, 并见小花岗岩脉侵入。

本区弧后盆地火山岩特点如下: 它们属拉斑玄武岩系列, 以基性岩为主, 在 AFM 图上集中在 TH 区 (图 I-2-32c)。而且其 K/Na 比值也较低 (图 I-2-33c), 与洋底玄武岩可以对比。

这套熔岩的基性程度高, 也表现在 $Mg^{\#}$ 值较高, 这与洋底玄武岩相一致; 但所不同的是其 TiO_2 含量与 $Mg^{\#}$ 显示了一个正相关关系, 恰与洋底玄武岩的趋势相反 (图 I-2-34c)。其 Cr 含量约稳定在 20×10^{-6} 左右, 较洋底玄武岩低一个数量级, 也数倍低于岛弧玄武岩中 Cr 含量, 但却不受 $Mg^{\#}$ 值变化影响。Ni 含量虽然也低于本区洋底玄武岩的含量, 但却同落在现代洋底玄武岩区, 并且高于岛弧玄武岩中的 Ni 含量 (图 I-2-35)。

稀土元素呈现 LREE 较高富集的模式 (图 I-2-36c), $(La/Sm)_N = 2 \sim 3$ 之间, 反映 HREE 状况的 $[Sm/Yb]_N$ 也在 $2 \sim 3$ 之间。这些特征又与下大武岛弧熔岩及温泉的后碰撞熔岩相似, 而与 LREE 亏损型洋底玄武岩明显不同。因此, 本区弧后盆地火山岩许多特征可以与洋底玄武岩对比, 但又有些特征无法与岛弧火山岩相区别。原因是它们属边缘盆地环境, 而边缘盆地的发育程度与岩浆物质来源、有无地壳物质加入等诸因素密切相关。

(4) 后陆火山岩

后陆火山岩是指板块拼合后陆内仍然在继续的火山岩浆活动,这里主要指产在晚三叠世地层中的陆相火山岩。它们主要分布在距玛沁之北几十至上百公里的温泉及布青山以东,与其相伴随的有同时期的花岗岩侵入。

野外观察表明这套火山岩为安山岩-英安岩-流纹岩组合,它们产在陆相碎屑岩夹浅海相沉积岩中(图 I-2-31d)。火山岩以熔岩为主,有多次喷发,单层厚度达数百米,总厚度 2~3km。镜下显示岩石较为新鲜,有些已产生低温蚀变。安山岩为深灰色,斑晶 20%~30%,主要为斜长石和石英,基质由微晶矿物组成,呈交织结构和流动构造。英安岩为灰黄色,斑晶含量可达 20%,主要为钠长石和石英,基质中石英含量较高,余为钠长石类矿物。流纹岩为灰白色,斑晶矿物主要为石英,岩石绿泥石化蚀变强烈。

(5) 后陆火山岩

这套火山岩则与上述三套火山岩明显不同。首先,在 AFM 图解上显示总的钙碱系列岩石演化趋势(图 I-2-32d), $K_2O + Na_2O$ 总量随岩石碱度增加从 1.6% 变化到 4.8% (表 I-2-4)。但图中温泉地区火山岩存在两个区间,也就说明源区岩浆存在着差异。

在 $Mg^{\#}-(K/Na)$ 变异图上,除了未出现低 K/Na 值外,这套火山岩显示了与本区岛弧相似的变化趋势,即一部分岩石的 K/Na 值随 $Mg^{\#}$ 值降低而增高,而另一部分岩石虽然 K/Na 值升高,但 $Mg^{\#}$ 值不变(图 I-2-33d)。这一特征进一步表明源区岩浆存在着差异。

同样的特征也显示在 $TiO_2-Mg^{\#}$ 变异图上(图 I-2-34d)。图中显示 $w(TiO_2)$ 含量普遍小于 1%,随着 $Mg^{\#}$ 值降低, SiO_2 出现两种情况,一种情况是保持低值,另一种为升高。尽管这些特征与本区岛弧环境熔岩相似,但区别之处是本套岩石缺乏高 SiO_2 的岩石。与本套岩石的高碱低 $Mg^{\#}$ 特征相对应, Cr 和 Ni 的含量与其他三套相比,也属最低,要较 Cr 和 Ni 含量较高的洋底玄武岩低 2 个数量级(图 I-2-35)。从图中还可以看出,本区四套岩石中 Cr 和 Ni 含量随着 $Mg^{\#}$ 降低而降低的一个总趋势。

熔岩的 REE 总量显示一致地高,而且也是本区四套火山岩中最高的(图 I-2-36d)。LREE 高度富集,表现在 $(La/Sm)_N = 5 \sim 9$, 而且 $(La/Sm)_N$ 也高达 7~14,二者都是本区火山岩中最高的。

将以上四套火山岩的主要特点小结在表 I-2-5 中。

表 I-2-5 阿尼玛卿地区板块构造体系中的 4 套火山岩特征对比

洋底玄武岩	岛弧火山岩	弧后盆地火山岩	后碰撞火山岩
厚熔岩层,枕状熔岩	熔岩和火山碎屑岩,体积约各占 50%,分多个旋回	熔岩和部分凝灰岩	熔岩和一定量火山碎屑岩
拉斑玄武岩系列	拉斑玄武岩;钙碱性玄武岩-安山岩-流纹岩系列	拉斑玄武岩系列	钙碱性安山岩-流纹岩系列
基性岩类,成分变化区间小	基性-酸性岩石类型,许多高 SiO_2 岩石,成分有很大区间	基性岩类	中酸性岩石类型
$Mg^{\#}$ (40~60) 高	$Mg^{\#}$ (10~70) 低高均有,变化区间大	$Mg^{\#}$ (40~60) 高	$Mg^{\#}$ (10~50), 低为主,变化区间大
低 K_2O , $K/Na < 1$	$K/Na > 1$ $K/Na < 1$	$K/Na < 1$, K_2O 低	$K/Na > 1$, K_2O 范围大
$TiO_2 > 1\%$	$TiO_2 < 1\%$ $TiO_2 > 1\%$	$TiO_2 > 1\%$	$TiO_2 < 1\%$, 总是低
TiO_2 与 $Mg^{\#}$ 负相关	$Mg^{\#}$ 高 TiO_2 与 $Mg^{\#}$ 负相关	TiO_2 与 $Mg^{\#}$ 正相关	TiO_2 与 $Mg^{\#}$ 负相关
Cr(70~400) $\times 10^{-6}$, 高	Cr(20~60) $\times 10^{-6}$, 次高	Cr(10~20) $\times 10^{-6}$, 低	Cr $< 10 \times 10^{-6}$, 十分低
Ni(70~300) $\times 10^{-6}$, 高	Ni(10~30) $\times 10^{-6}$, 低	Ni(20~50) $\times 10^{-6}$, 低	Ni $< 5 \times 10^{-6}$, 十分低
Ba(16~22) $\times 10^{-6}$, 低	Ba(19~315) $\times 10^{-6}$, 高	Ba(106~143) $\times 10^{-6}$, 高	Ba(300~1300) $\times 10^{-6}$, 十分高
Rb(1.6~2.3) $\times 10^{-6}$, 低	Rb(13~25) $\times 10^{-6}$, 高	Rb(12~53) $\times 10^{-6}$, 高	Rb(60~390) $\times 10^{-6}$, 十分高
LREE 平坦-轻微亏损	LREE 平坦-强烈富集	LREE 富集	LREE 强烈富集
$(La/Sm)_N = 0.4 \sim 0.8$	$(La/Sm)_N = 0.7 \sim 1.9$	$(La/Sm)_N = 2 \sim 3$	$(La/Sm)_N = 5 \sim 9$

(三) 古特提斯北洋盆与活动陆缘沉积盆地

由于古特提斯北洋盆-昆南-阿尼玛卿洋盆向北俯冲,东昆仑地体南侧成为三叠系时期的活动大陆边缘,现从沉积角度来分析受板块俯冲及碰撞影响所产生的弧前增生楔、弧后盆地及大陆边缘沉积。

1. 阿尼玛卿弧前加积楔沉积

弧前增生楔沉积由中三叠统的洪水川组和闹昌坚沟组组成,呈长条状分布,主要为一套粗碎屑岩、凝灰质岩、火山碎屑岩。沉积厚度大,相变快而复杂,发育粒序层理,表现为一套海相冲积成因的沉积物。其古流向数据反映出复杂多变的古水流背景,这可能与岛弧的沉积作用有关。

在托索湖北侧地区,洪水川组的厚度大于1600m。下部的砂砾岩组大约600m厚,主要由杂色厚层砾岩、灰绿色或灰褐色厚层含砾粗砂岩、灰褐色或灰紫色杂砂岩和灰绿色长石砂岩和粉砂质页岩组成,表明其是相对浅水、快速堆积、物质供应充裕的产物。中部的火山碎屑岩组约580m厚,由一套灰色至灰褐色砂岩,灰色至灰绿色粉砂岩、粉砂质页岩,凝灰质砂岩、凝灰岩和凝灰质熔岩组成。上部碳酸盐岩组约450m厚,主要由深灰色至灰绿色钙质粉砂岩和页岩,黑色至深灰色薄层泥晶灰岩和泥灰岩,以及深灰色中层至厚层角砾状砾屑灰岩组成。根据野外观察,上部碳酸盐岩组是相对深水的、物质供应充裕、重力作用明显的斜坡环境的沉积。

2. 阿尼玛卿弧后盆地及大陆边缘沉积

主要分布于阿尼玛卿火山岛弧之北地区。下统称为隆务河群(T_1L_n)隆务河群主要发育在隆务河口及向西至尖扎石脑河一带,厚2300~6450m。下部以粗碎屑岩为主,底部的块层状砾岩可达100余米。横向变化大,纵向下粗上细,组成若干个沉积韵律。上部以粉砂岩及板岩为主夹灰岩,产菊石 *Meeckoceras*, *Svalbardiceras* 及植物化石。发育粒序层理和包卷层理,槽模等浊流沉积标志,主要为浊流沉积,古流向测量为向南的流动特征。

中三叠统古浪堤组分布广泛,下部由砂岩、板岩夹灰岩组成,厚2076m,产菊石;双壳类;植物等。上部由砂岩、板岩及不稳定砾岩组成,厚2530m。

在阿米夏江—江隆山以南至河南西倾山以北广大地区,古浪堤组以浅海相细碎屑岩为主,岩性单一,相变不大。分布在贵南南山、同德北山、拉加乡以北、玛沁县以北的古浪堤组为一套浅海相砂泥质沉积,组成一套具复理石层系、韵律层十分发育的砂板岩,偶夹不纯灰岩透镜体。总厚度大于14232m,顶底未见。

古浪堤组最大特征是在一套碎屑岩中发育碳酸盐岩碎屑流沉积,反映出大陆边缘上斜坡带的沉积作用特征和过程。灰岩碎屑流沉积反映出古浪堤中-早期区域古大陆斜坡主要为向南倾的大陆边缘,并且从颗粒流,特别是变密度流的发育说明当时斜坡可能为 $9^\circ \pm$ 。陆源物的大地构造背景分析主要为:在同德地区表现出大陆岛弧-大陆边缘之间弧后盆地的微量元素地球化学特征(表I-2-6)。

在东昆仑地体北部河卡南山发育的三叠系沉积主要由灰绿色板岩、细粒岩屑长石砂岩、中粗粒岩屑长石砂岩,局部夹角砾岩构成。发育沙纹层理、粒序层理和槽模构造等。从沉积序列和沉积特征上分析,为一套浊流沉积。古流向测量主要为从北向南的流动(交错层古流向以 $230^\circ \sim 350^\circ$ 为主)、岩石地球化学和矿物成分分析(图I-2-37、表I-2-6)主要显示较活动大陆边缘的大地构造背景。

3. 东昆仑地体南坡三叠系陆缘沉积

1994年秋,季强等在姜路岭一带砂板岩系所夹的深灰色薄层泥晶灰岩中采集了45块牙形样品。其中六块样品产有典型的早三叠世 *Smithian-Spathian* 牙形类,如 *Neospathodus homeri*, *Neospathodus triangularis*, *Neospathodus cf. Homeri*, *Neospathodus cf. Pakistanensis*, *Cypridodella* sp., *Prioniodina* sp., ? *Lonchodina* sp., *Heterospathodus primus* gen. et sp. nov 和 *Heterospathodus jianglulingensis* gen. et sp. nov.。这些牙形类的发现有力地证明了姜路岭一带的砂板岩系应当归属洪水川组,时代为早三叠世,为陆缘沉积的构造环境。

(四) 古特提斯北洋盆及其俯冲体制

通过以上研究,我们在阿尼玛卿一带识别出了四套火山岩,结合之前对东昆仑德尔尼地区蛇绿岩所

表 I -2-6 同德地区三叠系各岩组微量元素平均含量(%)表

	T _{2d}	T _{2c}	T _{2b}	T _{2a}	T _{1b}	T _{1a}
Cu	0.00406	0.00478	0.00274	0.0293	0.00398	0.00509
Pb	0.00143	0.002	0.00166	0.00155	0.00138	0.016
Zn	0.00966	0.0072	0.00468	0.0037	0.00828	0.00759
Cr	0.00648	0.00836	0.0088	0.00939	0.00593	0.0067
Ni	0.00279	0.00247	0.005	0.00236	0.0025	0.00309
Co	0.00283	0.0011	0.00106	0.00101	0.00118	0.00106
V	0.00476	0.0091	0.00769	0.00716	0.00609	0.00821
Ga	0.00113	0.00128	0.00112	0.00105	0.00106	0.00155
Ti	0.3172	0.356	0.383	0.29	0.258	0.256
Mn	0.0545	0.0367	0.0456	0.0638	0.0359	0.0511
Ba	0.0346	0.0392	0.0438	0.0419	0.0391	0.0427
Sr	0.0293	0.023	0.0293	0.0284	0.02	0.0346
B ₂ O ₃	0.01172	0.0191	0.0136	0.0117	0.00035	0.00054
Sn	0.000069	0.00056	0.00064	0.00038	0.00019	0.00023
Be	0.000262	0.000308	0.000294	0.000244	0.000266	0.000332
Y	0.000845	0.000286	0.00238	0.00222	0.00271	0.00268
Yb	0.0000103	0.000083	0.0000692	0.0000493	0.000222	0.0000107
Li		0.00167	0.0000855			
Zr	0.00638	0.0172	0.0175	0.0097	0.0235	0.0064
La	0.00345	0.00167	0.00568	0.239	0.379	0.0034

建立的岩石单元和构造层序(杨经绥等, 2004), 我们可以对东昆仑南缘蛇绿岩缝合带的板块体制和构造意义做一小结。

1. 阿尼玛卿蛇绿岩的构造层序

阿尼玛卿蛇绿岩中的岩石单元包括了变质橄榄岩、堆积橄榄岩、堆积辉长岩、块状辉长岩、辉绿岩墙、洋底玄武岩及上覆的放射虫硅质岩, 尽管它们多以零散的构造岩块产出, 但组成了一个几乎完整的蛇绿岩层序。其中: ① 变质橄榄岩主要为方辉橄榄岩, 少量纯橄岩, 二辉橄榄岩少见; 化学成分上这套岩石属镁质超基性岩, 稀土元素反映出典型的亏损地幔橄榄岩的特征。② 堆积橄榄岩的堆晶结构保存很好, 原生矿物已全部蛇纹石化。其与变质橄榄岩明显不同之处是 REE 总量要数倍于球粒陨石值, 而变质橄榄岩则要小于球粒陨石值。③ 堆积辉长岩和块状辉长岩共生, 堆积层出现在辉长岩块的下部, 堆积条带保留较好, 但岩石也已完全被热液蚀变, 而且受构造影响产生角砾化和糜棱岩化。岩石属拉斑玄武岩系列, 化学成分特征与上覆熔岩相同, 它们被认为是形成洋底玄武岩的岩浆房。④ 岩墙群仅仅在玛沁发现, 成分同洋底玄武岩。⑤ 洋底玄武岩由枕状和块状熔岩组成, 岩枕间及岩流中都见有多层放射虫硅质岩薄层, 或含放射虫泥质岩。岩石多已遭受强烈海底热液蚀变, 局部地带岩石强烈变形, 近似糜棱岩化。岩石成分可与现代洋底玄武岩对比, 稀土元素为 LREE 轻微亏损型或平坦型(姜春发等 1992; Yang et al., 1996, 1997; 陈亮等, 2001; 边千韬等, 2001; 杨经绥等, 2004)。

2. 板块边界的沟弧盆体系的确定和时间限定

根据四套喷出岩的空间展布, 由南至北, 分别为洋底玄武岩, 岛弧火山岩, 弧后盆地玄武岩和后碰撞火山岩, 由此说明洋壳俯冲极性从南向北(图 I -2-38)。

蛇绿岩的围岩为一套上石炭统和下二叠浅海相-半深海相沉积的生物碎屑灰岩和砂板岩(青海省地质局, 1991), 说明晚古生代时存在碳酸盐岩的台地。我们用锆石 SHRIMP 同位素方法测年, 获得海底

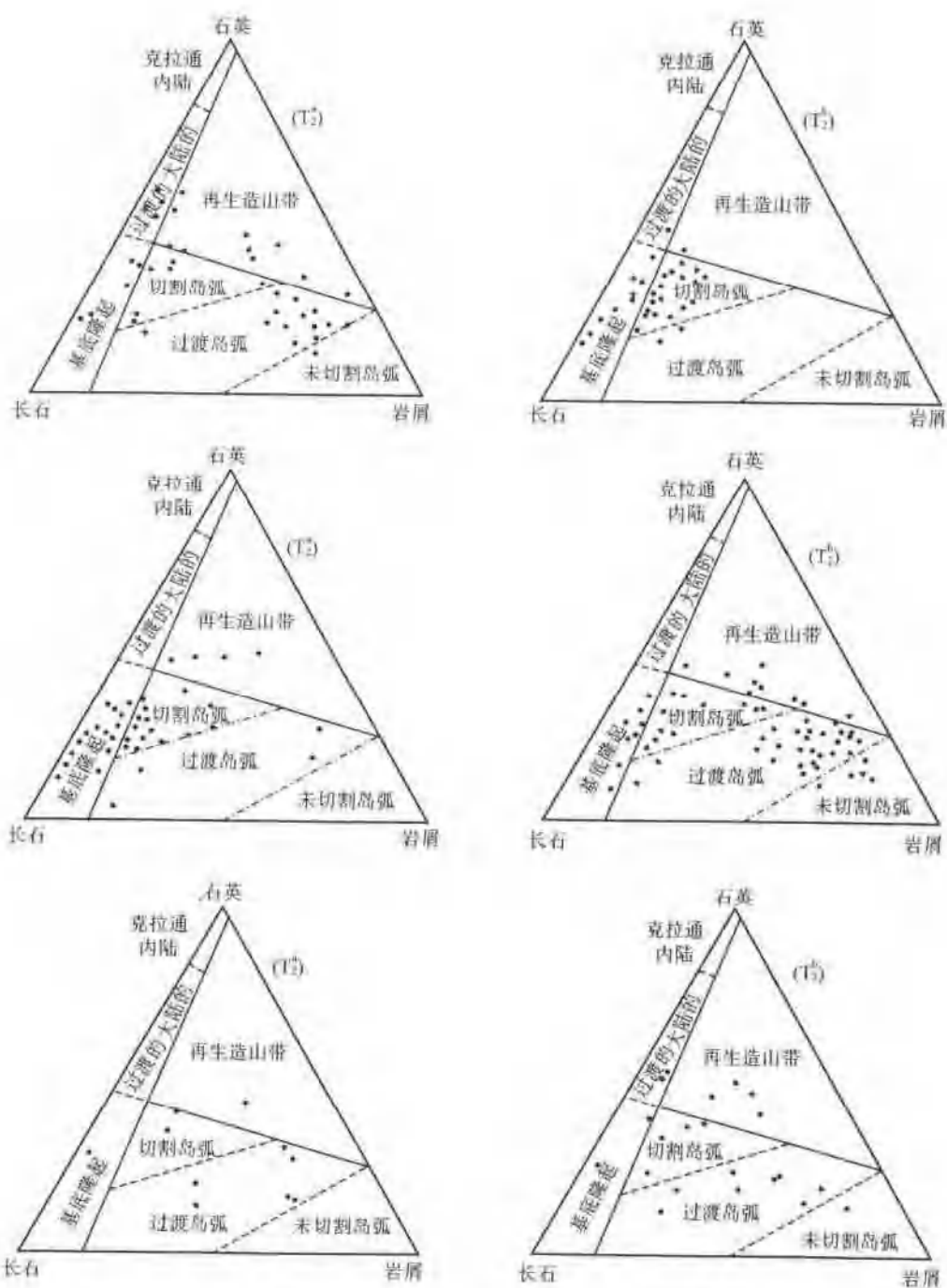


图 1-2-37 青海同德地区三叠系矿物成分分析 Dickenson 图解

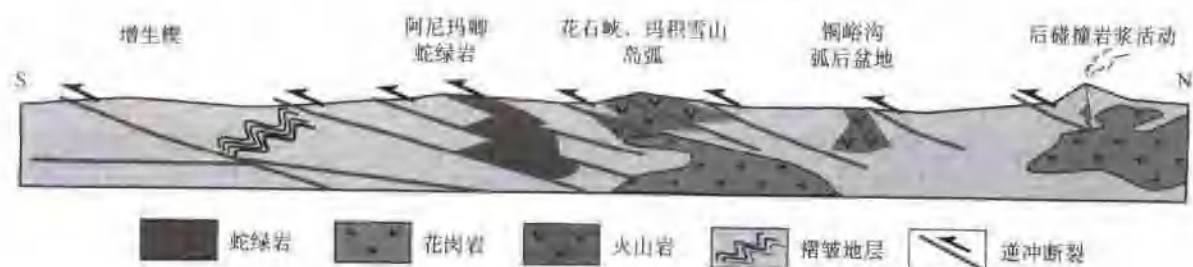


图 1-2-38 阿尼玛卿蛇绿岩与板块俯冲碰撞有关的板块构造体系图

玄武岩 U-Pb 年龄为 308Ma(杨经绥等, 2004), 说明洋盆存在于晚石炭世。张克信等(1999)研究了阿尼玛卿造山带地层中放射虫等生物群, 得出阿尼玛卿洋张开的时间为晚石炭世, 与我们的同位素年龄结论一致。但我们注意到陈亮等(2001)用全岩 Ar-Ar 法获得的火山岩年龄 345Ma。洋盆能否早到早石炭世? 可能性也是存在的, 但尚需要有其他方面的年龄资料证实。

此前的研究已经获得玛积雪山岛弧火山岩的同位素年龄为 260Ma(姜春发等, 1992; Yang et al., 1996)。进一步的研究获得了与洋壳俯冲有关的一个岛弧型侵入岩的年龄。该侵入岩是玛沁地区德尔尼超镁铁岩之北侧的德-恰花岗杂岩体。岩体呈窄条状, 长约 16km, 宽约 0.1~2.2km, 岩体由石英闪长岩、二长花岗岩脉和钾长花岗岩脉组成, 岩石成分特征表明该岩体形成于大陆边缘的岛弧环境。本研究测得岩体单颗粒锆石 U-Pb 法同位素年龄为 (250 ± 20) Ma, 即花岗岩所代表的岛弧活动发生在晚二叠世, 认为可以与形成于岛弧环境的喷出岩相对比, 或略晚些。

在岛弧以北, 由于弧后板内的裂开, 产生一些弧后盆地玄武岩, 如铜峪沟的熔岩。目前虽然没有铜峪沟玄武岩的确切同位素定年, 但考虑其产在时代为早-中三叠世的砂板岩中, 认为该地层时代可以代表弧后盆地的时代。

随着向北俯冲作用继续, 洋盆闭合。但持续的挤压作用使得俯冲带上陆内地壳重熔, 产生后碰撞陆内火山岩及侵入岩, 并且同时期的挤压推覆作用也使得地层强烈褶皱变形(图 I-2-38)。大量的后碰撞陆内火山岩产在晚三叠世陆相碎屑岩地层中, 认为喷出岩的时代也应该受控于其所在的地层。这与前人获得的与喷出岩相伴侵入岩的 200~239Ma 的年龄相吻合(李福东等, 1991)。

3. 古特提斯洋闭合对北部构造的制约

阿尼玛卿洋可能是巨大的古特提斯洋的组成部分, 洋盆的规模应该很大(杨经绥等, 2004)。另一方面, 一系列同位素年龄及地层证据表明阿尼玛卿洋是在三叠纪早期关闭的。阿尼玛卿蛇绿岩带被认为是一条重要的地质界线, 其两侧发育的三叠纪以来的地层有各自的发育环境和历史, 两边的生物群也存在很大区别。北部属于北方区系三叠纪菊石群, 可与产于西伯利亚的中三叠统化石群对比, 南部属于特提斯北缘生物群, 可与西藏南部中三叠统中的菊石等可对比(杨遵仪, 1982)。

由于强大的关闭洋盆的俯冲作用, 使得在俯冲带上及其北部后陆地区产生强烈变形, 东昆仑南缘断裂首当其冲。与板块缝合带相伴的昆仑山南缘断裂是一条巨大的左旋走滑断裂, 沿该断裂发现许多小花岗岩体, 时代为 220~230Ma, 为同构造花岗岩, 研究表明它们的空间展布和成因均受控于左旋走滑断裂(Li et al., 1996)。左旋走滑断裂的产生说明俯冲是斜向的, 即板块是由南西向东北方向俯冲, 该带西段东-西大滩的样品给出韧性左旋走滑断裂的时代为 220~200Ma(许志琴等, 2001)。晚三叠世的花岗岩侵入时代与后陆火山岩时代相同, 说明这些火山岩和侵入岩均在俯冲后的松弛阶段形成, 该阶段可以看做是俯冲板块折返阶段或逆冲地块的抬升阶段。最近发现阿尔金断裂的早期走滑剪切时代也是 220~230Ma(李海兵等, 2001), 以及柴北缘同样存在的一条印支期开始活动的巨型左旋走滑断裂(Xu et al., 2002), 它们的形成和活动可能都是起因于阿尼玛卿古特提斯洋的关闭和斜向俯冲作用。

4. 东昆仑阿尼玛卿地区早古生代蛇绿岩问题

东昆仑地区存在早古生代的蛇绿岩, 但通常认为沿昆中断裂分布, 即在阿尼玛卿蛇绿岩带之北, 称之为昆中蛇绿岩(高延林等 1988; Yang et al., 1996)。昆中蛇绿岩中较早测到的一个同位素年龄来自辉长岩, 其单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (518 ± 3) Ma(Yang et al., 1995, 1996)。并且已发现有一个早古生代的岩浆岩带出露在蛇绿岩的北侧, 例如, 陈能松等(2000)获得变质闪长岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 446Ma。尤其, 蛇绿岩附近大量早古生代海相地层、火山岩和岩浆活动存在, 对昆中存在早古生代蛇绿岩争议不大。但对于昆中蛇绿岩带之南, 阿尼玛卿地区出现的早古生代年龄, 包括岩浆岩年龄和变质年龄, 将如何解释? 是否也存在早古生代蛇绿岩? 边千韬等(1999; 2001a; 2001b)在阿尼玛卿西段布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类化石以及测得该地区花岗-英云闪长岩 (402 ± 24) Ma 的锆石 U-Pb 年龄。我们在阿尼玛卿蛇绿岩带东段的德尔尼地区也获得如下一些新证据: ① 测到阿尼玛卿蛇绿岩带的东段德尔尼地区斜长角闪岩的变质年龄为 (417.1 ± 3.3) Ma; ② 在德尔尼铜矿以西 30km 的小平梁采得

2. 中三叠世复理式沉积

在巴颜喀拉山北部组成向斜核部,在南部组成背斜核部,由一套中-细粒长石砂岩、长石石英砂岩、粉砂岩和粉砂质板岩组成。韵律明显,具有深海和半深海沉积特征,总厚大于 3510m,没有较完整的剖面。昌马河西产双壳类;玛多县北本亚群下部产菊石和腕足化石。

这一套沉积是最典型的巴颜喀拉山沉积物,其中还有局部的硅质滑塌沉积,滑塌斜坡为向东南方向,沉积物以中部-外部扇相为特征,一般都为中-薄层砂岩、板岩互层,发育各种浊流沉积标志,大量的古流向数据反映出向东南方向的流动,并且沉积逐渐向南侧迁移。微量元素地球化学特征反映出物源区主要处于大陆岛弧-大洋岛弧的特点(图 I-2-40)。

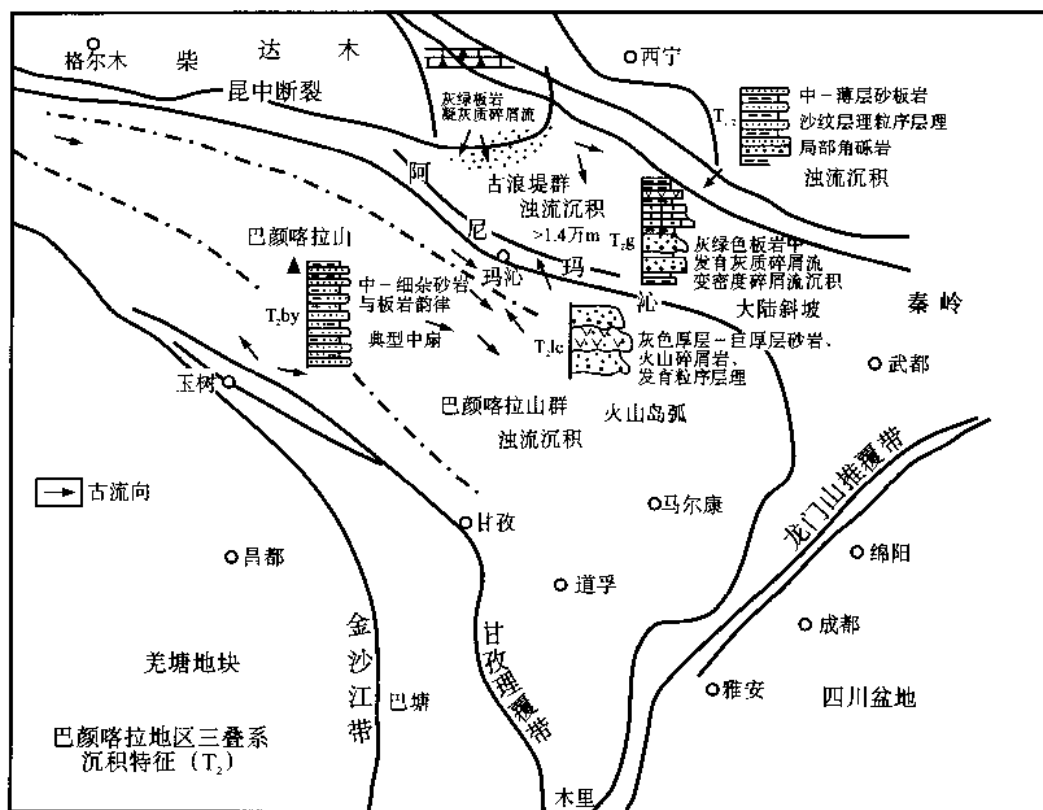


图 I-2-40 巴颜喀拉地区晚三叠世沉积特征

3. 晚三叠世复理式沉积

它构成巴颜喀拉山中南部之主体,南部直达可可西里湖、治多及四川省石渠、甘孜一线以北,向西经可可西里山延入西藏北部,为本区三叠系的主要组成部分。以大量含泥质碎屑岩出现为其特征,大致可以分为五个岩组,由下至上如下。

底部砂岩与板岩互层组;主要分布在霍通诺尔湖以南,东延五道梁沿通天河两岸经称多南侧延入四川省境内的石渠、色达地区。岩性为灰、灰绿、灰黑色中细粒石英砂岩、长石杂砂岩、长石砂岩与灰黑色板岩互层夹粉砂质板岩。厚 1056~3500m。

下部板岩组;呈带状分布,由勒斜武担错向东经库赛湖、不冻泉,转南东经曲麻莱县巴干一线以北,直至四川省境内的长沙贡玛、扎拉寺为北带;从五道梁向南东经曲马河、曲麻莱南、称多至四川省石渠县为南带。另外,在莫坝—吉卡一线以及班玛等地也有出露。岩性为深灰、灰黑色板岩、砂质板岩夹灰、灰绿色长石砂岩,厚 1053~3500m。产双壳类、海百合茎 *Traumatocrinus* sp.、珊瑚。

中部砂岩与板岩互层组;主要分布在勒斜武担错、曲马河-曲麻莱以北地区及巴颜喀拉山主峰东侧

的查曲到班玛等地。下部为灰、灰绿色厚-巨厚层中粗粒长石杂砂岩、长石砂岩夹灰黑色板岩,向上夹薄层灰岩;上部灰黑色粉砂质板岩与灰色长石砂岩互层,厚 643~2100m。产双壳类。

上部砂岩组:分布在不冻泉到曲麻莱、巴颜喀拉山主脊至班玛县一带。岩性为灰、灰绿色中-厚层中-细粒长石杂砂岩、长石砂岩夹黑色千枚状板岩及少量紫灰色砂岩,上部夹薄层灰岩。厚 756~2300m。产双壳类和植物。

顶部砂岩与板岩互层组:主要发育在巴颜喀拉山主峰一带(即查拉山口-挪涌)。各处所见岩性相似。下部为灰、灰绿色中厚层中-细粒长石杂砂岩、长石砂岩与灰色粉砂质板岩到层,偶夹灰岩透镜体,厚 996~2322m;上部为灰绿色厚层长石砂岩,夹灰色板岩,厚约 1000m。

上巴颜喀拉山群沉积的最大特点有两个:①整个沉积体明显地向南侧偏移;②沉积物以薄层和深灰黑色板岩其中夹有少量硅质和钙质为特征。沉积层序反映出复杂的中-外扇沉积,其中以外扇相为主特征,大量的古流向数据反映出向南和向东南的流动过程,微量元素地球化学主要反映出活动大陆边缘和大洋岛弧的特征,说明当时沉积盆地处于较深的状态(图 I -2-41,表 I -2-7、表 I -2-8)。

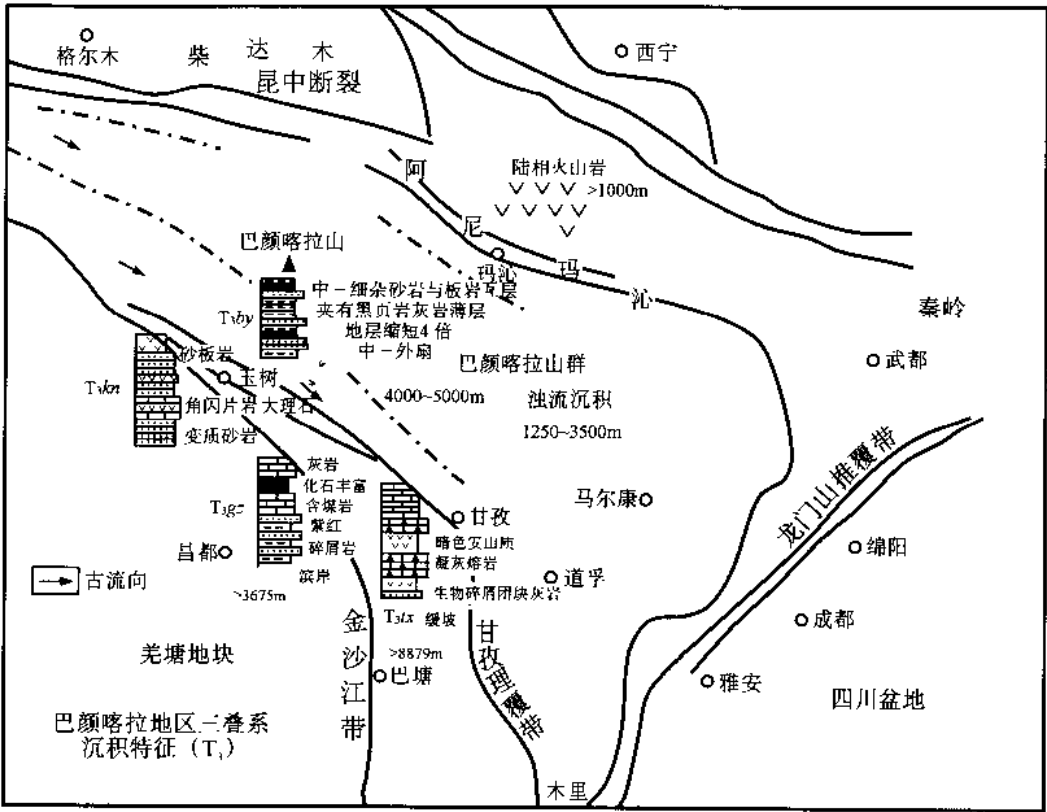


图 I -2-41 下三叠统巴颜喀拉山群中粗粒砂岩成分 Dickenson 图解

二、古特提斯南洋盆和活动、被动陆缘

西金乌兰-金沙江缝合带位于巴颜喀拉-松潘甘孜地体与羌塘地体之间,西起西金乌兰湖,经治多到玉树,再向南拐弯,经甘孜,到理塘,长达千余公里,为古特提斯南洋盆存在的标志。根据其展布方向可将该带分为两段:EW 向的西金乌兰湖-玉树段和 NS 向的甘孜-理塘段。

(一) 古特提斯南洋盆与西金乌兰-玉树活动陆缘带

在南古特提斯(西金乌兰-玉树)缝合带西段羌塘地体的玉树一带发育三套晚三叠世火山岩:克南群

表 I -2-7 青海哈秀-称多地区上三叠统巴颜喀拉山群各组微量元素数据表 ($w_B/10^{-6}$)

岩 组	岩 性	样品数	Cu	Pb	Cr	Ni	V	Ti	Mn	Ba	Sr	Zr
板岩组	砂 岩	82	19.0	21.1	108.9	38.4	85.1	3009.8	797.0	267.1	159.4	234.8
	火山岩	1	40	10	800	150	120	4000	1500	300	250	200
	板 岩	268	26.5	25.2	104.3	47.0	112.6	3728.4	854.7	390.6	124	236.4
	千枚岩	11	27.3	15.5	90.0	44.5	106.4	2727.3	854.5	281.8	100	236.4
	角 岩	7	17.9	24.3	94.3	47.1	100	3500	857.1	335.7	121.4	242.9
	片 岩	30	24.6	15.3	92.7	45.7	100	3266.7	813.3	290.0	103.3	280
砂板岩互层组	砂 岩	71	22.2	20.9	83.5	41.6	92.9	3115.5	978.9	283.6	177.1	289.3
	泥灰岩	1	20	15	100	50	60	5000	1000	400	100	200
	粘土岩	1	3	35	150	70	120	3500	1500	1000	150	200
	火山岩	2	9	10	55	30	35	4500	550	450	300	200
	板 岩	14	32.5	20.7	105.7	62.9	120	3928.6	1064.3	517.9	209.1	207.1
	角 岩	29	22.7	21.6	103.1	48.3	105.5	3431	916.7	455.2	124.1	139.7
	千枚岩	7	35	20	115.7	50	132.9	4000	914.3	542.9	100	271.4
	片 岩	99	28.6	21.7	107.4	49	116.3	3465.7	1003	476.5	167.2	284.8
砂岩夹板岩组	砂 岩	102	20.5	15.3	84.1	36.8	95	3338.3	635.9	327.8	158.4	265.5
	硅质岩	2	22.5	10	15	25	27.5	800	700	100		
	灰 岩	3	25	23.3	106.7	43.3	100	3166.7	2000	450	366.7	233.3
	火山岩	11	18.3		91.1	60.9	127.4	3582.6	845.7	493.4	121.4	195.7
	板 岩	23	30	18.3	91.1	90.9	127.4	3582.6	845.7	493.4	121.4	195.7
	片 岩	2	32.5	20	115	50	125	4500	550	500	100	250

注:资料参考哈秀-称多幅 1:20 万和其他资料及少量检验测试数据。

表 1-2-8 达日县三叠系巴颜喀拉山群上亚群微量元素统计表

岩 组	样品个数	克拉克值	Cu	Pb	Zn	Ti	Mn	Co	Ni	V
			100	16	50	6000	900	30	80	150
T ₃ by ^a	70		20	12	134	4586	757	15	32	77
T ₃ by ^a	111	X	23	18	102	3779	915	98	132	
T ₃ by ^a	112	X	23	18	106	3656	940	88	169	

由玄武岩类为主的火山岩和海相地层组成,产有大量的镁铁-超镁铁岩小块体;巴塘群以含大量中性火山岩的陆缘碎屑岩为主;结扎群以海相碎屑岩和碳酸盐为主夹少量火山岩(图 I -2-42,图 I -2-43)。笔者对缝合带西段开展“玉树蛇绿岩带”中的镁铁、超镁铁质岩、火山岩及沉积岩的研究,认为玉树地区不具有典型洋盆的蛇绿岩,而是以发育宽数十公里的岛弧型火山岩带为特征。

1. 玉树火山岛弧带

研究表明,克南群超镁铁岩为辉石橄榄岩,属堆晶岩组合,以高 TiO₂、Al₂O₃、CaO 和 Na₂O 及低 MgO 为特点。稀土元素总含量高,与含有较高的 K、Na 等大离子元素有关,球粒陨石标准化模式显示平坦型或 LREE 轻微富基型(图 I -2-44)。辉长岩及辉绿岩为典型的玄武质成分。两者均为 LREE 富集型,但辉绿岩 LREE 富集度更大,说明两者岩浆源区的差异,为岩浆源区的部分熔融所造成。辉长岩及辉绿岩几乎一致地投在 Coleman(1977)建立的镁铁质堆晶岩区,根据它们与超镁铁质堆晶岩相伴的特点,推测可能为堆晶成因。

克南群的基性火山岩由拉斑玄武岩和火山碎屑岩组成,熔岩有席状、块状和枕状熔岩之分。火山岩的 SiO₂-Al₂O₃ 变异图(图 I -2-45)和 AFM 图(图 I -2-46)显示克南群、巴塘群和结扎群火山岩有一个从

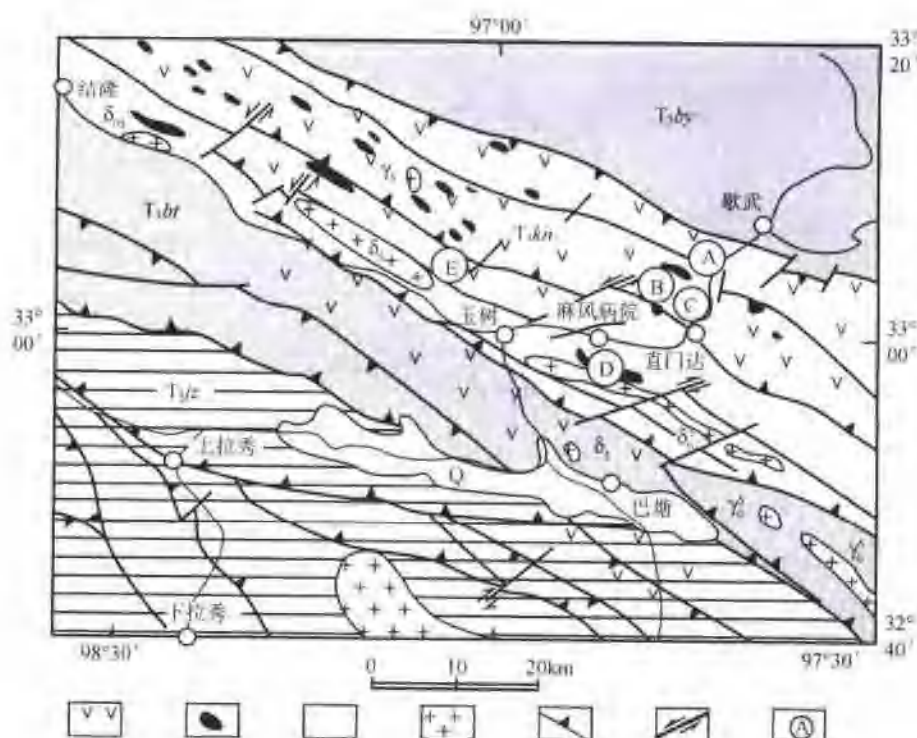


图 1-2-42 玉树地区火山岩分布地质图

T_{3dy}—巴颜喀拉群; T_{3dn}—克南群; T_{3dt}—巴塘群; T_{3dz}—结扎群

拉斑玄武岩系列向钙碱性系列演化的趋势,其中巴塘群火山岩以高 K₂O 岩石组合为特征。三者稀土元素总丰度值相近,具有相似球粒陨石标准化模式,球粒陨石标准化比值(La/Sm)_n变化于 1.6~2.7 之间,均属 LREE 轻微富集型(图 1-2-47),Cr-Y 变异图(Pearce, 1980)判定三套火山岩均在岛弧火山区(图 1-2-48)。

2. 玉树晚三叠世沉积的活动陆缘环境

玉树地区克南群为一套浅-中变质的碎屑岩和火山岩、碳酸盐岩,厚度可达 8189m。可分为三个岩组:下部碎屑岩组,厚度 1330~3305m;中部火山岩、碳酸盐岩岩组,厚 1777~1846m;上部碎屑岩岩组,厚 645~3038m。各岩组皆受区域动力变质达绿片岩相。

克南群总体上为一套变质的碎屑岩和火山岩、夹碳酸盐岩,由于强烈变质作用,原生沉积构造几乎消失殆尽。所以,沉积环境不能单从沉积相标志去鉴定,考虑到其中发育的枕状火山岩,超基性岩块等反映出克南群的下部为洋底沉积向上逐渐变为大洋岛弧到加积楔的沉积,对克南群中杂砂岩的微量元素分析,主要表现为活动大陆边缘和大洋岛弧环境。巴塘群以砂岩夹灰岩、碱性火山岩为主,厚度大,横向上变化较大,发育双壳类、菊石、珊瑚等化石。巴塘群的微量元素地球化学特征反映出沉积区大地构造背景复杂多变,主要为大陆岛弧的趋势。但是大量的生物碎屑团块灰岩与火山岩的共生发育,又具有火山岛弧的沉积作用烙印。结扎群,它代表该区晚三叠世的一套海相碎屑岩、碳酸盐岩及海陆交互相的含煤碎屑岩沉积,可分为下部碎屑岩、中部碳酸盐岩、上部含煤碎屑岩三部分,局部偶夹火山岩,出露总厚度达 2690~4579m。沉积标志研究表明主要为滨岸沉积。下部为冲积相,中上部演化为浅海碳酸盐岩沉积。微量元素地球化学大地构造背景主要为大陆边缘岛弧沉积盆地特征。

研究表明,玉树地区蛇绿岩证据不足;未见地幔橄榄岩,而是一种富集的超镁铁岩岩浆型堆积岩;未见席状岩墙群,辉长岩和辉绿岩为非同源岩浆产物,火山岩为岛弧环境下的火山岩。玉树晚三叠世克南群、巴塘群及结扎群为与火山岛弧和俯冲增生有关的火山-沉积岩系。因此至今玉树地区未发现古特提斯洋盆的直接证据,而只是证实羌塘地体北缘的一个活动陆缘增生带的存在。

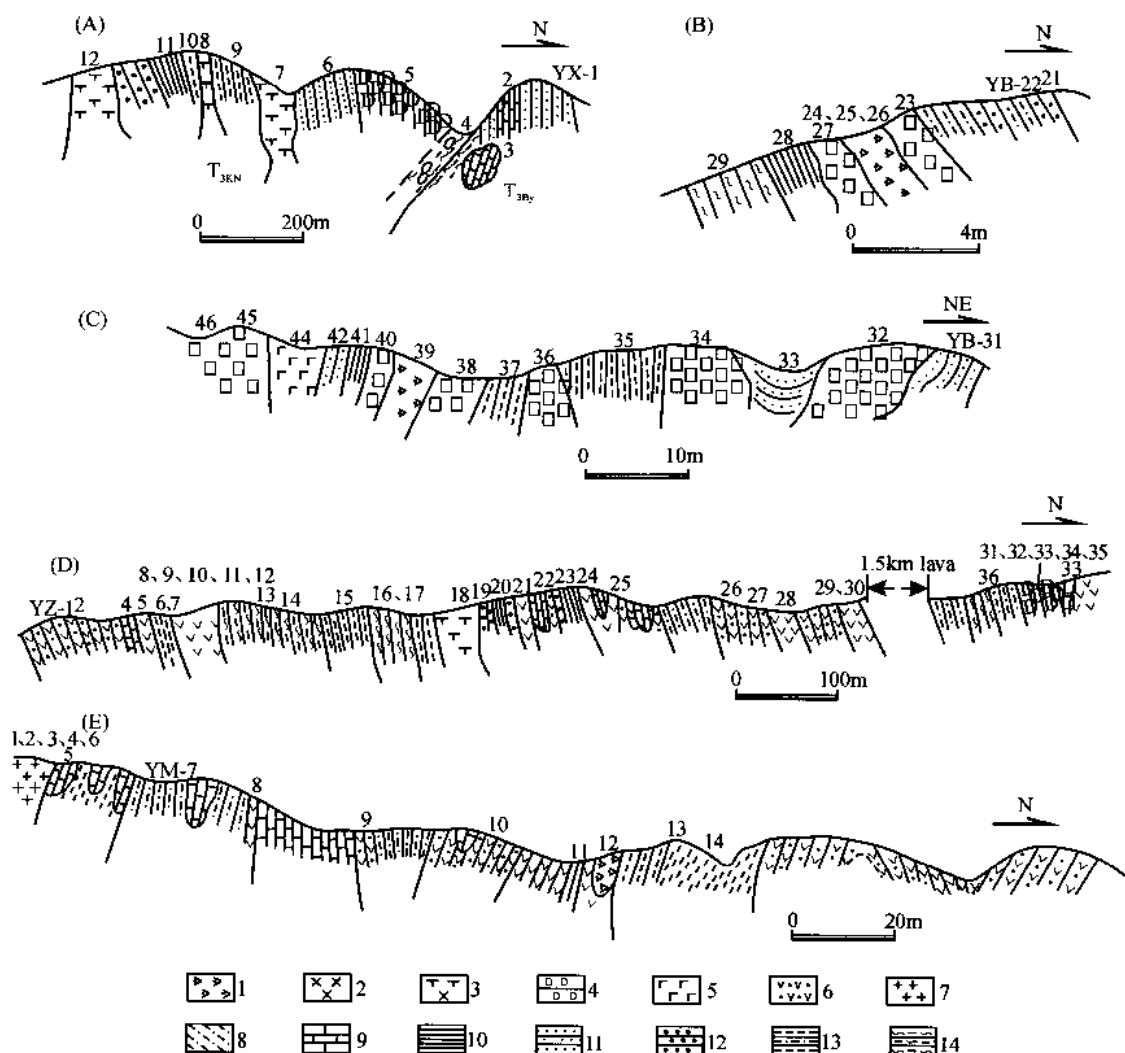


图 I-2-43 克南群实测地质剖面图

1—橄辉岩;2—辉长岩;3—闪长岩;4—枕状熔岩;5—辉绿岩;6—凝灰岩;7—花岗岩;8—片麻岩、片岩;9—灰岩;10—燧石;
11—砂岩;12—杂砂岩;13—板岩;14—糜棱岩

A—南歌武剖面;B—直门达西坡剖面;C—直门达桥西剖面;D—扎隆沟剖面;E—麻风病院南沟剖面

3. 羌塘地体北部陆缘火山弧及陆缘盆地(巴塘群)

区域地体北部陆缘弧火山沉积的典型代表为巴塘群,它代表唐古拉山东北缘玉树地区与结扎群属同期异相的一套碎屑岩-火山岩层系。以砂岩夹灰岩、碱性火山岩为主,厚度大于 8879m。巴塘群在横向上变化较大,在东部地区,中部为灰白色白云岩、生物碎屑灰岩、泥晶粒屑灰岩夹灰绿色安山质凝灰岩,厚度大于 1665m。产大量腕足类化石。治多北部出露的巴塘群总厚度大于 6500m。腕足类非常丰富,发育双壳类、菊石、珊瑚等化石。

巴塘群的微量元素地球化学特征反映出沉积区大地构造背景复杂多变,主要为大陆岛弧的趋势。但是大量的生物碎屑团块灰岩与火山岩的共生发育又打上了火山岛弧的沉积作用烙印(表 I-2-9~表 I-2-11)。

羌塘地体北部陆缘盆地沉积的主体是结扎群,它代表该区晚三叠世的一套海相碎屑岩、碳酸盐岩及海陆交互的含煤碎屑岩沉积。该套地层在唐古拉山东北部分布广泛,厚度大于 3675m。与下伏中三叠统结隆群呈整合接触。本群虽然相变较大,厚度各地不一,但均可分为下部碎屑岩、中部碳酸盐岩、上部含煤碎屑岩三部分,局部偶夹火山岩,出露总厚度达 2690~4579m。沉积标志研究表明主要为滨岸沉积。下部为冲积相,中上部演化为浅海碳酸盐岩沉积。微量元素地球化学大地构造背景主要为大陆边

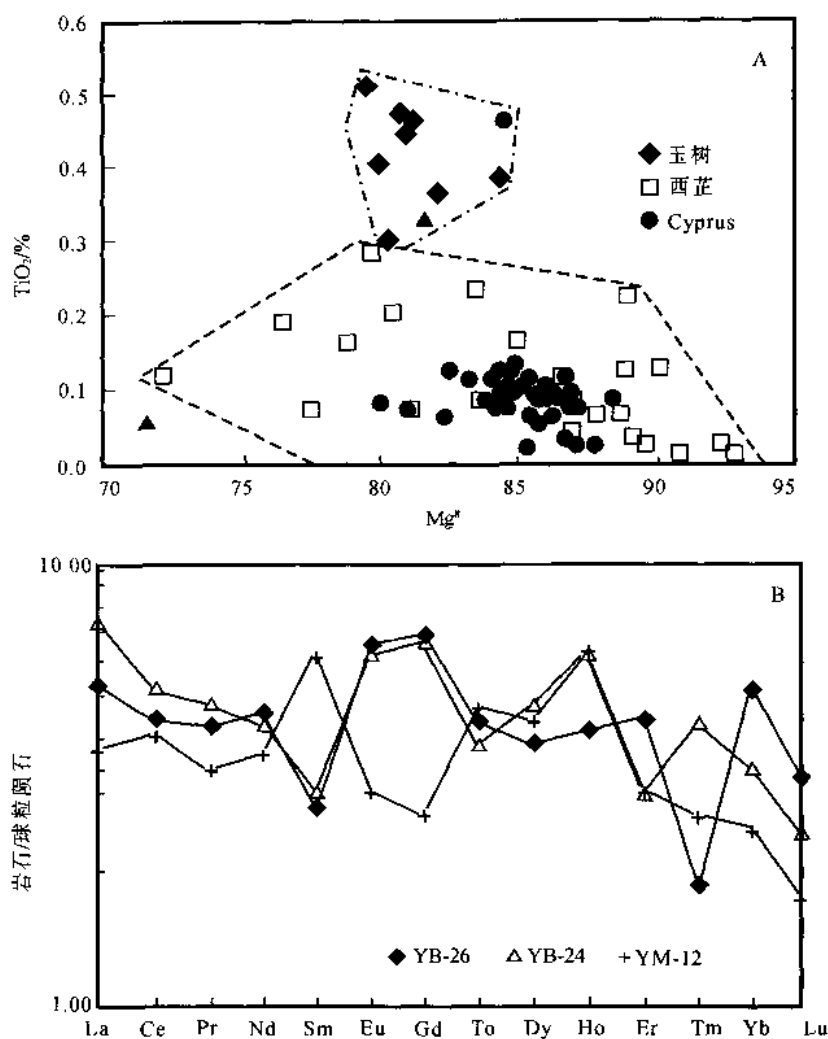


图 1-2-44 (A)玉树堆积橄榄岩的 $\text{Mg}^\#$ - TiO_2 变化图;(B)玉树超镁铁堆积岩辉石橄榄岩稀土分配模式

缘岛弧沉积盆地特征。

(二) 古特提斯南洋盆与甘孜-理塘活动陆缘带

在青藏高原东南部三江地区由于印度/亚洲碰撞造成物质的侧向挤出和逃逸 (Tapponnier, 1982; 1986), 构造格架由 EW 向转为 NS 向, 金沙江蛇绿岩带自东向西分成甘孜-理塘蛇绿岩和巴塘-元江蛇绿岩两支, 西侧相应伴随的有义敦和江达两条火山岛弧带 (刘增乾等, 1993; 许志琴等, 1993)。最新研究表明, 在羌塘地体内部存在一条分割南、北羌塘的由二叠纪蛇绿岩 (辉长岩, U-Pb, 299~314Ma; 玄武岩, Rb-Sr, 318Ma) 和三叠纪高压蓝片岩

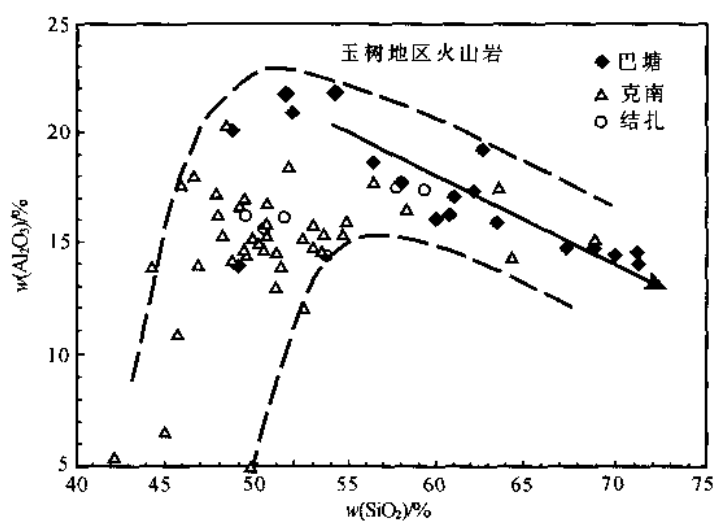


图 1-2-45 玉树地区克南群、结扎群及巴塘群 SiO_2 - Al_2O_3 相关关系图

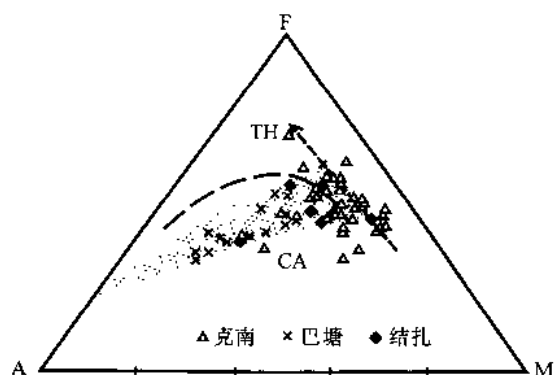


图 I-2-46 玉树地区克南群、结扎群及巴塘群 AFM 图解

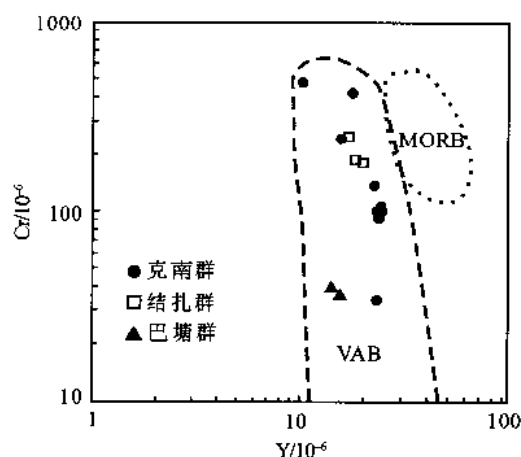


图 I-2-48 玉树地区克南群、结扎群及巴塘群火山岩 Cr-Y 变异图

和榴辉岩(蓝闪石, ^{39}Ar - ^{40}Ar , 220~221Ma)变质带组成的双湖-龙木错蛇绿岩和俯冲杂岩带(李才, 1997; 2006), 该带可能与青藏高原东南部三江地区分割“芒康-思茅地体”和“保山地

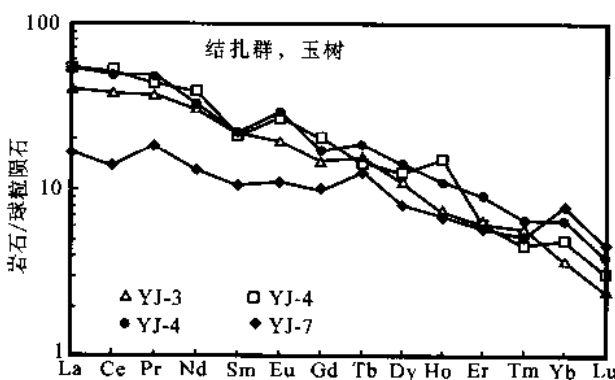
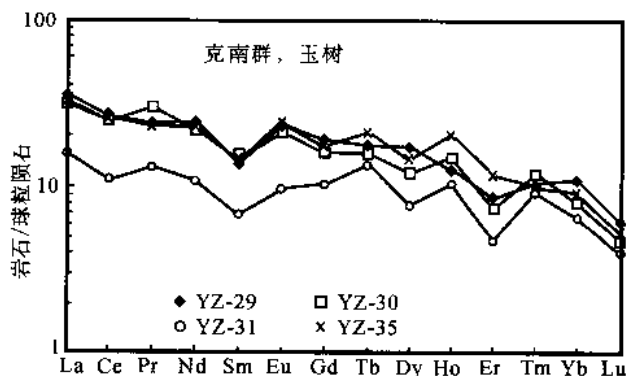
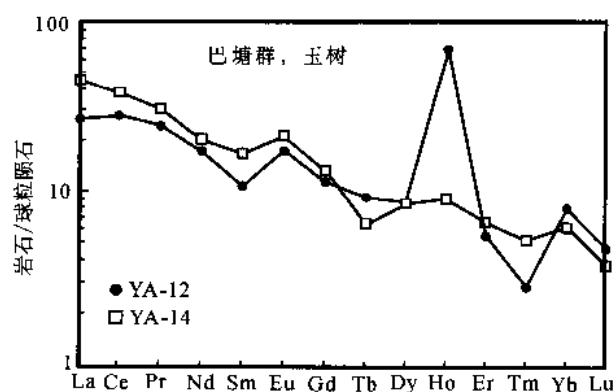


图 I-2-47 玉树地区克南群、结扎群及巴塘群稀土模式图

表 I-2-9 玉树地区巴塘群第三岩组岩石微量元素特征值表

岩性元素	Cu	Pb	Cr	Ni	V	Ti	Mn	Ba	Sr	样品数 n
火山岩	34	12	73	15	117	2732	662	430	289	82
砂岩	33	15	53	34	82	2775	450	241	258	20
板岩	36	16	50	34	76	2711	422	585	158	18
灰岩	8	27	13	13	20	501	1764	311	864	14

注: 资料参考玉树幅 1:20 万和其他资料及少量检验测试数据。

表 I-2-10 玉树地区巴塘群碳酸盐岩组岩石微量元素特征值表

岩性	Cu	Pb	Cr	Ni	V	Ti	Mn	Ba	Sr	样品数 n
灰岩	6	18	12	10	14	397	851	93	606	18
砂岩	15	13	55	25	73	2675	850	363	188	4
板岩	32	19	46	29	63	2575	700	250	188	4

表 I -2-11 玉树地区巴塘群各类岩石微量元素特征值统计表

火山岩	9	11	13	8	56	2200	410	620	130	5
砂 岩	21	12	49	27	83	2543	479	350	193	7
板 岩	38	18	69	38	101	2325	1288	425	175	4
灰 岩	4	14	9	7	11	469	1336	76	689	14

注:资料参考玉树幅 1:20 万和其他资料及少量检验测试数据。

体”的澜沧江蛇绿岩带(C—P)相连(钟大赉等,1998),与澜沧江蛇绿岩带伴随还有“杂多-昌都-澜沧火山岛弧带”(C₃—P)(刘增乾等,1993)相连。对于西金乌兰-金沙江缝合带的研究,实际上前人的工作主要集中在松潘甘孜地体 SW 侧的甘孜—理塘一带的地体边界(张之孟,1979;刘宝田,1983;侯立玮,1983;王连城等,1985;俞如龙等,1989;许志琴、侯立玮等,1992;张旗等,1992;莫宣学等,1993)。

呈 SN 走向的甘孜-理塘段南古特提斯缝合带由两条蛇绿岩带:巴塘蛇绿岩带和甘孜-理塘蛇绿岩带及相伴随的混杂堆积、高压变质带组成,两者之间夹有义敦火山岛弧带、弧前复理石增生楔和弧后盆地,宽达 100km。在义敦火山岛弧带西侧发育藏东江达-昌都火山岛弧带。根据巴塘蛇绿岩带、甘孜-理塘蛇绿岩带中放射虫硅质岩的时代分别为 C₁—P₁ 和 P₂—T₁,表明古特提斯中洋盆的开启始于 C—P,藏东江达-昌都陆缘火山弧形成时代为 P₂—T₂,陆缘增生楔的时代为 P₂—T₃,义敦火山岛弧带形成时代为 T₃。许志琴等(1992)根据曾提出“弧-沟-盆”体系的相对位置及两侧变形的剪切指向,提出古特提斯中洋盆往南西俯冲的俯冲极性运动学特征。进而认为古特提斯北洋盆和中洋盆具有反向俯冲的特点。

第三节 新特提斯洋盆与板块体系

班公湖-怒江蛇绿岩和陆缘活动增生带,位于羌塘地体与冈底斯地体之间的班公湖-怒江缝合带自西而东主要由班公湖、东巧、丁青和八宿地区的蛇绿岩和蛇绿混杂岩组成(图 I -2-49),班公湖-怒江蛇

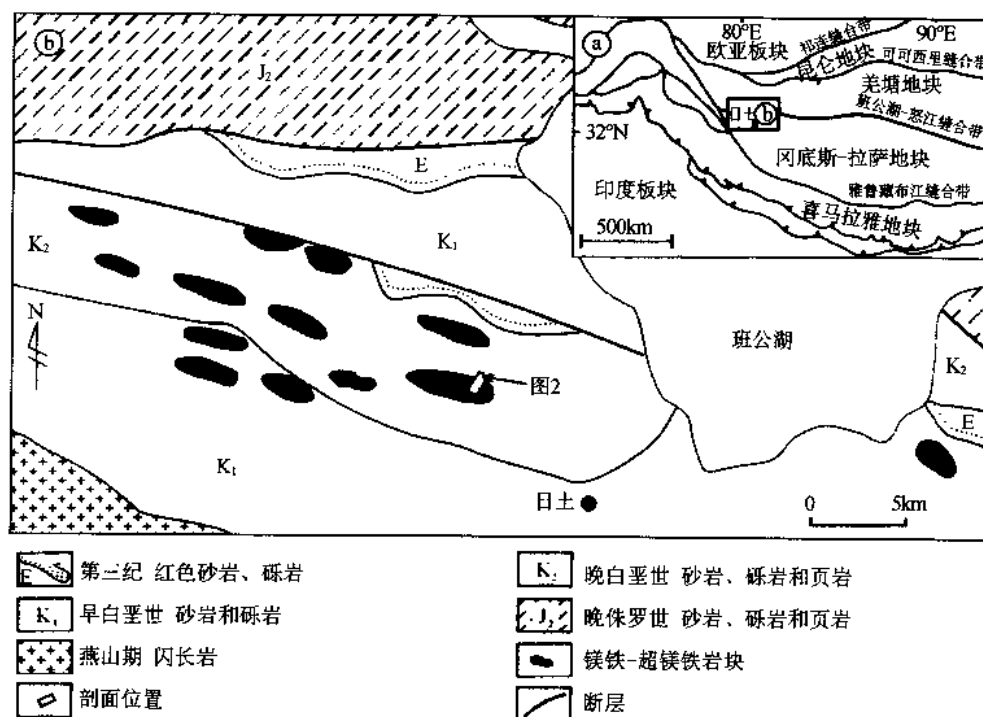


图 I -2-49 西藏班公湖蛇绿混杂岩大地构造位置(a)和蛇绿岩块分布地质简图(b)

绿岩带向西延伸到克什米尔,向东南沿怒江河谷延伸出西藏,在我国境内长达 2000 多公里,是新特提斯蛇绿岩的东延部分(Girardeau et al., 1984; Zhang et al., 2003)。班公湖-怒江缝合带的中东段——东巧和丁青段均有 MOR 型和 SSZ 型两套蛇绿岩,班公湖-怒江缝合带曾被认为代表三叠纪—侏罗纪的新特提斯洋盆(Segor et al., 1979; 1984, 1988; Dilek et al., 2003; Flower, 2003; Zhang Q et al., 2003),是在冈瓦纳古陆基底上裂开的。

班公湖蛇绿岩位于该带西端,分布于班公湖以南、日土县城北约 10km,出露较为完整,主要由地幔橄榄岩、堆晶辉长岩、辉长岩、辉绿岩墙、枕状熔岩和块状熔岩组成,上覆红绿杂色放射虫硅质岩(Yang J. S., et al., 1991; 郭铁鹰等, 1991)。其中熔岩有两套:一是具 P-MORB 特点的角砾状和块状熔岩,上覆硅质岩中放射虫的时代为中-晚侏罗世(Yang et al., 1991);另一是玻安质的玄武安山岩-安山岩(史仁灯等, 2004),二者呈断层接触。蛇绿岩构造侵位在侏罗纪砂岩、页岩地层中,侏罗纪地层与夹杂在其中的外来的二叠纪灰岩岩块构成滑脱层(Yang et al., 1991),蛇绿岩与该滑脱层及其他岩石一起构成班公湖蛇绿混杂岩。

蛇绿岩中的地幔橄榄岩主要是方辉橄榄岩,含少量的纯橄岩。方辉橄榄岩有两种:一是角砾状方辉橄榄岩,呈构造角砾岩的形式产出,出露宽度约 100m,构造角砾大小不等,大者直径达到 5m 以上,小者则几厘米,胶结物为钙质;另一种是块状方辉橄榄岩,出露在角砾状橄榄岩的西南边,与角砾状橄榄岩呈断层接触,出露宽度约 150m。地幔橄榄岩均未发生强烈的变形,未发现代表大洋慢速扩张形成的橄榄岩糜棱岩。

角砾状方辉橄榄岩已中等程度蛇纹石化,有新鲜橄榄石、斜方辉石和单斜辉石残留,据残留晶体推测橄榄石和斜方辉石的含量分别为 80% 和 15%。角砾状方辉橄榄岩中的橄榄石为镁橄榄石。斜方辉石为顽火辉石。橄榄石的 Fo 值与斜方辉石的 Mg[#] 值非常接近,是熔融残留地幔橄榄岩中矿物的典型特征(Dick, 1977; Komor et al., 1990)。在橄榄石 Fo-尖晶石 Cr[#] 图解(Olivine-Spinel Mantle Array)(图 I-2-50a)中,角砾状方辉橄榄岩位于部分熔融程度较低的下部,为原始地幔橄榄岩经过较低部分熔融程度的残留物(Arai, 1994)。在尖晶石的 Cr[#]-Mg[#] 图解上(图 I-2-50b),角砾状方辉橄榄岩中的尖晶石也集中投在代表熔融程度较低的左下角,与大西洋中脊 670A 孔中的深海橄榄石中尖晶石的成分较为一致(Komor et al., 1990)。角砾状方辉橄榄岩中的橄榄石和尖晶石成分均显示了 MOR 型蛇绿岩地幔橄榄岩的特点,即本区蛇绿岩中的角砾状方辉橄榄岩为 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩。

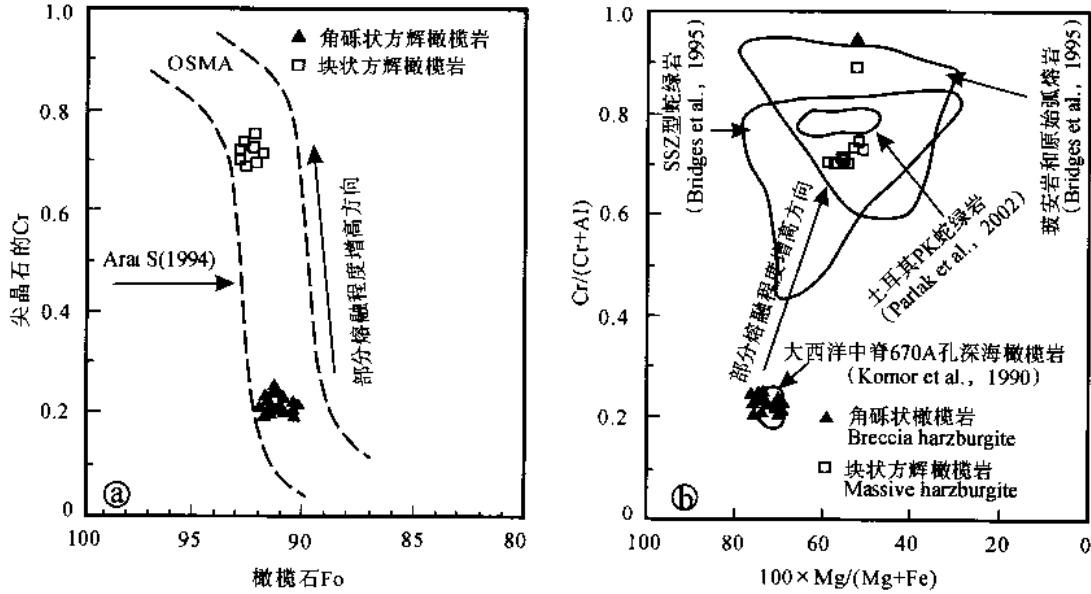


图 I-2-50 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩中尖晶石的 Cr[#]-橄榄石的 Fo 判别图解(a)和 Cr[#]-Mg[#] 判别图解(b)

块状方辉橄榄岩中尖晶石的 $Mg^{\#}$ 值显示出熔融程度较高的特点(Dick and Bullen, 1984; Komor et al., 1990)。在图 I-2-50b 中, 块状方辉橄榄岩中尖晶石投在 SSZ 蛇绿岩和玻安岩以及原始弧(primitive arc)熔岩, 代表的是熔融程度较高的地幔橄榄岩, 与东地中海土耳其蛇绿岩地幔橄榄岩中尖晶石成分(Parlak et al., 2002)较为接近, 显示 SSZ 型蛇绿岩地幔橄榄岩的特征。地幔橄榄岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式清楚显示角砾状方辉橄榄岩和块状方辉橄榄岩的 REE 总量均远低于球粒陨石。均是蛇绿岩地幔橄榄岩常见的 REE 配分模式。

班公湖蛇绿岩类型和形成构造环境的认识还存在较大分歧, Yang 等(1991)根据班公湖蛇绿岩上部熔岩具 P-MORB 特点, 推测该蛇绿岩形成于类似大西洋中脊的环境; 王希斌等(1987)认为该蛇绿岩是发育在弧后盆地环境, 而张旗等(1985)根据该蛇绿岩带东段丁青出露有玻安岩认为蛇绿岩形成于洋内岛弧; 最新的研究表明, 班公湖蛇绿岩也存在 SSZ 型蛇绿岩, 并厘定一套由玄武安山岩、安山质熔岩角砾岩和安山玢岩组成的玻安岩系火山岩, 形成于大陆边缘弧-弧后盆地环境, 并为新特提斯洋盆的俯冲提供了直接证据(史仁灯等, 2005)。根据 SSZ 型枕状熔岩中硅质岩夹层中放射虫时代——中晚侏罗世的确定(Yang J. S., 1991), 认为中晚侏罗世代表了新特提斯洋盆俯冲时代。

第四节 始/古/新特提斯洋盆、多陆块/岛弧/边缘海体系

1. 早古生代始特提斯洋盆多陆块/岛弧/边缘海体系

关于中国的古陆块早寒武世($\sim 530\text{Ma}$)在冈瓦纳超大陆再造图中的位置, Li et al. (2001)认为, 冈瓦纳超大陆最后的缝合带于 $560\sim 540\text{Ma}$ 闭合, 并且在 530Ma 开始沿原始太平洋(Palaeo-Pacific)西部边缘向冈瓦纳超大陆一侧俯冲, 北中国(NCB)、南中国(SCB)和塔里木(TRM)等诸地体自 530Ma 开始由冈瓦纳超大陆的东侧向西侧转移, 在冈瓦纳超大陆与西伯利亚、波罗的陆块之间的原始特提斯洋的东南缘形成环绕冈瓦纳超大陆的“地体群”(Li et al., 2001)。

青藏高原北部的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体研究表明, 其具有多地体/岛弧/蛇绿岩的基本格局。根据北祁连-北阿尔金带中代表初始洋壳的蛇绿岩年龄早于 550Ma , 柴北缘和库地蛇绿岩年龄早于 510Ma , 表明地体边界蛇绿岩中保留始特提斯洋盆(新元古代—早古生代)的记录。Gradstein 等(2004)古地磁研究表明, 在冈瓦纳大陆的西北侧, “始北中国早古生代复合地体”中的诸地体作为冈瓦纳大陆和始特提斯洋盆之间的多地体/多岛弧群产出, 它们之间为一系列具初始洋壳的边缘海盆(类似如日本海)相隔, 这些边缘海盆与始特提斯洋盆有成因联系, 为始特提斯大洋岩石圈板片俯冲造成的上盘活动陆缘增生带上扩张的弧后盆地。

2. 古特提斯(C_2-T_{1-2})洋盆及俯冲极性

古地磁和全球大陆复原资料表明, 继始特提斯洋盆闭合及地体拼合(D_3)之后, 中石炭世以来的古特提斯洋盆形成在联合大陆的东部, 中石炭世开始西伯利亚陆块、北美陆块、波罗的陆块和冈瓦纳大陆开始汇聚, 在中二叠世拼合成“联合大陆”(Pangaea)。同时特提斯洋盆产生, 并经历了古特提斯(C_2-T_{1-2})和新特提斯(T_3-E_1)洋盆发育的两个阶段。中石炭世开始, 古特提斯洋盆的打开和不断扩张使“始北中国早古生代复合地体”、“始华南早古生代复合地体”、“Siam 地体”和基墨里(羌塘)地体等先后朝北方向运移, 并接受了海相沉积。根据代表古特提斯洋盆的蛇绿岩残片的研究, 已确定昆南-阿尼玛卿蛇绿岩带形成于 C—P 和早三叠世向北俯冲形成东昆仑活动陆缘带; 金沙江-理塘蛇绿岩带形成于 C—P, 早三叠世向南和南西俯冲于羌塘(昌都)地体之下, 形成包括义敦-玉树火山岛弧带和理塘弧后盆地(具洋壳性质)在内的羌塘-昌都活动陆缘带。上述两条蛇绿岩带代表的古特提斯洋盆可分别称之为古特提斯北大洋和古特提斯南大洋。洋盆的消减是通过反向俯冲(北大洋向北和南大洋向南的俯冲极性)实现的。

洋盆的闭合使三个地体会聚及碰撞。由于“北中国板块”北面与联合大陆中的西伯利亚陆块已经连接。南面与“扬子地体”首先在东端(大别-苏鲁)碰撞, 并在 $240\sim 220\text{Ma}$ 产生陆壳的深俯冲。与此同时, 基墨里-羌塘地体与“扬子地体”的 SW 部分(保山—中甸)拼合、碰撞。由于古特提斯洋盆“反向俯

冲”的运动学极性,致使在“北中国板块”、“扬子地体”和基墨里-羌塘地体之间形成宽阔的倒三角形的松潘甘孜被动陆缘海盆,堆积了巨厚复理石建造。三叠纪末的三个地体在西部的碰撞实现了南北块体之间的完全碰撞,形成“松潘-羌塘三叠纪复合增生地体”,并形成由早古生代和三叠纪两个时代复合碰撞造山构成的 4000km 长的中国中央造山带及超高压变质带。

3. 新特提斯(T_1-2-K_1)洋盆及俯冲极性

中二叠世—早三叠世开始,联合大陆(Pangaea)冈瓦纳陆块北缘的新特提斯洋盆开启和扩张,成为古特提斯洋盆逐渐消减的驱动力。班公湖-怒江蛇绿岩带与雅鲁藏布江蛇绿岩研究表明它们分别标志新特提斯北洋盆和新特提斯南洋盆的存在。位于“松潘-羌塘复合增生地体”与“拉萨地体”地体之间的班公湖-怒江蛇绿岩带代表了新特提斯北洋盆的存在,新特提斯北洋盆开启于早-中三叠世,在晚三叠世洋壳发生俯冲,由于在羌塘地体南缘活动陆缘增生带发育不明显,关于俯冲极性问题的北侧的活动陆缘带不清楚,而最近又发现拉萨地体中印支火山岛弧带的存在,推测印支火山岛弧带是新特提斯北洋盆(班公湖-怒江洋盆)向南俯冲的结果。新特提斯北洋盆闭合,使“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合地体拼合,成为 55/Ma 印度/亚洲碰撞前的亚洲组成部分。

根据冈底斯火山岛弧带形成初始时期为 J_3-K_1 ,主期为 $K-E_1$,表明新特提斯南洋盆(雅鲁藏布蛇绿岩)向北俯冲的时间为 J_3-E_1 。因此,新特提斯北洋盆的形成、扩张及消减得演化历史比新特提斯南洋盆来的老。

69Ma 开始,印度陆块从冈瓦纳大陆裂解,印度洋打开并使印度陆块向亚洲大陆方向推进,新特提斯南洋盆的消减和俯冲在主动陆缘的拉萨地体一侧形成白垩纪—近三纪冈底斯火山岛弧及花岗岩浆带,被称为“转换喜马拉雅带”(Transhimalaya zone)。约 55Ma 开始印度大陆与亚洲大陆碰撞形成印度-雅鲁藏布缝合带和“喜马拉雅新生代增生地体”。此时“阿-祁-昆-秦”早古生代复合地体与“松潘-羌塘三叠纪复合增生地体”和“拉萨侏罗纪增生地体”已完全连在一起,拼贴在南亚大陆之上。

第三章 印度/亚洲前碰撞的超高压变质带及洋/陆深俯冲

青藏高原早古生代和晚古生代两条大型超高压变质带分别在青藏高原北部和南部的发现及确定,是近些年青藏高原地体边界和高原构造格架研究中最重要进展之一,是印度/亚洲碰撞前青藏高原演化历史研究中的一件大事。在青藏高原北部,自在柴达木盆地北缘(下简称柴北缘)即沿祁连山南界的大柴旦-鱼卡发现榴辉岩以来(杨经绥等,1998),陆续又有报道在锡铁山(Zhang et al., 2000 a)、都兰北野马滩(杨经绥等,2000)及沙柳河(张雪亭等,1999)等地找到了榴辉岩。杨经绥、张建新、许志琴等厘定了350km长的柴北缘早古生代超高压变质带,确定了阿尔金断裂西侧的南阿尔金榴辉岩的早古生代超高压变质证据,证明柴北缘和南阿尔金超高压变质带原为同一条超高压带,后被阿尔金断裂切割。随后杨经绥等又在柴北缘东延的东秦岭片麻岩和榴辉岩锆石中发现金刚石包体,厘定了东秦岭早古生代超高压变质带性质。柴北缘和东秦岭两条超高压变质带已被国际超高压权威专家标注在全球超高压变质图上(Chopin, 2003; Liou et al., 2003)。在此基础上,杨经绥等(2000, 2002)提出中国中部自阿尔金—柴北缘—东秦岭—大别—苏鲁的横贯东西的中央巨型(4000km)超高压变质带的存在及具有两期超高压变质作用(早古生代和印支期)的重要认识。

近期杨经绥、许志琴等又在西藏拉萨地体中发现二叠纪超高压变质榴辉岩带,恢复其原岩为大洋玄武质岩石,提供了古特提斯洋盆俯冲和深俯冲的新信息。在短短的几年内,青藏高原中两条超高压变质带的重要发现和建立,是对青藏高原、对中国和世界超高压变质带研究的重要贡献(图1-3-1)。

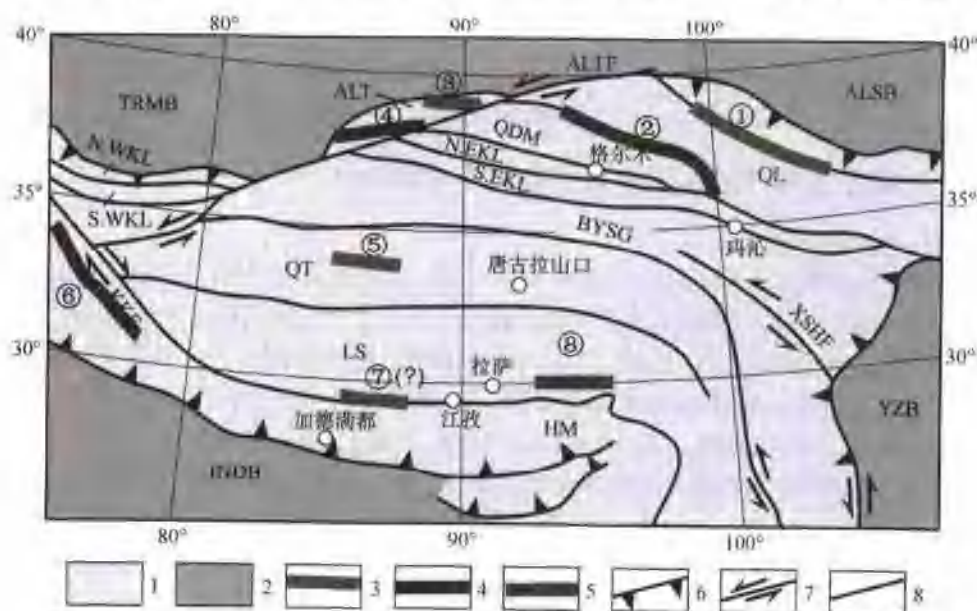


图1-3-1 青藏高原高压-超高压变质带的位置和地体分布图

1—青藏高原; 2—青藏高原周边克拉通地块 (ALSB—阿拉善地块, TRMB—塔里木地块, INDB—印度地块, YZB—扬子地块); 3—青藏高原的高压变质带; ①—北祁连山高压变质带; ②—北阿尔金山高压变质带; ③—羌塘高压变质带; ④—雅鲁藏布江高压变质带 (?); 4—青藏高原的超高压变质带; ⑤—柴北缘超高压变质带; ⑥—南阿尔金超高压变质带; ⑦—高喜马拉雅超高压变质带; 5—新发现的高压/超高压变质带; ⑧—北冈底斯高压/超高压(?)变质带; 6—逆冲断裂; 7—走滑断裂; 8—地体边界; QDM—柴达木地块; ALIF—阿尔金地块; N, EKL—东昆仑北地块; S, EKL—东昆仑南地块; N, WKL—西昆仑北地块; S, WKL—西昆仑南地块; BYSG—巴颜喀拉-松潘甘孜地块; QT—羌塘地块; LS—拉萨地块; HM—喜马拉雅地块; ALIF—阿尔金山走滑断裂; XSHF—鲜水河走滑断裂; KKF—喀喇昆仑走滑断裂

第一节 青藏高原北部早古生代超高压变质带及洋/陆深俯冲

青藏高原北部早古生代超高压变质带包括了阿尔金走滑断裂东侧的柴北缘早古生代超高压变质带和阿尔金走滑断裂西侧的南阿尔金早古生代超高压变质带。

一、柴北缘早古生代超高压变质带

青藏高原北部柴北缘早古生代高压-超高压变质带位于祁连山南缘或柴达木盆地北缘(图 I-3-2), 从目前发现的露头来看, 该带西起大柴旦西, 向东经锡铁山至都兰北沙柳河, 长度已超过 350km。该带以出露大量的榴辉岩、橄榄岩和石榴子石橄榄岩, 以及一些蛇绿岩块和相伴花岗岩类为特征, 它们呈构造岩块产在新元古代的达肯大坂群片麻岩中(Yang et al., 2000b)。

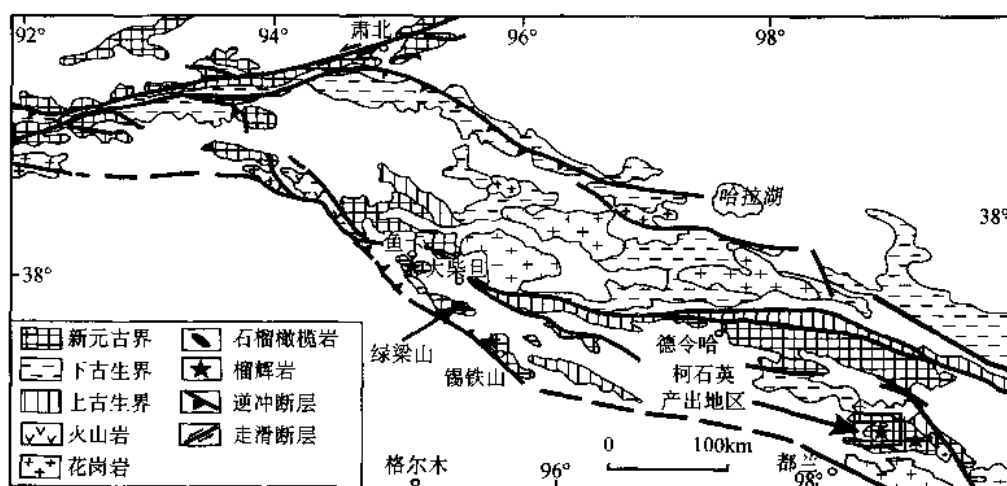


图 I-3-2 中国西部柴北缘榴辉岩带地质简图

(一) 柴北缘早古生代超高压变质带展布及主要特征

1. 大柴旦-鱼卡榴辉岩带

在柴北缘, 榴辉岩首次公开报道为大柴旦 NW 50km 鱼卡地区(杨经绥等, 1998), 后又在大柴旦南落风坡一带发现榴辉岩露头。该带榴辉岩由 1m 到数十米大小不等的榴辉岩块体成透镜状分布于达肯大坂片麻岩中, 大部分榴辉岩新鲜, 边部角闪岩化。榴辉岩的片麻岩围岩为含石榴子石白云母花岗片麻岩。鱼卡榴辉岩具有明显的面理和拉伸线理构造, 其反映峰期变质作用的平衡结构, 共生组合主要有: Grt-Omp-Rt-Phe-Qtz, Grt-Omp-Zo-Hbl-Rt-Qtz, Grt-Omp-Rt-Qtz。榴辉岩中的石榴子石成分具有明显反映进变质过程的生长环带, 从核部向边部镁铝榴石分子(Prp)含量明显增加(10~32 mol%), 而锰铝榴石分子(Sps)明显减少(0.6~9mol%)。一些石榴子石核部保留早期(前榴辉岩阶段)的角闪石、斜长石矿物, 记载了进变质过程中石榴子石生长的证据, 在后榴辉岩阶段绿辉石部分被细粒和隐晶质的后成合金所代替(Zhang et al., 2000)。

根据 Grt-Cpx 地质温度计 (Krogh, 1985) 和 $Ab = Jd + Qtz$ 变质反应压力计 (Holland, 1980) 估算榴辉岩峰期变质条件为 $T = 580 \sim 660^{\circ}\text{C}$, $P > 15\text{GPa}$ 。进一步利用 Grt Omp-Phe 压力计 (Waters, 1993; Carswell, 1997) 和 Grt-Omp 温度计 (Green and Hellman, 1982) 得到温压条件 $T = 620 \sim 730^{\circ}\text{C}$, $P = 2.3 \sim 28\text{GPa}$ (图 I-3-3, 图 I-3-4)。

大柴旦榴辉岩的稀土元素的球粒陨石标准化配分模式是以轻稀土平坦、略富集和中度富集为特征, 没有明显 Eu 异常, 显示具有“E”或“T”型 MORB(过渡型洋脊拉斑玄武岩)特征(图 I-3-5)。

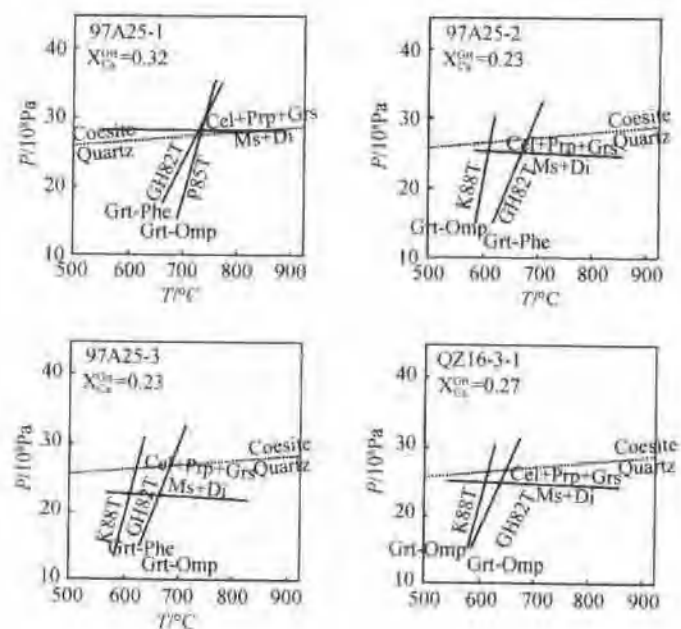


图 1-3-3 大柴旦鱼卡-落风坡榴辉岩峰期温压计算结果

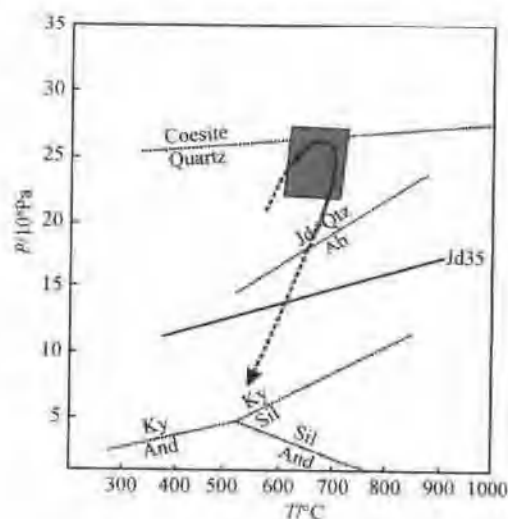


图 1-3-4 大柴旦鱼卡-落风坡榴辉岩的 PT 轨迹

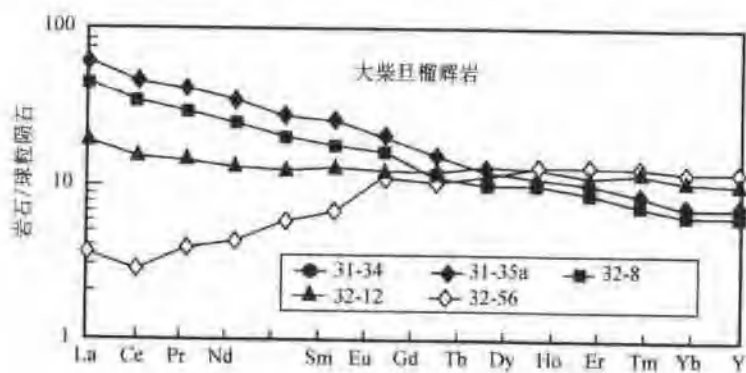


图 1-3-5 大柴旦榴辉岩的稀土元素球粒陨石标准化图

2. 都兰榴辉岩带

都兰榴辉岩产在都兰北东 40km 野马滩西的元古宙变质杂岩中(图 I-3-6)。榴辉岩带展布近东西或北西向, 与其围岩展布方向一致。榴辉岩带南北宽近 10km, 根据榴辉岩特点和其空间展布, 又可将其分为南北两带, 两带之间有早古生代海相地层及一条大的推覆断层分隔。

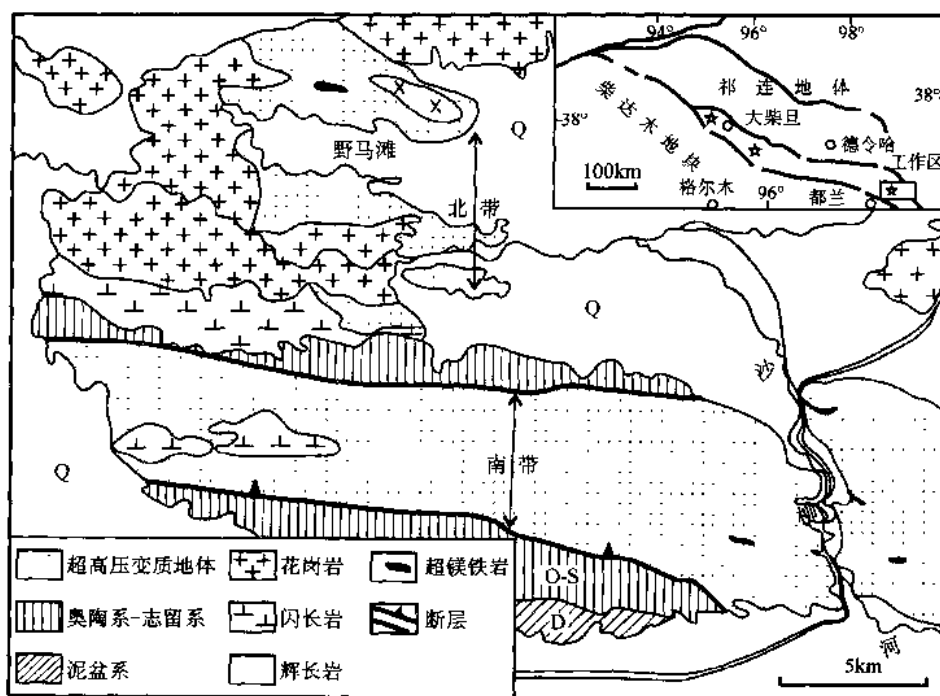


图 I-3-6 都兰超高压地体地质简图

北带榴辉岩野外产出总宽度近 5km, 但由于榴辉岩所在围岩被后期的中酸性侵入体穿插以及有大滩相隔, 实际出露厚度可能要有变化(图 I-3-6)。南带榴辉岩出露宽度约 3~5km。根据榴辉岩特征来看, 我们不认为两带榴辉岩系构造作用所重复。

榴辉岩呈小透镜体产在云母石英片岩或片麻岩中。透镜体长度多数 < 10m, 以 3×2m 规模为主, 其长轴方向与片麻理一致, 走向 NW, 倾向 NE, 倾角 70°。透镜体与其围岩为构造接触。片麻岩中还见有超基性岩块呈构造岩块产出, 其小者 30×20m, 大者大于 100m。榴辉岩的围岩为沙柳河群含石榴子石的片岩、片麻岩和角闪岩。该群时代在 1:20 万都兰幅地质图上^① 定为奥陶-志留纪。在青海地质志 1:100 万地质图中(青海地质矿产局, 1991)被改为元古宙, 近期的 1:5 万乌龙滩幅区域地质图^② 中根据其较高变质程度及片麻岩的 Rb-Sr 同位素年龄(902Ma, 950Ma 和 1160Ma)仍维持其时代为新元古代。

本地区榴辉岩普遍较新鲜, 且保存较多的原生矿物。岩石呈块状, 致密、坚硬。相对说来, 北带榴辉岩普遍变形较强烈, 部分岩石有较强的片麻理, 矿物被定向拉长后的长宽比达 5:1 以上, 而南带榴辉岩变形相对弱, 矿物主要呈粒状、镶嵌状, 不显示方向性。

榴辉岩中矿物种类较为简单, 变化小。北带峰期变质矿物组合为石榴子石 + 绿辉石 + 多硅白云母 + 金红石, 南带为石榴子石 + 绿辉石 + 蓝晶石 + 金红石 + 黝帘石。石榴子石属铁铝—钙铝—镁铝系列, 其它矿物为与石榴子石和绿辉石镶嵌共生的石英, 推测它们应属榴辉岩形成阶段产物。主要退变矿物组合为普通辉石 + 高钠质斜长石 + 角闪石, 在南带中大量出现斜长石, 它们的形成明显晚于石榴子石和绿辉石等榴辉岩中变质峰期形成的矿物(杨经绥等, 1998)。

采用了 Krogh(1988)的石榴子石-单斜辉石温度计, 分别计算了在 1.0GPa, 1.5GPa 和 2.0GPa 压力

① 青海地质局, 区域地质测量报告书, 1:20 万, 都兰幅, 1971, 1~166。

② 青海地质矿产局, 区域地质测量报告书, 1:5 万, 乌龙滩幅, 1992。

条件下榴辉岩形成温度,发现三种压力下温度虽有变化,但最大温差也仅 30~40℃。但南北两带的温度都有明显差别,例如取 2.0GPa 计算的温度来比较,北带温度在 652~698℃ 之间,南带在 873~913℃ 之间,两带温度相差约 200℃。利用石榴子石-绿辉石-多硅白云母压力计 (Carswell et al., 1997) 得到北带榴辉岩峰期压力为 2.0~2.6GPa, 根据南带榴辉岩的矿物组合石榴子石 + 绿辉石 + 蓝晶石推测其形成压力为 >2.0GPa (Holland, 1979)。

都兰南北带榴辉岩在主元素上有很大差别,北带高 TiO_2 、低 Al_2O_3 , 南带低 TiO_2 、高 Al_2O_3 , 北带属正常的拉斑玄武岩系列,南带属较典型的原始的高铝玄武岩系列,反映前者沿大洋拉斑玄武岩的趋势演化,后者沿岛弧钙碱性岩的趋势演化。北带榴辉岩的 REE 相对较高,变化大,且稀土元素球粒陨石标准化分配型式有三种:以轻稀土亏损型、平坦型和、轻稀土略富集型为特征,与大柴旦相似,反映从洋中脊到板内的特征。而都兰南带榴辉岩 REE 相对较低,变化大,稀土元素球粒陨石标准化分配型式非常一致,均为轻稀土富集型。在 MORB 标准化的微量元素蛛网图上(图 I-3-7),都兰北带显示明显与过渡型大洋中脊到板内玄武岩相似;而南带的高场强元素 Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y 等比大柴旦和都兰北带明显偏低,在 MORB 标准化的微量元素蛛网图上具有明显的负异常,其总的特征与岛弧钙碱性玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的微量元素分配型式相似。

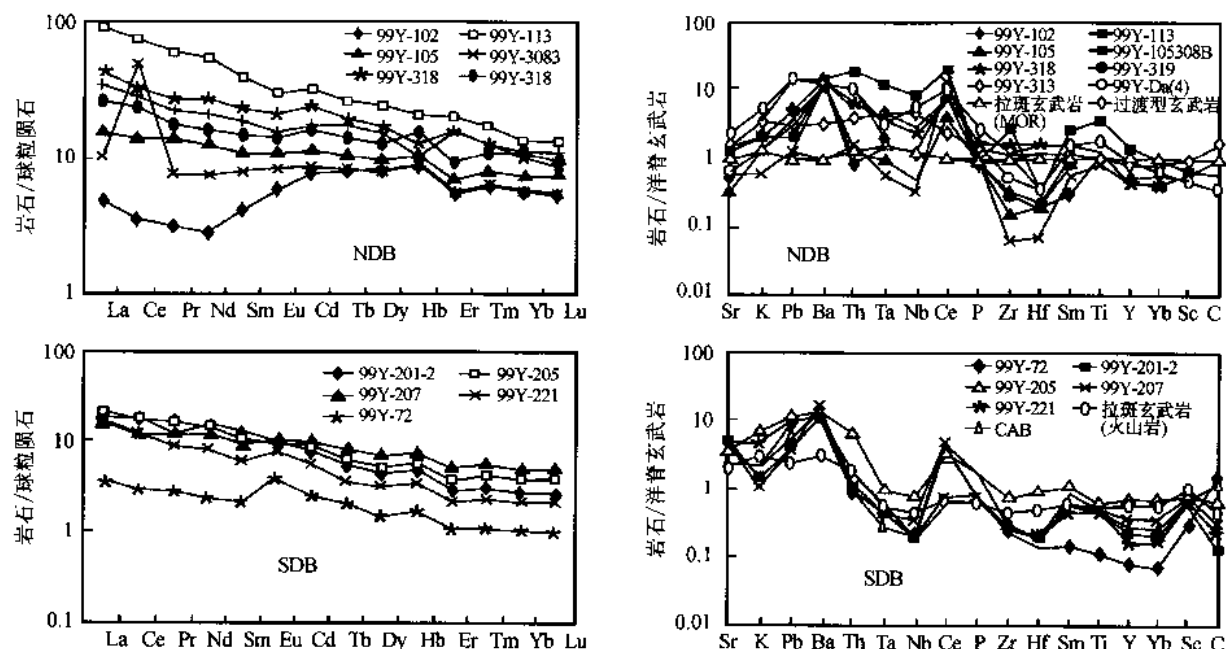


图 I-3-7 都兰超高压地体南、北两带榴辉岩 REE 球粒陨石标准化分配模式及微量元素蛛网图
NDB—都兰北带; SDB—都兰南带

3. 锡铁山榴辉岩

锡铁山地区位于柴北缘中段,主要由花岗片麻岩和含矽线石的副片麻岩组成,夹少量大理岩。锡铁山榴辉岩由数米到近百米透镜状块体分布在矽线石石榴黑云片麻岩和花岗片麻岩中。榴辉岩保存峰期矿物组合:Grt-Omp-Rt-Qtz,石榴子石被斜长石和 $\text{Cpx} + \text{Pl}$ 或 $\text{Amp} + \text{Pl}$ 组成的冠状体围绕,显示环带结构。榴辉岩峰期变质条件获得 $T = 770 \sim 830$, $P > 1.4\text{GPa}$, 这个压力值仅是最小的估算,因为榴辉岩成分简单,没有适当矿物进行峰期压力估算。绿辉石中出现石英出熔条带,可能为先前超高压条件稳定的超硅单斜辉石出熔作用的结果 (Carswell, 1999; Zhang et al., 1999), 因此锡铁山榴辉岩可能经历了超高压变质作用。

榴辉岩的 AFM 图解显示其位于拉斑玄武岩区,稀土元素的球粒陨石标准化分配模式存在三种类型:轻稀土略富集型、平坦型和具明显 Eu 异常型(图 I-3-8), 前二者 REE 特征与“T”(过渡型洋脊拉斑玄武岩)型“E”MORB 相似,后者被认为是堆晶岩特征 (Griffiths, 1985)。

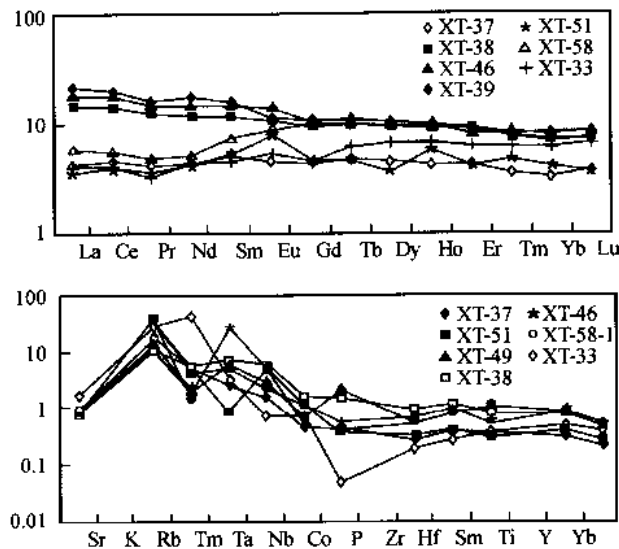


图 I-3-8 锡铁山榴辉岩的稀土元素球粒陨石标准化配分模式和微量元素 MORB 标准化蛛网图

在微量元素的不同图解中,一部分投入洋中脊或洋底玄武岩区,一部分投在洋岛及岛弧玄武岩区 (Zhang et al., 1999)。

从上述分析表明,都兰北带榴辉岩原岩形成于大洋(MORB)和板内(WPB),南带形成于岛弧环境;大柴旦榴辉岩原岩主要形成在洋岛(OCB)和大洋中脊环境;鱼卡-落风坡的榴辉岩显示具有“E”或“T”型 MORB(过渡型洋脊拉斑玄武岩)特征。因此柴北缘榴辉岩的形成可能与洋壳俯冲有关。

4. 绿梁山石榴子石橄榄岩

世界上造山带中超高压榴辉岩往往有石榴子石橄榄岩类超镁铁岩与其伴生,这类例子有哈萨克斯坦的 Kokchetav,挪威的 West Gneiss Region,大别山-苏鲁,德国的 Erzgebirge, Bohemian 和印度尼西亚等地的超高压变质带。无独有偶,柴北缘也有石榴子石橄榄岩出露(王云山、陈玉娘, 1987; 杨建军等, 1994)。我们认为这套石榴子石橄榄岩也应属柴北缘高压-超高压变质带的组合,它们的出现就是超高压深俯冲作用的反映。

柴北缘绿梁山一带产有许多超镁铁岩块,通常呈透镜状产在元古宙达肯大坂群片麻岩中(位置参考图 I-3-1)。透镜体的长轴方向平行或者斜交于片麻理方向。透镜体的规模较小,通常几米到几十米左右,有些可达百米以上。超镁铁岩块有含石榴子石橄榄岩和无石榴子石橄榄岩两类。

含石榴子石橄榄岩以含有变斑晶状的石榴子石为特征,石榴子石含量约 5%~10%,粒度为 2~3cm,基质由等粒状的橄榄石和辉石组成,粒度小于 0.2 cm。一些石榴子石具有次变边结构,次生的绿泥石和角闪石产在次变边上。还有一些石榴子石含有其它矿物包裹体,如尖晶石等,这些石榴子石显然形成更晚。无石榴子石橄榄岩与含石榴子石橄榄岩均属于镁质超镁铁岩,平均镁值 $Mg^{\#}$ ($= Mg / (Mg + Fe)$) 为 92.3;其中无橄榄岩 92.5,含石榴子石橄榄岩 92。两者均含有较高的 $(Mg + Fe) / Si$ 值,平均值为 1.6。其高含量的橄榄石(80%~90%)和低含量的单斜辉石(<5%)的岩性特点应属于方辉橄榄岩和纯橄岩岩石组合的特点。化学成分上表现为贫钙 CaO (<1%) 和贫碱 ($Na_2O + K_2O$), 贫铝 Al_2O_3 (无石榴子石橄榄岩为 0.74%;含石榴子石橄榄岩为 1.18%)。

岩石中橄榄石的镁值 $Mg^{\#}$ 为 90~97 (15 个分析的均值为 91.7);石榴子石中的 TiO_2 值很低 (0.04%~0.05%)。这些岩石化学特征可与南非 (Boyd, 1987) 的低温石榴子石橄榄岩相比 (温度 < 1100 °C; 橄榄石中 $Mg^{\#} > 91.5$;石榴子石中的 $TiO_2 < 0.2\%$),但不同于高温石榴子石橄榄岩,后者温度高于 >1100°C, $Mg^{\#} < 91.5$,钛 TiO_2 可达到 2% (Boyd, 1987);也不同于由蛇绿岩和深成橄榄岩经变质作用形成的橄榄岩,其橄榄石中的镁 $Mg^{\#}$ 值主要在 89~91 之间 (Coleman, 1977)。橄榄石中的高镁值 $Mg^{\#}$ (90~97) 可认为是由高度的部分熔融形成 (O' Hara et al., 1975),根据橄榄石、榴辉岩和辉石岩中

的主要矿物成分计算,表明这些岩石是由原始地幔岩 20% 的部分熔融所生成 (Green and Ringwood, 1967)。

含石榴子石橄榄岩和无石榴子石橄榄岩都显示了 LREE 富集模式,只是其富集的程度有所区别。例如,在无石榴子石橄榄岩中 $(Ce/Yb)_n = 21$, 平均值为 8; 在含石榴子石橄榄岩中 $(Ce/Yb)_n = 4$, 平均值为 5。高 Yb 值在含石榴子石橄榄岩中是由于石榴子石的含量高而造成。另外,辉石岩也表现为 LREE 富集模式,其不同点在于它们的 REE 总含量高。Harte (1987) 注意到 LREE 常在单斜辉石中富集。然而,由于在绿梁山超镁铁岩块中少有辉石类出现,很大部分的 LREE 多产于矿物颗粒的边缘,或由交代作用所为 (Harte, 1987)。Boyd (1987) 认为, LREE 的富集是低温含石榴子石橄榄岩的特征之一。Nixon 等人 1981 年也注意到低温橄榄岩捕虏体的全岩稀土元素分析结果同样明显地表现出 LREE 富集的特点。

含石榴子石橄榄岩、无石榴子石橄榄岩和辉石岩的微量元素的蛛网图解显示了相同的特征,与原始地幔岩相比 (Taylor and McLennan, 1985), 它们具有 LILE (K、Rb、Ba) 富集, 但 Nb、Zr、Ti 亏损的特征。低丰度的 Nb、Zr、Ti 显示这些橄榄岩的基性成分相对亏损。高丰度的 LILE (Sr、K、Ba 和 Rb), 与由蚀变作用产生的金云母和透闪石一起, 可能是来自地幔的交代作用所形成 (Harte, 1987)。

尖晶石多为铬尖晶石或铬铁矿 (当 $Cr_2O_3 > 50\%$)。它们在含石榴子石橄榄岩中的含量要少于在无石榴子石橄榄岩中的含量。尖晶石在含石榴子石橄榄岩中的特征为: Al_2O_3 12% ~ 26%; Cr_2O_3 43% ~ 55%; MgO 3% ~ 10% (图 I-3-9)。在尖晶石中可见到其成分的分带现象, 例如在矿物中心部分高 Cr_2O_3 和 MgO ; 边缘部分高 Al_2O_3 和 FeO (杨建军等, 1994)。这种现象说明尖晶石是在一个压力逐渐减退的过程中形成, 因为赋存在金刚石包裹体中的尖晶石均为高 Cr_2O_3 和高 MgO 的类型 (O' Neill, 1981; 白文吉, 1982)。与此相比, 无石榴子石橄榄岩中尖晶石的成分比较均一, 含铬高 Cr_2O_3 为 53% ~ 56%; 含铝低 Al_2O_3 13% ~ 14%; 含镁低 MgO 为 8% ~ 10%。然而, 尖晶石在两种橄榄岩石中均含 MgO 低 ($Mg^{\#}$ 大多数低于 50), 它们的 $Mg^{\#}$ vs. $Cr^{\#}$ ($= Cr/(Cr + Al)$) 在 48 ~ 76 之间, 呈正相关, 表明这两种橄榄岩同属 Dick 和 Bullen (1984) 划分的富铁类型 (Dick 和 Bullen, 1984), 并可能具有成因关系。

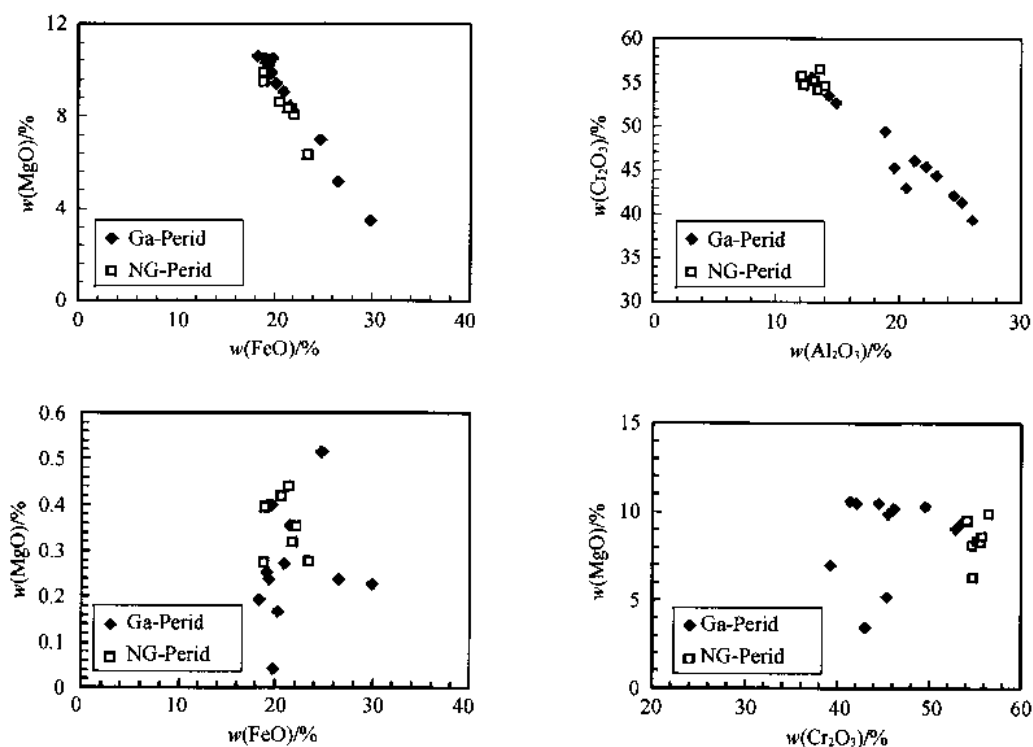


图 I-3-9 绿梁山石榴橄榄岩和无石榴子石橄榄岩铬尖晶石成分对比

Obata 和 Morten (1987) 在讨论意大利北部的尖晶石二辉橄榄岩转变为石榴子石二辉橄榄岩时指出,矿物和结构的变化可能代表了重结晶的不同程度,而不是不同的温压形成条件。我们同意这种观点,认为挑选结构平衡的矿物来计算本区含石榴子石橄榄岩的重结晶和其形成的温压条件是合理的。应用尖晶石-斜方辉石-橄榄石地质压力计(Streck, 1976)和石榴子石-橄榄石地质温度计(O'Neill 和 Wood, 1979)测定,含石榴子石橄榄岩的平衡温度为 837℃,压力可达 $25 \times 10^8 \text{Pa}$ 。与前人测定的数据相同(杨建军等, 1994)。

含石榴子石橄榄岩在地壳中的形成有以下两种可能性:①来自上地幔含石榴子石橄榄岩经构造侵位进入变厚的地壳中,其含石榴子石矿物组合保留完好。②含石榴子石橄榄岩是由早期侵位的尖晶石橄榄岩经高压变质形成(Medaris 和 Carswell, 1990)。出露于祁连地块南缘的具有低温高压和变质层理特征的含石榴子石橄榄岩可能来自这种高压变质作用形成,它们伴随区域上榴辉岩的产出,推测代表祁连地块南缘板块构造的聚合边界。

选取石榴子石橄榄岩中锆石进行 SHRIMP 定年。锆石为柱状、粒状,具有浑圆状边缘,阴极发光照片显示的锆石内部结构较均匀,但锆石的 U 含量较高, Th/U 比值较低,反映其为变质成因的锆石。测定的 5 颗锆石的年龄变化于 $(436 \pm 8) \text{Ma}$ — $(497 \pm 13.4) \text{Ma}$ 之间(平均年龄为 455Ma),属奥陶纪。该年龄值与都兰榴辉岩锆石的 SHRIMP 年龄(443~495Ma)十分一致,认为代表了该地区榴辉岩超高压变质带的时代(图 1-3-10)。

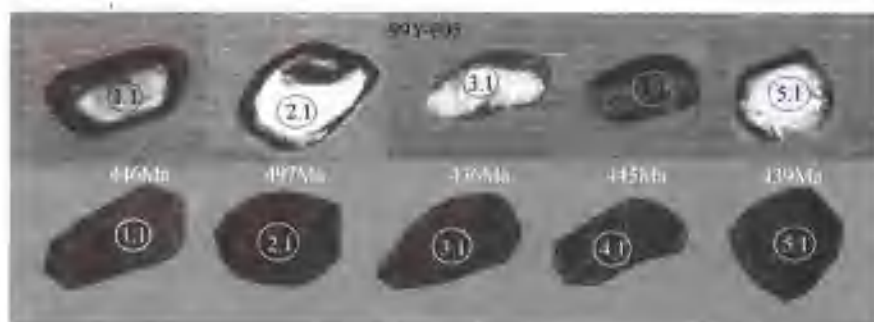


图 1-3-10 绿梁山石榴橄榄岩 SHRIMP 测年的锆石及其阴极发光图像
图中数据在美国斯坦福大学 SHRIMP 实验室测试

(二) 柴北缘超高压变质带的确定

1. 都兰超高压变质作用的直接证据

(1) 柯石英的发现

锆石中包裹体的矿物鉴定是在日本东京工业大学的地球行星系 Maruyama 教授的实验室完成,所用仪器型号 JASCO NRS 2000C,激光功率为 $20 \mu\text{W}$,波长 514.54nm 。

样品为都兰北带最大榴辉岩块体($200 \times 300 \text{m}$)的围岩-石榴子石二云母石英片麻岩(样品编号 00Y-219, 00Y-132),岩石已强烈变形。根据矿物组合由石榴子石(少)+白云母(30%)+黑云母(<10%)+石英(>50%)+榍石(少)组成。这显然是一个退变质的矿物组合,石榴子石为残斑晶,被拉长并旋转,白云母为窄叶状,黑云母则为石榴子石的退变产物,仅局部分布,峰期变质的高压、超高压矿物已不见。与其相伴的榴辉岩为深灰绿色,岩石十分新鲜,主要部分为中粒致密块状,绿辉石和石榴子石含量近于相等。石榴子石中可见多晶石英和钾长石包裹体并具放射状裂纹,绿辉石中可见石英出溶。

锆石多为浑圆状,一些锆石中间可见不干净核部,系早期沉积锆石的残留。锆石中找到许多种类的矿物包裹体,有柯石英、石墨、多硅白云母、石榴子石、金红石、石英、磷灰石和碳酸盐矿物。其中柯石英产在锆石边部(图 1-3-11,图 1-3-12),大者达十余微米,石墨也呈小颗粒,大小与柯石英相仿。

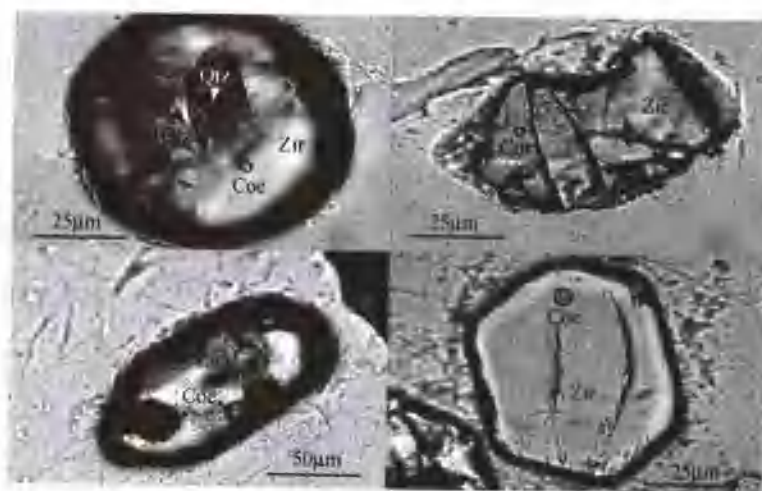


图 1-3-11 都兰超高压地体副片麻岩石榴石中柯石英包裹体

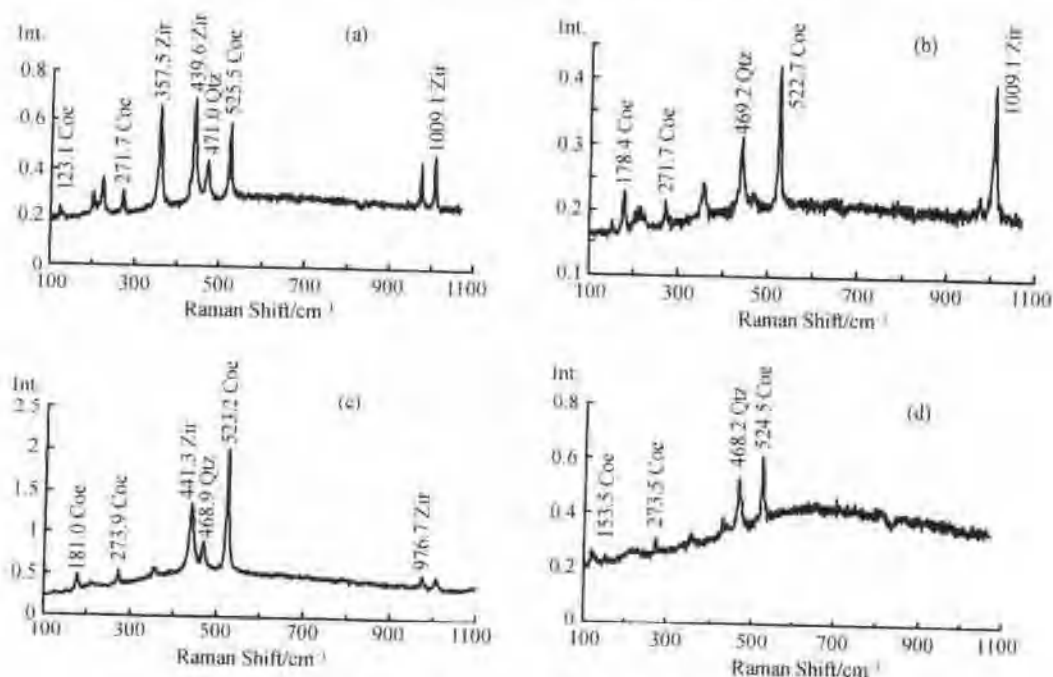


图 1-3-12 与图 1-3-11 相对应的柯石英包裹体的激光拉曼光谱

日本东京工业大学实验室, 拉曼型号: JASCO NRS-2000C, 激光功率为 20μW, 波长 514.54nm

柴北缘超高压变质作用的直接证据-柯石英, 其变质峰期的压力在柯石英和金刚石的稳定区之间 ($P \geq 2.8\text{GPa}$, 但小于 3.5GPa) (杨经绥等, 2001)。

(2) 透长石 + 多晶石英(柯石英假象)包裹体的发现

被发现的透长石(KAlSi_3O_8) + 多晶石英集合体主要呈矿物包裹体产于都兰北带榴辉岩的石榴子石中。包裹体的形态一种为六边形结构, 其内部为栅栏状 (palisade-shaped) 多晶石英构成的柯石英假象, 并呈放射状向包裹体的周缘发散, 多晶透长石则构成了包裹体的基质(图 1-3-13a 和图 1-3-13b); 另一种为卵圆形的多晶透长石 + 多晶石英包裹体, 其中石英也是呈栅栏状集中于包裹体的外部边缘(图 1-3-13c 和图 1-3-13d)。电子探针分析显示透长石的 Or 摩尔含量为 94%—99%, 而激光拉曼光谱分析显示很好的透长石谱线, 与苏鲁超高压榴辉岩中透长石包裹体 (Yang et al., 1998) 一致。其中 $915\sim 917\text{s}^{-1}$ 是石榴子石的峰位。包裹体内透长石与石英的相对含量变化较大, 有的完全由多晶透长石组成, 有的则

完全为多晶石英,其寄主矿物石榴子石发育极好的放射状裂纹,这些特征都显示包裹体可能是超高压相矿物组合透长石+柯石英在上升过程中退化变质并发生体积膨胀的结果(Enami et al., 1990; Okay, 1993; Yang et al., 1998)。

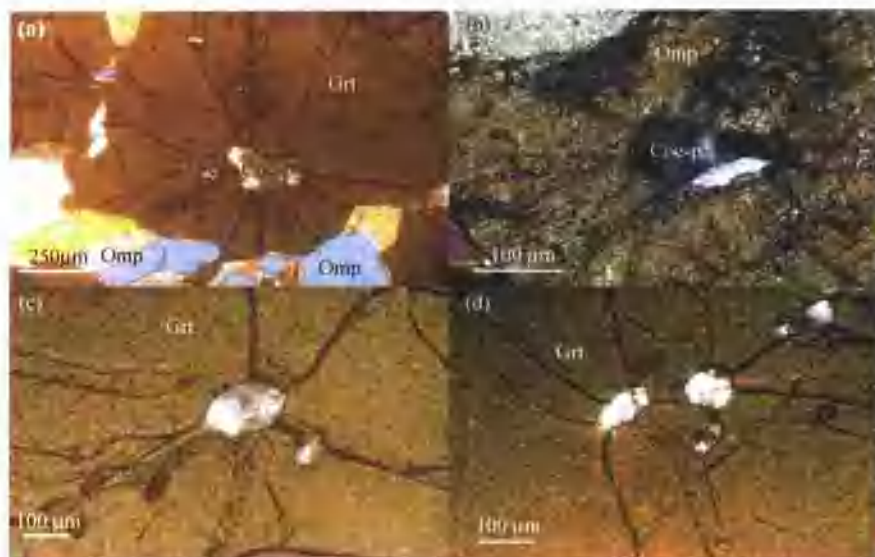


图 1-3-13 都兰榴辉岩石榴子石 (Grt) 和绿辉石 (Omp) 中多晶石英包体组成的柯石英假象 (Coe-p)

实验岩石学表明,虽然透长石并不是超高压的标志矿物,但其稳定范围可以达到 5GPa (Lindsey, 1966; Kinomura et al., 1975; Yagi et al., 1994),远远超过石英=柯石英的转变线 (Bohlen et al., 1982)。金伯利岩中榴辉岩基质中透长石+柯石英共生组合 (Smyth et al., 1977) 及透长石在金刚石中呈包裹体的出现 (Prinz et al., 1975) 等证明了实验得出的结论。

透长石+石英包裹体在不同造山带的超高压榴辉岩中已有发现,例如,Zhang 等 (1994) 认为苏鲁超高压地体的钾长石是早期超高压相矿物 K-cymrite ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 稳定范围大于 3GPa) 分解的产物;Yang 等 (1998) 则将相同现象解释为超高压环境形成的高钾矿物(钾质硬玉)在降压过程中分解为 $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{SiO}_2$ 的结果,而其原始矿物稳定的压力范围超过 4.0GPa;Massonne (1993) 在研究德国 Erzgebirge 和 Munchberger 超高压地体榴辉岩时曾认为钾长石+石英是由矿物中熔体包裹体重结晶而成,但在后来的研究中他们根据包裹体的形态和结构否定了硅酸盐熔体成因的假说,认为该组合是形成于超高压(UHP)条件下的固体矿物相 (Massonne et al., 2000)。都兰地区榴辉岩中透长石+石英聚晶(柯石英假象)包裹体的发现说明该区榴辉岩峰期变质的压力已达到 2.8GPa 以上(俯冲深度达 80~90km),从而证明柴北缘榴辉岩带应属超高压变质作用的产物(宋述光,杨经绥,2001)。

二、南阿尔金超高压变质带

南阿尔金超高压变质带位于阿尔金断裂北侧,阿尔金地体南缘。分布在近 NEE-SWW 走向的阿尔金群片麻岩中,呈大小不等的透镜体产出。南阿尔金榴辉岩最早由 Hanson (1995) 和刘良等 (1996) 在且末江杂萨依发现,继后张建新等 (1999) 在且末玉石矿沟和江杂萨依一带发现大量榴辉岩露头。江杂萨依剖面可分为三个构造-岩石单元——上部斜长角闪岩、角闪片麻岩、长英质片麻岩及变质钙硅酸盐岩,中部为强变形长英质片麻岩组成的滑脱带,下部为含石榴子石花岗片麻岩,含矽线石榴钾长片麻岩及榴辉岩透镜体。

(一) 南阿尔金榴辉岩主要特征及形成环境

根据榴辉岩的岩相学特征及反应结构,可划分三期变质阶段:峰期榴辉岩相及与减压分解作用有关的麻粒岩相和角闪岩相阶段。估算其峰期变质 PT 条件为 $T = 820 \sim 850^{\circ}\text{C}$, $P = 2.8 \sim 3.0\text{GPa}$; 高压麻粒岩相的 $T = 700 \sim 800^{\circ}\text{C}$, $P = 11 \sim 14\text{GPa}$; 角闪岩相的 $T = 620 \sim 740^{\circ}\text{C}$, $P = 6.3 \sim 7.5\text{GPa}$ (图 I-3-14)。

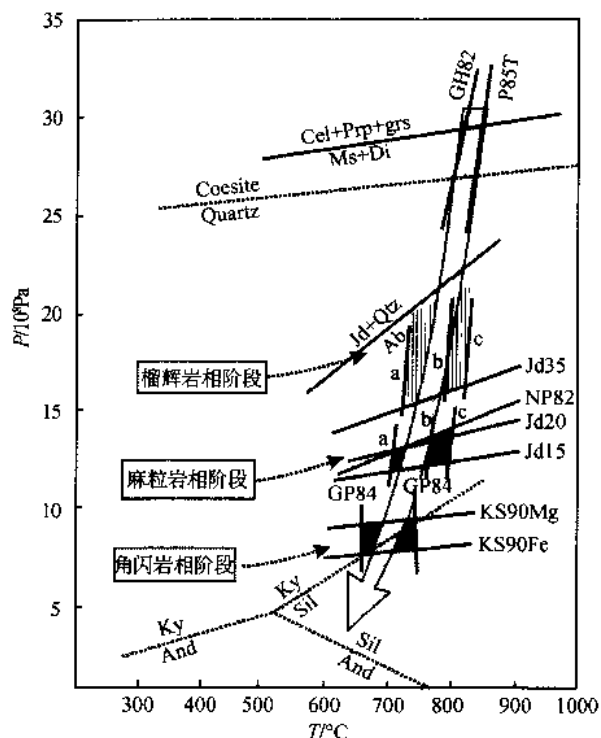


图 I-3-14 南阿尔金榴辉岩的 PT 轨迹

铝硅酸盐稳定区据 Holdaway(1971); $Ab = Jd + Qtz + Omp$, 硬玉分子的稳定线据 Holland(1980)

a. Ai(1994); b. Krogh(1988); c. Ellis and Green(1979); P85T: owell(1985); GH82: Green and Hellman (1982); GP84: Graham and Powell(1984); NP82: Newton and Perkins(1982); KS90Mg KS90Fe: Kohn and Spear(1990)

地球化学分析表明,在 AFM 图上,榴辉岩投在拉斑玄武岩区,在微量元素的不同图解中,大部分投入洋中脊或洋底玄武岩区,少数在洋岛和岛弧玄武岩区;稀土元素的球粒陨石标准化配分模式存在轻稀土富集型和平坦型,REE 特征与“T”型“E”MORB(过渡型洋脊拉斑玄武岩)相似(Griffiths, 1985);另一种类型为轻稀土亏损型,具有正 Eu 异常和低的 REE 丰度被认为是堆晶岩特征(Griffiths, 1985)(图 I-3-15)。

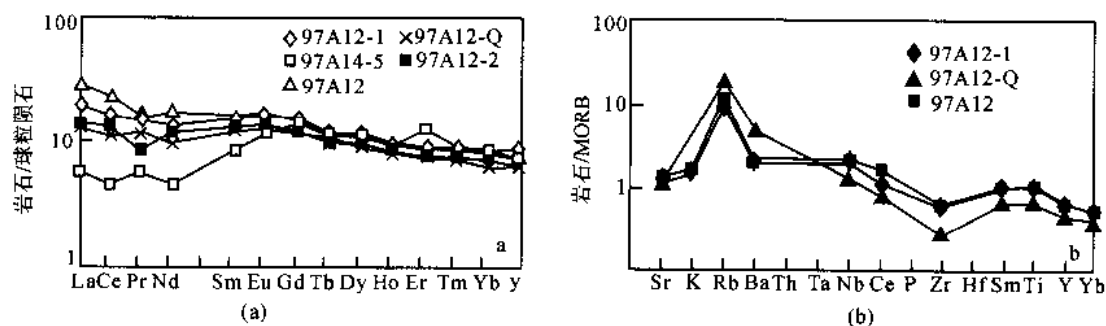


图 I-3-15 南阿尔金榴辉岩 REE 球粒陨石标准化配分模式及微量元素蛛网图

(二) 南阿尔金榴辉岩的超高压证据

多晶石英包体出现在具有较大石榴子石颗粒(2mm 左右)的江杂萨依榴辉岩中,在这些石榴子石中,除了石英包体外,还具有绿辉石、多硅白云母、金红石、榍石和锆石的包体。多晶石英包体在石榴子石中形成很好的放射状裂隙(图 1-3-16a, b, c, d, e, f),并且一些多晶石英显示出从中心向外放射状分布,显示出明显的栅状结构(palisade structure)特征(图 1-3-16e),而大多数则显示出镶嵌结构

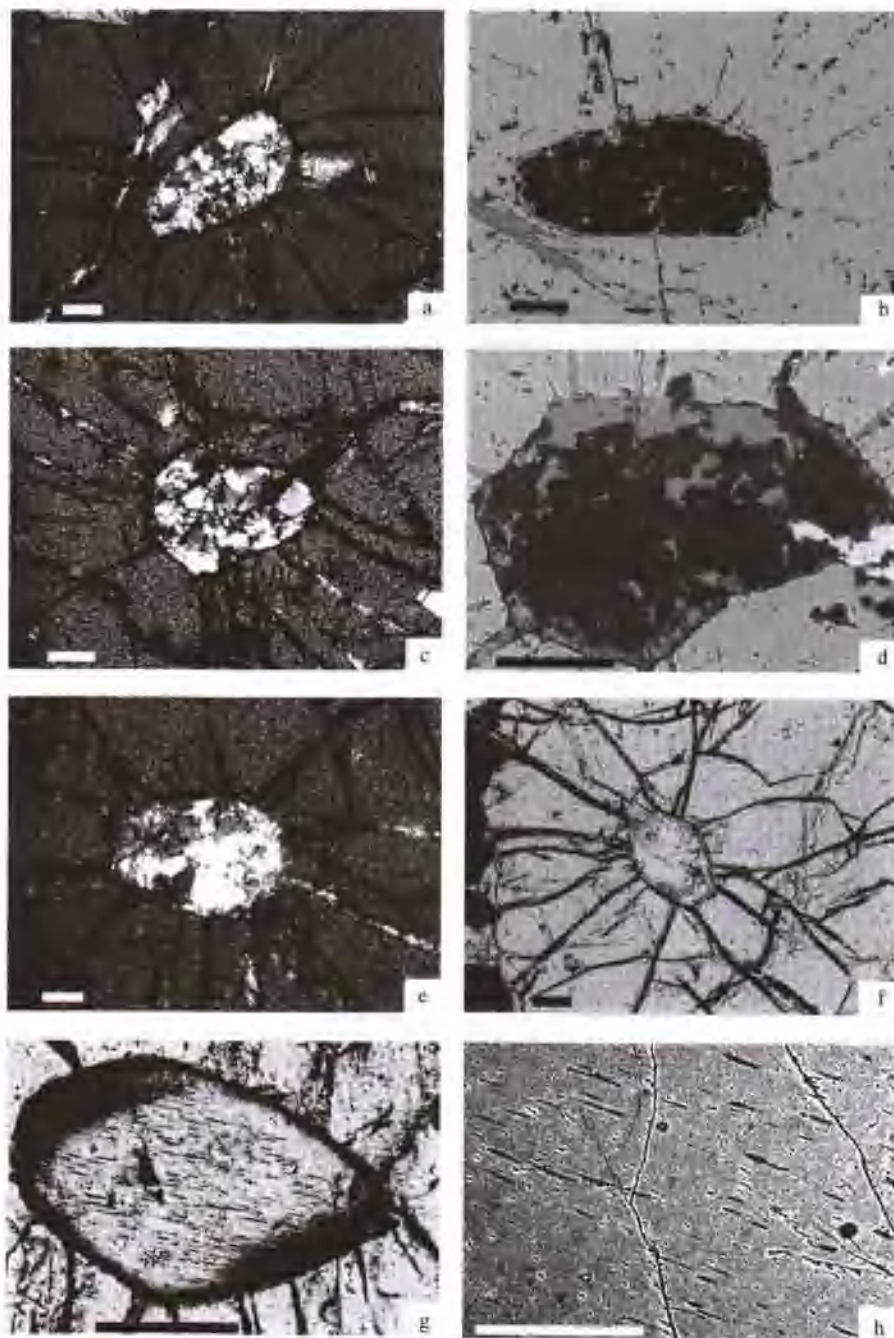


图 1-3-16 榴辉岩中石榴子石的多晶石英包体及出溶结构

a-e: 石榴子石中的多晶石英包体,主晶石榴子石发育以包体为中心的放射状裂隙。其中 a, c, e 为不完全的正交偏光显微照片; f 为单偏光显微照片; b, d 为背散射图像,其中暗色为石英,灰色为钾长石。g 为磷灰石中未知成分の出溶片晶(偏光显微镜照片)。h 为绿辉石中石英出溶片晶(背散射图像)。图中的比例尺标记为 50 μ m

(Mosaic texture)特征(图 I-3-16a, c, f), 石榴子石中的 SiO_2 中的出溶片晶被认为是 UHP 条件下的含 Ca-Eskola ($\text{Ca}_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$) 组分的超硅单斜辉石在降压过程中分解的产物, 被认为是石英代替柯石英的典型特征。类似这些特征的多晶体石英集合体广泛出现在阿尔卑斯、挪威加里东带、大别苏鲁等典型 UHP 变质带, 被认为是先期柯石英存在的证据, 并且在欧洲华力西带, 在没有柯石英残晶保存的情况下, 这种多晶体石英结构曾被作为世界上第四个 UHP 变质带发现的主要证据。

此外, 在绿辉石中有石英出溶片晶, 在磷灰石中具有针状的未知成分的晶体的出溶现象(图 I-3-16g), 尽管这些出溶结构是否能作为 UHP 变质作用的证据尚无定论, 但大量的研究表明这些出溶结构主要发育于世界上典型的 UHP 变质岩石中(Simth, 1984; Zhang et al., 1999; Katayama et al., 2000; Schmadicke and Muller, 2000)。

(三) 柴北缘-南阿尔金超高压变质带形成年龄

1. 南阿尔金榴辉岩的 Sm-Nd 和 U-Pb 同位素年代学及峰期变质年代

(1) Sm-Nd 同位素年代学测定

选择两个弱角闪岩华榴辉岩样品(97A12-1, 97A14-5)进行全岩、石榴子石、绿辉石及金红石 Sm-Nd 同位素分析。在全岩-矿物等时线图中, 除金红石外, 全岩、石榴子石和绿辉石构成较好的等时线, 其年龄为 519Ma [97A12-1 的 $\epsilon(\text{Nd})(500\text{Ma}) = 3.2 \pm 0.4$, $\epsilon(\text{Nd})_0 = 1.19$; 97A14-5 的 $\epsilon(\text{Nd})(500\text{Ma}) = 6.98$, $\epsilon(\text{Nd})_0 = 7.85$], 反映其原岩岩浆来源于典型的亏损地幔。由于绿辉石部分被后成合金代替, 减压中的分解可能减低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值, 引起不完全的 Sm-Nd 同位素平衡, 如果排除绿辉石, 全岩-石榴子石的等时线年龄为 503.8Ma(图 I-3-17)。

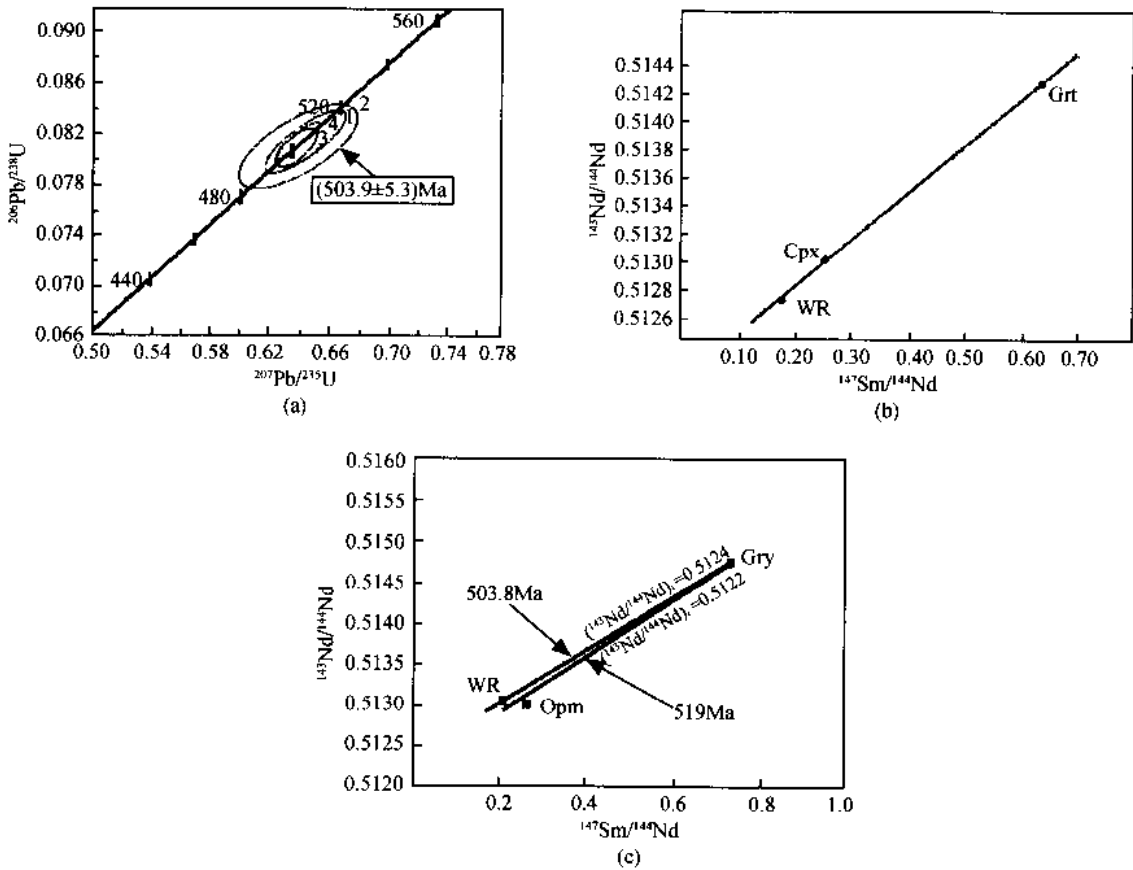


图 I-3-17 榴辉岩的锆石 U-Pb 谐和年龄图(a)和 Sm-Nd 等时线图(b, c)

Grt—石榴子石; Cpx—单斜辉石(绿辉石); Rt—金红石; WR—全岩。a, b: 97A12-1; c: 97A14-5

(2) U-Pb 同位素年代学测定

同样选择 97A12-1 进行锆石 U-Pb 同位素年代学测定, 4 颗锆石落在较好的谐和线并得到 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 表面年龄统计加权平均值为 $(503.9 \pm 5.3)\text{Ma}$ 。

2. 柴北缘榴辉岩的 Sm-Nd 和 U-Pb 同位素年代学及峰期变质年代

(1) 都兰榴辉岩的 Sm-Nd 同位素年代学测定

都兰北带榴辉岩的 2 个样品的 Sm-Nd 全岩-矿物等时线测年获得 $(457.7 \pm 3.3)\text{Ma}$ 和 $(444.2 \pm 9.7)\text{Ma}$; 南带榴辉岩 1 个样品的 Sm-Nd 全岩-矿物等时线测年获得 $(496.6 \pm 25.1)\text{Ma}$ 。

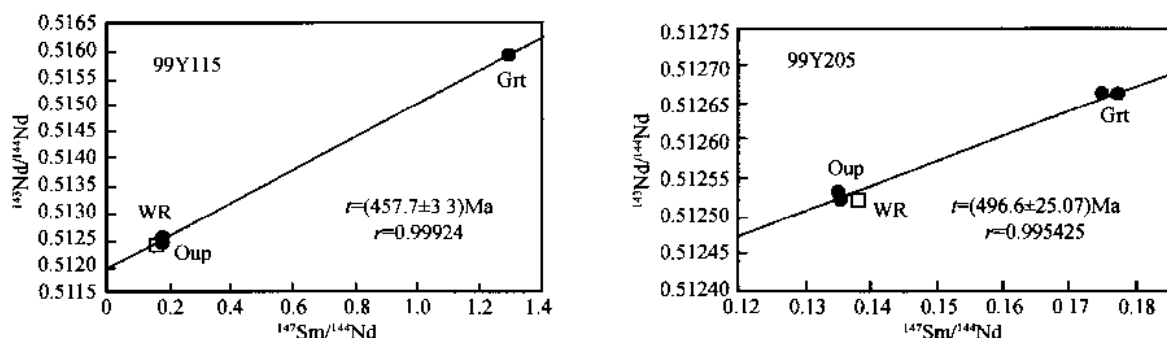


图 I-3-17 都兰榴辉岩两个样品(北带 99Y115, 南带 99Y205) Sm-Nd 同位素等时线年龄

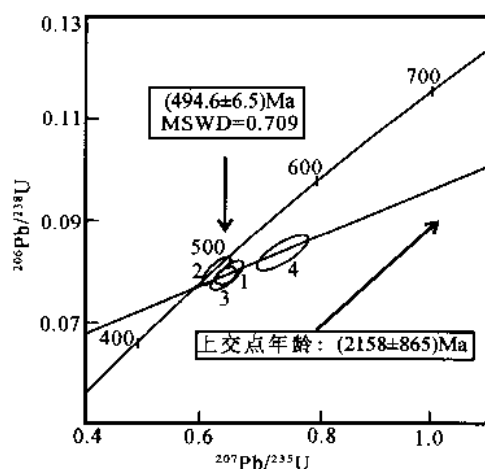


图 I-3-18 柴北缘鱼卡榴辉岩锆石 U-Pb 谐和线图

(2) 鱼卡榴辉岩及围岩的 U-Pb 和 Ar-Ar 同位素年代学测定

大柴旦鱼卡榴辉岩锆石的 U-Pb 测定获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 表面年龄统计加权平均值为 $(494.6 \pm 6.5)\text{Ma}$, 代表超高压峰期变质年龄(图 I-3-18)。

围岩白云母花岗片麻岩的角闪石 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 测定获得较好的年龄谱, 6 个温度阶段包括 80% 的 ^{39}Ar 释放, 获得坪年龄为 $(475.6 \pm 6.2)\text{Ma}$, 等时线年龄 $(477.36 \pm 7.75)\text{Ma}$; 多硅白云母的坪年龄为 $(466.7 \pm 1.2)\text{Ma}$, 等时线年龄 465.94Ma (MSWD = 0.4022)(图 I-3-19)。含石榴子石片麻岩中的白云母的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 测定获得等时线年龄 $(477.67 \pm 17.72)\text{Ma}$ (图 I-3-20)。

三、柴北缘-南阿尔金超高压变质岩的原岩及其形成时代

在柴北缘, 榴辉岩的片麻岩围岩主要分布在都兰北的沙柳河-野马滩、锡铁山-铅石山和落风坡-鱼卡三个地区; 在南阿尔金, 目前主要在且末的江杂勒萨依有, 最近在茫崖西的巴什瓦克一带也有报道(校培喜等, 2001; 刘良等, 2002)。

该类片麻岩(片岩)按成因类型可分为正(花岗)片麻岩和副片麻岩(片岩)。在柴北缘的绿梁山-鱼卡和沙柳河-野马滩以白云母花岗片麻岩为主, 主要矿物组合为白云母-钾长石-斜长石-石英, 具有少量的黑云母和石榴子石; 而在柴北缘锡铁山-铅石山和阿尔金的江杂勒萨依正片麻岩组成较为多样, 有黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、二云钾长片麻岩等, 一些岩石含有大的钾长石斑晶。副片麻岩(片岩)在绿梁山-鱼卡和沙柳河-野马滩两个地区以石榴白云石英片岩为主, 而在锡铁山和江杂勒萨依的主要岩石类型有(石榴)矽线黑云片麻岩和石榴矽线黑云片岩等, 它们均与少量石英岩和大理岩构成了表壳

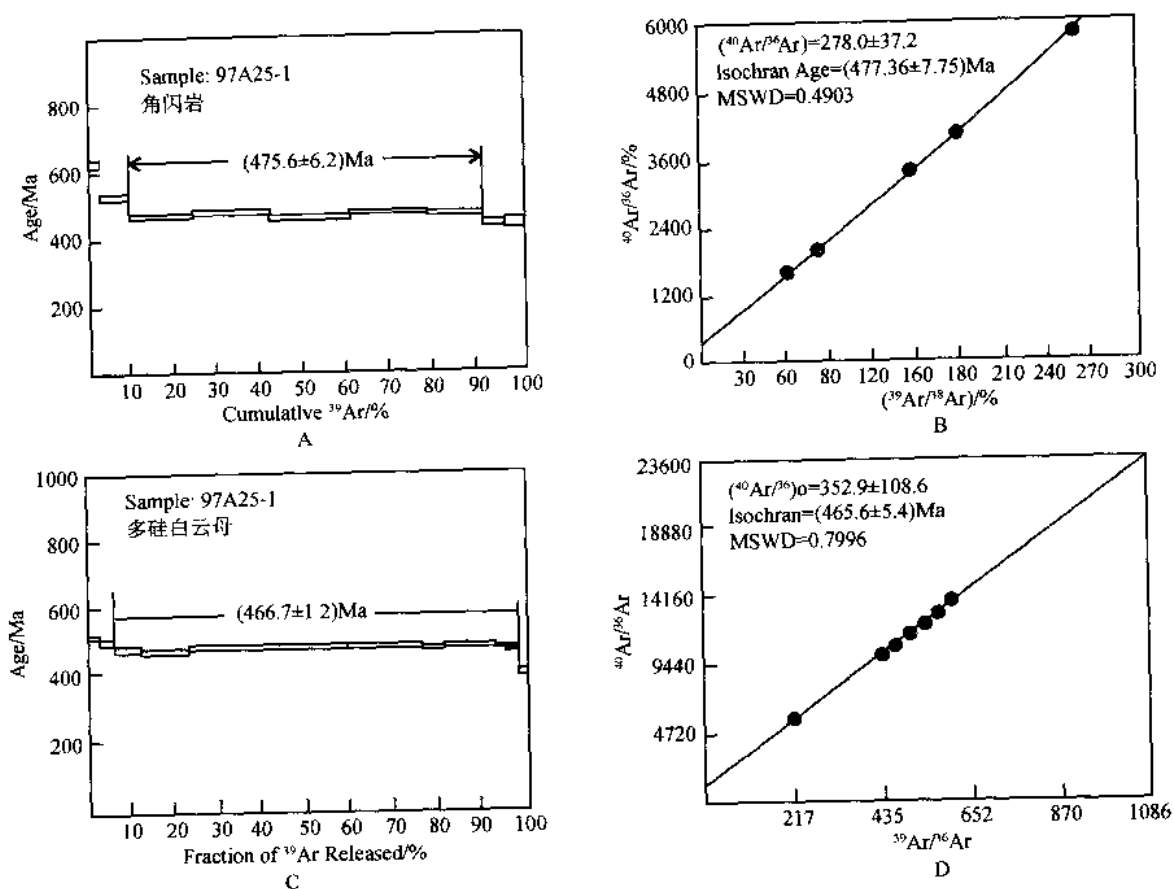


图 I-3-19 柴北缘鱼卡榴辉岩的角闪石和多硅白云母的 Ar-Ar 坪年龄和等时线年龄

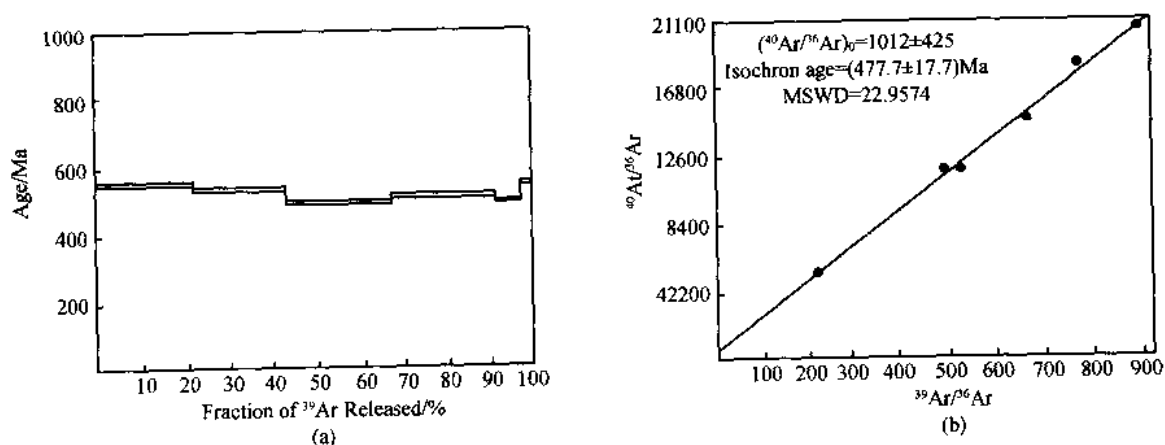


图 I-3-20 柴北缘鱼卡含石榴子石片麻岩的白云母的 Ar-Ar 坪年龄和等时线年龄

岩系。正片麻岩和副片麻岩的均遭受了强烈的剪切变形,两者之间的关系在野外难以确定,局部可见副片麻岩包在正片麻岩中。两种片麻岩均包有榴辉岩透镜体。

(一) 原岩地球化学特征

1. 副片麻岩(片岩)

全部副片麻岩(片岩)样品常量元素组成变化较大,但总体上 $K_2O > Na_2O$, TiO_2 、 Al_2O_3 和 MgO 随 SiO_2 的增加而有明显减少(图 I-3-21A)。岩石富铝(大于 19%),其原岩可能为富铝的泥质岩。岩石稀土总量变化较大($TREE = 114.0 \sim 356.6 ppm$),轻重稀土分离程度相对较弱, $(La/Yb)_n = 7.85 \sim 26.59$,

具较明显的负铕异常($Eu/Eu^* = 0.25 \sim 0.61$)。在 Pearce 的微量元素蜘蛛网图上,除 Nb、P、Ti 相对亏损外,它们还存在不同程度的负钡异常。

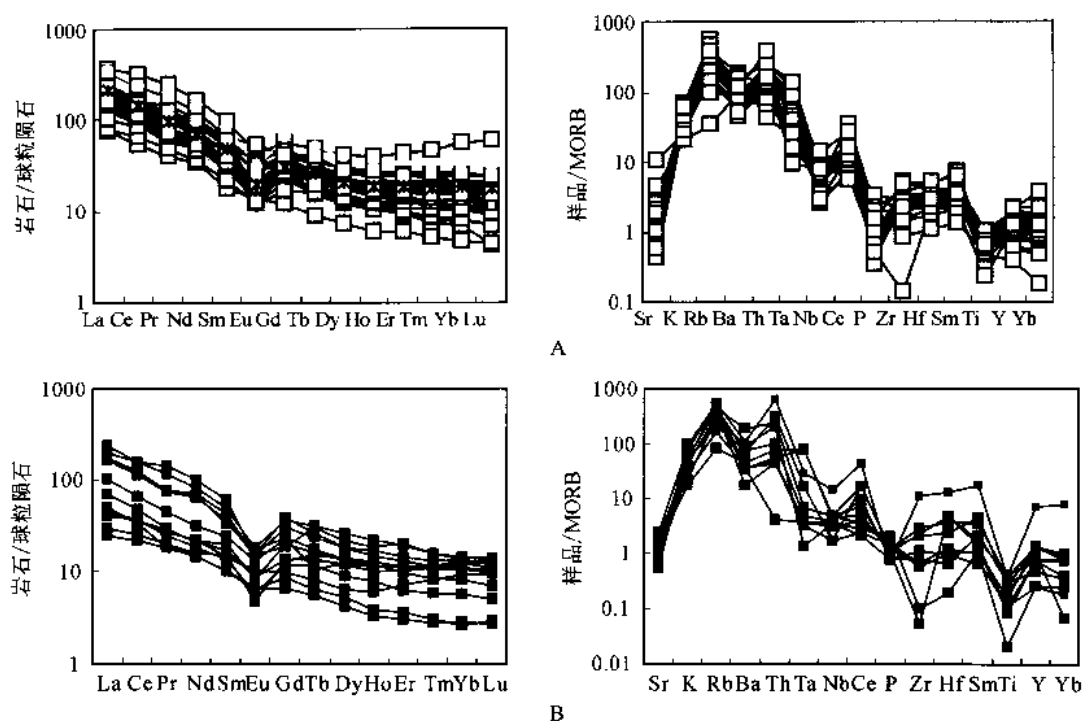


图 I-3-21 副片麻岩的稀土及微量元素配分曲线特征

A—副片麻岩的稀土及微量元素配分曲线特征;B—正片麻岩的稀土及微量元素配分曲线特征

2. 正片麻岩

与副片麻岩相比,具有较高的 SiO_2 含量, $K_2O > Na_2O$, 其 $A/CNK(Al/1/2(Ca + Na + K)) > 1.1$, 标准化矿物的刚玉分子 > 2.2 , 显示了过铝质 S 型花岗岩的特征。 TiO_2 、 Al_2O_3 和 MgO 也随 SiO_2 的增加而有减少的趋势。岩石轻重稀土分馏不强($(La/Yb)_n = 8.10 \sim 18.29$), 重稀土部分略呈平坦型, 存在明显负铕异常($Eu/Eu^* = 0.35 \sim 0.68$), 在 Pearce 的微量元素蜘蛛网图上, Nb、P 和 Ba 相对亏损(图 I-3-21B)。

3. Nd 同位素特征

对柴北缘三个地区夹榴辉岩的正片麻岩和副片麻岩(片岩)进行了 Sm-Nd 同位素分析。大多数样品的 Nd 同位素组成十分相似。 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 变化范围分别为 $0.1109 \sim 0.1408$ 和 $0.511701 \sim 0.512211$, T_{DM} 变化范围为 $1.69 \sim 2.18Ga$, ϵ_{Nd} 在 $-10.69 \sim 18.28$ 之间。

(二) 柴北缘超高压变质岩石的同位素年代学测定

分别运用 TIMS 和 SHRIMP 方法,对柴北缘的都兰北、锡铁山地区、大柴旦和阿尔金的江杂勒萨依的正副片麻岩样品的锆石进行 U-Pb 同位素年龄测定。

1. TIMS 测定

锡铁山正片麻岩(样品 QZ19-3-1)锆石测定结果表明,一组数据的 $^{206}Pb/^{208}U$, $^{207}Pb/^{205}U$, $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄在误差范围内一致,很好地落在一致线上(图 I-3-22),其中 $^{206}Pb/^{208}U$ 表面年龄为 $949Ma$;其它三组数据的测定结果均落在谐和线的下方,四组数据所构成的不一致线的上交点年龄为 $(952 \pm 13)Ma$, 下交点年龄为 $(478 \pm 44)Ma$ (图 I-3-22),前者可能代表了其原岩岩浆结晶年龄;后者则反映了早古生代的变质年龄,与榴辉岩的变质锆石的年龄在误差范围内一致(张建新等,2000),说明锡铁山夹榴辉岩的片麻岩中锆石 U-Pb 体系在早古生代的碰撞造山作用发生部分重结晶作用,或具有早古生代新的锆石的增生。

2. SHRIMP 测定

锆石 U-Th-Pb 分析在国土资源部同位素实验室新引进的 SHRIMP II 型离子探针仪器上完成, 同位素测试流程详见宋彪等(2002)。

(1) 锡铁山含榴辉岩的砂线黑云片麻岩(样品 XT-36)

样品 XT-36 为锡铁山含榴辉岩的砂线黑云片麻岩, 锆石显示出变质锆石的特征。14 粒锆石的 17 个点的分析, 其中 10 个在谐和线上的数据点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的加权平均值为 $(435 \pm 7)\text{Ma}$ 。Th/U 比变化范围在 0.01~0.08(图 I-3-23)。

(2) 阿尔金江尕勒萨依的石榴砂线黑云片麻岩(样品 97A21-3)

样品 97A21-3 锆石为浑圆状和不规则形状, 颗粒大小在 $50\sim 200\mu\text{m}$ 之间, 具有明显的深熔作用特征。阴极发光图像显示大多数锆石有明显的核和增生的边。对样品进行了 15 粒锆石的 16 个点的分析,

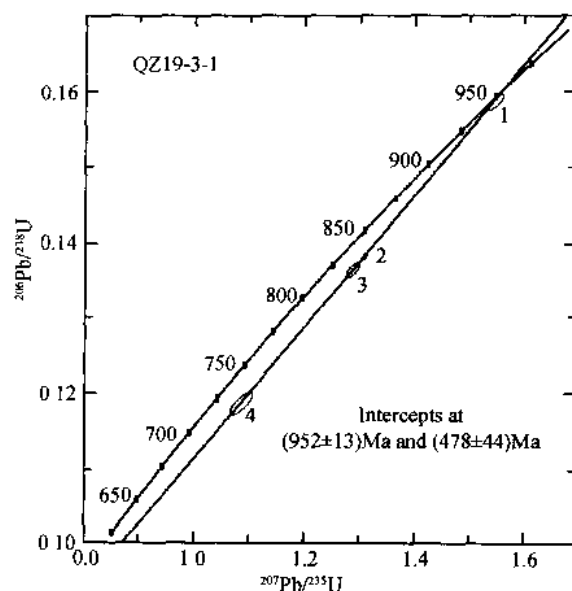


图 I-3-22 锡铁山正片麻岩(样品 QZ19-3-1)
锆石 TIMS 测定

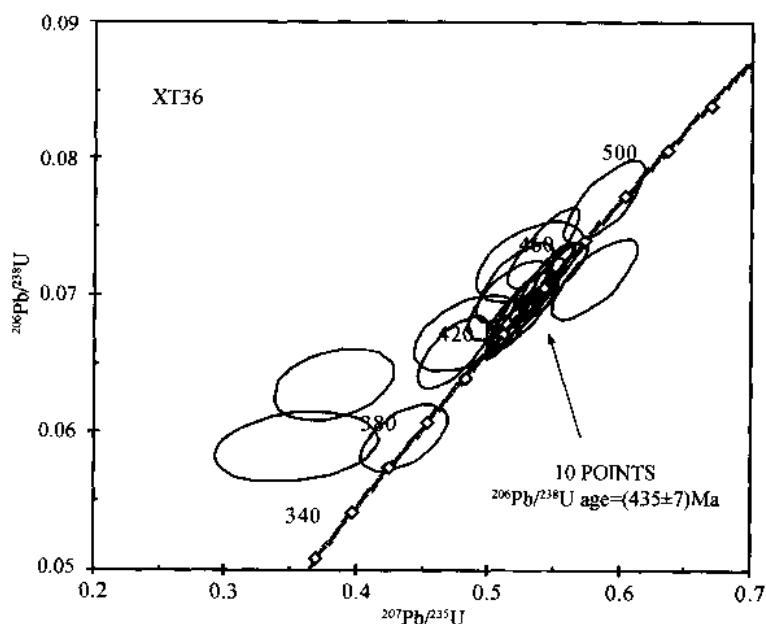


图 I-3-23 样品 XT-36 锆石 U-Pb 谐和线图

大多数数据点位于谐和线之下, 显示出明显的铅丢失的特点。其中 3 个增生边锆石($\text{Th}/\text{U}=0.01\sim 0.06$)的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 457~500Ma, 代表了早古生代的变质事件。锆石核的年龄变化较大, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄主要变化在 900~1500Ma 之间, 反映了其原岩具有多时代沉积源区的特点(图 I-3-24)。

结论:

1) 柴北缘和南阿尔金夹有榴辉岩透镜体的花岗质片麻岩(正片麻岩)和副片麻岩(片岩)具有类似的地球化学成分和一致的 Nd 模式年龄($1.7\sim 2.2\text{Ga}$), 结合副片麻岩(片岩)局部包在正片麻岩中的野外关系, 正片麻岩可能为副片麻岩(片岩)原地熔融作用的产物。

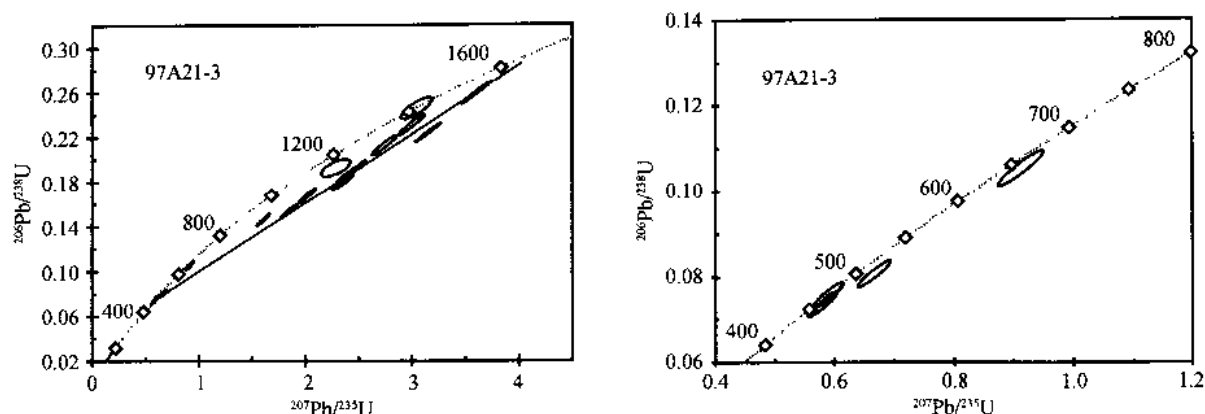


图 I-3-24 样品 97A21-3 锆石 U-Pb 谐和线图(右图为左图的局部放大)

2) 夹榴辉岩的片麻岩(片岩)与北侧的祁连和阿尔金地体变质基底片麻岩有相似 Sm-Nd 同位素特征和近一致 Nd 模式年龄,表明它们具有明显的亲缘关系,可能来源于具有古元古代晚期地壳形成年龄的同一变质基底。U-Pb 锆石年龄测定表明正片麻岩的原岩形成时代为 950~1022Ma,也与祁连和阿尔金地体的正片麻岩的原岩岩浆结晶时代近一致,表明它们均为 900~1000Ma(晋宁期)固结形成的变质基底,为罗迪尼亚超大陆形成事件的响应。

3) 正副片麻岩锆石的 TIM 和 SHRIMP 测定获得的早古生代的变质年龄,部分年龄数据在误差范围内与榴辉岩的变质年龄一致;结合在都兰地区副片麻岩锆石中柯石英包体和柴鱼卡地区 HP(UHP)的变质泥质岩的发现,所以柴北缘含榴辉岩的片麻岩虽然具有与相邻变质基底相似的早期演化历史,但在早古生代又与所夹的榴辉岩一起经历了深俯冲作用。

四、柴北缘-南阿尔金超高压变质带的构造意义

1) 青藏高原北缘的祁连山是典型的早古生代(距今 4 亿~5 亿年)造山带,是阿拉善地体、祁连地体和柴达木地体碰撞造山的产物。长期以来,该带以保存完好的蛇绿岩套、高压变质岩石、碰撞型花岗岩、火山岛弧、弧后盆地和古大陆边缘建造等典型俯冲-碰撞造山带的物质组成而闻名,祁连山成为可与阿尔卑斯造山带媲美的造山带。长期以来人们特别注意到位于阿拉善地体和祁连地体之间以发育蓝片岩、“C”型榴辉岩、蛇绿岩及混杂堆积为特征北祁连俯冲碰撞杂岩带,认为蓝片岩和“C”型榴辉岩的形成是洋壳俯冲的标志。

近年来,在祁连山的南界柴北缘一带陆续发现由榴辉岩、含柯石英片麻岩和石榴子石橄榄岩组成的一条长约 350km 的超高压变质带(杨经绥等, 1998, 2000, 2001; 张建新等, 1999, 2000, 2001; 宋述光、杨经绥, 2001), 其与柴北缘蛇绿岩、岛弧火山岩岩浆岩一起,构成了另一条位于祁连山地体边界的更为重要、壮观的地质风景线。

2) 研究表明,榴辉岩形成的温度为 700~850℃,压力(14~30)×10⁸Pa,最高达到 $P = 2.8 \sim 3.3 \text{ GPa}$ (Yang et al., 2000a)。都兰榴辉岩围岩片麻岩中超高压柯石英矿物及榴辉岩中柯石英假象的发现,为超高压变质带的存在提供了确切的证据。榴辉岩地球化学特征又表明其原岩为洋脊玄武岩或岛弧玄武岩,结合在榴辉岩围岩片麻岩中发现柯石英,可以推测柴北缘超高压变质岩石的形成可能是洋壳-陆壳深俯冲共同作用的结果。

3) 同位素年代学研究已表明大柴旦榴辉岩的峰期变质时代溪 494(U-Pb 锆石),其退变阶段形成的多硅白云母的变质时代为 466Ma(Ar-Ar 坪年龄),可能反映高压变质岩石折返阶段所形成(许志琴等, 2000),并与片麻岩围岩的变质年龄 477Ma 十分接近(白云母 Ar-Ar 坪年龄,张建新等, 2000)。柴北缘榴辉岩单颗粒锆石 U-Pb 和 SHRIMP 原位定年和 Sm-Nd 同位素年代学研究表明的主要形成时期为 490~500Ma。

4)阿尔金榴辉岩的产出、围岩、地球化学特征、榴辉岩形成的温压条件、 PT 演化轨迹、超高压的证据、原岩形成环境以及形成与折返的年龄等方面,基本可与柴北缘榴辉岩对比,表明阿尔金榴辉岩原与柴北缘榴辉岩相连,三叠纪阿尔金断裂的左行走滑作用,使阿尔金两者发生位错。

5)20 世纪 80 年代以来由于标志大陆深俯冲作用的大别-苏鲁超高压变质带的发现而闻名于世界,成了全球超高压变质作用的研究热点和窗口。近年来,在其西延的柴北缘和阿尔金地区识别和厘定了一条长 350km 的早古生代含柯石英超高压变质带,并在中央造山带中段东秦岭又找到了含金刚石的早古生代超高压变质带。柴北缘和东秦岭两条新的超高压变质带已被国际地学界承认(Chopin, 2004)。通过与大别苏鲁超高压变质岩石的对比,提出在横贯中国大陆的中央造山带中可能存在一条西起阿尔金-祁连,东延至秦岭-大别-苏鲁长约 4000km 的超大型超高压变质带,并认为带中存在早古生代和三叠纪两期超高压变质作用,代表南中国陆块群与北中国陆块群碰撞拼合的标志(杨经绥等, 2002)。这一认识对于研究青藏高原早期地体拼合与碰撞历史、中国南、北陆块群的相互会聚、碰撞、特提斯体系的早期演化以及全球超高压变质带与洋壳/陆壳深俯冲作用具有重要的构造意义,得到国内外地学家的高度重视。

第二节 青藏高原南部晚古生代超高压变质带及大洋深俯冲

自 Smith 和 Chopin 1984 年在造山带中发现典型超高压变质矿物柯石英以来(Smith, 1984; Chopin, 1984),比重轻的大陆地壳如何能够深俯冲到 100 多千米的地幔中再折返到地表这一具有挑战性的地质难题,吸引了全球众多地质学家加入到这一大陆动力学研究的领域。随着研究的深入,全球已经发现二十余条超高压变质带(Chopin, 2003),其中我国境内已发现的超高压变质带就有印支期大别超高压变质带(Xu Zhiqin, 1987; Wang et al., 1989)和苏鲁超高压变质带(Yang J. J. et al., 1989; Hirajima et al., 1990);早古生代的柴北缘超高压变质带(杨经绥等, 2001),北秦岭超高压变质带(杨经绥等, 2002)和南阿尔金超高压变质带(张建新等, 2002; 刘良等, 2002)。此外,西南天山的榴辉岩中柯石英假象和出溶结构等虽然被认为是超高压变质作用证据(Zhang L. F. et al., 2002),但对其超高压证据和形成时代尚存在争议(Klemm, 2003; 高俊等, 2006)。

青藏高原是目前世界上最大的和隆升最快的年轻高原。可能与其快速隆升和年轻有关,高原上出露的超高压变质带明显较其他地区多,除了前而提到的高原北部的早古生代柴北缘超高压变质带和南阿尔金超高压变质带外,近期还在喜马拉雅地区陆续发现了一些喜马拉雅期的超高压变质岩石,它们的形成与印度板块的俯冲碰撞有关。例如,在喜马拉雅西构造结巴基斯坦境内的 Kaghan Valley 的榴辉岩中发现典型超高压矿物柯石英(O'Brien et al., 2001; Kaneko et al., 2003);以及在印度境内的 Tso Moriri 地区除了也发现含柯石英的榴辉岩外(Sachan et al., 2001; Mukherjee et al., 2003),还发现了含微粒金刚石的超高压变质岩石,证明这些岩石曾经深俯冲到 100km 深度以下。同位素年代学研究表明这些超高压变质年龄为 50~40Ma,是从地幔深度快速折返到浅部地壳(Kaneko et al., 2003)。这些年轻的超高压变质岩石为研究和解决地壳岩石发生深俯冲和快速折返的过程和机理提供了最好的样本(图 I-3-1)。

最近,李才等(Li Cai et al., 2006)报道在青藏高原的羌塘地体中新发现一条榴辉岩带,是高压变质带研究的一个新突破(图 I-3-1),其构造属性和地质意义有待深入研究。本文报道我们最近在青藏高原拉萨地体中新发现的一条榴辉岩带,推测其可能代表又一条高压/超高压变质带。拉萨地体中出现高压/超高压变质带(图 I-3-1),对高压/超高压变质岩石的形成和折返提供了新的重要研究对象,同时,对探讨青藏高原的地体结构、边界、演化历史及隆升的速率和机理具有重要意义。

一、拉萨地体中部榴辉岩带的地质背景

拉萨地体南以雅鲁藏布江缝合带为界,北以班公湖-怒江缝合带为界,南北宽约 300km,东西延展

近 2000km。由于印度板块向北西方向的挤压突出,在西构造结拉萨地体西延至狮泉河变窄;在东构造结,同样是由于印度板块向东北方向的挤压突出,在过东构造结后拉萨地体走向由近东西转向南北。新发现榴辉岩位于拉萨北东方向,产在拉萨地体的变质岩系中(图 I-3-1)。拉萨地体位于印度河-雅鲁藏布缝合带(王希斌等,1984)之北,缝合带之南为喜马拉雅地体。印度河-雅鲁藏布缝合带大体沿雅鲁藏布江河谷分布,西与克什米尔印度缝合带相连,东至乃东、米林,后转为南东进入缅甸境内,并与那加山缝合带相接。该缝合带被认为代表印度板块与欧亚大陆之间新特提斯洋的最后闭合(Allegre et al., 1984)。

拉萨地体以发育冈底斯中、新生代岛弧及活动陆缘火山带为最主要特征。在岛弧火山及活动陆缘火山带的北部地区出露中元古代变质基底——念青唐古拉群,岩性为黑云二长片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪片岩、透辉石大理岩、石英岩及花岗片麻岩等,锆石 U-Pb 同位素获得原岩年龄为 1250Ma。拉萨地体北部拉萨河以东一带分布一些低绿片岩-低角闪岩相的变质岩系,测得绿片岩的 Sm-Nd 年龄 466Ma,石英片岩的 Rb-Sr 年龄 507Ma,认为代表该岩石的变质年龄,该地层因此被认为是前奥陶纪地层(西藏自治区地质矿产局,1994)。

榴辉岩的围岩为一套白云石英片岩类。前人编制的 1:150 万《青藏高原地质图》中将该地层定为中二叠纪(P₂)(中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988),但缺少同位素定年的限定。《西藏自治区区域地质志》将冈底斯和念青唐古拉大套地层定为石炭纪,岩石主要由碎屑沉积岩类组成(西藏自治区地质矿产局,1993)。2004 年潘桂棠先生主编的新一版《青藏高原地质图》将其统归为石炭纪-二叠纪(中国地质调查局成都地质矿产研究所,2004)。

拉萨地体中新发现榴辉岩带位于拉萨市的北东方向松多-工布江达一带,呈近东西向延伸,已追索长度超过 50km。野外观察到的垂直地层走向的剖面长约 3km(图 I-3-25),剖面主要由 4 大套岩石类型组成,分别为含石榴子石石英岩、含石榴子石云母石英片岩、榴辉岩和角闪岩类。

榴辉岩在剖面的中部,两侧均为含石榴子石云母石英片岩,与榴辉岩构造接触,接触带附近的榴辉岩为规模不大的构造透镜体,数十厘米宽,产状近直立,但变形不强烈。地层产状总体倾向南,倾角中等,但南部的云母石英片岩在靠近榴辉岩附件倾向北,可能反映地层的局部褶皱。北部的含石榴子石石英岩与含石榴子石云母石英片岩两者为整合接触关系,但南部的含石榴子石云母石英片岩与角闪岩的接触关系没有观察到。剖面简述如下:

(一) 含石榴子石石英岩(图 I-3-25A)

岩层在剖面的北面,野外观察显示为大套层序,层位稳定,但厚度不详。地表为高突起,块状构造,岩石面貌新鲜,显示灰白色和深灰色,风化面呈黄色和暗色。岩石厚层状为主,层面不发育,变质变形不强烈,保留的原沉积层理清楚,也可见较薄的稳定层理,指示稳定沉积环境。岩石为中细粒,组成矿物主要为石英,一般含量 70%~90%,有少量云母和长石,显微镜下为变质重结晶结构,有少量细粒石榴子石。

(二) 含石榴子石云母石英片岩(图 I-3-25B)

岩层分布在榴辉岩的两侧,出露宽度各为 600~700m 左右,地表上,相对两侧岩层呈负地形。与含石榴子石石英岩的区别是岩石表面多风化成灰黄色,层理相对较发育,其中一些为薄层状,层面上云母发育。岩石为中细粒,石英的含量相对较高,可达 60%~70%,其他矿物主要为云母和长石类,有少量石榴子石。一些岩石变形相对强烈,局部发生褶皱。

(三) 榴辉岩类(图 I-3-25A、C)

拉萨地体中新发现的榴辉岩为厚层状、块状,岩石新鲜,带宽大于 500~600m,最宽大于 2km,呈构造岩片产在含石榴子石云母石英片岩中。榴辉岩为灰绿色,在地表上为高突起。野外观察到的榴辉岩带呈东西向展布,已知延伸 10km 以上。带中榴辉岩多呈块状或透镜状,大者数 10m 甚至达 100m 以上宽度,中心部分十分新鲜,保留大量绿辉石和石榴子石,边部则往往退变强烈,绿辉石和石榴子石均已退

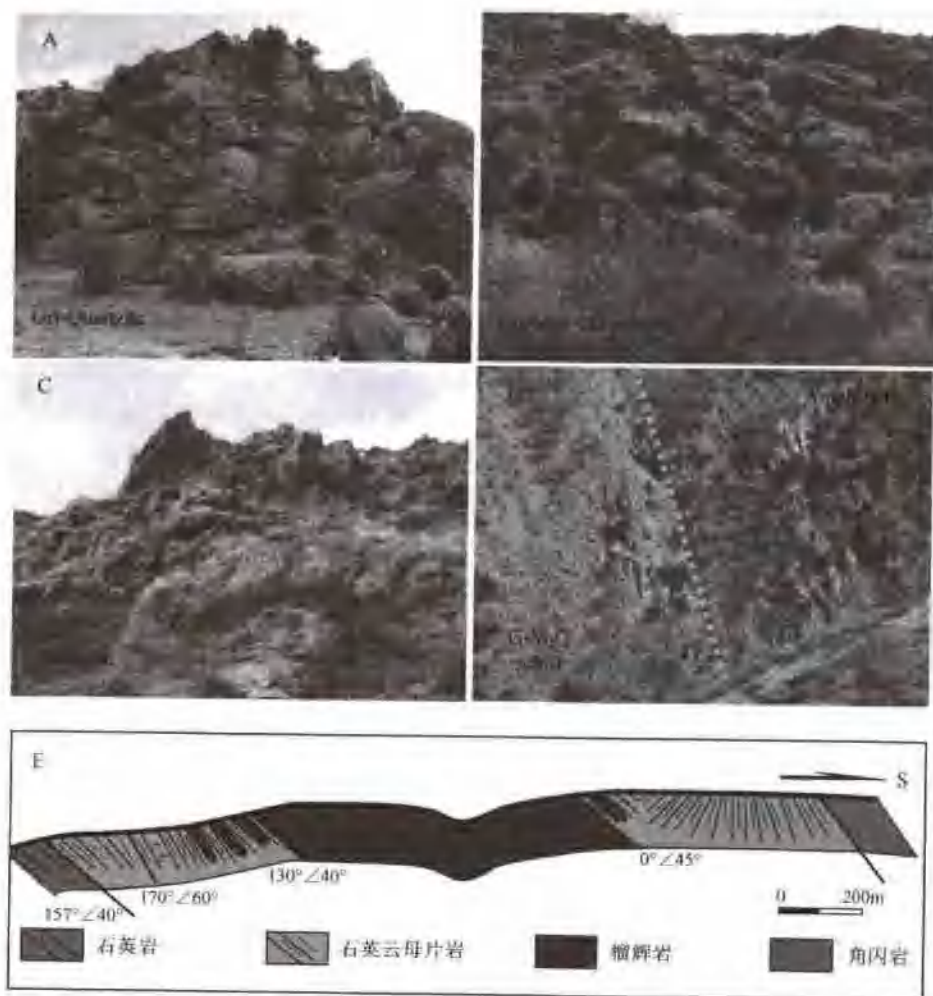


图 1-3-25 松多榴辉岩带的野外地质特征

A—含石榴子石石英岩；B—含石榴子石云母石英片岩；C—榴辉岩类；D—角闪岩类；E—榴辉岩及其围岩的岩性剖面

变成其他矿物。在榴辉岩带与围岩片岩之间往往有 10~20 m 宽过渡带，带中两种岩石混合并且变形强烈，可能由于变质作用和流体作用使得两者边界变得模糊。

(四) 角闪岩类(图 1-3-25D)

由于坡积覆盖，剖面上未能见到含石榴子石云母石英片岩与其之南的角闪岩的接触关系。但根据远距离观察沟对面的露头，两者之间为产状一致，均向南倾，倾角陡，并且可以观察到角闪岩中存在褶皱。角闪岩的工作待于进一步野外追索。

二、拉萨地体中部榴辉岩岩相学和矿物学特征

(一) 榴辉岩岩相学特征

初步研究结果表明，榴辉岩岩石类型简单，榴辉岩相矿物为石榴子石+绿辉石+金红石+多硅白云母+(石英)。常见的为金红石榴辉岩、石英榴辉岩和多硅白云母榴辉岩。

1. 金红石榴辉岩

岩石为绿灰色，中-细粒块状结构，粒径 0.5~1.5mm，通常无方向性。岩石中主要矿物为石榴子

石、绿辉石和金红石。石榴子石(Grt)含量约 50%,等轴状,均匀分布,未变形,矿物普遍新鲜。石榴子石中心有大量细粒矿物包裹体,自形晶,高突起,透明度好,采用激光拉曼谱对包裹体矿物检查,鉴定出主要为石英,少量为锆石;Grt 边部往往较干净,没有包裹体,表明石榴子石存在环带构造。

岩石中绿辉石(Omp)含量基本上与石榴子石相同,也接近 50%。矿物为短柱状,等粒结构,粒径与 Grt 相近。一些 Omp 已经退变成角闪石等蚀变矿物。金红石含量约 1%~3%,细粒自形晶,呈分散状分布,主要见于 Omp 中。此外,一些金红榴辉岩中含有少量多硅白云母,其产状为长条充填状,应属退变质阶段形成。

2. 石英榴辉岩

岩石略偏红,石榴子石含量较高,可达 60%~70%,其他矿物包括绿辉石 10%~20%,石英 20%,金红石 2%~3%或略多。岩石为中-粗粒,粒径多为 1~5 mm,块状构造。

石榴子石均匀分布,近等粒状,以含有大量石英包裹体为特征,有些石英包裹体疑为柯石英假象。绿辉石为粗粒短柱状,显然多已被角闪石替代,但仍保留部分新鲜 Omp,其中也保留一些疑为柯石英假象的石英包裹体。石英为中-细粒重结晶结构,充填在其他矿物颗粒之间,反映形成较晚。认为石英与石榴子石和绿辉石不属同世代矿物,但考虑岩石中石英含量较高可以作为区别其他榴辉岩的特征,故定名为石英榴辉岩。

3. 多硅白云母榴辉岩

岩石由石榴子石和多硅白云母及帘石类和闪石类蚀变矿物组成,绿辉石无保留,岩石中少量石英。

石榴子石含量较前两种榴辉岩明显少,约 10%~20%含量,粒度较粗,大者 5~8 mm,呈分散状、无方向性分布。多硅白云母,为细窄片状产出,长度普遍<0.5 mm,含量约占 10%。多硅白云母形成相对较石榴子石晚,并与大量退变矿物帘石和闪石类共生,说明也属退变质产物。岩石中有少量细小金红石,约 1%~2%含量。

4. 其他榴辉岩

另有一些榴辉岩,其矿物组合介于上述几种类型之间。

例如,有些金红石榴辉岩中含较多石英,但明显少于石英榴辉岩中石英含量。其特点是 Grt 含量 60%~70%,小者 2mm 左右,大者达 10mm,分布不均匀;绿辉石含量约 30%~40%,保留大量新鲜矿物;石英 5%左右,呈细粒状分布于 Grt 和 Omp 之间,属晚期充填状产出;金红石含量约 3%,呈均匀分散状分布。

总之,拉萨地体中的榴辉岩总体以块状为主,仅少量为条带状和变形较强;一些岩石成分变化较大,石榴子石和绿辉石分布不均匀;总体粒度相对较粗,矿物结晶粗大,岩石较新鲜,保留较多变质峰期矿物,岩石总体面貌可以与柴北缘和大别-苏鲁的超高压变质榴辉岩对比。

(二) 拉萨地体中部榴辉岩的矿物成分

分别在国土资源部大陆动力学重点实验室采用扫描电镜 EDS 和北京大学电子探针实验室完成对榴辉岩的矿物成分分析,两个实验室测得的成分可以对比。分析数据中有绿辉石 28 个,显示出的主要特征是 SiO_2 和 MgO 含量变化小,分别为 54.3%~56.6%和 8.4%~11.0%; CaO 和 Na_2O 含量变化大,分别为 13%~19%和 4%~7%;矿物中 TiO_2 和 Cr_2O_3 含量低,普遍<0.1%,硬玉分子(Jd)为 16~44,变化大,几乎全部落于绿辉石成分区间;个别矿物 Al 含量降低,绿辉石转变成霓辉石。

石榴子石成分较稳定,13 个分析中 SiO_2 含量为 38.1%~39.6%, Al_2O_3 为 21.3%~22.3%,但 MgO 含量变化相对较大,为 4%~9%,镁铝榴石(Pyrope)端元组分变化于 16~33 之间,铁铝榴石(Alm)40~54,钙铝榴石(Gross)22~31。在 Coleman(1965)的石榴子石分类图上主要落在 C 和 B 区间,与柴北缘和北阿尔金的超高压变质成因的榴辉岩的石榴子石成分区间重叠(杨经绥等,1998),但与北山等高压榴辉岩带中的石榴子石成分不同(杨经绥等,2006a)。

有 3 分析数据为多硅白云母。其特点是成分区间较大, SiO_2 含量分别为 49.75%、51.84%和 53.51%,根据 22 个氧原子计算,得出的 Si 阳离子数分别为 6.72、7.04 和 7.12; Al_2O_3 在 23.13~27.57

之间; MgO 在 2.94~4.74 之间;含少量的 TiO_2 , 在 0.14~0.34 之间。

(三) 榴辉岩的矿物学特征及 P - T 估算

根据已有的 13 个石榴子石成分分析, 镁铝榴石(Pyrope)端元组分变化于 16~33 之间, 铁铝榴石(Alm)40~54, 钙铝榴石(Gross)22~31, 在 Coleman(1965)的石榴子石分类图上主要落在 C 和 B 区间; 28 个绿辉石显示 SiO_2 和 MgO 含量分别为 54.3%~56.6% 和 8.4%~11.0%; CaO 和 Na_2O 分别为 13%~19% 和 4%~7%, 硬玉分子(Jd)为 16~44, 几乎全部落于绿辉石成分区间; 3 个多硅白云母 SiO_2 含量分别为 49.75%、51.84% 和 53.51%, 据 22 个氧原子计算得出 Si 阳离子数分别为 6.72、7.04 和 7.12; 利用 Grt-Omp-Phe 矿物组合进行计算, 获得 P - T 达 2.67GPa 和 730℃, 接近于柯石英稳定区(2.8GPa)(杨经绥等, 2006)。

但从已知样品的数据来看, 拉萨地块的榴辉岩有可能达到柯石英稳定区(>2.8GPa), 即可能是中国境内又一条高压/超高压(?)变质带。但由于所测矿物对有限, 以上 P - T 仅为初步计算, 超高压变质作用存在的可靠证据, 有待于柯石英或金刚石等典型压力指示矿物的发现。

三、拉萨地体中部榴辉岩的原岩为大洋玄武岩

完成 10 个榴辉岩成分分析, 其中包括 5 个金红石榴辉岩, 3 个石英榴辉岩和 2 个多硅白云母榴辉岩。岩石地球化学特征(陈松永, 2007, 地质通报, 待刊)表明三类榴辉岩为典型的大洋玄武岩。

1) 金红石榴辉岩和多硅白云母榴辉岩 SiO_2 含量($w_B/\%$, 下同)B 区间变化小, 变化于 43.43~46.63, MgO 7.95~9.67, 平均 8.74, Al_2O_3 12.93~16.82, 平均 14.90, CaO 12.26~14.47, 平均 12.85, 均属中等含量; 其中 TiO_2 含量中等, 1.11~2.25, 平均 1.67; K_2O 和 P_2O_5 含量低, 平均 0.17 和 0.18; Na_2O 0.97~2.47, 平均 1.95, H_2O 平均 0.86, 较玄武岩平均含量 0.5 略高, 说明岩石基本新鲜, 蚀变程度低。

2) 石英榴辉岩与前两者不同之处是 SiO_2 含量高, 为 50.43~50.66, MgO 和 CaO 含量低, 分别为 6.62~7.13 和 10.4~10.79, 其余氧化物含量与前二者重叠。此外, 三类榴辉岩具有相同的 REE 丰度和微量元素, 以及它们的标准化图形, 表明三类榴辉岩的原岩为相同岩性, SiO_2 的增高及 MgO 和 CaO 降低有可能为榴辉岩相变质阶段热液活动所造成, 也有可能为榴辉岩相变质之前的海底热液活动所致。

3) 三种榴辉岩的共同特征, 包括中等 TiO_2 含量, 低 K_2O 和 P 含量, 亏损的 REE 模式和微量元素的成分区间(杨经绥等, 2006; 陈松永等, 本期), 表明榴辉岩的原岩为一套典型的 MORB 型大洋玄武岩。

对 9 个榴辉岩样品的 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素研究表明, 拉萨地体榴辉岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513000 \sim 0.513177$, 表现为洋壳特征, 与岩石化学的特征相一致, 指示原岩形成于大洋环境; $\epsilon_{\text{Nd}}(305\text{Ma}) = +7.9$, 结合其低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703574 \sim 0.705478$, 表明原岩来源于亏损地幔; 其中 7 个样品形成一条较好的 Sm-Nd 等时线, 计算出 Sm-Nd 等时线年龄 $t = 305.5 \pm 50\text{Ma}(2\sigma)$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比值 $= 0.5126 \pm 0.00007(2\sigma)$, $\text{MSWD} = 1.56$, 认为该年龄可能代表了拉萨地体高压(超高压)榴辉岩相的形成年龄(李兆丽等, 2007 年, 地质通报, 待刊)。

四、拉萨地体中部榴辉岩的年代学——残余古特提斯洋壳的证据

(一) 榴辉岩的锆石定年

开展了石英榴辉岩样品(06Y-341-1)锆石的矿物包裹体研究和 U-Pb SHRIMP 定年, 其中矿物包裹体的激光拉曼和成分研究在国土资源部大陆动力学实验室完成, 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年在北京离子探针实验室完成。

在约 200 粒锆石的包裹体研究中, 发现石榴子石和金红石的锆石分别为 78 粒和 30 粒, 绿辉石 5

粒、石英 13 粒和磷灰石 8 粒,角闪石 1 粒和 H_2O 4 粒。榴辉岩相的石榴子石、绿辉石和金红石包裹体在锆石的核部和边部均出露,且数量相当,表明这些锆石均应属榴辉岩相变质成因锆石,阴极发光图像也证明这些锆石不存在残骸和增生边缘之分。

对该样品的 14 粒锆石测得 15 个原位年龄,年龄变化于 $(242.4 \pm 15.2)\text{Ma}$ — $(291.9 \pm 12.8)\text{Ma}$ 之间,平均 $(261.7 \pm 5.3)\text{Ma}$ (2σ , $\text{MSWD}=1.08$, 数据据徐向珍等)。测年锆石中的矿物包裹体为榴辉岩相的石榴子石、绿辉石和金红石,锆石的 Th/U 比值均 <0.1 。认为 $(242.4 \pm 15.2)\text{Ma}$ — $(291.9 \pm 12.8)\text{Ma}$ 为榴辉岩变质年龄,平均年龄 $(261.7 \pm 5.3)\text{Ma}$,属早二叠世(图 1-3-26)。由此推断,榴辉岩的原岩年龄至少在石炭纪。

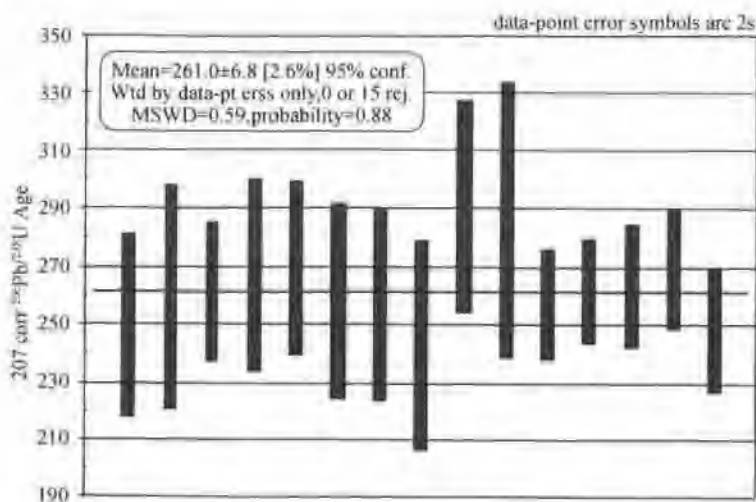


图 1-3-26 松多榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄。
15 个测点的平均年龄 $(261.7 \pm 5.3)\text{Ma}$, 代表榴辉岩的变质年龄

锆石的 U-Pb 最大年龄值 $(291.9 \pm 12.8)\text{Ma}$ 与 Sm-Nd 同位素等时线年龄 $(305.5 \pm 50)\text{Ma}$ 十分接近(李兆丽等,待刊),表明榴辉岩的变质年龄始于晚石炭纪—早二叠世。

(二) 榴辉岩围岩的锆石定年

本研究对榴辉岩围岩的两种岩石的锆石定年。

第一个样品为榴辉岩的直接围岩含石榴子石云母石英片岩(06Y-537),其锆石多在 $100\sim 200\mu\text{m}$ 之间,为柱状和浑圆状,表面有较多的磨蚀坑,并有一定磨圆度,表明锆石为沉积锆石,曾有一定搬运。阴极发光图像显示有些锆石有残留核和增生边之分;有些锆石有典型岩浆锆石的生长环带(图 1-3-27)。测得 24 粒锆石的 U-Pb 年龄,表现为很宽的年龄区间, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄大者 $(2589 \pm 49)\text{Ma}$,小者 $(515.6 \pm 9.6)\text{Ma}$ 。如果以 100Ma 年龄段划分,可以分成 10 个年龄区间(图 1-3-28A),锆石的 Th/U 比值也出现宽的区间, $0.1\sim 2.3$, 其中 8 个 >1 。我们注意到 24 个年龄值中有 11 个在 $500\sim 600\text{Ma}$ 区段,其锆石的 Th/U 比值有较大变化区间,有些 $\text{Th}/\text{U}>1$,也有 $\text{Th}/\text{U}\sim 0.1$,说明同龄者也存在不同物源。我们注意到,锆石中没有测到石炭纪—二叠纪的年龄。围岩中碎屑锆石的年龄限定围岩时代应该 $<500\text{Ma}$,根据区域分析,认为石炭纪—二叠纪的可能性较大。

第二个样品为榴辉岩的间接围岩含石榴子石石英岩(06Y-525),其锆石特征与含石榴子石云母石英片岩的样品(06Y-537)相似,为典型经过搬运沉积的锆石。阴极发光也同样反映其中一些锆石具有残留和增生边的变质特征,另一些为岩浆结晶特征。测得 10 粒锆石的年龄显示一个更大的区间, $(543 \pm 3.2)\text{Ma}$ — $(3138 \pm 17.1)\text{Ma}$ 。这些年龄可以分成 5 个年龄组(图 1-3-28B),其中,也是以 $500\sim 600\text{Ma}$ 为主,这点与上个样品相同,但明显不同之处是出现上个样品中没有的 $(3125 \pm 45)\text{Ma}$ 和 $(3202 \pm 48)\text{Ma}$ 的两个老年龄。



图 1-3-27 榴辉岩的直接围岩含石榴子石云母石英片岩(06Y-537)中锆石的特征和 SHRIMP U-Pb 定年

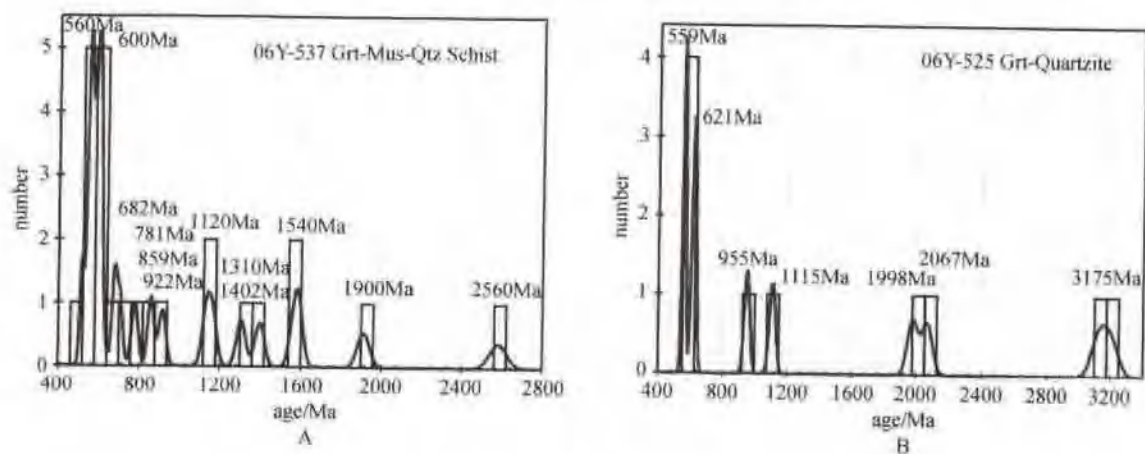


图 1-3-28 榴辉岩围岩锆石的年龄区间直方图

A—含石榴子石云母石英片岩(06Y-537); B—含石榴子石石英岩(06Y-525)

两个样品的年代学研究表明,榴辉岩的围岩含石榴子石云母石英片岩和含石榴子石石英岩可能没有经历与榴辉岩同时代的变质作用,这也进一步说明榴辉岩为外来的构造岩片,与野外观察相一致。但榴辉岩围岩地层的时代并没有确定,其限定的时代是晚于 500~600Ma,但可能要早于榴辉岩的变质年龄 292Ma。



图 1-3-29 榴辉岩的围岩含石榴子石石英片岩(06Y-525)中锆石的特征和 SHRIMP U-Pb 定年

五、榴辉岩的构造意义——古特提斯洋盆和多岛洋的证据

如前所述,我们在拉萨地体中冈底斯岩浆弧带之北松多地区发现了一条榴辉岩带,榴辉岩原岩为 MORB 型的玄武质洋壳,来自于亏损地幔,榴辉岩的变质时代为二叠纪,原岩时代推测可能为石炭纪或更早,榴辉岩为一构造岩片,其所在的围岩地层时代可能要早于榴辉岩的变质年龄。

那么,拉萨地体中发现的榴辉岩带的地质意义何在?

(一) 拉萨地体中可能存在一条新的板块缝合带

需要指出的是,前人没有报道在拉萨地体中的冈底斯岩浆岩带的北界有任何板块缝合带,但 MORB 型榴辉岩的发现,表明该地区可能有古洋壳的存在,那么这个可能性能有多大呢?至少有两方面的信息可以支持。

首先,我们注意到前人报道在拉萨地体中部冈底斯岩浆岩带之北产出一条呈东西向断续展布的石炭纪—二叠纪的火山岩带(图 1-3-30)(江元生等,2003;郑来林等,2003;潘桂棠等,2006)。其中石炭纪火山岩的化学成分与岛弧及 MORB 火山岩有显著区别,与大陆裂谷玄武岩和酸性火山岩较接近,而二叠纪火山岩具有岛弧玄武岩的特点,尤其靠近新发现榴辉岩带的林周地区中二叠世火山岩具有典型的岛弧火山岩特征(江元生等,2003;郑来林等,2003)。这表明该地区在二叠纪时曾受到了俯冲板块的影

响,发生了造弧运动,但其动力学机制并不清楚。前人曾根据近几年在班公湖-怒江混杂岩带发现的古特提斯洋壳残余(王建平等,2003;陈玉禄等,2005;1:25万那曲县幅),提出拉萨地体中石炭纪—二叠纪火山岛弧带的存在可能为班公湖-怒江洋盆向南俯冲或班公湖-怒江洋盆向南、雅鲁藏布江向北双向俯冲的产物(潘桂棠等,2006)。我们认为这种解释的证据是不足的,因为缺乏班公湖-怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带的时代为二叠纪的证据。现在发现了变质时代为二叠纪的榴辉岩,其时代和空间展布方向均与二叠纪的岛弧火山岩相一致,显然两者存在成因联系是完全有可能的,但需要进一步工作。

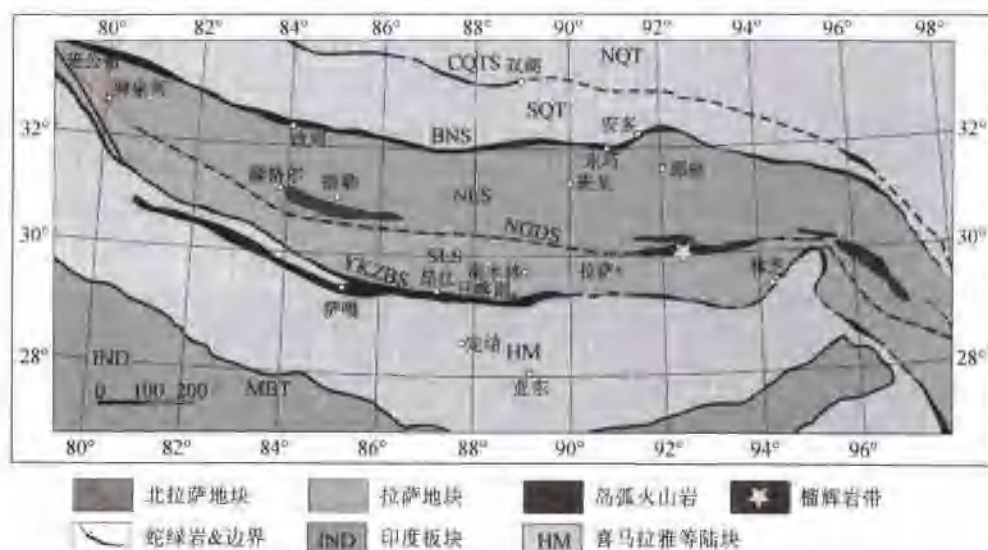


图 1-3-30 拉萨地块中存在一条古特提斯洋缝合带,将拉萨地体解体成南拉萨陆块和北拉萨陆块

其次,我们在野外追索榴辉岩露头时,在数个与榴辉岩走向垂直的沟中发现一些辉长岩和辉绿岩的转石,判断露头在榴辉岩带的南侧,即在山的高处有可能存在蛇绿岩。此外,我们也注意到在榴辉岩体的南侧还产出一些小的超镁铁岩体(1:20万地质图,西藏自治区地质矿产局,1993),但缺少成分分析,无法探讨该岩石的属性和成因。如果能够确定在榴辉岩带的南侧存在蛇绿岩和产在榴辉岩北边的岛弧火山岩,并且年代学研究可以证明它们为同一期板块事件的产物,那么,基本可以确定板块的俯冲作用应该是由南至北。

(二) 古特提斯洋盆时代的确认

如果该地区存在一条板块缝合带,其所代表洋盆的时代和大地构造背景是什么?

首先,由于已知前人认为的岛弧火山岩时代为二叠纪,榴辉岩的变质时代也为二叠纪,因此,板块俯冲的时代基本可以认定是二叠纪。

其次,洋盆的形成时代应该与榴辉岩的原岩时代一致。前面我们推测榴辉岩原岩的时代为石炭纪或更早,虽然早到何时并没有被限定,但我们推测为石炭纪的可能性较大。理由如前所述,根据榴辉岩的产出特征,我们认为榴辉岩原岩的形成和俯冲时代比较接近;此外该地区广泛存在石炭纪—二叠纪(C—P)变质海相沉积地层,也表明存在这种情况的可能性(中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988;西藏自治区地质矿产局,1993;中国地质调查局成都地质矿产研究所,2004)。我们新完成的含石榴子石云母石英片岩的锆石 SHRIMP U—Pb 定年显示碎屑锆石的年龄变化于 2500—500Ma,虽然没有测到岩石的成岩年龄和变质年龄,但限定其应小于 500Ma,因此该地层为 C—P 系的可能性还是存在的。

由此,本研究有可能从拉萨地块中新厘定出一条时代为 C—P 的古缝合带,该缝合带将拉萨地体分为南北两个陆块,即南拉萨陆块和北拉萨陆块(图 1-3-30)。鉴于榴辉岩在拉萨附近松多发现,建议新发现的榴辉岩带命名为“拉萨榴辉岩带”。

拉萨地块曾经是古冈瓦纳大陆的一部分。现从中分离出一条新的榴辉岩带及其所代表的古洋壳和古缝合带,而缝合带的两侧都有古陆块残留(中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988;西藏自治区地质矿产局,1993;中国地质调查局成都地质矿产研究所,2004),说明古洋盆有可能在古陆块基础上发育。即南拉萨陆块不仅仅包括冈底斯岛弧增生带,还曾经是个古陆块;北拉萨陆块也同样如此。

(三) 古特提斯洋的多岛洋格局

前人曾在藏北识别出东昆仑阿尼玛卿洋盆为石炭纪的洋盆,SHRIMP U-Pb 获得蛇绿岩组合 MORB 熔岩形成年龄为 308Ma,认为代表古特提斯洋关闭的缝合带(杨经绥等,2005);此外,藏北还有形成于石炭纪—二叠纪的金沙江洋盆以及新发现的羌中洋盆(变质年龄 220Ma, Li Cai 等, 2006; Zhang, 2006 等),表明青藏高原的北部存在不止一条古特提斯洋的缝合带(图 I-3-31)。前人曾经对古特提斯洋盆中的多岛体、多岛弧结构问题已有较多的论述(Sengor and Celal, 1981, 1990; 肖序常等, 1988; 钟大赉等, 1998; 潘桂堂等, 2004; 许志琴等, 2006),本研究表明拉萨地块中可能存在另一条古特提斯洋的缝合带,由此为特提斯多岛洋的认识增添了新证据。

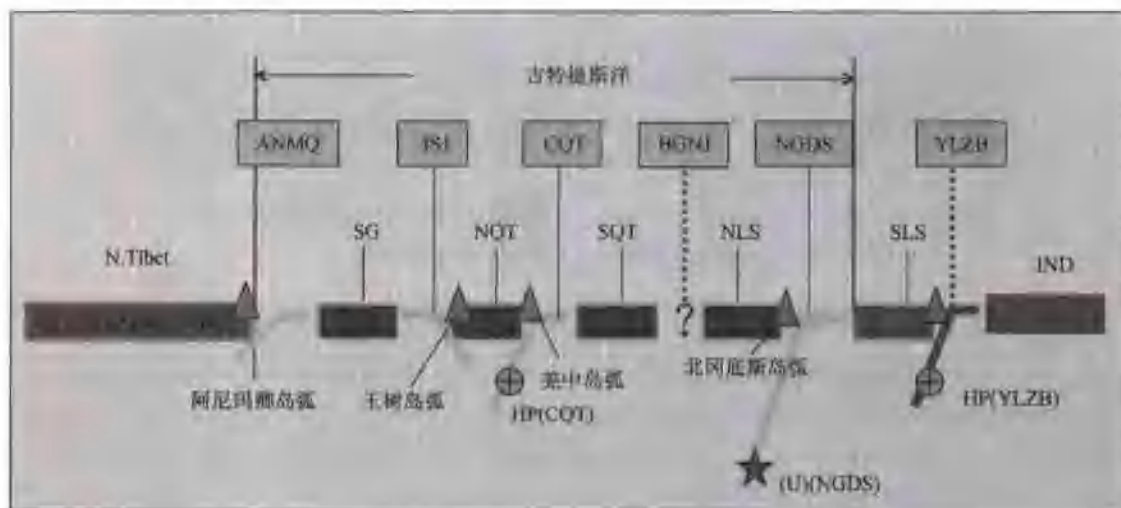


图 I-3-31 青藏高原北部古特提斯洋盆的多岛体和岛弧体系示意图

古特提斯洋盆中已经识别出的多岛体有:松潘甘孜地体(SG)、北羌塘地体(NQT)、南羌塘地体(SQT)、北拉萨地体(NLS)、南拉萨地体(SLS)。多岛弧有阿尼玛卿(ANMQ)火山岛弧带、金沙江-玉树(JS)火山岛弧带、羌中(CQT)火山岛弧带、北冈底斯(NGDS)火山岛弧带。

前人通常认为青藏高原内的特提斯洋的展布是由北至南由老变新,即从北部东昆仑阿尼玛卿缝合带和金沙江缝合带代表的古特提斯洋盆,到班公湖-怒江缝合带代表的中特提斯洋盆,至雅鲁藏布江缝合带代表的新特提斯洋盆(例如 Sengor and Celal, 1981, 1990)。但现在班公湖-怒江缝合带代表的中特提斯洋之南又出现古特提斯洋盆,使得由北至南规律性的时空演化的解释出现问题,那么,如何来认识这一新的情况呢?即,这一新情况对青藏高原构造格架的形成、古特提斯洋盆的展布和演化历史的认识有何影响?

