

# 青藏高原 新生代构造演化 与隆升过程

吴珍汉 吴中海 胡道功 赵 逊 赵希涛 叶培盛 著



地质出版社

科技部国际科技合作项目 2006DFB21330 与 2001CB711001  
中国地质调查局工作项目 1212010711510 与 1212010511809

联合资助

# 青藏高原新生代构造演化与隆升过程

吴珍汉 吴中海 胡道功 赵 逊 赵希涛 叶培盛 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

青藏高原新生代构造演化与隆升过程对全球古气候演化和东亚古环境变迁具有重要影响,受到国内外学者的高度关注,成为国际地球科学领域重要研究内容。本书基于非常翔实的野外观测与测试分析资料,通过解剖典型构造实例和编制不同时期古构造图,良好地揭示了青藏高原古新世—始新世、渐新世、中新世早期、第四纪等不同时期的区域构造格局及形成演化过程;依据古构造、古环境、古植被、碳氧同位素及相关地质记录,系统分析了渐新世晚期—中新世早期青藏高原隆升与古海拔高度变化过程,剖析了新生代早期逆冲推覆构造运动-地壳缩短增厚-高原均衡隆升与新生代晚期高原隆升-古大湖发育-构造地貌演化的相互关系,概要分析了新生代构造对油气资源、矿产资源的控制作用及青藏高原油气资源潜力与找矿勘探前景。全书资料丰富,思路清晰,方法合理,观点新颖,对地层古生物、区域地质、构造地质、地球物理、第四纪地质、地理地貌、资源环境等不同学科领域都具有参考价值,可供从事地球科学研究、区域地质调查、资源环境评价的科技人员及相关专业的教学人员、研究生、大学生参考。

### 图书在版编目(CIP)数据

青藏高原新生代构造演化与隆升过程 / 吴珍汉等著.  
北京:地质出版社,2009.2

ISBN 978-7-116-05972-6

I. 青… II. 吴… III. 青藏高原—新生代—地质构造  
IV. P548.27

中国版本图书馆CIP数据核字(2009)第016963号

---

组稿编辑:王大军 白 铁

责任编辑:白 铁 郝梓国

责任校对:王素荣

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) 82324508(邮购部);(010) 82324579(编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: [zhs@gph.com.cn](mailto:zhs@gph.com.cn)

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:889mm×1194mm<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

印 张:21.25

字 数:500千字

印 数:1—1000册

版 次:2009年2月北京第1版·北京第1次印刷

定 价:80.00元

书 号:ISBN 978-7-116-05972-6

---

(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)



# 序 言

青藏高原是地球表面面积最大、时代最新、海拔最高的大陆高原，平均海拔高度大约 4500 m，素有“地球第三极”之称，经历了复杂的碰撞造山过程和构造变形历史，现今仍然具有非常强烈的构造活动性。青藏高原隆升作为新生代全球最重大的地质构造事件，对全球气候演化和东亚环境变迁具有重要的控制作用（England and Houseman, 1998），受到国内外科学界的高度重视。长期以来，青藏高原的隆升过程及资源环境效应一直是国际地球科学研究领域关注的热点。

对青藏高原的隆升过程与形成演化机理，前人开展了逐步深入的研究工作，积累了大量宝贵的观测资料，不断取得新的研究进展和新的认识。1964 年，我国科学家施雅风、刘东生等在西夏邦马峰北坡发现上新世高山栎化石，推测自上新世以来喜马拉雅地区隆升幅度达 3000 m。1975 年，中国科学院青藏高原综合科学考察队在喜马拉雅山中段吉隆盆地和唐古拉山南坡布隆盆地发现上新世三趾马动物群，推断青藏高原上新世末期平均海拔高度不超过 1000 m，青藏高原隆升主要发生在第四纪（黄万波等，1979）。李吉均等（1979）和张青松等（1981）综合古地理、古生物、沉积和黄土多方面的观测资料，综合推断青藏高原整体隆升开始于 3.6 Ma 或 2.5 Ma。1990 年，Molnar and England 在《Nature》杂志发表文章，对依据古气候变化、古生物变迁分析青藏高原隆升过程的方法提出质疑。随后，很多地质学家尝试应用新的技术方法，分析青藏高原的隆升时代。1992 年，Harrison 等在《Science》发表论文，根据热年代学方法测定的岩体剥露速率，推断青藏南部在 20 ~ 18 Ma 期间发生地壳快速增厚和高原快速隆升事件。Turner 等（1996）根据岩石圈拆沉模式，通过测定地幔源玄武岩的时代，推断青藏高原约于 13 ~ 14 Ma 隆升到现今海拔高度。钟大赉等（1996）根据磷灰石的裂变径迹测年资料，提出青藏高原隆升具有多阶段性，认为青藏高原的整体快速隆升发生于 3 Ma 之后。肖序常等（2000）、Yin 等（2000）与 Ding 等（2003）分别在各自论著中支持青藏高原多阶段隆升模式，但对各阶段隆升时代和速率存在不同认识。Metivier 等（1998）根据柴达木盆地沉积速率变化，推断青藏高原北部快速隆升发生于 5.3 Ma 以来。基于重力坍塌模式，Harrison 等（1995）通过测定念青唐古拉山东南麓伸展型韧性剪切带糜棱岩的发育时代，认为青藏高原南部约于 8 Ma 隆升至现今海拔高度；Coleman 等（1995）根据 Thakola 地堑初始裂陷年龄，推断喜马拉雅地块快速隆升时代早于 14 Ma；Blisniuk 等（2001）根据双湖盆地伸展裂陷的起始年龄，推断青藏高原北部隆升早于 13.5 Ma。Spicer 等（2003）根据乌郁火山沉积盆地树叶化石的高程信息和火山岩测年资料，推断青藏高原隆升早于 15 Ma。David 等（2006）根据同位素古海拔高度计，测出伦坡拉盆地在 35 Ma 前已经隆升至海拔 ~4000 m 高度。迄今为止，国内外对青藏高原的隆升时代还存在很大争议。

自 1998 年以来，作者先后承担中美德合作 INDEPTH-III 项目地质课题“青藏高原腹地岩石圈结构构造及形成机制研究”（1998 ~ 2000 年）、国家重点基础研究发展规划“大陆强震机理与预测”项目子课题“中国西部主要地块新构造运动与现今活动性研究”（1999 ~ 2002 年）、国土资源大调查项目“西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查”（2000 ~ 2002 年）、铁道部和中国地质调查局联合资助项目“青藏铁路沿线活动断层调查与地应力测量”（2001 ~ 2003 年）、科技部重点国际合作项目“青藏高原深部过程与地表效应研究”综合课题“青藏高原隆升过程研究”（编号：2001CB711001，2002 ~ 2006 年）、国土资源大调查资助国际合作 INDEPTH-IV 项目地质课题（编号：1212010511809，2004 ~ 2008 年）、中国地质调查局工作项目“青藏铁路沿线活动断裂调查与监测”（2005 ~ 2007 年）及科技部重点国际科技合作项目“青藏高原深部探测在矿产资源评价中的应用研究”（编号：2006DFB21330，2007 ~ 2009 年）、地质调查科研项目“开展现代地质填图新技术新方法研究与示范”（编号：1212010711510，2007 ~ 2010 年）。在完成各项目科研任务的同时，作者始终将青藏高原构造

变形与隆升过程作为重要研究内容,先后从构造地貌演化、构造变形与地壳缩短、古生态与古环境变迁、稳定同位素示踪等不同方面,对青藏高原形成演化过程进行了认真细致的野外观测和逐步深入的研究工作,积累了很多有参考价值的观测资料,在若干方面取得显著研究进展和新的重要认识。兹将十余年来积累的重要观测资料 and 主要研究成果以专著形式公开出版,希望能够起到抛砖引玉的作用,促进青藏高原大陆动力学发展,为创新现代地球科学理论作出微薄贡献。

本书区域构造分析与古构造研究由吴珍汉、叶培盛完成,古植被演化、古环境变迁与高原隆升研究由吴珍汉、赵逊完成,第四纪地质及相关研究由吴中海、赵希涛完成,晚新生代地貌演化分析由吴珍汉、吴中海、赵希涛完成,活动构造研究由胡道功、吴中海等完成,矿产资源综合分析与构造-成矿关系研究由吴珍汉、胡道功完成。全书编稿与英文翻译由吴珍汉完成,编图及图件清绘由吴珍汉、吴中海、胡道功等完成,核稿工作由吴中海、胡道功完成。

