

中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程与机理

吴珍汉　吴中海　江万　周继荣　著

地质出版社

THE CENOZOIC EVOLUTION AND MECHANISM OF TECTONIC-LANDFORMS OF CHINA CONTINENT AND ITS ADJACENT AREAS

ISBN 7-116-03480-3

9 787116 034808 >

ISBN 7-116-03480-3

P·2223 定价: 40.00元

中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程与机理

吴珍汉　吴中海
江　万　周继荣　著

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程与动力学机制是国际地学界前缘性研究领域，是当代大陆动力学重点研究课题，是国内外地质学家关注的焦点。本书作者在长期野外调查和前人工作的基础上，以中国西部青藏高原、中国中东部燕山-大行山及邻区与中国东部典型陆架盆地为重点，将构造活动与地貌演变、水平运动与垂直运动、盆地沉降与山脉隆升、深部与浅部、历史与现今、形成过程与动力机制有机地联系在一起，对中国大陆及邻区新生代重大地质构造事件进行了综合研究，对东西部构造-地貌反转与地壳翘变过程进行了定量分析，对不同时期地壳运动规律、构造地貌形成发展过程及驱动机理进行了探索，在很多方面突破了传统观念，取得了大量新资料和新认识。

本书可供从事大陆动力学、新构造学、地貌学、环境地质学与区域构造学研究人员和地学专业学生参考。

图书在版编目（CIP）数据

中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程与机理/吴珍汉等著．-北京：地质出版社，2001.11
ISBN 7-116-03480-3

Ⅰ.中… Ⅱ.吴… Ⅲ.新生代-构造运动-研究-中国 Ⅳ.P548.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2001）第 073846 号

责任编辑：肖 叶 甄 敏 王 鑫 祁向雷
责任校对：田建茹
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 29 号，100083
电 话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324577（编辑室）
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传 真：010—82310759
印 刷：北京印刷学院实习工厂
开 本：787×1092 1/16
印 张：17.875 图版：1 页
字 数：420000
印 数：1—600
版 次：2001 年 11 月北京第一版·第一次印刷
定 价：40.00 元
ISBN 7-116-03480-3/P·2223

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换）

前　言

大陆地壳结构与岩石圈构造对地球表面形态即地貌（landforms）具有显著的控制作用。构造运动控制了地貌巨系统的形成与演变过程，构造分区性控制了地貌分带性，构造活动性控制了地貌分异性，不同类型的构造产生不同特点的地貌。构造塑造地貌，地貌反映构造，构造-地貌成为地貌学（Geomorphology）、新构造学（Neotectonics）与大陆动力学（Continental geodynamics）的重要研究内容。

大陆构造-地貌演化及环境灾害效应是当代大陆动力学重要研究课题，是国际地学界关注的热点问题，涉及到构造地质学、地貌学、第四纪地质学、环境地质学与地球动力学等不同学科领域。尽管构造地质学与地貌学都将地球表面形象变迁过程列为重要研究内容，但在研究重点与分析方法上却存在明显区别，对一些重要科学问题的认识也不尽相同。构造地质学侧重研究地球表面构造形态与岩石形变过程，地貌学则主要研究地表地貌形态、分布规律与形成演化过程。而构造-地貌研究需要将构造与地貌、深部与浅部、建造与改造、历史与现今、动态与静态、过程与产物、形态与机制等方面分析紧密地结合起来，将构造地质学、地貌学与地球动力学研究有机地结合在一起。

中国大陆及邻区位于欧亚大陆东部，处于印度陆块、西伯利亚陆块与太平洋板块所围限的三角形区域，属于全球构造关键部位，受到印度大陆北向俯冲、太平洋板块西向俯冲与西伯利亚陆块阻挡所导致的复杂构造动力系统的长期作用，产生过不同形式的造貌运动过程，具有复杂的构造-地貌演化历史，形成了颇具特色的构造-地貌格局（morpho-tectonics），是国际大陆动力学、新构造学、地震学（Seismology）、地貌学、第四纪地质学、地球系统科学与地球圈层相互作用等学科领域研究的热点地区，亦是国内外学者普遍公认的21世纪地球科学与地球动力学创新发展的良好野外实验室。深入研究中国大陆及邻区构造-地貌形成演化过程与环境灾害效应，对丰富人类知识宝库、发展21世纪地球科学理论具有重大意义，能够为我国国土资源规划与合理开发利用提供重要的科学依据。

对中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程，前人从沉积学、新构造学、大陆动力学、热年代学、第四纪地质学、地貌学与环境地质学等不同角度开展过长期的调查与研究工作，形成了不同的观点和认识，提出过多种动力学模式。叶良辅等（1920、1925）、王竹泉（1926、1937）、Barbour（1929、1930、1935）、李坪等（1966）、崔之久等（1996、1998）、吴忱等（1996）等从夷平面（planation）与地文期（physiographic stage）调查研究入手，分析中国东部不同地区构造-地貌发展演化过程。李四光（1926、1945、1973）应用系统论的构造观与地质学-力学相结合的方法，对中国大陆及毗邻海域盆地与山脉分布的定向性、定位性、等距性、序次性与形成机理进行过系统分析和深入研究，阐述了水平运动对构造-地貌演化的重要性，提出了构造体系概念，创立了地质力学理论（Geomechanics）。杨怀仁（1979、1981）系统研究了中国大陆断裂构造地貌特征与造貌运动（morphogenic movement）规律，分析了构造-地貌-环境耦合关系与机理。李吉均等（1979、1996）对青

藏高原隆升及周缘地貌-水系-环境变迁过程进行了长期研究工作，分析了中国大陆晚新生代构造-地貌演化规律。Tapponnier 等（1976、1977、1982）提出了滑移线场理论（slip-line field theory）与东向挤出构造模式（propogating extrusion tectonics），认为印度板块向北推挤所产生的走滑与拉分是中国大陆及邻区新生代构造运动、构造-地貌演化的主要驱动力。Molnar 等（1993）分析了地幔动力学过程-青藏高原隆升-印度季风形成之间的耦合关系与地幔深部过程对地表构造地貌、气候环境的控制机理。吴珍汉等（1999）简要分析了中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程。董树文等（2000）提出东亚地壳翘变控制构造-地貌演化新模式。

尽管国内外地质学家与地貌学家经过不懈努力，对中国大陆构造-地貌形成演化过程进行了近百年的调查、研究与探索，出版过数百篇颇具影响的论文、报告与专著，提出了很多著名的理论与模式，对认识中国自然地理环境发展演化过程、对 20 世纪地球科学发展作出过巨大贡献，但仍然存在大量尚未解决的前缘性重大科学问题，如青藏高原隆升过程与机制、青藏高原隆升与东亚气候环境变迁关系、中国大陆盆-岭构造-地貌形成演化过程与机理、造貌运动与造山运动关系、深部过程与地表系统巨变耦合关系、中国大陆及邻区新生代地壳运动规律与驱动机理等问题，有待于不断深入的研究工作。

作者自 20 世纪 80 年代晚期以来，致力于中国大陆典型造山带与大陆裂谷系区域构造和构造-地貌研究工作，先后对燕山陆内造山带、华北地块（板块）北缘、汾渭裂谷系、贝加尔裂谷系、青藏高原、天山及阿尔泰山等不同构造-地貌单元进行过不同程度的野外地质调查与室内综合分析。尤其是 90 年代中期以来，承担了国家攀登项目子课题“东亚地壳运动与动力学过程”（95-专-05-03-02）与“东亚地貌阶地演化的构造控制及其环境效应”、国土资源部基础研究项目“首都圈及邻区新生代构造-地貌演化及环境灾害效应”（No.992026）、国家重点基础研究发展规划项目“大陆强震机理与预测”子课题“中国西部主要地块新构造运动与现今活动性研究”（95-13-01-06）及中-美-德-加合作 INDEPTH-Ⅲ项目地质课题“青藏高原腹地地壳缩短与增厚过程”等科研任务。这些项目与课题虽然侧重点与研究地区有所不同，但都将新生代构造-地貌演化列为重要研究内容，并从不同角度对此开展了逐步深入的研究工作，积累了大量新的观测资料。在国内外学者长期工作积累的基础上，通过“七五”、“八五”和“九五”期间相关项目与课题的系统野外调查和多方面测试分析工作，结合遥感解译、深部探测与边缘海盆地油气勘探资料的综合分析，对中国大陆及邻区新生代构造运动规律与构造-地貌形成演化过程取得了一些阶段性新成果与新认识。兹将 95-专-05-03-02 子课题、95-13-01-06 课题、No.992026 项目与 INDEPTH-Ⅲ项目地质课题相关研究成果和阶段性认识及时进行归纳、总结、整理、出版，供国内外同行参考，希望能起到抛砖引玉的作用。

感谢科学技术部基础研究司、国土资源部国际合作与科学技术司、原地质矿产部科学技术司、中国地震局、中国地质科学院与地质力学开放研究实验室对本书研究工作的支持与资助。感谢地质力学研究所“七五”至“九五”燕山基础研究项目首席科学家崔盛芹教授、中国地质科学院 INDEPTH-Ⅲ项目首席科学家赵文津研究员与赵逊研究员、中国地质科学院地质力学研究所孙殿卿院士与陈庆宣院士、中国地质科学院地质研究所肖序常院士、中国地质科学院李贵书研究员与熊嘉育研究员、中国地震局地质研究所张培震研究员、中国地震局地球物理研究所曾融生院士与陈运泰院士、中国科学院西安黄土研究所安

芷生院士、地质力学研究所吴锡浩研究员与邓乃恭研究员、美国 Syracuse 大学 Douglas Nelson 教授、美国纽约州立大学 Bill Kidd 教授与德国波茨坦大学 Peter Blisniuk 博士的指导与帮助。感谢 INDEPTH-Ⅲ项目中外地质学家、西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查项目专家学者与地质力学研究所燕山科研集体对作者野外调查工作的支持和帮助。感谢地质力学研究所领导杨万来所长与赵越研究员、前所长吴淦国教授与董树文研究员、科技处副处长白嘉启高级工程师与雷伟志副研究员对本书研究工作的支持与帮助。感谢中国地震局地质研究所裂变径迹实验室万京林研究员与地质力学研究所电子自旋共振（ESR）实验室张淑坤研究员、吴乃芬工程师在年青地质事件测年方面提供的建议与帮助。感谢地质力学研究所尚玲高级工程师、赵小荣工程师与夏浩东工程师为清绘本书图件所付出的辛勤劳动。

本书前言、第一章、第五章、结束语与英文摘要由吴珍汉撰写，第二章由吴珍汉、江万撰写，第三章由吴珍汉、吴中海撰写，第四章由周继荣、吴珍汉撰写；最后由吴珍汉负责统稿。

地质力学研究所孟宪刚副研究员与杨玉东高级工程师参加了国家“九五”攀登项目“东亚地壳运动与动力学过程”（95-专-05-03-02）子课题部分工作、张淑坤研究员与冯向阳副研究员参加了国家重点基础研究发展规划项目“中国西部主要地块新构造运动与现今活动性研究”（95-13-01-06）课题并承担了部分测试分析任务，毕思文博士参加了 INDEPTH-Ⅲ项目地质课题 1998～1999 年野外调查与部分室内研究工作，地质力学研究所西藏项目组提供了部分当雄幅 1:25 万区域地质调查、活动构造与第四纪古环境研究最新成果，在此一并致谢。

目　录

前　言

第一章　中国大陆及邻区现今构造-地貌格局 …… (1)

第一节　中国大陆及邻区现今构造-地貌类型 …… (1)

第二节　中国大陆及邻区现今构造-地貌展布 …… (5)

第三节　中国大陆及邻区夷平面时空分布规律 …… (13)

第四节　中国大陆及邻区构造地貌形成演化的地质构造背景 …… (32)

第二章　青藏高原地壳缩短增厚与隆升过程 …… (37)

第一节　青藏高原构造-地貌特点 …… (38)

第二节　青藏高原地壳缩短过程 …… (47)

第三节　青藏高原活动断裂与盆-岭构造-地貌形成时代 …… (71)

第四节　青藏高原地壳增厚过程 …… (81)

第五节　青藏高原隆升过程 …… (84)

第三章　燕山及邻区构造-地貌形成演化过程 …… (100)

第一节　燕山及邻区构造-地貌特点 …… (100)

第二节　燕山山脉隆升过程的热年代学分析 …… (115)

第三节　燕山及周缘盆地的演化过程 …… (123)

第四节　新生代早期构造-地貌形成演化与夷平过程 …… (146)

第五节　燕山及邻区现今构造-地貌形成过程 …… (160)

第六节　燕山及邻区现今构造活动性 …… (177)

第七节　燕山及邻区新生代地壳减薄过程 …… (187)

第四章　中国东部典型陆架盆地构造-地貌演化过程 …… (194)

第一节　典型陆架盆地构造-地貌特征 …… (194)

第二节　典型陆架盆地新生代重大地质构造事件 …… (203)

第三节　典型陆架盆地的裂陷沉降过程 …… (210)

第四节　典型陆架盆地地壳减薄与伸展过程 …… (216)

第五章　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程 …… (219)

第　节　中国大陆及邻区构造-地貌反转的地质记录 …… (219)

第二节　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程 …… (231)

第三节　中国大陆及邻区新生代地壳翘变过程 …… (241)

第四节　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转的驱动机制 …… (245)

结束语 …… (254)
英文摘要 …… (256)
参考文献 …… (265)
图版及其说明 …… (276)

CONTENTS

PREFACE

CHAPTER 1 FEATURES OF THE PRESENT TECTONIC-LANDFORMS OF CHINA CONTINENT AND ITS ADJACENT AREAS …… (1)

1.1 Classification of Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas …… (1)

1.2 Distribution of Present Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas …… (5)

1.3 Time and Spatial Distribution of Planation Surfaces of China Continent and Its Adjacent Areas …… (13)

1.4 Tectonic Settings of Landform Evolution of China Continent and Its Adjacent Areas …… (32)

CHAPTER 2 CRUST SHORTENING, THICKENING AND UPLIFTING PROCESSES OF THE TIBETAN PLATEAU …… (37)

2.1 Tectonic-Landform Features of the Tibetan Plateau …… (38)

2.2 Crust Shortening Process of the Tibetan Plateau …… (47)

2.3 Dating Active Faults and Basin & Range Tectonics of the Tibetan Plateau …… (71)

2.4 Crust Thickening Process of the Tibetan Plateau …… (81)

2.5 Uplifting Process of the Tibetan Plateau …… (84)

CHAPTER 3 THE CENOZOIC EVOLUTION OF TECTONIC-LANDFORMS OF THE YANSHAN MOUNTAINS AND ITS ADJACENT AREAS …… (100)

3.1 Tectonic-Landform Features of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas …… (100)

3.2 Thermochronological Dating of Uplift Processes of the Yanshan Mountains …… (115)

3.3 Tectonic Evolution of Basins Surrounding the Yanshan Mountains …… (123)

3.4 Formation and Planation of the Early Cenozoic Tectonic-Landforms of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas …… (146)

3.5 Formation and Evolution of the Present Tectonic-Landforms of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas …… (160)

3.6 The Present Tectonic Activity of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas …… (177)

3.7 The Cenozoic Crust Thinning Processes of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas …… (187)

CHAPTER 4 EVOLUTION OF TECTONIC-LANDFORMS OF TYPICAL SHELF BASINS OF EAST CHINA CONTINENT …… (194)

4.1 Tectonic-Landform Features of Typical Shelf Basins of East China Continent …… (194)

4.2 Geologic and Tectonic Events of the Cenozoic Era of East China Continent Shelf … (203)
4.3 Rifting Processes of Typical Shelf Basins of East China Continent …… (210)
4.4 Crust Thinning and Extensional Processes of Typical Shelf Basins of East China Continent …… (216)
CHAPTER 5 REVERSION PROCESS OF THE CENOZOIC TECTONIC-LANDFORMS OF CHINA CONTINENT AND ITS ADJACENT AREAS …… (219)
5.1 Geologic Records of Tectonic-Landform Reversion of China Continent and Its Adjacent Areas …… (219)
5.2 Reversion Process of the Cenozoic Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas …… (231)
5.3 The Cenozoic Tilting Process of Crust of China Continent and Its Adjacent Areas … (241)
5.4 Driving Mechanism of the Cenozoic Reversion of Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas …… (245)
REVIEW AND CONCLUSION …… (254)
SUMMARY AND EXPLANATION …… (256)
REFERENCES …… (265)
PLATES AND ILLUSTRATIONS …… (276)

第一章　中国大陆及邻区现今构造-地貌格局

中国大陆及邻区位于欧亚大陆东部，处于印度陆块、西伯利亚陆块与太平洋板块所围限的三角地带，拥有众多不同方向、不同类型、不同特点的山脉、高原、盆地、丘陵、平原、湖泊、广阔的边缘海盆地与规律性展布的构造-地貌格局；虽然地处欧亚大陆板块内部，新生代却发生了多次强烈的构造运动、多期重大地质构造事件与长期区域性缓慢剥蚀夷平过程，经历了复杂的构造-地貌演化历史，形成了多种类型的地貌单元与丰富多彩的地质、地貌景观，现今仍具有强烈的构造活动性与地震活动性，构造演化对地貌形成发展具有非常显著的控制作用。

第一节　中国大陆及邻区现今构造-地貌类型

地球表面形态与大陆地貌是地质历史时期地球内外动力联合作用的产物。塑造地貌的内动力包括地球内部热动力、重力与构造动力，塑造地貌的外动力包括太阳辐射所产生的温度变化、日-地-月相互作用所产生的潮汐引力、太气动力、水动力、生物活动与人类活动。将地球内动力、构造运动与内外动力耦合所导致的地壳表部不同形态、不同规模、不同特点的地貌统称为构造地貌或构造-地貌（tectonic-landforms）。

对地球表面复杂多样的地貌与构造-地貌，不同国家制定了不同的分类标准，不同学者提出过不同的分类方案（南京大学地理系地貌教研组，1961；北京大学等，1978；沈玉昌，1958；沈玉昌等，1982；尹泽生等，1993；曹伯勋，1995；Bloom，1998）。常见的地貌分类方案包括地貌成因分类、地貌形态分类、地貌高程分类、地貌规模分类、地貌组合分类与地貌综合分类。常见的构造-地貌分类方案包括形态分类、产状分类、成因分类、机理分类与组合分类。形态分类与成因分类是最常用的地貌与构造地貌分类方案。

Bloom（1998）根据内外营力与成因将大陆地貌划分为内动力地貌与外动力地貌；将大陆内动力地貌（constructional landforms）划分为构造地貌（tectonic landforms）与火山地貌（volcanic landforms）；将大陆构造地貌据构造性质与类型划分为褶皱构造地貌（folding landforms）、断裂构造地貌（faulting landforms）与地震地貌（earthquake-oriented landforms）。断裂构造地貌可细分为正断层地貌、逆冲断层地貌与走滑断层地貌。据成因与形态将大陆构造地貌细分为构造陡坎地貌（tectonic scarps）如断层崖（fault scarps）与断层三角面（triangular facets）、地裂缝（surface fractures）、压力脊（pressure ridges）、堰塞湖（sag ponds）、断层谷（fault valley）、悬谷（hanging valley）、断块山（fault-block mountains）、裂陷谷（rift valley）、裂谷盆地（rifting basin）与单斜地貌坡面（monoclinal scarps）、地貌穹隆（topographic domes）、褶皱隆起（folding uplift）、褶皱凹陷（folding depression）、背斜山（anticline mountain）、向斜谷（geosycline valley）等类型。大陆外动力地貌包括剥蚀地貌（subaerial destruc-

tional and erosional landforms）与堆积地貌（depositional landforms）。大陆剥蚀地貌可进一步划分为风化剥蚀地貌（weathering landforms）如夷平面（erosional surface or planation）与剥蚀阶地、岩溶地貌（karst landforms）、冰缘地貌（periglacial landforms）、海蚀地貌和干旱地貌（arid landforms and savana）。大陆堆积地貌（depositional landforms）可细分为冲洪积地貌（fluvial landforms）、滑塌堆积地貌（mass wasting landforms）、冰碛地貌、湖积地貌、风成堆积地貌等类别（北京大学，1977；Bloom，1998）。

据地貌形态，可将大陆地貌划分为山地、丘陵、台地与平原等地貌类型（沈玉昌，1958；柴宗新，1986）。据海拔高程与相对高差，将山地进一步划分为极高山、高山、中山与低山（柴宗新，1986）。不同国家与不同学者采用的地貌分类标准不尽相同。据地貌规模，可将地貌分为星体地貌、洲际性地貌、巨型地貌、大型地貌、中型地貌与小型地貌（杜恒俭等，1981）。据地貌组合特点，可将中国大陆及邻近海域划分为青藏地貌组合区、西北地貌组合区、中部地貌组合区、东部地貌组合区、陆架地貌组合区、边缘海地貌组合区与岛礁地貌组合区（尹泽生等，1993）。

兹根据中国大陆及邻近海域地貌形态特征，参考《中国 1∶100 万地貌制图规范》（1987）拟定的中国陆地基本地貌形态分类标准，综合编制中国大陆及邻近海域地貌分类方案（表 1-1）。

表 1-1　中国大陆及邻近海域地貌形态分类表

Table 1-1　Classification of landforms of China continent and its adjacent shelf

地貌类型		海拔高程/m	相对高差/m	地貌特征	典型实例
山地	极高山	大于 5000	大于 2500	地形极大起伏	喜马拉雅山、冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、昆仑山
	高山	3500～5000	1000～2500	地形大起伏	喀喇昆仑山、横断山、祁连山、阿尔金山、可可西里山、天山、阿尔泰山、西秦岭
	中山	1000～3500	500～1000	地形中起伏	燕山、阴山、太行山、大兴安岭、武夷山、长白山、南岭、大别山
	低山	小于 1000	小于 500	地形小起伏	辽西山地、辽东山地、东南沿海低山区
丘　陵		小于 500	小于 200	地面坡度大于 7°～10°	山东低山丘陵区、长江中下游低山丘陵区、华南低山丘陵区
台　地			小于 200	台坡坡度一般大于 10° 台面坡度一般小于 7° 台坡高度大于 30 m	黄土台地、火山岩台地、喀斯特台地、冰川台地、冰缘石海平台、湖积台地、侵蚀台地、洪积台地、冲积台地
高　原		大于 500～1000	小于 100	地面坡度小于 7°	青藏高原、云贵高原、内蒙古高原、黄土高原
平　原		小于 500		地面坡度小于 7°	四川平原、华北平原、下辽河平原、松嫩平原、江汉平原
大陆架		水深一般小于 200		大陆地面向海洋自然延伸，地面坡度小于 2°	渤海湾与黄海、东海、南海陆架区
大陆坡		水深一般为 200～3000		远离大陆，海底坡度较大，一般大于 2°	东海大陆坡 南海大陆坡
深海盆地		水深大于 4000～5000		远离大陆，海底坡度一般小于 2°	南海海盆、菲律宾海盆、大平洋海盆

（据《中国 1∶100 万地貌制图规范》（1987）等资料汇编）

据区域构造环境，将中国大陆及邻区划分为西部挤压区、中部过渡区与东部伸展区3个构造-地貌分区。3个构造-地貌分区与地貌组合区（尹泽生等，1993）呈现出良好的对应关系：西部挤压区对应于青藏构造-地貌组合区与西北构造-地貌组合区；中部过渡区对应于中部构造-地貌组合区；东部伸展区对应于东部大陆构造-地貌组合区与东部边缘海构造-地貌组合区。据主要活动构造性质与构造地貌特征，将不同构造-地貌组合区细分为不同构造-地貌（区）带。将青藏构造-地貌组合区细分为喜马拉雅山挤压构造-地貌带、青藏高原复合构造-地貌区、柴达木断陷盆地、横断山走滑构造-地貌带、昆仑山挤压构造-地貌带、阿尔金走滑构造-地貌带与祁连山压扭构造-地貌带；其中，青藏高原复合构造-地貌区包括高原内部极高山、高山、中山、低山、丘陵与湖盆等地貌单元，发育北东向、北西向与近南北向不同方向、不同规模的盆-岭构造地貌。将西北构造-地貌组合区细分为塔里木断陷（压陷）盆地、天山挤压构造-地貌带、准噶尔断陷（压陷）盆地与阿尔泰压扭构造-地貌带。将中部构造-地貌组合区细分为蒙古高原、内蒙古高原、黄土高原、鄂尔多斯高原、四川盆地、云贵高原及中轴（川滇—六盘山—贺兰山）压扭构造-地貌带、秦岭张扭构造-地貌带、太行张扭构造-地貌带与大兴安岭张扭构造-地貌带。将东部大陆构造-地貌组合区细分为雷琼盆-岭构造-地貌带、江汉裂陷盆地、鄱阳裂陷盆地、华南山地丘陵、华北盆-岭构造-地貌带、渤海湾-下辽河盆-岭构造-地貌带、松辽盆-岭构造-地貌带与三江（松嫩）盆-岭构造-地貌带。各盆-岭构造-地貌带由盆地（平原）与周缘山脉组成；盆地内部尚可划分为若干隆起带与凹陷带。东部边缘海构造-地貌组合区可细分为黄海陆架、东海陆架与南海陆架等构造地貌单元，各边缘海都分布有宽阔的大陆架、窄长的大陆坡与岛礁等地貌单元，在大陆架发育不同规模、不同方向的陆架（裂陷）盆地与隆起带。各构造-地貌（区）带均包括多个次级构造地貌单元与多种地貌类型（表1-2）。

表1-2　中国大陆及邻区构造-地貌分级分类表

Table 1-2　Classification of tectonic landforms of China continent and its adjacent areas

构造环境	构造-地貌组合区	构造-地貌带	典型构造地貌	地貌特点
西部挤压区	青藏构造-地貌组合区	喜马拉雅山挤压构造-地貌带	西瓦利克山前压陷盆地、逆冲断层崖、断层三角面、纵张断层谷	极高山、深切峡谷、遍布山岳冰川与第四纪冰川地貌
		青藏高原复合构造-地貌区	不同方向的盆-岭构造-地貌带、断层崖、断陷湖、玄武岩台地	广阔的夷平面与低山丘陵区、众多湖泊，平均海拔约4500～5000 m
		柴达木断陷盆地	第四纪沉降总幅度达6000 m，晚新生代地层发生强烈褶皱与变形	宽阔的湖积、冲积平原，平均海拔高程约2700～2800 m
		横断山走滑构造-地貌带	走滑断层谷地、断层三角面、断层崖、堰塞湖、受构造控制的弧形山脉	高山峡谷，河流侵蚀阶地、海拔高程大于1500 m，山顶残留有高原面
		昆仑山挤压构造-地貌带	挤压与走滑断层陡坎、断层谷、断层崖、断层三角面、火山岩台地	南坡缓，以中低山为主；北坡陡，以中高山为主；山顶残留有高原面
		阿尔金山走滑构造-地貌带	断层崖、断层谷、格状山系、拉分盆地	长条形中高山与峡谷地貌，冰蚀地貌
		祁连山压扭构造-地貌带	断层崖、断层陡坎、断层谷、向斜谷、断块山、背斜山、断陷湖盆	长条形中山、高山与峡谷地貌，多级地貌阶地，平均海拔3000～4500 m

续表

构造环境	构造-地貌组合区	构造-地貌带	典型构造地貌	地貌特点
西部挤压区	西北构造-地貌组合区	塔里木断陷盆地	盆缘逆冲断层崖、断层三角面、压陷带；盆内第四纪逆冲与褶皱变形，相对平坦的盆地面与沙漠面	辽阔的沙漠、泥质荒漠、缓倾斜平原、沙丘链，海拔高程500～1500 m
		天山挤压构造-地貌带	褶皱断块山、压陷盆地、断层崖、断层陡坎、断层谷、背斜山、向斜谷	长条形中山、高山与谷地、盆地相间分布，山地海拔高程大于1500 m
		准噶尔断陷盆地	盆缘断层崖、断层三角面、压陷带；盆内逆冲与褶皱变形，相对平坦的盆地面	沙漠、戈壁、缓倾斜平原，平均海拔高程小于500 m
		阿尔泰压扭构造-地貌带	断块山、断层崖、断层陡坎、断层谷	低山、中山、高山，梯级山顶面
中部过渡区	中部构造-地貌组合区	蒙古高原内蒙古高原	火山岩台地、断层谷、裂陷盆地、裂陷带	戈壁、沙漠、草原，海拔高程大于500 m
		鄂尔多斯高原黄土高原	周缘断层三角面、断层崖、裂陷带；内部为稳定高原	黄土塬、黄土台地，宽谷、冲沟，丘陵，沙漠，海拔高程大于500 m
		四川盆地	盆缘断层三角面与断陷带、背斜山、向斜谷，盆内低山丘陵与平原	低山丘陵与平原，平均海拔高程200～500 m
		云贵高原	走滑拉分盆地、断陷盆地、多级夷平面与河流阶地	高、中、低山，喀斯特地貌，平均海拔高程500～1500 m
		中轴（川滇—六盘山—贺兰山）压扭构造-地貌带	断层谷、断层崖、断层三角面、断层陡坎、拉分盆地、堰塞湖	中高山，深切峡谷，多级剥夷面，平均海拔高程1500 m以上
		秦岭张扭构造-地貌带	张扭性断层崖、悬谷、断层三角面，构造阶地，多级夷平面	西部以高山与中山为主，东部以中山与低山丘陵为主
		太行张扭构造-地貌带	斜列分布的盆-岭构造-地貌，悬谷、断层崖	低山、中山、高山与山间谷地，多级夷平面与地貌阶地
		大兴安岭张扭构造-地貌带	山前断层三角面、断层崖、悬谷、断块山	中山、低山、丘陵，西坡平缓，东坡陡峻，有多级夷平面
东部伸展区	东部大陆构造-地貌组合区	雷琼盆-岭构造-地貌带	裂陷盆地、断块山、火山构造地貌	滨海平原、潟湖、湖泊、河口三角洲、中低山、丘陵
		江汉裂陷盆地	断陷湖盆、构造地貌阶地	平原、低地、湖泊
		鄱阳裂陷盆地	断陷湖盆、断块台地、盆缘断层三角面	平原、湖泊及周缘中山、低山丘陵
		华南山地丘陵	断陷盆地、断层谷、断块山、构造地貌阶地	中高山、低山丘陵、山间凹陷盆地
		华北盆-岭构造-地貌带	裂陷盆地、断陷带、断隆带、盆缘断层三角面与断层崖、盆缘火山台地	平原、湖泊、三角洲与盆缘低山丘陵、多级夷平面
		渤海湾-下辽河盆-岭构造-地貌带	裂陷盆地、断陷带、断隆带与盆缘断层三角面、断层崖、火山构造地貌	陆表海湾、平原、河口三角洲与盆缘中低山地、夷平面
		松辽盆-岭构造-地貌带	断陷带、断隆区、玄武岩台地与盆缘断层三角面、断块山、断层崖、断层谷	平原、低地、台地、低山丘陵、多级夷平面、河流阶地
		三江（松嫩）盆-岭构造-地貌带	裂陷区、断陷带、断隆区及盆缘断层三角面	平原、湖沼及周缘中低山地、丘陵

续表

构造环境	构造-地貌组合区	构造-地貌带	典型构造地貌	地貌特点
东部伸展区	东部边缘海构造-地貌组合区	黄海陆架	裂陷带、断隆区、宽缓大陆架、裂陷盆地与隆起带	堆积平原、水下三角洲、沟槽、岛礁
		东海陆架	裂陷带、断隆区、大陆架、大陆坡、裂陷盆地与隆起	堆积平原、水下三角洲、沟槽、岛礁
		南海陆架	裂陷带、断隆区、大陆架、大陆坡、裂陷盆地与隆起	堆积平原、水下三角洲、沟槽、岛礁

中国大陆及邻区地貌演化受构造运动、深部过程、断裂活动、构造应力场等内动力因素和气候环境、水动力、生物活动等外动力因素共同制约。不同时代的构造地貌具有不尽相同的形态特征，形成时代越早的构造地貌受晚期外营力剥蚀改造越重，甚至被完全夷平，构造-地貌关系越难以判别。不同性质的构造可产生形态相似的构造地貌，如不同性质断层所形成的断层崖、断层三角面与断层谷常具有相似或相同的地貌特点。岩石力学性质的差别可导致同一种构造产生不同的地貌形态。因此，在鉴别构造地貌类型、研究构造地貌演化过程与形成机制时，需要综合考虑多种因素，将地貌分析与地质构造观测有机地结合在一起，将内动力、外营力及内外营力耦合关系分析紧密地结合在一起，得出科学的结论。

第二节　中国大陆及邻区现今构造-地貌展布

中国大陆及邻区现今构造-地貌受新生代构造控制，呈现出显著的规律性展布特点，发育海拔高程自西向东梯次降低的4级地势面，山脉与盆地相间分布、定向排列，不同构造-地貌单元山地夷平面具有近等时性与良好的区域可对比性。

一、地势展布特点

中国大陆及邻区地势展布在世界上非常引人注目，自西向东海拔高程整体梯次降低（图1-1），发育3～4级阶梯状地势面（图1-2）。中国大陆地势展布与构造-地貌分区呈现出良好的对应关系。

第一级地势面分布于中国西南部，对应于青藏构造-地貌组合区，包括西藏自治区、青海省与四川西部、云南中西部、甘肃西部和新疆维吾尔自治区南部，平均海拔高程达4000～4500 m，总面积达230×10^4 km^2（尹泽生等，1993）。主体为青藏高原，高原面为第一级地势面的代表性阶面（图1-1、1-2）；周缘为喜马拉雅山、昆仑山、阿尔金山、祁连山与横断山等山脉，山顶残留有面积不等的破碎高原夷平面。

第二级地势面分布于中国中部、西北部及邻近的中亚地区，对应于西北构造-地貌组合区与中部构造-地貌组合区，东部以大兴安岭-太行山-雪峰山为界；包括亚洲中部和中国内蒙古自治区、山西省、陕西省、宁夏回族自治区、广西壮族自治区、贵州省与新疆维吾尔自治区北部、甘肃东部、四川东部、云南东部等地区，平均海拔高程达1500～2000 m（图1-1），国内部分总面积约400×10^4 km^2（尹泽生等，1993）。主要由中西部地区大型盆地如四川盆地、鄂尔多斯盆地、塔里木盆地、准噶尔盆地、内蒙古高原和秦岭、太行山、大兴安岭、天山、阿尔

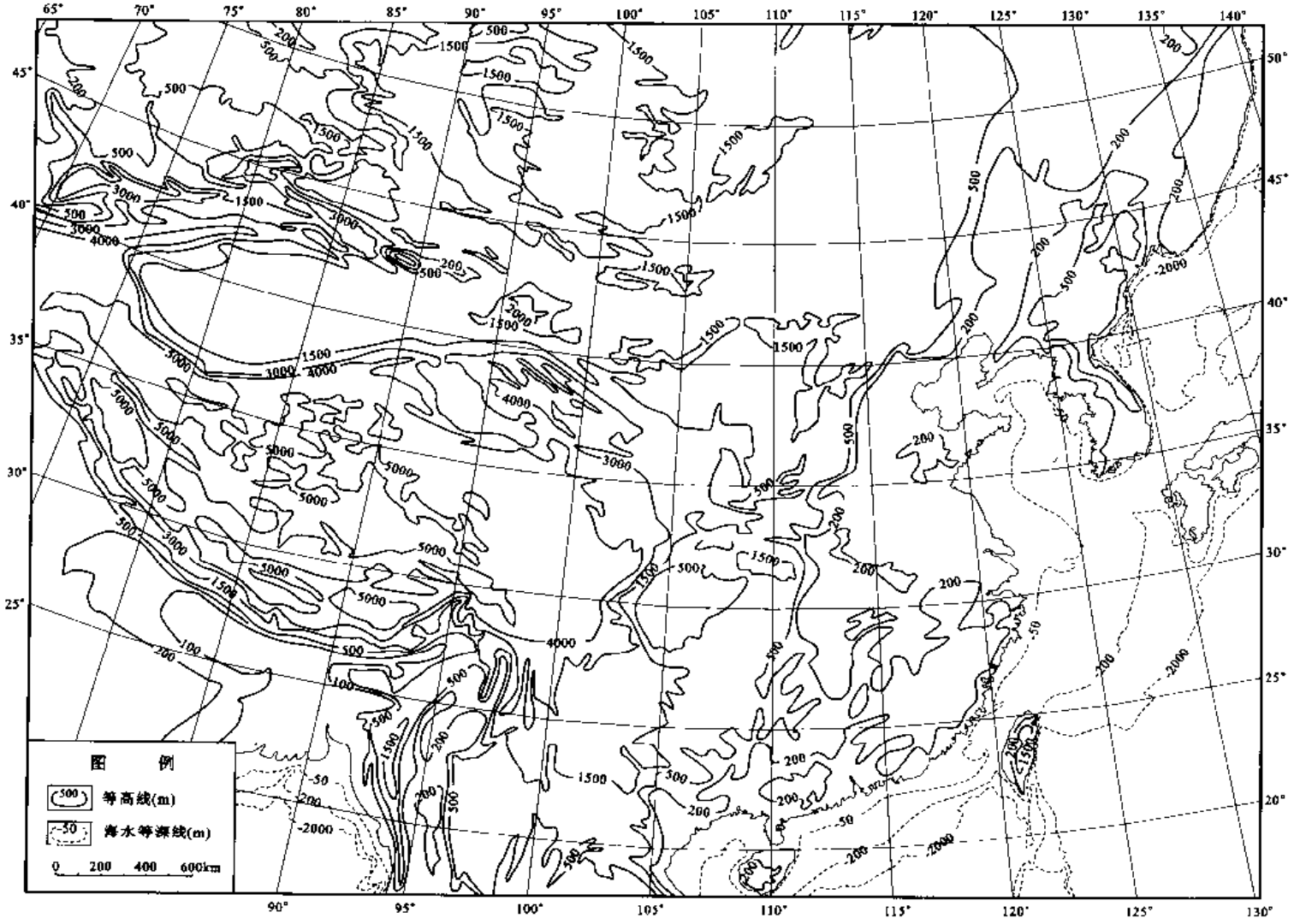


图 1-1 中国大陆及邻区地势分布图

Fig. 1-1 Topographic map of China continent and its adjacent areas

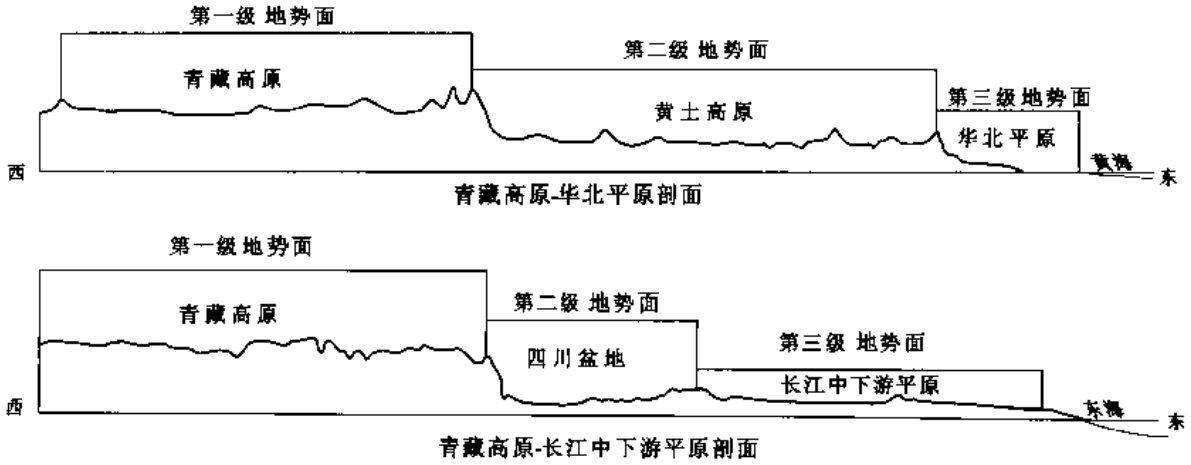


图 1-2　中国大陆及邻区构造地貌阶梯剖面图

（据马杏垣，1989）

Fig. 1-2　Cross section of landforms of China continent and its adjacent shelf

泰山等山脉组成。山地夷平面、盆地面和高原面为第二级地势面的代表性阶面。

第三级地势面分布于中国东部及邻区，对应于东部大陆构造-地貌组合区，包括中国东北、华北、华南、华东各省区全部或大部与朝鲜半岛、西伯利亚东南部地区，平均海拔高程小于 800 m，平原地区海拔高程小于 200 m（图 1-1、1-2），国内部分总面积约 330×10^4 km^2（尹泽生等，1993）。主要由大型裂陷盆地如江汉盆地、华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、松辽盆地、三江盆地等地质地貌单元与大别山、燕山、胶东低山丘陵、鲁西山地、辽西山地、辽东山地、吉黑山地等中低山、丘陵组成。辽阔盆地面为第三级地势面的代表性阶面。

第四级地势面分布于中国东部邻海地区，对应于东部边缘海构造-地貌组合区，地理范围包括东海、黄海与南海海域，主要由各边缘海的大陆架、大陆坡与深海盆地组成，水深自大陆架→大陆坡→深海盆地逐步增大、向东与大平洋相连（图 1-1、1-2）。大陆架平均水深约 150 ~ 200 m。大陆架的滨海平原、宽浅洼地与深水盆地为第四级地势面的代表性阶面。

中国大陆各级地势面之间都存在显著的高程陡变带（图 1-1、1-2）。第一级地势面与第二级地势面以青藏高原周缘的横断山、祁连山、昆仑山与喀喇昆仑山为界；自第一级地势面至第二级地势面，海拔高程降低约 2000 ~ 3000 m。第二级地势面与第三级地势面以太行山-大兴安岭为界；自第二级地势面至第三级地势面，海拔高程降低约 500 ~ 1000 m。第三级地势面与第四级地势面之间呈渐变过渡关系，沿第四级地势面外侧的大陆坡，水深降低约 2000 ~ 3000 m。

二、盆-岭构造-地貌格局

中国大陆盆地与山脉相间分布，呈现出明显的规律性（图 1-3）。中国西北构造-地貌组合区发育塔里木盆地与准噶尔盆地，两大盆地周缘均被近东西向大型山脉所围限。中国中部构造-地貌组合区的四川盆地与鄂尔多斯盆地在东西两侧被南北向与北东向山脉所围限，在南北两侧被近东西向山脉所分隔。中国东部大陆构造-地貌组合区的江汉盆地、鄱

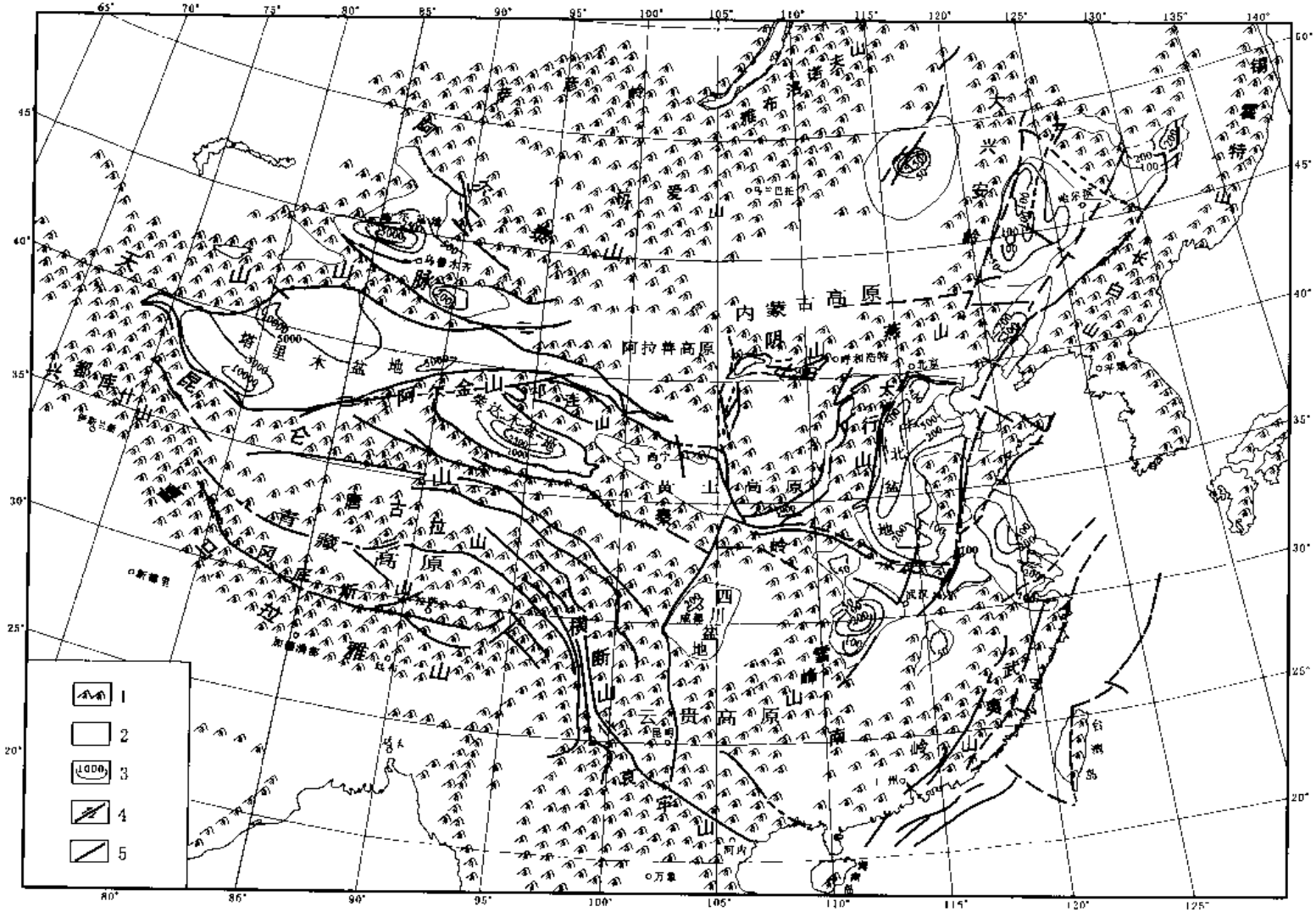


图 1-3　中国大陆及邻区山脉与盆地分布图

Fig. 1-3　Map of framework of basins and mountains of China continent and its adjacent areas

1—现今山脉；2—晚新生代盆地沉积；3—新构造运动期沉降幅度等值线（单位：m）；4—走滑断裂；5—活动断裂

阳湖盆地、华北盆地、下辽河盆地与松辽盆地在东西两侧均被北东向山脉所围限，在南北两端都被近东西向山脉所分隔。

中国大陆盆地与山脉呈现出良好的定向性（图 1-3）。中国大陆西部挤压区的柴达木盆地、塔里木盆地与准噶尔盆地受北西西向、北东东向断裂所围限，都表现为压扁菱形状，总体呈近东西向展布。中国中部的四川盆地、鄂尔多斯盆地和中国东部伸展区的大型盆地如江汉盆地、华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、松辽盆地与三江盆地均受北东—北北东向和近东西向断裂所围限，都表现为菱形块状，总体呈北东—北北东向展布。盆地之间的山脉在中国西部以北西西向、北东东向和近东西向为主，在中国中部以近南北向、北西向、北东向和近东西向为主，在中国东部以北东—北北东向和近东西向为主（图 1-3）。李四光（1945、1973）根据中国大陆中东部及邻近海域构造-地貌特征，划分出 3 个北东—北北东向巨型沉降带和 3 个北东—北北东向巨型隆起带，并称之为新华夏系。

中国大陆及邻区山脉不仅具有明显的定向性，还呈现出一定的近等距性分布特征。自南向北，沿北纬 23°～28°、33°～37°、40°～43°与 48°～55°，以纬度约 8°～10°为间距，发育近等距性分布的纬向山系（图 1-3）。北纬 23°～28°纬向山系主要由南岭中低山丘陵带与喜马拉雅山脉构成。北纬 33°～37°纬向山系主要由兴都库什山、喀喇昆仑山、昆仑山、秦岭山脉、大别山及泰山等山地组成。北纬 40°～43°纬向山系由天山、阴山、燕山、辽西山地与辽吉山地等组成。北纬 48°～55°纬向山系由萨彦岭、雅布洛诺夫山地等构成。自东向西，沿日本—台湾、锡霍特山—长白山—武夷山与大兴安岭—太行山—雪峰山分布有 3 条北北东向巨型山系，李四光（1945、1973）称之为新华夏系隆起带；再向西，沿贺兰山—六盘山—岷山—横断山地区，发育总体呈北北东—近南北向展布的构造-地貌-地震带。这 4 条北北东向构造-地貌带总体呈近等距性分布，相邻构造-地貌带间距约为 600 km（图 1-3）。不同方向的山系将中国大陆分成 9 个地块，包括西部的青藏地块（冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里地块）、塔里木盆地与准噶尔地块，中部的四川地块、鄂尔多斯地块与内蒙古地块，东部的华南地块、华北地块与东北地块，西部与中部 6 个地块主要由高原与盆地组成，而东部地块则主要由盆地与山地组成。

中国大陆及邻区近等距性展布的纬向山系与近等距性分布的北北东向山系相复合，并与不同方向的高原、盆地交织在一起，共同组成中国大陆及邻区现今构造-地貌格局。西部挤压区大型盆地与山脉之间以压性-压扭性活动断裂（逆冲推覆构造与走滑断裂）为主要边界；中部过渡区大型盆地与山脉之间以压扭性-扭性-张扭性活动断裂（走滑断裂、平移-正断层、平移-逆断层）为主要边界；东部伸展区大型盆地与山脉、隆起带之间以张性-张扭性断裂（正断层与走滑正断层）为主要边界，不同构造环境、不同性质、不同方向的断裂构造控制不同类型的构造-地貌单元及其空间展布规律（图 1-3）。

在次级构造-地貌区与构造-地貌带内部，还发育大量规模较小的盆-岭构造-地貌单元，典型实例如青藏高原复合构造-地貌区南部的亚东-羊八井-当雄-谷露裂陷盆地及周缘山脉组成的北东—北北东—近南北向盆-岭构造-地貌带、青藏高原复合构造-地貌区北部的和平-双湖裂陷盆地及周缘山脉组成的北东向盆-岭构造-地貌带、分布于大青山南侧的呼-包盆地及周缘山脉组成的近东西向盆-岭构造-地貌带（图 1-4）、分布于太行山与吕梁山之间的北东向汾渭（山西）裂谷系盆-岭构造-地貌带（图 1-5）、分布于西伯利亚地台南缘的贝加尔裂谷系盆-岭构造-地貌带(图1-6)和长江中下游地区隆起-凹陷相间分布的构造-地貌格

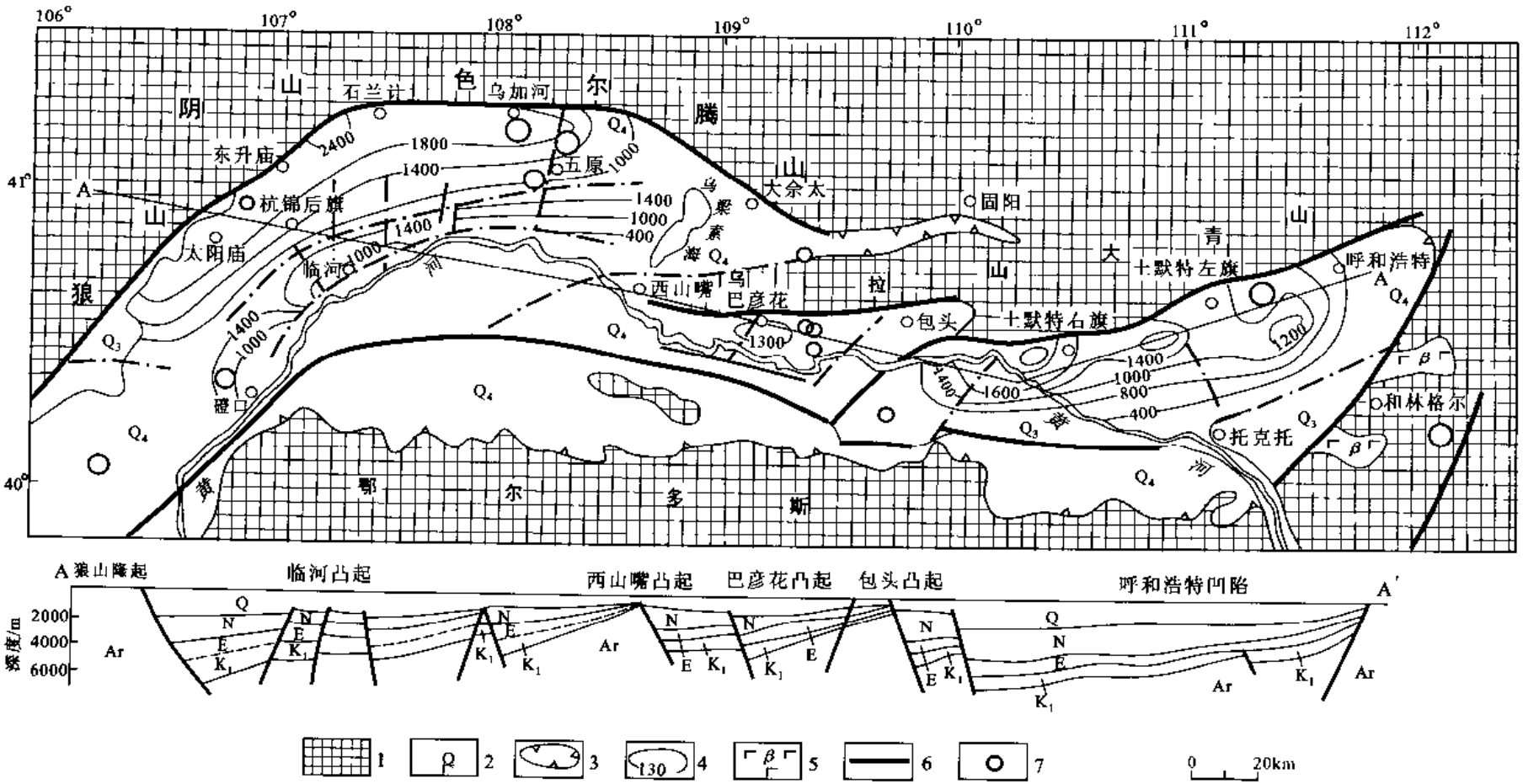


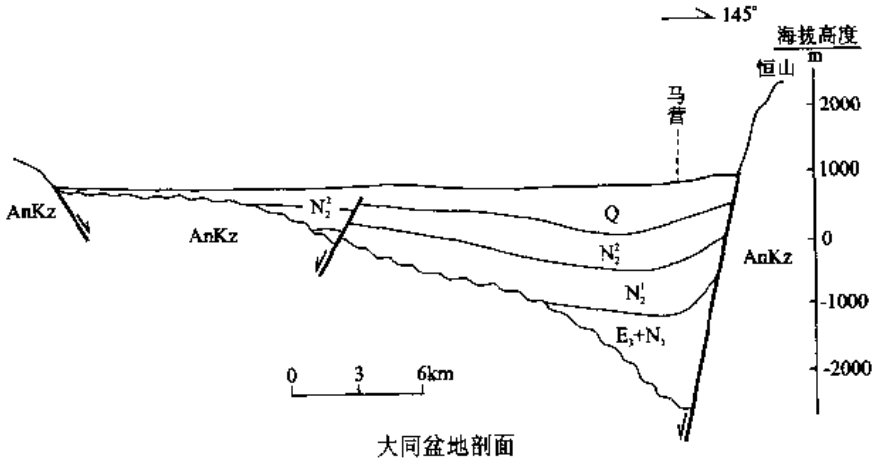
图 1-4 鄂尔多斯北缘盆-岭构造-地貌分布图

（据国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组，1988）

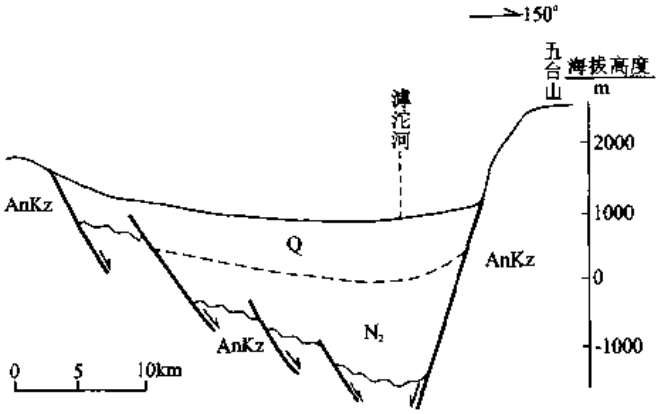
Fig. 1-4 Tectonic landform map of north margin of the Ordos Block

1—新生代隆起区；2—第四系；3—第四纪盆地边界；4—第四系厚度等值线（单位：m）；5—中新世玄武岩；6—区域性活动断裂；7—4.7～6.9级地震

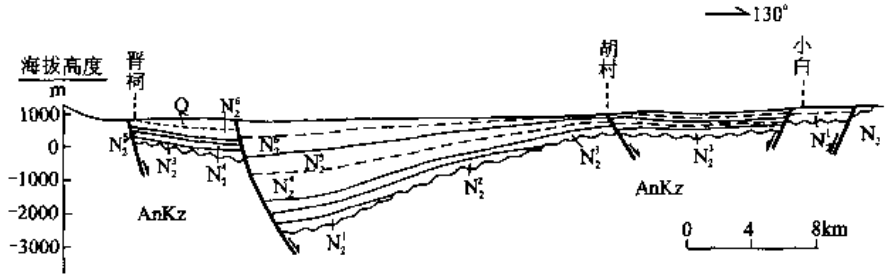
164424



大同盆地剖面



忻定盆地剖面



太原盆地剖面

图 1-5 汾渭裂谷系典型盆地盆-岭构造-地貌剖面图

（据国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组，1988）

Fig. 1-5 Cross section of typical basins of the Fenwei Rift System

局（图 1-7）等。这些次级盆-岭构造-地貌带均形成于伸展构造环境，都形成于新生代；地貌演化如山脉隆升与盆地裂陷，都明显受活动张性正断层与张扭性断层所控制，现今仍然具有强烈的构造活动性与地震活动性。

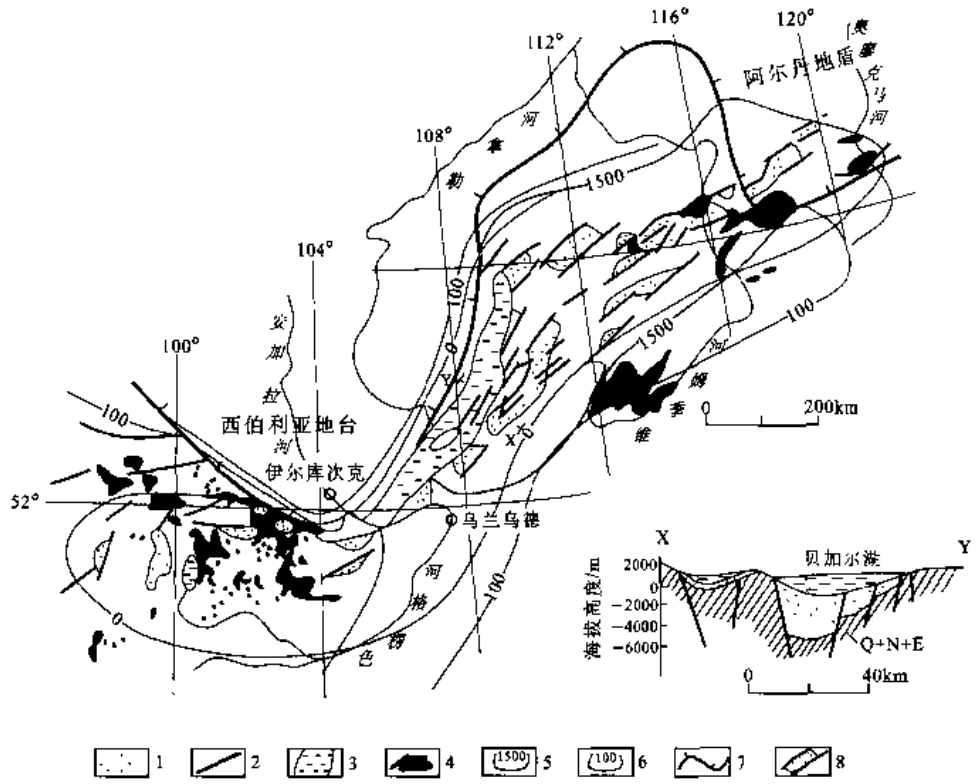


图 1-6　贝加尔裂谷系盆-岭构造-地貌分布图

（据 N.A.Logatchev，1987；崔盛芹等，1986）

Fig.1-6　Tectonic map of basins & ranges of the Baikal Rift System

1—第四纪沉积；2—活动断裂；3—断陷湖盆；4—裂谷期火山岩；5—夷平面等高线（单位：m）；6—地球物理界面等深线（单位：km）；7—西伯利亚地台边界；8—裂谷盆地

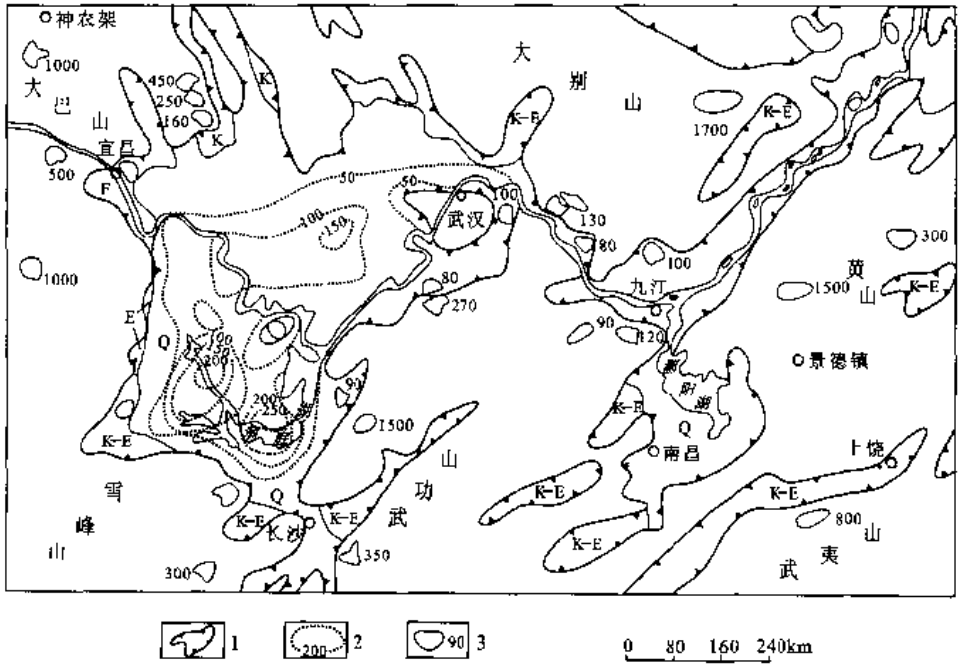


图 1-7　长江中下游地区构造-地貌分布图

（据杨怀仁，1984）

Fig.1-7　Tectonic-landform map of middle-lower Yangtze River and its adjacent areas

1—盆地边界；2—第四系等厚线（单位：m）；3—剥夷面及海拔高度（单位：m）

第三节　中国大陆及邻区夷平面时空分布规律

山地夷平面是地球表面常见的层状构造地貌景观，普遍发育于山地与低山丘陵地区，一般形成于构造运动微弱的剥蚀夷平期。中国大陆及邻区各构造-地貌区带普遍发育多级、多期夷平面，现今分布于山脉不同高度，在不同地区被冠以不同名称。中国不同构造-地貌区带山地夷平面在级数、分布高度、发育程度、形成环境等方面常存在显著差异，但在形成时代上具有一定的可对比性。

一、典型山地夷平面

对中国不同构造-地貌单元山地夷平面，前人开展了长期的调查研究工作，积累了丰富的资料，基本查明了主要构造地貌区带山地夷平面的级数、序次关系、各级夷平面特点与空间分布范围（王树基，1998；杨景春，1993）。

青藏构造-地貌组合区各构造-地貌区带普遍发育 2～3 级夷平面，包括 5200～6000 m 夷平面与 4500～5000 m 夷平面；部分地区尚发育 3800～4300 m 夷平面（图 1-8）。第一级夷平面（5200～6000 m）主要分布于高原北部高山区如喜马拉雅山、冈底斯山、念青唐古拉山与唐古拉山地区，表现为高原内部高山山顶面（summit surface）构成的缓起伏地貌面；第二级夷平面（4500～5000 m）为现今高原面即主夷平面（main surface），由高原剥夷面、湖盆与低山丘陵缓起伏山丘面构成；第三级夷平面（3800～4300 m）主要为山足剥夷面和高原南部裂陷盆地面（basin surface）（图 1-8），如羊八井-当雄裂谷盆地面、格仁错-申扎裂陷盆地面和拉萨河河谷平原、雅鲁藏布江阶地状河谷地貌等。青藏高原北部的喀喇昆仑山、昆仑山与阿尔金山发育 2～3 级夷平面（图 1-9、1-10、1-11）。喀喇昆仑山与昆仑山第一级夷平面表现为山顶面，齐平山脊线分布，海拔大于 6000 m；第二级夷平面为主夷平面，在喀喇昆仑山表现为高位山间盆地面和剥夷面（3500～4000 m），在昆仑山地区表现为山顶面，分布于海拔高度 5000～5400 m；第三级夷平面发育于昆仑山区，属于残留高原面，为丘陵、宽谷与湖盆所构成的和缓起伏的准平原化地貌，海拔高度约为 4000～4600 m（王树基，1998）（图 1-9、1-10）。阿尔金山的两级夷平面高度分别为 4200～4600 m 与 3000～3600 m，第一级夷平面与昆仑山第三级夷平面相当（图 1-11）。祁连山地区保存有 3 级夷平面，但祁连山东、西段同一级夷平面海拔高度存在约 200～600 m 高差（尹泽生等，1992）；祁连山西段 3 级夷平面海拔高度分别为 4800～5000 m、4300～4600 m 和 3500～3800 m，祁连山东段 3 级夷平面海拔高度分别为 4200～4400 m、3800～4000 m 和 3300～3600 m。青藏高原东北缘的河西走廊地区存在 3 级山地夷平面，分别分布于海拔约 3000 m、2000 m 与 1500～1800 m 高度，第二级与第三级夷平面上覆盖有不同时期的砾石层（尹泽生等，1992；王树基，1998）。青藏高原东缘的横断山与川西、滇北山地，保存有 5 级夷平面；第一级与第二级夷平面为不同高度的残留高原面，分别分布于海拔 4600～4700 m 与 3800～4000 m高度；第三、四、五级高原面均属被剥夷的解体高原面，分别分布于海拔 2800～3400 m、2200～2600 m 与 1500～1600 m 高度（罗来兴等，1963；王树基，1998）。

西北构造地貌组合区的天山与阿尔泰山普遍保存有 3 级山地夷平面（图 1-12、1-13）。天山第一级夷平面分布于高山与极高山区，表现为齐平的山顶面、山脊线与较为平坦的夷

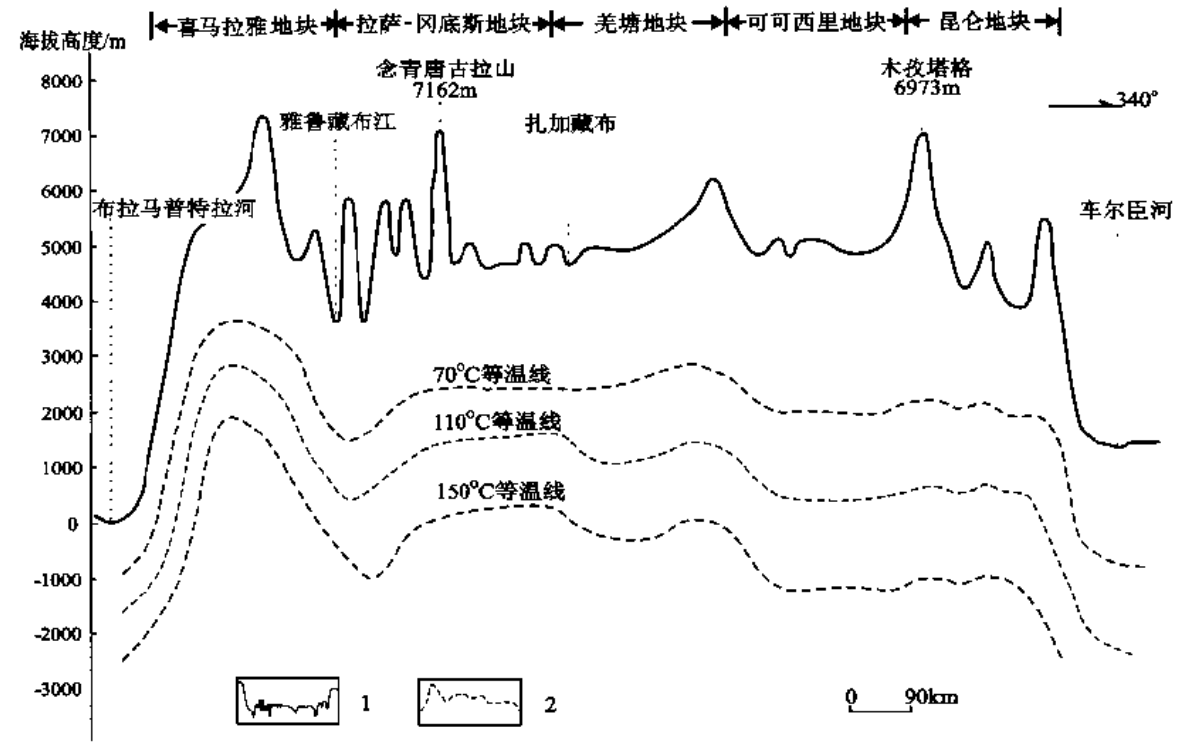


图 1-8　青藏高原南北向地形剖面与地温分布图

Fig.1-8　S-N profile of landform and temperature of the Tibetan Plateau

1—地形地势线；2—等温线

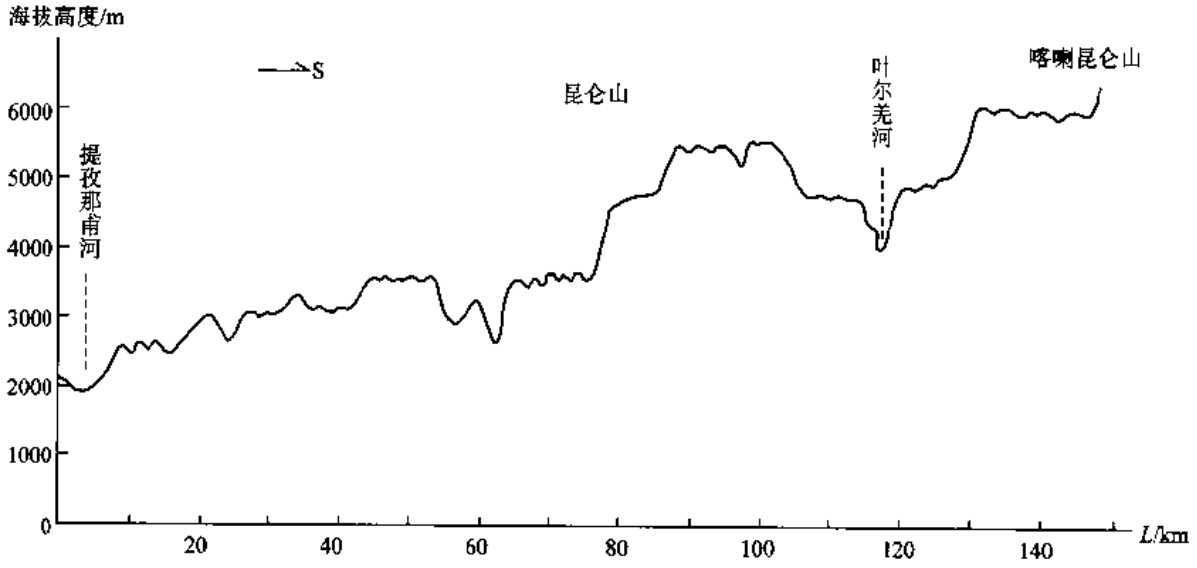


图 1-9　昆仑山西段南北向地形剖面与夷平面分布图

（据王树基，1998）

Fig.1-9　S-N profile of landform and planation of the west Kunlun Mountains

平面残体，缺乏风化壳，覆盖有冰碛物和寒冻岩石碎块，现今分布于海拔高度 3900～4000 m 以上；天山第二级夷平面分布于中高山与中山分界地段，以山坡平台或横向山脊显示出来，保存有多层风化壳，局部上覆第三系红层，现今分布于海拔 2700～3200 m 高度；天山第三级夷平面分布于中山与低山丘陵分界地段，保存有老第三纪形成的化石夷平面，现

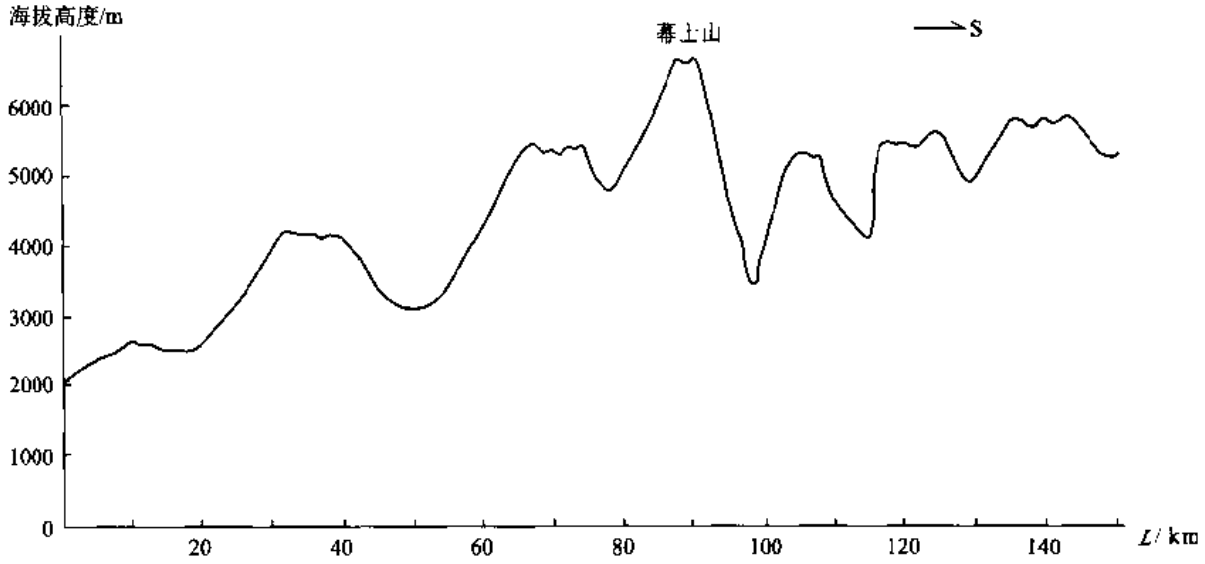


图 1-10 昆仑山中段南北向地形剖面与夷平面分布图

(据王树基，1998)

Fig.1-10 S-N profile of landform and planation of the middle Kunlun Mountains

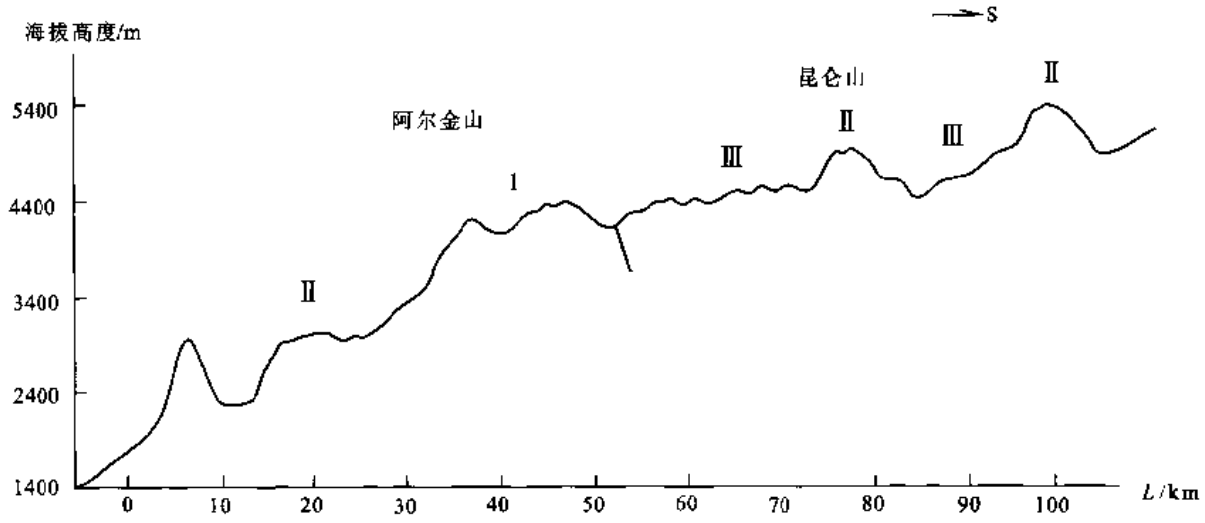


图 1-11 昆仑山—阿尔金山南北向地形剖面与夷平面分布图

(据王树基，1998)

Fig.1-11 S-N profile of landform and planation of the Kunlun-Altun Mountains

今夷平面发育于渐新世—中新世沉积层之上，分布于海拔 1700～2400 m 高度（王树基，1998)。阿尔泰山保存有 5～6 级夷平面(图 1-14)；第一级夷平面分布于海拔高度为 2800～3500 m 的高山带，由齐平的山脊线和峰顶面构成，为破碎的古准平原面，局部残留有薄层红色风化壳；第二级夷平面分布于海拔 2600～3000 m 的亚高山带，主要由大面积平坦宽阔的山顶面和齐平的长条形平台面构成，起伏和缓，连续性好，绵延达千余公里，分布有众多湖泊、积水洼地和沼泽地，保留有大量第四纪冰蚀地貌；第三级夷平面分布于海拔 1800～2500 m 高度，呈条状、片状缓起伏台面与块状山顶面，上覆薄层红色风化壳；第四纪夷平面分布于海拔1200～1600m高度，遍布戈壁阿尔泰、阿尔泰与矿区阿尔泰低山

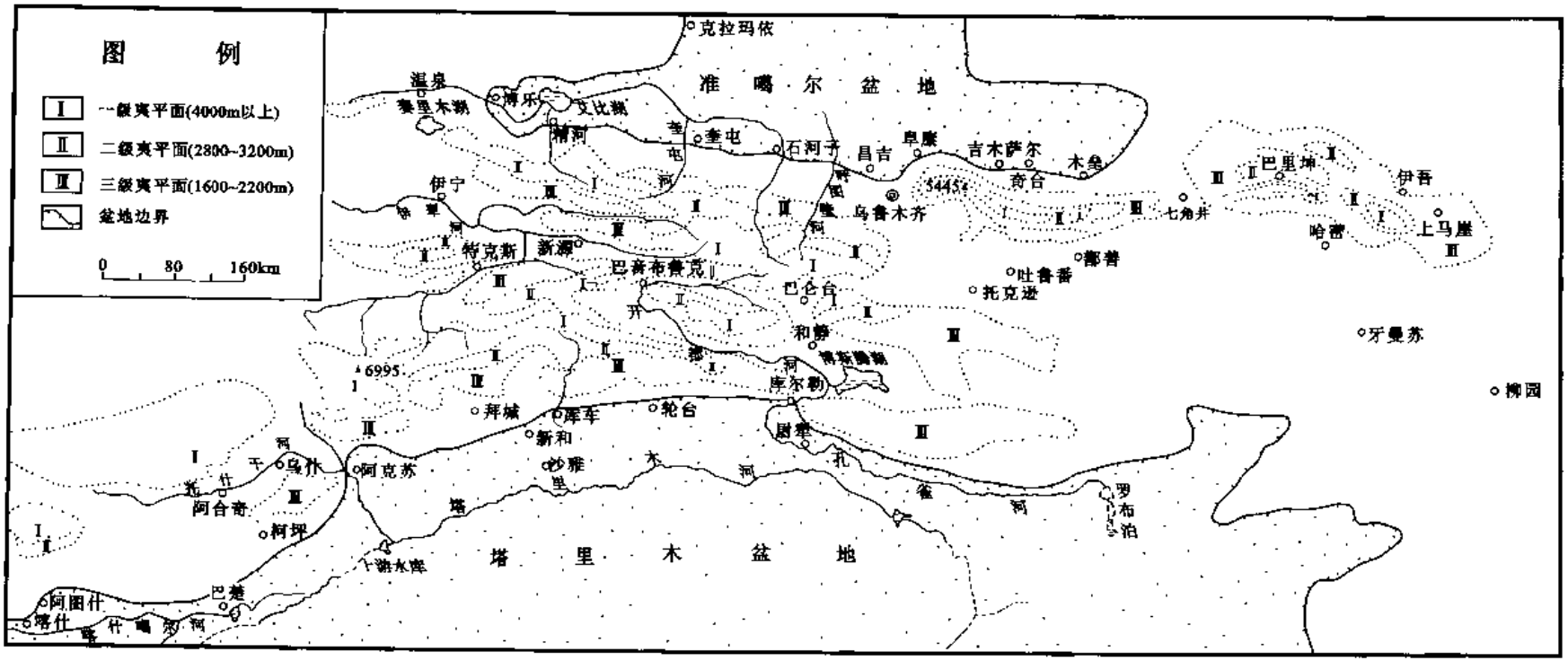


图 1-12 天山山系夷平面分布图

(据王树基，1998)

Fig. 1-12 Map of planation surfaces of the Tianshan Mountains

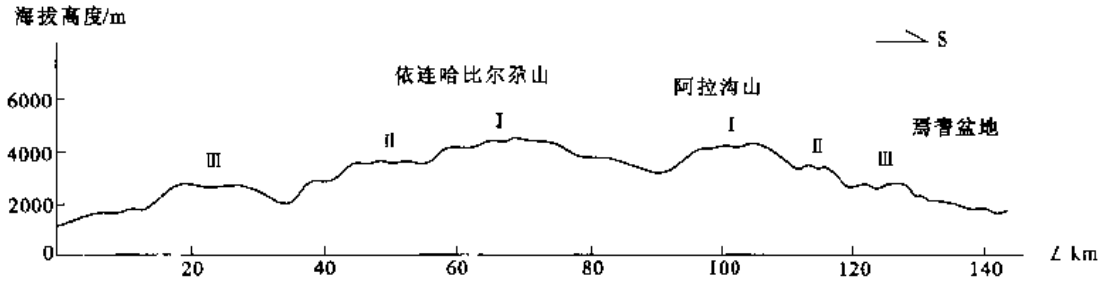


图 1-13　天山北部南北向地形剖面与夷平面分布图

（据王树基，1998）

Fig.1-13　S-N profile of landform and planation of the north Tianshan Mountains

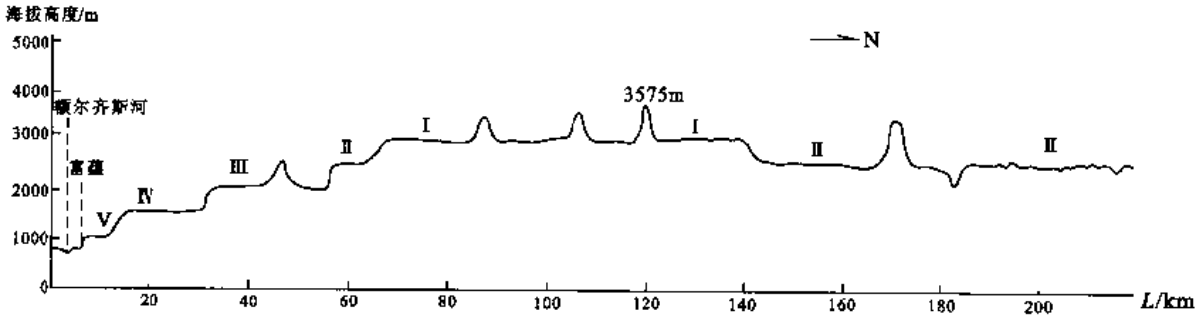


图 1-14　阿尔泰山东段南北向地形剖面与夷平面分布图

（据王树基，1998）

Fig.1-14　S-N profile of landform and planation of the east Altay Mountains

丘陵区，夷平面起伏和缓、平坦、完整、连续，与断陷盆地、宽浅谷地相间分布，上覆杂色砂质粘土风化壳；第五级夷平面分布于海拔 600～800 m 的山前丘陵地带，表现为平顶缓丘，地形起伏小，与平原呈缓倾过渡关系，发育降红色与棕红色粘土风化壳（王树基，1998）。阿尔泰山山地夷平面以 2600～3000 m、1800～2500 m 与 1200～1600 m 三级夷平面为主（图 1-14）。

中部构造-地貌组合区普遍发育 2～4 级夷平面。贵州山地、鄂西山地、大娄山、大巴山等地区发育两级夷平面，秦岭、大兴安岭发育 3～4 级夷平面，太行山发育 4 级夷平面，五台山—小五台山发育 5 级夷平面。贵州北部、鄂西山地与巫山、大娄山两级夷平面海拔高度分别为 1600～2000 m 和 800～1200 m，由不同高度的山顶面构成（王乃梁，1980）。秦岭山地第一级夷平面表现为中高山区山顶面与齐平山脊线，以太白山与鳌山之间的跑马梁为代表，分布于海拔 3300～3500 m 高度；第二级夷平面表现为次高山区山顶面，以玉皇山、首阳山、终南山为代表，山顶面平缓浑圆，缺失第三系风化壳，分布于海拔 2600～2900 m 之间；第三级夷平面海拔高度为 2100～2200 m；第四级夷平面由中山区山顶面组成，削平了老第三系红层，残留有红色风化壳，是秦岭地区主要夷平面，分布于海拔 1500～1800 m 高度（图 1-15）。五台山与小五台山保存有 3000～3100 m、2700～2900 m、2300～2400 m、1800～1900 m 与 1500～1600 m 的 5 级夷平面和剥夷面，由不同高度的山顶面构成；同级夷平面高度具有自西向东逐步降低的趋势（图 1-16a）。太行山发育以太行山为中心，自西向东高度梯级下降的 4 级夷平面，太行山北段四级夷平面海拔高度分别为 1500～1700 m、1100～1200 m、800～1000 m 与 500～600 m（图 1-16b）。大兴安岭断块山地发育 1500 m、1000 m 与 500～600 m 三级夷平面，第二与第三级夷平面分别分布于分水岭

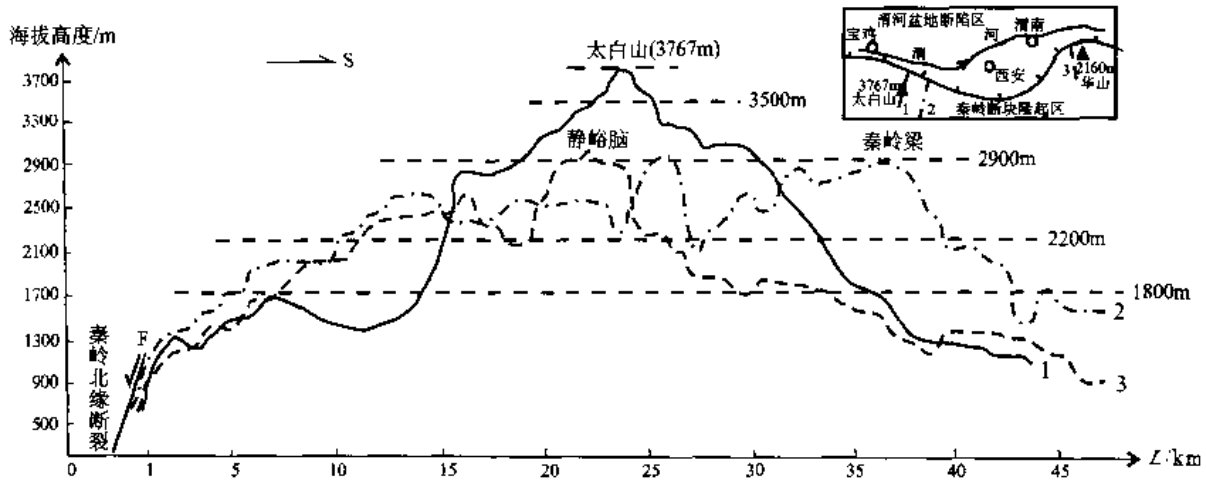


图 1-15　秦岭地形剖面与夷平面分布图

（据陕西省地震局，1996 略加改编）

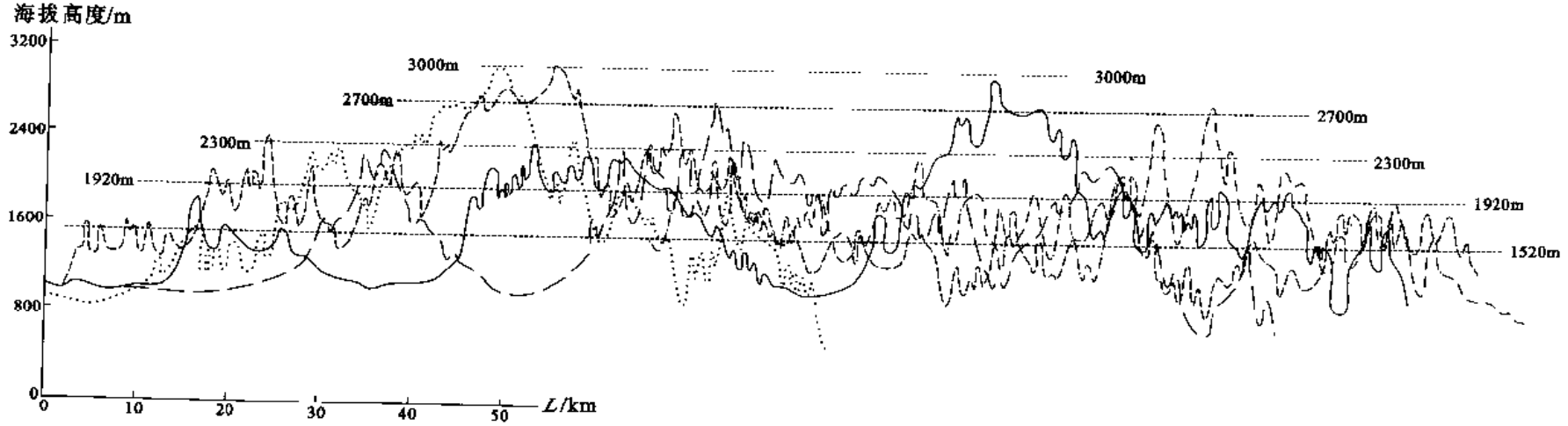
Fig.1-15　Profile of landform and planation of the Qinling Mountains

和山前地带（孙肇春，1984）。大青山—乌拉山发育 7 级地貌面，分别分布于海拔高度 2300 m、2100 m、1940 m、1800 m、1600 m、1400 m、1250 m 处，由不同高度的山顶面与齐平峰顶面构成（图 1-17），前五级地貌面为区域夷平面，后两级地貌面为夷平面解体后形成的山前剥夷面（尤惠川，1985）。

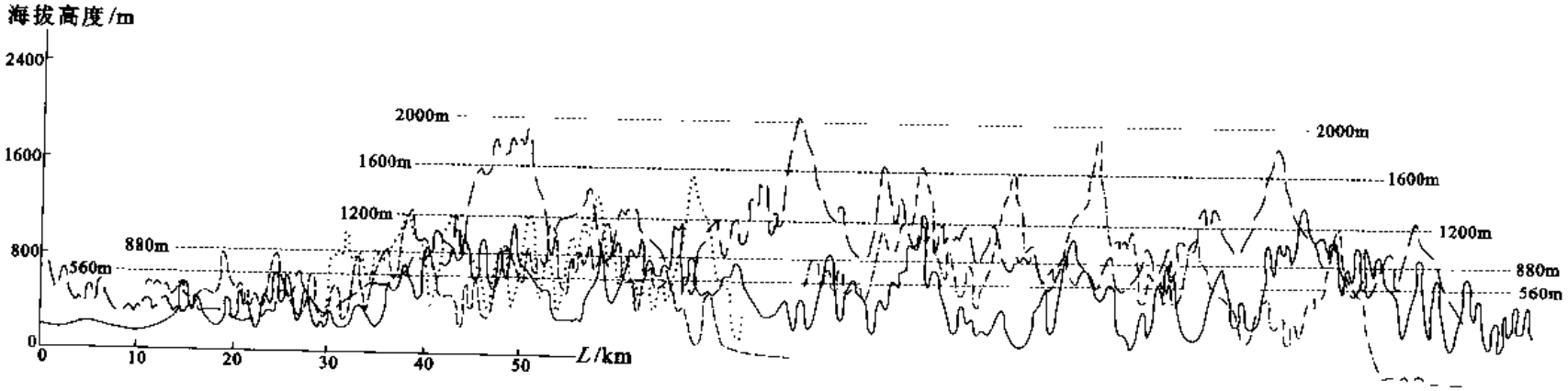
东部大陆山地普遍发育 3～4 级夷平面。黄山、大别山、山东低山丘陵区与吉黑山地发育 3 级夷平面，燕山发育 4 级夷平面（图 1-18）；广西发育 7 级夷平面与剥夷面。广西第一级夷平面表现为齐平的山顶面与山峰线，西北高东南低，总体分布于海拔高度 1200～1600 m 处，与滇东南海拔 1800～2000 m 的高原面呈渐变过渡关系；第二级夷平面分布于桂中中低山区与广西盆地，海拔高度约为 800～1000 m，上覆上新统砖红色风化壳；第三—第七级夷平面主要分布于广西盆地，属间歇性相对抬升的梯级剥夷面（王乃梁，1980）。山东低山丘陵区三级夷平面分别表现为山顶面、丘陵台地面与缓起伏剥蚀平面（王乃梁，1980）。燕山山脉第一级夷平面分布于海拔高度 2000～2300 m 处，由大海坨山、雾灵山等高山峰顶面构成；第二级夷平面分布于海拔高度 1600～1800 m 处，由中高山峰顶面构成，由百花山、云雾山等山顶面构成；第三级夷平面分布于海拔高度 1300～1500 m 处，广泛分布于张北坝上高原；第四级夷平面在燕山北部分布于海拔高度 1100～1200 m 处，在燕山南部与辽西山地分布于 800～900 m 高度，上覆三趾马红土层。东北吉黑山地三级夷平面广泛分布于老岭、龙岗山脉、张广才岭与长白山地区，山脉主峰地区三级夷平面海拔高度分别为 1400～1600 m、800～1000 m 与 500～650 m，向周围三级夷平面海拔高度梯级降低（唐成田等，1984）。

二、夷平面形成时期

山地夷平面级数划分有一定的人为性与主观性。尤其在中部构造-地貌组合区与东部构造-地貌组合区，由于晚期断裂切割和剥蚀改造，常导致同一级夷平面被分割成梯级分布的多级地貌面，同一期夷平面在山脉不同地段可分布于不同海拔高度。在受晚期地质事



a. 五台山—小五台山



b. 太行山北段

图 1-16　五台山与太行山地形联合剖面图

Fig. 1-16　Profile of landform and planation of the Wutai and Taihang Mountains

不同形状曲线代表不同方向或不同山脉的地形剖面

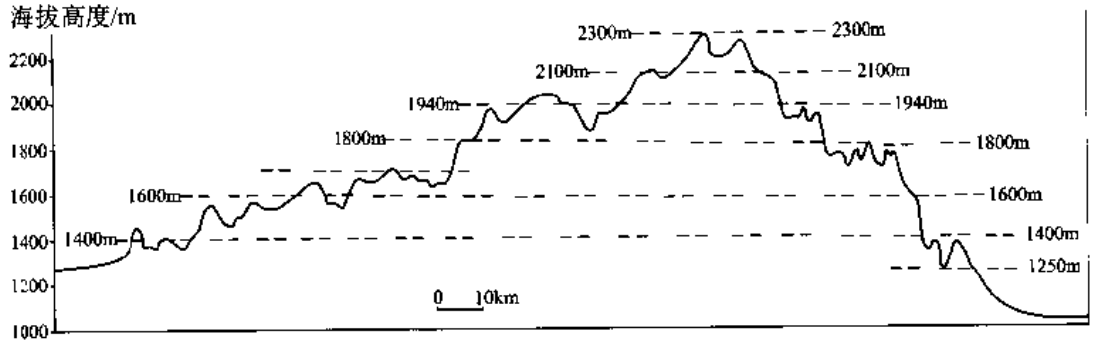


图 1-17 乌拉山地形剖面与夷平面分布图

（据尤惠川，1985）

Fig.1-17 Profile of landform and planation of the Wulashan Mountains

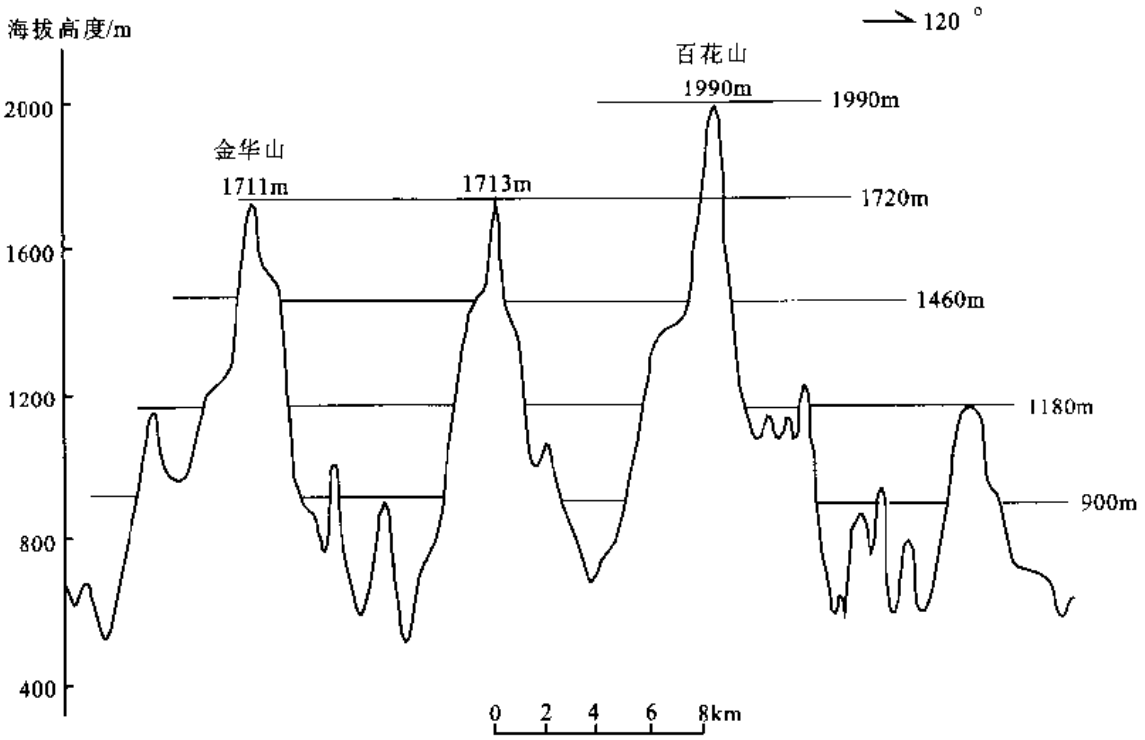


图 1-18 北京百花山一带山顶面分布图

Fig.1-18 Distribution of summit surfaces of Baihua Mountain in West Hill of Beijing

件破坏与改造较重的地区，如果夷平面保存程度很差，据夷平面级数与高度进行区域对比常存在很大困难。而夷平面形成与解体时代则具有良好的区域可对比性。

确定夷平面形成时代主要有 4 种方法：①据夷平面下伏被剥夷岩层的时代，推断夷平面开始形成的时代；②据夷平面上覆岩层时代，推断夷平面剥夷结束时代；③据剥夷期地质事件年龄确定夷平面形成时代；④据受剥蚀夷平影响岩体的热年代学方法，分析夷平面的形成与解体时代。

1. 据上下岩层时代推断夷平面形成时期

根据夷平面上覆岩层与下伏岩层的时代，可以推断夷平面形成时代。夷平面开始形成

的时代晚于被剥夷的最新岩层时代，夷平面结束时代早于上覆最老岩层时代。

青藏高原复合构造-地貌区第一级夷平面即高原内部高山-极高山山顶面，如冈底斯山与念青唐古拉山山顶夷平面，切割了已褶皱的古新世—始新世林子宗群火山-沉积地层(41.8～60 Ma)（表1-3），唐古拉山顶面切割了老第三系风火山群红层，上覆10～28 Ma火山岩（邓万明，1998），推断青藏高原第一级夷平面主要形成于渐新世，约42～28 Ma；第二级夷平面即现今高原面，切割了第三系康托组褶皱红层，而被5～8 Ma以来的裂陷如双湖裂陷带、羊八井-当雄裂陷带等错断(Wu Zhenhan et al.,1999;吴珍汉等,2000)，推断青藏高原第二级夷平面主要形成于中新世。青藏高原北缘昆仑山中西部地区海拔高程约为5000～5400 m的第二级夷平面，上覆大面积中新世中晚期以来的近水平产状碱性火山岩层，大部分火山岩同位素年龄为0.2～6.4 Ma(表1-4)，推断昆仑山主夷平面形成时代为中新世。

表1-3 青藏高原南部林子宗群火山岩同位素年龄表

Table 1-3 Isotopic ages of volcanic rocks of Linzizong Group of south Tibetan Plateau

采样地点	被测岩石或矿物	使用方法	年龄/Ma	资料来源
容尼多	方沸碱玄质响岩	K-Ar	41.8	上松产，1990
	粗面岩	K-Ar	53.2	
	粗面岩中黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar	50±1	Coulon，1986
	粗面岩中透长石	^{40}Ar-^{39}Ar	51.1±1	
林周	安山岩中斜长石	^{40}Ar-^{39}Ar	49.2	Coulon，1986
恰拉山口	安山岩中黑云母斑晶	^{40}Ar-^{39}Ar	59±2	Muluski，1984
旁多	安山岩	K-Ar	51.3	金成伟，1978
林周千马沟	流纹岩	K-Ar	54.5	
容尼多	粗面岩	K-Ar	51.46	王碧香，1984
	粗面岩中的长石	K-Ar	51.54	
羊八井	熔结凝灰岩中锆石	U-Pb	60±1	许荣华等，1985
	熔结凝灰岩全岩、斜长石及黑云母	Rb-Sr	56.2±1.4	

表1-4 昆仑山火山岩同位素年龄表

Table 1-4 Isotopic ages of volcanic rocks of the Kunlun Mountains

取样地点	测试对象	测年方法	年龄/Ma	资料来源
木孜塔格	透长石	Ar-Ar	4.6	Burchfiel et al.，1987
振泉湖北岸	全岩	K-Ar	14.9	邓万明，1989
羊湖	全岩	Ar-Ar	16.5	张玉泉，1993
黑石北湖	全岩	K-Ar	3.3～4.6	新疆地矿局，1993
普鲁	全岩	K-Ar	1.1～1.4	刘从强等，1989
阿什库勒	全岩	K-Ar	0.2～2.8	刘嘉麒等，1990
泉水沟	全岩	K-Ar	3.6～6.4	Arnaud et al.，1992

在天山挤压构造-地貌带，主夷平面即第三级夷平面下伏中生代地层，上覆渐新统—中新统灰白色砂岩与上新统—早更新统砂砾层，推断其形成时代为老第三纪；第二级与第一级夷平面切割、剥夷了第三级夷平面，上覆第四纪湖相沉积，推断其主要形成于中新世

—上新世早期（王树基，1998）。

秦岭地区主夷平面即分布于 1500～1800 m 的第四级夷平面削平了老第三系红层，上覆上新统—第四系红色风化壳，推断其主要形成时代为中新世（齐矗华，1984）。在太行山主峰区，500～600 m 与 800～1000 m 夷平面切割了新第三系灵山组砾岩，上覆松散的新第三纪晚期三趾马红土层（吴忱，1984），反映太行山第三级与第四级夷平面主要形成于中新世。

广西海拔 800～1000 m 的第二级夷平面上覆上新统砖红色风化壳，下伏岩层的剥夷时代应早于上新世。在燕山山脉及邻区，第一级夷平面切割了侏罗纪—白垩纪花岗岩，上覆渐新世玄武岩，推断其主要形成时代为中生代末期（晚白垩世）—老第三纪早期；第二级与第三级夷平面下伏晚白垩世河湖相碎屑岩层，上覆中新世大镇玄武岩与年龄为 19.3～26.8 Ma 的汉诺坝玄武岩（程邵平等，1989），推断其主要形成时代为老第三纪；第四级夷平面下伏汉诺坝玄武岩，上覆年龄约 9 Ma 的晚期玄武岩与三趾马红土层，推断其主要形成时代为中新世。

2. 据剥夷期地质事件年龄分析夷平面形成时代

崔之久等（1996）应用裂变径迹方法，通过测定岩溶事件年龄，分析青藏高原及周缘山地主夷平面（main surface）的形成时期，获得良好结果。青藏高原及邻区主夷平面的发育伴随有广泛的岩溶与洞穴方解石结晶事件；如果样品数量较多，具有统计意义，则岩溶与洞穴方解石结晶事件年龄基本代表主夷平面形成时代。青藏高原及周缘山地主夷平面上洞穴方解石结晶事件裂变径迹测年结果如表 1-5。

分析表 1-5 测年结果，可以看出，岩溶洞穴再结晶方解石的裂变径迹年龄介于 7～19 Ma 之间，反映青藏高原及邻区岩溶作用、洞穴形成经历了约 12 Ma 相对稳定的地质历史时期，即高原主夷平面形成时期。据此推断，青藏高原及周缘山地主夷平面形成时代为中新世（约 7～19 Ma）。

表 1-5 青藏高原及邻区主夷平面洞穴再结晶方解石裂变径迹测年结果一览表

Table 1-5 EST dating results of the recrystal-calcite of karst cave of the Tibetan Plateau and surrounding areas

取样地点	取样部位	海拔高程/m	裂变径迹年龄/Ma
协格尔	崩塌洞穴堆积	4400	11.79 ± 0.98
	崩塌洞穴堆积	4900	13.38 ± 1.13
曲水大佛北侧	山坡洞内	3750	7.39 ± 0.65
曲水大佛南侧	山坡洞内	3750	10.10 ± 0.86
拉萨水泥厂	崩塌洞穴堆积	3800	11.25 ± 1.06
拉萨水泥厂后山	崩塌洞穴堆积	3000	12.30 ± 1.10
拉萨堆龙	山坡洞内	3900	18.94 ± 1.63
拉萨堆龙（下）	山坡洞内	4000	15.06 ± 1.30
拉萨堆龙（上）	崩塌洞穴堆积	4100	19.03 ± 1.78
安多北山	崩塌洞穴堆积	4900	10.56 ± 0.90
	山坡洞内	4800	8.86 ± 0.76

续表

取样地点	取样部位	海拔高程/m	裂变径迹年龄/Ma
玉树巴塘	山坡洞内	3600	15.15 ± 1.36
郎木寺	山坡洞内	3600	11.68 ± 0.93
	山坡洞内	3700	10.57 ± 0.85
	山坡洞内	3900	10.07 ± 0.90
	崩塌洞穴堆积	4000	9.90 ± 0.80
则岔	崩塌洞穴堆积	3600	13.26 ± 1.05
花石峡	崩塌洞穴堆积	4360	12.19 ± 0.98
阿尔金山	山坡洞内	4450	12.20 ± 1.03
巴基斯坦木里高原	山坡洞内	2500	12.84 ± 1.12

（据崔之久等，1996）

3. 据热年代学方法分析夷平面形成演化时期

热年代学方法能够良好地揭示地质体热历史，定量反映构造-地貌演化过程。构造-热演化活跃期对应于快速隆升、快速降温与夷平面解体、快速剥蚀事件；构造-热演化平稳期对应于缓慢隆升、缓慢降温与区域性缓慢剥蚀夷平过程。因此，应用热年代学方法，可以定量分析区域性夷平面形成时代、夷平面解体时代与山脉隆升的动力学过程。

对青藏高原形成演化历史，前人进行过多种方法的热年代学分析。P.Copeland 等（1995）、T.M.Harrison 等（1992）、Yin A. 等（1994）与陈文寄等（1996、1999）应用多重扩散域（MDD）模式方法，结合矿物热年代学分析，对青藏高原内部典型岩体构造-热演化过程进行过深入的研究工作，良好地揭示了青藏高原构造-热事件发生时代与高原内部剥蚀夷平过程。图 1-19 为冈底斯构造-岩浆带东部林芝花岗岩热年代学曲线，反映 3 期快速构造-地貌事件与两期缓慢剥蚀夷平事件；3 期快速构造-地貌事件分别发生在约 45 ~ 53 Ma、16 ~ 17 Ma 与 0 ~ 3 Ma，两期区域性缓慢剥蚀夷平事件分别发生在 3 ~ 16 Ma 与 20 ~ 44 Ma。45 ~ 53 Ma 对应于印度-欧亚陆-陆碰撞及相关构造-热事件年龄；16 ~ 17 Ma 为 MDD 模式年龄，对应于冈底斯逆冲推覆事件年龄，在冈底斯中部发生于 18 ~ 27 Ma（P.Copeland et al.，1995）；0 ~ 3 Ma 为磷灰石裂变径迹年龄，对应于雅鲁藏布江流域快速剥蚀事件年龄，在冈底斯中部发生于中新世中晚期（陈文寄等，1999）。18 ~ 44 Ma、3 ~ 16 Ma 对应于老第三纪第一级夷平面与新第三纪第二级夷平面的形成时期，这两期区域性缓慢剥蚀夷平事件在青藏高原腹地分别发生于约 25 ~ 40 Ma 与 7 ~ 19 Ma。

对天山挤压构造-地貌形成演化的动力学过程，M.S.Hendrix 等（1994）与 Yin A. 等（1998）作过比较系统的研究工作。M.S.Hendrix 等（1994）通过磷灰石裂变径迹测年，测得天山北部快速隆升与快速剥蚀时代开始于约 24 Ma，对应于天山区域性逆冲推覆构造活动开始时间与老第三纪夷平面解体时代。Yin A. 等（1998）通过库车盆地磁性地层学分析，发现自早期湖相沉积向晚期辫状河流粗碎屑沉积转化的时代发生于约 21 ~ 24 Ma，对应于南天山山脉的快速隆升与快速剥蚀事件；逆冲推覆导致的地壳缩短增厚、重力均衡导致的山脉隆升与老第三纪夷平面解体发生于约 21 ~ 24 Ma。

据前人年代学资料，编绘出秦岭北部华山花岗岩热年代学曲线图，良好地反映了秦岭山脉隆升与剥蚀夷平过程（图 1-20）。华山岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 163 Ma（严阵等，

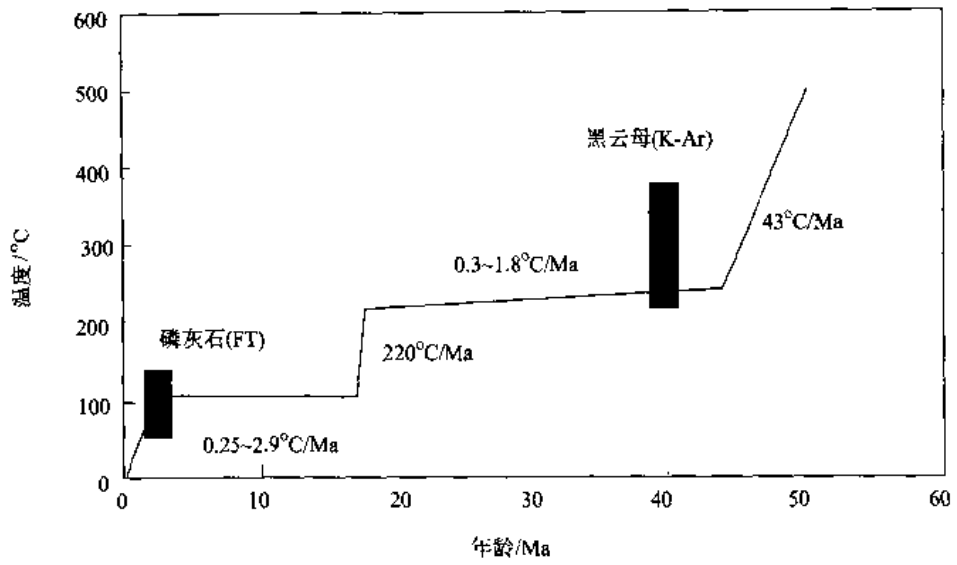


图 1-19　冈底斯构造-岩浆带东部林芝花岗岩热年代学曲线图

（据陈文寄等，1999）

Fig.1-19　Thermal-chronological diagram of Nyingchi granite of east Gangdise belt

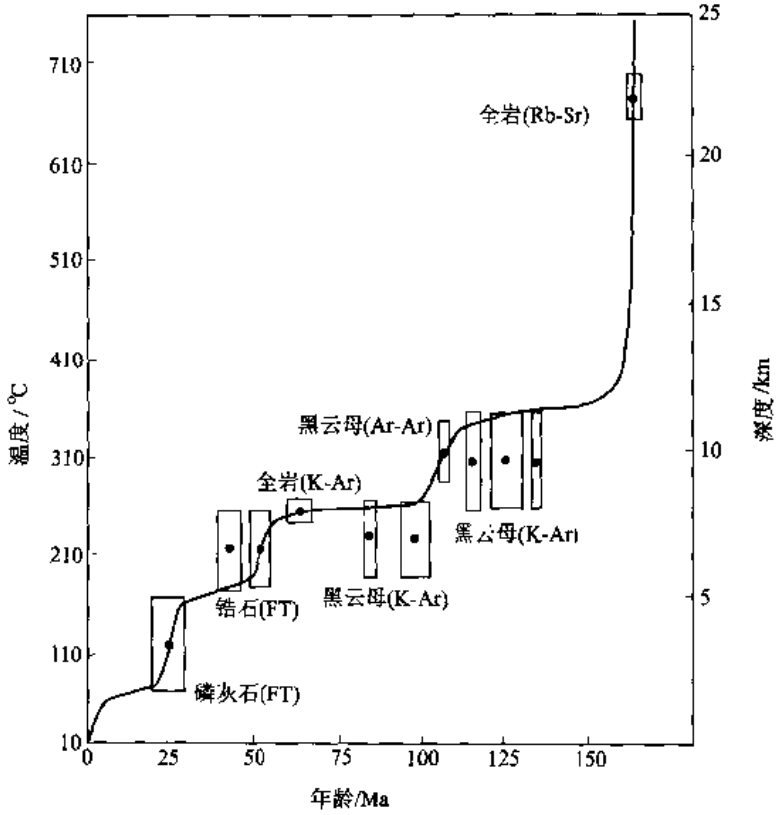


图 1-20　秦岭北部华山花岗岩热年代学曲线图

Fig.1-20　Thermal-chronological diagram of Huashan granite of the north Qinling Mountains

1985），黑云母 Ar-Ar 年龄为 106 Ma（朱铭，1995）。严阵等（1985）、朱铭（1995）与陕西区调队花岗岩专题组（1980）给出了不同的黑云母 K-Ar 年龄，万京林等（2000）提供了磷灰石裂变径迹年龄。分析华山岩体构造-热演化过程，可以看出，秦岭北部华山地区在

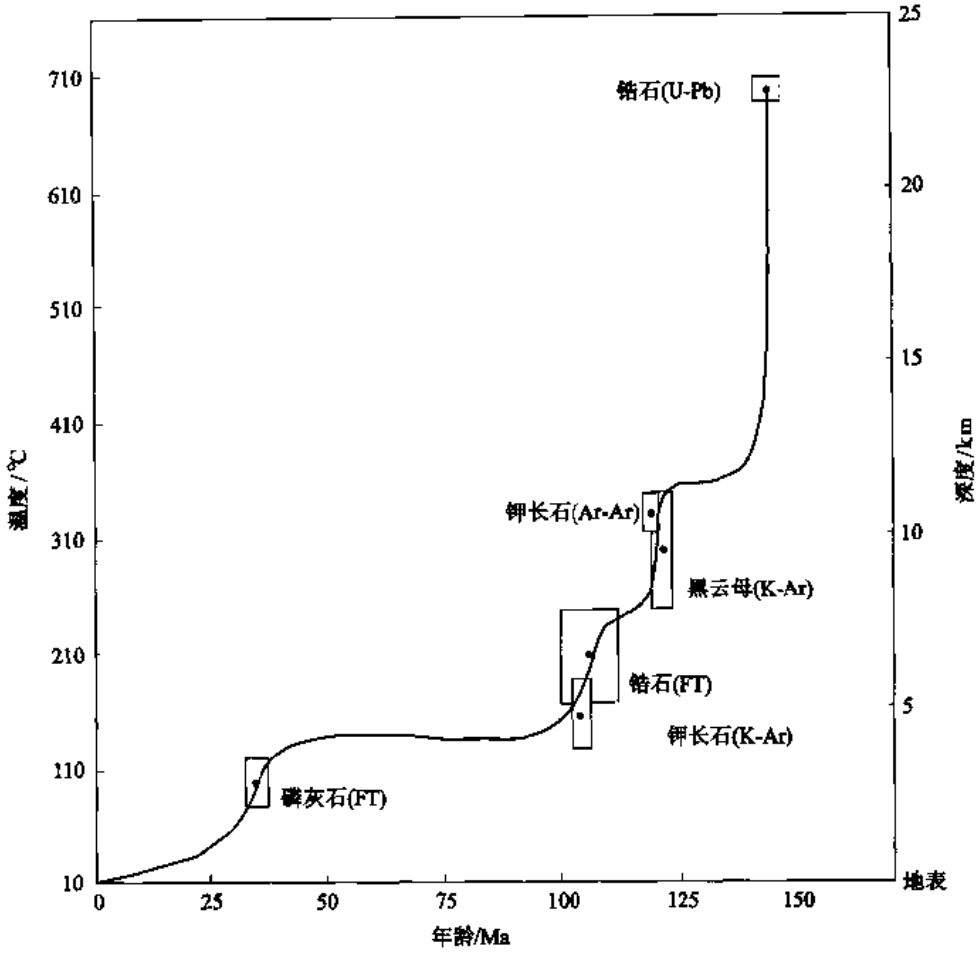


图 1-21　云蒙山花岗岩热年代学曲线图

Fig. 1-21　Thermal-chronological diagram of the Yunmengshan granite in north of Beijing

108 ~ 150 Ma、98 ~ 56 Ma、28 ~ 48 Ma 与 7 ~ 23 Ma 处于缓慢剥蚀夷平阶段，对应于秦岭 3 期夷平面的形成时期；98 ~ 108 Ma、48 ~ 56 Ma、23 ~ 28 Ma 与 0 ~ 7 Ma 处于快速隆升阶段，岩体抬升速率分别为 0.27 mm/a、0.25 mm/a、0.54 mm/a 与 0.21 mm/a，对应于 4 期夷平面解体事件。28 ~ 48 Ma 相当于北台期夷平面形成时期，7 ~ 23 Ma 相当于唐县期夷平面形成时期。

图 1-21 为云蒙山花岗岩热年代学曲线，良好地反映了燕山山脉剥蚀夷平与隆升过程，其中锆石 U-Pb 年龄与钾长石 Ar-Ar 年龄来自于 Davis 等（1998）的资料。岩体侵位时代为 143 Ma，侵位深度约 11.7 km；岩体侵位后，在 122 ~ 135 Ma、98 ~ 35 Ma 与 0 ~ 25 Ma 发生 3 期区域性缓慢隆升剥蚀事件；在 108 ~ 122 Ma 与 25 ~ 35 Ma 发生两期快速隆升与快速冷却事件，隆升速率达 0.23 ~ 0.27 mm/a。35 ~ 98 Ma 与 0 ~ 25 Ma 对应于燕山山脉两期新生代区域性夷平面形成时代。

位于内蒙古高原南缘的大青山山顶面与内蒙古高原面处于同一夷平面，对大青山花岗岩的构造-热演化过程分析可知，该过程良好地反映了大青山与内蒙古高原隆升历史与剥蚀夷平过程（图 1-22）。大青山角闪斜长花岗岩角闪石 K-Ar 年龄为（430.4 ± 8.2）Ma，基本代表岩体侵位时代；在约 240 Ma、100 ~ 120 Ma 与 0 ~ 25 Ma，发生 3 期构造-热事件，分别对应于印支运动、燕山晚期区域性拆离滑脱运动所致岩体快速隆升与晚喜马拉雅期大青

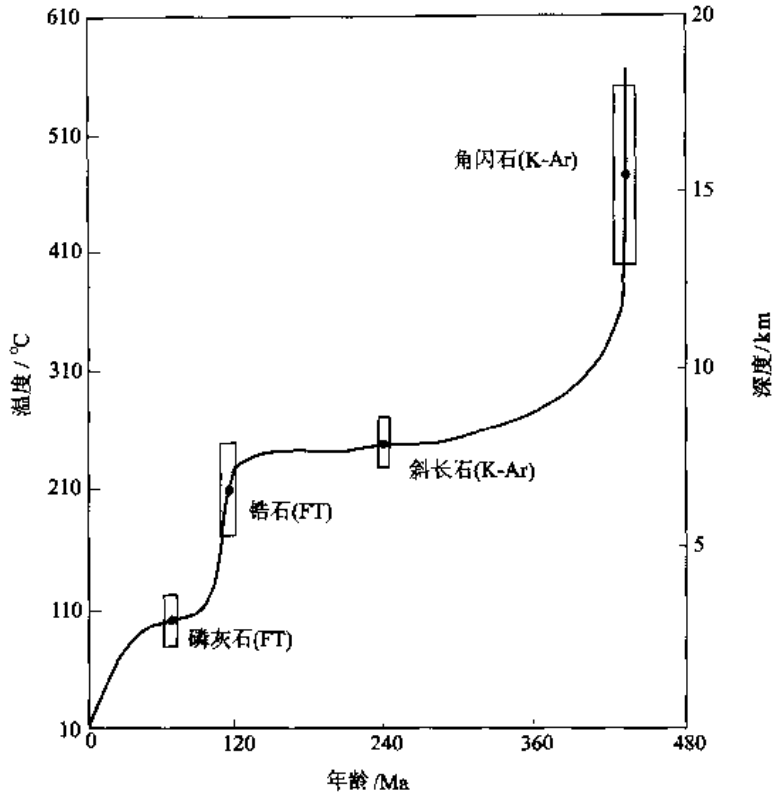


图 1-22　内蒙古高原南部大青山岩体构造-热演化曲线图

Fig. 1-22　Thermal-chronological diagram of Daqingshan pluton of Yinshan Mountains

山山前盆地裂陷事件；在 240 ~ 400 Ma、120 ~ 240 Ma 与 25 ~ 100 Ma，发生 3 期缓慢剥蚀夷平事件，分别代表 3 期区域性夷平面的形成时代。

杨巍然等（2000）对大别山东段罗田变质杂岩进行了热年代学分析，良好地反映了大别山地区中新生代构造-地貌演化过程（图 1-23）。罗田变质杂岩经历了 110 ~ 145 Ma 与0 ~ 20 Ma 两期快速隆升与快速冷却过程，对应于两期强烈的区域性快速构造隆升事件；在 145 ~ 240 Ma 与 26 ~ 110 Ma 经历了两期缓慢隆升剥蚀事件，对应于中新生代两期区域性夷平面的形成时期。

王庆隆等（1998）应用热年代学方法，对华南诸广山地区不同花岗岩的热历史与隆升过程进行了系统分析（图 1-24）（转引自陈文寄等，1999）。可以看出，诸广山地区在中生代 100 ~ 200 Ma 经历了较快速的降温与区域性隆升事件；中生代晚期—新生代约 60 ~ 100 Ma 以来，发生缓慢剥蚀隆升事件，对应于区域性主夷平面（山顶面）形成时代。

4. 中国大陆夷平面形成演化时期

不同构造-地貌单元据不同方法所得出的年代学资料具有良好的可对比性与一定的差异性，揭示了中国大陆不同山地晚中生代—新生代构造-地貌形成演化的时间序列。笔者在前人研究成果基础上，根据构造-地貌事件测年资料与地质资料推断夷平面形成时期（表 1-6），并综合编制不同地区构造-地貌事件时间序列分布图（图 1-25），用以揭示中国大陆山地构造-地貌形成演化过程。结果表明，中国大陆不同构造-地貌区带的构造-隆升(夷平面解体)事件与缓慢剥蚀夷平(夷平面形成)事件发生时代具有良好的近等时性。

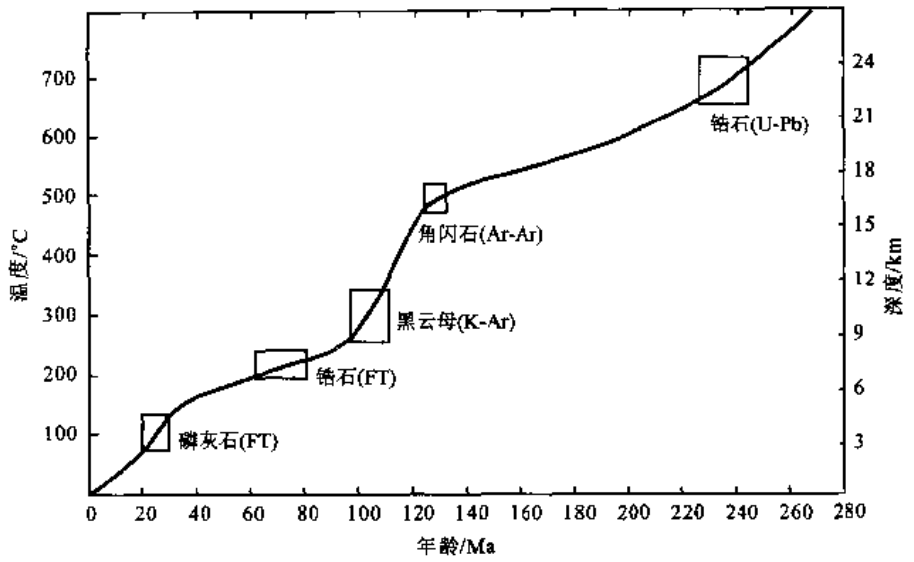


图 1-23　大别山东段罗田变质杂岩热年代学曲线图

（测年资料引自杨巍然等，2000）

Fig. 1-23　Thermal-chronological diagram of Luotian metamorphic core complex of the east Dabie Mountains

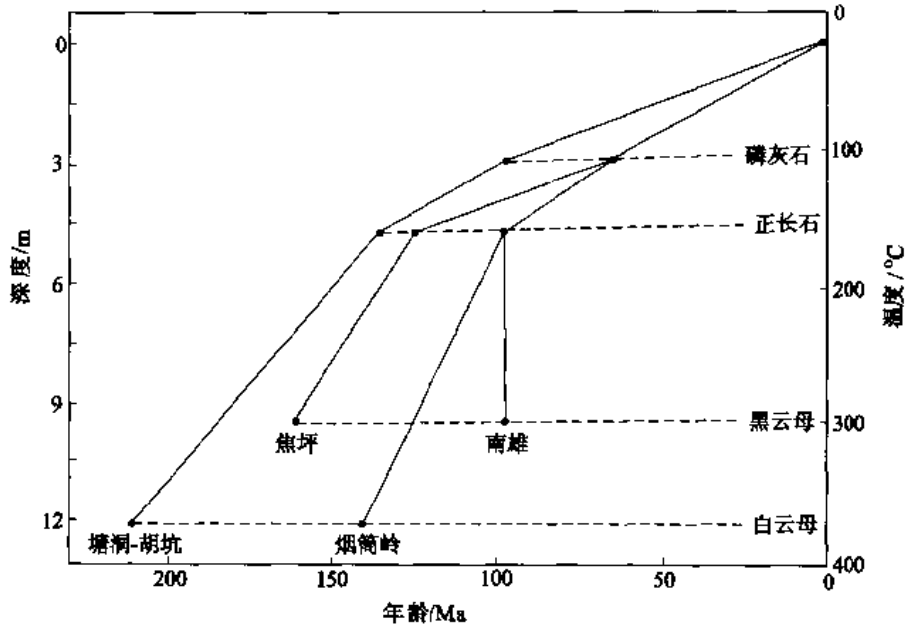


图 1-24　华南山地诸广山花岗岩热年代学曲线图

（王庆隆等，1998）

Fig. 1-24　Thermal-chronological diagram of Zhuguangshan granite of the South China Block

新生代时期，主要夷平面形成事件普遍发生于老第三纪约 28 ~ 65 Ma 与新第三纪约 8 ~ 20 Ma，主要夷平面解体事件普遍发生于约 20 ~ 28 Ma 与中新世以来约 0 ~ 8 Ma。中生代时期，中国中东部很多地区在 98 ~ 120 Ma 发生过强烈的构造-隆升事件，在 65 ~ 98 Ma 期间普遍发生过广泛的剥蚀夷平事件，形成晚中生代（晚白垩世）区域性夷平面。在中国中、东部广大地区，晚白垩世夷平面与老第三纪夷平面呈连续过渡关系，未出现明显的构造隆升事件（图 1-25）。

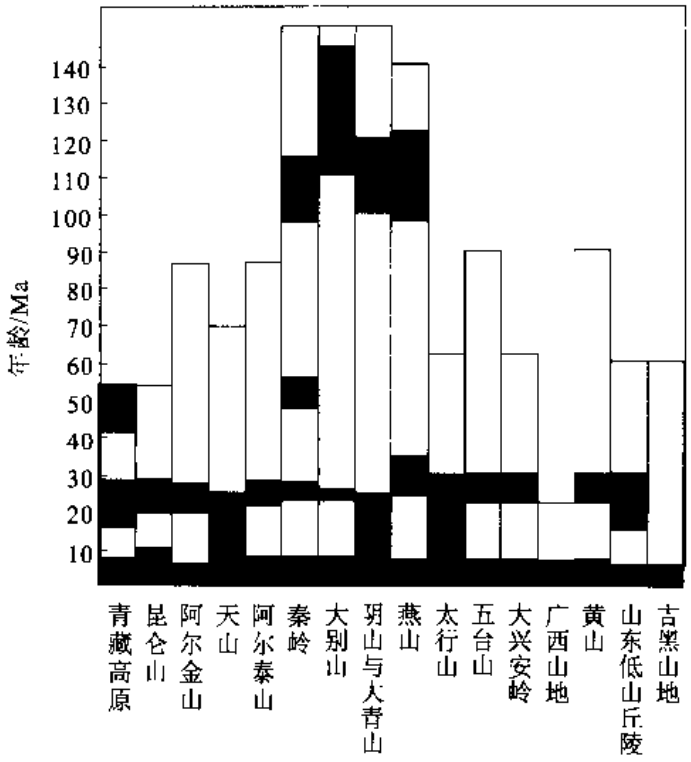


图 1-25　中国大陆不同区带山地构造-地貌事件时间序列分布图

Fig. 1-25　Comparison of time-sequences of tectonic-landform events of China continent

图中，黑色表示夷平面解体事件，白色表示区域性剥蚀夷平事件

三、夷平面区域对比

青藏构造-地貌组合区不同构造-地貌区带普遍发育 2～3 期夷平面。同一期夷平面在不同地区海拔高程不尽相同，以青藏高原为中心，向外具有不断降低的趋势（表 1-6）。老第三纪夷平面分布于青藏高原内部高山区如冈底斯山、念青唐古拉山与唐古拉山，在地貌上表现为高山山顶面，海拔高程一般为 5200～6500 m，相对高差常大于 1500 m（图 1-7、1-8）。在青藏高原北缘的喀喇昆仑山与昆仑山，老第三纪夷平面海拔高程一般大于 6000 m（王树基，1998）；在青藏高原东北缘的祁连山地区，西段老第三纪夷平面分布于海拔高度 4800～5000 m 处，东段老第三纪夷平面分布于海拔高度 4200～4400 m 处（尹泽生等，1992）；在青藏高原东缘横断山与川滇南北带，由于晚期剥蚀强烈，老第三纪残留夷平面与残留高原面难以区分（罗来兴等，1963）。中新世夷平面即现今高原面在青藏高原及其周缘地区在海拔高度与形成时代上都具有一定的可对比性：在青藏高原南部，中新世夷平面平均海拔高度约为 4500～4700 m（图 1-7、1-8）；在青藏高原北部羌塘-可可西里地区，中新世夷平面平均海拔高度约为 4700～5000 m。青藏高原北缘昆仑山中新世夷平面表现为山顶面，海拔高度约为 5000～5400 m（图 1-9、1-10）；阿尔金山中新世夷平面表现为山顶面，是残留的高原面，海拔高度为 4200～4600 m（图 1-11）；青藏高原东北缘的祁连山地区，中新世夷平面自西向东趋于降低，海拔高度在祁连山西段为 4300～4600 m，在祁连山东段为 3800～4000 m；青藏高原东缘的横断山与川滇构造地貌带中新世夷平面表现为山顶面，实际是残留的破碎高原面，平均海拔高度约为3800～4700m。约自中新世晚期(5～8

表 1-6　中国大陆山地夷平面对比表

Table 1-6　Comparison of planation surfaces among different mountains of China continent

构造-地貌区带		夷平面		主要特征	形成时代
		序次	海拔高程/m		
青藏构造-地貌组合区	青藏高原	一级	≥5000～6000	高原内部高山山顶面	老第三纪
		二级	4500～5000	现今高原面 主夷平面	中新世
		三级	3800～4300	晚期剥夷面 裂陷盆地面	上新世—早更新世
	喀喇昆仑山	一级	≥6000	齐平山脊线	老第三纪
		二级	3500～4000	高位山间盆地面	上新世—早更新世
	昆仑山	一级	≥6000	齐平山脊线	老第三纪
		二级	5000～5400	山顶面	中新世
		三级	4000～4600	残留高原面	上新世—早更新世
	阿尔金山	一级	4200～4600	残留高原面	中新世
		二级	3000～3600	山间盆地面	上新世—更新世
	祁连山	一级	4800～5000(西段) 4200～4400（东段）	残留有原始堆积	老第三纪
		二级	4300～4600（西段） 3800～4000（东段）	围绕老第三纪夷平面展布	新第三纪
		三级	3500～3800（西段） 3300～3600(东段）	残留有早更新世冰碛物与冰水沉积物	早更新世
	河西走廊	一级	3000	断块山地	上新世
		二级	2000	覆盖有玉门组砾石层	早更新世
		三级	1500～1800	覆盖有酒泉组砾石层	中更新世
	横断山 川西 滇北	一级	4600～4700	残留高原面	始新世—中新世
		二级	3800～4000	残留高原面	中新世
		三级	2800～3400	解体高原面 晚期剥夷面	上新世—早更新世
		四级	2200～2600	解体高原面 晚期剥夷面	上新世—早更新世
		五级	1500～1600	解体高原面与 晚期剥夷面	上新世—早更新世
西北构造-地貌组合区	天山西段	一级	≥4000	齐平山顶平坦面	新第三纪
		二级	2800～3200	高山台地面	新第三纪
		三级	1800～2400	低山顶面，有沉积层	老第三纪
	天山东段	一级	≥3900	齐平山顶平坦面	新第三纪
		二级	2700～3100	高山台地面	新第三纪
		三级	1700～2000	低山顶面	老第三纪
	阿尔泰山	一级	2600～3000	发育红色风化壳	晚中生代
		二级	1800～2500	发育红色风化壳	老第三纪
		三级	1200～1600	发育高岭土风化壳	新第三纪
中部构造-地貌组合区	贵州山地	一级	1600～2000	大娄山期或鄂西期	老第三纪
		二级	800～1200	山盆期或山原期	新第三纪
	大巴山	一级	2000～2400	山顶面	老第三纪
		二级	1000～1400	山顶面	新第三纪
	秦岭	一级	3300～3500	山顶面	晚中生代
		二级	2600～2900	山顶面	老第三纪
		三级	2000～2200	峰顶面	渐新世
		四级	1500～1800	残留有红色风化壳	新第三纪

续表

构造-地貌区带		夷平面		主要特征	形成时代
		序次	海拔高程/m		
中部构造-地貌组合区	五台山	一级	3000～3060	山顶面	晚白垩世
		二级	2700～2900	相当于北台期	晚白垩世—老第三纪
		三级	2300～2400	相当于北台期	老第三纪
		四级	1800～1900	相当于唐县期	中新世
		五级	1500～1600	相当于唐县期	中新世
	太行山	一级	2700～3000	太行山主峰	晚白垩世
		二级	2200～2400	太行山主峰，北台期	老第三纪
		三级	1400～1600	与山西高原面相当	中新世
		四级	800～1000	相当于唐县期，上覆三趾马红土层	中新世—上新世
		五级	500～600	上覆三趾马红土层	中新世—上新世
	大兴安岭	一级	1500	兴安期夷平面	老第三纪
		二级	1000	布西期夷平面	新第三纪
		三级	500～600		上新世
东部大陆构造-地貌组合区	广西山地广西盆地	一级	1200～1600	桂东北山顶面	新第三纪
		二级	800～1000	发育砖红色风化壳	新第三纪
		三级	500～650	间歇性抬升地貌面	上新世后
		四级	300～350	间歇性抬升剥夷面	上新世后
		五级	200～250	间歇性抬升剥夷面	上新世后
		六级	150～180	间歇性抬升剥夷面	上新世后
		七级	100～120	间歇性抬升剥夷面	上新世后
	黄山	一级	黄山剥夷面		晚白垩世
		二级	剥夷面		老第三纪
		三级	皖南剥夷面		新第三纪
	大别山	一级	大别山剥夷面	大别山峰顶面	晚中生代
		二级	霍山剥夷面	上覆盛安桥组沉积	老第三纪
		三级	淮南剥夷面	削平盛安桥组	上新世
	山东低山丘陵区	一级	500	鲁中期覆山旺玄武岩	第三纪
		二级	300～400	唐山期，上覆玄武岩	上新世
		三级	150～200	临城期	早更新世
东部大陆构造-地貌组合区	燕山及相邻山地	一级	2800～3000	切割中生代岩层	晚白垩世
		二级	2000～2300	北台期，上覆渐新世玄武岩	老第三纪
		三级	1600～1800	北台期，上覆大镇玄武岩	老第三纪
		四级	1300～1500	唐县期，上覆汉诺坝组玄武岩	中新世
		五级	1100～1200	唐县期，切割天镇与汉诺坝组玄武岩	中新世
			800～900	上覆含三趾马红土层	上新世
	吉黑山地	一级	1400～1600	兴安期夷平面	老第三纪
		二级	800～1000	布西期夷平面	新第三纪
		三级	500～650		上新世末

（据王树基，1998资料补充、改编）

Ma）以来，青藏高原及周缘地区普遍发生区域性走滑与裂陷事件，形成大量北东—北东东向与北西—北西西向走滑断裂与很多近南北向、北东—北北东向与北西—北西西向裂陷带或断陷湖盆（吴珍汉等，2000；Kidd et al.，1995），导致高原面的裂解与断陷，形成上新世—早更新世山足剥夷面和盆地面；该期阶地状构造地貌面高度在青藏高原约为3800～

4300 m，在喀喇昆仑山为 3500～4000 m，在昆仑山为 4000～4600 m（图 1-9、1-10），在祁连山西段为 3500～3800 m，在祁连山东段为 3300～3600 m，在河西走廊表现为约 3000 m、2000 m 和 1500～1800 m 三级地貌面，在横断山和川滇南北构造-地貌带表现为 2800～3400 m、2200～2600 m 与 1500～1600 m 三级地貌面。

