前　言

为寻找21世纪地球科学的前沿领域，世界各国于80年代后半期组织地球科学家进行了多方讨论与论证；其中最有影响、较为系统的三份报告是由美国科学家提出的。它们是：《固体地球科学与社会》(1993)、《美国大陆动力学研究的国家计划》(1990)、《地球物质研究》(1989)，并于1991年至1993年分别出版中译本。

这三份报告大致可代表21世纪前沿领域中最重要的三个大科学命题，即(1)地球系统科学，了解整个地球系统的过去、现今及未来的行为，要求对整个地球进行地质学、物理学、化学和生物学的交叉学科研究，以了解整个地球系统所涉及的过程（地质过程、地球物理过程、地球化学过程与生物活动过程），特别注意地球各层圈之间的联系和相互作用；(2)大陆动力学，由于板块构造理论在解释大陆地质及其构造演化中遇到了许多困难，大陆动力学被作为一个重要前沿领域提出，大洋岩石圈的相对均一和相对年轻（≤200 Ma），使研制出一种可供操作的大洋动力学模型成为可能；大陆则是由诸多大陆块体与造山带拼贴在一起的一个复杂的大拼盘（a complex collage），它记录了从近40亿年前直至现在的地质历史，大陆岩石圈的非均一性和漫长的地质历史对板块构造理论“登陆”产生了许多困难，探索大陆动力学及其演化这类重大挑战需要有新一代技术发展来承担，这些新技术必须能研究地下组成及其作用过程；(3)地球物质科学，主要包括地球化学、岩石学、矿物物理学与岩石物理学四门学科。美国国家自然科学基金会的战略计划中明确提出，要全面开展现有的大陆岩石圈和地球物质的物理学与化学的开拓性研究，因为地球物质的物理与化学性质控制了地球及其动力学过程，控制着地壳和地表物质迁移与分布的主要作用过程。

看来，“壳幔深部过程及其与表壳运动之间的相互作用”这一科学命题研究的突破，将成为新的全球构造理论建立的重要支柱之一。1994年国家科委制定的21世纪中国地球科学战略中最优先发展领域之一的大陆动力学中，明确地把“陆下地幔的性质及其与大陆的相互作用”列为前沿研究方向。岩石探针（lithoprobe）被誉为研究壳幔性质与深部过程的新技术，它与地球物理学探测深部的新技术以及计算机数学模拟新技术的结合，将成为探索地球、地下深部和地球过去历史的主要途径。岩石探针新技术在重建地球过去历史及其动力学，以及对地球深部，特别是下地幔内还保留的地球过去历史的某些记录或残迹的解释中将起到特别重要的作用。岩浆的喷发与侵入可比喻为一群深达壳幔深度的巨型超深钻。上地幔与下地壳的深源捕虏体是岩浆携带上来的深部的天然样品。火山岩和侵入岩记录了壳幔源区物质的化学与温压等物理学信息，变质岩记录了岩石圈（特别其地壳部分）物质的化学、温压与构造运动的信息，痕量元素与同位素地球化学系统示踪深部物质与深部过程，沉积岩记录了表壳对深部过程响应的重要信息；另一方面，岩石构造组合，特别是火成岩构造组合可有效地表征大地构造背景。这样，火成岩的研究将成为岩石探针新技术的核心。

从20世纪70年代末期开始，我们以火成岩岩浆起源与演化的成因研究作为主要途径，

探索壳幔深部过程，重建大地构造背景。80年代，我们论证了中国东部新生代时期岩石圈受到强烈的热减薄，它受控于热地幔软流圈物质底辟上升的作用过程。1993年开始，地质矿产部与国家自然科学基金会开始“九·五”科研立项，国家科委开始制定21世纪科学发展规划的讨论，这些工作的展开促进了我们学习80年代以来地球科学研究的新成果。中国地球科学家对中国大陆各个区域作出的许多重要新成果，结合我们的工作成果，初步觉得中国东部减薄以前的岩石圈曾是一个巨厚的岩石圈，可能曾有岩石圈根的存在。这样，把这一过程的岩石圈减薄叫做岩石圈去根作用(de-rooting)可能更接近其科学含义。因此，于1993年底，我们大胆地提出了“中国东部滨太平洋大陆岩石圈根/去根作用与大陆活化——深部各层圈相互作用与东亚型活动大陆边缘地球动力学模式研究”的立项建议。1994年又继续论证，初步认为，扬子大陆、鄂尔多斯陆块、塔里木大陆等可能有一个克拉通岩石圈根，它的低密度产生的巨大浮力提供了它们在地质历史上直至现今长期保持构造上稳定性的深部依据；青藏-喜马拉雅造山带不仅有山根，可能还有一个造山岩石圈根（除冈底斯可能已进入造山带崩塌的岩石圈去根作用阶段以外）。

这些想法，导致我们提出“大陆根-柱构造”这一科学命题，并用一年左右的时间撰写了本书，作为对这一科学命题的非常初浅的论证。

本书在简述主要思路与研究方法之后，以较多篇幅论述了中国大陆根-柱构造及其形成过程，提出了中国大陆岩石圈尺度的大地构造分区方案，阐述了中国大陆三层式壳幔动力学系统；同时，还讨论和提出了其它一些重要的地质问题。

需要说明的是，本书讨论的“大陆根-柱构造”及其相关的地质问题，仅仅是一个框架，它可以作为我们进一步深入研究的导向。

目　　录

前　言

第一章　思路与方法 …… (1)

1.1　基本思路 …… (1)

1.2　研究方法 …… (1)

1.3　时限 …… (2)

第二章　大陆根-柱构造与壳-幔岩石学结构 …… (3)

2.1　大陆根-柱构造 …… (3)

2.1.1　岩石圈底界的形态 …… (3)

2.1.2　岩石圈和地壳在垂直剖面上的形态 …… (6)

2.1.3　岩石圈尺度的大地构造分区（新生代以来） …… (6)

2.2　壳幔岩石学结构 …… (8)

2.2.1　研究方法 …… (8)

2.2.2　陆壳岩石学结构及其类型 …… (10)

2.2.3　上地幔岩石学结构及其类型 …… (10)

2.2.4　下地壳与 Moho 界面形成 …… (12)