相关研究工作得到 INDEPTH 项目首席科学家赵文津院士的长期关心、大力支持和悉心指导。江万博士、毕思文研究员、李有社博士、刘琦胜研究员、孟宪刚研究员、朱大岗研究员、冯向阳研究员、王建平研究员、杨欣德研究员、邵兆刚博士、柯东昂高级工程师、彭华研究员、吴树仁研究员、张永双研究员、韩金良博士、周春景助理研究员、李增水工程师、李国歧工程师、房子玉工程师、伍刚工程师及张耀玲等先后参加了部分野外工作,美国地质学家 Patrick J. Barosh 教授、Doug Nelson 教授、Bill Kidd 教授、Jixiang Li 博士与德国地质学家 Lothar Ratschbacher 教授、Peter Blisniuk 博士、Mike Edward 博士参加了部分野外观测和联合野外考察,王连捷研究员、王薇高级工程师、鄢犀利工程师参加了部分室内研究工作,苗放教授提供了昆仑山口 8.1 级地震前后地壳变形的 InSAR 观测资料。相关研究还先后得到李廷栋院士、肖序常院士、郑绵平院士、崔盛芹教授、张培震研究员、董树文研究员、陈克强研究员、李贵书研究员、熊嘉育研究员、庄育勋研究员、殷跃平研究员、曲永新研究员、潘桂棠研究员与美国康乃尔大学 Larry Brown 教授的指导和帮助。中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室张福松研究员协助完成了碳氧同位素测试分析任务,中国地质科学院地质研究所王大宁研究员协助完成了孢粉分析任务,北京离子探针中心协助完成了锆石 U-Pb 同位素测年工作,中国地质科学院同位素实验室陈文研究员和石油勘探设计院同位素年代学实验室协助完成了<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 测年任务。中国地质调查局、中国地质科学院、地质力学研究所各级领导对有关项目的研究工作给予了长期支持,西藏地勘局职工培训中心为野外工作提供了车辆、司机和后勤服务。借此机会,对各级领导、各位专家、各位同事的关心、支持、指导和帮助,表示衷心感谢。

# 目 录

## 序 言

|                                 |       |
|---------------------------------|-------|
| <b>第一章 区域地质背景与自然地理环境</b> .....  | ( 1 ) |
| 第一节 构造区划与地质演化 .....             | ( 1 ) |
| 第二节 地壳结构与深部构造 .....             | ( 3 ) |
| 第三节 构造地貌特征 .....                | ( 7 ) |
| 第四节 自然地理环境 .....                | (11)  |
| <b>第二章 新生代早中期典型逆冲推覆构造</b> ..... | (16)  |
| 第一节 东昆仑南部逆冲推覆构造 .....           | (16)  |
| 第二节 风火山逆冲推覆构造 .....             | (27)  |
| 第三节 伦坡拉逆冲推覆构造 .....             | (36)  |
| 第四节 纳木错逆冲推覆构造 .....             | (40)  |
| 第五节 旁多逆冲推覆构造 .....              | (51)  |
| <b>第三章 新生代晚期典型构造</b> .....      | (59)  |
| 第一节 东昆仑走滑断裂系 .....              | (59)  |
| 第二节 温泉盆地及边界断裂 .....             | (70)  |
| 第三节 拉萨地块中部走滑断裂系 .....           | (74)  |
| 第四节 羊八井-当雄-谷露地堑系 .....          | (85)  |
| 第五节 龙门山右旋斜冲断裂与汶川 8 级地震变形 .....  | (92)  |
| 第六节 柴达木盆地北缘逆冲推覆构造 .....         | (102) |
| <b>第四章 古构造演化与青藏高原隆升</b> .....   | (110) |
| 第一节 区域构造演化与高原隆升关系的理论依据 .....    | (110) |
| 第二节 新生代早中期古构造 .....             | (114) |
| 第三节 第四纪活动构造 .....               | (125) |
| 第四节 青藏高原隆升的古构造记录及年代学分析 .....    | (128) |
| <b>第五章 古大湖演化与青藏高原隆升</b> .....   | (140) |
| 第一节 中新世早期古大湖 .....              | (140) |
| 第二节 湖相沉积物碳氧同位素与中新世早期古环境演化 ..... | (153) |
| 第三节 第四纪古大湖及发育过程 .....           | (170) |
| 第四节 新生代晚期古大湖与青藏高原形成演化的关系 .....  | (178) |
| <b>第六章 古植被演化与青藏高原隆升</b> .....   | (184) |
| 第一节 样品特征与分析流程 .....             | (184) |
| 第二节 湖相沉积的孢粉组合 .....             | (186) |

|            |                                                                                    |              |
|------------|------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| 第三节        | 古植被变化与古环境演化 .....                                                                  | (195)        |
| 第四节        | 青藏高原隆升的古植物证据 .....                                                                 | (201)        |
| <b>第七章</b> | <b>青藏高原隆升的稳定同位素记录 .....</b>                                                        | <b>(209)</b> |
| 第一节        | 青藏高原东南部不同高度第四纪湖相沉积 .....                                                           | (209)        |
| 第二节        | 现今海拔高度与碳氧同位素的统计关系 .....                                                            | (214)        |
| 第三节        | 碳氧同位素古海拔高度计 .....                                                                  | (217)        |
| 第四节        | 新生代湖相沉积物碳氧同位素与古海拔高度 .....                                                          | (219)        |
| <b>第八章</b> | <b>青藏高原新生代晚期地貌演化 .....</b>                                                         | <b>(225)</b> |
| 第一节        | 青藏高原东部河流侵蚀与地貌演化 .....                                                              | (225)        |
| 第二节        | 河流阶地发育与古气候演化的关系 .....                                                              | (233)        |
| 第三节        | 晚新生代构造运动与青藏高原隆升的关系 .....                                                           | (237)        |
| <b>第九章</b> | <b>青藏高原新生代构造演化与成矿关系 .....</b>                                                      | <b>(245)</b> |
| 第一节        | 羌塘盆地油气资源与新生代构造关系 .....                                                             | (245)        |
| 第二节        | 冈底斯—念青唐古拉地区新生代构造岩浆演化与成矿作用关系 .....                                                  | (254)        |
| 第三节        | 东昆仑新生代构造运动与成矿作用 .....                                                              | (269)        |
|            | <b>Cenozoic Tectonic Evolution and Uplift Process of the Tibetan Plateau .....</b> | <b>(276)</b> |
|            | <b>参考文献 .....</b>                                                                  | <b>(279)</b> |
|            | <b>孢粉图版说明 .....</b>                                                                | <b>(287)</b> |
|            | <b>孢粉图版 .....</b>                                                                  | <b>(297)</b> |

# 第一章 区域地质背景与自然地理环境

青藏高原具有长达数亿年的漫长地质演化历史，经历了多期强烈的地壳运动，不同时期发育不同的沟-弧-盆构造体系（潘裕生等，1998），形成了不同的构造变形和古构造格局。古生代和中生代区域地质构造演化与特提斯古大洋板块的扩张增生、俯冲消减存在密切关系（肖序常，李廷栋，2000），新生代构造地貌演化与印度-欧亚大陆板块碰撞存在动力学成因联系（Dewey et al.，1988；Yin and Harrison，2000；吴珍汉等，2003b）。

## 第一节 构造区划与地质演化

青藏高原自早古生代以来，经历了多期特提斯古大洋板块的扩张、俯冲、消减，产生了多期强烈的构造变形、岩浆侵入、火山喷发和区域变质事件，在青藏高原内部形成了4条总体呈近东西向展布、规模巨大的板块缝合带，包括雅鲁藏布江缝合带（YZS）、班公-怒江缝合带（BNS）、可可西里-金沙江缝合带（HJS）和阿尼玛卿-南昆仑缝合带（SKS），在青藏高原北侧祁连山地区尚发育南祁连缝合带、中祁连缝合带和北祁连缝合带（图1-1）。在缝合带之间发育相对稳定的构造块体或地体（李廷栋，肖序常，1996），自南向北依次为喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-巴颜喀喇地块和昆仑地块；在喜马拉雅山南侧为印度大陆板块，两者之间以主中央断裂（MCT）和主边界断裂（MBT）相接触；在东昆仑山北侧发育祁连地块，在西昆仑北侧发育塔里木盆地（图1-1）。