西北构造-地貌组合区，同一时期夷平面自南向北、自西向东海拔高度不断降低（表 1-6）。新第三纪夷平面在天山西段分布于海拔高度约 4000 m 和 2800～3200 m 处，在天山东段分布于海拔高度约 3900 m 和 2700～3100 m 处，在阿尔泰山分布于海拔高度 1200～1600 m 处。老第三纪夷平面在天山西段分布于海拔高度 1800～2400 m 处，在天山东段分布于海拔高度 1700～2000 m 处，在阿尔泰山分布于海拔高度 1800～2500 m 处。在阿尔泰山，尚残留有中生代晚期形成的夷平面，现今分布于海拔高度约 3000m 处（王树基，1998）。

在中部构造-地貌组合区，发育中生代晚期、老第三纪、中新世与上新世—早更新世 4 期夷平面。中生代晚期（晚白垩世）夷平面分布于五台山主峰，现今海拔高程约为 2700～2900 m 与 3000～3060 m，五台山 2700～2900 m 高度夷平面与太行山地区 2700～3000 m 高度夷平面形成于晚白垩世—老第三纪；在秦岭，分布于海拔 3300～3500 m 的第一级夷平面可能形成于中生代晚期—老第三纪初期。在内蒙古高原、阴山与秦岭等地区，中生代地层与岩浆岩被强烈剥蚀夷平，上覆新生代早期玄武岩或砾石层，存在中生代晚期—新生代早期夷平面，但与老第三纪北台期夷平面难以区分。老第三纪夷平面广泛分布于中部各山地，但现今海拔高度不尽相同。在贵州山地，老第三纪夷平面被称为大娄山期或鄂西期夷平面，分布于海拔高度 1600～2000 m 处；在大巴山与米仓山，老第三纪夷平面分布于海拔高度 2000～2400 m 处；在秦岭，老第三纪夷平面分布于海拔高度 2600～2900 m 处；在五台山，老第三纪夷平面被称为五台期夷平面，分布于海拔高度 2300～2400 m 与 2700～2900 m 处；在太行山，老第三纪北台期夷平面分布于海拔高度 2200～2400 m 处；在大兴安岭，老第三纪夷平面被称为兴安期夷平面，分布于海拔高度约 1500 m 处。新第三纪夷平面主要形成于中新世，在贵州山地被称为山盆期或山原期夷平面，分布于海拔高度 800～1200 m 处；在五台山与太行山被称为唐县期夷平面，海拔高度分别为 1800～1900 m、1500～1600 m 与 800～1000 m；在大兴安岭被称为布西期夷平面，海拔高度约 1000 m；新第三纪夷平面在大巴山与米仓山分布于海拔高度 1000～1400 m 处，在秦岭分布于海拔高度 1500～1800 m 处。上新世末—更新世夷平面多为山足剥夷面，在大行山与大兴安岭均分布于海拔高度 500～600 m 处。

在东部大陆构造-地貌组合区，也发育晚中生代、老第三纪、新第三纪与上新世—第四纪 4 期夷平面。晚中生代夷平面主要形成于晚白垩世，残留于东部很多山地主峰顶面，在黄山被称为黄山剥夷面，在大别山被称为大别山剥夷面，在燕山山脉分布于海拔高度 2800～3000 m 处。老第三纪夷平面在大别山地区被称为霍山剥夷面；在燕山与辽西山地被称为北台期夷平面，分布于海拔高度 2000～2300 m 与 1600～1800 m 处；在东北吉黑山地被称为兴安期夷平面，分布于海拔高度 1400～1600 m 处；在山东低山丘陵区被称为鲁中期夷平面，在胶东半岛分布于海拔高度 500 m 以上。新第三纪夷平面主要形成于中新世，部分形成于上新世；在燕山与辽西山地被称为唐县期夷平面，分布于海拔高度 1300～1500 m 与 1100～1200 m 处；在黄山被称为皖南剥夷面，在大别山被称为淮南剥夷面；在山东低山丘陵区被称为唐山期夷平面，在胶东半岛分布于海拔高度 300～400 m 处；在东北吉

黑地区被称为布西期夷平面，分布于海拔高度 800～1000 m 处；在广西山地分布于高度 800～1000m 与 1200～1600 m 处。上新世后第四纪间歇性抬升剥夷面，在山东低山丘陵区被称为临城期剥夷面，分布于海拔高度 150～200 m 处；在吉黑山地分布于海拔高度 500～650 m 处；在广西盆地分布于 100～650 m 之间，构成 5 级层状地貌面。

可见，中国大陆山地夷平面在形成时代上具有良好的可对比性，在空间上表现出明显的规律性展布特征（表 1-6）。在时间上，不同构造-地貌组合区与不同构造-地貌区带具有相近或相同的剥蚀夷平期和夷平面解体期；中国大陆及邻区主要剥蚀夷平期包括老第三纪、中新世与上新世—早更新世；主要夷平面解体期包括渐新世末期—中新世早期（约 20～25 Ma）、中新世末期—上新世初期（约 5～8 Ma）与第四纪中晚期（0～3 Ma）；剥蚀夷平期对应于区域性构造宁静期，夷平面解体期对应于区域性构造活跃期，中国大陆山地夷平面的形成演化过程与区域构造活动历史呈现出良好的相关关系。在空间上，中国西部夷平面级数相对较少，但普遍保存较好，分布面积较大（图 1-7～1-14）；而中国东部夷平面则级数相对较多，但普遍保存较差，分布面积较小（图 1-15～1-18）；自西向东，山地夷平面海拔高程不断降低（表 1-6），与中国大陆地势展布呈现出相似的变化规律。

第四节　中国大陆及邻区构造地貌形成演化的地质构造背景

在中新生代全球岩石圈水平速度矢量场中，中国大陆处于全球惟一的岩石圈快速北向流与岩石圈缓慢西向流的汇聚部位（图 1-26）。中生代晚期—新生代，中国大陆及邻区受到太平洋板块西向俯冲、特提斯板块北向俯冲与印度-欧亚陆-陆碰撞的影响，发生了多期强烈的构造-岩浆活动与复杂的大陆动力学过程，导致构造-地貌格局重大转变与地表系统巨变，逐步形成颇具特色的现今构造-地貌组合。

印度陆块自白垩纪以来，以大于 5～10 cm/a 速度向北运动（Le Pichon et al., 1988; Stock and Molnar, 1988）。印度大陆南缘在 135 Ma 时位于南纬约 48°，115 Ma 北移至南纬约 40°，80 Ma 北移至南纬约 30°，65 Ma 北移至南纬约 22°，54 Ma 北移至南纬约 17°，35 Ma 北移南纬约 7°，20 Ma 北移至赤道附近，10 Ma 北移至北纬约 5°（图 1-26）。由于印度陆块长期稳定向北运动，导致特提斯洋板块的北向俯冲，特提斯洋盆面积不断减小，直至约 45～50 Ma 特提斯洋闭合。特提斯洋消亡后，印度大陆仍然以 5～5.5 cm/a 左右的速度向北运动，导致印度-欧亚陆-陆碰撞、印度大陆北向俯冲、青藏地区地壳巨量缩短与青藏高原及周缘山脉的快速隆升，逐步形成中国西部现今构造-地貌格局。

约自侏罗纪以来，太平洋板块以 8～12 cm/a 向北西—北西西方向运移（图 1-26），形成太平洋西缘弧形展布的巨型俯冲带，导致中国大陆东部侏罗纪—早白垩世强烈的构造-岩浆活动，形成总体呈北东—北北东向展布的构造-岩浆-成矿带（吴珍汉等，1998）。中晚白垩世，中国东部构造动力学环境发生了自区域性挤压为主向区域性伸展为主的重大转变，导致晚白垩世—新生代广泛的区域性裂陷作用，形成北东—北北东向系列裂陷盆地与大陆裂谷系，逐步形成现今盆-岭相间的构造-地貌格局（Cui et al., 1996）。

沉积地层良好地记录了构造运动信息，不整合面反映了强烈构造运动的发生时期与影响范围。综合不同构造-地貌单元沉积记录与地层资料，编制了中国东西部及邻区新生代

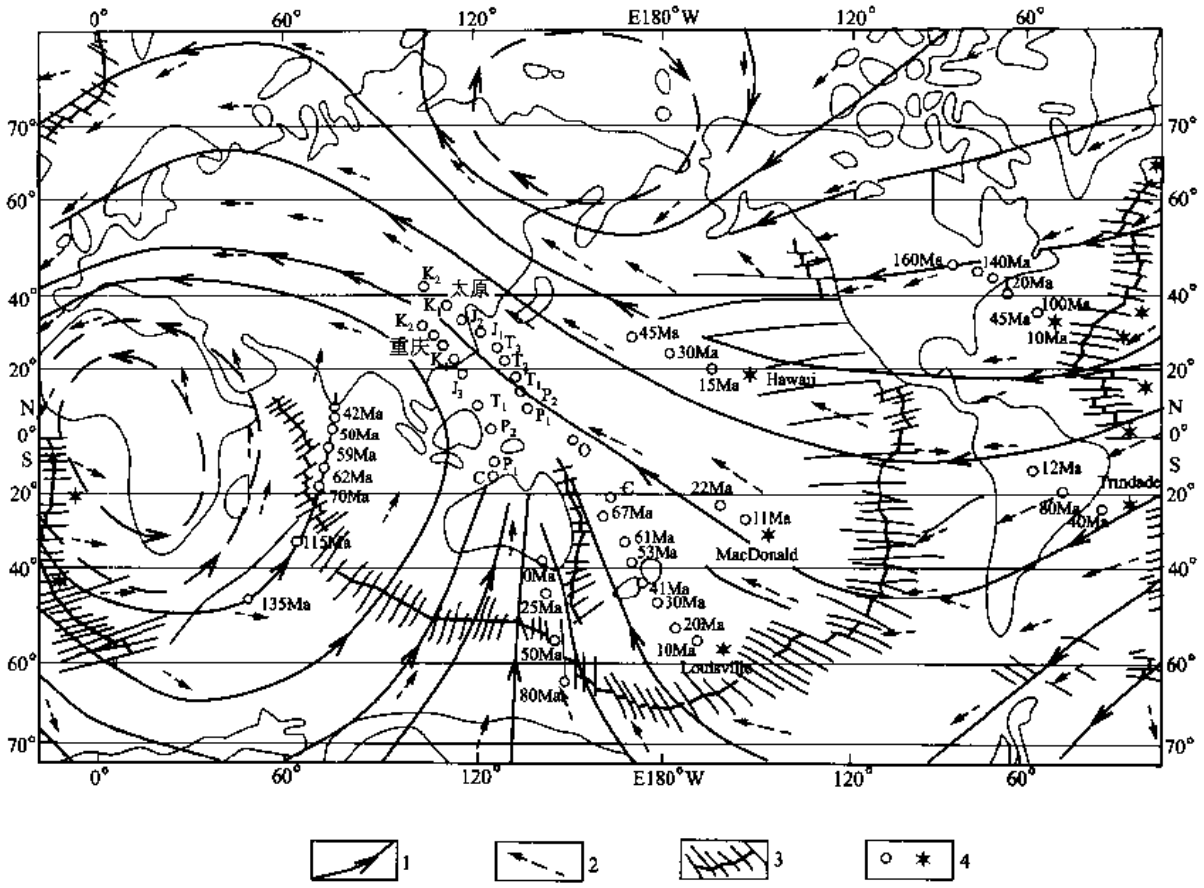


图 1-26　中新生代全球岩石圈绝对水平速度矢量场分布图

（据吴珍汉，1997）

Fig.1-26　Map of global velocity field of the Meso-Cenozoic era

1—岩石圈绝对水平运动迹线；2—中新生代岩石圈绝对水平运动速度矢量；3—大洋中脊与转换断层；4—热点

地层接触关系对比表（表 1-7）。对比分析表明，中国东、西部及邻区不同构造-地貌单元新生代不整合发生时代具有良好的近等时性。中国东、西部普遍发育的褶皱幕有 3 期，分别发生于始新世末期—渐新世初期（喜马拉雅Ⅰ幕）（约 35 Ma 前后）、渐新世末期—中新世初期（喜马拉雅Ⅱ幕）（约 23 Ma 前后）与中新世末期—上新世初期（喜马拉雅Ⅲ幕）（约 5Ma 前后）（表 1-7）。部分地区尚发育古新世末—始新世初、上新世末—早更新世初与中晚更新世褶皱幕。喜马拉雅运动Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ幕发生时代与夷平面解体时代（图 1-25）具有良好的可对比性，这三期强烈的构造运动对中国大陆新生代构造-地貌演化具有重要的控制作用。

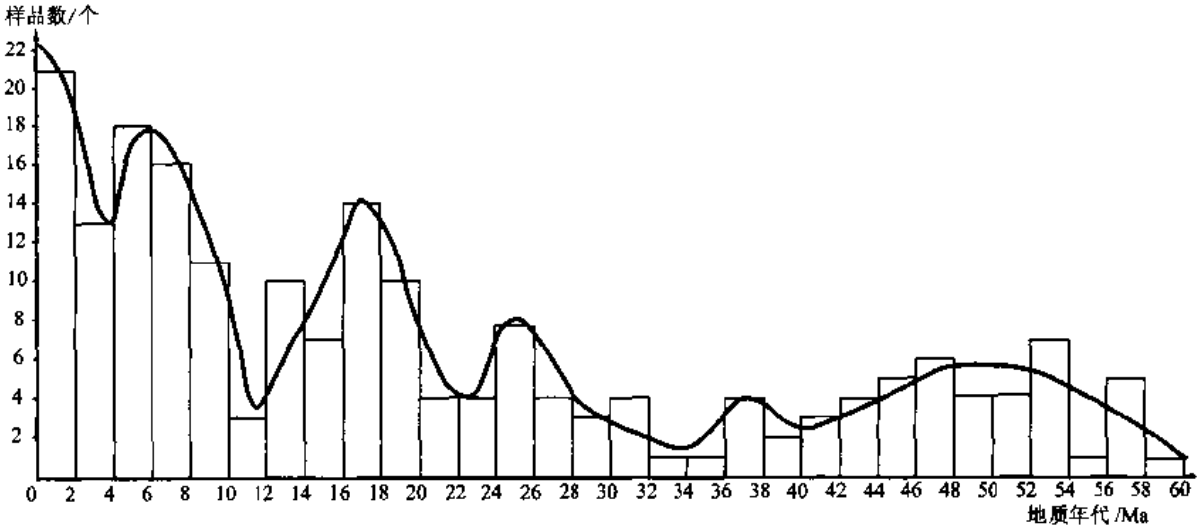
构造-热事件与构造运动存在成因联系，是构造-地貌演化另一种重要地质记录，尚在一定程度上反映地质历史时期的深部过程。统计中国东、西部地区新生代构造-热事件年龄分布（图 1-27），分析构造-热事件与构造运动、构造-地貌演化的关系，可以看出，中国东部发育 6 期构造-热事件高峰，分别发生在 46 ~ 58 Ma、36 ~ 38 Ma、24 ~ 26 Ma、16 ~ 20 Ma、4 ~ 8 Ma 与 0 ~ 2 Ma（图 1-27a）；中国西部也发育 6 期构造-热事件高峰，分别发生在 52 ~ 56 Ma、38 ~ 44 Ma、30 ~ 34 Ma、18 ~ 26 Ma、10 ~ 16 Ma 与 0 ~ 4 Ma（图 1-27b）。中国西部新生代早期52 ~ 56Ma构造-热事件高峰对应于特提斯洋闭合与印度-欧亚陆-陆碰

表 1-7　中国大陆及邻区不同构造-地貌单元新生代褶皱幕对比表

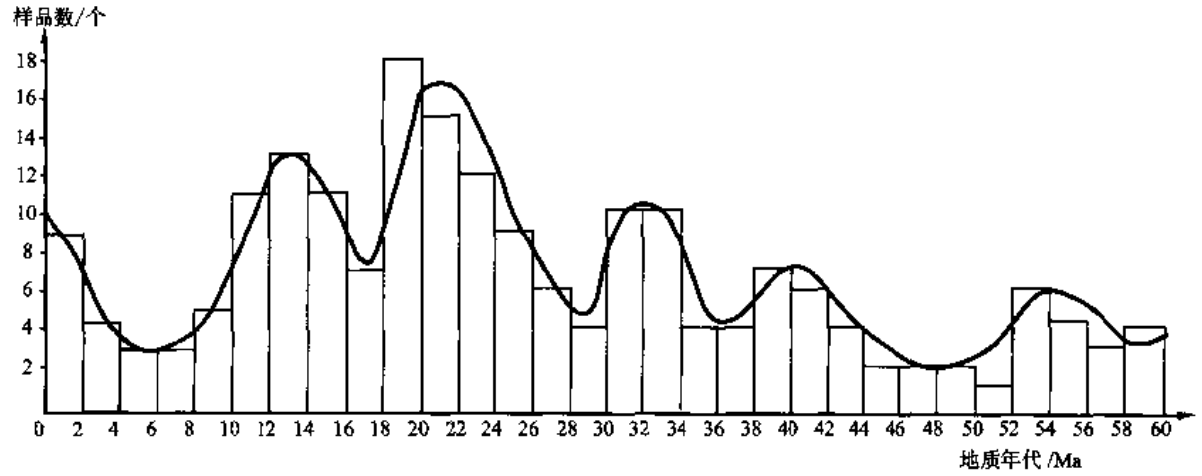
Table 1-7　Comparison of the Cenozoic folding episodes among different tectonic-landform units of China continent and its adjacent areas

	构造单元	地层及其接触关系							
中国西部	西瓦利克坳陷	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3			
	喜马拉雅地区	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	冈底斯地块	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	羌塘地块	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E_1	K_2
	西昆仑阿尔金山	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E_1	K_2
	祁连山	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	龙门山	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E_1	K_2
	秦岭地区	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	柴达木盆地	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	塔里木盆地	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
	准噶尔盆地	Q_4-Q_3	Q_2-Q_1	N_2	N_1	E_3	E_2	E	K_2
中国东部	华北平原-渤海湾-下辽河盆地	Q(685m) 0.42mm/a		N_2+N_1(2200m) 0.10mm/a		E_3(4500m) 0.37mm/a	E_2(1800m) 0.09mm/a		K-J
	日本海盆地	$Q+N_2$(2500m) 0.48mm/a			N_1(4000m) 0.22mm/a				Mz
	苏北-南黄海盆地	Q(30m) 0.02mm/a		N_2+N_1(1300m) 0.06mm/a		E_3(1108m) 0.09mm/a	E_2(3200m) 0.15mm/a	E_1(1100m) 0.13mm/a	Mz
	东海陆地盆地	Q(450m) 0.27mm/a		N_2(650m) 0.18mm/a	N_1(2300m) 0.13mm/a	E_3(1200m) 0.10mm/a	E_2(1000m) 0.05mm/a	E_1(1000m) 0.12mm/a	Mz
	冲绳海槽	Q(2400m) 1.46mm/a		N_2+N_1(6286m) 0.29mm/a					Mz
	台湾海峡	Q(1000m) 0.61mm/a		N_2(460m) 0.13mm/a	N_1(1380m) 0.08mm/a				Mz
	珠江口盆地	$Q+N_2$(352m) 0.07mm/a			N_1(1388m) 0.08mm/a	E_3(1074m) 0.09mm/a	E_2(2251m) 0.11mm/a	E_1(908m) 0.11mm/a	Mz
	莺歌海盆地	Q(240m) 0.15mm/a		N_2(970m) 0.27mm/a	N_1(1100m) 0.06mm/a				Mz
	南海南部曾母盆地	$Q+N_2$(753m) 0.15mm/a			N_1(1812m) 0.10mm/a	E_3(4776m) 0.31mm/a			Mz
	渭河裂谷盆地	Q(1214m) 0.74mm/a		N_2(1780m) 0.50mm/a	N_1(2172m) 0.12mm/a	E_3(1000m) 0.08mm/a	E_2(1200m) 0.06mm/a		Ar
	贝加尔裂谷盆地	Q(1804m) 1.10mm/a		N_2(1353m) 0.38mm/a	N_1(2170m) 0.12mm/a	E_3(1150m) 0.09mm/a	E_2(1400m) 0.07mm/a		Mz
喜马拉雅运动褶皱幕					III幕	II幕	I幕		
同位素年龄			1.64Ma		5.2Ma	23.3Ma	35.4Mz		

撞开始时代，表现为冈底斯构造-岩浆带中酸性岩体侵位时代；30～34 Ma 构造-热事件高峰略早于喜马拉雅Ⅰ幕发生时代；18～26 Ma 构造-热事件高峰对应于喜马拉雅Ⅱ幕与区域性强烈逆冲推覆、地壳缩短的发生时代；10～16 Ma 对应于喜马拉雅地区白云母花岗岩侵



a. 中国东部及邻区



b. 中国西部

图 1-27　中国大陆构造-热事件年龄统计分布图

Fig. 1-27　Statistic distribution of isotopic ages of thermal-tectonic events of China continent

位与藏北火山岩喷发高峰；0～4 Ma 构造-热事件高峰略晚于喜马拉雅Ⅲ幕与青藏高原内部盆-岭构造-地貌开始发育时代，对应于藏北羌塘高原-昆仑山地区碱性火山岩喷发高峰。中国东部及邻区新生代早期 46～58 Ma 构造-热事件高峰对应于东海与南海盆地快速裂陷与东部大陆新生代早期玄武岩喷发事件；36～38 Ma 构造-热事件高峰对应于喜马拉雅Ⅰ幕发生时代和华北盆地、渭河盆地、贝加尔盆地开始裂陷与陆内玄武岩喷发事件；24～26 Ma 构造-热事件高峰对应于喜马拉雅Ⅱ幕与北台期夷平面解体时代；16～20 Ma 对应于碱性玄武岩喷发高峰发生时代；4～8 Ma 对应于喜马拉雅Ⅲ幕与唐县期夷平面解体时代；0～2 Ma 对应于东北与雷琼碱性玄武岩喷发与现今阶梯状构造-地貌形成时代。

综上所述，中国大陆及邻区中新生代在全球所处构造部位的特殊性决定了构造-地貌演化过程的复杂性，不同阶段构造-热事件塑造了不同地质历史时期的构造-地貌。区域构

造运动、构造-热事件与构造-地貌演化呈现出良好的对应关系与密切的成因联系。在全球岩石圈快速西向流与快速北向流的联合作用下，中国大陆喜马拉雅期发生了强烈的构造运动与系列构造-热事件；中国西部地壳因挤压而不断增厚，中国东部地壳因伸展而不断减薄，导致中国东、西部构造-地貌发生规律性演化，逐步形成现今构造-地貌格局。

第二章　青藏高原地壳缩短增厚与隆升过程

青藏高原是世界上最大、最高、最平坦的大陆隆起区，是中国大陆及邻区最重要的构造-地貌单元，是东亚与南亚大陆很多重要河流的发源地，是国际地球科学领域最为引人注目的热点研究地区，是国内外公认的大陆动力学野外实验室（美国大陆动力学委员会编《大陆动力学研究的国家计划》，1988；美国国家研究委员会编《固体地球科学与社会》，1993；Molnar et al.，1993）。

对青藏高原地质构造与形成演化过程，约自20世纪50年代以来，国内外学者从区域地质调查、深部结构与组成、岩石圈构造演化、地壳缩短增厚过程与高原隆升机制等不同方面，开展了大量探测与研究工作（表2-1），积累了丰富的资料，不断取得新的进展与新的认识。

表2-1　青藏高原重要调查研究项目一览表

Table 2-1　Lists of some important research projects of the Tibetan Plateau

完成时间	项目名称	承担单位
1951～1953	西藏东部地质矿产调查（1:50万）	中国科学院
1957	西藏高原东部石油地质普查（1:100万）	青海石油普查大队、西藏石油普查队
1960～1968	青藏高原与喜马拉雅地区综合科学考察	中国科学院
1974	西藏纳木错-嘉黎地区路线地质调查（1:50万）	西藏地质局综合普查大队
1975	西藏乌郁-羊八井地区地质调查（1:10万）	西藏地质局综合普查大队
1976	青藏铁路南段那曲-拉萨地震基本烈度鉴定（1:100万）	国家地震局成都地震大队西藏烈度分队
1974～1979	西藏自治区区域地质调查（1:100万）	西藏地质局综合普查大队
1976～1984	西藏自治区当雄县羊八井地热田浅层热储资源评价（1:1万）	西藏地质矿产局地热地质大队
1974～1982	青藏高原航空磁测（1:100万）	地质矿产部航空物探大队
1980～1982	中法合作喜马拉雅地质构造与地壳上地幔形成演化研究	中国地质科学院、中国科学院、法国科学研究中心
1978～1985	西藏自治区1:50万化探扫面	西藏地质矿产局物化探大队
1985～1990	中英青藏高原联合科学考察	中英青藏高原综合地质考察队
1988	1:150万青藏高原及邻区地质图编制	中国地质科学院成都地质矿产研究所
1991～1995	青藏高原的构造演化与隆升机制研究	中国地质科学院地质研究所肖序常、李廷栋等
1992～2001	国际青藏高原-喜马拉雅深部综合探测（简称为INDEPTH）项目	INDEPTH项目组

近 10 年来，在赵文津研究员、Larry Brown 教授、Douglas Nelson 教授的组织与领导下，中国地质科学院、中国地质大学与美国、德国、加拿大十多所大学的数十名科学家一起，分三个阶段，联合开展了喜马拉雅-青藏高原深部探测（简称 INDEPTH）项目，完成了横穿喜马拉雅山与雅鲁藏布江的高精度地震反射（INDEPTH-Ⅰ与 INDEPTH-Ⅱ）、横穿青藏高原腹地的 REFTEK 天然地震观测与超长周期（LIMS）大地电磁测深（INDEPTH-Ⅱ与 INDEPTH-Ⅲ）等工作，取得了有关青藏高原地壳与岩石圈结构、组成与构造的系统观测成果（Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996; Makovsky et al., 1996; Chen et al., 1996; Alsdorf et al., 1996; Wu et al., 1996），引起国际地球科学界的高度重视。对青藏高原构造-热事件年龄与高原隆升过程，Harrison 等（1992, 1995），Copeland 等（1995）、陈文寄等（1999）与丁林等（1995）应用热年代学与锆石裂变径迹方法，进行过系统的测试、分析与研究工作。这些工作为认识青藏高原构造-地貌形成演化过程提供了非常宝贵的科学资料。

第一节　青藏高原构造-地貌特点

青藏高原及邻区是由多种构造-地貌类型复合而成的巨型构造隆起区，总体呈近东西向展布，东西长达 2000 km，南北宽达 800～1000 km，面积超过 2×10^6 km^2，由高原内部盆地、山脉、低山丘陵与周缘山系组成。青藏高原构造-地貌复合区经历了长期、复杂的地质构造演化历史和深部构造-热演化过程，形成了颇具特色的地壳结构与构造-地貌格局，现今仍发育强烈的构造变形与地震活动性，对晚新生代全球气候环境变迁产生过重大影响（施雅风等，1999）。

一、区域构造单元及地质演化历史

青藏高原经历了多期特提斯洋板块俯冲事件，形成了 3 条总体呈近东西向展布的大型缝合带，包括晚白垩世—始新世雅鲁藏布江缝合带、晚侏罗世—早白垩世班公错-怒江缝合带与三叠纪可可西里-金沙江缝合带。沿 3 条缝合带，发育不同时期蛇绿岩套、混杂堆积与高压变质带，不同时期蛇绿岩套代表不同时期古洋壳残片，一般呈构造岩片方式赋存于不同时期缝合带内。沿喜马拉雅山南缘，新生代中晚期发生印度大陆北向俯冲事件，形成喜马拉雅山南缘巨型逆冲推覆构造系统，包括主边界逆冲断裂系（MBT）与主中央逆冲断裂系（MCT），构成印度-欧亚大陆板块之间重要的碰撞构造带。在青藏高原北缘，新生代晚期发育阿尔金走滑断裂、昆仑山南缘断裂、祁连山南缘断裂与祁连山北缘断裂等边界断裂系统。这些重要构造带将青藏高原分割成不同构造块体（图 2-1）。

依据区域构造演化与地壳结构特点，以缝合带、碰撞带与边界断裂为界，将青藏高原划分为 6 个主要块体，自南向北依次为喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-昆仑地块（或可可西里-巴颜喀拉地块）、柴达木地块与祁连地块；青藏高原南侧为印度陆块，北侧为塔里木地块（图 2-1）。

青藏高原不同地块发育不同时期的海相沉积记录，特提斯洋不断向南退缩，大陆地壳不断向南增生。古生代海相沉积分布于包括祁连、昆仑在内的整个青藏地区（图 2-2a）。晚古生代—三叠纪，沿可可西里-金沙江构造带发生古特提斯洋板块的快速北向俯冲事件，

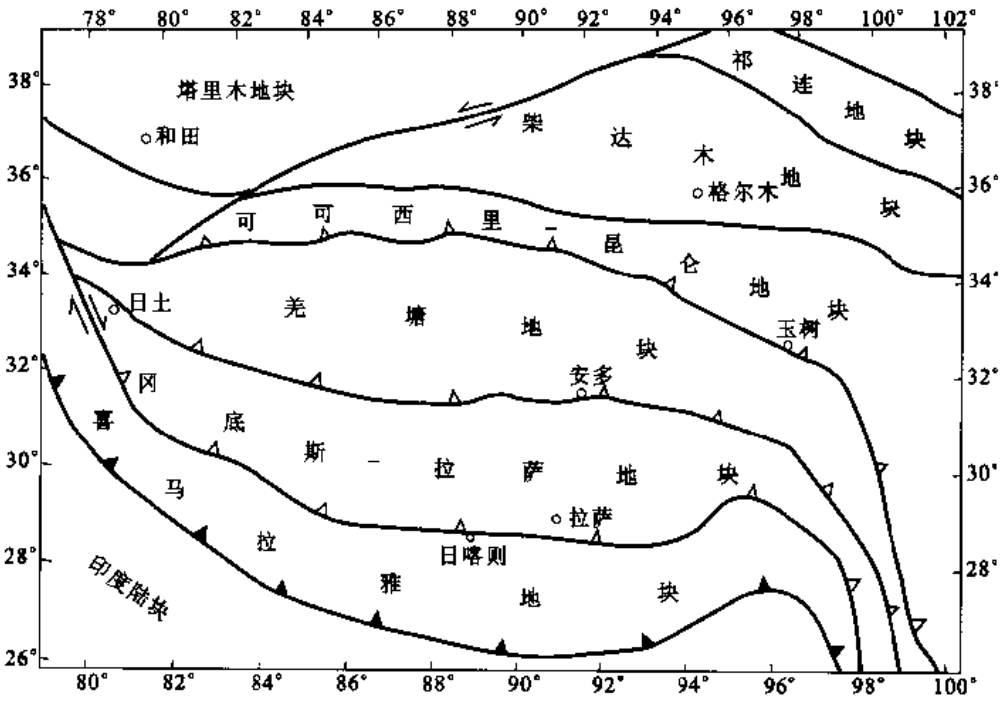


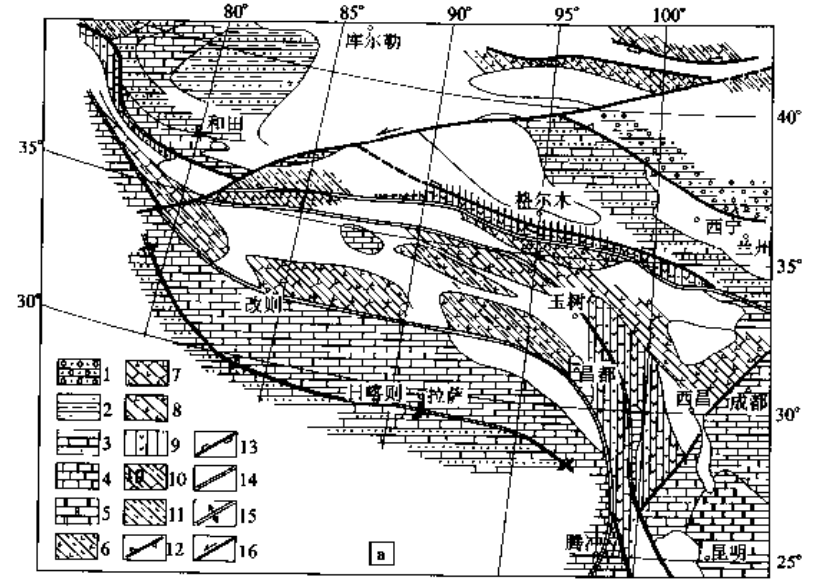
图 2-1 青藏高原构造区划略图

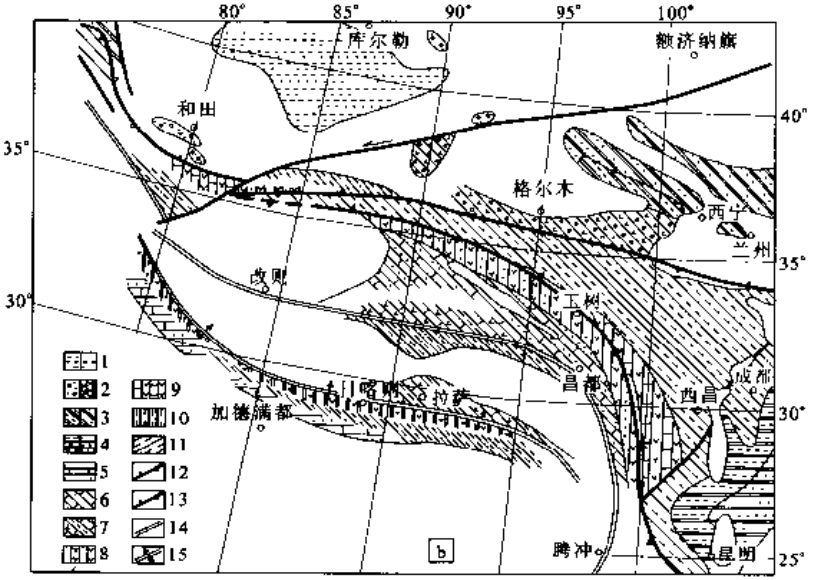
Fig.2-1 Division of tectonic units of the Tibetan Plateau

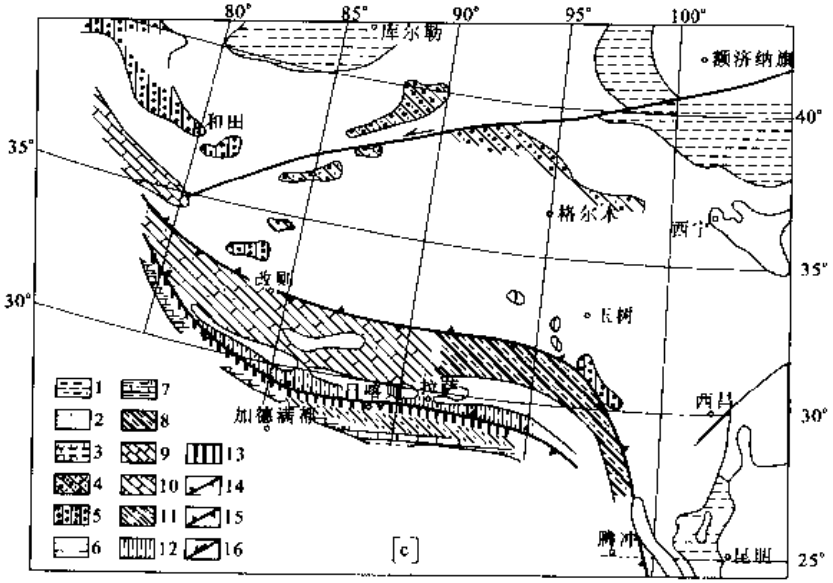
形成可可西里-金沙江板块俯冲带及其北侧岛弧带，至晚三叠世形成可可西里-金沙江板块缝合带，导致特提斯洋逐步退缩到可可西里-金沙江缝合带以南地区；可可西里-金沙江缝合带以北地区逐步隆升成陆（图 2-2b）。侏罗纪时期，羌塘地块普遍发育浅海相沉积，可可西里-巴颜喀拉地块为陆相沉积环境（图 2-2c）；约自晚侏罗世开始，特提斯洋板块沿班公错-怒江构造带发生快速北向俯冲事件，形成班公错-怒江缝合带，导致羌塘地块逐步褶皱隆升；至早白垩世羌塘地块整体转变成陆相环境，特提斯洋退缩到班公错-怒江以南地区。白垩纪时期，青藏北部地区处于陆相环境，冈底斯-拉萨地块处于海相环境；约自晚白垩世开始，特提斯洋板块沿雅鲁藏布江发生快速北向俯冲事件，沿冈底斯构造-岩浆带发生强烈构造-热事件，导致冈底斯-拉萨地块逐步褶皱隆升成陆，形成雅鲁藏布江缝合带。老第三纪，特提斯洋退缩到喜马拉雅以南地区（图 2-2d）；至始新世早中期，约 45～50 Ma，特提斯洋在青藏全境消亡；随后发生印度-欧亚陆-陆碰撞事件。渐新世末期—中新世早期，印度大陆板块开始向北俯冲，形成喜马拉雅山主中央断裂（MCT）（Meigs et al.，1995；Burbank et al.，1996），中新世中晚期形成主边界断裂（MBT）（Zeitler et al.，1985；Harrison et al.，1992），导致喜马拉雅山与青藏高原地壳巨量缩短、增厚与快速隆升，逐步形成现今构造-地貌格局。

二、地壳结构与深部构造特点

青藏高原不同地区不同地质构造演化历史导致不同地块具有不同的地壳结构。INDEPTH 项目深部地球物理探测与亚东—格尔木—额济纳旗 GGT 地学断面良好地揭示了喜马拉雅山—青藏高原不同地块的地壳结构与深部构造特点。综合 GGT 断面、INDEPTH 项目深部探测与地表地质观测资料，得出青藏高原地壳结构构造剖面分布图（图 2-3）。


80°
85°
90°
95°
100°
库尔勒
和田
格尔木
西宁
兰州
改则
玉树
昌都
日喀则
拉萨
西昌
成都
腾冲
昆明
40°
35°
30°
25°
a


80°
85°
90°
95°
100°
库尔勒
额济纳旗
和田
格尔木
西宁
兰州
改则
玉树
昌都
日喀则
拉萨
加德满都
西昌
成都
腾冲
昆明
40°
35°
30°
25°
b


80°
85°
90°
95°
100°
库尔勒
额济纳旗
和田
格尔木
西宁
改则
玉树
日喀则
拉萨
加德满都
西昌
腾冲
昆明
40°
35°
30°
25°
c

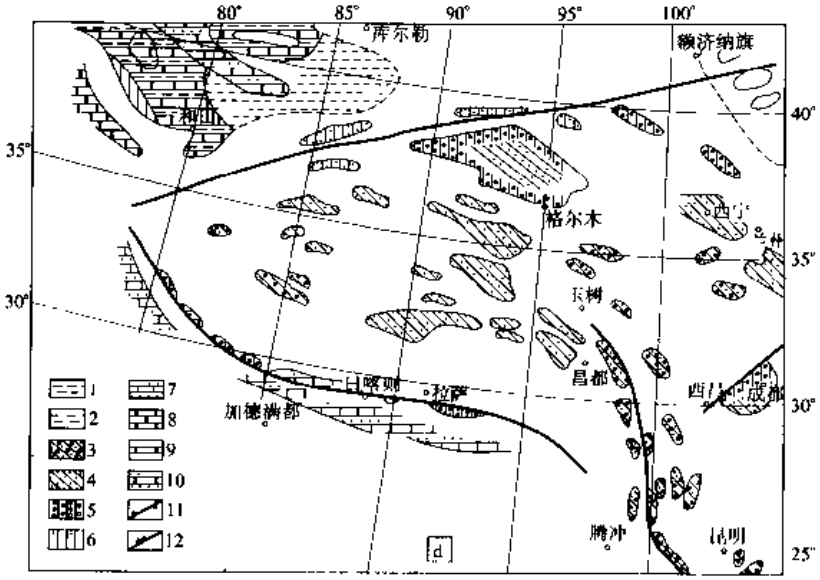

80°
85°
90°
95°
100°
库尔勒
额济纳旗
和田
格尔木
西宁
兰州
玉树
昌都
日喀则
拉萨
加德满都
西昌
成都
腾冲
昆明
40°
35°
30°
25°
d

图 2-2　青藏高原岩相古地理演化图

（据肖序常、李廷栋，2000）

Fig.2-2　Map of Palaeogeography and rock faces of different periods of the Tibetan Plateau

a. 早二叠世：1—内陆盆地河流粗碎屑岩系；2—内陆盆地河流细碎屑岩系；3—陆棚浅海碎屑岩-碳酸盐岩系；4—陆棚-台地碳酸盐岩系；5—膏岩系；6—裂陷盆地含煤碎屑岩-火山岩系；7—裂陷盆地碳酸盐岩-火山岩系；8—裂陷盆地火山岩-碎屑岩系；9—岛弧海火山岩-碎屑岩-膏岩系；10—陆棚-陆坡碎屑岩-碳酸盐岩组合；11—深海浊积岩系；12—加里东期闭合的板块消减带；13—石炭纪闭合的板块消减带；14—后期板块缝合带；15—二叠纪打开、后期闭合的板块消减带；16—晚期大型走滑与逆冲断裂

b. 晚三叠世：1—板内河湖相碎屑岩系；2—前陆盆地碎屑岩系；3—后造山近海与山间盆地含煤碎屑岩系；4—近海盆地含煤碎屑岩系；5—滨岸-陆棚碎屑岩-碳酸盐岩系；6—沉陷陆棚碎屑岩-碳酸盐岩系；7—裂陷海槽碎屑岩-碳酸盐岩-火山岩系；8—岛弧海火山岩-碎屑岩系；9—岛弧海火山岩-碎屑岩-碳酸盐岩系；10—深海碎屑岩-硅质岩-火山岩组合；11—大陆斜坡深水相浊积岩系；12—早中二叠世闭合的板块消减带；13—晚二叠世闭合的板块消减带；14—晚期板块缝合带；15—三叠纪洋壳增生带

c. 早白垩世：1—内陆开阔湖盆砂泥质-泥灰质沉积；2—内陆盆地河湖相红色砂泥质沉积；3—内陆盆地河湖相杂色砂泥质沉积；4—山间盆地类磨拉石建造；5—前陆盆地类磨拉石建造；6—浅海陆棚碎屑岩系；7—深水陆棚细碎屑岩夹碳酸盐岩系；8—残留海湾海陆交互相含煤碎屑岩系；9—残留海-半闭塞海湾碎屑岩-碳酸盐岩-膏岩系；10—弧后盆地碎屑岩-碳酸盐岩系；11—大陆斜坡复理石建造；12—弧前盆地复理石建造；13—深海盆地硅质岩-火山岩组合；14—侏罗纪缝合带；15—白垩纪后期缝合带；16—后期大型走滑断裂与逆掩断裂

d. 老第三纪：1—内陆游移盆地湖相砂泥质沉积；2—内陆大型盆地河湖相砂泥质沉积；3—内陆断陷盆地类磨拉石建造；4—内陆盆地河湖相砂泥质沉积；5—前陆盆地磨拉石建造；6-拉分盆地河湖相砂泥质沉积；7—残留浅海陆棚碎屑岩-碳酸盐岩系；8—残留海湾-半闭塞台地碳酸盐岩-膏岩沉积；9—开阔台地-半闭塞台地碎屑岩-碳酸盐岩系；10—近岸滩坝碎屑岩-碳酸盐岩系；11—白垩纪后期缝合带；12—后期走滑断裂与逆掩断裂

青藏高原及邻区不同地质构造单元地壳厚度存在显著差别。印度陆块正常地壳厚度约为 30 ~ 40 km，至喜马拉雅山南缘的西瓦利克盆地地壳厚度达 41 ~ 42 km（Reddy et al.，1995）。据 INDEPTH 项目地震探测资料，喜马拉雅地块平均地壳厚度约为 70 ~ 75 km，最大厚度近 78 km；冈底斯-拉萨地块地壳厚度约为 63 ~ 75 km，南部地壳厚度较大，向北部地壳厚度逐渐变小；羌塘地块地壳厚度约为 58 ~ 62 km。据亚东—格尔木—额济纳旗 GGT 断面地震探测资料，柴达木地块与祁连地块地壳厚度约为 50 km，塔里木地块地壳厚度约为 42 ~ 45 km（图 2-3）。

据 INDEPTH 项目与 GGT 断面地震波速度资料，将青藏高原地壳分为上、中、下 3 层（图 2-3）。冈底斯-拉萨地块上地壳与中地壳分界线位于约 25 ~ 27 km 深度，中地壳与下地壳分界线位于约 42 ~ 43 km 深度。羌塘地块上地壳与中地壳分界线位于约 15 km 深度，中地壳与下地壳分界上限位于约 32 ~ 35 km 深度。柴达木地块与祁连地块上地壳与中地壳分界线位于约 12 ~ 14 km 深度，中地壳与下地壳分界上限位于约 30 ~ 32 km 深度。在羌塘地块—祁连地块中下地壳之间，普遍存在低速高导层。低速高导层厚度在羌塘地块与可可西里-昆仑地块约为 15 ~ 20 km，厚度分布不均匀；在柴达木盆地约为 15 km，在祁连地块约为 10 km，并向北延伸进入塔里木地块。在冈底斯-拉萨地块中下地壳未见低速高导层，但在羊八井盆地等活动构造单元，在 15 ~ 20 km 深度范围的上地壳，发育规模较大、断续分布的低速高导体（图 2-3）。

青藏高原及邻区地壳深部构造非常发育，不同时期、不同类型、不同性质的构造叠加

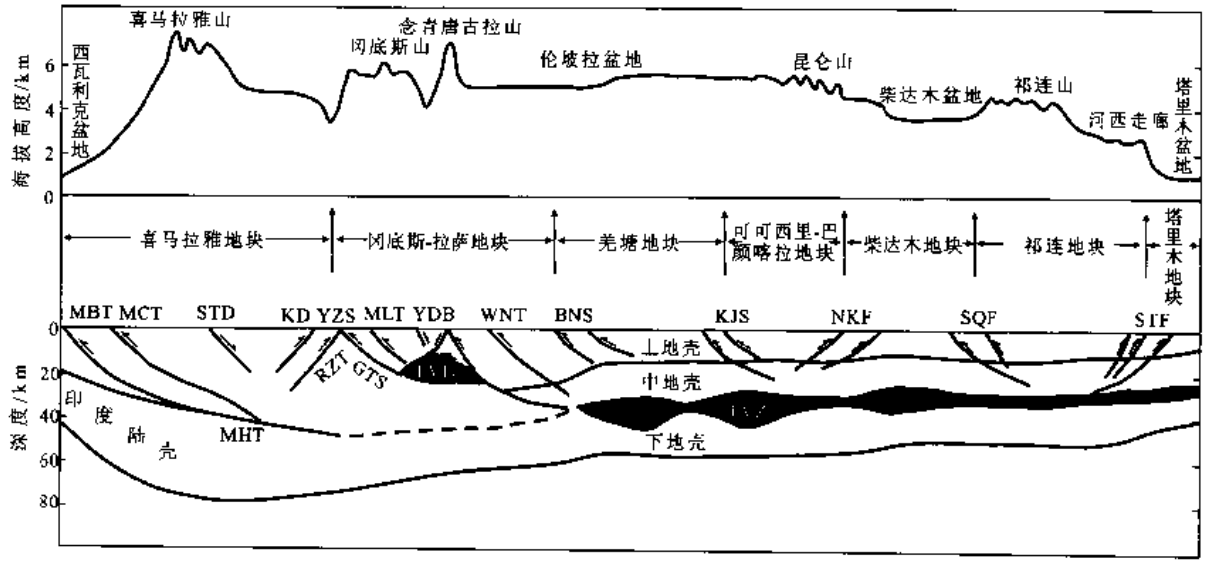


图 2-3 青藏高原及邻区地壳结构-构造-地貌关系图

Fig.2-3 Map of crust structures and landforms of the Tibetan Plateau and its adjacent areas

（据 INDEPTH 项目深部探测与亚东—格尔木—额济纳旗 GGT 地学断面资料编绘）

MHT—主喜马拉雅逆冲断裂；MBT—主边界逆冲断裂；MCT—主中央逆冲断裂；STD—藏南拆离断裂；KD—康马拆离断层系；YZS—雅鲁藏布江缝合带；RZT—仁布-泽东逆冲断裂；GTS—冈底斯逆冲推覆构造系统；MLT—拉萨地块中部逆冲断裂系；YDB—羊八井-当雄盆地；WNT—纳木错西缘逆冲断裂系；BNS—班公错-怒江缝合带；KJS—可可西里-金沙江缝合带；NKF—昆仑山北缘逆冲断裂系；SQF—祁连山南缘断裂系；STF—塔里木南缘断裂系；LVZ—高导低速层；LVB—高导低速体或局部熔融体

在一起，形成复杂的深部构造格局。深部主要断裂构造总体均呈近东西走向，包括喜马拉雅地块的主边界逆冲断裂（MBT）、主中央逆冲断裂（MCT）、藏南拆离断层系（STD）、康马拆离断层系（KD）、仁布-泽东逆冲断裂（RZT）、冈底斯逆冲推覆构造系统（GTS）与拉萨地块中部逆冲断裂系（MLT）、纳木错西缘逆冲断裂系（WNT）、羊八井-当雄盆地盆缘断裂系等。GTS、MLT与WNT在地壳深部逐步汇聚于低角度向北倾斜的拆离断层（图2-3）。

青藏高原内部3条缝合带即雅鲁藏布江缝合带（YZS）、班公错-怒江缝合带（BNS）、可可西里-金沙江缝合带（KJS）与地块边界断裂如昆仑山北缘断裂（SKF）、祁连山南缘断裂（SQF）、塔里木盆地南缘断裂（STF），均表现为总体呈近东西走向、倾向南或倾向北的逆冲断裂或逆冲走滑断裂系。这些断裂向下产状变缓，绝大部分断裂会聚或终止于地壳深部拆离滑脱带如主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）与低速高导层（LVZ）（图2-3）。

沿大部分地块边界带，地壳厚度发生明显变化。如沿喜马拉雅山前边界断裂MBT与MCT，自南向北地壳厚度增加约12 km；沿雅鲁藏布江缝合带，自南向北地壳厚度减少约4 km；沿班公错-怒江缝合带，自南向北地壳厚度减少约2～4 km；沿昆仑山北缘断裂，自南向北地壳厚度减少约4 km；沿塔里木南缘断裂，自南向北地壳厚度减少约11 km（图2-3）。沿班公错-怒江缝合带、昆仑山北缘断裂带与祁连山南缘断裂带，地壳电性与速度结构发生明显变化。边界断裂对地壳低速高导层分布具有显著控制作用（图2-3）。

三、地表构造-地貌特点

青藏高原及邻区地壳表部发育多种类型的构造-地貌单元与不同成因的构造地貌景观，地壳结构与深部构造对地表构造-地貌形成演化和空间展布具有非常明显的控制作用（图2-3）。

青藏高原周缘为大型山系所环绕（图2-4）。南侧与西侧为喜马拉雅山系，北侧为喀喇昆仑山、昆仑山与阿尔金山，东侧为横断山，东北侧为祁连山。喜马拉雅山、喀喇昆仑山与昆仑山属于挤压-压扭构造-地貌带，处于强烈挤压构造环境，发育大量逆冲推覆构造与复杂的褶皱构造；地壳挤压缩短增厚导致山脉的快速隆升，形成由高山与极高山组成的、近东西—北西西向展布的大陆山系。横断山与阿尔金山属走滑构造-地貌带，祁连山属压扭构造-地貌带，其构造地貌主要受走滑断裂与逆冲-走滑断裂所控制。

青藏高原内部总体地势较为平坦，由高原面、盆地面、湖盆面、河流阶地、低山丘陵区与山顶面等地貌单元组成，平均海拔高程约为4500～5000 m（图2-4）。高原内部中高山系包括冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山、西亚尔岗山、祖肯拉山、可可西里山与巴颜喀拉山等山脉，山顶面高出高原面约800～2000 m。高原内部盆地面主要分布于断陷带与湖区，略低于高原面平均海拔高程，与高原面呈渐变过渡关系。在青藏高原北部，发育大量火山岩台地，表现为中新世晚期—上新世碱性玄武岩呈面状覆盖于高原剥夷面之上；受不同方向断裂所控制的火山机构，常构成线状展布、高度不同的锥状或柱状山体。高原面、盆地面与高原内部山脉之间常呈断裂接触，发育线状展布的断层崖与断层三角面。

青藏高原水系发育，河流密布（图2-4）。青藏高原周边水系以外流水系为主，东部与东北部水系大部分向东汇入黄河与长江，南部与西部水系汇入雅鲁藏布江和印度河。高原

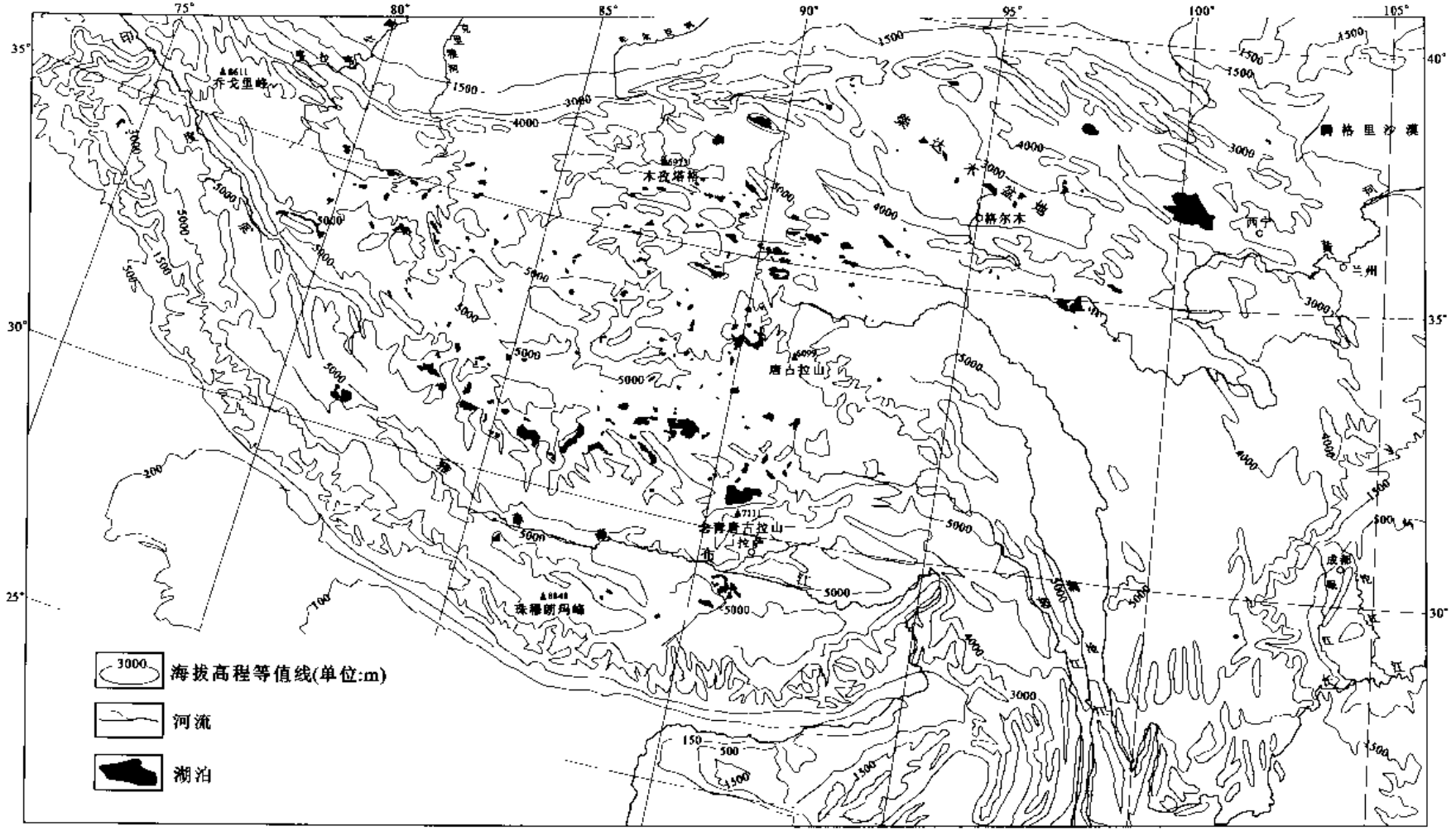


图 2-4　青藏高原及邻区地形地貌分布图

Fig. 2-4　Map of topography and landforms of the Tibetan Plateau and its adjacent areas

腹地水系以内流水系为主，自高处流向低处，自四周汇聚于高原湖泊。大型水系常受断裂构造所控制，如青藏高原南部雅鲁藏布江主要沿缝合带展布；青藏高原中部扎加藏布总体呈近东西向展布，主体分布于伦坡拉盆地，流向西南，汇聚于色林错；青藏高原东部红河、金沙江、鲜水河、雅砻江等水系展布受走滑断裂控制（图 2-4）。

青藏高原湖泊众多，发育数百个大小不等的湖泊；但多数湖泊规模较小（图 2-4）。规模较大的湖泊仅有青海湖、纳木错、色林错、当诺雍错、扎日南木错、羊卓雍湖、多格错仁、多格错仁强错、可可西里湖、乌兰乌拉湖、鄂陵湖与扎陵湖等湖泊。藏北湖泊大部分为咸水湖或盐湖，藏南很多湖泊为淡水湖。西藏境内的第一大湖为纳木错，分布于念青唐古拉山西缘，虽然地处海拔 4718m 的高度，但风光秀丽，成为西藏重要的旅游胜地。高原湖泊很多为断陷湖，受近东西向、北东向、北西向与近南北向活动断裂及断裂复合所控制。

进一步研究表明，青藏高原腹地班公错-怒江缝合带中西段及两侧现今互不相连的湖泊在晚更新世曾连成一体，构成西藏中部古大湖（图 2-5）。2000 年，在西藏进行 1:25 万区域地质调查过程中，笔者在纳木错北岸发现高出现代湖面 132 m 的湖积阶地，在纳木错西北岸发现高出现今纳木错湖面约 60～150 m 的湖相沉积层；前人在色林错也发现高出湖面 150 m 的湖积阶地与高出湖面 100 m 的湖相砂砾石堤（中国科学院青藏高原综合科学考察队，1983）。根据以上资料，结合 1:10 万与 1:25 万地形图等高线分析，认为在纳木错—色林错一带曾存在海拔高程达 4850 m 的古湖面；青藏高原中部众多湖泊如纳木错、色林错、扎日南木错、格仁错、崩错、班戈错等曾连结在一起，构成面积达 80000～90000 km^2 的古大湖（图 2-5）；古大湖形成时代约为 20～90 ka，其形态、空间分布与古湖面退缩过程均受断裂构造-地貌所控制。

青藏高原内部尚发育大量溶蚀地貌与冰蚀地貌。典型的溶蚀地貌为岩溶溶洞。典型冰蚀地貌包括山岳冰川、冰斗、石海平台与冰碛台地等。溶蚀地貌与冰蚀地貌的形成发展过程受青藏高原构造-地貌演化与全球气候环境变化双重因素的控制。

在构造-地貌区划上，青藏高原属复合型构造-地貌区，总体处于印度-欧亚陆-陆碰撞所导致的强烈挤压构造环境，早期发育大量挤压构造-地貌带，晚期发育大量走滑断裂与不同方向的裂陷盆地；不同时期、不同类型的构造-地貌单元叠加、复合在一起，构成颇为复杂的地表构造地貌景观（图 2-3、2-4）。典型挤压构造-地貌带如冈底斯构造-地貌带，发育强烈的逆冲推覆与褶皱变形，形成冈底斯中部逆冲推覆构造系统与纳木错西缘逆冲推覆构造系统，导致地壳增厚至 70～75 km 与冈底斯山脉隆升至海拔高度 5200～5800 m。典型伸展构造-地貌单元如羊八井-当雄盆-岭构造-地貌带，东部为旁多山地，西部为念青唐古拉山脉，中部为羊八井-当雄裂陷盆地，盆-岭之间以正断层带为分界线；盆地呈北东—北北东向展布，内部地势平坦，水系密布，水系主要由河流、池塘与沼泽组成，发育大量不同方向的张性-张扭性断裂，断裂对温泉与低序次构造-地貌都具有明显的控制作用；周缘山脉山顶面高出现今盆地面 1000～2000 m。典型走滑构造-地貌单元如嘉黎-喀喇昆仑走滑断裂带，由斜列分布的嘉黎、崩错、格仁错与喀喇昆仑等北西西向走滑断裂、拉分盆地与盆-岭构造-地貌组成。

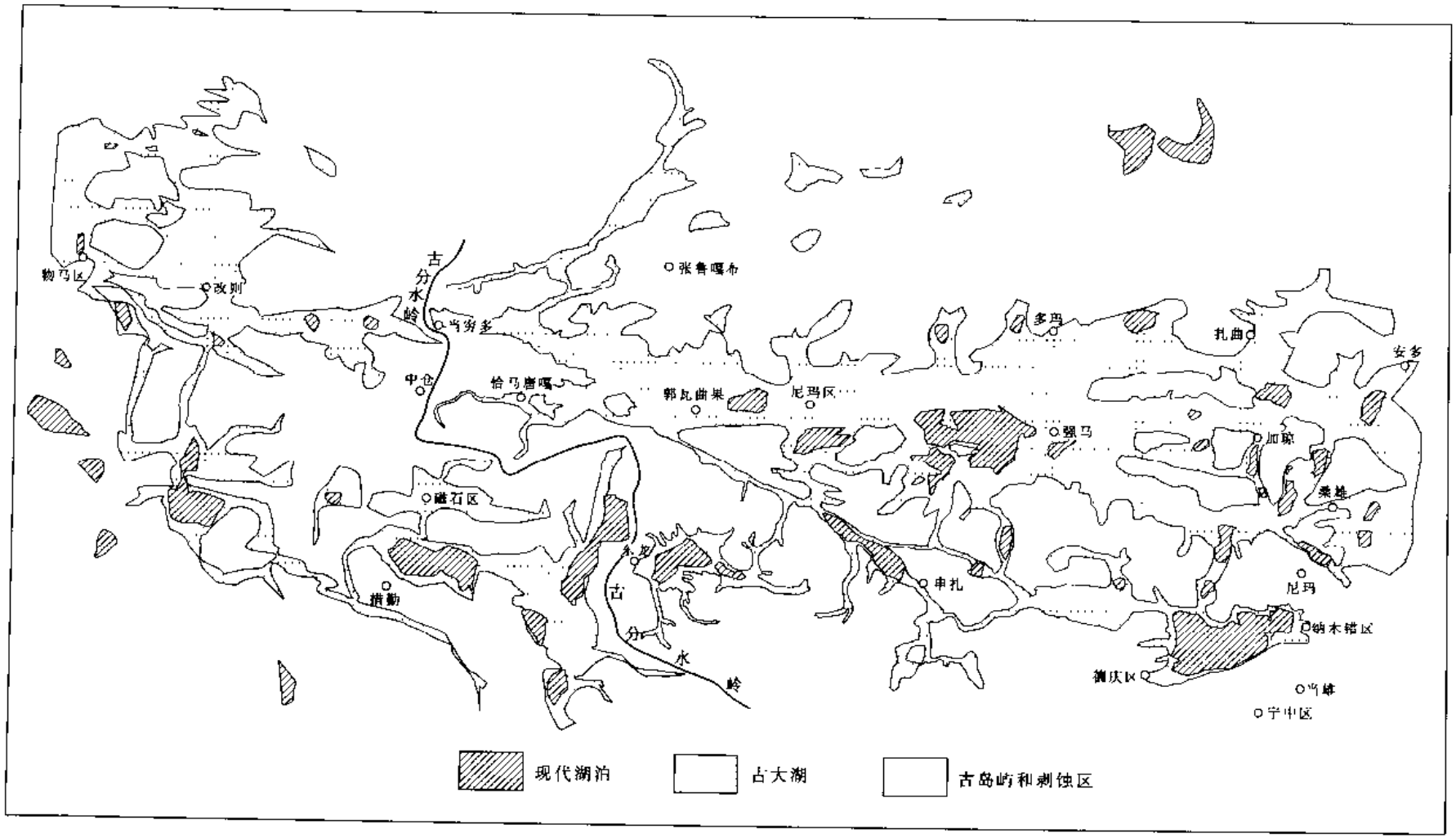


图 2-5　西藏中部古大湖分布图

（据朱大岗、赵希涛等，2001）

Fig.2-5　Map of palaeo-lake of the middle Tibetan Plateau

第二节　青藏高原地壳缩短过程

青藏高原地壳缩短与增厚过程，是当代国际地球科学领域与大陆动力学前缘性研究课题，受到国内外学者的广泛关注，具有重大科学意义。前人从不同角度开展了大量调查研究工作，取得了丰硕的成果，对认识青藏高原形成演化历史与高原隆升机理发挥了重要作用。

一、据古地磁资料估算地壳缩短量

Stock and Molnar（1988）根据印度洋海底磁异常条带，计算分析了印度大陆新生代不同时期古纬度与古方位（图 2-6）。据图 2-6，新生代印度大陆以较高速度向北运移，老第三纪早期印度-欧亚陆-陆碰撞之前（50～68 Ma）北向运动速度达 10～14 cm/a，印度-欧亚陆-陆碰撞后（约 40 Ma 以来）北向运移速度约为 5～5.5 cm/a。45～20 Ma 期间，印度大陆北向运移距离达 1600 km；20 Ma 以来印度大陆北向运移距离达 1100 km。这些资料为分析青藏高原及邻区新生代地壳缩短量提供了重要约束条件。

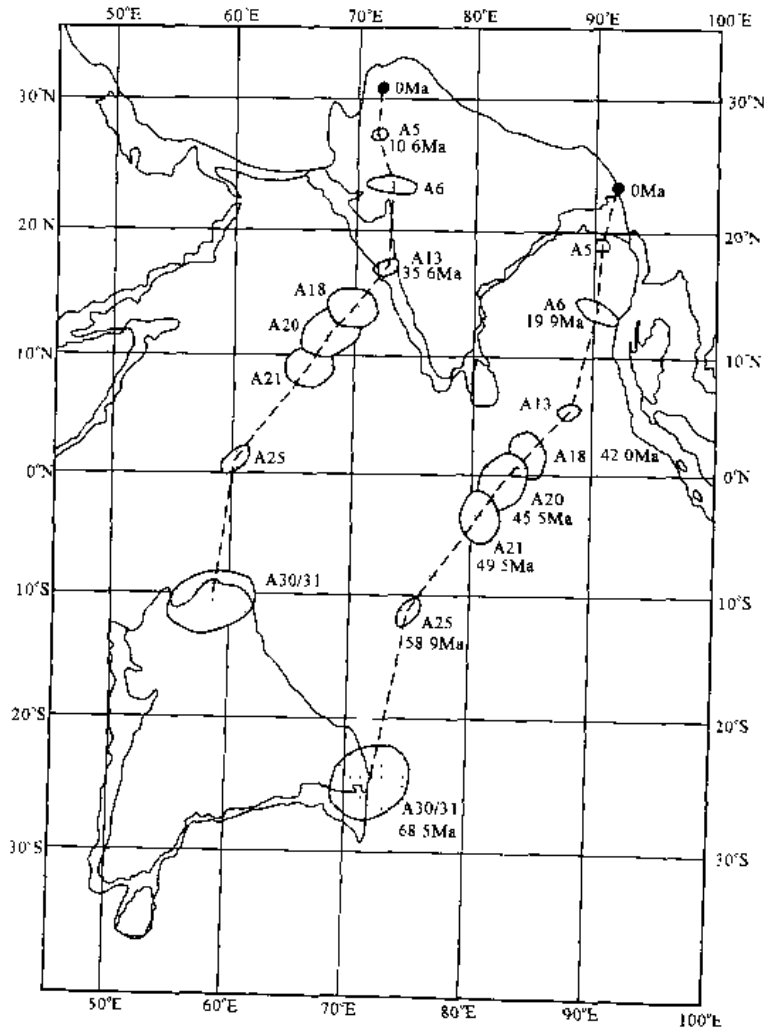


图 2-6　印度大陆新生代北向运移迹线图

（据 Stock and Molnar，1988）

Fig.2-6　Sketch map of the Cenozoic absolute motion of the Indian Continent

Chen 等（1993）根据古地磁测量结果，认为在白垩纪时期（约 100 Ma）拉萨取样点（现今纬度为北纬 30°）与多玛取样点（现今纬度为北纬 34°）均处于北纬约 10°的古纬度带，拉萨地块南缘处于北纬 7°的古纬度带，拉萨地块约 2000 km 的北向位移发生于最近 60 Ma；发现现今相距近 300 km 的龙木错（羌塘地块）与狮泉河（拉萨地块）在白垩纪时期古方位、古方向相近，认为拉萨地块与羌塘地块在白垩纪属于同一大地构造单元，地处欧亚大陆板块南部稳定大陆边缘。Bess 等（1984）与 Dewey 等（1988）据古地磁测定结果，认为印度-欧亚陆-陆碰撞以来，拉萨地块与印度陆块之间地壳缩短量为 440 km。肖序常等（2000）综合周遥秀等（1984，1990）与董学斌等（1990）的古地磁资料，得出了青藏高原各地块在第三纪时期北向位移量，认为喜马拉雅地块相对于冈底斯地块取样点之间（或青藏高原南部）地壳缩短量达 554 km；冈底斯相对于羌塘地块取样点之间（或青藏高原北部）地壳缩短量达 990 km（表 2-2）。据此估算，青藏高原南部第三纪地壳缩短率达 81%；青藏高原北部地壳缩短量达 69%。

表 2-2　青藏高原第三纪据古地磁测量估算的地壳缩短量

Table 2-2　Tertiary Palaeolatitude and crust shortening of the Tibetan Plateau

测点位置	现今纬度	古纬度	时代	北向位移量/km	与上一测点之间间距/km	测点间地壳缩短量/km
喜马拉雅地块	28.5°N	4.5°N (2.5°～5°N)	第三纪	2664		
拉萨地块	30°N	12.0°N (10°～13.8°N)	第三纪	1980	130	554
羌塘地块	32.5°N	27.5°N (25.4°～29.5°N)	第三纪	550	440	990

（据肖序常、李廷栋，2000 改编）

二、据地表地质构造资料估算地壳缩短量

1. 据深部构造资料估算地壳缩短量

Hauck 等（1998）结合 INDEPTH 项目深部探测与地表地质观测资料，在平面应变假设条件下，应用平衡剖面方法，估算了喜马拉雅地块地壳缩短量，认为印度陆块北缘结晶基底自主中央逆冲断裂（MCT）形成以来，地壳最小缩短量为 326 km；其中，低喜马拉雅带（Lesser Himalaya Belt）地壳缩短量约为 63 km，北喜马拉雅带（North Himalaya Anticline）地壳缩短量约为 60 km，沿主中央逆冲断裂带（MCT）地壳缩短量约为 200 km。喜马拉雅地块在 20 Ma 以来地壳缩短率约为 60%，平均地壳缩短速率为 16 mm/a。

2. 据露头构造统计资料估算地壳缩短量

Ratschbacher 等（1994）根据露头构造统计资料与平衡剖面方法，计算分析了喜马拉雅地块不同区带地壳缩短量，认为渐新世晚期—中新世时期，自北喜马拉雅断裂（NHFZ）至雅鲁藏布江缝合带（YZS）地壳缩短率为 67%，地壳缩短量为 258 km；地壳缩短前的地块原始宽度约为 383 km。

3. 据典型构造带剖面资料估算地壳缩短量

（1）纳木错西缘逆冲推覆构造（WNT）

纳木错西缘逆冲推覆构造系统总体呈 NWW 向展布，由近 20 条逆冲断裂、蛇绿岩片带与韧性剪切带组成（图 2-7）。逆冲断裂总体倾向 NNE，倾角约为 10°～25°，自 NNE 向 SSW 方向推覆（图 2-8）。韧性剪切带位于纳木错褶皱带中部，属于纳木错西缘逆冲推覆构造系统前缘，总体呈 NWW 向展布；宽约 500～2000 m，长约 40 km。韧性剪切带内部发育长英质糜棱岩、S-C 组构与石英方解石脉，穿切了下白垩统捷嘎组地层，夹有规模不等的超基性透镜体。

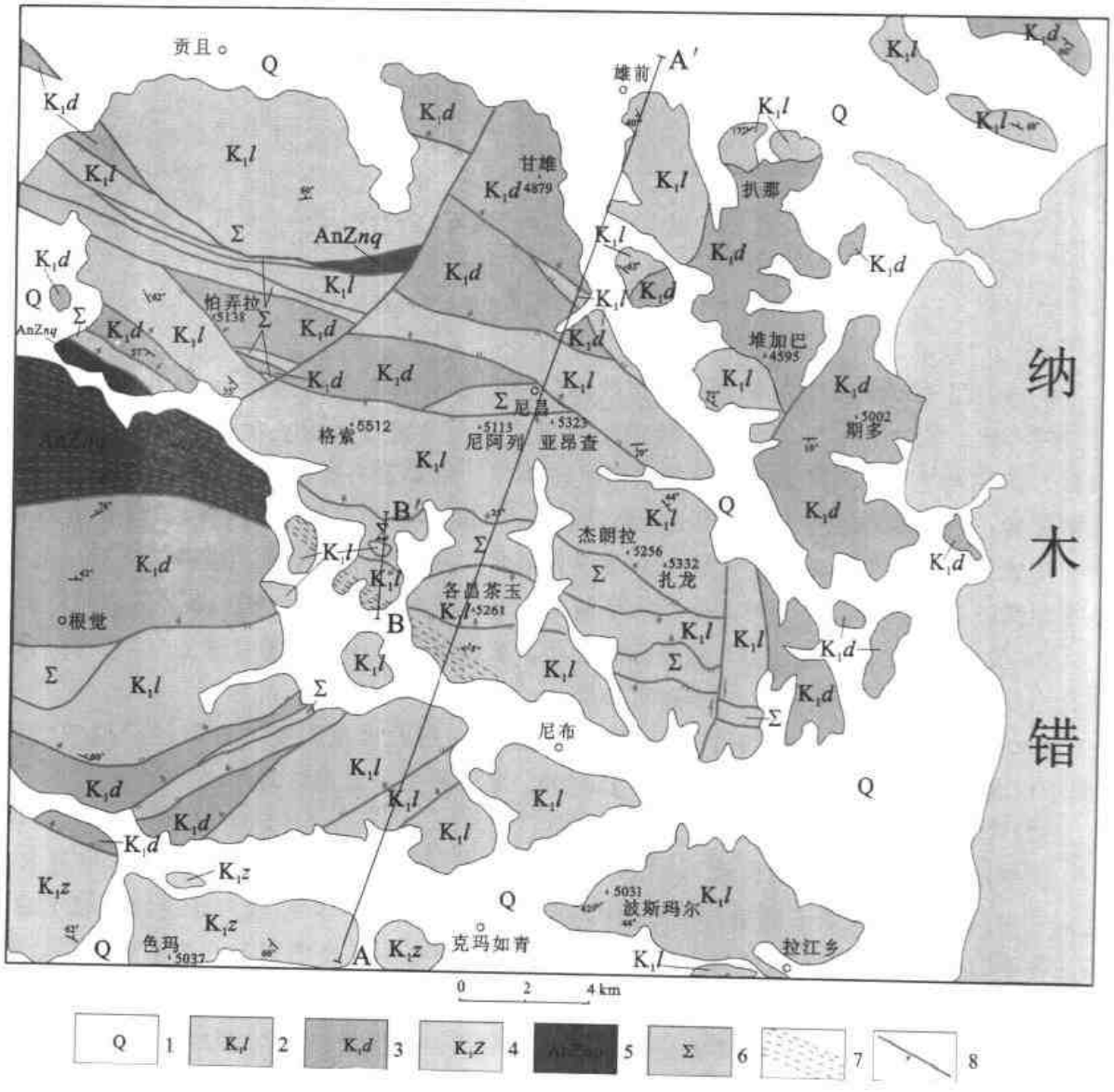


图 2-7　纳木错褶皱带地质图

（据地质力学研究所西藏项目组 2001 年资料编绘）

Fig. 2-7　Geologic map of the Namco orogenic belt of the central Tibet

1—第四系；2—下白垩统郎山组灰岩；3—下白垩统多尼组碎屑岩；4—下白垩统则弄群火山岩；5—念青唐古拉岩群；6—蛇绿岩；7—韧性剪切带；8—逆冲断裂

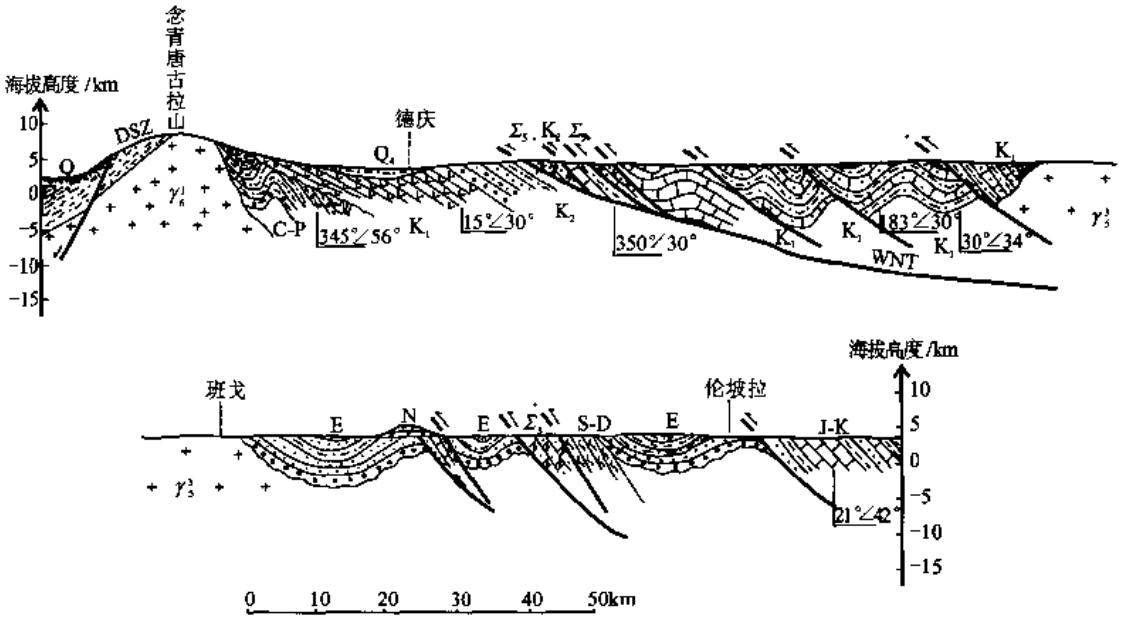


图 2-8　纳木错西缘逆冲推覆构造剖面图

Fig.2-8　Cross-section of the West Namco Thrust (WNT) of the central Tibet

DSZ—念青唐古拉山东部韧性剪切带；Σ_5—蛇绿岩

蛇绿岩呈透镜状断续分布于纳木错西岸尼昌与各昌茶玉等构造带，呈 NW—NWW 向岩片带产出，宽数百米至 2.5 km。其南北两侧为下白垩统捷嘎组火山碎屑岩、碎屑岩和灰岩，蛇绿岩与下白垩统呈构造接触关系（图 2-7）。主要岩石类型为辉石岩、辉绿岩、方辉橄榄岩、透辉橄榄岩等，夹少量硅质岩残片，与班公错-怒江缝合带蛇绿岩套在岩石组合、形成时代、接触关系、侵位机制方面颇为相似，是纳木错西缘逆冲推覆构造系统估算推覆距离的重要标志，反映纳木错西缘推覆构造推覆距离约为 100～150 km（图 2-8）。

该逆冲推覆构造系统穿切了老第三纪地层，被中新世火山岩不整合覆盖（图 2-8），推断其形成时代为老第三纪晚期—中新世初期。

据纳木错西缘逆冲推覆构造系统（WNT）自北向南的推覆距离，推断拉萨地块北部（德庆以北地区）地壳缩短量约为 100～150 km，地壳最小缩短率约为 40%～50%。

（2）拉萨地块中部逆冲推覆构造（MLT）

拉萨地块中部逆冲推覆构造（MLT）分布于丁嘎—门堆—甲布拉一带，总体呈近 EW 走向，由热玛-盆江拉逆冲断层、甲布拉-丁嘎逆冲断层与门堆-孟堵-领布冲逆冲断裂组成。各逆冲断裂都向北倾斜，倾角均为 45°～70°。石炭系旁多群浅变质岩与三叠系麦隆岗组地层被自北向南逆冲推覆到古新统—始新统林子宗群火山-沉积地层之上，主断面上、下盘岩石均发生强烈褶皱变形（图 2-9）。沿拉萨地块中部逆冲推覆构造（MLT）主断裂面，发生了同构造期花岗岩岩浆侵位，形成长达 35 km 以上、宽约 1000～2500 m 的近东西向花岗岩带（图 2-9），花岗岩与古新统—始新统林子宗群火山-沉积岩系呈侵入接触关系。推断 MLT 逆冲推覆时代为渐新世—中新世初期。

在拉萨地块中部逆冲推覆构造（MLT）西段，发育领布冲-江巴韧性剪切带，分布于石炭系与老第三纪地层内，穿切了早喜马拉雅期花岗岩侵入体，总体呈近EW向展布，糜

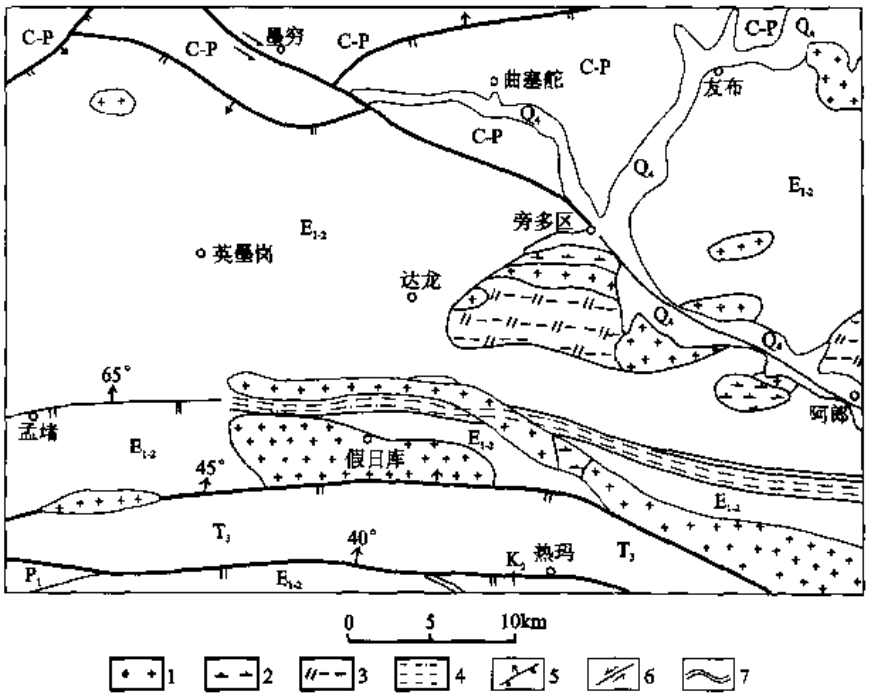


图 2-9 拉萨地块中部地质构造图

（据地质力学研究所西藏项目组 2000 年资料编绘）

Fig.2-9 Tectonic map of the middle Lhasa Block

1—花岗岩；2—闪长岩；3—正长岩；4—糜棱岩；5—逆冲断裂；6—走滑断裂；7—不整合面

棱岩片理总体倾向北东，倾角约为 40°～70°（图 2-9）。顺糜棱岩片理发育大量石英与方解石细脉；糜棱岩宽度约为 100～1000 m，延长大于 30 km。

由于韧性剪切带形成于 8～10 km 的深度，而 MLT 主断面向深部应变缓并呈铲形，根据铲形断裂水平位移与垂直位移的经验关系，计算得出沿 MLT 主断面渐新世—中新世初期地壳最小缩短量为 20～30 km，对应的地壳缩短率约为 35%～45%。

在拉萨地块中部旁多 20 km 处，出露中新世红层，呈不整合覆盖于石炭系旁多群与二叠系洛巴堆组之上；这套红层已发生褶皱变形，地层倾角达 20°～35°，平均倾角约 30°，褶皱变形时代发生于中新世晚期以来；反映拉萨地块在中新世晚期以来地壳缩短率约为 13%。

（3）羌塘地块与可可西里褶皱地层

INDEPTH-Ⅲ项目地质课题组于 1998～1999 年对羌塘地块中部双湖褶皱带进行了详细的地质构造观测，良好地揭示了羌塘地块地壳缩短过程。Kidd 等（2001）在野外观测与构造剖面分析的基础上，剖析了双湖褶皱带构造变形时代与不同时期地壳缩短量。双湖褶皱带侏罗纪—白垩纪地层发生了较强的褶皱变形，发育大量近东西向褶皱与系列逆冲推覆构造，反映晚白垩世—老第三纪时期藏北羌塘地块地壳在近南北向缩短率达 50%；略高于 Coward 等（1990）估算的老第三纪风火山盆地 40%的地壳缩短率；王成善等（1993）对北羌塘-可可西里地区老第三系风火山群褶皱红层地壳缩短量进行了分析，认为风火山群构造变形对应的地壳缩短率为 30%（国土资源部科技项目“重要盆地类型与高原隆升的关系”1998 年度进展情况报告）。据此推断羌塘地块老第三纪晚期构造变形导致地壳缩短约

30%～40%。可可西里地区中新统康托组红层与丁青组湖相地层不整合于侏罗系—白垩系之上，也发生了宽缓褶皱，据褶皱构造推断可可西里-昆仑地块新第三纪晚期在近南北向地壳缩短了约15%。

4. 据多格错仁褶皱红层估算羌塘地块地壳缩短量

第三纪陆相红层是羌塘地块出露最广泛的地层之一，良好地记录了青藏高原北部第三纪地质构造演化与古环境变迁过程。精确厘定藏北第三系红层时代及构造变形量，对分析青藏高原北部羌塘地块地壳缩短与增厚过程，将提供非常重要的资料。

藏北多格错仁红层分布于西藏可可西里南缘多格错仁湖北岸，南部边界为近北西西向展布的正断层。多格错仁红层盆地在近东西方向延长达120 km，南北宽约20 km。在多格错仁红层盆地北缘与东南缘，大面积分布变形微弱的近水平产状年轻玄武岩。在1:100万改则幅地质图（西藏区域地质调查大队，1986）、1:150万青藏高原及邻区地质图（刘增乾等，1988）、1:150万西藏自治区区域地质图（西藏自治区地质矿产局，1991）等已有各类图件中，多格错仁红层均被误认为中上侏罗统雁石坪群。多格错仁红层的发现为修编藏北多格错仁地区地质构造图提供了依据。图2-10为根据野外观测结合遥感解译资料修编后的西藏可可西里南缘多格错仁湖及邻区地质图。

多格错仁红层下部以灰紫色、灰色与灰绿色砂岩、砾岩、含砾砂岩与泥质砂岩为主，夹角砾状灰岩与杂色泥岩；中部与上部以灰紫色、紫色与暗色含砾砂岩、砂岩为主，夹砾岩与少量粉砂岩（图2-11）。在红层下部，部分层位含植物碎片；但未发现可以定名的植物化石。多格错仁红层厚度约为4200 m。多格错仁红层与下伏中上侏罗统雁石坪群灰岩呈不整合接触关系（图2-10、2-11、2-12）。在红层盆地北侧，变形微弱的年轻玄武岩呈不整合覆盖于多格错仁红层之上（图2-10、2-11）。在多格错仁湖东南岸，亦分布一定面积的近水平产状的年轻玄武岩层。

多格错仁红层形成以后，经历了强烈的近南北向挤压构造变形，形成近东西向的逆冲推覆构造与褶皱构造。变形后的红层总体走向近东西向，倾向南或倾向北，总体倾角约为30°～65°；在大部分测点，测得红层倾角约为40°（图2-11、2-12）。

大型逆冲推覆构造系统发育于多格错仁红层盆地南部，总体呈北西西向展布，长约120 km（图2-10）。主断面倾向南，倾角一般为25°～35°，局部达近40°。沿该逆冲断裂带，发育较大规模的近东西向谷地。沿主断层面，红层底部的暗绿色砂岩与角砾状灰岩逆冲到红层中上部暗褐色砂砾岩系之上。在多格错仁红层盆地中部，发现火山机构呈线状沿主逆冲断裂带展布，火山机构周缘近水平产状的年轻玄武岩呈下整合覆盖于强变形红层之上。沿多格错仁红层盆地南部逆冲断层分布的这些玄武岩，与盆地北缘、盆地东南侧近水平产状年轻玄武岩的岩性、岩相和地质产状基本相同，应属同期火山活动产物。

多格错仁红层发育大量近东西向展布、规模不等的近对称背斜和向斜构造。褶皱轴面近直立，两翼倾角一般为40°左右（图2-11）。单个褶皱构造形迹在近东西方向的延伸一般为数至数十公里。

应用平衡剖面原理，根据横贯多格错仁盆地的地质剖面（图2-11），估算多格错仁红层在形成之后在近南北方向的地壳缩短量。结果表明，多格错仁红层在近南北方向最小缩短率为25%；反映藏北多格错仁及邻区在红层形成之后至碱性玄武岩喷发之前，地壳在

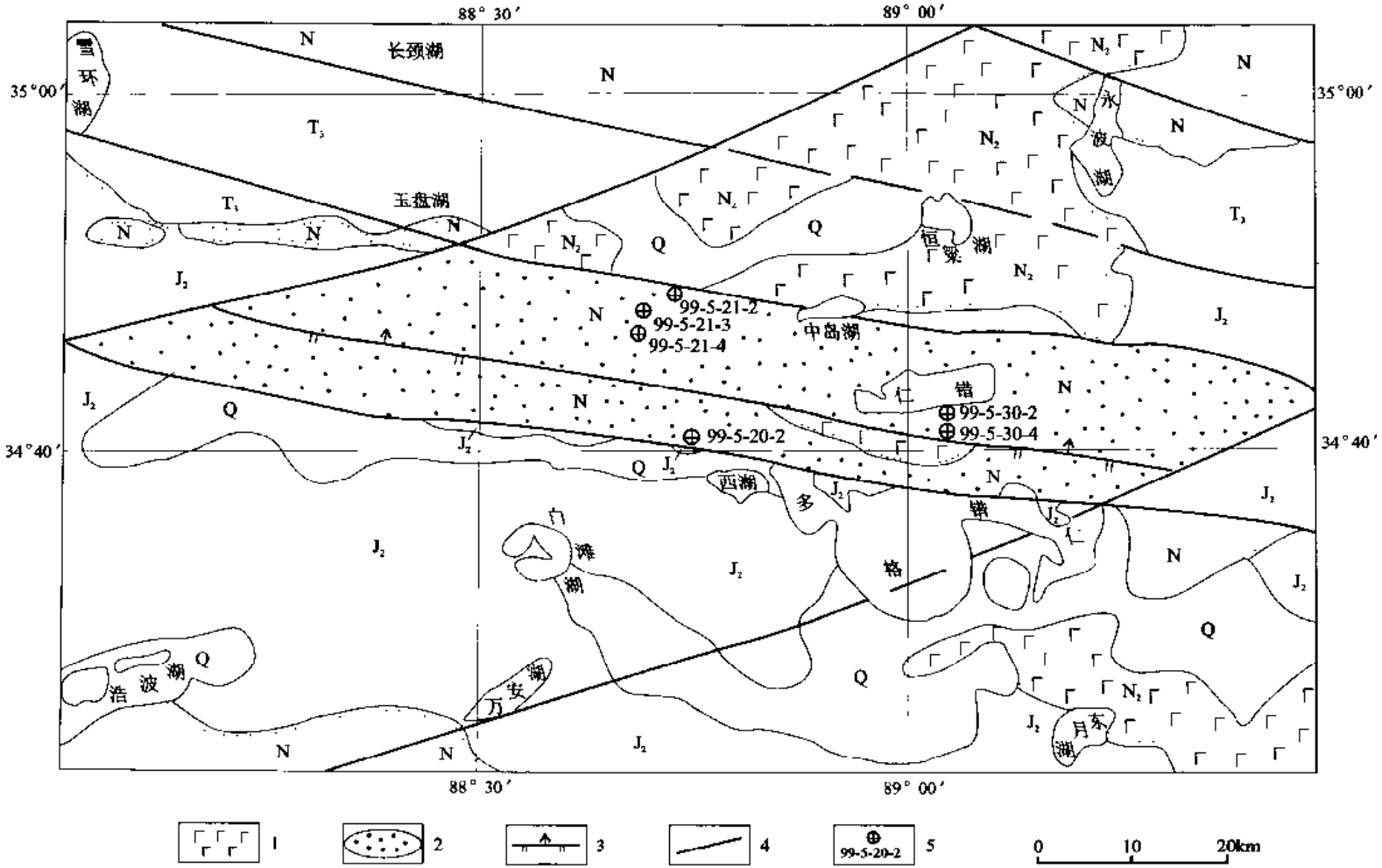


图 2-10　藏北多格错仁及邻区地质图

Fig.2-10　Geological map of Dogai Coring Lake and its adjacent areas of the north Tibetan Plateau

1—新世晚期玄武岩；2—可可西里南缘红层；3—逆断层；4—性质不明断层；5—取样点

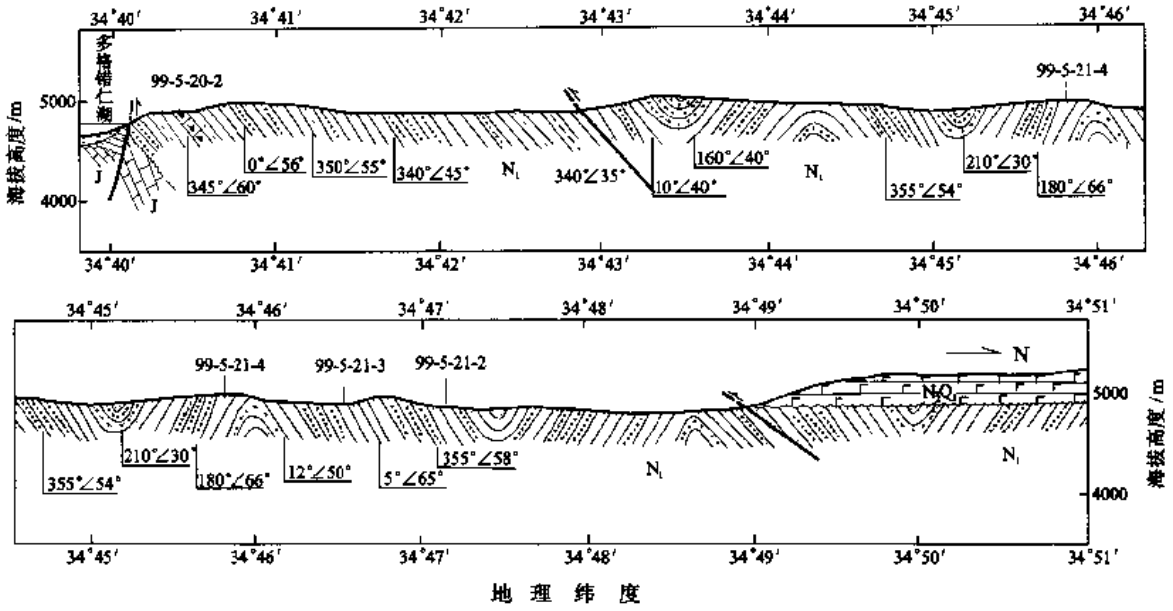


图 2-11　藏北多格错仁红层盆地中段地质剖面图

Fig. 2-11　Cross section of middle Dogai Coring redbed basin of the north Tibetan Plateau

图中，99-5-20-2、99-5-21-2、99-5-21-3 与 99-5-21-4 为孢粉取样位置

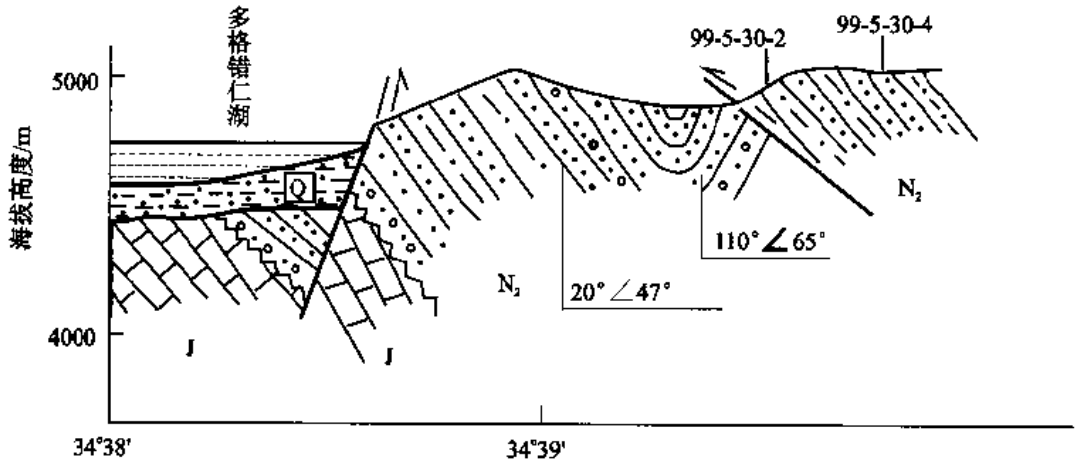


图 2-12　藏北多格错仁红层盆地东段地质剖面图

Fig. 2-12　Cross section of east Dogai Coring redbed basin of the north Tibetan Plateau

图中，99-5-30-2 与 99-5-30-4 为孢粉取样位置

南北方向至少缩短了 25%。

三、据共轭剪切角变化估算地壳缩短量

共轭剪切断裂与共轭剪节理是地壳中最常见的构造型式之一，广泛分布于不同时期与不同类型的岩石中（李四光，1943；陈子光，1986；万天丰，1988）。早期形成的共轭断裂与共轭节理受到晚期构造应力的作用，会随岩石一起发生变形，导致共轭剪切角的变

化；共轭剪切角的变化与构造应力、构造变形量呈函数关系（Dewey et al.，1988）。因此，在一定条件下，可将共轭剪切角变化作为应变标志，根据共轭剪切角的变化估算地质历史时期的构造应变量与地壳形变量。

据共轭剪切角变化计算地壳应变量的方法具有平衡剖面方法难以比拟的一些优势，如据共轭剪切角变化可同时计算出地壳缩短率与派生的地壳伸长率，较容易判别相关构造变形的时代。由于共轭剪切断裂在上地壳脆性变形域与脆韧性变形域产状较为稳定，因此据共轭剪切角变化计算出的应变量能良好地反映地壳在较大深度范围内（0～10 km）的形变量；而平衡剖面方法据地表实测地质资料只能估算出地表构造应变量，在缺乏深部地球物理探测资料的情况下，难以判别地壳深部的形变量。

1. 共轭剪切角与构造应力的关系

在最大主压应力（σ_1）、中间主应力（σ_2）与最小主压应力（σ_3）作用下，当岩石内某一平面受到的剪应力（τ）大于抗剪强度（τ_f）时，岩石将沿该平面产生破裂，形成剪切面（陈子光，1986）。岩石剪切破裂服从如下 Coulomb-Navier 准则：

$$|\tau_f| = \tau_0 + \tan\varphi \cdot \sigma_n \tag{1}$$

（1）式中，τ_0 为岩石固有剪切强度，φ 为岩石内摩擦角，σ_n 为剪切面上的压应力，$\tan\varphi \cdot \sigma_n$ 为剪切面上的摩擦阻力。

设剪切面外法线与最大主压应力交角为 β'，剪切面和最大主压应力夹角为 β，则 σ_n、φ、β、β'存在如下关系：

$$\sigma_n = 1/2 \cdot (\sigma_1 + \sigma_3) + 1/2 \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos 2\beta' \tag{2}$$

$$\beta' = 45° + 1/2 \cdot \varphi \tag{3}$$

$$\beta = 90° - \beta' = 45° - 1/2 \cdot \varphi \tag{4}$$

岩石力学实验表明，岩石内摩擦角 $\varphi \geqslant 0$；围压越大，φ 越小。将 $\varphi \geqslant 0$ 代入（3）、（4）式，得 $\beta \leqslant 45°$，$\beta' \geqslant 45°$；即最大主压应力平分两共轭剪裂面所夹锐角，最小主压应力平分共轭剪裂面所夹钝角。将共轭剪切面所夹锐角（2β）称为共轭剪切角。在围压足够大时，$\varphi \approx 0°$，$\beta \approx \beta' \approx 45°$，即共轭剪切角趋于直角。共轭剪切角与构造应力的关系是判别构造应力方向的重要标志之一（万天丰，1988）。

2. 共轭剪切角变化与应变量的函数关系——应变量计算公式

设岩石受到平面均匀压扁变形（韩玉英，1990）。在平面均匀压扁条件下，早期形成的共轭剪切面将随地壳岩石一起发生压扁变形，导致共轭剪切角的变化（图 2-13）。

设受到晚期压扁变形前，共轭剪切角 $\angle POA = 2\beta$；变形后，P（x，y）变为 P'（x'，y'），OP 变为 OP'，OA 变为 OA'，$\angle POP' = \alpha$，即变形前后共轭剪切角增量为 2α。设 x 方向变形量为 e_x，y 方向变形量为 e_y，则 $OC = 1 + e_y$，$OB = 1 + e_x$。为分析方便，取圆为单位圆，即 $OP = 1$；设 $OP' = a$。

在以上假设条件下，变量之间存在如下函数关系（韩玉英，1990）：

$$x' = x \cdot (1 + e_x) = a \cdot \sin(\alpha + \beta) \tag{5}$$

$$y' = y \cdot (1 + e_y) = a \cdot \cos(\alpha + \beta) \tag{6}$$

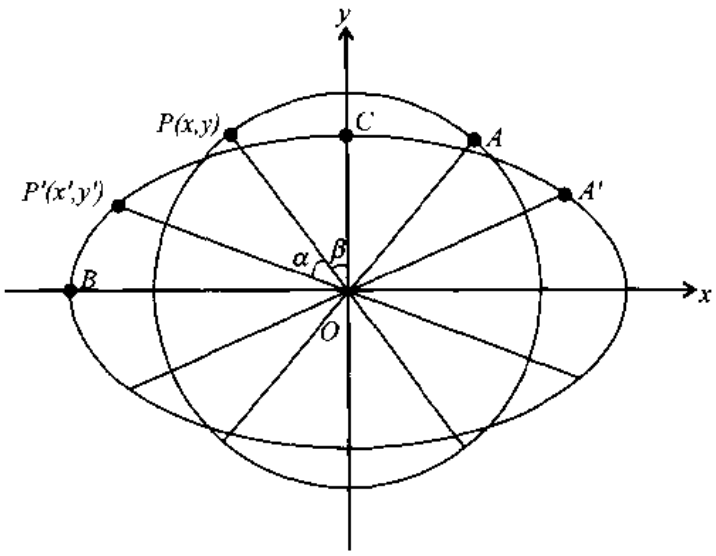


图 2-13　平面均匀压扁变形应变椭圆图

Fig.2-13　Strain ellipse of planar compressional deformation

$$x = \sin\beta \tag{7}$$

$$y = \cos\beta \tag{8}$$

变形前的变形圆方程为：

$$x^2 + y^2 = 1 \tag{9}$$

变形后的变形椭圆方程为：

$$x'^2/(1+e_x)^2 + y'^2/(1+e_y)^2 = 1 \tag{10}$$

由（5）～（8）式得：

$$e_x = a \cdot \sin(\alpha+\beta)/\sin\beta - 1 \tag{11}$$

$$e_y = a \cdot \cos(\alpha+\beta)/\cos\beta - 1 \tag{12}$$

在平面均匀压扁变形条件下，正方形 $PABC$ 将变成长方形 $P'A'B'C'$（图 2-14）。变形前共轭剪切面锐角（共轭剪切角）$\angle POC = 2\beta$。变形后共轭剪切角增加 2α，即 $\angle POP' = \alpha$，$\angle P'OC' = 2\alpha + 2\beta$，$\angle POD = \beta$，$\angle P'OD' = \alpha + \beta$。设 $OR = OP = 1$，PQ 与 OP' 相垂直，P 点坐标为（x，y），P' 点坐标为（x'，y'）。

各变量之间存在如下函数关系：

$\angle QPF = \angle FOE$，$\angle EFO = \angle QFP = 90°$，而且

$$\angle QPF = \angle FOE = 90° - (\alpha+\beta) = \gamma_1 \tag{13}$$

由于 $OR = OP = 1$，三角形 ORP 为等腰三角形，因此

$$\angle PRO = 90° - \alpha/2 = \angle RPO = \gamma_1 + \gamma_2 + \beta \tag{14}$$

将（13）式代入（14）式得：

$$\gamma_2 = 90° - \alpha/2 - \gamma_1 - \beta = \alpha/2 \tag{15}$$

$$\gamma_3 + \gamma_4 = \angle PRO = 90° - \alpha/2 \tag{16}$$

$$\gamma_6 = \angle FOE = 90° - (\alpha+\beta) \tag{17}$$

$$\gamma_5 + \gamma_3 = 90° - (\gamma_1 + \gamma_2) = \beta + \alpha/2 \tag{18}$$

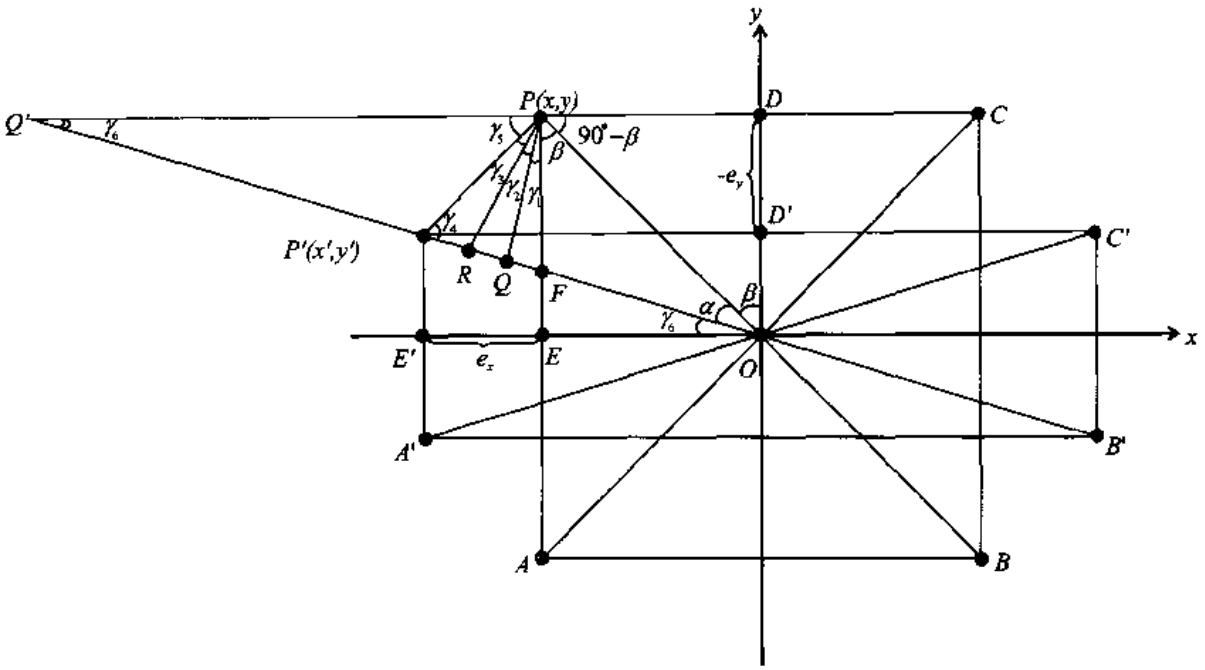


图 2-14　平面均匀压扁变形应变关系图

Fig.2-14　Deformation and strains of planar compression

$$\gamma_4 - \gamma_5 = \gamma_6 = 90° - (\alpha + \beta) \tag{19}$$

变形后，$OE' = 1 + e_x$，$OD' = 1 + e_y$，$OE = 1$，$OD = 1$

考虑三角形 PQO，$PQ = \sin\alpha$ (20)

考虑三角形 PRQ，并代入（15）与（20）式，得

$$RQ = PQ \cdot \tan\gamma_2 = \sin\alpha \cdot \tan\alpha/2 = 2\sin^2\alpha/2 \tag{21}$$

考虑三角形 PQP'，并代入（15）与（20）式，得

$$P'Q = PQ \cdot \tan(\gamma_3 + \gamma_2) = \sin\alpha \cdot \tan(\gamma_3 + \alpha/2) \tag{22}$$

$$a = OQ + OP' = \cos\alpha + \sin\alpha \cdot \tan(\gamma_3 + \alpha/2) \tag{23}$$

对均匀压扁变形，当 $\alpha = 0°$时，$a = 1$ (24)

对均匀压扁变形，当 $\alpha = \beta = 45°$时，$a = \infty$ (25)

将（23）式代入（24）与（25）式，得

$$\gamma_3 = 3\alpha/2 \tag{26}$$

将（26）式代入（16）式，得

$$\gamma_4 = 90° - 2\alpha \tag{27}$$

将（26）式代入（18）式，得

$$\gamma_5 = \beta - \alpha \tag{28}$$

将（26）或（27）式代入（11）、（12）式，得

$$e_x = \sin(\alpha + \beta) \cdot (\cos\alpha + \sin\alpha \cdot \tan 2\alpha) / \sin\beta - 1 \tag{29}$$

$$e_y = \cos(\alpha + \beta) \cdot (\cos\alpha + \sin\alpha \cdot \tan 2\alpha) / \cos\beta - 1 \tag{30}$$

据（29）、（30）式便可计算初始共轭剪切角 $2\beta = 90°$条件下均匀压扁变形的应变量与

地壳缩短率。由于初始共轭剪切角绝大多数为锐角，即 $2\beta \leqslant 90°$，这时只能计算最小应变量；在这种情况下，以 $2\beta = 90°$ 代入（29）与（30）式所求出的应变量，便为岩石或地壳的最小应变量。

3. 据共轭剪切角变化估算青藏高原腹地地壳应变量

由于共轭剪切断裂在上地壳脆性与脆韧性域产状较为稳定，因此据共轭剪切角变化所计算出的应变量能够良好地反映地壳在较大深度（约 10 km）范围内的形变量。因此，在缺乏深部资料的情况下，据（29）、（30）式仍可良好地计算出地壳缩短量（e_y）与地壳伸长量（e_x）。

据遥感综合解译、构造-地貌关系分析与野外地质观测资料，发现青藏高原中段发育近 EW 向、NE—NEE 向、NW—NWW 向与近 SN 向 4 组主要断裂系（图 2-15）。

据区域地质资料（西藏自治区地质矿产局，1991），近 EW 向断裂形成时代较早，如班公错-怒江缝合带西段的 EW 向改则-色林错断裂形成于中生代中晚期，可可西里-金沙江缝合带西段的 EW 向可可西里断裂系形成于中生代早期，雅鲁藏布江缝合带西段的近 EW 向仲巴-昂仁断裂形成于新生代早期。但大部分早期形成的近 EW 向断裂在晚喜马拉雅期存在明显的继承性活动，控制新生代晚期地貌格局、断陷盆地与重要河流的空间展布，部分断裂至今仍有较强的活动性。近 SN 向断裂切割了其他不同方向的断裂系，控制了现代地貌与部分水系的空间展布，断裂带方解石脉的电子自旋共振年龄变化于 2 ~ 0.01 Ma 之间，尚对地震分布有一定控制意义，属于本区形成时代较晚的活动断裂系（图 2-15）。

NE—NEE 向与 NW—NWW 向断裂为青藏高原中段广泛分布的共轭剪切断裂系。大部分 NE—NEE 向与 NW—NWW 向断裂属扭性-张扭性断裂，如念青唐古拉山西缘断裂、双湖盆地西缘断裂、格仁错断裂等；部分为压扭性断裂，如藏北可可西里地区 NEE 向与 NWW 向断裂、双湖盆地北缘 NW 向断层；部分为张性正断层，如羊八井-当雄盆地西缘断裂等。这组共轭剪切断裂对高原内部大量近 NE 向、NW 向裂陷盆地、断陷湖盆、部分水系与山脉、地热和地震分布存在显著的控制作用，成为高原内部现今最重要的活动断裂系（图 2-15）。

青藏高原中段 NE—NEE 向与 NW—NWW 向断裂大部分为共轭剪切断裂，多数形成于晚喜马拉雅期，穿切了中新统康托组红层。双湖 NE 向裂陷盆地盆缘断裂开始形成的电子自旋共振（ESR）年龄为 4 ~ 5 Ma（Wu Zhenhan et al.，1999）。羊八井 NE 向裂陷盆地开始裂陷的热年代学年龄为 6 ~ 8 Ma（Harrison et al.，1995），格仁错-申扎 NW 向裂陷盆地开始裂陷的热年代学年龄为 6.5 Ma。此外，青藏高原内部 NE—NEE 向与 NW—NWW 向活动断裂控制了地貌发育与地震分布（Dewey et al.，1988；Wu Zhenhan et al.，1999）。说明青藏高原腹地 NE—NEE 向与 NW—NWW 向共轭剪切断裂开始形成时代主要为中新世晚期，约 5 ~ 8 Ma。

在地壳表层条件下形成的共轭剪切断裂，其共轭剪切角应为锐角，即共轭剪切断裂面与最大主压应力的夹角 $\beta \leqslant 45°$；如羊八井地热田，盆地内部北西向与北东向活动断裂切割了晚更新世冰碛物，是第四纪晚期形成的共轭剪切断裂，基本未受近南北向压扁变形影响，共轭剪切断裂面与最大主压应力的夹角 $\beta \leqslant 45°$（图 2-16）。但中新世末期—上新世—

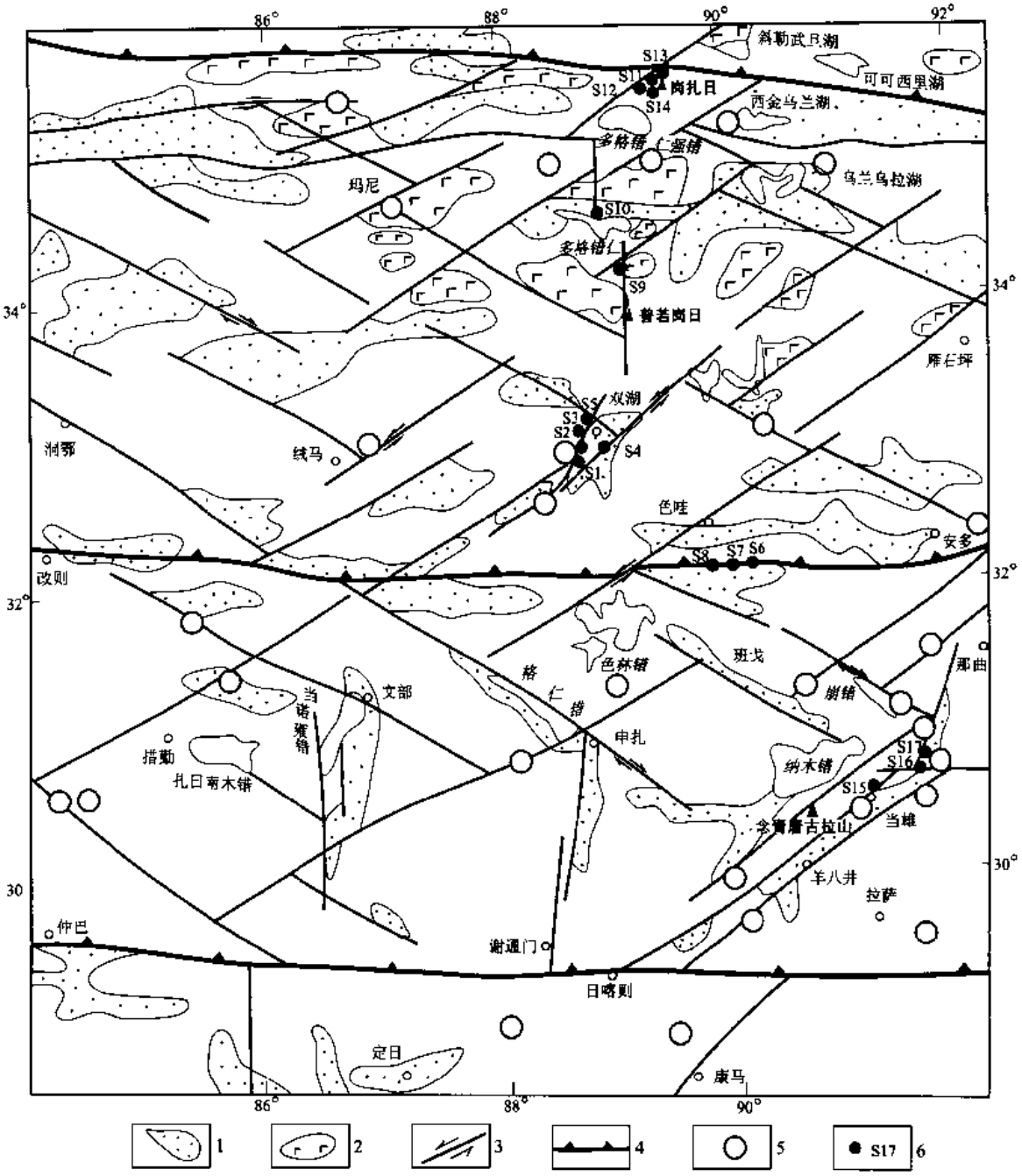


图 2-15　青藏高原腹地活动断裂分布图

Fig. 2-15　Distribution of active faults of the central Tibetan Plateau

1—新第三纪—第四纪河湖相沉积；2—新第三纪—第四纪玄武岩；3—活动断裂；4—缝合带；5—6 级以上地震；6—电子自旋共振取样点与样品编号

第四纪早期形成的共轭剪切断裂在经历晚喜马拉雅期近南北向挤压压扁变形之后，共轭剪切角因平面压扁而增大，导致现今青藏高原中段 NE—NEE 向与 NW—NWW 向共轭剪切断裂与最大主压应力夹角常大于 45°（图 2-15）。由于 $\beta \leqslant 45°$，因此若取 $\beta = 45°$，则所求出的共轭剪切角变化（α）为各共轭断裂共轭剪切角变化的最小估算值。

共轭剪切角据遥感综合解译、野外测量和区域地质资料分析确定。分析共轭剪切角变

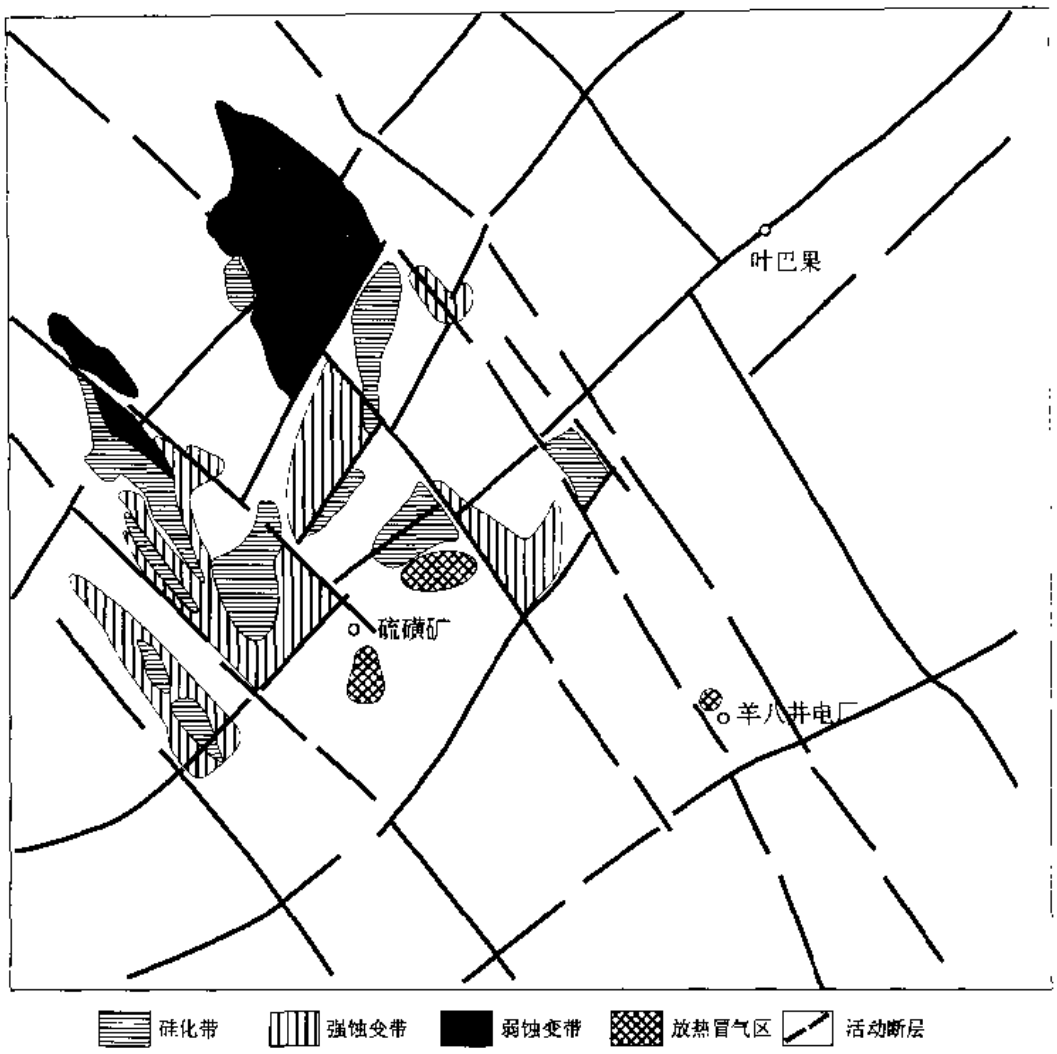


图 2-16　羊八井地热田地质构造图

（据西藏地热地质大队，1995 资料改编）

Fig.2-16　Tectonic map of the Yangbajain geothermal field of the central Tibet

化规律，发现青藏高原中段自北向南，α 呈现出逐步减小的趋势。藏北可可西里北部 $\alpha \geqslant 20°$，其南侧羌塘地块 α 最小估算值一般为 15°～20°，拉萨地块 α 最小估算值一般为 5°～15°。在各地块内部，α 呈现出显著的非均匀性，如可可西里西缘 α 最小估算值达 25°～30°，改则东南部 α 最小估算值达 20°～25°，均明显高于其周缘地区。典型地区共轭剪切角变化见表 2-3。

据共轭剪切角在变形前后的变化，依据公式（29），计算了青藏高原中段晚喜马拉雅期近南北方向地壳缩短量。结果表明，地壳缩短量自北向南逐步减小，并表现出明显的分区性特点（图 2-17）。北部可可西里地块地壳缩短量为 25%～36%，中部羌塘地块地壳缩短量为 20%～35%，平均约 25%；南部拉萨地块地壳缩短量为 10%～25%，北部如改则附近地壳缩短量达 30%，平均约 20%。青藏高原中段晚喜马拉雅期近南北方向地壳平均缩短量约 30%。

据共轭剪切角在变形前后的变化，依据公式（30），估算出了青藏高原中段晚喜马拉

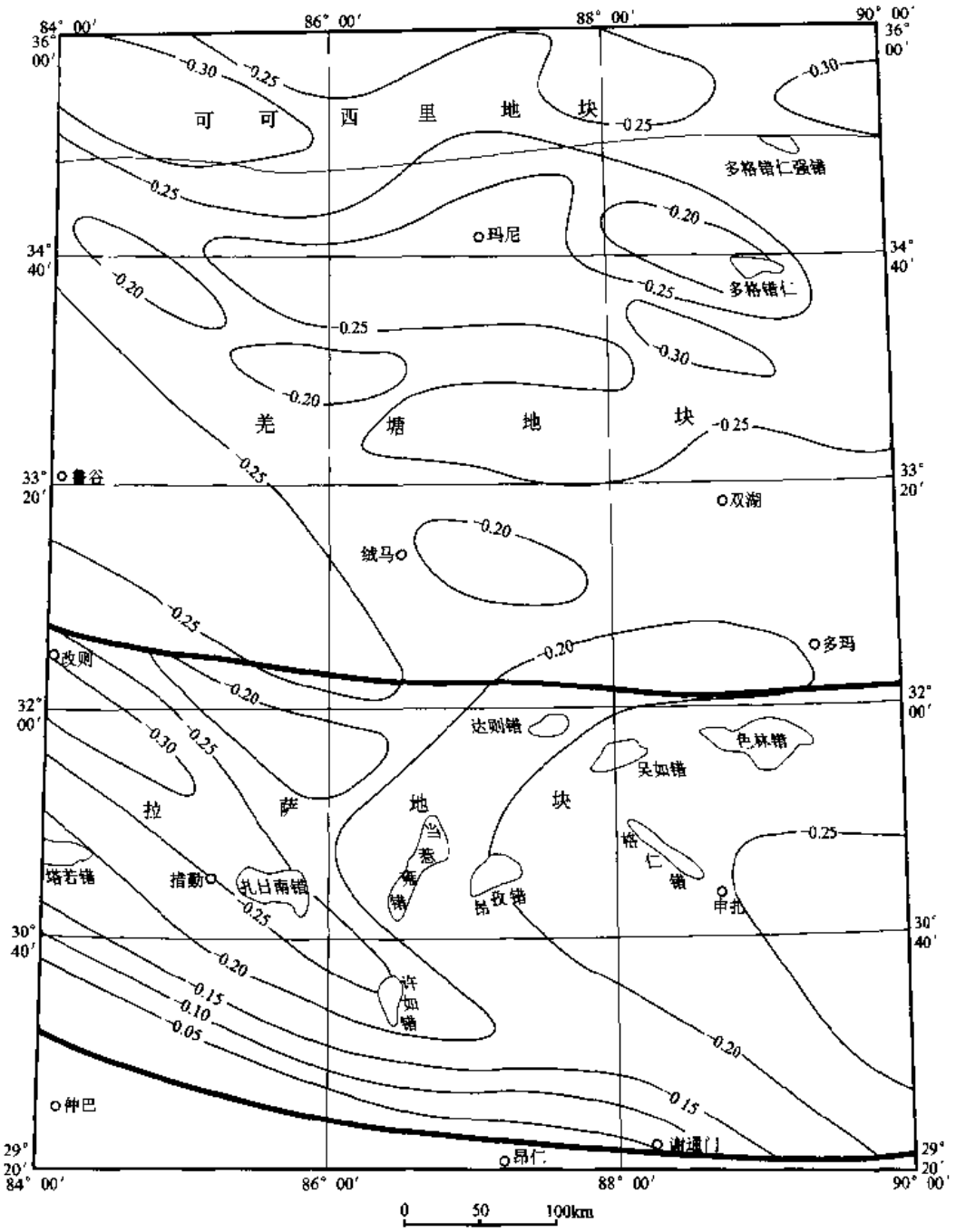


图 2-17 青藏高原中段晚喜马拉雅期近南北向地壳缩短量等值线图

Fig. 2-17 Isobath map of Late Himalayan N-S shortening of the middle Tibetan Plateau

雅期近东西方向的地壳伸长量。结果表明，地壳伸长量亦呈现出分区性特点，自北向南逐步降低（图 2-18）。北部可可西里地块地壳伸长量为 40% ~ 136%；中部羌塘地块地壳伸长量为 25% ~ 30%；南部拉萨地块地壳伸长量为 10% ~ 25%，平均约 20%。青藏高原中段晚喜马拉雅期近东西方向地壳平均伸长量一般为 33% ~ 42%。

将青藏高原中段典型地区晚喜马拉雅期地壳应变量列于表 2-3。

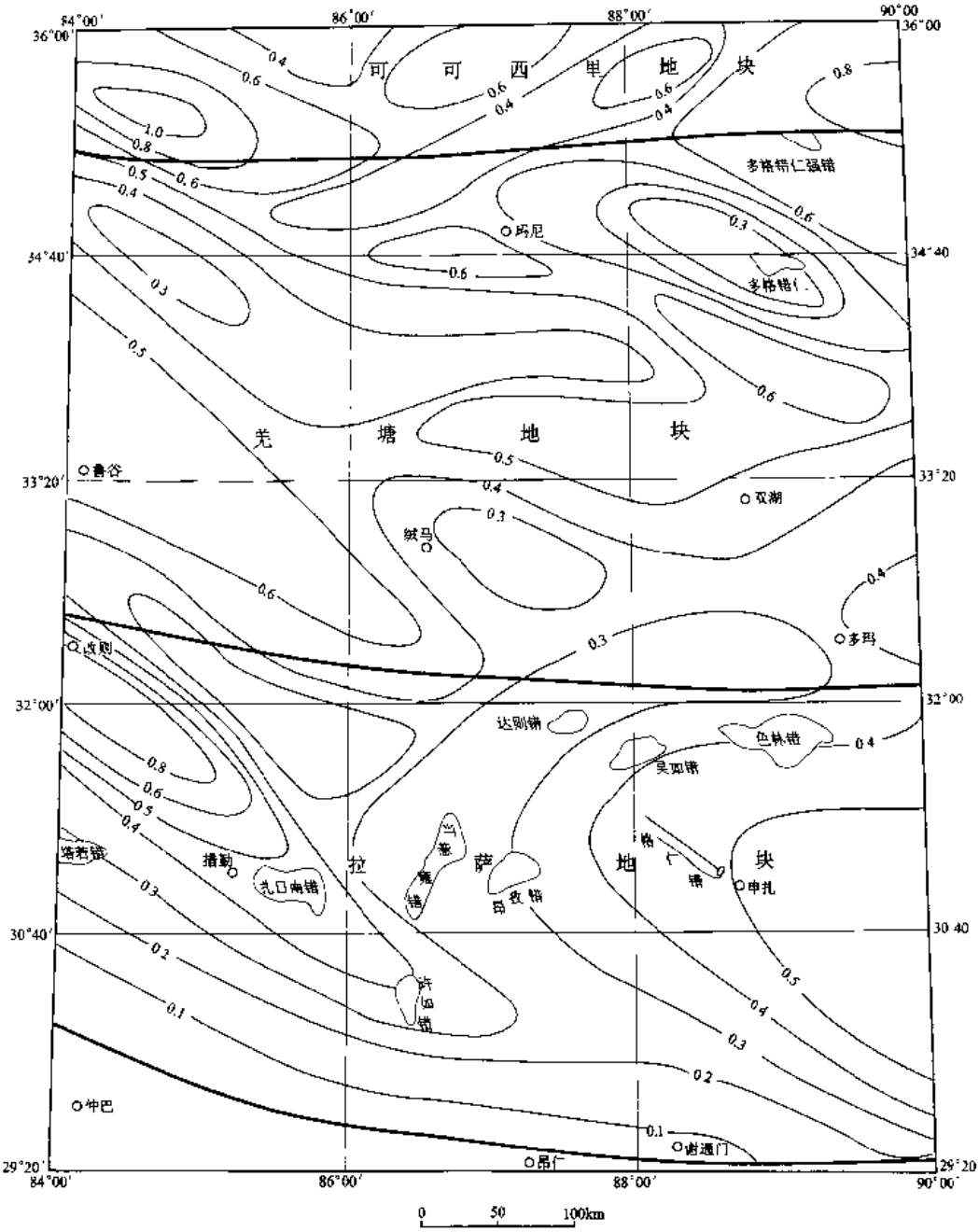


图 2-18　青藏高原中段晚喜马拉雅期近东西向地壳伸长量等值线图

Fig.2-18　Isobath map of Late Himalayan E-W extension of the middle Tibetan Plateau

四、重要构造事件的年代学证据

下面以藏南冈底斯逆冲推覆构造系统（GTS）与藏北可可西里南缘多格错仁褶皱红层为代表，应用不同测年方法，研究区域性强烈挤压构造变形事件的发生时代，为分析青藏高原地壳缩短增厚过程提供年代学依据。

1. 喜马拉雅地块重要构造事件的热年代学分析

对喜马拉雅构造地块重要构造事件形成时代，前人从山前盆地沉积年龄测定、同构造

表 2-3　据共轭剪切角变化计算青藏高原中段不同地区晚喜马拉雅期地壳应变量一览表

Table 2-3 Late Himalayan Strain calculated from changes of conjugate angle of the middle Tibetan Plateau

研究地区	晚喜马拉雅期变形前初始共轭剪切角 2β	晚喜马拉雅期变形后共轭剪切角变化 2α	晚喜马拉雅期最小地壳应变量	
			南北向缩短率	东西向伸长率
多格错仁强错	≤90°	≥35°～46°	24.0%～29.8%	46.0%～73.8%
可可西里西缘	≤90°	≥36°～60°	24.5%～36.6%	48.1%～136.6%
多格错仁	≤90°	≥27°～47°	19.4%～30.3%	35.6%～76.9%
玛尼	≤90°	≥38°	25.6%	52.5%
双湖	≤90°	≥34°	23.4%	44.0%
绒马	≤90°	≥27°～31°	19.4%～21.7%	35.6%～38.4%
改则	≤90°	≥50°	31.8%	87.4%
申扎	≤90°	≥34°	23.4%	44.0%
措勤	≤90°	≥33°	22.9%	42.1%

期热事件测年、邻近海域同位素记录等方面进行了系统的测试分析，为剖析青藏高原形成演化过程提供了重要的年代学依据。

对喜马拉雅山前主边界逆冲断裂（MBT）形成时代，Meigs 等（1995）与 Burbank 等（1996）作过系统研究，认为 MBT 开始形成的时代约为 10 Ma。

对喜马拉雅构造带主中央逆冲断裂（MCT）形成时代，Zeitler（1985）通过巴基斯坦北部 Swat 山谷锆石与磷灰石裂变径迹年龄与高程关系分析，认为剥蚀速率在约 20 Ma 发生了突然变化，自 0.08 mm/a 变为 0.22 mm/a，对应于 MCT 开始形成进入活动时代。Einsele 等（1996）发现孟加拉湾沉积速率变化与喜马拉雅地块隆升剥蚀速度存在线性相关关系，18～22 Ma 孟加拉湾沉积速率突然增加，孟加拉湾的快速沉积一直持续到中新世晚期，反映 MCT 开始形成、喜马拉雅山开始快速隆升的时代约为 18～22 Ma。Gansser（1964）分析了喜马拉雅山前西瓦利克盆地沉积序列，发现自中新世初期开始，西瓦利克盆地沉积由砂岩与粉砂岩组合转变为磨拉石建造；该沉积事件开始时代反映了 MCT 的活动时代。Harrison 等（1992）综合了不同方面的测试资料，认为 MCT 在约 18～21 Ma 之间发生了快速运动。

对藏南拆离系（STD）形成时代，Wu 等（1998）通过 STD 主断面韧性剪切带二长岩的 $^{235}U/^{207}Pb$ 测年，所得年龄为（11.85±0.33）Ma，认为该年龄代表了 STD 主拆离断层开始活动的时代（Wu et al.，1998；Hauck et al.，1998）。Chen 等（1990）应用 ^{40}Ar-^{39}Ar 测年方法，测得康马穹隆变质岩黑云母的坪年龄为（13.5±0.6）Ma，白云母的坪年龄为（13.0±0.5）Ma，金云母的坪年龄为（11.4±0.3）Ma，反映了康马拆离断层（KD）活动与热事件时代。

2. 冈底斯逆冲推覆构造的 ^{40}Ar-^{39}Ar 多重扩散域（MDD）测年

钾长石中的 Ar 同位素在构造-热动力作用下，会发生扩散。钾长石内部放射性同位

素^{39}Ar扩散与颗粒大小、颗粒形态、温度等存在函数关系。当岩石中存在两种以上不同大小的钾长石颗粒时，^{39}Ar的扩散过程服从多重扩散域模式（MDD）。在一定假设条件下，利用多重扩散域模式拟合实测的^{39}Ar扩散曲线，可以良好地定量揭示样品构造-热演化历史与山脉隆升过程（陈文寄，2000）。

对青藏高原冈底斯构造-岩浆带典型岩体，Yin 等（1994）、Copeland 等（1995）、Harrison 等（1995）与陈文寄等（1999）利用钾长石多重扩散域（MDD）方法，进行构造-热年代学分析（tectonic-thermochronology），取得了良好的研究成果，揭示了构造-热事件发生时代，为分析青藏高原隆升的动力学过程提供了重要的年代学依据。

样品主要取自于曲水岩体（PC-88-32）、羊八井岩体（PC-88-45）、泽当岩体（ZH-2 与 ZH-3）、桑日岩体（TS-26）、米林岩体（TL-24）与林芝岩体（TB-37）（图 2-19）。图 2-20 示冈底斯构造-岩浆带典型岩体钾长石 MDD 热年代学曲线图，其中曲水花岗闪长岩（PC-88-32）与羊八井花岗岩（PC-88-45）MDD 热年代学分析源于 Copeland 等（1995），泽当岩体（ZH-2 与 ZH-3）MDD 热年代学分析源于 Yin 等（1994），桑日（TS-26）、米林（TL-24）与林芝岩体（TB-37）MDD 热年代学分析源于陈文寄等（1999）。

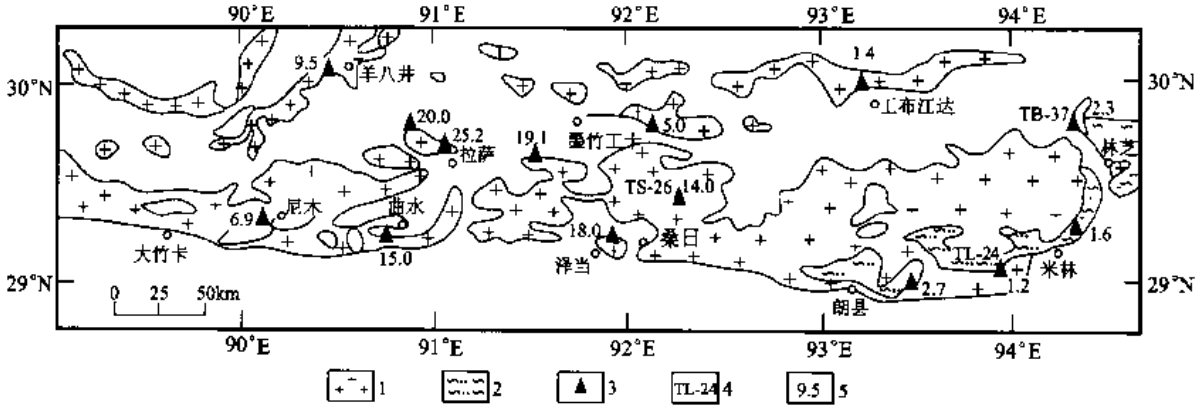


图 2-19　冈底斯构造-岩浆带中部取样位置图

（据陈文寄等，1999 略加修改）

Fig. 2-19　Geologic map and sampling locations of the middle Gangdise belt

1—中酸性侵入岩；2—片麻岩；3—取样点；4—样品编号；5—磷灰石裂变径迹年龄（单位：Ma）

通过钾长石 MDD 热年代学分析，发现沿冈底斯构造-岩浆带，中新世发生一期强烈的区域性构造-热事件；表现为林芝岩体在 16.7 ~ 17.2 Ma 期间发生 220℃/Ma 的快速冷却，米林岩体在 15.8 ~ 16.2 Ma 期间发生 175℃/Ma 的快速冷却，桑日岩体在 18.0 ~ 18.7 Ma 期间发生 121℃/Ma 的快速冷却，羊八井花岗岩在约 28 Ma 发生快速冷却，曲水花岗闪长岩在 19.6 Ma 发生快速冷却，泽当岩体在 24 ~ 27 Ma 发生快速冷却。这些快速冷却事件与冈底斯-拉萨地块广泛的区域性逆冲推覆构造活动存在动力学成因联系（Yin et al., 1994; Copeland et al., 1995; Harrison et al., 1995; 陈文寄等，1999）。