2.2.5　壳幔岩石学结构的构造意义 …… (13)

第三章　大陆根-柱构造的火成岩标志 …… (14)

3.1　陆内火成岩构造组合 …… (14)

3.2　大洋闭合与陆-陆碰撞造山的岩石构造组合 …… (14)

3.3　白云母花岗岩和二云母花岗岩——陆内俯冲的岩石学记录 …… (15)

3.4　陆内造山钾玄岩系列——造山岩石圈与外侧克拉通岩石圈会聚的产物 …… (17)

3.5　造山末（或后）期 A 型花岗岩类——造山带崩塌的标志 …… (20)

第四章　陆内造山过程与山根-岩石圈根的形成 …… (22)

4.1　青藏-喜马拉雅陆内造山过程与山根-岩石圈根的形成 …… (22)

4.1.1　陆内造山火成岩带的成对性与造山带范围的确定 …… (22)

4.1.2　造山幕与造山带水平扩展（生长） …… (23)

4.1.3　造山带边界的性质及其不对称性 …… (23)

4.1.4　陆内俯冲造山缝合带的类型 …… (24)

4.1.5　陆壳的会聚与山根的形成 …… (24)

4.1.6　地幔会聚与造山岩石圈根的形成 …… (25)

4.1.7　青藏高原的近期快速隆升 …… (26)

4.2　扬子大陆的陆内俯冲作用与大陆的缩小 …… (27)

4.2.1　华南与天水-雅江白云母花岗岩和二云母花岗岩带与扬子大陆的陆内俯冲 …… (27)

4.2.2　扬子大陆的缩小 …… (28)

4.2.3　扬子大陆与秦岭造山带的关系及某些运动学问题 …… (28)

4.2.4 中生代前华南两次陆内俯冲造山事件 …… (29)
4.3 东部滨太平洋燕山期火成岩与造山过程 …… (30)
4.3.1 长期争论的疑难问题 …… (30)
4.3.2 岩石学与地球化学上弧火成岩的属性 …… (31)
4.3.3 岩石圈与陆壳厚度的估算 …… (31)
4.3.4 岩石圈拆沉诱发岩石圈去根作用 …… (33)
4.3.5 东部滨太平洋燕山期岩浆活动的成因模型 …… (34)
4.3.6 东部滨太平洋燕山期造山带类型与造山过程 …… (36)
第五章 大陆裂谷作用与地幔热柱的形成 …… (40)
5.1 大陆裂谷岩浆作用 …… (40)
5.2 壳幔热结构的扰乱——岩石圈快速热减薄的记录 …… (41)
5.3 软流圈埋深及性质 …… (43)
5.4 岩石圈的伸展、减薄与上隆 …… (45)
5.4.1 岩石圈伸展及其类型 …… (45)
5.4.2 伸展类型与岩石圈热减薄的速度 …… (46)
5.4.3 岩石圈减薄与上隆 …… (47)
5.5 地幔热柱的形成及其结构 …… (49)
5.5.1 地幔热柱与亚热柱 …… (49)
5.5.2 地幔热柱的形成 …… (50)
5.5.3 地幔热柱的结构与形状 …… (51)
5.6 岩石圈的飘移与大陆裂谷的扩张 …… (53)
5.6.1 热点（或热柱）火山活动的迁移——岩石圈飘移的记录 …… (53)
5.6.2 火山岩的侧向对称水平分带——大陆裂谷扩张的记录 …… (54)
5.6.3 火山喷发对岩石圈飘移的“铆钉效应” …… (56)
5.7 陆下地幔深部过程及其浅部响应的事件序列 …… (56)
第六章 中国大陆的形成、演化与大陆动力学 …… (59)
6.1 拼合的中国大陆的形成 …… (59)
6.1.1 碰撞造山——大陆拼合的主要机制 …… (59)
6.1.2 印支期中国东部大陆的拼合 …… (59)
6.1.3 燕山期中国主体大陆的拼合 …… (62)
6.1.4 中生代山根与岩石圈根的岩石学记录 …… (63)
6.2 中国大陆三维构造框架的模型 …… (64)
6.2.1 问题的提出 …… (64)
6.2.2 双向压入-挤出构造——二维平面构造模型 …… (65)
6.2.3 深度维软流圈物质塑性挤压与向东流出模型 …… (66)
6.2.4 三维构造模型——大陆根-柱构造及其过程 …… (68)
6.2.5 讨论 …… (72)
6.3 克拉通块体群的构造效应 …… (72)
6.4 陆下地幔动力学 …… (73)
6.4.1 火成岩-构造组合大省与地幔对流 …… (73)
6.4.2 印支期以来，陆下地幔动力学系统及其演化 …… (73)

6.4.3 拆沉的岩石圈在哪里 …… (75)
6.4.4 中国大陆三层式壳幔动力学系统 …… (77)
6.5 层圈间的相互作用 …… (78)
6.5.1 研究的主要内容 …… (78)
6.5.2 超级冷地幔下降流——中国大陆形成以来表壳运动（物理的与化学的）的总动力源 …… (78)
6.5.3 大陆根-柱构造——直接控制表壳运动的驱动力子系统 …… (79)
6.5.4 岩石圈尺度与表壳尺度的大地构造分区不完全一致的可能原因 …… (80)
第七章 某些重要地质问题的讨论 …… (83)
7.1 大陆动力学研究的关键 …… (83)
7.2 地球多层对流系统 …… (84)
7.2.1 地球多层对流系统的可能性 …… (84)
7.2.2 全地幔尺度（一级）对流系统 …… (84)
7.2.3 过渡地幔尺度（670 km 界面以上）（二级）对流系统 …… (84)
7.2.4 上地幔尺度（400 km 界面以上）（三级）对流系统 …… (85)
7.3 有泛大洋吗 …… (86)
7.4 大陆裂谷作用与大陆分裂（裂解） …… (87)
7.5 潘基亚（Pangea）与大陆分裂 …… (88)
7.5.1 几个问题 …… (88)
7.5.2 超大陆的隔热效应 …… (88)
7.5.3 大陆分裂的放热效应 …… (88)
7.5.4 地质记录的检验 …… (89)
7.6 与大陆焊接有关的造山带及其分类 …… (90)
7.7 陆内造山带岩石圈岩石学结构的类型 …… (91)
7.8 青藏-喜马拉雅造山带山体的形态与动力学意义 …… (93)
7.9 地壳的性质与壳幔交换 …… (94)
7.10 关于全球动力学研究的几个问题 …… (95)
7.10.1 地质过程的事件性（或突发性） …… (95)
7.10.2 未来地球的预测 …… (96)
7.10.3 地球层圈间物质与能量的传送与相互作用 …… (96)
参考文献 …… (97)
索引 …… (103)
英文摘要 …… (105)