青藏高原南部位于喜马拉雅地块和冈底斯-拉萨地块之间的雅鲁藏布江缝合带（YZS）形成于晚白垩世—始新世，发育长达千余公里的蛇绿混杂岩带，大部分蛇绿岩套都保存比较完整。青藏高原中部位于冈底斯-拉萨地块与羌塘地块之间的班公-怒江缝合带（BNS）形成于侏罗纪—早白垩世，但遭受新生代逆冲推覆构造运动的强烈改造，形成大量蛇绿岩片带，在拉萨地块北部和羌塘地块南部分布于南北宽达百余公里的空间范围（Wu et al.，2004）。青藏高原北部位于羌塘地块和可可西里-巴颜喀喇地块之间的可可西里-金沙江缝合带（HJS）形成于晚二叠世—三叠纪，经历了中生代多期构造变形改造，蛇绿岩主要呈构造岩片产出，并发生了不同程度的区域变质作用。青藏高原北部位于可可西里-巴颜喀喇地块和昆仑地块之间的阿尼玛卿-南昆仑缝合带（SKS）经历了早古生代晚期和晚古生代末期2期俯冲消减过程，但由于遭受中生代多期构造运动的强烈改造，大部分蛇绿混杂岩都发生了强烈的构造置换和不同程度的区域变质作用，仅残留少量蛇绿岩片沿昆中断裂和昆南断裂呈透镜状构造岩片产出。青藏高原沿不同板块缝合带分布的蛇绿混杂岩带代表不同时期的古洋壳残片（肖序常，李廷栋，2000），不同时期特提斯古大洋板块的扩张增生与俯冲消减对前新生代区域地质构造演化和古地理环境变迁都具有重要的控制作用（潘裕生等，1998）。

早古生代早期，东昆仑北部地处欧亚大陆南部边缘，东昆仑中部处于古岛弧环境，而喀喇昆仑与羌塘地块属冈瓦纳古大陆的组成部分（潘裕生等，1998）；早古生代中晚期，原特提斯古大洋板块沿阿尼玛卿-南昆仑缝合带（SKS）发生俯冲消减事件，在东昆仑中北部形成中酸性火山喷发和花岗质岩浆侵入及绿片岩相区域变质作用。晚古生代，古特提斯古大洋板块的俯冲消减导致东昆仑及邻区海西期中酸性岩浆侵入和古生代地层区域变质作用，在东昆仑南部形成大型韧性剪切带和近东西向紧闭褶皱、片理化带、劈理化带。晚二叠世—三叠纪，由于古特提斯大洋板块的俯冲消减，形成可可西里-金沙江缝合带，在双湖-龙木错地区、可可西里地块和昆仑山南部形成海西—印支期中酸性岩浆侵入、褶皱变形、韧性剪切带和浅变质作用。侏罗纪—早白垩世，新特提斯北大洋板块向北俯冲于古欧亚大陆板块之下、向南俯冲于念青唐古拉古陆块之下，在班公-怒江缝合带形成侏罗纪蛇绿岩套、混杂



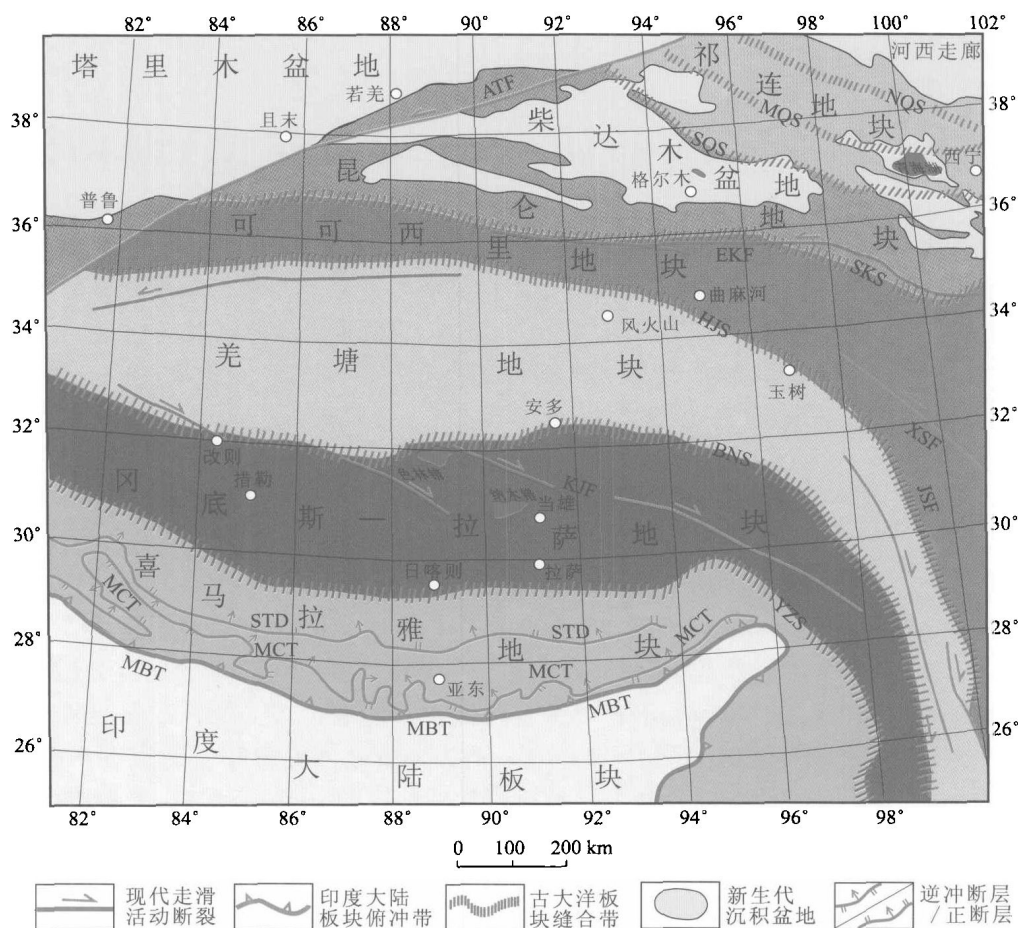


图 1-1 青藏高原构造单元区划图

Fig. 1-1 Sketch map of tectonic units and major sutures of the Tibetan Plateau

MBT—主边界断裂；MCT—主中央断裂；STD—藏南拆离系；BNS—班公-怒江缝合带；HJS—可可西里-金沙江缝合带；SKS—昆南缝合带；SQS—南祁连缝合带；MQS—中祁连缝合带；NQS—北祁连缝合带；KJF—喀喇昆仑-嘉黎断裂；ATF—阿尔金断裂；EKF—东昆仑断裂；XSF—鲜水河断裂；JSF—金沙江断裂

堆积及大量逆冲推覆构造与褶皱构造，在纳木错-班戈地区形成古岛弧，产生广泛的浅变质作用、岛弧火山活动和中酸性岩浆侵位事件。晚白垩世—始新世，新特提斯南大洋板块沿雅鲁藏布江缝合带发生俯冲消减，形成长达千余公里的雅鲁藏布江蛇绿混杂岩带及其北侧冈底斯中酸性岩浆岛弧带，导致古新世—始新世林子宗群岛弧火山广泛喷发及上白垩统一古新统地层的褶皱变形事件（吴珍汉等，2003a、b）。

约自 45 ~ 50 Ma 开始发生的印度-欧亚陆陆碰撞事件，是地质历史时期最重要的全球性构造事件（Dewey et al. , 1988; Yin and Harrison, 2000），其影响范围、深度、广度都远远超过了地质历史时期任何一期特提斯古大洋板块的俯冲消减事件。新生代中晚期，印度大陆板块沿喜马拉雅构造带俯冲于欧亚大陆板块之下，在喜马拉雅山地区形成巨型逆冲推覆构造系统，包括主中央逆冲断裂系（MCT）与主边界逆冲断裂系（MBT），在 MCT 北侧形成巨大的藏南拆离滑脱构造体系（STD），构成印度-欧亚大陆板块之间的重要构造变形带（Ratschbacher et al. , 1994; Yin and Harrison, 2000）。由于印度大陆板块向北俯冲产生的强烈构造挤压作用，在拉萨地块形成冈底斯逆冲构造系统（Yin et al. , 1994）、旁多逆冲推覆构造系统、纳木错逆冲推覆构造系统、拉萨地块北部逆冲推覆构造系统（Wu et al. , 2004），在青藏高原北部形成安多北山逆冲推覆构造、唐古拉山逆冲推覆构造（李亚林等，2006）、风火山逆冲构造系统（吴珍汉等，2007a）、昆仑山逆冲构造系统（吴珍汉等，2007b），伴有强烈的褶皱变形，导致地壳巨量缩短、显著增厚和青藏高原整体隆升（Harrison et al. , 1992; 吴珍汉等，2007c）。