我们觉得,如果前人认为的由北至南的时空演变成立,那么,一种解释是:班公湖-怒江缝合带代表的洋盆时间提前到古特提斯洋,如最近有文章提到的,在班公湖-怒江混杂岩带发现的古特提斯洋壳残余(王建平等,2003;陈玉禄等,2005;1:25万那曲县幅),那么,班公湖-怒江和冈底斯北缘洋盆的时代一致,仅仅是关闭的时间不同,前者在三叠纪关闭,后者在二叠纪关闭;还有一种解释是,将班公湖-怒江缝合带依然代表中中生代的洋盆,但解释为北冈底斯古特提斯洋向北俯冲产生的弧后盆地,由此,也就合理解释其形成和关闭时间可以晚于北冈底斯古特提斯洋盆的关闭。我们趋向于后一种可能性,因为根据前人的资料(王建平等,2003;陈玉禄等,2005;1:25万那曲县幅),我们认为班公湖-怒江为古特提斯

洋盆的证据不足。

(二) 拉萨高压-超高压变质带及大洋深俯冲

新发现榴辉岩带位于拉萨北东方向,产在青藏高原拉萨地体中东部。观察到的榴辉岩带宽度约 500~600 m,呈近东西向延伸,已知规模 10km 以上。榴辉岩为常见的金红石榴辉岩、石英榴辉岩和多硅白云母榴辉岩。榴辉岩的单斜辉石中含硬玉分子变化较大, $Jd=16\% \sim 44\%$,但均落于绿辉石成分区间;石榴子石中镁铝榴石(Pyrope)端元组分 $16\% \sim 33\%$,铁铝榴石(Alm) $40 \sim 54\%$,钙铝榴石(Gross) $22\% \sim 31\%$ 。利用 Grt-Omp-Phe 和 Grt-Omp 矿物组合对变质温-压初步估算,获得金红石榴辉岩样品 06Y-334 的变质 $P-T$ 分别为 2.58GPa, 635℃ 和 2.67GPa, 730℃,推测峰期的压力值有可能高于 2.67GPa 而进入柯石英稳定区间($P > 2.8\text{GPa}$)。石榴子石和绿辉石中出现的一些类似柯石英假象的石英包裹体与这一推断相吻合。以上初步研究结果表明,拉萨地体的榴辉岩带可能是中国境内又一条高压/超高压(?)变质带。

根据岩石地球化学初步成果,榴辉岩岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素表明其原岩为典型的 MORB 大洋玄武岩,来自亏损地幔,代表了古特提斯洋盆的残留。SHRIMP P-Pb 同位素年代学结果表明榴辉岩相的变质年龄为二叠纪,原岩时代可能为石炭纪一二叠纪。二叠纪 MORB 榴辉岩与区域上同时代岛弧火山岩的产出,说明古特提斯洋盆向北的深俯冲形成 C-P 火山岛弧,以此判别板块俯冲极性。

榴辉岩带的研究表明,一条横贯拉萨地体中部的板块结合带的存在,其将拉萨地块解体为南北两个陆块,即南拉萨地块和北拉萨地块。榴辉岩的发现对重塑古特提斯洋盆空间展布及探讨其形成演化历史,对于解体拉萨地体,完善青藏高原多地体-多岛弧的结构,在拉萨地体中建立新的古特提斯板块俯冲体制,和具有十分重要的意义。同时树立了一条大洋深俯冲带的典例。

第四章 印度/亚洲前碰撞的地壳缩短

印度板块与亚洲大陆碰撞之前的地壳变形不仅记录在青藏高原北部和腹地广大的地域,也保存在青藏高原南缘和东南缘的增生、挤出及移置地体中。主要变形阶段包括加里东期、印支期及晚中生代。加里东期的地壳变形主要保存在“阿尔金-祁连-昆仑”复合地体、羌塘地体东部、川滇挤出地体及喜马拉雅增生地体,显示了加里东碰撞造山带的广泛分布;印支期的地壳变形主要分布在东-西昆仑地体的南部、巴颜喀拉-松潘甘孜山、羌塘地体北部及青藏高原东南部的广大地域,构成巨型三叠纪碰撞造山带,印支期的陆内变形还叠置在“阿尔金-祁连-昆仑”加里东复合地体上;晚中生代的地壳变形主要分布在青藏联合地体南部的羌塘地体和拉萨地体。

第一节 青藏高原北部早古生代地壳缩短

位于青藏高原北部的“阿-祁-昆”早古生代复合地体中多蛇绿岩带和多地体/岛弧群的构架表明诸地体和北中国陆块、南中国陆块一起,构成了位于冈瓦纳超大陆的北侧、始特提斯洋盆东南缘延长数千公里的“地体群”。由于在这些地体或陆块的边缘都有火山岛弧岩浆带存在,表明它们的形成与始特提斯洋向南东俯冲有关,类似于现代澳大利亚陆块与欧亚大陆之间的印度尼西亚陆块/岛弧系。研究表明,这些地体/岛弧群是在晚泥盆世前碰撞的。泥盆纪古地理重建揭示环冈瓦纳超大陆的地体/岛弧群(包括青藏北部诸地体/岛弧在内)的拼合与碰撞造山依然发生在冈瓦纳超大陆附近。

青藏高原加里东碰撞造山系主要分布在青藏高原北缘的祁连山、阿尔金山、东昆仑山及西昆仑山(阿-祁-昆早古生代碰撞造山带),早古生洋盆消减及阿拉善地体(华北板块西部)、祁连-阿尔金地体、柴达木地体、昆仑地体等汇聚碰撞的标志是地体之间的北祁连-北阿尔金加里东俯冲碰撞杂岩带、柴北缘-南阿尔金加里东俯冲碰撞杂岩带及库地加里东俯冲碰撞杂岩带。阿拉善-敦煌地体、祁连-阿尔金地体及柴达木-昆仑地体拼合成统一的陆壳板块,众多的加里东I型及S型花岗岩侵入位于加里东复合地体和碰撞造山系中。晚泥盆世磨拉石沉积不整合盖在加里东褶皱变质岩系及加里东期花岗岩体之上,表明了加里东造山作用的结束。由于阿尔金断裂的三叠纪左行走滑运动,使西昆仑地体、阿尔金地体和祁连地体分开。

“阿-祁-昆”加里东碰撞造山带往东与北秦岭-北淮阳加里东碰撞造山带相连,构成巨型北中央含有高压-超高压变质带的加里东造山带,最近在北秦岭的秦岭群榴辉岩和片麻岩的锆石中发现金刚石包体,锆石的 SHRIMP 年龄为 495Ma (Yang Jingsui et al., 2003)。

青藏高原中显生宙以来最早的地壳变形发生在加里东期,加里东变形记录主要保存青藏高原北部的加里东复合地体中,强烈的变形聚中在地体边界及其两侧。笔者通过几何学、运动学和动力学的解析,研究了祁连山、阿尔金山、东西昆仑山及羌塘东部的加里东活动/被动陆缘的地壳变形特征,以及超高压变质岩带的折返事件,探讨加里东期不同阶段——俯冲、碰撞、后碰撞阶段的变形构造体制、变形机制及造山极性。

(一) 加里东活动陆缘增生带的地壳变形

位于阿拉善地体与柴达木地体之间的宽 240km,长 600km,祁连地体的北部为北祁连早古生代活动陆缘增生带和俯冲杂岩带,南缘为柴北缘早古生代活动陆缘增生带俯冲杂岩带。通过北祁连和南祁连早古生代主动陆缘增生带变形构造的重塑,来探讨地体的相对运动及造山极性。祁连山地质构造图(见图 I-1-1)和横穿祁连山的构造剖面(图 I-4-1)显示了北祁连活动陆缘以及南祁连地体北部前寒武纪变质基底中发育的自北往南的逆冲叠覆构造体系;在南祁连活动陆缘,同样发育自北往南的逆冲叠覆体

系,在祁连地体中部早古生代弧后盆地的变形以紧闭直立褶皱为特征。在加里东地壳变形之上叠置了以宽缓的直立褶皱为特征的印支陆内变形构造。

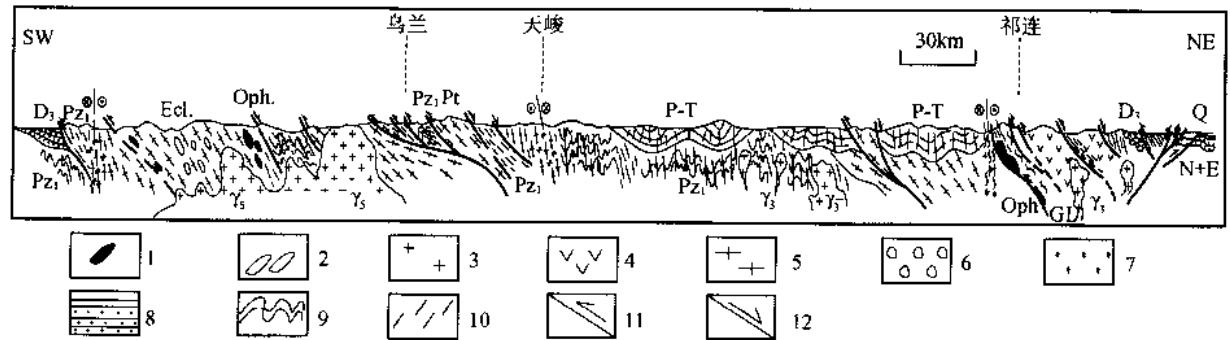


图 I-4-1 祁连山造山带构造剖面图

1—超基性岩;2—榴辉岩;3—花岗岩;4—岛弧火山岩;5—片麻岩;6—泥盆纪磨拉石;7—糜棱岩;8—砂页岩;9—褶皱;10—劈理;11—逆断层;12—正断层

1. 北祁连早古生代活动陆缘的逆冲-推覆构造及造山极性

在阿拉善地体以南和祁连地体之间为北祁连活动陆缘增生带及俯冲杂岩带组成的弧-沟-盆构造体系。北祁连俯冲杂岩带由蛇绿岩、混杂堆积及高压变质带组成,根据蛇绿岩中辉长岩的锆石 SHRIMP 定年为 533~568Ma(史仁灯等,2004),表明洋盆形成的时间可提前到早寒武世。北祁连早古生代俯冲杂岩为北祁连海盆俯冲的标志,俯冲上盘的北祁连活动陆缘增生带的前缘发育以推覆构造岩片为特征的叠置结构,以高压变质带作为叠置构造岩片的底界,并发育蛇绿岩推覆体。

北祁连高压变质带沿祁连县以西呈 NWW—SEE 向分布,延长 30km。自南而北可分为三条:①百经寺—鱼儿寺高压变质带,主要由石榴蓝闪片岩、绿片岩及硅质糜棱岩组成,夹透镜状蛇纹岩、辉长岩及榴辉岩(退变为榴闪岩)岩块;②清水沟北—下柳沟—瓦窑沟一带;③沿清水沟—香水沟—郭米寺一带分布的两条高压变质均由蓝闪绿片岩、绿片岩、糜棱岩化硅质岩夹透镜状蛇纹岩块组成。三条高压变质的逆冲型韧性剪切带相互平行排列,形成北祁连岛弧带的弧前增生楔构造(图 I-4-2,图 I-4-3)。

(1) 变形构造特征

总体上面理往 NE 缓倾,局部受后期改造而变化。在剪切作用下形成两期面理 S_2 面理对 S_1 面理具置换作用, S_2 主要沿 S_1 面再剪切褶皱的轴面分布, S_1 面理为渗透性流劈理, S_2 表现为非透入性的折劈理,在剪切带的强应变域, S_1 对 S_2 完全置换。

面理上的拉伸线理总体呈 $NE30^\circ \sim 45^\circ$ 方向,拉伸线理也可分为两期(La_1, La_2),分别发现在 S_1 和 S_2 面理,并可见 La_1 随 S_1 面褶皱而发生方位的变化。 La_1 主要由定向的小的蓝闪石(青铝闪石)、多硅白云母及石榴子石压力影组成, La_2 由定向排列的大而长的青铝闪石组成、蓝闪石 C 轴平行拉伸线理,并见拉伸及截断现象,卷入剪切带的变火山角砾岩的火山砾石定向拉伸及截断,在张裂隙中充填纤维状石英及方解石。

剪切带中的褶皱构造显示了早期“A”褶皱与晚期“B”褶皱叠加的样式,在 XZ 面上的存在大量反映剪切指向的旋转应变标志,如 S-C 构造,石榴子石包体旋转及不对称压力影等均指示剪切指向由 NNE 往 SSW 运动。

(2) 石英优选方位和变形机制

韧性剪切带的石英组构的测试样品选自百经寺、瓦窑沟和清水沟的高压韧性逆冲型剪切带中,位子百经寺含石榴子石的蓝闪石糜棱岩(样品 QL7-2)和位子祁连瓦窑沟蓝闪绿片岩(样品 QL6-4)中的石英均具动态重结晶特征,位于清水沟含石榴子石的蓝闪片岩(样品 VI-4e, VI-5e, VI-7c)中所测定石英颗粒沿石榴子石结晶尾分布,并显示出动态重结晶特征。所测量的面均为 XZ 面(垂直面理、平行拉伸线理),其中 VI-4e, VI-5e 石英 C 轴组构显示主极密位于 Z 轴附近和靠近 Z 轴和 Y 轴之间,为中低温的底面 $\{0001\} \langle a \rangle$ 及菱面 $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$ 组构,反映了($<350 \sim 450^\circ\text{C}$ 的温度区间),VI-7e,则以中温菱面组构为主($350 \sim 450^\circ\text{C}$), (图 I-4-4)。总体上,三条韧性剪切带的石英组构以中低温底面组构为主,少部分出

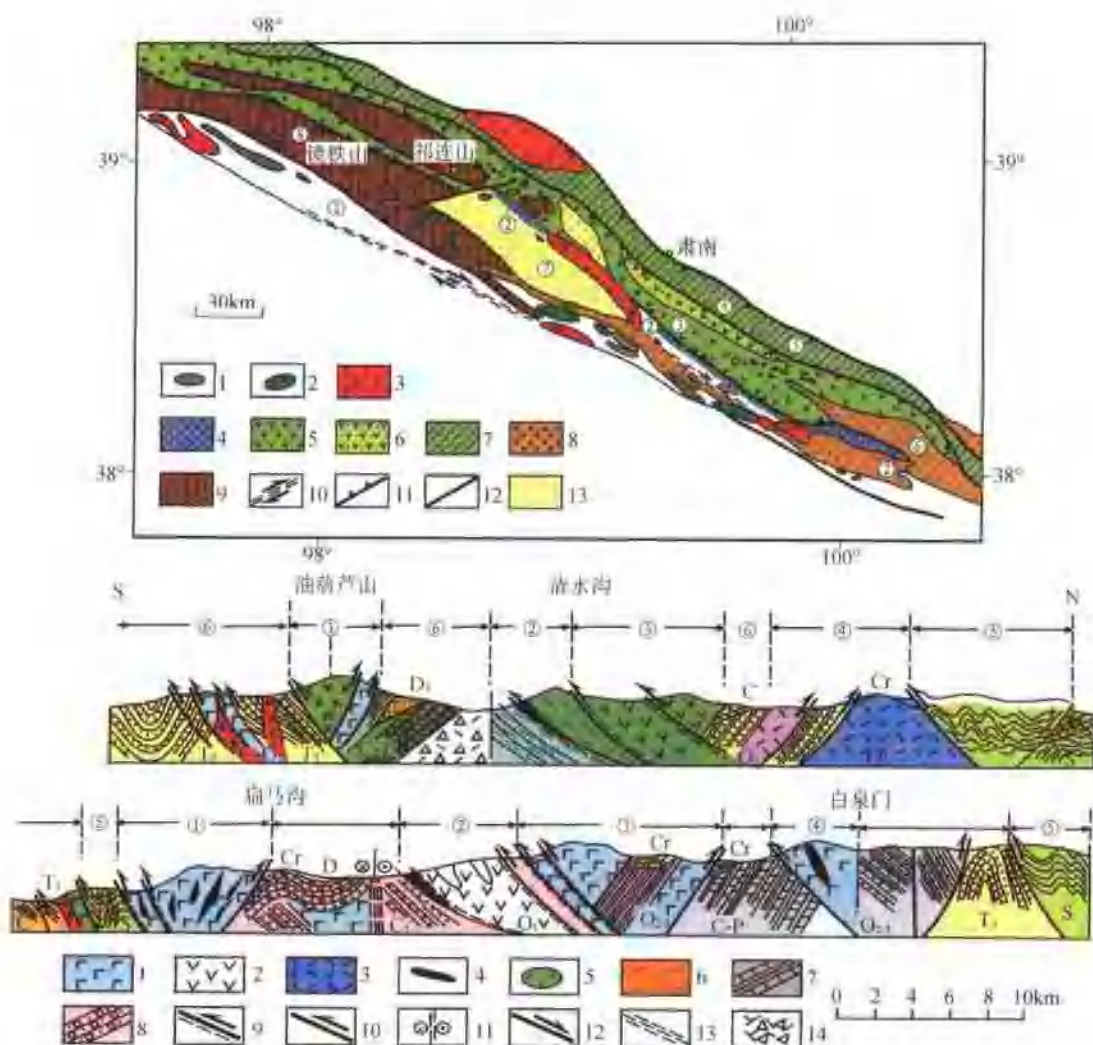


图 1-4-2 北祁连构造图和剖面图

(上图)北祁连构造图:1—超基岩;2—辉长、辉绿岩;3—花岗岩;4—高压蓝片岩带;5—岛弧火山岩;6—弧后火山岩;7—志留纪残余盆地;8—泥盆纪磨拉石和石炭纪—三叠纪三河盆地;9—前寒武纪变质推覆体;10—走滑剪切带;11—逆冲断裂;12—断裂;13—白垩纪—第三纪陆相盆地

(下图)北祁连剖面图:1—基性火山岩;2—中性火山岩;3—酸性火山岩;4—超基岩;5—辉长岩;6—蓝片岩;7—灰岩加泥岩;8—砂砾岩;9—韧性逆冲剪切带;10—逆冲断裂;11—右行走滑断裂;12—正断裂;13—面理;14—火山角砾岩

现中温菱面体结构,所反映的剪切指向为 NE—SW,其代表了逆冲的方向。

应用了 Dunnet 的变形砾石分析法对清水沟和上香子沟的变质火山角砾进行有限应变分析,分别获得富林指数 K 为 1.25 及 1.6,反映其变形机制为简单剪切应变(图 1-4-4)。

(3) 变质与变形关系及流体包裹体

与 NE—SW 剪切变形作用相对应伴随两期高压变质作用。野外及室内微构造及矿物学研究显示,第一期高压变质作用以形成小青铝闪石,多硅白云母为特征,还含铁-锰铝榴石,硬绿泥石,电子探针分析显示青铝闪石 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 7\% \sim 8\%$,多硅白云母 $\text{Si} = 3.16, l_0 = 9.031$,运用石榴子石-青铝闪石地质温度计和 Al_2O_3 及 $\text{NaM4-Al}^{\text{IV}}$ 等压力计,估计其温压条件为 $P = 0.65\text{GPa}$ 左右,温度为 $T = 400^\circ\text{C}$ 。第二期高压变质作用主要形成大的青铝闪石,多硅白云母,铁铝榴石,以及一些文石、红帘石等矿物,第二期高压矿物组合在韧性剪切带分布不均匀,在强变形域,矿物组合较完整而在弱变形域第二期高压矿物则较少出现,其中青铝闪石的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 $10.46\% \sim 11.34\%$ 。多硅白云母 $\text{Si} = 3.34 \sim 3.49, l_0 = 9.055$,得出其顶峰变质条件为 $P = 0.75\text{GPa}$,温度为 $T = 300^\circ\text{C}$ 。

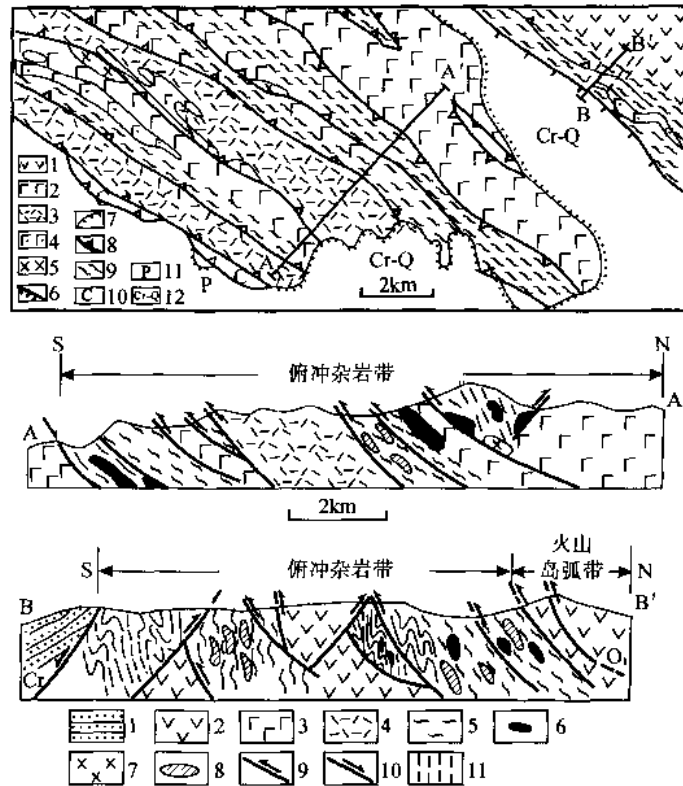


图 I-4-3 北祁连活动陆缘增生楔构造图(上)及构造变形剖面图(下)

北祁连活动陆缘增生楔构造图(上):1—基性火山岩;2—中性火山岩;3—酸性火山岩;4—枕状熔岩;5—辉长岩;6—正断层;
7—不整合;8—逆冲断层;9—密集面理化带;10—石炭系;11—二叠系;12—白垩系—第四系
北祁连活动陆缘增生楔构造变形剖面图(下):1—砂岩;2—中性火山岩;3—基性火山岩;4—酸性火山岩;5—面理;6—超基性
岩;7—辉长岩;8—混杂堆积岩;9—逆冲断层;10—正断层;11—密集面理化带

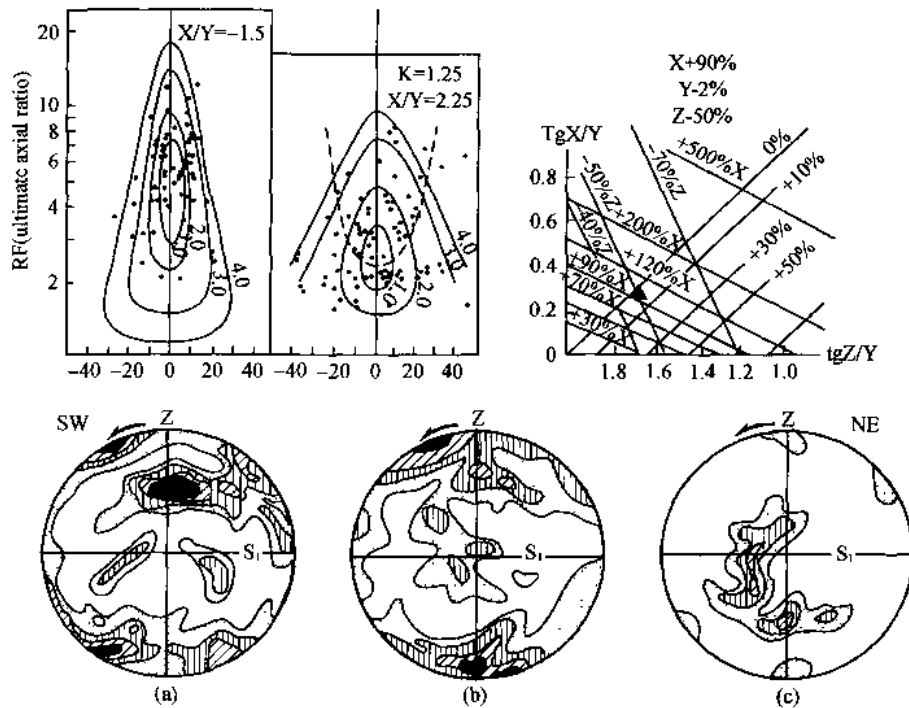


图 I-4-4 北祁连活动陆缘带逆冲-推覆带变形砾石的有限应变测量(上)及石英C轴组构(下)

据沈昆(1997)对韧性剪切带中蓝片岩及含蓝闪石绿片岩中流体包裹体研究,划分了三类流体包裹体:① $\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$;② $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$;③ H_2O 。其中前者类流体组分盐度最高,保存或继承了蓝片岩中较早流体,并受后期改造;后两者流体为高压岩石在折返中捕获。总体上,流体组分从高度-低盐度变化代表逆冲型韧性剪切带中从形成一折返的演变过程。

(4) P - T 演化轨迹

根据以上逆冲型韧性剪切带中高压岩石变质变形关系,同位素年代学,以及流体包裹体的研究,我们得出逆冲型韧性剪切带的高压变质岩石存在两种 p - T 演化轨迹。第一种以 I 带中的百经寺石榴蓝闪片岩为代表(包括部清水沟蓝片岩),其峰期变质矿物组合为石榴子石(铁-锰铝榴石)+青铝闪石+多硅白云母+石英,其 p 、 T 条件估度为 $p = 0.65\text{GPa}$, $T = 400^\circ\text{C}$ 。形成时代为 $462 \sim 489\text{Ma}$ 左右。而其石榴子石包体中的代表早期逆变质矿物组合绿泥石+钠长石+石英,其可能的主要进变质反应为钠长石+绿泥石+阳起石-青铝闪石+ H_2O ($0.5 \sim 0.7\text{GPa}$, 350°C)。在这种变质反应过程,可能捕获有较高盐度的流体包裹体。高压矿物组合没有明显受到后期热事件的改造,其多硅白云母的同位素 ^{39}Ar - ^{40}Ar 阶段增温坪年龄也说明了这一点,流体包裹体晚期以出现韧-脆性变形阶段的低盐度包裹体为特征,这些现象反映其迅速降温降压的快速折返过程。

第二种类型 P - T 演化轨迹要复杂得多,其经历两期高压变质变形作用,其峰期变质时代分别为 $462 \sim 489\text{Ma}$ 左右和 $448 \sim 455\text{Ma}$ 。蓝闪石的成分环带(内环-外环)的演化趋势显示从升温升压一略降温升压一升温降压条件。表明其折返过程中遭受过明显热扰动,并出现阳起石、黑云母等降压作用生成的矿物。

(5) 高压韧性逆冲剪切带的同位素年代测定

前人曾提出清水沟沟口的蓝片岩多硅白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄为 $(448 \pm 11)\text{Ma}$ (Liou 等, 1987)和 $440 \sim 460\text{Ma}$ (吴汉泉等, 1993)。本研究分别对两条高压韧性逆冲剪切带:百经寺-鱼儿沟(I带)(样品 QL-7-2 和 QL-90-87)及瓦窑河-清水沟(II带)(样品 QL-6-5 和 QL-IV-46)不同的岩石类型中的多硅白云母、蓝闪石及角闪石进行 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法测定。样品 QL-7-2 的其主要出现第一期高压矿物组合,没有第二期高压矿物组合的叠加;所测定的矿物为多硅白云母,得到的等时线年龄为 $(459.3 \pm 4.39)\text{Ma}$, 坪年龄为 $(462.02 \pm 1.33)\text{Ma}$ 。理想的坪年龄表明多硅白云母封闭后没有明显的热扰动,这与百经寺石榴蓝闪片岩没有后期增温变质作用叠加的现象一致。多硅白云母封闭温度应 $< 330 \sim 350^\circ\text{C}$, 样品 QL-7-2 所代表的第一期高压矿物组合的峰期变质温度为 400°C , 高于多硅白云母的封闭温度,因此,这个年龄值应反映其峰期温度后的冷却年龄,矿物的形成年龄应大于 462Ma 。样品 QL-6-5 的岩性为含蓝闪石多硅白云母绿片岩,多硅白云母以第二期高压矿物为主,并可见少量第一期高压变质作用形成的多硅白云母的残留,其多硅白云母的坪年龄为 $(455.1 \pm 9.9)\text{Ma}$, 由于样品可能混有第一期高压变质作用的多硅白云母,其年龄值比第二期变质作用的实际年龄值要大。其年龄坪显示出明显受到后期热扰动的影响,岩石中绿泥石、绿帘石和阳起石等的出现就可能代表后期热事件的产物。样品 IV-46 为石榴蓝闪片岩,其中蓝闪石表现出明显的成分及光性环带,其 ^{39}Ar - ^{40}Ar 阶段升温测定显示:放射性成因 Ar^* 集中在 590°C 和 720°C 两个阶段析出,分别得到 $(422.89 \pm 7.1)\text{Ma}$ 及 $(489.29 \pm 16.24)\text{Ma}$ 两个坪年龄值(图 I-4-5)。其中 489.29Ma 可能反映了蓝闪石形成时代的年龄,而 422.89Ma 的年龄可能代表折返过程中的升温降压的热事件的年龄。样品 QL-90-87 所测定矿物为石榴子石角闪岩的角闪石,这种岩石可能为高压捕辉岩的退变质产物。角闪石的坪年龄为 $(412.40 \pm 0.94)\text{Ma}$ (图 I-4-5),它应代表逆冲型韧性剪切带中高压变质岩石折返的年龄。

研究所获分析结果表明,逆冲型韧性剪切带的形成可分为三个主要变质作用阶段: $462 \sim 489\text{Ma}$, $448 \sim 455\text{Ma}$ 和 $410 \sim 420\text{Ma}$, 代表高压变质过程中逆冲型韧性剪切带形成、递进应变至退变质的主要时限。而高压变质岩石的退变质时代在 420Ma 之后,表明逆冲型韧性剪切带从深层次向浅层次抬升的时代。

(6) 北祁连早古生代活动陆缘增生带底部的蛇绿岩推覆构造

托莱山蛇绿岩带沿北祁连南缘分布,主要由代表扩张洋脊环境和超基性岩(蛇纹石化方辉橄榄岩和

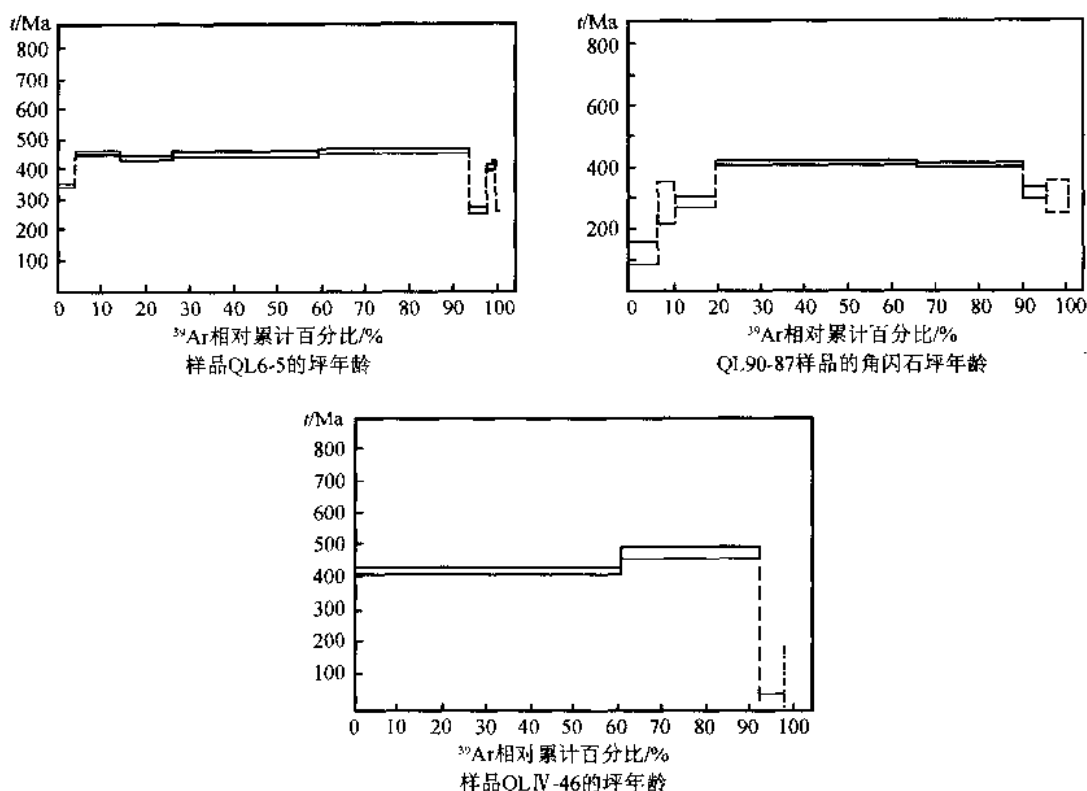


图 1-4-5 北祁连活动陆缘带逆冲-推覆带的³⁹Ar-⁴⁰Ar 坪年龄

纯橄岩)、基性岩(堆积辉长岩和辉绿岩)、枕状玄武岩和含放射虫硅质岩组成(Xiao et al., 1978, Bao, 1989, Xia et al., 1996; Feng and He, 1996)。蛇绿岩岩片呈外来体叠置在前寒武系变质岩、加里东花岗岩及早古生代祁连地体北侧被动陆缘斜坡沉积岩之上。托莱山蛇绿岩推覆体由两个推覆岩片组成,上岩片为超基性岩及基性岩,下岩片为奥陶纪火山岩。上岩片又可分为四个构造叠置单元,从顶到底为上蛇绿混杂岩单元、下蛇绿混杂岩单元、含尖晶石和铬铁矿的超基性岩单元及辉长岩单元。蛇绿混杂岩的基质为蛇纹石片岩,混杂岩块由变辉长-辉绿岩、结晶灰岩、变火山岩和橄榄岩组成。推覆体岩石强烈片理化,并具有 NNE—SSW 方向的拉伸线理,岩片之间的界限为韧性剪切带,剪切应变指示了从北往南的剪切指向。

托莱山蛇绿岩推覆体可能与始特提斯大洋岩石圈的往南仰冲作用有关,这种向南仰冲可能与洋内剪切作用有关。由于阿拉善地体与祁连地体在晚泥盆纪碰撞造山及随后的陆内会聚,使推覆体被叠置在后造山加里东花岗岩及上古生代沉积岩之上。

2. 南祁连早古生代活动陆缘的地壳变形

祁连地体早古生代板块体制深入研究,进一步确定了南祁连(柴北缘)早古生代火山岩浆岛弧带以及由柴北缘超高压变质带为主体的柴北缘早古生代俯冲杂岩带的存在,并提供了地体边界和板块深俯冲的证据。

祁连地体变质基底由前震旦纪的深变质基底角闪岩相-麻粒岩相(形成时代大约 900~1000Ma)和震旦纪浅变质基底绿片岩相组成。在变质基底之上有早古生代和晚古生代—三叠纪两套沉积层。祁连地体南部的“欧龙布鲁克地块”由前震旦纪达肯大坂群的高级变质岩系——麻粒岩相(张建新等, 2001)及角闪岩相岩石组成,形成的主要时代为 9 亿~10 亿年(Wan Yusheng et al., 2000)。变质基底之上为震旦系至奥陶系的盖层,寒武系—奥陶系的地层,主要由厚度变化很大(>3000m)的砂板岩、千枚岩和中基性火山岩组成,代表深水-半深水型的复理石岩系沉积,含有大量“华南型”古生物分子及南北“混合型”动物群(青海省地矿局, 1991),祁连微板块的广泛分布志留系复理石沉积类型及笔石动物群也均为

“华南型”(青海省地矿局, 1991)。厚层的复理石岩系经受加里东造山阶段强烈褶皱, 在泥质岩石中形成伴随流劈理的紧密直立褶皱, 在砂质岩石中发育伴随间隔劈理或破劈理的较宽缓的直立褶皱, 并被加里东晚期花岗岩侵入。笔者认为位于南祁连火山岛弧带及俯冲杂岩带北侧地体裂解形成的奥陶纪—志留纪类复理石沉积可能代表弧后盆地和陆缘的沉积环境。

在祁连地体南部的活动陆缘中, 震旦至奥陶系的沉积地层遭受早古生代褶皱和逆冲作用, 在乌兰以北的寒武纪—奥陶纪地层的构造样式表现为自北往南由轴面北倾的同劈理同斜褶皱逐渐向平卧褶皱转化, 伴随一系列的向南倒伏的韧性逆冲剪切带, 并为晚碰撞的花岗岩侵入。表明越靠近柴北缘俯冲杂岩带, 早古生代的构造变形特征显示了向南的极性。

(二) 早古生代被动陆缘的地壳变形

1. 东昆仑南部被动陆缘的地壳变形

由东昆仑北地体及东昆仑南地体组成的东昆仑山是早古生代与三叠纪叠置的复合造山带, 在东昆仑南地体被动陆缘的早古生代地层中保留了完好的早古生代变形纪录(图 I-4-6)。

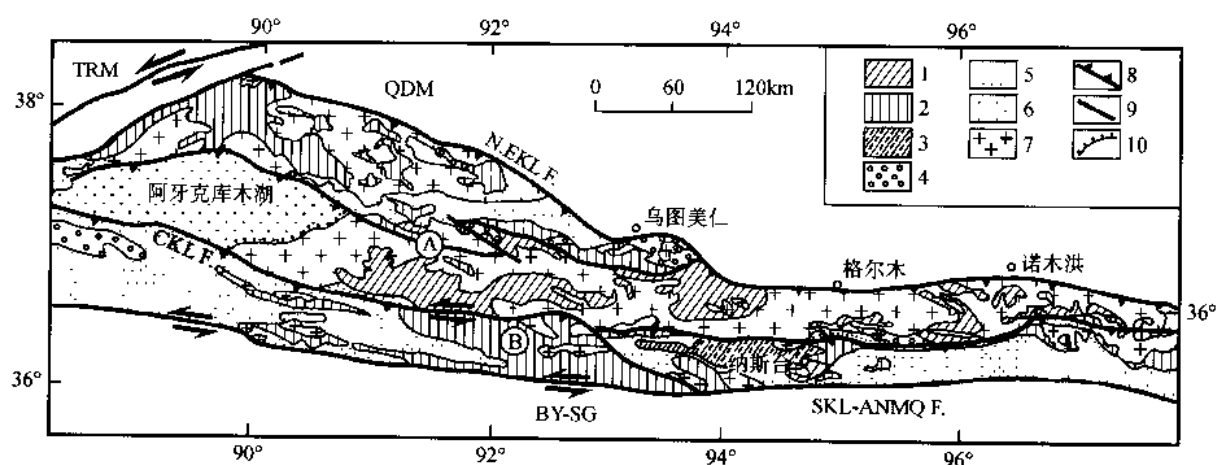


图 I-4-6 东昆仑造山带构造示意图

1—元古代变质地层; 2—早古生代浅变质岩系; 3—早古生代碳酸盐岩; 4—泥盆纪磨拉石; 5—三叠纪地层; 6—新生代盆地; 7—花岗岩; 8—逆冲断层; 9—断层; 10—不整合; A—东昆仑北地体; B—东昆仑南地体; QDM—柴达木地体; TRM—塔里木地体; BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体; N.E.K.L.F.—东昆仑北缘逆冲断裂; SKL-ANMQF—昆南-阿尼玛卿断裂

东昆仑南地体呈东西向狭窄条带, 地体中早古生代沉积主要由震旦纪—志留纪的碎屑岩、火山碎屑岩与碳酸盐岩组成。姜春发等(1992)曾认为万宝沟群为古元古代末软变质基底, 由于在万宝沟群中发现小壳化石 *Latouchella* sp. *Palacacmae* sp. *Conothera* sp. *Hyolithnllus* sp. *Trisalcatus* sp. *Anabalites* sp. (季强, 1996), 故将该群的时代定为震旦-早寒武世。由于万宝沟群 ($Z-\epsilon_1$) 被加里东期花岗岩 (450Ma) 侵入以及被具宽缓褶皱的 $T_{1,2}$ 地层不整合覆盖, 因此东昆仑南地体为早古生代和三叠纪的叠置造山带。考虑昆中活动陆缘位于北侧以及东昆仑南地体的早古生代沉积的拉伸裂谷环境, 因此将东昆仑南地体的早古生代板块体制的归属于被动陆缘单元。

通过两条横穿东昆仑南地体的构造剖面——格尔木—石灰厂—东大滩剖面和万宝沟—小南川—西大滩剖面来阐述东昆仑南地体早古生代的变形特征及机制(图 I-4-7)。

东昆仑南地体石灰厂—水泥厂一带出露晚奥陶世纳斯台群绿片岩相的浅海碎屑岩和碳酸盐岩地层, 石灰厂以北为晚奥陶世上部哈拉巴依沟组砂板岩夹砾状灰岩, 以南为石灰厂组富含珊瑚和层孔虫和双壳类的石灰岩, 以发育紧闭的同劈理直立褶皱为特征, 普遍发育渗透性流劈理, 褶皱轴向 EW 向(图 I-4-8)。劈理面上发育直立的拉伸线理, 由拉伸砾石、拉伸化石、对称的压力影及直立的刚性布了构造等组成, 反映了南北挤压作用下的压扁机制。

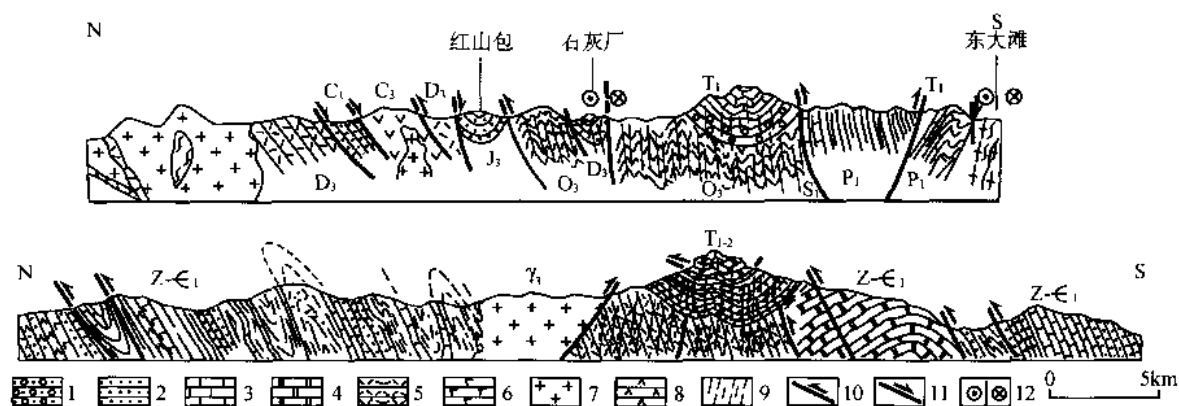


图 1-4-7 横穿东昆仑造山带的构造剖面

(a)格尔木—石灰厂—东大滩构造剖面;(b)万宝沟—小南川—西大滩构造剖面。1—砂砾岩;2—砂岩;3—灰岩;4—大理岩;5—中酸性火山碎屑岩;6—基性火山岩;7—花岗岩;8—中基性火山岩;9—劈理;10—逆冲断层;11—正断层;12—左行走滑断层

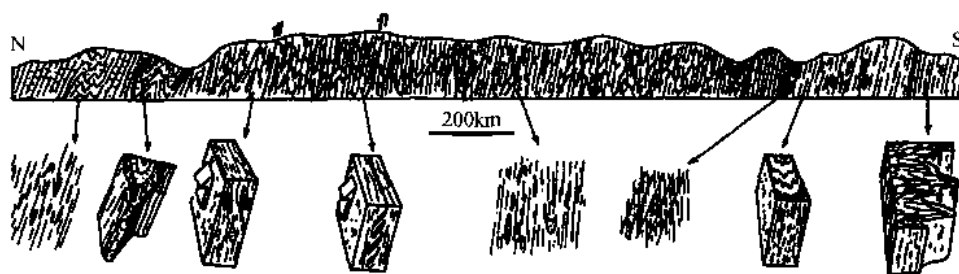


图 1-4-8 东昆仑南地体中上奥陶世纳斯台群的变形剖面图

东昆仑南地体万宝沟—小南川—西大滩剖面之北段出露晚震旦世—早寒武世万宝沟群绿片岩相的碎屑岩和大理岩岩石组合(图 1-4-9),以发育直立褶皱和东西向水平枢纽为特征,变形和岩性有关,绿片岩的变形表现为褶皱伴随直立的渗透性面理及垂直拉伸线理;大理岩变形较弱,以同心弯曲褶皱为特征,含放射状破劈理(图 1-4-10)。

位于万宝沟以南小南川一带绿片岩、含砾千枚岩及大理岩的时代问题尚有争议,青海省地质矿产局编制的 1:25 万区调图幅因为在该套地层的西延部分发现志留纪化石而定为志留纪;而高联达等曾在小南川一带发现石炭纪(?)微古化石,定为石炭纪。考虑到该套岩系的变形程度与纳斯台群地层变形相似,面与晚古生代宽缓褶皱样式差别较大,故认定为志留纪较合适。小南川—西大滩地区出露一套灰色、灰绿色长石粉砂岩、千枚岩夹砾岩、角砾状灰岩、玄武岩。下部为灰色、灰绿色砾岩、砂岩、千枚岩夹酸性凝灰岩,自北而南变形构造可分为以下三带。

(1) 北部逆冲构造带

发育 NWW—SEE 向 SW 陡倾的渗透性流劈理,倾角 $45^{\circ} \sim 80^{\circ}$,局部糜棱岩化。碳酸岩糜

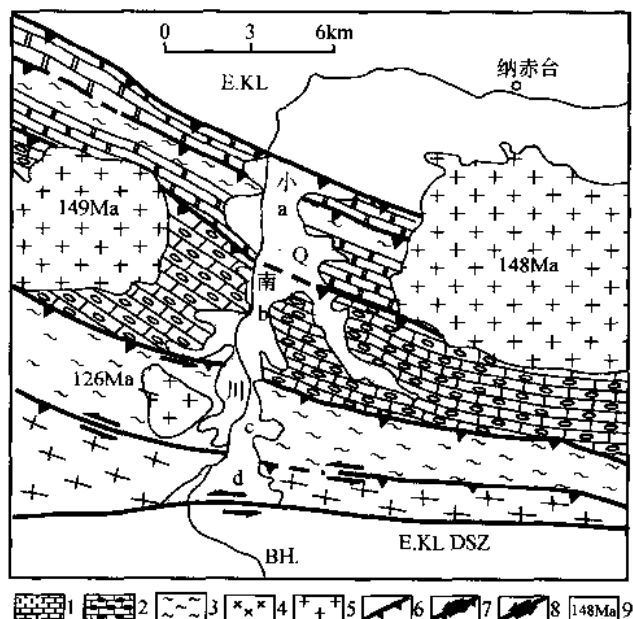


图 1-4-9 东昆仑南地体小南川构造图

1—大理岩;2—含砾钙质片岩;3—绿片岩;4—花岗岩质糜棱岩;5—花岗岩;6—韧性逆冲断裂;7—韧性挤压转换断裂;8—韧性走滑断裂;9—花岗岩同位素年代

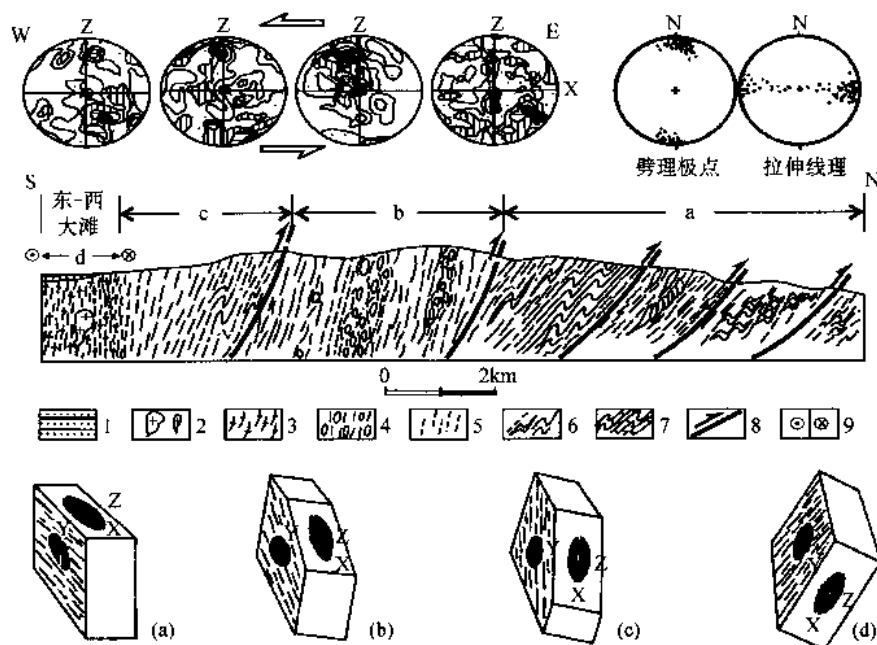


图 I-4-10 东昆仑南地体小南川构造变形剖面图

上图为石英组构图、面理和拉伸线理极密图；中图为构造变形剖面图：1—第四系；2—花岗岩；3—花岗质糜棱岩；4—含砾钙质片岩；5—绿片岩；6—剪切应变；7—大理岩；8—韧性逆冲断裂；9—韧性走滑断裂；a—北部逆冲挤压带；b—中部压扁挤压带；c—南部挤压转换带；d—东昆仑韧性左行走滑剪切带

下图为挤压转换带中各构造单元 a、b、c、d 四个带的拉伸线理与应变椭球体长轴关系的三轴应变分析模式，从(a)→(b)→(c)→(d)显示了从走滑→挤压转换→压扁→挤压机制的转变过程

棱岩带中的叶理面上的横向拉伸线理通过含碳物质的拉伸截断表现出来，在 XZ 面上的 S-C 构造组构、“σ”及“δ”型旋转碎斑体系、不对称剪切褶皱及多米诺骨牌错列等运动学标志均显示由南往北的逆冲剪切指向(图 I-4-11)。

(2) 中部压扁挤压带

由震旦纪—寒武纪的含砾大理岩及含砾砂质片岩组成，岩石强烈变形，发育近 EW 向陡倾面理及近直立的横向拉伸线理，沿面理发育间隔出现的布丁化的辉绿岩脉。含砾大理岩的砾石由大理岩、灰岩、砂岩及花岗岩组成，含砾砂质片岩的砾石为灰岩、石英岩、大理岩及花岗岩。砾石沿垂直方向拉伸和压扁，通过微观构造研究及应变分析，获得压扁应变机制的结果(图 I-4-12)。

1) 砾石最大拉伸方向(σ_3)为叶理面上的垂直方向，平行于布丁化的辉绿岩脉方向；辉绿岩脉的布丁结部位张裂，充填垂向的方解石生长纤维(此方向为 X 轴方向)。

2) 在垂直叶理面的水平截面上，同时见到变形砾石的右行旋转及左行旋转应变的特征。

3) 在叶理面上发现由两组同时形成的直交张裂隙构成的网状结构，两组张裂隙中方解石生长纤维相互直交，表示在 X、Y 方向上都有拉伸。

4) 变形砾石的应变测量分别获得 $(X/Z) = 3.5$ ， $(X/Y) = 3.0$ ，富林指数(K)为 0.08，属于压扁机制的范畴。

(3) 南部挤压转换带

由于受三叠纪形成的昆南大型韧性走滑剪切带的影响，往南的由千枚岩、变砂岩和角闪片岩组成的变质岩系表现为密集的叶理面向南陡倾，叶理面上发育的拉伸线理自北向南由垂直方向渐变为水平方向，在 XZ 面上的剪切应变-(S/C)构造、不对称碎斑体系、多米诺骨牌构造及不对称拖褶皱显示了左行剪切应变特征；在垂直 XZ 面的 YZ 面上，同时存在 NS 向逆冲剪切应变的分量，表明剪切过程中存在挤压，为挤压转换带。

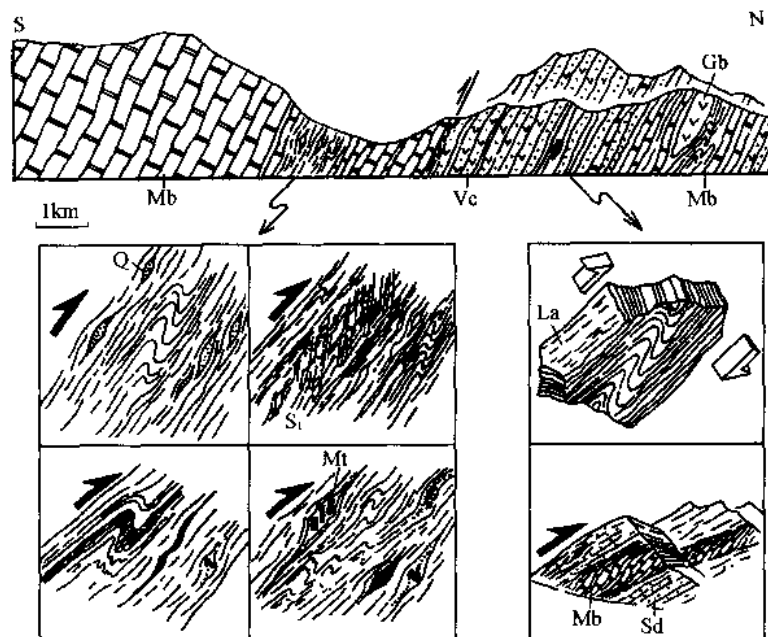


图 I-4-11 东昆仑南地体小南川北部逆冲带剖面图及钙质糜棱岩中剪切应变

S₁—劈理; Mb—大理岩; Q—石英岩; Mi—磁铁矿; Vc—变火山岩; Gb—辉长岩; Sd—变质砂岩; La—拉伸线理

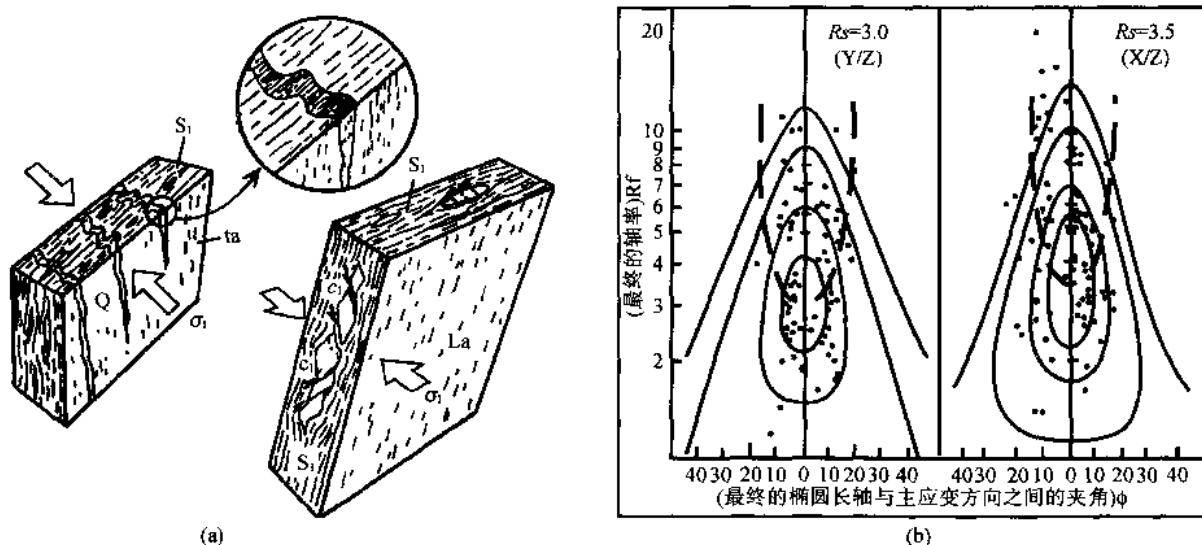


图 I-4-12 东昆南亚地体小南川中部压扁带中微构造素描及变形砾石应变分析

(a)中部压扁带中微构造素描; σ_1 —主压应力; S₁—劈理; La—拉伸线理; C₁及 C₂—共轭剪切面; (b)变形砾石应变分析: $R_s = Y/Z$ 及 X/Z

综上所述,东昆仑南地体被动陆缘的加里东构造变形以绿片岩相的直立同劈理紧闭褶皱为特征,伴随韧性逆冲断裂,反映南北收缩和压扁机制的制约。

2. 羌塘地体东部的早古生代被动陆缘的加里东地壳变形

羌塘地体东部最老的地层为奥陶系—志留系岩系组成,包含了浅变质砂板岩,砂岩千枚岩及灰岩,在其上不整合覆盖了一套原定晚三叠世结扎群的地层,由砂岩、砂板岩、粉砂岩及千枚岩组成。经研究表明,其底部为杂色花岗岩残积层和砂砾岩,夹数米厚杏仁状玄武岩,中部为红色及灰黄色泥岩、砂岩及粉砂岩;上部为灰白色白云岩、白云质灰岩及礁灰岩。这套地层,由于在上部发现牙形类 *Polygnathus* cf. 和 *Xglus Belodella* sp. (季强, 1997), 将该套地层重新定名为 D₂₋₃亚曲河组。在地体东部玉树以南的

格拉山地区发现 D_2 - D_3 地层不整合盖在奥陶纪—志留纪褶皱变质地层及早古生代花岗岩之上。

奥陶志留系浅变质岩系构造造型表现为东西轴向的同斜紧密褶皱, 自南往北褶皱面总体由近直立逐渐变为向南陡倾, 层理与劈理关系清晰, 由于岩石能干性差异, 发育两种类型劈理——砂岩灰岩中的破劈理及千枚岩板岩中的流劈理, 反映了南北向挤压机制的存在。早古生代褶皱基底中存在后期叠加的小型逆冲断裂构造, 但未发现后期叠加褶皱构造, 加里东地块与南部的晚三叠世灰岩为正断层接触。由于奥陶系—志留系褶皱岩系之上不整合覆盖了中晚泥盆世地层, 证明了早古生代地壳变形的存在。根据早古生代的沉积建造、其中没有发现早古生代俯冲杂岩和火山岛弧系列, 以及变形构造以南北挤压为主, 无俯冲极性的显示, 推测羌塘地体的早古生代沉积代表被动陆缘的环境(图 I-4-13)。

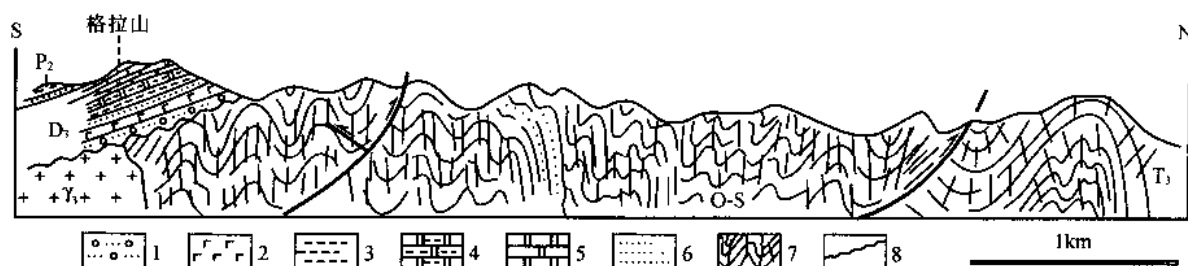


图 I-4-13 羌塘地体玉树格拉山的加里东变形构造剖面图

1—砂砾岩;2—玄武岩;3—泥岩;4—泥质大理岩;5—大理岩;6—砂岩;7—同劈理褶皱;8—角度不整合

(三) 柴北缘超高压变质地体的折返构造与折返机制

柴北缘超高压变质地体自西往东沿鱼卡—绿梁山—锡铁山—都兰展布, 由 NW—SE 走向转为 E—W 走向, 宽度 3~5km 到 15km。经带往西越过阿尔金断裂与南阿尔金超高压变质带相连。超高压变质地体中显示的主体构造为折返构造, 早期俯冲阶段的构造经过后期折返改造及退变质作用已很少保存。

柴北缘超高压变质地体总体呈倒转背斜构造样式, 倒转背斜轴面平行山链方向, 朝北与北东方向陡倾。在倒转背斜构造的南-南西侧为柴北缘南缘韧性右行走滑剪切带。

1. 柴北缘超高压变质地体折返构造

(1) 东段: 都兰超高压变质体的折返构造

都兰以北野马滩—沙柳河一带的超高压变质地体外侧及内部出露晚寒武世—早奥陶世岛弧火山岩系, 并被晚早古生代花岗岩侵入。在地体南部的前陆部位, 晚泥盆世红色磨拉石沉积不整合覆盖在岛弧火山岩上(图 I-4-14)。都兰超高压变质体东部由于北北西向温泉右行走滑断裂的切错, 向东延展情况不详。

都兰超高压变质体主要岩性组合为二长片麻岩, 黑云二长片麻岩、二长斜长片麻岩、花岗质片麻岩、含柯石英的石榴石白云斜长片麻岩、角闪岩、二长片岩、长英质黑云片岩及含十字石石榴黑云斜长片麻岩, 含蓝晶石黑云斜长片麻岩, 含蓝晶石二云石英片岩, 二云石英片岩和大理岩, 岩石部分发生糜棱岩化。大量的辉长岩, 辉绿岩, 蛇纹石化辉橄岩, 纯橄岩, 榴辉岩及石榴角闪岩呈团块状及透镜状产于围岩中。在折返事件中, 岩石遭受退变质作用, 表现为: ① $Omp \rightarrow Cpx + Pl (Ab > 75\%)$; ② $Omp + Grt + H_2O \rightarrow Amp + Pl$; ③ $Phe + Qtz + Ca^{2+} + Na^{+} \rightarrow Bi + Pl$; ④ $Rt + Al^{3+} + Ca^{2+} \rightarrow Spn$; 说明折返过程由中地壳变质的角闪岩相 ($T = 550 \sim 650^{\circ}C$, $P > 1.5 GPa$) 退变为上地壳的绿片岩相 ($T < 500^{\circ}C$, $P < 0.5 GPa$) (宋述光, 2001)。

都兰超高压变质体折返构造的变质面理(S1)总体呈 EW 走向, 面理重褶皱形成一个倒转背斜, 并伴随近直立的 S2 劈理。横向构造剖面显示了倒转背斜南北两侧均向北陡倾, 而中间转折部位面理渐缓趋于近水平。面理上发育平行于变质地体的走向和山链的方向的近水平的拉伸线理。表现为榴辉岩条带的拉伸截断及矿物纤维的充填、蓝晶石矿物的拉伸及定向、长英质矿物的拉伸以及花岗质与硅质条带

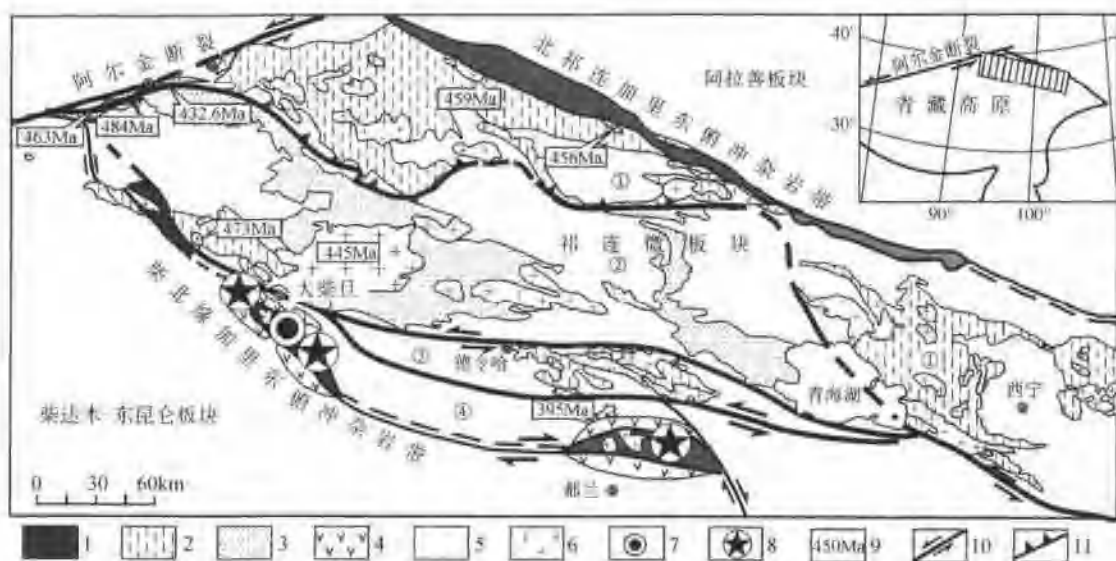


图 1-4-14 柴北缘超高压变质带区域构造图

1—围冲碰撞杂岩带;2—元古代变质岩;3—下古生代浅变质岩;4—晚寒武世—早奥陶世代岛弧火山岩;5—晚古生代—三叠纪盖层;6—花岗岩;7—石榴子石橄榄岩;8—榴辉岩;9—同位素年龄;10—平移断层;11—逆冲断层;①中祁连变质基底;②早古生代与三叠纪叠加强带;③欧龙布鲁克地块;④柴北缘早古生代火山岛弧带及围冲杂岩带

的布丁化等。在陡倾的面理上还发现被水平拉伸线理所切割的折返早期位于深部的垂向拉伸线理(图 1-4-15)。

在都兰野马滩倒转背斜的各部位中, XZ 面上的剪切应变十分明显, 表现为 O 型和 δ 型碎斑体系、S-C 构造、不对称拖曳褶皱、多米诺骨牌构造及石榴子石中包体旋转等。反映了上盘往东滑移的剪切指向(图 1-4-16a); 在倒转背斜北侧和南侧往北陡倾的面理带上, XZ 面上的剪切应变表现为北侧具韧性左型走滑及南侧具韧性右行走滑特征。对都兰野马滩倒转背斜中部近水平的糜棱面理带中三类石英——拉伸石英, 石英条带中矩形石英及糜棱质石英($<0.1\text{mm}$)分别进行了优选方位测定(图 1-4-16b): ①拉伸石英的优选方位: 在 XZ 面上可见石英拉伸 X:Z 达 10:1 和 20:1, 具明显的波状消光及亚晶结构, 石英的优选方位是由具 $(0001) \langle a \rangle$ 滑移系的底面组构, $(10\bar{1}1) \langle a \rangle$ 滑移系的棱面组构和 $(10\bar{1}0) \langle a \rangle$ 滑移系的柱面组构组成, 反映了石英晶粒的中温到中低温($350 \sim 600^\circ\text{C}$)的组构样式。②石英条带中矩形石英的优选方位: 在 XZ 面上矩形石英的长宽比为 $(1.5 \sim 2):1$, 优选方位样式和拉伸石英一样, 具 $(0001) \langle a \rangle$, $(10\bar{1}1) \langle a \rangle$ 和 $(10\bar{1}0) \langle a \rangle$ 滑移系的中温至中低温组构。③糜棱质石英的优选方位: 糜棱质石英的晶粒直径小于 0.1mm , 其优选方位与拉伸石英和石英条带中矩形石英一样。

从上可知, 在野马滩倒转背斜的转折部位近水平面理带上的石英晶格优选方位均指示了在中温-中低温($350 \sim 600^\circ\text{C}$)条件下的自西往东滑移的剪切应变特征。

在野马滩倒转背斜南侧, 发育由近直立的糜棱面理带组成的沙柳河韧性剪切带, 由花岗质糜棱岩、糜棱岩化片麻岩、碳酸盐岩糜棱岩以及具强烈的剪切应变的角闪片岩和石英片岩组成, 发育“A”型褶皱, 在 XZ 面上剪切应变标志指示右行平移特征(图 1-4-16c)。同时在 YZ 面上发育自北往南逆冲的剪切应变, 因此, 沙柳河韧性剪切带具有韧性右行挤压转换带的性质。花岗质糜棱岩中的拉伸石英, 石英条带中矩形石英颗粒及糜棱质石英具有三种类型的优选方位: $(0001) \langle a \rangle$ 、 $(10\bar{1}1) \langle a \rangle$ 和 $(10\bar{1}0) \langle a \rangle$, 同样反映了中高温至中低温($400 \sim 650^\circ\text{C}$)形成条件(Mainprice, D. et al., 1986; 许志琴等, 1996)及右行平移特征(图 1-4-16d)。该带中的矿物组合为: $\text{Ab} + \text{Q} + \text{Bi} + \text{Mus}$; $\text{Mus} + \text{Bi} + \text{Mic} + \text{Pl} + \text{Q}$; $\text{Bi} + \text{An} + \text{Chl} + \text{Q}$, 表明平移剪切过程中同样伴随角闪岩至绿片岩相的变质作用。

(2) 中西段: 大柴旦-锡铁山超高压变质地体的折返构造

NW—SE 向的大柴旦超高压变质地体包括锡铁山、绿梁山和鱼卡三个小地体, 宽度约 $3 \sim 5\text{km}$ 。有

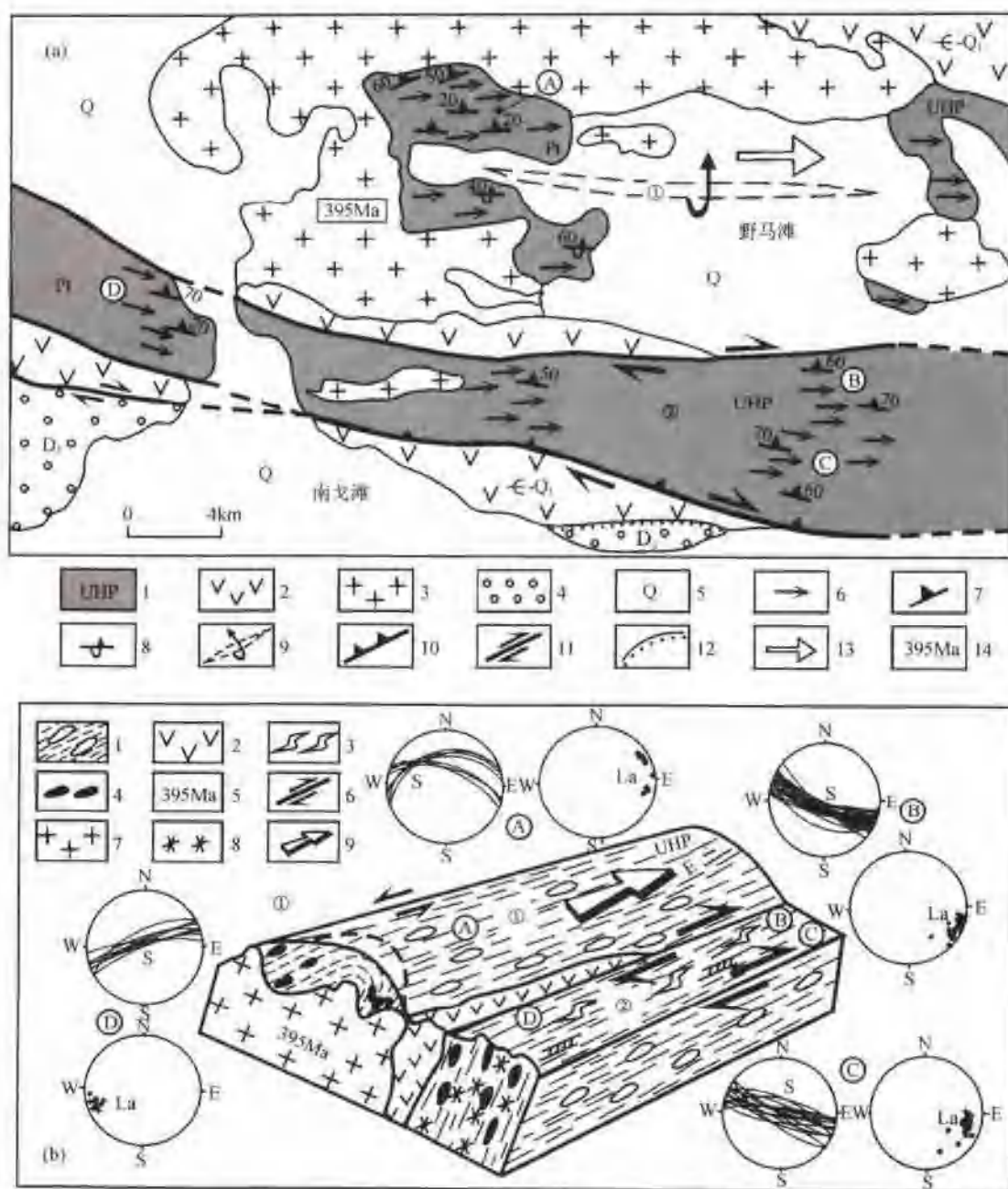


图 I-4-15 都兰超高压变质地体地质简图(a)及立体构造图(b)

(a)都兰超高压变质地体地质简图(据青海省矿产局都兰幅1:20万地质图改编)

- 1—超高压变质岩;2—晚寒武世—早奥陶世火山岩;3—花岗岩;4—晚泥盆世陆相磨拉石;5—第四纪;6—拉伸线理;7—面理;
8—倒转面理;9—倒转背轴;10—逆冲断层;11—右行走滑;12—不整合;13—剪切矢量;14—同位素年龄
(b)立体构造图:1—拉伸线理;2—超镁铁岩及榴辉岩;3—花岗岩;4—晚寒武世—早奥陶世火山岩;5—同位素年龄;6—糜棱岩;
7—剪切应变;8—右行走滑;9—剪切矢量

图周边为都兰超高压变质地体面理(S)及拉伸线理(La)的投影图(施密特网,下半球投影):A:野马滩倒转背斜构造中部缓倾面理及拉伸线理的投影;B,C,D:沙柳河韧性右行挤压转换剪切带陡倾面理及拉伸线理的投影;①野马滩倒转背斜;②沙柳河韧性右行挤压转换剪切带;A:野马滩倒转背斜构造中部缓倾面理及拉伸线理的投影;B,C,D:沙柳河韧性右行挤压转换剪切带陡倾面理及拉伸线理的投影

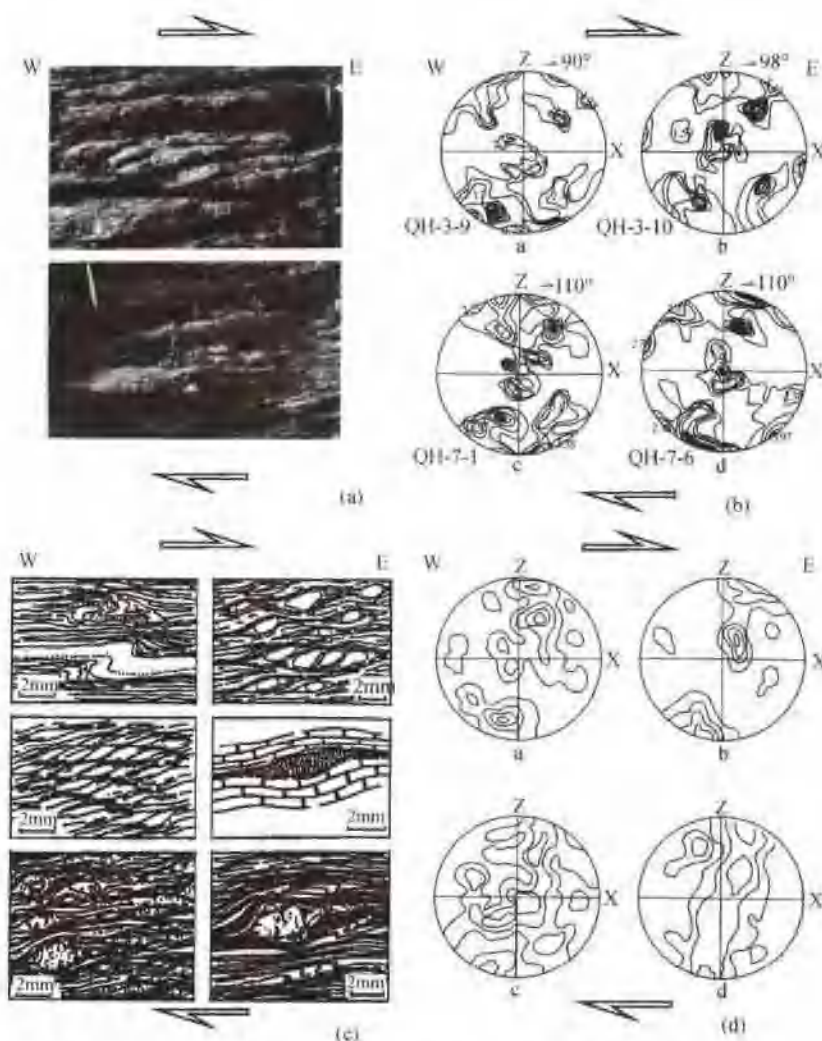


图 4-16 都兰超高压变质岩石的剪切应变及石英晶格优选方位图

(a) 缓倾面理带(野马滩倒转背斜中部)花岗片麻岩中向东的剪切应变照片;(b) 缓倾面理带(野马滩倒转背斜中部)中花岗片麻岩的石英晶格优选方位显示向东的剪切位移(下半球等面积投影, 150 颗粒, 等密线: 1%—3%—5%—7%—9%—11%); (c) 沙柳河右行韧性挤压转换剪切带中花岗质糜棱岩的剪切应变显示右行平移;(d) 沙柳河右行韧性挤压转换剪切带中花岗质糜棱岩的石英晶格优选方位显示右行平移(下半球等面积投影, 150 颗粒, 等密线: 1%—3%—5%—7%—9%—11%)

达肯大坂群花岗片麻岩及副片麻岩组成围岩, 榴辉岩、石榴子石橄榄岩及蛇绿岩团块被包含其中。虽然, 在大柴旦超高压变质地体中没有发现柯石英, 但榴辉岩的温压条件及柯石英假象等提供了超高压变质的证据。变质地体与寒武-奥陶纪火山岩、火山碎屑岩及大理岩接触。

锡铁山超高压变质地体面理总体走向 NNW—SSE 向面理重褶成倒转背斜构造样式, 两侧往 NE 方向陡倾, 中间部位面理缓倾及近水平。在面理上以矽线石、长石及长英质脉等拉伸所表示的近水平拉伸线理, 呈 NW—SE 向平行地体方向展布(图 4-17)。

在锡铁山倒转背斜顶部近水平或缓倾面理上, 剪切应变指示物质由 NW 往 SE 方向运动, 糜棱岩化片麻岩中的糜棱质石英和重结晶矩形石英的优选方位表现为从中高温($>600\sim450^{\circ}\text{C}$) 组构 $(10\bar{1}0) < c >$ 、 $(10\bar{1}0) < a >$ 到中低温($450\sim350^{\circ}\text{C}$) $(10\bar{1}1) < a >$ 、 $(0001) < a >$ 组构的演化过程, 剪切应变指向 SE(图 4-18)。

在锡铁山超高压变质地体与晚寒武世—早奥陶世火山岩接触的西南边界, 发育一条 NW—SE 走向面理带往北陡倾的韧性剪切带, 由花岗质糜棱岩及火山质糜棱岩组成, 近水平拉伸线理向 SE 缓倾, 侧

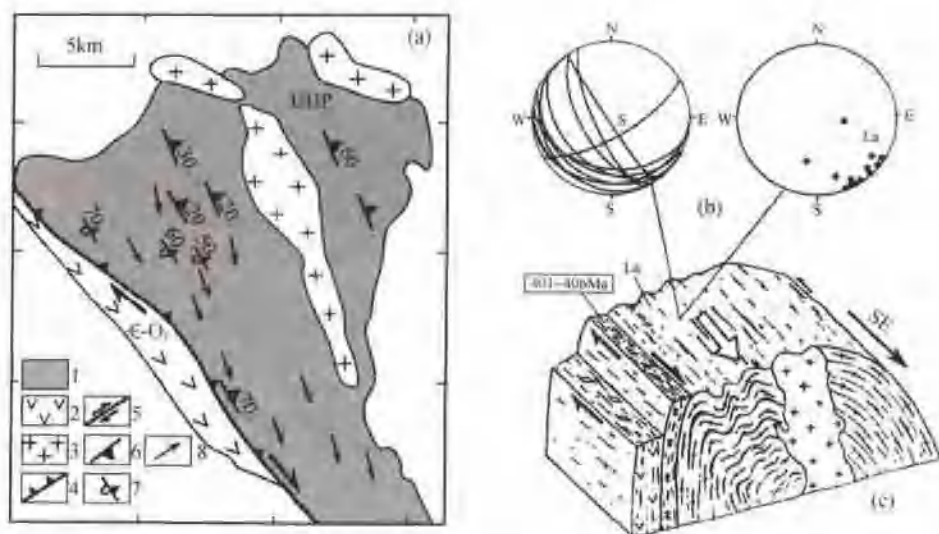


图 1-4-17 锡铁山超高压变质地质体地质简图及立体构造图

(a) 锡铁山超高压变质地质体地质简图

1—超高压变质岩;2—寒武纪—奥陶纪火山岩;3—花岗岩;4—逆冲断层;5—右行平移断层;6—面理;7—倒转面理;8—拉伸线理

(b) 锡铁山倒转背斜构造中部缓倾面理(S)及拉伸线理(La)投影图;

(c) 锡铁山超高压变质地质体立体构造图

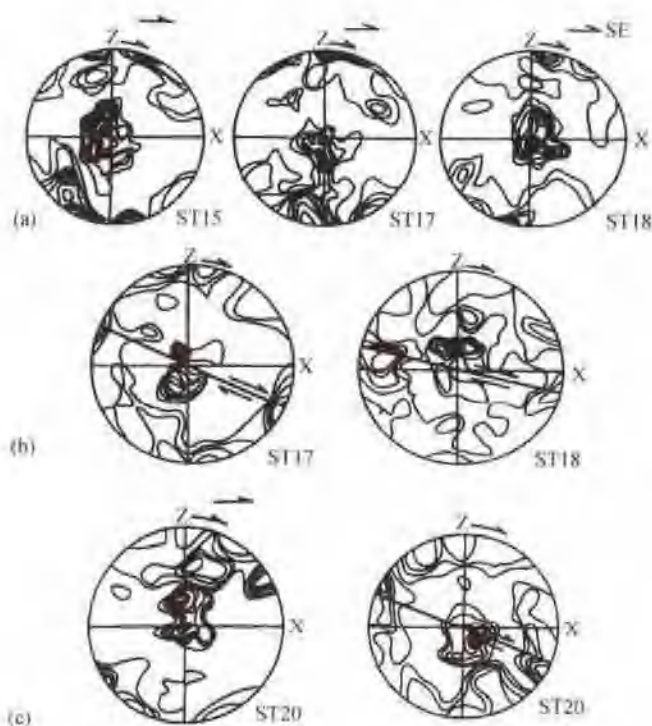


图 1-4-18 锡铁山超高压变质地质体糜棱岩中石英优选方位图

(a) 锡铁山倒转背斜顶部缓倾面理中部矩形重结晶石英优选方位图 (下半球等面积投影, 150 颗粒, 等密线: 1%—3%—5%—7%—9%—11%)

(b) 锡铁山倒转背斜顶部缓倾面理中部糜棱质石英优选方位图 (下半球等面积投影, 150 颗粒, 等密线: 1%—3%—5%—7%—9%—11%)

(c) 锡铁山韧性挤压转换剪切带陡倾面理中部糜棱质石英(左)重结晶石英(右)优选方位图 (下半球等面积投影, 150 颗粒, 等密线: 1%—3%—5%—7%—9%—11%)

伏角 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$, 糜棱质石英和重结晶矩形石英的优选方位也显示了中高温到中低温的转化过程, 剪切应变指示右行走滑特征。在垂直面理和线理的截面(YZ)上, 同样发现挤压逆冲的变形特征, 表明具右行挤压转换的特征, 和都兰的情况一致。因此, 柴北缘超高压变质地质体为倒转背斜构造, 南侧为韧性右行挤压转换剪切带。

2. 柴北缘超高压变质体的折返时限

为了解决超高压变质体折返构造的形成时限, 我们分别选择了东段都兰北带野马河倒转背斜顶部近水平糜棱面理及超高压变质带南缘韧性走滑剪切带的近直立糜棱面理上的白云母进行 ^{39}Ar - ^{40}Ar 的年龄测定, 同时测定了侵入都兰超高压变质地质体的花岗岩年龄。

(1) 野马河倒转背斜顶部近水平糜棱面理中白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 测年

样品为含柯石英的花岗质片麻岩(99Y117), 产状北倾 20° , 糜棱岩化, 白云母形成于糜棱岩化后期阶段, 剪切应变显示自西往东的滑移特征。该样品获得一个很好的坪年龄, 7 个升温阶段包括 90% 以上的 ^{39}Ar 释放所得的坪年龄为 $(401.5 \pm 0.5) \text{ Ma}$; 在等时线上 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 的截距为 (209.2 ± 52.5) , 低于理想大气值(295.5), 等时线年龄为 $(406 \pm 4.5) \text{ Ma}$, 与

坪年龄一致(图 I-4-19a, b 中国地质科学院地质研究所同位素室测定, 测定者: 陈文)。由于白云母的 K-Ar 体系封闭温度是 $(350 \pm 50)^\circ\text{C}$, 反映超高压变质体在折返过程的较浅部位即糜棱岩化中高温降低至低温 ($\leq 350^\circ\text{C}$) 阶段(估计在 10km 深度左右)冷却年龄。

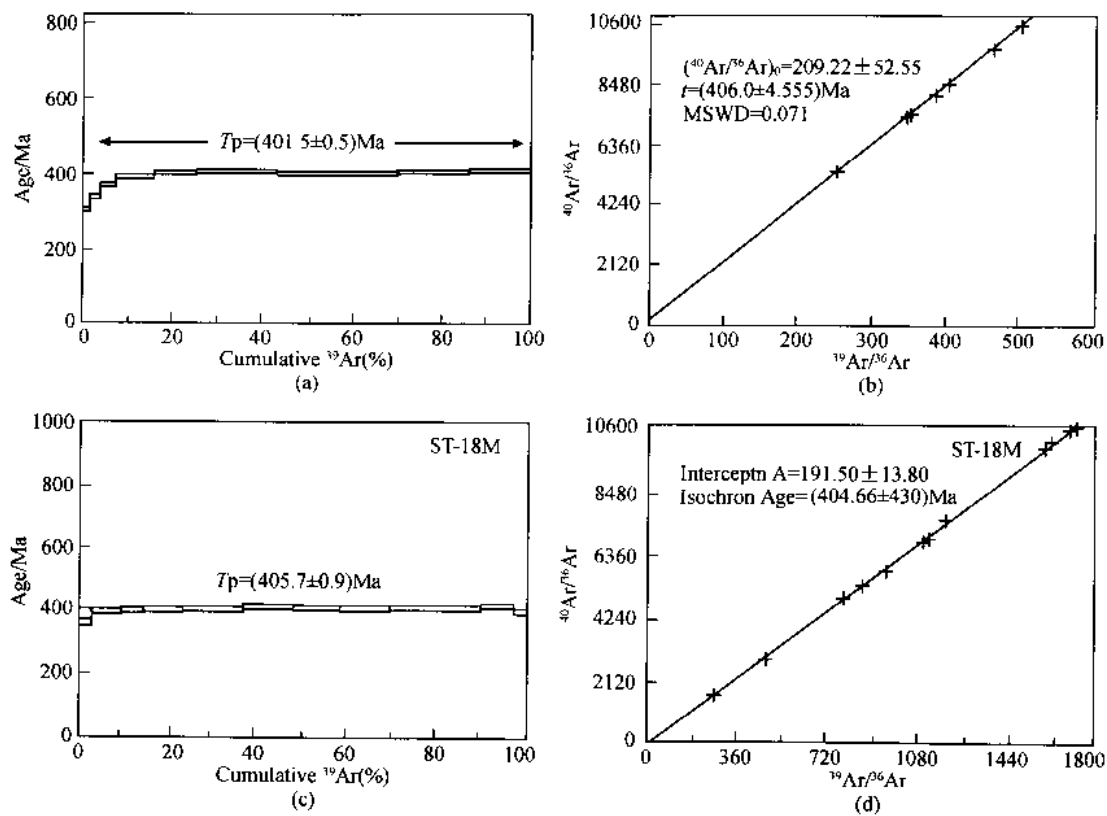


图 I-4-19 柴北缘超高压变质地体白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 年龄谱
(a)都兰北带石榴子石白云母片麻岩(99-Y-117)中白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 坪年龄图;(b)都兰北带石榴子石白云母片麻岩(99-Y-117)中白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 等时线图;(c)锡铁山糜棱岩化花岗质片麻岩 ST18M 中白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 坪年龄图;(d)锡铁山糜棱岩化花岗质片麻岩 ST18M 中白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 等时线图

(2) 超高压变质带南缘走滑剪切带陡倾糜棱面理上的白云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 测年

样品为锡铁山超高压变质地体 SW 侧韧性右行挤压转换剪切带中的花岗质糜棱化片麻岩中的白云母(ST18M), 糜棱面理走向 145°, 倾向 NE, 倾角 80°, 拉伸线理产状 145° < 30°。经 12 个升温阶段, 所得的坪年龄为 $(405.7 \pm 0.9)\text{Ma}$, 等时线年龄为 $(404.66 \pm 4.3)\text{Ma}$, 两者相似(表 I-4-1)(图 I-4-19c, d)。

上述测年数据表明, 超高压变质地体的两种折返构造大致在同一时间(400~406Ma)形成, 另外根据侵入都兰北带超高压变质地体野马滩花岗岩的锆石的 SHRIMP 测年获得 $(397 \pm 4)\text{Ma}^*$ 。397Ma 花岗岩的侵入应是超高压变质地体折返结束的标志。所以 400~406Ma 代表了地体折返至浅部的后期折返年龄。另外, 根据大柴旦鱼卡河榴辉岩的多硅白云母和白云母的 Ar-Ar 测年为 466~477Ma(Zhang, J. X., et al., 2000), 代表超高压变质开始折返的退变质年龄。

3. 柴北缘超高压变质地体的折返机制——“斜向挤出”

关于超高压变质地体如何从地幔深处返回地壳浅部的难题至今尚未真正解决, 不同的折返模式应运而生, 其中具代表性的观点归纳有: ①剥蚀及浮力作用(Platt, 1993); ②伸展作用(Harrison, 1992); ③垂向挤出作用(Chemenda et al., 1995, 1996); ④上地壳伸展及下地壳缩短作用(Arderson et al., 1990; Ballevre et al., 1990; Blake et al., 1990)。

柴北缘超高压变质地体最显著的折返构造特征表现为变质面理的重褶皱, 形成倒转背形构造。在背形顶部近水平的面理上发育纵向近水平的拉伸线理, 剪切应变显示了自西往东的滑移特征。而倒转

表 I-4-1 近直立糜棱面上花岗质片麻岩中白云母的³⁹Ar-⁴⁰Ar 测定数据

$$W = 91.00\text{mg}, J = 0.012948$$

(中国地质科学院地质研究所同位素室测定, 测定者: 陈文)

温度/℃	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$^{39}\text{Ar} (\times 10^{-14}, \text{mol})$	^{39}Ar 累积 (%)	年龄 (Ma, 2σ)
400	22.9034	0.0276	0.0595	99.09	1.07	302.9 ± 5.90
500	18.6586	0.0073	0.0745	236.08	3.61	336.0 ± 4.70
600	19.9941	0.0063	0.0316	305.57	6.9	366.1 ± 3.70
700	20.4162	0.0032	0.0185	839.4	15.96	390.1 ± 3.90
800	20.8262	0.0028	0.0132	860.45	25.22	399.5 ± 4.00
900	20.8751	0.002	0.0102	1659.08	43.09	404.9 ± 4.20
980	20.7693	0.0026	0.0081	835.61	52.09	399.9 ± 4.00
1080	20.8971	0.0028	0.0146	679.56	59.42	400.8 ± 4.40
1180	21.2045	0.0038	0.0242	1057.32	70.81	401.0 ± 3.90
1280	20.8729	0.0025	0.0058	1492.2	86.88	402.3 ± 4.10
1400	20.8007	0.0022	0.0411	1217.6	100	402.7 ± 4.60

背斜构造的北侧及南侧分别发育左行和右行挤压转换韧性剪切带。根据往东的滑移和右行挤压转换构造的同位素年代数据(400~406Ma), 我们认为它们的形成可能是同时的, 是如下两种机制的集成。

(1) 垂向挤出机制

在板块碰撞陆壳深俯冲过程中, 超高压变质带在深部破裂, 板块会聚使大陆俯冲板片很快在浮力下折返上隆, 造成垂向挤出机制。由于软性物质在刚性壁中往上挤出, 因而造成俯冲板片上部面理拱起及拉伸线理水平的构造, 这种情况与单纯的水平挤压作用不同, 因为单纯水平挤压通常形成直立面理及垂直拉伸线理。

(2) 挤压转换

柴北缘超高压变质体的倒转背斜向 SE 及 E 方向滑移的同时, 背斜两翼分别形成左行挤压转换和右行挤压转换剪切带, 而且南侧右行挤压转换剪切带的规模比北侧左行挤压转换剪切带大得多。这种构造组合样式的产生说明俯冲过程的驱动力并非是板块的正向会聚力, 而是斜向会聚力。因此, 斜向俯冲造成了两种变形分解作用: 即“垂向挤出”与“挤压转换”, 我们把这种集成称为“斜向挤出”。

值得注意的是, 在其他一些变质体中也发现与其走向平行的纵向拉伸线理, 如法国华力西造山带南部黑山变质穹窿带及高喜马拉雅变质带(笔者考察所见)。法国华力西造山带南部黑山是由前寒武系片麻岩组成的圆锥形变质穹窿, 面理褶皱成背形构造以及发育纵向(近东西向)拉伸线理的基本特征与柴北缘超高压变质带十分相似。但两者不同之处在于黑山变质穹窿之东西两侧剪切指向刚好相反, 东侧往东, 西侧往西, 为双向剪切; 而柴北缘超高压变质带是长条形背形构造, 剪切应变均朝东, 为单向剪切。P. Matte 等(1998)提出, 黑山变质穹窿是一种与南北向同轴挤压及纵向(东西向)拉伸有关的机制(图 I-4-20a)。柴北缘超高压变质带的斜向挤出的机制比黑山要复杂得多, 这种机制为垂向挤出和挤压转换集成的不同轴挤压的“斜向挤出”。图 I-4-20b, c 为假设的“斜向挤出”的三维模型, 超高压变质岩片是在板块斜向会聚的主应力作用(P_p)下, 产生“斜向挤出”(O_e), 它可分解为向东滑移分量(L)、垂向挤出分量(V_e)、左行挤压转换分量(S_s)及右行挤压转换分量(S_d)。左行挤压转换分量比右行挤压转换分量小得多。

在超高压变质体折返机制的研究中, “斜向挤出”折返机制的提出尚为首次。柴北缘 400Ma 期间超高压变质体“斜向挤出”折返机制的产生意味着祁连微地体相对柴达木东昆仑板块曾发生向右的运动。无独有偶, 阿拉善地体相对祁连地体的右行运动也发生在 400Ma(许志琴等, 1997), 表明在加里东晚期三个板块的相对会聚由“正向”转为“斜向”。

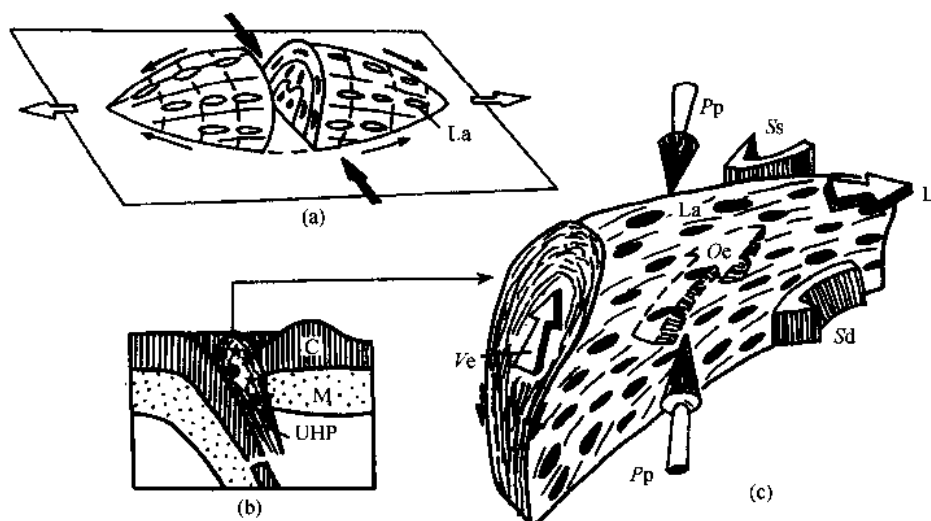


图 1-4-20 柴北缘超高压变质地体的折返机制三维模型

(a)法国黑山变质穹窿形成三维模型;(b)超高压变质板片折返模式;(c)柴北缘超高压变质地体的折返机制三维模型。 P_p —斜向碰撞和俯冲的主应力方向; O_c —斜向挤出; L_a —拉伸线理; L —向东滑移分量; V_e —垂向挤出分量; S_s —左行挤压转换分量; S_d —右行挤压转换分量

4. 结论

柴北缘超高压变质带的折返构造表现为由面理重褶皱形成的轴向 EW 的背形倒转构造,发育韧性纵向拉伸线理及向东的剪切应变,背形构造南翼发育大型的韧性“右型”挤压转换剪切带。首次提出柴北缘超高压变质带的折返机制为“斜向挤出”,在 406~400Ma 期间,祁连微板块和柴达木-东昆仑板块之间“正向陆内俯冲作用”向“斜向陆内俯冲作用”转化过程中形成。开始折返年龄为 470~460Ma,最后的折返时间为 400~406Ma。折返构造很好保存在超高压变质岩石中,并且记录了广泛的退变质作用。

第二节 青藏高原腹地的印支期和晚中生代地壳缩短

位于青藏联合地体中部的古特提斯阿尼玛卿缝合带及金沙江缝合带是拼接阿尔金-祁连-昆仑复合地体、巴颜喀拉-松潘甘孜地体和羌塘地体的两条纽带。在地体会聚及碰撞过程中缝合带两侧强烈地壳变形,形成“东昆仑-巴颜喀拉-松潘甘孜-羌塘”巨型印支复合碰撞造山带。班公湖-怒江(侏罗纪)缝合带使冈底斯地体拼贴及增生在三叠纪复合碰撞造山带的南面,并在缝合带两侧强烈晚中生代地壳变形和形成晚中生代碰撞造山带。

一、昆南-阿尼玛卿古特提斯缝合带两侧的印支地壳变形及造山极性

以昆南-阿尼玛卿蛇绿岩带为标志的古特提斯洋盆扩张证据的确认(Yang Jingsui et al., 1997)表明,阿尔金-祁连-昆仑早古生代复合地体与巴颜喀拉/松潘甘孜地体之间存在昆南-阿尼玛卿古特提斯北洋盆,其形成从石炭纪开始,于晚三叠世(T_3)末期闭合,使洋盆的蛇绿岩残片及俯冲杂岩岩片均夹于两地体之间成为缝合带。东昆仑-阿尼玛卿古特提斯缝合带北侧为古特提斯北洋盆往北俯冲于东昆仑地体之下形成的活动大陆边缘,南侧为俯冲地体(巴颜喀拉-松潘甘孜地体)的被动陆缘。通过阿尼玛卿缝合带两侧印支期地壳变形的构造样式、几何学、运动学及动力学研究,重塑东昆仑-(巴颜喀拉/松潘甘孜)三叠纪碰撞造山带的基本构造格架及造山极性(图 1-4-21)。



图 1-4-21 东昆仑-阿尼玛卿活动陆缘构造图

1—前印支基底;2—印支期为主的花岗岩;3—印支晚期陆相火山岩;4—印支期弧后-陆缘盆地;5—印支期陆相盆地;6—古特提斯-喜马拉雅岩带;7—左行走滑断裂;8—逆冲断裂
EKL—东昆仑主体;BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;①布青山-阿尼玛卿俯冲杂岩带与火山岛弧带;②共和弧后盆地;③布尔汗布达陆缘弧火山岩带;S.KLF—昆南左行走滑断裂带;BQS-ANMQ SCZ—布青山-阿尼玛卿古特提斯缝合带

(一) 东昆仑-阿尼玛卿缝合带北侧活动陆缘的地壳变形

东昆仑-阿尼玛卿缝合带北侧活动陆缘以由东昆仑-阿尼玛卿俯冲杂岩带为底板的弧/沟/盆体系构成。

1. 东昆仑古特提斯活动陆缘带的构造分带

东昆仑-阿尼玛卿缝合带及其以北的东昆仑活动陆缘带的古特提斯板块体制自北而南可以划分为以下构造单元:布青山-阿尼玛卿俯冲杂岩带、布青山-阿尼玛卿火山岛弧带、共和弧后盆地和布尔汗布达陆缘弧岩浆火山带。

(1) 布青山-阿尼玛卿俯冲杂岩带

包括代表古特提北洋盆(P_2-T_2)的布青山-阿尼玛卿蛇绿岩、混杂堆积及高应变滑脱带;由于缝合带西段被 EW 向东昆仑走滑断裂改造,蛇绿岩带仅在东大滩黑茨沟积木孜塔格山北坡的出露(Molnar et al., 1987; Burchfiel et al., 1989)。

1) 阿尼玛卿蛇绿岩:其下部的幔源矿物的超微构造研究提供了大洋消减的洋内剪切依据;在玛沁—布青山一带的阿尼玛卿蛇绿岩橄榄岩块的下部均发现具三峰结构的橄榄糜棱岩带。橄榄石碎斑及重结晶橄榄石的位错构造研究表明,其具有的优选组构及位错构造:①具橄榄石高温 Ng 组构。②具高温($>1000^\circ\text{C}$)条件下形成位错构造:亚晶粒、位错排、短歪扭位错、位错环及位错网络。位错滑移系为(010)[100]。③具叠加于高温位错上的由长位错及位错缠结组成的低温高应变位错构造(约 800°C)。④估算大洋上地幔中流变参数古差异应力 192MPa ,应变速率为 $8.73 \times 10^{-11}/\text{s}$;另外根据橄榄岩地块底部的橄榄糜棱岩及含石榴子石角闪片岩的存在,可以作为大洋地幔岩俯冲的一种标志(许志琴等,1996)。

2) 布青山-阿尼玛卿混杂堆积:由超镁铁质岩、辉长岩及喷出岩组成的蛇绿岩残片呈不规则长条状及块状混杂体侵位于中下三叠系砂板岩地层中;并见大量含化石的石炭纪与二叠纪的灰岩块、三叠纪浊积岩块作为外来岩块混杂其中。阿尼玛卿混杂堆积带从布青山往东一直到玛沁一带规模大,标志明显。

3) 高应变俯冲滑脱带:弧前增生楔底面为高应变剪切带,其蛇绿岩残片一起组成俯冲滑脱带。玛沁以南发育完好,下部为含石榴子石角闪片岩,原岩为玄武质岩石;上部为安山质糜棱岩带,宽 $200-300\text{m}$,具密集叶理面。NE—SW 向拉伸线理,“A”型剪切褶皱和微构造特征显示了明显的剪切应变及向 SW 的剪切指向。糜棱岩带上部是含镁钠闪石的绿片岩带,为板块俯冲过程形成的中压变质带,镁钠闪石定向排列(NE—SW 向),表示了剪切运动矢量。

4) 布青山-阿尼玛卿弧前增生楔:东昆仑南缘三叠纪弧前增生楔(小南川—清水泉南-布青山-阿尼玛卿山)位于 NW—SE 向阿尼玛卿火山岛弧带西南侧,由 T_1-T_2 含浊流沉积的深水相复理石岩系组成,以蛇绿岩带及高应变滑脱带为底面。东昆仑-阿尼玛卿缝合带上部活动陆缘的地壳变形主要表现在弧

前增生楔中。

(2) 布青山-阿尼玛卿岛弧型火山岩

活动陆缘的火山岛弧岩浆带——阿尼玛卿岛弧钙碱性火山岩(T_1)发育在花石峡以东下大武至玛积雪山一带。以玄武岩-安山岩-流纹岩组合夹碎屑岩为特征,岛弧面积小,发育不成熟。

(3) 共和弧后盆地

共和盆地位于阿尼玛卿俯冲杂岩带以北的温泉、贵德、共和一带,东部盆地面积宽大。望西布尔汗布达陆缘弧火山岩浆带南部残存东西条带状小型盆地。盆地中充填早三叠统洪水川组和中三叠统闹仓坚沟组沉积。前者下段为砂砾岩段,上段为碳酸盐岩段,反映了从陆相演化到陆棚再进入斜坡水道沉积,厚层砂岩中发育有侵蚀面、重荷槽和火焰构造,代表典型的浊流水道砂体沉积,砂岩和粉砂岩的古流向资料表明流向朝东南,物源区来自北部。向上从下斜坡-盆地的深灰色薄板状灰岩夹板岩,逐渐过渡到碳酸盐台地沉积,在台地边缘为灰色板岩夹滑塌或碎屑角砾灰岩-角砾灰岩,角砾呈撕裂状,区域为透镜状构成相互叠置的碎屑裙。后者由砂岩、砂砾岩夹板岩、凝灰质砂岩和硅质岩,厚约2000m。砂砾岩成分为来自北部的火山岩和碎屑岩。具有受火山影响的快速重力流沉积以及水道砂体、水道沉积、侵岸沉积和浊流沉积,也反映了陆相到斜坡沉积特征。

(4) 布尔汗布达陆缘弧火山岩浆带

位于东昆仑的布尔汗布达山花岗岩类岩石,具有高-中钾钙碱性系列的演化趋势,是成熟弧环境较特征的岩石类型。形成于活动陆缘环境的弧火山岩浆带。

2. 东昆仑活动陆缘带的逆冲-推覆构造及向南造山极性

(1) 阿尼玛卿弧前增生楔的变形构造

阿尼玛卿弧前增生楔的变形构造以南向仰冲指向的逆冲叠覆构造为特征,逆冲叠覆构造带从布青山—花石峡—下大武—玛沁—卡曲,延伸250km,宽度40~60km。阿尼玛卿的逆冲叠覆构造带由赛日昂约推覆体、玛积雪山-德尔尼逆冲岩片和温泉逆冲-推覆体组成(图1-4-22、图1-4-23、图1-4-24、图1-4-25)。

1) 赛日昂约推覆体:赛日昂约推覆体位于玛积雪山蛇绿岩带以南,为由早二叠统灰岩及具火山弧和弧前增生楔性质的早三叠统俯冲杂岩组成的NW—SE向平面透镜状推覆体,长90km,宽20km。推覆体叠置在被动陆缘巴朗喀拉-松潘甘孜地体 P_1 灰岩之上,其前缘位于玛积雪山的西南面,由一系列向南极性的逆冲断裂组成。

赛日昂约推覆体的底面夹有强烈叶理化的蛇绿岩残片的分布。推覆体由上、下推覆岩片组成,上岩片为 P_1 灰岩,下岩片为 T_1 俯冲杂岩,在上岩片中还保留有下岩片的构造窗。玛积雪山推覆体被149Ma(K-Ar法,1:20万玛积雪山幅区调报告)侵入。

2) 玛积雪山-德尔尼逆冲岩片:位于玛积雪山蛇绿岩带以北仅10~20km宽的狭长构造带,构造带主要由 P_1 灰岩、 T_1 火山岩及俯冲杂岩组成,在德尔尼一带出露角闪片岩和大理岩组成的变质岩系,由于在大理岩中发现筵科化石: *Quasifusulina Spatiosa* Sheng; *Triticites* sp., 腕足 *Choristites et gobicus* Chao. (1:20万玛积雪山幅区调报告),认为大理岩的时代是晚石炭世,德尔尼角闪片岩的Sm-Nb等时线年龄为 (1098 ± 14) Ma(青海省地质局,1995,1:5万德尔尼幅地质图,内部报告)。对德尔尼角闪片岩中进行 ^{39}Ar - ^{40}Ar 同位素年代学的测定,获得很好的坪年龄 (420.7 ± 16.9) Ma(陈文,1996)。表明德尔尼角闪片岩形成时代为新元古代,经历了早古生代的变质事件。

3) 德尔尼挤出岩片:玛积雪山-德尔尼构造带由北面的玛积雪山-军牧场逆冲带及南面的德尔尼挤出岩片组成,玛积雪山-军牧场逆冲带为本构造带的主体,由一系列高角度韧性逆冲断裂组成,前志留纪变质岩逆冲在晚石炭纪大理岩上,晚石炭纪大理岩逆冲在早二叠纪灰岩和早三叠纪火山岩上,晚石炭纪大理岩发育糜棱岩带。玛积雪山-军牧场逆冲带的北界为大武左行走滑断裂,沿断裂有145Ma、122Ma、123Ma和118Ma花岗岩分布,并切割了221Ma和184Ma的花岗岩,沿带有白垩纪和新第三纪拉分盆地的发育,表明左行走滑断裂时间为燕山期。另外,大武左行走滑断裂切割了玛积雪山-军牧场逆冲断裂,逆冲带中有191Ma侵入,早二叠纪灰岩被侏罗纪煤系地层及白垩纪红层不整合覆盖,说明逆冲构造的

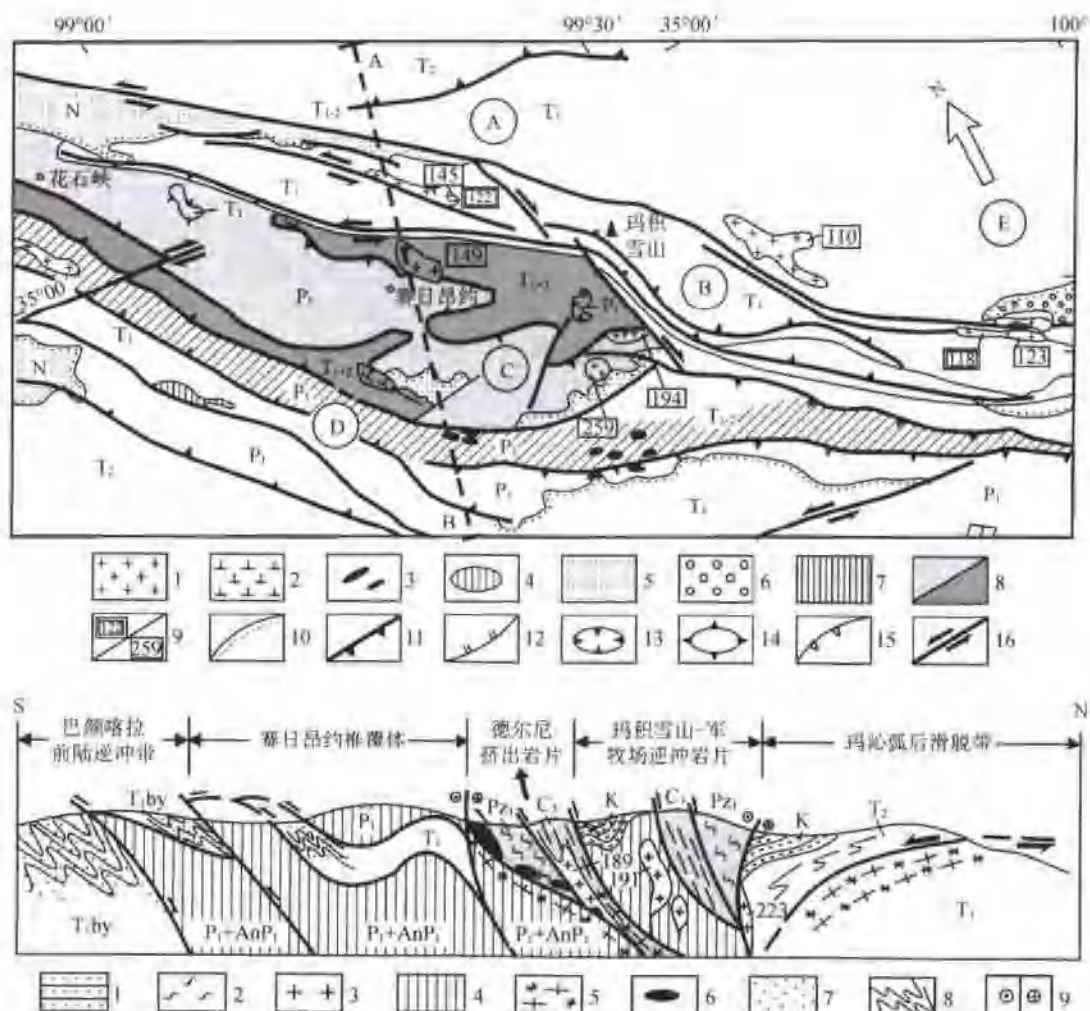


图 1-4-22 阿尼玛卿古特提斯缝合带及两侧地构造平剖面图

(上图)阿尼玛卿古特提斯缝合带及两侧构造平面图

1—花岗岩;2—花岗闪长岩;3—超基性岩;4—滑塌体;5—中新世沉积;6—白垩系沉积;7—侏罗系煤层;8—赛日昂约岩片,9— $Ar-Ar/K, Ar$;10—不整合;11—逆冲断层;12—正断层;13—构造窗;14—推覆体(飞来峰);15—滑脱带;16—走滑断层。A—巴颜喀拉前陆逆冲带;B—赛日昂约推覆体;C—德尔尼挤出岩片;D—玛积雪山—军牧场逆冲岩片;E—玛沁弧后滑脱带

(下图)阿尼玛卿古特提斯缝合带及两侧构造剖面图

1—砂岩;2—角闪片岩;3—花岗岩;4—下二叠纪及更老岩石;5—糜棱岩;6—超基性岩;7—劈理;8—褶皱;9—左行走滑断层

形成时间为印支期。

德尔尼挤出岩片由新元古代角闪片岩和晚石炭纪大理岩组成,岩石强烈变形,岩片南缘为逆冲型剪切带,由糜棱岩组成,与蛇绿岩带相接;在新元古代角闪片岩和晚石炭纪大理岩岩片之间以及晚石炭纪大理岩岩片和玛积雪山—德尔尼构造带 P_1 灰岩之间发育两条韧性正断层,叶理面北倾,倾角 $50^\circ-55^\circ$,具 S—C 构造,剪切指向为正滑性质。沿韧性正断层有平行面理的长条状变形花岗岩侵位,花岗岩的 $^{39}Ar-^{40}Ar$ 年龄为 $(221 \pm 3)Ma$ (黑云母,陈文,1996),表明韧性正断层的形成时间为印支期。因此,德尔尼岩片为印支期形成的前缘逆冲、后缘伸展的岩片,其生成机制为垂向挤出。

(2) 共和弧后盆地和大陆边缘变形构造

与昆南—阿尼玛卿古特提斯洋盆俯冲有关的共和弧后盆地和东昆仑大陆边缘变形构造主要发育在鄂拉山右行走滑断裂以东、青海南山以南的兴海—共和以及温泉一带,以 T_2 和 T_1 之间的滑脱构造和逆冲推覆为特征。其次在布尔汗不达山以南和昆南断裂之间的 P-T 浅海到陆坡相沉积地层中大量紧闭近直立褶皱。反映了弧后盆地和大陆边缘印支地壳变形的复杂性。

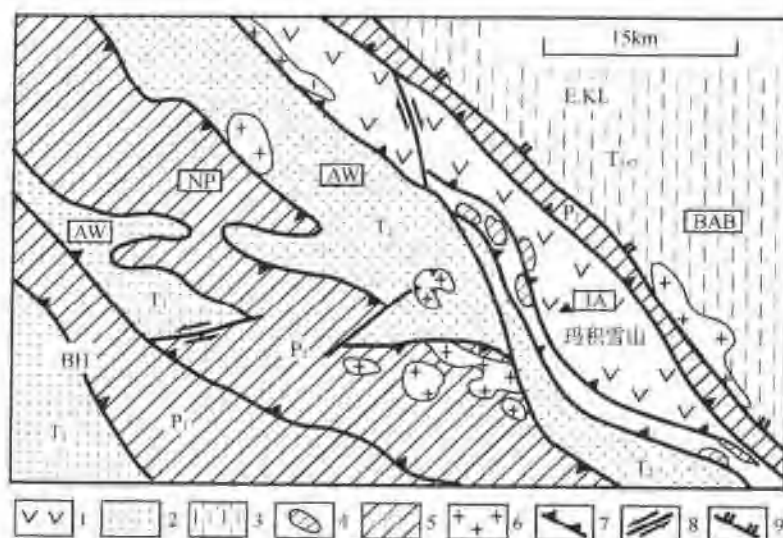


图 4-23 东昆仑阿尼玛卿玛积雪山地区地质构造图

1—早中三叠世火山岛弧(IA);2—早中三叠世弧前堆积楔(AW);3—早中三叠世弧后盆地(BAB);4—蛇绿混杂堆积;5—早中三叠世花岗岩沉积(NP为纳布构造);6—花岗岩;7—逆冲断层;8—走滑断层;9—正断层;BH—巴颜喀拉地体

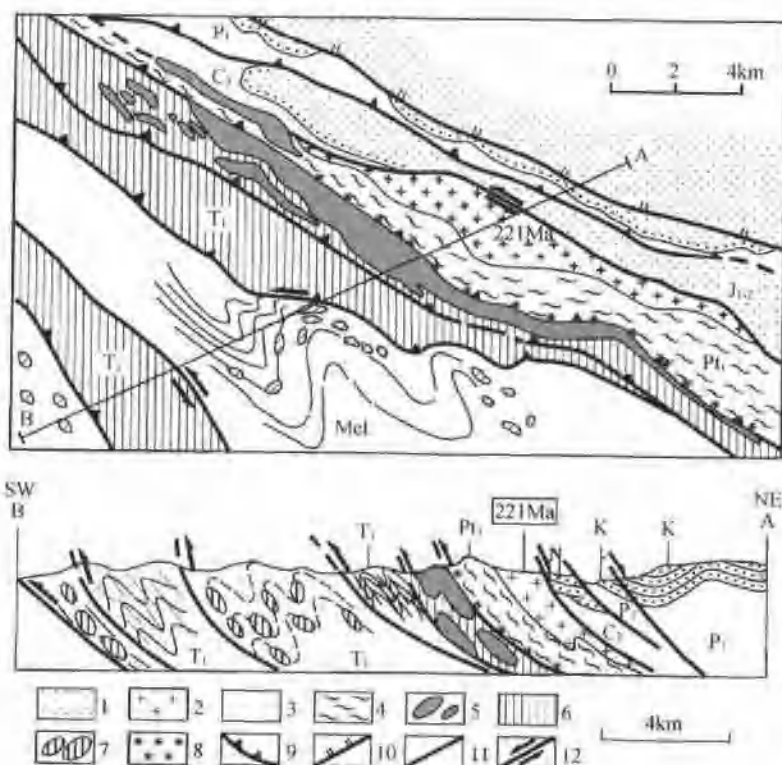


图 4-24 东昆仑阿尼玛卿德尔尼混杂岩带构造平面图

(上图)阿尼玛卿德尔尼混杂岩带构造平面图;(下图)阿尼玛卿混杂岩带德尔尼构造剖面图;1—中新生代陆相沉积;2—花岗岩;3—混杂堆积;4—元古代变质岩;5—超基性岩;6—三叠纪地层;7—透镜体或团块;8—糜棱岩;9—逆冲断层;10—正断层;11—断层;12—左行走滑断层

1) 共和弧后盆地中的滑脱构造:在玛积雪山-德尔尼逆冲-挤出岩片的北侧发育 T_1 - T_2 含火山岩及滑塌沉积的池塘群复理石巨厚砂板岩沉积组成的弧后盆地,盆地范围很大,出露的已褶皱复理石岩层的最大宽度就超过100km。根据其南部铜峪沟玄武岩形成于弧后盆地的环境分析,笔者认为池塘群复理石

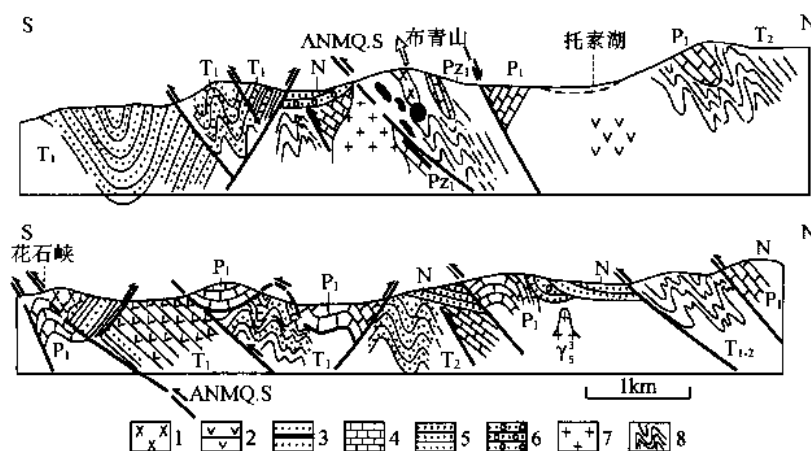


图 I-4-25 布青山蛇绿混杂岩带构造剖面图

1—辉长岩;2—岛弧火山岩;3—弧前加积楔;4—灰岩;5—砂岩;6—砂砾岩;7—花岗岩;8—褶皱;ANMQ.S—阿尼玛卿缝合带

岩系有可能为弧后盆地与大陆边缘的沉积复合体。白垩纪红色砂砾岩和绿色泥岩组成的开阔向斜构造不整合在 T_1 - T_2 之上。在 T_1 与 T_2 之间发育向北缓倾的厚约 1km 糜棱岩化强应变带,具 SN 向拉伸线理、“A”型褶皱、自南往北的剪切应变及大量同剪切石英脉为特征,构成一条韧性滑脱剪切带。韧性滑脱剪切带由于后期的改造形成了开阔的背形构造(图 I-4-26)。

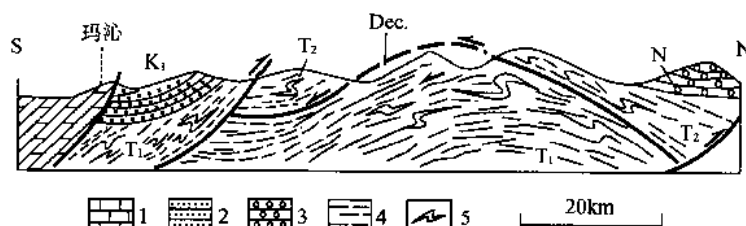


图 I-4-26 共和弧后盆地中玛沁-军功滑脱带构造剖面图

1—灰岩;2—砂岩;3—砾岩;4—面理;5—旋转应变;Dec.—拆离断层

2) 昆中断裂南侧温泉逆冲推覆体:在昆中断裂南侧的温泉附近发育两个逆冲推覆体构造:苦海逆冲推覆体和塞什塘逆冲推覆体。由新元古代苦海群角闪片岩和黑云母斜长片麻岩(1410Ma, U-Pb, 据青海省地研所)组成的推覆体叠置在 C— P_1 灰岩和砂板岩之上, C— P_1 地层又推覆在 T_1 - T_2 滑塌沉积岩之上。苦海群中发育近平卧褶皱及密集流劈理, 推覆体底部为长英质糜棱岩带, 发育近 SN 向拉伸线理, 剪切指向自北往南。在苦海逆冲推覆体和塞什塘逆冲推覆体的后缘为一条东西向的逆冲断层, 苦海群往北逆冲在 T_1 - T_2 滑塌沉积岩之上(图 I-4-27)。

3) 布尔汗布达花岗岩浆岛弧带南侧的多种叠覆褶皱样式:布尔汗布达花岗岩浆岛弧带南侧同样出露从陆相演化到陆棚再进入斜坡水道沉积的早三叠统洪水川组和中三叠统闹仓堡组沉积, 为共和弧后盆地的西延窄小部分。总体发育为自北而南的逆冲构造带, 可见清水泉早古生代俯冲杂岩带向南逆冲在二叠纪—三叠纪地层之上, 二叠纪—三叠纪地层又逆冲在侏罗纪地层之上, 并见侏罗纪陆相含煤地层与三叠纪呈角度不整合的接触关系。三叠统地层中叠加褶皱明显, 可分为三期: D1-平卧褶皱; D2-紧闭同斜褶皱; D3-直立褶皱, 这些褶皱均伴随流劈理, 为印支期褶皱; 新生代的褶皱以无劈理或破劈理的开阔直立褶皱为特征(图 I-4-28、图 I-4-29、图 I-4-30)。印支期近直立紧闭褶皱的发育与昆南走滑断裂的影响有关。

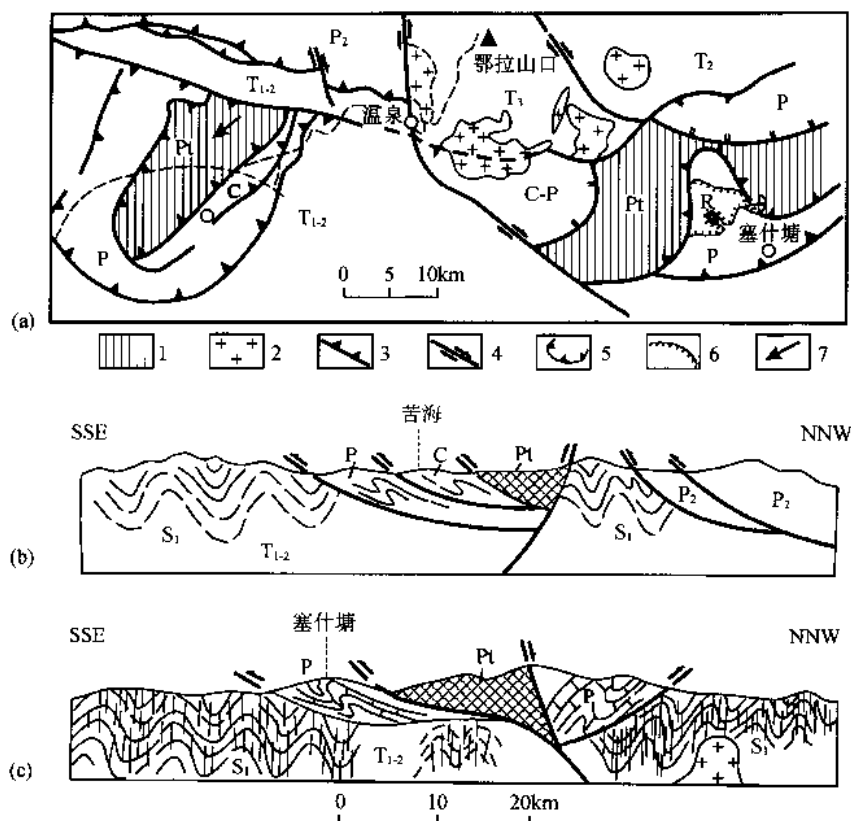


图 I-4-27 东昆仑地体昆中断裂南侧温泉地区推覆构造平面图

(a)温泉地区推覆构造平面图:1—晚元古代变质岩;2—印支花岗岩;3—逆冲断裂;4—平移断裂;5—推覆体;6—不整合界限;7—推覆体运动方向。(b)、(c)苦海逆冲推覆体和塞什塘逆冲推覆体构造剖面图

(二) 昆南-阿尼玛卿古特提斯缝合带南侧——巴颜喀拉/松潘甘孜被动陆缘的地壳变形

位于阿尼玛卿俯冲杂岩带南侧,巴颜喀拉-松潘甘孜地体的被动陆缘上,发育了洋盆开裂前的早二叠统砂板岩夹灰岩,代表被动陆缘的次深海沉积,其上为洋壳形成时的早中三叠统被动陆缘海盆巴颜喀拉群复理式深海相沉积。

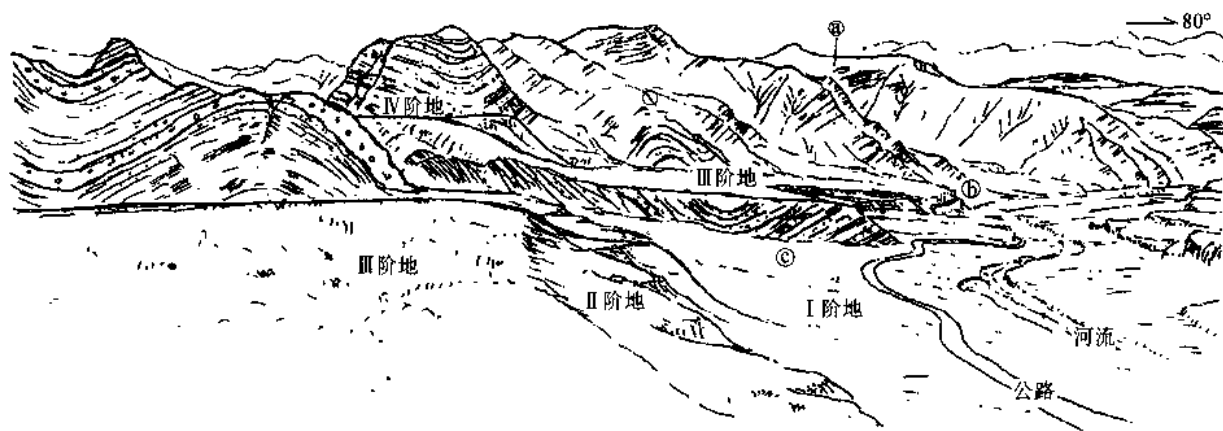
昆南-阿尼玛卿古特提斯缝合带南侧(巴颜喀拉-松潘甘孜地体)被动陆缘的东、西段表现了不同的地壳变形特征,东段为东西长 1000km,南北宽达 800km 的向南凸出的弧形松潘-甘孜印支造山带;西段长达 1500km,宽仅 150km 的 EW 向巴颜喀拉印支造山带。东段以大型运动指向往南的滑脱-逆冲构造,被 212Ma、185Ma 及 184Ma 的花岗岩侵入,表明被动陆缘弧形逆冲带在印支期形成(图 I-4-30);西段发育与走滑断裂相伴随的印支期线型雁列褶皱系。

1. 松潘-甘孜造山带中大型高温深层滑脱-逆冲体系

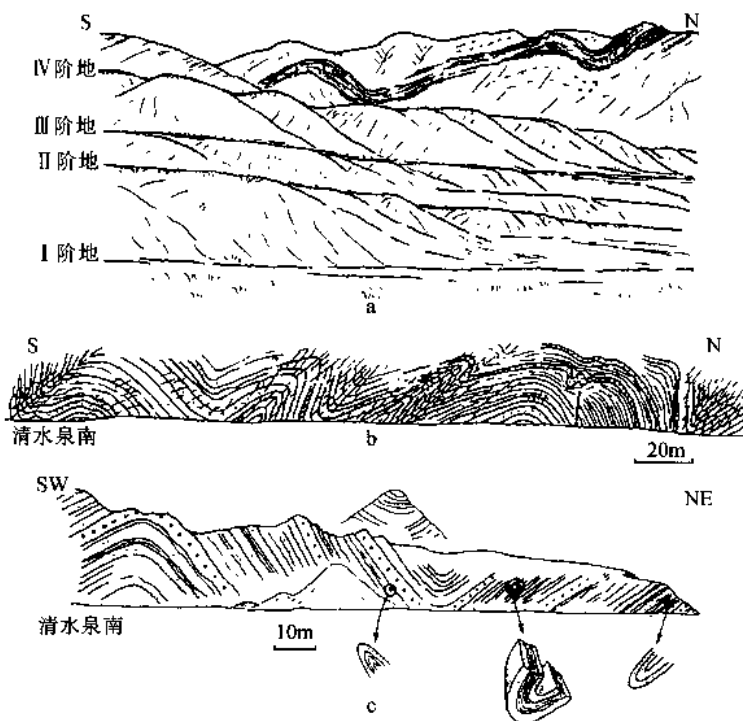
松潘-甘孜造山带的主要构造体制以近 EW 向往南强烈突出的弧形构造为特征,弧形构造被 NW—SE 向的鲜水河左行走滑断裂分割成错开的两个弧——丹巴弧和木里弧。在丹巴弧和木里弧中,震旦系—三叠系盖层之间以及盖层与新元古代变质基底之间,发育一系列缓倾(倾角 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$)的韧性滑脱剪切带,盖层与新元古代变质基底之间的韧性滑脱剪切带规模最大,厚度达到 5~6km。

(1) 丹巴弧形构造带

向南凸出的弧形展布的深层滑脱剪切带的主界面位于变质基底与盖层之间,变质基底由强烈的混合岩化的新元古代变火山岩组成,出露在弧形带东翼的汶川、彭灌、宝兴、康马及丹巴的大桑、青红林、公差和格宗一带。滑脱剪切带之上的盖层板片有震旦系变火山质砾岩、含砾砂岩、大理岩及灰岩组成,奥陶系为白云岩、大理岩夹石英岩、云母片岩;志留系为厚层千枚岩夹灰岩,在丹巴弧中由于滑脱作用的



清水泉南部构造、地貌景观素描



清水泉南三叠纪罔仓坚沟组中的褶皱构造(a、b、c为上图中的④、⑤、⑥位置)

图 I -4-28 布尔汗不达陆缘弧花岗岩浆带南清水泉南部构造-地貌景观
a, b, c 位置示印支褶皱构造剖面

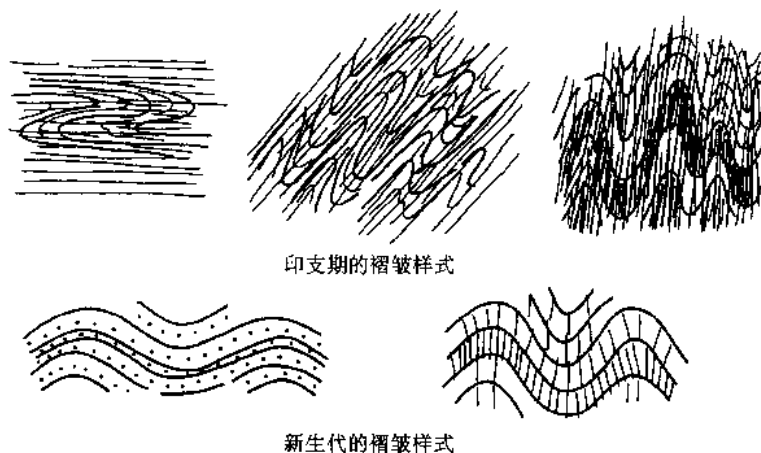


图 I -4-29 布尔汗不达陆缘弧花岗岩浆带南清水泉南部印支与新生代褶皱样式

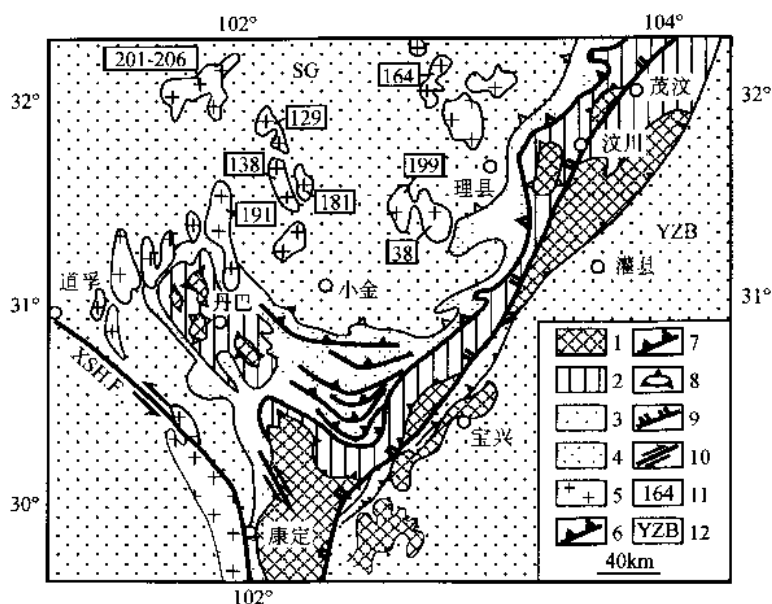


图 I-4-30 松潘甘孜造山带东部构造平面图

1—前震旦纪变质基底;2—浅变质古生代岩系;3—三叠纪西康群复理石;4—中生代以来的沉积盆地;5—花岗岩;6—滑脱带;
7—逆冲断层;8—滑脱带下的构造窗;9—正断层;10—走滑断裂;11—同位素年龄;12—YZB—扬子板块;XSH.F—鲜水河韧性
左行走滑剪切带(同位素年龄值据许志琴等,1992;Lacasan,1996)

热事件影响,变质程度加深,出现含矽线石、红柱石、蓝晶石、石榴子石及黑云母变质相带;泥盆系以含黑云母及石榴子石的白云岩、结晶灰岩夹千枚岩,石炭系为结晶灰岩夹硅质条带,二叠系以海相枕状玄武岩夹碳酸盐为特征。在古生代地层之上叠置巨厚的三叠系西康群复理石盆地。在盖层与基底的主滑脱剪切带内糜棱岩及下部盖层岩片中发育近 SN 向拉伸线理,普遍发育“A”型褶皱及“A”型流动褶皱,大量花岗质脉体贯入,滑脱面上下的剪切应变指示滑脱带具从北往南的剪切指向特征(图I-4-31、图I-4-32)(许志琴等,1992;Calassou, S., 1994)。研究表明,自滑脱带向上的热变质相带由混合岩化带→矽线石带→蓝晶石-十字石带→铁铝榴石带→黑云母带递退演变,矽线石带的形成温度 $T = 600^{\circ}\text{C}$, 蓝晶石-十字石带的 $T = 550 \sim 570^{\circ}\text{C}$, 铁铝榴石带 $T = 500 \sim 540^{\circ}\text{C}$, 黑云母带 $T = 400 \sim 500^{\circ}\text{C}$ 。混合岩化带中石英出现三类组构:高温($>650^{\circ}\text{C}$)的 $\{10\bar{1}0\} \langle c \rangle$ 组构,中温($550 \sim 450^{\circ}\text{C}$)的 $\{10\bar{1}1\} \langle a \rangle$ 组构及低温($<350^{\circ}\text{C}$)的 $\{0001\} \langle a \rangle$ 组构;另外,在滑脱带后缘发育了印支期同构造花岗岩,上述研究表明该滑脱剪切带为高温韧性滑脱剪切带(许志琴等,1992)。

在主滑脱带上部盖层岩片中发育多层次的滑脱层:志留系与泥盆系浅变质岩之间滑脱层以及三叠系被动陆缘楔底部滑脱层。多层次的滑脱构造主要出露在丹巴弧形构造带的东西两翼,均显示自北而南的剪切指向。在丹巴多层次弧形滑脱带的前缘,发育朝南指向的一系列逆冲断裂,使元古代变质基底岩石抬升逆冲在志留纪片岩之上,志留纪片岩又逆冲在二叠纪灰岩、砂板岩和变玄武岩之上(许志琴等,1992)。

由于在主滑脱带后缘发现同构造花岗岩,花岗岩中发育局部熔融条带,岩石强烈面理化和糜棱岩化,自上而下呈上陡(80°)下缓(35°)铲式产出,发育由岩浆析离体组成的近 NS 向拉伸线理。根据同构造花岗岩的同位素年龄为 $206 \sim 199\text{Ma}$ (许志琴等,1992),表明其形成与滑脱作用有关。

(2) 木里弧形构造带

木里弧形构造带位于松潘-甘孜造山带的最南部,是弧度最大的单元。该带向南逆冲在盐源前陆逆冲楔上。木里弧形构造带的变质基底原岩为变火山岩,出现大量的矽线石、红柱石、蓝晶石、石榴子石及黑云母变质矿物,和木里弧相似,奥陶系—三叠系盖层特征也属于松潘-甘孜分区。深层滑脱剪切带同样出露在基底岩石和盖层(奥陶系)之间,渗透性面理、SN 向拉伸线理、“A”型褶皱、箭鞘褶皱及自北而南的剪切指向反映了与丹巴弧形深层滑脱构造的相似性。弧形深层滑脱构造受后期 EW 向的挤压作用,变质基底岩石呈变质穹窿产出:长枪变质穹窿、江浪变质穹窿和恰斯变质穹窿。深层滑脱剪切带之上的盖层岩片以发育逆冲-推覆构造为特征(图 I-4-33,图 I-4-34)。

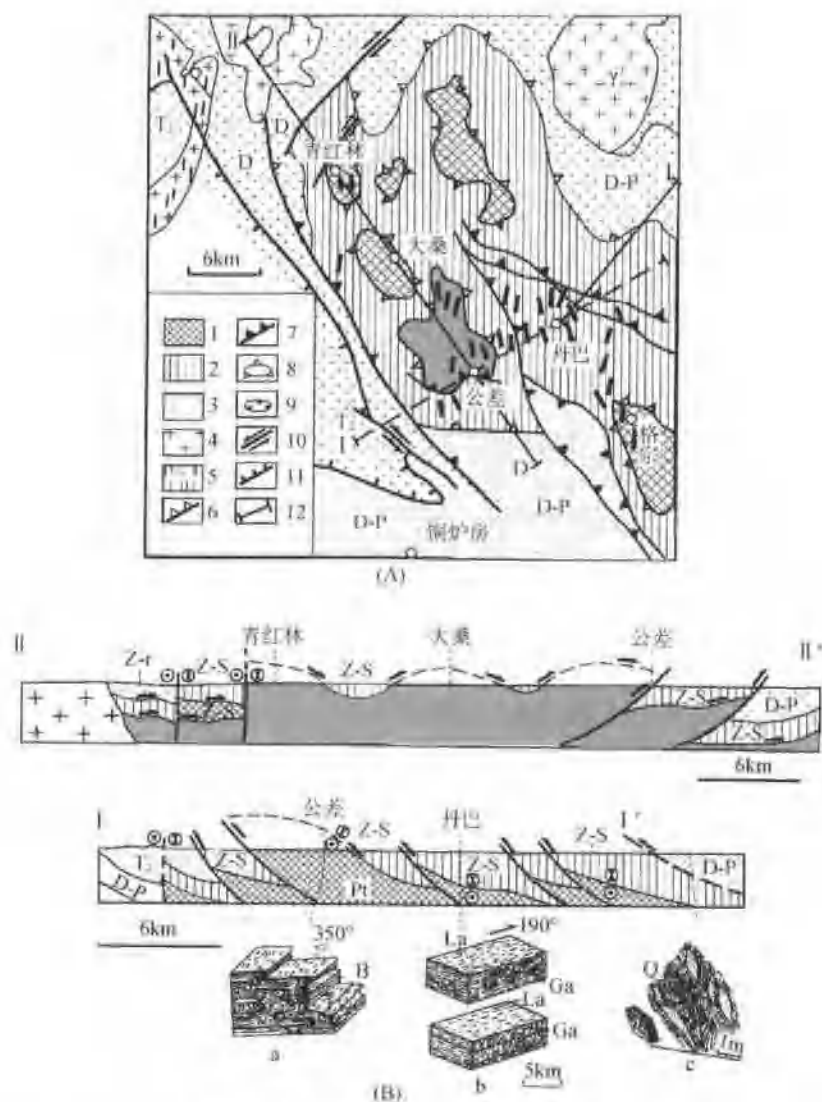


图 4-31 松潘甘孜造山带东部丹巴地区高温韧性滑脱构造平面图

(A) 丹巴地区地质构造图: 1—新元古代变质基底; 2—震旦—志留系滑脱岩片; 3—泥盆—二叠系滑脱岩片; 4—燕山期花岗岩; 5—燕山早期同构造花岗岩; 6—主滑脱界面; 7—逆冲断层; 8—梅造岩; 9—飞来峰; 10—平移断层; 11—正断层; 12—剖面位置。
(B) II—丹巴地区青红林—公差构造剖面图: I—公差—丹巴构造剖面图; a—变质基底中的“A”型高温流动褶皱及拉伸线理; I—志留纪片岩中的旋转布丁构造; c—泥盆纪黑云母片岩中的剪切应变。

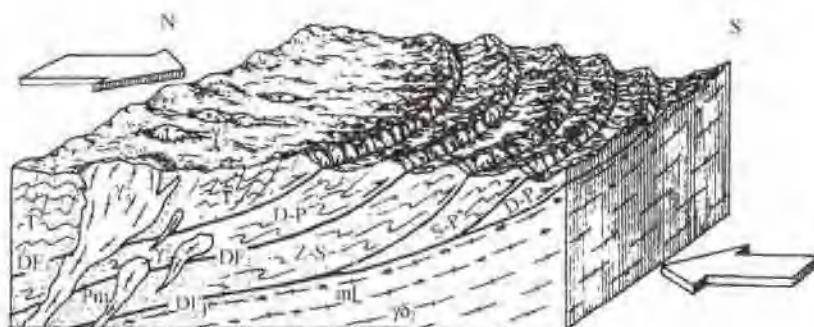


图 4-32 松潘甘孜造山带韧性高温滑脱构造-热模式图

DF₁, DF₂ 及 DF₃—深-中-浅层次的滑脱主界面; γ_s—晚印支—早燕山期花岗岩; Pm—局部熔融; ml—糜棱岩; γ_s—花岗闪长岩。

2. 松潘-甘孜造山带三叠系复理石楔的变形

大面积出露的巨厚三叠纪复理石岩系组成了松潘-甘孜造山带的主体, 由于其位于深层滑脱带的最上部位, 由于组成复理石岩系的不同岩层的能干性差异, 形成具有复杂的褶皱样式的构造类型: 包括具有无劈理或破劈理的圆滑-同心褶皱、同劈理的尖楞褶皱以及由破劈理与流劈理交替组成的过渡型褶皱, 曾命名为“西康式褶皱”(许志琴等, 1992)。又因为 NS 和 EW 向挤压作用的存在, 使 EW 水平褶皱轴向的“西康式褶皱”的枢纽发生向东或向西的倾伏或重褶。

(三) 西段: 巴颜喀拉造山带中与走滑伴随的印支褶皱系

在东昆仑-巴颜喀拉古特提斯缝合带南侧之西段的被动陆缘, 堆积了与西康群类似的三叠纪巨厚复理石沉积。强烈的挤压变形形成 EW 向窄长的巴颜喀拉印支造山带。巴颜喀拉带的构造变形以紧密地同劈理直立褶皱为特征, 褶皱轴 NWW—SE 向, 劈理化作用在区域上呈扇形几何学展布, 与北侧同时代形成的 EW—SE 向的昆韧性左行走滑剪切带斜交。在靠近走滑剪切带的巴颜喀拉北部, 褶皱轴面向北陡倾, 并伴随低绿片岩相的一系列向南

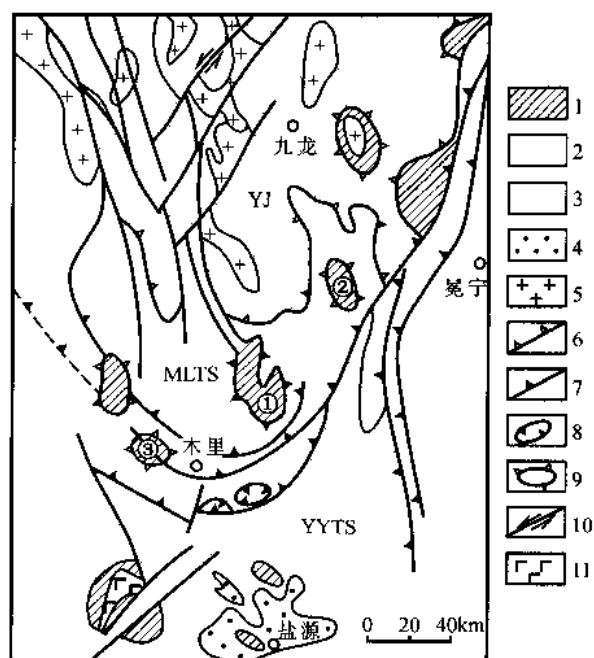


图 I-4-33 松潘-甘孜造山带木里弧形构造带构造平面图

1—前震旦纪变质穹窿; 2—古生代地层; 3—中生代地层; 4—第四纪; 5—印支-燕山期花岗岩; 6—滑脱带; 7—逆冲断裂; 8—飞来峰; 9—构造窗; 10—平移断裂; 11—三叠纪玄武岩; YJ—雅江地区三叠系复理石楔; MLTS—木里弧形叠置岩片; YYTS—盐源推覆体; ①—长枪变质穹窿; ②—江浪变质穹窿; ③—恰斯变质穹窿

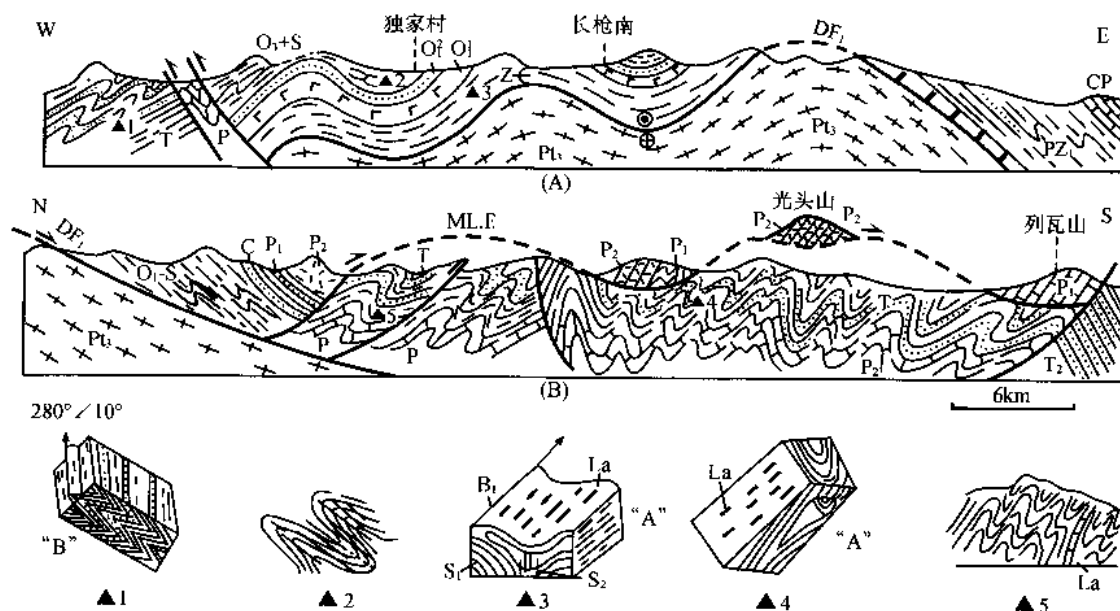


图 I-4-34 松潘-甘孜造山带木里弧形构造剖面图

A—EW 向木里弧形构造剖面; B—NS 向木里-列瓦山构造剖面

S₁、S₂—第一、二期流劈理; ML.F.—木里逆冲断裂; ▲1~5 为观察点; “A”—“A”型褶皱; “B”—“B”型褶皱; La—拉伸线理;

S₁、S₂—第一、二期劈理

剪切的逆冲断裂(如煤窑沟逆冲断裂),说明印支褶皱系与左行走滑构造有成因联系。

二、南古特提斯金沙江缝合带两侧的地壳变形及造山极性

古特提斯南洋盆位于青藏联合地体的巴颜喀拉-松甘地体与羌塘地体之间,洋盆俯冲形成 NW—SE 走向、宽达 20~30km 的金沙江印支俯冲杂岩带,并最终定位于金沙江缝合带中。金沙江印支俯冲杂岩带自玉树往 NW 治多一带逐渐尖灭,经 SE 在白玉处沿松潘-甘孜地体西侧转为 SN 向延伸。南古特提斯金沙江缝合带两侧的地壳变形按照 EW 段和 SN 段分别叙述。

(一) 南古特提斯 EW 向金沙江缝合带两侧的地壳变形

南古特提斯金沙江 EW 缝合带中没有发现典型的蛇绿岩,俯冲杂岩带以石英砂岩、板岩、千枚岩、硅质岩、长石石英岩及中基性及基性火山岩夹灰岩为基本组分,内含大量平行展布的辉长岩脉及超基性岩脉,并在南部麻风病院以南发现混杂堆积,在绿片岩、千枚岩中含超基性岩、辉长岩及灰岩外来岩块,俯冲杂岩带南北为逆冲断层所夹持。

北侧的巴颜喀拉地体以出露上三叠统巴颜喀拉复理石岩系为特征,巴颜喀拉群为一套厚层杂砂岩和复成分砂板岩组成,具碎屑流构造及鲍玛序列,反映深水浊流沉积,大约为水深 2000m 的陆坡相。劈理化强,褶皱紧闭,由尖楞及圆滑两种样式组成,轴面往北倒伏陡倾,拉伸线理近直立(歇武—直门达剖面)(图 1-4-35)。

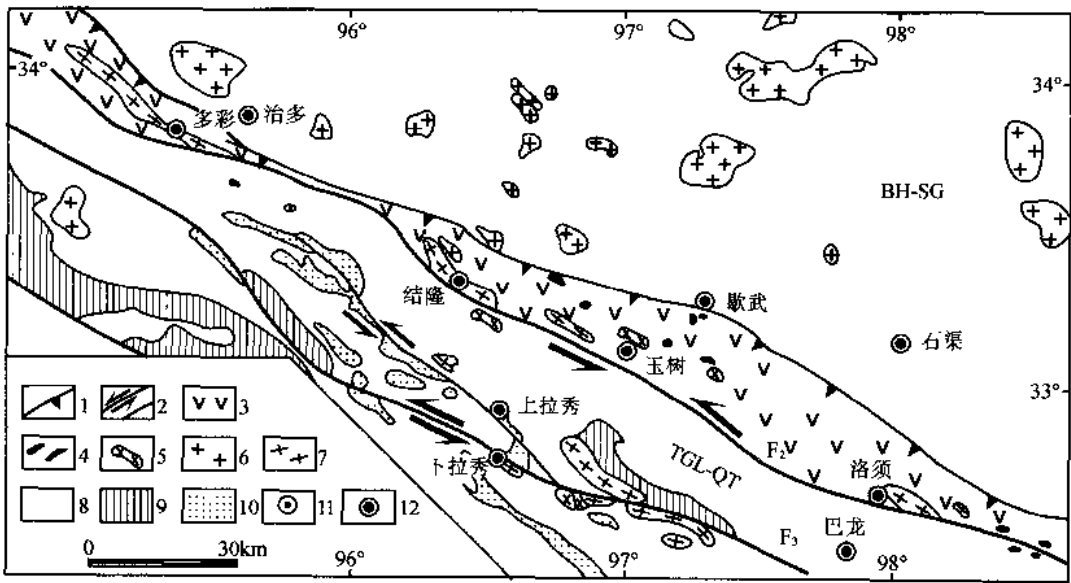


图 1-4-35 金沙江缝合带构造平面图

1—逆冲断裂;2—平移断裂与断裂;3—岛弧火山岩;4—超基性岩;5—辉长岩;6—印支花岗岩;7—同构造花岗岩;8—金沙江缝合带两侧地体;BH-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;TGL-QT—唐古拉-羌塘地体;9—前三叠系基底;10—白垩系陆相断陷盆地;11—小乡镇;12—县名

在俯冲杂岩带南部发育上三叠统克南群砂板岩、石英砂岩和硅质岩,夹三条火山岩系组成的条带,火山岩下部为火山角砾岩、角砾熔岩,上部为枕状熔岩;克南群组成紧密的 NWW—SEE 轴向近直立尖楞与圆滑褶皱为特征,反映 NNE—SSW 向挤压应力作用。褶皱枢纽东倾,倾角由 30°→78°变化,反映有后期变形的叠加。沿带分布长条状印支—燕山花岗岩体,其中结隆岩体年龄 184~192Ma 和奇梁岩体年龄(95±10)Ma(K, Ar 法,据 1:20 万区调资料)。

1) 位于玉树东 35km 通天河两岸的满宗—查勒剖面中发育 NWW—SEE 向浅变质的中基性火山

岩,为金沙江岛弧火山岩带,其北侧为逆冲型韧性剪切带,内含辉长岩块体,剪切指向北;加勒石英花岗岩体(155Ma)侵入火山岩中,岩体强烈变形,具叶理化、叶理往南陡倾,内含变形火山岩捕虏体,岩体南部边缘发育厚800m的向南倾斜的花岗糜棱岩带,糜棱岩带中石英及长石碎斑旋转体系显示了正向滑移的特征,表明随岩体上升过程形成的伸展型韧性剪切带。查勒岩体位于剖面南部,同样具强烈叶理化特征。

2) 位于玉树SE的麻风病院剖面(自北往南)由变火山岩(绿片岩)、混杂堆积及花岗岩带组成;绿片岩带的强烈变形表现为紧闭同劈理直立褶皱,具水平枢纽、拉伸线理垂直,往南变为向南倾斜的同斜褶皱,倾斜面由 $70^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 伴随韧性逆冲型剪切带,根据砂质布丁旋转、剪切褶皱及多米诺骨牌构造可判断剪切指向自南往北;混杂堆积带以凝灰岩为基质内含辉长岩、超基性岩(蛇纹石化)及灰岩外来岩块,基质劈理化、往南陡倾,混杂带宽度约1.5km,该带往东延至满宗;桑卡花岗岩侵入石英片岩及火山岩之中,岩体北部边缘强烈变形,糜棱岩化,糜棱岩带宽200m,叶理面南倾,具自南向北剪切的特征,内含灰岩岩块,往南变形渐弱,具叶理化。

总体来看,金沙江缝合带往南由强减弱,一系列大型韧性逆冲剪切带为主要特征,北部剪切指向自南而北,而南部剪切指向自北而南,形成典型的放射状“科帕”构造,并被一系列新生代走滑及逆冲断裂所切割。古特提斯南洋盆俯冲体制的研究表明,巴颜喀拉地体向南的俯冲极性,而金沙江缝合带南侧构造变形具有早期向南的逆冲指向,后期又具有科帕构造特征,表明可能与金沙江的走滑行为有关。

(二) 南古特提斯 SN 向金沙江缝合带两侧的地壳变形

南古特提斯 EW 向金沙江俯冲杂岩带在玉树以东逐渐由近 EW 向转为 NW—SE 及 SN 向,并分为两支:东支为甘孜-理塘缝合带,西支为巴塘-元江缝合带,两者之间为义敦火山岛弧带,金沙江(巴塘-元江)缝合带与西侧的江达陆缘弧火山带伴随(许志琴等,1992;刘增乾等,1993)。东支为金沙江洋盆的主带,而巴塘-元江为弧后盆地,义敦火山岛弧带于晚三叠世生成后,由于古特提斯南洋盆沿甘孜-理塘带的最终闭合、弧-弧与弧-陆碰撞以及继后的陆内会聚作用,使岛弧增生带的地壳遭受叠加变形和错位。图 I-4-36 表示南古特提斯 SN 向结合带分为6个单元:甘孜-理塘俯冲杂岩带、义敦岛弧弧前增生楔、义敦火山岛弧带、中咱逆冲推覆带、巴塘-元江俯冲杂岩带(弧后盆地)和昌都活动陆缘带。

1. 义敦三叠纪火山岛弧带弧前增生楔的变形

由于南古特提斯洋 P_2-T 时期向西俯冲,羌塘—昌都地体转化为活动陆缘,并向洋增生,产生义敦火山岛弧带。义敦火山岛弧带的弧前增生楔由 T_{1-2} 纹层状变砂岩组成,其底部发育 NW—SE 向转为 SN 向的向南西或西缓倾的由干糜岩组成的韧性剪切带,伴随平卧褶皱及横向拉伸线理,在德格柯鹿洞一带的拉伸线理为 NEE—SWW 向,发育自 SWW 向 NEE 的剪切;在白玉一带为 NEE 60° 方向拉伸线理,自 SWW→NEE 剪切指向;在义敦一带则为自西向东的剪切。继后又伴随近垂直岛弧方向的近 EW 向挤压收缩作用,形成一系列 NNW—SSE 方向的轴面直立同劈理褶皱,在劈理面上发育直立的拉伸线理,反映同轴应变的特征;最后的一次塑性应变为平行岛弧方向的挤压收缩作用,形成近 EW 向轴面直立的无劈理褶皱叠置在前两期褶皱变形之上(图 I-4-36)。

2. 中咱逆冲推覆带

中咱逆冲推覆带总体呈 NS 向长条状展布于义敦岛弧带以西的盖玉、拉纳山、中咱、德荣和古学一线,经 NW 向左行平移断裂切错后,再向南延至云南石鼓、点苍山。中咱逆冲推覆带主要由浅变质的古生代(寒武系—二叠系)地层组成,寒武系为变质砂岩、石英岩、片岩,下部夹基性和酸性火山岩,奥陶-石炭系以碳酸盐岩为主,夹少量变质碎屑岩,局部夹火山岩,二叠系仍以碳酸盐岩为主夹基性火山岩,还出现一系列酸性侵入体:草通花岗岩为 $(226.5 \pm 1.4) \text{Ma}$ (U-Pb)、贝拉角闪石英正长岩 $(432 \pm 35) \text{Ma}$ (Rb-Sr) 和 $(217.7 \pm 0.4) \text{Ma}$ (^{40}Ar - ^{39}Ar)、德荣意大共石英闪长岩 $(215 \pm 24) \text{Ma}$ (全岩等时)(图 I-4-37)(张德能,1989)。

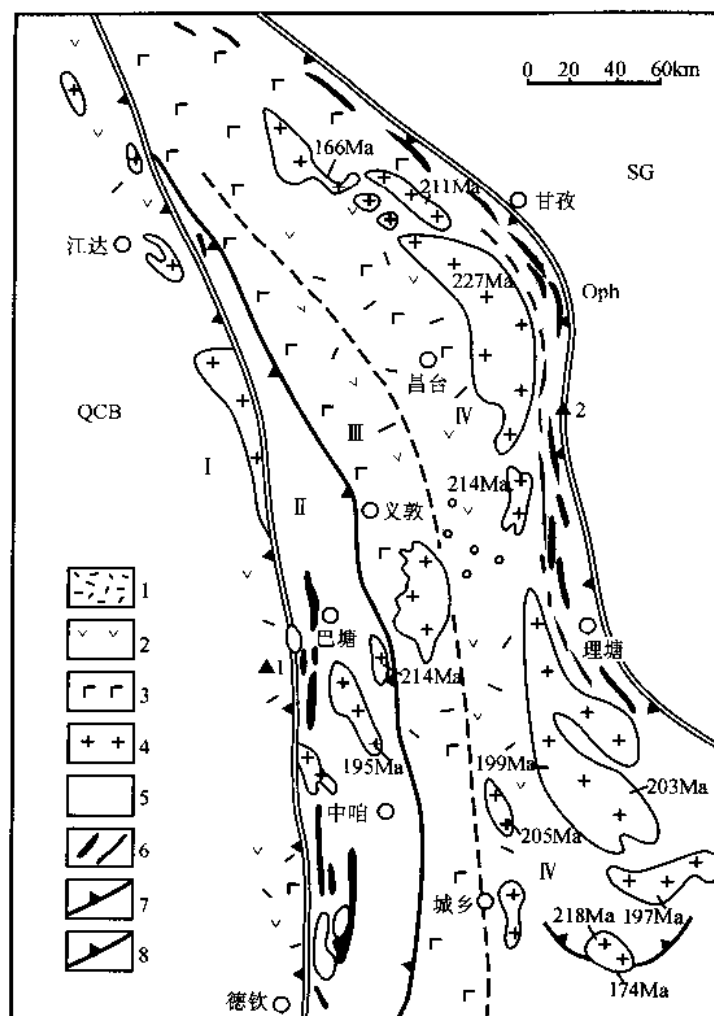


图 I-4-36 松潘-甘孜造山带西部结合带古特提斯蛇绿岩带和义敦岛弧岩浆岩分布略图

1—酸性火山岩;2—中性火山岩;3—基性火山岩;4—岛弧中性酸性花岗岩;5—增生楔;6—蛇绿岩;7—逆冲断裂;8—俯冲带。
I—羌塘-昌都地体(QCB);II—中咱推覆体;III—义敦弧后区;IV—义敦主弧带;V—增生楔;VI—金沙江蛇绿混杂岩带;2—甘孜-理塘蛇绿混杂岩带;166—同位素年龄值(Ma)

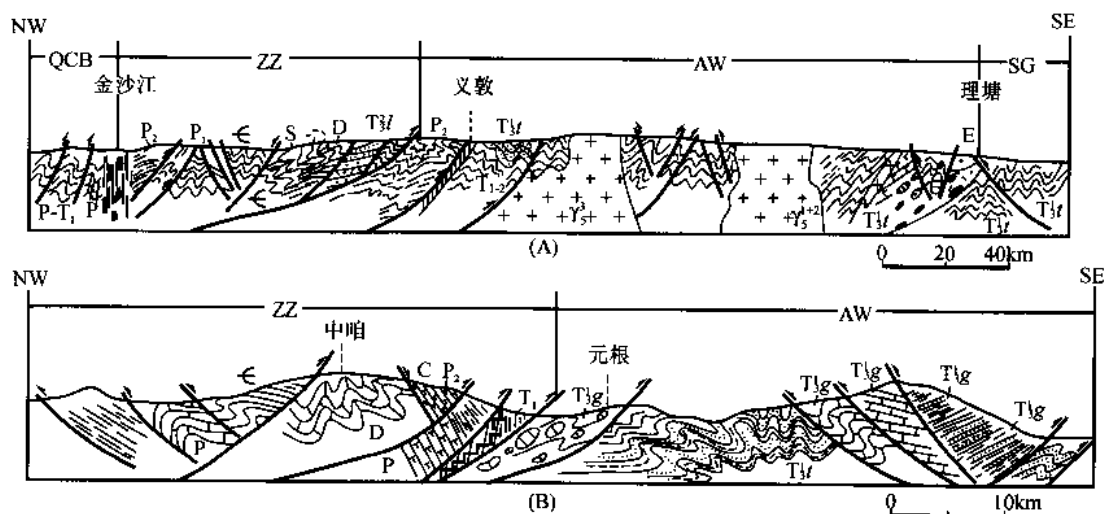


图 I-4-37 中咱逆冲推覆体构造剖面图

A—金沙江-义敦-理塘构造剖面;B—中咱-定曲-乡城构造剖面。 T_1^3 —拉纳川组; T_2^3 —土姆沟组; T_3^3 —土曲嘎寺组;QCB—羌塘-昌都地体;ZZ—中咱推覆体;AW—增生楔;SG—松潘-甘孜造山带

中咱逆冲推覆带由一系列向东剪切的逆冲断裂和逆冲岩片组成。东缘的盖玉-定曲逆冲断裂为逆冲推覆体的底界,早期逆冲、后期左行走滑的金沙江俯冲杂岩带为中咱逆冲推覆带的后缘。中咱逆冲推覆带中的变形呈现自上而下递进应变的特征,下部寒武系—志留系地层中发育密集的流劈理 S_1 (或 $S_1 + S_2$)、以拉伸氧化斑和磁铁矿、拉断的方解石斑晶和石英布丁构造为标志的 EW 向拉伸线理以及大量“A”型剪切褶皱为特征;上部泥盆系—二叠系地层中发育破劈理、拉伸线理不发育以及“B”型褶皱为特点(图 I-4-38)。在德荣以北还发现 D_1-2 灰岩呈纳布体(飞来峰)叠置在 T_3 碎屑岩之上。

在中咱逆冲推覆带的下部层位旋转应变明显,根据 S-C 构造、不对称压力影及结晶尾可判断剪切指向自西向东。在二叠系灰岩中还发育晚期自西向东的逆冲脆性断裂系(图 I-4-37)。

在中咱逆冲推覆带的剪切应变之上叠置了 EW 向挤压作用形成的 SN 轴向的无劈理直立褶皱,由于强烈的会聚碰撞作用在推覆带后部组成由逆冲与反冲断裂构成的扇形体系。

前人曾把中咱地区称为单独的“中咱地块”,笔者根据中咱与羌塘-昌都地体的藏东地区的沉积建造、生物组合特征以及加里东构造运动及岩浆活动特点的类似之处,认为扬子块体向西俯冲过程中羌塘-昌都地体的组分沿金沙江带自西向东逆冲在主动陆缘义敦岛弧带之上,形成中咱逆冲推覆带,继后金沙江带转换为走滑断裂将中咱与藏东分开(许志琴等,1992)。

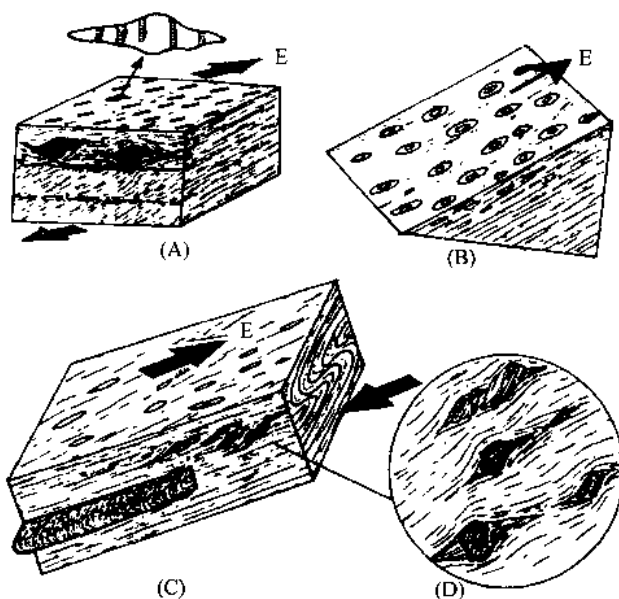


图 I-4-38 中咱逆冲推覆体中的构造变形
(A)巴塘下坡乡 SW-1km 处志留系片状大理岩中 S-C 构造及不对称压力影构造示剪切指向自西向东;(B)巴塘下坡乡 SW-500m 处志留系绢云母钙质片岩中由变形氧化斑组成的拉伸线理;(C)巴塘下坡乡 SW 处志留系片状大理岩中“A”型褶皱及拉伸线理;(D)(C)处的磁铁矿不对称压力影构造

三、羌塘地体的印支和晚中生代地壳变形

羌塘地体位于金沙江俯冲杂岩带及班公湖-怒江俯冲杂岩带之间。晚三叠系地层在地体北部为结扎群碎屑岩-火山岩层系,以砂岩夹灰岩、碱性火山岩为主,往南为巴塘群显示了与金沙江俯冲杂岩带往南俯冲作用有关的主动陆缘火山弧的特征。羌塘地体的最后的海相沉积物为中统雁石坪群及上侏罗统杏日群,厚度 5000m 以上,为一套滨浅海碎屑岩及碳酸盐岩沉积晚期变为海陆交互相沉积,中侏罗统雁石坪底部为紫红色砂砾岩,角度不整合在 T_3 结扎群火山岩之上。

玉树格拉山口以北的上三叠统巴塘群的变形构造剖面显示了地体内部印支变形的基本特征,由红色与绿色砂板岩与砂岩以及灰黑色灰岩互层的 T_3 地层组成较为开阔同心褶皱,轴面直立、轴向东西向。局部为辉绿岩脉贯入,并发育层间滑动构造。劈理不甚发育,仅见于板岩中的间隔劈理及砂岩中的放射状劈理,反映了浅层应变的特征,受 SN 向挤压的结果。

500m 厚的中上侏罗统浅海-滨海沉积物是唐古拉-羌塘地体上最后的海相记录,侏罗纪以后海水退出,地体开始全面上升。由于侏罗纪末羌塘地体与拉萨地体碰撞形成班公湖-怒江缝合带,并导致 J_2-3 地层变形,在地体北部形成 300km 宽的类似阿尔卑斯“侏罗山型”同心弯曲褶皱,并伴随逆冲断裂,地壳缩短约 35%(图 I-4-39)。

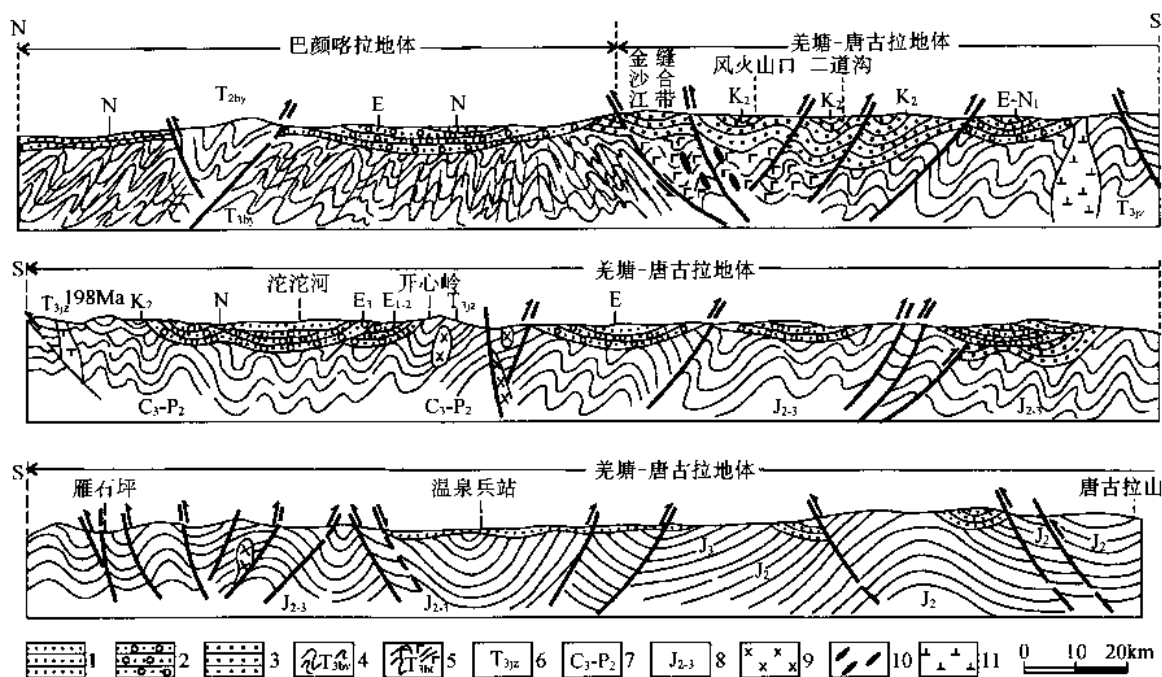


图 I -4-39 巴颜喀拉-羌塘-唐古拉地体构造剖面图

1—新第三纪沉积；2—老第三纪沉积；3—上白垩统沉积；4—晚三叠世巴颜喀拉群；5—晚三叠世巴塘群；6—晚三叠世结扎群；7—晚石炭世—晚二叠世；8—中晚侏罗世；9—辉长岩；10—超基性岩；11—闪长岩

四、小结与讨论

松潘-甘孜印支造山带的双向造山极性及其双向变形构造体系：与世界上绝大多数线形单向不对称造山带（如喜马拉雅山、阿帕拉契山、科迪勒拉山等）不同，松潘-甘孜印支造山带具有倒三角形的特殊几何形态，它的不多称是“双向”的，也就是说具有“双向”的造山极性：一个是向南的造山极性，另一个是向东（NEE）的造山极性。从松潘-甘孜造山带的综合地质构造剖面中是可以清楚看到“双向”造山极性的特征：造山带的碰撞结合带—造山带主体—前陆逆冲楔位从北向南及从西向东的迁移，并组成叠置岩片，往北和往西分别俯冲于青藏高原北部早古生代复合地体和羌塘地体之下，而往南和往东叠覆在扬子陆块之上。

松潘-甘孜造山带中丹巴和木里滑脱-推覆型韧性剪切带所反映的剪切矢量（横向拉伸线理）的测定表明存在双向滑移矢量（向南和向东）。其代表了三个块体之间的相对运动。

通过变形构造研究确定了被 NW—SE 向鲜水河左行断裂错开的两套弧形变形构造体制：①近 EW 向往南突出的弧形构造；以被动陆缘三叠纪复理石楔内的丹巴弧及木里弧；②位于古特提斯碰撞结合带的近 EW 向及近 SN 向昆南-阿尼玛卿弧和金沙江弧，分别具有自北往南和自西向东迁移的运动方向，反映了 SN 和 EW 向双向收缩的特点。

第五章 印度/亚洲前碰撞的 花岗岩浆活动

在洋壳俯冲、板块会聚碰撞、造山后及板内阶段均可以形成花岗质岩浆作用。青藏高原北部早古生代花岗岩带有北阿尔金-北祁连花岗岩带和南阿尔金-中南祁连花岗岩带。到目前为止,阿尔金-祁连山地区的花岗岩研究大多数仍处在 20 世纪 70 年代 1:20 万地质填图的水平上。20 世纪末,虽然有部分 1:5 万和新一轮 1:25 万的地调填图项目,但正式发表的花岗岩研究成果很少。如宋忠宝等(2004)对北祁连山西段巴个峡-黑大坂一带的几个花岗闪长岩体作了单颗粒锆石 U-Pb 定年工作,得出岩体的年龄为 $(481.6 \pm 3.3)\text{Ma}$,进而推论阿尔金断裂的形成时代可能大于 $(481.6 \pm 3.3)\text{Ma}$,但没有讨论花岗闪长岩本身的岩石学意义及其与北祁连构造演化的关系。张德全等(1995)对北祁连山金佛寺岩体进行了岩石学 and 同位素年代学的研究,认为该岩体由金佛寺花岗闪长岩-石英二长岩、大草滩二长花岗岩及干巴口二云母花岗岩 3 个侵入阶段的岩体组成,且它们之间具隐蔽侵入接触关系。确定了前两个阶段岩体的全岩 Rb-Sr 等时线年龄分别为 420Ma 和 404Ma,表明这两个岩体为同源岩浆演化而成,且为壳源岩浆,来源深度约 30km。因此,金佛寺岩体的最早定位时代应为志留纪中晚期。但也没有讨论该岩体在祁连造山带上的地质意义。钱青等(1998)对祁连东部老虎山地区花岗岩类进行了地球化学研究,认为祁连东部花岗岩类属钙碱性岩系,富集 LREE 和大离子亲石元素,微量元素具有明显的 Nb 异常,显示出岛弧或活动陆缘环境的特征。同时,测得老虎山岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 424Ma,所以,他认为奥陶纪末,早古生代的北祁连洋已经闭合,华北板块和柴达木板块已发生碰撞,因此,该岩体是造山后侵位的。本次研究选择了北祁连、柴北缘、北阿尔金及南阿尔金地区有代表性的花岗岩体进行了岩石学、岩石地球化学、锆石 SHRIMP 定年研究等,确定了花岗岩的岩石组合及成因类型,探讨了不同时代花岗质岩浆作用与造山带构造演化的关系。

印支期以及中生代以来的花岗质岩浆作用主要发生在昆南-阿尼玛卿和金沙江缝合带及其两侧体中,可分为东昆仑花岗岩带、阿尼玛卿花岗岩带、巴颜喀拉花岗岩带及金沙江花岗岩带。东昆仑布尔汉布达大型花岗岩带曾被认为是东昆仑华力西造山过程中岩浆作用的产物(姜春发等,1992),本研究表明东昆仑造山带是早古生代和印支期叠置的复合造山带,布尔汉布达大型花岗岩带为古特提斯北洋盆向北俯冲形成的叠置在早古生代造山带之上的三叠纪大陆边缘型花岗岩浆弧。同时,研究了巴颜喀拉被动陆缘的碰撞型花岗岩和古特提斯南洋盆向南俯冲形成的俯冲型花岗岩浆弧及碰撞型花岗质岩浆作用的产物。

第一节 青藏高原早古生代俯冲-碰撞花岗岩浆活动

青藏高原早古生代俯冲-碰撞花岗岩浆活动主要发育在高原北部边缘的阿尔金山和祁连山地区,从花岗岩类分布、岩石学及岩石地球化学特征和锆石 SHRIMP 定年结果来看,存在与洋壳俯冲有关的 I 型花岗岩和与陆壳碰撞有关的 S 型花岗岩以及与造山后块体折返、滑塌、伸展有关的高钾花岗岩类。

一、北阿尔金红柳沟—拉配泉俯冲-碰撞型花岗岩

红柳沟—拉配泉俯冲碰撞杂岩带位于阿尔金造山带北缘,构成北阿尔金近东西向构造带的重要组成部分,北部为塔里木地块太古宙变质基底,南部为前寒武纪阿尔金群变质岩,其间分别以边界性断裂

为界(图1-5-1)。

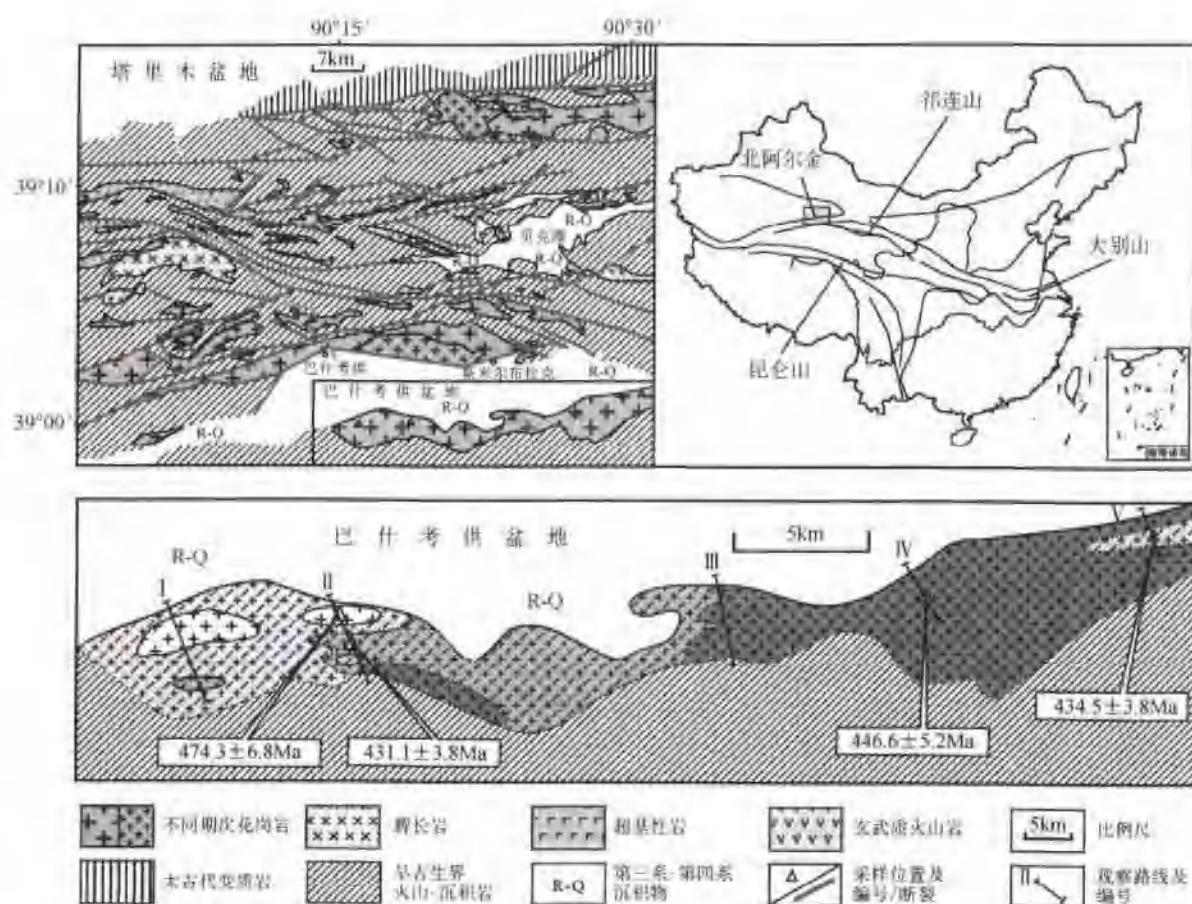


图1-5-1 北阿尔金巴什考供盆地南缘花岗岩分布地质简图

(一) 红柳沟巴什考供花岗杂岩

阿尔金北部红柳沟—拉配泉一带出露早古生代蛇绿岩块(片)、洋岛玄武岩块及席状岩墙群和晚寒武世一早、中奥陶世含牙形石的深水沉积硅质岩、浅水-半深水沉积岩块,以及高压变质岩块(刘良等, 2002; 杨经绥等, 2002), 如贝克滩东侧呈东西向分布的长达几公里的高压变泥质岩带(刘良等, 2002)。其中玄武岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 $(508.13 \pm 41) \sim (524.14 \pm 44)$ Ma (刘良等, 1999), 高压变质泥岩中多硅白云母的 Ar/Ar 年龄为 574.7 ± 2.5 Ma, 与北祁连俯冲碰撞杂岩带中的类似, 可能为北祁连俯冲碰撞杂岩带的西延部分, 因此, 该带可能为早古生代超高压变质带(刘良等, 2002)。在这些岩层当中, 分布着大量的大小不等的花岗岩侵入体。陈宣华等(2003)对该带上的最大花岗岩体——阔什布拉克岩体进行了锆石 U-Pb (TIMS) 年代学研究, 得出该岩体的形成年龄为 443 Ma, 并对其构造环境作了探讨, 认为花岗岩形成于岛弧环境(陈宣华等, 2001)。1:20 万巴什考供幅区域地质调查报告对这些花岗岩作了定性的描述, 并将这些花岗岩划归为新元古代, 但我们的研究表明, 这些花岗岩并非是新元古代, 而是古生代, 且具有不同的年龄。结果分述如下。

1. 岩体地质及岩石学特征

红柳沟巴什考供花岗质杂岩体由巨斑花岗岩、红色花岗岩、灰白色似斑状花岗岩和粉红色似斑状花岗岩组成, 其中红色花岗岩为主体相岩石。从空间分布上看, 岩体的西部以巨斑花岗岩和灰白色似斑状花岗岩为主, 中部和东部以红色花岗岩和粉红色似斑状花岗岩为主。粉红色似斑状花岗岩中包裹了团

块状的灰白色似斑状花岗岩(大小约为 $2\text{m} \times 4\text{m}$),但没有明显的接触界线,两者呈逐渐过渡关系,主要区别在于灰白色似斑状花岗岩的基质斜长石含量较高。它们的碱性长石斑晶含量变化于 $5\% \sim 20\%$ 之间。另外,灰白色似斑状花岗岩中包裹了巨斑花岗岩的角砾和红色花岗岩角砾,巨斑花岗岩被灰白色花岗岩脉穿插。在灰白色和粉红色似斑状花岗岩中,含有大小不等($10 \sim 60\text{cm}$)、形状各异(椭圆形、窄长的椭圆形等)的暗色微粒包体。包体边界为圆滑状,与寄主岩之间的界线清楚,部分包体含有与寄主岩中相同的碱性长石斑晶,包体的主要矿物为斜长石、石英、碱性长石和黑云母,少量的磁铁矿,部分黑云母的边缘发生了绿泥石化。

巨斑花岗岩:灰白色,斑状结构,斑晶为碱性长石,大小为 $(1.5\text{cm} \times 4\text{cm}) \sim (2.5\text{cm} \times 8\text{cm})$,占岩石的 $50\% \sim 60\%$,基质为中粗粒的石英($10\% \sim 15\%$)、碱性长石(10%)、斜长石($5\% \sim 10\%$)、黑云母($2\% \sim 3\%$)、白云母($3\% \sim 5\%$)。巨斑晶与基质矿物呈交错状,含有不规则状的石英和长片状的白云母;基质矿物分布不均匀,局部地方是它形粒状石英为主的集合体,局部地方是碱性长石、石英、斜长石、白云母、黑云母组成的集合体;黑云母具有弯曲现象,显示受过挤压作用。

红色花岗岩:肉红色,主体相岩石为中粒结构,边缘相岩石呈中细粒结构。主要矿物为钾长石($50\% \sim 60\%$)、石英($15\% \sim 25\%$),其次为斜长石($5\% \sim 10\%$)、黑云母($2\% \sim 5\%$),少量的白云母($0 \sim 2\%$)。钾长石具有格子状双晶,呈半自形—它形粒状,粒度大小不等,石英为填隙状,黑云母为片状。

灰白色似斑状花岗岩:灰白色,似斑状结构,斑晶为碱性长石($5\% \sim 20\%$),基质为碱性长石($20\% \sim 25\%$)、斜长石($20\% \sim 30\%$)、石英($15\% \sim 20\%$)、黑云母($8\% \sim 10\%$)。斜长石为板状,碱性长石为它形粒状,与斜长石的粒度相近;石英为它形不规则粒状,充填于长石之间;黑云母为片状,粒度大小不一,镜下可以区分出两个世代,第一世代黑云母粒度细小,被包裹于长石中,第二世代的黑云母与长石粒度相近,为片状集合体。作为灰白色似斑状花岗岩边缘相和呈脉状产出的中细粒花岗岩(CI.03-116A、165A),呈灰白色,中细粒结构,主要由碱性长石($50\% \sim 60\%$)、石英($20\% \sim 25\%$)和少量的黑云母($1\% \sim 7\%$)、白云母($2\% \sim 5\%$)组成,偶见电气石。白云母和黑云母在岩石中的分布不均匀。

粉红色似斑状花岗岩:岩石呈浅粉红色,似斑状结构,斑晶为碱性长石,呈板状,大小($1\text{cm} \times 2\text{cm}$)~($2\text{cm} \times 5\text{cm}$),在岩石中的含量不等,变化于 $5\% \sim 20\%$ 之间。基质为粗粒的石英($15\% \sim 20\%$)、碱性长石($20\% \sim 30\%$)、斜长石($10\% \sim 15\%$)、黑云母($5\% \sim 7\%$)、白云母($0 \sim 5\%$),这些矿物粒度基本相近,均为它形晶,部分黑云母蚀变成绿泥石。该类型岩石与灰白色似斑状花岗岩的特征相似,但基质中的斜长石含量低于后者。

2. 岩石地球化学特征

对该岩体4种岩石类型作了16个全岩化学分析,结果见表I-5-1。

表 I-5-1 阿尔金北缘巴什考供盆地南缘花岗杂岩化学成分

样品号	125A	166A	117A	113A	141A	107A	161A	123A	115A	122A	116A	165A	164A	120A	121A	119A
岩石名称	巨斑花岗岩		红色中细粒花岗岩			灰白似斑状花岗岩							粉红似斑中粗粒花岗岩			
SiO ₂	68.00	71.04	70.23	71.52	75.24	65.14	68.00	70.02	70.83	70.97	71.27	75.66	69.44	70.67	71.23	71.64
TiO ₂	0.40	0.32	0.36	0.28	0.16	0.76	0.59	0.44	0.38	0.50	0.28	0.17	0.54	0.40	0.41	0.36
Al ₂ O ₃	15.87	14.26	14.73	14.29	13.41	15.52	14.74	14.48	14.52	13.76	14.63	12.88	14.60	14.52	14.14	13.90
Fe ₂ O ₃	0.76	0.58	0.45	0.22	0.36	1.22	0.41	0.86	0.38	0.86	0.22	0.17	0.79	0.59	0.62	0.50
FeO	2.07	2.26	1.78	1.58	0.68	3.14	3.11	1.89	2.17	2.14	1.85	1.38	2.28	1.94	1.98	1.83
MnO	0.04	0.07	0.03	0.04	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.09	0.05	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05
MgO	0.86	0.72	0.63	0.42	0.34	1.60	1.11	0.74	0.72	0.80	0.54	0.31	0.93	0.76	0.69	0.63
CaO	1.55	0.89	1.07	0.69	0.67	2.76	2.23	1.77	1.57	1.54	1.76	0.48	2.06	1.72	1.31	0.93
Na ₂ O	2.11	2.56	3.18	3.39	3.56	3.25	2.92	3.32	3.77	3.37	3.82	2.25	3.01	2.90	2.99	3.27
K ₂ O	5.65	5.13	5.53	5.57	4.81	4.24	4.57	4.72	4.36	3.78	4.27	6.00	5.10	5.27	4.68	4.96
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.20	0.12	0.06	0.35	0.24	0.21	0.17	0.20	0.10	0.16	0.20	0.16	0.15	0.15
LOI	3.62	3.59	2.72	2.54	1.85	2.46	2.98	2.20	2.52	2.82	1.48	1.65	2.18	2.09	2.59	2.33

续表

样品号	125A	166A	117A	113A	141A	107A	161A	123A	115A	122A	116A	165A	164A	120A	121A	119A
岩石名称	巨斑花岗岩		红色中细粒花岗岩			灰白似斑状花岗岩							粉红似斑中粗粒花岗岩			
A/CNK	1.30	1.28	1.14	1.14	1.12	1.05	1.09	1.07	1.08	1.13	1.06	1.19	1.05	1.09	1.17	1.14
ALK	7.76	7.69	8.71	8.96	8.37	7.49	7.49	8.04	8.13	7.15	8.09	8.25	8.11	8.17	7.67	8.23
K/Na	2.68	2.00	1.74	1.64	1.35	1.30	1.57	1.42	1.16	1.12	1.12	2.67	1.69	1.82	1.57	1.52
AC	3.93	3.29	2.06	1.73	1.27	1.41	1.52	1.20	1.15	1.82	0.77	2.19	0.86	1.30	2.15	1.83
Ritaman	2.4	2.1	2.8	2.8	2.2	2.5	2.2	2.4	2.4	1.8	2.3	2.1	2.5	2.4	2.1	2.4
La	57.7	47.0	72.5	57.2	18.7	58.3	54.9	61.4	53.5	61.6	49.2	15.8	52.2	48.8	48.9	47.1
Ce	121.0	101.0	155.0	129.0	41.3	117.5	113.0	126.0	107.0	129.0	90.6	35.1	109.0	97.2	99.0	92.6
Pr	13.5	11.3	17.5	14.6	4.7	12.7	12.3	13.8	11.5	14.2	9.3	4.0	12.3	10.5	10.8	10.2
Nd	49.0	40.3	62.2	51.1	16.5	46.4	44.5	48.8	40.5	50.2	31.2	14.9	44.7	37.1	37.9	35.4
Sm	9.03	8.02	11.2	9.50	3.92	8.03	7.94	8.82	7.34	9.37	5.55	3.56	8.59	6.98	6.98	6.61
Eu	1.74	1.21	0.83	0.68	0.38	1.51	1.21	1.06	1.01	0.95	0.83	0.48	1.13	0.95	0.95	0.90
Gd	6.78	4.45	6.89	5.47	3.44	6.07	6.36	6.54	5.58	6.92	4.15	3.71	6.56	5.58	5.55	5.10
Tb	0.87	0.81	0.86	0.67	0.72	0.89	0.94	0.91	0.80	0.96	0.62	0.74	0.98	0.83	0.86	0.73
Dy	4.16	4.00	3.97	2.82	4.66	4.80	5.01	4.86	4.47	5.12	3.46	4.76	5.46	4.59	4.81	4.07
Ho	0.72	0.63	0.68	0.43	0.92	0.87	0.91	0.87	0.85	0.89	0.64	0.90	1.02	0.86	0.90	0.74
Er	1.92	1.52	1.77	1.12	2.98	2.40	2.63	2.38	2.46	2.55	1.88	2.51	2.98	2.46	2.58	2.21
Tm	0.26	0.19	0.22	0.15	0.49	0.32	0.36	0.33	0.36	0.35	0.27	0.37	0.44	0.35	0.38	0.32
Yb	1.58	1.11	1.43	0.93	3.71	2.03	2.35	2.28	2.23	2.30	1.75	2.30	2.90	2.27	2.30	1.99
Lu	0.23	0.17	0.23	0.14	0.55	0.31	0.36	0.32	0.35	0.35	0.29	0.30	0.42	0.34	0.37	0.30
REE	268	222	335	274	103	262	253	278	238	285	200	89	249	219	222	208
La/Sm	6.4	5.9	6.5	6.0	4.8	7.3	6.9	7.0	7.3	6.6	8.9	4.4	6.1	7.0	7.0	7.1
(La/Yb) _N	24.74	28.68	34.34	41.66	3.41	19.44	15.83	18.24	16.25	18.17	19.05	4.65	12.19	14.56	14.40	16.03
(Tb/Yb) _N	0.37	0.49	0.41	0.49	0.13	0.30	0.27	0.27	0.24	0.28	0.24	0.22	0.23	0.25	0.25	0.25
L/H	15.3	16.2	19.9	22.3	4.9	13.8	12.4	14.1	12.9	13.7	14.3	4.7	11.0	11.7	11.5	12.5
Eu/Eu ⁺	0.70	0.60	0.29	0.28	0.33	0.68	0.54	0.44	0.50	0.37	0.54	0.43	0.47	0.48	0.48	0.49
Y	18.5	15.5	17.8	11.1	26.0	22.3	24.3	22.9	22.3	24.3	17.8	25.4	27.7	22.8	23.9	20.5
Sr	150	93	114	92	71	299	230	161	176	149	159	54.6	192	158	162	137
V	39.6	29.1	22.6	15.7	10.7	60.1	48.2	34.8	30.0	34.0	24.8	10.1	41.1	29.1	31.1	28.1
Zn	42.5	52.0	61.1	45.7	45.1	68.0	74.8	75.1	48.0	101	36.9	20.3	65.7	44.3	51.9	50.1
Sc	4.6	4.7	3.5	2.6	4.5	8.0	7.0	4.8	4.6	5.2	3.6	4.6	6.0	4.5	4.9	4.2
Cr	16.2	13.9	8.14	7.19	7.36	19.2	20.4	10.8	11.1	11.0	7.56	7.89	14.3	10.2	11.4	9.67
Co	5.60	3.84	2.49	1.82	0.61	7.35	5.52	3.51	3.11	3.63	2.49	1.54	4.51	3.08	3.38	3.07
Ni	8.73	7.20	3.30	3.25	3.47	8.32	7.08	4.68	4.22	4.53	3.35	3.63	5.06	3.91	4.48	3.64
Ga	20.3	19.4	21.8	19.4	19.7	21.0	20.7	20.4	19.5	19.9	17.9	15.3	19.3	19.9	20.0	17.1
Rb	281	337	355	379	449	225	259	329	250	319	237	252	272	300	269	285
Cs	13.1	20.1	15.0	12.4	19.1	12.7	14.4	19.9	10.0	15.5	8.77	8.98	12.2	13.6	13.0	12.2
Pb	43.2	40.3	34.0	36.5	32.9	26.5	30.9	34.6	29.7	29.6	25.5	43.5	29.2	32.4	31.1	31.1
Th	24.5	24.4	53.3	45.8	23.4	26.2	30.2	36.5	30.7	40.7	37.8	10.9	25.9	30.8	32.3	28.6
U	2.14	2.72	4.18	4.11	15.1	1.50	3.02	4.23	2.75	5.50	2.78	2.71	4.61	2.65	3.36	2.73
Nb	14.4	15.2	24.3	26.6	35.6	27.1	30.2	27.3	25.9	30.6	19.7	13.6	30.8	24.2	27.7	23.1
Ta	1.4	2.6	2.3	3.4	6.7	2.6	2.8	3.7	3.2	3.7	2.2	1.8	4.7	3.0	3.4	3.0
Zr	162	164	207	159	75	246	259	221	216	232	208	84	227	200	207	191
Hf	4.65	4.50	5.41	4.40	2.44	7.71	6.75	6.07	5.68	6.57	5.13	2.62	6.30	5.12	5.57	5.10
Ba	1077	924	775	549	137	843	836	651	701	468	926	180	904	791	707	716
Rb/Sr	1.9	3.6	3.1	4.1	6.3	0.8	1.1	2.0	1.4	2.1	1.5	4.6	1.4	1.9	1.7	2.1
Ba/Rb	3.83	2.74	2.18	1.45	0.31	3.75	3.23	1.98	2.80	1.47	3.91	0.71	3.32	2.64	2.63	2.51

由表 I-5-1 可见, 杂岩体的主元素含量变化不大, SiO_2 为 65.14%~75.66%, 全碱含量为 7.49%~8.96%, 其中 Na_2O 的含量低于 K_2O 的含量, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 的比值为 1.12~2.68, 岩石的里特曼指数为 1.83~2.81(平均为 2.34), CIPW 标准矿物计算均出现刚玉(AC), 含量为 0.77~3.93(平均为 1.78), 大多数大于 1; A/CNK 值变化于 1.05~1.30 之间, 大多数大于 1.1, 说明岩石铝过饱和。 SiO_2 与其他氧化物之间存在如下的关系: 随 SiO_2 增加, Al_2O_3 、 TFeO 、 MgO 、 CaO 减少, Na_2O 和 K_2O 较分散, 从 SiO_2 与 K_2O 的关系来看, 该岩体属高钾钙碱性系列(图略)。

该杂岩体的稀土总量变化于 $(89\sim335)\times10^{-6}$ 之间(表 I-5-1), 其中, 巨斑花岗岩的稀土总量 $(222\sim268)\times10^{-6}$ (平均为 245×10^{-6}), 红色花岗岩为 $(103\sim335)\times10^{-6}$ (平均为 237×10^{-6}), 灰白色似斑状花岗岩 $(200\sim285)\times10^{-6}$ (平均为 253×10^{-6}), 粉红色似斑状花岗岩为 $(208\sim249)\times10^{-6}$ (平均为 225×10^{-6})。在大多数花岗岩侵入体中, 分异程度高的长英质岩浆亏损轻稀土, 分异程度低的岩浆含有较高的稀土 (Miller and Mittlefelhd, 1982; Gormet and Silver, 1983; Cocherie et al., 1994; Pal et al., 2001), 如呈脉状分布于巨斑花岗岩中的灰白色中细粒花岗岩的稀土总量最低, 为 89×10^{-6} (样品 CL165A)。因为, 花岗岩的源岩部分熔融时, 稀土元素作为不相容元素优先富集于熔体(岩浆)中, 但随着岩浆分异作用的进行, 早期副矿物的结晶分离, 使得晚期结晶的岩相中稀土总量降低, 如样品 CL03-141A。

稀土元素球粒陨石标准化曲线显示轻稀土分馏明显, 重稀土分馏不明显(图 I-5-2), 其中巨斑花岗岩和红色花岗岩的 La_N/Yb_N 比值分别为 26.71、26.45, Tb_N/Yb_N 比值分别为 0.43、0.34; 灰白色和粉红色似斑状花岗岩的 La_N/Yb_N 比值变化不大, 分别为 17.83、14.30, Tb_N/Yb_N 比值分别为 0.27 和 0.24。不同岩石类型具有相似的稀土配分模式, 均具有明显的负铕异常, 且从巨斑花岗岩→灰白色似斑状花岗岩→粉红色似斑状花岗岩→红色花岗岩, 负铕异常越来越明显, 表现在 Eu/Eu^* 值由 0.65→0.51→0.48→0.30(图 I-5-2), 反映了早期斜长石的分离结晶作用。

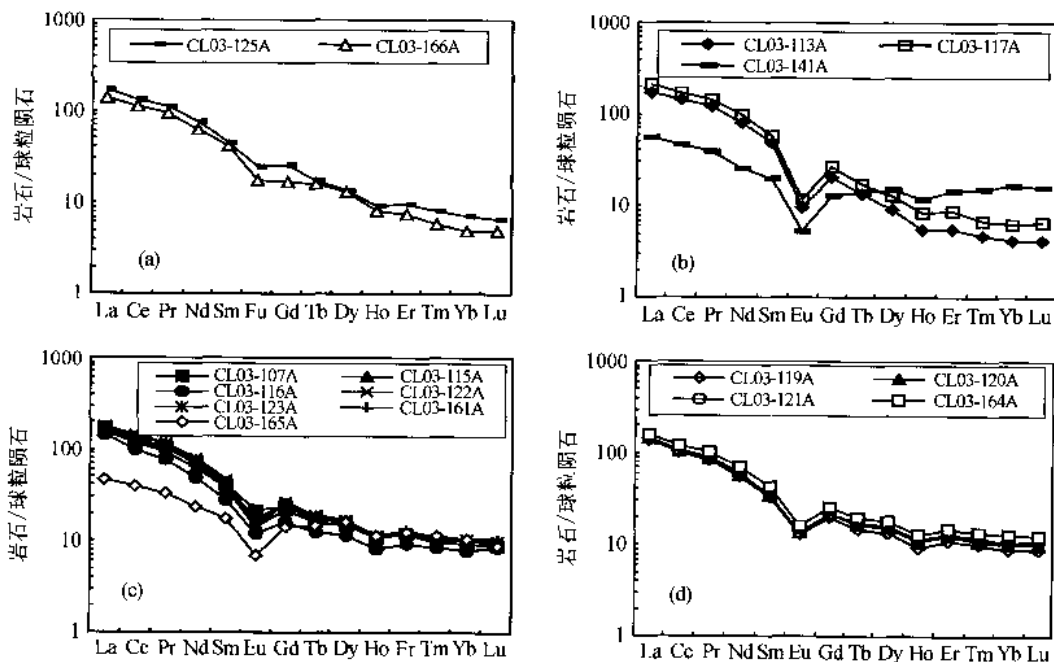


图 I-5-2 北阿尔金巴什考供盆地南缘花岗杂岩稀土配分模式

在微量元素蛛网图上(图 I-5-3), 所有样品的微量元素丰度均高于原始地幔值, 并具有相似的配分模式, 即在 Ba、Nb、Sr、P、Ti 处呈明显的低谷, 显示出 S 型花岗岩的特征。且由巨斑花岗岩→灰白色似斑状花岗岩→粉红色似斑状花岗岩→红色花岗岩, Ba、Nb、Sr、P、Ti 负异常越来越明显。

3. 锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果

选择了岩体西部的巨斑花岗岩和粉红色似斑状花岗岩、岩体中部的红色中细粒花岗岩和岩体东部的灰白色似斑状花岗岩分别做锆石 SHRIMP U-Pb 定年, 结果见表 I-5-2。

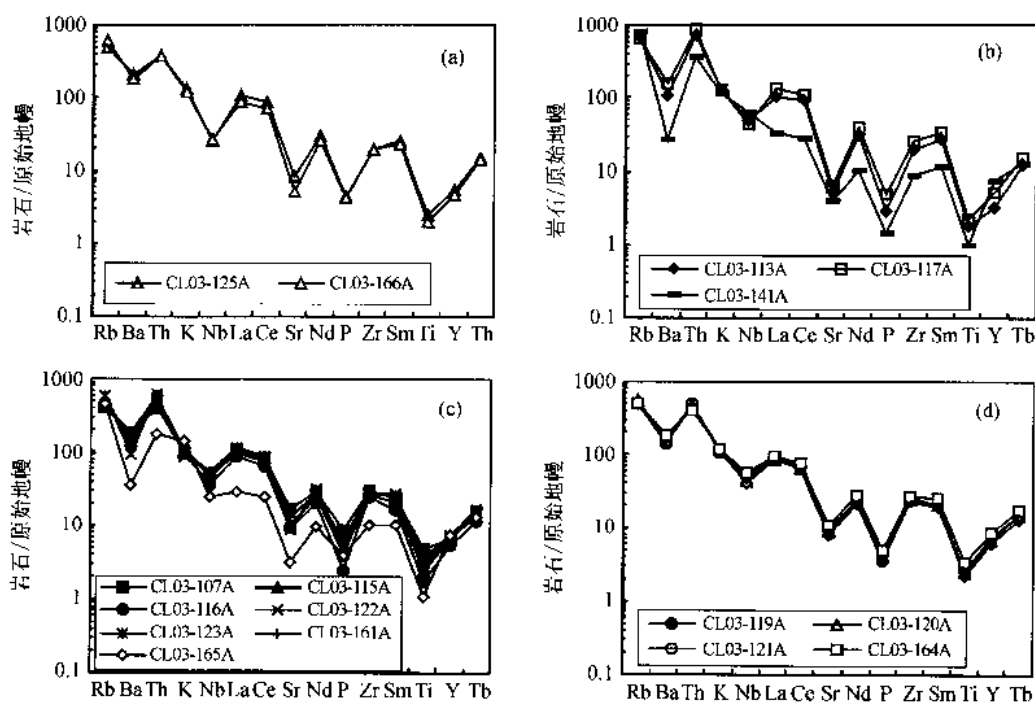


图 1-5-3 北阿尔金巴什考供盆地南缘花岗杂岩微量元素蛛网图

表 1-5-2 巴什考供盆地南缘花岗杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果

Spot Name	^{206}Pb (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	err (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{Ma}$	err (%)
125A-1	0.16	1787	81	0.05	12.46	0.9	0.0573	1.1	0.63	1.4	0.0803	0.9	497.7	4.1
125A-2	1.27	451	371	0.85	13.21	1.1	0.0551	10.9	0.58	10.9	0.0757	1.1	470.3	4.9
125A-3	-0.06	250	226	0.94	13.48	1.1	0.0551	2.6	0.56	2.9	0.0742	1.1	461.2	4.9
125A-4	1.73	249	125	0.52	8.46	1.1	0.0773	1.6	1.26	1.9	0.1182	1.1	720.3	7.3
125A-5	0.09	1269	1029	0.84	12.85	0.9	0.0569	1.0	0.61	1.3	0.0778	0.9	483.3	4.0
125A-6	-0.05	586	59	0.10	12.97	1.0	0.0555	1.7	0.59	2.0	0.0771	1.0	478.7	4.5
125A-7	-0.13	136	92	0.70	13.54	1.3	0.0552	2.9	0.56	3.2	0.0739	1.3	459.4	5.7
125A-8	0.37	697	174	0.26	12.61	1.0	0.0595	2.0	0.65	2.3	0.0793	1.0	491.9	4.6
125A-9	0.09	1415	41	0.03	12.94	0.9	0.0560	1.0	0.60	1.3	0.0773	0.9	480.0	4.1
125A-10	1.56	913	348	0.39	5.75	0.9	0.0858	0.7	2.06	1.1	0.1738	0.9	1032.8	8.9
125A-11	-0.17	312	370	1.23	3.56	1.0	0.0974	0.8	3.78	1.3	0.2813	1.0	1597.8	14.3
125A-12	0.48	228	28	0.13	13.94	1.2	0.0597	3.2	0.59	3.4	0.0717	1.2	446.6	5.1
125A-13	0.00	474	24	0.05	13.84	1.0	0.0554	2.1	0.55	2.3	0.0722	1.0	449.7	4.6
125A-14	-0.02	788	52	0.07	13.09	1.1	0.0562	1.3	0.59	1.7	0.0764	1.1	474.7	4.9
125A-15	0.26	413	64	0.16	13.97	1.1	0.0558	2.3	0.55	2.6	0.0716	1.1	445.6	4.5
125A-16	0.23	833	131	0.16	13.34	0.9	0.0582	1.3	0.60	1.6	0.0750	0.9	465.9	4.2
125A-17	0.34	223	25	0.12	13.36	1.2	0.0590	2.4	0.61	2.7	0.0749	1.2	465.4	5.3
141A-1	-0.10	251	382	1.57	13.84	1.1	0.0545	2.2	0.54	2.4	0.0722	1.1	449.6	4.6
141A-2	-0.39	918	783	0.88	3.67	0.9	0.0931	0.5	3.50	1.0	0.2728	0.9	1555.1	11.8
141A-4	0.01	515	481	0.97	13.46	1.0	0.0552	1.8	0.57	2.0	0.0743	1.0	462.0	4.2
141A-6	0.00	389	305	0.81	13.52	1.0	0.0573	1.8	0.58	2.0	0.0739	1.0	459.9	4.5
141A-7	-0.60	172	210	1.26	1.91	1.1	0.1833	0.5	13.25	1.2	0.5243	1.1	2717.4	24.2
141A-8	-0.05	122	153	1.30	13.95	1.3	0.0554	3.1	0.55	3.4	0.0717	1.3	446.3	5.8
141A-9	0.19	209	359	1.78	14.07	1.1	0.0573	2.3	0.56	2.5	0.0711	1.1	442.5	4.8
141A-10	-1.12	207	87	0.43	2.91	1.2	0.1078	1.8	5.11	2.2	0.3439	1.2	1905.5	20.2
141A-12	-0.13	214	326	1.57	13.41	1.1	0.0537	2.4	0.55	2.7	0.0746	1.1	463.7	5.0
141A-13	-0.21	163	118	0.75	14.35	1.2	0.0529	3.1	0.51	3.3	0.0697	1.2	434.2	5.2

续表

Spot Name	^{206}Pb (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	err (%)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	err (%)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	err (%)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	err (%)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}/\text{Ma}$	err (%)
141A-14	1.50	690	575	0.86	14.20	1.0	0.0556	4.9	0.54	5.0	0.0704	1.0	438.6	4.1
141A-15	0.00	87	65	0.78	14.61	1.5	0.0513	5.5	0.48	5.7	0.0684	1.5	426.7	6.3
141A-16	0.07	113	99	0.90	14.07	1.4	0.0532	4.3	0.52	4.5	0.0711	1.4	442.5	5.8
141A-17	0.07	234	163	0.72	13.71	1.1	0.0555	2.2	0.56	2.5	0.0729	1.1	453.8	4.9
141A-18	0.40	199	299	1.55	15.00	1.2	0.0556	2.8	0.51	3.0	0.0667	1.2	416.1	4.6
141A-19	1.77	722	474	0.68	14.82	1.0	0.0569	5.6	0.53	5.7	0.0675	1.0	421.0	3.9
141A-20	-0.05	139	111	0.82	13.88	1.3	0.0538	3.8	0.53	4.0	0.0720	1.3	448.4	5.5
141A-21	-0.12	102	124	1.25	13.85	1.5	0.0608	6.5	0.61	6.6	0.0722	1.5	449.5	6.5
141A-22	0.16	224	223	1.03	13.97	1.1	0.0571	2.4	0.56	2.7	0.0716	1.1	445.6	4.9
141A-23	1.22	946	1487	1.62	14.47	0.9	0.0582	3.0	0.55	3.2	0.0691	0.9	430.7	3.8
141A-24	3.58	433	243	0.58	14.23	1.6	0.0640	26.0	0.62	26.1	0.0703	1.6	437.8	7.0
141A-25	0.20	127	124	1.02	13.17	1.3	0.0563	4.1	0.59	4.3	0.0759	1.3	471.8	6.1
141A-26	0.27	130	192	1.53	13.97	1.3	0.0506	3.7	0.50	3.9	0.0716	1.3	445.8	5.8
141A-27	0.15	275	210	0.79	14.15	1.1	0.0563	2.2	0.55	2.5	0.0707	1.1	440.2	4.6
141A-28	4.60	392	171	0.45	7.65	1.0	0.0874	6.3	1.58	6.4	0.1308	1.0	792.2	7.7
121A-1	0.1	909	225	0.3	14.91	0.34	0.0557	1.21	0.51	1.26	0.0671	0.34	418.5	1.4
121A-2	0.3	76	81	1.1	3.18	1.05	0.1071	1.18	4.64	1.58	0.3145	1.05	1763.0	16.1
121A-3	0.0	402	313	0.8	3.15	0.47	0.1086	0.50	4.76	0.69	0.3176	0.47	1778.1	7.3
121A-4	0.1	250	192	0.8	6.97	0.56	0.0686	2.02	1.36	2.10	0.1436	0.56	864.8	4.6
121A-5	0.1	588	288	0.5	14.41	0.43	0.0547	1.36	0.52	1.43	0.0694	0.43	432.4	1.8
121A-6	-0.1	150	95	0.7	14.05	0.84	0.0566	2.23	0.56	2.38	0.0712	0.84	443.4	3.6
121A-7	0.6	907	196	0.2	13.90	0.38	0.0542	2.32	0.54	2.36	0.0720	0.38	448.0	1.7
121A-8	0.0	121	82	0.7	14.32	0.94	0.0548	2.53	0.53	2.70	0.0698	0.94	435.2	4.0
121A-9	15.6	361	173	0.5	17.47	1.13	0.0602	34.54	0.47	34.56	0.0572	1.13	358.8	3.9
121A-10	0.4	170	130	0.8	14.43	0.80	0.0548	2.67	0.52	2.79	0.0693	0.80	431.8	3.3
121A-11	0.1	154	162	1.1	3.92	0.65	0.0913	0.93	3.21	1.13	0.2549	0.65	1463.9	8.5
121A-12	0.6	580	172	0.3	4.25	0.38	0.1077	0.85	3.49	0.93	0.2352	0.38	1361.5	4.7
121A-13	1.4	5613	762	0.1	18.04	0.24	0.0553	4.37	0.42	4.38	0.0554	0.24	347.7	0.8
121A-14	0.2	543	171	0.3	14.57	0.46	0.0547	1.39	0.52	1.46	0.0686	0.46	428.0	1.9
121A-15	4.3	388	200	0.5	17.48	0.70	0.0504	12.00	0.40	12.02	0.0572	0.70	358.6	2.4
121A-16	-0.1	790	528	0.7	14.51	0.36	0.0563	1.03	0.54	1.09	0.0689	0.36	429.6	1.5
107A-1	0.10	1019	962	0.98	14.49	0.3	0.0555	1.0	0.53	1.0	0.0690	0.3	430.1	1.4
107A-2	0.13	159	129	0.84	14.56	0.9	0.0590	2.7	0.56	2.9	0.0687	0.9	428.3	3.7
107A-3	1.07	639	526	0.85	14.86	0.5	0.0545	3.9	0.51	3.9	0.0673	0.5	419.7	1.9
107A-4	10.76	878	420	0.49	12.86	0.9	0.0484	28.5	0.52	28.5	0.0777	0.9	482.7	4.1
107A-5	0.50	681	398	0.60	14.48	0.5	0.0603	2.3	0.57	2.3	0.0691	0.5	430.6	2.0
107A-6	0.67	154	97	0.65	14.77	0.9	0.0520	4.9	0.48	5.0	0.0677	0.9	422.2	3.7
107A-7	0.05	768	532	0.72	14.42	0.4	0.0553	1.3	0.53	1.3	0.0694	0.4	432.3	1.6
107A-8	0.25	213	260	1.26	14.19	0.7	0.0543	2.3	0.53	2.4	0.0705	0.7	439.0	3.1
107A-9	0.06	297	65	0.23	7.72	0.6	0.0753	1.2	1.34	1.3	0.1296	0.6	785.5	4.1
107A-9.1	0.12	1502	282	0.19	14.10	0.3	0.0552	1.1	0.54	1.1	0.0709	0.3	441.7	1.3
107A-10	1.39	517	517	1.03	14.46	0.5	0.0581	5.1	0.55	5.1	0.0691	0.5	431.0	1.9
107A-11	0.12	187	99	0.55	15.21	0.7	0.0538	2.2	0.49	2.3	0.0658	0.7	410.6	3.0
107A-13	0.00	375	123	0.34	14.72	0.5	0.0567	1.5	0.53	1.6	0.0679	0.5	423.7	2.3
107A-14	2.51	984	1071	1.12	14.76	0.5	0.0542	9.9	0.51	9.9	0.0677	0.5	422.6	2.2
107A-15	0.09	618	549	0.92	14.35	0.4	0.0557	1.2	0.53	1.2	0.0697	0.4	434.2	1.7
107A-16	0.03	367	215	0.61	3.41	0.5	0.1028	2.5	4.15	2.5	0.2930	0.5	1656.4	7.1
107A-17	0.09	413	99	0.25	14.20	0.5	0.0549	2.0	0.53	2.0	0.0704	0.5	438.6	2.3

样品 CL03-125A, 取自岩体西部的巨斑花岗岩。锆石为柱状, 长宽比一般为 $2:1 \sim 3:1$, 少数为 $5:1$, 部分锆石含有继承性锆石核(如 4 号、10 号和 11 号锆石)(图 1-5-4)。共测定了 17 颗锆石(表 1-5-2), 除继承性锆石核的年龄较大外(分别为 $(720.3 \pm 7.3)\text{Ma}$ 、 $(1032.8 \pm 8.9)\text{Ma}$ 、 $(1597.8 \pm 14.3)\text{Ma}$), 其余锆石的年龄变化于 $(445.6 \pm 4.5) \sim (497.7 \pm 4.1)\text{Ma}$, 平均为 $(474.3 \pm 6.8)\text{Ma}$ (图 1-5-5), $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})-(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ 谱和年龄上交点年龄为 $(1561 \pm 36)\text{Ma}$, 可能反映了花岗岩的源岩时代, 下交点年龄为 $(459 \pm 17)\text{Ma}$ (图 1-5-5), 可能反映了花岗岩的结晶年龄, 考虑下交点的年龄误差范围, 仍取 $(474.3 \pm 6.8)\text{Ma}$ 作为岩体的侵位结晶年龄。



图 1-5-4 北阿尔金巴什考供盆地南缘巨斑花岗岩锆石阴极发光图像

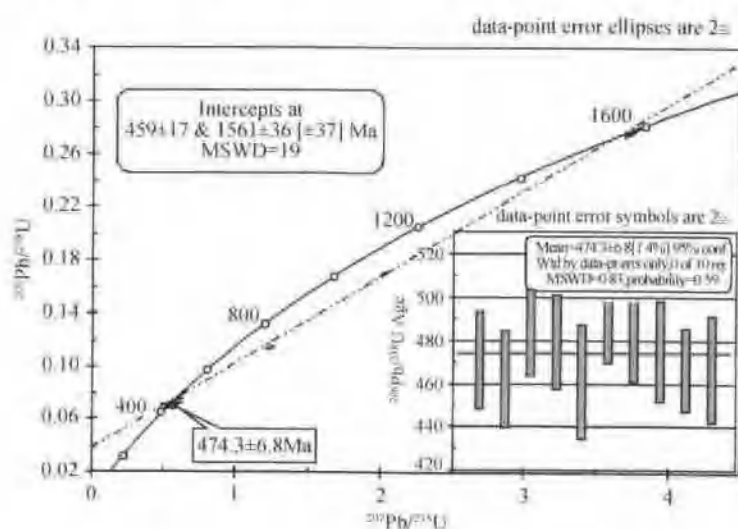


图 1-5-5 北阿尔金巴什考供盆地南缘巨斑花岗岩锆石 $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})-(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ 谱和曲线和平均年龄计算

样品 CL03-141A:取自岩体中部的红色中细粒花岗岩。锆石为长柱状,长宽比一般为 2:1~6:1,阴极发光图像显示出振荡环带,部分锆石含有矿物包裹体(图 1-5-6),共测定了 25 颗锆石(表 1-5-2)。结果表明,大多数锆石年龄变化于 $(416.1 \pm 4.6) \sim (471.8 \pm 6.1)$ Ma, 平均为 (446.6 ± 5.2) Ma(图 1-5-7),少数锆石年龄较老,如 7 号锆石年龄最大,为 (2717.4 ± 24.2) Ma, 10 号锆石为 (1905.5 ± 20.2) Ma, 28 号锆石为 (792.2 ± 7.7) Ma。7 号和 10 号锆石为粒状,28 号锆石为短柱状。尽管这些锆石的年龄不同,但 Th/U 比值均较大,为 0.43~1.78,除 10 号和 28 号锆石的 Th/U 比分别为 0.43 和 0.45 外,其余锆石均大于 0.5,说明这些继承性锆石可能来自不同时代的火成岩(Pidgeon et al., 1998)。



图 1-5-6 北阿尔金巴什考供盆地南缘红色花岗岩锆石阴极发光图像

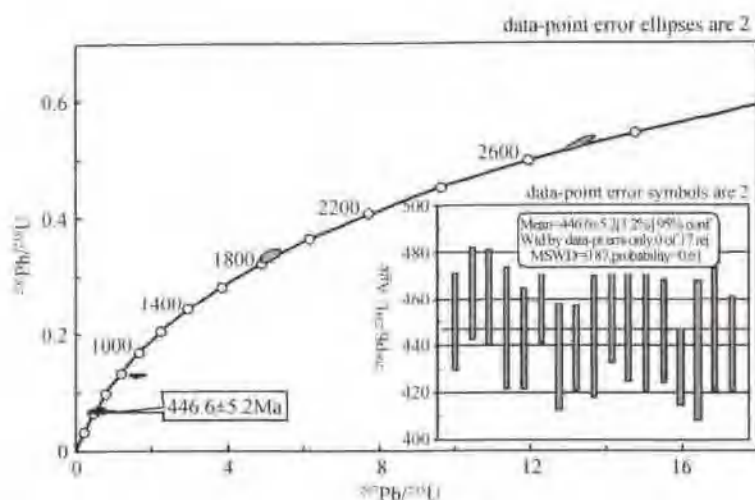


图 1-5-7 北阿尔金巴什考供盆地南缘红色花岗岩锆石($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)-($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)谐和曲线和平均年龄计算

样品 CL03-107A: 取自岩体东部的灰白色似斑状花岗岩。锆石为长柱状, 长宽比为 $3:1 \sim 5:1$ 。部分锆石中也存在年龄较大的核, 如 9、16 号, 年龄分别为 $(785.5 \pm 4.1)\text{Ma}$ 和 $(1656.4 \pm 7.1)\text{Ma}$ 。($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)-($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 得出上、下交点的年龄分别为 $(1659 \pm 66)\text{Ma}$ 、 $(442 \pm 27)\text{Ma}$, 结合阴极发光图像特征 (图 1-5-8), 获得岩体结晶的平均年龄为 $(434.5 \pm 3.8)\text{Ma}$ (图 1-5-9)。



图 1-5-8 北阿尔金巴什考供盆地南缘灰白色似斑状花岗岩锆石阴极发光图像

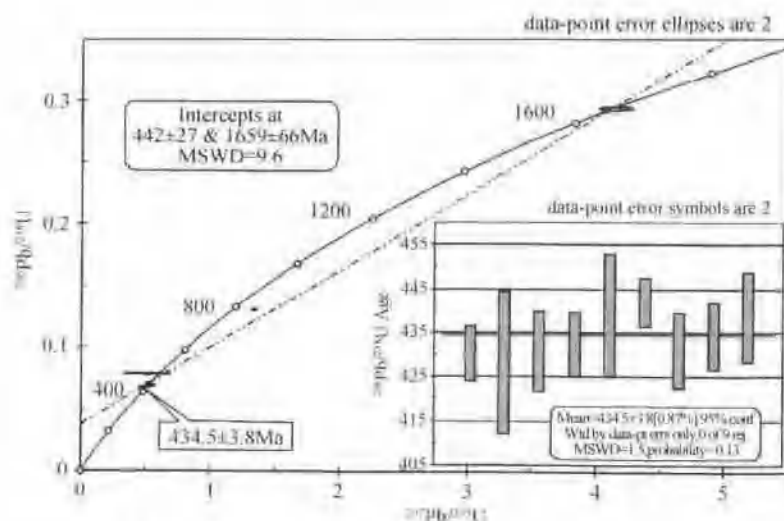


图 1-5-9 北阿尔金巴什考供盆地南缘灰白色似斑状花岗岩锆石
($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)-($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 谐和曲线和平均年龄计算

样品 CL03-121A: 该样品为粉红色似斑状花岗岩, 与样品 CL03-125 为同一条剖面线(II)(图 1-5-1), 但野外未见到它与巨斑状花岗岩之间的接触关系。该样品中的锆石具有较好的锥面和柱面, 晶形较好。长宽比变化较大, 一般为 2:1, 少数为 4:1。从测定结果(表 1-5-2)并结合锆石的阴极发光照片(图 1-5-10)来看, 部分锆石具有明显的核部, 年龄较大, 如 2、3、4、11、12 号锆石, 年龄分别为 $(1736.0 \pm 16.4)\text{Ma}$, $(1778.1 \pm 7.3)\text{Ma}$, $(864.8 \pm 4.6)\text{Ma}$, $(1463.0 \pm 8.5)\text{Ma}$, $(1361.5 \pm 4.7)\text{Ma}$, 也有少量的锆石核部年龄偏小, 与锆石的边部年龄类似, 如 9 号锆石的核部年龄与 13 号点、16 号点的年龄相类似, 分别为 $(358.8 \pm 3.9)\text{Ma}$, $(347.7 \pm 0.8)\text{Ma}$ 和 $(358.6 \pm 2.4)\text{Ma}$ 。



图 1-5-10 北阿尔金巴什考供盆地南缘粉红色似斑状花岗岩锆石阴极发光图像

从阴极发光照片上可以看出, 9 号锆石具有破碎的裂纹, 核部与边部具明显相连的深色图像(图 1-5-10), 13 号点和 16 号点为锆石的边部, 具有深色图像, 可能受到后期流体的改造, 这与黑云母发生绿泥石化的现象是吻合的。从 $(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb})$ -($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 图来看(图 1-5-11), 各年龄基本上都位于谐和线上, 但不一致线给出的上、下交点年龄误差较大。结合锆石的阴极发光特征, 选择具环带结构的锆石

进行年龄平均, 得出 $431.1 \pm 3.8\text{Ma}$ 的年龄, 该年龄为岩体的结晶年龄, 而 $349.1 \pm 5.1\text{Ma}$ 的年龄可能为后期流体活动的时代(图 1-5-11)。

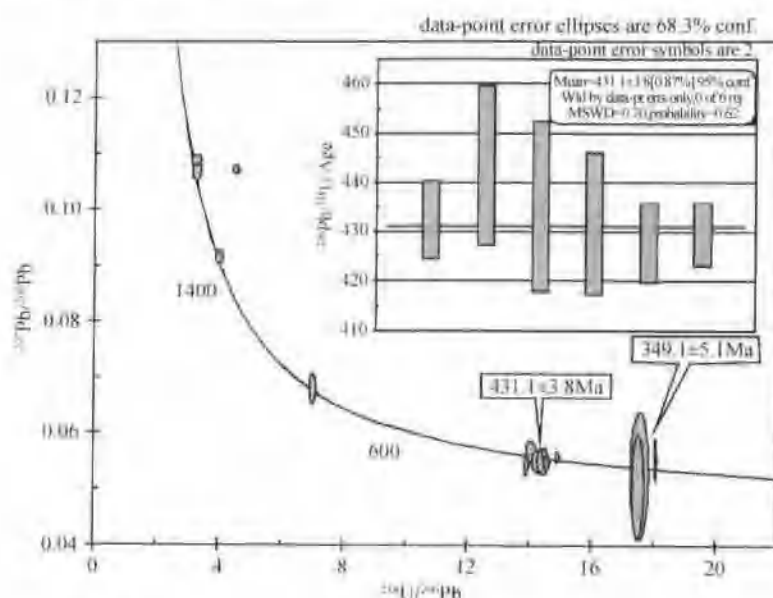


图 1-5-11 北阿尔金巴什考供盆地南缘粉红色似斑状花岗岩锆石
($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)-($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)谱和曲线和平均年龄计算

4. 花岗杂岩的成因

从岩浆演化特征来看, 巴什考供花岗杂岩中的巨斑花岗岩和红色花岗岩的岩浆演化程度比灰白色和粉红色似斑状花岗岩的高, 而年龄比后两者大。然而, 先侵位的岩体中含有少量与后期侵位岩体年龄相似的锆石, 如第一次侵位的巨斑花岗岩中 12 和 15 号锆石, 年龄分别为 $(446.6 \pm 5.1)\text{Ma}$ 和 $(445.6 \pm 4.5)\text{Ma}$, 与红色花岗岩的年龄相似; 第二次侵位的红色花岗岩中 13、15、21 和 23 号锆石的年龄分别为 $(434.2 \pm 5.2)\text{Ma}$, $(426.7 \pm 6.3)\text{Ma}$, $(421.0 \pm 3.9)\text{Ma}$ 和 $(430.7 \pm 3.8)\text{Ma}$, 分别与第三次和第四次侵位的灰白色和粉红色似斑状花岗岩的年龄相似, 对此较为合理的解释是后期热事件的影响。从锆石的阴极发光图像可以看出, 年龄较小的锆石与同样品中其他锆石不同, 主要为长柱状或粒度较小, 它们容易受到后期岩浆侵入时产生的高温影响, 并通过高温热扩散作用产生部分 Pb 的丢失, 因而年龄值偏小 (Armin Zeh et al., 2003)。由此也说明, 该杂岩体是由地壳多次部分熔融形成的岩浆先后侵位形成的。巨斑花岗岩和红色花岗岩中不含或很少含有暗色微粒包体, 可能是造山期间热流值升高引起地壳部分熔融形成。早期岩浆侵位到地壳浅部尚未完全固结时, 粒间熔体与深部岩浆房中的岩浆产生热对流作用, 形成了花岗岩的巨斑(时代为 474Ma)。从巨斑含有其他早期结晶矿物包裹体和具有不规则的边界特征可以得到印证, 类似于美国缅因州 Vinalhaven 岛上的花岗杂岩 (Viebe et al., 2004)。随着区域热流值不断升高, 地壳部分熔融程度加大, 形成了红色花岗岩浆的侵入(时代为 447Ma)。由于灰白色和粉红色似斑状花岗岩中存在暗色微粒包体, 所以, 它们的形成可能与深部基性岩浆的底侵作用有关。因为基性岩浆的底侵作用, 产生的热量足以产生大量的地壳熔融。Viebe (2004) 通过实验和计算得出, 1g 1200°C 玄武质岩浆冷却到 775°C 时产生的热量足以形成含熔体 80% 的 3.5g 花岗质岩浆。因此, 我们认为, 深部基性岩浆的底侵作用使得地壳再次发生部分熔融, 形成了灰白色似斑状花岗岩(时代为 435Ma)。稍后同样的过程形成了粉红色似斑状花岗岩(时代为 431Ma)。

(二) 北阿尔金喀孜萨依—山沙界花岗闪长岩

北阿尔金喀孜萨依—山沙界近东西向花岗岩带位于红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带西段北缘(图 1-5-12), 夹持于两条走向近东西的断裂带之间, 南侧为红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带, 北侧为塔里木

地块(图 1-5-12)。该花岗岩带主要由花岗岩和花岗闪长岩组成,东西向延长 45km,南北向宽约 0.8~2.5km,面积近 70km²。其中,花岗岩由四个串珠状的岩体组成,岩性为浅色中粒花岗岩;花岗闪长岩位于花岗岩带南侧,变形较强,局部具有糜棱岩化现象。在两种岩性接触部位可见花岗岩脉状穿插于花岗闪长岩中,在花岗岩体边缘有花岗闪长岩的捕虏体,且捕虏体长轴方向与岩体接触面平行,反映花岗岩侵位时间晚于花岗闪长岩。