Contents

Introduction

Chapter 1 Thought and Approach …… (1)

1.1 Basic thought …… (1)

1.2 Approach …… (1)

1.3 Time limit …… (2)

Chapter 2 Continental Roots-plume Tectonics and Crust-Mantle Petrological Structure …… (3)

2.1 Continental roots-plume tectonics …… (3)

2.1.1 Contour of lithospheric base …… (3)

2.1.2 Lithospheric and crustal contour at the vertical section …… (6)

2.1.3 Geotectonic units on a lithospheric scale since Cenozoic …… (6)

2.2 Petrological structure of the crust-mantle …… (8)

2.2.1 Approach …… (8)

2.2.2 Petrological structure and its type of the continental crust …… (10)

2.2.3 Petrological structure and its type of the upper mantle …… (10)

2.2.4 Lower crust and the formation of Moho …… (12)

2.2.5 Tectonic implications of the crust-mantle petrological structure …… (13)

Chapter 3 Igneous Petrological Sign for the Continental Roots-plume Tectonics … (14)

3.1 Intracontinental igneous petrotectonic assemblage …… (14)

3.2 Petrotectonic assemblage of oceanic closing and continent-continent collision orogeny …… (14)

3.3 Muscovite/two mica granite as a petrological record of intracontinental subduction …… (15)

3.4 Intracontinental orogenic shoshonite series as a product of lithospheric convergence between the orogenic belt and the outside craton block …… (17)

3.5 Post-orogenic A-type granite as a sign of the orogenic collapse …… (20)

Chapter 4 Intracontinental Orogenic Process and Formation of both the Mountain Root and the Lithospheric Root …… (22)

4.1 Intracontinental orogenic process and formation of mountain root and lithospheric root, Qinghai-Tibet-Himalaya …… (22)

4.1.1 Paired zones of the intracontinental orogenic igneous rock and determination of the range of orogenic belt …… (22)

4.1.2 Orogenic episode and horizontal growth across the orogenic belt …… (23)

4.1.3 Nature of the orogenic boundary and asymmetry …… (23)

4.1.4 Types of suture zone of intracontinental subduction orogeny ····· (24)
4.1.5 Continental crust convergence and formation of mountain root ····· (24)
4.1.6 Mantle convergence and formation of orogenic lithospheric root ····· (25)
4.1.7 Recent rapid uplifting of the Qinghai-Tibet plateau ····· (26)
4.2 Intracontinental subduction of the Yangtze continent and continent reducing ····· (27)
4.2.1 The Southeast China and the Tianshui-Yajiang muscovite/two-mica granite zones and intracontinental subduction of the Yangtze continent ····· (27)
4.2.2 Reducing of the Yangtze continent ····· (28)
4.2.3 Relationships between the Yangtze continent and the Qinling orogenic belt, and some kinematic problems ····· (28)
4.2.4 Two events of the intracontinental subduction orogeny in the Southeast China prior to the Mesozoic ····· (29)
4.3 Yanshanian igneous rocks and orogenic process in East China of the Circum-Pacific Belt ····· (30)
4.3.1 Long-time debatable mystery ····· (30)
4.3.2 Arc-magmatic property in both the petrology and the geochemistry ····· (31)
4.3.3 Estimation for thickness of the lithosphere and continental crust ····· (31)
4.3.4 Lithosphere de-rooting induced from the delamination ····· (33)
4.3.5 Genetic model for the Yanshanian magmatism in East China of the Circum-Pacific Belt ····· (34)
4.3.6 Types of the Yanshanian orogenic belt and orogenic processes in East China of the Circum-Pacific Belt ····· (36)
Chapter 5 Continental Rifting and Formation of the Mantle Plume ····· (40)
5.1 Continental rifting magmatism ····· (40)
5.2 Perturbation in the thermal structure of the crust-mantle——record of the lithospheric rapid thermal thinning ····· (41)
5.3 Depth and nature of the asthenosphere ····· (43)
5.4 Lithospheric extension, thinning and uplifting ····· (45)
5.4.1 Lithospheric extension and its types ····· (45)
5.4.2 Extensional types and rate of lithospheric thermal thinning ····· (46)
5.4.3 Lithospheric thinning and uplifting ····· (47)
5.5 Formation of the mantle plume and its structure ····· (49)
5.5.1 Mantle plume and sub-plume ····· (49)
5.5.2 Formation of the mantle plume ····· (50)
5.5.3 Structure and shape of the mantle plume ····· (51)
5.6 Lithospheric drifting and continental rift spreading ····· (53)
5.6.1 Shift of the hotspot (or plume) volcanism as a record of the lithospheric drifting ····· (53)
5.6.2 Lateral symmetric horizontal zonation of volcanic rocks as a record of the continental rift spreading ····· (54)
5.6.3 Volcanic eruption as "rivet effect" for fixing lithosphere ····· (56)