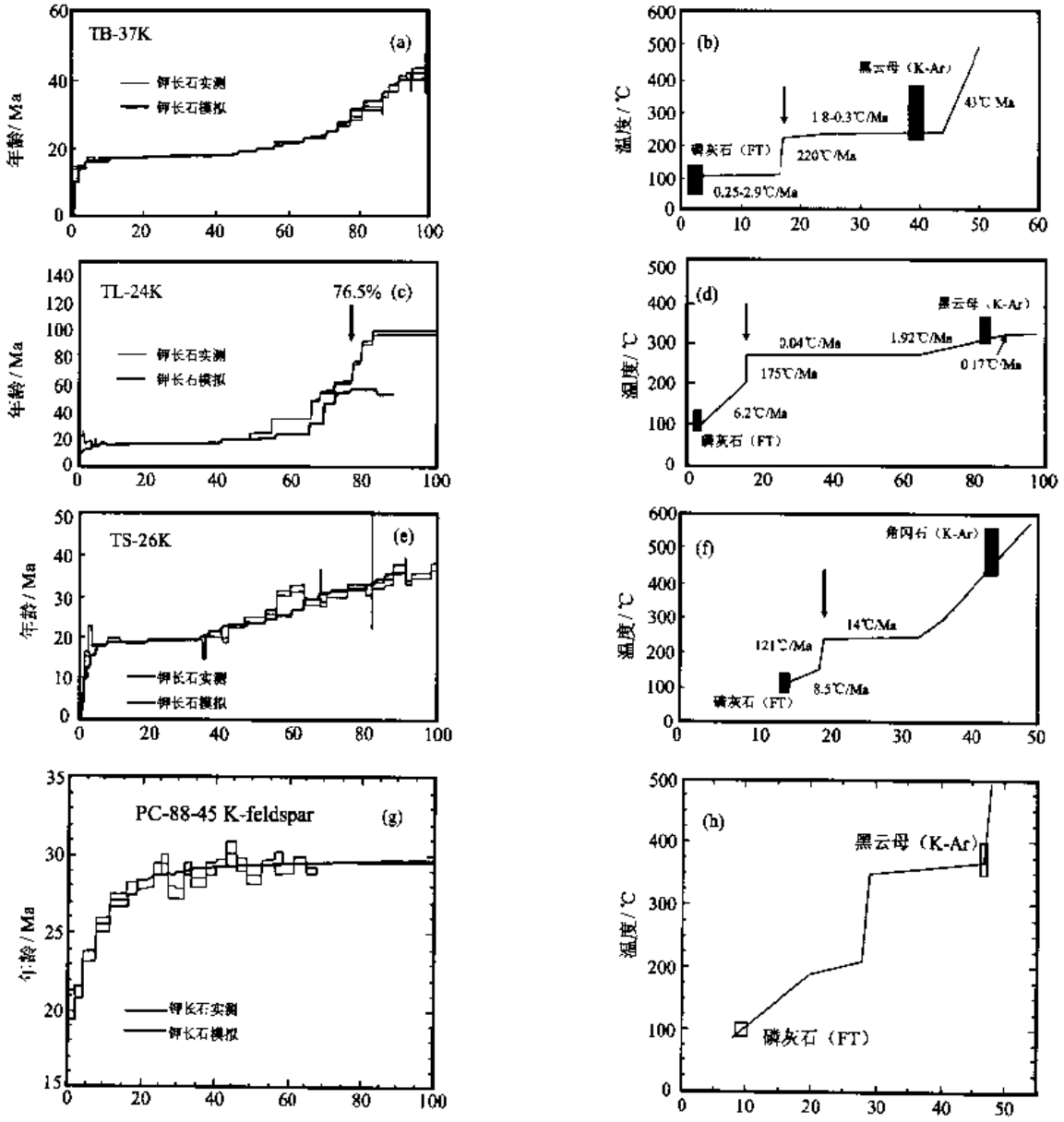
3. 藏北多格错仁红层与变形时代的孢粉分析

青藏高原北部红层在青海省可可西里地区称为风火山群（尹集祥等，1990；张以弗

等，1994)，在西藏北部称为康托组与锁纳湖组（西藏区测队，1986；西藏自治区地质矿产局，1993)。对风火山群，尹集祥等（1990)、张以弗等（1994）发现丰富的放射虫与孢粉，并将其厘定为老第三系。对康托组与锁纳湖组，西藏区测队（1986）与西藏自治区地质矿产局（1991）将其归为中新统；但对康托组的时代缺乏化石依据，对康托组与锁纳湖组的层位关系缺乏可靠资料。多格错仁红层与藏北广泛出露的康托组陆相砂砾岩系在地层层序、岩性组合、建造特点等方面颇为相似，而与富含膏盐层的锁纳湖组河湖相沉积地层在岩性与建造方面存在明显差别。在对藏北羌塘地块与可可西里地区进行地质考察的过程中，在西藏可可西里南缘多格错仁红层盆地发现植物碎片；进一步的孢粉分析发现多格错仁红层中保存有较多种属的孢粉，为厘定多格错仁红层及其变形时代提供了重要依据，为研究青藏高原形成演化的动力学过程提供了良好的约束条件。

(1) 多格错仁红层孢粉组合

在多格错仁红层不同层位取样进行孢粉分析，以便确定多格错仁红层及其变形的时



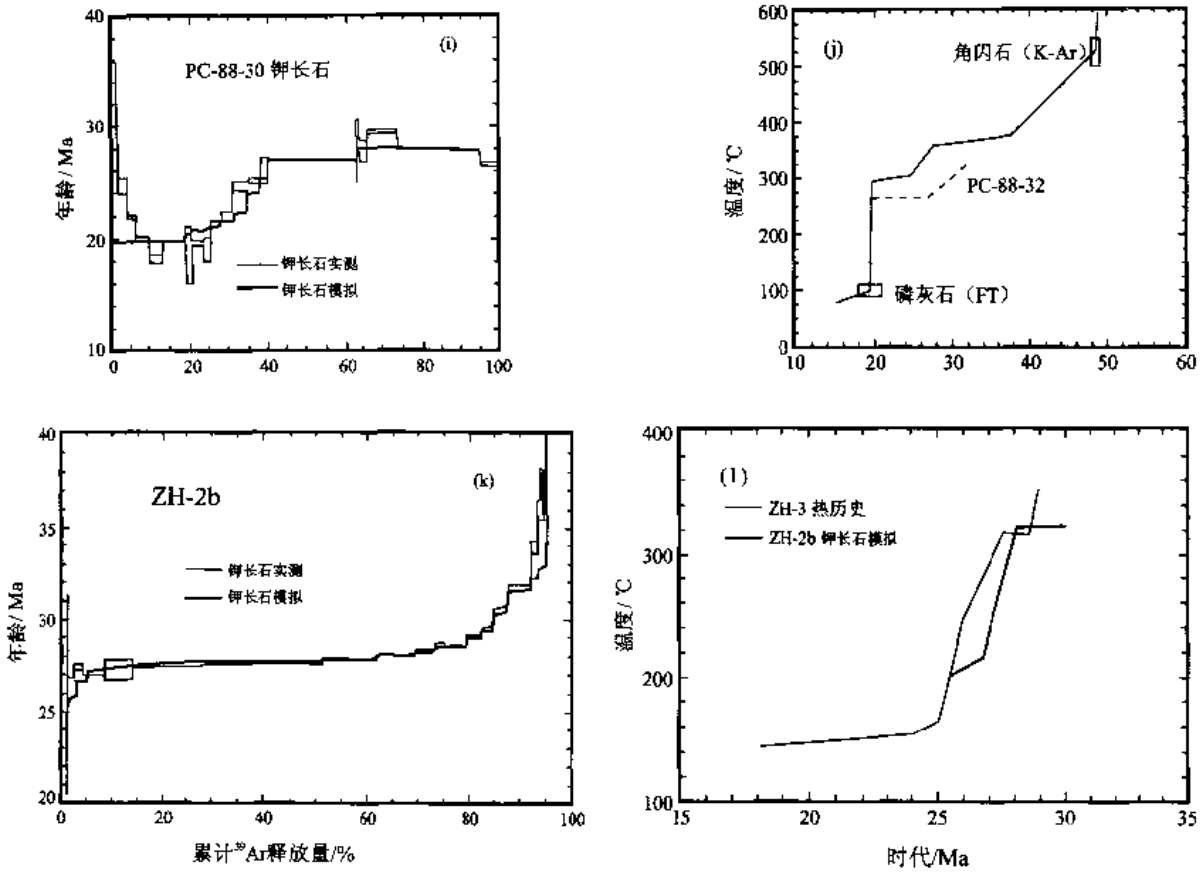


图 2-20　典型岩体钾长石热演化曲线图

Fig.2-20　Thermal evolution of orthoclase of typical plutons of the south Tibetan Plateau

a、b—林芝岩体（据陈文寄等，1999）；c、d—米林岩体（据陈文寄等，1999）；

e、f—桑日岩体（据陈文寄等，1999）；g、h—泽当岩体（据 Yin et al.，1994）；

i、j—曲水岩体（据 Copeland et al.，1995）；k、l—羊八井岩体（据 Copeland et al.，1995）

代。孢粉分析与鉴定在中国科学院植物研究所孢粉实验室完成。

孢粉样品取自于藏北多格错仁红层不同部位与不同层位。样品 99-5-20-2 取自于红层盆地中部，位于红层下部层位，为暗色角砾状灰岩。样品 99-5-30-2 与 99-5-30-4 取自于红层盆地东部，位于红层下部层位，为灰紫色钙质胶结砂岩，含大量古植物秆茎碎片。样品 99-5-21-2、99-5-21-3 与 99-5-21-4 都取自于红层盆地中部，位于红层上部不同层位，岩性均为灰紫色钙质胶结砂岩。各样品的取样位置详见图 2-10、2-11、2-12。

对样品采用无酸碱分析法（李小强、杜乃秋，1999）分选孢粉。首先清洗样品，清除样品表面现今孢粉污染。烘干后将样品粉碎，用盐酸除钙，然后在水中煮沸，至样品分散，再采用重液进行浮选。最后，将花粉和孢子制成薄片，在高倍显微镜下进行观测、鉴定与照相。

通过显微观察与鉴定，在多格错仁红层不同部位样品中，鉴别出多种植物孢粉，各样品孢粉种属与数量详见表 2-4，各类孢粉的照片详见图版Ⅰ与图版Ⅱ。

藏北多格错仁红层孢粉组合的古植物类群，包括蕨类植物 2 种，裸子植物 5 种：乔木 4 种、草本-灌木 1 种，被子植物 17 种：乔木 8 种、灌木 2 种、草本 7 种。植物类群分布

表 2-4　多格错仁红层样品孢粉分析结果一览表

Table 2-4　Species of spores and pollen of redbed samples of Dogai Coring area of the north Tibetan Plateau

样品编号	岩　性	孢粉种属	孢粉数量
99-5-20-2	角砾状灰岩	Compositae	
		Artemisia	1
		Pinaceae	
		Pinus	1
		Abies	1
		Chenopodiaceae	1
		Betulaceae	
		Betula	1
99-5-21-2	砂岩	Pinaceae	
		Pinus	1
		Hamamelidaceae	
		Liquidambar	4
		Chenopodiaceae	7
		Cannabaceae	
		Humulus	5
		Compositae	
		Artemisia	1
		Caryophyllaceae	3
99-5-21-3	砂岩	Pinaceae	
		Picea	1
99-5-21-4	砂岩	Pinaceae	
		Tsuga	1
		Compositae	
		Artemisia	3
		Hamamelidaceae	
		Liquidambar	2
		Chenopodiaceae	11
		Ephedraceae	
		Ephedra	3
		Polypodiaceae	1
99-5-30-2	砂岩	Pinaceae	
		Pinus	1
		Tsuga	2
		Ulmaceae	
		Ulmus	1
		Hamamelidaceae	
		Liquidambar	1
		Betulaceae	
		Betula	4
		Carpinus	4
		Juglandaceae	
		Pterocarya	6
		Juglans	2
		Tiliaceae	
		Quercus	1
		Tamaricaceae	
		Tamarix	1

续表

样品编号	岩　性	孢粉种属	孢粉数量
99-5-30-2	砂岩	Cannabaceae	
		Humulus	16
		Lycopodiaceae	1
		Cyperaceae	1
		Compositae	
		Artemisia	32
		Chenopodiaceae	16
		Fagaceae	
		Castanea	1
		Gramineae	1
99-5-30-4	砂岩	Pinaceae	
		Pinus	1
		Tsuga	3
		Chenopodiaceae	1
		Compositae	
		Artemisia	2
		Gramineae	1
		Juglandaceae	
		Pterocarya	2
		Betulaceae	
		Corylus	1

类型多数属北温带分布型，少数属泛热带分布型与东亚-北美间断分布型。

按植物大类分别统计多格错仁红层孢粉百分含量，结果表明，蕨类植物占 1.3%，裸子植物占 7.3%，被子植物占 91.4%。被子植物孢粉占绝对优势。

按植被类型分别统计多格错仁红层孢粉百分含量，结果表明，乔木占 28.6%，灌木占 14.7%，草本植物占 56.7%。草本植物显然居主导地位。其中，旱生草本植物 *Chenopodiaceae* 孢粉占 24%，是草本植物主体；而草本植物 *Ephedra* 孢粉仅占 2%，属稀少种属。

在多格错仁红层孢粉中，亚热带被子植物 *Liqudambar* 孢粉仅占被子植物孢粉总量的 5.5%。而温带被子植物如 *Ulmus*，*Betula*，*Carpinus*，*Pterocarya*，*Juglans*，*Tamarix*，*Artemisia*，*Corylus*，*Castanea* 和 *Humulus*，它们的孢粉占被子植物孢粉总量的近 60%。其他 34.5% 的被子植物孢粉，如 *Chenopodiaceae*，*Cyperaceae* 和 *Gramineae*，属北温带旱生被子植物孢粉。

（2）藏北孢粉组合对比分析与多格错仁红层及变形时代厘定

将藏北多格错仁红层孢粉与青藏高原北部风火山盆地、伦坡拉盆地、柴达木盆地、西宁-民和盆地和临夏盆地等新生代盆地不同时代的孢粉组合与古环境进行对比，分析多格错仁红层层位与时代。

对青藏高原北部的风火山、伦坡拉、柴达木、西宁-民和、临夏等盆地与唐古拉山-昆仑山地区新生代不同时期孢粉组合、古植被面貌与古环境演化，前人作过长期研究工作（西藏自治区地质矿产局，1993；青海省地质矿产局，1991；张以弗等，1994；孔昭宸等，1981；Tang et al.，1996），为对比分析藏北多格错仁红层孢粉组合与地质时代奠定了良好基础。

古新世，青藏高原北部地区以热带被子植物与裸子植物居主导地位，早期、中期与晚

期的代表性孢粉组合分别为 *Ephedripites-Proteacidites-Normapollis*，*Ephedripites-Parcisporites-Echitriporites* 与 *Ephedripites-Polypodiaceoisporites-Myrtaceoidites*。始新世，青藏高原北部地区以热带-亚热带被子植物居主导地位，早期代表性孢粉组合为 *Quercoidites-Celtis-Ulmipollenites*，晚期代表性孢粉组合为 *Quercoidites-Celtis-Iodes*。渐新世，青藏高原北部地区以亚热带被子植物居主导地位，早期、中期与晚期代表性孢粉组合分别为 *Meliaceoidites-Ephedripites*，*Meliaceoidites-Pinaceae-Ephedripites* 与 *Ulmipollenites undulosus- Chenopodipollis-Piceaepollenites*。

中新世，青藏高原北部地区总体以温带被子植物孢粉居主导地位，热带与亚热带植物孢粉较少。中新世早期代表性孢粉组合为 *Ulmipollenites rotundatus-Picea-Pinus*。中新世中期代表性孢粉组合总体上与中新世早期类似，但草本植物孢粉所占比例明显增加，水生草本植物与旱生草本植物 *Chenopodiaceae* 比例均达到 16% ~ 17%。中新世晚期，水生草本植物比例快速减少，旱生草本植物比例显著增加，旱生草本植物 *Chenopodiaceae* 孢粉可达 50% 左右，导致青藏高原北部及邻区旱生草原植被逐步替代森林植被而居主导地位（西藏自治区地质矿产局，1993；青海省地质矿产局，1991；Tang et al.，1996）。

上新世—更新世，青藏高原北部孢粉组合出现频繁变化，温带森林植被与草原植被交替出现，反映古气候与古环境的多次重大变化（孔昭宸等，1981）。

多格错仁红层以温带被子植物类群居主导地位的孢粉组合，明显不同于青藏高原北部古新世、始新世和渐新世以热带-亚热带植物类群为主体的孢粉组合，而类似于 Sun 等（1984）、Barry 等（1982）报道的柴达木盆地、西宁-民和盆地与临夏盆地等地区中新世温带孢粉组合，也类似于孔昭宸等（1981）在昆仑山-唐古拉山地区鉴别出的新第三纪晚期—第四纪早期部分层位孢粉组合。

多格错仁红层草本植物孢粉含量高达 56.7%，旱生草本植物孢粉居主导地位，水生草本植物孢粉较少，*Chenopodiaceae* 占 24%，*Ephedra* 仅占 2%；对应于旱生草原植被居主导地位的古植被面貌。这种旱生草原在青藏高原北部及邻区广泛出现于中新世晚期。如临夏盆地中新世晚期约 7 Ma，发生古动物与古植物由森林型向旱生草原型的突然转化（Barry et al.，1982；唐领余等，1996）；巴基斯坦在约 6 ~ 7.5 Ma 期间，也发生森林向草原的突然转变（Flynn and Jacobs，1982；Quade et al.，1982）。青藏高原北部包括多格错仁红层盆地在内的广大地区温带旱生草本植物的显著增加、临夏盆地约 7 Ma 动植物自森林型向旱生草原型的突然变化、巴基斯坦 6 ~ 7.5 Ma 时期森林向草原的突然转化等古植被与古环境演化重大事件，与 Kroon 等（1991）和 Prell 等（1992）报道的印度洋和孟加拉湾在约 8 Ma 古季风突然增强事件，存在时间上的良好一致性与成因上的密切相关性。

除孢粉分析外，作者与 INDEPTH-Ⅲ项目地质课题组外方成员 Hacker，Lothar，Bill，Martin 等一起于 1998 年夏天奔赴西藏可可西里地区，对藏北晚新生代碱性火山岩（shoshonite）及深源包体进行了野外观测和取样。Hacker 等（2000）对多格错仁红层上覆的弱变形年轻玄武岩进行了高精度的 ^{39}Ar-^{40}Ar 测年工作，确定多格错仁红层盆地周缘年轻玄武岩喷发时代为 2.5 ~ 3.2 Ma。这组年龄也代表多格错仁红层及其构造变形的上限年龄。结合多格错仁红层孢粉分析及其上覆年轻玄武岩的高精度同位素测年资料，推断藏北多格错仁红层形成时代为中新世晚期，其强烈挤压构造变形发生时代为中新世末期—上新世初期。

五、青藏高原新生代地壳缩短过程

综合以上各种资料，得出了青藏高原不同地块新生代不同时期地壳缩短率与缩短量（表 2-5），反映了青藏高原在印度-欧亚陆-陆碰撞以来的地壳缩短过程。

表 2-5 青藏高原新生代地壳缩短量对比表

Table 2-5 Comparison of the Cenozoic crust shortening of the Tibetan Plateau

构造单元	挤压缩短时期	地壳缩短率/%	地壳缩短量/km	估算方法	地壳缩短率资料来源
喜马拉雅地块	印度-欧亚陆-陆碰撞以来	57	440	古地磁	Bess et al., 1984 Dewey et al., 1988
	主中央逆冲断裂形成以来（约为中新世以来）	60	200	INDEPTH 深部剖面	Hauck et al., 1998
	渐新世晚期—中新世	67	258	地表构造统计分析	Ratchbacher et al., 1992, 1994
拉萨地块中部	渐新世—中新世初期	35 ~ 45	15 ~ 25	MLT 地质构造剖面	本书
拉萨地块	渐新世—中新世初期	40 ~ 50	250	WNT 地质构造剖面	
	中新世晚期—上新世	13 ~ 20	45 ~ 75	中新世褶皱	
羌塘地块	渐新世—中新世初期	30 ~ 40	171 ~ 266	双湖与风火山剖面	Kidd et al., 2001
	中新世以来	15 ~ 25	53 ~ 100	双湖剖面共轭剪切角	本书
可可西里-金沙江构造带南缘	多格错仁红层形成后约 3 ~ 8 Ma	25	100	多格错仁褶皱红层	本书
可可西里-昆仑地块	中新世晚期—上新世以来	13	44	地表构造剖面	本书
青藏高原及邻区	25 ~ 45 Ma		1600	海底磁异常	Stock and Molnar, 1988
	0 ~ 20 Ma		1000	海底磁异常	
	印度-欧亚陆-陆碰撞以来		2000	古地磁	Chen et al., 1993
青藏高原南部	印度-欧亚陆-陆碰撞以来	81	554	古地磁	肖序常等，2000
青藏高原北部	印度-欧亚陆-陆碰撞以来	69	990	古地磁	肖序常等，2000
青藏高原腹地	中新世晚期以来 5 ~ 8 Ma 以来	20 ~ 30	200	共轭剪切角变化	本书
青藏高原拉萨与羌塘地块之间	白垩纪—古新世	很小	很小	古地磁	Chen et al., 1993

在晚白垩世—老第三纪早期，印度-欧亚陆-陆碰撞之前，青藏高原处于稳定的欧亚大陆板块南缘，除冈底斯构造-岩浆带外，拉萨与羌塘地块之间和地块内部地壳缩短量较小（Chen et al., 1993）。约 50 Ma 以来，特提斯洋因长期俯冲而消亡，青藏地区结束海相沉积历史，随后印度大陆与欧亚大陆开始发生陆-陆碰撞事件。老第三纪中晚期，由于印度-欧亚陆-陆碰撞，导致冈底斯及邻区发生构造变形与挤压隆升事件；但老第三纪中晚期形成的构造-地貌经过长期缓慢剥蚀和晚期构造改造，大部分被夷平或破坏，残留较少。

渐新世—中新世初期，印度大陆开始向北俯冲于欧亚大陆板块之下，导致青藏高原全

区普遍发生强烈的挤压构造变形，形成 MCT、RZT、WNT、MLT 等大中型逆冲推覆构造系统与大量区域性褶皱构造，不同地块发生不同程度的地壳缩短事件，喜马拉雅地块地壳缩短约 57%～67%，拉萨地块地壳缩短约 40%～50%，羌塘地块地壳缩短约 30%～40%。

中新世晚期—上新世初期，青藏高原腹地普遍发生地壳压扁事件，地壳因压扁而缩短约 20%～30%；而位于青藏高原南、北侧的喜马拉雅构造带与可可西里-昆仑地块，地壳仍然处于强烈的挤压缩短环境，在喜马拉雅山地块形成 MBT、STD、KD 等构造带，在可可西里南缘导致多格错仁红层发生强烈褶皱变形与向南逆冲，地壳缩短量达 25%左右。另外，中新世晚期以来，昆仑山北缘逆冲推覆活动加剧，导致昆仑地块向塔里木地块、柴达木地块的仰冲。

第三节　青藏高原活动断裂与盆-岭构造-地貌形成时代

对青藏高原活动构造形成时代与盆-岭构造-地貌演化过程，Tapponnier 和 Molnar（1977）、Molnar 和 Tapponnier（1978）、Rothery 和 Drury（1984）、Amijo 等（1986）、Molnar（1987）、Kidd and Molnar（1990）与韩同林（1996）等开展了大量研究工作，积累了丰富的资料。国家地震局地质研究所（1992）对西藏中部地震活动遗迹与地震构造作了专题调研。边千韬与郑祥身等（1996）对青海可可西里地区活动构造与地震进行了现场考察。INDEPTH 项目对青藏高原重要构造带进行了多种方法的深部探测与多种方法的地质调查（Nelson et al.，1994；Wu et al.，1996；Alsdorf et al.，1998；Hacker et al.，2000）。尽管如此，前人对青藏高原活动断裂与相关构造地貌形成演化的动力学过程研究较为薄弱，缺乏系统的测年资料。

本书将在拉萨—当雄—安多与德庆—班戈—伦坡拉—双湖—多格错仁—多格错仁强错野外路线地质调查的基础上，应用电子自旋共振测年与热年代学方法，结合典型盆地的沉积记录，分析典型盆-岭构造-地貌形成时期与不同方向活动断裂形成活动时代。

一、活动断裂地质特点

利用 MSS 与 TM 卫星遥感资料，应用先进的图像处理技术，制作青藏高原中段高清晰度遥感图像。结合野外观测资料与区域地质资料，在对羊八井-当雄盆地构造-地貌-影像相互关系进行详细分析的基础上，对青藏高原遥感图像进行综合解译，得到青藏高原中段活动断裂分布图（图 2-15）。结果表明，青藏高原中段发育 4 组不同方向的活动断裂，即近东西向活动断裂、近南北向活动断裂、北东—北东东向活动断裂与北西—北西西向活动断裂（图 2-15）。

近东西向活动断裂主要分布于可可西里、班公错-怒江与雅鲁藏布江缝合带，主要由早期形成的近东西向逆冲断裂在晚喜马拉雅期的继承性活动所产生，如班公错-怒江缝合带中段的伦坡拉盆地北缘断裂（图 2-15）。

近南北向活动断裂大部分分布于青藏高原南部拉萨地块，少量分布于青藏高原北部羌塘地块；绝大部分近南北向断层以张性-张扭性为主。近南北向断层切错了近东西向、北东—北东东向与北西—北西西向断层，切割了中新世地层，控制了部分第四纪断陷盆地与地貌的空间展布，是青藏高原内部形成较晚的活动断层，如谷露-那曲-安多近南北向活动

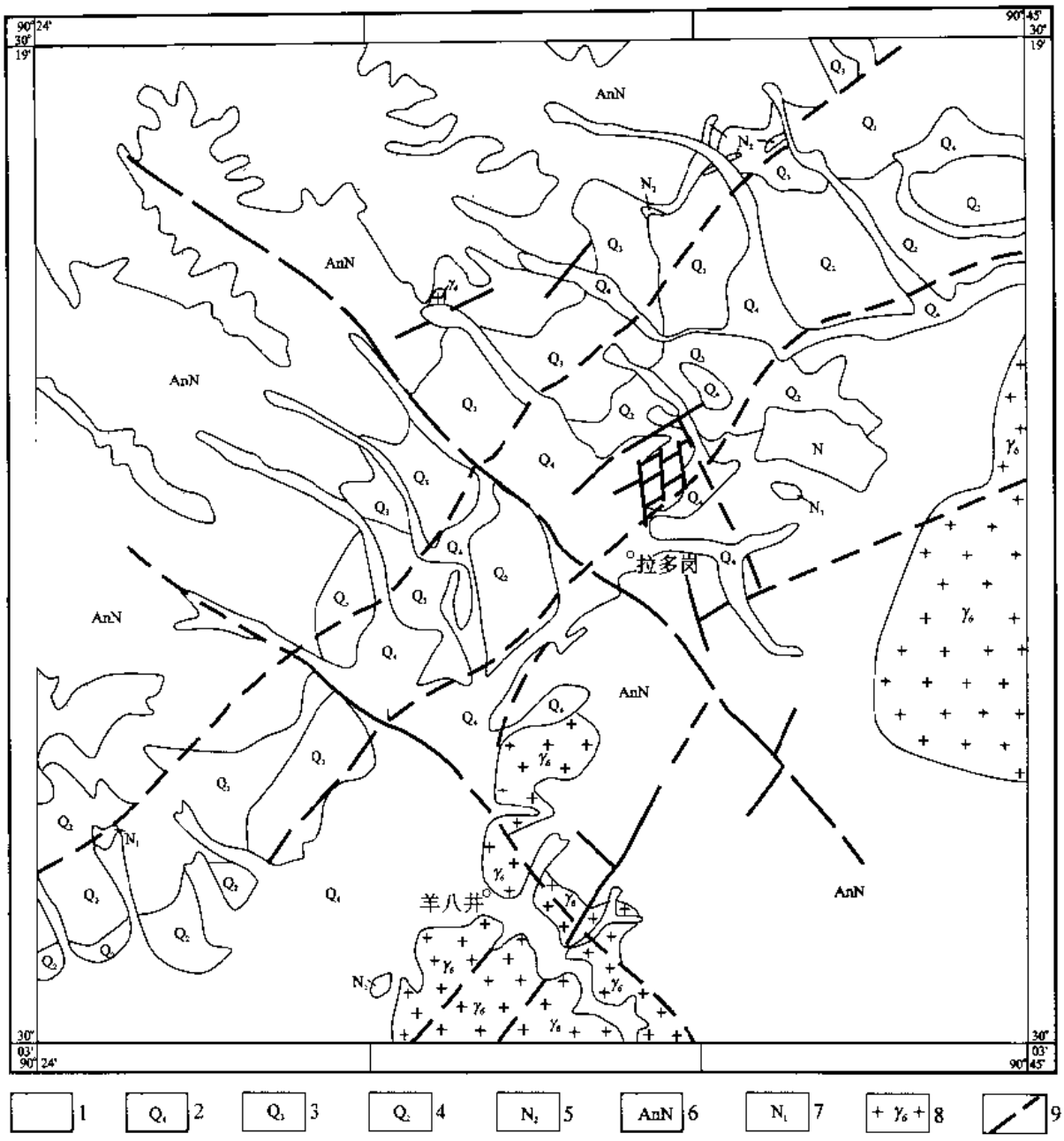


图 2-21　羊八井-拉多岗活动断裂分布图

（据西藏地热地质大队，1993 资料改编）

Fig.2-21　Map of active faults of Yangbajain-Laduogang area of the central Tibet

1—冰川雪被；2—冲洪积物；3—冰碛沉积；4—冰水沉积；5—砾岩；

6—新第三纪以前火山-沉积岩系；7—中新世火山-沉积岩系；8—花岗岩；9—活动断层

断裂系、谢通门-申扎近南北向活动断裂系等（图 2-15）。

北东—北东东向与北西—北西西向活动断层广泛分布于青藏高原腹地拉萨地块与羌塘地块，部分断裂长达百余公里。在羊八井-当雄盆地，北东向与北西向活动断裂密集分布于盆地不同部位（图 2-21）；虽然盆地内部大部分活动断层穿切了第四纪沉积地层，但多数断层在地表仅表现为低缓的地貌陡坎或没有明显标志，只能通过遥感影像解译或通过钻

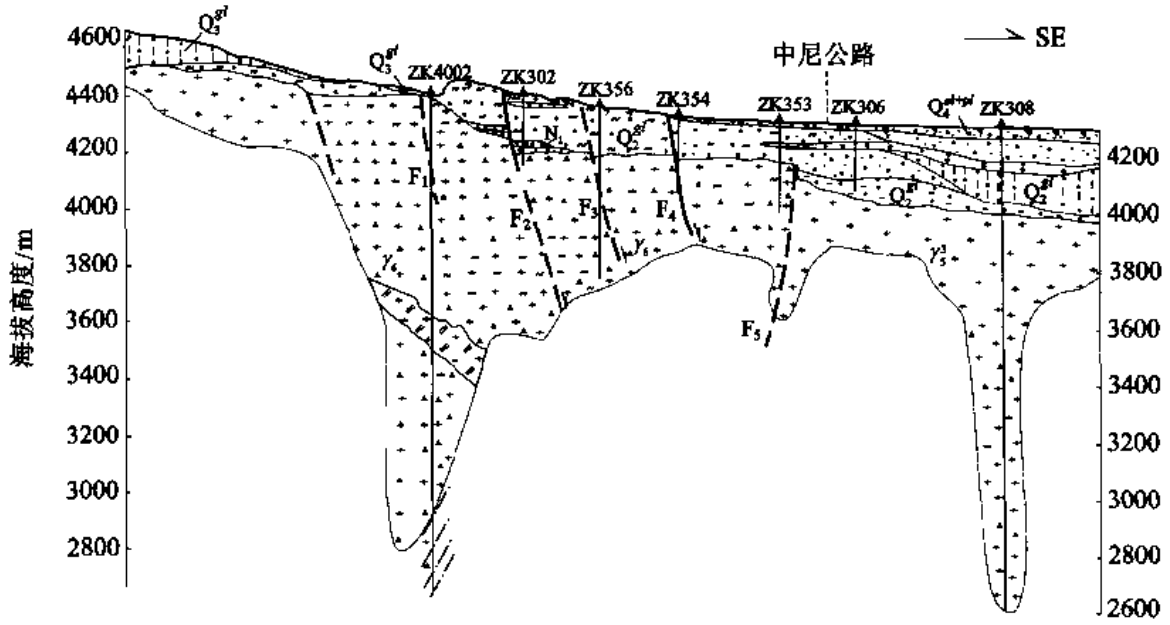


图 2-22　羊八井地热田典型剖面图

（据西藏地热地质大队，1995）

Fig.2-22　Cross-section of the Yangbajain geothermal field of the central Tibet

孔、探槽予以揭露（图 2-22）；盆地内部活动断裂明显控制了等温线分布与地下热水运动。青藏高原绝大部分北东—北东东向与北西—北西西向断裂属扭性-张扭性共轭剪切断裂，多数北东—北东东向断层存在显著的左旋平移分量，多数北西—北西西向断层存在显著的右旋平移分量。部分 NE—NEE 向与 NW—NWW 向断裂为压扭性断层或张性正断层。NE—NEE 向与 NW—NWW 向活动断层对高原内部的断陷湖盆、裂谷盆地、地貌格局与水系具有显著的控制意义，如羊八井-当雄盆地北东向活动断裂系、双湖盆地北东向活动断裂系、格林错盆地北西向活动断裂与崩错北西向活动断裂等（图 2-15）。

青藏高原腹地北东—北东东向与北西—北西西向活动断裂对地震分布具有显著的控制作用。在北东—北东东向与北西—北西西向活动断裂及不同方向活动断裂的交叉复合部位，是强震多发部位。如 1411 年发生的羊八井 8 级强震及其地震烈度等值线受羊八井-当雄裂谷盆地西缘北东向张性-张扭性活动断裂所控制（国家地震局地质研究所，1992）。1951 年发生的崩错 8 级强震及其地震烈度等值线明显受北西向崩错活动断裂控制，地震过程中还形成大量近北西向地表破裂（国家地震局地质研究所，1992）。1952 年发生的九子拉 7.5 级强震及其地震烈度等值线受近南北—北北东向活动断裂所控制（吴章明等，1991）。1997 年发生的玛尼 7.5 级地震分布于北东东向、北西西向与近东西向活动断裂的交叉复合部位（图 2-15）。在喜马拉雅地区，近东西向逆冲断裂对地震分布存在显著控制作用。

青藏高原不同方向活动断裂对温泉与地热分布存在显著控制作用。大部分温泉分布于北东—北东东向、北西—北西西向与近南北向活动断裂带及不同方向活动断裂交叉复合部位。如羊八井地热田与拉多岗地热田，位于羊八井-当雄盆地南部，地热与地温分布明显受北东向、北西向与近南北向活动断裂复合所控制（图 2-16、2-23）。



图 2-23　拉多岗地热田地质构造图

（据西藏地热地质大队（1993）资料改编）

Fig.2-23　Tectonic map of Laduogang geothermal field of the central Tibet

1—全新统冲洪积物；2—上更新统；3—中更新统；4—始新统凝灰岩；

5—上白垩统火山-沉积岩系；6—温度等值线；7—断裂

二、ESR 测年

在典型活动断裂主断裂带，取新鲜的方解石脉与石膏脉样品。应用电子自旋共振（ESR）方法，测定断裂带方解石脉与石膏脉的年龄，用于判别活动断层的形成与活动时代。

样品自形成以来所受到的辐射总剂量（N_d）与样品中所积累的空穴电子数量呈正比，而样品空穴电子数量可通过 ESR 波谱仪测定。通过 ESR 波谱仪可以测定样品在地质历史时期所受辐射总剂量（N_d）。样品每年所受到的辐射剂量（D）与样品放射性元素 U、Th、K 含量呈线性相关关系（Henning et al.，1983）；通过测定样品 U、Th、K 含量，应用 Hen-

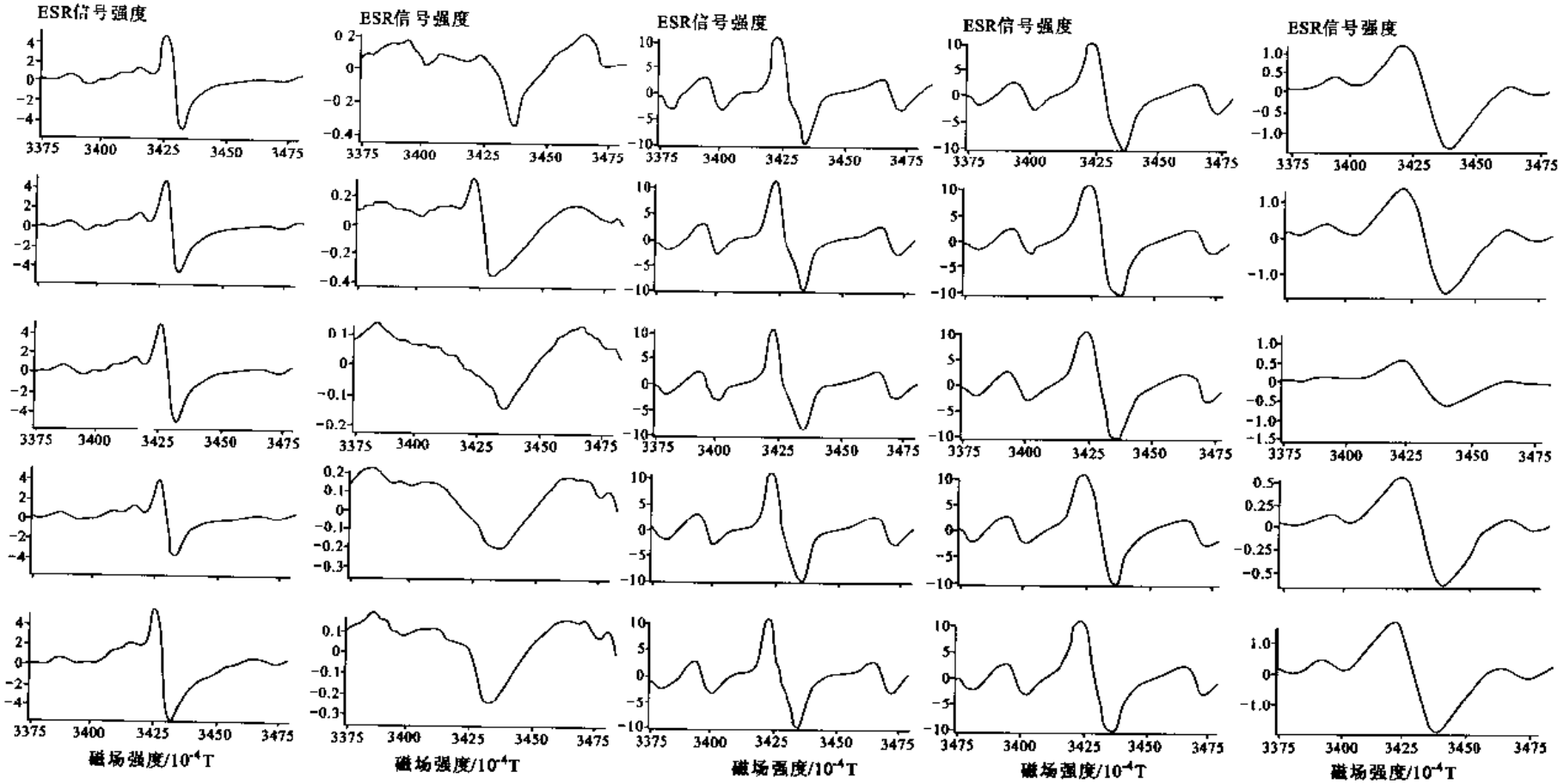


图 2-24　双湖裂陷盆地盆缘样品 ESR 磁谱曲线图

Fig. 2-24　Diagram of magnetic spectrum of ESR dating of samples from Shuanghu basin of the north Tibetan Plateau

自左向右分别为 S1、S2、S3、S4 和 S5 样品方解石的 ESR 磁谱曲线

ning 等（1983）建立的平衡模式，便可确定样品受到的年辐射剂量（D）。样品年龄 $t = N_d/D$。

样品所受辐射总剂量（N_d）的测定是 ESR 测年的关键。将样品粉碎，挑选 0.1 ~ 0.2 mm 的纯方解石颗粒，在 0.1 mol/L 的盐酸溶液中浸泡 3 min；然后用蒸馏水清洗样品，在 60 ~ 70℃的温度条件下将样品烘干。将烘干后的样品缩分为 5 ~ 8 份，每份样品重 300 mg。将缩分后的样品用^{60}Co 产生的剂量为 5、10、20、30、40、50、60、70、80 krad 的 γ 射线照射。将照射后的样品放入石英管，用德国产的 EMX 型 ESR 波谱仪测定样品的波谱曲线与信号强度（图 2-24）。样品的 ESR 信号强度（I）与^{60}Co 剂量呈线性相关关系或指数相关关系，相关直线或曲线在^{60}Co 坐标上的截距（信号强度 $I = 0$）便为样品自形成以来所受辐射总剂量（N_d）（Henning et al., 1983; Wagner, 1998）。

ESR 测年的另外一个参数，即年辐射剂量（D），可通过测定样品或环境中放射性元素 U、Th、K 含量，根据放射性平衡模式得到各元素放射性衰变对 α、β、γ 射线强度的贡献（Hanning et al., 1983; Nambi and Aitkan, 1986），计算年辐射剂量（D），计算公式如下：

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

$$D_\alpha = 2.781 \times w\ (\mathrm{U}) + 0.739 \times w\ (\mathrm{Th})$$

$$D_\beta = 0.147 \times w\ (\mathrm{U}) + 0.0286 \times w\ (\mathrm{Th}) + 0.814 \times w\ (\mathrm{K})$$

$$D_\gamma = 0.1136 \times w\ (\mathrm{U}) + 0.0521 \times w\ (\mathrm{Th}) + 0.243 \times w\ (\mathrm{K})$$

在以上公式中，w（U）表示放射性元素铀含量（10^{-6}），w（Th）表示放射性元素钍含量（10^{-6}），w（K）表示放射性元素钾含量（%）。对将青藏高原腹地典型断裂带方解石脉或石膏脉样品的放射性元素 U、Th、K 的含量及 ESR 测年结果详列于表 2-6。对各构造带 ESR 年龄的地质意义，将结合地质构造观测资料予以分析、讨论。

三、热年代学分析

青藏高原活动断裂对高原内部现今盆-岭构造-地貌演化具有显著控制作用，如羊八井-当雄-谷露盆地明显受 NE—NNE 向活动断裂所控制，格仁错盆地与崩错盆地明显受 NW 向活动断裂所控制。通过详细的 1∶10 万地质构造填图，查明了羊八井-当雄裂谷系盆缘构造分布状况，揭示出裂陷盆地及其周缘山脉与 NE—NNE 向活动断裂的密切关系（图 2-25、2-26）。在野外观测的基础上，应用热年代学方法，通过测定现今盆-岭构造体系山脉隆升过程或盆地裂陷过程，结合典型盆地钻孔资料分析，能够良好地确定重大地质构造事件发生时代与盆-岭构造-地貌形成演化过程。

在羊八井-当雄盆地西缘的念青唐古拉山东部，发现总体呈 NE 向展布的大型韧性剪切带。念青唐古拉山东部韧性剪切带分布于念青唐古拉花岗岩东缘与念青唐古拉群变质岩系内，总体呈 NE 向展布，糜棱岩片理总体倾向南东，倾角约为 15° ~ 30°，糜棱岩宽度约为 1000 ~ 3000 m，在测区延长约 75 km。在韧性剪切带中，发育典型的 S-C 组构、眼球状构造与大量长英质岩脉。该韧性剪切带属于羊八井-当雄盆地裂陷初期的深部构造（Harrison et al., 1995; Cogen et al., 1998）（图 2-26）。对念青唐古拉山东部韧性剪切带，Harrison 等（1995）应用钾长石 MDD 热年代学方法，通过分析同构造期^{39}Ar 扩散过程，确定构造-热事件发生时代，结果见图 2-27。

表 2-6 青藏高原腹地 ESR 测年样品放射性元素含量及测年结果一览表

Table 2-6 Contents of radial elements and dating of ESR samples from the central Tibetan Plateau

样品编号	取样部位（取样地点）	测试对象	$w(U)/10^{-6}$	$w(Th)/10^{-6}$	$w(K)/\%$	年辐射量 D $mGy \cdot a^{-1}$	总辐射量 N_d/Gy	年龄 Ma
S1	双湖盆地下部泥灰岩层（鄂雅错西）	方解石	0.42	0.5	0.027	0.334	1190.45	3.564
S2	双湖盆地西部 NE 向断裂（双湖镇西）	方解石	0.94	1.5	0.208	0.962	22.9393	0.024
S3	双湖盆地西部 NE 向断裂（鄂雅错西）	方解石	0.52	0.9	0.037	0.457	621.496	1.360
S4	双湖盆地东缘 NE 向断裂（比洛错西）	方解石	0.64	1.9	0.158	0.808	3972.68	4.920
S5	双湖盆地 NW 向断裂（阿木岗日山西南）	方解石	1.24	1.5	0.035	0.942	563.115	0 600
S6	班公错-怒江缝合带中段 EW 向断裂（伦坡拉盆地北缘）	方解石	1.32	0.6	0.021	0.80	332.00	0.416
S7	班公错-怒江缝合带中段 EW 向断裂（伦坡拉盆地北缘）	方解石	1.25	0.6	0.029	0.80	286.5	0.358
S8	班公错-怒江缝合带中段 EW 向断裂（伦坡拉盆地北缘）	方解石	2.48	2.3	0.62	2.24	29102.7	12.992
S9	SN 向断裂-火山岩带（多格错仁南）	方解石	0.86	0.77	0.024	0.62	733.00	1.182
S10	近 SN 向张裂隙带（多格错仁北）	方解石	1.95	0.6	0.018	1.17	1674.47	1.431
S11	NE 向低角正断层（可可西里中部岗扎日山）	石膏	0.83	0.5	0.0032	0.52	418.11	0.804
S12	NE 向低角正断层（可可西里中部岗扎日山）	石膏	0.48	0.7	0.042	0.52	343.21	0.660
S13	NEE 向断层（可可西里中部岗扎日山）	方解石	1.45	1.03	0.2	1.12	1590.9	1.420
S14	NE 向低角正断层（可可西里中部岗扎日山）	石膏	0.89	13.7	0.83	2.317	78.78	0.0341
S15	NE 向低角正断层（当雄北念青唐古拉山口）	方解石	0.24	0.5	0.051	0.374	114.42	0.306
S16	NNE 向盆缘正断层（九子拉山口西侧）	方解石	0.42	0.6	0.053	0.42	615.74	1.466
S17	NNE 向盆缘正断层（谷露大桥西侧）	方解石	0.86	1.3	0.41	1.05	2091.85	1.992

对青藏高原腹地羊八井-当雄裂谷盆地东南缘的羊八井花岗岩与格仁错裂陷盆地西南缘的甲岗花岗岩，应用矿物对热年代学方法，通过测定盆地周缘岩体热历史与山脉隆升过程，确定盆-岭构造-地貌形成时期；有关方法原理与测试数据将在第五节进行介绍，热年代学曲线如图 2-28、2-29。

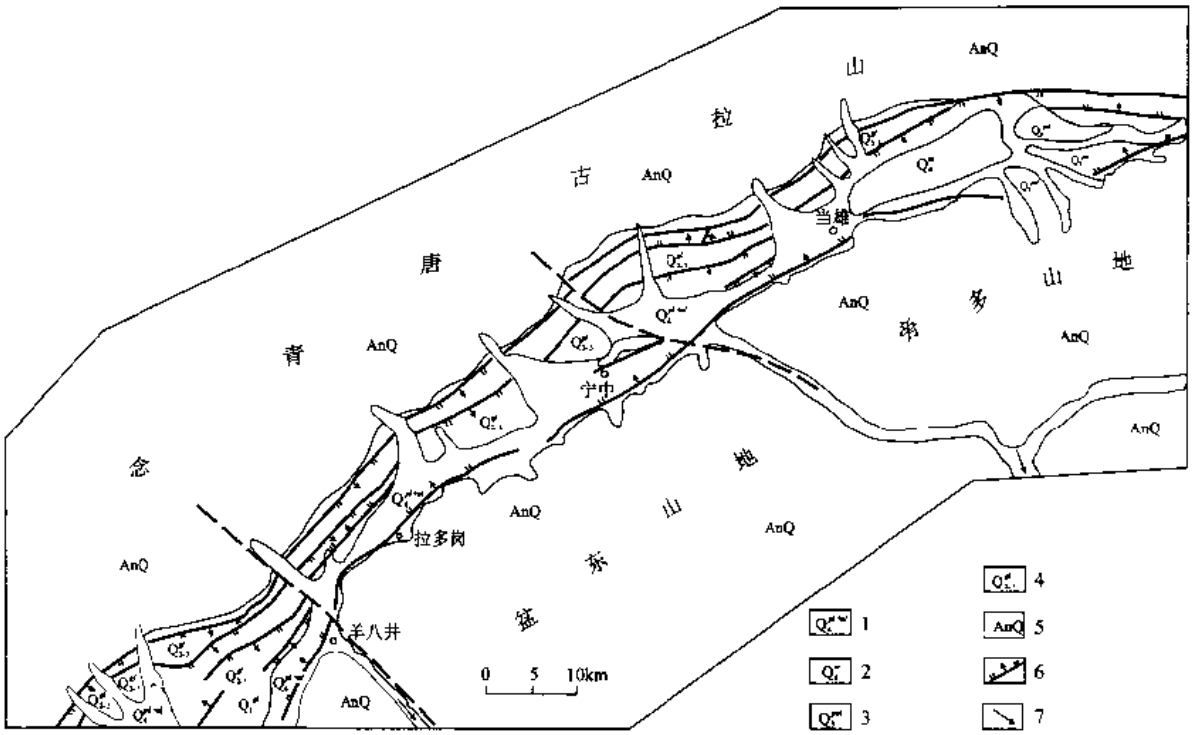


图 2-25 羊八井-当雄盆地构造-地貌分布图

Fig.2-25 Tectonic-landform map of Yangbajain-Damxung basin of the central Tibet

1—全新统冲洪积物；2—全新统沼泽堆积；3—上更新统冲洪积物；4—中上更新统冰碛物；5—基岩；6—正断层；7—河流方向

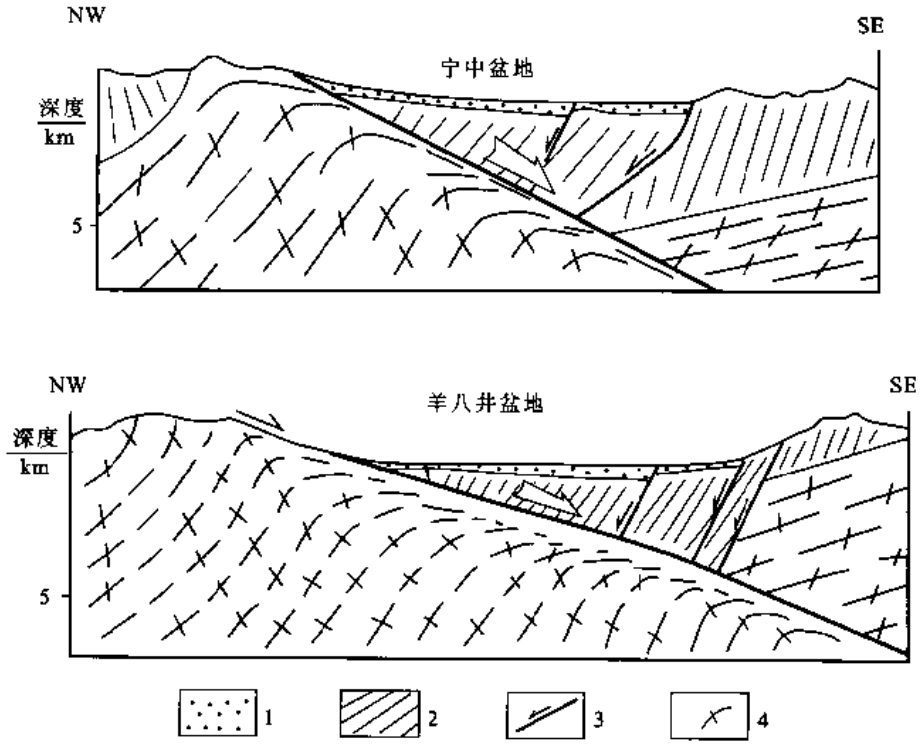


图 2-26 羊八井-当雄盆地盆-岭构造-地貌关系剖面示意图

(据 Harrison et al., 1995)

Fig.2-26 Cross-section of tectonic-landforms of the Yangbajain-Damxung basin of the central Tibetan Plateau

1—第四纪冰碛与河湖相沉积；2—石炭系—二叠系浅变质岩系；3—张性-张扭性活动断层；4—念青唐古拉变质杂岩

四、典型活动断裂与盆-岭构造-地貌形成活动时期

1. 典型东西向活动断裂

伦坡拉盆地北缘断裂：位于班公错-怒江缝合带中段的近东西向伦坡拉盆地北缘断裂，新生代早期作为伦坡拉盆地边界断裂，控制了伦坡拉盆地的形成与演化；但在新第三纪—第四纪存在多期继承性活动，导致侏罗系与白垩系逆冲于老第三纪河湖相沉积地层之上（西藏自治区地质矿产局，1991）。伦坡拉盆地北缘断裂带方解石脉的 ESR 年龄 12.992Ma、0.416Ma 与 0.358Ma（表 2-6），分别代表该断裂在晚喜马拉雅期 3 期构造活动事件的时代，反映伦坡拉盆地北缘断裂在晚喜马拉雅期存在显著的继承性活动。

2. 典型北东向活动断裂

双湖裂陷盆地：对双湖裂陷盆地及邻区 ESR 测年结果（表 2-6）及其地质意义，Wu Zhenhan 等（1999）已进行过比较系统的分析与讨论。双湖盆地盆缘北东向断层 ESR 年龄 1.36 Ma 与 0.024 Ma，分别代表盆地内部两条北东向断裂的形成时代。盆地下部泥灰岩 ESR 年龄为 3.564 Ma，代表双湖盆地裂陷早期湖相沉积事件发生时代。盆地东侧盆缘断裂 ESR 年龄为 4.92 Ma，代表双湖盆地开始裂陷、双湖盆-岭构造-地貌开始形成的时代。

羊八井-当雄-谷露裂谷系：根据羊八井-当雄盆地西缘羊八井花岗岩的热年代学测试资料（图 2-28），羊八井花岗岩在 34～6.8Ma 期间，平均隆升速率仅为 0.22 mm/a；但 6.8 Ma 以来，平均隆升速率达 0.6 mm/a，说明羊八井花岗岩自 6.8 Ma 开始发生快速隆升事件。羊八井花岗岩快速隆升事件年龄（6.8 Ma）与 Harrison 等（1995）测出的念青唐古拉山东部 NE 向韧性剪切带形成时代（4～8 Ma）相近（图 2-27），基本反映羊八井-当雄-谷露裂谷系及相关 NE—NNE 向活动断裂系开始形成的时代。九子拉山口与谷露盆地西缘断裂带方解石脉的 ESR 年龄 1.466～1.992 Ma（表 2-6），反映 NNE 向谷露盆地西南缘较晚期盆缘活动断层的形成时代。而当雄北侧念青唐古拉山口的 ESR 年龄 0.306 Ma（表 2-6），则反映 NE 向羊八井-当雄盆地西缘晚期构造活动事件的发生时代。

岗扎日活动断裂带：位于西藏可可西里东部岗扎日山区，总体呈 NE—NEE 向展布。该断裂带石膏脉与方解石脉的 ESR 年龄 1.42 Ma、0.80 Ma、0.66 Ma 与 0.034 Ma（表 2-6），分别反映该断裂带的形成时期与晚期重要构造活动时代。

3. 典型北西向活动断裂

格仁错裂陷带：根据格仁错西南缘甲岗花岗岩的热年代学测试资料（图 2-29），甲岗花岗岩在 6.5 Ma 开始发生快速隆升事件，在 63～6.5 Ma 期间，平均隆升速率仅为 0.076mm/a；而在 6.5 Ma 以来，平均隆升速率增至 0.61mm/a。基于盆-岭构造体系山脉隆升-盆地裂陷-断裂活动之间的动力学成因联系，推断格仁错盆地开始裂陷与相关 NW 向活动断裂系开始形成的时代约为 6.5 Ma。

双湖盆地北缘 NW 向断裂带：在双湖盆地东北部阿木岗日山西南，发育较大规模的 NW 向活动断裂，断裂带方解石脉的 ESR 年龄 0.600 Ma（表 2-6），应反映该断裂的形成时代。

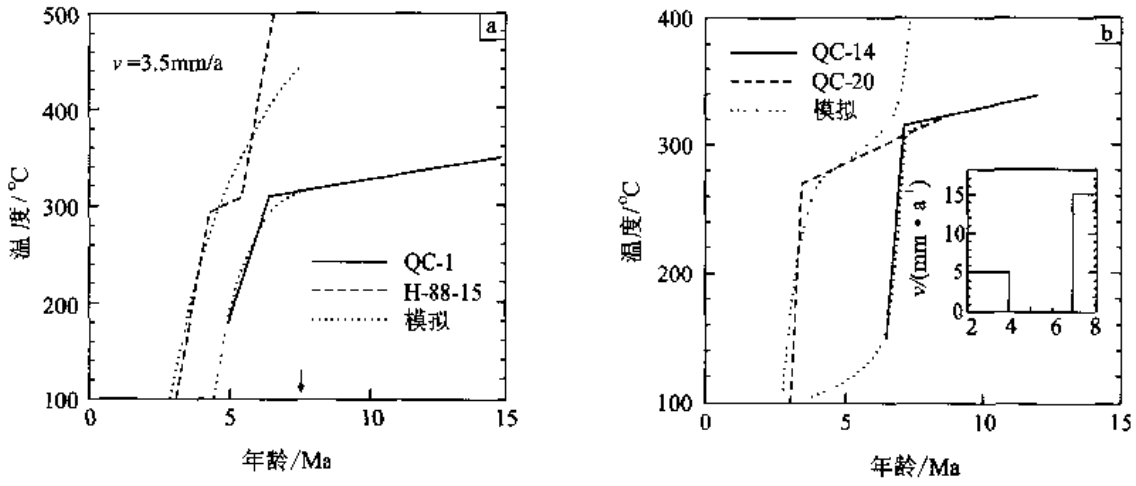


图 2-27　念青唐古拉山韧性剪切带糜棱岩热演化曲线图

（据 Harrison et al.，1995）

Fig.2-27　Diagram of thermal evolution of mylonite from ductile shear zone of the Nainqintanghla Mountains of central Tibet

a—古令拉糜棱岩；b—冷青拉糜棱岩

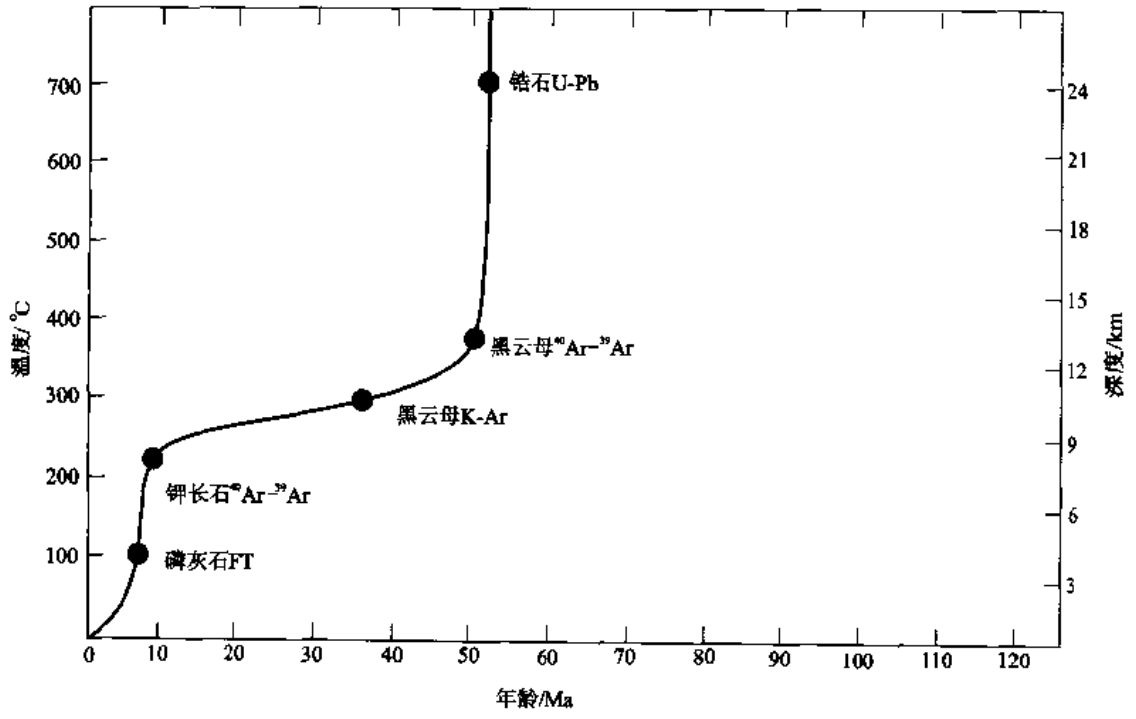


图 2-28　羊八井花岗岩热年代学曲线图

Fig.2-28　Thermal-chronological diagram of Yangbajain granite of the central Tibet

4. 典型南北向活动断裂

在多格错仁湖盆南、北两侧，近南北向活动断裂带穿切了中新世褶皱红层及不整合覆于其上的近水平玄武岩层，玄武岩喷发时代为 2～3 Ma（Hacker et al.，2000）。该近南北向断裂带方解石脉的 ESR 年龄 1.182 Ma 与 1.43 Ma（表 2-6），分别代表该活动断裂带不同部位断层的形成活动时代。

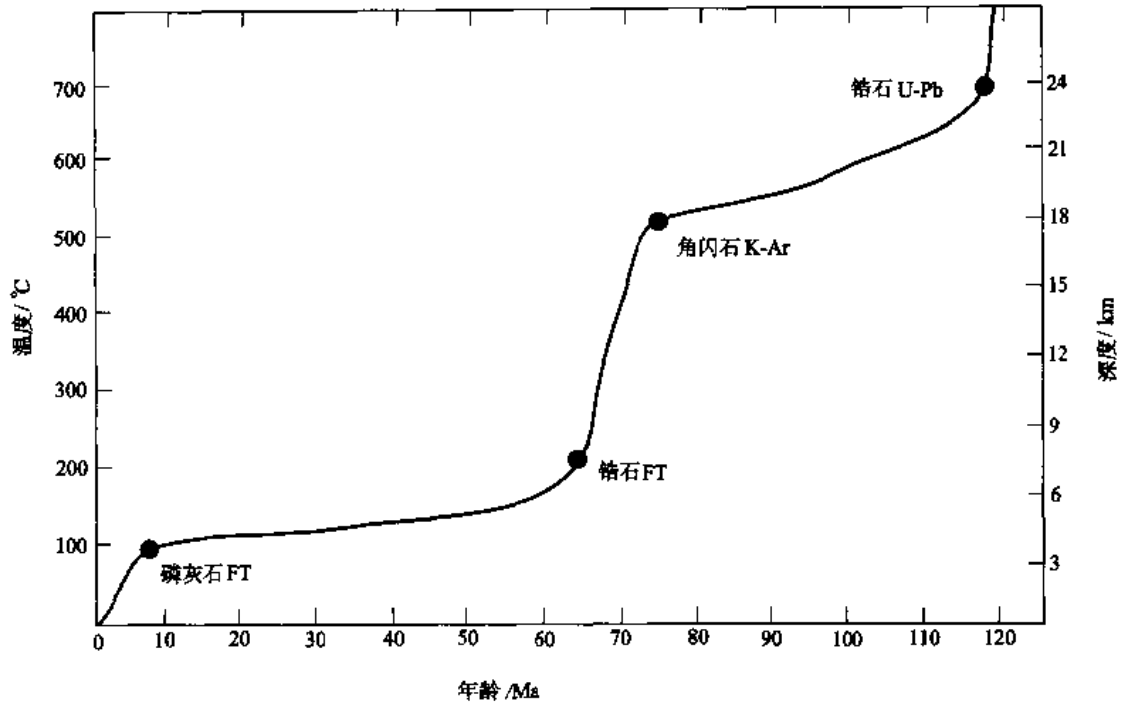


图 2-29　甲岗花岗岩热年代学曲线图

Fig. 2-29　Thermal-chronological diagram of the Jiagang granite of central Tibet

综上所述，青藏高原发育 4 组不同方向的活动断裂，即近东西向活动断裂、近南北向活动断裂、北东—北东东向活动断裂与北西—北西西向活动断裂，活动断裂对地震、地热与温泉分布有显著控制作用。青藏高原腹地现今 NE 向与 NW 向盆-岭构造-地貌及相关活动断裂系开始发育的时期约为 5 ~ 8 Ma。青藏高原腹地扭性-张扭性、张扭性-张性活动断裂的初始形成时代约为 5 ~ 8 Ma，近南北向、NNE—NE—NEE 向、NWW—NW—NNW 向走滑与伸展断裂及相关盆-岭构造-地貌主要形成活动时期为上新世—第四纪；其间，区域断裂构造活跃期为 5 ~ 8 Ma、1.1 ~ 1.5 Ma、0.3 ~ 0.8 Ma 与 0 ~ 0.04 Ma。

第四节　青藏高原地壳增厚过程

印度-欧亚陆-陆碰撞以来青藏地区的地壳厚度变化，一直是地球科学领域国内外学者十分关注的前缘性科学问题。它对分析青藏高原形成演化、中国大陆及邻区东西向地壳翘变、东亚大陆构造-地貌反转的动力学过程与机理，具有非常重要的意义。前人对此进行过多方面探索，但由于研究程度与技术方法的限制，研究地质历史时期古地壳厚度的难度很大，系统的定量观测研究成果甚少。

本书将在地壳缩短量分析与火山岩深源包体测试分析等工作基础上，从不同角度估算青藏地区在新生代不同构造演化阶段的古地壳厚度，进而剖析青藏高原地壳增厚的动力学过程。

一、据地壳缩短量估算不同时期地壳厚度

青藏高原近南北向地壳缩短率（ε_L）与地壳厚度增加率（ε_T）存在函数关系。在地壳近南北向挤压缩短过程中，或导致地壳增厚，或导致地壳发生近东西向伸展。如果近东西

向地壳伸展很小，可以忽略不计，地壳在构造挤压过程中体积不变，则可以根据水平应变与垂向应变的关系，估算地质历史时期古地壳厚度变化。设变形前地壳长度与厚度分别为 L_0、H_0，变形后地壳长度与厚度分别为 L、H，地壳缩短量为 ΔL，地壳增厚量为 ΔH，则存在如下函数关系：

$$\Delta L = L - L_0,\ \Delta H = H - H_0,\ \varepsilon_L = \Delta L / L_0,\ \varepsilon_T = \Delta H / H_0$$

由于 $L_0 \times H_0 = L \times H$，因此

$$H = H_0 / (1 - \varepsilon_L) \tag{31}$$

如果地壳近南北方向的挤压缩短导致地壳增厚并且已知地壳水平挤压缩短率 ε_L，则据（31）式便可以计算出因构造挤压而导致的地壳厚度变化，估算出地质历史时期古地壳厚度；如果地壳近南北方向的地壳因压扁而缩短并导致近东西方向的地壳伸展，则构造挤压将对地壳厚度变化不会产生显著影响。

老第三纪时期，青藏地区因特提斯洋俯冲而导致的构造-热事件主要发生在古岛弧带即冈底斯构造-岩浆带，该处地壳厚度应相当于现今岛弧带地壳厚度；印度-欧亚陆-陆碰撞初期（始新世—渐新世），喜马拉雅地块结束海侵历史，转变为陆缘低地，挤压缩短量较小，推断当时地壳厚度约为 30 km；拉萨地块北部与羌塘地区处于稳定的欧亚大陆南缘（Chen et al.，1993），推断当时青藏地区的地壳厚度应与现今一般稳定大陆及陆缘带的地壳厚度相近，相当于现今大陆地壳平均厚度，约为 33 km，即 $H_0 = 33$ km。

渐新世末期—中新世初期，印度-欧亚陆-陆碰撞导致青藏地区发生强烈的区域性构造变形，形成 MCT、GTS、MLT、WNT，使羌塘地块老第三纪陆相风火山群地层发生强烈褶皱变形，使昆仑地块与天山地块发生强烈逆冲推覆事件，导致地壳巨量缩短；据地壳缩短量与（31）式，可以估算出当时青藏地区不同地块古地壳厚度（表 2-7）。喜马拉雅地块在中新世初期（约 18～21 Ma）以来，地壳在近南北方向缩短 57%～67%，平均缩短率为 60%，导致地壳增厚至约 75 km。冈底斯-拉萨地块在渐新世末期—中新世初期（约 16～28 Ma）地壳在近南北方向缩短约 40%～50%，取地壳缩短率 $\varepsilon_L = 40\%$，则据（31）式，计算得出近南北向挤压缩短导致地壳增厚至 55 km。青藏北部的羌塘地块与可可西里地块渐新世末期—中新世初期地壳在近南北方向缩短 30%～40%，取地壳缩短率 $\varepsilon_L = 30\%$，则据（31）式，求出近南北向挤压缩短导致地壳增厚至 47 km。

中新世晚期以来，青藏地区地壳构造变形性质发生重大转换，主要地块如喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块与羌塘地块地壳的挤压增厚作用减弱，而拆离滑脱与走滑、压扁所导致的地壳在近东西方向的伸展渐居主导地位。中新世中期（11～13 Ma），喜马拉雅构造带主体地壳厚度达到最大值，进而发生近南北向的拆离滑脱，形成 STD 与 KD。冈底斯-拉萨地块在近南北方向因褶皱变形而缩短约 13%，导致地壳增厚至 63 km；约自 5～8 Ma 以来，地壳因压扁而缩短约 10%～20%，这部分压扁缩短量大部分被近东西方向的地壳伸长所均衡，对地壳增厚未产生显著影响，但导致 NE、NW 与近南北向盆地如羊八井-当雄、谢通门、格仁错、崩错等盆地的裂陷。羌塘地块因褶皱变形而缩短 15%，导致地壳增厚至 55 km；约自 5 Ma 以来，地壳在近南北方向因压扁而缩短约 30%，这部分压扁缩短量被近东西方向的地壳伸长所均衡，对地壳增厚未产生显著影响，仅形成双湖、赤布张错等 NE、NW 与近南北向裂陷盆地。在青藏高原南、北缘，地壳因强烈构造挤压而发生巨量缩短；在喜马拉雅山前，于 10～12 Ma 形成 MBT，地壳因缩短增厚而快速隆升；在可可西

表 2-7　青藏地区渐新世末期—中新世初期古地壳厚度估算结果一览表

Table 2-7　The late Oligocene-early Miocene crust thickness of the Tibetan Plateau

构造单元	时　代	地壳缩短量	地壳厚度/km
喜马拉雅地块	始新世—渐新世		30
	中新世以来	60%	75
冈底斯-拉萨地块	现今		75 ~ 78
	始新世—渐新世		33
	渐新世末期—中新世初期	40%	55
	中新世晚期—上新世	13%	63
	现今		65
羌塘地块	始新世—渐新世	很小	33
	渐新世末期—中新世初期	30%	47
	中新世晚期—上新世	15%	55
	现今		58
可可西里-昆仑地块	始新世—渐新世	很小	33
	渐新世末期—中新世初期	30%	47
	中新世晚期—上新世	13%	54
	现今		58

里-昆仑地区，于 2.5 ~ 8 Ma 形成多格错仁红层褶皱带，地壳缩短 23%；在多格错仁褶皱带以外的其他地区，褶皱变形导致地壳缩短 13%，使地壳增厚至 54 km。

据地壳缩短量估算的地壳厚度相当于地块平均地壳厚度。然而，在地质历史时期，青藏地区地表海拔高度是不均匀的，地表长期处于剥蚀夷平状态。不同地块剥蚀夷平过程不尽相同，不同构造部位侵入体热年代学资料良好地揭示了剥蚀夷平过程的非均匀性；岩体剥蚀深度能够良好地揭示出新生代地块内部不同部位的地壳剥蚀深度（表 2-8）。喜马拉雅山岩体剥蚀深度达 6 ~ 10 km，冈底斯构造-岩浆带剥蚀深度达 10 ~ 12 km，羌塘地块与可可西里-昆仑地块岩体剥蚀深度达 6 ~ 8 km；反映青藏地区在新生代早期地壳厚度的显著非均匀性与新生代晚期构造抬升过程的非均匀性。

表 2-8　青藏高原剥蚀深度对比表

Table 2-8　Comparison of erosional depth among different blocks of the Tibetan Plateau

构造单元	岩体名称	剥蚀深度/km	估算依据
喜马拉雅地块	喜马拉雅山北坡花岗岩	6 ~ 10	6 ~ 11 Ma 侵位的岩体出露地表
	康马穹隆	10	11 ~ 13 Ma 沿 DK 分布的糜棱岩出露地表
冈底斯-拉萨地块	曲水岩体	10 ~ 12	16 ~ 20 Ma 以来钾长石埋藏深度变化与矿物热年代学封闭温度
	纳木错褶皱带糜棱岩	10	沿 WNT 主断面分布的糜棱岩出露地表
	念青唐古拉山糜棱岩	10	3 ~ 8 Ma 钾长石埋藏深度变化
羌塘地块	普若岗日似斑状花岗岩	6 ~ 8	单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 40 ~ 45 Ma 的浅成侵入体出露地表
可可西里-昆仑地块	岗扎日花岗岩	6 ~ 8	岩体单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 5 ~ 7 Ma 的花岗岩体出露地表

二、据深源包体形成深度估算地壳厚度

1998～1999年，INDEPTH-Ⅲ项目地质课题组深入青藏高原北部可可西里地区，在新第三纪碱性玄武岩中发现来源于不同深度的深源包体，包括麻粒岩包体与角闪岩包体，为分析青藏高原北部下地壳结构组成与估算地壳厚度提供了重要依据。

可可西里碱性玄武岩内麻粒岩包体呈多边形与浑圆状；包体大小不等，较大的包体粒径达3～5cm；通过对包体样品的岩石学与岩相学研究，区分出二辉麻粒岩、紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩3种高压麻粒岩；紫苏辉石麻粒岩与长英质麻粒岩中普遍发育石榴子石（江万等，2000）。石榴子石随玄武岩浆快速上升过程中，因减压分解而形成反应边，反应边矿物局部平衡关系为建立地质温度计与地质压力计提供了良好条件。

对麻粒岩包体典型矿物进行电子探针分析，利用石榴子石-辉石与二辉石温度压力计计算分析下地壳温度压力条件。结果表明，下地壳麻粒岩区温度为1080℃，压力为1.7 GPa，对应的深度为55 km（江万等，2000）。而碱性玄武岩喷发时代（Ar-Ar法年龄）为2.5～3.2 Ma（Hacker et al.，2000）。说明在新第三纪末期，藏北可可西里地块地壳厚度已达55 km。这与据地壳缩短量对地壳厚度的估算结果基本吻合（表2-7）。

第五节　青藏高原隆升过程

青藏高原隆升过程，不仅影响青藏地区构造-地貌与古地理变迁历史，而且对东亚乃至全球气候环境演化具有十分重要的控制作用，是国际地学界关注的前缘性重大科学问题。尽管做了大量的探测与研究工作，但对青藏高原隆升的动力学过程，仍然存在不同认识与较大分歧。Harrison等（1993）与Yin等（1994）根据构造-热事件测年结果，认为青藏高原隆升发生在中新世约17～25 Ma或更早。Copeland等（1995）与Molnar等（1993）等依据^{40}Ar-^{39}Ar法热年代学资料，认为青藏高原快速隆升事件发生在中新世，在8 Ma以前高原面便达到现今高度。徐仁（1981）、李吉均（1979）与孔昭宸等（1981）等依据古生物分带、东亚气候变迁与相关地质事件测年资料，认为青藏高原快速隆升发生在3 Ma以来。Dewey等（1988）、肖序常等（1988，2000）、Zhong Dalai等（1996）与潘裕生（1999）依据裂变径迹法热年代学等资料，认为青藏高原隆升具有时间上的多期性与空间上的非均匀性，但主要隆升事件发生在3～5 Ma以来。

下面将应用热年代学方法，通过剖析青藏高原腹地不同构造部位典型岩体的热演化历史，定量分析青藏地区构造-地貌演化过程，并应用Airy均衡原理，计算分析青藏高原隆升的动力学过程。

一、构造-地貌演化的热年代学分析

1. 取样位置与测年结果

在青藏高原腹地，选择位于不同构造部位的典型中酸性侵入岩体，在详细野外观测的基础上，取新鲜的代表性岩石标本2～3 kg，作为热年代学测试分析样品。

用于作热年代学分析的代表性岩体分别为：①位于班公错-怒江缝合带南侧、拉萨地

块北部的班戈花岗岩；②位于班公错-怒江缝合带南侧、拉萨地块北部的雄梅花岗岩；③位于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地块南部的曲水岩体；④位于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地块南部的拉萨花岗岩；⑤位于拉萨地块中部、念青唐古拉山东侧、羊八井-当雄盆地南缘的羊八井花岗岩；⑥位于拉萨地块中部、格仁错盆地南侧、谢通门断陷带西侧的甲岗花岗闪长岩。各岩体热年代学样品的具体取样位置详见图 2-30。

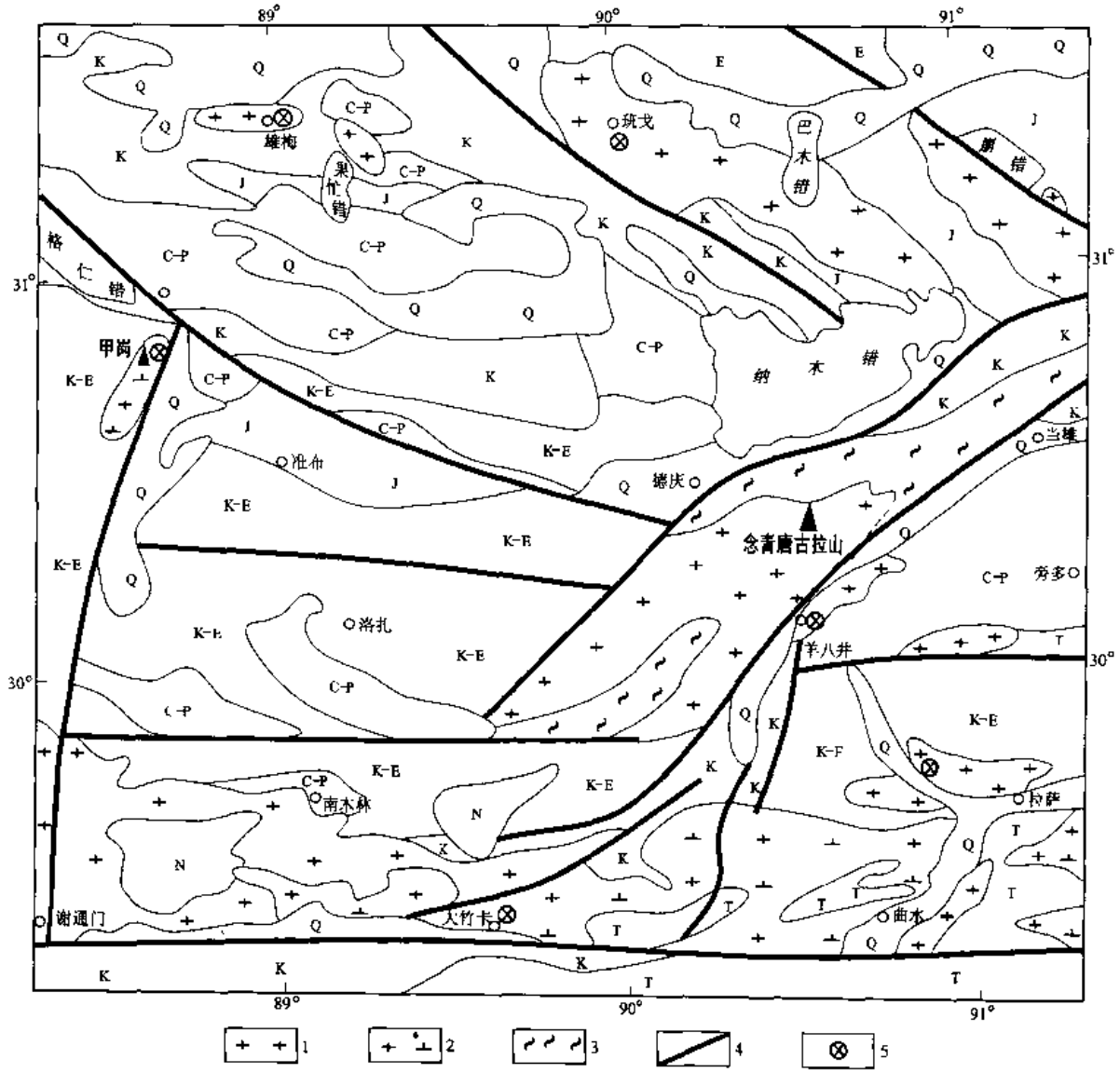


图 2-30 冈底斯-拉萨地块中段地质构造略图

Fig.2-30 Tectonic map of central Tibetan Plateau

1— 中新生代花岗岩；2—中新生代花岗闪长岩；3—变质岩系；4—断裂带；5—热年代学取样点

对班戈花岗岩、雄梅花岗岩、羊八井花岗岩与甲岗花岗闪长岩，进行锆石的 U-Pb 法测年、角闪石或黑云母的 K-Ar 法测年及锆石与磷灰石的裂变径迹法测年。锆石 U-Pb 法测年由李冀湘在美国 Syracuse 大学完成，其他方法的测年工作由中国地震局地质研究所 K-Ar 法同位素实验室与裂变径迹实验室协助完成。兹将相关测年结果详列于表 2-9、2-10、2-11。

对拉萨花岗岩与曲水花岗闪长岩等岩体，Scharer 等（1984）、Copeland 等（1995）与 Harrison 等（1995）进行了 U-Pb、^{40}Ar-^{39}Ar、Rb-Sr 等时线与裂变径迹等方面的测年工作，为分析青藏高原隆升过程提供了高质量的测年资料（表 2-10、2-11）。

2. 矿物封闭温度与地热梯度

如果能够确定岩体内部不同矿物的封闭年龄、封闭温度与地热梯度，则可应用矿物对的热年代学方法，良好地分析岩体的热演化历史与抬升-剥蚀过程。

对测年中常用的测试矿物，前人已对其年代学封闭温度作过大量的实验研究，积累了系统的矿物封闭温度资料。如锆石的 U-Pb 法年龄封闭温度为 700℃ ± 50℃（Wagner，1992；Harrison et al.，1979），全岩 Rb-Sr 等时线法年龄封闭温度为 650 ~ 700℃（Harrison et al.，1979），黑云母^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄封闭温度为 375℃ ± 25℃（Faure，1986；Reynolds，1992），角闪石的^{40}Ar-^{39}Ar法年龄封闭温度（^{39}Ar释放83%）为500℃ ± 25℃（Copeland et

表 2-9 青藏高原腹地典型岩体 K-Ar 法同位素年龄一览表

Table 2-9 K-Ar dating results of typical plutons of central Tibetan Plateau

岩体名称	测试对象	$w(K)/\%$	$b(^{40}Ar_{rad})/(mol\cdot g^{-1})$	$\frac{w(^{40}Ar_{rad})/w(^{40}Ar)}{\%}$	年龄 Ma
羊八井花岗岩	黑云母	5.37	3.204×10^{-10}	72.33	34.08 ± 0.62
甲岗花岗闪长岩	角闪石	1.72	2.260×10^{-10}	95.72	74.21 ± 1.63
班戈花岗岩	黑云母	7.20	9.926×10^{-10}	98.38	77.79 ± 0.71
雄梅花岗岩	黑云母	7.48	1.524×10^{-9}	98.80	113.8 ± 1.00

注：由中国地震局地质研究所 K-Ar 同位素实验室协助完成；测试分析过程中采用参数：$\lambda=5.543\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_e=0.581\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_\beta=4.962\times10^{-10}a^{-1}$，$n(^{40}K)/n(K)=1.167\times10^{-4}$ mol/mol。

表 2-10 青藏高原腹地典型岩体 U-Pb 与 Ar-Ar 法年龄一览表

Table 2-10 Ages of U-Pb and Ar-Ar dating of plutons of central Tibetan Plateau

岩体名称	取样地点	测试对象	测试方法	年龄/Ma	资料来源
羊八井花岗岩	羊八井	锆石	U-Pb	50	Xu et al.，1985
羊八井花岗岩	羊八井	黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar	49	Xu et al.，1985；Debon et al.，1985
羊八井花岗岩	羊八井西北古令拉	钾长石	^{40}Ar-^{39}Ar	8	Copeland et al.，1995
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	U-Pb	116	李冀湘①
班戈花岗岩	班戈	全岩	Sm-Nd	121	Xu et al.，1985
雄梅花岗岩	雄梅	锆石	U-Pb	116	李冀湘①
拉萨花岗岩	拉萨西侧古容	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar	47 ~ 51	Copeland et al.，1995
拉萨花岗岩	拉萨西侧古容	钾长石	^{40}Ar-^{39}Ar	44 ~ 48	Copeland et al.，1995
曲水花岗闪长岩	大竹卡	锆石	U-Pb	93.4 ± 1.0	Scharer et al.，1984
曲水花岗闪长岩	大竹卡	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar	92.3 ± 6.0	Scharer et al.，1984
曲水花岗闪长岩	大竹卡	钾长石	^{40}Ar-^{39}Ar	40 ~ 50	Scharer et al.，1984

①锆石 U-Pb 法测年由 INDEPTH-Ⅲ项目美方地质课题组成员李冀湘（1999 ~ 2000）在纽约 Syracuse 大学地球科学系完成。

表 2-11 青藏高原腹地典型岩体裂变径迹法年龄一览表

Table 2-11 Ages of fission track dating of plutons of central Tibetan Plateau

岩体名称	取样地点	测试对象	测试方法	年龄/Ma	备 注
羊八井花岗岩	羊八井	磷灰石	裂变径迹	6.8 ± 1.0	①
甲岗花岗闪长岩	申扎南	锆石	裂变径迹	63.4 ± 2.3	①
甲岗花岗闪长岩	申扎南	磷灰石	裂变径迹	6.5 ± 0.9	①
班戈花岗岩	班戈	锆石	裂变径迹	108.1 ± 5.1	①
班戈花岗岩	班戈	磷灰石	裂变径迹	57.8 ± 4.1	①
雄梅花岗岩	雄梅	锆石	裂变径迹	84.0 ± 6.2	①
雄梅花岗岩	雄梅	磷灰石	裂变径迹	47.8 ± 4.2	①
拉萨花岗岩	拉萨西侧古容	磷灰石	裂变径迹	19.9 ~ 20.8	②
曲水花岗闪长岩	大竹卡东北	磷灰石	裂变径迹	15.1 ~ 17.1	②

①裂变径迹测年由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室完成，测试过程中使用美国国家标准局 SRM612 铀玻璃监测中子通量；②据 Copeland et al., 1995。

al., 1995)，角闪石的 K-Ar 法年龄封闭温度为 520℃ ± 20℃ (Steiger, 1966)，黑云母的 K-Ar 法年龄封闭温度为 300℃ ± 50℃(Turner et al.,1976; Hurford et al.,1991)，钾长石^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄封闭温度为 200℃ ~ 250℃ (Copeland et al., 1995)，钾长石的 K-Ar 法年龄封闭温度为 160℃ ± 30℃ (Dodson, 1973)，锆石裂变径迹法记年系统的封闭温度为 225℃ ± 25℃ (Naeser et al., 1980; Hurford et al., 1991)，磷灰石裂变径迹法记年系统的封闭温度为 100℃ ± 25℃ (Naeser et al., 1980; Hurford et al., 1991) (表 2-12)。

表 2-12 常见矿物封闭温度对比表

Table 2-12 List of closure temperatures of isotopic dating of minerals

测年方法	矿 物	封闭温度/℃	资料来源
裂变径迹	磷灰石	100 ± 25	Wagner, 1992; Hurford et al., 1991
	锆石	225 ± 25	Naeser et al., 1980; Hurford et al., 1991
	榍石	250 ± 40	Wagner, 1992
K-Ar	角闪石	520 ± 20	Steiger, 1996; Harrison et al., 1979
	黑云母	220 ± 40, 300 ± 50	Harrison et al., 1979; Turner et al., 1976
	正长石	160 ± 30, 150 ± 30	Dodson, 1973; Heizler, 1988
	全岩	230 ~ 260, 200 ± 50	郑永飞, 1995
	斜长石	260, 250 ± 20	Harrison et al., 1979
Ar-Ar	黑云母	375 ± 25	Faure, 1986; Reynolds, 1992
	角闪石	500 ± 25	Faure, 1986; Copeland et al., 1995
	钾长石	500 ~ 150	陈文寄等, 1992
	钾长石	125 ~ 400	Reynalds, 1992
	白云母	350 ± 50, 300 ± 30	Reynalds, 1992
Rb-Sr	黑云母	300 ± 50	Purdy, 1976 (转引自康铁笙等, 1991)
	全岩	650 ~ 700	Harrison et al., 1979
U-Pb	锆石	700 ± 50	Harrison et al., 1979; Wagner et al., 1992

对古地温梯度，可据矿物蚀变、矿化分带与矿物温度计等方面的详细观测资料进行估算（卢作祥等，1988）。但由于工作程度与工作条件的限制，一般难以获得古地温梯度的直接观测资料。为进行热年代学分析，兹假设古地温梯度与现今地壳平均地温梯度相近，约为 30℃/ km。

在不同方法的测年资料（表 2-9、2-10、2-11）、不同矿物封闭温度的实验资料与古地温梯度的假设条件下，应用矿物对热年代学方法，可以定量分析青藏高原腹地典型岩体自侵位以来的热历史与冷却过程，进而剖析相关的抬升-剥蚀过程（图 2-28、2-29、2-31～2-34）。

3. 典型岩体热历史

（1）班戈花岗岩热历史

班戈花岗岩侵位时代约为 121 Ma（表 2-10）。岩体侵位以后，由于岩浆与围岩之间存在巨大温差，导致岩体在 121～108 Ma 期间发生快速冷却，平均降温速度达 36.6℃/ Ma。自 108 Ma 以来，岩体发生多阶段不均匀降温事件。在 108～77.8 Ma 期间，岩体处于非常缓慢的冷却过程（图 2-31）。在 77.8～57.8 Ma 期间，岩体处于较快速冷却过程，平均降温速度为 10℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.33mm/a；57.8 Ma 以来，岩体处于缓慢冷却过程，平均降温速度为 1.73℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.058 mm/a（图 2-31）。

（2）雄梅花岗岩热历史

雄梅花岗岩侵位事件发生在 116 Ma（表 2-10），岩体侵位以后发生了较复杂的热演化过程（图2-32）。在116～113.8Ma期间，岩体由于与围岩之间的巨大温度差而发生高速冷

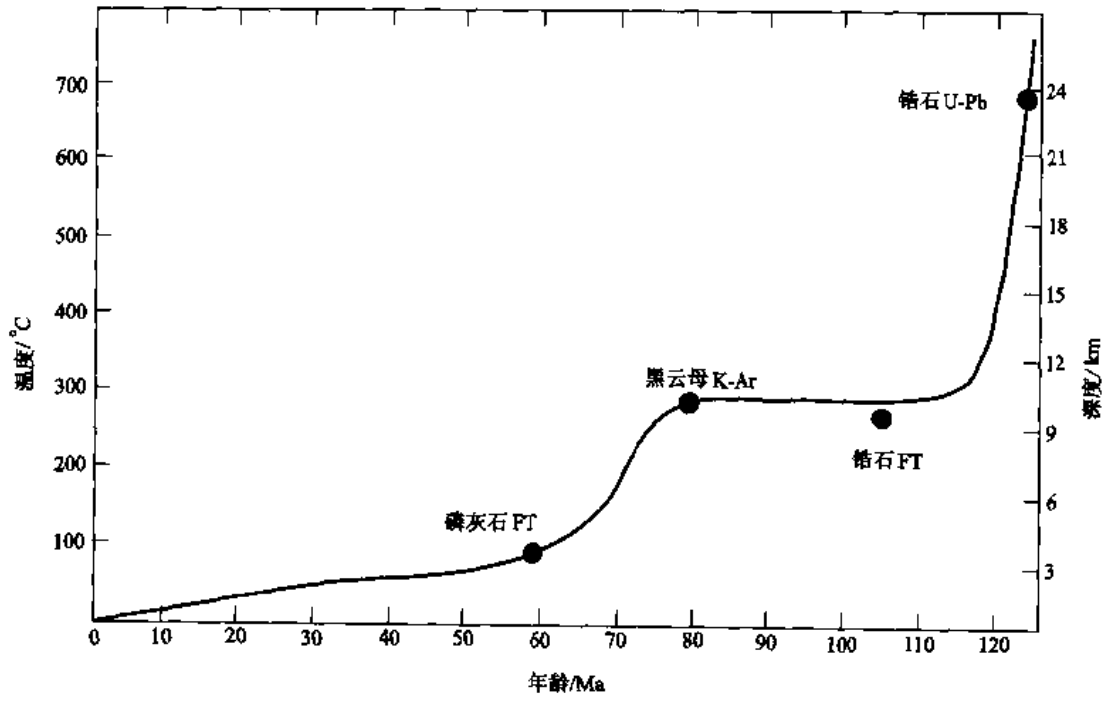


图 2-31　班戈花岗岩热年代学演化曲线图

Fig. 2-31　Diagram of thermo-chronological evolution of Baingoin granite in south of the Baingoin-Nujiang Suture

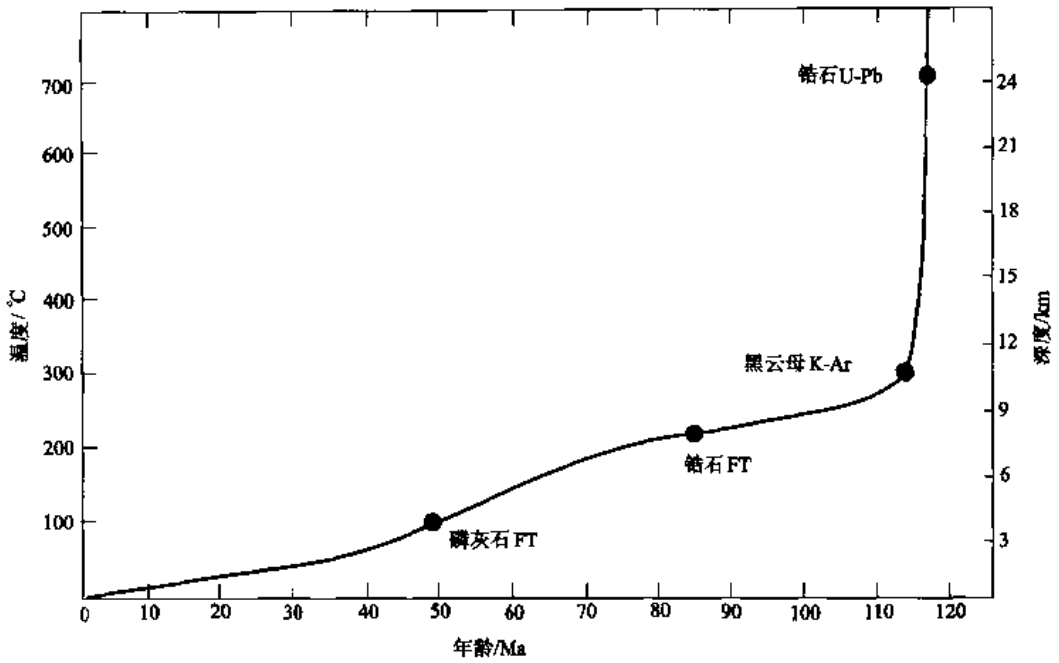


图 2-32　雄梅花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.2-32　Diagram of thermo-chronological evolution of Xungmai granite in south of the Baingoin-Nujiang Suture

却，平均降温速度达 181.1℃/ Ma。113.8～47.8 Ma 期间，岩体发生较快速隆升；在 113.8～84 Ma 期间，岩体冷却相对较慢，平均降温速度为 2.52℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.084 mm/a；在 84～47.8 Ma 期间，岩体冷却相对较快，平均降温速度为 3.45℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.115 mm/a。自 47.8 Ma 以来，岩体处于缓慢冷却与缓慢隆升过程，平均降温速度为 2.09℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.070 mm/a（图 2-32）。

（3）曲水花岗闪长岩热历史

曲水花岗闪长岩侵位事件发生在 93.4 Ma（表 2-10），岩体侵位以后的热历史如图 2-33。在 93.4～85 Ma 期间，岩体由于与围岩之间的巨大温度差而发生高速冷却，平均降温速度达 41.7℃/ Ma。85～17 Ma 期间，岩体发生缓慢冷却，对应于慢速隆升过程，平均冷却降温速度为 3.68℃/ Ma，对应的平均抬升速率为 0.123 mm/a。在 85～45 Ma 期间，岩体平均冷却降温速度为 3.75℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.125 mm/a；在 45～17 Ma 期间，岩体平均冷却降温速度为 3.57℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.119 mm/a。自 17～15 Ma 以来，岩体处于较快速冷却过程，平均降温速度为 6.67℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.222 mm/a。据 Copeland 等（1995）的资料，25～15 Ma 为曲水岩体快速隆升时期，降温速度较大，对应于冈底斯逆冲断裂强烈构造活动与曲水岩体快速隆升事件；这一事件在曲水岩体热演化曲线图上也有明显显示（图 2-33）。

（4）拉萨花岗岩热历史

对拉萨花岗岩侵位时代，前人作过多种方法的测年工作。Debon 等（1986）根据全岩 Rb-Sr 等时线法，测得拉萨岩体侵位时代为 59.7 Ma，Copeland 等（1995）根据锆石 U-Pb 法测年结果，认为拉萨岩体侵位时代发生于约 62 Ma。据这些测年资料，推断拉萨花岗岩侵位时代约为 60～62 Ma。拉萨花岗岩 K-Ar 法与 Ar-Ar 法测年结果详见表 2-10。

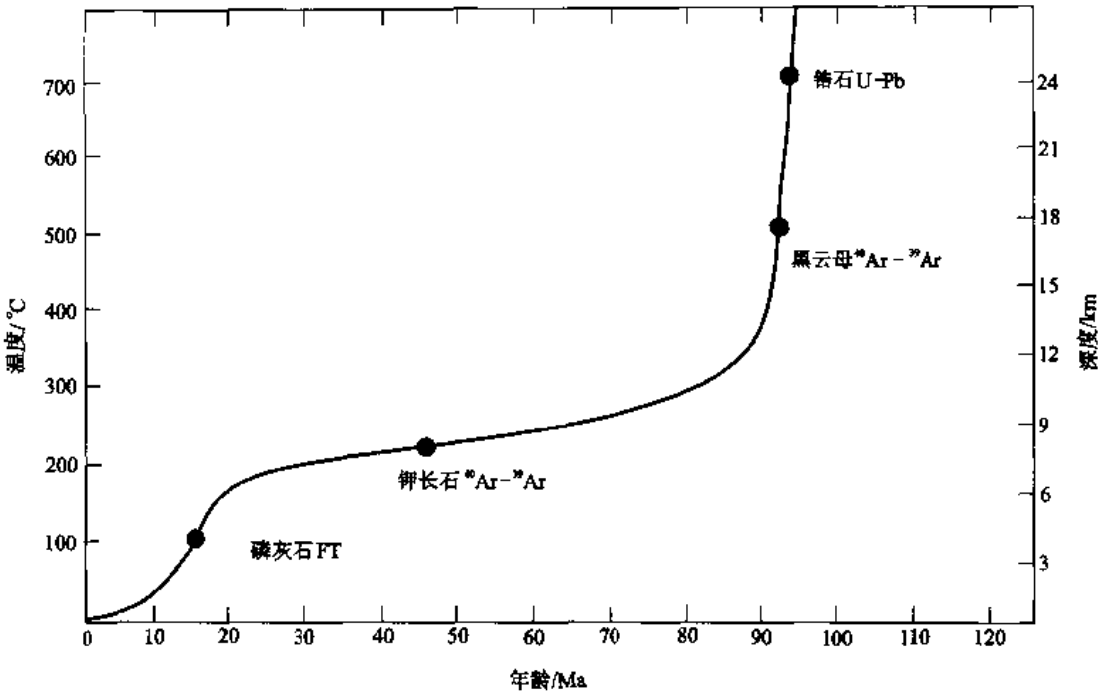


图 2-33　曲水花岗闪长岩热年代学演化曲线图

Fig. 2-33　Diagram of thermo-chronological evolution of Quxu granodiorite in middle of the Yarlung Zangbo Suture

拉萨花岗岩侵位后，在约 62～59 Ma 期间，由于岩浆与围岩之间的热平衡过程，导致岩体发生高速冷却。在约 59～49 Ma 期间，岩体发生相对较缓慢的冷却过程，对应于区域性构造-热事件相对平静期。在 49～46 Ma 期间，岩体发生快速隆升，平均降温速度达 91.67℃/ Ma，对应的抬升速率为 3.056 mm/a。在 46 Ma 以后，岩体发生较快速隆升。在 46～20 Ma 期间，岩体平均降温速度为 4.81℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.160 mm/a；自约 20 Ma 至今，岩体平均降温速度为 5.0℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.167 mm/a。据岩体热演化曲线判断，拉萨花岗岩在约 10 Ma 以后，降温速度与隆升速度存在增大趋势（图 2-34）。

（5）羊八井花岗岩热历史

羊八井花岗岩的侵位时代约为 50 Ma（Xu et al.，1985；Copeland et al.，1995）（表 2-11）。岩浆侵位之后，由于高温岩浆体与围岩之间的热平衡，导致在 50～49 Ma 期间发生高速冷却，冷却速度高达 325℃/ Ma。在 49 Ma 之后，羊八井花岗岩发生了多阶段隆升。在 49～34 Ma 期间，岩体发生较快速冷却过程，平均降温速度为 5℃/ Ma、对应的平均抬升速率为 0.167 mm/a。之后羊八井花岗岩长期处于构造-热事件相对平静期和缓慢剥蚀夷平过程。

在羊八井盆地西侧的念青唐古拉山，发育规模很大的 NE—NNE 向低角度韧性剪切带；该韧性剪切带的形成与念青唐古拉山隆升、羊八井盆地裂陷具有成因联系，韧性剪切带糜棱岩内钾长石的^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄约为 5～8 Ma（Harrison et al.，1995）。在韧性剪切带形成之前约 34～8 Ma 期间，岩体因区域性剥蚀夷平而发生缓慢冷却，平均降温速度为 2.88℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.096 mm/a。在韧性剪切带形成时期即 8～6.8 Ma 期间，岩体发生

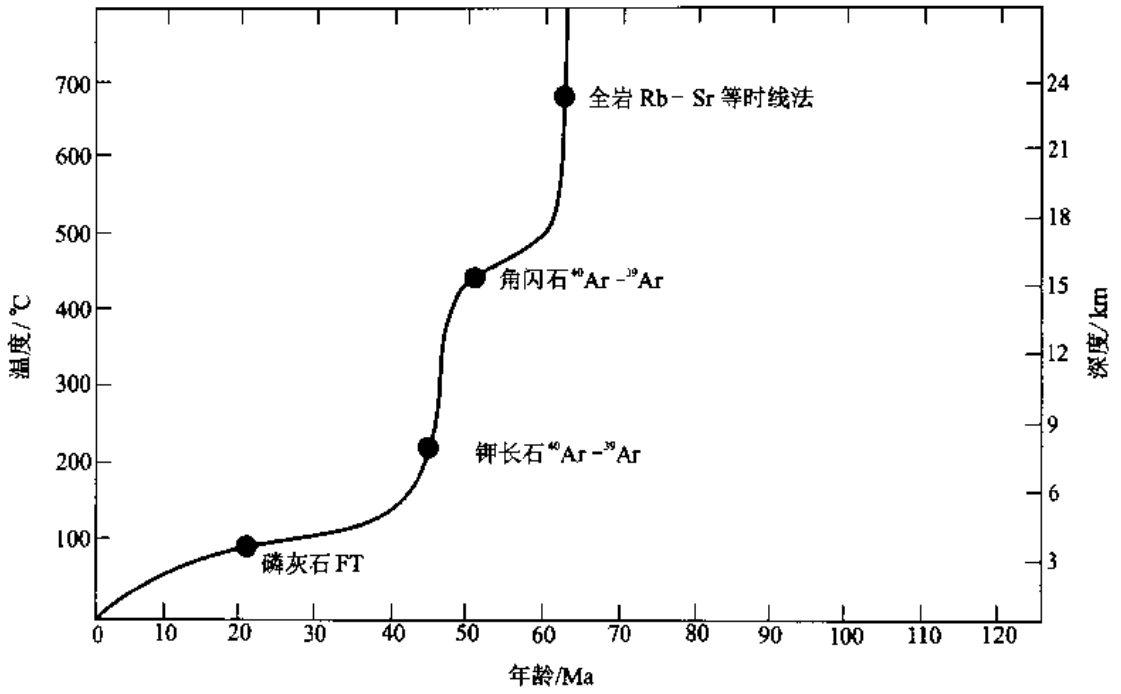


图 2-34　拉萨花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.2-34　Diagram of thermo-chronological evolution of Lhasa granite in uorth of the Yarlung Zangbo Suture

快速隆升，平均降温速度为 104.2℃/ Ma，对应的抬升速率为 3.47 mm/a。6.8 Ma 以来，岩体仍处于快速隆升阶段，平均降温速度为 14.7℃/ Ma，对应的抬升速率为 0.49 mm/a。

综合以上测试分析结果，得出羊八井花岗岩的热年代学演化曲线（图 2-28）。其中，50～49 Ma 期间的快速冷却对应于岩体与围岩之间的温度差所致的自然冷却过程，34～8 Ma 期间的缓慢冷却对应于区域夷平面（山顶面）形成演化过程，8～6.8 Ma 以来的快速隆升过程对应于区域夷平面解体、羊八井-当雄盆地裂陷及羊八井花岗岩体、念青唐古拉山的快速隆升事件。

（6）甲岗花岗闪长岩热历史

甲岗花岗闪长岩侵位与快速冷却发生在约 116 Ma（表 2-10）。岩体侵位以后的热历史如图 2-29。在 116～74.2 Ma 期间，岩体处于较缓慢冷却过程，平均降温速度为 4.306℃/ Ma，对应的平均隆升速率为 0.144 mm/a。在 74.2～63.4 Ma 期间，岩体温度快速下降，平均降温速度达 27.3℃/ Ma，对应的平均隆升速率为 0.910 mm/a。在 63.4～6.5 Ma 期间，岩体发生缓慢冷却，平均降温速度为 2.20℃/ Ma，对应的隆升速率为 0.073 mm/a。自 6.5 Ma 以来，甲岗岩体发生快速隆升，平均降温速度达 15.38℃/ Ma，平均隆升速率为 0.512 mm/a；对应于甲岗花岗岩在新生代晚期的快速抬升与谢通门-甲岗近南北向盆地、格仁错-申扎 NW 向盆地的快速裂陷事件。

4. 重大区域性构造-热事件

热年代学方法良好地揭示了青藏高原腹地重大构造-热事件的发生时期与构造-地貌演化过程。综合典型岩体热年代学资料，可以看出，自中生代中晚期以来，青藏高原腹地发

生了4期重大区域性构造-热事件，不同时期构造-热事件都具有明显的空间分带性。

在121～116 Ma期间，在班公错-怒江构造带南侧、拉萨地块北缘，发生了较广泛的中酸性岩浆侵位事件，形成班戈花岗岩、雄梅花岗岩与甲岗花岗闪长岩等中酸性岩浆侵入体（表2-10）与班公错-怒江构造-岩浆带。该期区域性岩浆热事件与侏罗纪末期—白垩纪初期特提斯洋板块沿班公错-怒江缝合带的俯冲消减存在动力学成因联系。

在93～45 Ma期间，在拉萨地块不同部位，发生了不同类型的构造-热事件；在雅鲁藏布江北侧、拉萨地块南部，发生了较广泛的区域性中酸性岩浆侵位事件，形成曲水岩体、拉萨花岗岩、羊八井花岗岩等中酸性侵入体（表2-10）与冈底斯构造-岩浆带，与中生代末期—新生代早期特提斯洋板块沿雅鲁藏布江缝合带的俯冲消减存在动力学成因联系，并导致班戈花岗岩、羊八井花岗岩、拉萨花岗岩与甲岗花岗闪长岩在78～40 Ma期间的快速隆升（图2-28、2-29、2-31、2-34）。

在约25～15 Ma期间，沿冈底斯构造-岩浆带发生了一期重大构造-热事件，表现为强烈的近EW向逆冲断裂活动（Yin et al., 1994; Copeland et al., 1995; Harrison et al., 1993）与曲水岩体的快速抬升（图2-19、2-33）。

在8～5 Ma以来的新生代晚期，在拉萨地块中部，伴随着NE向、NW向与近SN向张扭性-张性活动断裂系的形成与演化，拉萨地块发生了广泛的区域性差异隆升事件，导致羊八井花岗岩、拉萨花岗岩与甲岗花岗闪长岩的快速隆升（图2-28、2-29、2-34）及其周缘羊八井-当雄、格仁错、谢通门等不同方向盆地的快速裂陷，形成现今盆-岭构造-地貌格局。

各岩体的缓慢降温过程对应于岩体周缘古山岳地貌的剥蚀夷平过程，拉萨地块多数岩体构造-热事件的平静期对应于青藏高原腹地区域性夷平面的形成时期。在40～25 Ma期间，拉萨地块典型岩体如班戈花岗岩、雄梅花岗岩、拉萨花岗岩、曲水岩体、羊八井花岗岩与甲岗花岗闪长岩，均处于相对缓慢的降温过程（图2-28、2-29、2-31～2-34），对应于早期广泛的区域性剥蚀夷平过程；据此推断青藏高原腹地早期区域性古夷平面与山顶面的形成时期约为40～25 Ma。25 Ma以来，该夷平面分阶段解体。早期区域性古夷平面解体事件发生在25～15 Ma时期（图2-19、2-33），与雅鲁藏布江缝合带北缘近EW向逆冲断裂活动存在动力学成因联系（Harrison et al., 1992; Copeland et al., 1995）。在15～8 Ma期间，班戈花岗岩、雄梅花岗岩、甲岗花岗闪长岩、拉萨花岗岩与羊八井花岗岩均处于缓慢降温过程和构造-热事件平静期，对应于晚期区域性夷平面形成时期。晚期区域性古夷平面解体事件发生在8～5 Ma以来，与NE向、NW向和近SN向张扭性-张性断裂活动及其周缘盆地裂陷所致的区域性不均匀差异升降过程存在动力学成因联系。

据Dewey等（1988）与Coleman等（1995）提出的判据，青藏高原内部区域性伸展构造环境与广泛的裂陷过程应出现在最后一期区域性强烈逆冲推覆与地壳缩短及其后高原整体隆升事件之后。青藏高原整体隆升的时代应早于区域性NE向、NW向与近SN向张性-张扭性断裂形成时代与相关断陷盆地开始裂陷的时代，而晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆暨地壳缩短增厚事件的发生时代。在青藏高原腹地，最后一期强烈的区域性逆冲推覆构造活动时代为25～15 Ma（图2-33），而NE向、NW向与近SN向盆-岭构造-地貌的初始形成时代为8～5 Ma（图2-27～2-29，表2-6）；据此推断，青藏高原腹地整体隆升时期应为中新世早中期即25～8 Ma，而8～5 Ma是青藏高原腹地产生区域性伸展与裂陷、青藏高原

面解体、高原内部发生显著差异隆升的开始时代。

5. 结论与讨论

通过典型岩体的热年代学分析，得出下列初步认识：

（1）青藏高原腹地不同构造部位的岩体具有不同的热历史，岩体热演化过程与区域构造活动性存在良好的对应关系。

（2）青藏高原腹地中生代中晚期以来，发生了 4 期重大区域性构造-热事件，包括 121 ~ 116 Ma 沿班公错-怒江构造带发生的强烈中酸性岩浆侵位事件、93 ~ 45 Ma 沿雅鲁藏布江缝合带北缘发生的强烈中酸性岩浆侵位事件和 78 ~ 40 Ma 快速隆升事件、25 ~ 15 Ma 沿冈底斯构造-岩浆带发生的强烈构造隆升事件与 8 ~ 5 Ma 以来在拉萨地块中部发生的区域性裂陷-隆升事件。

（3）青藏高原腹地早期区域性夷平面与山顶面形成时代为 40 ~ 25 Ma，早期夷平面解体事件发生于 25 ~ 15 Ma；晚期区域性夷平面与山顶面形成时代为 15 ~ 8 Ma，晚期夷平面解体事件发生于 8 ~ 5 Ma。

（4）青藏高原腹地区域性整体隆升事件主要发生于中新世早中期即 25 ~ 8 Ma。青藏高原腹地开始裂陷、解体与差异隆升的开始时代为 8 ~ 5 Ma。

由于矿物对热年代学方法仅能粗略地反映区域构造-热历史与构造-地貌演化过程，难以对区域构造-热演化过程进行详细描述，容易遗漏一些重要的构造-热事件；样品裂变径迹年龄与海拔高程存在显著的线性相关关系，在不同海拔高度所取样品对同一构造-热事件的年龄记录常在一定范围内存在偏差；而样品数量的有限性又使测试分析结果和热年代学资料的统计意义受到影响。因此，据矿物对热年代学方法对青藏高原腹地构造-地貌形成演化的粗浅分析难免存在不足与谬误之处，所得结论尚有待于更多的资料与事实的检验。

二、地壳均衡所导致的高原隆升过程分析

由于地壳密度（ρ_C）与地幔密度（ρ_M）不同，位于地幔上部的地壳若厚度发生变化，将导致地表海拔高程的变化。在地壳不同部位，分别取单位面积的柱体（Column A 与 Column B）进行分析。设 Column A 地壳厚度为 H，地壳因均衡而上升的海拔高程为 h，地壳“沉入”地幔的深度为 H_M；Column B 地壳厚度为 H_C，地表以上空气的密度为 ρ_A；Column A 与 Column B 及相关参数如图 2-35 所示。地壳密度 $\rho_C = 2.7\ g/cm^3$，地幔密度 $\rho_M = 3.3\ g/cm^3$，空气密度 $\rho_A = 0.0\ g/cm^3$。设滨海地区大陆地壳厚度 $H_C = 30\ km$。

根据 Airy 均衡原理，Column A 与 Column B 的重量与底部压力应相等，则

$$W_A = W_B \tag{32}$$

$$\rho_C \times H = \rho_A \times h + \rho_C \times H_C + \rho_M \times H_M \tag{33}$$

$$H = h + H_C + H_M \tag{34}$$

$$h = (H - 30) \times (\rho_M - \rho_C) / \rho_M \tag{35}$$

将地幔与地壳密度代入（35）式，得

$$h = 0.5 \times (H - 30) / 3.3 = (H - 30) / 6.6 \tag{36}$$

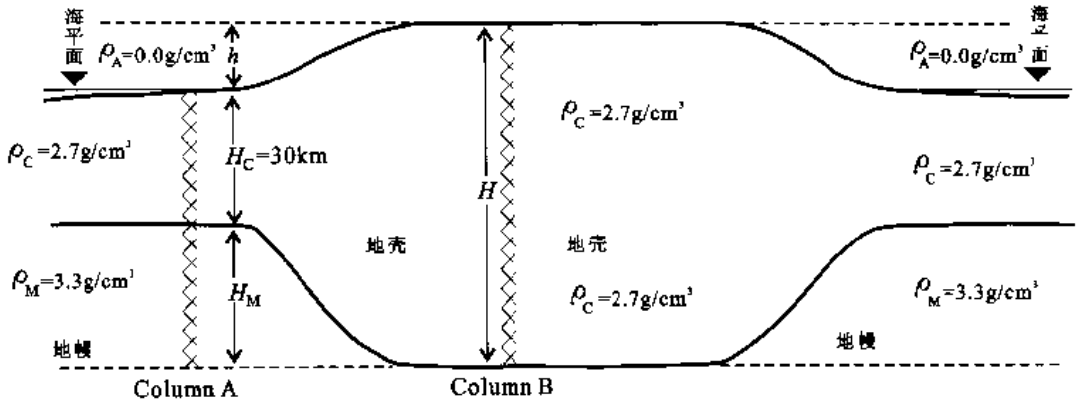


图 2-35　地壳 Airy 均衡模式图

Fig. 2-35　Airy isostatic model of the crust

表 2-13　青藏地区不同时期地壳均衡所致海拔高度一览表

Table 2-13　The Cenozoic palaeo-altitude of different blocks caused by crust isostacy of the Tibetan Plateau

构造单元	时　代	地壳厚度/km	高原面海拔高度/m
喜马拉雅地块	始新世—渐新世	30	0
	中新世—上新世	75	6818
	现今	75～78	6818～7273
冈底斯-拉萨地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	55	3788
	中新世晚期—上新世初期	63	5000
	现今	65	5303
羌塘地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	47	2576
	中新世晚期—上新世初期	55	3788
	现今	58	5142（4242）①
可可西里-昆仑地块	始新世—渐新世	33	454
	中新世早中期	47	2576
	中新世晚期—上新世初期	54	3636
	现今	58	5142（4242）①

①括号中数值表示低速层高程效应校正前的海拔高度。

在（35）式与（36）式中，海拔高度（h）的单位为 km。如果已知不同时期地壳厚度（H），则据（35）与（36）式，可计算出不同时期地表面海拔高度（h）。

根据青藏地区不同时期地壳厚度（H）的估算值，代入（35）与（36）式，计算出不同时期高原面海拔高程，结果如表 2-13。由于地壳均衡需要约 1～2 Ma 才能完成，所以地表高程变化时间比地壳挤压缩短与地壳增厚事件的结束时间晚约 1～2 Ma（表 2-13）。

表 2-13 显示，青藏地区不同地块在不同地质历史时期具有不同海拔高度。始新世—渐新世，印度-欧亚陆-陆碰撞初期，喜马拉雅地块开始结束海侵历史，地表高度相当于或略高于海平面，地壳厚度约 30 km；拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块处于印度大陆板块北缘与欧亚大陆板块南缘，构造-热事件微弱，总体处于相对稳定的剥蚀夷平时期（图 2-28、2-29、2-31～2-34），地壳处于正常厚度（约 33 km），地表海拔高程约为 450 m。渐新世末期—中新世初期，地壳因挤压缩短而增厚，导致中新世早期高原面快速隆升；冈底斯-拉萨地块高原面隆升至海拔 3788 m；羌塘地块与可可西里-昆仑地块高原面隆升至海拔 2576 m。中新世末—上新世初期，冈底斯-拉萨地块高原面隆升至海拔 5000 m 高度，羌塘地块高原面隆升至海拔 3788 m，而可可西里-昆仑山高原面隆升至海拔 3636 m。中新世初期以来，喜马拉雅地块表面隆升至海拔 6818 m 高度，相当于现今喜马拉雅山脉部分山顶面的高度。据地壳厚度与（36）式计算出的现今高原面海拔高程，在喜马拉雅地区为 6818～7273 m，接近于喜马拉雅山脉二级—三级山顶面的高度；在冈底斯-拉萨地块为 5303 m，接近于冈底斯山脉山顶剥夷面的高度（5200～5400 m）；而在羌塘地块与可可西里-昆仑地块为 4242 m，低于现今藏北高原面海拔高度（4500～5200 m），这与羌塘与可可西里-昆仑地区地壳内部存在约 3～6 km 厚的高导低速层（LVZ）（图 2-3）有关。如果考虑中下地壳之间密度较小的高导低速层所致浮力对地壳隆升的影响，则所估算出的高原面海拔高程应接近于藏北高原现今平均海拔高度（5000～5400m）。

当地壳内部存在低速高导层时，应对（36）式进行修正。设地壳内低速高导层厚度为 H_L（km），低速高导层平均密度比周围介质低 $\Delta\rho$（g/cm^3），则（36）式应修正为

$$h = （H - 30 + 2 \times \Delta\rho \times H_L）/6.6$$

因低速高导层导致的高原面隆升高度 $\Delta h = \Delta\rho \times H_L/3.3$

根据低速高导层地震波速变化，估算低速高导层密度变化（$\Delta\rho$），$\Delta\rho \approx 0.15$ g/cm^3；地壳内部低速高导层厚度（H_L）在羌塘地块与可可西里-昆仑地块约为 15～20 km，取 $H_L = 15$ km。将这些参数代入上式，得 $\Delta h \approx 900$ m。将低速高导层导致的隆升效应叠加到据地壳厚度与均衡原理所估算海拔高度，得到现今高原面海拔高度应为 5142 m，与地形测量所得出的藏北高原平均海拔高程基本吻合。

三、青藏高原隆升的动力学过程

据表 2-13，藏南喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块山顶面、剥夷面或高原面在中新世晚期便已分别隆升至海拔 6800 m 与 5000 m 高度；而藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块在中新世—上新世—第四纪，逐步隆升至现今高度。

据 Dewey 等（1988）的研究，青藏高原构造演化不同阶段，区域构造应力状态不尽相同，对应于不同特点的区域构造活动（图 2-36）。青藏高原地壳内部广泛的 NE 向与 NW 向张性-张扭性断裂活动及相关盆地裂陷作用发生的条件是：①青藏高原地壳达到或接近现今厚度；②最大主压应力（σ_1）近于直立，中间主压应力（σ_2）与最小主压应力（σ_3）呈近水平方向。藏北区域性伸展尚可能与地幔拆沉存在动力学成因联系（图 3-36）。在青藏高原隆升过程中，随隆升高度的增大，σ_1、σ_2 与 σ_3 的方向将发生变化。设垂向应力为 σ_v，近南北向水平应力为 σ_{SN}，近东西向水平应力为 σ_{EW}。根据构造变形分析与震源机制

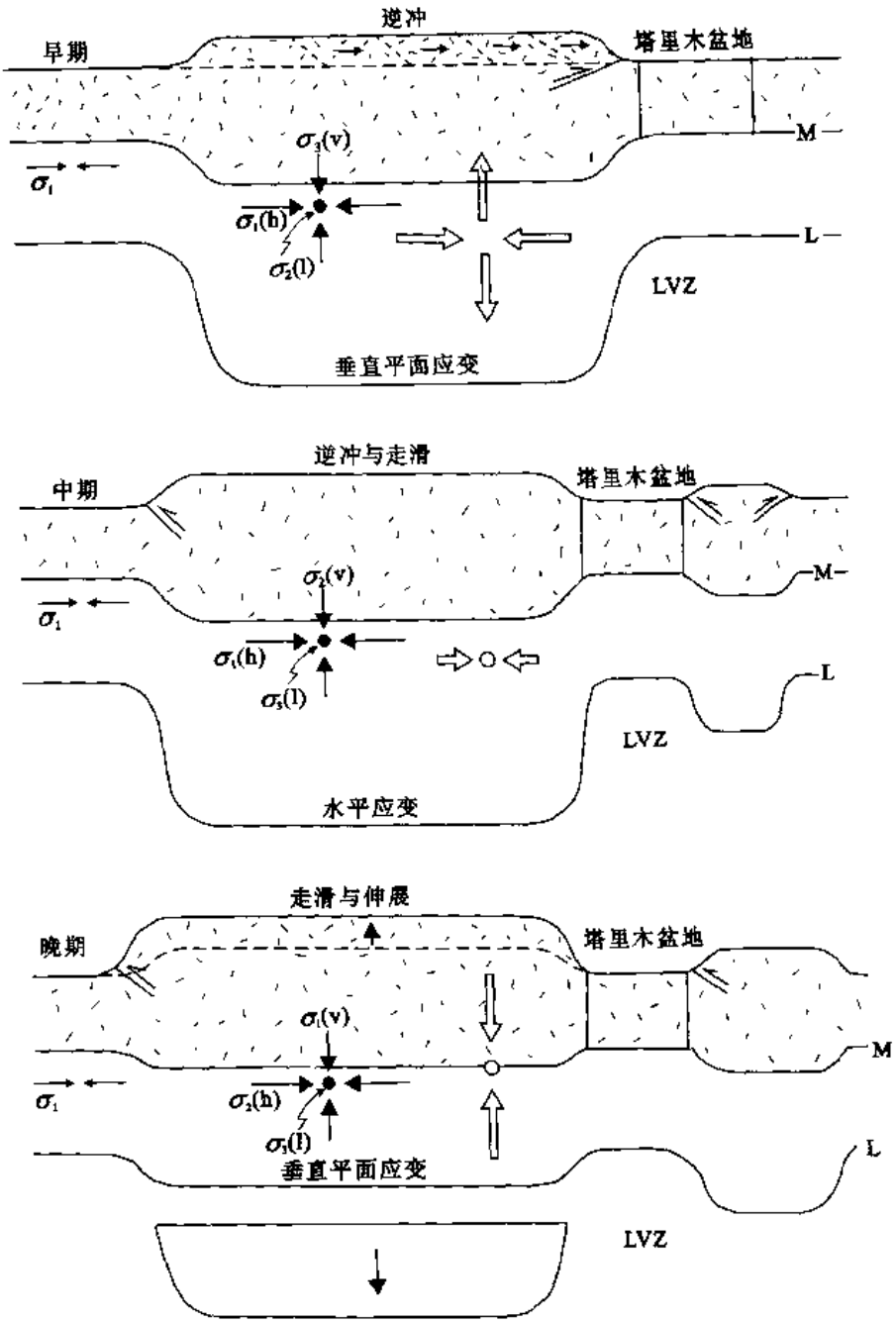


图 2-36　青藏高原构造动力学演化模式图

（据 Dewey et al.，1988 改编）

Fig.2-36　Geodynamic model of tectonic evolution of the Tibetan Plateau

解研究成果，σ_{SN}近平行于区域构造挤压方向，而 σ_{EW}近平行于区域构造伸展方向，σ_{SN}、σ_{EW}与 σ_v 均为区域主应力。σ_{SN}与 σ_{EW}的量值可以据岩石力学实验与现场应力测量资料予以估算。Zoback（1992）综合岩石力学实验资料，应用 Byerlee 定律进行分析，认为岩石在静水压力状态下，形成走滑断裂的条件是 $\sigma_1 - \sigma_3 = 120 \sim 144$ MPa。余雄鹰等（1994）通过新疆东河塘油气田斜井压裂研究，得到在井深 5672 m 处主应力量值为 $\sigma_{SN} = 119.4$ MPa，$\sigma_{EW} = 90.3$ MPa，岩石静水压力 $\sigma = 133.75$ MPa。由于新疆地处青藏高原北缘，主要含油气

盆地现今正处于强烈逆冲推覆构造活动时期，在盆地内部与周缘正在形成大量逆冲推覆构造、导致斜井压裂与变形。青藏高原晚新生代地壳挤压缩短阶段构造变形特点与东河塘地区现今构造变形特点相近，区域构造应力状态也应与新疆东河塘现今应力状态相类似，可近似认为青藏高原地区产生逆冲推覆与近南北向地壳缩短的构造动力学条件为：$\sigma_{SN} \approx$ 119.4 MPa。若垂向挤压应力 σ_v 大于 119.4～120 MPa，则水平走滑与东西向伸展将成为区域主要构造活动方式。

在高原隆升过程中，设时代为 t（Ma）的地质历史时期，高原隆升高度（海拔高程）为 h（km），则所产生的垂向应力为

$$\sigma_v = \rho_C \times g \times h \tag{37}$$

在（37）式中，ρ_C 为地壳密度，$\rho_C = 2.7\ g/cm^3$；g 为重力加速度，$g = 980\ cm/s^2$；h 为高原面海拔高程，单位为 km。将这些参数代入（37）式，得

$$\sigma_v = 26.46 \times h\ (MPa) \tag{38}$$

将表 2-12 中不同时期高原面海拔高度（h）值代入（38）式，即可求出不同地块在不同时代隆升所致垂向挤压应力（σ_v），结果详见表 2-14。

分析表 2-14，中新世中晚期，喜马拉雅地块 σ_v 接近或超过 σ_{SN}。中新世晚期—上新世初期，喜马拉雅地块 $\sigma_v = 180.4\ MPa > \sigma_{SN}$；冈底斯-拉萨地块 $\sigma_v = 132.23\ MPa > \sigma_{SN}$，羌塘地块 $\sigma_v = 100.23\ MPa \approx \sigma_{SN}$，可可西里-昆仑地块 $\sigma_v = 96.21\ MPa < \sigma_{SN}$；第四纪晚期—现今，喜马拉雅地块 $\sigma_v = 180.4 \sim 192.44\ MPa > \sigma_{SN}$；冈底斯-拉萨地块 $\sigma_v = 140.32\ MPa > \sigma_{SN}$，羌塘地块 $\sigma_v = 136.06\ MPa > \sigma_{SN}$，可可西里-昆仑地块 $\sigma_v = 136.06\ MPa > \sigma_{SN}$；现今青藏高原各地块 σ_v 量值均大于 σ_{SN}。根据 Dewey 等（1988）提供的判别标准，印度-欧亚陆-陆碰撞以来，喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在渐新世末期—中新世早中期、羌塘地块在中新世—上新世早期、可可西里-昆仑地块在中新世—上新世，最大主压应力为 σ_{SN}，中间主应力为 σ_v，最小主压应力为 σ_{EW}，具备形成南北向逆冲推覆构造的动力学条件，区域构造活动以近南北向挤压缩短与地壳增厚为主要特点。自近南北向挤压缩短向水平走滑、近东西向伸展的转换在青藏高原地区不同地块的发生时代不尽相同，喜马拉雅构造带在中新世晚期、冈底斯-拉萨地块在中新世晚期—上新世初期、羌塘地块在上新世、可可西里-昆仑地块在第四纪时期，最大主压应力变为 σ_v，中间主应力变为 σ_{SN}，而最小主压应力仍然为 σ_{EW}，均具备形成大规模水平走滑与东西向伸展的动力学条件。喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世末期—上新世初期（约 5～8 Ma）都已隆升至海拔 5000m 以上高度，整体进入以区域性、大规模走滑与东西向伸展为主要特点的构造活动时期；羌塘地块在中新世末期—上新世初期，垂向压应力（σ_v）略低于近南北向构造挤压应力（σ_{SN}），在局部地区如和平-鄂雅错-双湖地区发育近东西向伸展裂陷作用，形成北东—北北东向双湖裂陷盆地。据震源机制解得出的现今海拔高程-地震性质关系（图 2-37），良好地说明了青藏高原海拔高程对构造活动性质的控制作用，验证了海拔高原面海拔高度与构造应力状态的关系；逆冲断层型（thrust）地震仅发生于海拔高程小于 4500 m 的地区，而正断层型（normal）地震发生于海拔高程 4000 m 以上地区（图 2-37）。在区域性伸展、走滑发生之前，即喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世早中期及之前、羌塘地块在中新世晚期及之前、可可西里-昆仑地块在晚第四纪以前，近南北向构造挤压应力（σ_{SN}）均大于垂向压应力（σ_v）而成为区域最大主压应力，具备形成近南北向逆冲推覆的构造动力学条件，近南北

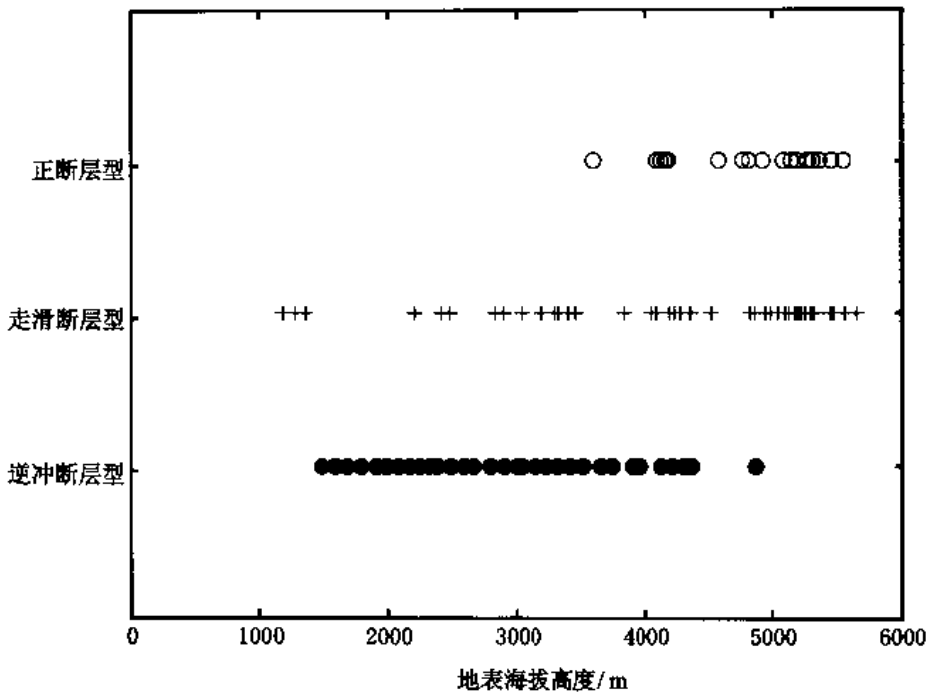


图 2-37　青藏高原地震类型-海拔高度关系图

（据 Molnar et al.，1993）

Fig.2-37　Diagram illustrating the relationship between earthquake mechanism and surface height of the Tibetan Plateau

向逆冲推覆、褶皱变形居主导地位，近东西向伸展微弱或不发育。

青藏高原南部（班公错-怒江缝合带以南）喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块在中新世初期地壳处于强烈挤压缩短状态，形成大量近东西向逆冲推覆构造系统与广泛的褶皱变形；至中新世晚期—上新世开始形成广泛的北北东—近南北向裂陷盆地或裂陷带（如亚东-羊八井-当雄裂陷带、谢通门裂陷带等）。羌塘地块在中新世早中期，近南北向逆冲推覆与褶皱变形居主导地位，使老第三系风火山群等地层发生强烈构造变形，地壳发生巨量缩短；上新世，近南北向挤压缩短仍然居重要地位，但在双湖等局部地区，中新世末期—上新世开始形成北东—北北东向裂陷盆地。而可可西里-昆仑地块在整个新第三纪时期包括上新世在内，地壳均处于近南北向强烈挤压缩短状态，形成多格错仁褶皱带等构造系统，北东—北北东向与近南北向裂陷盆地较少发育。新生代不同时期不同地块构造活动特点的差异性与区域构造动力学条件的差异性存在动力学成因联系，自近南北向构造挤压缩短向近东西向地壳伸展的转换与区域构造应力状态转变存在动力学成因联系。

区域构造动力学条件的不均匀性导致青藏不同地块隆升过程的不均匀性和区域构造环境的不均匀性。青藏高原内部区域性伸展构造环境和广泛的裂陷过程应出现在最后一期区域性强烈逆冲推覆所致的地壳缩短事件之后（Coleman et al.，1995）。高原整体隆升至一定高度（4000～4500 m），垂向应力渐居主导地位（$\sigma_v \geqslant 120\ \mathrm{MPa} > \sigma_{SN}$）是区域性挤压缩短向区域性伸展走滑转换的基本动力学条件。各地块整体隆升时期应早于区域性近东西向伸展时代与相关断陷盆地开始裂陷时代，而略晚于最后一期区域性强烈逆冲推覆暨地壳缩短增厚事件的发生时代。青藏高原喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-昆

仑地块区域性伸展走滑与相关构造-地貌的开始形成时代分别为中新世中晚期、中新世晚期（约 8～5 Ma），上新世初期（约 5 Ma）与上新世晚期—第四纪，对应于高原面或山顶面因隆升而达到或超过海拔 4000～4500 m 高度的时代（表 2-13）。

表 2-14　青藏地区不同时期高原隆升所致的垂向挤压应力对比表

Table 2-14　Comparison of vertical stress caused by uplift of the Tibetan Plateau

构造单元	时　代	高原面海拔高度 km	垂向主应力 σ_v MPa
喜马拉雅地块	始新世—渐新世	0.00	0.00
	中新世晚期—上新世	6.818	180.40
	现今	6.818～7.273	180.40～192.44
冈底斯-拉萨地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	3.788	100.23
	中新世末期—上新世初期	5.000	132.23
	现今	5.303	140.32
羌塘地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	2.576	68.16
	中新世末期—上新世初期	3.788	100.23
	现今	5.142	136.06
可可西里—昆仑地块	始新世—渐新世	0.454	12.01
	中新世早期	2.576	68.16
	中新世末期—上新世初期	3.636	96.21
	现今	5.142	136.06

综上所述，青藏高原具有复杂的隆升历史，高原隆升具有显著的横向不均匀性，不同地块具有不同的隆升过程，同一时期不同地块的隆升幅度存在明显差异；青藏地区喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块在中新世末期—上新世初期（约 8～5 Ma）分别隆升至海拔 6818 m、5000 m、3788 m 与 2576 m，上新世时期青藏高原主体隆升至海拔 4000～5000 m 高度。这与依据亚洲季风形成演化、全球气候环境变化、海洋氧同位素和锶同位素变化所推断的青藏高原隆升时代（Molnar et al.，1993）基本一致。青藏高原隆升具有南早北晚、自南向北迁移的规律；同一时期，青藏高原南部隆升幅度大于青藏高原北部隆升幅度；不同地块高原面达到海拔 4000～5000 m 高度的时间自南向北逐步变新，喜马拉雅地块发生于中新世中晚期，冈底斯山地块发生于中新世晚期，羌塘地块发生于上新世，可可西里-昆仑地块发生于第四纪。青藏高原隆升过程在横向（近东西方向）上尚存在自西向东迁移的规律；根据已有资料，青藏高原东部磷灰石裂变径迹测年所揭示的地质事件年龄向东显著减小（图 2-18）（丁林等，1995；陈文寄等，1999）。

第三章　燕山及邻区构造-地貌形成演化过程

燕山山脉位于中国中部构造-地貌组合区与中国东部构造地貌组合区的过渡地带，处于第二地貌梯度带即北北东向雪峰山-太行山-太兴安岭山脉带与近东西向天山-阴山-燕山山脉带的交叉复合部位；是中国大陆东部典型的陆内造山带，总体呈近东西向展布，包括河北北部与东部山地、辽西山地、北京凹陷及周缘山地与内蒙古赤峰地区，地理坐标为北纬 38°～42°，东经 115°～120°，总面积约 20 万 km^2。燕山山脉西与阴山山脉相连，东与辽东山地隔下辽河盆地相望，南与华北平原相毗邻，北与大兴安岭、松辽盆地相邻。

燕山陆内造山带作为首都圈的重要组成部分，地处欧亚大陆重要构造部位，发育颇具特色的地质构造，出露中国最古老的陆壳，蕴藏着多种类型的金、银、多金属与能源矿产资源，是中国地质科学的摇篮地区，是中国地学对外学术交流的窗口（Cui Shengqin et al.，1996）。它正逐步成为国内外太陆动力学研究的热点地区。

前人对燕山造山带前寒武纪地质、古生代地质构造演化、板内变形、中生代陆内造山的动力学过程与典型矿床成矿作用，都进行过长期、深入的研究工作，不断取得新的研究成果（Cui Shengqin et al.，1996；Davis et al.，1996，1998；崔盛芹等，2001；吴珍汉等，1998；Chen，1998）；但对燕山及邻区新生代构造-地貌演化过程及其环境灾害效应，则重视不够，研究工作相对较少。

本章将在长期野外观测、室内测试与综合研究的基础上，通过分析典型流域地貌阶地发育过程、典型盆-岭构造-地貌演化历史、重大构造-热事件时空分布与不同时期山岳地貌变迁规律，揭示燕山及邻区新生代构造-地貌形成演化的动力学过程。