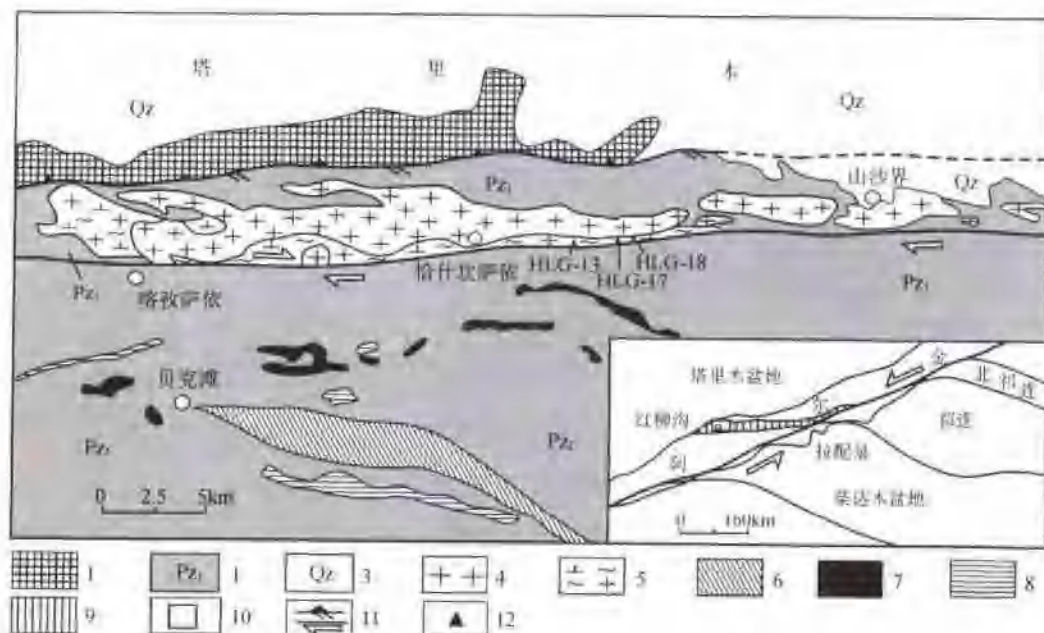


图 1-5-12 北阿尔金红柳沟-拉配泉岩浆岩带地质略图

(据 1:20 万巴什考供幅地质图修编)

- 1—太古宙变质岩;2—早古生代俯冲碰撞杂岩;3—第四纪沉积物;4—花岗岩;5—花岗闪长岩;6—高压变质泥岩;7—超基性;
8—辉长岩;9—红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带;10—工作区;11—斜向逆冲断层和平移断层;12—采样位置

1. 岩石学特征

北阿尔金恰什坎萨依花岗闪长岩呈灰白色,中粒花岗结构,块状构造。主要矿物由斜长石、钾长石、石英和角闪石组成,副矿物有榍石、磁铁矿,偶见磷灰石和锆石。斜长石呈他形-半自形板柱状,粒度较均匀,含量约 47%,绢云母化较强;钾长石主要为格子双晶发育的微斜长石,含量约 10%,绢云母化明显;石英呈他形粒状分布于长石颗粒间,部分呈团块状产出,波状消光,含量约 15%;角闪石呈他形-半自形柱状,含量约 25%,相对集中定向分布,与浅色矿物相间,构成面理;副矿物呈星点状分布,含量约 3%。岩石化学分析结果表明(表 1-5-3),恰什坎萨依花岗闪长岩 SiO₂ 含量在 58.12%~62.25%之间,Na₂O/K₂O 远大于 1,铝饱和指数(A/CNK)小于 1.0,属钙碱性偏铝质花岗岩类。总体来看,该岩体以 Na₂O 高, K₂O 低和 A/CNK 偏低为特性,其成因类型属 I 型,岩浆来自壳幔混合源。

岩石的稀土元素丰度变化较大,为 $(93.65-473.7) \times 10^{-6}$, LREE/HREE 变化于 6.25~20.73 之间(表 1-5-3),稀土元素球粒陨石标准化配分曲线向右陡倾斜(图 1-5-13A), δEu 在 0.78~0.90 之间,平均 0.86, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为 4.26~5.10,平均 4.23, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 小于 2.39,反映岩石具有轻稀土富集,重稀土相对亏损的特征,与岛弧区安山岩稀土配分型式相似。岩石的大离子亲石元素 Sr、K、Rb、Ba、Th、Nb、Ce 含量远高于 MORB 值, Ti、Y、Yb、Sc 低于 MORB 值(表 1-5-3)。在 MORB 标准化的微量元素蛛网图上(图 1-5-13B), Ba、Ti 具有明显的负异常, Th、Ce、Yb 为正异常, Sr/Y、La/Yb 较高, Rb/Sr、Rb/Ba 偏低,尤其是 TiO₂ 含量小于 1.0%,这些特征与新西兰火山弧英安岩和流纹岩、科西嘉正常弧花岗岩及北祁连岛弧钙碱性玄武岩的相似,在 Pearce(1984)微量元素构造环境判别图解上,所有的样品点均落在火山弧花岗岩区(图 1-5-14)。

表 I -5-3 北阿尔金恰什坎萨依花岗闪长岩地球化学分析

成分/%	HLG-13	HLG-17	HLG-18	1138 ⁽²⁰⁾	稀土元素 10 ⁻⁶	HLG-13	HLG-17	HLG-18	微量元素 10 ⁻⁶	HLG-13	HLG-17	HLG-18
SiO ₂	60.06	62.25	58.12	61.46	La	113	46.5	16.1	Sr	691	135	141
TiO ₂	0.44	0.51	0.70	0.51	Ce	213	89.1	35.3	Rb	148	61.6	54.1
Al ₂ O ₃	18.07	15.91	15.80	15.69	Pr	23.8	9.61	4.53	Ba	1165	551	259
Fe ₂ O ₃	1.94	2.64	2.98	2.56	Nd	85.4	34.3	19.5	Th	57.8	22.8	8.1
FeO	3.66	2.71	4.01	4.18	Sm	13.8	5.74	4.14	Nb	22	21.8	9.86
MnO	0.18	0.14	0.14	0.15	Eu	2.9	1.37	1.17	Zr	422	135	141
MgO	1.80	2.24	4.09	3.25	Gd	8.59	4.80	3.81	Y	25.2	17.5	16.6
CaO	3.44	5.26	6.61	6.64	Tb	1.09	0.71	0.60	Sc	11.1	9.65	20.2
Na ₂ O	5.02	4.02	3.63	2.76	Dy	5.38	3.48	3.39	Ta	0.85	0.59	0.6
K ₂ O	3.37	1.89	1.36	0.92	Ho	0.93	0.70	0.66	V	95.2	119	212
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.20	0.12	Er	2.7	2.15	2.01	Yb + Ta	3.22	2.61	2.47
H ₂ O ⁺	1.02	1.46	1.40		Tm	0.37	0.29	0.29	Y + Nb	47.2	39.3	26.46
CO ₂	0.50	0.31	0.31		Yb	2.37	2.02	1.87	Rb/Ba	0.13	0.11	0.21
total	99.73	99.58	99.35	98.24	Lu	0.37	0.32	0.28	Sr/Y	27.42	7.71	8.49
Na ₂ O/CaO	1.46	0.76	0.55	0.42	ΣREE	473.70	201.09	93.65	La/Yb	47.68	23.02	8.61
MgO/TFE	0.32	0.42	0.59	0.48	1REE/HREE	20.73	12.90	6.25	Rb/Sr	0.21	0.46	0.38
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	41.07	31.20	22.57	30.76	δEu	0.90	0.78	0.89				
ACNK	0.99	0.87	0.81	0.89	(La/Sm) _N	4.26	5.10	2.45				
ANK	1.52	1.84	2.12	2.83	(Gd/Yb) _N	2.39	1.92	1.64				

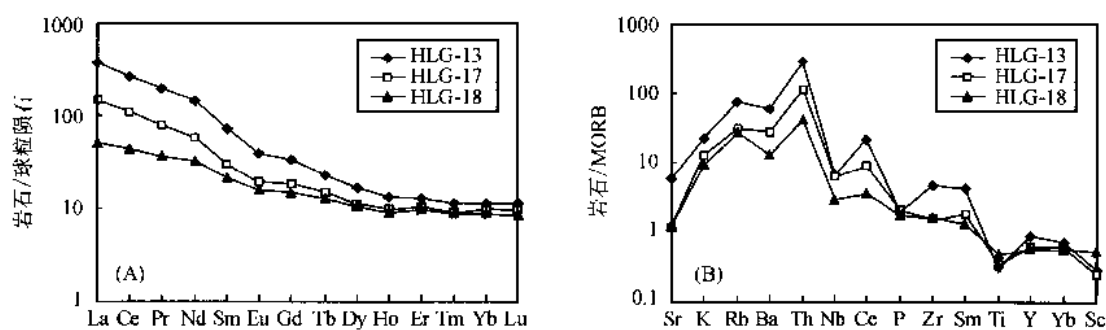


图 I -5-13 北阿尔金恰什坎萨依花岗闪长岩稀土配分型式(A)和微量元素蛛网图(B)

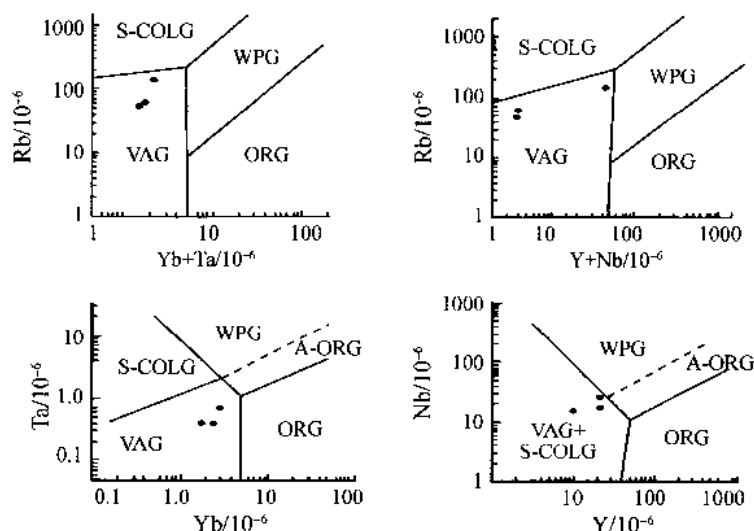


图 I -5-14 北阿尔金恰什坎萨依花岗闪长岩微量元素判别图解

VAG—火山弧花岗岩;ORG—洋脊花岗岩;WPG—板内花岗岩;S-COLG—同碰撞花岗岩

总体来看, 恰什坎萨依花岗闪长岩的常量元素、稀土元素和微量元素特征都清晰的勾勒出典型的岛弧型岩浆岩性质。

2. 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

锆石大部分呈短柱状或次圆状, 粒度在 0.05~0.2mm 之间, 长宽比 1.5:1, 个别可达 2:1, 晶形为半自形-自形, 晶面整洁光滑。锆石阴极发光图像显示锆石内部韵律环带发育, 不存在继承性锆石。锆石 U、Th 含量分别变化于 574~870μg/g 和 279~556μg/g, Th/U 值在 0.52~0.68 之间(表 I-5-4), 大于 0.5, 且锆石的 Th、U 值之间具有较好的正相关性, 说明锆石是岩浆成因的。

表 I-5-4 北阿尔金花岗闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据

样品 测试点	含量(μg/g)			Th/U	含量/%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	%	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	%	年龄/Ma	
	U	Th	$^{206}\text{Pb}^{**}$		^{206}Pb			$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		t_d			
HLG17-1	870	512	58.5	0.61	0.04	.0569	1.2	12.78	0.4	0.61	1.2	485.7	1.8
HLG17-2	574	279	38.8	0.50	0.04	.0582	1.5	12.72	0.5	0.63	1.6	487.8	2.4
HLG17-3	680	343	45.5	0.52	0	.0563	2.0	12.83	0.4	0.60	2.0	483.8	2.0
HLG17-4	658	429	43.5	0.67	0.07	.0567	1.4	13.01	0.4	0.59	1.5	477.5	2.1
HLG17-5	865	444	56.9	0.53	0.08	.0565	1.2	13.08	0.4	0.60	1.2	475.0	1.8
HLG17-6	800	441	53.3	0.57	0.04	.0555	2.5	12.89	0.4	0.59	2.5	481.6	1.8
HLG17-7	845	556	57.6	0.68	0.02	.0563	1.1	12.60	0.4	0.62	1.2	492.4	1.8
HLG17-8	761	473	50.1	0.64	0.04	.0560	1.2	13.04	0.4	0.59	1.3	476.1	1.8
HLG17-9	624	316	41.1	0.52	0	.0550	1.3	13.05	0.5	0.58	1.4	475.9	2.4
HLG17-10	786	395	52.6	0.52	0.06	.0568	1.2	12.84	0.4	0.61	1.3	483.5	1.9
HLG17-11	738	416	48.5	0.58	0	.0563	1.2	13.07	0.4	0.59	1.2	475.1	1.9
HLG17-12	631	316	42.5	0.52	0.08	.0569	1.3	12.76	0.4	0.61	1.4	486.5	2.1

注: Pb* 为²⁰⁴Pb 校正后的铅, Pb** 为放射成因铅, ²⁰⁶Pb 为普通铅, 年龄误差为 ±1σ。

测定的 12 颗锆石 SHRIMP U-Pb 年龄变化于(475.1±1.9)~(492.3±1.8)Ma 之间(表 I-5-4)。在谐和图上, 所有样品点相对集中分布于一致线 481Ma 附近的区域(图 I-5-15A), 计算平均年龄为(481.5±5.3)Ma, 置信度为 95%, MSWD 为 0.39(图 I-5-15B)。结合锆石的特征, 认为该年龄是锆石的结晶年龄或岩浆侵位的年龄。

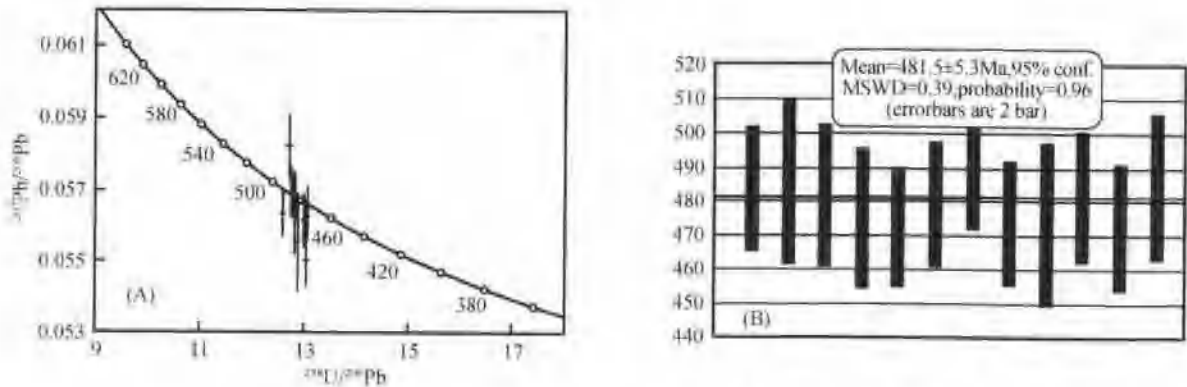


图 I-5-15 北阿尔金花岗闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年谐和图(A)及年龄直方图(B)

3. 花岗闪长岩形成时代及机制

新疆地质局在 1:200000 地质图上, 将俯冲碰撞杂岩带内的火山岩、沉积岩及变质岩定位于新元古代, 将恰什坎萨依花岗闪长岩和花岗岩确定为新元古代中期第二次和第三次侵入的产物, 并认为该区岩

浆活动主要在新元古代。然而,俯冲碰撞杂岩带内玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄为 508~524Ma,恰什坎萨依花岗岩的形成时代为 $(402.7 \pm 3.1)\text{Ma}$ (戚学祥等,2005)。恰什坎萨依花岗闪长岩侵位于俯冲碰撞杂岩中,后又被花岗岩穿插,其侵位时代应介于二者之间。恰什坎萨依花岗闪长岩虽然经历了变形过程,但锆石阴极发光图像清晰地反映锆石内部韵律环带结构,不存在新生环边以及高 Th、U 含量和 Th/U 比值等都清晰地展示出锆石的岩浆成因,后期的变形作用并未对锆石结构和组成产生实质性的影响。因此,锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄 $(481.5 \pm 5.3)\text{Ma}$ 代表了花岗闪长岩的侵位时代,说明在这一时期发生过一次重要的岩浆活动。

红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带内早古生代大洋玄武岩和洋岛玄武岩的存在表明该区在寒武纪为一洋盆。随着洋壳向陆壳下俯冲,这些具洋壳性质的火山岩、深海沉积岩以及呈透镜状显示“外来岩块”特征的碎屑岩、灰岩等被刨削下来形成俯冲增生杂岩,一部分物质俯冲到地下深处。随着温度、压力的增大,俯冲到深部的物质脱水(气),形成的流体进入上覆地幔楔,并导致其发生部分熔融而形成玄武质岩浆,经分异作用或同化部分地壳物质而演化出花岗闪长岩岩浆,这些岩浆沿着构造薄弱地带上升到地壳上部喷发或侵位,形成岛弧火山岩或侵入岩。恰什坎萨依花岗闪长岩为高钠的 I 型岩浆岩,形成于早奥陶纪的岛弧环境,与北祁连岛弧型火山岩的地球化学特征一致,其形成时代 481Ma 也在北祁连岛弧形成期内 495~445Ma。由此可以说明恰什坎萨依花岗闪长岩是红柳沟—拉配泉区洋壳闭合以前火山岛弧区岩浆活动的一个组成部分,为该区岛弧带的存在提供了一个佐证。在后期发生的弧-陆斜向碰撞并沿边界引发大规模走滑作用过程中,分布于弧陆边界的岛弧型花岗闪长岩体发生变质变形,形成片麻理构造或糜棱面理构造发育的花岗闪长岩。

二、祁连俯冲-碰撞型花岗岩

北祁连早古生代花岗岩主要分布在走廊南山,岩石组合为石英闪长岩-英云闪长岩、石英二长闪长岩-石英二长岩,为典型的钙碱性系列岩石组合。这些岩体的微量元素配分模式基本相似,具有明显的 Nb 负异常,和弱的 P、Ti 负异常,说明岩浆源来源岛弧玄武岩。而黄羊河水库二长花岗岩和达隆村石英正长岩具有较高的 Th 丰度,显示 S 型花岗岩的特征,说明岩浆中含有较多的壳源成分,位于大陆边缘环境。北祁连东段的天祝—景泰一带的早古生代花岗岩类以 K、Rb、Ba、Th 相对富集、其余微量元素丰度低于洋脊型花岗岩为特征,同时,Ce 比相邻的元素富集,Yb 丰度特别低,显示出岛弧环境下 I 型花岗岩的特征。岩石的 ORG 标准化后的地球化学模型类似于 Jamaica 岛弧 I 型花岗岩。井子川石英闪长岩样品(98CL817-1)的岩浆锆石 SHRIMP U-Pb 的平均年龄为 442Ma,属晚奥陶世。与钱青等(1992)测定的老虎山石英闪长岩的年龄 432Ma 在误差范围内近于一致。

(一) 俯冲型 I 花岗岩类典例——噉唠山花岗岩体

噉唠山花岗岩体位于柴北缘大柴旦北西约 80km,呈不规则岩株状产在达肯大坂群中(Pt_3),其延伸方向与区域构造线方向具有一小的交角,出露面积约 15km^2 (图 I-5-16)。岩体边部受挤压特征十分明显,部分暗色矿物如黑云母呈定向排列。岩体的岩性变化较大,主体相为花岗岩,其次为花岗闪长岩和石英闪长岩。岩体的围岩是一套片岩、角闪岩、片麻岩等。岩体的西南部,分布着一套呈 NW—SE 向分布的奥陶纪钙碱性系列的火山岩。

1. 岩石学特征

噉唠山花岗岩主要由斜长石(30%~40%)、石英(25%~35%)、钾长石(10%~15%)、角闪石(0~10%)、黑云母(2%~5%)、白云母(1%~3%)组成。角闪石、云母的分布不均匀,部分石英具波状消光现象,显示出受到挤压应力的作用。岩石的 SiO_2 变化于 52.94%~71.9%之间, Na_2O 和 K_2O 变化范围较大,前者变化于 3.70%~4.26%之间,后者变化于 1.24%~3.67%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值变化较大,为 1.07~3.70 之间(表 I-5-5)。岩石组合指数变化于 1.58~3.42 之间,平均为 1.93。若按里特曼的划分法,均属钙碱性岩系;按欧文(1971)的 An-Ab'-Or 划分方案,属亚碱性系列(Irvine, I. N., 1971)。

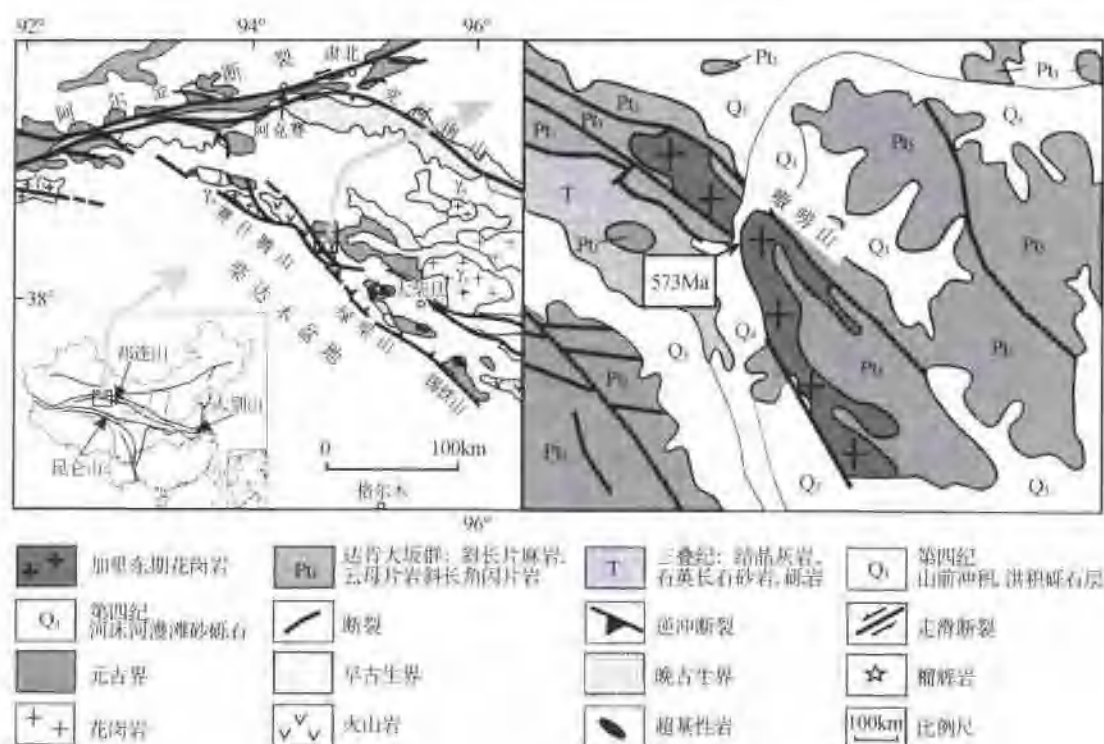


图 1-5-16 柴北缘噶斯山花岗岩体地质图

表 1-5-5 祁连南缘噶斯山岩体岩石化学成分

样号	K55-5	K55-6	K55-8	K55-9	K55-11	K55-13	K55-15	K55-16
岩石名称	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗岩闪长岩	石英闪长岩	花岗岩	石英闪长岩	花岗岩
SiO ₂	68.5	71.34	71.86	62.68	52.94	70.68	55.57	71.9
TiO ₂	0.47	0.24	0.23	0.97	1.07	0.29	0.87	0.23
Al ₂ O ₃	15.11	15.05	14.66	16	17.77	14.63	16.33	14.36
Fe ₂ O ₃	1.27	0.74	0.75	1.4	1.81	0.78	1.84	0.71
FeO	2.39	1.58	1.31	4.48	5.77	1.81	5.22	1.43
MnO	0.053	0.039	0.035	0.069	0.091	0.034	0.095	0.038
MgO	1.11	0.75	0.66	2.86	5.3	0.8	5.82	0.64
CaO	3.75	2.66	2.24	5.18	7.8	2.79	8.3	2
Na ₂ O	4.01	4.11	3.92	4.26	4.12	4.19	3.7	4.27
K ₂ O	2.33	2.73	3.67	1.24	1.41	2.86	1	3.36
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
LOI	0.9	0.98	0.84	1.5	1.84	0.88	1.44	0.82
总和	99.89	100.22	100.16	100.64	99.92	99.74	100.19	99.76
Na ₂ O/K ₂ O	1.72	1.51	1.07	3.44	2.92	1.47	3.70	1.27
里特曼指数	1.58	1.65	2.00	1.54	3.08	1.80	1.76	2.01
铝指数	0.95	1.03	1.01	0.90	0.79	0.97	0.73	1.00
La	30.30	36.10	38.00	27.40	25.40	22.10	26.10	35.20
Ce	53.30	53.50	57.40	49.80	52.80	40.80	51.20	54.50
Pr	5.29	5.24	5.19	5.16	5.30	3.64	5.14	4.46
Nd	21.90	20.10	21.30	21.70	26.90	15.30	23.20	18.40
Sm	4.79	3.68	3.46	4.76	6.03	2.82	4.93	3.07

续表

样号	K55-5	K55-6	K55-8	K55-9	K55-11	K55-13	K55-15	K55-16
岩石名称	花岗岩	花岗岩	花岗岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	花岗岩	石英闪长岩	花岗岩
Eu	1.03	0.87	0.88	1.16	1.45	0.77	1.17	0.67
Gd	5.29	2.65	3.13	4.79	5.88	2.60	5.06	1.92
Tb	0.60	0.48	0.37	0.67	1.05	0.19	0.71	0.26
Dy	4.25	2.96	2.54	4.94	6.00	1.75	4.32	2.09
Ho	0.77	0.45	0.28	0.90	1.30	0.23	0.75	0.37
Er	2.75	1.84	1.62	2.94	3.44	1.24	2.48	1.40
Tm	0.36	0.21	0.19	0.36	0.42	0.12	0.23	0.18
Yb	2.29	1.29	0.97	2.17	2.71	0.71	1.70	0.90
Lu	0.32	0.27	0.07	0.38	0.33	0.10	0.26	0.13
稀土总量	133.24	129.64	135.40	127.13	139.01	92.37	127.25	123.55
轻重稀土比值	7.01	11.77	13.77	6.41	5.58	12.31	7.20	16.04
Eu*	0.63	0.82	0.81	0.74	0.74	0.86	0.72	0.79
Y	24	14.3	11.2	25.5	30.7	7.41	20.3	9.33
Sc	9.48	4.96	4.38	18.6	27.3	7.34	23.8	5.44
Rb	86.9	80.8	92.6	48.6	43.8	68.1	34	63.8
Sr	263	434	392	310	393	342	291	324
Ba	516	0.14%	0.13%	387	387	757	367	0.17%
Zr	87.7	60.9	58.4	96.6	88.1	80.7	65.1	60.1
Nb	4.2	4.93	4.51	5.89	7.29	1.99	5.79	6.22
Ta	0.55	0.17	0.27	0.36	0.41	0.079	0.68	0.36
U	0.67	0.58	0.34	1	0.85	0.36	0.45	0.75
Th	9.69	4.5	3.97	8.83	3.33	6.44	1.48	6.98
Hf	0.56	0.93	0.74	1.02	0.92	0.41	0.96	0.83
V	42.6	21.6	19.9	69.5	101	25	97.4	4.96
Cr	28.5	40.7	31.9	77.3	53.2	28.5	242	0.82
Co	8.14	4.97	4.08	20.5	31.7	4.4	30.9	3.45
Ni	6.45	4.76	4.18	22.2	42.4	4.34	35.7	3.73

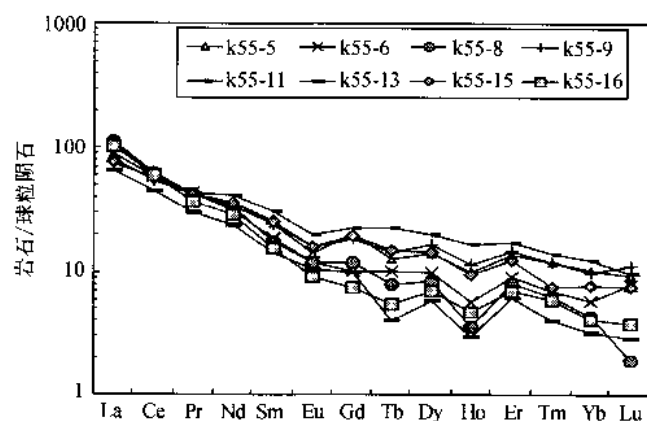


图 I-5-17 柴北缘噶喇山花岗岩稀土元素球粒陨石标准化曲线

2. 岩石地球化学特征及构造环境

柴达木北缘噶喇山花岗岩的稀土元素总量变化于 $(77.89 \sim 135.40) \times 10^{-6}$ 之间(表 I-5-5),从稀土元素球粒陨石标准化曲线来看(图 I-5-17),除个别样品具有微弱的负铕异常外,大多数样品均无明显的铕异常(δEu 变化于0.63~0.99之间);岩石的过渡族元素丰度变化不大,但不相容元素的丰度变化较大。与地幔岩相比,各岩体的过渡族元素均具有不同程度的亏损,特别是Cr、Ni的亏损程度较大,但不同岩石的亏损程度稍有差别,表现在过渡族元素地幔岩标准化曲线形态上,在Cr、Ni处呈低谷的“W”型。在微量元素蛛网图上,Ti和P的丰度小于地幔岩,且较其他元素丰度低,特别是Ti的负异常由石英闪长岩→花岗闪长岩→花岗岩越来越明显,反映了岩浆的分异作用(图 I-5-18)。可

见,该岩体上述特征类似于岛弧 I 型花岗岩。另外,岩石的 $(Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO))$ 值变化于 0.73~1.03 之间,若以 1.05 为界,亦属 I 型花岗岩;在 R_1-R_2 图解上,岩石均落入 2 区,类似于 I 型科迪勒拉花岗岩,其构造环境为活动陆缘的岛弧(R.A. Batchelor et al., 1985);在 Pearce 等(1984)的微量元素判别图解上,该岩体均落入火山岛弧型花岗岩区(图 I-5-19)。可见,噶喇山花岗岩产出的构造环境为靠近活动陆缘的岛弧。

3. 锆石 SHRIMP 定年

选取噶喇山 I 型花岗岩中 6 个特征不同

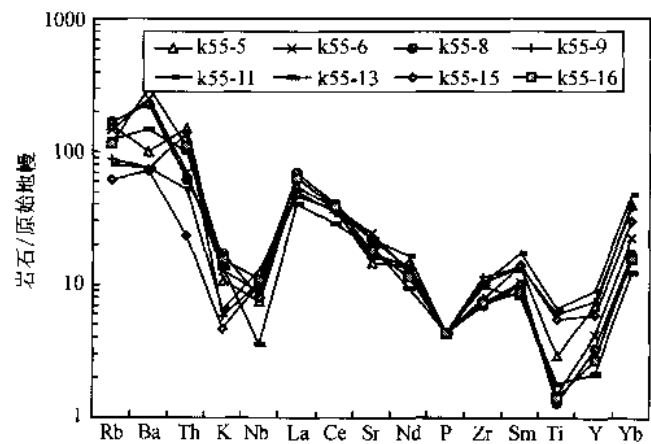


图 I-5-18 柴北缘噶喇山花岗岩微量元素蛛网图

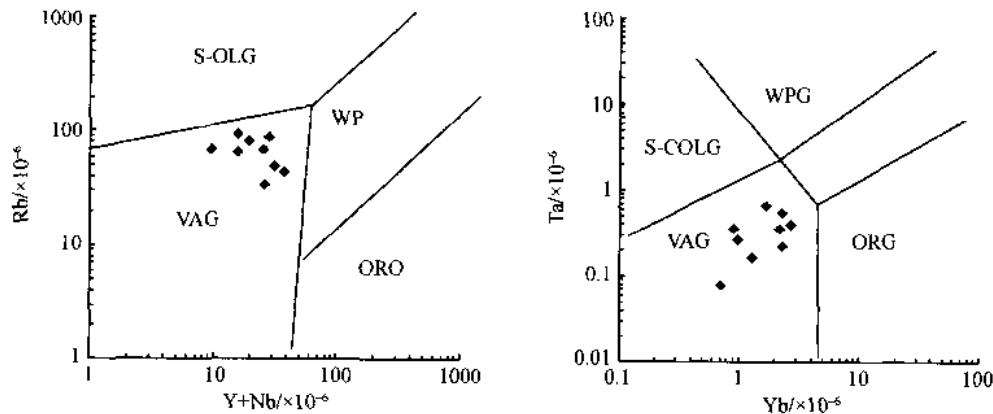


图 I-5-19 柴北缘花岗岩微量元素构造环境判别图解
(Pearce, 1984)

的锆石进行了 SHRIMP 定年。从锆石的透射光(正交偏光)照片上可以看出,锆石 1.1 为柱状,2.1、5.1 为短柱状,但这三颗锆石均具有次圆状的边缘;3.1、4.1、6.1 几乎为粒状,从外形来看,4.1、6.1 可能为横切面;从阴极发光图片上看,锆石的内部结构也比较复杂。锆石 1.1、2.1、4.1、5.1 均含有一个核心,但锆石 4.1 的核心与另外三颗锆石的稍有不同,为白色,同时,还有较平直的边缘,另外三颗锆石的核心形状呈多边形,且其核心外部的环带粗细不均,形状不规则;这种具有一个核心和不规则边缘的锆石是源岩部分熔融或深熔作用形成的(L.J. Robb et al., 1999; J. Duncan Keppie and T. E. Krogh 1999);3.1、6.1 内部结构比较均匀,稍有微弱的同心环带,4.1 具有明显的多层同心环带,它们可能为岩浆成因(J. M. Hancher and C. F. Miller, 1993),同时,也说明锆石 3.1、6.1 可能是在一种相对稳定的环境中形成,而锆石 4.1 可能是在一种相对动荡的、有流体相参加的环境下形成(Sue Keay, David Steele and William Compston, 1999)。花岗岩中锆石 SHRIMP 定年结果见表 I-5-6。

表 I-5-6 锆石 SHRIMP 定年结果

样品号	U/ $\times 10^{-6}$	Th/ $\times 10^{-6}$	Th/U	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	年龄/Ma	$\pm$
K55-5-1.1	281.7	133.4	0.4735	0.0053	0.0568	0.0042	13.081	0.2731	474	9.6
K55-5-2.1	217.4	120.5	0.554	0.0041	0.0549	0.0021	12.498	0.1997	496	7.6
K55-5-3.1	1887.1	563	0.2983	0.0012	0.0556	0.0005	13.354	0.1617	465	5.4
K55-5-4.1	99.3	59.2	0.5968	0.009	0.049	0.0069	13.967	0.4945	445	15.3
K55-5-5.1	714.3	236	0.3304	0.0018	0.0559	0.0007	12.547	0.1626	495	6.2
K55-5-6.1	225.3	85.4	0.3793	0.0042	0.0535	0.0039	13.424	0.3334	463	11

由表可见,锆石的 U、Th 含量变化较大,分别变化于 $99.3 \sim 1887.1 \mu\text{g/g}$ 之间和 $59.2 \sim 236 \mu\text{g/g}$ 之间, Th/U 比值变化不大,为 $0.3 \sim 0.6$ 。结合离子探针的位置可以看出,锆石的阴极发光图像上灰度越深,则 U 的含量越高。如锆石 3.1 为黑色,其 U 的含量高达 $1887.1 \mu\text{g/g}$,而锆石 4.1 中心含有一个白色的核心,其 U 的含量最低,为 $99.3 \mu\text{g/g}$,可能有部分 Pb 的丢失(S. Claesson, et al., 2000)。一般来说,具有磨圆的外形、具高 U 含量和低的 Th/U 比值的锆石是变质作用形成的(Williams and Claesson, 1987; Bradley R. Hacker et al., 1998; L. J. Robb et al., 1999; Sue Keay, David Steele and William Compston, 1999)。Claesson 等(2000)在研究俄罗斯科拉半岛碳酸岩岩墙和其中的捕虏体中锆石年代时得出,岩浆型锆石的 Th/U 比值大于 0.1,且各锆石的 Th 和 U 之间具有正相关性。该岩体中的锆石 Th/U 比值均大于 0.1,属岩浆成因。测定的 6 颗锆石的年龄变化于 $(445 \pm 15.3) \sim (496 \pm 7.6) \text{Ma}$ 之间,结合锆石的特征并考虑年龄误差变化范围,得出该岩体的平均年龄为 473Ma ,属早奥陶世。

4. 岩石成因

邱家骧等(1998)根据祁连南缘早古生代火山岩组合特征,认为早期主要由基性与酸性的双峰式火山岩组成,以碱性与拉斑系列为主,反映了洋盆的扩张环境;中晚期以中基性钙碱性火山岩为主,尤其以中性岩发育为特征,反映了板块俯冲、洋盆消减环境。我们的研究表明,噶喇山花岗岩具有岛弧 I 型花岗岩的地球化学属性,结合区域地质构造特征,认为该花岗岩形成于活动陆缘的岛弧。其形成过程是:早奥陶世晚期,柴北缘洋壳俯冲于中南祁连地体之下,消减的洋壳逐渐为传导热和板片摩擦热所加热,随着压力和温度的增加,洋壳玄武岩和顶部的沉积组分发生前进变质作用,经绿片岩相、角闪岩相转变为捕辉岩相,在此过程中,含水矿物大量地脱水(Anderson et al., 1976; Peacock, 1990; Sorena S. Sorensen and Jeffrey N. Grossman, 1993),形成流体。流体上升到下地壳,诱发其发生部分熔融,形成了岛弧型 I 花岗质岩浆。

(二) 碰撞型花岗岩典例——柴达木山岩体

祁连地体最大的花岗岩体为位于南部大柴旦镇以北的柴达木山岩体,平面形态如菱形四边形,长轴近东西向,长 50 余公里,宽 40km,面积 2124km^2 。岩体侵入元古界和早古生界地层,同时还含有早古生界的包体。本区元古界达肯大坂群(Pt_1)是一套中-高级变质岩系,主要由斜长角闪岩、云母片岩、片麻岩等组成。早古生代地层发育上奥陶统,主要为火山岩及砂页岩夹灰岩,属活动型沉积。

1. 岩石学特征

岩体为似斑状粗粒花岗岩。斑晶为钾长石,卡式双晶发育,粒度一般为 $10 \sim 20 \text{mm}$,个别达 30mm 以上,含量 $20\% \sim 40\%$ 。基质粗粒结构,粒度 $5 \sim 10 \text{mm}$,矿物成分为钾长石、石英和斜长石,他形粒状结构,含量 $30\% \sim 40\%$;石英呈粒状,含量约 25% ;暗色矿物黑云母多已绿泥石化。副矿物较复杂,以刚玉、电气石、萤石、锆石、磷灰石、锡石为主。

岩石的 SiO_2 含量变化于 $76.95\% \sim 79.42\%$, Na_2O $2.26\% \sim 2.64\%$, K_2O $4.80\% \sim 5.70\%$, CIPW 标准矿物计算中,以出现高含量的石英($40.1\% \sim 45.5\%$)为特征,同时还含有少量的刚玉($0.3\% \sim 1.6\%$)。按欧文等(1971)的岩石系列划分标准,属于亚碱性系列钾质类型。岩石的稀土总量为 $(284 \sim 306) \times 10^{-6}$ (表 I-5-7),稀土配分模式为具有负铕异常($\delta \text{Eu} = 0.13 \sim 0.15$)的右倾型(图 I-5-20),具有陆壳部分熔融的 S 型花岗岩特征;与洋脊型花岗岩相比,该花岗岩体的微量元素以 Rb、Th 明显富集 $(376 \sim 429) \times 10^{-6}$ 、 $(31 \sim 50.7) \times 10^{-6}$ 和 Ba 明显亏损 $(108 \sim 148) \times 10^{-6}$ 为特征(表 I-5-7),其次 K、Ta 也较富集,但 Hf、Zr、Y 和 Yb 低于洋脊型花岗岩,也表明其形成的构造环境为同碰撞型(图 I-5-21)。

2. 祁连山南部柴达木山 S 型花岗岩定年

柴达木山 S 型花岗岩中的锆石具有完好的晶形(图 I-5-22A₁、A₂),长宽比为 $2.5:1 \sim 1.5:1$,锥面和柱面发育,阴极发光照片显示出明显的环带结构(图 I-5-22B₁、B₂),锆石的 Th/U 比值较高,大多大于 0.5,是典型的岩浆结晶锆石。

锆石的 SHRIMP U-Pb 定年结果表明,视年龄变化于 $410 \sim 729 \text{Ma}$ 之间(表 I-5-8),其中 729Ma 为一继承性的锆石,具有较高的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值。其次,视年龄为 498Ma 和 494Ma 的测点范围已跨入锆

表 I -5-7 祁连山南部柴达木山花岗岩化学成分

样品编号	k55-1	k55-2	k55-3	k55-4	T ₁	T ₂	T ₃
SiO ₂	76.95	79.42	78.77	78.36	74.01	76.41	70.78
TiO ₂	0.19	0.21	0.14	0.17	0.23	0.2	0.36
Al ₂ O ₃	11.11	10.29	10.76	10.71	13	11.69	14.53
Fe ₂ O ₃	0.58	0.46	0.46	0.59	0.87	0.5	0.45
FeO	1.11	1.42	1.11	1.1	1.39	1.32	2.24
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	0.24	0.26	0.15	0.2	0.55	0.55	0.99
CaO	0.65	0.67	0.53	0.63	0.74	0.61	1.34
Na ₂ O	2.3	2.26	2.64	2.51	2.41	2.43	2.9
K ₂ O	5.7	4.8	4.87	4.99	5.74	5.1	5.46
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07	0.08
LOI	0.56	0.6	0.54	0.52			
Total	99.41	100.41	99.99	99.8	99.04	98.9	99.16
La	59.20	61.00	47.90	59.00			
Ce	112.00	113.00	89.80	108.00			
Pr	10.50	10.40	8.53	10.00			
Nd	39.60	40.00	34.90	40.10			
Sm	8.39	7.78	8.16	9.00			
Eu	0.35	0.35	0.38	0.45			
Gd	7.60	7.12	8.71	9.73			
Tb	1.47	1.12	1.88	1.47			
Dy	8.45	6.33	11.10	9.02			
Ho	1.71	1.13	2.44	1.86			
Er	4.60	3.19	6.40	4.86			
Tm	0.64	0.44	0.98	0.70			
Yb	3.47	2.21	5.59	3.79			
Lu	0.58	0.44	0.68	0.65			
Y	43.50	29.50	64.00	47.10			
Rb	404.00	376.00	429.00	404.00			
Sr	29.10	24.90	16.10	27.60			
Ba	148.00	146.00	108.00	124.00			
Nb	9.79	14.90	17.00	13.10			
Ta	0.39	0.92	1.01	0.82			
Zr	96.60	118.00	67.90	72.00			
Hf	1.18	1.91	1.60	1.52			
U	4.29	4.53	4.85	5.43			
Th	50.70	47.00	31.00	39.00			
Sc	7.34	6.36	4.62	4.62			
V	13.00	12.70	9.96	11.80			
Cr	21.60	25.60	21.90	22.90			
Co	1.96	2.36	1.14	2.26			
Ni	2.56	3.01	1.83	2.31			

注: k55-1, k55-2, k55-3, k55-4 为本文成果, 由中国地质科学院岩矿测试研究所(国家测试中心)完成; T₁, T₂, T₃ 引自《青海地质志》(1991)。

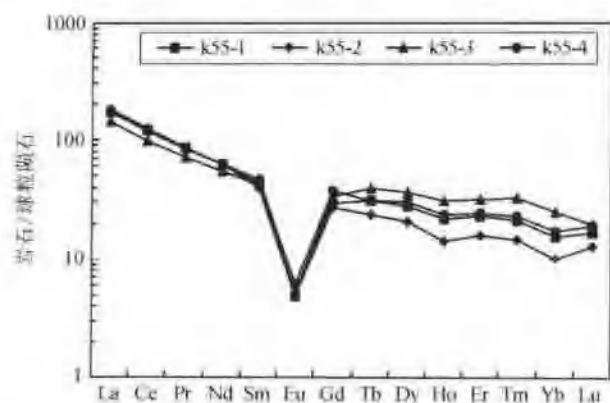


图 1-5-20 祁连山南部柴达木山花岗岩稀土配分模式

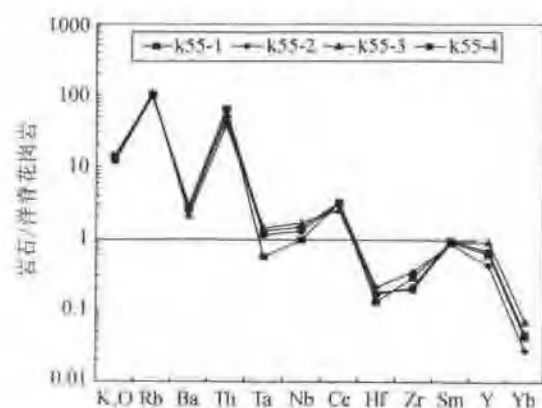


图 1-5-21 祁连山南部柴达木山花岗岩微量元素蛛网图

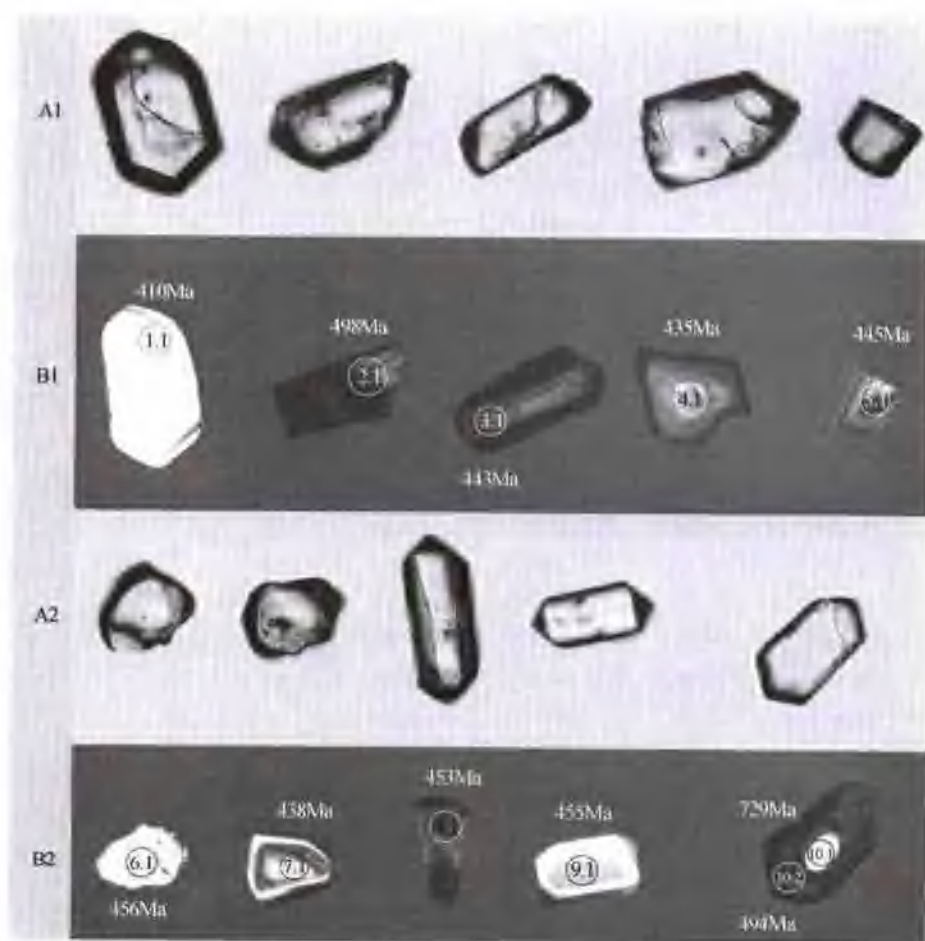


图 1-5-22 祁连山南部柴达木山花岗岩中锆石在正交偏光和阴极发光下的图像

A1, A2 为正交偏光下图像, B1, B2 为阴极发光图像

石的边部颜色较深处, 而该处可能受到了流体的改造, 有外来放射性 Pb^+ 的加入, 且 U 含量大于 $2000\mu g/g$, 所以视年龄值偏大。其余锆石的视年龄均较稳定, 变化于 $435\sim 456Ma$, 平均为 $444Ma$, 该年龄代表花岗岩的结晶年代。

表 I -5-8 祁连山南部柴达木山花岗岩锆石 SHRIMP U-Th-Pb 离子探针分析结果

Labels	U/($\mu\text{g/g}$)	Th/($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$\pm$	$\frac{\text{Pb}^*}{(\mu\text{g/g})}$	$\frac{^{204}\text{Pb}}{10^{-9}}$	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm$	$f^{206}\text{Pb}$	$\pm$
K554-1.1	134	88	0.6571	0.02929	10	1	0.00018665	0.0002084	0.0034	0.00379
K554-2.1	3207	437	0.13641	0.00794	242	1	4.20E-06	5.57E-06	8.00E-05	1.00E-04
K554-3.1	841	236	0.28063	0.0019	59	5	9.54E-05	4.29E-05	0.00172	0.00077
K554-4	351	130	0.36998	0.00298	25	2	9.12E-05	0.00018281	0.00166	0.00332
K554-5.1	985	290	0.29418	0.0024	70	1	2.22E-05	3.14E-05	0.0004	0.00057
K554-6.1	270	135	0.49883	0.00707	21	0	1.00E-05	5.93E-05	0.00018	0.00106
K554-7.1	271	108	0.39734	0.00357	19	1	7.57E-05	8.42E-05	0.00137	0.00153
K554-8.1	969	166	0.17124	0.00138	67	2	3.83E-05	3.21E-05	0.00069	0.00058
K554-9.1	356	444	1.247	0.0277	32	3	0.00012203	8.63E-05	0.00221	0.00156
K554-10.1	269	139	0.51892	0.00976	34	1	2.01E-05	3.84E-05	0.00035	0.00067
K554-10.2	4218	871	0.20654	0.00204	320	23	7.90E-05	3.30E-05	0.00143	0.0006

Labels	$f^{207}\text{Pb}$	$f^{208}\text{Pb}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm$
K554-1.1	0.05154	0.03387	0.20377	0.00921	0.02036	0.00201	0.06565	0.00496	0.48781	0.05403
K554-2.1	0.00114	0.00431	0.03671	0.0016	0.02161	0.00262	0.08029	0.00778	0.63354	0.07649
K554-3.1	0.0258	0.03887	0.08965	0.00362	0.02271	0.00097	0.0711	0.00089	0.55285	0.01781
K554-4	0.02544	0.02916	0.11585	0.00732	0.02186	0.00142	0.06982	0.00094	0.52685	0.03125
K554-5.1	0.00614	0.00886	0.09424	0.00188	0.02287	0.00056	0.0714	0.00086	0.55225	0.01339
K554-6.1	0.0027	0.00241	0.15649	0.0051	0.02301	0.00099	0.07333	0.00177	0.58289	0.02266
K554-7.1	0.02123	0.02203	0.12817	0.00464	0.02271	0.00093	0.07039	0.0012	0.5302	0.02203
K554-8.1	0.01062	0.02617	0.05415	0.00149	0.02302	0.00073	0.0728	0.00095	0.55964	0.02044
K554-9.1	0.0336	0.01216	0.37813	0.00988	0.02218	0.00111	0.07315	0.00265	0.55469	0.03202
K554-10.1	0.00466	0.00427	0.17394	0.00343	0.04012	0.00148	0.11969	0.00296	1.1022	0.04187
K554-10.2	0.02177	0.05276	0.05397	0.00147	0.0208	0.00069	0.07961	0.00124	0.61004	0.01248

Labels	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{235}\text{U}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm$
K554-1.1	0.05389	0.00389	15.233	1.1508	2.05	0.22705	18.555	1.3377	407	40	410	30
K554-2.1	0.05723	0.00348	12.455	1.2071	1.5784	0.19056	17.473	1.0639	432	52	498	47
K554-3.1	0.0564	0.00159	14.065	0.1751	1.8088	0.05828	17.731	0.50009	454	19	443	5
K554-4	0.05473	0.00307	14.322	0.19354	1.8981	0.11257	18.272	1.0248	437	28	435	6
K554-5.1	0.0561	0.0011	14.005	0.16787	1.8108	0.04391	17.827	0.34999	457	11	445	5
K554-6.1	0.05765	0.00159	13.636	0.3289	1.7156	0.06669	17.347	0.47917	460	20	456	11
K554-7.1	0.05463	0.00196	14.207	0.24223	1.8861	0.07837	18.304	0.65565	454	18	438	7
K554-8.1	0.05575	0.00181	13.736	0.17869	1.7868	0.06528	17.937	0.58382	460	14	453	6
K554-9.1	0.05499	0.00224	13.67	0.49472	1.8028	0.10406	18.184	0.73947	443	22	455	16
K554-10.1	0.06679	0.00173	8.3552	0.20652	0.9073	0.03447	14.973	0.38813	795	29	729	17
K554-10.2	0.05558	0.00063	12.561	0.19603	1.6392	0.03353	17.993	0.20544	416	14	494	7

注:数据是作者在美国斯坦福大学 SHRIMP 开放实验室测试,误差范围 $\pm 1\sigma$, f 表示普通铅的百分含量, * 表示放射性成因铅。

3. 岩石成因

研究表明,柴北缘为早古生代超高压变质带(杨经绥等,1998),榴辉岩的原岩是大洋玄武岩,是超高压变质作用条件下形成的(杨经绥等,2002)。超高压变质作用的峰期年龄为 $(494.6 \pm 6.5)\text{Ma}$ (榴辉岩锆石 ^{238}U - ^{206}Pb 表面年龄统计权重平均值),退变过程中的冷却年龄为 $(466.7 \pm 1.2)\text{Ma}$ (榴辉岩中的多硅白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 坪年龄),因此,柴北缘早古生代存在板块的深俯冲作用。柴达木山岩体岩石学研究表明,该花岗岩体含有刚玉、电气石等富铝矿物,岩石化学以富硅、富钾、富铝为特征(表 I-5-7), $\text{ANCK} > 1 (1 \sim 1.13)$,从 QAP(CIPW 标准矿物)关系图解判别属 S 型花岗岩(图 I-5-23a),与澳大利亚二云母堇青石 S 型花岗岩特征相似,其形成的构造环境为同碰撞型(图 I-5-23b)。柴达木山岩体的锆石 SHRIMP 年龄变化于 $435 \sim 456\text{Ma}$,平均为 446Ma ,说明花岗质岩浆作用是继超高压变质作用之后。从野外产状来看,榴辉岩的围岩是 Pt,而花岗岩体的围岩也是 Pt;榴辉岩带位于祁连南缘近柴达木盆地一侧,而该花岗岩靠近祁连山一侧。因此,我们认为,在早古生代,随着柴北缘洋的闭合,柴达木板块与祁连地体发生了陆-陆碰撞。由此导致了祁连大陆壳的增厚和增温,进而引起地壳大面积的部分熔融,形成了规模如此巨大的花岗岩岩基。

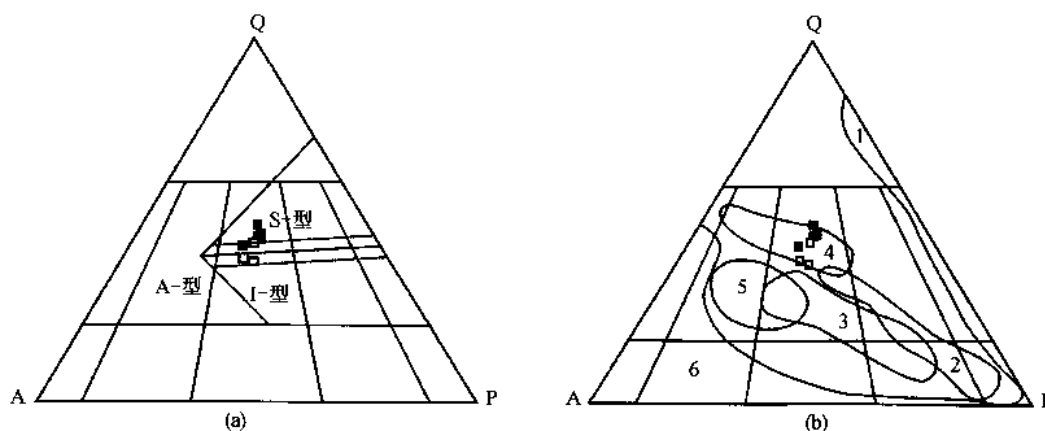


图 I-5-23 祁连山南部柴达木岩体 QAP 图解

(邱家骥根据 Bowden 等(1984)资料圈定)

1—塞浦路斯、阿曼大洋斜长花岗岩(幔源);2—I型科迪勒拉花岗岩(活动陆缘);3—I型加里东花岗岩(碰撞隆起);4—澳大利亚二云母堇青石花岗岩(壳源、同碰撞);5—澳大利亚东南褶皱带造山后 A 型花岗岩;6—尼日利亚非造山带 A 型花岗岩

三、结 论

1) 青藏高原北缘早古生代洋壳的俯冲,形成岛弧型或活动陆缘型 I 型花岗岩类,时代为 $481 \sim 473\text{Ma}$,如北阿尔金北部的喀孜萨依—山沙界花岗闪长岩和柴北缘噶喇山花岗岩。

2) 随着大洋的闭合,继之为陆壳俯冲,形成了 S 型花岗岩类,时代为 446Ma 左右,如红柳沟巴什考供红色花岗岩和此北缘的柴达木山花岗岩。

3) 碰撞造山后,块体的折沉作用,导致软流圈的热能和物质直接上侵到山根的底部,形成碰撞后花岗岩类,时代为 $430 \sim 400\text{Ma}$ 。

第二节 青藏高原中生代俯冲-碰撞花岗岩浆活动

印支期以及中生代以来的花岗质岩浆作用主要发生在昆南—阿尼玛卿和金沙江缝合带及其两侧地体中,可以分为东昆仑花岗岩带、阿尼玛卿花岗岩带、巴颜喀拉花岗岩带及金沙江花岗岩带(图 I-5-24),本

节重点阐述东昆仑三叠纪活动陆缘带和金沙江三叠纪缝合带两侧花岗岩带的形成环境和形成时限。

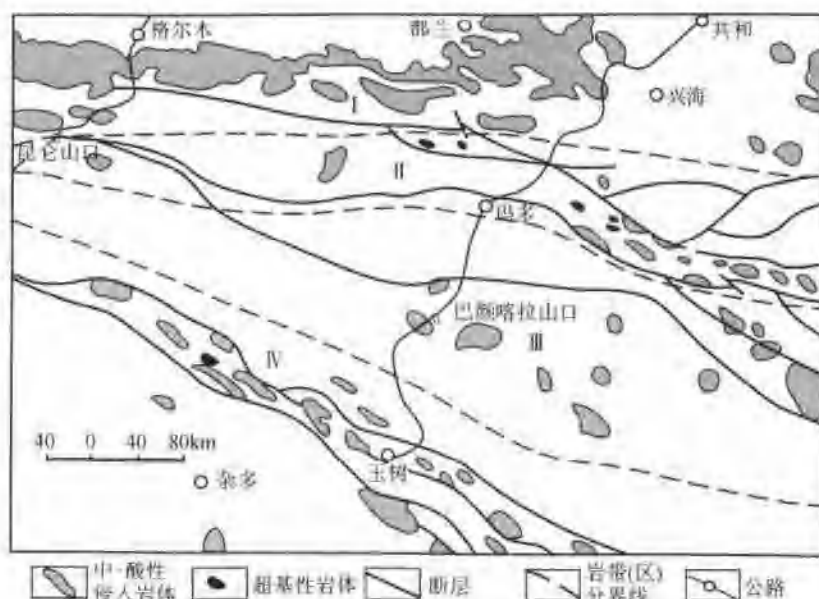


图 1-5-24 东昆仑和巴颜喀拉地体的花岗岩分布图

I—东昆仑花岗岩带; II—阿尼玛卿花岗岩带; III—巴颜喀拉花岗岩带; IV—金沙江花岗岩带

一、东昆仑三叠纪活动陆缘俯冲型花岗岩带

东昆仑花岗岩类分布广,规模大,构成东昆仑造山带的主体。在东昆仑北地体中,巨大的花岗岩基出露在柴达木盆地以南与昆中缝合带之间由元古代高变质岩相的地层组成的东昆仑北地体布尔汗布达山一带,东西长 500km,占地体面积 70%,主要侵入元古宇、奥陶系、上泥盆统及下泥盆统地层之中(图 1-5-25)。

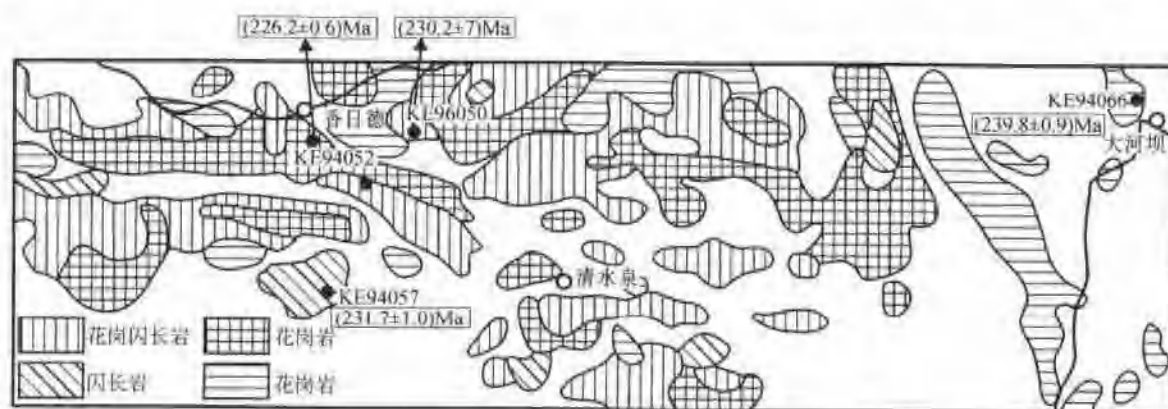


图 1-5-25 东昆仑布尔汗布达花岗岩带分布及年龄图

(一) 东昆仑布尔汗布达山花岗岩带形成的环境

根据 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 图解(图 1-5-26A),布尔汗布达山花岗岩类花岗岩的投影点均位于亚碱性系列区域内,AFM 图解表示花岗岩具有钙碱性系列的演化趋势(图 1-5-26B)。同样,利用 Miyashiro (1974)图解判断,该花岗岩类为钙碱性系列; $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解表明(图 1-5-26C),东昆仑北地体的花岗岩

类为高-中钾钙碱性系列,是成熟弧环境较特征的岩石类型。稀土元素配分曲线图表明(图 I -5-26D),花岗岩为轻稀土富集型,中等负 Eu 异常,具弧花岗岩稀土元素配分曲线特征,并且所有曲线变化趋势相似,说明该带上的花岗岩类为弧花岗岩,与弧火山岩同源,同时,存在斜长石的分离结晶作用。花岗岩中 Zr 和 Nb 的丰度是判断花岗岩形成环境的重要两种微量元素。布尔汗布达山弧花岗岩中 Zr 和 Nb 的平均丰度分别为 74×10^{-6} 和 15.1×10^{-6} ,与青藏高原陆内造山花岗岩和大陆裂谷火成岩中 Zr 和 Nb 的平均丰度相差较大,但与活动大陆边缘花岗岩中 Zr 和 Nb 的平均丰度相当(邓晋福等,1996)。

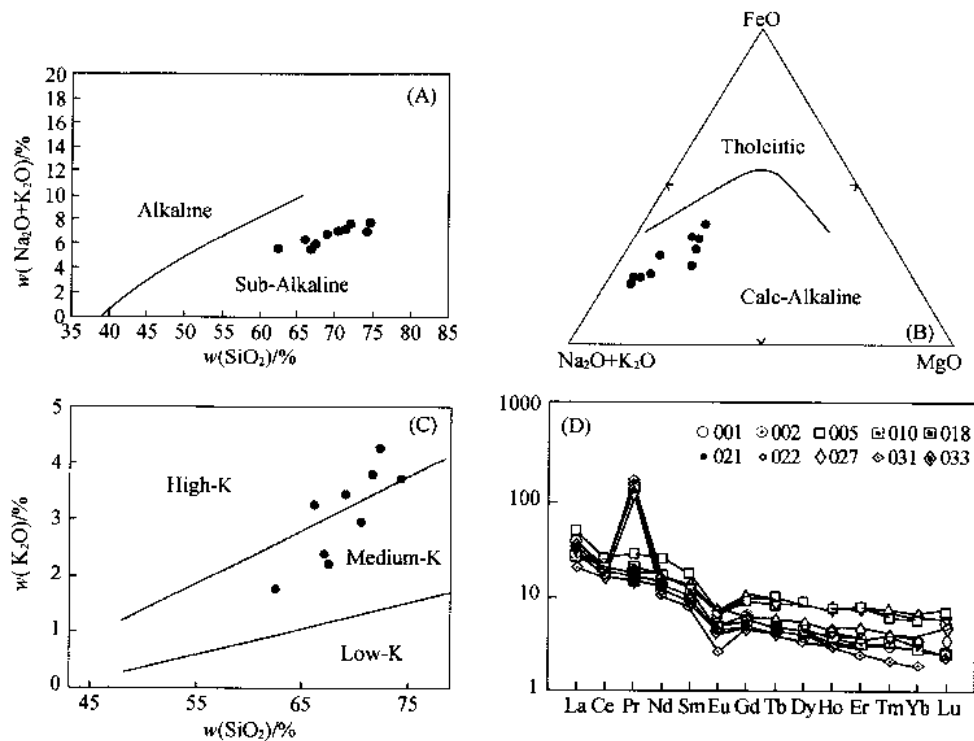


图 I -5-26 东昆仑布尔汗布达花岗岩带形成环境分析图解
A—硅-碱图解;B—AFM 图解;C— $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ 图解;D—稀土元素配分曲线图解

该花岗岩类的岩石学、岩石化学及地球化学研究表明,本区花岗岩类以含普通角闪石、黑云母、磁铁矿和榭石为特征,钾长石为它形填隙物,Al 值小于 1.1,与 Pitcher 的 I 型(科迪勒拉或安第斯)花岗岩特征吻合,表明布尔汗布达山花岗岩可能形成于活动陆缘环境。

在 Batchelor 等(1985)的多阳离子图解上,该花岗岩类投影于消减的活动板块边缘构造环境区内,即形成于大洋板块向大陆板块之下俯冲作用形成的活动陆缘环境。在 log-log 图解上,该花岗岩类主要位于 B 区,即形成于弧或造山带环境。

(二) 东昆仑布尔汗布达山花岗岩带形成时限

长期以来,人们将东昆仑布尔汗布达山花岗岩的时代划为华力西期,但没有确切的同位素年龄依据。本次研究选择重点岩体,开展锆石的 U-Pb 定年和³⁹Ar-⁴⁰Ar 定年,获得花岗岩带的形成时限。

1. 东昆仑布尔汗布达山东部花岗岩的形成时限

对东昆仑布尔汗布达山东部都兰香日德、清水泉一带花岗岩带(图 I -5-25)的不同类型的岩体——花岗闪长岩、花岗岩和闪长岩进行锆石的 U-Pb 定年,结果列于表 I -5-9 中。

(1) 香日德南花岗闪长岩

表 I-5-9 东昆仑东段花岗岩锆石 U-Pb 常规同位素分析结果

样品情况		浓度		普通铅	同位素原子比					表面年龄/Ma		
点号	重量 ng	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	含量 ng	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
1	100	404.7	19.44	0.31	197	0.1284	0.03512	0.2454	0.05069	222.5	222.9	226.8
2	80	404.4	14.97	0.013	3624	0.1278	0.03589	0.2513	0.05078	227.3	227.6	230.8
3	125	263.4	10.88	0.051	1095	0.1419	0.03804	0.2748	0.05238	240.7	246.5	301.9
样品号: KE94050					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄: $230.2 \pm 7.0\text{Ma}$							
1	100	142.5	5.38	0.0043	55471	0.172	0.03552	0.2481	0.05066	225	225	225.5
2	80	474.5	17.85	0.0016	36536	0.1669	0.03582	0.2559	0.05182	226.9	231.4	277.5
3	80	261.4	10.92	0.054	578	0.1701	0.0359	0.2513	0.05078	227.4	227.7	230.8
样品号: KE94052					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄: $226.2 \pm 0.6\text{Ma}$							
1	80	138.9	5.89	0.0099	1782	0.2612	0.03637	0.2606	0.05196	230.3	235.2	283.9
2	70	133.9	6.78	0.055	262	0.2361	0.03706	0.2619	0.05126	234.6	236.2	252.5
样品号: KE94057					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄: $231.7 \pm 1.0\text{Ma}$							
1	60	90.32	3.77	0.01	935	0.1398	0.03818	0.2705	0.05138	241.6	243.1	257.9
2	50	336.7	13.57	0.011	2205	0.1608	0.03762	0.2632	0.05073	238.1	237.2	228.7
样品号: KE94066					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄: $239.8 \pm 0.9\text{Ma}$							

注: 1. 因篇幅所限, 略去轴-铅谐和曲线图; 2. 因锆石点的 U-Pb 同位素分析结果均位于谐和曲线上, 所以采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄代表锆石的结晶年龄。

采样点(KE94052)位于都兰县香日德南加鲁河南岸, 霞拉赫特里西 3km 处。锆石为自形柱状, 其中两个锆石测点位于谐和曲线上, 一点稍偏离谐和曲线, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的平均年龄为 $(230.2 \pm 7.0)\text{Ma}$, 代表岩浆结晶年龄。

(2) 香日德东花岗岩

采样点(KE94050)位于都兰县香日德东采石场, 锆石为自形柱状。三个锆石点同位素分析均位于谐和曲线上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄为 $(226.2 \pm 0.6)\text{Ma}$, 代表岩浆结晶年龄。

(3) 清水泉闪长岩

采样点(KE94057)位于都兰县清水泉西, 加鲁河水文站北。锆石为自形柱状。两个锆石点同位素分析均位于谐和曲线上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄为 $(231.7 \pm 1.0)\text{Ma}$, 代表岩浆结晶年龄。

(4) 大河坝花岗岩

采样点(KE94066)位于兴海县大河坝, 锆石为自形柱状。两个锆石点同位素分析均位于谐和曲线上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄为 $(239.8 \pm 0.9)\text{Ma}$ 。

上述同位素年龄分析结果表明, 东昆仑东段中酸性杂岩体的岩浆侵位的时限为 225~240Ma。而且可能侵位的顺序为花岗岩→闪长岩→花岗闪长岩。

2. 东昆仑布尔汗布达山西部花岗岩的形成时限

选择东昆仑布尔汗布达山西部沿格拉公路的格尔木水电站二长花岗岩(KE9304)的锆石作单颗粒锆石质谱计双带直接蒸发-沉积法测年, 主要有两组年龄: ① $(231 \pm 7)\text{Ma}$ 和 $(224 \pm 8)\text{Ma}$; ② $(845 \pm 12)\text{Ma}$ 和 $(730 \pm 13)\text{Ma}$ (表 I-5-10)。其中 730~845Ma 年龄值的锆石透明度较差, 晶体有熔蚀, 可能是岩浆侵位过程中从围岩中捕获的, 代表结晶基底的年龄; 而 $(231 \pm 7)\text{Ma}$ 和 $(224 \pm 8)\text{Ma}$ 年龄值的两粒锆石均为长柱状, 晶形完整, 为岩浆型锆石, 应代表花岗岩的结晶年龄。许荣华(1990)曾在该岩体以北的另一个花岗闪长岩中得到 $(240 \pm 6)\text{Ma}$ 的锆石 U-Pb 不一致等时线年龄, 说明格尔木岩体形成于 230~243Ma, 为三叠纪岩浆活动的产物。

由上可见, 布尔汗布达山东部花岗岩岩浆的侵位时限为 225~240Ma, 西部的花岗岩岩浆的侵位时限为 220~240Ma。东昆仑花岗岩具有弧火山性质的钙碱性系列花岗岩, 由于后期强烈的抬升剥蚀而

表 I-5-10 东昆仑布尔汗布达山西部格尔木水电站二长花岗岩颗粒锆石的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄

样品号	锆石颗粒 编号	锆石粒度 μm	蒸发序号	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄	$\pm 2\sigma$
KE9304	A1	220X80	1	0.08043	411.5	0.05078	15	231	7
	A2	360X140	1	0.06965	5952	0.06723	40	845	12
	A3	200X60	1	0.06896	2798	0.06364	8	730	3
	A4	220X100	1	0.05587	15480	0.05088	18	224	8

裸露地表。这有力证明以昆南—阿尼玛卿蛇绿岩所代表的古特提斯洋盆(C—T₁)的俯冲极性向北,东昆仑早古生代地体由于古特提斯洋盆俯冲,成为以三叠纪弧岩浆带为特征的大陆活动陆缘,三叠纪末期又经历了强烈的碰撞造山运动。

二、金沙江三叠纪缝合带两侧俯冲-碰撞型花岗岩带

该岩带花岗岩类主要分布玉树一带,岩石类型主要为石英闪长岩、斜长花岗岩,其次花岗岩、花岗斑岩和花岗闪长岩。

判别图解表明,石英闪长岩、斜长花岗岩和部分花岗闪长岩主要为与俯冲有关的 IAG 型花岗岩,岩石的 $\text{SiO}_2 = 58\% \sim 67\%$, $A/\text{CNK} = 0.92 \sim 1.02$, $K/(K + \text{Na}) = 0.24 \sim 0.33 < 0.42$, $\text{MF} = 37.7 \sim 59.0 > 35$, 里特曼指数 $\delta = 0.78 \sim 1.52$, 为钙碱性花岗岩。其次为与碰撞有关的 CCG 型花岗闪长岩,侵入上三叠统克南群砂岩、板岩和石英闪长岩中,岩石的 $\text{SiO}_2 = 70.06\%$, $A/\text{CNK} = 1.23 > 1.1$, $K/(K + \text{Na}) = 0.26 \sim 0.33 < 0.42$, $\text{MF} = 37.7 \sim 59.0 > 35$, 里特曼指数 $\delta = 1.28$, 落入钙碱性花岗岩岩区,显示 S 型花岗岩特征。造山后 POG 型黑云母花岗岩 $\text{SiO}_2 = 74.66\% \sim 75.74\%$, $A/\text{CNK} = 0.96 \sim 1.11$, $K/(K + \text{Na}) = 0.15 \sim 0.46 < 0.48$, $\text{MF} = 17.5 \sim 34.0$, 里特曼指数 $\delta = 1.16 \sim 1.68$, 落入钙碱性花岗岩岩区,显示 S 型花岗岩特征。

选择结隆石英闪长岩和邦古寨斜长花岗岩进行了年代学研究,结果如下。

1. 结隆石英闪长岩(KE94139)

用锆石单颗粒质谱计双带源直接蒸发-沉积法分析测定了三粒岩浆结晶锆石的年龄,分别为 $(223 \pm 8)\text{Ma}$ 、 $(218 \pm 4)\text{Ma}$ 、 $(227 \pm 3)\text{Ma}$ (表 I-5-11),代表小于和等于锆石的结晶年龄。上述表明,从锆石的年龄分布 $218 \sim 227\text{Ma}$ 来看,早期岩浆活动持续了大约 10Ma 时间,这是一个缓慢冷却过程。这与前人测定的 217Ma (角闪石、黑云母、斜长石的 Rb-Sr 法)(Scharer et al., 1995)基本吻合。

表 I-5-11 金沙江结隆石英闪长岩(KE94139)单颗粒锆石²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄

样品号	锆石颗粒 编号	锆石粒度 μm	蒸发序号	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄/Ma	$\pm 2\sigma$
KE94139	E1	200×120	1	0.0822	474	0.05034	27	223	8
			2	0.0732	649	0.05061	34		
	E2	240×100	1	0.0748	633	0.05168	12	218	4
			2	0.06759	860	0.05049	9		
	E3	240×100	1	0.09123	371	0.05191	37	227	3
			2	0.05384	4717	0.050706	68		

另外从角闪石的⁴⁰Ar-³⁹Ar 测年结果获得高温的 $(206.8 \pm 0.3)\text{Ma}$, 对应了 72% 的³⁹Ar 析出量, 等时线年龄 $(215.2 \pm 10.9)\text{Ma}$, ⁴⁰Ar-³⁶Ar 初始比为 250.8, $(206.8 \pm 0.3)\text{Ma}$ 的年龄表明丢失放射成因的

^{40}Ar , 指示有后期影响。中温阶段产生的 152.8Ma, 对应 25% 的 ^{39}Ar 析出量(图 I-7-25), 表明影响角闪石氩同位素体系的后期构造事件发生在晚侏罗世, 正好是拉萨地体和羌塘地体碰撞时期。

2. 邦古寨斜长花岗岩(KE94151)

黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 阶段升温年龄分析结果表明, 高-中温坪年龄(226.2 ± 1.3)Ma, 对应 90% 的 ^{39}Ar 释放量, 等时线年龄(222.8 ± 3.9)Ma, 等时线截距(363.7 ± 75.2)(图 I-5-27), 坪年龄代表黑云母结晶冷却穿过 250~350℃, 为岩浆侵位时代。低温阶段的坪年龄 25Ma, 表明最近一次热事件的时代。

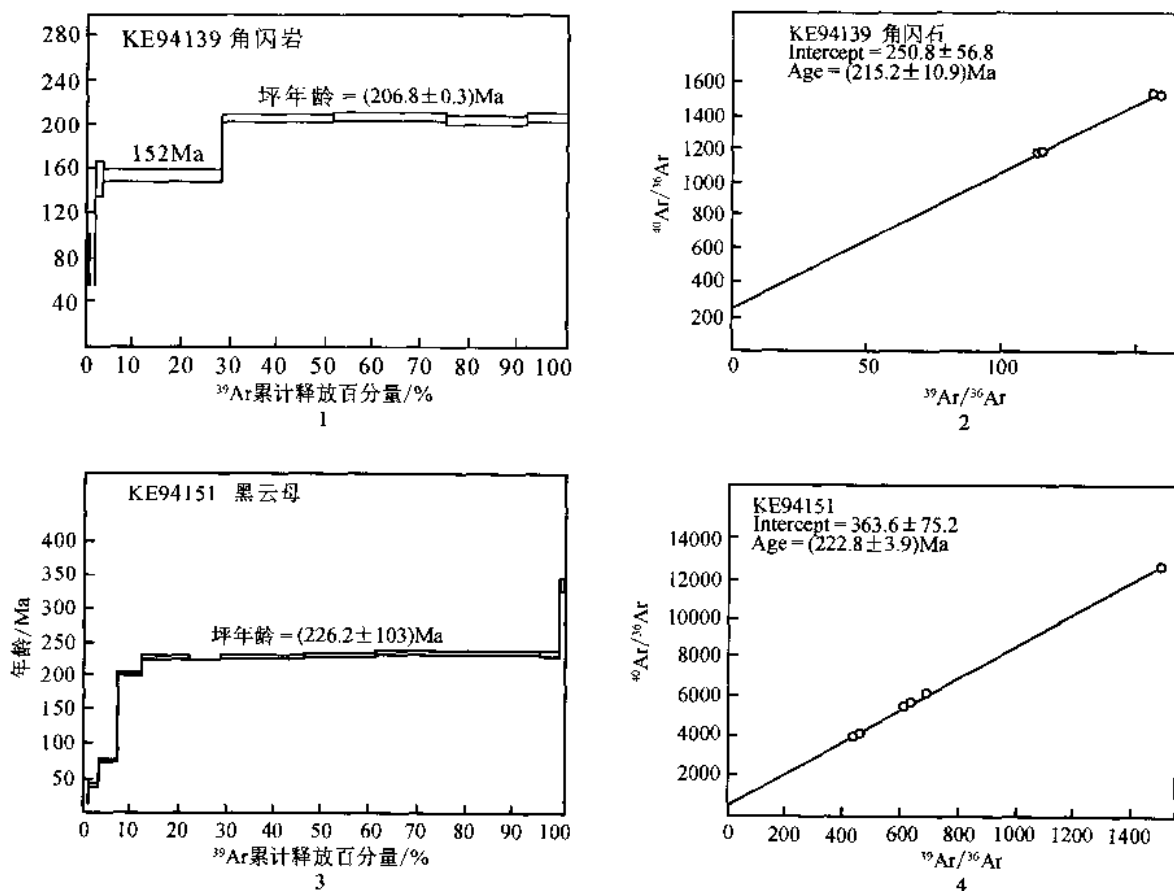


图 I-5-27 金沙江缝合带花岗岩的角闪石、黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄和等时线年龄

1、2—结隆石英闪长岩(KE94139)角闪石的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄和等时线年龄; 3、4—邦古寨斜长花岗岩(KE94151)黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 坪年龄和等时线年龄

研究表明, 巴颜喀拉-松潘甘孜地体向北俯冲于东昆仑地体之下, 向南和南西俯冲于羌塘地体之下, 大陆活动边缘花岗岩的性质和同位素年龄提供的古特提斯北洋盆(昆南-阿尼玛卿洋盆)向北开始俯冲的时间在 243~220Ma, 而古特提斯南洋盆(金沙江南洋盆)向南开始俯冲的时间在 223~215Ma, 说明南洋盆俯冲大致晚于北洋盆 20Ma 左右。160Ma 和 100Ma 期间金沙江带又遭受剪切热事件的干扰。

第六章 印度/亚洲前碰撞的地体拼合及碰撞造山过程

青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑早古生代复合地体”和腹地的“巴颜松甘-羌塘-拉萨”中生代复合地体是显生宙以来至 50~60Ma 印度板块与亚洲大陆碰撞以前诸地体会聚、碰撞、拼合及不断增生的产物。地体拼合、碰撞、大规模地壳变形的主要时间发生在早古生代、三叠纪及晚中生代。两大复合地体的拼合形成印度/亚洲大陆碰撞前焊接在亚洲大陆上的青藏联合地体(陆块)。

第一节 青藏高原北部早古生代地体群的拼合及碰撞造山过程

位于北中国板块群(NCBs)(包括中朝板块(SKB)、阿拉善板块(ALSB)和塔里木板块(TRMB))和南中国板块群(SCBs)(包括扬子板块(YZB)、华南(HNB)和羌塘板块(QTB))之间的中国中央造山带(COB)是中国大陆中一条十分醒目而又极其重要的巨型(5000km)构造带,大体上可分为北带和南带两个单元:北带——北中央早古生代碰撞造山带绵延 4500km,由早古生代期间祁连地体、柴达木地体、东昆仑北地体、东昆仑南地体、北秦岭地体、西昆仑北地体和西昆仑南地体等在泥盆纪时期相互拼合、碰撞,又与北中国板块群拼贴,而形成了位于北中国板块群南缘的窄长的早古生代(P_2)碰撞造山带;南带——南中央早中生代碰撞造山带是由扬子板块和羌塘板块被动陆缘之上的南秦岭和巴颜喀拉-松潘甘孜复合地体组成,在早中生代($T-J_1$)时期与已固结的北中央早古生代(P_2)碰撞造山带再碰撞,形成南中央早中生代($T-J_1$)碰撞造山带(图 I-6-1)。研究表明,南中央早中生代($T-J_1$)碰撞造山带的碰撞时限为东段(T_1)(Li et al., 1995)早于西段(T_3 末)(许志琴等,1987;刘增乾等,1993)。

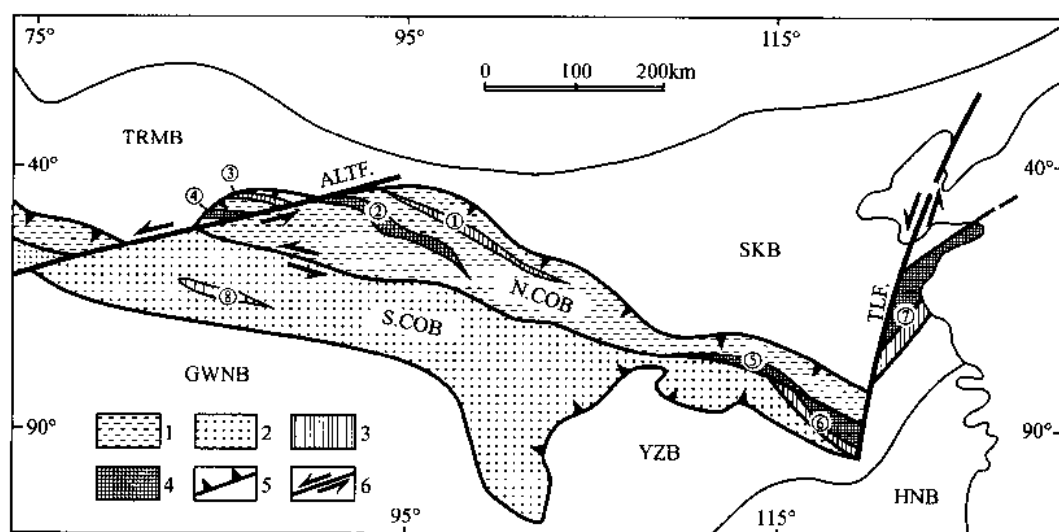


图 I-6-1 中国中央造山带构造示意图

1—北中央早古生代造山带(N.COB);2—南中央早中生代造山带(S.COB);3—高压变质带;4—超高压变质带;5—逆冲断裂;6—左行走滑断裂。TRMB—塔里木陆块;SKB—中朝陆块;YZB—扬子陆块;HNB—华南陆块;GWNB—冈瓦纳陆块。ALTF—阿尔金断裂;TLF—祁连山断裂

位于中央造山带北部的“北中央加里东造山带”具有早古生代“多地体、多岛弧”的地体构架和“多俯冲、多碰撞造山”的动力学作用,而中段和西段为青藏高原北部的“阿-祁-昆”早古生代复合地体。以下将通过构成青藏高原北部早古生代地体群的诸地体的特征、早古生代地体群的古生物区系与始特提斯洋盆联系,以及早古生代群之间的多蛇绿岩带、多岛弧带及多弧前小洋盆的存在及之间的关系来复原北中央早古生代“多地体、多岛弧”群的古构造位置,再造拼合、碰撞与造山过程,以及与高压/超高压变质带形成的关系。

一、青藏高原北部早古生代地体群的拼合

(一) 冈瓦纳超大陆的重建和青藏高原北部早古生代地体群

全球构造研究的深入为古大陆复原和重建提供了更多的科学依据。关于中国的古陆块在冈瓦纳超大陆再造图中的位置, Li Z. X. 等(1995)在早寒武世(—530Ma)的重建中指出, 冈瓦纳超大陆最后的拼合在 560—540Ma, 并且在 530Ma 开始沿原始太平洋(Palaeo-Pacific)西部边缘向冈瓦纳超大陆一侧俯冲, 与此同时北中国(NCB)、南中国(SCB)和塔里木(TRM)等诸地体自 530Ma 开始由冈瓦纳超大陆的东侧向西侧转移, 在冈瓦纳超大陆与西伯利亚、波罗的陆块之间的原始特提斯洋的东南缘形成环绕冈瓦纳超大陆的“地体群”(Li Z. X., et al., 1995)。Gradstein 等(1992)在早寒武世、中奥陶世和早中泥盆世的大陆复原图中标明了在冈瓦纳超大陆的西(或西北)侧(即原始特提斯洋东-东北缘)存在一条包括北中国(NCB)、南中国(SCB)和塔里木(TRM)等诸陆体构成的、延长数千公里的“地体群”。而原始特提斯洋向西北俯冲又形成西伯利亚大陆外缘(包括哈萨克斯坦和蒙古弧在内)的规模较小的“地体群”。Raumer 等(2003)通过新的古地磁研究, 提出在 490Ma 期间, Laurentia 和 Baltica 陆块拼合(加里东造山)之前, 始特提斯洋盆的俯冲在冈瓦那大陆周缘形成多地体/岛弧群; 而在 420Ma(华力西造山作用)之前, 冈瓦那大陆周缘的多地体/岛弧群拼合, 形成早古生代造山带(图 1-6-2)。那么这一“地体/岛弧群”究竟由哪些地体组成? 包含了哪些岛弧?

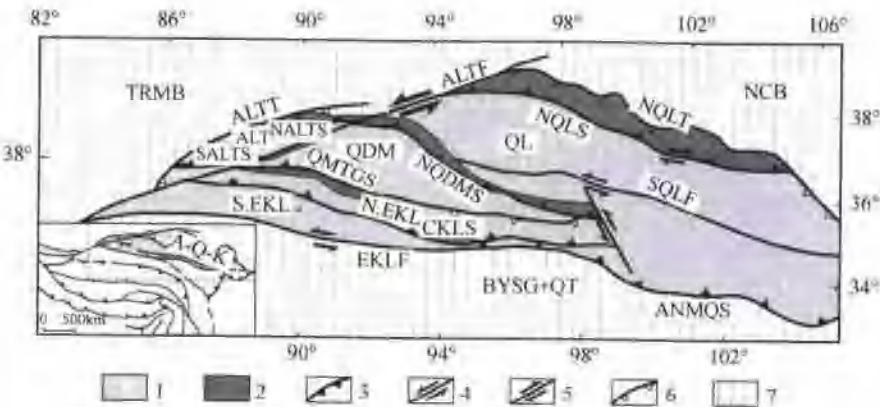


图 1-6-2 北中央早古生代造山带中段(阿-祁-昆复合地体)的地体构架图

1—活动陆缘增生带;2—俯冲杂岩带;3—逆冲断裂;4—左行走滑断裂;5—右行走滑断裂;6—边缘逆冲断裂;7—周缘地体。
NCB—北中国板块;TRMB—塔里木板块;BYSG+QT—巴颜喀拉+羌塘地体;QL—祁连地体;QDM—柴达木地体;N.EKL—东昆仑北地体;S.EKL—东昆仑南地体;ALT—阿尔金地体;①北祁连-北阿尔金早古生代活动陆缘增生带与俯冲杂岩带;②柴北缘-南阿尔金早古生代活动陆缘增生带与俯冲杂岩带;③祁漫塔格早古生代活动陆缘增生带与俯冲杂岩带;④昆中早古生代活动陆缘增生带与俯冲杂岩带;⑤昆南-阿尼玛卿古特提斯活动陆缘增生带与俯冲杂岩带

青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”复合地体是早古生代期间诸多地体构成的地体群在泥盆纪前拼合而成的,碰撞与拼合结果形成了早古生代复合碰撞造山带。问题的提出是:在碰撞前的新元古代-早古生代时期这些地体究竟位于何处? 古地理和古构造特征如何? 拼合碰撞时拼合地体的位置又在何

处?它又如何就位到现在的位置?由于“阿尔金-祁连-昆仑”复合地体向东与“北秦岭-北大别”早古生代造山带相连,构成绵延 4500km 的“北中央早古生代碰撞造山带”,因此在研究青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”复合地体拼合前的各地体的古地理复原和碰撞造山作用的同时,还予考虑“北中央早古生代复合地体”的大背景。

(二) 青藏高原北部早古生代地体群的古生物区系及古地理再造

“阿尔金-祁连-昆仑早古生代复合地体”为祁连-阿尔金地体、柴达木地体、东-西昆仑北地体、东-西昆仑南地体等组成的地体群,向东和北秦岭地体相连,西被 NEE—SWW 向的阿尔金断裂系左行切错为“西昆仑”、“阿尔金”及“祁连-东昆仑”三段,东为 NNE—SSW 向郯庐断裂所限,在断裂以东的苏鲁地区尚未找到早古生代造山带的确切证据。地体边界由俯冲杂岩带和活动陆缘增生带组成,分别为库地、北阿尔金、南阿尔金、北祁连、柴北缘、祁漫塔格、昆中和丹凤等早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘增生带(许志琴等,2006)(图 I-6-2)。

组成早古生代地体群的生物区系的鉴别(姚建新等,2004),为讨论北中央早古生代地体群的古环境提供有利的证据。

1. 祁连地体及其北缘早古生代古生物区系

在祁连地体和北祁连活动陆缘增生带的中寒武世—奥陶纪地层由厚度大而变化快的海相火山岩及正常深水相沉积碎屑岩碳酸盐岩组成,在上述地区既有 *Anomocurella*, *Solenoparia*, *Proasaphiscus*, *Taizuia*, *Amphoton*, *Damesella*, *Bailiella* 等华北型分子,又有 *Dorypyge*, *Triplognostus*, *Hypagnostus*, *Ptychagnostus*, *Peronopsis*, *Proceratopyge*, *Pseudagnostus*, *Goniagnostus*, *Lejopyge*? 等华夏型、北美型和澳大利亚型分子,在动物群的性质上属于过渡类型(甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991)(图 I-6-3)。

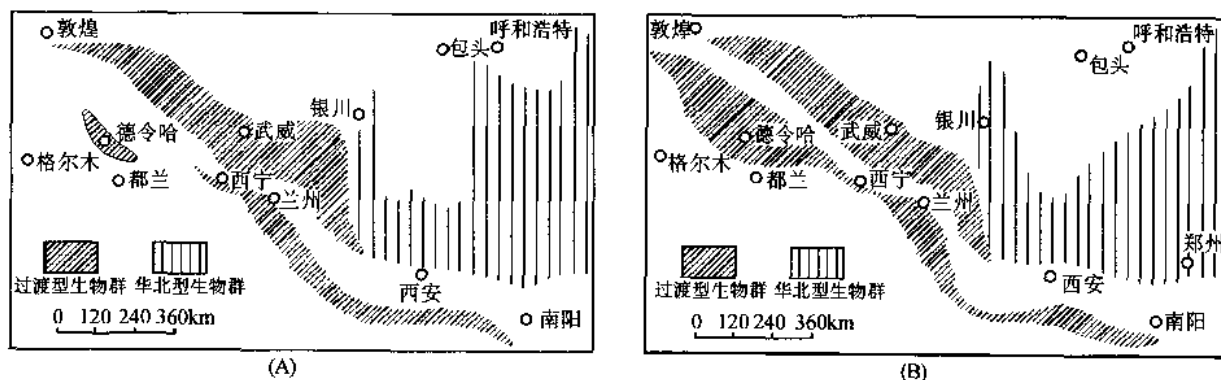


图 I-6-3 青藏高原北部“阿-祁-昆”早古生代复合地体的古生物区系图

(据姚建新等,2004)

(A)北中央早古生代复合地体中晚寒武系古生物区系图;(B)北中央早古生代复合地体奥陶纪古生物区系图

2. 祁连地体南缘的早古生代生物区系

在祁连地体南部的欧龙布鲁克地区,中晚寒武世动物群以华北型动物群分子为主,过渡型分子比较少见,属于华北区系(青海省地质矿产局,1991)。但欧龙布鲁克地区早奥陶世三叶虫动物群有扬子区常见属种、有波罗的海—斯堪的那维亚地区重要分子 *Megalaspidea* 和北美型分子。此时的欧龙布鲁克三叶虫动物已从单一的华北型动物群转变为混合类型的属群;头足类动物群仍以 *Armenoceras*, *Wutinoceras*, *Manchuroceras* 等北方型为主;笔石动物群与扬子区有一定差别,基本属于与澳洲相似的华南型笔石动物群,其中的 *Pterograptuselegans* 多发现于宁国组合克里摩里组中。中奥陶世三叶虫动物群同时出现了扬子区 *Chisiloceras* 属的分子混入,也体现了过渡类型动物群的性质(图 I-6-3)。

3. 东昆仑南地体的早古生代生物区系

在东昆仑南地体的万宝沟群由下部火山岩组、中部碳酸盐组和上部的碎屑岩组成,由于在上部碎屑

岩组底部发现小壳化石: *Conotheca* sp., *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky., *Hyolithelluste tenuis* Missarzhevsky., *Hyolithellus* sp. 等。这些小壳化石与扬子地台早寒武世梅树村期标准化石相当, 因此推测震旦-寒武纪界线置于万宝沟群中部碳酸盐岩组内, 万宝沟群的下部火山岩相当于扬子地体的耀岭河群。由于发现中奥陶世早期的牙形石 *Pygodus anserinus* 为特征的动物群, 表明东昆仑南地体震旦纪—中奥陶世早期可与南中国陆块对比, 而晚奥陶世生物群接近于华北型(图 I -6-3)。

4. 北秦岭和南秦岭地体的古生物区系

北秦岭地体的早奥陶世笔石动物群包括 *Didymograptus*, *D. filiformis*, *Etagraptus approximatus*, *Diclyonema murragei*, *D. quadrangular*, *Tetragraptus* *Tetragraptus quadribraehiatus* 等, 其中既有扬子型分子, 又有我国华夏型常见分子混入, 属于过渡类型笔石动物群。头足类有 *Armenoceras*, *Saetoceras* 等, 属“珠角石类”和“前环角石类”混生的过渡类型。三叶虫属我国华中型和华南型分子混生的过渡类型三叶虫动物群。中晚奥陶世东秦岭地区笔石动物群也归“过渡类型”, 头足类仅出现在华中地区常见的 *Sinoceras* 属的分子, 三叶虫动物群组合特点接近“扬子型”(图 I -6-3)。

南秦岭北部中-上寒武统以碳酸盐岩为主。中寒武世发育华北型三叶虫 *Ptychopariidae*, *Solenopleuridae* 等, 并开始出现过渡类型的属(如: *Erbia*), 如晚寒武世华北型非球结子类三叶虫 *Damesellidae*, *Leioestegidae* 和过渡球结子类 *Homagnostus*, *Aspidagnostus* 等。在南秦岭南部早寒武世生物群基本属于过渡类型, 大巴山地区中晚寒武世生物群以三叶虫 *Chittidill* 和 *Kunmingaspis* 为主, 与扬子区生物群比较相近; 南秦岭奥陶系为灰岩、火山岩、泥质粉砂岩、钙质白云岩及生物礁灰岩, 生物群为华南红花园组典型分子, 中上奥陶统动物区系总体面貌与欧洲类似, 属过渡型动物群。总之, 秦岭地区寒武-奥陶纪生物群面貌基本上类似于过渡类型(陕西省地质矿产局, 1989; 河南省地质矿产局, 1989)(图 I -6-3)。

上述表明北中央早古生代碰撞造山带中地体群的早古生代生物区系基本体现了过渡型动物群的性质, 并与冈瓦纳大陆澳大利亚以及北中国和扬子等陆块相距不远, 反映与始特提斯洋盆海水相通的古地理环境。

(三) 北中央早古生代地体群中的多火山岛弧带、多蛇绿岩带

研究表明, 北中央早古生代地体群中地体的边界分为两部分: 一部分为蛇绿岩带、高压-超高压变质带和混杂堆积组成的俯冲杂岩带, 另一部分是由早古生代火山岛弧、弧前增生楔和弧后盆地构成的活动陆缘增生带。在北中央早古生代碰撞造山带中, 起码有六条这样的带: 位于阿拉善地体与祁连地体之间的北祁连俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、位于祁连地体与柴达木地体之间的柴北缘俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、位于柴达木地体与东昆仑北地体之间的祁曼塔格俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、位于东昆仑北地体与东昆仑南地体之间的昆中俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、位于敦煌地体与阿尔金地体之间的北阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带, 位于阿尔金地体以南的南阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带, 位于西昆仑北地体和西昆仑南地体之间的库地俯冲杂岩带和活动陆缘增生带, 位于北秦岭南缘的俯冲杂岩带和活动陆缘增生带。上述边界的组成、性质和形成时限的研究是确定北中央早古生代地体群中多岛弧带、多蛇绿岩带的基础。

1. 青藏高原北部早古生代地体群中的多岛弧带和蛇绿岩带

(1) 北祁连-北阿尔金火山岛弧带和蛇绿岩带

1) 北祁连: 北祁连早古生代活动陆缘增生带位于阿拉善地体与祁连地体之间, 发育宽 60~80km 的十分完善的“弧-沟-盆”体系, 包括火山岛弧带、弧前增生楔、弧后盆地, 它们与由蛇绿岩、高压变质带、混杂堆积组成的俯冲杂岩带相伴随。根据早古生代“弧-沟-盆”格局的展布及具有造山极性的早古生代韧性逆冲构造研究, 表明阿拉善与祁连之间曾有洋盆存在和祁连地体曾俯冲于阿拉善陆块之下, 北祁连早古生代造山带的形成经历了“弧-陆”碰撞的演化阶段(Xu Zhiqin et al., 2000)。

北祁连火山岛弧带主要沿走廊南山主脊分布, 向东经永登可延至白银厂地区, 并显示出平行于造山带走向岛链状分布特点, 由基性、中性及酸性火山岩及火山碎屑岩组成, 下部为岛弧型拉斑玄武岩, 形成时期为 486~466Ma; 中上部以中性火山岩为主的岛弧钙碱性火山岩系演变为碱性火山岩为主的橄榄

玄武岩系,形成时间是 457~445Ma(夏林圻等,1996,1998,1999,2001)。北祁连火山岛弧主要形成于 486~445Ma。在北祁连火山岛弧北侧沿一条自东往西由甘肃景泰县老虎山—民乐扁都口—张掖苏仇河—肃南大坂—白泉门—九个泉—摆浪河—嘉峪关榆树沟全长 300 多公里的完整蛇绿岩序列,自下而上为斜辉橄榄岩、堆晶辉石岩和辉长岩、枕状熔岩及凝灰岩、硅质板岩,形成时代为 469~450Ma,代表了弧后盆地扩张脊型的海相火山岩(夏林圻等,2001)。分布在走廊南山的北祁连早古生代花岗岩组合为石英闪长岩-英云闪长岩、石英二长闪长岩-石英二长岩,为典型的钙碱性系列岩石组合和 I 型花岗岩,微量元素配分模式显示具有明显的 Nb 负异常,和弱的 P、Ti 负异常,说明岩浆来源于岛弧玄武岩。

北祁连早古生代托莱山-达坂山蛇绿岩带(肖序常等 1978, Wu H. Q et al., 1993)沿托莱山及北坡的三岔什、玉石沟、酸刺沟、油葫芦沟、门源的红沟、达坂山一带分布,向西可延至肃北的三个泉,向东在门源以东消失(被断层所切割或被后期地层覆盖)。主要由地幔橄榄岩、堆晶辉长岩、辉绿岩、枕状熔岩和夹杂在其中的硅质岩以及混杂堆积组成,地幔橄榄岩为方辉橄榄岩,具 LREE 富集和 Eu 亏损的 REE 配分模式,具典型的 MORB 特征。橄榄岩、辉长岩及硅质岩块代表始特提斯洋残片,可能还有一些具滑塌堆积特征的碎屑岩以及增生过程叠置在俯冲增生杂岩中的火山链残片,它们普遍遭受绿片岩到蓝片岩相的变质作用,构成早古生代俯冲-增生楔的深部岩石,为俯冲作用过程中板底垫托作用的产物。北祁连洋盆开裂及形成的时代最早被推断为新元古代至早奥陶世的产物(522~495Ma, Sm-Nd, 夏林圻等, 1996),最近与北祁连蛇绿岩相连的北阿尔金带蛇绿岩中洋岛玄武岩块的全岩 Sm-Nd 等时线年龄获得 524Ma,蛇绿岩中辉长岩 U-Pb 年龄是 553Ma(刘良, 1999),玉石沟辉长岩的锆石的 SHRIMP U/Pb 定年为(550±17)Ma(史仁灯等, 2004b),确定蛇绿岩形成的时代为早震旦世。

2) 北阿尔金:北阿尔金山火山岛弧带位于敦煌地体与阿尔金地块之间,呈 EW 走向,西起红柳沟口东至拉配泉,宽 8~12km,长达 60km。北部为北阿尔金早古生代火山岛弧岩浆带,呈窄长条 EW 向延伸,最宽 4km,由钙碱系列中酸性火山岩组成,被 436Ma 的花岗岩浆侵入。

在北阿尔金早古生代俯冲杂岩带及其两侧的花岗岩中,存在碱性与亚碱性系列的过渡类型岩石组合,以富集 K、Rb、Ba、Th 和亏损 Y、Yb 以及 Ce、Sm 相对 Ta、Nb、Hf、Zr、Y、Yb 富集为特征,为典型的火山弧型花岗岩的特征。根据 Collins 等(1982)的 Na₂O-K₂O 图解、Pearce 图解和 White 等(1977)A-C-F 图解判别,属 I 型花岗岩类,落入火山弧区,因此北阿尔金地带存在火山岛弧 I 型花岗岩形成的洋壳俯冲环境。红柳沟碰撞型花岗岩锆石进行 SHRIMP-U-Pb 的平均年龄为 445.5Ma,属晚奥陶世,因此洋壳俯冲导致的火山岩浆活动时间应早于这个时代。

(2) 柴北缘-南阿尔金山火山岛弧带和蛇绿岩带

1) 柴北缘:早古生代火山和火山沉积岩系沿小赛什腾山—赛什腾山—锡铁山—都兰断续分布,延伸约 600km,宽度仅十几公里,十分狭窄。柴北缘火山岩以玄武岩为主,中酸性火山岩为次,属钙碱性系列,形成的构造环境应为火山岛弧。根据侵入滩涧山群的辉长岩中锆石 U-Pb 同位素年龄(496.3±6.3)Ma(袁桂邦等, 2002)及中酸性火山岩的锆石 U-Pb 年龄为(486±13)Ma(李怀坤等, 1999),滩涧山群岛弧拉斑玄武岩的锆石 LAICP-MS 法 U-Pb 年龄约(514.2±8.5)Ma(史仁灯等, 2004a)。说明洋壳俯冲产生的火山岛弧时间可能是晚寒武-早奥陶世。沿柴北缘墩塘山—绿梁山一带还发现与火山岩伴随的钙碱系列的 I 型花岗岩,在稀土配分模式图显示轻稀土富集无明显 Eu 异常的右倾型,微量元素蛛网图具明显的 Nb、P、Ti 负异常和 Ba 的正异常,显示出岛弧岩浆或活动大陆边缘岩浆的特征。根据墩塘山 I-型花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄是(496±7.6)~(445±15.3)Ma,加权平均值 570Ma(吴才来等, 2001),表明 I-型花岗岩形成时代与岛弧火山活动时限相当。经研究,已发现记录罗迪尼亚超大陆裂解的柴北缘蛇绿岩直接证据,年龄为新元古代(768~780Ma, 杨经绥等, 2004),至今没有发现柴北缘早古生代蛇绿岩,根据早古生代火山岛弧的存在以及都兰片麻岩锆石中柯石英的发现(陆壳深俯冲标志),推测代表早古生代洋壳的蛇绿岩曾经俯冲、消减,并拽动柴达木地体陆壳深俯冲,形成超高压变质岩石。

2) 南阿尔金:蛇绿岩带沿阿尔金山脉南坡的 SWW—NEE 向阿尔金主断裂,东起拉配泉,经花土沟、茫崖,向西可能延至于田县阿帕一带,全长 1000km。蛇绿岩带中地幔橄榄岩主要出露在茫崖一带,熔岩广泛出露在拉配泉—花土沟一带,拉配泉的熔岩和岩墙主要落在 MORB 和少量 OIB 区间,判定拉

配泉熔岩和岩墙形成的构造背景类似于大西洋脊的碱性玄武岩和岛弧拉斑玄武岩(杨经绥等, 2002), 花土沟熔岩指示了洋岛构造环境。刘良等(1998)研究了南阿尔金茫崖一带的基性火山岩的岩石化学及 Sm/Nd 同位素, 取得 481Ma 的蛇绿岩形成时代。

(3) 祁漫塔格火山岛弧带和洋脊火山岩

柴达木与昆北之间东西向分布的祁漫塔格带是以发育巨厚的中奥陶世的浅海-深海相碎屑岩、碳酸盐岩及大规模的玄武岩、安山岩及其火山碎屑岩为特征, 根据玄武岩稀土元素分布模式总趋势为轻稀土元素略亏损的平坦型, 与洋脊玄武岩相似, 安山岩轻稀土富集, 具轻微 Nb 负异常, 明显的 Ti、P 负异常, 代表洋中脊和岛弧的构造背景(杨金中等, 2000), 为活动陆缘岛弧带存在的标志。

(4) 库地-奥依塔格火山岛弧带和蛇绿岩带

位于西昆仑北地体与西昆仑南地体之间的库地-奥依塔格蛇绿混杂岩带由超镁铁岩、镁铁质堆积岩、基性岩墙群, 以及代表扩张洋脊的洋底拉斑玄武岩、代表洋底沉积的硅质泥岩及代表岛弧火山岩系的安山岩、安山玄武岩、安山质火山碎屑岩、火山集块岩组成(姜春发等, 1992; 丁道桂等, 1996)。据岩石地球化学特征大部分位于大洋拉斑玄武岩区内, 部分位于与岛弧拉斑玄武岩过渡区内(肖序常等, 2003)。丁道桂等(1996)认为库地-奥依塔格蛇绿混杂岩带可能代表了震旦纪到下古生代洋盆扩张、消减的构造环境。最近肖序常等(2003)根据库地蛇绿岩枕状熔岩的硅质岩夹层中发现早古生代(O3-S)放射虫(*Entactinia* sp., *Spumellaria* sp.) (周辉等, 1998), 以及石英辉长岩的锆石 SHRIMP U/Pb 定年为 (510 ± 4) Ma, 也认为库地-奥依塔格蛇绿岩形成时限为新元古代至早古生代。

(5) 昆中早古生代活动陆缘岛弧带和蛇绿岩

姜春发等(1992)曾认为昆北与昆南之间的昆中断裂东段的清水泉地区的早古生代蛇绿岩带为早古生代的缝合带。进一步研究表明昆中东段的清水泉的橄榄岩不属于洋壳型的亏损地幔橄榄岩, 可能为岛弧蛇绿岩, 与清水泉橄榄岩共生的辉石变粒岩的 U-Pb 年龄为 (530 ± 26) Ma 和 (518 ± 36) Ma (杨经绥等, 1996), 清水泉的基性岩属拉斑玄武岩系列岩石, 稀土元素出现 LREE 轻度富集、REE 相对平坦模式, 属于岛弧玄武岩类型; 位于万宝沟基性熔岩西北部的德那托布和灶火河花岗岩均属钙碱性系列, 稀土元素配分模式证实了它们具岛弧花岗岩特征。

(6) 天水-丹凤火山岛弧带和蛇绿岩带

天水-丹凤火山岛弧带从西秦岭天水向东延至东秦岭的盐田水一周至一商县一丹凤一商南一线。研究表明天水蛇绿混杂岩变质中基性岩浆杂岩(变质辉长岩-辉长闪长岩-闪长岩)形成于岛弧构造环境, TIMS 法 U-Pb 同位素年龄为 (507.5 ± 3.0) Ma (裴先治等, 2004)。丹凤火山岩为洋内岛弧火山活动产物(张成立等, 1994, 张旗, 1995), 形成于 500Ma (张国伟等, 2001)。位于秦岭群以北二郎山坪群基性火山熔岩为岛弧火山岩, SHRIMP 测年为 (466.7 ± 7.4) Ma, 伴随岛弧火山岩的“A”型岩浆岩的 TIMS 法 U-Pb 年龄是 (514.3 ± 1.3) Ma (陆松年等, 2004)。

上述活动陆缘岛弧带中, 除了北祁连活动陆缘岛弧带发育完善, 宽达 50~60km, 其他带明显狭窄, 昆中、库地—奥依塔格和祁漫塔格的蛇绿岩和火山岛弧岩石已经混杂在一起, 成为俯冲杂岩带的组成成员。其中根据对比指出北阿尔金蛇绿岩带与北祁连蛇绿岩带为被阿尔金断裂错开的两条蛇绿岩带(许志琴等, 1999)。

2. 多弧前小洋盆及多俯冲带

北中央早古生代诸地体之间代表具有 MORB 洋壳残片的多条蛇绿岩带存在表明在地体/岛弧带之间存在一系列的弧前小洋盆。代表北中央早古生代多蛇绿岩这些弧前小洋盆可分别称作北祁连-北阿尔金弧前小洋盆、柴北缘-南阿尔金弧前小洋盆、祁漫塔格弧前小洋盆、昆中弧前小洋盆和库地弧前小洋盆等, 弧前小洋盆形成时代早于 500Ma。根据北中央早古生代碰撞造山带中地体群与弧前沉积盆地中过渡性的早古生代过渡型动物群的存在, 表明它们所在位置与冈瓦纳大陆澳大利亚以及北中国和扬子等陆块相距不远, 反映弧前小洋盆与外侧始特提斯洋盆海水相通的古地理环境。诸多的火山岛弧群和俯冲杂岩带则是始特提斯洋盆和与其有关的弧前小洋盆俯冲的产物。

测年结果初步表明代表弧前小洋盆群的扩张大致在新元古代—寒武纪同一时代, 俯冲时期大约

500~440Ma, 而且弧前小洋盆群的俯冲及活动陆缘岛弧群的形成时代可能存在自昆中→柴北缘→北祁连方向渐新(510~490Ma→460~440Ma)的趋势(图1-6-4)。

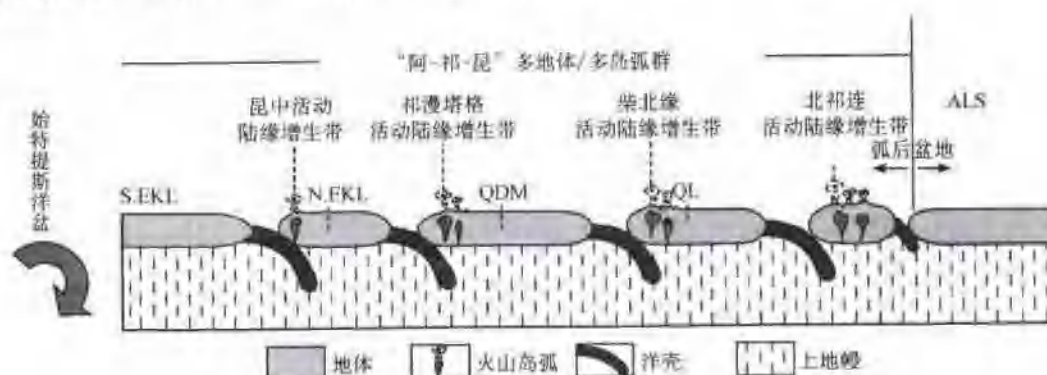


图1-6-4 北中央早古生代造山带中段多地体/多岛弧群构造剖面示意图

S.EKL—东昆仑南地体; N.EKL—东昆仑北地体; QDM—柴达木地体; QL—祁连山地体; ALS—阿拉善地体

(四) 青藏高原北部早古生代高压-超高压变质带与洋壳/陆壳深俯冲

在北中央早古生代造山带中的北祁连-北阿尔金俯冲杂岩带以高压变质带为特征, 而柴北缘-南阿尔金俯冲杂岩带以超高压变质带为标志。它们的形成与北祁连-北阿尔金和柴北缘-南阿尔金蛇绿岩所代表的弧前小洋盆的俯冲和深俯冲有关。

1. 北祁连-北阿尔金早古生代高压变质带与洋壳俯冲

与北祁连蛇绿岩伴随的北祁连高压/低温变质带由高级蓝片岩和低级蓝片岩组成(吴汉泉等, 1990; Wu et al., 1993; 宋述光等, 2004), 高级蓝片岩位于南部的走廊南山一带, 有各种不同原岩变质的蓝片岩和榴辉岩组成, 蓝片岩的原岩为硬砂岩、大理岩及蛇绿岩, 绿帘石蓝片岩形成温度条件 $T > 350^{\circ}\text{C}$, $P = 0.7\text{GPa}$, 榴辉岩的形成温压条件 $T = 480 \sim 550^{\circ}\text{C}$, $P = 1.8 \sim 2.5\text{GPa}$, 研究表明榴辉岩的原岩为 N-MORB 型大洋玄武岩(宋述光等, 2004)。另外在该带北部的甘肃肃南县九个泉一带发育低级蓝片岩带, 变质温度为 $T \leq 350^{\circ}\text{C}$ (吴汉泉等, 1990; Wu et al., 1993)。九个泉一带发育低级蓝片岩带被认为是弧后盆地闭合过程中洋壳俯冲而形成的(Xu Zhiqin et al., 2000)。前人曾报道高级蓝片岩形成的时代为 480~460Ma(^{39}Ar - ^{40}Ar 法)(左国朝等, 1987; Wu H. Q et al., 1993; 许志琴等, 1994), 最近高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的 $(463 \pm 6)\text{Ma}$ 和 $(468 \pm 13)\text{Ma}$ 数据表明大洋板块俯冲至上地幔深度形成榴辉岩相的时限(宋述光等, 2004)。

最近, 在北阿尔金地区发现分布在北阿尔金俯冲增生杂岩带中的新的高压/低温蓝片岩和榴辉岩(张建新, 2005), 并在北阿尔金红柳泉发现含硬柱石榴辉岩, 与蓝片岩和多硅白云母片岩共生, 估算榴辉岩峰期的温-压条件为 $430 \sim 540^{\circ}\text{C}$ 和 $2.0 \sim 2.3\text{GPa}$ (张建新, 2006)。北阿尔金高压/低温变质带中含硬玉榴辉岩的稀土元素及 Sr、Nd 同位素研究表明他们的原岩为具有 MORB 性质, 说明它们也是早古生代洋壳俯冲的产物(张建新, 2006)。

2. 柴北缘-南阿尔金早古生代超高压变质带与洋壳/陆壳深俯冲

一条断续延长 350km 的柴北缘榴辉岩带(杨经绥等, 1998, 2000, 2001; 张雪亭等, 1999; 张建新等 2000; Zhang Jianxin et al., 2001) 和都兰榴辉岩围岩片麻岩中超高压柯石英矿物及榴辉岩中柯石英假象的发现对研究青藏北部早古生代地体的会聚及俯冲有特殊的意义(杨经绥等, 2001)。榴辉岩的形成峰变质条件: 温度为 $700 \sim 850^{\circ}\text{C}$, 压力 $(14 \sim 30) \times 10^8\text{Pa}$, 最高达到 $P = 2.8 \sim 3.3\text{GPa}$ (Yang et al., 2000a)。柴北缘榴辉岩单颗粒锆石 U-Pb 和 SHRIMP 原位定年和 Sm-Nd 同位素年代学研究表明的主要形成时期为 495~440Ma, 折返时代为 440~400Ma(杨经绥等, 2001)。其与火山岛弧带的形成时间的一致性表明超高压变质带的初始形成与柴北缘弧前小洋盆俯冲有关, 主要的形成时限为柴达木地体陆壳深俯冲的产物。

南阿尔金俯冲杂岩带中,榴辉岩的变质年龄为 500~503Ma(Sm-Nd 及 U-Pb 法),榴辉岩的原岩可能为具有洋壳性质的基性岩,大部分具有“E”型或“T”型 MORB(洋底拉斑玄武岩)特征。蛇绿混杂岩带中基性火山岩具 MORB 特征,Sm-Nd 年龄为 481~493Ma(刘良,1998)。

近年来,继中央造山带西段—柴北缘—阿尔金地区厘定了早古生代超高压变质带之后,又在北中央造山带的中段北秦岭的秦岭群片麻岩锆石中找到了金刚石包体,使北中央早古生代超高压变质带从阿尔金、柴北缘向东延至北秦岭(Yang Jingsui et al., 2003)。

3. 弧前小洋盆的俯冲及高压/超高压变质带的形成

与蛇绿岩、蛇绿混杂岩相伴随的高压-超高压变质带是弧前小洋盆俯冲/深俯冲的产物。

与北祁连蛇绿岩伴随的北祁连高压变质带由高级蓝片岩和低级蓝片岩组成(吴汉泉等, 1990; Wu et al., 1993; 宋述光等 1997; 宋述光等, 2004), 高级蓝片岩位于南部的走廊南山一带, 蓝片岩的原岩为硬砂岩、大理岩及蛇绿岩, 形成温度 $T > 350^{\circ}\text{C}$, $P = 0.7\text{GPa}$, 与其伴随的榴辉岩的形成温压条件 $T = 480 \sim 550^{\circ}\text{C}$, $P = 1.8 \sim 2.5\text{GPa}$, 榴辉岩的原岩为 N-MORB 型大洋玄武岩(宋述光等, 2004)。另外在该带北部的甘肃肃南县九个泉一带发育低级蓝片岩带, 变质温度为 $T \leq 350^{\circ}\text{C}$, 被认为是弧后盆地闭合过程中洋壳俯冲而形成的(吴汉泉等, 1990; Wu et al., 1993; Song et al., 1996; Xu Zhiqin et al., 2006)。前人曾报道高级蓝片岩形成的时代为 480~460Ma(^{39}Ar - ^{40}Ar 法)(左国朝等, 1987; Wu H. Q et al., 1993; 许志琴等, 1994; 张建新等, 1995; 夏林圻等, 1998), 高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年为 $(463 \pm 6)\text{Ma}$ 和 $(468 \pm 13)\text{Ma}$, 代表大洋板块俯冲至上地幔深度形成榴辉岩相的时限(宋述光等, 2004)。

与柴北缘蛇绿岩相伴随的超高压榴辉岩带(杨经绥等, 1998, 2000, 2001; 张雪亭等, 1999; 张建新等 2000)的形成时代为 495~440Ma, 折返时代为 440~400Ma(杨经绥等, 2001)。在柴北缘东段都兰榴辉岩的围岩——含石榴子石白云母片麻岩(表壳岩)的锆石中柯石英包体的发现, 证明柴北缘存在一条超高压变质带(杨经绥等, 2001), 推测它的形成首先与洋壳俯冲(或深俯冲)有关, 并伴随火山岛弧带的形成, 继后柴达木地体陆壳的深俯冲形成了超高压变质带。

同样, 在南阿尔金蛇绿岩伴随的榴辉岩的变质年龄为 500~503Ma(Sm-Nd 及 U-Pb 法), 榴辉岩的原岩为具有洋壳性质的基性岩, 大部分具有“E”型或“T”型 MORB(洋底拉斑玄武岩)特征, 蛇绿混杂岩带中基性火山岩也具 MORB 特征, Sm-Nd 年龄为 481~493Ma(刘良, 1998), 为弧前小洋盆洋壳俯冲的标志。

上述表明与始特提斯洋盆的俯冲有关代表的弧前小洋盆群的扩张早于 500Ma(新元古代—寒武纪), 它们的俯冲及活动陆缘岛弧带的生成时间大约为 500~450Ma(图 I-6-4)。

上述表明, 北中央早古生代地体群在 510~450Ma 期间曾位于靠近冈瓦纳大陆的一侧, 由于始特提斯洋盆的俯冲作用, 形成一系列地体/火山岛弧群, 而北中央复合地体的诸地体为“始特提斯洋东南缘地体/火山岛弧群”的成员, 它们之间以具有洋壳性质的弧前小洋盆群相隔。柴北缘-北阿尔金超高压变质带的形成可能与洋壳/陆壳深俯冲有关。

(五) 讨 论

1. 中央造山带北带的“多地体/多岛弧”构造格局

北中央造山带的早古生代造山带具有多洋(海)盆、多地体、多岛弧的复杂构造格局, 愈来愈多的事实表明中央造山带的地体边界蛇绿岩中保留始特提斯洋盆(新元古代—早古生代)的记录。推测现中央造山带北带的地体/岛弧系曾经位于始特提斯洋盆和冈瓦纳大陆之间, 是环始特提斯洋地体/岛弧群(活动带)的成员(尽管确切位置尚未锁定)。地体/岛弧相间的离散型边缘海盆的闭合导致地体/岛弧群的拼合与碰撞(弧/陆→陆/陆碰撞), 形成了早古生代复合造山带。这种显示了早古生代造山带形成前的复杂活动带背景。

2. 北中央早古生代地体/岛弧群的可能古地理位置

北中央造山带早古生代复合地体中多蛇绿岩带和多地体/岛弧群的构架表明诸地体和北中国陆块、南中国陆块一起。北中央早古生代地体群在 510~450Ma 期间曾位于靠近冈瓦纳大陆的一侧, 由于始特提斯洋盆的俯冲作用, 形成一系列地体/火山岛弧群, 而北中央复合地体的诸地体为“始特提斯洋东缘

地体/火山岛弧群”的成员,它们之间以具有洋壳性质的弧前小洋盆相隔。构成了位于冈瓦纳超大陆的西北侧,始特提斯洋盆东南缘延长数千公里的“地体群”。由于在这些地体或陆块的边缘都有火山岛弧岩浆带存在,表明它们的形成与始特提斯洋向南东俯冲有关,类似于现代澳大利亚陆块与欧亚大陆之间的印度尼西亚岛弧系。这就是晚泥盆世碰撞前的北中央早古生代复合地体中诸地体的古地理重建。图(图 I-6-5)显示 420Ma 期间由于古特提斯洋盆的开启使冈瓦纳超大陆西缘地体/岛弧群之间的小洋盆

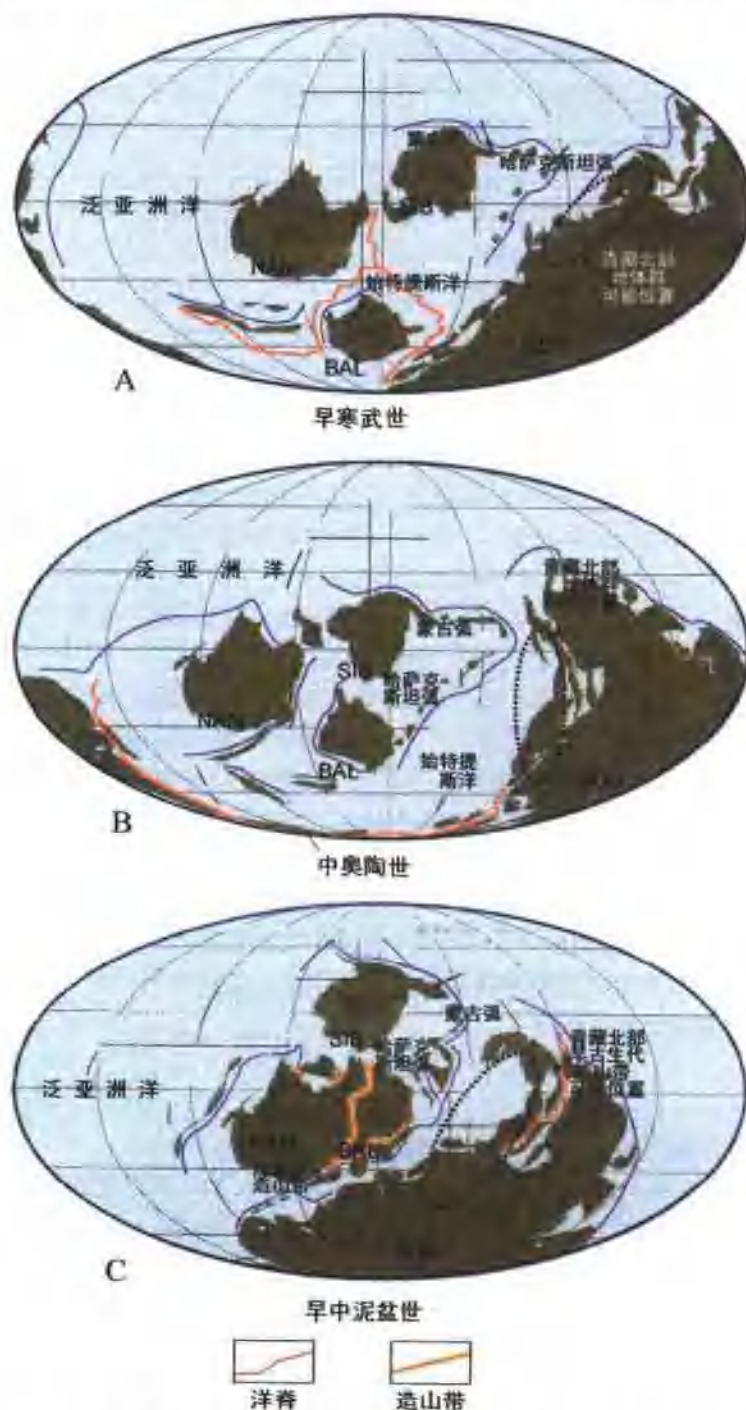


图 I-6-5 “阿·祁·昆”早古生代复合地体和碰撞造山带的可能古地理位置

(据 Gradstein, F. M. et al., 2004)

A—早寒武世; B—中奥陶世; 始特提斯洋盆打开和俯冲, 在冈瓦纳大陆周围形成陆块/岛弧群; C—早中泥盆世。华力西造山之前冈瓦纳大陆周围形成的陆块/岛弧群拼合, 形成早古生代造山带。BAL—波罗的陆块; GON—冈瓦纳大陆; NAM—北美大陆; SIB—西伯利亚陆块

闭合及产生弧/陆、陆/陆碰撞的北中央早古生代造山带,图 I-7-5 勾画出造山带的可能位置。

3. 北中央早古生代超高压变质带的形成与洋壳/陆壳的俯冲/深俯冲有关

上述研究表明,北中央早古生代造山带中的北祁连-北阿尔金俯冲杂岩带以高压变质带为特征,而柴北缘-南阿尔金俯冲杂岩带以超高压变质带为标志。前者的形成与北祁连-北阿尔金蛇绿岩带所代表的北祁连-北阿尔金弧前小洋盆的俯冲有关,洋壳形成时限早于 550~500Ma,俯冲、岛弧形成及北祁连-北阿尔金高压变质带形成时限为 490~445Ma,俯冲深度达 30~60km;后者的形成与柴北缘-南阿尔金弧前小洋盆的俯冲及继而柴达木地体的陆壳深俯冲有关,洋壳形成时限早于 514Ma,洋壳俯冲及岛弧形成时限大致 514~470Ma,代表洋壳/陆壳俯冲和深俯冲的柴北缘-南阿尔金超高压变质带的形成时限为 500~440Ma,代表了从洋壳闭合→弧/陆碰撞→陆壳深俯冲至 100km 之下的地质事件。

多地体/多岛弧的古环境营造了多俯冲/多碰撞的动力学作用,始特提斯洋盆的俯冲推进了小洋盆俯冲、增生岛弧和高压变质带的形成,小洋盆的闭合、微陆块的拼合以及陆壳的深俯冲又导致超高压变质带的形成。关于为什么早古生代多地体/多岛弧的构架和小洋盆/小陆块的环境成为滋生高压/超高压变质带的土壤,如何理解高压/超高压变质带形成的机制尚需作进一步的探寻。

二、青藏高原北部早古生代碰撞造山过程与动力学模式

(一) 阿拉善-敦煌地体/祁连-阿尔金地体的拼合及碰撞造山

关于阿拉善地体与祁连地体的拼合及碰撞造山已作了较多的研究,(Wang et Liu, 1976; Xiao et al., 1978; Wu, 1980; Zuo and Liu, 1987; Xia et al., 1991, 1996; Xu et al., 1994; Feng and He, 1996)。大部分学者认为北祁连发育完善早古生代的蛇绿岩带、高压变质带及与俯冲伴随的火山岛弧带。根据“弧-沟-盆”体系的展布规律(夏林圪、许志琴及冯益民等)及蓝片岩带和弧前增生楔组成的逆冲推覆构造中发育垂直山链的 NNE—SSW 向横向拉伸线理和自 NNE 向 SSW 的剪切指向,表明俯冲极性朝 NNE 方向。

为此,我们曾提出北祁连早古生代碰撞造山分为五个阶段以及阿拉善地体与祁连地体碰撞经过了“弧-陆”碰撞的模式(图 I-6-6)(XuZhiqin et al., 2000)。

1. >550~500Ma:阿拉善地体与祁连地体之间的北祁连弧前小洋盆的形成,及发生洋内剪切作用。

2. 480~460Ma:北祁连弧前小洋盆俯冲在阿拉善地体之下形成北祁连火山岛弧和弧前增生楔,480Ma 洋壳俯冲抵达 30~60km 以下深处形成高压蓝片岩夹榴辉岩带,同时由于海沟倒退作用在主岛弧带的前缘形成多岛弧及多高压变质带的弧前加积增生带(XuZhiqin et al., 2000)和俯冲加积增生山链。主岛弧的生长可到 440Ma,在此期间弧后盆地洋壳扩张,在消减过程中洋壳俯冲至 30km 深处形成高压变质带。

3. 460~440Ma:在北祁连弧前小洋盆的俯冲板片之上的北祁连活动陆缘增生楔卷入碰撞造山之中,产生强烈的包括强烈褶皱和韧性断裂的剪切变形,NNE—SSW 方向的拉伸线理以及向祁连地体逆冲推覆剪切指向揭示了向祁连方向的造山极性。与此同时弧后拉张盆地消减闭合及高压变质带折返。在 430~450Ma 期间,祁连-阿尔金地体中的元古代变质基底岩石因遭受深熔作用影响再活化,叠置了早古生代变质事件。

4. 440~420Ma:弧后盆地洋壳剪切及闭合,志留系残余盆地形成,“弧-陆”碰撞地带进一步挤压变形及上隆。

5. 420~390Ma:陆-陆碰撞,早古生代碰撞造山高峰阶段和同造山花岗岩侵位。由于地体之间的正向碰撞转换成斜向碰撞,沿着地体拼合的边界产生走滑作用,形成韧性右行走滑剪切带(北祁连南缘)。晚泥盆世磨拉石陆相盆地的形成宣告早古生代碰撞造山的结束。

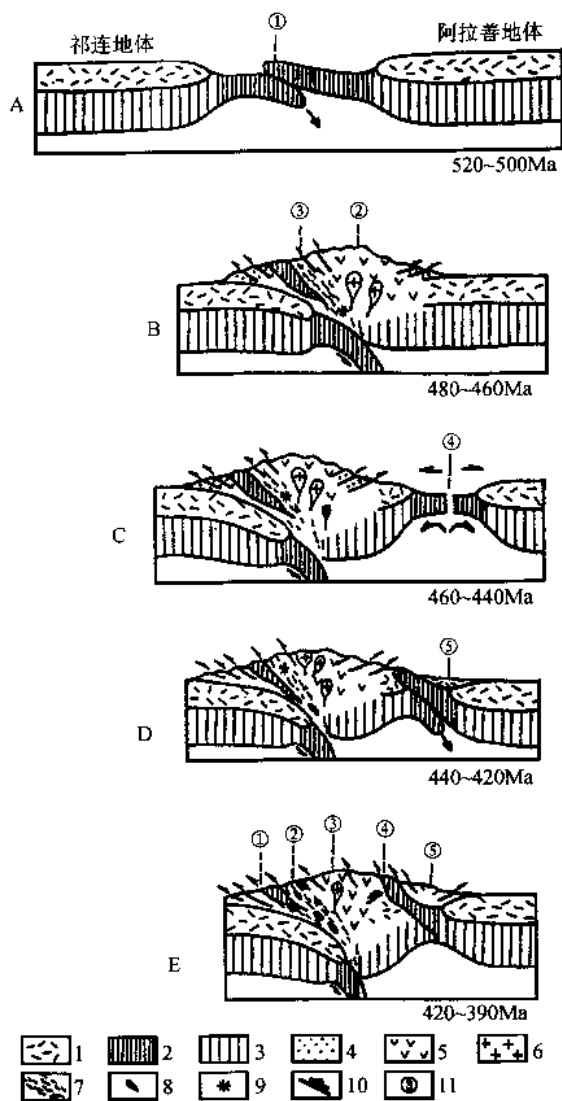


图 I-6-6 北祁连加里东期碰撞造山构造演化模式

1—陆壳;2—洋盆岩石圈;3—大陆岩石圈地幔;4—俯冲杂岩带;5—火山岛弧;6—岛弧岩浆岩;7—高压变质带;8—超基性岩;9—蓝片岩;10—逆冲断层;11—构造单元

①古洋壳;②火山岛弧;③俯冲增生杂岩;④弧后盆地;⑤志留纪残余盆地

A—洋内剪切阶段(520~500Ma);B—俯冲及俯冲杂岩带形成及弧-陆碰撞阶段(480~460Ma);C—弧后盆地形成阶段(460~440Ma);D—弧后盆地闭合阶段(440~420Ma);E—加里东碰撞造山及加里东花岗岩侵位(420~390Ma)

(二) 祁连/柴达木地体拼合与碰撞造山

上述已表明,在祁连地体南缘,发育沿小赛什腾山—赛什腾山—锡铁山—都兰断续分布的柴北缘火山岛弧岩浆带,由岛弧拉斑玄武岩系及钙碱系列的“T”型花岗岩组成,延伸约400km,宽度仅十几公里,十分狭窄。洋壳俯冲产生的火山岛弧时间可能515~486Ma,为晚寒武-早奥陶世。尽管柴北缘尚未有代表早古生代蛇绿岩的直接证据,但火山岛弧岩浆带的存在提供弧前小洋盆存在的间接证据。

位于祁连和柴达木地体之间、断续延伸350km的柴北缘超高压变质带由榴辉岩、含柯石英的片麻岩及石榴子石橄榄岩组成,是柴北缘早古生代俯冲杂岩带最主要的组分。柴北缘超高压变质带的形成在495~440Ma,是继南祁连洋壳往北俯冲于祁连微板块下形成增生火山岛弧带之后,陆壳深俯冲产物。在都兰含榴辉岩的围岩——石榴子石白云母片麻岩中发现了柯石英(杨经绥等,2001),表明超高压变质岩是大陆深俯冲的产物(Liou J.G., et al., 1994, Coleman and Wang, 1995),其形成时代500~440Ma,说明其又发生在与洋壳俯冲伴随的岛弧火山岩浆带形成之后。由于榴辉岩的原岩曾是早古生代洋盆岩石圈的组分,因此推测,在柴北缘弧前小洋盆洋壳深俯冲后,柴达木地体陆壳物质的继续俯冲到达很大的深度形成超高压变质岩片。柴北缘超高压变质岩开始折返年龄约470~440Ma,全面折返在440~400Ma,最后的折返时间为400~406Ma,经历了近100Ma的UHP岩石从地幔深处返回地壳上部的地质历史过程,并且在470~440Ma陆壳板片的俯冲与折返发生同时交替。

柴北缘超高压变质带的折返构造表现为由面理重褶皱形成的轴向EW的背形倒转构造,发育韧性纵向拉伸线理及向东的剪切应变,背形构造南翼发育大型的韧性“右型”挤压转换剪切带。首次提出柴北缘超高压变质带的折返机制为“斜向挤出”,在406~400Ma期间,祁连微板块和柴达木-东昆仑板块之间“正向陆内俯冲作用”向“斜向陆内俯冲作用”转化过程中形成。

祁连地体中南部下古生代地层的早古生代构造变形表现具向南造山极性的特征:自北往南由直立褶皱→往南倒伏的同斜褶皱→平卧褶皱的变化,伴随剪切指向往南的韧性逆冲断裂。为柴达木地体向北俯冲于祁连地体之下提供了依据。

根据以上研究成果的分析,我们可以对南祁连早古生代板块体制及碰撞造山过程作如下初步的重塑(图 I-6-7)。

1. 柴北缘弧前小洋盆俯冲阶段(晚寒武世开始)

柴北缘弧前小洋盆形成时间大约为早寒武世,晚寒武世开始洋盆向北俯冲于祁连地体之下,促使俯

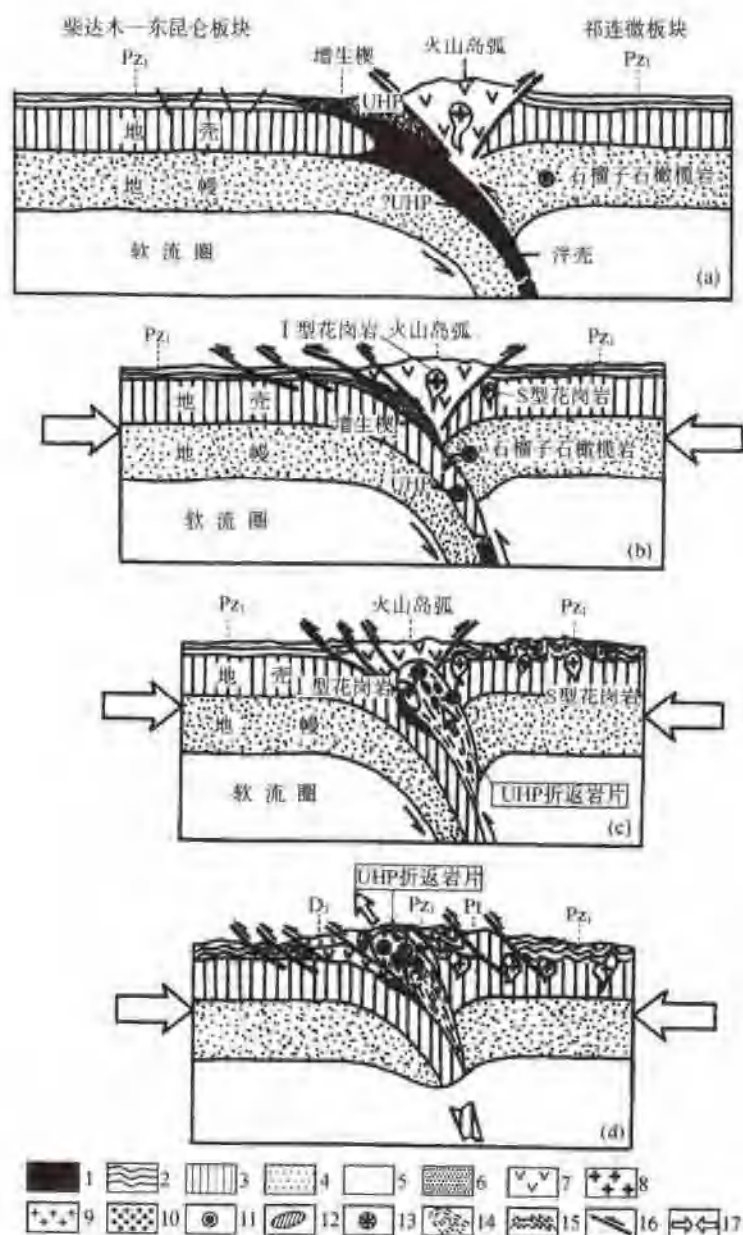


图 1-6-7 柴北缘 UHP 变质地体形成与折返的模式

(a) 南祁连微俯冲阶段(晚寒武世—早奥陶世); (b) 柴达木—昆仑板块陆壳深俯冲阶段(495~440Ma); (c) 超高压变质板片折返阶段(470~400Ma); (d) 加里东造山结束(400Ma 之后)

1—洋壳; 2—下古生代沉积; 3—地壳; 4—地幔; 5—软流圈; 6—增生楔; 7—火山岩; 8—I型花岗岩; 9—S型花岗岩; 10—晚泥盆世磨拉石; 11—石榴子石橄榄岩; 12—榴辉岩; 13—柯石英; 14—超高压变质岩折返面理; 15—下古生代褶皱地层; 16—逆冲断层; 17—挤压方向

冲岩石圈与软流圈在两地体之间的地幔楔中相互作用, 造成仰冲(祁连)地体边缘一侧的弱化及扩张, 形成柴北缘岛弧岩浆带(包括岛弧火山岩及“I型花岗岩”)。

2. 陆壳深俯冲阶段(495~440Ma)

柴达木地体的陆壳岩石(包括9亿~11亿年形成的变质基底)随着柴北缘弧前小洋盆俯冲继而插入100km的地幔深处, 经历了大陆深俯冲及超高压变质作用; 在470~460Ma继续深俯冲, 同时深部破裂的岩片开始折返。伴随折返, 地壳内发生部分熔融, “S”型花岗岩形成。

3. 超高压变质岩片全面折返阶段(440~400Ma)

随着地体由正向俯冲转向斜向俯冲,造成岛弧岩浆带深部的破裂,在440~400Ma超高压变质岩片在斜向挤出机制下全面折返,在浮力驱动下挤入火山岛弧带及其弧前地带,使超高压变质岩片与岛弧火山岩就位在一起。超高压变质地体最后折返时间为400~406Ma,退变质作用伴随折返作用产生,同时变质基底活化产生加里东变质事件,早古生代地层强烈褶皱及“S”型碰撞花岗岩继续大量侵入(440~395Ma)。

4. 早古生代碰撞造山结束(372~354Ma)

早古生代造山作用使山体隆起、剥蚀,中南祁连早古生代褶皱带的前陆部位(南缘)形成晚泥盆世(372~354Ma)磨拉石沉积,标志早古生代造山结束。泥盆纪磨拉石盆地主要出露在祁连山造山带南北两侧,在祁连山内部仅少量分布北侧的泥盆纪陆相碎屑岩系由晚泥盆世紫红色砾岩、砂岩夹砂质页岩及少量火山岩组成,南侧的泥盆系分布托牛山、赛什腾山及宗务隆山一带,下部为紫红色为主杂色碎屑岩沉积,上部从灰紫色中性火山岩、火山碎屑岩为主夹紫红色碎屑岩,与下古生代地层呈不整合接触,泥盆系沉积厚度变化大,从数百至数千米,发育鱼化石。泥盆纪前陆盆地的出现反映了加里东末期山体褶皱上隆及剥蚀,为同造山末期的挤压大环境的产物(图1-6-8)。

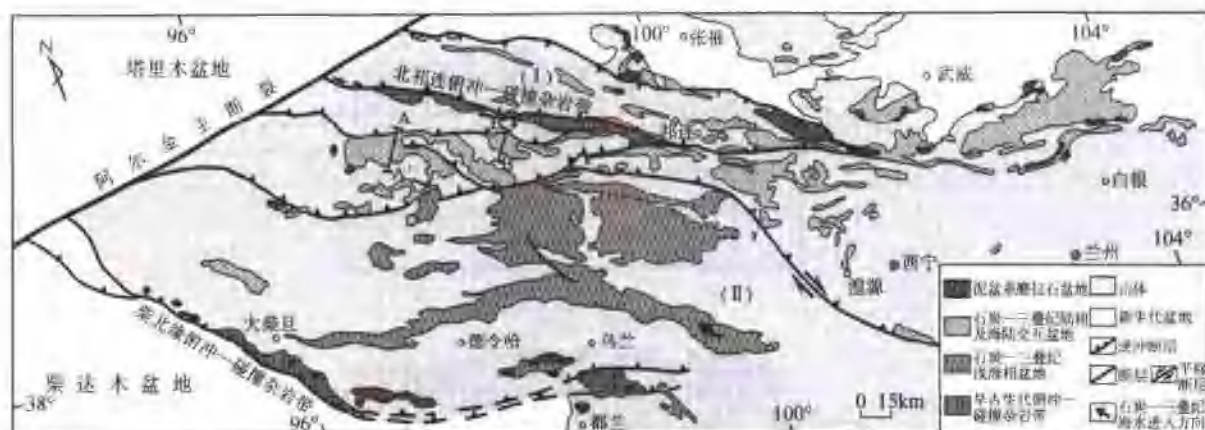


图1-6-8 祁连山泥盆纪磨拉石盆地展布图

(三) 东昆仑北地体/东昆仑南地体的碰撞造山

位于东昆仑北地体与东昆仑南地体之间的昆中蛇绿岩带中清水泉辉石岩的形成年龄为 (530 ± 26) Ma 和 (518 ± 36) Ma (U-Pb, 杨经绥等, 1997), 万宝沟洋岛型基性熔岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 (684 ± 54) Ma (陈文, 1997)。说明代表始特提斯洋盆的蛇绿岩形成时代为 680~500Ma (新元古代—寒武纪)。东昆仑北地体与东昆仑南地体同样被始特提斯洋盆所围绕。

东昆仑南地体的下古生代被动陆缘盆地中发育震旦—奥陶纪自南往北由浅水碳酸盐台地到浅水-半深水的陆缘碎屑沉积, 以及志留纪半深水-深水陆缘碎屑沉积。早古生代造山作用主要表现为被动陆缘的下古生代地层的强烈褶皱、绿片岩相的区域变质作用、花岗岩的侵入以及晚泥盆纪陆相及海陆交互碎屑岩与火山岩不整合覆盖。东昆南亚地体中下古生代地层的变形特征表现为从北往南劈理面由往北倾斜变为直立, 与北面的地体边界(柴北缘缝合带)的距离有关。

东昆仑北地体的古-中元古代角闪岩-麻粒岩相变质基底岩石的大面积出露, 是后期构造改造及抬升结果。变质基底岩石保留了早古生代变质-变形事件和中生代岩浆再活化事件的年龄证据。变质基底岩石的变形构造研究表明, 强烈的韧性变形先后主要有三期: 向南的推覆构造、右型走滑构造及左型走滑构造。根据金水口群麻粒岩相片麻岩和花岗质岩石中锆石的 SHRIMP 测定, 确定其麻粒岩相变质时代为 (460 ± 8) Ma, 而具花岗质岩石深熔作用年龄为 (402 ± 6) Ma, 说明金水口群经历了早古生代的热

事件(张建新等, 2003)。早古生代造山运动还在羌塘地体玉树格拉山发现, 晚泥盆世的陆相火山及碎屑岩沉积不整合在早古生代地层及加里东期花岗岩上。

(四) 小 结

1. 多地体/多岛弧的“弧-陆”碰撞→“陆-陆”碰撞

由多地体/多岛弧/多弧前小洋盆组成的“阿-祁-昆-秦”早古生代板块体系, 经历与始特提斯洋盆有关的弧前小洋盆群(Pt_3 —O)的俯冲/消减的“弧-陆”碰撞阶段, 诸地体在晚志留世—早中泥盆世拼合及“陆-陆”碰撞造山, 在冈瓦纳大陆西北缘构筑了“阿-祁-昆-秦”早古生代碰撞造山带。继后又经历了印支期陆内造山及白垩纪以来强烈隆升, 形成现今陡峻的地貌景观。

2. 同向的俯冲极性和碰撞造山极性

根据青藏高原北部早古生代造山带中“弧-沟-盆”体系的相对位置, 或者反映俯冲指向的拉伸线理与俯冲杂岩带延伸的相对方位, 是推测俯冲极性的重要依据, 现代的北祁连山(NWW—SEE 向)位于阿拉善地体与祁连地体之间, 北祁连的“弧-沟-盆”体系及北祁连俯冲杂岩带中蓝闪石及有关矿物标志呈垂直于地体边界, 呈 NNE—SSW 方向排列, 在俯冲过程中形成的高压榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年为 $(463 \pm 6) \text{Ma}$ 和 $(468 \pm 13) \text{Ma}$ (宋述光等, 2004), 具有自 NNE 到 SSW 剪切指向的含蓝闪石逆冲型韧性剪切带从递进应变至退变质折返的主要时限为 489—410Ma (许志琴等, 1994; 张建新等, 1995), 说明了洋壳俯冲的俯冲极性为自南而北, 碰撞造山极性自北而南。

现代的南祁连山(NWW—SEE 向)位于祁连地体与柴达木地体之间(NWW—SEE 向)。

3. 弧前小洋盆的俯冲和高压/超高压变质带的形成

纵观世界各主要造山带 HP-UHP 变质带, 前人曾将造山带中的古俯冲带划分成两种类型。①以蓝片岩和共生的“C”类榴辉岩 ($P < 14 \times 10^8 \text{Pa}$, $T < 500^\circ\text{C}$) (Ernst & Liou, 1995; Maruyama 等, 1996) 为特征的高压变质带, 在空间上与蛇绿岩密切伴生, 其形成与洋壳的俯冲作用有关。后来在西阿尔卑斯的 Zermatt-Saas 带 (Reinecke, 1998) 和哈萨克斯坦的 Atbasby 和 Makbal 地区 (Tagiri 等, 1995) 也发现 UHP 变质带形成与洋壳深俯冲有关; ②以榴辉岩与长英质片麻岩 (正片麻岩、副片麻岩、泥质片岩) 及大理岩等陆壳性质的岩石相伴生为特征, 除在榴辉岩中发现含柯石英、金刚石等典型超高压矿物 ($P > 25 \times 10^8 \text{Pa}$, $T > 700^\circ\text{C}$) 外, 在其围岩锆石中也发现大量含柯石英包体。目前报道的造山带中 UHP 变质岩石的形成大部分与陆壳的深俯冲作用有关 (Ernst & Liou, 1995)。

在祁连山中, 两条早古生代俯冲杂岩带 (北祁连早古生代俯冲杂岩带和柴北缘早古生代俯冲杂岩带) 和两个时代相近 (大于 500—530Ma) 的弧前小洋盆 (北祁连、柴北缘弧前小洋盆) 分割了阿拉善、祁连及柴达木地体三个地体。伴随洋壳俯冲及地体拼合, 在阿拉善及祁连地体边界形成北祁连火山岛弧带 (480—440Ma) 和高压低温蓝闪石片岩 ($P = 6.5 \sim 7.5 \times 10^8 \text{Pa}$, 温度 $T = 300 \sim 400^\circ\text{C}$) 及榴辉岩带 (462—448Ma, 480—460Ma), 高压变质带的形成是北祁连洋壳俯冲的产物; 在祁连与柴达木地体边界形成柴北缘火山岛弧带 (490—460Ma) 和柴北缘超高压变质岩带 (496—440Ma), 柴北缘超高压变质岩带的形成推测与柴北缘弧前小洋盆的俯冲与继后的弧-陆碰撞柴达木陆壳的深俯冲有关, 即超高压变质岩带形成经历了洋壳/陆壳深俯冲的复合作用过程。

祁连碰撞造山带提供了两类不同的俯冲例子: 一条洋壳俯冲, 另一条为洋壳→陆壳深俯冲, 两类俯冲作用都具有向北的俯冲极性。特别需要提出的是它们都与弧前小洋盆的俯冲有关, 柴北缘弧前小洋盆的俯冲较北祁连弧前小洋盆的俯冲来得早, 然后两者又近乎同时在造山过程中折返上来。推测始特提斯洋盆的俯冲很容易推动小陆块和弧前小洋盆的运动和消减, 代表洋壳→陆壳深俯冲的柴北缘超高压变质带的存在, 表明柴达木地体的范围比现在大。

4. 碰撞造山过程的前震旦纪的变质基底的再活化

在青藏高原北部广大地区出露了前震旦纪的变质基底, 其形成时代大致 9 亿—10 亿年, 这些中-下地壳的变质岩石均在早古生代碰撞时期产生了再活化。这种再活化是根据基底岩石中加里东期的构造—岩浆、变质事件确定的: ①在祁连及阿尔金地体变质基底中大量早古生代花岗岩侵位。②变质基底中

早古生代变质事件的同位素年代学证据:阿克赛南前震旦深变质岩白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄 431.6Ma;阿尔金地体金雁山阿尔金群片麻岩中白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄 453. Ma;在俯冲—碰撞杂岩带中一部分大肯达坂群及沙柳河群变质岩石经历了超高压变质及折返退变质作用(500~460Ma);南阿尔金麻粒岩的U-Pb同位素年代为440~460Ma。

另外,在羌塘地体东部的格拉山地区发现在下古生代褶皱变质地层之上不整合覆盖上晚泥盆世地层。值得注意的是,青藏高原南部及东缘的前震旦纪变质基底中普遍含有早古生代变质事件的记录,如位于雅鲁藏布江构造结的南迦巴瓦群变质杂岩是一套麻粒岩相-角闪岩相中深变质岩组合,U-Pb年龄为552~525Ma(孙志明等,2004),位于西构造结南迦帕尔巴特-哈拉木什地块中,前震旦纪变质岩中的上部花岗片麻岩的原岩年龄为400~500Ma(Chamberlain et al., 1988),在喜马拉雅康马变质穹窿核部的片麻状花岗岩的全岩Rb-Sr年龄为 $(484.55 \pm 6.34)\text{Ma}$ 、 $(484 \pm 14)\text{Ma}$ 和 $(338.65 \pm 5.5)\text{Ma}$,锆石U-Pb年龄451Ma和266Ma(西藏地矿局,1993)。最近,在高喜马拉雅中尼泊尔的上述表明青藏高原加里东碰撞造山系原来的范围可能要比以往的认识要大得多。并被未变形的花岗岩侵入。在Kathmandu逆冲岩片中作为变形底限的未变形花岗岩岩墙的U/Pb锆石的年龄为 $(476.3 \pm 3.4)\text{Ma}$ 和 $(472.8 \pm 6.1)\text{Ma}$,变形的花岗岩的年龄为 $(484.0 \pm 4.9)\text{Ma}$ (G. E. Gehrels et al., 2003);在中尼泊尔高喜马拉雅岩片Marsyandi River的蓝晶石石榴子石黑云母片岩中,选择石榴子石颗粒中独居石包体进行 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 测定,获得450~500Ma一系列年龄,记录了早古生代变质事件的年代(P. G. DeCelles et al., 2000)。此外Marguer等(2000)报道了侵入北印度高喜马拉雅褶皱的矽线石-蓝晶石片岩的花岗岩侵入体的年龄为488Ma,北印度变质岩石的年龄为534Ma(Sm-Nd, garnet, Argles等,1999),在北西喜马拉雅为467Ma(Foster, 2000),在中尼泊尔为484Ma(U-Pb, 独居石和锆石;Godin等,2000)和在东尼泊尔为436~548Ma(Th-Pb, 独居石;Catlos等,2002)。

5. 碰撞造山过程的花岗岩浆作用

在祁连造山带中,早古生代花岗岩侵入新元古代和早古生代地层中。为二长花岗岩-正长花岗岩-碱长花岗岩。稀土元素总量为 $(181.49 \sim 258.63) \times 10^{-6}$,但 δEn 低,微量元素配分模式有明显的Nb、Ti负异常,由二长花岗岩→正长花岗岩→碱长花岗岩,Ba、Sr的负异常和Th的正异常越来越明显,显示典型的S型花岗岩特征。北祁连东部黄羊河水库二长花岗岩和达隆村石英正长岩具有较高的Th丰度,显示S型花岗岩的特征,说明岩浆中含有较多的壳源成分,位于大陆边缘环境。并于川石英闪长岩(98CL17-1)样品的岩浆锆石SHRIMP-U-Pb的平均年龄为442Ma,属晚奥陶世。与钱青等(1992)测定的老虎山石英闪长岩的年龄432Ma近于一致。

祁连地体最大的花岗岩体为位于南部大柴旦镇以北的柴达木山岩体(图I-1-1),平面形态如菱形四边形,长轴近东西向,长50余公里,宽40km,面积2124km²。岩体侵入元古界和早古生界地层,同时还含有早古生界的包体。该岩体以富硅、富钾、富铝为特征,属于亚碱性系列钾质类型。从K₂O-Na₂O关系图解判别属S型花岗岩。岩石的稀土总量为 $(284 \sim 306) \times 10^{-6}$,稀土配分模式为具有负铕异常($\delta\text{Eu}=0.13 \sim 0.15$)的右倾型,具有陆壳部分熔融的S型花岗岩特征;该花岗岩体的微量元素Rb、Th明显富集($376 \sim 429 \times 10^{-6}$ 、 $31 \sim 50.7 \times 10^{-6}$)和Ba明显亏损($108 \sim 148 \times 10^{-6}$),其次K、Ta也较富集,表明其形成的构造环境为同碰撞型。柴达木山S型花岗岩中岩浆结晶锆石SHRIMP U-Pb定年的变化值于435~456Ma,平均为444Ma,代表花岗岩的结晶年代(吴才来等,2001)。

第二节 青藏高原三叠纪地体拼合及印支碰撞造山过程

R. J. Enkin等(1992)曾认为C—P时期,古特提斯洋盆广布在四个联合陆块之间,这四个联合陆块为蒙古-北中国联合大陆(劳亚大陆)、扬子-印度尼西亚联合大陆、羌塘-塔里木联合陆块与日本-朝鲜联合陆块。在蒙古-北中国联合大陆(劳亚大陆)包含了已经拼合并从南半球运动到北半球的始特提斯洋盆闭合形成的早古生代(P_{z1})造山带。蒙古-北中国联合大陆、扬子-印度尼西亚联合大陆和羌塘-塔里木联合陆块之间的三角地带为古特提斯洋盆深入三陆块之间的松潘-甘孜海盆,笔者认为可能为孟加拉湾

性质的海盆(图 I-6-9), 洋盆的俯冲使扬子-印度尼西亚联合大陆的被动陆缘堆积了巨厚的三叠纪深水复理石沉积。Sengor(1984)(图 I-6-10)曾把古特提斯造山系称为基墨里造山系, 把巴尔干-马来西亚一线的大陆称为基墨里大陆, 认为它在古生代末期至中生代早期(P_2-T_2)从冈瓦纳超大陆边缘裂开, 于晚三叠世至中侏罗世(T_3-J_2)同劳亚大陆拼合, 形成包括松潘-甘孜在内的古特提斯造山系。并把三叠纪巴颜喀拉群和西康群称之为大陆之间的增生混杂体“软垫”(soft cushion)。根据地质调查和地震层析资料表明, 松潘甘孜地体的基底为深部由高波速的冷物质组成, 推测巴颜喀拉-松潘甘孜地体具有“软垫”、“硬底”的结构。

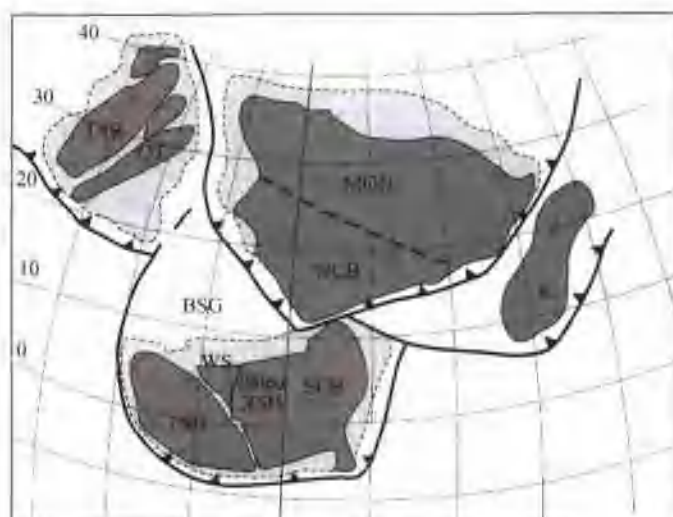


图 I-6-9 三叠纪古板块再造图

(据 R.J. Enkin et al., 1992)

SCB—南中国板块; IND—印度尼西亚地体; NCB—北中国板块; WS—川西地体; MON—蒙古板块; BSG—巴颜喀拉-松潘-甘孜地体; JK—日本-朝鲜地体; QT—羌塘地体; TAR—塔里木地体; Paleo XSH—古拜水河断裂

在 2000 年国际地质大会上推出的古地理再造的新版本“Geological Time”, 明确北中国板块、南中国板块、印度尼西亚板块与基墨里大陆的运移和拼合与古特提斯洋盆的开启、消减和闭合以及新特提斯洋盆打开的关系(图 I-6-11)。

一、古特提斯洋盆的双向俯冲动力学

在青藏高原古特提斯缝合带包括由木孜塔格北-东昆仑-阿尼玛卿缝合带构成的北支和弧形金沙江缝合带构成的南支。由于最近在羌塘地体中部发现羌中古特提斯缝合带(李才等, 2004), 向东南可能连接澜沧江古特提斯缝合带。因此古特提斯缝合带可能划分为三支: 北支木孜塔格北-东昆仑-阿尼玛卿缝合带, 中支金沙江缝合带及南支羌中-澜沧江古特提斯缝合带。考虑本研究未对羌中古特提斯缝合带进行工作, 故依然将金沙江古特提斯缝合带作为南支来讨论。

洋盆的消减是通过洋壳的俯冲来实现的, 古特提斯板块体制的时空分布和地体边界及其两侧变形运动学的研究是确定俯冲运动学的基础。图 I-6-11 显示了三叠纪时古特提斯洋盆的主体位于三个联

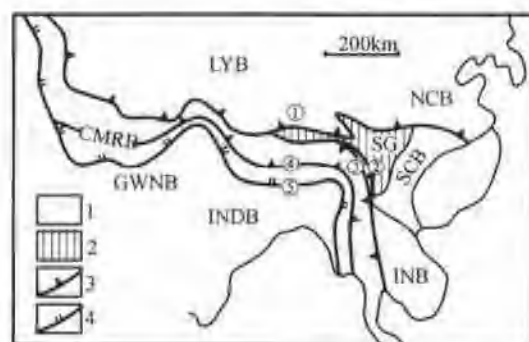


图 I-6-10 古特提斯板块体制图

(据 Sengor, 1988)

1—基墨里大陆 (CMRB); 2—松潘甘孜造山带 (SG); 3—古特提斯缝合带; 4—新特提斯缝合带; LYB—劳亚大陆; GWNB—冈瓦纳大陆; NCB—北中国板块; SCB—南中国板块; INDB—印度板块; INB—印支陆块; ①阿尼玛卿缝合带; ②甘孜-理塘缝合带; ③金沙江缝合带; ④麻六甲-怒江缝合带; ⑤雅鲁藏布江缝合带

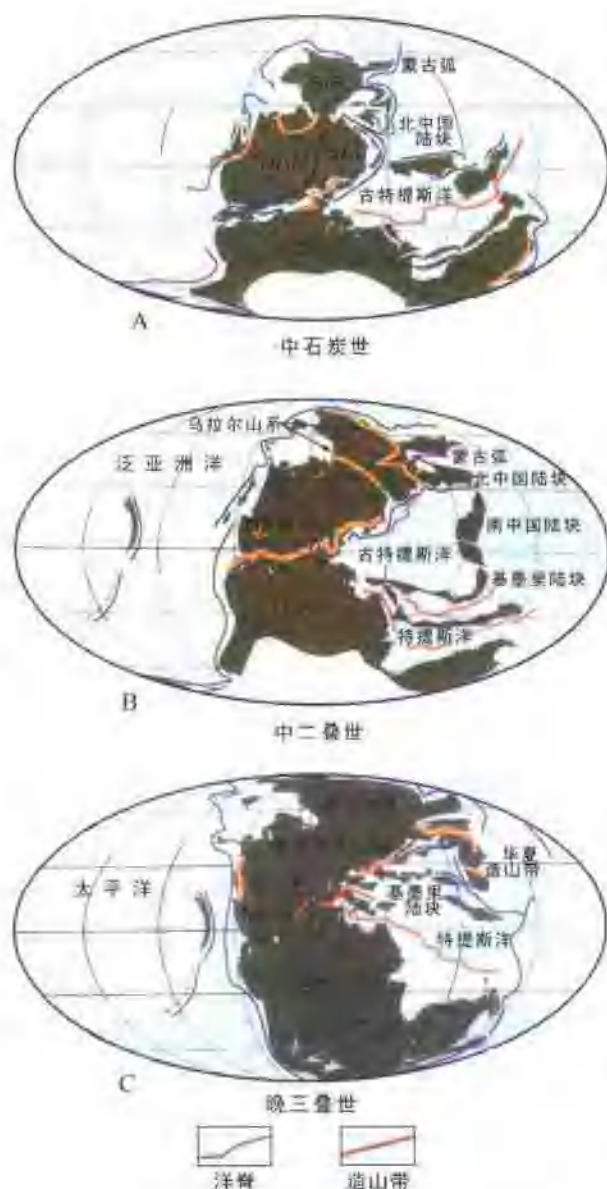


图 1-6-11 中石炭世、晚三叠世全球古地理再造图

(据 Gradstein, F.M. et al., 2004)

BAL—波罗的陆块; GON—冈瓦纳大陆; NAM—北美大陆;

SIB—西伯利亚陆块

合大陆的南面,三个联合大陆之间的三角地带为古特提斯洋插入的阿尼玛卿(松潘-甘孜)洋盆。

(一) 古特提斯北洋盆的俯冲极性及其俯冲体系

研究表明,在古特提斯北洋盆(昆南-阿尼玛卿洋盆)往北及北东方向俯冲同时,在北大陆南缘形成活动陆缘(东昆仑活动陆缘)自南往北发育洋脊、岛弧、弧后盆地、大陆边缘和碰撞等构造背景成因的火山岩,其中洋脊玄武岩分布在布青山、玛积雪山和玛沁一带,岛弧钙碱性火山岩(T_1)主要出露于下大武至玛积雪山之间,岛弧面积小,发育不成熟,可能与洋盆较小和俯冲时限较短有关。火山岛弧前缘为弧前复理石增生楔和俯冲杂岩带。阿尼玛卿俯冲杂岩带为古特提斯洋壳北支俯冲的产物,由阿尼玛卿蛇绿岩、混杂堆积、弧前增生楔及高应变滑脱带组成,超镁铁质岩、辉长岩及拉斑玄武岩组成的蛇绿岩残片呈不规则长条状及块状混杂体产于中下三叠系砂板岩中,并混杂了大量含化石的石炭纪—二叠纪灰岩及三叠纪浊积岩等外来岩块。位于布青山-玛沁火山岛弧南侧的 T_{1-2} 含浊积岩的复理石岩系中,发育向北倾斜的不协调褶皱,底部界面为高应变俯冲滑脱面,由安山质糜棱岩组成,发育 NNE—SSW 向拉伸线理、“A”型剪切褶皱及向南逆冲指向的剪切应变。岛弧以北分布了 T_{1-2} (230~260Ma) 含火山岩及滑塌沉积的复理石巨厚岩系,代表了弧后盆地与大陆边缘的沉积复合体,其中,铜峪沟玄武岩为弧后盆地环境,其余大部分为安山岩-英安岩-流纹岩组合的中酸性火山岩,此套火山岩以高钾的钙碱性系列为主。地球化学特征表示了高 Si、低 Ti、高 Al_2O_3 、贫 CaO 及 Mg、Fe 较低,稀土分析显示 $(La/Yb)_N$ 较大,铕异常低,说明其具有与洋壳俯冲有关的大陆边缘特征。与此同时,布尔汗布

达花岗岩带也以高钾钙碱系列为主,主要元素、稀土及微量元素的地球化学特征均显示大陆边缘弧花岗岩的特征。主动陆缘上述特征表明古特提斯北洋盆具有向北的俯冲极性。

(二) 古特提斯南洋盆的俯冲极性及其俯冲体系

弧形金沙江俯冲杂岩带为古特提斯洋壳南支俯冲的产物,研究表明,在巴颜喀拉南侧的金沙江俯冲杂岩带(即金沙江带西段玉树地区)中未见洋脊扩张的蛇绿岩,仅在羌塘地体北部出现与主动陆缘有关的火山岛弧、弧后盆地及陆缘弧火山带。根据羌塘地体与巴颜喀拉-松潘甘孜地体在古地理环境上的明显差异,金沙江俯冲杂岩带东南-南段(巴颜喀拉-松潘甘孜地体西侧)具有代表金沙江洋壳(C_1-T_1)的甘孜-理塘蛇绿岩和混杂堆积带, P_2-T_3 义敦火山岛弧带和主动陆缘增生楔,以及义敦弧后盆地和昌都陆缘火山弧所组成的完整 NS 向板块俯冲体制,代表古特提斯南洋盆具有向西的俯冲极性。因而解释

为在巴颜喀拉地体南面的 EW 向金沙江蛇绿岩带在向南俯冲过程中被消减,只留下羌塘地体北缘的玉树火山岛弧增生带,类似于太平洋东侧的安第斯板块俯冲体系。因此推测古特提斯南洋盆具有向羌塘地体方向俯冲的极性。

二、印支碰撞造山及双向造山极性

(一) 印支运动

三叠纪末,古特提斯洋盆的闭合导致了陆块的碰撞、拼合及增生,形成南欧亚大陆古特提斯碰撞造山系。印支碰撞造山带为晚三叠世至中侏罗世古特提斯洋盆闭合及劳亚板块、扬子板块、冈瓦纳板块和印度尼西亚板块之间碰撞造山的产物。从全球的视野来看,该巨型山系的形成与古特提斯洋盆(T_3-J_2)的闭合及块体碰撞有关,称为“印支碰撞造山系”。

由于在印度支那的三叠纪地层中发现两个大不整合,被 Fromaget(1934)命名为印支运动,认为在印度支那的所有的山脉都有影响,中国青藏高原地区印支运动的存在由于孟宪民等(1937)在云南个旧发现个旧石灰岩和覆盖在它上面的火把冲煤系之间不整合,许德佑(1940)确定煤系时代为诺立克。黄汲清(1945)明确提出印支运动在云南存在,继而任纪舜(1966)进一步确定了此运动的重要大地构造意义。

(二) 印支碰撞造山作用

古特提斯洋盆的俯冲、消减,促使三个不同方向和位置的阿-祁-昆复合地体、巴颜喀拉-松潘甘孜地体及羌塘地体的会聚、碰撞,并产生印支期造山拼接作用,形成印支复合碰撞山链。

1. 东西昆仑中“华力西碰撞造山”不存在

一些学者曾强调华力西碰撞造山作用在青藏高原的存在,认为东-西昆仑山是典型的华力西碰撞造山带(姜春发等,1992)。研究表明,在东昆仑缝合带东段的阿尼玛卿蛇绿岩代表了古特提斯洋盆形成于石炭纪—二叠纪,柴达木-昆仑地体与巴颜喀拉-松潘甘孜地体碰撞造山的时间为晚三叠世。另外,在东昆仑地体中的 C—P 地层变形样式一致,之间不存在区域角度不整合,原定为布尔汗布达山华力西期花岗岩带,经我们选择不同类型花岗岩重新测试已改为印支期(220~240Ma);古地磁资料表明 C—P 时期为古特提斯洋盆扩张阶段,块体没有碰撞,因此我们认为青藏高原中不存在华力西碰撞造山带,华力西碰撞造山带主要在青藏高原的外部(天山-内蒙古-兴安)。

2. “T”形几何学的印支造山带

古特提斯洋闭合形成的印支碰撞造山系呈“T”字形展布(Ames et al., 1993)(图 I-6-12),由东西及南北分支构成。东西方向延绵 8000km,从黑海→大高加索→南里海→科佩特塔格→兴都库什→帕米尔→甜水海→巴颜喀拉→松潘甘孜→秦岭→大别→苏鲁;南北方向延绵 4000km,从松潘→木里→藏东→印度尼西亚地块两侧。应该指出的是,实际的印支造山带范围比图 I-6-12 所圈定的要大,还应包括松潘甘孜背面的东昆仑地体及南面、西南面的羌塘地体。在东昆仑南部,印支褶皱山系明显叠置在东西昆仑地体的加里东褶皱山系及加里东花岗岩之上,使之成为加里东-印支复合碰撞造山系;实际上在远离印支碰撞带的祁连山,宽缓的陆内褶皱也叠置在加里东褶皱山系及加里东花岗岩之上,同时印支运动的影响又在叠覆的加里东基底上产生印支期花岗岩的侵位;由于金沙江南洋盆的向南俯冲以及继后的印支碰撞造山作用使羌塘地体卷入其中。

印支造山带东段为位于北中国板块与扬子板块之间的秦岭-大别-苏鲁印支碰撞造山带,与北面的中央早古生代造山带在秦岭汇合,并在大别-苏鲁造山带中发现 1000km 长的由于大陆深俯冲形成的印支期超高压变质带,使中国印支碰撞造山带具有全球关注的大陆深俯冲的特色。中国的印支造山带呈现今日“T”形的几何学特征的状态,与新生代以来印度板块的俯冲及插入,以及大型走滑断裂的活动造成的后期改造有关。

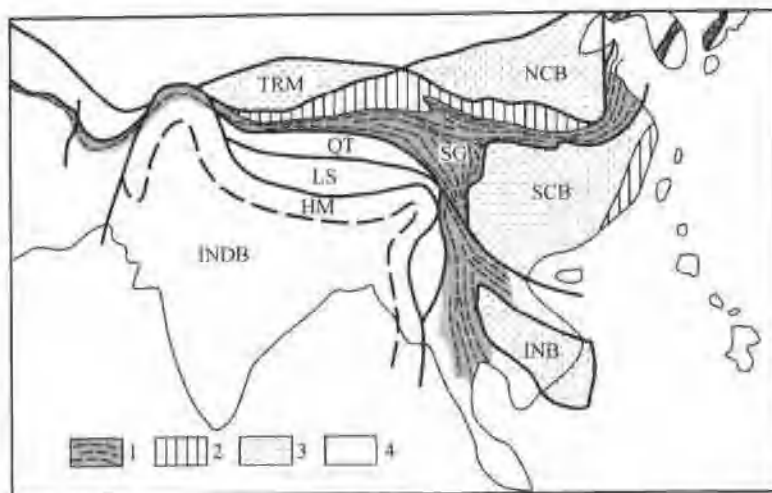


图 I-6-12 中国“T”型印支造山带的位置图

(据 Ames et al., 1993)

1—印支造山带;2—加里东造山带;3—印支造山带周缘克拉通;4—古特提斯阶段的冈瓦纳大陆组成部分;SCB—南中国板块;INDB—印度板块;NCB—北中国板块;SG—松潘-甘孜地体;QT—羌塘地体;LS—拉萨地体;HM—喜马拉雅地体;TRM—塔里木地体;INB—印度尼西亚陆块

(三) 青藏高原中印支造山带的双向造山极性

位于青藏联合地体中部的古特提斯阿尼玛卿缝合带及金沙江缝合带是拼接阿尔金-祁连-昆仑复合地体、巴颜喀拉-松潘甘孜地体和羌塘地体的两条纽带。在地体会聚及碰撞过程中缝合带两侧强烈地壳变形,形成“东昆仑-巴颜喀拉-松潘甘孜-羌塘”巨型印支复合碰撞造山带。地壳变形研究显示阿尼玛卿缝合带两侧的地壳变形呈现主动陆缘(北缘:东昆仑地体)的具有向南逆冲推覆的造山极性,以及被动陆缘(南缘:巴颜喀拉-松潘甘孜地体)具有向北的俯冲极性及向南滑脱-逆冲造山体系;显示弧形(由 EW 向转为 SN 向)金沙江缝合带两侧地壳变形呈现被动陆缘西段(巴颜喀拉地体南侧)的向南俯冲极性,被动陆缘东段(松潘甘孜地体西侧)向西俯冲极性和主动陆缘(羌塘地体东侧)的向东逆冲推覆的造山极性。由于古特提斯南北洋盆俯冲及碰撞造山的双向俯冲和双向造山极性的特征(图 I-6-13)与世界上绝大多数线形单向不对称造山带(如喜马拉雅山、阿帕拉契山、科迪勒拉山等)不同,松潘-甘孜印支造山带具有倒三角形的特殊几何形态,它的不对称是“双向”的,也就是说具有“双向”的造山极性:一个是向南的造山极性,另一个是向东(NEE)的造山极性。从松潘-甘孜造山带的综合地质构造是以剖面中可以清楚看到“双向”造山极性的特征:从造山带的碰撞结合带-造山带主体-前陆逆冲楔位呈现自北向南及自西向东的迁移,并组成叠置岩片,往北和往西分别俯冲于青藏高原北部早古生代复合地体和羌塘地体之下,而往南和往东叠覆在扬子陆块之上(图 I-6-14)。

(四) 青藏高原中印支-晚中生代碰撞造山过程

1. 东昆仑/扬子/羌塘地体拼合与“俯冲-碰撞”动力学机制探讨

(1) 东昆仑/巴颜喀拉-松潘甘孜地体碰撞造山过程

东昆仑/巴颜喀拉-松潘甘孜地体碰撞在主动陆缘一侧(北侧)形成叠置在东昆仑早古生代造山带之上的东昆仑-阿尼玛卿印支山链。东昆仑-阿尼玛卿印支山链的构造演化经历了以下进程:①C—P₂ 末期,古特提斯北洋盆开启。②T₁₋₂ 期间,洋内剪切作用与洋壳往北方向俯冲东昆仑地体之下,在东段由于正向板块聚敛形成增生地体——大陆活动边缘的弧前增生楔、岛弧及弧后盆地,并进而形成印支期初始山链。③T₃ 阶段,昆仑与巴颜喀拉地体碰撞,变形向南北扩展,形成具向南造山指向的碰撞山链,西段由于斜向俯冲形成左行平移走滑带,伴随同构造花岗岩。④燕山期以来,东段巴颜喀拉地体继续向北

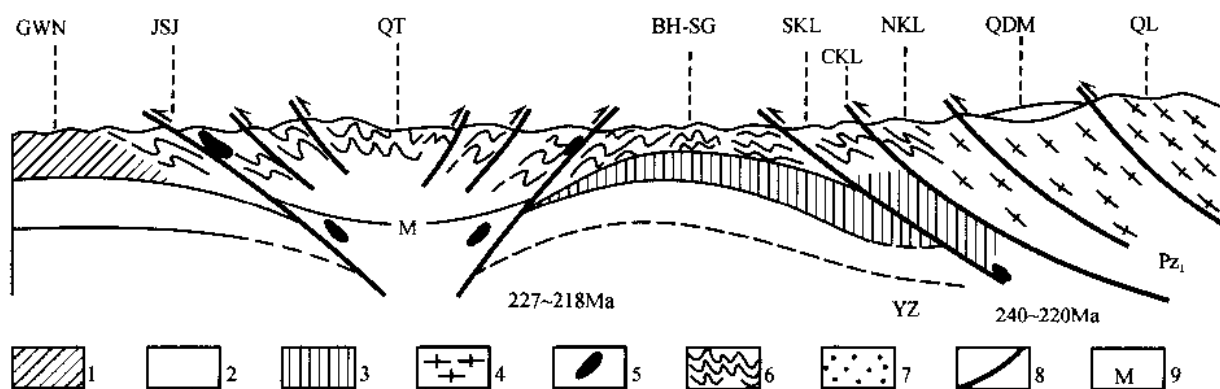


图 I-6-13 东昆仑山-唐古拉山印支复合造山带地壳示意剖面

1—冈瓦纳古陆;2—岩石圈地幔;3—扬子板块基底;4—早古生代褶皱带;5—超基性岩;6—褶皱;7—中生代盆地;8—逆冲断裂;9—推测 M 面;GWN—冈瓦纳古陆;JSJ—金沙江缝合带;QT—羌塘地体;BH-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;SKL—南昆仑地体;CKL—中昆仑缝合带;NKL—北昆仑地体;QDM—柴达木地体;QL—祁连山地体

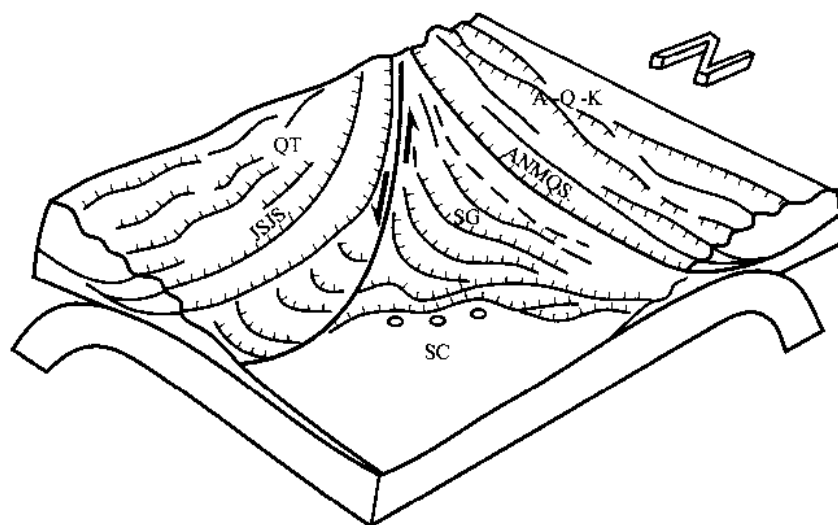


图 I-6-14 松潘甘孜造山带的双向造山极性三维模式图

SG—松潘甘孜造山带;QT—羌塘地体;A-Q-K—阿-祁-昆早古生代复合地体;ANMQS—阿尼玛卿缝合带;JSJS—金沙江缝合带;SC—四川盆地

陆内俯冲,在仰冲板片一侧形成苦海、赛什腾及活勒吾大型推覆体(具向南指向),并在缝合带附近形成科帕式对称构造;西段两地体之间沿东西方向继续左行走滑,形成东-西大滩拉分盆地及同构造花岗岩浆的继续侵位。南侧巴颜喀拉一侧形成一系列 NW—SE 向印支雁列褶皱山系。

(2) 巴颜喀拉-松潘甘孜/羌塘地体碰撞造山过程

巴颜喀拉-松潘甘孜/羌塘地体碰撞造成巴颜喀拉-松潘甘孜地体的南侧和西南(西)侧以及羌塘地体的北侧和东南(东侧)的印支地壳变形和印支山链。

2. 晚中生代碰撞造山过程

以班公湖-怒江缝合带为代表的洋盆在早侏罗世—中侏罗世后期闭合(肖序常等,2000),导致南欧亚大陆与冈底斯地体的拼合。500m 厚的中上侏罗统浅海-滨海沉积物是羌塘地体上最后的海相记录,侏罗纪以后,海水退出,地体开始全面隆。由于 J₃ 班公湖-怒江洋盆消减使羌塘地体与拉萨地体碰撞产生的造山运动,使羌塘地体中 J₂₋₃ 地层变形,形成 300km 宽类似阿尔卑斯外带“侏罗山型”同心弯滑褶皱,并伴随逆冲断裂,地壳缩短约 35%。

(五) 青藏高原前新生代碰撞造山过程及动力学机制

三叠纪末期,古特提斯南、北洋盆的闭合及三地体的碰撞形成统一的印支复合山链。由于北洋盆的向北俯冲形成岛弧型俯冲山链,进而弧-陆碰撞使主动陆缘的地壳缩短和加厚,形成靠近缝合带一侧的逆冲-推覆型山链造型,并在弧后一侧的地壳中产生强烈碰撞阶段的塑性变形,这与弧后的大陆边缘的热结构(印支期大陆弧火山岩浆带、碰撞型花岗岩及后造山火山岩、花岗岩的侵位)有密切关系。印支造山前的地壳热结构的形成是使已固结的加里东冷却地壳上的盖层产生印支强烈造山变形的原因。古特提斯南洋盆向南和向西俯冲也在羌塘主动陆缘产生印支碰撞造山前的热结构,致使印支变形在羌塘地体中产生,显然热的作用比北缘来得弱。

青藏高原印支和晚中生代碰撞造山过程,表明 C—P 时期古特提斯北洋盆(昆南-阿尼玛卿洋盆)向北俯冲于“阿-祁-昆”早古生代复合地体(加里东造山带)之下,古特提斯南洋盆(金沙江洋盆)向南俯冲于羌塘地体之下,形成东昆仑/巴颜喀拉-松潘甘孜/羌塘具有双向造山极性的印支碰撞造山带,该造山带向东与南秦岭-大别-苏鲁印支造山带连接,向南与三江-印度尼西亚印支造山带连接;T—J 时期新特提斯北洋盆(班公湖-怒江洋盆)向北俯冲于羌塘地体之下,使拉萨地体拼贴及增生在三叠纪复合碰撞造山带的南面,并在缝合带两侧强烈地壳变形和形成晚中生代造山带;J₃—K 时期新特提斯南洋盆(雅鲁藏布江洋盆)向北俯冲于拉萨地体之下,形成主动陆缘增生带——冈底斯火山岩浆岛弧带,构筑了被称为“转换喜马拉雅”的弧-陆碰撞山链。

第七章 印度/亚洲前碰撞的大型走滑作用与斜向碰撞

自显生宙以来,由于板块之间的斜向会聚与碰撞作用,在青藏高原范围内的地体边界及与地体走向相交的方向上产生一系列大规模走滑断裂(许志琴等,1997;Hacker, et al., 1995; Whitney, et al., 2003)。在印度/亚洲前碰撞的不同历史时期,在青藏高原北部与腹地已经形成的大型走滑构造主要有两类,一类是产于地壳深部的韧性走滑剪切带(韧性断裂),由于后期的抬升而出露地表,包括有400Ma以来加里东造山后期形成的北祁连南缘韧性右行走滑剪切带(许志琴等,2001;戚学祥等,2003;许志琴等,2004)和西昆仑康西瓦韧性右行走滑剪切带;另一类是240~220Ma以来印支造山期形成的南祁连南缘韧性左行走滑剪切带(许志琴等,2004)、东昆仑南缘韧性左行走滑剪切带(李海兵等,2000;许志琴等,2001)、金沙江韧性左行走滑剪切带及阿尔金韧性左行走滑剪切带(李海兵等,2000)。上述地壳深部的韧性走滑剪切带在后期抬升过程中,又经历了多期再活化的演化过程,由韧性→韧脆性→脆性应变转化,发育成长期活动的断裂,其中东昆仑南缘韧性左行走滑剪切带和阿尔金韧性左行走滑剪切带均经历了110~120Ma、80~90Ma的重要活动阶段,特别是西昆仑康西瓦韧性右行走滑剪切带在印支期开始转换为左行走滑韧性断裂,在110~120Ma继续活动,同时激发了西昆仑前陆的铁克里克逆冲断裂(图1-7-1),

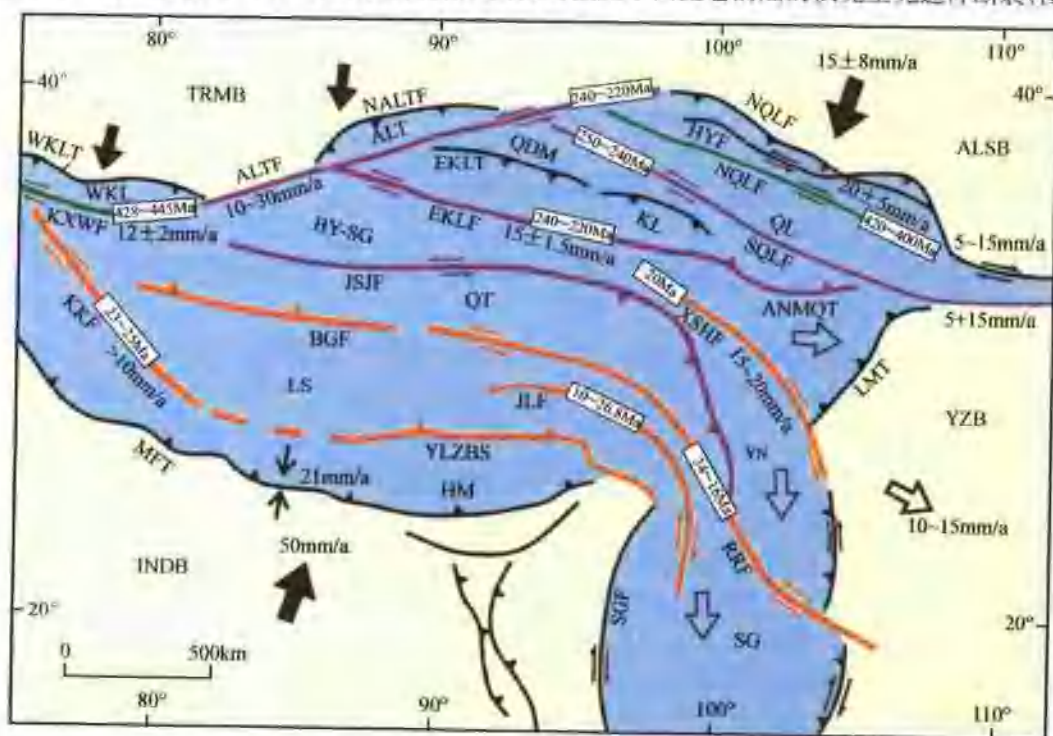


图1-7-1 青藏高原大型走滑构造图

QL—祁连山地体;QDM—柴达木地体;KL—昆仑地体;ALT—阿尔金地体;WKL—西昆仑地体;BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体;QT—羌塘地体;LS—拉萨地体;YN—云南挤出地体;SB—掸邦挤出地体;INDB—印度陆块;YZB—扬子陆块;TRMB—塔里木陆块

走滑断裂:HYF—海原走滑断裂;NQLF—北祁连走滑断裂;SQLF—南祁连南缘走滑断裂;EKLF—东昆仑走滑断裂;XSHF—鲜水河走滑断裂;JSJF—金沙江走滑断裂;JLF—嘉里走滑断裂;KXWF—康西瓦走滑断裂;HHF—红河走滑断裂;KKF—喀喇昆仑走滑断裂

逆冲断裂:NQLT—北祁连逆冲断裂;ANMOT—阿尼玛卿逆冲断裂;NALTF—北阿尔金逆冲断裂;WKLIT—西昆仑北缘断裂;LMT—龙门山逆冲断裂

与此同时 NEE—SWW 向的阿尔金断裂与 NWW—SEE 向的康西瓦断裂连接(图 1-7-2)。



图 1-7-2 阿尔金韧性左行断裂与康西瓦韧性左行断裂在 110~120Ma 开始连接

本章重点阐述印度/亚洲前碰撞形成的大型韧性走滑剪切带:北祁连南缘、南祁连南缘、康西瓦、东昆仑和阿尔金韧性走滑剪切带。采用微观构造和宏观构造分析结合,几何学、运动学和动力学相结合、定量与定性结合,变形、变质、地球化学和同位素年代学研究相结合,展示这些大型走滑构造的规模、性质、形成及活动时代以及在青藏高原形成与演化中的重要作用。

第一节 北祁连韧性走滑剪切带(加里东期以来)

北祁连右行韧性走滑剪切带位于青藏高原北部祁连地块与北祁连俯冲碰撞杂岩带边界。北祁连俯冲碰撞杂岩带是早古生代始特提斯洋盆俯冲到阿拉善地块之下形成的,并伴生北祁连火山岛弧带及弧后盆地组成的活动陆缘增生带(吴汉泉,1980;吴汉泉等,1990;许志琴等,1994;冯益民等,1996;夏林圻等,1998;Wu et al., 1993;张旗等,2000)。祁连地块的变质基底形成于前寒武世(夏林圻等,1998;郭进京等,1999;2000;戚学祥等,2004),主要由变质泥沙质岩(副片麻岩、片岩等)和花岗质岩石(正片麻岩)两个部分组成,具有少量大理岩、斜长角闪岩和基性麻粒岩。副片麻岩局部具有孔兹岩系的性质。花岗质岩石主要由花岗闪长质、二长质和钾质花岗岩组成,它们包裹、侵入变质岩系。岩石发生强烈变质变形,变质程度通常达角闪岩相,局部达到麻粒岩相(如德令哈—乌兰一带)。

北祁连南缘韧性走滑剪切带总体上呈平行造山带 NWW—SEE 走向分布,西起阿克塞北东,经托勒牧场、大通宝库河、永登至白银以东,延伸约 1000km(图 1-7-3)。研究已表明,北祁连南缘韧性走滑剪切带之西段(托勒牧场一带)发育 1.5km 宽的糜棱岩带,具有近直立的面理和近于水平的拉伸线理,并显示了右行走滑的剪切应变特征,而望东白银一带变为散开的若干条剪切带(许志琴等,1997)。在原有的基础上,进一步确定了该剪切带在西段托勒牧场、中段宝库河及东段白银一带的产出以及岩石的变形变质特征,对韧性剪切带的岩石形成的组构及其形成时代进行了研究,对形成机制作进一步的深化探讨。

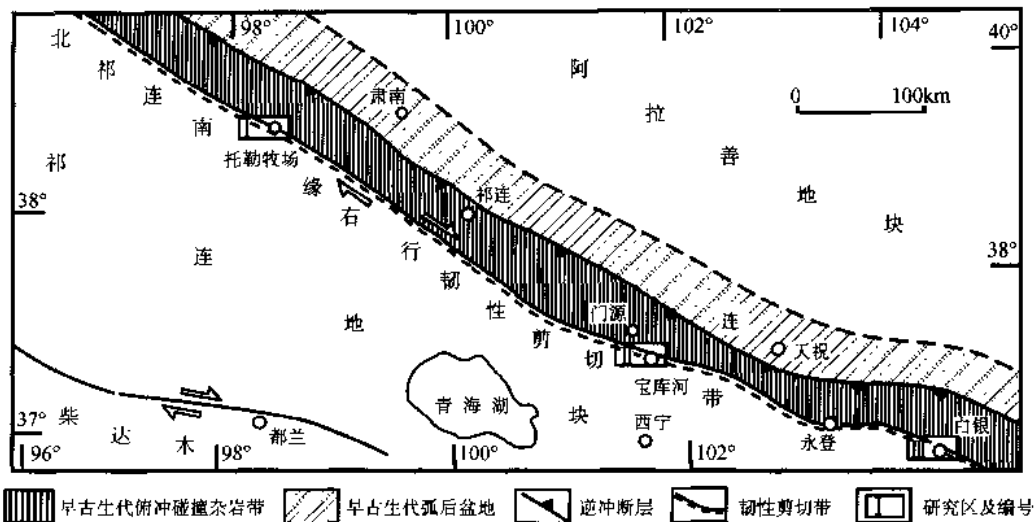


图 I-7-3 北祁连右行韧性走滑剪切带区域地质略图

一、北祁连南缘走滑剪切带的剪切应变和挤压转换特征

北祁连南缘韧性剪切带西段(托勒牧场段)发育在北祁连俯冲杂岩带的奥陶纪变火山岩、含石榴子石云母片岩和含蓝晶石云母片岩与祁连地体前寒武纪变质高角闪岩相变质岩之间,被石炭纪地层所切割。剪切带由糜棱岩化岩石火山岩、片岩、片麻岩组成,面理走向 $120^{\circ} \sim 130^{\circ}$, 倾向北, 倾角近直立(图 I-7-4A)。在糜棱岩化石榴子石云母片岩中,石榴子石压力影及长英质脉的布丁构造组成的拉伸线理在面理上近水平产出,(许志琴等,1997)。最新的研究发现韧性剪切带向南伸入祁连地体北缘的前寒武纪片麻岩中,形成 3km 宽的花岗质糜棱岩带。长石的“ σ ”型碎斑体系、S-C 构造、长英质脉体的旋转布丁、多米诺骨牌结构和剪切褶皱等大量的旋转应变显示了右行走滑特征。剪切褶皱从边部到中心部位,依次发育“B”型褶皱→“AB”型褶皱→“A”型褶皱,反映了递进剪切应变的特征。

韧性剪切带中段(宝库河段)韧性剪切带宽约 6km,北侧为早古生代俯冲杂岩带中代表弧前加积楔的复理石沉积、加里东期花岗岩以及三叠纪陆相沉积岩;南侧为前寒武纪变质岩、早古生代花岗岩以及三叠纪陆相沉积岩(图 I-7-5)。剪切带主要发育在前寒武纪变质岩,岩石类型有:黑云二长角闪岩、含石榴子石二云斜长角闪岩、黑云钾长角闪岩、黑云斜长片岩、石榴子石黑云斜长片岩、石英片岩、黑云斜长片麻岩及石榴子石黑云斜长片麻岩,其原岩为泥质岩、基性火山岩和花岗岩,岩石的矿物组合主要为矽线石+石榴子石+黑云母+斜长石或钾长石+石英、十字石+石榴子石+黑云母+白云母+绿帘石+斜长石+石英、石榴子石+黑云母+白云母+斜长石+角闪石+石英、红柱石-蓝晶石-矽线石三相点的温度为 595°C , 压力为 $6.5 \times 10^8 \text{Pa}$, 反映变质程度达到高绿片岩相-角闪岩相。岩石强烈的糜棱岩化,具有近直立的面理和近水平的拉伸线理(走向近东西,倾伏角小于 15°),拉伸线理由矽线石定向排列、拉长的长石-英集合体、长英质布丁构造及压力影构造等构成;在 XZ 面上的 S-C 组构,钾长石巨斑中发育正向滑动构造而组成的“多米诺”构造、长英质条带组成的不对称拖褶皱及被拉伸的骨形不对称布丁构造,石榴子石不对称压力影构造、石榴子石内部石英、云母等矿物组成的“S”型包裹体结构、长石及石英碎斑构成的“ σ ”或“ δ ”旋转碎斑体系、云母鱼选转等(图 I-7-4B),均反映剪切带的右行走滑性质。

韧性剪切带东段(白银一带)由若干条撒开的小型韧性剪切带组成由云母、角闪石等片柱矿物和拉伸长石石英集合体、火山角砾及黄铁矿压力影等构成 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}$ 方向的水平拉伸线理。面理走向 $100^{\circ} \sim 120^{\circ}$, 倾向 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$, 倾角在 $5^{\circ} \sim 25^{\circ}$ 之间。剪切带内的岩石都经历强烈的剪切变形,指示右行走滑的运动标志(图 I-7-6)。

特别注意的是在露头尺度上发现垂直于面理和拉伸线理的 YZ 面上发育 X 轴与 Y 轴平行的对称

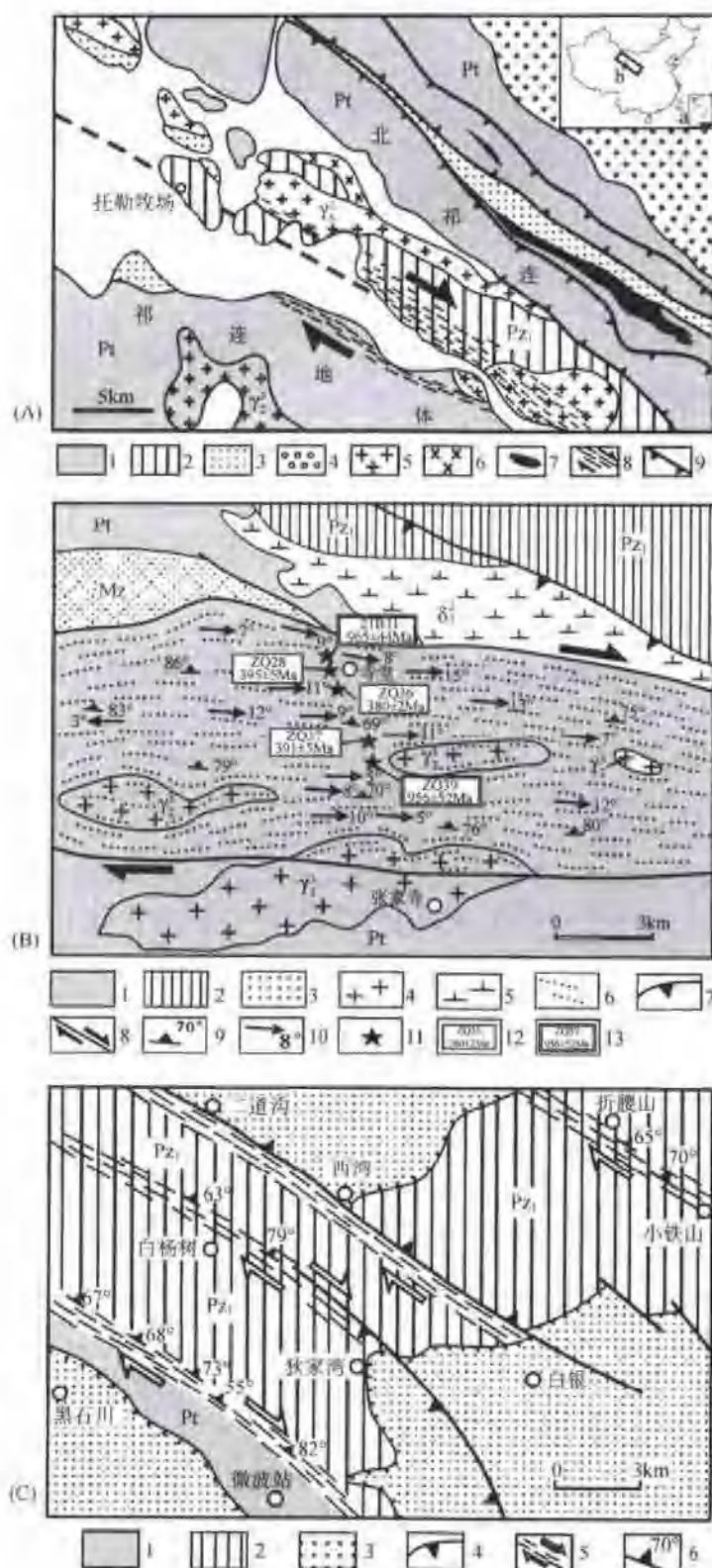


图 7-4 北祁连右行韧性走滑剪切带西段、中段和东段构造图

- (A) 西段(托勒牧场)构造图: 1—元古代变质基底岩石; 2—奥陶纪地层; 3—石炭纪—二叠纪地层; 4—白垩纪地层; 5—加里东期花岗岩; 6—辉长岩; 7—超基性岩; 8—剪切带渗透性面理; 9—逆冲断裂。
- (B) 中段(宝库河)构造图: 1—元古代变质基底岩石; 2—早古生代地层; 3—中生代沉积; 4—花岗岩; 5—闪长岩; 6—面理; 7—逆冲断裂; 8—右行平移剪切带; 9—面理; 10—剪切矢量; 11—同位素年龄取样地点; 12—Ar-Ar 年龄值; 13—锆石 SHRIMP U-Pb 年龄值。
- (C) 东段(白银地区)构造图: 1—元古代变质基底岩石; 2—早古生代地层; 3—晚三叠纪以来陆相沉积; 4—逆冲断裂; 5—右行平移剪切带; 6—面理。

碎斑或长英质布丁,反映了沿Y轴方向存在拉伸和Z轴缩短的纯剪切作用,剪切带内的这种构造特征显示出转换挤压作用的性质(图 I-7-7)。

二、北祁连南缘右行韧性走滑剪切带的矿物变形及组构特征

北祁连南缘右行韧性走滑剪切带宝库河研究区、托勒牧场研究区和白银研究区长英质糜棱岩的典型矿物组合分别为:北祁连南缘右行韧性走滑剪切带宝库河研究区糜棱岩中砂线石的存在说明剪切带内糜棱岩形成温度条件总体上应该在三相点之上。结合糜棱岩中石榴子石普遍存在及变质程度达高绿片岩相-角闪岩相等特点可粗略推算该韧性剪切带的形成温度较高。

北祁连南缘右行韧性走滑剪切带中普遍存在的矿物有长石、石英、石榴子石、黑云母和白云母,其特点是揭示韧性剪切带形成地质环境的重要标志。

长石是糜棱岩中最普遍的矿物。斜长石和钾长石在北祁连南缘右行韧性走滑剪切带不同地段中的分布是不均匀的,但其变形特点却相似,即都发生不同程度的塑性变形,主要体现在波状消光、亚颗粒、核幔结构、出熔结构、蠕英结构、拉断旋转及局部存在的斜长石双晶弯曲等晶内变形现象。

石英具有晶格位错滑移和蠕变形成的亚颗粒、波状消光、缎带状构造等,被拉长呈缎带状的石英在一定温度条件下重结晶形成的条带是石英由动态蠕变转化为静态恢复的具体体现。同变形生长石英颗粒或亚颗粒具有明显的晶格优选方位,其长轴与显微叶理低角度斜交,构成S-C组构,其锐角指示对盘的剪切运动方向。静态重结晶石英粒度与同变形生长的相似,边界不规则、波状消光、多呈条带状,与糜棱岩之间存在清晰的界线。这种石英反映其形成于糜棱岩化作用之后,其粒度受同变形生长石英颗粒的限制。与此同时,糜棱岩内石英条带普遍发育,多围绕碎斑分布,部分展布于基质中。这种条带是韧性剪切变形过程中被拉长成缎带状的石英单晶体在高温环境下动态重结晶形成的。

石榴子石在北祁连南缘右行韧性走滑剪切带长英质糜棱岩中普遍发育,呈不规则椭球状或扁球状,长轴平行于叶理,其内存在不均匀消光及张性裂隙等变形现象,显示其存在一定程度的塑性变形的同时还经历过广泛的脆性变形。镜下鉴定过程中,发现石榴子石斑晶内发育S型或雪球状包裹体痕迹,这种包裹体痕迹与石榴子石碎斑外部基质中的面理相连,展示其同构造生长的过程(李海兵等,1997),并指示右行剪切运动方向,这种现象在托勒牧场研究区中比较普遍,在宝库河研究区局部地带的糜棱岩中存在,白银地区很少见。

韧性剪切作用过程中,石英都将发生不同程度的晶格位错和蠕变,这种变化是温度和应力共同作用的结果,具体体现在光轴方位的改变。为此,可以通过测定石英光轴方位来研究剪切运动方向和变形时的温度条件。托勒牧场研究区韧性剪切带糜棱岩中的石英组构可分为两组,一组为沿 $\langle c \rangle$ 轴的柱面滑移(图 I-7-8a),属高温滑移系,形成温度在 650°C 以上,另一组为沿 $\langle a \rangle$ 轴的底面滑移,属低温滑移系 $\{0001\} \langle a \rangle$,形成温度在 400°C 以下(图 I-7-8b, c, d),表明该韧性剪切带形成于高温环境,后又经历一次退变质作用;宝库河研究区六个样品中的石英为条带状、缎带状、旋转碎斑尾部及旋转碎斑集合体,其共同特点是具有波状消光、亚颗粒发育,塑性变形较强,是明显地动态重结晶的产物。从石英组构图上可以看出a、b、c 3个样品的石英组构为发育在X轴附近的不对称极密,属于高温柱面滑移系 $\{10\bar{1}0\} \langle c \rangle$,温度大于 650°C ,e为发育在Y轴和Z轴附近的不对称极密,属中高温菱面滑移系 $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$ 和 $\{10\bar{1}1\} \langle a \rangle$,形成温度大于 500°C ;白银研究区四条糜棱岩带内的石英组构存在一定差异。其中,黑石



图 I-7-5 北祁连南缘右行韧性走滑剪切带图片
A—北祁连南缘右行韧性走滑剪切带野外照片; B—水平拉伸线理(Ls)

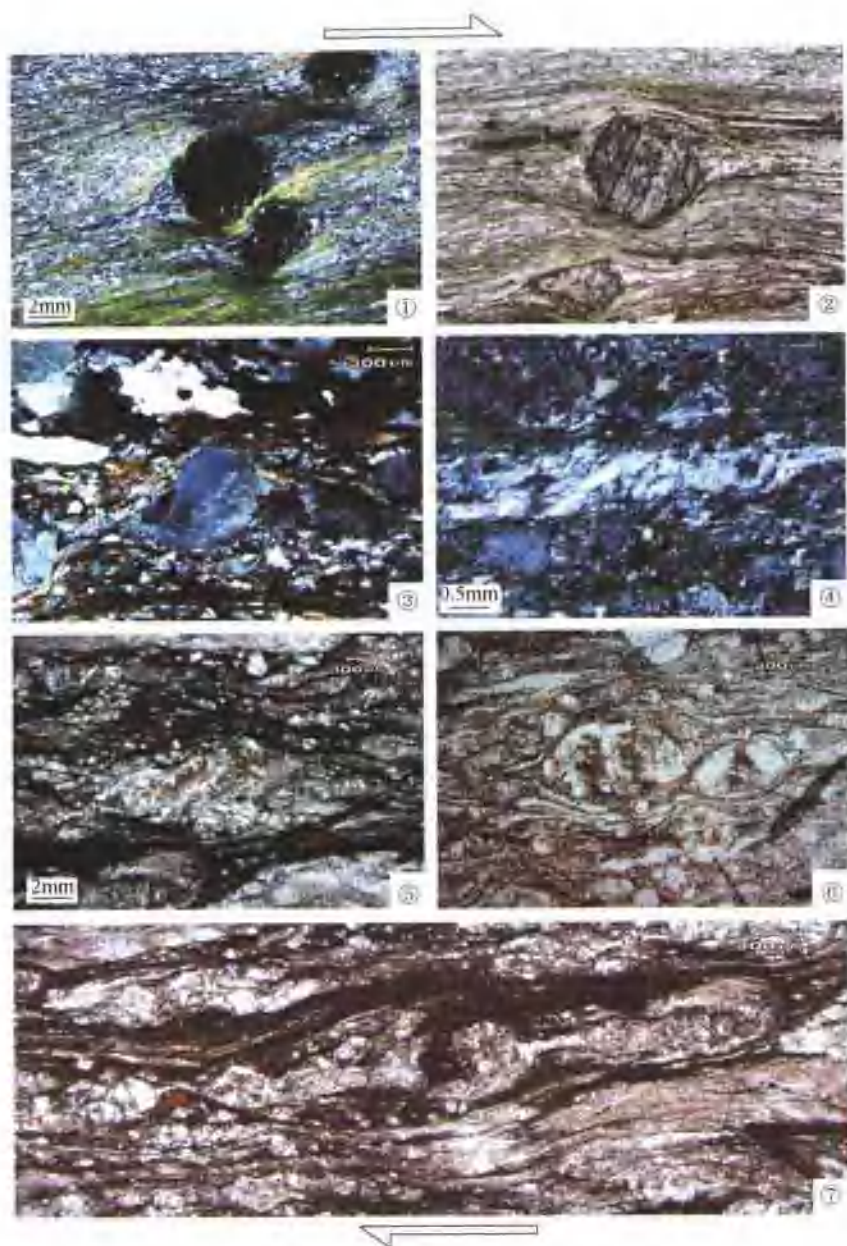


图 1-7-6 糜棱岩中 XZ 面上的剪切构造镜下照片

①不对称石榴子石压力影；②石榴子石旋转碎斑中的石英、云母等包裹体痕迹；③斜长石旋转碎斑；④假带状石英构成的 S-C 组构；⑤长石晶体内部斜列构成的“多米诺”构造；⑥相邻长石间组成的“多米诺”构造；⑦长石与基质一起组成的 S-C 组构。指示出明显的右行剪切运动方向

山—微波站糜棱岩带中石英组构为中温菱面滑移系 $10\bar{1}0 \parallel \langle a \rangle$ ，形成温度在 $550 \sim 650^\circ\text{C}$ 之间(图 1-7-8a)；中间两条糜棱岩带的石英 $\langle a \rangle$ 轴组构为中低温底面滑移系，形成温度在 $400 \sim 500^\circ\text{C}$ 左右(图 1-7-8b, c)；小铁山-折腰山糜棱岩带石英 $\langle a \rangle$ 轴组构为典型的低温底面滑移系，结合同构造新矿物分析，估算其形成温度在 $350 \sim 300^\circ\text{C}$ 区间(图 1-7-8d)。总体来看，北祁连南缘右行韧性走滑剪切带托勒牧场、宝库河研究区形成温度较高，属高温系列，后又经历低温退变质作用，白银研究区南侧糜棱岩带形成于中高温环境，中部到北部三条糜棱岩带形成温度偏低，可能与其远离主剪切面有关。

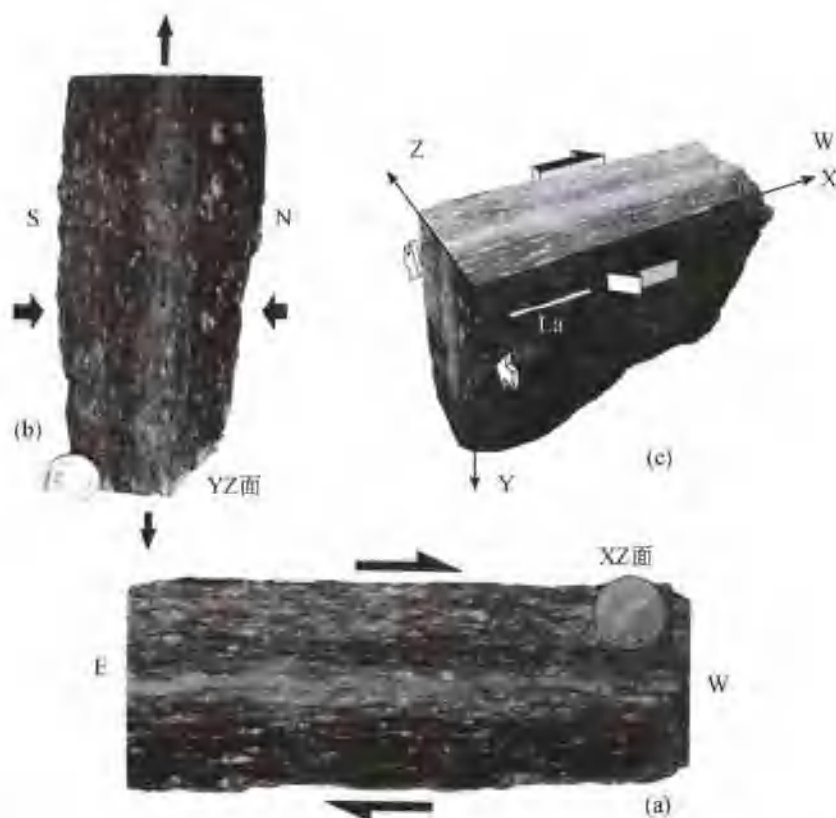


图 1-7-7 宝库河韧性走滑剪切带具有挤压转换性质
(a)XZ 面上的右行剪切应变;(b)YZ 面上的长轴平行于 Y 轴的对称碎斑显示出沿 Y 轴方向的拉伸和 Z 轴方向上的缩短;(c)挤压转换的三维结构

三、北祁连南缘右行韧性走滑剪切带的形成时代

(一) 韧性走滑剪切带糜棱岩原岩的形成时代

用于 U-Pb 同位素测定的柱状锆石(21B11、21B19)取自北祁连南缘右行韧性走滑剪切带中部宝库河的长英质糜棱岩,阴极发光和背散射图像显示样品中的锆石内部结构均一、无生长环带和继承性锆石。测试结果分别为:上交点年龄(965 ± 44)Ma 和 (956 ± 52)Ma,下交点年龄(449 ± 102)Ma 和 (671 ± 104)Ma(表 1-7-1,图 1-7-9)。

在锆石 U-Pb 谐和线年龄图谱上,单颗粒锆石点都在谐和线下方,反映 Pb 存在明显的丢失(Kroner et al., 1994; Mezger et al., 1997)。这些单颗粒锆石点构成不一致线,与谐和线上、下相交,取得两个交点年龄。这些单颗粒锆石点集中分布于不一致线与谐和线上交点附近,说明上交点年龄值是可靠的(朱炳泉, 1998; Scharer et al., 1992; 陈公道等, 2001)。两个锆石样品 U-Pb 同位素不一致线与谐和线下交点年龄误差很大。根祁连地体原岩时代与早古生代再活化变质时代的大量测试结果,表明韧性走滑剪切带糜棱岩锆石年龄(965 ± 44)Ma 和 (956 ± 52)Ma 应为其原岩形成时代, (449 ± 102)Ma 的年龄可能代表变质基底岩石再活化的变质事件年龄。

(二) 韧性剪切带的形成年龄($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测试)

用于测定 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年代学的样品采自韧性剪切带中段宝库河的三个长英质糜棱岩中的黑云母样品(ZQ-28、ZQ-36 和 ZQ-37)。岩石内叶理、拉伸线理发育,云母、长石及拉长的石英等矿物具有明显地沿面理和拉伸线理定向排列特点,镜下石英呈缎带状、亚颗粒状,长石波状消光、核幔结构等构造

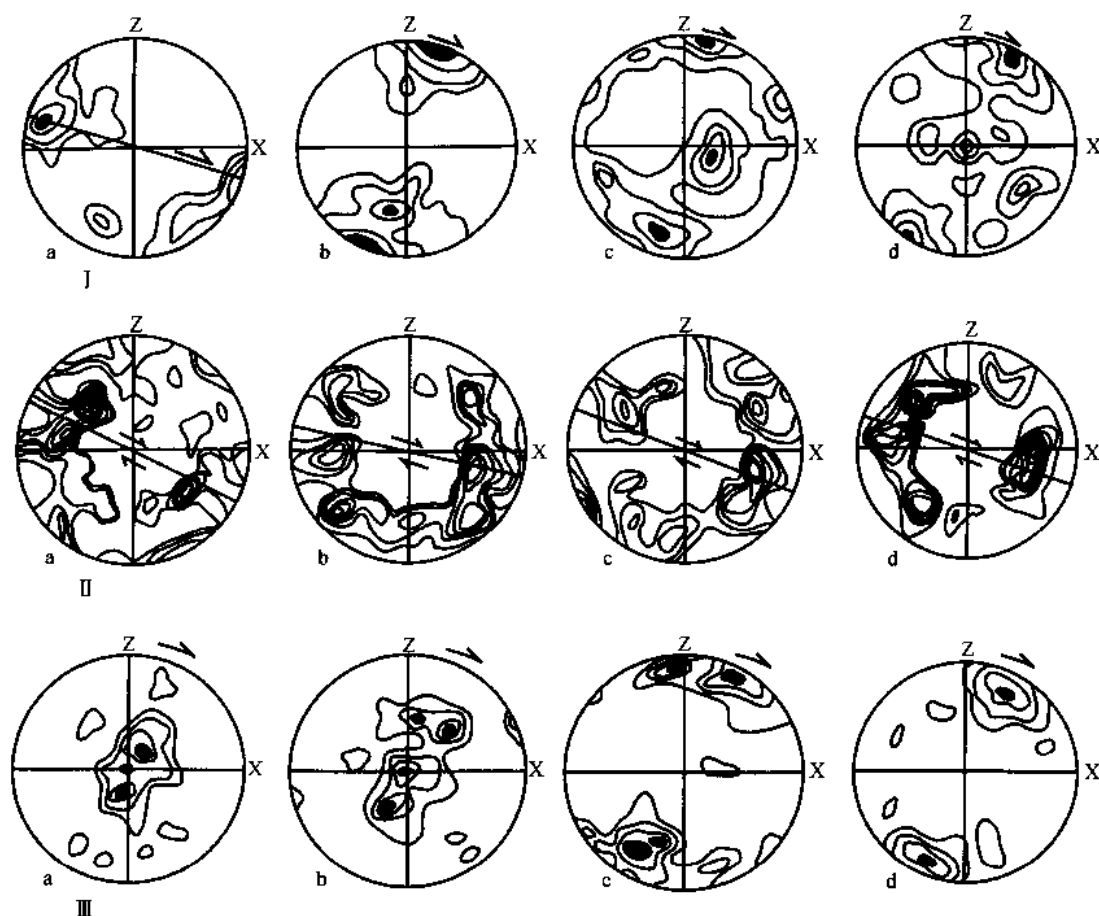


图 I-7-8 北祁连南缘右行韧性走滑剪切带石英 c 轴结构(下半球投影)

- I—西段石英 C 轴结构: a—长英质条带中石英颗粒, 等密线 1%~3%~5%~7%, 120 个颗粒; b—动态重结晶石英条带, 等密线 1%~3%~5%~7%, 120 个颗粒; c、d—动态重结晶石英颗粒, 等密线 1%~3%~5%~7%, 120 个颗粒
- II—中段石英 C 轴结构: a—B8, 二长英质糜棱岩, 100 颗粒, 等密线 0~1%~2%~3%~4%~5%~6%~7%~8%~9%; b—Zq-48, 150 颗粒, 石榴子石长英质糜棱岩, 等密线 0~1%~2%~3%~4%~5%~6%~7%~8%~9%~10%~11%~12%; c—B18 含石榴子石长英质糜棱岩, 120 颗粒, 等密线 0~1%~2%~3%~4%~5%~6%~7%~8%; d—Zq-27 黑云长英质糜棱岩, 150 颗粒, 等密线 0~1%~2%~3%~4%~5%~6%~7%~8%~9%
- III—东段石英 C 轴结构: a、b—黑石山—微波站糜棱岩带, 等密线 1%~3%~5%~7%, 100 个颗粒; c、d—白杨树—狄家台糜棱岩带, 等密线 1%~3%~6%~8%, 120 个颗粒; e、f—折石山—小铁山糜棱岩带, 等密线 1%~3%~6%~9%, 150 个颗粒

发育, 具有典型的长英质糜棱岩特征。

ZQ-28, ZQ-36, ZQ-37 黑云母单矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年代学的样品在中国地质大学(北京)同位素年代实验室完成。所测 3 个样品单矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段加热法得出的 PA 和 WMPA 年龄及等时线年龄集中在 380~395Ma 之间, 其 ^{39}Ar 释放量大部分都在 80% 以上, 部分高于 90% (表 I-7-2, 图 I-7-10)。黑云母单矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测试样品在美国斯坦福大学地质与环境科学系 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年代实验室完成。