5.7 Subcontinental mantle deep process and its responsive event sequence at the shallow level ····· (56)
Chapter 6 Formation and Evolution of the China Continent, and Continental Dynamics ····· (59)
6.1 Formation of the assembled China continent ····· (59)
6.1.1 Collision orogeny as a main mechanism of the continent assembling ····· (59)
6.1.2 Continental assembling of East China in the Indosinian stage ····· (59)
6.1.3 Continental assembling of Main China in the Yanshanian stage ····· (62)
6.1.4 Petrological record of the Mesozoic mountain root and lithospheric root ····· (63)
6.2 A three dimensional model of tectonic framework of the China continent ····· (64)
6.2.1 Problem ····· (64)
6.2.2 Bidirectional indentation-extrusion tectonics——a two dimensional (plane) tectonic model ····· (65)
6.2.3 A depth-dimensional model of plastic extrusion eastwards of the asthenospheric materials ····· (66)
6.2.4 Three dimensional tectonic model——continental roots-plume tectonics and its processes ····· (68)
6.2.5 Discussion ····· (72)
6.3 Tectonic effect of the craton block group ····· (72)
6.4 Subcontinental mantle dynamics ····· (73)
6.4.1 Large province of igneous petrotectonic assemblage and mantle convection ··· (73)
6.4.2 Subcontinental mantle dynamic system and its evolution since the Indosinian ····· (73)
6.4.3 Where the delamination lithosphere ····· (75)
6.4.4 Three layer crust-mantle dynamic system of the China continent ····· (77)
6.5 Interaction between the geospheres ····· (78)
6.5.1 Main research object ····· (78)
6.5.2 Super-downwelling of cold mantle as a general dynamic source for the supracrustal movement (physical and chemical) since the formation of the China continent ····· (78)
6.5.3 Continental roots-plume tectonics as a driving force daughter system controlling directly the supracrustal movement ····· (79)
6.5.4 Why inconsistency between the geotectonic units on the lithospheric scale and the supracrustal scale ····· (80)
Chapter 7 Discussion on Some Important Geological Problems ····· (83)
7.1 Key to the continental dynamics research ····· (83)
7.2 Multiple-layer convection system in the Earth ····· (84)
7.2.1 Possiblity of the multiple-layer convection in the Earth ····· (84)
7.2.2 First-order convection system on the whole mantle scale ····· (84)
7.2.3 Second-order convection system on the transition mantle scale (above the 670km boundary) ····· (84)

7.2.4 Third-order convection system on the upper mantle scale (above the 400km boundary) ····· (85)
7.3 Panthalassa ····· (86)
7.4 Continental rifting and continental breakup ····· (87)
7.5 Pangea and continental breakup ····· (88)
7.5.1 Some problems ····· (88)
7.5.2 Heat-insulated effect of the supercontinent ····· (88)
7.5.3 Heat-released effect of the continental breakup ····· (88)
7.5.4 Geological test ····· (89)
7.6 Orogenic belt related to continental welding and its classification ····· (90)
7.7 Types of the petrological structure of the intracontinental orogenic lithosphere ····· (91)
7.8 Mountain body contour of the Qinghai-Tibet-Himalaya orogenic belt and its dynamic implications ····· (93)
7.9 Nature of the crust and the crust-mantle exchange ····· (94)
7.10 Some problems on the research of whole earth dynamics ····· (95)
7.10.1 Episodic character of the geological processes ····· (95)
7.10.2 Predication of the Earth in the future ····· (96)
7.10.3 Material and energy transmission and interaction between the geospheres ····· (96)
References ····· (97)
Index ····· (103)
Summary ····· (105)

第一章　思路与方法

1.1　基本思路

近20年来，在板块构造学说的总框架下，对中国大陆古板块构造的重建，现今岩石圈结构与现今构造活动已有许多详细的研究成果。但是，对于中国大陆岩石圈与软流圈系统的深部过程及其浅部响应的研究才刚刚起步；本书将在这一方面进行补充，试图提出一个极为概略的框架，作为我们今后研究的一个参照。

1. 大陆根-柱构造是大陆动力学的钥匙。全球大陆内，地壳浅部主要表现为三种构造形态，即挤压造山带、大陆裂谷带和克拉通，它们分别对应山根与造山岩石圈根、地幔热柱和大陆（岩石圈）根。我们认为，浅部构造形态是对壳幔深部构造的一种响应，所以提出“大陆根-柱构造”这一科学命题。中国大陆上同时并存这三种构造形态，是全球大陆的一个缩影，它的研究将具有全球意义。

2. 壳幔岩石学结构是大陆构造演化的记录。岩石记录了大陆演化的历史。与地球物理学的地震波速、密度结构等类似，从研究地球物质的角度出发，我们曾提出“岩石学结构”这一名词。由于壳幔物质的化学与物理学的差异，它对于同一个作用过程的反应不同，在同一个新的动力学系统作用下，有的易于改造，有的则不易改造而保留；或者由于作用力的强弱不同，同一种物质在作用力强的地方易于改造，而在作用力弱的地方不易改造。这样，尽管壳幔岩石学结构主要记录了最后一次构造-岩浆-热事件，但仍有可能保留了过去构造-岩浆-热事件的某些记录。

3. 深部构造与浅部构造的某些不协调是物质-热-力的传送过程的记录。壳幔具有层状构造，它们的物质的化学与物理学各有差异，因此，物质-热-力的传送过程必定不是像在一个均匀介质内那样的一个简单过程，层与层之间除耦合之外，会有拆离，从而造成一个比较复杂的图案。这样，深部与浅部构造的不协调，正是我们追溯物质-热-力传送过程的重要依据，由此来了解壳幔层圈间的相互作用。

4. 边界条件是研究壳幔动力学系统的必需。基于流体力学的基本原理与实验，如果一个系统的动力源相同，但是边界条件不同，那末产生的对流图案会有很大差异。因此，在壳幔动力学系统的研究中，阐明边界条件是十分重要的。对中国大陆来说，最重要的一级边界是西伯利亚大陆、印度大陆与太平洋，特别要注意三维空间内的边界条件，深度维是过去研究中不十分注意的，或了解尚少的，另外也要考虑时间维所给予的边界条件的变化。

1.2　研究方法

1. 岩石探针，特别是火成岩探针，将作为本书的主要支柱。一次幔源岩浆的火山喷发

产生的一群火山口及其火山岩可比喻为可达上地幔深度的一群巨型超深钻。由岩浆带至地表的上地幔-下地壳深源捕虏体是天然样品，火成岩本身记录了源区物质的化学与温压等物理学信息。一次壳幔混合型岩浆的侵入或喷发活动记录了壳幔相互作用的各种信息。同时，火成事件还表征区域大地构造背景。前寒武纪变质岩系常常是抬升达地表的深部陆壳剖面，变质岩 p-T-t 轨迹记录了岩石圈形成与构造隆升的历史信息。痕量元素、同位素地球化学可示踪深部物质与深部过程。这样，岩石探针是我们观察深部过程，探索深部过程与浅部响应之间的成生联系的重要支柱之一。