第一节　燕山及邻区构造-地貌特点

燕山造山带虽然位于欧亚大陆板块内部，中新生代却发生了多期强烈的区域性构造-热事件；发育多期强烈的构造运动，包括三叠纪的印支运动与侏罗纪—白垩纪的燕山运动（崔盛芹等，1983，1985）。印支运动与燕山运动均以强烈的区域性挤压构造变形居主导地位，形成不同方向的褶皱构造与逆冲推覆构造（Cui Shengqin and Wu Zhenhan，1997；吴珍汉，1998），导致燕山及邻区地壳的巨量缩短与逐步增厚。晚白垩世以来，燕山及邻区区域构造活动以张性-张扭性断裂活动为主要特点，地壳伸展居主导地位（Davis et al.，1996；吴珍汉等，1998；崔盛芹等，2001），褶皱变形微弱、导致地壳不断减薄，逐步形成现今颇具特色的构造-地貌。

一、区域地质构造背景

燕山造山带位于中朝大陆克拉通北部，广泛出露太古宇—古元古代基底中深变质岩

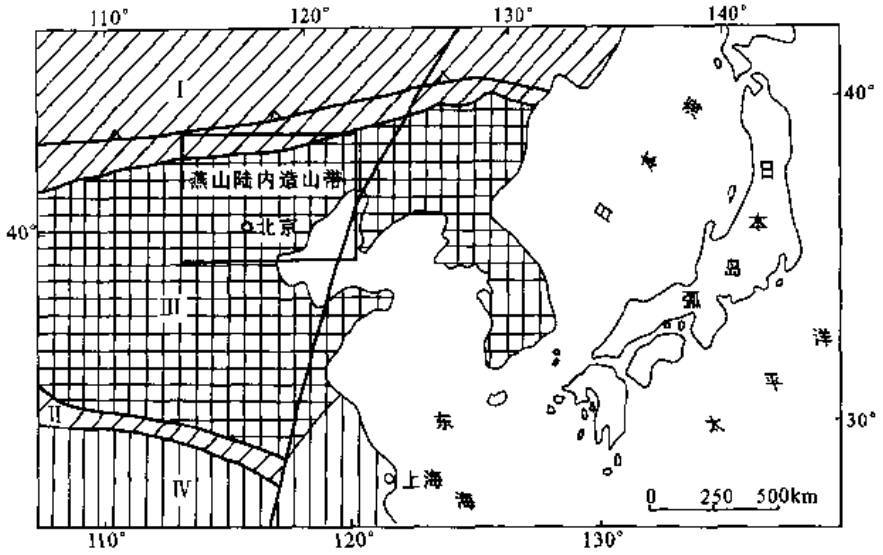


图 3-1 燕山陆内造山带地理位置与区域构造背景图

Fig.3-1 Tectonic setting of the Yanshan orogenic belt of east China continent

Ⅰ. 兴蒙古生代造山带；Ⅱ. 秦岭古生代—三叠纪造山带；Ⅲ. 结晶基底最终形成于 1800～1900 Ma 的中朝地台；Ⅳ. 结晶基底最终形成于 800 Ma 的扬子地台

系；中新元古代发育数千至近万米的碳酸盐岩-碎屑岩系，处于典型的大陆拗拉槽（aulacogen）裂陷构造环境；新元古代—古生代发育稳定的盖层沉积；晚古生代时期处于华北大陆板块北缘，与古亚洲洋板块相毗邻；中新生代时期位于欧亚大陆板块东部，距离西太平洋俯冲带 1200～1800 km（图 3-1）。

晚古生代晚期—早印支期（二叠纪—早三叠世），由于受到古亚洲洋向南俯冲的影响，燕山北部及邻区发育较为强烈的逆冲推覆、韧性剪切与褶皱变形，形成大量中酸性岩浆侵入体，区域构造线方向以近东西向为主；燕山南部仍处于较为稳定的滨浅海—海陆交互相沉积环境，构造变形微弱（图 3-2）。晚古生代—印支期形成的典型近东西向韧性剪切带主要分布于崇礼-赤城-承德北-阜新构造带，东西长达近 500～700 km，南北宽达 20～50 km，由 14 条规模较大的韧性剪切带与大量透镜状基性-超基性岩体所组成（图 3-2）；韧性剪切带内岩体同位素年龄为 195～280 Ma，早期糜棱岩角闪石的^{40}Ar-^{39}Ar法坪年龄为（280.3 ± 9.7）Ma（吴珍汉等，1998）。

晚印支期—早燕山期（晚三叠世—侏罗纪），燕山及邻区受到北西向与近东西向构造挤压力的联合作用，发生了剧烈的构造运动与岩浆活动，形成燕山运动Ⅰ、Ⅱ幕，强烈的挤压导致区域性褶皱变形、逆冲推覆构造活动与相关的岩浆侵入、火山喷发，地壳缩短显著，形成遍及全区的东西向、北东向压性-压扭性逆冲断裂、推覆构造、褶皱构造与大量不同规模的中酸性侵入岩体、晚三叠世—早侏罗世南大岭组玄武岩与中晚侏罗世髫髻山组安山岩（图 3-3）。早燕山期形成的典型北东向逆冲推覆构造包括宣化南侧鸡鸣山逆冲推覆构造系统、兴隆北侧的马圈子逆冲推覆构造系统、辽西公营子逆冲推覆构造系统。早燕山期形成的典型东西向逆冲推覆构造系统包括北京十三陵风山-蛤蟆石推覆构造、兴隆-青龙逆冲断裂、下板城逆冲断裂、崇礼-赤城逆冲断裂与隆化-大两间房逆冲断裂等（吴珍汉等，1998）。

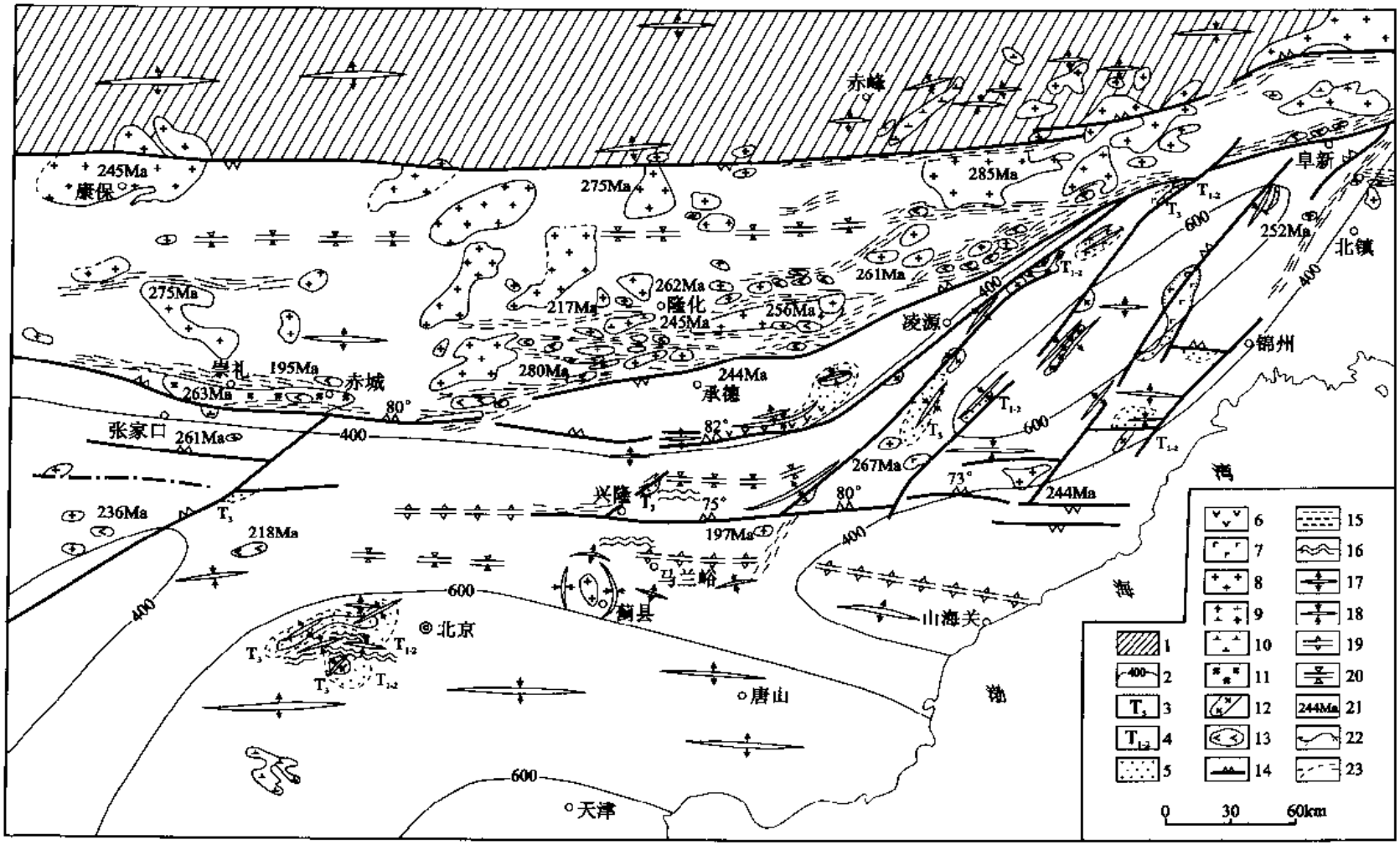


图 3-2　燕山及邻区晚古生代—印支期古构造图

Fig.3-2　Palaeo-tectonic map of Yanshan and its adjacent areas in the late Palaeozoic—Triassic Period

1—晚古生代地槽环境；2—石炭纪—二叠纪含煤地层等厚线（单位：m）；3—上三叠统；4—中下三叠统；5—沉积岩系；6～13—晚古生代—三叠纪侵入岩；6—安山岩；7—玄武岩；8—花岗岩；9—花岗闪长岩；10—闪长岩；11—正长岩；12—基性岩脉；13—超基性岩与辉长岩；14～20—二叠纪—三叠纪古构造；14—逆冲断裂；15—韧性剪切带；16—固态塑性流变带；17—背斜；18—向斜；19—复背斜；20—复向斜；21—同位素年龄；22—不整合面；23—推断地质界限

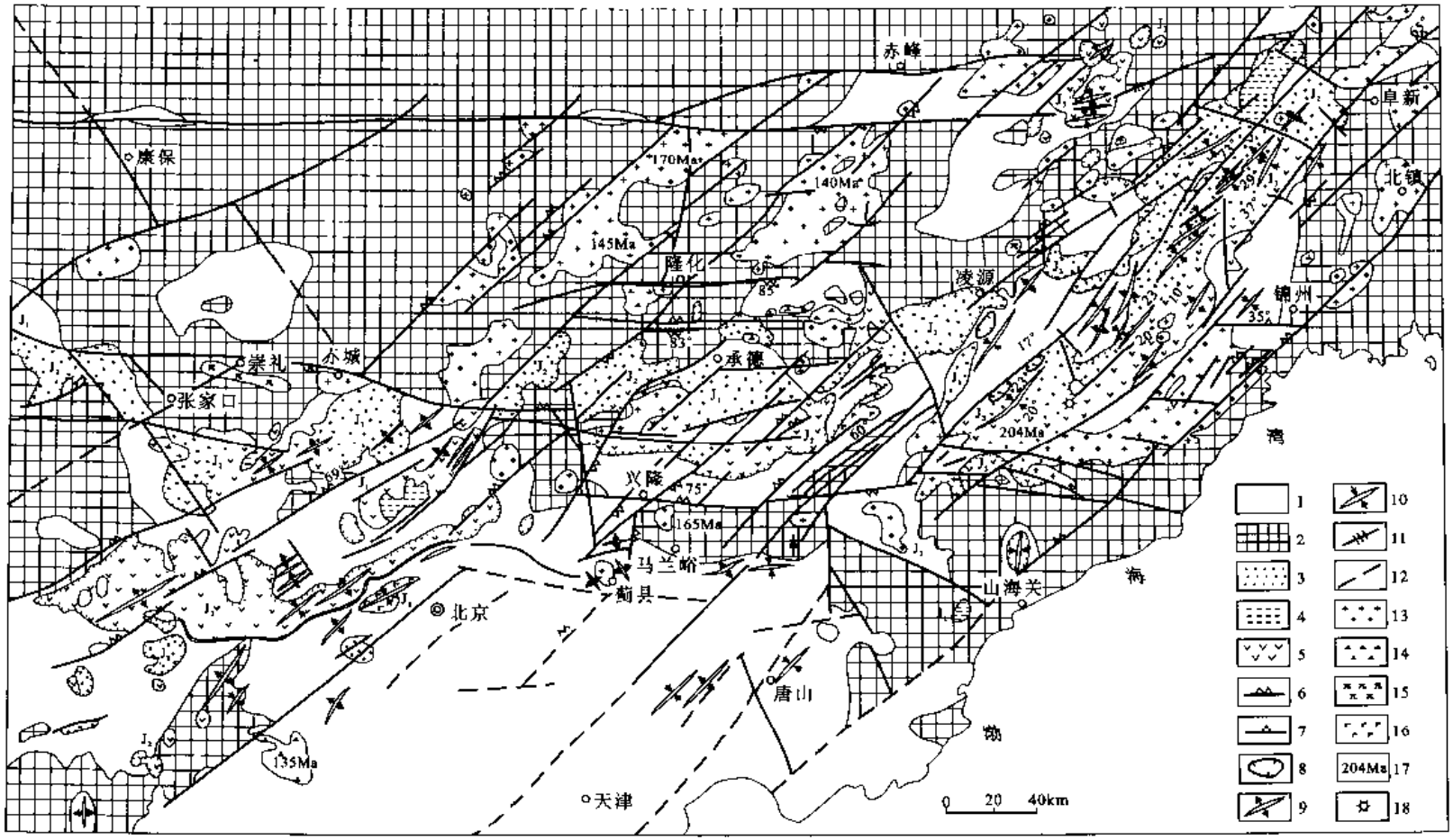


图 3-3 燕山及邻区早燕山期古构造图

Fig. 3-3 Palaeo-tectonic map of the Yanshan and its adjacent areas in the Jurassic Period

1—中新元古代—三叠纪构造层；2—太古宙—古元古代构造层；3～16—侏罗纪（早燕山期）地质记录；3—河湖相砂砾岩系；4—湖沼相泥页岩系；5—中性-中基性火山岩系；6—逆冲断裂；7—张性-张扭性断层；8—飞来峰；9—背斜；10—向斜；11—片理化带；12—推测断裂；13—花岗岩-花岗闪长岩；14—闪长岩；15—正长岩；16—玄武岩；17—同位素年龄；18—侏罗纪古火山口与古火山机构

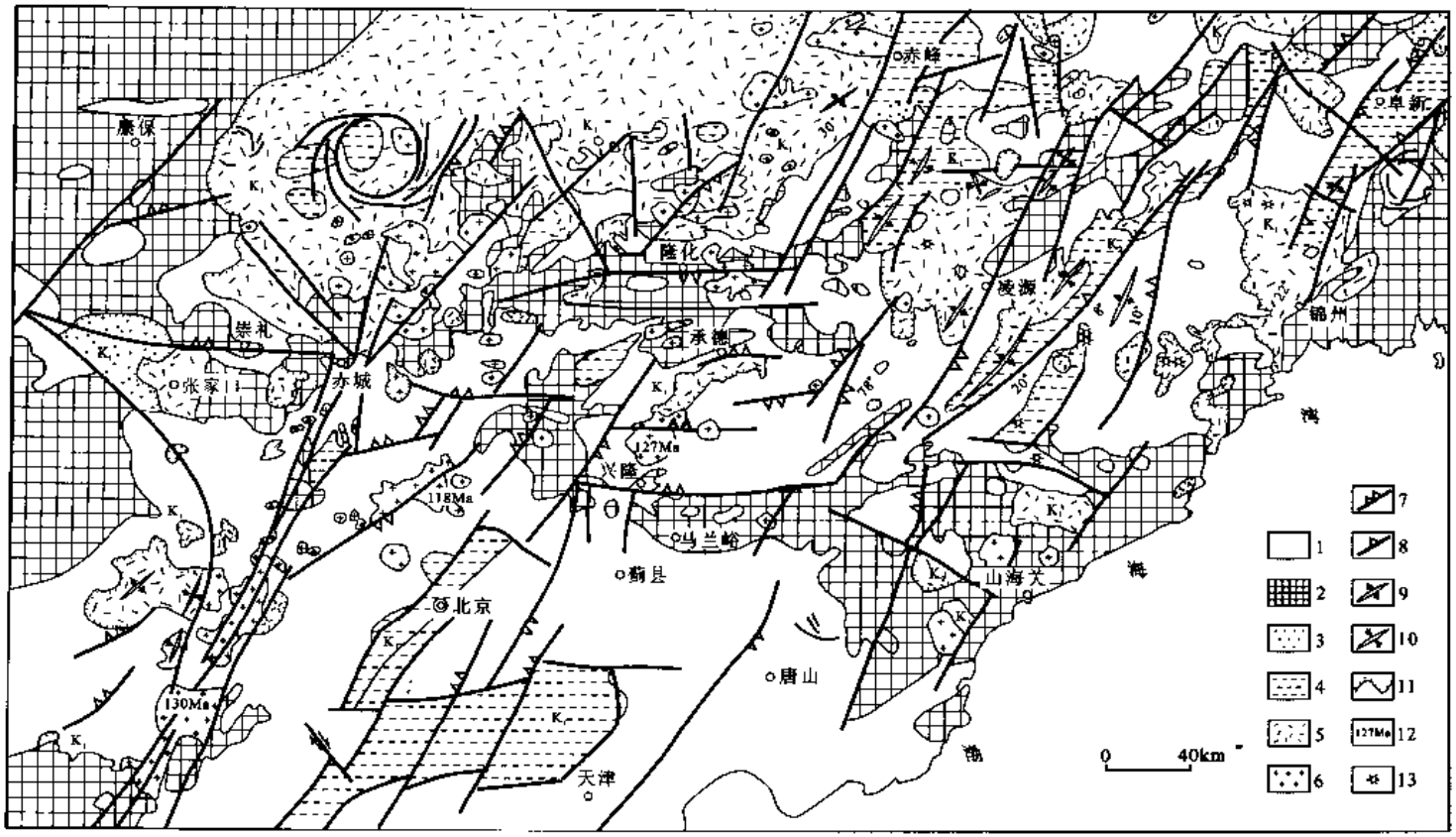


图 3-4 燕山及邻区晚燕山期古构造图

Fig.3-4 Palaeo-tectonic map of the Yanshan and its adjacent areas in the Cretaceous Period

1—中新元古代—侏罗纪构造层；2—太古宙—古元古代构造层；3～13—白垩纪（晚燕山期）地质记录：3—河湖相砂砾岩系，4—湖沼相泥页岩系，5—中酸性火山岩系，6—中酸性侵入岩，7—逆冲断裂，8—同沉积断裂与张性断层，9—背斜，10—向斜，11—不整合面，12—同位素年龄，13—古火山口或古火山机构

晚燕山期（白垩纪），燕山及邻区受到来自于太平洋西向俯冲所致的北西西向强大构造动力的挤压作用，发生了强烈的构造运动与多期岩浆活动，形成燕山运动 III、IV 幕，导致区域性褶皱变形、逆冲推覆构造活动与广泛的中酸性岩浆侵入、碱性岩浆侵入及早白垩世东岭台组、张家口组、义县组火山喷发，形成遍及全区的北北东向褶皱构造、逆冲推覆构造、断裂构造-岩浆带与大面积中酸性火山-沉积岩系（图 3-4）。白垩纪形成的典型逆冲推覆构造如承德逆冲推覆构造系统（Davis et al., 1998）、太行山北缘紫荆关-大河南-赤城逆冲断裂系与太青山逆冲推覆构造等。

约自晚白垩世开始，燕山及邻区区域构造环境开始发生重大变化，由区域性挤压为主逐步转变为区域性伸展为主，压性-压扭性断裂活动与褶皱变形逐步减弱，张性-张扭性断裂活动逐步增强；晚白垩世形成阜新裂陷盆地、云蒙山变质核杂岩（Davis et al., 1995）与医巫闾山变质核杂岩（马寅生等，1999；朱大岗等，2000）等典型伸展构造。喜马拉雅期（新生代），燕山及邻区处于区域性伸展构造环境，褶皱变形微弱，张性-张扭性断裂活动居主导地位，裂谷作用显著，在燕山西部形成延庆裂陷盆地，在燕山周缘形成华北、渤海湾、下辽河等裂陷盆地，在阴山山前形成呼和浩特-包头裂陷盆地；在这些盆地裂陷的同时，燕山、太行山、阴山等山脉逐步隆升，形成现今燕山及邻区盆-岭相间分布的构造-地貌格局（图 3-5）。

二、现今构造-地貌特点

燕山山脉处于华北平原（华北盆地）北侧，发育典型的大陆山岳地貌，主要由高山、中山与低山组成。燕山西部海拔较高，发育大量海拔高程 2000 ~ 3000 m 的高山，如云雾山（2047 m）、大海坨山（2200 m）、小五台山（2882 m）、百花山（1991 m）等中高山（图 3-6），燕山西南缘的五台山主峰北台顶海拔高度达 3058 m、荷叶坪海拔高度达 2784 m、关帝山海拔高度达 2831 m。燕山西北部张北地区海拔较高，被称为坝上高原，但地势相对较为平缓，地势起伏较小；燕山西南部与太行山相连，海拔高，地势起伏大，分布有大量高山与中高山；中部与东部以中低山为主，海拔高度超过 2000 m 的高山仅有燕山中段的雾灵山（2116 m），其他绝大部分山顶高度都小于 1000 ~ 1500 m；燕山东部、南部与平原呈渐变过渡关系，山体以低山为主（图 3-6）。在燕山西北部张北地区，发育玄武岩台地，即汉诺坝玄武岩，平均海拔高度达 1500 m。在燕山西南部，发育数个规模不等的裂陷盆地，如延庆盆地、怀来盆地、涿鹿盆地、蔚县盆地与大同盆地等，构成次级盆-岭构造-地貌单元。

在燕山山地，发育很多长度不同的河流与密集的季节性河谷。重要水系包括燕山西段的桑干河与永定河、燕山中部的滦河、燕山东段的老哈河与大凌河。燕山山地大部分河流都向东、向南流向华北盆地、渤海湾盆地与下辽河盆地，仅老哈河向东北方向流入松辽盆地，汇入辽河。尽管河流发源地、走向、路径不尽相同，但燕山山脉的所有河流最终都向东、向南流入渤海（图 3-6）。各主要河流均发育多级不同类型的河流阶地，部分河流阶地可进行区域性对比，为定量分析燕山及邻区晚新生代构造活动性提供了重要依据。

燕山及邻区现今山岳地貌明显受北东—北北东向、北西向与近东西向张性-张扭性断裂所控制（图 3-5），大部分中山与高山均为断块山。如浑源跑马梁山地两侧均为盆地，盆-岭之间以正断层为界（图3-7）；阳原大凹山-灰窑口山地，山顶面因受正断层切割而呈现

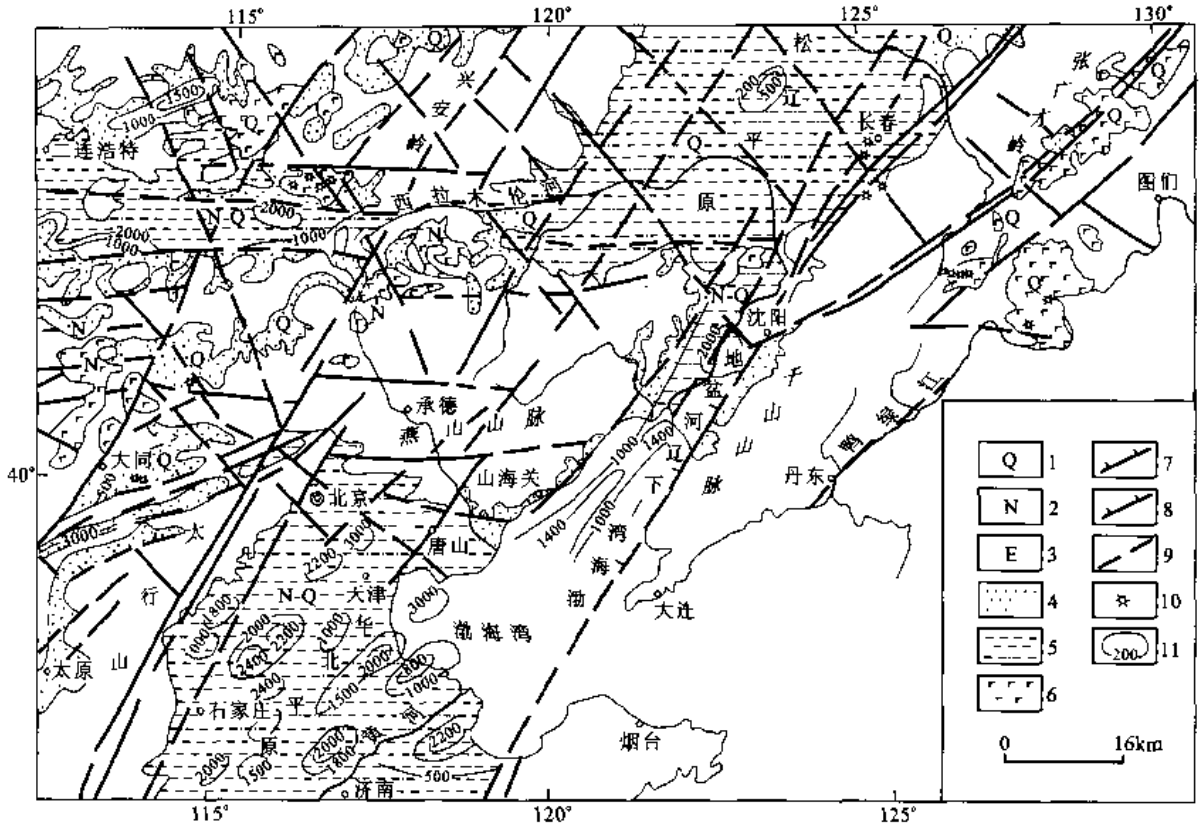


图 3-5 燕山及邻区喜马拉雅期构造-建造分布图

Fig.3-5 Tectonic map of Yanshan and its adjacent areas in the Cenozoic Era

1—第四系；2—新第三系；3—老第三系；4—黄土与泥砂岩；5—陆内裂谷沉积；6—玄武岩；7—同沉积断裂；8—断裂带；9—遥感与地球物理解译断裂；10—火山口；11—晚新生代沉积等厚线（单位：m）

梯次降低趋势（图 3-8）；怀来大古城—青白口一带，发育典型的断块山，山体两侧均发育活动正断层（图 3-9）；延庆盆地与其南北侧两侧山脉八达岭、海坨山之间，发育区域性张性-张扭性活动断裂，构成典型的盆-岭构造-地貌（图 3-10）。

尽管受到不同方向张性-张扭性断裂的切割与晚期构造变形的改造，燕山及邻区山顶仍然呈现出良好的面状展布特征。最高山顶面在燕山中西段分布于现今海拔 2000～2300 m 高度，由百花山、大海坨山、雾灵山、云雾山等山顶面构成；在燕山西南缘的五台山地区，最高山顶面分布于现今海拔高度 2800～3100 m，由五台山主峰北台顶、荷叶坪、关帝山、小五台山等山顶面构成（图 3-6）。另外，尚发育海拔 1600～1800 m、1300～1500 m、1100～1200 m 与 800～900 m 不同高度的 4 级区域性夷平面（图 3-7、3-8、3-9，表 1-6）。

三、地壳结构与深部构造

对燕山及邻区地壳结构与深部构造，前人应用多种地球物理方法如重力、航磁、地震深反射、接收函数、大地电磁测深等进行了系统探测工作，积累了丰富的深部探测资料，取得大量探测与研究成果，为分析燕山及邻区新生代构造-地貌演化的深部背景与动力机制提供了重要依据。

燕山山脉的重力布格异常等值线总体呈近东西向展布，与燕山造山带空间展布方向相

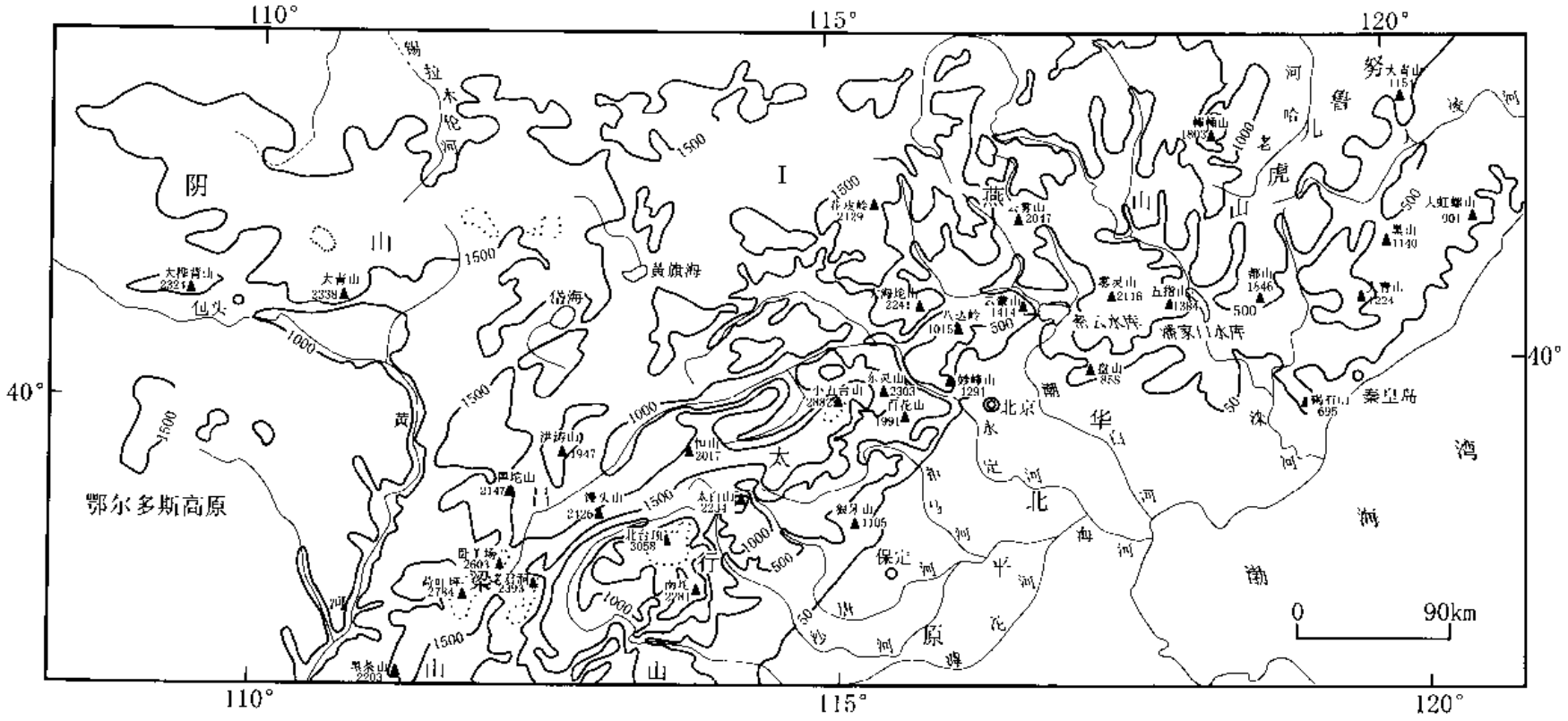


图 3-6　燕山及邻区地形地貌略图

Fig. 3-6　Map of topography and landforms of Yanshan and its adjacent areas

图中封闭曲线表示地表海拔高度等值线（单位：m），单个数值表示峰顶海拔高度（单位：m）

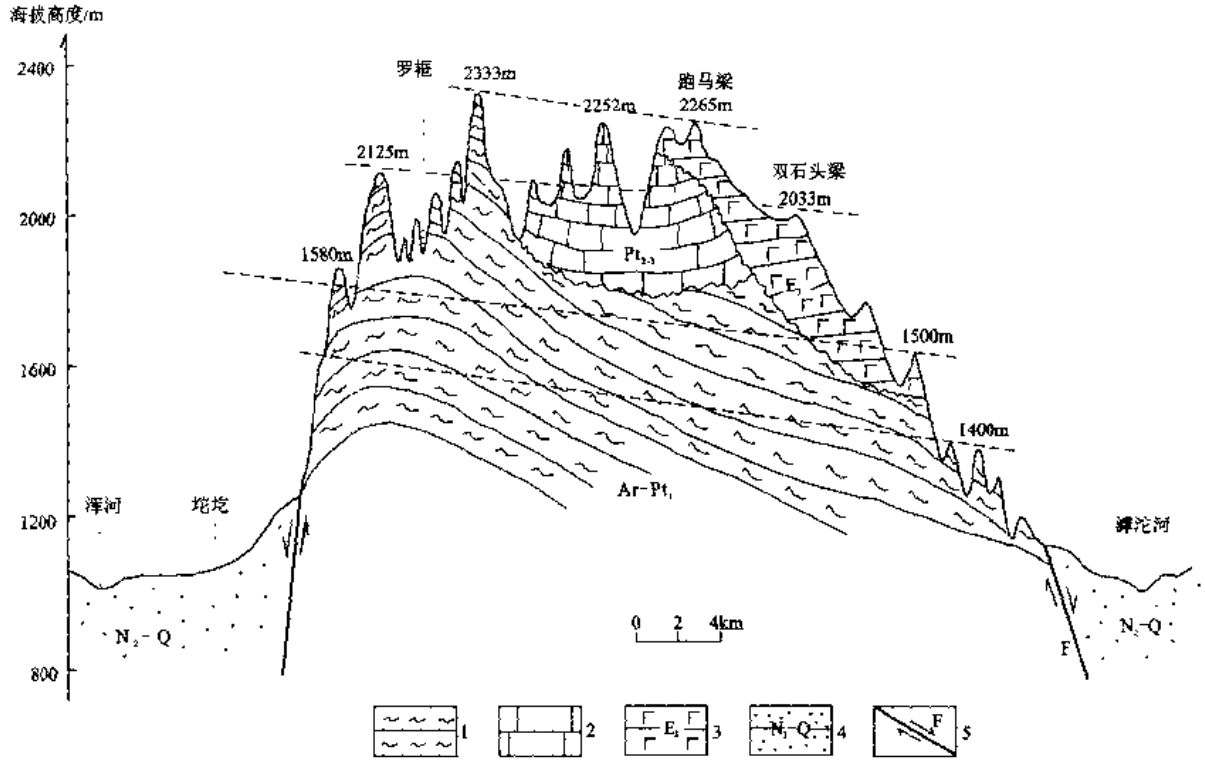


图 3-7　浑源跑马梁—滹沱河沿地质地貌剖面图

Fig.3-7　Cross-section of geology and landforms of Paoma range-Hutuo river in northeast of the Taihang Mountains

1—太古宙变质岩系；2—中新元古界—下古生界碳酸盐-碎屑岩系；3—老第三纪晚期渐新世玄武岩；4—上新统—第四系河湖相砂砾岩系；5—边界断层

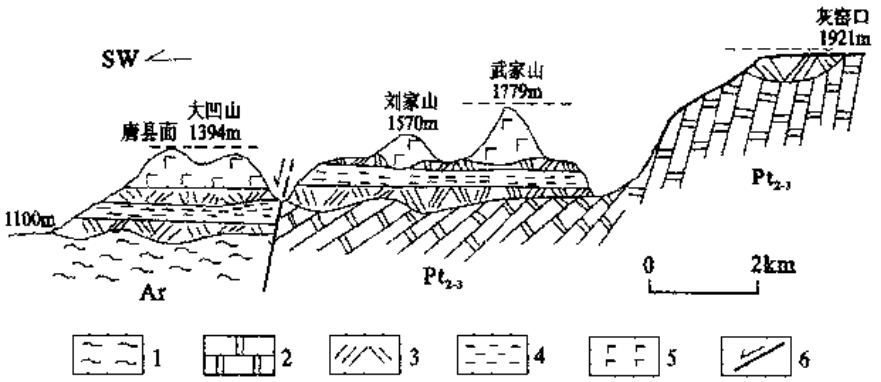


图 3-8　阳原大凹山—灰窑口地质-地貌剖面图

（据刘锡清，1982）

Fig.3-8　Cross-section of geology and landforms of Da' aoshan-Huiyaokou of northeast of Taihang Mountains

1—太古宙变质岩系；2—中新元古界碳酸盐岩系；3—风化壳；4—渐新统；5—渐新世晚期玄武岩；6—正断层

近；但在北东向与北西向断裂带，重力布格异常等值线走向受断裂影响而发生变化。在燕山周缘，区域主干断裂均伴有明显的重力梯度带，尤其是新生代裂谷盆地的盆缘断裂，常显示出显著的重力梯度（国家地震局深部探测成果编写组，1986）。如华北盆地西缘断裂

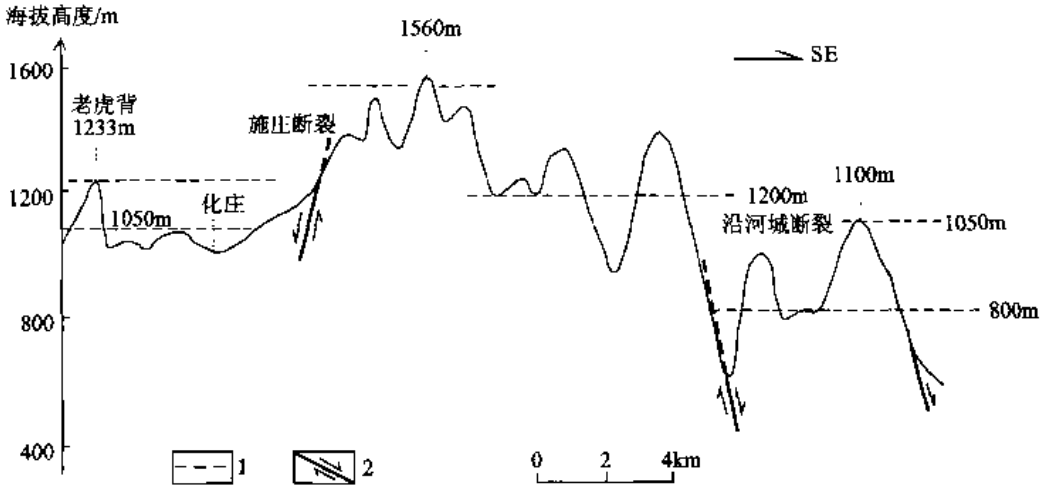


图 3-9 施庄—沿河城山岳地貌剖面图

Fig.3-9 Cross-section of landforms of Shizhuang-Yanhecheng of southwest Yanshan Mountains

1—峰顶面；2—活动断层

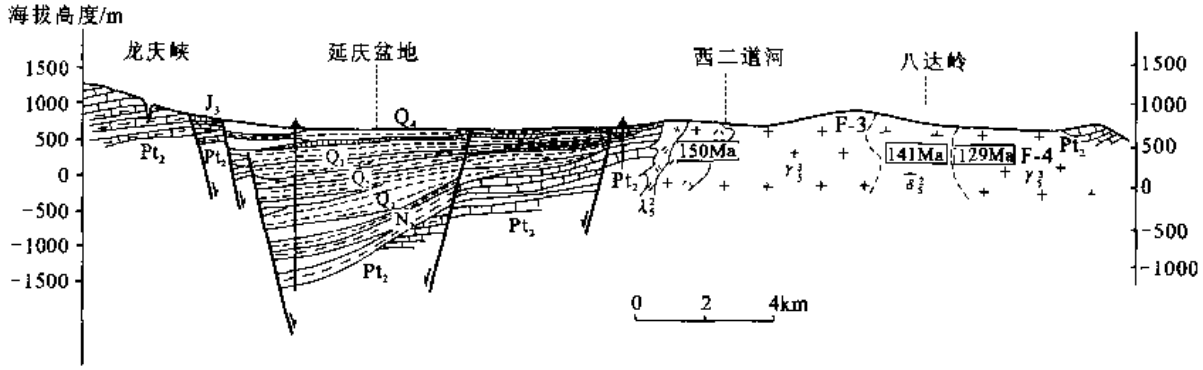


图 3-10 延庆盆地及邻区盆-岭构造-地貌剖面图

Fig.3-10 Cross-section of tectonic-landform of Yanqing basin of west Yanshan Mountains

带与太行山-紫荆关-大兴安岭重力梯度带呈良好对应关系，华北盆地北缘断裂与燕山南缘重力梯度带呈良好对应关系，张北-八达岭-沙河-渤海湾断裂带伴有张家口-延庆-武清重力梯度带（图 3-11），反映地壳密度分布与区域断裂构造具有显著的相关关系。

首都圈地区航磁 ΔT 等值线与地壳浅部构造呈良好的对应关系（图 3-12）。航磁异常反映的北东向断裂包括蓟县-三河断裂、房山-顺义断裂、延庆盆地盆缘断裂、怀来盆地盆缘断裂等；航磁异常反映的北西向断裂包括宣化-怀来-北京断裂、山河-顺义断裂等；航磁异常反映的东西向断裂包括三河-北京断裂、昌平-顺义断裂、密云断裂、崇礼-赤城断裂等。据航磁异常推断的断裂部分为活动断裂，部分为中生代形成的古断裂；部分断裂在地表有明显标志，部分为隐伏断裂，在地表缺乏明显标志。

地球物理综合探测资料良好地揭示了燕山及邻区地壳速度与电性结构。据张家口—塘沽综合地球物理探测结果，地壳厚度在燕山西段张家口地区为 40～42 km，在华北平原北部塘沽地区为 34～35 km，在武清凹陷为 32～33 km；地壳中发育 G、C、C_2 与 M4 个清晰的界面，G、C、C_2 与 M 界面在不同构造-地貌单元深度不同；在莫霍面（M）之下发育厚

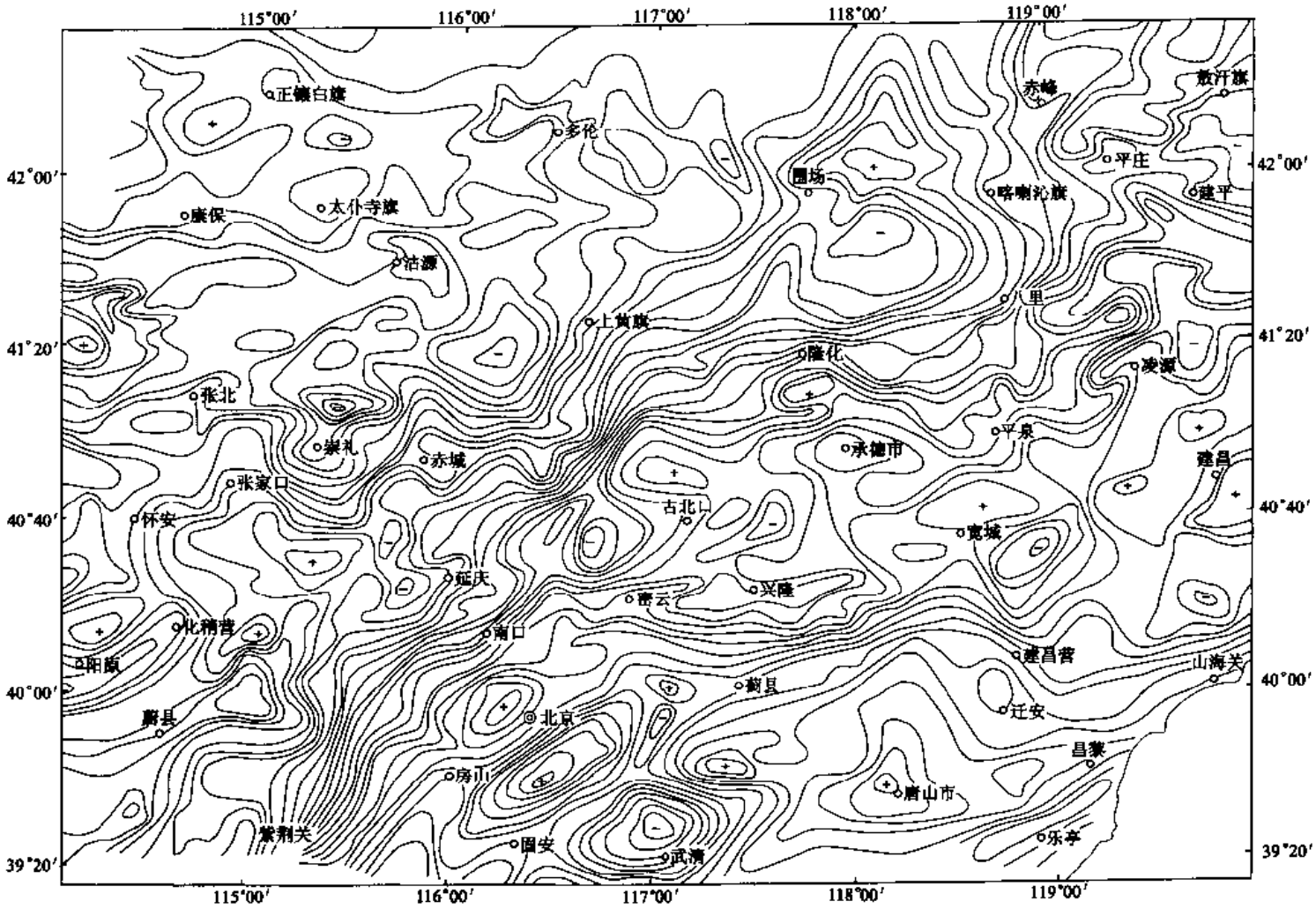


图 3-11　燕山造山带及邻区重力布格异常分布图

（据中国地壳上地幔地球物理探测成果，1986）

Fig.3-11　Map of Buger gravity anamoly of the Yanshan orogenic belt and its adjacent areas

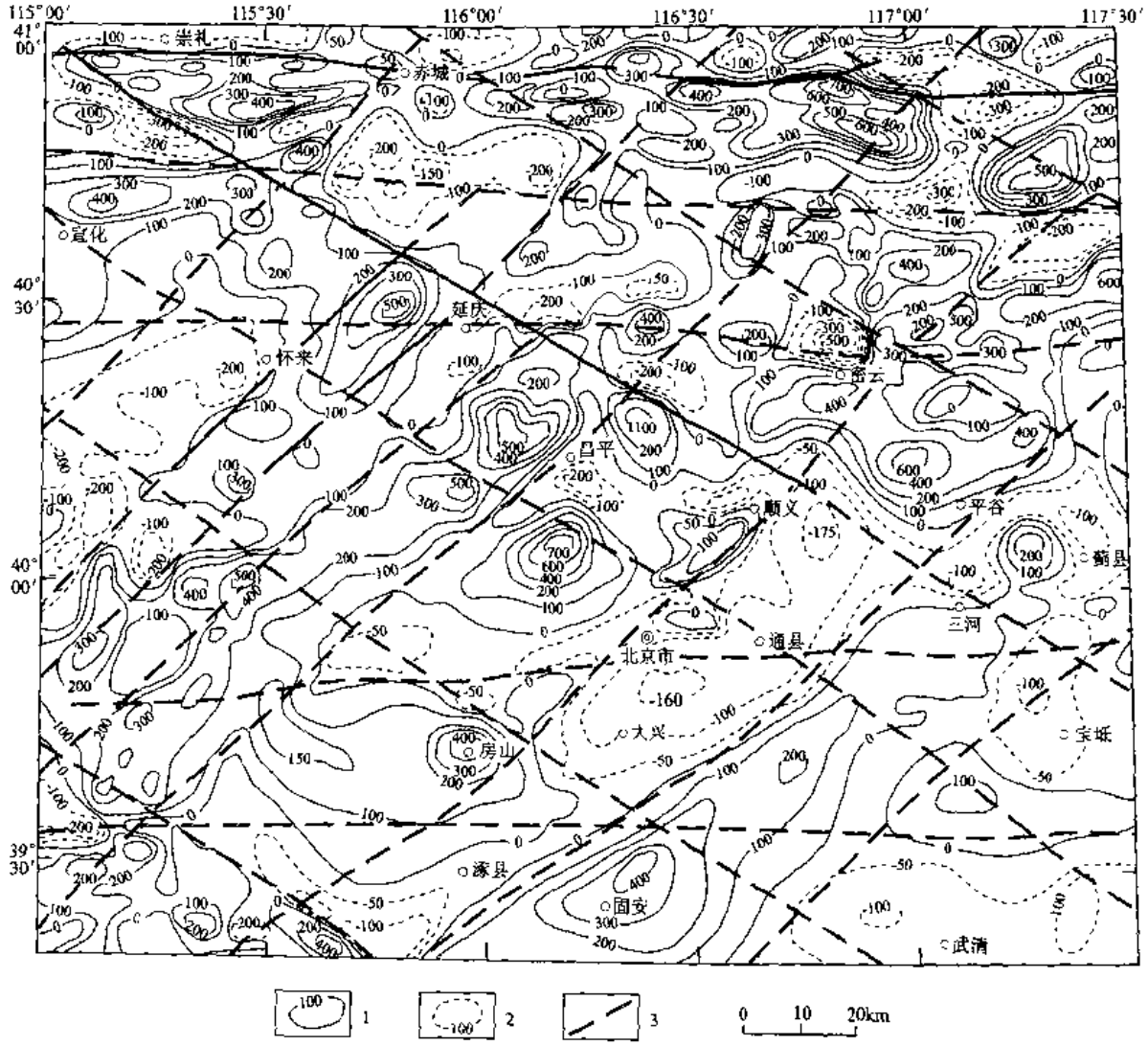


图 3-12 首都圈航磁 ΔT 等值线与断裂构造分布图

（航磁资料据高文学、马瑾，1993）

Fig.3-12 Map of the arial-magnetic ΔT isobath and faults of capital Beijing and its surrounding areas

1—航磁正异常等值线（单位：nT）；2—航磁负异常等值线（单位：nT）；3—推断断裂带

约 10 km 的壳幔过渡带（图 3-13）。据承德—保定综合地球物理探测结果，燕山中段承德地区地壳厚度为 37～38 km、兴隆地区地壳厚度为 35～36 km，华北平原西部固安地区地壳厚度为 32～33 km；地壳内部 G、C、C_2 与 M 界面在不同构造-地貌单元深度不同（图 3-14）。在燕山南部—华北盆地北部，中地壳 20～25 km 与下地壳 30～35 km 处，发育两层低速层，低速层厚度 5 km 左右（图 3-13、3-14）。上地壳张性-张扭性断裂绝大部分终止于 G 与 C 界面所围限的上地壳下部层位，大部分中小地震与绝大部分 6 级以上强震也都发生在上地壳下部 G-C 界面之间的脆性-韧脆性层位（图 3-15）。

在燕山及邻区，地壳厚度分布与新生代构造-地貌存在明显对应关系。燕山山脉地壳厚度较大，而裂陷盆地（平原区）地壳厚度较小（图 3-16）。燕山西北部坝上高原地壳厚度达 44～45 km，燕山西部宣化-怀来地区地壳厚度约为 40～41 km，燕山中部兴隆、青龙、承德、滦平地区地壳厚度为 37～38 km，燕山南缘地壳厚度约为 34～36 km；而华北盆

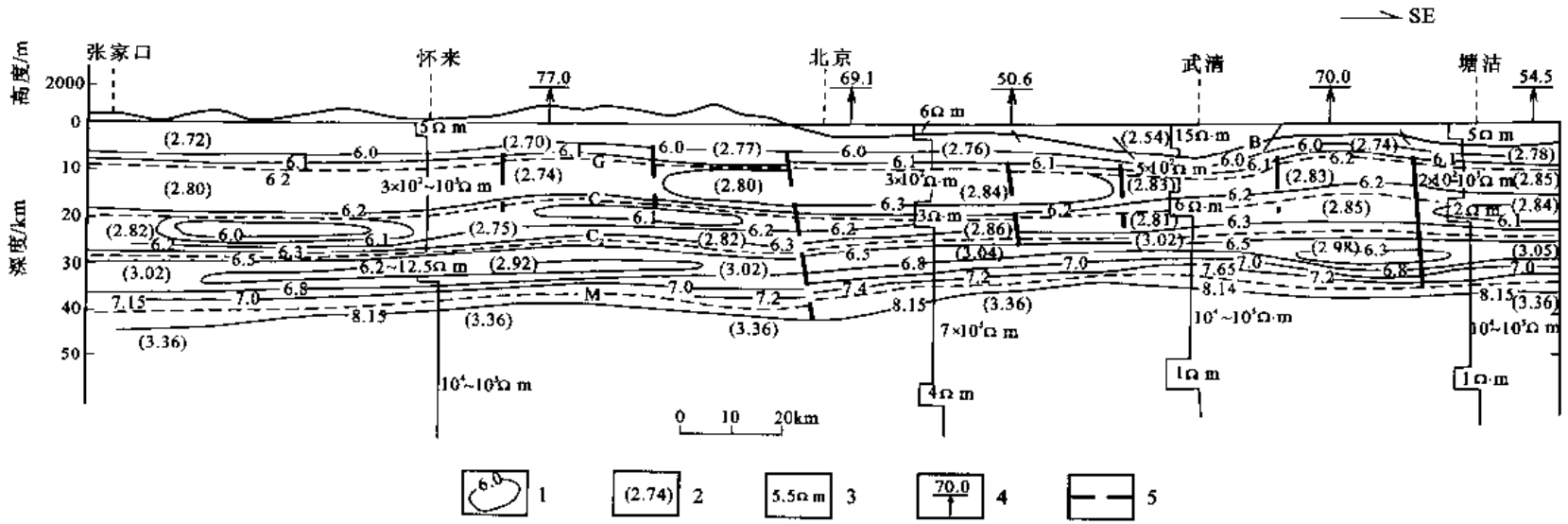


图 3-13 张家口—塘沽综合地球物理剖面图

（据高文学、马墉，1993）

Fig.3-13 Complex geophysical Zhangjiakou—Tanggu profile of the west Yanshan Mountains—north North China Basin

1—纵波速度（单位：km/s）；2—密度（单位：g/cm³）；3—视电阻率；4—地表热流密度（单位：mW/m²）；5—推断隐伏断裂

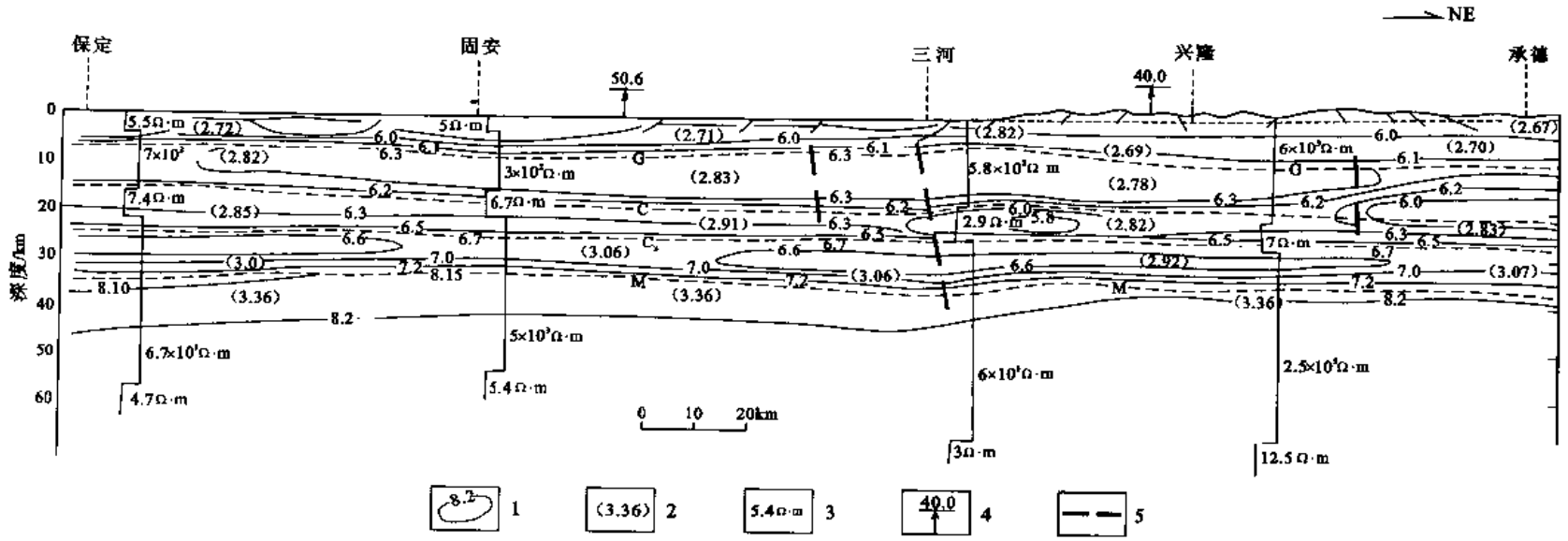


图 3-14　承德—保定综合地球物理剖面图

（据高文学、马瑾，1993）

Fig.3-14　Complex geophysical Chengde—Baoding profile of the middle Yanshan Mountains—Northwest North China Basin

1—纵波速度（单位：km/s）；2—密度（单位：g/cm³）；3—视电阻率；4—地表热流密度（单位：mW/m²）；5—推断隐伏断裂

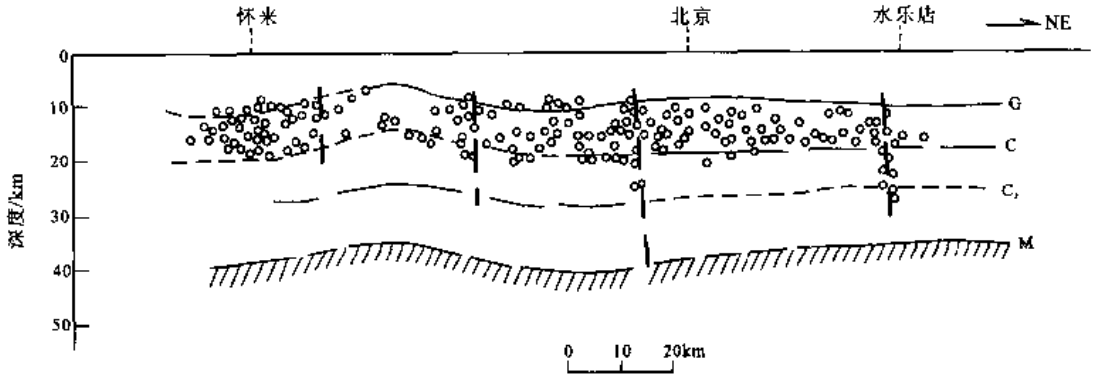


图 3-15 张北-八达岭-渤海湾断裂带多震层分布图

（据高文学、马瑾，1993）

Fig.3-15 Distribution of earthquake focus of the Zhangbei-Badaling-Bohai Bay seismic zone

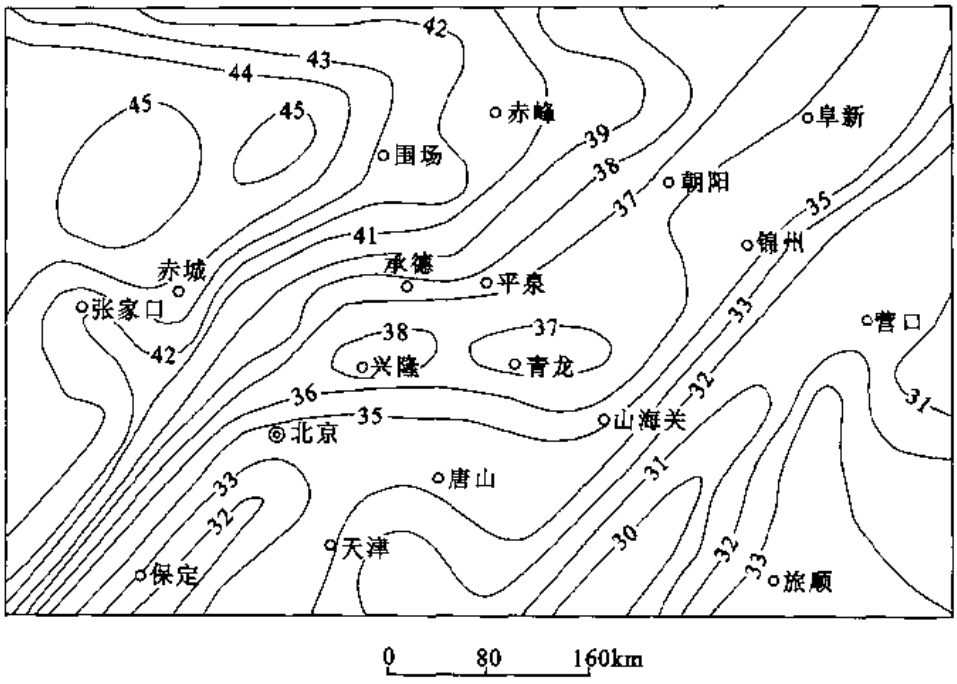


图 3-16 燕山及邻区活动构造与地壳厚度等值线分布图

（据中国地壳上地幔地球物理探测成果，1986 与马杏垣等，1989 资料编绘）

Fig.3-16 Map of crust thickness and active faults of Yanshan Mountains and its adjacent areas

等值线单位：km

地（华北平原）地壳厚度一般为 32～33 km（图 3-13、3-14、3-16）。在华北盆地内部，发育多个较大规模的上地幔隆起区，如霸县、安次、保定-徐水、河间、塘沽等地区。主要活动断裂均伴有明显的莫霍面梯度带，如华北盆地西缘断裂、河间-霸县-三河断裂、宁河-唐山断裂、张北-八达岭-渤海湾断裂等（图 3-16）。

第二节　燕山山脉隆升过程的热年代学分析

选择燕山造山带不同地段的典型中生代侵入体，应用矿物对热年代学方法，通过分析典型岩体的构造-热演化历史，定量剖析燕山山脉隆升的动力学过程，为进一步研究燕山及邻区古环境变迁历史提供基础地质资料。

一、样品与年代学测定

为了应用热年代学方法定量分析燕山山脉隆升的动力学过程，兹选择燕山造山带不同部位的典型中生代侵入体作为测试分析对象，包括燕山中段的盘山粗粒二长花岗岩（取样点 S-1）和雾灵山碱性杂岩（斑状次火山岩）（取样点 S-5）、燕山西段的云蒙山花岗岩（取样点 S-3）与四合堂花岗片麻岩（取样点 S-4）及燕山西南缘的八达岭花岗岩（取样点 S-2）（图 3-17）。在盘山岩体取样点（S-1），于 840 m、560 m、275 m 和 70 m 不同高程，分别取 S-1-1、S-1-2、S-1-3 与 S-1-4 四个样品。其中样品 S-1-1 与 S-1-2 为似斑状巨晶二长岩，S-1-3 与 S-1-4 为粗粒二长花岗岩。在八达岭岩体取样点 S-2 不同部位 F-3 与 F-4（图 3-10），取粗粒似斑状花岗岩样品 S-2-1 与 S-2-2。样品 S-3 取自于云蒙山花岗岩东部，为中粗粒花岗质糜棱岩。样品 S-4 取自于云蒙山岩体北侧四合堂，为中细粒花岗片麻岩。在雾灵山碱性杂岩南部，取正长斑岩样品 S-5。每个样品均取自于新鲜露头或采石场，都未经历明显的蚀变和风化作用，各样品重量约 5～10 kg。在辽西山地东缘医巫闾山花岗岩，于 800 m 高程取样品 MY-1，于 400 m 高程取样品 MY-3（马寅生等，2000）。

将样品粉碎至 35～300 目（0.05～0.5 mm），然后用清水洗涤、烘干，再用磁选、浮选等方法初选，之后在双目镜下人工挑选，选出粒径 0.5～0.2 mm 的角闪石或黑云母，斜长石或正长石单矿物，选出粒径 0.09～0.15 mm 的锆石与磷灰石单矿物。对锆石与磷灰石单矿物，作裂变径迹法测年；对其他矿物，作 K-Ar 法测年。将各样品单矿物的测年结果详列于表 3-1、3-2、3-3。

表 3-1　燕山造山带侵入岩 K-Ar 法年龄测定结果

Table 3-1　K-Ar isotopic dating results of plutons of the Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	测试对象	$w(K)$/%	$b(^{40}Ar_{rad})$/mol·g^{-1}	$w(^{40}Ar_{rad})/w(^{40}Ar)$/%	表面年龄/Ma
S-1-1	盘山二长花岗岩	角闪石	0.51	2.1343×10^{-10}	94.8384	226.48±5.72
S-1-1	盘山二长花岗岩	黑云母	6.66	2.5069×10^{-9}	97.5044	204.95±3.01
S-3	云蒙山花岗岩	黑云母	7.07	5343×10^{-9}	96.6077	120.99±1.83
S-3	云蒙山花岗岩	钾长石	3.59	6.6622×10^{-10}	90.0773	103.95±1.59
S-4	四合堂花岗片麻岩	黑云母	6.91	1.8023×10^{-9}	97.4815	144.46±2.17
S-5	雾灵山碱性岩	正长石	3.18	7.2697×10^{-10}	95.0327	127.23±2.54

注：K-Ar 法测年由中国地质科学院同位素实验室协助完成。计算时采用的常数：$\lambda_e=0.581\times10^{-10}a^{-1}$，$\lambda_\beta=4.962\times10^{-10}a^{-1}$，$n(^{40}K)/n(K)=1.167\times10^{-10}mol/mol$。

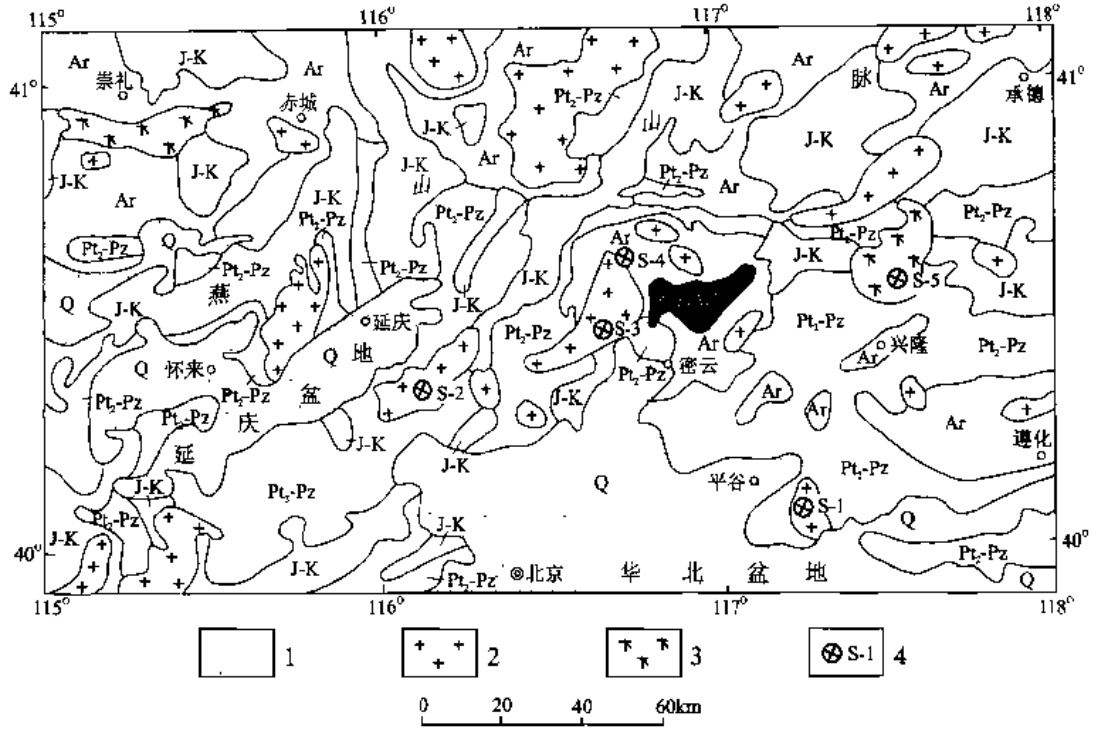


图 3-17 燕山山脉区域地质背景与热年代学取样位置略图

Fig.3-17 Geologic setting and sampling locations of the Yanshan Mountains

Q—第四纪砂砾层；J—K—侏罗纪—白垩纪陆内火山-沉积岩层；Pt_2—Pz—中新元古代—古生代碳酸盐岩-碎屑岩层；Ar—太古宙中深变质岩系。1—第四系河湖相沉积；2—中生代中酸性侵入岩；3—中生代碱性杂岩；4—热年代学取样位置及编号

表 3-2 燕山造山带磷灰石裂变径迹法测年结果

Table 3-2 Fission-track dating results of apatite of the Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	中子通量 10^{16}个·cm^{-2}	自发径迹密度 ρ_s 10^7 cm^{-2}	诱发径迹密度 ρ_i 10^7 cm^{-2}	ρ_s/ρ_i	裂变径迹年龄 Ma
S-1-1	盘山二长花岗岩	0.740	0.0273	0.1870	0.1440	63.4 ± 4
S-1-2	盘山二长花岗岩	0.740	0.0384	0.3300	0.1160	50.5 ± 3
S-1-3	盘山二长花岗岩	0.740	0.0398	0.3780	0.1053	49.0 ± 3
S-1-4	盘山二长花岗岩	0.740	0.0332	0.2957	0.1115	48.5 ± 2
S-2-1	八达岭花岗岩	0.964	0.0022	0.1893	0.0116	6.6 ± 0.8
S-2-2	八达岭花岗岩	0.964	0.0040	0.3960	0.0100	5.6 ± 1.5
S-3	云蒙山花岗岩	0.740	0.0076	0.0951	0.0799	34.8 ± 2
S-4	四合堂花岗片麻岩	0.740	0.0016	0.0517	0.0300	13.0 ± 2
S-5	雾灵山碱性岩	0.740	0.0036	0.0247	0.1470	63.7 ± 8
MY-1	医巫闾山花岗岩	3.451	0.0078	0.1226	0.069	14.03 ± 1.8
MY-3	医巫闾山花岗岩	3.451	0.0039	0.0614	0.063	12.82 ± 5.3

注：裂变径迹法测年由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室协助完成，中子通量由美国国家标准局 612# 铀玻璃监测而得；MY-1、MY-3 据马寅生等，2000。

表 3-3 燕山造山带锆石裂变径迹测年结果

Table 3-3 Fission-track dating results of zircon of the Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	中子通量 10^{16}个·cm^{-2}	统计颗粒数	裂变径迹平均年龄/Ma	备 注
S-1-1	盘山二长花岗岩	0.06427	10	118 ± 7	
S-1-2	盘山二长花岗岩	0.06427	10	114 ± 7	
S-1-3	盘山二长花岗岩	0.06427	9	108 ± 7	
S-1-4	盘山二长花岗岩	0.06427	9	96 ± 6	
S-2-1	八达岭花岗岩	0.06427	11	78 ± 5	
S-2-2	八达岭花岗岩	0.06427	10	92.5 ± 5	
S-3	云蒙山花岗岩	0.06427	10	106 ± 6	
S-4	四合堂花岗片麻岩	0.06427	8	84 ± 4	
S-5	雾灵山碱性岩	0.06427	8	86 ± 6	
MY-1	医巫闾山花岗岩	3.451	10	81 ± 7	据马寅生等，2000
MY-3	医巫闾山花岗岩	3.451	8	49 ± 4	据马寅生等，2000

注：裂变径迹法测年由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室协助完成，中子通量由美国国家标准局 612# 铀玻璃监测而得。

二、典型岩体的热历史与隆升过程

通过测定矿物的封闭年龄、封闭温度与地热梯度，根据热年代学方法，能良好地定量分析燕山造山带中生代侵入体的热历史与隆升过程。已有充分的实验资料表明，不同矿物的不同记年系统具有不同的封闭温度（表 2-12）。所取矿物封闭温度如下：角闪石 K-Ar 法年龄封闭温度为（520 ± 20）℃（Steiger，1996），黑云母 K-Ar 法年龄封闭温度为（300 ± 50）℃（Turner et al.，1976；Hurford et al.，1991），斜长石与高温正长石（火山-次火山岩内正长石）的 K-Ar 法年龄封闭温度为（250 ± 20）℃（Dodson，1973），钾长石的 K-Ar 法年龄封闭温度为（160 ± 30）℃（Dodson，1973），锆石裂变径迹法记年系统的封闭温度为（225 ± 25）℃（Hurford et al.，1991；Naezer et al.，1980），磷灰石裂变径迹法记年系统的封闭温度为（100 ± 25）℃（Hurford et al.，1991；Naezer et al.，1980）（表 2-12）。为定量分析典型岩体构造-热演化过程，现假设燕山地区的古地温梯度与其南侧华北裂谷盆地的现今平均地温梯度相近，为 30℃/km。

根据典型岩体测年资料（表 3-1、3-2、3-3）、封闭温度的实验资料与古地温梯度假设，结合区内已有的其他高精度同位素年龄数据（Davis et al.，1996；Davis et al.，1998；北京市地质矿产局，1991），应用裂变径迹年龄-高程法与矿物对热年代学方法，可定量分析燕山造山带典型岩体自侵位以来的热历史与冷却过程（图 3-18 ~ 3-24），进而揭示燕山山脉的隆升过程。

图 3-18 示盘山岩体的热历史与隆升过程。盘山岩体自侵位以来，在 226.48 ~ 204.95 Ma 期间，经历了快速冷却过程，降温速率为 10.22℃/Ma，对应着岩体与周围环境的热动

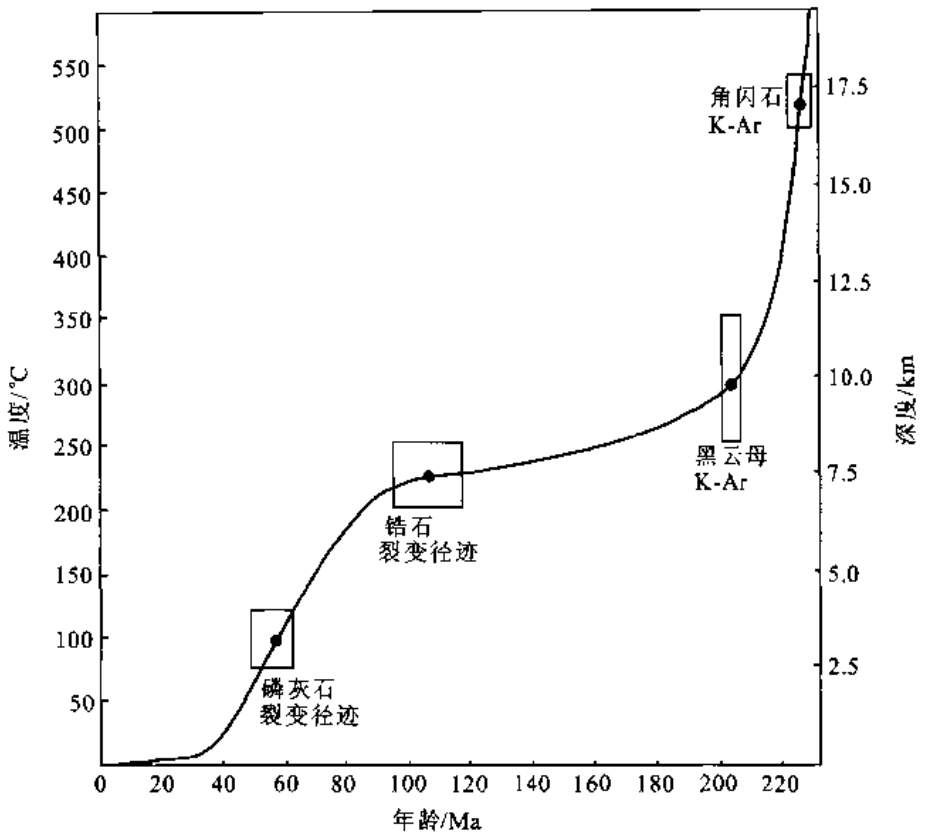


图 3-18　燕山中段盘山岩体热年代学演化曲线图

Fig.3-18　Thermal-chronological diagram of Panshan granite of the middle Yanshan Mountains

力平衡过程。在 204.95 ~ 118 Ma 期间，岩体以 0.86℃/Ma 的速度缓慢降温，对应着岩体的缓慢隆升过程，平均隆升速率为 0.028 mm/a，隆升幅度约 2.5 km。在 118 ~ 63.4 Ma 期间，岩体以 2.29℃/Ma 的速度降温，对应着 0.076 mm/a 的较快速隆升过程；据岩体冷却曲线的演化趋势，这一过程约持续至 35 Ma。此后，盘山岩体未发生快速隆升事件，隆升速率非常小，仅为 0.011 mm/a，直至现今。据锆石的裂变径迹年龄-高程相关关系，求得在 118 ~ 96 Ma期间，盘山岩体以 0.035 mm/a 的速率抬升。据磷灰石的裂变径迹年龄-高程相关关系，求得在 63.4 ~ 48.5 Ma 期间，盘山岩体以 0.052 mm/a 的速率抬升（图 3-19）。综合图 3-18、3-19 资料，认为盘山岩体的快速隆升主要发生在约 96 ~ 35 Ma 时期，隆升速度约 0.115 mm/a，对应的冷却速度为 3.45℃/Ma，隆升幅度约 7.0 km。

图 3-20 示八达岭花岗岩的热历史。八达岭花岗岩自侵位后快速冷却，至 129 Ma 冷却至约 300℃。在 129 ~ 79 Ma 期间，八达岭花岗岩发生较快速降温过程，隆升速率 0.10 ~ 0.13 mm/a（图 3-20 之②、③）。在 79 ~ 6 Ma 期间，岩体长期处于缓慢冷却过程，降温速率平均为 1.370 ~ 1.626℃/Ma，对应着 0.046 ~ 0.054mm/a 的缓慢隆升过程。在 129 ~ 6 Ma 期间，岩体隆升的总幅度为 6.7 km（图 3-20①）。约自 6 Ma 以来，八达岭花岗岩快速隆升，降温速度为 16.67℃/Ma，对应的隆升速率平均为 0.556 mm/a，隆升幅度达到 3.3 km（图 3-20①）。可见，八达岭花岗岩的快速隆升主要发生在 6 Ma 以来。

图 3-21 示云蒙山岩体的热历史，图 3-22 示云蒙山岩体北侧四合堂花岗片麻岩的热历

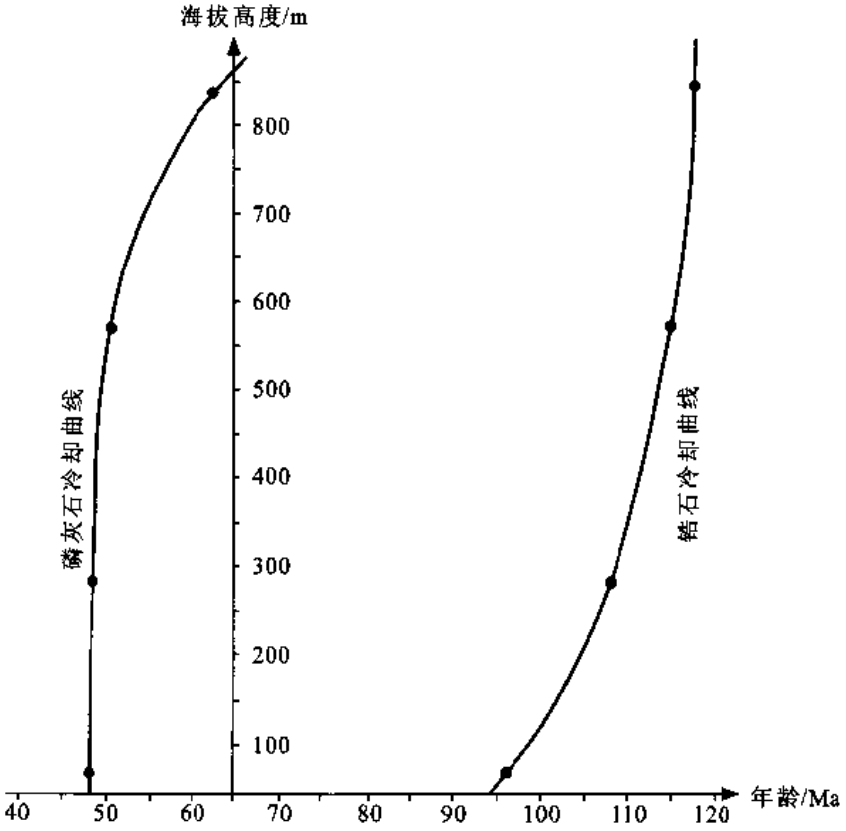


图 3-19　燕山中段盘山岩体裂变径迹-高程相关关系图

Fig.3-19　Diagram of fission-track age-altitude of Panshan granite of the middle Yanshan Mountains

史。云蒙山花岗岩自 143 Ma 侵位以来，经历了 142～120.99 Ma 的快速冷却过程，降温速度平均为 19.51℃/Ma，对应着岩体与环境之间的热动力学平衡过程。120.99～103.95 Ma 期间，为岩体的早期快速隆升过程；其中，120.99～106Ma 期间，降温速度平均为 5℃/Ma，对应的隆升速率平均为 0.167 mm/a；106～103.95 Ma 期间，降温速率平均为 31.8℃/Ma，对应的隆升速率平均为 1.06 mm/a；这一快速隆升事件持续到约 100 Ma。晚期快速隆升事件发生于约 20 Ma 以来，降温速度约为 4.45℃/Ma，对应于 0.15 mm/a 的隆升速率，隆升幅度约 3 km。103.95～34.8 Ma 为云蒙山岩体缓慢隆升时期，降温速度平均为 0.868℃/Ma，隆升速率平均为 0.029 mm/a（图 3-21）。早期快速隆升事件可能与云蒙山变质核杂岩低角度正断层的形成活动存在成因联系，而晚期（约 20～0Ma）则是云蒙山山脉隆升的主要时期。从图 3-22 可以看出，四合堂花岗片麻岩约在 144.46 Ma，K-Ar 法记年系统开始启动；144.46～84 Ma 期间，经历了较快速的冷却过程，降温速度平均为 2.89℃/Ma，对应于 0.096 mm/a 的隆升速率。84～13 Ma 为缓慢隆升时期，降温速度平均为 1.76℃/Ma，对应的隆升速率平均为 0.059 mm/a。在 13 Ma 以来，该地区开始快速隆升，降温速度平均为 7.69℃/Ma，平均隆升速率达到 0.256 mm/a。综合图 3-21 与图 3-22 热年代学资料，认为云蒙山的快速隆升事件主要发生于 20～13 Ma 以来。

图 3-23 示冀北雾灵山碱性杂岩体的热历史与隆升过程。从图中可以看出，雾灵山岩体在约 132～131.1 Ma 侵位之后，以 94.34℃/Ma 的降温速率快速冷却，直至 127.23 Ma。在 127.23～86 Ma 期间，岩体缓慢隆升，平均降温速度为 0.61℃/Ma，对应于 0.02 mm/a

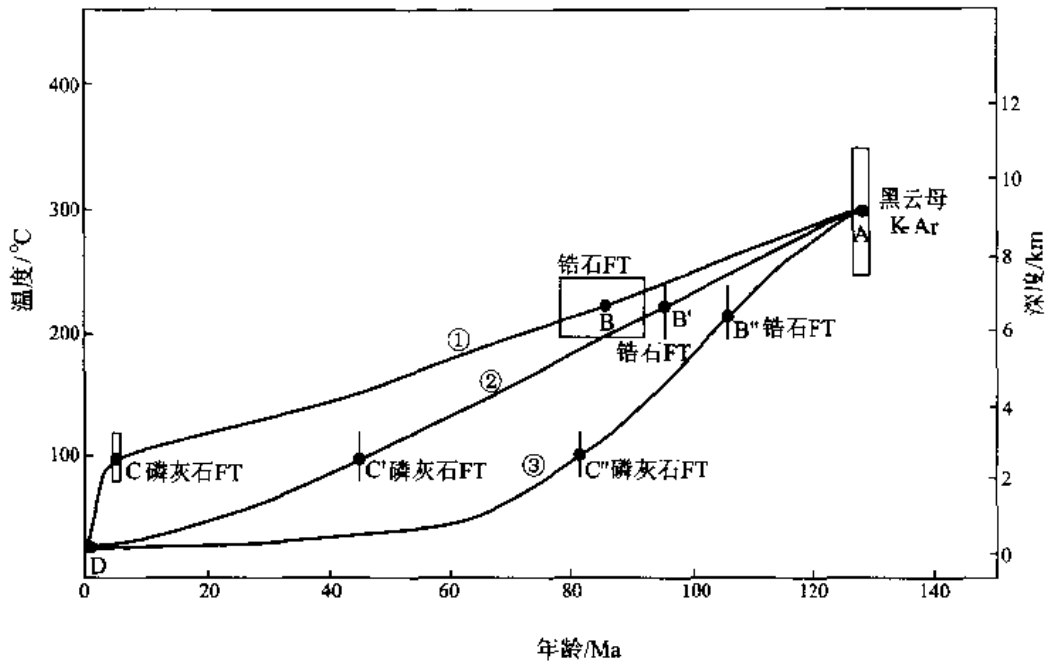


图 3-20　燕山南缘八达岭花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.3-20　Thermal-chronological diagram of the Badaling granite of the south Yanshan Mountains

黑云母的 K-Ar 法年龄 126～129 Ma 源于北京地矿局，1991

的隆升速率。86～63.7 Ma 期间为雾灵山岩体的快速隆升时期，降温速度平均为 5.61℃/Ma，对应的隆升速率平均为 0.186 mm/a。这一快速隆升事件约持续到 45 Ma。45 Ma 以来，雾灵山碱性岩以约 0.02 mm/a 的速率缓慢隆升，直至现今。可见，雾灵山快速隆升主要发生在 86～45 Ma 期间。

图 3-24 表示燕山东段辽西山地东缘医巫闾山花岗岩热年代学曲线。据锆石 U-Pb 法年龄，医巫闾山花岗岩侵位时代为 118Ma（辽宁区调队，1989）；118～81 Ma 期间，岩体侵位后发生快速冷却，平均冷却速率为 1.86℃/Ma。约在 81～14 Ma 期间，医巫闾山花岗岩处于缓慢冷却过程，降温速率为 1.86℃/Ma，对应于缓慢隆升过程，隆升速率为 0.01～0.06 mm/a。14～12 Ma 以来，岩体发生快速冷却，对应于快速隆升过程，平均冷却速率为 7.1℃/Ma，平均隆升速率为 0.3 mm/a，隆升总幅度达 3 km（图 3-24）。

三、燕山造山带的隆升过程

通过典型岩体系统的热年代学分析，对燕山造山带不同地段构造-热历史与燕山山脉隆升过程得出下列主要认识：

（1）燕山造山带中新生代时期经历了复杂的热历史与时空上都不均匀的隆升过程，岩体的热历史与构造-地貌演化的动力学过程存在密切联系。

（2）区域上，燕山山脉的快速隆升与岩体快速剥蚀事件主要发生在 3 个不同时期。早期（中生代末—新生代初期，约 96～35 Ma），燕山中段的盘山与雾灵山等岩体快速隆升，形成盘山与雾灵山等山脉（图 3-18、3-19、3-23）；中期（约 20～13 Ma 以来），燕山西段的云蒙山花岗岩、四合堂花岗片麻岩与燕山东段的医巫闾山花岗岩快速隆升，形成云蒙山

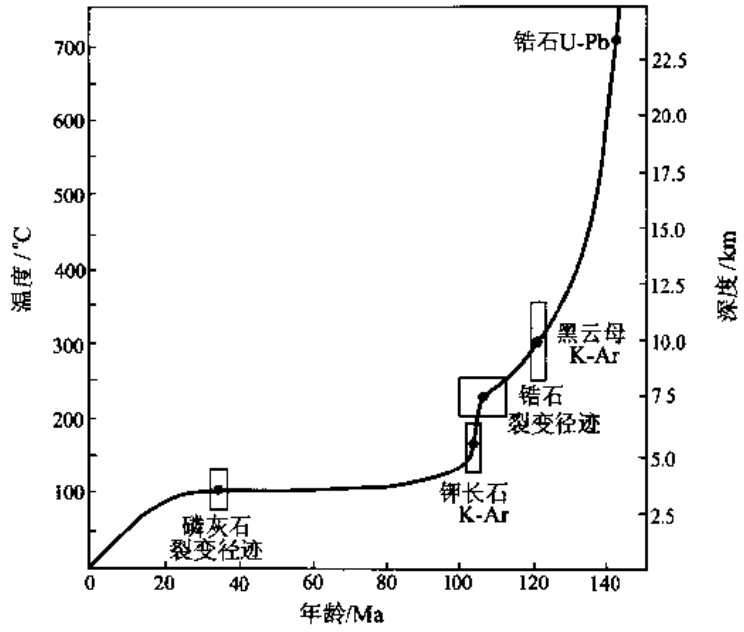


图 3-21　燕山西段云蒙山花岗岩热年代学演化曲线图

Fig.3-21　Thermal-chronological diagram of the Yunmengshan granite of the west Yanshan Mountains

锆石的 U-Pb 法年龄 142～143 Ma 源于 Davis 等，1996，1998

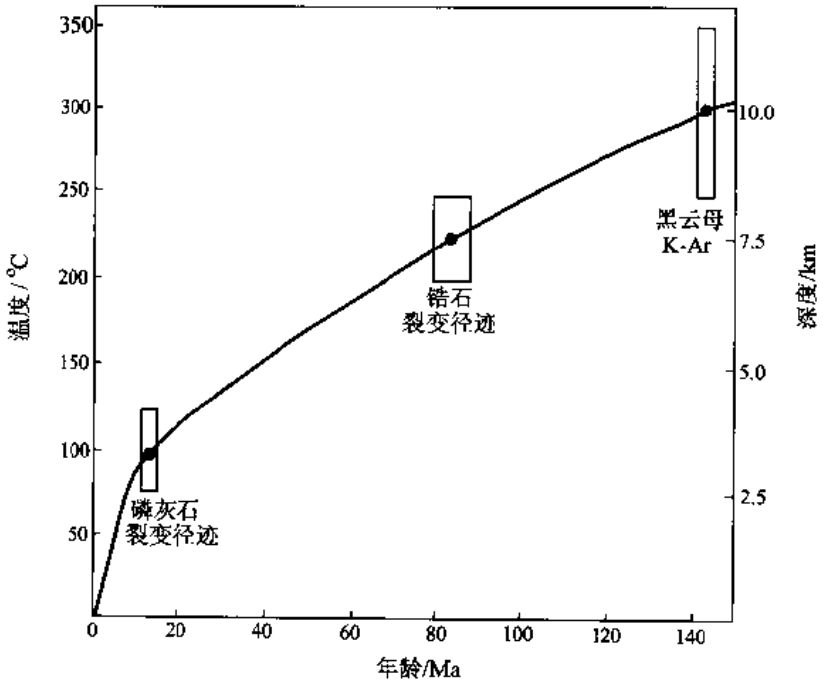


图 3-22　燕山西段四合堂花岗片麻岩热年代学演化曲线图

Fig.3-22　Thermal-chronological diagram of the Sihetang gneiss-granite of the west Yanshan Mountains

与医巫闾山等山脉（图 3-21、3-22、3-24）；晚期（约自 6 Ma 以来），燕山西南缘的八达岭岩体开始快速隆升，形成八达岭山脉（图 3-20）。

（3）燕山山脉的隆升速率由早至晚，呈现出逐步加大的趋势，岩体抬升速度（等于山

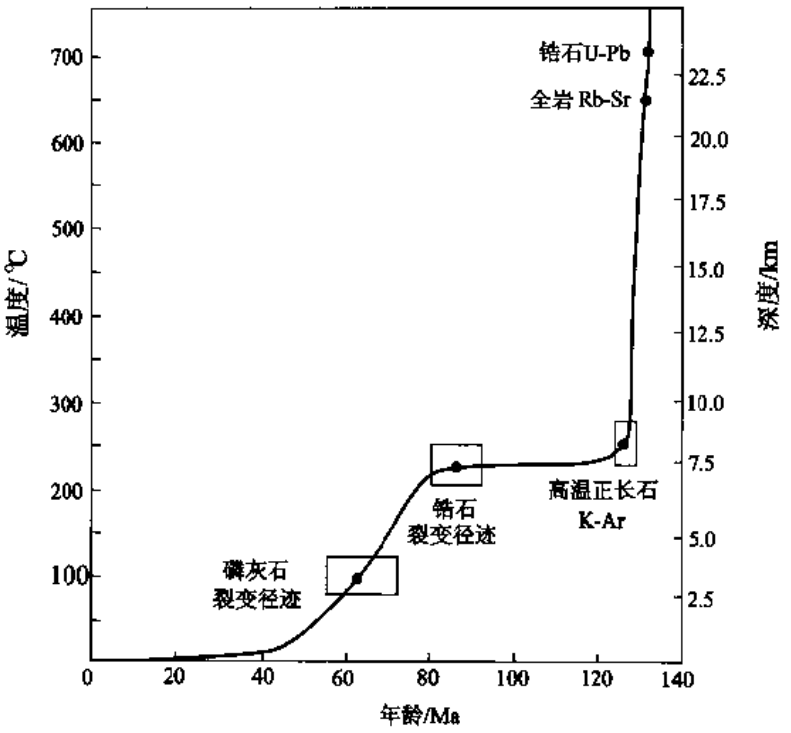


图 3-23　燕山中段雾灵山碱性岩热年代学曲线图

Fig.3-23　Thermal-chronological diagram of the Wulingshan syenite of the middle Yanshan Mountains

雾灵山碱性岩的全岩 Rb-Sr 等时线法年龄 131.1Ma 源于王季亮等，1994；

锆石 U-Pb 法年龄 132 Ma 源于 Davis 等，1998

脉隆升速率与岩体剥蚀速率之和）由早期的 0.115 ~ 0.186 mm/a，增至中期的约 0.150 ~ 0.30 mm/a，变为晚期的 0.556 mm/a。

据热年代学方法所得出的燕山山脉隆升过程与据钻孔资料所得出的燕山周缘盆地的裂陷过程呈良好的相关关系。燕山地区早期（96 ~ 35 Ma）岩体快速隆升事件，与华北地块自中生代挤压构造环境向新生代伸展构造环境的转换（朱夏，1990）、松辽盆地的快速裂陷（马力等，1990）、华北盆地的早期裂陷（胡见义等，1990）等事件在发生时间和成因机制等方面，均存在良好的对应关系；中期开始（约 20 ~ 13 Ma 以来）的岩体快速抬升和云蒙山、医巫闾山快速隆升事件，与燕山南侧的华北-渤海湾-下辽河盆地（胡建义等，1990）及燕山西南侧的汾渭裂谷系（山西地堑系）中新世以来的快速裂陷作用存在良好对应关系；晚期（6 Ma 以来）八达岭岩体与八达岭山脉的快速隆升事件，与其北侧延庆盆地的快速裂陷作用呈良好的反镜像对称关系（Wu Zhenhan and Cui Shengqin，1996）。

应该指出的是，不同学者对同一矿物的封闭温度曾给出不同的实验结果，对燕山造山带中新生代不同时期的古地温梯度尚缺乏可靠的观测资料，所以对时间-温度-深度关系的选取存在一定的人为性。由于矿物对热年代学方法的局限性，据热年代学曲线及演化趋势计算、分析隆升时期与抬升速率，存在一定的主观性。燕山山脉长达 500 km，出露百余个岩体，仅对 6 个岩体作热年代学测定，难以对燕山造山带的构造-热历史、区域隆升的非均匀性及相关控制因素进行深入的分析与总结。此外，除盘山岩体、八达岭岩体与医巫闾山花岗岩外，其他岩体都只有一组热年代学测试数据，使其代表性受到一定限制。因

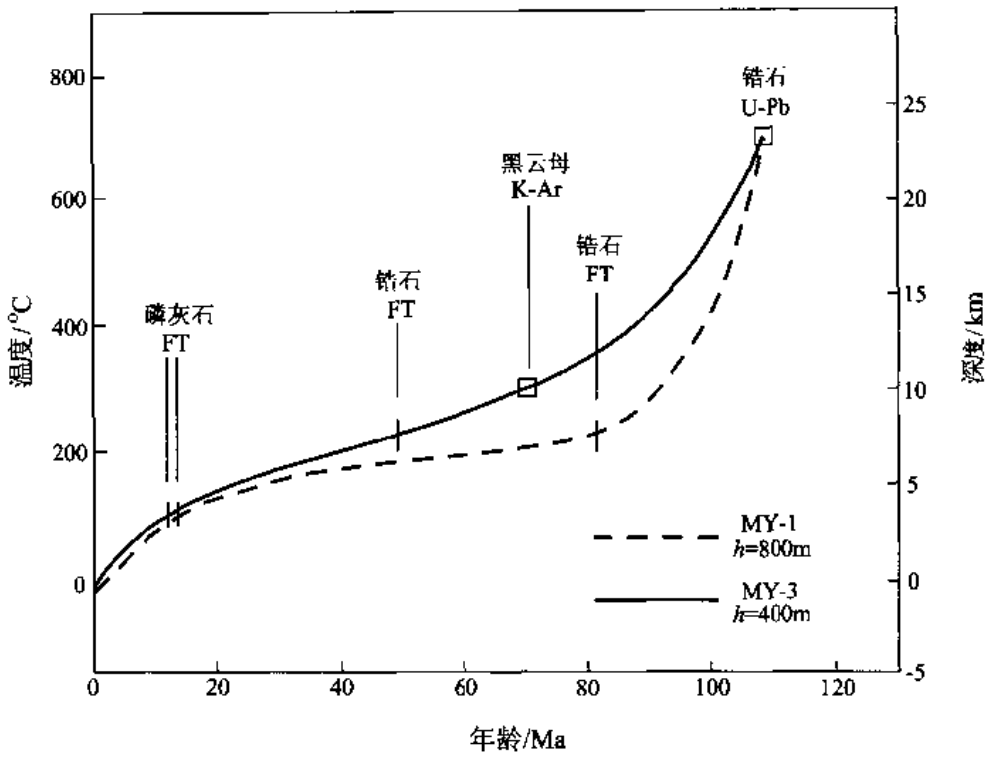


图 3-24　燕山东段医巫闾山花岗岩热年代学曲线图

（据马寅生等，2000）

Fig.3-24　Thermal-chronological diagram of the Yiwulishan granite of the east Yanshan Mountains

此，以上热年代学分析结果与基本结论有待于其他方面资料的检验。

第三节　燕山及周缘盆地的演化过程

燕山山脉的隆升与周缘盆地的裂陷是新生代地壳伸展运动的不同表现形式，是地块间不均匀升降运动的产物。山脉隆升与盆地裂陷、山地夷平面与盆地不整合面之间存在良好的时间对应关系与动力学成因联系。

一、燕山造山带周缘盆地

在燕山陆内造山带的北侧、东侧与南侧，发育规模较大的裂陷盆地，如松辽盆地、下辽河盆地、渤海湾盆地与华北盆地。这些盆地属于不同时代的陆内裂谷构造。下面将分别对各裂谷系主要裂陷盆地的地质特征与形成演化过程，进行概略分析。

1. 松辽盆地

松辽盆地是在晚侏罗世与早白垩世断陷基础上形成的大型陆内裂谷盆地（马力等，1990）。晚侏罗世，区内发育盆-岭相间分布的古构造-地貌格局，断陷盆地与隆起带之间以断裂为主要分界线；盆地面积为万余平方公里至数十万平方公里，发育数百至千余米厚度的陆相火山-沉积岩系；这一时期，松辽地区的古构造-地貌、火山活动与沉积建造和燕山等周缘地区相似。早白垩世早期，在经历区域性强烈褶皱变形与构造运动之后，松辽地区

发生大规模区域断陷，沉积了厚达 1500～2500 m 的登娄库组陆内河湖相沉积地层。早白垩世晚期，河湖相沉积面积进一步扩大，形成厚度约 1600 m 以泥岩、砂岩为主的泉头组地层。晚白垩世，裂谷作用加强，裂陷范围进一步扩大，在松辽全区发育大型陆内裂陷盆地，由早至晚形成青山口组（厚约 630 m）、姚家组（厚约 220 m）、嫩江组（厚达 1290 m）、四方台组（厚 413 m）与明水组（厚 576 m）。嫩江期沉积范围达到高峰，四方台期与明水期为坳陷萎缩阶段。第三纪与第四纪，松辽盆地部分地区处于隆升剥蚀状态，部分地区沉积了厚度达 100～500 m 的冲积-洪积相泥岩与砂砾岩。上白垩统四方台组与嫩江组呈不整合接触，四方台期以后的地层倾角一般为 1°～3°，通常不超过 10°（马力等，1990）（图 3-25）。

2. 华北-渤海湾-下辽河裂谷系

华北-渤海湾-下辽河裂谷系分布于燕山造山带南侧与东侧，由燕山南侧的华北盆地、燕山东南侧的渤海湾盆地与燕山东侧的下辽河盆地组成，总体上呈近北东向展布，分布面积约 20 万 km^2。

侏罗纪—早白垩世，华北-渤海湾-下辽河地区的古构造-地貌特征、岩浆活动特点与沉积建造和燕山造山带相类似，发育多期强烈的地壳运动，伴有多期区域性构造-热事件。晚白垩世-古新世，全区总体处于隆起剥蚀夷平阶段，形成区域性不整合；局部处于裂陷沉积环境。

自始新世开始，在古夷平面的基础上，发育区域性裂陷作用，逐步形成华北-渤海湾-下辽河大型陆内裂谷系（胡见义等，1990；葛泰生，1990）。始新世，沿北东向张性-张扭性断裂，发育规模不等的断陷盆地；早期在全区范围内发生强烈的碱性玄武岩喷发事件，局部形成厚达 1000 m 的陆相玄武岩层；晚期发育孔店组与沙河街组四段陆内河湖相沉积，厚度变化于数百米至千余米，局部如下辽河古断陷湖盆沉积厚度达 5000 m。渐新世，断陷盆地的范围进一步扩大，形成冀中坳陷、渤海湾盆地与下辽河东部、西部断陷湖盆；沉积了厚度达万余米的沙河街组三段、二段、一段与东营组河湖相—海相地层。渐新世末期，发生了较强烈的构造运动，形成区域性剥夷面、假整合与微角度不整合（图 3-26、3-27）。

新第三纪，华北盆地、渤海湾盆地与下辽河盆地整体坳陷，沉积范围进一步扩大至整个裂谷系，形成厚达 1000～3500 m 的新第三系馆陶组与明化镇组河湖相或海相地层（胡见义等，1990；葛泰生，1990）（图 3-26、3-27、3-28）。

第四纪，渤海湾盆地继续裂陷，沉积了一定厚度的海相泥砂岩层；华北与下辽河盆地的大部分地区沉积厚度较小，部分地区处于隆升剥蚀状态；也有部分地区发生强烈坳陷，形成数百米—近千米厚度的第四纪地层。

3. 燕山周缘裂谷盆地沉降幅度与沉积速率分析

新生代在区域性构造伸展环境下，由于受到北西—北西西向张应力长期作用，中国东部及邻区发育华北、渤海湾-下辽河、江汉、渭河与贝加尔等内陆裂陷盆地；在盆地裂陷的同时，周缘山脉快速隆升，形成盆-岭相间分布的构造-地貌格局。

盆地沉积厚度（H_S）可据地层厚度资料经过压实系数校正后求得。据 Baldwin 和 Butler(1985)对页岩与砂岩的压实实验资料，岩石固结率（μ）与地层所处深度（D）存在

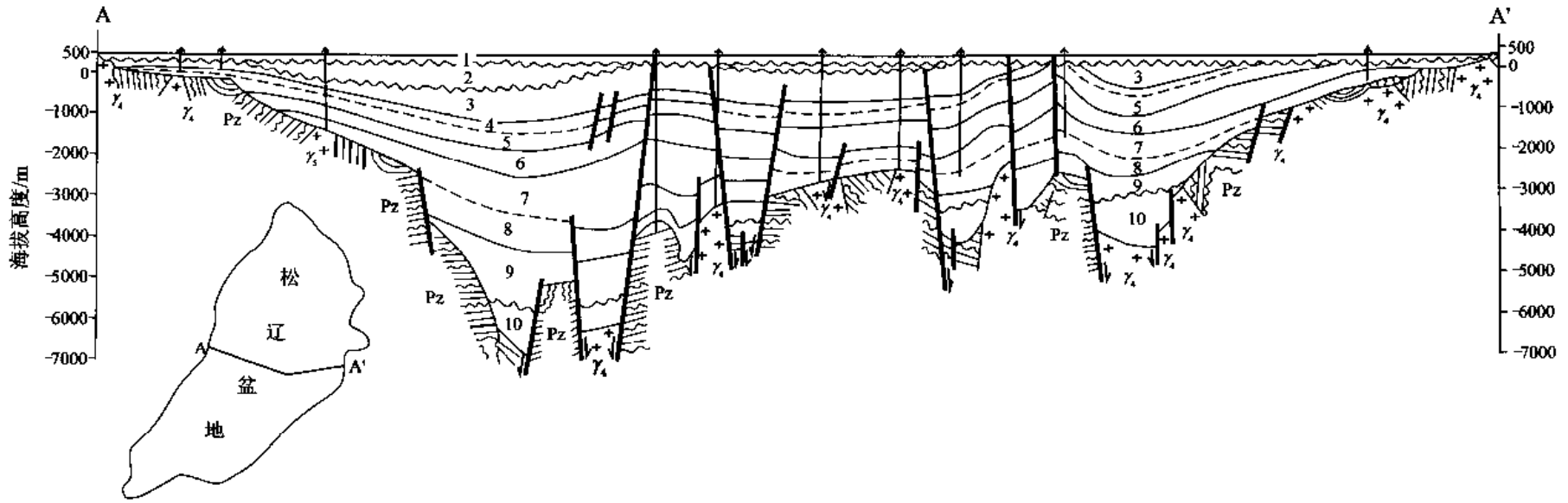


图 3-25　松辽盆地构造横剖面图

（据马力、杨继良、丁正言，1990）

Fig. 3-25　Tectonic cross section of Songliao Basin of Northeast China Block

1—第四系；2—白垩系明水组与四方台组；3—嫩江组；4—姚家组；5—青山口组；6—泉头组三、四段；7—泉头组一、二组；8—登娄库组三、四段；9—登娄库组一、二段；10—侏罗系

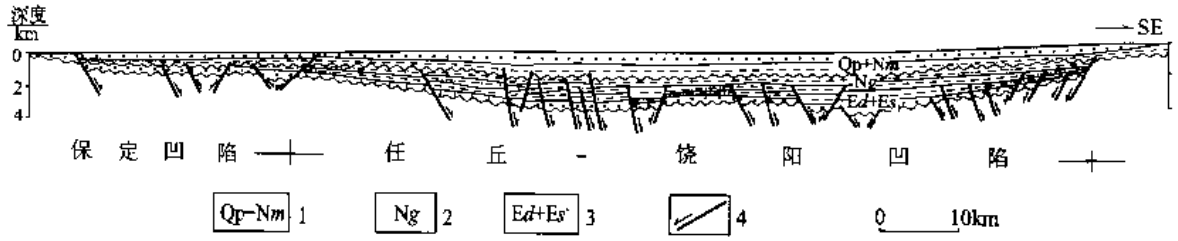


图 3-26 冀中坳陷地质剖面图

（据石油部物探局，1974 改编）

Fig.3-26 Geologic cross section of Jizhong Depression

1—第四系—新第三系上部；2—新第三系中下部；3—老第三系；4—断层

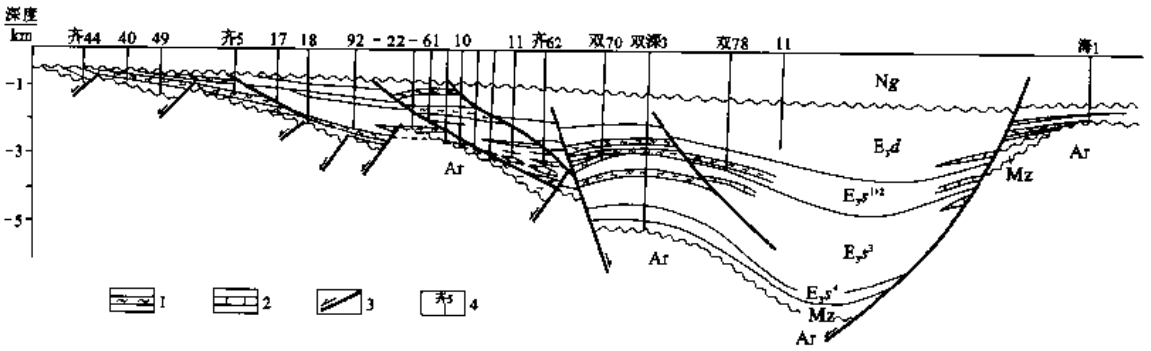


图 3-27 下辽河盆地齐家地区地质剖面图

（据葛泰生、陈义贤、熊崇钰，1990 改编）

Fig.3-27 Geologic cross section of Lower Liaohe Basin

1—生油层；2—膏岩层；3—断层；4—钻孔及编号

函数关系（图 3-29）。设岩石压实前体积为 V_0；当 D = 1000 m、2000 m、3000 m、4000 m、5000 m、6000 m、7000 m、8000 m、9000 m、10000 m 时，岩石压实后体积与固结率分别为 V_1、μ_1，V_2、μ_2，V_3、μ_3，V_4、μ_4，V_5、μ_5，V_6、μ_6，V_7、μ_7，V_8、μ_8，V_9、μ_9，V_{10}、μ_{10}；岩层压实前厚度为 H_{S_0}，在深度为 $i \times 1000$ m 时，经过压实后的岩层厚度为 H_{S_i}，岩层因压实而缩短，压缩率 $\lambda_i = H_{S_i}/H_{S_0}$；则

$$H_{S_i}/H_{S_0} = \mu_i \times \mu_{i-1} \times \mu_{i-2} \times \mu_{i-3} \times \cdots \times \mu_2 \times \mu_1 \tag{39}$$

据图 3-29 与（39）式，可以计算任意深度（D）沉积岩层压缩率（λ_i），进而得出 H_S/H_{S_0} 与深度（D）的相关关系图（图 3-30）。

校正后不同时期的沉积厚度定量反映了盆地沉降幅度。将原始沉积厚度（H_{S_0}）除以沉积时间，求出燕山周缘华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、渭河盆地与贝加尔盆地在新生代不同时期的沉积速率，用以定量反映裂陷过程，结果见表 3-4。

计算分析结果表明，燕山及邻区内陆盆地新生代裂陷开始时代与不同时期沉降幅度、沉积速率不同（表 3-4）。华北盆地裂陷开始于新生代初期（古新世）；渤海湾-下辽河盆地、渭河盆地、贝加尔盆地在古新世处于隆升剥蚀阶段，盆地裂陷开始于渐新世。华北盆地在古新世、渐新世、上新世沉积速率较大，分别为 0.56 mm/a、0.49 mm/a、0.62 mm/a。渤海湾-下辽河盆地在渐新世与第四纪沉积速率较大，分别为 1.16 mm/a、0.56 mm/a。渭

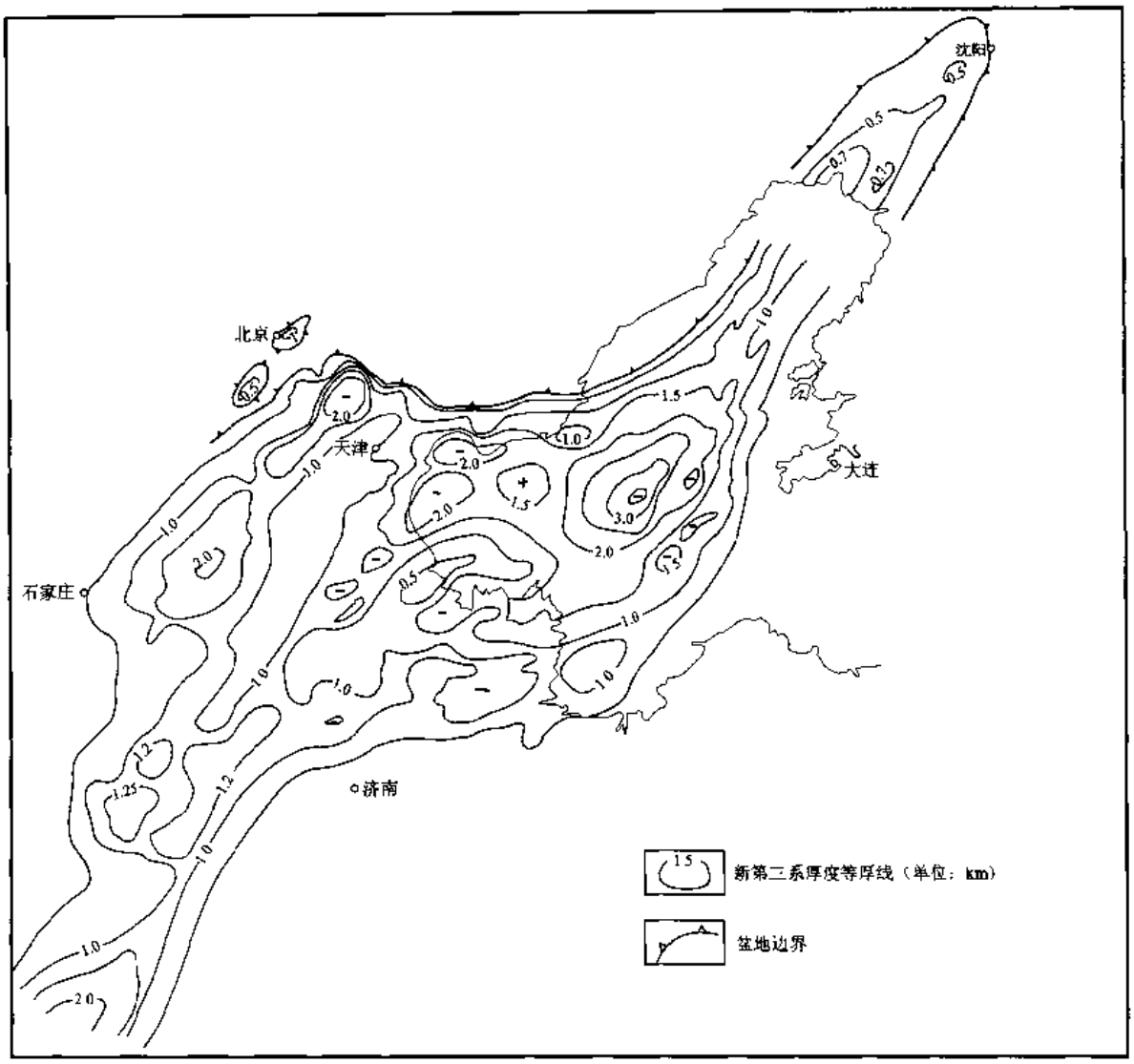


图 3-28　华北-渤海湾-下辽河裂谷系新第三系地层厚度等值线分布图

（据胡见义等，1990）

Fig.3-28 Thickness isobath of upper Tertiary strata of North China-Bohai Bay-Lower Liaohe Rift System

河盆地在上新世与第四纪沉积速率较大，分别为 1.23 mm/a、1.19 mm/a。贝加尔盆地在上新世与第四纪沉积速率分别达 0.93 mm/a 与 2.04 mm/a。说明上新世以来（5～0 Ma），燕山及邻区盆地裂陷速度普遍加快，构造活动性增强，与燕山山脉 5 Ma 以来快速隆升事件呈良好对应关系。

二、燕山造山带西南部的延庆-怀来盆地

延庆-怀来盆地位于燕山造山带西南部，是汾渭裂谷系北缘的中小型裂陷盆地，包括总体呈近北东—北东东向展布的怀来-涿鹿盆地和延庆盆地。怀来-涿鹿盆地与延庆盆地之间隔以近北东向展布的狼山-大海坨山隆起带。

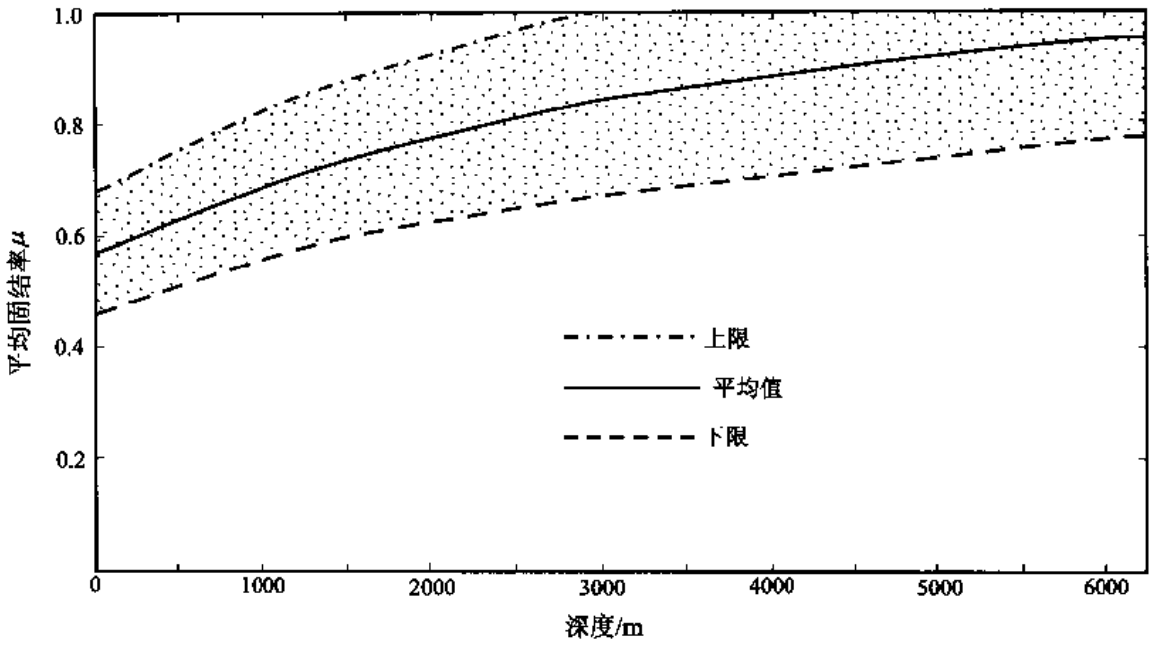


图 3-29　沉积岩平均固结率与深度关系图

（据 Baldwin and Bulter，1985）

Fig.3-29　Diagram of consolidated coefficiency & depth of sedimentary rock

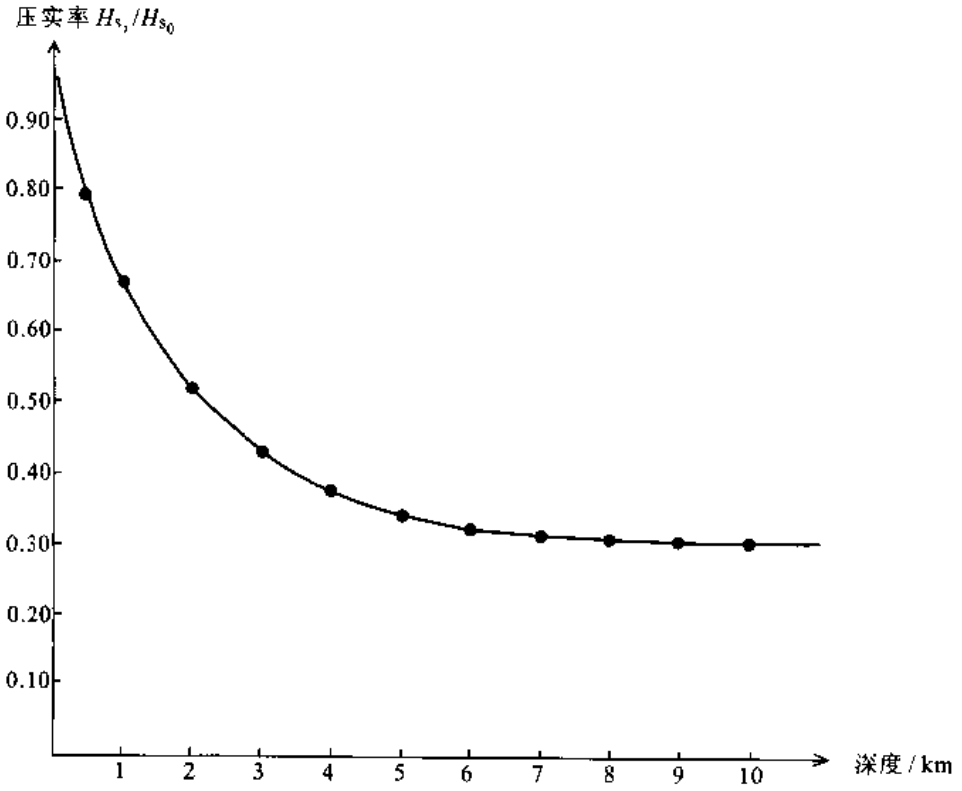


图 3-30　沉积岩层压缩率（H_{s_1}/H_{s_0}）与深度关系图

Fig.3-30　Diagram of compression ratio & depth of sedimentary rock

表 3-4　燕山周缘及邻区典型盆地古地壳厚度估算结果一览表

Table 3-4　Calculating of crust thickness of typical basins of the Yanshan Mountains and its adjacent areas

盆地名称	时　代	沉积岩层厚度 H_S/m	压实前原始沉积厚度 H_{S_0}/m	沉积速率 mm·a^{-1}
华北盆地	上新世	1465	4725	0.56
	始新世	2520	7875	0.37
	渐新世	2030	5970	0.49
	中新世	1585	3866	0.21
	上新世	1200	2222	0.62
	第四纪	500	625	0.38
渤海湾-下辽河盆地	始新世	1800	5806	0.28
	渐新世	4500	14062	1.16
	新第三纪	2200	5000	0.23
	第四纪	685	913	0.56
渭河盆地	始新世	1200	3810	0.18
	渐新世	1000	3030	0.25
	中新世	2172	6388	0.35
	上新世	1780	4139	1.23
	第四纪	1214	1958	1.19
贝加尔盆地	始新世	1400	4516	0.21
	渐新世	1150	3594	0.30
	中新世	2170	6382	0.35
	上新世	1353	3300	0.93
	第四纪	1804	3341	2.04

延庆-怀来盆地为主要受北东向和近东西向断裂控制、并被北西向断裂分割影响的上新世以来的断陷盆地（图 3-31）。其中延庆-怀来盆地（简称为延怀盆地）上新世以来的演化过程被出露于盆地周缘的新生代沉积地层和盆内一些钻孔资料所揭示。下面以延怀盆地后郝窑、溪源剖面为例（吴子荣等，1982），结合钻孔资料和其他地点出露的晚新生代地层资料，剖析延怀盆地的沉积-构造演化过程。

1. 后郝窑地层剖面

后郝窑典型地层剖面如图 3-32。后郝窑剖面自下而上地层层序与沉积建造如下。

(1) N_2^2：砖红色砂质粘土砾石层，呈砂质粘土、粘土砾石与钙质胶结砾石层互层状，粘土层中含不规则钙质结核，砾石层中砾石呈棱角—次棱角状，分选差，属坡积与洪积相，与上覆地层呈侵蚀面接触关系。

(2) Q_1^1：灰绿色粉砂质粘土层，具水平层理，含细砾和不规则小钙质结核，属湖相

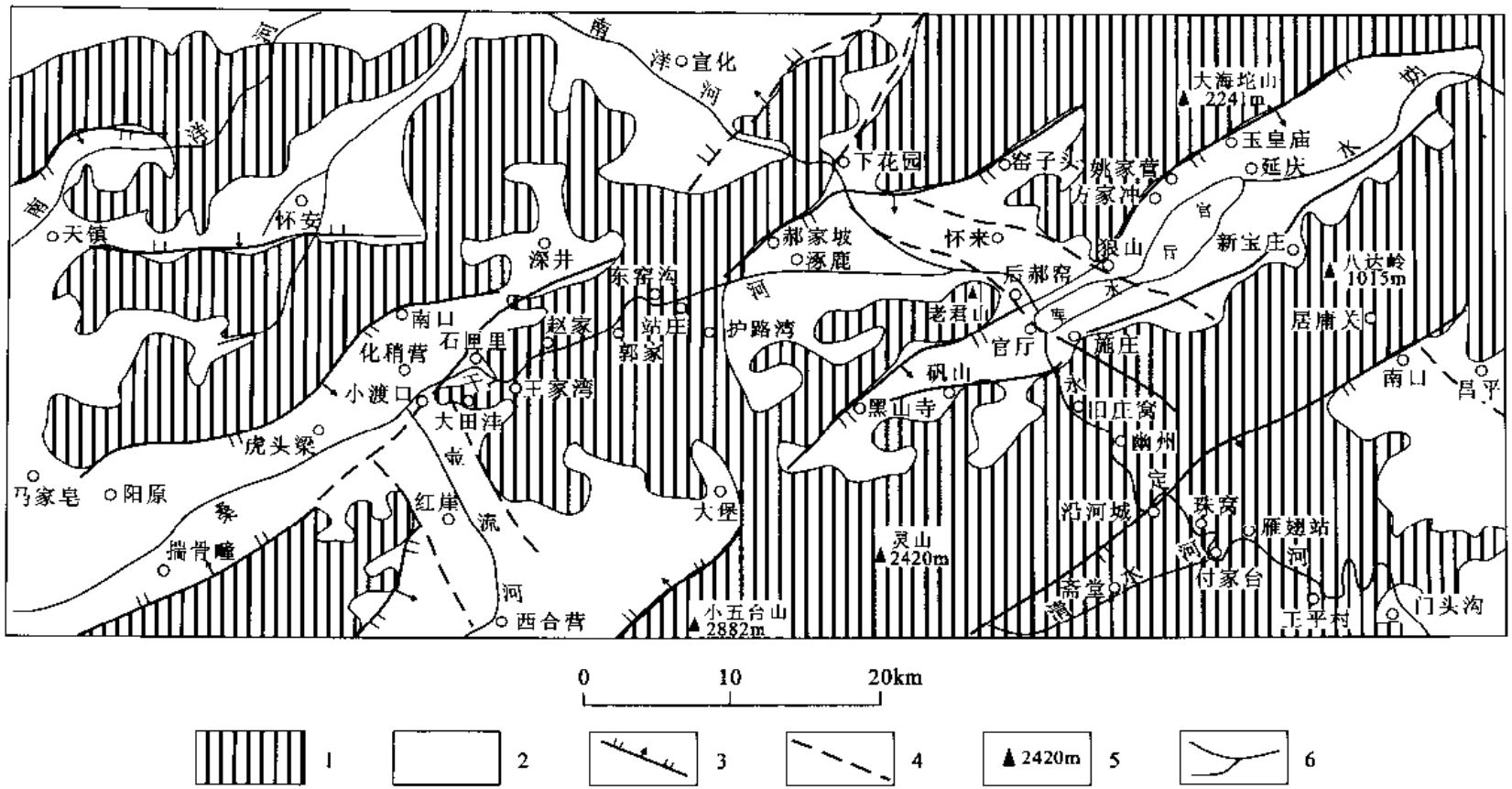


图 3-31　燕山西南缘晚新生代盆-岭构造-地貌图

Fig. 3-31　Map of late Cenozoic basin & range tectonics of the southwest Yanshan area

1—山地降起剥蚀区；2—盆地沉降区；3—正断层；4—隐伏与推断断裂；5—山顶及海拔高度；6—河床

层，顶部有起伏侵蚀面。

（3）Q_1^2：灰黄色粉砂土夹薄层绿色粘土层与棕褐色土层，具中厚层状水平层理、层中夹细砾石条带和下伏地层物质成分构成的灰绿色粘土团块，显示沉积期间湖水动荡环境，属河湖堆积，顶部有侵蚀面。

（4）Q_2^1：下部为细砾层、交错砂层，与钙质胶结细砂砾层（钙板层）互层。呈棕黄色，含许多粘土团块，粘土块成分以 Q_1^1 的灰绿色粘土和 Q_1^2 棕褐色、灰黄色粉砂土块为主；上部相变为具水平层理的杂色粘土层。反映 Q_2^1 期间有一次湖侵事件，由早期的湖滨相演变为晚期的浅湖相。该层顶部有侵蚀面。

（5）Q_2^2：下部为淡棕红色黄土层，夹透镜状砾石条带．层中具 2～3 条浅红色含钙质结核的古土壤条带。靠近山麓地带相变为坡积、洪积相砂质粘土砾石层；上部相变为黄绿色粉砂质粘土层，含钙质结核，具水平层理，属湖相层。该层顶面为侵蚀面。

（6）Q_3^1：灰黄色粉砂土夹砾石条带，下部具含钙质结核的古土壤，底部与 Q_2^2 间以侵蚀面接触，侵蚀面凹处常见砾石层。分布于后郝窑一带 T_3 台地上。顶部有侵蚀面，以风成相、坡积相与洪积相为主。

（7）Q_3^2：砂砾层夹灰黄色细砂及粉砂土层，砾石分选与磨圆差，属冲洪积相、风成相。主要分布于 T_2 台地上。

（8）Q_4：灰黄色土层，底部夹砾石层，分布于 T_1 台地上，或在 T_2、T_3 台地覆盖于 Q_3 地层之上，两者以侵蚀面接触，属风成相和冲积、坡积相。

后郝窑剖面地层时代、层序可以通过地层接触关系和区域对比来确定。其中 N_2^2 地层与震平 1 孔中 N_2^2 下部地层岩相一致；施庄一带也有类似地层，其中施庄地层中孢粉组合与震平 1 孔中 N_2^2 地层基本一致，震平 1 孔中 N_2^2 地层古地磁时代为 3.40～2.48 Ma（钱方，1982；李华章，1994；郭旭东，1995）。Q_2^1 地层与官厅水库大坝西北 64 号隧洞附近公路边的 Q_2 下部地层层位相当；另外山戎陈列馆西北侧盘山路旁也有时代相当的地层，中、上部地层中钙质结核的热释光年龄为 0.58～0.41 Ma（尹功明、卢演俦，1996），表明这套地层属于 Q_2 早期。而后郝窑处 Q_2^2 地层在官厅大坝西北和山戎陈列馆也有类似层位，热释光年龄在 0.35～0.21 Ma 之间（尹功明，1996；程绍平，1992）。在 Q_2 地层与 N_2^2 地层之间的地层与上覆地层 Q_2^1 和下伏地层 N_2^2 皆为侵蚀面接触关系，因此被归属为 Q_1；因为 Q_1 内部有侵蚀面，又将其分为 Q_1^1 与 Q_1^2。关于两者之间的界线年龄可由震平 1 孔的古地磁结果予以推断。由于其古地磁结果与标准古地磁年表有出入，给地层对比和定年的准确性带来影响。最初钱方（1982）等将钻孔深 220 m 左右的地层极性倒转事件定为奥尔都维事件，年龄为 1.87～1.67 Ma；李华章等（1995）在划分钻孔中 Q_1 地层时．将其三分为 Q_1^1、Q_1^2、Q_1^3，年龄分别为 2.48～2.26 Ma、2.25～1.87 Ma、1.87～0.69 Ma。但这种划分方案值得商议，因为将 220 m 处地层定为 1.87 Ma，则钻孔中 2.48～1.87 Ma 间的沉积速度太大，与粘土和粉砂质粘土沉积速度不相符合；且 200～124 m 处地层孢粉分析显示温凉偏干气候环境，与黄土-古土壤序列中揭示的 1.87～1.67 Ma 间温暖湿润古土壤发育环境相矛盾。因此建议将震平 1 孔的孔深 475～375 m 间的极性事件统一划分为奥尔都维事件；此段地层的孢粉分析显示的温暖湿润气候与同期黄土地层的气候记录吻合，且此段地层的粒度曲线显示湖水较为动荡环境，与后郝窑剖面中 Q_1^2 地层特点基本一致；因此把 475～375 m 处地层

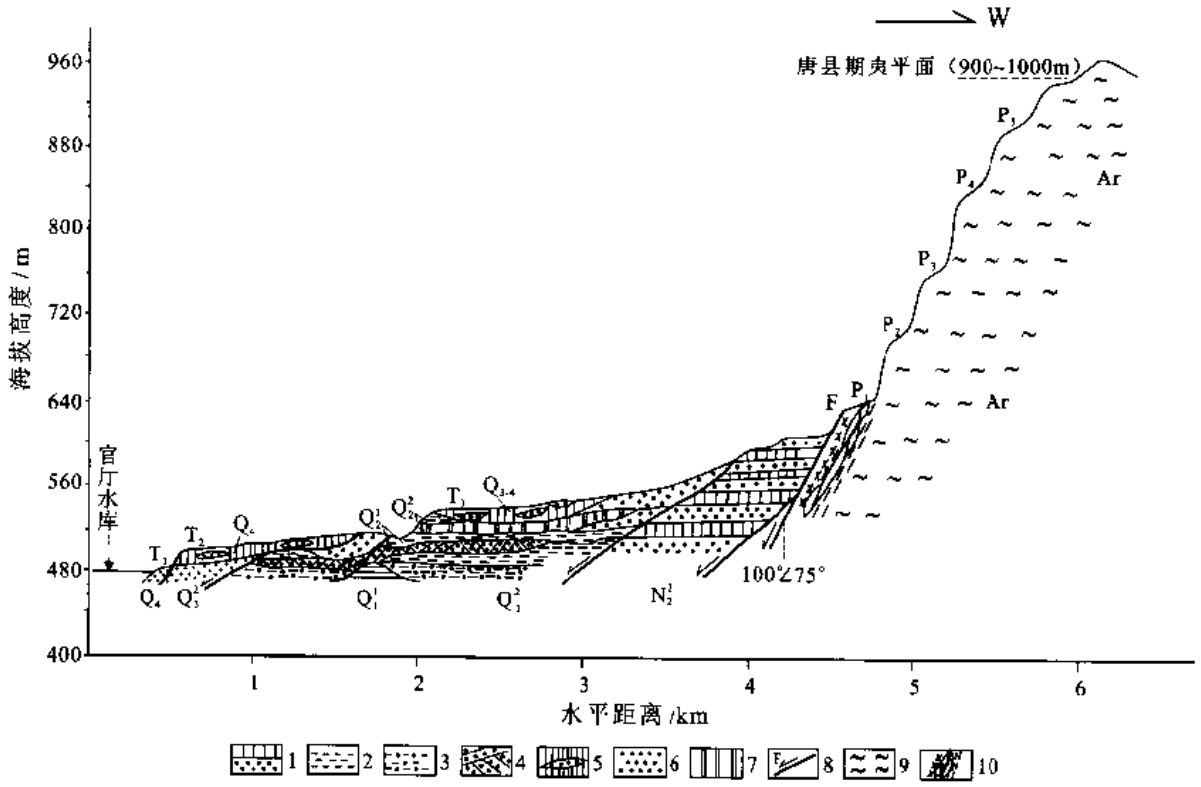


图 3-32　后郝窑第四纪地层剖面图

（据吴子荣等，1982 改编）

Fig.3-32　Cross section of Quaternary strata of Houhaoyao Village

1—粘土；2—粉砂质粘土；3—粘土质粉砂；4—交错层理砂层；5—夹砂砾透镜层黄土；6—砂砾层；7—含角砾红黄土；8—活动断层；9—太古宇变质岩系；10—断层破碎带

视为 1.87 ~ 1.67 Ma 间沉积产物，并把其底界 1.87 Ma 作为后郝窑剖面中 Q_1^1 与 Q_1^2 的界线。此外，剖面中 Q_3^1 与 Q_3^2 主要依据其与 Q_2 的侵蚀接触关系和所处的地貌部位予以划分；其中与 Q_3^1 相当的层位在山戎陈列馆、珠圆村一带有分布，底部热释光年龄在 150 ~ 90 ka 之间（程绍平，1992；尹功明，1996），并且盆地内发育与之相当的湖相层，分布于盆地内三级湖积台地上，湖相层热释光年龄在 120 ~ 80 ka 之间（据计凤菊，个人交流）；Q_3^2 地层主要分布于 T_2 阶地上，在珠圆村有相似层位，底部热释光年龄 67 ka，向盆地中心相变为湖相地层，构成盆地内二级湖积台地或二级阶地，湖相层热释光年龄为 60 ~ 28 ka（计凤菊，个人交流），^{14}C 年龄为 40 ~ 30 ka（彭贵，1994）。Q_4 地层没有进一步划分，主要分布于盆内 T_1 阶地和河床滩地上。据彭贵（1994）对谷家营、康西草原等 Q_4 地层所做的 ^{14}C 测年研究，可将 Q_4 地层三分：Q_4^1（12 ~ 8.5 ka），下部为泥炭、粘土，上部为砂砾沉积，构成盆内一级阶地下部；Q_4^2（8.5 ~ 2.5 ka），下部为粉砂、细砂，上部为粘土夹砂砾层，分布于 T_1 阶地上部或湖滨平原；Q_4^3（2.5 ka 至今），为粘土砂砾层，分布于湖滨平原或洪积扇中。

2. 溪源第四纪地层剖面

溪源第四纪地层典型剖面如图 3-33。自下而上，溪源第四纪地层层序与沉积建造如

下。

①N_2^1：砖红色粘土，节理发育，粘土裂成碎块，含大量钙质结核，夹砾石层，砾石半胶结，顶部有侵蚀面；厚约 7 m。

②N_2^2：棕红色砂砾层，下部砾石分选不好，中等磨圆，岩性复杂；向上砾径变小、分选稍好；砂砾层中夹棕红色粘土层和棕黄色粉砂质粘土层；向上颜色变浅，粘土层增多，顶部有侵蚀面；厚约 100 m。

③Q_2：淡红色黄土，含数层古土壤。

④Q_3：灰色砂砾层，分选磨圆不好，构成冲沟一级阶地下部，厚 6～7 m。

⑤Q_4：灰黄色砂质黄土，底部具黑炉土，构成一级阶地上部。

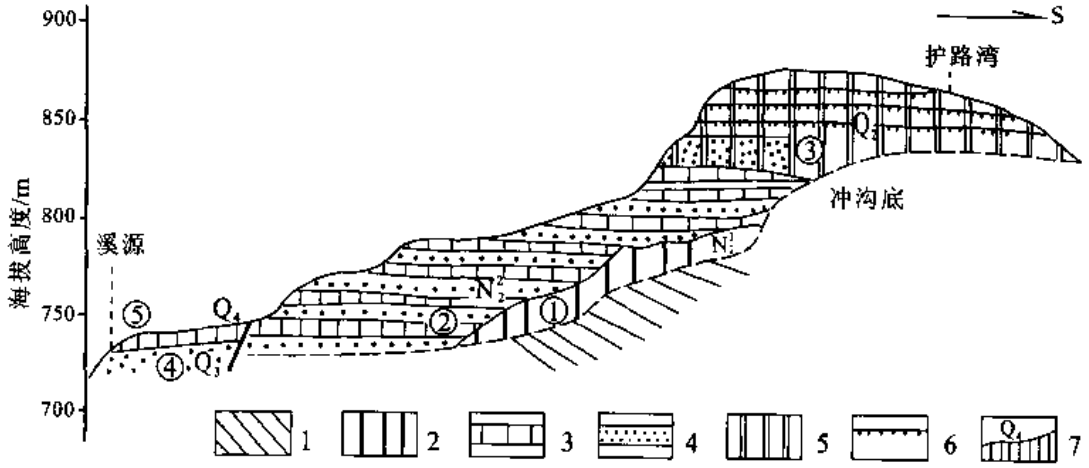


图 3-33　溪源第四纪地层剖面图

（据吴子荣等，1982）

Fig.3-33　Cross section of Quaternary strata of Xiyuan Village

1—基岩；2—上新统下部粘土；3—上新统上部粘土；4—砾石层；5—老黄土；6—古土壤；7—新黄土

溪源剖面中，N_2^2 与后郝窑剖面 N_2^2 岩相特征相似，Q_2 与其中 Q_2^2 下部地层相似。地层剖面中 N_2^1 为上新统下部地层，与 N_2^2 以侵蚀面相接触，且岩相特征不同；N_2^2 明显具有 N_2^1 红粘土再堆积的特征。推断溪源剖面中 N_2^1 堆积于 3.4 Ma 前的上新世早期，N_2^2 堆积于 3.4～2.48 Ma 期间。