北祁连右行韧性走滑剪切带宝库河长英质糜棱岩中 3 个黑云母样品 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温年龄测试结果表明, ZQ-28 号黑云母的 11 个温度阶段平均年龄为 358.3Ma。其中, 850~1250℃ 的 7 个阶段组成一个 $(395.4 \pm 5.4)\text{Ma}$ 的 PA 年龄, ^{39}Ar 释放量为 83.8%, 对应的 $(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}) \sim (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 等时线年龄为 $(389.8 \pm 8.5)\text{Ma}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 204, 低于现代大气氩的标准值, 显示可能存在 $^{40}\text{Ar}^*$ 丢失。ZQ-36 号黑云母 11 个温度阶段平均年龄为 375.2Ma。其中, 800~1400℃ 的 9 个阶段组成一个 $(380.1 \pm 1.9)\text{Ma}$ 的 WMPA 年龄 (weighten mean plateau age), ^{39}Ar 释放量为 92.7%, 对应的 $(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}) \sim (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 等时线年龄为 $(386.6 \pm 3.6)\text{Ma}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 219, 低于现代大气氩比值, 表明可能

表 I -7-1 锆石 U-Pb 同位素测试数据

样品号: 21-19													
样品情况			浓度		普通铅 含量/ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石 特征	重量/ μg	U/ ($\mu\text{g/g}$)	Pb/ ($\mu\text{g/g}$)		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	无色透明长柱 状自形 晶体	20	500	71	0.092	928	0.04905	0.1373 (7)	1.307 (9)	0.06906 (26)	829	849	901
2		30	704	94	0.11	1499	0.06826	0.1313 (4)	1.239 (4)	0.06841 (14)	796	818	881
3		20	572	77	0.11	821	0.05552	0.1288 (6)	1.209 (8)	0.06805 (26)	781	805	870
4		20	369	52	0.11	554	0.08305	0.127 (10)	1.188 (12)	0.06789 (38)	771	795	865
备注	* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白 ($\text{Pb}=0.050\text{ng}$, $\text{U}=0.002\text{ng}$) 及稀释剂作了校正。其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素。括号内的数字为 2σ 绝对误差。上交点年龄值: $(965 \pm 44)\text{Ma}$, 下交点年龄值: $(449 \pm 102)\text{Ma}$ 。												

样品号: 21B11													
1	浅紫红 色透明 短长柱 状自形 晶体	20	468	81	0.23	387	0.08161	0.1489 (8)	1.427 (10)	0.06259 (27)	895	900	914
2		20	256	39	0.075	623	0.04347	0.1454 (14)	1.381 (17)	0.06891 (49)	875	881	896
3		30	380	56	0.076	1338	0.06491	0.1445 (7)	1.372 (8)	0.06883 (23)	870	877	894
4		30	487	70	0.085	1512	0.05785	0.1423 (6)	1.344 (7)	0.06852 (18)	858	865	884
5		30	354	57	0.26	363	0.04907	0.141 (7)	1.327 (10)	0.06828 (38)	850	858	877
6		20	806	116	0.12	1181	0.06207	0.1408 (7)	1.326 (8)	0.06827 (20)	849	857	877
备注	* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白 ($\text{Pb}=0.050\text{ng}$, $\text{U}=0.002\text{ng}$) 及稀释剂作了校正。其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素。括号内的数字为 2σ 绝对误差。上交点年龄值: $(956 \pm 52)\text{Ma}$, 下交点年龄值: $(671 \pm 104)\text{Ma}$ 。												

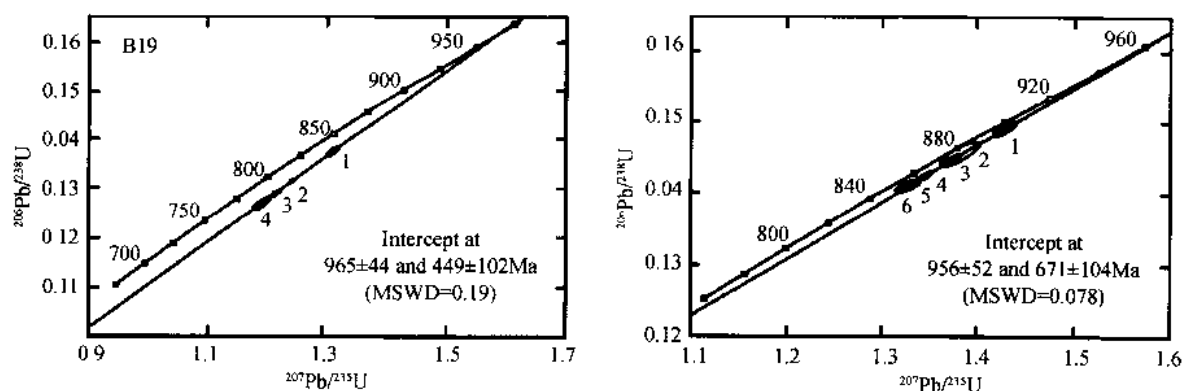


图 I -7-9 单颗锆石 U-Pb 年龄谐和图

存在 $^{40}\text{Ar}^*$ 的丢失。ZQ-37号黑云母样品11个温度阶段平均年龄为 316.8Ma ,其中 $800\sim 1400^\circ\text{C}$ 的9个阶段组成一个 $(391.3 \pm 4.9)\text{Ma}$ PA年龄, ^{39}Ar 释放量为 77.6% ,相应的 $(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}) \sim (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 等时线年龄为 $(391 \pm 39)\text{Ma}$,与样品PA年龄完全吻合。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为289,在误差范围内与尼尔值一致,说明本黑云母样品中不含过剩氩,也不存在氩丢失(图 I -7-10)。

总体来看,北祁连南缘右行韧性走滑剪切带糜棱岩黑云母的坪年龄和等时线年龄集中在 $380\sim 395\text{Ma}$,代表了韧性剪切带的形成年龄。

表 I-7-2 黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 阶段升温加热分析数据

样号	ZQ-28	分析日期		2003-8-31		称重/g=0.0148		J=0.002171	
温度/℃	$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m$	$\left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m$	$\left(\frac{^{37}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m$	$\left(\frac{^{40}\text{Ar}_g}{^{39}\text{Ar}_k}\right)_m$	³⁹ Ar(×10 ⁻⁸ ccSTP)	³⁹ Ar/%	$\left(\frac{^{40}\text{Ar}_g}{^{40}\text{Ar}_g}\right)/\%$	年龄/Ma	误差/Ma
600	355.7081	1.197889	3.66915	1.9932	0.009	0.32	1.86	7.79	148.12
700	146.4135	0.467269	1.61087	8.4558	0.023	0.89	7	32.81	22.63
800	57.7161	0.05821	0.15563	40.5264	0.34	12.91	70.6	152.1	2.29
850	142.3769	0.098157	0.0819	113.3801	0.222	8.42	79.89	396.92	5.63
880	124.8382	0.061647	0.11308	106.6344	0.135	5.13	85.6	375.59	5.38
920	126.2278	0.07243	0.226	104.8551	0.125	4.72	83.27	369.93	5.49
980	126.7607	0.059877	0.13776	109.0841	0.129	4.87	86.23	383.37	5.9
1050	132.7331	0.093203	0.33147	105.2385	0.096	3.65	79.54	371.15	6.46
1150	123.5241	0.014462	0.0636	119.2565	0.821	31.15	96.59	415.29	5.36
1250	113.3729	0.012724	0.06267	109.6182	0.682	25.88	96.73	385.06	5.07
1400	123.5793	0.096518	1.02199	95.2042	0.054	2.05	77.28	338.88	4.84

总平均年龄 = 358.31Ma

样号	ZQ-36	分析日期		2003-8-30		称重/g=0.0199		J=0.00214	
600	268.0442	0.891983	3.38527	4.7112	0.009	0.15	3.04	18.1	125.31
700	143.3482	0.402855	1.3802	24.4248	0.027	0.46	18.1	91.93	21.51
800	114.2311	0.072181	0.10413	92.9119	0.305	5.32	81.57	327.21	4.69
850	126.1504	0.063402	0.01404	107.4125	0.643	11.21	85.34	373.32	5
880	113.9915	0.014941	0.03012	109.5765	0.944	16.45	96.18	380.1	4.98
920	113.4792	0.009892	0.03713	110.5572	0.768	13.38	97.46	383.16	4.99
980	114.6648	0.015201	0.06668	110.1789	0.511	8.91	96.13	381.98	4.95
1050	115.8174	0.021457	0.04102	109.4786	0.362	6.31	94.6	379.79	5.04
1150	111.2917	0.00942	0.07274	108.5149	0.975	16.99	97.53	376.77	4.97
1250	114.7908	0.011495	0.03676	111.3952	1.117	19.47	97.08	385.78	5.02
1400	150.5866	0.18379	1.26955	96.4604	0.077	1.35	64.46	338.6	6

总平均年龄 = 375.18Ma

样号	ZQ-37	分析日期		2003-8-29		称重/g=0.029		J=0.00211	
600	429.3104	1.336342	1.01334	34.5164	0.067	1.45	9.23	126.84	36.73
700	121.6162	0.357856	0.29409	15.8896	0.374	8.02	14.2	59.5	1.67
750	96.1153	0.148774	0.28963	52.1806	0.32	6.87	54.87	188.46	2.71
800	133.834	0.090782	0.07456	107.0148	0.282	6.05	80.22	367.33	5
850	141.6715	0.083525	0.07326	116.9973	0.312	6.69	82.81	398.07	5.24
980	120.0826	0.031293	0.17402	110.8586	0.237	5.09	92.41	379.23	4.99
920	118.9254	0.033408	0.0725	109.06	0.217	4.66	91.81	373.67	5.03
980	143.9443	0.104246	0.09479	113.1501	0.183	3.94	78.88	386.29	5.3
1050	152.9194	0.110791	0.08854	120.1907	0.355	7.61	78.87	407.79	5.43
1200	129.0875	0.028032	0.01151	120.8012	2.12	45.51	93.66	409.65	5.2
1400	127.8588	0.047557	0.14474	113.8245	0.192	4.12	89.16	388.36	4.09

总平均年龄 = 316.8Ma

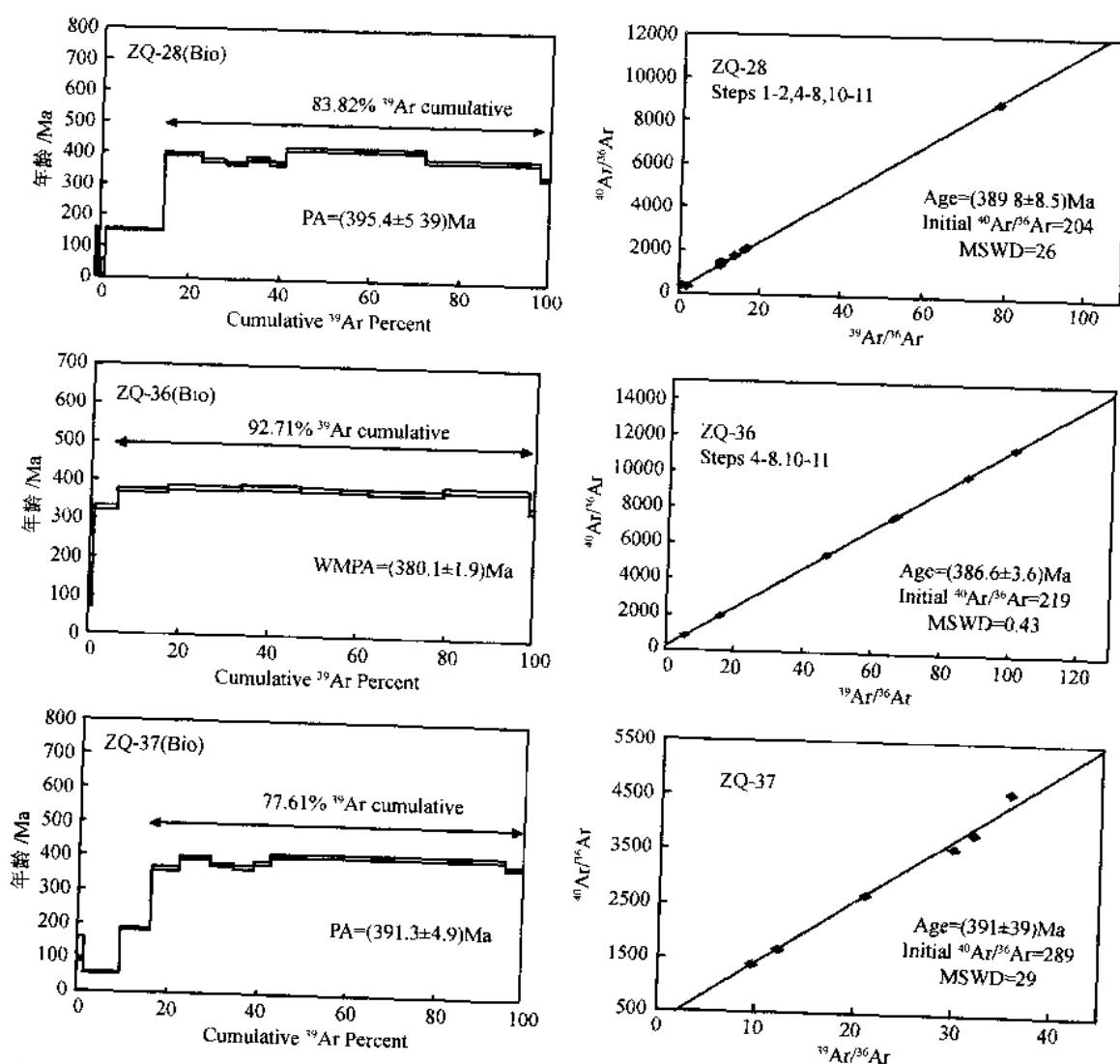


图 I-7-10 北祁连南缘右行韧性走滑剪切带长英质糜棱岩中黑云母的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 的坪年龄和等时线年龄图

四、北祁连韧性右行剪切带与斜向碰撞

展布于祁连地体与北祁连南缘俯冲杂岩带之间近 EW 向面理的北祁连韧性走滑剪切带, 具有明显的水平拉伸线理, 旋转碎斑体系、长英质旋转布丁、剪切褶皱、“A”型褶皱及石英 C 轴组构等均显示剪切带的右行运动学特征, 根据垂直 XY 面上同轴水平挤压应力的存在, 表明其不是一般的右行韧性剪切带, 而是一条典型的挤压转换型右行韧性剪切带。黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄表明北祁连南缘右行韧性走滑剪切带形成 380~395Ma 之间。

韧性剪切带的规模自西向东逐渐变窄, 在东部白银地区渐变为散开的若干条韧性走滑剪切带, 表明应力自西向东减弱的趋势。北祁连南缘右行韧性走滑剪切带发生在早中泥盆世, 是在阿拉善地体和祁连地体之间早古生代北祁连洋盆俯冲和弧-陆碰撞之后, 继而加里东期地体之间碰撞造山的产物, 表明祁连地体与阿拉善地体之间发生斜向会聚和碰撞, 主压应力方向与地体边界(缝合带)斜交(大致现在的 NW—SE 方向), 沿缝合带进而强烈剪切应变导致沿边界的大规模走滑作用, 形成北祁连右行韧性走滑剪切带。

第二节 西昆仑康西瓦韧性走滑剪切带(加里东期以来)

位于青藏高原的西部,喜马拉雅帕米尔西构造结的东北部的早古生代西昆仑碰撞造山带,北邻塔里木盆地,南连喀喇昆仑山,为一条宽仅 100km 的近东西向的狭窄地体。西昆仑造山带由西昆仑北地体和西昆仑南地体组成,两者之间的边界为早古生代库地-奥依塔格缝合带,西昆仑南地体南界为康西瓦缝合带,与甜水海地体(巴颜喀拉地体西延部分)相隔(图 1-7-11)(图 1-7-12a)。

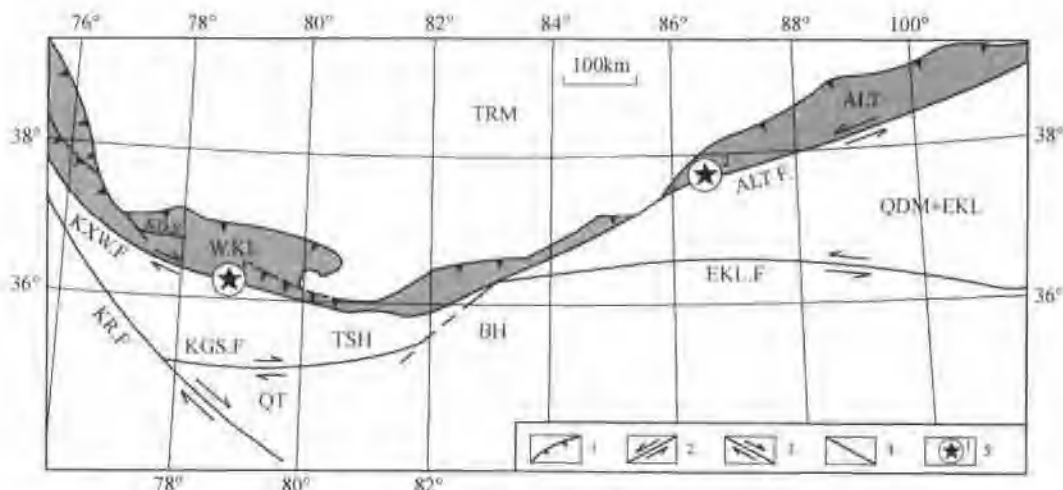


图 1-7-11 西昆仑构造地质简图

1—逆冲断裂;2—左行走滑断裂;3—右行走滑断裂;4—断裂;5—孔兹岩及编号;WK1—西昆仑地体;ALT—阿尔金地体;TSH—甜水海地体;QDM+EKL—喜马拉雅-东昆仑地体;BH—巴颜喀拉地体;QT—羌塘地体;ALT F.—阿尔金断裂;EKL F.—东昆仑断裂;KXW F.—康西瓦断裂;KR F.—喀喇昆仑断裂;RGS F.—空喀山断裂;KD.S—库地缝合带;①—昆北构造带;②—昆南构造带

研究表明在康西瓦缝合带之上叠置一条近 EW 向规模巨大的康西瓦韧性走滑剪切带,沿带发育 7km 厚的强烈糜棱岩化的孔兹岩系,孔兹岩原岩为富铝质泥质沉积岩夹火山岩(Xu Zhiqin et al., 2005)。Marte 等(1996)曾认为康西瓦韧性走滑构造形成于三叠纪,具有左行走滑的剪切指向,在后期又重新活动,显示了韧性向脆性应变转换的特征。但是我们在研究康西瓦大型走滑构造带时,除左行走滑的剪切指向外,还发现普遍存在的极为显著的右行走滑应变特征,“右行”和“左行”这两类剪切指向所显示的微构造特征之间的关系和这两类剪切运动发生的时限成了康西瓦韧性走滑构造形成与演化历史研究的关键,对于正确认识青藏高原西部西昆仑地体的大地构造格架及与阿尔金断裂东侧构造的对比无疑有重要的意义。本节将通过该韧性走滑剪切带的几何学、运动学的微构造研究,确定两类剪切应变及其关系的科学依据;运用先进有效的电子背散射(EBSD)技术,测量剪切带中孔兹岩的主要矿物——钠长石、石英和矽线石等的组构(LPOs)特征,确定它们形成的温度条件及在不同温度下形成的滑移系,从而判断“左行”与“右行”走滑运动的先后序列;结合锆石的 SHRIMP U-Pb 法和 $\text{Ar}^{39}\text{-Ar}^{40}$ 法测年,揭示两类剪切运动发生的时限。

研究表明,沿康西瓦带发育一套孔兹岩系,孔兹岩原岩为富铝质泥质沉积岩夹火山岩。康西瓦孔兹岩形成的 $T > 700^\circ\text{C}$, $P \sim 8\text{GPa}$ 。锆石 SHRIMP 同位素年代测试表明,孔兹岩的碎屑锆石来源于 644~873Ma 或更老的周缘古老变质基底剥蚀区,孔兹岩形成于加里东期(428~445Ma),进而遭受强烈的剪切应变(许志琴等,2005)。康西瓦孔兹岩的原岩、微量元素与稀土元素特征、形成的温-压条件以及生成时代等与南阿尔金孔兹岩系(张建新等,1999)可以类比(许志琴等,2005)。

一、康西瓦韧性走滑剪切带的组成及变形变质特征

在康西瓦韧性剪切带中段的康西瓦一带 50km 范围内,笔者观测了 3 条 NS 向的剖面,发现由糜棱

岩、糜棱岩化变质岩石组成的康西瓦韧性剪切带宽达 7km。通过野外及室内的微观与宏观构造的研究确定其几何学、运动学特征。通过矿物——钠长石、矽线石和石英的 EBSD 测量,获得矿物在剪切应变下形成的温度条件及两类剪切指向。

(一) 康西瓦韧性剪切带的原岩类型

康西瓦韧性剪切带中段的康西瓦一带 50km 范围内,由糜棱岩、糜棱岩化变质岩石组成的康西瓦韧性剪切带宽达 7km。康西瓦韧性剪切带的原岩类型多样,以富铝片麻岩类为主,包括富矽线石榴子石片麻岩类、富石榴子石长英质片麻岩类、辉闪石榴片麻岩类及镁橄榄石大理岩类,其中富矽线石榴子石片麻岩类原岩为富铝沉积岩,含辉闪石榴黑云二长片麻岩类原岩为火山岩。长英质片麻岩类、蛇纹石化金云母橄榄石大理岩类和富矽线石榴子石片麻岩类(狭义孔兹岩系)位于剪切带的两侧,含辉闪石榴黑云二长片麻岩类呈带状分布于韧性剪切带的中部,宽约 50m。孔兹岩变质峰期温压条件为: $T = 668 - 729^{\circ}\text{C}$, 平均 701°C , $P = (6.6 - 7.1) \times 10^8 \text{Pa}$, 平均 $6.8 \times 10^8 \text{Pa}$ 。

(二) 康西瓦韧性走滑剪切带孔兹岩的微构造变形特征

微构造变形特征的研究包括构造岩、微构造要素的几何学和运动学特征。在康西瓦韧性剪切带中段的康西瓦一带 50km 范围内。

1. 孔兹糜棱岩

康西瓦韧性走滑剪切带的孔兹岩系遭受强烈的剪切应变,形成 7km 宽的糜棱岩带。南侧为甜水海地体的三叠纪复理石岩系,北侧为西昆仑南地体南侧部的孔兹岩系(图 1-7-12B),由富铝质片麻质糜棱岩为主夹富石榴子石长英质片麻岩类及镁橄榄石大理岩质糜棱岩组成,中间为宽约 1km 的原岩为火山岩的辉闪石榴片麻质糜棱岩。糜棱岩结构包括碎斑、糜棱质及条带。碎斑矿物有石榴子石、辉石、黑云母、白云母、石墨、绿帘石、绿帘石、电气石、斜长石、钾长石和石英等,糜棱质主要由微粒长石和石英组成,粒径为小于 0.1mm , 可达 0.01mm 粒径。条带的组成为长英质及石英,大部分条带已糜棱岩化。

糜棱岩具 EW 向延伸和近直立的渗透性面理,面理上广布由拉伸及布丁化的长英质条带和石英条带、各类拉伸矿物(石榴子石、矽线石、石墨、单斜辉石、斜长石、钾长石)以及压力影构造等组成的水平拉伸线理(图 1-7-12C,D),在垂直面理平行拉伸线理的 XZ 面上显示大量丰富的剪切应变,野外露头上的石英旋转透镜体、不对称压力影构造、S/C 构造及长英质或石英质脉组成的不对称拖曳褶皱等,以及在显微镜下早期形成的“ σ ”型及“ δ ”型碎斑体系、不对称压力影、显微 S/C 构造、旋转的云母鱼和石墨鱼以



图 1-7-12 西昆仑康西瓦断裂卫星影像及野外照片
A—西昆仑康西瓦断裂卫星影像;B—康西瓦断裂地貌景观,南侧为中三叠统地层;C—康西瓦韧性走滑剪切带的垂直面理和水平拉伸线理;D—康西瓦闪辉石榴片麻岩糜棱岩的垂直面理

及石榴子石斑晶内的包体旋转结构等,以及在晚期形成的多米诺构造和 S/C 构造,显示了早期强烈的右行走滑及晚期较弱的左行走滑特征(图 I-7-13)。

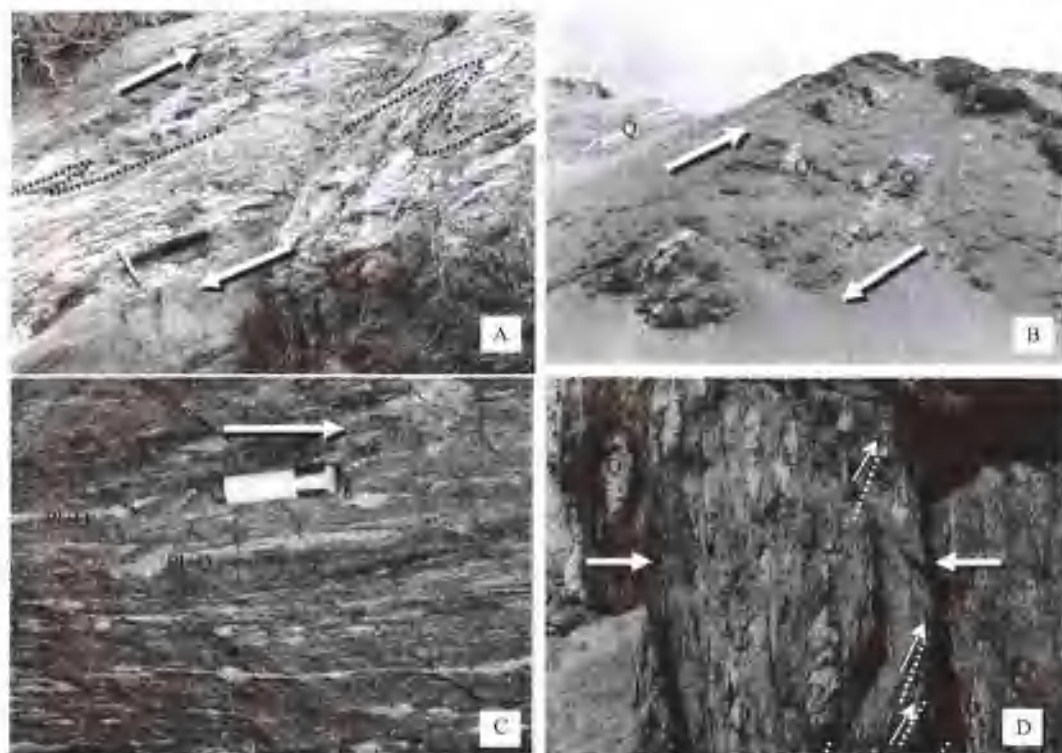


图 I-7-13 西昆仑康西瓦韧性剪切带剪切变形的野外照片

A—康西瓦剪切带中不对称剪切褶皱指示右行剪切应变;B—富铝片麻质麻棱岩中石英岩布丁示右行剪切应变;C—麻棱岩化富砂线石榴子石片麻岩中 XZ 面上的“a”型长英质碎斑体系及布丁化长英质脉体显示右行剪切特征;D—垂直面理方向(YZ 面)的挤压作用使石英岩布丁呈现逆冲剪切特征

2. 矿物变形及矿物化学

在定向薄片(XZ 面)上观察组成孔兹岩麻棱岩的主要矿物——石榴子石、砂线石、黑云母、白云母、斜长石和石英等的变形特征,能获得最佳的矿物变形信息(图 I-7-14)。

(1) 石榴子石

孔兹岩麻棱岩中存在三种样式的石榴子石斑晶:①含纤维状砂线石和石英包体的石榴子石多边形巨斑,斑晶达 $3\text{mm} \times 2\text{mm}$;②平行麻棱岩的拉伸线理排列的长柱状石榴子石(长:宽约 7:1);③含有黑云母结晶尾的石榴子石斑晶,组成压力影构造;④近等轴状石榴子石,斑晶较小($1.8\text{mm} \sim 3.6\text{mm} \times 1.8\text{mm} \sim 3.0\text{mm}$),内部没有包体,干净。上述表明存在三个世代的石榴子石,前者与黑云母斑晶共生,可能为孔兹岩形成时期第一世代的产物;中间两者为孔兹岩麻棱岩形成时期第二世代同构造产物;后者为晚期未变形第三世代的产物。

(2) 砂线石

孔兹岩麻棱岩中的砂线石呈纤维状及竹节状两种样式,纤维状砂线石的晶形似纤维毛发状,纤维毛发状砂线石组合排列成螺旋状、毛毛虫状、不规则螺旋状或褶皱弯曲形状,呈包体形式主要包含在白云母、石榴子石、黑云母和斜长石斑晶中,表明砂线石与上述矿物共生,是早期第一世代砂线石;竹节状砂线石比纤维状砂线石个体大,平行于拉伸线理方向排列,并切割早期纤维状砂线石。

(3) 黑云母

孔兹岩麻棱岩中存在两个世代的黑云母:棕褐色黑云母及黄绿色黑云母。棕褐色黑云母分布较广,

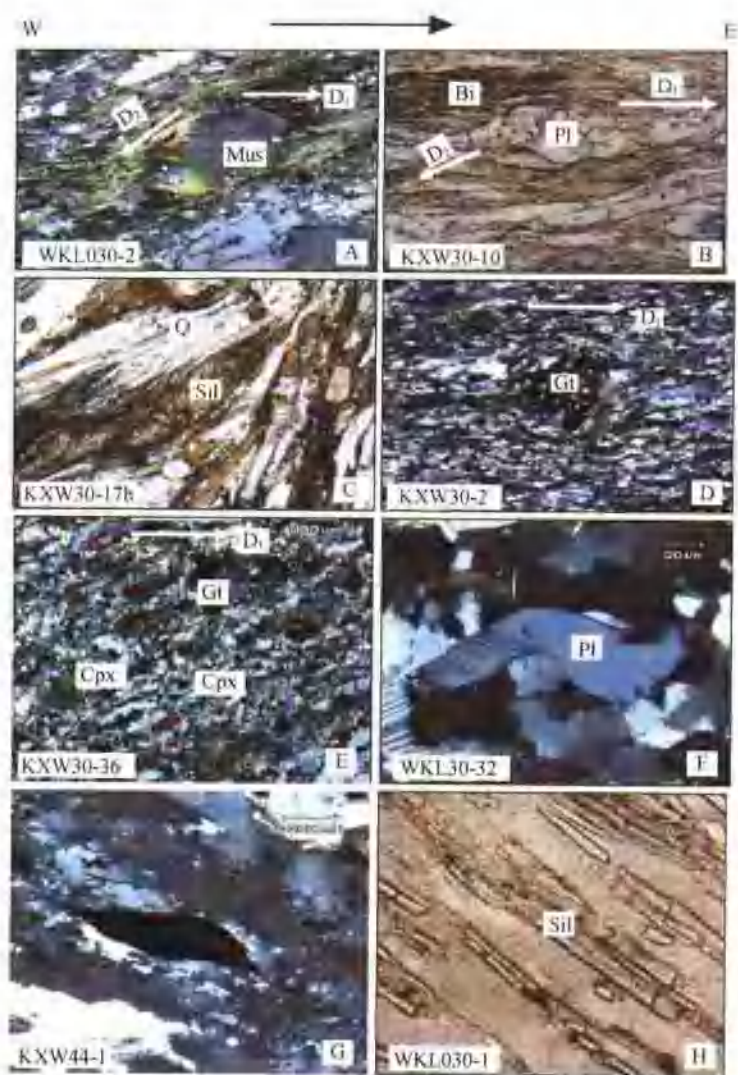


图 1-7-14 西昆仑康西瓦韧性剪切带糜棱岩镜下照片

A—矽线石榴黑云片麻岩中白云母鱼及两期变形构造(D₁和D₂); B—长英质糜棱岩中长石碎斑体系; C—糜棱岩化矽线石榴黑云片麻岩; D—糜棱岩化矽线石榴黑云片麻岩中的石榴子石不对称压力影; E—闪辉石榴片麻质糜棱岩; F—富石榴子石长英质片麻岩中的变形长石; G—矽线石榴黑云片麻岩中石墨变形; H—矽线石榴黑云片麻岩中矽线石拉伸线理
Mus—白云母; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Sil—矽线石; Q—石英; Gt—石榴子石; Cpx—单斜辉石; D₁—早期右行剪切应变; D₂—晚期左行剪切应变

呈平行面理鳞片状排列,与早期矽线石、石榴子石及白云母共生;黄绿色黑云母呈较规则的多边形似等轴状晶形,切割早期棕褐色黑云母,为晚期产物。

(4) 白云母

孔兹岩糜棱岩中存在两个世代的白云母:白云母巨斑晶及云母鱼。白云母巨斑晶为第一世代的产物,巨斑晶内包含纤维状矽线石、黑云母及石英的包体,竹节状矽线石在巨斑晶尾部生长。云母鱼斑晶排列具明显的雁列状,显示剪切应变的特征。

(5) 石英

在糜棱岩中石英变形十分强烈,发育波状消光及缎带构造,亚晶粒组构反映了两期应变:右形及左行。

(6) 斜长石

康西瓦孔兹岩中的斜长石遭受强烈的剪切应变,表现为晶粒的拉伸(长:宽可达8:1),双晶纹的膝折、弯曲和波状消光,在XZ面上见到斜长石晶体明显扭曲成S形和反S形。在辉闪石榴片麻岩类岩石

中斜长石变形更为强烈,推测是高温变形的结果。

(7) 石墨

石墨变形出现在含石墨的富铝片麻岩中,与黑云母共生。主要表现为石墨鱼的变形样式,在 XZ 面上明显拉伸,呈平行拉伸线理的薄条状,长与宽之比可达 10:1。

3. 孔兹岩的变质和变形关系

富铝片麻岩变形过程的变质演化可分为三个阶段:

1) 前孔兹岩形成阶段:白云母+黑云母+斜长石+石榴子石+石英;

2) 孔兹岩形成阶段:白云母+矽线石+黑云母+石墨+石榴子石+斜长石+钾长石+石英;

3) 孔兹岩剪切应变阶段(孔兹岩糜棱岩形成):矽线石+黑云母+石墨+石榴子石+斜长石+钾长石+石英。

二、康西瓦韧性走滑剪切带的两类剪切指向及矿物的 EBSD 测量

(一) 两类剪切指向

康西瓦韧性走滑剪切带内走向近 EW,向北陡倾的渗透性面理发育,面理上由拉伸及布丁化的长英质条带和石英条带、各类拉伸或线柱状矿物(矽线石、石墨、单斜辉石、斜长石、钾长石以及压力影构造等)定向排列组成的水平拉伸线理清晰可见。在垂直面理平行拉伸线理的 XZ 面上显示大量丰富的剪切应变,野外露头上的石英旋转透镜体、不对称压力影构造、S/C 构造及长英质或石英质脉组成的不对称拖曳褶皱等,以及在显微镜下早期形成的“σ”型及“δ”型碎斑体系、不对称压力影、显微 S/C 构造、旋转的云母鱼和石墨鱼以及石榴子石斑晶内的包体旋转结构等,以及在晚期形成的多米诺构造和 S/C 构造,显示了早期强烈的右行走滑及晚期较弱的左行走滑特征(图 I-7-15)。

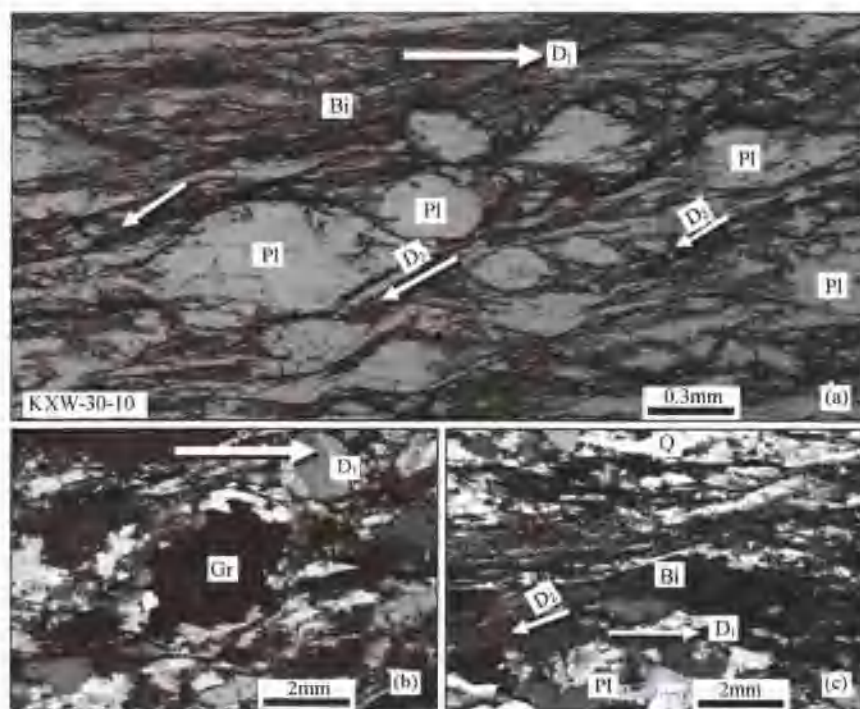


图 I-7-15 康西瓦韧性剪切带糜棱岩中两期剪切应变(镜下照片)

D₁—早期右行剪切;D₂—晚期左行剪切;Pl—斜长石;Bi—黑云母;Gr—石榴子石;Q—石英

(二) 矿物晶格优选方位(LPO)的 EBSD 测定

运用先进的有效的电子背散射(electron backscatter diffraction, EBSD)技术通过观测反向散射电子的衍射图像来提供微米级的晶体空间取向信息,广泛用于分析变形矿物的显微构造和多相岩石中各矿物的空间分布。本研究使用日本电子公司(JEOL)制造的 jsm-56101v 型扫描电镜和丹麦 HKL 公司制造的 CHANNEL5 型号的 EBSD 仪器,将样品的 XZ 面定向薄片(X 轴为拉伸线理方向,XY 面为面理,Z 轴垂直面理方向)经过精细抛光后置于 20kV 的扫描电镜电子束电压下,首先利用 EBSD 系统确定矿物的电子背散射通道衍射花样(electron backscatter pattern, EBSP),标明衍射点的指数,然后在薄片范围内进行矿物的优选方位测定,每类矿物大约测试 3000—15000 点。测定的矿物为钠长石、石英和矽线石。

(1) 石英晶格优选方位

EBSD 测量结果表明长英质糜棱岩(WKL30-1, WKL30-19, WKL30-1, WKL30-8, WKL30-12, WKL28-7, WKL30-26)中石英的晶格优选方位存在 $|10\bar{1}0| < a>$ (图 1-7-16 WKL28-7)、 $|10\bar{1}1| < a>$ (图 1-7-16 WKL30-12, WKL30-19)和 $|0001| < a>$ (图 1-7-16 WKL30-1, WKL 30-8, WKL 30-12, WKL 30-19, WKL 30-26)三组滑移系,展示出中温(450—550℃)、中低温(350—450℃)和低温(<350℃)的组构特征,其中 $|10\bar{1}0| < a>$ 反映了自 W 向 E 的右行剪切指向, $|10\bar{1}1| < a>$ (图 1-7-16)和 $|0001| < a>$ (图 1-7-16)显示出自 E 向 W 的左行剪切指向特征。

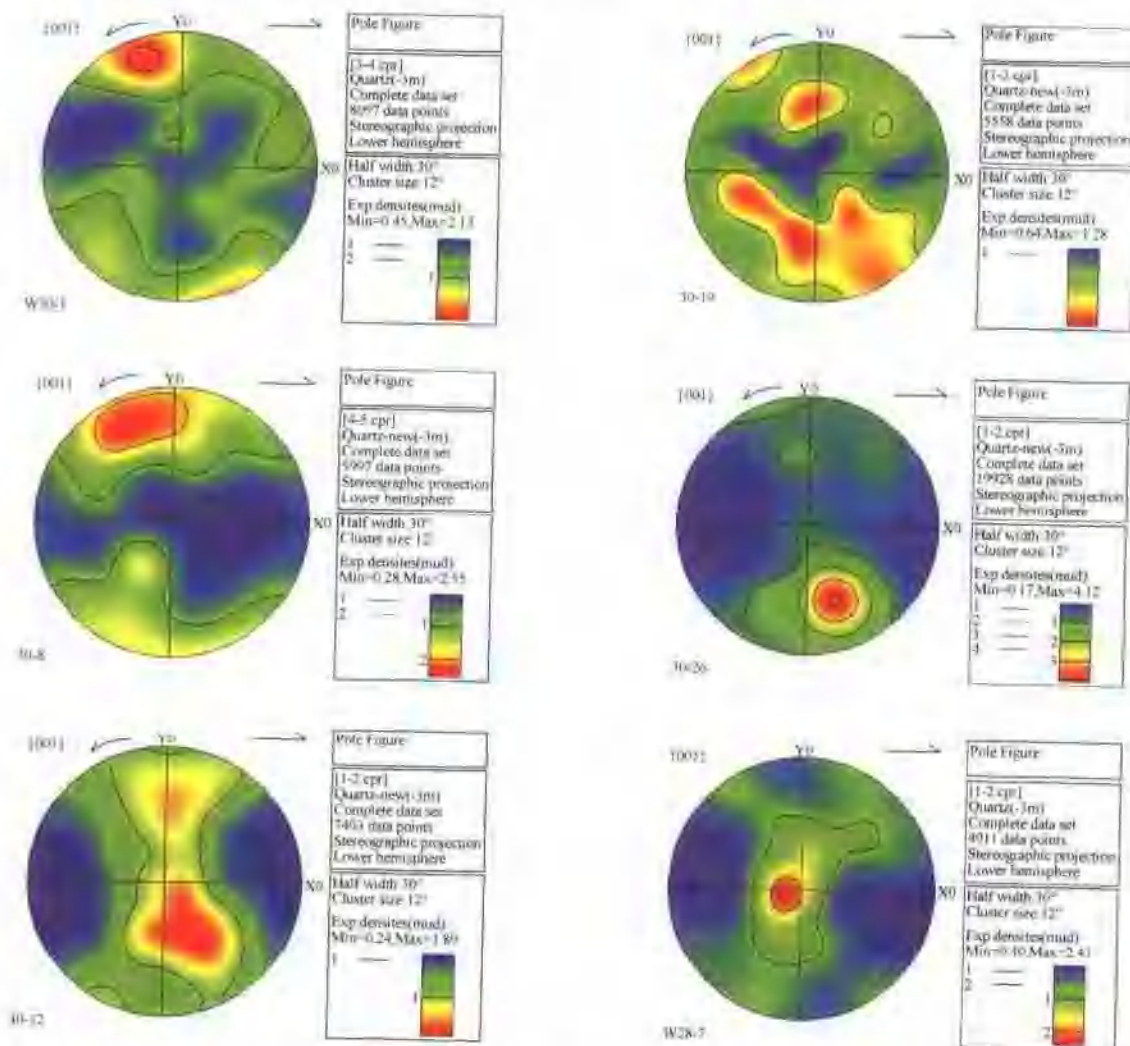


图 1-7-16 康西瓦韧性剪切带糜棱岩的石英晶格优选方位的 EBSD 测量结果

(2) 钠长石晶格优选方位

通过 EBSD 方法对 2 个孔兹岩质糜棱岩(WKL30-26 和 WKL28-7)中钠长石晶格优选方位的测定, 获得 $[010] \parallel [001]$ 组滑移系(WKL30-26)和 $[100] \parallel [001]$ 组滑移系(WKL28-7), 均显示其滑移方向为靠近 X 轴(EW 向)的 $[001]$ 方向, 表示剪切应变很大(图 1-7-17)。实验结果表明钠长石 $[100]$ 组滑移系的形成温度 $>650^{\circ}\text{C}$, $[010]$ 组滑移系的形成温度 $>550^{\circ}\text{C}$ (Shaocheng Ji, et al., 1988; Shaocheng Ji, et al., 2004)。康西瓦韧性走滑剪切带中糜棱岩中钠长石的 $[100]$ 和 $[010]$ 两组滑移系, 说明该类糜棱岩形成于中高温环境。

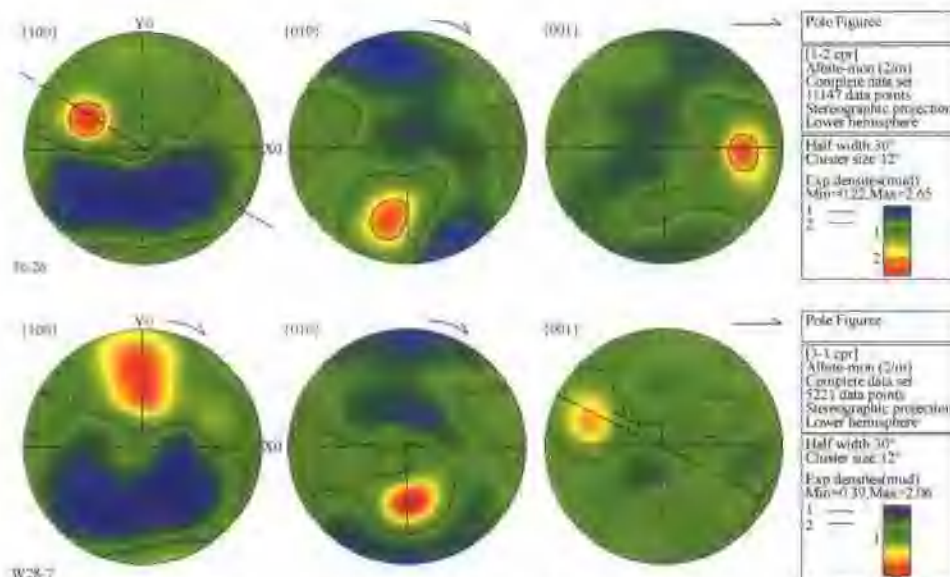


图 1-7-17 康西瓦韧性剪切带糜棱岩的钠长石晶格优选方位的 EBSD 测量结果

(3) 矽线石晶格优选方位

3 个糜棱岩样品(WKL30-1、WKL30-19 和 WKL30-26)的矽线石 EBSD 测量结果显示: WKL30-1 中的矽线石晶格优选方位具有 $[110] \parallel [001]$ 滑移系, WKL30-19 中的矽线石晶格优选方位具有 $[100] \parallel [001]$ 滑移系, WKL30-26 具有 $[100] \parallel [001]$ 滑移系(图 8)。实验研究和 TEM 观察表明矽线石 $[100] \parallel [001]$ 的主要滑移系和 $[001] \parallel [100]$ 次要滑移系的形成条件为 750°C 和 6Kbar (Bell and Nord, 1974; Doukhan and Cristie, 1982; Lefebvre and Paguet, 1983; Lambregts and Roermund, 1990)。由此可见, 康西瓦韧性走滑剪切带糜棱岩中矽线石的 $[100] \parallel [001]$ 或 $[110] \parallel [001]$ 和 $[010] \parallel [100]$ 的两组滑移系是高温右行剪切应变的产物。

三、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 同位素测年结果

用于 Ar/Ar 同位素测试的样品采自康西瓦韧性剪切带中段康西瓦一带糜棱岩(KXW30-3、KXW30-6、KXW30-16 和 KXW30-28)中的黑云母。黑云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 同位素年代学的测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室完成。高纯度样品与黑云母标准样(ZBH)、Fish Canyon Tuff 透长石(27.8Ma)一起送中国原子能研究院进行快中子照射, 照射时间为 9h37min, 快中子累积通量为 $2.077 \times 10^{17} \text{ n/cm}^2$ 。照射后的样品放入中国科学院广州地球化学研究所实验中心同位素地质年代室控温加热炉内逐步升温, 然后由 MM-5400 质谱仪测定样品中释放的氩气体组成, $\text{Ar}-\text{Ar}$ 坪年龄谱及等时年龄计算, 分析误差精度为 1σ 。详细测定结果见表 1-7-3 和图 1-7-19, 所测四个样品单矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段加热法得出的坪年龄在 101~125Ma 之间(表 1-7-3)。其 ^{39}Ar 释放量大部分都在 72% 以上, 部分高于 90%, 表明其坪年龄是有效的。

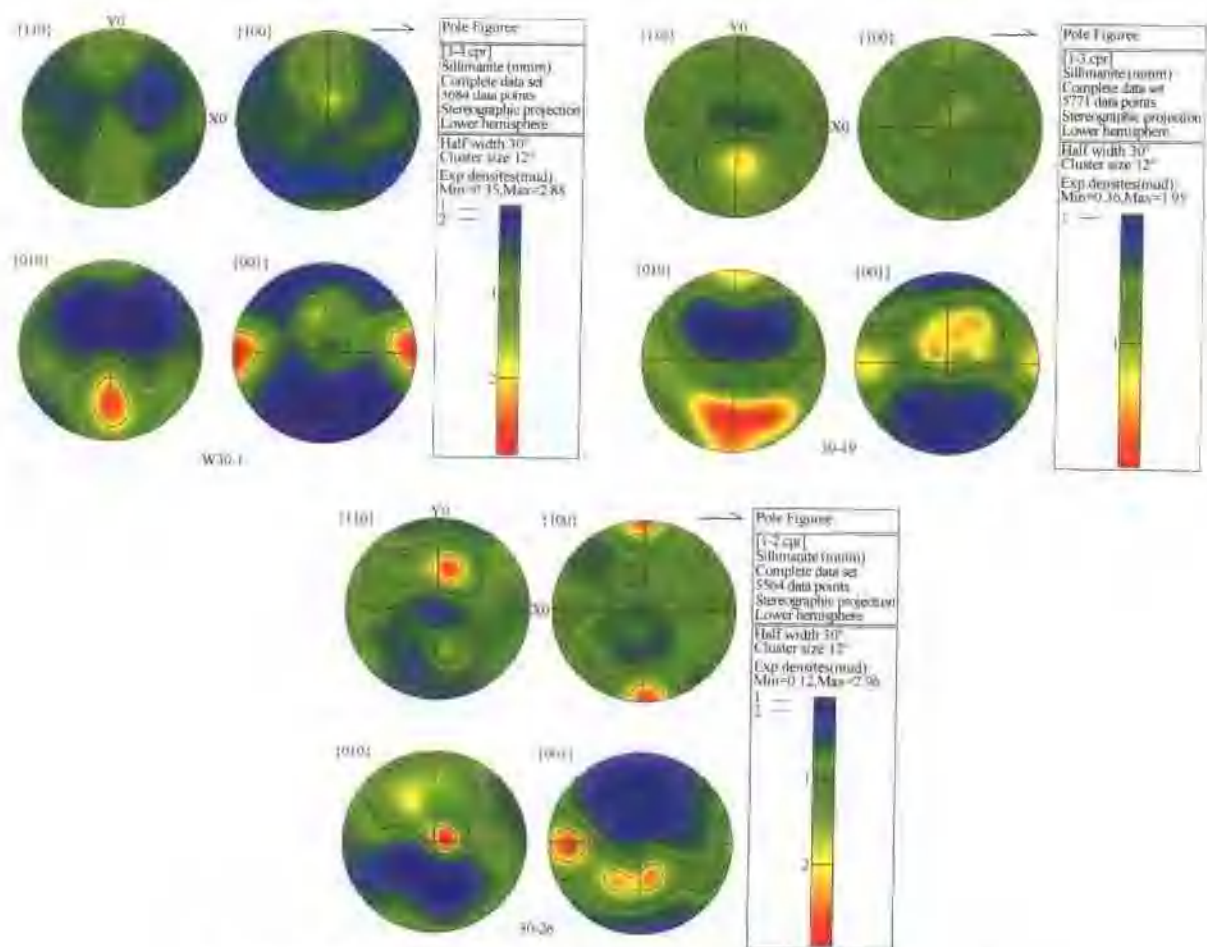


图 I-7-18 康西瓦韧性剪切带糜棱岩的方解石晶格优选方位的 EBSD 测量结果

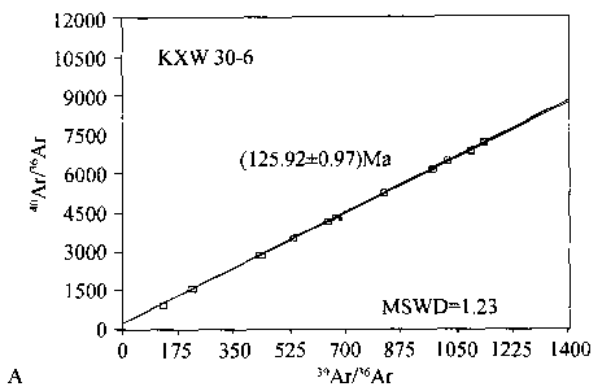
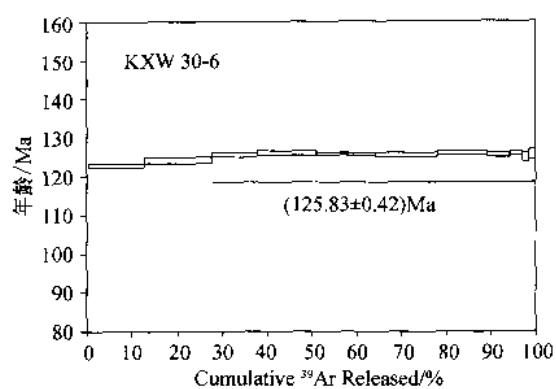
表 I-7-3 康西瓦韧性剪切带中段糜棱岩中黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 阶段升温加热分析数据

样号	KXW30-6		分析日期:	2006-2-9		$J = 0.0011919$	
温度/℃	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$^{40}\text{Ar}_g(\%)$	$^{39}\text{Ar}/\%$	年龄/Ma	误差/Ma
350	5.91822	0.00456	0.01021	81.38	12.46	122.97	± 0.68
450	5.97985	0.00232	0.00583	89.65	15.24	124.21	± 0.57
500	6.04507	0.00187	0.00425	91.53	10.19	125.52	± 0.57
600	6.08620	0.00157	0.00382	92.84	13.30	126.34	± 0.54
700	6.06205	0.00150	0.00462	93.41	13.15	125.86	± 0.52
800	6.04647	0.00150	0.00250	93.07	13.58	125.54	± 0.54
900	6.06979	0.00098	0.00177	95.34	11.27	126.01	± 0.53
1000	6.05255	0.00092	0.00140	95.63	5.03	125.67	± 0.58
1150	6.07104	0.00089	0.00163	95.78	2.96	126.04	± 0.65
1400	6.02737	0.00103	0.00139	95.12	1.42	125.16	± 1.11
1800	6.05419	0.00122	0.00753	94.30	1.34	125.70	± 1.21
2500	5.00449	0.00770	0.02507	68.69	0.07	104.52	± 18.93
总平均年龄 = $(125.92 \pm 0.97)\text{Ma}$			$^{39}\text{Ar} = 72.23\%$		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 291.8 \pm 36$		
样号	KXW30-3		分析日期:	2006-2-9		$J = 0.0011939$	
350	5.5808	0.0043	0.0038	81.24	6.03	116.37	± 0.67
450	5.5196	0.0020	0.0028	90.43	9.24	115.13	± 0.52
550	5.4757	0.0016	0.0031	92.06	6.69	114.25	± 0.51

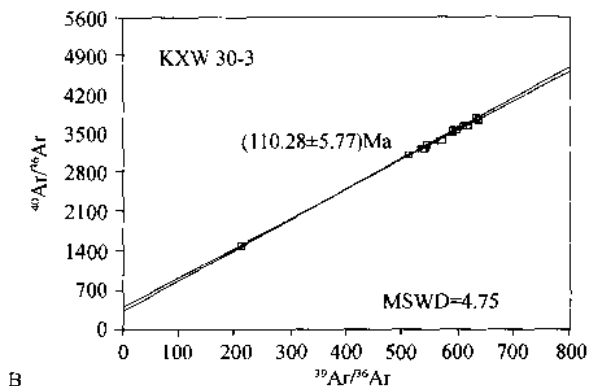
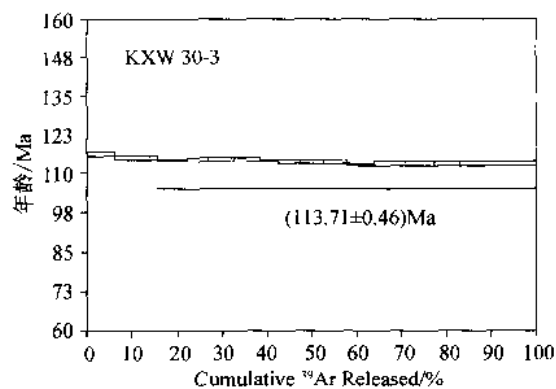
续表

总平均年龄 = (125.92 ± 0.97) Ma			$^{39}\text{Ar} = 72.23\%$		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 291.8 \pm 36$	
样号	KXW30-3		分析日期:	2006-2-9		$J = 0.0011939$
650	5.4749	0.0016	0.0031	91.79	5.18	114.23 ± 0.54
750	5.4881	0.0017	0.0043	91.56	5.37	114.50 ± 0.53
850	5.4860	0.0018	0.0028	90.95	5.69	114.45 ± 0.52
970	5.4738	0.0019	0.0037	90.75	4.22	114.21 ± 0.55
1100	5.4637	0.0017	0.0028	91.62	4.85	114.00 ± 0.55
1200	5.4528	0.0016	0.0038	91.79	5.09	113.78 ± 0.55
1350	5.4423	0.0016	0.0034	91.76	5.48	113.57 ± 0.53
1500	5.4137	0.0016	0.0034	92.01	5.92	112.99 ± 0.52
1700	5.4192	0.0017	0.0033	91.56	6.98	113.10 ± 0.50
2000	5.4267	0.0018	0.0026	90.76	6.44	113.25 ± 0.50
2200	5.4274	0.0018	0.0025	91.20	5.59	113.27 ± 0.55
2500	5.4138	0.0016	0.0026	91.77	17.23	112.99 ± 0.47
总平均年龄 = (113.71 ± 0.46) Ma			$^{39}\text{Ar} = 84.73\%$		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 395.2 \pm 167$	
样号	KXW30-16		分析日期:	2006-2-9		$J = 0.0011939$
350	5.05488	0.00389	0.00444	81.40	7.38	105.92 ± 0.59
450	4.97942	0.00154	0.00213	91.52	7.53	104.38 ± 0.46
550	4.94599	0.00151	0.00232	91.64	6.00	103.70 ± 0.47
650	4.94545	0.00152	0.00283	91.58	6.30	103.69 ± 0.49
750	4.92788	0.00170	0.00262	90.63	6.99	103.33 ± 0.48
850	4.86542	0.00143	0.00251	91.88	6.91	102.06 ± 0.46
970	4.83001	0.00148	0.00390	91.58	6.86	101.33 ± 0.47
1100	4.75429	0.00147	0.00368	91.51	7.40	99.79 ± 0.44
1200	4.72507	0.00168	0.00290	90.40	5.95	99.19 ± 0.48
1350	4.74345	0.00162	0.00220	90.73	5.59	99.57 ± 0.46
1500	4.75066	0.00163	0.00315	90.67	4.92	99.71 ± 0.48
1700	4.81126	0.00150	0.00231	91.45	5.91	100.95 ± 0.44
2000	4.84424	0.00076	0.00166	95.46	13.38	101.62 ± 0.41
2200	4.80334	0.00053	0.00095	96.74	6.36	100.79 ± 0.44
2500	4.78509	0.00077	0.00165	95.36	2.52	100.42 ± 0.48
总平均年龄 = (101.45 ± 0.95) Ma			$^{39}\text{Ar} = 92.62\%$		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 331.1 \pm 119$	
样号	KXW30-28		分析日期:	2006-2-9		$J = 0.0011966$
350	5.38221	0.00344	0.00525	84.03	5.59	112.60 ± 0.58
450	5.29912	0.00197	0.00473	90.03	7.47	110.91 ± 0.49
550	5.24456	0.00165	0.00440	91.40	7.64	109.81 ± 0.47
650	5.30940	0.00153	0.00510	92.06	6.71	111.12 ± 0.48
850	5.26269	0.00146	0.00488	92.33	5.87	110.18 ± 0.51
970	5.31228	0.00157	0.00573	91.89	5.55	111.18 ± 0.52
1100	5.32161	0.00130	0.00602	93.15	6.00	111.37 ± 0.51
1250	5.17494	0.00154	0.00485	91.81	8.89	108.39 ± 0.47
1400	5.22819	0.00129	0.00500	93.12	8.71	109.47 ± 0.46
1550	5.22537	0.00095	0.00627	94.82	11.07	109.42 ± 0.45
1700	5.30179	0.00109	0.00518	94.16	12.06	110.97 ± 0.45
1800	5.26318	0.00049	0.00536	97.19	9.11	110.18 ± 0.45
2000	5.24096	0.00052	0.00976	97.05	2.59	109.73 ± 0.54
2500	5.20730	0.00056	0.01025	96.79	2.74	109.05 ± 0.73
总平均年龄 = (110.15 ± 0.60) Ma			$^{39}\text{Ar} = 94.41\%$		$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 319.9 \pm 58$	

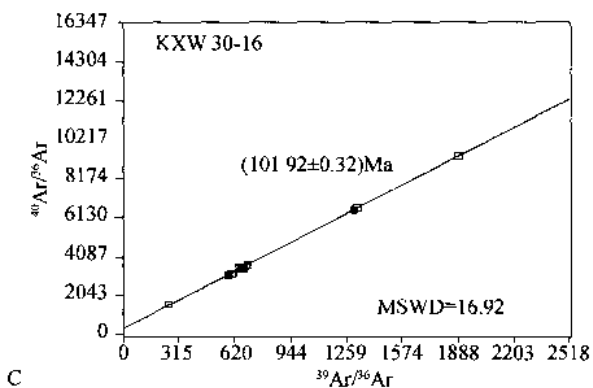
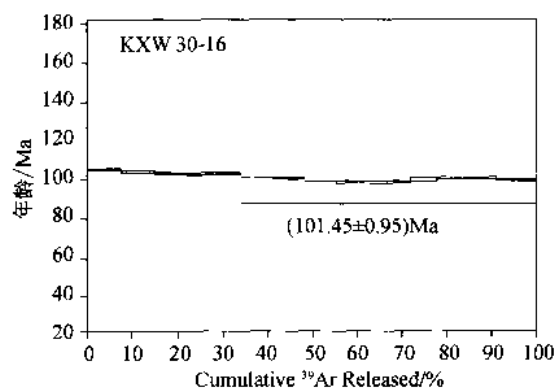
注:分析单位:中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室。



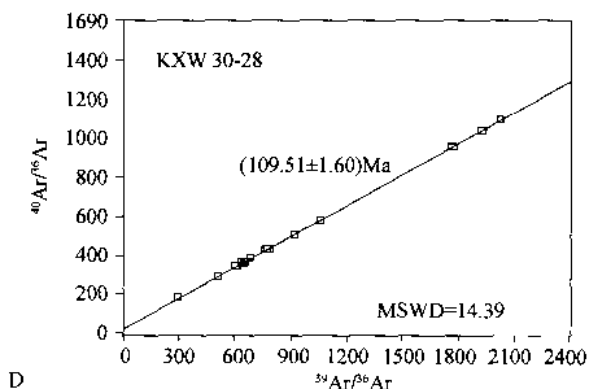
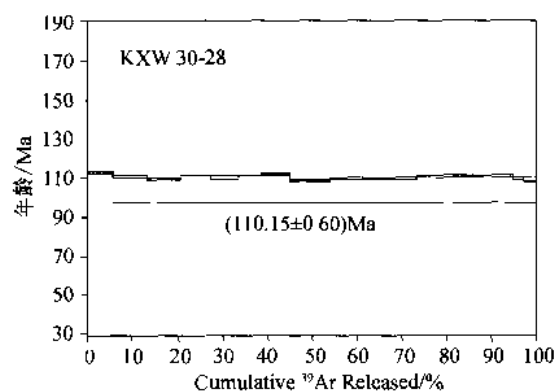
A



B



C



D

图 7-19 康西瓦韧性走滑剪切带中黑云母的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 的年龄谱和等时线

A—KXW30-6; B—KXW30-3; C—KXW30-16; D—KXW30-28

KXW30-6 样品获得很好的年龄, 9 个升温阶段获得坪年龄(125.83 ± 0.42)Ma, 对应的 ^{39}Ar 释放量为 72.23%。等时线年龄为(125.92 ± 0.97)Ma(MSWD = 1.23)(图 I-7-19A), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为(291.8 ± 36), 在误差范围内, 与尼尔值基本一致, 说明本黑云母样品中不含过剩氩, 也不存在氩丢失。

KXW30-3、KXW30-16 和 KXW30-28 样品同样获得很好的坪年龄, 分别为(113.71 ± 0.46)Ma、(100.59 ± 0.68)Ma 和(110.15 ± 0.60)Ma, 累计 ^{39}Ar 释放量分别为 85%、92% 和 95%, 对应的等时线年龄分别为(110.28 ± 5.77)Ma(MSWD = 4.753)、(101.92 ± 0.32)Ma(MSWD = 16.92) 和(109.51 ± 1.60)Ma(MSWD = 14.39)(图 I-7-19B, C, D), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为(395.2 ± 167)、(311.1 ± 119) 和(319.9 ± 58), 误差较大, 总体上高于尼尔值。

康西瓦韧性走滑剪切带内岩石的变形变质程度、矿物组合特征及矿物晶格优选方位测定结果表明韧性剪切带具有明显的两期构造变形, 早期形成于中高温($>550^\circ\text{C}$)环境, 后期形成于中低温($<450^\circ\text{C}$) = 条件。黑云母的封闭温度为 300°C , 因此其同位素年龄(101~125Ma)是韧性剪切带后期构造变形形成后冷却到黑云母封闭温度时的年龄, 代表了韧性剪切带后期构造变形的上限年龄。

四、讨论与结论

1) 康西瓦韧性剪切带是一条在早古生代康西瓦缝合带的基础上发育并长期活动的韧性走滑剪切带, 与其他剪切带不同之处在于康西瓦韧性剪切带具有两类不同的剪切指向, 旋转应变的显微构造分析表明早期为自西向东的右行剪切指向及后期自东向西的左行剪切指向。

2) 康西瓦糜棱岩中石英、钠长石和矽线石的 EBSD 测量反映了石英具有中-低温和低温($450 \sim 350^\circ\text{C}$)的左行剪切组构; 钠长石保存了具有 $|010|$ [001] 滑移系和 $|100|$ [001] 滑移系为主的中高温($>550^\circ\text{C}$)组构, 并指示了自 W 向 E 的右行剪切指向; 矽线石保存了以 $|100|$ [001] 或 $|110|$ [001] 为主要滑移系的高温($\sim 750^\circ\text{C}$)组构, 也具有自西往东的右行剪切指向。上述多种矿物组构的形成条件及剪切指向判别的综合分析表明, 康西瓦韧性剪切带早期右行剪切形成在 $750 \sim 550^\circ\text{C}$ 中高温条件下, 而后期左行韧性剪切带形成在小于 450°C 中低温-低温的条件。反映了从右行剪切到左行剪切经历了温度递减和地壳抬升的冷却过程。

3) 康西瓦孔兹岩糜棱岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 孔兹岩的碎屑锆石来源于 $644 \sim 873\text{Ma}$ 或更老的周缘古老变质基底剥蚀区, 孔兹岩形成于加里东期($428 \sim 445\text{Ma}$), 进而遭受强烈的剪切应变, 形成康西瓦剪切带, 推测此时的康西瓦剪切带具有右行剪切特征, 康西瓦韧性剪切带从右行剪切向左行剪切转换可能发生在印支期, 因为孔兹岩中变质或深熔成因性质的锆石及变质成因环带锆石的平均年龄为 $250 \sim 203\text{Ma}$, 以具有 203Ma 平均年龄(Xu et al., 2004)。黑云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 的测年数据在 $101 \sim 125\text{Ma}$ 区间, 应代表康西瓦韧性剪切带冷却到黑云母封闭温度(300°C)时的年龄。反映了从 $250 \sim 101\text{Ma}$ 期间康西瓦韧性剪切带曾发生以左行剪切为特征的三次活动($\sim 250\text{Ma}$ 、 $\sim 203\text{Ma}$ 和 $101 \sim 125\text{Ma}$), 与从右行剪切到左行剪切的组构特征所反映的剪切带岩石经历了温度递减和地壳抬升的冷却过程的认识完全一致。

4) 在 $120 \sim 101\text{Ma}$ 期间, 康西瓦韧性剪切带表现强烈的左行走滑运动特征, 同时, 西昆仑山强烈抬升, 并在西昆仑山前缘形成向塔里木盆地方向倒伏的西昆仑北缘断裂($110 \sim 120\text{Ma}$)(据李海兵)(图 I-7-20)。

5) 根据阿尔金断裂 $101 \sim 120\text{Ma}$ 强烈活动的记录, 并且两条断裂均呈现左行走滑的特征, 因此推测此时的阿尔金断裂和康西瓦断裂已经连接, 已具有现代的规模。

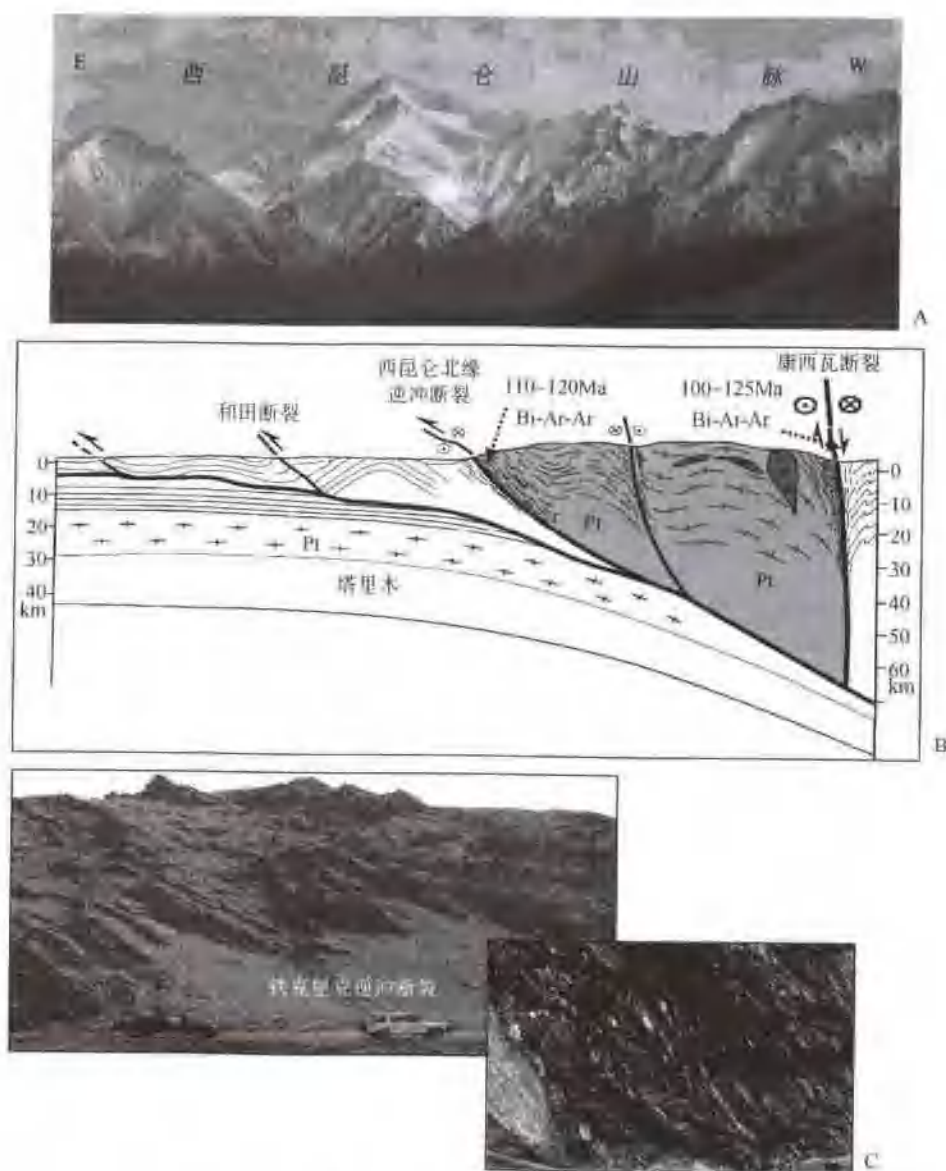


图 1-7-20 西昆仑山及前陆逆冲带构造剖面

A—西昆仑山地貌景观; B—西昆仑山及前陆逆冲带构造剖面; C—铁克里克韧性逆冲断裂野外照片

第三节 南祁连韧性走滑剪切带(印支期以来)

祁连南缘大型韧性走滑剪切带位于祁连南缘加里东超高压变质带(Yang et al., 1998, 2000, 2002)中, 宽约 2km, 从大柴旦经德令哈到青海湖, 长 350km, 可能往东延至东秦岭, 是条规模巨大的韧性走滑剪切带。近年大柴旦-德令哈发生的 6 级地震就在这条剪切带上。韧性剪切带北缘出露的地层有奥陶纪-志留纪变质程度较低的变质岩、石炭纪—三叠纪大理岩、碎屑岩, 加里东期花岗岩体亦有出露。剪切带南缘出露的地层为元古代高级变质基底, 志留-奥陶纪灰岩和砂岩, 上奥陶统火山岩、上泥盆统陆内火山岩、石炭纪灰岩、中下侏罗纪煤层和白垩-始新世红层。剪切带东部狭窄的石炭纪灰岩岩片在强烈的变形变质过程中经历了明显的糜棱岩化作用, 形成糜棱岩化大理岩。后期的构造运动使这些逆冲到中-新生代沉积岩是之上的由前寒武纪变质基底和古生代岩石组成的岩片发生了构造叠加(图 1-7-21)。

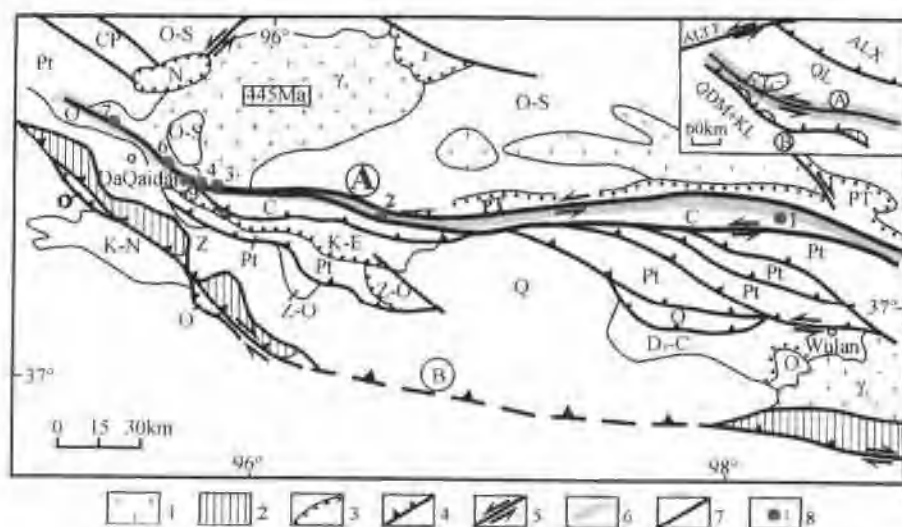


图 1-7-21 南祁连南缘韧性剪切带位置图

1—花岗岩;2—超高压变质带;3—不整合;4—逆冲断层;5—走滑断层;6—糜棱岩带;7—断层;8—观测点。A—南祁连左旋韧性走滑剪切带;B—南祁连超高压变质带。ALX—阿拉善地块;QL—祁连地块;QDM+KL—柴达木—昆仑地块;ALX—阿尔金山断裂; γ_1 —加里东花岗岩; γ_2 —燕山期花岗岩;Pt—泥盆纪地层;Z—震旦纪地层;Z-O—震旦纪—奥陶纪地层;O—奥陶纪地层;O-S—奥陶纪—志留纪地层;D-C—上泥盆纪—石炭纪地层;C—石炭纪地层;C-P—石炭纪—二叠纪地层;Pt—二叠纪—三叠纪地层;T—三叠纪地层;K-E—白垩纪—第三纪地层;K-N—白垩纪—始新世;Q—第四纪

(一) 祁连南缘韧性走滑剪切带的微构造特征

根据野外观察和剪切带中石英品格优选方位确定祁连南缘韧性左旋走滑剪切带宽度为2km。走向近东西的糜棱岩带,在西部分布于花岗质糜棱岩和柴达木岩体与晚奥陶纪中酸性火山岩(包括凝灰岩、含砾凝灰岩、熔结凝灰岩、薄层大理岩和硅质岩)内;在中东部,一条长而狭窄的经历强烈变形变质的炭质糜棱岩化大理岩片产于奥陶纪—志留纪片岩、二叠纪—三叠纪炭质泥岩和大理岩中(图 1-7-22)。

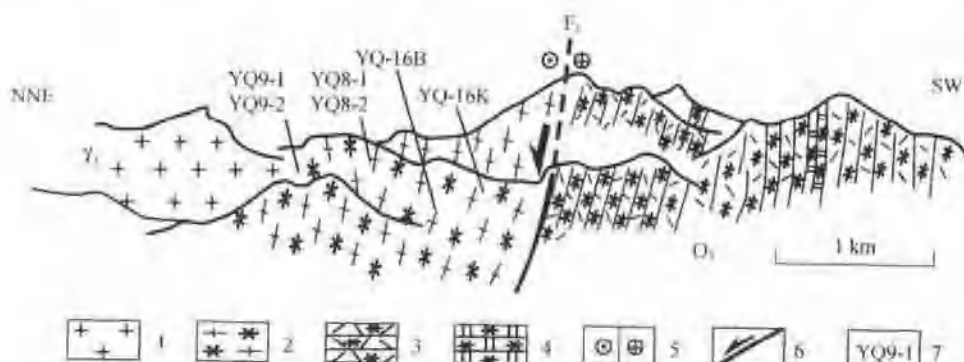


图 1-7-22 祁连南缘韧性剪切带 NW 段构造剖面图

1—花岗岩;2—花岗质糜棱岩;3—火山质糜棱岩;4—糜棱岩化大理岩;5—左旋剪切;6—正断层;7—样品号

剪切带以近直立的叶理、近水平-斜向拉伸线理和左旋剪切应变为特征。叶理面上的拉伸线理由拉长的火山角砾、石英集合体、花岗质岩脉布丁、延伸或断续的长石旋转碎斑及不对称的压力影构造等构成。剪切带内拉伸线理从东向西由近水平逐渐过渡到向西倾斜(图 1-7-23)。西部花岗质糜棱岩中发育的杆状结构(X 拉伸, Y=Z)展示出复杂地“间单剪切+挤压收缩”的变形机理。此外, A 型褶皱非常发育。XZ 面上发育的 δ 形和 σ 形褶皱、石英旋转碎斑 S-C 组构、云母鱼形白云母和多米诺构造等展示出明显地左旋特征。揭示出从东向西, 左旋走滑剪切自水平到向西倾斜的递进演化过程(图 1-7-24)。

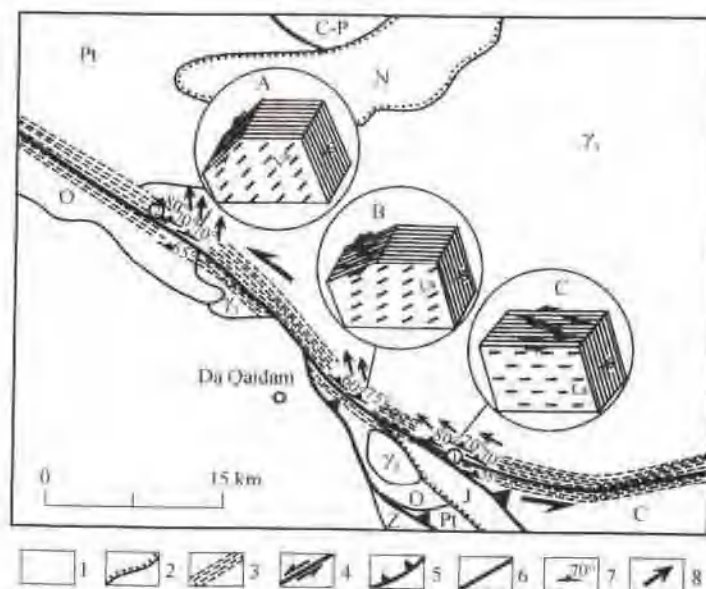


图 I-7-23 祁连南缘韧性走滑剪切带西部构造图

1—加里东期花岗岩;2—不整合面;3—糜棱岩带;4—走滑断层;5—逆冲断层;6—地层;7—叶理;8—拉伸线理。Pt—元古代地层;Z—震旦纪地层;O—奥陶纪地层;C—石炭纪地层;C-P—石炭纪—二叠纪地层;J—侏罗纪地层;N—始新世;S—加里东期花岗岩。La—拉伸线理;S—面理;A、B和C—南祁连韧性走滑剪切带 ESE-WNW 三维变形模型。①SQX32、SQX34 和 3SQX36 样品位置;②YQ8-1、YQ9-1 和 YQ9-2 样品位置

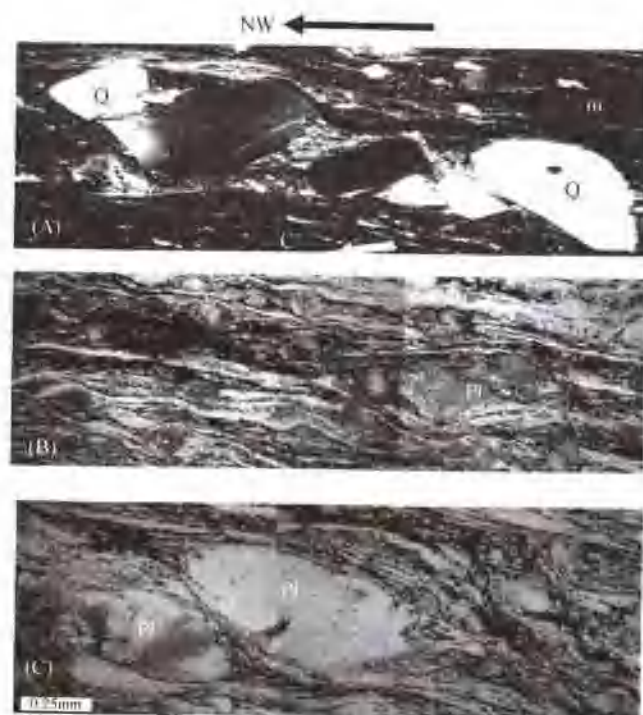


图 I-7-24 祁连南缘韧性剪切带花岗质糜棱岩 XZ 面显微构造

(A)、(B)和(C)分别为 YQ 16B、YQ 16K 和 YQ8-1 号样品,采自于韧性剪切带的 NW 侧。叶理面向 NE 陡倾,拉伸线理倾斜。其内不对称的石英、长石碎斑显示出韧性剪切带的左旋特征;Q—石英;Pl—斜长石;C—剪切面理

(二) 糜棱岩中石英的晶格优选方位

石英是中地壳韧性剪切带的重要物质组成。近 20 年来,石英变形和位错滑移方面的实验结果表明在不同的温度条件下形成的实验晶内滑移系统和晶格优选方位型式是不同的。尤其是高温实验晶格优选方位的发现使石英晶格优选方位的研究更趋完善(Carter et al., 1964; Brunel and Maliakov, 1972; Boucher, 1977; Harac et al., 1997)。在前人研究的基础上, Ji(1988)提出在非共轴应变条件下的四种石英晶格优选方位型式:①低温底面滑移系 $\{0001\} \langle a \rangle$, $t < 400^{\circ}\text{C}$, 发育于低绿片岩相;②中低温菱面滑移系 $\{10\bar{1}1\} \langle a \rangle$, $t = 400 \sim 550^{\circ}\text{C}$, 形成于绿片岩相;③中温柱面滑移系 $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$, $t = 550 \sim 650^{\circ}\text{C}$, 形成于角闪岩相;④高温柱面滑移系 $\{10\bar{1}0\} \langle c \rangle$, $t > 650^{\circ}\text{C}$ 。研究表明韧性剪切带中发育的在剪切作用过程中形成的花岗质脉可以在非高级变质作用的高温条件下($t > 650^{\circ}\text{C}$)形成(Mainprice et al., 1986; Okudaira et al., 1995)。笔者对韧性剪切带西部 WNW—ESE 走向花岗质糜棱岩中糜棱岩化和重结晶石英的晶格优选方位进行测定,从而确定了糜棱岩中不同类型石英的形成温度,同时也为剪切指向的确定提供了有力的证据。

1. 糜棱岩中花岗质脉内重结晶石英晶格优选方位

样品 YQ9-1、YQ8-1、YQ9-2 采自大柴旦北边, SQX34、SQX35 和 SQX36 采自大柴旦东南边。测定垂直于石英 $\langle c \rangle$ 轴的晶格优选方位,样品为花岗质脉。重结晶石英晶格优选方位有三个类型(图 I-7-25):①低温底面晶格优选方位, $\{0001\} \langle a \rangle$ 滑移系, $\langle c \rangle$ 轴极性靠近 Z 轴;②中-低温菱面组构, $\{10\bar{1}1\} \langle a \rangle$ 滑移系, $\langle c \rangle$ 轴极性介于 Z 和 X 轴之间;③中温柱面晶格优选方位, $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$ 滑移系, $\langle c \rangle$ 极性近 Y 轴。上述晶格优选方位型式表明糜棱岩内花岗质脉中的石英是在中-低温($350 \sim 550^{\circ}\text{C}$)条件下形成的(图 I-7-25)。

2. 糜棱岩化石英晶格优选方位

四个类型糜棱岩化石英晶格优选方位的样品是断层西北端的 YQ8-1 和 YQ9-1 及断层东南端的 SQX32、SQX34、SQX35 和 SQX36。这些样品中,三个样品的石英晶格优选方位与上述重结晶石英的完全一致,只有一个存在差异,如 $\{10\bar{1}0\} \langle c \rangle$ 轴优选方位与 X 轴近于平行,说明糜棱岩化石英的形成温度较高($> 650^{\circ}\text{C}$)。所有糜棱岩化石英晶格优选方位都展示出向 WNW 倾斜的斜向左旋剪切指向和 ESE 向的左旋剪切指向(图 I-7-25)。

上述结果表明糜棱岩化石英首先是在高温条件下($> 650^{\circ}\text{C}$)形成的,然后进入中-低温变形变质阶段($< 400 \sim 650^{\circ}\text{C}$)。在此过程中,大量的花岗质脉沿叶理渗入,并经历剪切变形。

(三) 祁连山南缘韧性走滑剪切带形成时代

黑云母、钾长石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法测年的样品(1YQ-16B 和 YQ-16K)来自于糜棱岩带 NW 段具有陡倾拉伸线理的花岗质糜棱岩。两个黑云母样品(SQX34, SQX35)来自糜棱岩带南东段具有近水平拉伸线理的花岗质糜棱岩。其结果和解释如下。

1. 黑云母的 Ar-Ar 年龄

4-1-1 样品 YQ-16B 测定黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄。

按照 Chen et al. (1998)提出的操作步骤对黑云母从 500°C 逐步加热到 1400°C , 并进行光谱测定(表 1-7-4)。坪年龄为 $(250.5 \pm 0.5)\text{Ma}$ 。 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 初始比值表明没有氩过剩。因此该年龄代表了韧性剪切带的形成年龄(图 I-7-26C)。

4-1-2 样品 SQX34 测定的黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄。

对黑云母进行分步加热测定的光谱数据列于表 1-7-5。获得的坪年龄为 $(169.7 \pm 0.3)\text{Ma}$ (图 I-7-26B), 与 $(^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})-(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ 等时线年龄 $(166.99 \pm 0.1)\text{Ma}$ (图 I-7-26C)一致。

4-1-3 SQX35 样品测定的黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄。

该号样品测定的光谱数据(表 1-7-6)获得两个坪年龄。三个低温热阶段(620°C , 670°C , 770°C)获得的坪年龄为 $(160.6 \pm 0.1)\text{Ma}$, 四个高温加热阶段获得的坪年龄是 $173.5 \pm 0.2\text{Ma}$, 与 $(^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})-(^{40}\text{Ar}/$

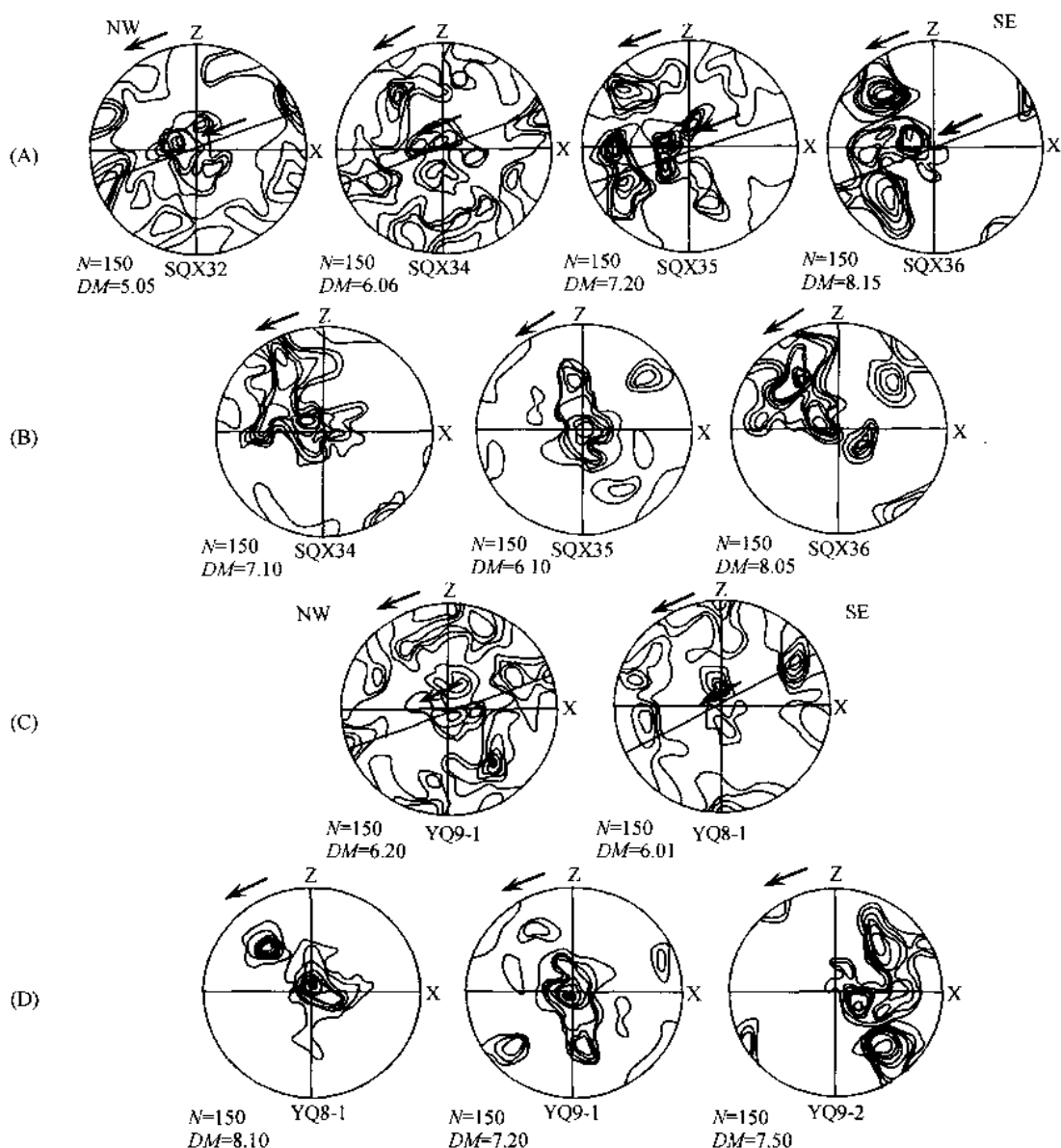


图 I-7-25 花岗质糜棱岩中石英的晶格优选方位

下半球赤平投影,等值线密度:1%,2%~3%,4%~5%,6%~7%和8%~9%。切片平行于拉伸线理(X)垂直于叶理面(XY)。N—测定数量;DM—最大密度。A、B是糜棱岩带SE段SQX32、SQX34和SQX36号样品中的石英晶格优选方位。XZ是一个面平行于拉伸线理,垂直于叶理的斜面。(A)是(I)(II)(III)和(IV)糜棱岩化石英晶格优选方位。(B)是(I)(II)和(III)重结晶石英晶格优选方位。(C)、(D)显示糜棱岩带SE段YQ8-1、YQ9-1和YQ9-2号花岗质糜棱岩石英晶格优选方位。XZ面平行于拉伸线理,垂直于叶理。(C)显示(I)(II)(III)和(IV)糜棱岩化石英晶格优选方位;(D)是(I)(II)(III)和(IV)重结晶石英晶格优选方位

^{36}Ar)等时线年龄(160.6 ± 0.1)Ma(图 I-7-26D)一致。

低温坪年龄(160.6Ma)与由 SQX34 测定的坪年龄(166.99 ± 2.37)Ma 和(167.0 ± 2.4)Ma 相吻合。

2. 钾长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄(样品 YQ-16K)

将从 YQ-16K 样品中挑选出的钾长石分步加热,并测定其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 数据(表 I-7-7)结果见图 I-7-26E。三个高温阶段(1400℃,1450℃,1490℃)获得的坪年龄为(243.3 ± 1.3)Ma。该年龄与等时线年龄244.85.1Ma(MSWD=0.26)和交切年龄一致246.0Ma。尽管钾长石中 ^{40}Ar 在高活动能地带容易丢失,但钾长石仍能保留早期的年龄消息(Costa and Maluski, 1993; Lovera et al., 1993; Gerald and Harrison, 1993; harrison et al., 1991)。事实上,其高温坪年龄243.3Ma与YQ-16B的黑云母坪年龄(250.5 ± 0.5)Ma 吻合。

表 I -7-4 样品 YQ-16B 分步加热测定的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 数据

(W = 100.00mg, J = 0.013453)

T/℃	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	F*	^{39}Ar (E-14moles)	年龄/Ma	^{39}Ar cuml/%
400	9.69070	0.00820	0.19760	7.26400	242.50	168.00 ± 3.50	2.98
500	11.09640	0.00130	0.02770	10.70280	1058.00	242.70 ± 2.80	16.02
600	11.31250	0.00050	0.01150	11.14700	1280.00	252.10 ± 2.90	31.78
700	11.29090	0.00070	0.01410	11.08800	1038.00	250.80 ± 2.90	44.58
800	11.76740	0.00230	0.09090	11.08270	215.00	250.70 ± 3.00	47.23
900	11.89320	0.00230	0.14230	11.23040	309.00	253.80 ± 3.00	51.04
1000	11.69040	0.00180	0.04980	11.14800	491.00	252.10 ± 2.00	57.09
1100	11.23600	0.00080	0.12350	10.99200	1780.00	248.80 ± 2.00	79.03
1200	11.08370	0.00070	0.15040	10.87260	812.00	246.30 ± 2.80	89.03
1280	11.29250	0.00070	0.14400	11.09820	441.00	251.00 ± 2.90	94.47
1350	11.27230	0.00090	0.10910	11.01210	224.00	249.20 ± 2.90	97.33
1400	11.11110	0.00220	0.10860	10.45820	225.00	237.40 ± 2.80	100.00

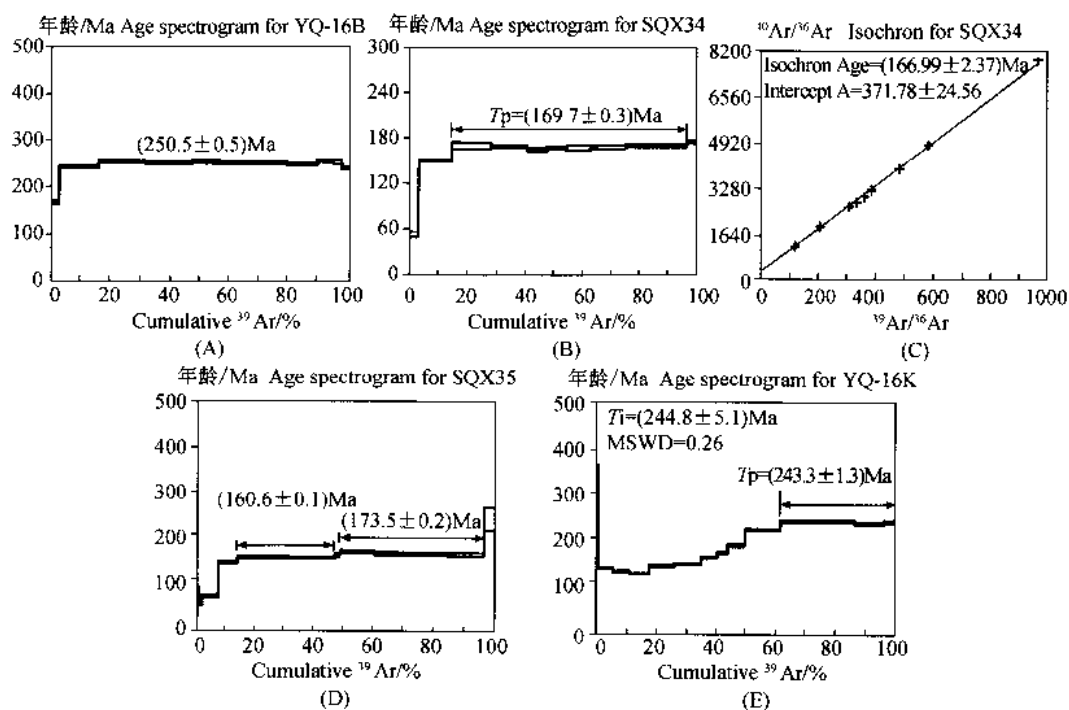
总年龄 = 246.38Ma; F* = $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, F 是放射成因 Argon40 和 Argon39。

图 I -7-26 南祁连韧性走滑剪切带花岗质糜棱岩中黑云母和钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄和坪年龄
 (A)、(B)、(D)分别为 YQ-16B、SQX34、SQX35 的黑云母 Ar/Ar 坪年龄; (C)为 SQX34 黑云母等时线年龄; (E)为 YQ-16K 钾长石坪年龄

这两个年龄代表了韧性剪切带的形成年龄。钾长石低温阶段的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄 173~167Ma 发育了后热构造事件年龄信息。

(四) 结论与讨论

1) 研究表明祁连南缘韧性剪切带在东部具有左旋走滑剪切, 西部具有斜向左行剪切特点。

表 I-7-5 样品 SQX 34 分步加热测定的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 数据
($W = 95.70\text{mg}$, $J = 0.012405$)

T/℃	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	F *	^{39}Ar (E14moles)	年龄/Ma	^{39}Ar cum/%
400	27.70880	0.08560	0.07220	2.40220	268.77	52.90 ± 3.50	3.41
500	10.60860	0.01230	0.03280	6.97840	894.20	149.80 ± 1.50	14.75
600	8.90260	0.00320	0.01850	7.96020	1068.13	169.90 ± 3.90	28.29
700	8.48990	0.00170	0.01400	7.98210	981.32	170.30 ± 1.80	40.74
800	8.63730	0.00290	0.05300	7.76560	526.59	165.90 ± 1.90	47.42
900	8.66300	0.00260	0.13040	7.90490	577.98	168.70 ± 1.90	54.75
1000	8.70080	0.00280	0.11200	7.89130	642.16	168.50 ± 2.30	62.89
1100	10.14580	0.00760	0.02220	7.91120	182.47	168.90 ± 2.10	65.20
1200	8.56740	0.00210	0.05240	7.95780	820.47	169.80 ± 1.70	75.60
1300	8.37230	0.00100	0.05590	8.06350	1647.04	171.90 ± 1.70	96.49
1400	9.70200	0.00480	0.49350	8.31580	276.73	177.10 ± 2.10	100.00
1400	9.70200	0.00480	0.49350	8.31580	276.73	177.10 ± 2.10	100.00

总年龄 = 163.85Ma; $F^* = ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, F is the ratio of radiogenic Argon40 and Argon39.

表 I-7-6 样品 SQX35 分步加热测定的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 数据
($W = 100.45\text{mg}$, $J = 0.012405$)

T/℃	($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	($^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _m	F *	^{39}Ar (E14moles)	年龄/Ma	^{39}Ar cum/%
350	40.72320	0.12560	0.56450	3.63270	20.99	79.50 ± 55.20	0.65
350	41.35540	0.12720	0.35760	3.79600	14.35	83.00 ± 11.60	1.10
430	14.20360	0.03820	0.52570	2.94740	40.38	64.80 ± 11.80	2.35
510	7.77900	0.01480	0.70580	3.44220	179.84	75.40 ± 3.70	7.92
570	9.50200	0.00880	0.25390	6.91720	215.36	148.50 ± 2.40	14.59
620	9.50850	0.00680	0.13620	7.49040	251.83	160.30 ± 3.00	22.40
670	9.09110	0.00530	0.05750	7.52840	310.60	161.10 ± 2.40	32.03
770	8.67980	0.00400	0.07830	7.50320	497.72	160.50 ± 1.60	47.45
930	15.23300	0.02520	0.49350	7.83300	67.04	167.30 ± 3.70	49.53
1060	30.36350	0.07500	0.17450	8.19370	24.09	174.60 ± 4.90	50.28
1210	9.68790	0.00530	0.61700	8.17870	390.38	174.30 ± 2.10	62.37
1270	9.05920	0.00340	0.17030	8.07130	427.70	172.10 ± 2.80	75.63
1375	9.05180	0.00320	0.47570	8.12730	749.95	173.30 ± 2.10	98.87
1450	26.95280	0.05300	9.47410	12.05530	36.36	251.40 ± 24.40	100.00

总年龄 = 160.38Ma; $F^* = ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, F is the ratio of radiogenic Argon40 and Argon39.

2) 韧性剪切带西部糜棱岩中的石英晶格优选方位表明该带糜棱岩形成于高温条件($>650^\circ\text{C}$), 然后演化至中-低温条件(小于 $400\sim 650^\circ\text{C}$)。在此过程中, 大量花岗质脉沿叶理渗入, 并经历剪切变形。高温柱面滑移系 $\{10\bar{1}0\} \langle c \rangle$ 是在研究大别北缘磨子潭-晓天韧性剪切带内花岗闪长质糜棱岩和辽东地区大连剥离韧性剪切带中角闪质糜棱岩时确定的。这些花岗质脉是在剪切作用过程中剪切热引起部分熔融形成的(Xu et al., 1997)。

3) 年龄数据表明糜棱岩中钾长石高温坪年龄 $243.31.3\text{Ma}$ (样品 YQ-16K) 与黑云母坪年龄 $250.50.5\text{Ma}$ (样品 YQ-16B) 一致。应用多域理论, 学者们已经认识到钾长石中保留有最大限度的扩散域, 其封闭温度接近或高于黑云母的封闭温度。黑云母和钾长石类似的年龄证明了这一观点。同时说明韧性剪切带的形成年龄为 $240\sim 250\text{Ma}$ 。糜棱岩中黑云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄 $(169.7 \pm 0.3)\text{Ma}$ (SQX34)、 $(160.6 \pm 0.1)\text{Ma}$ (SQX350) 和等时线年龄 $(166.99 \pm 2.37)\text{Ma}$ (SQX34)、 $(160.6 \pm 0.1)\text{Ma}$

表 I -7-7 样品 YQ-16K 分步加热测定的⁴⁰Ar/³⁹Ar 数据
(W = 103.00mg, J = 0.013251)

T/℃	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	F *	³⁹ Ar (E-14moles)	年龄/Ma	³⁹ Ar cum/%
400	21.17720	0.01530	0.30240	16.53590	82.40	357.40 ± 6.30	1.06
500	6.82190	0.00180	0.06270	5.30120	397.00	144.70 ± 1.80	6.20
600	6.50890	0.00200	0.04870	5.99060	409.50	137.80 ± 1.80	11.51
700	6.12500	0.00110	0.04670	5.78510	480.00	133.20 ± 1.00	17.72
800	6.91110	0.00160	0.07930	6.45130	641.00	147.90 ± 1.80	26.02
900	7.12850	0.00140	0.10890	6.70990	700.00	153.60 ± 1.90	35.08
1000	7.77640	0.00150	0.06240	7.34080	407.00	167.50 ± 2.00	40.25
1100	8.39290	0.00210	0.03630	7.75760	280.00	176.50 ± 2.20	43.97
1200	9.14350	0.00230	0.02350	8.45650	432.00	191.60 ± 2.30	49.57
1300	10.49150	0.00160	0.07750	10.01920	936.00	224.90 ± 2.70	61.68
1400	11.14500	0.00060	0.07290	10.96270	1920.00	244.70 ± 2.80	88.54
1450	11.17400	0.00130	0.25670	10.79260	707.00	241.10 ± 2.80	95.69
1490	11.41140	0.00180	0.88730	10.94490	333.00	244.30 ± 2.90	100.00

总年龄 = 199.61Ma; $F^* = {}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$, F is the ratio of radiogenic Argon40 and Argon39.

(SQX35)代表后期变形年龄。240~250Ma 的年龄之分布于糜棱岩带 NW 段, 160~170Ma 的年龄主要分布于糜棱岩带的 SE 段。为此, 可以推测在 240~250Ma 期间韧性剪切带的 SE 段开始形成。然后, 在 160~170Ma 期间向南东扩展, 构成该韧性剪切带的 SE 段。

4) 祁连南缘左行韧性剪切带位于阿尔金走滑断裂的东侧。研究表明阿尔金左行韧性走滑剪切带走向 ENE70°, 形成于 223~244Ma (锆石 SHRIMP 年龄, Li et al., 2001), 此后在 140~163Ma (Arnaud et al., 1995) 和 120~86Ma (Li et al., 2001) 又经历了两次构造运动。位于阿尔金断裂带东侧和南祁连左行韧性剪切带南部, 走向近东西的南昆仑左行韧性剪切带形成于 240~220Ma, 在 150~140Ma 和 120~100Ma 再次活动 (Xu et al., 1997; 2001; Li et al. 1996a, 1996b; Chen et al. 1998)。因此, 从祁连南缘韧性剪切带的形成和再次活动时代来看, 该韧性剪切带的形成和再活动可能与阿尔金左行韧性剪切带的形成和演化有关 (图 I -7-27)。

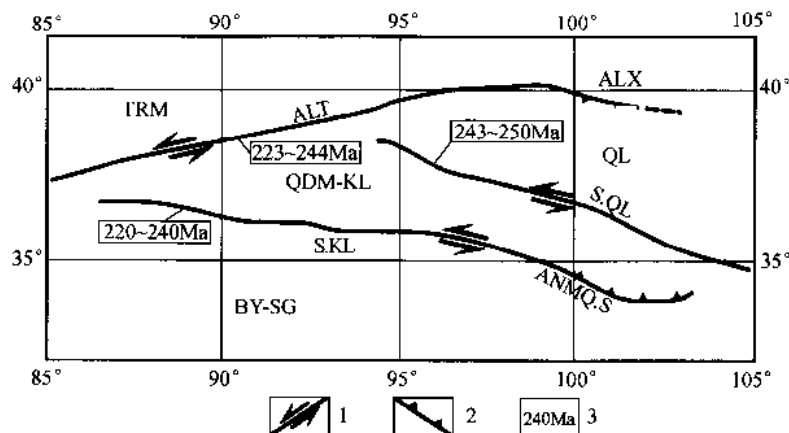


图 I -7-27 青藏高原北缘造印支期大规模韧性走滑剪切带

1—韧性左旋走滑断裂; 2—韧性逆冲断裂; 3—韧性左旋走滑断裂的形成时代。TRM—塔里木地体; ALX—阿拉善地体; QL—祁连地体; QDM-KL—柴达木-昆仑地体; BY-SG—巴颜哈让-松潘甘孜地体; ALT—阿尔金韧性剪切带; S.QL—南祁连韧性剪切带; S.KL—南昆仑韧性剪切带; ANMQ.S—阿尼玛卿缝合带

第四节 东昆仑韧性走滑剪切带(印支期以来)

东昆仑南地体和巴颜喀拉-松潘甘孜地体之间的边界为延绵 1200km 近东西向的“东昆仑-阿尼玛卿缝合带”,该带之东段(阿尼玛卿段)为由洋盆性质的蛇绿岩及混杂堆积组成的 NW—SE 向古特提斯缝合带,洋盆形成于晚古生代(姜春发,杨经绥等,1993),洋盆闭合及地体碰撞时间为晚三叠纪(姜春发等,1992, Yang Jingsui et al., 1996)。带之西段为东西向的东昆仑左行走滑断裂带(李海兵等,1995),西起喀达坂,经库赛湖北,对西大滩,东大滩至花石峡北,延伸 800km。断裂带北侧出露早古生代,晚古生代及三叠系地层,南侧为巨厚的三叠系复理石岩系,南北两侧物质组成,变形构造体制、演化历史,地球物理异常及现代构造地貌特征具明显差异性(图 1-7-28)。断裂带形成于印支期,20Ma 之后,韧性应变向脆性应变转化(Arnaud, N., 1995),左行走滑运动直至今今,并伴随地震活动。

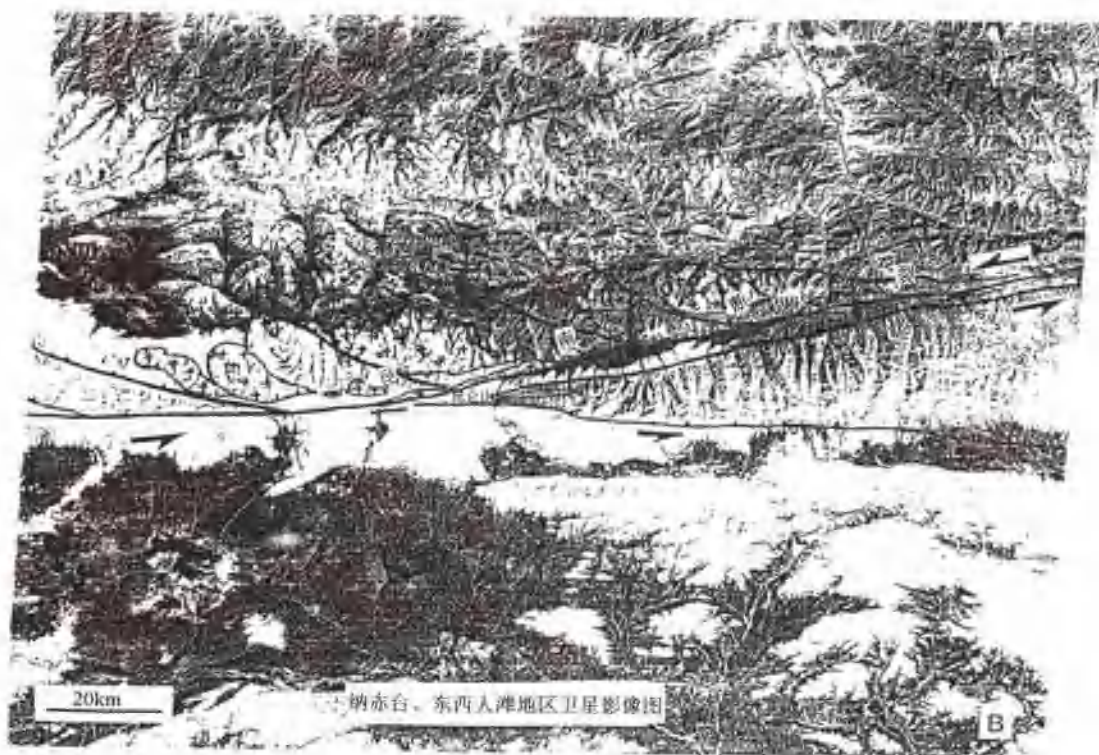


图 1-7-28 东昆仑南部构造地貌特征

一、东昆仑韧性走滑剪切带的剪切应变

断裂带由强应变岩石组成,有花岗质糜棱岩、糜棱岩化片麻岩、糜棱岩化花岗岩、干糜岩(片)。岩类岩石(云母片岩、云母石英片岩以及角闪片岩等)以及构造破碎岩等,表现为早期韧性走滑,晚期脆性走滑伴随东昆仑断裂带,在两侧发育 NW—SE 向的雁行状排列的印支褶皱束,表明了断裂带的左行走滑性质。在东昆仑走滑断裂带的中段,东西大滩断裂带内糜棱岩带、构造破碎带发育。该带内岩石组合主要有花岗质糜棱岩、糜棱岩化片麻岩、糜棱岩化花岗岩、干糜岩、云母片岩、云母石英片岩以及含绿泥帘石角闪片岩等。岩石的面理(糜棱岩、片理)走向与断裂带的整体走向基本一致,倾角较陡($>70^\circ$)。在整个断裂带内,拉伸线理产状较稳定,呈近水平产出,反映了走滑剪切的性质(图 1-7-29)。

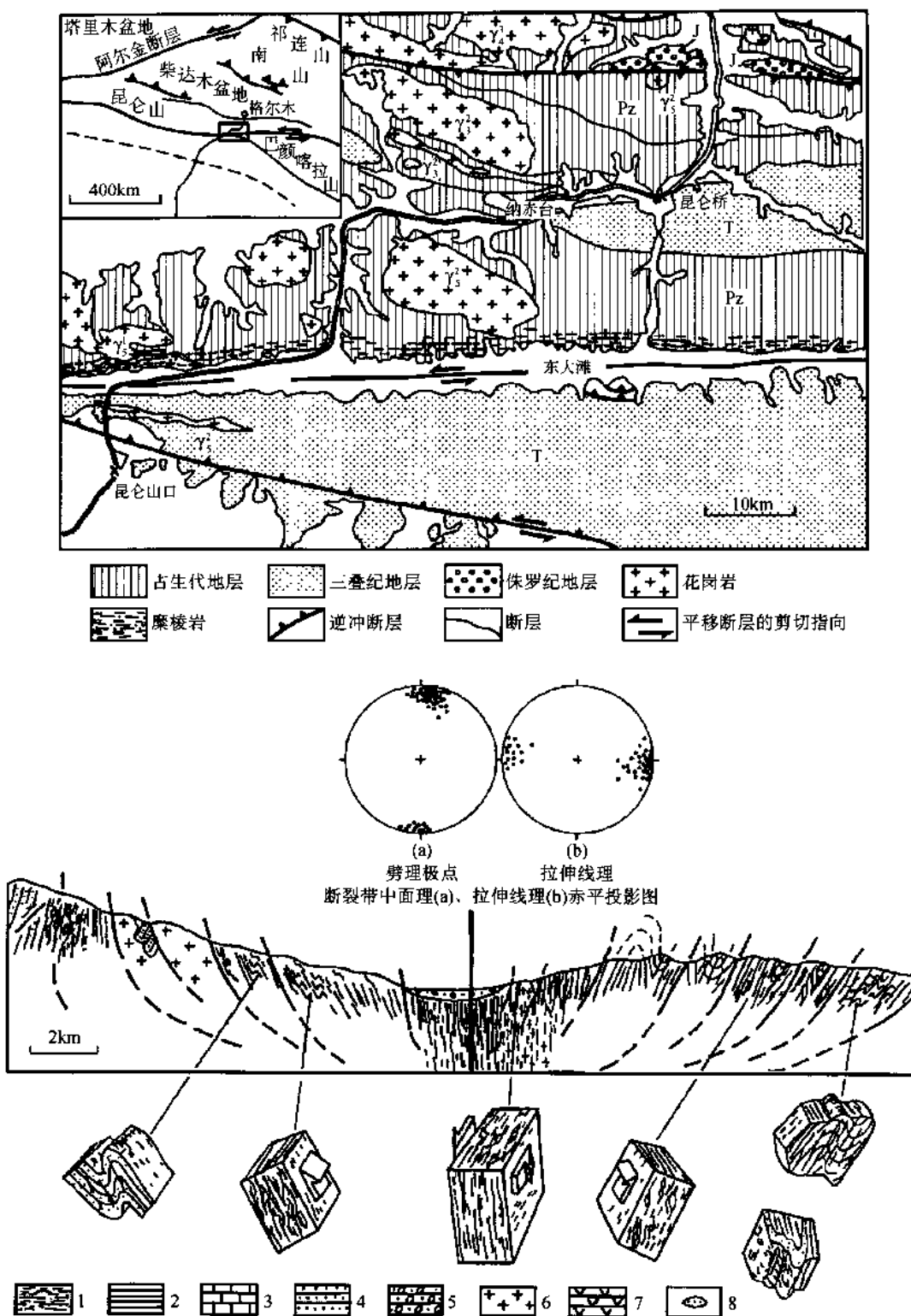


图 I-7-29 东昆仑南部东-西大滩地质略图(1:20 万地质图修改)(上)及构造剖面图(下)

1—糜棱岩;2—板岩、千枚岩;3—大理岩;4—三叠纪复理石;5—第四纪砂砾岩;6—花岗岩;7—火山岩;8—砂岩透镜体。中图为剪切带面理和拉伸线理投影

野外露头、手标本以及薄片中的,糜棱岩或片岩的XZ面上,不对称的旋转应变发育(图 I-7-30)。这些旋转碎斑系、多米诺骨牌构造、S—C 构造、剪切脉的褶皱构造、错开的脉体及布丁构造,以及糜棱岩石英组构(图 I-7-31)均指示左行剪切的运动指向。

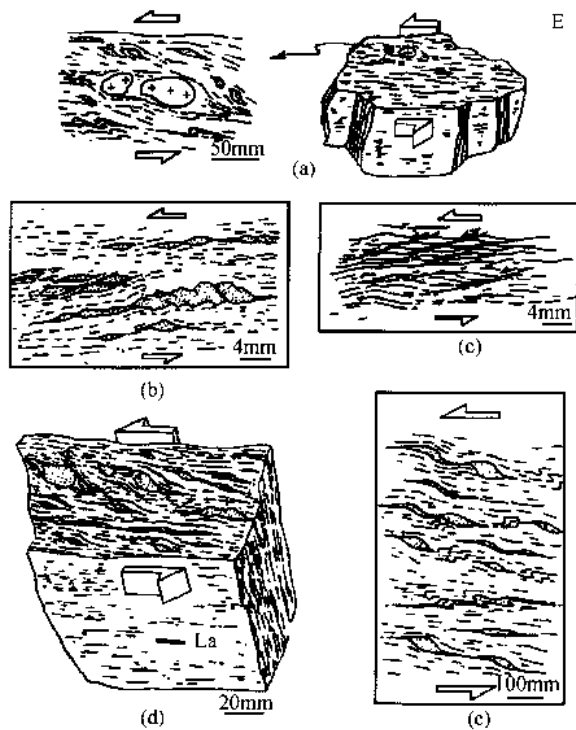


图 I-7-30 东昆仑断裂带中各种旋转应变均指示左行剪切

(a)片岩中的旋转应变(东大滩);(b)花岗糜棱岩中不对称的长石英条带(CF12-10,东大滩);(c)糜棱岩化片麻岩中的“S-C”构造(KL20-3,薄片,西大滩);(d)花岗糜棱岩中的旋转应(标本素描 CF14-9,西大滩);(e)石英片岩中的不对称的布丁、褶皱(东大滩)

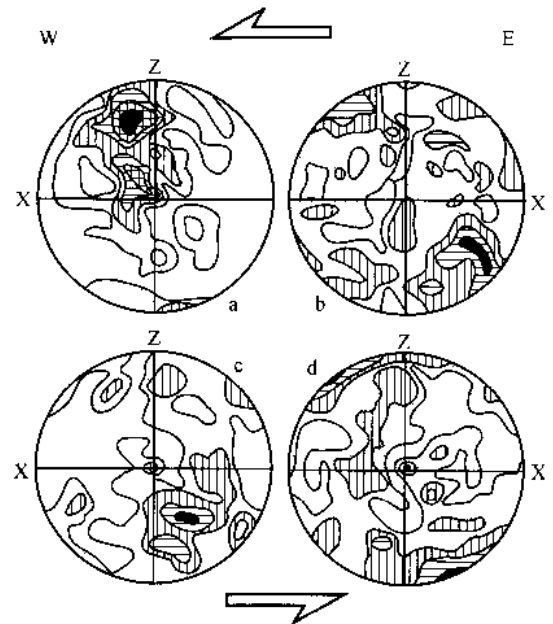


图 I-7-31 东西大滩糜棱岩中石英C轴组构图
球投影, a—动态重结晶石英条带,等密线 1%—2%—3%—4%—6%,160 个颗粒(CF12-18); b—动态重结晶石英,等密线 1%—2%—3%—4%,240 个颗粒(KL20-3); c—斑晶石英,等密线 1%—2%—3%—4%,170 个颗粒(CF14-7); d—糜棱质石英,等密线 1%—2%—3%—4%,200 个颗粒(CF14-4)

二、与走滑构造相伴的缩短作用

东昆仑断裂带两侧雁列状发育的 NW—SE 向印支褶皱带及伴随的逆冲断裂均与东昆仑断裂带呈小角度斜交关系。并且越靠近走滑带角度越小,甚至呈近平行的展布,显示出在构造样式上相互的成因关系,这种关系在东昆仑断裂带东段与西段有不同:中、西段以左行走滑为主,东段以斜冲(走滑+逆冲)为主。通过剪切带两侧地层褶皱轴的统计和平衡剖面、示意剖面以及不能平衡的剖面综合计算得出三叠纪以来的缩短方向和缩短量:东部缩短方向 $30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{E}$, 缩短量约 70%—80%;中部缩短方向 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{E}$, 缩短量约 60%±。另外东部还有约 15%± 的近东西方向($100^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$)的缩短量,而中、西部不明显(图 I-7-32)(实际上,这种缩短量的估算要比实际小)。如果把近东西向的缩短方向与近南北向的缩短方向综合得出的缩短方向正好与地球物理资料显示的深部上地幔岩石的各向异性方向(姜枚等,1995,许志琴等,1996)近吻合,表明地表与深部物质运动短量方向近一致(许志琴等,1996)。

三、东昆仑走滑剪切与同构造花岗岩作用

1. 东昆仑走滑断裂带的同构造花岗岩

走滑断裂带相关的岩体较多,其中主要出露于走滑断裂带的中段东西大滩地区。这些岩体平面形

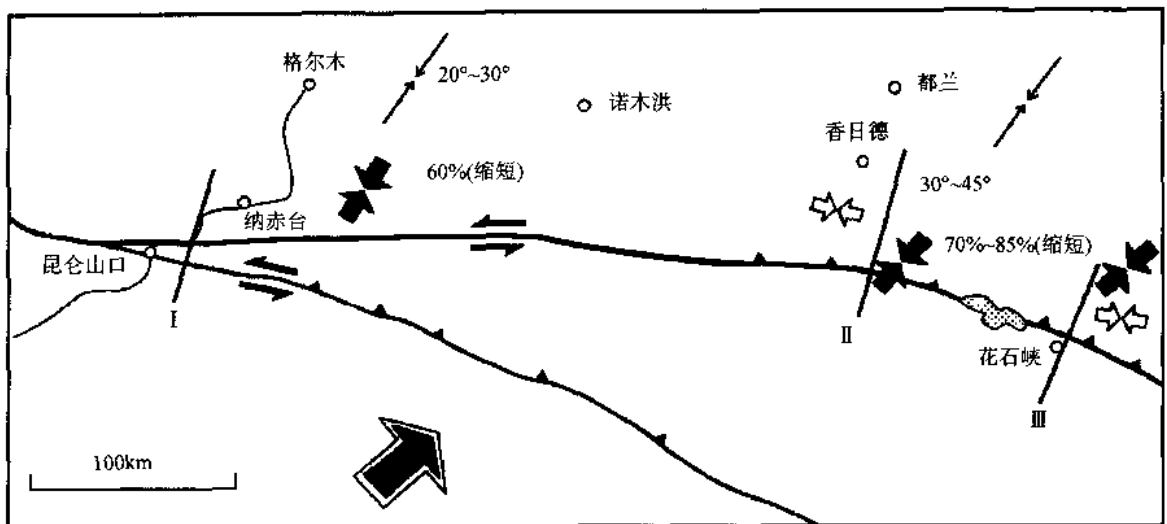


图 I -7-32 与东昆仑走滑断裂带相伴随的缩短作用

态呈纺锤状、椭圆状、浑圆状、长条状,以及水滴状等,总体长轴方向为 NWW295°和与断裂带走向平行的近 EW 方向。

岩体出露的总面积 350km² 左右,最大的 130km²,最小的 2km²。主要为磨石沟岩体、本头山岩体(或纳赤台岩体)、西大滩西岩体、东大滩岩体和煤矿沟岩体,其中东大滩岩体、西大滩岩体及煤矿沟岩体为平行断裂带的长条状岩体(图 I -7-33)。花岗岩体主要岩石类型为二长花岗岩、花岗闪长岩、白云母花岗岩及钾长花岗岩。

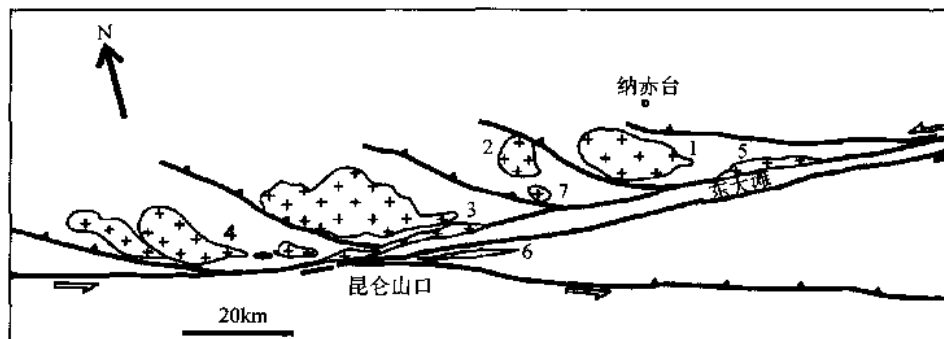


图 I -7-33 纳赤台、东西大滩地区花岗岩类分布略图

1—磨石沟岩体;2—本头山岩体;3—西大滩北岩体;4—西大滩西岩体;5—东大滩岩体;6—煤矿沟岩体;7—西大滩岩体

花岗岩的产出分为两类:一类为长条状花岗岩与断裂带平行,具明显拉伸特点,长宽比达 10:1 至 20:1;另一类为 NWW 向雁行排列,显示与主断裂伴随构造组合样式及与受主断裂相伴生的 NWW 向构造线(逆冲断裂及褶皱挤压构造)控制的空间特征。

靠近主断裂带一侧的花岗岩体均发生糜棱岩化作用,其中长条形花岗岩体受控于走滑构造带,为糜棱岩带,总体来讲,从北往南,花岗岩由未变形—变形—强变形过渡,岩石成分也由花岗岩—片麻状花岗岩—花岗质片麻岩—混合岩化片麻岩—糜棱岩化片麻岩—花岗质糜棱岩过渡变化,特别是南缘的岩体与围岩之间界线渐变。

无论长条状还是雁列状花岗岩,其组构与围岩组构都具宏观与微观“S—C”组构的自相似性。东大滩与西大滩长条形花岗岩不仅在产出上严格受控于断裂带均已糜棱岩化,并且具有与围岩极为类同的变形组构:垂直的渗透性糜棱面理、水平拉伸线理及左行旋转剪切应变;另外在岩体与围岩中均发育大量平行于的长英质脉,均糜棱岩化,具相同组构,研究表明它们是剪切应变产物,又在继续剪切过程中变

形,说明岩体与走滑剪切带共生;磨石沟岩体和本头山岩体的长轴方向与走滑剪切带方向呈小角度(30°)相交,呈雁列状花岗岩体本身不具糜棱岩化,花岗岩体中出现的围岩捕虏体均含剪切变形痕迹,部分糜棱岩化。

2. 同构造花岗岩的成因及就位

同构造花岗岩的岩石系列及地球化学特征

1) 利用岩石的化学成分在($K_2O + Na_2O$)- SiO_2 图解(Irvine, 1971)(图 I -7-34a)上投点表明,同构造花岗岩属于亚碱性系列,再利用 FAM 图(图 I -7-34b)表明,无富 Fe 趋势,具钙碱性系列的演化趋势,向富硅方向演化。

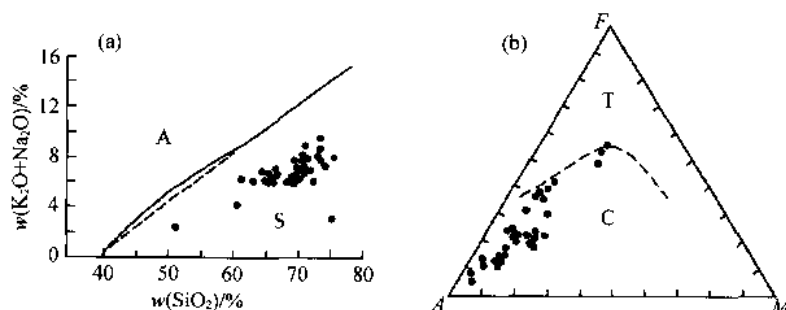


图 I -7-34 花岗岩岩性判别图解

a— SiO_2 -($Na_2O + K_2O$)图解;b—AFM 图解(T. N. Irvine 等, 1971)

A—碱性系列;S—亚碱性系列;实线—Macdonald(1968);断线—Irvine 等(1971);T—拉斑玄武岩系列;C—钙碱性系列

2) 氧化物总体上的特点是高硅($SiO_2 = 71.1\%$)、高铝($Al_2O_3 = 14.78\%$)富碱($Na_2O + K_2O = 7.2\%$)、贫钙镁铁。

这个地区主要氧化物 Fe_2O_3 (全铁)、 Al_2O_3 、 MgO - CaO 、 $K_2O + Na_2O$ 对 SiO_2 的一无线性回归分析表明,都达到 90% 以上的相关关系,其中 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 与 SiO_2 呈负相关关系(图 I -7-35); $K_2O + Na_2O$ 与 SiO_2 呈正相关关系。反映出花岗岩岩浆在硅质相应增加的过程中,铁、铝、镁和钙质逐渐减少,而钠、钾质相对增高。说明在东昆仑走滑断裂发育演化过程中,随应变增强,局部熔融程度增加,并伴有物质和元素的迁移。

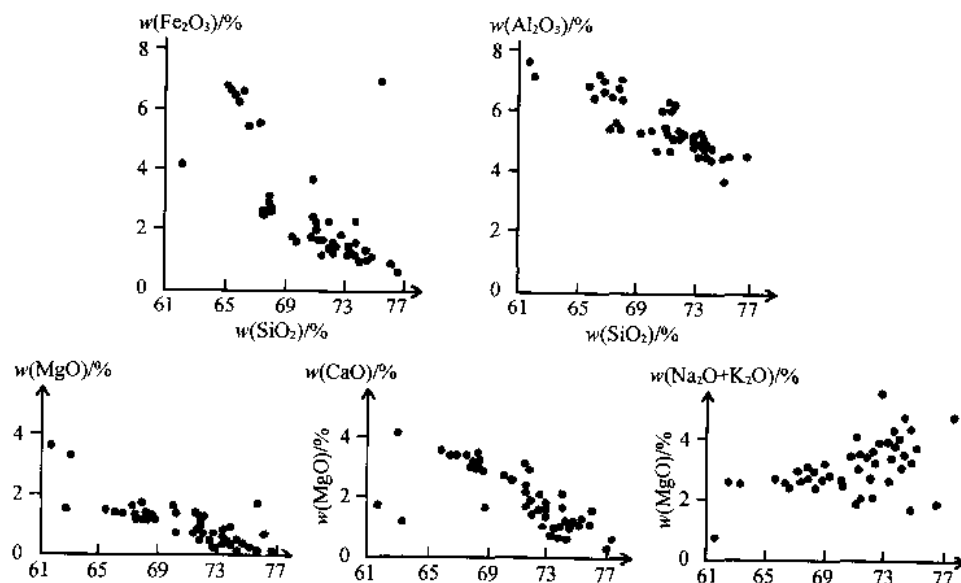


图 I -7-35 东昆仑同构造花岗岩氧化物 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 和 $K_2O + Na_2O$ 对 SiO_2 的相关图解

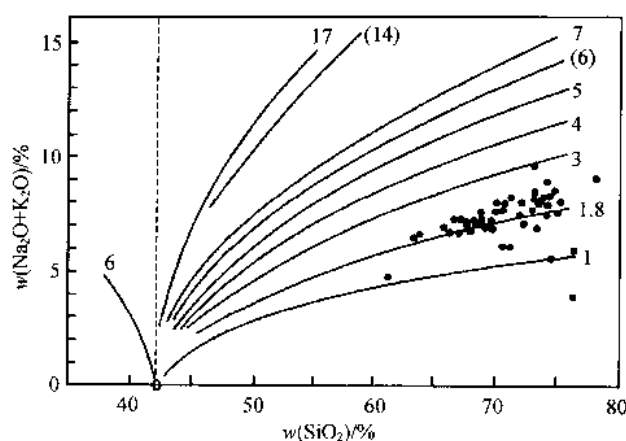


图 I-7-36 纳赤台、东西大滩地区花岗岩类的硅—碱关系及组合指数图解

3) 主要岩石化学指数特征:随 SiO_2 含量的增高, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 的含量也随之增高, 其比值(组合指数 σ)平均为 1.85, 小于 4, 为钙碱性岩系(图 I-7-36); 碱度率(AR)从 1.42~4.12 之间变化, 平均为 2.4; 含铝数(ANKC)值为 0.94~1.86, 平均为 1.11 为铝过饱和系列; 分异指数(DI)是反映岩浆分异程度和岩石基性程度的重要岩石化学参数, 本区花岗岩类岩石的 DI 值为 67.16~92.03, 平均为 81, 与标准花岗岩的分异指数 80 基本一致。结数(SI)值为 0.91~18.11, 变化较大, 平均为 8.2; 长英指数(FL)和镁铁指数(MF)的平均值分别为 76.5 和 78。分异指数、镁铁指数高和固结指数低, 反映了分异岩浆的特点。

4) 稀土元素地球化学特征: 本区花岗岩类岩石的稀土元素含量值, 经球粒陨石标准化后的稀土元素分布模式见图 I-7-37a, 图中显示出轻重稀土强烈分馏, 轻稀土富集, 重稀土明显亏损(La/Yb 为 4~84), 并且还表现出弱的负铕异常, 不难看出本区花岗岩类的岩浆源区含有富重稀土元素的矿物质相, 诸如石榴子石等。基本显示出 S 型花岗岩(源岩为变沉积岩)的稀土分配特征。

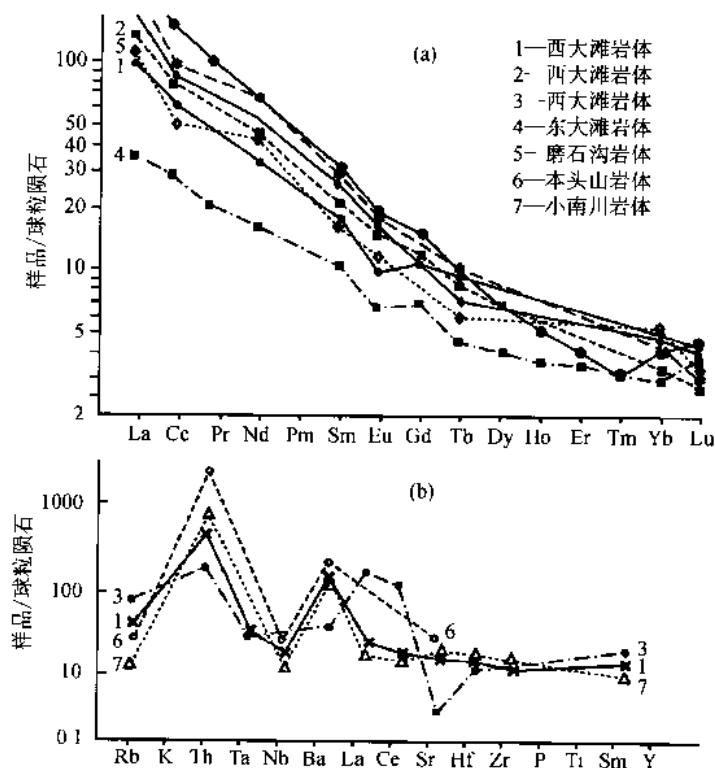


图 I-7-37 东西大滩地区花岗岩类的稀土分配模式(a)和微量元素蛛网图(b)

5) 微量元素及稳定同位素特征: 本区花岗岩类岩石微量元素资料经球粒陨石标准化后的微量元素比值蛛网图见图 I-7-37b, 图中可看出具有 Nb 亏损, Th 富集的特征, 与标准 S 型花岗岩的微量元素分配特征相似。本区花岗岩类的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 8‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值大于 0.708, 表明出壳熔的 S 型花岗岩特征。

3. 同构造花岗岩形成的构造环境

P.D. Maniar (1989) 将花岗岩类岩石在大的方面划分为造山的和非造山的。造山的花岗岩类又可细分为岛弧花岗岩类 (IAG)、大陆弧花岗岩类 (CAG)、大陆碰撞花岗岩类 (CCG) 和造山后花岗岩类 (POG)。非造山的花岗岩类可细分为与裂谷有关的花岗岩类 (RRG)、大陆的造陆抬升花岗岩类 (CEVG) 和大陆斜长花岗岩 (OPG)。

将本区花岗岩类岩石的化学数据投在判别图解上。在 K_2O-SiO_2 图解 (图 I-7-38a) 中, 可以识别出本区花岗岩不是大洋斜长花岗岩, 再利用 $Al_2O_3-SiO_2$ (图 I-7-38b)、 $FeO_T/(FeO_T + MgO)-SiO_2$ 图解 (图 I-7-38c) 判别出不是造山后花岗岩和与裂谷有关的花岗岩类以及大陆的造陆抬升花岗岩类, FeO_T-MgO 图解 (图 I-7-38d) 和 $(FeO_T + MgO)-CaO$ 图解 (图 I-7-38e) 是为岛弧花岗岩类岩石或大陆弧花岗岩类岩石或大陆碰撞花岗岩类岩石 (包括大陆内部韧性剪切带伴随的花岗岩类岩石)。最后, 结合 Shand 指数图解 (图 I-7-38f) 判别为大陆弧花岗岩类岩石或大陆碰撞花岗岩类岩石 (更主要的为后者), 结合区域构造以及矿物学特征、化学特征, 本区花岗岩类岩石应属大陆碰撞花岗岩类 (CCG) 岩石。与东昆仑地体与巴颜喀拉-松甘地体碰撞造山过程中块体旋转有关。

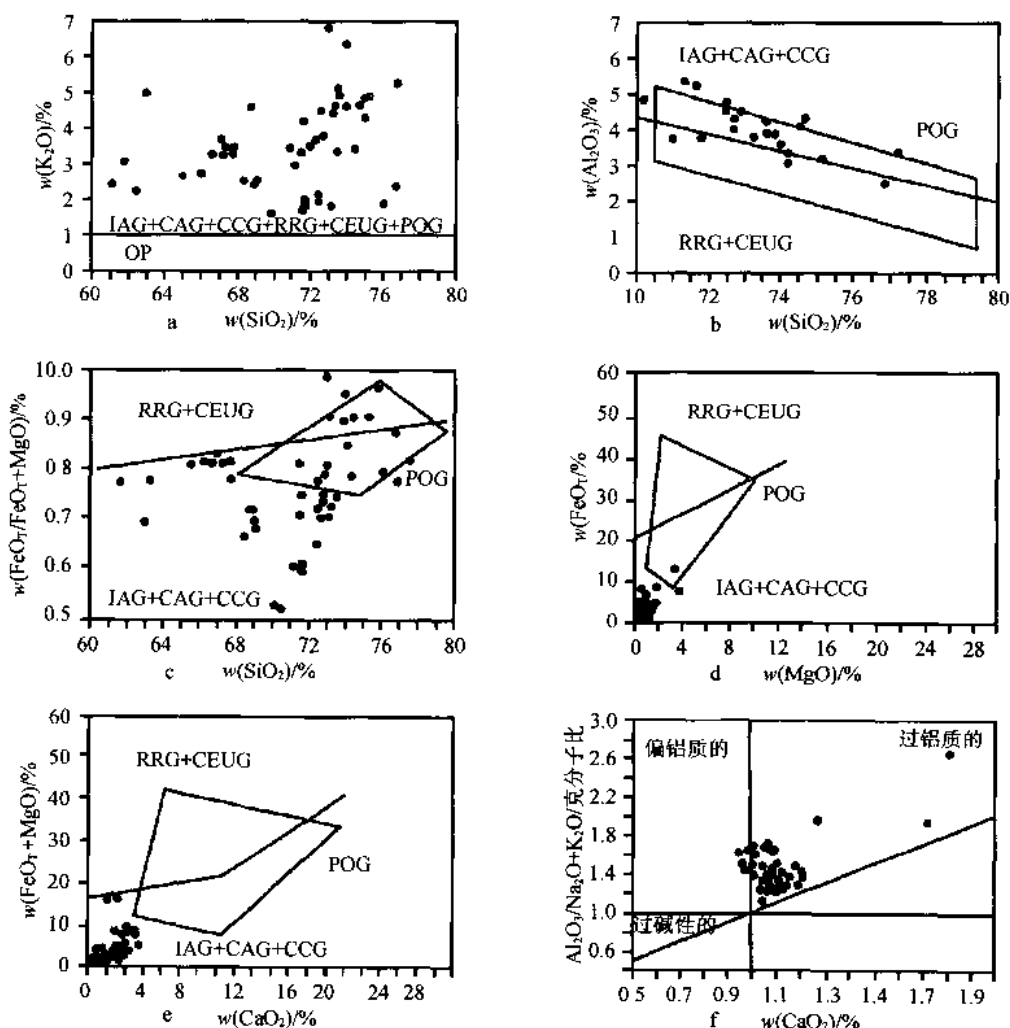


图 I-7-38 东昆仑东西大滩地区花岗岩类岩石的构造环境判别图解

4. 同构造花岗岩浆的成因及侵位

挤压转换与壳熔作用。目前对不同地壳层次的大型走滑剪切带研究指出: 它们很少表现为单一的简单剪切, 其中许多区段 (或长或短) 常显示会聚剪切性质或者说压扭性质 (简单剪切 + 横向缩短)、局部

还可出现扭张特征(简单剪切+横向伸展分量)。当发生走滑剪切活动时,剪切带两壁相向挤压,带内物质受压,导致水平缩短和垂直向伸长,其结果引起该处地壳增厚,在会聚剪切带的上部脆性地壳增厚,表现为上升的楔状断块,其以斜倾冲断层为界,向下连接陡倾的走滑断层。

D'Lemos 等(1992), Hutton(1988)及 Hutton 和 Reavy(1992)对不同地区的花岗岩的研究表明:转换挤压作用(transpression)(或会聚走滑剪切作用)导致地壳的增厚并且使沉积盆地发生倒转,进而导致高温变质作用和深熔作用。在转换挤压带(会聚剪切带)中,花岗岩普遍和地壳规模的走滑剪切带在空间上存在密切关系,这种特征意味着走滑剪切作用可能根本上控制了岩浆的上升和侵位。转换挤压作用(会聚走滑剪切作用)作为一种重要的构造变形机制,使剪切带沿剪切面水平收缩及垂向伸展,在地壳加厚及沉积盆地加厚作用中起着重要作用,有助于壳源熔体的分异,并且最后促使熔体沿派生的走滑断裂的张性段中上升并侵位,形成花岗岩体。这种花岗岩体的形态和走滑断裂作用紧密相关,例如岩体长轴和走滑方向平行,或者呈小角度的与运动学特征相协调的散开。

壳熔作用是在碰撞和加厚之后的地温变动与流体引起的水溶蚀作用的共同影响下发生的(Reavy, 1989; Hutton, 1992)。地壳内部发生的深熔作用是由于存在会聚走滑剪切带而造成的,不需要直接涉及作为热源的地幔组分,进一步说就是剪切带使熔融体上升到较高的层位上(Hutton, 1992; Lemos 等, 1992; Brow, 1994, 1996)。

5. 同构造花岗岩浆的侵位机制和侵位模式讨论

岩体侵位简单地可分为被动和主动两种形式。Hutton(1988)在解释了侵位空间的形成与侵位方式之间的关系时,提出当岩浆浮升速率大于构造裂隙开裂速率时,发生主动侵位,当构造裂隙开裂速率大于岩浆浮升速率情况下则发生被动侵位。Paterson(1993)在研究了大量天然岩体侵位过程后,从围岩物质迁移的角度提出了新的解释。他认为在不增加地壳体积的前提下,只有两种途径可以制造空间:①莫霍面降低;②地壳表面位移。因此他提出,所有“制造空间”的机制都可看作是不增加地壳体积的物质迁移作用(material transfer processes 简称 MTPs)。

断裂的开裂速率和岩浆位移速率的相对大小,直接影响到岩体的侵位方式和侵位所掩要的时间。岩浆从源区到高层次运移包括几个过程,每一个过程都受到速率的限制。在岩浆弧内各种作用速率就很不相同。在地壳浅部,岩浆的上升和结晶速率一般均小于断裂作用,故岩浆常以被动充填方式侵位。而在地壳深处各种作用速率接近,岩体常以主动侵位为主,并能较好地保存同构造期侵位的各种证据。

花岗岩就位机制就是要解决花岗岩类形成的空间问题即花岗岩岩浆从源地上升、运移到地壳上部现在位置 and 空间的全过程。

东昆仑断裂带在其韧性剪切变形过程中产生的空间是大规模渗透性构造面理所形成的构造薄弱带,以及断裂带两侧伴随走滑作用生成构造空间;后期脆性变形产生的拉分盆地也为深部岩浆侵入提供了空间。

岩体侵位机制包括岩体上升、定位、占据空间的全部岩浆动力学过程,它主要受岩浆本身的动力学性质、围岩性质及区域构造应力状态等多种因素所控制。本区花岗岩体的侵位主要受东昆仑南缘左行走滑剪切带的控制,它不仅对深熔作用产生的岩浆,而且对其迁移机制有着重要的制约作用。

熔体的迁移是十分复杂的过程,普遍认为在压实作用及浮力分异作用共同驱动下,熔体沿张性或剪切裂隙或其他张开的通道发生迁移,最后定位于具有低压力梯度或低应力梯度的区域中。

Stevenson(1989)的研究表明熔体在差异应力作用下可能通过孔隙流而在米的尺度下发生迁移,沿着弱压力梯度而形成平行最大重压应力的脉。这种脉并不受原岩的原始层理控制,并且可以在原来各向同性的源岩中形成。对于合适的矿物相组合,由于剪切作用可能导致含水矿物相的分解并发生部分熔融反应,而应力分布的初始变化净决定脉产出的位置,由于初始熔融作用发生在压力减小的地方,结果是具有较大熔体分数的区域成为熔体的聚集区而形成脉体。

(1) 花岗岩浆的形成条件

同构造花岗岩石化学成分投点于(Ab-Or-Q)-H₂O 图解上,点主要集中于成岩温度 760~800℃ 范围和压力 0.1~0.2GPa 范围,显示了这些岩体经历了液态岩浆阶段,在未变形的花岗岩中能见到石英与

长石的近等粒镶嵌结构,表明了石英与长石为同时结晶的,应位于同结线附近,所以可推测岩体定位结晶时的压力为近 0.1~0.2GPa,如我们粗略地将这一压力代表整个岩体定位时的压力的话,而且假设 $P_{\text{总}} = P_{(\text{H}_2\text{O})}$,那么岩体的定位深度在 3.3~6.6km,一般认为糜棱岩是在 10~15km 以下形成,但在有流体参与下,走滑剪切过程中,可在更浅的部位(3.3~6.6km)形成糜棱岩。这种推算可能有一定误差,但具有某种程度的定性和半定量意义。

(2) 花岗岩浆的运移上升

实验变形(Fisher Patterson, 1989; Ree, 1994)的扩展现象及剪切带中广泛分布的扩展破裂系统都表明剪切变形过程中可以提供足够的花岗岩浆的侵位空间。Dipple 及 Ferry(1992)根据流体-岩石化率及流体持续时间的估计,认为韧性剪切带的渗透率比围岩的要高得多。在剪切带中,岩石的孔隙度随剪切应变的变化而变化,在剪切带中心,孔隙网络平行主伸长方向分布。根据孔隙度所估计的剪切带的渗透率大于周围围岩,可能导致流体在剪切带中径流体。

分析本区花岗岩沿东昆仑走滑剪切带同构造侵位,设想这些花岗岩从中地壳某一部以岩墙的形式通过走滑剪切带到达地壳浅部,岩浆在交织网状剪切系统中以交错扩展和挤压作用运移和上升,岩浆自下面深熔区进入走滑剪切带内韧性伸展区,伸展区中的大量岩浆在继后的挤压作用下又使之排入剪切带另一部位(图 I-7-39),向上运移,主要借助岩浆本身的浮力。随岩浆运移,围岩发生热软化,这样很可能导致韧性变形增强,使得岩浆以岩墙形式在挤压区易于扩展。如磨石沟岩体、本头山岩体及西大滩西岩体就处于挤压区,东大滩岩体、西大滩岩体位于伸展的谷地,大量的岩浆首先侵位于伸展区内,继而在走滑剪切作用下,从伸展区内运移扩展到挤压区。

(3) 花岗岩浆的侵位

岩体侵位的方式,主要包括主动侵位,被动侵位和诱发侵位 3 种。

主动侵位包括穹窿、底辟和气球膨胀 3 种方式。被动侵位包括岩墙扩展、火口沉陷和顶蚀作用 3 种方式。某一岩体的侵位往往是多种方式的结果,只不过在侵位过程中是以某一种方式为主。

从本区岩体的分布形态上看,有 EW 向的长条形,以及 NWW 向的水滴形、似椭圆形等,可初步认为岩体的侵位至少有岩墙(岩脉)扩展作用方式和气球膨胀作用方式等。

岩墙(岩脉)扩展是指岩浆沿深部断裂向上运移,岩浆在上升的同时还对断裂产生扩展挤压作用而逐渐拓宽裂隙。理论和实际调查证明,岩墙扩展是岩浆上升侵位的重要方式之一。Shaw(1980)将有效应力概念与断裂理论相结合,得出了裂隙可以在岩石圈深部发育的结论,由此奠定了现代岩墙扩展的理论基础。而 Castro(1985, 1986)对西班牙众多岩体研究, Hutton(1982, 1992)对多内加尔花岗岩的研究,都将陆内大型剪切带或深断裂作为岩浆上升的通道。这种岩墙(岩脉)扩展作用是本区岩体侵位的主要方式,但和传统的有所不同。它还伴有侧向的气体膨胀作用和顶蚀作用的影响。

(4) 花岗岩浆的侵位模式

在对东昆仑南缘左行走滑断裂带的构造变形方面的研究,以及所伴随的花岗岩的全面综合研究的前提下,本文提出了东昆仑左行走滑断裂带伴随的花岗岩浆的上升侵位综合模式(图 I-7-40)。

约在 220~240Ma 时期,巴颜喀拉-松潘甘孜地块与东昆仑地块发生斜向碰撞,导致大规模的左行走滑剪切带的产生,剪切带内的地壳因会聚走滑剪切(挤压-走滑剪切)而增厚,并产生流体,引起深熔作用(约 180~200Ma),在这些时期地壳内部形成相互连通的走滑剪切带-断裂系统,其为花岗岩运移和上长提供了条件和机制。

深熔区中心产生的岩浆呈岩墙(岩脉)和底辟式穿过韧性混合岩外壳运移,进入中地壳层次剪切带

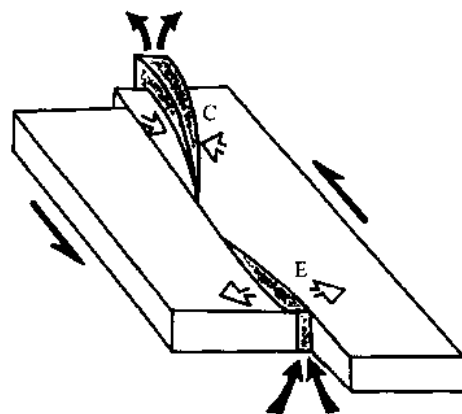


图 I-7-39 岩浆在走滑剪切带中的运移机制
(据 Lemos 等, 1992 修改)
岩浆在走滑剪切过程中从伸展区(E)挤入运移到挤压区(C)

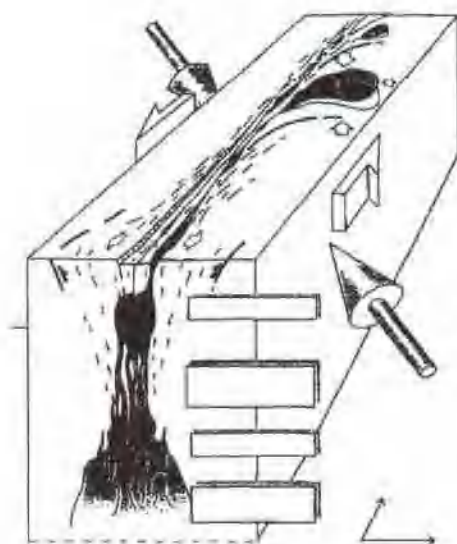


图 1-7-40 东昆仑左行走滑断裂带
花岗岩浆的侵位模式

的韧性伸展型岩区。随左行走滑剪切作用的进行,位移继续,致使伸展区内的花岗岩浆被迫移出韧性剪切带,因岩浆本身浮力,一般通过剪切带向上运移。中地壳层次的韧性剪切运动,在上部地壳层次表现为大型脆性断层系,其紧接位于岩浆上升带之上,一旦大型断层系形成,伸展岩区则被来自下面的花岗岩浆所充填。在岩浆被动侵位时,及其之后,走滑剪切作用的继续,花岗岩浆被迫侧向扩展,进入挤压区,因花岗岩的侧向扩展,接触界面遭受顶蚀作用和气球膨胀效应的改造以致不能保存岩浆上升-侵位机制的所有原始记录,有的保存部分记录。

在后期强烈的剪切过程中,局部熔融作用,可产生后期大量的花岗质脉(混合质脉)贯穿于岩体或围岩之中,所指出的是由于这些岩体、岩脉是在左行走滑的持续过程中发育的,所以很大程度上都有糜棱岩化的作用。

大规模的会聚走滑剪切作用直接控制着花岗岩浆的产生、上升和侵位。

四、东昆仑“转换挤压型”走滑断裂带形成机制及时代

1. 变形机制

造山带中的走滑构造,横向上一般都存在有挤压应变。沿 X 轴的剪切方向上,有伸长作用,而在平行于 Y 轴的方向上,存在挤压应力,并产生缩短作用,相应的在 Z 轴方向上存在伸长作用,使得垂向上加厚。这是斜向挤压应力作用下形成的走滑构造模式。也就是说这种走滑构造具有一定的会聚作用,相反的也存在有离散作用,前者称为会聚走滑,后者称为离散走滑(Karntz, 1995),其中会聚率($R = \frac{\text{会聚}}{\text{走滑}}$)是主要的辨别因素。

当 $R = 0$ 时,平行于 Y 轴的方向上不存在缩短作用时,为简单剪切机制下的走滑。

当 $R > 0$ 时,也就是存在平行 Y 轴方向的缩短作用时,为会聚走滑。

其中 $0 < R < 1$, 为会聚走滑,此时以走滑为主,垂直走滑构造带方向上有缩短作用。

$R > 1$, 以垂直走滑构造带方向的缩短为主,为斜缩短。

当 $R < 0$ 时,也就是有负的会聚,即平行于 Y 轴方向上存在伸长作用,此时为离散走滑。

其中 $-1 < R < 0$, 为离散走滑,以走滑为主, $R < -1$, 为斜延长,以伸长为主(平行 Y 轴方向)。

相应的应力方向(应力与垂直构造带方向的夹角 ξ , $\xi = \phi$)与走滑带呈不同角度其变形机制就不同。

$45^\circ < \xi < 90^\circ$; 离散剪切(离散走滑);

$\xi = 45^\circ$ 简单剪切。

(1) 东昆仑走滑断裂带西段

由走滑断裂带两侧地层褶皱轴统计得出水平应变椭圆轴(长轴)方向与 X 轴方向(断裂带剪切方向)平均夹角 $\phi = 20^\circ$ 剪切角 $\phi = 30^\circ$ 。

$$R = \frac{\text{会聚}}{\text{走滑}} = \frac{\left(\frac{2\gamma}{\tan 2\phi} - \gamma^2 + 1 \right)^{1/2} - 1}{\gamma}$$

$$\gamma = \tan \phi = 0.58$$

$$R = \frac{\left(\frac{1.16}{0.84} - 0.3364 + 1 \right)^{1/2} - 1}{0.58} = 0.74$$

故这段变形机制为会聚走滑

其中最小平伸长 $S_{Hmax}=0.58$;最大水平伸长 $S_{Hmin}=1.16$

横向的水平伸长 $S_T=(a^2+r^2)^{1/2}=0.65$;垂直伸长 $S_v=a-R\gamma+1=1.43$

(2) 东昆仑走滑断裂带东段

从图 I-7-40 等图中,可得出 $\phi=15^\circ\pm$,在剪切角不变情况下($\phi=30^\circ$)

$$R = \frac{\text{会聚}}{\text{走滑}} = \frac{\left\{ \frac{2\gamma}{\tan 2\phi} - \gamma^2 + 1 \right\}^{1/2} - 1}{\gamma} = \frac{\left\{ \frac{1.16}{0.578} - 0.3364 + 1 \right\}^{1/2} - 1}{0.58} = 1.09$$

故这段变形机制为斜缩短。

其中: $S_{Hmin}=0.51$; $S_{Hmax}=1.10$

$S_T=0.588$ (横向水平伸长); $S_v=1.63$ (垂直伸长)。

从上述分析来看,东昆仑走滑断鲜明带的变形机制总体为会聚走滑($R>0$),在不同地段,变形机制有所变化,东西大滩地区(和以西地区)为走滑占主体、横向缩短次之的会聚走滑变形机制。东部花石峡地区(和以东地区)为横向会聚占主体(横向缩短)的斜缩短变形机制,这种结果与实际剖面资料较吻合。这条走滑断裂带是在挤压应力方向为 NE—SW 向至 NNE—SSW 方向的环境下形成的(应力方向与断裂带方向应大于 45°)的环境下。

2. 形成时代的讨论

东西大滩韧性走滑运动明显地影响了邻近的古生代和中生代地层,最新为早三叠世巴颜喀拉群,其走向在接近该断裂带时逐渐趋于一致,这不仅指示了走滑性质,而且说明走滑发生在早三叠世之后。同时在巴颜喀拉群地层中有印支期的花岗岩侵入。

在东西大滩北侧,分布与剪切带方向平行的花岗岩体,为同构造花岗岩:①花岗岩沿着剪切带呈长条形分布,并且主要沿剪切带北侧分布,南侧少量;②花岗岩具明显的强烈韧性剪切应变特征,发育东西向透入性叶理,花岗岩愈靠近剪切带变形愈强,远离剪切带逐渐变弱;③花岗岩、片麻岩、糜棱岩及围岩都具有共同的左行走滑剪切的微构造特征;④花岗岩中具有受剪切变形的围岩捕虏体;⑤花岗岩的岩石化学分析、其化学成分显示出高 Si、Al、K 及贫 Ca、Na、Mg 特征,属铝过饱和系列(前述)。

这种同构造花岗岩的形成时代基本可以代表剪切带走滑年代。大量的同位素年龄测定资料表明,变质、变形发生在距今 240~200Ma 至 20Ma 之间(表 I-7-8)。

表 I-7-8 东昆仑东西大滩地区花岗岩同位素年代学资料

位 置	岩 性	测试方法	年代/Ma	备 注
西大滩	花岗岩	全岩 Rb-Sr	236.8	姜春发,1992
西大滩	花岗片麻岩	全岩 Rb-Sr	194±17	许荣华,1985
纳赤台	花岗岩	全岩 Rb-Sr	198±56	许荣华,1985
纳赤台	花岗岩	黑云母 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	148	陈文,1995
野牛沟	花岗岩	黑云母 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	150	陈文,1995
西大滩	花岗片麻岩	黑云母 K-Ar	170~118	柴耀楚,冯秉贵,1989
西大滩	花岗片麻岩	黑云母 K-Ar	120	许荣华,1985
西大滩	花岗片麻岩	黑云母 K-Ar	118	青海,1:20 万地质报告
西大滩	花岗质糜棱岩	黑云母 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	112±	陈文,1995
西大滩	花岗片麻岩	Rb-Sr	110	Scharer, U., 1995
西大滩	花岗片麻岩	黑云母激光探针 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	103.9~107.6	陈文,1995
小南川	花岗岩		140	姜春发,1992
小南川	花岗岩	黑云母 K-Ar	105	陈文,1995
小南川	大理岩	金云母	60	陈文,1995
西大滩	花岗片麻岩	黑云母 K-Ar	55.9~(67.5±6.65)	崔军文等,1992
西大滩	糜棱岩化片麻岩	钾长石 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	20	Arnaud, N., 1995

从表 1-7-8 中可看出,剪切走滑运动于中、晚三叠世(240~220Ma)开始,晚侏罗世(150~140Ma)以及早白垩世时(120~100Ma)又有强烈的剪切活动,新第三纪(20Ma)时仍有韧性剪切作用的影响,之后或更后地壳急剧抬升剥蚀,韧性剪切作用的产物出露于地表。其后所能见到的是以脆性或脆韧性剪切活动方式为主,直至现代(有记载的 6 级以上地震至少发生过 8 次)。

东昆仑走滑断裂带是一条印支期开始,经历了燕山期,喜马拉雅期的强烈活动至现在的陆内大型左行走滑剪切带。

第五节 阿尔金韧性走滑剪切带(印支期以来)

阿尔金断裂带位于青藏高原的北缘(图 1-7-41),是中亚最大的走滑断裂带,它以巨大左行走滑位移和非常醒目的线性特征而引起中外地质学家的注目。阿尔金断裂带主体延伸 NEE 向($N60^{\circ}\sim 70^{\circ}$),全长 1800km,自西藏北部的郭扎错,拉竹龙,经新疆硝尔库勒、阿羌、吐拉、索尔库里、老阿克赛县城至甘肃玉门的宽滩山。阿尔金断裂带东南侧为 NW 向延伸的祁连山、祁漫塔格—东昆仑—巴颜喀拉山及柴达木盆地,西北侧为塔里木盆地及西昆仑山,由于受阿尔金断裂带左行走滑影响,上述构造带在靠近断裂带部分的构造线明显地改变成 EW 走向和 NEE 走向,为阿尔金断裂带错动牵引的结果。阿尔金断裂带夹持的狭窄的阿尔金山,构成了青藏高原西北缘的屏障。阿尔金山的主要组成为近 EW 走向的加里东结晶变质基底,包括经加里东期活化的元古代中深变质岩、早古生代蛇绿岩带、古火山岩带、高压-超高压变质带,同碰撞的加里东期花岗岩以及一系列逆冲型和走滑型韧性剪切带,这些构造带也明显受阿尔金断裂带的制约。不少学者将阿尔金断裂带纳入青藏高原隆升及演化的统一地球动力学体系,并认为阿尔金断裂带的研究是解决青藏高原隆升和动力学问题的关键(Tapponnier et al., 1981; 许志琴等, 1999)。

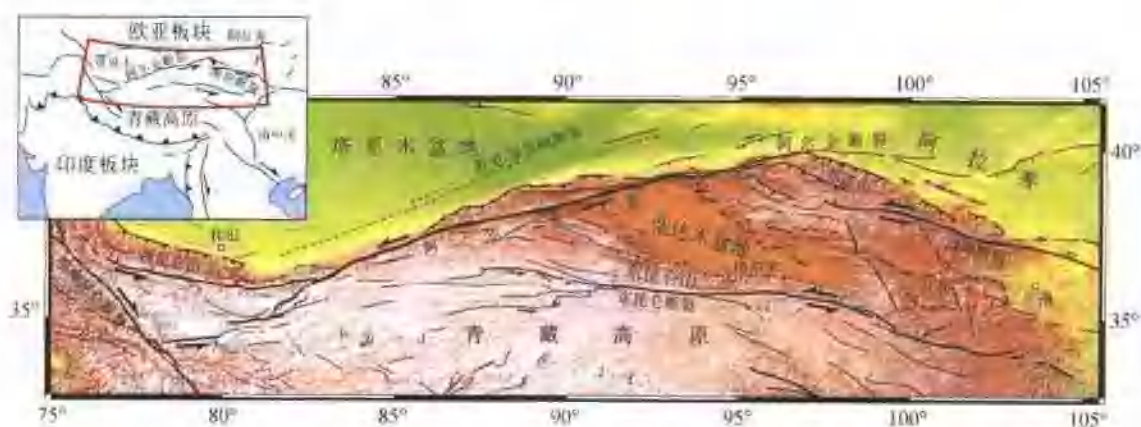


图 1-7-41 阿尔金断裂带位置图

近十几年来,对阿尔金断裂带的研究,随着青藏高原成为地球科学研究的热点,而不断地深入和加强。不少学者对阿尔金断裂带组成、展布规律以及阿尔金断裂带的几何学、运动学特征和地球动力学进行了研究,并包括其形成时代的研究(李四光,1973;张文佑,1974; P. Molnar P. Tappanier, 1975, 1982, 1991; 李春昱,1980; 赵子允,1980; 冯先岳,1982; 潘桂棠等,1982; 侯珍清等,1982; P. Molnar 和 Deng Qidong, 1984; 张治洪,1985, 1985, 1988; 黄汉纯等,1987; 柏美祥等,1987; 胡军,1987; 郑剑东,1991, 1992, 1994; 丁国瑜,1994; 蔡学东等,1992; 葛肖虹,1992, 1996, 1998; 许志琴等,1996, 1999, 2000; 崔军文等,1996, 1999; Yin An 等,1997, 1999; 郭召杰等,1998; Yue Yongjun 等 1999; 张建新等,1999; 周勇等,1998; 李海兵等,2000; 等等)。但是,迄今为止仍有许多重大的科学问题没有解决。

但是,迄今为止仍有许多重大的科学疑难问题没有解决,其中,在对阿尔金断裂带的形成时代的问题上存在较大分歧,以及阿尔金断裂带的深部韧性变形行为如何还不清楚。

在前人研究基础上,我们提出阿尔金断裂带存在的如下关键问题作为研究的重点:①断裂带内是否存在韧性变形的构造岩石?阿尔金断裂的形成时代问题;②祁连山、祁漫塔格—东昆仑—巴颜喀拉山被阿尔金断裂突然截切,它们西延何处;③阿尔金断裂的最大走滑量;④阿尔金断裂对青藏高原隆升的贡献。

一、阿尔金韧性左行挤压转换剪切带

在阿尔金断裂带的形成时代问题上存在较大的分歧,以 Tapponier(1986)为代表认为阿尔金断裂是新生代以来的大型左行走滑断裂,是青藏高原隆起并向北推挤的一条重要的应力释放线,在中国乃至全球新生代大陆动力学研究中具有十分重要的地位。然而,也有不少研究者认为阿尔金断裂在前新生代已开始活动,其中有:①认为阿尔金断裂带在早古生代开始形成,与祁连造山带的形成有密切关系(张治洮等,1985,);②认为这条断裂带形成于华力西期(郑剑东,1991;崔军文等,1999);③根据断裂对华力西-印支期花岗岩和侏罗系展布的控制,认为阿尔金断裂带从华力西-印支期就开始活动(黄汉纯等,1987);④阿尔金断裂带形成于侏罗纪(Arnaud 和 Delville et al., 1999);⑤认为阿尔金断裂带在晚白垩世(刘永江等,2000)发生强烈的走滑活动等等。为什么对断裂带的形成时代众说不一呢?其原因是缺乏阿尔金断裂带形成时代的有力物质证据及其确切定年数据,一个重要的问题是:在断裂带中是否存在代表早期走滑变形过程中形成的深部糜棱岩或糜棱岩化岩石,它们形成的年龄应该代表阿尔金断裂最早的形成时代。

近年来,在阿尔金断裂带中段的野外工作中,我们发现了索尔库里地区存在的 80km 延长的糜棱岩-糜棱岩化带,还发现与其相关的强烈的同构造地壳重熔作用,通过与同构造深熔作用有关的新生矿物的 SHRIMP/U-Pb 和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究,重新认知阿尔金断裂的形成时代。

(一) 阿尔金糜棱岩带的发现

在阿尔金走滑断裂带中段索尔库里地区发现一套具强烈剪切变形的混合岩化的岩石,由花岗质和角闪质糜棱岩及糜棱岩化岩石组成。这套岩石沿阿尔金主断裂方向呈带状分布在中元古界塔什达坂群之中(1:20 万索尔库里地质报告),宽约 100~500m(图 I-7-42)。糜棱岩总体面理走向近 NE70°,陡倾(近直立),角闪石定向排列构成近水平的拉伸线理(图 I-7-43,图 I-7-44),发育剪切褶皱,在 XZ 面上的不对称碎斑体系、多米诺骨牌构造及 S—C 构造(图 I-7-44)均显示左行剪切应变。矿物的主要组合为 $\text{Am} + \text{Pl} \pm \text{Q} \pm \text{Bi}$; $\text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Bi}$,具角闪岩相的变质作用特征。在糜棱岩的 YZ 面中发育花岗质(长英质)条带组成的紧密褶皱、褶皱布丁及后期叠加的共轭“裂隙”或“折劈理”,反映沿 Z 轴方向的挤压及沿 Y 轴方向的拉伸,表明走滑剪切的同时伴随有挤压分量。说明该剪切带是“韧性转换挤压”——“韧-脆性转换挤压”剪切带。

Harland(1971)在研究 Spitsbergen 加里东造山带时首先提出:转换挤压作用(Transpression)是两个板块之间的斜向会聚产生的,这种板块边界与会聚方向斜交引起的斜向会聚带就称之为“转换挤压带”(Transpression zone)。在带中,走滑变形(Transcurrent deformation)与收缩变形(Contraction deformation)可以同时发生(Tikoff, et al., 1994; Goodwin et al., 1996; Iones et al., 1997),也就是具有走滑变形分量的同时伴随有挤压变形分量的变形带就是转换挤压带或称转换挤压剪切带(Sanderson 和 Marchini, 1984; Krautz 1995; Iones, et al., 1997 Goodwin et al; 1996)。据 Sibson(1986)断裂模式和 Scholz(1992)断裂模式,糜棱岩应在 10~15km 深处形成,韧-脆性变形在 8~10km 深处,以上至地表为脆性变形范围。在有流体的参与下,韧性变形的深度可产生在小于 10km 深处。阿尔金韧性剪切带研究表明,早期形成的深部韧性变形物质——角闪质、花岗质糜棱岩,经历了—定的地质时期才上升到地表。

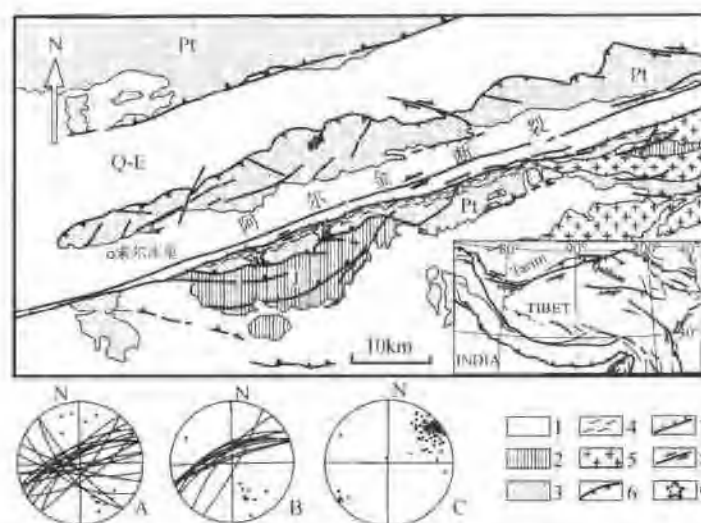


图 1-7-42 阿尔金断裂带中段索尔库里地区地质略图

1—新生代地层;2—侏罗纪地层;3—元古代变质岩;4—糜棱岩;5—花岗岩;6—逆冲断裂;7—正断裂;8—走滑断裂;9—构造要素测点

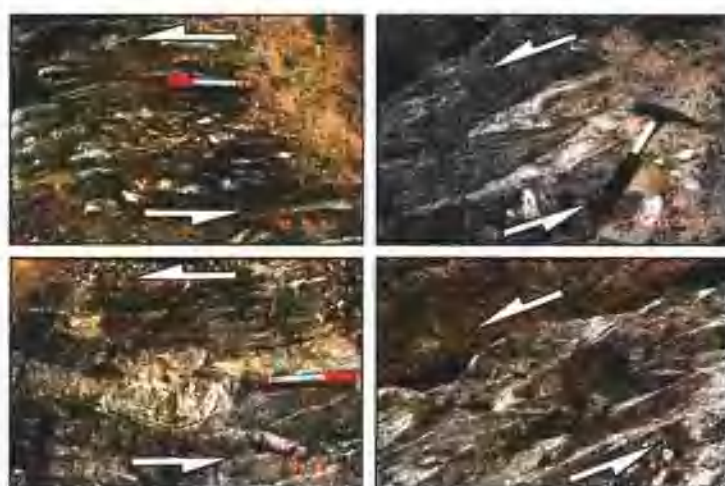


图 1-7-43 阿尔金断裂带糜棱岩中的旋转构造

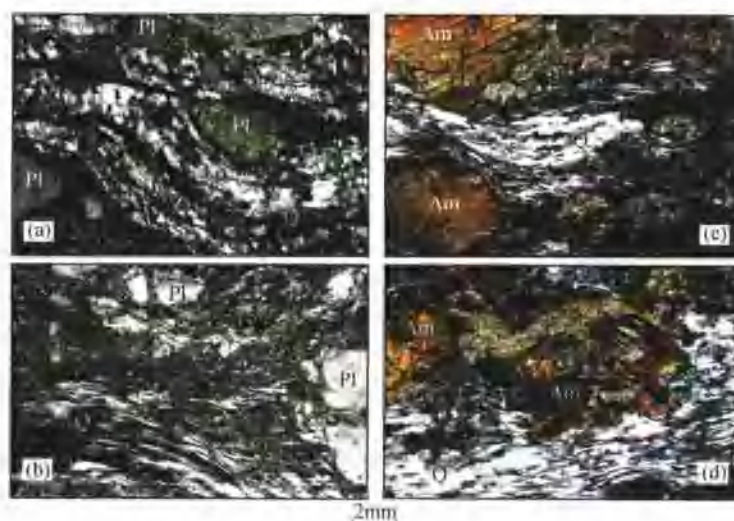


图 1-7-44 阿尔金断裂带糜棱岩中的显微变形特征

Pl—斜长石;Am—角闪石;Q—石英

(二) 阿尔金韧性剪切带的同构造深熔作用

转换挤压作用可使剪切带水平缩短及垂向伸长,引起地壳加厚和山体隆升,地温梯度增高,在流体参与的条件下,进而导致高温变质和深熔作用(Hutton, 1988; D'Lemos 等, 1992; Reavy, 1989; Brown 等, 1995; Druguet 等, 1998)。

阿尔金韧性剪切带中普遍见到混合岩化作用,角闪质和花岗质条带的叶理面与韧性剪切带方向一致。角闪质和花岗质条带的规模大小不一,强烈糜棱岩化,定向排列的角闪石构成近水平的拉伸线理,微构造显示左行剪切特征。很多宽约 20cm 的浅色花岗岩脉沿 NEE 向的劈理面贯入,但有一很显著的特点就是浅色花岗岩脉内部具有透入性的面理,很显然浅色花岗岩脉沿劈理贯入后,仍然发生着强烈的构造变形作用。花岗质条带、块体的产出是孤立的,无根的,且已糜棱岩化的花岗质条带内的面理与外部糜棱面理产状一致,有的条带发生褶皱,并有沿轴面劈理(糜棱面理)贯入的花岗质条带(图 1-7-45),反映出走滑剪切的递进变形过程中有花岗质条带的产生。

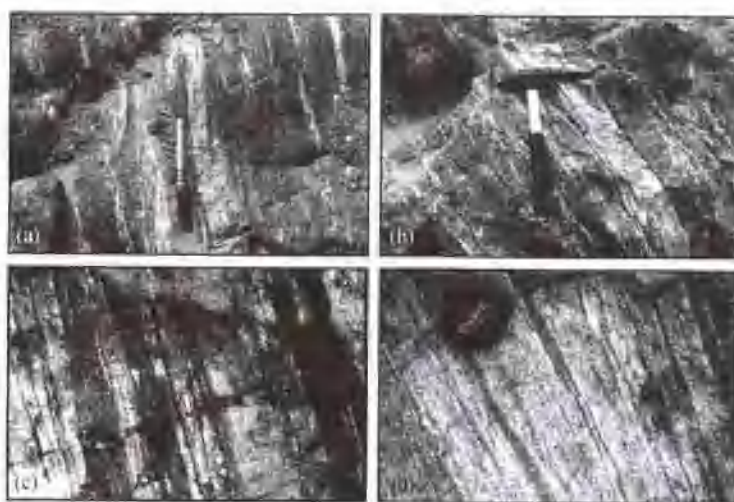


图 1-7-45 阿尔金韧性剪切带中的深熔作用特征(野外照片)

岩石中重结晶的角闪石集合体具有明显的星云状分布结构特征,并呈条带状展布(a,b),同时可明显分出基体部分和脉体部分,或者说构成角闪质、花岗质条带(c,d),且都已糜棱岩化,反映出深熔作用的特点。

显微镜下,可观察到深熔(岩浆)型的长柱状锆石呈定向排列(图 1-7-46),长轴方向与拉伸线理方向一致,表明走滑剪切过程中产生同构造地壳熔融作用(Brown et al., 1995a, b)。深熔作用是在碰撞和地壳加厚之后的地温变动与流体引起的水溶蚀作用的共同影响下发生的(Reavy, 1989; Hutton, 1992)。地壳内部发生的深熔作用是由于存在转换挤压带而造成的(Hutton, 1992; Lemos 等, 1992; Brown, 1994, 1996)。走滑剪切的构造温度是否到达熔浆的最低熔融温度,是确定走滑剪切过程中是否能发生同构造深熔作用的关键。

(三) 石英优选方位

在糜棱岩中,对不同变形特征的石英进行 C 轴组构的测定,发现这些石英 C 轴组构均显示左行剪切的运动指向,总体以中温-中低温($T < 550 \sim 400^{\circ}\text{C}$)的柱面 $(10\bar{1}0) \langle a \rangle$ 、菱面 $(10\bar{1}1) \langle a \rangle$ 和底面 $(0001) \langle a \rangle$ 组构为主(图 1-7-47(c), (d), (e), (f)),细粒的长英质条带中的石英颗粒和基质中糜棱质石英颗粒具有高温($T > 650^{\circ}\text{C}$) $(10\bar{1}0) \langle c \rangle$ 柱面组构特征(图 1-7-47(a), (b))。反映出走滑作用早期深熔作用开始时具有高温剪切作用特点,后期具中低温剪切作用特点。

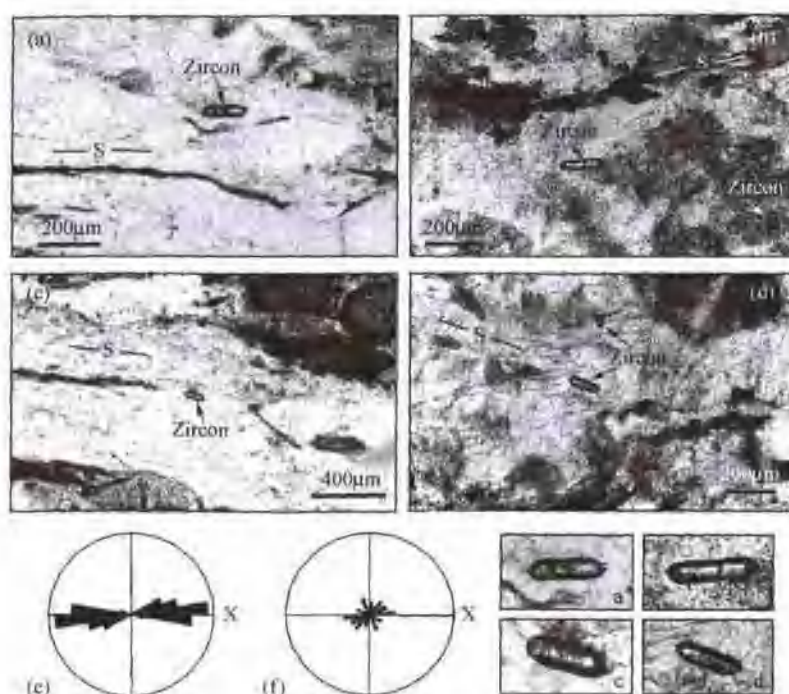


图 1-7-46 糜棱岩化岩石中的锆石显微组构(XZ 面, 单偏光下显微照片)

S 代表叶理面, Zircon 代表锆石。(a)、(b)、(c)、(d)图中, 长柱状晶形的锆石呈定向排列, 其晶体长轴平行于叶理面 S。(b)图右下方和(d)图中上方呈弱浑圆柱状晶形的锆石, 其长轴无定向性。(e)图为长柱状锆石的长轴分布方向玫瑰花图(42 粒锆石), 其长轴分布具有明显的方向性, 与拉伸线理方向一致。(f)图为弱浑圆柱状锆石的长轴分布方向玫瑰花图(30 粒锆石), 其长轴无定向性。(e)和(f)图是根据岩石薄片(XZ 面)中的锆石统计得来

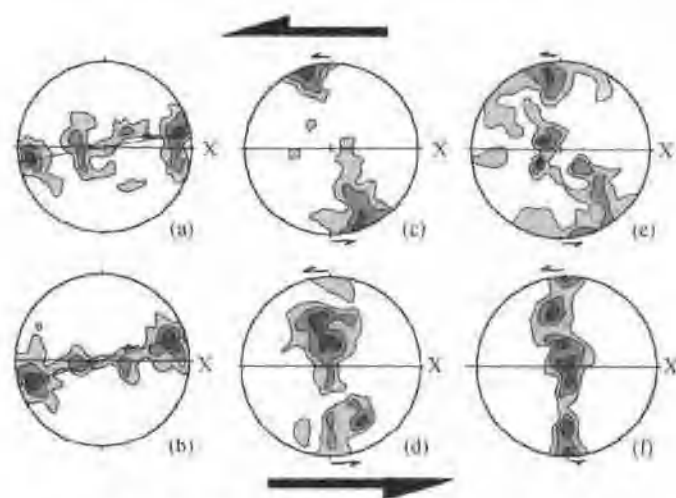


图 1-7-47 阿尔金断裂带中糜棱岩的石英 C 轴组构((a)、(b)为高温组构 $T > 600^{\circ}\text{C}$)

(四) 温压条件计算

通过糜棱岩中斜长石-角闪石矿物对(表 1-7-9)的地质温度计、压力计(Plyusnina L. et al., 1982; Hollister L. et al., 1987)的计算, 得到其形成温压条件为 $T = 580 \sim 640^{\circ}\text{C}$; $P = (4.3 \sim 6.5) \times 10^8 \text{Pa}$ 。剪切带中新生的角闪石、黑云母等含水矿物较多, 说明有足够的流体参与, 所以可认为该温度基本达到有足够流体参与条件下的岩浆熔融温度范畴。根据锆石晶形(柱面和锥面形态)与岩浆结晶温度的关系

(Pupin J., 1980), 统计得出了从糜棱岩中分选出的深熔(岩浆)型长柱状锆石(锆石的长轴方向与拉伸线理方向一致)的类型属 G1、P1、P2 型, 对应的结晶温度为 600~700℃, 这个温度与通过矿物对所计算出的温度以及石英 C 轴组构反映出的高温温度和斜长石具塑性变形所间接反映的温度都基本一致(表 I-7-9)。这不仅反映了深熔作用的温度条件, 而且说明深熔作用是伴随剪切作用而产生的。上述特征反映了同构造深熔作用的特点, 即剪切作用、糜棱岩化和深熔作用基本上是同时期产生的。转换挤压剪切带走滑变形过程中产生同构造深熔作用, 并在后来的走滑过程中被抬升到地表。

表 I-7-9 糜棱岩中斜长石-角闪石矿物对的地质温度、压力估算

Samples	S99-25-1	S99-25-2	S99-25-3.1	S99-25-3.2	S99-1	S99-10a
X_{Ca}^{Pl}	0.4714	0.414	0.409	0.412	0.320	0.341
X_{Ca}^{Tb}	0.802	0.793	0.866	0.809	0.749	0.749
$T_1/^\circ\text{C}$	630	640	550	630	600	610
$T_2/^\circ\text{C}$	580	580	580	580	560	560
$P_1/10^8\text{Pa}$	4.5	4.7	2.78	4.4	4.3	6.14
$P_2/10^8\text{Pa}$	4.7	4.9	2.8	4.5	4.5	6.52

T_1 —Hb-Pl thermometer of Perchuk (1966); T_2 —Hb-Pl thermometer of Plyusnina (1982); P_1 —Ilb-Pl pressure analyses of Hammarstrom and Zea (1986); P_2 —Hb-Pl pressure analyses of Hollister (1987)。

深熔作用是指引起地壳内部固体物质熔融、花岗岩浆形成及初始聚集的作用。由于地壳中的变形带与花岗岩浆作用有着空间和时间上的相关性, 变形带不仅在变形过程中能够提供花岗岩浆的上升、侵位的空间(Guineberteau 等, 1987; Hutton, 1988; McCaffrey, 1992; Grocott 等, 1994; Aranguren 等, 1997), 而且同构造岩浆作用也能够出现在剪切带“无空间”(Space denying)的挤压区域(如逆冲、转换挤压剪切带等)(Blumenfeld Bouchez, 1988; D'Lemos 等, 1992; Hutton 和 Ingram, 1992; Ingram 和 Hutton, 1994; Hutton, 1997; Druguet 等 1998)。

二、阿尔金韧性剪切带的形成时代

上述表明, 在阿尔金断裂带中, 不仅存在具有明显水平拉伸线理的左行走滑韧性剪切带, 还发现与韧性剪切带有关的强烈的混合岩化作用、花岗岩浆的初始聚集, 通过对在索尔库里糜棱岩带中同构造深熔作用的新生矿物的 SHRIMP/U-Pb 和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究来确定阿尔金断裂的形成时代。

(一) 糜棱岩中的锆石及其包裹体的特征

对花岗质糜棱岩(S99-6)和角闪质糜棱岩(S99-9)(S99-25)进行锆石分选。经双目镜识别, 将挑选出来的透明度均较好、无色或浅紫红色的锆石分出长柱状、柱状和弱浑圆柱状(或浑圆状)三种形态。其中长柱状锆石又可区分出两类, 一类长柱状锆石, 另一类短柱状锆石。长柱状晶形较好的锆石(这种锆石主要发育在糜棱岩化花岗质岩石或花岗质糜棱岩中)的特征是主晶面平直、清晰和晶棱直, 镜下显示这类锆石在岩石中排布有方向性, 其晶体长轴生长方向与拉伸线理方向基本一致, 短柱状锆石和弱浑圆柱状锆石的长轴分布极弱定向或无定向性。

将三类锆石分别进行激光拉曼和阴极发光分析, 发现锆石中发育矿物包裹体。长柱状锆石内部的矿物包裹体成分为石英、斜长石、钾长石以及石英与斜长石集合体, 反映了壳源物质熔融(部分熔融)环境, 包裹体形态均为长柱状(或长片状)定向排列(图 I-7-48), 反映了其是在剪切过程中生长的。锆石的阴极发光图像不见环带或残余内核, 仅有顺柱面方向的条纹, 总体较为均一, 并有相对较高的 Th/U 值(表 I-7-10), 显示了深熔(岩浆)成因锆石的特征(Robb L. et al., 1999; Hokada et al., 2000)。由于长

表 I-7-10 阿尔金断裂带中花岗岩、角闪质麻岩 SHRIMP U-Pb 锆石年龄分析结果

样品测定点	U ($\mu\text{g/g}$)	Th ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	Pb* ($\mu\text{g/g}$)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$f^{206}\text{Pb}/\%$	放射成因的比率					年 龄/Ma				
							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm$
S99-6-1.1	409.6	53.1	0.1296	22.0	9.6320e-05	0.172	0.0584	0.0009	0.4317	0.0155	0.0536	0.0016	366.0	5.8	364.4	11.0
S99-6-2.1	58.8	39.2	0.6674	2.0	0.003262	5.820	0.0379	0.0016	0.3146	0.1628	0.0602	0.0308	239.6	10.1	277.7	134
S99-6-3.1	260.9	135.1	0.5180	10.0	0.000282	0.503	0.0381	0.0007	0.2600	0.0135	0.0495	0.0023	240.8	4.2	234.6	2
S99-6-4.1	658.7	494.5	0.7508	28.0	0.000163	0.292	0.0387	0.0011	0.2726	0.0132	0.0511	0.0018	244.7	6.8	244.8	10.9
S99-6-5.1	1101.8	508.6	0.4616	96.0	3.6930e-05	0.066	0.0857	0.0012	0.6814	0.0122	0.0577	0.0006	530.1	6.8	527.6	10.6
																7.4
S99-9-1.1	98.5	29.4	0.2985	8.0	3.9360e-05	0.071	0.0793	0.0010	0.6042	0.0145	0.0552	0.0010	492.1	6.2	479.9	
S99-9-2.1	331.1	3.0	0.0090	13.0	4.7330e-05	0.087	0.0439	0.0005	0.3169	0.0104	0.0523	0.0015	277.2	3.3	279.5	9.2
S99-9-3.1	199.3	115.5	0.5795	17.0	4.9120e-05	0.088	0.0790	0.0075	0.5895	0.0733	0.0541	0.0038	489.9	44.8	470.6	8.1
S99-9-4.1	104.2	14.2	0.1365	8.0	0.000112	0.200	0.0811	0.0012	0.6260	0.0163	0.0560	0.0011	502.6	7.1	493.6	47.9
S99-9-5.1	269.0	158.0	0.5875	23.0	7.5980e-05	0.137	0.0786	0.0009	0.5915	0.0141	0.0546	0.0011	487.9	5.5	471.8	10.2
																9.0
S99-25-1.1	57.7	31.2	0.5405	5.0	8.8380e-05	0.158	0.0887	0.0021	0.6888	0.0253	0.0563	0.0014	548.0	12.5	532.1	
S99-25-1.2	205.3	14.0	0.0682	14.0	2.9570e-05	0.053	0.0742	0.0009	0.5651	0.0158	0.0552	0.0013	461.0	5.3	454.8	15.3
S99-25-2.1	23.4	8.4	0.3608	2.0	0.000332	0.595	0.0830	0.0074	0.6525	0.0865	0.0571	0.0050	513.7	44.2	510.0	10.3
S99-25-3.1	392.9	17.5	0.0445	27.0	2.5810e-05	0.046	0.0758	0.0018	0.5785	0.0201	0.0554	0.0013	470.8	10.9	463.5	54.6
S99-25-4.1	23.2	8.6	0.3726	2.0	0.000404	0.726	0.0828	0.0042	0.6691	0.0534	0.0586	0.0032	512.7	25.2	520.1	13.0
																33.0

注: Pb* 为放射成因铅; $f^{206}\text{Pb}$ 为 ^{206}Pb 总量中普通 ^{206}Pb 所占的百分比。

柱状锆石的结晶温度为 600~700℃(见前述),而锆石 U-Pb 体系的封闭温度约为 650~750℃(Dodson et al., 1979; Copeland, 1988; Harrison 1988; Searle, 1996),长柱状锆石的结晶温度与锆石 U-Pb 体系的封闭温度基本一致,因此,这种锆石的 U-Pb 年龄和结晶年龄一致,其结晶年龄不仅代表同构造深熔作用的年代,而且代表走滑剪切作用的年代(激光拉曼测试在日本东京工业大学地球与行星科学系激光拉曼实验室测定完成,激光拉曼普仪的型号为 JASCO NRS-2000 型,激光功率 20mW,光栅波长 514.54nm;阴极发光测试由吴才来博士在美国斯坦福大学阴极发光实验室测定完成,部分测试工作由作者在中国石油规划研究院阴极发光实验室测定完成)。

柱状锆石内部具有明显的环带构造,与长柱状锆石结构不同。柱状锆石内的矿物包裹体主要矿物为磷灰石,顺着环带构造生长。柱状锆石的阴极发光图像上也显示了环带,并含有相对较高的 Th/U 值,为岩浆成因锆石的特征(Robb L. et al., 1999; Hokada et al., 2000)。据不完全统计,这种锆石属 P2、P3、P4、P5 和 S20 类型,多数为 P4 型,相对应的结晶温度为 700~850℃(大致 800℃)(据 Pupin J., 1980),高于锆石 U-Pb 体系的封闭温度。

次浑圆柱状的锆石在糜棱岩化花岗质和角闪质岩石中均有分布,主要特征是多晶面(multifaceted)、无定向性,锆石内的矿物包裹体由磷灰石组成,生长无方向性。在阴极发光图像上可见内部核或外部增生边,个别的具有椭圆状的残余核心。这种锆石显示出相对较低的 Th/U 值,反映了变质锆石成因的特征(Robb L. et al., 1999; Hokada et al., 2000),可能为早期变质作用的产物在花岗质和角闪质岩石中残留分布。

(二) 锆石的 SHRIM 年代学

利用离子探针技术进行锆石 U-Pb/SHRIMP 定年是近几年发展起来的一种新的先进定年方法。与众多同位素定年相比较,具有对单颗粒锆石进行微区定年的优点,特别是对经过多期变质作用及岩浆演化而生长的不同类型锆石(特别是具环带或残余内核的锆石),可获得不同阶段的定年(Robb L. et al., 1999; Thomas et al., 1999)。采用锆石 U-Pb SHRIMP 方法对三个阿尔金糜棱岩样品(编号为 S99-6、S99-9、S99-25)中的 14 颗锆石定年(吴才来在美国斯坦福大学离子探针实验室完成)(表 I-7-10),共完成 15 个点的取值,其中,每个点采集 10 个年龄数据,取其平均值。所获得的锆石年龄主要可以分为两大组:一组 461~548Ma,为具变质成因特征的次浑圆柱状锆石以及岩浆成因的柱状锆石的年龄;另一组 239~244Ma 为具深熔(岩浆)成因特征的长柱状锆石的年龄(图 I-7-49)。另外,366Ma(分析点 S99-6-1.1)是在一颗锆石核部与外部增生部分之间所得到的年龄,很明显代表的是内核和外部增生部分的混合年龄,无具体的地质意义。

虽然,将变质成因特征的次浑圆柱状锆石和岩浆成因的柱状锆石的年龄同归为一组(461~548Ma),但仔细分析还是可以区分开来的,只不过相差不大。次浑圆柱状锆石年龄为 470~513Ma(变质年龄);柱状锆石年龄为 461~489Ma;而 530Ma(分析点 S99-6-5.1)和 548Ma(分析点 S99-25-1.1)应看成为早期的岩浆事件(图 I-7-50)。

(三) Ar-Ar 同位素测定

在阿尔金糜棱岩样品 S99-9 中选出的角闪石用以 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法定年。角闪石呈定向排列,与拉伸线理方向一致,是剪切作用的结果,也为同构造深熔作用下的产物。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素测定获得近一致的



图 I-7-48 糜棱岩中柱状锆石显微特征以及矿物包裹体特征

柱状锆石内部具有明显的规则环带构造(岩浆震荡环带),锆石内的矿物包裹体有的顺着环带构造生长,其主要矿物为磷灰石



图 I-7-49 糜棱岩中柱状锆石的阴极发光图像及 SHRIMP U-Pb 年龄

年龄,五个温度阶段的 ^{39}Ar 释放,积分年龄为 $(222.6 \pm 2.9)\text{Ma}$ (表 I-7-11,图 I-7-51);等时线年龄为 $(225.59 \pm 4.63)\text{Ma}$,与积分年龄一致, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 截距为 333.77 ± 47.01 ,比理想大气值(295.5)稍大,这个年龄值与长柱状锆石的年龄相一致,测试在中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成。

(四) 阿尔金糜棱岩时代的讨论

1. 早期变质作用和岩浆作用年龄(461~548Ma)

(1) 461~548Ma 包含有三种类型的锆石年龄,一是变质成因的次浑圆柱状锆石给出的 470~513Ma;二是岩浆成因的柱状锆石给出的 461~489Ma;三是岩浆成因的次浑圆状锆石给出的 530~548Ma。其中 548Ma 是 S99-25 样品中 1 号锆石内核(Th/U 高)年龄。

(2) 470~513Ma 可认为是岩石的变质作用时代,该年龄代表早古生代变形变质年龄,与阿尔金断裂的走滑剪切作用无关,与最近研究(杨经绥等,1998;张建新等,1999;Xu Zhiqin et al., 1999)的阿尔金和祁连山早古生代超高压变质作用的时代基本一致。

(3) 461~489Ma 是代表一期岩浆活动时代,区域上存在这期岩浆活动事件,吴才来等(2001)在柴北缘地区研究了喇嘛山花岗岩时,得到了 445~496Ma 的花岗岩时代,并提出了它的形成与超高压变质带的形成密切相关。那么,该地区 461~489Ma 的岩浆活动是否与 470~513Ma 的变质作用存在某一特定的联系呢? 530~548Ma 是早期的岩浆活动时代,这个年龄在研究区内糜棱岩围岩中的锆石中也有体现。总之,461~548Ma 为早期变质作用和岩浆作用的时期。

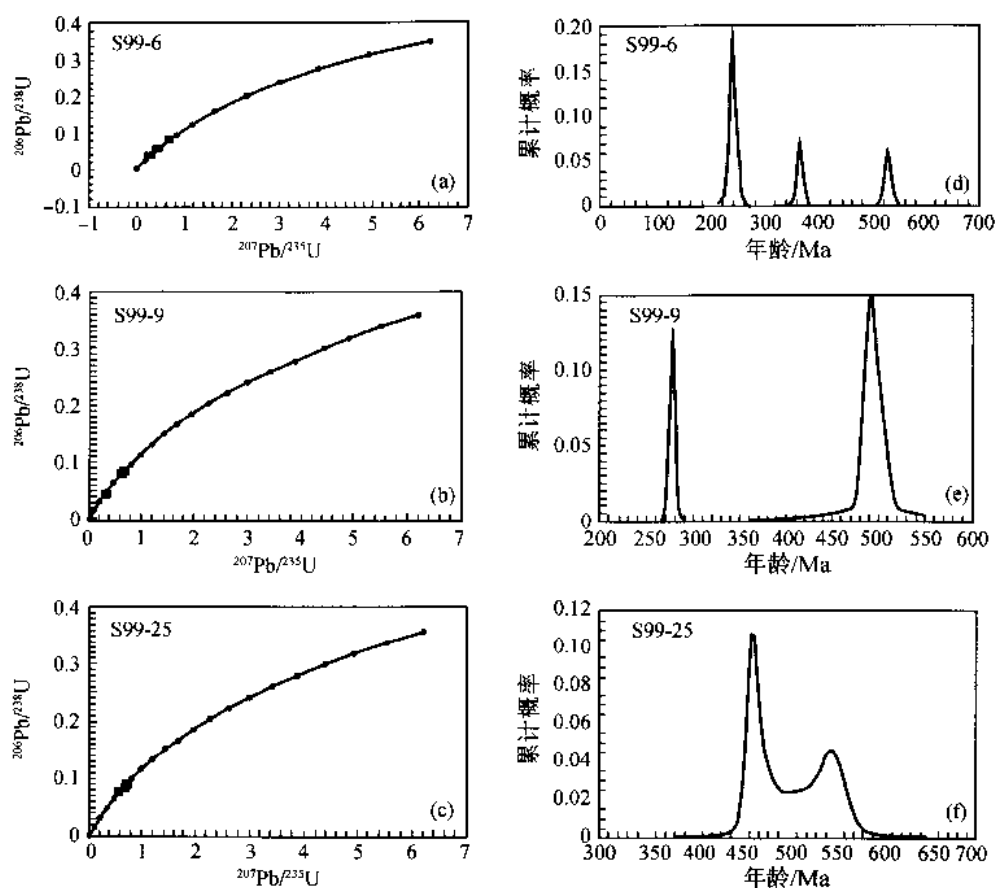


图 I -7-50 锆石 U-Pb SHRIMP 谐和图(a)~(c)及 U-Pb SHRIMP 年龄累积概率曲线图(d)~(f)

表 I -7-11 阿尔金断裂带糜棱岩(S99-9)中的角闪石的阶段升温 ^{40}Ar - ^{39}Ar 数据

温度/℃	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_m$	^{39}Ar ($\times 10^{-14}$, mol)	$^{39}\text{Ar}/\%$ 累积百分数	年龄/Ma, 2σ
糜棱岩中的角闪石 $W = 137.00\text{mg}$ $J = 0.013453$							
500	21.01170	0.03310	3.39000	11.50510	51.00	2.67	259.60 ± 11.10
600	16.13240	0.03480	2.97010	6.05640	29.00	4.19	141.30 ± 12.00
700	15.88040	0.02990	2.33950	7.21950	30.00	5.76	167.20 ± 10.30
800	16.58540	0.03200	3.61580	7.39880	33.00	7.49	171.20 ± 10.90
900	16.46820	0.02670	6.77320	9.10500	49.00	10.05	208.40 ± 9.20
1000	13.29550	0.01140	4.46430	10.28610	88.00	14.66	233.80 ± 4.70
1100	10.95920	0.00340	4.06810	10.28440	417.00	36.49	233.80 ± 3.00
1200	10.65570	0.00270	4.00300	10.15000	366.00	55.65	231.10 ± 2.90
1300	10.28950	0.00260	4.01780	9.82360	380.00	75.55	223.90 ± 2.80
1400	10.29980	0.00320	4.33430	9.68680	467.00	100.00	221.00 ± 2.80

2. 阿尔金糜棱岩形成时代(223~244Ma)

长柱状锆石给出的年龄 239~244Ma, 与定向生长的角闪石的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄 223~226Ma 一致, 说明阿尔金断裂带在印支期开始发生了强烈的韧性走滑活动, 并伴有深熔作用发生。这与东昆仑走滑断裂带的形成时代 220~240Ma(Li Haibing 等 1996a, b)基本一致。由于目前还没有代表老于该年代的阿

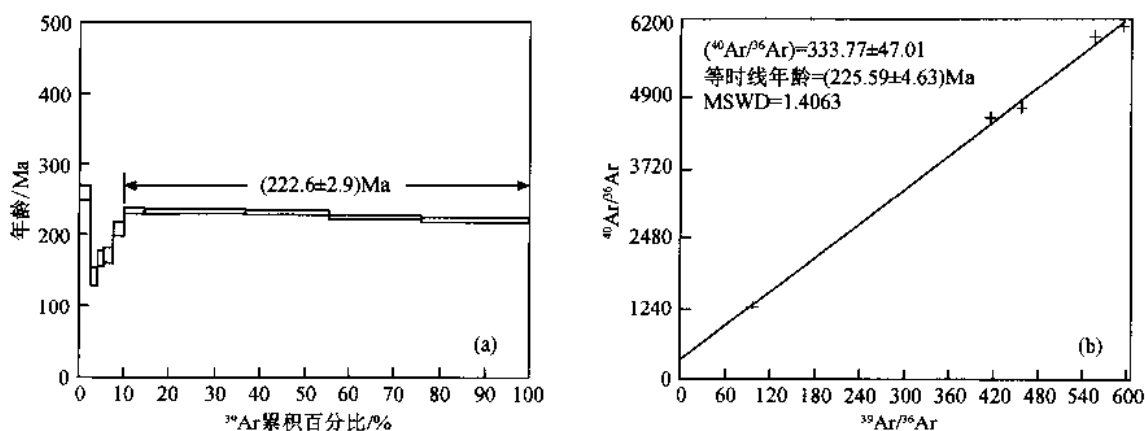


图 I-7-51 角闪质糜棱岩中角闪石的年龄谱(a)及等时线图(b)

阿尔金断裂带活动时代(有充分证据)的物质及年代学证据,因此,我们认为 223~244Ma 可能是阿尔金断裂带的形成时代。

另外,Arnaud 和 Delville 等(1999)对阿尔金断裂带内出露的糜棱岩化花岗岩以及含长英质布丁的片岩进行 Rb/Sr 和黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 测年,得到 $(140 \pm 2)\text{Ma}$ ~ $(162.9 \pm 3.7)\text{Ma}$ 一组年龄数据,刘永江等(2000)对断裂带内出露的侏罗纪地层和糜棱岩化花岗岩中同构造的新生矿物白云母和黑云母进行激光微区 ^{40}Ar - ^{39}Ar 测年,得到一组 92~89Ma 的年龄数据,我们认为这两组年龄可能代表阿尔金断裂带再活动的时代。值得注意的是在东昆仑走滑断裂带中,同样也存在自印支期形成以来这两期的强烈左行走滑活动(Li Haibing et al., 1996a, b),应属断裂在整个变形演化过程中的再活化。

上述研究表明,阿尔金断裂带中段出露的一套花岗质和角闪质糜棱岩及糜棱岩化岩石,是左行走滑剪切过程中同构造深熔作用的产物,是韧性转换挤压作用的结果。韧性剪切过程中形成定向生长的锆石的 SHRIMP 定年,代表了韧性剪切构造事件的年龄。阿尔金韧性剪切带在印支期形成,时代为 223~244Ma,其强烈的走滑活动持续到 190Ma,约有 20~40Ma 的活动期。

3. 阿尔金韧性剪切带的冷却历史

利用热年代学矿物封闭温度的不同,用以确定区域热年代学及冷却历史。当岩石生成温度高于矿物 U-Pb、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 体系的封闭温度时,得到矿物冷却年龄,代表了岩石冷却过程中达到该矿物封闭温度时的时间,由此可计算岩石的冷却速率。如果这种冷却过程是由于区域隆起和地温梯度下降引起的,就可以确定岩石不同阶段的隆起速率。两阿尔金韧性剪切带中 S99-6、S99-9、S99-25 三块糜棱岩样品位于同一地点。应用糜棱岩样品中定向生长(平行于拉伸线理)的锆石、角闪石、黑云母的 U-Pb SHRIMP 和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年结果,讨论阿尔金断裂走滑变形过程中的冷却历史。

封闭温度是矿物、其扩散特性、冷却速率和粒径等的复杂函数(Dodson et al., 1979)。一般认为锆石 U-Pb 体系的封闭温度较高,约为 650~750℃(Dodson et al., 1979; Copeland, 1988; Harrison 1988; Searle, 1996),角闪石和黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 体系的封闭温度分别为 500~550℃(Harrison et al., 1981; Cliff 1985)和 275~325℃(Harrison et al., 1981; Hames et al., 1994; Zeitler, 1989)。定向生长的锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 $(239.6 \pm 10.1)\text{Ma}$ 、 $(240.8 \pm 4.2)\text{Ma}$ 、 $(244.7 \pm 6.8)\text{Ma}$,我们以 $(240.8 \pm 4.2)\text{Ma}$ 代表长柱状锆石的结晶年龄,因为这种锆石的结晶温度、生长环境温度(见前述)与锆石 U-Pb 体系的封闭温度基本一致。它代表了阿尔金韧性剪切带的形成时代。

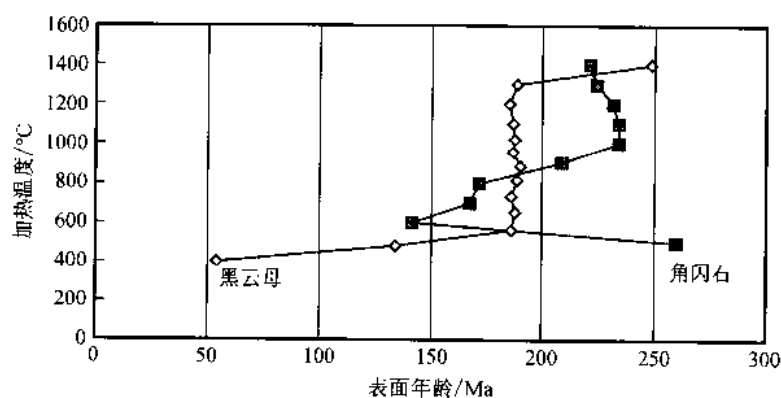
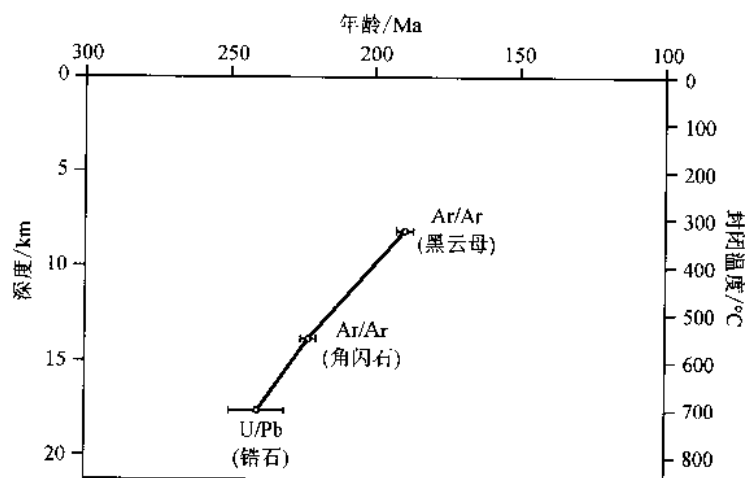
索尔库里地区糜棱岩中角闪石、黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄(表 I-7-12)分析样品的加热温度对表面年龄图解中,样品坪年龄或主要年龄点的位置均处在各个矿物的封闭温度之上,因此得到的都是矿物冷却年龄,它们代表了岩石冷却过程中达到该矿物封闭温度时的年龄。

因此,在走滑剪切过程中,深部岩石(糜棱岩)经历了降温过程。其中,从 240Ma 到 222Ma,冷却速率约为 8.2℃/Ma;从 222Ma 到 190Ma,冷却速率约为 7.0℃/Ma(图 I-7-52)(图 I-7-53)。一般认为地

表 I-7-12 阿尔金断裂带糜棱岩(S99-25)中的黑云母阶段升温 ^{39}Ar - ^{40}Ar 数据

温度/ $^{\circ}\text{C}$	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	^{39}Ar ($\times 10^{-14}$, mol)	$^{39}\text{Ar}/\%$ 累积百分数	年龄/Ma, 2σ
糜棱岩(S99-25)中的黑云母 $W=99.55\text{mg}$ $J=0.012948$							
400	4.76840	0.00830	0.20470	2.33810	279.00	3.22	53.80 ± 2.90
480	7.44740	0.00500	0.06560	5.97010	380.00	7.60	134.30 ± 2.40
560	8.83360	0.00150	0.02490	8.39420	1286.00	22.43	186.10 ± 2.30
650	8.74320	0.00090	0.01700	8.47730	1464.00	39.32	187.90 ± 2.20
730	9.01710	0.00210	0.06090	8.38560	468.00	44.72	186.00 ± 2.30
810	9.01410	0.00180	0.06400	8.49400	568.00	51.27	188.20 ± 2.30
890	8.86960	0.00100	0.03160	8.58460	1150.00	64.53	190.10 ± 2.30
960	8.78050	0.00120	0.02660	8.41740	820.00	73.99	186.60 ± 2.20
1025	8.90950	0.00150	0.04040	8.47000	486.00	79.60	187.70 ± 2.30
1100	8.85550	0.00150	0.05360	8.41900	339.00	83.51	186.70 ± 2.30
1200	8.71750	0.00120	0.01630	8.36010	668.00	91.21	185.40 ± 2.20
1300	8.79650	0.00090	0.04600	8.51960	750.00	99.86	188.80 ± 2.20
1400	23.33330	0.04070	0.88630	11.38730	12.00	100.00	248.10 ± 12.90

注:中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成。

图 I-7-52 阿尔金断裂带索尔库里地区糜棱岩中角闪石、黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄分析样品的加热温度对表面年龄图解图 I-7-53 阿尔金断裂带索尔库里地区糜棱岩中锆石 U-Pb、角闪石、黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄与封闭温度的关系

壳的地热增温率为 $2.5 \sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 但在剪切带中尤其是岩石圈规模的剪切带中, 又有流体参与的情况下, 其地温梯度要比一般情况下高得多, 所以, 如果以地热增温率 $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 计, 其抬升速率约为 $0.17\text{mm}/\text{yr}$, 表明糜棱岩在形成过程中经历了一个冷却作用过程, 这个过程是反映出阿尔金走滑变形过程中伴随有一定程度的隆升作用。

三、阿尔金断裂的形成与演化的讨论

1) 在印度/亚洲碰撞前形成的青藏联合地体中存在五条主要的大型韧性走滑剪切带, 其中 NW-SE 向的北祁连韧性右行走滑剪切带和西昆仑康西瓦韧性右行走滑剪切带形成于加里东期地体碰撞和后碰撞阶段, 这两条韧性走滑剪切带是否是被阿尔金断裂错开的同一条走滑剪切带, 尚需要研究, 但是起码说明这两条走滑剪切带的形成与地体之间的斜向会聚和斜向碰撞有关, 主压应力的方向可能为现在的 NNW—SSE 向, 与剪切带方向斜交。

2) 东昆仑南地体与巴颜喀拉地体斜向会聚和碰撞 ($250 \sim 220\text{Ma}$ 区间) 导致近 EW 向的昆南韧性左行走滑剪切带形成, 同时又激发祁连地体与柴达木地体之间的南祁连韧性左行走滑剪切带形成, 该剪切带可能向东与东秦岭的北秦岭加里东造山带与南秦岭印支造山带之间的 315Ma 形成的丹凤左行韧性剪切带 (许志琴等, 1987) 相连, 规模巨大。

3) 截切祁连-阿尔金造山带的 NEE—SWW 向阿尔金韧性左行走滑剪切带如何形成? 为什么它能错动了原本连接的祁连和阿尔金造山带, 是什么样的机制驱动该方向的走滑作用产生? 本文第一作者认为阿尔金韧性左行走滑剪切带可能在印支期之前已经存在, 加里东期地体之间的洋盆扩张的不均一导致在阿尔金位置上存在的一条转换断裂, 当时祁连地体和阿尔金地体错开距离并不大, 加里东晚期的碰撞造山造成阿尔金转换断裂转变成挤压转换带。横穿阿尔金的地震层析剖面揭示平行阿尔金带下面有高速体存在, 可能是加里东期转换断裂的表征。印支期的斜向碰撞借助于加里东晚期形成的阿尔金挤压转换带发展成韧性走滑断裂, 印度/亚洲大陆碰撞前的班公湖-怒江新特提斯洋盆的扩张和闭合致使阿尔金韧性走滑断裂。

第二篇 印度/亚洲碰撞- 高原隆升、周缘崛起及大陆动力学

第一章 喜马拉雅地体增生及高原 周缘崛起的造山机制

青藏高原的形成是地质历史过程中板块或地体多次碰撞和拼合的结果,最后一次是 50~60Ma 的印度/亚洲碰撞。研究表明,印度/亚洲大陆碰撞之后,板块之间的作用并未终止,印度板块仍以 44~50mm/yr 的速率往北推进,致使亚洲大陆一侧 1500km 的 SN 向缩短量被吸收,形成 2 倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳体(平均厚度 70km),营造了世界上最高、最大的青藏高原,并形成印度与西伯利亚板块之间南北 2000km、东西 3000km 巨大范围的新生代陆内变形域。现今青藏高原南部喜马拉雅的 SN 向缩短率为 18mm/yr,北部祁连山的缩短率为 15mm/yr,腹地的 EW 向伸展速率为 10mm/yr。印度一侧的陆壳增生形成亚洲大陆的最后拼贴体——喜马拉雅地体(Hodges, 2000),构筑了最高的喜马拉雅山链(Gansser, 1964; Le Fort et al., 1983; Burg and Chen, 1984; Burchfiel et al., 1992; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996; Harrison et al., 1997; Hodges, 2000; Yin and Harrison, 2000)。研究表明,印度/亚洲大陆碰撞之前比现在的范围大得多的印度板块(即大印度板块)往北相对南亚大陆运动了 2500km,由于沿着走滑断裂往北运移的速度的差异,大印度板块东西两端与南亚大陆的碰撞产生了时间上的先后:西端的碰撞在 52Ma(可能更早),东端的碰撞大约 45Ma,晚了 10Ma。印度板块的东西界分别为两条大型的走滑断裂:西界是恰曼(Chaman)左行走滑断裂,东界是沙盖-明衮(Sagaing-Minggun)右行走滑断裂,这两条水平位移起码 1000km 的断裂都伴随强烈褶皱。这些构造构筑了著名喜马拉雅南迦帕巴(Nanga Parbat)西构造结和南迦巴瓦(Namche Barwa)东构造结。

与此同时,青藏高原北缘的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代造山带及变质基底再次崛起,青藏高原东缘的松潘-甘孜三叠纪造山带和扬子克拉通之间的龙门山-锦屏山新元古代变质杂岩也迅速抬升。由于大型走滑作用的影响使亚洲陆块的南部物质逃逸,诸地体向 SE 方向挤出(Tapponnier et al., 1982; Peltzer and Tapponnier, 1988; Avouac and Tapponnier, 1993; Tapponnier, Xu Z.Q. and Roger et al., 2001),形成云南挤出地体和缅甸挤出地体。在青藏陆块的西北侧,由于阿尔金断裂在新生代的继续左行走滑运动,使阿尔金地体和西昆仑地体移置到现在的位置。

由此印度/亚洲碰撞形成了“中央高原”和“周缘造山带”两个新生代青藏高原特级大地构造单元。

1. 青藏周缘造山带

青藏高原周缘造山带位于高原与周缘克拉通之间,其包括了北缘的“西昆仑山-阿尔金山-祁连山”组成的“S”形巨型山链与塔里木-北中国陆块接壤,南缘喜马拉雅山链和东南缘的横断山链与印度陆块隔望,东缘龙门山、锦屏山与扬子陆块相连。周缘造山带具有与高原内部完全不同的结构、组成、构造变形、演化历史、资源能源效应、地震灾害规律以及深部地球物理特征,新生代以来青藏高原周缘造山带的北缘和南缘地壳仍以 16~18mm/yr 的速率在缩短,因此它是一个十分独特的巨型地质-地貌单元。

周缘造山带以来自中下地壳的变质基底裸露、地壳强烈缩短、应力集中、地震活跃、新生代逆冲/拉伸/转换构造样式发育、挤出作用强烈、多金属资源丰富、与周缘含油气盆地互馈,以及与克拉通接壤等特征。具有与高原内部完全不同的结构、组成、构造变形、演化历史、资源能源效应、地震灾害规律以及深部地球物理特征。新生代以来青藏高原周缘造山带的北缘和南缘地壳仍以 16~18mm/yr 的速率在缩短,因此它是一个十分独特的巨型地质单元。

周缘造山带的组成以大面积古老变质体和早古生代(或泛非-早古生代)造山体为基础的,继而经历了长期后造山的改造,最后又在新生代崛起的演化过程。包含地质历史早期大量信息(蛇绿岩、火山岛

弧、高压-超高压变质带等)的周缘造山带的研究对于重塑青藏高原形成的早期演化、认识曾位于冈瓦纳大陆周缘的两个早古生代板块体制(阿-祁-昆联合地体和原始喜马拉雅地体)将具有重要意义。

青藏高原南缘喜马拉雅造山带是亚洲/印度碰撞得直接产物,而北缘和东缘的周缘造山带的最后崛起是在新生代,周缘造山带崛起的构造样式、时限、深部物理特征与动力学机制的研究是解决当前地学重大前沿——青藏高原隆升机制的关键。

周缘造山带的周边以逆冲断裂和走滑断裂与大面积分布的中新生代含油气盆地(塔里木盆地、酒泉盆地、四川盆地等)相接,在青藏高原北缘存在与阿尔金走滑断裂有成因联系的挤压“盆-山”构造体系(包括柴达木盆地等)。周边克拉通上的陆相盆地的形成与高原隆升及周缘造山带崛起呈互馈关系,其将为油气资源的开拓提供新的科学思路和前景。

周缘造山带中富含丰富的固体矿产资源,特别是青藏北部祁连山不同地质时期的铁、铜、钨和金矿,青藏东南部三江地区的新生代有色金属和贵金属矿产等。周缘造山带成矿背景的基础研究程度较差,许多地带空白,新的研究必将有益于矿产资源的新开拓。

GPS的最新成果表明,青藏高原周缘造山带是应力最聚中的地带,研究表明频繁的地震活动与周缘大型走滑和逆冲断裂有关。研究周缘造山带的新生代构造变形可为地震灾害提供新的背景资料。55Ma以来青藏高原周缘的大型走滑构造表现为南部、东南部及西南部的韧性走滑剪切系,以及北部和东北部的脆性走滑断裂系。

2. 青藏中央高原

新特提斯洋盆往北俯冲形成的白垩纪—第三纪冈底斯岩浆岛弧带作为活动增生陆缘带拼贴在拉萨地体之上,冈底斯岩浆岛弧带以北的广大地域可以看作新特提斯洋盆往北俯冲形成的宽阔的“弧后域”,其基础为亚洲/印度前碰撞形成的古生代—中生代碰撞造山拼贴体。由于印度/亚洲碰撞产生的大规模的变形及主要构造事件表现为:“弧后域”(青藏腹地)的EW向拉伸和垮塌造成的SN向裂谷伸展作用和大规模碱性火山活动;地体边界(或古构造带)的再活化以及广大地区表现的弥散弱变形。

第一节 喜马拉雅增生地体的组成

喜马拉雅地体是(55 ± 10)Ma以来印度板块与欧亚大陆碰撞而形成的增生地体(Argand, 1922),由于印度板块与欧亚大陆碰撞导致喜马拉雅造山带的崛起的事件(包括变质、变形、隆升与剥蚀作用)已为许多学者所描述(Argand, 1922; Gansser, 1964; Tapponnier et al., 1982; Le Fort et al., 1983; Le Fort, 1996; Harrison et al., 1997; Hodges, 2000; DeCelles et al., 2000, 2001)。

喜马拉雅增生地体呈向南突出的EW向弧形展布的构造带,长2500km,宽300~500km,北界以印度-雅鲁藏布江缝合带与拉萨地体南部的冈底斯活动陆缘增生带为邻,南界以喜马拉雅前锋冲断裂(MFT)与印度地台上的西瓦里克前陆磨拉石盆地相邻;喜马拉雅增生地体的东西端为两条挤压转换带:东侧由呈NS向的三盖—民衮右行走滑断裂及伴随的褶皱-逆冲带组成的挤压转换带,延长2000km以上,并与印度尼西亚岛弧带相连;西侧由呈近NS向恰曼左行走滑断裂及伴随的褶皱-逆冲带组成的挤压转换带,延长1000km。两条挤压转换带像两条不等长的“辫子”往北分别系在喜马拉雅的东构造结(Namche Barwa)及西构造结(Nanga Parbat)上,与喜马拉雅地体相连(图II-1-1)。

一、喜马拉雅增生地体的组成

喜马拉雅增生地体自北往南分为4部分:特提斯-喜马拉雅亚地体(THM)、高喜马拉雅(GHM)亚地体、低喜马拉雅(LHM)亚地体及次喜马拉雅(SHM)亚地体(图II-1-2)。喜马拉雅增生地体位于印度河-雅鲁藏布江缝合带(Indus-Tsangpo)和喜马拉雅主前锋冲断裂(MFT; Main Transal Thrust)之间(图II-1-2)。经研究确定的喜马拉雅增生地体的结构及边界断裂已经成为造山带的经典。

(一) 特提斯-喜马拉雅亚地体

宽达 100~120km 的特提斯-喜马拉雅 (THM) 亚地体呈 EW 向南突出的弧形带延展。北缘以缝合带及主幔冲断裂 (MMT) 与冈底斯活动陆缘增生带为界, 南缘以藏南拆离断层 (STD) 与高喜马拉雅 (GHM) 亚地体为界。出露印度陆块的变质基底、古生代—中生代被动陆缘盖层, 南部的古生代地层由于拆离作用明显减薄或缺失。

特提斯-喜马拉雅 (THM) 亚地体的北界——雅鲁藏布江缝合带由白垩纪日喀则群弧前盆地、蛇绿岩带和混杂堆积带组成。白垩纪日喀则群弧前盆地宽达 10~30km, 沿冈底斯火山岛弧带南沿分布, 变形以东西轴向宽缓褶皱为特征, 其底部为著名的雅鲁藏布江蛇绿岩带; 位于蛇绿岩带以南的混杂堆积带宽 20~40km, 是以三叠纪—