2. 结合地球物理场与浅部构造运动，是研究深部过程与浅部响应的另一个重要支柱。各种地球物理场获得深部结构与深部过程。浅部构造运动，包括构造变形、地壳隆升、沉积作用、盆地形成、岩浆作用、地震活动、成矿事件等，是我们反演壳幔深部过程的重要途径。

3. 物理学与化学的基本原理是我们模拟大陆动力学与建立各种模型的理论依据，也是判断各种模型合理性的主要依据。依据重要地质事实及相应的参数，从物理学与化学基本原理推导出理论（或假设的）模型是十分重要的。

1.3 时　　限

本书主要集中于中、新生代，因为，① 它们是中国大陆拼合形成以及形成以后陆内构造发育的时期；② 它们是最近的构造事件，其各种记录保存最完整、最清晰；③ 岩石探针、地球物理场与构造运动各要素的结果之间可互相约束，多种成果的共同约束将可建立更为合理的壳幔动力学模型。

第二章　大陆根-柱构造与壳-幔岩石学结构

2.1　大陆根-柱构造

除台湾属于西太平洋岛弧带以外，中国大陆上，新生代以来地壳浅部表现出三种主要构造形态，即东部大陆裂谷带、中部克拉通块体群与西部挤压造山带，它们分别对应地幔热柱、大陆（岩石圈）根、与造山岩石圈根和山根，我们把它们称为“大陆根-柱构造”。

2.1.1　岩石圈底界的形态

各种方法定义的软流圈，因其概念不同，所获得的岩石圈底界也不同。本书采用 Ringwood（1975）与 Condie（1982）定义的软流圈概念，它是一个容易蠕变变形的薄弱层，向下可延伸到约 700 km，它们常分为上、下两部分，上部软流圈大致与地震波低速层相吻合。低速层以低的地震波速度、低 Q 值和高的电导率为特征，Condie 认为只有初始熔融才能满足解释低速层的三个主要特征。同时，低速层突变的边界，以及低速层位于浅部时所出现的高地表热流也支持了初始熔融这一观点。玄武岩岩浆起源于上地幔的局部熔融，原生(primary)玄武岩岩浆起源的深度为软流圈顶界的确定提供了岩石学约束(邓晋福等，1985；Deng et al.，1984)。这样，岩石学与地震波速定义的上部软流圈的概念是一致的，它们的联合可为岩石圈底界提出更好的约束。

从天然地震提出的中国大陆上地幔 V_P 结构(宋仲和等，1986)(图 2—1)来看，岩石圈与软流圈界面的深度如下：东部大陆裂谷带(华北平原、黄海、东海)为 60～68 km，青藏挤压造