新生代中晚期，尽管青藏高原地壳仍然受到印度大陆板块北向俯冲产生的近南北向强烈挤压作用，但随着高原隆升高度超过海拔 4000 ~ 4500 m，区域构造环境发生了巨大转变，地壳伸展和断裂走滑渐居主导地位（Dewey et al., 1988；吴珍汉等，2005a），形成很多长达数百至千余公里的区域走滑断裂和大量近南北向地堑构造（Molnar et al., 1978；Tapponnier et al., 1976, 1977；Armijo et al., 1986, 1989）；典型走滑断裂系统如阿尔金左旋走滑断裂（ATF）、东昆仑左旋走滑断裂系（EKF）、嘉黎-喀喇昆仑右旋走滑断裂系（KJF）（图 1-1），代表性地堑构造如青藏高原南部亚东-羊八井-谷露地堑系及青藏高原北部温泉地堑（吴珍汉等，2005a、b）与双湖地堑等（Blisniuk et al., 2001）。

印度洋海底磁条带和热点运动相关资料（Stock and Molnar, 1988）为分析印度大陆板块移动轨迹和运动速度提供了重要依据，对估算晚白垩世—始新世新特提斯南大洋板块俯冲消减规模和新生代青藏高原地壳缩短量具有良好的约束作用。根据 135 ~ 70 Ma 海底磁条带相关资料（图 1-2a），晚白垩世印度大陆板块北向运动距离超过 4000 km，印度板块北向运动速度平均约 6.1 cm/a；如果忽略同期拉萨地块地壳缩短吸收的部分位移，那么晚白垩世 135 ~ 70 Ma 新特提斯大洋板块俯冲消减宽度约为 4000 km；如果冈底斯古岛弧及其北侧邻区构造变形吸收了印度大陆板块向北运动的部分位移（~25%），估算晚白垩世 135 ~ 70 Ma 新特提斯大洋板块俯冲消减宽度约为 3000 km。根据 68.5 Ma 以来海底磁条带相关资料（图 1-2b），估算新生代印度大陆板块向北运动距离超过 5000 km；在新生代早期新特提斯大洋板块消减阶段（A30—A21, 68.5 ~ 49.5 Ma），印度板块北向移动距离约为 2500 km，对应向北运动速度约 13 cm/a；而在印度大陆与欧亚大陆碰撞（A21, 49.5 Ma）之后，印度板块向北移动距离约 2500 km，对应向北运动速度约 5 cm/a。印度板块向北运动速度的显著变化与印度-欧亚陆陆碰撞存在密切关系，发生时期约为 49.5 Ma（图 1-2b）。中生代晚期新特提斯大洋板块俯冲消亡之后，印度-欧亚大陆发生碰撞造山作用，导致地壳缩短增厚与青藏高原隆升，这些动力学过程都与全球板块运动存在成因联系（图 1-2）。

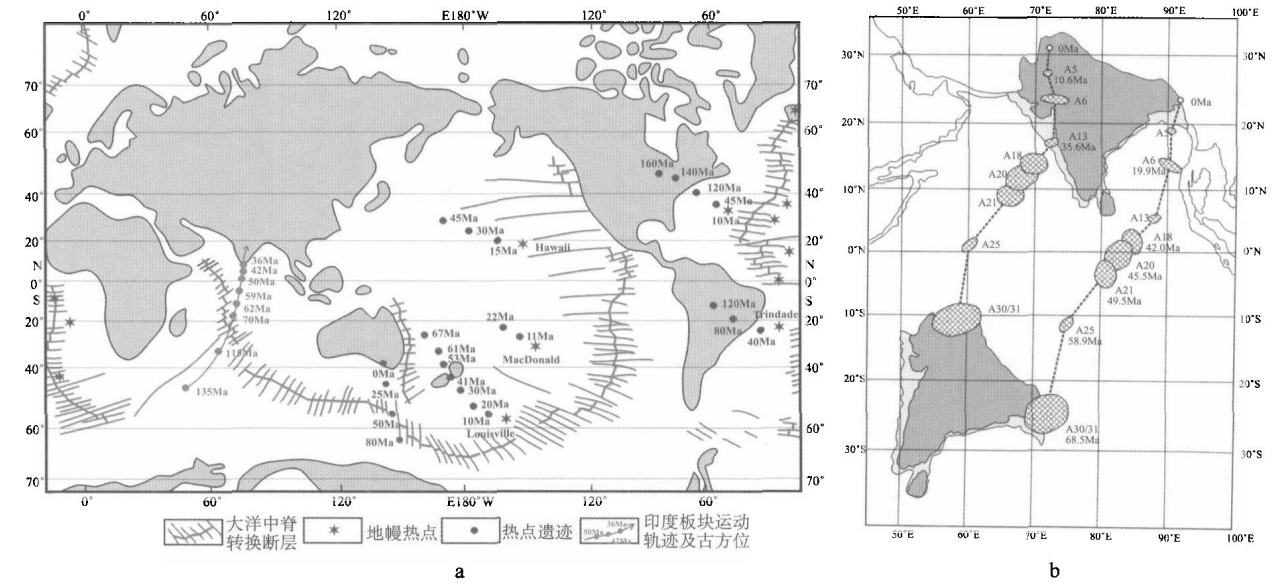


图 1-2 中新代热点移动 (a) 与印度大陆板块运动 (b) 迹线图

Fig. 1-2 Sketch maps of Meso-Cenozoic motion trajectory of hotspots and India continent plate  
(印度大陆运动轨迹据 Stock and Molnar, 1988)

## 第二节 地壳结构与深部构造

青藏高原深部地球物理探测为研究地壳结构和深部构造提供了重要途径。目前已有数条深部地球物理剖面横穿青藏高原，包括亚东-格尔木全球地学断面（GGT）及国际喜马拉雅-青藏高原深部地球

物理综合探测剖面 (INDEPTH)。由中国地质科学院牵头完成的亚东-格尔木 GGT 地学断面沿青藏公路延伸, 完成于 1986 ~ 1991 年, 采用的技术方法包括地震反射、广角地震、重力测量、大地电磁测深和热流测量, 为认识青藏高原地壳结构与岩石圈构造提供了重要资料 (崔作舟, 1996; 李廷栋, 1997)。中-美-德合作“国际喜马拉雅-青藏高原深部探测” (INDEPTH) 项目分 4 个阶段实施, 1992 ~ 1994 年完成横跨喜马拉雅山脊的帕里-萨马达深地震反射剖面 (INDEPTH-I); 1995 ~ 1997 年完成横跨雅鲁藏布江的康马-尼木-羊八井-当雄综合地球物理探测 (INDEPTH-II), 包括深地震反射、广角地震反射、天然地震观测和大地电磁测深; 1998 ~ 2002 年完成横穿班公-怒江缝合带与双湖-澜沧江构造带的深部综合探测 (INDEPTH-III), 包括天然地震观测、大地电磁测深、广角地震反射、深地震反射和深部过程研究; 2006 ~ 2009 年实施横穿东昆仑山脉和柴达木盆地的深部地球物理综合探测 (INDEPTH-IV), 2007 年完成了垂直地震反射野外施工和天然地震台站布设, 2008 年开展大地电磁测深并回收天然地震观测数据, 目前正在进行数据处理与综合研究。兹主要应用国际合作 INDEPTH 项目深部地球物理综合探测资料, 结合地表地质相关观测成果, 分析青藏高原地壳结构与深部构造特征。

根据 INDEPTH 等深部探测成果 (表 1-1), 青藏高原地壳厚度自南向北发生规律性变化, 印度大陆 (恒河平原) 地壳厚度为  $35 \pm 3$  km, 喜马拉雅山最大地壳厚度达 75 ~ 80 km, 拉萨地块地壳厚度约 62 ~ 65 km, 羌塘地块地壳厚度约 58 ~ 60 km, 柴达木盆地地壳厚度约 50 ~ 55 km; 地壳的平均速度: 藏南为 6.25 km/s, 拉萨地块为 6.28 km/s, 南羌塘地块为 6.17 km/s, 北羌塘为 6.23 km/s (赵文津等, 2008)。根据 INDEPTH 相关观测资料, 青藏高原上地壳 P 波速度 ( $V_p$ ) 为 5.7 ~ 6.1 km/s, 中地壳 P 波速度 ( $V_p$ ) 为 6.1 ~ 6.5 km/s, 下地壳 P 波速度 ( $V_p$ ) 为 6.5 ~ 7.3 km/s, 岩石圈地幔 P 波速度 ( $V_p$ ) 为 8.0 ~ 8.1 km/s, Moho 界面表现为 P 波速度 ( $V_p$ ) 7.3 ~ 8.0 km/s 的不连续界面 (Zhao et al., 1993)。