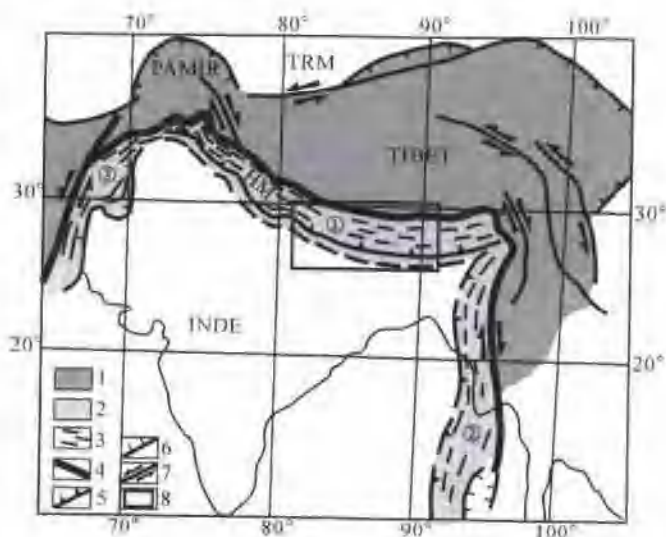


图 1-1 青藏高原-喜马拉雅构造简图

1—高原; 2—喜马拉雅增生地体; 3—构造线; 4—缝合带; 5—逆冲断层; 6—正断层; 7—走滑断层; 8—图 1-2 的位置。INDE—印度板块; TIBET—青藏高原; TRM—塔里木地块; PAMIR—帕米尔高原; ①喜马拉雅主带; ②③喜马拉雅东侧和西侧挤压转换带

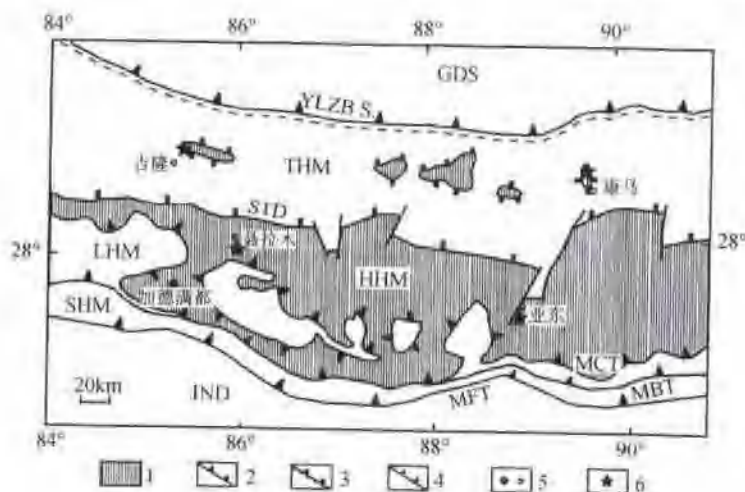


图 1-2 喜马拉雅地体构造图

1—变质基底; 2—逆冲断层; 3—缝合带; 4—拆离断层; 5—地名; 6—采样位置。THM—特提斯喜马拉雅构造单元; HHM—高喜马拉雅构造单元; LHM—低喜马拉雅构造单元; SHM—次喜马拉雅构造单元。GDS—冈底斯地体; IND—印度陆块; YLZB S.—雅鲁藏布缝合带; STD—藏南拆离断层; MCT—主冲断层; MBT—主边冲断层; MFT—主前锋冲断层

白垩纪复理石为基质, 含有大量灰岩、硅质岩和蛇绿岩的块体, 基质的变形表现为紧密的同劈理褶皱, 轴面向南陡倾, 往南渐缓。

特提斯-喜马拉雅 (THM) 亚地体以发育大片显生宙沉积盖层为特征, 在亚地体中部的拉轨岗日—康马 250km 范围内出露 9 个大小不等的变质穹窿, 变质穹窿核部由拉轨岗日群组成, 为一套高角闪岩相-绿片岩相的副变质岩系, 以含蓝晶石、十字石和硅线石的石榴子石片岩、片麻岩及花岗质片麻岩为主, 原岩由含铝的沉积岩及混合岩化片麻状花岗岩组成, 与高喜马拉雅的聂拉木群相似。最新的锆石 SHRIMP U-Pb 测年表明, 拉轨岗日-康马变质穹窿带的基底岩石——花岗质片麻岩的原岩形成时代为 835~869Ma, 并经历了泛非造山事件 (504~528Ma) 的影响。古生代基本上为一套连续沉积的、稳定的

台型碳酸盐岩-碎屑岩沉积,属印度地台沉积盖层,总厚 3300 余米。由于沉积盖层与前震旦纪变质基底之间的强烈拆离,使该亚地体中部的震旦纪—寒武纪岩石变质成石榴子石黑云母片岩及绿泥石英片岩,其与占生代盖层一并减薄成很薄的岩片(Chen et al., 1990; 崔军文等, 1992); 康马穹窿边部发现早奥陶统的底砾岩(刘文灿等, 2002; 周志广等, 2004), 并提出底砾岩可作为泛非事件的地质标志(周志广等, 2004)。这一认识与上述泛非事件的年代学测定结果吻合。变质穹窿带的南北两侧发育中生代—古始新世的海相沉积盆地, J—K 地层以轴向东西、宽缓的同心弯滑褶皱为特征; 三叠纪—白垩纪复理石地层以含破劈理的圆滑褶皱和含流劈理的尖棱褶皱组合为特征, 轴向东西, 轴面近直立。中生代地层的变形样式反映了上部收缩与下部压扁机制的特点。

(二) 高喜马拉雅(GHM)亚地体

高喜马拉雅(GHM)亚地体呈 EW 向宽 150km 弧形展布, 以出露大范围的前震旦纪变质岩为特征。高喜马拉雅的前震旦纪变质岩属印度地台北缘结晶基底的组分, 在主带上称聂拉木群, 为一套高角闪岩相的富铝变质岩系, 局部混合岩化, 原岩是砂岩及砂质粘土岩, 总厚 6000~9000m。前人曾认为喜马拉雅地体变质基底岩石的形成年龄为早中元古代(728~1800Ma)(Krummenacher, 1961; Xu Ronghua et al., 1985; Acharyya, 1977; Thakur, 1980; Gehrels et al., 2003)。最近运用锆石 SHRIMP U-Pb 测年获得普兰片麻岩的最老年龄值 1863.8Ma, 表明聂拉木群的时代应为古-中元古代。并记载了高喜马拉雅亚地体的变质基底岩石卷入泛非-早古生代事件(529~457Ma)的历史。

值得注意的是在西构造结的南迦帕尔巴特的喀格罕山谷, 斯达克及东拉达克地区先后找到榴辉岩(Pognante et al., 1991; Guillot et al., 1995, 1997; Le Fort et al., 1997), O'Brien 等(1998)又在喀格罕山谷榴辉岩中发现了柯石英包裹体, 计算了含柯石英的 UHP 榴辉岩的温压条件为 650℃ 和 2.6 GPa, 超高压变质年龄为(49±7)Ma(Tonarini et al., 1993), 推测西构造结地区的印度-南欧亚板块碰撞时间应早于 49Ma, 并且经历了大约 49Ma 陆壳深俯冲作用。高喜马拉雅(GHM)亚地体中高压(HP)及超高压(UHP)岩石的揭示, 表明高喜马拉雅亚地体的形成与印度板块深俯冲在南亚板块之下有关。

在东构造结的南迦巴瓦群中高压麻粒岩的发现及研究表明前震旦纪的变质基底曾到达下地壳的深度($T=750\sim850^{\circ}\text{C}$, $P=1.4\sim1.8\text{GPa}$), 其峰变质年龄为 45~69Ma。高喜马拉雅结晶岩系中分布了著名的浅色花岗岩带, 平行喜马拉雅构造带的构造线走向分布, 主要岩石类型有电气石花岗岩、白云母花岗岩和二云母花岗岩, 属 S 型花岗岩, 岩体常伴随有强烈混合岩化、流劈理化和糜棱岩化作用。岩体的同位素年龄值有 4 组: 1800~650Ma, 500~400Ma, 43.3Ma 和 18.6~10.5Ma(Hodges, et al., 2000)。

高喜马拉雅(GHM)亚地体中沉积盖层发育齐全, 包括古生代、中生代与古始新统的海相沉积以及渐新世以来的陆相沉积。在高喜马拉雅亚地体的加德满都—甘托克一带, 高喜马拉雅结晶岩片之下出露若干个由 MCT 制约的低喜马拉雅新元古代—寒武纪绿片岩相组成的构造窗和半构造窗。由于在特提斯—喜马拉雅(THM)亚地体的沉积盖层与高喜马拉雅(GHM)亚地体结晶变质岩系之间的强烈拆离(STD), 拆离层上部的震旦纪—寒武纪岩石强烈变质并且减薄, 位于喜马拉雅东段的古生代地层几乎全部缺失, 三叠系直接覆盖在高喜马拉雅结晶岩系之上。

(三) 低喜马拉雅(LHM)亚地体

低喜马拉雅(LHM)亚地体位于喜马拉雅结晶岩带南侧, 震旦系一下古生界绿片岩相浅变质岩系地层以主中央冲断裂(MCT)和高喜马拉雅结晶岩系相隔, 它大致可与特提斯喜马拉雅(THM)亚地体的震旦系一下古生界地层相对比, 同属于印度地台的盖层沉积。上古生界地层分布在震旦系一下古生界以南, 为冈瓦纳系沉积, 因缺乏化石依据, 暂定为石炭系—二叠系。主要岩性为黑色页岩、含复杂岩屑的泥岩和长石石英砂岩。地体沿低喜马拉雅(LHM)亚地体南界——主边冲断裂(MBT)叠置在次喜马拉雅(SHM)亚地体之上。

(四) 次喜马拉雅(SHM)亚地体

由中中新世—第四纪西瓦里克沉积盆地组成,盆地西起巴基斯坦的白沙瓦,东延经西里克山、印度阿萨姆,至缅甸掸邦高原,长达数千公里,为总厚达 6000m 的前陆盆地山麓相沉积组成。次喜马拉雅(SHM)亚地体沿喜马拉雅前锋冲断裂(MFT)往南推覆在印度克拉通之上。

二、喜马拉雅增生地体的主构造

在喜马拉雅增生地体中,特提斯-喜马拉雅(THM: Tethys Himalaya)亚地体与高喜马拉雅(GHM: Great Himalaya)亚地体的界限为藏南拆离断裂(STD: South Tibet Detachment),高喜马拉雅(GHM)亚地体和低喜马拉雅(LHM: Lasser Himalaya)亚地体的界限为主中央冲断裂(MCT: Main Central Thrust),低喜马拉雅(LHM)亚地体和次喜马拉雅(SHM: Subhimalaya)亚地体的界限为主边冲断裂(MBT: Main Boundary Thrust),次喜马拉雅(SHM)亚地体与印度克拉通的界限为主前锋冲断裂(MFT) (Burg and Chen, 1984; Burchfiel et al., 1985, 1992; 崔军文等, 1992, 1996; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996; Yin and Harrison, 2000) (图 II-1-1)。主中冲断裂(MCT)和藏南拆离断裂(STD)均为强变形的韧性剪切带,在尼泊尔的 MCT 厚达 6km, STD 的厚度约 1km。大部分的藏南拆离断裂(STD)和一部分的主中冲断裂(MCT)在中国境内出露。

研究表明,藏南拆离系(STD) (Burg et al., 1984a, Burchfiel et al., 1992)的韧性活动制约在 23~18Ma (Hodge et al., 1992, 1996), NW 尼泊尔的白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 15~13Ma (Godin et al., 2001, 某些学者认为 STD 在尼泊尔在第四纪活动。位于 GHM 和 LHM 之间的主中冲断裂(MCT) (LeFort, 1975; Arita, 1983; Brun et al., 1985; Brunel, 1986)具有明显的变质倒置的特征 (LeFort, 1975)。研究指出 MCT 沿上部边界的活动年龄根据⁴⁰Ar/³⁹Ar 角闪石和淡色花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 20~23Ma (Hubbard and Harrison, 1989; Hodge et al., 1993; Coleman, 1998), 往下年龄变小, 由 20Ma 变为 5~3Ma。

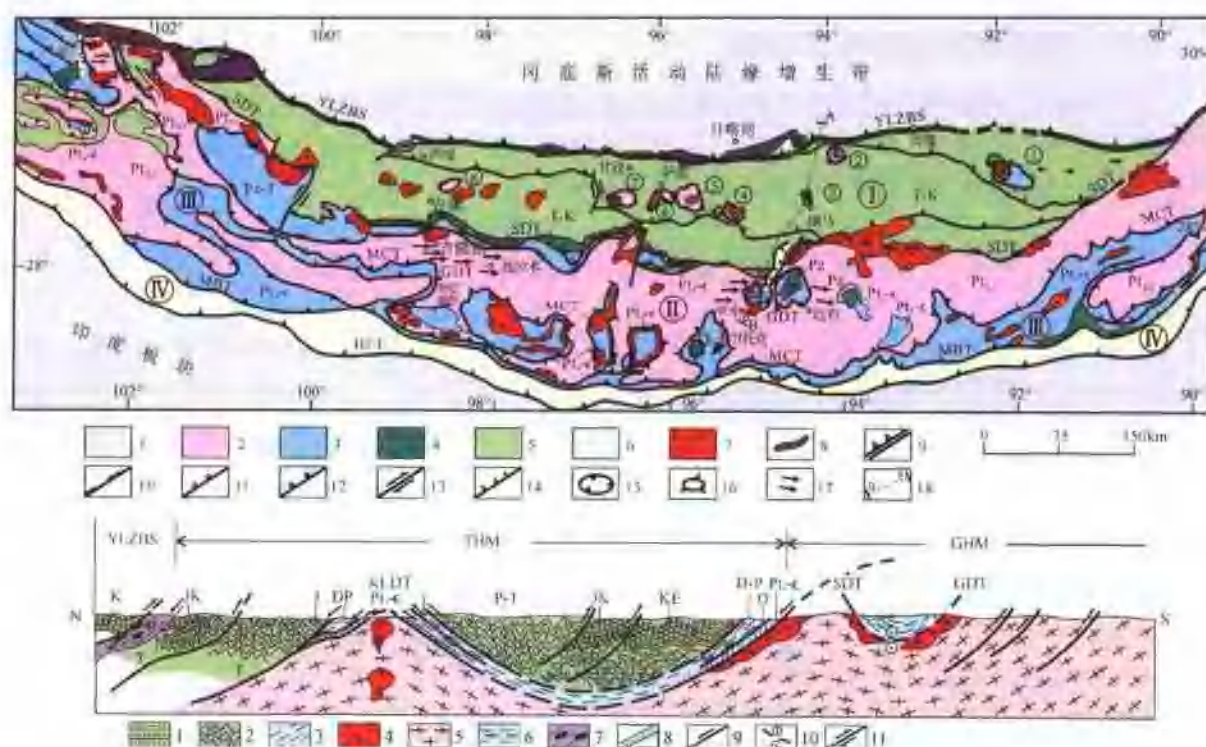
第二节 喜马拉雅地体中的大型 SN 向拆离构造

位于高喜马拉雅后缘的 EW 向向北缓倾的藏南拆离断裂(STD)是一条 NS 向伸展构造带(图 II-1-3), 其在 EW 方向的延伸及向下的延拓一直是受关注的问题。

人们注意到在特提斯-喜马拉雅(THM)亚地体中部的吉隆—拉轨岗日—康马 300km 的长度范围内, 出露 9 个以元古代变质基底岩石为核部、被古生代—中生代地层围绕的穹窿构造, 称为拉轨岗日片麻岩穹窿带, 并发现变质基底与上部盖层之间的断层关系, 特别是康马片麻岩穹窿呈现伸展构造, 曾被认为其与 STD 向北的拆离有关 (Chen et al., 1990), 但也有不同的观点: 与双重逆冲有关 (Burg et al., 1984b), 纯剪切伸展的产物 (Lee et al., 2000), 重力稳态造成的底辟流动 (Le Fort et al., 1987, 1966) 以及在水平挤压下的韧性下地壳的上涌 (Yin et al., 1999)。问题的关键是弄清楚拉轨岗日片麻岩穹窿中变质基底与盖层之间的是否存在拆离断层, 断层性质、上下的组分、变质程度、运动矢量、形成的时限以及动力学机制。

一、特提斯-喜马拉雅(THM)亚地体片麻岩穹窿中的 SN 向拆离构造

在上述称为拉冈日片麻岩穹窿构造, 自东向西为曲松穹窿、仁布穹窿、康马穹窿、哈金桑惹穹窿、萨迦穹窿、普拉轨岗日 (普弄抗日、总布荣和阿马穹窿) 和吉隆穹窿等。平面上呈圆形、椭圆形及长条形等几何形态, 又称康马-拉轨岗日穹窿带。特提斯-喜马拉雅单元自上面下的构造层次显示了如下变形特征。



II-1-3 高喜马拉雅地体中东段(普兰—亚东地区)构造图及构造剖面图

构造图: 1—喜马拉雅地体周缘地区; 2—早—中元古代变质基底岩石; 3—新元古—早古生代地层; 4—上古生代地层; 5—中生代地层; 6—新生代地层; 7—花岗岩; 8—蛇绿岩; 9—缝合带; 10—主拆离断层带; 11—拆离断层; 12—逆冲断层; 13—走滑断层; 14—正断层; 15—飞来峰; 16—构造窗; 17—错移方向; 18—构造剖面位置。构造图以潘桂堂等编制的青藏高原1:500万地质图(2005)为基础, 结合本研究成果编制

构造剖面图: 1—中、新生代沉积; 2—三叠纪同埋理褶皱; 3—古生代盖层; 4—浅色花岗岩; 5—元古代片麻岩; 6—泥盆—二叠纪地层; 7—俯冲杂岩带; 8—晚元古—寒武纪变质片岩; 9—剪切运动方向; 10—拆离断裂面上盘向里(E)下盘向外(W)运动; 11—逆冲断裂

Burg 等(1984)最早提出康马穹隆核部由变形的眼球状片麻岩组成, 形成年龄为 $(562 \pm 4) \text{Ma}$ (U/Pb) (Scharer et al; 1986)。新的研究表明, 康马变质穹隆的基底岩石——花岗质片麻岩的原岩形成时代为 835—869Ma, 并经历了泛非造山事件(504—528Ma)的影响(许志琴等, 2005)。康马变质基底与古生代—中生代盖层之间的拆离断层为 NS 向伸展变形的产物, 形成年龄由正片麻岩的黑云母坪年龄 $(20.4 \pm 0.6) \text{Ma}$ 和白云母坪年龄 15.5Ma 而确定(Chen Z. et al., 1990)。

(一) 康马穹隆中变质基底和盖层之间的韧性拆离构造

康马穹隆为聂拉木群的富铝深变质岩系, 呈 NS 向椭圆状, 叶理面向四周缓倾, 倾角 $10^\circ \sim 25^\circ$ 。聂拉木群之上出露盖层震旦纪—奥陶纪、泥盆纪—二叠纪地层及三叠纪地层, 逐次围绕在聂拉木群四周, 盖层强烈变形及减薄。组成康马穹隆变质基底的聂拉木群片麻岩与盖层之间为韧性剪切带, 沿着变质基底和早古生代地层的界面分布, 穹形产出, 由基底的花岗质糜棱岩和盖层的千糜岩组成, 厚约 250m。糜棱面理上发育由长英质脉的布丁构造和石榴子石压力影组成的拉伸线理, 在穹隆北部为南北向, 南部为 NWN—SES 向。剪切带中发育褶皱枢纽平行拉伸线理方向的紧闭“A”型褶皱, XZ 面上的 S/C 构造、“σ”型长石碎斑体系及长英质脉的不对称褶皱等剪切应变变均显示了自南而北(或自南南东至北北西)的运动方向(图 II-1-4)。糜棱面理(S1)的重褶形成 S2 面理, S2 上同样发育 NS 向拉伸线理以及形成以 S2 为轴面的“B”型褶皱, 震旦纪—奥陶纪、泥盆纪—二叠纪地层及三叠纪地层之间自下而上发育由韧性→脆性转化、厚度渐小(几十米到几米)的两条走向 EW、拆离方向 SN 的次级拆离断层带, 均显示了自南而北的剪切应变特征。后期的改造使拆离断层带呈现穹形构造样式, 核部聂拉木群变质岩系出露地表。

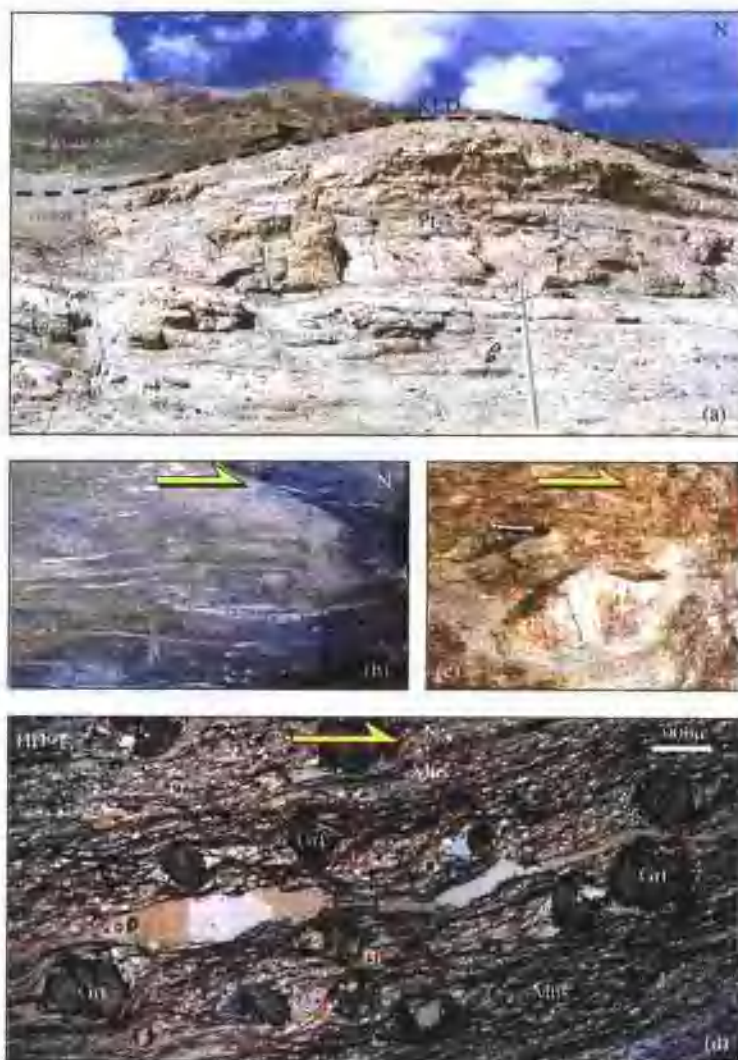


图 11-4 康马 SN 向韧性拆离构造带野外变形构造及显微照片

(a)KLD—康马-拉轨岗日主拆离带界面,下部为 P_{1-2} —中-新元古代花岗片麻岩,上部为 P_1-P_2 —新元古代—早古生代石榴子石片岩盖层;(b),(c)拆离断裂带上部寒武纪—奥陶纪浅变质板岩和变质砂岩盖层中剪切褶皱与石英脉的旋转布丁构造显示自南而北的剪切指向;(d)上部震旦纪石榴子石云母片岩中石榴子石碎斑不对称压力影指示自南而北的剪切指向,Grt—石榴子石,Pls—黑云母,Mus—白云母,Q—石英

(二) 康马拆离剪切带石英组构的 EBSD 测定

采集康马穹隆变质基底与盖层之间主韧性剪切带中五个样品的石英颗粒在国土资源部大陆动力学重点实验室进行电子背散射(electron backscatter diffraction,EBSD)技术测定,三个样品为位于变质基底的糜棱岩化花岗片麻岩(HH5、HH6、HH8),两个样品为盖层底部震旦纪—寒武纪(Z—C)的千糜岩化石榴子石石英片岩(HH18)和石英片岩(HH95),所测数据点的范围为 2538~6887。通过下半球投影获得的石英 EBSD 图(图 11-5)显示了基底糜棱岩化花岗片麻岩的石英组构类型为中高温($450 \sim 550^\circ\text{C}$)棱面 $|10\bar{1}1| \langle a \rangle$ 、柱面 $|10\bar{1}1| \langle a \rangle$ 组构和高温($>650^\circ\text{C}$)柱面 $|10\bar{1}0| \langle c \rangle$ 组构,剪切指向为自南向北;盖层底部千糜岩化石榴子石石英片岩(HH97)的石英组构表现为早期高温($>600^\circ\text{C}$)柱面 $|10\bar{1}0| \langle c \rangle$ 组构和叠置后期的低温($<350^\circ\text{C}$)底面 $|0001| \langle a \rangle$ 组构;石英片岩(HH95)的石英组构为中低温组构类型,两者的剪切指向同样为自南向北。表明康马拆离带形成在高温($>650^\circ\text{C}$)条件,并经历了中温($450 \sim 550^\circ\text{C}$)→中低温($350 \sim 450^\circ\text{C}$)→低温($<350^\circ\text{C}$)的递退过程(Mainprice et al., 1986),伴随有同构造的花岗质脉→石英脉沿着(或斜交)糜棱面理贯入。

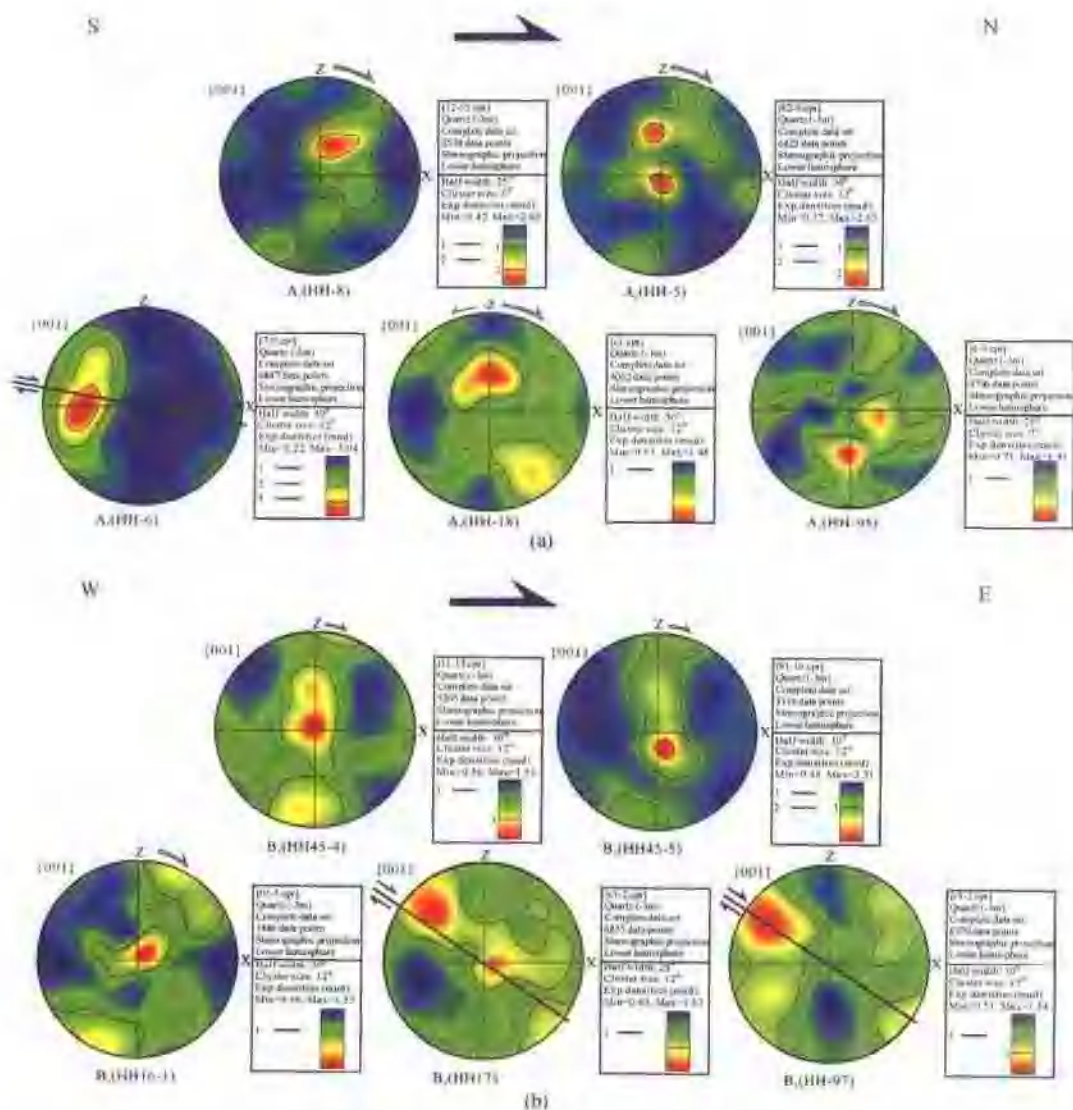


图 1-5 康马 SN 向拆离构造带中石英组构的 EBSD 测量
每个样品的测量点数 1886~6970 (由国土资源部大陆动力学实验室陈方远测试)

上述研究表明,康马穹窿的形成主要经历了 20Ma 以来的伸展作用,形成基底与盖层之间的自南而北的韧性拆离断层,继后由于东西向挤压使韧性拆离断层弯曲,形成穹窿构造。

李德威等(2003)在研究藏南萨迦的拉轨岗日穹窿带时同样提出 NS 向拆离构造带的存在。拉轨岗日穹窿带由三个小穹窿——普弄抗日、总布容和阿马穹窿组成穹窿核部的花岗片麻岩、混合花岗岩夹角闪斜长岩和榴闪岩的深中质岩系之上为由云母石英片岩、石榴子石云母片岩、十字石蓝晶石片岩、石英岩和大理岩组成的薄层中等变质(角闪岩-绿片岩相)岩系其周围分别与下二叠统、三叠纪和下侏罗统未变质岩系直接接触,缺失整个早古生代—泥盆纪地层(李德威等,2003)。笔者认为穹窿核部深变质岩系之上的中等变质岩系可与康马穹窿拆离带之上的新元古代—寒武纪的变质岩系对比,并且在穹窿的核部均有浅色花岗岩底辟的侵位。因此康马-拉轨岗日穹窿带中包含了同一条 SN 向拆离断层带的证据,可称为“康马-拉轨岗日拆离断层带”(KLD)。

(三) 藏南拆离断层(STD)与康马-拉轨岗日拆离断层(KLD)连接

藏南拆离带(STD)是特提斯-喜马拉雅地体(THM)与高喜马拉雅地体(GHM)之间的边界,是

一条发生在中上元古代变质基底(下板片)和盖层(上板片)之间的一条规模巨大的向北缓倾并具有自南向北滑移的拆离构造带(Burchfiel et al., 1992; 崔军文等, 1992)。笔者观测到在亚东帕里以北—聂拉木—吉隆镇以北地区, STD之下为高喜马拉雅角闪岩相-绿片岩相的富含铝质的片麻岩系, 其顶部约2km厚的岩层强烈剪切应变和糜棱岩化, 卷入拆离构造带中; 拆离构造带之上的盖层自下而上发生自角闪岩相→绿片岩相→低绿片岩相→未变质相的递进变质、强剪切变形→弱剪切的变形的递进应变演化规律, 以及由于拆离作用的影响盖层厚度明显减薄甚至尖灭。研究表明 STD 中段 450km 的范围内, 拆离带上部盖层岩片的底部均出露厚度仅几十米的新元古代—早寒武世强烈糜棱岩化的石榴子石云母片岩和二云石英片岩, 其上寒武纪—奥陶纪为低绿片岩相(含有绿泥石、绿帘石和绢云母等矿物)的千枚岩、石英变质砂岩、钙质片岩、石英岩和大理岩, 在平面上呈透镜状, 厚度 0~300m。

上板片的上部为厚度不等(几十到几百米)的未变质的泥盆纪石英砂岩-砂页岩-灰岩、石炭纪—二叠纪陆缘碎屑岩夹含砾板岩、三叠纪石英砂岩夹细砾岩和侏罗纪砂岩-粉砂岩。在上部板片的新元古代—早寒武世/上寒武纪—奥陶纪/泥盆纪—石炭纪—二叠纪/三叠纪盖层之间均有自下而上从韧性-脆性-脆性递变的次级平行拆离断裂系间隔。新编的 1:500 万青藏高原地质图(潘桂堂等, 2004)上东段(亚东以东-东构造结, EW→NE-SW 向延展)以及西段(普兰一带, NW—SE 向延展)的 STD 还显示了高喜马拉雅结晶岩系与中生代不同地层直接接触, 新元古代—古生代地层全部缺失或部分缺失, 大的淡色花岗岩体沿带侵入。

前人已经开始注意到藏南拆离断层(STD)与康马-拉轨岗口拆离断层(KLD)之间的关系(崔军文, 1997; 赵文津等, 2001; 李德威等, 2003)。笔者的研究进一步确认藏南拆离断层(STD)与康马-拉轨岗口拆离断层(KLD)相连接的如下证据:

1. STD 和 KLD 之下的基底岩石对比

STD 之下的高喜马拉雅的前震旦纪变质岩为聂拉木群高角闪岩相-绿片岩相的副变质岩系, 以含蓝晶石、十字石、矽线石的石榴子石片岩和片麻岩为主, 夹变粒岩、大理岩和石英岩。其中, 位于高喜马拉雅东部(亚东地区)的岩石主要为石榴矽线黑云斜长片麻岩、矽线黑云斜长片麻岩、二云二长片麻岩、黑云二长片麻岩等; 西部(聂拉木地区)的岩石主要由矽线石榴二云二长片麻岩、蓝晶石矽线石二云二长片麻岩、白云母斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、含十字石石榴蓝晶石黑云片岩和透辉石大理岩等组成。

KLD 之下的特提斯-喜马拉雅的变质穹窿核部拉轨岗口群也是一套高角闪岩相-绿片岩相的副变质岩系, 以含蓝晶石、十字石、矽线石的石榴子石片岩、片麻岩及花岗质片麻岩为主, 与高喜马拉雅的聂拉木群相似。其中, 位于特提斯-喜马拉雅拉轨岗口穹窿带东端的康马变质穹窿主要由黑云二长片麻岩、二云二长片麻岩、矽线石榴黑云斜长片麻岩和矽线二云二长片麻岩等组成; 而位于西部的吉隆佩枯错变质穹窿为一套花岗质片麻岩体, 与侏罗纪与白垩纪浅海相地层为断层接触, 南缘为逆冲断层, 北缘为正断层, 该岩体为变质基底的组分, 是挤出构造岩片产出。

分别对亚东、聂拉木、康马和吉隆等地的 16 个样品进行的地球化学和原岩分析, 结合上述岩石组合特征, 表明喜马拉雅的变质基底可能为孔兹岩系。其特征为:

从稀土配分模式(图 II-1-6A)可以看出, 除了 HH-29, 其余样品均表现出轻稀土相对富集且一致, 而重稀土相对亏损且稍有变化的特点, 具有显著的 Eu 负异常。另外稀土总量较高, 但相对较稳定, 变化不大, $\Sigma \text{REE} = (116.35 \sim 282.41) \times 10^{-6}$ 。微量元素分布特征则表现为大离子亲石元素相对富集, 高场强元素相对亏损(图 II-1-6B)。

四个地区的样品的主要化学成分, 均具有典型的孔兹岩的富 Al, 贫钙碱, K_2O 高于 Na_2O 等特征; SiO_2 与 Al_2O_3 明显负相关, 且成分十分稳定 $\text{SiO}_2 = 61.81 \sim 73.56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.43 \sim 21.25\%$ 。根据涅格夫(1974)(图 II-1-6C)化学成分图解资料的判断, 这类岩石的原岩主要为较富铝的长石质砂岩和石英岩质砂岩及可能少量的陆相粘土岩。

位于藏南拆离带(STD)和康马-拉轨岗口(KLD)拆离带以下的变质基底原岩均为含富铝质沉积岩系组合, 原岩年龄大于 800Ma, 以早中元古代为主。并共同经历了泛非-早古生代(599~429Ma)造山事件(许志琴等, 2005), 具有共同的变形和变质演化历史, 表明它们为喜马拉雅地体的统一基底。

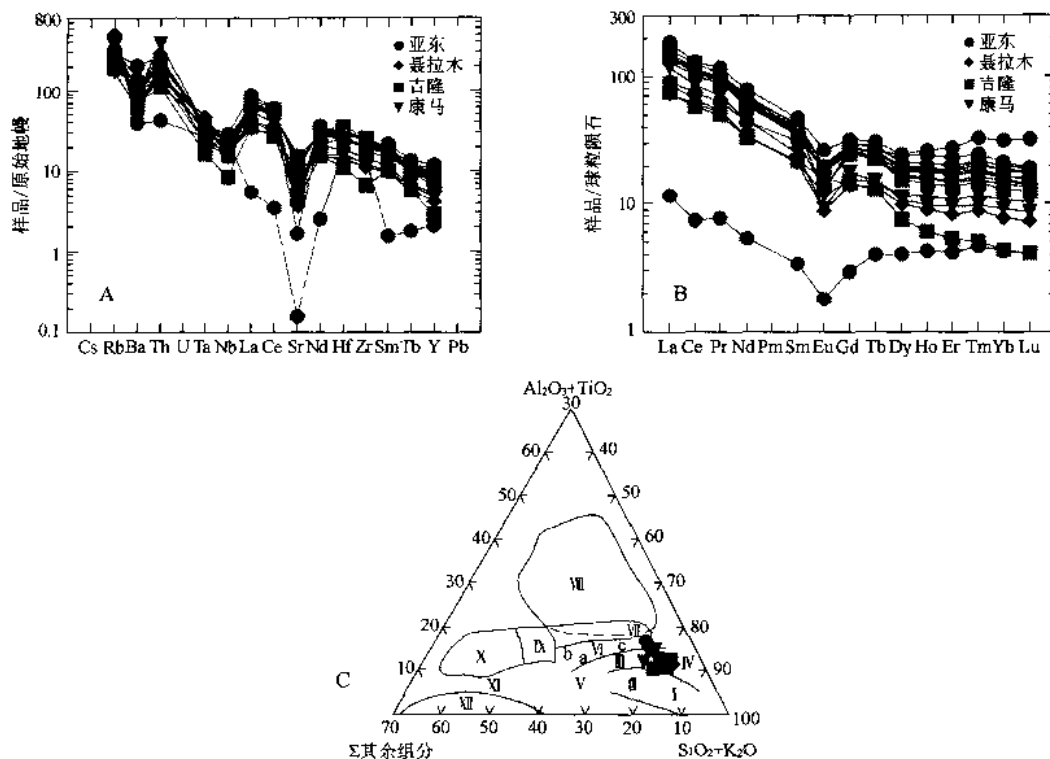


图 II-1-6 喜马拉雅孔兹岩稀土配分模式/微量元素蛛网图及原岩恢复图解

A—稀土配分模式图(球粒陨石标准值参考 Nakamura, 1974); B—微量元素蛛网(原始地幔标准值参考 McDonough 等, 1991); C—原岩恢复图解(涅格夫, 1974; 转引自卢良兆等, 1996)

2. STD 和 KLD 上部岩片对比

康马-拉轨岗日拆离断层之上均为角闪岩相——绿片岩相-低绿片岩相的震旦纪—早古生代盖层岩片, 强烈的剪切应变及自上而下的铲式构造样式同样显示了自南往北的剪切指向。由于拆离作用影响, 上盘板片中的地层明显减薄和缺失, 如康马拆离断层以上震旦代—早古生代厚度减薄到只有 1km, 藏南拆离断层带之上的震旦纪—早古生代盖层仅有 2.5~3km 厚。康马-拉轨岗日拆离断层带中变质基底与拆离断裂带之上不同时代盖层的接触(新元古代—寒武纪、早古生代、石炭纪—二叠纪、二叠纪—三叠纪、三叠纪和三叠纪—侏罗纪等), 拆离断裂带中盖层不同程度的减薄和尖灭可能与拆离强度在纵向上的不均一性有关, 这与藏南拆离带的情况相同。

3. 变形对比

藏南和康马-拉轨岗日拆离断层带均为韧性-韧脆性-脆性拆离断裂系组成, 主拆离带岩石强烈糜棱岩化, 糜棱面理上发育相同的近 SN 向拉伸线理, 剪切应变显示自南往北的指向。

4. 活动时间对比

前人资料表明藏南拆离断裂(STD)开始活动的时间早于 22Ma (Hodges et al., 1996) 中中新世和第四纪再活动(Hodges et al., 1998; Hurtado et al., 未发表)。康马拆离断裂(KLDT)开始活动的时间为 20Ma, 二云母花岗岩和淡色花岗岩侵入体的独居石 U-Th-Pb 年龄为 9.5~17.6Ma (Scharer et al., 1986; Harrison et al., 1997a), 上述表明藏南拆离断层带(STD)与康马-拉轨岗日拆离断层带(KLD)形成时代基本相当。由此, 康马-拉轨岗日拆离断层带(KLD)与藏南拆离断层带(STD)实为同一条拆离断层带。

5. 康马-拉轨岗日片麻岩穹窿的形成机制

康马-拉轨岗日拆离断层带(KLD)与藏南拆离断层带(STD)为同一条拆离断层带, 那么康马-拉轨岗日穹窿带是如何形成的问题, 也就是解释位于深部的康马拆离断层带如何上隆而出露地表问题, 中美

合作进行的 INDEPTH 计划所获得的横穿拉萨地体和喜马拉雅地体的羊八井—帕里 (INDEPTH-1) 地震反射剖面揭示了在特提斯-喜马拉雅亚地体之下, 有两条反射界面均在康马穹窿的下部拱起 (图 II-1-7) (Zhao et al., 1993), 由于康马-拉轨岗日拆离带的穹窿核部均有二云母花岗岩和淡色花岗岩体的侵位 (9.5—17.6Ma, Schärer et al., 1986; Harrison et al., 1997a), 表明康马-拉轨岗日穹窿带的形成与深部 MCT 的拱起及花岗岩的侵入有关; 地震反射剖面还揭示喜马拉雅地体之下的深部逆冲断裂 (MHT) 向北以缓倾角插入冈底斯地体之下, 板下逆冲断裂 (MHT) 的活动产生的壳下局部熔融物质的上涌是形成淡色花岗岩浆的可能原因。

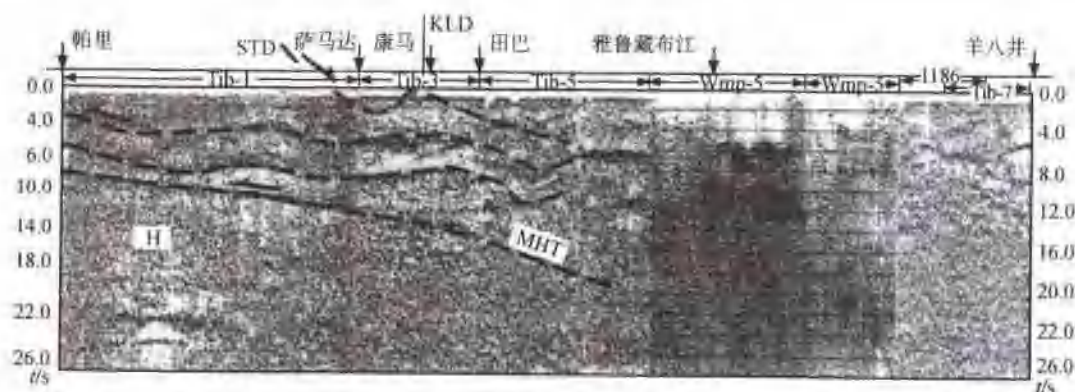


图 II-1-7 穿越喜马拉雅的地震反射剖面解释图

(原始资料据 Zhao et al., 1993)

MHT—主喜马拉雅冲断裂(深部); STD—藏南拆离断裂; KLD—康马-拉轨岗日拆离断裂

第三节 高喜马拉雅亚地体中的 EW 向拆离构造

在高喜马拉雅 (GHM) 亚地体中主要发育以聂拉木群孔兹岩系为主印度次大陆变质基底, 在东段亚东一带变质基底之上出露寒武纪—奥陶纪浅变质岩系组成的盖层, 组成向形构造。新的变形构造研究厘定了高喜马拉雅单元 (中国境内) 中反映现代喜马拉雅变形特征的三种韧性变形样式: 自北而南的韧性逆冲剪切变形构造; 自南而北的韧性正滑变形构造; EW 向韧性拉伸变形构造 (图 II-1-8)。特别是 EW 向韧性拉伸变形构造的发现为讨论喜马拉雅造山机制提供了新的思考。

沿高喜马拉雅亚地体自西向东“普兰-吉隆-聂拉木-亚东”800km 一线, 在变质基底与盖层中普遍发育以 EW 向拉伸线理为特征的面形韧性拆离构造, 我们称它为高喜马拉雅 (普兰-亚东) 东西向拆离带。证据如下:

(一) 高喜马拉雅 (普兰—亚东) 东西向拆离带的微构造特征

1. 西部普兰地区

普兰纳木那尼峰下的聂拉木群由含石榴子石斜长角闪片麻岩、矽线石榴黑云斜长片麻岩、长英质片麻岩和大理岩等组成的变质岩系普遍糜棱岩化, 糜棱面理近水平, 发育近 EW 向拉伸线理, 显示了角闪石定向排列及长英质脉布丁的微构造特征。XZ 面定向薄片上的 S/C 构造、“σ”和“δ”型长石碎斑体系、不对称云母鱼、拖曳褶皱以及多米诺骨牌构造等均显示自西往东的剪切指向。

2. 中部吉隆和聂拉木地区

珠穆朗玛峰以西的吉隆和聂拉木地区以矽线石榴黑云斜长片麻岩为主的孔兹岩系中, 均发现 EW 向韧性伸展变形, 在向北缓倾的面理上发育 EW 向水平拉伸线理, 剪切应变指示自西向东的剪切指向。

3. 东部亚东地区

位于廷布—甘托克之间的亚东地区出露新元古代形成的并经历泛非-早古生代变质事件的孔兹岩

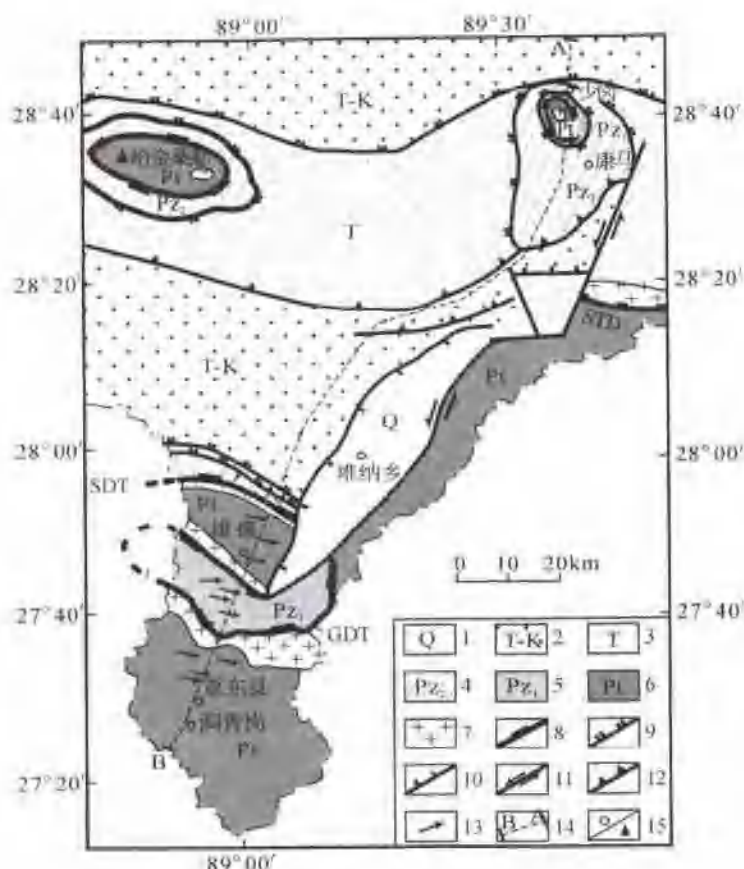


图 1-8 亚东—康马地区构造图

1—第四纪裂谷盆地;2—三叠—白垩纪地层;3—叠纪地层;4—晚古生代地层;5—早古生代浅变质岩系;6—早—中元古代变质基底;7—花岗岩;8—拆离断层主界面;9—拆离断层;10—正断层;11—走滑断层;12—逆冲断层;13—拉伸线理及剪切指向;14—构造剖面位置;15—地点和山峰(据 1:25 万亚东幅地质图(待刊)简化和本研究成果编制)

系(许志琴等,2005),在其上保留由震旦纪—寒武纪肉切村组石榴子石黑云母片岩夹变质砂岩组成的盖层,构成向斜构造(杠嘎向斜),并为晚期花岗岩体侵位。观察结果表明,在震旦纪—寒武纪盖层和前震旦纪变质基底之间存在一条具有 EW 向拉伸线理的强剪切应变的面形韧性剪切带,厚度约 1km,韧性剪切带呈向形构造样式产出,表明韧性剪切带又经历了后期南北向挤压作用。

面形韧性剪切带下部前震旦纪变质岩系中,根据斜长角闪岩的透镜体的雁行状排列、不对称长英质脉体的布丁及不对称褶皱等剪切应变特征,判断剪切指向为自北往南;面形韧性剪切带上部绿片岩相的震旦纪—寒武纪沉积盖层强烈变形,与变质基底的变形具有连续性、递进性,普遍发育 EW 向拉伸线理,出现轴面向西缓倾的近平卧不对称协调褶皱系列,根据褶皱轴面的倾伏以及石榴子石旋转、S/C 构造及不对称布丁化石英脉的微构造特征,确定剪切指向自西往东(图 1-9)。

(二) 高喜马拉雅(普兰—亚东)东西向拆离带石英组构的 EBSD 测量

选择普兰地区变质基底糜棱岩化花岗片麻岩 HH45-4 和 HH45-5 和亚东地区盖层的石英榴闪岩(HH16-1,HH17)和黑云母变质砂岩(HH22)共五个样品,获得花岗片麻岩中石英颗粒的中温($450 \sim 650^{\circ}\text{C}$) $|10\bar{1}0| < a >$ 和 $|10\bar{1}1| < a >$ 滑移系和低温($< 350^{\circ}\text{C}$)的 $|0001| < a >$ 滑移系特征,无论是卷入剪切带的基底还是盖层的强剪切变形岩石均显示了自西往东的运动指向(图 1-10)。

(三) 高喜马拉雅中 EW 向伸展构造与 NS 向逆冲构造的转换关系

聂拉木南樟木海关一带(20km 范围内)的基底变质岩系中发育近 EW 走向 N 倾的渗透性面理,倾

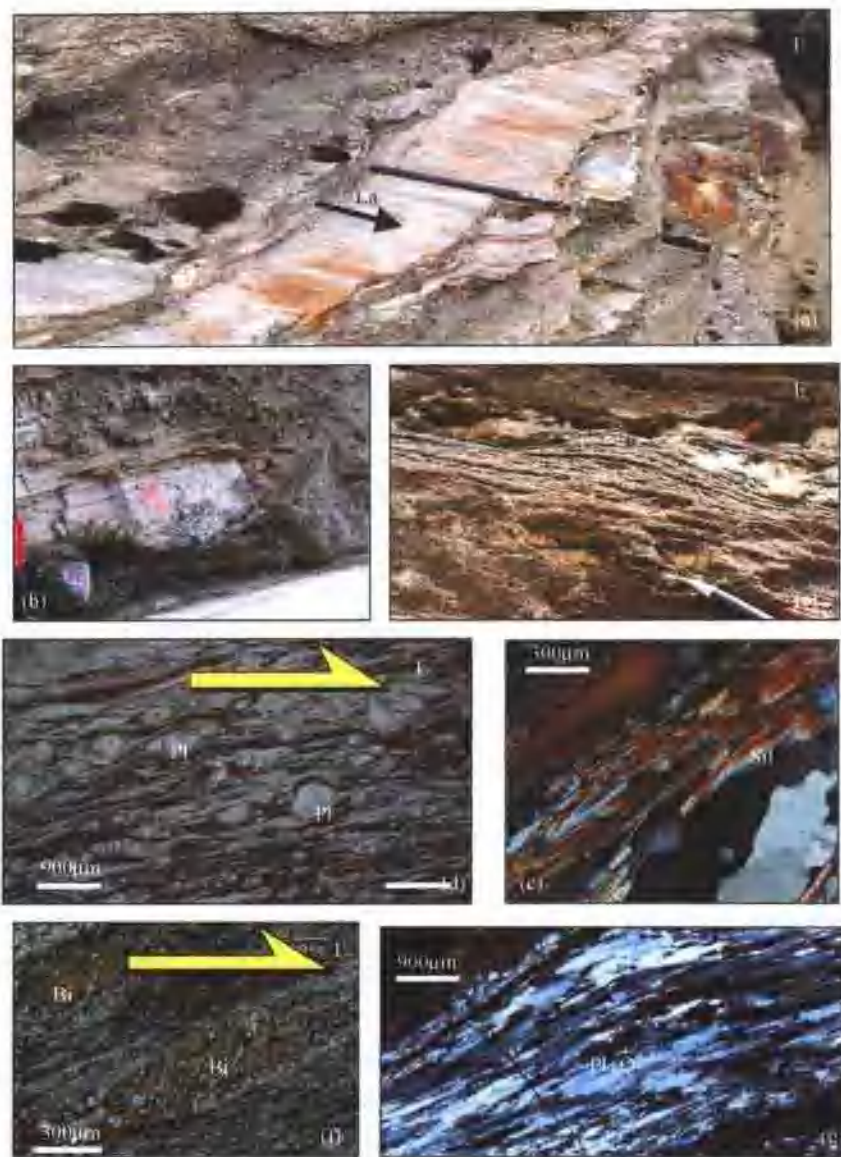


图 11-19 高喜马拉雅地体中 EW 向拆离构造带的变形构造及显微照片

(a) 亚东北部 EW 向拆离构造带的糜棱岩面理上发育 EW 向拉伸线理(L_a)；(b) 长英质脉的旋转布丁构造显示自西向东的剪切应变；(c) “A”型剪切带褶皱；(d) 普兰花岗岩质糜棱岩中“a”型长石碎斑指示自西往东的剪切应变；(e) 亚东北变质基底破线石-石榴子石-黑云母-斜长片麻岩的显微照片其中见由破线石矿物线理组成的 EW 向拉伸线理；(f) 亚东 EW 向拆离构造带上黑云母片岩中发育反向多米诺骨牌结构的黑云母鱼，指示自西向东的剪切；(g) 普兰花岗岩质糜棱岩

Pl—黑云母；Mus—白云母；Pl—斜长石；Sil—破线石

角 $25^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ，面理上发育近水平的 EW 向拉伸线理，剪切应变显示自西向东。自北而南可见 EW 向拉伸线理在面理上逐渐由水平向西斜倾，并且由缓倾渐变为陡倾 ($W < 35^{\circ} \rightarrow W < 63^{\circ}$)，剪切应变由自西向东的运动指向逐渐变为自北而南的逆冲运动指向，由近水平的向东滑移的构造样式逐渐转为右行逆冲和逆冲型的应变样式。

在亚东和吉隆镇南部变质基底中也出现与聂拉木南樟木海关一带相同的两组拉伸线理方向 (NS 和 EW 向) 转换的情况，过渡区域呈现剪切应变指示了右行逆冲的运动指向。

(四) 喜马拉雅造山事件年龄

主中冲断裂 (MCT) 中淡色花岗岩的角闪石 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 测试及 U-Pb 定年表明 MCT 形成早于 23—

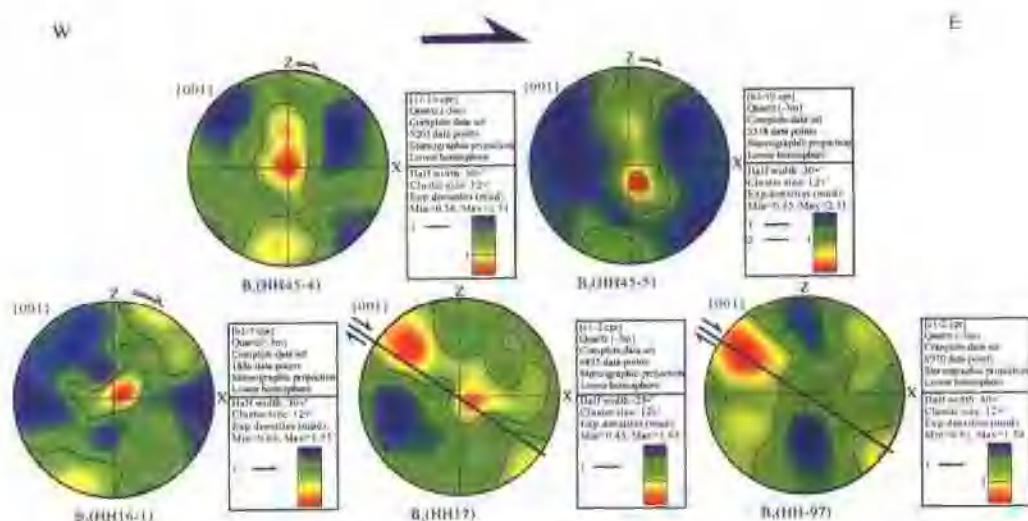


图 II-1-10 高喜马拉雅亚地体 EW 向中拆离构造带中石英组构的 EBSD 测量

20Ma(Hubbard, 1989; Hodges et al., 1996),但它在晚中-上新世还继续活动(Harrison et al., 1997b),并显示了全新世活动的证据(Hodges et al., 未发表)。藏南拆离断裂(STD)开始活动的时间也是早于22Ma(Hodges et al., 1996),中中新世和第四纪再活动(Hodges et al., 1998; Hurtado et al., 未发表)。上述表明制约高喜马拉雅亚地体的两条断裂主中冲断裂(MCT)和藏南拆离断裂(STD)几乎是同时产生和活动的,高喜马拉雅崛起的机制是“向上的挤出机制”(Chemenda et al., 1996, 2000)。伴随挤出机制产生的大量浅色花岗岩的 U-Th-Pb 年龄为 22~23Ma(Harrison et al., 1995b; Hodges et al., 1996;)到 12~13Ma(Wu et al., 1998),在东西构造结发现最年青的浅色花岗岩的年龄(< 4Ma)(Zeitler et al., 1993; Burg et al., 1998)。

本研究通过亚东砂线石榴黑云斜长片麻岩(HH32)中 3 个变质锆石及变质增生锆石($\text{Th}/\text{U}=0.01\sim 0.03$)所测得的年龄($27\pm 1\text{Ma}$, $19\pm 14\text{Ma}$, $12\pm 5\text{Ma}$)为一致年龄,加权平均值($19.3\pm 6.7\text{Ma}$);聂拉木 HH72 样品变质锆石($\text{Th}/\text{U}<0.1$)所测的年龄($20\pm 0.6\text{Ma}$, $19\pm 0.5\text{Ma}$, $19\pm 0.5\text{Ma}$, $18\pm 0.5\text{Ma}$)为一致年龄,平均值为:($19.29\pm 0.63\text{Ma}$) (许志琴等, 2005;图 II-1-11,表 II-1-1)。另外,EW 向拆离断裂带之下的高喜马拉雅亚东北糜棱质副片麻岩(HH29)变质锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为($20.88\pm 0.76\text{Ma}$ ~($25.19\pm 0.93\text{Ma}$)。表明 NS 向和 EW 拆离构造发生的时限基本相同。新的 SHRIMP 测年数据结果代表了喜马拉雅事件记录,与前人大量研究结果一致。

表 II-1-1 亚东(HH32)、聂拉木(HH72)和亚东北(HH29)片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年数据

样品	含量/ 10^{-6}			Th/U	$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}^*$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	年龄 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}/\text{Ma}$
	U	Th	^{206}Pb				
HH32-18.1	375	9	1.35	0.03	15.8479 ± 1.3154	237.90 ± 9.2780	27 ± 1
HH32-3.2	40	1	0.30	0.03		342.00 ± 249.66	19 ± 14
HH32-6.1	109	1	0.38	0.01		546.00 ± 212.94	12 ± 5
HH72-22.1	4031	7	10.8	0.00	78.7402 ± 16.5354	328.10 ± 9.5149	20 ± 0.6
HH72-13.1	9171	30	23.8	0.00	60.9756 ± 5.2439	335.00 ± 9.3800	19 ± 0.5
HH72-19.1	5795	12	14.9	0.00	56.1798 ± 4.6067	337.60 ± 9.4528	19 ± 0.5
HH72-23.1	18403	52	43.2	0.00	49.4315 ± 1.8290	366.50 ± 9.8955	18 ± 0.5

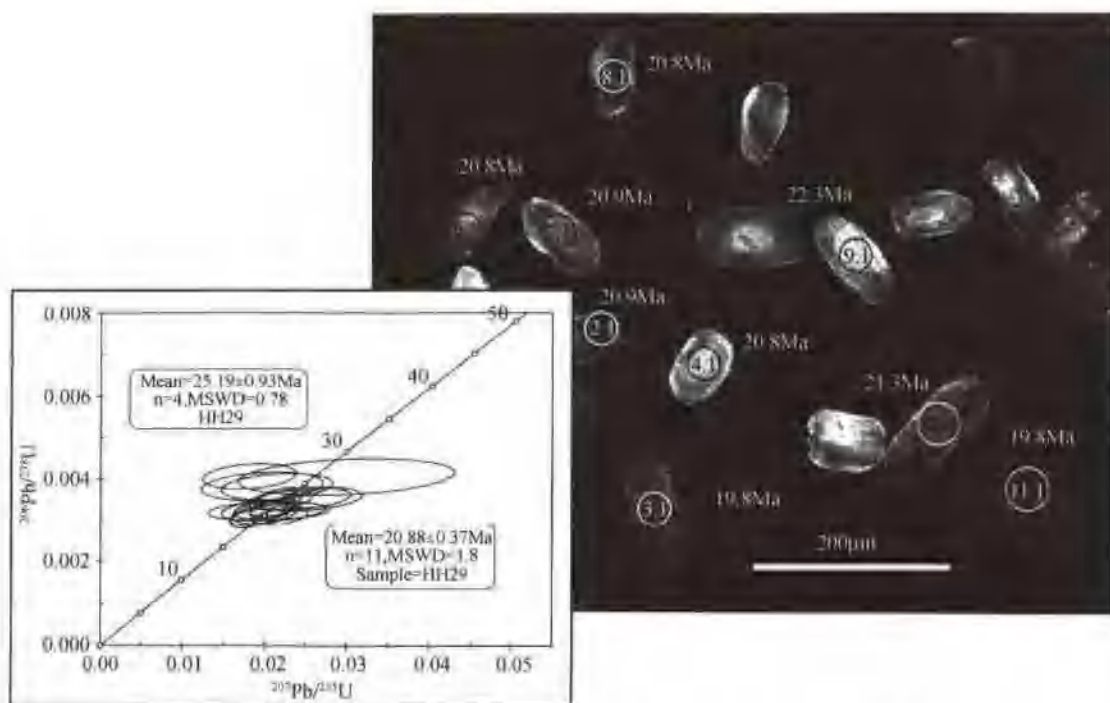


图 11-1-11 高喜马拉雅亚东北麓变质副片麻岩(HH29)锆石的阴极发光照片及变质锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄谱和曲线图

第四节 现代喜马拉雅造山机制的再讨论

研究表明,特提斯洋的影响使印度陆块上的原始喜马拉雅泛非-早古生代造山带为上古生代至白垩纪特提斯型海相沉积所覆盖,69Ma 开始印度陆块向北移动,55Ma 印度与亚洲碰撞,继后以 2.5cm/yr 的速度前进,使印度陆块俯冲消减,大印度陆块变成小印度陆块。新生代开始,喜马拉雅再次崛起,现代喜马拉雅造山带成为亚洲/印度陆块碰撞的最好例子。印度与亚洲的拼贴不仅产生喜马拉雅山链,还形成 5km 高的青藏高原、巨大范围的变形域以及地壳缩短和加厚。地壳的缩短主要通过喜马拉雅地体中及雅鲁藏布缝合带以北地区的变形——逆冲断裂、褶皱和早期构造的再活化表现出来。

现代喜马拉雅造山机制是人们研究青藏高原大陆动力学最为关注的问题之一。最近 An Yin 在喜马拉雅新生代构造演化的综述文章(2006)中很好地归纳了喜马拉雅造山机制的前人观点;特别是高喜马拉雅变质体(GHM)如何从下地壳就位到现在的位置的几种代表性的侵位模式:MCT 的作用(Heim and Gansser, 1939), GHM 作为刚性或韧性变形楔被挤出(Burchfiel and Royden, 1985; Hodge et al., 1992; Burchfiel et al., 1992; Grujic et al., 1996; Grasemann and Vannay, 1999; Vannay and Grasemann., 2001),陆内深俯冲造成陆壳板片从下伏地幔岩石圈中拆离,楔形板片往上挤出达到现在位置(Chernenda et al., 1995, 2000)等。最近高喜马拉雅造山机制和驱动力认为存在隧道流所导致的变质地体从下地壳快速上升到现在位置的挤出机制(刚性挤出或韧性挤出),提出隧道流作用可以发生在喜马拉雅的下地壳,也可以从拉萨地体通过中下地壳的流动转运到喜马拉雅,在喜马拉雅形成同时产生高原地貌的垮塌效应(Nelson et al., 1996; Beaumont et al., 2001, 2004; Grujic et al., 2002)。

这里,我们仅从喜马拉雅地体的变形构造研究提出了喜马拉雅造山机制的新的思考。

(一) 主中冲断层(MCT)实质上为一条陆内挤压转换带

主中冲断层(MCT)的主界面位于本研究区域以外的国外部分,因此缺乏对它的直观认识。但在高

喜马拉雅亚地体的亚东—聂拉木—吉隆南部靠近边境一带,出现具有与横向拉伸线理斜交的右行逆冲剪切应变体系,如果这样的剪切应变体系是主中冲断层(MCT)在本研究的反映,那么可以推测,主中冲断层带是一条具有斜向碰撞性质的相当规模的陆内转换挤压带,即带平移性质的逆冲带。古地磁记录已表明,自碰撞早期以来印度以反时针的旋转方式继续向北推进(Patriat and Achache, 1984; Klootwijk et al., 1992),因此主中冲断层系的运动学是印度/亚洲板块斜向碰撞的见证。由此可以推测高喜马拉雅变质体的挤出是韧性的、递变的,而不是刚性挤出;而且挤出是斜向的。

(二) 喜马拉雅 SN 向拆离带——藏南拆离带(STD) + 康马-拉轨岗日拆离带(KLD)

已揭示了喜马拉雅地体中高喜马拉雅亚地体的北界为向北缓倾的藏南拆离断裂(STD),以 SN 向拉伸线理、自南往北的正向滑移及强烈韧性剪切应变为特征;南界为向北缓倾的主中逆冲断裂(MCT),以 SN 向拉伸线理、自北往南的逆冲指向及强烈韧性剪切应变为特征,并在南缘形成一系列的逆冲叠覆岩片构造,由古老变质基底岩石组成的高喜马拉雅构造单元总体显示了南缘逆冲、北缘拆离的“挤出构造岩片”的特征(Chemenda A I, et al., 2000)。特提斯-喜马拉雅亚地体中的康马-拉轨岗日穹窿带核部由串珠状分布的古老变质岩石组成,其与高喜马拉雅亚地体的基底物质组成和形成演化时代大体一致。穹窿核部与周边震旦纪—寒武纪石榴子石黑云母片岩和绿泥石石英片岩以及上部盖层之间为自南往北剪切、并呈穹形的韧性拆离带。研究表明藏南拆离断裂(STD)和主中逆冲断裂(MCT)的形成年龄大致从 20Ma 开始,是喜马拉雅造山事件的产物(Burg and Chen, 1984; Burchfiel et al., 1992; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996; Yin and Harrison, 2000),本文中获得的喜马拉雅事件记录(亚东:27~12Ma, 聂拉木 20~19Ma)也证明此点。研究提出,康马-拉轨岗日拆离带和藏南拆离带为位于高喜马拉雅亚地体后缘(北缘)的同一产出的伸展式断层,向北延伸在特提斯-喜马拉雅亚地体之下,并在康马-拉轨岗日穹窿带出露,故推测南北延伸达 200km,东西延伸达上千公里。是一条巨型拆离带,我们重新命名它为“大喜马拉雅拆离带”,因为它的规模已远远超出前人的认识范围。

(三) 高喜马拉雅 EW 向拉伸拆离构造

高喜马拉雅 EW 向拉伸拆离构造首先在西段发现。西喜马拉雅尼泊尔西北部 Gurla Mandhata-Humla 剪切带为一条缓倾角(20°)的拆离带,厚度 2m,拉伸线理近 EW 向,剪切指向自西往东。根据石榴子石中独居石的 Th-Pb 测年表示石榴子石生长在 16~10Ma。本研究揭示高喜马拉雅中东段(普兰—吉隆—聂拉木—亚东 800km 一线)发育大面积自西往东的拉伸拆离构造与西段遥相呼应,根据高喜马拉雅亚东北糜棱质副片麻岩(HH29)锆石的阴极发光照片及变质锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄谱和曲线图(图 II-1-11),高喜马拉雅 EW 向拉伸拆离构造的形成时代为 $(20.88 \pm 0.76) \text{Ma} \sim (25.19 \pm 0.93) \text{Ma}$,表明 EW 向拉伸拆离与 MCT、STD 形成时代相似,三者均成为现代喜马拉雅构造变形的新的标记。

(四) “垂向挤出”和“侧向水平挤出”机制的耦合

在高喜马拉雅亚地体中东段自南而北呈现相互转换的韧性构造样式:斜向逆冲→EW 向伸展→斜向伸展→SN 向伸展。根据前缘斜向逆冲与 MCT 有关,后缘斜向伸展与 STD 有关,说明 20Ma 以来高喜马拉雅变质体的隆升受到斜向向上挤出机制的制约。根据 EW 向拉伸构造与 NS 向斜向逆冲和斜向伸展的渐变和转换关系,以及整个高喜马拉雅亚地体西段自东往西和中东段自西往东的近水平滑移的运动学特征,推测其可能一方面是斜向挤出的响应,另一方面反映高喜马拉雅中东段物质向东,西段物质向西逃逸的特征,向东逃逸受东西构造结,向西逃逸与喀喇昆仑断裂的新生代右行走滑有关,向东逃逸受雅鲁藏布断裂新生代的右行走滑影响。因此,EW 向拉伸构造是印度/亚洲岩石圈碰撞的近 NS 向挤压造成古老基底岩石从深部斜向挤出并导致近水平滑移的造山机制的综合效应(图 II-1-12)。

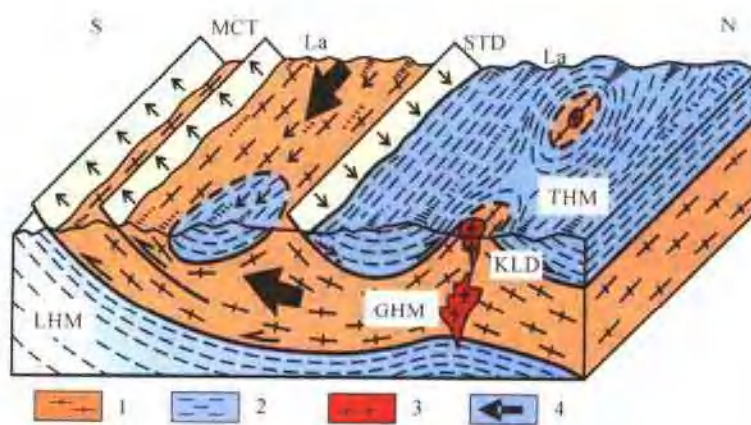


图 II-1-12 高喜马拉雅造山机制立体模式图

1—早-中元古代变质岩系；2—早古生代浅变质岩系；3—铀色花岗岩；4—物质运动方向

KLD—康马-拉轨岗日拆离断裂主界面；MCT—主中冲断裂；STD—藏南拆离断裂；THM—特提斯喜马拉雅。

GHM—高喜马拉雅；LHM—低喜马拉雅；La—拉伸线理

第二章 青藏高原北缘和东缘造山带的崛起及造山机制

“阿-祁-昆”(包括祁连山、阿尔金山和西昆仑山)加里东造山带组成了青藏高原北缘“S”形巨型山链,其中包含了大量卷入加里东造山事件的前寒武纪变质基底岩石。继加里东造山之后,“阿-祁-昆”仍处于后造山隆升、剥蚀状态,继后古特提斯洋盆的开启,曾使其遭受 C—P 局部海侵,古特提斯阿尼玛卿洋盆的向北俯冲,在造山带南缘形成新的古特提斯弧/沟/盆增生体系, T₃古特提斯阿尼玛卿洋盆闭合致使青藏北缘加里东造山带南部叠置了印支造山带,继后青藏北部地区处在印支后造山的剥蚀、夷平状态。

长期以来青藏高原北部的隆升被认为是印度/亚洲碰撞的远程效应(Molnar and Tapponnier, 1975; 1978; Tapponnier and Molnar, 1977),前人较普遍的认识是青藏高原北界——阿尔金断裂带是新生代以来形成的大型左行走滑断裂,是青藏高原隆起并向北推挤的一条重要的应力释放线(Molnar and Tapponnier, 1975; 1978; Tapponnier and Molnar, 1977; Tapponnier et al., 1986; Avouac and Tapponnier., 1993)。但是新的研究表明阿尔金走滑断裂起始形成时限应提前到印支期,并在 50Ma 之前印度/亚洲碰撞之前又经历了白垩纪再活化的历史(李海兵等, 2002)。与此同时,青藏高原北部祁连山和西昆仑北缘的逆冲断裂也于白垩纪形成。因此一个新的问题应运而生:青藏高原北部的隆升以及相伴随的与阿尔金走滑断裂有成因联系的挤压“盆-山”构造体系究竟何时开始;它在青藏高原整体隆升中起什么作用?

青藏高原东缘造山带自北而南包含了呈 NNE—SSE 走向的龙门山和近 NS 走向的锦屏山, 延长 600km。西为倒三角形的松潘-甘孜造山带,东为位于扬子陆块上的四川中生代含油气前陆盆地。研究表明龙门山与四川前陆盆地之间的前陆逆冲带由一系列形成于中生代的前陆逆冲断裂和推覆体组成,具有自西向东的剪切矢量及扩展式推覆的特点(许志琴等, 1992; 李勇等, 1995)。因此青藏高原东缘造山带的形成是否起始于中生代,以何种构造样式及力学机制隆升成为研究周缘造山带崛起的新问题。

第一节 白垩纪以来青藏高原北缘造山带的崛起

青藏高原北缘加里东造山带的再次崛起与阿尔金断裂的活化有密切的关系。主要表现为沿阿尔金走滑断裂的白垩纪的火山活动、与走滑相伴随的大量逆冲断裂系以及挤压-转换型盆山体系形成于白垩纪以来。

一、阿尔金断裂带白垩纪火山活动

阿尔金断裂带中的火山作用是断裂带强烈活化的有力证据(图 II-2-1)。在整个阿尔金断裂带中,火山岩的分布只集中在断裂带的西端和东端区域,西端区域分布较多,并且均分布在断裂带上,主要为新生代火山岩(邓万明, 1988; 罗国祉, 1987; 刘嘉麒等, 1990; Arnaud et al., 1992),但也出现有白垩纪年代的报道(滕志宏, 1987);东端火山岩为白垩纪(杨经绥等, 2001)。

阿尔金断裂东段地区的火山岩,主要分布在阿尔金断裂与祁连山西端交汇的山前盆地(酒西盆地)与山间盆地(昌马盆地)中,均为一套偏碱性基性火山岩。酒西盆地中主要为红柳峡火山岩和北大窑火山岩,昌马盆地中为间泉子火山岩(图 II-2-2)。

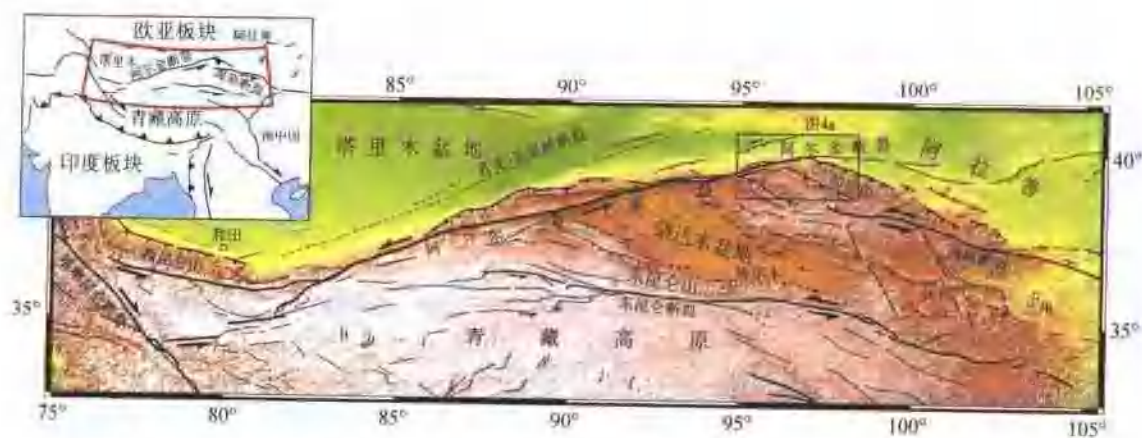


图 II-2-1 高原北部边界主要由阿尔金断裂带和西昆仑逆冲断裂带及北祁连逆冲断裂带组成

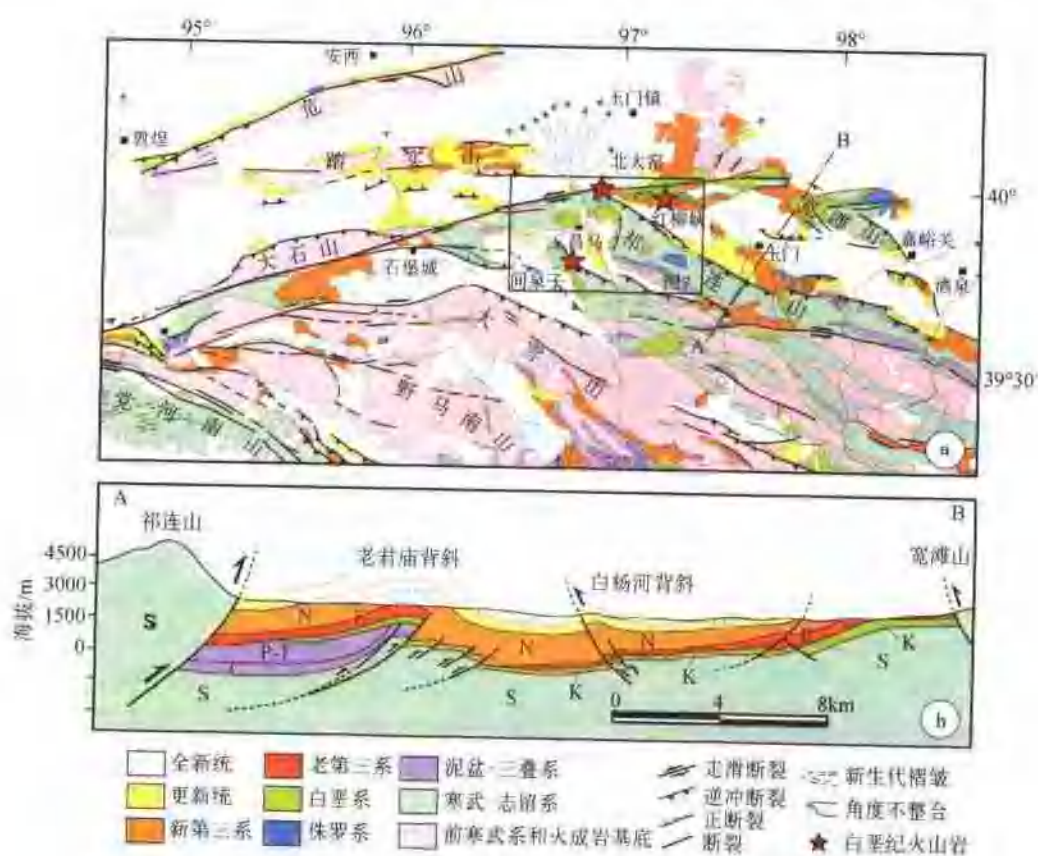


图 II-2-2 阿尔金断裂带东段火山岩的位置和地质背景简图(a)以及构造剖面图(b)

(图中b据玉门油田石油地质志编写组,1989)

红柳峡火山岩在酒西盆地西端,位于玉门市北西约 50km 的红柳峡西部地区(东经 97°15',北纬 39°58'),靠近阿尔金断裂和祁连山北缘断裂的交会点(图 II-2-2)。前人认为这套火山岩为新生代晚期形成(潘桂棠等,1990;解广轰等,1992;中国科学院地质研究所,1962)。处在红柳峡西侧约 20km 的北大窑地区同样出露一套偏碱性基性火山岩,该火山岩未见前人有报道。该地区火山岩究竟与阿尔金断裂及祁连山北缘逆冲断裂存在何种联系,以及与高原的形成和隆升有无关联是十分重要的一个问题。

红柳峡火山岩包括岩颈相和熔岩相(图 II-2-3a)。岩颈部分为一孤立地突起地表 100 余米的陡崖,形态为一椭圆,长约 300m,宽处达 100 余 m,长轴走向 NE—SW,显示裂隙式喷发特征。熔岩呈岩被状

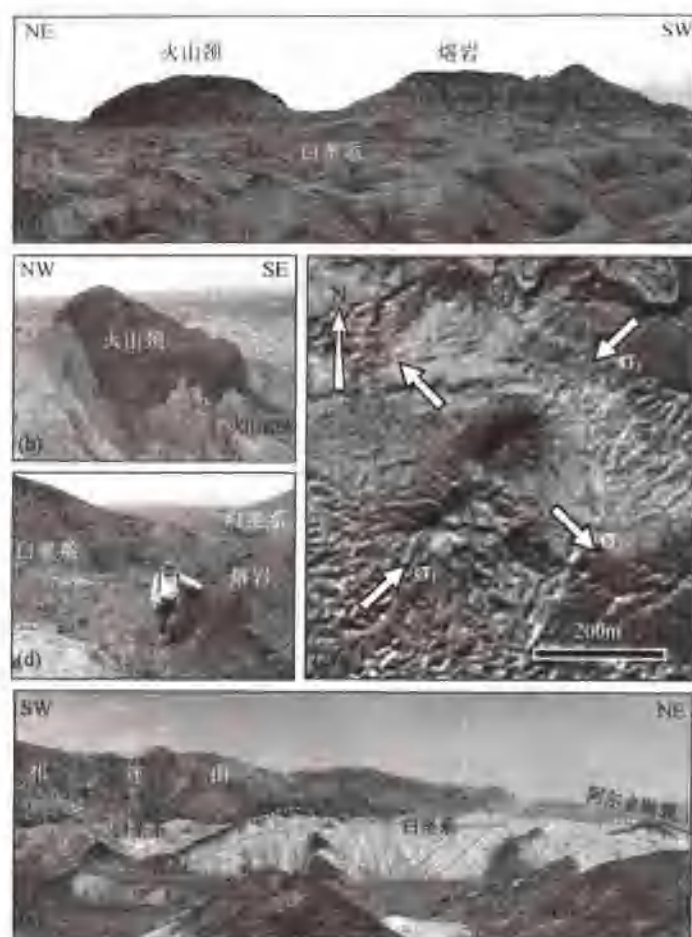


图 2-3 阿尔金断裂带东段(及祁连山西段)白垩纪火山岩特征

a—红柳峡地区出露的火山岩(北东侧为岩颈相和西南侧为熔岩相)特征;b—红柳峡火山岩颈和火山岩脉的野外照片;c—SPOT 卫星影像上红柳峡地区出露的岩颈相火山岩和火山岩脉特征及其应力场特征;d—北大窑地区白垩纪地层中的火山熔岩夹层及其褶皱变形;e—昌马盆地南部间泉子白垩纪地层中的火山熔岩

产出,位于岩颈南西方向 100 余米处,二者之间相连部分已被剥蚀掉。火山岩周围地层为灰黑色及杂色砂页岩夹砾岩,属一套陆相碎屑岩。地层已发生变形,形成一些直立褶皱,有些地区出现同斜褶皱,受火山岩浆作用的影响,岩颈周边的地层变形要强烈些,并产生角岩化变质。该套地层在 1:20 万地质图上前人曾将其笼统定为白垩纪—第三纪,经实地考察和地层对比,我们认为该地层时代为白垩纪。

北大窑火山岩在红柳峡西侧约 20km 处阿尔金断裂和祁连山北缘逆冲断裂的交会处,在阿尔金断裂带中,这套火山岩以 3~8m 厚的熔岩层形式被夹在白垩纪地层中,同时与白垩纪地层一起发生褶皱变形(图 2-3d)。在熔岩上层可见流动构造,有已被碳酸盐矿物充填的气孔而构成的杏仁构造,属基性岩系列,与红柳峡的粗面玄武岩极为相似。

对两地区的火山岩分别进行了同位素测年工作,K-Ar 同位素测年由北京大学同位素地球化学实验室完成。Ar-Ar 测试由中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成。红柳峡粗玄武岩熔岩测年采用全岩 K-Ar 法,测得的两个年龄分别是 $(106.6 \pm 2.2) \text{ Ma}$ 和 $(112.0 \pm 0.6) \text{ Ma}$;粗面岩脉岩中单矿物斜长石的 Ar-Ar 坪年龄为 $(82.05 \pm 0.8) \text{ Ma}$,等时线年龄为 $(82.05 \pm 2.87) \text{ Ma}$,与样品的全氦释

放年龄为 85.3 Ma 也较为接近,该值应该可以代表脉岩的侵位年龄。北大窑地区粗面岩熔岩全岩 K-Ar 年龄为 $(99.2 \pm 1.2) \text{ Ma}$ 和 $(105.3 \pm 1.3) \text{ Ma}$,从野外地质情况和所测结果看,北大窑地区熔岩与红柳峡地区粗玄武岩熔岩可能为同源同期。

间泉子火山岩位于昌马盆地南部,以 2~5m 厚的熔岩层形式被夹在白垩纪的碎屑砾岩地层中(图 2-3e),其全岩 K-Ar 年龄为 $(112.8 \pm 3.4) \text{ Ma}$ 和 $(118.8 \pm 3.6) \text{ Ma}$ 。它与昌马盆地的形成以及阿尔金断裂走滑活动可能有着直接的关系。

纵观全区岩浆活动有两期,分别为 100~120Ma 和 82Ma 左右。

以上表明在阿尔金断裂和祁连山北缘逆冲断裂交会处识别出两期岩浆活动,100~120Ma 左右的粗玄质熔岩喷发和 82Ma 左右的粗面质岩脉和熔岩的活动。这后一年代既代表了一次单独地质事件,又可以看做是前一事件存在的佐证。两期岩浆活动与阿尔金断裂带的活动存在空间上和时间上的相关性。另外,根据刘永江等(2000)在当金山口北坡的糜棱岩化的加里东期的花岗岩中测得白云母形成年代是 89.2 Ma ,以及在断层附近的侏罗纪变沉积地层中两个韧性变形样品中分别测出黑云母时代为 91.7 Ma 和白云母 97.7 Ma ,三者被认为代表了阿尔金断裂在白垩纪时期发生的一期重要走滑活动,说明将红柳峡白垩纪火山岩看做是阿尔金断裂自印支期活动以来的一次再活动的反映和记录是有道理

的。另外,从红柳峡火山岩与火山岩脉的空间关系来分析其应力场的分布(图 II-2-3b, c)来看,阿尔金断裂和祁连山北缘逆冲断裂以及火山岩的分布都处在同一应力场环境下,它们是完全配套的,是走滑、逆冲、伸展三者的有机空间分布。

阿尔金断裂带是一条深达 150km 的岩石圈断裂(Witlinger et al., 1998),它与祁连山北缘逆冲断裂交汇易出现局部的拉张环境(走滑、逆冲、伸展间的转换),钾质火山岩的出现不仅说明了这一点,而且还暗示该地区发生了地壳隆升作用,应与阿尔金断裂带强烈的左行走滑作用有关。

高原北部的火山岩浆活动与大规模的岩石圈断裂在空间上往往相伴,如:高原北部的东昆仑断裂带也属一条新生代十分活跃的巨型走滑断裂带,沿该断裂带除了有大量新生代碱玄岩质火山活动,也同样发现了印支期和白垩纪两期糜棱岩,以及印支期与走滑作用相伴的花岗质岩浆活动(Li et al., 1996; Scharer et al., 1995),Arnaud 等(2003)获得了 120~100Ma 的活动时代。这种岩石圈断裂至少从印支期就开始形成,而白垩纪发生的粗玄岩类基性火山活动和糜棱岩变形作用有可能是那些早期断裂的一次强烈再活动的表现。其特点是它们都产在岩石圈走滑断裂带上或附近,而这些岩石圈断裂的形成和再活动则受更大范围的,或板块边缘或板内的地质作用所控制。其中,可能包括发生在印支期的阿尼玛卿洋的关闭姜春发等,1992;Yang et al., 1996),侏罗纪和白垩纪班公湖—怒江洋和雅鲁藏布江的打开和关闭(王希斌等,1987),以及西部地区广泛存在的大陆内部的盆山运动(白文吉,杨经绥,1987;玉门油田石油地质志编写组,1987)。

二、祁连山地区白垩纪初始隆升

在阿尔金断裂带的东段,来自于上地幔的橄榄玄武岩熔岩夹在白垩纪地层中,K-Ar 和 Ar-Ar 同位素年龄为 83~112Ma,这套熔岩已发生了同斜褶皱。祁连山西端的山间盆地——昌马盆地内的火山岩同位素年龄为 112~118Ma,其盆地的形成是由于白垩纪时期阿尔金断裂的左行走滑作用导致祁连山抬升以及顺时针旋转,使得局部产生近 EW 向的拉张环境形成昌马盆地(图 II-2-4)。昌马盆地与祁连山相伴形成,同时也表明此时隆升已开始。白云母 Ar-Ar 定年表明,阿尔金断裂带东侧、伴随走滑过程形成的逆冲断裂(祁连山北缘逆冲断裂)的时代小于 120Ma(图 II-2-4a)。在逆冲叠置岩片(前白垩系)中发现了大量的同构造的花岗岩脉,白垩纪地层中未见,并且同样获得花岗岩脉中钾长石 Ar-Ar 同位素年龄小于 120Ma 的信息。在祁连山西段北部山前白垩纪地层中,发现大量的软沉积变形(图 II-2-4b),并进行了有关的统计学工作,占斜坡指向南西,也就是南西高北东低,表明了此时南西方向也就是祁连山西段已开始抬升。在昌马盆地(山间盆地)白垩纪地层中,下部岩性为灰绿-黄绿色泥岩、粉砂岩,夹砂砾岩、砂岩;中部为一套巨厚的紫红色砾岩、砂砾岩层,夹紫红、黄绿色砂岩,在北部不整合盖在前白垩纪地层之上,砾石分选差,直径一般 2~6cm,最大达 20~40cm,次棱角状到次圆状,成分复杂,为典型的洪积扇沉积环境(图 II-2-5c),其南部砾岩层中的砾石多具棱角状,反映了山麓相的碎屑堆积(图 II-2-5d);上部由灰绿-黄绿色砂质泥岩、粉砂岩、砂岩,夹砂砾岩、砾岩及少量泥灰岩组成。同样,在祁连山的山前盆地——酒西盆地(西部)分布一套类似的白垩纪紫红色砾岩层,它们由下往上,由粗逐渐变细,为似磨拉石沉积。另外,酒西盆地中存在最早的、主要的不整合——白垩纪不整合(图 II-2-4b)。这些特征也反映了该时期隆升作用的存在。在祁连山的西段,从西向东分布着三个由大变小的白垩纪山间盆地,即昌马盆地、东大窑盆地和早峡盆地(图 II-2-4,图 II-2-6)。控制盆地边界的正断裂也有着不同的曲率变化(图 II-2-6),并且从地形剖面(图 II-2-6)来看,地势由西向东增高。这些特征表明早峡盆地形成最早,其后是东大窑盆地,最后是昌马盆地。盆地向西迁移的过程中近 SN 向的挤压明显同样继续存在,以及盆地东侧块体向东运动,出现块体的抬升。研究查明在阿尔金断裂走滑过程中,祁连山的西端首先逐渐抬升,并且这一时期(白垩纪)青藏高原北部已开始隆升,并造就了锥形的青藏高原北部边界。随着印度板块与欧亚板块的碰撞,新第三纪时期祁连山快速抬升,北部高原基本形成。

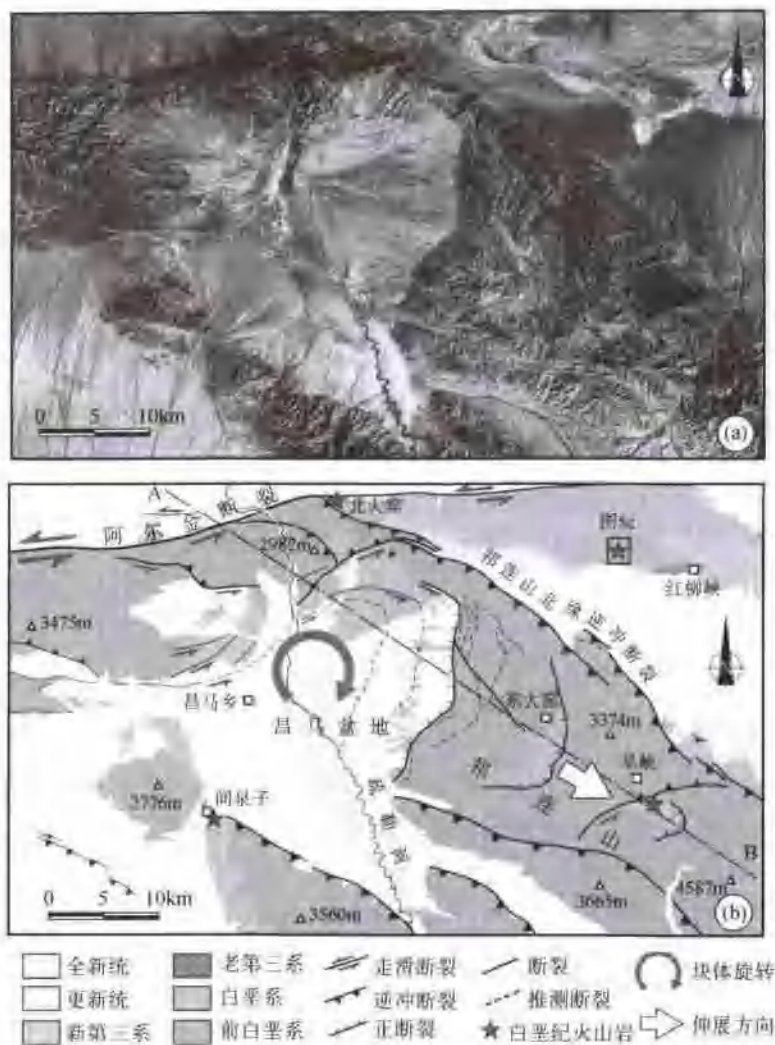


图 11-2-4 阿尔金断裂东段与祁连山西段地区 Landsat 7 卫星影像(a)及构造地质简图(b)

三、高原北部的扩展历史及主要隆升阶段

青藏高原北部扩展序列与山脉生长序列是相对应的。分布在高原北部的山脉从北往南主要为：祁连山、大雪山、野马山、党和南山、柴达木山、祁漫塔格山，而山间都分布着一系列的盆地，其中柴达木山和祁漫塔格山之间为柴达木盆地。根据地质学、同位素年代学以及变形量大小的对比研究，查明高原北部的变形作用过程为：祁连山北缘逆冲断裂在白垩纪时期形成以来，新生代又发生了强烈活动，并随之产生大雪山北逆冲断裂，党和南山逆冲断裂，之后产生了祁漫塔格逆冲断裂。这些逆冲断裂主体运动方向由南向北，而柴达木逆冲断裂是由北向南最后形成。这些主要逆冲断裂的扩展序列主要为后退式，但还不完全是，如柴达木逆冲断裂的形成。需要指出的是在每一主逆冲断裂前缘，均产生一系列前进式次级逆冲断裂。

因此，相对应的青藏高原北部山脉生长序列为：祁连山、大雪山、党和南山，祁漫塔格山及柴达木山；认为野马山是在大雪山之后抬升的，但是在党和南山之前或之后还不能确定。而在高原北部的前缘，其逆冲断裂的扩展序列是由南往北的前进式，祁连山北部的宽滩山就是在前进式逆冲断裂扩展过程中形成的，它晚于高原北部诸多山脉的形成。

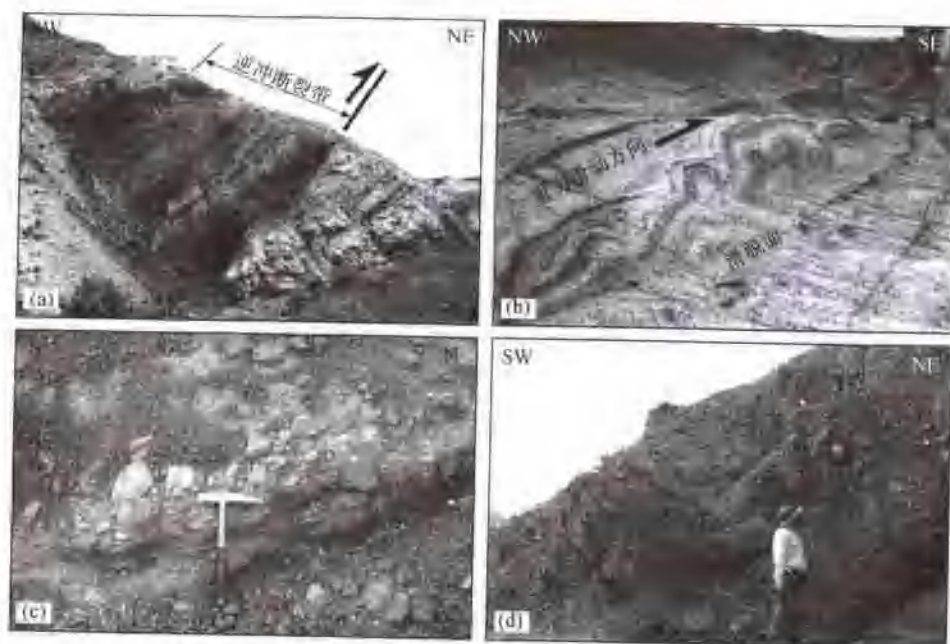


图 2-5 祁连山西段山前逆冲断裂及其山前、山间盆地中白垩纪地层特征
(a)北大窑地区祁连山北缘逆冲断裂特征;(b)红柳峡地区白垩纪地层中软沉积变形;(c)昌马盆地北部白垩纪紫红色砾岩特征;
(d)昌马盆地南部白垩纪砾岩特征

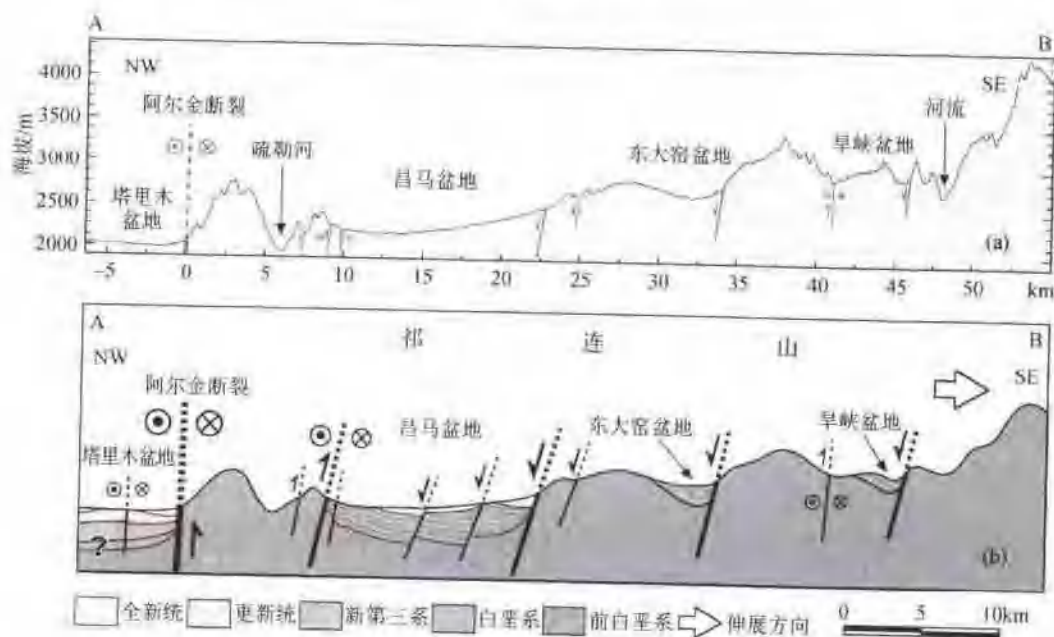


图 2-6 祁连山西段近 EW 向的地势剖面(a)以及构造剖面(b)

总的来说,阿尔金断裂早期至少 120—100Ma 以前就是一条岩石圈断裂。在白垩纪时期阿尔金断裂左行走滑变形过程中祁连山脉开始形成,首先是祁连山的西端逐渐抬升。此时高原北部已普遍开始隆升,并造就了雏形的青藏高原北部边界,比高原南部的隆升时期要早。新第三纪时期祁连山快速抬升,北部高原基本形成。渐新世至中新世阶段以及上新世至更新世阶段它的强烈走滑活动控制和制约高原北部的隆升和扩展。青藏高原北部的主要隆升阶段为渐新世至中新世和上新世至更新世。

四、阿尔金断裂带走滑作用控制高原北部隆升和扩展

阿尔金断裂的走滑作用控制青藏高原北部生长、扩展的方向。其走滑作用协调能量的转化,是造成青藏高原北部山脉崛起的主动因素,其中也包括对西昆仑山脉和盆-山耦合关系的制约。阿尔金断裂带是巨大能量和物质迁移通道,是控制青藏高原形态的主要构造之一。断裂带的走滑作用对高原形态的改造、气候环境的改造、人文地理的改造起重要作用。因为它具有较大水平滑动速率和滑移量,走滑过程中伴随的隆升作用尤为重要。走滑过程中伴随的隆升作用主要伴随逆冲作用产生,包括平行于阿尔金断裂带的斜向挤出,这种斜向挤出是一种快速的抬升方式,如在阿尔金断裂带中段索尔库里地区就以这种形式快速抬升,并形成特定的走滑地貌——巨型长条状走滑断陷盆地(李海兵等,2002)。这种走滑断陷盆地不仅存在于阿尔金断裂带中,同样在东昆仑断裂带和喀喇昆仑断裂带中也有发现。对这种走滑断陷盆地的研究有利于认识盆地、山脉之间的成因关系,以及早期古老地质体快速隆升的成因,并且对研究阿尔金断裂带乃至整个青藏高原地区的走滑断裂带的形成演化、高原的隆升、山脉的形成以及区域构造对比,都具有重要意义。

总的来看,阿尔金断裂带在转换挤压作用下经历了长期的演化过程,并伴随不同的变形特征:早期左行韧性走滑作用产生地壳的部分熔融,即阿尔金断裂带的高温韧性走滑变形作用至少发生在 220~240Ma 以前,并且在高温韧性走滑过程中伴随有缓慢的隆升作用。阿尔金断裂带在左行走滑过程中,至少在 120Ma(白垩纪)左右开始伴随相对的快速隆升作用,并在逆冲断裂前接受沉积,形成早期的山前盆地(图 II-2-7, $t_1 \sim t_2$ 阶段);在后续的走滑过程中,约 110~100Ma 左右,在阿尔金断裂带东端出现局部拉张环境,发生火山作用,并在逆冲体西段开始发生顺时针旋转,形成山间盆地(图 II-2-7, $t_2 \sim t_3$ 阶段);到了 80Ma 左右,走滑伴随的逆冲作用使得前白垩纪地质体上隆成山(早期祁连山),山前、山间盆地已形成规模(图 II-2-7, t_4 阶段)。印度板块与欧亚板块碰撞后,8Ma 以来高原北部开始强烈隆升,从 3.6Ma 开始快速隆升,然后又经过几个阶段的快速隆升形成现今的高原北部面貌(图 II-2-7, t_5 阶段)(李吉均等,1996;Li et al., 1997;Fang et al., 2003;方小敏等,2004)。由此认为高原北部的隆升要早于高原南部的隆升。

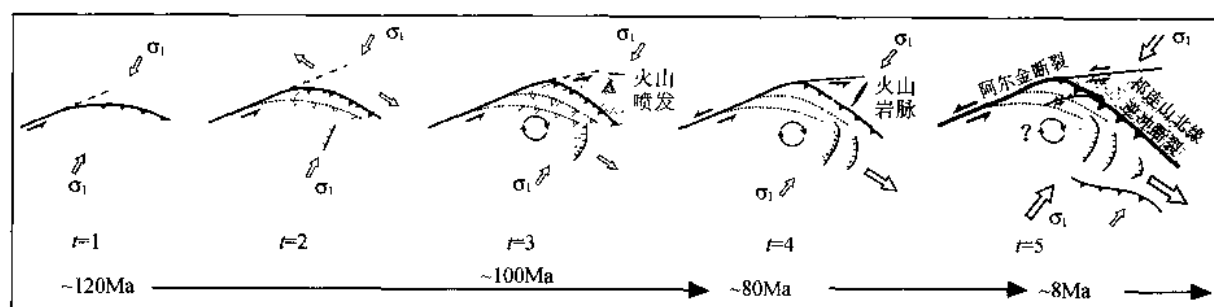


图 II-2-7 祁连山及其北缘逆冲断裂以及有关的沉积盆地形成过程示意图

自 $t=1 \rightarrow t=5$ 为祁连山北缘逆冲断裂演化过程的不同阶段。 t_1 : 约 120Ma 左右,阿尔金断裂(F_1)左旋走滑过程中,其顶端伴随产生向东方向偏转弯曲的逆冲断裂(F_2),即最早期的祁连山北缘逆冲断裂; t_2 : 随着左旋走滑作用的继续,逆冲作用增强,逆冲断裂(F_2)在靠近阿尔金断裂部分变形相对较大,使得逆冲断裂(F_2)西部向前扩展量较大,并且前缘开始接受沉积,同时可能开始出现近南北向的正断裂,早期山间盆地开始形成; t_3 : 110~100Ma 左右,由于近南北向的挤压作用,出现局部近东西向的拉张环境,发生火山作用,并在逆冲体西段开始发生具规模的顺时针旋转,隆升作用加强,山前、山间盆地接受粗粒沉积,在以后的过程中,块体向东运动,其西部又产生新的山间盆地; $t_4 \sim t_5$: 印度板块与欧亚板块碰撞后,约 8Ma 左右

开始,逆冲作用加强,祁连山快速崛起,高原北部强烈隆升,形成现今统一高原

五、青藏高原北缘挤压-转换型盆/山体系

青藏高原北缘外侧为山前拗陷带,两者共同构成了青藏高原与北中国板块群(塔里木+华北陆块)的 3000km 长的边界——“帕米尔-西昆仑-阿尔金山”弧形构造带,即青藏高原北缘结合带,按其地质特征可分解为 4 段:西段帕米尔弧形结合带、中西段西昆仑北结合带、中东段阿尔金转换带、东段为北祁连结合带。其外侧为大型塔里木盆地所围绕,构成了典型的“盆-山”构造地貌域。在青藏高原北部阿尔金断裂的内侧发育与阿尔金走滑断裂有成因联系的括柴达木盆地在内的有序的盆-山相间的构造体系,构成另一类挤压型“盆-山”构造地貌域。以上述两类“盆-山”体系的研究将有助于了解青藏高原隆升过程与“盆-山”形成的动力学关系。

青藏高原相对于塔里木盆地的斜向运动导致在阿尔金走滑断裂的活动,以及其东南侧形成由一系列的走滑和推覆构造组成的走滑-挤压构造域。在地形上表现为包括柴达木盆地在内的有序的盆-山相间的构造体系。阿尔金走滑断裂及相配套的走滑-逆冲推覆构造促使在这些盆地中形成富集油气的构造。阿尔金走滑断裂系是青藏高原北部隆升与盆-山构造体系形成和演化的纽带。

(一) 走滑与“盆-山”

大型走滑断裂以其规模大、地震活动性强以及沿断裂带有序的地貌(有序的起伏、伸长的隆起和盆地)吸引了众多地质及地球物理学家的注意力。自从 Sylvester(1988)在 1988 年美国地质学会成立 100 周年之际全面详细评述走滑断裂在过去 100 年的研究历史和进展之后,又过去了 15 年。在这 15 年中,观测及实验技术(GPS、地震层析、深部地震反射和震中的定位)的进步,走滑断裂的研究在以下方面取得长足的进展:①走滑断裂的深部构造特征;②走滑断裂与深部流(气)体的关系;③走滑断裂的应变承载及分解机制;④走滑断裂的活动特征与地震活动的关系;⑤走滑断裂与其两侧的地形地貌的关系。在这些进展的基础上,很有必要重新审视大型走滑断裂与其两侧盆-山构造的关系,探讨它们在油气勘探中的意义。

走滑断裂在不同的构造环境下有以下几种产出:①板块或地体边界的走滑断层:如美国的圣安德烈斯断裂带、新西兰的 Alpine 断裂带、土耳其的 North Anatolian 断裂带及我国阿尔金断裂带等。②斜向俯冲或碰撞造成的板内走滑断裂,如印度尼西亚的 Sumatra 断层。③不均一的俯冲作用导致的走滑断层:如中美洲的加列比海和南美洲南端的 Scotia 海的南北两侧的走滑断层。④板内伸展或挤压作用导致的走滑断层:如美国西部的盆-岭省(Basin and Range Province)中一系列北西向的连接低角度正断层的走滑断裂带。

根据走滑断裂与周缘的断裂带的关系,可区分两种类型的走滑断裂:主动型走滑断裂和被动型走滑断裂。主动型走滑断裂是指主断裂两侧伸展或挤压构造受走滑断裂控制。这些断裂往往是板块或地体的边界断层,切穿岩石圈,可能为来自地幔或下地壳的深部流体提供有效的迁移通道;而被动型走滑断裂是指那些由于大规模的伸展或挤压作用,所形成的连接一系列正断层或逆冲断层的走滑断裂,其变形和运动特征受伸展或挤压作用控制。被动型走滑断裂实际上是伸展作用或挤压作用的应变承接带(accommodation zone),其作用是承载由伸展或挤压应变所造成的不同地块之间几何学上不相容的剪切应变。

最近的研究表明,由于复杂的板块边界及断裂带的相互作用,板块边界的变形往往表现为被滑移分解(slip partitioning)所控制,具体表现为一条或多条直立断裂为水平的走滑运动,而在这些断裂之间发育逆冲推覆断裂带。同时,由于断裂带几何形态的不协调(如大拐弯),板块的斜向运动促使大型板块边界走滑断裂带在区域上形成局部压扭性应力场。在这种压力场中,区域构造主要表现为以推覆构造所制约的盆-山构造体系,在区域上表现为盆地与高山相间的有序的盆-山体系。在逆冲推覆构造的上盘生成的一系列断层扩展褶皱,这些褶皱不但成为褶皱山,而且成为油气储存的有利构造。同时以频繁的地震活动为特征的活动断裂运动不但作为地幔或下地壳的流体和气体的通道,而且为油气提供有利的

迁移空间和动力。

在本节中我们将详细的解剖我国西部阿尔金断裂南侧从昆仑山到祁连山之间的盆-山构造体系特征,并对比圣安德烈斯断裂带与南加州地区的含油气盆地的关系,进而强调走滑作用与挤压性盆-山构造的关系及油气的远景。

(二) 青藏高原北部的走滑断裂与白垩纪以来挤压型“盆-山”构造

位于阿尔金走滑断裂、东昆仑走滑断裂及阿拉善地体之间的青藏高原的北部地区,出现一系列新生代盆地与山脉相间的地貌格局(图 II-2-8),类似于美国西部的盆-岭省(Basin and Range Province),但它们的构造背景却不同,美国西部的盆-岭省是拉伸构造作用的产物,而青藏高原的北部的盆-山构造体系是挤压和走滑共同作用的结果。在形成机制上青藏高原的北部的盆-山构造体系却与上述的美国南加州盆-山构造系相似,并且位于走滑断裂一旁的挤压盆地均为富含油气的盆地。

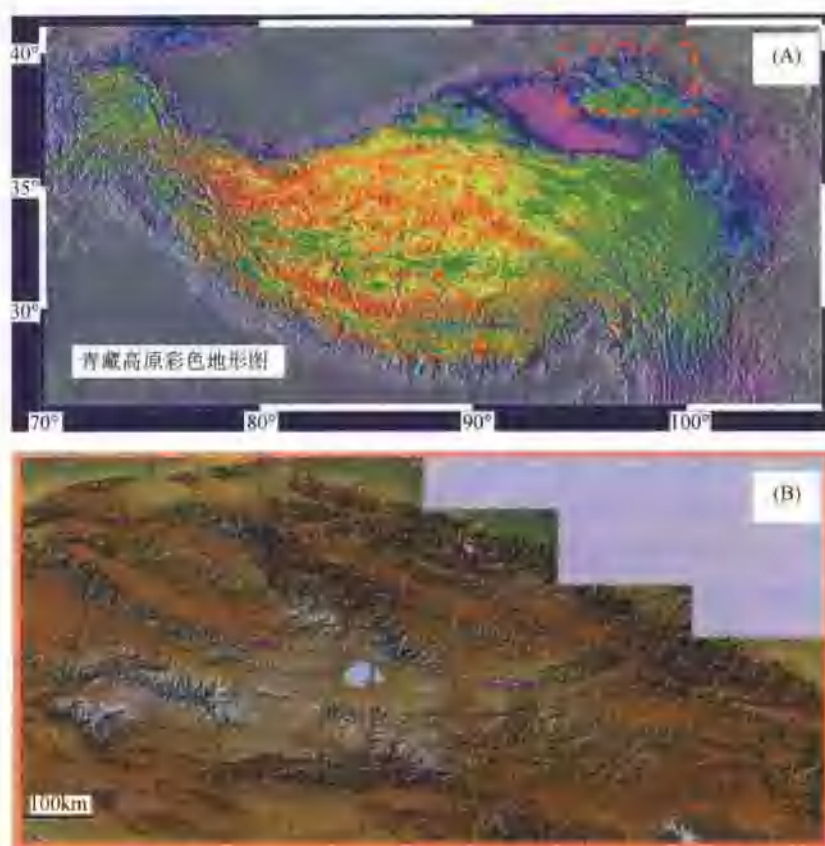


图 II-2-8 青藏高原(A)及柴达木盆地北缘到祁连山地区(B)的彩色数字地形图

1. 青藏高原北部的走滑断裂系

制约青藏高原的北部白垩纪以来盆-山体系发育的是三条大型(上千公里延伸)走滑断裂是:NEE—SWW 向阿尔金走滑断裂、近 EW 向的东昆仑走滑断裂及近 EW 向的海源断裂。阿尔金走滑断裂与东昆仑走滑断裂和海源断裂斜交,它们均为左行走滑断裂。这些大型左行走滑断裂的浅部及深部结构显示了如下的特征。

(1) 阿尔金左行走滑断裂的特征

阿尔金断裂带位于青藏高原西北边界,祁连山、柴达木盆地和东昆仑山的西侧,在平面上由一系列 NEE—SWW 向平行断裂组成,主断裂位于阿尔金山的南侧,全长 1800km,自西藏北部的郭扎错、拉竹

龙,经新疆硝尔库勒、阿羌、吐拉、索尔库里、老阿克赛县城延至甘肃玉门的宽滩山,地表宽度6~15km。研究表明阿尔金主断裂为韧-脆性走滑剪切带,形成于印支期(李海兵等,2001),经历多期活动,是一条至今仍在活动的走滑断裂,沿阿尔金主断裂最大左行走滑位移达400km(许志琴等,1999)。阿尔金断裂带的基本构造样式表现为:以走滑断裂为中心的两侧反向逆冲断裂系、北西侧的阿尔金逆冲断裂及其后部发育的同倾向正断层(李海兵等,2001)。

(2) 东昆仑左行走滑断裂的特征

近东西向的东昆仑断裂为东昆仑地体与巴颜喀拉-松甘地体之间的界线,往东与阿尼玛卿缝合带相连。东昆仑断裂为一条韧-脆性左行走滑剪切带,其基本构造样式表现为以走滑断裂为中心的两侧反向逆冲断裂系,形成于印支期,150Ma以来又有多次强烈活动,至今还具有左行走滑活动性质,并伴随地震活动。2001年11月14日在东昆仑断裂西段可可西里地区发生了 $M=8.1$ 极大地震,并形成了约430km长的地表破裂带。格尔木—唐古拉山口剖面揭示东昆仑断裂为垂向低速异常带组成的延伸达250km深度的地幔剪切带。

(3) 海源左行走滑断裂的特征

海源断裂位于青藏高原北缘及东北缘,是一条巨型的弧形构造带,全长达1000多公里。自西向东从疏勒南山的哈拉湖北部向东经青海的门源北部,过甘肃天祝、古浪、景泰及宁夏海源,向东南至固原与六盘山相连及渭河地堑西端(Peltzer et al., 1985),至陇县、宝鸡与西秦岭北缘断裂相连(Zhang et al., 1995; 刘锁旺等,1997)。它是我国西部的一条重要活动断裂,晚第四纪以来以左行活动为特征,最大左行走滑位移达110km,滑动速率达 (12 ± 4) mm/a(刘锁旺等,1997)。20世纪的两极大地震(1920年 $M=8.7$ 以及1927年 $M=8.3$)就发生在海源断裂带上,1920年的极大地震($M=8.7$)形成了长达230km长的地表破裂带。海原断裂西段以小角度斜切了祁连山,它是将祁连山与秦岭相连的主要断裂。

2. 青藏高原北部内侧的挤压型“盆-山”构造域

青藏高原的北部新生代大型左行走滑断裂系之间的盆-山构造系由三个构造域组成(图II-2-9):位于阿尔金断裂东段与海源断裂之间的祁连盆-山构造域、位于阿尔金断裂中段、海源断裂与东昆仑断裂之间的柴达木盆-山构造域和位于东昆仑断裂与鲜水河断裂之间的巴颜喀拉-松甘盆-山构造域。

(1) 祁连盆-山构造域

自北向南祁连盆-山构造地貌域的展布依次为酒泉盆地、祁连山、昌马—黑河盆地、大雪山、野马河—哈拉湖盆地、野马山、党河盆地及党河南山。呈NW—SE走向的盆-山体系与上述两条走滑断裂均以 30° 角度相交,盆-山之间的界限为逆冲断层(图II-2-10)。酒泉盆地为祁连山山前的新生代前陆盆地,长1000km,宽20~80km,是该域最大的盆地。西以阿尔金走滑断裂为界,南以北祁连北缘逆冲推覆带与祁连山连接,东为六盘山褶皱带,北以双塔逆冲断层与阿拉善沙漠相隔。自西往东分布了酒泉盆地、武威盆地及张掖盆地,其中酒泉盆地是已发现的含油气盆地。

酒泉盆地的基底为北祁连加里东褶皱带及后造山的泥盆纪—三叠纪陆相-海陆交互相山间盆沉积,其上被侏罗系—上新统的近6000m的沉积地层不整合覆盖。侏罗-白垩纪陆相沉积地层厚度4000m,沉积速率为 $5.7 \sim 6.2$ mm/100a;新生代时期,酒泉盆地接受了渐新统一全新统碎屑堆积,总厚度达2500m以上,估计沉积速率的变化为:渐新世 7.5 mm/100a,中新世 3.1 mm/100a,上新世 21 mm/100a,更新世 51 mm/100a,全新世 0.1 mm/100a(Zhang et al., 1987)。

分隔酒泉盆地与祁连山的北祁连北缘逆冲推覆带为一系列南倾的铲式逆冲断裂及逆冲推覆岩片组成的薄皮构造,祁连山逐步向北逆冲推覆在酒泉盆地之上,逆冲断裂的活动始于中生代,白垩纪—第三纪地层不整合在逆冲断裂之上,在新生代继续活动,并使山体不断朝北推进,自中新世后期以来可能至少水平推移了18km。地震反射剖面资料揭示了阿拉善地块沿河西盆地以北的双塔逆冲断裂带以 30° 角度插入河西盆地及祁连山下30km的深度(吴宣志等,1995)。据近年研究表明,晚第四纪期间北祁连的上升速率为 $0.9 \sim 3.1$ mm/a,如果以这样的速率在早期也保持不变的话,北祁连山脉应是在第四纪期间隆起的。

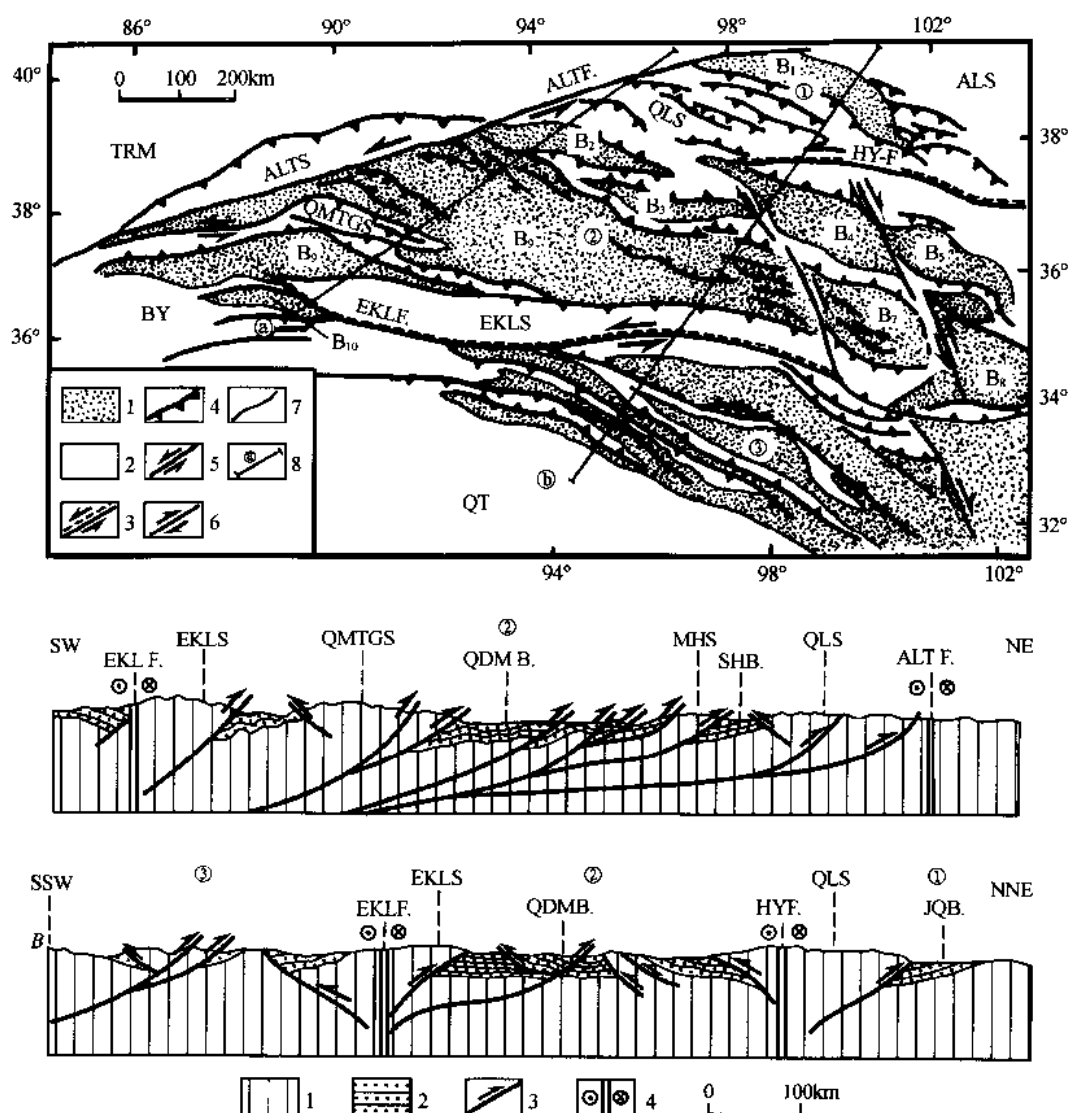


图 2-9 青藏高原北部的中生代构造平面图及构造剖面图

(上图)青藏高原北部的新生代构造平面图: 1—盆地; 2—山脉; 3—大型左行走滑断裂; 4—逆冲断裂; 5—左行走滑断裂; 6—右行走滑断裂; 7—地质界线; 8—剖面位置

(下图)青藏高原北部构造剖面图: 1—山体; 2—盆地; 3—逆冲断裂; 4—左行走滑断裂

①祁连山-山构造域; ②柴达木盆-山构造域; ③巴颜喀拉-松甘盆-山构造域。盆地: B₁—酒泉盆地; B₂—苏海盆地; B₃—柴北缘盆地; B₄—青海湖盆地; B₅—西宁盆地; B₆—柴达木盆地; B₇—共和盆地; B₈—贵德盆地; B₉—阿牙库木克盆地; B₁₀—阿奇克库都克盆地; QDMB—柴达木盆地; SHB—苏海盆地; JQB—酒泉盆地。山脉: QLS—祁连山; ALTS—阿尔金山; QMTGS—祁漫塔格山; EKLS—东昆仑山; ALS—阿拉善地体; TRM—塔里木地体; BY—巴颜喀拉地体; QT—羌塘地体; MHS—马海山。走滑断裂: ALT F—阿尔金左行走滑断裂; HY F—海源左行走滑断裂; EKL F—东昆仑左行走滑断裂

(2) 柴达木盆-山构造域

柴达木盆-山构造域位于阿尔金走滑断裂中段、海源走滑断裂及东昆仑走滑断裂之间, 面积约 640000km²。柴达木盆-山构造域是以柴达木盆地为中心, 柴达木盆地北侧为柴北缘盆-山构造系; 以党河南山为北界, 由苏海盆地、宗务隆山、柴北缘盆地(包括赛什腾-海马凹陷、欧北凹陷、埃北凹陷等)及柴北缘山(包括赛什腾山、锡铁山、欧龙布鲁克山、埃姆尼克山)组成, 柴北缘山东段以北发育菱形的青海湖盆地、共和盆地、西宁盆地和贵德盆地, 明显受 NWW—SEE 向温泉右行走滑断裂及海晏右行走滑断裂的控制。柴达木盆地南侧为柴南缘盆-山构造系: 由祁漫塔格山、阿牙库木克盆地、阿奇克库都克盆地、东昆仑山及阿奇克库洛湖盆地组成, 沿东昆仑走滑断裂带的中段发育东西大滩拉分盆地。

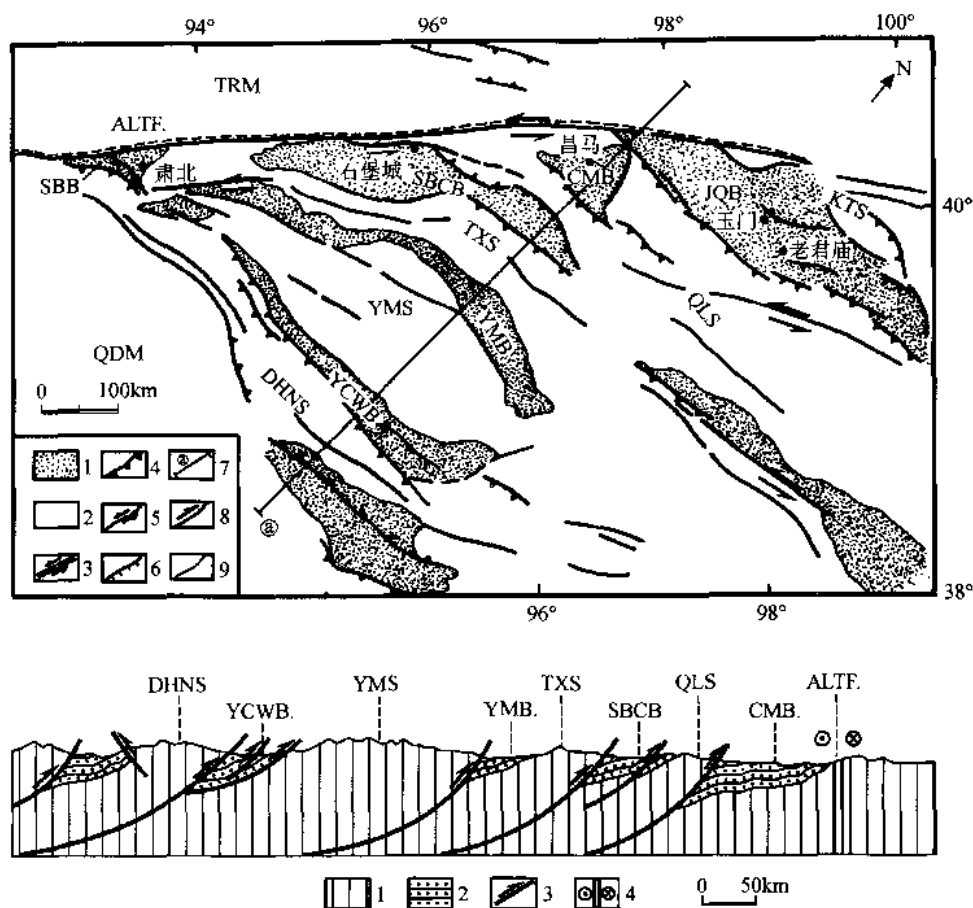


图 II-2-10 祁连山新生代构造平面图及构造剖面图

(上图)祁连山新生代构造平面图;1—盆地;2—山脉;3—大型左行走滑断裂;4—逆冲断裂;5—左行走滑断裂;
6—正断裂;7—剖面位置;8—逆冲断裂;9—地质界线

(下图)祁连山新生代构造剖面图;1—山体;2—盆地;3—逆冲断裂;4—左行走滑断裂

KTS—宽堂山;QLS—祁连山;TXS—大雪山;YMS—野马山;DHNS—党河南山;ALTS—阿尔金山;ALT F.—阿尔金断裂;TRM—塔里木地体;QDM—柴达木地体;JQB—酒泉盆地;CMB—昌马盆地;SBCB—石堡城盆地;SBB—肃北盆地;
YMB—野马盆地;YCWB—盐池湾盆地

柴达木盆地是青藏高原中最大的一个中生代陆相沉积盆地,盆地内的中新生界厚达 5000~6000m 至 10000m,最厚达 16000m。柴达木盆地是在柴达木地块的基础上发育的,中新生界盆地的前新生代基底主要由前震旦纪变质岩系及部分震旦纪—古生代褶皱盖层和加里东花岗岩组成,古生代—三叠纪可能一直处于相对隆起的地块状态。自印支运动以来,柴达木地块由于东昆仑地体与南面的巴颜喀拉-松潘-甘孜地体、羌塘地体、冈底斯地体不断会聚、碰撞与拼贴,形成印支和中生代造山带,而柴达木地块则相对沉降。新生代以来,接受了来自周边大量剥蚀物质,形成巨厚陆相沉积。

在柴达木盆地的北缘及南缘分别发育了柴北缘及柴南缘大型逆冲推覆断裂带,它们均向山脉方向(祁连山和东昆仑山)倾斜,向盆地方向逆冲。柴达木盆地内沉积层发生轻微变形,形成宽缓的弯滑直立褶皱,无劈理,轴向 NW—SE,伴随逆冲断层,反映了挤压盆地的特征。盆地向东收缩,宽度缩小近一倍。

通过东昆仑山-阿牙库木克盆地-祁漫塔格山-柴达木盆地-马海山-苏海盆地-党河南山的构造示意剖面(图 II-2-11),显示了柴达木盆地浅部逆冲叠覆的薄皮构造,推测柴达木盆地表层的褶皱-逆冲挤压体系与发育在盆地沉积层与前中生代基底之间及前中生代基底内部的深部滑脱断裂构造有关,滑脱断裂以 5°~10°向南倾伏,伸入祁漫塔格山和东昆仑山之下,向北滑脱断裂前缘的马海山一带隆起,出露基底

变质岩石,把柴达木盆地与苏海盆地隔开。

在柴北缘盆-山构造系中,向 NWW 缓倾的宗务隆山南缘逆冲断层使宗务隆山压在中新生代的欧北盆地之上,中新生代沉积褶皱并伴随外缘逆冲断层系构成薄皮构造,在靠近断层一侧的背形构造部位利于油藏的富集(姜洪川和高焕章,1989)(图 II-2-11)。

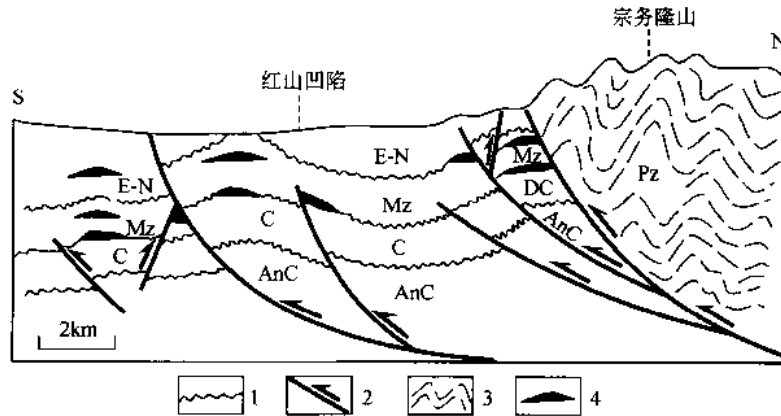


图 II-2-11 柴达木北缘欧北凹陷红山地区逆冲推覆构造剖面

1—不整合; 2—逆冲断裂; 3—早古生代褶皱; 4—有利的含油气构造部位。AnC—前石炭纪; C—石炭纪; DC—泥盆纪—石炭纪; Mz—中生代; Pz—古生代; E-N—老第三纪—新第三纪

在柴达木南缘盆-岭构造系中,盆地主要发育在靠近阿尔金断裂一侧,平面呈透镜状,阿牙库木克盆地南北两侧发育反向逆冲断层,盆地内新生代地层变形形成轴向近 EW 的宽缓褶皱。

(3) 巴颜喀拉-松甘盆-山构造域

巴颜喀拉-松甘盆-山构造域位于巴颜喀拉-松甘地体东北部的近 EW 向的东昆仑断裂与 NW—SE 向的鲜水河断裂之间的三角形地区,盆-岭展布呈 NW—SE 方向,与东昆仑断裂相交约 30°。山体岩石为三叠纪复理石,盆地中主要堆积中-上新统的红色陆相沉积,厚度可达 3000m。盆-岭之间以逆冲断层为界,NE 部以向 NE 倾斜的逆冲断层为主,SW 部主要发育向 SW 倾斜的逆冲断层。

3. 青藏高原北部的中新生代盆-山省与走滑作用的关系

青藏高原北部的新生代盆-山域是在青藏高原隆升中形成的,并构成青藏高原特殊的构造-地貌景观,三大盆-山域的提出是对青藏高原北部中新生代构造格架认识的深化。“盆-山”只是一种地貌的概念,关键在于成因。青藏高原北部的中新生代盆-山挤压构造与走滑构造带究竟有没有成因联系?走滑构造带如何制约挤压型含油气盆地的发育?下面将要讨论两个问题:①中新生代盆-岭省与走滑构造的组构关系;②盆-岭省的地壳缩短及与高原地貌的形成。

青藏高原北部中新生代盆-山构造域的地壳变形一方面表现了盆地内部的挤压变形(褶皱与逆冲断层)特征,同时构造线的方向显示了与走滑断裂斜交的组构特征,并且在靠近走滑断裂处出现构造的转折与绕曲,表现为盆地的不对称透镜形态、褶皱轴和逆冲断裂的转弯等。盆-山构造域与走滑断裂的组构关系均表明了三条走滑断裂的左行平移性质,盆-山构造域中的盆地,除沿断裂带的拉分盆地外,均为挤压型盆地,并且与走滑构造有成因联系。

以阿尔金断裂东段肃北地区的党河南山和肃海盆地为例,解析走滑作用与盆-山关系,选择在芦苇湾和西水沟(河)地区研究阿尔金走滑作用与其南侧逆冲作用的成因联系。

1) 肃北地区西水沟的走滑速率约为 22mm/a 和 17mm/a,而在东侧仅相距 7~8km 左右的芦苇湾的走滑速率为 17~13mm/a,这两地点的走滑速率存在 4~5mm/a 之差。说明阿尔金断裂的走滑速率向东减少。

2) 在阿尔金断裂东段南侧西水沟东南,由于逆冲构造使得 T_1 、 T_2 、 T_3 均被抬升 16~18m、35m ± 及

50~55m,成为党河南山的前缘,逆冲断裂逆冲方向由SW~NE,估算 T_2 阶地形成以来的抬升速率为 $(4.2 \pm 0.3)\text{mm/a}$,党河南山北侧的缩短速率至少为 4mm/a 。

估算表明 $4\sim 5\text{mm/a}$ 的走滑速率差恰好与通过阶地抬升已估算的抬升速率 4mm/a 相近。这是因为走滑的一部分的能量转化到阿尔金断裂南侧,形成了南侧的逆冲断裂。上述表明走滑与逆冲是可以相互调节和转化。走滑变形过程中伴随有逆冲作用形成山脉,同时逆冲作用使上隆的山体物质剥蚀、堆积在逆冲断裂之下盘,形成盆地。

4. 新生代盆-山省与地壳缩短及高原地貌的形成

(1) 新生代盆-山省与地壳缩短

Tapponnier等(2000)以美国国防制图局1992年提供的 30rad/s 分辨率(约 900m)的数字高程模型作为地形学基础,计算出位于阿拉善、塔里木和东昆仑之间的青藏高原北部的面积大约 $5.4 \times 10^5\text{km}^2$,其中在盆地第三纪沉积体积中保存下来的地下物质埋藏量大约等于 $0.44 \times 10^6\text{km}^3$ 。表明第三纪盆地周围地壳加厚造成的区内岩石体积在 1500m 基准面之上增加了 $1 \times 10^6\text{km}^3$ 。假定青藏高原东北部为均衡补偿区域,地壳与地幔的密度分别为 2750kg/m^3 和 3300kg/m^3 ,并且将沉积物质考虑在内的话,位于西藏东北部的地壳岩石体积应为 $6.8 \times 10^6\text{km}^3$ 。如果这个体积是由于地壳缩短造成的,那么未变形时原始地壳厚度应相当于未变形的阿拉善地台的地壳厚度 $(47.5 \pm 5)\text{km}$,并获得 $1.4 \times 10^5\text{km}^2$ 的地表面积减少量。晚新生代时缩短量大约相当于目前西藏东北部面积的26%,也相当于区内海拔 2000m 以上的山区面积的40%(约 $3.5 \times 10^5\text{km}^2$),这可以解释为什么沿 $N30^\circ\text{E}$ 的地壳缩短。根据区域质量平衡法获得的沿 $N30^\circ\text{E}$ 方向大多数剖面缩短大于 100km ,在靠近阿尔金断裂处可达 200km 。考虑到在区外沉积物的大量流失;黄河将大量携带到东部,疏勒河和党河在地史上的气候湿润期向西流向罗布泊,因此区外加厚的地壳物质可能损失百分之几,故地壳缩短量应比估计的还大。估算的缩短量的其中一部分被转换到柴达木地块往南俯冲到昆仑山之下。上述表明青藏高原北部的新生代盆-山省是在地壳缩短的挤压背景下形成的,是与美国西部盆岭省完全不同性质的“盆-山省”,尽管它们在地貌上表现出相似特征。

(2) 新生代时期挤压型盆地的封闭及高原地貌的形成

一系列宽阔、平坦且高海拔的新第三纪盆地构成了青藏东北部的显著景观。由于受各种方向的晚新生代断层所限,许多盆地呈菱形或三角形,并且大部分盆地没有现在的河流出口,分别形成局部的基准面。典型的例子如共和盆地、青海湖盆地、哈拉湖盆地、苏海盆地、柴达木盆地、阿牙库木克盆地和阿奇克库都克盆地等。少数盆地虽然四周被山脉包围,但仍有大河通向外界(党河、疏勒河及黄河),这些河流的切割能力与山体的增长速率相同。然而这些河流的输出速率却受气候变化的影响,流向周围低地的出水口很难保持稳定,例如黄河在共和和贵德盆地堆积了千米厚的第四纪沉积物,向上游方向横切青海南山和大石山,形成了数百米深的峡谷。

特别需要指出的是,逆断层上盘的构造快速抬升像水坝一样切割了汇水盆地的出口,随着山脉的增高和断裂的加大,使盆地处于隔离的状态,变成向内部排泄的封闭“水库”或“浴盆”。走滑断裂对此起至关重要的作用,因为走滑断裂与逆冲断层有一定的角度,水系与山脉平行,形成较高而且与附近低地不相连的局部基准面。随着来自周围山脉的碎屑物的流入,基准面继续升高,直到侵蚀残留高度,众多盆地的基准面共同形成高的、平滑的表面。

柴达木盆地的四周完全被新生代断层及 $5000\sim 6000\text{m}$ 的高山包围,它的基准面的平均海拔为 2800m ,面积 103000km^2 。盆地内的上新世—第四纪沉积物快速充填(等于或大于现在平原和冲积扇的充填速率),说明构造作用切断了盆地流向黄河的出口,使大量的沉积物堆积在盆地内部。这种“坝式”沉积作用及“浴盆”式的填充方式使盆地高程抬升,表面平整。随着相对高差的减少,沿盆地周围山脉边缘的侵蚀速率降低,沉积物充填减慢,从而没有沉积物的溢出(图II-2-12)。

5. 青藏高原北部的深部构造与油气通道的探索

中法地球物理合作在青藏高原北部进行的乌图美仁—茫崖—若羌和格尔木—唐古拉天然地震探测剖面揭示了如下深部构造特征。

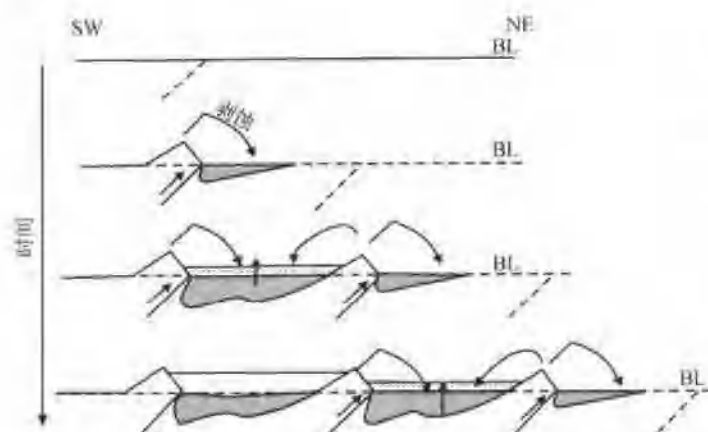


图 II-2-12 青藏高原北部盆-山构造域中盆地封闭及快速堆积示意图
(据 Tapscott, 2000)
BL—基准面

(图 II-2-13)所显示的地幔图像,不仅揭示了东昆仑断裂为由低速异常带组成的深入 250km 的地幔剪切带,以及昆仑山口—花石峡为中心的由大型低速异常体组成深部地幔羽结构(深度 150~400km 以下)的存在,并且在柴达木盆地下部发现宽度 300km,厚度达 80km 的地震波低速异常层,该地震波低速异常层又与昆仑山口—花石峡为中心的深部大型低速异常体组成地幔羽相连。

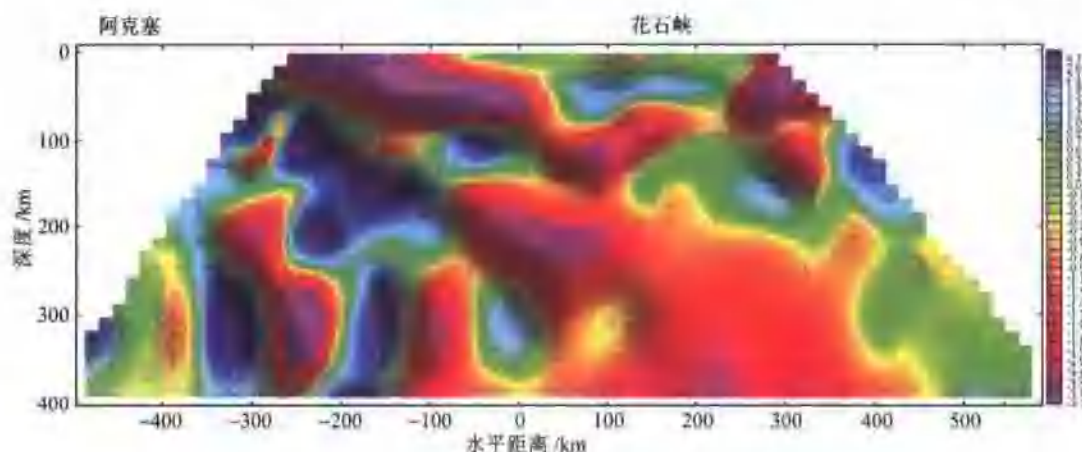


图 II-2-13 阿克塞—花石峡天然地震探测剖面

上述深部构造特征表明,柴达木盆地的周缘存在由高热低密度物质组成的地幔剪切带,盆地下部为高热低密度物质组成的底垫,为盆地的油气资源提供了有利的通道和背景。

(三) 圣安德列斯断裂带与挤压型盆-山构造

作为世界上研究程度最高的一条板块边界的走滑断裂带,圣安德列斯断裂带在美国加利福尼亚州含油气盆地的形成及演化中起着举足轻重的作用。我们以位于圣安德列斯断裂带西南的洛杉矶盆地为例,探讨走滑断层对含油气盆地的制约作用。

南加州的陆上及海岸地带分布着一系列构造相似的富含油气的新生代沉积盆地,其中规模较大的自南往北依次为:洛杉矶盆地、Santa Barbara-Ventura 盆地和 Santa Maria 盆地。洛杉矶盆地长约 300km,宽约 110km, Santa Maria 盆地长约 200km,宽约 20~80km, Santa Barbara-Ventura 盆地长约 240km,宽约 90km,后两个盆地的构造演化历史和洛杉矶盆地相似,并且这些盆地都具有丰富的陆上和

近海油气藏。位于南加州的横向山脉(Transverse Range)和半岛山脉(Peninsular Range)之间洛杉矶盆地最大,储油量最丰,是世界上最富集石油天然气的区域之一;美国的第二大城市洛杉矶市就坐落于这个盆地之上。这个盆地在新近世形成,和圣安德列斯断裂带的形成紧密相关,盆地的中心沉积了高达10km的海相及河流冲积相沉积物。自盆地形成以来,盆地经历了复杂的多旋回构造变形,表现为:①在渐新世和中新世期间,主要为伸展及走滑构造变形;②在上新世和第四纪,圣安德列斯断层在南加州地区的南北两个大转弯和太平洋板块的NE向的运动导致在南加州地区形成挤压构造变形域(图II-2-14),大地变形表现为推覆和走滑断裂作用相结合的斜向缩短。这种变形在南加州的横向山脉区域及洛杉矶盆地内形成大量的地震活动频繁的低角度盲逆冲断层,在断层的上盘形成与盲逆冲断层相配套的断层扩展皱褶 Show and Shearer, 1999; Dolan et al., 2003; Oskin et al., 2000)。这些部位成为美国石油公司(如 Conoco, Chevron, Union 和 Exxon)竞相争取的油气勘探目标(图II-2-14)。



图II-2-14 圣安德列斯断裂带与南加州近海和陆上的含油气盆地及地貌简化示意图

SNB—Sierra Nevada 花岗岩岩基;PRB—半岛山脉花岗岩岩基;SAF—圣安德列斯断裂;GF—Garlock 断裂;PKCT—古 Kern Canyon 断裂;BPF—Big Pine 断裂;SM—Santa Maria 盆地;LA—洛杉矶盆地;SB-VT—Santa Barbara-Ventura 盆地;MT—Monterey 湾盆地;A-B 为相应于图II-2-15(c)中的横穿洛杉矶盆地和 San Gabriel 山脉的剖面线。实线为走滑断裂,虚线为逆冲推覆断层,带箭头的虚线为太平洋板块相对于北美板块的现今运动方向。图中的大谷地为中生代的弧前盆地,也是美国主要的油区之一。

从数字化地形图看,圣安德列斯断裂带以西的南加州地区主要表现为错落有致的盆地与山脉的相间分布。山脉的前沿往往为出露的或盲逆冲断层。自20世纪70年代以来,南加州地区频繁、高强度地震活动引起的地质学家及地震学家研究盆地中孕震构造的兴趣。高精度地震定位、古地震、钻孔、详细的地质填图及深地震反射(南加州地震中心的LARSE研究项目)的研究揭示出一系列盲逆冲推覆构造(图II-2-15)。为简单起见,我们在图中仅列出了规模较大的逆冲推覆构造。图II-2-15C为从南加州海岸线到Mojave沙漠的简化构造剖面图,图中显示了4条分支逆冲断层(Compton, Puente Hills, Whittier 和 Sierra Madre)在深部汇聚于Elysian Park主逆冲断层(EPT)上,其中1991年和1987年的地震分别发生在Whittier 和 Sierra Madre 逆冲断层上。而1994年的Northridge 6.7级大地震也发生在位于洛杉矶北部的另一条盲逆冲断层上。这些频繁的地震活动有可能造成局部应力场和断裂的开闭,为流体的迁移提供动力和空间。a和b为地震反射所揭示的亮点,它们可能代表着沿逆冲断层迁移的流(气)体。这些综合研究结果说明在走滑-挤压构造域中,油气田形成和演化、流(气)体的沿断裂带的分布和迁移、地震活动性与大型走滑断裂相关的挤压构造之间存在紧密关系。

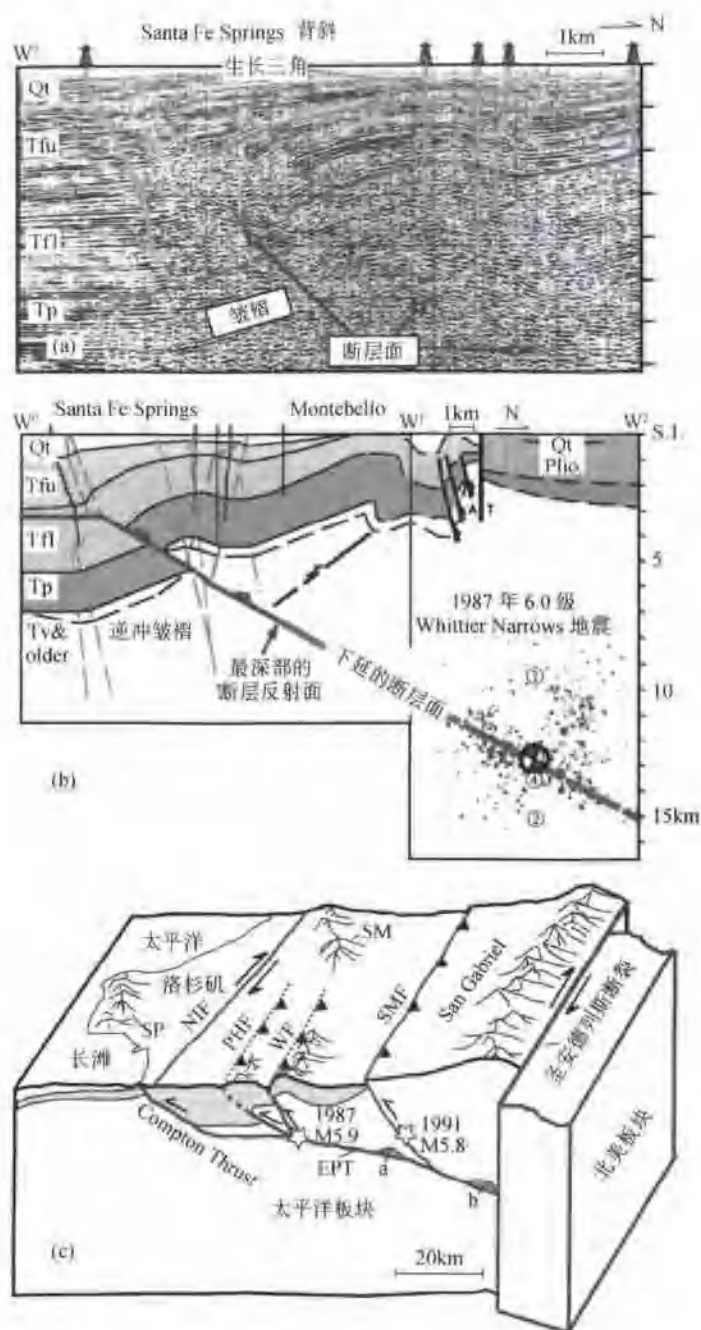


图 11-2-15 地震反射剖面、石油勘探及地震定位所揭示的洛杉矶盆地中一系列的盲逆冲推覆构造

(a)地震反射剖面及石油勘探揭示的盲逆冲推覆构造及断层生长褶皱 (据 Shaw 和 Shreiner, 2000); (b)图(a)中所揭示的逆冲断层向深部延伸和 1987 年 Whittier Narrows 地震发生所在的断面相吻合 (据 Dolan 等, 2003); (c) LARSE 综合研究项目所确定的从南加州海岸线到 Mojave 沙漠的简化构造剖面 (据 Fuis 等, 2001 修改)。NIF = Newport-Inglewood 走滑断层; EPT = Elysian Park 逆冲断层; WF = Whittier 逆冲断层; PHF = Puente Hills 逆冲断层; SMF = Sierra Madre 逆冲断层; SP = San Pedro 山脉; SM = Santa Monica 山脉; a 和 b 为地震反射所揭示的可能为液态物质的亮点。Qt 为第四纪沉积; Tfu, Tfl, Tp 和 Tv 为第三纪含油气沉积地层; Plio. 为上新世; S.L. 为海平面

概括地说, 圣安德列斯断裂带和太平洋板块的共同作用导致洛杉矶盆地的强烈缩短作用, 发育一系列的盲逆冲断层, 在这些断裂的上盘发育断层生长褶皱, 在这些褶皱的核部形成褶皱山。这种有序的挤压型盆-山构造体系是南加州主要的地形地貌特征, 成为油气开发的主要目标。

(四) 讨论与结论

以上讨论表明青藏高原北部走滑断裂/(盆-山)体系与美国加州南部的圣安德列斯走滑断裂/(盆-山)体系具有相似的特征。阿尔金断裂新生代以来的运动和印度板块与欧亚板块的碰撞紧密相关,是青藏高原地块与塔里木地块之间的边界断层。而圣安德列斯断裂带是太平洋板块和北美板块之间的转换断层,其形成与三联点的上陆、向两侧的移动相关。虽然它们的现今大地构造背景不同,但两者之间在构造地质、地形地貌及含油气盆地等方面存在许多相似的特征:

1) 青藏高原相对于塔里木地块与太平洋相对于北美板块的斜向运动相似,分别在青藏高原的东北部和美国南加州横向山脉地区形成区域挤压缩短应变区。

2) 与走滑运动相伴生的挤压缩短应变导致在青藏高原北部的昆仑山—祁连山地区形成有序的盆-山构造体系。相似地,太平洋板块和圣安德列斯德相互作用也导致在南加州形成有序的盆-山构造体系。

3) 与走滑运动有关的强烈的挤压缩短应变导致一系列出露地表或盲逆冲推覆构造的产生,并在逆冲断层的上盘形成断层生长皱褶和皱褶山,这些部位为油气圈闭、成藏的有利构造位置。

4) 阿尔金断裂和圣安德列斯断裂作为板块或地体边界走滑断裂,具有地幔剪切带的特征,与其配套的高度地震活动性的逆冲推覆断裂带为深部流体或气体向上的迁移提供有利的通道,促使油气在与推覆构造相伴生的褶皱核部聚集和圈闭。

5) 逆冲断层的褶皱核部为油气圈闭的有利部位和油气勘探的主要目标。

基于大型走滑断裂在挤压型盆-山构造体系中重要作用和上述的特点,我们认为应该利用新技术和实验手段来详细研究与大型走滑断裂带相关的盆-山构造体系的地质地貌特征,重新审视和评价其油气资源的前景。

六、青藏高原北缘白垩纪以来隆升机制的探讨

印度/亚洲碰撞激发青藏高原北缘走滑断裂的活化及其相伴生的挤压型逆冲断裂的形成的远程效应已为众多学者认可,笔者提出与走滑断裂相伴生的高原北缘盆/山挤压体制的扩展式生长不仅深化青藏北缘隆升的构造样式以及强调了走滑断裂在隆升中的贡献,并明确了北缘隆升是以“挤压转换”的方式进行的,深部地球物理探测结果(吴宣志等,1993)表明北缘造山带的崛起与北中国-塔里木板块陆内俯冲于青藏高原之下有关(许志琴等,1999; Xuzhiqin et al., 1999)。得出的结论是高原北缘造山带的崛起比南缘喜马拉雅要早。现在讨论的关键问题是:为什么青藏北缘隆升从白垩纪(印度/亚洲碰撞前)开始,驱动机制是什么?

印度/亚洲碰撞前青藏高原北部形成统一大陆经历了加里东期、印支期和晚中生代地体逐渐会聚、拼合和碰撞造山的过程。应该在印支期的晚期古特提斯洋的关闭和海水的退出。由于来自冈瓦纳大陆的羌塘地体向 NE 斜向俯冲,产生了印支期的阿尼玛卿、柴北缘和阿尔金大规模走滑断裂的形成。直至新特提斯北洋盆在白垩纪早期的关闭,来自冈瓦纳大陆的拉萨地体沿班公湖—怒江一线俯冲到高原北部地区的下面,由于高原北部受到塔里木-北中国板块的阻挡,东部受到南中国板块的阻挡,高原北部开始隆升,形成高原雏形。高原南北统一大陆形成于新特提斯洋的关闭和印度板块沿雅鲁藏布江缝合带与亚洲大陆的碰撞,并在新第三纪后开始快速抬升,形成现今的高原地貌,这已是共识。值得讨论的是,如何识别高原北部白垩纪时期的隆升,以及其对建立高原隆升模型和计算高原北部隆升速率时的贡献班公湖—怒江缝合带代表来自冈瓦那大陆的地体再次往亚洲大陆的拼接。该缝合带长数千公里,沿其走向蛇绿岩、岛弧火山岩均较发育,因此可以认为是又一次巨大的板块俯冲、碰撞的产物,板块的斜向会聚造成阿尔金断裂两侧地块运动方向的不同,引起了巨大的错动和断裂活化。地球物理资料表明阿尔金断裂深度达 150km,属切割到上地幔的岩石圈深断裂。由此诱发地幔部分熔融、产生玄武岩和碱性度较高的火山岩沿断裂活动,尤其在断裂的北部张开地区,形成白垩纪的火山岩。

在同一时期,班公湖—怒江以北的地区还受到东部的挤压应力,这种应力很可能来自太平洋板块向西的俯冲,也可能为来自四川盆地的深部地幔柱活动产生的应力所阻挡,造成了北部物质无法东流而隆升。由于两个方向应力大小存在差异,又会造成地体和盆地的旋转。反推之,高原北部白垩纪盆地形成时表现出的旋转应变,恰恰说明当时不仅存在 S-N 向挤压,同时在昌马盆地的以东地区还存在 E-W 向挤压。龙门山白垩纪存在由东向西的俯冲及龙门山褶皱带的隆起,表现为一系列逆冲断裂的形成及同时代的与俯冲有关的大量白垩纪的花岗岩的侵位与存在两个方向的挤压相一致。青藏高原北部白垩纪以来大量陆相沉积盆地的形成和山脉的隆升,说明白垩纪时高原雏形在班公湖—怒江北部广大地区已开始形成。

第二节 青藏高原东缘造山带的隆升及造山机制

青藏高原东缘龙门—锦屏造山带由呈 NNE-SSE 走向的龙门山(LMS)和近 NS 走向的锦屏山(JPS)



图 2-16 青藏高原东缘龙门—锦屏山构造图

1—元古宙杂岩;2—新生代花岗岩;3—古生代—三叠纪地层;4—龙门山—锦屏山周缘构造单元(四川盆地,松潘—甘孜造山带);5—松潘—甘孜前缘逆冲断层;6—龙门山前缘逆冲断裂(LMT);7—走滑断裂;8—龙门山后缘拆离断裂(LMD);9—正断裂;10—飞来峰;11—拉伸线理;12—城镇;13—山峰

I—松潘—甘孜印支造山带;II—龙门—锦屏造山带;II₁—彭灌杂岩,II₂—宝兴杂岩,II₃—康定杂岩,II₄—冕宁杂岩;III—龙门—锦屏山前缘逆冲带;IV—四川前陆盆地

组成,延长 600km,紧贴在倒三角形的松潘—甘孜印支造山带的东侧,其东面为扬子陆块上的四川中新世含油气前陆盆地(图 2-16)。大量的研究已表明龙门山与四川前陆盆地之间的前陆逆冲带由一系列逆冲断裂和推覆体组成,具有自西向东的剪切矢量及扩展式推覆的特点(许志琴等,1992;李勇等,1995)。对于前陆逆冲带前人曾有不同的认识:龙门山前陆结构为薄皮构造(许志琴等,1992)厚皮构造(Luo, 1984)或薄皮+厚皮构造之说(She Fa chen et al., 1995),对于广泛分布的飞来峰还有归因于重力滑动之说(Zha, 1983;1985;Lin Wu, 1991;Lu et al., 1993);对于龙门山后缘的汶川断裂,存在滞后韧性伸展断裂(许志琴等,1992),逆冲断裂(She Fa chen et al., 1995)和三叠纪逆冲转换断裂(王二七等,2001)的不同观点。

关于龙门山的崛起机制有如下几种认识:①和高喜马拉雅一样,龙门山的崛起与前缘逆冲断裂和后缘正断层引起的挤出机制有关(许志琴等,1999);②喜马拉雅 4Ma 以来的龙门山缩短及地表的变形与高原东部下地壳的流动有关(Leigh H. Royden et al., 1997);③T₃—K₁ 开始隆升伴随三期逆冲作用,K₂ 以来继续活动,认为龙门山的缩短并不归因于印度/亚洲碰撞引起的侧向挤出(Simon Wallis et al., 2003)。

本研究是围绕龙门山崛起机制问题而进行的新的野外地质调查和室内测试分析,进一步厘定了青藏高原东缘(即龙门山—锦屏山前震旦纪变质杂岩体——彭灌杂岩、宝兴杂岩、康定杂岩和冕宁杂岩的西缘)存在一条曾连续发育的大型韧性拆离断裂,被 20Ma 形成的 NW-SE 向鲜水河韧性走滑剪切带(许志琴等,1992)所左行错位。本文重新讨论青藏高原东缘龙门—锦屏山的隆升时限、机制,对于认识青藏高原的物质分配、周缘造山带的形成以及

前陆盆地的生长有重要的意义。

一、青藏高原东缘龙门-锦屏山的构造背景

青藏高原东缘的龙门-锦屏造山带位于松潘-甘孜印支造山带与扬子克拉通的中新生代(T_3-Q)四川前陆盆地之间,以出露大面积的前震旦纪古老变质杂岩($700\sim 800\text{Ma}$)、少量的新元古代变质火山岩以及震旦纪—早中三叠世海相沉积岩为特征。龙门-锦屏山的东缘发育一系列的逆冲断裂和飞来峰构造,逆冲作用使山体向东逆冲推覆在四川盆地之上(图 II-2-16)。可以将龙门-锦屏造山带及邻区划分为4个构造单元:

1. 龙门-锦屏山变质杂岩带

龙门山-锦屏山变质杂岩带自北而南由彭灌杂岩体、宝兴-雅斯德杂岩体、康定-冕宁杂岩体组成。

(1) 彭灌变质杂岩体(PGC)

呈 NNE-SSW 走向的透镜状彭灌杂岩体宽达 20 km 和长达 45 km,由闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩、黑云花岗岩和钾长花岗岩组成,顶部残留新元古代变火山岩、石墨片岩及大理岩,岩体西北侧被震旦纪砾岩、粉砂岩、板岩和硅质岩不整合覆盖。彭灌变质杂岩中基性岩脉(映秀西 1 km)的最新 SHRIMP U/Pb 测年为 $757\pm 11\text{Ma}$ 。灌变质杂岩东侧以映秀-北川韧性逆冲断裂(剪切带)与新元古代变火山岩、志留纪千枚岩、石英岩和结晶灰岩以及二叠纪灰岩、三叠纪煤系地层接触,韧性逆冲断裂走向 $35^\circ\sim 45^\circ$,向 NW 陡倾,由 30 m 宽的变火山质糜棱岩带和脆性破裂带组成(许志琴等,1992; She Fa chen et al., 1995)

(2) 宝兴-雅斯德杂岩体(BYC)

NNE-SSW 走向宝兴杂岩体(BYC)呈不规则透镜状产出,宽达 5~20 km,长达 50 km,雅斯德杂岩体位于宝兴杂岩体西部,呈北窄南宽的不规则长条状产出,宽达 2~5 km,长达 15 km。宝兴杂岩体与雅斯德杂岩体均有花岗岩和花岗闪长岩组成,推测两者在深部相连为同一杂岩体。据宝兴东河变质辉长岩的全岩+单矿物 Sm+Nd 年龄为 785~805 Ma。宝兴杂岩体的两侧不整合覆盖 $Z-T_1-T_2$ 的沉积盖层,东侧宝兴杂岩体逆冲在 S-D 浅变质地层上,西侧与明显减薄的新元古界变火山岩系及早古生代地层呈构造接触,发育由花岗质糜棱岩和变火山质糜棱岩组成糜棱面理向西陡倾的韧性拆离剪切带(许志琴等,1992)。

康定-冕宁杂岩体呈近南北向展布,由花岗闪长岩组成,是龙门山中裸露最大规模的岩体,长 340 km 和宽 40~60 km,被 NW-SE 向鲜水河左行走滑断裂以及 SN 向冕宁左行走滑断裂切错为康定、越西和冕宁杂岩三部分。其东侧以韧性逆冲断裂叠覆在新元古代变火山岩系和宝兴杂岩之上,北侧和西侧以韧性拆离断裂与减薄的新元古代变火山岩系和早古生代浅变质岩系相接。据侯立伟提供康定杂岩体的原岩 SHRIMP U-Pb 年龄约为 795~797 Ma,表明龙门山-锦屏山中变质基底的时代大致为 750~800 Ma 区间,反映可能与罗迪尼亚大陆裂解事件有关。

2. 龙门-锦屏山(LM-JPS)前陆逆冲断裂带

横穿龙门山 L55 地震测线(宋文海等,1989)(图 II-2-17)揭示了龙门山变质杂岩体东侧为由多重逆冲叠置岩片组成前陆增生楔,逆冲岩片中的物质主要为 $Z-T_2$ 海相地层,岩片底部局部含新元古代的变质基底。逆冲岩片之间的界线为一系列具有向东剪切矢量的逆冲断层。靠近山脉一侧的逆冲断层显示上部低角度向西倾伏的逆掩断层和下部渐变为倾角中等的逆冲断层;靠近盆地一侧逆冲断层倾角较陡,其下部与盆地中的两套由 T_2 和 T_1-P_1 膏盐层组成的水平滑脱层相连。龙门山-锦屏山前缘逆冲作用形成许多小型推覆体构造,大部分由 C-P 灰岩组成,叠置在前陆盆地 T_3 地层之上,推覆体的根部为前陆增生楔,反映自西向东的剪切指向。

3. 四川前陆盆地

四川前陆盆地基底由花岗岩、流纹英安岩组成,Rb-Sr 全岩等时线年龄为 740.99 Ma 和 701.54 Ma(罗志立,1986),可与康定杂岩相对比。四川盆地为古生代被动陆缘海相盆地和中新生代前陆盆地叠合

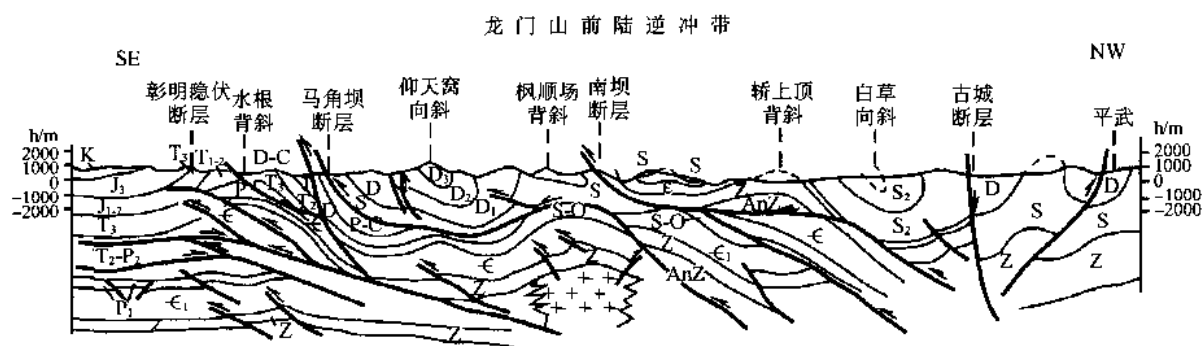


图 2-17 横穿龙门山 L55 地震测线解释剖面
(据宋文海等, 1989)

的复式盆地,盆地地层层序齐全,总厚 6000~12000m。其中 Z— T_{1-2} 以碳酸盐岩为主的海相地层厚 4000~7000m; T_2 由于古特提斯洋俯冲消减引起海平面下降使盆地性质转换,形成半封闭的浅海-滨湖相沉积(许效松等,1997;汪泽成等,2002), T_3 —Q 属陆相沉积,其中上三叠统厚 1500~3000m,侏罗系厚 2000~5000m,白垩系厚 0~2000m,新生界厚 0~1100m。晚三叠世末期充填了数千米后厚的碎屑岩沉积和部分砾岩以及煤系地层,根据龙门山东北缘 J_{1-2} 不整合盖在逆冲带前锋之上,晚三叠世末期的磨拉石建造与松潘甘孜造山带的前陆逆冲带有关。 J 为坳陷性盆地的沉积阶段, J 湖盆向东转移,无明显的前渊凹陷, J_3 中发现大量 D-P 灰岩砾石,大至 10~20cm;白垩纪以来,晚中生代—始新统的残余地层在山前地区达 3400m,发育多套磨拉石沉积,表现出再生前陆盆地的特征,由于新生代以来的前陆盆地继续受到来自 NW 方向的挤压作用,在盆内形成挤压冲断构造(宋岩等,2007)。

4. 巴颜喀拉-松潘甘孜印支造山带

巴颜喀拉-松潘甘孜印支造山带北缘为近 EW 向、横跨 2000km 的近于平直的“昆南-阿尼玛卿”古特提斯缝合带,与东昆仑地体相隔;南缘和西南缘为 EW 向转为近 NS 向的弧形“金沙江”古特提斯缝合带,与羌塘地体相接;东缘为龙门山-锦屏山变质杂岩带和前陆逆冲带,与四川前陆盆地接壤。巴颜喀拉-松潘甘孜印支造山带整体呈向南突出的弧形大肚子几何学,NS 的最大宽度达 1000km,20Ma 以来被 NW-SE 向的鲜水河造山带错开 80~90km,并一分为二,断裂之东北侧为丹巴弧形构造域,西南侧为木里弧形构造域,研究表明上述两个弧形构造域的基底、盖层以及变形构造样式及时限均可对比,因此木里弧形构造域为受鲜水河断裂走滑作用影响而向南侧向挤出的块体,20 Ma 前与丹巴弧形构造域连在一起。丹巴弧的变质基底出露在东翼及南翼的汶川西、丹巴的大桑、青杠林、公差和格宗一带,其组成和形成时代与龙门山-锦屏山的变质杂岩体相似。巴颜喀拉-松潘甘孜印支造山带的形成与“昆南-阿尼玛卿”古特提斯洋盆和“金沙江”古特提斯洋盆的闭合以及三个地体——东昆仑地体、巴颜喀拉-松潘甘孜和羌塘地体在 T_3 碰撞造山有关。

丹巴-木里弧形和构造域的基本构造样式表现为:浅部为向南突出的弧形褶皱带,愈往南弧度愈大,深部发育前震旦纪变质基底和扬子古生代盖层之间的自北而南的滑脱剪切带,厚度达到 5~6km。滑脱剪切带之上的盖层板片为震旦系变火山质砾岩、含砾砂岩、大理岩及灰岩组成,奥陶系为白云岩、大理岩夹石英岩、云母片岩;志留系为厚层千枚岩夹灰岩,在丹巴弧和木里弧中由于滑脱作用的热事件影响,变质程度加深,出现含矽线石、红柱石、蓝晶石、石榴子石及黑云母变质相带;泥盆系以含黑云母及石榴子石的白云岩、结晶灰岩夹千枚岩,石炭系为结晶灰岩夹硅质条带,二叠系以海相枕状玄武岩夹碳酸盐为特征。在古生代地层之上叠置大面积巨厚的三叠系西康群复理石盆地。松潘-甘孜造山带的主要构造体制以近 EW 向往南强烈突出的弧形构造为特征,弧形构造被 NW-SE 向的 20Ma 形成的鲜水河左行走滑断裂分割成错开的丹巴弧和木里弧。滑脱面上下的剪切应变指示滑脱带具从北向南的剪切指向。由于作为被动陆缘的松潘甘孜地体向北俯冲于青藏高原北部早古生代“阿-祁-昆”复合地体之下,向西、西南和南俯冲于羌塘地体之下,具有双向俯冲和双向造山的极性。再加上新生代以来鲜水河和金沙江左

行走滑作用的影响,使木里弧岩片向南东挤出,与丹巴弧错开 90km(许志琴等,1992)(图 II-2-16)。

二、青藏高原东缘大型韧性拆离断裂(ETD)的厘定

作者在研究龙门山构造时曾厘定了龙门山-锦屏山西缘的局部地段——汶川、雅斯德、康定西和冕宁西的韧性正断裂(许志琴等,1992),经进一步工作,表明这是一条贯通龙门山-锦屏山西缘的大型韧性拆离断裂,自 NE 至 SW 方向从茂汶、汶川、耿达至雅斯德,沿彭灌杂岩和宝兴-雅斯德杂岩西侧展布,再向西经康定杂岩北缘的孔玉,望南沿康定杂岩西缘,被 NW 向鲜水河断裂切错 90km,继而沿冕宁杂岩西侧的冕宁西→里庄→德昌以南,全长大于 500 km,我们命其为“青藏高原东缘大型拆离断裂”(ETD)(图 II-2-16)。

(一) 青藏高原东缘大型拆离断裂(ETD)的显微变形特征

“青藏高原东缘大型拆离断裂”(ETD)由彭灌杂岩西缘拆离断裂(WPD)、宝兴-雅斯德杂岩体西缘拆离断裂(WBYD)、康定杂岩北缘(NKD)、康定杂岩西缘韧性拆离断裂(WKD),以及冕宁杂岩西缘韧性拆离断裂(WMD)段组成,其中 WPD、BYD、WKD 和 WMD 的拆离面具有“高角度西倾”的产出特征,是原始“低角度西倾正滑”的拆离而经过后期 EW 向挤压改造而变陡的结果;而康定杂岩北缘韧性拆离断裂(NKD)保存着“低角度北倾正滑”的特征,并向北延展到格宗杂岩以南,切割了印支期形成的具有自北而南剪切指向的丹巴深层滑脱剪切带^[1]

(1) 彭灌杂岩西缘拆离断裂(WPD)

彭灌杂岩西缘汶川-耿达一带,明显减薄和高剪切应变的新元古代变火山岩和 O—S 浅变质岩系与彭灌杂岩构造接触,劈理面走向 NE,朝 NW 陡倾($60^{\circ}\sim 70^{\circ}$),发育由石榴子石-黑云母-绿泥石-绢云母等矿物组成的应变滑劈理,劈理面上发育横向拉伸线理。在垂直 S2 面而平行拉伸线理的 XZ 面上,长达 10mm 的黑云母及石榴子石变斑晶呈不对称 σ 型及 δ 型体系均显示了自 SE 向 NW 方向正向滑移的特征(图 II-2-18)(图 II-2-19A)。

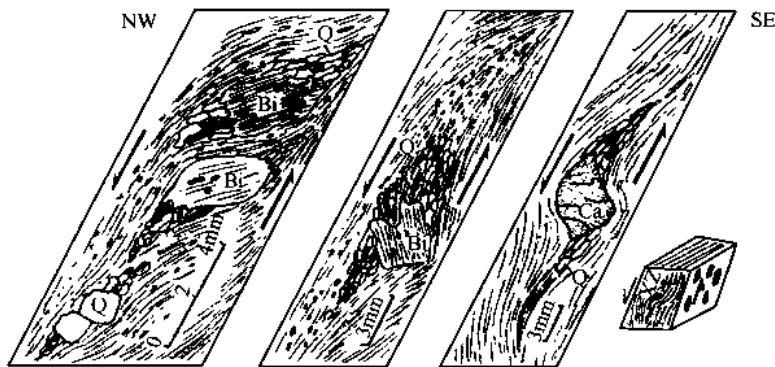


图 II-2-18 汶川韧性拆离剪切带的正向剪切滑移的薄片素描

(志留系片岩, CHX16-4 及 CHX16-7)

(据许志琴等,1992)

黑云母及石榴子石的 σ 型及 δ 型不对称体系示正向剪切方向;右下图为野外露头的微构造图示

(2) 宝兴-雅斯德杂岩体西缘拆离断裂(WBYD)

呈北东方向展布的“宝兴-雅斯德杂岩”由花岗闪长岩组成,中间有晚元古界变火山岩系及早古生代地层相间。岩体东南侧逆冲在 S—D 浅变质地层上,北西侧与明显减薄的晚元古界变火山岩系及早古生代地层接触,发育由花岗质糜棱岩和变火山质糜棱岩组成韧性拆离剪切带。

雅斯德花岗闪长岩体的西缘,存在两条走向北东,倾向北西陡倾的花岗糜棱岩带,各宽约 30 多米。糜棱岩中以钾长石及钠长石为碎斑的不对称 σ 型结晶尾指示了自 SE 向 NW 的正向滑移剪切。

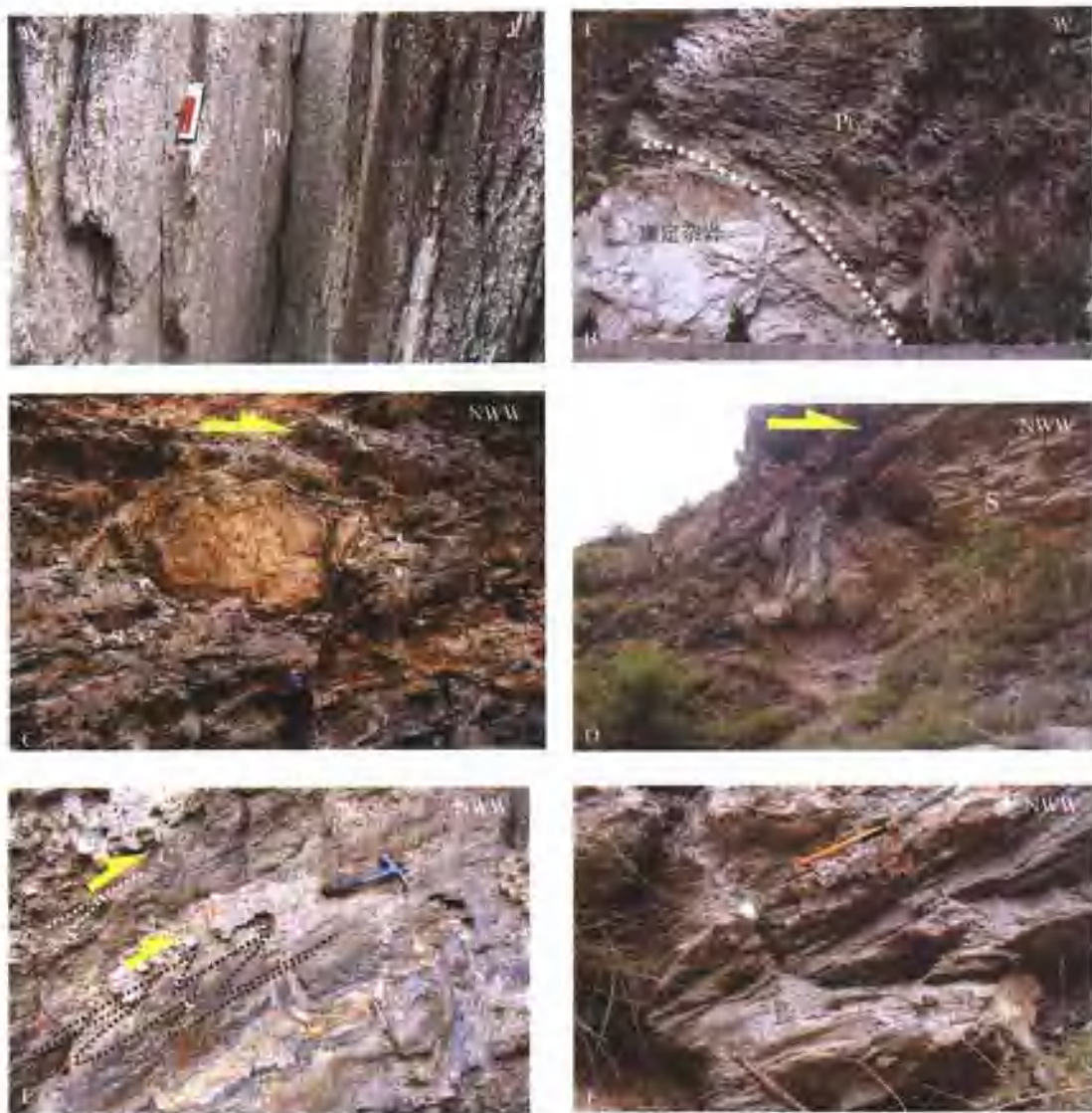


图 2-19 青藏高原东缘拆离构造(ETD)的野外照片

A—抵达 W-1km 彭灌杂岩西界产状向西陡倾的 P_1 变火山质糜棱岩带;B—康定杂岩西缘产状向西中等倾斜的 P_1 变火山质糜棱岩;C、D—康定杂岩北缘向北缓倾的志留纪千糜岩中灰岩块体的旋转应变指示自南而北的剪切指向;E—康定杂岩北缘志留纪千糜岩中不对称褶皱指示自南而北的剪切指向;F—康定杂岩北缘志留纪千糜岩中“A”型剪切褶皱

(3) 康定杂岩体的北缘(NKD)及西缘韧性拆离断裂(WKD)

在康定杂岩体以北的孔玉-民改一带,变质杂岩之上发育强烈剪切变形的 P_1 变火山岩系与 Z-S 的浅变质岩系,地层严重减薄或缺失,显示了以下的应变特征:由变质基底花岗质糜棱岩和志留系千糜岩组成向 NNW 缓倾($20^\circ \sim 30^\circ$)的渗透性面理,面理上普遍发育近 NS 向横向拉伸线理($150^\circ \sim 170^\circ$),以及“A”型褶皱与箭鞘褶皱。在野外 XZ 面上指示向北的;基质中大型结晶灰岩块体($60\text{mm} \times 40\text{mm}$)发生强烈旋转,旋转体两端发育 σ 型密集束状流劈理(图 2-19C、D、E、F)也指示朝北的正向滑移剪切特征。显微定向薄片大量发育的 σ 型石英碎斑体系(图 2-20) 同样指向自 S 往 N 的下滑运动,为康定杂岩体的北缘低角度拆离构造(NKD)提供确切的显微构造研究的运动学依据。转至康定杂岩体西缘,康定杂岩与变火山岩之间的韧性拆离断裂(WKD)产状又逐渐变为向西陡倾,在康定汽车站处见到花岗质糜棱岩中大量“ σ ”型石英碎斑体系显示自东向西的剪切指向。

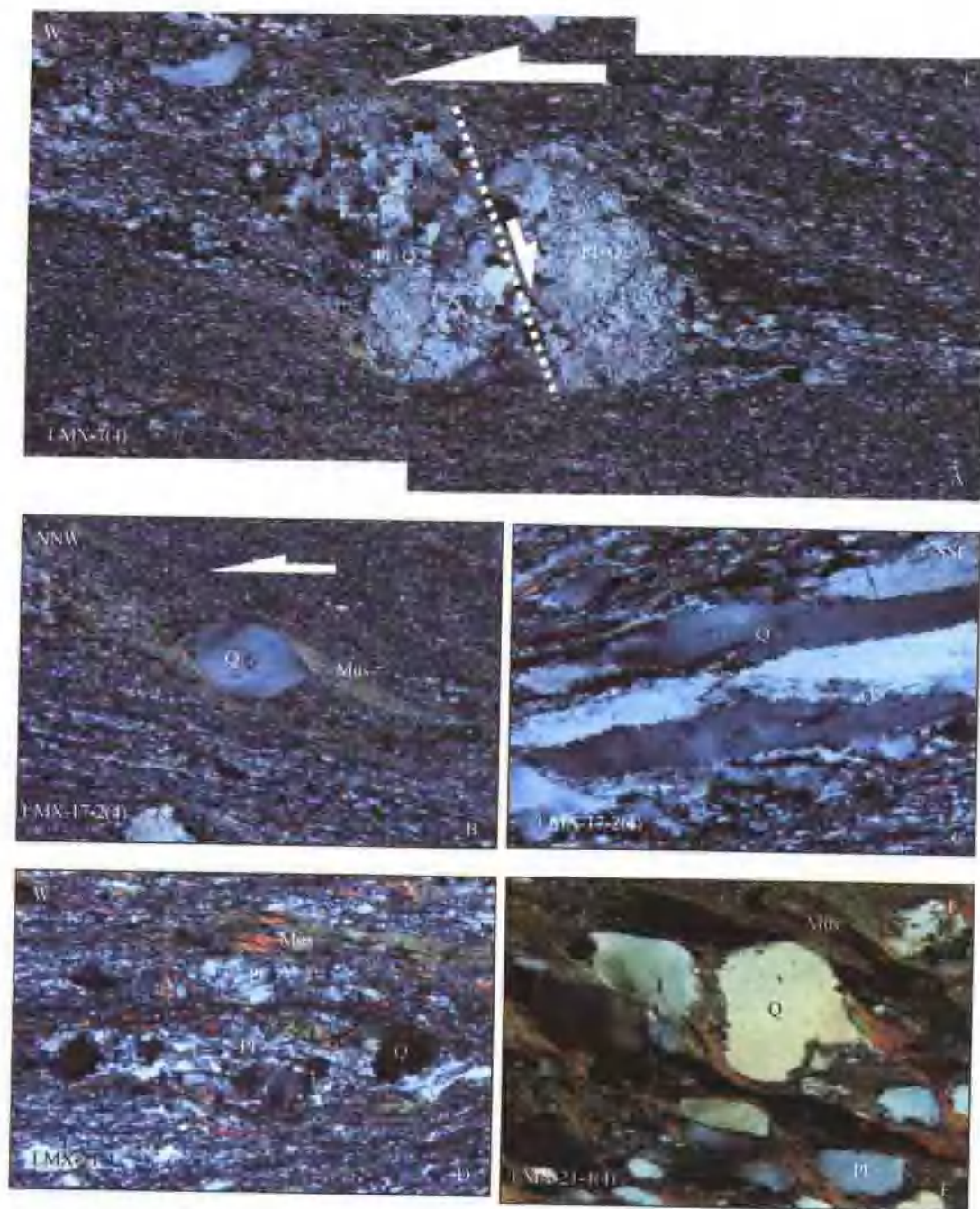


图 II-2-20 青藏高原东缘拆离构造(ETD)的显微剪切应变照片

A—彭泽杂岩西缘耿达变火山质糜棱岩(LMX-7-4)中石英集合体的“a”型碎斑体系显示自E到W的剪切指向;B—康定杂岩北缘孔玉南志留纪千糜岩(LMX17-2(4))中“a”型石英碎斑的白云母结晶尾显示自SSE到NNW的剪切指向;C—康定杂岩北缘孔玉志留纪千糜岩(LMX17-2(4))中糜棱结构及石英带构造;D—康定杂岩西缘康定汽车站花岗质糜棱岩(LMX21-4);E—康定杂岩西缘康定汽车站花岗质糜棱岩(LMX21-4(4))“a”型石英碎斑指示自东向西的剪切指向

(4) 丹巴格宗变质杂岩体南侧拆离断裂(SGD)与康定杂岩北缘拆离断裂(NKD)的连接

位于丹巴以南15km和康定杂岩北缘孔玉以北18km的格宗杂岩由混合岩化的花岗闪长岩组成, U-Pb 锆石年龄771Ma, 表明其与康定杂岩一样, 为扬子地块的基底。研究发现, 格宗变质杂岩体北、南端的花岗闪长质杂岩上部为明显减薄的新元古代的变质火山岩、震旦纪变质砾岩和含砾千枚岩以及奥陶纪—志留纪浅变质岩系, 而理分别向北和向南缓倾(20°), 新元古代的变质火山岩糜棱岩化, 震旦纪变

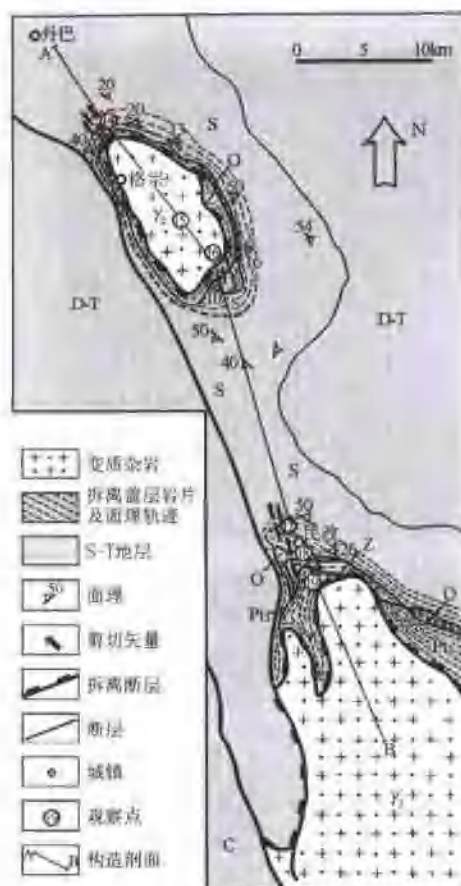


图 II-2-21 康定-格宗地区构造图

质砾岩中砾石强烈变形,组成近 NS 向($202^{\circ}\sim 220^{\circ}$)的拉伸线理, $X:Z$ 可达到 10:1。显微构造特征表明具 SSE $\rightarrow$ NNW 的剪切指向。因此,格宗变质杂岩与上部减薄的新元古代一早古生代盖层之间存在以缓倾的穹形面理和近南北向拉伸线理为特征的韧性剪切带,厚度约 4000m,剪切指向为自南而北。因此这条韧性剪切带向南可以和康定杂岩北缘的韧性拆离剪切带相连,向北切割丹巴三叠纪深层滑脱剪切带(图 II-2-21、图 II-2-22)。

(二)青藏高原东缘大型拆离断裂带(ETD)和龙门山前缘逆冲断裂带中石英组构的 EBSD 测定结果

(1) 彭灌杂岩西缘韧性拆离断裂(WPD)糜棱岩石英组构的 EBSD 测量

采自位于彭灌杂岩西缘韧性拆离断裂耿达附近的 5 个花岗质糜棱岩样品(LMX7-2、3、8、11、13),对石英的组构(OPL)进行 EBSD 测量,测点分别为 3540、3246、3359、6749 和 4924,获得以 $|10\bar{1}0| < a >$ 、 $|10\bar{1}1| < a >$ 和 $|0001| < a >$ 的中温 $\rightarrow$ 低温滑移系以及剪切指向自东向西为特征的石英组构模式(图 II-2-23A),进一步提供了正向滑移的依据。

(2) 康定杂岩北缘韧性拆离断裂的干糜棱岩石英组构的 EBSD 测量

通过采自康定杂岩北缘孔玉 3 个干糜棱岩样品(LMX17-1、LMX17-2、LMX17-3),其中石英的 OPLs 经 EBSD 测量(测点 1834-4567)获得的组构图表现为 $|10\bar{1}1| < a >$ 和

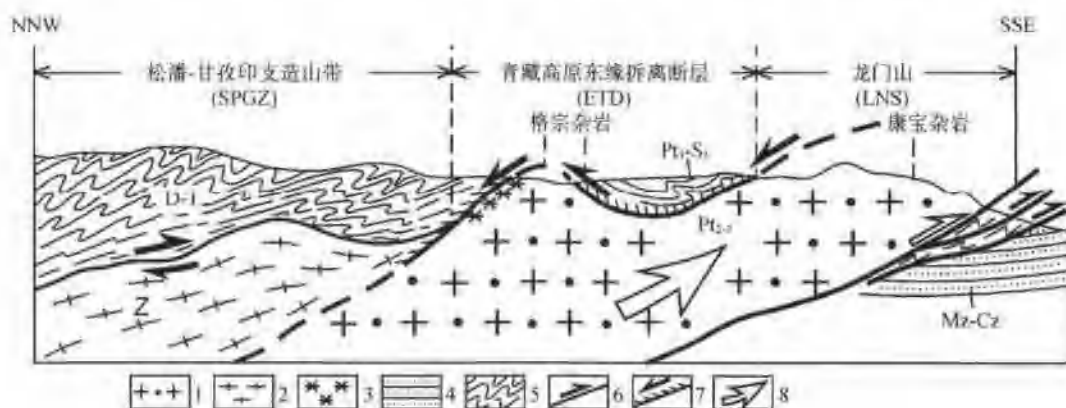


图 II-2-22 康定-格宗剖面图

1—变质杂岩;2—混合岩化片麻岩;3—糜棱岩;4—中新世沉积岩;5—褶皱;6—逆冲断裂;7—拆离断层;8—挤出驱动力

$|0001| < a >$ 中温 $\rightarrow$ 低温滑移系演化特征,并发育自南而北的剪切指向(图 II-2-23B),与野外和显微构造判断一致。格宗杂岩南侧的 2 个样品(LMX14-1, LMX14-2)显示了 $|10\bar{1}0| < c >$ 、 $|10\bar{1}0| < a >$ 和 $|10\bar{1}1| < a >$ 的高温 $\rightarrow$ 中高温滑移系演化和自南往北剪切指向的组构模式。康定杂岩北缘和格宗杂岩南缘的韧性拆离带具有相同的剪切运动方向,但后者石英组构形成温度高于前者,可能与格宗杂岩原位于较深部位有关。

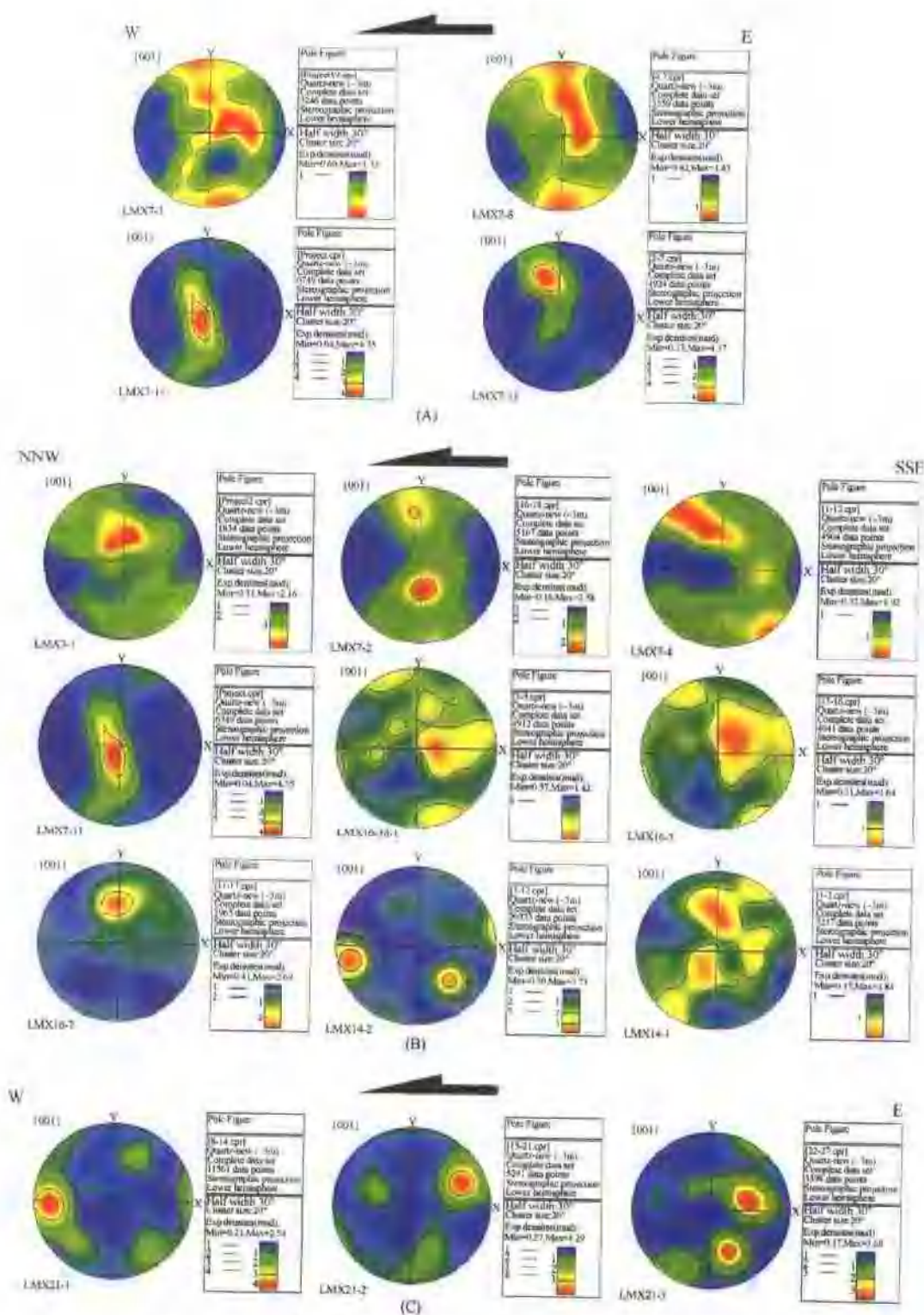


图 2-23 青藏高原东缘深层拆离带糜棱岩中石英的 EBSD 测量结果

(A) 采自彭雅杂岩西缘状达(LMX7-3, 7-8, 7-11, 7-13) 4 个糜棱岩样品。石英 OPLs 表现为 $10\bar{1}0 \parallel \langle a \rangle \rightarrow 1011 \parallel \langle a \rangle \rightarrow 1000 \parallel \langle a \rangle$ 中温→低温滑移系的演化系列, 显示自东向西的剪切指向; (B) 采自康定杂岩北缘孔玉(LMX17-1, 17-2, 17-4, 17-11) 4 个糜棱岩样品(上), 石英的 OPLs 表现为 $10\bar{1}1 \parallel \langle a \rangle \rightarrow 1000 \parallel \langle a \rangle$ 中温→低温滑移系的演化系列; 丹巴格宗杂岩南缘拆离带 5 个样品, 其中 LXM16-3d-1, LXM16-5(震旦纪干枚质砾岩和 LXM16-7(元古代花岗岩质糜棱岩))(中)样品为位于格宗杂岩体南部, LXM14-1, LMX14-2, LMX14-3(下)为位于格宗杂岩体北缘志留纪石榴子石石英片岩, 上述石英的 OPLs (下) 表现为 $10\bar{1}0 \parallel \langle a \rangle \rightarrow 10\bar{1}1 \parallel \langle a \rangle \rightarrow 1000 \parallel \langle a \rangle$ 的中高温→中温→低温滑移系演化系列, 显示自 SSE 向 NNW 的剪切指向; (C) 采自康定杂岩西缘跑马山(LMX21-1, 21-2, 21-3) 三个糜棱岩样品, 石英的 OPLs 表现为 $10\bar{1}0 \parallel \langle c \rangle \rightarrow 1011 \parallel \langle a \rangle$ 的高温→中低温滑移系演化系列, 显示自东向西的剪切指向

(3) 康定杂岩西缘韧性拆离断裂(WKD)糜棱岩石英组构的 EBSD 测量

样品采自康定杂岩西缘跑马山三个糜棱岩(LMX-21-1、LMX-21-2、LMX-21-3),石英的 OPLs 的 EBSD 测点为 3598-11561,表现为 $|10\bar{1}0| \langle c \rangle$ 和 $|10\bar{1}1| \langle a \rangle$ 的高温 $\rightarrow$ 中低温滑移系及自东向西剪切指向的组构模式(图 II-2-23C),进而提供了拆离构造的运动学依据。

(4) 康定杂岩东缘韧性逆冲断裂中糜棱岩石英组构的 EBSD 测量

在康定杂岩东缘发育韧性逆冲断裂,位于康定杂岩和 Pt_3 变火山岩之间,由厚度 200~300m 的花岗质糜棱岩和变火山质糜棱岩组成,面理产状为近南北走向,向西陡倾(倾角 $60^\circ \sim 70^\circ$),XZ 面上 S/C 构造和“ σ ”石英碎斑体系显示了自西向东的剪切指向(图 II-2-24)。测量石英组构的样品采自康定杂岩东缘泸定桥逆冲剪切带中 5 个糜棱岩(LMX24-2, 24-3, 24-5, 24-8, 24-10)石英的 OPLs 的 EBSD 测点为 1103~4268,表现为 $|10\bar{1}0| \langle a \rangle$ 、 $|10\bar{1}1| \langle a \rangle$ 和 $|0001| \langle a \rangle$ 的中温 $\rightarrow$ 中低温 $\rightarrow$ 低温滑移系演化及自西向东剪切指向的组构模式(图 II-2-25),进而提供了龙门山前缘逆冲构造的运动学依据。



图 II-2-24 康定杂岩东缘泸定桥逆冲剪切带中的剪切应变

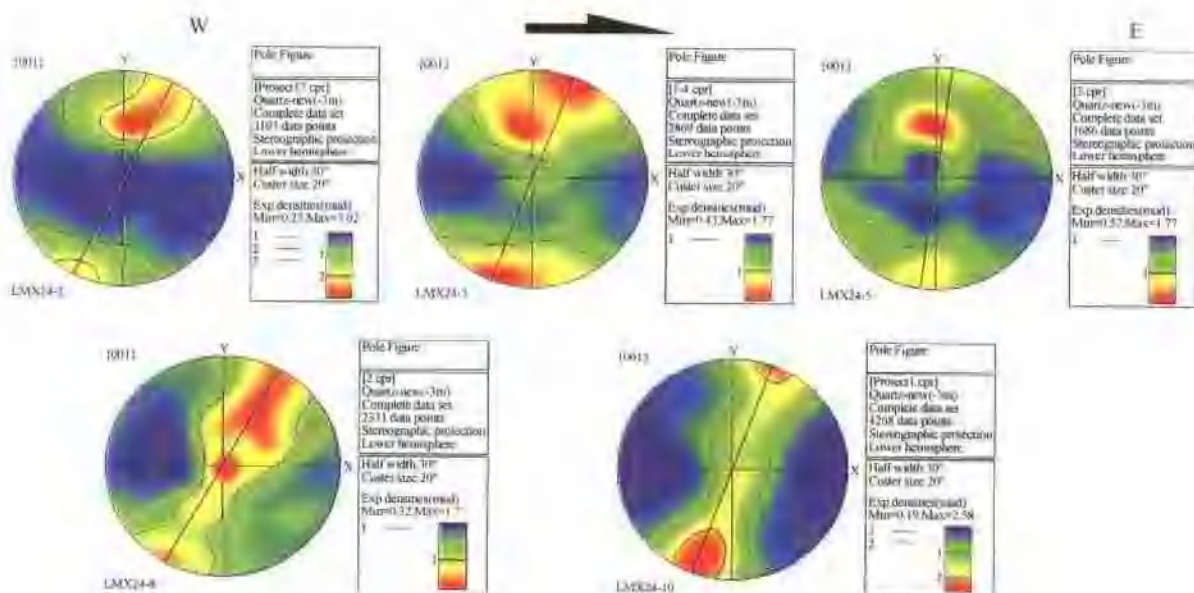


图 II-2-25 康定杂岩东缘泸定桥逆冲剪切带糜棱岩中石英 EBSD 组构测定

5 个样品 (LMX24-2, 24-3, 24-5, 24-8, 24-10) 取自康定杂岩东缘泸定桥逆冲剪切带糜棱岩,石英的优选方位表明 $|10\bar{1}0| \langle a \rangle \rightarrow |10\bar{1}1| \langle a \rangle \rightarrow |0001| \langle a \rangle$ 的中温-低温滑移系演化和自西向东剪切指向的特征。

三、青藏高原东缘大型拆离断裂带(ETD)的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年结果

2 个样品(LMX-14-2, LMX-14-3)取自格宗杂岩体南缘韧性拆离断裂带变火山质糜棱岩中。

样品 LMX-14-2 中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温年龄分析结果见表 II-2-1。12 个温度阶段的总气体年龄为 119.4Ma。900~1400℃ 的 9 个中-高温阶段组成了一个平坦的年龄坪,坪年龄为 $T_p = (121.5 \pm 1.0)\text{Ma}$, 对应了 93.8% 的 ^{39}Ar 释放量(图 II-2-26a)。相应的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 反等时线年龄为 $T_i = 122.9 \pm 1.4\text{Ma}$, 和坪年龄在误差范围内一致, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值 $= 254 \pm 22$ (MSWD=0.64)(图 II-2-26b)。121.5Ma 的 Ar-Ar 坪年龄代表了黑云母冷却降温至其 Ar 同位素封闭温度(350℃ 左右)时的年龄。

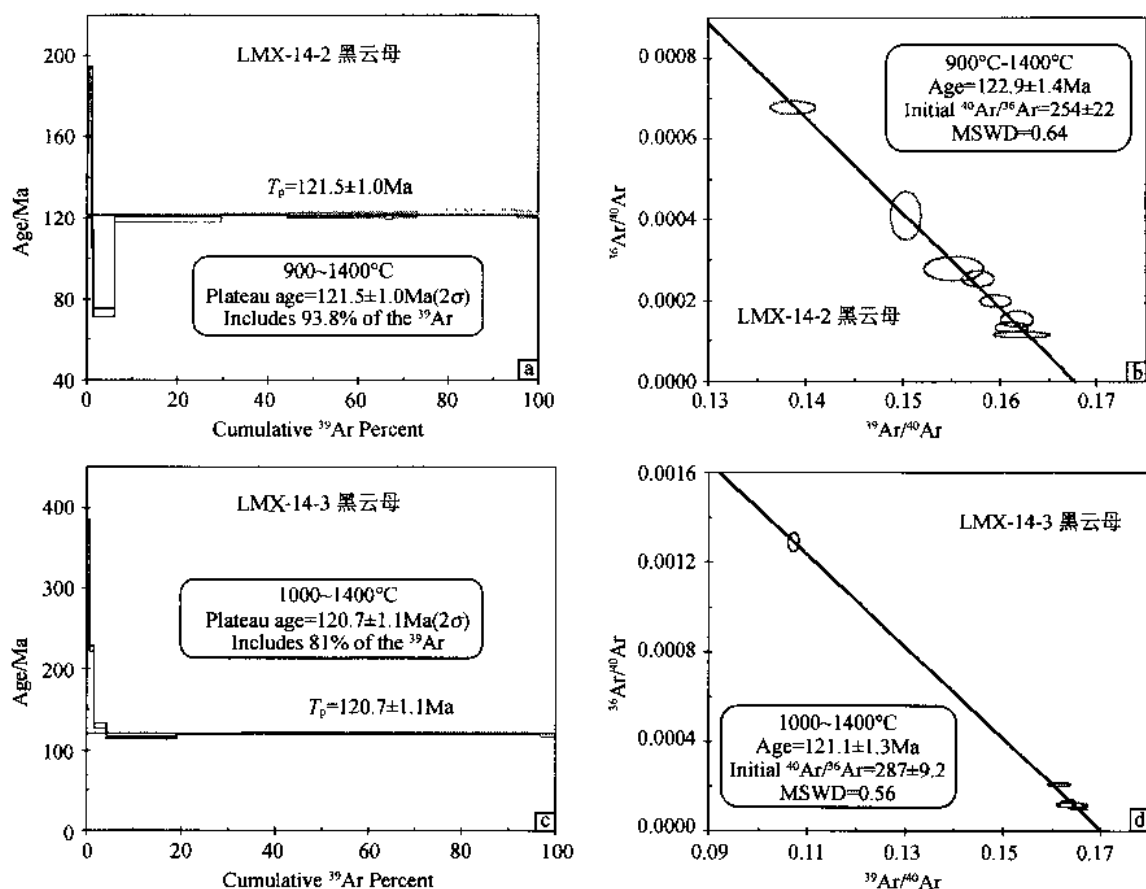


图 II-2-26 糜棱岩样品中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱及等时线图

样品 LMX-14-3 中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温年龄分析结果见表 1。12 个温度阶段的总气体年龄为 122.8Ma。500~700℃ 的几个低温阶段给出了较高的视年龄,可能是因为核反冲的影响或矿物颗粒表面蚀变造成的,这些年龄没有地质意义。1000~1400℃ 的 6 个高温阶段组成了一个非常平坦的年龄坪,坪年龄为 $T_p = (120.7 \pm 1.1)\text{Ma}$, 对应了 81% 的 ^{39}Ar 释放量(图 II-2-26c)。相应的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 反等时线年龄为 $T_i = (121.1 \pm 1.3)\text{Ma}$, 和坪年龄在误差范围内一致, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值 $= 287.0 \pm 9.2$ (MSWD=0.56)(图 II-2-26d), 在误差范围内和现代大气压比值一致。120.7Ma 的 Ar-Ar 坪年龄代表了黑云母冷却降温至其 Ar 同位素封闭温度(350℃ 左右)时的年龄。

LMX-14-2 和 LMX-14-3 两个样品的黑云母 Ar-Ar 坪年龄在误差范围内完全一致,表明该套变形岩石在变质变形作用冷却降温到 350℃ 左右的年龄在 120~122Ma, 也代表青藏高原东缘大型拆离断裂带(ETD)形成的时间。

四、龙门山-锦屏山隆升机制的再讨论

青藏高原东缘龙门-锦屏造山带与四川前陆盆地之间由一系列逆冲断裂和逆冲推覆体组成的前陆逆冲带一直被认为具有自西向东的剪切矢量及扩展式推覆的特点。1992年许志琴等鉴定了龙门山彭灌杂岩和宝兴杂岩西缘的汶川-雅斯德断裂为滞后韧性伸展断裂,并提出龙门山的崛起与和高喜马拉雅一样,与前缘逆冲断裂和后缘正断层引起的挤出机制有关。继后一种新的认识即4Ma以来的龙门山缩短及地表的变形与高原东部下地壳的流动有关(Leigh H. Royden et al., 1997);引起地学界的关注;但受到Simon Wallis等的质疑:认为龙门山在 T_3-K_1 时开始隆升伴随三期逆冲作用, K_2 以来继续活动,认为龙门山的缩短并不归因于印度/亚洲碰撞引起的侧向挤出。

把青藏高原东缘的松潘甘孜造山带、龙门-锦屏山及四川前陆盆地之间的关系以及演化历史结合起来考虑,使笔者等的新的研究成果获得对龙门-锦屏山崛起的重新认识。

(1) 青藏高原东缘大型拆离断裂的发现表明龙门-锦屏山不是“前陆逆冲推覆岩片”,而是“前陆挤出岩片”

龙门-锦屏山东缘以逆冲和推覆构造为特征,根据逆冲断裂系被前陆盆地的J地层不整合覆盖以及逆冲推覆构造分别叠置在 T_3-K 之上,表明东缘逆冲和推覆构造的形成从 T_3 开始并继续活动;而青藏高原东缘大型拆离构造发现及形成时限的确定(112~100Ma),说明龙门-锦屏山整体自白垩纪开始以挤出岩片样式并不是逆冲岩片的样式抬升(表II-2-1)(图II-2-27)。

表II-2-1 糜棱岩样品中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温加热分析数据

T/℃	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	F	$^{39}\text{Ar}(\text{Cum.})/\%$	Age/Ma	$\pm 1\sigma/\text{Ma}$
LMX-14-2 黑云母 W=50.00mg J=0.011825								
500	26.0287	0.0619	0.5541	0.0694	7.7806	0.36	158.8	6.9
600	18.0281	0.0293	0.1919	0.0468	9.3871	1.08	189.9	4.7
700	18.4672	0.0446	0.1234	0.0446	5.2933	1.45	109.5	4.4
800	9.7128	0.0210	0.1125	0.0300	3.5056	6.15	73.3	2.1
900	6.4357	0.0023	0.0104	0.0147	5.7501	29.71	119.1	1.6
1000	6.3456	0.0016	0.0326	0.0179	5.8645	44.32	121.0	1.3
1100	6.1795	0.0013	0.0762	0.0187	5.7994	66.02	121.7	1.3
1150	6.6564	0.0027	0.0373	0.0159	5.8466	67.56	120.6	1.6
1200	6.1873	0.0010	0.0190	0.0139	5.9004	73.13	121.7	1.3
1250	6.1698	0.0007	0.0140	0.0138	5.9569	84.15	122.8	1.5
1300	6.2346	0.0008	0.0274	0.0135	5.9908	95.04	122.8	1.3
1400	6.4464	0.0018	0.0926	0.0139	5.9112	100.00	121.9	1.6
Total age = 119.4Ma; $T_p = 121.5 \pm 1.0\text{Ma}$; $T_i = 122.9 \pm 1.4\text{Ma}$ (MSWD=0.64)								
LMX-14-3 黑云母 W=49.6mg J=0.011825								
500	30.9946	0.0698	1.1860	0.0792	10.4592	0.21	210	10
600	22.8808	0.0103	0.3562	0.0353	19.8697	0.72	380.7	5.0
700	15.2172	0.0133	0.2257	0.0255	11.2908	1.65	226.1	3.8
800	10.4046	0.0137	0.1809	0.0302	6.3506	4.35	130.6	2.6
900	6.4885	0.0030	0.0070	0.0147	5.5960	19.04	115.6	1.3
1000	6.1976	0.0013	0.0074	0.0147	5.8166	33.08	120.0	1.4
1100	6.0981	0.0007	0.0093	0.0139	5.8839	44.76	121.3	1.5
1150	6.1244	0.0008	0.0141	0.0140	5.8829	53.57	121.3	1.3
1200	6.0612	0.0006	0.0097	0.0131	5.8691	68.20	121.0	1.3
1300	6.0427	0.0006	0.0149	0.0136	5.8645	96.86	121.0	1.3
1400	9.3278	0.0124	1.3606	0.0170	5.7762	100.0	119.2	1.7
Total age = 122.8Ma; $T_p = 120.7 \pm 1.1\text{Ma}$; $T_i = 121.1 \pm 1.3\text{Ma}$ (MSWD=0.56)								

注:表中下标m代表质谱测定的同位素比值;F= $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 是指放射性成因 ^{40}Ar 和 ^{39}Ar 比值; ^{37}Ar 指经过放射性衰变校正的 ^{37}Ar ;Total age=总气体年龄; T_p =坪年龄; T_i =等时线年龄。Ar-Ar同位素定年分析工作在国土资源部同位素地质重点实验室(中国地质科学院地质研究所)Ar-Ar实验室完成。

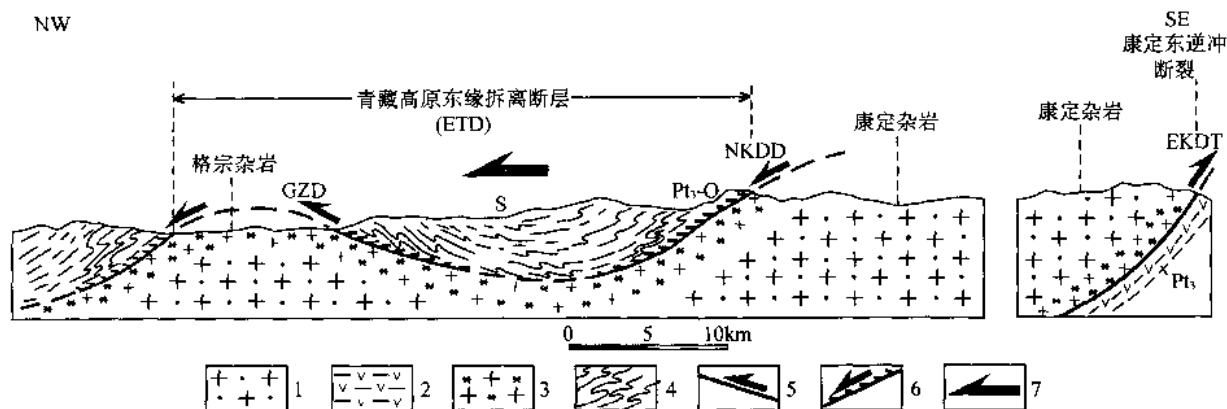


图 II-2-27 龙门-锦屏山“前陆挤出岩片”剖面图示

1—变质杂岩;2—变火山岩;3—糜棱质花岗岩片麻岩;4—褶皱;5—逆冲断裂;6—拆离断层;7—运动方向

(2) 龙门-锦屏山西缘大型拆离断裂的大部分地段的高角度产出与青藏高原东部的 EW 向挤压有关

总体 NNE-SSW 方向延伸的青藏高原东缘大型拆离断裂(ETD)(即龙门-锦屏山西缘大型拆离断裂)的产出大部分地段(彭灌杂岩、宝兴杂岩、康定杂岩和冕宁杂岩西侧)是以向西陡倾($60^{\circ} \sim 70^{\circ}$)的面理、横向拉伸线理及正向陡滑的运动学为特征,唯独在康定杂岩北缘保存近 EW 向面理、近 NS 向横向拉伸线理、滑移面向北呈低角度($20^{\circ} \sim 30^{\circ}$)倾伏,以及自南向北的缓向正滑的运动学特征,该段的韧性拆离构造还向北延伸到丹巴以南的格宗杂岩南侧,并切割了印支期形成的松潘甘孜深层滑脱剪切带。一般的拆离构造以低角度正滑为标志,而龙门-锦屏山西缘大型拆离断裂的高角度产出可以归因于 20Ma 青藏高原物质向东的侧向挤出、鲜水河左行走滑断裂形成以及青藏东部遭受 EW 向挤压作用使 NNE-SSW 向的拆离断裂产状变陡(图 II-2-28)。

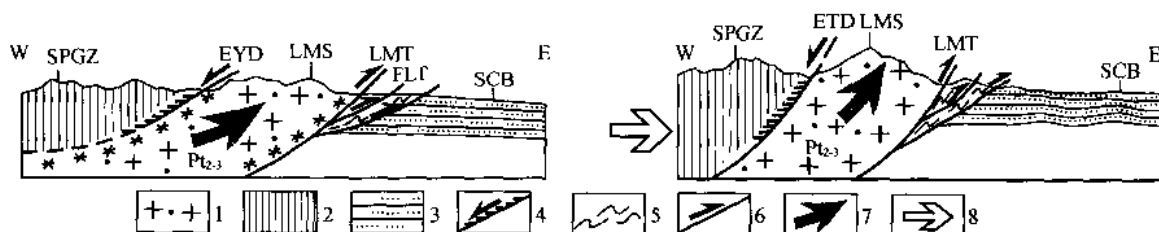


图 II-2-28 青藏高原东缘拆离断层演化图示

1—变质杂岩;2—印支造山带;3—中新世沉积层;4—拆离断层;5—褶皱;6—逆冲断裂;7—挤出机制;8—挤压方向

(3) 龙门-锦屏山隆升的挤出机制和喜马拉雅相似,但时间早了近 100Ma,可能受控于扬子地块和松潘甘孜印支地体之间的陆内俯冲作用

青藏高原南缘高喜马拉雅变质岩片是受制于南界主中冲断裂(MCT)和北界藏南拆离断裂(STD)而形成的挤出岩片,形成时限大约 20Ma 以来;而新的研究表明,青藏高原东缘龙门-锦屏造山挤出事件开始的年龄为 112~100Ma。龙门-锦屏山与高喜马拉雅有共同的挤出机制,但开始形成的时间龙门-锦屏山要比高喜马拉雅早约 100Ma。

(4) 四川前陆盆地的演化分为两个阶段: T_3 -J 为松潘甘孜印支造山带的前陆盆地, K_1 -Q 为龙门-锦屏山的前陆盆地(再生盆地)

一些学者把四川 T_3 -Q 前陆盆地的形成完全归咎于龙门山的隆升,但实际上白垩纪之前龙门-锦屏山尚未隆起。四川盆地中早期晚三叠世末期的磨拉石建造与松潘甘孜印支造山带的强烈抬升及前陆逆冲带形成有关。 J - K_1 的拗陷性盆地沉积性质及无明显的前渊凹陷特征说明此时的松潘甘孜印支造山

带已处于后造山的伸展阶段;晚白垩世—始新统的残余地层在山前地区达 3400m,发育多套磨拉石沉积,表现再生前陆盆地沉积的特征。因此四川前陆盆地的演化应分为两个阶段: T_3 - K_1 为松潘甘孜的前陆盆地, K_2 - Q 为后抬起的龙门-锦屏山的前陆再生盆地。

(5) 龙门-锦屏山崛起的挤出机制可能与白垩纪中下地壳通道流有关,尚需进一步证明

一些学者对来自中下地壳的前震旦纪变质基底岩石抬升到地表形成龙门-锦屏山的事实提出“4Ma 以来的龙门山缩短及地表的变形与高原东部下地壳的流动无关”(Simon Wallis et al., 2003) 的构想;笔者同意 Simon Wallis 等认为龙门山的缩短并不归因于印度/亚洲碰撞(50~60Ma)引起的侧向挤出,因为龙门山的缩短从白垩纪就已经开始。因此中-下地壳物质的挤出可能提前到松潘甘孜地体/扬子地块之间白垩纪开始的陆内俯冲的阶段,至于变质杂岩的挤出是受脆性还是韧性变形条件的制约?是否伴随大量流体(熔体)的作用?深部地球物理的证据在哪里?有待进一步探究。

(6) 青藏高原北缘和东缘的造山带均在白垩纪开始隆起(喜马拉雅隆起之前),可能与班公湖-怒江特提斯洋盆的闭合以及雅鲁藏布江新特提斯洋盆俯冲有关,印度/亚洲碰撞形成的青藏高原范围受制于已经形成的青藏北缘和东缘造山带

青藏高原东北缘祁连加里东造山带的再度崛起一直被认为印度/亚洲碰撞的远程效应,李海兵和杨经绥根据阿尔金断裂所制约的青藏高原东北缘挤压转换盆/山体系形成于 100~120Ma 的研究成果,提出祁连山最后的抬升是在白垩纪以来。无独有偶,青藏高原西北缘(西昆仑加里东造山带前缘)的铁克里克逆冲断裂带中白云母 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄为 120Ma(李海兵等,待刊),西昆仑山南缘的康西瓦左行走滑断裂强烈活动时间为 101~125Ma(许志琴等, 2007),表明白垩纪同样是西昆仑山再度崛起开始的时间。青藏高原数千公里周缘范围(北缘和东缘)内几乎同时(在印度/亚洲碰撞之前的白垩纪),发生古生代的山体及古老变质基底岩石从深部隆起的重要事件。