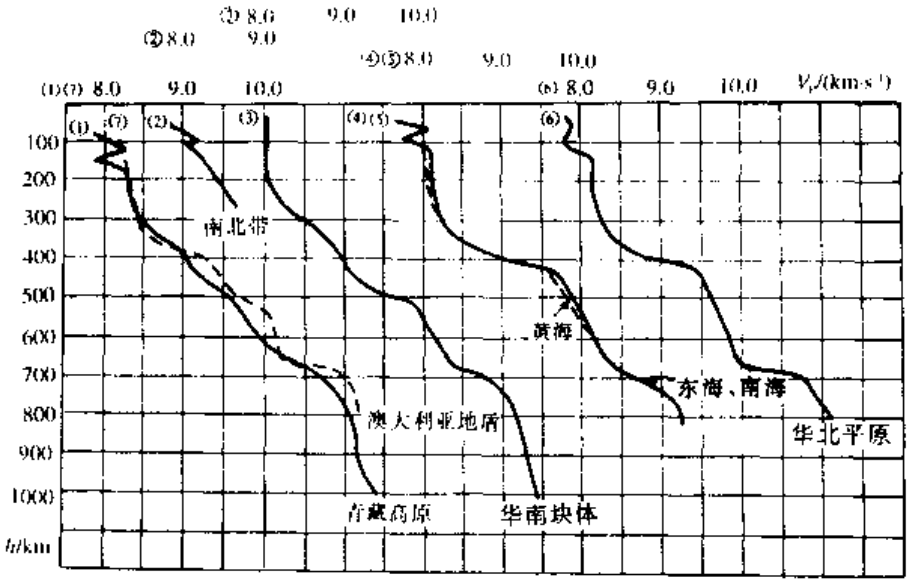


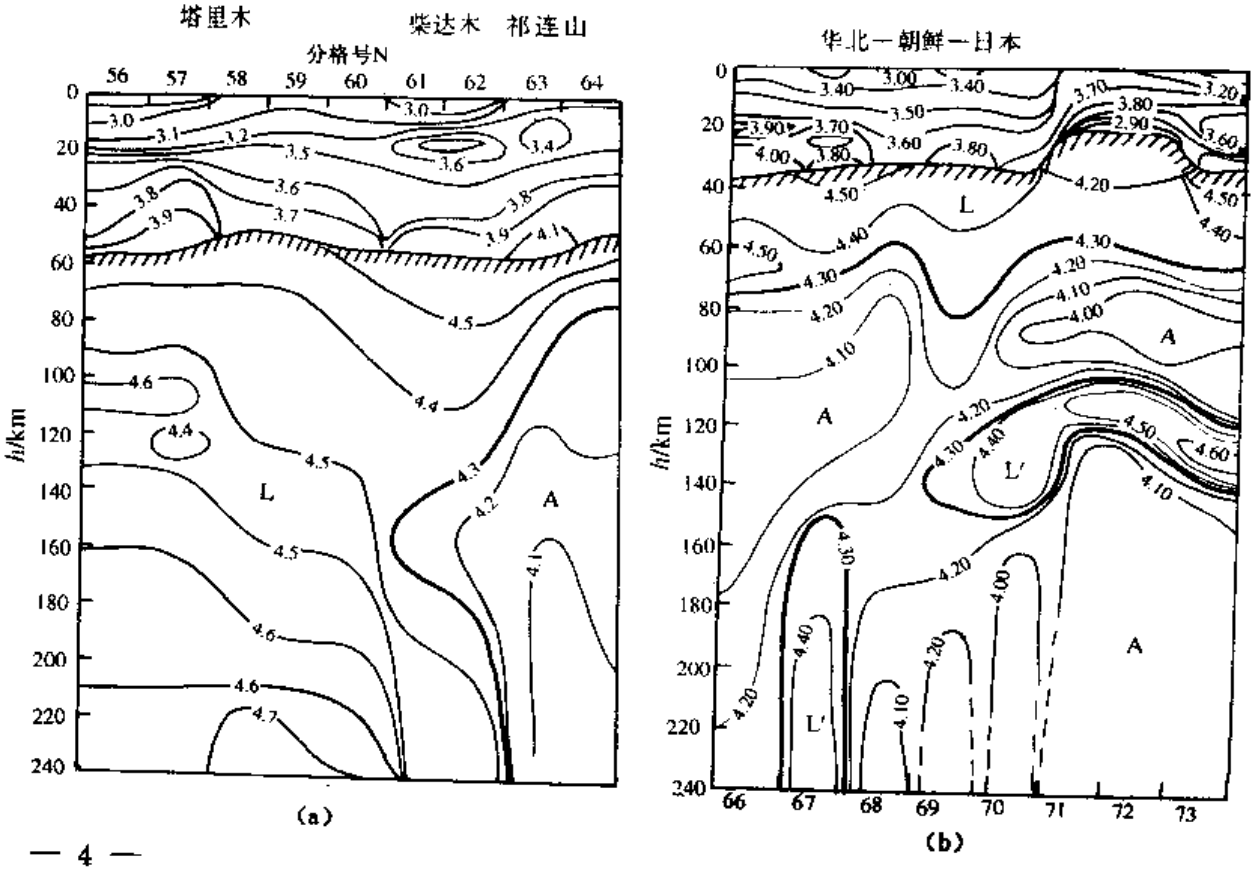
图 2—1　中国大陆上地幔 V_P 结构

Fig. 2—1　Upper mantle V_P structure of China continent

(据宋仲和等，1986)

山带为 118 km，造山带边缘（南北带）为 104 km，而扬子大陆（相当于图 2—1 中的华南块体）则未见低速层出现，类似澳大利亚克拉通，说明扬子大陆具克拉通性质。用人工爆炸地震获得的 V_P 测得华北邢台软流圈埋深为 83 km（滕吉文等，1982），塔里木东端直达 460 km 深度还未见 V_P 低速层（8301 工程协作组，1988）。大地电磁测深获得华北平原下软流圈埋深 60～80 km（刘国栋，1985），鄂尔多斯北缘到阴山下为 100～130 km（马杏垣等，1991），扬子大陆的湘中地区可深达 320 km（饶家荣，1993），青藏高原南部为 120～140 km，北部 160～200 km（吴功建等，1989），柴达木-祁连山-北山为 140～160 km（格尔木-额济纳旗地学断面专题报告，1994），南北带为 80 km，向东、西两侧快速加深到大于 100 km（马杏垣，1987）。地幔 V_S 结构推定的软流圈埋深如下：东部裂谷带为 60～80 km，扬子大陆无低速层（宋仲和等，1992），塔里木无低速层，柴达木 116～121 km，祁连山 74 km（安昌强等，1993）或 92 km（庄真等，1992），青藏高原 120～130 km，南北带 67～74 km（庄真等，1992），三江-巴颜喀拉-柴达木为 90～110 km（周兵等，1991）。美国康奈尔大学 Beghoul 等〔地质矿产信息研究成果(35)，1984，p. 29～43〕用两台站（均位于研究区内）法，利用 P 波求出西藏岩石圈厚 205～250 km。

新生代玄武岩岩浆起源的深度，东部大陆裂谷带主要集中于 60～80 km（邓晋福等，1990a），青藏高原北缘为 80～130 km（赖绍聪，1994，博士学位论文），它与上述地球物理测定的结果大致符合，这表明，上部软流圈有初始熔融发生。由上，我们可以获得中国大陆岩石圈底界的合理平均值为：东部裂谷带约 70 km，中部克拉通块体群大于 200 km，青藏挤压造山带约 150 km，其边缘约 100 km。中国东部岩浆起源限定的软流圈顶界大致与宋仲和等的 V_S=4.30 km/s 符合，如果以此为标准，那么我们可以把中国大陆各部分上地幔 V_S 结构连接起来，获得几个剖面上岩石圈底界的形态（图 2—2）。由图 2—2 可以形象地看