表 1-1 青藏高原地壳厚度与速度结构一览表

Table 1-1 Thickness and velocity of crust of the Tibetan Plateau

| 构造单元       | 印度大陆板块        | 喜马拉雅地块                                                                                                                                     | 拉萨地块       | 羌塘地块             | 柴达木盆地      |
|------------|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|------------------|------------|
| 地壳厚度       | $35 \pm 3$ km | 75 ~ 80 km                                                                                                                                 | 62 ~ 65 km | 58 ~ 60 km       | 50 ~ 55 km |
| 不同地块地壳平均速度 |               | 6.25 km/s                                                                                                                                  | 6.28 km/s  | 6.17 ~ 6.23 km/s |            |
| 地壳分层速度结构   |               | 上地壳 P 波速度为 5.7 ~ 6.1 km/s, 中地壳 P 波速度为 6.1 ~ 6.5 km/s, 下地壳 P 波速度为 6.5 ~ 7.3 km/s, 岩石圈地幔 P 波速度为 8.0 ~ 8.1 km/s, Moho 界面 P 波速度 7.3 ~ 8.0 km/s |            |                  |            |

(据 Zhao et al., 1993; 赵文津等, 2008)

INDEPTH-I 深地震反射剖面揭示, 喜马拉雅地壳内部发育一条强地震反射带, 从喜马拉雅山脊下 26 km 深度以低缓倾角 ( $9^\circ \sim 10^\circ$ ) 向北延伸, 到喜马拉雅地块北部康马深度约 42 km, 近南北方向延伸总长超过 150 km, 命名为主喜马拉雅逆冲断裂 (MHT) (图 1-3), 沿 MHT 发育 5 ~ 6 km 厚度的低速层 (Zhao et al., 1993)。国际地球科学界普遍认为, 主喜马拉雅逆冲断裂 (MHT) 是印度大陆板块俯冲的直接证据。INDEPTH-I 深地震反射还探测到喜马拉雅地块很多重要的壳内断裂, 如康马逆冲断裂 (KMT)、北喜马拉雅逆冲断裂 (NHT)、主中央逆冲断裂 (MCT)、主边界逆冲断裂 (MBT), 这些断裂向深部延伸产状变缓, 呈铲式汇聚于主喜马拉雅逆冲断裂 (MHT), 构成藏南地壳增厚的基本构造模式 (Zhao et al., 1993; 赵文津等, 1993)。

通过 INDEPTH-II 深地震反射, 在念青唐古拉山东侧的安岗、羊八井、宁中、当雄分别发现地震深反射亮点 ABS、YBS、NBS、DBS (图 1-3), 用 5 种不同方法均证实其为壳内低速体, 解释为含水的部分熔融层或花岗质岩浆层 (Brown et al., 1996), 发育深度范围为 15 ~ 20 km, 对应于地表高地温梯度和高温温泉群。我们通过当雄幅 1 : 25 万区域地质调查, 在念青唐古拉山发现深反射亮点对应地壳局部熔融层的地表露头, 表现为北东向延长超过 100 km、北西向宽达 20 ~ 30 km 的中新世巨型花岗岩侵入体——念青唐古拉花岗岩; 根据锆石离子探针测年资料, 念青唐古拉花岗岩边部年龄为 20 ~ 18 Ma, 中部年龄约为 11 Ma (刘琦胜等, 2003; Wu et al., 2007)。念青唐古拉花岗岩体侵位后, 山脉快速隆升, 在岩体东南部发育伸展韧性剪切带 (SNS); 念青唐古拉山快速隆升与壳内部分熔融

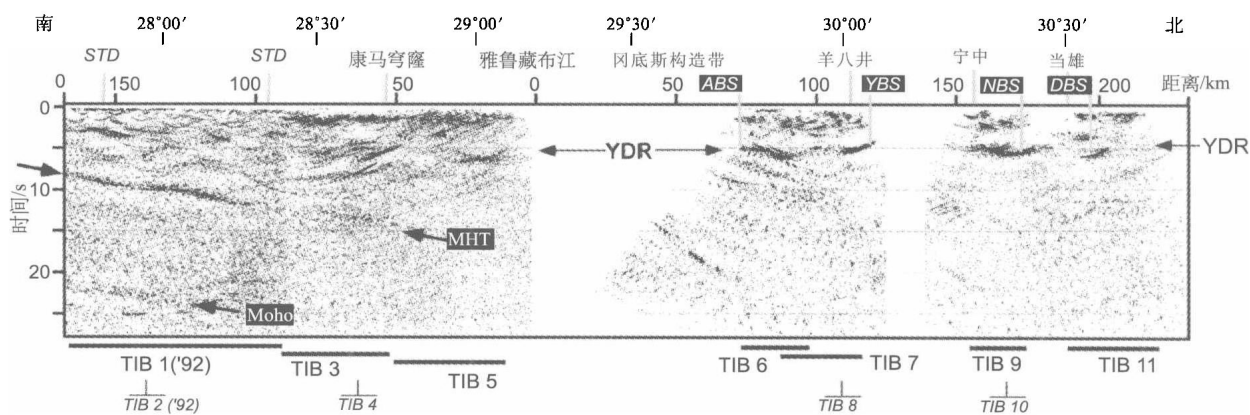


图 1-3 青藏高原南部 INDEPTH-I ~ II 垂直地震反射剖面图  
Fig. 1-3 Seismic reflection along profiles of INDEPTH-I ~ II in south Tibetan Plateau  
(据 Brown et al. , 1996)

层发育、巨量花岗质岩浆侵位存在动力学成因联系（吴珍汉等，2003b，2005e）。念青唐古拉中新世花岗岩发育大量具有流变构造的高绿片岩相-角闪岩相变质岩包体，变质作用发生深度与壳内局部熔融层发育深度基本相同（Wu et al. , 2007），证明念青唐古拉花岗岩可能就是深反射亮点所对应的壳内熔融层抬升到地表的露头（图 1-4）。

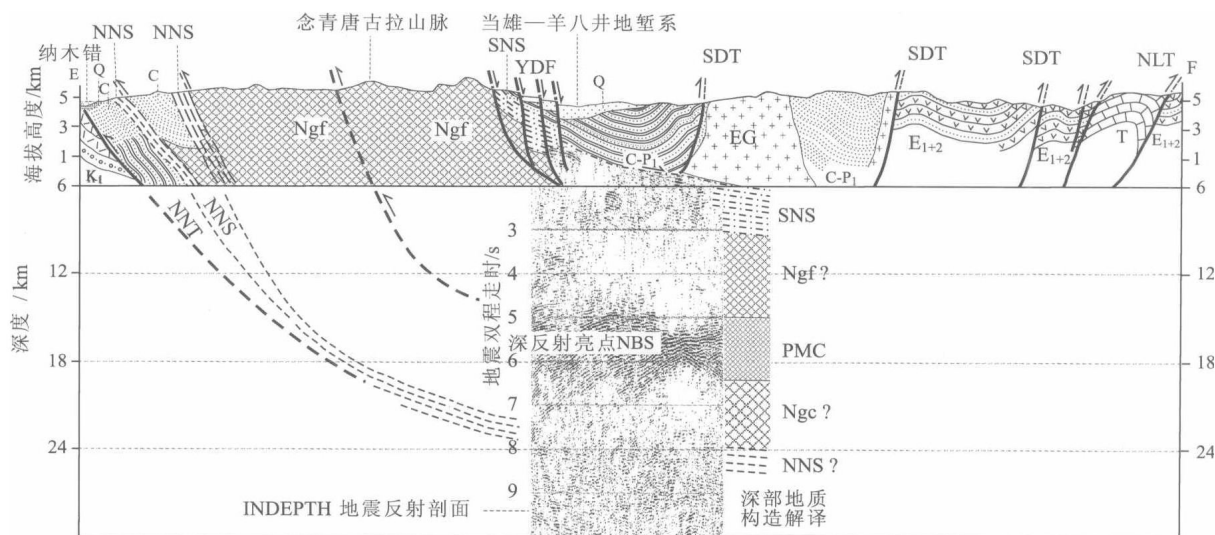


图 1-4 念青唐古拉山中上地壳构造剖面图  
Fig. 1-4 Cross section of Middle-Upper crust across the Nyainqentanglha Mts.  
(据 Wu et al. , 2007)

NNS—念青唐古拉山北剪切带；NNT—念青唐古拉山北逆冲断裂；SNS—念青唐古拉山南韧性剪切带；YDF—羊八井—当雄盆西主边界断裂；SDT—当雄东南侧逆冲断裂；NLT—拉萨地块北部逆冲断裂；Ngf—中新世早期念青唐古拉花岗岩；PMC—部分熔融层。C-P<sub>1</sub>—石炭—二叠系旁多群板岩；EG—古近纪火山花岗岩；E<sub>1+2</sub>—古新世—始新世火山-沉积岩；T—三叠系灰岩；Ngs—地震剖面为 INDEPTH- II 深反射剖面（Larry et al. , 1996）