讨论青藏高原北缘和东缘在白垩纪开始隆升的动力学机制应该了解在白垩纪时期发生了什么?①拉萨地体和已成为亚洲陆块一部分的羌塘地体之间的班公湖-怒江特提斯洋盆在侏罗纪-早白垩世闭合与碰撞;②雅鲁藏布江新特提斯洋盆的向北俯冲形成冈底斯火山岛弧带;③白垩纪时期形成的青藏陆块(不包括喜马拉雅)的北缘和东缘造山带已经开始崛起和盆-山体系已经形成。过去,我们曾根据青藏高原周边地震反射和地震层析资料认为印度/亚洲碰撞使周边克拉通向青藏高原作陆内俯冲(许志琴等, 1999, Wittinger G, et al., 1998)。

现在看来与北缘和东缘造山带崛起有关的陆内俯冲作用可能发生在碰撞之前的白垩纪,印度/亚洲碰撞形成的青藏高原范围受制于已经形成的青藏北缘和东缘造山带。



图3-3 沿喀喇昆仑断裂扎西岗—老噶尔地区 Landsat 7 卫星影像图
(喀喇昆仑断裂清晰显示线性负地形特征)

et al., 1992)。由于帕米尔是印度板块与亚洲大陆碰撞变形强烈地带,成为国内外地质学家研究大陆及造山带变形的热点地区,过去人们对帕米尔高原西部的科希斯坦—拉达克一带研究程度较高,而东部地区工作相对薄弱。但从 20 世纪 90 年代以来,这里的研究工作得到广泛开展(尹集祥等, 1995; Pan et al., 1996; 潘裕生等, 1999; 周勇等, 2000; Searle, 1991, 1996; Zhou et al., 1999),对喀喇昆仑构造带的研究获得了大量成果。尽管在这一地区已取得很大进展,但仍有许多问题没有得到解决,并且在以下四个方面存在争论和分歧。

1) 确定喀喇昆仑断裂最初的活动时代。人们主要是对断裂带中的同构造花岗岩以及糜棱岩化岩石进行了同位素年代学的测定。Matte et al. (1996)认为在 11Ma 以来喀喇昆仑断裂发生了右旋剪切; Searle et al. (1998)所取得的同剪切的花岗岩 U-Pb SHRIMP 年龄为 (18.0 ± 0.6) Ma; Murphy et al. (2000, 2002)认为断裂带的活动时代为 13Ma; Zhou et al. (1999)认为在 (6.88 ± 0.36) Ma 至 (8.75 ± 0.25) Ma 期间喀喇昆仑断裂发生了强烈走滑变形,其初始活动时间应在 6.8Ma 之前; Phillips et al. (2004)获得前同构造浅色花岗岩的年龄为 (15.32 ± 0.32) Ma,表明了该年龄为断裂带最大的活动时代。

2) 对于可能的累积位移量的估算存在着较大的分歧。如 ~ 1000 km (Peltzer and Tapponnier, 1988); ~ 300 km (Matte et al., 1996); ~ 200 km (Ratschbacher et al., 1994); > 115 km (Liu, 1993; Gaude-mier and Tapponnier, 1989); 120 ~ 150 km (Parrish and Tirrul, 1989; Searle et al., 1992); 85 ~ 150 km (Searle et al., 1998; Searle, 1996); 66 km (Murphy et al., 2000, 2002)。

3) 虽然众所周知,喀喇昆仑断裂是一条平行于喜马拉雅山脉(西部)的大型活动走滑断裂,但相比于青藏高原内部的其他大型走滑断裂(如东昆仑断裂、海原断裂和阿尔金断裂)来说,它的滑移速率知之甚少。前人用不同的方法所取得的更新世和晚更新世的走滑速率差别较大,如: ~ 30 mm/yr (Liu, 1993; Avouac and Tapponnier, 1993; Matte et al., 1996); 1.6 ~ 8 mm/yr (Searle et al., 1998); ~ 6 mm/yr (Murphy et al., 2000); (4 ± 1) mm/yr (Brown et al., 2002; Murphy et al., 2002); (11 ± 4) mm/yr,

Banerjee et al. (2002)。

4) 同样的,对于大规模几何学、构造演化以及断裂在其中的作用的解释也是差异很大的。一些学者推断,由于印度板块和青藏高原持续的斜向挤压,使得右旋作用积累从而形成了高原沿雅鲁藏布-嘉黎断裂一线向东的大规模挤出(Peltzer and Tapponnier, 1988; Tapponnier and Peltzer, 1986; Armijo et al., 1989)。相反的,Searle 等(1996)认为喀喇昆仑断裂的滑移速率只有 $1.6-8\text{mm/yr}$,不存在大规模的青藏高原物质向东挤出。Murphy 等(2000, 2002)认为喀喇昆仑断裂的延伸作用并不通过冈仁波齐(神山),而是普兰北部的纳木那尼(Gurla Mandatha)拆离作用吸收了所有右旋滑移量形成它南部的尖端,不存在大规模的向东挤出作用。

我们通过三年的野外工作,以及详细的岩石学、构造变形和同位素年代学的研究,提出新的证据帮助认识这一断裂的变形特征和构造演化。

(一) 喀喇昆仑变形构造和运动学特征

在喀喇昆仑断裂带的东南段扎西岗至老噶尔一带,地貌上的断裂特征明显,拉达克-喀喇昆仑山脉与其北部盆地的线性断裂关系以及断裂三角面、大规模山前塌陷的线性特征(图 II-3-4)十分显著。活动的喀喇昆仑断裂沿着老噶尔拉分盆地的西部边缘斜向地切割了第四纪冲积扇和冰渍物,并呈现为强烈的右旋走滑特征,断裂面 NE 倾、近直立(图 II-3-5)。在靠近盆地一侧的山体中花岗质糜棱岩以及糜棱岩化片麻岩较为发育,叶理面产状总体为走向 $140^{\circ}-150^{\circ}$ 、倾向 NE、倾角 $40^{\circ}-70^{\circ}$,拉伸线理近水平,所有的旋转应变均反映了右旋剪切特征,表现出右旋韧性走滑剪切带的基本特征。脆性的活动走滑断裂位于韧性走滑断裂带的北东侧(图 II-3-5)。



图 II-3-4 喀喇昆仑断裂的野外景观:喀喇昆仑山脉与老噶尔拉分盆地的关系

(a)老噶尔地区的喀喇昆仑断裂特征;(b)从扎西岗向 SE 方向看喀喇昆仑断裂及其谷地;(c)喀喇昆仑断裂中的正断裂

(二) 走滑剪切过程中伴随的隆升作用

通过对穿越喀喇昆仑断裂带的三条剖面(图 II-3-3, 图 II-3-5)的观察研究,发现均存在一套绿片岩相花岗质糜棱岩以及糜棱岩化片麻岩,这套绿片岩相花岗质糜棱岩厚约 $30-50\text{m}$,具有强烈的旋转应变、近水平的拉伸线理,指示着右旋剪切指向(图 II-3-6a),并存在后期韧性伸展变形(图 II-3-5, 图 II-3-6b),可能反映了韧性走滑剪切过程中后期伴随的隆升作用。另外,发现有沿山脉走向的“似长条状穹隆”(图 II-3-3 中剖面 cc'),山体的东北侧发育花岗质糜棱岩,并且在山的边缘出现一系列向北东陡倾的正断裂,靠近糜棱岩的正断裂为前全新世变形,而向北东稍远离的正断裂为全新世变形,并普遍带有不同程度的走滑分量。同时,在喀喇昆仑断裂的西南侧具有近平行于走滑断裂的逆冲断裂(图 II-3-3)。这种走滑、逆冲、伸展的关系,反映出喀喇昆仑断裂带走滑变形过程中伴随强烈的隆升作用。

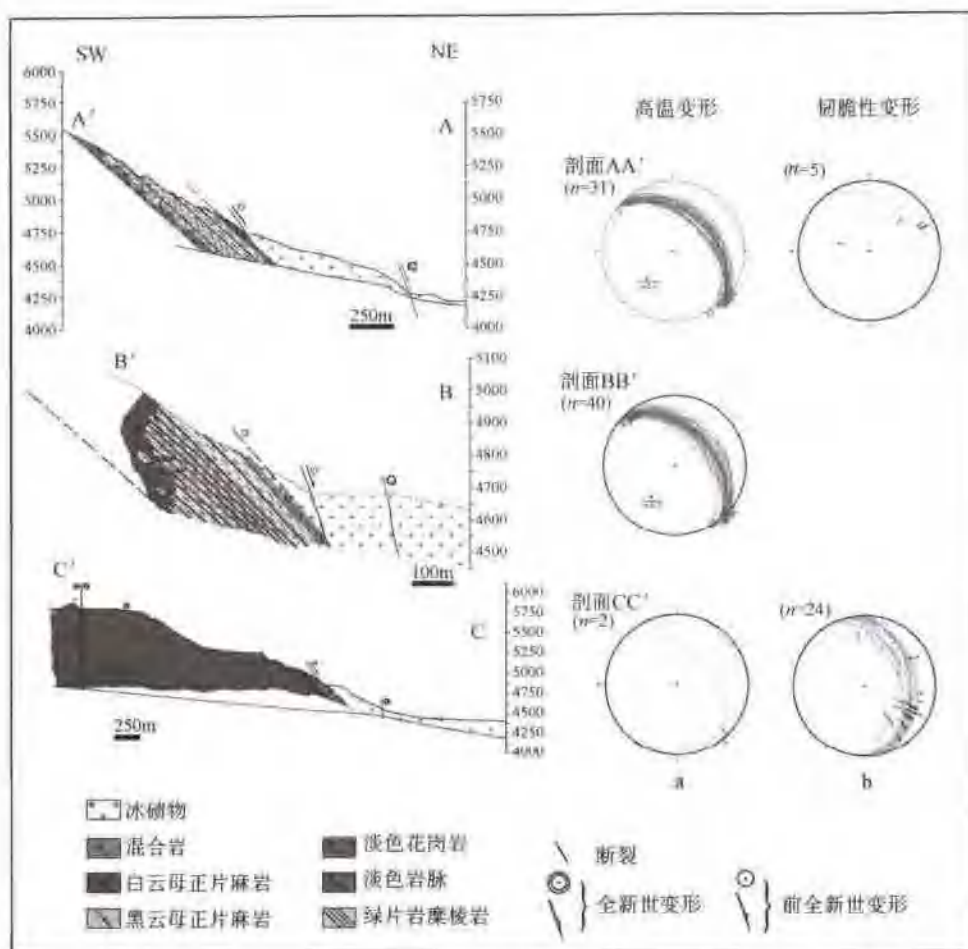


图 II-3-5 横切喀喇昆仑断裂剖面

位置见图 II-3-3 中的 AA', BB', CC', 右侧为叶理面(a)及拉伸线理(b)赤平投影(下半球投影)图

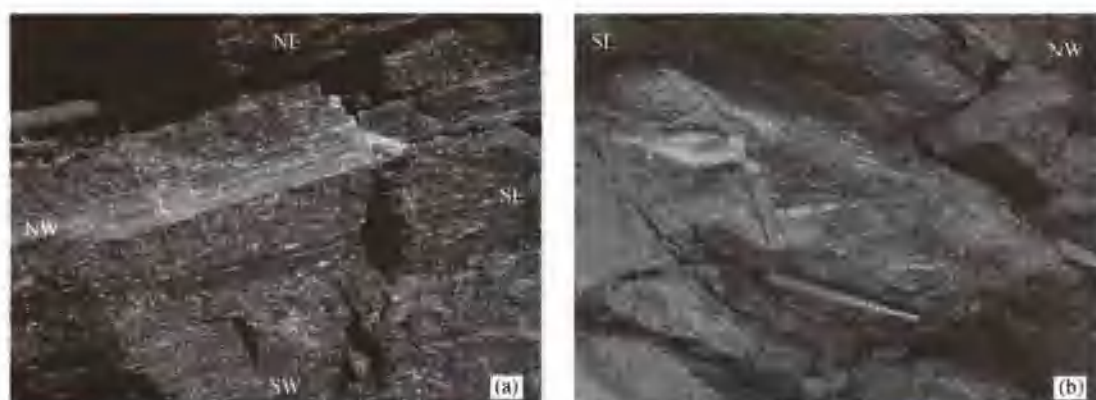


图 II-3-6 喀喇昆仑断裂的糜棱岩特征

(a) 绿片岩相花岗质糜棱岩; (b) 绿片岩相花岗质糜棱岩中的后期脆性正断裂

(三) 同剪切花岗岩——高温变形

判断一个花岗岩是剪切前、同剪切还是剪切变形以后形成的花岗岩, 它们具有不同的变形特征。一般来说, 剪切前的花岗岩特征为: 从远离到越靠向断裂(剪切带), 其应变梯度表现为从无变形到强烈变

形的特征;剪切后的花岗岩的特征是:花岗岩或岩脉切割糜棱岩化组构特征,以及其内部无变形。同剪切花岗岩的特征一般较难具体确定,它没有一个统一的标准(如 Paterson et al., 1989; Vernon, 2000)。但可以肯定的是同剪切花岗岩在空间和时间上完全受到断裂带(剪切带)的控制,并且沿糜棱组构出现熔融物质,以及顺着糜棱面理组构或横穿切割糜棱面理组构的花岗岩脉均存在着不同程度的一致的剪切应变。

那么,在野外观察到片麻岩以及浅色花岗质片麻岩的面理产状与绿片岩相花岗质糜棱岩的产状一致(图 II-3-5, 图 II-3-7a),拉伸线理近水平(图 II-3-7b),显著的 C/S 构造反映出强烈的右旋剪切指向(图 II-3-7d, e),在远离山脉前端的区域,以浅色矿物质为主要成分的熔融物质贯穿于(糜棱岩化)片麻岩中,有顺着片麻理和横穿切割片麻理组构的,有的并成为(糜棱岩化)片麻岩的内部分层,但均呈现出不同程度的、与糜棱岩化片麻岩一致的右旋剪切应变(图 II-3-7c)。强烈的剪切纹理与周围的片麻岩平行(图 II-3-7d)。在同一地区,经常可以观察到几组浅色矿物质为主要成分的熔融物质组成的纹理,很明显他们是强烈剪切晚期的微弱的变形纹理(图 II-3-7c)。尽管还能观察到了一些混合岩化作用,但是这些浅色矿物质纹理的主要岩石来源很可能是位于西南方的熔融母岩体,并且由混合岩形成了山脉的核心(图 II-3-5)。这一野外关系表明强烈的右旋剪切过程中伴随深融作用的产生,这种浅色花岗岩的形成时代和喀喇昆仑断裂带右旋剪切时代是一致的,同时也反映了高温变形的右旋剪切特征。

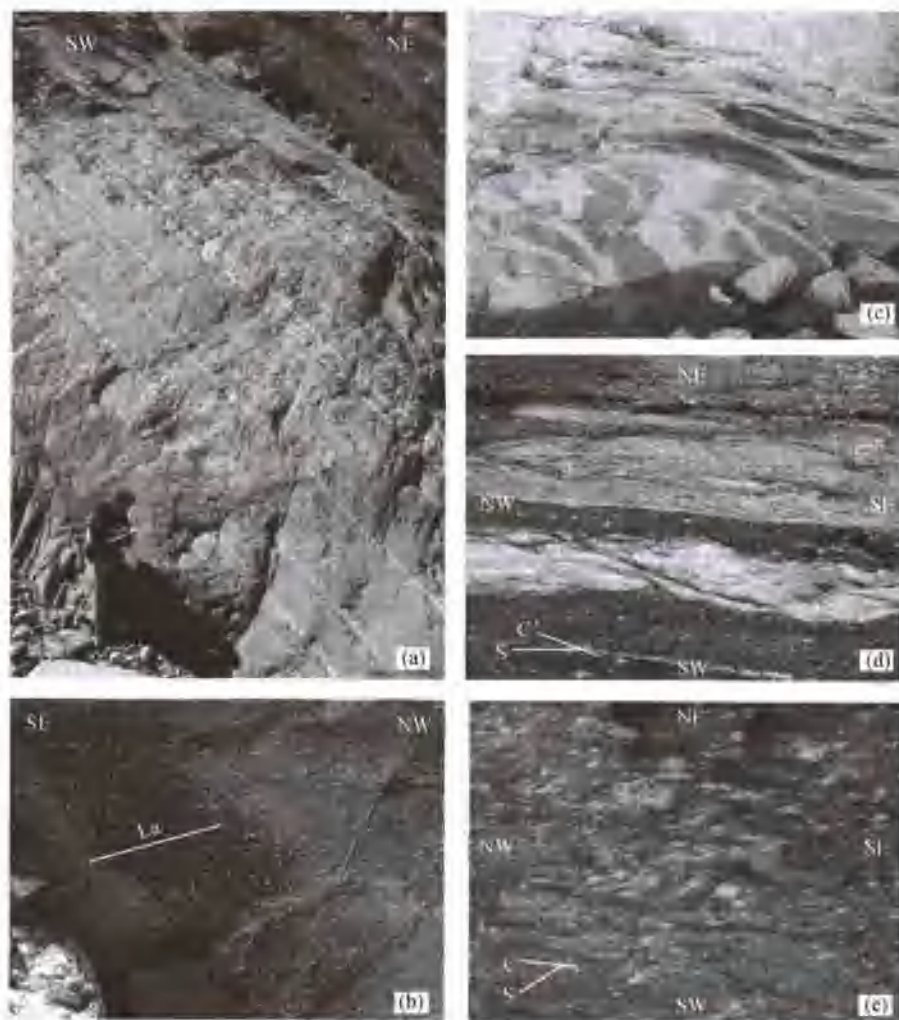


图 II-3-7 喀喇昆仑断裂带中的中高温剪切应变照片

(a) 浅色混合质脉体组成清晰的较陡的叶理面; (b) 叶理面上近水平拉伸线理; (c) 浅色熔融物质贯穿于片麻岩中(或平行或斜交叶理面), 呈现不同程度的糜棱岩化; (d) 强烈的剪切纹理平行片麻理 S/C 组构反映右行剪切特征; (e) 糜棱岩化片麻岩中的右行剪切应变

该区域花岗岩的空间产出受喀喇昆仑断裂带的控制,其规模比较大,可初步认为喀喇昆仑断裂右行走滑过程中早期曾产生局部的拉张环境,以至于有足够的空间使得花岗岩侵入。这种同构造的浅色花岗岩出露不仅表明了喀喇昆仑(右行走滑)断裂带是在挤压环境下产生的,同时也反映了走滑过程中伴有强烈的隆升运动。

(四) 喀喇昆仑断裂走滑运动及其伴随隆升运动的时限

高温的右旋剪切变形伴随深融作用的产生,那么同剪切深融型花岗岩的形成时代直接反映了早期喀喇昆仑断裂带的活动时代。因此,通过对深融型浅色花岗岩的锆石 U-Pb SHRIMP 测年,来制约喀喇昆仑断裂带的形成时代。同时,利用糜棱岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年所限定的冷却历史来研究喀喇昆仑断裂带右旋走滑过程中后期伴随的隆升作用。

1. 锆石 U-Pb SHRIMP 实验

在糜棱岩中挑取了 15 个锆石,这些锆石都存在增生边,反映了后期变质作用的存在。所有锆石 U-Pb SHRIMP 实验是在中国地质科学院地质研究所 SHRIMP 实验室完成的。15 个锆石的 32 个测试点中,10 个核心测试点的年龄为 293~736Ma(图 II-3-8),反映了早期残留锆石的年龄;22 个边缘测试点

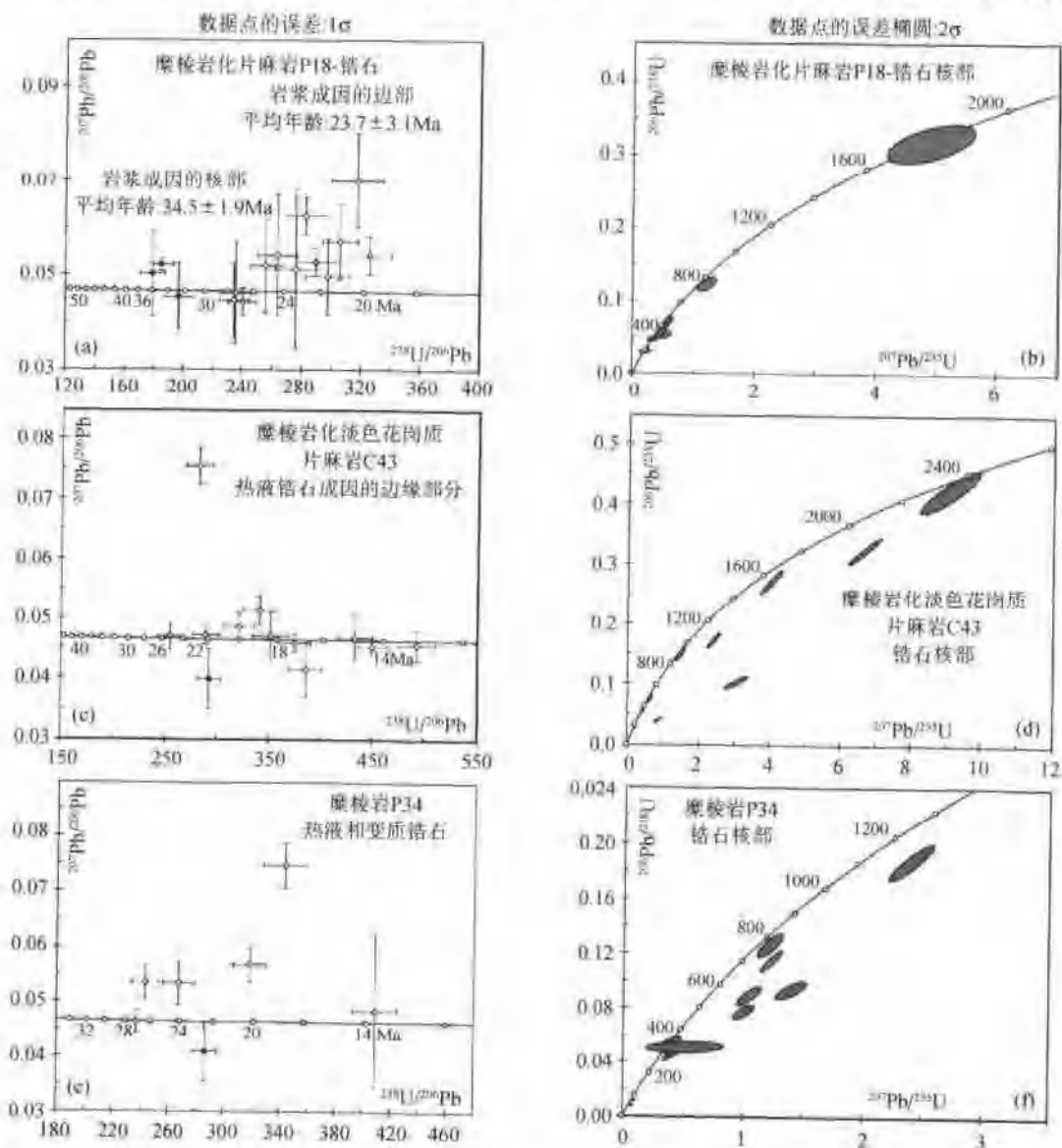


图 II-3-8 喀喇昆仑断裂带花岗质糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 测年和谐曲线图

的年龄为 20~27Ma(图 II-3-8), 这一期的变质作用可能与喀喇昆仑断裂的右旋剪切活动有关, 它们是在第三纪的变形中表现出的再结晶。同剪切的浅色花岗岩中的锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为同样年龄段——23Ma(图 II-3-8)。基本上反映了同剪切的浅色花岗岩的形成时代与高温右旋剪切时代一致。反过来也证明了浅色花岗岩不仅在空间上受喀喇昆仑断裂带的控制, 而且在时间上受到它的控制, 明显地反映出同剪切花岗岩的特征。

这些年龄数据暗示着高温右旋剪切活动至少在 20~27Ma 期间发生, 比前人通常认为的喀喇昆仑断裂在 11~18Ma(Matte et al., 1996; Searle et al., 1998; Murphy et al., 2000, 2002; Phillips et al., 2004) 期间形成的观点要早约 10Ma。

2. 糜棱岩中钾长石的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 冷却史

对糜棱岩冷却历史的研究则是利用了对七个不同样品的黑云母和钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 的年龄测定(图 II-3-9)。钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 冷却历史(图 II-3-9)表明了大约从 20Ma 到大约 10Ma 期间, 是一个缓慢冷却过程, 这个过程反映的是高温右旋剪切变形。大约从 10Ma 到大约 8Ma 期间, 反映了一个快速的冷却过程。这与黑云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄大约为 14Ma, 以及磷灰石裂变轨迹的年龄是 8Ma(Arnaud, 1992)所制约的特征是一致的。10Ma 以后的快速冷却过程反映的是(老)噶尔盆地西南边缘正断裂活动的开始, 也就是喀喇昆仑断裂右旋走滑过程中伴随强烈隆升作用的开始, 以至于拉达克-喀喇昆仑山脉开始崛起。

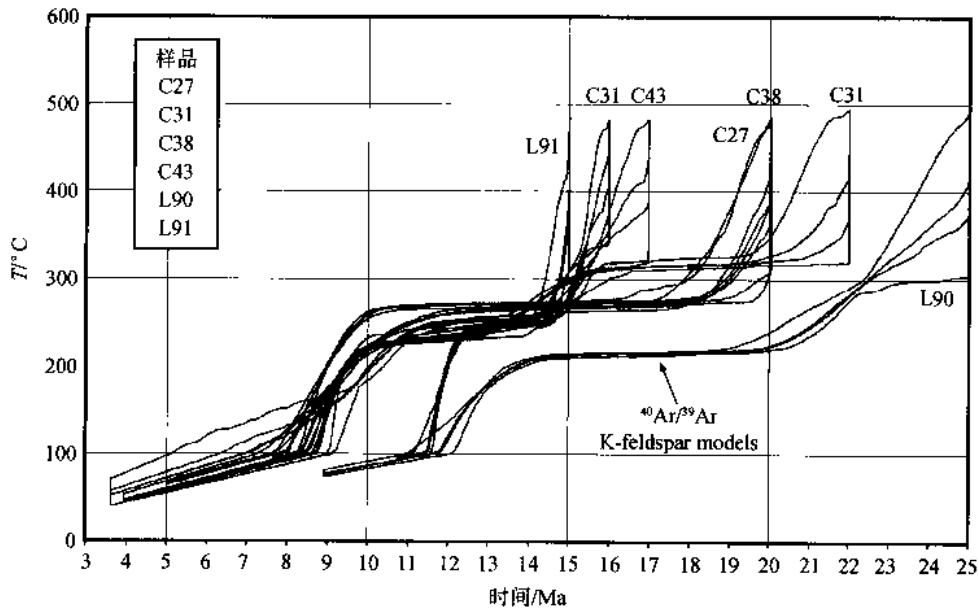


图 II-3-9 喀喇昆仑断裂带钾长石的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 冷却曲线图

(五) 喀喇昆仑断裂的累计位移量及滑移速率

估算喀喇昆仑断裂总位移量不是容易的, 它的困难在于很难准确地找到断裂两侧可对比的标志物以及喀喇昆仑断裂本身多处的分支和复杂性。即使一些学者已作了些对比和估算, 但仍存在较大争议。

我们从大比例尺的 Landsat 7 卫星影像图和地形图上, 可清晰地看到一条河流被喀喇昆仑断裂右行错开, 这条河流在印度境内称为印度河, 在我国称为狮泉河(图 II-3-10), 该河流被右行错开约 120km, 它能否代表断裂带的最大累计位移量显然值得怀疑, 因为没有证据证明这条河流是在喀喇昆仑断裂形成之前就已存在, 相反的可能是第四纪冰期后的产物。但是至少说明最小累计位移量应大于 120km。

两个老于雅鲁藏布缝合带的中生代蛇绿岩带(班公蛇绿岩带和狮泉河蛇绿岩带)可能是较清楚的对比参照物(图 II-3-2, 图 II-3-10)。众所周知的班公-怒江缝合带是晚侏罗世—早白垩世, 它被喀喇昆仑断裂带清晰地切割, 似乎与帕米尔的两克拜塔尔(Rushan-Pshart)缝合带相对比, 这样至少具有 400km

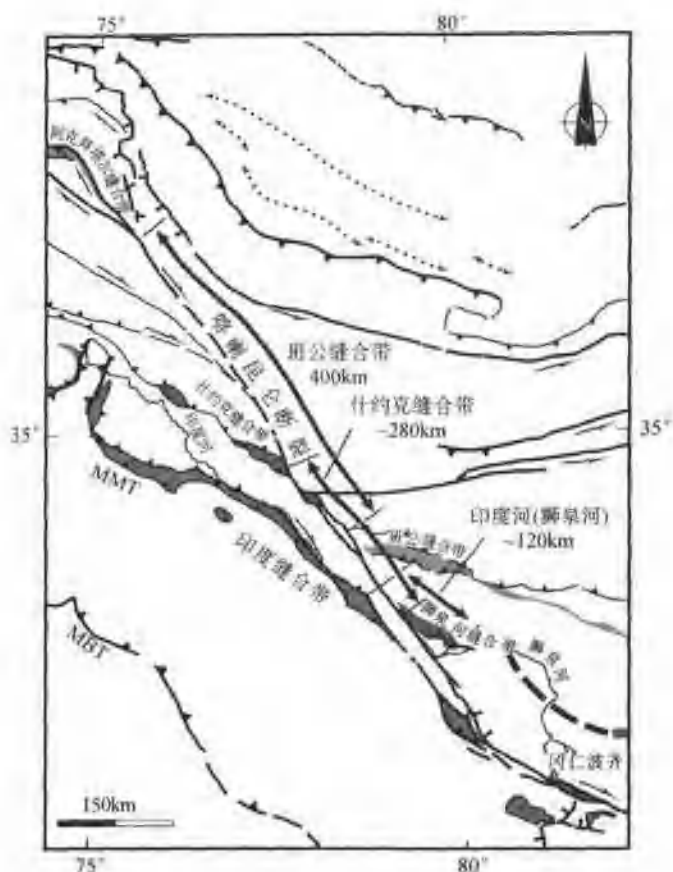


图 II-3-10 喀喇昆仑断裂两侧可对比的标志物及估算的不同累计位移量

的位移量(图 II-3-10)。

较年轻的狮泉河蛇绿岩带(Matte, et al., 1996)在青藏高原向东的连续性较差,但是它包括有橄榄岩、辉长岩、硅质岩以及由碎灰岩、熔岩和钙碱系列的火山岩组成的杂岩体,是一个典型的活动边缘组成。它被喀喇昆仑断裂切割,在断裂西南侧的拉达克山西南段的什约克(Shyok)蛇绿岩带,其延伸方向和影像特征与狮泉河蛇绿岩带基本一致,如此对比存在着 150km 的最小位移量(Dunlap and Wysoczanski, 2002)或 200km(Kapp, et al., 2003),在大比例尺的 Landsat 7 卫星影像图上,可看到拉达克山西南段什约克蛇绿岩带被剪切成布丁状(图 II-3-2),因此,由于什约克-狮泉河蛇绿岩带存在着剪切布丁化的作用,它们在断裂两侧的对比如存在的最小位移量为 250—300km(图 II-3-10)。

综合分析来看,喀喇昆仑断裂累计位移量至少为 250—300km 是一个相对信服的数据。那么,如果以喀喇昆仑断裂形成时代为 23—27Ma 来计算,它的长期平均滑移速率约为 (10 ± 3) mm/yr。

喀喇昆仑断裂的活动构造是十分强烈的,我们在老噶尔西南方向的喀喇昆仑山前 ($32^{\circ}52'N$, $80^{\circ}21'E$; 海拔 4365—4760m) 进行了详细的活动构造研究(图 II-3-3, 图 II-3-11)。从高精度 (1m) 的 IKONOS 卫星影像图(图 II-3-11a)中可看出,在大的 U 形谷 (Manikala 山谷) 的前面和东南部堆积了三个高度和大小不一致的冰碛物组成的扇形体,山根前面被断裂切割,断裂三角面以及平直的线性特征尤为清晰。该处喀喇昆仑断裂走向 $SE130^{\circ}$ 。在冰碛扇形体的东南部不同的冲沟被清晰的不连续地右旋错开,其位移量分别为 (10 ± 2) m, (35 ± 5) m 和 (75 ± 5) m。

这三个大小不同的冰碛扇形体侧向地并排分开,并都靠近冰川,是由于断裂切割了冰川和冰碛扇形体,当发生右旋走滑活动后,冰碛扇形体被废弃,如此反复,新的冰碛扇形体又被切割废弃,同时又出现更新的冰碛扇形体。因此,我们在 1m 精度的 IKONOS 卫星影像上重新恢复走滑历史,测量出不同的冰碛扇形体 (M_1 , M_2) 分别右旋错开 (220 ± 10) m 和 (1520 ± 50) m。如果能知道这些冰碛扇形体 (M_1 , M_2)



图 II-3-11 老噶尔西南方向山前喀喇昆仑断裂活动构造 IKONOS 卫星影像图(1m 精度)
a—喀喇昆仑断裂切割了三个被废弃的由冰碛物所组成的扇形体;b—较新的冰碛扇形体(M_1)复位图,显示出具有 $(220 \pm 10)\text{m}$ 的位错量;c—较老的冰碛扇形体(M_2)复位图,显示出具有 $(1520 \pm 50)\text{m}$ 的位错量

被废弃的年龄,那么就能很精确地知道冰期以来的滑移速率。

Chevalier et al. (2004) 利用废弃的冰碛扇形体地表石英的宇宙射线核素(^{10}Be)测年,获得了冰碛扇形体(M_1)被废弃的平均年龄为 $(21 \pm 0.1)\text{ka}$,以及较老的冰碛扇形体(M_2)被废弃的平均年龄为 $(140 \pm 5.5)\text{ka}$ 。那么它们的滑移速率分别为 $(10.5 \pm 0.5)\text{mm/yr}$ 和 $(10.9 \pm 0.6)\text{mm/yr}$,其平均滑移速率为 $(10.7 \pm 0.7)\text{mm/yr}$,这个速率与我们估算的长期平均走滑速率 $(10 \pm 3)\text{mm/yr}$ 以及 Banerjee et al. (2002) 所估算的滑移速率 $(11 \pm 4)\text{mm/yr}$ 基本一致,但是,该速率大约是 Brown et al. (2002) 利用相同的测年技术(^{10}Be)所获得滑移速率 $(4 \pm 1)\text{mm/yr}$ 的 3 倍。

显然,如果喀喇昆仑断裂具有 $(10.7 \pm 0.7)\text{mm/yr}$ 的滑移速率,这个结论支持存在大规模的青藏高原物质向东挤出的观点。

(六) 结 论

通过研究表明,喀喇昆仑断裂带的形成时代至少在 23~27Ma 以前,并且发生高温右旋剪切变形,伴随浅色的同构造花岗岩的产生。到了 10Ma 以后喀喇昆仑断裂带右旋走滑剪切过程中伴随发生强烈的隆升作用,形成大规模的正断裂,噶尔拉分盆地开始形成,同时拉达克-喀喇昆仑山脉开始崛起。喀喇昆仑断裂形成以来,其累计走滑位移

量至少在 250~300km 以上,长期的平均滑移速率为 $(10 \pm 3)\text{mm/yr}$,晚更新世以来的滑移速率为 $(10.7 \pm 0.7)\text{mm/yr}$ 。基本上从印度板块与亚洲大陆碰撞后,青藏高原西部约 27Ma 以来产生大规模右旋走滑,使得高原物质沿这一滑移线以约 10mm/yr 滑移速率向东挤出。

二、鲜水河大型韧性走滑断裂

位于青藏高原东部松潘-甘孜地体内的鲜水河断裂带全长 1800km。断裂带主体呈 NW—SE 走向,经过炉霍、道孚、乾宁至康定,切割了三叠系砂板岩地层;往 NW 可延至巴颜喀拉,往 SE 至康定后转为 SN 向,沿康滇地轴西缘分布,与锦屏山地区的古生代地层接壤,经目前研究至少可延至磨西以南,康定—磨西段有称为“安宁河断裂”。沿断裂带分布一系列第三纪拉分盆地及花岗岩体,康定以西长 70km,宽 7~20km,最高海拔 7756m 的贡嘎山花岗岩体便是断裂带的同构造岩浆产物(图 II-3-12)、(图 II-3-13)。鲜水河断裂带是青藏高原东部现今最活跃的一条断裂,平均位移速率为 1.5mm/yr ,在 20 世纪中有四次大于 7 级的地震:1923 年道孚 $M=7.3$,1981 年 $M=7$;1955 年康定 $M=7.5$ 级,1973 年炉霍, $M=7.6$ 级。上述地震都反映了左行运动的特征以及震源深度为 10km(Holt et al., 1991; Allen et al., 1991)。

鲜水河断裂纵贯松潘-甘孜地体,将地体划分成东面的马尔康-丹巴单元及西面的雅江-木里单元。沿炉霍—道孚一带发育三叠纪地层,由枕状玄武岩、玄武质火山角砾岩、大量含 C—P 纪生物化石的碳酸盐岩滑塌岩块组成,表明三叠纪曾一度裂陷,并显示了具低碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3\%$),特别是低 K_2O (0.2%),低 TiO_2 , P_2O_5 及高 MgO 的特征。表明鲜水河断裂可能是在三叠纪裂陷的基础上发育的(许



图 II-3-12 世界上最低的贡嘎山海螺沟冰川谷(照片)

志琴等,1992)。鲜水河韧性剪切带的研究在笔者1992年的《中国松潘-甘孜造山带的造山过程》中阐述过,本节中增加的贡嘎山花岗岩的内容系中法合作研究的成果。

(一) 鲜水河韧性走滑剪切带的基本变形特征

沿鲜水河断裂带东南段(折多山-贡嘎山地区)出露的强韧性变形带,位于西侧的贡嘎山花岗岩体及东侧的二叠纪—三叠纪地层之间,宽4~6km,其中花岗岩糜棱岩化带约0.6~1.5km。发育近直立叶理($N150^{\circ}-160^{\circ}, 80^{\circ}NE$)、近水平拉伸线理($10^{\circ}NW$)、A型褶皱及明显的左行剪切应变。变形带由糜棱岩、糜棱岩化带及混合岩化带组成。贡嘎山花岗岩体呈NNW—SSE方向平行断裂带展布,在靠近断裂带一侧花岗岩具明显的强烈韧性剪切应变特征,而岩体的中部和西部没有变形。贯入在变形带中的混合质脉显示了和围岩相同面理和线理,表明混合质脉形成的同构造性。强烈韧性变形带在东面的中三叠统地层中发育紧密的同劈理直立褶皱,在劈理面存在近水平的拉伸线理。二叠纪—三叠纪地层中有小的中生代未变形花岗岩体侵入(许志琴等,1992)(图II-3-14)。

(二) 贡嘎山花岗岩的成因及侵位时代

1. 贡嘎山花岗岩的地球化学特征

采集贡嘎山岩体5个样品进行地球化学及同位素年代学的分析,CDU61为未变形的斑状二云母花岗岩,CDU60为未变形的混合岩,CDU59为微晶花岗岩,CDU142为未变形混合岩,CDU143为变形

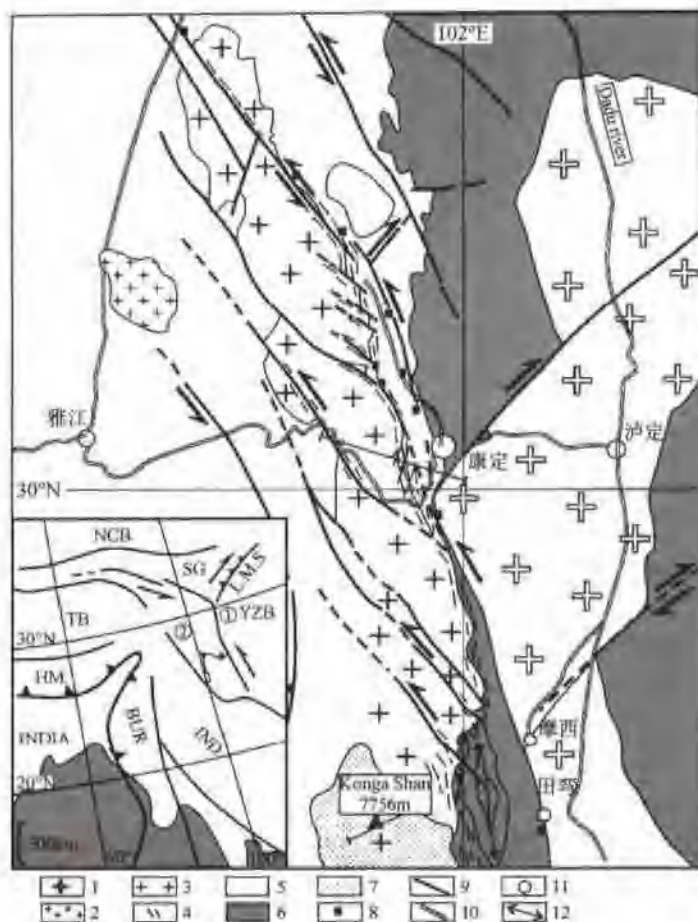


图 2-3-13 贡嘎山地区鲜水河断裂带的构造图

1—新元古代变质杂岩(800~1000Ma); 2—中生代花岗岩; 3—贡嘎山花岗岩; 4—拉伸线理方向; 5—三叠纪沉积岩; 6—古生代沉积岩; 7—贡嘎山冰川; 8—热泉; 9—断裂; 10—公路; 11—城市; 12—构造剖面位置

左下图为鲜水河断裂带的构造位置图: ① 鲜水河断裂; ② 红河断裂

NCB—北中国板块; YZB—扬子板块; SG—松潘甘孜; TB—西藏; HM—喜马拉雅; IND—印度板块; BUR—缅甸; INI—印度尼西亚

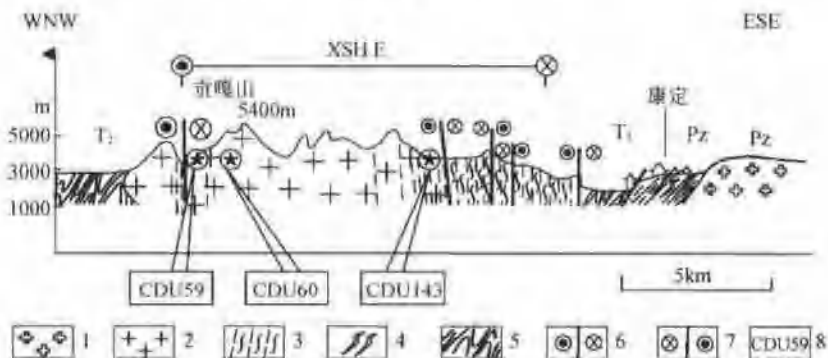


图 2-3-14 鲜水河韧性剪切带贡嘎山——康定构造剖面图

1—未变形花岗岩; 2—变形花岗岩; 3—二叠纪片岩; 4—长英质脉; 5—褶皱; 6—左行走滑运动; 7—右行走滑运动; 8—岩石样品

花岗岩。变形花岗岩中长石斑晶产在石英黑云母-钾长石-斜长石的基质中, 石英具波状消光, 发育含变形纹的重结晶石英条带。黑云母有两种类型, 一种组成面理, 并普遍在压力影中结晶, 黑云母与其他矿物的平衡, 未退变, 表明剪切带遭受了高于 400℃ 温度的韧性变形; 另一种黑云母包含在石英和长石组成的缎带中, 与上一类黑云母平行。两类黑云母都为暗褐色, 有共同的成分 ($MG/Mg + Fe = 0.2$) 和光性特征, 表明 CDU143 为同构造花岗岩, 在高于 400℃ 条件下变形。

贡嘎山花岗岩的主元素成分： SiO_2 含量 78%~71.3%， Fe_2O_3 含量 1.5%~1.7%， $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量 6.2%~8.3%，QAP 图示所有样品投在二长花岗岩域中。稀土元素分析表明样品含高的 Rb、Sr 和 Ba，CDU59 和 CDU143 有高的 Zr、Hf、Ta、Th、U、Nb 和 LREE 含量，球粒陨石 REE 分配表示了 LREE 比 HREE ($(\text{La}/\text{Lu})_N > 40.2$) 富集以及在 LREE 和 HREE 组合 ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 6.4 \sim 7.7$; $(\text{Gd}/\text{Lu})_N = 3.6 \sim 12.5$) 中一致的分模式。两个花岗岩样品都有负 Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.3 \sim 0.7$) 异常，同时混合岩有正 En ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.4$) 异常。上述分析表明贡嘎山花岗岩与喜马拉雅花岗岩相比富 REE，稀土元素分配和聚集可以通过锆石及独居石的分离来解释。Pearce 地球动力学图示 (1988) 中花岗岩的类型为板内花岗岩。

2. 贡嘎山花岗岩的同位素年龄测定

CDU59 样品的 U-Pb 分析的锆石谐合曲线显示了 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ 的时限在 12~17Ma 之间，上交点年龄大于 800Ma。全岩、长石和黑云母的 Rb-Sr 分析样品来自未变形花岗岩 (CDU59)、未变形混合岩 (CDU60) 和变形花岗岩 (CDU143)，数据列在表上及绘制在等时线图 (图 II-3-15)。未变形花岗岩 CDU59 获得等时线的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比为 (0.70940 ± 0.00008) 和 $(9.9 \pm 1.6)\text{Ma}$ 年龄数据 ($\text{MSWD} = 2.72$)；未变形混合岩 CDU60 获得等时线的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比为 (0.70940 ± 0.00016) 和 $(10.4 \pm 1.2)\text{Ma}$ 年龄数据 ($\text{MSWD} = 6.2$)。变形花岗岩 CDU143 获得等时线的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比为 (0.7 ± 0.00004) 和 $(11.6 \pm 0.4)\text{Ma}$ 年龄数据 ($\text{MSWD} = 2.6$)。

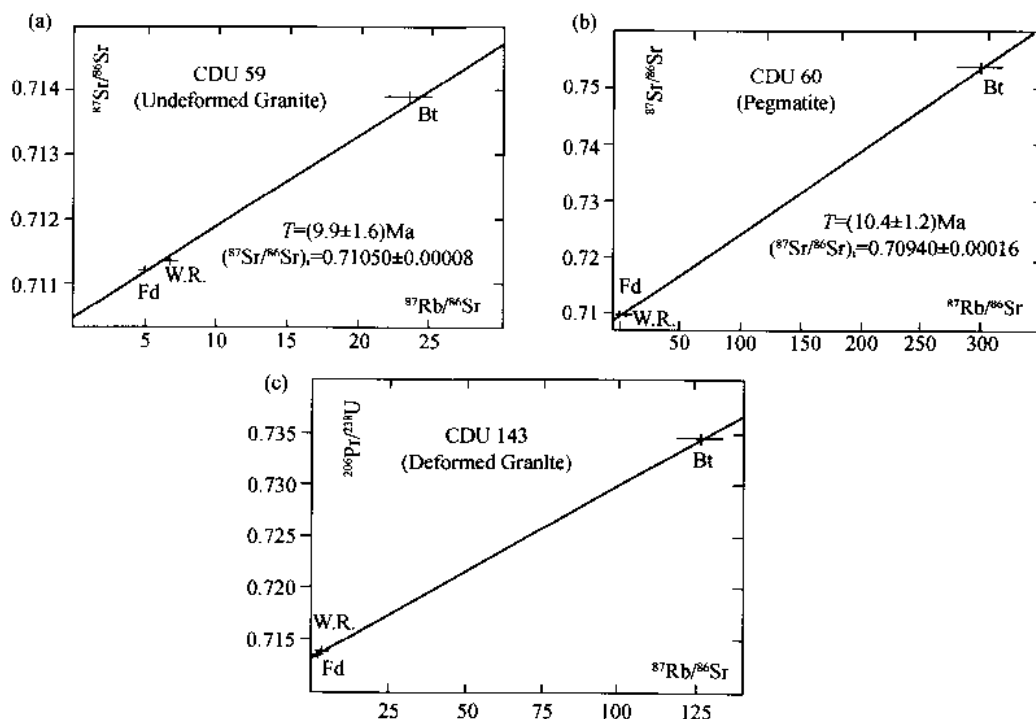


图 II-3-15 贡嘎山花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄

(据 Lacassin et al., 2004)

(a) 贡嘎山未变形花岗岩等时线年龄；(b) 混合岩等时线年龄；(c) 贡嘎山变形花岗岩等时线年龄

从上述研究表明，U-Pb 年龄 $(12.8 \pm 1.4)\text{Ma}$ 代表了贡嘎山花岗岩的侵位时间，Rb-Sr 年龄 $(11.6 \pm 0.4)\text{Ma}$ 代表温度 $300 \pm 50^\circ\text{C}$ 时岩体的冷却变形时间，根据贡嘎山花岗岩与鲜水河断裂带具有相同的韧性变形特征，表明它的形成与断裂带的左行走滑作用有关。而鲜水河断裂带的形成是在印度板块与青藏联合地体碰撞之后，继印度支那地体从南中国板块挤出及红河断裂左行走滑断裂形成 $(50 \sim 21\text{Ma})$ (P. Tapponnier, et al., 1990, U. Scharer, et al., 1990, P. Leloup and J. P. Kienast, 1993, T. M. Rarison, et al., 1992, P. Leloup et al., 1993, A. Briaud et al., 1993) 产生的又一条陆内走滑断裂——鲜水河断裂。因此，云南挤出地体的挤出时间大约为 10Ma。

三、青藏高原南部的大型走滑构造与侧向挤出

在印度板块的推挤下,北以阿尔金断裂为界,南以喀喇昆仑-嘉黎断裂为界的青藏高原内部以刚性块体的形式向东“逃逸”,而且“逃逸”量至少占亚洲和印度板块相对运动的 50% 以上(Avouac et al., 1993; Peltzer et al., 1996)。然而,这样的推测最近需要这些大型走滑断裂带的变形时代、累计走滑位移量以及由此而决定的走滑速率的制约。在青藏高原南部发育的大型走滑构造,如喜马拉雅山脉西部的 NW—SE 走向的喀喇昆仑右行走滑断裂、嘉黎右行走滑断裂、红河左行走滑断裂和松潘地体中的鲜水河左行走滑断裂都是以韧性挤压转换剪切带为主要特征,后期叠加了脆性变形。它们的形成时代、规模、累计位移量、滑移速率以及地震活动已受到人们的关注。青藏高原腹地 and 北缘的大型走滑断裂的活动大部分沿着碰撞前已形成的韧性走滑断裂再活化,地震活动频繁如切割了岩石圈的阿尔金断裂河和东昆仑断裂。

在印度陆块与亚洲碰撞同时,印度板块周缘的大型平移断裂活动及青藏高原内部的大型平移断裂的激活,改造了青藏联合陆块的形态,使其大量物质向 SE 方向侧向挤出,形成一系列的挤出地体。而在青藏高原的西北侧,由于阿尔金断裂的左行走滑运动,使阿尔金地体和西昆仑地体向 SW 方向移置。

50~60Ma 以来大规模的走滑作用使亚洲大陆南部的巴颜-松潘地体、羌塘地体和冈底斯地体向 ES 方向强烈侧向挤出(Tapponnier et al; 2002),构成“云南挤出地体”、“掸邦挤出地体”和“密支那挤出地体”(见绪论图 1),而制约块体挤出的主要边界走滑断裂(或韧性走滑剪切带)自 NE 到 SW 为鲜水河左行走滑断裂、金沙江-哀牢山-红河左行走滑断裂、班公湖-怒江-梅里雪山走滑断裂和密支那-萨盖-明哀走滑断裂图 II-3-1。

1. 云南挤出地体

云南挤出地体位于松潘-甘孜地体的西南部,东与扬子陆块结洽,以近 NS 走向的扬子西缘左行走滑断裂系为界,断裂系由四条平行的左行走滑断裂组成。西界为金沙江-墨江缝合带并左行走滑断裂带。云南挤出地体呈近 SN 向的透镜体,最宽处达 380km。其由两部分组成:东部木里-丽江弧形逆冲叠置岩片和西部金沙江古特提斯结合带。

东部木里-丽江弧形逆冲叠置岩片包括木里弧形逆冲岩片、丽江弧形逆冲岩片和楚雄块体三部分组成,单元之间以向南突出的木里弧形逆冲断裂和丽江弧形逆冲断裂为界。木里逆冲岩片包含三个构造层次:①前寒武纪变质穹隆,由石榴二云石英片岩、石榴黑云角闪片岩夹大理岩,原岩为火山-沉积变质岩;②盖层滑脱岩席由奥陶纪—三叠纪浅变质岩系组成,底部为韧性滑脱剪切带,滑脱方向自北往南;③上部逆冲推覆岩片,由二叠纪灰岩组成光头山与列瓦山推覆体,根部为奥陶纪—三叠纪浅变质岩系,与盖层滑脱岩席单元之间为往南剪切指向的逆冲断裂。木里逆冲岩片的后缘为广泛分布的三叠纪复理石。

西部金沙江-墨江古特提斯结合带由理塘蛇绿岩带、义敦岛弧带、中咱推复体及金沙江蛇绿岩带组成,呈近 SN 向长达 800km、宽达 200km 的透镜体。往 SE 方向转为 NW—SE 向的墨江蛇绿岩带。沿该缝合带叠置了金沙江-哀牢山-红河左行走滑断裂。研究表明红河断裂为一条韧性左行走滑剪切带,形成时代为 20Ma。

2. 掸邦挤出地体

呈 SN 走向的掸邦挤出地体为青藏联合陆块羌塘地体向 SE 延伸部分。宽 800km,长 1200km,呈高原地貌。掸邦挤出地体的东界是 NW—SE 向红河-哀牢山左行走滑断裂,西侧为向 SE 突出的梅里雪山弧形右行走滑断裂及 SN 向萨盖-明哀(SAGAING—MINGUN)右行走滑断裂,南端被 NW—SE 向托朝(WANG CHAO)左行走滑断裂及 NNE—SSW 向奠边府(DIENBIENPHU)逆冲断裂所围绕。红河-哀牢山左行走滑断裂往西与金沙江缝合带相连。

3. 密支那挤出地体

为冈底斯地体向 SE 拐出的部分。由两部分组成:萨盖-明哀(SAGAING-MINGUN)右行走滑断裂及西缘的褶皱-逆冲断裂系。萨盖-明哀(SAGAING-MINGUN)右行走滑断裂往北经喜马拉雅东构造

结,在丁青处转向西与东西向雅鲁藏布江缝合带相连。

据钟大赉等(1998)研究,从地质历史演化来看,在晚前寒武纪—早古生代时期保山和思茅分属两个板块——扬子板块和印度-缅甸马板块,因此,可把它们称为保山亚地体和思茅亚地体。思茅亚地体为扬子板块的西缘部分,从震旦纪—泥盆纪是一个向西的被动陆缘的斜坡,浊流沉积由东向西的侧向加积,而陆棚-台缘沉积由西往东发生进积。而保山亚地体为印度-缅甸马板块的东缘部分,是一个震旦纪—早古生代由西往东侧向加积的大陆斜坡,保山亚地体的生物群具亲冈瓦纳过渡型特征,并与冈底斯、喜马拉雅地体相似,与扬子板块的生物群有明显不同。两者之间存在的昌宁-孟连蛇绿岩带与高压蓝片岩带为 455Ma (Hutchison, 1989),并伴随有加里东期的花岗岩(418~424Ma, 433Ma, 戴潼模, 1986),韧性剪切带(446.7Ma)的年龄,表明保山-思茅(SHAN THAI)挤出体的基础是加里东碰撞造山带。在此基础上,晚泥盆世—早二叠世沿着昌宁-孟连加里东的缝合边界又拉张形成古特提斯洋盆。

晚二叠世—中三叠世洋盆消减,晚三叠世陆-陆碰撞形成印支碰撞造山带(钟大赉等, 1998)。因此,保山—思茅(SHAN THAI)地区原为亚洲大陆巨型印支碰撞造山带的一部分。继后,本地区的又经历了山体伸展夷平转入陆内变形阶段。

50~60Ma 期间印度板块与亚洲大陆碰撞,大陆内部大量物质往东、南东及南的方向运移,与此同时激发了大规模走滑作用沿老的边界产生,并形成新的走滑断裂。掸邦挤出体就是在印度板块与亚洲大陆 SN 向正向挤压、物质往东侧向顺时针运动和受大型走滑断裂制约而形成的。据研究,掸邦挤出体的西界为 SN 向萨盖-明哀(SAGAING—MINGUN)右行走滑断裂,东界——红河哀牢山左行走滑断裂往 NW 方向与嘉黎左行走滑断裂相连,嘉黎左行走滑断裂的走滑速率为 15mm/yr,红河哀牢山左行走滑断裂走滑速率为 5mm/yr,红河哀牢山断裂的左行走滑断距 700km 以上(P. Tapponier, Xu Zhi qin et al 2001)。伴随走滑作用,在掸邦挤出体内部形成大量的 SN 向逆冲断层。

第二节 青藏高原北部的新生代走滑作用与地震

本节重点研究青藏高原北缘阿尔金左行走滑断裂与青藏高原北部隆升以及东昆仑左行走滑断裂与块体的侧向运动的关系及其地震效应。

新生代特别是晚第三纪以来,青藏高原地壳缩短增厚、挤压变形和大幅度隆升,同时还伴随走滑断裂有强震活动和火山喷发,以及挤压性含油气盆地的形成。处在高原北部边缘的东西昆仑山、阿尔金山和祁连山的地壳隆升幅度均在 4000m 以上,阿尔金山主峰高度达到海拔 6065m,而与高原接壤的塔里木盆地、柴达木盆地及河西走廊中沉积了数千米厚的磨拉石建造。长期以来,对阿尔金断裂带几何学研究偏重于走滑断裂本身的几何学研究,而对走滑断裂与其两侧相伴随的断裂体系及盆地-山脉关系考虑欠缺。本研究从阿尔金断裂的构造组合特征入手,分析阿尔金断裂带的几何学特征,深入认识阿尔金断裂带走滑作用特征,了解青藏高原北部的生长过程。

一、现代阿尔金断裂带内部结构与阿尔金山的隆升

(一) 阿尔金断裂带内部结构

阿尔金断裂带在平面上总体呈直线型特征,长约 1800km,总体走向 60°~70°,阿尔金主断裂北侧发育四条平行于阿尔金主断裂的大断裂:①车尔臣河断裂(或且末河断裂,也有人叫罗布庄-星星峡断裂):沿塔里木盆地东南缘车尔臣河分布,西起民丰附近,东北至罗布庄南至星星峡附近。断裂主体为隐伏断裂。两侧植被等地貌特征明显不同,在卫片上以及人工地震资料中有明显的反映。②且末-黑尖山断裂:为隐伏断裂,分布在车尔臣河断裂南侧,也有人把它与车尔臣河断裂一起统称为且末河断裂(国家地震局, 1992),该断裂西起于田南,经过且末北到若羌北,同样在人工地震资料中有明显显示。③若羌-米兰断裂(或米兰-红柳园断裂):西起若羌附近,经米兰、罗布泊南缘至罗布泊东部。郑剑东(1991a、b)曾

认为车尔臣河断裂(或且末河断裂)与若羌-米兰断裂是一条连通的断裂,但从卫星影像上看,二者在若羌附近呈右列雁行状,两条断裂之间是典型的挤压隆起区。④三危山断裂:沿敦煌、安西南侧的三危山北缘山前分布,长约 300km,断裂南侧为前寒武纪敦煌群变质岩系,北侧主要为第三系沙砾岩,局部地段为侏罗系煤系地层。断裂,东段以左行走滑为主,兼有逆冲性质,西段以逆冲为主,兼有走滑性质。

阿尔金主断裂西段斜穿昆仑山脉,此断裂带将其划分为东、西昆仑山两部分;中段沿阿尔金山脉,成为塔里木和柴达木盆地的分界;东段截切祁连山脉。东段、中段和西段断裂带的构造组合特征不同(图 11-3-16)。

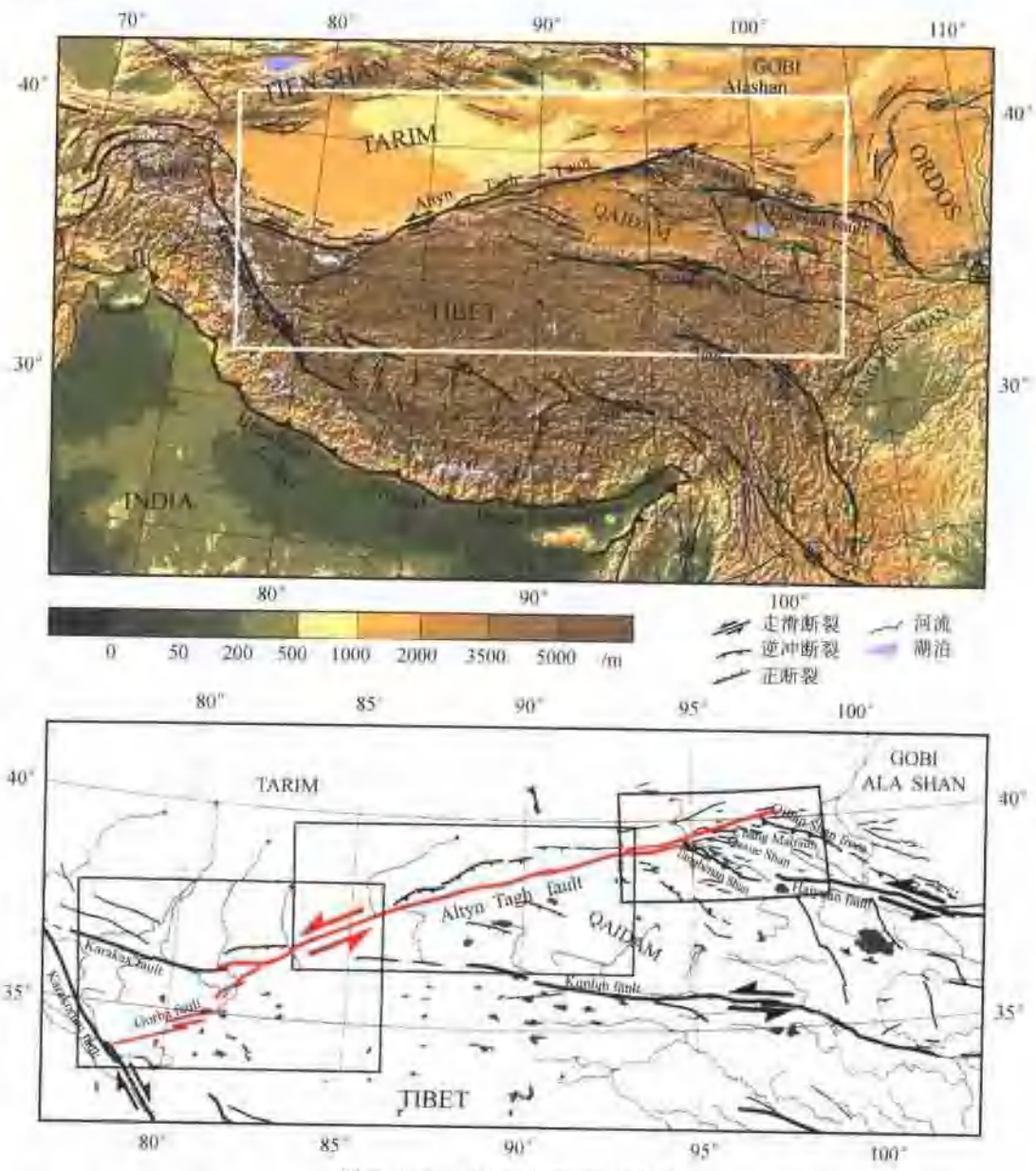


图 11-3-16 阿尔金断裂带地质略图

1. 阿尔金断裂带东段构造组合特征

在卫星影像上(图 11-3-17),断裂带的东南侧分布一系列的近 EW 走向山脉,从北往南为祁连山、大雪山、党河南山及柴达木山。这些山脉的北侧山前有一系列的由南向北的逆冲断裂组成,使山体往北逆冲在新生代地层之上;同样山脉的南侧也发育一系列逆冲断裂,山体由北向南逆冲在新生代地层之上。在阿尔金断裂东南侧野马南山的一条近平行于阿尔金断裂的左行走滑断裂,向东北方向逐渐向东偏转,与大雪山前的逆冲断裂相连,明显地反映了走滑与逆冲的转换关系。东段构造组合特征表现为“左行直



图 2-3-17 阿尔金断裂带东段 TM 卫星影像图(4-4.7 波段)

线形走滑断裂”与“帚状逆冲断裂”构成的复合构造样式(图 2-3-18)。帚状逆冲断裂是阿尔金断裂走滑过程伴随的产物,并且靠近阿尔金断裂逐渐收敛与走滑断裂系相连。在东段发育十分明显的山脉及盆地间隔的组合特征。

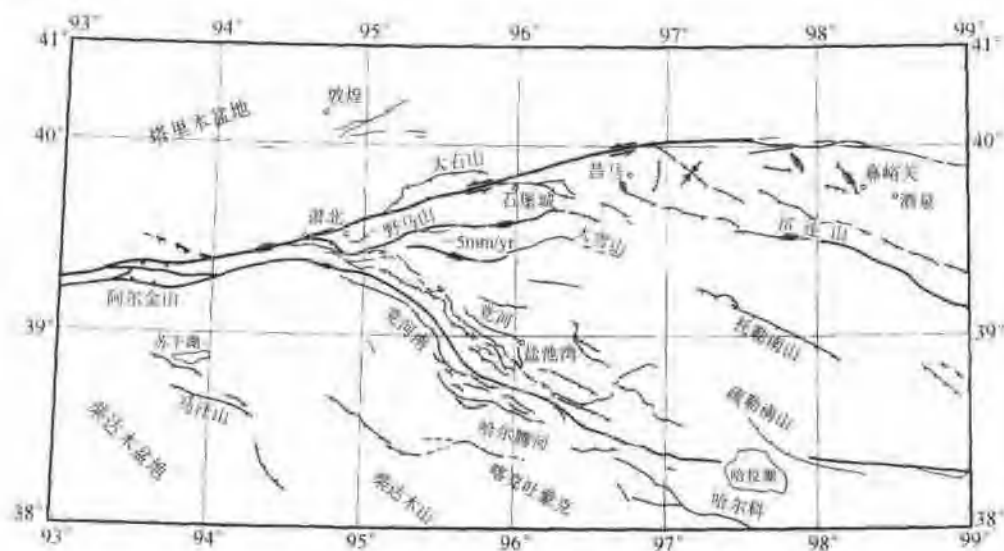


图 2-3-18 阿尔金断裂带东段构造组合特征

2. 阿尔金断裂带中段构造组合特征

在阿尔金断裂带中段,阿尔金主断裂与北侧的阿尔金山平行,阿尔金山的西北边界由一系列由南向北的逆冲断裂组成。在阿尔金主断裂南侧的山体边界发育一系列由北向南的逆冲断裂。所以,中段构造组合特征为:以线形走滑断裂为中心,两侧不对称的反向逆冲断裂系构成的组合特征(图 2-3-19),表现出典型的转换挤压构造特征。同时,在中段索尔库里地区,阿尔金断裂走滑变形过程中,形成了特殊的构造组合形式,呈现走滑断陷谷地的地貌特征。

3. 阿尔金断裂带西段构造组合特征

阿尔金断裂带在西段呈现羽列状,走滑断裂具有拉张性质,其构造组合特征为:断续的走滑断裂+弧形逆冲断裂+正断裂,表现出“爪形”剪张性断裂组合,形成的断陷谷地以及拉分盆地(图 2-3-20)。

4. 阿尔金走滑断裂带内部的断陷谷地

阿尔金断裂带中段发育特殊的长条状断陷谷地地貌,由西向东,从索尔库里经拉配泉南到安多坝

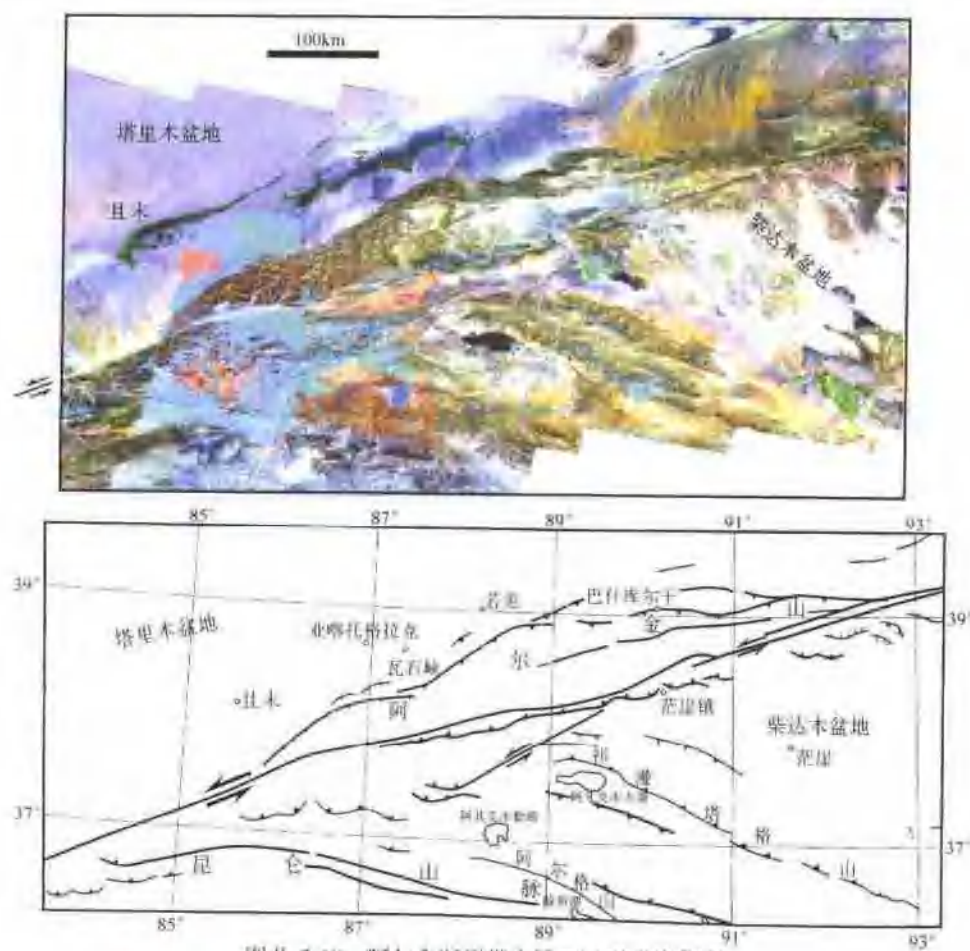


图 II-3-19 阿尔金断裂带中段 TM 卫星影像图

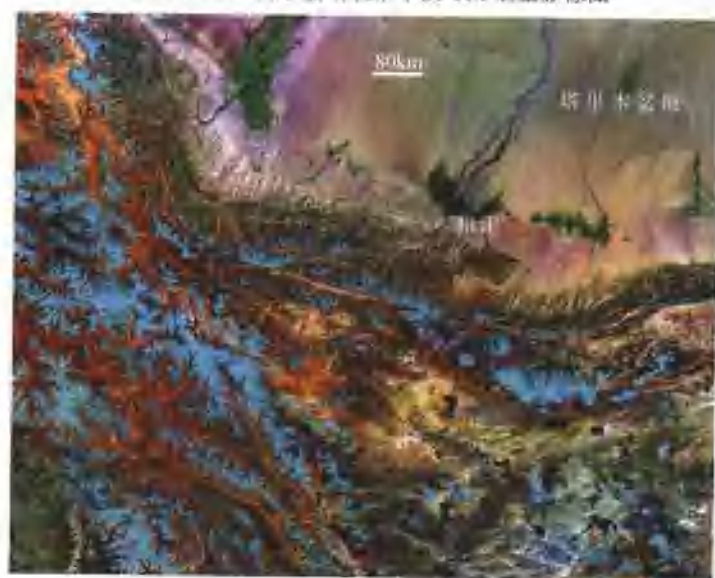
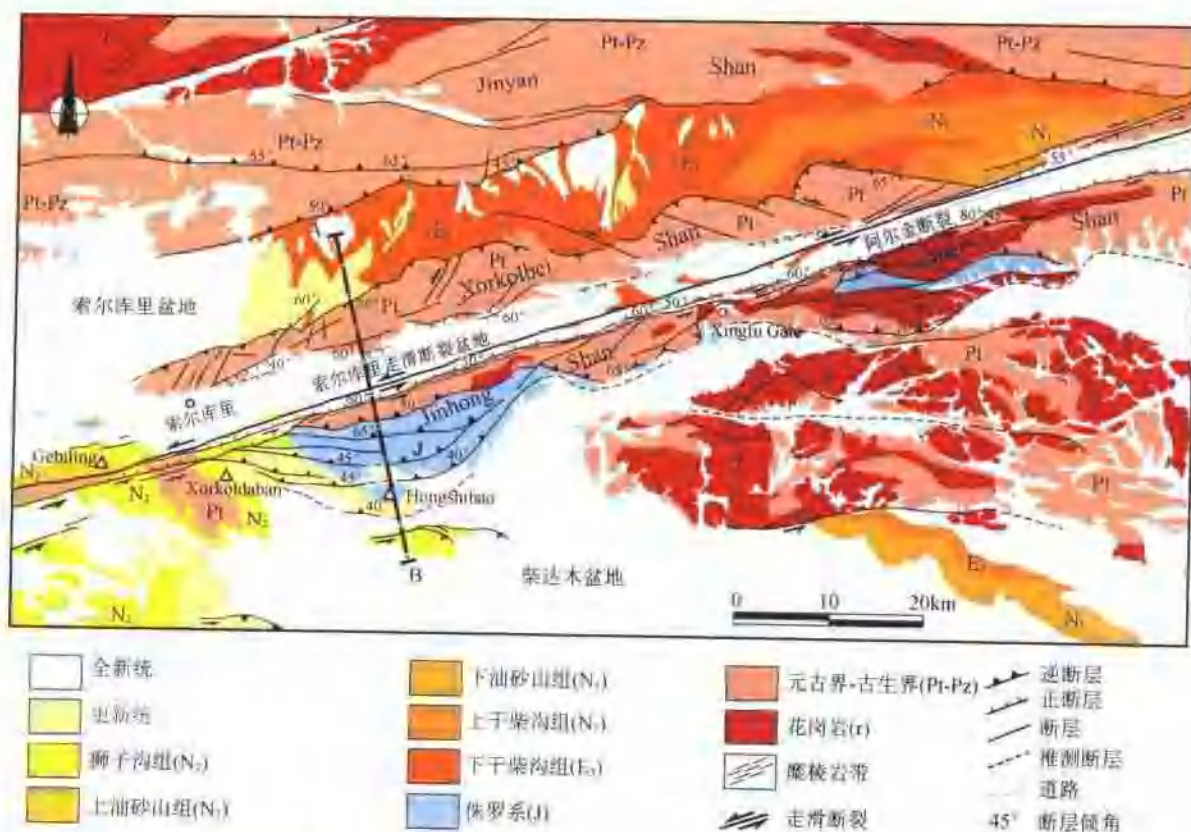


图 11-3-20 阿尔金断裂带西段 TM 卫星影像图

南,长约180km,宽1~5km,平均2~4km,其长宽比约大于50。谷地的边界由直线型具走滑分量的正断裂控制,内分布新生代地层,两侧为长条形高地(图II-3-21,图II-3-22),似一条长长的“走廊”,被称为“索尔库里走廊”(新疆地质局,1981)或“索尔库里断陷谷地”(国家地震局,1992)。利用TM和SPOT卫星影像资料以及野外和室内的构造地质学、岩石学及沉积学研究,确定了其变形构造组合形式,并分析走滑断陷谷地的形成机制及其构造意义。



走滑断陷谷地与两侧山体之间的高差一般为 400~800m。谷地内主要为第四系覆盖,局部出露有渐新统、中新统及上新统沉积(新疆地质局,1981),分别为下干柴沟组(E_{3g})、上干柴沟组(N_{1g})及上油砂山组(N_{2y})和狮子沟组(N_{2s}),其中下干柴沟组分布相对较多,以紫红色砾岩、砂砾岩为主,被谷地中央的阿尔金走滑断裂切过(图 II-3-23),与谷地外北侧大面积分布的渐新统沉积一致,狮子沟组仅零星分布于谷地西南侧,以黄褐色砾岩、砂砾岩为主,其分布受控于谷地南侧具走滑分量的正断裂和谷地中

心的走滑断裂(阿尔金断裂)。

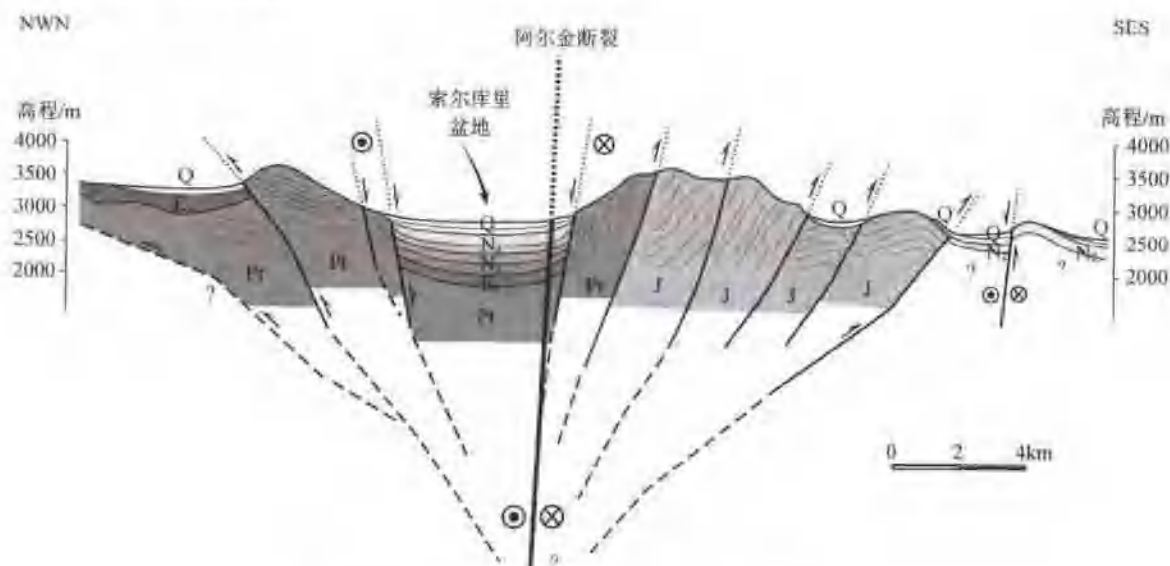


图 II-3-23 阿尔金走滑断陷谷地的构造剖面图

谷地南侧的长条状山体(主要由元古代变质岩和侏罗系砂砾岩组成)由 NNW 向 SSE 方向逆冲于第四系之上;北侧长条状山体(主要由元古代变质岩组成)由 SSE 向 NNW 方向逆冲于第四系和渐新统之上。从上述资料可知,该走滑断陷谷地于上新世(N_2)开始形成,全新世定形。

走滑断陷谷地的构造组合特征如下:沿阿尔金断裂带的长条形山体的边界大多数受新生代断裂控制,根据 SPOT 和 TM 卫星影像资料、航空照片以及野外的实地考察,发现沿阿尔金断裂带的块体抬升总体以逆冲构造+走滑构造为主,根据构造组合特征可将其分为如下四种类型(图 II-3-24)。

1. 逆冲走滑型

①“单向逆冲走滑型”——以走滑断裂和一侧与走滑近平行的逆冲断裂为边界,使中间的块体垂向挤出;②“双向逆冲走滑型”——以走滑断裂为中心,两侧反向的逆冲,使山体垂向挤出。

2. 逆冲斜滑型

①“单向逆冲斜滑型”——前缘一系列的逆冲断裂与后缘同倾向的具走滑性质的正断裂构成块体的整体抬升;②“双向逆冲斜滑型”(走滑断陷谷地型)——以两条相向的走滑正断裂所构成的断裂谷为中心,两侧反向的逆冲,使两块块体同时垂向挤出。

3. 走滑挤压隆型

两条走滑断裂之间的挤压逆冲,使得块体上隆挤出。包括①“双向逆冲型”——两条逆冲断裂反向逆冲,使中间块体呈背斜垂向挤出;②“双向斜向逆冲型”-反向逆冲断裂同时具走滑特征。

4. 逆冲褶皱型

走滑断裂一侧伴随的牵引构造,产生逆冲褶皱使地壳加厚块体上隆。

在阿尔金断裂带的不同地段,古老块体抬升的主要构造形式有所不同:逆冲走滑型主要发育在阿尔金断裂带中段和西段;逆冲斜滑型主要发育在阿尔金断裂带中段;走滑挤压隆型和逆冲褶皱型主要发育在阿尔金断裂带东段。

在阿尔金断裂带中段,走滑过程中伴随有与走滑断裂近平行的逆冲构造,说明垂直走滑断裂带的方向上受到挤压应力而产生缩短作用,并使垂直方向上(x 轴)地壳加厚,反映典型的转换挤压构造特征(Krantz R. 等,1995)。但是,在纯粹的转换挤压作用下,是很难形成上述的变形构造组合,特别是难以形成规模较大的伸展构造(即直线型正断裂组合)。由于阿尔金走滑断裂带的深部韧性变形产物——糜棱岩已出露于地表,该地区又发育多级阶地,从而表明了这一地区存在地壳的隆升与剥蚀作用,所以这

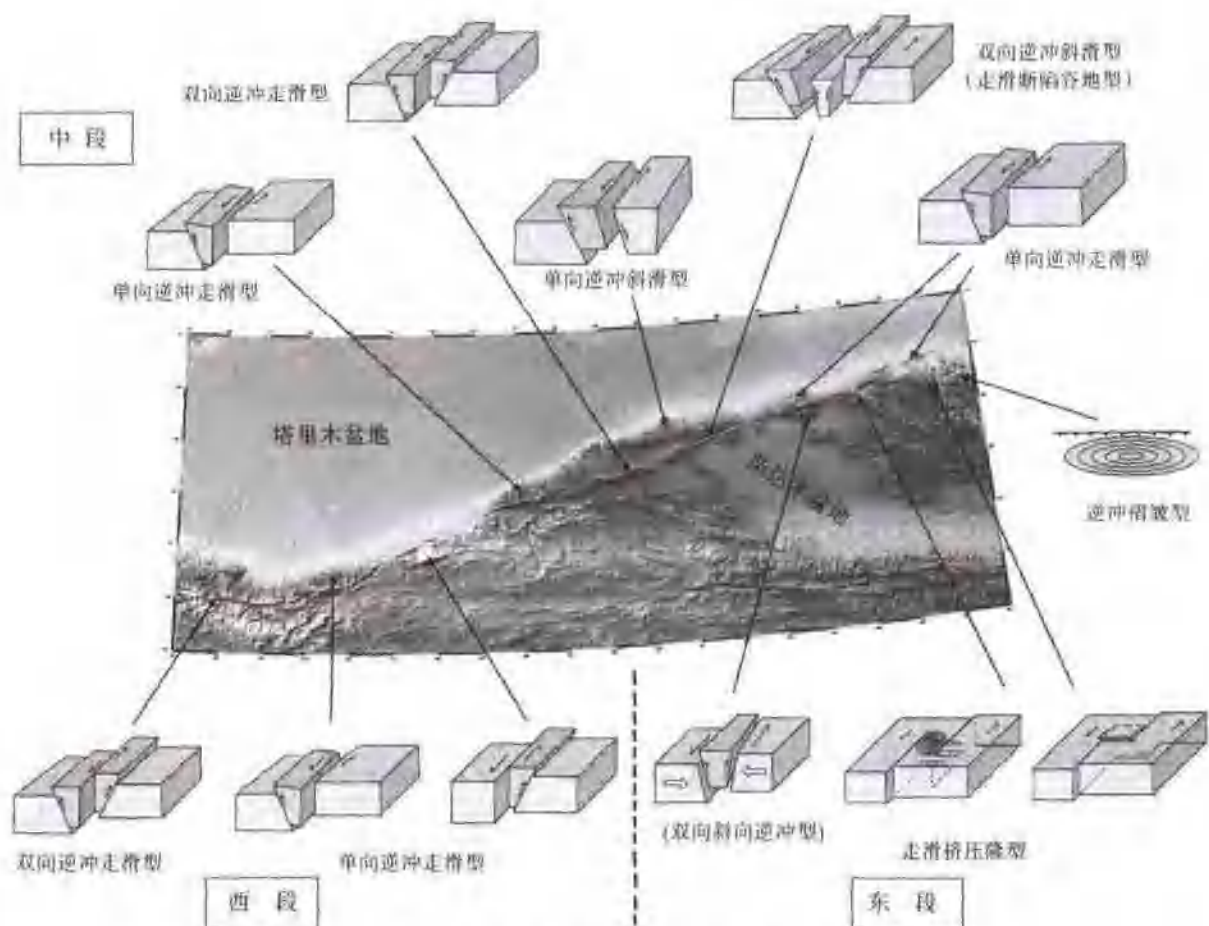


图 II-3-24 阿尔金走滑断裂带中不同古老块体抬升的构造样式

种特殊的变形构造组合, 不仅与大型走滑作用(具转换挤压作用性质)有关, 而且还与地壳的隆升运动有着直接的关系。图 II-3-25 为走滑断陷谷地的形成模式, 在转换挤压作用下, 强烈的走滑过程中伴随地壳加厚并隆升剥蚀, 使上覆岩层的载荷压力减小, 围压降低, 深部的应力容易沿走滑断裂带以及两侧得以释放, 而释放的形式表现为以两侧反向逆冲断裂和正断裂的组合, 由逆冲断裂和正断裂所夹持的两侧块体垂向挤出形成山体, 中间部位产生局部的伸展, 发育狭长的谷地。由于阿尔金断裂是岩石圈断裂, 强烈的走滑能够引起剪切带中地壳的部分熔融上升, 致使等温线在走滑断裂带中变浅, 山体上隆。

(二) 阿尔金断裂带的走滑作用与隆升作用

在阿尔金断裂东段的阿克塞地区, 阿尔金断裂直接与塔里木盆地接触, 由于山脉与盆地间存在显著的高差, 所以山前冲积阶地较为发育, 并且这些阶地均受到阿尔金断裂不同程度的左行错断或错动, 同时, 伴随不同程度的隆升作用。我们以肃北半果巴乡和老阿克塞县城为重点研究区, 进行走滑作用与阿尔金山隆升作用的研究(图 II-3-26)。

1. 走滑作用及走滑速率

肃北半果巴(乡)地区位于老阿克塞现成北东约 15km 处, 冲沟、河流发育, 区内河流切割较深, 发育有五级阶地(T_0 、 T_1 、 T_1' 、 T_2 、 T_3)。阶地由冲击松散砂砾石组成, T_2 、 T_3 阶地表面有一层黄土, 其中 T_3 阶地表面砾石层上部覆盖的风成黄土厚约 1~2m, T_2 阶地上部的黄土普通厚 0.2~0.6m 不等。

从野外和卫星影像上显示了阿尔金断裂将不同阶地以及在 T_3 阶地之上冲积扇, 冲沟左行错断, 水平断距不同, T_3/T_2 阶地坎错断位距离经为 (230 ± 10) m, T_3 阶地的西侧陡坎边缘被错断 (350 ± 20) m, T_2 阶地边缘被错断约 42m, SPOT 卫星影像以及 1:5 万地形图中优化测量得到的断距为 46m, 平均为 (44 ± 2) m, 另外 T_2 阶地面上的冲沟及冲积扇被左行错断为 (15 ± 1) m 和 (24 ± 1) m(图 II-3-27)。

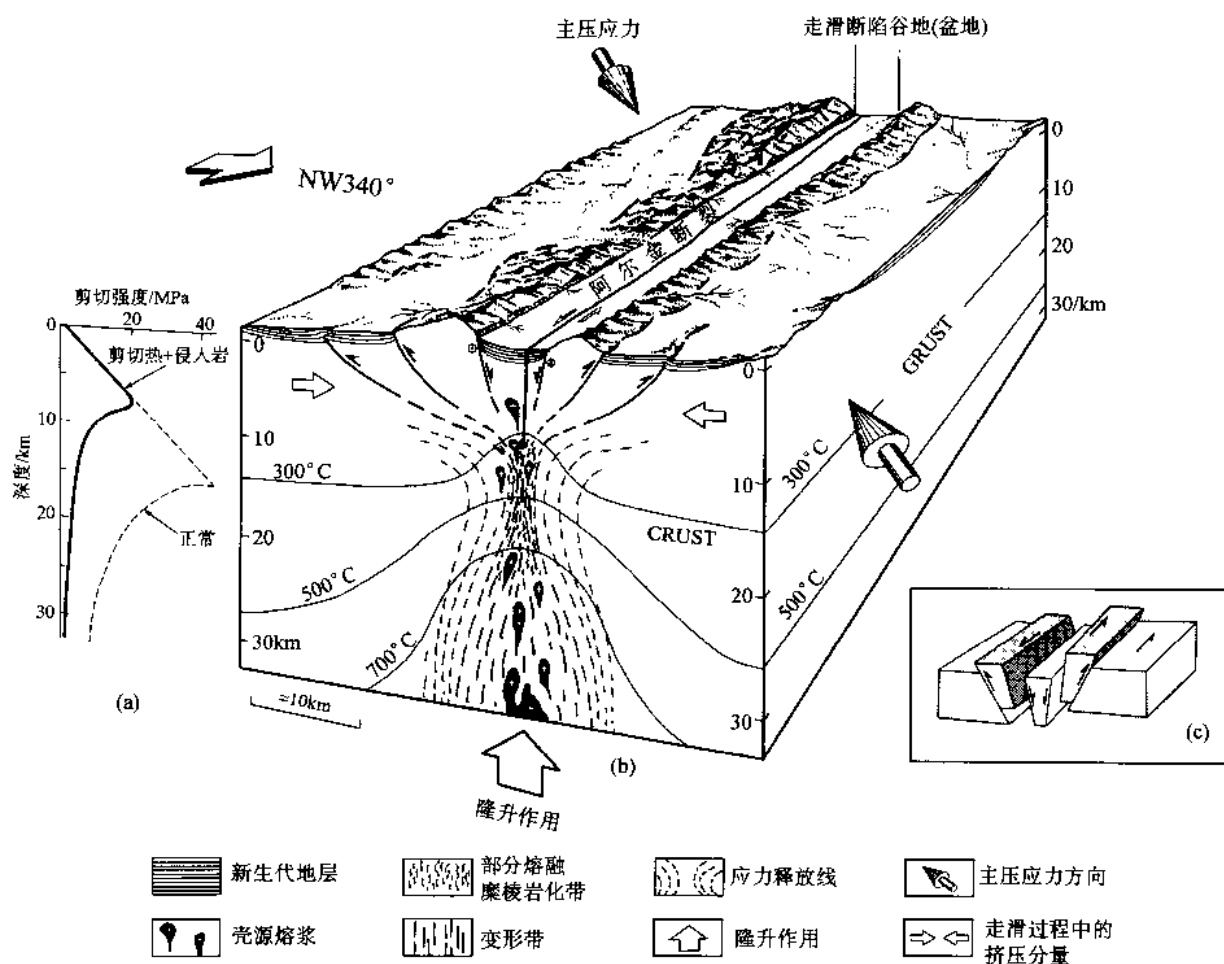


图 II-3-25 阿尔金走滑断陷谷地的形成模式

左侧水平箭头指示 NW340° 方向。(a) 剪切带中的剪切强度剖面; 虚线为无剪切热条件下剖面, 实线为有剪切热并伴随部分熔融和热流的剖面。(b) 阿尔金断裂通过地壳的剖面及走滑断陷谷地的立体示意图。300°C、500°C、700°C (分别代表绿片岩相、角闪岩相、含水的部分熔融的最低温度) 的等温线在走滑断裂带中变浅。阿尔金断裂是岩石圈断裂, 强烈的走滑能够引起剪切带中地壳的部分熔融上升。(c) 长条形走滑断陷谷地和长条形山体的运动模型

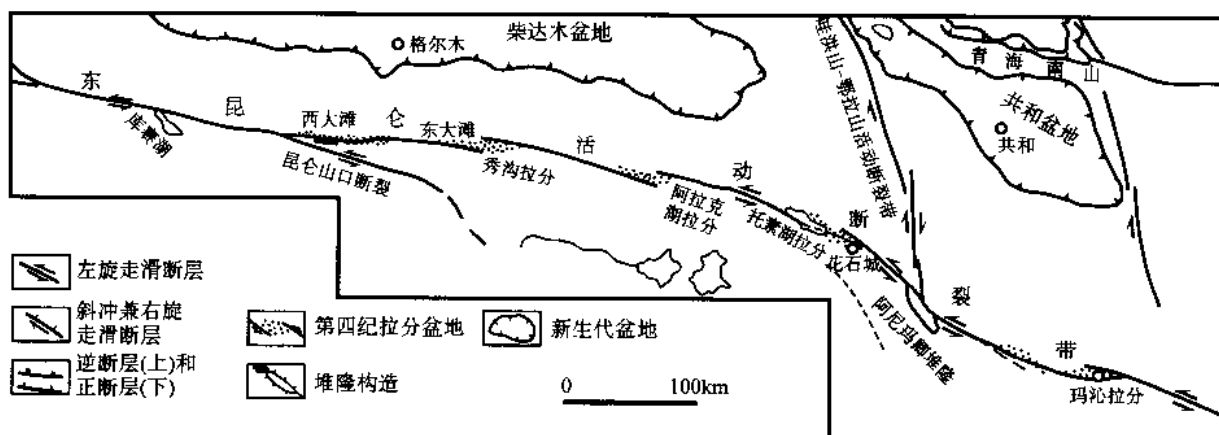


图 II-3-26 东昆仑南缘左旋走滑活动断裂带的平面结构和构造组合示意图

在半果巴西约 3km 处呼尔木布拉克地区的 T_1 阶地表层黄土中取到五层碳屑(该处河流级别与半果巴地区河流级别相同)(图 II-3-28), 由于部分层中的碳屑较少, 获得了第三层和第四层的 ^{14}C 年龄分别为 $(2030 \pm 65) \text{ aBP}$ 和 $(2140 \pm 90) \text{ aBP}$ 。假设 T_1 阶地上的古土壤层的沉积速率是一致的, 那么其沉积速

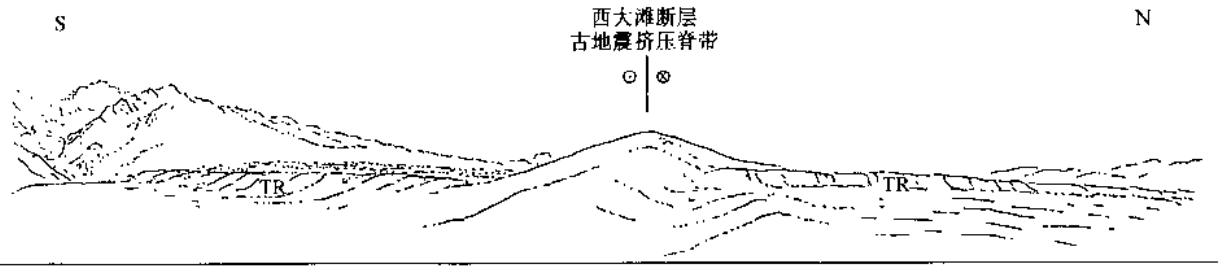


图 II-3-27 东昆仑南缘西大滩冰水阶地前缘陡坎(TR)
被断层左旋位错 152m, 北盘略上升
沿断层地表迹线发育古地震挤压脊, 呈左行斜列

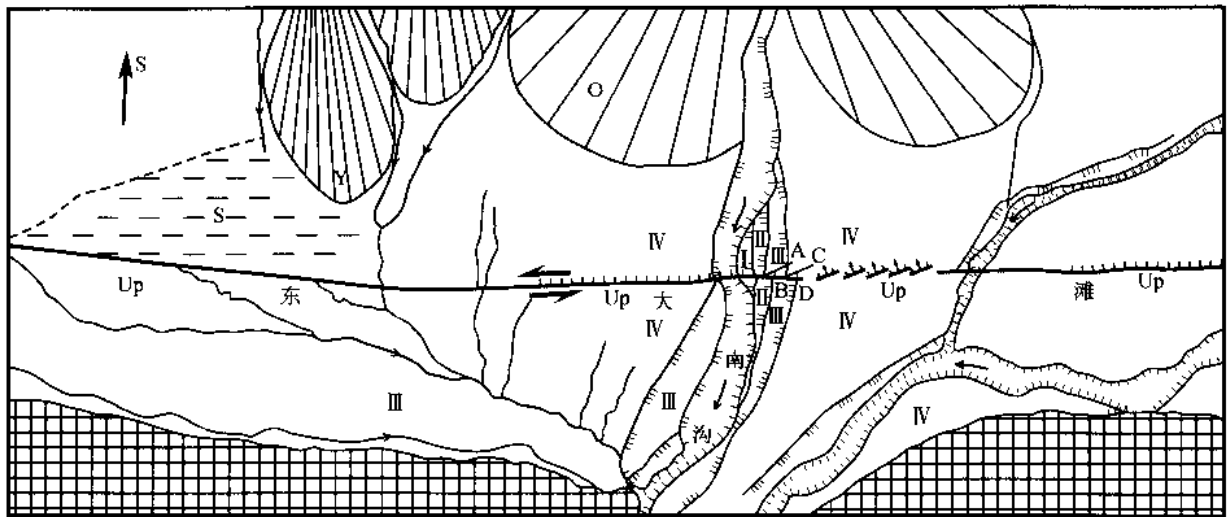


图 II-3-28 东昆仑南缘东大滩南沟断错地貌平面图
(罗马字表示阶地编号, O 表示老洪积扇, Y 表示新洪积扇, S 表示沼泽, 方格表示基岩区, Up 表示断层上升盘)

率为 $280\text{mm}/[(2140 \pm 90) - (2030 \pm 65)]a = (2.5 \pm 0.1)\text{mm}/a$, 得到 T_1 阶地的形成时代约为 $(2308 \pm 150)aBP$ 。这个年龄与样品“半果巴-3”所得到 T_1 阶地的热释光年龄值 $(2.34 \pm 0.18)ka$ 接近, 故可认为这批热释光的年龄值是可靠的。另外, T_2 /河床边缘被左行错断 $(44 \pm 2)m$, 走滑速率应为: $(44 \pm 2)m / T_1$ 阶地年龄 $= (44 \pm 2)m / (2.34 \pm 0.18)ka = (1808 \pm 0.4)\text{mm}/yr$; T_{3-4}/T_2 阶地边缘陡坎的错断位距为 $(230 \pm 10)m$ (这个值接近真实值) 走滑速率为 $(230 \pm 10)m / (12.74 \pm 0.97)ka = (18.6 \pm 0.9)\text{mm}/yr$; T_{3-4} 阶地西侧边缘被错断 $(350 \pm 20)m$, 由于这个位距本身偏大, 其走滑速率 $(350 \pm 20)m / (12.74 \pm 0.97)ka = (27.6 \pm 2.2)\text{mm}/yr$ 的个值也明显偏大, 优化考虑 T_{3-4} 阶地被左行错断的断距来估算走滑速率为 $(23.1 \pm 1.6)\text{mm}/yr$, 这个走滑速率应该为该区的上限, 因此, 半果巴地区自晚更新世以来, 阿尔金断裂在此段的走滑速率为 $(18.8 \pm 0.4)\text{mm}/yr$ 至 $(2.31 \pm 1.6)\text{mm}/yr$, 平均为 $(20.8 \pm 1)\text{mm}/yr$ 。

2. 隆升作用及隆升速率

在该区阿尔金断裂由两条主断裂组成, 并且这两条断裂不仅显示较大的走滑量, 而且还具有很强的逆冲分量, 古生代地层直接逆冲在新第三系之上, 新第三系又逆冲在第四系之上, 使阿尔金断裂南侧 T_2 阶地面明显高于北侧相同的 T_2 阶地面 $3.5 \sim 5m$; 另外, 阿尔金断裂在走滑变形过程伴随多次的逆冲作用, 表明该地区地壳的快速抬升, 这一点从阿尔金断裂南侧的多级基座阶地的发育以及阶地陡坎的本身就是由逆冲断裂构成的现象表现的尤为清楚, 所以半果巴地区的多级地是由逆冲构造造成的地壳抬升和河流下切所造成, 通过两阶地面的高差以及两阶地面形成时代的关系, 就可以估算出其构造抬升速率。

各阶地面之间的高差已知, 根据半果巴地区阶地表面冲积砾岩顶部古土壤热释光测年数据, 估算出各阶段的抬升速率 (表 II-3-1, 表 II-3-2), 该地区地壳总体抬升速率约为 $(11.1 \pm 0.6)\text{mm}/yr$ 。

表 II-3-1 阿尔金断裂半果巴地区阶地表面冲积砾岩顶部古土壤热释光测年表

样品号	采样层(阶地)	等效剂量/Gy	年剂量率/Gy/a	年龄/ka
半果巴-1	T ₂	14.37	0.00383	3.75 ± 0.29
半果巴-2	T ₂	10.56	0.00374	2.82 ± 0.22
半果巴-3	T ₁	9.09	0.00388	2.34 ± 0.18
半果巴-4	T ₁	10.56	0.00403	2.62 ± 0.20
半果巴-5	T ₂	11.88	0.00411	2.89 ± 0.23
半果巴-6	T ₃ (黄土层中)	31.23	0.00389	8.03 ± 0.63
B-3	T _{3,4}	48.94	0.00384	12.74 ± 0.97

表 II-3-2 阿尔金断裂半果巴地区通过多级阶地所估算的抬升速率

阶地面(阶地陡坎)	高差/m	形成时间/ka	抬升速率/(mm/yr)
T ₁ /T ₀	~13.5		
T ₁ /T ₀	~15.5	0.28 ± 0.02	7.1 ±
T ₁ /T ₁	~2		
T ₂ /T ₁	~13	0.55 ± 0.05	23.6 ±
T ₂ /T ₁	~11	0.27 ± 0.03	40.7 ± 4.1
T ₃ /T ₂	~52	5.14 ± 0.4	10.1 ± 0.1
T ₃ /T ₁	~63	5.31 ± 0.43	11.8 ± 1
T ₃ /T ₁	~65	5.69 ± 0.45	11.4 ± 0.8

二、东昆仑断裂的新构造和地震活动

位于青藏高原腹地的东昆仑地体及松潘地体之间的东昆仑巨型走滑断裂西起于青海省与新疆交界的布喀达坂峰南麓,向东延经库赛湖北、西大滩、东大滩、秀沟盆地、阿拉克湖盆地、托素湖盆地及玛沁盆地,直达甘肃玛曲以东,消失于若尔盖草地,其总长度大于1300km。全带由七段雁行斜列的一级分段组成,其间发育拉分宽谷盆地或推隆(push-up)构造。断裂带中部各段还可进一步划分出次级的小分段,其间亦发育小型的拉分或推隆(图 II-3-26)。上述的几何结构,乃是走滑断裂带普遍具有的特征。本断裂带比较特殊的地方,一是其中段南侧有一条较大的分支断裂,称为昆仑山口左旋走滑活动断层,它在昆仑山口西侧与主断裂带呈锐角斜接,沿布尔汗布达山南麓向东南直线延伸百余公里后,逐渐向南弯曲并消失;几何结构上的又一特殊之处是,在阿尼玛卿山一带,本断裂带与其北侧 NNW 走向的哇洪山-鄂拉山逆冲兼右旋走滑断裂带复合,后者使东昆仑南缘活动断裂带的走向由 NWW 扭折为 NW 向,并在左旋走滑作用下发育成规模宏伟的阿尼玛卿推隆(赵国光,1996)。

从横剖面来看,东昆仑南缘活动断裂带内发育了不同类型的断层岩石组合,包括糜棱岩类(花岗质糜棱岩、糜棱岩化花岗岩、糜棱岩化片麻岩及千糜岩等),还有断层碎裂岩,以及最新的断层泥带。这反映了该带早先深部的韧性剪切带被后期抬升剥蚀出露于地表,并转化为脆性左旋走滑的漫长历史。近代活动的主断层面倾角很陡,各段倾向不一,但总体倾向北。断裂带两侧数十公里范围内,发育有一系列倾向相向的逆冲断层。因而在横剖面上呈扇状构造组合(图 II-3-27)。这种构造组合特征反映了昆南左旋走滑断裂带兼具有挤压性质。从第四纪以来的断层位移来看,也具较小的逆冲分量,形成断层陡坎。

据新近研究,此断裂带的左旋剪切运动最早可追溯到中晚三叠世。伴有同位素年龄值为 240~220Ma 的同构造花岗岩侵入。经测定,沿此断裂带分布的同构造花岗岩、花岗片麻岩及糜棱岩化片麻岩具有不同的年龄值,表明此断裂带在印支运动和燕山运动期间有多期活动。新生代以来,发现有同位素年龄值为 60Ma 和 20Ma 的花岗片麻岩及糜棱岩化片麻岩沿带分布,反映了新生代早、中期断裂带的

活化(李海兵等, 1996)。这些岩石当时还处在相当的深度之下, 而高原的隆升剥蚀应在 20Ma 之后。

根据断裂带的平面结构特征, 以及各拉分盆地中主要接受了第四纪沉积物等事实来分析, 断裂带在喜马拉雅山运动中的活化, 最初只限于若干断裂段, 直到早、中更新世才基本上全带贯通。晚第四纪以来的发展, 使某些拉分盆地进入发育晚期, 其两端的雁列分段被次级张剪性断层连通, 因而可产生很大的地震。1937 年花石峡地震破裂带穿过了托索湖拉分盆地, 就是一例(肖振敏等, 1988; 刘光勋, 1996)。特别是我们对 2001 年东昆仑发生 8.1 级地震进行了实地考察, 获得宝贵的资料。

(一) 东昆仑断裂带新生代的水平位移量和位移速率

根据断层错断的岩体复位估计, 东西大滩段的水平总断距不小于 75km(Kidd & Molnar, 1988)。李海兵等(1996)根据西大滩段左旋剪切应变带的宽度和平均应变值, 初步估算其水平总断距不小于 80km。上述作者都认为, 实际的总断距可能远大于他们给出的最小估计值。笔者认为, 上述估计值很可能代表第三纪以来该断裂中段的水平总断距, 而更早期的断距已难找到确切的证据。

第四纪以来的水平总断距约为 30km, 其证据是由吴锡浩等(1982)和 Kidd & Molnar(1988)分别发现并予以论证的。现分布在西大滩断层南侧、昆仑山口附近的下更新统冰积层含有附近并无原岩的辉石岩砾石, 经考察证明, 它们是由古冰川自北向南流动时搬运来的, 而距离最近的辉石岩露头位于北侧西部相距约 30km 的地方。据此判断, 此套古冰积堆积后, 已被断层左旋位移了大约 30km。据古地磁年代测定, 这套古冰积的年龄约为 3Ma(Qian Fang & Zhang Jinqi, 1996), 从而可求得西大滩断层段第四纪期间水平位移的平均速率为 10mm/yr。

事实上, 此断裂带不同段落、不同位置的水平位移量及其速率因地因时而异, 并不完全相同。在 1993~1994 年的中法合作考察中, 我们对此断裂各段晚第四纪以来的位移量、平均速率及古地震证据作了详细的考察研究, 其结果已证明了这一点。

沿此断裂带所通过的一系列宽谷盆地, 可看到断裂左旋错断了不同年龄的各类地貌单元, 包括冲沟、河流(冰水)阶地前缘陡坎、洪积扇及各种冰川堆积地貌等, 在卫星影像和航片上都有清楚的显示。在实地考察中, 我们仔细测量了它们的水平断距, 通过地貌学和第四纪地质学分析, 结合新年代学测定技术(^{14}C 及 TL 等), 确定出相关的地貌单元年龄, 从而可求出相应的断层位移平均速率。

图 II-3-28、图 II-3-29 和图 II-3-30 是不同段落的断错地貌的部分实例。从中可以看到, 年龄较高阶地的断距较大, 而较新的低阶地的断距较小。阶地的水平断距是阶地前缘陡坎的错移距离用皮尺测量的。应指出的是, 阶地前缘陡坎的地貌年龄, 较同级阶地堆积物的年龄更新, 因为前缘陡坎是在阶地堆积后河流下切才开始形成的。因此, 前缘陡坎的年龄通常可用下一级阶地表层堆积物的年龄来代表。

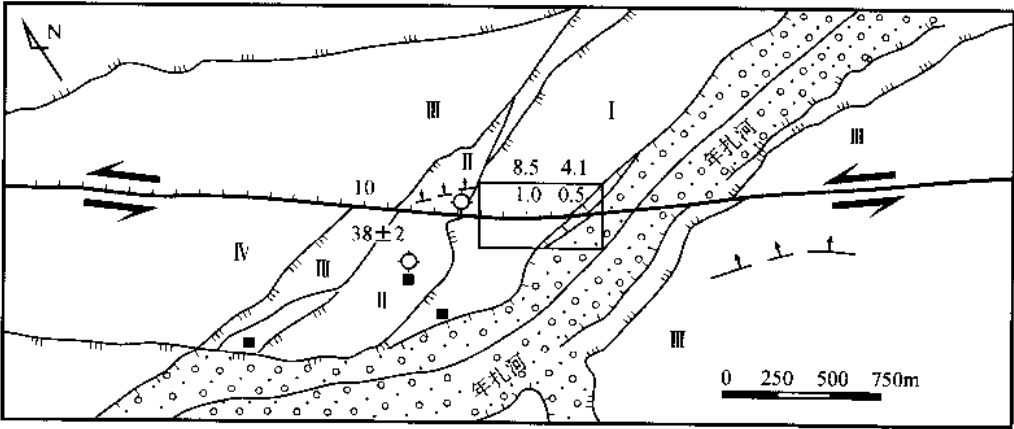


图 II-3-29 东昆仑南缘年扎河阶地位错平面示意图
(黑方块表示取样点)

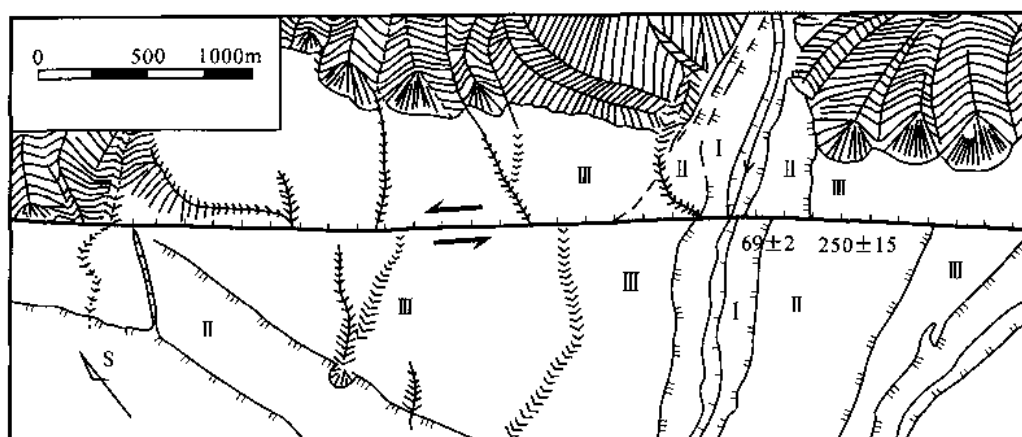


图 II-3-30 下大武河流阶地位错平面示意图

我们在考察中取得了百余个地貌断错的实测值,其中仅有一部分取得了相应的年龄数据。现将各段有代表性的数据列于表 II-3-3 中。从表中可看出,晚更新世晚期以来,西大滩、东大滩、花石峡和玛沁等段的平均位移速率分别为 11.5mm/yr, 9.3mm/yr, 11.7mm/yr 和 7mm/yr。库赛湖段和昆仑山口分支断层约为 11mm/yr 或稍高,而断裂带两端的断距及位移速率逐渐衰减。

表 II-3-3 东昆仑活动断裂带晚第四纪滑动速率

点号	分段	位错标志	位错量/m	距今年代/a	滑动速率/(mm/a)	段平均值
01	西大滩	冲沟壁位错	151 ± 10	12 000	12.5	11.5
02		阶地位错	27 ± 2	2370	11.5	
03		阶地位错	34 ± 2	2950	11.5	
04		冲沟位错	23 ± 2	2140	10.7	
05		阶地位错	152 ± 10	12 000	12.5	
06	弯折	阶地位错	69 ± 5	6390	10.8	9.3
07		阶地位错	25 ± 2	2280	11.0	
08		阶地位错	8 ± 1			
09		阶地位错	47 ± 2	5580	8.4	
10		阶地位错	68 ± 5			
11	东大滩	阶地位错	66 ± 5			9.3
12		阶地位错	28 ± 2	3020	9.3	
13		冲沟位错	65 ± 5	6000	10.4	
14	花石峡	冲沟位错	24.5 ± 2	2670	9.2	11.7
15		冲沟位错	55 ± 5	6000	9.2	
16		冲沟位错	34 ± 3	2910	13.0	
17		阶地位错	38 ± 2	4045	9.4	
18		阶地位错	69 ± 5	5780	11.9	
19	玛沁	阶地位错	245 ± 20	18 210	13.7	7.0
20		冲沟位错	43 ± 5	4100	10.5	
21		冲沟位错	78 ± 5	10 230	7.6	
22		冲沟位错	75 ± 5	10 930	6.8	
23		阶地位错	44 ± 2	6290	7.0	
24		阶地位错	90 ± 5	13 150	6.8	

(二) 东昆仑走滑断裂带的地震活动

我国大陆地区的地震地质研究表明,在我国大陆地区,伴随地震的断层突然错动是现代断层运动的主要表现形式,而震前和震后的断层蠕滑只占断层总位移量的较小比例。因此,研究地震沿断层带的时空分布规律,有助于了解近代断层运动的基本历程。

古地震的证据

由于东昆仑地域偏远,20世纪以前的地震鲜为人知,极少记载。但近期考察发现,沿此断裂带的地表迹线,普遍分布着古地震地表破裂形变带,规模宏伟,保存相当完好。它们是深部断层运动在地表松散覆盖层中的反映,通常表现为左行雁列的挤压脊(鼓包)和右行雁列的张裂槽,指示出断层的左旋水平剪切。经多期次活动,地表形变的规模增大,结构也趋于复杂,一般来说,地表破裂形变带所在的地貌面越老(如高阶地和老洪积扇),其经历的地震次数越多,其地表破裂形变带的规模就越大,结构也越复杂。通过仔细测量这些地表破裂形变带的天然露头或探槽剖面,可分析地震断层活动期次,结合变形地层或裂隙充填物的年代测定,可确定各次事件的年代;而根据每次事件的断层破裂长度,错距及变形规模,可大致估计地震的大小。这样,通过系统的考察研究,就有可能得出断裂带地震时空分布的图像。

现以东西大滩为例,作一些具体的描述和分析。

西大滩段由一系列左行斜列的挤压脊和右行斜列的地裂槽相间排列呈带,沿断层的地面迹线几乎呈连续展布,仅在通过现代河床时遭侵蚀、覆盖。挤压脊和地裂槽形态保存完好,但其规模和形态因地而异。在较老的阶地表面上,地震形变带宽达数十米,挤压脊高数米至十余米。其剖面结构复杂,经常可见到地裂槽被充填后又遭后续事件改造而成为新的挤压脊的组成部分;或者,在老的挤压脊上又发育了新的地裂槽。槽-槽叠加、槽-脊叠加、或脊-脊叠加,使其平面形态变得不太规则。但在年轻的阶地上,形变带的规模较小,结构较简单。

必须指出,西大滩断层段是由若干下更次级的雁列断层组成的。在青藏公路61道班东南,西大滩断层中部发育了一个规模较大的右阶斜列阶区(压性断层结),在阶区内形成推隆构造,地貌上表现为高出阶地面百余米的孤丘,由砂砾石组成,结构紊乱,其南北侧为走滑断层所限,东侧发育逆断层,断层陡坎清晰可见。这个阶区可能是西大滩断层段内最大的障碍体,而成为强震震中。在推隆孤丘以西和以东,占地震地表破裂带以大规模的地裂槽为主,单条裂槽长数十米,宽数米,尚未被完全充填,现存深度约两至三米。其中保存着多次强烈地震的证据。

西大滩断层段的东端,即东西大滩分水处的断层弯折段,断层几何结构较复杂,地表破裂形变带的规模最大,有众多的拉分凹地和断塞塘,深达10~30m,长数十至百余米,整个形变带宽数百米。断层走向在这一带发生了约10°的弯折,从而构成东西大滩断层段中最大的运动学障碍。

东大滩本身也是一个拉分谷盆地。它西侧的西大滩活断层与它东侧的秀沟活断层段呈左阶斜列,但它们现已被东大滩活断层沟通。故东大滩活断层具有张剪性。

东大滩断层段的古地震地表破裂形变带保存较差,主要表现为断层陡坎(多为北盘上升)和水系小位错,局部地段也有残存的挤压脊。残留的挤压脊高度一般不大于3m。单个脊的长度可达15~20m,呈左阶斜列。有时脊上叠加了张裂槽,但已被完全充填,有的遭受后期事件改造。

总之,根据东西大滩活断层上地震地表破裂形变带的长度(最大可能达到120km)、单次事件的错距(4.6~10.2m)及形变规模和多次形变叠加等特征,可初步估计全新世期间沿此断层曾发生多次7级以上地震,最大震级可能达到8级左右。东西大滩分水处的断层弯折段和西大滩断层中部的推隆孤丘附近是值得注意的两个障碍体和可能的震中区。东大滩断层段的古地震地表破裂形变保存稍差,可能反映了该段近期比较平静,而西大滩段仍较活跃。

为了进一步了解古地震的时空分布,我们仔细寻找和测量了可利用的天然露头剖面,并在西大滩做了槽探,采集了¹⁴C和热释光测年样品。下面予以具体描述。位于东大滩断层东段,格尔木至热水公路北侧,距热水约10km。这一带残留着若干地震鼓包(挤压脊),高出地表1~3m,呈断续分布。

其中一个较大的挤压脊西端遭冲沟侧蚀,形成走向南北的天然露头剖面(图 II-3-31)。挤压脊走向 NWW,由洪积物构成,成分以板岩岩屑为主,磨圆度很差,略显层理,经挤压断错后倾向北东,倾角 $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 。剖面北端发育多条高角度冲断层,断面走向 NWW,与挤压脊走向近平行。剖面上亦发育走向北东东的正断层和张裂隙,后者已被风成黄土充填,呈楔形,可称为“古地震地裂充填楔”,共有三个,北侧的两个已遭后期改造。这些充填楔可视为古地震事件的确凿证据,现自南而北描述如下。

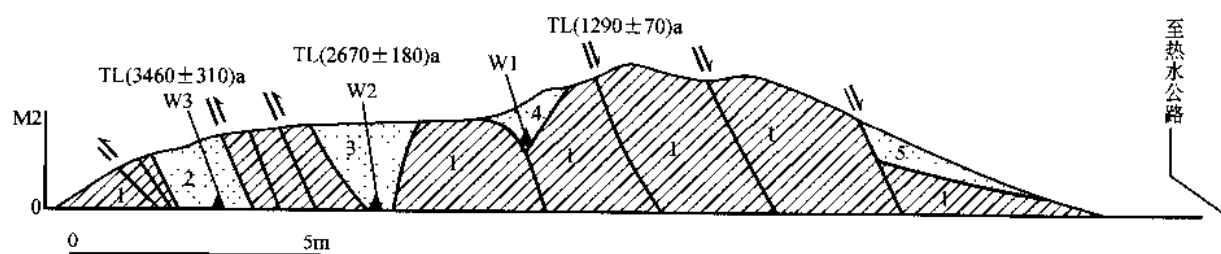


图 II-3-31 东大滩断层地震挤压脊实测横剖面图
1—全新世洪积岩屑, 2、3、4—为风成黄土, 5—新坡积岩屑
(W1, W2 和 W3 表示古地震地裂充填楔, 黑三角表示采样位置)

(1) 东大滩热水西剖面

楔 1(W1)位于剖面中上部,上部宽 1.2m,呈楔形,现存深度 0.85m,充填物以风成黄土为主,底部有震裂后快速崩塌的砾石,剖面呈灰黄色,下方为一条倾向南东的正断层。在楔底部取黄土样作 TL 测年的结果为 $(1.29 \pm 0.07) \text{ ka.B.P.}$ 。

楔 2(W2)位于楔 1 以北约 2m 处。上裂口宽 1.6m,深度大于 2m,出露不完整。在充填黄土后北侧又发育了正断层,但无新楔叠加其上。在底部取黄土样作 TL 测年,结果为 $(2.67 \pm 0.18) \text{ ka.B.P.}$ 。

楔 3(W3)位于剖面北端。该楔遭后期挤压逆冲后变为梯形,现宽 1.2m,底部未出露。估计原裂槽的规模可能大于楔 2,是本剖面中规模最大的地裂充填楔。在出露的充填黄土最下部取样作 TL 测年的结果为 $(3.46 \pm 0.31) \text{ ka.B.P.}$ 。因取样深度未达楔底,年龄结果偏新。

总之,根据剖面所反映的构造关系和相关堆积物年龄,可确定出三次古地震事件,其年龄分别为距今 $(1290 \pm 70) \text{ a.}$, $(2670 \pm 180) \text{ a.}$, 及 $> (3460 \pm 310) \text{ a.}$ 。

(2) 西大滩 61 道班西探槽

位于西大滩青藏公路 61 道班东南($S21^{\circ}E$)约 0.5km 处。古地震断层地表破裂带延经这里的低洪积阶地面,保存完好,挤压脊和地裂槽相间排列,如图 II-3-32 所示。西探槽(图中 T 所示位置)选在古地裂槽与挤压脊的结合部,现存挤压脊的北东侧。探槽走向北西,与现存地裂槽走向近于垂直。在此探槽剖面(图 II-3-33)的东南段,揭露了一个宽约 8m 的地裂槽,已被充填和改造,它实际上是现位于探槽东侧地面所见的地裂槽,早先曾通过探槽位置继续向西延伸,后来被充填并叠加了两次事件的楔状堆积(W2, W3),最后被挤压隆起,成为一个挤压脊的组成部分,并在挤压脊的北翼发育新的张裂充填楔(W1)。图中 W4 的底部保留着最早期充填的黄土堆积,经热释光测定年龄为 $(3750 \pm 330) \text{ a.B.P.}$,大致代表了形成此裂槽的首次事件年龄上限。W3 和 W2 是后来相继发生的两次事件的地裂充填楔叠置在一起,分别由震时崩落的砾石和继后的风积黄土组成,含有机炭,经 ^{14}C 测定年龄分别为距今 $(1755 \pm 91) \text{ a.}$ 和 $(1085 \pm 114) \text{ a.}$ 。

位于探槽剖面北西端的楔 1 规模较小,其充填物亦为震时崩落的砾石和风积黄土,底部的 ^{14}C 测年结果为距今 $(825 \pm 105) \text{ a.}$,与楔 2 相差约 230a,大于测年误差的二倍。

(3) 西大滩 61 道班东探槽

位于西探槽以东约 70m 处,一个残存挤压脊的西端。该挤压脊由一级冰水阶地的砂砾组成。脊上

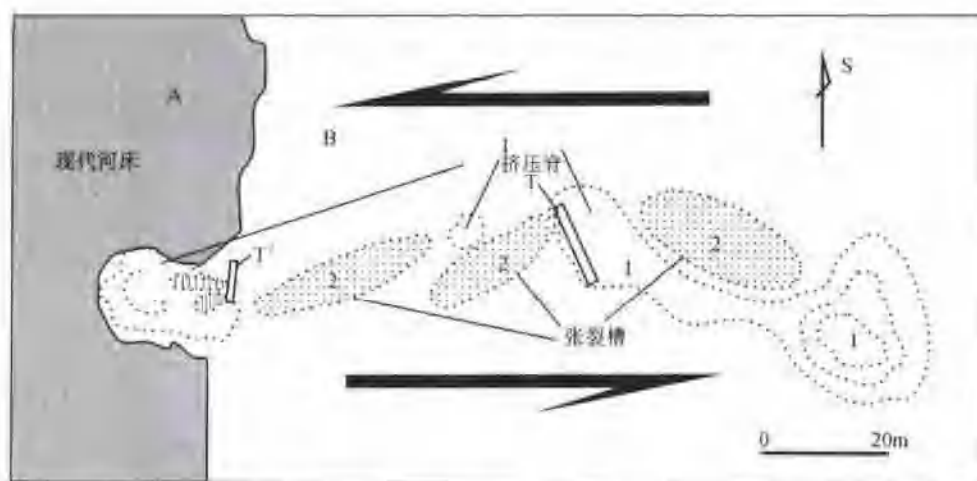


图 II-3-32 西大滩 61 道班南侧阶地面上的古地震地表破裂形变带平面图

A—现代河床, B—冰水阶地; 1—挤压脊, 2—张裂槽; T 和 T' 示探槽位置图

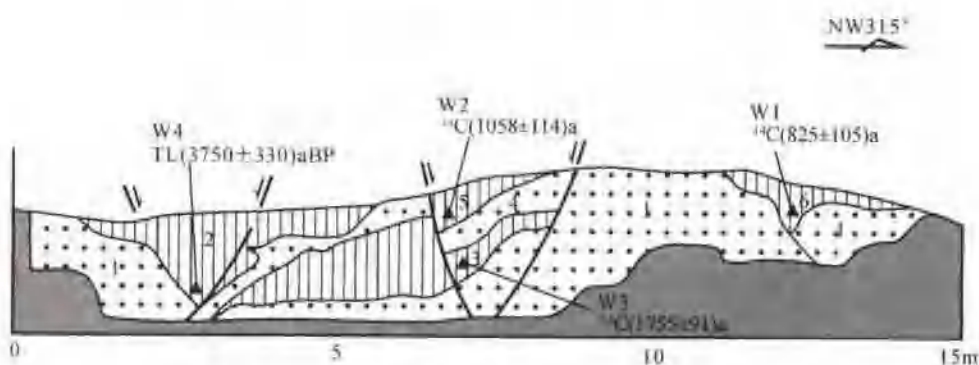


图 II-3-33 西大滩 61 道班东滩槽(T)东壁及附近地貌素描

1—全新世灰黄色冰水砾石层, 2, 3, 5, 6 为不同期次的充填黄土, 4—再搬运的冰水砾石; 黑三角表示采样位置;

W1, 2, 3, 4 为 4 次古地震充填楔

叠加了地裂槽, 形成一个微型复式地堑, 其中的充填物分上下两层: 下层为地震崩落的砂砾石和褐黄色壤土, 上层为晚期覆盖的砂壤土。如图 II-3-33 所示。可以看出, 这组充填楔是一次地震的产物。在探槽北端东壁采集的 ^{14}C 样测年结果为距今 $(433 \pm 127) \text{a}$ 。

(4) 惊仙谷北口天然露头剖面

在惊仙谷北口青藏公路西侧的台地边缘, 露出了一个挤压脊的横剖面。该挤压脊由台地砾石组成, 遭挤压后砾石层倾角达 $35^\circ \sim 40^\circ$ 。挤压脊顶部发育了一个地裂充填楔, 充填物为黄土, 经热释光测年结果为距今 $(3770 \pm 220) \text{a}$ 。此值与西大滩 61 道班西探槽 W4 的年龄 $(3750 \pm 330) \text{a}$ 几乎完全一致, 应视为同一地震的产物。

类似地, 我们对花石峡段和玛沁段的古地震证据也作了较详细的考察, 总计认证了近五千年来沿此断裂带发生的 13 次 7 级以上大震事件遗迹, 如图 II-3-34 所示。其中, 西大滩段 5 次, 东大滩段 3 次(其中较早的一次可能与西大滩发现的距今约 3750 年的地震为同一次事件, 因东大滩取样位置偏高, 故年龄偏新), 花石峡段 3 次(包括 1937 年 7.5 级地震, 但不包括仪器记录到的 1963 年 7 级地震), 玛沁段 3 次。

由于时间所限, 难免还有不少次更早期的古地震证据被遗漏。但是, 从现有资料已可看出: 首先, 由强震活动所反映的断层运动具有活跃期与平静期交替的规律; 第二, 用古地震资料估计断层位错速率,

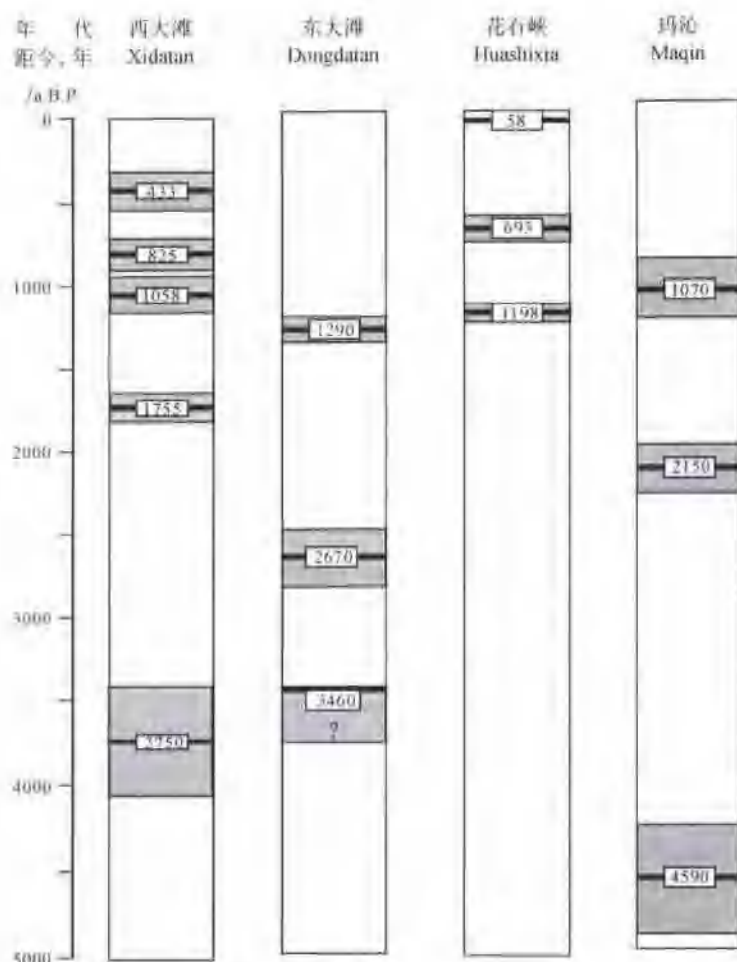


图 3-34 东昆仑活动断裂带近五千年来的古地震事件及分段对比
(影区表示测年误差)

其结果与实测的速率值是基本一致的。例如,花石峡段本世纪有两次 7 级以上地震的仪器记录。经考察,1937 年 1 月 7 日 7.5 级地震的地表破裂带长达 180km,最大水平错距为 7m(刘光勋,1996)。另一次为 1963 年 7 级地震。加上新发现的距今 693a 和距今 1198a 的大震,该断层段近 1200a 来共发生 4 次 7 级以上大地震。若假定每次事件断层位错的平均值为 4m,则 1200a 来的累计位移为 16m,其平均位错速率为 13.5mm/a。此值与花石峡段上实测的位错速率最大值(13.7mm/a)几乎相同。

(三) 2001 年东昆仑大地震($M_s=8.1$)的现场纪录——不对称的同震地表破裂构造

近 2000km 长分布在青藏高原北部的东昆仑断裂,其走向 EW 至 ESE—WNW(Li Haibing et al., 1996a,b; Van der Woerd et al., 1998; 青海地震局等, 1999; 许志琴等, 2001; Tapponier et al., 2001),它是由巴颜喀拉地块与东昆仑地块间的缝合带转化而成的一条多期活动的左旋走滑断裂带(Li Haibing et al., 1996a,b; 许志琴等, 2001),同时也是一条时常发生大震的地震带(曾秋生, 1999; 青海地震局等, 1999; Van der Woerd et al., 2000, 2002),2001 年 11 月 14 日沿东昆仑断裂带上发生了中国大陆最近 50 年以来最大的一次地震($M_s=8.1$)(陈文彬等, 2001; 党光明等, 2002; 徐锡伟等, 2002; Lin et al., 2002; Li et al., 2002; Van der Woerd et al., 2002),地震在昆仑山南麓形成宽数米到数千米,长近 400km 的地震地表破裂带,地表破裂带完全分布在东昆仑断裂带上,并表现出左旋滑动的特征。但是,左旋滑动是怎样的运动学过程呢?是断裂两盘相向运动?还是一盘运动速率大另一盘运动速率小或一盘运动另一盘不动呢(以地震前同地为参照系)?

通过地震后的 IKONOS 卫星影像资料(1m 精度)以及野外的实地考察,发现沿地震地表破裂带存在一类不对称的同震地表破裂构造,并结合前人的构造模拟实验结果来探讨地震的运动学特征及过程,阐述青藏高原内部物质的运动特性,以及简要分析和确定地震地质灾害程度的不同地域,这将有助于研究地震破裂机制和破裂过程,以及青藏高原的变形特征和过程,并对今后减轻地震灾害及其防范,尤其对西部青藏铁路工程西大滩—昆仑山口段的防范具有重要意义。

1. 东昆仑地震($M_s = 8.1$)同震地表破裂的基本特征

2001 年 11 月 14 日东昆仑 $M_s = 8.1$ 级地震(或称为可可西里地震或库赛湖地震)的地表破裂带主要沿东昆仑山南麓分布,西起布喀达坂峰(海拔 6860m)东缘,向东经红水河口、库赛湖北侧、昆仑山口北侧至玉珠峰东南侧,整体走向 $N70^\circ \sim 90^\circ W$, 向 N 陡倾($82^\circ \sim 90^\circ$),长 400km 左右(陈文彬等, 2001; 党光明等, 2002; 徐锡伟等, 2002; Lin et al., 2002; Li et al., 2002; Van der Woerd et al., 2002),地表破裂带完全分布在东昆仑断裂带上(图 3-35),并与历史地震的破裂带重合,发震断裂为具有左旋走滑运动特征的东昆仑断裂(陈文彬等, 2001; 党光明等, 2002; 徐锡伟等, 2002; Lin et al., 2002; Van der Woerd et al., 2002),其本身就是一条强震多发的活动带(曾秋生, 1999; 青海地震局等, 1999; Van der Woerd et al., 2000, 2002)。

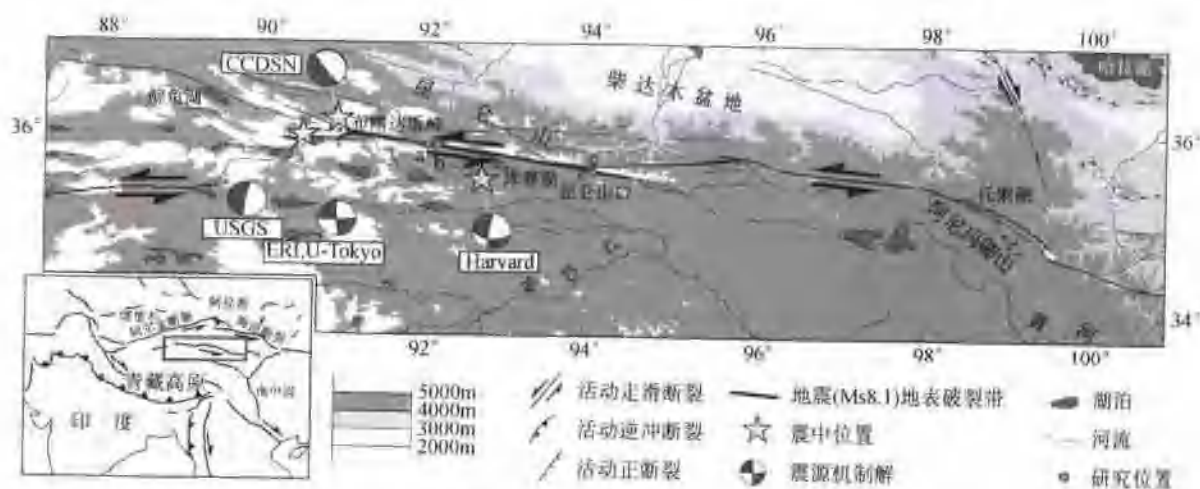


图 3-35 青藏高原北部东昆仑断裂带

(底图据 Van der Woerd et al., 1998)及西段 $M_s = 8.1$ 级地震地表破裂带平面分布和研究位置图

同震地表破裂的位移量和宽度等是研究活动断裂同震破裂机制、破裂过程、破裂方式和确定宏观震中等十分重要的运动学参数(Yeats et al., 1997; 徐锡伟等, 2002)。目前野外观察到的最大同震走滑位移量有三种不同的认识:4.8m(党光明等, 2002)、6m(陈文彬等, 2001; 徐锡伟等, 2002)以及 16.3m(Lin et al., 2002),并相应地推断出四个不同的宏观震中位置:布喀达坂峰东侧 25km 附近(党光明等, 2002)、库赛湖东约 30km 一带(陈文彬等, 2001)(或昆仑山口西约 61km 处)、昆仑山口西 80~90km 附近的库赛湖东北角山麓地带(徐锡伟等, 2002),以及昆仑山口西 70~75km 附近(Lin et al., 2002)。各国有关的地震台网测定的震中位置也有所不同,震源机制解也有所差别(中国地震局中国地震信息网, 2001),只有美国的 Harvard 和日本的 ERI、U-Tokyo 给出的左旋走滑的震源机制(具体为左旋转换挤压作用机制)解与野外观察到的运动特征基本一致。

地表破裂带主要由一系列走向 $N50^\circ \sim 70^\circ E$ 的张剪切裂缝右阶雁行式排列而成,同时也存在一系列不连续的走向 $N75^\circ \sim 90^\circ W$ 的剪切裂缝,并向北 $80^\circ \sim 90^\circ$ 陡倾,以及一系列不连续的地震鼓包、塌陷交替排列等,这些破裂特征均表现出左旋走滑的运动学特征(具体为左旋转换挤压作用的运动学特征),是同震地表破裂构造的基本特点。但是这次地震出现了一系列不对称的同震地表破裂构造,它们有别于一般的地表破裂构造。

2. 不对称的同震地表破裂构造

由东昆仑断裂左旋走滑运动而产生的 $M_s = 8.1$ 级地震在地表所出现的构造均为同震地表破裂构造, 在众多的同震地表破裂构造中有三种不对称的构造形式是以往地震地表破裂带中少有的, 分别是: 单侧垂直破裂带的张裂隙构造、不对称式拉分构造以及冻土层范围内的低角度逆冲构造。

(1) 单侧垂直破裂带的张裂隙构造

1) 野外观测。野外考察中, 发现在红水河口西侧约 6km 的红水沟地区 ($\sim 35.9^\circ\text{N}$, 92.2°E) 出现一种不对称的地表破裂构造, 即在走向 $\text{N}80^\circ\text{W}$ 的破裂带(走滑断裂破裂系统)南侧发育与之近垂直的一系列走向 $\text{S}2^\circ\sim 30^\circ\text{W}$ 的张裂隙(正断裂塌陷系统)(图 II-3-36), 该类张裂隙有四组, 并只出现在走向为 $\text{N}80^\circ\text{W}$ 主破裂带的南侧, 而该处北侧以及整个破裂带的北侧都未出现这种张裂隙构造, 是单侧垂直破裂带的, 显示出其不对称性。在靠近主破裂带处可见 R 断裂向 NE 至 E 弯曲呈弧形与主破裂带相连(图 II-3-36c, d), 指示左旋走滑运动特征, 即 R 断裂出现的一侧块体向东运动。在张裂隙带中阶梯状正断裂发育(图 II-3-36c, d), 该张裂隙的长度规模不大, 这是与转换边缘构造的区别之处, 其长度为 50~200m, 深 0.5~2m 或大于 2m, 主要出现在阶地西侧边缘, 如 II 级阶地(T_2)、次级 II 级阶地(T_2')以及 III 级阶地(T_3)西侧边缘(图 II-3-36)。该处最大的走滑位移量为 3m 左右, 实地测量西侧 II 级阶地(T_2)左旋位错量为 1.8~2.5m, 东侧 I 级阶地(T_1)位错量为 2.5~3m, II 级阶地(T_2)左旋位错量为 5~6m, 该位移量是两次类似于这次地震($M_s = 8.1$)左旋位错的累积(Li et al., 2003), 而 III 级阶地(T_3)左旋位错量达 $31 \pm 2\text{m}$ (图 II-3-36b), 这个位移量是多期地震左旋位错量的累积。

2) 转换边缘构造的模拟实验。转换边缘构造(TransformMargin Structure)(Basile et al., 1993, 1999)是转换断层单向运动部分的构造, 是由走滑断裂和一系列与之相垂直的正断裂系(或裂谷系)所组成, 理论上正断裂系是无限长的。Basile 等(1999)从模拟实验的角度研究了转换大陆边缘的转换伸展断裂作用的过程, 其实验设备原理如图 II-3-37a: 其中一个块体固定不动, 另一个块体运动, 存在一个转换块体边界和一个分离块体边界。实验的基础是在这种设备上铺上两种物质: 下层为硅树脂层(代表韧性层)、上层为沙层(代表脆性层)。其实验的结果如图 II-3-37b。在实验中, 正断裂出现在走滑断裂之前, 正断裂裂缝或裂谷直接发育在分离块体边界之上, 然后发育一系列弯曲的 R 断裂, 其过程从右向左发育。在转换块体边界和分离块体边界的交叉处存在有阶梯状正断裂, 并且与弯曲的走滑 R 断裂相连(图 II-3-38b)。随着位移的增大, 在转换边界之上的 R 断裂逐渐与 Y 断裂相连形成一个主要位移带, 这个主要位移带是一个平行于位移并与断裂吻合的狭窄的槽状, 靠近分离边界位移带逐渐加宽并进入到弯曲的像马尾状张开的走滑断裂中。实验结果发现其走滑位移远离分离边界较大。

3) 对比分析。这种张裂隙构造在以往的地震地表破裂构造中是少有的, 模拟实验(Basile et al., 1999)(图 II-3-38)反映出的转换边缘构造特征类似于这种单侧垂直破裂带的张裂隙构造, 转换边缘构造的存在说明只有与张裂隙同侧的块体单向运动, 另一侧块体基本不运动。由于与地表破裂带近垂直的张裂隙构造只出现在整个地表破裂带的南侧, 鉴于实验的结果表明该研究区的地表同震地表破裂构造是由于南侧块体向东运动、北侧块体基本不动或向西甚微运动所致。该研究区位移量由东向西有趋渐减小的甚微变化, 这种位移量的变化趋势与模拟实验(Basile et al., 1999)(图 II-3-39)所得出的趋势是一致的, 说明该处主破裂带南侧块体向东运动, 并且该区为破裂的起始区, 所不同的是野外实际 EW 向破裂带(该地区)过 SN 向张性破裂带向西仍然存在, 那么这表明在 SN 向张性破裂带的西侧仍然存在有破裂起始区, 其破裂穿过该区。从这次地震主震到余震的迁移方向来看(中国地震局中国地震信息网, 2001), 其地表破裂可能属于从西向东扩展, 并有可能是多点同时破裂形式(徐锡伟等, 2002)。

(2) 不对称式拉分构造

拉分构造在走滑断裂带中普遍发育, 并且通常是对称的。但是也存在一种不对称式拉分构造, 这种拉分构造两侧出现的构造是不对称的, 其中仅一侧存在主断裂, 并且盆地的最深部靠向主断裂一侧。

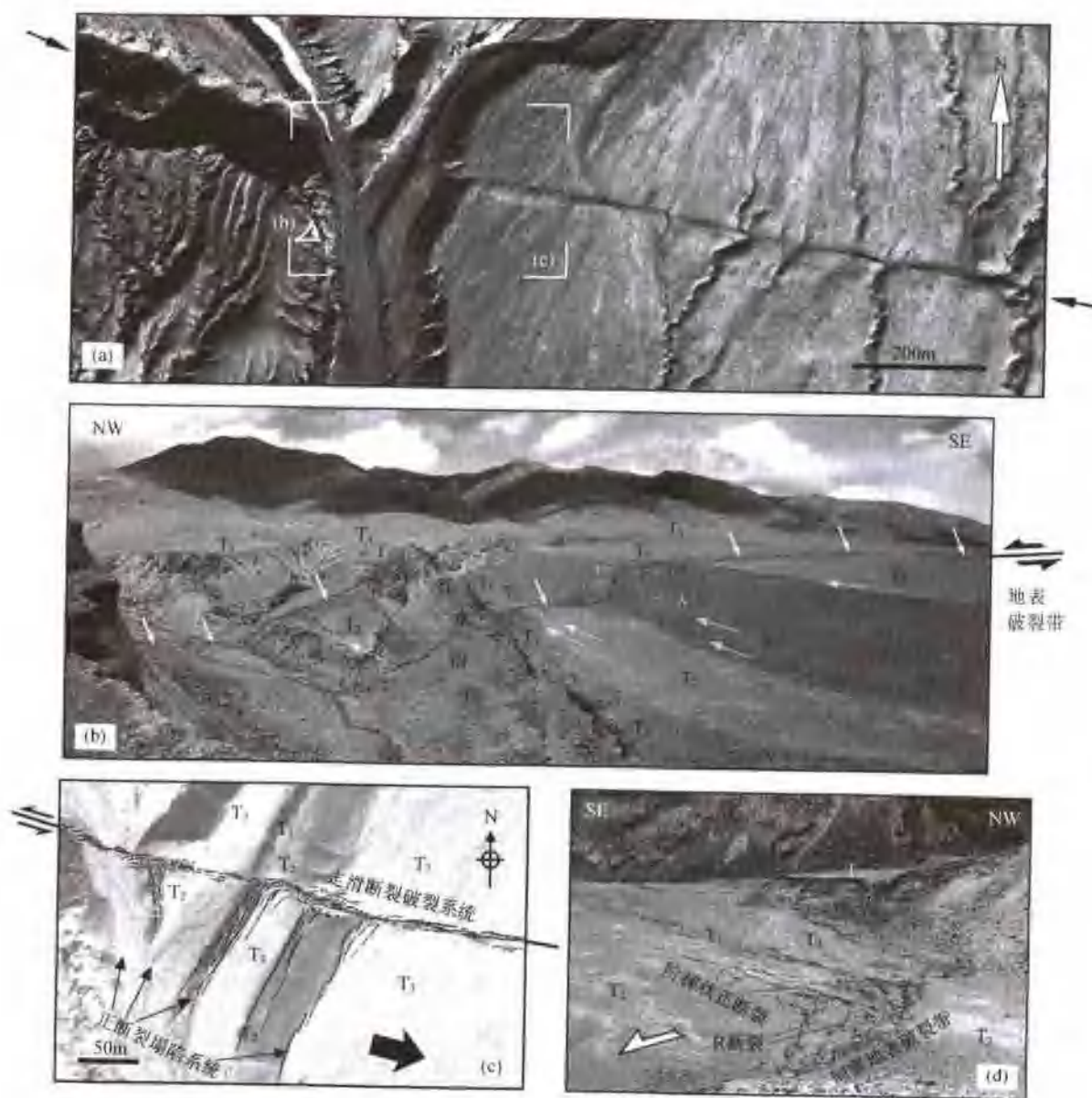


图 2-3-36 东昆仑断裂红水沟地区($\sim 35.9^{\circ}\text{N}$, 92.2°E)地震后的 IKONOS 卫星影像(1m 精度)
 (a)地表破裂带以及阶地面被左旋错移景观,阶地面的巨大左旋位移量是多次地震的累积。白色圈图表示所在位置观看到的图 b 景观,四个白色直角框区域代表图 c 位置。(b)野外景观,镜头朝向 NE。同震地表破裂带(白色箭头所处位置)切过不同阶地面以及不同阶地边缘出现同震张裂隙(黑色箭头所处位置)。(c)地震后的 IKONOS 卫星影像及单侧垂直破裂带的张裂隙构造的平面图。(d)同震地表破裂带中单侧垂直破裂带的张裂隙构造(野外照片),可见 R 断裂和阶梯状正断裂

1) 野外观测。实地考察表明,这次东昆仑地震出现了规模大小不一的同震拉分构造,小规模的有数十厘米到几米,主要是冻土层(0.5~0.8m 厚)范围内的剪裂缝与张裂隙组成的追踪张构造体系;大规模的有几百米,由一系列具有正滑分量的走滑断裂以及正断裂组成。通过震后 IKONOS 卫星影像资料获悉,在水河口西约 13km 的研究区 a(图 2-3-35)处出现了本次地震最大规模的同震拉分构造(图 2-3-38e),该同震拉分构造长 220~250m $\pm$ 、宽约 40m $\pm$,长宽比为 5.5~6.3,南侧近 EW 向的主破裂构造(主断裂)是具正滑分量的走滑断裂(图 2-3-38e),其左旋走滑量 1~1.7m,伴随有 0.2~0.8m 的正滑分量,连续延长 100~300m,并由西向东出现走向由 $\text{N}100^{\circ}$ ($\text{N}80^{\circ}\text{W}$)突然向 $\text{N}65^{\circ}\text{E}$ 转折(见图 2-3-38a),走向 $\text{N}100^{\circ}$ ~ $\text{N}80^{\circ}\text{W}$ 的断裂向 N 陡倾,倾角 85° ~ 90° ,当走向转变为 $\text{N}65^{\circ}\text{E}$ 时,其断裂向 NW 陡倾,倾

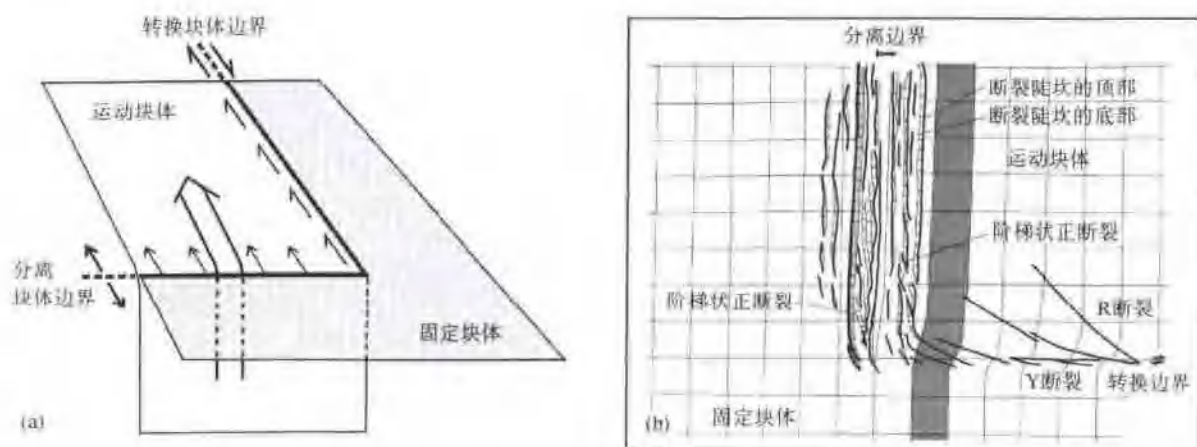


图 II-3-37 转换边缘构造的模拟实验

(据 Dasile et al., 1999)

(a) 实验设备原理图; (b) 实验结果平面图

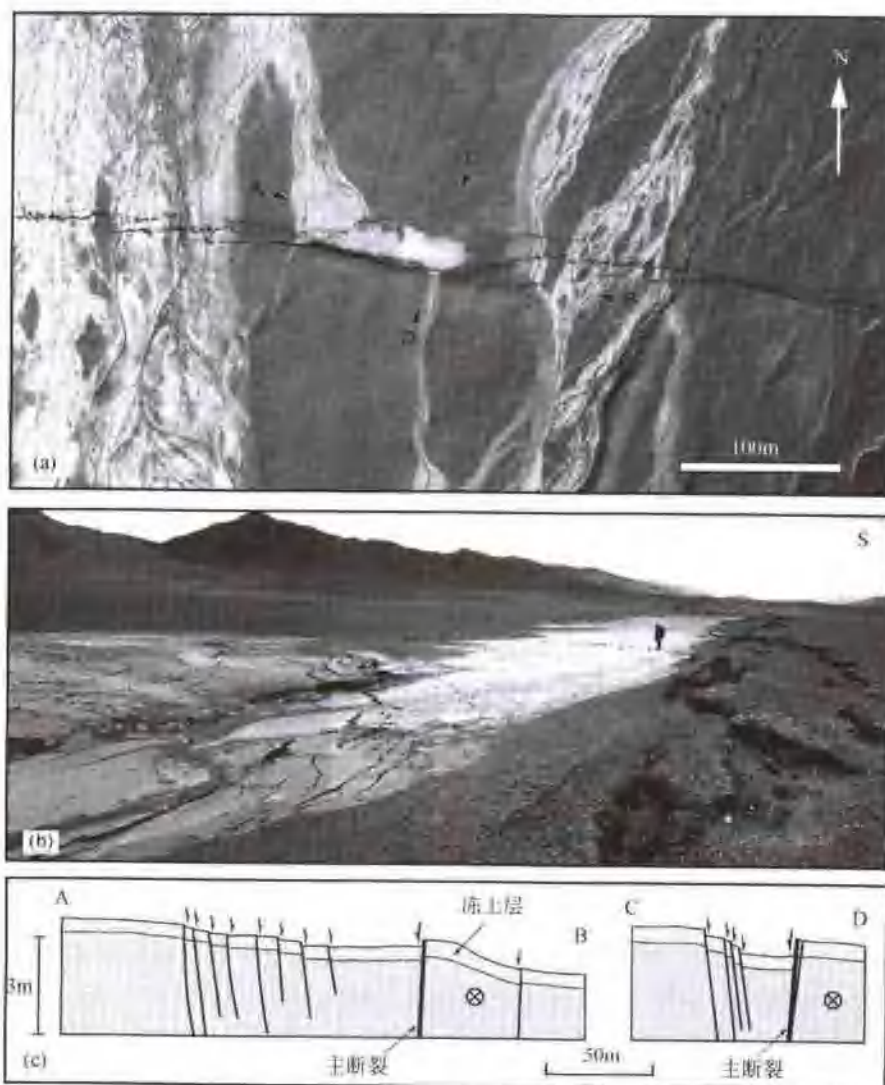


图 II-3-38 地震后的 IKONOS 卫星影像图

(a) 同震不对称式拉分构造; (b) 野外不对称式拉分构造景观(镜头朝向东), 右侧是拉分构造南侧的主破裂构造(主断裂)特征, 左上方是拉分构造北侧的一系列次级破裂构造特征; (c) 穿过不对称式拉分构造的剖面图, 剖面位置见图 a

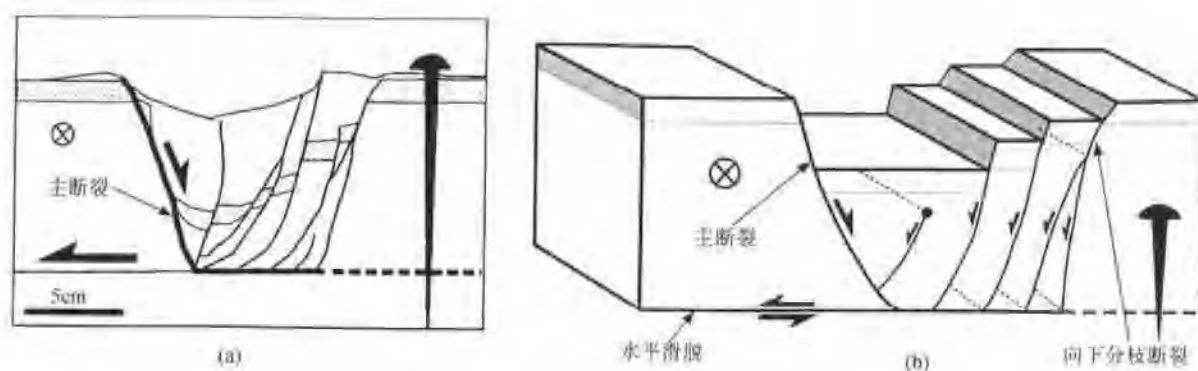


图 3-39 不对称式拉分盆地模拟实验

(据 Rahe et al., 1998)

(a) 不对称式拉分盆地剖面图; (b) 不对称式拉分盆地断裂系的几何模型

角为 $80^{\circ} \sim 86^{\circ}$, 较前者稍小。同震拉分构造的北侧无主破裂构造(或无主断裂), 只有一系列规模小(长 $10 \sim 50\text{m}$)走向为 $N45^{\circ}E$ 左右, 向 $S30^{\circ} \sim 45^{\circ}E$ 方向陡倾(倾角 $82^{\circ} \sim 88^{\circ}$)的呈右阶雁行排列的破裂群(或断裂群)(图 3-38d), 以及 $N80^{\circ}W$ 方向的追踪张断裂体系, 它们均具有小的走滑位移量和正滑量, 破裂群的分布走向为 $N100^{\circ} \sim N80^{\circ}W$ 。这种拉分构造两侧出现的破裂结构是不对称的(图 3-38b), 并且最大正向垂直位移是由南侧破裂构造形成, 拉分构造的沉降中心靠向南侧, 显示出明显的不对称的性质, 因此, 该同震拉分构造是典型的不对称式拉分构造。从剖面图(图 3-38b)中可看出拉分盆地的两侧断裂相相对倾, 且两侧断裂数以及正滑量均有所不同, 明显反映出不对称的特征。该同震拉分构造东段有五条主要的断裂(走向近 $N80^{\circ}W$ 、 $N65^{\circ}E$ 方向)切割了同一条近 SN 走向的现代水道(图 3-38a), 所产生的总水平位移量为 3.2m ; 在拉分构造中段总水平位移量为 4.6m , 也是该地区最大的水平位移量; 而西端总水平位移量也为 3.2m 。

2) 模拟实验。在概念上拉分盆地是在地壳上部的脆性层中形成。因此, Rahe 等(1998)在进行拉分盆地演化的模拟实验过程中, 用干的石英砂来代表地壳的脆性层。Rahe 等(1998)对两侧块体分别施加了多种不同的运动速度得到了多种演化结果, 其中出现不对称式拉分盆地的情况为: 一侧块体运动或运动速率大、另一侧块体固定不动或运动速率小(即两侧块体的速率比大于 $4:1$), 那么, 在运动(或运动速率大的)块体一侧产生了主(正)断裂, 并且盆地的最大深度靠近主(正)断裂一侧, 与主(正)断裂相对应的为一系列规模小的相对立的正断裂, 明显存在构造的不对称性。而在两侧块体都运动(反向运动)的情况下, 当两侧块体的速率比小于 $4:1$ 时, 在拉分盆地两侧均产生主(正)断裂, 只不过不同的运动速率, 在盆地内部所产生的结构略有偏差, 形成对称式拉分盆地和混合式拉分盆地(介于对称式和不对称式拉分盆地之间)。

3) 对比分析。Rahe 等(1998)通过对拉分盆地的构造物理模拟实验得出了这种不对称式拉分构造, 出现这种构造的条件是: 只有走滑断裂的一侧块体运动或运动速率较大时, 即靠近不对称式拉分构造主断裂一侧的块体单向运动或该侧运动速率很大于另一侧块体的运动速率时($> 4:1$), 才可出现这种不对称式拉分构造。鉴于模拟实验的结果, 说明该地区的同震不对称式拉分构造是东昆仑断裂南侧块体向东运动或快速运动, 而北侧块体基本不动或向西甚微运动的结果。

(3) 冻土层范围内的低角度逆冲构造

野外实地考察发现, 这次 $M_s = 8.1$ 级地震所产生的同震地表破裂带中, 很多冻土层块体朝一定方向覆盖或“上冲”在地表, 成为一个个规模不大的“逆冲体”, 在“逆冲体”周缘(除后部破裂面外)普遍存在一系列擦痕(图 3-40), 这些擦痕的存在说明它是“逆冲”作用产生的, 而不是由于地震垮塌所造成的, 在“逆冲体”侧部可见到弯曲的擦痕(图 3-40a), 该擦痕代表了“逆冲体”的运动轨迹, 同时反映的是“逆冲断裂”的形态(垂直于断裂面), 是一种低角度的“逆冲构造”, 是地震过程中冻土层运动学特征的指示。这种“逆冲构造”在整个破裂带中较为发育, 尤其在破裂带东段, 并且只发育在地表破裂带南缘, 显

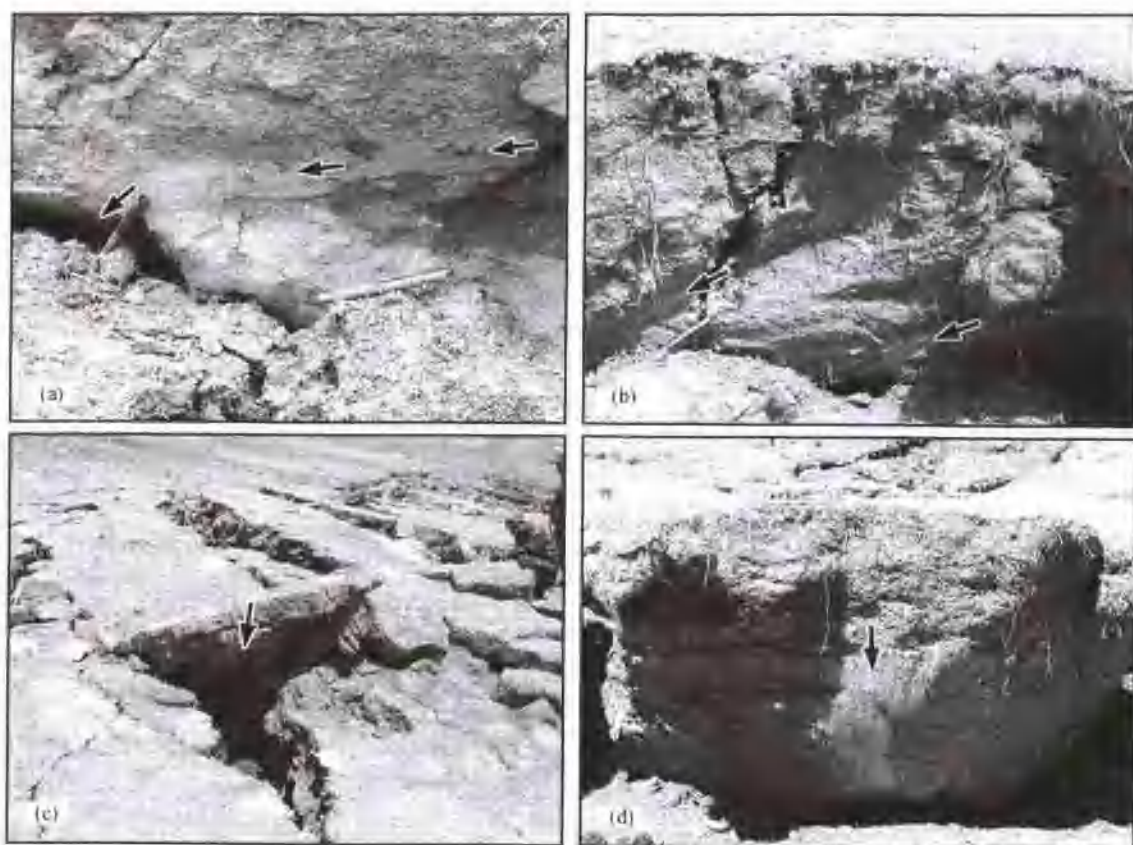


图 11-3-40 东昆仑断裂冻土层“逆冲体”及其不同部位的擦痕(见黑箭头指示)

(a)逆冲体侧部及弯曲状擦痕,其擦痕反映了逆冲体的运动轨迹,同时代表了“逆冲断裂”的形态;(b)逆冲体侧前部及擦痕,其擦痕反映了逆冲体的“上冲”状态。笔的右侧可略见逆冲体底部的擦痕;(c)逆冲体的上翘状态,在逆冲体的底部可见运动擦痕;(d)逆冲体正前部及擦痕

示出不对称性。当地震发生(左旋转换挤压机制),首先在地表产生呈 $N50^{\circ} \sim 70^{\circ}E$ 至 $S50^{\circ} \sim 70^{\circ}W$ 向右阶雁行式张破裂以及 ESE 至 WNW 向的剪破裂,使得上覆冻土层破裂,同时由于南侧块体向东走滑运动的同时具有向北的挤压分量,使得上覆坚硬的冻土层隆起破裂,并与下伏相对的软弱层间产生滑脱,被动地成为“自由体”,而下伏块体继续运动进而插入冻土层“自由体”之下,产生冻土层覆盖或“上冲”在地表,块体的规模不大,相对的逆冲方向为 $S40^{\circ} \sim 60^{\circ}W$ (图 11-3-41),同时也代表了 σ_1 方向。因此是冻土层范围内单向的低角度逆冲构造。对单一的逆冲体而言,块体西侧边界具有右旋滑动性质、东侧具有左旋滑动性质(图 11-3-41b),后侧是地震主剪切破裂面,因此具有左旋滑动性质,这种构造是在特别环境中发育的,因此在其它地域或其他季节中所发生的同震地表破裂带中不易见到。在 11 月份中旬,青藏高原东昆仑地区从地表向下约 50~80cm 厚的含水沙土层已成为非常坚硬的冻土层,而冻土层之下是没有完全上冻的含水砂石层,相对于冻土层来说是软弱的润滑层,因此一旦发生地震(转换挤压作用机制),地表产生破裂,极易发生坚硬的冻土层与下伏软弱的含水砂石层之间的滑脱作用,出现这种冻土层范围内被动的单向低角度逆冲构造,另外可见到由多个冻土层叠覆的一系列被动的单向低角度逆冲构造(图 11-3-41a),而每个单向低角度逆冲构造与块体的一次运动可能有着直接的联系,因此,可以通过这种“多期”逆冲构造来研究这次地震的主震与余震的构造变形。

这种只发育在地表破裂带南缘的冻土层范围内低角度逆冲构造,是有特定的运动学指示,表明地表破裂带南侧块体向东运动或快速运动,而北侧块体基本不动或向西甚微运动(以地震前同地为参照系)。

通常所说的逆冲构造是指处在下部的物质块体沿断裂(陡倾角或缓倾角)上升并覆盖在上部的物质块体之上,断裂的上盘为主动盘。文中的“冻土层范围内低角度逆冲构造”是指断裂的下盘为主动盘,上

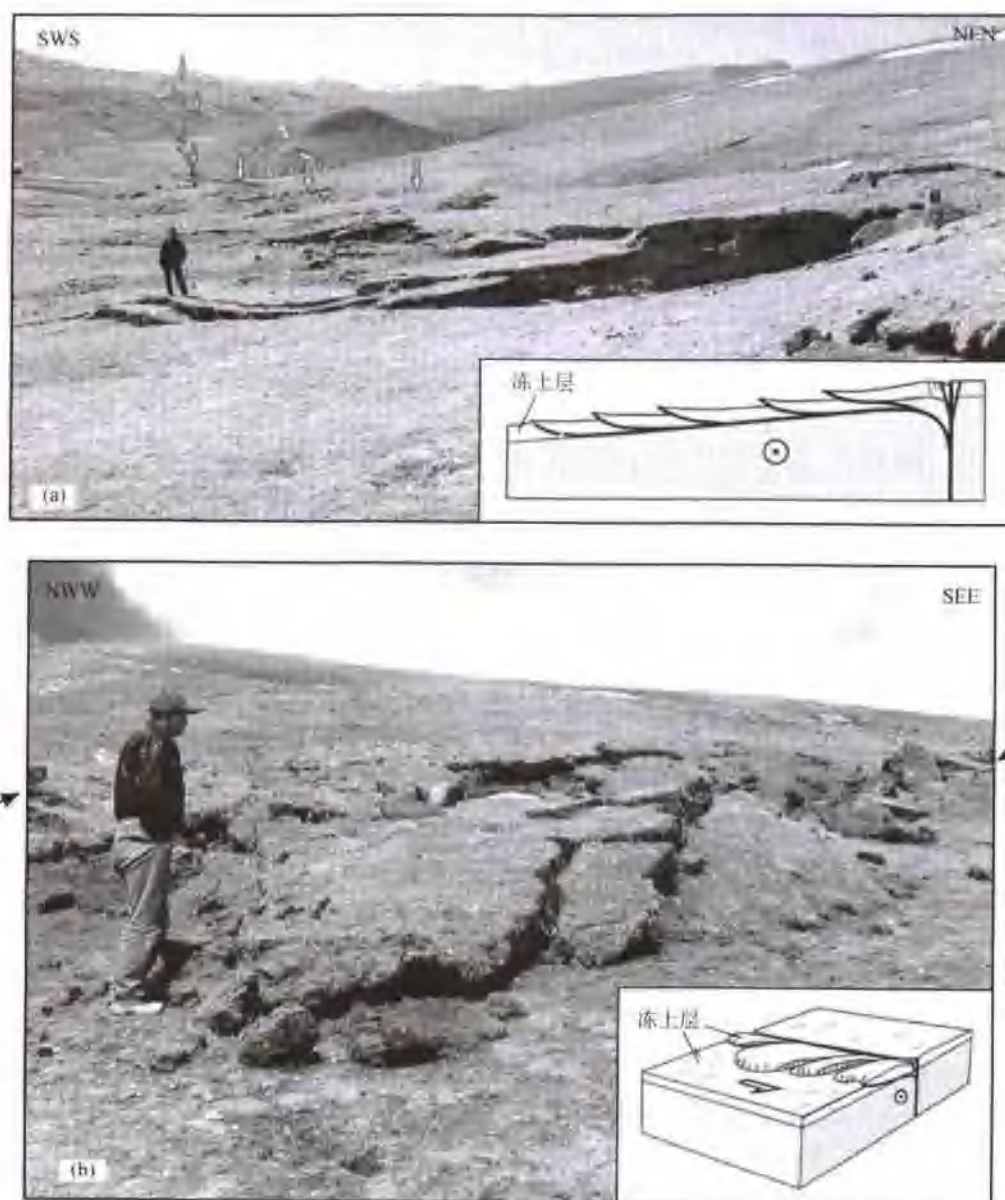


图 2-3-41 东昆仑地震($M_s=8.1$)地表破裂带中冻土层范围内的低角度逆冲构造
(a)多个冻土层叠覆的一系列低角度逆冲构造(竖立箭头指示破裂带位置);(b)单一的逆冲体,西侧边界断裂具有右旋滑动性质,东侧边界断裂具有左旋滑动性质(黑色箭头指示破裂带)

盘被动地覆盖在下盘之上,且断裂的倾角为低角度。

在地表破裂带中一系列交替排列的地震鼓包、塌陷较为发育,其规模有大有小,且呈 $N40^\circ \sim 70^\circ W$ 方向的地震鼓包由对称的和不对称的两种形态组成,其中规模大的基本是不对称地震鼓包。不对称的地震鼓包不局限在冻土层范围内,并且缓坡指南西方向,陡坡倾向北东,并且这种不对称地震鼓包的后部(缓坡)无 ESE 至 WNW 向的剪破裂和张裂隙,与整个南侧块体相连,不是独立的“块体”。值得注意的是在整个破裂带中反向的不对称地震鼓包(不对称的挤压褶皱)基本上没有见到或很少。由此,这种不对称的挤压褶皱可能暗示着应力的传递方向由南西向北东指示,可能同样反映着地表破裂带南侧块体为主要运动块体(向东运动),而北侧块体向西甚微运动(以地震前同地为参照系),这需要进一步研究。

3. 讨 论

(1) GPS 的数据结果——不对称的地表形变

中国地震局及其有关合作单位沿青藏公路(格尔木—拉萨),并穿过地震破裂带及其两侧进行了地震后连续三个月的 GPS 观测,其 GPS 数据结果表明东昆仑断裂两侧的地表形变存在显著的不对称性:①GPS 数据表明断裂两侧块体都有一定的运动,即断裂北侧块体向西运动、南侧块体向东运动,但是运动速率的不对称性尤其注目:南侧块体运动快,其速率远大于北侧运动速率(Shen, et al., 2003),而且块体高速运动的速率达到 200mm/yr,是典型陆内地震断裂滑移速率的 20 倍(Freymueller et al., 2003);②通过地震前后的 GPS 观测数据对比,其结果显示地震后断裂南侧块体的位移量比北侧块体的位移量大 2~3 倍(Freymueller et al., 2003)。地震破裂带两侧显著的不对称地表形变的存在,表明了地震活动的运动学特征是以断裂南侧块体向东运动为主,而相比较北侧块体的运动不是主要的,它向西甚微运动。

(2) 单侧块体运动为主及其青藏高原内部物质向东滑移

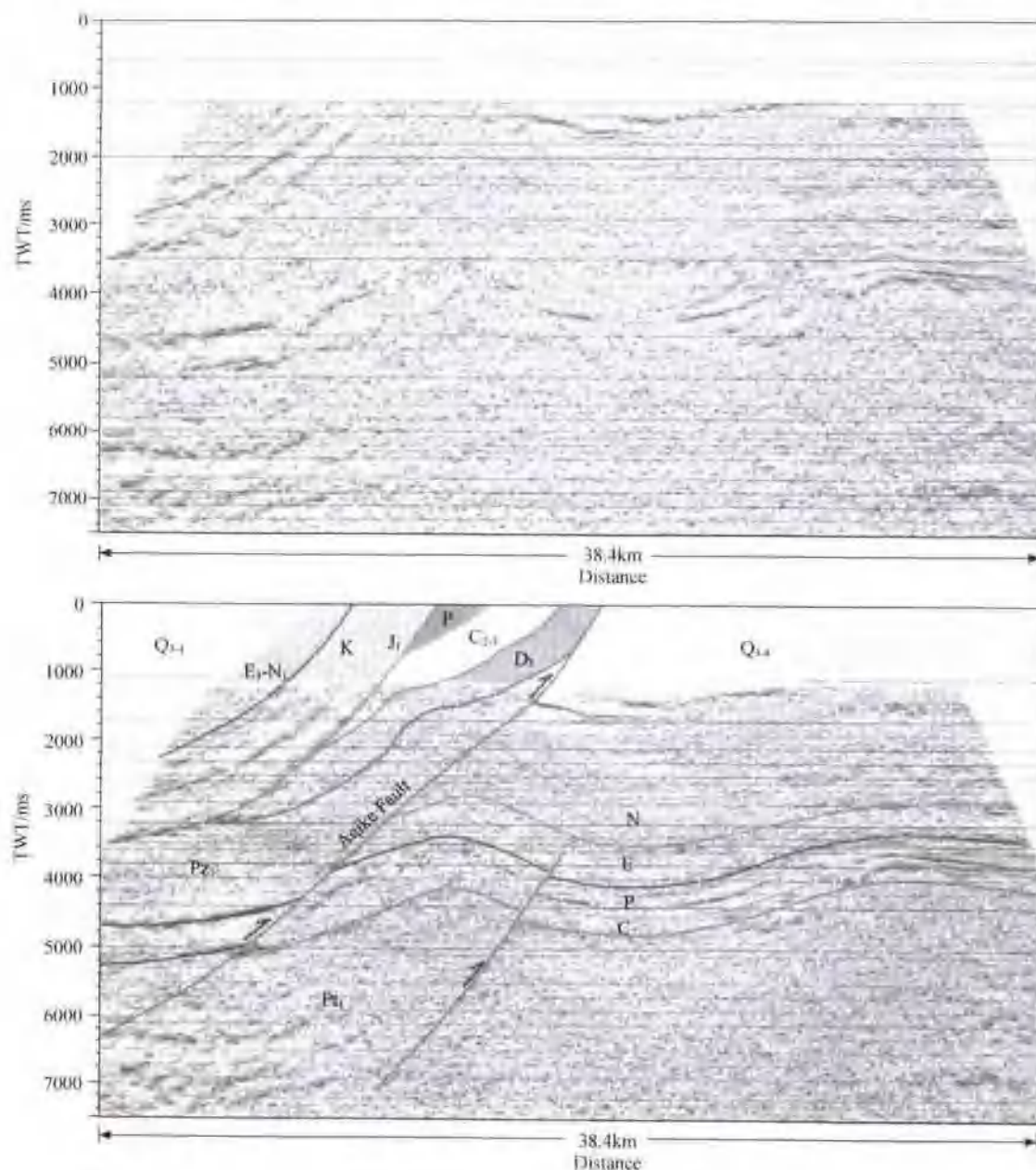
目前,人们已认识到这次地震是东昆仑断裂左旋走滑的结果(陈文彬等,2001;党光明等,2002;徐锡伟等,2002;Lin et al., 2002;Li et al., 2002;Van der Woerd et al., 2002),并由此提出青藏高原物质存在向东的滑移和流动(徐锡伟等,2002;Lin et al., 2002),然而仅有左旋走滑运动的存在,还不足以说明青藏高原物质向东的滑移,虽然可根据青藏高原运动学、动力学原理,推测东昆仑断裂发生左旋走滑,那么,可能存在不同程度的高原物质向东滑移和流动,但无确凿证据、也无法确定其程度。因为对东昆仑断裂来说,同为左旋走滑,既可以是断裂南侧块体(巴颜喀拉地块)向东运动、同时北侧块体(东昆仑地块)向西运动;也可以是断裂南侧块体不动(或向东甚微运动)、仅北侧块体向西运动,或者断裂北侧块体不动(或向西甚微运动)、仅南侧块体向东运动(这些运动都是以地震前同地为参照系的),也就是断裂的哪一侧块体为主动盘?上述的第一种和第三种情况均存在着青藏高原物质向东的滑移,只是滑移程度有所不同。不同的运动方式均为左旋走滑(运动)、并都有基本一致的地表破裂特征,但是也存在着不同的结构、构造特征。从野外的实地考察来看,沿这次地震地表破裂带存在不对称的同震地表破裂构造:单侧垂直于破裂带的张裂隙构造、不对称式拉分构造以及冻土层范围内的低角度逆冲构造,这些不对称的同震地表破裂构造还未见有报道,在大陆地震带中少有发现。这些构造的存在,表明了地震的主动盘为东昆仑断裂南侧块体,而北侧块体基本未动或向西甚微运动,这与 GPS 的测量数据结果所反映的运动特征基本一致。从而有力地提供了这次东昆仑断裂的走滑活动是以单侧块体(南侧)运动为主,以及青藏高原内部物质(东昆仑断裂以南)向东滑移的证据。另外从这次地震的运动学特征来看,东昆仑断裂的历史运动学过程可能也为南侧块体向东运动为主,而北侧块体向西甚微运动。

青藏高原沿主要走滑断裂向东的挤出从 20 世纪 80 年代就开始被注意,并作为“大陆逃逸”地球动力学模型的重要依据而被提出(Molnar et al., 1975, 1978;Tapponier et al., 1977;Avouac et al., 1993)。认为在印度板块的推挤下,北以阿尔金断裂为界、南以喀喇昆仑-嘉黎断裂为界的青藏高原内部以刚性块体的形式向东“逃逸”,而且“逃逸”量至少占欧亚和印度板块相对运动的 50% 以上(Avouac et al., 1993;Peltzer et al., 1996)。青藏高原相对于阿拉善地块向东挤出量的 30%~50% 被东昆仑断裂吸收(Peltzer et al., 1996;Van der Woerd et al., 1998, 2000),GPS 的测量结果表明,青藏高原北部(东昆仑断裂以北)向东—北东方向的运动速率为 $\sim 8\text{mm/yr}$ (Wang et al., 2001;王琪等,2001),而高原中南部(东昆仑断裂以南)向东—北东方向的运动速率为 $\sim 20\sim 22\text{mm/yr}$ (Wang et al., 2001;王琪等,2001, 2002;张培震等,2002),那么高原中南部和北部的差异运动速率约为 $\sim 12\sim 14\text{mm/yr}$,其中分配到近东西方向的运动速率约为 $\sim 10\sim 12\text{mm/yr}$,这个速率与东昆仑断裂全新世以来的左旋滑动速率 $\sim (12\pm 2)\text{mm/yr}$ (青海地震局等,1999;Van der Woerd et al., 1998, 2000;Zhao Guoguang, 1996;任金卫等,1999)基本一致,表明东昆仑断裂基本吸收了高原中南部与北部向东-北东方向运动的差异量,同时也表明全新世以来东昆仑断裂以南的高原内部物质向东滑移的速率约为 $10\sim 12\text{mm/yr}$ 或略小于此速率。

(3) 不对称的区域稳定性

从野外考察情况来看,这次地震诱发的滑坡、崩塌以及地基失效和房屋倒塌等地震灾害并不十分发

育, 规模和程度在各地均有所区别, 在有些地域可以看见地震地表破裂带 SN 两侧的崩塌现象和程度存在明显的差别: 研究区 b, 近 SN 向河流及冲沟被近东西向的地震地表破裂带切割, 在破裂带南侧陡坎崩塌程度较大, 而北侧几乎没有发生崩塌。同样, 在研究区 a 西侧以及红水河口处等均出现同样的情况, 显示出地震地表破裂带南侧块体的稳定性相对较低, 存在着不对称的区域稳定性。这种不对称现象与上述提到的三种不对称的同震地表破裂构造反映的以破裂带南侧块体运动为主的效应是一致的。因为, 地震地表破裂带南侧块体运动或运动快, 而北侧块体基本不动或甚微运动, 所以南侧块体的稳定性差, 北侧明显较好, 相反的也说明了地震是以南侧块体运动为主的运动学过程, 因此, 这次地震对处在地表破裂带北侧的青藏铁路路基以及在建的昆仑山隧道基本没有破坏性影响(陆鸣等, 2002)。如果东昆仑断裂带的运动特性都是南盘为主动盘或南盘运动速率大, 那么, 如果推测东昆仑断裂带未来大地震发生的危险地段是东大滩—西大滩段(徐锡伟等, 2002; Van der Woerd et al., 2002), 意味着东西大滩断裂(东昆仑断裂东大滩—西大滩段)南侧将是破坏程度较大地域, 这将对青藏铁路工程西大滩—昆仑山口段的防范具有一定的意义, 尤其刚好处在东西大滩断裂南侧的青藏铁路昆仑山隧道将是重点的防范区。



第四章 青藏高原第四纪磁性 地层及高原隆升

通过青藏高原上的 20 多个剖面或钻孔的磁性地层研究(图 II-4-1),并结合高原附近印巴次大陆的
西瓦利克层(Johnson, N. M. 1982)、云南元谋组(钱方等, 1991)、陕西刘家坡黄土剖面(孙建中等, 1991)
的磁极性柱, 作出了青藏高原及其邻区晚新生代磁性地层极性柱对比图, 探讨青藏高原晚新生代以来的
隆升。

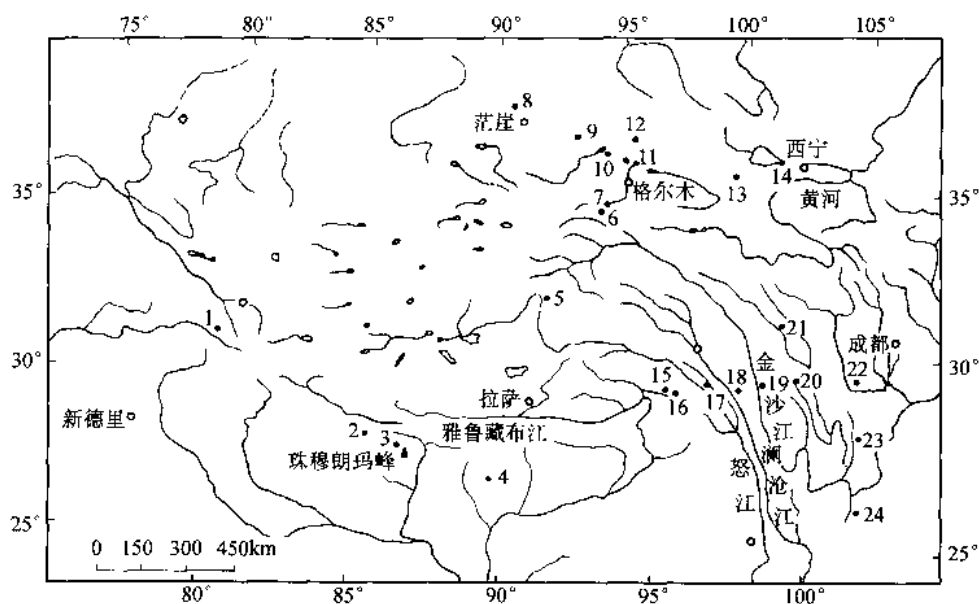


图 II-4-1 青藏高原上新世-更新世磁性地层剖面 and 钻孔位置

1—札达盆地; 2—吉隆盆地; 3—帕里; 4—贡巴; 5—唐古拉山口; 6—昆仑山口; 7—三岔河; 8—12—柴达木盆地; 13—都兰;
14—青海湖; 15—索通乡; 16—松宗; 17—八宿; 18—竹卡; 19—竹巴龙; 20—甲洼; 21—甘孜; 22—富林; 23—西昌; 24—元谋

第一节 青藏高原北部及腹地的磁性地层及高原隆升

青藏高原北部和腹地包括阿尔金/祁连/昆仑复合地体和巴颜喀拉-松潘甘孜/羌塘复合地体范围。本研究选择了昆仑山口羌塘组、唐古拉山口曲果群、东昆仑东共和盆地共和组、昆仑山北三叉河组及柴达木盆地第四纪的磁性地层研究, 探讨青藏高原北部和腹地第四纪的古环境。

一、昆仑山口羌塘组磁性地层与新构造运动的定量研究

格尔木昆仑山口海拔 4771m, 在其两侧分布一套厚度超过 596m 的早更新世河湖相地层, 并被命名为羌塘组(吴锡浩等, 1982, 钱方等, 1982)。该层在整个羌塘高原上普遍存在。在昆仑山口附近, 北至主脊坡麓, 西至南口河河源, 南达安格尔扎西曲, 向东延伸很远, 均有这套地层出露。前人对羌塘组的地

层、磁性地层、构造(吴锡浩等, 1982, 钱方等, 1982a, 1982b; 邢历生, 1982)及孢粉(唐领余等, 1976, 孔昭宸等, 1981、刘兰锁, 1982)、介形虫化石(庞其清, 1982)均有研究。羌塘组已受构造变形, 地层大部倾向SW, 倾角 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$, 层内见有断裂。羌塘组已被抬升到海拔5000m以上成为现代长江和内流河格尔木河的分水岭。1993年钱方、张金起在参加中法队野外工作时, 在羌塘组中发现三趾马化石, 为研究高原隆升、环境变化, 提供了重要的科学依据。

(一) 羌塘组地层特征

根据我们对羌塘组地层最新研究, 羌塘组厚596m, 以湖相为主的河湖相层, 由下而上可分六段, 含有孢粉和介形类化石。

第一段: 岩性为灰色、灰白色、灰黑色和浅棕色粘土和亚粘土层, 夹砂层和碎屑层, 砂层中交错层理发育, 见有水生草本植物和螺化石, 孢粉组合以藜科(*Chenopodiaceae*)为主, 麻黄(*Ephedra*)次之, 还有圆柏(*Sabina*)、松属(*Pinus*)、云杉(*Picea*)、栎属(*Quercus*)、桦科(*Betulaceae*)的花粉, 还有个别的楝科(*Meliaceae*)、山毛榉属(*Fagus*)和木犀科(*Oleaceae*)等, 介形类较少, 在中部有疏忽玻璃介(*Candona neglecta* Sars)、奇异小玻璃介(*Candoniella mirabilis*)、奇异白花介(*Leucocythere mirabilis*)、共和白花介(*L. gongheensis*)、背瘤白花介(*L. dorsotuberosa*)等, 厚约90m。

第二段: 黄色、灰黄色砂砾层和砂层, 与青灰色、灰褐色粘土和亚粘土互层, 在层中见有草本水生植物和螺化石。孢粉组合以圆柏(*Sabina*)为主, 还有白刺(*Nitraria*)、柳(*Tamarix*)、藜科、麻黄、蒿及个别松属、云杉(*Picea*)等花粉, 介形类有奇异小玻璃介、凸出玻璃介(*Candona Convexa*)、布氏土星介(*Llyocypris bradyi*)、疑湖花介(*Limnocythere dubiosa*)、意外湖花介(*L. ct. inopinata*)、奇异白花介和共和白花介等, 厚100m。

第三段: 灰色粘土、亚粘土层和灰黄色砂层夹小砾石层, 粘土、亚粘土层中常见微层进, 韵律清晰, 孢粉组合以桦属(*Betula*)和榛属(*Corylus*)占优势, 还有云杉、冷杉及个别的鹅耳枥属(*Carpinus*), 还发现有盘星藻(*Pediastrum*), 介形类化石丰富, 有10属36种, 主要有奇异小玻璃介(*Candoniella mirabilis*)、亮球星介(*Cydocypri serena*)、隆起土星介(*Llyocypris gibba*)、独山土星介(*L. dunschanensis*)、清晰土星介(*L. evidens*)、双瘤湖花介(*Limnocythere binoda*)、意外湖花介、背瘤白花介和白花介, 在本层下部发现了三趾马(*Hipparion* sp.)化石。本层厚约32m。

第四段: 灰黑色亚粘土和灰白色砂层互层, 向上渐变为黄色碎屑层夹砂层或亚粘土层, 在底部见有冻胀褶曲、孢粉以藜科和菊科为主, 并出现苔藓, 介形类化石减少, 主要有玻璃介、奇异小玻璃介、真星介(*Eucypris* sp.)、布氏土星介、湖花介和白花介等, 本层厚约165m。

第五段: 以黄色砂砾和棕褐色岩屑为主, 夹砂层和亚粘土层, 交错层发育, 本层内见有小褶曲和小断裂, 未发现孢粉, 介形类化石也极少, 品种单调, 仅有4属6种, 有光滑白花介(*Leucocythere mirabilis*)、双瘤湖花介、真星介等, 本层厚77m。

第六段: 下部为棕红色砂砾层, 向上为灰棕色、棕黄色亚粘土层加砂砾岩, 孢粉以藜科、菊科和麻黄属为主, 夹数层含水生草本植物化石。介形类化石仅见有少量光滑白花介和白花介未定种, 厚约132m。

在羌塘组第六段上部, 不整合地覆盖着中更新世望昆冰期冰积物, 羌塘组的第一段底部则和惊仙冰水沉积砂砾层呈逐渐过渡关系。

(二) 羌塘组磁性地层年代

自1975年、1977年和1983年中, 笔者和马醒华、吴锡浩、浦庆余等人对昆仑山羌塘组的第一段、第二段、第三段和第四段地层、磁性地层进行了研究, 并将所做出的极性序列对应到极性年表中的松山负极性世下部和高斯世的中、上部, 距今约253万~170万年。1993年、1994年笔者和伍永秋、严况浮等人补采了羌塘组第四、五、六段古地磁标本和第一段下部古地磁标本。另外, 笔者对狮子山剖面加密了古地磁样品采集, 标本经系统热退磁后测出了它们的磁偏角和磁倾角, 作出了占地磁极性图, 并和1982年所发表的剖面直接相接, 最后作出昆仑山口羌塘组磁性图(图II-4-2)。在图中, 羌塘组第六段年代

距今约为 0.73~0.65Ma, 第 5 段为距今 1.21~0.73Ma, 第四段距今约 1.21~2.01Ma, 第三段距今约 2.01~2.09Ma, 第二段距今约 2.09~2.48Ma, 第一段距今约 2.48~2.90Ma。整个羌塘组磁性剖面从 高斯时的凯纳事件后开始至布容时早期结束, 总共约经历了 2.25Ma。

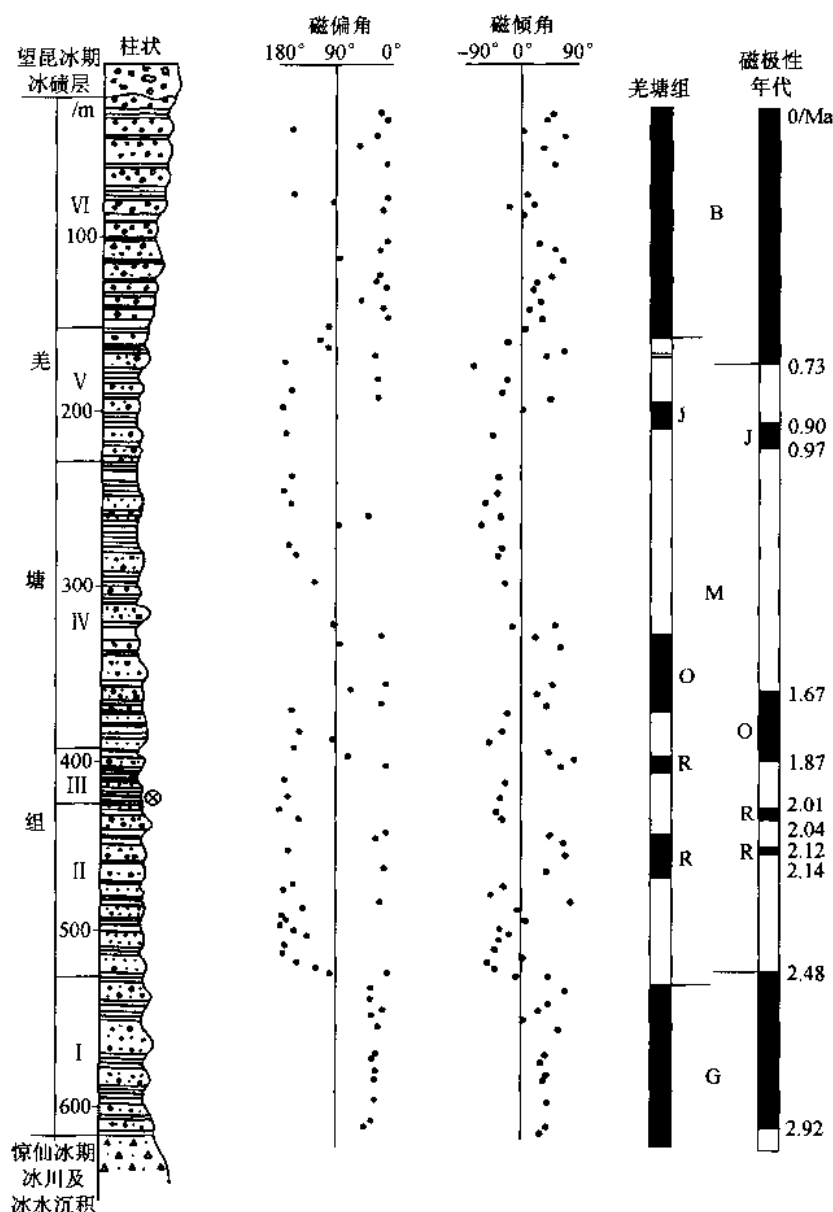


图 II-4-2 羌塘组磁性标准年表对比

含三趾马化石层位为羌塘组第三段中部, 其上、下两次正极性亚时可以和松山时的留尼旺时 I 和 II 对比, 这样三趾马的年代应介于这两个亚时的上、下年限之间, 在极性年表上为距今 2.04~2.12Ma 之间, 所以三趾马化石年代为距今 (2.08 ± 0.04) Ma。

不整合在羌塘组上的望昆冰期冰碛层的年代可能为 0.65~0.60Ma BP。在羌塘组下面的惊仙冰期的冰水层的时代大于 2.90Ma B.P.。则惊仙冰期主要年代约为 3.00Ma B.P.。

(三) 三趾马化石的发现及其古生态环境

1982 年 8 月 2 日, 我们在对昆仑山垭中口西侧羌塘组剖面观察和采集古地磁样品时, 在由羌塘组

第三段下部地层组成的一个高约 10 余米的残丘里,发现有一段大型哺乳动物骨化石,该化石点海拔约 4780m,化石仅露出于陡壁面一小部分,大部埋藏于湖相地层中,经简单挖掘后取出长约 15cm 的掌骨一段(已破碎为两节),同时在小丘的堆积物中也找到了一些碎骨片,初步观察认为可能是马的掌骨,化石带回北京后请中国科学院古脊椎动物与古人类研究所宗冠福副研究员进一步研究为三趾马(*Hipparion* sp.)的掌骨一段。

昆仑山口三趾马的生态环境主要根据含三趾马层的孢粉和介形类的生态环境来分析。据刘兰锁、孔昭宸等人(孔昭宸等,1981,唐领余等,1976)对昆仑山口羌塘组孢粉研究,在含三趾马化石上部附近层位的湖相沉积物中,曾找到比较丰富的孢粉,该层乔木植物孢粉含量高达 75.8%,草本植物花粉占 12.7%,蕨类植物占 6.5%,乔木植物花粉中以桦属和榛属占绝对优势,其次为云杉、冷杉、胡桃属(*Juglaus*)、鹅耳枥属、栎属、松、榆等。草本植物以藜科为主,还有蓼属(*Polygonum*)、唐松草属(*Thalictrum*)、蕨类有蕨属(*Drynaria*)和中国蕨科(*Sinopteridaceae*),在该层下面还发现有个别的水生植物眼子菜(*Potamogetonaceae*)、香蒲(*Typhaceae*)、黑三棱(*Sparganium*)和莲(*Nelumbo*)等花粉及盘星藻。根据孢粉资料,可以推测当时气候温暖,木本植被发育在湖泊周围,在而当时湖泊水温也较暖,水面平静,盘星藻的生态要求当时湖水不超过 15m 深度,该层介形类化石也极丰富,有 10 属 17 种,它们是:隆起土星介、独山土星介、清晰土星介、疏忽玻璃介、凸玻璃介、玻璃介未定种、奇异小玻璃介、纯净小玻璃介、亮球星介、小爬星介、小道盖介、瑞克坦尼克真星介、意外湖花介、双瘤湖花介、奇异白花介、背瘤白花介、白花介、白花介未定种等。这一组合也反映了当时气候温暖,但湖底水温又不会超过 17℃,水面开阔平静,湖泊为淡至低盐类型,水流可向外泄,在层中还发现有螺及植物化石及盘星藻类,更说明了当时的羌塘湖处于湖水平静、相对稳定的沉积阶段。通过剖面沉积相分析,当时羌塘组中的河口三角洲交错层的收敛方向指向 NNW,说明当时河流是由 SE 向 NW 流的。

关于昆仑山口羌塘组沉积时的高度问题,根据三趾马的古生态环境分析,通常认为它们是生活在海拔 1000~2000m 的高度上。由于含三趾马化石层位是出现在羌塘组的第三段,在它出现以后,羌塘组还继续沉积了 208m 厚的第四段湖相地层,这说明了当时羌塘组的沉积环境是一面沉降一面接受沉积的。因此,当羌塘组第四段沉积结束时,它的海拔也应该是在 1000~2000m 的高度上,而现在羌塘组第四段却最高达到 4800m,所以在羌塘组第四段沉积后地面又被抬升了 2800~3800m。

(四) 昆仑山口第四纪以来的运动学分析

1. 抬升速率

上述已表明,羌塘组时代为距今 2.90~0.65Ma,但羌塘组湖相第四段沉积结束时距今约 1.21Ma,当时地面海拔为 1000~2000m,而现在已被抬升至 4800m,它们已被抬升了 2800~3800m,昆仑山口第四纪以来抬升速率 ϵ 应该是:

$$\epsilon_2 = (4800 \sim 1000\text{m}) / 1.21\text{Ma} = 380 \times 104\text{a} = 3.1\text{mm/a};$$

$$\epsilon_1 = (4800 \sim 2000\text{m}) / 1.21\text{Ma} = 280 \times 104\text{a} = 2.3\text{mm/a}。$$

所以抬升速率 ϵ 为 2.3~3.1mm/a。

2. 古纬度变化及速率

昆仑山垭口含三趾马化石层的羌塘组第三段产状为倾向 207°倾角 13°。在该层同一小层中采集了 10 块古地磁标本,将标本系统热退磁后,经分析选取了每块在 350℃ 热退磁后的剩磁方向数据(表 II-4-1)。

表 II-4-1 350℃ 时热退磁后的剩磁方向数据

标本号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
磁偏角	169.1	171.5	170.1	175.4	171.3	176.7	172.6	172.7	172.0	170.8	172.2
磁倾角	-37.0	-42.4	-46.4	-44.7	-42.8	-38.6	-39.2	-42.5	-44.6	-41.0	-41.9

将平均磁倾角和磁偏角经计算并按邢历生(1982)方法校正后,得出昆仑山垭口在三趾马生活时期的古纬度(表Ⅱ-4-1)。邢历生对笔者等人在1975~1977年于昆仑山口羌塘组中采集的古地磁样原始测量结果经统计、计算和分析处理,得出昆仑山垭口在2.40Ma B.P.时的古纬度是在32.56°N(表Ⅱ-4-2),这和我们计算出三趾马生活时的古纬度在32.10°N是一致的。

表Ⅱ-4-2 昆仑山口古纬度计算(单位:度)

古纬度	昆仑山垭口现代		标本平均剩磁方向		古纬度	标本产地校正后的数值		古地磁极位置		信任角 α	信任椭圆	
	纬度	经度	偏角	倾角		磁倾角	古纬度	纬度	经度		δp	δm
本文笔者	35.69	94.03	172.22	41.94	24.19	51.44	32.10	-76.59	126.27	2.05	1.55	2.52
邢历生	35.69	94.03	-4.57	42.43	24.57	51.93	32.56	85.09	325.76	11.48	10.73	15.69

从上述表Ⅱ-4-2中的结果,可以分别计算出昆仑山垭口现代纬度与校正后的古纬度之间的变化及运动速率:

据笔者测量结果计算:现在昆仑山口纬度是35.69°,所以昆仑山口在三趾马生活时期已向北移动了 $35.69^\circ - 32.10^\circ = 3.59^\circ$ 。也就是山口向北推移了 $110\text{km} \times 3.59^\circ = 394.9\text{km}$ 。由于测试古地磁标本年代为2.08Ma,所以平均每年向北运动速率为:189.9mm/a,如按邢历生测量结果计算向北运动速率为:143mm/a。

在用古地磁方法测量计算古纬度时,有些误差是不可避免的。但从上述二次结果,可以看出,第四纪以来昆仑山口向北移动的总趋势是完全可信的。这一问题还有待进一步工作和探讨。

3. 东西向水平滑动及速率

昆仑山口第四纪以来不但继续隆升而且向北推移,同时还有东西向水平滑动证据,在昆仑山主脊北侧发育有一条东西向左旋滑动断层-西大滩断裂(库马、东-西大滩断裂)。1975年吴锡浩和笔者等人(1981)在昆仑山口西,靠西大滩断裂北侧的西端30km处,发现本区惟一辉石岩露头。由于在昆仑山口羌塘组下部的惊仙冰期冰碛层中(该冰碛层在青藏公路东侧,现已分布到昆仑山主脊上,海拔达5000余米处)见有大量辉石岩成分的漂砾,其数量可占整个冰川漂砾的5%~10%左右,所以确定该处冰碛物是由其西面辉石岩体附近来的。W.S.F.Kidd等在1986年的提出了西大滩走滑断裂造成冰碛物错位于母岩体30km以外,1993年笔者又对该断裂进行观察,认为冰碛物可能是因走滑断裂造成错位,但对该冰碛层年代据我们新的古地磁年代资料,为距今3.00Ma左右,而不是W.S.F.Kidd等人(1990)提出的2.40Ma。根据30Ma以来西大滩直滑断层移动30km的现象,可以计算出该断裂东西向左旋滑动速率为10mm/a,这一结果和Kidd(1990)等计算出的13mm/a接近,也和任金卫等(1993)对该断层计算出在全新世平均水平滑动速率为10mm/a的结果一致。

青藏高原为地球上的第三极,是一独特的地质、地理单元,高原的隆起对其本身、中国及全球的构造环境产生巨大影响,如对青藏高原不同地点、不同地质年代三趾马生态环境的海拔和古纬度的定量研究,不但可以较精确计算出高原强烈隆升时间、阶段及速率,同时也可对上新世以来高原水平运动矢量分析得到定量。总之,本处仅探讨了昆仑山口的三趾马的生态环境和盆地运动学分析,并计算出东昆仑山地区第四纪以来平均上升2.3~3.1mm/a,向北水平移动143mm,东西向滑动为10mm/a。所以可通过对青藏高原及其周边的三趾马动物群生活年代及其生态环境的研究,为解决青藏的隆升时间及其运动学分析提供线索和科学依据。

二、唐古拉山口附近曲果群磁性地层及古环境

(一) 磁性地层

在青藏公路唐古拉山口以西,扎加藏布曲的支流曲果曲的谷地中,在海拔 5010m 的平坦地面上,钻孔揭露了一套厚约 360m 的湖相地层称曲果组(浦庆余等,1982)。对曲果组进行磁性地层研究,其时代大致为 2.10~4.50Ma(钱方等,1982),跨上新世-更新世,具有穿时性,所以本文改名为曲果群。

曲果群极性序列由两个钻孔资料组成,一个钻孔为唐 3 号孔,孔深 110m,在孔深 0~36m 处以负极性为主,含两条正极性条带。由 36~116m 则为正极性,仅在 80m 处含有一条负极性条带。另一钻孔为唐 24 号孔,孔深 334m,整个钻孔标本的极性序列可分为两段,上段自 0~154m 以正极性为主,和唐 3 孔下部正极性条带部分重合。下段自 154~334m,以负极性为主,含数条正极性带。

拼接后的曲果群的极性序列(图 II-4-3)自下而上由三个段落组成,第一段和第三段以负极性为主,第二段以正极性为主。鉴于曲果群沉积物极细,大部分是重粘土,基本上没有厚层砂砾层,且地层厚度大,其沉积速度应偏小,沉积时间则长。曲果群岩性较坚实但尚未成岩,在曲果群中的介形类化石(庞其清,1982)大多是国内外上新世至更新世常见的种属。因此,曲果群的时代定在上新世至早更新世较为合适。所以将曲果群的极性序列同标准年表对比时,将曲果群自上向下第三段和松山时下部对应,第二段则对应于高斯时,第一段对应于吉尔伯特时。整个剖面年代大致为距今 2.10~5.0Ma。

(二) 古环境

曲果群是一套厚度大于 360m 的湖相沉积,这套湖相沉积物颗粒极细,绝大部分为粘土,沉积速率较慢,粒度均匀,说明当时在湖泊周围没有较高的山体,湖泊沉积仅受年季节水量变化影响,见有微层理结构。在地貌上,当时在唐古拉山南麓是一个广阔的高平原面,周围山体比较平缓。北面高耸的唐古拉山体尚未强烈隆升。曲果群受到过构造变动地层发生倾斜并不整合在中新世唐泉沟砾石层之上。

曲果群中的介形类化石(庞其清,1982)反映的沉积环境,是有变化的。在灰、灰黑、蓝灰色粘土中,介形类化石数量较多,而壳而纹饰发育的种类明显增加,反映了当时湖盆地环境较稳定、水域较深,有机质较为丰富,系淤泥质底的静水环境。而在棕褐色粘土夹粉砂质亚粘土层中,介形类一般较为单一,基本上以光滑的类型为主,是代表一种水域较浅的氧化环境。在沉积过程中气候是有变化的,沉积的速率十分缓慢。

曲果群孢子花粉研究(刘兰锁,1982),反映出在沉积过程中气候有过多次变化。曲果群的第一段孢粉特征是以藜科、毛茛科草本植物为主,另外还有少量的菊科、豆科、百合科等。乔木植物花粉主要是松属、栎属、桦属和冷杉,还有少量的亚热带花粉如雪松、芸香及楝科。从孢粉组合分析,当时应为温带稀树草原的气候,平均海拔高度可能已达到 2000~2500m。第二段孢粉是极贫乏的,草本植物花粉仍以藜科为主,灌木植物园柏和白刺的花粉少量出现,而乔木花粉基本消失,说明了气候已急剧恶化变冷变干。气候变冷变干的原因,除全球变化以外,还有高原的继续隆升,估计当时海拔已达到 2000~2500m 左右。在第二段沉积末期,气候已逐渐回升,出现了乔木花粉。在沉积第三段时,乔木植物花粉可增至 50% 以上,其中以桦科和栎属为主,其次为松、云杉,还有个别的亚热带植物花粉如雪松、铁杉、胡桃科和桃金娘科等,草本植物花粉中主要是菊科、藜科、麻黄、百合科和唐松草,说明当时气温已升高,温度增加,植被繁茂。今日唐古拉山南麓扎加藏布曲一带,却是一片高原荒漠景观,仅生长一些草本植物。由果群第三段沉积时曾生长有大量乔木,表明当时本区海拔比现在低 2000~3000m 左右。也就是说在第三段沉积时,青藏高原不但没有大幅度隆起,比起第二段沉积时还相对下降或气候变暖。

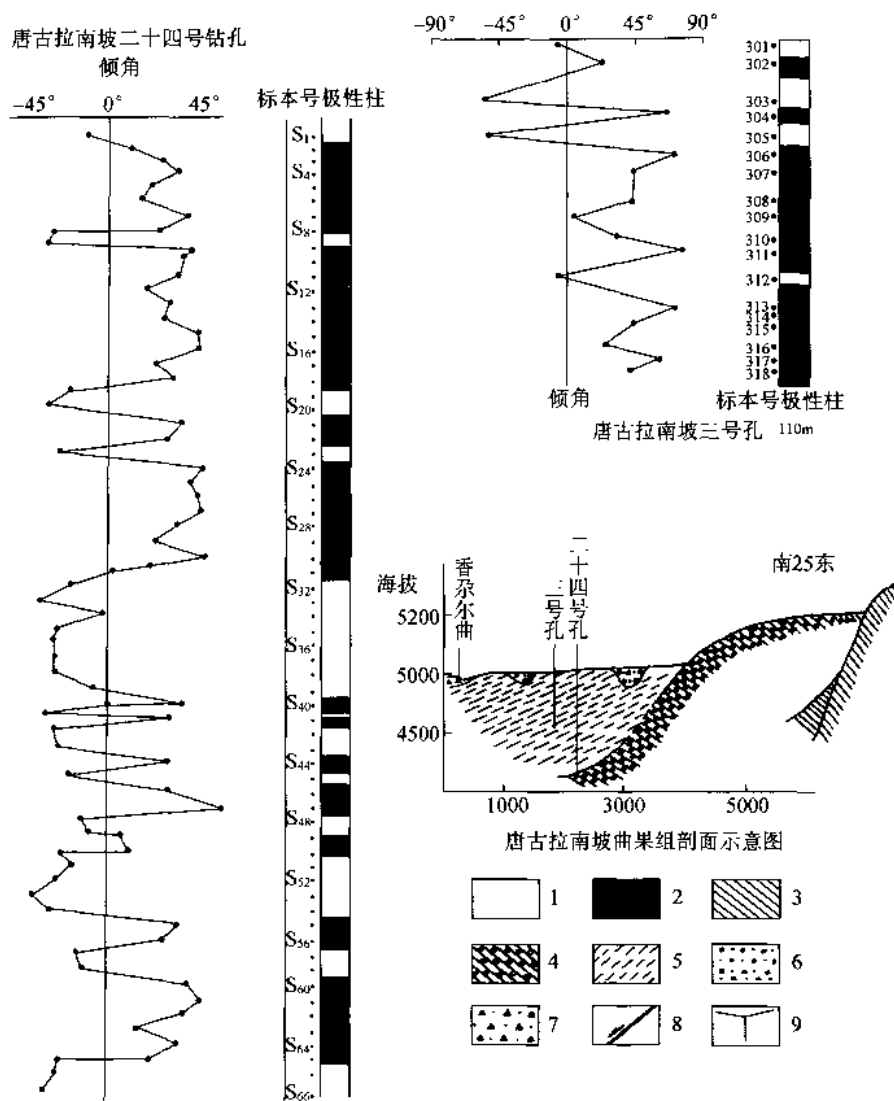


图 II-4-3 曲果群的磁极性与采样点分布图

1—负极性;2—正极性;3—基岩;4—唐泉沟砾石层;5—粘土;6—砂砾层;7—现代河床堆积;8—断层及运动方向;9—钻孔位置

在扎加藏布曲支流曲果和香尔尔曲左岸,有厚层砂砾层,称为唐泉沟砾石(浦庆余等,1982)。在唐泉沟沿谷壁出露六七百米。地层走向 N50°E,倾向南东,倾角 10°~20°,发育小型断层和褶皱。和雁石坪群的关系是断层接触。其上不整合曲果群,其时代可能为中新世。唐泉沟砾石层常被钙质充填和胶结,砾石成分为雁石坪群生物碎屑灰岩和泥灰岩,还有石英砂岩和砂岩。砾石呈次圆状,砾径一般为 2~6cm。根据该砾石层中灰岩岩性砾石较多,说明在砾石层沉积时本区气候偏冷,溶蚀很弱,以机械风化、磨损为主,同时发生构造下沉而被埋藏。唐泉沟砾石层中的 4 块样品经刘兰锁(1982)分析鉴定,有少数花粉为藜科、麻黄及蒿属等,还有圆柏,反映当时气候寒冷、植被景观为荒漠,这和中新世晚期时,地中海变干成盐湖,极地冰盖形成,世界洋面下降有关。同时也说明唐古拉地区当时海拔高度可能已上升到 2500m 左右。

三、共和盆地共和组磁性地层

共和盆地位于青藏高原东北缘,东昆仑和阿尼玛卿山东北,青海南山南面。盆地呈 NWW—SEE 走向,东宽西窄,盆地长约 210km,最窄为 30km,最宽达 90km。黄河在盆地东侧自南向北东穿越,最低处

龙羊峡黄河水面,海拔高度为 2400m。共和盆地是受盆地南北两侧山前大断裂控制的晚新生代晚期断陷盆地。盆地内堆积有巨厚的第四纪以河湖相为主的沉积,称为共和组(周本雄,1959)。共和组分布于新第三纪曲沟组之上,顶部达到盆地内的 3200m 高度的剥夷面,总厚度可达 600 多米。

(一) 磁性地层

共和组沉积比较复杂。据徐叔鹰(1987)、董光荣等(1993)研究,主要为河流泛滥平原相和浅湖相交替沉积,并且还有一定数量的冰碛和冰水沉积,在共和组中还夹有黄土和风成砂沉积,如在德里吉南剖面,过马营剖面中均可见到。共和组的时代问题,也有不同的看法。青海省地质局区测队在 1969 年共和幅区测报告书上提出属早更新世;周本雄等(1959)、陈承惠等(1964)、郑绍华等(1985)、董光荣等(1993)认为属早、中更新世。也有人认为共和组沉积于整个更新世时期。徐叔鹰(1987)对共和盆地从黄河边上,恰卜恰河南岸的克才村到达连海一线,东西向的共和组剖面进行了磁性地层研究。剖面下段选在达连海湖东侧,是一个翘断升起的小丘,海拔 2879~3047m,厚 168m;剖面上段选于黄河边上高阶地的基座。海拔 2708~2853m,厚 145m。在总厚 313m 的剖面中共采集古地磁样品 107 组,测定结果在图 II-4-4 中所示。徐叔鹰对整个剖面极性柱分析认为,上段为布容正极性时,下段为松山极性时,布容和松山的界面约位于剖面 172m 处。在布容极性世中出现有三次极性倒转事件,徐叔鹰等将 12~24m 处的倒转事件和布莱克事件对比,年代为距今 11~13 万年;在 78~90m 的事件和牙买加事件对比,年代为距今 19.8~21.5 万年,在 107~118m 的事件和里汶廷事件对比,年代为距今 29.3~31.1 万年。在松山极性世间,共和组中也出现三次正极性事件,分别位于 187~195m、230~240m、262~285m 处。它们分别对应于极性年表中的贾拉米洛事件、吉尔萨事件和奥都维事件。根据古地磁测定结果,求出平均沉积速率推算,该剖面形成年代为距今 2.24~0.1MaB.P。

共和组中哺乳动物化石群的研究也支持了共和组时代为早-中更新世的结论(周本雄等,1959)、王吉玉(1979)先后发现在共和组地层中有较多的化石,郑绍华等(1985)在共和组中有明确地点和层位的七个化石点作了较详细研究后提出可将共和盆地中的第四纪哺乳动物分为两个性质大致不同的不同时代动物群。该两个动物群的主要区别为表 II-4-3 和表 II-4-4 中展示出:在早更新世动物群中含有伐里萨尼丽牛、共和粗壮丽牛和真梳角鹿,没有发现上头田鼠、羚羊和粗角野牛。反之,在中更新世动物群中则没有发现代里萨尼丽牛、共和粗壮丽牛和真梳角鹿,而有粗角野牛、羚羊和上头田鼠。

(二) 环境变化

共和组的堆积和环境变化,是和古黄河的发育有着密切的关系。在共和盆地羊曲和龙羊峡附近黄河流入和流出盆地两侧的共和组,砾石分选和磨圆较好,岩性复杂,厚度可达 500m 左右,是古黄河河床相砾石层。根据共和组的年代可以推论,古黄河至少在距今 200 万年前已经形成。这和最近李吉均教授等人对兰州地区黄河为高阶地(第七

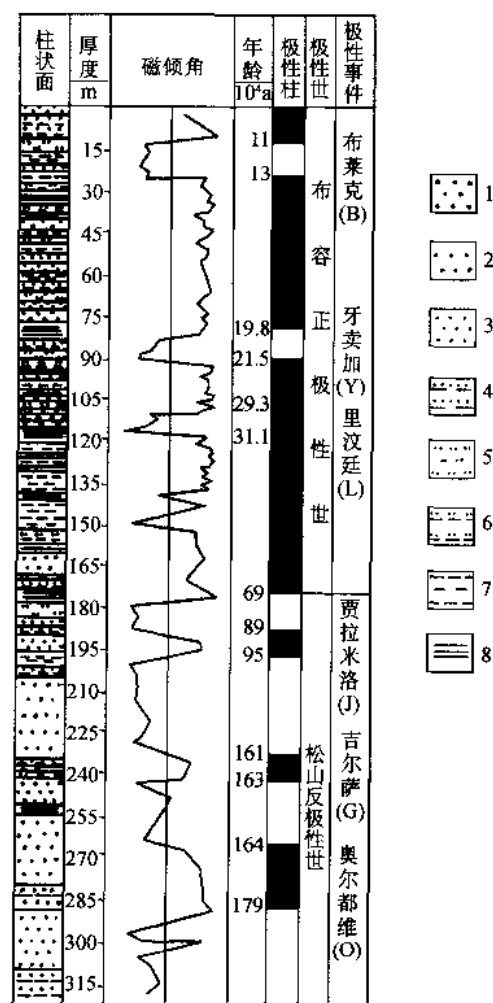


图 II-4-4 共和组沉积古地磁年代

(据徐叔鹰,1987)

1—粗砂;2—中砂;3—细砂;4—极细砂;5—粗粉砂;
6—中粉砂;7—细粉砂;8—极细粉砂

表 II -4-3 共和盆地早更新世动物群及其地史分布

种 类	更 新 世		
	早	中	晚
啮齿目 Rodentia			
? 鼯鼠 <i>Myospalax arvicolinus</i>			
中华鼯鼠 <i>M. fontanieri</i>			
? 鼠 <i>Mimomys</i> sp.			
拟布氏田鼠 <i>Microtus brandtioides</i>			
兔形目 Lagomorpha			
复齿拟鼠兔 <i>Ochotonoides complicitens</i>			
似西藏鼠兔 <i>Ochotona</i> cf. <i>thivetana</i>			
长鼻目 Proboscidea			
古菱齿象 <i>Palaeoloxodon</i> sp.			
肉食目 Carnivora			
似中国鬣狗 <i>Hyaena</i> cf. <i>sinensis</i> 1)			
奇蹄目 Perissodactyla			
三门马 <i>Equus sanmeniensis</i>			
披毛犀 <i>Coelodonta antiquitatis</i>			
偶蹄目 Artiodactyla			
似中国羚羊 <i>Gazella</i> cf. <i>sinensis</i>			
短关羊牛 <i>Boopsis breviceps</i>			
伐里萨尼丽牛 <i>Leptobos vallisarni</i>			
共和粗壮牛(新亚种) <i>L. crassus gonghenensis</i> sub SP. nov. 2)			
真梳角鹿 cf. <i>Euctenoceros</i> sp.			

注: 1) 根据周本雄、刘后一, 1959; 2) 据青海地质队采集标本鉴定, 地点不详, 暂归于此。

(据郑绍华, 1985)

表 II -4-4 共和盆地中更新世动物群及其地史分布

种	更 新 世		
	早	中	晚
啮齿目 Rodentia			
中华鼯鼠 <i>M. fontanieri</i>			
拟布氏田鼠 <i>Microtus brandtioides</i>			
上头田鼠 <i>M. epiratticeps</i>			
? 鼠 <i>Mimomys</i> sp.			
河狸 <i>Castoridae</i> indet.			
肉食目 Carnivora			
变异狼 <i>Canis variabilis</i>			
奇蹄目 Perissodactyla			
三门马 <i>Equus sanmeniensis</i>			
披毛犀 <i>Coelodonta antiquitatis</i>			
偶蹄目 Artiodactyla			
大角鹿 <i>Sinomegaceros</i> sp.			
羚羊 <i>Gazella</i> sp.			
粗角野牛 <i>Bison</i> (<i>Superbison</i>) <i>crassicornis</i>			
丽牛 <i>Leptobos</i> sp.			