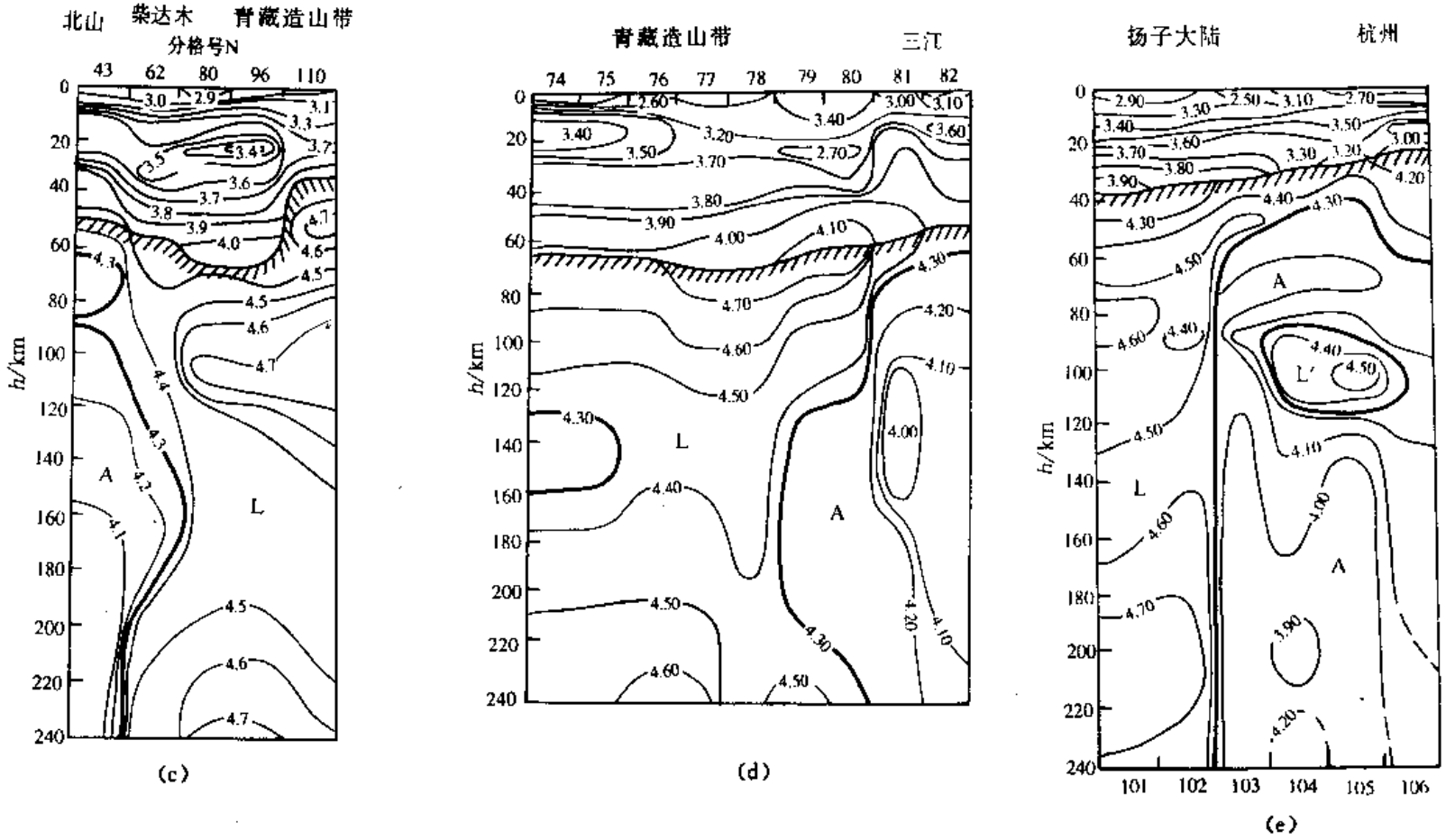


图 2—2　中国大陆岩石圈底界形态示意图

Fig. 2—2　Lithospheric base contour of China continent

据上地幔 V_S 结构绘制，资料来源：宋仲和等（1991，1992），安昌强等（1993）

A—软流圈；L—岩石圈；L'—岩石圈残留碎块

出，塔里木和扬子地块，以及青藏高原，是增厚的岩石圈，或叫做岩石圈根，东部地区则是减薄的岩石圈，其下是一个地幔热柱，这样，中国大陆可用大陆根-柱构造来概括。

2.1.2 岩石圈和地壳在垂直剖面上的形态

为知道它们的形态，除岩石圈底界外，还要知道 Moho 面与地表地形。关于 Moho 面的埋深已有许多地球物理方法探测的成果，这些结果之间都有较好的一致性。有代表性的中国平均地壳厚度（冯锐，1985）如下：东部 30～35 km，中部 40～50 km，青藏高原 68 km，东部与中部之间以及青藏高原周边是两个梯度带。中部克拉通为正常厚度陆壳，青藏造山带为增厚陆壳，称为山根，东部则为减薄的陆壳。地表地形与 Moho 面形态有较好的对应性，也有三个台级，青藏高原平均海拔在 4500 m 以上，高原以东和以北海拔降至 2000～1000 m，构成第二个台级，中国东部则多丘陵和平原，海拔多在 500 m 以下至海平面（中国地质科学研究院，1973）。中国大陆三个地带岩石圈和地壳在垂直剖面上的形态概略示意于图 2—3。根据物理学基本原理与实验，图 2—3 的形态可用下述力学机制获得简单而满意

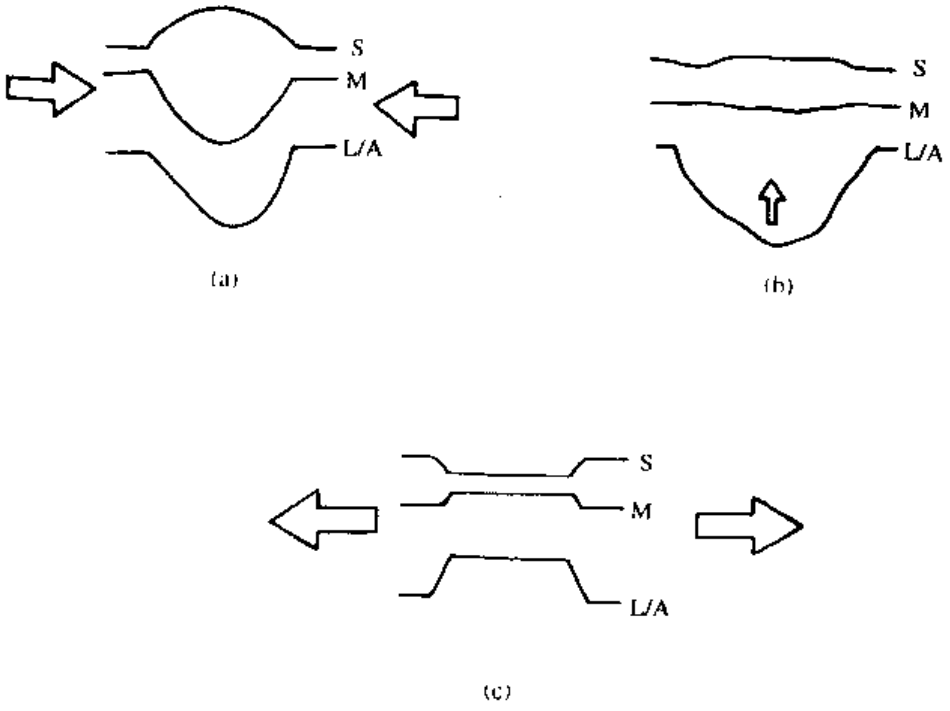


图 2—3 中国大陆岩石圈与地壳形态示意图

Fig. 2—3 Cartoon of China lithosphere/crust contour

(a) 图：青藏挤压造山带；(b) 图：中部克拉通块体群；(c) 图：东部大陆裂谷带

S—地表；M—Moho 面；L/A—岩石圈与软流圈界面

的解释。挤压力产生山根与岩石圈根，和高原地形〔图 2—3 (a)〕；拉伸力产生减薄的岩石圈与陆壳，和低地形〔图 2—3 (c)〕；图 2—3 (b) 类似于一只在水中的帆船，岩石圈的浮力使它飘浮在软流层上面。这样的力学机制正与它们的地表构造形态相符合，因此，我们可以说，大陆浅部的构造形态是其深部的根-柱构造的表现和响应。