3. 延怀盆地构造-沉积事件分析

根据上述两个地质剖面，再结合其他地点的地层特征，可以大致了解延怀盆地上新世以来的构造-地貌演化过程与沉积事件发育历史，其发育过程是晚新生代盆地构造活动与气候变化共同作用的结果。上新世初，伴随唐县期夷平面的解体，延怀一带断陷成盆，这一事件被延庆盆地西北侧小寺沟盆缘断裂带断层泥的裂变径迹年龄和盆地东侧八达岭杂岩体的裂变径迹年龄记录下来。伴随这次成盆事件，在盆地山麓地带堆积红粘土夹砂砾石层山麓洪坡积相地层；在未被强烈切割的平坦山坡、山梁、盆地面上，则堆积含大量钙质结核的风成红粘土，如官厅林场、溪源一带。3.4 Ma 左右，盆地与山地又发生了强烈差异升降，在盆地边缘如施庄、后郝窑一带，堆积了近源快速堆积的山麓洪积相红粘土砾石层，并形成 N_2^2 与 N_2^1 之间的侵蚀面，如溪源剖面。到 3.0 Ma 左右，随着构造活动渐趋稳

定，山地剥蚀减弱，堆积速率下降，再加上气候转为温暖湿润，在堆积不能补偿盆地下降的情况，在盆地中心开始出现湖泊，形成如震平 1 孔 N_2^2 地层上部的灰绿色湖相粘土。2.4 Ma 左右，盆地与山脉之间又发生显著的构造差异升降活动，山地侵蚀加剧，在官厅林场和后郝窑处形成 Q_1^1 与 N_2^2 之间的侵蚀面，这次盆地下陷导致湖泊扩张，使后郝窑一带出现湖相沉积。1.87～1.67 Ma 期间，山、盆再次发生差异升降运动，形成 Q_1^1 与 Q_1^2 间的侵蚀面，并使湖盆相对收缩，湖水变浅。Q_1 晚期（约 0.9 Ma 前后），又一次发生山、盆差异活动，使延庆古湖发生收缩，形成 Q_2^1 与 Q_1 间的侵蚀面，湖泊从后郝窑、震平 1 孔等处退出。

上述 3.4 Ma 以来的几次构造活动在震平 1 孔岩层的粒度曲线上皆显示为粒度突然变粗且变化较大，显示水动力条件变化较强。进入中更新世，随着构造活动趋于稳定，周围山地剥蚀物不断充填，湖泊再次扩张，在 Q_1^2 上部形成湖相粘土；Q_2 中期约 0.5～0.4 Ma 间，地壳活动导致 Q_2^1 与 Q_2^2 间地层假整合接触关系，湖水又退出后郝窑一带；在湖泊外围堆积风成红黄土。Q_2 晚期，构造相对稳定，湖水又扩张到后郝窑处，形成 Q_2^2 上部黄绿色粘土。Q_2 末期，湖水从后郝窑处退出，这时后郝窑一带发生断层活动（图 3-34），断层错断 Q_2^1 与 Q_2^2 地层，断层产状 340°∠80°，上盘为 Q_2^2 地层，属下降盘；下盘为上升盘，由 Q_2^1 与 Q_2^2 地层构成；靠近断层处，Q_2^1 地层有牵引、掀斜特征；上盘断层附近有灰绿色粘土团块定向排列现象。Q_3—Q_4 期间，湖泊以官厅水库为中心逐步退缩，在盆地内形成三级阶地和湖积台地，时代分别为 70 ka 左右、20～10 ka、2.5 ka，在湖盆周缘形成相应湖相层；而在山麓地带则堆积了多期冲洪积扇和风成黄土。

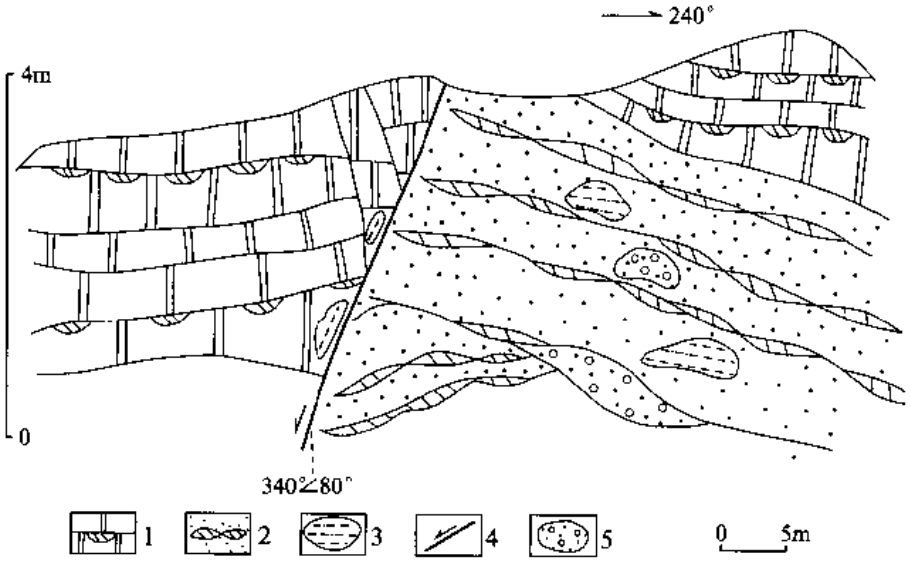


图 3-34　后郝窑北公路边断层剖面图

Fig.3-34　Cross section of Houhaoyao fault of the southwest Yanshan area

1—含钙质结核红黄土；2—含钙板砂岩；3—灰绿色粘土团块；4—活动断层；5—砂质团块

与上述湖盆演化阶段相对应的是北东向盆缘断裂和切割盆地的北西向断层在新生代的强烈活动。北东向和近东西断裂可以后郝窑处老君山山前断裂（图 3-32）和盆地北缘断裂的玉皇庙段（图 3-35）为例。此两处断层在 N_2 以来皆显示正断层性质。在后郝窑，断层

面分布于 N_2^2 地层与 Ar 片麻岩接触带上，可见片麻岩劈理化和透镜体化现象；在断层下盘海拔约 900 m 处，发育唐县期夷平面；上盘的同期地貌面被上新世红土埋藏在 480 m 之下的盆地内部（图 3-32），反映断层在上新世复活并有强烈差异活动，垂向活动量大于 500 m。伴随老君山山前断裂的活动，在山前地带形成 5 级基岩侵蚀面，呈平缓台阶状，各侵蚀面之间以陡坎地形相连，呈地貌不整合接触。按地貌学观点，山前阶梯状地貌面是山体阶段性抬升的结果。根据郝家台处相关堆积物的分析，P_5 形成于 N_2^1 晚期，P_4、P_3、P_2、P_1 分别形成于 N_2^2、Q_1^1、Q_1^2、Q_2^1 期间，其中各侵蚀平台间的地貌不整合分别与山前堆积地层中的侵蚀面相对应。因为地貌不整合和地层中的侵蚀面都是侵蚀-堆积活动发生变化的标志，面这种变化的内因就是地壳活动引发山前断层两侧的差异升降运动。据杨景春（1965）的资料，在老君山与歪头山之间有上新世晚期的古河道，现在被抬升至 680 m 左右高度，呈垭口状地貌，反映老君山在第四纪与盆地间有差异升降活动。中更新世晚期以来，山前断层活动性减弱，表现为山地与盆地共同抬升，在盆地内部形成 4 级台地 T_4、T_3、T_2、T_1，形成时代分别为 Q_2^2、Q_3^1、Q_3^2、Q_4。在玉皇庙，伸展断层活动沿中生代逆冲断层面发生；在山前断层陡坎处（图 3-35），可见断层切割了 Q_2 晚期与 Q_3 早期灰黄色、红黄色砂砾土层，断层产状为 170°∠70°；下盘断层面附近可见岩石破裂带和断层磨光面，断层上升盘（下盘）具有与后郝窑处类似的断层地貌特点。在玉皇庙处，各侵蚀平台对应断层三角面的顶端，各级三角面相互嵌套构成套三角面地貌。这里的侵蚀平台级数多于后郝窑处，表明其断层活动更为频繁；其中 I 级断层三角面是 Q_3 中期以来断层两盘差异升降的结果；在方家冲一带有与其对应的平台地貌，平台面被 Q_3 中期黄土层覆盖，底部热释光法年龄为 72 ka（尹功明，1996）；程绍平等（1992）在玉皇庙东北侧实测的第四纪地层剖面表明，玉皇庙一带在 Q_2 晚期与 Q_3 中期有断层活动；而山前洪积扇的研究表明，在晚更新世末和全新世中晚期，山前断裂仍有活动，只不过断层地貌与沉积特征多被山前冲积与洪积扇所覆盖。

综上所述，延庆盆地北缘断裂在上新世以来发生了持续性多阶段断层活动，一方面控制了盆地内沉积物分布与发育，另一方面则控制了山前侵蚀平台和三角面地貌的形成演化。另外，由于玉皇庙、方家冲、黄柏寺等地的延庆盆地盆缘断裂在 Q_3 至今有持续活动，使延庆北部与西北侧有显著的三角面地貌。而后郝窑一带及盆地东侧山前地带虽然也有控制盆地发育的盆缘断裂分布，但由于它们从 Q_2 后期以来活动性不明显，因此没有形成新的断层三角面地貌；老的断层三角面地形地貌被后期剥蚀作用所改造、破坏，形成平缓延伸的山嘴地形。因此三角面地貌在延庆盆地一带可以作为断层晚更新世以来活动的重要标志。

除了上述活动明显的北东、北东东向断层外，延庆盆地中还有一条重要的北西向活动断层即施庄断层。这条断层是引发张北地震的张家口-蓬莱活动断裂带的重要组成部分，在 1:20 万北京地区TM遥感影像图上有明显显示，它错断山脊和水系，形成显著的断层崖，具有右旋倾滑特征。从施庄一带断层剖面（图 3-36）看，施庄断层切过 N_2^2、Q_2^2 地层，被 Q_3 马兰黄土所覆盖，断层产状 40°∠78°；断层带上见基岩磨光面和钙质胶结构造角砾岩，断层附近岩石破碎强烈。磨光面上可见 3 组擦痕：早期擦痕产状 310°∠40°，属正倾滑；中期擦痕近水平，具逆冲右旋性质；第三期擦痕产状 110°∠35°，属右旋正倾滑。施

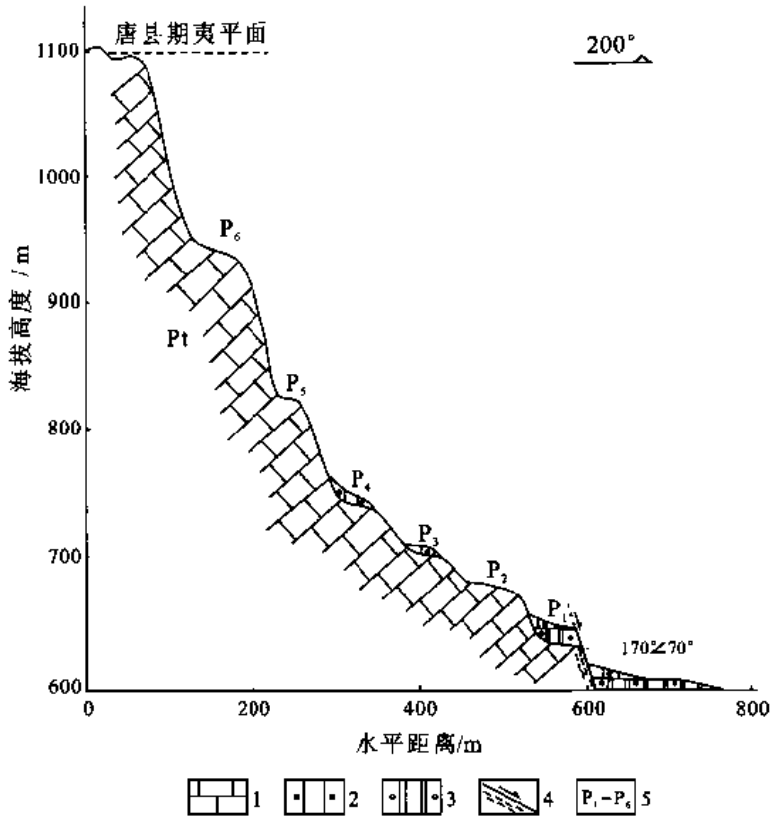


图 3-35　玉皇庙山前地质地貌剖面图

Fig.3-35　Cross section of Tectonic-landforms of Yuhuangmiao Mountain

1—中新元古界碳酸盐岩；2—含角砾黄土层；3—红土砾石层；4—断层破碎带；5—山前台地及编号

庄断裂向北西延伸，切割断错了后郝窑地层（图 3-37）；断层上盘为 Q_1^1 灰绿色粘土，并逆冲至 Q_2^1 棕黄色砂层之上，被 Q_2^2 棕黄色砂砾层所覆盖；表明施庄断裂在 Q_2^1 与 Q_2^2（500～400 ka）期间发生过一次明显的逆冲式倾滑断层活动事件。郭旭东等（1995）对施庄断层中断层泥的热释光测年结果为 505 ka 左右，结合第二期具逆冲性质的擦痕资料，推断施庄断层在 500～400 ka 期间有右旋逆倾滑运动。另外根据施庄断裂切割 N_2^2 地层，且 N_2^2 地层分布于上盘，在下盘缺失，推断施庄断裂在 N_2^2 末期仍有活动，与第 I 期擦痕对应，且错断 Q_2^2 地层，并使断层两盘 Q_2^2 地层厚度发生较大变化，说明断层控制了 Q_2^2 沉积，并在 Q_2^2 末有强烈活动，形成断层面上第三期擦痕。李学新等（1991）在施庄断层中采断层泥样做热释光年龄测定，认为断层在 100～90 ka 之间有一次强烈活动。从断层被 Q_3 黄土层覆盖来看，断层自 Q_3 以来活动微弱，跨断层大地测量资料也说明了这一点。

三、燕山造山带西南缘的阳原盆地

阳原盆地沉积剖面以红崖南沟、虎头沟、郝家台为例（图 3-38、3-39、3-40）（夏正楷，1996）。关于这几个剖面的地层描述和时代划分已有详细研究（泥河湾新生代地层小组，1974；吴子荣等，1980；李华梅等，1982；陈茅南等，1986；吴佩珠等，1995；周廷儒，1991）。

在前人研究基础上，结合近期野外观测资料，在剖面中增加了地层间剥蚀面与不整合

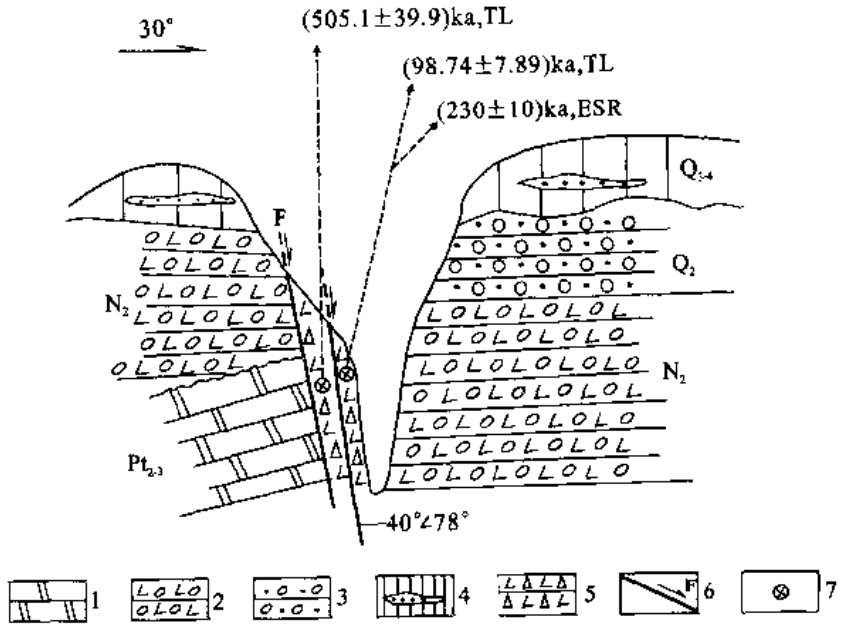


图 3-36　施庄东沟断层剖面图

Fig.3-36　Cross section of Shizhuang fault of the south Yanqin Basin

1- 中元古界白云岩；2—砖红色钙质胶结砾石层；3—棕红色砂砾层；4—含砂层黄土；5—钙质胶结角砾板层；6—活动断层；7—年代学取样点。TL—热释光法测年；ESR—电子自旋共振法测年。断层年龄据郭旭东等（1995）和李学新等（1991）

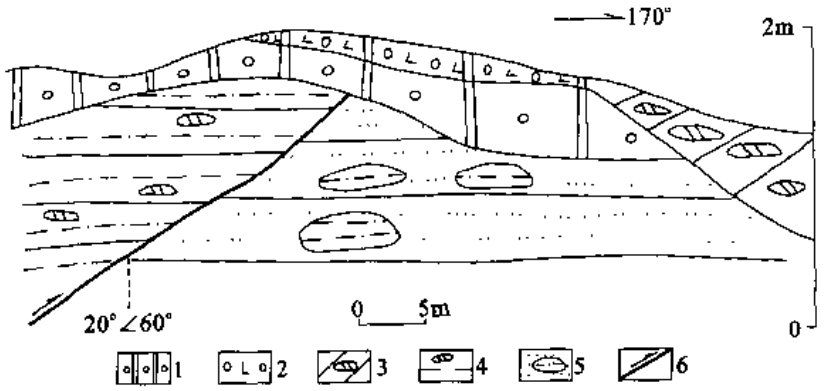


图 3-37　后郝窑 130°方向村边农户旁边断层剖面图

Fig.3-37　Cross section trending in 130° of Haohaoyao Farm

1—红黄土；2—灰白色钙质胶结砂粉层；3—灰褐色含钙质结核粘土层；4—灰绿色含钙质结核粘土层；5—含灰绿色粘土团块砂土层；6—断层及运动方向

关系和各种测年结果。根据这 3 个典型剖面（图 3-38、3-39、3-40），可以大致了解阳原-蔚县古湖发育历史。上新世早期 5.2～3.4 Ma 的地层在地表未见出露，在蔚县地区的钻孔中普遍见三趾马红土和红土底砾层，可能代表 N_2 早期堆积；其底部红土底砾层具冲积、洪积特征；上覆三趾马红土层，可能是风成堆积与冲洪积相交替作用结果。上新世中期（3.4～3.1 Ma），由红崖南沟剖面可知这一时期在山麓地带如红崖、石匣里一带堆积了红色底砾层和含角砾三趾马红粘土层，粘土层中可见层状钙质结核，具风成堆积特征，有时

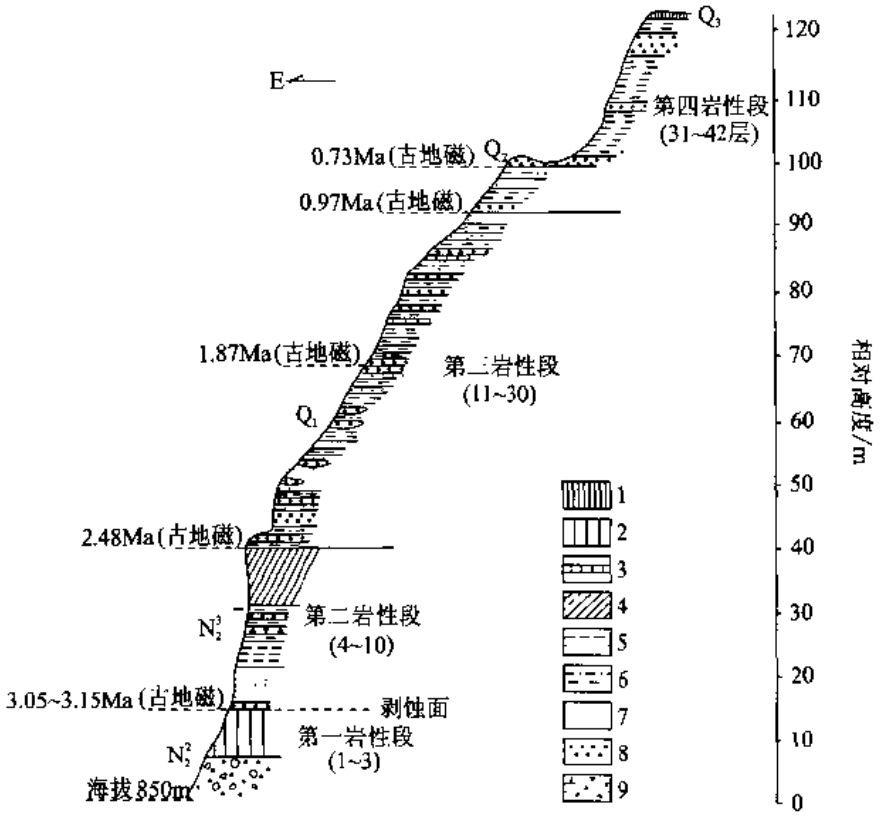


图 3-38　阳原红崖南沟晚新生代地层剖面图

（据夏正楷，1996 与陈茅南，1988 资料修编）

Fig. 3-38　Cross section of late Cenozoic strata of Hongya valley of the Yangyuan Basin

1—黄土；2—红土；3—泥灰岩；4—泥炭；5—粘土；6—砂质粘土；7—砂层；8—砾石层；9—角砾

红粘土层底部为钙质风化壳或直接上覆于基岩面上，表明红土堆积有风成红土及风成、风化壳红土再搬运、堆积等成因。上新世晚期（3.10～2.48 Ma），沉积相发生重大变化；阳原-蔚县地区开始出现湖泊，在红崖剖面第二岩性段出现棕黄色、棕褐色湖相粉砂层，底部的底砾层与下伏地层呈不整合接触关系；反映了阳原一带由河流堆积向湖泊堆积的转变过程，并且在 3.10 Ma 左右有一次水动力条件转变事件。早更新世（2.48～0.97 Ma），湖泊总体呈扩张趋势，在红崖剖面第三岩性段，由底部的入湖三角洲相灰色砂砾石层向上相变为棕红色、灰绿色粉砂质粘土与灰色砂砾层互层及粉砂质粘土与细砂层互层的湖相层；而在郝家台剖面，第一岩性段以粉砂、粘砂、粘土互层为特征，显示出振荡的湖泊环境。在这两个剖面 Q_1 地层上部，皆富含薄钙板层，反映本区 Q_1 后期气候比较干旱。至中更新世（0.97～0.13 Ma），湖泊发生了一次收缩、扩张交替事件，在郝家台剖面最为明显。郝家台剖面第二岩性段下部，出现厚 18 m 具斜交层理的砂砾石层堆积，可能为河流相或入湖三角洲相堆积；而在红崖剖面第四岩性段，水动力变化不如郝家台地区强烈，但也可见底部具砂砾层，表明红崖一带在 Q_2 早期也有水动条件变化；在 Q_2 地层上部则出现湖侵地层，在红崖、郝家台一带形成湖相粉砂层、粘土层与细砂、砾石层互层沉积。

与郝家台地区地貌位置相似的小长梁地区，Q_2 地层具有类似的岩性特征（图 3-41），下部为底砾层和具交错层理的砂层，上部为粉砂质粘土。在红崖 Q_2 地层中上部夹多层钙

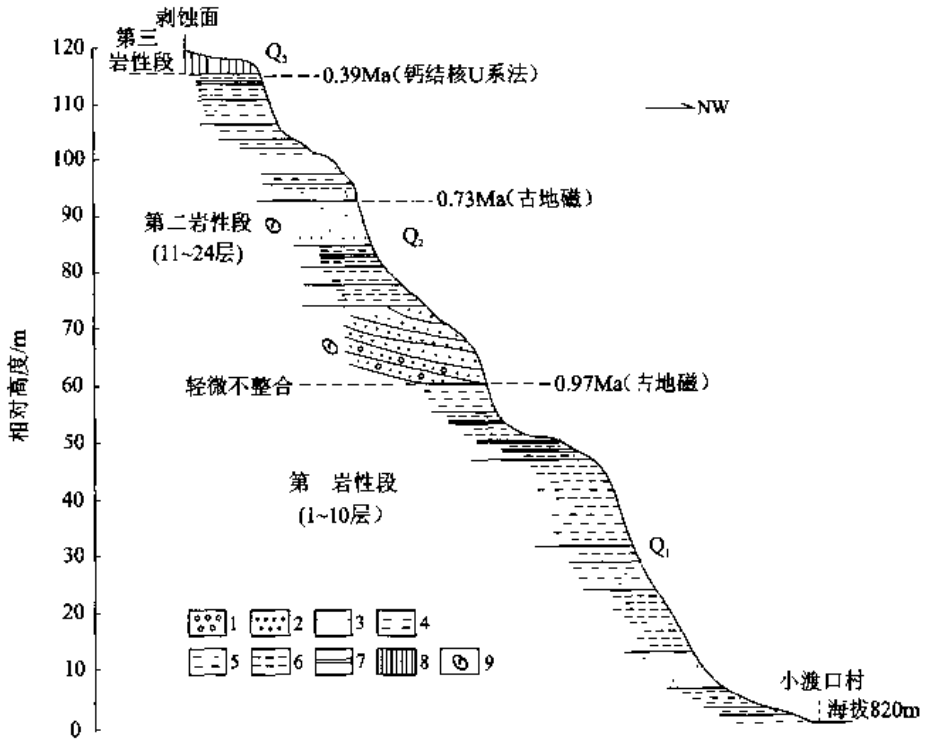


图 3-39 郝家台晚新生代地层剖面图

(据夏正楷，1996 与陈茅南，1988 资料修编)

Fig. 3-39 Cross section of late Cenozoic strata of Haojiatai Village

1—砾石；2—砂；3—粉砂；4—粘土质粉砂；5—粉砂质粘土；6—粘土；7—钙板层；8—黄土；9—化石层

板层，小长梁 Q_2 顶部富含钙板层；郝家台处 Q_2 层中也含钙板层，顶部有钙质结核层，其钙结核的 U 系法年龄为 390 ka（夏正楷，1996）。这 3 个地点地貌部位相似，Q_2 地层顶部皆位于拔河约 120 m 高度，因此认为这 3 处的 Q_2 地层结束于 390 ka 左右。

这 3 处均位于壶流河地堑区，处于相同的构造环境。北水泉、城墙东、西窑子头等地最新的湖相层也只见到 Q_1、Q_2 地层上覆黄土层，表明在 Q_2 中期（400 ka 左右），湖泊在壶流河地堑退缩消失，并开始发育河流阶地。Q_2 晚期地层在桑干河流域有广泛分布，以虎头梁地区最为典型（图 3-40）。虎头梁剖面第一岩性段为 Q_2 中后期地层，以灰绿、灰黄色粉砂质粘土为主，不含钙板层；微体化石以疑湖花介为主，反映 Q_2 晚期在阳原盆地虎头梁一带仍保持稳定的湖泊环境。晚更新世（0.13～0.01 Ma）期间，在壶流河地堑区主要接受河流堆积和黄土堆积。在化稍营以西的桑干河一带，西侧继续保持湖泊环境；而在化稍营以东的石匣里、下沙沟一带，在 Q_2 中期发生过与壶流河地堑区相同的抬升运动，导致 Q_3 湖相层的缺失，而堆积冲积、洪积物和黄土层。在虎头梁，Q_3 湖相层下部为具交错层理的砂砾层，向下相变为砂层、粉砂质粘土层和粘土层；与 Q_2 地层间以侵蚀面相接触，表明 Q_2 末期有一次湖退事件；Q_3 期间则发生湖侵，形成虎头梁一带的湖侵地层。在虎头梁，Q_3 地层顶部为钙质胶结砾石层和黄土砾石层，砾石层中有钙结核和冻融变形现象；其中钙质结核测年得出 40 ka、35 ka、27 ka 等结果（图 3-40）。由于 Q_3 顶部地层已不是湖相层，应是以冲积物为主的地层，并构成桑干河北岸最高一级阶地面，表明湖泊在 40

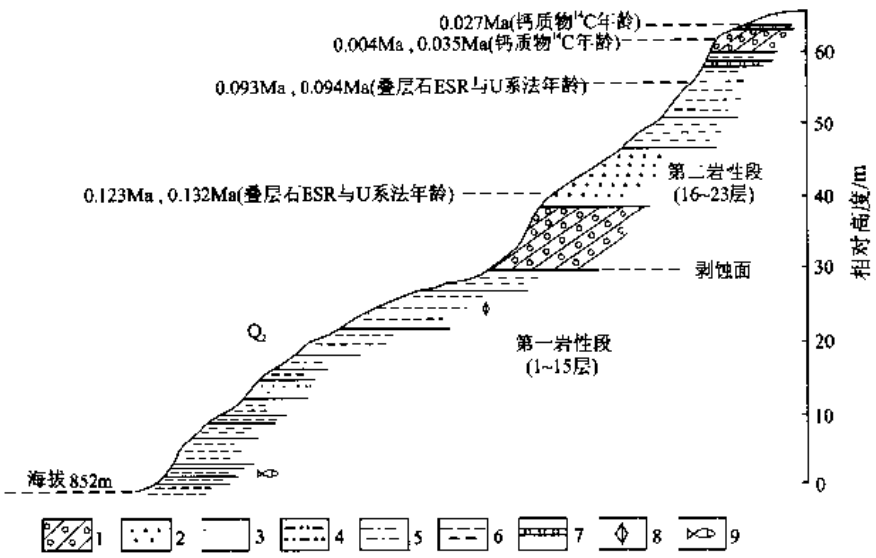


图 3-40　虎头梁晚第四纪地层剖面图

（据夏正楷，1996 与周廷儒等，1994 资料改编）

Fig.3-40　Cross section of late Quaternary strata of Hutouliang Village

1—砾石；2—砂；3—粉砂；4—粘土质粉砂；5—粉砂质粘土；6—粘土；7—钙板层；8—石膏层；9—鱼化石层

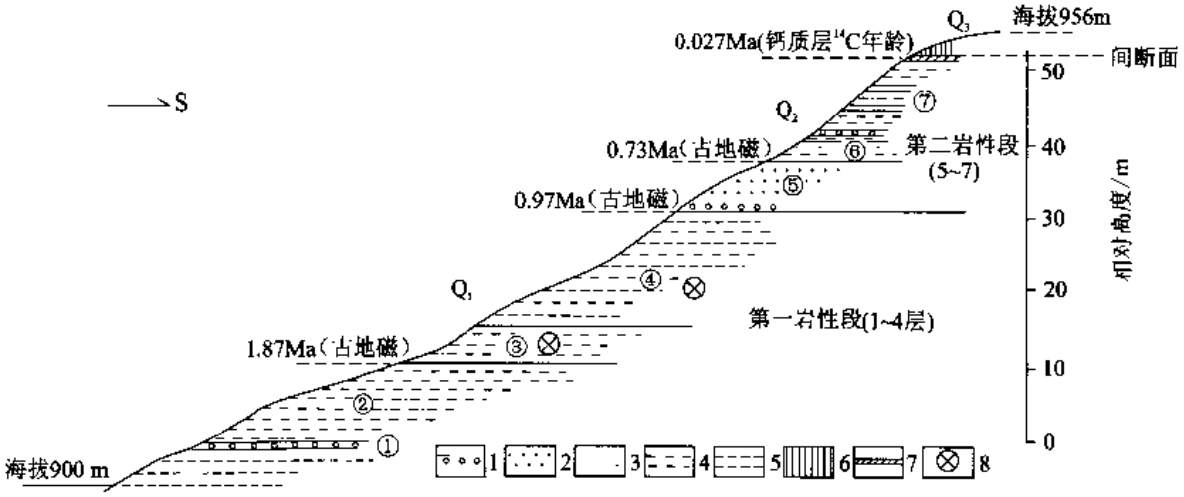


图 3-41　小长梁晚新生代地层剖面图

（据夏正楷，1996 与陈茅南，1988 资料修编）

Fig.3-41　Cross section of late Cenozoic strata of Xiaochangliang Village

1—砾石；2—砂；3—粉砂；4—粉砂质粘土；5—粘土；6—黄土；7—钙板层；8—化石与旧石器层位。

①—⑦为层位编号

ka 左右从桑干河盆地一带消失，桑干河在盆地中出现；40 ka 以后，盆地内以发育山前冲积、洪积扇、黄土堆积和河流沉积物为特征，并在盆地内形成 3 级阶地。

由于阳原盆地是上新世以来的断陷盆地，因此盆地周缘断裂构造对盆地沉积中心必然起着重要的控制作用。阳原盆地内重要活动断层有阳原南缘与北缘盆缘断裂，呈北东东或北西向延伸。北西向活动断层主要是壶流河-化稍营-怀安断层。北东东向盆缘断层的活动

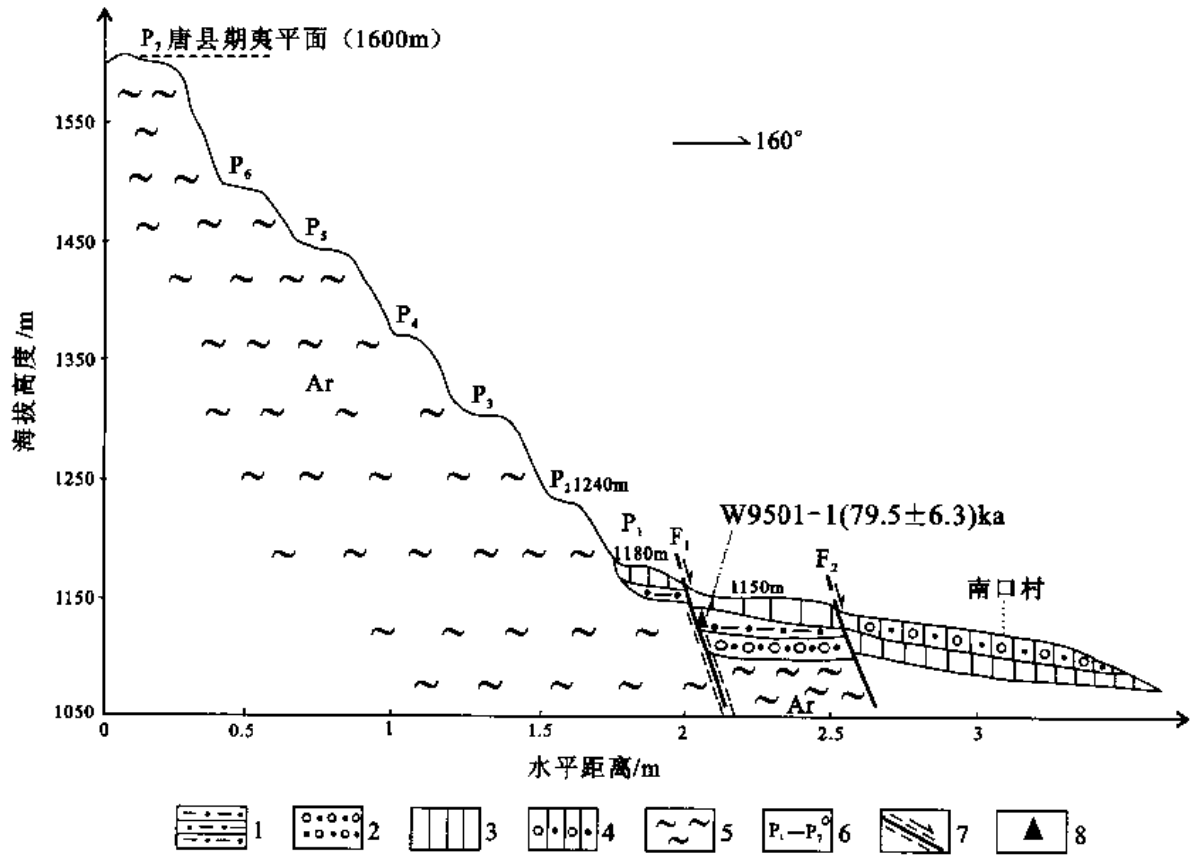


图 3-42　阳原南口山前地质-地貌剖面图

Fig. 3-42 Cross section of geology and landform of Nankou, Yangyuan basin of the north Taihang Mountains

1—黄绿色湖相层；2—砂砾层；3—黄土层；4—含砾石黄土层；5—太古宇变质岩；6—山前台地级数；7—断层及破碎带；8—年代学取样点

特征与延庆盆地盆缘断层非常相似，在上升盘的山地形成套三角面及三角面顶部的山前侵蚀平台及多级冲沟、跌水崖等断层构造地貌（图 3-42、3-43、3-44），断层下降盘则堆积河湖相地层或形成多期冲积、洪积扇；如化稍营北的南口村和大同地区六棱山东侧南徐村一带；南口村处于盆地北缘断层带（图 3-42），在断层附近发育片麻岩破碎带和构造透镜体带，断层错断黄褐色、黄绿色湖相粘土层，在断层带内有砾石定向排列和片状黄褐色的断层泥，并且有一组产状为 230°∠35°的擦痕，显示断层为继承老断层面的新生代活动断层，活动方式为右旋正倾滑。从断层面上采集断层泥样品，经 TL（热释光）测年，表明在（79.5 ± 6.3）ka 以来有断层活动；野外在山前断层下盘，可见唐县面下有 6 级侵蚀平台，其中最低一级平台上有湖相层分布，表明断层在上新世至晚更新世至少有过 7 次阶段性相对抬升事件（6 级侵蚀平台中，P_1、P_2 为实测，P_3—P_6 为野外观测结合 1:20 万地质图判读的结果，唐县面是野外观测结合室内地貌剖面确定的）。在断层上盘（下降盘）的山前洪积台地上，可见晚更新世以来的冲积、洪积扇被错断，形成断层陡坎。这些事实表明，盆地北缘断层是上新世以来伴随盆地演化持续活动的断层。杨主恩、郑炳华等（1994）对盆地北缘断层中断层泥石英碎屑所做的石英显微构造分析表明，断层至少在 Q_1 以来有多次活动，其中 Q_2 中晚期活动强烈，Q_3 以来活动较弱，证明盆地北缘断层是一条持续活动的晚新生代活动断层，并且断层活动方式以粘滑为主。

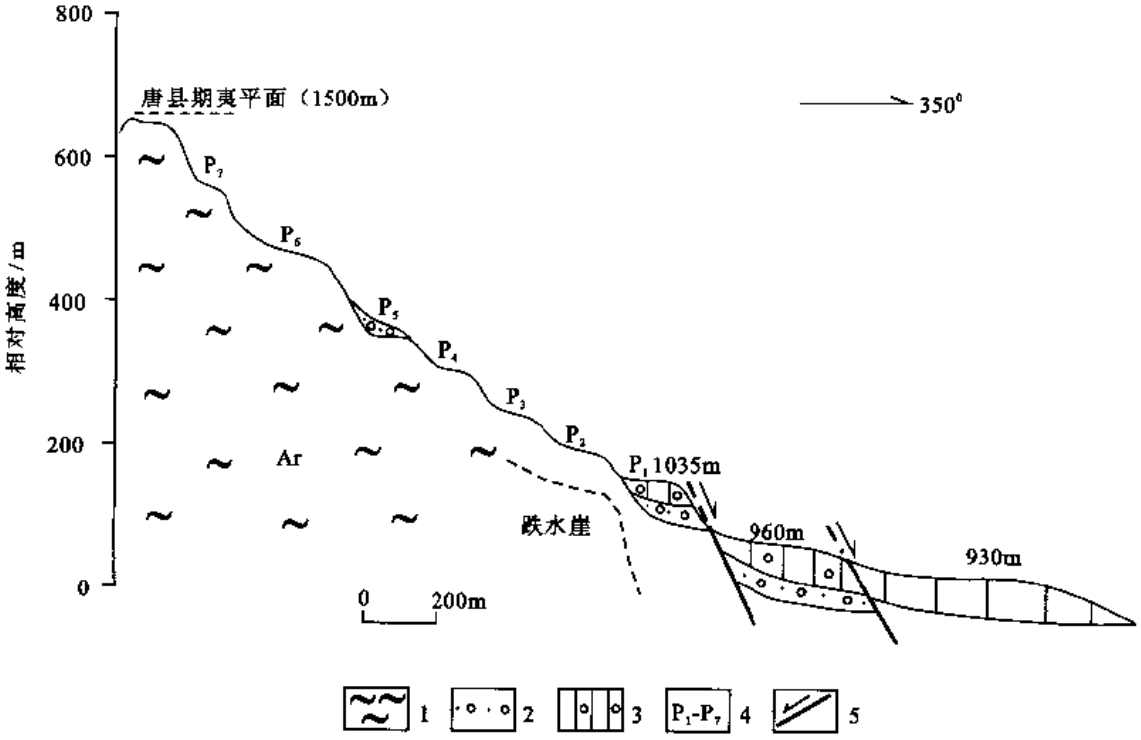


图 3-43　南徐村山前地质-地貌剖面图

（部分剥蚀面资料据杨景春，1961）

Fig.3-43　Cross section of geology and landform of Nanxu Village

1—太古宇片麻岩；2—砂砾层；3—砂质黄土层；4—山前台地级数；5—活动断层

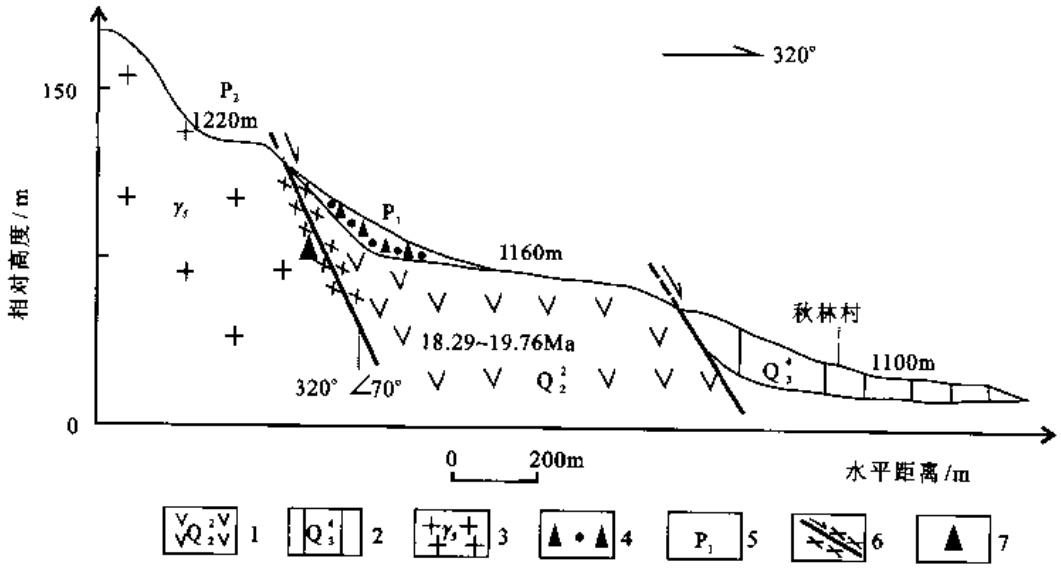


图 3-44　秋林山前断层地质-地貌剖面图

Fig.3-44　Cross section of geology and landform of Qiulin fault

1—更新世玄武岩；2—黄土层；3—燕山期花岗岩；4—砂砾层；5—山前台地及编号；6—断层及破碎带；7—采样点

南徐村处于盆地南缘断层附近，其山前地带断层地貌明显，可见多级三角面、剥蚀平台、冲沟与断层陡坎、跌水崖和多期冲洪积扇等构造-地貌（图 3-43），与南口一带类似；

其上升盘发育7级剥蚀台地和唐县期夷平面；显示伴随断层活动的多阶段抬升过程，其中P_1、P_2台地的形成时代可通过与六棱山北麓的秋林一带山前断层地貌对比获得。在秋林（图3-44），断层错动Q_2晚期197.6～182.9 ka的火山岩（邓起东等，1994），其火山岩顶面构成P_1台面，向上可见花岗岩剥蚀面P_2；火山岩喷发事件与断层Q_2晚期活动有成因联系，而火山岩被剥蚀抬高、错动则显示Q_2以后断层有继承性活动。根据从断层带上采集的断层碎裂花岗岩样，做石英显微形貌分析（图3-45），表明断层Q_1以来有多次活动，比较强烈的有500 ka左右和200 ka左右的两期活动，Q_3期间活动较弱；断层活动以滑粘为主，具少量蠕滑。这些资料说明，断层上盘P_1台地形成于Q_3，P_2台地形成于200 ka至Q_2末，P_3台地形成于500 ka左右，P_4—P_7台地形成于Q_2—N_2期间。山前侵蚀台地时代的确定还可以根据相关沉积分析来验证，盆缘断裂控制的山前剥蚀台地和盆地堆积发育关系如图3-46。根据图3-44中地貌不整合（即剥蚀台地陡坎）与地层不整合、侵蚀面或沉积旋回的对应关系，结合前面沉积资料分析，可知盆地在5.2 Ma左右、3.4～3.1 Ma、2.4 Ma、0.97 Ma、0.40 Ma、0.13 Ma、0.04 Ma形成地层侵蚀面、不整合面或开始新一轮沉积旋回。另外在红崖南沟剖面中，Q_1地层上、下部岩性有所不同，两者间年龄界线为1.87～1.67 Ma；而石匣西、下沙沟一带，湖相层只发育到1.6 Ma左右，且有湖相层被断层错动现象。因此1.87～1.67 Ma间也应有沉积相变化事件和断层活动。由以上资料推断，在5.2～3.4 Ma、3.1～2.4 Ma、2.4～1.87 Ma、1.67～0.97 Ma、0.97～0.40 Ma、0.40～0.13 Ma、0.13～0.04 Ma间共发育7级山前剥蚀平台地貌面。由于不同构造地貌部位受当地岩性及其结构、构造和断层不同段落活动强度、方式不同和变化的影响，这7级剥蚀台地不一定能在山前任一地带都发育齐全或完全保存下来。

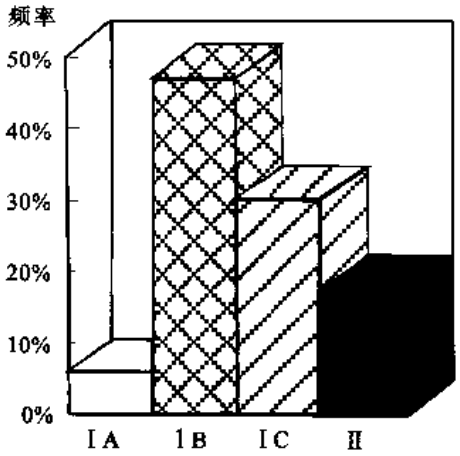


图3-45 秋林村山前断层碎砾中石英碎屑表面显微结构频率统计分布图

Fig.3-45 Diagram of frequency of microstructure of quartz surface of the Qiulin fault breccia

IA—Q_1，IB—Q_2；IC—Q_3；II—Q_4

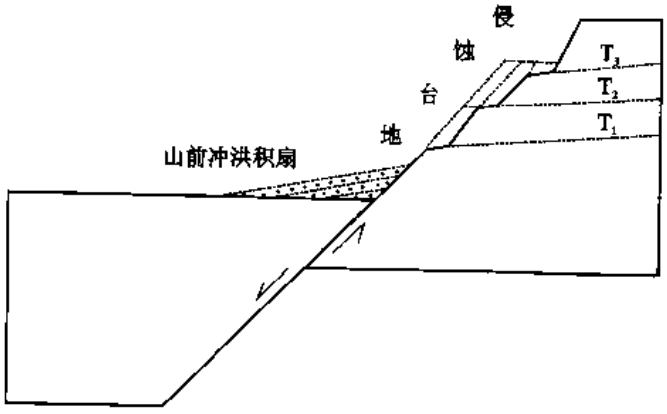


图3-46 盆缘断裂与山地侵蚀、盆地堆积关系示意图

Fig.3-46 Diagram of marginal fault, planation & deposits of sedimentary basin

综合不同地点的山前构造-地貌面，对比其时代、级数、拔河高度，分析不同断层或同一断层不同段落在上新世以来的活动时间、期次、强度及差异性。结果表明，阳原盆地南、北缘断裂都是上新世以来多期强烈活动的伸展断层，是以粘滑为主的盆地主边界控制断层，从其具陡峭的 P_1 台地陡坎和山前冲积、洪积台地和陡坎广泛发育来看，该断层在 Q_3 晚期以来仍有活动。杨主恩（1994）、邓起东（1994）等的研究成果和 20 世纪 80 年代以来大同—阳原—带的多次中强度地震活动也证实了这一点。

四、燕山与太行山地区裂陷盆地晚新生代构造-地貌演化

综合延怀盆地和阳原盆地盆缘断层构造地貌资料，认为盆缘断层活动具有如下特征（图 3-47）：在上升盘，由于断裂的阶段性活动，形成套三角面、侵蚀平台、多级冲沟构成的地貌组合，其中每级侵蚀平台位于相应套三角面顶部，相应冲沟则位于同级套三角面之间，剥蚀平台是构造稳定期产物，而套三角面则是构造抬升期产物；各类构造地貌的发育和保存则主要受山前侵蚀和斜坡后退方式的影响；在下降盘形成堆积地貌，包括山前冲积与洪积平原和冲积沟出口的冲洪积扇地貌。

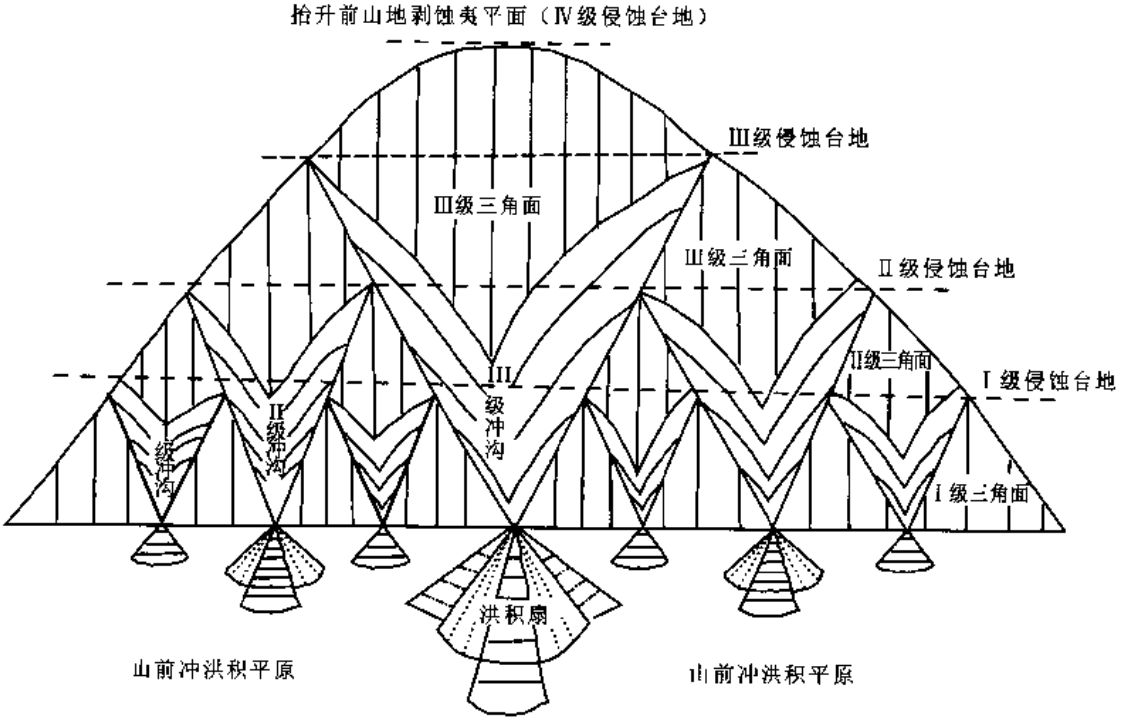


图 3-47　盆缘断裂上升盘山前构造-地貌关系示意图

Fig. 3-47　Diagram of tectonic-landform of marginal fault of sedimentary basin

盆缘与盆内常发育大量活动断层。阳原盆地内有一重要的北西向断裂即壶流河断层带，它由 3 条断层构成，自南西向北东平行排列，分别是水峪口-九宫口断裂、怀安-化稍营-北水泉断裂、大田洼-头马坊断裂（图 3-48）。其中水峪口-九宫口断层与大田洼-头马坊断裂构成壶流河地堑的边界断层，控制了地堑内新生代地层的发育；从地堑内发育 N_2—Q_2 河湖相地层来看，壶流河断裂带在 N_2—Q_2 之间有持续活动，其中大田洼-头马坊断层在大田洼可见其切过大古宇片麻岩（图 3-48），产状为 250° < 70°，控制了郝家台—小渡口—

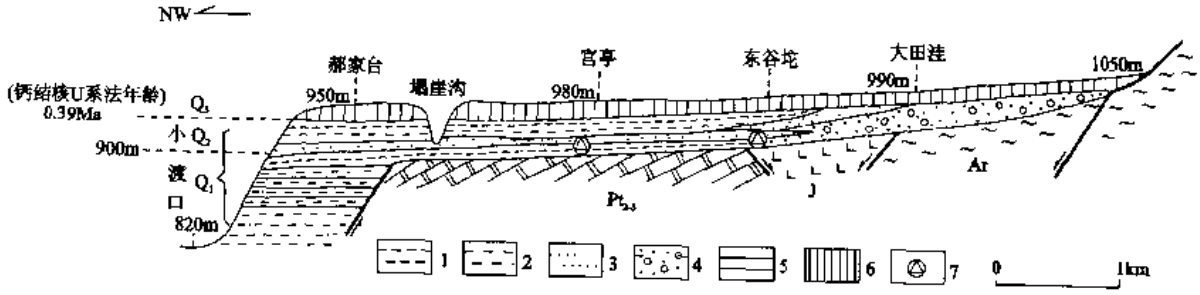


图 3-48　大田洼剖面示意图

（据周廷儒等，1991）

Fig.3-48　Diagram of Datianwa cross section

1—粘土层；2—砂质粘土层；3—砂层；4—砂砾层；5—钙板层；6—黄土层；7—古文化遗迹点

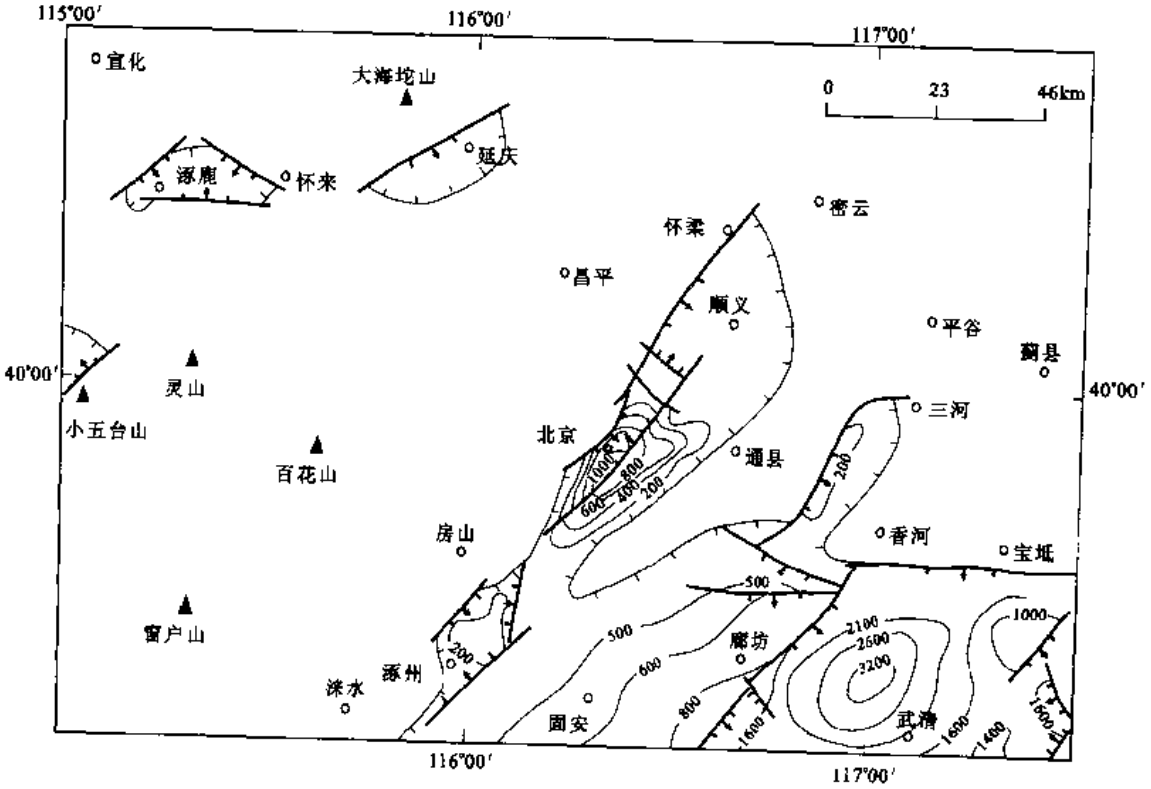


图 3-49　首都圈新第三纪盆-岭构造-地貌分布图

（据高文学、马瑾，1993）

Fig.3-49　Tectonic-landform map of Late Tertiary (a) and Quaternary (b) basin & range of Beijing and its surrounding areas

带新生代地层发育。在红崖—小渡台一带，河湖相地层沉积结束于 Q_2 中晚期（约 0.4 Ma），并被风成坡积黄土层或砂砾土层覆盖（图 3-48、3-49），壶流河地堑区在 Q_2 晚期以来持续抬升、形成 4～5 级壶流河阶地；这些现象表明，壶流河断裂带在 Q_2 晚期以来基本停止活动或活动微弱。壶流河断裂带中的怀安-稍营-北水泉断层活动造成壶流河地堑东西两侧的差异升降，其东侧沉降幅度明显大于西侧，东侧小渡口一带 N_2 地层处于埋藏状态，

且该处 Q_1—Q_2 湖相层明显比地堑西侧的同期地层粒度细，显示处于沉降幅度更大的地段；而地堑西侧的红崖、城墙等地可见 N_2 地层广泛出露，且 N_2—Q_2 地层多显示山麓相、湖滨相沉积，说明怀安—北水泉断裂 N_2—Q_2 有持续活动。据唐汉军（1993）等对壶流河断层泥所做的石英碎屑形貌分析和测年资料，壶流河断裂在 N_2—Q_1 期间有明显的持续活动，Q_1 以后活动减弱，其最晚一次强烈活动发生在 200 ka 前的 Q_2 期间，证明壶流河断层是 N_2—Q_2 中晚期持续活动的断层。至于壶流河地堑在 Q_2 晚期以来相对抬升，一方面是壶流河断层活动微弱造成地堑区与周缘山地的差异升降运动不明显，另一方面则是由于阳原盆地南缘断裂的东北延伸部分在 Q_2 晚期强烈的正断层活动，使该断层西北侧下降，东南侧上升，致使处于东南侧的石匣里、红崖一带 Q_2 晚期发生抬升，使这一带湖水退缩，开始接受剥蚀，部分地段形成黄土堆积，隆升剥蚀导致新生代地层广泛出露于地表。

太行山-燕山地区新第三纪断陷盆地的演化主要受盆地边缘断层所控制，这些断层不仅控制了盆内新生代地层沉积发育和出露情况，而且控制着山地夷平面高程展布与山前地貌的形成演化（图 3-49）。延庆盆地主要受西北缘的狼山-张山营-黄柏寺断裂所控制、靠近盆缘断裂的盆地西北部为盆地裂陷中心，上新世沉积了厚达 1100 m 的河湖相砾岩、砂岩与泥岩层，第四纪沉积了厚达 800 m 的河湖相砂砾岩系；延庆盆地的快速裂陷与其周缘八达岭等山脉的快速隆升呈良好的反镜像对应关系（Willis，1907；潘保田等，1994）（图 3-43、3-49）。怀来-涿鹿盆地受下花园、老君山、黄土窑与黑山寺等断裂所控制；南部为涿鹿断陷中心，沉积了厚达近 1000 m 的上新统与厚达 500 m 的第四系，沉积物以陆内河湖相泥岩、砂岩、砾岩及其互层为主；北部为怀来断陷中心，自中更新世以来沉积了厚达近 200 m 的泥砂层。

上述盆缘断层有的现在已经基本停止活动，有的则仍在继续活动，成为导致当地地震危险性的主要断层。据沉积与地貌分析资料，断陷盆地内活动断裂在上新世以来的活动以持续性、阶段性粘滑运动为主，同一断层不同段落的活动性存在一定差异。

第四节　新生代早期构造-地貌形成演化与夷平过程

燕山造山带及邻区经过燕山运动与相关的构造-热事件，至白垩纪末期形成了复杂的古构造-地貌格局（图 3-50）。但白垩纪末期—新生代初期，燕山造山带与其周缘的华北、下辽河、大兴安岭、太行山、阴山等邻区在构造-地貌特征上并没有显著区别（图 3-50）。现今近东西向展布的燕山山脉及其周缘裂谷盆地，是经过新生代长期复杂的地质构造发展演化过程而逐步形成的（图 3-51～3-55）。

一、新生代早期盆-岭构造-地貌形成演化过程

白垩纪末期，燕山造山带发育典型的古盆-岭构造-地貌格局；区域构造以近北北东向为主，少量断裂呈近东西向或北西向；大部分断陷盆地呈北北东向，受北北东向主干断裂所控制，如松辽盆地、北京-石家庄盆地、阜新-义县断陷盆地、张家口-赤峰火山-沉积盆地、沈阳-营口断陷盆地等（图 3-50），在地貌上多对应于湖泊、沼泽或平原。隆起带可能大部分对应于古山脉。白垩纪的构造-地貌经过燕山期末地壳运动的改造与古新世长期的风化剥蚀，大部分地区被显著夷平，形成新生代早期区域性夷平面。

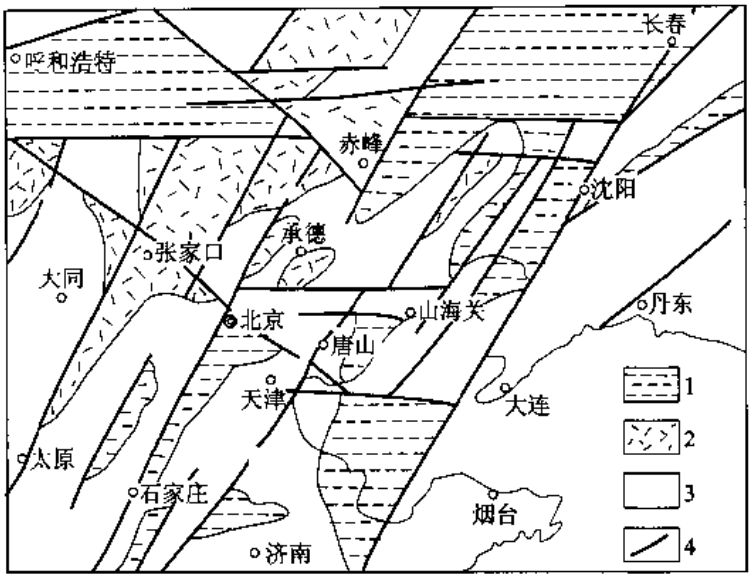


图 3-50　燕山及邻区白垩纪古构造-地貌分布图

Fig. 3-50　The Cretaceous tectonic-landform map of the Yanshan and its adjacent areas

1—断陷盆地河、湖、沼相沉积；2—火山-沉积岩系；3—隆起剥蚀区；4—主干断裂

始新世，冀北、冀东、太原—大同（古太行山）、大兴安岭、辽西与辽东地区处于隆升剥蚀状态，对应于古山脉地貌。北部的松辽盆地与二连盆地由裂陷盆地转化为弱拗陷盆地，地貌上表现为宽阔的平原，沉积了厚度不大的陆内河湖相碎屑岩系。东南部的华北-渤海湾地区发育较强烈的不均匀裂陷作用，形成规模不等的裂谷盆地；北北东向的古盆地与古隆起带相间分布，构成华北-渤海湾-下辽河裂谷系（图 3-51）；隆起带对应于古山脉，断陷盆地大部分对应于深断陷湖盆或沼泽。裂陷初期，在华北-渤海湾-下辽河裂谷系发育强烈的玄武岩喷发事件，局部形成厚达千米的玄武岩层；之后，断陷湖盆沉积了厚达数千米的河湖相沉积物（图 3-26、3-27）。在汾渭裂谷系南部发育渭河裂谷盆地。

渐新世，燕山及邻区的基本构造-地貌格局与始新世相近，区域构造以北北东向、北西向与近东西向居主导地位。但华北-渤海湾-下辽河裂谷系裂陷的范围明显增大，导致渤海湾-下辽河地区由一些孤立的中小型盆地发展成一个面积巨大的断陷盆地，盆地内部夹有一些规模不等的隆起带；汾渭裂谷系裂陷范围向北扩大，开始形成太原盆地与大同盆地等裂谷盆地的雏形（图 3-52）。渐新世末，发生了一期较强烈的构造运动，在主要断陷盆地形成区域性不整合（图 3-26、3-27）；在隆起区发生剥蚀夷平作用，形成新生代中期区域性夷平面。

新第三纪，区域构造以北北东向、北西向、近东西向与北东向为主（图 3-53）；华北-渤海湾-下辽河裂谷系的裂陷范围进一步扩大，河湖与沼泽相沉积覆盖了整个华北、渤海湾与下辽河地区，裂陷中心沉积地层的厚度达 1000～3500 m（图 3-28、3-53）；汾渭裂谷系进一步向北扩展，形成太原、大同、延庆、涿鹿等裂陷盆地。在盆地裂陷的同时，周缘山脉快速隆升，逐步形成现今大兴安岭、燕山与太行山等山脉（图 3-53）。

第四纪，华北-渤海湾-下辽河裂谷系总体转化为沉积速率较小的坳陷盆地，仅部分地区发生较快速的断陷事件，如北京坳陷、武清坳陷、夏垫坳陷、南口坳陷等；汾渭裂谷系

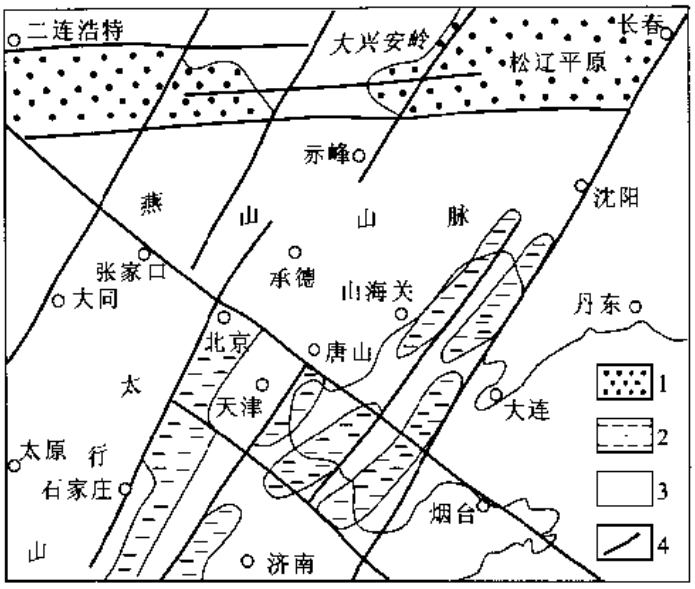


图 3-51　燕山及邻区始新世古构造-地貌分布图

Fig.3-51　The Eocene tectonic-landform map of the Yanshan and its adjacent areas

1—弱拗陷区河湖相沉积；2—断陷盆地河、湖、沼相沉积；3—隆起剥蚀区；4—主干断裂

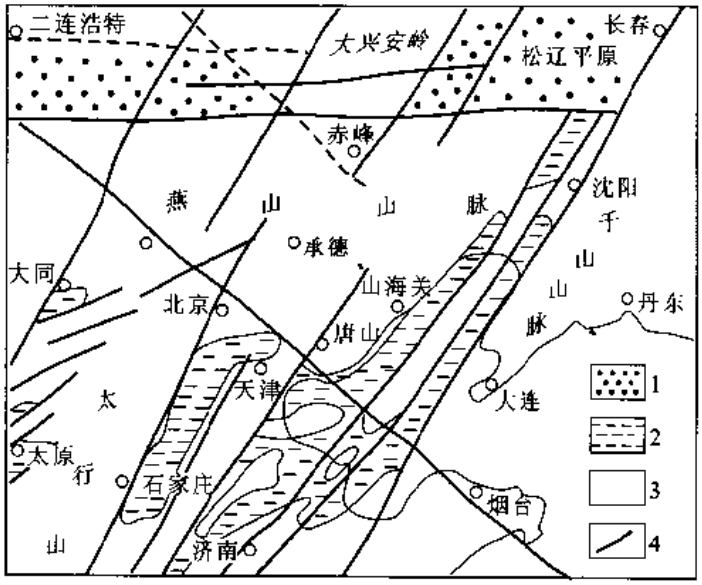


图 3-52　燕山及邻区渐新世古构造-地貌分布图

Fig.3-52　The Oligocene tectonic-landform map of the Yanshan and its adjacent areas

1—弱拗陷区河湖相沉积；2—断陷盆地河、湖、沼相沉积；3—隆起剥蚀区；4—主干断裂

主要盆地的裂陷范围趋于增大；大行山与燕山发生不均匀快速隆升，形成现今盆-岭相间分布的构造-地貌格局（图 3-54）。

二、古山岳地貌夷平过程

燕山及邻区是我国地貌研究最早的地区，而夷平面则是地貌与新构造研究中争论最多的问题之一。燕山及邻区夷平面研究最早文献为 Willis （1907） 所著的 《中国考察记》。

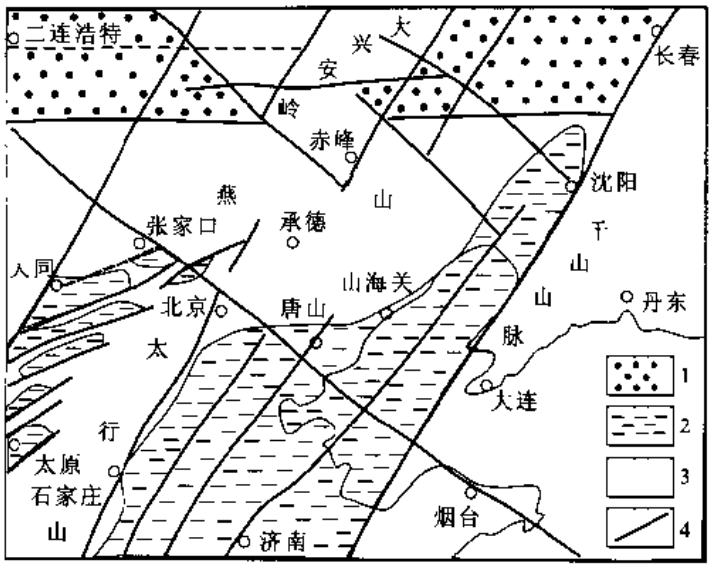


图 3-53　燕山及邻区新第三纪古构造-地貌分布图

Fig.3-53　The Late Tertiary tectonic-landform map of the Yanshan and its adjacent areas

1—弱拗陷区河湖相沉积；2—断陷盆地河、湖、沼相沉积；3—隆起剥蚀区；4—主干断裂

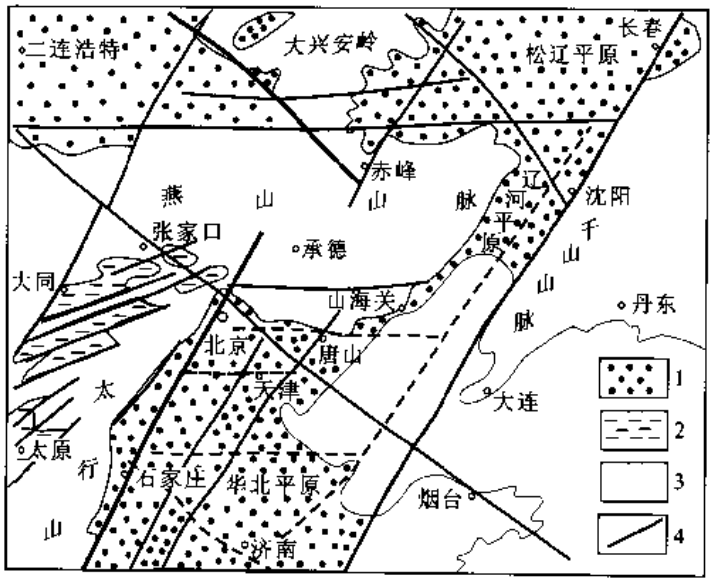


图 3-54　燕山及邻区第四纪古构造-地貌分布图

Fig.3-54　The Quaternary tectonic-landform map of the Yanshan and its adjacent areas

1—弱拗陷区河湖相沉积；2—断陷盆地河、湖、沼相沉积；3—隆起剥蚀区；4—主干断裂

Willis（1907）根据冀、晋一带的考察结果提出华北山地存在北台期夷平面和唐县期夷平面。叶良辅（1920）、Barbour（1929，1930，1935）、安特生、王竹泉（1926，1937）等人对华北夷平面有过进一步研究，但大体沿袭了 Willis 的两期夷平面的划分方案，只是在夷平面形成时代上提出了不同认识。而李坪等（1966）、尤惠川（1985）、程绍平等（1989）、吴忱等（1996）在详细野外观测的基础上，在燕山及邻区鉴别出更多期夷平面。综合分析

前人的研究成果，可知争论的焦点主要是夷平面的期次和时代问题（表 3-5）。

表 3-5 燕山及邻区夷平面划分方案对比表

Table 3-5 Division of planation surface of the Yanshan and its adjacent areas

地质时代 \ 创始者	Willis (1907)	王竹泉 (1937)	李坪等 (1966)	尤惠川 (1985)	程绍平等 (1989)	吴忱 (1996)	吴中海 (2000)
Q_4	唐县期夷平面						
Q_3							
Q_2			Ⅲ级夷平面发育期				
Q_1							
2.4Ma							
N_2			Ⅱ级夷平面发育期	Ⅲ级夷平面	Ⅴ级夷平面	低山麓面	
3.4Ma							
5.2Ma		唐县面				唐县面	Ⅴ级夷平面（唐县面）
N_1					Ⅳ级夷平面		
14Ma							
24Ma			Ⅰ级夷平面发育期	Ⅱ级夷平面	Ⅲ级夷平面	甸子梁面	Ⅳ级夷平面
E_3							
38Ma	北台期夷平面	吕梁面		Ⅰ级夷平面	Ⅱ级夷平面		Ⅲ级夷平面
E_2							
56Ma					Ⅰ级夷平面	北台面	Ⅱ级夷平面
E_1							
65Ma							北台面 Ⅰ级夷平面
K_2							

这里将根据燕山及邻区晚燕山期以来构造演化、沉积建造、古地理演化及山脉隆升方面研究的最新成果，剖析燕山及邻区夷平面的划分、时代与古地貌的夷平过程。

1. 夷平面开始发育的时代与区域构造背景

现存的燕山造山带及邻区夷平面开始发育于燕山期强烈挤压造山事件结束之后，与区域伸展构造环境下地块的不均匀升降运动及相关的剥蚀、夷平作用存在成因联系。

据构造、沉积、热事件及相关的年代学资料，推断燕山及邻区中生代主造山期挤压造山运动结束于早白垩世晚期。从构造演化看，早白垩世晚期燕山及邻区发育较多的变质核

杂岩（Davis 等，1994；Webb 等，1999；宋鸿林，1996；陈祥高等，1986；马寅生等，1999）。通常认为，变质核杂岩形成于区域伸展构造环境。据变质核杂岩的同位素年代学资料，Davis 等（1998）认为 118～116 Ma 是燕山造山带发育广泛伸展变形的时期。碱性花岗岩也标志着挤压造山运动的结束与伸展构造环境的开始，据碱性花岗岩的同位素测年资料，推断燕山造山带主造山期强烈挤压造山运动在 129～116 Ma 期间逐渐结束，形成雾灵山碱性杂岩（128 Ma）、后石湖山碱性花岗岩（118 Ma）与响山碱性花岗岩体（100 Ma）等碱性岩体（王季亮等，1994；邓晋福等，1996）。另外，赵越（1990）据燕山造山带磨拉石堆积时代，推断燕山运动结束于早白垩世晚期—晚白垩早期（K_1^2—K_2^1）。

综合以上资料，推断燕山造山带及邻区夷平面发育开始于晚白垩世主造山期挤压造山运动结束之后，是在区域构造发生反转后的伸展构造环境下逐步形成的。燕山及邻区普遍缺失晚白垩世沉积，也证明燕山造山带主体在晚白垩世处于长期的隆升与剥蚀夷平状态。

2. 夷平面分析方法

在前人工作的基础上，结合燕山及邻区新生代构造-地貌特点，总结包括燕山及邻区在内的中国中东部山地夷平面分析方法。

地貌分析：通过作一个地区的地形剖面图，可自高到低将一个地区的等高峰顶面序列划分出来，代表该地区的夷平面期次。程绍平等（1989）对华北山地夷平面的划分即属此类。但需要注意的是，作地形剖面图时，应把范围限制在同一断块的活动区内。对不同断块活动区，因块体间的差异隆升运动，常使同一期夷平面在不同断块中分布高度不同。

相关沉积分析：这是一种地质学方法，也是我国地文期研究中常用的方法。该方法的原理是，地貌不整合与地层不整合相耦合。因为任何地貌不整合的形成都是由于邻区侵蚀基准面的变化造成的，而这种侵蚀基准面的变化必然在盆地沉积中造成不整合、假不整合或侵蚀面等接触关系。因此通过分析山地及其邻区盆地内地层间不整合关系的发育过程，一方面可以分析山地夷平面的时代，另一方面也可剖析夷平面发育期次。

夷平面发育期与夷平面形成时代分析：夷平面发育期指该夷平面从开始发育到最终形成的整个时期；而夷平面形成时代则指夷现面最终形成的时间，表现为该夷平面侵蚀削平的最新地层与上覆最老地层所围限的时代。一般这个时间与夷平面被初始抬升的时间很接近，因此也有人用夷平面的初始抬升时间来表示夷平面形成时代。

山脉隆升过程的热年代学分析：利用山脉隆升过程的热年代学方法，可定量分析山脉或山地隆升阶段与隆升速率，为夷平面划分和定年提供重要依据。热年代学数据所反映的每一期快速隆升事件对应于上一期夷平面的解体和下一期夷平面开始发育的时间。

构造稳定期分析：据崔之久等（1998）、李容全等(1998)的资料，一期夷平面的发育需要约 10 Ma 的构造稳定期。在构造稳定期，高地势不断被蚀低，地貌向老年化方向发展。

火山活动历史和断层活动过程分析：火山活动历史、断层活动过程及相关测年资料能够为划分夷平面的发展阶段、确定夷平面的时代提供重要证据。火山活动期间，常伴随强烈的断层活动；而断层的强烈活动常造成侵蚀基准面的变化。

3. 燕山及邻区夷平面划分与时代

（1）地层不整合与夷平面期次

将燕山及邻区晚白垩世以来的岩石地层发育情况列于表 3-6。从表 3-6 可看出，下白垩统与上白垩统之间存在区域性不整合，该不整合标志着燕山期强烈挤压造山运动的结束，也对应于华北地区第一级夷平面开始发育的时间，约为 95 Ma。晚白垩世—上新世，燕山及邻区发育 5 期区域地层不整合，古新统与下伏地层的不整合面对应于华北裂谷系开始快速裂陷的时间，约为 66 Ma；始新统与下伏地层间的不整合面对应于宁夏、渭河、河套盆地开始裂陷的时间，约为 50 Ma；在渐新统、中新统、上新统之间各存在一期区域地层不整合，其中中新统与上新统之间的不整合面对应于延庆盆地、大同盆地、涿鹿-怀来盆地开始快速裂陷的时间，约为 5～6 Ma。

除以上 6 期区域性不整合面外，在中新统之内还存在局部的不整合，如渭河、鲁东地区存在 14 Ma 左右的不整合面。上新世以来，虽然地层间存在多个假整合面，但由于其时间间隔短，没有充分的剥蚀时间来形成夷平面，因此本书不予讨论。

根据夷平面与不整合的对应关系，推断燕山及邻区晚白垩世以来发育 5～7 期区域性夷平面。不同时期区域性夷平面的保存和晚期改造状况不尽相同。

（2）地形联合剖面与夷平面分级

分析华北山地地形联合剖面图（图 1-15、1-16、1-17）。图 1-15 是从不同方向横切五台山断块和小五台山断块的地形剖面。从图 1-15 中可鉴别出 3000 m、2700 m、2300 m、1900 m、1500 m 5 级山地夷平面，这 5 级夷平面的海拔高度基本代表山西高原夷平面的高度范围。图 1-16 地形剖面主要取自于太行山东段即紫荆关断裂带附近及其东侧。由于紫荆关断裂新生代活动与断块掀斜运动，造成夷平面高度自山脉中心至山麓方向逐步降低，也使图 1-16 地形剖面中 5 个山地夷平面高度分别比图 1-16 对应夷平面高度低 1000 m 左右。但图 1-16 各级地形面高度代表紫荆关断裂带及其东侧山地夷平面的高度。图 1-17 是尤惠川（1985）作的乌拉山地区地形剖面图，从中可划出 7 级地貌面，包括 5 级区域性夷平面与 1 级山麓侵蚀面，上新统地貌面也属山麓侵蚀面。

综观燕山、太行山与乌拉山等华北山地地形，基本可识别出 5 级夷平面，这 5 级夷平面分布高度的差异性反映断块区新生代隆升幅度的变化。五台山—小五台山一带新生代相对隆升最强，内蒙古高原相对隆升较强，而太行山东麓与燕山南麓新生代相对隆升较弱。

（3）热事件年龄与夷平面时代

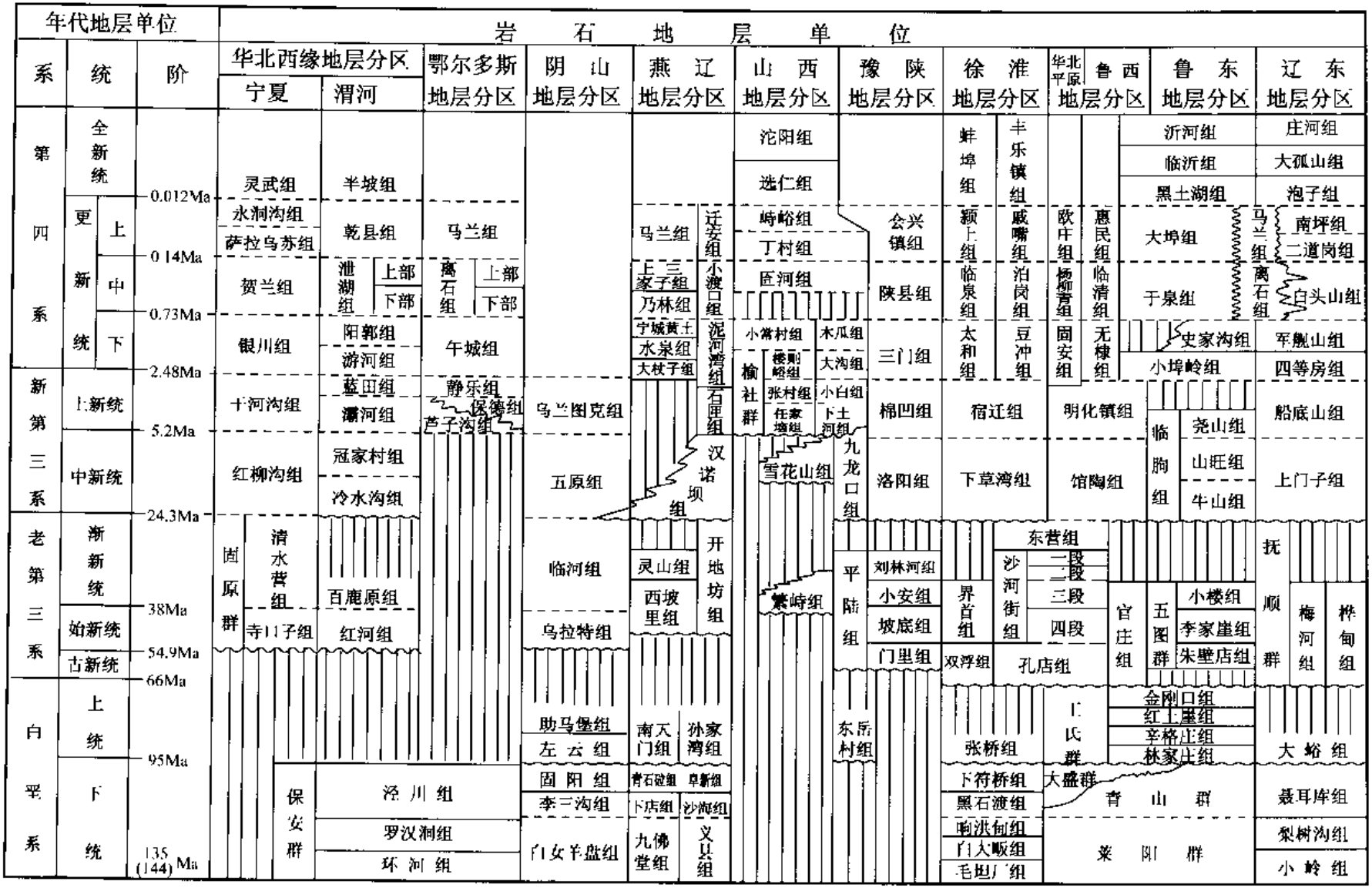
综合分析燕山造山带岩体隆升的热年代学资料与断层测年资料（表 3-7），可以了解燕山及邻区白垩纪以来的构造-热事件与地貌演化过程。表 3-7 各岩体的同位素年龄代表岩体冷却年龄，皆小于岩体侵位时代，代表岩体侵位期后冷却事件的年龄，一般与岩体隆升有关。

统计分析表 3-7 地质构造事件的年龄数据，可划分出下列 7 期山地隆升事件：①119～100 Ma；②96～80 Ma；③70～60 Ma；④51～45 Ma；⑤35～28 Ma；⑥14～13 Ma ⑦6～5 Ma。除第④期事件外，燕山及邻区各期隆升事件年龄都与郯庐断裂带的构造事件年龄呈良好对应关系，第⑦期隆升事件尚与延庆盆地西缘断裂断层泥测年结果呈良好对应关系。

在上述 7 期隆升事件中，第①期隆升事件与早白垩世末期挤压造山运动有关，其他各期隆升事件都与燕山及邻区伸展构造环境地块差异升降运动、夷平面解体密切相关。根据这几期隆升事件的年龄，结合盆地内相关沉积地层的年代学资料，推断燕山及邻区新生代 5 期夷平面的解体时代分别为 70～60 Ma、51～45 Ma、35～28 Ma、14～13 Ma、6～5 Ma。

表 3-6　华北地层区白垩纪以来岩石地层对比表

Table 3-6　Comparison of Cretaceous strata of the North China Block



（据陈晋镳，武铁山等，1997）

表 3-7　燕山及邻区断块活动阶段隆升冷却事件年龄一览表

Table 3-7　Ages of tectonic activity of the Yanshan and its adjacent areas

样品编号	采样地点	高程 m	样品名称	测定对象	测定方法	年龄值/Ma	资料来源
S1131	蓟县盘山	840	二长花岗岩	锆石	裂变径迹法（FT）	118 ± 7	吴珍汉等（1999）
S1132		560				114 ± 7	
S1133		275				108 ± 7	
S1134		70				96 ± 6	
S1131	蓟县盘山	840	二长花岗岩	磷灰石	FT	63.4 ± 4	吴珍汉等（1999）
S1132		560				50.5 ± 5	
S1133		275				49.0 ± 3	
S1134		70				48.5 ± 2	
F-1	北京八达岭	480	黑云母花岗岩	锆石	FT	105	吴珍汉等（1999）
F-2		160				95	
F-3		840				92.5 ± 5	
F-4		560				78 ± 5	
F-1	北京八达岭	480	黑云母花岗岩	磷灰石	FT	81	吴珍汉等（1996）
F-2		160				45	
F-3		840				5.6 ± 1.5	
F-4		560				6.6 ± 0.5	
MY-1	辽西医巫闾山	800	花岗岩	锆石	FT	81.11 ± 7.35	马寅生等（1999）
MY-3		400		锆石	FT	49.36 ± 3.66	
MY-3		400		黑云母	K-Ar	70.01 ± 1.03	
MY-1	辽西医巫闾山	800	花岗岩	磷灰石	FT	14.03 ± 1 78	马寅生等（1999）
MY-3		400				12.82 ± 5.3	
S-3	怀柔云蒙山		花岗岩	钾长石	K-Ar	103.95 ± 1.59	吴珍汉等（1999）
S-3				锆石	FT	106 ± 6	
S-3				磷灰石	FT	34.8 ± 2	
S 4	怀柔四合堂		花岗片麻岩	锆石	FT	84 ± 4	吴珍汉等（1999）
S-4				磷灰石		13.0 ± 2	
S-5	河北兴隆雾灵山		碱性花岗岩	锆石	FT	86 ± 6	吴珍汉等（1999）
S-5				磷灰石		63.7 ± 8	
	北京房山		花岗闪长岩	榍石	FT	114.4 ± 5.7	陈祥高等（1983，1986）
				锆石		102.6 ± 6.0	
				磷灰石		84.7 ± 4.4	
	怀柔河防口		断层泥	伊利石	K-Ar	89 ± 4 ~ 72 ± 2	Davis 等（1994）
	怀柔云蒙山		花岗闪长岩	钾长石	Ar-Ar	118 ~ 119	
YH-1-3	延庆小寺沟		断层泥	磷灰石	FT	8.7	尹功明等（1996）

续表

样品编号	采样地点	高程 m	样品名称	测定对象	测定方法	年龄值/Ma	资料来源
	延庆大海坨山		花岗岩		K-Ar	59	易明初等（1991）
	北京白花山东坡		安山岩	全岩	K-Ar	99.4	
	河北涞源乌龙沟		花岗岩	黑云母	K-Ar	96	
	河北易县紫荆关		花岗岩	黑云母	K-Ar	94.3	叶伯丹等（1986）
	河北易县小盘石		花岗岩	黑云母	K-Ar	97	
	河南安阳天喜镇		正长岩	全岩	K-Ar	45.5	
牛 F-0			花岗片麻岩			75	王庆隆等（1988）
牛 F-1	郯庐断裂带		断层泥	磷灰石	FT	31	
牛 F-2	莒县牛家庄		断裂破碎带			28.4	
SF-1	郯庐断裂带		白色断层泥	磷灰石	FT	55.1	王庆隆等（1988）
SF-3	沂水		红色断层泥	磷灰石	FT	56.9	
SL-1	郯庐断裂带		断层泥	伊利石	K-Ar	97.8 ± 2.49	陈文寄等（1988）
SL-2	沂水					94.2 ± 2.4	
SL-3						89.8 ± 2.3	
DT	沂沭断裂带 沂水道托		断层泥	伊利石	K-Ar	96.5 ± 2.50	陈文寄等（1988）
HS	沂沭断裂带后石灰窑		断层泥	伊利石	K-Ar	89.71 ± 2.29	陈文寄等（1988）
						115.5 ± 3.20	
CZ	沂沭断裂带临沂曹庄					75.74 ± 2.14	
HZ	沂沭断裂带新沂何庄						
XL	沂沭断裂带莒县西冷泉		断层泥	伊利石	K-Ar	84.27 ± 2.50	陈文寄等（1988）
XB	沂沭断裂带莒县南西北岭					57.87 ± 1.59	
NJ-1	沂沭断裂带莒县		断层泥	伊利石	K-Ar	112.2 ± 3.00	陈文寄等（1988）
NJ-3	牛家庄					109.1 ± 2.90	
SL-1	沂沭断裂带		断层泥	磷灰石	FT	4.73 ± 0.28	陈文寄等（1988）
SL-2	沂水					5.75 ± 0.35	
XL	沂沭断裂带莒县西冷泉		断层泥	磷灰石	FT	3.26 ± 0.20	陈文寄等（1988）
MP	沂沭断裂带郯城麦坡					13.13 ± 0.84	
NJ-2	沂沭断裂带		断层泥			5.83 ± 0.36	陈文寄等（1988）
NJ-3	莒县牛家庄					5.26 ± 0.33	
	辽宁兴城牛心山		花岗斑岩		K-Ar	50	叶伯丹等（1986）
	辽宁锦西刚屯		花岗斑岩		K-Ar	61	
	辽宁兴城南大山		花岗岩		K-Ar	64	
ESR-2	辽宁北票南天门凉水河		断层泥		ESR	3.418	马寅生等（1997）

（4）火山-沉积序列、时代与夷平面期次

从图 3-55 与表 3-8 可以看出，燕山及邻区新生代火山活动具有多期次特点。主要喷发高峰发生在 85 Ma、63 Ma、54 Ma、42 Ma、24 Ma、14 Ma、7 Ma、4 Ma、2～1 Ma、0.5 Ma 及全新世。华北裂谷盆地火山活动时期以晚白垩世至渐新世末为主，而其周缘山地火山喷发则自渐新世至全新世皆有发生。始新世晚期—渐新世初的火山喷发活动在山西地堑系东北部繁峙与阳原一带最为强烈，形成著名的繁峙玄武岩；此期玄武岩在繁峙一带常构成 2000～2200 m 的峰顶面，是确定峰顶面年龄的重要依据。渐新世晚期以来的火山活动在东北内蒙古、冀北山地较为强烈。在张北一带中新世汉诺坝玄武岩覆盖于 1500～1600 m 的坝缘山地面上，是确定唐县期夷平面的重要依据。丰镇一带的玄武岩主要活动期是 14 Ma 与 8 Ma，分布于约 1200～1600 m 高度，常构成内蒙古高原边部的平坦山地面。在太行山中段的井陉、昔阳一带有一期中新世晚期的火山活动，活动时间为 8～6 Ma；在紫荆关断裂带东侧的井陉地区发育雪花山玄武岩，分布于 300～400 m 高山麓面上；而在断裂带西侧昔阳一带，分布于 1000～1200 m 高度。

由于玄武岩在山地中常构成峰顶面或被其他峰顶面切割，因此根据山地玄武岩的分布高度及其与地貌面的叠覆与切割关系，可判定地貌面年龄和分布高度。发生在约 85 Ma、63 Ma、54 Ma、42 Ma、14 Ma、7 Ma 的火山活动事件分别与山脉隆升事件的热年代学资料呈良好对应关系。发生在 24 Ma 左右的火山喷发与中新世初期的地层不整合相对应，但在热年代学数据中没有显示，可能是受采样密度和位置影响造成的。繁峙玄武岩在恒山地区上覆在 2200 m 左右的夷平面上，推断该夷平面形成于始新世晚期；而低于 2200 m 切割了繁峙玄武岩的地貌面则形成于渐新世初之后。张北一带汉诺坝玄武岩上覆于 1600 m 左右的峰顶面，据此推断张北坝上地区 1600 m 峰顶面形成于渐新世晚期至中新世初；而切割玄武岩的较低地貌面则形成于汉诺坝玄武岩主喷发期之后。井陉—昔阳一带的雪花山玄武岩在紫荆关断裂带两侧分别上覆在 400～500 m 峰顶面和 1000 m 峰顶面，指示唐县期夷平面在紫荆关断裂两侧分布高度不同，说明唐县期夷平面形成于中新世晚期。

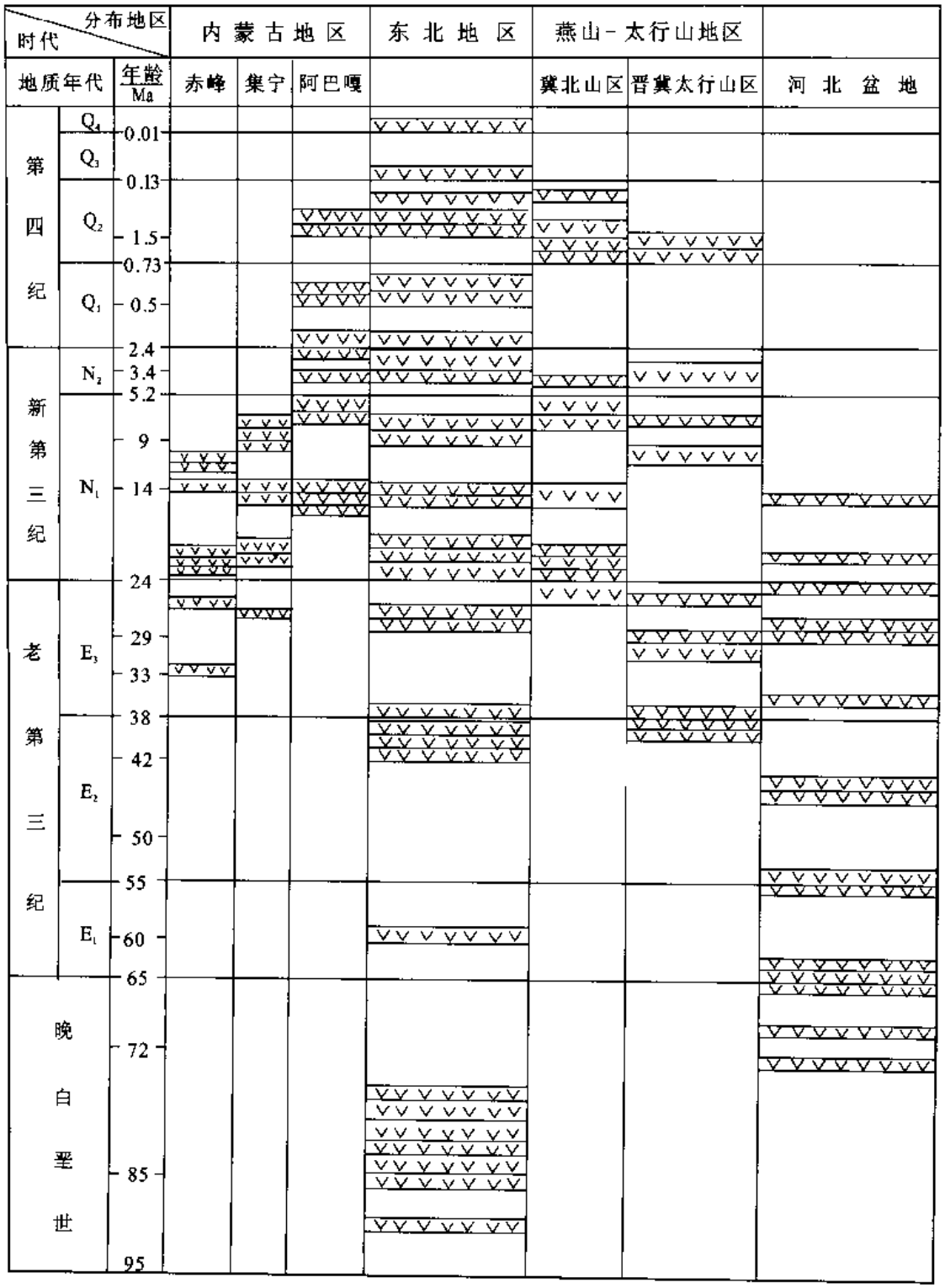
根据火山活动-夷平面时空关系，推断燕山及邻区晚白垩世—第三纪发育 7 期地貌面，分别解体于约 63 Ma、54 Ma、42 Ma、24 Ma、14 Ma、7 Ma、4 Ma。

需要注意的是，在利用玄武岩进行地貌面时代判定时，应区分玄武岩与地貌面的关系是叠覆还是切割关系。我们认为每期玄武岩所构成的最高峰顶面应该代表玄武岩喷发前形成的夷平面，而不代表玄武岩形成后的夷平面；玄武岩喷发后的地貌面应该低于最高玄武岩台面。更准确地说，最高玄武岩台面可代表其下伏夷平面时代，而低于此台面的地貌面与玄武岩呈切割关系。程绍平等（1989）确定夷平面时代即是用此方法。而吴忱等（1996）在利用玄武岩判断夷平面时代时，把最高峰顶面上的玄武岩层作为该峰顶面夷平削切的最新地层，进而认为恒山峰顶面是渐新世夷平面，坝缘山地面是唐县期夷平面。恒山玄武岩与峰顶面是叠覆关系而不是切割关系，因此 2200 m 左右的恒山主峰面应是始新世面，而 1600 m 左右中的坝缘山地面是渐新世面。

综合以上火山岩-地貌面关系资料，认为燕山及邻区自晚白垩世以来普遍发育 5 级夷平面，它们的解体时代分别约为 63 Ma、54 Ma、40～38 Ma、24 Ma 与 7～5 Ma。

表 3-8　华北山地晚白垩世以来火山活动分布表

Table 3-8　Late Cretaceous volcanic activity of the North China Block



4. 夷平面分布及主要控制因素

燕山造山带及邻区夷平面的分布与高度受区域断裂、地块差异隆升运动与断块活动强

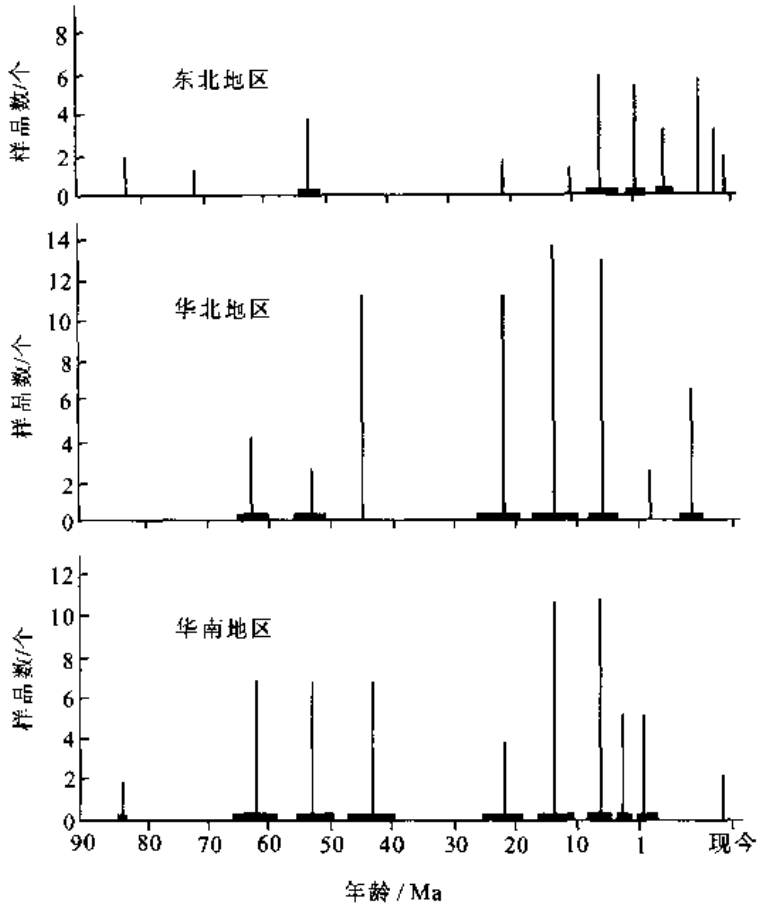


图 3-55　中国东部新生代火山岩时代分布频率图

（据王慧芬、杨学昌等，1988）

Fig.3-55　Statistic diagram of time frequency of the Cenozoic volcanic rock of east China

度所控制。在太行山地区，夷平面分布主要与太行山山前断裂、紫荆关断裂和山西地堑系盆缘断裂的活动性有关。燕山地区夷平面分布主要与北北东向、近东西向及北西向断裂活动有关。燕山西部由于尚义-崇礼断裂和紫荆关断裂带北段的活动性造成坝上与坝下地貌分区；燕山中段地貌则受紫荆关断裂、平泉-围场断裂、密云-兴隆断裂与燕山山前断裂控制，呈南北向分带特点；燕山东段的辽西地区主要受北北东向断裂如平泉-赤峰断裂、建平-凌源断裂与锦州-阜新断裂控制，构成西北高、东南低的地貌特征，并大体将辽西山地分为努鲁儿虎山隆起和松岭-黑山-医巫闾山隆起两个隆起区。上述断裂在新生代由于上下盘发生差异升降和掀斜运动，使燕山-太行山地区夷平面发生变形，造成不同断块内夷平面分布高度与保存程度的不同及同一断块内夷平面高度的规律性变化。夷平面在太行山地区总体分布特点是西北高、东南低，向东南方向倾斜。在紫荆关断裂带西侧的五台山-小五台山断块隆起区，由于断块倾向东南的掀斜运动，使断块西北侧最高级夷平面分布于3000 m 左右高度，最低一级夷平面分布于 1400 ~ 1600 m 高度；向东南方向，最高级夷平面逐渐降低至约 2300 m 高度；在紫荆关断裂与乌龙沟-走马驿断裂之间，最高级夷平面分布于 2000 m 左右高程，最低级夷平面则分布于 800 ~ 1000 m 高度。在紫荆关断裂带东侧至太行山山麓一带，夷平面显示向东南倾斜的特点，其中北台期夷平面分布于 1800 m 左右

峰顶面，而唐县期夷平面分布于400～500 m高度，上覆雪花山玄武岩；向东夷平面逐渐降低，至太行山山麓一带唐县期夷平面降至200 m左右高度，北台期夷平面则残存于1000 m左右高峰上。在燕山西段的坝上高原地区，北台期夷平面分布于2200 m左右峰顶上，唐县期夷平面分布于1500 m左右高度。由于坝上高原内部新生代差异升降活动弱，因此各级夷平面间高差比较小，仅唐县期夷平面切割了最老一期汉诺坝玄武岩。坝上地区夷平面高度大致可以与内蒙古的乌拉山、大青山一带相当。燕山中段主体位于坝下地区，其西北部被紫荆关断裂带的两条分支断裂（赤城-御道口断裂和丰宁-围场断裂）分为3部分；其中赤城-御道口断裂的西北部属坝上高原区，紫荆关断裂带内部地带地貌面可与太行山北部紫荆关断裂带内部地貌面进行对比；而丰宁-围场断裂以南地区地貌面则可以与太行山北部紫荆关断裂东侧地区对比。燕山南部被密云-兴隆断裂分割为南北两部分，南部属燕山南麓，唐县期夷平面分布于150～200 m高度，北台期夷平面分布于1000 m左右山顶上；北部为冀北山区，北台期夷平面上升至2000 m左右高度，唐县期夷平面分布于400～500 m高度。在辽西山地，由于平泉-赤峰断裂、凌源-建平断裂、阜新-锦州断裂的切割作用，地貌上分为3部分，西北部受平泉-围场、喀喇沁旗-宁城两条北西向断裂围限构成七老图山隆起区，其地貌面可与紫荆关断裂带内部对比；中部为努鲁儿虎山隆起区，向西南与兴隆-密云以北的冀北山地连为一个地貌单元；而东部的松岭-医巫闾山断块隆起区则与兴隆-密云以南的冀北山地属同一地貌单元。

综合分析燕山及邻区地貌面分布规律，可知燕山地区地貌面明显受断裂活动所控制，不同块体之间存在显著差异升降运动。燕山西部地貌面总体上呈现自南向北和自东南向西北升高的特征，而坝上高原区的夷平面有向高原内部（西北方向）呈现掀斜降低的特征。燕山中段地貌面总体由南向北呈台阶式上升。燕山东段则由东南向西北呈台阶状上升。

5. 燕山及邻区古地貌的夷平与演化过程

通过以上讨论与分析，可以看出，燕山及邻区在128 Ma与118 Ma经历了广泛的变质核杂岩发育过程和碱性花岗岩侵位后，进入伸展型盆-岭构造-地貌演化阶段。在约95 Ma的晚白垩世初期，燕山及邻区古山脉发生强烈隆升，并开始了区域性侵蚀过程，至晚白垩世末期约65 Ma形成第一期夷平面。第一期夷平面发育期间，华北没有大型盆地发育，属与燕山相似的古山地，但山地内部有小型断陷盆地如张家口盆地、鲁西、阴山一带的晚白垩世盆地，这些盆地构成山地侵蚀活动的侵蚀基准面，并在盆地内部堆积了北台期侵蚀的相关沉积物；如燕山一带的南天门砾岩、孙家湾组，阳山地区的左云组、助马堡组，鲁西的王氏群砂砾岩系等。需要说明的是，自116 Ma的伸展变形之后至96 Ma的隆升活动发生前，有近20 Ma的构造稳定期，在这个时期中也应该有一期夷平面发育；但由于其发育时间距今太久远，该期夷平面绝大部分可能已被剥蚀或改造，易与晚期夷平面叠加在一起，难以区分和鉴别。在晚白垩世末夷平面形成不久，古新世初的山地差异升降活动使第一期夷平面发生解体、变形，同时华北盆地与苏北盆地开始发生裂陷，为华北山地侵蚀活动提供了新的侵蚀基准面，盆地周缘山地在此基准面基础上发育了第二期夷平面，并在盆地内形成孔店组等相关沉积。至始新世初期（50 Ma左右），山地再次发生强烈差异升降活动，导致第二期夷平面解体，同时在鄂尔多斯周缘的宁夏、河套、渭河地区发生裂陷，使解体的第二期夷平面在盆地内构成了盆地基底面，成为山地剥蚀活动的又一个侵蚀基准

面；伴随这期夷平面的解体，华北山地开始发育第三期夷平面。第三期夷平面的形成年龄约为 42～38 Ma，其在山西繁峙一带被老一期繁峙玄武岩覆盖，分布于 2200 m 左右峰顶面上，同时在盆地内形成红河组（渭河地区），乌拉特组（阴山山前盆地内），沙四段（华北盆地）等相关堆积物。38 Ma 左右，伴随繁峙玄武岩的喷发，盆地面与山地间发生差异隆升，河流下切，第三期夷平面解体，开始了第四期夷平面的发育；第四期夷平面切割了最老的繁峙玄武岩，在张北、赤峰、围场、集宁一带被 25 Ma 左右的最老一期汉诺坝玄武岩覆盖，分布于 1600 m 左右山顶上，而在盆地区则形成清水营组（宁夏），临河组（阴山）等相关堆积，在太行山东麓形成灵山砾岩与长辛店砾岩堆积。24 Ma 左右，山地再次发生强烈构造活动，山地抬升，盆地下降，河流侵蚀加剧，导致第四期夷平面解体，这期差异升降运动造成重要的地貌变化，开始形成河北北部的坝上、坝下地貌分异。晚白垩世—老第三纪区域性剥蚀夷平过程，在有沉积记录的地区可以区分出 4 期夷平面；但在沉积记录不全或缺乏沉积记录的地区，不同时期夷平面叠加在一起，难以区分，导致对华北山地北台期夷平面的不同理解。如五台山主峰北台顶（北台期夷平面），大部分学者都认为其形成于白垩纪末期—老第三纪；但由于缺乏沉积记录，难以判别北台期夷平面的主要剥蚀夷平时代对应于晚白垩世—老第三纪哪一期区域性剥蚀夷平事件；最可能的情况是，五台山北台顶（北台期夷平面）经历了第一期—第四期 4 期区域性剥蚀夷平过程，是晚白垩世—老第三纪长期缓慢剥蚀夷平的产物；北台期夷平面解体时代发生于 24～25 Ma。

北台期夷平面解体事件之后，开始第五期夷平面（唐县期夷平面）的发育。唐县期夷平面发育阶段贯穿整个中新世，但在中新世中期（14 Ma 左右）有一期构造活动，这在渭河盆地与鲁东地区地层和华北火山活动及部分岩体的冷却年龄中都有反映，似乎表明唐县期夷平面可以分为上、下两个面；但目前的资料尚难以区分这两期夷平面，这里暂把唐县期夷平面视为整个中新世侵蚀的结果。唐县期夷平面的分布特征是切割最老一期汉诺坝玄武岩，在丰镇、阿巴嘎、井陉、昔阳一带被 6 Ma 左右的中新世末期玄武岩覆盖，在山西高原的山麓地带被三趾马红土覆盖。伴随 6 Ma 左右唐县期夷平面解体事件，大同、阳原、延庆等盆地开始裂陷，唐县期夷平面便构成这些盆地的基底面。唐县期夷平面解体后，华北山地便结束了夷平面发育过程，进入新一期差异隆升时期，开始现今构造-地貌的塑造过程。

第五节　燕山及邻区现今构造-地貌形成过程

最早论述太行山-燕山地区地貌演化的是 1904 年来中国做地质考察的美国地质学家维理士（Willis），其所划分的太行山-燕山地貌演化阶段被后人借鉴，发展成著名的地文期学说，于是在以后论及山地地貌演化时皆用地文期旋回来表示。维理士在（1907）《中国考察记》中认为山西、河北一带山脉现今地貌形成是唐县期夷平面解体后的汾河期侵蚀的结果。后来论及太行山-燕山地区地貌演化过程有安特生（Anderson）、王竹泉（1926）、巴尔博（Barbour）（1929）、叶良辅（1920）、德日进（Teihard de Chardin）等（1930）、卞美年（Biem）（1957）、德日进等（1934），吴忱等（1996），他们发展了维理士的地文期划分方案，将其最初的汾河期侵蚀又划分为多个侵蚀-堆积旋回（表 3-9）。尽管不同学者对地文期划分方案不尽相同，但普遍认为华北山地最后一期重要区域性夷平面解体事件开始于唐县期侵蚀末期，现今构造-地貌演化主要涉及最后一期夷平面解体以来的地貌形成演化过

程。燕山及邻区现今构造-地貌形成演化开始于北台末期（中新世初期），很多重要的山岳地貌伴随着唐县期夷平面的解体而逐步形成，因此有必要系统分析唐县期夷平面解体时间。

表 3-9 华北山地新第三纪以来地文期划分对比表

Table 3-9 Division and comparison of Late Tertiary geographic stage of mountains of the North China Block

地质时代 / 地文划分者		维理士（1907）		安特生（1919）		巴尔博（1929）		德日进（1934,1941）		卞美年（1957）		刘东生、王克鲁（1964）		潘宝田 李吉均等（1994）		吴忱等（1996~1999）	
地质年代	年龄 Ma	侵蚀期	堆积期	侵蚀期	堆积期	侵蚀期	堆积期	侵蚀期	堆积期	侵蚀期	堆积期	侵蚀期	堆积期	下切期	侧蚀期	侵蚀期	堆积期
Q_4	0.0025	汾河期		板桥期		板桥期	现代冲积与堆积石	板桥期	次生黄土	板桥期	阜兰期			若尔盖运动间冰段	兰州期	段曲期	卢龙期
	0.01				马兰期												阜兰期
Q_3	0.025						马兰期	辽河期	马兰期		马兰期	马兰黄土			板桥期	板桥期	马兰期
	0.1								马兰期								上部堆积、下部堆积
	0.13							清水期		清水期		清水期		共和运动		清水期	
Q_2	0.5			汾河期		清水期			周口店地点第11点		周口店期	黄土上部	黄土下部		清水期		周口店期
	0.73							未名期	周口店地点第13点	未名期		铜川期		S运动	铜川期	渭南期	
Q_1	1.6						三门期	"Z"期	泥河湾期	渭水期	泥河湾期	渭水期	离石下部	黄河运动	渭南-蓝山期	渭水期	三门期
	2.48												午城黄土	元谋运动	渭水期		
N_2	3.4		忻州期		唐县期	汾河期		汾河期 "X"期	静乐期	汾河期 "X"期	"Y"期	汾河期		青藏运动	汾河期	汾河期	静乐期
	5.2	唐县期					红土与砾石堆积		保德期		保德期			喜山幕	唐县期夷平	平山期	保德期
N_1	24.3					唐县期		唐县期		唐县期						唐县期	

一、唐县期夷平面的解体时间

从表 3-9 中可以看出，不同学者对唐县期侵蚀夷平作用结束的时间看法不一，有的认为唐县期夷平面形成于中新世末、上新世红土堆积之前，如王竹泉（1926）、巴尔博（1929）、安特生、潘宝田等（1994）认为唐县期夷平面形成于中新世末，上新世红土砾石层是唐县期侵蚀的相关堆积；吴忱等（1996）则认为唐县期夷平面形成于 3.4Ma 左右，保德期堆积是夷平后期的相关堆积，而平山期侵蚀则对应唐县期夷平面的解体时间。

前人对地文期演化的认识与地文期旋回的理解不同，导致在处理唐县期夷平面与上新世红土之间关系时得出不同结论；而唐县期夷平面与保德红土和静乐红土的关系是鉴别唐县期夷平面形成年龄的关键。如果两者是相关堆积关系，则唐县期夷平面应该形成于红土堆积结束之时；如果其是叠覆关系，则唐县期夷平面应该形成于红土堆积之前。

通过近年来在延庆盆地周围的研究工作并结合近年来红粘土研究等方面的最新成果，我们认为唐县期夷平面形成于中新世末，解体于上新世初。

1. 延庆盆地构造-地貌关系

延庆盆地是山西地堑系东北端的一个上新世断陷盆地，据钻孔资料，其从上新世开始至第四纪期间一直处于持续断陷过程，从延庆盆地东侧八达岭杂岩体采集的 F-3、F-4 花岗闪长岩样品所做的热隆升史分析表明，八达岭一带在 5.6～6.6 Ma 以来有强烈隆升（图 3-10、3-20），盆地西缘大海坨山山前断裂带上采集的断层泥样的裂变径迹（FT）测年结果表明断层在 8.7 Ma 左右有强烈活动（尹功明等，1996）；说明在 5～8 Ma 左右的中新世末期，延庆盆地与周缘山地间发生强烈差异性升降活动。研究表明，由一系列盆地斜列而成的汾渭裂谷系（山西地堑系），不同盆地在新生代期间的构造-地貌演化具有近等时性特点，很多盆地开始裂陷于中新世末期—上新世初期，如汾渭裂谷系北部的延庆、大同、阳原盆地等。另外，华北盆地中新统馆陶组与上新统明化镇组之间的假整合接触关系也表明华北盆地与周围山地之间在中新世末—上新世初存在一期显著的差异升降活动。燕山及邻区在中新世末期—上新世初期盆地的强烈裂陷事件，表明中新世末期—上新世初期燕山及周缘侵蚀基准面发生过强烈不均匀下降运动，造成山地的强烈侵蚀，并使中新世的唐县期夷平面解体。汾渭裂谷系北部各盆地主要在盆缘断裂错断唐县期夷平面后，在断陷一侧不断下陷的唐县期夷平面基础上，逐步发育起来（图 3-56）；盆地底部界面与周缘山地唐县期夷平面属同期地貌面。

2. 唐县期夷平面与上新统红粘土堆积的关系

黄土高原红粘土成因经近年研究（丁仲礼，1997；赵景波，1989），表明其主要是风成沉积；因受构造-地貌影响，部分地区红粘土经流水作用再搬运可以形成水成堆积。红粘土堆积方式的多重性，加上不同地貌部位构造升降方式的不同，造成唐县期夷平面与红粘土堆积关系的复杂性，从而对判别唐县期夷平面形成时代造成一定困难。对上新统红粘土所做的古地磁年龄分析（下仲礼、孙东怀，1977）结果表明，上新统红粘土从 7.2～5.2 Ma 间开始堆积，其开始堆积时间与山西地堑系北部盆地开始断陷的时间基本一致；可见红粘土堆积应是伴随唐县期夷平面解体而开始发育的。在断陷区，风成红粘土与水成红粘土砾石层共同覆盖于唐县期夷平面上，形成叠覆关系；在隆起区，由于山地具掀斜式隆升特征，在掀斜抬升的倾伏端，由于抬升相对微弱，侵蚀切割作用不强，这样就易于在相对平坦的唐县期夷平面上覆盖风成红粘土堆积，而且红粘土堆积易于在地势相对低的早期宽河谷中保存。红粘土堆积底部有时可见砂砾石层，常被认为是水成堆积并把它视为唐县期夷平面发育时的相关堆积。在盆地边缘或强烈抬升的山前地带，常形成水成堆积的红土砾石层，可堆积于切割唐县期夷平面的次一级地貌面上。因此上新统红粘土与唐县期夷平面应是叠覆关系，唐县期夷平面应如王竹泉所言形成于上新统三趾马红土堆积之前。

通过以上对比分析，认为华北山地唐县期夷平面发育于中新世期间，形成于中新世晚期，约在 5～8 Ma 开始解体。另外需要说明的是，既然上新统红土不是唐县期夷平面的相关堆积，那么唐县期剥蚀作用的相关堆积在什么地方呢？由于中新世期间太行山-燕山地区处于隆升剥蚀状态，大部分地区不具备保存相关堆积的条件，只有在具火山活动的区域，在火山岩夹层中可以保存部分相关堆积；另外在山地周缘盆地中也可以保存相关堆积，如华北盆地的馆陶组和河套盆地的五原组等。通过分析唐县期夷面的解体时间，可以

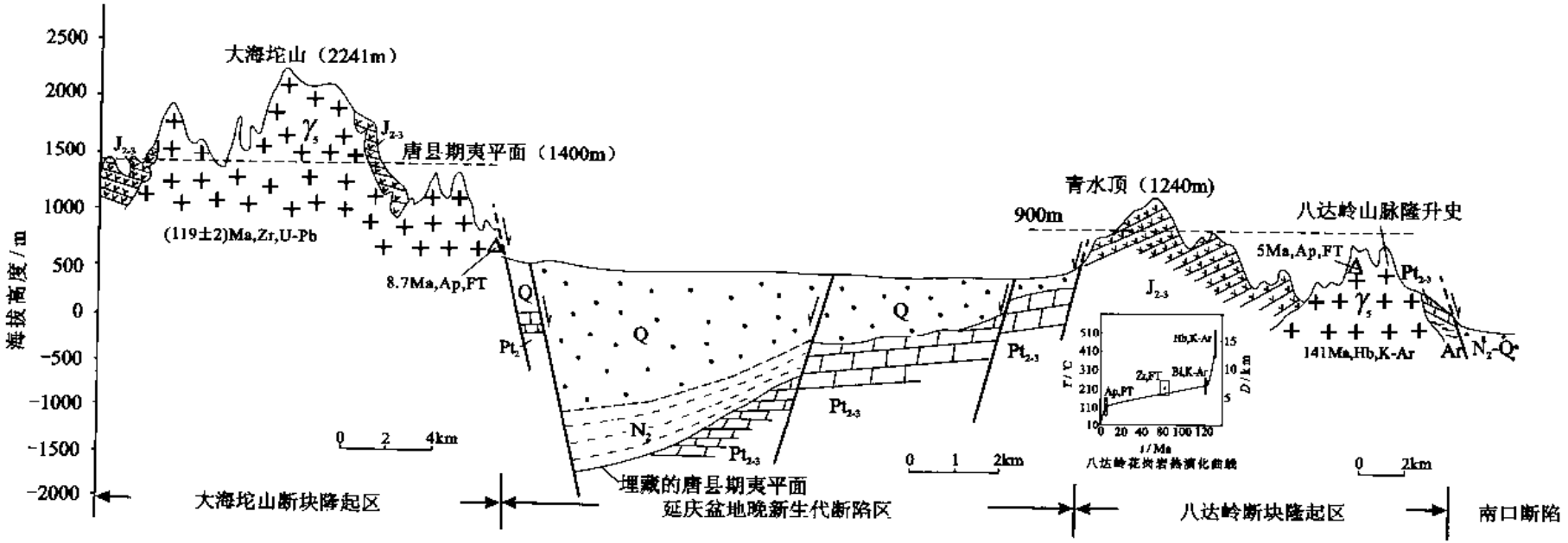


图 3-56　延庆盆地上新世以来地质-地貌剖面图

（据 Cui Shengqin et al., 1996 资料改编）

Fig. 2-56　Cross section illustrating the tectonic-landform features of the Yanqing Basin since the Pliocene

看出传统地文期划分存在不足，即在指出唐县期侵蚀时，没有划分其相应的堆积期，而把保德期堆积视为其堆积期产物。建议对此做出修正，把华北盆地中发育广泛的馆陶组发育期作为其堆积期，称为馆陶期堆积。这样在馆陶期堆积与保德期堆积之间，即唐县期夷平面解体之时的侵蚀事件也应有对应的侵蚀期。由于华北地区延庆盆地东侧的八达岭山脉约自 5～6 Ma 开始强烈隆升并有热年代学资料为证，可将这一侵蚀期称为八达岭期侵蚀，并认为太行山-燕山现今部分构造-地貌的形成是从八达岭期侵蚀开始的。

二、太行山-燕山现今山地隆升过程

唐县期夷平面解体以来，太行山-燕山西段便进入快速隆升过程，这在前面盆地演化分析中有关山前断层地貌特征部分已涉及了一部分。但现今山地地貌演化主要是河流侵蚀的结果，特别是贯穿山地、具有深切河谷特点的河流。下面以永定河与桑干河阶地为例，分析太行山-燕山现今山岳地貌特点与演化过程。

1. 阶地特征、时代与对比

通过对永定河流域的永定河峡谷段和桑干河峡谷段进行实地调查，发现两个峡谷段从唐县期夷平面至谷底都发育 10 级阶地（图 3-57、3-58、3-59、3-60、3-61），这 10 级阶地沿河谷断续分布，在河谷凸岸常见 T_3、T_4 呈基座阶地，T_1、T_2 呈堆积阶地，而 T_5—T_{10}则皆呈侵蚀阶地；在凹岸，阶地保存较差，常不连续，阶地多呈侵蚀阶地或坡折形式存在，有时则不见阶地而发育陡崖。永定峡谷阶地在河谷凸岸处一般皆可见多级阶地，其中 T_1 阶地在河北村处保存较好，拔河 5 m，底部保存有砾石层，砾石磨圆度一般以次棱—次圆状为主，砾石粒径一般为 1～10 cm；砾石成分复杂，以中生代火山岩为主，灰岩、白云岩为次；砾石层上覆黄土，阶地上有农田。由于峡谷中 T_1 阶地可延伸至延庆盆地内，盆地内 T_1 阶地顶部堆积物的^{14}C 年龄为（2.68 ± 0.08）ka，底部年龄堆积物^{14}C 年龄为（11.53 ± 0.14）ka（彭贵等，1994），推断 T_1 阶地形成于距今 2.7～2.0 ka 左右，并在 10 ka 左右开始堆积。T_2 阶地在河北村、河南台、芹峪口、付家台、幽州村等处都呈堆积阶地，拔河 25～30 m，在芹峪口处（图 3-62），砾石层呈灰黄色，夹砂层，砾石分选较好，呈次棱—次圆状；砾石成分以灰岩为主，火山岩次之；砾石层顶部上覆黑垆土层和黄土层（含角砾），在砾石层顶部与黑垆土之间的砂土层中取热释光（TL）年龄样 W99702，测年结果为（12.8 ± 1.0）ka（表 3-10），表明 T_2 阶地形成于 Q_3 末期。在永定河支流清水河畔的斋堂镇南侧的马兰沟中发育著名的马兰台地，由 20 m 左右高的砾石层夹土层构成，高出邻侧沟底 25～30 m，高于清水河 50～60 m，其砾石层与永定河中 T_2 阶地砾石层岩相特征一致，拔河高度相近，应属同期阶地；据郭旭东等（1993）报道，该砾石层近底部黄土层的 TL 年龄值为（50.95 ± 0.48）ka，说明永定河 T_2 阶地早期沉积发育时代为距今 60 ka 左右。在延庆盆地中，T_2 阶地切割了 Q_2 湖相层，阶地堆积物为 Q_3^2 地层，这在延庆盆地中的珠圆村、施庄村（易明初，1993）、后郝窑（图 3-32）等处可见。据彭贵等（1994）资料，盆地内 T_2 阶地物质的^{14}C 年龄值范围为 76.9～14.5 ka；尹功明等（1996）在珠圆村 T_2 阶地近底部采集的粉砂样品的 TL 测年结果是（67 ± 10）ka；说明河谷中 T_2 阶地是晚更新世中晚期的河流侧蚀作用形成的。永定河陕谷 T_3 阶地在担礼、河北村、雁翅、幽州火车站等处皆呈保存很好的基座阶地，基座上具浅红色砂砾石层，上覆黄土层；阶地在沿河城下游

地区拔河为 40～50 m，从沿河城至幽州阶地拔河高度增至 70～80 m，向上游至官厅又降至 50～60 m；在河北村（图 3-63），T_3 拔河为 45 m，上覆浅棕红色砾石层和黄土层，砾石层中砾石磨圆、分选较差，以灰岩、火山岩为主，上覆黄土呈浅红黄色；从阶地前缘紧靠砾石层的黄土层底部采集黄土样 W99701，作 TL 测年，年龄值为（63.0±4.9）ka（表 3-10），说明阶地形成于 60 ka 左右。在付家台处，从 T_3 阶地上部具交错层理的砂砾层下的砂层中取热释光样 W99703-1 进行测年，结果为（91.9±7.2）ka（表 3-10），表明 T_3 阶地形成于 90 ka 之后。从沿河城向上游，T_3 阶地上常见有湖相层分布，以幽州火车站对岸、安家漩、官厅大坝下游 500 m 处等地保存较好；在幽州火车站处，湖相层分布于拔河 80 m 左右的 T_3 阶地下部，湖相层上覆砾石层和细砂土层，从砂土底部取样品 W99709（图 3-64），作 TL 测年，结果为（41.4±3.3）ka（表 3-10），表明湖相层形成于 Q_3 早期。通过对 T_3 阶地上覆物质的 TL 测年，结果表明，T_3 砾石层堆积结束于 Q_3 中期，结合 T_2 阶地底部物质年龄为 70～60 ka，因此可认为 T_3 阶地面形成于 70～60 ka。T_3 阶地在清水河的斋堂一带也有分布，上覆红色砂石层，阶地上有黄土剖面，上部黄土 TL 年龄为（84±10）～（20±2.5）ka（卢演涛等，1988）；付家台 T_3 剖面中部黄土 TL 年龄 0.2 Ma（郭旭东等，1993）；由于黄土与阶地砾石层既有相变关系，也有叠覆现象，因此可以根据 T_3 阶地上黄土的 TL 年龄，认为 T_3 阶地上的最早堆积从 0.20 Ma 开始。这在延庆盆地内也可找到证据，如 T_3 阶地在后郝窑、施庄一带以 Q_2 晚期地层为基座，上覆 Q_3^1 地层（图 3-30；易明初，1993）；在珠圆村，T_3 阶地以 350～160 ka 间形成的湖相层为基座，上覆地层底部粉砂质粘土的红外释光年龄为（156±1.0）ka，钙质层电子自旋共振（ESR）年龄为（173±30）ka；在方家冲、玉皇庙、山戎陈列馆一带的盆地北缘断裂，上升盘普遍发育高出山前地带 40 m 左右的一级山前侵蚀平台；在方家冲、玉皇庙等处可见台地上堆积红黄色砾石层，岩相特征与河谷中 T_3 阶地堆积物类似，且这级剥蚀台地至邻侧河谷过渡为 T_3 阶地。据尹功明等（1996）进行的年代学研究，在方家冲处，台地面堆积砾石层上覆黄土底部的 TL 年龄为（72±8）ka；在山戎陈列馆处，台地面以 500 ka 左右的湖相层为基座，台地黄土堆积物底部钙质层的 ESR 年龄为（270±30）ka。以上分析表明，T_3 阶地堆积开始于 270～150 ka 间，结束于 70 ka 左右，因此 T_3 阶地形成于 Q_2 晚期至 Q_3 早期。永定河峡谷的 T_4 阶地在丁家滩、雁翅、付家台、向阳口等处，呈基座阶地，阶地砾石层呈灰白色，钙质胶结；如付家台处（图 3-65），砾石层出露厚度 60 m 左右，并构成 T_3 阶地基座；表明 T4 形成期间，付家台处河水很深；砾石层顶部拔河 85 m 左右，砾石呈次棱—次圆状，分选较差，表面常有钙膜覆盖，砾石成分以灰岩、火山岩为主。T_4 阶地至幽州一带拔河为 110 m 左右，在幽州火车站对面见 T_4 上覆盖钙质胶结的灰白色砾石层，砾石呈棱角—次棱状，分选较差，呈细砂砾层与粗砂砾层互层夹薄钙板层，砾石层上覆褐色风化壳粘土层。在盆地内，T_4 阶地可见于施庄、后郝窑、官厅大坝西北侧 64 号隧洞附近的公路旁等地，在后郝窑（图 3-32）、施庄（易明初，1993）处，T_4 阶地面顶部物质由 Q_2 中晚期地层构成，阶地面拔河高度为 100～120 m，在大坝西北的 64 号隧洞附近，该阶地以 N_2 红粘土层和 Q_2 早期地层为基座，由 Q_2 中晚期地层构成阶地堆积物；据尹功明（1996）测年资料分析，阶地切割的 Q_2 早期地层形成于（410±30）ka 之前，T_4 上的堆积物形成于（350±40）ka 左右；由于测年工作是用 ESR 方法测地层中的钙板层，其钙质板层年龄一般要比沉积地层时代年轻，故可将 T_4 阶地堆积开始时间定在 500 ka 左右，结束堆积（即被下切、抬

升出水面）的时间根据其被 T_3 阶地切割的关系，可认为在 200～150 ka 间（与 T_5 阶地开始堆积的时间基本相当）。永定河峡谷中 T_5—T_{10}阶地皆呈侵蚀阶地，阶地上很少见冲积物保存。鉴定这些阶地的方法是：①地貌面呈平台状削平倾斜岩层；②在岩性均匀和岩石结构构造差异很小的地段，平台状剥蚀面之间以陡坎相连；③拔河高度近于一致的剥蚀平台面沿河谷断续分布，可以连续追索。根据以上方法，在永定河峡谷 T_4 阶地之上至唐县期夷平面可鉴别出 6 级侵蚀阶地；其中 T_{10}阶地从河谷向两侧海拔高度逐渐升高，以凹形坡与唐县期夷平面相连，表明 T_{10}与唐县期夷平面同期，形成于 N_1 末期；T_5—T_9 阶地年龄因缺少直接测年的物质，只能根据相邻盆地内的相关沉积来推测。T_5—T_{10}阶地拔河高度见图 3-57、3-58。对 T_5 阶地形成年龄，根据盆地内后郝窑剖面中 Q_2^1 与 Q_2^2 间存在侵蚀不整合关系，在官厅水库大坝西北路边 Q_2^1 与 Q_2^2 间也呈侵蚀面接触，Q_2^1 地层形成于 400 ka 前，山戎陈列馆处也有类似现象；表明 T_5 阶地在 Q_2^1 期间形成，其相关沉积物为盆地中 Q_2^1 地层，因在震平 1 孔地层的粒度曲线中显示在 0.97～0.9 Ma 期间有湖水强烈振荡现象，故可将 Q_2^1 地层与 Q_1 地层界线划在 0.97～0.9 Ma 之间，这样就可以认为 T_5 阶地是在 0.9～0.4 Ma 期间侧蚀夷平而形成的。T_6 阶地则应形成于 Q_1 期间；如前所述，后郝窑剖面中显示 Q_1 内部有侵蚀面，可将其分为 Q_1^1 与 Q_1^2，其间界线定在 1.87～1.67 Ma 之间，故认为 T_6 阶地上的侧蚀夷平作用发生于 1.87～1.67 Ma 与 0.97 Ma 间；前一年龄指示侧蚀作用的开始时代，后一年龄则指侧蚀结束被下切的时间。依次类推，T_7 阶地面被下切，抬升时期对应于 Q_1^1 与 Q_1^2 间侵蚀面；T_8 阶地在 Q_1 与 N_2^2 间（2.4 Ma 左右）被下切抬升；T_9 阶地在 N_2^1 与 N_2^2 间（3.40～3.10 Ma 间）被下切、抬升；T_{10}阶地则是 5.2 Ma 左右被下切的。另外在斋堂至沿河城可见同期地貌面，分布于牛战村上游 2 km 左右的河谷两侧、海拔 720 m 左右（拔河 240 m左右）的山梁上，呈平缓基岩平台，上覆砖红色粘土层和钙化土层，岩相特征类似于 N_2 地层，该地貌面与邻侧唐县期夷平面间以陡坎相连，推断该地貌面形成于 N_2 期间，表明永定河流域有 N_2 阶地面。杨景春（1996）也曾撰文讨论过永定河阶地，认为永定河有上新世阶地；但据野外观测资料，其所指的上新世阶地更可能是 Q_1、Q_2 阶地。

表 3-10　永定河阶地热释光测年结果一览表

Table 3-10　TCL dating of the Yongdinghe River terraces of the west Yanshan Mountains

岩性	编号	等效剂量/Gy	年剂量率/（Gy·a $^{-1}$）	年龄（4 ± 6） ka
砂土	W99709-1	163.72	3.95×10^{-3}	41.4 ± 3.3
砂土	W99703-1	348.27	3.79×10^{-3}	91.9 ± 7.2
黄土	W99701-1	267.90	4.25×10^{-3}	63.0 ± 4.9
砂土	W99702-1	49.11	3.84×10^{-3}	12.8 ± 1.0

将永定河峡谷阶地与桑干河峡谷阶地进行对比（图 3-57、3-58、3-59、3-60、3-61），可以发现桑干河与永定河河流阶地在级数、拔河高度上具相似性，都发育 10 级阶地，T_{10} 阶地皆与唐县期夷平面相连。其中 T_1—T_3 阶地在桑干河峡谷区有砾石层分布，与永定河峡谷区的 T_1—T_3 阶地砾石层岩相似；T_3 为红上砂砾层，T_1、T_2 为灰黄色砂砾层；T_4 阶地在杨家疙瘩村处见砾石层（图 3-60）。砾石呈次棱角—棱角状，浅红黄色砂砾充填、下伏