虽然国内外很多地球物理学家通过地震层析成像，探测青藏高原地幔结构和深部构造，不断取得新进展和新认识；但由于使用的资料多为远程地震记录，因此分辨率比较低，难以揭示岩石圈和上地幔的精细结构。Shi Danian et al. (2004) 应用 INDEPTH- III 地震射线记录和接收函数方法，通过 *P-S* 转换波，从三个不同方向分析岩石圈内部的不同构造变形；发现自羌中隆起南侧上地壳向班公-怒江缝合带下地壳存在自北向南倾斜的地壳构造和横穿班公-怒江缝合带、向东南方向倾斜的岩石圈地幔

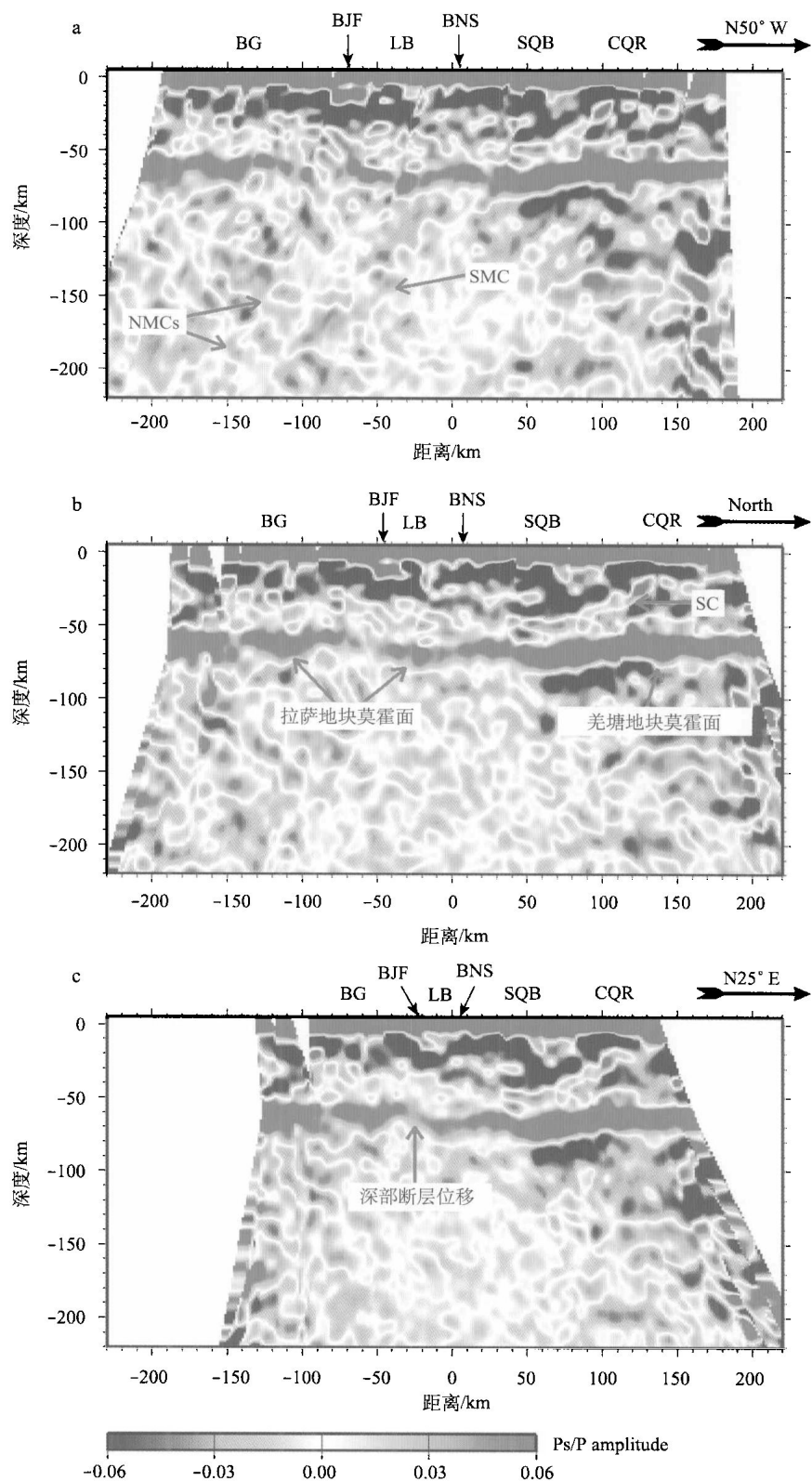


图 1-5 青藏高原中部应用接收函数方法从三个不同方向揭示岩石圈速度异常分布图

Fig. 1-5 Receive function images of central Tibetan Plateau along three different azimuths

(据 Shi et al., 2004)

SMC—向东南倾斜的地幔构造；SC—向南倾斜的地壳构造；Moho—莫霍面；BG—班戈花岗岩；BJF—崩错-嘉黎断裂；LB—伦坡拉盆地；BNS—班公-怒江缝合带；SQB—南羌塘盆地；CQR—羌中隆起



构造（图 1-5a, b）；前者对应于大型壳内逆冲断裂与厚皮构造，与印度-欧亚碰撞存在成因联系，对地壳增厚具有重要贡献；后者对应于岩石圈地幔沿班公-怒江缝合带的南向俯冲，可能是中生代特提斯古大洋板块俯冲的重要证据。P-S 转换波还揭示了青藏高原莫霍面的起伏和局部错断（图 1-5c）。

国际合作 INDEPTH 项目大地电磁测深剖面（图 1-6）良好地揭示了青藏高原的地壳电性结构（Chen et al., 2000; Wei et al., 2002; Unsworth et al., 2004）。青藏高原上地壳以高电阻率为主，高低电阻率分布图案很复杂，岩性、断裂显示很清楚；下地壳整体都显示为高导电性特征，顶部出现多个高导体，可能为部分熔融层的显示。尤其拉萨地块南部和羌塘地块中部，分别发育规模很大的深部高导电异常，可能与局部熔融或高含水性存在成因联系（Unsworth et al., 2004; 赵文津等, 1993）。

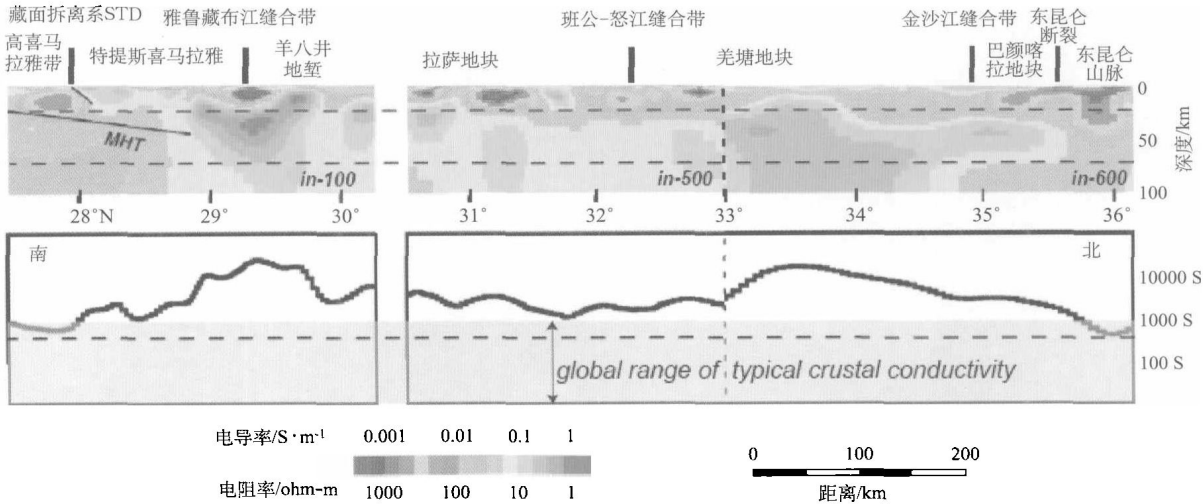


图 1-6 INDEPTH 大地电磁测深揭示的青藏高原电性结构剖面图

Fig. 1-6 Electric conductivity across the Tibetan Plateau revealed by MT profiling of INDEPTH project  
(据 Wei et al., 2002)

### 第三节 构造地貌特征

由于印度大陆向北俯冲及印度-欧亚陆陆碰撞作用，青藏高原新生代发生了强烈的挤压缩短、地壳增厚和巨量隆升，逐步形成地球表面面积最大、海拔最高、时代最新的大陆高原（图 1-7）。青藏高原南侧为恒河平原，北侧为塔里木盆地，东北侧为鄂尔多斯盆地，东侧为四川盆地，东南侧为云贵高原（图 1-7）。青藏高原隆升不仅改变了亚洲大陆的构造地貌格局，对全球气候环境也产生了重大影响（England and Houseman, 1998），属新生代发生于地球表面最重要的地质构造事件。