(据郑绍华, 1985)

级阶地,相对高 330m)上的砾石层底部石膏的裂变径迹测年为 (1.79 ± 0.15) Ma 和 (1.84 ± 0.15) Ma 的年代是基本一致的。由于黄河流经盆地,带来了大量沉积物,在河滩两岸则会产生一些湖沼。而在山麓地区则有搬运距离较短的洪积、冰碛、冰水和泥石流堆积。共和盆地在共和组沉积时的断陷盆地中的摆动使盆地中堆积了 500 多米厚的沉积。当共和组在盆地中沉积结束时,盆地基底开始隆升,黄河由西北向东南摆动形成由共和组和下切陡崖组成的基座阶地。最明显的是有三级,最高一级称三塔拉,海拔约 3000~3200m,高出黄河河面约 400~600m;第二级称二塔拉,高出黄河河面约 300~500m;第三级称一塔拉,高出黄河河面 250~300m,自一塔拉向下,黄河还有近 11 级阶地。在三级阶地上(相对高出黄河水面约 80m)的河床砾石层和黄土状堆积物中发现有细石器和陶片,其时代为全新世中期。

共和组沉积另一特征是夹有多层风成黄土和砂。据董光荣(1993)研究,共和组中的黄土和砂层完全可以和黄土高原中的黄土地层对比,相当午城黄土、离石黄土和乌兰黄土。由于本处距中亚沙漠、塔里木沙漠更近,加上黄河的沉积和湖相砂层被风再搬运,所以其粒径要比黄土高原中的粉砂层要粗。

从共和组中的孢子花粉研究,徐叔鹰(1987)将克才—达连海剖面分成六个孢粉组合带:

带 I (270~315m), 草原植被型:下部以松属和藜科为主,含少量菊科、蒿属,上部以云杉和莎草科为主,含榆、麻黄和禾本科花粉。

带 II (210~270m), 森林草原植被类型:以木本植物为主,有松属、云杉、榆及山核桃、枫香、雪松、铁杉、罗汉松属。草本以蒿属为主,还有禾本科、藜科、菊科等。蕨类有水龙骨科、里白属、凤尾蕨等。还有较多的水生植物和藻类。

带 III (176~210m), 草原植被类型:以藜科为主,还有蒿属、菊科和禾本科花粉,木本植物少,以松为主,还有少量的云杉、雪松、榆属、桦属及柳属等。

带 IV (96~176m), 森林草原植被类型:以木本植物为主,有云杉、冷杉、松、桦、榆、麻黄、白刺及少量铁杉、雪松、罗汉松等,草本以藜科和蒿属为主,水生植物花粉较多,还有凤尾蕨及水龙骨科等孢子。

带 V (37.5~96m), 草原植被类型:主要为藜科、蒿属、菊科和禾本科。木本很少以松为主,还有零星的桦属、麻黄和白刺。

带 VI (0~37.5m), 森林草原植被类型:木本植物以松属、云杉、桦、榆、麻黄为主,还有少量冷杉、铁杉、白刺。草本有蒿、菊科、禾本科及藜科和蓼科。含水生植物和藻类。

从孢粉组合分析,共和组在沉积过程中森林草原植被类型和草原植被类型景观在交替出现,反映了本区温暖较湿与干旱寒冷气候也在交替变化。但总的趋势是逐渐恶化。反映为风砂沉积加速。气候交替变化的主要原因是受第四纪冰期和间冰期气候变化的影响,而气候恶化主要受青藏高原隆升,本区也逐渐抬升。在共和组沉积初期盆地海拔根据植被类型,特别是第三纪孑遗分子罗汉松属的存在和盆地中象类活动,估计当时海拔为 1000m 左右,到共和组沉积晚期,盆地已被逐渐抬高到海拔 2000m 左右。

四、昆仑山北三岔河组磁性地层

剖面位子青藏公路昆仑山北三岔河附近的野牛沟内。为西大滩亚冰期时的冰水堆积物,其顶部河湖相沉积,可能已进入间冰期(吴锡浩等,1981)。剖面总厚 79.5m,尚未见底。自下向上可分为 8 层,1~6 层主要为灰黄色砂砾层夹粉砂或亚粘土层,为冰水堆积。7~8 层为淡黄色砂层夹黄色亚粘土和粉砂土层,为河湖相沉积。在该剖面上共采古地磁大样 9 块,除第 4 层中有一块为负极性外,其他全部为正极性。此外,我们还在纳赤台附近昆仑河 1~4 级阶地堆积物中采古地磁大样 6 块,测量结果也均为正极性。昆仑河阶地基座为三岔河组,而一级阶地中的炭屑 ^{14}C 年代为 (4910 ± 110) a。所以三岔河组和格尔木阶地形成时代相当布容时,小于 0.73 MaB.P.。在三岔河组极性柱中的一次倒转事件,可能相当布容时中的琵琶 C 亚时。

五、柴达木盆地第四纪磁性地层

近年来随柴达木盆地的开发,在盆地中进行了大量钻探工作,并对盆地中的第四系进行了磁性地层研究(黄麒等,1987、1990;刘泽纯等,1991、沈振枢等,1991)。在柴达木盆地中达布逊湖地区第四系最厚可达3000m左右,而且是细颗粒的河湖相沉积,保存了大量、系统的科研信息。但由于厚度大,取样困难,所以尚未对其进行过系统磁性地层等方面研究工作。在盆地中不少钻孔穿过布容时沉积物,其中最深的B/M界线为850m(CK-6孔);在该孔还做了 ^{14}C 和 ^{230}Th 年龄测定。

笔者对盆地东部的都兰30号孔和北部的大柴旦全集山5号孔进行了磁性地层研究。结合其他有关资料,可以了解到盆地边缘和中心沉积速率变化很大,如在都兰5号孔中B/M界线在222m左右,全集山30号孔B/M界线可能不超过30m,在其下即出现松山时中的吉尔萨和奥尔都维亚时。西部尕斯库勒湖B/M界线在144m左右,而盆地中部达布逊湖B/M界线850m。柴达木盆地中的松山/高斯(M/B)界线一般深500~600m,在隆起区则为200~300m,在盆地中的东、西台吉乃湖和涩聂湖的三湖地区则可深达1460m(刘泽纯等,1991),在达布逊湖地区可能要超过2000m。柴达木盆地中沉积物厚度、颗粒粗细、沉积速率的差异,主要是受盆地中不同地区新构造动的差异性造成的(图II-4-5)。

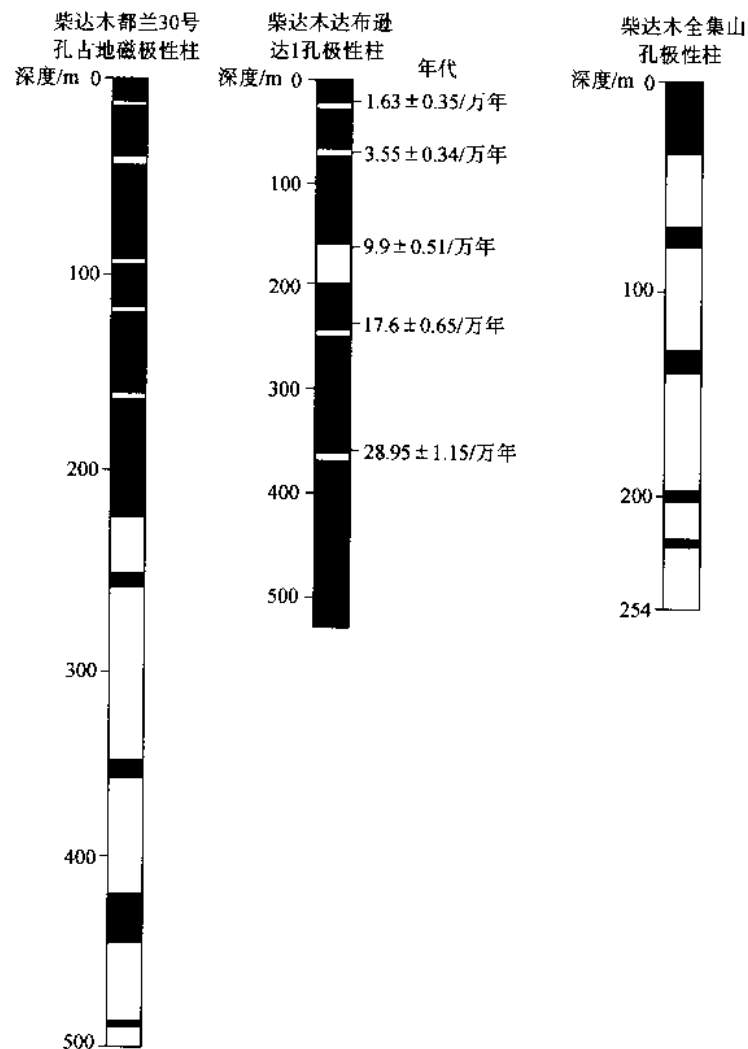


图 II-4-5 柴达木盆地都兰、达布逊湖、全集山古地磁极性柱

第二节 青藏高原南部及东南部的磁性地层及高原隆升

青藏高原南部的磁性地层研究的主要对象为喜马拉雅西部阿里札达组、喜马拉雅南部吉隆盆地、定日盆地贡巴组和亚东盆地帕里组；青藏高原东部的磁性地层研究对象为藏东波密松宗组、理塘甲洼组、甘孜黄土及龙门山普格达组等地区。

一、青藏高原南部磁性地层及古环境

(一) 札达盆地磁性地层

札达盆地位于青藏高原的西南角的西藏阿里地区，介于喜马拉雅山及北面支脉阿伊拉日居之间，约在北纬 $31^{\circ}40'$ 东经 $79^{\circ}45'$ 一带。盆地为晚新生代断陷盆地，呈 NW—SW 向，长约一百多公里，海拔为 4000~4500m 左右。盆地的基底为侏罗纪灰岩和砂岩，上面不整合堆积了厚约 1120m 的上新世到早更新世的河湖相地层。发源于冈底斯山的象泉河，由东向西穿过该盆地并切穿喜马拉雅山脉流入印度，为印度河上游一支流，盆地中的象泉河两岸发育有十级以上阶地，阶地基座均为河湖相地层。

我们实测了这套河湖相地层剖面，根据该剖面的沉积特征：哺乳动物、软体、介形类及孢子花粉化石资料，占地磁测定结果，将其划分为上新统札达组和下更新统香孜组。札达组厚 666m，可分为四段，其中第 4 段含有三趾马和鹿类化石。

在札达组中布置古地磁采样点 50 个，在香孜组 1~3 段中采样点 31 个，每个样点采 2~4 个样，此外在象泉河 2~7 级阶地上也采 14 个样点标本。样品经逐步磁清洗后，测出它们的原生磁化方向，求出磁偏角和磁倾角，最后作出了札达组和香孜组 1~3 段的磁极性序列(图 II-4-6)。

札达组极性序列可和古地磁年表中的第 6 极性时上部、第 5 极性时及吉尔伯特时对比，时代大约为 6.15~3.4Ma B.P.。香孜组 1~2 段对应于高斯时，第 3 段对应于松山时初期到留尼旺亚时附近，由于在香孜组 4~5 段中因岩性关系未采古地磁样，如按其 1~3 段沉积速率推算，香孜组结束沉积时间早于哈拉米洛亚时，香孜组时代约为 3.40~1.25Ma B.P.。象泉河阶地的古地磁样品测定结果均为正极性，相当布容时。

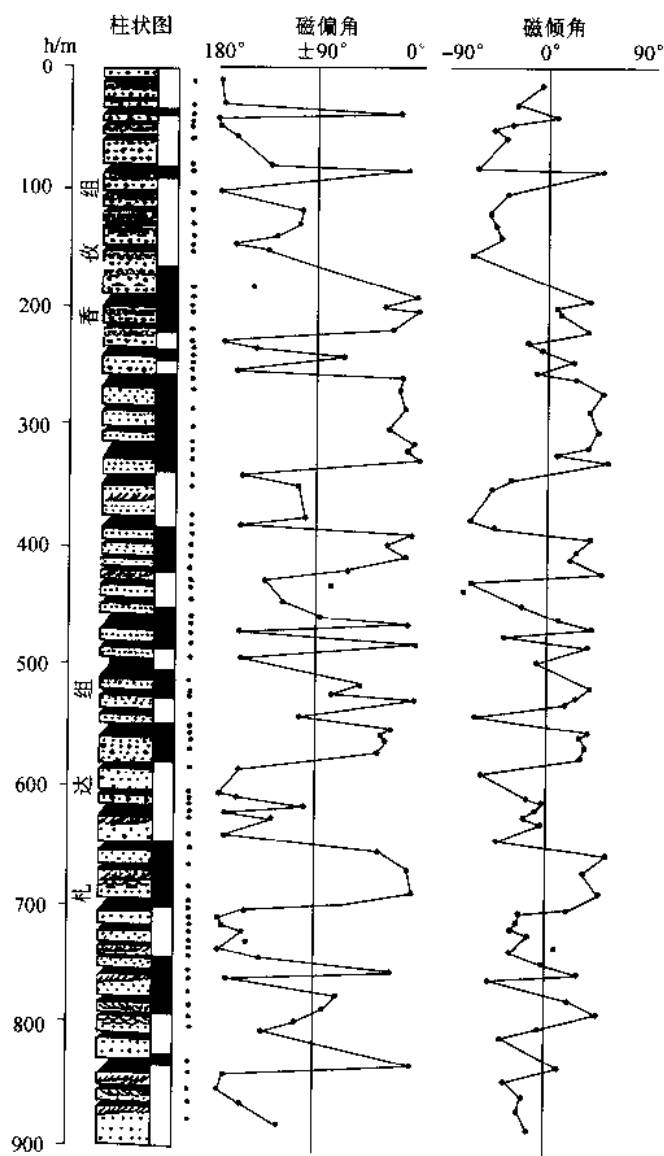


图 II-4-6 西藏札达盆地札达组、香孜组极性柱与磁极性变化

(二) 吉隆盆地磁性地层

1. 宗嘎剖面

剖面位于西藏吉隆县城宗嘎镇东南约 1km 处,晚新生代河湖相地层厚 330.5m,由海拔 4070m 的河畔一直分布到 4370m 的山顶。地层已受构造变形,微向 NE 倾,顶部不整合钙质胶结砾石层。宗嘎组厚 306.5m 和下部吉隆组整合。宗嘎组为一套灰色、灰黄色、棕褐色的粘土、亚粘土层夹砂和砾石层,含有丰富的孢子花粉化石并有介形类和软体动物化石。该剖面上细下粗,按岩性特征和化石、古地磁极性时可分为 4 段 18 层。

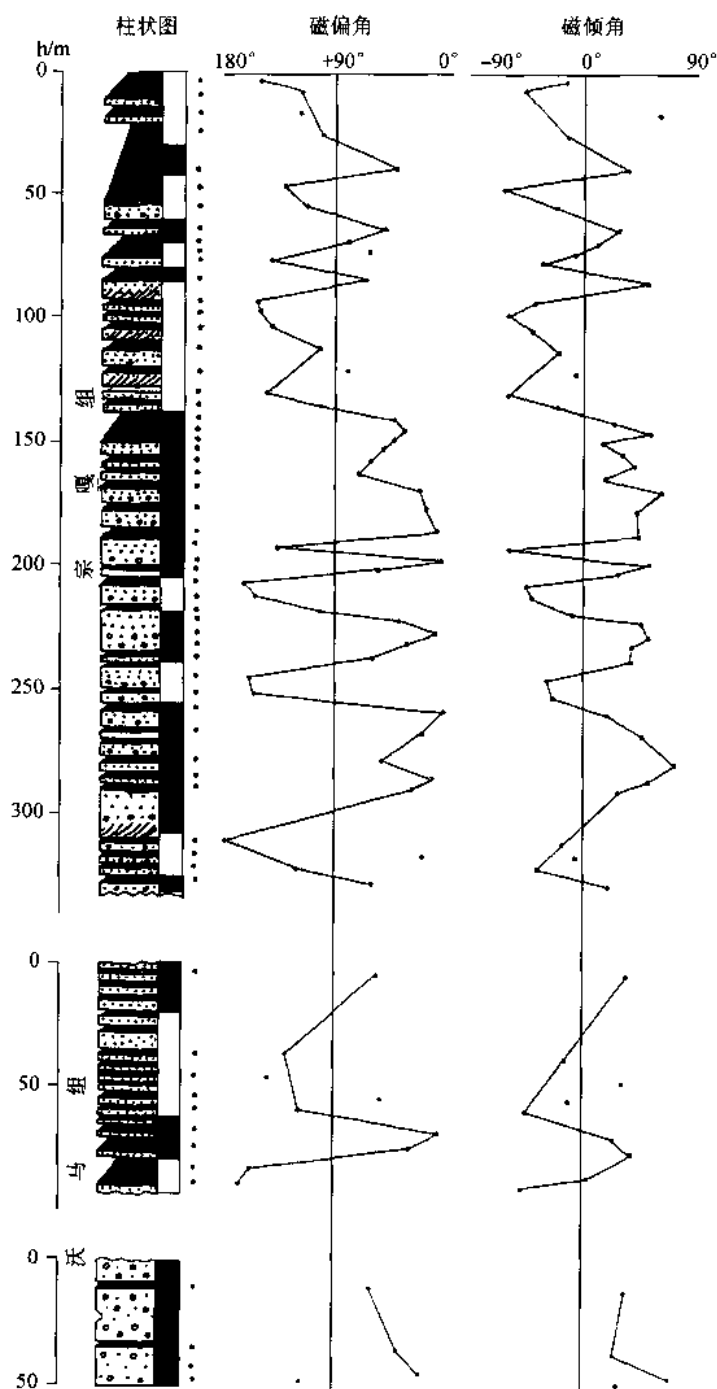


图 II-4-7 吉隆宗嘎、沃马剖面极性柱及磁倾角、磁偏角曲线

在该剖面上共采古地磁小样 102 块,经系统退磁、测定、计算后作出该剖面的磁极性柱及磁倾角和磁偏角曲线(图 II-4-7)。

2. 吉隆沃马剖面

剖面位于吉隆县南沃马村龙骨沟,剖面海拔约 3980 ~ 4070m,厚度大于 200m。古地磁样品集中于含三趾马层位附近。地层向 NE 倾,倾角 5°~15°,岩性以黄色粉砂层为主夹亚粘土层和多层棕红色铁质条带,含吉隆三趾马、西藏大唇犀、小古长颈鹿、葛氏羚羊、吉隆短耳兔等哺乳动物化石及孢子花粉,时代为上新世(计宏祥等,1981)。另外在沃马村南公路边的沃马组下部的厚层状红色砂砾岩夹薄层亚粘上层中也采了少量古磁样品。这两个剖面的磁偏角、磁倾角和极性柱也在图 II-4-7 中显示。

据笔者对地层产状观察,沃马组层位应比宗嘎组低,且两组岩性也有较大差别,而两组的古地磁极性柱也不一样。宗嘎组上部第三、四段剖面极性柱以负极性为主,与极性年表对比,相当松山时,在松山时中出现的三条正极性时,可能相当留尼旺亚时和 χ 亚时。宗嘎组第一、二段相当高斯时,宗嘎组时代约为 3.40~1.90MaB.P.。在该剖面下部的负极性段,为吉尔伯特时,即为沃马组。沃马组以负极性为主,在沃马剖面出现的二段正极性段可和吉尔伯特时下部的西杜夫加尔和斯维拉亚时对比。三趾马化石层位于斯维拉亚时段中,年代为 4.85~5.00Ma B.P.。在沃马南公路边剖面标本全部为正极性,相当古地磁年表第 5 极性时上部,约 5.44~5.70Ma B.P.。所以沃马组年代约为 5.70~3.40MaB.P.。

(三) 定日盆地贡巴组磁性地层

在西藏定日盆地内贡达巴村西侧有一相对高约 150m 的小丘,它由半胶结的以砂砾层为主的砂、亚粘土的互层组成,地层倾向 NW,倾角为 15° 左右,已受构造变动。前人称为贡巴砂砾岩或贡巴砾石层,时代定为早更新世(赵希涛,1976),笔者命名为贡巴组(钱方,1991)。在实测贡巴组剖面同时采集了古地磁样品,经研究作出了贡巴组的极性柱和磁倾角、磁偏角曲线。贡巴组极性柱的时代大致相当松山时留尼旺亚时上、下,所以该剖面的时代大约距今 230 万~190 万年。由于在本区其他地点,贡巴组厚度远远大于 200m,所以贡巴组的时代要比贡达剖面历时更长一些。

在贡达南约 20km,热久朗布河西岸的加布拉附近,有套厚约 100m 的河湖相地层,前人称为加布拉组,时代定为中更新世(赵希涛等,1976)。在加布拉西南可见到贡巴组直接假整合在加布拉组上。对加布拉组我们也实测了剖面并采集古地磁,因覆盖对该剖面约少测了 15~20m 地层。加布拉组标本的极性均为正极性(图 II-4-8),由于加布拉组在贡巴组极性柱相当松山时,所以将加布拉组对应于高斯时。

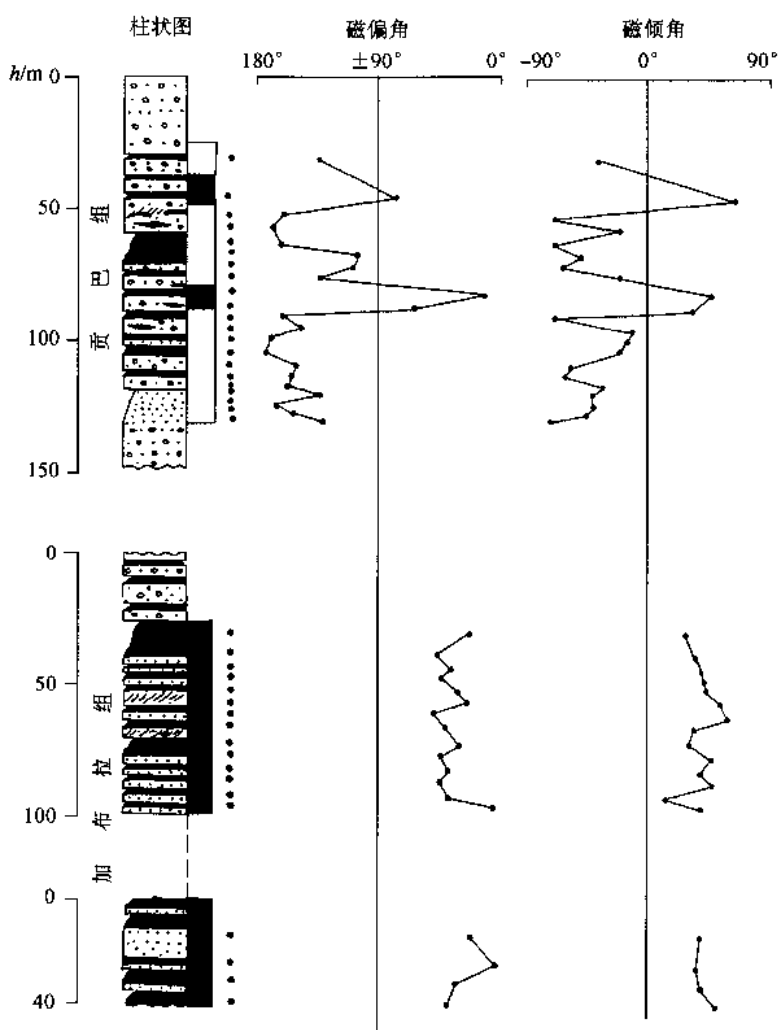


图 II-4-8 西藏定日贡巴组、加布拉组极性柱及磁极性变化

(四) 亚东盆地帕里组磁性地层

剖面位于西藏亚东县帕里镇西 6.5km 处的喜马拉雅山北坡,海拔 4270~4500m。前人将这套厚

26m 的灰色、灰黑色、黄色粘土、亚粘土层夹灰白色砂层和细砾层的河湖相地层时代定为早更新世帕里间冰期,并认为不整合于附近贡巴砾石层之上(赵希涛等,1976)。但据笔者观察,该处贡巴组却在帕里组之上,在该剖面的帕里组顶部就可直接见到相当贡巴组的钙质胶结砾石层覆盖在其上。在附近的贡巴组中也可见有薄层湖相粘土夹层,所以这可能是一套连续沉积。李炳元等对该剖面研究后也认为帕里组在贡巴组的下面(李炳元等,1983)。

在帕里两个剖面上共布置古地磁样点 16 个,采样 36 块。经测定后作出帕里组剖面极性柱及磁倾角、磁偏角曲线,整个剖面以正极性为主,可能相当高斯时。

二、青藏高原东部第四纪磁性地层和古环境

(一) 藏东、川西盆地磁性地层

1. 波密松宗剖面

剖面位于波密县松宗西 5km 的波都藏布江边。为灰棕色河湖相地层,厚 59.0m,分 12 层,称松宗组。在松宗组上又堆积了 15m 厚的冰碛层和阶地砾石层。在松宗组中的冰川纹泥层采古地磁样品,测定后均为正极性。所以松宗组时代相当布容时,年代小于 0.73Ma B.P.。在松宗组的冰水纹泥层中发现有丰富的孢子花粉,其中木本植物占 77.7%,以冷杉、云杉、松为主,阔叶树中有榛、栎、榆等,反映了海洋型的冰川气候。松宗组已成为波都藏布江 1~6 级阶地基座或被新冰碛层、黄土状土层覆盖。所以松宗组时代大致也相当于青藏高原倒数第 2 冰期即基龙寺亚冰期时代,为晚更新世早期。

2. 理塘甲洼组剖面

在四川理塘县南甲洼盆地中堆积了一套厚度大于 315m 的以松散砂砾层为主的河湖相沉积物称为甲洼组(钱方等,1987)。甲洼组构成盆地中的小丘岗,海拔在 3620~3750m 间,同时也为理塘河 2~7 级阶地的基座。甲洼组受新构造运动的作用已产生断裂和倾斜,地层倾向 NW,倾角 $6^{\circ}\sim 20^{\circ}$,不整合在早更新世-上新世的木拉组湖相层上(陈明洪等,1981)。

对甲洼组古磁标本进行研究后,作出了甲洼组极性柱及磁倾角和磁偏角曲线图(图 II-4-9)。在甲洼组下部 1~3 段的近 200m 厚地层中,古地磁标本以负极性为主,将其对应于松山时;上部 4~5 段的标本以正极性为主,对应于布容时,而在第 2 段中的 4 块连续标本均为正极性,则对应于哈拉米洛亚时。通过磁性地层、岩石地层和孢粉、古气候研究,将甲洼组分为 5 段 22 层。将甲洼组各段形成时代、岩性特点、古气候等列表如下(表 II-4-5)。

3. 甘孜黄土剖面

剖面位于甘孜县城郊蛮地砖瓦厂内。黄土厚 22.5m,自上而下分为二大层:上部为灰黄色黄土,质地疏松,常夹有粉砂层,含砂和钙质结核,垂直节理发育,在灰黄色黄土中夹有一层厚 0.8~2.0m 的褐色古土壤层。下部为棕黄色、红黄色黄色黄土,胶结较硬,含钙质结核,在黄土中有两层棕红色古土壤层。该层黄土假整合在残坡积层上。

对甘孜黄土剖面磁性地层研究,得出该剖面极性序列以正极性为主,有 2 次极性亚时倒转,并可和北京斋堂黄土剖面极性序列对比。所以甘孜黄土形成时代为布容时,二次亚时似为布容期中的拉尚和琵琶 C 亚时。

(二) 青藏高原东缘第四纪磁性地层和古环境

在青藏高原东部边缘的泸定、富林、攀枝花市一带,分布着一套厚达 150~400m 的灰黄、灰色粘土、亚粘土、粉砂层的湖相地层称昔格达组(袁复礼,1958、第四纪冰川考察队,1977)。笔者等人对富林、攀枝花市等地昔格达组进行了磁性地层研究,得出其时代为早更新世,相当高斯时至松山时早期(钱方等,1984)。大致 1.90~3.30Ma B.P.。考虑到富林磁性地层剖面厚度仅 206m,其上部分有缺失,所以昔格达组沉积结束时间还要晚于 1.90Ma B.P.。

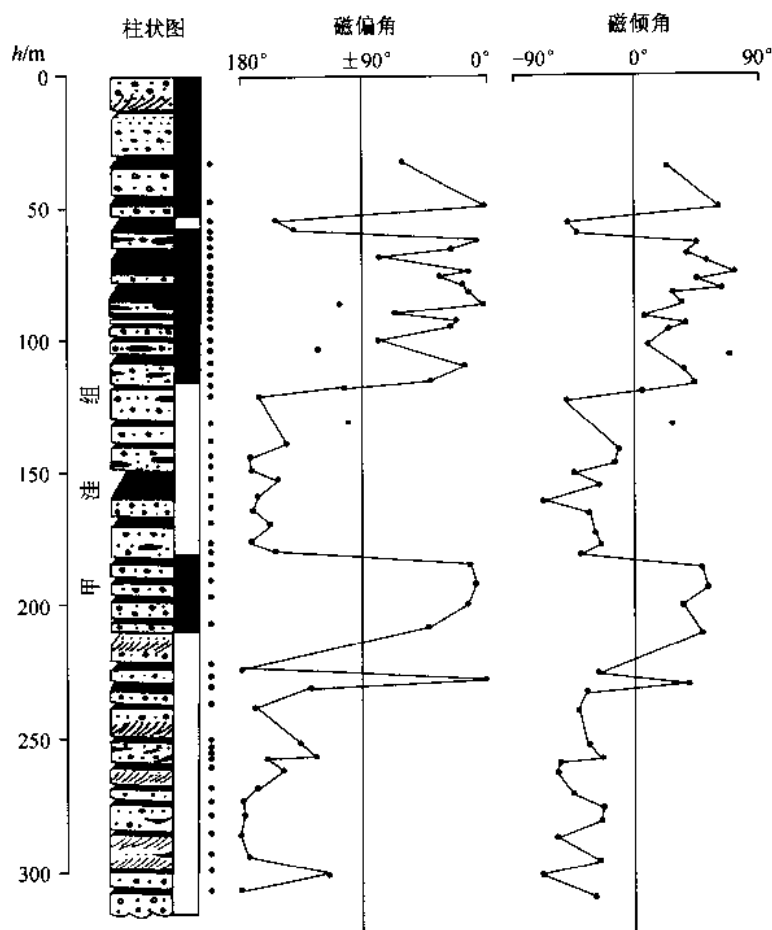


图 II-4-9 甲洼组标本剩余磁化方向的变化及极性结果

表 II-4-5 甲洼组地层特征及其划分

时代	极性时	年代/Ma	分段	层号	厚度/m	岩 性	孢 粉	气 候
中更新世	布容	0.44~0.66	5	22~17	90.9	砂砾层,砾石粒径大,岩性以砂岩、板岩、石英岩为主	木本为主,有松、云杉、栎等	温凉偏湿
		0.66~0.73	4	16~15	27.3	砂砾层夹粘土、亚粘土层	无	冷
	松山	0.73~0.89	3	14~11	64.1	砂砾层夹厚层粘土及薄层褐煤层	木本为主,有松、云杉、栎等	温凉偏湿
		0.89~1.10	2	10~6	75.2	砂砾层夹杂色粘土亚粘土层	草本为主,有杜鹃、蓼、松等	寒冷干旱
		1.10~1.24	1	5~1	58.9	砂砾层,交错层发育,夹褐煤层,砾石岩性以火山岩为主	木本为主,有树干、松、云杉、杜鹃、麻黄等	温凉半干旱

位于西昌东南 17km 处的大箐梁子组剖面,海拔 2550m。大箐梁子组为河湖沼泽相交互沉积的砾石、砂亚粘土、粘土和泥炭层,含炭质树干和大量孢子花粉,并受构造变动。剖面厚 78.8m,分为 14 层。前人曾认为大箐梁子组时代相当昔格达组(第四纪冰川考察队),陈富斌等人(1988)根据 ^{14}C 年龄将其时代定为晚更新世晚期。蒋复初(1988)等人对大箐梁子组进行了研究,并将上部地层中炭化木,经天津地矿所 ^{14}C 年代实验室测定其年代已超出可测年范围,所以其年代大于晚更新世晚期。在大箐梁子组极性柱中可以看到上部主要为正极性相当布容时。下部主要为负极性相当松山时,其中有 3 块样为正

极性,相当哈拉米洛亚时。通过大箐梁子组平均沉积速率计算,大箐梁子组沉积时间为 0.47~1.03Ma B.P.。大箐梁子组和甲洼组的极性序列相似,说明它们形成时代和环境变化也基本相同。

三、小 结

通过上述青藏高原上的 20 多个剖面或钻孔的磁性地层研究,并结合高原附近印巴次大陆的西瓦利克层(Johnson, N.M.1982)、云南元谋组(钱方等,1991)、陕西刘家坡黄土剖面(孙建中等,1991)的磁极性柱,作出了青藏高原及其邻区晚新生代磁性地层极性柱对比图(图 II-4-10)。从图中可得到如下几点认识。

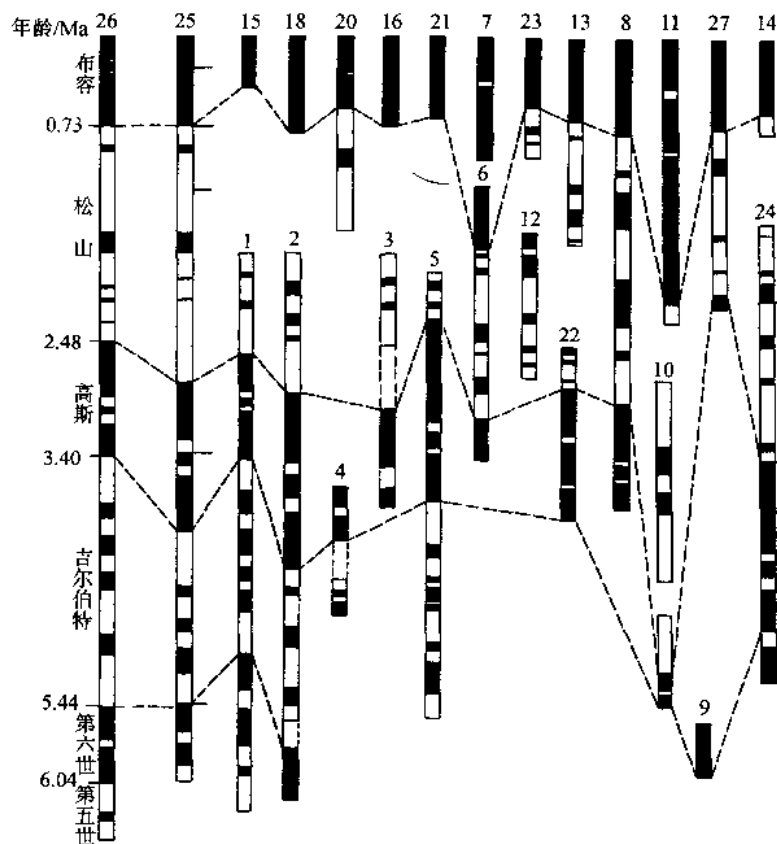


图 II-4-10 青藏高原及其邻区上新世—更新世磁性地层极性柱对比图

1—香孜组、札达组;2—宗嘎组、沃马组;3—贡巴组;4—帕里;5—曲果群;6—羌塘组;7—三岔河组;8—柴达木 2605 孔;9—柴达木鸭湖孔;10—柴达木涩 1、涩 6 孔;11—柴达木达 1 孔;12—柴达木全集山孔;13—都兰孔;14—青海湖二郎尖孔;15—索通乡剖面;16—松宗剖面;17—八宿剖面;18—竹卡剖面;19—竹巴龙剖面;20—甲洼组;21—日孜黄土;22—蕃林昔格达达组;23—西昌大箐梁子组;24—元谋组;25—西瓦利克剖面;26—古地磁极性年表;27—陕西刘家坡黄土

1) 在青藏高原一些盆地和高山垭口地区,广泛分布着一套厚约百米至上千米的河湖相地层,其沉积起始时间大致从吉尔伯特时初期到松山的奥都维亚时前后结束。一些地方的河湖相地层已被抬升露出地表,有的成为山岭。

2) 在上新世-早更新世河湖相地层中,有三个粗颗粒主要沉积期:第一次为中新世末至上新世初期,约为 6.0~5.0Ma B.P.。如沃马组下部红色砾石层;札达组第 1 段中砂砾层;曲果群底部唐泉沟砾石层;元谋小河组和龙川组下部砾石(钱方等,1991)等。第二次发生在高斯时凯纳亚时前后,有此地点还发现有冰碛砾石如羌塘组下部的惊仙冰期冰碛层,或有冰缘融冻褶皱如香孜组第 2 段中,在帕里、吉

隆宗嘎组中也有较厚的砾石堆积。第三次发生在松山时的奥都维亚时前后,如札达香孜组第4段,羌塘组第4段等。这一现象显示了新构造运动强烈,高原隆升加速。或气候恶化,物理风化作用加强。

3) 通过磁性地层研究,得知西藏吉隆沃马三趾马年代大约 5.00Ma B.P., 札达三趾马时代为 4.70Ma.B.P. 左右,它们的时代和西瓦利克塔特罗特层或云南元谋小河组中含的三趾马化石时代大致相当,多在吉尔伯特期内。昆仑山口三趾马化石的发现,说明在早更新世时青藏高原还有三趾马群存在。

4) 自松山时奥都维亚时后至布容时初,在青藏高原中很少有连续河湖相的地表剖面,在高原腹地或黄河源头的埋藏河湖相层中是否存在还需工作证实。但在四川西部甲洼盆地却保存有 315m 厚的河湖相地层,时代约自 1.24~0.43Ma B.P., 在西昌大箐梁子的大箐梁子组,石棉菩萨岗上的河湖相地层,它们的时代和甲洼组相同,但已被抬升为长江一些支流水系的分水岭。

5) 自布容时以来,青藏高原中沉积物以冰川、河流阶地、冰水堆积为主。由于大部分剖面颗粒粗、厚度小、出露不全,这给磁性地层研究带来了困难,要较精确测定其时代,必需借助其它测年方法。

6) 在柴达木盆地中,特别在其中部和东部可能找到自上新世-全新世的连续沉积钻孔剖面,这将为研究青藏高原隆升和环境变化、全球变化提供重要信息。

7) 共和盆地第四系地层发育且成因复杂,厚度大,含有哺乳动物化石和较多的孢子花粉化石,是中国西部较为理想的研究第四纪地质、环境及青藏高原隆升和气候变化的地区,但对共和盆地中的共和组地层的年代研究很不足,仅有一个极性柱,对共和组的上限年代仅为推论而没有其它更多实测数据。在古地磁极性剖面上对 M/B 界线没有进行深入研究。通过对共和组下部早更新世阶段中的古气候和哺乳动物化石研究及对昆仑山垭口早更新世羌塘组的研究,将为高原北部早更新世环境变化提供可靠的资料。

第五章 青藏高原新生代火山作用与热结构

第一节 青藏高原新生代火山岩的分布

青藏高原新生代火山岩在高原内部及边缘都有多处出露。分布在雅鲁藏布江缝合线以北冈底斯一带的钙碱性为主的火山岩,如,林子宗一带的火山岩,被认为与沿雅鲁藏布江一带新特提斯洋的关闭、印度板块向北俯冲作用有关(Wang, 1984)。沿该带也有高钾质火山岩出露,如麻江和羊八井一带中酸性高钾火山岩(15~10Ma)(Coulon et al., 1986; Pearce and Mei, 1989),及雄巴一带高钾酸性岩石(24~16Ma)(Miller et al., 1996);藏北火山岩主要为高钾质,已报道的有出露在阿里地区新生代火山岩(6.3~3.3Ma)(Arnaud et al., 1992);昆仑山中段(2.8~<1Ma)(邓万明, 1991)及木孜塔格山附近(4.0Ma)(Mckenna and Walker, 1990)和羌塘地区巴毛穷宗(28.6~20Ma)和强巴欠火山岩(14.9Ma)(邓万明, 1989)。此外,在北喀喇昆仑山报道有超钾质岩墙(22Ma)(Pognante, 1990)。

青藏高原新生代火山岩在时空上可将其划分成四个带,北第四纪带(NQZ)、北第三纪带(NTZ)、南带(SZ)和东带(NZ)(图 II-5-1A)。北第四纪带主要沿阿尔金断裂带以南地区展布,时代从 5Ma 到小于 1Ma。北第三纪带主要在藏北羌塘、可可西里地区,火山岩时代为 7~56Ma,其中以 10~20Ma 较多。南带火山岩沿雅鲁藏布江断裂北缘分布,东起拉萨附近,西至帕米尔,火山岩时代为 10~64Ma,东带火山岩在藏东沿横断山脉呈近南北向展布,时代从小于 5Ma 到 41Ma(图 II-5-1B)。各带中火山岩主要呈孤岛状散布。地表出露以喷出相为主,有一些火山颈相次火山岩及有关脉岩。喷出岩以岩流形式为主,有一定量火山碎屑岩。熔岩流多呈产状平缓的熔岩被产出,构成火山岩台地,厚度可达数千米。

以下将作者最新取得的藏北羌塘地区的火山岩岩石学、地球化学及同位素年代学成果,通过对比和总结前人已发表的及未发表的西藏地区现有新生代火山岩资料,探讨高原新生代火山岩的岩石学特征及成因。

一、羌塘地区(NTZ)火山岩

研究样品取自可可西里地区西部西金乌兰湖边的火山岩。该火山岩沿断裂分布,岩石主要为粗安岩相的喷出岩,有熔岩,也有凝灰岩和火山颈相。新鲜岩石呈灰黑色,数密块状,可见交织结构(图 II-5-2)。斑晶矿物含量可达 10%~20%,其中有正长石、斜长石、石英,少量辉石、闪石、云母及暗色矿物和磁铁矿。斜长石的 An 40~50。熔岩中有较多气孔,充填物以石英为主。地表风化岩石呈灰黄、灰红色、多孔状。凝灰岩可见沉积细层理。

岩石中 K_2O 、 Na_2O 和 SiO_2 含量表明它们主要属钾玄岩(shoshonite)-安粗岩(trachyte)组合。其中 SiO_2 含量变化于 58%~70%之间, TiO_2 和 MgO 含量随 SiO_2 减少而增加,分别变化于 0.04%~1.54% 和 0.25%~3.43%之间。同位素研究表明这些岩石有一个稳定的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值(≈ 0.708)和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值(≈ 0.512),以及较均匀的 Pb 同位素比值,分别为 $^{206}Pb/^{204}Pb \approx 18.62 \sim 18.74$; $^{207}Pb/^{204}Pb \approx 15.62 \sim 15.77$; $^{208}Pb/^{204}Pb \approx 38.72 \sim 39.10$ (表 II-5-1)。以上同位素的特征表明这些火山岩来源于下地壳,详细讨论及有关图件见下文。K-Ar 法同位素年代学获得的三个样品年龄分别为 15.66Ma、14.05Ma 和 33.37Ma(表 II-5-2),表明该处火山岩活动持续至少 19Ma。

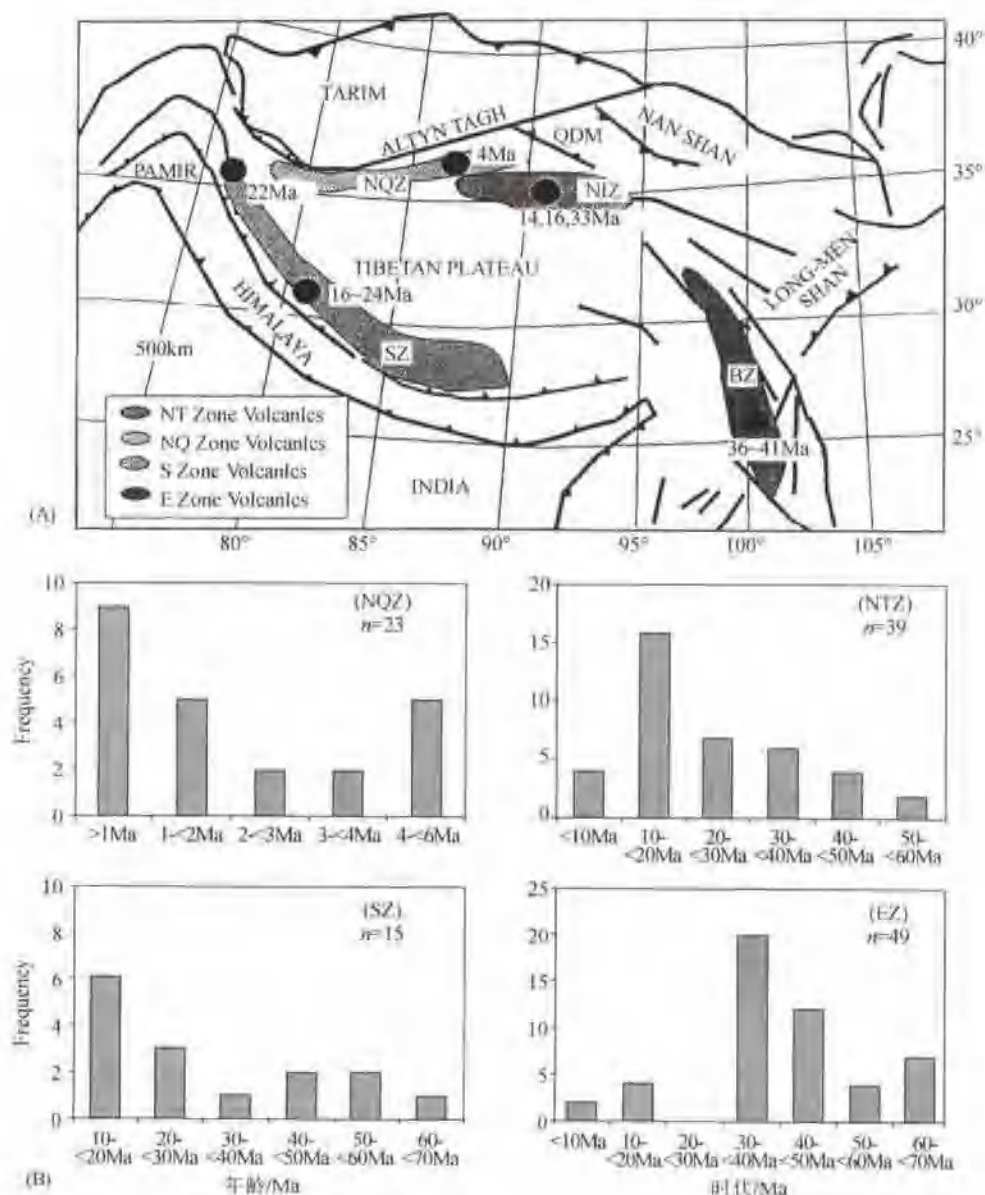


图 2-5-1 青藏高原新生代火山岩时空划分图

(A) 青藏高原新生代火山岩分布图; NTZ—北第三纪火山岩带; NQZ—北第四纪火山岩带; SZ—南火山岩带; EZ—东火山岩带;
(B) 四带火山岩同位素年龄直方图

二、西藏四带火山岩的对比

为达到探讨这些火山岩成因的目的,有必要将高原上产出的四条火山岩带放在一起讨论以及了解它们的总体特征。尽管还有许多火山岩的露头未被观察过或被系统采样,现有的及前人的资料也许可以勾画出这些火山岩的总体分布及一些基本特征。本研究总共收集 400 余件岩石化学分析,除自测之外,其他引自:邓万明(1978, 1989, 1991); Pearce 和 Mei(1988); Pognante(1990); McKenna 和 Walker(1990); Turner 等人(1996); Arnaud 等人(1992); Coulon 等人(1986); 张以鼎、郑健康(1992); Miller(个人通讯); 1:100 万日土幅; 改则幅; 日喀则幅; 拉萨幅; 1:20 万腾冲幅区测报告; 以及四川省地质矿产局骆耀南编写的“八五”课题报告。其中,来自 NTZ 带分析 181 个, NQZ 带 76 个, SZ 带 60 个以及 EZ 带 97 个。

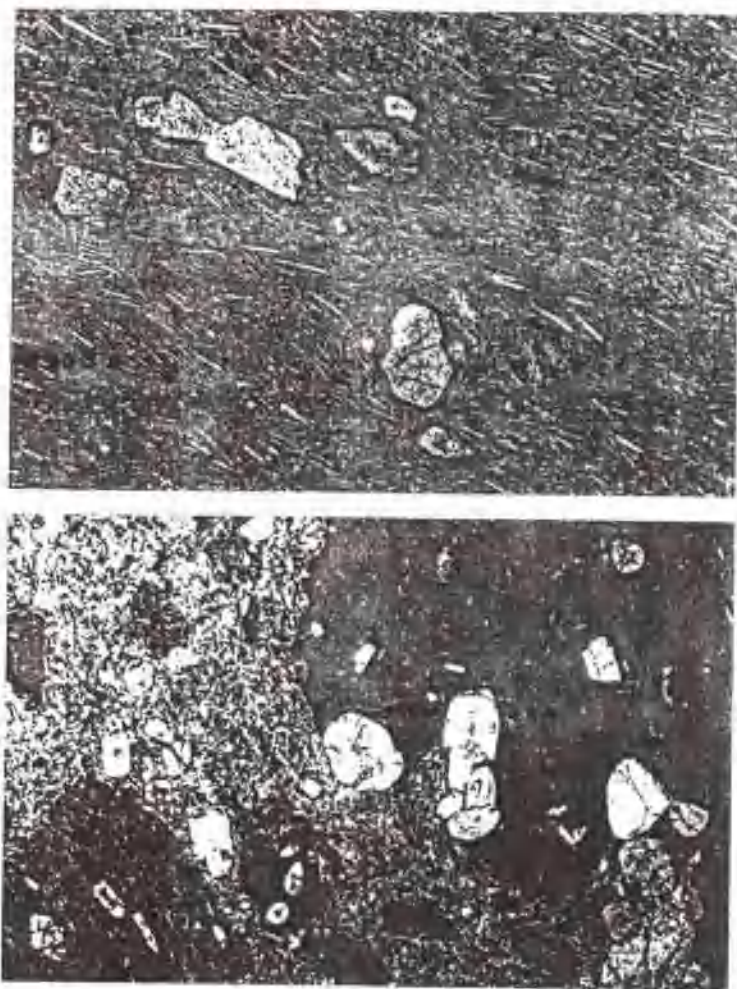


图 II-5-2 火山熔岩显微照片

(上)流动构造,早期长石、石英和云母晶被以长石为主的微晶矿物包围,长石被轻微溶蚀,云母有暗化边;(下)熔岩中有较多同像角砾,反映喷发特征

表 II-5-1 可可西里新生代火山岩成分

SAMPLE	YK-1	YK-3	YK-4	YK-5	YK-6	YK-7	YK-8	YK-11
SOURCE	self	self	self	self	self	self	self	self
SiO ₂	66.56	14.22	58.04	58.97	66.30	70.88	67.03	66.10
TiO ₂	0.90	0.27	1.38	1.54	0.87	0.18	0.04	0.53
Al ₂ O ₃	15.56	4.39	14.41	15.38	15.54	14.20	14.95	15.51
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	1.80	3.62	3.21	4.39	2.75	0.32	0.11	0.97
FeO	0.62	34.93	3.35	2.03	0.29	1.02	0.68	2.42
MnO	0.03	0.47	0.10	0.10	0.03	0.05	0.15	0.08
MgO	1.06	5.26	3.43	1.64	0.97	0.25	0.25	2.64
CaO	2.92	4.59	5.52	4.66	2.78	1.71	2.74	3.89
Na ₂ O	3.59	0.92	3.66	3.86	3.68	3.52	4.72	4.12
K ₂ O	1.79	0.99	3.64	4.47	4.77	5.24	3.41	3.32
P ₂ O ₅	0.31	0.15	0.70	0.99	0.38	0.35	0.50	0.18
Los	1.44	27.96	0.52	0.64	1.24	1.48	3.38	0.00
Total	99.59	97.76	97.97	98.68	99.60	99.20	97.96	99.76

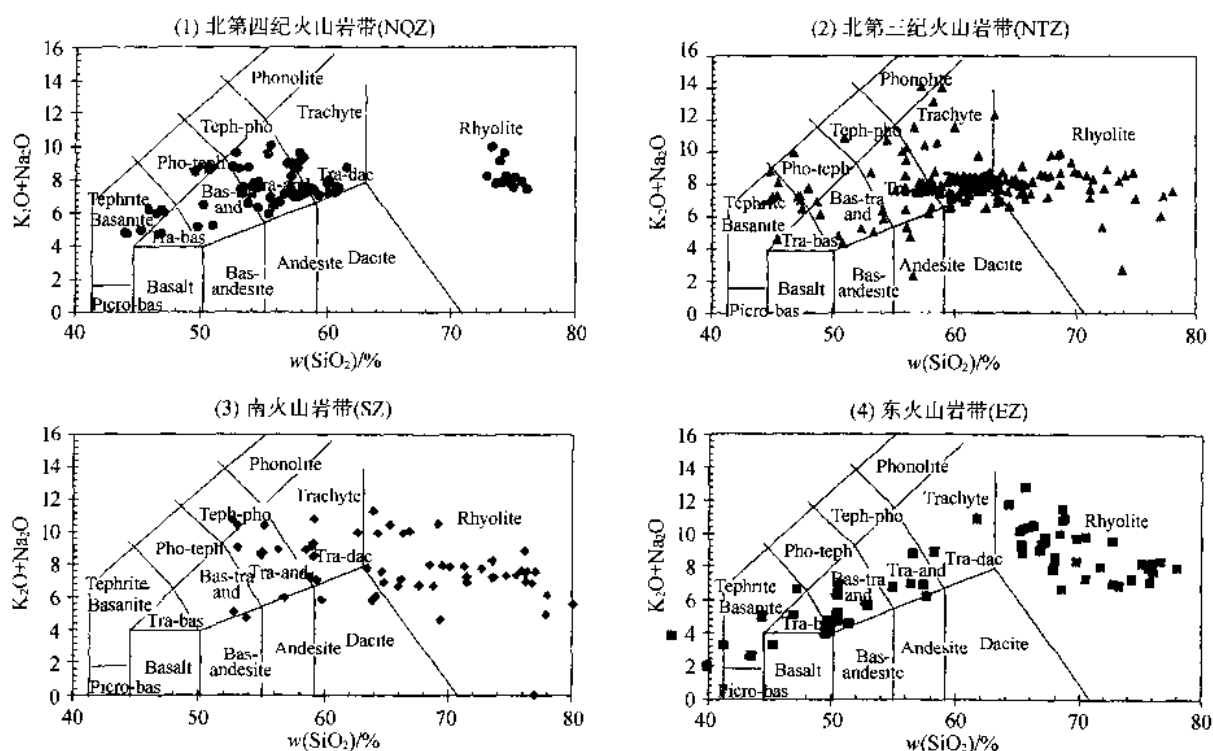
续表

SAMPLE	YK-1	YK-3	YK-4	YK-5	YK-6	YK-7	YK-8	YK-11
SOURCE	self	self	self	self	self	self	self	self
<FeO>	2.24	38.18	6.24	5.98	2.76	1.31	0.78	3.29
Feo* /Mgo	2.11	7.26	1.82	3.64	2.85	5.23	3.12	1.25
MgO#	32.14	12.11	35.49	21.53	25.95	16.05	24.30	44.50
Mg#	45.78	19.72	49.51	32.85	38.46	25.42	36.40	58.84
TRACE								
Y	12.09	49.45	24.96	25.34	13.09	6.23	1.09	2.97
Cr	55.40	58.00	94.50	27.40	47.40	0.65	1.80	84.50
Ba	1478.00	391.80	1379.00	1859.00	1378.00	128.60	49.24	959.30
Co	12.80	50.70	29.10	26.60	16.30	1.62	5.51	13.00
Ni	10.10	127.00	50.80	10.30	15.10	1.28	0.28	48.50
Sr	759.60	210.70	922.80	1236.00	791.00	52.35	117.70	701.60
Th	47.50	15.00	20.30	29.10	55.00	28.70	1.34	12.10
V	68.60	185.10	102.00	95.20	54.40	3.51	2.33	59.90
Sc	9.33	57.50	13.40	13.10	8.39	3.04	1.78	9.33
Zr	293.50	72.60	131.70	377.60	294.70	6.23	9.11	133.70
Rb	195.54	56.23	117.74	131.53	185.86	616.70	1501.90	140.57
Nb	27.51	3.46	42.37	58.25	27.00	36.32	7.19	10.65
Hf	5.90	1.99	5.00	9.31	10.03	0.46	0.80	4.41
Ta	1.27	<0.0001	1.87	2.60	2.23	5.32	39.82	1.03
U	7.55	2.96	3.82	5.86	5.12	9.35	5.50	6.86
Lu	0.61	1.16	1.01	<0.16	0.73	<0.00001	<0.00001	<0.00001
REE								
La	105.96	55.64	110.58	160.94	125.41	24.86	2.31	40.66
Ce	17.91	102.94	210.27	308.18	225.67	54.35	3.38	80.38
Pr	21.07	16.26	27.90	43.03	29.00	7.27	0.51	10.68
Nd	67.78	45.76	86.69	123.87	77.13	18.93	1.98	33.12
Sm	11.31	7.09	14.83	17.56	12.33	2.77	1.41	2.87
Eu	3.45	1.86	4.50	5.80	4.15	0.71	1.10	2.40
Gd	9.19	8.59	12.00	18.28	9.58	3.39	0.24	6.30
Tb	1.15	1.66	1.78	1.70	1.61	0.50	0.90	0.51
Dy	1.04	5.23	2.88	5.53	2.57	0.80	<0.00001	<0.00001
Ho	0.99	3.60	1.71	2.68	1.27	0.52	0.22	0.71
Er	1.88	4.13	1.48	1.50	0.83	1.32	0.88	1.49
Tm	0.30	1.13	0.81	0.29	<0.00001	0.24	<0.00001	0.19
Yb	1.21	4.55	0.95	2.03	0.98	<0.00001	<0.00001	1.38
Lu	0.61	1.16	1.01	<0.16	0.73	<0.00001	<0.00001	<0.00001
Y	12.90	49.45	24.96	25.34	13.09	6.23	1.09	2.97
Norm								
La	282.56	148.37	294.88	429.17	334.43	66.29	6.16	108.43
Ce	18.37	105.58	215.66	316.08	231.46	55.74	3.47	82.44
Pr	153.80	118.69	203.65	314.90	211.68	53.07	3.72	77.96
Nd	95.33	64.36	121.93	174.22	108.48	26.62	2.78	46.58
Sm	48.96	30.69	64.20	76.02	53.38	11.99	6.10	12.42
Eu	39.66	21.38	51.72	66.67	47.70	8.16	12.64	27.59
Gd	30.03	28.07	39.22	59.74	31.31	11.08	0.78	20.59
Tb	19.83	28.62	30.69	29.31	27.76	8.62	1.48	8.79
Dy	2.73	13.73	7.56	14.51	6.75	2.10		
Ho	11.63	42.30	20.09	31.49	14.92	6.11	2.59	8.34
Er	7.55	16.59	5.94	6.02	3.33	5.30	3.53	5.98
Tm	8.43	31.74	22.75	8.15		6.74		5.34
Yb	4.88	18.35	3.83	8.19	3.95			5.56
Lu	16.01	30.45	26.51		19.16			
[La/Ce] _N	15.38	1.41	1.37	1.36	1.44	1.19	1.78	1.32
[La/Sm] _N	5.77	4.83	4.59	5.65	6.27	5.53	1.01	8.73
[Sm/Yb] _N	57.91	8.09	76.98	52.43	84.63			19.49

表 II -5-2 可可西里新生代火山岩同位素分析

Samp	Age	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Rb	Sr	Nd
YK-4	15.66Ma	0.70843	0.512341	18.74	39.103	15.772	39.103	117.74	922.8	27.9
YK-5	14.05Ma	0.70801	0.512566	18.6246	38.898	15.647	38.898	131.53	1236	43.03
YK-11	33.37Ma	0.70767	0.512331	18.738	39.048	15.698	39.048	140.57	701.6	10.68
YK-7	Tertiary			18.6163	38.72	15.6152	38.72	616.7	52.35	18.93
YK-8	Tertiary			18.6556	38.809	15.6438	38.809	1501.9	117.7	1.98

火山岩的化学分类表明四个带的岩石都属偏碱性系列以粗面质和苦橄质为主,虽然也出现流纹质,但不存在玄武岩-英安岩系列,如 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 与 SiO_2 变异图所示(图 II -5-3)。该图也揭示,与其他三带不同,SE 带中没有出现基性岩石类型而仅有苦橄质;另一方面,南带相对较其他三带缺少低 SiO_2 ($<50\%$) 的岩石,说明岩浆源是存在差别的。

图 II -5-3 SiO_2 与 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 变异图

反映四带火山岩的成分十分相近,主要属钾玄岩-粗安岩组合,而未出现钙碱系列

K_2O 、 Na_2O 和 SiO_2 含量进一步表明有三带中存在超钾质岩石,正如 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图所示(图 II -5-4),但这类岩石未见于北第四纪带中(图 II -5-5A)。按照 Foley 等人(1987)划分的超钾火山岩标准($\text{K}_2\text{O} > 2$, $\text{MgO} > 3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$),西藏的超钾火山岩成分有较大变化,分属三类造山环境成因的超高钾火山岩(图 II -5-5B)。

四个带的微量元素也显示许多共性。在蛛网变化图上(图 II -5-6),与 MORB 相比,他们都有高含量的 Sr、K、Rb、Ba、Th、Ta、Nb 等不相容元素以及 Ti 和 Cr 的负异常,这些特征与位于意大利境内阿尔卑斯造山带西北部的渐新世钾玄质和超钾质火山岩的特征十分相似(Venturelli 等人,1984)。然而,也有一些相对复杂的模型见于 SE 带,以及 EZ 带显示较宽的变化区间,这些带内的变化也反映在 La/Yb - $\text{Mg}^\#$ 图(图 II -5-7)和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变异图上(图 II -5-8)。这些变化也许可以归因于其中岩墙

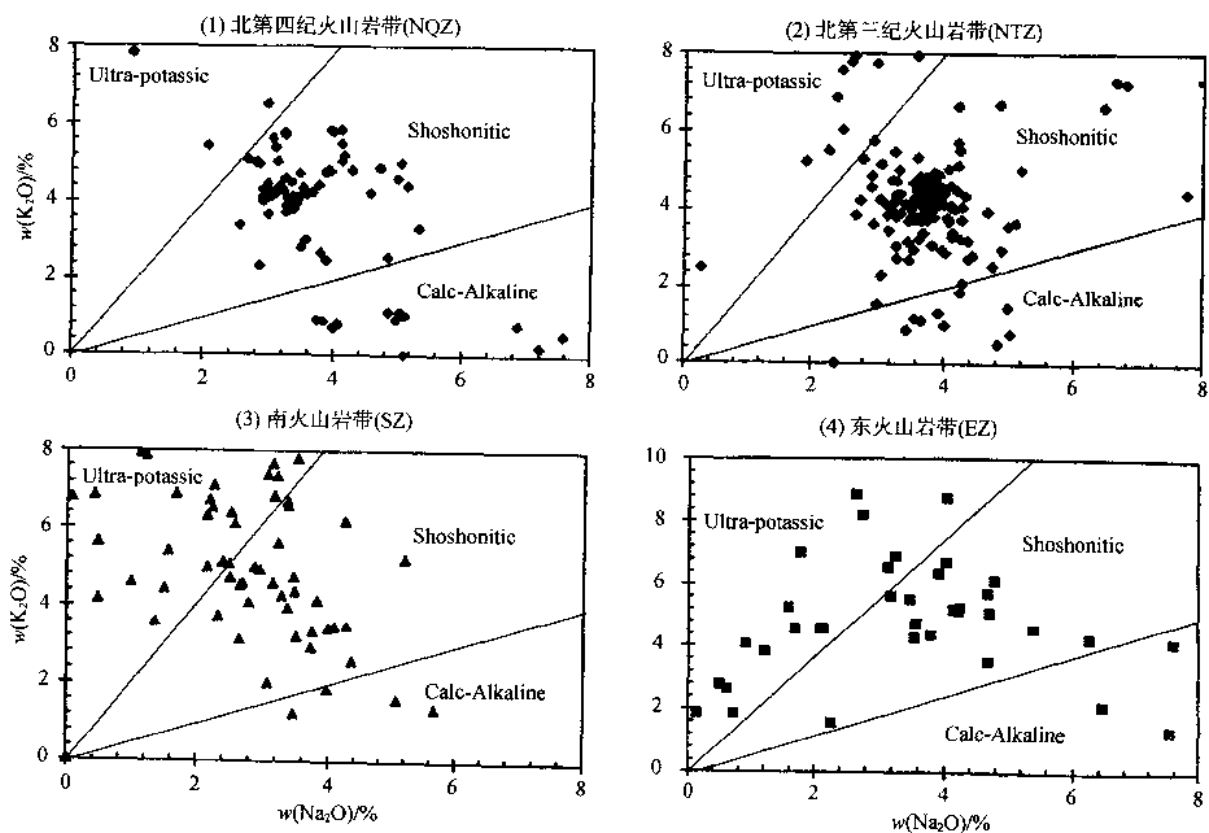


图 II-5-4 四带火山岩的 Na_2O 与 K_2O 图
反映岩石中除粗安岩外, 超高钾岩石出现较多

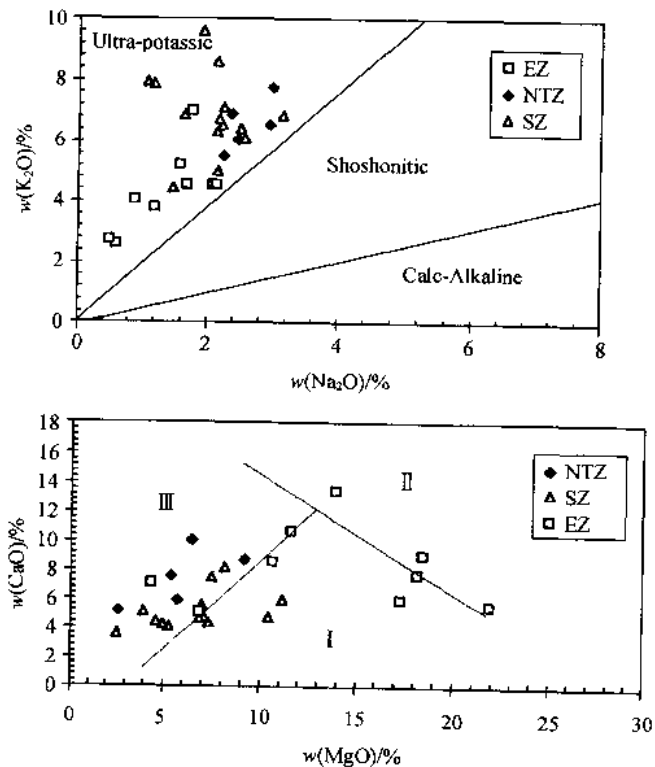


图 II-5-5 四带火山岩的 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 和 $\text{MgO}-\text{CaO}$ 图

$\text{MgO}-\text{CaO}$ 变异图反映出超高钾火山岩出现在三个火山岩带中, 但在北第四系带(NQZ)中未见(上图); (下图) $\text{MgO}-\text{CaO}$ 关系则显示这些超高钾火山岩成分复杂, 造山带中三种岩石类型均有。

NTZ—北第三纪火山岩带; SZ—南火山岩带; EZ—东火山岩带

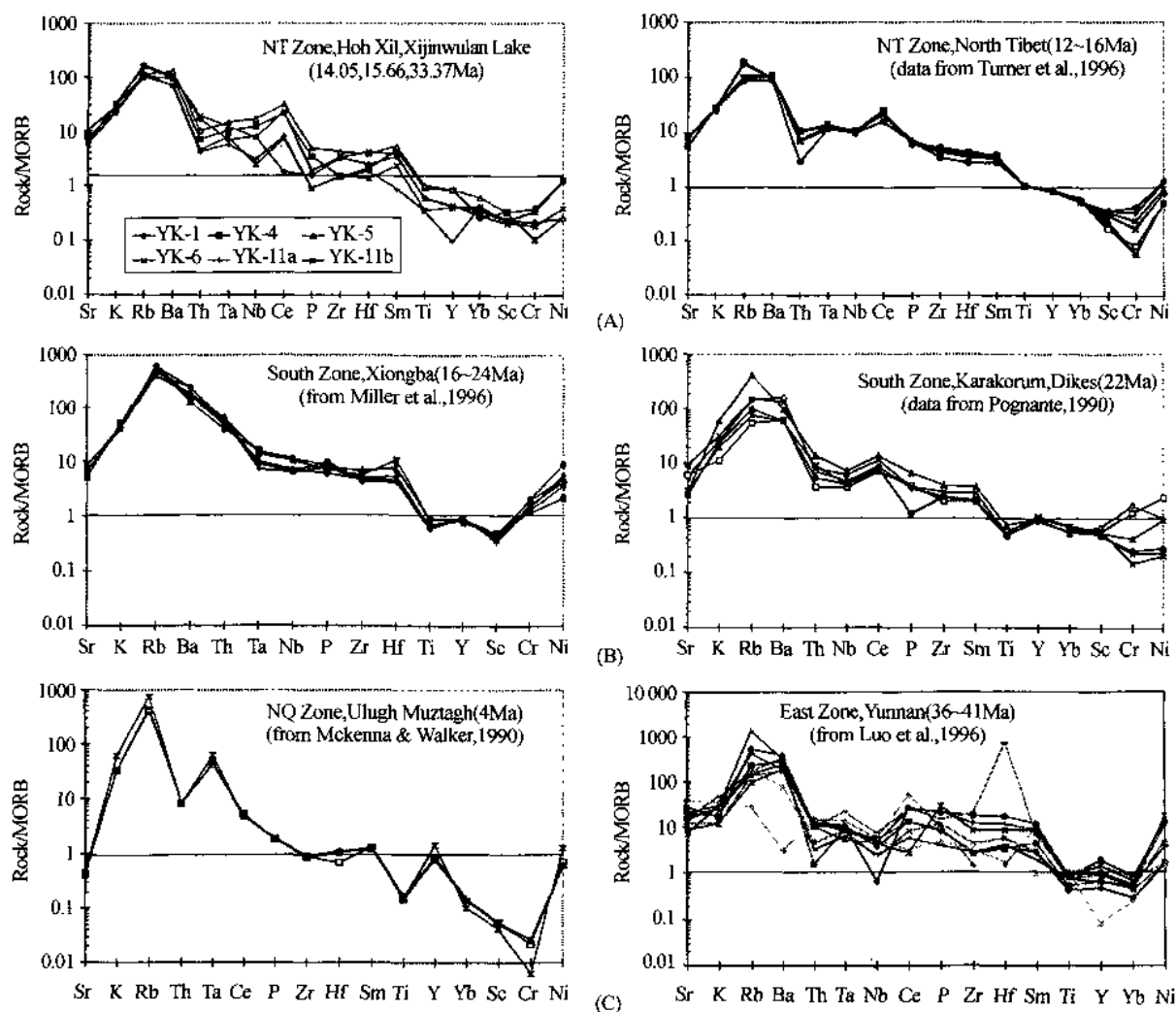


图 II-5-6 四带火山岩的微量元素蛛网图

和侵入体所引起,反映岩浆源区存在差别,而可能主要因部分熔融程度的不同所造成。

三、西藏新生代火山岩的成因

总体来看,西藏新生代火山岩及相伴侵入体主要属钾玄岩-安粗岩组合,包括一部分超钾质岩石。岩石普遍含较高的 K, 较低的 Mg 值(即 $Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 60$), 以及十分相似的不相容元素蛛网图形, 说明它们具有相同成因及相近物质来源。Pb 同位素资料表明, 火山岩的岩浆物质来源于下地壳, 其中包括一些泥质岩石熔融而形成(图 II-5-9), 由此也解释了岩石中高 K 物质的来源。

下地壳物质的熔融可以解释这套以高 Si 为主体的岩石的物源, 但对于这套岩石中低 Si 的基性岩类, 一般认为属来自上地幔被富集了的熔融体(Turner et al., 1996)。例如, Ponante(1990)认为喀喇昆仑地区出现的超钾质基性岩是由于印支板块向北俯冲, 不相容元素从下插板块中被萃取到上覆的地幔楔中, 后者的部分熔融则产生高 K 基性岩浆。Miller(1996)认为俯冲作用对西藏西南的火山岩的成因方面起重要作用, 但无法确定是古俯冲还是现代俯冲。邓万明(1978, 1989, 1991)也认为西藏北部的两个带的火山岩与北部塔里木板块向南俯冲有关。持相同观点的还有 Pearce 和 Mei(1988)。

我们以为, 确定火山岩岩浆源及岩浆上侵过程受地壳物质影响的程度, 需要通过详细野外观察及系统取样分析, 而至今对这些火山岩的工作则仅是零星的, 所取样品也十分有限, 因此, 对这套岩石的物质

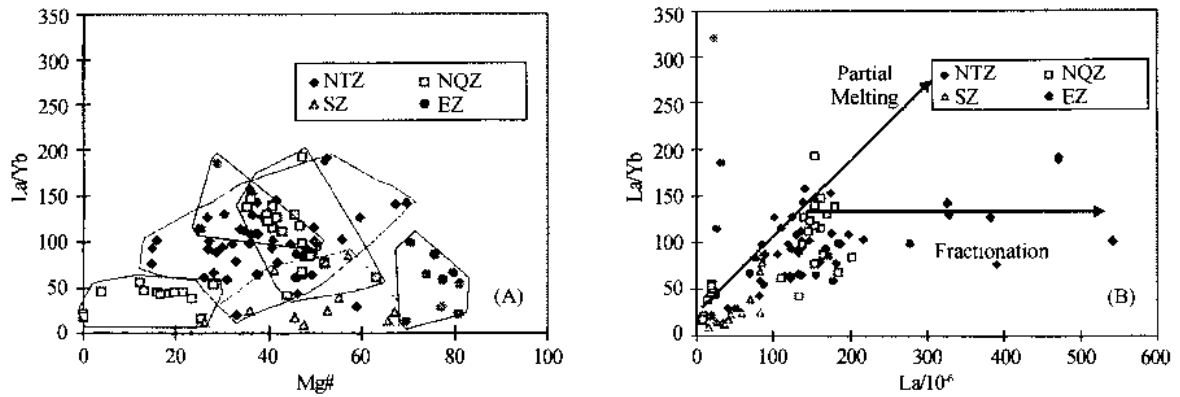


图 II-5-7 $Mg^\#$ -La/Yb 及 La-La/Yb 图

(A) $Mg^\#$ -La/Yb 变异图, 反映各带中火山岩岩浆源都较为复杂, 或为两个不同区间, 或为一宽阔区间; (B) La-La/Yb 图反映这些岩石变化主要受控于部分熔融, 较少部分与岩浆分异有关

NTZ—北第三纪火山岩带; NQZ—北第四纪火山岩带; SZ—南火山岩带; EZ—东火山岩带

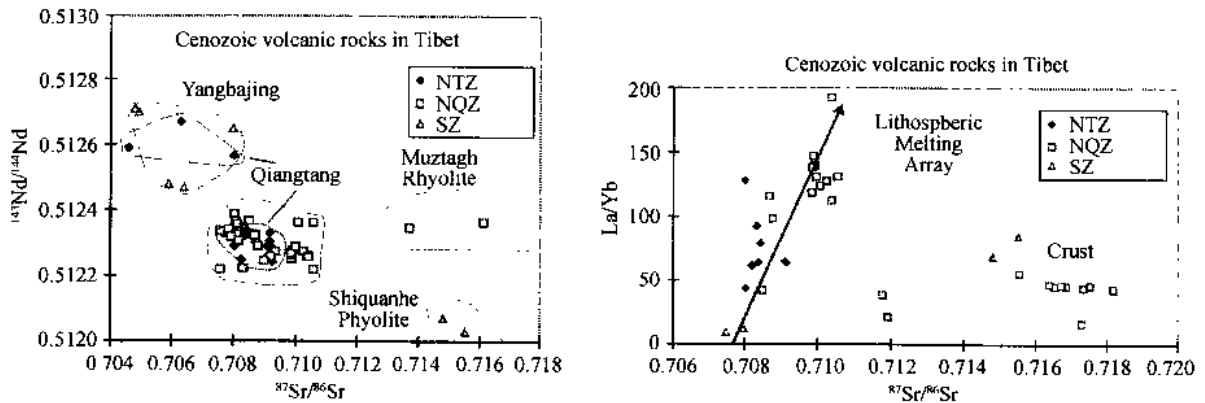


图 II-5-8 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 图

(A) Sr 和 Nd 同位素进一步显示这种差异的存在; (B) Sr 和 La/Yb 图表明岩石的源区以岩石圈熔融为主, 少量流纹岩源与上地壳

NTZ—北第三纪火山岩带; NQZ—北第四纪火山岩带; SZ—南火山岩带; EZ—东火山岩带

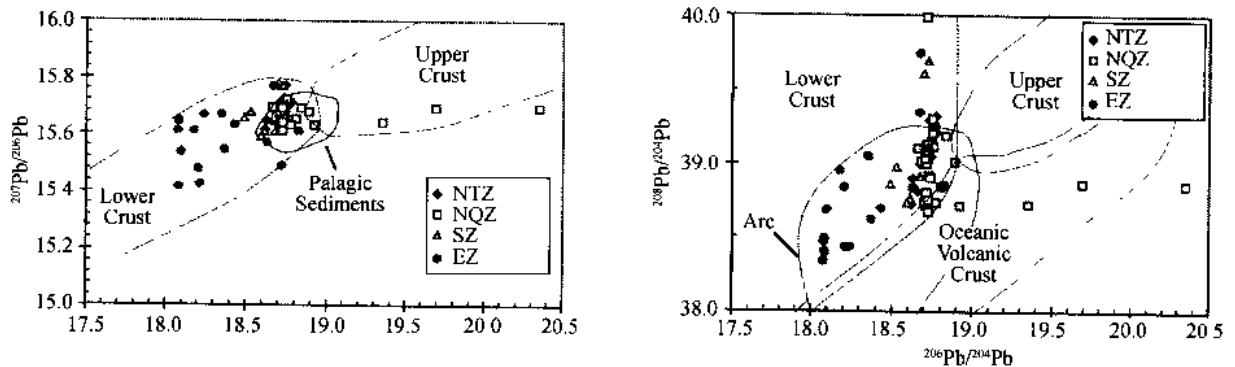


图 II-5-9 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 、 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图

Pb 同位素进一步显示火山岩物资源于下地壳, 为一些泥质沉积物的熔融

NTZ—北第三纪火山岩带; NQZ—北第四纪火山岩带; SZ—南火山岩带; EZ—东火山岩带

成分的研究是不够的。由俯冲作用造成地壳重熔产生岩浆及产生富集地幔熔融体的可能性是存在的, 尤其对那些产在高原边缘地带的火山岩更是如此。但俯冲成因说对远离俯冲边缘高原内部的火山岩则不好解释, 如羌塘地区火山岩距南部喜马拉雅俯冲带 1000 多公里, 距塔里木盆地边缘 (如果那里存在向南的俯冲), 至少 200~300km。

另外, 对那些时代较老 (>20~60Ma) 的火山岩是无法解释的。因为其时代显然早于在高原边缘发

生的陆-陆碰撞和俯冲作用。

我们注意到了高原内部及边部的火山岩都受断裂带控制。地球物理资料揭示青藏高原包括帕米尔和喜马拉雅地区都有一系列穿透地壳、错开莫霍面的高角度深断裂(benoicob, 1984)。白文吉等人(1996)识别出这些高角度深断裂是一种垂直转换断层,将该组断裂的产生同莫霍面的下沉,地壳加厚和地表隆升相联系。我们认为正是这组深达地幔的断裂提供了各种火山活动的通道。

第二节 青藏高原腹地火山作用及深部热结构

青藏高原腹地可可西里地区广泛分布着一套以橄榄玄粗质(shoshonitic)系列为主的新生代火山岩带,这套岩石也被称为钾玄岩、钾质火山岩(如:邓万明,1991,1993),或橄榄安粗岩(如王德滋等,1991)。该火山岩带共发现15个岩区,由东往西为大帽山、可考湖东、可考湖北东、黑驼峰东、黑驼峰西、天台山、向阳湖、鲸鱼湖、雄鹰台、双泉子、巍雪山、荷花湖、木孜塔格、涌波错、羌巴欠和羊湖(邓万明,1978,1996,1998;新疆区调报告,1982;Pearce and Mei,1988;李才等,1989;Mckenna & Walker,1990;Turner et al.,1993,1996;孙延贵,1992,1993;张以弗等,1994;郑祥身等,1996;Yang Jingsui et al.,1997)。它们的空间分布规律、岩浆来源,形成时代和机制,以及与高原形成和隆升的关系,近些年来,一直成为研究高原问题的热点(如:邓万明,1998;迟效国等,1999;郑祥身等,1996;了林等,1999;谭福文等,2000;Arnaud et al.,1992)。另一方面,人们也已注意到,新生代橄榄玄粗质的岩浆活动不仅在高原北部,而且在藏南和藏东也都较多地存在(如:Chung et al.,1998;Miller et al.,1999;Yang et al.,1997),并且,在高原的西部,喀喇昆仑地区也发现有新生代橄榄玄粗质岩浆活动(Pognante,1990)。

从目前的研究状况来看,近些年对高原新生代橄榄玄粗质火山岩的研究已取得很大进展,该带火山岩共有78个年龄数据。从统计结果看(图II-5-1),该带火山岩主要在中新世(23~5Ma)形成。始新世(56~35Ma)在五雪峰有粗安岩形成、岗齐曲有正长岩形成。渐新世(35~23Ma)在可考湖北东有流纹岩和粗安岩形成。中新世(23~5Ma)在整个带上都有火山岩形成,形成的岩性有安粗岩、粗面岩、流纹岩和流纹斑岩。上新世(5~1.6Ma)在巍雪山、向阳湖、木孜塔格、鲸鱼湖和雄鹰台有火山岩形成。第四纪(<1.6Ma)主要在鲸鱼湖、雄鹰台和向阳湖形成粗安岩和多橄玄武岩。不少人曾尝试用不同的模式解释其成因及地质意义(例如,Turner et al.,1996;Xu et al.,1999;邓万明等,1999)。但另一方面,对高原这套特殊火山岩的时空间分布等地质调查还远未结束,特别是火山岩成因和来源的深度一直是人们关心的问题,本文拟通过鲸鱼湖火山岩的产出、岩石学特征、同位素地球化学及年代学等方面的研究,结合深部地震层析资料,为探讨火山岩成因和来源提供新的模式。

一、鲸鱼湖火山岩的产出

鲸鱼湖是一个面积达600km²的位于青藏高原腹地的咸水湖,该湖位置在89°30'E 36°30'N,行政上隶属新疆(图II-5-10)。鲸鱼湖北倚昆仑山南临可可西里山,地势较平坦,地形开阔,湖边最低处已海拔4800m,属高原地貌。

在距鲸鱼湖北岸不远的地方,呈线型EW向分布着一条火山带。从卫星影像上可分别出三个孤零的火山岩锥(图II-5-11),由西向东,我们分别将其称为鲸-1、鲸-2和鲸-3火山(图中代号为4-1、4-2和4-3)。在火山附近有一条EW走向的断层,其产状平直,它是巨型昆仑山南缘边界断裂的西延部分,火山的展布受其次一级断裂控制。

鲸-1火山呈残锥状,面积近1km²。火山表面呈大量风化壳,为棕红色,且气孔十分发育。火山岩以熔岩为主,少量为火山角砾碎屑岩。熔岩流为灰黑色,块状,地表出露厚度接近100m,真实厚度不详。熔岩流中有大量同源火山角砾,另有一些浅色花岗质壳源包体,其中有些含石榴子石,确认其为麻粒岩包体。

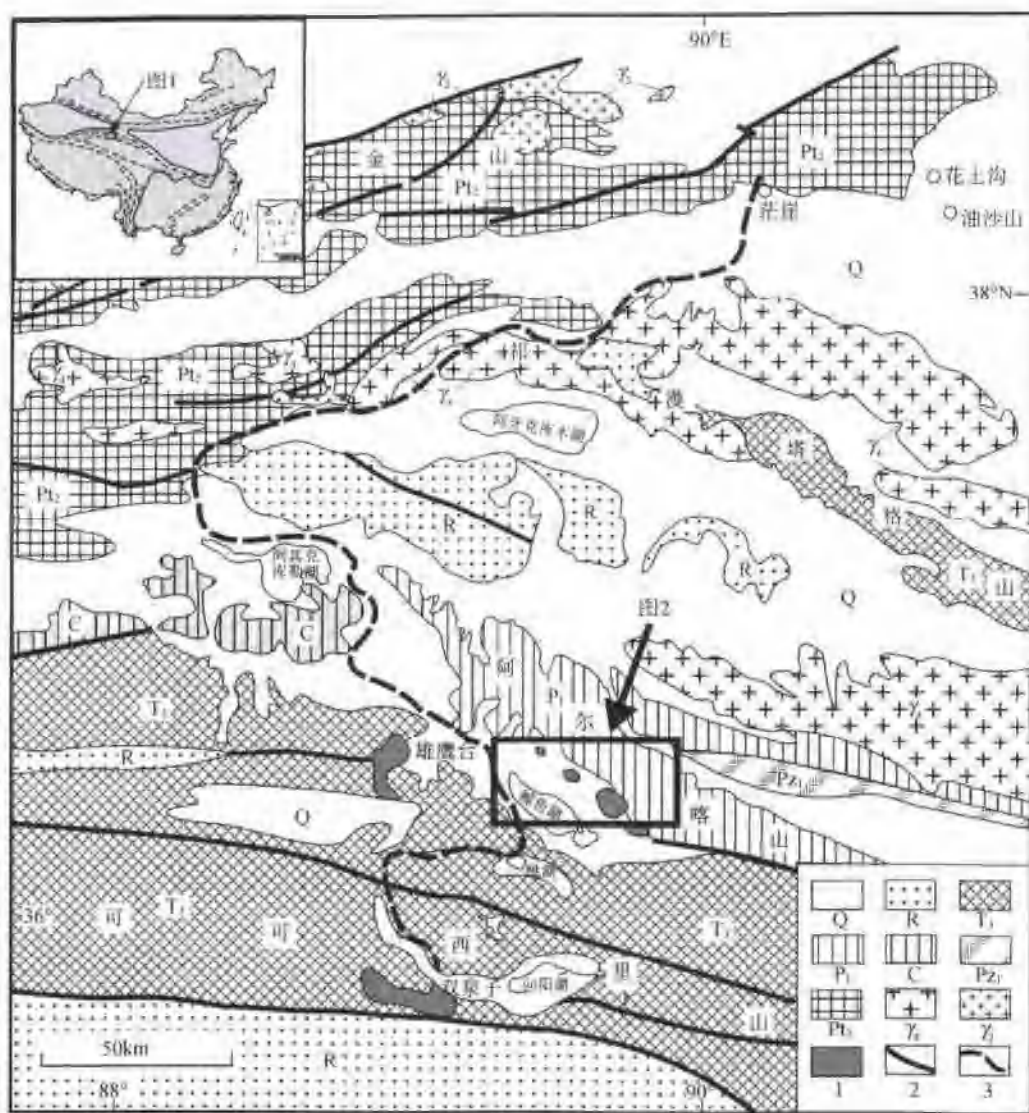


图 II-5-10 藏北可可西里鲸鱼湖地区地质及火山位置图

(据 1:150 万青藏高原及邻区地质图修改)

Q—第四系沉积物;R—第三系碎屑岩夹火山岩和石膏层;T₁—上三叠统砂岩碎屑岩;P₁—下二叠统英岩夹海相碎屑岩;C—石炭系灰岩夹煤系和火山岩;P₂—下古生界浅变质岩夹硅质岩和火山岩;P₂—中元古界浅变质碎屑岩、灰岩和火山岩;Y₁—上元古界花岗岩;Y₂—元古界花岗岩;1—新生代火山岩;2—主要断裂;3—考察路线

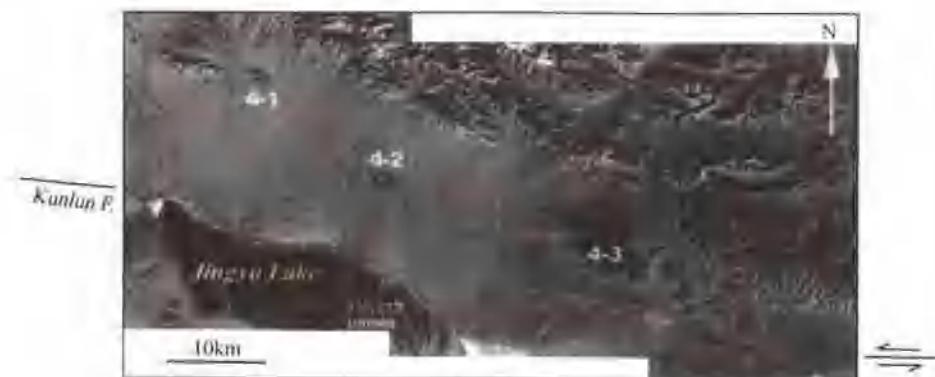


图 II-5-11 鲸鱼湖地区卫星影像及火山岩分布图

4-1: 鲸-1 火山;4-2: 鲸-2 火山;4-3: 鲸-3 火山;昆仑走滑断裂从火山南缘穿过,其部分已被第四系覆盖,火山分布受昆仑断裂的次一级构造控制

鲸-2 火山锥规模较鲸-1 略大些,面积约 2km^2 ,高度 100 余米,在地表也为一残锥状(图 II-5-12A),但下部的熔岩流保存的规模较大些,尤其在其南部风化壳下可见熔岩流向南延伸一定距离。可见熔岩流远离火山锥产状较缓,单层熔岩流厚度可达 3—5m(图 II-5-12B),熔岩流中也有一定量同源火山碎屑,但未见外来壳源花岗质捕虏体。

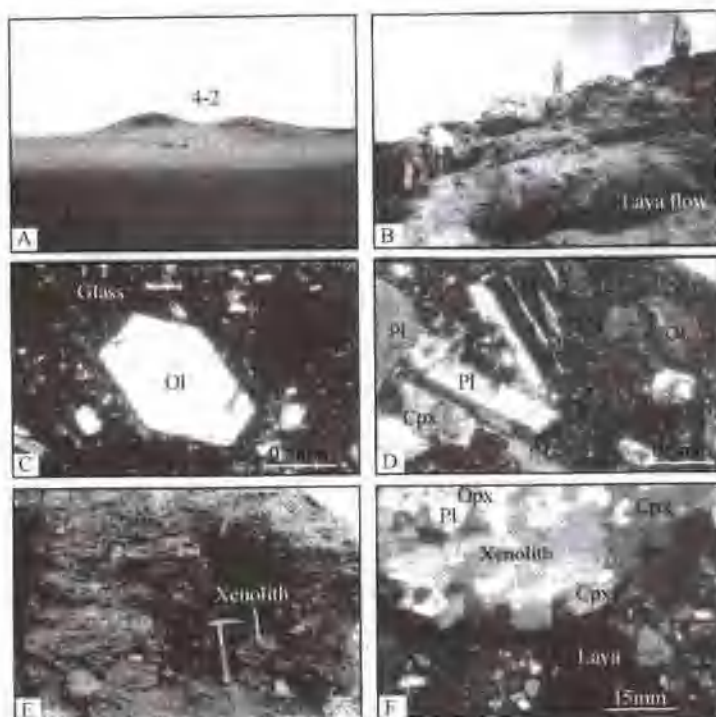


图 II-5-12 鲸-2 火山残锥、熔岩流及有关火山岩的显微照片

(A) 鲸-2 火山的残锥,高 100 余米,面积约 2km^2 ; (B) 鲸-2 火山的熔岩流,单层厚度为数 m,岩性为响岩质碱玄岩,时代为更新世; (C) 碱玄岩的显微照片; (D) 安粗岩的显微照片; (E) 火山岩中麻粒岩等地壳岩石包体,大者可达 20cm; (F) 麻粒岩的显微照片; Ol—橄榄石; Cpx—单斜辉石; Opx—斜方辉石; Pl—斜长石; Glass—玻璃质

鲸-3 火山岩规模相对更大,其面积 5km^2 以上,相对高度近 500m,山上积雪覆盖,气势雄伟。山脚下遭受风化过的火山岩主要为灰黄色厚层状,表壳风化成暗红色,并且熔岩上部多气孔。下部熔岩为灰绿色,可见长石斑晶,并见含玻璃质较高的暗色条带层。从岩石面貌来看,这套岩石与鲸-2 的基座的岩石类型十分相似。

二、两期火山岩特征

根据镜下观察,结合成分分析和年代分析,鲸鱼湖 3 个火山岩锥中存在两期时代和岩性都不同的火山岩,即,更新世的碱玄岩和相对高碱的安粗岩类以及中新世的含碱相对较低的安粗岩类。前者包括鲸-1 火山的全部和鲸-2 火山的上部;后者包括鲸-2 火山的中部和鲸-3 火山的全部。但需指出的是,由于未能攀到鲸-3 火山的中部,尚不能确定鲸-3 火山是否存在类似鲸-2 火山特点,即除了下部的低碱的安粗岩外,上部也另有一套碱玄岩和高碱安粗岩类。

(一) 更新世响岩质碱玄岩和高碱的安粗岩类

这套岩石的特点是基性程度和碱度较高, SiO_2 和 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 含量分别为 45%—55% 和 8%—9% (表 II-5-5 中样品 J10, J13 和 K2-15)。K-Ar 法全岩定年获得三个年龄数据分别是 0.60Ma (鲸-1), 1.16Ma (鲸-1) 和 0.69Ma (鲸-2) (表 II-5-3),表明它们的喷发期在更新世。

表 II -5-3 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩 K-Ar 年龄

序号	采样位置	样品号	岩石名称	K 含量/%	样品重量/g	放射成因 ^{40}Ar mol/g	%	表观年龄/Ma
1	鲸鱼湖-1 号火山	J10	安粗岩	4.27	0.1050	4.409×10^{-12}	11.4	0.60 ± 0.06
2	鲸鱼湖-1 号火山	J13	玄武安粗岩	4.20	0.1029	8.452×10^{-12}	6.9	1.16 ± 0.20
3	鲸鱼湖-2 号火山	K2-12	碱玄岩	4.23	0.0818	5.060×10^{-12}	7.91	0.690 ± 0.115
4	鲸鱼湖-2 号火山	K2-29	安粗岩	3.44	0.0749	9.268×10^{-11}	26.0	15.47 ± 0.53
5	鲸鱼湖-3 号火山	K2-3-9	安粗岩	3.09	0.0795	7.406×10^{-11}	65.0	13.77 ± 0.34
6	鲸鱼湖-3 号火山	K2-3-13	安粗岩	3.77	0.1100	8.879×10^{-11}	54.4	13.53 ± 0.05

测试:北京大学地质系同位素地球化学研究实验室,刘玉琳,2000-07-05。

岩石中斑晶主要是橄榄石、单斜辉石、碱性长石、斜长石,及少量细粒白榴石;基质主要为玻璃质及一些微细结晶矿物。有些未见斑晶的岩石则以玻璃质为主。

斑晶所占比例一般为 20% 左右,少数可达 30%。橄榄石斑晶含量小于 10%,自形晶发育(图 II-5-12C),一般 1~2mm 大小,其 Fo 为 70~84,属贵橄榄石。单斜辉石斑晶含量 10%~15%,但粒度相对较细,一般 1mm 左右,端元组分主要为 Wo:En:Fs=32~49:30~45:10~49,属透辉石质普通辉石。碱性长石斑晶相对不发育,含量 3%~5%,主要为透长石类(Or:Ab:An=36~56:36~61:3~8)。另有一些斜长石斑晶,其中以更长石(An=10~30)为主,少量为中长石(An=30~50)。一些呈等轴状小颗粒的白榴石(<1mm)散布在基质中,其 $w(\text{K}_2\text{O})$ 含量大于 20(t%)(表 II-5-4)。这套斑晶矿物属岩浆初始结晶时高温下的产物。

与该碱玄岩不同的是,高碱的安粗岩中出现较多的斜方辉石小斑晶,其产在单斜辉石附近,或产在基质中。基质中斜方辉石的 En=62~72,其中以小于 70 为多(表 II-5-4)。此外,本岩石中还发现二辉岩包体,温压计算表明其来自大于 100km 深度(吴才来等,2001)。

(二) 中新世低碱的安粗岩类

这套岩石的特点是偏中性, SiO_2 含量较前者略高,为 57%~60%。但碱含量反而略低, ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 为 7%~8%(表 3 中的 K2-29, K2-3-1~K2-3-15)。3 个安粗岩 K-Ar 定年获得年龄数据分别是 15.47Ma(鲸-2), 13.53Ma(鲸-3)和 13.77Ma(鲸-3)(表 1),因此其喷发期应属中新世。据已有资料,这是发生在高原北部的规模较大的最主要的一期新生代火山活动(Yang et al., 1997; 邓万明, 1998; 迟效国等, 1999)。

与基性碱玄岩相比,岩石粒度略粗些,斑晶含量较高,一般可达 30%,但斑晶类型主要为斜长石和单斜辉石类(图 II-5-12D),基质为玻璃及长石类为主的微晶,有时可见微晶矿物呈粗面结构。

斜长石斑晶一般可达 20%,为板状,粒度大于 1~3mm,聚片双晶发育,以中长石为主(An=30~50)少量为拉长石。单斜辉石一般 5%±,含量少且粒度也较细,多数小于 1mm,端元组分 Wo:En:Fs=37~45:38~45:12~17(见表 II-5-4)。

两期火山岩的矿物学特征和岩石成分表明它们属典型的橄榄玄粗质系列的岩石(Bates and Jackson, 1987)。

(三) 麻粒岩包体

鲸-1 火山岩中发现大量地壳岩石包体,包括片麻岩和石榴子石麻粒岩包体(图 II-5-12E)。麻粒岩包体大多数 <10cm,也有一些达 20cm。岩石为块状,为典型的花岗变晶结构(图 II-5-12F),主要矿物有石榴子石(含量可达 20%),斜长石(30%)、石英(40%),及少量单斜辉石和斜方辉石。石榴子石的端元矿物成分镁铝榴石(Py)36~42,铁铝榴石(Al)45~53,钙铝榴石(Gr)4~18,属麻粒岩相中常见的一种石榴子石(靳是琴,李鸿超,1985)。

表 1-5.4 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩矿物成分

鲸鱼湖-2																	鲸鱼湖 3			
产地	更新世																中新世			
时代																				
岩石	碱玄岩																安粗岩			
矿物	普通辉石		橄榄石		石榴石		透长石		斜长石		顽辉石		普通辉石		斜长石		透长石		金云母	
样品号	K2-12-3-5	K2-12-8-1	K2-12-1-1	K2-12-3-1	K2-12-3-1	K2-12-3-1(2)	K2-12-1-1	K2-12-1-1	K2-12-9-1	K2-29-5-3	K2-29-3-3	K2-3-1-13-1	K2-3-1-13-2	K2-3-1-12						
SiO ₂	49.99	53.04	40.64	54.21	54.91	59.23	63.65	59.23	59.23	54.42	51.73	55.17	65.9	41.46						
TiO ₂	1.27	0.28		0.32	0.19	0.73	0.46	0.73	0.73	0.41	0.44	0.12	0.47	2.96						
Al ₂ O ₃	3.84	0.00		23.16	23.62	24.56	19.31	24.56	24.56	1.55	1.29	26.44	18	10.64						
Cr ₂ O ₃	0.29	0.00								0.18	0.04									
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00								0.00	0.00									
FeO	5.49	9.01	14.65	0.98	0.38	0.58	0.48	0.58	0.58	13.88	9.44	0.95	0.64	11.99						
MnO	0.11	0.25								0.30	0.47			0.13						
MgO	14.52	12.78	44.9	0.16	0.13		0	0.2	0.2	27.30	14.37	0.45	0.39	18.04						
CaO	23.88	23.56		0.64	0.04		1.07	5.26	5.26	1.83	21.43	10.22	0.73	0.03						
Na ₂ O	0.78	0.88		0.27	0.06		4.42	6.85	6.85	0.78	0.81	6.33	4.79	0.68						
K ₂ O	0.01	0.02		20.36	21.07		9.84	1.71	1.71	0.00	0.00	0.34	9.49	9.62						
Total	100.18	99.56	100.18	100.09	100.39	99.13	99.23	99.13	99.13	100.62	100.00	100	100.41	95.54						
W ₀	49	49																		
En	42	37																		
Fs	9	14																		
Fo	84																			
An							5	26	4	44	46	4								
Ab							38	63	75	41	52	41								
Or							57	11	22	15	2	54								

注:分析由台湾成功大学电子探针实验室完成。

三、岩石化学特征

首先,鲸鱼湖火山岩表现出高碱($K_2O + Na_2O = 6.2\% \sim 9.4\%$ 和 K_2O/Na_2O 比值高的(1.02~1.18)特征(表 II-5-5,图 II-5-13A, B),岩石类型有响岩质碱玄岩、玄武粗安岩和粗安岩(Le Bas et al., 1986)。此外,根据新疆地矿局未刊资料,鲸鱼湖火山岩还存在流纹岩(转引自邓万明, 1998)。图 II-5-13 中还特征地反映出这套碱玄岩和安粗岩类有一个碱度随着 SiO_2 含量增高而降低的趋势,但它们的 K_2O/Na_2O 比都固定在 1.1:1 左右。流纹岩的碱含量与其它岩石几乎等同高,但 K_2O/Na_2O 比值变化于 0.9~1.4 之间,且与前二者之间存在 SiO_2 含量至少 10% 差异的间断,说明这套流纹岩很可能来自不同的岩浆源区。需要指出的是,虽然有报道说在藏北的西羌塘、可可西里和中昆仑岩带有白榴石碱性岩(邓万明, 1998),但有岩石化学及白榴石矿物成分的只有西羌塘的一套年代为 18~30Ma 的含白榴石高碱岩石(丁林等, 1999),不同的是其 SiO_2 和碱的含量要明显高于本区的白榴石碱玄岩(图 II-5-13a)。图中还投入了麻粒岩捕虏体的岩石成分,其落在了钙碱系列区,不同于这套碱性岩石。

然而,两期火山岩在岩石化学成分方面的差别也是明显的,并且,认为这种差别是与前述的矿物组合方面存在的差别是一致的。

在 MgO 与碱元素及不相容元素 P_2O_5 、 TiO_2 的相关图中(图 II-5-14),中新世和更新世两个时代的火山岩被清楚地分成两个成分区间,前者较后者的 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 P_2O_5 和 TiO_2 含量明显低。图中也显示出两套岩石的 TiO_2 和 P_2O_5 与 MgO 含量分别有一个明显正相关增长关系,反映了岩浆演化的特征。与此不同的是, K_2O 和 Na_2O 含量变化与 MgO 值的关系并不密切,表明不同于常见的岩浆演化序列。鉴于岩石时代很新,且不存在蚀变作用的影响,以上均应反映原始岩浆的特征。此外,图中反映流纹岩也有单独成分区间,而且可能分属不同的岩浆序列。

两套火山岩的稀土元素有许多相似特征,也存在一些差异。首先,它们都显示相同的 LREE 高度富集模式(图 II-5-15)。它们的稀土总量也较接近,更新世熔岩变化于 376~631 $\mu g/g$ 之间(其中鲸-1 火山岩的稀土元素略低些,为 376~440 $\mu g/g$),中新世的熔岩为 547~644 $\mu g/g$,并且,两者还具有相似的 $(La/Yb)_N$ 比值(平均值分别为 81.6 和 81.2)(表 II-5-5)。该比值与前人统计的可可西里(65~80),中昆仑(60~80)值的范围较为接近(邓万明, 1998),说明这些地区岩石类型及特征的可对比性。两套岩石稀土元素特征的差别表现在更新世熔岩的 $(La/Sm)_N$ 值要明显低于中新世的熔岩,分别变化于 5.3~6.0 和 8.3~9.8 之间,说明两者 LREE 变化的斜率是不同的。尤其, δEu 在更新世熔岩中为正异常,而在中新世的熔岩中为负异常,分别为 1.11~1.16 和 0.71~0.85,结合更新世熔岩中 Sr 含量也十分高(1607~3129 $\mu g/g$,见表 II-5-5),Eu 的富集被认为与岩浆中斜长石的堆晶相符合(Vollmer & Norry, 1983)。图 II-5-15 中还给出了麻粒岩捕虏体的稀土元素球粒陨石标准化曲线,其 REE 总量及不相容元素的丰度明显要较熔岩的低,说明这些高丰度的大离子亲石元素不可能由这些麻粒岩所代表的下地壳物质的熔融来提供。

类似于稀土元素,两套火山岩的微量元素也显示了差异和相似性。首先,更新世熔岩除了其 Sr 丰度高于中新世的熔岩外,它的 Zr、Th、Hf、及 La 和 Rb 均低于后者(表 II-5-5)。对原始地幔标准化蛛网图显示两套熔岩微量元素的正、负异常程度和丰度的差别是很明显的(图 II-5-16)。更新世熔岩显示了 Ba、K 和 LREE 正异常,和 U、Th、Ta、Nb、Zr、Hf 和 Ti 负异常;而中新世的熔岩显示 Th 和 LREE 正异常,但 Ba、Ta、Nb 和 Sr 出现不同程度负异常。两套岩石共同特点是总体上富集了大离子亲石元素和 LREE,但 Ta 和 Nb 均为负异常。这种特点与 Peace et al. (1981)总结的 New Hebrides 岛弧型高钾玄武岩的不相容元素的配分型式十分接近,被认为反映了岩浆源区的特征。此外,在用一些不活动元素 Cr、Ni、Zr 和 Nb 与 MgO 所作变异图上(图 II-5-17),更新世的熔岩与中新世的熔岩明显地被分成两个群体,前者的 $MgO < 4\%$ 和 $Zr > 250\mu g/g$,后者则分别大于 4% 和小于 250 $\mu g/g$ 。尤其,两套熔岩表现出各自不同的岩浆演化方向,因此,可以认为它们分属不同的岩浆序列。

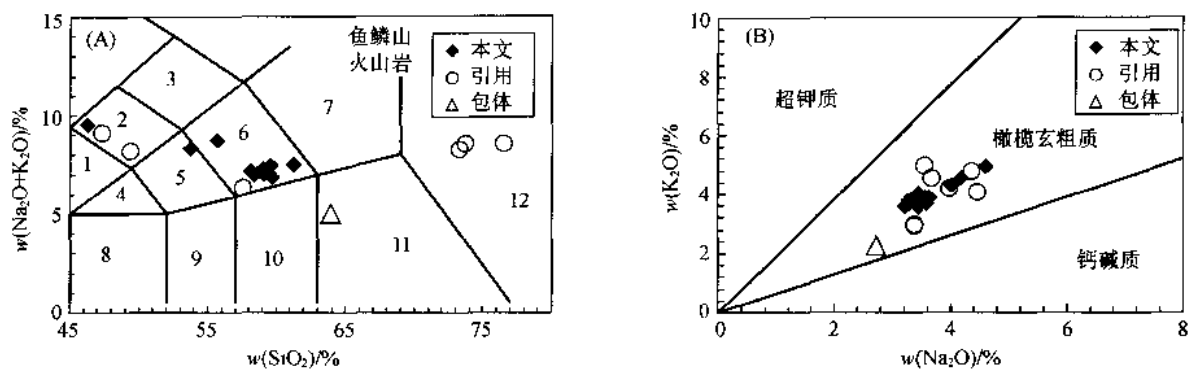


图 II-5-13 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 及 $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 图

(A) 鲸鱼湖火山岩在 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ 岩石分类图上主要落在碱玄岩和安粗岩两个区;黑圆点—更新世火山岩;菱形—中新世火山岩;空心圆—转引自邓万明(1998), 三角形—自测麻粒岩包体;虚线区间—鱼鳞山火山岩(引自丁林等, 1999);1—碧玄岩;2—响岩质碱玄岩;3—碱玄质响岩;4—响岩;5—粗面玄武岩;6—玄武粗安岩;7—粗安岩;8—粗面英安岩/粗面岩;9—玄武岩;10—玄武安山岩;11—安山岩;12—英安岩;13—流纹岩(据 Le Bas et al., 1986)。 (B) $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ 变异图中反映出鲸鱼湖火山岩和麻粒岩包体都一致地落在橄榄玄粗岩类(shoshonitic)区间(据 Turner et al., 1996)

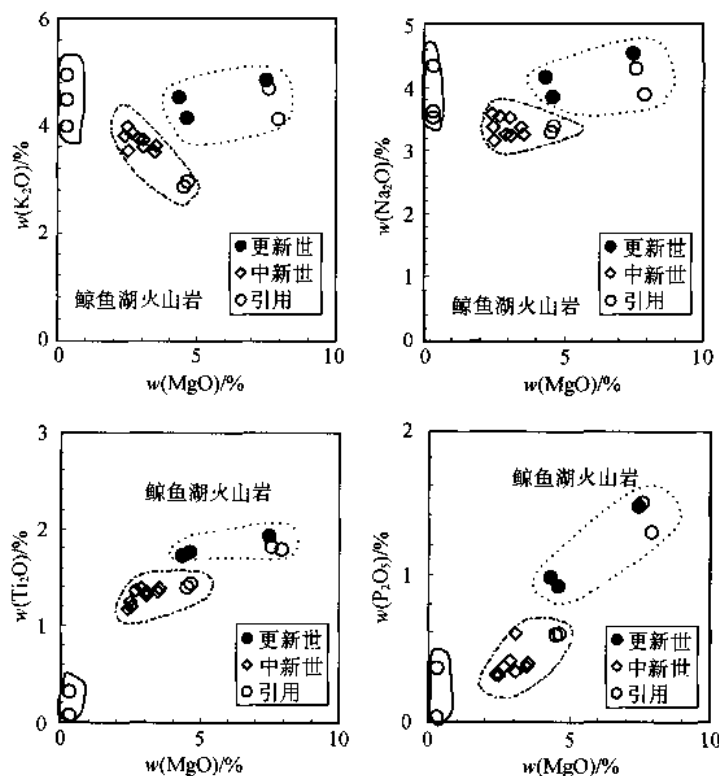


图 II-5-14 $\text{MgO-K}_2\text{O}$ 、 Na_2O 、 TiO_2 、 P_2O_5 变异图

图中清楚地将鲸鱼湖火山岩划分出三个独立的岩性群;它们之间都存在 MgO 含量的间断,反映原始岩浆的不同; TiO_2 和 P_2O_5 含量随岩浆成分而变化, K_2O 和 Na_2O 则不随其变化,说明后者不受岩浆演化控制

四、同位素成分特征

鲸鱼湖两个时代火山岩的 Sr 、 Nd 和 Pb 同位素的主要特点是变化范围很小,有些值区间相重合。例如,更新世和中新世的火山岩都出现较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值并同时具有相同的变化区间,两者分别为 $0.707805\sim0.70986$ 和 $0.707881\sim0.707918$ (表 II-5-6)。同样的情形也发生在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值上,更

表 II -5-5 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩代表性岩石的主量元素和微量元素分析结果

采样点	鲸鱼湖-1			鲸鱼湖-2			鲸鱼湖-3							鲸鱼湖-1
	时代	更新世			K2-29	K2-15	中新世							麻粒岩
		安粗岩	玄武安粗岩	响岩质碱玄岩			安粗岩							
							J10	J13	K2-3-1	K2-3-2	K2-3-3	K2-3-5	K2-3-9	
岩石名称	安粗岩	玄武安粗岩	响岩质碱玄岩											
样品号	J10	J13	K2-15	K2-29	K2-3-1	K2-3-2	K2-3-3	K2-3-5	K2-3-9	K2-3-12	K2-3-13	K2-3-15	J3	
SiO ₂	55.61	51.78	45.62	57.94	59.11	57.69	58.05	60.34	57.15	60.26	58.03	58.16	63.85	
TiO ₂	1.73	1.77	1.93	1.35	1.36	1.39	1.35	1.24	1.39	1.17	1.31	1.2	1.18	
Al ₂ O ₃	14.95	14.03	13.97	14.93	15.24	14.65	14.67	14.75	15.07	15.32	15.19	14.67	15.73	
TF _{e2} O ₃	7.55	7.61	9.51	6.94	7.18	7.69	7.36	6.53	7.52	6.08	7.05	6.34	7.53	
FeO	5.37	5.19	5.29	2.96	2.02	1.49	4.23	4.55	1.36	4.63	4.02	3.77	5.85	
MnO	0.07	0.07	0.09	0.06	0.061	0.12	0.11	0.11	0.12	0.09	0.1	0.1	0.06	
MgO	4.31	4.58	7.47	3.06	2.67	3.53	3.46	2.46	2.9	2.4	3.08	2.51	3.02	
CaO	5.65	7.27	8.63	5.93	5.55	6.26	5.79	4.98	6.4	5.15	6.05	7.23	3.36	
Na ₂ O	4.16	3.86	4.54	3.52	3.54	3.25	3.38	3.38	3.26	3.58	3.24	3.15	2.72	
K ₂ O	4.54	4.16	4.87	3.6	3.85	3.63	3.51	3.99	3.76	3.82	3.75	3.53	2.27	
P ₂ O ₅	0.98	0.93	1.46	0.59	0.37	0.39	0.37	0.33	0.41	0.31	0.34	0.31	0.18	
LOI	0.26	3.51	0.76	1.41	0.84	0.98	1.2	1.26	1.26	1.56	1.88	2.85	0.4	
Total	100.12	99.88	99.41	99.58	100.03	99.83	99.51	99.63	99.49	100.01	100.27	100.3	100.3	
La	107	96.1	156	160	174	155	175	189	165	186	171	174	25.9	
Ce	190	165	275	257	275	243	274	292	264	293	271	276	43.4	
Pr	17.9	15.7	26.1	21.4	24.3	21.4	24.5	25.6	23.1	25.1	23.7	23.5	4.23	
Nd	81.1	66.4	119	87.9	90.8	83.5	92.6	94.6	85.8	93	89.5	87.2	20	
Sm	12.7	9.99	17.9	12.1	12.4	11.5	12.7	12.1	11.8	12.7	12	11.7	3.96	
Eu	3.42	2.65	4.76	2.77	2.64	2.61	2.72	2.58	2.45	2.52	2.61	2.36	1.15	
Gd	6.58	3.93	8.41	9.02	10.1	9.54	9.92	10	9.24	10.3	10.4	9.56	4.74	
Tb	1.31	0.76	1.37	1.65	1.2	1.23	1.14	1.22	1.02	1.17	1.08	0.93	0.8	
Dy	4.93	3.11	6.07	5.07	4.83	5.06	5.35	4.92	4.05	5.16	5.44	4.72	5.85	
Ho	1.07	0.72	1.27	1.09	0.86	0.85	0.94	0.84	0.6	0.81	0.94	0.7	1.32	

续表

采样点	鲸鱼湖-1			鲸鱼湖-2			鲸鱼湖-3								鲸鱼湖-1					
	更新世			中新世																
	玄武安粗岩			响岩质碱玄岩			安粗岩									麻粒岩				
	安粗岩	玄武安粗岩	响岩质碱玄岩	J10	J13	K2-15	K2-29	K2-3-1	K2-3-2	K2-3-3	K2-3-5	K2-3-9	K2-3-12	K2-3-13	K2-3-15	J3				
岩石名称	样品号	Er	Tm	Yb	Lu	Y	4Se	Sr	Ba	Zr	Cr	V	Ni	Nb	Co	Th	Rb	Hf	Ta	U
		3.09	0.3	1.29	0.2	18.6	9.22	1607	1075	244	57.2	141	51.5	42.80	23.7	9.04	63.5	6.33	2.72	2.17
		2.22	0.22	0.6	0.2	8.88	4.77	1691	985	183	58.4	144	37.9	45.00	17.9	8.21	15.7	5.95	2.68	2.65
		3.5	0.3	1.3	0.2	20.9	10.6	3129	1702	260	95.9	207	82.2	40.60	35	11.00	60.7	6.98	2.74	2.66
		3.13	0.3	1.61	0.2	20.3	9.98	1015	1164	260	83.1	144	38	26.50	17.5	34.00	114	7.27	1.61	5.30
		2.56	0.25	1.49	0.93	18.6	11.1	1015	1254	304	105	71.7	39.3	43.7	13.5	48.2	136	9.54	2.16	6.37
		2.67	0.28	1.76	0.42	22.1	11.5	1015	1164	266	126	72.7	74.7	35.1	21.5	34.9	119	6.79	1.73	4.37
		2.94	0.28	1.87	0.25	23.3	11.6	1015	1254	298	113	72	40	39.9	18	46.8	128	9.62	1.5	6.36
		2.7	0.26	1.61	0.3	20.1	11.1	930	1343	332	74.2	66.3	18	30.6	12.9	56.1	132	10.3	1.43	6.87
		2.11	0.28	1.13	0.3	14.4	11.5	1015	1164	137	110	70.9	46	35.7	18	34.1	110	3.21	1.5	3.28
		2.85	0.34	1.78	0.54	22.1	10.5	930	1433	315	66.6	58	19.4	32.8	13.2	57.1	143	10.2	1.69	6.78
		2.95	0.34	1.92	0.36	23.7	11.2	1015	1164	290	97.9	73.6	33.7	40.8	17.2	43.4	106	8.93	1.6	6.28
		2.66	0.22	1.6	0.33	19.6	9.73	930	1254	310	79.3	67	18.8	35.1	12.9	55.8	129	9.81	1.23	6.6
		3.96	0.45	2.76	0.34	29.00	13.5	228	412	40.1	101	171	33	3.00	17.5	1.40	44.5	1.00	0.23	0.28

注:分析由国家地质测试中心李蓉华等完成;主元素及 La、Ce、Nd、Rb、Ba、Sr、Ni、Zr 采用 ICP-AES 法;FeO 采用容量滴定法;K₂O 采用原子吸收法;其它元素采用 ICP-MS 方法。

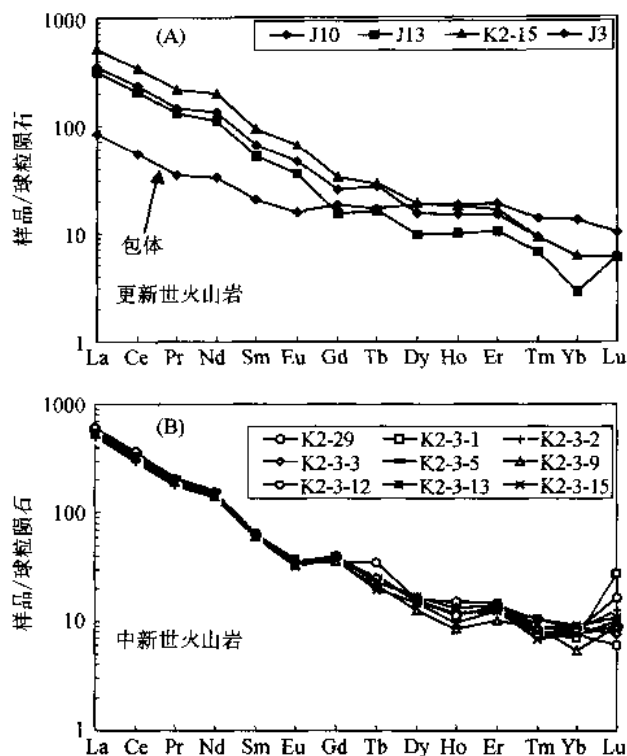


图 II-5-15 鲸鱼湖火山岩 REE 球粒陨石标准化图解

上图为更新世火山岩,其中样品 J3 为麻粒岩。下图为中新世火山岩, Eu 有轻微负异常,但两个时代岩石有十分接近的 REE 丰度及分配模型

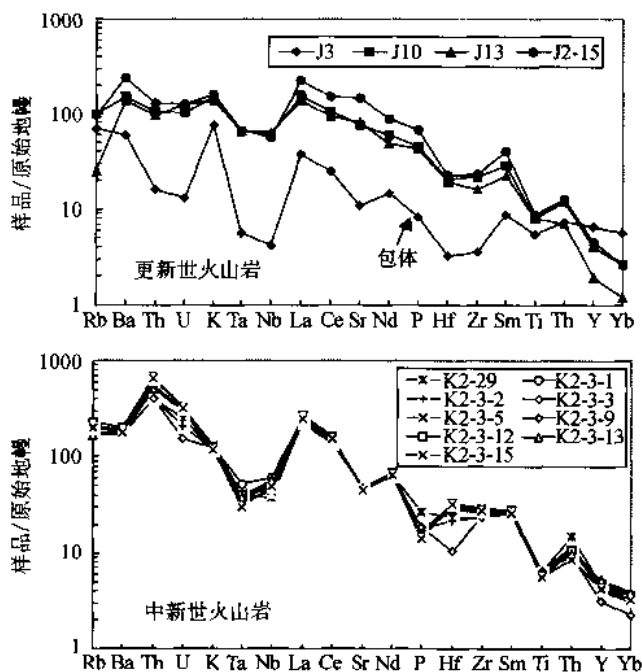


图 II-5-16 原始地幔标准化蛛网图

两个时代样品的微量元素蛛网图显示了较为接近的丰度含量和变化形式,但差别也是明显的(讨论见文中);麻粒岩包体则虽然有相近的模型,有明显低的微量元素丰度

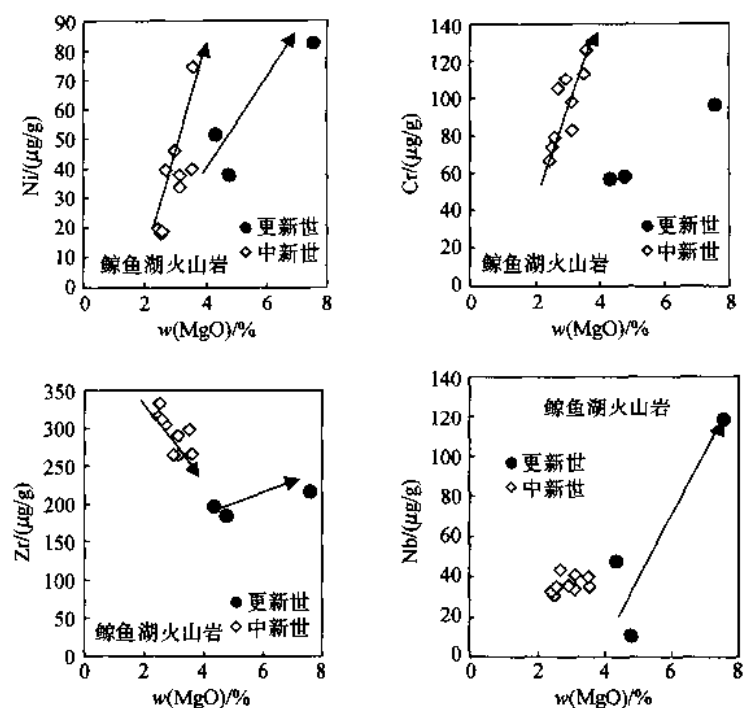


图 II-5-17 MgO-Ni、Cr、Zr、Nb 丰度变异图

反映了鲸鱼湖两期火山岩的岩浆演化趋势十分不同,表明两者形成于各自独立的岩浆

II-5-6 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩同位素组成

岩石名称 样号	更新世火山岩			中新世火山岩		
	安粗岩 J10	玄武安粗岩 J13	响岩质碱玄岩 K2-15	安粗岩 k2-29	安粗岩 k2-3-9	安粗岩 k2-3-13
年龄/Ma	0.6	1.16	0.69	15.47	13.77	13.53
Rb/ 10^{-6}	63.5	15.7	60.7	114	110	106
Sr/ 10^{-6}	1607	1691	3129	1015	1015	1015
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.707971	0.707986	0.707805	0.707881	0.707918	0.707893
2σ	12	14	12	14	12	12
Sm/ 10^{-6}	12.7	9.99	17.9	12.1	11.8	12
Nd/ 10^{-6}	81.1	66.4	119	87.9	85.8	89.5
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512466	0.512486	0.512491	0.512411	0.512411	0.512432
2σ	7	12	13	15	14	14
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5769	18.5402	18.5893	18.6701	18.64731	18.655
2σ	11	13	22	12	51	8
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.622	15.5807	15.6183	15.61482	15.61723	15.6222
2σ	11	15	23	54	63	8
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.9455	37.8108	37.807	38.1611	38.158	38.1754
2σ	31	50	64	19	13	10

注: Sr、Nd 同位素测试: 中国科学院地质研究所同位素室, 黄萱, 1999, 12, 24; Pb 同位素测试: 中国地质科学院地质研究所同位素室, 杨淳, 张巧大, 1999, 12, 24。

新世的火山岩变化于 15.5807~15.6220 之间, 中新世的在 15.61482~15.6222 之间。但两者也存在差异, 表现在更新世的火山岩在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值上要比中新世的高, 而在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值上要比后者低, 前者分别是 0.512466~0.512491, 18.5402~18.5893 和 37.8070~37.9455, 后者分别是 0.512411~0.512432, 18.64731~18.6701 和 38.1580~38.1754, 各自形成了两个不重叠的区间。

鲸鱼湖两个时代的火山岩在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变异图上(图 II-5-18A), 完全落在了富集地幔(EM II)区间, 同样结果也出现在 Pb-Pb 变异图和 Pb-Nd 变异图上(图 II-5-18B、C)。EMII 型富集地幔

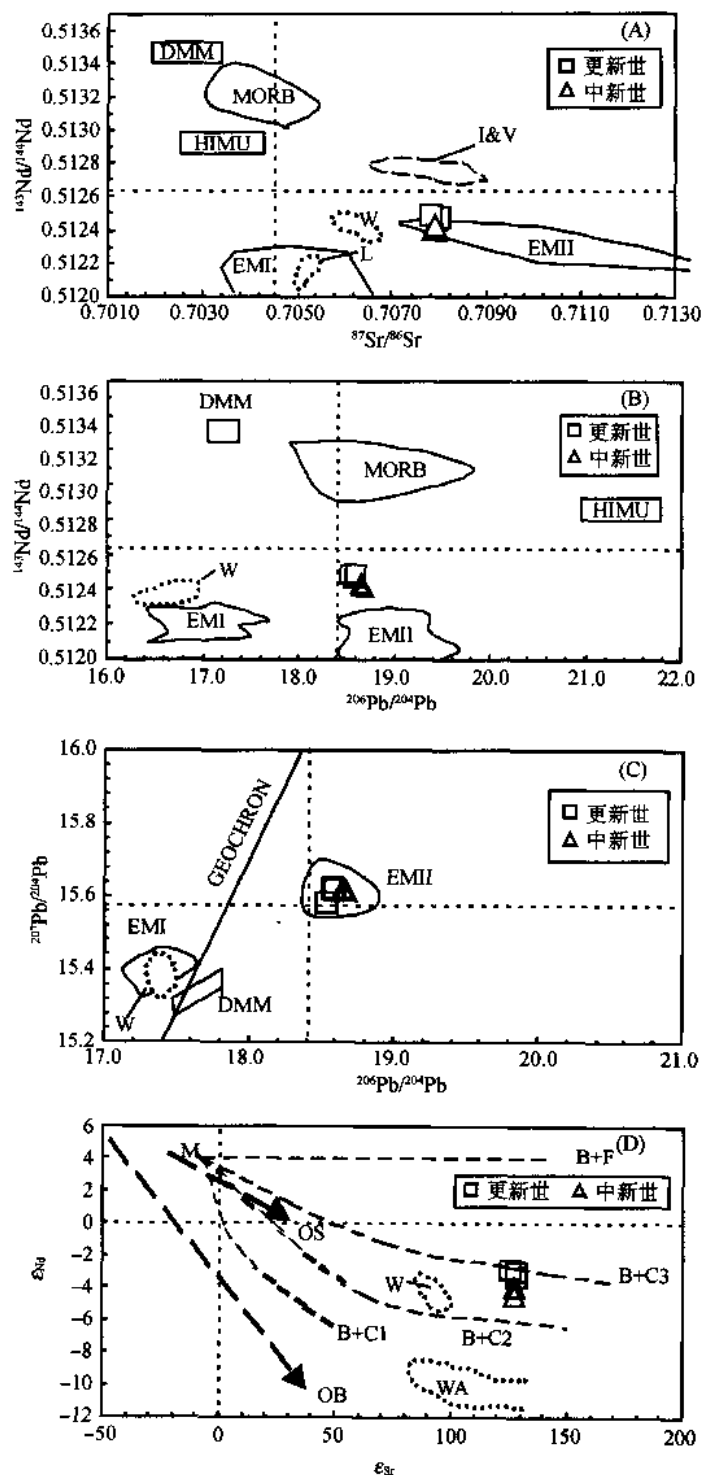


图 II-5-18 Cr、Ni、Zr 和 Nb-Sr 与 MgO 变异图

鲸鱼湖火山岩的 Nd、Sr、Pb 同位素比值变异图反映了两期火山岩有十分相近的比值,但也存在轻微的差别,它们的源区均属 EMII 型富集地幔,不同于许多其他地区的钾质火山岩, W—五大连池(引自王俊文、解广毅, 1992), L—Leucite Hills, 怀俄明(引自 Vollmer et al., 1984), I & V—Ischia & Vessuvius, 意大利(引自 Vollmer et al., 1984), WA—西澳大利亚(Hawkesworth et al., 1990); DMM—亏损型地幔, MORB—洋脊玄武岩, HIMU—异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔, EMI—富集 I 型地幔, EMII—富集 II 型地幔, M—亏损地幔源, B—玄武岩浆区, C1—亏损的下地壳, C2—亏损的中地壳, C3—上地壳, F—上地壳中的流体, OS—大洋沉积物, OB—大洋玄武岩(引自 Hart, 1984; Zindler & Hart, 1986; Neumann et al., 1988; 李昌年, 1992)

一般被认为是俯冲和再循环的大陆地壳与地幔混合所生成(Hart, 1984)。图中同时反映出鲸鱼湖火山岩的同位素值远离亏损型(DMM & MORB)和异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型(HIMU)地幔区,并且也明显不同于富集I型地幔(EMI),相反,我国黑龙江省五大连池的碱玄岩和美国怀俄明白榴山的碱玄岩都落在EMI区(图II-5-17A)。图中还反映了鲸鱼湖的火山岩与意大利Ischia和Vesuvius碱玄质火山岩Nd-Sr同位素比值虽然接近,但区别还是明显的,表明各地碱玄质火山岩源区不尽相同。

ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 是常用的两个判别岩石成因参数,这两个值越大,表明其偏离标准样品(一种无球粒陨石)的值越远(李昌年,1992)。本区火山的 ϵ_{Sr} 变化于126~128之间,该值要较岛弧玄武岩的值(<40)高出许多,也要较大陆溢流玄武岩(<80)的值高,被认为通常出现在再循环的地壳或被交代的地幔岩石中(Kyser, 1986)。在 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 相关图中(图II-5-18D),本区岩石落在玄武岩和壳源混合区($B+C_3$ 和 $B+C_2$ 之间),并在大洋沉积物的趋势延长线上(图中OS线箭头所指)(李昌年,1992)。虽然它们与五大连池的碱玄岩落在同一区间,但两者区别还是明显的(图II-5-18D)。此外,图中还反映澳大利亚西部的钾镁煌斑岩和金伯利岩虽然也具备了高 ϵ_{Sr} ,但其 ϵ_{Nd} 值却要较本区的更低些。

通常,下地幔通过地幔对流与流体交代可以形成富集地幔,这就是被定义为EMI型的富集地幔,其特点是具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值,我国东部地区的橄榄玄粗质火山岩的相应同位素比值具有此种地幔的特征(王俊文、解广轰,1992);而由上地壳物质俯冲到深部与地幔的混合而形成的再循环富集地幔被定为EMII型富集地幔(Hart, 1984; Zindler et al., 1986),这种富集地幔与EMI型富集地幔相比除了具高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值外,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也要较高一些。因此,鲸鱼湖的火山岩可以被认为是典型的EMII型地幔来源,是早期俯冲物质与地幔物质的混合所形成。

五、讨论和结论

(一) 关于火山岩的区域对比

鲸鱼湖地区识别出了两个时期橄榄玄粗质火山岩喷发,早期为中新世,晚期为更新世。早期的主要为偏中性安粗岩类,晚期的则主要为偏基性的碱玄岩类。两者在斑晶类型、化学成分和同位素比值等方面都存在区别,但稀土元素和微量元素曲线都显示了相同的变化型式。同位素的环境判别表明它们都源自EMII型地幔,属有再循环地壳物质加入的富集地幔。

鲸鱼湖地区早期的安粗岩的特征与可可西里地区可考湖和黑驼峰等岩区大面积出露的安粗岩可以对比,该岩区的主喷发期也为中中新世(K-Ar年龄11.7~14.5Ma),属高原北部主要的一期新生代火山喷发(邓万明,1998)。

更新世的基性碱玄质火山活动在中昆仑地区和可可西里地区并不常见,但在高原西北缘的西昆仑岩省普鲁岩区(邓万明,1998),即笔者划分的北第四纪火山带(Yang et al., 1997),出露有较多的更新世基性的响岩质碱玄岩(1.43~1.21Ma, 刘嘉麒等,1990; 1.1~1.4Ma, 刘丛强等,1989),但该处未见有含白榴石岩石的报道。鲸鱼湖地区含白榴石的碱玄岩与藏北唯一有岩石化学及白榴石矿物成分的西羌塘岩区鱼鳞山白榴石响岩不同之处是后者的碱含量要高得多,且形成时代为18~30Ma。

由此可见,藏北新生代火山岩在不同岩区和不同时代的岩性变化较大,形成时代和岩性之间有无相关性还难以确定。鲸鱼湖不同时代火山岩的叠加表明即使藏北新生代火山岩有可能存在总体上的南老北新的时间分带,但不同时期的新生代火山活动在空间上也是可以叠加的。鲸鱼湖的火山沿巨型昆仑山南缘左行走滑断裂带分布,主要受断裂带北侧展布的次级断裂控制。岩石圈深断裂起到了岩浆通道的作用,而两期火山喷发的存在则说明了断层的多期活动。

(二) 火山岩的岩浆来源

由以上的研究推测藏北新生代火山岩的岩浆来源于富集的地幔。但地幔中橄榄玄粗质岩浆是如何形成的? 又是如何侵位的? 则是一个颇具探讨性问题。

实验表明,地幔岩经过任何程度的部分熔融都不可能产生这种高度富钾及大离子亲石元素的橄榄玄粗质岩浆,而地壳岩石的混染也不可能使这种岩浆如此普遍高度富钾(王德滋等,1991),后者也可以从鲸鱼湖麻粒岩包体的成分特征提供证明。另有实验证明,在地壳较厚的地区,莫霍面附近的基性岩浆在较高的压力下经过充分的分离结晶,能产生相当富钾的岩浆(Meen,1987,1990),中国东部的一些橄榄玄粗质岩石有可能是通过岩浆结晶分异所产生(王德滋等,1991)。这种经分离结晶产生的橄榄玄粗质岩石往往与其它同源岩浆的岩石,如拉斑玄武系列或钙碱性系列岩石相伴随。另一例子是产在摩洛哥 Eastern Ali 的一套后碰撞的钙碱性-钾质钙碱性-橄榄玄粗质系列岩石,显示了岩浆成分随时间的推移而呈现规律性的变化,Bakkali et al.(1998)认为这种岩浆成分的改变与板块后碰撞的演化及深部应力性质的改变有关。青藏高原目前产出的这种大量的橄榄玄粗质岩石显然不同于以上的例子,由橄榄玄粗质岩浆的结晶而形成来解释似乎更合理些,而用高度的分离结晶理论来解释则恐怕与地质事实不符。

目前较为流行的这套岩浆形成模式认为由于印度板块向北俯冲产生南北向的挤压及东西向的伸展,由此诱发了源区物质发生重熔(如:邓万明,1998)。印度板块与欧亚大陆的碰撞被认为是发生于55Ma以来的一种单向的向北运动(Patriat & Achache, 1984),这对于解释新生代火山活动主要沿高原周缘分布,尤其对于一些早于50Ma的火山作用(如:60Ma, 邓万明(1998);53.3Ma, 张以弗等,1994)似乎解释不遍。相反,高原内出现早于印度板块碰撞的橄榄玄粗质火山岩至少说明两点:①在碰撞之前,高原下部的地幔中已存在橄榄玄粗质的岩浆活动;②橄榄玄粗质的岩浆活动不受或至少不完全受印度板块向北俯冲碰撞的控制。

中法合作完成的天然地震层析资料显示藏北岩石圈150~250km深处有一巨大低速体,推测其为地幔底辟作用造成,并可能是火山岩浆的源区(许志琴等,1996)。这种间接推断的岩浆成因的模式提供了一种新的思考,但岩浆究竟何时形成却需要更多的证据,有待于更多的地表地质调查。相信随着火山岩研究的深入,对火山的物质来源及岩浆的成因还会有新的模式出现。

第六章 青藏高原巨型造山 拼贴体及造山类型

青藏高原是在巨型碰撞造山拼贴体的基础上构筑的,青藏高原造山拼贴体的形成与始特提斯、古特提斯和新特提斯洋盆的先后开启、消减、闭合以及古大陆的裂解、诸地体的移动、会聚和拼合有关。造山类型形成在不同时期海(洋)盆俯冲、地体碰撞和陆内会聚的不同阶段。多地体/多岛弧/多弧前海的构架表明诸多的俯冲型山链可以产生在地体边界的活动陆缘一侧,古特提斯南、北两洋盆的双向俯冲构筑了双向俯冲型山链;碰撞型山链由于地体边界与块体驱动方向的几何学关系形成“正向碰撞型”和“斜向碰撞型”造山类型。“斜向碰撞型山链”与走滑断裂的形成、规模及其运动学直接相关。50~60Ma 印度/亚洲碰撞不仅形成青藏高原造山拼贴体的最后成员——喜马拉雅山链,而且在拼贴体的北缘由于陆内俯冲作用使早期形成的山链在整修后又一次崛起。青藏高原的周缘山链铸成屏障与外侧的克拉通相隔。

青藏高原巨型碰撞造山拼贴体的形成是亚洲大陆的自北往南的增生和造山迁移的生长结果,其所反映的活动长期性、非原地性、俯冲/碰撞/陆内造山类型的多样性、碰撞造山的多期性以及造山的复合叠置性比世界上任何一个复合山链(或造山拼贴体)来的复杂、多彩。

第一节 巨型造山拼贴体及造山类型简述

造山作用是形成山脉的过程(Gilbert, 1890), 100 多年来研究山链的专家一直认为造山作用是构造的起源,而不是指山脉地形的起伏(Stille, 1950)。造成山链的构造作用过程包括地壳上部的褶皱、逆掩和断裂以及下部的塑性变形、变质和深成岩浆活动,并认为造山运动发生于较短时间,在一条线性地带内发生强烈变形。20 世纪 60 年代以来板块构造理论赋予“造山作用”新的内涵,把大陆山链的造山过程看作岩石圈板块相互运动和作用的表征。板块之间的运动通过三种类型(离散型、会聚型和转换型)的边界进行,造山“形变”只发生在会聚板块边缘的窄部。威尔逊把板块构造引入造山作用中,强调了造山运动的三维观念;洋脊的拉张、原始山链的挤压及两侧的旋转,并根据北美科迪勒拉山的造山特征,认为造山带可借助走滑断层将大量较小的“碎块”聚集起来重新分布而形成(Wilson, 1966)。

20 世纪 70 年代以来,致力于大陆山链研究的地质学家通过山链实体解剖,发现造山形变不限于会聚板块边缘的窄带,而可以扩展到板内,达数百乃至上千公里的宽域。地质学家发现,造山作用涉及到大规模的陆壳变形、变质及花岗岩浆活动,可以发生在板块碰撞前的俯冲期(俯冲型山链)、主碰撞期(碰撞型山链)及后碰撞期(陆内型山链)。Mattaue(1986)按板块运动阶段曾把山链划分为“俯冲型”(即安第斯型)、“仰冲型”(阿曼型)、“碰撞型”(喜马拉雅-阿尔卑斯型)及“陆内型”;许志琴(1994)曾根据构造造型划分“滑脱型”、“挤压型”、“叠覆型”、“平移型”和“热隆伸展型”山链。

Sergor(1987)曾认为,大量会聚板块边界在时空活动中形成的众多的造山带组成造山区,这种造山区可以用“造山拼贴体(Orogenic collage)(Helwig, 1974)术语来描述。许志琴(1987, 1994)在研究中国造山带时曾认为中国的某些山链经历了长期地质历史演化过程,形成“复合”山链,“复合”的含义包括“增生”和“叠置”两个方面。又将复合山链划分为“增生型复合山链”、“双向型复合山链”及“叠覆型复合山链”。

研究表明,世界上许多造山带是长期活动(>300Ma)的复合造山带,活动域的宽度可超过 1000km,是大陆生长的最好见证。近十年来,全球造山带的研究已由单一造山带向复合造山带研究深入,复合造山带是大范围、多期和多造山类型相互作用的结果。

复合造山带长期活动的原因、大陆增生机制、造山带的流变学结构和造山热对造山作用的控制等已

成为当前大陆动力学研究的关键科学问题。

近十年来,“俯冲型”山链的研究又有了新的进展。在许多山链中,地质学家发现由剪断的大陆碎片和肢解的俯冲蛇绿岩、混杂堆积、高压-超高压变质带组成的俯冲杂岩带的上部(活动陆缘),发育由弧前增生楔、钙碱性火山岛弧系及弧后盆地组成的活动陆缘增生带。不同成因块体的活动陆缘可以形成不同的陆缘增生带,其形成均早于大陆块体之间的碰撞界限——缝合带,并且在很多的情况下,俯冲上盘的陆缘增生带未固结物质对于上部板块的变形及造山带的形成起重要的作用。譬如南美的安第斯山链、北美科迪勒拉山,以及亚洲东南部菲律宾马尼拉拉地带均有弧前增生带。其中南美的安第斯山不存在多岛弧的增生,以巨型火山岛弧岩浆带为主体,是南太平洋向东俯冲于南美板块之下形成的俯冲型山链。而东南亚在第三纪时期以来经历了小的块体与亚洲大陆长时间会聚和对接的增生历史,对接过程包括了边缘盆地的不断打开、多岛弧的增生和上部俯冲板片的缩短(Manual et al., 2003)。Sengor (1996)在研究中亚阿尔泰(Altaids)碰撞造山系时提出“中亚型”或“土耳其型”山链类型,认为在此山链中,一个或两个大陆的前碰撞历史包含了大规模的俯冲加积杂岩的形成,在俯冲加积杂岩中岩浆弧轴迁移,并致使大陆不断增生扩大。因此俯冲带上部遭受了包括俯冲增生历史在内的前碰撞的演化,并形成俯冲型山链,是研究俯冲过程、俯冲极性和活动陆缘增生历史和前碰撞山链的最佳场所。

地球上的许多山链构筑在俯冲板块(被动陆缘)一侧,被动陆缘伸展盆地中的沉积盖层和变质基底在板块碰撞过程中遭受强烈的变形,形成碰撞型山链。典型的例子是位于非洲-意大利板块下部的欧洲俯冲板块一侧的阿尔卑斯山链和位于亚洲板块下部的印度俯冲板块一侧的喜马拉雅山链,这是由叠覆逆冲岩片组成的具陆壳增生楔结构特征的“阿尔卑斯-喜马拉雅”型碰撞造山带。研究表明,俯冲型山链在板块碰撞后与碰撞型山链拼贴在一起,往往通过弧/陆碰撞→陆/陆碰撞的方式,形成“俯冲-碰撞型”山链。有些弧/陆碰撞引起的造山变形过程本身可能是短暂的,如欧洲英国-爱尔兰加里东造山带的弧/陆碰撞造山作用从大陆边缘俯冲开始到前碰撞缩短的结束只持续了 18Ma,碰撞造山缩短和变质演化延续了 8Ma,地壳拉伸和下地壳折返延续 1.5Ma,俯冲极性反转后的造山缩短为 4.5Ma(Dewey, 2005)。

研究还发现在板块碰撞之后可以继续造山(后造山)或者在远离缝合带的地区造山。这种陆内造山活动突出表现为山脉的剧烈隆升,产生新的逆冲、走滑构造、并伴随着强烈的岩浆和变质作用,出现地壳尺度的伸展-剥离以及山体抬升和塌陷。

青藏高原是地球上最大、最高和最年轻的高原,青藏高原形成的基础背景比世界上其它的许多高原都来得复杂,譬如,北美的科罗拉多高原构筑在稳定的古生代地台之上,法国中央高原的基础是欧洲华力西造山带。而青藏高原是在新元古代以来长期活动、多期造山及新生代最后隆升的基础上形成的高原,经历了显生宙以来洋盆不断消减和闭合,诸地体(或陆块)不断会聚、碰撞和增生的产物,具有“多陆块、多岛弧”组成的基本格架及显示“多洋(海)盆、多俯冲、多碰撞和多造山”的动力学作用过程。不同历史阶段洋盆的开启和闭合致使地体汇聚和碰撞,多地体拼合构筑成复合地体,地体间的碰撞产生碰撞造山带,碰撞造山带的拼合及叠置又形成复合碰撞造山拼贴体。因此青藏高原形成的基础是经过长期拼合的复合地体和复合的造山拼贴体,而在其周缘又被再崛起的造山带所包围,因此有人称青藏高原为“造山作用的高原”(Orogenic Plateaux)。

青藏高原在长期地质历史演化中,形成不同时期从俯冲、碰撞到陆内各种造山类型组成的山链和复合山链,青藏高原的造山类型之多样及丰富称得上是世界造山类型之大全。识别这些丰富的造山类型,并与世界上典型的造山类型对比是研究碰撞动力学的重要内容。本文将通过青藏高原形成过程中不同时期、不同阶段造山类型和造山作用、造山机制的解析,来说明青藏高原为什么是个造山的高原?

第二节 高原基本地体构架

研究表明,组成青藏高原的诸多陆块和复合陆块并非原位,它们均来自靠近冈瓦纳大陆的一侧(Grandstein et al., 2004)。陆块之间的会聚及俯冲使陆块消减,在地体碰撞过程中形成的大型剪切带及大型断裂的作用使陆块或复合陆块叠覆、错位、挤出和远离原地,后期大型盆地的形成又使块体和复

合块体的原型遭到覆盖。因此,青藏高原的重大关键问题已不仅是 50~60Ma 以来印度和亚洲碰撞形成高原以及引起波及大陆岩石圈数千公里变形,再造巨大的地体拼合体和碰撞造山拼贴体的形成,地体之间的相互作用及大陆增生的地质历史过程,成为青藏高原研究的重要内容。其包括了组成各陆块单元的古地理位置、原型、归属和特征,古洋盆的开启及消减,陆块之间相互运动的轨迹、拼合与叠置的方式,碰撞造山类型、过程、造山叠置以及造山的机制;大型走滑构造的形成和对青藏高原结构的改造,以及深部结构、壳幔相互作用和驱动力等。青藏高原所具有的十分复杂的地壳—岩石圈流变学特征给青藏高原形成历史及动力学机制研究带来了极大困难。

印度/亚洲前碰撞历史是从新元古代开始的长期活动历史,经历了早古生代、晚古生代—三叠纪和晚中生代的地体会聚的三个阶段,和泥盆纪、晚三叠世和晚侏罗世—早白垩世的多期碰撞造山事件。由于印度/亚洲前碰撞历史是以诸多地体的会聚为特征,因此通过地体结构及地体边界的研究以及各时期地体边界两侧陆壳的变形特征和动力学过程的揭示,研究青藏高原形成前诸地体与亚洲北部逐渐拼合和大陆增生的过程。50~60Ma 印度/亚洲的最后碰撞,不仅增生了喜马拉雅地体,而且使亚洲大陆发生向东与南东的挤出以及形成内部高原地貌和周缘新生代造山带的两个新的大地构造单元。

青藏高原大地构造单元组成可分为三大部分:①青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体;②青藏高原腹地“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体;③青藏高原南部喜马拉雅新生代增生地体。前两者组成印度/亚洲前碰撞的“青藏联合陆块”构架,后者为 60~50Ma 印度/亚洲碰撞的最后拼接体(许志琴等,2006)(图 II-6-1)。

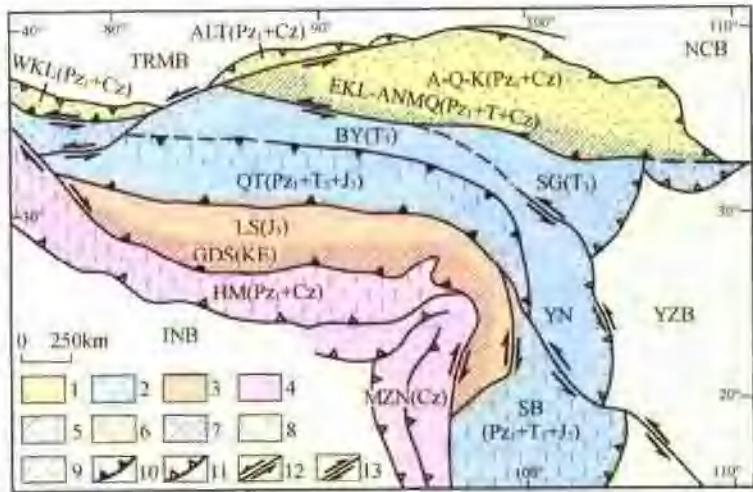


图 II-6-1 青藏高原巨型碰撞造山拼贴体组成图示

1—早古生代(P_2)碰撞山链;2—晚三叠世(T_3)碰撞山链;3—晚侏罗世(J_3)碰撞山链;4—新生代(C_z)碰撞山链;5—叠置的晚三叠世(T_3)俯冲型山链;6—叠置的晚侏罗世(J_3)俯冲型山链;7—叠置的白垩—第三纪(K-E)俯冲型山链;8—基底为早古生代(P_2)山链;9—叠置的新生代(C_z)陆内山链;10—缝合带;11—逆冲断裂;12—左行走滑断裂;13—右行走滑断裂
NCB—北中国陆块;INB—印度陆块;YZB—扬子陆块;TRMB—塔里木陆块;WKL—西昆仑造山带;ALT—阿尔金造山带;A-Q-K—阿拉善-祁连-东昆仑造山带;BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜造山带;QT—羌塘造山带;LS—拉萨造山带;HM—喜马拉雅造山带;YN—云南挤出体;SB—柴达木挤出体;MZN—密支那推覆体

青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体的组成包括阿拉善-敦煌地体、祁连-阿尔金地体、柴达木地体、东昆仑北地体、东昆仑南地体、西昆仑北地体和西昆仑南地体,地体边界包括早古生代俯冲杂岩带(蛇绿岩、混杂堆积和高压-超高压变质)和活动陆缘增生带(弧前增生楔、火山岛弧岩浆带和弧后盆地)两部分,有北祁连俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、柴北缘俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、祁漫塔格俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、昆中俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、北阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、南阿尔金俯冲杂岩带和活动陆缘增生带以及库地俯冲杂岩带和活动陆缘增生带等。该复合地体向东与北秦岭早古生代地体相连。通过对阿尔金断裂三叠纪形成(李海兵等,2001)及其两侧地体(祁连和阿尔金地体)和地体边界(北祁连和北阿尔金早古生代俯冲杂岩带,柴北缘南阿尔金早古生代俯

冲杂岩带)的对比,确定了阿尔金山是祁连山的西延。

在“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合地体中,地体之间的边界昆南-阿尼玛卿俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、金沙江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带、班公湖-怒江俯冲杂岩带和活动陆缘增生带,以及由于新特提斯洋盆俯冲在拉萨地体南缘形成的雅鲁藏布江俯冲杂岩带及冈底斯活动陆缘增生带。在青藏高原东南部三江地区由于印度/亚洲碰撞造成物质的侧向挤出和逃逸(Tapponier et al., 1982, 1986),构造格架由EW向转为NS向,自东向西为与金沙江俯冲杂岩带相连接的甘孜-理塘俯冲杂岩带和巴塘-元江俯冲杂岩带及伴随的义敦和江达火山岛弧带(许志琴等, 1992; 刘增乾等, 1993)。

最新研究表明,在羌塘地体内部存在一条分割南、北羌塘的由二叠纪蛇绿岩(辉长岩, U-Pb, 299~314Ma; 玄武岩, Rb-Sr, 318Ma)和三叠纪高压蓝片岩和榴辉岩(蓝闪石, ^{39}Ar - ^{40}Ar , 220~221Ma)变质带组成的双湖-龙木错俯冲杂岩带,该带可能与青藏高原东南部三江地区分割“芒康-思茅地体”和“保山地体”的澜沧江蛇绿岩带(C-P)相连,与澜沧江蛇绿岩带伴随还有“杂多-昌都火山岛弧带”及“澜沧火山岛弧带”(C₃-P)相连(刘增乾等, 1993)。

通过最新的古地磁研究(Grandstein et al., 2004),组成青藏高原的诸地体的古地理位置、性质和归属的“非原地性”得以进一步证明。青藏高原在各个重大历史阶段中的地体拼合和增生是与特提斯洋盆包括始特提斯洋(新元古代一早-中泥盆世)、古特提斯洋(中石炭世—早三叠世)和新特提斯洋(晚三叠世—晚白垩世)的不断开启与闭合以及印度洋的最后打开(早中新世—现在)有着密切的关系。而且新的研究进一步证实青藏高原在印度/亚洲碰撞前的地体构架具有典型的“多洋(海)盆、多地体、多岛弧”的特征和“多俯冲、多碰撞、多造山”的动力学过程。在60~50Ma印度/亚洲碰撞前的地体构架为“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体和“松潘甘孜-羌塘-拉萨”中生代复合增生地体组成的“青藏联合陆块”,北以西昆仑北缘冲断裂、阿尔金北缘冲断裂和北祁连北缘冲断裂为界,南缘界限为雅鲁藏布江缝合带。60~50Ma印度/亚洲碰撞造成“青藏联合陆块”的右旋隆升及物质向东挤出(Tapponnier et al., 2001)以及联合陆块之西北缘发生地体移置,分别形成叠置的云南挤出地体、缅甸挤出地体和阿尔金-西昆仑移置地体(许志琴等, 2006)。

第三节 青藏高原的俯冲/碰撞/陆内造山类型

纵观青藏高原的造山类型可以分为三大类型:俯冲型山链、碰撞型山链及陆内型山链。俯冲型山链包括正向俯冲型(冈底斯白垩纪—早近新世俯冲型山链、东昆仑-阿尼玛卿三叠纪俯冲型山链、和玉树-义敦三叠纪俯冲型山链)、正向俯冲增生型(阿尔金-祁连-昆仑早古生代俯冲增生型山链);碰撞型山链包括正向碰撞型(喜马拉雅新生代逆冲叠覆-挤出型山链、松潘甘孜晚三叠世滑脱-逆冲型山链)和斜向碰撞型(巴颜喀拉晚三叠世挤压转换型山链、西缅甸新生代挤压转换山链、西巴基斯坦新生代挤压转换山链);陆内型山链包括挤压-转换型山链(青藏高原北缘新生代挤压转换型山链)和转换-挤出型山链(阿尔金-西昆仑新生代陆内挤出转换型山链)(表II-6-1)。图II-6-2示意了青藏高原的主要造山类型的三维样式。

(一) 俯冲型山链

俯冲型山链是指地体碰撞及复合地体拼合之前的形成的山链类型。根据碰撞前地体汇聚的几何学在青藏高原有三种俯冲型山链。

1. 正向俯冲型山链——冈底斯山链

典型例子为由冈底斯火山岛弧带及弧前加积楔组成的“俯冲型山链”。在印度和亚洲碰撞之前,由于新特提斯洋壳向北俯冲在亚洲大陆南缘形成增生的大陆弧,被称为转换喜马拉雅带。转换喜马拉雅带(即冈底斯带)由火山岩岩浆岛弧组成,它们的围岩为前寒武纪到中生代的变质岩系,白垩纪—第三纪的前陆盆地沉积一般保存不好。火山岩岩浆岛弧带主要发育在两个地段:西面巴基斯坦—印度 Kosbistan-Ladakh段(Searle et al., 1991., Honegger et al., 1982)和东面的拉萨—日喀则段(Burg et al., 1983)。

表 II-6-1 青藏高原俯冲/碰撞型山链类型列表

类 型	分 类	典 例
俯冲型山链	正向俯冲型	冈底斯白垩纪—早近新世俯冲型山链 东昆仑-阿尼玛卿三叠纪俯冲型山链 玉树-义敦三叠纪俯冲型山链
	正向俯冲增生型	阿尔金-祁连-昆仑早古生代俯冲增生型山链
碰撞型山链	正向碰撞型	喜马拉雅新生代逆冲叠覆-挤出型山链 松潘甘孜晚三叠世滑脱-逆冲型山链 巴颜喀拉晚三叠世挤压转换型山链 西缅甸新生代挤压转换山链 西巴基斯坦新生代挤压转换山链
	斜向碰撞型	
陆内型山链	挤压—转换型	青藏高原北缘新生代挤压转换型山链
	挤出—转换型	阿尔金-西昆仑新生代陆内挤出转换型山链

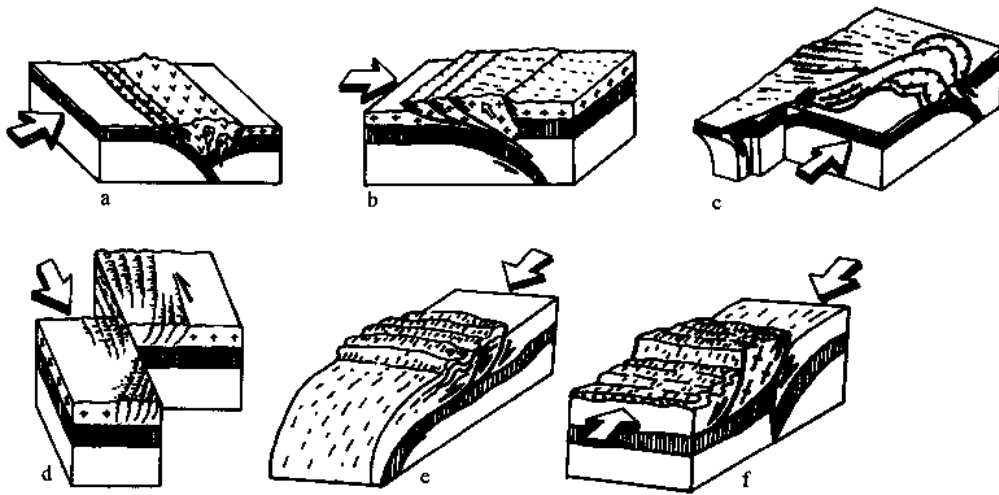


图 II-6-2 青藏高原俯冲/碰撞/陆内造山类型立体示意图

a—俯冲型山链；b—碰撞型陆壳叠置增生山链；c—碰撞型“平行挤压转换”山链；d—碰撞型“斜向挤压转换”山链；e—碰撞型滑脱-逆冲山链；f—碰撞/陆内型挤出山链

在西部,沿晚白垩纪 Shyok 缝合带分布的 Koshistan-Ladakh 岛弧杂岩的碰撞是喜马拉雅增生事件的前兆。其上部为早白垩世钙碱性岛弧火山岩与沉积岩单元,被辉长岩和花岗岩岩基所侵入的;下部为早白垩世席状杂岩的基性-超基性层状深成岩体,以及高度变形基性变火山岩和变质深成岩,其中可能包含火山弧底部的新特提斯洋底残片。最老的 Koshistan-Ladakh 岛弧杂岩岩基的年龄是 100Ma., 最年轻的是晚古新世(Hodegger et al., 1982., Scharer et al., 1984., Petterson et al., 1985)。

在中部,沿雅鲁藏布缝合带的拉萨-日喀则段(即冈底斯带)是发育在晚侏罗世与亚洲拼合的拉萨地体的大陆边缘岛弧带。拉萨地体的稳定地壳包括了为泥盆纪—晚白垩世浅水陆-海相夹火山岩地层所不整合的前寒武纪—寒武纪变质地层(Burg et al., 1983)。沿拉萨地体南缘的冈底斯火山岛弧带主要由林芝宗钙碱性火山岩及冈底斯花岗岩基组成,岩浆活动年龄为 94~42Ma,大部分年龄是古新世—始新世(Scharer et al., 1984., Xu R. H. et al., 1985., Coulon et al., 1986., Copeland et al., 1995)。与西部比较,具有西部老(晚早白垩世)中部新(早第三纪)的特征。上述表明冈底斯带和“安第斯山链”一样是典型的前碰撞俯冲型山链。

类似冈底斯俯冲型山链的还有由东昆仑-阿尼玛卿活动陆缘增生带和玉树-义敦活动陆缘增生带组成的两条俯冲型山链。前者是以东昆仑-阿尼玛卿蛇绿岩带为标志的古特提斯北洋盆向北俯冲于东昆仑地体下的产物;后者为以西兰乌金-金沙江-甘孜-理塘蛇绿岩带为标志的古特提斯南洋盆向南和南西

俯冲于羌塘地体之下而形成。由于昆南-阿尼玛卿古特提斯洋壳向北俯冲,在东昆仑地体中形成宽度 50~80km,长度 800km,具有弧火山性质的布尔汗不达钙碱性系列花岗岩带,侵位时限为 220~240Ma,其和东昆仑南缘三叠纪弧前增生楔和共和弧后盆地组成的活动陆缘带构成碰撞前的初始山链。大规模的岛弧花岗岩基的出露表明其曾经位于火山岛弧带的根部,由于后期强烈的抬升剥蚀而裸露地表。因此东昆仑印支期岛弧型花岗岩基代表了阿尼玛卿洋盆往北俯冲在主动陆缘一侧形成的火山岛弧带的深部物质,反映了受深度剥蚀的安第斯俯冲型山链的根部。

2. 俯冲增生型山链

大部分大陆地壳是构筑在俯冲带上部,俯冲作用导致之后的大陆碰撞。在青藏高原北部“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体的前碰撞历史中,可以重塑两种类型“俯冲加积型”山链:一种为与海沟倒退有成因联系的北祁连活动陆缘增生山链,位于北祁连走廊南山早古生代主火山岛弧带南缘伴随弧前火山链和加积楔的三条高压变质带是早古生代洋盆倒退俯冲的表征(许志琴等,1994,2000)。与海沟倒退有关的北祁连“俯冲加积型”增生山链与三次倒退俯冲形成的西太平洋菲律宾东部马尼亚拉“俯冲加积型”山链相似(Ⅱ-6-3)。另一种是在“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体中,诸地体的前碰撞历史包含了俯冲加积杂岩增生过程而形成的“俯冲型”山链,类似于“中亚型俯冲山链”。这种类型是 Sengor 在 1996 年提出的,指陆块碰撞前的一个或两个陆块包含有俯冲加积杂岩增生的前碰撞历史,是中亚 Altaids 碰撞造山带中普遍发育的造山类型(图 Ⅱ-6-2)。

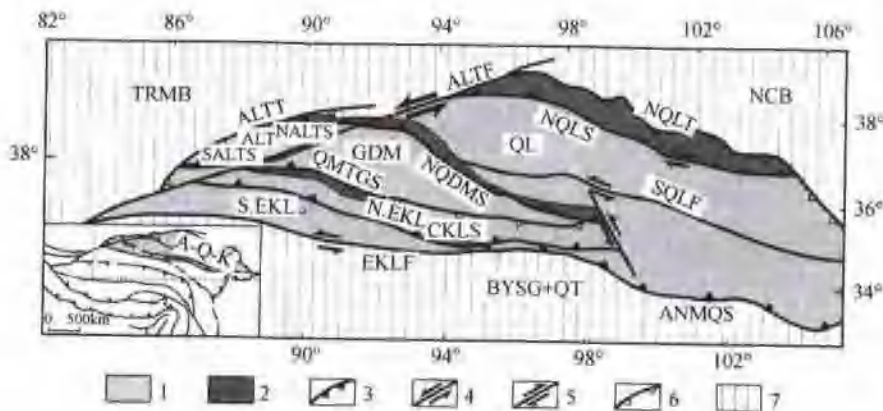


图 Ⅱ-6-3 “阿尔金-祁连-昆仑”俯冲增生山链平面图

1—阿尔金-祁连-昆仑(A-Q-K)早古生代复合地体;2—早古生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;3—缝合带;4—左行走滑断裂;5—右行走滑断裂;6—逆冲断裂;7—周缘地体。TRMB—塔里木地块;NCB—北中国陆块;BYSG+QT—巴颜喀拉—松潘甘孜地体+羌塘地体;NQLT—北祁连逆冲断裂;NQLS—北祁连俯冲杂岩带;QL—祁连地体;SQLF—南祁连走滑断裂;NQDMS—柴北缘俯冲杂岩带;GDM—柴达木地体;QMTGS—祁漫塔格俯冲杂岩带;N.EKL—东昆仑北地体;CKLS—昆中俯冲杂岩带;S.EKL—东昆仑南地体;EKL—东昆仑走滑断裂;ANMQS—阿尼玛卿俯冲杂岩带;ALTF—阿尔金走滑断裂;NALTS—北阿尔金俯冲杂岩带;SALTS—南阿尔金俯冲杂岩带;ALT—阿尔金地体;ALTT—阿尔金逆冲断裂

3. 俯冲加积型山链

在俯冲过程中,由于火山岩浆弧向海沟方向迁移,俯冲加积杂岩随时间而变宽,在卷入碰撞后俯冲杂岩产生强烈变形、缩短以及加厚。“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代地体的俯冲加积增生型山链包含了“马尼亚拉”和“中亚型”两种叠置的“俯冲加积型”增生山链类型。

(二) 碰撞型山链

1. 正向碰撞型山链

板块(或地体)之间正向(或近于正向)的碰撞过程中,在被动陆缘一侧的陆壳变形由碰撞边界向外扩展,形成由前缘一系列逆冲叠覆岩片、后缘伸展断裂组成的陆壳增生山链。

典型 1:喜马拉雅新生代陆壳叠置增生-挤出山链;60~50Ma 期间印度/亚洲正向碰撞使印度被动

陆缘一侧形成喜马拉雅增生地体或喜马拉雅山链。喜马拉雅增生地体的组成自北往南为:特提斯-喜马拉雅亚地体、高喜马拉雅亚地体、低喜马拉雅亚地体和次喜马拉雅亚地体,亚地体之间的界限分别为藏南拆离断层(STD)(20Ma 形成)、主中冲断裂(MCT)(20Ma 形成)、主边冲断裂(MBT)(10Ma 形成)、主前锋冲断裂(MFT)(5Ma 形成)(Burg and Chen, 1984., Brunel, 1986., Burchfiel et al., 1992., Cui et al., 1992, 1996., Brookfield, 1993., Le fort., 1996., Yin A et al., 2000)。

研究表明,喜马拉雅山链的前缘结构为由 MCT、MBT 和 MFT 组成的具有向南造山极性的逆冲叠覆岩片(Brunel., 1986),地震反射剖面揭示喜马拉雅逆冲断裂系与喜马拉雅深部逆冲断裂(MHT)相连(Zhao W J. and Nelson., 1993)。新的研究表明,高喜马拉雅亚地体北缘的藏南拆离断层(STD)向北延伸在特提斯-喜马拉雅亚地体之下,与具有自南向北剪切滑移性质的康马-拉轨岗日拆离带(KLD)相连,由于深部地壳局部熔融物质上涌造成花岗岩侵位使康马-拉轨岗日拆离带隆起,形成康马-拉轨岗日穹隆带(许志琴等, 2006)。因此,喜马拉雅山链与一般碰撞型陆壳逆冲叠置增生山链(如阿尔卑斯山链)不同之处在于,喜马拉雅逆冲叠置增生陆壳的后部产生巨大的拆离伸展构造(STD + KLD),使 STD + KLD 与 MCT 之间的由结晶变质岩片组成的高喜马拉雅亚地体成为与挤出机制有关的新生代碰撞型陆壳叠置增生-挤出山链(图 II -6-4)。

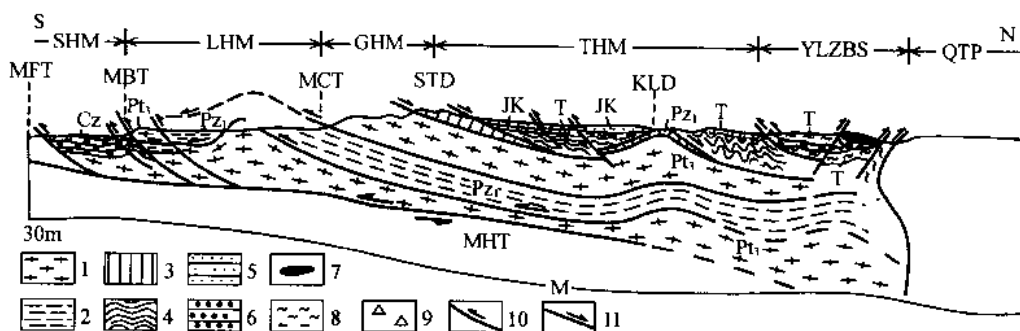


图 II -6-4 喜马拉雅碰撞型山链构造剖面

(地表构造剖面据 Brunel, 1986; 许志琴等, 2006 修改; 深部地球物理资料据 Zhao et al; 1993)

1—前寒武纪变质岩系; 2—早古生代浅变质岩系; 3—早古生代拆离层; 4—三叠纪地层; 5—侏罗-白垩纪地层; 6—新生代西瓦里克磨拉石; 7—蛇绿岩; 8—三叠纪复理石沉积; 9—混杂堆积; 10—逆冲断裂; 11—拆离断裂。QTP—青藏高原; YLZBS—雅鲁藏布缝合带; THM—特提斯-喜马拉雅带; GHM—高喜马拉雅带; LHM—低喜马拉雅带; SHM—次喜马拉雅带。KLD—康马-拉轨岗日拆离带; STD—藏南拆离带; MCT—主中逆冲断裂; MBT—主边逆冲断裂; MFT—主前锋逆冲断裂; MHT—主喜马拉雅逆冲断裂; M—莫霍面

典型 2: 松潘甘孜三叠纪碰撞型滑脱-逆冲型山链: 在东昆仑-阿尼玛卿古特提斯缝合带东段南侧, 扬子板块被动陆缘之上大面积出露的巨厚三叠纪复理石岩系组成了松潘造山带的主体, 三叠纪西康群的变形以发育“西康式”无劈理的弯滑型及含劈理的尖棱型直立褶皱。在震旦纪—三叠纪盖层与其下的新元古代变质基底之间, 发育一条大规模(延展达 300km)的缓倾(倾角 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$)的呈向南凸出的弧形韧性滑脱剪切带, 厚度达到 5~6km。滑脱剪切带之上的盖层板片中的劈理与褶皱轴面自上而下由直立—倾斜—近水平的变化, 滑脱剪切带内糜棱岩及下部盖层岩片中发育近 SN 向拉伸线理, 普遍发育“A”型褶皱及“A”型流动褶皱, 大量花岗质脉体贯入, 滑脱面上下的剪切应变指示滑脱带具从北往南的剪切指向特征。研究表明, 自滑脱带向上的热变质相带由混合岩化带→矽线石带→蓝晶石-十字石带→铁铝榴石带→黑云母带递退演变, 矽线石带的形成温度 $T = 600^{\circ}\text{C}$, 蓝晶石-十字石带的 $T = 550 \sim 570^{\circ}\text{C}$, 铁铝榴石带 $T = 500 \sim 540^{\circ}\text{C}$, 黑云母带 $T = 400 \sim 500^{\circ}\text{C}$ 。在滑脱带后缘发育了印支期同构造花岗岩, 上述研究表明该滑脱剪切带为高温韧性滑脱剪切带。在滑脱带上部的盖层岩片中伴随一系列的向南剪切的韧性和韧-脆性逆冲断裂, 在滑脱带的前缘发育朝南指向的逆冲断裂, 使元古代变质基底岩石抬升逆冲在志留纪片岩之上, 志留纪片岩又逆冲在二叠纪灰岩、砂板岩和变玄武岩之上(图 II -6-5)(许志琴等,

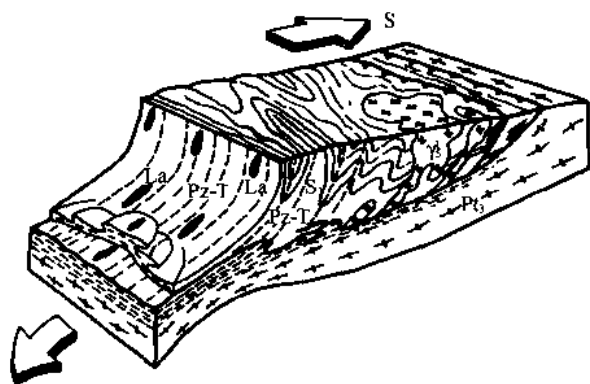


图 II-6-5 松潘甘孜晚三叠世滑脱-逆冲型山链立体图

P₃—新元古代变质岩系; P₂+T—古生代+三叠纪地层;

γ₃—三叠纪花岗岩; La—拉伸线理; S₁—劈理

发等, 1992; Yang J S. et al., 1996), 而近 EW 走向的西段(木孜塔格—东昆仑南缘)仅少量蛇绿岩露头(Molnar et al., 1987), 为长达 1000km 的大型东昆仑左行走滑断裂所占位。研究表明, 三叠纪时期(220~240Ma)东昆仑左行走滑断裂形成, 由于后期抬升, 深部韧性左行走滑剪切带出露地表, 并叠置了韧脆性和脆性应变。断裂北侧是以早古生代碰撞造山带为基底的东昆仑三叠纪弧前增生楔的斜坡相沉积; 断裂南侧为长条形狭窄巴颜喀拉带, 带内广布三叠系巨厚的巴颜喀拉群复理石沉积岩系, 与东面倒三角形松潘甘孜地体中的三叠系巨厚的西康群复理石沉积岩系相连; 两侧的变形以与 EW 向东昆仑走滑断裂斜交(NW—SE 向)的直立或扇形褶皱轴面伴随密集流劈理和折射劈理为特征, 发育高角度逆冲断裂, 构成 NW—SE 向斜列状褶皱山系。为东昆仑地体与巴颜喀拉地体之间斜向俯冲-碰撞导致 EW 向走滑及 NE—SW 向挤压的产物(图 II-6-6, 图 II-6-7)。

典型 2: 西缅甸-西巴基斯坦斜交挤压-转换型山链: 印度和亚洲会聚过程中, 印度板块的几何形态决定了其像楔子一样插向亚洲大陆, 印度和亚洲的正向会聚一侧形成冈底斯俯冲型山链及继后形成的喜马拉雅碰撞型陆壳叠覆式增生山链。根据古地磁资料印度洋盆初始开启在白垩纪, 50~60Ma 期间由于新特提斯洋盆闭合及印度/亚洲碰撞在印度陆块的东、西两侧分别形成孟加拉湾和阿拉伯湾(Granstein et al., 2004), 并在印度/亚洲侧向(斜向)会聚之东侧(即喜马拉雅东构造结之南)形成以近 NS 走向的密支那右行走滑断裂(又称九十度东海岭断裂)及相伴生的与之平行的新生代逆冲断裂和褶皱山系(勃固山-若开山)组成的宽达 500km 的西缅甸山链; 在西侧形成以 NNE—SSW 走向的恰曼左行走滑断裂及相伴生的一系列与之平行的新生代逆冲断裂和褶皱山系(莱曼山)组成的宽达 400km 的西巴基斯坦山链。山链的构造变形以平行的走滑与挤压构成的挤压转换样式为特征, 归为“斜向碰撞型”平行挤压-转换山链(图 II-6-8)。

3. 陆内山链

印度/亚洲(55±10)Ma 碰撞之后, 板块之间的作用并未终止, 印度板块仍以 44~50mm/yr 的速率往北推进, 致使亚洲大陆一侧 1500km 的 SN 向缩短量被吸收, 形成 2 倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳体(平均厚度 70km), 营造了世界上最高、最大的青藏高原。印度一侧的陆壳增生形成亚洲大陆的最后拼贴体——喜马拉雅增生地体(Hodge et al., 2000), 构筑了最高的喜马拉雅山链(Hodge et al., 2000; Gansser., 1964., Le Fort et al., 1983; Burg and Chen., 1984; Brookfield., 1993; Harrison et al., 1997; Yin A. et al., 2000; Burchfiel et al., 1992; Le Fort., 1996)。值得注意的是, 青藏高原北缘的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代造山带及变质基底再次崛起, 形成长达数千公里的青藏高原北缘“西昆仑-阿尔金-祁连”巨型山链和高原屏障。这一巨型山链究竟何时开始隆起? 又以什么构造样式铸造什么类型的山链? 是归于陆内山链研究的范畴。

典型 1: 阿尔金-北祁连斜交挤压-转换型山链: 位于青藏高原北缘的中亚最大走滑断裂——NEE—SWW 走向的阿尔金左行走滑断裂的南侧, 分布着很多大大小小的 NWW—SEE 走向的山脉, 由北往南

1992)。这一典型的滑脱-逆冲型的构造样式同样出现在扬子被动陆缘的南秦岭一侧(许志琴等, 1986), 归于三叠纪碰撞型滑脱-逆冲型山链类型。

2. 斜向碰撞型山链

青藏高原结构的一个重要特征是大型走滑断裂的发育, 在地体之间斜向会聚和碰撞过程中, 沿地体边界产生走滑断裂, 并形成与走滑构造伴生的褶皱与逆冲断裂, 构建了挤压转换型山链。

典型 1: 巴颜喀拉-东昆仑三叠纪斜向挤压-转换型山链: 巴颜喀拉-松潘甘孜地体和东昆仑地体的边界为东昆仑-阿尼玛卿俯冲杂岩带, NW—SE 走向的东段(布青山—阿尼玛卿段)以发育典型的蛇绿岩和蛇绿混杂堆积为特征(姜春

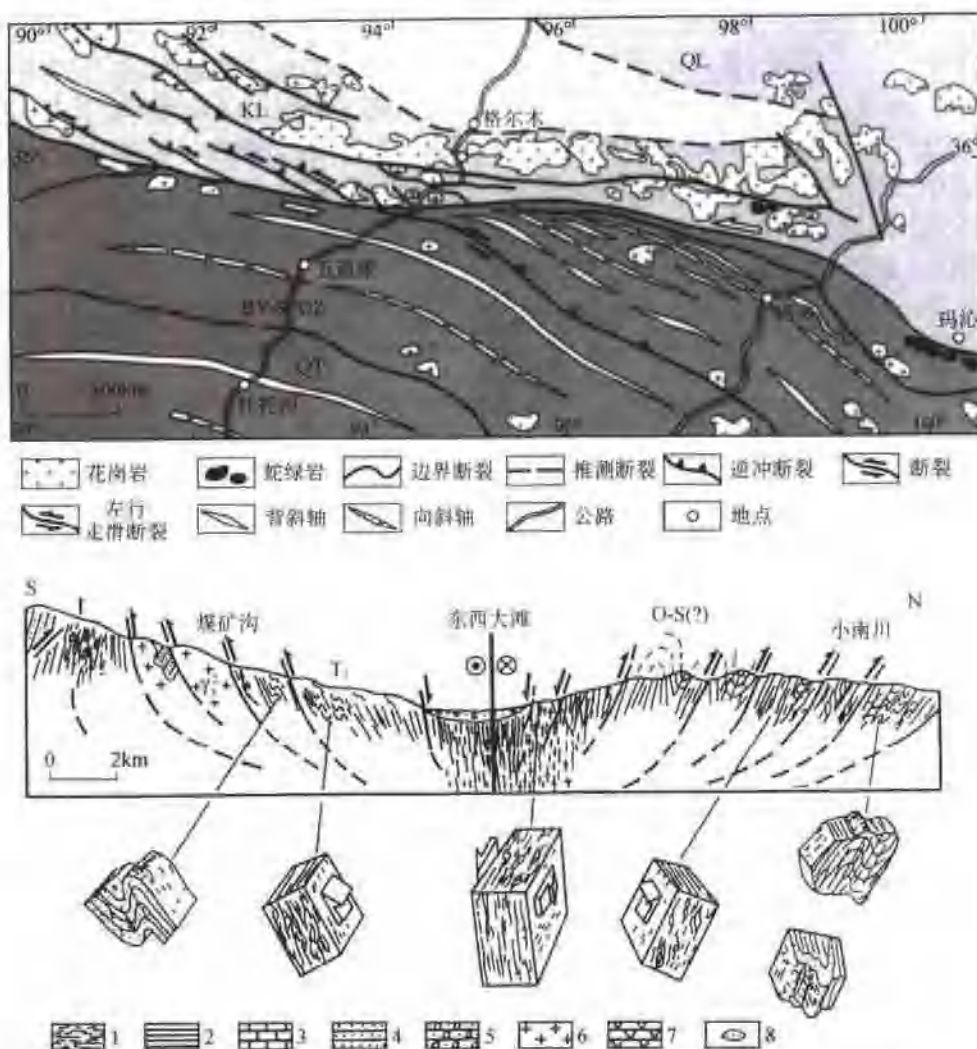


图 II-6-6 巴颜喀拉-东昆仑晚三叠世斜向“挤压-转换型”山链构造平面图(上)、剖面图(下)

(据 Li Haibing et al., 1996)

1—糜棱岩; 2—板岩; 3—灰岩; 4—砂岩; 5—砂砾岩; 6—花岗岩; 7—变火山岩; 8—砂岩透镜体

分别为: 祁连山、大雪山、野马山、党和南山、柴达木-宗务隆山、柴达木盆地褶皱带和祁漫塔格山等, 并出现一系列盆地与山脉相间的地貌格局, 类似于美国西部圣安德列斯走滑断裂及其 SW 部美国南加州挤压盆-山构造体系, 在走滑断裂一旁的盆地内均富含油气(许志琴等, 2005)。

这些山脉或褶皱带的走向与阿尔金断裂带呈一定的角度过渡关系。研究表明, 阿尔金左行走滑断裂形成于三叠纪, 在其继后的左行走滑过程中, 至少在 120Ma(白垩纪)左右开始伴随相对的快速隆升作用, 并在逆冲断裂前接受沉积, 形成早期的山前盆地; 约 110~100Ma 左右, 在阿尔金断裂带东端出现局部拉张环境, 发生火山作用, 并在逆冲体西段开始发生顺时针旋转, 形成山间盆地; 到了 80Ma 左右, 走滑伴随的逆冲作用使得前白垩纪地质体(祁连山早古生代造山带)上隆再成山, 山前、山间盆地已成规模(李海兵等, 2004)。

这些山脉和褶皱尤其是山前逆冲断裂的形成是在阿尔金断裂带的统一左行走滑剪切应力场作用下形成的。沿阿尔金断裂带各山体或古老(前新生代)块体的边界大多数都由新生代断裂控制, 或者说这些山体或古老块体的抬升成山是在新生代完成的。并构成现今的高原北部山链面貌(李吉钧等, 1996; 方晓敏等, 2003)。

由于新生代的再活动, 在断裂南侧的祁连山中, 形成与之相伴随的斜交的(NW—SE向)新生代

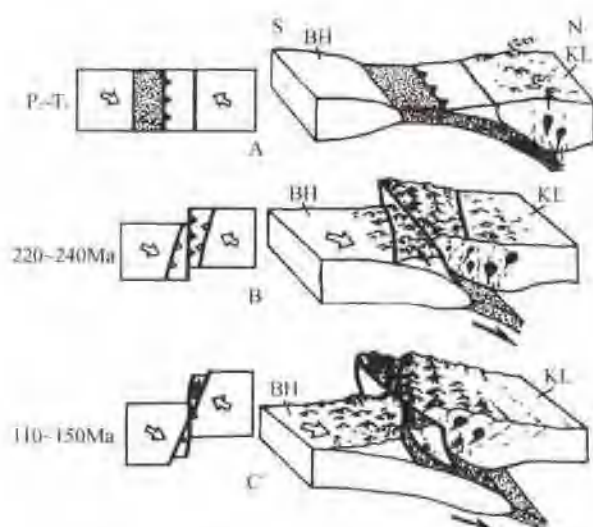


图 II-6-7 巴颜喀拉-东昆仑晚三叠世斜向

“挤压-转换型”山链形成演化立体图示

A—P-T, 古特提斯北洋盆斜向俯冲于东昆仑地体下, 形成东昆仑活动陆缘增生带; B—220—240Ma, 东昆仑挤压转换型走滑断裂形成, 两侧地体形成与断裂斜交的褶皱系; C—110—150Ma, 东昆仑挤压转换型走滑断裂继续活动, “挤压-转换型”碰撞山链定型。BH—巴颜喀拉地体; KL—昆仑地体

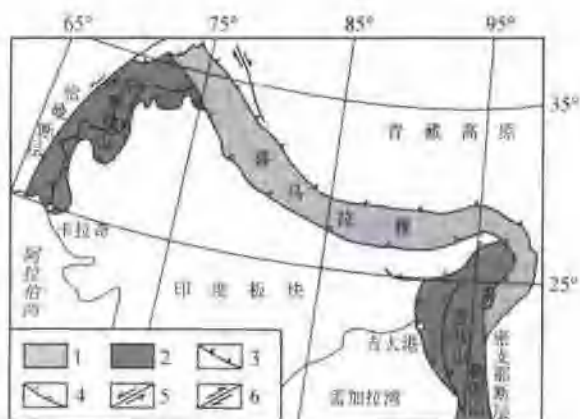


图 II-6-8 西缅甸-西巴基斯坦“平行挤压-转换型”山链平面图

1—喜马拉雅地体; 2—“平行挤压-转换型”山链; 3—缝合带; 4—逆冲断裂; 5—左行走滑断裂; 6—右行走滑断裂

挤压型盆-山构造体系, 盆-山之间分布了平面上向 NE 方向突出的逆冲断裂体系, 逆冲断裂的活动使山脉不断抬升, 此类与陆内走滑断裂活动有关的挤压型山链为陆内“斜向挤压转换”山链(图 II-6-9)。

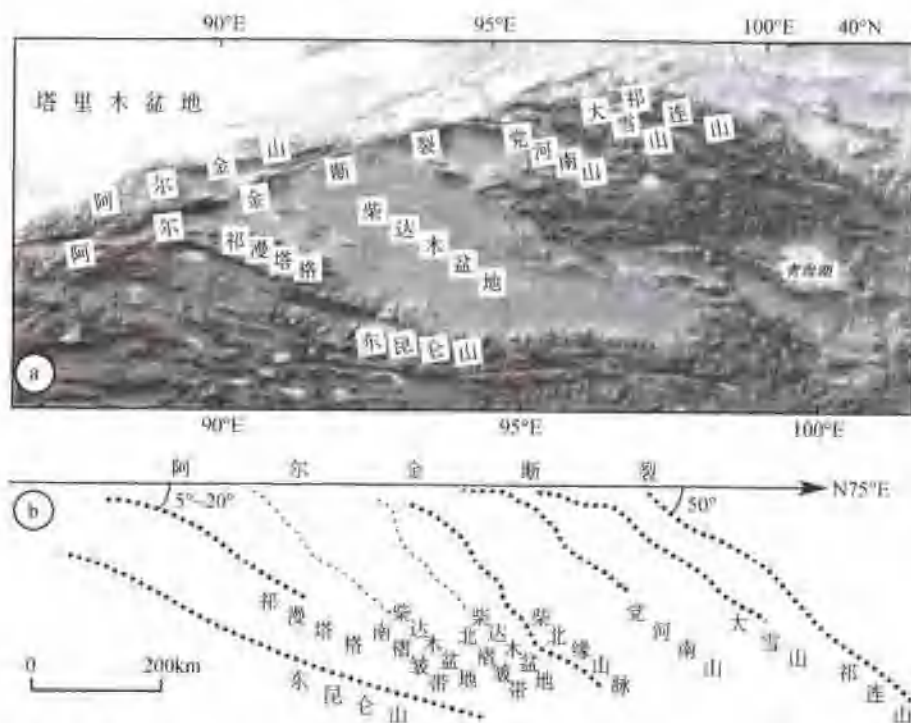


图 II-6-9 阿尔金走滑断裂与南侧挤压型山系 DEM 图像(a)及断裂南侧山系展布图(b)

典例 2: 西昆仑、阿尔金平行挤压-转换型山链: 青藏高原 NW 缘以早古生代造山为特征的阿尔金地体和西昆仑地体在新生代时期再度崛起, 形成现今的地貌-构造景观。阿尔金地体的南缘为新近纪强烈活动的 NEE—SWW 向的阿尔金左行走滑主断裂(Tapponnier et al., 2001), 北缘为与之平行的挤压型的阿尔金逆冲断裂, 往北叠覆在塔里木盆地之上。西昆仑地体的北缘为 EW 向西昆仑北缘逆

冲断裂系,根据山/盆结合带中塔西南凹陷的上白垩统、古新统、始新统、渐新统和中新统砂岩的磷灰石裂变径迹年龄为80~90Ma(崔军文等,2006)、50~70Ma(Ding D. G. et al., 1996)、10~30Ma和2~5Ma(Sobel and Dumitru., 1996),塔西南凹陷的沉积物来自其南侧的西昆仑造山带,表明白垩纪—新近纪时期,西昆仑造山带存在强烈的热构造活动;而在西昆仑南缘的康西瓦左行走滑断裂自白垩纪(100~120Ma)至今也有强烈的活动表现(Matte et al., 1996)。因此,阿尔金地体和西昆仑地体的最后隆升受到相互平行的前缘逆冲断裂和后缘走滑断裂——即前缘挤压后缘旋转的应变制约,西昆仑、阿尔金“平行挤压-转换”山链与高喜马拉雅山链的挤出机制不同,为“半挤出-转换”机制的产物。

第四节 青藏高原巨型造山拼贴体

两个或两个以上时期形成的造山带构成复合或叠置的造山拼贴体,为复合叠置山链。例如,发育在太平洋东岸、美洲大陆西海岸宽近1000km、长度超过10000km的科迪勒拉造山带,主要是晚古生代和早白垩—早近新世的两条平行造山带构成的复合造山拼贴体;阿尔卑斯造山带叠置在欧洲华力西造山带上,阿尔卑斯外带(Helve带)中出露六个华力西结晶基底(Mt. Balanc, Aiguilles, Rouges, Belledonne, Des Grandes Rousses, Pelvoux 和 L'Argentera),它们被断裂所撕裂,在基底岩石中保留NE60°方向的华力西期的拉伸线理及褶皱构造,被阿尔卑斯期的近EW向拉伸线理及剪切应变所叠置(许志琴,1984)。青藏高原显示了一个巨型复合/叠置造山拼贴体的形成过程。

青藏高原的地体拼合与碰撞造山作用同时进行,显生宙以来主要的碰撞造山时限为早古生代、晚三叠世、晚侏罗世—早白垩世和新生代以来,青藏高原巨型碰撞造山拼贴体形成主要是500~600Ma以来长期活动、多期造山及造山叠置的过程,因此青藏高原的诸多地体中保存了多期复合/叠置的地壳变形和造山的记录。

(一) 青藏高原不同时期的碰撞造山

1. 早古生代的“弧-陆、陆-陆”俯冲/碰撞造山

早古生代时期的地壳变形与碰撞造山事件主要记录在“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体中,此外在青藏腹地-羌塘地体及其东南延展部分的思茅地体和保山地体中广泛显示(刘增乾等,1993)。青藏高原喜马拉雅地体也曾经历了早古生代或泛非-早古生代造山事件形成原始喜马拉雅山,并成为现今的喜马拉雅山链的早古生代变质褶皱基底(Hodges et al., 2000; 许志琴等, 2005)。因此早古生代造山运动(或泛非-早古生代造山运动)的范围几乎遍及整个青藏高原各地体之中。

青藏北部的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体是以早古生代多地体/多岛弧群及地体/岛弧相间的与始特提斯洋盆有关的具有洋壳的多弧前海为基本特征的地体结构,始特提斯洋盆及相关的含洋壳的多弧前海的消减和闭合导致地体/岛弧群的拼合与碰撞,形成“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代碰撞造山带,即经历弧/陆→陆/陆碰撞的过程,从俯冲型山链向碰撞型山链转化(Xu Z Q. et al., 2000)。而早古生代复合造山带的“三多”的构造格局显示了早古生代造山带形成前的弧后活动带的背景。在“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体中广泛发育的垂直山链的拉伸线理反映了地体/岛弧的运动矢量。

2. 三叠纪反向俯冲/碰撞造山

亚洲中南部的三叠纪碰撞造山带呈“T”字几何形态展布,东西延绵8000km,从中东-帕米尔-西昆仑南部甜水海地体、越过阿尔金断裂连接巴颜喀拉-松潘甘孜、羌塘地体,向东与南秦岭、大别-苏鲁相连;南北延绵2000km,从阿尼玛卿-松潘-木里-藏东-印度尼西亚地块两侧。在青藏高原范围内,主要分布在巴颜喀拉-松潘甘孜地体、羌塘地体以及思茅地体和保山地体中。晚古生代时期形成古特提斯洋盆(C—P),可分为两支,即分别位于基里里地体北、南边的北洋盆和南洋盆。碰撞造山带是古特提斯北洋盆(以东昆仑-阿尼玛卿蛇绿岩为标志)和南洋盆(以金沙江-元江蛇绿岩为标志)的三叠纪末期闭合及劳亚板块、扬子板块和从冈瓦那大陆分裂的基里里地体(东段为羌塘地体)之间碰撞造山的产物。

阿尼玛卿三叠纪俯冲杂岩带为古特提斯洋壳北支俯冲的产物,由阿尼玛卿蛇绿岩、混杂堆积、弧前增生楔及高应变滑脱带组成,超镁铁质岩、辉长岩及拉斑玄武岩组成的蛇绿岩残片呈不规则长条状及块状混杂体产于中下三叠系砂板岩中,并混杂了大量含化石的石炭纪—二叠纪灰岩及三叠纪浊积岩等外来岩块(姜春发等,1992)。在北洋盆往北方向俯冲同时,在北大陆南缘形成三叠纪活动陆缘带(东昆仑活动陆缘带),自南往北发育俯冲杂岩带、弧前增生楔、岛弧岩浆带与弧后盆地的沟-弧-盆体系。位于布青山-玛沁火山岛弧南侧的 $T_{1,2}$ 含浊积岩的复理石岩系中,发育北倾的不协调褶皱,底界为高应变俯冲滑脱面,由安山质糜棱岩组成,发育 NNE—SSW 向拉伸线理、“A”型剪切褶皱及向南逆冲指向的剪切应变。

标志古特提斯南洋盆的金沙江蛇绿岩带(C_1-T_1)在玉树以东转为 SN 走向的甘孜-理塘蛇绿岩带和巴塘-元江蛇绿岩两带,甘孜-理塘蛇绿岩/俯冲杂岩带西侧的义敦火山岛弧带和弧后盆地以及巴塘-元江蛇绿岩/俯冲杂岩带以西的昌都火山岛弧带均代表古特提斯南洋盆具有向羌塘地体方向的俯冲(P_2-T_3)极性。

由于古特提斯北洋盆和北洋盆的“反向”俯冲,即北洋盆向北俯冲于东昆仑地体之下,南洋盆向南和南西俯冲于羌塘地体之下,因此俯冲和碰撞造成的地壳变形分别叠置在东昆仑(北侧)和羌塘(南侧)活动陆缘一侧,形成 $P_{Z_1} + T$ 的叠置山链。特别是昆南-阿尼玛卿缝合带两侧构成完整的主动和被动陆缘的俯冲/碰撞山链:北缘的东昆仑主动陆缘一侧发育逆冲-推覆叠置岩片结构,而在南缘的扬子被动陆缘一侧发育新元古代变质基底和盖层之间的韧性挤压型滑脱-逆冲体系(许志琴等,1992),两侧都具有垂直山链的横向拉伸线理及标志向南造山极性的剪切指向,并伴随三叠纪的同构造花岗岩浆活动。

根据晚三叠世山链是由两条古特提斯洋盆的反向俯冲/闭合和东昆南地体/羌塘地体/扬子地体碰撞而造成的,因此它是一个特殊的反向俯冲-碰撞型复合山链,晚三叠世—早侏罗世和北部早古生代山链实现了拼贴和叠置,构成此时的劳亚大陆的一部分。

新生代以来印度/亚洲碰撞面造成的物质向 SE 侧向挤出,使三叠纪山链几何形貌发生扭曲,成为今日的“T”形几何状态。

3. 晚侏罗世—早白垩世的碰撞造山

班公湖-怒江蛇绿岩带(向东及南东与三江地区的丁青-八宿蛇绿岩带相连)所代表的新特提斯北洋盆开启和扩张($T-J_2$)发生在从冈瓦纳大陆裂解的拉萨地体与基墨里地体之间,地体之间的会聚及碰撞与新特提斯北洋盆的消减、闭合有关。晚侏罗世—早白垩世碰撞造山造成的地壳变形主要分布在班公湖-怒江缝合带两侧的羌塘地体南部和拉萨地体范围内,还叠置在三江地区的保山地体西部。

4. 晚白垩世以来的俯冲/碰撞/陆内造山

以雅鲁藏布江蛇绿岩为代表的新特提斯南洋盆主要扩张期在侏罗纪,白垩纪—始新世新特提斯南洋盆往北俯冲形成的以冈底斯岩浆岛弧带为主体的冈底斯俯冲型山链作为活动增生陆缘带拼贴在拉萨地体之上。50Ma 左右新特提斯南洋盆闭合使印度/劳亚大陆碰撞,大印度陆块的继续推进使其俯冲在劳亚大陆之下(Basse et al., 1984; Patzelt et al., 1996),20Ma 开始印度陆块北缘形成具有向南极性的典型的喜马拉雅逆冲叠覆岩片构造(Burchfiel et al., 1992; Le Fort, 1996; Burg and Chen., 1984; Yin A and Harrison., 2000; Molnar and Tapponnier, 1975; Brookfield, 1993)。喜马拉雅地体在逆冲叠覆-挤出机制下形成世界最高的喜马拉雅山链(Chemenda et al., 1995, 2000)。最新的研究确定了高喜马拉雅北缘的藏南拆离断裂(STD)规模巨大,向北延伸并与特提斯-喜马拉雅的康马-拉轨岗日拆离带(KLD)相连(许志琴等,2006)。不仅表明高喜马拉雅岩片的快速挤出,而且在高喜马拉雅结晶岩片中东西拆离构造的发现,说明现代高喜马拉雅隆升是垂向挤出和侧向挤出两种机制的综合效应(许志琴等,2006)。

与此同时,青藏高原北缘的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代山链在经过长期的演化调整之后,东北缘的祁连地区在阿尔金走滑断裂活动影响下以陆内“转换-挤压型”造山样式再度隆升,阿尔金—西昆仑地区以及青藏东缘的龙门山以陆内“转换-挤出型”造山样式再度崛起(许志琴等,1999)。

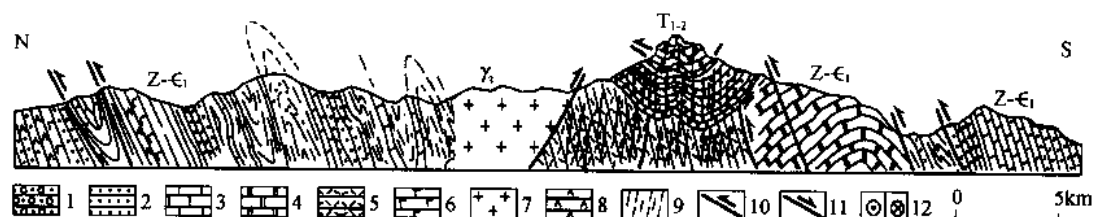
(二) 青藏高原的复合叠置造山与巨型造山拼贴体的形成

尽管青藏高原中各时期的地体拼合、增生过程与碰撞造山同时进行,但是碰撞造山作用(包括地壳

变形、基底活化及花岗岩浆活动)所涉及范围远远超出地体边界的狭窄地域,造成叠置造山作用。

譬如,青藏高原北部的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体的主体是早古生代碰撞造山带,在其南部的东昆仑地体中叠置了古特提斯北洋盆俯冲和消减(C—T)形成的三叠纪活动陆缘岛弧岩浆带及强烈变形的三叠纪弧前增生楔和弧后盆地;在复合地体北部,早古生代碰撞造山变形体系之上叠置了变形较弱的以同心宽缓褶皱为特征的陆内造山变形。新生代由于阿尔金走滑运动及北缘的陆内俯冲作用使青藏北部古老造山带再次崛起。因此,青藏高原北部的“阿尔金-祁连-昆仑”早古生代复合地体自显生宙以来经历三次的叠置造山。

图Ⅱ-6-10表示了新生代前东昆仑山是早古生代与三叠纪叠置的复合山链。在东昆仑地体南部的早古生代地层中保留了完好的早古生代变形纪录,震旦-志留纪地层中强烈同轴挤压应变形成含流劈理的紧闭直立不协调褶皱,伴随绿片岩相变质作用。上泥盆世磨拉石沉积不整合盖在早古生代褶皱岩系上表明造山运动的结束,早中三叠世地层的同心褶皱叠置在早古生代绿片岩系紧闭褶皱及早古生代花岗岩之上。在东昆仑南缘的东昆仑-阿尼玛卿俯冲杂岩带北缘的古特提斯活动陆缘增生带叠置在早古生代褶皱山链之上,明显见到三叠纪布尔汗不达岛弧岩浆带穿过早古生代褶皱地层,小南川-阿尼玛卿三叠纪弧前增生楔自北而南为少劈理→折射劈理→流劈理的直立→同斜褶皱系叠置在早古生代褶皱系之上。形成典型的 $Pz_1 + T$ 复合叠置山链。



图Ⅱ-6-10 东昆仑早古生代山链上的三叠纪叠置变形剖面

1—含砾砂岩;2—砂岩;3—灰岩;4—大理岩;5—凝灰岩;6—变玄武岩;7—花岗岩;8—变中性火山岩;9—板岩;10—逆冲断裂;11—正断裂;12—走滑断裂

位于“巴颜喀拉-松潘甘孜”晚三叠世碰撞山链南部(羌塘)的基底为早古生代山链,后期又受到新生代喜马拉雅运动的影响,因此其为 $Pz_1 + T + Cz$ 的复合叠置山链;阿尔金和西昆仑早古生代山链之上叠置了新生代变形,成为 $Pz_1 + Cz$ 复合叠置山链;喜马拉雅山链为泛非-早古生代与新生代叠置山链已被证实(Hodges et al., 2000; 刘文灿等, 2002; 许志琴等, 2005)。

第五节 结论和讨论

1) 地球上的许多复合造山带或碰撞造山拼贴体都是构筑在长期活动带之上。例如,宽达 1000km 的科迪勒拉造山带变形的地质历史纪录表明,该带从 600Ma 一直活动到现在,主要的造山期是晚古生代和早白垩世—早近新世。青藏高原是在巨型碰撞造山拼贴体基础上构筑的,青藏高原巨型碰撞造山拼贴体的形成是亚洲大陆的自北往南的增生和造山迁移的生长结果。但是巨型碰撞造山拼贴体所反映的活动长期性、非原地性、俯冲/碰撞/陆内造山类型的多样性、碰撞造山的多期性以及造山的复合叠置性是世界上任何一个复合山链(或造山拼贴体)未曾见到过。

2) 青藏高原造山拼贴体的形成与始特提斯、古特提斯和新特提斯洋盆的先后开启、消减、闭合以及古大陆的裂解、诸地体的移动、会聚和拼合有关。造山类型形成在不同时期洋盆俯冲、地体碰撞和陆内会聚的不同阶段,多地体/多岛弧的构架表明诸多的俯冲型山链可以产生在地体边界的活动陆缘一侧,古特提斯两洋盆的反向俯冲构筑了反向俯冲型山链;地体碰撞形成的碰撞型山链以及后碰撞形成的陆内山链由于地体边界与块体驱动方向的几何学关系形成“正向碰撞/陆内型”和“斜向碰撞/陆内型”造山

类型。“斜向碰撞/陆内型山链”与走滑断裂的形成、规模及其运动学直接相关。

50~60Ma 印度/亚洲碰撞不仅形成青藏高原造山拼贴体的最后成员——喜马拉雅山链,而且在拼贴体的北缘和东缘由于陆内俯冲作用使早期形成的山链在整修后又一次崛起。青藏高原的周缘山链铸成屏障与外侧的克拉通相隔。

第七章 青藏高原地壳/地幔结构 及深部驱动力的探讨

半个世纪以来,青藏高原深部地球物理探测已完成 4.5 万 km,其中累计深地震测深(宽角反射与折射)剖面长度 12000km,近垂直反射地震剖面 1300km,天然地震探测 8000km,大地电磁测深 10000km,深部重力和磁力测量 14100km(卢占元等,2006),为揭示青藏高原的地壳/上地幔深部物理状态和亚洲/印度陆-陆碰撞的基本过程奠定了基础。

第一节 深部地壳作用的浅部效应——中下地壳 长距离隧道流的可能机制

一、青藏高原地壳厚度的变化和低速层的存在

利用宽频地震观测数据解释西昆仑构造带的莫霍面深度约 90km(Wittlinger et al., 2004),超过 2 倍于正常地壳的厚度,为青藏高原最深的莫霍面。目前所测的松潘-甘孜北部地壳厚度 49.5km(Gao et al., 2005)为青藏高原最浅的莫霍面深度。

利用反射地震和天然地震转换波资料计算地震波速度层编绘而成的各地体地震速度剖面图表明,青藏高原的地壳厚度在 NS 和 EW 向有明显的变化。

中美 INDEPTH-I 反射地震剖面揭示喜马拉雅山的莫霍面为 75km(Zhao et al., 1997),向北拉萨地体的地壳深度为 70km(熊绍柏等,1985),班公湖-怒江缝合带以南的地壳深度可达 80~84km,往北突变为 67~77km,存在 10km 的莫霍面错断(曾融生等,1994)。羌塘地块的地壳厚度由 68~70km(卢德源等,1990)向北渐薄,抵金沙江缝合带约 60km(李秋生等,2004; Kind et al., 2002),东昆仑到柴达木盆地莫霍面深度从大于 60km 到 55~60km(李秋生等,2004; 崔作舟等,1995),祁连山北缘到河西走廊的地壳厚度从 60~70km 到 48~52km(崔作舟等,1995)。

根据天然地震转换波计算地震速度层编绘而成的各地体地震速度剖面图(图 II-7-1)展示了青藏高原自北往南的地壳平均厚度:祁连山地体 62km,柴达木盆地 54km,东昆仑地体 64km,巴颜喀拉地体 66~68km,羌塘地体 67km,冈底斯地体 71km,喜马拉雅地体中的特提斯喜马拉雅 68km,高喜马拉雅 55km。其中,冈底斯地体的地壳最厚,柴达木盆地和高喜马拉雅地壳最薄。

西昆仑叶城—狮泉河接受函数反演横波速度剖面(图 II-7-2)自北而南穿越了塔里木盆地南缘、西昆仑山前冲断裂、西昆仑北地体、库地断裂、西昆仑南地体、康西瓦断裂、甜水海地体、空喀山断裂、羌塘地体和班公湖-怒江断裂。莫霍面深度同样具有自南而北总体变浅的特征,甜水海地体莫霍面深度 80~85km,到塔里木盆地仅 60~65km,中间西昆仑山莫霍面深度垂直变化大,但出现向北渐浅的趋势;在空喀山断裂东南侧,莫霍面深度自南(羌塘地体)而北(班公湖-怒江断裂)由 75~80km 变为 70~75km。以 40km 深度为界,分为上、下地壳两部分,上地壳相对稳定,下地壳自南而北明显减薄,到塔里木盆地下面几乎缺失下地壳。

塔里木盆地沉积物厚度 5~8km,前陆盆地的低角度逆冲断裂向造山带为高角度逆冲断裂,并在深部向南收敛与滑脱层(低速层)联结,滑脱层深度从塔里木盆地的 10km 向南缓倾于西昆仑山下,抵达康西瓦断裂时为 20~40km;康西瓦断裂、空喀山断裂和班公湖-怒江断裂均延伸 80km 以上。

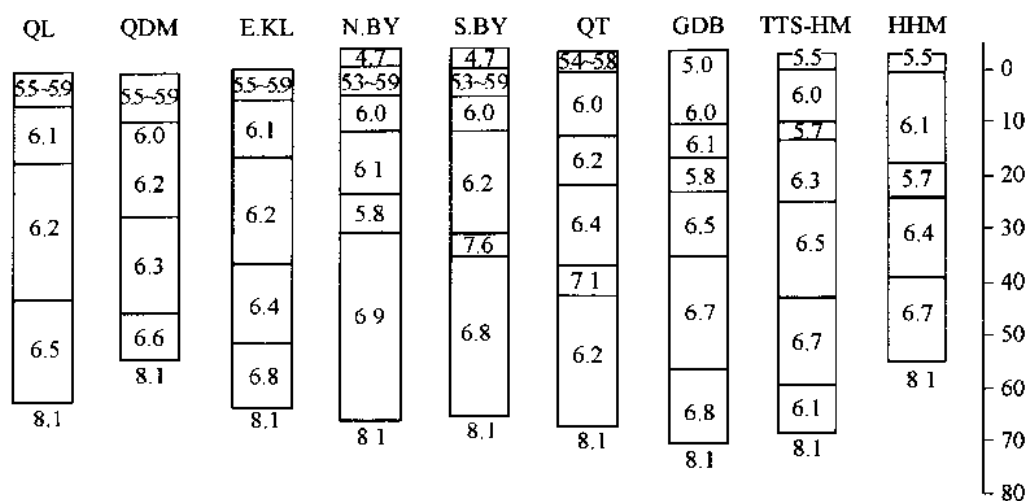


图 II-7-1 青藏高原各地体地震波平均速度剖面图

QL—祁连地体；QDM—柴达木盆地；E.KL—东昆仑地体；N.BY—北巴颜喀拉地体；S.BY—南巴颜喀拉地体；QT—羌塘地体；GDB—冈底斯地体；TTS-HM—特提斯-喜马拉雅地体；HHM—高喜马拉雅，速度单位为 km/s。

青藏高原羌塘地体的地壳厚度自西向东表现为：西部措勤一带 78~75km，中部东巧以南为 63km，东部嘉黎断层的北东为 60km，具有明显的自西向东减薄趋势，主要反映为下地壳的减薄。

青藏高原各地体的地震波速度剖面还揭示了各地体结构特征：①在东昆仑地体以南地区（巴颜喀拉地体北部、冈底斯地体及喜马拉雅地体）的上部地壳中存在低速层，但低速层的深度及厚度不同：巴颜喀拉地体北部低速层深度 23~30km，厚度 7km，冈底斯地体低速层深度 16~22km，厚度 6km；喜马拉雅地体北部的特提斯喜马拉雅低速层深度为 10~13km，厚度 3km；高喜马拉雅低速层深度 17~22km，厚度 5km；②在羌塘地体的 Moho 面 ($V_p = 8.1/s$) 之上，43~68km 深度出现 25m 厚的下地壳低速层，地震波层速度为 $V_p = 6.2/s$ ；在特提斯喜马拉雅的下地壳 ($V_p = 6.7/s$) 与上地幔 ($V_p = 8.2/s$) 之间 60~68km 深度处出现 $V_p = 6.1/s$ 的低速层。在西昆仑天然地震接受函数剖面中也出现中下地壳的低速层。各地体地震波速度剖面反映了各地体的物质组成及结构的差异，表明青藏高原是地质历史地体拼合的产物。

二、深部地壳作用的浅部响应

青藏高原的深部地壳（中下地壳）的低速层的存在表明地壳深部具有低密度、高热、强柔性和流动特征的物质，它们可以通过一定的渠道进入浅部以及地表，其浅部响应表现为：①高原周缘来自中下地壳物质的古老变质体（变质、变形及岩浆）的挤出；②来自深部地壳（或地幔）的火山岩、花岗岩及其包体和有关矿集区的形成；③大型走滑断裂（切割地壳/岩石圈）及物质流动与侧向挤出；④海拔历史与高原隆升、扩展及垮塌。

三、青藏高原周缘高级变质岩石的韧性挤出

青藏高原周缘的高耸山峰构成了高原的屏障，南缘为喜马拉雅山，东缘为龙门山-锦屏山，北缘和西缘为祁连山-阿尔金山-西昆仑山，山脉的外围是沉积在稳定地块之上的前陆盆地：希瓦里克盆地（印度地块）、川西盆地（扬子地块）、河西盆地（阿拉善地块）及塔里木盆地（塔里木地块）。青藏高原的周缘造山带广泛出露元古代变质基底岩石，南缘的喜马拉雅和北缘的祁连-阿尔金-东西昆仑地区还经历了早古生代（或泛非-早古生代）造山事件，原始喜马拉雅山位于冈瓦纳大陆中，而原始“阿-祁-昆”复合造山带是冈瓦纳大陆周缘多陆块/多岛弧群的组成成员经泥盆纪拼合/碰撞形成的，位于青藏高原东缘的龙门

山古老变质体(700~800Ma)属于扬子地台的变质基底。

这些古老变质体及早古生代造山带究竟何时再度崛起,为什么原来埋在深部的岩石会快速折返到地表形成高山?深部的驱动力是什么?

组成高喜马拉雅结晶变质体的高角闪岩相-麻粒岩相岩石来自中下地壳,高喜马拉雅(GHM)与特提斯-喜马拉雅(THM)之间的藏南拆离系(STD)和特提斯-喜马拉雅中的康马-拉轨岗日拆离系(KLD)的发现和联结,以及NS向拆离事件同样发生在20Ma以来,说明高喜马拉雅(GHM)变质体受到20Ma以来北侧伸展构造和南侧挤压逆冲构造的制约,表明地壳深部的物质可以通过韧性挤出方式上升。

Beaumont等(2001, 2004)运用热-机制数值模型提出高级变质岩石的韧性挤出作用是和中下地壳通道流(Channel flow)有关,认为高喜马拉雅便是一个典型例子。青藏高原南缘深部中下地壳的局部熔融使很弱的物质在重力驱动下形成的通道流(Channel flow),导致高喜马拉雅的折返,并伴随变质演化、淡色花岗岩的侵位、康马-拉轨岗日的穹窿以及喜马拉雅南翼快速剥蚀的耦合效应。

四、青藏高原北缘的陆内俯冲作用

青藏高原北部周缘克拉通向南的陆内浅俯冲作用使高原北缘的祁连山-阿尔金山-西昆仑山崛起以及地壳的强烈缩短。陆内俯冲的地球物理证据已被河西走廊-北祁连地震反射剖面(吴宣志等, 1995)、格尔木-额济纳旗地学断面(高锐等, 1995; Gao Rui et al., 1999)和乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(Wittlinger G, et al., 1998; 姜枚等, 1999)所证实,叶城-狮泉河剖面也显示了塔里木地块在地壳范围内向南俯冲于西昆仑之下。

第二节 青藏高原深地幔结构

通过横穿青藏高原近8000km长的4条天然地震层析剖面,获得400km深度以上的地震波速度图像、地壳速度层及地震波各向异性,揭示了青藏高原的地幔结构特征。青藏高原各地体的厚度及地壳平均地震波速度特征反映了拼合的各地体的物质组成、结构差异及低速层的存在;400km深度范围内的地幔速度图像揭示了青藏高原腹地深地幔中存在以大型低速异常体为特征的地幔羽,并通过热通道与可可西里地表大面积分布的新生代高钾碱性火山作用有成因联系;伸入300km以下的5条伴有局部熔融及高热物质的垂向低速异常带代表了大型超岩石圈或地幔剪切带;数条不连续的高速异常带被解释为地体拼合历史过程中可能保留的大洋或大陆岩石圈化石残片,是“拆沉”的地球物理依据;由巨大的断续高速异常带(厚100~300km)组成的印度岩石圈板片往北缓缓地插入雅鲁藏布江缝合带以北400km远的唐古拉山之下,并被深达400km以上的垂向低速异常带切割。新的喜马拉雅中西部地幔层析剖面揭示了印度岩石圈板片呈翻卷形式往北超深俯冲于青藏高原之下800km深度的资料,地震波各向异性揭示了青藏高原腹地上地幔物质向东及向北东的运动特征,在“右旋上隆”的青藏高原动力学模式(Tapponnier, Xu Zhiqin et al., 2001)的基础上,进一步提出《青藏高原南部印度岩石圈板片的翻卷式陆内超深俯冲,北缘克拉通的向南的陆内浅俯冲,腹地深地幔羽上涌,以及深地幔范围内的高原“右旋隆升”及物质向东及北东方向运动及挤出》的青藏高原碰撞动力学新模式。

一、板块下的构造及地幔动力学——全球地震层析研究新进展

根据板块观点,板块之间不断发生水平位移,它们的离散和扩张形成了大洋,它们的汇聚与碰撞又形成山脉。地球上现代大洋板块的离散速度是不同的,大西洋为2~4cm/a,印度洋为2.5~7cm/a,太平洋可达到10~17cm/a。而当板块汇聚和对接时,一个板块俯冲到另一个板块之下,并使俯冲带及其

板块边缘两侧的地壳发生强烈挤压和褶皱,形成碰撞造山带。研究表明,板块的俯冲可以从“洋内俯冲”开始,然后经过大洋板块插入大陆板块之下的“洋陆俯冲”,最后是一个大陆板块俯冲到另一大陆板块下面的“陆陆俯冲”(Mattaue, 1989)。研究还表明,板块聚敛速度同样惊人,东太平洋与美洲大陆之间的洋陆聚敛速度为 10cm/a,西太平洋板块和亚洲大陆之间达 10~17cm/a;而印度板块俯冲于欧亚板块之下的陆陆聚敛速度居然也达 5cm/a,雄伟的喜马拉雅山脉就是这样形成的。

一个重要问题提出来了,板块本身究竟能插入到地幔多大深度?

根据沿俯冲带地震震源中心的位置与深度资料,地学家们曾认为板块最多只插入地球内部数百公里深度(不超过 600~700km),但它的俯冲距离相对水平位移距离要来得小,并认为随深度增加,温度和压力值增大,岩石圈板片会变软,降低了下插的能干性,而消失在软流圈中。

近 10 年来,通过全球地震层析资料所揭示的地幔中地震波速变化的研究,发现有的板块可以俯冲到过去不可想象的核幔边界(2891km 深),在大陆板块会聚边界,地幔地震层析图像不仅显示了岩石圈板片的超深俯冲,还保存了拆沉的岩石圈化石残片的重要信息。最新的全球地幔地震层析资料还揭示了超地幔羽可以从核幔边界上升到地壳上部,形成热点(S.P. Grandt et al., 1997; R. Van Der Voo et al., 1999; R. D. Van der Hilst et al., 1997; S. Widiyantoro et al., 1996; H. Bigwaard et al., 1998)。

(一) 地幔层析及岩石圈板片的超深俯冲

根据毕尼奥夫带的深源地震位置及形状,可以直接推测出俯冲板片下沉体的深度。但是深度加大时这种追踪则失败,许多研究都停留在上下地幔界限附近(410~660km),在此处深部地震活动停止,并出现明显的不连续面,推测其可能标志了物质化学相的变化,这种变化大大阻止了物质在上、下地幔之间的流动。因而,上、下地幔的界限似乎成了岩石圈俯冲板片继续往下插入的禁区。

那么俯冲板片在 660km 之下的下地幔的命运究竟如何?