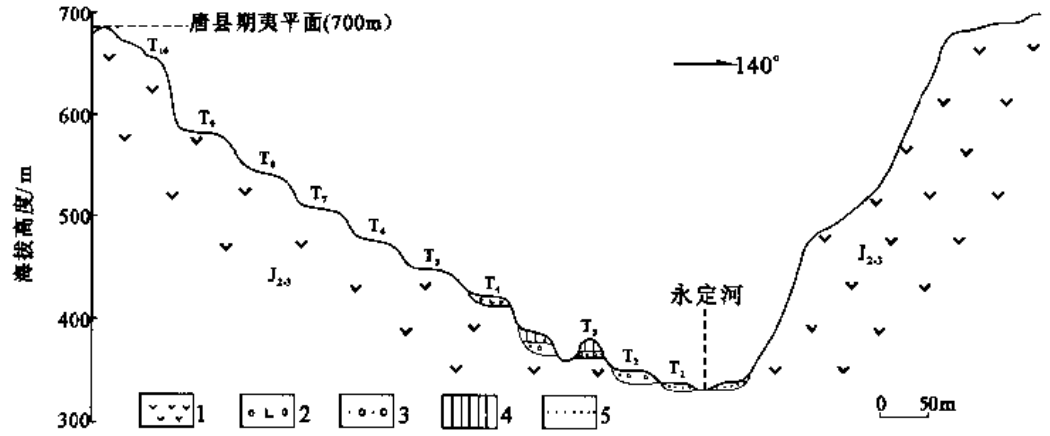


图 3-57 雁翅村永定河河谷横剖面图

Fig.3-57 Cross section of Yongding River in the Yanci Village

1—中侏罗世髫髻山组安山岩;2—钙质胶结砾石层;3—冲积砂砾层;4—黄土层;5—砂层

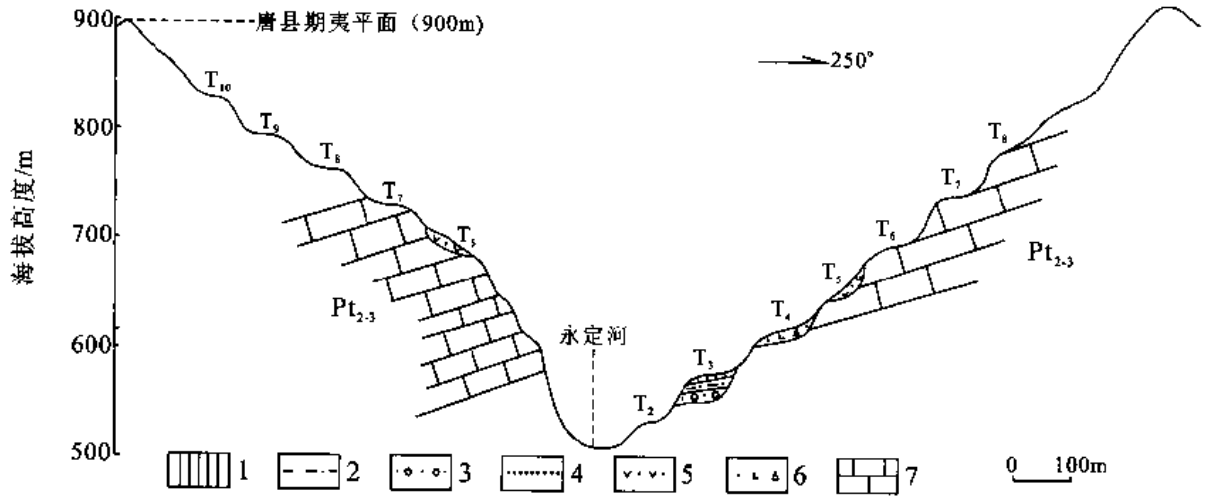


图 3-58 官厅大坝下游 300 m 处永定河峡谷阶地横剖面图

Fig.3-58 Cross section of Yongding River terraces in the Guangting Dam

1—黄土层；2—黄绿色湖相粘土层；3—冲积砂砾层；4—砂层；5—钙质砂土层；6—钙质胶结角砾土层；7—中新元古代碳酸盐岩系

红色土。此处的 T_5、T_6 阶地上也有红色角砾砂土层分布。桑干河峡谷的 T_5 阶地至阳原盆地内可与郝家台、红崖等处湖积台地顶面对比；在郝家台处，台地面拔河 130 m 左右（图 3-39），台地被黄土覆盖，黄土底部湖相层顶面 U 系法年龄为 390 ka（夏正楷，1996），表明郝家台一带 Q_2 中期发生了构造抬升；因为钙结核的 U 系法年龄常小于沉积层年龄，因此可以认为这次构造抬升发生于 0.5～0.4 Ma 间，这也是 T_5 阶地形成年龄。峡谷中 T_3 阶地至盆地中与虎头梁处湖积台地顶面相连，虎头梁处湖积台地经 ^{14}C 测年认为形成于 Q_3 中晚期（大于 40 ka）（周廷儒等，1994）（图 3-40），与永定河 T_3 阶地基本一致。峡谷中 T_1 阶地与盆地中 T_1 阶地相连，相当于周廷儒（1991）提出的 T_2 阶地，形成于 10～2.5 ka 间（周廷儒，1991）。桑干河 T_7 阶地石匣水文站处与和尚坪湖积台地相连（图 3-47），海拔

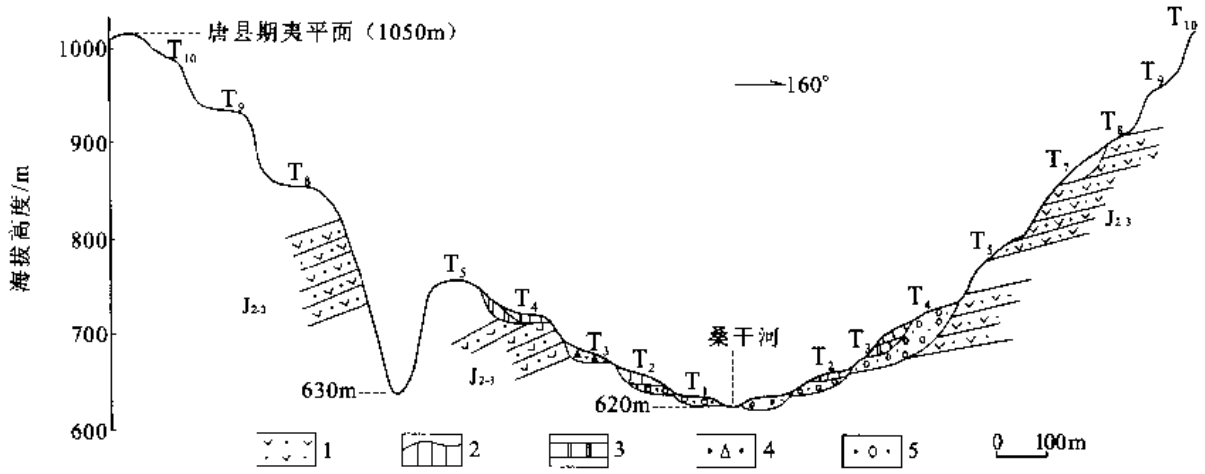


图 3-59 站庄—蛮子营—带桑干河峡谷阶地横剖面图

Fig.3-59 Cross section of Sangan River terraces along Zhuanzhuang—Manziying

1—中侏罗统髫髻山组安山岩；2—黄土；3—红黄土；4—坡积砂砾土；5—冲积砂砾层

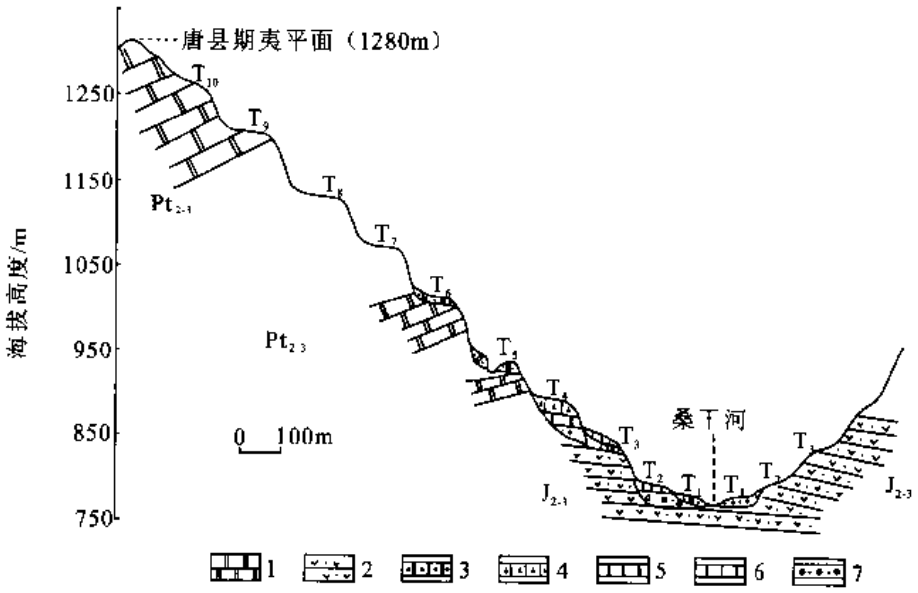


图 3-60 杨家疙瘩村桑干河峡谷阶地横剖面图

Fig.3-60 Cross section of the Sangan River terraces in the Yangada Village

1—中新元古界碳酸盐岩系；2—中侏罗统髫髻山组火山岩系；3—红色砂土层；4—坡积角砾土层；5—红黄土层；6—灰黄土层；7—砂砾层

高度为 1060 m，拔河高度为 260 m，上有湖相层分布，湖层中见红粘土团块，表明其形成于 N_2 之后；湖相层之下有红褐色细砂砾层，底有钙质胶结砂砾层，砾石呈次棱—次圆状；另据石匣-和尚坪剖面（图 3-66），结合古地磁测年资料（陈茅南，1988），推断石匣一带湖相层始于 2.4 Ma，结束于 1.67 Ma，且湖相层与 N_2 红粘土间有不整合侵蚀面，推断 T_7 阶地形成于 2.4～1.67 Ma 期间。T_8、T_9 应属形成于 T_{10}（N_1 末）之后、T_7（Q_1^1）之前的 N_2 期间。据在王家湾下游的赵家处观察发现，赵家村 T_4、T_5 阶地面上有红粘土分布，红粘上呈再搬运特征，无层状特征，不含层状钙结核而含岩石角砾，红粘土堆积紧靠 T_7 阶地

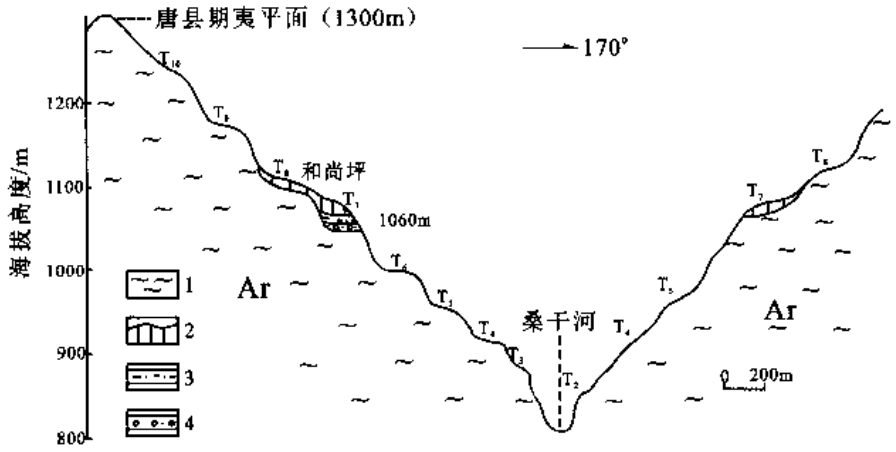


图 3-61　石匣水文站桑干河峡谷阶地横剖面图

Fig.3-61　Cross section of Sangan River terraces at the Shixua Station

1—太古宇片麻岩；2—黄土层；3—黄绿色湖相粘土层；4—浅红褐色砂砾层

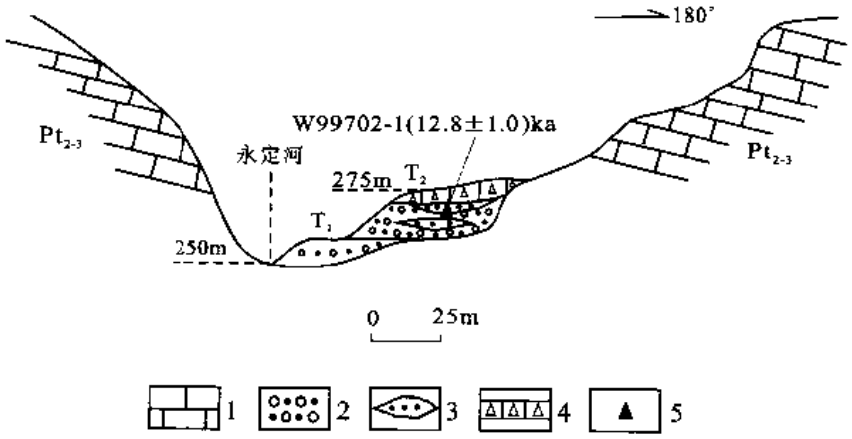


图 3-62　芹峪口河谷 T_1、T_2 阶地剖面示意图

Fig.3-62　Cross section of river terraces T_1、T_2 in the Qingyu Village

1—中新元古界碳酸盐岩系；2—冲积砂砾层；3—透镜状砂层；4—含角砾黄土层；5—热释光样品取样点

（测年结果标于样品上方）

陡坎，呈洪积扇状分布，在附近 T_4 阶地的 Q_2 红色土堆积中可见红粘土团块和钙结核团块，表明 T_4、T_5 阶地之上应有 N_2 阶地分布。根据盆地内 N_2^1 与 N_2^2 地层的不整合接触关系，且两者堆积相有变化，两者界线在 3.4～3.1 Ma，可以将 T_8 阶地面时代置于 2.4 Ma 左右，推断 T_9 阶地面形成时代为 3.4～3.1 Ma；由于 T_{10} 与唐县期夷平面相连，推断其阶地面形成于 5.2 Ma。T_2 阶地时代可由 T_3、T_1 阶地时代推断，形成于 Q_3 晚期。T_6 阶地由 T_5、T_7 推断，形成于 Q_1^2 时期，其阶地被下切抬升的时期应与郝家台、小长梁等处揭示的 0.97～0.9 Ma 间的一次湖泊收缩事件相一致。另外在桑干河峡谷近出口处，有红粘土砾石层堆积于与 T_8 阶地相当的护路湾一带（图 3-33），地层顶面为 800 m，拔河为 220 m 左右，该红粘土砾石层属 N_2^2 地层，这说明 T_8 阶地形成于 N_2^2 期间。

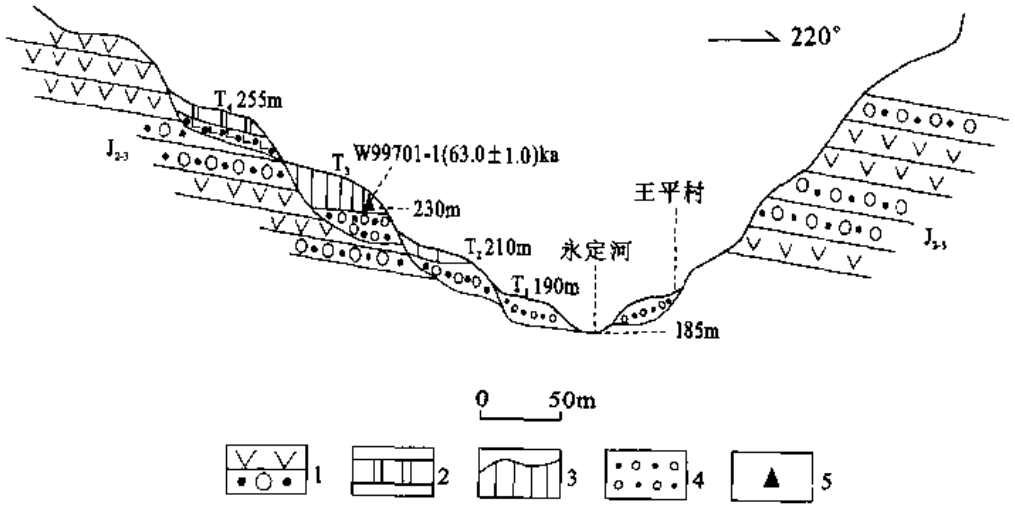


图 3-63 河北村—王平村一带 T_1—T_4 阶地剖面示意图

Fig.3-63 Cross section of river terraces T_1—T_4 in Hebei Village—Wangping Village

1—中侏罗统火山-沉积岩系；2—红黄土；3—马兰黄土；4—冲积砂砾层；5—热释光取样点（测年结果标于样品上方）

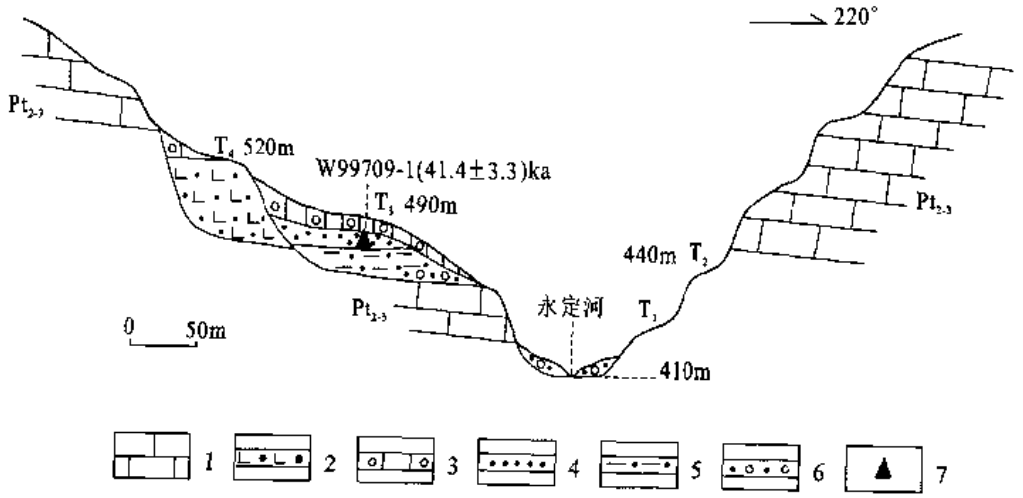


图 3-64 幽州车站阶地剖面示意图

Fig.3-64 Cross section of river terraces arround the Youzhou Railway Station

1—中新元古界碳酸盐岩系；2—钙质胶结砂砾层；3—坡积含角砾土层；4—粉细砂黄土层；5—粉砂层；6—冲积砂砾层；7—热释光取样点（测年结果标于样品上方）

2. 桑干河—永定河峡谷阶地与湖盆演化关系

桑干河阶地与永定河峡谷阶地是可以相互对比的，说明它们在上新世之前可能是相互连通的河流；5.2 Ma 以来，由于阳原、延怀盆地的断陷，在石匣山地和永定河峡谷段河流下切，形成具深切河曲特征的先成谷地貌。分析阶地位相图（图 3-67）发现，在河流上游杨家疙瘩村和幽州村，桑干河和永定河峡谷阶地在 T_3—T_9 间出现阶地面向上游地区反向倾斜现象，表明桑干河和永定河上游在上新世之后曾出现过反向流动，而当时的古分水

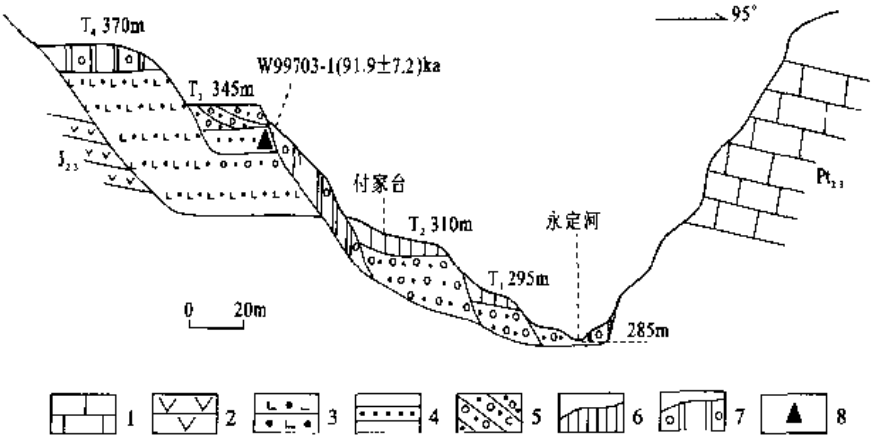


图 3-65 付家台阶地剖面示意图

Fig.3-65 Cross section of river terraces in the Fujiatai Village

1—中新元古界碳酸盐岩系；2—中侏罗世安山岩系；3—钙质胶结砾石层；4—冲积砂层；5—具交错层理砂砾层；6—浅红色砂砾土层；7—灰黄土层；8—热释光取样点（测年结果标于样品下方）

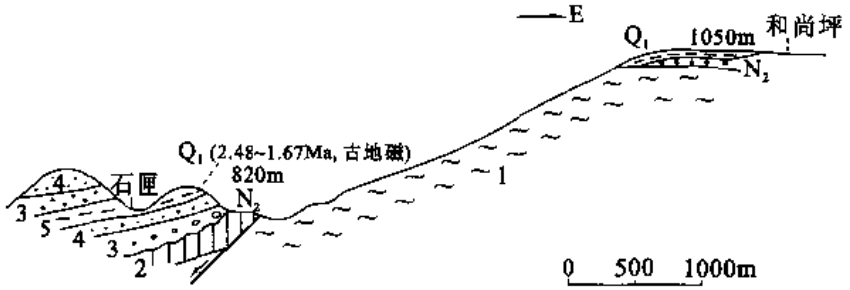


图 3-66 石匣-和尚坪地层剖面示意图

（据周廷儒等，1991；陈茅南，1988 资料改编）

Fig.3-66 Cross section of strata in the Shixia-Heshuangping area

1—太古宙片麻岩；2—三趾马红土；3—砂砾层；4—砂层；5—粘土层

岭应在杨家疙瘩村和幽州村一带。河流在 T_9 阶地形成期间（约 3.4 Ma）出现反向流动，与阳原、延怀古湖开始出现的时代基本一致，表明河流反向流动与盆-岭之间强烈差异升降事件存在成因联系。在盆-岭之间强烈差异升降时期，盆地强烈断陷，形成大型湖泊，造成盆地周缘河流流向盆地中心湖泊，而不再像上新世以前那样向山地峡谷的先成谷地区汇流，从而减少峡谷区河流流量，减弱河流下切能力，造成山地河流不能适应山地的强烈上升，而导致河流改道。

在桑干河峡谷区，河流阶地结束反向倾斜的时间是 T_4 阶地形成时期（0.4～0.2 Ma），与阳原盆地古湖泊从红崖、石匣里、小长梁、下沙沟和郝家台等地大范围退缩的时间基本一致，表明盆地内部湖泊退缩并逐渐消亡与石匣山地在 T_4 阶地形成时开始贯通事件存在成因联系。而在 T_9—T_4 阶地形成期间，桑干河杨家疙瘩村至石匣段的流向与现在相反。桑干河在 T_4 阶地形成期间开始贯通，与当时的间冰期气候和山地的强烈抬升密切相关。0.4～0.2 Ma 左右是里斯-民德间冰期，此时降水增加，湖泊水位上涨，下沙沟处 0.4 Ma 左右的湖相层分布于高出现代河床 200 m 左右，已经高出古分水岭高度，古湖水溢出；同

时由于山地的强烈抬升，增强了河流的下切动力，从而使河流强烈下切并贯通桑干河峡谷，导致峡谷区 T_4 阶地面以上呈“U”型宽谷地貌而 T_4 阶地面之下呈现“V”型峡谷地貌。

在永定河峡谷，阶地纵剖面显示 T_9、T_8 阶地形成时期，幽州村至官厅水库段河流反向，与延庆古湖出现时代一致。T_7（约 1.87 Ma）、T_6（约 0.9 Ma）阶地正向倾斜，反映河流曾一度贯通造成湖水外泄，与盆地内当时两次湖水退缩事件呈良好对应关系。T_5 形成时期（约 0.7 Ma），阶地再度反向倾斜，导致湖盆再次封闭。T_4（约 0.2 Ma）期间，阶地正向倾斜，且与 T_5 阶地间的高差较大，和同期古湖水从怀来、涿鹿、后郝窑、官厅水库西和官厅南山等地退出这一区域性湖水退缩事件吻合，说明此时有湖水溢出和河谷强烈下切事件，从侧面反映此时山脉较快速隆升。T_3 形成时期湖盆又一度封闭，造成湖水上涨，在官厅峡谷至幽州一带河谷区发育湖相地层；60 ka 左右湖水外溢并下切河谷，贯通永定河峡谷，在 T_3 阶地之下形成显著的“V”型深切峡谷地貌。

上述湖盆的湖泊演化与下游峡谷区阶地特征的对应关系，表明阳原、延怀古湖属内流湖，但在上新世和第四纪期间曾一度外溢或外流。而古湖的最终消亡与湖水外溢并强烈下切、河谷贯通峡谷存在成因联系。因此，桑干河与永定河应该是上新世以前就存在的先成河，但在上新世以后由于盆-岭之间强烈差异升降运动，曾使河流出现过改道和反向流动；而中更新世晚期以后，又在先成谷地基础上相继贯通，形成了现今峡谷地貌。前人曾认为，桑干河峡谷段（李华章，1991）和永定河峡谷段（高振西，1954）是袭夺河，并认为阳原与延怀盆地古湖泊的消失，与峡谷段河流溯源侵蚀袭夺了湖盆中湖水面而使其外泄有关。这种观点值得商榷，因为前人在研究峡谷河流时常忽略侵蚀阶地分析，对袭夺发生所需条件考虑较少。袭夺作用的完成需要长期稳定的构造环境，因为袭夺作用必须通过分水岭的后退和降低来完成，而分水岭的降低主要靠雨水冲刷造成的面状水流进行；如果山体持续上升，则面状水流的侵蚀作用是难以切穿分水岭而完成袭夺的；只有构造相对稳定，分水岭地带的面状水流的剥蚀速度大于山体上升速度时，分水岭才可能被逐渐蚀低；当其降低至湖盆水面之下时，湖水才能被袭夺，而这时其遭受面状水流剥蚀的地方也必被蚀低至盆地面附近，这样区域地貌应该呈老年期地貌特征；而现在桑干河、永定河峡谷段自唐县期夷平面之下皆呈现幼年、壮年期地貌，并且老壮年期的地貌的形成需要 5 ~ 10 Ma 左右的稳定构造环境；而永定河流域峡谷区自唐县期夷平面解体以来，一直处于持续性阶段性构造差异升降过程中，阶段性抬升之间没有足够长的构造稳定期，特别是湖盆消失的晚更新世期间，构造稳定期更短，只有几万年的时间，在这么短的时间内要用面状水流去切穿坚硬的基岩分水岭，难以令人置信。

太行山-燕山地区其他几条贯穿山地的河流如潮白河、滦河、拒马河、唐河、滹沱河等的河流阶地与永定河阶地具有相似性。如拒马河发育 6 级阶地（易明初，1991）；在高家庄处，T_1 拔河为 4 m，属 Q_4 阶地；T_2 拔河为 20 m，属 Q_3^2 阶地；T_3 拔河为 35 m，阶地上有红色砂砾层，底部 TL 年龄为（97 ± 7.4）ka，属 Q_3^1 阶地；T_4 拔河为 59 m，具强烈风化砂砾层，形成于 Q_2^2；T_5 拔河为 85 m，具层状强烈风化砾石层，属 Q_2^1 阶地；T_6 拔河为 95 m，具钙质胶结砾石层（二道河处），形成于 Q_1。滹沱河河谷中存在 4 级阶地和 1 级上新世剥蚀面（程绍平，1981），T_1 形成于 Q_4，拔河为 5 ~ 7 m；T_2 形成于 Q_3，上有褐色砂砾层，拔河为 15 ~ 40 m；T_3 形成于 Q_2，上有棕红色砂砾层和红黄土、黄土层分布，拔河为

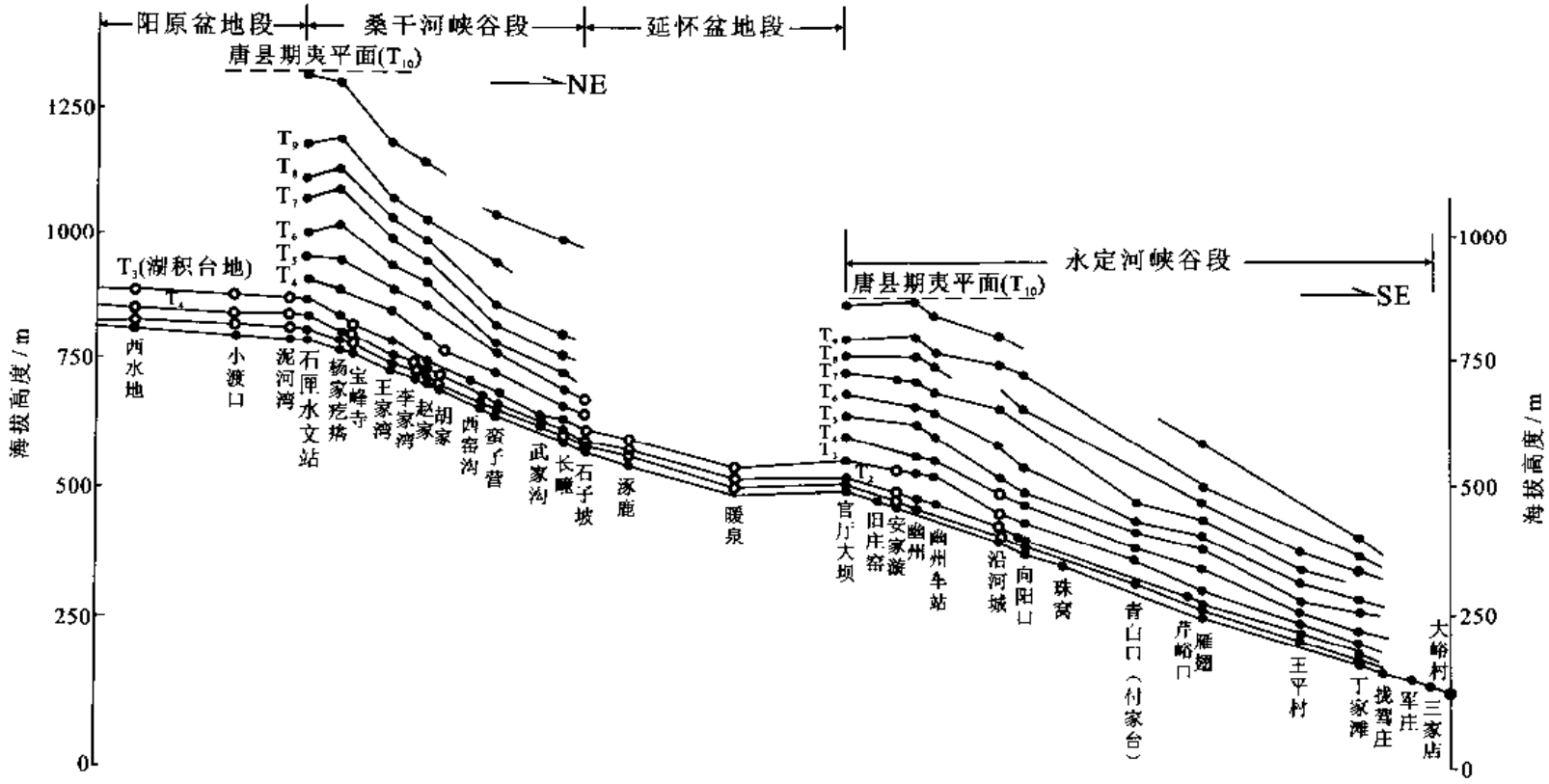


图 3-67　永定河—桑干河阶地位相图

Fig.3-67　Diagram of terraces of the Yongding River and the Sangan River

图中实心圆点表示作者野外观测资料；空心圆圈表示引用资料，永定河峡谷阶地资料引自杨景春（1996），延怀盆地资料引自殷功明（1996），桑干河峡谷阶地资料引自周廷儒等（1991），阳原盆地资料引自夏正楷（1996）

60～120 m；T_4 形成于 Q_1，上有钙质胶结砾石层，拔河为 140～160 m；对 T_2、T_3、T_4 时代，主要依据东治盆地中相关堆积物予以判别（程绍平，1981）。通过与永定河阶地进行对比，认为程绍平（1981）所指滹沱河 T_2、T_3、T_4 阶地与永定河 T_2、T_3、T_4 阶地相当、应形成于 Q_3^2、Q_3^1、Q_2^2 期间。除了上述阶地，滹沱河流域还普遍存在一期 N_2 期间形成的拔河为150～300 m的剥蚀面，沿河谷断续分布，与现在河床剖面形态保持一致，表明滹沱河在上新世已经存在。唐河保存有 5 级阶地，形成于 Q_1、Q_2、Q_3、Q_4、N_2（吴忱等，1984）；通过拔河高度和岩相特征对比，推断唐河 5 级河流阶地可能与永定河 T_1—T_4 和 Q_1 阶地对应。可见，太行山-燕山地区大部分河流的阶地发育过程具相似性和区域可对比性。

3. 阶地纵剖面特征与阶地变形

山地隆升地区的河流对区域新构造运动非常敏感，可通过阶地位相图分析揭示太行山—燕山地区河流阶地纵剖面特征、阶地变形和它们所反映的构造活动特点。

永定河阶地位相图（图 3-67）显示，阶地总体向下游方向辐聚，反映山地抬升总体上具向东掀斜的特征。从阶地变形强度看，T_3、T_4、T_6、T_7 阶地的抬升变形强度最大，表明沿河城断裂在 1.8 Ma、0.9 Ma、0.2 Ma 与 0.07 Ma 左右有多次强烈活动，造成盆地湖水外泄和山地河流的强烈下切。跨断层大地形变资料（车兆宏，1993）显示沿河城-南口断层是现今仍有强烈正倾滑运动的活动断层。该断层在昌平南口山前的强烈活动使上盘断陷成盆，并在山前形成显著的断层三角面地貌，证实它是一条新生代强烈活动的断层；只不过由于阶地拔河高度的测量精度有限，该断层在 Q_3 晚期以来的活动在阶地位相图上表现不明显。根据唐县期夷平面被抬升的拔河高度分析，在官厅一带其拔河约为 350 m，在河流下游近出山口处拔河为 250 m 左右，反映上新世以来峡谷两端差异升降幅度有 100 m 左右的差异；但考虑到唐县期夷平面形成时，区域已呈老壮年地貌，河床坡降应比现在小，可能接近盆地中的河床坡降。以阳原、延怀盆地为例，其河床坡降在1～1.25 m/km间，面山地河床坡降现在为 3.5 m/km（永定河峡谷）和 5m/km（桑干河峡谷）。在官厅处，河床海拔为 480 m，三家店处峡谷出口一带河床海拔为 100 m，两者高差为 380 m，扣除抬升前河床高差（按盆地中河床坡降计算：官厅至三家店约 100 km，唐县期夷平面解体前河床高差为 100 m 左右），则上新世以来河床在官厅处相对三家店抬升了 280 m 左右；加上唐县期夷平面被掀斜抬升的 100 m，则掀斜抬升总幅度约为 380 m；这个数值与延怀盆地与北京平原区的高差（400 m 左右）基本一致，推断两地现在的地貌高差是唐县期夷平面解体以来永定河峡谷区持续相对隆升造成的。在图 3-67 中的延怀盆地区，可见暖泉处有河床坡降陡然增加现象，反映怀来盆地与延庆盆地晚更新世以来存在差异升降运动，可能是延庆盆地西北缘断裂活动造成的。进入桑干河峡谷，河流阶地显示向上游辐散的特点，表明石匣—长疃山自上新世以来以向东（下游方向）掀斜的抬升运动为主，这种抬升运动在石匣一带受阳原盆地南缘断层东北端延伸部分的控制（图 3-31），在长疃、石子坡一带则受涿鹿盆地西缘断层控制，其中石匣—带被多条晚新生代北东向活动断层所切割（唐汉军等，1993），并且晚新生代差异性活动比较复杂。在桑干峡谷阶地变形中，唐县面、T_6、T_4 变形幅度最大，反映山体两侧断层在 5.2 Ma、0.97 Ma、0.3～0.2 Ma 等时期曾存在 3 次强度很大的构造活动，其中 5.2 Ma 的构造活动对应山地两侧盆地开始断陷的时间，而 0.97 Ma 和 0.3～0.2 Ma 两次构造活动对应于湖盆两次显著的湖泊收缩事件（图 3-39、3-

40)。T_3 阶地形成以来，山地两侧断层活动减弱，山、盆基本上是同步抬升；这一方面造成湖盆中湖水外泄，另一方面则在盆、岭间形成可以相互连通的阶地；不过由于盆地内河床坡降小，阶地平缓，造成其与山间阶地之间的凸形坡折。盆地内（阳原、延庆）的 T_3 阶地多数由湖积台地构成，且化稍营北的南口山前和永定河峡谷中官厅、幽州一带都可见 Q_3 中期（80～70 ka）的一次湖侵层，推断盆地中湖水外泄应是湖水上涨外溢，同时 T_3 阶地被抬升、下切，而不是溯源侵蚀的结果。湖侵事件可能与湖水上涨事件有关。夏正楷（1996）曾根据石匣一涿鹿一带红粘土层分布高度的变化，认为石匣—石子坡段峡谷地区自上新世以来发生的是拱曲变形。这种观点存在问题，一方面他没有考虑山体东、西两侧断层的作用；另一方面，红粘土堆积时间在 5.2～2.4 Ma 之间，其确定的红土层其实部分是不同时的；另外有的红土层不是上新统红土层，如付家堡南流水等地，据观察其实是 J_2h（后城组）砖红色砂砾岩经侵蚀、再堆积形成的红土层，分布范围可以从唐县期夷平面上一直到现在的冲沟底部。在桑干河峡谷两端，唐县期夷平面高差约 400 m，扣除唐县期夷平面抬升前的高差 60 m 左右（据峡谷长 60 km 估算），唐县期夷平面在峡谷两端差异隆升幅度达 340 m 左右。这个高度与阳原盆地、延怀盆地之间高差（300 m）相近，说明阳原盆地、延怀盆地之间的高差主要是桑子河峡谷区上新世以来掀斜式抬升造成的，而不是拱曲变形的结果。

通过永定河、桑干河等河流阶地分析，结合阳原盆地、延怀盆地的演化，可以认为，燕山及邻区晚新生代盆地裂陷过程与峡谷区山地隆升过程密切相关，都是新构造期地块差异升降运动所产生的构造-地貌。

4. 阶地抬升与山脉隆升速率

在太行山北段至燕山西段，根据永定河、桑干河峡谷阶地拔河高度计算，自上新世初期夷平面解体以来，河谷的抬升速率和两相邻阶地解体时间段内的山脉相对隆升速率见表 3-11～3-14。表中的隆升速率直接反映河流下切速率，由于河流下切速率受山地相对隆升控制，因此可据河流下切速率近似推断山地相对隆升速率与相对隆升强度。根据野外观测资料，太行山北段—燕山西段同级阶地拔河高度太的值一般位于峡谷西段，反映山地西部隆升强于东部，与现今地势一致，说明东、西地势差是山地差异升降的产物，与夷平面变形分析结果一致。

表 3-11　永定河峡谷上新世以来隆升速率表

Table 3-11　Uplift rates of the Yongding river Valley since the Pliocene

阶地级数	拔河高度/m	各阶地抬升以来的隆升速率/（mm·a^{-1}）	年龄/Ma
T_1	2～10	0.8～4.0	0.0025
T_2	10～30	1.0～3.0	0.01
T_3	35～80	0.5～1.14	0.07
T_4	75～115	0.5～0.77	0.15
T_5	95～170	0.19～0.34	0.50
T_6	130～215	0.14～0.24	0.90

续表

阶地级数	拔河高度/m	各阶地抬升以来的隆升速率/（mm·a^{-1}）	年龄/Ma
T_7	180～265	0.10～0.15	1.80
T_8	210～310	0.084～0.124	2.50
T_9	250～350	0.07～0.10	3.40
T_{10}	350～430	0.06～0.08	5.5

表 3-12　永定河峡谷阶地相对抬升速率表

Table 3-12　Uplift rates of the Yongding river terraces

相邻阶地级数	相邻阶高差/m	抬升速率/（mm·a^{-1}）	抬升时段/Ma
T_1—T_0	2～10	0.8～4.0	0.0025～现今
T_2—T_1	10～20	1.33～2.67	0.01～0.0025
T_3—T_2	20～55	0.33～0.92	0.07～0.01
T_4—T_3	30～50	0.38～0.63	0.15～0.07
T_5—T_4	20～55	0.06～0.16	0.50～0.15
T_6—T_5	20～50	0.03～0.06	0.90～0.50
T_7—T_6	30～55	0.04～0.06	1.80～0.90
T_8—T_7	30～45	0.04～0.04	2.50～1.80
T_9—T_8	35～40	0.04～0.04	3.40～2.50
T_{10}—T_9	70～110	0.03～0.05	5.5～3.40

注：T_0 指现在河漫滩。

表 3-13　桑干河峡谷上新世以来抬升速率表

Table 3-13　Uplift rates of Sangan river Valley since the Pliocene

阶地级数	拔河高度/m	各阶地抬升以来的隆升速率/（mm·a^{-1}）	年龄/Ma
T_1	2～6	0.8～2.4	0.0025
T_2	10～35	1.0～3.5	0.01
T_3	30～70	0.43～1.00	0.07
T_4	65～110	0.43～0.73	0.15
T_5	100～150	0.2～0.3	0.50
T_6	130～240	0.14～0.27	0.90
T_7	160～310	0.09～0.17	1.80
T_8	200～360	0.08～0.14	2.50
T_9	300～420	0.09～0.12	3.40
T_{10}	400～520	0.07～0.09	5.5

表 3-14　桑干河峡谷阶地相对抬升速率表

Table 3-14　Uplift rates of terraces of the Sangan River

相邻阶地级数	相邻阶高差/m	抬升速率/（mm·a⁻¹）	抬升时段/Ma
T_1— T_0	2 ~ 6	0.8 ~ 2.4	0.0025 ~ 现今
T_2—T_1	8 ~ 30	1.07 ~ 4.00	0.01 ~ 0.0025
T_3—T_2	20 ~ 35	0.33 ~ 0.58	0.07 ~ 0.01
T_4—T_3	35 ~ 50	0.44 ~ 0.63	0.15 ~ 0.07
T_5—T_4	35 ~ 65	0.10 ~ 0.19	0.50 ~ 0.15
T_6—T_5	20 ~ 70	0.05 ~ 0.18	0.90 ~ 0.50
T_7—T_6	30 ~ 70	0.03 ~ 0.08	1.80 ~ 0.90
T_8—T_7	40 ~ 50	0.06 ~ 0.07	2.50 ~ 1.80
T_9—T_8	50 ~ 80	0.06 ~ 0.09	3.40 ~ 2.50
T_{10}—T_9	80 ~ 110	0.04 ~ 0.05	5.5 ~ 3.40

注：T_0 指现在河漫滩。

表 3-11 ~ 3-14 各河流阶地抬升速率自上新世以来逐渐增加，总体显示晚更新世以前隆升相对较弱，而晚更新世以来抬升速度明显加快；反映上新世以来，太行山北部—燕山西段的阶段性山脉隆升是一个强度逐渐增强的过程。河流阶地阶段性隆升反映山脉的阶段性持续隆升过程，说明上新世以来太行山与燕山总体处于构造活跃期。河流阶地抬升速率自 Q_3 开始明显增大，与阳原和延怀盆地古湖泊开始大规模收缩并逐渐消失的过程相一致，反映这种河流下切速率的突然增加与古湖泊中湖水大量外泄存在密切关系。河流下切所反映的山脉隆升过程（表 3-11 ~ 3-14）与据山前侵蚀台地分析的山脉隆升过程基本吻合，也与相关沉积物发育过程呈良好对应关系，良好地揭示了燕山及邻区第四纪构造活动性与构造-地貌演化过程。

第六节　燕山及邻区现今构造活动性

燕山及邻区不仅具有复杂的构造-地貌演化历史，而且现今地壳仍具有较为强烈的构造活动性，表现为现今地壳存在较大的应变与应力、断裂活动与地震活动等方面。地壳的现今活动性与深部地质背景、深部过程密切相关。

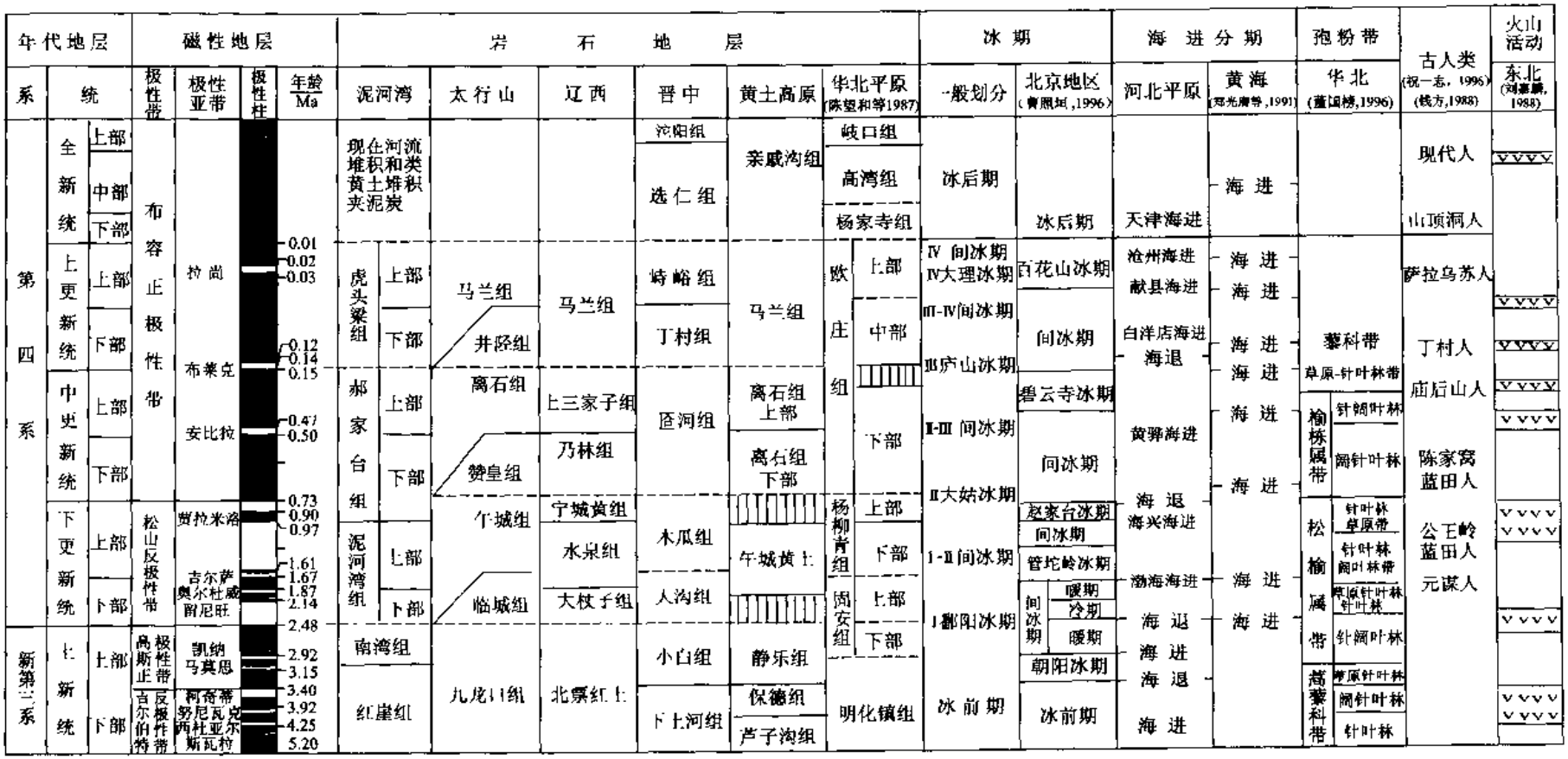
一、第四纪构造活动性

燕山及邻区第四纪以来地壳存在显著的不均匀构造活动特征，燕山山脉以整体隆升为主，构造活动性较弱；而其周缘裂谷盆地以不均匀断陷为主，具有较强的构造活动性、形成多期区域性沉积间断或假整合（表 3-15）。

在燕山南缘及邻近裂陷盆地，第四纪张性-张扭性断裂活动居主导地位，区域构造以北东—北北东向、北西向与近东西向为主，典型活动断裂包括北北东向的高丽营-八宝山断裂、夏垫断裂带、香河断裂带、武清-玉田断裂带，北东向的顺义断裂、固安-宝坻断裂，北西向的张北-宣化-八达岭-孙河断裂带与近东西向的燕山南缘断裂带、北京-通县-蓟

表 3-15　燕山及邻区上新世—第四纪沉积分布对比表

Table 3-15 Comparison of Pliocene—Quaternary sediments of the Yanshan and adjacent areas


年代地层
磁性地层
岩石地层
冰期
海进分期
孢粉带
古人类
火山活动
系
统
极性带
极性亚带
极性柱
年龄 Ma
泥河湾
太行山
辽西
晋中
黄土高原
华北平原（陈望和等1987）
一般划分
北京地区（黄照垣，1996）
河北平原
黄海（郑光庸等，1991）
华北（蓝国梁，1996）
古人类（祝一志，1996）（钱方，1988）
东北（刘嘉麟，1988）
第四系
全新统
上部
中部
下部
上更新统
中更新统
下更新统
新第三系
上新统
布容正极性带
松山反极性带
高斯正极性带
吉尔伯特反极性带
拉尚
布莱克
安比拉
贾拉米洛
吉尔萨
奥尔杜威
留尼旺
凯纳
马其思
柯奇希
努尼瓦克
西杜亚尔
斯瓦拉
0.01
0.02
0.03
0.12
0.14
0.15
0.47
0.50
0.73
0.90
0.97
1.61
1.67
1.87
2.14
2.48
2.92
3.15
3.40
3.92
4.25
5.20
现代河流堆积和黄土堆积夹泥炭
虎头梁组
郝家台组
泥河湾组
南湾组
红崖组
马兰组
井陉组
离石组
赞皇组
午城组
临城组
九龙口组
上三家子组
乃林组
宁城黄组
水泉组
大杖子组
北票红土
滦阳组
选仁组
峙峪组
丁村组
匼河组
木瓜组
人沟组
小白组
下上河组
亲戚沟组
离石组上部
离石组下部
午城黄土
静乐组
保德组
芦子沟组
岐口组
高湾组
杨家寺组
欧庄组
杨柳青组
岗安组
明化镇组
Ⅳ 间冰期
Ⅳ大理冰期
Ⅲ-Ⅳ间冰期
Ⅲ庐山冰期
Ⅱ-Ⅲ 间冰期
Ⅱ大姑冰期
Ⅰ-Ⅱ间冰期
Ⅰ鄱阳冰期
冰后期
冰前期
间冰期
暖期
冷期
冰后期
百花山冰期
间冰期
碧云寺冰期
间冰期
赵家台冰期
间冰期
管坨岭冰期
朝阳冰期
冰前期
沧州海进
献县海进
白洋淀海进
海退
黄骅海进
海退
海兴海进
渤海海进
海退
海进
海进
海进

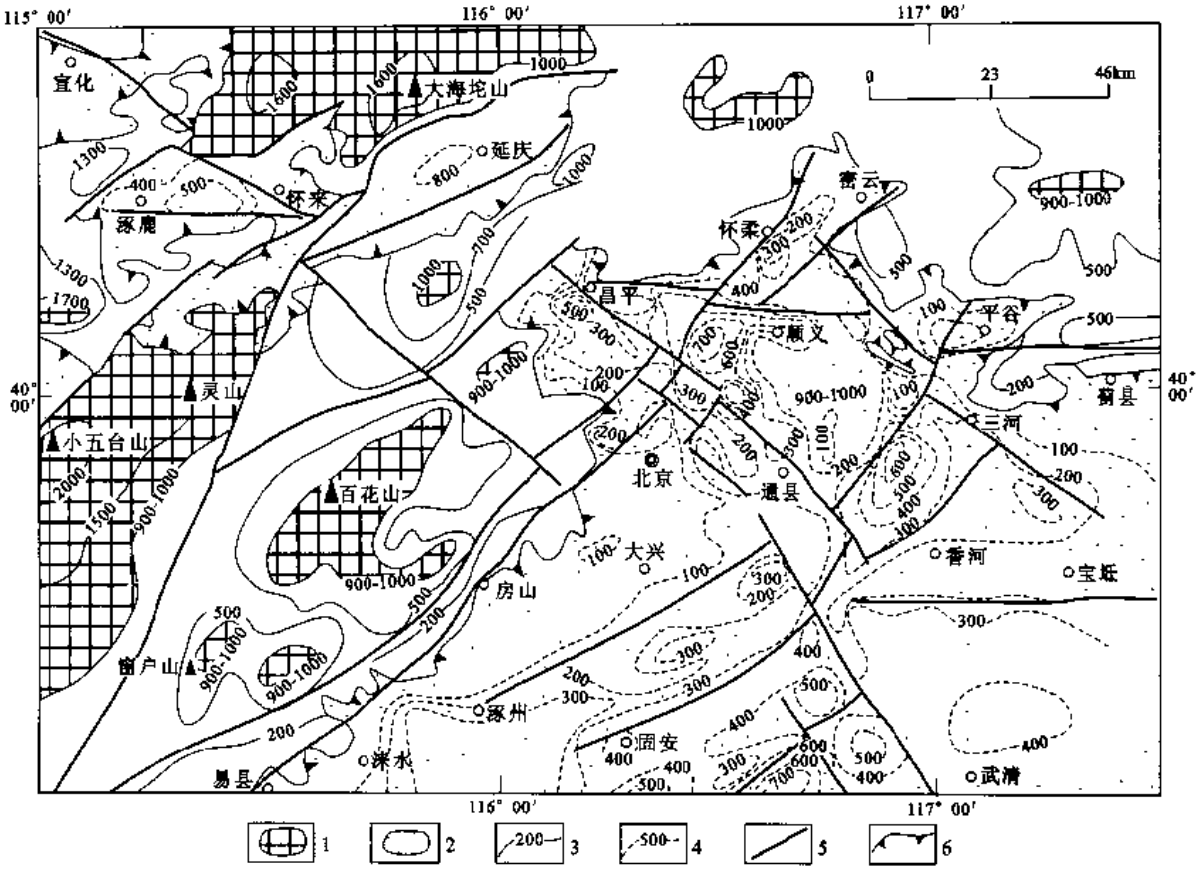


图 3-68 燕山南缘及邻区活动断裂与第四系等厚线分布图

（据郭增建等，1988 改编）

Fig. 3-68 Map of active faults and thickness of the Quaternary strata in marginal area of the Yanshan Mountains and its adjacent areas

1—夷平面；2—第四纪沉积盆地；3—夷平面等高线（单位：m）；4—第四系等厚线（单位：m）；5—区域性活动断裂带；6—盆地边界

县断裂带、大兴-宝坻断裂带等（图 3-68）。盆地内部的绝大部分断裂都为隐伏断裂，但显著地控制了裂陷中心与第四纪沉积中心的空间展布及地震分布；如北京坳陷、武清坳陷、夏垫坳陷、南口坳陷均明显受不同方向活动断裂的控制，坳陷中心第四系厚度达到 600～2000 m（郭增建等，1988）（图 3-68）。

燕山西南缘，位于汾渭裂谷系北端的延庆盆地与怀来盆地第四纪盆缘断裂活动强烈，盆缘断裂显著切割了第四纪砂砾岩层。据探槽揭露资料，延庆盆地西缘活动断裂控制了盆缘地貌并切割了第四系砂砾层（程绍平、方仲景等，1991）（图 3-69）。怀来盆地西北缘活动断裂控制并切割了近千年—万年以来的晚第四纪沉积（冉勇康、方仲景等，1991）（图 3-70）。延庆盆地西南缘的施庄断裂明显切割了第四系部黄土层（易明初等，1991）。

二、现今地形变与地应力

在百万年时间尺度内，燕山及邻区地壳应变的非均匀性比较明显。燕山山脉以不均匀隆升为主（图 3-18～3-24，表 3-11～3-14），燕山周缘盆地以不均匀拗陷为主。在燕山南

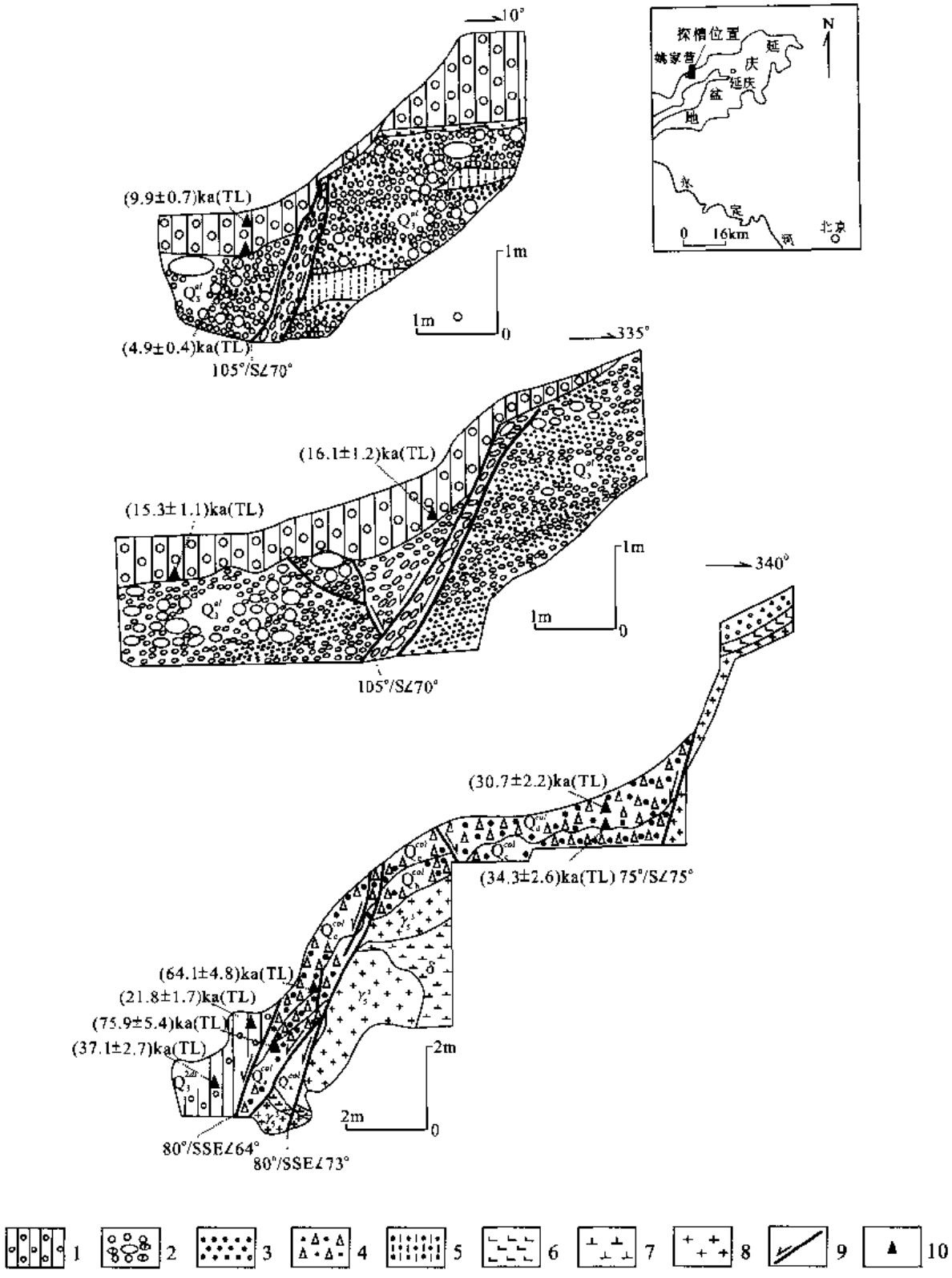


图 3-69 延庆盆地西北缘断裂带探槽剖面图

(据程绍平、方仲景等，1991)

Fig. 3-69 Cross section of northwest margin of the Yanqing Basin

1—含少量角砾和砾石的粘土；2—砾石；3—粗砂和细砂；4—角砾；5—现代土壤；6—钙土壤；7—中性岩脉；8—花岗岩；9—正断层；10—热释光取样点

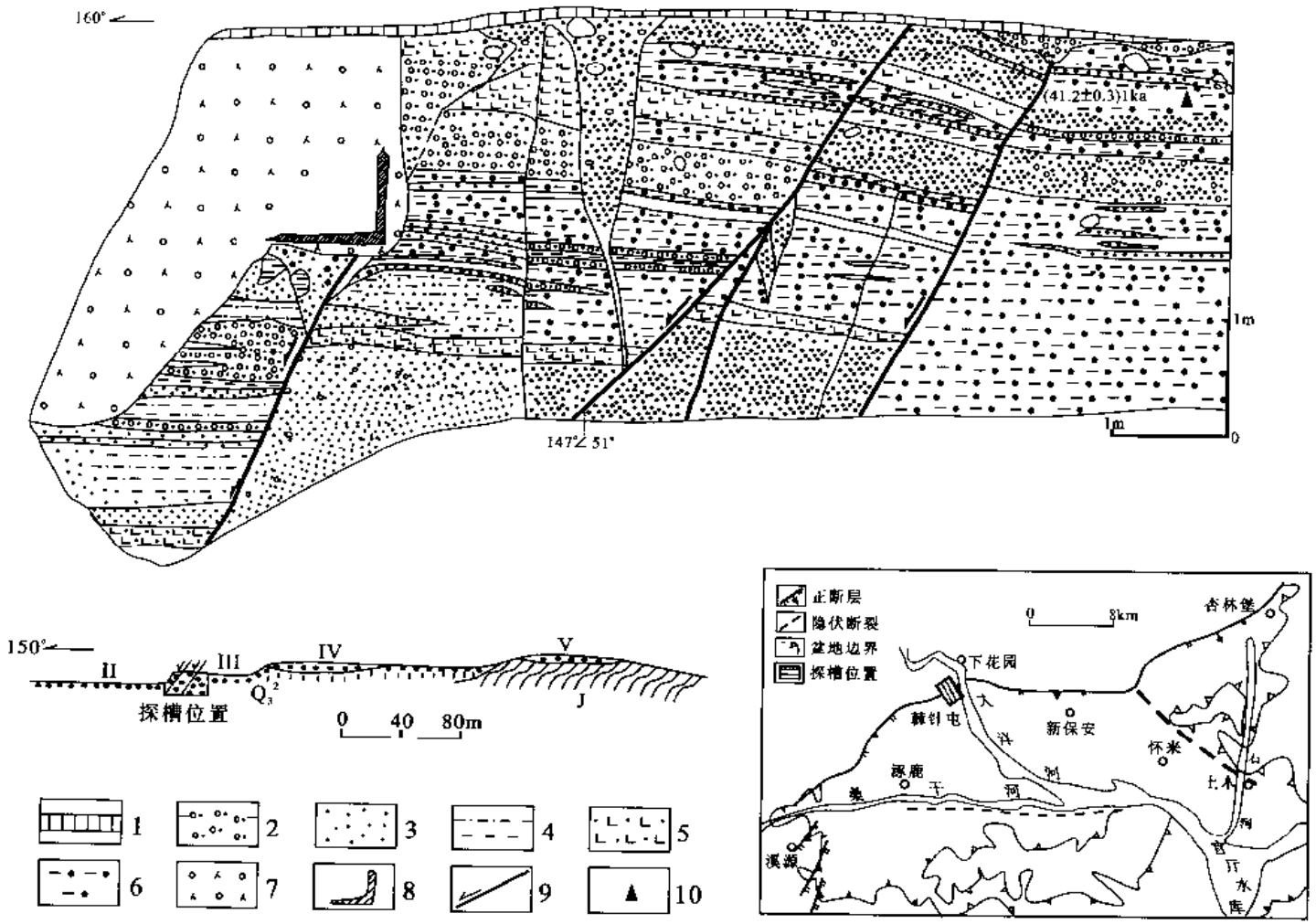


图 3-70 怀来盆地西北缘探槽剖面图

(据冉勇康、方仲景等, 1991)

Fig. 3-70 Cross section of northwest margin of the Huailai Basin

1—腐殖质表土; 2—砂砾石; 3—灰色中细砂; 4—灰黄色亚砂土; 5—灰黄色钙质亚砂土; 6—灰黄色泥质含细砾石砂土; 7—人工填土; 8—炭化棺板; 9—倾滑活动断层; 10—热释光取样点

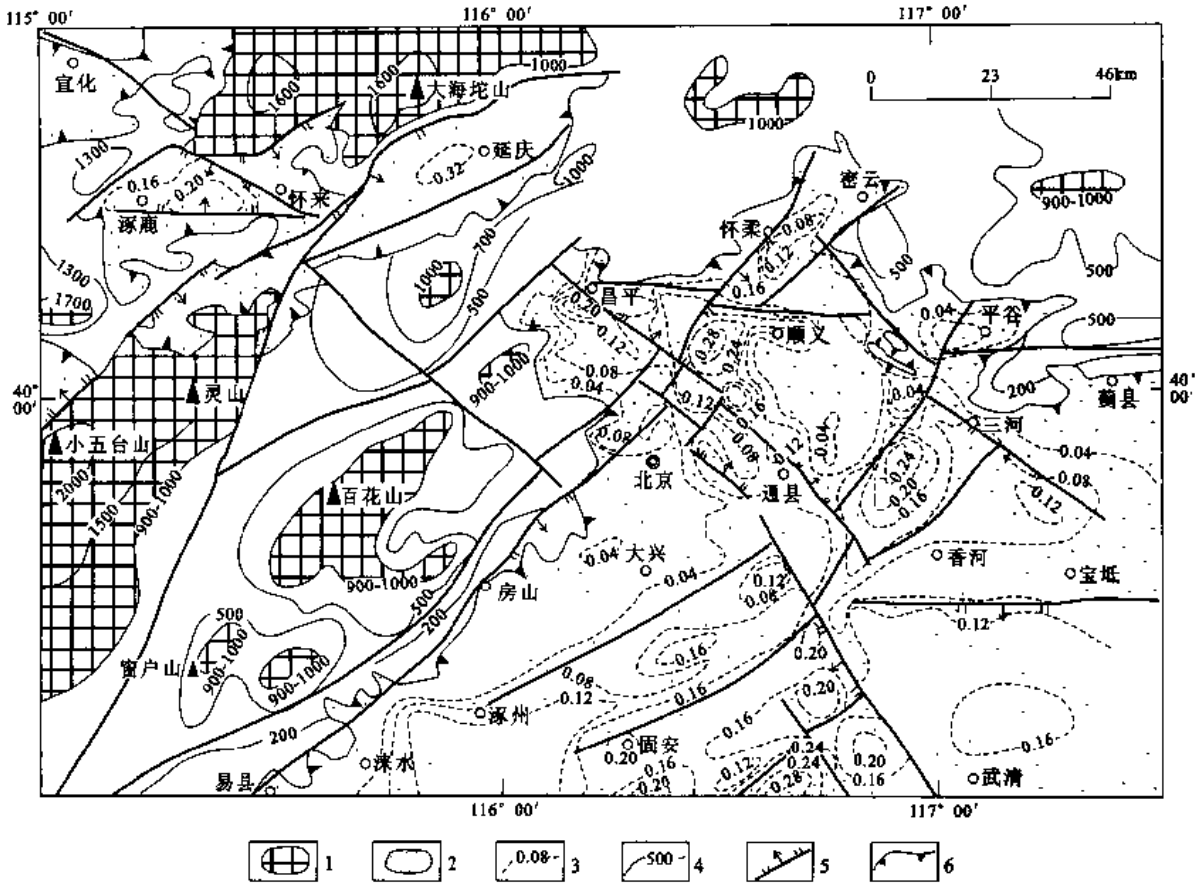


图 3-71　华北盆地北部第四纪沉积速率等值线图

（第四纪地层厚度资料引自郭增建、马宗晋等，1988）

Fig.3-71　Map of isobath of sedimentary rates of the north North China Basin

1—山地夷平面；2—第四系分布区；3—第四纪沉积速率等值线（单位：mm/a）；4—夷平面高度等值线（单位：m）；5—张性-张扭性断层；6—第四纪盆地边界

缘，延庆、涿鹿与怀来盆地裂陷中心第四纪平均沉积速率达到 0.2 ~ 0.3 mm/a，南口裂陷裂陷中心第四纪沉积速率达到 0.2 mm/a。在华北盆地北部，北京裂陷中心第四纪平均沉积速率达到 0.3 mm/a，平谷裂陷中心第四纪平均沉积速率达到 0.1 mm/a，怀柔坳陷中心第四纪平均沉积速率约为 0.2 mm/a，夏垫坳陷中心第四纪平均沉积速率为 0.3 mm/a，武清坳陷中心第四纪平均沉积速率为 0.2 ~ 0.3 mm/a；坳陷中心以外地区第四纪平均沉积速率一般介于 0.04 ~ 0.2 mm/a 之间（图 3-71）。

在百年—十年时间尺度内，燕山及邻区地壳应变具有较为显著的时空非均匀性（图 3-72）。自 1966 年以来，燕山南缘地区在大部分时间内，总体上以不均匀隆升为主，隆升速率为 2 ~ 6 mm/a；但在 1975 ~ 1977 年唐山地震前后，发生了速率达 4 ~ 12 mm/a 的区域性沉降，在 1988 ~ 1991 年期间也发生了速率达 2 ~ 10 mm/a 的区域性沉降。在近 30 年内，华北盆地北部总体以较快速的坳陷为主，坳陷中心沉降速率达到 6 ~ 18 mm/a，局部如沙河坳陷中心在 1988 ~ 1991 年期间发生速率为 10 ~ 30 mm/a 的快速沉降；大部分地区的地壳垂向应变速率随时间发生显著变化（高文学等，1993）（图 3-72）。

燕山及邻区现今地表最大主压应力以北东东—北北东向与北西向为主，局部为近东西

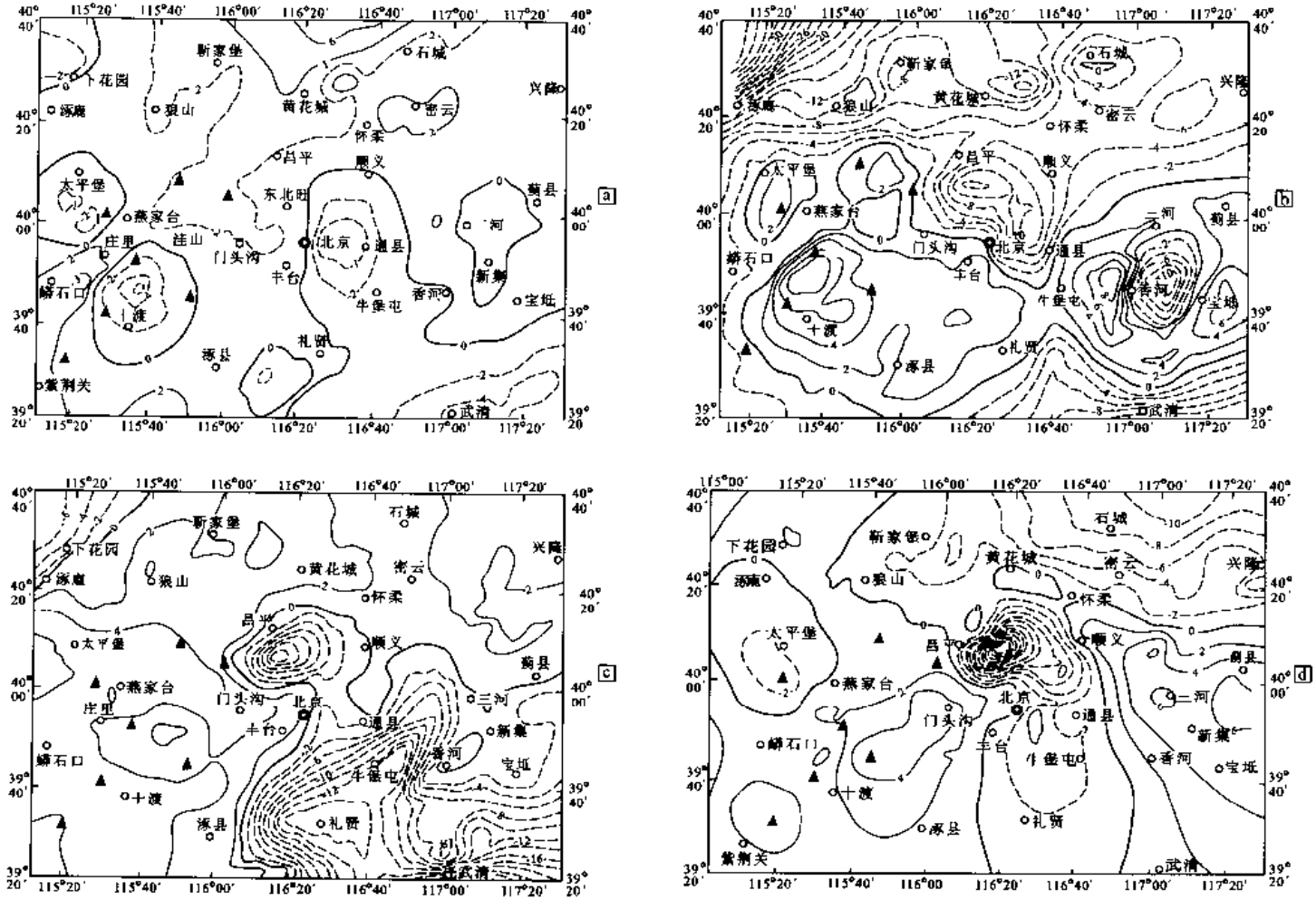


图 3-72　燕山南部及邻区近 30 年来地壳垂直运动速率等值线图

（据高文学等，1993）

Fig.3-72　Isobath of vertical rates of south Yanshan and its adjacent areas

a.1966～1975 年；b.1975～1977 年；c.1977～1988 年；d.1988～1991 年；速率计量单位为 mm/a

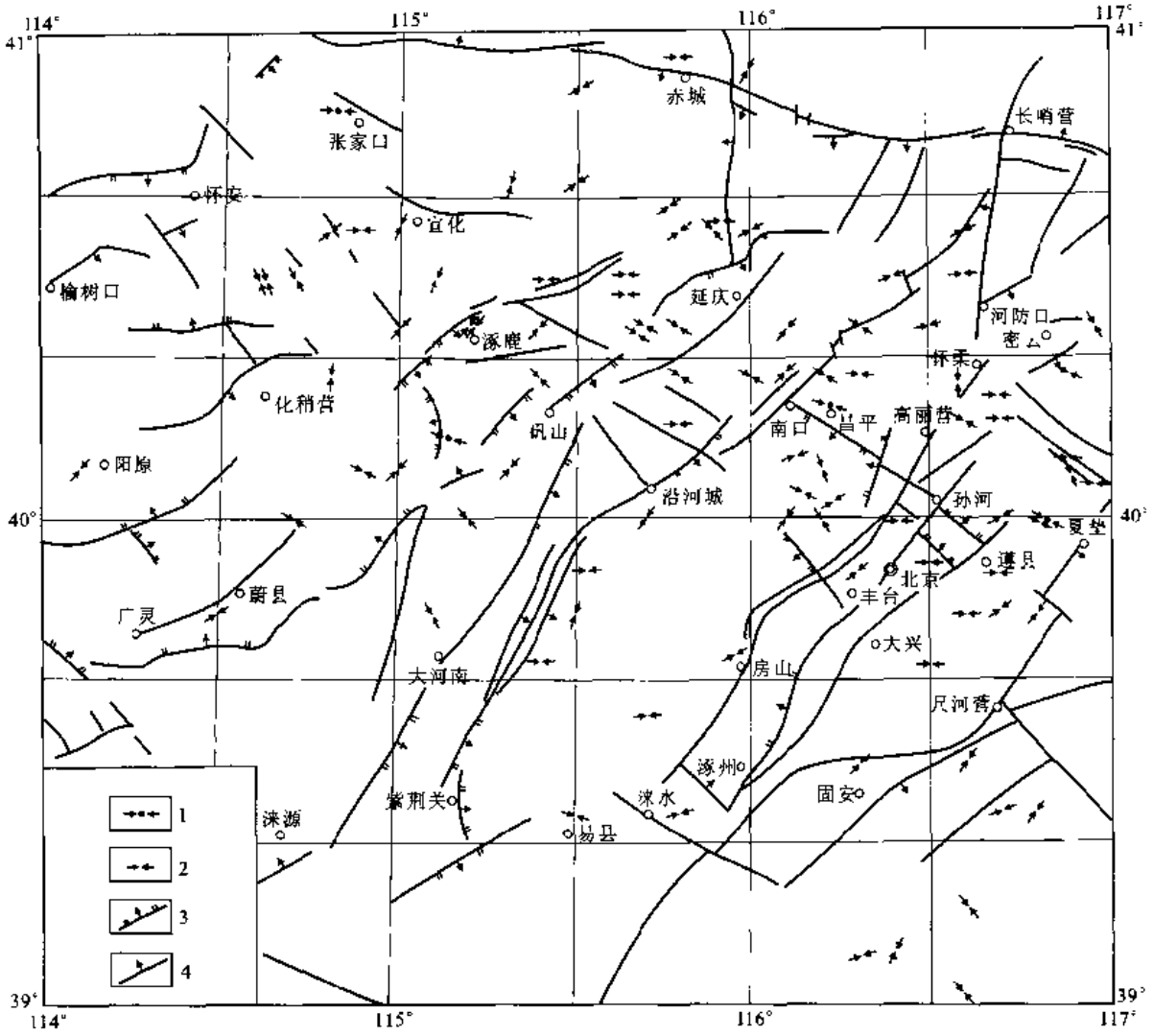


图 3-73　燕山及邻区地壳最大主压应力方向展布图

（据黄福明等，1994 资料编绘）

Fig.3-73　Distribution of maxima compressional stress of the Yanshan and its adjacent areas

1—由现场应力测量确定的最大水平主压应力方向；2—由震源机制解确定的最大水平主压应力方向；3—活动正断层；4—性质不明断层

向（图 3-73，表 3-16）；在张北-八达岭-孙河断裂带附近，现今地壳最大主压应力以北西向为主。地表实测现今最大主压应力变化于 0.4～16.6MPa 之间，最小主压应力变化于 0.1～10.4MPa 之间（陈彭年等，1990）（表 3-16）。在海城、唐山等大地震期间，地表构造应力大小发生较大的变化，但在一定时期内能够逐渐恢复正常（陈彭年等，1990）。在华北地区，区域地壳最大主压应力方向以北东东向—北北东向为主（陈彭年等，1990）（图 3-73）。在同一地点，不同时期尤其是地震前后，地表应力大小与方向都可能发生较大变化（表 3-16）。

表 3-16　燕山及邻区地表实测构造应力一览表

Table 3-16　List of in-situ stresses of the Yanshan and its adjacent areas

测量地点	测量时间	σ_{max}/0.1MPa	σ_{min}/0.1MPa	σ_{max}方向	测试方法资料来源
河北赤城	1977.7	33	21	N82°E	应力解除，李方全
河北潘家口	1980	48	28	N15°W	应力解除，地壳所
河北潘家口	1980	80	49	N19°E	应力解除，地壳所
房山歇岗村	1977.5	87	45	N50°E	应力解除，李方全
房山歇岗村	1977.9	59	43	N59°E	应力解除，李方全
怀柔坟头村	1976.11	41	11	N83°W	应力解除，李方全
唐山凤凰山	1976.10	25	17	N47°W	应力解除，李方全
唐山凤凰山	1978.4	23	11	N77°E	应力解除，李方全
唐山凤凰山	1978.4	23	11	N77°E	应力解除，李方全
北京温泉	1974.8	36	22	N65°W	应力解除，李方全
北京温泉	1976.10	54	31	N67°W	应力解除，李方全
北京昌平	1974.10	12	8	N75°W	应力解除，李方全
北京大灰场	1974.11	21	9	N35°W	应力解除，李方全
顺义吴雄寺	1973.11	26	4	N73°W	应力解除，李方全
顺义吴雄寺	1976.9	36	17	N83°W	应力解除，李方全
顺义庞山	1973.11	4	1	N58°W	应力解除，李方全
河北易县	1980.10	54	43	N80°E	应力解除，李方全
河北隆尧	1966.10	77	42	N54°W	应力解除，李方全
河北隆尧	1976.6	32	21	N87°E	应力解除，李方全
滦县一孔	1976.8	58	30	N84°E	应力解除，李方全
滦县二孔	1976.9	66	32	N89°W	应力解除，李方全
三河孤山	1976.10	21	5	N69°W	应力解除，李方全
辽宁海城	1975.7	93	59	N87°E	应力解除，李方全
辽宁营口	1975.10	166	104	N84°W	应力解除，李方全

（据陈彭年等，1990）

三、现今地震活动性

燕山山脉与其周缘盆地的现今地震活动性存在很大差别。山区地震活动性总体较弱，而盆地尤其是盆缘地震活动性较强，地震活动明显受活动断裂所控制（郭增建等，1988；高文学等，1993）（图 3-74）。

北西向的张北-八达岭-沙河-渤海湾断裂带是区内最主要的地震活动带，控制了张北、三河、宁河与渤海湾等多次 6～8 级强震。北北东向的华北盆地西缘保定-北京断裂、延怀盆地西缘狼山-黄柏寺-怀来断裂、华北盆地北部唐山-宁河断裂与河间-三河断裂及近东西向的涿州-武清断裂也都是重要的地震活动带。在不同方向活动断裂的复合部位，是强震多发地区，如三河、唐山、河间、涿州、宁河、怀来、张北等地区，均发生过强烈地震（郭增建等，1988；高文学等，1993）（图 3-74）。

在时间上，燕山南部及邻区的地震活动尚具有一定的韵律性，表现为地震平静期与地震活跃期的相间分布，呈现出一定的周期性（国家地震局深部探测成果编写组，1986）。

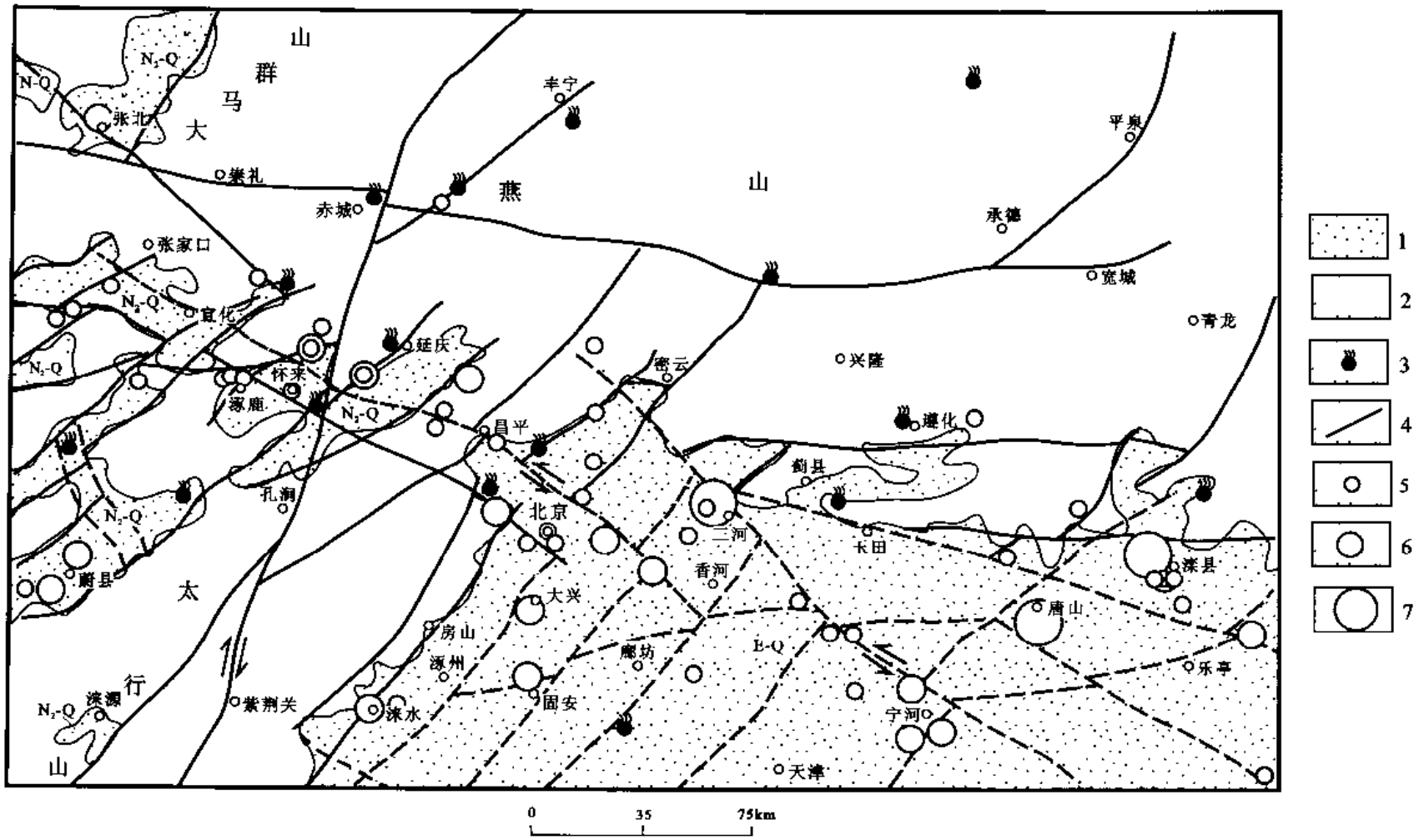


图 3-74　燕山及邻区地震分布图

（据马杏垣，1989）

Fig. 3-74　Distribution of earthquakes of the Yanshan and its adjacent areas

1—新生代沉积；2—前新生代构造层；3—温泉；4—活动断裂；5—5～5.9 级地震；6—6～6.9 级地震；7—7 级以上地震

第七节　燕山及邻区新生代地壳减薄过程

作为中国东部伸展环境的典型构造-地貌单元与中国大陆第二地貌梯度带的关键性地段，燕山及邻区新生代地壳减薄过程具有一定的代表性和典型意义，能够良好地反映中国中东部地区新生代构造-地貌演化的大陆动力学过程与深部动力学背景。下面将从岩浆岩 $w(K_2O)$ -地壳厚度关系、夷平面高度-地壳厚度关系与盆地沉积-地壳减薄关系 3 个方面，分析燕山陆内造山带及邻区不同时期地壳厚度变化，剖析新生代地壳减薄的动力学过程。

一、据岩浆岩 $w(K_2O)$ 估算燕山造山带中生代古地壳厚度

大陆岩浆 $w(K_2O)$ 与形成深度存在线性相关关系（Dickinson，1970；吴珍汉，1995）。在大陆边缘，岩浆岩的 $w(K_2O)$ 与岩浆岩-俯冲带之间距离、板块俯冲深度存在函数关系（Dickinson，1970；Mitsushiro Toriumi，1978）。在燕山陆内造山带，岩浆岩的 $w(K_2O)$ 与地壳厚度存在线性相关关系（吴珍汉，1995；吴珍汉等，1998），可用于定量-半定量估算燕山陆内造山带早白垩世强烈构造挤压所导致的古地壳厚度。

设燕山造山带燕山晚期（白垩纪）古地壳厚度为 H，岩浆岩中 K_2O 的质量分数 $w(K_2O)$，通过统计分析（吴珍汉，1995），得出下列函数关系：

$$|w(K_2O)|_{\%} = 0.374 + 0.101 \times |H|_{km} \tag{40}$$

在统计分析时，所采用的岩浆岩为侏罗纪—白垩纪侵位、$w(SiO_2) = 60\% \sim 76\%$ 的中酸性花岗岩；燕山早期侵入岩以中性-中酸性侵入岩为主，火山岩（髫髻山组）以安山岩-玄武安山岩为主；燕山晚期侵入岩以碱性-偏碱性花岗岩为主，火山岩（东岭台组与义县组）以流纹岩与碱性-偏碱性火山岩为主。为了估算早白垩世古地壳厚度，兹采用早白垩世碱性-偏碱性花岗岩与火山岩为主要分析对象（表 3-17）。

表 3-17　燕山陆内造山带岩浆岩 $w(K_2O)$ 与古地壳厚度一览表

Table 3-17　List of magma $w(K_2O)$ and palaeo-crust thickness of Yanshan orogenic belt and its adjacent areas

岩浆岩名称	地质时代	$w(K_2O)$ /%	古地壳厚度 H/km
窟隆山花岗岩	早白垩世	5.50	51
蔡家营花岗岩	早白垩世	5.50	51
光头山花岗岩	白垩纪	5.00	46
喀喇沁旗花岗岩	白垩纪	5.00	46
大河南花岗岩	白垩纪	5.50	51
冀北火山岩①	早白垩世	5.33	49
冀东火山岩②	早白垩世	4.92	45
辽西火山岩③	早白垩世	6.19	57

①岩体 $w(K_2O)$ 数据来源于路凤香等，2000（燕山“九五”科研报告）。

应用（40）式，计算燕山陆内造山带早白垩世晚期古地壳厚度（表 3-17）。结果表明，燕山陆内造山带经过强烈构造挤压变形之后，地壳厚度于早白垩世晚期增加至约 51 km，明显大于现今地壳厚度（34～42 km）（图 3-13、3-14），反映燕山及邻区新生代经历了显著

的地壳减薄过程。

二、据不同时期夷平面高度估算新生代山地地壳厚度

根据 Airy 重力均衡模式，地壳厚度 H（km）与地表海拔高程 h（km）之间的函数关系可据（36）式予以描述，即

$$h = (H - 30)/6.6$$

$$H = 6.6 \times h + 30 \tag{41}$$

如果能够确定地质历史时期的古海拔高程（h），则可据（41）式计算不同时期的古地壳厚度（H）。对燕山及邻区，山顶面与区域性夷平面的鉴别与分期为估算新生代不同时期古地壳厚度提供了有效的途径。

包括燕山及邻区在内的中国东部大陆晚白垩世—新生代处于区域性伸展构造环境，张性-张扭性断裂活动居主导地位，褶皱变形微弱，裂谷作用显著（崔盛芹等，1991；吴珍汉，2000）。在这样的构造环境下，燕山及邻区晚白垩世—新生代地壳因拉张应力长期作用而逐步减薄，形成盆-岭构造-地貌格局。在盆地裂陷的同时，周缘山脉相对隆升。但燕山及邻区山脉隆升是相对的、被动的，而盆地裂陷则是绝对的、主动的；从而导致区域总体地势呈现出自山脉向盆地不断降低的趋势，地表海拔高程梯次减小。

中国东部大陆造山带（古山脉）在张裂解体与剥蚀夷平过程中，局部保存了古山脉与古夷平面遗迹，成为晚白垩世—新生代构造-地貌演化与古高度变化的良好记录。尽管同期夷平面在不同地区可分布于不同高度（表 1-6），但不同地块残留山顶或峰顶所构成的层状地貌面能够为研究中国东部新生代山地夷平面裂解过程提供重要信息。分析中国大陆东部及邻区山脉峰顶高度，发现峰顶呈面状展布，主要分布在 2700 ~ 3100 m、1800 ~ 2300 m、1400 ~ 1600 m 与 1000 ~ 1200 m 4 个不同的高度范围（表 3-18），代表中国东部 4 期区域性山顶面，对应于广泛分布的 4 期剥蚀夷平事件。第一级山顶面（2700 ~ 3100 m）由燕山西南缘的五台山、小五台山、吕梁山、秦岭与大巴山等极高山山顶构成；第二级山顶面（1800 ~ 2300 m）由高山山顶构成，分布于中国东部及邻区各主要山系如大兴安岭、朝鲜半岛、锡霍特山、燕山、太行山、吕梁山、秦岭、华南山地、东南沿海山地、海南岛等山脉与山系内部；第三级山顶面（1400 ~ 1600 m）由东部高原面与高山山顶面构成，分布范围广泛；第四级山顶面（1000 ~ 1200 m）由中高山山顶面构成，分布于辽西、辽东、吉黑、鲁中与胶东等山地（表 3-18）。根据燕山及邻区山顶面切割地层与上覆岩层时代，结合构造-热事件年龄资料，推断中国东部及邻区第一级山顶面形成于晚白垩世，对应于燕山及邻区中生代末期夷平面；第二级山顶面形成于老第三纪，对应于燕山及邻区北台期夷平面；第三级山顶面形成于中新世，对应于燕山及邻区唐县期夷平面；第四级山顶面形成于上新世。低于上述 4 级山顶面的区域性夷平面在中国东部及邻区各山系均有分布，但夷平面高度因地而异，难以在大区域范围内进行对比；多数为唐县期夷平面解体及其后剥蚀夷平产物，一般形成于上新世—更新世。

由于夷平面形成以后，受到后期伸展构造活动与风化剥蚀的影响，海拔高度逐步降低，仅在剥蚀量较小的山脉或山系峰顶残留有古夷平面遗迹。因此，可据各级山顶面现今最大海拔高程近似估算相关夷平面的最小古海拔高度（h）；在此基础上，据（41）式估算中国东部及邻区不同时期山地古地壳厚度（表3-19）。结果表明，包括燕山及邻区在内

表 3-18　中国东部及邻区山脉峰顶高度分布表

Table 3-18　List of altitudes of summit surfaces of east China continent and its adjacent areas

峰顶面高度范围/m	山脉或山系名称	山峰名称	峰顶海拔高度/m
2700 ~ 3100	太行山	五台山北台顶	3058
		小五台山	2882
	吕梁山	荷叶坪	2784
		关帝山	2831
	秦岭	首阳山	2720
	大巴山	大神农架	3053
1800 ~ 2300	锡霍特山	科山	2004
		塔尔多基亚尼山	2077
		奥勃拉奇纳亚山	1855
	朝鲜半岛	北水白山	2520
		智异山	1915
	大兴安岭	黄岗梁	2029
		罕山	1936
	燕山山脉	云雾山	2047
		雾灵山	2116
		大海坨山	2200
		百花山	1991
	阴山山脉	大桦背山	2324
		大青山	2338
		固阳盆地	1800 ~ 2000
	太行山	恒山	2017
		历山	2322
	吕梁山	黑茶山	2203
	秦岭	华山	2160
		老君山	2192
		仝宝山	2091
	大别山	霍山	1774
	华南山地	大瑶山	1979
		雪峰山	1934
		武功山	1918
		八面山	2042
		黄山	1841
		怀玉山	1817
	武夷山	黄岗山	2158
		百石峰	1858
		黄连盂	1807
		戴云山	1856
		仁山	1822
		百山祖	1857
	海南岛	五指山	1867
1400 ~ 1600	锡霍特山	北部	1628
		中部	1555
	朝鲜半岛	飞来峰	1470
		金刚山	1638
		元山	1528
		太白山	1561

续表

峰顶面高度范围/m	山脉或山系名称	山峰名称	峰顶海拔高度 m
1400～1600	吉黑山地	森林山	1498
		英额岭	1677
		南楼山	1405
	大兴安岭	风水山	1398
		古利牙山	1394
		大光顶子山	1455
		巴伐艾来山	1540
	燕山	坝上高原	1400～1600
	泰山	玉皇顶	1524
	华南山地	九宫山	1543
		幕阜山	1596
		阳明山	1530
		骑田岭	1510
		西天目山	1507
		东天目山	1479
		莲花山	1560
	鄂尔多斯西南	子午岭	1687
1000～1200	燕山东段辽西山地	努鲁尔虎山	1096
		大青山	1224
	辽东山地	步云山	1131
		莫日红山	1013
	山东山地	鲁山	1108
		崂山	1133
		大泽山	937

的中国东部山地白垩纪末期古地壳厚度约50km，中新世初期古地壳厚度约为45 km；中新世末期部分山地地壳厚度约为41 km，上新世山地地壳厚度约为38 km。中国东部及邻区中新世初期地壳厚度与贝加尔周缘高地、山地现今地壳厚度（44～46 km）相近，中新世末期地壳厚度与燕山西北部坝上高原现今地壳厚度（41～42 km）相近。

表 3-19　中国东部及邻区山地古地壳厚度估算结果一览表

Table 3-19　List of palaeo-crust thickness of east China continent and its adjacent areas

山顶面	夷平面古海拔高度/m	时代	古地壳厚度 m
第一级	3058	白垩纪末期	50
第二级	2338	中新世初期	45
第三级	1687	中新世末期	41
第四级	1224	上新世末期	38

三、据不同时期沉积厚度估算新生代盆地地壳厚度

中国东部大陆及邻区新生代盆地裂陷与地壳减薄存在反镜像对应关系，地壳伸展导致地壳减薄与盆地裂陷，盆地伸展量与地壳减薄幅度存在函数关系。

设伸展裂陷与减薄之前，地壳原始厚度为H_0(km)、原始长度为L_0(km)；由于地壳

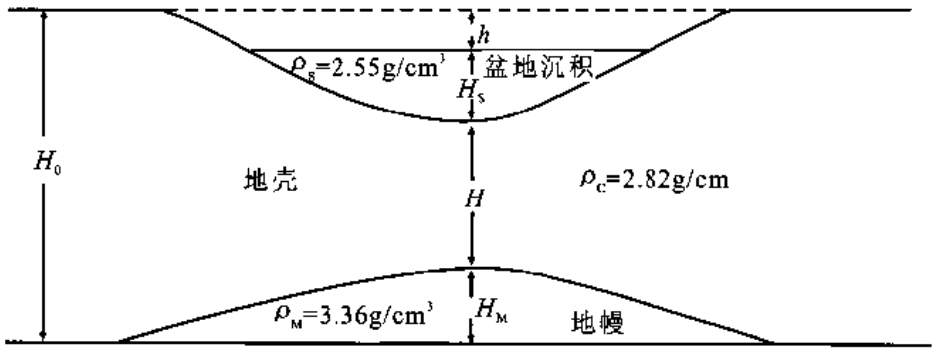


图 3-75　燕山及邻区伸展环境地壳均衡模式图

Fig.3-75　Model of Airy isostacy of extensional Yanshan and its adjacent areas

伸展，导致地壳裂陷与减薄，伸长与减薄后，地壳长度变为 L（km），地壳厚度变为 H（km）；设地壳减薄量为 ΔH（km），地壳减薄率为 $-\varepsilon_H$，地壳伸长量为 ΔL（km），地壳伸长率 ε_L；盆地面与山顶面高差为 h（km），盆地沉积厚度为 H_S（km）；各参数关系如图 3-75；设地壳重力加速度为 g（cm/s²）。

根据 Airy 均衡模式，地壳厚度变化存在如下关系：

$$H_0 \times \rho_C \times g = H_M \times \rho_M \times g + H_S \times \rho_S \times g + H \times \rho_C \times g$$

$$H_0 = H + h + H_M + H_S$$

$$H_0 \times \rho_C \times g = (H_0 - H_S - H - h) \times \rho_M \times g + H_S \times \rho_S \times g + H \times \rho_C \times g$$

$$H \times (\rho_M - \rho_C) = H_0 \times (\rho_M - \rho_C) - H_S \times (\rho_M - \rho_S) - h \times \rho_M$$

据地球物理探测资料，燕山及邻区地壳各层与地幔密度分别为 $\rho_M = 3.36 g/cm^3$，$\rho_C = 2.82 g/cm^3$，$\rho_S = 2.55 g/cm^3$（高文学等，1993）；将以上密度值分别代入上式，得减薄后地壳厚度：

$$H_C = H + H_S = H_0 - 0.5 \times H_S - 6.22 \times h \qquad (42)$$

中国东部白垩世末期—老第三纪山地地壳厚度 $H_0 = 50$ km；中新世山地地壳厚度 $H_0 = 45$ km；上新世山地地壳厚度 $H_0 = 41$ km，第四纪山地地壳厚度为 38 km（表 3-19）。由于盆地裂陷前盆地基底面与山顶面应位于基本相同的高度，盆地裂陷与山脉相对隆升呈反镜像对称关系；因此山地与盆地面高差可依据据不同时期山顶面高度差予以确定。据表 3-18 资料，老第三纪晚期（北台期夷平面解体之前）山地与盆地面高差 $h = 3100$ m $- 2300$ m $= 0.8$ km；中新世晚期(唐县期夷平面解体之前)山地与盆地面高差 $h = 2300$ m $- 1400$ m $= 0.9$ km；上新世晚期 $h = 1600$ m $- 1000$ m $= 0.6$ km；由于燕山及邻近山地第五级夷平面高度约为 800～900 m，盆地面海拔高程应接近 800 m，推断第四纪 $h = 1200$ m $- 800$ m $= 0.4$ km。

将以上数值代入（42）式，计算出新生代不同时期古地壳厚度，结果见表 3-20。结果表明，燕山周缘及邻区自新生代早期开始裂陷以来，盆地地壳厚度逐步减小。白垩纪末期，中国东部及邻区大陆地壳厚度约为 50 km；新生代，燕山周缘盆地裂陷，导致地壳不断减薄。老第三纪华北盆地与渤海湾-下辽河地壳减薄了 8 km，至渐新世末期古地壳厚度约为 42 km；渭河盆地与贝加尔盆地古新世—渐新世地壳减薄约 6 km，至渐新世末期地壳厚度约为 44 km。中新世，华北盆地地壳减薄 3.4 km，至中新世末地壳厚度变为 38.6 km；渤海湾－下辽河盆地地壳减薄 3.6 km，至中新世末地壳厚度变为 38.3 km；渭河盆地与贝加

表 3-20　燕山周缘及邻区典型盆地古地壳厚度估算结果一览表

Table 3-20　List of palaeo-crust thickness of typical basins surrounding the Yanshan Mountains

盆地名称	地层时代	沉积岩层厚度 H_S/m	山地夷平面与盆地面高差 h/km	山地地壳厚度 H_0/km	地质年代	盆地古地壳厚度 H_C/km
华北盆地	古新统—渐新统	6015	0.8	50	渐新世末	42.0
	中新统	1585	0.9	45	中新世末	38.6
	上新统	1200	0.6	41	上新世末	36.7
	第四系	500	0.4	38	第四纪末	35.2
渤海湾-下辽河盆地	始新统—渐新统	6300	0.8	50	渐新世末	41.9
	中新统—上新统	2200	0.9	45	上新世	38.3
	第四系	685	0.4	38	第四纪末	35.2
渭河盆地	始新统—渐新统	2200	0.8	50	渐新世末	43.9
	中新统	2172	0.9	45	中新世末	38.3
	上新统	1780	0.6	41	上新世末	36.4
	第四系	1214	0.4	38	第四纪末	34.9
贝加尔盆地	始新统—渐新统	2550	0.8	50	渐新世末	43.7
	中新统	2170	0.9	45	中新世末	38.3
	上新统	1353	0.6	41	上新世末	36.6
	第四系	1804	0.4	38	第四纪末	34.6

尔盆地地壳减薄幅度为 5.4～5.6 km，至中新世末地壳厚度约为 38 km。上新世，华北盆地地壳减薄 1.9 km，上新世末地壳厚度变为 36.7 km；渭河盆地地壳减薄 1.9 km，上新世末地壳厚度变为 36.4 km；贝加尔盆地地壳减薄 1.7 km，上新世末地壳厚度变为 36～6 km。第四纪，华北盆地地壳减薄 1.5 km，渤海湾-下辽河盆地地壳减薄 3.1 km，渭河盆地地壳减薄 1.5 km，贝加尔盆地地壳减薄 2.0 km；至第四纪末期华北、渤海湾-下辽河、渭河、贝加尔盆地地壳厚度分别为 35.2 km、35.2 km、34.9 km、34.6 km，与现今地壳厚度相近。现今华北、渤海湾-下辽河、渭河、贝加尔盆地地壳厚度分别为 34～36 km、32～34 km、35～36 km、34～35 km。

四、燕山及邻区新生代不同时期地壳伸长量与伸展速率

设区域性伸展环境下，地壳裂陷减薄前厚度为 H_0，长度为 L_0；地壳裂陷减薄后厚度为 H，长度为 L；地壳伸长率为 ε_L，地壳减薄率为 $-\varepsilon_H$，则 $\varepsilon_L = (L - L_0)/L_0$，$\varepsilon_H = (H - H_0)/H_0$。伸展前后，地壳体积保持不变，因此 $H \times L = H_0 \times L_0$，$H/H_0 = L_0/L$，即

$$1 + \varepsilon_L = 1/(1 + \varepsilon_H)$$

$$\varepsilon_L = 1/(1 + \varepsilon_H) - 1 \tag{43}$$

根据古地壳厚度估算资料(表 3-19、3-20)计算新生代不同地质历史时期地壳减薄率，据(43)式估算地壳伸长率，进而计算分析新生代不同时期地壳伸长量(ΔL)与地壳伸展速率 v；$\Delta L = L - L_0 = L \times \varepsilon_L/(1 + \varepsilon_L)$；$v = \Delta L/t$；$t$ 代表时间，估算结果详见表 3-21。

表 3-21　燕山及邻区地壳伸长量与伸展速率一览表

Table 3-21　Extensional magnitude and rate of the Yanshan and its adjacent areas

构造-地貌单元	时代	地壳减薄率 $-\varepsilon_H$/%	地壳伸长率 ε_L/%	地壳伸长量 ΔL/km	地壳伸展速率 v/ (mm·a^{-1})
燕山与太行山脉（垂直走向长度 170 km）	老第三纪	10.00	11.1	14	0.34
	中新世	8.89	9.76	14	0.77
	上新世	7.32	7.90	12	3.37
	第四纪	2.63	2.70	5	3.04
华北盆地（垂直走向长度 500km）	老第三纪	16.00	19.05	67	1.61
	中新世	8.10	8.82	37	2.04
	上新世	4.92	5.17	24	6.74
	第四纪	4.09	4.26	20	12.1
渤海湾-下辽河盆地（垂直走向长度 240 km）	始新世—渐新世	16 20	19.33	31	0.93
	新第三纪	8.59	9.40	18	1 00
	第四纪	13.84	16.06	33	20 12
渭河盆地（垂直走向长度 50 km）	始新世—渐新世	12.20	13.90	5	0.15
	中新世	12.76	14.63	6	0.33
	上新世	4.96	5.22	2	0.56
	第四纪	4.12	4.30	2	1 22
贝加尔盆地（垂直走向长度 75 km）	始新世—渐新世	12.60	14.42	8	0.24
	中新世	12.36	14.10	8	0.44
	上新世	4.44	4.65	3	0.84
	第四纪	5.46	5.78	4	2.44

分析表明，新生代时期，燕山-太行山地区地壳伸长了 45 km，地壳平均伸长率为 26.5%，平均伸展速率为 0.69 mm/a；华北盆地地壳伸长了 148 km，地壳平均伸长率为 29.6%，平均伸展速率为 2.27 mm/a；渤海湾-下辽河盆地地壳伸长了 82 km，地壳平均伸长率为 34.2%，平均伸展速率为 1.26 mm/a；渭河盆地地壳伸长了 15 km，地壳平均伸长率为 30%，平均伸展速率为 0.23 mm/a；贝加尔盆地地壳伸长了 23 km，地壳平均伸长率为 30.7%，平均伸展速率为 0.3 5mm/a。

同一构造-地貌单元不同地质历史时期地壳伸长量与伸展速率不同；不同构造-地貌单元在同一地质历史时期地壳伸长量与伸展速率也存在明显差别。如燕山-太行山地区在老第三纪、中新世、上新世、第四纪期间地壳伸长量分别为 14 km、14 km、12 km、5 km，地壳伸展速率分别为 0.34 mm/a、0.77 mm/a、3.37 mm/a、3.04 mm/a；华北盆地在老第三纪、中新世、上新世、第四纪期间地壳伸长量分别为 67 km、37 km、24 km、20 km，地壳伸展速率分别为 1.61 mm/a、2.04 mm/a、0.74 mm/a、12.1 mm/a。山地地壳伸长率与地壳伸展速率一般低于盆地地壳伸长率与地壳伸展速率（表 3-21）。不同构造-地貌单元在上新世—第四纪地壳伸展都呈现出明显加快的趋势，反映燕山及邻区晚喜马拉雅期地壳构造活动性明显增强的特点。

第四章　中国东部典型陆架盆地构造-地貌演化过程

中国东部边缘海包括黄海、东海、台湾海峡与南海，向东与太平洋相连接；边缘海地域广阔，面积巨大，海洋气候与水动力条件复杂。主要边缘海盆地都经历了漫长的地质构造演化历史，形成了丰富的石油天然气资源，是当今国际石油勘探的热点地区之一，有望成为21世纪世界重要的能源矿产基地。

中国东部边缘海处于东亚大陆与太平洋之间的过渡地带，位于西太平洋板块俯冲带西缘，海底发育复杂的构造-地貌，是地球动力学与大陆动力学研究的关键地区。20世纪80年代以来，随着国内外对海洋石油勘探工作投入的增加，国内外学者对中国东部边缘海地质构造特征与形成演化过程的认识水平不断提高，为分析、研究边缘海盆地构造-地貌演化的动力学过程奠定了良好的资料基础。

本章将选择中国东部典型陆架盆地，包括黄海盆地、东海陆架盆地与南海北部陆架盆地，在海底地形地貌测量、海洋石油地质钻探与海洋地球物理勘探资料的基础上，分析海底构造-地貌特征与盆地形成演化的动力学过程。

第一节　典型陆架盆地构造-地貌特征

中国东部边缘海盆地深部构造-地质-地貌关系密切，深部构造对盆地形成演化、地表地质构造与海底地形地貌都存在显著的控制作用。但由于边缘海盆地被海水覆盖，难以直接予以观测，所以只能依据海岸带地质构造资料与石油勘探资料进行分析和研究。

一、区域地质构造与地球物理背景

中国东部边缘海位于西太平洋俯冲带西侧、东亚大陆东缘，包括黄海、东海与南海。黄海陆架区发育北黄海盆地、南黄海北部盆地与苏北-南黄海南部盆地；东海陆架区发育东海陆架盆地与冲绳海槽盆地；在西太平洋俯冲带西缘，发育宫崎盆地（Miyazaki Basin）与岛尻盆地（Shimajiri Basin）等海沟盆地（图4-1）。南海陆架区发育珠江口盆地、北部湾盆地、莺歌海盆地、曾母盆地、礼乐滩盆地、南海礁盆地、郑和盆地等不同规模、不同方向的盆地群。

前中生代时期，北黄海盆地与南黄海北部盆地属于华北地块南部，具有与山东半岛相类似的地质构造特点，发育太古宇—古元古界变质基底和中新元古界—古生界稳定沉积盖层；苏北-南黄海南部盆地主体属于扬子地块，东海陆架盆地主体属于华夏地块东部，南海陆架盆地主体属于华南地块，发育太古宇—元古宇或古生界变质基底。

中生代，中国东部大陆边缘经历了复杂的地质构造演化历史。三叠纪，华南陆块与华北陆块之间的古秦岭洋（古特提斯洋）封闭，导致近南北向的强烈构造挤压作用，沿秦岭-

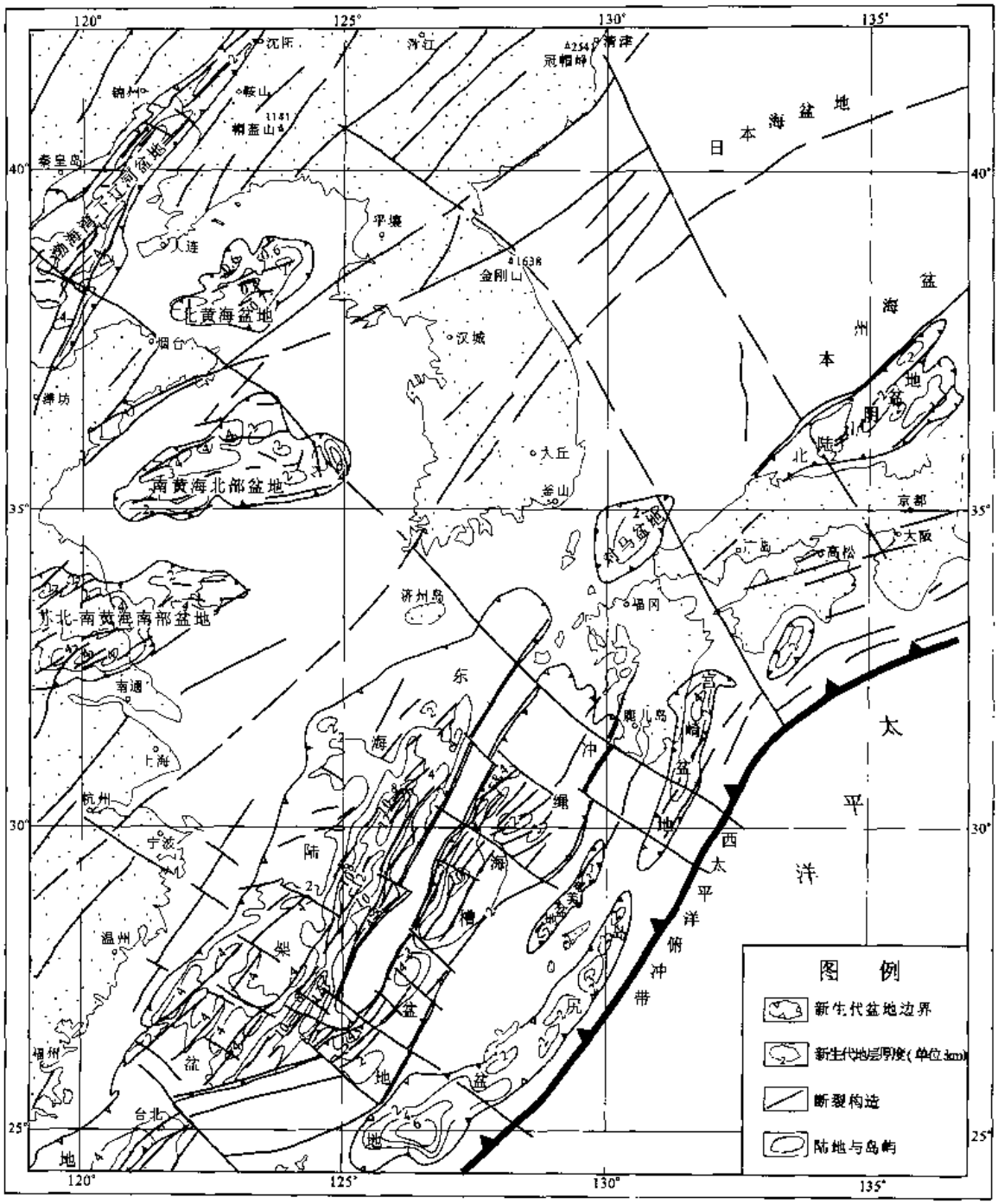
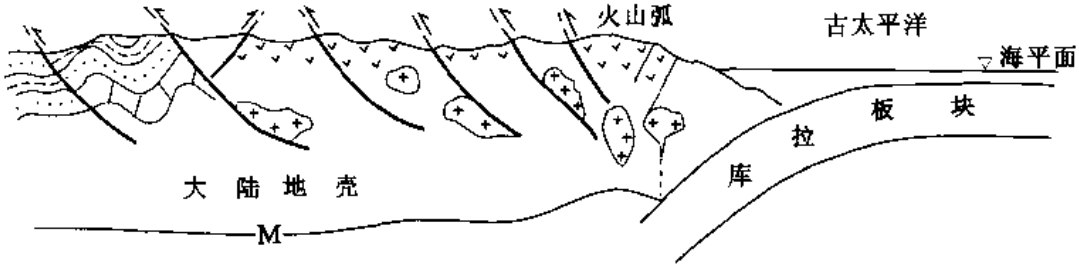


图 4-1　东海陆架盆地与新生代沉积厚度分布图

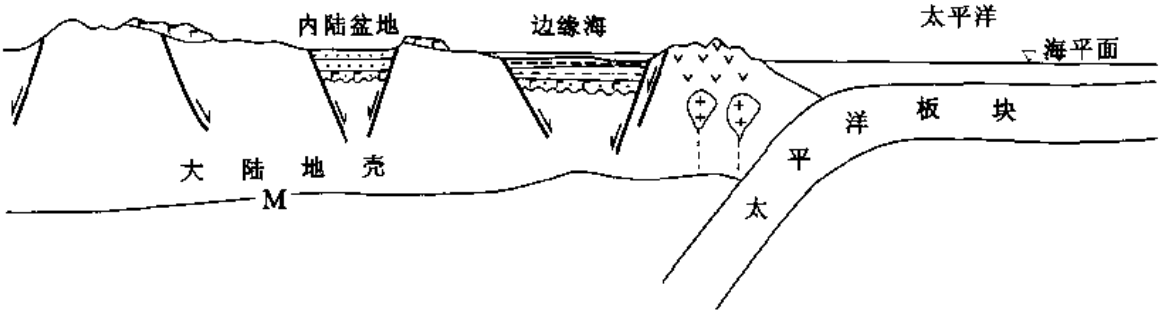
（据刘光鼎，1992 资料改编）

Fig. 4-1　Map of the Cenozoic sedimentary thickness of East China Sea Shelf

大别构造带发生强烈的陆-陆碰撞造山事件，形成秦岭-大别造山带；该造山带向东延入南黄海盆地，构成苏北-南黄海南部盆地部分基底。侏罗纪—早白垩世，由于古太平洋板块（库拉板块）的西向俯冲，产生北西—北西西向强大构造挤压力，在大兴安岭-太行山-雪峰山以东包括中国东部陆架在内的广大地区，形成总体呈北东—北东东向展布、宽达 1000 km、长度大于 6000 km 的燕山期陆缘与陆内造山带，导致广泛的北东—北东东向逆冲



a. 侏罗纪—早白垩世



b. 晚白垩世—新生代

图 4-2 中国东部大陆边缘中新生代构造演化模式图

Fig. 4-2 Tectonic Evolution of east China continent shelf in the Meso-Cenozoic Era

推覆构造、强烈的褶皱变形与多期火山喷发、岩浆侵入事件（图 4-2a），构成中国东部陆架盆地主要基底。

晚白垩世—新生代，中国大陆东部及邻区进入以区域性伸展为主的构造环境，褶皱变形微弱，张性-张扭性断裂活动居主导地位，裂谷作用显著，相继形成一系列总体呈北东—北北东向展布、规模不同的裂陷盆地（图 4-1）。主要陆缘裂陷盆地新生代都沉积了巨厚的河湖相、海陆交互相或海相沉积岩系，如渤海湾-下辽河盆地新生代沉积岩层厚度达 4000 ~ 6000 m，北黄海盆地新生代沉积岩层厚度达 1000 m，南黄海北部盆地新生代沉积岩层厚度达 4000 ~ 6000 m，苏北-南黄海南部盆地新生代沉积岩层厚度达 3000 ~ 4000 m，东海陆架盆地新生代沉积岩层厚度高达 10000 ~ 12000 m，冲绳海槽盆地晚中新世以来沉积岩层厚度高达 8000 ~ 10000 m（图 4-1）。在盆地裂陷的同时，周缘山脉或隆起带相对隆升，形成现今盆地-山脉或隆起-坳陷相间分布的构造-地貌格局（图 4-1），山地夷平面与盆地基底面呈现出自西向东梯次降低的趋势；导致中国东部边缘海盆地不断扩张，陆架浅海面积逐步增大（图 4-2b）。

中国东部边缘海盆地地壳结构、厚度与中国东部大陆呈渐变过渡关系。黄海陆架盆地与华北-渤海湾-下辽河盆地地壳具有相似的结构与组成。自北西向南东，地壳厚度具有逐步变小的总趋势，存在若干上地幔隆起区（图 4-3）。中国东部沿海地区大陆地壳厚度一般为 33 ~ 38 km，平均约为 35 km。黄海西北部地壳厚度为 34 ~ 35 km，黄海东南部地壳厚度为 32 ~ 33 km。东海陆架盆地西部地壳厚度为 29 ~ 30 km，向东部地壳厚度渐变为 27 ~ 28 km；在东海盆地中部发育总体呈北北东向展布的较大规模的上地幔隆起区，地壳厚度仅

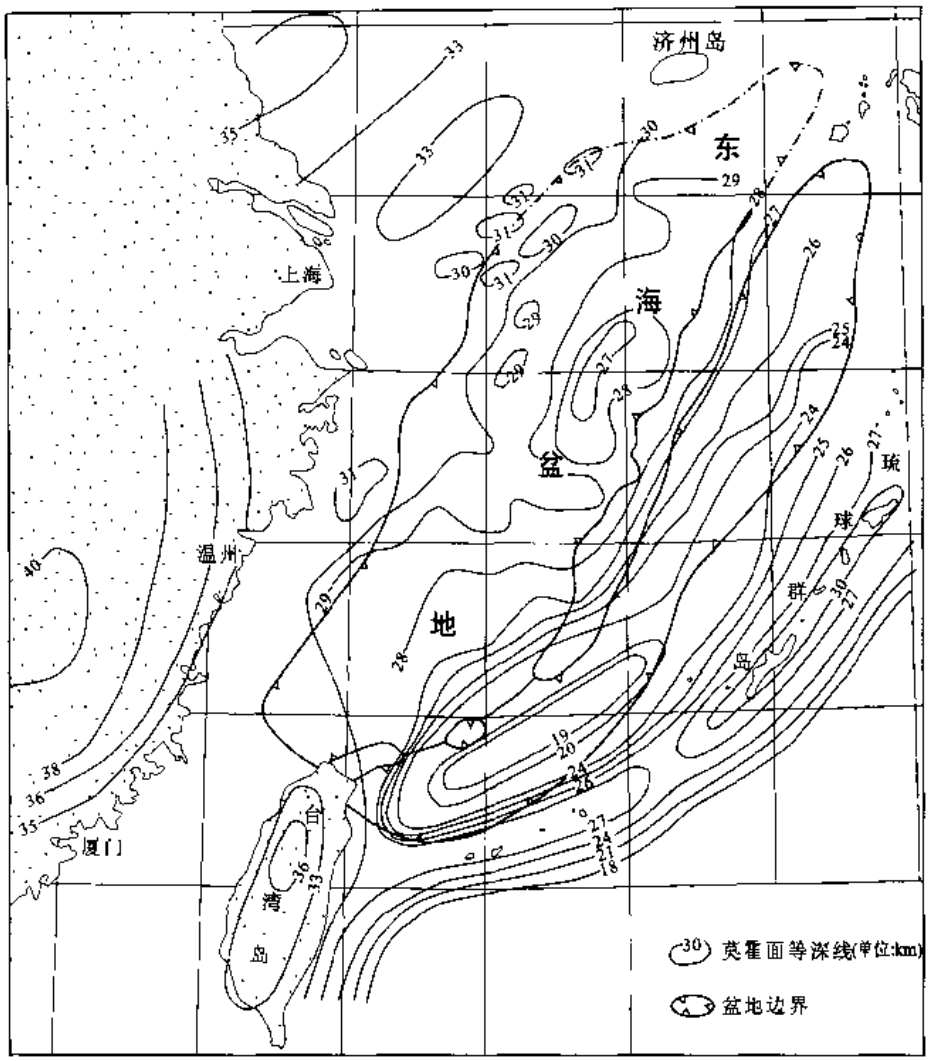


图 4-3　东海陆架及邻区地壳厚度等值线图

（中国石油地质志，第 16 卷，1990）

Fig. 4-3　Isobath of crust thickness of East China Sea Shelf and its adjacent areas

为 27 km。冲绳海槽盆地边缘部位地壳厚度为 24 ~ 25 km，中心部位存在上地幔隆起区，地壳厚度减薄为 19 ~ 20 km；太平洋西缘琉球岛弧带地壳厚度约为 27 ~ 30 km，对应于上地幔相对坳陷区（图 4-3）。

中国东部边缘海及邻区岩石圈厚度具有自北西向南东明显减小的趋势（图 4-4）。四川盆地与鄂尔多斯地块发育厚达 140 km 的大陆岩石圈；向东至华南地块与华北地块，岩石圈厚度减小到 80 ~ 100 km；向东至东南沿海地区与黄海海域，岩石圈厚度减小到 60 ~ 70 km；至东海陆架盆地岩石圈厚度渐变为 50 ~ 60 km（图 4-4）。

中国东部边缘海盆地热流密度值与地壳厚度存在明显的相关关系。地壳厚度较小的上地幔隆起区对应于高热流密度异常区，地壳厚度较大的上地幔坳陷区对应于低热流密度异常区。陆内裂谷盆地如华北-渤海湾-下辽河盆地与陆架裂谷盆地如东海陆架盆地的热流密度值相近，约为 60 ~ 80 mW/m^2；而岛弧带西缘的冲绳海槽盆地热流密度值高达 100 ~ 400 mW/m^2（图 4-5）。

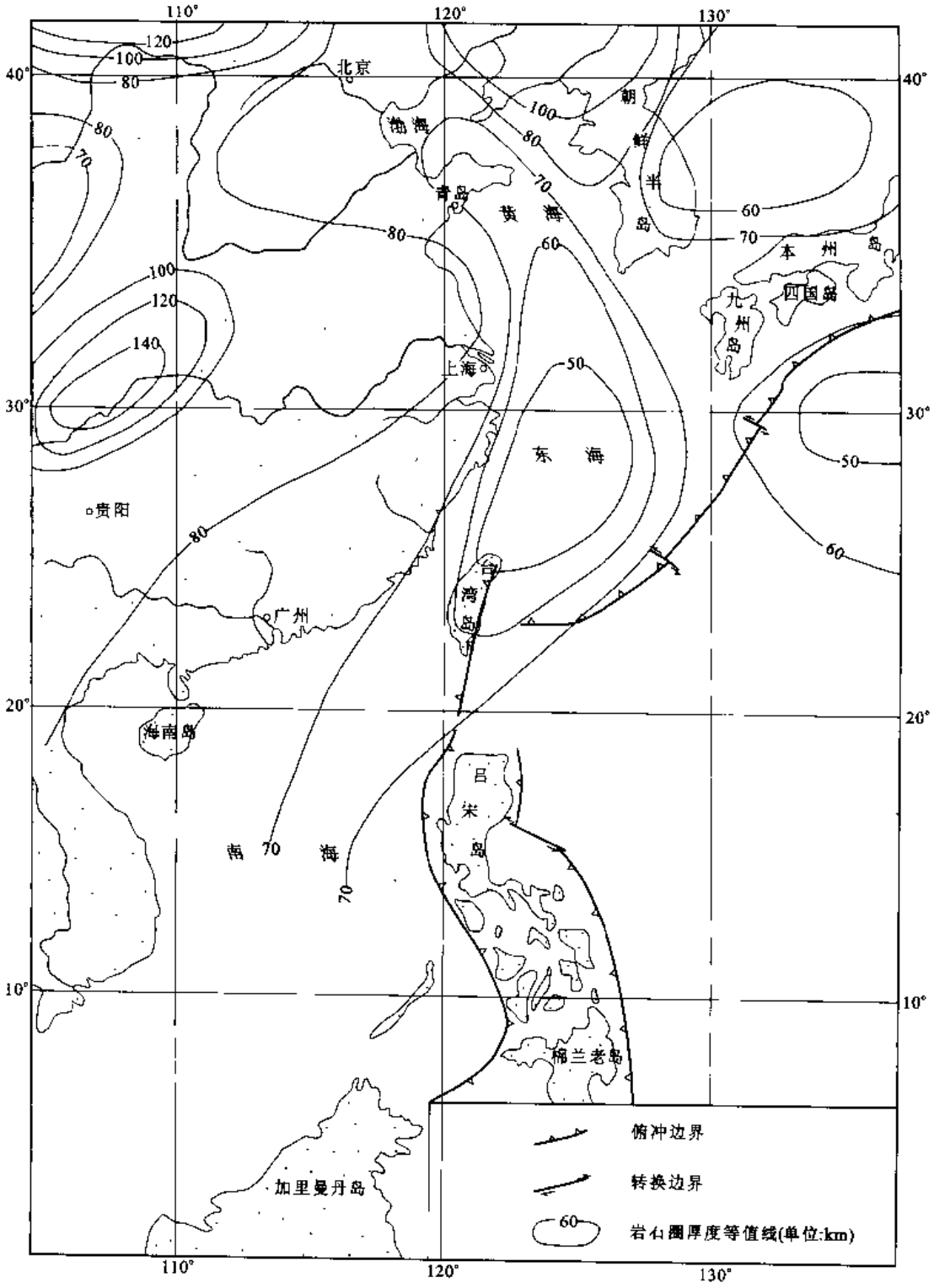


图 4-4 中国东部及邻区岩石圈厚度等值线图

(据刘光鼎，1992)

Fig. 4-4 Isobath of lithosphere thickness of east China and its surrounding areas

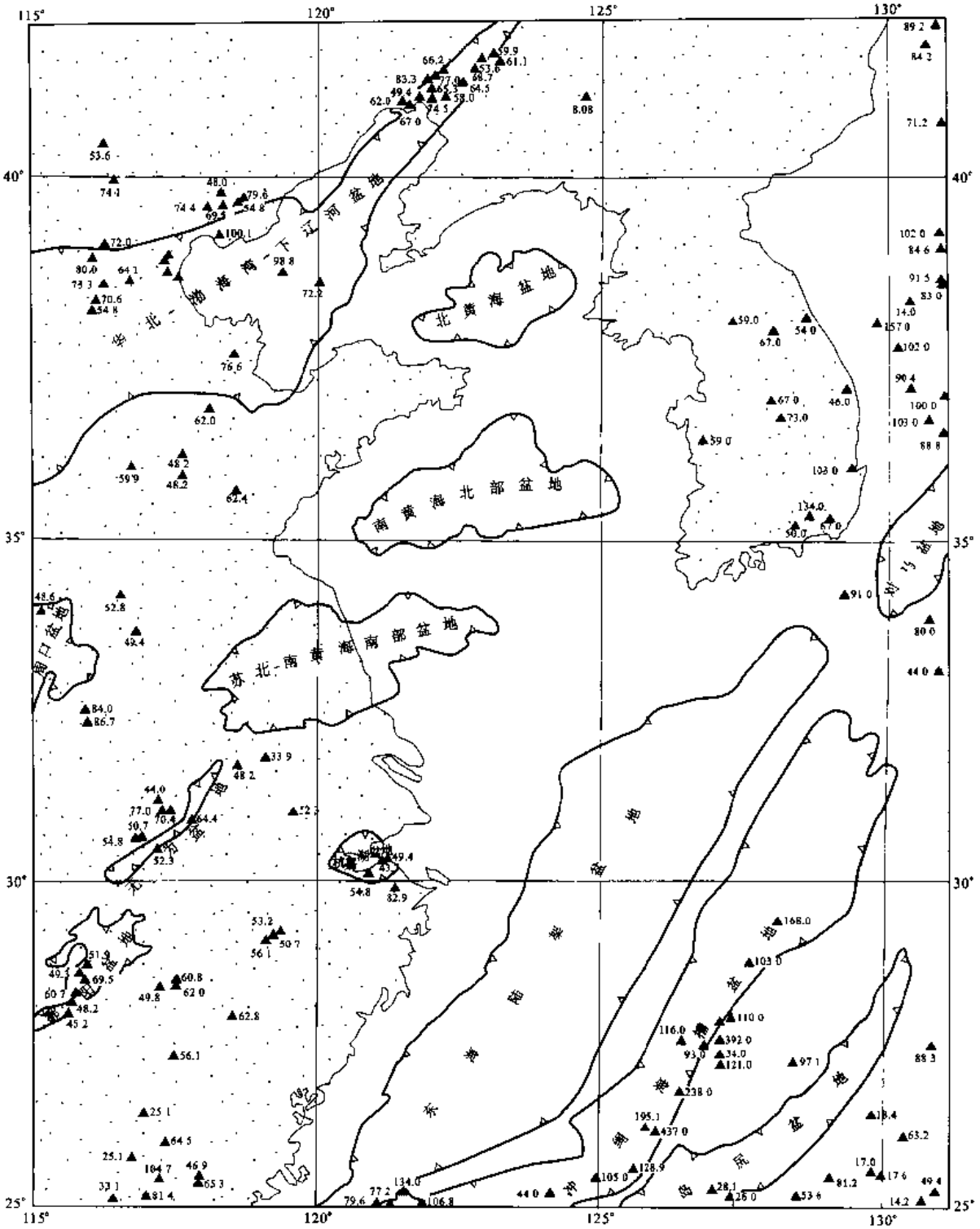


图 4-5　中国东部及邻区热流密度分布图

（据刘光鼎，1992）

Fig. 4-5　Density of heat flow rate of east China continent and its adjacent areas

二、典型边缘海盆地构造-地貌特点

中国东部大陆架是中国东部大陆的外延部分，坡面平缓，坡度一般小于1°~2°，大部分地区水深小于200 m，范围包括渤海、黄海、东海长崎—台湾以西与环南海浅水区。海岸类型主要包括海蚀海岸与海积海岸；海蚀海岸岸线蜿蜒曲折，沿岸岛屿众多，发育海蚀崖、海蚀穴、海蚀平台及沙堤、沙坝、沙嘴、潟湖等滨岸地貌景观；海积海岸岸线较为平直，发育宽阔的浅滩与复杂的辫状水系。在河流入海口，发育规模不等的河口三角洲。大陆架海底地形复杂，发育不同类型的海底地貌，包括缓倾斜海底平原、水下谷地、冲刷沟槽、水下阶地、水下洼地、水下沙垅、水下沙丘与岛屿、岩礁等滨浅海地貌单元，构造对海底地形地貌具有显著控制作用。不同海域具有不同的海底地形、海底地貌组合与不同的构造地貌特点。

1. 黄海海底地貌特征

黄海是典型的大陆架浅海，北起辽宁省东沟，南抵长江口启东嘴—济州岛西北角，东侧为朝鲜半岛，西侧为中国辽宁省、山东省与江苏省，总面积达38万 km^2。以山东半岛成山角与朝鲜半岛白翎岛连线为界，将黄海划分为北黄海与南黄海；北黄海通过渤海海峡与渤海相连，面积约8万 km^2，南黄海面积约30万 km^2。

北黄海为一个向东南方向敞开的箕状洼地，海底平坦，水深一般小于50 m；北岸平缓，平均坡度为40 cm/km；南岸稍陡，平均坡度为70 cm/km；中间为一水深40~60 m的较深洼地。南黄海是一个不对称的洼地，地势由西、北、东三面向中央和东南方向倾斜，大部分海域水深小于60 m，平均水深为44 m；西部海底宽阔平坦，坡度很小；东部坡度较大，东部发育一北北西向洼槽，称为黄海槽，黄海槽水深大于80 m（图4-6）。

在黄海中部，保留有古黄河河谷遗迹。黄河古河谷自天津开始，呈近东西向穿过渤海，在北黄海南部海底呈南东东向展布，在南黄海海底呈北北东向展布，向东通过济州岛南缘，延伸至男女群岛北侧，流入古东海；说明黄海在第四纪晚期尚处于滨海陆相环境，黄海由大陆低地向滨浅海转变事件的发生时代不早于晚更新世。

2. 东海海底地貌特征

东海海底地形平坦，海底面以1.5'的微小角度缓缓向东倾斜，大部分海域水深介于60~150 m之间，平均水深约为72 m（图4-6）。大陆架外缘大陆坡水深向东急剧增加，在20~25 km的宽度内水深自150 m增至1000~2000 m，逐步过渡为地形相对平坦的冲绳海槽海底平原。冲绳海槽东缘为琉球岛弧隆起带，自冲绳海槽向东至琉球岛弧，水深由1000 m逐步减小为0~100 m（图4-6）。

东海陆架总体上为堆积型大陆架，源于中国大陆的长江、钱塘江、闽江等河流将巨量的大陆泥砂运入东海，陆缘碎屑沉积波及东海大部分水域，形成巨大的现代水下三角洲与平坦的海底堆积地貌。由于第四纪全球海平面变化，在东海海底水深50 m、60 m与150 m的等深线分别对应于距今12ka、18ka与40ka前的古海岸线（尹泽生等，1993），伴有4级水下阶地与多期古三角洲（图4-6）。

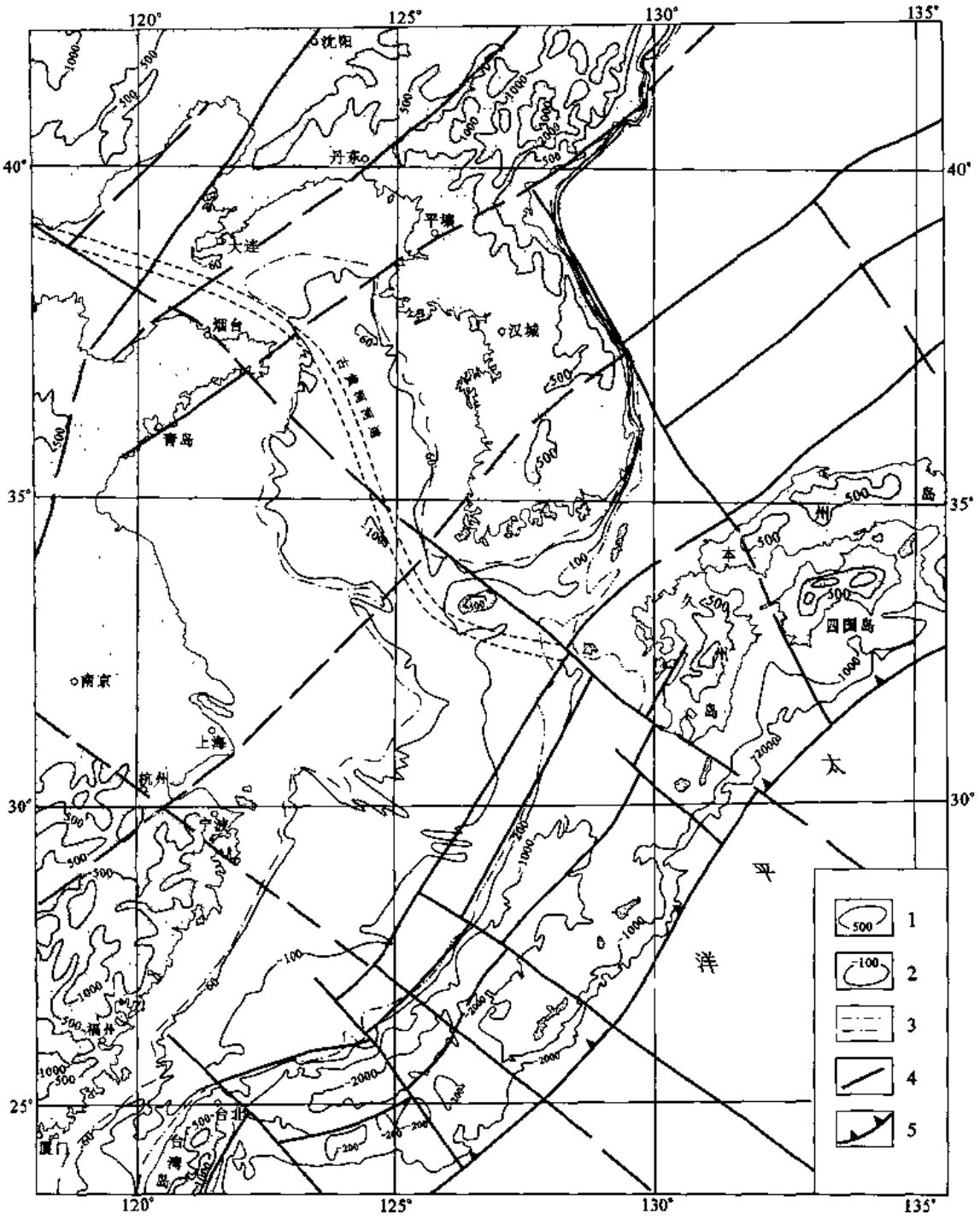


图 4-6　东海陆架及邻区地形地貌图

（据刘光鼎，1992 资料改编）

Fig.4-6　Topography and geomorphic features of East China Sea Shelf and its adjacent areas