青藏高原周缘和内部发育很多著名山脉，山脉隆升与新生代构造演化存在动力学成因联系，成为青藏高原重要的构造地貌单元。青藏高原南缘发育喜马拉雅山脉，北缘发育喀喇昆仑山、西昆仑山脉、东昆仑山脉与阿尔金山，东北侧发育祁连山，东缘为龙门山，东南缘为横断山脉。青藏高原周缘的西昆仑、东昆仑、阿尔金山、横断山脉、祁连山新生代早中期与青藏高原具有相同或相似的构造变形历史和缩短增厚过程，山顶面与高原面呈渐变过渡关系，海拔高度相同或相近（图 1-8）。青藏高原内部发育冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、西阿尔岗山、祖尔肯乌拉山、可可西里山与巴颜喀拉山等山脉，山顶面高出高原面约 1000 ~ 2000 m。高原内部山脉部分形成于新生代早中期，如冈底斯山、唐古拉山、祖尔肯乌拉山、可可西里山与巴颜喀拉山，冈底斯山脉隆升与新生代早期强烈的逆冲推覆构造运动存在动力学成因联系（Yin et al., 1994）；部分形成于新生代晚期，如念青唐古拉山脉隆升与中新世巨量花岗岩侵位、羊八井-当雄-谷露地堑裂陷存在动力学成因联系，盆地和山脉之间以伸展型韧性剪切带和正断层带为主要边界，盆-山构造地貌发育与地壳伸展、深部构造存在成因联系（Harrison et al., 1995; Wu et al., 2007）。

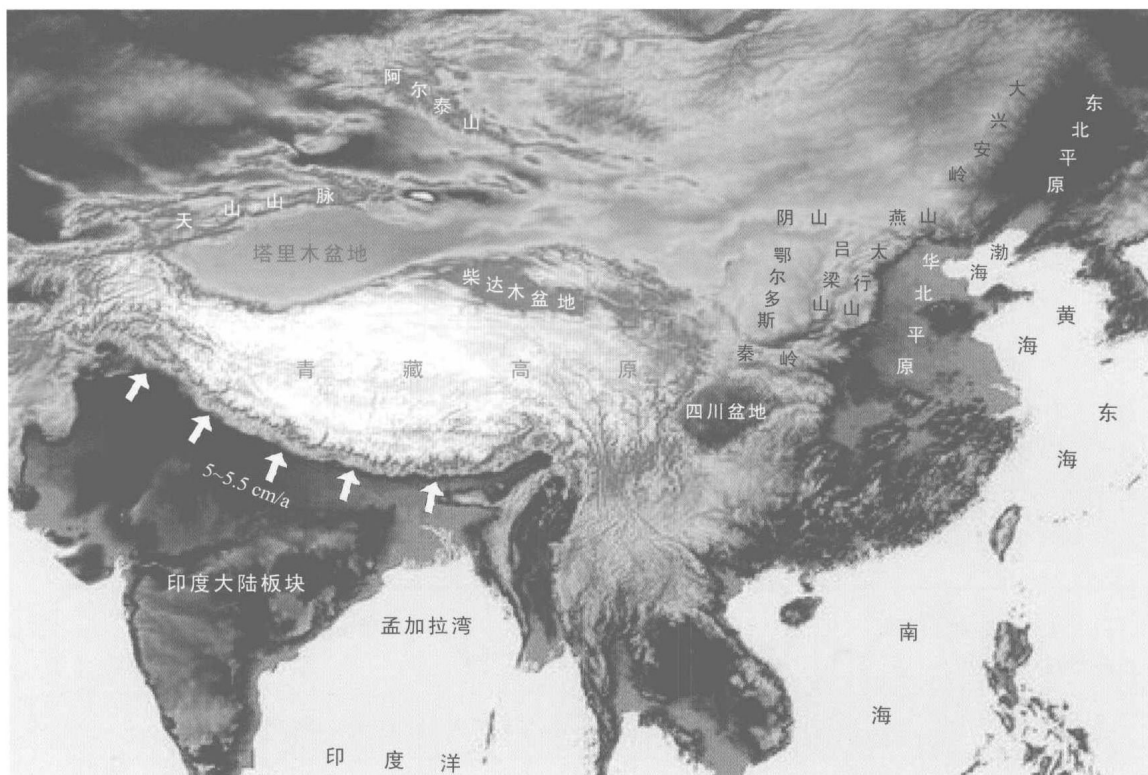


图 1-7 中国大陆及邻区现今构造地貌影像图

Fig. 1-7 Landform image of China continent and its adjacent areas

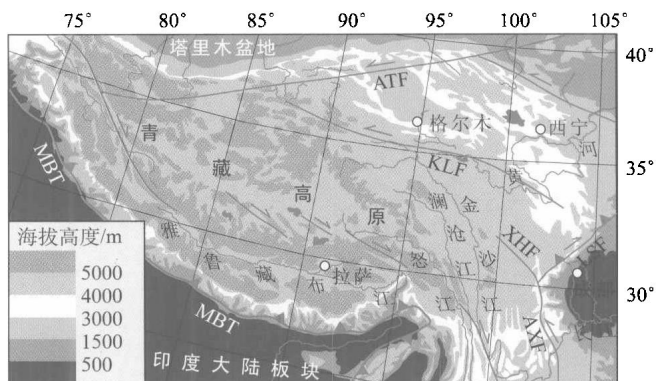


图 1-8 青藏高原及邻区地势分布图

Fig. 1-8 Topographic map of the Tibetan Plateau and its adjacent areas

MBT—主边界断裂；ATF—阿尔金断裂；KLF—昆仑山断裂；XHF—鲜水河断裂；  
AXF—安宁河-小江断裂；LSF—龙门山断裂

青藏高原内部地势较为平坦，平均海拔高度 4000 ~ 5000 m (图 1-8)，由高原面、盆地、低山丘陵和阶地等地貌单元组成。青藏高原内部水系发育，河流密布，是长江、黄河、恒河的发源地，被誉为“亚洲水塔”。青藏高原周边水系以外流水系为主，东部水系如楚玛尔河、通天河、沱沱河、雅砻江、岷江向东汇入长江 (图 1-8)，南部水系如拉萨河、藏布曲、尼洋曲、帕龙藏布向南汇入雅鲁藏布江，冈底斯南麓和喜马拉雅北麓水系汇入恒河。青藏高原腹地水系以内流水系为主，自高处流向低处，自四周汇聚于高原湖泊 (图 1-9)。大型水系空间分布与区域构造存在密切关系，如青藏高原南部雅鲁藏布江主要沿雅鲁藏布江缝合带发育；青藏高原中部河流扎加藏布总体呈近东西走向，发源