R. D. Van der Hilst 等(1997)利用体波分辨了下地幔中的线型窄长构造,发现它们中的大部分可往上抵达地球表面板块汇聚的俯冲带位置,往下追踪到核幔边界的“D”层,为此,提供了从地表俯冲带经中地幔一直到核幔边界的由高速体组成的超深俯冲的影像。

全球高分辨 P 波和 S 波的地震层析图像(R. D. Vander Hilst, 1997)(图 II-7-2)表明,在北美洲法拉隆板块(FARALLON)、南欧亚大陆的特提斯板块、西太平洋板块(IZANGI 和 KULA)、西北太平洋板块(Kamiya, S. et al; 1988)及 TONGA 太平洋板块的 660km 之下的下地幔上部,出现了线性高速异常体,与上地幔板片相连接,并有一部分往下延伸到下地幔下部(R. D. Van der Hilst et al; 1995)。

横穿北美洲南部的地幔层析剖面(S. Grandt et al, 1997)揭示了法拉隆(Farallon)大洋板块与北美洲大陆板块的汇聚边界从地球表面至核幔边界的 P 波速地震层析图像,记录了法拉隆大洋岩石圈板片的高速异常体越过了 660km 的上、下地幔的过渡带,直至 1300km 的北美洲南部的下地幔中。北美洲的中、下地幔的地震图像显示了法拉隆大洋岩石圈板片超深俯冲的特征(图 II-7-3)。

(二) 地震层析与超地幔羽

Roger Larson 在 1991 年根据西南太平洋下面大型地幔上涌特点,提出“超地幔羽”的观点。由于地幔中放射性热的丢失,比地核冷得快,造成从地核到下地幔的热传导,形成热边界“D”层,热边界层的不稳定性使热的、上浮的地幔呈圆柱状上涌,形成“超地幔羽”。高分辨的全球地震波速度层析结果不仅表明在俯冲区的高速俯冲板片可以直接透入下地幔底部的核幔边界“D”层,而且深部的热的低速异常体也可以从核幔边界“D”层往上横跨 660km 不连续面到达全球地表热点(S. P. Grand et al., 1997),如冰岛,东非,卡那利群岛,黄石和大洋群岛之下热点,并且推论,所发现的热点为低速异常体。

非洲的超地幔羽是根据最近提出的地震层析 S20RTS 模型而证实的(Ritsema, J., et al., 1998, 1999, 2002)。S20RTS 模型是指 20°剪切波模型,是综合了 1980~1998 年大于 5 级地震的面波震相波

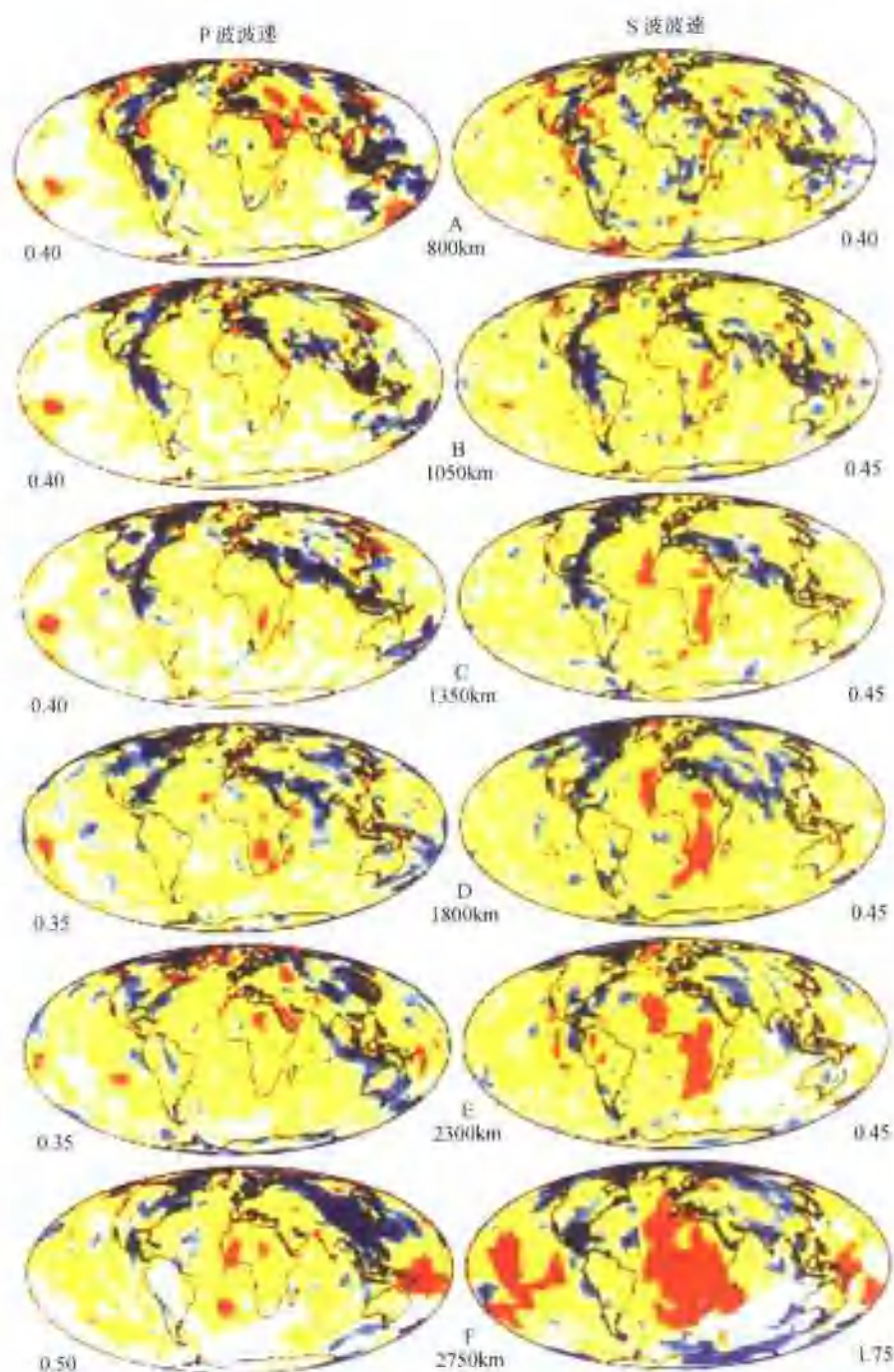


图 II-7-2 全球 P 波和 S 波对比模式

(据 R. D. Van der Hilst, 1997)

显示通过下地幔不同深度(800km, 1050km, 1350km, 1800km, 2300km, 2750km)的 P 波(左面)和 S 波(右面)地震波速的变化, 图两边的数字是平均波速不同百分比中的最大异常。蓝色代表高于平均波速, 红色代表低于平均波速

速, 体波走时和自由振荡分裂测量的地震数字宽频记录而确定的。其显示了非洲的低剪切波速异常带被北美、南美、南极、东亚和印度洋下面的高剪切波速带围绕, 揭示了在非洲大陆下面的低速异常有一个复杂的三维形态, 非洲的低速异常覆盖了靠近非洲西部的大西洋东南部之下核幔边界的广大区域 ($4000 \times 2000 \text{ km}^2$), 它与中非、西北非和南印度下面的低剪切波速的异常区相连接。垂直的 S20RTS 剖面表明, 至少从 2000km 到上部地幔范围内的非洲低波速异常是连续的, 非洲异常从南非下面的核幔边

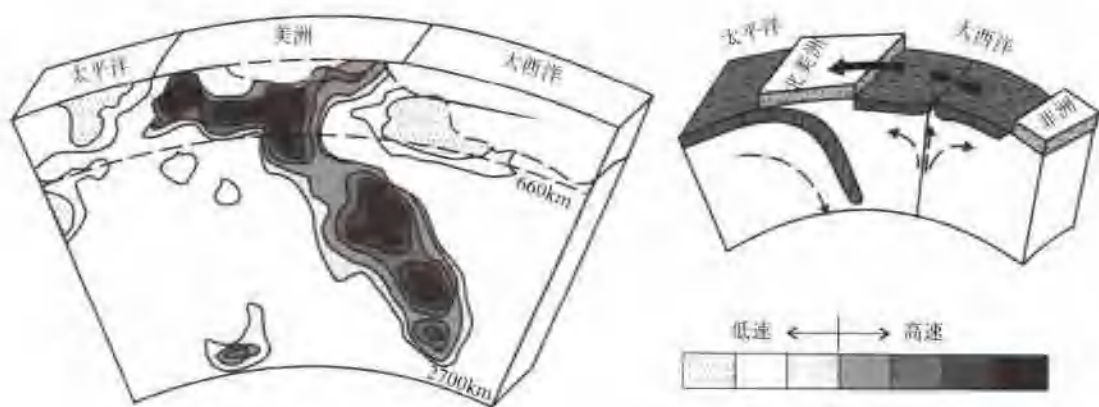


图 II-7-3 通过北美洲南部(30.1°N, 117.1°W 和 30.2°N, 56.4°W)的地震波速变化剖面
(S. Grandt et al., 1997)

左图显示了从地表至核幔边界不同深度相对全球平均波速的波速变化,蓝色代表高于平均波速,红色代表低于平均波速。
右图表明法拉隆大洋板块的俯冲与大西洋的打开有关

界延至东非裂谷的上地幔,说明异常从非洲西南往东及北东方向倾斜上延,这种倾斜在 2000km 深度处发生侧向错位(图 II-7-4)。

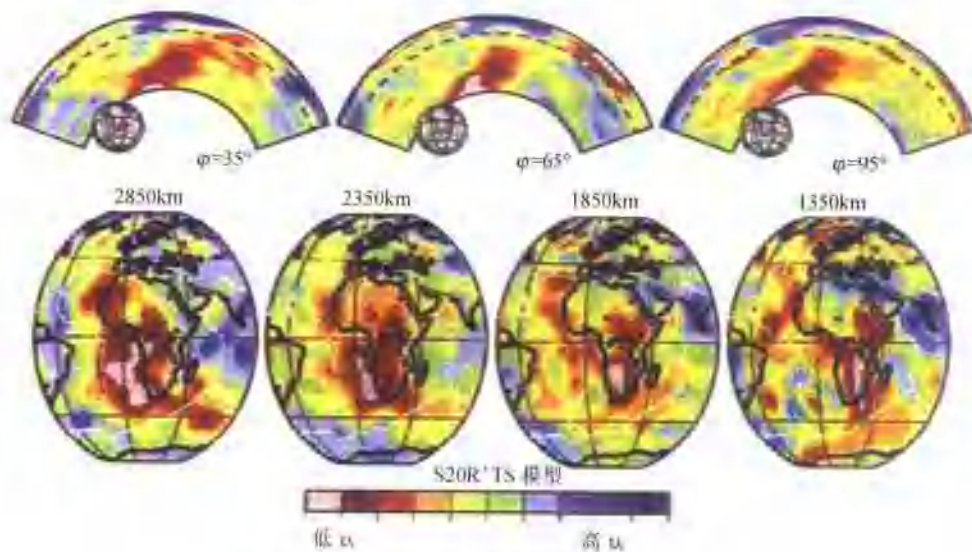


图 II-7-4 通过非洲 S20R1TS 模型的垂直及水平剖面
(Rosenberg, J., 2002)

蓝色与红色分别代表高速及低速异常,白线代表板块边界

可用大规模的热上涌流来解释东非超地幔羽。在地幔羽底部热上涌流的方向往东及北东方向运移,这可能与冈瓦那大陆分裂致使非洲板块向北东方向迁移的有关。

(三) 地幔“双层对流”模式到“单层对流”模式

板块理论立足于岩石圈,板块运动强调了岩石圈板块在软流圈上的运动,因此强调了地球内部的“双层对流”的模式。新的研究表明只考虑岩石圈板块的尺度及岩石圈动力学是远远不够的。岩石圈板片可以从地球表面俯冲到核幔边界,超地幔羽也可以从核幔边界直接上涌到表层地壳下面,导致地球上的大量热点。全球范围内在地幔中连续的地震波高速及低速异常的出现,表明物质可以从上往下或者

从下往上穿过 660km 的不连续带,这一发现进一步证实了 660km 边界可能抵抗但并不阻止大规模物质从上地幔进入下地幔。实际上,太平洋板块俯冲和印度与欧亚板块的碰撞只是反映了从洋陆俯冲到陆陆俯冲的板块运动演化过程,因而两类会聚边界的地幔地震层析是不同演化阶段的记录。为此,Mat-tauer(1999)用图 II-7-5 表示与双层对流模式不同的单层对流模式。图中显示了东太平洋板块及西太平洋板块分别往东及往西俯冲到地幔底部,由于地幔最深处粘度的增加引起下沉板块的横向模糊,在核幔边界的高速异常区形成了俯冲岩石圈的“墓地”;印度次大陆及邻近地区下面的上中地幔内显示了俯冲岩石圈的翻转构造,1000km 以下的中下地幔中保存了拆沉的特提斯大洋俯冲岩石圈残余板片,它们也与核幔边界的高速异常区组成的“墓地”相连。在非洲和亚洲大陆内部以及太平洋、印度洋和大西洋板块中的热点与地幔羽有关,有的与来自核幔边界的超地幔羽有关。全地幔的对流通过大量对流环运载来完成。

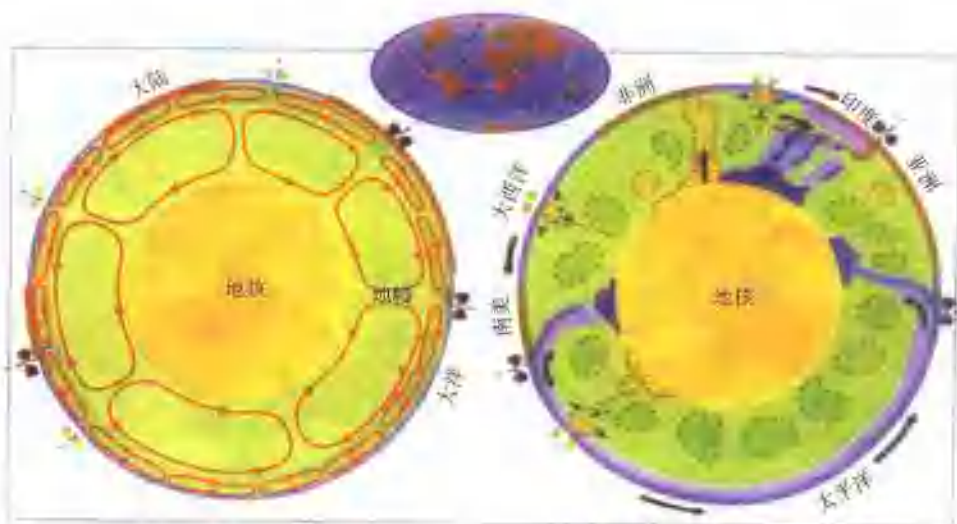


图 II-7-5 地幔的对流模式

(M. Mat-tauer, 1999)

左图为双层对流(分为两部分):由上地幔的小对流环与下地幔的大对流环组成;右图为单层对流;褐色代表大陆地壳,蓝色代表大洋地壳,紫色代表厚度变化的上地幔,完成任务
红点或代表热的地幔羽,绿色大圈代表下地幔中的对流环

岩石圈的超深俯冲,超地幔羽及全地幔对流的揭示是对传统板块构造的有关对流,俯冲及驱动力的基本模型的挑战,核幔边界既是高速深俯冲异常板片的“墓地”又是低速异常体(超地幔羽)的发源地的新观点给予人们新的启示,说明板块下的全地幔运动是研究岩石圈板块运动之根本,研究板块下的构造将把我们带从岩石圈动力学带到地幔动力学。

二、青藏高原的深地幔结构

自 20 世纪 90 年代初以来,中法地球物理合作在青藏高原实施了 8000km 长的天然地震探测剖面,其中有横穿青藏高原中部及南部的格尔木-唐古拉-嘎拉剖面(3000km)和共和-玉树剖面(3000km),横穿青藏高原西北部的柴达木盆地和阿尔金山的鸟图美仁-若羌剖面(1000km)以及横穿青藏高原西南部西昆仑的叶城-狮泉河剖面(1000km)。探测的目的是通过接受远震资料来研究青藏高原地壳和上地幔的结构和物理状态,探究青藏高原隆升及碰撞动力学机制。这四条剖面已经通过横波分裂提供了地震各向异性资料,通过三维走时得出 400km 深度以上的速度图像,并且通过转换波计算了地壳速度层。

青藏高原天然地震探测剖面穿过了青藏高原所有地体,自北而南有:祁连地体、柴达木-东昆仑地

体、巴颜喀拉-松潘甘孜地体、羌塘地体、冈底斯地体、喜马拉雅地体、阿尔金地体及西昆仑地体；通过的主要地体边界有：祁连缝合带、东昆仑缝合带（断裂）、金沙江缝合带（断裂）、班公湖-怒江缝合带（断裂）、雅鲁藏布江缝合带（断裂）、库地缝合带、康西瓦缝合带（断裂）以及阿尔金断裂、鲜水河断裂、嘉黎断裂等（图 II-7-6）。研究已表明，祁连缝合带和库地缝合带为早古生代缝合带（潘裕生，1990，丁道桂等，1996；潘裕生等，2000；肖序常等，2003），东昆仑、康西瓦及金沙江缝合带为三叠纪缝合带（陈炳蔚等，1987；姜春发等，1992；许志琴等，1992；钟大赉等，1993，1998；Yang Jingsui et al., 1996；Ph. Matte et al., 1996，Xu Zhiqin et al., 1997），班公湖-怒江缝合带为侏罗纪缝合带（肖序常等，1988），雅鲁藏布江缝合带为老第三纪的缝合带（肖序常等，1984）；阿尔金断裂、东昆仑断裂及康西瓦断裂为印支期形成、又经多期活动的断裂（Ph. Matte et al., 1996，李海兵等，2001；许志琴等，2001；Xu Zhiqin et al., 2002；崔军文等，1996），鲜水河断裂为 20Ma 形成的断裂（许志琴等，1992；Roget, F. 1994），阿尔金断裂、东昆仑断裂、鲜水河断裂及嘉黎断裂等均为现今活动断裂（Peltzer G, et al., 1988；许志琴等 1992；Avouac J. P, et al., 1993）。

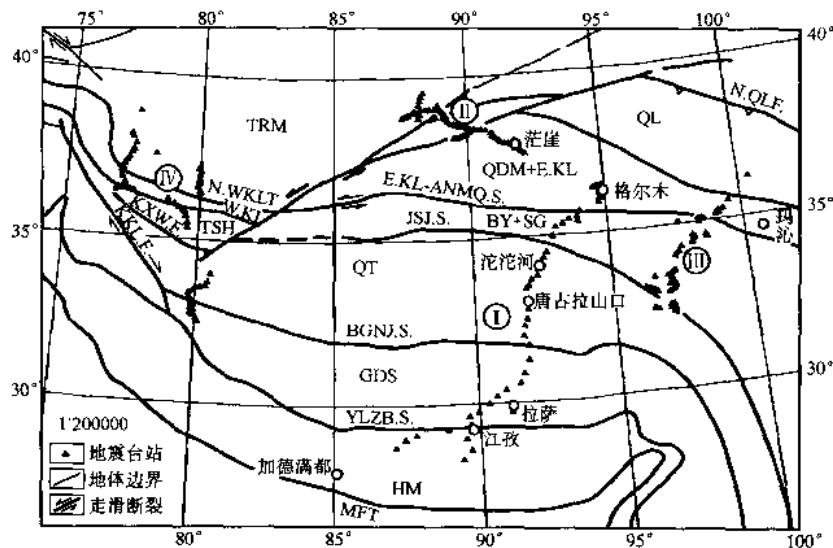


图 II-7-6 横穿青藏高原的天然地震层析剖面位置图

I—格尔木-唐古拉-嘎拉剖面；II—乌图美仁-若羌剖面；III—共和-玉树剖面；IV—叶城-狮泉河剖面。QL—祁连地体；QDM-E.KL—柴达木-东昆仑地体；BY-SG—巴颜喀喇-松潘甘孜地体；QT—羌塘地体；GDS—冈底斯地体；HM—喜马拉雅地体；ALT—阿尔金地体；W.KL—西昆仑地体；E.KL-ANMQ.S—东昆仑-阿尼玛卿缝合带；JSJ.S—金沙江缝合带；BG-NJ—班公湖-怒江缝合带；YLZB—雅鲁藏布江缝合带；KD—库地缝合带；KXW.S—康西瓦缝合带；ALT.F.—阿尔金断裂；XSH.F.—鲜水河断裂；JL.F.—嘉黎断裂

（一）青藏高原天然地震层析剖面

横穿青藏高原的格尔木-嘎拉天然地震层析剖面（图 II-7-7）（姜枚等，1996；Wittlinger G. et al., 1996）、乌图美仁-若羌天然地震层析剖面（Wittlinger G, et al., 1998；姜枚等，1999；史大年等，1999）（图 II-7-8a）、共和-玉树天然地震层析剖面（薛光琦，姜枚，Wittlinger G, 等，1999b）（图 II-7-8b）以及叶城-狮泉河 S 波接受函数剖面（图 II-7-9）和天然地震层析剖面（薛光琦，姜枚，Wittlinger G 等，1999）（图 II-7-10）为我们显示了由高波速和低波速相互交错、镶嵌组成的复杂图像。

1. 横穿青藏高原的格尔木-嘎拉天然地震层析剖面（图 II-7-7）

格尔木-嘎拉天然地震层析剖面穿越东昆仑地体、巴颜喀拉-松潘甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅地体，以及地体边界：昆中缝合带、昆南-阿尼玛卿缝合带、金沙江缝合带、班公湖-怒江缝合带和印度-雅鲁藏布缝合带。

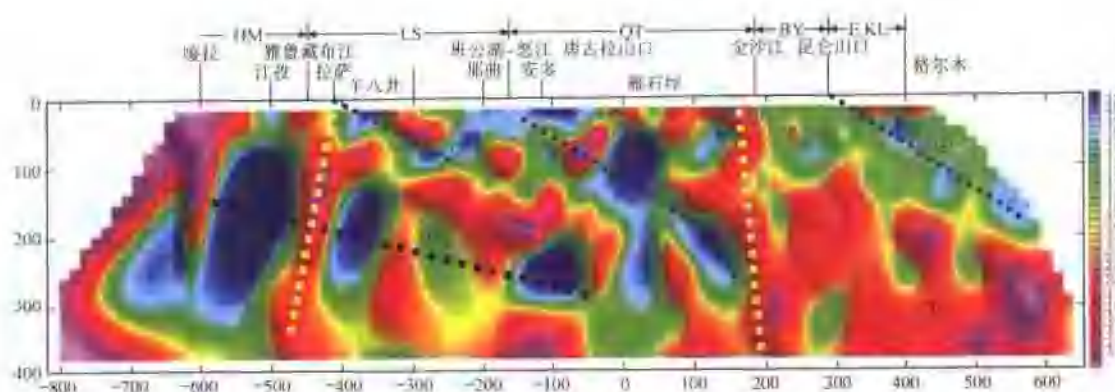


图 II-7-7 格尔木-嘎拉天然地震层析断面

E、KL—东昆仑地体；BY—巴颜喀拉-松潘甘孜地体；QT—羌塘地体；LS—拉萨地体；HM—喜马拉雅地体。①青藏高原腹地深部地震波大型低速异常体；②东昆仑地震波断续高速异常带；③金沙江地震波低速异常带（岩石圈断裂）；④班公湖-怒江地震波断续高速异常带（俯冲带）；⑤雅鲁藏布江地震波低速异常带（岩石圈断裂）；⑥印度板块断续高速异常带

在该剖面上可以识别以下的地震波速度图像。

(1) 青藏腹地深部大型地震波低速异常体

位于东昆仑-巴颜喀拉-松潘甘孜-羌塘地体下部(100—400km 深度范围)面积大于 18000km²的低速异常体。地震波低速异常体的存在代表青藏高原腹地深处存在低密度、低阻、高导和低黏度的热物质,与该区存在的 Sn 波的衰竭及地表大规模可可西里新生代碱性火山作用相耦合,剖面中还显示低速异常体与可可西里火山岩地区有红色通道(上部低速异常带,即金沙江岩石圈断裂)相连。

(2) 东昆仑地震波断续高速异常带

该带为北倾 30°由多个小型高速异常体组成的断续高速异常带,深达 180km,可能代表古特提斯洋向北俯冲的冷的岩石圈化石残片。

(3) 金沙江地震波低速异常带

地震波低速异常带呈陡倾产出,和大型低速异常体相连,表示金沙江超岩石圈断裂的存在。

(4) 班公湖-怒江地震波断续高速异常带

以地表班公湖-怒江缝合带为起点,呈向北 40°方向插入羌塘-地体之下 280km 深度的断续高速异常带,记录了新特提斯洋俯冲的冷岩石圈化石残片的信息。

(5) 印度板块地震波断续高速异常带

厚 100—300km 的印度冷岩石圈板块高速异常体呈北倾 20°方向下插,抵达青藏高原唐古拉山下 300km,后被近直立的热低速异常带穿切,使其成为断续的包含 5 个近直立椭圆形的高速异常带。在缓倾的地震波断续高速异常带的上部紧贴着一层不规则的低速异常层,可能是直立的热低速异常带引起的局部熔融沿地震波断续高速异常带上部展布的结果。

(6) 雅鲁藏布江地震波低速异常带

解释为切穿印度板块高速异常带的近直立的雅鲁藏布江超岩石圈断裂,深达 400km。

2. 横穿青藏高原北缘阿尔金山的乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(图 II-7-8)

乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(图 II-7-8a)

乌图美仁-若羌天然地震层析剖面自 SE 到 NW 穿越柴达木地体、阿尔金断裂、阿尔金地体、阿尔金逆冲断裂和塔里木地体。在该剖面上可以识别以下的地震波速度图像。

1) 阿尔金地震波低速异常带:沿阿尔金断裂向下为一条由地震波低速异常带组成的宽 50km,深度达 150km 的岩石圈断裂。

2) 柴达木地震波低速异常体:柴达木盆地下部总体以低密度物质组成的低速异常体。

3) 阿尔金地震波高速异常楔体:由阿尔金走滑主断裂和阿尔金逆冲断裂夹持的阿尔金地体为一个

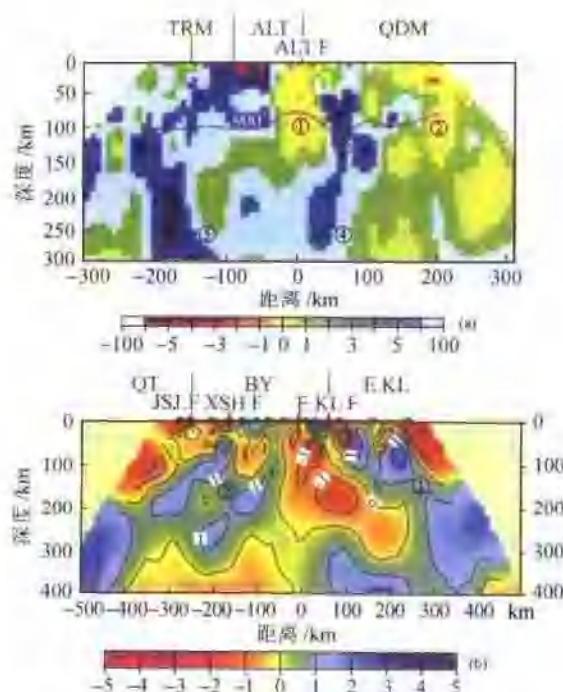


图 II-7-8 乌图美仁-若羌(a)和共和-玉树(b)天然地震层析剖面

8a: 乌图美仁-若羌天然地震层析剖面: ①阿尔金地震波低速异常带; ②柴达木地震波低速异常带; ③阿尔金地震波高速异常带; ④阿尔金东地震波高速异常带; ⑤东塔里木地震波高速异常带

8b: 共和-玉树天然地震层析剖面: ①东昆仑地震波高速异常带; ②巴颜喀拉地震波高速异常带

TRM—塔里木盆地; ALT—阿尔金地体; ALT F—阿尔金断裂; QDM—柴达木盆地; QT—羌塘地体; By—巴颜喀拉地体; E, KL—东昆仑地体; JSJ F—金沙江断裂; XSH F—解水河断裂; E, KL F—东昆仑断裂; W, KL—西昆仑地体; KXW F—康西瓦断裂; KDF—库地断裂

由高速体组成的楔状体,底界深达 100km,并与阿尔金岩石圈断裂相交,因此阿尔金地体是无根的,坐落在由低密度物质组成的塔里木低速异常体上。

4) 阿尔金东地震波高速异常带:阿尔金地震波低速异常带之东侧 50~250km 的深度显示一条宽 30~40km 近直立的高速异常带,考虑到其位置与沿阿尔金主断裂的早古生代蛇绿岩带相当,推测该地震波高速异常带可能代表沿阿尔金方向存在早古生代转换型构造带。

5) 东塔里木地震波高速异常带:在塔里木地体东部,地下 100~300km 深度出现宽 500km,近直立的地震波高速异常带,可否代表一条早期(早古生代?)地体边界—俯冲带的化石残片?有待进一步研究。

3. 横穿青藏高原中东部的共和-玉树天然地震层析剖面(图 II-7-8b)

共和-玉树天然地震层析剖面自北而南穿越东昆仑地体、昆南-阿尼玛卿缝合带、巴颜喀拉-松潘甘孜地体和金沙江缝合带。在该剖面上可以识别以下的地震波速度图像主要是:

剖面北部为向北中等倾斜的东昆仑地震波高速异常带和北巴颜喀拉地震波低速异常带,北巴颜喀拉低速异常带可能代表昆南-阿尼玛卿古特提斯洋盆向北深俯冲的记录;南部为向南中等倾斜的南巴颜喀拉地震波高速异常带和金沙江地震波低速异常带,两者相交位置在金沙江缝合带附近,由于已近剖面边部,速度图像的准确性不足以进行合适的地质解释。

4. 横穿青藏高原西北部叶城-狮泉河天然地震层析剖面(图 II-7-9)

叶城-狮泉河天然地震测量自北往南穿越西昆仑地体、甜水海地体和羌塘地体,以及地体的边界:库地缝合带、康西瓦缝合带、空喀山断裂、班公湖-怒江缝合带。其中地震 S 波接受函数剖面揭示了地壳尺度的地壳-上地幔结构特征,地震层析剖面反映了 400km 深地幔的结构图像。

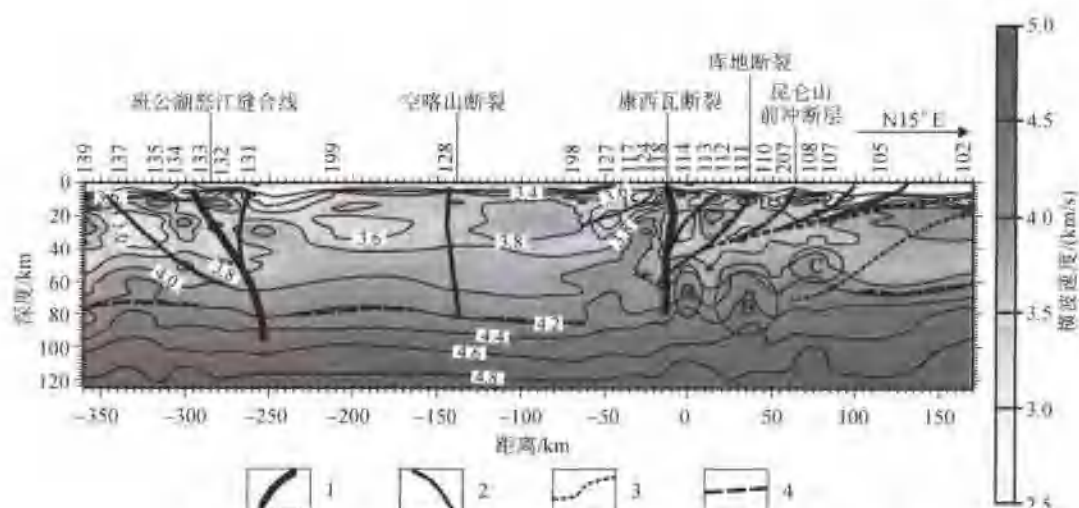


图 7-9 叶城-狮泉河 S 波接收函数反演横波速度和地质构造解释

(据钱辉等, 2006)

1—主断裂; 2—次级断裂; 3—滑脱层; 4—莫霍面

其中地表附近的沉积用空白表示, 滑脱层推测位置据 G. Wirtlinger

(1) 叶城-狮泉河 S 波接收函数剖面(图 7-9)

根据叶城-狮泉河 S 波接收函数反演得的横波速度剖面揭示的地壳-上地幔尺度(120km)结构特征如下。

1) 地壳厚度: 横波速度剖面揭示塔里木南缘的地壳厚度为 57~60km, 并且向南逐渐加厚。

2) 西昆仑中央断裂以北地区, 总体上还是以高速扰动为主, 与塔里木盆地的岩石圈地幔相对应。而在南昆仑及甜水海地区的中心部位出现一高速扰动块体, 并为一些不连续的低速扰动体所包围, 推测该高速体可能是西昆仑下部岩石圈上地幔物质沿一定的深部构造通道侵入其地壳底部所形成的。羌塘地体及冈底斯地体的速度较低, 反映了青藏高原年轻的壳幔过渡带的特征。

3) 康西瓦断裂及前陆逆冲体系: 康西瓦断裂在剖面上显示了南侧为高波速和北侧为低波速的速度差界面, 界面呈近直立产出, 深度可抵达 80km 的地壳底部。在康西瓦断裂的北侧 120km 的前陆部分, 根据高波速和低波速界面, 厘定了 5 条逆冲断裂, 其中 4 条为西昆仑山前逆冲断裂, 逆冲断裂呈上陡下缓的铲式几何学, 下部连接成向南倾斜 10° ~ 30° 的滑脱面。并反映了滑脱断裂为具有自南而北剪切指向的挤压性滑脱构造, 在 60km 的深处与康西瓦断裂相交。研究表明康西瓦断裂是一条至今仍在活动的左行走滑断裂, 康西瓦断裂及前陆逆冲体系构成了塔里木盆地新生代以来的挤压转换体系, 与塔里木地块的右行旋转有关。

4) 空喀山断裂: 在剖面上根据高速体之间的带状低速空间, 推测空喀山断裂为一条近直立深达 80km 的地壳断裂。

5) 班公湖-怒江缝合带: 在剖面中班公湖-怒江缝合带表现为向北陡倾的地壳断裂, 并伴随有逆冲断裂。

(2) 叶城-狮泉河地震层析剖面(图 7-10)

在该剖面上可以识别以下的地震波速度图像。

1) 康西瓦-库地地震波断续高速异常带: 位于康西瓦缝合带之下部包含 3 个小型高速异常体的高速异常带。该带在 180km 深度以上以 30° ~ 40° 往北倾斜产出, 以下变为近直立产出, 在 250~350km 出现一个小型高速体。沿带地震活动强烈, 震源深度达 150km。西昆仑地体和甜水海地体之间的高速异常带可能代表古特提斯大洋向北深俯冲插入西昆仑地体之下, 在其下 250~350km 深度存在的椭圆形的高速异常体可能代表大洋深俯冲的拆沉体。

2) 班公湖-怒江断续高速异常带: 班公湖-怒江不连续的北倾 30° 高速异常带可抵达 250km 深度, 下

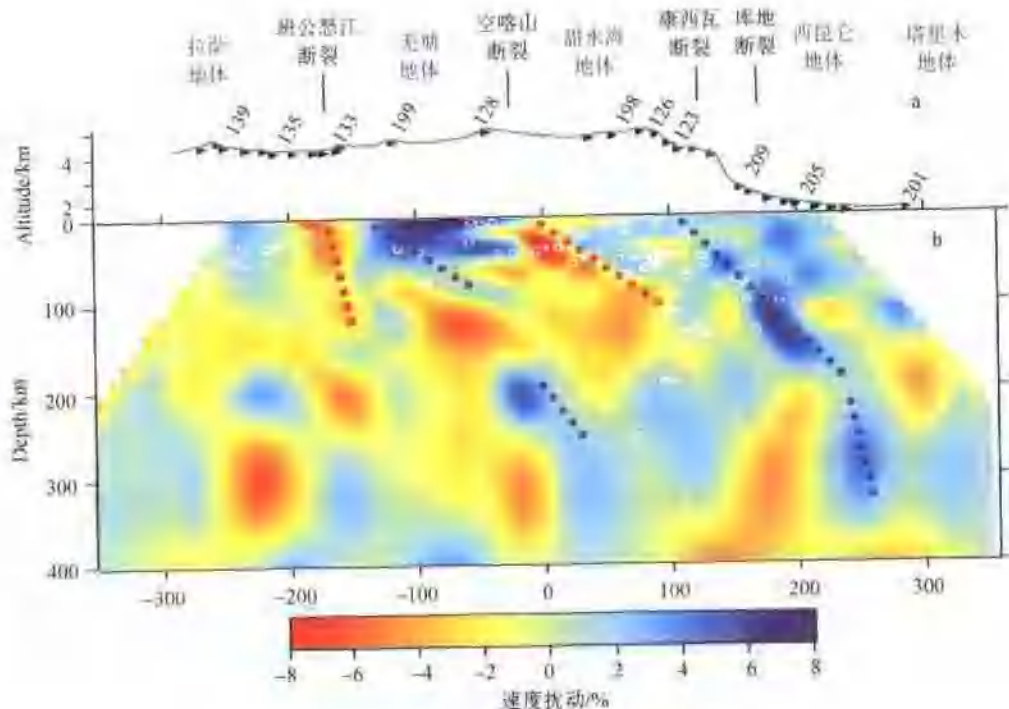


图 7-10 叶城-狮泉河天然地震层析剖面

(薛光琦, 姜枚, Wittinger, G et al., 1999)

西昆仑地体和甜水海地体之间的高速异常带可能代表古特提斯大洋俯冲带向北以 50° 倾角插入西昆仑地体之下 200km , 在其下 $250\sim 350\text{km}$ 深度存在椭圆形的高速异常体可能代表大洋俯冲的拆沉体; 班公湖-怒江不连续北倾 30° 高速异常带 ($0\sim 100\text{km}$ 及 $200\sim 250\text{km}$ 深度), 下部高速异常体 ($200\sim 250\text{km}$) 可能代表班公湖-怒江新特提斯大洋岩石圈的拆沉体; 空喀山北倾 30° 达 100km 深度的地震波低速异常带代表空喀山岩石圈断裂的产出; 班公湖-怒江近陡立的地震波低速异常带反映后期发育的班公湖-怒江岩石圈断裂 (抵达 130km 深度) 的产出

部高速异常体 ($200\sim 250\text{km}$) 可能代表班公湖-怒江新特提斯大洋岩石圈的拆沉体。

3) 空喀山地震波低速异常带: 北倾 30° 达 100km 深度的地震波低速异常带代表空喀山岩石圈断裂的产出。

4) 班公湖-怒江地震波低速异常带: 班公湖-怒江近陡立的地震波低速异常带反映后期发育的班公湖-怒江岩石圈断裂 (抵达 130km 深度) 的产出。

(二) 青藏高原天然地震层析剖面的地震波速度异常图像的综合解释

综合青藏高原天然地震层析剖面的地震波速度异常图像可以分为以下类型。

1. 地震波低速异常图像

天然地震层析剖面显示了 400km 深部范围内复杂的地震波低速图像, 低速图像有两种类型: 地震波低速异常体和地震波垂向低速带 (柱)。

(1) 大型深地幔地震波低速异常体

在格尔木-嘎拉地质解析剖面 (图 7-10) 中, 可观察到柴达木-东昆仑地体、巴颜喀拉地体和羌塘地体北部的 100km 以下, 存在以昆仑山口为中心 (东抵柴达木盆地, 西到雁石坪) 的深部地震波低速体。地幔低速异常体宽度约 600km , 深度从 100km 往下延深到 400km 以下, 可与相邻的乌图美仁-若羌天然地震层析剖面及共和-玉树天然地震层析剖面中揭示的东昆仑-巴颜喀拉-羌塘地体及柴达木盆地下面的深地幔地震波低速异常体相连, 表明高原腹地的深地幔中存在大型深部地震波低速异常体。同时在格尔木-嘎拉剖面中的深部地幔低速异常体通过低速通道直达可可西里地表的新生代高钾火山

岩区。

(2) 小型地震波低速异常体

在羌塘地体南部及冈底斯地体北部 100km 深度之上, 存若干个圆形和椭圆形地震波低速异常体; 在西昆仑库地缝合带、空喀山断裂及班公湖-怒江缝合带都存在不规则的低速异常体, 延伸达 400km 及 400km 以下。

(3) 垂向地震波低速异常带(柱)

垂向低速带出现众多的地体边界及大断裂的下部, 雅鲁藏布江垂向低速异常带宽 50~100km, 从地表一直延伸至 400km 以下; 嘉黎低速异常带与班公湖-怒江低速异常带发育在 100~200km 深度以下, 并在 350km 深处相连。在乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(图 II-7-8a)中, 垂向低速异常带清晰地显示在阿尔金断裂带之下, 阿尔金低速异常带宽度超过 100km, 延伸深度大于 300km, 为岩石圈断裂或超岩石圈(地幔)断裂的存在提供了地球物理证据。

2. 地震波高速度异常图像

地震层析剖面中的地震波高速异常图像主要以地震波高速异常体和地震波高速-断续高速异常带的形式表现出来。

(1) 地震波高速异常体

最明显的地震波高速异常体——阿尔金地震波高速异常体在乌图美仁-若羌天然地震层析剖面(图 II-7-8a)的浅部低速图像背景显示, 该高速异常体被阿尔金走滑断裂和阿尔金逆冲断裂所夹持, 呈楔形几何学产出(Wittinger G, et al., 1998), 宽度约 150km, 最大厚度 100km, 表明了阿尔金地体的无根特征。

(2) 地震波高速(断续)异常带

在图 II-7-7 和 II-7-8(a 和 b)和 II-7-9 中显示的高速(断续)异常带有如下 6 条: 东昆仑地震波断续高速异常带、班公湖-怒江地震波断续高速异常带、康西瓦地震波断续高速异常带、巴颜喀拉地震波高速异常带、阿尔金东地震波高速异常带和东塔里木地震波高速异常带, 这些高速(断续)异常带被看作古大洋岩石圈俯冲的化石残片。其中, 东昆仑地震波断续高速异常带、巴颜喀拉地震波高速异常带可能反映了古特提斯洋岩石圈深俯冲的信息, 阿者显示了古特提斯洋岩石圈分别向北和向南双向俯冲的特点; 班公湖-怒江地震波断续高速异常带为新特提斯洋岩石圈向北深俯冲记录; 阿尔金东地震波高速异常带和东塔里木地震波高速异常带可能始特提斯洋盆深俯冲的残留。

(三) 上地幔剪切波各向异性特征

地震波在上地幔中扩散经常是各向异性的, 地震波各向异性可用以示踪地幔动力学。弹性各向异性出现在地震波速度与它的方向有关的地方, 在地幔中各向异性构造是由于流变引起矿物的优选方位而产生的, 这些构造可以用来推测地球内部的流变几何学。地震产生挤压波(P)和剪切波(S)在各向异性岩石中的耦合导致波的散射、双折射和复杂的偏振, 这些不同的特征将帮助我们揭示地幔和地壳中岩石结构, 及研究地球历史中岩石圈板块的形成和大陆的增生。

青藏高原上地幔剪切波各向异性分布(Hirn A et al. 1995; 史大年等 1996, 1999; 董英君等, 1999; 姜枚等, 2001; Jiang M. et al., 2003)(图 II-7-11)显示了以下特征:

1) 雅鲁藏布江以南喜马拉雅地体的上地幔剪切波各向异性方向为 NNW—SSE 向。

2) 雅鲁藏布江以北青藏高原腹地的上地幔剪切波各向异性方向表现为 NEE—SWW 及 NE—SW 向; 羌塘地体的西部的上地幔剪切波各向异性方向为近 E—W 向, 而中部转为 NEE—SWW 向; 在巴颜喀拉地体上地幔剪切波各向异性方向由中部的 SW—NE 向转为东部 NNE—SSW 向, 沿金沙江缝合带的玉树一带上地幔剪切波各向异性方向变为平行缝合带的 NW—SE 向; 在柴达木-东昆仑地体的上地幔剪切波各向异性方向以 NW—SE 向为主。

3) 上地幔剪切波各向异性在青藏高原西北缘的阿尔金地体中为 EW 方向, 沿阿尔金断裂为平行断裂 NEE—SWW 向。

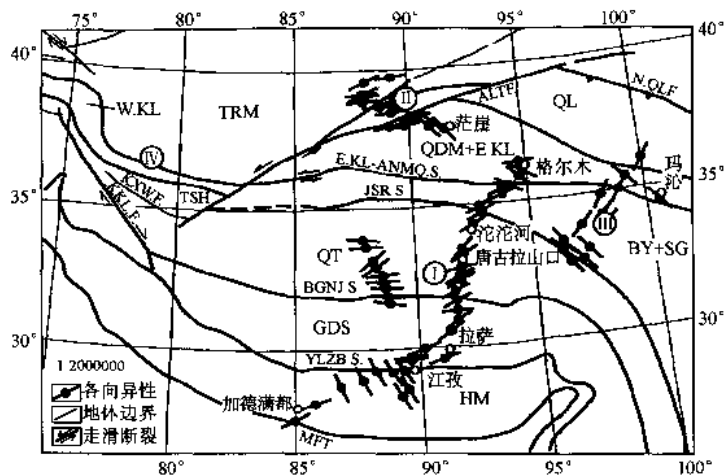


图 II-7-11 青藏高原剪切波各向异性图
(据姜枚等, 2001)

I—格尔木-唐古拉-嘎拉剖面; II—乌图美仁-若羌剖面; III—共和-玉树剖面; IV—叶城-狮泉河剖面; V—三江剖面。QL—祁连山地体; QDM+E.KL—柴达木-东昆仑地体; BY+SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体; QT—羌塘地体; GDS—冈底斯地体; HM—喜马拉雅地体; W.KL—西昆仑地体; E.KL-ANMQ.S.—东昆仑-阿尼玛卿缝合带; JSJ.S.—金沙江缝合带; BG-NJ—班公湖-怒江缝合带; YLZB—雅鲁藏布江缝合带; KXW.F—康西瓦断裂; KKL.F.—喀喇昆仑断裂

说明: 表示地震波各向异性的黑短线方向代表剪切波快速波方向, 黑短线中心的黑点为快速波与慢速波的时间延迟, 表示各向异性强度

上述表明上地幔剪切波各向异性的方向在雅鲁藏布江缝合带南北有明显区别, 在青藏腹地的北部(柴达木-东昆仑地体)及中南部(巴颜喀拉-羌塘-冈底斯)也有不同, 青藏腹地中南部的上地幔剪切波各向异性的方向自西往东由近 EW→NE—SW→NNE—SSW 方向转换; 沿地体边界及断裂出现与其平行的上地幔剪切波各向异性的方向。

(四) 青藏高原天然地震的深部结构解析

1. 深部地震波低速异常体及地幔羽

位于青藏高原腹地(东昆仑地体、巴颜喀拉地体及羌塘地体)下面 400km 深度范围内, 存在宽度 600km、厚度大于 300km 的巨型地震波低速异常体(图 II-7-9), 许志琴等曾认为该大型低速异常体为一地幔底辟, 与可可西里新生代高钾质火山喷发有成因联系(许志琴等, 1996, Xu Zhiqin et al., 1999)。现据地震层析新资料, 可以圈出一个相当规模的深部三维地幔低速异常体, 大致相当 Molnar P. (1988) 的 Sn 波的缺失区的位置, 推测其由低速高热物质组成的地幔羽或地幔底辟(图 II-7-12)。青藏腹地地幔低速异常体往南与金沙江断裂以南通往可可西里的浅部低速异常带相连, 浅部低速异常可能是低速高热物质的通道。

2. 超岩石圈-地幔剪切带

横穿青藏高原的四条地震层析剖面揭示了 400km 深度范围内的(超)岩石圈-地幔剪切带的存在。

(1) 阿尔金超岩石圈-地幔剪切带

阿尔金断裂带在平面上由一系列 NEE 向的平行断裂组成, 主断裂位于南侧, 在地表宽 6~15km, 长 1600km。研究表明阿尔金主断裂为韧-脆性走滑剪切带, 形成于印支期(李海兵等, 2001), 经历多期活动, 是一条至今仍在活动的走滑断裂, 沿阿尔金主断裂走滑位移达 400km(许志琴等, 1999)。阿尔金断裂带的基本构造样式表现为: 以走滑断裂为中心的两侧反向逆冲断裂系、北西侧的阿尔金逆冲断裂及其后部发育的同倾向正断层(李海兵等, 2001)。

乌图美仁-茫崖-若羌天然地震探测剖面(图 II-7-8a)揭示了阿尔金主断层的深部存在宽度为 60~80km 延伸超过 400km 的低速异常带, 是一条近直立的超岩石圈-地幔剪切带(许志琴等, 1999)。低速异常带由低速度、低密度的高热物质组成, 阿尔金主断层的深部的韧性剪切加热使 100km 深度的等温

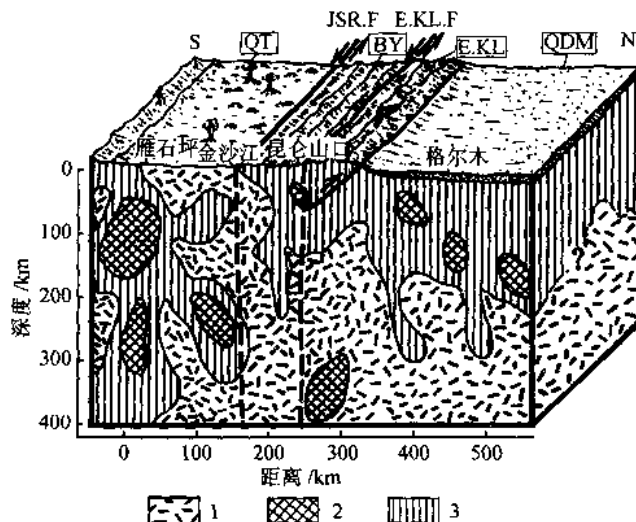


图 II-7-12 青藏高原腹地深部地幔羽的立体图示

1—地震波低速异常；2—地震波高速异常；3—地震波中速异常；QDM—柴达木盆地；E.KL—东昆仑；BY—巴颜喀拉；QT—羌塘；E.KL.F—东昆仑断裂；JSJ.F—金沙江断裂

面上拱到 70km(Wittinger G, et al., 1998), 表示可能存在部分熔融作用。代表上地幔物质剪切流动矢量的 SKS 波各向异性强度大, 各向异性方向与断裂带一致, 反映了该断裂带在上地幔深部发生了剪切位移。

(2) 金沙江超岩石圈-地幔剪切带

EW 向的金沙江断裂西段位于巴颜喀拉地体与羌塘地体之间, 共和-玉树地震层析剖面 and 格尔木-嘎拉地震层析剖面均通过该断裂。金沙江断裂在地表由糜棱岩带组成, 具左行走滑特征, 形成时代为印支期, 后经多期活动, 也是一条现代活动断裂(Xu Zhiqin et al., 1997)。格尔木-嘎拉地震层析剖面揭示了金沙江断裂由垂向的地震波低速异常带组成, 与北面的巴颜喀拉高速体相间, 垂向低速异常带抵达 100km 深度后, 插入青藏高原腹地的深部大型低速体中, 直达 400km 以下, 成为一条超岩石圈-地幔剪切带。因此, 金沙江超岩石圈-地幔剪切带(低速带)是青藏高原腹地的深部大型低速体和地表连接的通道。东部的共和-玉树地震层析剖面揭示金沙江带在此处呈中等角度往南倾斜, 可延至 200km 深处。

(3) 班公湖-怒江超岩石圈-地幔剪切带

在“格尔木-嘎拉”地震层析剖面中, 位于羌塘地体与冈底斯地体之间的班公湖-怒江缝合带是晚侏罗世形成的, 继后多期断裂活动至今。在班公湖-怒江断裂之下 100~400km(以下)为垂向的地震波低速异常带, 尽管其上部不滑断, 也可认为是超岩石圈-地幔剪切带。

(4) 嘉黎超岩石圈-地幔剪切带

位于冈底斯地体内部的嘉黎断裂是一条现代大型右行走滑断裂, 在“格尔木-嘎拉”地震层析剖面(图 II-7-10)中显示了地壳上部有一小型低速体, 从深度 100~380km 为垂向低速异常带, 后转向北与班公湖-怒江垂向低速异常相连。

(5) 雅鲁藏布江超岩石圈-地幔剪切带

印度板块与欧亚板块之间的雅鲁藏布江缝合带呈现地震波垂向低速异常带特征, 向下延伸超过 400km, 表明它同样是一条超岩石圈-地幔剪切带。

(6) 康西瓦超岩石圈-地幔剪切带

西昆仑造山带的康西瓦断裂为印支期形成及长期活动的断裂, 在叶城-狮泉河地震剖面中呈现垂向低速异常带特征, 抵达 400km 之下, 为超岩石圈-地幔剪切带。

3. 印度岩石圈超深俯冲的地震层析证据

在欧亚大陆南部存在一条近东西向的特提斯构造带,从南欧地中海、阿尔卑斯往东经喜马拉雅延至印度尼西亚,长 8000km,为欧亚板块与印度板块及非洲板块碰撞的产物。在 P 波和 S 波速的高分辨地幔层析图像中,该带的 S 波和 P 波模型中的高速异常带表现了复杂性:下地幔上部的高速异常带在 1800km 以下显示了该带在平面上的逐渐连续,在 1200~1800km 高速异常带从印度尼西亚一直到地中海完全连接,1800km 之下高速异常带只在 S 波速的地幔层析图像中有断续显示(图 II-7-9)。

通过印度、西藏及邻近的印度洋下面的西喜马拉雅地幔层析剖面(H. Bigwaard, 1998; R.V. der Voo et al, 1999)(图 II-7-13)揭示了不同深度的一些高速异常体的存在。在东北阿富汗的兴都库什地区的上地幔 600km 范围内,高速板片向北倾斜并与印度板块岩石圈连接;在北巴基斯坦,同样的高速板片显示了“翻转构造”,即印度板片高速异常体从地表往北下插,向下变成直立,最后在深部又往南翻转,表明印度板片以“翻转”几何形态俯冲至 800~1000km 的地幔深度;往东及南东的尼泊尔附近 450km 以下高分辨的异常体与兴都库什俯冲板片相连接,但与 350km 以上的岩石圈是分开的。这些异常体可以解释为 45Ma 之后大印度板块与亚洲板块汇聚过程中拆离的印度次大陆的岩石圈残片。

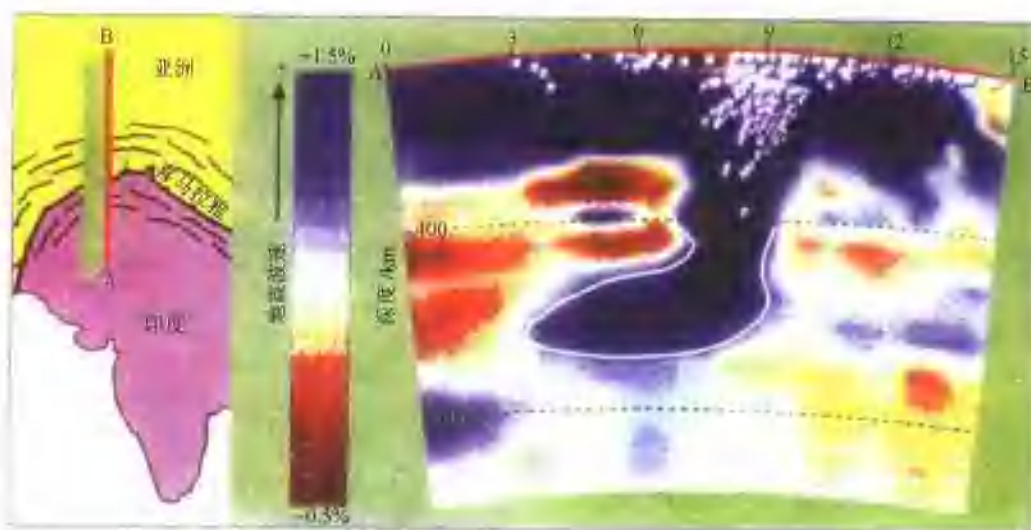


图 II-7-13 西喜马拉雅 1000km 深度范围内地震层析剖面(下图)

(据 Herman Bijwaard, 1998; R. V. Van der Voo, 1999)

(蓝色代表高于平均波速,红色代表低于平均波速。图像显示了印度岩石圈板片呈“翻转构造”几何学插入下地幔中)

在印度次大陆下面 1000~2300km 的下地幔深度范围内,还出现四个与浅部异常体分离的高速异常体,甚至掉到核幔边界的深度,这些异常形成三条平行 WNW—ESE 方向的带。R.V. der Voo 等(1999)认为这些下地幔的高速异常体可解释为新特提斯洋封闭、两大陆碰撞后印度大陆俯冲岩石圈下部拆沉的大洋岩石圈残片,图 II-7-14 中的南面的(II)、(III)两个异常体代表新特提斯洋岩石圈残片,(IV)代表将拆沉的印度大陆俯冲岩石圈,(I)代表中特提斯洋岩石圈残片。新的西喜马拉雅构造结的地幔层析剖面(H. Bigwaard, 1998; R.V. der Voo et al, 1999)揭示印度板片高速异常体从地表往北下插,向下变成直立,最后在深部又往南翻转,显示印度板片以“翻转(over-roll)”的几何形态俯冲至 800~1000km 的地幔深度,在翻转高速异常体的下侧,存在两个孤立的高速异常体,代表 25Ma 和 45Ma 之前俯冲和拆离的岩石圈板片。中喜马拉雅地幔层析剖面也显示了“拆沉”的印度岩石圈“化石”残片。

横穿青藏高原的地震层析成果为我们提供了地质历史中有关岩石圈板片俯冲和“拆沉”的地球物理证据:

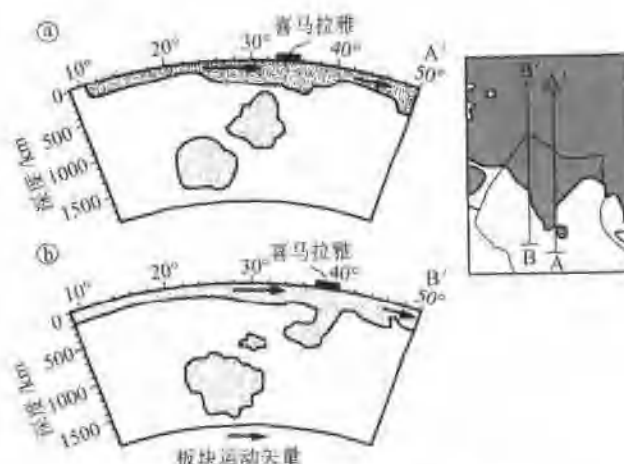


图 7-14 通过印度洋、印度和西藏的地幔(2500km 深度范围内)地震层析示意剖面
(据 R.V. Van der Voo, 1999)

(a): 1—大洋岩石圈; 2—大陆岩石圈; (b): 1—洋壳; 2—印度板块; 3—西藏板块和亚洲板块; 4—大陆岩石圈
II、III 为新特提斯洋岩石圈残片, IV 代表将拆沉的印度大陆岩石圈, I 代表中特提斯洋岩石圈残片

1) 东昆仑断裂高速异常带包含若干小型高速异常体, 向北缓倾, 可能代表东昆仑-阿尼玛卿古特提斯大洋岩石圈俯冲“化石”残片。

2) 班公湖-怒江断裂高速异常带向北缓倾, 包含 3 个高速体, 代表了班公湖-怒江特提斯大洋岩石圈俯冲“化石”残片。

3) 雅鲁藏布高速带较窄, 厚度 30—80km, 以 20°~30° 倾角向北下插至班公湖-怒江缝合带之下 100km。

4) 高喜马拉雅断裂高速异常带向北缓倾, 包含 5 个断续的在剖面上呈近直立椭圆形的高速异常体, 代表了印度岩石圈俯冲板片曾在青藏高原之下直达唐古拉下面 200km 深度, 由于后期地幔热上涌流的影响, 改造岩石圈俯冲板片, 而形成代表俯冲“化石”残片的若干个断续高速异常体(岩石圈断裂)。

4. 阿尔金楔状体及无根特征

乌图美仁-若羌天然地震探测剖面显示了阿尔金地体为楔状体, 阿尔金山与塔里木盆地交界的阿尔金北缘逆冲断裂向 SE 方向倾斜, 沿着缓倾的低速层构成阿尔金楔状体的底部, 并向南东下插到 80km 深处, 低速层的厚度由 5km 增加到 15km, 并与近直立的阿尔金超岩石圈剪切断裂(即阿尔金主断裂)交汇, 阿尔金北缘逆冲断裂与阿尔金主断裂交汇后, 继续向南陡倾下插到深度 400km。

综合阿尔金的深部探测资料 (Wittinger G F. et al., 1998; 姜枚等, 1999; 史大年等, 1999), 和地表地质特征, 得到反映阿尔金现今性质及特征的模式 (许志琴等, 1999), 可以看出, 阿尔金断裂带主要由阿尔金走滑主断裂和阿尔金北缘逆冲断裂及两者所夹的阿尔金楔形体(阿尔金地体)所组成, 阿尔金地体是无根的(图 7-15)。

塔里木地块沿阿尔金北缘逆冲断裂陆内斜向俯冲于阿尔金之下, 并在深部与阿尔金主断裂会合, 并继续以陡角度向南东插入柴达木盆地之下, 反映出塔里木地块向南东方向陆内俯冲的特征。平行阿尔金断裂方向(近 EW 向)的各向异性剪切矢量代表陆内俯冲过程中沿断裂在深部上地幔物质的滑移方向(许志琴等, 1999), 反过来也证明了阿尔金断裂带为一条超岩石圈-地幔剪切带。

通过横穿青藏高原的 4 条天然地震层析剖面的横波分裂、三维走时及转换波的资料处理, 提供了地震各向异性、地震速度层及 400km 深度以上的速度图像, 揭示了青藏高原地壳和上地幔的结构及物理性质, 可归纳如下。

1) 青藏高原各地体的厚度及地壳平均地震波速度特征反映了各地体的物质组成及结构差异, 表明地体拼合的特征。

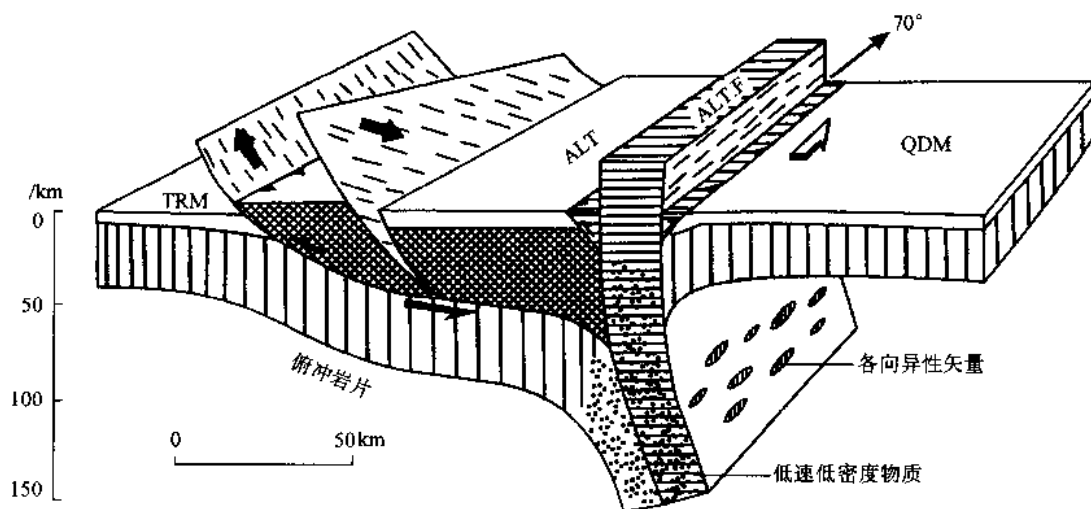


图 7-15 无根的阿尔金山和阿尔金岩石圈断裂三维示意图

TRM—塔里木地体; ALT—阿尔金地体; QDM—柴达木地体

2) 伸入 300km 以下的 5 条垂向低速异常代表高原内部大型超岩石圈-地幔剪切带, 伴随局部熔融及高热物质的组成。

3) 青藏高原内部的东昆仑山、班公湖-怒江、雅鲁藏布江及康西瓦四条高速异常带或断续高速异常带代表了地体拼合的地质历史过程中保留的古大洋或大陆岩石圈化石残片, 是“拆沉”的地球物理依据。

4) 格尔木-嘎拉地震层析剖面显示了在 400km 以上代表印度岩石圈板片的断续高速异常带往北缓缓地插入雅鲁藏布江缝合带以北 400km 的唐古拉山之下。

第三节 青藏高原隆升的深部驱动力探讨

在青藏高原形成的碰撞动力学机制问题上一直存在不同的认识, 一种认为高原的隆升是整个高原的连续加厚及壳幔之间的广泛性粘性流动的结果, 或者是印度板块以低角度往北大规模俯冲于青藏高原之下, 形成双层地壳, 而后由于重力均衡造成高原隆升 (Powell C. Mc. A, and Conaghan P. J, 1975; Beghoul N., et al., 1993), 藤吉文等 (1999) 根据地震面波三维速度结构, 深部地震探测资料 (宽角反射、折射与近垂直反射) 和天然地震资料的研究进一步提出“双层楔板”的模式; 另一种认为印度板块岩石圈以高角度往北深深俯冲于青藏高原之下 (Coward M. P, and Butler R H, 1985; Coward M. P, et al., 1988; Mattauer M., 1986); Tappnner P. 等人 (1977) 用印度板块楔往北俯冲造成欧亚大陆向东挤出, 来解释印度和欧亚板块碰撞所形成的陆内变形远程效应。某些学者还提出青藏高原的高度是由于地幔的“拆沉”作用 (Zhao W L. and Morgan W J., 1985) 或软流圈中的对流作用 (Molnar P. 1988) 造成的。最近 Tappnner P 等又提出高原隆升与会聚拼合的岩石圈地体之间的剪切作用有关, 认为印度和亚洲大陆碰撞以来斜向右旋隆升和增生的机制使青藏高原向东和北东方向不对称增生, 它类似于具走滑分量的加厚地壳的板块构造 (Tappnner, Xu Zhiqin et al., 2001)。

很长时间以来, 由于青藏高原深部结构只揭示在岩石圈范围内, 因此青藏高原形成的碰撞动力学机制的深部背景的认识受到很大局限。许志琴 (1999) 曾根据深部资料提出青藏高原隆升的“周缘陆内俯冲及内部地幔地辟”的碰撞动力学机制的初步模型。现根据新的资料对深部驱动力作进一步探讨。

一、关于印度岩石圈板片俯冲样式、距离和深度

印度和欧亚板块碰撞及青藏高原形成的研究一直是地学界关注的热点。自 Argand E. (1924) 提出印度板块往北俯冲在欧亚大陆之下的观点以来, 地球物理的探测不断提供了岩石圈范围内的俯冲证据 (Barazangi M, et al., 1982; Molnar P. 1988; Beghoul N, et al., 1993; Hirn A, et al., 1995; Zhao W, et al., 1993)。印度岩石圈板块究竟往北俯冲多远? 以何种样式俯冲? 是印度-欧亚碰撞及青藏高原隆升的重要制约因素。长期来各种推测和讨论都是依据岩石圈尺度所获得的地球物理资料 (Zhao W, et al., 1993)。横越西-中喜马拉雅的地震层析剖面 (A. I. Chemenda et al., 2000) 揭示了印度岩石圈板块往北超深俯冲于青藏高原之下的真实信息: ①喜马拉雅下面新的地幔地震层析资料显示了在中上地幔范围内印度克拉通的岩石圈俯冲板片的几何形态呈上部往北、中部直立往下及下部往南翻转的特殊的超深俯冲形式 (Harmen Bijwaard, 1998; R. V. Van der Voo, 1999)。②喜马拉雅的地幔地震层析图像中揭示中下地幔范围内保存了若干高速异常体板片, R. V. der Voo 等 (1999) 把它们当作特提斯大洋岩石圈或者拆沉的印度次大陆岩石圈的化石残片, 这说明地幔层析资料支持了侏罗纪—白垩纪时期印度北面特提斯大洋及岩石圈超深俯冲的观点, 而且提供了拆沉作用的地震层析的证据。通过大陆板块会聚带的地幔地震层析资料可以寻找和新生代俯冲无关的古俯冲残片 (侏罗纪—白垩纪) 并提供拆沉的证据, 这一贡献给予我们启示了拆沉作用与大陆增生的关系。③岩石圈板片可以俯冲到地幔深部, 一部分成为拆沉的化石残片, 一部分在碰撞的过程中折返上来, 折返上来的板片保存了大量地幔动力学的信息, 包括超高压变质作用, 超高压矿物相的转换, 超高压矿物流变学, 流体及熔融作用, 壳-幔作用及地幔中的物质循环等。

横穿青藏高原的地震层析资料研究进一步表明, 在翻卷构造上部 (400km 以上) 代表印度岩石圈板块的高喜马拉雅断续高速异常带以缓倾角度俯冲至雅鲁藏布江缝合带以北 400km 之远的唐古拉山下面, 切割印度岩石圈板片的垂向低速异常带解释为地幔深部岩石圈翻卷板片造成的地幔上升熔融柱, 印度岩石圈板片上部由低速异常层组成的地壳熔融层与来自地幔深部的上升熔融柱有成因联系。超深俯冲作用解释了经历超高压变质作用的印度板块变质基底折返, 形成含超高压柯石英的高喜马拉雅变质地体 (Kaneko, Y., et al., 2001; O'Brien, P. J., et al., 2001; Sachan, H. K., et al., 2002)。

二、青藏高原腹地深部的热结构及地幔羽

位于青藏高原腹地处于 100~400km 深度范围的大型地幔羽通过热通道与可可西里地表大面积分布的新生代碱性火山作用有成因联系, 表明青藏高原腹地深部具有热结构, 青藏高原南缘的陆内超深俯冲与北缘的陆内浅俯冲对高原产生南北向挤压及东西向拉伸, 深部挤压环境导致物质熔融和地幔羽的形成, 以及物质在地幔中的向东运动, 浅部东西向拉伸环境造成南北向裂谷及腹地的火山喷发。

我们可以把青藏腹地的地震波低速异常体看作为浅部的地幔羽状物, 地幔羽的热上涌往上向南方向偏移可能与来自北部的推挤力有关。

三、岩石圈-地幔剪切带与“右旋隆升”的新机制

根据青藏高原大型走滑断裂研究已提出青藏高原“右旋隆升”新机制 (Tapponnier P., Xu Zhiqin et al; 2001), 新的地震层析资料表明青藏高原新生代活动的主要走滑断裂大部分为岩石圈-地幔剪切带, 因此可以认为高原“右旋隆升”的机制发生在岩石圈-地幔的范围。笔者认为在青藏高原腹地的上地幔剪切波各向异性方向自西往东从 EW—NE—SE—NNE—SSW 的转化是与“右旋隆升”的观点相吻合的。

为此, 提出青藏高原隆升的深部动力学模式 (许志琴等, 2005) (图 II-7-16)。

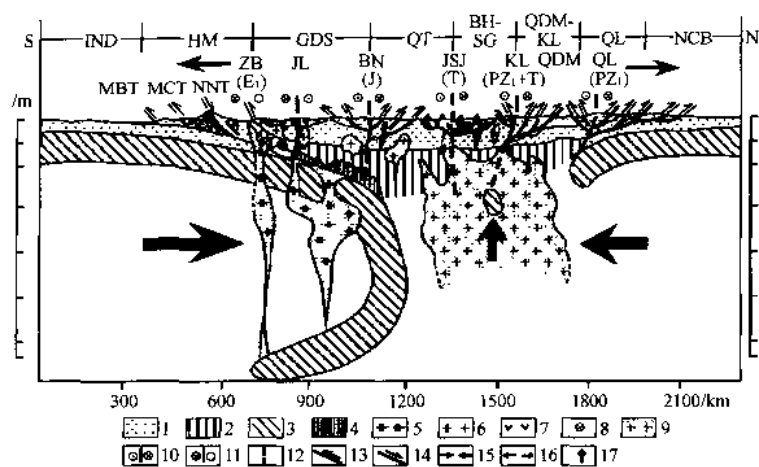


图 II-7-16 青藏高原隆升的深部动力学模式

(据许志琴等, 2005)

1—大陆地壳; 2—大陆岩石圈地幔; 3—青藏高原地壳; 4—青藏高原岩石圈地幔; 5—软流圈; 6—花岗岩; 7—火山岩; 8—超高压变质柯石英; 9—地震波低速异常体; 10—左行走滑断裂; 11—右行走滑断裂; 12—(超)岩石圈断裂; 13—逆冲断裂; 14—正断裂; 15—板块会聚挤压应力; 16—伸展力; 17—上涌力

参考文献及资料

- 白文吉, 杨经绥, 方青松, 任玉峰, 戎合, 施倪承, 李国武, 马喆生. 2006. 雅鲁藏布江蛇绿岩中超高压矿物硅尖晶石的研究. 中国地质, 33(6): 1379~1385.
- 白文吉, 方青松, 张仲明, 颜秉刚, 胡旭峰, 周美付. 2000. 西藏铬铁矿、金刚石形成条件找矿线索.
- 白文吉, 施倪承, 方青松, 李国武, 杨经绥, 熊明, 戎合, 2006. 新矿物: 罗布莎矿, 地质学报 80(10): 1487~1490.
- 白文吉, 杨经绥, P. Robinson, 方青松, 张仲明, 颜秉刚, 胡旭峰. 2001. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中金刚石的研究. 地质学报, 75(3): 404~409.
- 白文吉, 杨经绥, 施倪承, 方青松, 代明泉, 熊明, 颜秉刚. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩地幔岩中首次发现超高压矿物方铁矿和自然铁. 地质论评, 50(2): 184~187.
- 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 陈方远. 1999. 中国铬铁矿床. 北京: 科学出版社, 269~273.
- 边千韬, 罗小泉, 陈海泓等. 1999. 阿尼玛卿蛇绿岩带花岗-英云闪长岩锆石 U-Pb 同位素定年及大地构造意义. 地质科学, 34(4): 420~426.
- 边千韬, 罗小泉, 李添微等. 2001. 青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境. 地质学报, 75(1): 45~55.
- 边千韬, 尹磊明, 孙淑芬等. 2001. 东昆仑布青山蛇绿混杂岩中发现奥陶纪疑源类. 科学通报, 46(2): 167~171.
- 边千韬, 赵大升, 叶正仁等. 2002. 初论昆祁秦缝合系. 地球学报, 23(6): 501~508.
- 柴耀楚, 冯炳贵, 杨经绥. 1984. 东昆仑中段东西大滩花岗岩带的基本特征及其成因的探讨. 青藏高原地质文集(15), 78~90.
- 车自成, 刘洪福, 罗金海. 1998. 阿尔金断裂系的组成及相关中生代含油气盆地的成因特征. 中国区域地质, 17(4): 377~384.
- 车自成, 刘良, 刘洪福等. 1995. 阿尔金山地区高压泥质岩石的发现及其产出环境. 科学通报, 40: 1298~1300.
- 车自成, 孙勇. 1996. 阿尔金麻粒岩相杂岩的时代及塔里木盆地的基底. 中国区域地质, 15(1): 51~57.
- 陈炳蔚, 王凯元, 刘嘉熹. 1987. 怒江-澜沧江-金沙江地区大地构造. 北京: 地质出版社.
- 陈承惠, 吴子荣. 1964. 青海省共和盆地的古湖, 第四纪地质问题. 北京: 科学出版社, 167~172.
- 陈发景, 汪新文, 张光亚等. 1996. 中国中生代前陆盆地的构造特征和地球动力学[J]. 地球科学, 21(4): 366~372.
- 陈富斌, 赵永涛. 1988. 攀西地区新构造. 成都: 四川科学技术出版社, 17~20.
- 陈好寿, 周肃, 魏琳等. 1994. 成矿作用年代学及同位素地球化学. 北京: 地质出版社.
- 陈明洪, 孔昭宸, 陈晔. 1986. 四川理塘木拉组植物化石及古气候, 古地理的探讨. 青藏高原研究横断山考察专集(2). 北京: 北京科学技术出版社, 71~79.
- 陈文彬, 徐锡伟, 张志坚等. 2001. 2001年11月14日青新交界 Ms8.1 地震地表破裂带的初步调查. 西北地震学报, 23(4): 313~317.
- 陈宣华, Gehrels G, 王小凤等. 2003. 阿尔金山北缘花岗岩的形成时代及其构造环境探讨. 矿物岩石地球化学通报, 22(4): 294~298.
- 陈宣华, 王小凤, 杨凤等. 2001. 阿尔金山北缘早古生代岩浆活动的构造环境. 地质力学学报, 7(3): 193~200.
- 陈雨, 周德进, 王二七等. 1995. 北祁连山南麓大岔大坂蛇绿岩中玻安岩系岩石的发现及其地球化学特征. 岩石学报, 11(增刊): 147~153.
- 陈正国, 孙继文. 1992. 青海茫崖超镁铁质岩蛇纹石化作用的氢氧同位素研究. 地球化学, (4): 366~374.
- 陈正乐, 王小凤, J F Ryerson, 尹安 M Murphy. 1999. 西藏西南部普兰盆地东缘伸展构造初步研究. 地质论评, 45(3): 295~300.
- 陈志泰, 魏顺民, 戴华光等. 1993. 河西-祁连山地区断层活动及其动力作用. 中法合作活断层对比研究. 北京: 地震出版社, 29~50.
- 程裕洪(主编). 1994. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社.
- 迟效国, 李才, 金巍, 刘森, 杨日红. 1999. 藏北新生代火山作用的时空演化与高原隆升. 地质论评, 45(增刊): 978~986.

- 崔军文, 邓晋福, 唐哲民. 1994. 青藏高原北缘变形构造动力学的一些新认识. 中国地质科学院院报, 29, 145~146.
- 崔军文, 史金松, 李朋武等. 2005. 与陆-陆碰撞作用相关的盆山构造数值模拟[J]. 地质学报, 79(1), 24~35.
- 崔军文, 唐哲民, 邓晋福, 岳永军, 孟令顺, 余钦范等. 1999. 阿尔金断裂系. 北京: 地质出版社.
- 崔军文, 张晓卫, 唐哲民. 2006. 青藏高原的构造分区及其边界的变形构造特征[J]. 中国地质, 33(2), 256~267.
- 崔军文, 朱红, 武长得等. 1992. 亚东—格尔木 GGT, 青藏高原岩石圈变形及其动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1~164.
- 党光明, 王赞军. 2002. 青海昆仑山口西 Ms8.1 级地震地表破裂带特征与主要震害. 地质通报 21(2), 105~108.
- 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震及动力学. 地震地质, 16(4), 389~403.
- 邓万明, 孙宏娟. 1999. 青藏高原新生代火山活动与高原隆升关系. 地质论评, 45(增刊), 952~958.
- 邓万明. 1991. 中昆仑造山带钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代. 地质科学 26(3), 193~206.
- 邓万明. 1993. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr, Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报, 9(4), 379~387.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1~180.
- 邓云山, 孟自芳, 郑彦鹏. 1999. 塔里木盆地古地磁研究新进展[J]. 地球科学进展, 14(6), 624~62.
- 第四纪冰川考察队. 1977. 四川西昌螺髻山地区第四纪冰川地质. 中国第四纪冰川地质文集, 北京: 地质出版社, 1~43.
- 第四纪冰川考察队. 1977. 西南昔格达组的初步研究. 中国第四纪冰川地质文集, 北京: 地质出版社, 144~154.
- 丁道桂, 汤良杰. 1996. 塔里木盆地形成与演化[M]. 南京: 河海大学出版社, 1~294.
- 丁道桂, 王道轩, 刘伟新等. 1996. 西昆仑造山带与盆地[M]. 北京: 地质出版社, 1~249.
- 丁国瑜. 1995. 阿尔金断裂的古地震与分段. 第四纪研究, 2, 97~106.
- 丁国瑜, 卢演畴. 1986. 中国现代板内运动状态的初步研究. 科学通报, 18, 1412~1415.
- 丁林, 张进江, 周勇, 邓万明, 许荣华, 钟大贵. 1999. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征. 岩石学报, 15(3), 408~421.
- 董光荣, 高尚玉, 金炯等. 1993. 青海共和盆地土地沙漠化与防治途径. 北京: 科学出版社, 10~15, 84~100, 114~138.
- 董英君, 薛光琦, 姜枚. 1999. 阿尔金断裂带各向异性研究. 地球物理学进展, 14(4), 58~64.
- 董永观, 郭坤一. 2003. 西昆仑康西瓦断裂显微构造特征及其地质意义. 23(3), 26~30.
- 段国莲. 1998. 论德尔尼黄铁矿型铜-钴矿床的地质特征及其与塞浦路斯铜矿的区别. 矿床地质, 20(4), 287~294.
- 方锡廉, 王玉珍. 1990. 西昆仑加里东期花岗岩浅识[J]. 新疆地质, 8(2), 153~158.
- 冯益民, 何世平, 闫军. 1994. 北祁连山中段早中奥陶世蛇绿岩中席状岩墙杂岩的发现及其地质意义. 地质论评, 40, 252~264.
- 冯益民, 何世平. 1995. 北祁连蛇绿岩的地质地球化学研究. 岩石学报, 11(增刊), 125~146.
- 冯益民, 何世平. 1996. 祁连山大地构造与造山作用. 北京: 地质出版社.
- 冯益民, 何世平. 1996. 蛇绿岩与造山作用——北祁连造山带例析, 见: 张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社, 135~138.
- 甘肃省地质矿产局. 1985. 区域地质调查报告(1/20000 鱼卡幅、喀克吐蒙克幅、哈拉湖幅、瓦乌斯多索卡幅), 兰州.
- 高锐, 成湘洲, 丁谦. 1995. 格尔木—额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报, 38(增刊 II), 3~14.
- 葛肖虹, 段吉业, 李才. 1996. 阿尔金断裂与西北大地构造格局的新认识. 见: 肖庆辉等主编. 地球科学进展. 武汉: 中国地质大学出版社, 9~18.
- 葛肖虹, 刘俊来. 1999. 北祁连造山带的形成与背景. 地学前缘, 6(4), 223~230.
- 葛肖虹, 张梅生, 刘永江. 1998. 阿尔金断裂研究的科学问题与研究思路. 现代地质, 12(3), 295~301.
- 耿国仓, 陶君容. 1982. 西藏第三纪植物的研究. 西藏古生物(第五分册). 北京: 科学出版社, 110~12.
- 龚全胜. 1997. 肃南塔洞沟早奥陶世蛇绿岩的成因和侵位. 甘肃地质学报, 6(1), 25~36.
- 顾功叙. 1983. 中国地震目录(1831 BC-1969 AD), 北京: 科学出版社.
- 郭坤一, 张传林, 王爱国, 董永观. 2003. 西昆仑首次发现石榴—辉麻粒岩. 资源调查与环境, 24(2), 79~81.
- 郭原生, 孙淑荣, 代文昭等. 1993a. 祁连山西段蛇绿岩型超基性岩特征及其地质意义. 甘肃地质学报, 2(2), 34~44.
- 郭原生, 孙淑荣, 傅学明. 1993b. 北祁连西段蛇绿岩型超基性岩微量元素特征及其地质意义. 兰州大学学报(自然科学版), 29(3), 206~212.
- 郭召杰, 张志诚, 王建军. 1998. 阿尔金北缘蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄及其大地构造意义. 科学通报, 43(18), 1981~1984.
- 国家地震局“阿尔金活动断裂带”课题组. 1992. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 319.
- 国家地震局地质研究所, 兰州地震研究所. 1993. 祁连山—河西走廊活动断裂系. 北京: 地震出版社, 340.
- 国家地震局地质研究所. 1990. 宁夏回族自治区地震局, 海原活动断裂带. 北京: 地震出版社, 289.

- 国家地震局兰州地震研究所. 1992. 昌马活动断裂带. 北京: 地震出版社, 206.
- 魏顺民, P Tapponnier, 陈志泰等. 1993. 中法合作活断层对比研究. 北京: 地震出版社, 253.
- 郝治纯, 郭宪璞, 叶留生. 2001. 塔里木盆地西南地区海相白垩系—第三系界线[M]. 北京: 地质出版社.
- 何登发, 吕修祥, 林永汉. 1996. 前陆盆地分析[M]. 北京: 石油工业出版社, 1~212.
- 何国琦, 李茂松, 刘德权等. 1994. 新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 43~47.
- 何国琦. 1996. 老虎山蛇绿岩的特征及其形成环境. 见: 张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社, 143~145.
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 侯立玮, 付德明等. 1983. 藏东川西地区岩浆活动的主要特征及其与板块构造、内生矿产的关系. 见: 1986, 青藏高原地质文集, 13. 北京: 地质出版社.
- 胡海涛, 阎树彬. 1982. 青南-藏北高原的构造体系及其对地下水的控制. 青藏高原地质文集(5). 北京: 地质出版社.
- 胡能高, 赵东林, 徐柏青等. 1995. 北秦岭官坡地区高压—超高压榴辉岩岩相学及变质作用研究. 矿物岩石, 15(4), 1~9.
- 黄汲清, 陈炳蔚. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社.
- 黄麒, 蔡碧琴. 1987. 察尔汗盐湖沉积物年代学的初步研究. 中国-澳大利亚第四纪学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 106~114.
- 黄麒, 陈克选. 1990. 七十三万年来柴达木盆地察尔汗盐湖古气候波动的形式. 第四纪研究, 3, 205~212.
- 季强. 1997. 青海东昆仑中段早寒武统子吉动物群的发现及其地质意义. 中国区域地质, 16(4), 428~431.
- 吉让寿, 钱一雄, 范小林等. 2000. 中国西北地区中生代盆地与油气[M]. 西安: 西安地图出版社, 1~239.
- 计宏祥, 黄万波, 陈万勇, 徐钦奇, 郑绍华. 1981. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 19~25.
- 贾秀琴, 韩松, 周德进等. 1997. 北祁连大盆大坂蛇绿岩 REE 和 Sr-Nd 同位素地球化学. 地球学报, 18 (增刊), 55~57.
- 简平, 杨巍然, 李志昌, 周惠芳. 1997. 大别山西部熊店加里东期榴辉岩—同位素地质年代学的证据. 地质学报, 71(2), 133~141.
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 朱志直, 赵明, 柴耀楚. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社.
- 姜洪川, 高焕章等. 1989. 柴达木盆地北缘逆冲推覆构造及其含油气性研究. 西安: 西北大学出版社.
- 姜继圣. 1991. 麻山群孔兹岩系主期区域变质作用及演化. 岩石矿物学杂志, 11, 97~110.
- 姜枚, 吕庆田, 史大年等. 1996. 用天然地震探测青藏高原中部地壳、上地幔结构. 地球物理学报, 39(4), 470~481.
- 姜枚, 许志琴, 薛光琦, 史大年. 1999. 青海茫崖-新疆若羌地震探测剖面及其深部构造的研究. 地质学报, 73(2), 153~161.
- 姜耀辉, 芮行健, 贺菊瑞等. 1999. 西昆仑加里东期花岗岩类的构造类型及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 15(1), 105~115.
- 金小赤, 王军, 陈炳蔚等. 2001. 新生代西昆仑隆升的地层学和沉积学记录. 地质学报, 75(4), 459~467.
- 靳是琴, 李鸿超. 1985. 成因矿物学概论(下册). 长春: 吉林大学出版社, 1~318.
- 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, 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.
- 赖绍聪, 邓晋福, 赵海玲. 1996. 柴达木北缘古生代蛇绿岩及其构造意义. 现代地质, 10, 28.
- 李炳元, 王富葆, 张青松. 1983. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 37~40.
- 李才, 翟庆国, 董永胜, 等. 2006. 青藏高原羌塘中部榴辉岩的发现及其意义[J]. 科学通报, 51(1): 70~74.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 74~109.
- 李海兵, Franck Valli, 许志琴, 杨经绥, Paul Tapponnier, Robin Lacassin, 陈松永, 戚学祥, Marie-Luce Chevalier. 2006. 喀喇昆仑断裂的变形特征及构造演化. 中国地质, 33(2), 239~255.
- 李海兵, 杨经绥, 许志琴, 吴才来, 万渝生, 史任灯. 2001. 阿尔金断裂带印支期走滑活动的地质及年代学证据. 科学通报, 46(16), 1333~1338.
- 李海兵, 杨经绥. 2004. 青藏高原北部白垩纪隆升的证据. 地学前缘, 11(4): 345~359.
- 李海兵, 杨经绥, 史任灯, 吴才来, P Tapponnier, 万渝生, 张建新, 孟繁聪. 2001. 阿尔金走滑断陷盆地的确定及其与山脉的关系. 科学通报, 47(1), 63~67.
- 李海兵, 杨经绥, 许志琴, 孙知明, Paul Tapponnier, Jerome Van Der Woerd, Anne-Sophie Meriaux. 2006. 阿尔金断裂带对青藏高原北部生长、隆升的制约. 地学前缘, 13(4): 59~79.
- 李海兵. 2001. 阿尔金新裂的形成时代及其走滑作用对青藏高原北部隆升的贡献. 中国地质科学院研究生院博士论文.
- 李怀坤, 陆松年, 赵凤清, 于海峰. 1999. 柴达木盆地北缘鱼卡河柯石英榴辉岩的确定及其意义. 现代地质, 13(1), 43~50.
- 李怀坤, 陆松年, 赵凤清等. 1999. 柴达木盆地的新元古主要地层事件的年代学. 地球化学, 13(2), 224~225.

- 李吉均, 方小敏, 马海州, 等. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D 辑), 26(4): 316~322.
- 李吉均, 文世宣, 张青松, 王富葆, 郑本兴, 李炳元. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 6, 608~616.
- 李秋生, 卢德源, 高锐. 2000. 横跨西昆仑-塔里木接触带的爆炸地震探测. 中国科学(D), 30(增刊), 16~21.
- 李向东, 王元龙, 黄智龙. 1996. 康西瓦走滑构造到及其大地构造意义. 新疆地质, 14(3), 204~212.
- 李勇, 曾允孚. 1995. 龙门山逆冲推覆作用的地层标识[J]. 成都理工学院学报, 22(2): 1~10.
- 刘宝田, 江耀明, 曲景川. 1983. 四川理塘-甘孜一带古洋壳发现及其对板块构造的意义. 青藏高原地质文集, 12, 北京: 地质出版社, 119~128.
- 刘本培, 方念乔, 冯庆来, 谢学文, 贾进华. 1991. 滇西古特提斯多岛洋古地理格局, 地质矿产成都地质矿产研究所主编: 中国西部特提斯构造演化及成矿作用. 成都: 电子科技大学出版社, 212.
- 刘本培, 冯庆来, 方念乔, 贾进华, 何馥香. 1993. 滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化, 地球科学, 18(5): 529~538.
- 刘丛强, 解广轰, 中井俊一, 清水洋, 增田彰正. 1989. 新疆于田县康苏拉克新生代火山岩 Sr、Nd、Ce、O 同位素及微量元素地球化学. 科学通报, 23, 1803~1806.
- 刘光勋. 1996. 东昆仑活动断裂带及其强震活动, 中国地震, 12(2), 119~126.
- 刘和甫, 李晓清, 刘立群, 廖群山. 2004. 走滑构造体系盆山耦合与区带分析. 现代地质, 18(2), 139~150.
- 刘和甫, 夏义平, 殷进垠等. 1999. 走滑造山带盆地耦合机制[J]. 地质前缘, 6(3), 121~132.
- 刘和甫. 1993. 沉积盆地的地球动力学分类及构造样式分析[J]. 地球科学, 18(6), 699~724.
- 刘嘉麒, 买买提依明. 1990. 西昆仑第四纪火山的分布与 K-Ar 年龄. 中国科学(B 辑)(2): 180~187.
- 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). 北京: 地质出版社, 136~150.
- 刘良, 车自成, 罗金海. 1996. 阿尔金山西段榴辉岩的确定及其地质意义. 科学通报, 41, 1485~1488.
- 刘良, 车自成, 王焰, 罗金海, 陈丹玲. 1999. 阿尔金高压变质带的特征及其构造意义. 岩石学报, 15(1), 57~64.
- 刘良, 车自成, 王焰等. 1998. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据. 科学通报, 43(8), 880~883.
- 刘良, 孙勇. 2002. 阿尔金发现超高压(>3.8GPa)石榴二辉橄榄岩. 科学通报, 47(9), 657~662.
- 刘良. 1999. 阿尔金高压变质岩与蛇绿岩及其大地构造意义(博士论文). 中国科学院地质研究所.
- 刘锁旺, 甘家思, 姚运生, 申重阳. 1997. 西秦岭北缘断裂与海原断裂的走滑转换变形及其与陇山地块的相互作用. 地壳变形与地震, 17(3), 73~83.
- 刘文灿, 梁定益, 王克友等. 2002. 藏南康马地区奥陶系的发现及其地质意义. 地质前缘, 9(4), 247~248.
- 刘雪亚, 王荃. 1998. 龙首山古裂谷带及河西走廊的大地构造. 中国地质科学院院报, 27~28, 1~14.
- 刘泽纯, 孙世英, 汪永进, 李庆辰, 李雪松, 陈延安. 1991. 柴达木盆地东部地区第四纪沉积和地层. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 197~210.
- 刘增乾, 李兴振, 叶庆同等. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京: 地质出版社.
- 卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 1996. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春: 长春出版社, 32~35.
- 陆鸣, 徐锡伟, 陈文斌等. 2002. 昆仑山口西 8.1 级地震调查. 中国地震, 18(1), 117~118.
- 陆松年主编. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京: 地质出版社, 125.
- 罗志立. 1986. 川中是一个古陆核吗? [J]成都地质学院学报, 13(3), 65~73.
- 毛景文, 张昭崇, 杨建民等. 1997. 北祁连山西段前寒武纪地层单颗粒锆石测年及其地质意义. 科学通报, 42, 1414~1417.
- 梅华林, 于海峰等. 1988. 甘肃北山地区首次发现榴辉岩和古元古花岗岩质岩石. 科学通报, 43(19), 2103~2111.
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振等. 1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社.
- 潘桂棠, 焦淑沛, 徐耀荣, 王培生, 向天秀. 1984. 阿尔金山新生代构造及造山性质. 见: 青藏高原地质文集(15). 北京: 地质出版社, 113~119.
- 潘桂棠, 王立全, 尹福光, 朱弟成, 耿全如, 廖忠礼. 2004. 从多岛弧盆系研究实践看板块构造登陆的魅力. 地质通报, 23(9~10), 933~939.
- 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣等. 1990. 青藏高原新生代构造演化, 五, 构造地质, 地质力学, 9 号. 北京: 地质出版社.
- 潘裕生. 1990. 西昆仑山构造特征与演化. 地质科学, 25(3).
- 潘裕生主编. 2000. 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化. 北京: 科学出版社, 525.
- 庞其清. 1982. 青藏高原昆仑山口第四纪羌塘组介形虫化石的地质意义. 青藏高原地质文集(4). 北京: 地质出版社,

151~165.

- 浦庆余, 吴锡浩, 钱方. 1982. 青藏公路沿线唐古拉山地区的第四纪地质问题. 青藏高原文集(4). 北京: 地质出版社, 19~33.
- 钱方, 1990. 用古地磁方法对西藏阿里上新世以来水平运动的初步研究. 喜马拉雅岩石圈构造演化-西藏地球物理文集, 北京: 地质出版社, 198~206.
- 钱方, 1991. 西藏定日贡巴砾石层的时代和环境. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 285~291.
- 钱方, 马醒华, 吴锡浩, 浦庆余. 1982. 羌塘组和曲果组磁性地层的研究. 青藏高原地质文集(4). 北京: 地质出版社, 121~130.
- 钱方, 徐树全, 陈富斌, 赵永涛. 1984. 昔格达组磁性地层的研究. 山地研究, 2(4), 275~282.
- 钱方, 徐树全, 殷伟德. 1987. 四川理塘甲注组及其磁性地层的研究. 青藏高原地质文集(18). 北京: 地质出版社, 171~180.
- 钱方, 周国兴等. 1991. 元谋第四纪地质与古人类. 北京: 科学出版社, 12~42.
- 钱青, 孙晓猛, 张旗等. 1999. 北祁连九个泉蛇绿岩及其上覆岩系的地球化学特征和地球动力学意义. 地质论评, 45(增刊), 1038~1046.
- 钱青. 1999. 北祁连九个蛇绿岩及九个泉和虎山“蛇绿岩上覆岩系”的岩石地球化学特征和地球动力学意义. 中国科学院地质研究所(博士论文).
- 青海地震局, 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.
- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志. 地质出版社. 北京: 地质出版社, 1~662.
- 任纪舜, 曲景川. 1966. 滇西兰坪-维西一带印支地槽褶皱带的确定. 地质学报, 46(2): 1820~2000.
- 任纪舜, 肖黎薇. 2004. 1:25万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱. 地质通报, 23(1), 1~10.
- 任金卫, 汪一鹏, 吴章明, 等. 1999. 青藏高原北部东昆仑断裂带第四纪活动特征和活动速率, 见: 中国地震局地震研究所编, 活动断裂研究(7). 北京: 地震出版社, 147~163.
- 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动速率. 地震地质, 15(3), 285~288.
- 陕西省地质矿产局. 1989. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 沈其韩, 耿元生, 王新社, 吴春明. 2004. 阿拉善地区前寒武纪斜长角闪岩组成矿物特征及变质温压条件. 地质调查与研究, 27(4), 209~216.
- 沈其韩, 耿元生, 王新社, 吴春明. 2005. 阿拉善地区前寒武纪斜长角闪岩的岩石学, 地球化学, 形成环境和年代学, 24(1), 21~31.
- 沈其韩, 耿元生, 杨崇辉, 王新社, 吴春明. 2004. 我国早前寒武纪地层研究的主要新进展. 地层学杂志, 28(4), 289~296.
- 沈振枢, 程果, 祁国柱, 葛同明, 文思郁. 1991. 柴达木盆地第四系磁性地层学及新构造运动意义, 中国海陆第四纪对比研究. 北京: 科学出版社, 281~290.
- 史大年, 董英君, 姜枚. 1996. 西藏定日-青海格尔木剪切波各向异性研究. 地质学报, 71(4), 144~151.
- 史大年, 姜枚, 马开义等. 1999. 阿尔金断裂带地壳和上地幔结构的P波层析成像. 地球物理学报, 142(3).
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, J WOODEN. 2004. 北祁连玉石沟蛇绿岩形成于晚震旦世的SHRIMP年龄证据. 地质学报, 78(5), 559~657.
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, Tsuyoshi II ZUKA Takafumi HIRATA. 2004. 柴达木北缘超高压变质带中的岛弧火山岩. 地质学报, 78(1), 525~64.
- 史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 戚学祥. 2004. 西藏班公湖蛇绿混杂岩中玻安岩系火山岩的发现及构造意义. 科学通报, 49(12), 1179~1184.
- 宋彪, 张玉海, 刘敦一. 2002. 微量原位分析仪器SHRIMP的产生与锆石同位素地质年代学. 质谱学报, 23(1), 58~62.
- 宋述光, 杨经绥. 2001. 柴北缘都兰地区榴辉岩中透长石+石英包裹体: 超高压变质作用的证据. 地质学报, 75, 180~185.
- 宋述光. 1997. 北祁连山俯冲杂岩带的构造演化. 地球科学进展, 12, 351~365.
- 宋述光. 2001. 柴北缘都兰超高压地体的岩石学, 矿物学, 变质演化过程及构造意义. 中国地质科学院博士学位论文. 1~96(内部).
- 宋文海. 1989. 论龙门山段推覆构造及其含气前景[J]. 天然气工业, 9(2): 2~9.
- 宋岩, 魏国齐, 赵孟军等. 2007. 中国中西部前陆盆地石油地质特征[M]. 北京: 科学出版社, 236.
- 宋之琛, 刘金陵. 1982. 西藏南木林第三纪孢粉组合. 西藏古生物(第五分册). 北京: 科学出版社, 153~163.

- 宋忠宝,任有祥,李智佩,杨建国.2004.北祁连山西段巴个峡-黑大坂一带几个花岗岩长岩体的侵入时代讨论.地球学报,25(2),205~208.
- 苏犁,宋述光,王志海.1999.北祁连山玉石沟地幔橄榄岩中富 CH_4 流体包裹体及其意义.科学通报,44(8),855~858.
- 孙建中等.1991.黄土高原第四纪.北京:科学出版社.
- 孙晓猛,张旗,钱育.1997.甘肃白泉门地区蛇绿混杂岩地质特征.地球科学进展,12,340~350.
- 孙勇,刘池阳,车自成.1997.阿尔金山拉配泉地区元古宙裂谷火山岩系及其构造意义.地质论评,43,17~24.
- 孙志明,郑来林,耿全如等.2004.东喜马拉雅构造结高压麻粒岩特征、形成机制及折返过程.沉积与特提斯地质,24(3),22~29.
- 唐领余,王睿.1976.青海昆仑山垭口第四纪湖相沉积孢粉组合及其意义.中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所集刊,第1号.北京:科学出版社,106~117.
- 陶君容,杜乃秋.1987.芒康中新世植物及桦木科植物的分布历史.植物学报,29(6),649~655.
- 滕吉文,张中杰,王光杰,刘宏兵,胡家富,张秉铭,陈云,张惠.1999.喜马拉雅碰撞造山带的深层动力学过程与陆-陆碰撞新模型.地球物理学报,42(4),481~493.
- 田在艺,张庆春.1996.中国含油气沉积盆地论.北京:石油工业出版社,1~311.
- 王德滋,周金城,邱检生.1991.橄榄安粗岩系的研究现状.南京大学学报(地球科学),4(4),321~328.
- 王二七,孟庆任,陈智梁.2001.龙门山构造带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因[J].地学前缘,8(2):375~384.
- 王俊文,解广轰.1992.五大连池钾质熔岩的地球化学.刘若新主编:中国新生代火山岩年代学与地球化学,北京:地震出版社,213~217.
- 王连城,李达周,张旗,张魁武.1985.四川理塘蛇绿混杂岩——一个以火山岩为基质的蛇绿混杂岩.岩石学报,1(2),17~27.
- 王连捷,崔军文,武红岭.1998.青藏高原北缘的岩石圈构造应力场[M].北京:冶金出版社,1~75.
- 王琪,张培震,马宗晋.2002.中国大陆现今构造变形GPS观测数据与速度场.地学前缘,9(2):415~429.
- 王琪,张培震,牛之俊等.2001.中国大陆现今地壳运动和构造变形,中国科学(D辑),31(7),529~536.
- 王希斌,鲍佩声,邓万明.1987.西藏蛇绿岩.北京:地质出版社.
- 王希斌,鲍佩声.1996.豆荚状铬铁矿的成矿规律,兼论西藏铬铁矿的勘查与找矿.西藏地质,2,1~12.
- 王希斌,鲍佩声.1996.试论中国蛇绿岩成因类型及其成矿专属性,蛇绿岩与地球动力学研究,张旗主编.北京:地质出版社,69~74.
- 王焰,刘良,车自成等.1999.阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的地球化学特征.地质论评,45(增刊),1010~1014.
- 王永标,杨浩.2003.东昆仑-阿尼玛卿-巴颜喀拉地区早二叠世的生物古地理特征.中国科学,33(8),775~780.
- 王玉往,秦克章.1997.VAMSD矿床系列最基性端员—青海省德尔尼大型铜钴矿床的地质特征和成因类型.矿床地质,16(1),1~10.
- 王云山,陈基娘(主编).1987.青海省及毗邻地区变质地带与变质作用.北京:地质出版社,213~220.
- 魏春景,单振刚,张立飞等.1997.北大别榴辉岩的确定及其地质意义.科学通报,42,1832~1835.
- 魏国齐,贾承造,施央申等.2000.塔里木新生代复合再生前陆盆地构造特征与油气.地质学报,74(2),123~133.
- 吴才来,杨经绥,李海兵,史仁灯,孟繁聪.2001.青藏高原北缘火山岩中辉石岩包体研究.地球学报,22(1):61~66.
- 吴才来,杨经绥,李海兵,史仁灯.2001.祁连南缘噶喇山花岗岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义.岩石学报,17(2),215~221.
- 吴峻,李继亮,兰朝利.2001.阿尔金红柳沟蛇绿岩研究进展.地质科学,36,342~349.
- 吴锡浩,李永昭.1990.青藏高原的冰碛层与环境.第四纪研究,第2期,146~158.
- 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).北京:地质出版社,1~18.
- 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).北京:地质出版社.
- 吴宜志,吴春玲,卢杰.1995.利用深地震反射研究北祁连—河西走廊地壳细结构.地球物理学报,38(增刊 II),29~35.
- 吴章明,汪一鹏,任金卫,叶建青.1994.青藏高原中部的活动断层,活动断裂研究,第三期.北京:地震出版社,56~73.
- 夏林圻,夏祖春,任有祥,徐学义,杨合群.2001.北祁连山构造-火山岩浆-成矿动力学.北京:中国大地出版社,296.
- 夏林圻,夏祖春,任有祥,左国朝,邱家骧等.1998.祁连山及邻区火山作用与成矿.北京:地质出版社.
- 夏林圻,夏祖春,任有祥.1992.北祁连山石灰沟奥陶纪岛弧火山岩系岩浆性质的确定.岩石矿物学杂志,(1),1~10.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义.1995.北祁连山构造-火山岩浆演化动力学.西北地质科学,16(1),1~28.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义.1998.北祁连山洋脊-洋岛和弧后盆地火山作用.地质学报,72(4),301~312.

- 夏林圻,夏祖春等.1999.祁连山系海相火山岩,武汉:中国地质大学出版社,59~105.
- 肖序常,陈国铭,朱志直.1978.祁连山蛇绿岩的地质构造意义.地质学报,52,287~195.
- 肖序常,李廷栋,李光岑等.1988.喜马拉雅岩石圈构造演化.北京:地质出版社.
- 肖序常,李廷栋,李光岑,常承法,袁学诚等.1998.喜马拉雅岩石圈构造演化总论,地质专报,第7号,43.
- 肖序常,李廷栋.2000.青藏高原的构造演化与隆升机制.广州:广东科技出版社.
- 肖序常,刘训,高锐.2001.塔里木盆地与青藏高原西北缘碰撞构造—西昆仑山地质,地球物理多学科调查新成果[J].地质学报,75(2),126~132.
- 肖序常,王军,苏犁,宋述光.2003.再论西昆仑山蛇绿岩及其构造意义.地质通报,22(10),745~750.
- 肖振敏,刘光勋.1988.青海花石峡地震形变带的初步研究.中国地震,4(3),68~75.
- 校培喜,王永和,张汉文,潘长利,孙南一.2001.阿尔金中段高压—超高压带(含菱镁矿)石榴子石二橄榄岩的发现及其地质意义.西北地质,34(4),67~74.
- 新疆维吾尔自治区地质局.1981.区域地质调查报告(1/20万,巴什考供幅),18~152.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局.1993.新疆维吾尔自治区区域地质志.北京:地质出版社,1~841.
- 徐常芳.2003.中国大陆岩石圈结构,盆地构造和油气运移探讨.地学前缘,10(3),115~127.
- 徐树桐,苏文,刘贻灿.1999.大别山北部榴辉岩的发现及其岩相学特征.科学通报,44,1452~1456.
- 徐锡伟,陈文彬,于贵华等.2002.2001年11月14日昆仑山库赛湖地震(Ms8.1)地表破裂带的基本特征.地震地质,24(1),1~14.
- 许荣华,张玉泉,谢应雯等.1994.西昆仑山北部早古生代构造岩浆带的发现[J].地质科学,29(4),313~328.
- 许志琴,李海兵,杨经绥.2006.造山的高原—青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型[J].地学前缘,13(4):1~17.
- 许志琴,戚学祥,陈方远.2007.西昆仑康西瓦韧性走滑剪切带的两类剪切指向、形成时限及其构造意义[J].地质通报,26(10).
- 许志琴,徐惠芬,张建新等.1994.北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩石地体及动力学[J].地质学报,69(1):1~14.
- 许志琴,杨经绥,李海兵等.2006.青藏高原与大陆动力学——地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力[J].中国地质,33(2):221~238.
- 许志琴,杨经绥,梁凤华等.2005.喜马拉雅地体的泛非-早古生代造山事件年龄记录.岩石学报,21(1):1~12.
- 许志琴,杨经绥,张建新,姜枚,李海兵.1999.阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制.地质学报,73(3),193~205.
- 许志琴,曾令森,杨经绥等.2004.走滑断裂、“挤压性盆地构造”与油气资源关系的探讨[J].地球科学,29(6),631~643.
- 许志琴,崔军文,张建新.1996.大陆山链的变形构造动力学.北京:冶金工业出版社,1~246.
- 许志琴,侯立玮,王宗秀等.1992.中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M].北京:地质出版社.
- 许志琴,姜枚,杨经绥,薛光琦,宿和平,李海兵,崔军文,吴才来,梁凤华.2004.青藏高原的地幔结构:地幔羽,地幔剪切带及岩石圈俯冲板片的拆沉,11(4),329~343.
- 许志琴,姜枚,杨经绥.1996.青藏高原北部隆升的深部构造物理作用.地质学报,70(3),195~206.
- 许志琴,李海兵,杨经绥等.2001.东昆仑山南缘大型转换挤压构造带和斜向俯冲作用.地质学报,75(2),156~164.
- 许志琴,卢一伦,汤耀庆,等.1986.东秦岭复合山链的形成-变形、演化及板块动力学[M].北京:中国环境科学出版社,1~158.
- 许志琴,杨经绥,陈方远.1996.阿尼玛卿缝合带及“俯冲-碰撞”动力学.见:蛇绿岩与地球动力学研究(张旗主编).北京:地质出版社,185~189.
- 许志琴,杨经绥,姜枚,李海兵.1999.大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起.地学前缘,6(3),139~151.
- 许志琴,杨经绥,姜枚,袁学诚,李海兵,薛光琦,钱辉.2001.青藏高原北部东昆仑-羌塘地区的岩石圈结构及岩石圈剪切断层.中国科学(D)辑,第31卷增刊,1~7.
- 许志琴,杨经绥,李海兵等.2007.造山的高原[M].北京:地质出版社.
- 许志琴,曾令森,杨经绥等.2004.走滑断裂、“挤压性盆地构造”与油气资源关系的探讨.地球科学,29(6),631~643.
- 许志琴,张建新,徐惠芬等.1997.中国主要大陆山链韧性剪切带及动力学[M].北京:地质出版社,1~294.
- 许志琴,赵志新,杨经绥,袁学诚,姜枚.2003.板块下的构造及地幔动力学.地质通报,22(3),149~159.
- 许志琴.1984.地壳变形和显微构造[M].北京:地质出版社,131.
- 许志琴.1987.扬子板块北缘的大型深层滑脱构造及动力学分析[J].中国区域地质,4:289~300.
- 薛光琦,姜枚,宿和平.2004.利用层析成像研究青藏高原叶城狮泉河地区深部构造.中国科学(D),34(4),329~334.

- 杨建军,朱红,邓晋福,赖绍聪.1994.柴达木北缘石榴子石橄榄岩的发现及其意义.岩石矿物学杂志,13(2),97~104.
- 杨金中,沈远超,刘铁兵.2000.新疆东昆仑祁漫塔格群火山岩建造成因初析.新疆地质,18(2),105~112.
- 杨经绥,李海兵.2006.走滑断裂对超高压变质岩石折返的贡献及青藏高原北部白垩纪隆升之新思考[J].地学前缘,13(4):80~90.
- 杨经绥,许志琴,张建新,宋述光,史仁灯,吴才来,李海兵.2002.青藏高原北部柴北缘超高压变质带及板块双俯冲模式.中国地质学会80周年学术文集.北京:地质出版社,173~183.
- 杨经绥,白文吉,方青松等.2002.蛇绿岩中的一种超高压矿物-硅金红石.自然科学进展,12(11),1220~1222.
- 杨经绥,白文吉.1987.甘肃白银厂和青海黄铁矿型铜矿与塞浦路斯铜矿的成因对比.地质与勘探,23(5),7~10.
- 杨经绥,戎合.2006.同步辐射光源在地球深部矿物研究中的应用.物理,12:911~916.
- 杨经绥,宋述光,许志琴等.2001.柴达木盆地北缘早古生代高压-超高压变质带中发现典型超高压矿物——柯石英[J].地质学报,75(2):175~179.
- 杨经绥,吴才来,史仁灯等.2002.阿尔金山红柳沟席状岩墙群:海底扩张的重要证据.地质通报,21,69~74.
- 杨经绥,许志琴,耿全如,李兆丽,徐向珍,李天福,任玉峰,李化启,蔡志慧,梁凤华,陈松永.2006.中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地体中发现榴辉岩带.地质学报,8(12):1787~1792.
- 杨经绥,许志琴,李海兵,吴才来,崔军文,张建新,陈文.1998.我国西部柴北缘地区发现榴辉岩.科学通报,43,1544~1548.
- 杨经绥,许志琴,李海兵等.1998.柴北缘地区榴辉岩的发现及潜在的地质意义.科学通报,43(14).
- 杨经绥,许志琴,宋述光,等.2000.青海都兰榴辉岩的发现:试论我国中央造山带中的高压-超高压变质带的分布及构造意义[J].地质学报,74(2):156~168.
- 杨坤光,刘强,张传林,董永观,王爱国,郭坤一.2003.西昆仑康西瓦断裂带新发现的麻粒岩.地质科技情报,100~104.
- 姚建新,许志琴,杨经绥,纪占胜,武桂春.2004.祁连和秦岭地区寒武纪和奥陶纪古生物区系关系的探讨.古地理学报,6(3):347~354.
- 殷伟德,钱方,徐树全.1987.西藏东部地区几个第四系剖面的磁性地层研究.青藏高原地质文集(18).北京:地质出版社,181~187.
- 尹集祥,边千韬.1995.喀喇昆仑山-西昆仑山及邻区地质图.北京:科学出版社.
- 俞如龙,郝子文,侯立玮.1989.川西高原中生代碰撞造山带的大地构造演化.四川地质学报,9(1).
- 袁宝印,陈克选,J M Bowler,叶素娟.1990.海湖的形成与演化趋势.第四纪研究,233~243.
- 袁复礼.1958.中国西南地区第四纪地质的一些资料.中国第四纪研究,1(2),193.
- 袁桂邦,王懋功,李惠民,郝国杰,辛后田,张宝华,王青海,田琪.2002.柴北缘绿梁山地区辉长岩的锆石 U-Pb 年龄及意义.前寒武纪研究进展,25(1),36~40.
- 袁学诚.2005.论中国西部岩石圈上三维结构及其对寻找油气资源的启示.中国地质,32(1),1~12.
- 曾秋生.1999.青海地震综合研究.北京:地震出版社.
- 曾融生,陈运泰.2002.探索地球内部的奥秘.清华大学出版社,暨南大学出版社,1~120.
- 翟庆国,李才,程立人,等.西藏羌塘角木日地区二叠纪蛇绿岩地质特征及构造意义[J].地质通报,2004,23(12):22~24.
- 张德全,孙桂英,徐洪林.祁连山金佛寺岩体的岩碳和同位素年代学研究.地球学报,1995,第四期,375~385.
- 张建新,孟繁聪,于胜尧,戚学祥.2007.柴北缘绿梁山高压麻粒岩的变质演化历史:岩石学及锆石 SHRIMP 年代学证据.地学前缘,14(1),85~97.
- 张建新,许志琴,陈文等.1997.北祁连中段俯冲增生杂岩/火山弧的时代探讨.岩石矿物学杂志,(2),112~119.
- 张建新,许志琴,崔军文.1998.一个韧性转换挤压带的变形分解作用——以阿尔金断裂带东段为例.地质论评,44(4),348~356.
- 张建新,许志琴,徐惠芬.1998.北祁连加里东俯冲-增生楔及动力学.地质科学,33,290~299.
- 张建新,许志琴等.1995.北祁连中段加里东俯冲-增生杂岩/火山弧带及其变形特征.地球学报,154~163.
- 张建新,杨经绥,许志琴,孟繁聪,宋述光,李海兵,史仁灯.2001.阿尔金榴辉岩中超高压变质作用证据.地质学报,75(2),180~185.
- 张建新,杨经绥,许志琴,张泽明,陈文,李海兵.2000.柴北缘榴辉岩的峰期和退变质年龄:来自 U-Pb 及 Ar-Ar 同位素测定的证据.地球化学,29(3),217~222.
- 张建新,张泽明,许志琴,杨经绥,崔军文.1999.阿尔金构造带西段榴辉岩的 Sm-Nd 及 U-Pb 年龄.科学通报,44,1109~1112.

- 张建新, 张泽明, 许志琴, 杨经绥, 崔军文. 1999. 阿尔金西段孔兹岩系的发现及岩石学, 同位素年代学初步研究. 中国科学 (D) 辑, 29(4), 298~305.
- 张建新, 张泽明, 许志琴, 杨经绥, 崔军文. 1999. 阿尔金西段孔兹岩系的发现及岩石学, 同位素年代学初步研究. 中国科学 D 辑, 29(3), 245~251.
- 张建新, 张泽明, 许志琴, 杨经绥, 崔军文. 2002. 阿尔金西段榴辉岩岩石学, 地球化学和同位素年代学研究及其构造意义. 科学通报, 75(2), 186~197.
- 张培震, 王琪, 马宗晋. 2002. 青藏高原现今构造变形特征与 GPS 速度场. 地质前缘, 9(2), 430~450.
- 张旗, Chen Yu, 周德进等. 1998. 北祁连大坂蛇绿岩的地球化学特征及其成因. 中国科学 D, 28, 30~34.
- 张旗, 王岳明, 钱青等. 1997. 甘肃景泰县老虎山地区蛇绿岩及其上覆岩系中枕状熔岩的地球化学特征. 岩石学报, 13, 92~99.
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社, 60~66.
- 张显庭, 郑健康. 1984. 阿尔金东段榴辉岩晚奥陶世地层的发现及其意义. 地质论评, 30(2), 184~186.
- 张雪亭, 吕惠庆, 陈正兴, 张宝华, 李福祥, 朱跃升, 李朝兰, 王彦. 1999. 柴北缘造山带沙柳河地区榴辉岩相高压变质岩石的发现及初步研究. 青海地质, 2, 1~13.
- 张扬, 何国琦. 1988. 甘肃北山早古生代蛇绿岩带的特征及演化. 上海地质, (3), 10~23.
- 张以弗, 郑健康. 1994. 青海可可西里及邻区地质概论. 北京: 地震出版社, 1~177.
- 张泽明, 郑来林, 王金丽, 赵旭东, 石超. 2007. 东喜马拉雅阁总结南迦巴瓦群中的石榴辉石岩——印度大陆向欧亚板块下俯冲至 80~100km 深度的证据. 地质通报, 26(1), 1~12.
- 张昭崇, 毛景文, 左国朝等. 1999. 北祁连西段熬油沟蛇绿岩的矿物学研究. 矿物学报, 19, 77~82.
- 张之孟, 金梦. 1979. 川西南乡城-得荣地区两种混杂岩及构造意义. 地质学报, 85(3).
- 章午生. 1981. 德尔尼铜矿地质. 北京: 地质出版社.
- 赵国光. 1996. 青藏高原北部的第四纪断层运动. 中国地震, 12(2), 107~118.
- 赵希涛, 郭旭东, 高福清. 1976. 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.
- 赵友年. 1983. 龙门山及其邻区大地构造若干问题[J]. 天然气工业, (4): 50~56.
- 郑剑东. 1991. 阿尔金断裂带的几何学研究. 中国区域地质, 36, 54~59.
- 郑绍华, 吴文裕, 李毅, 王国道. 1985. 青海贵德、共和两盆地晚新生代哺乳动物, 古脊椎动物学报, 23(2), 89~134.
- 郑祥身, 边千韬, 郑健康. 1996. 青海可可西里地区新生代火山岩研究. 岩石学报, 12(4): 530~545.
- 中国地震局, 中国地震信息网. "2001 年青海(M: 8.1)地震" (<http://210.72.96.1/focus-hot/qingcmtcomp.htm>).
- 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. 北京: 地质出版社.
- 中国地质科学院地质研究所金刚石组. 1981. 西藏首次发现含金刚石的阿尔卑斯型岩体[J]. 地质论评, 27(5): 455~456.
- 钟大赉, 丁林. 1993. 从三江及邻区特提斯带演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生, 亚洲的增生. 北京: 地震出版社, 5~8.
- 钟大赉等. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1~231.
- 周本雄, 刘后一. 1959. 青海共和更新世的哺乳动物化石. 古脊椎动物与古人类, 1(4), 217~223.
- 周勇, 潘裕生. 1999. 阿尔金断裂早期走滑运动方向及其活动时间探讨. 地质论评, 45(1), 1~9.
- 周勇, 许荣华, 阎月华, 杨灿尧, 罗伟, 潘裕生. 2000. 喀喇昆仑断裂带磁组构特征及其构造意义. 岩石学报, 16(1), 134~144.
- 周志广, 刘文灿, 梁定益. 2004. 藏南康马奥陶系及其底砾岩的发现并初论喜马拉雅沉积盖层与统一变质基底的关系. 地质通报, 23(7), 655~663.
- 朱文耀, 程宗颐, 姜国俊. 1997. 利用 GPS 技术监测中国大陆地壳运动的初步结果. 天文学进展, 15(4), 373~376.
- 庄文星, 孙明志. 2002. 祁连缝合带基盘再活化: 中酸性深成岩铷-锶、钐-钕同位素及地球化学特征研究. 第三届(2002)海峡两岸祁连山及邻区地质研讨会——中央造山带的演化, 120~122.
- 左国朝, 刘奇陈. 1987. 北祁连早古生代大地构造演化. 地质科学, (1), 14~24.
- 左国朝, 张淑玲, 程建生等. 1996. 北祁连蛇绿岩带划分及其构造意义, 蛇绿岩与地球动力学研究(张旗主编). 北京: 地质出版社, 129~134.
- Acharyya S K. 2000. Break up of Australia-India-Madagascar Block, Opening of the Indian Ocean and Continental Accretion in Southeast Asia with special reference to the characteristics of the Peri-Indian Collision Zones, Gondwana Research, 3(4), 428.

- Acharyya. 1977. Stratigraphy and tectonic features of the Eastern Himalayas, in *Tectonic Geology of the Himalaya*, P. S. Saklani Ed., Today and Tomorrow's Pub., 243~268.
- Adams S A, Belov A A, Kekelia M A and Shavishvili I D. 1987. Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotransverse C). In: Flugel, H. W., Sassi, F. P. and Grecula, P. (eds), 1987: *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*. Czechoslovakia: Alfa publishers Bratislava, 23~50.
- Ague J J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in hornblende barometer. *Geology*, 25(6), 563~566.
- Allegre C J and Ben Othman D. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286, 335~342.
- ALLEGRE C J, JAUPART C. 1985. Continental tectonics and Continental kinetics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(2~3):171~186.
- Allen C R et al. 1991. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of Southwest China, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 103, 1178~1199.
- Anderson E M. 1951. *The Dynamics of Faulting*, Edinburgh: Oliver & Boyd.
- Anderson R N, Uyeda S and Miyashiro A. 1976. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries, Part I: Dehydration in the downgoing slab. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44, 333~357.
- Angelier J, Tarantola A, Valette, B. 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, 607~21.
- Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 5835~5348.
- Anthi Liati, Dieter Gebauer. 1999. Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contrib. Mineral Petrol.*, 135, 340~354.
- Arderson T B, Jamerit B. 1990. Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse: A model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of Western Norway, *Tectonics*, 9, 1097~1111.
- Argand E. 1924. La tectonique de l'Asie *Proc 13th Int Geol Congr Brussels*, 1, 171~372.
- Argles T W, Prin C I, Foster G L, and Vance D. 1999. New garnets for old? Cautionary tales from young mountain belts, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 172, 301~309.
- Armijo R P, Tapponnier, Han Tonglin. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting across south Tibet, *J. Geophys. Res.*, 94, 2787~2838.
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L and Tonglin H. 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.* 91, 13, 803~872.
- Arnaud N O, Vidal P, Tapponnier P, Matt Ph and Deng W M. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 111: 351~367
- Avouac J P, Peltzer G. 1995. Kinematic model of active deformation in central Asia. from these de Doctorat de L. Universite Paris, VII.
- Avouac J P, P Tapponnier. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895~898.
- Bakkali S El, Gourgaud A, Bourdier J L, Bellon H and Gundogdu N. 1998. Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523~543
- Ballevere M, Lagabrilie Y, Merit O. 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mem. Soc. Geol. France*, 156, 227~236.
- Bally A W, 1981. Thoughts on the tectonics of folded belts[A]. In: Molay H. R., Price N. J., eds. *Thrust and nappe tectonics*[C]. London: Geol Soc Spec Publ, 9, 13~32.
- Banerji P K. 1982. The khondalites of Orissa, India-A case history of confusing terminology. *Jour. Geol. Soc. India.*, Vol. 23, 155~159.
- Barazangi M, Ni J. 1982. Propagation characteristics of Pn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 10, 179~185.

- Basile C, Brun J P. 1999. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation, *Journal of Structural Geology*, 21, 23~37.
- Basile C, Mascle J, Popoff M, et al. 1993. The Ivory Coast-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, 222, 1~19.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43~55.
- Bates R L. and Jackson J A. 1987. *Glossary of Geology* (Third Edition). American Geological Institute, Alexandria, Virginia, Thomason-Shore, Inc. P. 611.
- Beck R A, D W Burbank, W J Sercombe, A M Khan, and R D Lawrence. 1996. Late Cretaceous ophiolite subduction and Paleocene India-Asia collision in the westernmost Himalaya, *Geodin. Acta*, 9, 114~144.
- Beghoul N, Barazangi M, and Isacks B L. 1993. Lithospheric structure of Tibet and western north America: mechanisms of uplift and a comparative study. *Journal of Geophysical Research*, 98, 1997~2016.
- Basse J V, Courtillot J P, Pozzi M, Westphal Y X, Zhou. 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture, *Nature*, 311, 621~626.
- Bian Q D, Zhao D S, Ye Z R, et al. 2002. A preliminary study of the Kunlun-Qiliang suture system. *Acta Geoscientia Sinica* (In chinese), 23(6), 501~508.
- Bigwaard H, Sjakman Win. 1998. Closing the Gap between Regional and Global Travel Tomography, *Journ. Geoph. Res.*, vol. 103, p. 30055~30078.
- Blake M C J, Jayko A S. 1990. Uplift of very high pressure rocks in the western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle fault. *Mem. Soc. Geol. France*, 156, 237~246.
- Bohlen S R and Boettcher A L. 1982. The quartz-coesite transformation: a pressure determination and the effects of other components. *J. Geophys. Res.*, 87, 7073~7078.
- Bott M H P. 1980. Mechanisms of subsidence at passive continental margins[A]. In: *Dynamics of Plate Interiors*[C]. A W Bally, P L BENDER, T R Mcgetchin, et al. American Geophysical Union Washington, D. C., Geological Society of America Boulder, Colorado, 27~36.
- Bott M P H. 1959. The mechanics of oblique-slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109~17.
- Brookfield M E. 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous. *Sedimentary Geol.*, 84, 1~35.
- Brown T H, Berman R G, Perkins E H. 1988. GeO Calc: Software package for calculation and display of pressure temperature compositional phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computer Geosci.*, 14, 279~289.
- Brown E T, Bendick R, Bourlès D L, Gaur V, Molnar P, Raisbeck G M, Yiou F. 2002. Slip rates on the Karakoram fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines, *J. Geophys. Res.* 107. ESE7-1-ESE7-13.
- Brunel M N, Amaud P, Tapponner, et al. 1992. Gongur Sban normal fault: Type example of mountain building assisted by extension Karakoran fault, eastern Pamir[J]. *Geology*, 22, 707~710.
- BRUNEL M. 1986. Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations[J]. *Tectonics*, 5(2): 247~265.
- Bullard E C, et al. 1965. The fit of the continents around the Atlantic. *Royal Phil. Soc. London Trans.*, Ser. A, 258(1088), 41~51.
- Burchfiel C P, Zhang, Y, Wang W, Zhang F, Song Q, Deng P, Molnar, I, Royden. 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan plateau, *Tectonics*, 10, 1091~1110.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, Liu Y, Royden L H, et al. 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 269, 1~41.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang (Sinkiang) Uygur Autonomous Region. 1993. *Regional geology of Xinjiang (Sinkiang) Uygur Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House
- Burg J P, Chen G M. 1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet, China. *Nature*, 311, 219~223.
- Burg J P, Nievergelt P, Seward D, Davy P, Maurin J C, Diao Z, and Meier M. 1998. The Namche Barwa syntaxis: Evidence

- for exhumation related to compressional crustal folding; *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 16, 239~252.
- BURG P, HARRISJEAN L B, SAUNIAC S. 1983. Strain distribution within the Pardailhan Nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone: implications for events associated with nappe emplacement[J]. *Journal of Structural geology*, 5(3~4): 431~440.
- Burtman V S, P Molnar. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir [J], *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 281, 1~76.
- Carey E, Brunier B. 1974. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 891~94.
- Carey E, J Mercier. 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake population: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 165~79.
- Carey E. 1979. Recherche des directions principales de contraintes associees au jeu d'une population de failles, *Rev. Geol. dyn. Geogr. phys.*, 21, 57~66.
- Castro A, Moreno-Ventas I and De la Rosa J D. 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks. Hercynian belt. Spain, Wally Pitcher conference, Univ. of Liverpool, *Geol. J.*, 25, 391~404.
- Castro A, Moreno-Ventas I and J D De la Rosa. 1991. H-type (hibrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews*, 31, 237~253.
- Caswell D A, O'Brien P J, Wilson R N, Zhai M. 1997. Thermobarometry of the phengite bearing eclogites in the Dabie Mountains of the central China, *Journal of Metamorphic Geology*, 15(2), 239~252.
- Caswell D A, Zhang R Y. 1999. Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultrahigh-pressure eclogites in plate-collision belts. *Int. Geol. Rev.* 41, 781~798.
- Carlos E J, Harrison T N, Manning, C E, Grove M, Rai S M, Hubbard M S, Upreti B N. 2002. Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, 459~479.
- Chacko T, Ravindra Kumar G R, Newton R C. 1987. metamorphic P-T conditions of Kerals (South India) khondalite belt: A granulite facies supracrustal terrain. *J. Geol.* Vol. 95, 343~358.
- Chang C F, Chen N S, Coward M P, Deng W M, Dewey J, Gansser A, Harris N B W, Jin C W, Kidd W S F, Leeder M R, Li H, Lin J L, Liu C J, Houjun M, Molnar P, Pan Y, Pan Y S, Pearce J A, Shackleton R M, Smith A B, Sun Y Y, Ward M, Watts D R, Xu J T, Xu R H, Yin J X and Zhang Y Q. 1986. Preliminary conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet, *Nature*, 323(6088), 501~507.
- Chappell B W, White, A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans R Soc Edinburgh. Earth Sciences*, 83, 1~26.
- Che Z C, Liu L, Liu H F, et al. 1995. Discovery and occurrence of high pressure metapelitic rocks in Altun mountain areas, Xinjiang Autonomous Region. *Chinese Science Bulletin*, 40(23), 1988~1991.
- Chemenda A I, P Burg, M Mattauer. 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modeling, geological and geophysical data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 174, 397~409.
- Chemenda A I, Mattauer M, Malavielle J, and Bokun A N. 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modeling; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, 225~232.
- Chemenda A I, Mattauer M, Bokun A N. 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: New modeling and field data from Oman; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, 173~182.
- Chen X H, Yin A, George E, et al. 2003. Two phase of Mesozoic north-south extension in the eastern Altyn Tagh range, northern Tibetan plateau, *Tectonics*, 22(5), 8~1~8~22.
- Chen X H, Wang X F, Yang F, et al. 2001. Tectonic environments of magmatism in early Paleozoic in the north Altyn Tagh, China. *Journal of Geomechanics (In chinese)*, 7(3), 193~200.
- Chen X H, Gehrels G, Wang X F, et al. 2003. Granite from north Altyn Tagh, NW China: U-Pb geochronology and tectonic setting, *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry (In chinese)*, 22(4), 294~298.
- Chen S. F., Wilson C. J. L., Worlsey B. A.. 1995. Tectonic transition from the Songpan-Garzê Fold Belt to the Sichuan Basin south western China[J]. *Basin Research*. 7: 235~253.

- Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources. 1988. 1:1500000 Scale Geological Map of Qinghai-Tibet Plateau and Adjacent Areas. Beijing: Geological Publishing House.
- Chevalier M, F J Ryerson P, Tapponnier, R C Finkel, J Van Der Woerd, H B Li, Q Liu, 2005. Slip-rate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion, *Science*, 307, 411~414.
- Chi X G, Li C, Jin W, Liu S and Yang R H. 1999. Spatial-temporal evolution of Cenozoic volcanism and uplifting in North Tibet. *Geological Review*, 45, sup. : 978~986.
- Christian Chopin. Ultrahigh-pressure metamorphism : tracing continental crust into the mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 212:1~14.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L and Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394: 769~773.
- Chuyi Li. 1980. Preliminary study of plate tectonics of China, *Bull. Chinese Acad. Geol. Sci.*, series I, 2, 19~22.
- Claxson S V, Vetrin T, Bayanova H, Downes. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic, *Lithos*, 51, 95~108.
- Coleman R G, Wang X. 1995. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press.
- Collins W J, et al. 1982. Nature and origin of a type granites with particular reference to South-eastern Australia [J]. *Journal of Petrology*, 80, 189~200.
- Colman R G. 1977. *Ophiolites, Ancient oceanic lithosphere?* Berlin: Springer-Verlag.
- Colman R G, Lee D E, Brannock W W. 1965. Eclogites and eclogite facies rocks: their differences and similarities[M]. *Geological Society of America Bulletin*, 76(5), 483~508.
- Compston W, Williams I S, and Kirschvink J L. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, 149, 171~184.
- Condie K C. 2001. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35~0.9 Ga. *Gondwana Research*, 4(1), 5~16.
- COPELAND P H, YUN T M, KIDD P, et al. 1995. Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: A history of episodic unroofing[J]. *Tectonics*, 14:223~236.
- Corfield R I, Searle M P, Crustal shortening estimates across the north Indian continental margin, Ladakh, NW India. 2000. In: M. A. Khan, P J. Treloar, M. P. Searle, M. Q. Jan (editors) *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the western Himalaya*. *Geol. Soc. London spec. Pub.* 170, 395~410.
- COULON C, MALUSKI H, BOLLINGER C et al. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar - ^{40}Ar dating, petrological characteristics, and geodynamical significance[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79:281~302.
- Courtillot V, J Besse D, Vandamme, R. Montigny, J J Jaeger, and H Capetta. 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* 80, 361~374.
- Coward M P, Butler, R W H. 1985, Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya. *Geology*, 13, 417~420.
- Coward M P, Butler R W H Chambers A F et al. 1988. Folding and imbrication of the Indian crust during Himalayan collision. *Phil Trans R Soc Lond*, A326, 89~116.
- Crittelli S E Garzanti. 1994. Provenance of the Lower Tertiary Murree redbeds (Hazara-Kashmir syntaxis, Pakistan) and initial rising of the Himalayas, *Sediment. Geology*, 89, 265~284.
- CUI J W, TANG Z M, DENG J F, et al. 1996. Altun fault system[M]. Beijing: Geological Publishing House, 249(in Chinese).
- CUI J W, ZHANG X W, TANG Z M. 2006. Tectonic divisions of the Qinghai-Tibet Plateau and structural characteristics of deformation on their boundaries[J]. *Geology in China*, 33(2):256~267(in Chinese).
- CUI J W, ZHU H, WU C D, et al. 1992. Deformation and dynamics of the lithosphere in Qinghai-Xizang Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~164(in Chinese).
- Cumming G L, Richards J R. 1975. Ore lead isotope ratio in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(2), 155~175.
- D E Loper, T Lay. 1995. The core-mantle boundary region, *J. Geophys. Res.* 100, 6397~6420.
- David G Howell. 1983. *Terrane Tectonics-Mountain Building Continental Growth?*
- De Launay L. 1911. *La Geologie et les Richesses Minerales de l'Asie Historique-Industrie-Production-A venir-Metallurgie-Siberie-Oural-Caucase-Turkestan-Mer Egée-Asie Mineure-Perse-Inde- Insulinde- Indo-Chine-Japon*, etc. Paris: Ch. Beranger.

- DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, and Ojha T P, Kapp P A, and Upreti, B N.1998b. Eocene-early Miocene foreland deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal; *Geology Society of America Bulletin*, v. 110, 2~21.
- DeCelles P G, Gehrels, G E, Quade J, Ojha T P.1998a. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, Western and central Nepal; *Tectonics*, v. 17, 741~765.
- DeCelles P G, Robison D M, Quade J, Ojha T P, Garzione C N, Copel P, and Upreti B N.2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, v. 20, 487~509.
- DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, Lareau B, Spurlin M.2000. Tectonic implications of U-Pb zircon ages of the Himalayan orogenic belt in Nepal. *Science*, v. 288, 497~499.
- Deng Q, et al.1986. Variations in the geometry and amount of slip on the Haiyuan (Nanxi-haushan) fault zone, China, and the surface rupture of the Haiyuan earthquake, in *Earthquake Source Mechanics, Geophys. Monogr. Ser.*, edited by Das, S. et al., vol.37, 169~182.
- Deng Q D, Chen S F, Song F M, Zhu S L, et al.1986. Variations in the geometry and amount of slip on the Haiyuan fault zone, and the surface rupture of the 1920 Haiyuan earthquake. In: *Maurice Ewing Series 6, Am. Geophys. Un., Wash*, 160~182.
- Deng W M and Sun H J. 1999. Relationship between Cenozoic volcanism in the Qinghai-Tibet plateau and its uplifting. *Geological Review*, 45, sup.: 952~958.
- Deng W M. 1993. Trace element and Sr-Nd isotopic geochemistry of potassium volcanic rocks of Cenozoic age on the north part of the Qingzang plateau. *Acta Petrologica Sinica.*, 9 (4): 379~387.
- Deng W M. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the Northern Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1~180 (in Chinese with English abstract)
- Deng W M., 1991, *Geology, geochemistry and age of the shoshonitic volcanic rocks in the central part of the Kunlun*. *Scientia Geologica Sinica*, 26 (3): 193~206.
- DePaolo D J.1998.(1988) Neodymium isotope geochemistry. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Dewey J F S, Cande W C, Pitman.1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone, *Eclogae. Geol. Helv.*, 82, 717~734.
- Dewey J F, Bird J M.1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625~2647.
- DEWEY J F. 2005. Orogeny can be very short[J]. *Proceeding of the National Academy of Sciences*, 102, 15286~15293.
- DEWEY M. 1981. A test of terminal mesozoic catastrophe[J].1981; *Earth and Planetary Science Letters*, 53(1):103~108.
- Dick H J B, Bullen T.1984. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contr. Miner. Petrol.*, 86(1), 54~76.
- Dick H J B, Fisher R L.1984. Mineralogic studies of the residues of mantle melting; Abyssal and alpine-type peridotites. *Kimberlites*(Ed. Kornprobst J), Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 295~308.
- Didier J and Barbarin B.1991. *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam.
- DING D G, WANG D X, LIU W X, et al. The western kunlun orogenic belt and basin[J]. Beijing: Geological publishing house, 1996:1~249(in Chinese).
- Ding L, Zhang J J, Zhou Y, Deng W M, Xu R H and Zhong D L. 1999. Tectonic implication on the lithosphere evolution of the Tibet plateau: Petrology and geochemistry of sodic and ultrapotassic volcanism in Northern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*. 15(3): 408~421 (in Chinese with English abstract)
- Doe B R, Stacey J S.1974. The Application of lead isotope to the problems of ore genesis and ore prospect evolution: A review [J]. *Economic Geology*, 69, 757~776.
- Dolan J F, Christofferson S A, Shaw J H.2003. Recognition of Paleearthquakes on the Puente Hills Blind Thrust Fault, California; *Science*, v. 300, 115~118.
- Duncan Keppie J and Krogh T E.1999. U-Pb Geochronology of Devonian Granites in the Meguma Terranme of Nova Scotia, Canada; Evidence for Hotspot melting of a Neoproterozoic Source, *The Journal of Geology*, 107, 555~568.
- Dunlap W J, Weinberg R F, Searle M P.1998. Karakoram fault zone rocks cool in two phases. *J. Geol. Soc. London*, 155, 903~912.
- Dunlap W J, and Wysoczanski R.2002. Thermal evidence for early Cretaceous metamorphism in the Shyok suture zone and age

- of the Khardung volcanic rocks, Ladakh, India, *J. Asian Earth Sci.* 20, 481~490.
- Eby N.1992. Chemical subdivision of the A-type granites; Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641~644.
- Enami M, Zang Q.1990. Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from shangdong Province, east China. *Am. Mineral.*, 75, 381~386.
- Ernst W G, Liou J G, Hacker B R.1994. Petrotectonic significance of high and ultrahigh pressure metamorphic belts; inferences for subduction zone histories, *International Geology Review*, 36, 213~237.
- FANG X M, GARZIONE C, VANDER V, et al. 2003. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia basin, China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 210(3~4): 545~560.
- Forster H J, Tischendorf G, Trumbull R B.1997. An evaluation of Rb vs (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks, *Lithos*, 40, 261~293.
- Foster G L.2000. The pre-Neogene thermal history of the Nanga Parbat Haramosh Massif and the NW Himalaya [Ph.D. dissertation]. The Open University, United Kingdom, 345.
- Frey Mueller J, Wang Q. 2003. Asymmetric postseismic deformation following the 2001 kokoxili earthquake requires heterogeneity in material properties. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Geophysical Research Abstracts, Volume 5.
- Fuis G S T, Ryberg, N J, Godfrey D A, Okaya J M, Murphy.2001. Crustal structure and tectonics from the Los Angeles Basin to the Mojave Desert, Southern California, *Geology*, 29, 15~18.
- G F Davies M A, Richards.1992. Mantle convection. *J. Geol.*, 100, 151~206.
- Gaetani M, Garzanti E, Jadoul F, et al. 1990. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 54~62.
- Gansser A.1964. *Geology of the Himalayas*: London, Wiley Interscience, 289.
- Gansser A.1981. The geodynamic history of the Himalaya, in Gupta H K, and Delany F M, eds, *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, geodynamic evolution*: American Geophysical Union Geodynamic Series 3, 111~121.
- Gao R, Cheng X Z, Wu G G.1999. Lithospheric structure and geodynamic model of the Golmud-Ejin transect in northern Tibet, *Geological Society of America. Special paper* 32, 9~17.
- Garzanti E S, Critelli, and R V, Ingersoll.1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 631~642.
- Garzanti E, Casnedi R, Jadoul F.1986. Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya, *Sedimentary Geology*, v. 48, 237~265.
- Gaudemer Y, Tapponnier P and Turcotte D L.1989. River offsets across active strike-slip faults, *Ann. Tect.* 3, 55~76.
- Gehrels G E P G, Decelles A, Martin T P, Ojha G, Pinhasi B N, Upreti.2003. Initiation of the Himalayan Orogen as an Early Paleozoic Thin-skinned Thrust belt, *GSA Today*, 13, 4~9.
- Godin L Parrish R R, Brown R L, Hodges K V.2001. Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan metamorphic core of central Nepal; Insight from U-Pb geochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, *Tectonics*, v. 20, 729~747.
- GRADSTEIN F M, OGG J G, SMITH A G, et al. 2004. A geologic time scale[M]. New York: Columbia University Press.
- Gradstein F, Hallam A.1992. Phanerozoic sea-level changes. Columbia University Press, New York, 266.
- Grandt S P, et al.1997. Global Seismic Tomography: a Snapshot of Convection in the Earth, *Nature*, vol. 386, 578~584.
- Green D H, Hellman P L.1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*. 15, 253~266.
- Griffiths J B, Jean J P, Jean. C, et al.1985. U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the labo ortegal complex, Galicia, Spain: An example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chemical Geology*. 52(2), 217~225.
- Guillot S J, de Sigoyer J M, Lardeaux G Mascle.1997. Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): Evidence for continental subduction during India-Asia convergence, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128, 197~212.
- Guillot S, Mascle G, Lardeaux J M, Colchen M, De Sigoyer J.1995. A new discovery of eclogites from the Himalaya, Tso Morari dome unit (northwestern India); *Mitteilungen des Geologischen Institut ETH Zürich und Universität Zürich, Neue Folge*, 298, 84~87.
- H Bigwaard, Win Sjakman.1998. Closing the Gap between Regional and Global Travel Tomography, *Journ. Geoph. Res*,

- Hammarström J M, and Zen E-an. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer; *American Mineralogist*, 71, 1297 ~ 1313.
- Hanchar J M, Miller C F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images. *Impical Geology*, v110, 1 ~ 13.
- Hanson A, Chang E, Zhou D, Ritts B, Sobel E, et al. 1995. Discovery of eclogite in the Altun Tagh Mountains, SE Tarim Basin, NW China; *EOS, Trans., AGU*, 76(17), Spring meeting, Supplement, 283.
- Harrison C G A. 1992. Rates of continental erosion and mountain building. *Proceedings of the 21th IGC, Kyoto, Japan*, 2.
- Harrison T M, Mahon K I, Guillot S, Hodges K, Le Fort, P, and Pecher A. 1995. New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalaya: Discussion and reply; *Geology*, v. 23, 478 ~ 480.
- Harrison T M, Ryerson F J, LeFort P, Yin A, Lovera O, Catlos E J. 1997. A late Miocene-Pliocene provenance for the central Himalayan inverted metamorphism, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 146, E1 ~ E7.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309; 753 ~ 757.
- Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W, Ellam R M and Calsteren P W. 1990. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letter*, 96; 256 ~ 268.
- He G Q, Li M S, Liu D Q, et al. 1994. Paleozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China (In Chinese). Wulumuqi: The People's Publishing House of Xinjiang, 43 ~ 47.
- Heltzel R, Niedermann S, Tao M, Kubik P W, Ivy-Ochs S, Gao B & Strecker M. 2002. low slip rates and long term preservation of geomorphic features in Central Asia, *Nature*, 417, 428 ~ 432.
- HELWIG J E. 1974. Eugencynclinal basement and a college concept of orogenic belts[J]. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 19; 359 ~ 376.
- Hirn A, Jiang M, Sapin M, Diaz J, Nercessian A, Lu Q T, Lepine J C, Shi D N, Sachpazi M, Pandey M R, Ma K and Gallart G. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature*, 375, 571 ~ 574.
- HODEGGER K, DIETRICH V, FRANK W, et al. 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *60*; 253 ~ 292.
- Hodges K V, J W E, Geissman A F E, Glazner. 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. Special focus on the Himalaya, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 324 ~ 350.
- Hodges K V. 1998. The thermodynamics of Himalayan orogenesis, in Treloar P J, and O'Brien P, eds, *What drives metamorphism and metamorphic reactions*, Geological Society, 270.
- Hodges K V, Parrish R R, and Searle M P. 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas; *Tectonics*, v. 15, 1264 ~ 1291.
- Hoffman P F. 1991. Did the breakup of Laurentia turn Gondwana inside out? *Science*, 252; 1409 ~ 1412.
- Holland T J B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 ~ 1200°C. *American Mineralogist*, 65, 129 ~ 143.
- Holland T J B, Norris R J. 1979. Deformed pillow lavas from the central Hohe Tanern, Austria, and their bearing on the origin of epidote-banded greenstones. *Earth and planetary Science Letters*, 43(3), 397 ~ 405.
- Hollister L S, Grissom G C, Peters E K et al. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblends with pressure of solidification of calc-alkaline plutons; *American Mineralogist*, 72, 231 ~ 239.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J. M, Hoskin, P W O, eds. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry (zircon)*, 53, 27 ~ 62.
- Hoskin P W O, and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. metamorphic Geol.*, 18, 423 ~ 439.
- Hsu K J, and Bernoulli D. 1978. Genesis of the Tethys and the Mediterranean, in: Hsu, K. J., Montadart, L., et al. (eds.), *Initial Report of the Deep sea Drilling Project*, 42(1), 943 ~ 949.
- Hu Nenggao, Xu Baiqing, Zhao Donglin. 1997. Geochemical characteristics of eclogites and the related rocks from the northern Qinling Orogenic Belt. *Journal of Xian College of Geology*, 19 (1): 7 ~ 13. (in Chinese with English abstract)
- Huang J Q. 1984. New researches on the tectonic characteristics of China. In: A L, Yanshin, et al (eds.), *Tectonics of Asia*

- 27th IGC, Publ. Office "Nauka", Moscow, 13~28.
- Hubbard M S. 1989. Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central thrust zone and Tibetan slab, eastern Nepal Himalaya; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, 19~30.
- Hutchison C S. 1989. Geological Evolution of South-East Asia. Clarendon Press, Oxford, 349.
- Irvine I N. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can., J. Earth Sci.*, 8, 532~548.
- J.G.Liou, W. G. Ernst and Y. Ogasawara. 2003. Petrochemical and Tectonic Processes of UHP/HP Terranes II: Preface. *J. Metamorphic Geol.*, 21, 513~514.
- J X Zhang, F C Meng and Y S Wan. 2007. A cold Early Paleozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: petrological and U-Pb geochronological constraints. *J. metamorphic Geol.*, 25, 285~304.
- JACOBS M, LOWRIE R W. 1972. Magnetic properties and mineralogy of four deep-sea cores[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 15(2):157~168.
- Jadues A L, Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0~15kbar pressure and genesis of tholeiite basalts. *Miner. Petrol.*, 73, 287~310.
- Jaeger J J V, Courtillot P, Tapponnier. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/tertiary boundary, and the India/Asia collision, *Geology*, 17, 316~319.
- Jamtveit B. 1987. Metamorphic evolution of the Eiksunddal eclogite complex, Western Norway, and some tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 82~99.
- Jian Ping, Yang Weiran, Li Zichang, Zhou Huifang. 1997. Isotopic geochronological evidence for the Caledonian Xiongdiian eclogite in the western Dabie Mountains, China. *Acta Geologica Sinica*, 71(2): 133~141. (in Chinese with English abstract)
- JIANG C F, YANG J S, FENG B G, et al. 1992. Opening-closing tectonics of kunlun mountains[M]. Beijing: Geological publishing house, (in Chinese).
- Jiang M, Qian H, et al. 2003. Teleseismic anisotropy and its features in the upper mantle beneath the Tibet plateau and neighboring areas: Metallogenic implications. *Global Tectonics and Metallogeny*, Vol, 8, Nos. 1~4, 1~2.
- Jin S Q and Li H C. 1985. Outline of genetic mineralogy (secondly). Publishing House of Jilin University, 1~318 (in Chinese)
- Johnson N M, Opdyke N D, Johnson G D, Lindsay E H, Tahirheli, R A K. 1982. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik group rocks of the potwar Plateau, Pakistan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 37, 17~42.
- Johnson M C, and Rutherford M J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837~841.
- Jones C H. 2003. How faults accommodate plate motion. *Science*, v. 300, 1105~1106.
- Kamiya S, Miyatake T, Hirahara K. 1988. How deep can we see the high velocity Anomalies beneath the Japan islands? *Geophys. Res. Lett.*, v. 15, 828~831.
- Kampunzu A B, Tombale A R, Zhai M, et al. 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71, 431~460.
- Kaneko Y, Yamamoto H, Katayama I, Misawa K, Ishikawa M, Rehman H U, Kausar A B, and Shiraishi K. 2001. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of zircons in Himalayan gneisses, NW Himalaya, Pakistan; evidence from SHRIMP-dating of coesite-bearing zircon. Abstract of UHPM workshop. Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals. Waseda University, Tokyo, 121~123.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, Harrison T M. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22, 3.1~3.21.
- Katayama I, Zayachkovsky A A, and Maruyama S. 2000. Prograde pressure-temperature records from inclusions in zircons from ultrahigh-pressure-high-temperature rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 417~427.
- Kennedy B M, Kharaka Y K, Evans W C, Ellwood A, DePaolo D J, Thordsen, J, Ambats G. and Mariner R H. 1997. Mantle fluids in the San Andreas Fault system, California. *Science*, v. 278, 1278~1281.
- Kennedy W Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-Africa (± 500 m.y.) tectonic episode. *Res. Inst. African Geol. Univ. Leeds 8th Ann. Rep.*, 48.
- Kent C, Condie. 2002. What is a superplume? Superplume International Workshop Abstract 20~21, Jan. 28~31, Tokyo,

Japan.

- Kidd W S F, and P Molnar. 1988. Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica-Royal Society Geotraverse of Tibet. In: *The Geological Evolution of Tibet-Report of the 1985 Royal Society-Academia Sinica Geotraverse of the Qinghai-Xizang Plateau*, 337~363.
- Kidd, W S F, Molnar P. 1990. 拉萨至格尔木第四纪和现代活动断层. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社. 348~371.
- King P R. 2000. New Zealand's changing configuration in the last 100 million years: plate tectonics, basin development, and depositional setting. 2000 New Zealand Petroleum Conference Proceedings, 15.
- Kinomura N, Kume S, and Koizumi M. 1975. Stability of K₂Si₄O₉ with wadeite type structure. In Osugi J. ed., *Proc 4th Inter Confer on High Pressure. Phys. Chem. Soc., Japan Kyoto*, 211~214.
- Klootwijk C T J S, Gee J W, Peirce G M, Smith P L, Mcfadden. 1992. An early India-Asia contact: Paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121, *Geology*, 20, 395~398.
- Kranzh R W. 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation, *Journal of Structural Geology*, 17 (8), 1125~1137.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277~279.
- Krogh E J, OH C W, Liou J G, Polyphase. 1994. Anticlockwise P-T evolution for Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 121~134.
- Krogh E J. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer; a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44~48.
- Krummenacher D. 1961. Determination d'age isotopique faite sur quelques roches de l'Himalaya du Nepal par la methode K/Ar *Bull. Suisse, Min. Petr.* 41/2, 273.
- Kumar R, Shan A N, and Bingham D K. 1978. Positive evidence of a Precambrian tectonic phase in central Nepal, Himalaya. *Journal of the Geological Society of India*, v. 19, 519~522.
- Kyser T K. 1986. Stable isotope variations in the mantle. (In): Valley J W, Taylor H P, Jr., O'Neil J R., eds. *Stable Isotope in High Temperature Geological Processes*, Reviews in Mineralogy 16, Mineralogy of Society of America, 141~163.
- Lacassin R F, Valli N, Arnaud P H, Leloup J L, Paquette H P, Ling P, Tapponnier M L, Chevalier S, Guillot G, Mahco and Z Q Xu. 2004. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet, *Earth and Planetary science Letters*, 219, 255~269.
- Lasserre C, et al. 1999. Postglacial left slip-rate and past occurrence of $m \geq 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China, *J. Geophys. Res.*, 104, 17, 633~17, 651.
- Le Bas M J, Le Maitre, R W, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745~750.
- Le Fort P S, Guillot A, Pecher. 1997. HP metamorphic belt along the Indus suture zone of NW Himalaya: New discoveries and significance, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 773~778.
- Le Fort P, Debon F, and Sonet J. 1983. The Lower Paleozoic? Lesser Himalayan? granitic belt: Emphasis on the Simchar pluton of central Nepal, in Shams, F. A., ed., *Granites of the Himalaya arakoram and Hindu Kush*; Lahore, Institute of Geology, Punjab University, 235~256.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya. In *The Tectonics of Asia*, ed. A Yin, T M Harrison, New York: Cambridge Univ. Press, 95~106.
- Le Maitre, R. W. 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications.
- Le Pichon X M, Fournier L, Jolivet. 1992. Kinematics, topography and extrusion in the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 1, 1085~1098.
- Leake B E. 1978. Nomenclature of amphiboles, *Bull. Min.* 101(4), 453~467.
- Leake, B E, Woolley, A R, Arps C E S, et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019~1037.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Zhong D L, Liu X H, Zhang L S, Ji S C, and Phan Trong Trinh. 1995. The Ailao

- Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 3~84.
- Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, Kienast J R, Harrison T M, Phan Trong Trinh A, Replumaz and Tapponnier P. 2001. New constraints on the structure, thermochronology and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, *J. Geophys. Res.* 106(B4), 6657~6671.
- Li C N. 1992. Trace element petrology of igneous rocks (In chinese), Wuhan: China University of Geosciences Publishing House, 74~117.
- LI C, ZHAI Q G, DONG Y S, et al. 2006. Discovery of eclogite of the Central Qiangtang of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(1):70~74(in Chinese).
- Li L, and Chen Y. 2002. Preliminary report on the Ms8.1 Kokoxili (Qinghai, China) earthquake of 14 November Episodes 2001, 25, 95~99.
- Li Z X, Zhang L H, Powell C M. 1995. South China in Rodinian: part of the missing link between Australia-East Antarctic and Laurentia? *Geology*, 23(5), 407~410.
- Li C N. 1992. Petrology of trace element of igneous. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences, 1~195 (in Chinese)
- LI H B, YANG J S, XU Z Q. 2001. Geological and chronological evidence of Indo-Chinese strike-slip movement in the Altyn Tagh fault zone[J]. *Chinese Science Bulletin*. 46(16):1333~1338(in Chinese).
- LI H B, YANG J S. 2004. Evidence for Cretaceous uplift of the northern Qinghai-Tibetan plateau[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4):345~359(in Chinese).
- Li H, Qi X, Zhu Y, Yang J, Klinger Y, Tapponnier P, Van der Woerd J. 2003. Coseismic ruptures of the 14/11/2001, Mw=7.8 Kokoxili earthquake near Hongshui Gou. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, *Geophysical Research Abstracts*, Volume 5.
- Li Haibing, Xu Zhiqin, Chen Wen. 1996a. Deformational features and tectonic evolution of the South Kunlun strike-slip shear zone, West Kunlun Mountains. *Acta Geoscientia Sinica*, Special Issue:16~21.
- Li Haibing, Xu Zhiqin, Chen Wen. 1996b. The southern margin strike-slip fault zone of the East Kunlun Mountains; An important consequence from intracontinental deformation. *Continental Dynamics*, 1, 146~155.
- LI J J, FANG X M, MA H Z, et al. 1996. Geomorphological and environmental evolution in the upper reaches of Yellow River during the Late Cenozoic[J]. *Sci. in China, Ser. D*, 26(4):316~322(in Chinese).
- Li L, and Chen Y. 2002. Preliminary report on the Ms8.1 Kokoxili (Qinghai, China) earthquake of 14 November Episodes 2001, 25: 95~99.
- Li S, Wang S, Chen Y, et al. 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Chemical Geology*, 112, 343~350.
- Li Z X, Zhang L H, Powell C M. 1996. Positions of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. In *Breakup of Rodinia and Gondwanaland and assembly of Asia*. Edited by Li Z X, Metcalfe I, Powell C M. Australia J. *Earth Science*, 43 (6), 593~604.
- Lin A, Fu B, Guo J, et al. 2002. Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001 Ms 8.1 central Kunlun earthquake, *Science*, 296, 2015~2017.
- Lindsey D H. 1966. Melting relations of KAlSi_3O_8 effect of pressure up to 40 kilobars. *Am. Mineral.*, 51, 1793~1799.
- Liou J G, Ernst W G, Ogasawara Y. 2003. Petrochemical and tectonic processes of UHP/HP terranes II: Preface[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 21:513~514.
- Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G. 1994. An introduction to ultrahigh-pressure metamorphism. *The Island Arc*, 3, 1~24.
- Liu J K, Sieh, and E Hauksson. 2003. A structural interpretation of the aftershock "cloud" of the 1992 Mw7.3 Landers earthquake: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, no 3, 1333~1344.
- Liu J, Klinger Y, Sieh K, Rubin C. 2004. Six similar, sequential ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California. *Geology*, 32, 8, 649~652.
- Liu L, Che Z C, Luo J H, et al. 1997. Recognition and implication of eclogite in the western Altun mountain, Xinjiang, *Chinese Science Bulletin*, 42(11), 931~934.
- Liu L, Che Z C, Wang Y, et al. 1998. The evidences of Sm-Nd isochron age for the early Paleozoic ophiolite in Mangya area, Altun mountain, *Chinese Science Bulletin*, 43(9), 754~756.
- Liu L, Che Z C, Wang Y, et al. 1999. The petrological characters and geotectonic setting of high-pressure metamorphic rock

- belts in Altun mountains. *Acta Petrologica Sinica* (In chinese), 15(1), 57~64.
- Liu W C, Liang D Y, and Wang K Y. 2002. The Ordovician discovery in the Kangma region of the south Tibet and its geological significance. *Earth Science Frontiers*, Vol. 9(4), 247~248.
- Liu C Q, Xie G H, Nakai S, Simizu H and Masuda A. 1989. Geochemistry of trace element and Sr-Nd-Ce-O isotopic characteristics of Cenozoic volcanic rocks in the Kangsulake, Yutian, Xinjiang. *Chinese Sciences Bulletin*, 23: 1803~1806 (in Chinese)
- Liu Fulai, Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Maruyama S, Liou J G, Katayama I, Masago. 2001. Mineral inclusions and evidence of ultrahigh-pressure metamorphism from zircons in gneisses in pre-pilot hole (CCSD-PP2) of Chinese Continental Scientific Drilling Project, North Jiangsu, China. *Chinese Science Bulletin*, 46: 241~246 (in Chinese)
- Liu J Q and Maimaiti Y. 1990. Distribution and K-Ar ages of Quaternary volcanic rocks in the Western Kunlun. *Science in China (Series B)*, (2): 180~187 (in Chinese)
- Liu Liang, Che Zhicheng and Luo Jinhai. 1996. Determination of eclogite in western Altyn and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, *Chinese Science Bulletin*, 41: 1485~1488.
- Liu Q. 1993. Paléoclimats et contraintes chronologiques sur les mouvements récents dans l'ouest du Tibet; failles du Karakorum et de Longmu Co-Gozha Co, lacs en pull-apart de Longmu Co et de Sumxi Co., PhD, Université Paris 7.
- LIU W C, LIANG D Y, WANG K Y, et al. 2002. The Ordovician discovery in the Kangma region of the south Tibet and its geological significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 9(4): 247~248 (in Chinese).
- LIU Z Q, LI X Z, YE Q T, et al. 1993. Division of tectono-magmatic zones and the distribution of deposits in the Sanjiang area[J]. Beijing: Geological Publishing house, 245 (in Chinese).
- Lovera, Richter F M, and Harrison T M. 1989. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes, *J. Geophys. Res.* 94(12), 17917~17935.
- Lu L Z, Jin, S Q. 1993. PTt paths and tectonic history of an early Precambrian granulite facies terranem, Jining district, southeast inner Mongolia, China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 483~498.
- Lu Songnian. 2001. Preliminary in the North Tibet-Qinghai plateau. chief Editor Lu Songnian. Geological House. 125 (in Chinese).
- Luo Z L. 1984. On the mechanism of the Longmen Mountain thrust belt and its influence on formation of the Qinghai-Xizang plateau and accumulation of hydrocarbon[J]. *Geology of the Himalayas-Papers on Geology*, 141~150.
- Lyon-caen H, and Molnar P. 1983. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, 8171~8191.
- M Mattauer. 1999. Seismique et tectonique. *La Science*, N° 265, 28~31.
- M Mattauer. 2002. La tectonique sous les plaques. *Science (Edition francaise de Scientific American)*. N. 295, 70~75.
- M H. Ritzwoller & E M, Lavelly. 1995. Three-dimensional seismic model of the Earth's mantle. *Rev. Geophys.* 33, 1~66.
- Mainprice D, et al. 1986. Dominant <c> slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature, *Geology*, 14, 819~822.
- MANUEL P, JASON A, CHRISTOPHE M. 2003. Cenozoic plate interaction of the Australia and Philippine sea plates: "hit-and-run" tectonics[J]. *Tectonophysics*, 363(3~4): 181~199.
- Maruyama S, and Parkinson C D. 2000. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP-UHPM Kokchetav Massif, Kazakhstan. *The Island Arc*, 9: 439~455.
- Massonne H J, Dobrzynetskaia L, Green H W. 2000. Quartz -K-feldspar intergrowths enclosed in eclogitic garnet and omphacite. Are they pseudomorphs after coesite? Abstract of the 31th IGC, CD-ROM Volume, Rio de Janeiro, Brazil.
- Matsumoto M, Wallis S, Aoya M, Enami M, Kawano J, Seto Y. 2003. Petrological and constraints on the formation conditions and retrograde P-T path of the Kotsu eclogite unit, central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 363~376.
- Mattauer M. 1986. Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. *Spec. Publ. J. Geol. Soc. London*, 19, 37~50.
- Mattauer M. 2002. La tectonique sous les plaques. *Science (Edition francaise de Scientific American)*. N. 295, 70~75.
- MATTE P, TAPPONNIER P, AMAUD N, et al. 1996. Tectonics of western Tibet, between the Tarim and the Indus[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142: 311~330.
- Matte Ph, Lancelot J. et Mattauer M. 1998. La Zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metamorphic core

- complex" extensive mais un anticlinal post nappe a coeur anatectique. *Geodinamica, Acta* (Paris) 11(1), 13~22.
- Matte Ph, Tapponnier P, Arnaud N, Bourjot, Avouac J P, Vidal Ph., Liu Qing, Pen Yusheng, Wang Yi.1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth and Planetary Science Letters*.142, 311~330.
- Maurice M.2002. New GPS data in China: a key for a better understanding of the Cainozoic tectonics of asia, *C. R. Geoscience*, 334, 809~810.
- 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.
- McDonough W F, Sun S -S, Ringwood A E, Jagoutz E, Hoffmann A W.1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- McNamara D E T L, Owens P G, Silver and F T Wu.1994. Shear wave anisotropybeneath the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 99(13), 655~665.
- Meen J K, 1987. Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97: 333~351
- Meen J K, 1990. Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization: the effect of pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 309~331
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet; Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constrains for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399~1424
- Molnar P F, Pardo-Casas, and J Stock.1988. The Cenozoic and Late Cretaceous evolution of the India Ocean Basin; Uncertainties in the reconstructed positions of the Indian, African and Antarctic plates, *Basin Res.*, 1, 23~40.
- Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, *Science*, 189: 419~426.
- Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibct, *J. Geophys. Res.* 83: 5361~5375.
- Molnar P et al.1987.Geologic evolution of northern Tiber: Results of an expedition to Ulugh Muztagh. *Science*, 235, 299~305.
- MOLNAR P,BURCHFIEL B C, LIANG K U, et al. 1987. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia[J].*Geology*, 15:249--53.
- Molnar P.1984. Structure and tectonics of the Himalaya; Constraints and implications of geophysical data; *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.12, 489~518.
- Molnar P.1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. *Phil Trans R Soc Lond*, A326, 33~88.
- Monger J W H, Clowes R M, Pric4 R A, et al.1985. Juan de Fuca Plate to Alberta Plains. *Geol. Soc. Amer. Centenn. Continent/Ocean Transect 7*, B-2.
- Moore J M, Thompson P.1980. The Flinton Group: a late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville province of eastern Ontario. *Canadian J. Earth Science*, 17, 1685~1707.
- Morimoto N.1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52 (4), 535~550.
- Murphy M A, An Yin, Kapp P, Harrison T M, Ding L, and Guo J H.2000. Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet: Timing and magnitude of slip, *Geology* 28, 451~454.
- Murphy M A, An Yin, Kapp P, Harrison T M, Manning C E, Ryerson F J, Ding L, and Guo J H.2002. Structural evolution of the Gurla Mandatha detachment system, southwest Tibet: implications for the eastward extent of the Karakoram fault system, *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 428~447.
- Najman Y, and E, Garzanti.2000. An integrated approach to provenance studies: Reconstructing early Himalayan palaeogeography and tectonic evolution from Tertiary fore deep sediments, N. India, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 435~449.
- Nakamura N.1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757~775.
- Narayanaswami S.1975.Charnokite-khondalite Sargur-Nellore-Khamman-Bengpal-Deogarh-pallahare and Mahagiri rock groups-older than Dharwar type greenstone belts in the Peninsular Archaeans, India. *Mineral.*, Vol.16,16~25.
- Neumann E R, Andersen T and Mearns E W. 1988. Olivine clinopyroxenite xenoliths in the Oslo rift SE Norway. *Contribu-*

- tion to Mineralogy and Petrology, 98: 184~193
- Ni J M, Barazangi. 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya, *J. Geophys. Res.*, 89, 1147~1163.
- O'Brien P J. 1997. Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bo nemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation. *Lithos*, 41, 119~133
- O'Brien P J, Zotv N, Law R, et al. 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geological Society of America*, 29: 435~438.
- Okay A I. 1993. Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain; Dabie Shan, China. *Eur. J. Mineral.*, 5, 659~675.
- Oskin M K, Sieh T, Rockwell P, Guphill G, Miller M, Curtis M, Payne S, McArdle, and P. Elliot. 2000. Active parasitic folds on the Elysian Park anticline: Implications for seismic hazard in central Los Angeles, California: *Geological Society of America Bulletin* 112, 693~707.
- Otsuki M, Banno S Prograde and retrograde metamorphism of hemantite-bearing basic schist in Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*. 1990. 8, 425~439.
- Parrish R R & Tirrul R. 1989. U-Pb age of the Baltoro granite, northwest Himalaya, and implications for zircon inheritance and monazite U-Pb systematics. *Geology*, 17, 1076~1079.
- Paterson B A, Stephens W E, Rogers G, Williams I S, Hinton, R W & Herd D A. 1992. The nature of zircon inheritance in two granite plutons. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 83, 459~471.
- Paterson S R, Vernon R H, Tobisch O T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, *Journal of Structural Geology*, 11, 349~363.
- Patriat P, and J, Achache. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, *Nature*, 311, 615~621.
- Patrick J O'Brien, 2001. Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples, *Physics of the earth and planetary interiors*, 127, 277~291.
- Patzelt A, Li H, Wang J, Appel E. 1996. Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from Southern Tibet; evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259, 259~284.
- Peacock S M. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248, 329~337.
- Peacock S M. 1993. Large scale hydration of the lithosphere above subducting slabs, *Chemical Geology*, 108, 49~59.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe R S), 525~547.
- Pearce J A, Nigel B W, Harris, et al. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956~983.
- Pearce J A, Alabaster T, Shelton A W and Searle M P. 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 300: 299~317
- Peltzer G P, Tapponnier Y, Gaudemer B, Meyer S Guo, K Yin, Z Chen, and H. Dai. 1988. Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip and recurrence of large earthquakes on the Changma Fault, *J. Geophys Res.*, 93, 7793~7812.
- Peltzer G P, Tapponnier Z. Zhang, and Z Q Xu. 1985. Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan, *Nature*, 317, 500~505.
- Peltzer G P, Tapponnier, and R Armijo. 1989. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet, *Science*, 246, 1285~1289.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93(12), 1508~1517.
- Peltzer G, and Saucier F. 1996. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates, *J. Geophys. Res.* 101, 27943~27956.
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 1491~1521.
- Petterson M G, Windley B F. 1985. Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans- Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 74:45~57.

- Ph. Matte P, Tapponnier N, Arnaud, et al. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and Indus[J]. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 142, 311~330.
- Philip A, Allen, John R Allen. 1990. *Basin Analysis, Principles & Applications* [M]. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Phillips R J, Parrish R R & Searle M P. 2004. Age constraints on ductile deformation and long-term slip rates along the Karakoram fault zone, Ladakh. *Earth Planet. Sci. Lett.*, submitted.
- Pidgeon R T, Nemchin A A & Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 288~299.
- Pitcher W S. 1997. *The nature and Origin of granite*, London.
- Platt J P. 1993. Exhumation of high pressure rocks: A review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5, 119~133.
- Pognante U D A, Spencer. 1991. First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan), *Eur. J. Mineral.*, 3/3, 613~618.
- Pognante U. 1990. Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos*, 26: 305~316
- Poli G, Ghezzo C, Conticelli S. 1989. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: implication for magma genesis, *lithos*, 23, 247~266.
- Powell R, Holland T J B, Worley, B. 1998. Calculating phase diagram involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 327~342.
- Powell C Mc A, and Conaghan P J. 1973. Plate tectonics and the Himalayas, *Earth and Planetary Science Letters*, 20, 1~12.
- Prinz M, Manson D V, Hlava P F, Keil K. 1975. Inclusions in diamonds: garnet, ilmenite and eclogite assemblages. *Phys. Chem. Earth*, 9, 797~815.
- Pubellier M F, Ego N C, Rooke C, Rangin. 2003. The building of pericratonic mountain ranges: structural and kinematic constraints applied to GIS-based reconstructions of SE Asia, *Bull. Soc. geol. Fr.*, 174, 561~584.
- Qian Fang, Zhang Jinqi. 1996. Discovery of the Hipparion sp. at the Kunlun Pass and a Quantitative Study on Neotectonism, *Journal of Geomechanics*, 139~148.
- Qiu J X, Yang W Y, and Xia W H. 1998. The early Palaeozoic Marine volcanic rocks and ore-forming condition and prospecting direction of copper and multi-metal ores in South Qilian. In Xia Linqi, Xia Zuchun, Ren Youqiang, Zuo Guocao and Qiu Jiaxiang (eds): *Volcanism and ore-forming in Qilianshan and adjacent areas*. Beijing. Geological Publishing House, 111~165.
- R. D. van der Hilst, S. Widiyantoro & E. R. Engdahl. 1997. Evidence for Deep Mantle Circulation from Global Tomography, *Nature*, vol. 386, pp. 578~584.
- R. D. Van der Hilst, R. D. 1995. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench, *Nature*, vol. 374, pp. 154~157.
- Rahe B, Ferrill D A, and Morris A P. 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution, *Tectonophysics*, 285, 21~40.
- Ranalli G. 1987. *Rheology of the Earth, deformation and flow processes in geophysics and geodynamics* [M]. Boston Allen Unwtn, London. Sydney, Wellington.
- Rasoul B. Sorkhabi, Allison Macfarlane. 1999. Himalaya and Tibet: Mountain roots to mountain tops. *Geological Society of America, Special Paper* 328. 1~7.
- Ratschbacher L., Frisch W. 1994. Herrman U. and Strecker M., Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision: An experimental approach, *J. Geophys. Res.* 99, 19917~19945.
- Raumer J F V, Stampfl; G M and Bussy F. 2003. Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365(1~4), 7~22.
- Ravna E J K, Terry, M P. 2001. Geothermobarometry of phengite-kyanite-quartz/coesite eclogites. *Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference. abstract*, 3145.
- Ravna E K. 2000. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 211~219.

- Replumaz A H, Karason, Rob D. van der Hilst J. Besse and P. Tapponnier. 2004. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, 103~115.
- Ritsema J H J, van Heijst, J H Woodhouse, 1999, Complex shear velocity structure beneath African and Iceland. *Science*, 286, 1925~1928.
- Ritsema J. 2002. Structure of the African superplume, *Superplume International Workshop Abstract*. 37~39, Jan. 28~31, Tokyo, Japan.
- Ritsema J S, Ni D V, Helmberger H P, Crotwell. 1998. Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa, *Geophysical Research Letters*, 25, 4245~4248.
- Ritts B D, and Biffi U. 2000. Magnitude of post-middle Jurassic (Bajocian) displacement on the central Altyn Tagh fault system, Northwest China, *Geol. Soc. Am. Bull.* 112(1), 61~74.
- Ritzwoller M H, Lavelle E M. 1995. Three-dimensional seismic model of the Earth's mantle. *Rev. Geophys.* 33, 1~66.
- Robb L J, Armstrong R A, and Waters D J. 1999. The History of Granulite-Facies Metamorphism and Crustal Growth from Single Zircon U-Pb Geochronology: Namaqualand, South Africa, *Journal of Petrology*, 40 (12), 1747~1770.
- Roberts M P, and Clemens J P. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, 825~828.
- Roger F. 1994. Dations et tracage des granitoides associes a la chaine de Songpan Garze (ouest Sichuan, Chine) par les methods U/ Pb, Rb/Sr et Sm/ Nd. These de doctorat, Montpellier II, 200p.
- Rogers J W, and Greenberg J K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*, 98, 291~309.
- Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145, 1~13.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, and Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet: *Science*, 276, 788~790.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with granet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123~138.
- S. P. Grandt et al. 1997. Global Seismic Tomography: a Snapshot of Convection in the Earth, *Nature*, vol. 386, pp. 578~584.
- S. Widiyantoro & R D. 1996. Van der Hilst, The slab of subducted lithosphere beneath the Sunda arc, Indonesia. *Science*, vol. 271, pp. 1566~1570.
- Sachan H K, Mukherjee B K, Ogasawara Y, Maruyama S, Pandey A K, Muko A, Yoshioka N, and Ishida H. 2001. Discovery of coesite from Indian Himalaya: consequences of Himalayan tectonics. *Abstract of UHPM workshop 2001, Fluid / Slab/ Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals*. Waseda University, 124~128.
- Santo A P, Jacobsen S B, Baker J. 2004. Evolution and genesis of calc-alkaline magmas at Filicudi Volcano, Aeolian Arc (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos*, 72, 73~96.
- Scharer U, Xu R, and "Allegre C. 1986. U = (Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 77, 35~48.
- Scharer U, Zhang L S, and Tapponnier P. 1994. Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China, *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 379~397.
- SCHARER U, HAMET J, ALLEGRE C J. 1984. The Trans-Himalayan (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: U Pb and Rb-Sr study [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 67:327~339.
- Schneider D A M A, Edwards W S F, Kidd P K, Zeitler C D, Coath. 1999. Early Miocene anatexis identified in the western syntaxis, Pakistan Himalaya, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167, 121~129.
- Searle M P B F, Windley M P, Coward D J W, Cooper D Rex, L Tingdong, X Xuchang, V C Jan, V C, Thakur, and S Kumar. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 678~701.
- Searle M P. 1983. Tigraphy, structure and evolution of the Tibetan-Tethys zone in Zaskar and the Indus suture zone in the Ladakh Himalaya., *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 205~219.
- Searle M P, Weinberg R F & Dunlap W J. 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: constraints on Tibetan extrusion, in R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, & J. F. Dewey (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 135, 307~326.

- Searle M P. 1991. *Geology and Tectonics of the Karakoram Mountains*, J. Wiley & sons, Chichester, 358.
- Searle M P. 1996. Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 15, 171 ~ 186.
- Searle M P, Crawford M B & Rex A J. 1992. Field relations, geochemistry, origin and emplacement of the Baltoro granite, central Karakoram Trans. Royal Society, Edinburgh, Earth sciences, 83, 519 ~ 538.
- Sengor A M C. 1981. The evolution of Paleo-Tethys in the Tibetan segment of the Alpide in: *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Tibet Plateau*. Science Press, Beijing, 51 ~ 56.
- Sengor A M C. 1984. The Climmeride orogenic sytem and the tectonica of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 85.
- SENGOR A M C, NATALIN B A. 1996. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24:263 ~ 337.
- SENGOR A M C. 1987. Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15:213 ~ 244.
- SENGOR A M, CELAI. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan Perspwctive[J]. *Earth-Sacience Reviews*, 27(1~2): 1 ~ 34.
- Sengor, A M C. 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic and its implications, *Nature*, 279, 590 ~ 593.
- Shaw J H, and P M, Shearer. 1999. An Elusive Blind-Thrust Fault Beneath Metropolitan Los Angeles. *Science*, 283, 1516 ~ 1518.
- Shazly A K, Worthing M A, Liou J G. 1997. Interlayered eclogites, blueschists and epidote amphibolites from NE Oman: a record of protolith compositional central and limited fluid infiltration. *Journal of Petrology*, 38, 1461 ~ 1487.
- Shen Z, Zeng Y, Wang M, et al. 2003. Postseismic deformation modeling of the 2001 kokoxili earthquake, western China. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, *Geophysical Research Abstracts*, Volume 5.
- Sibson R H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133, 191 ~ 213.
- Simon wallis, Tatsuki Tsujimori and Mutsuki Aoya, et al. 2003. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the longmenshan orogen: implications for geodynamic models of eastern Tibet[J]. *Geology*, 31(9): 745 ~ 748.
- Sivell W J, Waterhouse J B. 1988. Petrogenesis of Gympic group volcanics: evidence for remnants of an early Permian volcanic arc in eastern Australia. *Lithos*, 21, 81 ~ 95.
- Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310, 641 ~ 644.
- Smyth J R, Hatton C J. 1977. A coesite-sanidine grosspydite from the Roherts Victor kimberlite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 34, 284 ~ 290.
- Sobel E R, Arnaud N. 1999. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China. *Tectonics*, 18(1), 64 ~ 74.
- SOBEL E R, DUMITRU T A. 1997. Thrusting and Exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision[J]. *Joul. Geo. Res.* 1997, 102(B3):5043 ~ 5063.
- Sorena S, Sorensen and Jeffrey N Grossman. 1993. Accessory minerals and subduction zone metasomatism: a geochemical comparison of two mélanges, *Chemical Geology*, 110, 269 ~ 297.
- Spotila J K, Farley and K Sieh. 1998. Uplift and erosion of the Sen Bernardino Mountains associated with transpression along the San Andreas fault, California, as constrained by radiogenic helium thermochronometry, *Tectonics* 17, 360 ~ 378.
- Srimal N. 1986. India-Asia collision: implication from the geology of eastern Karakoram, *Geology* 14, 523 ~ 527.
- Srivastava P, Mitra G. 1994. Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaun and Garhwal(India): Implications for evolution of the Himalayan fold and thrust belt: *Tectonics*, v. 13, 89 ~ 109.
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207 ~ 221.
- STILLE H. 1950. Bemerkungen zu James Gillulys "Distribution of Mountain Building in Geologic Time"[J]. *Geol. Rundsch.*, 38:91 ~ 102.
- Stocklin J, and Bhattarai K D. 1977. *Geology of the Kathmandu area and central Mahabharat Range, Nepal*; Department of Mines and Geology, Himalayan Report, 86.
- Stocklin J. 1980. *Geology of Nepal and regional frame*. Geological Society [London] *Journal*, v. 137, 1 ~ 34.
- Sue k, David S, William C. 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: an application to the

- Lachlan fold belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 323~341.
- Suess E. 1901b. Abschieds-Vorlesung der Professors Eduard Suess; *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 14, 1~18.
- Suess E. 1901a. *Das Antlitz der Erde*, vol. 3, pt. 1. Wien; F. Tempsky.
- Suess E. 1909. *Das Antlitz der Erde*, v. III 2 (Dritter band. Zweite Hälfte. Schluss des Gesamtwerkes). Wien; F. Tempsky, and Leipzig: G. Freytag.
- Suess E. 1911. Über die Donau. Vortrag gehalten in der a. o. Festversammlung der k. Akad. Wiss. am 9. März 1911. Wien: Alfred Holder.
- Suess E. 1988. *Das Antlitz der Erde*, vol. 2. Wien; F. Tempsky.
- Sylvester A G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society America Bulletin*, v. 100, 1666~1703.
- Tabata H, Yamauchi K, Maruyama S, Liou J G. 1998. Tracing the extent of ultrahigh-pressure metamorphic terrane: A mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabie Mountains. In Harker B and Liou J G eds, *When Continent Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure rocks*, Kluwer Academic Publishers, p. 261~273.
- Tan F W, Pan G T and Xu Q. 2000. The uplift of Qianghai-Xizang plateau and geochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks from the center of Qiangtang, Xizang. *Acta Petrological et Mineralogical*, 19 (2): 121~130
- Tapponnier P B, Meyer J P, Avouac G, Peltzer Y, Gaudemer S, Guo H, Xiang K, Yin Z, Chen S, Cai, and H Dai. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet, *Earth Planet Sci. Lett.*, 97, 382~403.
- Tapponnier P P, Molnar. 1977. Active faulting and tectonics in China, *J. Geophys. Res.*, 82, 2905~2930.
- Tapponnier P G, Peltzer, and R Armijo. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision Tectonics*, edited by M. P. Coward and A. C. Riess, *Geol. Soc. Spec. Publ.* London, 19, 115~157.
- Tapponnier P G, Peltzer Y, Le Dain R, Armijo, and P Cobbold. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611~616.
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319~324.
- Tapponnier P, Xu Zhiqin, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang Jingsui. 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Sciences*. 294, 1671~1677.
- TAPPONNIER P, MATTAUER M, PROUST F, et al. 1981. Mesozoic ophiolites, Sutures, and large -scale tectonic movements in Afghanistan[J]. *Earth and Planetary Science*, 52(2) :355~371.
- Tassinari C C G, Munha J M U, Ribeiro A, and correia C T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira belt (southern Brazil): the Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episode*, 24(4), 245~251.
- TAYLOR J C. 1967. The origin and growth of continents[J]. *Tectonophysics*, 4(1): 17~34.
- Thakur V C. 1980. Tectonics of the Central crystallines of western Himalaya. *Tectonophysics*, 62, 141~154.
- Thakur V C. 1992. *Geology of the western Himalaya*. Oxford, Pergamon Press, 363.
- Tonarini S I, Villa M, Oberli F, Meier D A, Spencer U, Pognante, and J G. Ramsay. 1993. Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: Implications for India-Eurasia collision., *Terra Nova*, 5, 13~20.
- Treloar P J P J, O'Brien, R R, Parrish and M A, Khan. 2003. Exhumation of early tertiary, coesite-bearing eclogites from the Pakistan Himalaya, *Journal of the Geological Society*, 160, 367~376.
- Treloar P J M P Coward. 1991. Indian plate motion and shape: Constraints on the geometry of the Himalaya orogen, *Tectonophysics*, 191, 189~198.
- TRELOAR P J, PETTERSON M G, JAN M Q, et al. 1996. A re- evaluation of the stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya: Implications for magmatic and tectonic arc-building processes[J]. *Geological Society Journal*, 153:681~693.
- Turcotte D L. 1980. Models for the evolution of sedimentary basins[A]. In: A W. Bally, P L Bender, T R Mcgetchin et al (eds) *Dynamics of Plate Interiors*[C]. American Geophysical Union Washington, D. C., Geological Society of America Boulder, Colorado, 21~26.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Roders N, Hawkesworth C, Harris H, Kelly S, Van Calsteren P and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45~71

- Valdiya K S. 1995. Proterozoic sedimentation and Pan-African geodynamic development of the Himalaya. *Precambrian Research*, v. 74, 35~55.
- Van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. 1997. Evidence for Deep Mantle Circulation from Global Tomography, *Nature*, vol. 386, 578~584.
- Van der Hilst R D. 1995. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench, *Nature*, vol. 374, 154~157.
- Van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia. *Nature*, (397), 246~249.
- Van der Voo, R, W. Spakman, and H. Bijwaard. 1999. Tethyan subducted slabs under India, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 7~20.
- Van der Woerd J, Meriaux A S, Klinger Y, et al. 2002. The 14 November 2001, Mw = 7.8 Kokoxili earthquake in northern Tibet (Qinghai province, China), *Seismological Research Letters*, 73, 125~135.
- 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, 695~698.
- Van der Woerd J, Ryerson F J, Tapponnier P, et al. 2000. Uniform slip-rate along the Kunlun fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2353~2356.
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 106, 90~99.
- Vernon R H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow, *Electronic Geosciences*, 5(2).
- Vollmer R and Norry M J. 1983. Possible origin of K-rich volcanic rocks from Virunga, East Africa, by metasomatism of continental crustal material: Pb, Nd and Sr isotopic evidence. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 64, 374~386.
- Vollmer R, Ogden P, Schilling J G, Kingsley R H and Waggoner D G. 1984. Nd and Sr isotopes in ultrapotassic volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87, 359~368.
- Wan Y S, Yang J S, Xu Z Q, and Wu C L. 2000. Geochemical Characteristics of the Maxianshan complex and Xinglongshan Group in the eastern segment of the Qilian orogenic belt. *J. Geol. Soc. China (Taiwan)*, 43(1), 107~124.
- Wang D Z, Zhou J C and Qiu J S. 1991. Present situation of the study on shoshonite series. *Journal of Nanjin University (Earth Sciences)*, 4: 321~328 (in Chinese with English abstract)
- Wang E Q. 1997. Displacement and timing along the northern strand of the Altyn Tagh fault zone, northern, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 55~64.
- Wang J W and Xie G H. 1992. The geochemistry of Quaternary potassium lava in Wudalianchi. In: Liu R X ed. *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press, 213~217 (in Chinese)
- Wang Q, Zhang P, Freymueller J T, et al. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements, *Science*, 294, 574~577.
- Wang X, Liou J G. 1989. The large displacement of the Tanlu fault: evidence from the distribution of coesite bearing eclogite belt in eastern China: EOS, *Trans. Am. Geophys. Union*, 70, 1312~1313.
- Wang Yunsan, Chen Jiniang. 1987. Metamorphic zones and metamorphism in Qinghai Province and its adjacent areas. Beijing: Geological Publishing House, p. 213~220. (in Chinese with English abstract).
- Waters D and Martin H N. 1993. The garnet-clinopyroxene-phengite barometer. *Terra Abstract*, 5, 410~411.
- Weinberg R F, and, Searle M P. 1998. The Pangong injection complex, Indian Karakoram; a case of pervasive granite flow through hot viscous crust, *J. Geol. Soc.* 155, 883~891.
- Widiyantoro S, Van der Hilst R D. 1996. The slab of subducted lithosphere beneath the Sunda arc, Indonesia. *Science*, vol. 271, 1566~1570.
- Williams I S, Cleason 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.
- WILLSON J T. 1966. Convection and continental drift in the southwest Pacific [J]. *Tectonophysics*, 3:69.
- Windley B F. 1983. Metamorphism and tectonics of the Himalaya: *Geological Society of London Journal*, v. 140, 849~865.
- Windley B F. 1978. *The Evolving Continents*, Library of Congress Cataloging in Publication Data; Typeset in Linotron Times and printed by Arrowsmith J W. Ltd., Bristol, John Wiley & Sons. 385.

- Wittinger G F, Masson G, Poupinet P, Tapponnier J, Mei, et al. 1996. Seismic tomography of northern Tibet and kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts, *Earth Planet Sci, Lett*, 139, 263~279.
- Wittinger G, Tapponnier P, Poupinet G, Jiang M, Shi T N, Herquel G, Masson F. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altun fault. *Science*, 282, 74~76.
- Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106, 370~384.
- Wu C L, Nelson K D, Wortman, G, Samson, S D, Yue, Y Li J, Kidd W S F, Edwards, M A. 1998. Yadong cross structure and South Tibetan detachment in the east central Himalaya (89b~90bE); *Tectonics*, v. 92, 28~45.
- Wu C L, Yang J S, Li H B, and Shi R D. 2000. Petrogenesis of the granitoids from Lenghu, northern margin of Qaidam basin, NW China. *J. Geol. Soc. China (Taiwan)*. 43(1), 107~124.
- Wu C L, Yang J S, Li H B, Shi R D and Meng F C. 2001. Pyroxenite xenolith in the volcanic rocks from North Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 22 (1): 61~66 (in Chinese with English abstract)
- Wu H Q, Feng Y M, Song S G. 1993. Metamorphic and deformation of blueschist belts and their tectonic implications, North Qilian mountains, China. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 523~536.
- Wu J, Lan C L, Li J L, et al. 2002. Geochemical evidence of MORB and OIB combination in Hongliugou ophiolite mélanges, Altun fault belt. *Acta Petrologica ET Mineralogica (In chinese)*, 21(1), 24~30.
- Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y. 1995. Dynamics of tectono-volcano-magmatic evolution from north Qilian mountains, China. *Northwest Geoscience (In chinese)*. 16(1), 12~17.
- Xinjiang Uygur autonomous region geological bureau, 1/20000 regional geological survey of Bashikaogong sheet (In chinese). 1981, 18~152.
- Xu R H, Sharer U, Allegre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa Block (Tibet) : an U-Pb geochronological study. *J. Geol.* 93, 42~57.
- Xu J, Zhu G, Tong W, Cui K, Liu Q. 1987. Formation and evolution of the Tan c heng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean: *Tectonophysics*, 134, 273~310.
- Xu Shutong, Su wen, Liu Yichan, Wang Rucheng, Jiang Laili and Wu Weiping. 1999. Discovery of eclogites and their petrographic features in the North Dabieshan. *Chinese Science Bulletin*, 44: 1452~1456.
- Xu Z Q, Jiang M, Zhao G G, Lin B Y, et al. 1995. Tectonic evolution and lithospheric shortening mechanism in the East Kunlun Mountains and adjacent area (abstract), *Symp. On Uplift, Deformation and Deep Structure of Northern Tibet*, la Grande Motte-France, September 21~23.
- Xu Z Q, Jiang M, Yang J S. 1999. Mantle diapir inward intracontinental subduction: A discuss on the mechanism of uplift of the Qinghai-Tibet plateau. *Geological Society of America, Special Paper*, 328, 19~31.
- Xu Z Q, Li H B, Chen W, Wu C L, Yang J S, et al. 2002. A Large Ductile Sinistral Strike-Slip Shear Zone and Its Movement Timing in the South Qilian Mountains, Western China, *Acta Geologica Sinica*. 76(2), 183~194.
- Xu Z Q, Yang J S, Chen W, Guo C F. 1997. Mesozoic Crustal Evolution and Dynamics of the East Kunlun-Taggula Composite Mountain Chains. *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr.* 7, 7~20.
- Xu Z Q, Yang J S, Zhang J X, et al. 1999. A comparison between the tectonic unites on the two sides of the Altun sinistral strike-slip fault and the mechanism of lithospheric shearing. *Acta Geologica sinica (In chinese)*, 73(3), 193~204.
- Xu Z Q, Zhang J X, Li H B. 2000. Architecture and Orogeny of the Northern Qiling Orogenic Belt, Northwestern China. *Journal of the Geological Society of China*. 43 (1), 125~141.
- XU Z Q, 1984, Crustal deformation and Microstructures[M]. Beijing: Geological publishing house, 1984 :131(in Chinese).
- Xu Z Q, Jiang M and Yang J S. 1996. Tectonophysical process at depth for the uplift of the northern part of the Qinghai-Tibet plateau. *Acta Geological Sinica*, 70: 195~206 (in Chinese with English abstract)
- XU Z Q, HOU L W, WANG Z X, et al. 1992. Orogenic processes of the Songpan-Garze orogenic belt of China[J]. Beijing: Geological Publishing house, 1~190(in Chinese).
- XU Z Q, LI H B, YANG J S, ET AL. 2001. A Large Transpression Zone at the South Margin of the East Kunlun Mountains and Oblique Subduction[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 75(2) :156~164(in Chinese).
- XU Z Q, LU Y L, TANG Y Q et al. 1986. Formation of the composite eastern Qinling chains[M]. Beijing :1~158(in Chinese).

- XU Z Q, XU H F, ZHANG J X, et al. 1994. The Zoulangnanshan Caledonian subductive complex in the northern qilian mountains and its dynamics[J]. *Acta geologic sinica*, 69(1):1~14(in Chinese).
- XU Z Q, YANG J S, LI H B, et al. 2006. The Qinghai-Tibet plateau and continental dynamics: A review on terrain tectonics, collisional orogenesis, and processes and mechanisms for the rise of the plateau[J]. *Geology in China*, 33(2):221~238(in Chinese).
- XU Z Q, YANG J S, LIANG F H, et al. 2005. Pan-African and Early Paleozoic orogenic events in the Himalaya terrane: Inference from SHRIMP U-Pb zircon ages[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1):1~12(in Chinese).
- XU Z Q, ZENG L S, YANG J S, et al. 2004. Role of large-scale strike-slip faults in the formation of petroleum-bearing compressional basin-mountain range systems[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 29(6): 631~643(in Chinese).
- XU Z Q. 1987. Large deep-level decollement structure on the northern margin of the Yangtze Plate and its dynamic analysis [J]. *Regional Geology of China*, 4: 289~300(in Chinese).
- Xu, R. H., Sharer U., Allegre, C. J., 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa Block (Tibet): an U-Pb geochronological study. *J. Geol.* 93, p. 42~57.
- Yagi A, Suzuki T, Akaogi M. 1994. High pressure transitions in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$. *Phys Chem Miner.*, 21, 12~17.
- Yang J S, Xu Z Q, Li H B, Zhang J X, Wu C L, Zhang J X and Shi R D. 2000. A Caledonian convergent border along the Qilian terraine, NW China: Evidence From Eclogite, Garnet-peridotite, ophiolite, and S-type granite. *J. of the Geological Society of China*. Vol 43, No. 1, 142~160.
- Yang J S, Robinson P T, Jiang C F, and Xu Z Q. 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 258, 215~231.
- Yang J S, and Hall J M. 1996. An intermediate-fast spreading rate of the Troodos type oceanic crust: A comparison to modern oceanic crusts. *Continental Dynamics*, 1, 70~80.
- Yang J S, Wu C L, Shi R D. 2002. Sheeted dike swarm in Hongliugou, northwest of the Altun region: Evidence for seafloor spreading, *Geological Bulletin of China(In chinese)*, 21(2), 69~74.
- Yang J S, Xu Z Q, Li H B, Wu C L, Zhang J X and Shi R D. 2000b. An Early Paleozoic convergent border at the southern margin of the Qilian terrain, NW China: Evidence from the eclogite, garnet peridotite and ophiolite. *Journal of the Geological Society of China*, 43, 142~164.
- Yang J S, Xu Z Q, Zhang J X, Song S G, Wu C L, Shi R D, Li H B, and Maurice Brunel. 2002a. Early Paleozoic North Qaidam UHP metamorphic belt on the northeastern Tibetan plateau and a paired subduction model. *Terra Nova*, 14, 397~404.
- Yang J S, Song S G, Wu C L, Shi R D, Jalivet, M. 2000. North Qaidam ultrahigh pressure metamorphic (UHPM) belt on the northeastern Qinghai-Tibet plateau and its eastward extension. *Earth Science Frontiers*, 7 (Suppl.), 241~242.
- Yang J S, Xu Z Q, Song S G, Wu C L, Shi R D, Zhang J X, Wan Y S, Li H B, Jin X C, and Marc Jolivet. 2000. Discovery of Eclogite in Dulan, Qinghai Province and Its Significance for Studying the HP-UHP Metamorphic Belt along the Central Orogenic Belt of China. *Acta Geologica Sinica*, 74(2), 156~168.
- Yang J S, Xu Z Q, Bai W and Zhao R. 1997. Cenozoic volcanism on the Qinghai-Tibet plateau and its genesis. *Continental Geodynamics*. 2: 1~11.
- Yang J S, Xu Z Q, Li H B, Wu C L, Cui J W, Zhang J X and Chen W. 1998. Discovery of eclogite at northern margin of Qaidam Basin, NW China. *Chinese Science Bulletin*, 43, 1755~1760.
- Yang J S, Xu Z Q, Zhang J X, et al. Early Paleozoic North Qaidam UHP metamorphic belt on the northeastern Tibetan plateau and a paired subduction model[J]. *Terra Nova*, 2002, 14: 397~404.
- Yang J S, Zheng X H, Bai W J, et al. 1997. A preliminary study on genesis of the Dur'ngoi massive Cu-Co-Zn sulfide deposit hosted by the peridotite of A'nyemaqen ophiolite, Kunlun Mt., China. *Proc. 30th Int. L. Geol. Congr.* 9, 381~392.
- Yang J, Xu Z, Zhang J, et al. 2001. Tectonic significance of early Paleozoic high-pressure rocks in Altun-Qaidam-Qilian Mountains, northern China. *Geological Society of America, Memoir*, 194, 151~170.
- Yang, J.-J., Zhu, H., Deng, J.-F., Zhou, T.-Z. and Lai, S.-C. 1994. Discovery of garnet-peridotite at the northern margin of the Qaidam Basin and its significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 13, 97~105. (in Chinese with English ab-

stract)

- Ye K, Yao Y, Katayama I, Cong B, Wang Q, Maruyama S. 2000. Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss, *Lithos*, 52, (1~4): 157~164.
- Yeats R S, Sieh K, Allen C R. 1997. *The Geology of Earthquake*, Oxford, Oxford Univ. Press.
- Yin A, Harrison T M, Murphy M A, Grove M, S Nie, Ryerson F J, Feng W X, Le C. Z. . 1999. Tertiary deformation history of southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision, . *Geol. Soc. America Bull.* 111, 1644~1664.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 211~228.
- Yin A, Rumelhart P E, Butler R, Cowgill E, Harrison T M, Foster D A, Ingersoll R V, Zhang Q, Zhou X Q, Wang X F, Hanson A. and Raza A. 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation, *Geol. Soc. Am. Bull.* 114(10), 1257~1295.
- Yule D, and K Sieh. 2003. Complexities of the San Andreas fault near San Geronio pass: Implications for large earthquakes: *Journal of Geophysical Research.*, 109, B11, 2548, ETG 9, doi: 10.1029/2001JB000451.
- Zeitler P K, Chamberlain C P, Smith H A. 1993. Synchronous anatexis, metamorphism, and rapid denudation at Nanga Parbat (Pakistan Himalaya); *Geology*, v. 21, 347~350.
- ZHAI Q G, LI C, CHENG L R, et al. 2004. Geological features of Permian ophiolite in the Jiaomuri area, Qiangtang, Tibet, and its tectonic significance[J]. *Geological bulletin of China*, 23(12):22~24(in Chinese).
- Zhang J X, Xu Z Q, Xu H F. et al. 1998, Framework of north Qilian Caledonian subduction accretionary wedge and its deformation dynamics, *Scientia Geologia Sinica* (In chinese), 33(3), 290~299.
- Zhang J X, Yang J S, Xu Z Q, Zhang Z M, Li H B, and Chen W. 2000. U-Pb and Ar-Ar ages of eclogites from the northern margin of the Qaidam basin, northwestern China. *Journal of the Geological Society of China (Taiwan)*, 43(1), 161~169.
- Zhang P P, Molnar B C, Burchfiel L H, Royden, Y. Wang, Q Deng, F. Song, W. Zhang, and D. Jiao. 1988. Bounds on the Holocene slip rate of the Haiyuan fault, north-central China, *Quat. Res.*, 30, 151~164.
- Zhang W, D Jiao, P Zhang, P Molnar, B C, Burchfiel, Q. Deng, Y. Wang, and F. Song. 1987. Displacement along the Haiyuan fault associated with the great 1920 Haiyuan, China, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 117~131.
- Zhang X D, Deng J K, Gou J. 1984. The discovery of late Ordovician strata of geosynclinal type in the eastern segment of the Altun mountains and their tectonic implications. *Geological Review* (In chinese), 30(2), 184~186.
- Zhang Y Q, P Vergely, J Mercier. 1995. Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China, *Tectonophysics*, 243, 69~95.
- Zhang J X, Zhang Z M, Xu Z Q, Yang J S, and Cui J W. 2000. Discovery of Khondalite series from the western segment of Altyn and their petrological and geochronological studies. *Science in China (Series D)*, 43 (3), 308~316.
- Zhang J X, Meng F C, Wan Y S. 2007. A cold Early Palaeozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: petrological and U-Pb geochronological constraints[J]. *J. metamorphic Geol.*, 25:285~304.
- Zhang J X, Xu Z Q, Yang J S, Li H B and Wu C L. 2000. The Altun-North Qaidam eclogite belt in western China—another HP-UHP metamorphic belt truncated by large scale strike-slip fault in China. *Earth Science Frontiers*, 7 (Suppl.), 254~255.
- Zhang J X, Zhang Z M, Xu Z Q, Yang J S, and Cui J W. 1999. The age of U-Pb and Sm-Nd for eclogite from the western segment of Altyn Tagh tectonic belt. *Chinese Science Bulletin*, 44 (24), 2256~2259.
- Zhang J, Zhang Z, Xu Z, et al. 2001. Petrology and geochronology of eclogites from the western segment of the Altyn Tagh, northwestern China. *Lithos*, 56(2~3), 187~206.
- Zhang Jianxin, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Zhang Zeming, Chen Wen, Li Haibing. 2000b. Peak and retrograde age of eclogites at the northern margin of Qaidam basin, Northwestern China: evidences from U-Pb and Ar-Ar dates. *Geochemica*, 29(3): 217~222. (in Chinese with English abstract)
- Zhang X T, Lu H Q, Chen Z X, Zhang B H, Li F X, Zhu Y S, Li C L, and Wang Y. 1999. Discovery of high-pressure metamorphic rocks of eclogite facies in Shaliuhe area of the north margin orogenic belt of Qaidam Basin and its preliminary study. *Qinghai Geology*, (2), 1~13.
- Zhang Y F and Zheng J K. 1994. The geological outline on the Hoh Xil and its adjacent region. *Seismological Press*, 1~177 (in Chinese)

- Zhang Zeming, You zhendong, Hanyuqing, Sang Longkang. 1995. Petrology, metamorphic process and petrogenesis of Dabie-Sulu eclogite belt. *Acta Geologica Sinica*, 69: 306 ~ 324 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. X., Yang, J. S., Xu, Z. Q., Zhang, Z. M., Li, H. B. and Chen, W., 2000, U-Pb and Ar-Ar ages of eclogites from the northern margin of the Qaidam basin, northwestern China. *Journal of the Geological Society of China (Taiwan)*, 43(1), p. 161~169.
- Zhao G G, Liu D Q, Wei W, He Q L, Su G, et al.1990. Late Quaternary slip rate and segmentation of the Xianshuihe Active Fault Zone, In : Proc. PRC-USA Symp. on Xianshuihe Active Fault Zone, held in Chengdu, China, Oct., 1990, Seismological Press, 41~57.
- Zhao G G.1996. Quaternary faulting in North Qinghai-Tibet Plateau, *Continental Dynamics*, 1, 30~37.
- Zhao W L, Moegan W J.1985. Uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 4, 359~369.
- Zhao W, Nelson K D & Project INDEPTH Team.1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath S. Tibet. *Nature*. 366, 557~559.
- Zheng H B, C M Powell, Zhisheng An, et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan plateau[J]. *Geology*, 28(8), 715~718.
- Zheng X S, Bian Q T and Zheng J K. 1996. On the Cenozoic volcanic rocks in Hoh Xil district, Qinghai Province. *Acta Petrologica Sinica*. 12 (4): 530~545 (in Chinese with English abstract)
- Zhou Z G, Liu W C, Liang D Y.2004. Discovery of the Ordovician and its basal conglomerate in the Kangmar area, southern Tibet-with a discussion of the relation of the sedimentary cover and unifying basement in the Himalayas. *Geological Bulletin of China*. Vol.23 (7), 655~663 (in Chinese).
- Zhou D, Graham S A. 1996. Extrusion of the Altyn Tagh wedge: A kinematic model for the Altyn Tagh and palinspastic reconstruction of north China. *Geology*, 24 (5), 427~430.
- Zhu L.2000. Crustal Structure across the San Andreas Fault, Southern California from Teleseismic Converted Waves, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 179, 183~190.
- Zindle A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 14: 493~573.

OROGENIC PLATEAUX——TERRANE AMALGAMATION, COLLISION AND UPLIFT IN THE QINGHAI-TIBET PLATEAU

Entering the Qinghai-Tibet Plateau

The Qinghai-Tibet plateau is a fast uplifting area that constitutes the world's highest, thickest, and newest piece of continental plate which has unusual geometric configurations and landscapes. The Qinghai-Tibet plateau consists of multiple terranes, with a complex geological history, including the evolution of the Tethys ocean basin, the convergence of terranes and island arcs, multiple subductions, multiple collisions and multiple orogenes, over a long period of action of continental dynamic processes. Before the Indian and the Asian plates collided, during the Early Paleozoic, it was already a large orogen and terrane collision complex. As a result of the collision of the Indian and Asian plates, the fast uplift of Qinghai-Tibet Plateau became the most magnificent event on the Earth during the Cenozoic period. It formed a vast, seemingly boundless high plateau with borders consisting of mountain chains with very high peaks, and steep gorges. Due to these characteristics, the Qinghai-Tibet Plateau is also called the "Mountain Building Plateau". The quality of the Qinghai-Tibet Plateau has led to it being known as the perpetual classroom for geologists, and the modern-day laboratory and window for the study of "Continental Dynamic".

Research and study of the Qinghai-Tibet Plateau has already extended for over 100 years. Starting from the 1980s, the primary authors of this book, Xu ZhiQin and Yang JingSui, with, on separate occasions, Li TingDong and Xiao XuChang, joint chairmen of the 'Chinese-French Himalayan Scientific Research Team', and with "the Geological Research Team of the Qinghai-Tibet Plateau" headed by Jiang Chunfa, respectively, began field work and research in both the southern and northern parts of the Plateau. During the 90s a new Chinese-French International Geological Cooperation continued the research, with academician Xu ZhiQin, and professors Yang JingSui and Jiang Mei as the lead Chinese scientists; and professors Mateau, Tapponnier and Vedal as the lead French representatives. Together these groups began many facets of geological research within the entire Qinghai-Tibet Plateau. Using new advanced deep earth geophysical exploration technologies, they completed cross sections of the entire Qinghai-Tibet Plateau consisting of approximately 8000km of seismic tomography profiles.

During the last 20 years, we covered on the ground many important areas including the Songpan-Ganzi, Qilian, Altun, East and West Kunlun, Bayan Har, Qiangtang-Tanggula, Hoh Xil, Karakorum, and Himalayan Mountains. During this study of the Plateau, with research in continental dynamic as the main focus, and the joining of terranes and the resulting collision orogenes as the specific interests, and with understanding the key questions of The Qinghai-Tibet Plateau's collision dynamics as the starting point, the combined use of many methods and new techniques has led to the acquisition of large amounts of first hand, detailed and valuable data as the foundation of research. Through elucidation of the configuration, structure, metamorphic basement, terrane margins and sutures, ultrahigh-pressure metamorphic zones, large strike slip faults, terrane accretion and the long term activity of collision processes; and exploration the structure of its' 400km thick lithosphere's and mantle; leading to a the model for the deep driving forces underlying the formation of the Qinghai-Tibet Plateau, we have derived a series of results that are both insightful and innovative.

Many times we have entered the Qinghai-Tibet Plateau, and just as many times we have appreciated the Plateau's beauty, dangers and consequent struggles, discoveries and proofs, pursuits and explorations, connections and contradictions, and successes and failures, .All of these have come together to create this

new book "Orogenic Plateaux-Terrane Amalgamation, Collision and Uplift in the Qinghai-Tibet Plateau". Our desire is, with the countless hours that we've spent on the stage of the Qinghai-Tibet Plateau, and our scientific research group's never-ending dedication to this enterprise, that our difficult task and richly deserved results should be dedicated to the Qinghai-Tibet Plateau, our Qinghai-Tibet Plateau research colleagues, and to all people who are concerned with 'The Roof of the World'!

Principal Aims

Our research on the continental dynamics of the Qinghai-Tibet plateau is based on the exploration of continental structures, crustal development features, and driving forces, using multiple approaches. These include studies in the microscopic and the macroscopic, materials and mechanics, determination and quantities, geometry, kinematics and dynamics near the surface and at depth, geology, geochemistry, and geophysics. Information obtained by these approaches has been used to establish the basic tectonic structure, the terrane configuration and terrane boundaries, the mechanism of structural distortion, as well as the relative movements of tectonic units. The history of the opening and closing of small oceanic basins, terranes before and after the collisions of the Indian and Asian plates, of the orogenes themselves, of the huge strike slip faults, and of the uplift of the plateau the formation of the adjacent orogenic zones of the margins coupled with the exploration of the deep crust and mantle structures and recognition of the dynamic forces, all show that the Qinghai-Tibet plateau actually is a very special "Orogenic Plateaux".

The main objectives were as follows

1. Using an updated theory to reconstruct the tectonic structures of the Qinghai-Tibet plateau:

Directing by activity theory, according to the characters and boundaries of the terranes, and using the complex, accretion complex, to recognize the extruded and displaced terranes that formed during the main geological events of the collision of the Indian and Asian plates from the Early Paleozoic, through the Triassic, and the Late Mesozoic, to the Cenozoic, divide the basic tectonic units and establish a new stratagem for dividing the basic units of the Qinghai-Tibet plateau.

(1) The two accretion complexes that combined at form the continental crust of the Qinghai-Tibet area are: the Altun-Qilian-Karakorum complex, which formed during 50~60Ma of the Early Paleozoic before the Indian and Asian plates collided, and the Songfanganzi-Qiangtang-Lhasa, complex formed from the Triassic to the Early Cretaceous.

(2) The Indian/Asia plate collision formed the accretion/extruded/ displaced complexes and extruded terranes of the Southeast part of the Qinghai-Tibet plateau during the 50~60Ma interval, as well as displacing older terranes at the Northwest margin.

2. Describing the Qinghai-Tibet plateau as an "Orogenic Plateaux"

Based on earlier information and the very large amount of new information obtained by the authors, we confirmed that the Qinghai-Tibet plateau is comprised of the tectonical components of multiple terranes and multiple island arcs, showing the characteristics of the dynamic processes of the formation of multiple ocean basins, multiple subduction zones, multiple-collisions, and multiple orogenes. It is indicated that the terranes of the North part of the Qinghai-Tibet plateau were located on the continental side of the Gondwana during the period 510~460Ma, then becoming part of the Southeast margin of the Proto-Tethys Ocean with isolated volcanic island arcs that originated in the subduction of the Proto-Tethys oceanic basin. From 420~390Ma, these terranes were successively joined together. The collision formed orogenes of both the arc-continental and continental-continental. Introduction of the concept of the opening and closing of small oceanic basins at different times was the key to understanding the history of terrane convergence, collision, and the formation of multiple terrane complexes. In turn, continuation of these processes caused the terrane

collision to lead to the formation of orogenic zones, and the combined and overlapping orogenic zones to form the complexes of the orogenic collision terranes.

The Qinghai-Tibet plateau consists of a number of orogenic terranes and has a long history from the Late Proterozoic to the Cenozoic, with the final act in the formation of the world most magnificent plateau starting 50~60Ma ago with the initial collision of the Indian and Asian plates. Not only was the Plateau formed in this way but also the high mountains, of the orogenic zones around its borders. The processes of the formation and evolution of the Qinghai-Tibet Orogenic Plateau are explained in details in this book.

3. An important breakthrough in the understanding of terrane margins

(1) The discovery and description of UHPM zones

The discovery and description of UHPM zones is the key to the understanding of the terrane margins of the Qinghai-Tibet plateau and the tectonic structure of the Plateau. Yang Jingsui and his research team first discovered and described the 350km long Early Paleozoic Caibei yuan UHPM zone and found the evidence for ultra high pressure metamorphism in the eclogite of the South Altun Mountain also of Early Paleozoic age, so proving that the Caibei yuan UHPM zone and the South Altun UHPM zone belonged to the same UHPM zone, later cut into two parts and offset by movement on the Altun strike slip fault. The author also found diamond inclusions in zircons in both eclogite and gneiss in the Eastern Qinling at the eastern extension part of Caibei yuan, thus documenting the characteristics of the ultra high pressure metamorphic zone of the Eastern Qinling. Based on this important discovery, Yang Jingsui pointed out that in the Central China, there exists a huge UHPM zone which has gone through at least two periods of ultra high pressure metamorphism in the Early Paleozoic and Indo-Chinese Epoch (Yang, JS et. al., 2002). The two UHPM zones have been included on the Global Map of Ultra High Pressure Metamorphism drawn up by the international experts in the area of UHPM research.

Recently, Yang Jingsui and his research team (2006) discovered another large eclogitic UHPM zone of age of the Permian period in the Lhasa terrane, and have been able to prove the original protolith of this UHPM zone was oceanic basalt. This oceanic basalt is the product of deep subduction of the Palaeo-Tethys oceanic basin, and is a key marker for the separation of the Lhasa terrane. This team also made the very important discovery of two other huge UHPM zones in the Qinghai-Tibet plateau just a few years ago, This not only contributed to the knowledge of UHPM zones in the Qinghai-Tibet plateau, but also to others elsewhere in China and the rest of the world. In turn, these discoveries will have an important impact on the further understanding of the tectonic structure of China, the characteristic configuration of the Qinghai-Tibet plateau, and the converging dynamic activities between the Southern China plate and the Northern China plate.

(2) Progress in the study of ophiolite zones and active continental margins.

The ophiolite zones of Animaqing (Palaeo-Tethys), the Kunzhong zone of the East Karakorum (Early Paleozoic), and the Kudi ophiolite zone of the West Karakorum have been studied and dated. Using the SHRIMP U-Pb in-situ method, dates of $550 \pm 17\text{Ma}$ for zircons from the Yushigou ophiolitic gabbro of the Northern Qilian, indicate the Yushigou oceanic basin of the Northern Qilian Mountain opened before $550 \pm 17\text{Ma}$. The high degree blue schist that represents the oceanic basin of the Northern Qilian was formed at 480~460Ma. SHRIMP U-Pb in-situ ages for zircons in high pressure eclogites associated with the blue schists are $463 \pm 6\text{Ma}$ and $468 \pm 13\text{Ma}$. The ages represent the time at which the oceanic plate was subducted into the depths of the upper mantle so forming the eclogites.

Other age data shows that the volcanic island arc of the Northern Qilian formed in the 486~438Ma interval; U-Pb age data shows that the volcanic island arc of Caibei yuan formed in the 514~486Ma interval; and the volcanic island arc of the Central Karakorum formed in the 530~518Ma interval. The age data also

indicate that the subduction of the marginal oceanic basins on the Australian western margin of the Gondwanan continent (from the time of formation of the corresponding volcanic island arcs) become younger from the outermost to the innermost. This is the characteristic sequence of aggradation of multiple terranes and multiple island arcs.

Above all, showing the terranes that comprise the northern part of Qinghai-Tibet plateau were located close to the Gondwanan continental margin at 510~460Ma. Because of the subduction of the Tethys oceanic basin, they became part of south margin of the Eo-Tethys oceanic terrane and its marginal volcanic island arcs. During the period 420~390Ma, these terranes successively collided with each other and accreted, and through the processes of "arc to continental" and "continental to continental" collisions formed orogenes that now constitute "the Early Paleozoic complex of the Eo-northern China" along with the China-Korean continent and the Talimu continent.

We also see that the Buerhanbuda granitic magmatic zone of the Eastern Kunlun represents the Triassic Palaeo-Tethyan continental marginal arc.

4. The relation and reactivation of the metamorphic basement of the Qinghai-Tibet plateau

(1) The relation and reactivation of the metamorphic basement of the Qinghai-Tibet plateau.

The evolution of the metamorphic basement of the Qilian-Altun and the Caidamu can obviously be compared with that for the metamorphic basement of the Yangzi Craton ($T_{DM} = 1.8 \sim 2.2\text{Ga}$, basement crystallization age $0.9 \sim 1.0\text{Ga}$). Rock composition and geochemistry show that their original sedimentary rocks were formed in the stable tectonic environment of a continental margin much different from the environment of the Huabei Craton. However, in the deeper metamorphic basement of the Arlashan-Dunhuang-Altun terrane, large amounts of lithologies of Archean age have been recognised using zircon chronology and Nd isotopes, which display strong relationships with the Huabei Craton.

Evidence for magmatic activity and constructional thermal events in the Late Proterozoic is commonly found in the metamorphic basement of the Qilian-Altun terranes. By measuring the U-Pb ratio (or Pb-Pb) in zircons of granitic rocks, the main metamorphic basement was found to be 900~1000Ma, representing the formation of the super continent of Rhodanian. During the Early Paleozoic, the metamorphic basement of the Northern Qinghai-Tibet plateau was being formed with different degrees of activity related to the constructional thermal events connected with the ductile shear deformation of Caledonia.

(2) Dating of the Caibei yuan ophiolite as part of the Neoproterozoic of the Qinghai-Tibet plateau: Evidence for the break-up of the Rhodanian continent.

The geological marker for the break-up of the Rhodanian supercontinent, the "A" type granites and the basic sheeted dikes, has been recognized on the northern margin of the Caidamu basin in north-western China (Lu Songnian, et al., 2002), in the southern Qinling, and in the southern China areas (Li et al., 1999; Zhou Dingwu et al., 1998). The author has recognised a series of amphibolite facies ophiolitic basalts in the Caibei yuan ophiolite, including pillow lavas and sheeted dikes. Their Rb-Sr isochronal line age is $768 \pm 39\text{Ma}$ and the Sm-Nd isochronal line age is $780 \pm 22\text{Ma}$. Therefore, this oceanic crust was formed in the Late Proterozoic, and marks the time of the break-up of the Rhodanian supercontinent.

(3) Recognition of the Pan-African orogen of the Eo-Himalaya

In the metamorphic basements of the Tethys-Himalaya and the High-Himalaya, SHRIMP isotopic ages for zircons are in the range of 529~457Ma. The average age of the Kangma formation is $515.4 \pm 9.3\text{Ma}$; the age of the Jilong formation is $514.0 \pm 8.6\text{Ma}$, the average age of the Yadong formation is $512 \pm 10\text{Ma}$, and the average age of the Nielamu formation inlier is $510 \pm 12\text{Ma}$. These ages show that the metamorphic basement in these Chinese parts of Himalayan terrain could have been involved in the Pan-African orogenic event.

5. Recognition of the orogenic processes of deformation and collision in the orogenic zones of the Qinghai-Tibet plateau

Recognition of the styles of deformation formed during the different geological periods represented in the main orogenic zones (Qilian, East Kunlun, West Kunlun, and Bayankala-Songpanganzi), gives further understanding to the deformation structure system of the Himalaya orogenic zone as a whole and invites construction of a model to explain the collision processes in the orogenic zones.

(1) A further objective is to reconstruct the formative processes and relationships between the Early Paleozoic accretion wedge of the north Qilian frontal arc and the over thrust displaced masses, which are related to the reversal of the sense of dip of ocean trenches, together with the associated deformation, metamorphism, and fluid movement. We also wish to reconstruct the age frame for the formation and return to the surface of the north Qilian high pressure metamorphic zone, and, if possible, to bring forward an exhumation mechanism for the inclined extrusives of the Caibeiyan ultra high pressure metamorphic zone.

(2) We have shown that the orogenic zone of the East Kunlun is a composite complex of overlapping deformation structures of both the Caledonian and Indo-Chinese epochs. Reconstruction of the basic tectonic structure of Songpanganzi orogenic zone of the Yangzi passivity subduction side shows that it is the formerly deep, high temperature of an Indo-Chinese age strike slip shear zone which separated the Yangzi metamorphic basement from upper crustal lithologies. The orientation of this strike-slip feature was north-south.

6. Huge strike slip faults and the relative movements of crustal masses together with side extrusions in the Qinghai-Tibet plateau

Huge strike slip faults are significant structures in the tectonic formation of the Qinghai-Tibet plateau. They control the formation, evolution, and convergence of the terranes comprising the Qinghai-Tibet plateau. Their presence demonstrates the strong effect of the oblique collisions and has led to the huge rotations of the topographic features of the Qinghai-Tibet plateau.

(1) Among important new results is the redefinition of the huge, 400Ma old ductile dextral strike slip fault along the southern edge of the Northern Qilian Mountains.

(2) The discovery and study of the Altun mylonitic zone has led to confirmation that the Altun strike slip fault was active in the Indo-Chinese Epoch, so disavowing Tapponnier's earlier claim that motion originated in the Cenozoic.

(3) We have shown that motion on the Kangxiwa strike slip fault of the West Kunlun was first dextral and then sinistral. The dextral motion took place during Caledonian deformation, and the later sinistral during the Indo-Chinese period. Movement on the fault accelerated during the Cretaceous, so causing the high uplift of the West Kunlun mass by the extrusion-deformation mechanism.

(4) For several of the main strike slip faults, such as the East Kunlun, the Altun, and the Karakorum, the authors made detailed measurements of the periods of activity, the strike slip offsets, and the corresponding rates of motion. We found that the main Altun strike slip fault has an offset of as much as 400km, and the strike slip fault system of the Altun of over 600km. The estimated long term rate of motion of the Karakorum strike slip fault zone is 8~11mm/yr, and the associated uplift velocity is about 1mm/yr. For the period 23~25Ma, the material in the western part of the Qinghai-Tibet plateau was extruded to the east at a velocity of 8.8mm/yr.

7. Uplift mechanism for the orogenic zone on the margins of the Qinghai-Tibet plateau

(1) Re-exploration of the detached structure of NS and EW direction and orogenic mechanisms in the Himalayan orogenic zone on the southern margin of the Qinghai-Tibet plateau.

We discovered that the shear slip vector is in the N-S direction in the Kangma detached system in the Tethyan-Himalayas on the southern margin of the Qinghai-Tibet plateau. Comparison of the Kangma de-

tached system and the southern Tibet detached system in terms of the composition of the basement and upper crustal layers, metamorphism and deformation, the features of the detached zone and the age of the detached events suggest that the south Tibet detached system is connected with the Kangma detached system to the north.

We discovered that the shear slip vector is E-W in the detached system between the Pulan-Yadong basement and upper crustal layers in the High Himalayan unit on the southern margin of the Qinghai-Tibet plateau. The E-W detached system formed at almost the same time as the N-S detached system (17~19Ma), which indicates that the metamorphic mass extruded laterally in the High Himalaya area.

(2) The orogenic zones of the northern and southern margins of the Qinghai-Tibet plateau were first uplifted in the Early Cretaceous, and then, completely in the Cenozoic.

A. Intense uplift of the northern margin of the Qinghai-Tibet plateau started in the Cretaceous

Tapponnier and his research team consider that the uplift of the northern margin of the Qinghai-Tibet plateau started in the Cenozoic, and this was caused by the distant collision of India and Asia. However, the work described here suggests otherwise. In the northern margin of the plateau (the Qilian-Caidamu-East Kunlun Mountains), there are thrust faults and convergent "basin-mountain" structural systems of Cretaceous age, which have genetic relationships with the Altun strike slip faults. These genetically connected basins include the Caidamu, Changma and Jiuquan basins; The Tiekeliike ductile thrust fault, which is located at the intersection of the frontal continental basin on the southern margin of Talimu, and the northern side of the western Kunlun terranes in the western part of the plateau's northern margin, was also formed in the Cretaceous (110~120Ma); Furthermore, the Kangwaxi sinistral strike slip fault on the southern side of the western Kunlun terrane was also intensely activation during the Cretaceous (100~120Ma); The uplift of the western Kunlun terrane started also in the Cretaceous. Therefore, uplift of the northern margin of the Qinghai-Tibet plateau started, by the mechanism of extrusion-transform deformation, in the Cretaceous, and was completed in the Cenozoic.

B. Intense uplift of the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau also started in the Cretaceous

A huge detached slip fault, of 112~120Ma age, has been discovered on the eastern margin of the Qinghai-Tibet plateau. Its presence suggests that there is a close relationship between the downwards extrusion mechanism, which started in the Cretaceous, and the uplift of the Longmen-Jinpingshan Mountains. Combining the characteristics of the deposits, and the evolution of the Sichuan frontal continental basin, suggests that the T₃-J Sichuan basin was the frontal continental basin of the Songfan-Ganzi orogenic zone. Uplift of the Longmenshan-Jinpingshan Mountains started in K₁, with intense uplift in K₂. The deposits of the T₃-J Sichuan frontal continental basin are overlapped by regenerated frontal continental basin deposits of K-Q age. The uplift of the Longmenshan-jinpingshang Mountains was caused by the continental subduction of Yangzi lithosphere toward the Songfanganzi terrane, resulting in extrusion and uplift of the metamorphic basement of the middle to lower crust in the Cretaceous.

We point out that the uplift of the northern and eastern margins of the Qinghai-Tibet plateau in the Cretaceous might have been caused by the continental subduction of the northern and eastern margins after the closing impact of the Bangong-Nujiang terranes.

8. Mantle structures and the deep dynamics of the uplift of the Qinghai-Tibet plateau

Based on the interpretation of the approximately 10,000km of seismic profiles that transect the plateau (obtained from a Sino-French cooperative project), we have achieved a new understanding of the mantle structures and the deep dynamics involved in the uplifting of the plateau.

(1) Exploration of the subduction model and the subduction depth of the Indian lithospheric plate

Layer analysis interpretation of the seismic cross sections, of the Geremu-Yadong and the Centre Hi-

malayas shows that the Indian lithospheric plate was subducted under the Qinghai-Tibet plateau with the super depth of 800km and "turned over" towards the north (Van der Voo et al., 1999), presumably that on the upper part of the inverted slice (400km and up), which represented the High Himalaya high speed anomaly zone was subducted with a shallow angle into the underneath the Tanggula mountains that was located north of the Yaluzangbu suture zone as far as 400km. The downward anomalously low velocity zone, that cuts through the Indian lithospheric slice, may have been caused by the upward mantle melting pole that came from the turned over state of the Indian lithosphere.

(2) Post the information of the detached fossil state of the lithosphere

There are quite a few anomalously high velocity bodies, with preserved original boundaries, in the middle to lower mantle. This feature explains that the lithosphere states could be subducted in to the mantle depth, some of them might remain as the detached fossil state, and some of them might be exhumed to the surface by the collision process. These exhumed states usually preserve a huge amount of information about the mantle dynamics.

(3) Further identification the continental subduction process to the southward in the northern margin of the Qinghai-Tibet plateau Craton

The seismic reflection section (Wu Xuanzhi, et al., 1995) of the Hexizoulang-north Qilian area, and the layer analysis of the section (Jiang Mei, et al., 1999, Wittinger et al., 1998) provide the evidence for continental subduction. The Yecheng-Shiquanhe seismic reflection section shows that the Talimu terrane was subducted southward underneath the West Kunlun Mountains. The continental subduction caused the Qilian-Altun-West Kunlun terrane of the plateau to experience intense convergence and uplifting by the process known as "biaxial stress thrust extrusion" and "thrust transformation extrusion".

(4) Thermal structures and mantle plumes in the deep hinterland of the Qinghai-Tibet plateau

By reprocessing the untreated data of the Geremu-Tanggula seismic section, together with some other information from this area, we have obtained the Akcsai-Huashixia unfiltered seismic section, which explores a huge anomalous low velocity region that shows that a deep mantle plume (at the depths of 150~400km and deeper) exist (Xu et al., 1999; Dewey, 2005) around the center of Hoh Xil. The anomalous low velocity region is about 300km wide and 80km thick (Xu Zhiqin, et al., 2004) in the deeper part of Caidamu basin. This low velocity region can be connecting with the composite mantle plumes forming the huge low velocity body at depth of beneath Hoh Xil. These features indicate the presence of anomalous thermal structures at depth in the hinterland of the Qinghai-Tibet plateau. Continental deep subduction on the southern margin of the plateau and continental shallow subduction in the northern produced the N-S extrusion and the E-W extension. The deep convergent environment caused the formation of the mantle plumes and the eastwards movement of materials, The shallow extensional environment caused the formation of the N-S rift valleys and the volcano activity.

(5) The lithosphere state movements control the "dextro-rotation uplift" in the Qinghai-Tibet plateau

Based on the theory described above, together with the work of. Tapponnier, formation of the Cenozoic Qinghai-Tibet plateau has been controlled by dextrorotational uplift in the NE direction (Sciense 2001). It is further recognized that aeiotropism sheared wave in the upper mantle has the direction transformation from south to north is agreed with the theory of dextrorotation uplift of the Qinghai-Tibet plateau. This also agrees with the direction of movement of the modern plates as indicated by GPS measurements. Most of the main strike slip faults are lithosphere-mantle shear zones which were activated in the Cenozoic. The mechanism of the dextrorotational uplift of the plateau took place to blocks of the lithosphere, and was controlled by lithosphere-mantle faults.

(6) A new model for the uplift of the Qinghai-Tibet plateau

It is suggested that “the continental deep subduction of the Indian lithospheric plate in the south part of the Qinghai-Tibet plateau, and the shallow subduction of the continental lithosphere in the northern part of the plateau”; caused the thermal structures in the deeper mantle of the hinterland of the dextrorotational uplift of upper lithosphere; and in addition, well as the extrusion of material towards the east.