1—大陆山地夷平面等高线（单位：m）；2—海水等深线（单位：m）；3—古海岸线；4—断裂带；5—俯冲带

3. 东海陆架及邻区构造对海底地形地貌的控制作用

东海陆架及邻区发育不同方向的断裂构造，主要活动断裂呈北西向或北东—北北东向

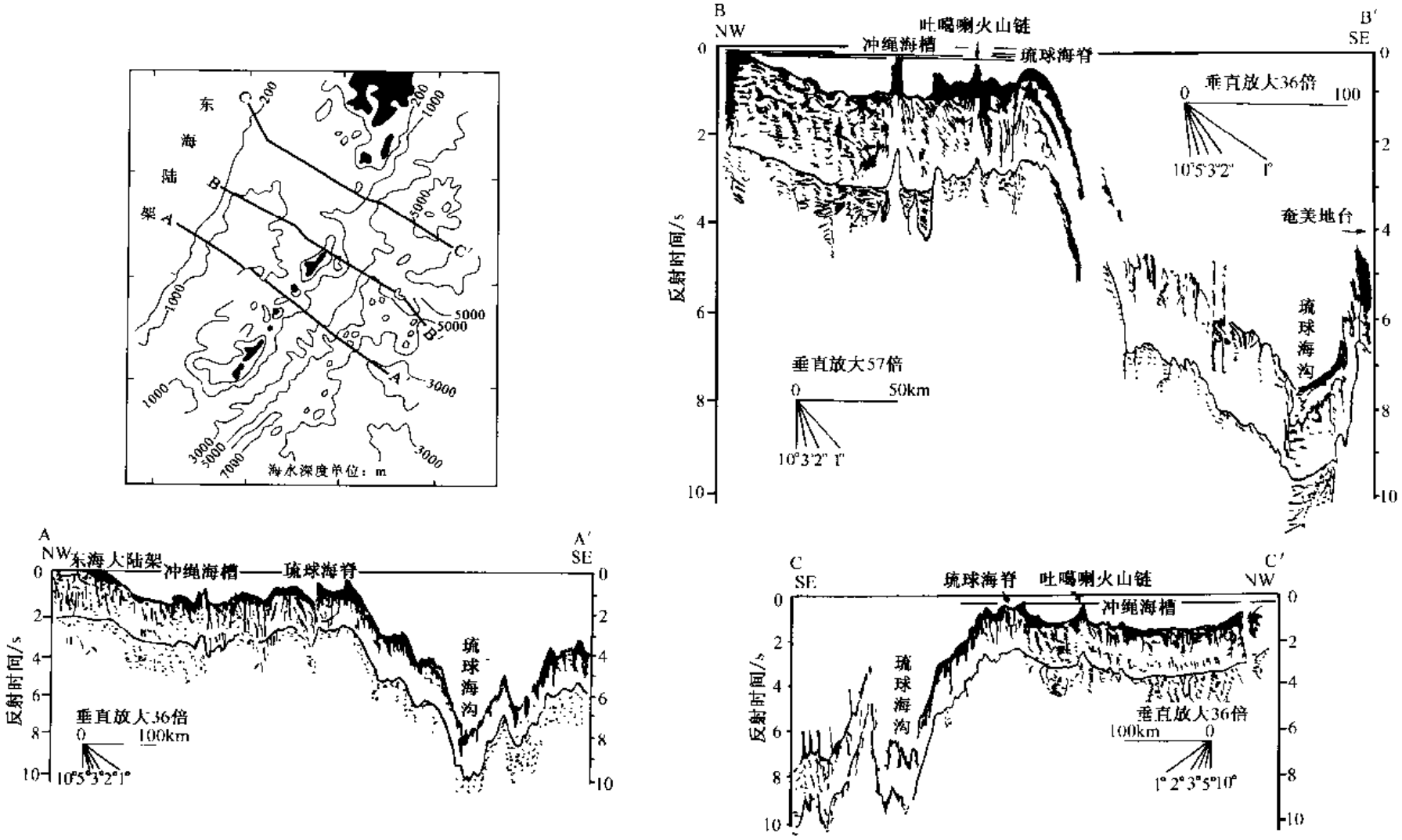


图 4-7　东海陆架东缘海底构造-地貌图

（据中国石油地质志，第 16 卷，1990）

Fig.4-7　Tectonic-landform map of East China Sea Shelf

走向；海底断裂对海底地形地貌及陆架盆地形态与沉积分布均存在显著的控制作用（图4-1、图4-6）。北东—北北东向断裂如鸭绿江断裂分隔渤海盆地与北黄海盆地，杭州湾-大田断裂分隔黄海盆地与虎皮礁隆起，其北延部分分隔日本海盆地与大和海岭；东海陆架盆地东缘断裂分隔东海陆架盆地与钓鱼岛隆起，是裂陷盆地同沉积断裂，其北延部分对应于本州海峡东侧水深陡变带；东海陆架东缘断裂控制大陆坡展布，分隔东海陆架与冲绳海槽（图4-6）。北西向断裂如太白山东缘断裂对应于朝鲜半岛东缘海底地形梯度带；渤海湾-烟台-济州岛断裂分隔苏北-南黄海南部盆地与南黄海北部盆地，分隔济州岛与朝鲜半岛、分隔琉球岛弧与日本岛弧，对应于太平洋西缘俯冲带走向突变带；芜湖-杭州断裂向东延入海域，控制东海中段海底地形地貌，将琉球群岛分为北北东向与北东东向不同走向的南北两段（图4-6）。北北东—北东—北东东向断裂主要由一系列近平行分布的正断层组成，构成主要裂陷盆地的主边界断裂；北西向断裂绝大部分为左旋走滑断裂，切割、错断北东—北北东向断裂与西太平洋岛弧带，部分向西延入中国东部大陆。

地震探测资料表明，在东海陆架西缘的冲绳海槽，张性-张扭性断裂构造明显控制海底地形、地貌展布与盆地基底深度，构成典型的裂陷-隆升相间分布的海底伸展构造地貌（图4-7），非常类似于大陆盆-岭构造-地貌特征。

第二节　典型陆架盆地新生代重大地质构造事件

中国东部大陆边缘自晚白垩世以来，相继裂陷成盆，堆积了数千米—万余米的巨厚新生代沉积（图4-1）。各盆地在其形成发展历史中，经历了复杂的演化过程，发生了多期重大地质构造事件，形成了丰富的油气资源。不同边缘海盆地裂陷成盆的开始时间与形成演化过程不尽相同，但重大地质构造事件的性质、特点与时代却具有明显的相似性与可对比性，与中国东部陆内裂谷系构造-热事件呈现出良好的对应关系，受东亚大陆新生代统一的区域性地球动力学过程所控制。

一、构造反转事件

中国东部自中生代末期以来，发生了4期重大区域性构造反转事件，包括晚白垩世初期构造反转事件、始新世末期构造反转事件、中新世初期构造反转事件与上新世初期构造反转事件。每期构造反转事件皆对应于区域构造应力场与区域性挤压→伸展环境的重大转变及主要断裂活动性质与运动学特点的重大变化。构造反转事件的持续时间相对较短，具有明显的幕式特点，形成区域性不整合或假整合关系。

1. 晚白垩世初期构造反转事件

中国东部大陆边缘自白垩纪以来，发生多期构造反转事件。早白垩世，受古太平洋西向俯冲的影响，中国东部及邻区受到北西—北西西向强烈的构造挤压作用，发生广泛的区域性逆冲推覆、褶皱变形与构造-热事件，形成大量北东—北北东向构造-岩浆带。晚白垩世，中国东部及邻区构造应力发生重大变化，区域最大主应力变为北西—北西西向张应力，褶皱变形微弱，张性-张扭性断裂活动显著，导致区域性伸展与裂谷作用居主导地位，形成松辽裂谷盆地。南黄海陆架区与东海陆架区部分地区晚白垩世也开始裂陷，形成规模

较小的晚白垩世古裂陷盆地。晚白垩世，在裂陷盆地及周缘地区，大量早白垩世逆冲推覆断裂转变成正断层，部分反转断层转化成为裂陷盆地边界断裂。晚白垩世初期构造反转事件，在裂陷盆地形成广泛的区域性地层不整合关系，下伏地层的区域性褶皱变形对应于燕山运动第Ⅳ幕。

2. 始新世末期构造反转事件

始新世末期，中国东部边缘海盆地发生过较为广泛的伸展→挤压→伸展构造反转事件，形成过短期构造挤压环境，在东海陆架盆地、珠江口盆地与曾母盆地等大陆边缘海盆地形成区域性不整合关系（表 4-1）。渐新世末期构造反转事件在南黄海盆地导致沉积间断，形成地层假整合接触关系。渐新世末期构造反转事件在中国东部大陆内部未产生显著影响，陆内裂陷盆地如华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、渭河盆地与江汉盆地等典型陆内裂谷盆地始新统与渐新统都呈整合接触关系。

3. 中新世初期构造反转事件

渐新世末期—中新世初期，中国东部普遍发生过区域性伸展→挤压→伸展构造反转事件，短期的构造挤压使老第三纪地层发生逆冲断裂活动与微弱褶皱变形，形成渐新统与中新统之间微角度不整合关系，如华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、黄海陆架盆地、东海陆架盆地与南海陆架盆地；在渭河盆地与贝加尔盆地，产生沉积间断，形成中新统与渐新统地层之间假整合关系（表 4-1）。

表 4-1 中国东部大陆及邻区新生代岩相与地层接触关系对比表

Table 4-1 The Cenozoic stratigraphy and rock facies of east China continent and its adjacent areas

地层时代	渭河盆地	贝加尔盆地	华北盆地	渤海湾-下辽河盆地	南黄海盆地	东海盆地	珠江口盆地	南海曾母盆地	冲绳海槽
第四系	Q	Q		Q	Q	Q	Q	Q	Q
上新统	N_2	N_2	N_2	N_2	N_2	N_2	N_2	N_2	N_2
中新统	N_1	N_1	N_1	N_1	N_1	N_1	N_1	N_1	N_1
渐新统	E_3	E_3	E_3	E_3	E_3	E_3	E_3	E_3	
始新统	E_2	E_2	E_2	E_2	E_2	E_2	E_2	E_2	
古新统			E_1		E_1	E_1	E_1		
上白垩统			K_2		K_2	K_2	Mz		
下伏岩系	Mz-Pz	Mz-Pz	Mz	Mz-Pz	Mz	Mz		Mz	Mz

河湖相沉积　海陆交互相沉积　海相沉积　玄武岩　不整合面

4. 上新世初期构造-反转事件

中新世末期—上新世初期，在中国东部大陆与陆架部分地区发生过构造反转事件，但

构造挤压事件持续时间短，强度较小，导致渭河盆地与贝加尔盆地沉积间断；在东海陆架盆地上新统与中新统之间形成区域性微角度不整合关系（表 4-1）。

二、海陆变迁事件

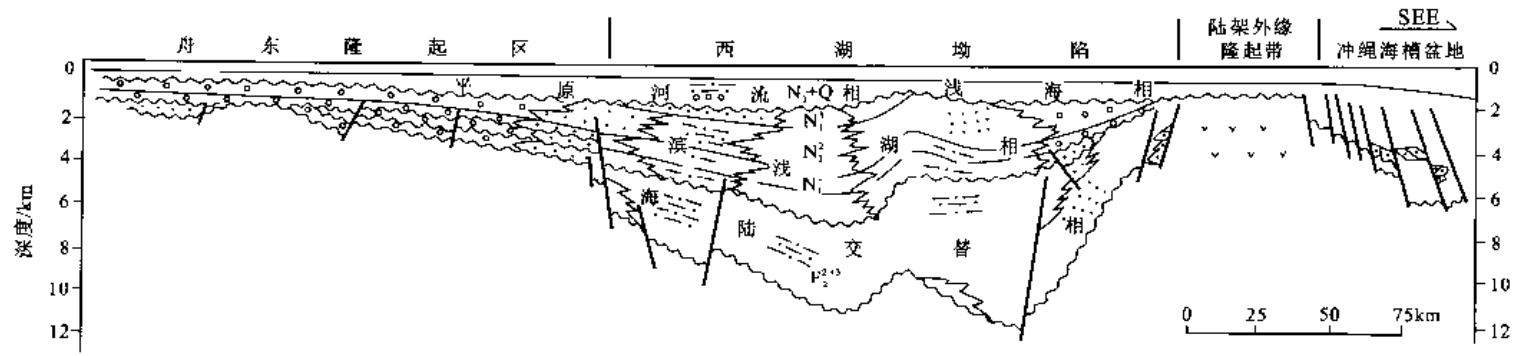
中国东部陆架自侏罗纪以来，长期处于西太平洋大陆边缘环境。侏罗纪—早白垩世，中国东部陆架属于安第斯型大陆边缘，古太平洋板块发生西向俯冲，导致中国东部大陆强烈的构造变形与多期岩浆活动（图 4-2a），形成近千公里宽、总体呈北东—北北东向展布的侏罗纪—早白垩世构造-岩浆带，影响范围波及中国东部陆架、陆缘与秦岭、燕山与大兴安岭-太行山-雪峰山等陆内地区。尽管如此，侏罗纪—早白垩世时期，中国大陆东部陆架主体仍然处于陆相环境。晚白垩世，区域性构造环境发生了自挤压向伸展的重大转变，相继形成一系列北东—北北东向裂谷系或裂陷盆地，但多数盆地处于陆内裂谷环境，盆地以河湖相沉积居主导地位；仅东海陆架东南部与南海陆架部分地区发生海侵事件，形成海相与海陆交互相沉积（表 4-1）。老第三纪，中国东部陆架大部分地区处于陆内环境，盆地堆积了巨厚的河湖相沉积岩系，夹多层膏盐层；仅东海陆架南部与南海西部曾母盆地等处于滨浅海环境，沉积了滨浅海相与海陆交互相碎屑岩系；冲绳海槽当时尚处于岛弧带隆升剥蚀环境。新第三纪，东海陆架发生海退事件，主体隆升成为陆相，局部仍然处于滨海相环境，在裂陷盆地沉积了巨厚的河湖相或海陆交互相碎屑岩系；但南海海侵范围进一步扩大，波及珠江口盆地。自中新世中晚期开始，冲绳海槽盆地裂陷加剧，成为陆缘边缘海盆地。第四纪早中期（约早中更新世），黄海陆架盆地、东海陆架盆地处于大陆河湖相沉积环境；至第四纪晚期（约晚更新世）以来，经过 40ka、18ka 与 12ka 等多次海侵事件（图 4-7），逐步发展成为现今滨浅海环境；南海陆架主体在第四纪处于滨浅海相沉积环境，海侵范围趋于逐步加大（表 4-1）。

东海陆架及邻区新生代沉积环境分析表明，东海盆地北部与东海盆地南部沉积环境存在较大差别（图 4-8）。东海盆地北部以陆内河湖相沉积为主，仅在始新世处于滨海环境，发育海陆交互相沉积岩系；第四纪中晚期以来发生海侵，逐步成为浅海环境。盆地南部在老第三纪主体处于浅海沉积环境，中新世处于海陆交互相沉积环境，上新世—第四纪早中期处于陆缘河湖相沉积环境，第四纪中晚期发生广泛的海侵事件，形成浅海环境。东海陆架东缘钓鱼岛—男女群岛一带，老第三纪—中新世长期处于隆升剥蚀状态，自上新世开始，陆续发生海侵，逐步发展成为浅海沉积环境（图 4-8）。

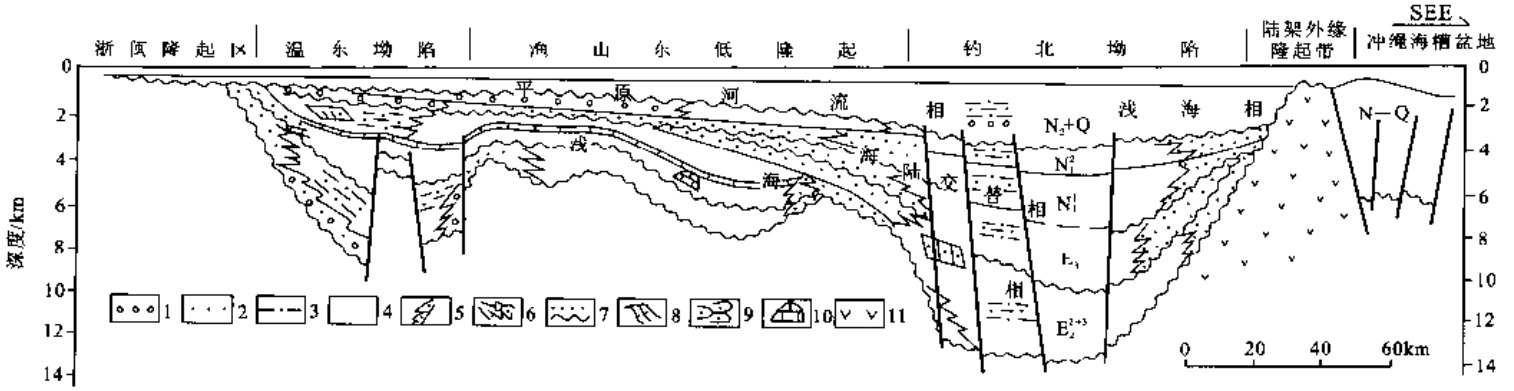
综合以上资料，可以看出，中国东部陆缘海陆变迁历史复杂，但现今陆架广泛的海侵事件发生时代很晚；约在晚更新世以来发生过多期大规模海侵，逐步形成现今渤海、黄海、东海等海域。中新世—第四纪早中期，渤海、黄海与东海地区长期处于陆相环境，将中国东部与朝鲜半岛连成一片，形成巨大的陆缘河湖相沉积环境。

三、沉积间断与挤压变形事件

新生代，中国东部陆架及邻区在总体伸展的背景下，发生多期区域性挤压变形事件，形成沉积间断与地层间假整合、不整合接触关系。黄海盆地区域性沉积间断与挤压变形事件主要发生在始新世末期—渐新世初期与渐新世末期—中新世初期，形成两期广泛分布的区域性不整合（图 4-9）。东海陆架盆地区域性沉积间断与挤压构造变形主要发生在始新世



a. 东海盆地北部



b. 东海盆地南部

图 4-8 东海陆架盆地沉积模式图

(据王善书等，1990)

Fig.4-8 Sedimentary model of East China Sea Shelf

1—平原河流相沉积；2—砂岩相；3—砂泥岩相；4—泥岩相；5—水下扇；6—底积；7—浅水高地砂体；8—前积；9—浊积；10—生物礁；11—岩浆岩

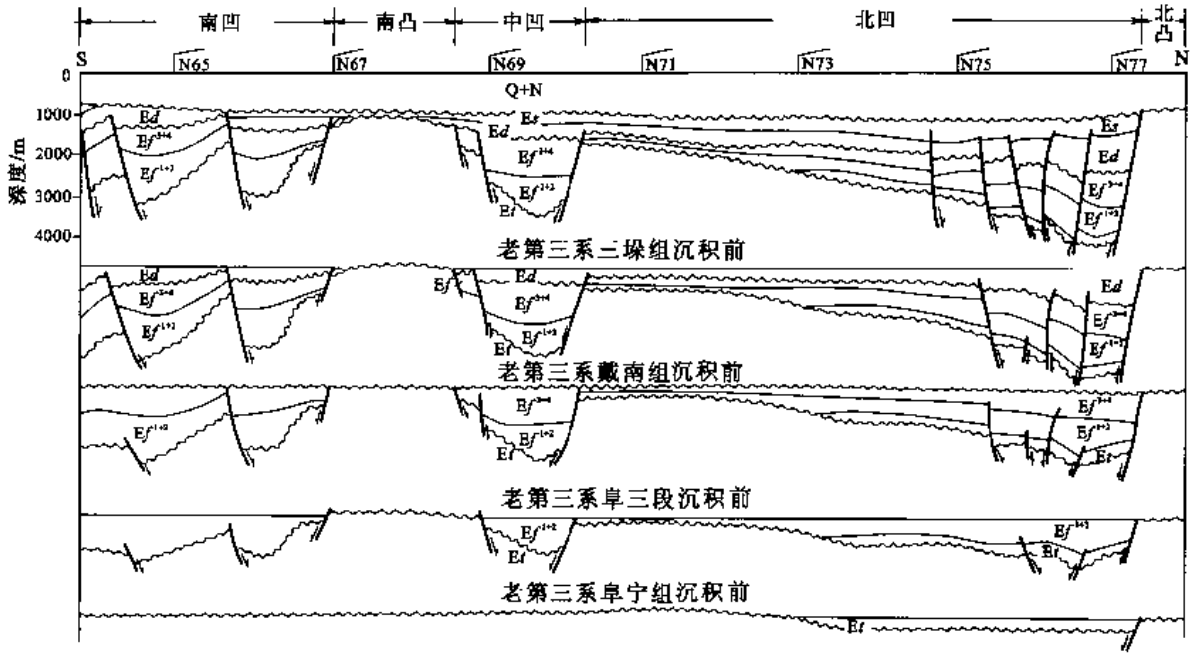


图 4-9　南黄海盆地地质剖面及演化图

（据中国石油地质志，第 16 卷，1990）

Fig.4-9　Geologic cross section of south Huanghai Shelf

末期—渐新世初期与中新世末期—上新世初期，形成两期区域性不整合（图 4-10）。在持续时间较短的挤压变形时期，盆地整体处于隆升剥蚀状态，发生沉积间断，形成宽缓的褶皱构造，局部形成逆冲断层。

始新世末期—渐新世初期与渐新世末期—中新世初期挤压变形事件在中国东部陆内与陆缘盆地中广泛发育，具有良好的可对比性（表 4-1）；而中新世末期—上新世初期区域性挤压变形事件仅发育于东海陆架盆地，在渭河盆地与贝加尔盆地表现为沉积间断与地层假整合接触关系，在中国东部其他陆内与陆缘盆地表现不明显。

四、火山喷发事件

新生代，在区域性构造伸展环境下，中国东部大陆及陆缘曾发生多期强烈的大陆碱性火山岩喷发事件，形成较为广泛分布的碱性玄武岩层与大量不同类型的火山机构。碱性火山岩、碱性玄武岩喷发事件与大陆裂陷过程存在动力学成因联系。

据刘若新、陈文寄等（1992）火山岩同位素测年资料，华北-东北地区大陆玄武岩喷发事件发生于晚白垩世—新生代不同时期，但不同时期玄武岩喷发强度存在明显差别。统计分析表明，华北-东北地区大陆玄武岩喷发具有 3 个主要的区域性高峰期，分别发生在 40～55 Ma、20～25 Ma 与 0～10 Ma（图 4-11）。40～55 Ma 喷发的玄武岩分布于辽东半岛抚顺、牡丹江、北京坳陷、华北盆地、苏北-南黄海南部盆地与江汉盆地等构造-地貌单元；20～25 Ma 喷发的玄武岩分布于敦化、伊通、太行山、燕山、苏北、山东半岛等山地；0～10 Ma 喷发的玄武岩分布于东北长白山、辽东、伊兰-伊通裂陷带、鸭绿江-珲春裂谷带、抚顺-密山断裂带与汉诺坝、围场、赤峰、丰镇等华北山地、华北盆地、苏北-南黄海南部盆地等构造-地貌单元。

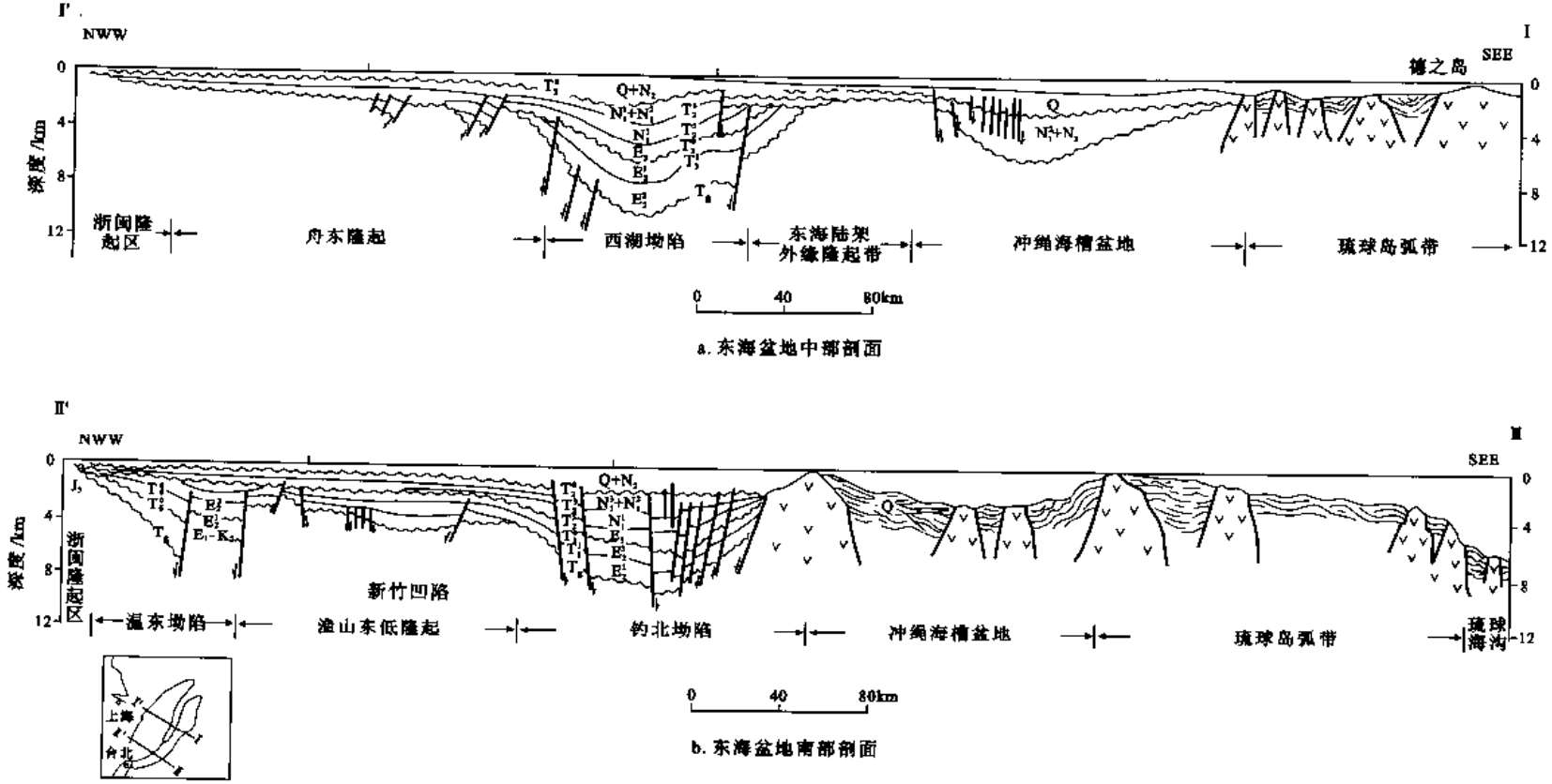


图 4-10　东海陆架盆地及邻区地质剖面图

（据王普书等，1990）

Fig.4-10　Geologic cross section of East China Sea Shelf

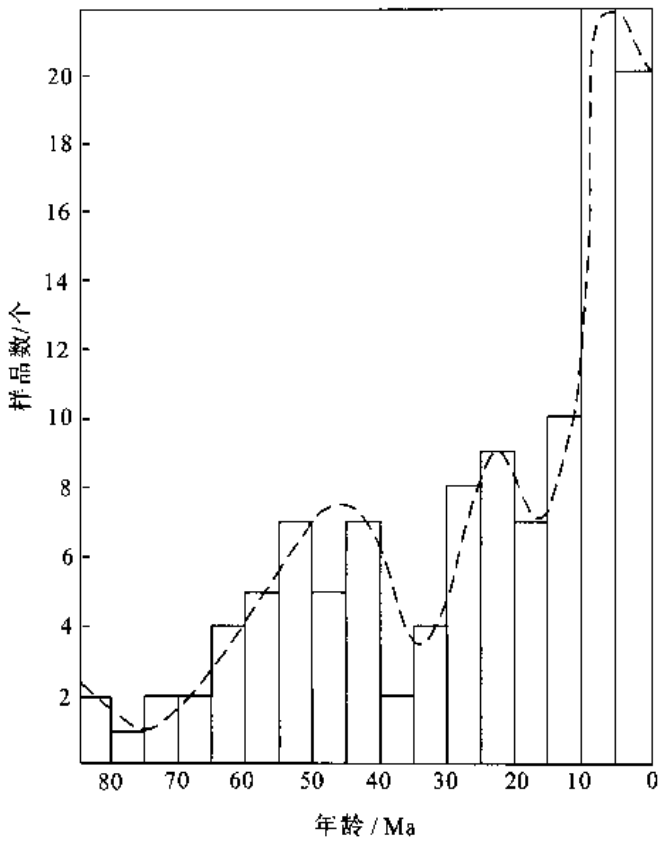


图 4-11　华北-东北地区新生代玄武岩同位素年龄统计分布图

Fig.4-11　Statistic distribution of isotopic ages of Cenozoic basalt of North China – Northeastern China

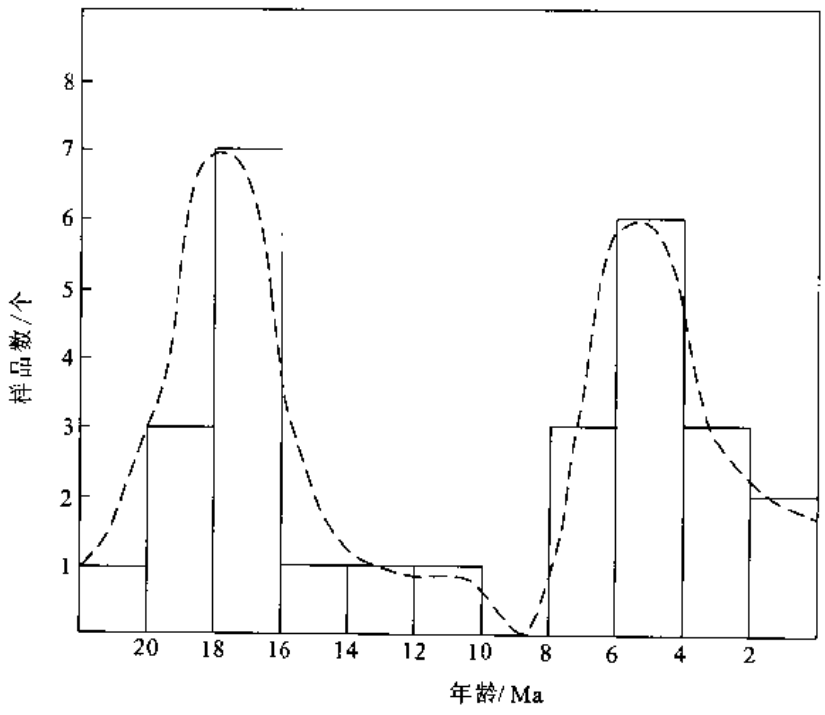


图 4-12　闽浙地区玄武岩同位素年龄统计分布图

Fig.4-12　Statistic distribution of isotopic ages of Cenozoic basalt of the Fujiang and Zhejiang provinces

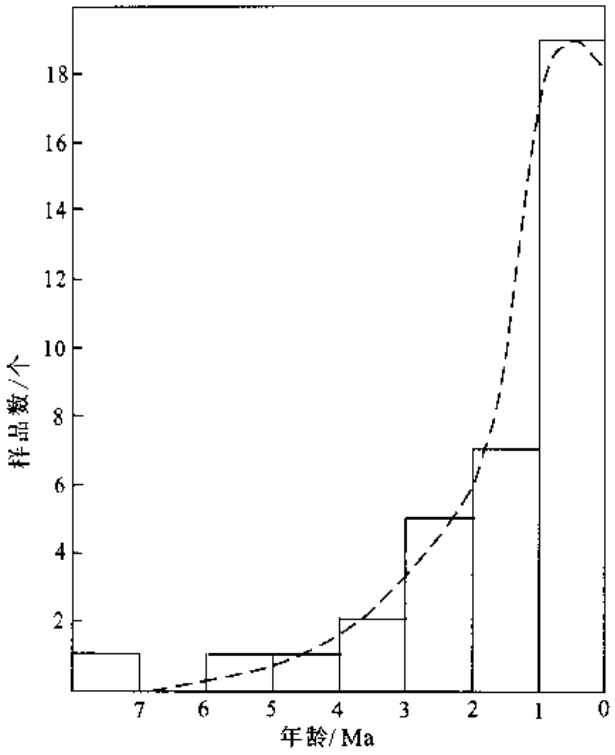


图 4-13　雷琼地区玄武岩同位素年龄统计分布图

Fig.4-13　Statistic distribution of isotopic ages of basalt of Lei－Qiong area of south China

据刘若新、陈文寄等（1992）与陈文寄等（1992）火山岩同位素测年资料，闽浙地区晚新生代发生了强烈的玄武岩喷发事件，在 16～18 Ma 与 4～6 Ma 形成两个玄武岩喷发高峰期（图 4-12）；雷琼地区上新世以来发生了强烈的玄武岩喷发事件，在海南岛与琼州海峡形成广泛分布的新生代晚期玄武岩，火山喷发高峰期发生在中晚更新世（图 4-13）。

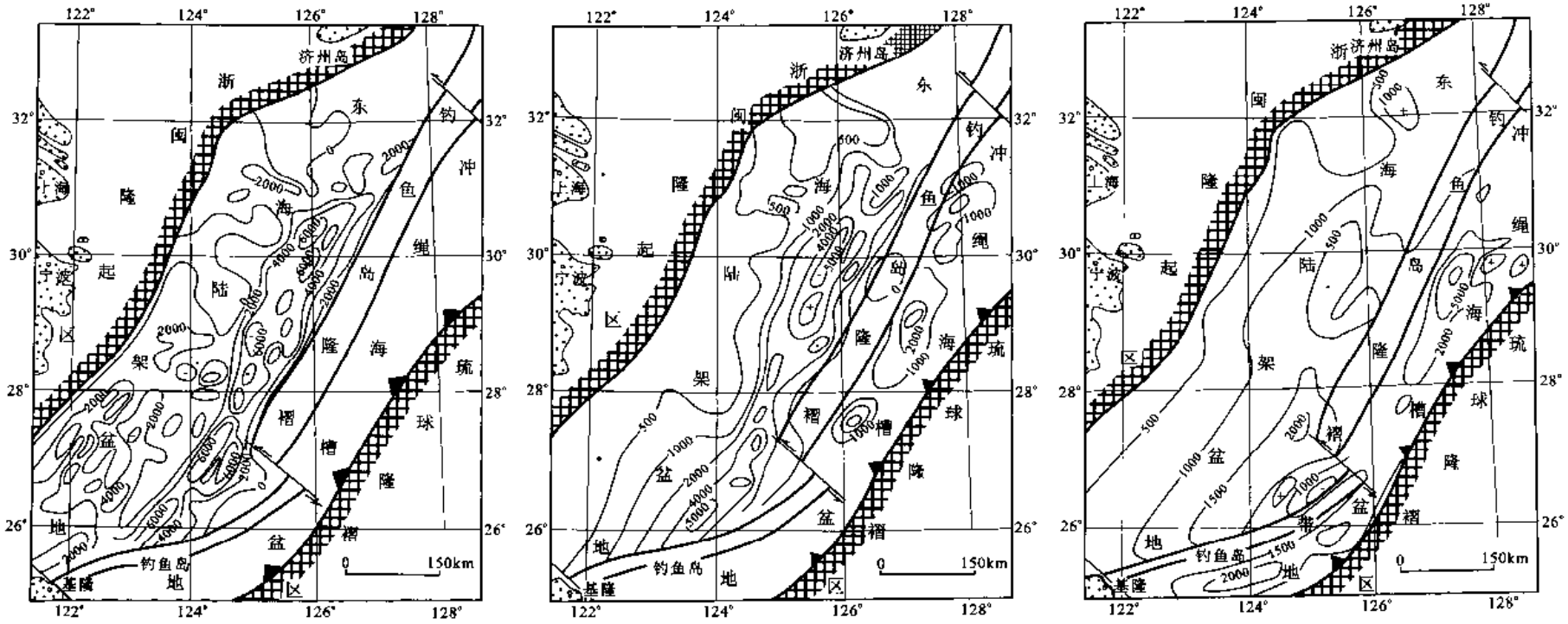
大部分火山喷发事件发育于中国东部陆内裂谷系与陆架盆地及周缘地区，形成始新世—渐新世与中新世多期玄武岩层（表 4-1）。中国东部中新世早期（16～25 Ma）与中新世末期—上新世初期（约 4～10 Ma）火山喷发高峰与北台期、唐县期夷平面解体事件发生时代呈良好对应关系。

第三节　典型陆架盆地的裂陷沉降过程

国内外海洋油气勘探工作，为中国东部典型陆架盆地如东海陆架盆地、黄海陆架盆地等构造-地貌单元积累了丰富的深部钻探与地震探测资料（中国石油地质志，第 16 卷，1990，1992；周志武等，1990；王善书等，1990；张渝昌等，1990），为分析中国东部典型边缘海（陆架）盆地新生代地质构造特征、裂陷沉降过程及相关动力学机制奠定了良好的资料基础。

一、东海陆架盆地裂陷沉降过程

东海陆架盆地是一个自晚白垩世以来长期裂陷、沉降形成的大型陆缘裂谷盆地，总体呈北北东向展布（图 4-14），西侧为浙闽隆起带，东侧为钓鱼岛隆起带，向东与冲绳海槽



a.晚白垩世—始新世　　b.渐新世—中新世　　c.上新世—第四纪

图 4-14　东海陆架盆地新生代不同时期沉积地层厚度分布图

（据周志武等，1990）

Fig.4-14　Map of the Cenozoic strata thickness of East China Sea Shelf

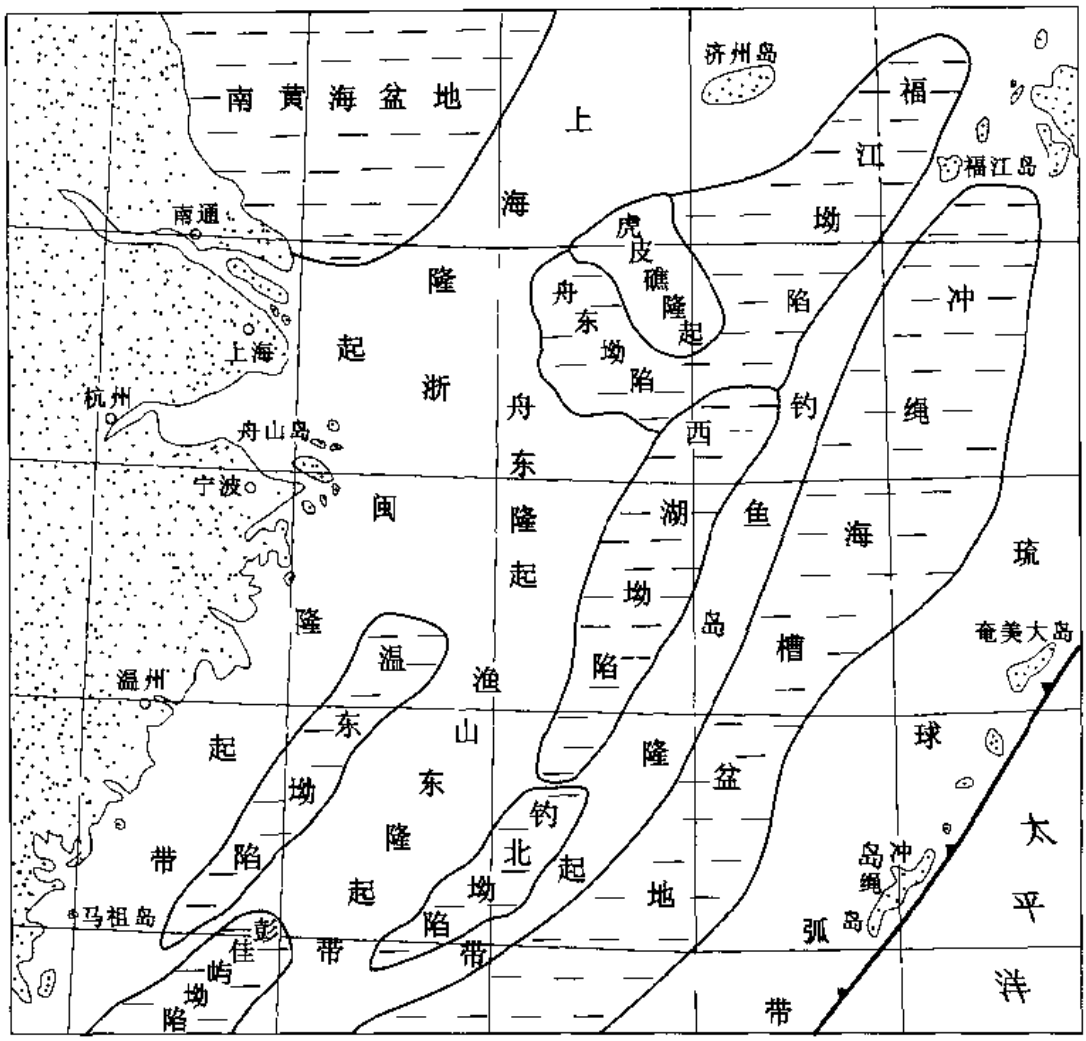


图 4-15　东海陆架盆地及邻区构造区划图

（据中国石油地质志，第 16 卷，1990）

Fig.4-15　Division of tectonics of East China Sea Shelf and its adjacent area

相毗邻；长 1150 km，宽 90～300 km，面积约 25 万 km^2，是我国近海最大的沉积盆地。晚白垩世—始新世，东海陆架盆地沉积地层厚度大于 4000 m，裂陷与沉积中心位于盆地东部与西南部（图 4-14a）；渐新世—中新世，东海陆架盆地沉积地层厚度超过 5000 m，裂陷与沉积中心位于盆地西部（图 4-14b）；上新世—第四纪，东海陆架盆地沉积地层厚度超过 2000 m，裂陷与沉积中心向东转移到冲绳海槽盆地，在东海盆地东南部形成若干坳陷中心（图 4-14c）。

东海陆架盆地可划分为西湖坳陷、钓北坳陷、舟东坳陷、温东坳陷、福江坳陷、彭佳屿坳陷 6 个不同规模的沉积坳陷及虎皮礁隆起、舟东隆起与渔山东隆起带 3 个不同规模的隆起区；其中，西湖坳陷规模最大，总体呈北北东向展布；渔山东隆起带尚发育若干小型坳陷区（图 4-15）。

东海陆架盆地发育不同构造-地貌单元。不同构造-地貌单元具有不尽相同的裂陷沉降过程，形成不同厚度、不同类型的沉积岩层。将不同时期东海陆架区不同构造-地貌单元沉积岩层厚度按图 3-30 沉积厚度比-深度关系进行压实校正，恢复原始沉积厚度，进而计

算不同时期不同构造-地貌单元沉积速率，用以定量反映东海盆地裂陷沉降过程（表 4-2）。计算结果表明，东海陆架盆地不同构造-地貌单元新生代不同时期具有不同的裂陷幅度与沉积速率。晚白垩世—古新世，西湖坳陷、钓北坳陷、冲绳海槽、舟东隆起与渔山东隆起带缺失沉积；舟东坳陷沉积厚度为 5556 m，沉积速率平均为 0.24 mm/a；温东坳陷沉积厚度为 10000 m，沉积速率平均为 0.25 mm/a；彭佳屿坳陷沉积厚度为 8065 m，沉积速率平均为 0.20 mm/a。始新世，西湖坳陷沉积厚度为 24667 m，沉积速率平均为 1.17 mm/a；钓北坳陷沉积厚度为 21333 m，沉积速率平均为 1.01 mm/a；渔山东隆起带沉积厚度为5000 m，沉积速率平均为 0.24 mm/a；温东坳陷沉积厚度为 5000 m，沉积速率平均为 0.24 mm/a；

表 4-2　东海陆架盆地不同构造单元沉积过程对比表

Table 4-2　Comparison of sedimentary processes of different units of the East China Sea Shelf

构造单元	统计参数	晚白平世—古新世	始新世	渐新世	中新世	上新世—第四纪
西湖坳陷	地层厚度 H_S	缺失沉积	7400 m	1570 m	3500 m	2000 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.30	0.31	0.34	0.52
	原始沉积厚度 H_{S_0}		24667 m	5065 m	10294 m	3846 m
	平均沉积速率		1.17 mm/a	0.42 mm/a	0.57 mm/a	0.74 mm/a
钓北坳陷	地层厚度 H_S	缺失沉积	6400 m	2380 m	2800 m	2200 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.30	0.31	0.34	0.51
	原始沉积厚度 H_{S_0}		21333 m	7677 m	8235 m	4313 m
	平均沉积速率		1.01 mm/a	0.63 mm/a	0.45 mm/a	0.83 mm/a
舟东坳陷	地层厚度 H_S	2000 m	1000 m	缺失沉积	缺失沉积	1300 m
	压实率 H_S/H_{S_0}	0.36	0.48			0.61
	原始沉积厚度 H_{S_0}	5556 m	2083 m			2131 m
	平均沉积速率	0.14 mm/a	0.10 mm/a			0.41 mm/a
舟东隆起	地层厚度 H_S	缺失沉积	缺失沉积	缺失沉积	缺失沉积	1000 m
	压实率 H_S/H_{S_0}					0.67
	原始沉积厚度 H_{S_0}					1493 m
	平均沉积速率					0.29 mm/a
渔山东隆起带	地层厚度 H_S	缺失沉积	2000 m	缺失沉积	500 m	1000 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.40		0.58	0.67
	原始沉积厚度 H_{S_0}		5000 m		862 m	1493 m
	平均沉积速率		0.24 mm/a		0.05 mm/a	0.29 mm/a
温东坳陷	地层厚度 H_S	3200 m	2000 m	缺失沉积	400 m	1000 m
	压实率 H_S/H_{S_0}	0.32	0.40		0.60	0.67
	原始沉积厚度 H_{S_0}	10000 m	5000 m		667 m	1493 m
	平均沉积速率	0.25 mm/a	0.24 mm/a		0.04 mm/a	0.29 mm/a
彭佳屿坳陷	地层厚度 H_S	2500 m	2000 m	500 m	1500 m	500 m
	压实率 H_S/H_{S_0}	0.31	0.36	0.47	0.52	0.80
	原始沉积厚度 H_{S_0}	8065 m	5556 m	1064 m	2885 m	625 m
	平均沉积速率	0.20 mm/a	0.26 mm/a	0.09 mm/a	0.16 mm/a	0.12 mm/a
冲绳海槽盆地	地层厚度 H_S	缺失沉积	缺失沉积	(10～5 Ma) 600 m	2300 m	1700 m
	压实率 H_S/H_{S_0}			0.35	0.37	0.55
	原始沉积厚度 H_{S_0}			1714 m	6216 m	3091 m
	平均沉积速率			0.34 mm/a	0.34 mm/a	0.59 mm/a

注：表中地层厚度资料据《中国石油地质志》，第 16 卷（1990）。

彭佳屿坳陷沉积厚度为 5556 m，沉积速率平均为 0.26 mm/a；舟东隆起与冲绳海槽缺乏沉积。渐新世，西湖坳陷沉积厚度为 5056 m，沉积速率平均为 0.42 mm/a；钓北坳陷沉积厚度为 7677 m，沉积速率平均为 0.63 mm/a；彭佳屿坳陷沉积厚度为 1604 m，沉积速率平均为 0.09 mm/a；冲绳海槽沉积厚度为 1714 m，沉积速率平均为 0.34 mm/a；舟东坳陷、舟东隆起、渔山东隆起带与温东坳陷缺失沉积。中新世，西湖坳陷沉积厚度为 10294 m，沉积速率平均为 0.57 mm/a；钓北坳陷沉积厚度为 8235 m，沉积速率平均为 0.45 mm/a；渔山东隆起带沉积厚度为 862 m，沉积速率平均为 0.05 mm/a；温东坳陷沉积厚度为 667 m，沉积速率平均为 0.04 mm/a；彭佳屿坳陷沉积厚度为 2885 m，沉积速率平均为 0.16 mm/a；冲绳海槽沉积厚度为 6262 m，沉积速率平均为 0.34 mm/a；舟东坳陷与舟东隆起缺失沉积。东海陆架盆地西湖坳陷、钓北坳陷与舟东坳陷的快速沉积都发生于始新世与上新世—第四纪。冲绳海槽自中新世晚期以来，沉积速率越来越大。

二、南黄海盆地裂陷沉降过程

南黄海盆地是黄海陆架盆地的重要组成部分，可进一步划分为总体呈北东东向展布的南黄海北部坳陷与总体呈近东西—北东东向展布的苏北-南黄海南部坳陷（图 4-1）。北部坳陷裂陷开始于古新世，南部坳陷裂陷开始于晚白垩世；不同构造-地貌单元在新生代不同时期发育厚度不同的沉积岩层（表 4-3）。

表 4-3　南黄海盆地不同构造单元沉积过程对比表

Table 4-3　Comparison of sedimentary processes of the south Huanghai Shelf Basin

构造单元	统计参数	晚白垩世	古新世	始新世	渐新世	中新世	上新世	第四纪
北部坳陷	地层厚度 H_S	缺失沉积	3500 m	1000 m	1500 m	700 m	480 m	320 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.31	0.37	0.43	0.58	0.70	0.83
	原始沉积厚度 H_{S_0}		11290 m	2703 m	3489 m	1207 m	685 m	385 m
	平均沉积速率		1.33 mm/a	0.13 mm/a	0.29 mm/a	0.07 mm/a	0.19 mm/a	0.23 mm/a
南部坳陷	地层厚度 H_S	1400 m	4000 m	1500 m	1000 m	960 m	830 m	390 m
	压实率 H_S/H_{S_0}	0.30	0.31	0.35	0.43	0.50	0.63	0.84
	原始沉积厚度 H_{S_0}	4667 m	12903 m	4286 m	2326 m	1920 m	1317 m	464 m
	平均沉积速率	0.15 mm/a	1.52 mm/a	0.20 mm/a	0.19 mm/a	0.11 mm/a	0.37 mm/a	0.28 mm/a

根据图 3-30 沉积厚度比-深度关系，计算分析北部坳陷与南部坳陷不同时期原始沉积厚度与沉积速率，用以反映南黄海陆架盆地新生代裂陷沉降过程（表 4-3）。计算结果表明，晚白垩世，南部坳陷沉积厚度为 4667 m，沉积速率平均为 0.15 mm/a；北部坳陷缺失沉积。古新世，北部坳陷沉积厚度为 11290 m，沉积速率平均为 1.33 mm/a；南部坳陷沉积厚度为 12903 m，沉积速率平均为 1.52 mm/a。始新世，北部坳陷沉积厚度为 2703 m，沉积速率平均为 0.13 mm/a；南部坳陷沉积厚度为 4286 m，沉积速率平均为 0.20 mm/a。渐新世，北部坳陷沉积厚度为 3489 m，沉积速率平均为 0.29 mm/a；南部坳陷沉积厚度为 2326 m，沉积速率平均为 0.19 mm/a。中新世，北部坳陷沉积厚度为 1207 m，沉积速率平均为 0.07 mm/a；南部坳陷沉积厚度为 1920 m，沉积速率平均为 0.11 mm/a。上新世，北部坳陷沉积厚度为 685 m，沉积速率平均为 0.19 mm/a；南部坳陷沉积厚度为 1317 m，沉积速率平均为 0.37 mm/a。第四纪，北部坳陷沉积厚度为 385 m，沉积速率平均为 0.23

mm/a；南部坳陷沉积厚度为464 m，沉积速率平均为0.28 mm/a。南黄海盆地北部坳陷快速沉积发生于古新世与渐新世，南部坳陷快速沉积发生于古新世与上新世。

三、南海典型盆地裂陷沉降过程

南海海域发育很多规模不同、方向不同的裂陷盆地，包括珠江口盆地、北部湾盆地、莺歌海盆地、曾母盆地等。不同盆地具有不同的地质构造演化过程与不同的裂陷沉降历史。

珠江口盆地位于海南岛东侧，总体呈北东向展布，大部分处于陆架区，部分分布于大陆坡；长约800 km，宽100～300 km，面积约17.5万 km^2。盆地裂陷开始于古新世，古新世—渐新世以河湖相与滨岸相沉积为主，中新世以来以滨海—浅海相碳酸盐岩-碎屑岩系沉积为主，沉积了巨厚的新生代沉积岩层。

北部湾盆地位于南海北部大陆架西部、海南岛西侧与北缘，包括北部湾部分海域、雷州半岛与海南岛北部，总体呈北东东—近东西向展布，面积约3.5万 km^2。盆地开始裂陷时代为古新世，古新世—渐新世处于河湖相沉积环境，中新世—第四纪处于滨浅海相沉积环境，形成了巨厚的新生代沉积岩层。

表4-4 南海典型盆地新生代沉积过程对比表

Table 4-4 Comparison of the Cenozoic sedimentary processes of the South China Sea Shelf

构造单元	统计参数	晚白垩世	古新世	始新世	渐新世	中新世	上新世	第四纪
珠江口盆地	地层厚度 H_S	缺失沉积	440 m	900 m	1100 m	4000 m	640 m	340 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.31	0.31	0.32	0.34	0.68	0.84
	原始沉积厚度 H_{S_0}		1419 m	2903 m	3438 m	15202 m	941 m	405 m
	平均沉积速率		0.17 mm/a	0.14 mm/a	0.28 mm/a	0.84 mm/a	0.26 mm/a	0.25 mm/a
北部湾盆地	地层厚度 H_S	缺失沉积	840 m	2200 m	1700 m	2000 m	350 m	35 m
	压实率 H_S/H_{S_0}		0.31	0.32	0.37	0.48	0.82	0.95
	原始沉积厚度 H_{S_0}		2709 m	6875 m	4595 m	4167 m	427 m	37 m
	平均沉积速率		0.32 mm/a	0.33 mm/a	0.38 mm/a	0.23 mm/a	0.12 mm/a	0.02 mm/a

根据图3-30沉积厚度比-深度关系，计算分析珠江口盆地与北部湾盆地不同时期原始沉积厚度与沉积速率，用以反映南海北部陆架新生代裂陷沉降过程（表4-4）。计算结果表明，珠江口盆地与北部湾盆地裂陷开始时期为古新世初期。古新世，珠江口盆地沉积厚度为1419 m，沉积速率平均为0.17 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为2709 m，沉积速率平均为0.32 mm/a。始新世，珠江口盆地沉积厚度为2903 m，沉积速率平均为0.14 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为6875 m，沉积速率平均为0.33 mm/a。渐新世，珠江口盆地沉积厚度为3438 m，沉积速率平均为0.28 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为4595 m，沉积速率平均为0.38 mm/a。中新世，珠江口盆地沉积厚度为15202 m，沉积速率平均为0.84 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为4167 m，沉积速率平均为0.23 mm/a。上新世，珠江口盆地沉积厚度为941 m，沉积速率平均为0.26 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为427 m，沉积速率平均为0.12 mm/a。第四纪，珠江口盆地沉积厚度为405 m，沉积速率平均为0.25 mm/a；北部湾盆地沉积厚度为37 m，沉积速率平均为0.02 mm/a。珠江口盆地快速沉积发生于中新世，北部湾盆地快速沉积发生于老第三纪。

第四节　典型陆架盆地地壳减薄与伸展过程

中国东部陆架区自晚白垩世以来，经历了不断裂陷沉降的动力学过程。盆地裂陷导致盆地基底面发生坳陷，盆地表面海拔高程逐步降低，裂陷沉降中心接受巨厚沉积，盆地地壳厚度逐步减小。根据 Airy 均衡原理，裂陷过程中地壳减薄幅度与沉积厚度存在函数关系，据盆地沉积厚度可以计算地壳减薄量，进而估算中国东部陆架盆地伸展量与地壳伸展速率。

一、地壳减薄过程分析

当沉积厚度较小（$H_S < 6 \sim 10$ km）时，据图 3-75 与（42）式，盆地裂陷减薄后地壳厚度（H_C）与裂陷前周缘山地地壳厚度（H_0）、沉积厚度（H_S）、裂陷前后盆地面与山地面高度差（h）存在如下函数关系：

$$H_C = H + H_S = H_0 - 0.5 \times H_S - 6.22 \times h$$

当沉积厚度较大（$H_S \geqslant 10$ km）时，沉积物由于自重压实和升温加密，密度变大；据华北盆地地球物理探测结果，经强烈压实后盆地沉积岩密度达 2.7 g/cm^3（高文学等，1993），因此（42）式应予以修正，变为：

$$H_C = H + H_S = H_0 - 0.22 \times H_S - 6.22 \times h$$

裂陷前盆地周缘山地地壳厚度（H_0）可以依据中国东部及邻区山地夷平面高度予以估算（表 3-19），即晚白垩世地壳厚度约为 50 km，渐新世末—中新世初地壳厚度约为 45 km，中新世末地壳厚度约为 41 km，上新世末地壳厚度约为 38 km。裂陷前后盆地面与山地剥夷面高度差（h）可以依据盆地西缘与北缘（中国东部与朝鲜半岛）山地不同时期夷平面解体前后海拔高程变化予以推断（表 3－18），即老第三纪晚期 $h = 0.8$ km，中新世晚期 $h = 0.9$ km，上新世晚期 $h = 0.6$ km，第四纪 $h = 0.4$ km。南黄海盆地沉积厚度以南部坳陷与北部坳陷沉积厚度平均值为代表，东海陆架盆地沉积厚度以西湖坳陷为代表取值，南海陆架盆地以珠江口盆地与北部湾盆地为代表取值。将初始地壳厚度（H_0）、盆地面高度差（h）与盆地沉积厚度（H_S）代入（42）式或其修正公式，便可计算出中国东部陆架区不同地质历史时期裂陷盆地古地壳厚度（H_C），结果见表 4-5。

计算分析表明，中国东部陆架盆地新生代经历了长期地壳减薄过程（表 4-5）。在南黄海盆地，第三纪地壳减薄量达 9 km，至渐新世末地壳厚度变为 41 km；中新世地壳减薄 2 km，至中新世末地壳厚度变为 39 km；上新世地壳减薄 2 km，至上新世末地壳变为 37 km；第四纪地壳减薄 2 km，至第四纪末变为 35 km；第四纪末期地壳厚度与地球物理探测方法所确定的现今地壳厚度（34 ~ 35 km）相近。在东海陆架盆地，始新世—渐新世地壳减薄 11 km，至渐新世末地壳厚度变为 39 km；中新世地壳减薄 2 km，至中新世末地壳厚度变为 37 km；上新世—第四纪地壳减薄 8 km，至第四纪末地壳厚度变为 29 km；第四纪末期地壳厚度与地球物理探测确定的现今地壳厚度 28 ~ 29 km 相近。在南海北部珠江口盆地，老第三纪地壳减薄 9 km，至渐新世末地壳厚度变为 41 km；中新世地壳减薄5 km，至中新世末地壳厚度变为 36 km；上新世，地壳减薄不显著，地壳厚度保持在 36 km 左右；第四纪，地壳减薄 1 km，至第四纪末期地壳厚度变为约 35 km，略高于地球物理探测所确定的现今

地壳厚度 32～34 km。在南海北部北部湾盆地，老第三纪地壳减薄 8 km，至渐新世末地壳厚度变为 42 km；中新世地壳减薄 5 km，至中新世末地壳厚度变为 37 km；上新世，地壳减薄不显著，地壳厚度保持在 37 km 左右；第四纪，地壳减薄 2 km，至第四纪末期地壳厚度变为约 35 km，与地球物理探测所确定的现今地壳厚度 33～34 km 相近。

表 4-5　中国东部典型陆架盆地不同时期地壳厚度估算结果一览表

Table 4－5　Comparison of crust thickness among typical shelf basins of east China continent

盆地名称	地层时代	沉积岩层厚度 H_S/km	山地夷平面与盆地面高差 h/km	山地地壳厚度 H_0/km	地质年代	盆地古地壳厚度 H_C/km
南黄海盆地	古新统—渐新统	8.5	0.8	50	渐新世末	41
	中新统	1.564	0.9	45	中新世末	39
	上新统	1.0	0.6	41	上新世末	37
	第四系	0.425	0.4	38	第四纪末	35
东海陆架盆地	始新统—渐新统	29.724	0.8	50	渐新世末	39
	中新统	10.294	0.9	45	中新世末	37
	上新统—第四系	3.846	1.0	38	第四纪末	29
珠江口盆地	始新统—渐新统	7.76	0.8	50	渐新世末	41
	中新统	15.202	0.9	45	中新世末	36
	上新统	0.941	0.6	41	上新世末	36
	第四系	0.405	0.4	38	第四纪末	35
北部湾盆地	始新统—渐新统	14.179	0.8	50	渐新世末	42
	中新统	4.167	0.9	45	中新世末	37
	上新统	0.427	0.6	41	上新世末	37
	第四系	0.037	0.4	38	第四纪末	35

二、地壳伸展过程分析

盆地伸展裂陷与地壳减薄存在动力学成因联系。据（43）式，地壳减薄率与地壳伸展率存在如下函数关系：

$$\varepsilon_L = 1/(1+\varepsilon_H) - 1$$

在估算不同时期古地壳厚度（表 4-5）与地壳减薄量的基础上，依据（43）式，可以计算不同时期地壳伸展率（ε_H）或地壳减薄率（$-\varepsilon_H$）、地壳伸长量 ΔL 与地壳伸展速率（v），结果见表 4-6。计算伸长量 ΔL 时，取盆地平均宽度代表盆地宽度，即现今苏北-南黄海南部盆地宽度约 200 km，东海陆架盆地宽度约 220 km，珠江口盆地宽度约 200 km，北部湾盆地宽度约 110 km。

计算分析表明，南黄海盆地，老第三纪地壳伸长率为 21.95%，地壳伸长量达 31 km，地壳伸展速率平均为 0.74 mm/a；中新世地壳伸长率为 5.13%，地壳伸长量达 9 km，地壳伸展速率平均为 0.5 mm/a；上新世地壳伸长率为 5.41%，地壳伸长量达 10 km，地壳伸展速率平均为 2.81 mm/a；第四纪地壳伸长率为 5.71%，地壳伸长量达 11 km，地壳伸展速率平均为 6.70 mm/a。东海陆架盆地，始新世—渐新世地壳伸长率为 28.21%，地壳伸长量达 36 km，地壳伸展速率平均为 1.19 mm/a；中新世地壳伸长率为 5.41%，地壳伸长量达 9 km，地壳伸展速率平均为 0.5 mm/a；上新世—第四纪地壳伸长率为 26.84%，地壳伸

表 4-6　中国东部陆架典型盆地地壳伸长量对比表

Table 4-6　Comparison of crust extension among typical basins of east China continent

盆地名称	时　代	地壳减薄率 $-\varepsilon_H$/%	地壳伸长率 ε_L/%	地壳伸长量 ΔL/km	地壳伸展速率 v/（mm·a^{-1}）
南黄海盆地	老第二纪	18.00	21.95	31	0.74
	中新世	4.88	5.13	9	0.50
	上新世	5.13	5.41	10	2 81
	第四纪	5.41	5.71	11	6 70
东海陆架盆地	始新世—渐新世	22.00	28.21	36	1.19
	中新世	5.13	5.41	9	0.50
	上新世—第四纪	21.16	26.84	47	9.04
南海北部珠江口盆地	老第三纪	18.00	21.95	31	0 74
	中新世	12.20	13.90	24	1 33
	上新世	0.00	0.00	0	0 00
	第四纪	2.78	2.23	4	2 43
南海北部北部湾盆地	老第三纪	16.00	19.05	15	0.36
	中新世	11.90	13.51	12	0.66
	上新世	0.00	0.00	0	0.00
	第四纪	5.41	5.72	6	3.66

长量达 47 km，地壳伸展速率平均为 9.04 mm/a。南海北部珠江口盆地，老第三纪地壳伸长率为 21.95%，地壳伸长量达 31 km，地壳伸展速率平均为 0.74 mm/a；中新世地壳伸长率为 13.9%，地壳伸长量达 24 km，地壳伸展速率平均为 1.33 mm/a；上新世地壳伸长量微小；第四纪地壳伸长率为 2.33%，地壳伸长量达 4 km，地壳伸展速率平均为 2.43 mm/a。南海北部北部湾盆地，老第三纪地壳伸长率为 19.05%，地壳伸长量达 15 km，地壳伸展速率平均为 0.36 mm/a；中新世地壳伸长率为 13.51%，地壳伸长量达 12 km，地壳伸展速率平均为 0.66 mm/a；上新世地壳伸长量微小；第四纪地壳伸长率为 5.72%，地壳伸长量达 6 km，地壳伸展速率平均为 3.66 mm/a。

在中国东部陆架盆地裂陷过程中，南黄海盆地在上新世与第四纪地壳伸展较快，东海陆架盆地在始新世—渐新世与上新世—第四纪地壳伸展较快，珠江口盆地与北部湾盆地在中新世与第四纪地壳伸展较快。对比分析不同陆架盆地在不同地质历史时期地壳伸展裂陷速率，发现东海陆架盆地上新世—第四纪伸展速率最大，达 9mm/a（表 4-6）。

第五章　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程

中国大陆及邻区新生代发生了多期重大构造-热事件，包括晚白垩世发生但对新生代构造环境具有重大影响的中国东部及邻区由北西—北西西向挤压缩短向北西—北西西向地壳伸展裂陷的构造反转事件、始新世早期约 50Ma 古特提斯洋消亡与印度-欧亚陆-陆碰撞事件、渐新世晚期—中新世早期青藏及邻区近南北向强烈构造挤压与地壳缩短增厚事件、中新世晚期—上新世初期青藏高原地壳自近南北向缩短向近东西向伸展的构造转换事件等。新生代，中国东部及邻区北西—北西西向地壳伸展导致一系列规律性分布的北东—北东东向盆地的裂陷与山地剥夷面海拔高度的不断下降，地壳不断减薄，导致中国东部陆架区由大陆环境逐步转化为滨浅海环境；中国西部在近南北向强烈构造挤压下，地壳缩短增厚，山地剥夷面分阶段隆升，喜马拉雅地区由大洋环境逐步转化为大陆环境，青藏及邻区由低山丘陵逐步转化成巨大高原及周缘巨型山系；中国大陆地势由早期东高西低逐步转变为西高东低，中国东、西部构造-地貌逐步发生反转，最终形成现今自西向东海拔高度梯次降低的阶地状构造-地貌特征（Wu Zhenhan et al.，1999）。

本章将在典型构造-地貌单元新生代区域性重大地质构造事件对比分析的基础上，定量剖析新生代不同时期中国大陆构造-地貌演化的动力学过程与中国东西部构造-地貌反转的动力学机理。由于中国大陆及邻区新生代经历了多期构造-地貌形成演化过程，晚期地质构造过程对早期构造-地貌具有不同程度的叠加、改造作用，这种不同时期地质构造事件与不同时期构造-地貌的叠加，造成了现今复杂的构造-地貌格局。为了研究中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转的动力学过程，需要应用有效的技术方法，通过分析不同类型的地质记录如盆地沉积记录、山地剥蚀夷平记录、古地貌记录、构造-热事件记录等，对不同构造-地貌单元在不同地质历史时期的重大地质构造事件进行筛分。考虑到构造-地貌演化过程的复杂性与地质构造现象的多解性，对同一地质构造事件应注意不同类型地质构造资料的综合分析与不同构造-地貌单元地质记录的对比分析，以期客观、真实地揭示中国大陆及邻区新生代构造-地貌形成发展的动力学过程。

第一节　中国大陆及邻区构造-地貌反转的地质记录

新生代大陆构造-地貌演化的主要地质记录包括山区夷平面、山顶面与盆地沉积物。在挤压构造环境，山地剥夷面呈现出逐步增高的趋势，如喜马拉雅山、青藏高原、昆仑山、天山、祁连山与阿尔泰山；在伸展构造环境，夷平面因后期构造与风化剥蚀而不断破碎、高度逐步降低，如中国中东部秦岭、太行山、阴山、燕山、华南山地、大兴安岭与朝鲜半岛等构造-地貌单元。中国西部青藏高原与喜马拉雅山隆升在孟加拉湾盆地、莺歌海盆地与西瓦利克盆地等沉积盆地形成了良好的地质记录，中国西北部昆仑山、祁连山、天

山与阿尔泰山隆升过程在柴达木盆地、塔里木盆地与准噶尔盆地等沉积盆地形成了良好的地质记录（Yin et al., 1998; Metivier et al., 1998）；中国东部及邻区大陆地壳裂陷沉降过程在黄海盆地、东海陆架盆地、华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、江汉盆地、渭河盆地与贝加尔盆地等沉积盆地形成了连续的地质记录（中国石油地质志，1990）。对比分析山地夷平面、山顶面与剥夷面等阶地状或面状古地貌记录与不同时期盆地沉积记录，能够良好地揭示大陆新生代构造-地貌形成发展与地质演化过程。

一、青藏高原隆升过程的地质记录

青藏高原隆升是晚新生代全球最重大的地质构造事件，对全球气候环境演化产生过深刻影响，对东亚环境变迁具有重要控制作用。青藏高原阶段性隆升事件在高原内部形成地壳构造变形、地壳缩短增厚与高原古环境变迁记录，在青藏周缘盆地如柴达木盆地、西瓦利克盆地与孟加拉湾盆地形成良好的沉积记录，在大西洋与印度洋产生对应的古环境地球化学记录。

通过分析青藏地区不同地块地壳缩短量（表 5-1），计算不同时期不同地块地壳缩短速率（表 5-2）；在此基础上，应用 Airy 均衡模式，估算出不同时期高原面海拔高度（表 2-13）。结果表明，青藏地区不同地块自渐新世末期以来，地壳发生多期不均匀挤压缩短事件。中新世以来，喜马拉雅地块地壳缩短量达 200 km，地壳平均缩短速率为 1.0 mm/a；中新世早中期，冈底斯-拉萨地块地壳缩短量达 143 km，地壳平均缩短速率为 1.19 mm/a，羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短量达 171 km，地壳平均缩短速率为 1.42 mm/a；天山地壳缩短量为 56 km，地壳平均缩短速率为 0.47 mm/a；中新世末期约 8 Ma 以来，冈底斯-拉萨地块地壳缩短量达 75 km，地壳平均缩短速率为 0.94 mm/a，羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短量达 100 km，地壳平均缩短速率为 1.25 mm/a；天山地壳缩短量为 85 km，地壳平均缩短速率为 1.06 mm/a（表 5-1、表 5-2）。自中新世初期以来，青藏地区地壳缩短总量约为 1100 km，地壳平均缩短速率约为 5.5 mm/a，与印度板块北向运动速率相近，反映印度大陆与欧亚大陆近南北向水平运动量绝大部分被青藏地区不同地块构造变形所吸收。地壳长期缩短增厚导致高原剥夷面长期持续隆升，海拔高度逐步增大（图 5-1）。青藏南部喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块地壳缩短增厚和快速隆升过程主要发生在老第三纪早中期，青藏北部羌塘地块与可可西里-昆仑地块地壳缩短增厚和快速隆升主要发生在晚新生代时期；天山地块地壳挤压缩短开始于中新世，但地壳快速缩短与山脉快速隆升主要发生于中新世末期、上新世与第四纪（约 8～0 Ma）（表 5-1、图 5-2）。

表 5-1 青藏地区不同时期地块宽度对比表

Table 5-1 Comparison of width of different blocks of the Tibetan region

宽度/km 地块 / 时代	喜马拉雅地块	冈底斯-拉萨地块	羌塘地块	可可西里-昆仑地块	天山地块	合计
20 Ma	380	518	571	571	341	2381
8 Ma	260	375	400	400	285	1720
现今	180	300	300	300	200	1280

表 5-2　青藏地区不同地块地壳缩短速率对比表

Table 5-2　Comparison of shortening velocities of different blocks of the Tibetan region

缩短速率 / 地块 / 时代	喜马拉雅地块	冈底斯-拉萨地块	羌塘地块	可可西里-昆仑地块	天山地块	合计
20 ~ 8 Ma	1.0 mm/a	1.19 mm/a	1.42 mm/a	1.42 mm/a	0.47 mm/a	
8 ~ 0 Ma	1.0 mm/a	0.94 mm/a	1.25 mm/a	1.25 mm/a	1.06 mm/a	5.5 mm/a

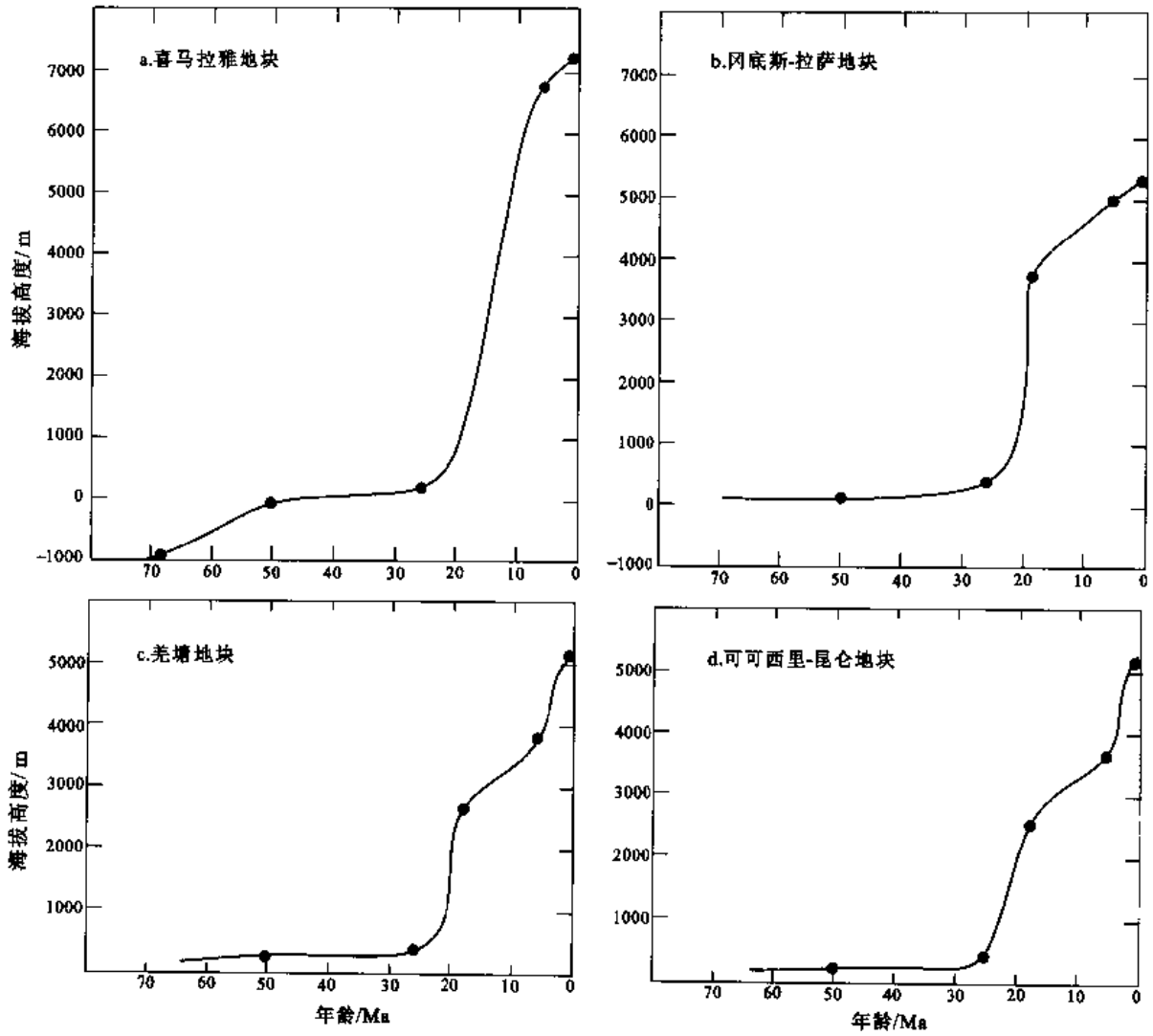


图 5-1　青藏地区不同地块海拔高度-时间相关关系图

Fig.5-1　Diagram of altitude *vs*. time of different blocks of the Tibetan region

青藏地区晚新生代不同时期不同地块的平均垂向隆升速率（v）不尽相同，反映青藏高原隆升过程的非均匀性（表 5-3、图 5-2）。平均隆升速率 $v = (h_2 - h_1) / \Delta t$；$h_1$ 与 h_2 分别表示隆升前后区域性剥夷面的海拔高度（表 2-13），Δt 表示阶段性构造隆升事件的持续时间。结果表明，老第三纪，喜马拉雅地块自浅海—深海环境缓慢隆升成陆，而冈底斯-

表 5-3　青藏高原不同地块隆升速率对比表

Table 5-3　Comparison of uplift rates of different blocks of the Tibetan Plateau

隆升阶段	喜马拉雅地块	冈底斯-拉萨地块	羌塘地块	可可西里-昆仑地块
20 ~ 8 Ma	0.40 mm/a	0.28 mm/a	0.18 mm/a	0.18 mm/a
8 ~ 3 Ma	0.40 mm/a	0.24 mm/a	0.24 mm/a	0.21 mm/a
3 ~ 0 Ma	0.15 mm/a	0.10 mm/a	0.45 mm/a	0.50 mm/a

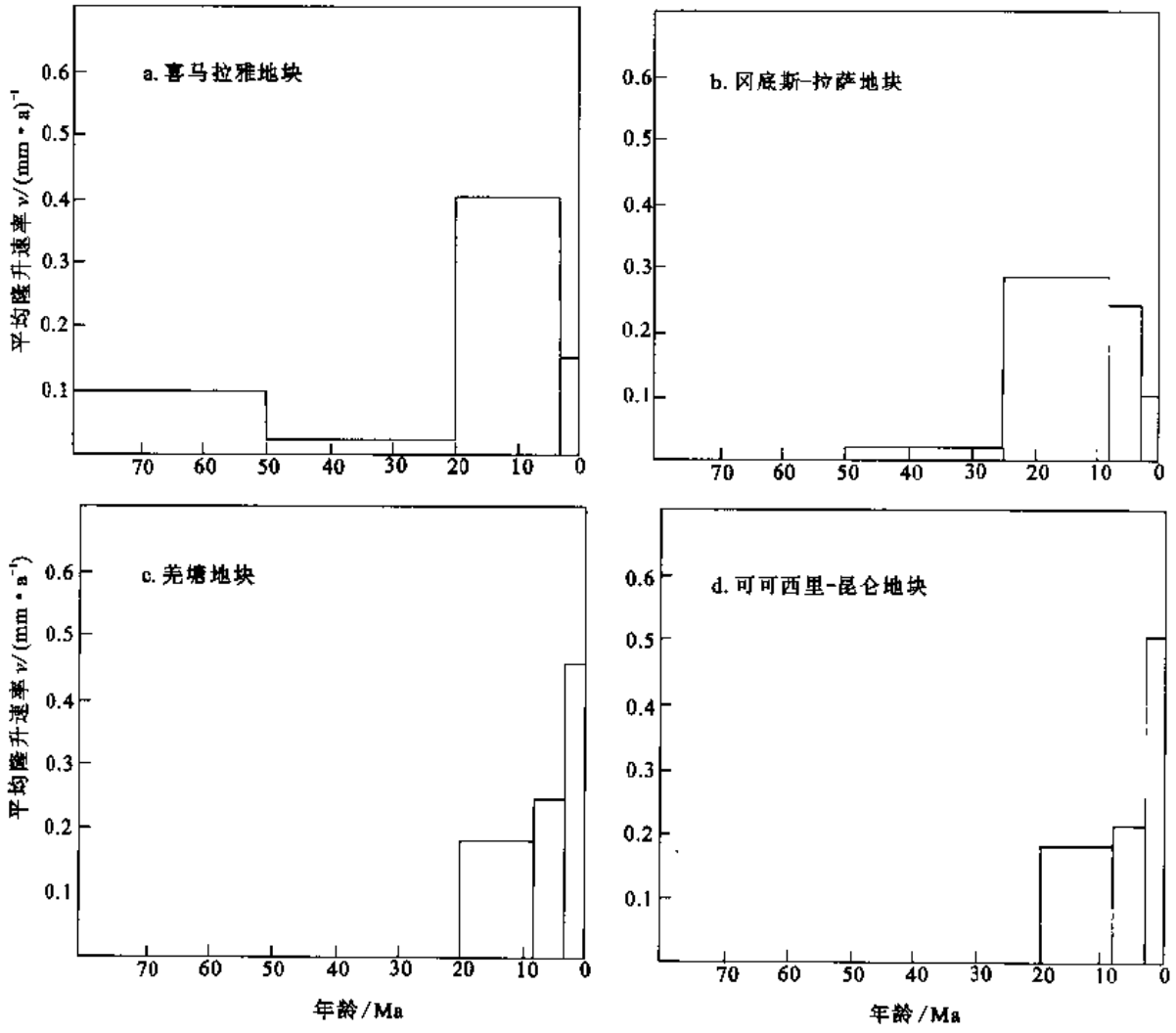


图 5-2　青藏高原不同时期平均隆升速率分布图

Fig.5-2　Diagram of uplift rates of different periods of the Tibetan Plateau

拉萨地块北部、羌塘地块与可可西里-昆仑地块均处于相对稳定的构造环境，剥蚀夷平居主导地位，构造隆升微弱。新第三纪—第四纪，青藏地区不同地块都经历了长期的持续隆升过程。中新世早中期（约 20 ~ 8 Ma），喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.40 mm/a，冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为 0.28 mm/a，羌塘地块与可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.18 mm/a。中新世末期—上新世早期（约 8 ~ 3 Ma），喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.40

mm/a，冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为 0.24 mm/a，羌塘地块平均隆升速率为 0.24 mm/a，可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.21 mm/a。上新世末期以来（约 3～0 Ma），喜马拉雅地块平均隆升速率为 0.15 mm/a，冈底斯-拉萨地块平均隆升速率为 0.10 mm/a，羌塘地块平均隆升速率为 0.45 mm/a，可可西里-昆仑地块平均隆升速率为 0.50 mm/a。喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块自中新世早中期→上新世→第四纪隆升速率逐步减小，中新世早中期隆升较快，第四纪隆升相对较慢；而羌塘地块与可可西里-昆仑地块自中新世早中期→上新世→第四纪隆升速率逐步增大，中新世早中期隆升较慢，第四纪隆升相对较快。

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

在青藏高原北缘，河西走廊盆地与柴达木盆地的沉积良好地记录了青藏高原北部与祁连山隆升过程，盆地沉积速率与藏北高原隆升速率呈显著的正相关关系（表 5-3、5-4，图 5-2、5-3）。柴达木盆地沉积速率在渐新世—中新世早期（36.6～11.2 Ma）沉积速率小于 0.10 mm/a；中新世中期（11.2 Ma）以来沉积速率总体较大，但呈周期性变化；中新世中晚期（11.2～5.3 Ma）沉积速率达 0.29 mm/a，在上新世早期（5.3～3.4 Ma）沉积速率达 0.74 mm/a，上新世晚期（3.4～1.6 Ma）沉积速率变小至 0.32 mm/a，在第四纪沉积速率增大至 0.41 mm/a（表 5-4、图 5-3）；反映藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块自中新世早期（20～16 Ma）以来隆升速率逐步增大的总体趋势。河西走廊盆地沉积速率在渐新世—中新世早期（36.6～11.2 Ma）沉积速率小于 0.10 mm/a；中新世中期（11.2 Ma）以来沉积速率逐步增大；中新世中晚期—上新世早期（11.2～3.4 Ma）沉积速率达 0.16 mm/a，至上新世晚期—第四纪（3.4 Ma 以来）沉积速率增大至 0.47 mm/a（表 5-4，图 5-3），反映藏北高原东北部与祁连山自中新世早期（20～16 Ma）以来隆升速率逐步增大的特点。

青藏高原隆升与晚新生代全球气候环境变化呈良好相关关系，在西瓦利克盆地与印度

表 5-4　青藏高原北缘盆地平均沉积速率对比表

Table 5-4　Comparison of sedimentary rates of north marginal basins of the Tibetan Plateau

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

（据 Metivier et al.，1998）

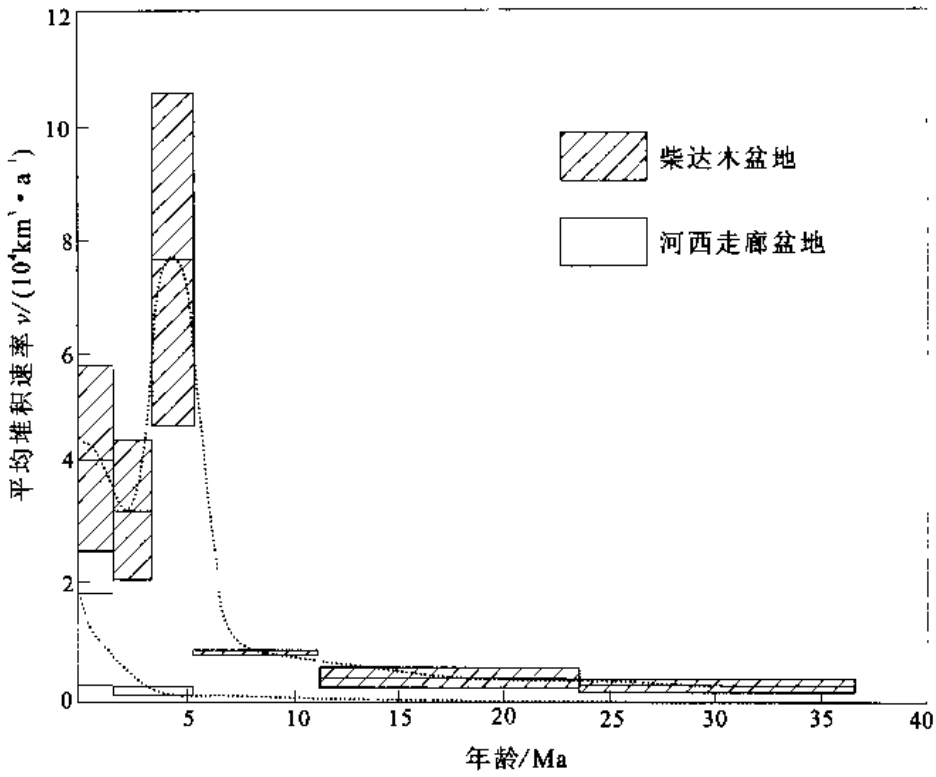


图 5-3 青藏北缘柴达木盆地与河西走廊盆地沉积速率分布图

（据 Metivier et al., 1998）

Fig.5-3 Diagram of sedimentary rates of Qaidam basin and Hexi Corridor basin

洋、大西洋形成良好的环境地球化学记录。Quade 等（1989）发现西瓦利克盆地沉积环境地球化学参数 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 随时间发生规律性变化（图 5-4），$\delta^{13}C$ 自 7 Ma 开始快速增大，与巴基斯坦北部在约 7.5 Ma 自森林向草地转化事件（Flynn and Jacobs, 1982）在发生时代上基本一致，反映 7～7.5Ma 以来亚洲古季风（monsoon）的显著增强与大气圈 CO_2 含量的显著增加，说明青藏高原南部与喜马拉雅山在 7～7.5 Ma 已隆升到海拔 4500～5000 m 的高度，与据地壳缩短量所估算出的高原面古海拔高度（表 2-13）基本一致。青藏高原隆升所致的 5～7 Ma 全球古气候环境变化导致了大西洋远洋沉积物 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 环境地球化学参数的显著变化（图 5-5、5-6）。上新世晚期约 3 Ma 以来，藏北羌塘地块与可可西里-昆仑地块逐步隆升至海拔 3600～4000 m 高度（表 2-13），导致东亚古季风逐步增强和中国西北部广泛分布的黄土堆积。

二、中国中东部及邻区大陆地壳裂解过程的地质记录

中国中东部及邻区大陆地壳裂解与地表高度降低过程在山地夷平面、山顶面与盆地沉积中具有良好的地质记录。通过分析夷平面形成演化过程与盆地裂陷沉降过程，可以良好地揭示中国东部及邻区大陆地壳的裂解过程。

中国中东部秦岭、五台山、燕山-太行山与朝鲜半岛不同时期山地夷平面高度自晚白垩世以来不断降低（图 5-7），反映中国中东部及邻区大陆地壳分阶段裂解与地势逐步降低的动力学过程。自晚白垩世以来，中国中东部及邻区不同大陆构造-地貌单元都经历了 3～4

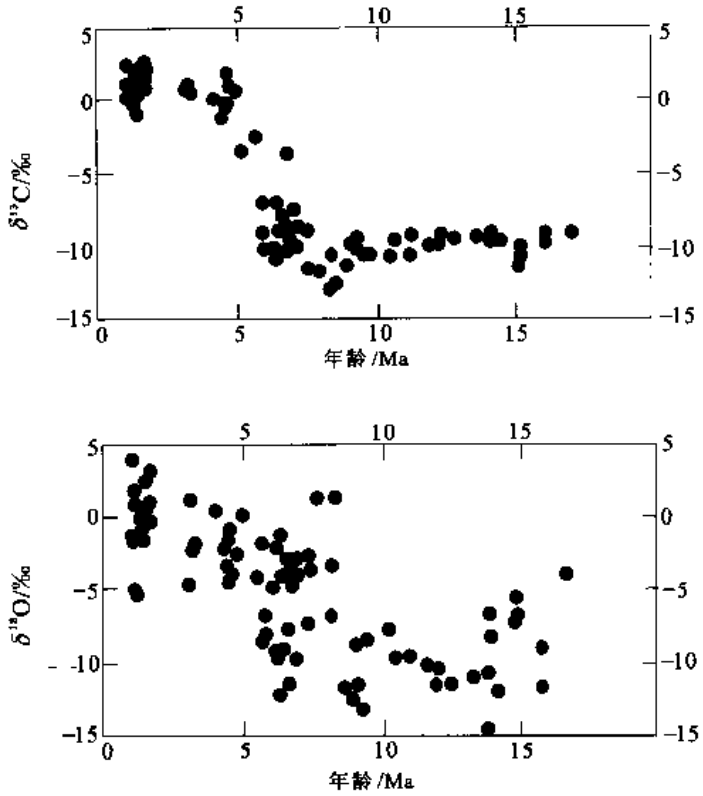


图 5-4　西瓦利克盆地沉积碳、氧同位素组成演化曲线图

（据 Quade et al.，1989）

Fig.5-4　Diagram of evolution of carbon and oxygen isotopic rates of the Siwalik Basin

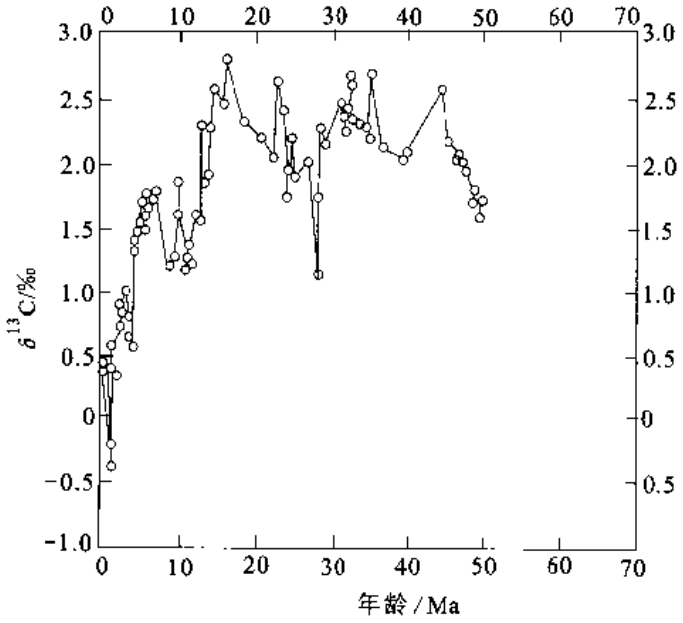


图 5-5　大西洋碳酸岩盐碳同位素组成演化曲线图

（据 Schackleton，1984）

Fig.5-5　Diagram of carbon isotopic rates of carbonate sediments of the Atlantic Ocean

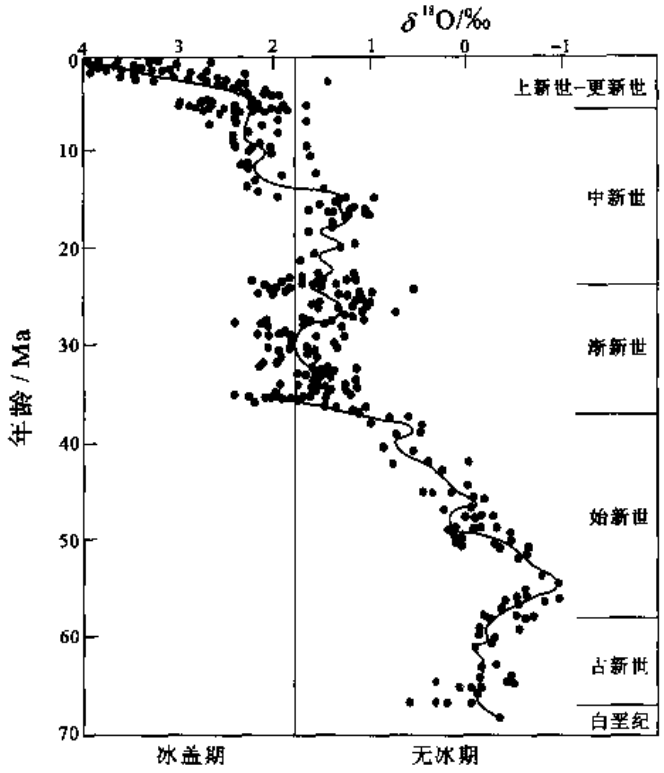


图 5-6 大西洋氧同位素组成演化曲线图

（据 Schackleton，1984）

Fig.5-6 Diagram of oxygen isotopic rates of sediments of the west Atlantic Ocean

期区域性夷平面快速下降事件。秦岭自晚白垩世以来，发育 4 期夷平面，发生了 3 期区域性夷平面裂解事件：第一期夷平面裂解事件发生在白垩纪末期—老第三纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 3300 ~ 3500 m 下降至 2600 ~ 2800 m；第二期区域性夷平面裂解事件发生在渐新世末期—中新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 2600 ~ 2800 m 下降至 1500 ~ 1800 m；第三期区域性夷平面裂解事件发生在中新世末期—上新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 1500 ~ 1800 m 下降至 900 ~ 1200 m（图 5-7a）。五台山自晚白垩世以来，发育 5 期夷平面和 4 期区域性夷平面裂解事件：第一期夷平面裂解事件发生在白垩纪末期—老第三纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 3000 ~ 3100 m 下降至 2700 ~ 2900 m；第二期区域性夷平面裂解事件发生在老第三纪中晚期，使区域性夷平面海拔高度自 2700 ~ 2900 m 下降至 2300 ~ 2400 m；第三期区域性夷平面裂解事件发生在渐新世末期—中新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 2300 ~ 2400 m 下降至 1500 ~ 1600 m；第四期区域性夷平面裂解事件发生在中新世末期—上新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 1500 ~ 1600 m 下降至 900 ~ 1200 m（图 5-7b）。燕山-太行山自晚白垩世以来，发育 5 期夷平面与 4 期区域性夷平面裂解事件：第一期夷平面裂解事件发生在白垩纪末期—老第三纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 2700 ~ 3100 m 下降至 2000 ~ 2200 m；第二期区域性夷平面裂解事件发生在渐新世末期—中新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 2000 ~ 2200 m 下降至 1450 ~ 1800 m；第三期区域性夷平面裂解事件发生在中新世末期—上新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 1450 ~ 1800 m 下降至 1000 ~ 1200 m；第四期区域性夷平面裂解事件发生在上新世末期—第

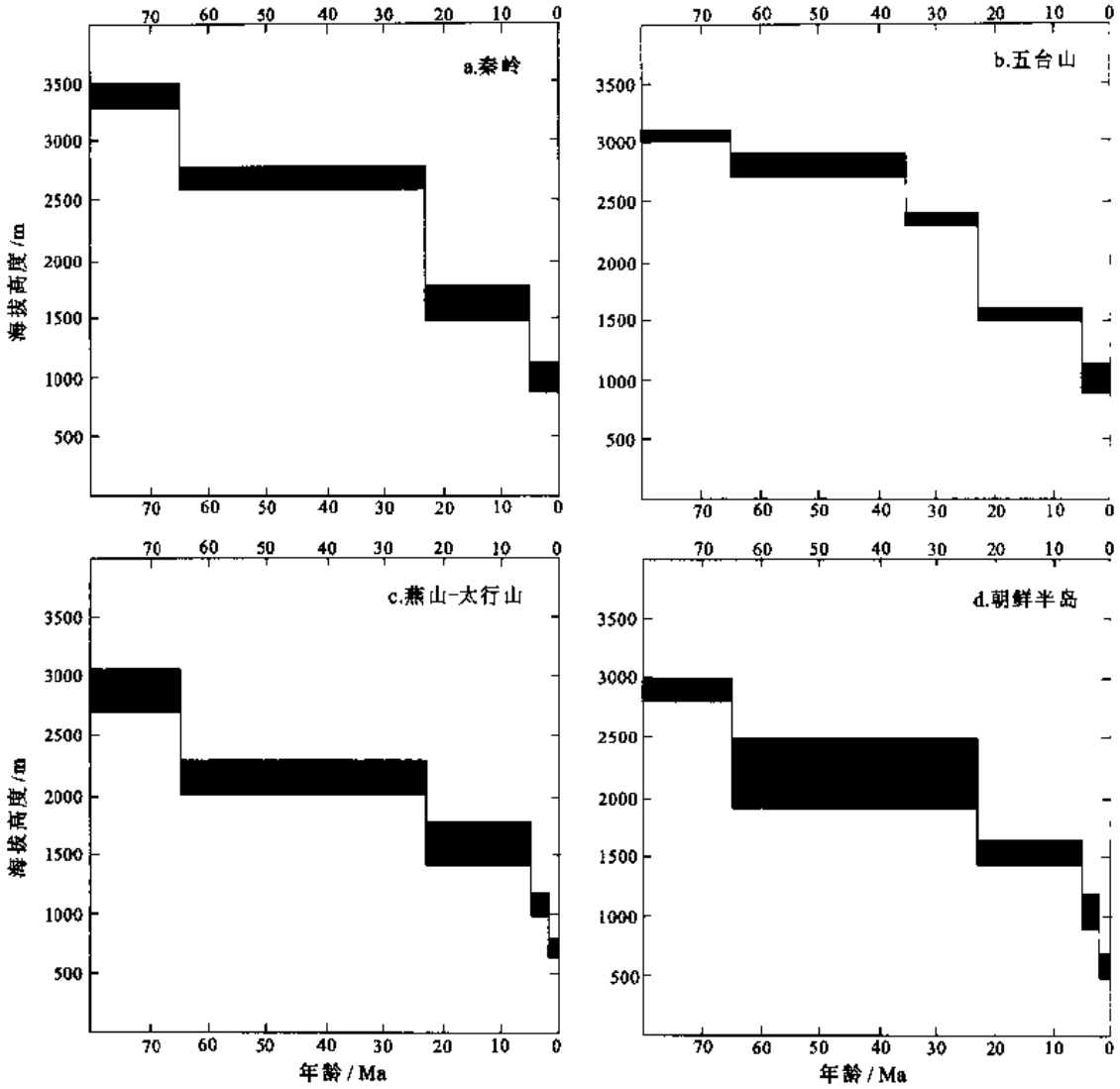


图 5-7　中国中东部及邻区山地夷平面高度分布图

Fig.5-7　Map of altitude of planation surfaces of the middle-east China continent and its adjacent areas

四纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 1000～1200 m 下降至 600～800 m（图 5-7c）。朝鲜半岛自晚白垩世以来，发育 5 期夷平面与 4 期区域性夷平面裂解事件：第一期夷平面裂解事件发生在白垩纪末期—老第三纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 2800～3000 m 下降至 1800～2500 m；第二期区域性夷平面裂解事件发生在渐新世末期—中新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 1800～2500 m 下降至 1450～1650 m；第三期区域性夷平面裂解事件发生在中新世末期—上新世初期，使区域性夷平面海拔高度自 1450～1650 m 下降至 900～1200 m；第四期区域性夷平面裂解事件发生在上新世末期—第四纪初期，使区域性夷平面海拔高度自 900～1200 m 下降至 500～700 m（图 5-7d）。

在中国东部及邻区，地壳裂解过程对应于盆地裂陷沉降过程，产生不同特点的沉积记录。盆地压实后的地层厚度反映盆地沉降幅度，沉积速率反映盆地裂陷沉降速度。图 5-8 为典型陆内裂谷盆地如华北盆地、渭河盆地与典型陆架盆地如东海陆架盆地、苏北-南黄海南部盆地在不同地质历史时期的沉降幅度分布图，良好地揭示了中国东部及邻区地壳伸

展裂陷沉降的不均匀性。华北盆地、渭河盆地与东海陆架盆地裂陷开始于始新世，苏北-南黄海南部盆地裂陷开始于晚白垩世—古新世；陆架盆地如东海陆架盆地、南黄海陆架盆地的沉降幅度大于陆内裂谷盆地如华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、江汉盆地与渭河盆地等。东海陆架盆地在始新世与中新世沉降幅度大，始新世沉降幅度达 7400 m，中新世沉降幅度达 3500 m（图 5-8a）。苏北-南黄海南部盆地古新世与渐新世沉降幅度较大，分别为 4000 m 和 1500 m（图 5-8b）。南海陆架北部珠江口盆地在中新世沉降幅度较大，达4000 m；北部湾盆地沉降幅度在始新世与中新世较大，分别达 2200 m 与 2000 m（表 4-4）。华北裂谷盆地与渤海湾-下辽河盆地始新世与中新世沉降幅度较大，分别达 2520 ~ 4500 m 与约 1600 ~ 2200 m（表 3-4 、图 5-8c）。渭河盆地在中新世与上新世沉降幅度较大，分别达2172 m 与 1780 m(表 3-4、图 5-8d)。始新世与中新世是中国东部大部分盆地主要裂陷沉降时期。

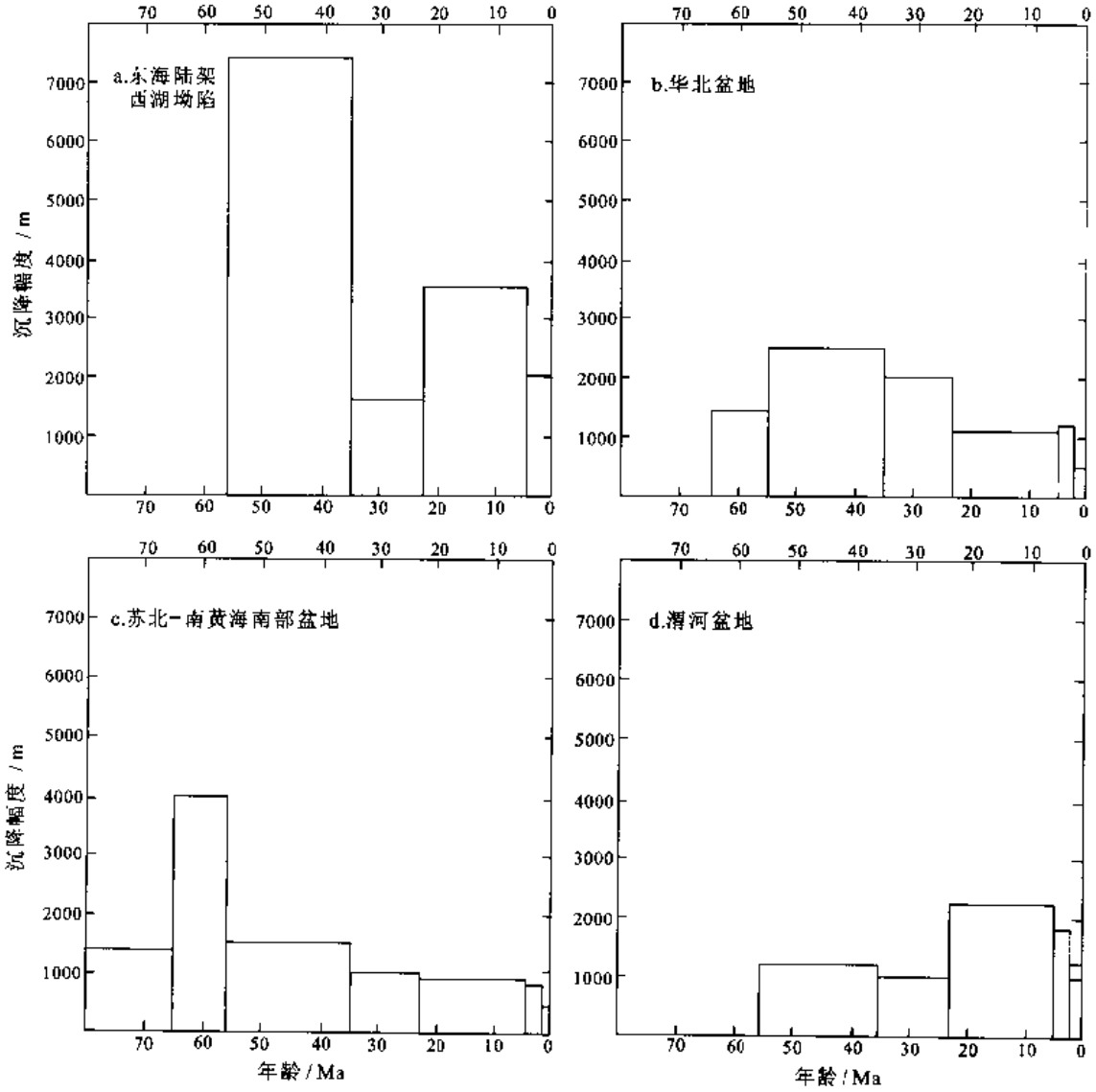


图 5-8　中国东部及邻区盆地沉降幅度分布图

Fig.5-8　Depression magnitude of basins of east China continent and its adjacent areas

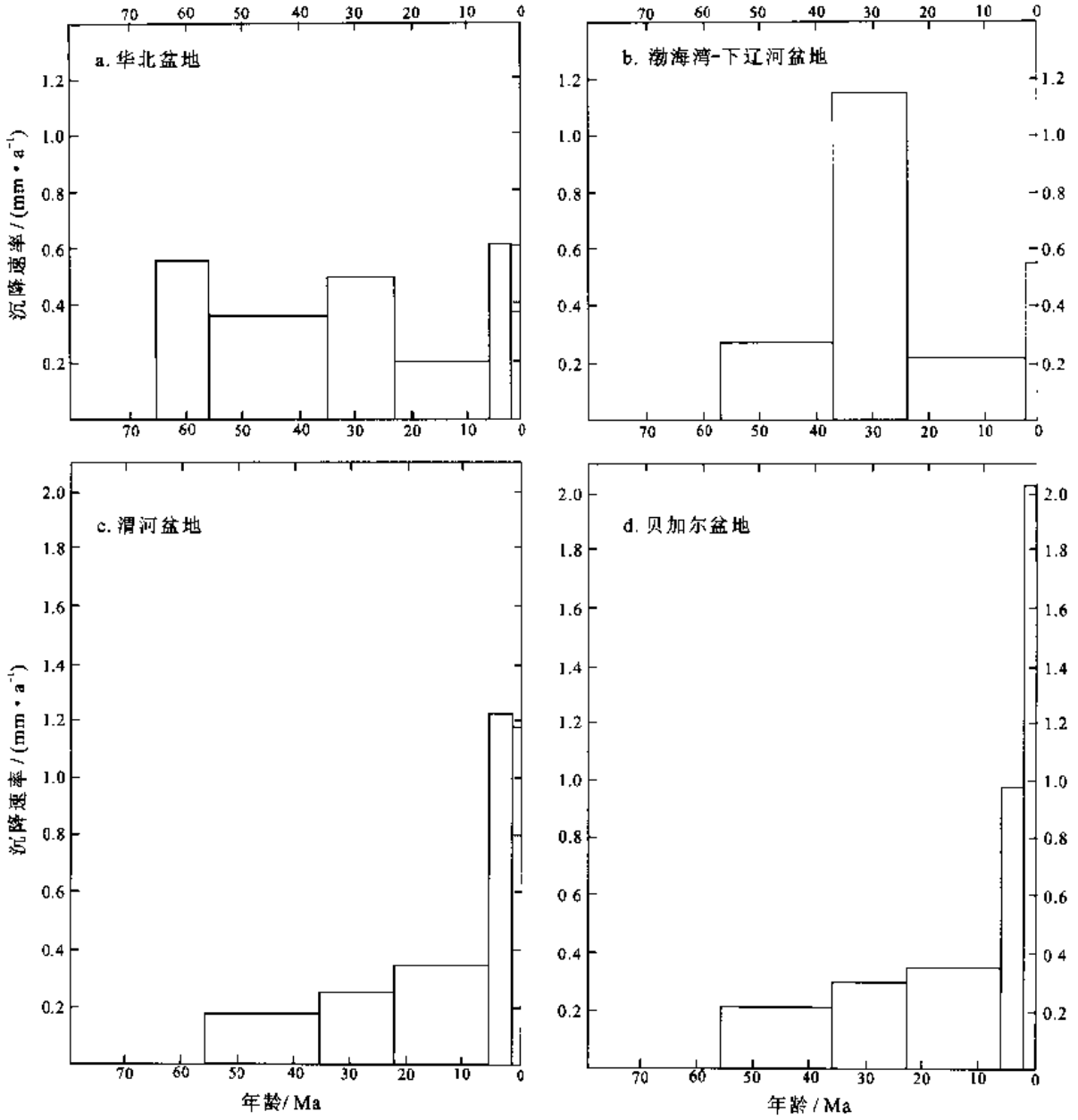


图 5-9 中国东部及邻区陆内裂谷盆地沉积速率分布图

Fig.5-9 Diagram of sedimentary rates of rift basins of the east China continent and its adjacent areas

笔者用地层压实前沉积厚度除以沉积时间，计算出中国东部及邻区不同时期沉积速率（表 3-4、4-2～4-4，图 5-9、5-10），用以定量揭示中国东部及邻区不同盆地裂陷沉降速率。结果表明，华北盆地裂陷沉降速率在古新世、渐新世与上新世较大，分别为 0.56 mm/a、0.49 mm/a 与 0.62 mm/a；渤海湾-下辽河盆地裂陷速率在渐新世与第四纪较大，分别为 1.16 mm/a 与 0.56 mm/a；渭河盆地裂陷沉降速率在中新世、上新世与第四纪较大，分别为 0.35 mm/a、1.23 mm/a 与 1.19 mm/a；贝加尔盆地裂陷沉降速率自始新世→渐新世→中新世→上新世→第四纪逐步增大，上新世与第四纪裂陷沉积速率分别达 0.93 mm/a 与 2.04 mm/a（表 3-4、图 5-9）。东海陆架盆地西湖坳陷自始新世以来长期保持较高的裂陷沉降速率，始新世、渐新世、中新世与上新世—第四纪裂陷沉降速率分别为 1.17 mm/a、0.42

mm/a、0.57 mm/a与0.74 mm/a（图5-10a）；南黄海盆地裂陷沉降速率在古新世、渐新世与第四纪较高，分别为1.33～1.52 mm/a、0.19～0.29 mm/a与0.23～0.28 mm/a（图5-10c、d）；南海陆架北部珠江口盆地与北部湾盆地裂陷沉降速率在渐新世与中新世较高，珠江口盆地渐新世与中新世裂陷沉降速率分别为0.28 mm/a与0.84 mm/a（图5-10b），北部湾盆地渐新世与中新世裂陷沉降速率分别为0.38 mm/a与0.23 mm/a（表4-4）。中国东部及邻区绝大部分盆地在渐新世与中新世都发生过快速裂陷沉降事件，部分盆地在古新世、上新世与第四纪发生过快速裂陷沉降事件（图5-9、5-10）。

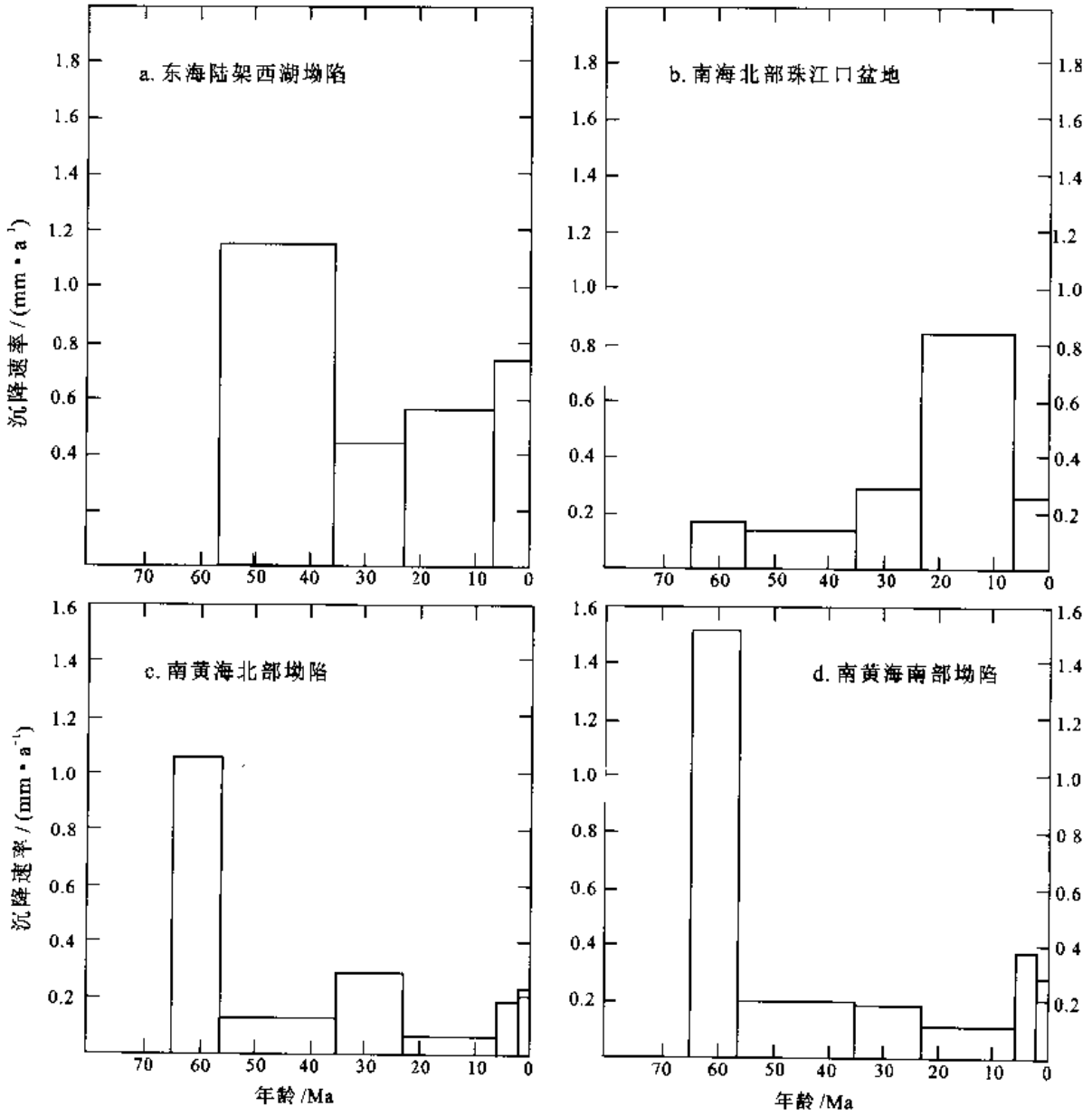


图5-10 中国东部陆架典型盆地沉积速率分布图

Fig.5-10 Diagram of sedimentary rates of typical shelf basins of the east China continent

第二节　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程

中国大陆及邻区西濒太平洋带，经过侏罗纪—早白垩世强烈的造山运动，地壳逐步挤压增厚，地表海拔不断增高；而中国西部处于古特提斯洋与海陆交互环境，地壳厚度小于或约为 30 km，地表海拔高度较小；至晚白垩世，形成东高西低的地势特点（图 5-11）。新生代，中国大陆发生了复杂的大陆动力学过程，西部因构造挤压而隆升，东部因构造伸展而裂陷，导致中国东、西部构造-地貌发生反转，逐步形成现今西高东低的阶梯状构造-地貌格局（图 5-11）。中国东部及邻区不同地块伸展裂陷速率与中国西部不同地块挤压隆升速率呈现出显著的非均匀性（图 5-12）。

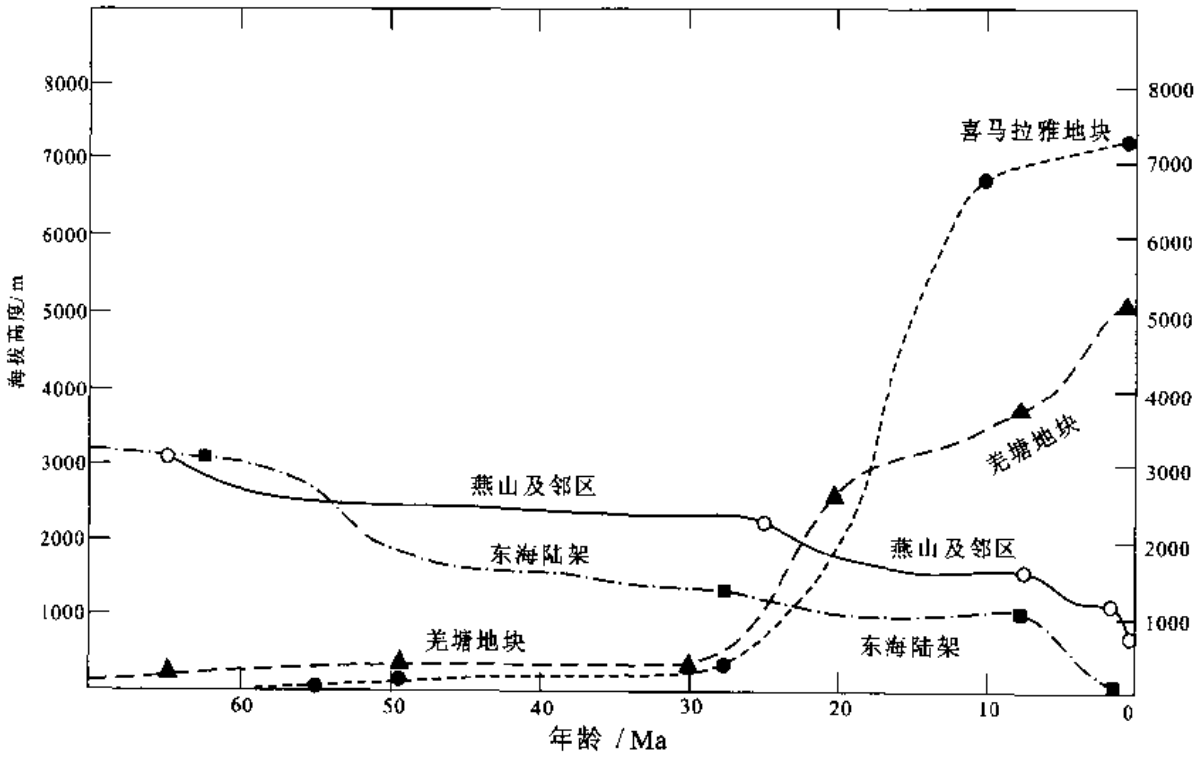


图 5-11　中国东西部海拔高度变化过程图

Fig.5-11　Diagram illustrating the changing process of altitude of east and west China continent in the Cenozoic Era

一、中国大陆及邻区古构造-地貌图编制方法

为了良好地剖析中国大陆及邻区新生代不同时期重大地质构造事件时空分布和新生代区域构造-地貌形成演化规律，需要在典型地块构造-地貌观测和不同地块新生代地质构造资料分析的基础上，研究不同时期不同地块的古方位、古地理、古构造与古地貌特征，编制中国大陆及邻区不同时期古构造-古地貌系列图件，进而揭示中国大陆及邻区东、西部构造-地貌反转的动力学过程。

编制古构造-地貌图与编制古地理图、古构造图在原理上颇为相似，但难度更大。编

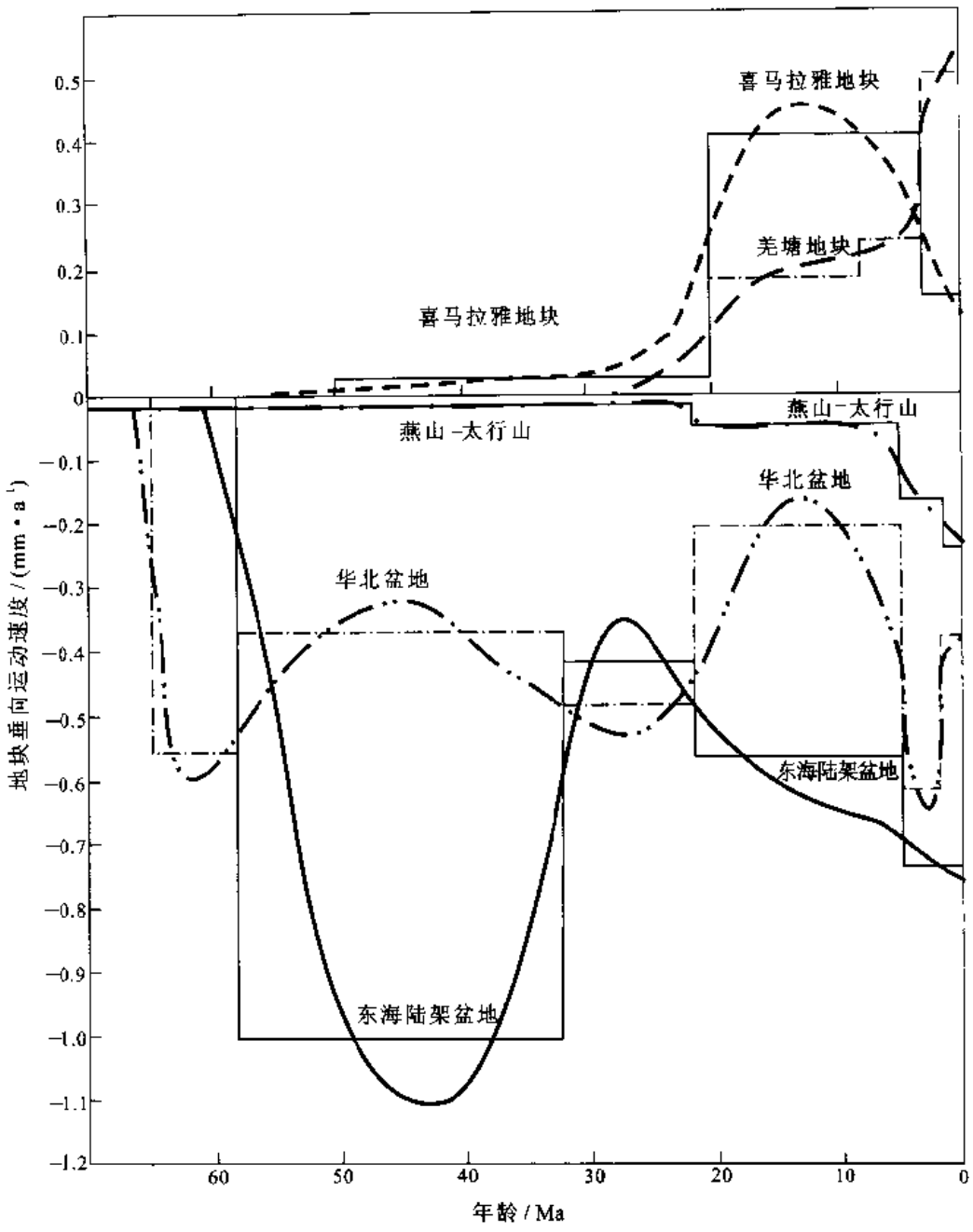


图 5-12　中国东西部典型地块垂向运动速率分布图

Fig.5-12　Diagram of vertical-rates of typical blocks of east and west China

制古地理图需要研究沉积类型与沉积环境之间的相互关系，分析不同类型沉积建造的时空分布规律，剖析不同时期古岩相与古地理特征，揭示地质历史时期沉积环境演变过程（刘宝珺，1985）。编制古构造图需要研究重大地质构造事件的形成时代与构造变形的历史过程，鉴别、筛分不同时期古构造与古建造，揭示区域构造演化规律（崔盛芹，1981）。编制古构造-地貌图需要鉴别、筛分、研究不同时期古构造、古建造、古地理与古地貌，恢复不同时期古构造-地貌空间展布规律，揭示区域构造-地貌形成、发展与演化过程。在地质历史时期，古地貌受晚期地质构造事件叠加、改造，古山岳地貌容易被剥蚀夷平，盆地古构造-地貌因晚期沉积覆盖而难以直接观察，因此恢复古地貌是件难度很大、探索性很

强的研究工作，只能通过与地貌演化相关的地质记录予以分析，提取古地貌信息。在编制岩相古地理图与古构造图的过程中，常采用现位分析方法，回避古方位问题；部分学者利用古地磁、古生物与古环境资料，在古方位恢复方面进行过不同程度的探索。但在编制古构造-地貌图的过程中，恢复地块在不同地质历史时期的古方位是件必不可少的工作，地块古方位是古构造-地貌图最重要的参数之一，需要综合多方面资料、通过合理的途径、应用有效的技术方法，进行分析研究。

为了揭示中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转过程，分老第三纪早期、中新世早期、中新世末期—上新世初期（8～5 Ma）3个不同时期，鉴别、筛分古建造、古地理、古构造、古地貌与重大地质构造事件。通过估算中国西部不同地块地壳缩短量与中国东部及邻区不同构造-地貌单元地壳伸展量，恢复不同地块的古宽度与古方位。通过沉积记录、古地理分析、地壳均衡分析与夷平面形成演化过程分析，估算不同时期不同地块山地剥夷面古海拔高度。通过典型盆地建造分析，恢复不同地区不同时期古沉积环境。应用火山岩测年资料，鉴别、筛分区域火山喷发事件。在以上工作的基础上，编制中国大陆及邻区新生代不同时期古构造-地貌系列图件（图5-13～5-15）。

二、中国大陆及邻区老第三纪早期古构造-地貌特征

老第三纪早期（古新世—始新世），中国大陆及邻区继承了晚白垩世构造-地貌特征，东部处于陆内伸展裂陷环境，西部处于特提斯洋及弧后低山丘陵环境，海拔高程自东向西梯次降低，呈现出东高西低的总体地势特点（图5-13）。

中国东部及邻区现今陆架在老第三纪紧邻西太平洋火山岛弧带，主体处于大陆伸展构造环境，形成了东海陆架盆地、珠江口盆地与北部湾盆地等裂陷沉积中心；但大部分盆地都处于初始裂陷时期，沉积了巨厚的大陆河湖相碎屑岩系，缺乏海相沉积，仅南海东部发展成为弧后古边缘海环境（图5-13）。

中国东部及邻区老第三纪主体处于高山与高原环境，山地剥夷面平均海拔高度大于3000 m。在华北、渤海湾-下辽河、江汉与黄海地区发生强烈的陆内裂谷作用，相继形成华北、渤海湾-下辽河、江汉、苏北-南黄海南部与南黄海北部等裂谷盆地，盆地的裂陷导致海拔高度降低约900～1000 m，使陆内裂谷盆地表面平均海拔高程小于2000 m。在裂谷盆地内部形成若干北东—北东东向裂陷中心，沉积了厚度达数千米的陆内河湖相碎屑岩系。在东部地壳伸展裂陷的过程中，伴有碱性玄武岩喷发事件，在辽吉山地、华北盆地北部、江汉盆地与苏北-南黄海南部地区形成分布较广的多期古新世—始新世玄武岩层（表5-5、图5-13）。

中国西部老第三纪早期主体处于特提斯洋俯冲带与弧后环境，与印度大陆之间隔以宽阔的特提斯洋，印度大陆处于南半球中低纬度区，以大于5～10 cm/a的速度向北运动；喜马拉雅地块处于特提斯洋环境，特提斯洋板块沿雅鲁藏布江俯冲消减，形成冈底斯岛弧带；冈底斯-拉萨地块南部处于弧后滨浅海与潟湖相环境，形成林子宗群火山-沉积岩系。约45～50 Ma，特提斯洋封闭，喜马拉雅地块结束海相沉积历史，转化成大陆低山丘陵环境，海拔低于500 m；冈底斯构造-岩浆带处于岛弧晚期发展阶段，构造变形强烈，形成宽达150～200 km的古冈底斯山系。

表 5-5　中国东部大陆老第三纪碱性陆内火山岩同位素年龄一览表

Table 5-5　Isotopic ages of Early Tertiary continental basalt of east China continent

采样地点	$\frac{w(K)}{\%}$	$\frac{b(^{40}Ar_{rad})}{10^{-11}mol\cdot g^{-1}}$	$\frac{w(^{40}Ar_{rad})/w(^{40}Ar)}{\%}$	年龄/Ma	资料来源
辽宁抚顺	0.60	0.62536	38.27	63.02±1.99	王惠芬等，1988
辽宁抚顺	0.25	0.2587	33.41	55.61±2.08	王惠芬等，1988
抚顺煤矿	0.50	4.6901	29.88	53.3±1.8	刘若新等，1992
伊通横头山	1.51	8.1715	64.06	31.0±1.3	刘若新等，1992
牡丹江黄花	0.35	2.7613	24.6	44.9±1.7	刘嘉麒，1987
北京钻孔岩心	0.82	6 881	67.54	47.8±1.5	刘若新等，1992
塘沽钻孔岩心	1.34	1.0605	85.74	45.1±2.8	刘若新等，1992
沧州钻孔岩心	1.29	1 086	70.81	47.9±3.2	刘若新等，1992
繁寺	0.92	5.778	56.43	35.9±1.2	刘若新等，1992
苏北油田	0.62	5.628	65.80	51.6±2.6	刘若新等，1992
苏北油田	0.17	1.5566	37.57	53.3±1.0	刘若新等，1992
江陵八岭山	0.73	6.676	72.4	52.0±3.6	刘若新等，1992
广东南海县	4.53	4.482	93.79	56.3±0.48	刘若新等，1992
南海西樵山	3.79	34.02	84.26	51.0±1.5	刘若新等，1992

采用参数：$\lambda = 5.543 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10}a^{-1}$；$n(^{40}K)/n(K) = 1.167 \times 10^{-4}mol/mol$。

老第三纪早期，冈底斯-拉萨地块北缘与羌塘地块、可可西里-昆仑地块处于大陆低山丘陵环境，塔里木地块处于陆表海环境，发育滨浅海相碳酸盐岩-碎屑岩系；柴达木盆地与准噶尔盆地主体处于大陆河湖相沉积环境，沉积了厚度较大的碎屑岩系；昆仑地块、天山地块与阿尔泰地块处于低山丘陵环境和构造稳定期，海拔高度小于 500m，剥蚀夷平作用居主导地位，形成老第三纪夷平面（图 5-13）。

中部四川地块、鄂尔多斯地块与中亚地块、蒙古地块、老第三纪早期呈向北开口的三角形夹于东西部之间，总体处于稳定的剥蚀夷平环境，地貌上表现为海拔约 1000～2000 m 的高原；在贝加尔与渭河等局部地区，发育北西向伸展环境，形成北东—北东东向小型裂陷盆地（图 5-13）。

老第三纪早中期，中国大陆及邻区气候环境受地球行星风系影响，形成在中国西、中、东部广泛分布的红色砂砾岩系，包括青藏北部的风火山群与中国中东部老第三系红层；在天山等地块形成广泛分布的老第三系红色风化壳。

三、中国大陆及邻区中新世早期古构造-地貌特征

渐新世末期—中新世早期（约 25～15 Ma），中国大陆及邻区构造-地貌演化进入了一个新的阶段；中国西部因地壳挤压增厚导致快速降升，中国东部及邻区因地壳伸展减薄导致裂陷沉降；中国西部地势快速升高，中国东部及邻区自西向东地势逐步梯次降低。

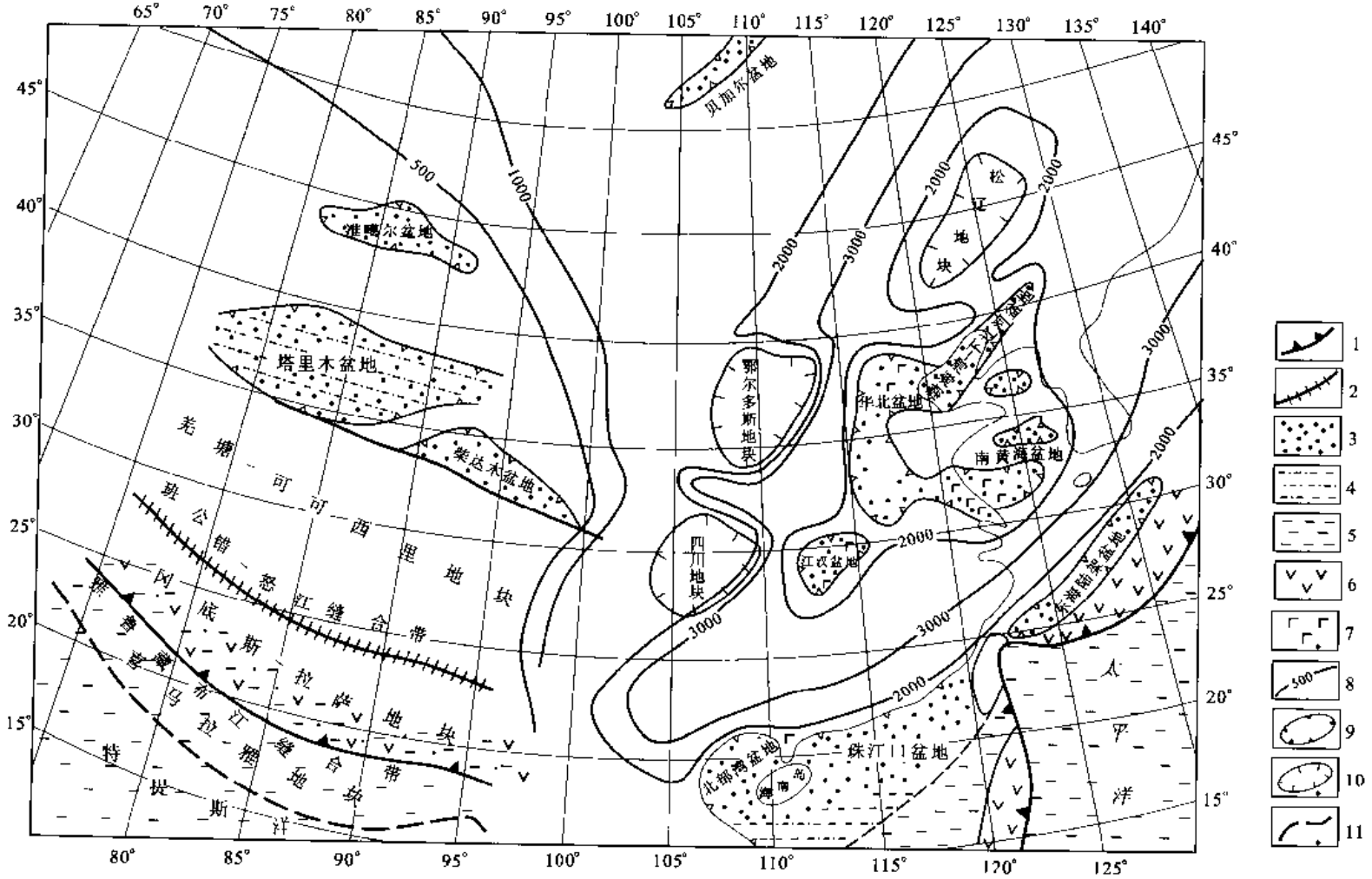


图 5-13 中国大陆及邻区老第三纪早期古构造-地貌图

Fig. 5-13 Tectonic-landform map of China continent and its adjacent areas in the Early Tertiary Period

1- 大洋板块俯冲带；2 -古板块缝合带；3—大陆河湖相沉积；4—海陆交互相沉积；5—海相沉积；6 岛弧带火山岩；7— 大陆碱性玄武岩；8—山地剥蚀面等高线（单位：m）；9- 陆内断陷盆地边界；10—陆内稳定地块及边界；11—未来青马拉雅边界断裂位置

中国西部由于印度大陆开始向北俯冲并产生强大的北向挤压构造动力，在喜马拉雅地区形成大规模逆冲推覆构造（MCT），喜马拉雅地块、冈底斯-拉萨地块、羌塘地块、可可西里-昆仑地块、柴达木-祁连地块与天山地块、阿尔泰地块相继发生不同程度的挤压缩短，地壳逐步增厚，山地剥夷面开始快速隆升；冈底斯-拉萨地块逐步隆升到海拔 3000 m 高度，喜马拉雅地块与羌塘-可可西里地块逐步隆升到海拔 2000 m 高度，形成青藏高原雏形；天山与阿尔泰山逐步隆升到海拔 1000 m 高度（图 5-14）。西部高原与山脉的快速隆升导致周缘盆地如西瓦利克盆地、柴达木盆地、塔里木盆地与准噶尔盆地沉积速率加快（图 5-3），沉积物粒度发生显著变化。

东部地壳继续发生伸展裂陷，夷平面解体，海拔高度自内陆向陆缘梯次降低。山地剥夷面与夷平面海拔高度下降到 2000～2400 m，形成大兴安岭、太行山、秦岭、武夷山与辽吉山地等山脉与蒙古高原、内蒙古高原雏形。盆地裂陷进一步加剧，裂陷面积显著增大，沉降幅度与沉积速率达到新的高峰值。南海快速扩张，边缘海面积显著增大；黄海与东海陆架主体仍处于陆相环境，以河湖相沉积居主导地位，仅东海陆架盆地东南部发生数次海侵事件；冲绳海槽盆地开始裂陷，形成海陆交互相沉积地层。沿西太平洋西侧火山岛弧带，发生强烈的安山质火山喷发事件；在东部山地与陆内裂谷带，发生多期强烈的碱性玄武岩喷发活动，在大兴安岭西缘、内蒙古高原南部、太行山北部、燕山西北部、辽吉、闽浙东部等山地与华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、苏北-南黄海南部盆地形成较为广泛分布的碱性玄武岩层（表 5-6、图 5-14）。

表 5-6　中国东部大陆中新世早期大陆玄武岩同位素年龄一览表

Table 5-6　List of isotopic ages of early Miocene basalt of east China continent

采样地点	$\frac{w(K)}{\%}$	$\frac{b(^{40}Ar_{rad})}{10^{-11}mol\cdot g^{-1}}$	$\frac{w(^{40}Ar_{rad})/w(^{40}Ar)}{\%}$	年龄/Ma	资料来源
敦化县江东	1.00	4.1660	50.39	23.9±1.1	刘若新等，1992
吉林市后团山	1.91	7.4314	62.19	22.3±0.8	刘若新等，1992
张北钻孔岩心	0.86	2.7984	44.34	18.7±0.5	刘若新等，1992
张北周坝	0.57	2.2429	60.80	22.8±0.8	刘若新等，1992
万全县大麻坪	2.32	8.5037	48.94	21.0±0.6	刘若新等，1992
平泉骆驼峰	0.47	1.9899	54.77	24.3±0.8	刘若新等，1992
大港高尚堡岩心	1.01	3.8970	42.10	22.1±1.1	刘若新等，1992
临朐角岩山	0.82	2.9542	39.81	20.7±0.6	刘若新等，1992
上海市川沙县	1.42	4.6189	68.72	18.7±0.5	刘若新等，1992
浙江新昌煤矿	1.47	5.2973	10.08	20.7±1.7	刘若新等，1992
龙海流会海滨	1.69	5.6493	57.55	19.2±0.7	刘若新等，1992
龙海牛头山	0.27	0.84047	22.15	17.9±4.0	刘若新等，1992
闽清	1.83	4.4814	85.90	14.1±0.3	刘若新等，1992

采用参数：$\lambda = 5.543 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10}a^{-1}$；$n(^{40}K)/n(K) = 1.167 \times 10^{-4}mol/mol$。

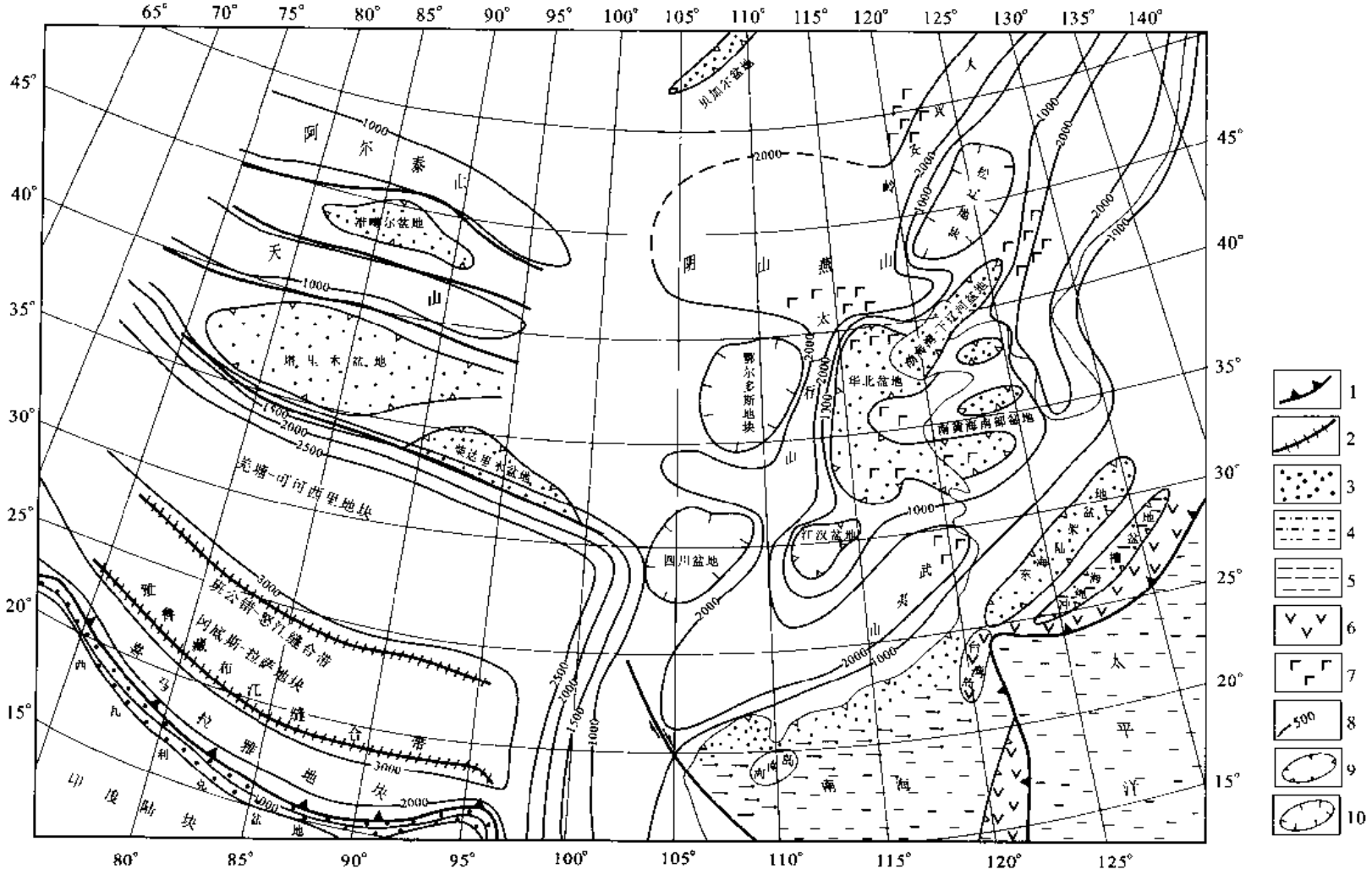


图 5-14　中国大陆及邻区中新世早期古构造-地貌图

Fig. 5-14　Early Miocene tectonic-landform map of China continent and its adjacent areas