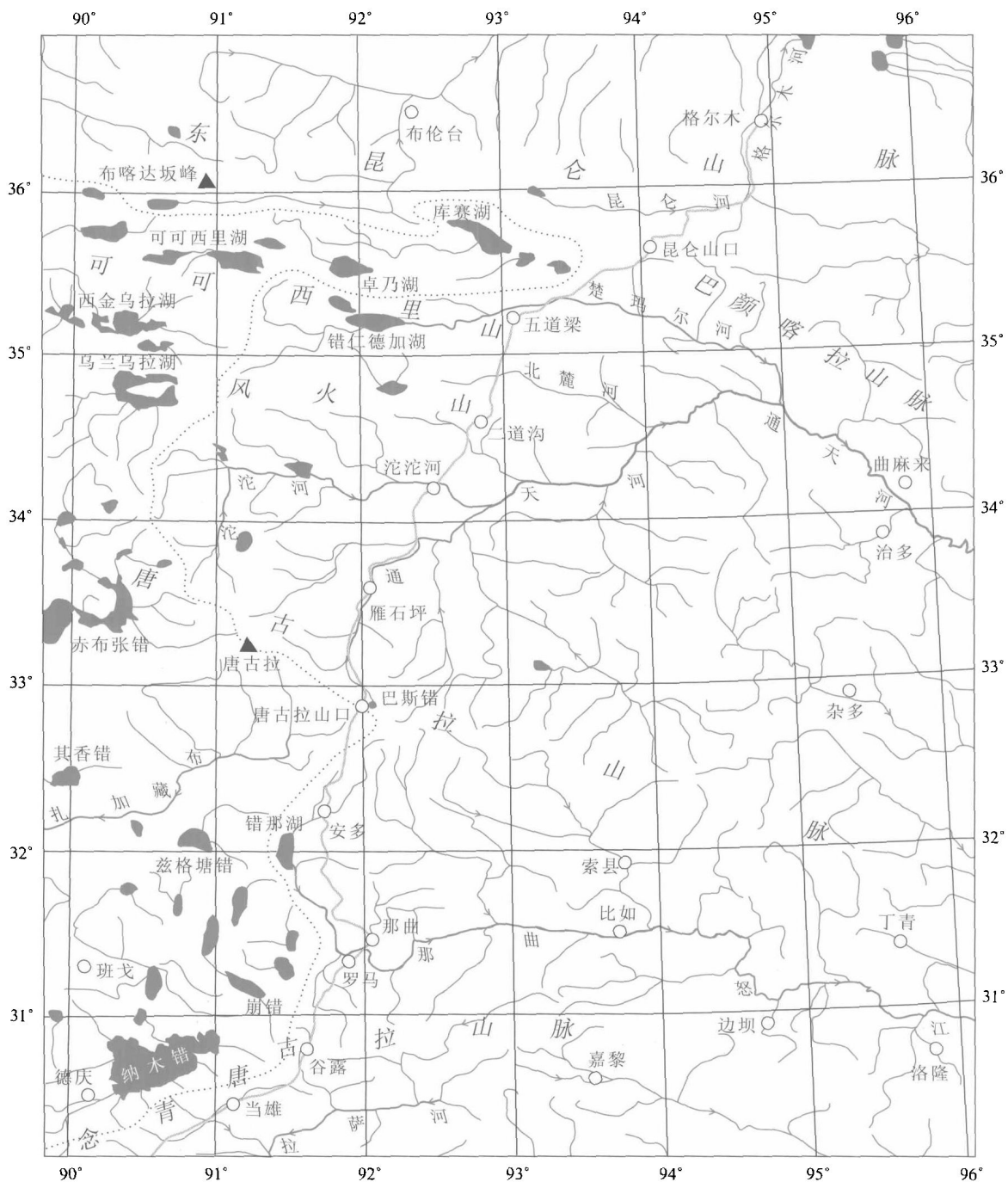


图 1-9 青藏高原腹地水系分布图

Fig. 1-9 Sketch map of rivers and lakes of central Tibetan Plateau

于唐古拉山，主体分布于伦坡拉盆地，汇聚于色林错（图 1-9）。青藏高原东部红河、金沙江、鲜水河、雅砻江等水系发育与走滑断裂存在密切关系。

青藏高原湖泊众多，发育数百个大小不等的湖泊，多数湖泊规模较小；规模较大的湖泊包括青海湖、纳木错、色林错、当惹雍错、扎日南木错、羊卓雍湖、多格错仁、多格错仁强错、可可西里湖、乌兰乌拉湖、赤布张错（图 1-9）、鄂陵湖与扎陵湖等湖泊。藏北湖泊大部分为咸水湖或盐湖，藏南很多湖泊为淡水湖。西藏境内的第一大湖为纳木错，分布于念青唐古拉山西缘；虽然地处海拔 4718 m 的高度，但风光秀丽，成为西藏重要的旅游胜地。高原湖泊很多为断陷湖盆，受不同方向活动断裂

表 1-2 青藏高原及邻区构造地貌对比表

Table 1-2 Landform features of the Tibetan Plateau and its adjacent areas

| 地理单元  | 区域构造环境与典型构造类型                                  | 特征地貌                                               |
|-------|------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| 喜马拉雅山 | 长期处于强烈挤压缩短环境，发育逆冲断层、推覆构造、紧闭褶皱、纵张断层             | 极高山、深切峡谷、山岳冰川，发育世界最高峰和很多 7000 ~ 8000 m 山峰          |
| 青藏高原  | 新生代早期处于强烈挤压缩短环境，新生代晚期处于伸展裂陷环境，高原内部发育典型的盆-山构造地貌 | 平缓高原面与低山丘陵、众多湖泊，海拔高度 4000 ~ 5000 m，平均海拔高度约 4500 m  |
| 东昆仑山脉 | 新生代早期处于强烈挤压缩短环境，新生代晚期发育大型走滑断裂，形成断层地貌和火山台地      | 南坡缓，以中低山为主；北坡陡，以中高山为主；山顶局部残留有高原面                   |
| 柴达木盆地 | 新生代经历多期挤压缩短变形，第四纪湖泊沉积厚度超千米，总体处于挤压构造环境          | 宽阔的湖积、冲积平原，平均海拔高程约 2700 ~ 2800 m                   |
| 横断山脉  | 第四纪走滑断裂和正断层活动强烈，发育断层谷地、断层三角面、断层崖，地震和滑坡形成大量堰塞湖  | 发育高山峡谷与河流侵蚀地貌，相对高差达 1500 ~ 2500 m，山顶局部残留有高原面       |
| 阿尔金山  | 山脉隆升与断裂走滑运动具有成因联系，形成断层崖、断层谷、格状山系、拉分盆地等构造地貌     | 长条形中高山与峡谷地貌，二级夷平面高度为 4200 ~ 4600 m 与 3000 ~ 3600 m |
| 祁连山   | 总体处于挤压缩短构造环境，山前发育典型逆冲推覆构造，内部发育走滑和斜冲断层          | 长条形中高山与峡谷地貌，发育 3 级夷平面，海拔高度介于 4800 ~ 3300 m         |

或断裂复合所控制；部分为典型拉分盆地，如崩错湖盆、格仁错湖盆等（吴珍汉等，2005b）。

青藏高原内部尚发育大量溶蚀地貌与冰碛-冰蚀地貌，溶蚀地貌与冰川地貌的形成发展过程受青藏高原构造地貌演化与全球气候环境变化双重因素所控制。典型的溶蚀地貌为岩溶溶洞。典型冰川地貌包括山岳冰川、冰川 U 形谷、冰斗、石海平台、冰川堰塞湖、冰碛垄与冰碛台地等，在昆仑山、唐古拉山、念青唐古拉山、冈底斯山的山顶，尚残留大量形态比较完整的中晚更新世古冰斗地貌；高原内部现代山谷，残留中晚更新世古冰川 U 形谷。

青藏高原构造地貌演化与区域构造应力场存在密切关系，区域构造应力场与印度大陆俯冲存在动力学成因联系（图 1-10）。根据地震震源机制解相关资料（Xu et al., 1992），青藏高原中部最大主压应力呈近南北向—北北东向，青藏高原东部最大主压应力为北东向—北东东方向，青藏高原东南缘

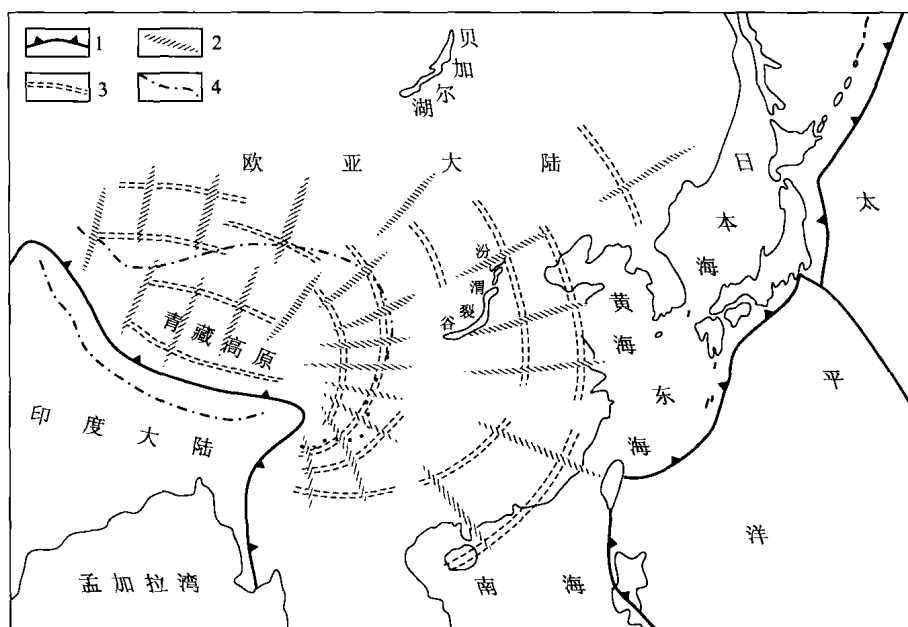


图 1-10 中国大陆及邻区现今平面构造应力迹线分布图

Fig. 1-10 Stress trajectory map of China and its adjacent areas at present

（据 Xu et al., 1992 资料改编，在青藏高原内部根据地表构造资料适度加密主应力迹线）

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