1—板块俯冲带；2—古板块缝合带；3—大陆河湖相沉积；4—海陆交互相沉积；5　海相沉积；6—岛弧带火山岩；7—大陆碱性玄武岩；8—山地剥夷面等高线（单位：m）；9—陆内断陷盆地边界；10—陆内稳定地块及边界

中部四川地块、鄂尔多斯地块与蒙古地块处于稳定构造环境，地块边界发生走滑与伸展-走滑运动，地貌上继续保持海拔约 1000～1500 m 的高原环境，剥蚀夷平居主导地位。局部如贝加尔与渭河地区北西—北西西向伸展加剧，盆地发生快速裂陷，沉降速率增大，形成厚达 2000 m 的河湖相沉积地层。

经过中新世早期复杂的大陆动力学过程，中国大陆及邻区构造-地貌开始发生反转，青藏高原开始快速隆升，东部裂陷速度加快，形成东部、西部海拔相对较高，中部海拔相对较低的构造-地貌格局。

四、中国大陆及邻区 8～5 Ma 古构造-地貌特征

中新世末期—上新世初期（约 8～5 Ma），中国大陆及邻区构造-地貌演化进入新的阶段。青藏高原区域构造环境发生自挤压缩短向平面压扁变形和伸展走滑的重大转变，开始发生东向挤出，并对中国中东部及邻区构造-地貌演化过程产生重大影响。

中新世末期—上新世初期（约 8～5 Ma），青藏高原南部喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块海拔高度已超过 5000 m，羌塘地块海拔高度接近 4000 m，可可西里-昆仑地块已隆升到 3500 m 以上高度。青藏高原主体区域构造应力场发生重大变化，垂向主应力接近或超过近南北向最大主压应力，开始形成广泛分布的北东—北东东向、北西—北西西向走滑断裂与北西—北西西向、北东—北北东向、近南北向裂陷盆地如羊八井-当雄-谷露盆地、谢通门断陷带、崩错盆地、格仁陷盆地与双湖盆地及相关的盆-岭构造-地貌单元。在喜马拉雅山前与可可西里-昆仑地块，近南北向挤压应力仍居主导地位，导致区域性逆冲推覆与褶皱变形，形成 MBT 、多格错仁褶皱带、昆仑山南北缘逆冲推覆等构造系统及相关的挤压构造-地貌单元。在羌塘北部与可可西里-昆仑地块，发生碱性玄武岩喷发事件，形成大面积碱性玄武岩台地。

在中国西北部地区，天山地块与阿尔泰地块开始发生向南或向北的强烈逆冲推覆构造活动与褶皱变形，地壳挤压缩短显著，导致天山山脉与阿尔泰山快速隆升，天山山脉已隆升至海拔 2000 m 以上高度。柴达木-祁连地块也发生强烈的挤压缩短与快速隆升事件，隆升到海拔 1000～2000 m 高度。在柴达木盆地、塔里木盆地、河西走廊盆地与准噶尔盆地，沉积速率显著增大，沉积物粒度明显变粗，中新世地层发生褶皱变形，与上覆上新统之间形成不整合关系。

中新世末期—上新世初期（约 8～5 Ma），中国东部及邻区仍处于区域性伸展环境；但受青藏高原构造体制转换与东向挤出的影响，中国东部区域构造应力场发生重大变化，华北与东北地区最大主压应力转变成北东东向，最大主张应力转变成北北西向；华南地块最大主压应力转变成近东西—北西西向，最大主张应力转变成近南北—北北东向。在这样的构造背景下，主要盆地如华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、江汉盆地、南海盆地、东海陆架盆地与南海北部盆地等构造-地貌单元由早期裂陷为主转变成拗陷为主，盆地沉积面积进一步扩大；部分盆地沉降速率明显减小（图 5-9、5-10）。山地唐县期夷平面发生解体，山地夷平面高度下降到海拔 1000～1500 m，下降幅度达 400～600 m。大部分山脉如大兴安岭、太行山、武夷山、阴山、燕山、秦岭山系、辽吉山地等现今山岳地貌逐步形成；自西向东海拔高度梯次降低，至东海陆架与东南沿海地区海拔高度降低至约 500 m。同期，东部很多地区如大兴安岭西缘、燕山北部、太行山中北部、辽吉山地、内蒙古高原南

部、胶东半岛、闽浙沿海山地、琼州海峡及两侧与华北盆地、苏北-南黄海南部盆地相继发生强烈的玄武岩喷发事件，形成广泛分布的玄武岩层；南海盆地继续扩张，海域面积扩大至北部湾盆地与珠江口盆地东缘，东海陆架西湖坳陷变成滨海环境，形成海陆交互相沉积地层（表 5-7、图 5-15）。局部地区如沿太行山中部，裂陷作用加剧，相继形成太原、大同、延庆、怀来等裂陷盆地。

中部蒙古地块继续保持海拔 1000 ~ 1500 m 的高原环境，局部如固阳地区高原面保持在约 2000 m 海拔高度；向南自鄂尔多斯地块至四川地块，海拔高度因剥蚀强度逐步增强而梯次降低，鄂尔多斯地块海拔降低至约 1000 ~ 1500 m 高度，四川地块海拔降低至1000 m以下高度，但地块内部相对平整，处于低海拔高原环境或平原环境（图 5-15）。局部如渭河盆地与贝加尔盆地裂陷速度增大（图 5-9）。

表 5-7　中国东部大陆中新世末期—上新世初期碱性陆内火山岩同位素年龄一览表

Table 5-7　Isotopic ages of late Miocene—Pliocene basalt of east China continent

采样地点	$\frac{w(K)}{\%}$	$\frac{b(^{40}Ar_{rad})}{10^{-11}mol\cdot g^{-1}}$	$\frac{w(^{40}Ar_{rad})/w(^{40}Ar)}{\%}$	年龄/Ma	资料来源
清原县马连山	1.70	2.0717	30.57	7.01 ± 0.17	刘若新等，1992
宁安县兴隆	2.57	2.8360	65.47	6.35 ± 0.21	刘若新等，1992
宁安县万岩	1.15	1.5175	54.92	7.59 ± 0.32	刘若新等，1992
吉林丰满水库	1.29	1.1783	25.57	5.26 ± 0.19	刘若新等，1992
阿巴嘎巴颜湖	1.63	1.5412	48.76	5.44 ± 0.15	刘若新等，1992
丰镇县城西	1.15	1.5414	75.55	7.71 ± 0.22	刘若新等，1992
围场棋盘山	1.15	1.4503	37.14	7.26 ± 0.14	刘若新等，1992
井陉县雪花山	1.29	1.4147	20.47	6.31 ± 0.23	刘若新等，1992
蓬莱大黑山岛	1.14	1.6002	45.88	8.08 ± 0.16	陈文寄，1986
肖阳凤凰山	1.60	2.016	63.27	7.25 ± 0.25	刘若新等，1992
江苏东海平民山	2.45	2.5960	61.57	6.1 ± 0.22	刘若新等，1992
浙江新昌煤矿	1.59	2.0187	36.12	7.13 ± 0.23	刘若新等，1992
浙江嵊县浦桥	0.86	0.8820	3.67	5.91 ± 0.78	刘若新等，1992
温岭钻孔	1.04	1.0154	40 32	5.63 ± 0.14	刘若新等，1992
福建明溪	1.43	1.221	46.06	4.92 ± 0.14	刘若新等，1992

采用参数：$\lambda = 5.543 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}a^{-1}$；$\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10}a^{-1}$；$n(^{40}K)/n(K) = 1.167 \times 10^{-4}mol/mol$。

五、中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化规律

综合以上资料，可以看出，中国大陆及邻区新生代发生了复杂的大陆动力学过程，构造-地貌格局在新生代发生重大变化；中国西部逐步挤压隆升，海拔高度逐步增大；中国东部及邻区逐步伸展裂陷，海拔高度逐步降低。

中国西部青藏地区新生代隆升过程存在显著非均匀性；喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块挤压隆升发生于中新世，中新世早期隆升至海拔约 3800 m 高度，中新世末期—上新

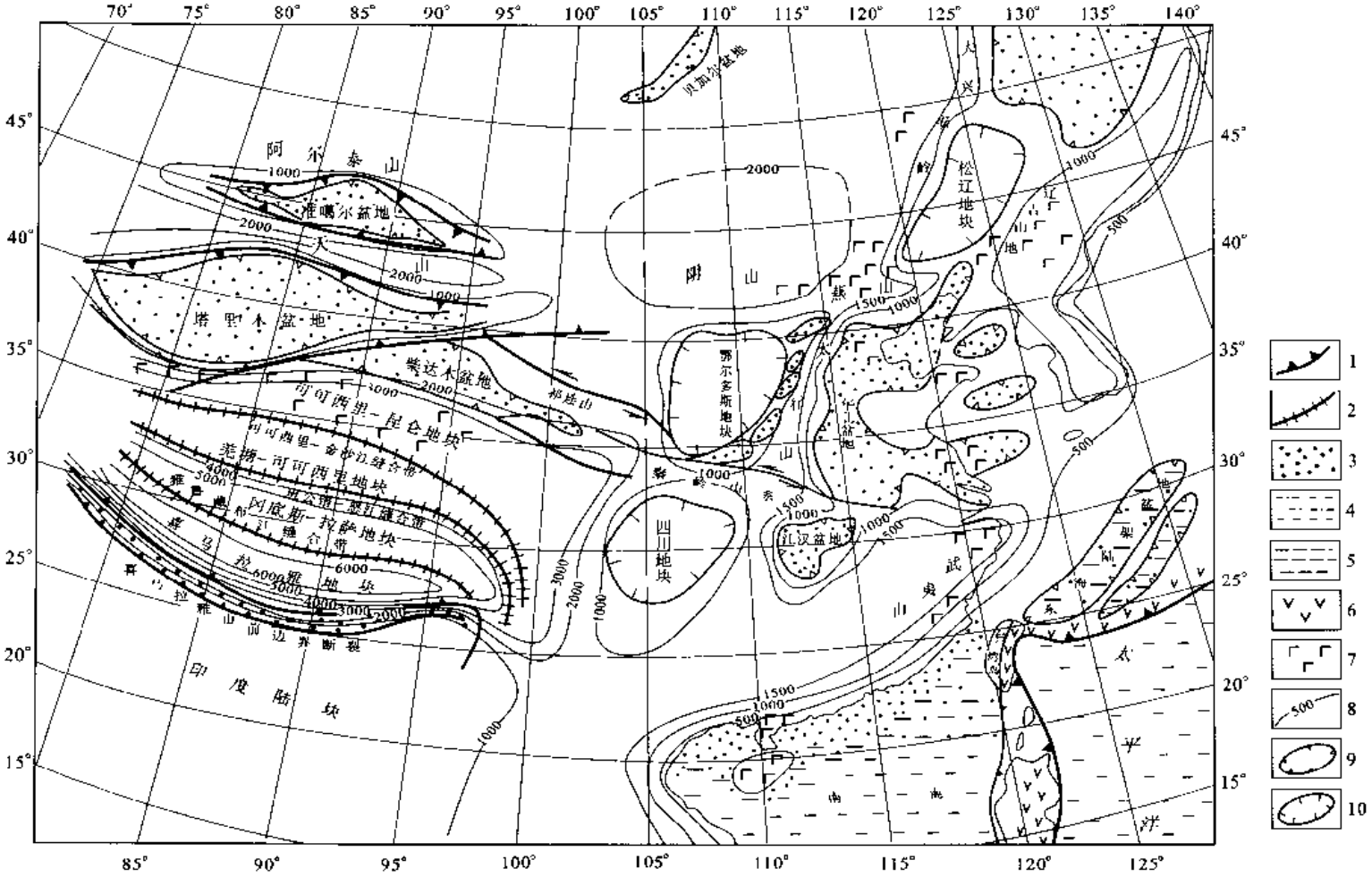


图 5-15　中国大陆及邻区中新世末期—上新世初期古构造-地貌图

Fig. 5-15　Late Miocene—early Pliocene tectonic landform map of China continent and its adjacent areas

1—板块俯冲带；2—古板块缝合带；3—大陆河湖相沉积；4—海陆交互相沉积；5—海相沉积；6—岛弧带火山岩；7—大陆碱性玄武岩；8—山地剥夷面等高线（单位：m）；9—陆内断陷盆地边界；10—陆内稳定地块及边界

世初期隆升至海拔5000 m以上高度，上新世—第四纪高原面继续处于隆升状态，但隆升速率显著降低；羌塘地块与可可西里-昆仑地块自中新世→上新世→第四纪，在近南北向强烈构造挤压力作用下，海拔高度逐步增加，隆升速率逐渐增大，中新世早期隆升至海拔2500 m高度，中新世末期—上新世初期隆升至海拔3600 m高度。中国西北地区天山地块与阿尔泰地块在老第三纪处于低山丘陵环境，海拔高度低于500 m；中新世早期开始发生挤压缩短，逐步隆升到海拔1000 m高度；中新世末期—上新世初期（8～5 Ma）挤压强度开始显著增大，隆升速率显著增加，逐步隆升到海拔2000 m高度。

中国东部及邻区新生代长期处于伸展裂陷环境，海拔高度分阶段逐步降低，在华北、渤海湾-下辽河、江汉、黄海陆架区、东海陆架区与南海陆架区，形成不同规模的裂陷盆地和典型盆-岭构造-地貌格局。晚白垩世末期—老第三纪初期，中国东部与西太平洋岛弧带之间不存在广阔的边缘海，而发育宽阔的大陆高原、中高山环境和盆-岭构造-地貌系统：东部古高原面与古山顶面海拔高度达3000 m以上。中新世早期（约25～18 Ma），中国东部夷平面发生区域性解体事件，夷平面平均海拔高度降低800～1000 m，盆地发生快速沉降事件，盆地面积扩大，沉积速率普遍增加。中新世末期—上新世初期，发生唐县期夷平面解体事件，山地夷平面海拔高度降低600～800 m；南海扩张加剧，边缘海面积快速增加；东海裂陷加快，形成多期滨浅海环境。上新世—第四纪，东部山地夷平面或剥夷面因伸展和裂陷而解体，海拔高度继续降低；陆内盆地因伸展而凹陷，沉积面积进一步扩大；黄海与东海陆架区主体仍处于大陆河湖相沉积环境，至晚更新世—全新世才逐步转变成滨浅海环境；南海陆架区边缘海面积增大，琉球海槽进入快速裂陷时期。

新生代，中国中部四川地块、鄂尔多斯地块与蒙古地块始终处于相对稳定的构造环境，长期保持高原或高平原构造-地貌，高原面高度自老第三纪→中新世→上新世→第四纪呈现出分阶段缓慢降低趋势，但高原面降低速率非常小。中部局部地区如贝加尔、渭河自始新世以来发生裂陷，而且由早至晚裂陷速率不断增大，构成中部稳定区内相对活动地带，形成陆内裂陷盆地与盆-岭构造-地貌单元。

中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转以四川-鄂尔多斯-内蒙古稳定区为中轴或枢纽；西部在老第三纪长期处于滨浅海与低山丘陵环境，自渐新世末期开始发生强烈挤压而逐步隆升，最终形成现今平均海拔5000 m高度的巨大内陆高原即青藏高原和喜马拉雅山、天山与阿尔泰山等大型山系；东部自晚白垩世开始长期处于伸展构造环境，地壳不断裂陷，山顶面或夷平面高度逐步降低，东部陆架区经过长期裂陷最终发展成为现今边缘海环境。在中国东西部构造-地貌反转过程中，中新世初期曾形成特殊的构造-地貌景观，即东、西两侧高，中部相对较低；中国东部与中国西部均为海拔2000～3000 m的高原或高山区（图5-11），而中部四川、鄂尔多斯、内蒙古为海拔1000～2000 m的高原环境（图5-15）。晚白垩世—老第三纪中国及邻区长期呈现出西低东高的阶梯状地貌轮廓，中新世中晚期以来逐步转变成西高东低的阶梯状地貌轮廓。

第三节　中国大陆及邻区新生代地壳翘变过程

中国大陆及邻区新生代复杂的大陆动力学过程不仅发生在地壳浅部，导致东、西部构造-地貌反转；而且影响地壳深部、上地幔和岩石圈，导致东、西部地壳厚度发生显著翘

变。对中国大陆及邻区中新生代地壳翘变过程与动力机制，董树文等（2000）曾进行过探索和讨论。本文将在不同时期构造变形量分析和典型地块古地壳厚度估算的基础上，定量分析中国大陆及邻区新生代近东西向地壳翘变的动力学过程。

中国西部以青藏高原不同地块为代表，通过地壳缩短增厚过程分析，利用地壳缩短率与地壳增厚率之间的函数关系和 Airy 均衡原理，估算不同时期不同地块古地壳厚度（表 2-7）。中国东部及邻区以太行山-燕山山地与华北陆内裂陷盆地、渤海湾-下辽河陆内裂陷盆地、东海陆架盆地与南海北部陆架盆地为代表，通过山地夷平面裂解过程分析与盆地裂陷沉降过程分析，利用地壳厚度与山地夷平面高度、盆地沉降幅度之间函数关系和 Airy 均衡原理，估算不同时期不同地块地壳厚度（表 3-20、4-5）。将典型地块地壳厚度-时间关系作成曲线图，揭示中国大陆及邻区不同构造-地貌单元新生代地壳厚度变化规律；中国西部青藏地区不同地块新生代地壳厚度演化曲线如图 5-16，中国东部及邻区典型地块新生代地壳厚度演化曲线如图 5-17，中国东部典型陆架盆地新生代地壳厚度演化曲线如图 5-18。

中国西部喜马拉雅地块老第三纪早期处于特提斯古大洋环境，发育典型洋壳，地壳厚度应小于 15 km；约 50 Ma 时期，特提斯洋板块经过长期快速俯冲，逐步消亡，喜马拉雅地块转变成大陆低地环境，地壳厚度增加到约 30 km；始新世—渐新世，地壳厚度变化较小；渐新世末期—中新世初期，由于强烈挤压缩短与 MCT 逆冲推覆，地壳厚度快速增加，至中新世末期—上新世初期地壳厚度增加到约 70～75 km，上新世—第四纪地壳厚度增加约 3 km（图 5-16a）。冈底斯-拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块新生代地壳厚度变化规律颇为相似，老第三纪时期地壳厚度约为 33 km；渐新世末期—中新世初期，各地块先后发生强烈的构造挤压与地壳缩短增厚事件，地壳开始快速增厚，但不同时期不同地块地壳增厚速率不尽相同（图 5-16b、c、d）。根据构造-地貌演化过程的比较分析，中国西北部天山地块、阿尔泰地块与藏北羌塘地块、可可西里-昆仑地块应该具有相似的地壳增厚过程；但天山地块与阿尔泰地块中新世地壳增厚速率小于藏北地区，而上新世以来地壳增厚速率等于或大于藏北地区地壳增厚速率。

中国东部及邻区自晚白垩世以来，长期处于伸展构造环境，地壳构造变形以裂陷减薄居主导地位。东部山地新生代地壳减薄过程以太行山-燕山为代表，晚白垩世地壳厚度约为 50～52 km；老第三纪地壳减薄约 5 km，渐新世末期地壳厚度约为 45 km；中新世地壳减薄约 4 km，中新世末期地壳厚度约为 41 km；上新世—第四纪地壳减薄约 3 km，第四纪末期（现今）地壳厚度约为 38 km（图 5-17a）。东部陆内裂谷盆地如华北盆地、渤海湾-下辽河盆地、渭河盆地与贝加尔盆地地壳减薄过程与太行山-燕山相似，但地壳减薄幅度更大；老第三纪地壳减薄约 6～8 km，渐新世末期地壳厚度约为 42～44 km；中新世地壳减薄约 4～5 km，中新世末期地壳厚度约为 38～39 km；上新世—第四纪地壳减薄约3～4 km，第四纪末期（现今）地壳厚度约为 34～35 km（图 5-17b、c、d）。

中国东部陆架盆地新生代地壳减薄过程与东部山地、陆内裂谷盆地相似，但减薄幅度更大。晚白垩世，东部陆架盆地裂陷之前，地壳厚度应与周缘山地地壳厚度相近，约为 50～52 km；始新世—渐新世，东海陆架盆地与南海北部陆架盆地相继裂陷，地壳减薄 8～11 km，渐新世末期地壳厚度分别为 39 km 与 41～42 km；中新世，东部陆架盆地地壳裂陷减薄 2～5 km，中新世末期地壳厚度约为 37 km；上新世—第四纪，东海陆架盆地减薄 8 km，南海北部盆地地壳减薄 2～4 km，第四纪晚期—现今地壳厚度分别为 29 km 与 33～

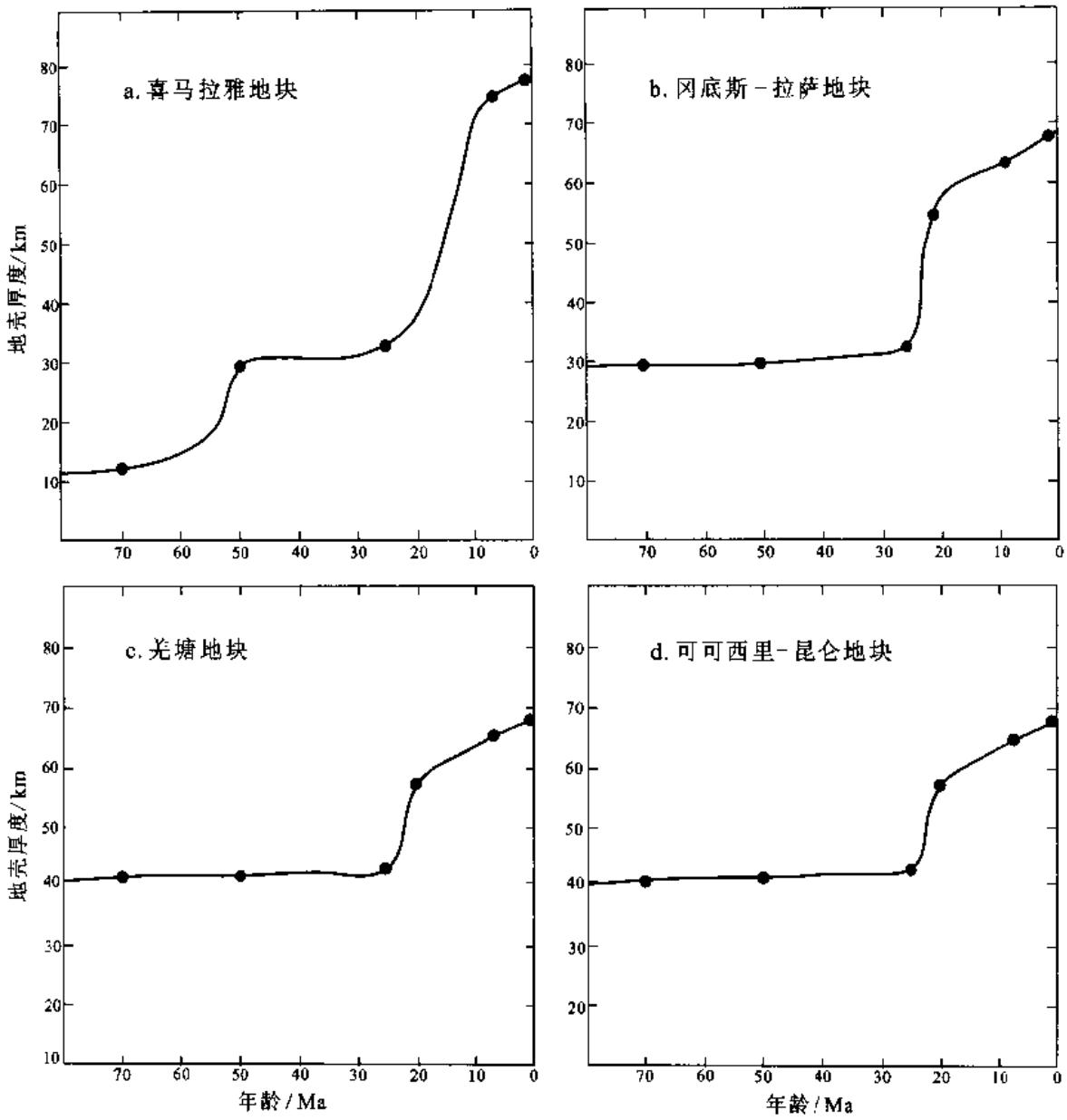


图 5-16　青藏地区典型地块新生代地壳厚度演化曲线

Fig.5-16　Diagram of crust thickness evolution of typical blocks of the Tibetan region

35 km（图 5-18）。

中部四川地块、鄂尔多斯地块与蒙古地块新生代处于稳定剥蚀夷平环境，自北向南海拔高度梯次降低，但新生代海拔高度下降幅度较小，一般小于 1000～1500 m；根据 Airy 均衡原理，中部新生代地壳厚度变化应小于 3 km。中部稳定区新生代早中期地壳厚度略大于现今地壳厚度，约为 40～44 km；现今地壳厚度约为 38～42 km。

对比分析中国东、西部新生代地壳厚度演化过程（图 5-19），可以发现，晚白垩世末期—新生代早期（约 70～50 Ma），中国大陆西部地壳厚度较中国东部及邻区地壳厚度小 20～40 km，东部地壳厚达 50～52 km，西部地壳薄至 10～30 km。始新世—渐新世，东、西部地壳厚度差缩小至 8～12 km，西部地壳厚度保持在约 30～33 km，东部地壳厚度减薄

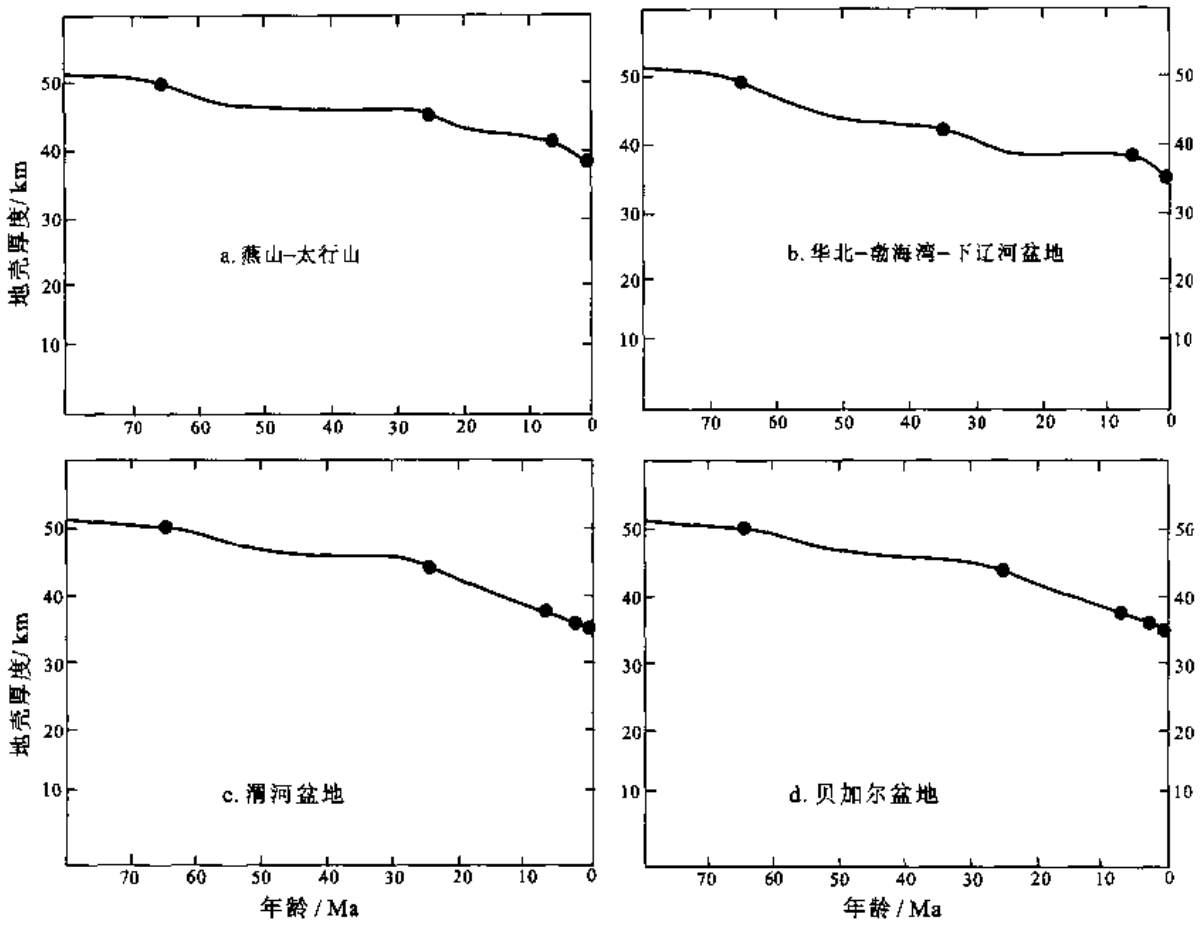


图 5-17　中国东部大陆及邻区典型构造-地貌单元新生代地壳厚度演化曲线

Fig.5-17　Diagram of crust thickness evolution of typical tectonic-landform units of east China and its adjacent areas in the Cenozoic Era

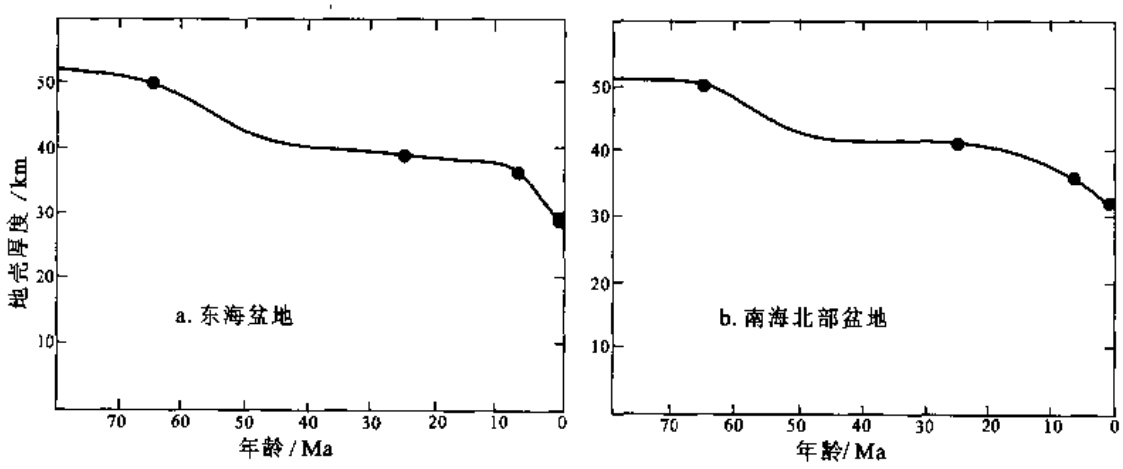


图 5-18　中国东部陆架盆地新生代地壳厚度演化曲线

Fig.5-18　Diagram of crust thickness evolution of shelf basins of east China continent in the Cenozoic Era

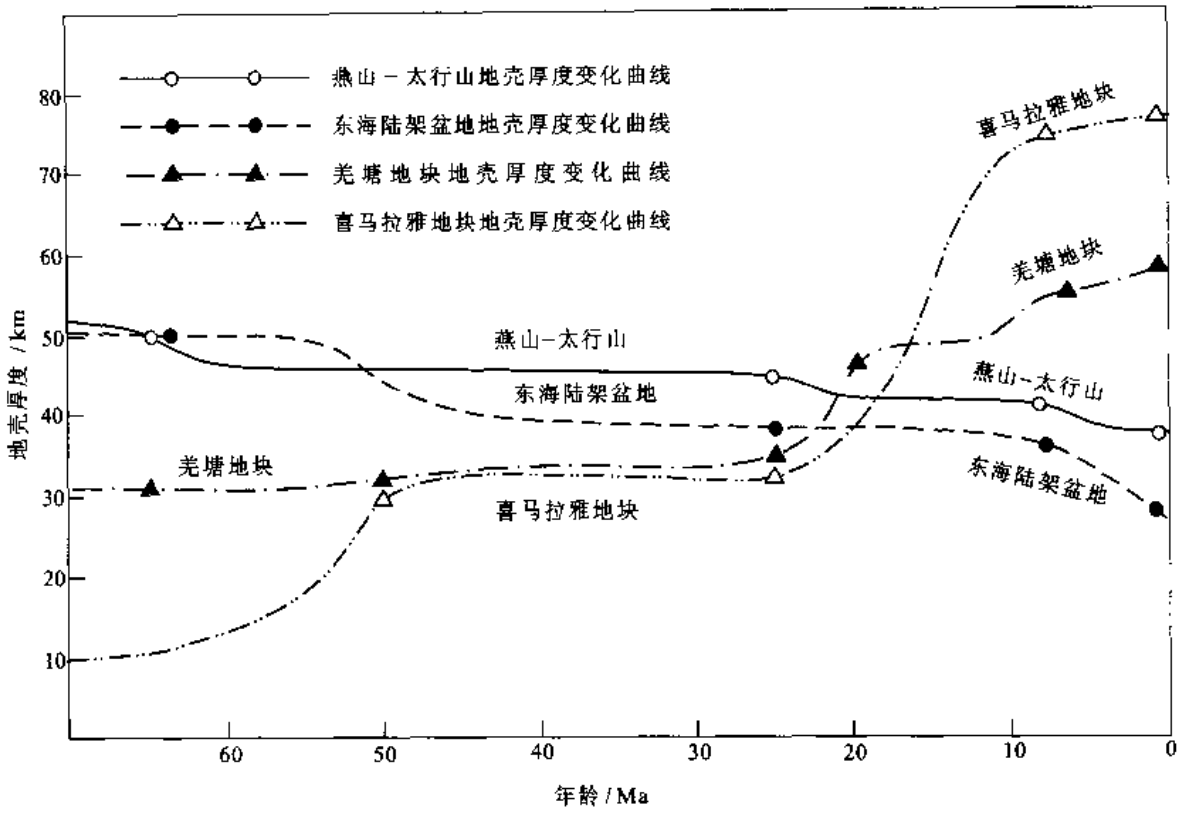


图 5-19　中国东西部地壳翘变曲线图

Fig.5-19　Diagram of crust tilting process of China continent in the Cenozoic Era

至约 38 ~ 45 km。中新世，东、西部地壳厚度发生显著翘变，西部青藏地区地壳快速增厚，东部山地与盆地地壳明显减薄；中新世初期东部与西部地壳厚度相近，经过中新世地壳翘变过程，至中新世中晚期西部青藏地区地壳厚度显著大于东部山地与盆地地壳厚度；中新世末期，西部青藏地区地壳厚达 55 ~ 75 km，东部山地与盆地地壳厚度约为 36 ~ 41 km（图 5-19）。上新世—第四纪，东西部地壳差别进一步增大，西部地壳进一步增厚，至第四纪晚期青藏高原地壳厚达 58 ~ 78 km，东部地壳进一步减薄，至第四纪晚期山地地壳厚度约为 36 ~ 38 km，陆架盆地地壳厚度仅为 29 ~ 33 km（图 5-19）。在东、西部新生代地壳翘变过程中，中部地壳相对稳定，地壳厚度变化较小，相当于中国大陆东西向地壳翘变的中轴或枢纽。

第四节　中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转的驱动机制

中国大陆及邻区新生代构造-地貌反转与中国大陆构造动力学环境、地块相对运动和相互作用、区域构造应力场存在成因联系。定量分析新生代不同时期地块相对运动、水平速度矢量场与构造应力场，对认识构造-地貌形成演化过程具有重要意义。

对中国大陆及邻区新生代构造运动规律、水平速度矢量场与构造应力场，前人开展了大量研究工作，包括应用数值模拟与物理模拟方法分析区域构造应力场与地块运动规律

(汪素云等，1980；England and Houseman，1986，1988；Houseman and England，1994；Kong et al.，1994)、通过地震震源机制解分析现今构造应力状态（Xu et al.，1992)、利用不同方法估算断裂带与地块水平运动速度（马杏垣，1989；Tapponnier et al.，1975、1991；Chen et al.，1992；Ratschbacher et al.，1994)、运用高精度空间测量技术（GPS、VLBI、SLR）观测现今地壳运动规律（陈智梁等，1998；吴云等，1999)，积累了多方面高精度观测资料。但前人工作多侧重于研究晚喜马拉雅期新构造运动规律、晚第四纪与现今构造应力场和地壳运动规律，对新生代早中期构造运动规律与驱动机制，因研究难度大，工作较少，研究程度很低。

一、新生代不同时期水平运动速度与构造应力状态分析方法

中国大陆及邻区不同构造-地貌组合区新生代处于不同的构造环境，地块水平速度矢量与区域构造应力状态具有不同的判别标志和分析计算方法。中国西部构造-地貌组合区新生代地壳运动以挤压缩短居主导地位，形成了大量不同规模、不同类型的构造系统如逆冲推覆构造系统、褶皱构造、韧性剪切带等，通过构造变形量分析能够良好地确定地壳缩短量、地壳缩短速率，进而确定不同时期不同地块相对运动速度与绝对水平速度矢量。中国东部及邻区构造-地貌组合区新生代地壳运动以伸展裂陷居主导地位，形成大量张性正断层、斜滑-正断层与平移-走滑断裂，裂谷作用显著，产生不同规模、呈规律性展布的裂陷盆地与盆-岭构造-地貌系统；通过分析山地山顶面、夷平面形成演化与解体过程和盆地裂陷过程，能够良好地计算分析地壳伸展量与伸展速率，进而确定不同时期不同地块相对运动速度与绝对水平速度矢量。

对中国西部，老第三纪地壳挤压缩短主要发生在冈底斯-拉萨地块南部，形成冈底斯构造-岩浆带，对羌塘、可可西里-昆仑、柴达木-祁连、塔里木、天山、阿尔泰等地块未产生显著影响。渐新世末期以来，包括新第三纪与第四纪，印度大陆北向运动所造成的巨量地壳缩短量被喜马拉雅、冈底斯-拉萨、羌塘、可可西里-昆仑、柴达木-祁连、天山与阿尔泰等地块构造变形所吸收，依据各地块地壳缩短速率与印度大陆北向运动速度(5.5 cm/a)估算值，可自南向北分别计算出各地块新生代不同时期绝对水平速度矢量。对中国大陆东部及邻区，以西太平洋俯冲带为不动点，依据各构造-地貌单元地壳伸展速率，可自东向西分别计算出各地块新生代不同时期绝对水平速度矢量。

区域构造应力状态，可以通过地块内部地壳缩短速度或地壳伸展速度予以定量表示。中国西部新生代总体处于近南北向挤压缩短构造环境，水平主压应力方向平行于最大缩短变形方向，垂直于区域压性构造线走向；水平主压应力大小与地块缩短速率存在函数关系。中国东部及邻区新生代早中期长期处于北西—北西西向伸展拉张构造环境，区域最大主应力为水平主张应力，垂直于正断层走向与裂陷盆地轴向，水平最大主张应力大小与地块伸展速率存在函数关系。

在以上工作基础上，编绘出中国大陆及邻区老第三纪早中期（古新世—始新世）与中新世早期地壳水平速度矢量分布图，用以定量揭示不同时期中国大陆及邻区各主要地块水平运动规律、区域构造应力状态和构造-地貌形成演化的大陆动力学环境（图 5-20、5-21)。新构造运动期（上新世—第四纪)，中国大陆地壳水平速度矢量可以根据新构造变形和活动断层运动资料予以定量表示（图 5-22)；现今区域构造应力状态通过震源机制解方法予

以确定（图 5-23）。

二、老第三纪早中期构造-地貌演化驱动机制

老第三纪早中期（古新世—始新世），中国大陆及邻区速度矢量场颇具特色，绝大部分地块以西向运动居主导地位；仅特提斯洋板块（喜马拉雅地块）处于快速北向运动状态，但北向运动影响范围仅限于喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块，对羌塘地块、可可西里-昆仑地块与塔里木地块、天山地块、阿尔泰地块等影响较小（图 5-20）。

东部西太平洋岛弧带空间位置保持相对稳定，西向运动不明显。东部陆架区如东海陆架地块、南海陆架地块分别以 1.2 cm/a 和 0.7 cm/a 的速度向北西方向运动。中国中东部及邻区如东北地块、华北地块与华南地块分别以约 1.5 cm/a、2.5 cm/a 与 1.0 cm/a 速度向北西、北北西方向运移。西北部地区如贝加尔西侧地块以约 2.0 cm/a 的速度向北西方向运动，准噶尔-阿尔泰地块以 2.0～2.5 cm/a 的速度向北西西方向运动，柴达木-祁连地块与塔里木地块、天山地块以 1.0～1.5 cm/a 的速度向北西—北西西方向运动。

东部陆架区与西太平洋岛弧带之间的速度差异导致东海陆架盆地与南海陆架盆地、南海古边缘海的伸展裂陷；中东部地区与东部陆架区之间的速度差异导致华北盆地、渤海湾-下辽河盆地与江汉盆地的伸展裂陷、盆-岭构造-地貌形成及东部山地夷平面解体；贝加尔盆地两侧地块速度差异导致贝加尔盆地的伸展裂陷与盆-岭构造-地貌系统的形成演化。

西南部青藏地区老第三纪早中期水平运动规律与中东部地区明显不同。印度大陆与特提斯洋板块以 5～10 cm/a 的速度向北快速运移，但俯冲的特提斯洋板块绝大部分都消减在欧亚大陆岩石圈之下的软流圈与下部地幔，在地壳表部仅对冈底斯-拉萨地块南部产生一定影响，形成冈底斯构造-岩浆带（古岛弧带）与古冈底斯山脉；印度大陆北向运动与特提斯洋板块俯冲对羌塘地块、可可西里-昆仑地块等青藏北部地块未产生显著影响。

老第三纪早中期地块西向运动速度与方向的差异导致一些大型北西—北西西向走滑断裂带的形成活动，如朝鲜半岛东缘-贝加尔南缘走滑断裂、杭州-秦岭-祁连-天山走滑断裂与古红河走滑断裂。

在中西部地区，虽然地块存在显著西向运动，但地块之间如果不存在显著的速度差异，地块将保持相对稳定；如中部四川地块、鄂尔多斯地块、蒙古地块与西部准噶尔-阿尔泰地块、塔里木地块、柴达木-祁连地块、可可西里-昆仑地块与羌塘地块等，在老第三纪早中期均处于稳定的剥蚀夷平或沉积环境。

三、中新世早期构造-地貌演化驱动机制

渐新世末期—中新世早期，中国东部地块水平运动方式、方向与老第三纪早中期相似；但中国西部因受印度大陆北向俯冲所致的强大的近南北向构造动力作用，地块运动方式、方向发生重大变化，普遍发生挤压缩短与构造降升事件，区域性构造-地貌格局开始发生重大变化。

东部地块相对于西太平洋俯冲带与岛弧带普遍发生北西—北北西向运动，但运动方向与运动速率具有显著的不均匀性。东部陆架区如东海陆架以 0.50 cm/a 速度向北西方向运动，南海北部陆架以 0.6～1.3 cm/a 速度向北北西方向运动，导致东海陆架盆地与北部湾盆地、珠江口盆地裂陷沉降。东部地区如东北地块、华北地块与华南地块分别 1.0 cm/a、

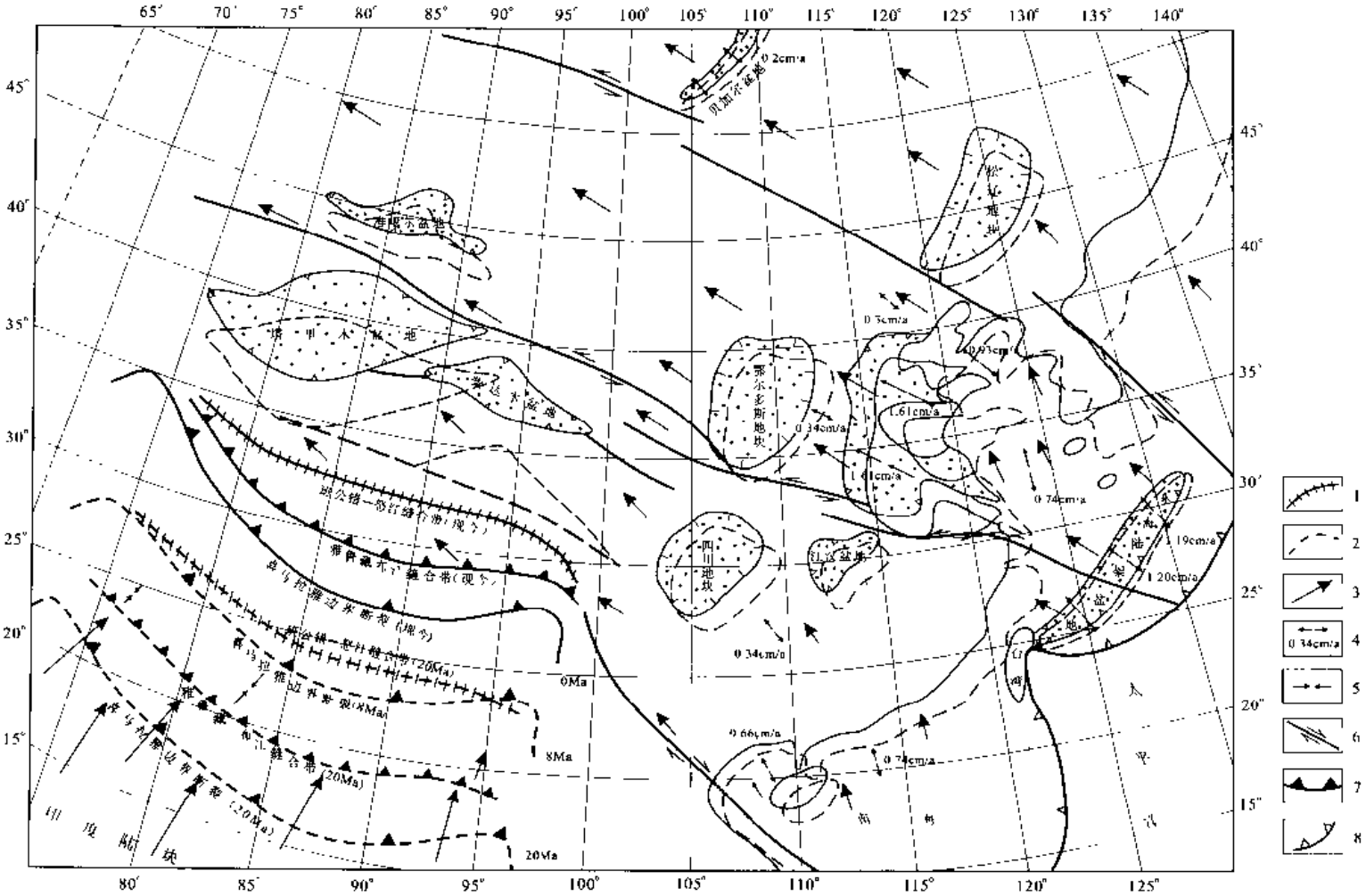


图 5-20　中国大陆及邻区老第三纪早中期地壳水平速度矢量分布图

Fig 5-20　Map of horizontal velocity field of China continent and its adjacent areas in the Early Tertiary Period

1—古板块缝合带；2—古边界；3—绝对水平运动速度（每厘米线条长度代表 5 cm/a 的速率）；4—地壳伸展速度；5—地壳缩短速度；6—走滑断裂；7—板块俯冲带；8—太平洋板块俯冲带

2.0～2.5 cm/a 与 1.5～2.0 cm/a 速度向北西、北北西方向运动。西北部地区如贝加尔西侧地块以 1.5 cm/a 速度向北西西方向运动，天山地块与阿尔泰地块以 1.5～2.0 cm/a 速度向北西西方向运动（图 5-21）。

西部地块因受印度大陆板块北向俯冲所致的北向挤压动力作用，发生强烈挤压缩短与地壳增厚事件。印度大陆以 5.0～5.5 cm/a 速度向北运动，喜马拉雅地块以 4.0～4.5 cm/a 速度向北运动，冈底斯-拉萨地块以 2.8～3.0 cm/a 速度向北运动，羌塘地块 1.5～2.0 cm/a 速度向北运动，可可西里-昆仑地块以 0.5～1.0 cm/a 速度向北运动；而天山地块与准噶尔-阿尔泰地块北向运动不明显，仍然处于中国中东部北西—北西西向速度矢量场影响范围，以北西西向水平运动居主导地位（图 5-21）。

在中东部地区，北部、中部、南部地块水平运动速度的差异导致地块之间北西—北西西向边界走滑断裂活动；如华北与东北地块之间存在朝鲜半岛东缘-贝加尔南缘北西—北西西向走滑断裂系、北部与南部地块之间存在杭州-秦岭-祁连-天山走滑断裂系、南部与西部地块之间存在红河走滑断裂。杭州-秦岭-祁连-天山走滑断裂系与红河走滑断裂活动性很强，红河走滑断裂右旋滑动量达百余公里，秦岭走滑断裂左旋滑动的不均匀性导致渭河拉分盆地的快速裂陷和北向扩展。

东部地区地壳北西向不均匀伸展导致盆地裂陷与山地夷平面解体，海拔降低，形成大兴安岭、太行山、武夷山、燕山、秦岭等山脉雏形；西南地区北向不均匀构造挤压导致青藏地区地壳增厚与高原面快速隆升，形成青藏高原雏形；中部四川地块、鄂尔多斯地块与蒙古地块虽然发生显著西向运动，但与东、西两侧地块西向运动速度相近，因此长期处于稳定的剥蚀夷平环境。

在老第三纪水平速度矢量场与构造动力学背景下，中国东、西部以中部稳定区为枢纽，发生快速的构造-地貌反转，由西低东高地势逐步转变成西高东低地势（图 5-14）。

四、新构造期构造-地貌演化驱动机制

中新世末期—上新世初期（8～5 Ma），中国大陆及邻区构造动力学环境发生了新的变化。中国西部青藏地区喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块、羌塘地块与可可西里-昆仑地块于中新世末期—上新世初期相继隆升到 3700～5000 m 高度，最大主压应力由近南北方向逐步转变成近垂直方向，构造环境由早期近南北向挤压缩短为主转变成近东西向伸展走滑为主，高原内部开始形成大量北东—北东东向、北西—北西西向走滑断裂如阿尔金、嘉黎-喀喇昆仑等走滑断裂带与羊八井-当雄-谷露盆地、双湖盆地、崩错盆地、格仁错盆地等不同方向的裂陷盆地，形成高原内部次级盆-岭构造-地貌单元。昆仑地块、天山地块、祁连地块与阿尔泰地块发生近南北向—北北东向强烈挤压缩短，山脉快速隆升。上新世初期，青藏高原主体已隆升至海拔 4000～5000 m 高度，在高原内部产生 100～130 MPa 的垂向挤压应力（表 2-14），在青藏高原周缘及邻区产生强大的侧向挤压力。高原内部伸展走滑与侧向挤压导致高原物质东向挤出，并对中国西北部与中东部地区地壳运动产生显著影响，导致中国大陆及邻区上新世—第四纪进入新的构造-地貌演化阶段即新构造运动期，形成新的速度矢量场（图 5-22）与构造应力场（图 5-23）。

新构造期（上新世—第四纪），印度地块以 5.0～5.5 cm/a 的速度向北快速运动，沿喜马拉雅山前断裂与壳内滑脱构造（MHT）发生低角度北向俯冲；中国西部羌塘地块与可

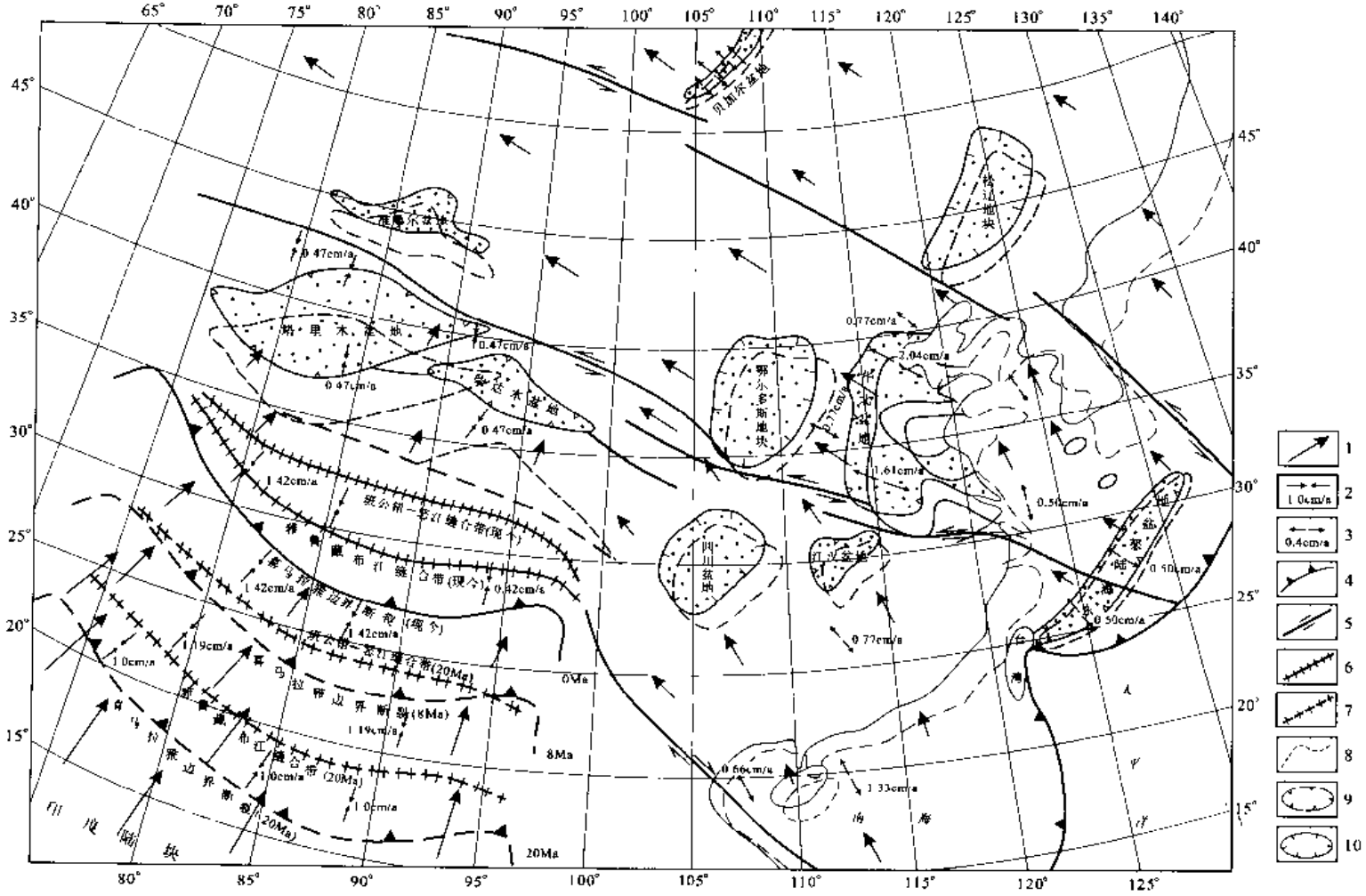


图 5-21　中国大陆及邻区中新世早期地壳水平速度矢量分布图

Fig.5-21　Map of horizontal velocity field of China continent and its adjacent areas in early Miocene Period

1—究对水平运动速度（每厘米线条长度代表 5 cm/a 的速率）；2—地壳缩短速度；3—地壳伸展速度；4—板块俯冲带；5—走滑断裂；6—板块缝合带现今位置；7—板块缝合带古方位；8—古地质界限；9—陆内断陷盆地边界；10—陆内稳定地块边界

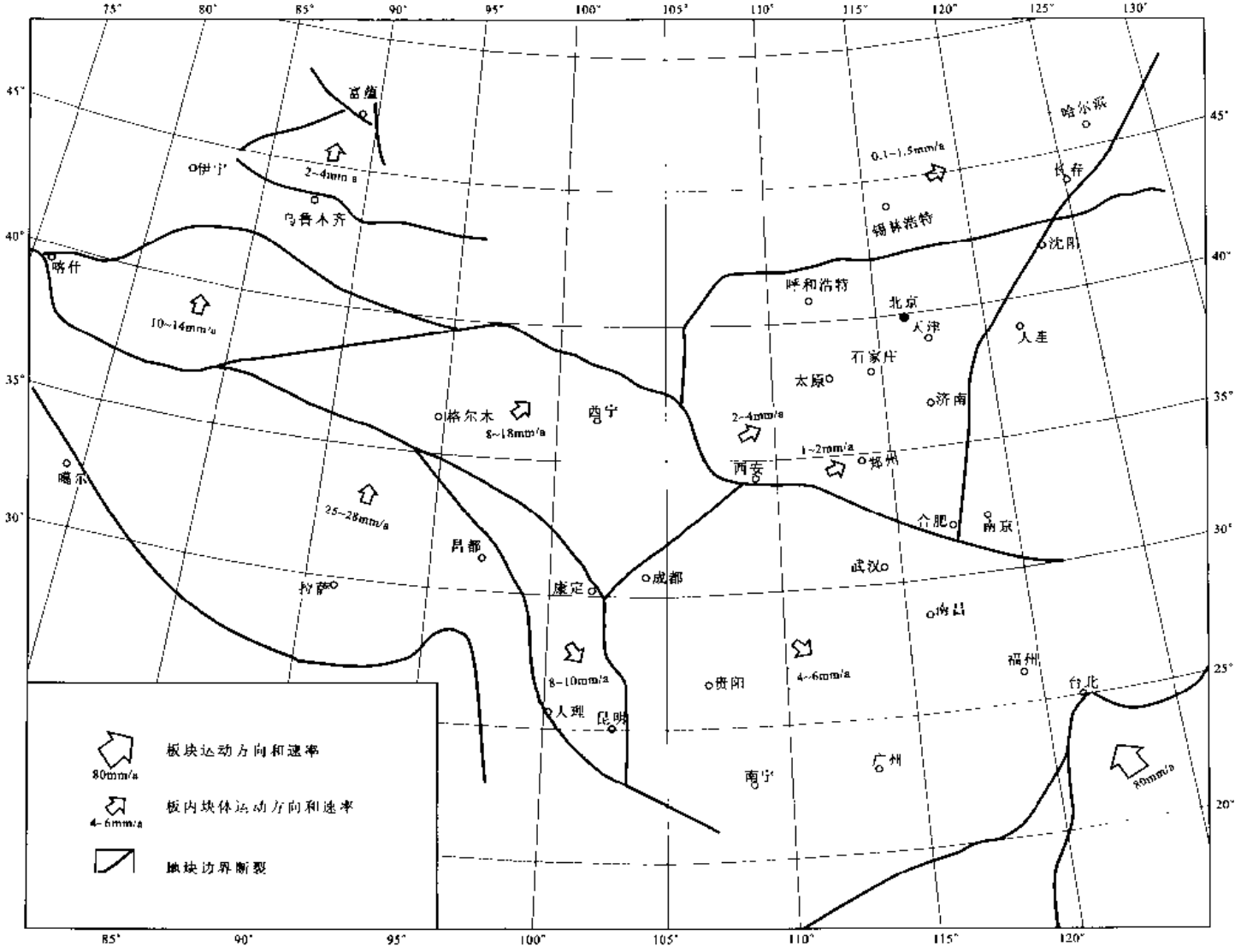


图 5-22　中国大陆及邻区新构造期地壳水平速度矢量分布图

（据马杏垣等，1989）

Fig.5-22　Map of horizontal velocity field of China continent and its adjacent areas in Pliocene—Quaternary Period

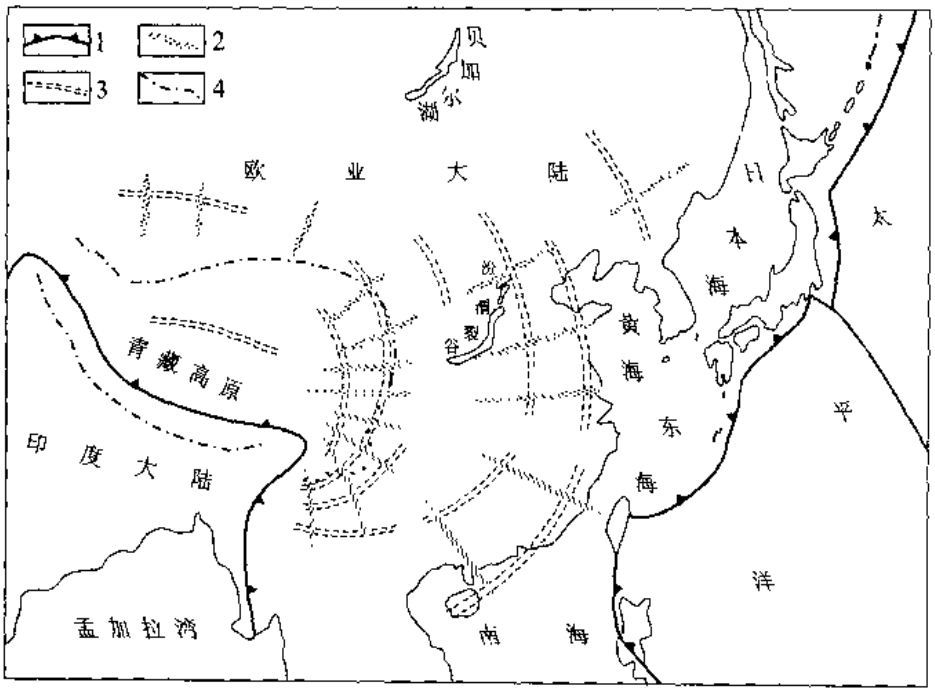


图 5-23　中国大陆及邻区现今构造应力场分布图

（据 Xu et al., 1992）

Fig.5-23　*Map of the present tectonic stress field of China continent and its adjacent areas*

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

可西里-昆仑地块以 2.5 ~ 2.8 cm/a 的速度向北运动，塔里木地块以 1.0 ~ 1.4 cm/a 的速度向北运动，准噶尔地块以 0.2 ~ 0.4 cm/a 的速度向北运动；柴达木-祁连地块以 0.8 ~ 1.8 cm/a 的速度向北东方向运动，川滇地块以 0.8 ~ 1.0 cm/a 的速度向南南东方向运动。中国中部鄂尔多斯地块以 0.2 ~ 0.4 cm/a 的速度向北东东方向运动，四川地块以 0.4 ~ 0.6 cm/a 的速度向南东方向运动。中国东部如东北地块以 0.1 ~ 0.15 cm/a 的速度向北东东方向运动，华北地块以 0.1 ~ 0.2 cm/a 的速度向东—北东东方向运动，华南地块以 0.4 ~ 0.6 cm/a 的速度向南东方向运动。

在这样的构造环境下，中国西部高原、山脉继续隆升，中国东部盆地发生拗陷，东部山地海拔高度因断陷与剥蚀而持续降低，导致中国东、西部构造-地貌进一步反转，最终形成现今构造-地貌格局。中国西部青藏地区继续发生挤压隆升，高原面海拔高度继续增高；但高原内部不同地块隆升速率不尽相同，喜马拉雅地块与冈底斯-拉萨地块隆升速率相对较小，约为 0.10 ~ 0.15 mm/a，而羌塘地块与可可西里-昆仑地块隆升速率较大，达 0.45 ~ 0.50 mm/a。中国西北部祁连地块、天山地块与阿尔泰地块发生强烈挤压缩短、山脉快速隆升，导致柴达木盆地、河西走廊盆地沉积速率显著增大（图 5-3）。中国中部如四川地块、鄂尔多斯地块继续保持相对稳定状态，构造活动性微弱，但在鄂尔多斯地块周缘相继形成银川、呼和浩特-包头、太原、大同等不同方向断陷盆地，形成次级盆-岭构造-地貌。中国东部及邻区盆地构造活动性发生显著变化，由断陷为主转变成拗陷为主，盆地沉积范围扩大，但部分盆地沉积速率趋于降低（图 5-8 ~ 5-10）。

由于青藏高原各地块相继隆升到海拔 4000 ~ 5000 m 以上高度，东亚季风加强，导致

中国大陆及邻区上新世—第四纪气候环境发生显著变化（施雅风等，1999），在华北、东北、西北与鄂尔多斯等地区形成广泛分布的风成黄土堆积与红土层，形成黄上高原及与黄土、红土相关的地质-地貌景观。

上新世—第四纪，在中国大陆现今构造-地貌形成发展过程中，大陆水系如青藏南部雅鲁藏布江、横贯中国东西部的长江与黄河、华南珠江与闽江、燕山及邻区的永定河与滦河等相继形成，产生不同高度、不同时代、不同类型的河流阶地（图 3-57 ~ 3-60），成为山地构造地貌重要类型和新构造运动良好地质记录（表 3-11 ~ 3-13）。但东部河流阶地所反映的山脉隆升过程仅仅为山脉相对于盆地的相对隆升过程；东部山顶面与夷平面上新世—第四纪仍然处于不均匀裂解与剥蚀阶段，海拔高度自山顶向周缘梯次降低。

结 束 语

中国大陆及邻区新生代构造-地貌演化过程与动力学机制是国际地学界前缘性研究领域，是当代大陆动力学重点研究课题，是国内外地质学家关注的焦点；虽然历经80多年漫长的研究历史，至今仍存在很多需要进一步探索的重大科学问题，每年吸引着数以百计的中外科学家从不同角度开展相关的探测与研究工作。

本书在长期野外调查和前人工作的基础上，以中国西部青藏高原、中国中东部燕山-太行山及邻区与中国东部典型陆架盆地为重点，将构造活动与地貌演变、水平运动与垂直运动、盆地沉降与山脉隆升、深部与浅部、历史与现今、形成过程与动力机制有机地联系在一起，对中国大陆及邻区新生代重大地质构造事件进行了综合研究，对东西部构造-地貌反转与地壳翘变过程进行了定量分析，对不同时期地壳运动规律、构造-地貌形成发展过程及驱动机理进行了探索，在很多方面突破了传统观念，取得了大量新资料和新认识。系统估算了不同构造环境典型地块在不同地质历史时期的构造变形量、变形速率、古地壳厚度与地表古海拔高度，定量分析了西部青藏地区缩短增厚过程及东部大陆地壳伸展裂陷过程，初步论证了25～16 Ma和8～5 Ma两期区域性构造-热事件在东亚大陆分布的广泛性及对构造-地貌形成演化的重要性，编制了中国大陆及邻区老第三纪早期、中新世早期与中新世末期—上新世初期不同阶段古构造-地貌系列图件与不同时期地壳水平速度矢量分布图。剖析了青藏高原及邻区非均匀隆升过程与平坦宽阔高原面的形成机理、燕山-大行山及邻区山地夷平面形成演化过程与东部典型盆地伸展裂陷过程，中国东西部构造-地貌反转与地壳翘变动力学过程。提出中国西部地壳缩短增厚与地块隆升具有自南向北逐步迁移的趋势，垂向挤压应力增大导致青藏高原自挤压缩短向伸展走滑的重大转变，使不同地块高原面最终隆升到相近的海拔高度。认为中国大陆及邻区新生代早期地势与现今相反，呈现出东高西低的古地势特征，自东向西古海拔高度梯次降低；中新世初期是中国大陆新生代早期东高西低构造-地貌格局与新生代晚期西高东低构造-地貌格局的转换过渡时期，形成东部与西部地势相对较高、而中部地势相对较低的槽状构造-地貌格局。初步恢复中国大陆及邻区新生代不同地质历史时期地壳水平运动速度场，推断新生代早中期中国中东部地块普遍存在3～20 mm/a的北西—北西西向水平运动，分析了中国东、西部构造地貌反转与地壳翘变的驱动机制。

尽管作者进行过大量观测和研究工作，但由于大陆动力学过程的复杂性与地质现象的多解性，在目前的技术条件下尚不可能完全恢复地质历史时期的古构造-地貌形态，对相关问题的分析难免存在主观性和片面性，很多分析、研究结果与现今流行的观点、模式存在矛盾，有待于更多资料的检验。本书在应用均衡模式计算分析地壳厚度与海拔高度及相关关系时，未考虑岩石圈与软流圈的影响；在分析青藏高原地壳缩短量与东部典型构造-

地貌单元地壳伸展量时，未对估算结果进行误差与精度分析；在编绘新生代不同时期古构造-地貌系列图件时，对很多块体古海拔高度因缺乏资料而采用了内插法进行取值；在分析构造-地貌形成机理时，对深部热动力与岩石圈地幔拆沉的影响未加详细分析；所有这些问题都有待于今后进一步的调查与研究工作。

SUMMARY AND EXPLANATION

China continent is located in the triangular area surrounded by the northward moving India continent, the Siberia continent and the westward subducting Pacific plate, formed specific tectonic-landforms such as the Himalaya Mountains, the Tibetan Plateau, the Tianshan Mountains in west China, the basin & range tectonics in east China and the marginal sea basins in China continent shelf. Many parts of China continent such as the Tibetan Plateau, the Tianshan Mountains and typical intracontinental basins of east China have been listed as the best field laboratories of geodynamics since 1990s, and researches of tectonic-landform evolution of China continent and its adjacent areas attract the attention of geoscientific society of the world. Molnar et al. (1975) and Tapponnier et al. (1977) studied active tectonics of China continent. Tapponnier et al. (1976) set up the slip-line field theory of east Asia continent. Tapponnier et al. (1982) published the propogating extrusion tectonics of Asia. These theories and models dominated the geoscientific society for more than 20 years. However, the slip-line field theory and the propogating extrusion model of Tapponnier et al. (1976, 1982) can only explain the tectonics of China continent in Pliocene—Quaternary period, they can not be used in the explanation of tectonic-landform evolution of China continent and its adjacent areas in early Cenozoic history. The authors studied the Meso-Cenozoic tectonics of the Yanshan intracontinental orgenic belt, the north margin of North China Block and the Fen – Wei rift system of east China continent and the Baikal rift system of Siberia, took part in the INDEPTH-Ⅲ project, and made researches on crust movement and its geodynamic causes of East Asia since late 1980s, and set up new models of different periods for the Cenozoic tectonic-landform evolution of China continent and its adjacent areas.

Ⅰ. The Present Features of Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas

China continent and its adjacent areas have significant features of tectonic-landforms. The topography and altitude of China continent and its adjacent areas decrease step by step from west to east and from north to south. Four evident tectonic-landform terraces exist in China continent. The first tectonic-landform terrace is consisted of the huge Tibetan Plateau of west China with average altitude of 4500—5000 m. The second tectonic-landform terrace is consisted of the Mongolia Plateau, the Ordos Plateau and the Sichuan Block of middle China with average altitude of 1500—2000m in the north, 600—1200m in the middle and 300—500 m in the south. The third tectonic-landform terrace is consisted of plains with average altitude of 0—200 m and lower mountains of east China continent. The fourth tectonic-landform terrace is consisted of continent shelf and marginal sea basins in the east. Mountains and basins trend in certain directions and show equal-distance regularity related to tectonic

settings. 2—4 levels of planation surface were identified in mountains of west China and 3—6 levels of planation surface were identified in mountains of east China. Thermal-chronologic dating, ESR dating, palaeomagnetic-stratigraphic dating and isotopic dating were used to study the time of formation and evolution of regional planations. The breaking of planation surfaces of moutains of different blocks occurred in late Oligocene—early Miocene and Pliocene—Quaternary, caused by geodynamic processes of China continent.

The present tectonic-landforms of China continent are listed in 3 domains, including the compressional domain of west China consisted of the Tibetan association of tectonic-landforms and northwest China association of tectonic-landforms, the transitional domain of middle China consisted of the Inner Mongolia Plateau, the Ordos Plateau, the Sichuan Plateau and the mountains surrounding the plateaus, the extensional domain of east China continent consisted of east China association of basin & range tectonic-landforms and the east shelf association of basin & uplift tectonic-landforms in west island-arc system of the Pacific Ocean. The Tibetan association of tectonic-landforms is consisted of the Himalaya Mountains, the Karakorum Mountains, the Tibetan Plateau, the Kunlun Mountains, the Altun Mountains, the Qaidam basin, the Qilian Mountains, the Hexi Corridor basins and the Hengduan Mountains etc. Many basin & range tectonics and strike-slip fault systems were identified in the Tibetan Plateau, corresponding to smaller scale tectonic-landform units. The northwest China association of tectonic-landforms is consisted of faulted blocks such as the Tarim basin, the Tianshan Mountains, the Junggar basin and the Altay Mountains. The extensional domain of east China continent is consisted of the Songliao basin, the North China Plain, the Bohai – Lower Liaohe basin, the Jianghan basin, the Boyang basin and their surrounding mountains. The east shelf association of basin & uplift tectonic-landforms is consisted of the Huanghai shelf basin & uplift tectonics, the East China Sea basin & uplift tectonics and the South China Sea basin & uplift tectonics. Each domain contains volcanic landforms, faulting landforms, weathering landforms and depositional landforms. West China compressional domain contains folding landforms, earthquake-oriented landforms, subaerial destructional and erosional landforms, arid landforms and periglacial landforms. South China continent contains abundant karst landforms and erosional landforms. Coast areas of east China continent contain special landforms related to the physical and chemical weatherings of sea water and wave. Rifting areas of east China continent contain rift valleys and rift basins of different scales and fault-block mountains, fault valley, surface fractures and sag ponds etc. in the boundary and adjacent areas of basins. Earthquakes and masswastings occurred in the transional zone between different geomorphic terraces of China continent.

Tectonic settings and geodynamic processes determined the tectonic-landform evolution of China continent and its adjacent areas, corresponding to variety of geological records and thermal events. Subduction of the Tethys Oceanic Plate and collision between India continent and the Eurasia continent determined the tectonic-landform evolution of west China. The northwestward subduction of the Pacific plate caused the widespread orogenesis of east China continent and its adjacent shelf areas in the Mesozoic Era, and complex extensional processes produced different periods of tectonic-landforms of east China continent and the shelf basins in the east in the Cenozoic Era. The Cenozoic tectonic-

landform evolution accompanied regional geologic and thermal events. Three periods of strong tectonic activity were recorded by unconformities of strata occurred in late Eocene—early Oligocene, late Oligocene—early Miocene and late Miocene—early Pliocene separately. Six peaks of tectonic-thermal activity occurred in 46—58Ma, 36—38 Ma, 24—26 Ma, 16—20 Ma, 4—8 Ma and 0—2 Ma are identified by statistic analyses in east China, and six peaks of tectonic-thermal activity occurred in 52—56 Ma, 38—44 Ma, 30—34 Ma, 18—26 Ma, 10—16 Ma and 0—4 Ma are identified in west China. The present river systems of China continent, such as the Yangtze River, the Yellow River, the Yongding River and the Liaohe River, formed during tectonic events occurred in the Pliocene—Quaternary period. These tectonic-thermal events and their related geodynamic processes established the Cenozoic tectonic-landform frameworks of different periods of China continent and its adjacent, and tectonic events of 16—20 Ma and 4—8 Ma produced the present tectonic-landform framework and topographic features of China continent and its adjacent areas.

Ⅱ. Crust Shortening, Thickening and Uplifting Processes of the Tibetan Plateau

The Tibetan Plateau is the result of northward subduction of India continent heneath the south margin of Eurasia continent after the closure of the Tethys Ocean and the collision between India continent and the Eurasia continent. The subduction of India continent caused the formation of the MCT of Himalaya Block, the GTS, WNT and MLT of the Lhasa block, the folding and thrusting of the Fenghuoshan group of the Qiangtang block and the beginning of thrusting of Qilian block and Tianshan block in early Miocene, resulted in 120km shortening of crust of the Gangdise – Lhasa block and 171km shortening of crust of the Qiangtang and Hoh Xil blocks. The MBT formed in south margin of the Himalay bolck in about 12—10 Ma, accompanied by the formation of MHT and STD and the plutonism of Kangma complex etc. in north Himalaya. The total crust shortening of the Himalaya block is about 200—258 km in Miocene—Quaternary. In late Miocene—Pliocene period, crust shortening continued in different blocks of the Tibetan region, resulted in the folding of the Miocene redbed strata in the middle Lhasa block, the folding and thrusting of the Dogai Coring redbeds in the transitional area between the Qiangtang block and the Hoh Xil block and thrusting of the Tianshan block and the Qilian block. Crust shortening in late Miocene—early Pliocene is about 75km in the Gangdise-Lhasa block, 60—70 km in the Qiangtang block, 100—108 km in the Hoh Xil block.

N-S horizontal shortening of the Tibetan region caused crust thickening and uplifting of the Tibetan Plateau. Thermal-chronological dating and Airy isostacy principle were used to analyze the uplift process of the Tibetan Plateau. Typical plutons such as the Baingoin granite, the Xiongmei granite, the Yangbajin granite, the Jiagang granodiorite, the Lhasa granite and the Quxu granodiorite are sampled and analyzed for thermal-chronological dating of tectonic events and uplift process of central Tibetan Plateau. Four periods of regional tectonic-thermal events occurred in 116—121 Ma, 40—93 Ma, 15—25 Ma and 5—8 Ma are identified, corresponding to plutonism of the Baingoin –

Nujiang suture zone, plutonism and uplifting of the yarlung zangbo suture zone, thrusting and uplifting of Gangdise tectonic belt and extensional faulting of middle Lhasa Block respectively. The erosional surface and planar tops of mountains mainly formed in 40—25 Ma in south Gangdise belt and 40—10 Ma in central-north Lhasa Block. The central Tibetan Plateau uplifted in 25—10 Ma as a whole and began extensional breaking in 8—5 Ma. Crust thickening of the Tibetan Plateau changed with time. Crust thickness of the Himalay block increased 45km in Neogene—Quaternary. Crust thickness of the Gangdise-Lhasa block increased 22km in early Miocene, 8km in middle—late Miocene and 2km in Pliocene—Quaternary. Crust thickness of the Qiangtang block increased 14km in early Miocene, 8km in middle—late Miocene and 3km since the Pliocene. Crust thickness of the Hoh Xil-Kunlun block increased 14km in early Miocene, 7km in middle—late Miocene and 4km in Pliocene—Quaternary period. According to Airy isostacy and estimation of crust thickening, the altitude of the Himalaya block in late Miocene is 6818m, and the average altitude of mountain tops of the Himalay Range in the Quaternary is about 7232m; the altitude of the Gangdise-Lhasa block reached 3788m in early Miocene, 5000m at the beginning of the Pliocene and 5303m in late Quaternary; the altitude of the Qiangtang block reached 2576m in early Miocene, 3788m at the beginning of the Pliocene and 5142m in late Quaternary; the altitude of the Hoh Xil-Kunlun block reached 2576m in early Miocene, 3636m in late Miocene and 5142m in late Quaternary.

Four groups of active faults, the E-W, NE—ENE, NW—WNW and S-N trending active faults, are identified in central Tibetan Plateau. These faults created different landforms within the Tibetan Plateau. Geological data, TM images, ESR dating and chronological dating are used for determining ages of the active faults. The E-W trending fault system mainly formed in the Mesozoic—Early Cenozoic, and part of the E-W faults became active faults in Late Cenozoic. The NE—ENE and NW—WNW trending active faults with evident strike-slip displacement mainly formed in Pliocene—Quaternary. The S-N trending active faults mainly formed in Quaternary as normal faults. And the present NE—NNE-trending and NW—NWW-trending basin & range frameworks mainly formed in 0—5Ma. The N-S-trending compression caused the Changes of conjugate angle between NE-trending and NW-trending faults, which can be used to calculate the Late Himalayan N-S-trending shortening and its accompanying E-W-trending extension of crust of middle Tibetan Plateau. The transition from S-N compressional shortening to E-W extension and strike-slip faulting of the Tibetan Plateau occurred in about 8—5Ma when the vertical stress became larger than the S-N horizontal compressional stress.

Ⅲ. The Cenozoic Evolution of Tectonic-Landforms of the Yanshan Mountains and Its Adjacent Areas

Yanshan Mountains is the present tectonic-landform of the Meso-Cenozoic Yanshan orogenic belt in north margin of the North China Block. It belongs to the extensional domain of east China continent in the Cenozoic Era. Thrusting, folding, crust shortening and thickening and thermal events caused the formation of the Yanshan orogenic belt in the Triassic—Cretaceous period. Rifting and extensional

faulting resulted in the uplift of the Yanshan Mountains and the depression of its surrounding basins such as the North China basin, the Bohai Bay – Lower Liaohe basin, the Songliao basin and the Fen – Wei rift basins, gradually formed the present basin & range tectonics. Smaller scale basin & range tectonic-landforms exist within southwest part of the Yanshan Mountains, e.g. the Yanqing basin, the Huailai basin, the Zhuolu basin, the Weixian basin, the Datong basin and their surrounding mountains. Fault scarps, surface fractures, hanging valleys, linear triangular surfaces formed in the boundaries between basin and mountain. About 5 levels of planation surfaces are identified in the Yanshan Mountains and its adjacent mountainous areas, with altitude of 2700—3100m, 1800—2300m, 1400—1600m, 1000—1200m and 700—900m separately.

Thermochronological dating was used to study the thermal evolution of the Mesozoic plutons and the Cenozoic uplift history of the Yanshan orogenic belt. The results show that the cooling history of plutons is complicated, corresponding to inhomogeneous uplift process of the Yanshan orogenic belt. The Panshan granite cooled fast during 226.48—204.95Ma at the rate of 10.22℃/Ma after its emplacement at a depth of about 10km, and its fast uplift occurred in about 96—35Ma at an average rate of 0.115mm/a. The Wulingshan pluton cooled fast during 132—127.23Ma at a rate of 94.34℃/Ma, and its rapid uplift occurred in 86—45Ma at an average rate of 0.186mm/a. The Yunmengshan granite cooled fast in 143—120.99Ma at a rate of 19.51℃/Ma, and its rapid uplift occurred in 106—103.95Ma and 20—0.0Ma at a rate of 1.06mm/a and 0.15mm/a respectively. The Sihetang granite-gneiss uplifted rapidly since 13Ma at an average rate of 0.256mm/a. The Badaling granite uplifted rapidly since 6Ma at an average rate of 0.556mm/a. The Cenozoic uplift of the Yanshan Mountains can be well correlated to the rifting process of the surrounding basins.

Tectonic evolution of basins as the North China basin, the Bohai Bay – Lower Liaohe basin and the Weihe basin surrounding the Yanshan Mountains and the Yanqing basin, the Huailai basin and the Datong basin within the Yanshan Mountains are studied. The bases of the North China basin and the Bohai Bay – Lower Liaohe basin are similar to the Yanshan Mountains, belonging the Mesozoic orogenic belt with altitude of about 3000m at the end of the Cretaceous Period. The rifting and extensional faulting of the North China basin and the Bohai Bai – Lower Liaohe basin began in the Paleocene and Eocene separately. And mountainous basins of the Yanshan Mountains and its adjacent areas, e.g., the Yanqing basin, the Huailai basin and the Datong basin, began rifting and extensional faulting in the Pliocene. The Weihe basin and the Baikal basin began rifting and extensional faulting in the Eocene. Depression rate of the basins surrounding the Yanshan Mountains reached maxima (0.5—2.0mm/a) in the Oligocene and Pliocene—Quaternary periods, corresponding to the rapid uplift periods of the Yanshan Mountains illustrated by thermal-chronological datings of typical plutons.

Complicated planation and extensional faulting processes occurred in the Yanshan Mountains and its adjacent areas. The 5 levels of planation surfaces formed in 3 main periods. The 2700—3100 m planation surface formed in Late Cretaceous Epoch and 3100m represents the palaeo-altitude of the regional planation surface of the Yanshan and its adjacent areas. This period of planation was broken by extensional faulting and rifting in early Paleogene Period. The 1800—2300m planation surface formed in the Paleogene and was broken since the end of the Oligocene until early Miocene (about

20—28Ma), and 2300m approximately represents the palaeo-altitude of regional planation surface of the Yanshan and its adjacent areas. The 2700—3100m and 1800—2300m planation surfaces are called the Beitainian planation surfaces in China. The 1400—1600m and 1000—1200m planation snrfaces formed in the Miocene and was broken in about 5—10Ma, which is called the Tangxianian planation surface in China. And the 700—900m planation surface and the present basin surfaces formed in Pliocene—Quaternary period, and some of the surfaces were fanlted, formed tectonic terraces of different altitudes in mountain fronts. The present basin & tectonic landforms and river systems formed since the breaking of the Tangxianian planation surface, and the present mountainous landforms of the Yanshan and its adjacent mountains mainly formed in the Pliocene—Quaternary period.

The Cenozoic extension of the Yanshan Mountains is 45km with extensional rate of 0.69mm/a. And Cenozoic extension of the North China basin, the Bohai Bay – Lower Liaohe basin, the Weihe basin and the Baikal basin is 148km, 82km, 15km and 23km respectively, and their corresponding extensional rates are 2.27mm/a, 1.26mm/a, 0.23mm/a and 0.35mm/a separately. Rifting and extension caused crust thinning of Yanshan and its adjacent areas in the Cenozoic Era. The crust thickness of the Yanshan Mountains is 50—52km, 45km, 41km and 38km in late Cretaceous, Eocene—Oligocene, Miocene and Pliocene—Quaternary respectively. The thinning magnitudes of crust of the surrounding basins are larger than that of the Yanshan Monntains. Crust extensional and thinning processes of the Yanshan Mountains and its adjacent areas are heterogeneous with different magnitudes and different rates in different periods of the Cenozoic Era.

Present tectonic-landforms cansed masswasting and landsliding in mountain fronts and boundaries of rifting basins. Active faulting results in strong seismic activity in Northwest Yanshan Mountains and its surrounding basins. And the Zhangjiakou – Beijing – Bohai Bay seismic zone corresponds to the NW-trending shear-extensional faulting belt. The conjugatings of active faults of NE—NNE-trending and NW—NWW-trending often cause middle—large earthquakes, e.g., the Tangshan earthquake in 1976 with Ms 7.8 and the Zhangbei earthquake in 1999 with Ms 6.0 etc.

Ⅳ. Cenozoic Evolution of Tectonic-Landforms of the Shelf Basins of East China Continent

East China continent shelf contains 3 major marginal seas including the Huanghai Sea, the East China Sea and the South China Sea. Series of large-scale basins are identified in east China continent shelf, e.g., the North Huanghai basin, the Subei – South Huanghai basin, the East China Sea basin, the Miyazaki basin, the Shimajiri basin, the Zhujiangkou basin, the Zenmu basin and the Beibuwan basin etc. The bases of the shelf basins are similar to east China continent with Jurassic—Cretaceous fluvial and lake sediments, volcanic rocks, hundreds of plutons and high palaeo-altitudes of hundreds—thousands of meters above the sea-level. The Cenozoic rifting and extension caused the formation and evolution of east China continent shelf basins, and finally the Qnaternary transgression of

sea water resulted in the environment changes from continent basins to marginal seas.

Boundary extensional fanlting of NNE—NE—NEE-trending, extensional-shear faulting of NW—NWW-trending and syn-tectonic depression occurred in all the shelf basins. And folding and compression of Cenozoic sediments occurred in several short periods with mnch weaker strength in most of the shelf basins. Many NE—NNE and NW—NWW-trending faults extend to east China continent and control the formation of continent landforms, and part of the extending boundary faults of shelf basins show evident effects on distribution of coast lines. Minor NE—NNE and NW—NWW-trending faults often serve as the boundaries of uplift and depressional center within shelf basins.

Several important tectonic events occurred during the Cenozoic rifting processes of the shelf basins. Tectonic reversions from long-period extension to short-period compression occurred in the beginning of Late Cretaceous Epoch, the ending of the Eocene Epoch, the beginning of Miocene Epoch and early Pliocene Epoch are found to be widely distributed in most shelf basins. And compression resulted in weak folding of earlier sediments and regional discontinuity of deposition, formed unconformity or disconformity of strata. Alkaline basalt eruptions accompanied the extensional process of shelf basins and east China continent. According to statistical analyses of isotopic ages, 2—3 peaks of Cenozoic basalt eruption are identified in east China continent and its adjacent shelf basins with peak ages of 55—40Ma, 25—20Ma, 10—0Ma in north-northeast China continent and 18—16Ma, 6—4Ma in coastal areas of southeast China continent. The times of peak activity of basalt eruptions, 25—16Ma and 6—4Ma, correlate well with the breaking time of planation surfaces in east China continent.

Depressional processes of typical shelf basins are analyzed according to drilling and seismic reflection data. Depositional rates of the East China Sea shelf basin are 0.24—1.17mm/a in the Eocene Epoch, 0.34—0.63mm/a in the Oligocene Epoch, 0.16—0.57mm/a in the Miocene Epoch and 0.29—0.83mm/a in the Pliocene—Quaternary period. Depressional rates of the North Yellow Sea basin are 1.33mm/a in the Paleocene Epoch, 0.13mm/a in the Eocene Epoch, 0.29mm/a in the Oligocene Epoch, 0.07mm/a in the Miocene Epoch, 0.19mm/a in the Pliocene Epoch and 0.23mm/a in the Quaternary Period. Depressional rates of the Subei-South Huanghai basin are 0.15mm/a in Late Cretaceous Epoch, 1.52mm/a in the Paleocene Epoch, 0.20mm/a in the Eocene Epoch, 0.19mm/a in the Oligocene Epoch, 0.11mm/a in the Miocene Epoch, 0.37mm/a in the Pliocene Epoch and 0.28mm/a in the Quaternary Period. Depressional rates of north margin of the Sonth China Sea Shelf, the Zhujiangkou basin and the Beibuwan basin, are 0.17—0.32mm/a in the Palcocene Epoch, 0.14—0.33mm/a in the Eocene Epoch, 0.28—0.38mm/a in the Oligocene Epoch, 0.23—0.84mm/a in the Miocene Epoch, 0.12—0.26mm/a in the Phiocene Epoch and 0.02—0.25mm/a in the Quaternary Period.

The Cenozoic crust extension caused crust thinning of the shelf basins. At the end of Late Cretaceous Epoch, crust thickness of continent shelf is about 50—52km, similar to east China continent. Crust thickness decreased to 39km at the end of Oligocene epoch, 37km at the end of the Miocene epoch and 29km at the end of the Quaternary period in the East China Sea basin. Crust thickness decreased to 41km at the end of Oligocene Epoch, 39km at the end of Miocene Epoch, 41km at the end of Pliocene Epoch and 35km in late Quaternary Period in the Subei – South Huanghai basin.

Crust thickness decreased to 41km in early Miocene Epoch, 45km in early Pliocene Epoch, 36km in early Quaternary Period and 35km in late Quaternary Period in the Zhujiangkou basin. And crust thickness decreased to 42km in late Oligocene—early Miocene period, 37km in late Miocene-Pliocene period and 35km in late Quaternary Period in the Beibuwan basin. The magnitude of the Cenozoic crust extension is 61km in the Subei-South Huanghai basin, 92km in the East China Sea basin, 59km in the Zhujiangkou basin and 33km in the Baibuwan basin.

Ⅴ. Reversion Process and Cause of the Cenozoic Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas

Tectonic - landform reversion occurred in China continent and its adjacent shelf areas during the Cenozoic Era. West China blocks, such as the Himalaya Block, the Gangdise-Lhasa block, the Qiangtang Block, the Hoh Xil-Kunlun Block, the Tianshan Block and the Altay Block, were 500m lower above the sea level with many areas existed as parts of the Tethys Ocean in Late Cretaceous—Paleocene period, while east China continent and its adjacent shelf areas kept altitude of 3000m above the sea-level after the Jurassic—Cretaceous orogenesis. By comparison, topography of China continent gradually decreases from west to east with altitude of 3000—5000m in west China and - 200—400m in east China continent shelf at present day. Crust of west China uplifted step by step during the process of the Cenozoic compression and shortening, and east China continent and the shelf basins depressed gradually during the process of the Cenozoic extension and rifting.

The Cenozoic landform reversion were recorded by changes of planation surfaces and sediments of basins. Uplift rate of the Tibetan areas is 0.40mm/a for the Himalaya Block, 0.28mm/a for the Gangdise - Lhasa Block, 0.18mm/a for the Qiangtang Block and 0.21mm/a for the Hoh Xil - Kunlun Block in 20—8Ma. Uplift rate of the Himalaya Block, the Gangdise - Lhasa Block, the Qiangtang Block and the Hoh Xil - Kunlun Block in 8—3Ma is 0.40mm/a, 0.24mm/a, 0.24mm/a and 0.21mm/a separately. And Uplift rate of the Himalaya Block, the Gangdise - Lhasa Block, the Qiangtang Block and the Hoh Xil - Kunlun Block in 3—0Ma is 0.15mm/a, 0.10mm/a, 0.45mm/a and 0.50mm/a respectively. The altitude of the Tibetan area is less than 500m before late Oligocene Epoch. The heterogeneous uplifting processes resulted in different altitude of the Tibetan Plateau in geological history. After thrusting and folding occurred in late Oligocene—early Miocene period, the altitude of the Himalaya Block and Gangdise - Lhasa Block reached to 4000—5000m in mid-late Miocene Epoch while that of the Qiangtang Block and the Hoh Xil - Kunlun Block increased to 2500—2700m. The Qiangtang Block and the Hoh Xil - Kunlun Block uplifted to altitude of 3600—3800m in early Pliocene Epoch and 5000—5200m in late Quaternary Period. These processes of uplifting were recorded well in the surrounding basins. For example, the uplift process of north Tibet gave good sediment record in the Qaidam basin. The deposition rate of the Qaidam basin is 0.10mm/a in 36.6—11.2Ma, 0.29mm/a in 11.2—5.3Ma, 0.74mm/a in 5.3—3.4Ma, 0.32mm/a in 3.4—1.6Ma and 0.41mm/a in the Quaternary Period, corresponding well to the altitude changes of the Qiangtang Block

and Hoh Xil – Kunlun Block. Similarly, the Cenozoic extensional breaking of east China continent and shelf areas were recorded well by changes of altitude of planation surfaces of mountains and sediments of rifting basins.

Based on present geological data, palaeo-tectonic-landform maps of Paleogene—Eocene, early Miocene and late Miocene—early Pliocene (in about 8—5Ma) are compiled to illustrate the tectonic – landform evolution of China continent and its adjacent areas in the Cenozoic Era. Palaeo-altitude, paleo-topography, volcanic eruption, palaeo-latitude and longitude, major basins, palaeo-environment and the most important faults are considered and expressed in the palaeo-tectonic-landform maps. These maps explain well the Cenozoic tectonic-landform reversion and topographic changes of China continent and its adjacent areas. The Cenozoic tectonic-landform reversion correlates well to the Cenozoic crust-tilting of China continent and its adjacent areas in E-W direction.

Maps of horizontal velocity fields and tectonic stress fields of the Paleogene—Eocene period, the early Miocene Epoch, the Neotectonic period (8—5Ma) and the Present-day are constructed separately. The velocities of block motion in different periods are calculated based on the analyses of crust extension of east China continent and crust shortening of west China. The tectonic stress of blocks in geological history is expressed by crust extensional rate or crust shorting rate. The motion velocity of the present-day come from GPS and active tectonic data. And the present-day tectonic stresses are determined by mechanic solution of earthquakes. The fundamental cause of tectonic-landform evolution of China continent and its adjacent areas is the heterogeneous motion of crust and its related tectonic stresses. The westward motion of blocks caused the rifting and extensional faulting of crust of east China continent and its adjacent shelf in late Cretaceous—Miocene period. The northward subduction of the India continental plate and the inhomogeneous compression of northward motion caused crust shortening, thicking and uplifting of west China in late Oligocene—Quaternary. Tectonic transition from N-S shortening to E-W extension of the Tibetan Plateau resulted in series of tectonic events of China continent in 8—5Ma, followed by eastward extrusion from west to east which caused the change of velocity field and tectonic stresses of the whole China continent and its adjacent areas in the Pliocene—Quaternary period.

参 考 文 献

北京大学，南京大学，上海师大，兰州大学，杭州大学，西北大学和中山大学地理系编写组．1978．地貌学．北京：人民教育出版社

北京市地质矿产局．1991．北京市区域地质志．北京：地质出版社

国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组．1988．鄂尔多斯周缘活动断裂系．北京：地震出版社

国家地震局《深部探测成果》编写组．1986．中国地壳上地幔地球物理探测成果．北京：地震出版社

国家地震局地质研究所．1992．西藏中部活动断层．北京：地震出版社

南京大学地理学地貌教研组编．1961．第四纪地质学．北京：人民出版社

泥河湾新生代地层小组．1974．泥河湾盆地晚新生代几个地层剖面的观察．古脊椎动物与古人类，12（2）：99～108

青藏高原综合地质考察队编．1990．青藏高原地壳演化．北京：科学出版社．372～383

青海省地质矿产局．1991．青海省地质志．北京：地质出版社

西藏自治区地质矿产局．1991．西藏自治区区域地质志．北京：地质出版社，225～248

沿海大陆架及毗邻海域油气区石油地质志编写组编 1990．沿海大陆架及毗邻海域油气区（上册）见：中国石油地质志，第十六卷．北京：石油工业出版社．263～550

沿海大陆架及毗邻海域油气区石油地质志编写组编 1992．沿海大陆架及毗邻海域油气区（下册）见：中国石油地质志，第十六卷．北京：石油工业出版社．77～480

中国地貌制图规范编写组．1987．中国1∶1000000地貌制图规范．北京：科学出版社

中国地质科学院成都地质矿产研究所．1988．青藏高原及邻区地质图（1∶150万）．北京：地质出版社

中国地质科学院岩石圈研究中心，地质矿产部地质研究所著．1996．青藏高原岩石圈结构构造和形成演化．北京：地质出版社

中国科学院青藏高原综合科学考察队．1981．青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社．1～175

中国科学院综合科学考察队．1983．西藏地貌．北京：科学出版社．1～238

中美青藏高原综合考察队．1990．青藏高原地质演化．北京：科学出版社

边千韬，郑祥身，叶建青，刘椿．1996．活动构造与地震．见：张以茹，郑祥身主编．青海可可西里地区地质演化．科学出版社．80～148

卜美年．袁复礼．1957．远东地形与考古之研究（安特生）．地质论评，5（1－2）：119～125

曹伯勋主编．1995．地貌学及第四纪地质学．武汉：中国地质大学出版社

柴宗新．1986．按相对高度划分地貌基本形态的建议．见：地貌制图研究文集．北京：测绘出版社

车兆宏．1993．首都圈断层活动性研究．华北地震科学，11（2）：23～34

陈丹玲，张云翔，岳乐平，薛祥煦．1997．陕西北部三趾马红粘土成土碳酸盐碳、氧稳定同位素特征及所记录的古气候演变．地球科学，22（2）：190～194

陈晋镳，武铁山主编．1997．华北区区域地层．武汉：中国地质大学出版社

陈晋镳，张鹏远，游文澄．1997．华北区区域地层．武汉：中国地质大学出版社

陈茅南．1988．泥河湾层的研究．北京：海洋出版社

陈彭年，陈宏德，高荆青．1990．世界地应力实测资料汇编．北京：地震出版社．1～39

陈望和，倪明云编著．1987．河北第四纪地质．北京：地质出版社

陈文寄．Harrison T M，Leloup P H 等．1994．多重扩散域模式与构造：热年代学研究．见：国家地震局地质研究所编．现今地球动力学研究及其应用．北京：地震出版社．389～397

陈文寄，T M 哈里森，O M 洛费拉．1992．哀牢山－红河剪切带的热年代学研究：多重扩散域模式的应用实例．地震地质，14（2）：121～128

陈文寄，计凤桔，李齐等．1988．沂沭断裂带断层泥中 K－Ar，FT 和 TL 体系年代学含义的初步研究．地震地质，10（4）：191～198

陈文寄，李大明，戴演谟等．1992．大同第四纪玄武岩的 K－Ar 年龄及过剩氩．见：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．81～92

陈文寄，李齐，郝杰，周新华，万京林等．1999．冈底斯岩带结晶后的热演化史及其构造含义．中国科学，29

(1)：9～15

陈文寄，李齐，周新华等．1996．西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义．地震地质，18（2）：109－115

陈文寄，刘若新，孙建中．1985．华北地区新生代玄武岩的时－空分析特征与盆地演化．见：国家地震局地质研究所编．现代地壳运动研究（1）．北京：地震出版社．50～57

陈文寄，刘若新，孙建中，李大明．1986．大同地区第四纪火山 K－Ar 年龄的初步测定．第四纪研究，7（2）：96～101

陈祥高，张忠奎．1983．北京房山花岗闪长岩裂变径迹年龄测定和热史探讨．科学通报，(6)：357～359

陈祥高，张忠奎，藏文秀．1986．北京房山花岗闪长岩中锆石的裂变径迹年龄测定和热历史研究．岩石学报，2(1)：40～44

陈晓峰．1994．山西静乐县“静东期”地层及大哺乳动物化石．第四纪研究，(4)：339～350

陈以健，赵颇，卢景芬，乔力．1989．黄河小浪底水库区断层的 ESR 年龄测定．地震地质，11（4）：83～89

陈子光 1986．岩石力学与构造应力场．北京：地质出版社

程捷，田明中，曹伯勋等．1996．周口店新发现的第四纪哺乳动物群及其环境变迁研究．武汉：中国地质大学出版社．102～103

程绍平，冉勇康．1981．滹沱河太行山山峡段河流阶地和第四纪构造运动．地震地质，3（1）：29～40

程绍平，杨桂枝．1989．华北裂谷带剥蚀地区的等高峰顶面序列及其构造变形．见：国家地震局地质研究所编．现代地壳运动研究（5）．北京：地震出版社．110～121

程绍平，杨桂枝，杨喆．1994．延庆盆地北缘断裂带蚕房营段晚更新世晚期断层作用．地震地质，16（4）：346～354

程绍平，杨桂枝，杨喆 1991．北京西北狼山－黄柏寺断裂带几何学分段的冲沟纵剖面标志．地震地质，13（4）：289～300

程绍平，杨喆，杨桂枝 1994．北京延庆盆地北缘正断裂带分段的冲积扇地貌特征．见：国家地震局地质研究所编现今地球动力学研究及其应用．北京：地震出版社．261～270

程绍平，杨喆，杨桂枝 1992．北京延庆玉皇庙－西羊坊段断层作用和构造地貌研究．见：活动断裂研究编委会主编．活动断层裂研究（2）．北京：地震出版社 163～176

程绍平，方仲景，杨桂枝．1991．北京延庆盆地北缘正断层带姚家营地点的活动特征．见：活动断裂研究编委会主编．活动断裂研究．北京：地震出版社．131～139

从柏林，张儒瑗．1983．华北断块区新生代玄武岩系及其形成的大地构造环境．地质论评，29（1）：40～49

崔盛芹．1981．古构造研究现状及发展趋势．见：构造地质专业委员会编．构造地质学进展．北京：科学出版社

崔盛芹．1999．论全球新－中生代陆内造山作用与造山带．地学前缘，6（4）：283～293

崔盛芹，李锦蓉．1990．东亚滨太平洋地区喜马拉雅期构造演化．地质学报，68（1）

崔盛芹，李锦蓉，赵越．1985．论中国及邻区滨太平洋带的燕山运动．见：何世源主编．国际交流地质学术论文集(2)．北京：地质出版社．221～233

崔盛芹，吴珍汉．1997．略论构造运动节律与构造运动序列．地学前缘，4（3－4）：223～232

崔之久，高全洲，刘耕年等．1996．青藏高原夷平面与岩溶时代及其起始高度．科学通报，41（15）：1402～1406

崔之久，高全洲，刘耕年等．1996．夷平面、古岩溶与青藏高原降升．中国科学（D 辑），26（4）：378～385

崔之久，李德文，伍永秋等．1998．关于夷平面．科学通报，43（17）：1794～1805

崔作舟，李秋生，孟令顺，管烨．1999．格尔木－额济纳旗岩石圈结构与深部构造．北京：地质出版社

戴橦谟，朱炳泉，张玉泉等．1986．从花岗闪长岩的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄谱分析探讨印度－冀他－欧亚板块碰撞与热动力作用历史．地球化学，2：97～107

德日进，杨钟健．1930．山西西部陕西北部蓬蒂纪后黄土期前之地层观察．地质专报（甲种第 8 号），4～17

邓晋福，赵海玲，吴宣学等．1996．中国大陆根－柱构造大陆动力学的钥匙 北京：地质出版社．30～39

邓起东，宋仓伸之，徐锡伟．1994．山西高原六棱山北麓断裂．见：晚第四纪运动学特征初步研究．地震地质．16(14)：339～342

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

丁林，钟大赉．1998．青藏高原隆升的阶段．见：潘裕生，孔祥儒主编．青藏高原岩石圈结构演化和动力学．广州：

广东科技出版社. 379～400

丁林，钟大赉，潘裕生等. 1995. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. 科学通报，40（16）：1497～1500

丁仲礼，孙继敏，朱日祥，郭斌. 1997. 黄土庙的红粘土成因及上新世北方干旱化问题. 第四纪研究，2：147～157

董树文，吴锡浩，吴珍汉，邓晋福等. 2000. 论东亚大陆的构造翘变燕山运动的全球意义. 地质论评. 46（1）：8～13

高文学，马瑾主编. 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害. 北京：地震出版社

高振西. 1954. 怀来盆地的生成与喜马拉雅期造山运动. 地质知识，(2)：31～32

葛泰生，陈义贤，熊崇钰. 1990. 辽河盆地构造特征与油气藏分布. 见：朱夏，徐旺主编. 中国中新生代沉积盆地. 北京：石油工业出版社. 60～74

郭旭东，严富华. 1993. 北京西山上升及其对自然环境的反馈作用. 见：纪念袁复礼教授诞辰100周年学术讨论会组织委员会主编. 纪念袁复礼教授诞辰100周年学术讨论会论文集. 北京：地震出版社. 127～134

郭旭东，严富华，黄秀铭. 1995. 北京西山新构造运动的分期. 现代地质，9（1）：51～59

郭增建，马宗晋主编. 1988. 中国特大地震研究（一）. 北京：地震出版社. 98～117

韩同林. 1996. 青藏高原活动构造. 北京：地质出版社

韩玉英. 1990. 有限应变分析. 北京：地质出版社

胡见义，徐树宝，童晓光，吴华光. 1990. 渤海湾盆地地质基础与油气富集. 见：朱夏，徐旺主编. 中国中新生代沉积盆地. 北京：石油工业出版社. 24～46

黄怀曾，王松产，黄路桥等. 1992. 青藏高原岩浆活动及岩石圈演化. 地质专报（21）. 北京：地质出版社

黄兴根，赵希涛. 1987. 北京地区第四纪海侵及新构造运动分析. 地震地质，9（2）：62～64

江万，莫宣学，赵崇贺，郭铁鹰，张双全. 1998. 矿物裂变径迹年龄与青藏高原隆升速率研究. 地质力学学报. 4（1）：13～18

江万，吴珍汉，李有社. 2000. 青藏高原羌塘地区新生代火山岩中麻粒岩包体的发现. 见：中国地质学会编. "九五"全国地质科技重要成果论文集. 北京：地质出版社. 103～105

康铁笙，王世成. 1991. 地质热历史研究的裂变径迹方法. 北京：科学出版社

孔昭宸，刘兰锁，杜乃秋. 1981. 从昆仑山－唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起. 见：中国科学院青藏高原综合考察队编. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京：科学出版社. 78～89

李炳元，景可，张青松，王富葆. 1981. 西藏水系发育的几个问题. 地理集刊，第13号，30～43

李东旭，周济元. 1986. 地质力学导论. 北京：地质出版社

李虎侯，孙建中. 1984. 用热释光年龄研究大同火山活动的时代. 中国科学（B），7：637～644

李华梅，王俊达. 1982. 泥河湾层的磁性地层学研究. 见：贵阳地球化学研究所编. 中国科学院地球化学所年报. 贵阳：贵州人民出版社. 182～184

李华章著. 1995. 北京地区第四纪古地理研究. 北京：地质出版社

李吉均. 1995. 青藏高原隆起的三个阶段及夷平面的高度与年龄. 见：地貌环境发展. 北京：中国环境科学出版社

李吉均. 1999. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质，19（1）：1～10

李吉均，方小敏，马海洲等. 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. 1979. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式探讨. 中国科学（B辑），9（6）：608～616

李坪，刘行松，李志义等. 1966. 晚第三纪—第四纪地质构造发展. 见：华北华南中生代新生代地质构造发展特征. 北京：科学出版社. 39～43

李容仑，商善明. 1998. 对山西北台期夷平面的再认识. 山西地震，2：22～25

李四光. 1979. 地球表面形象变迁之主因. 见：地质力学方法. 北京：科学出版社

李四光. 1945. 地质力学基础与方法. 北平：中华书局出版社

李四光. 1973. 地质力学概论. 北京：科学出版社

李四光. 1979. 东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义. 见：地质力学方法. 北京：科学出版社

李祥根. 1982. 京津及河北平原的最新活动构造带. 见：中国地震学会地震地质专业委员会编. 中国活动断裂. 北

京：地震出版社. 44～50

李小强，杜乃秋. 1999. 孢粉无酸碱分析法. 植物学报，41（4）：782～784

李学新. 1991. 延庆怀来地区第四纪活动断层及其地震可能性的探讨. 见：国家地震局地壳应力研究所编. 地壳构造与地壳应力文集. 北京：地震出版社. 73～82

刘宝珺. 1985. 岩相古地理. 北京：地质出版社

刘东生编著. 1985. 黄土与环境. 北京：科学出版社

刘光鼎. 1992. 中国海区及邻域地质－地球物理系列图. 北京：地质出版社

刘国栋. 1985. 华北平原新生代裂谷系及其深部过程. 见：国家地震局地质研究所编. 现代地壳运动研究（1）. 北京：地震出版社. 17～25

刘嘉麒. 1988. 中国东北地区新生代火山幕. 岩石学报，1：1～10

刘若新，陈文寄，孙建中，李大明. 1922. 中国新生代火山岩的K－Ar年代与构造环境. 见：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. 1～43

刘锡清，夏正楷. 1983. 关于泥河湾层划分对比的意见. 海洋地质与第四纪地质，3（1）：75～85

卢演俦，Mortlock A J，Price D M等. 1988. 马兰黄土的粗颗粒石英热释光断代. 科学通报，33（1）：47～51

卢作祥，范水香. 1988. 成矿规律与成矿预测. 北京：地质出版社

罗来兴，杨逸畴. 1963. 川西滇北地貌形成的探讨. 地理集刊，第五号. 北京：科学出版社

罗修泉，陈启桐. 1990. 内蒙古新生代玄武岩年代学初步研究. 岩石矿物学杂志，9（1）：37～46

马力，杨继良，丁正言. 1990. 松辽盆地一个克拉通内的复合型陆相沉积盆地. 见：朱夏，徐旺主编. 中国中新生代沉积盆地. 北京：石油工业出版社. 7～23

马杏垣. 1987. 中国岩石圈动力学纲要1：400万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书. 北京：地震出版社

马杏垣主编. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京：中国地图出版社

马寅生，崔盛芹，吴锡国，吴珍汉等. 1999. 辽西医巫闾山的降升历史. 地球学报，21（3）：246～253

马宗晋，傅征祥，薛峰. 1984. 北纬20°～50°的大陆地震构造系. 地质学报，58（2）

潘宝田，李吉均，曹继秀等. 1994. 黄河中游的地貌与地文期问题. 兰州大学学报，30（1）：115～123

潘桂棠，刘培生. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京：地质出版社. 1～130

潘裕生. 1999. 青藏高原的形成与隆升. 地学前缘，6（3）：1～9

彭贵，焦文强，李桂英. 1994. 延怀盆地晚第四纪地层^{14}C年代学初步研究. 见：国家地震局地质研究所编. 现今地球动力学研究及其应用. 北京：地震出版社. 412～420

齐德华，甘枝茂. 1984. 陕西秦岭构造地貌基本特征. 见：中国地理学会地貌专业委员会编辑. 中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会议论文选集. 北京：科学出版社

钱方，吴锡浩，浦庆余. 1982. 北京及河北地区第四纪磁性地层的初步划分. 见：中国第四纪研究委员会编. 第三届全国第四纪学术会议论文集. 北京：科学出版社. 63～65

钱学溥. 1984. 太行期岩溶剥蚀面的发现及地方断的划分. 中国岩溶，（2）：27～33

邱家骧，李昌年，马昌前. 1986. 汉诺坝玄武岩板块构造环境及岩浆成因机理的分析. 岩石学报，2（3）：1～11

冉勇康，方仲景，李志义，方景钵，李如成. 1991. 怀来－涿鹿盆地周缘的活动断裂及其古地震研究. 见：中国地震学会地震地质专业委员会编. 活动断裂研究. 地震出版社. 140～155

任纪舜，姜春发，张正坤，秦德余. 1981. 中国大地构造及其演化. 北京：科学出版社. 114～118

尚瑞均，严阵，黄云玉等. 1988. 秦巴花岗岩. 武汉：中国地质大学出版社

沈玉昌. 1958. 中国地貌类型与区划问题的商榷. 中国第四纪研究，1（1）

沈玉昌，苏时雨，尹泽生. 1982. 中国地貌分类、区划与制图研究工作的回顾与展望. 地理科学，2（2）

施雅风，李吉均，李炳元，姚传栋，王苏民等. 1999. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报，54（1）：10～20

宋鸿林. 1996. 北京房山变质核杂岩的基本特征及其成因探讨. 现代地质，10（2）：149～158

孙殿卿，崔盛芹. 1980. 略论中国主要地壳运动. 见：国际交流地质学术论文集，第一集. 北京：地质出版社

孙东怀，刘东生，陈明扬，安芷生. 1997. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化. 中国科学（D辑），27（3）：265～270

孙毓飞，曹松涛．1984．黄山构造地貌之初步探讨．见：中国地理学会地貌专业委员会编辑．中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会议论文选集．北京：科学出版社 31～43

孙肇春．1984．东北断块构造与地貌．见：中国地理学会地貌专业委员会编辑．中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会议论文选集．北京：科学出版社．31～43

唐成田，肖荣寰．1984．东北东部山地的构造地貌．见：中国地理学会地貌专业委员会编辑．中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会议论文选集．北京：科学出版社．31～43

唐汉军，刘行松．1993．阳原盆地化稍营地区断层主要活动时期的研究．华北地震科学，11（2）：35～43

童国榜，张俊牌，范淑贤．1996．中国4Ma以来孢粉植物群与环境演变的趋势．见：黄土：第四纪地质与全球变化，第四集．北京：科学出版社．32～45

万景林，李齐，陈文寄．1997．哀牢山－红河左旋走滑剪切带构造抬升时间序列的裂变径迹证据．地震地质，19（1）：89～90

万景林，李齐，王瑜．2000．华北岩体中、新生代抬升的裂变径迹证据．地震地质，22（1）：53～58

万天丰．1988．古构造应力场．北京：地质出版社

王慧芬，杨学昌，朱炳泉等．1988．中国东部新生代火山岩K－Ar年代学及其演化．地球化学，1：1～11

王季亮，李丙泽，周德星等．1994．河北省中酸性岩体地质特征及其与成矿关系．北京：地质出版社．68～75

王健力，李吉均，方小敏等．1998．临夏盆地二千万年来沉积物粒度特征及其构造意义．地理研究，17（1）：39～46

王乃梁．1980．构造地貌．见：中国自然地理地貌．北京：科学出版社

王庆隆，万景林．1988．用裂变径迹法研究断层活动年龄的初步探讨．地震地质，10（4）：199～205

王善书，谢泰俊，郝服光．1990．东海盆地的沉积特征与油气资源．见：朱夏，徐旺主编．中国中新生代沉积盆地．北京：石油工业出版社．243～262

王树基．1998．亚洲中部山地夷平面研究：以天山山系为例．北京：科学出版社

王彦斌，王军，于庆成．1998 高喜马拉雅地区最拉木花岗岩快速抬升的裂变径迹证据．地质论评，44（4）：430～434

王竹泉．1926．中国地质图（太原，榆林幅说明书）1∶100万．北京：商务印书馆．74～77

王竹泉．1937．华北地文沿革之重检讨．地质论评，2（4）：357～360

吴忱．1984．太行山东麓唐河中、上游河谷地貌与新构造运动．见：中国地理学会地貌专业委员会编辑．中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会论文选集．北京：科学出版社．154～161

吴忱．1996．华北山地地貌面与新生代构造活动．华北地震科学，14（4）：39～50

吴忱，马永红，张秀清等．1999．华北山地地形面、地文期与地貌发育史．石家庄：河北科学技术出版社

吴佩珠，龙天才，王淑芬．1995．泥河湾层的氨基酸年龄测定．地质科学，30（2）：159～165

吴锡浩，王富葆，安芷生，钱方，卢演俦，张选阳．1992．晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度．见：黄土第四纪地质全球变化，第3集．北京：科学出版社．1～13

吴章明等．1991．1952年西藏当雄7.5级地震烈度的再评定．地球物理学报，34（1）

吴珍汉．1995．中酸性侵入岩氧化钾平面分布规律及其与地壳厚度的关系．地质科技情报，14（2）

吴珍汉．1997．旋转地球动力学．北京：地质出版社

吴珍汉，崔盛芹，吴淦国，朱大岗，冯向阳，马寅生．2000．燕山山脉隆升过程的热年代学分析．地质论评，46（1）：49～57

吴珍汉，崔盛芹，朱大岗，冯向阳．1999 燕山南缘盘山岩体的热历史与构造－地貌演化过程．地质力学学报，5（3）：28～32

吴珍汉，江万，张淑坤．2000．青藏高原晚喜马拉雅期地壳缩短量分析．地质论评，46（6）

吴珍汉，孟宪刚．1998．燕山陆内造山带金多金属成矿作用与构造－成矿关系．北京：地质出版社．1～44

吴子荣，孙建中，袁宝印．1980．对泥河湾层的认识和划分．地质科学，15（1）：87～95

夏正楷．1996．大同－阳原盆地的晚新生代沉积和环境演变．见：王乃梁，杨景春，夏正楷等著 山西地堑系新生代沉积与构造地貌．北京：科学出版社．1～72

肖序常，李廷栋，李光岑，常承法，袁学诚．1988．喜马拉雅岩石圈构造演化总论．北京：地质出版社．1～118

肖序常，李廷栋主编．2000．青藏高原的构造演化与降升机制．广州：广东科技出版社

徐仁．1981．大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据．见：中国科学院青藏高原综合考察队编．青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社．8～18

严阵，许全成，张海军，魏仁谋等．1985．陕西省花岗岩．西安：西安交通大学出版社

杨怀仁．1984．中国东部断裂构造地貌分析．见：中国地理学会地貌专业委员会编辑．中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会议论文选集．北京：科学出版社．31～43

杨景春．1965．怀来盆地的形成、发展、古河道演变与新构造运动的关系．中国第四纪研究，4（2）：93～104

杨景春．1996．永定河山峡段河流阶地的分析．见：纪念王乃梁先生诞辰80周年筹备组编．地貌与第四纪环境研究文集．北京：海洋出版社．38～50

杨景春主编．1993．中国地貌特征与演化．北京：海洋出版社

杨巍然，王国灿，简平．2000．大别造山带构造年代学．武汉：中国地质大学出版社

杨主恩，郑柄华，方仲景等．1994．华北北部地区主要断裂带的小构造和显微构造研究．地震地质，16（4）：305～312

叶伯丹，申永治等．1986．全国同位素地质年龄数据汇编（第四集）．北京：地质出版社

叶良辅．1920．北京西山地质志．地质专报（甲种第1号），51～63

易明初，李晓．1991．燕山地区喜马拉雅运动及现今地壳稳定性研究．北京：地震出版社．60～62

易明初编著．1993．新构造运动及渭延裂谷构造．北京：地震出版社

尹功明，卢演俦．1996．北京延庆盆地50万年以来的主要构造事件及年代学的初步研究．华北地震科学，14（4）：19～30

尹集祥，徐均涛，刘成杰，李环．1990．拉萨至格尔木的区域地层．见：中－英青藏高原综合地质考察队编．青藏高原地质演化．北京：科学出版社．1～48

尹泽生，郭盛乔，曹家栋．1993．中国地貌基本特征．见：杨景春主编．中国地貌特征与演化．北京：海洋出版社．1～17

尹泽生，徐叔鹰．1992．祁连山区域地貌与制图研究．北京：科学出版社

尤惠川．1985．河套断陷盆地带地质构造特征及其成因机制的讨论．见：国家地震局地质研究所编．现代地壳运动研究（1）．北京：地震出版社．88～97

袁宝印，王振海．1995．青藏高原隆起与黄河地文期．第四纪研究，（4）：353～358

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．1～27．

赵景波．1989．西安、山西保德第三纪晚期红土的研究．沉积学报，7（3）：113～118

赵文津．1997．INDEPTH项目情况汇报．见：地质科技管理要论．北京：冶金工业出版社．204～217

钟大赉，丁林．1996．青藏高原的隆起过程及其机制探讨．中国科学（D辑），26（4）：289～295．

周廷儒，李华章，刘清泗等．1994．泥河湾盆地新生代古地理研究．北京：科学出版社

周志武，赵金海，殷培铃．1990．东海盆地构造特征及含油气性．见：朱夏，徐旺主编．中国中新生代含油气盆地．北京：石油工业出版社．226～242

朱铭．1995．秦岭地区花岗岩的K－Ar等时年龄和$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及其地质意义．岩石学报，11（2）：179～192

朱文耀，程宗颐，王小亚，熊永清．1999．中国大陆地壳运动的背景场．科学通报，44（14）：1537～1540

朱夏．1990．中国中新生代沉积盆地构造发展述略．见：朱夏，徐旺主编．中国中新生代沉积盆地．北京：石油工业出版社．1～6

Davis G A，于浩，钱祥麟等．1994．中国变质核杂岩北京云蒙山地质简介及地质旅行指南．见：钱祥麟主编．伸展构造研究．北京：地质出版社．154～166

Kidd W S F and Molnar P．1990．拉萨至格尔木第四纪和现代活动断层．见：中－英青藏高原综合地质考察队编．青藏高原地质演化．北京：科学出版社．348～371

Allen M B，Windley B F，Zhang C，Zhao Z and Wang G．1991．Basin evolution within and adjacent to the Tian Shan Range，NW China．Journal of the Geological Society，London，148：369～378

Alsdorf D，Brown L，Nelson D，Makovsky Y，Klemperer S and Zhao W．1998．Crustal deformation of the Lhasa terrane，Tibet Plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles．Tectonics，17（4）：501～519

Amijo R , Tapponnier P , Mercier J L and Han T. 1986. Quaternary extension in south Tibet: Field observations and tectonic implications. Journal of Geophysical Research , 91 (B14): 13803 ~ 13872

Barbour G B 1930. The Paote and Chingshui physiographic stage and their significance. Bull. Soc. China, 9 (1): 361 ~ 370

Barbour G B . 1935. Physiographic history of the Yangtze . Mem . Geol . Surv . China (Ser. A), 14

Barbour G B . 1929 . The geology of the Kalgan area . Mem . Geol. Surv. China (Ser. A), 6: 88 ~ 148

Barry J C . Lindsay E H , and Jacobs L L. 1982. A biostratigraphic zonation of the Middle and Upper Siwaliks of the Potwar Plateau of northern Pakistan. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Plaeoecology , 37: 95 ~ 130

Bess J , Courtillot V , Pozzi J P , Westphal M and Zhou Y. 1984. Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. Nature, 311: 621 ~ 626

Bloom A L. 1998. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms (3rd Edition). Published by Prentice Hall Inc., New Jersey. USA

Brown L D , Zhao W , Nelson K D , Hauck M , Alsdorf D , Ross A , Cogan M . Clark M , Liu X and Che J. 1996. Bright spots, structure and magnatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. Science, 274: 1688 ~ 1690

Burke K and Lucas L. 1989. Thrusting on the Tibetan Plateau within the last 5 Ma. In: Sengor A M C et al. Eds. Tectonic evolution of the Tethyan region. NATO ASI. Series C, 259: 507 ~ 512

Cerling T E, Wang Y and Quade J. 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. Nature, 361: 344 ~ 345

Chen A. 1998. Geometric and dynamic evolution of basement – cored structures: intraplate orogenesis within the Yanshan orogen , northern China. Tectonophysics , 292: 17 ~ 42

Chen L , Booker J , Jones A G , Wu N , Unsworth M J , Wei W and Tan H. 1996. Electronically conductive crust in southern Tibet from *INDEPTH* magnetotelluric surverying. Science , 274: 1694 ~ 1696

Chen Y, Cogne J – P, Courtillot V, Tapponnier P and Zhu X Y. 1993. Cretaceous paleomagnetic results from western Tibet and tectonic implications. Journal of Geophysical Research , 98 (B10): 17981 ~ 17999

Cogan M , Nelson K D , Kidd W S F , Wu C and Project INDEPTH Team. 1998. Shallow structure of the Yadong – Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of Project INDEPTH common midpoint data. Tectonics, 17 (1): 46 ~ 61

Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum estimate for east – west extension. Nature, 374: 49 ~ 52

Copeland P, Harrison T M , Pan Y , Kidd W S F and Roden M. 1995. Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. Tectonics, 14 (2): 223 ~ 236

Corrigan J D and Crowley K D. 1992. Unroofing of the Himalayas: a view from apatite fission – track analysis of Bengal Fan sediments. *Geophysical Research Letters*, *19* (23): 2345 ~ 2348

Cui Shengqin, Wu Ganguo, Wu Zhenhan and Ma Yinsheng. 1996. Structural features and stratigraphy of the Ming Tombs – Badaling area, Beijing. 30th Int' l. Geol. Congr. Field Trip Guide of T218. Geological Publishing House, Beijing

Dahlstrom C D A. 1969. Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences, 6: 743 ~ 757

Davis G A , Qiang Xianglin and Zheng Yadong. 1996. The Huairou ductile shear zone, Yunmengshan Mts., Beijing. 30th Int' l Geol. Congr. *Field Trip Guide of T209* Geological Publishing House, Beijing

Davis G A , Wang Cong, Zheng Yadong and Zhang Changhou et al. 1998. The enigmatic Yanshan fold-and-thrust belt of northern China: new views on its intraplate contractional styles. Geology, 26: 43 ~ 46

Davis G A , Zheng Yadong, Wang Cong, Brian J Darby, Zhang Changhou and George Gehrels. 1998. Geometry and geochronology of Yanshan belt tectonics. In: Beijing University ed. International Symposium on Geological Sciences of Beijing University. Seismological Press, 275 ~ 292

Dewey J F , Shackleton R M , Chang Chengfa and Sun Yiyin. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A327, 379 ~ 413

Dickson W R. 1970 Relation of andesite granites and derivative sandstones to arc – trench tectonics. Rev. Geophysics and Space Physics., 8: 813 ~ 860.

Dodson M. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and

Petrology, 40: 259 ~ 274

Einsele G , Ratschbacher L and Wetzel A. 1996. The Himalaya Bengal Fan denudation – accumulation system during the past 20Ma. The Journal of Geology , 104: 163 ~ 184

England P C and Houseman G A. 1986. Finite strain calculations of continental deformation, 2, comparison with the India – Asia collision. Journal of Geophysical Research, 91: 3664 ~ 3676

England P C and Houseman G A. 1998. The mechanics of the Tibetan Plateau. Philos. Trans. R. Soc. London, Serial A, 326: 301 ~ 391

Faure G. 1986. Principles of isotope geology (2 edition). John Wiley & Sons

Flynn L J and Jacobs L L. 1982. Effects of changing environments on Siwalik rodent faunas of northern Pakistan. Palaeogeogr Palaeoclimatol. Palaeoecol., 38: 129 ~ 138

Gansser A. 1964. Geology of the Himalayas. Wiley – Interscience, New York, 289 ~ 290

Gao S, Davis P M , Liu H , Slack P D, Zorin Y A, Logatchev N A , Kogan M , Burkholder P D and Meyer R P 1994. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. Journal of Geophysical Research, 99 (B8): 15319 ~ 15330

Geological Survey of Tibet. 1986 Geological Map of Gaize Area of North Tibetan Plateau (1 ∶ 1000000). Geological Publishing House, Beijing. 101 ~ 111

Hacker B R, Gnos E and Ratschbacher L et al. 2000. Hot and Dry Xenoliths from the Bottom of Tibet. Science, 287: 2463 ~ 2466

Harris N. 1995. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of sea water during early Miocene. Geology, 23 (9): 759 ~ 798

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and An Yin. 1992. Raising Tibet. Science, 225: 1663 ~ 1670

Harrison T M, Armstrong R L and Naeser C W. 1979. Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex near Prince Rupert, British Columbia. Can. J. Earth Sci., 16: 400 ~ 410

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Lovera O M. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. Tectonics, 14 (3): 658 ~ 676

Hauck M L, Nelson K D, Brown L D, Zhao W and Ross A R. 1998. Crustal structure of the Himalayan orogen at 90 east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. Tectonics, 17 (4): 481 ~ 500

Hendrix M S, Dumitru T A and Graham S A. 1994. Late Oligocene – early Miocene unroofing in the Chinese Tian Sha: An early effect of the India – Asia collision. Geology, 22: 487 ~ 490

Hennig D. 1975. Zur petrographie und geologie von sudwest – Tibet. Published by Norstedt, Stockholm

Henning G J and Grun R. 1983. ESR dating in Quaternary geology. Quaternary Science Reviews, 2: 157 ~ 238

Houseman G and England P. 1994. A lithospheric – hickening model for the Indo – Asian collision. In: The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge Press. 1 ~ 17

Hurford A J, Hunziker J C and Stockhert B. 1991. Constraints on the late thermotectonic evolution of western Alps: evidence for episodic rapid uplift. Tectonics, 10 (4): 758 ~ 769

Kapp P et al. 2000. Blueschist – bearing metamorphic core complexes in the Qiangtang Block reveal deep crustal structure of northern Tibet. Geology, 28: 19 ~ 22

Kazuo Amano and Asahiko Taira. 1992. Two – phase Uplift of Higher Himalayas since 17Ma. Geology, 20 (5): 391 ~ 394

Kidd W S F and Molnar P. 1990. Quaternary and present active faults of Lhasa – Golmud of the Tibetan Plateau. Roy. Soc. London. A, 327: 332 ~ 352

Kidd W S F, Pan Y, Chang C, Coward M P, Dewey J F, Gansser A, Molnar P, Shackleton R M and Sun Y. 1988 Geologieal mapping of the 1985 Chinese – British Tibetan (Xizang – Qingha.) Plateau geotraverse route. Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 327: 287 ~ 305

Kong X and Bird P. 1994. Neotectonics of Asia: thin – shell finite – element models with faults. In: The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge Press. 18 ~ 36

Kroon D, Steens T and Troelstra S R. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foramifers. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. 117: 257 ~ 263

Le Pichon, Francois Bergerat and Marie – Jose Roulet. 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: a new analysis. Geological Society of America, special paper 218Li Jijun. 1995. The uplift of the Tibet Plateau and Global Changes. Lanzhou: Lanzhou University Press, 130 ~ 180

Logatchev N A and Zorin Y A. 1987. Evidence and cause of the two – stage development of the Baikal rift. Tectonics, 143: 225 ~ 243

Makovsky Y, Klemperer S L, Ratschbacher L, Brown L D, Li M, Zhao W and Meng F. 1996. INDEPTH wide – angle reflection observation of P – wave to S – wave conservation from crustal bright spots in Tibet. Science, 274: 1690 ~ 1691

Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P and Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China. Tectonics, 17 (6): 823 ~ 842

Mitsushiro Torumi. 1978. Flow under the island arc of Japan and lateral variation of magma chemistry of island arc volcanoes. Journal of Physical Earth, 26: 423 ~ 435

Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 189: 418 ~ 426

Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. Journal of Geophysical Research. 83: 5361 ~ 5375

Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon. Reviews of Geophysics, 31 (4): 357 ~ 396

Molnar P. 1987 Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and quantitative estimates of its contribution to theconvergence of India and Eurasia. Geology. 15: 249 ~ 253

Naeser C W, Izett G A and Obradovich J D. 1980. Fission – track and K – Ar ages of natural glasses. United States Government Printing Offiee, Washington

Nambi K and Aitken M. 1986. Annual dose conversion factors for TL and ESR datng. Archaeometry, 28: 202 ~ 205

Nelson K D, Zhao W, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X and Klemperer S L. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. Science, 174: 1684 ~ 1688

Norin E. 1946. Geological Explorations in western Tibet. Reperts from the Scientific Expedition to the northwestern provinces of China, 29 (III) Geology. Thuletryck , Stockholm

Prell W L and Kutzbach J E 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 360: 647 ~ 652

Quade J, Cerling T E and Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. Nature, 342: 163 ~ 166

Ratschbacher L, Frisch W and Liu G. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus – Asia collision. Journal of Geophysical Research, 99: 19917 ~ 19946

Raymo M E and Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117 ~ 122

Reddy S M, Rajendraprasad B, Murphy P R K and Tewari H C. 1995. Archievements of ongoing projects: Reflection seismology – Indian scenario. Deep Cont. Stud. India Newslett., 5: 12 ~ 16

Reynolds P H. 1992. Low temperature thermochronology by 40Ar/39Ar method. In: Zentili M and Reynolds eds. Low Temperature Thermochronology. Published by Mineralogical Association of Canada

Rothery D A and Drury S A. 1984. The neotectonics of the Tibetan Plateau. Tectonics, 3: 19 ~ 26

Schackleton N J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice – rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, 307: 620 ~ 623

Scharer U, Xu R H and Allegre C J. 1984. U – Pb geochronology of Gangdese plutonism in Lhasa – Xigase region, Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 69: 311 ~ 320

Smith A B, and Juntao X. 1988. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. Phil. Trans. Roy. Soc. London. A, 327: 53 ~ 105

Steiger R H. 1996. Dating of orogenic phase in the Central Alps by K – Ar ages of hornblende. Journal of Geophysical Researeh. 71: 1721 ~ 1733

Stock J and Molnar P. 1988. Uncertainties and implications of the late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula and Pacific Plates. Tectonics, 7: 1339 ~ 1384

Sun Xiuyu. 1984. Association of spores of Oligocene – Miocene of the Xining – Minghe Basin of Central Qinghai Province. Geological Review, 30 (3): 207 ~ 216

Tang Lingyu and Shen Cainung. 1996. Late Cenozoic vegetational history and climatic characteristics of Qinghai – Xizang plateau. Acta Micropalaeontologica Sinica, 13 (4): 321 ~ 337

Tapponnier P and Molnar P. 1976. Slip – line field theory and large – scale continent tectonics. Nature, 264: 319 ~ 324

Tapponnier P and Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics of China. Journal of Geophysical Research. 82: 2905 ~ 2930

Tapponnier P, Peltzer A Y, Le Dain, Amijo R and Cobbold P. 1982. Propogating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611 ~ 616

Wagner G A. 1992. Fission – track dating. Germany: Kluwer Academic Publisher

Wagner G A. 1998. Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer – Verlag, Berlin, 219 ~ 294

Willis B. 1907. Physiography of northwestern China. In: Willis B, Blackwebler E and Sargent R H, eds. Research in China (1). Published by the Carnegie Institution of Washington, 203 ~ 261

Woodward N B, Boyer E S and Suppe J. 1989. Balanced Geological Cross – section: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. Published by American Geological Union

Wu C, Nelson K D, Wortman G, Samson S C, Li J, Kidd W S F and Edwards M A. 1998. Yadong cross structure and south Tibetan detachment in the east central Himalaya. Tectonics, 17 (1): 28 ~ 45

Wu Zhenhan and Cui Shengqin. 1996. Thermotectonic evolution and uplift history of Badaling Mountain. Journal of Geomechanics, 2: English Supplement, 75 ~ 78

Wu Zhenhan, Wu Ganguo and Wang Jianping. 1997. Constraints of Meso – Cenozoic global velocity field of lithosphere on the tectonic evolution of China and its adjacent areas. Episodes, 20 (2): 177 ~ 201

Wu Zhenhan, Jiang Wan, Peter Blisniuk, Bi Siwen, Zhang Shukun, Olaf Kuchel and Mao Yi. 1999. ESR dating of the evolution of the Shuanghu basin in the northern Tibetan Plateau. ACTA Geologica Sinica, 73 (3): 289 ~ 293

Wu Zhenhan, Wu Xihao, Jiang Wan and Wu Zhonghai. 1999. Geodynamic process of Cenozoic geomorphic reversion of China. Terra Nostra, (2): 178 ~ 180

Xu R H, Scharer U and Allegre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. Journal of Geology, 93: 41 ~ 57

Xu Zhonghuai, Wang Suyun, Huang Yurui and Gao Ajia. 1992. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes. Journal of Geophysical Research, 97 (B8): 11867 ~ 11878

Yin A, Harrison T M, Reyerson F J, Chen W, Kidd W S F and Copeland P. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system in southern Tibet. Journal of Geophysical Research, 99 (B9): 18175 ~ 18201

Yin A, Nie S, Craig P and Harrison T M. 1998. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. Tectonics, 17 (1): 1 ~ 27

Yin Jixiang, Xu Juntao, Liu Chenjie and Li Huan. 1990. Regional statigraphy of Lhasa – Golmud. In: Geological Evolution of the Tibetan Plateau. Science Publishing House, Beijing. 1 ~ 48

Zhao W, Nelson K D and Project INDEPTH Team. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 366: 557 ~ 559

Zhong Dalai and Ding Lin. 1996. Rising process of the Qinghai – Xizang Plateau and its mechanism. Science in China (Series D), 39 (4): 369 ~ 379

Zoback M L. 1992. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. Journal of Geophysical Research, 97 (B8): 11703 ~ 11728

图版及其说明

图版Ⅰ　藏北多格错仁红层孢粉显微照片（放大800倍）

1．Abies sp.

2．Pinus sp.

3．Picea sp.

4、5．Ephedra sp.

6、8．Liquidambar sp.

9．Corylus sp.

10．Carpinus sp.

11．Pterocarya sp.

图版Ⅱ　藏北多格错仁红层孢粉显微照片（放大800倍）

1、2．Compositae

3．Gramineae

4、5．Artemisia sp.

6．Chenopodiaceae

7．Betula sp.

8．Humulus sp.

9．Lycopodiaceae

10．Ulmus sp.

11．Quercus sp.

12．Tamarix sp.

13．Ulnus sp.

14．Polypodiaceae

15．Cyperaceae

16．种属未定的孢子

17、18．Caryophyllaceae

19．Castanea sp.