2.1.3 岩石圈尺度的大地构造分区（新生代以来）

中国大陆新生代以来大地构造分区多依据地表构造分为东西两大部分，其分界线为纵贯 102°～105°东经的南北带，东部常称为滨太平洋构造域，西部常称为喜马拉雅构造域（黄

汲清等，1980；马杏垣等，1987；王鸿祯，1982)。我们试图基于大陆根-柱构造提出一个岩石圈尺度的中国大地构造分区(新生代以来)，示于图 2—4。玄武岩岩浆起源于上部软流圈，这样，火成岩-构造组合可视为岩石圈尺度大地构造分区的一个主要标志。中国东部含有大量地幔橄榄岩包体的新生代碱性玄武岩表明，伸展构造已达岩石圈厚度，属于典型的大陆裂谷火山作用（邓晋福等，1985；Deng et al.，1984)，因此，它的西部边界将是限定岩石圈尺度的东部大陆裂谷带边界的一个重要指示。自南往北，该边界大致沿广西北海、广东三水、福建明溪、浙江巨县、江苏南京、河北肥乡、内蒙古集宁一线，向北进入蒙古，直至俄罗斯贝加尔湖(图 2—4)，它大致与东部减薄岩石圈的西边界一致。印度板块与亚洲板块碰撞以后，青藏高原只在其北缘和东缘有火山喷发，它们是陆内造山钾玄岩系列，指明岩石圈尺度的挤压构造，其边界大致与青藏高原边界一致(图 2—4)。位于这两条火山岩边

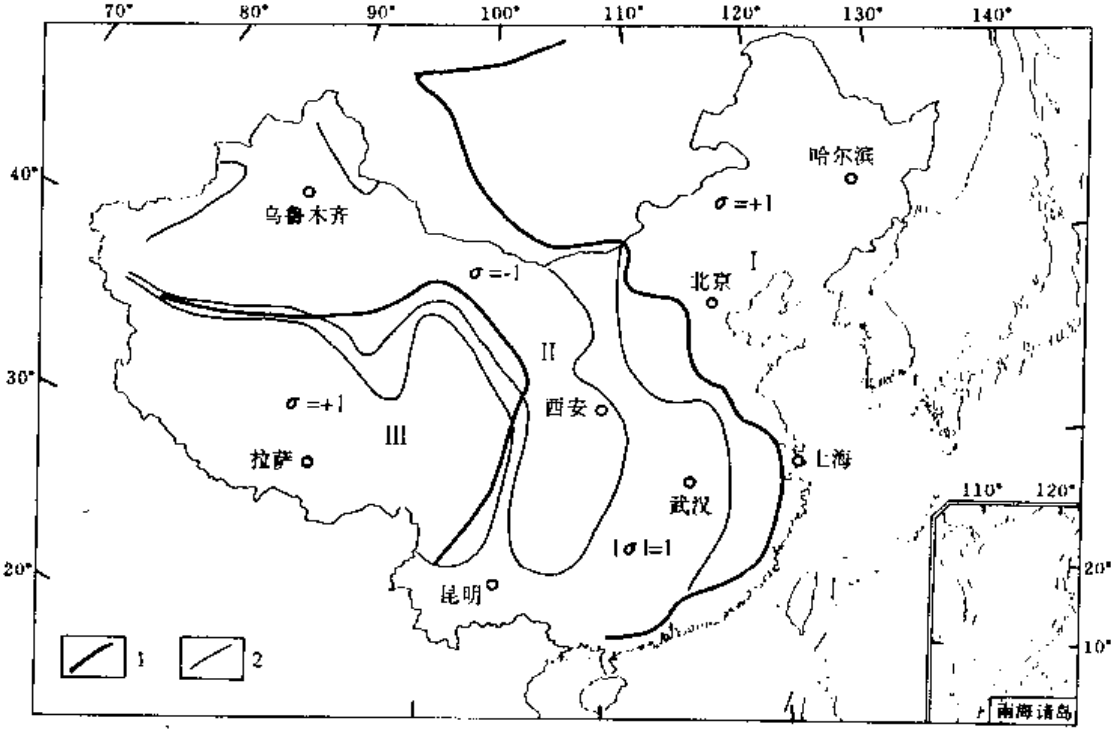


图 2--4 中国岩石圈尺度的大地构造分区（新生代以来）

Fig. 2--4 Geotectonic units of China on a lithospheric scale since Cenozoic

1—火山岩与大地构造分区边界；Ⅰ—东部大陆裂谷带；Ⅱ—中部克拉通块体群；Ⅲ—青藏挤压造山带。2—上地幔等效层密度边界（据王懋基等，1982 简化)；层密度 $\sigma=+1$，层厚 150～>850 m；层密度 $\sigma=-1$，层厚 150～>850 m；层密度 $|\sigma|=1$，层厚 9～150 m

界外侧的中部地带则无火山活动，它包括塔里木、阿拉善、鄂尔多斯、扬子大陆，标志它们的构造稳定性。在地质历史上它们也表现出长期稳定的性质，与世界克拉通不同的是它们均是较小的块体，我们称为中部克拉通块体群(图 2—4)。它们构造上的稳定性还反映在无现代地震活动（除块体的边界之外)、低的大地热流值（40～50 mW/m^2)、块体整体的升降运动等。重力均衡异常反映地壳与地幔密度的不均匀性，它包括长波长地幔密度变化和短波长密度变化。1°×1°自由空气重力异常形态主要反映大的山脉与盆地轮廓，经进一步滤波后的 3°×3°、5°×5°、7°×7°、9°×9°自由空气重力异常图突出了深层因素引起的异常，使得异常形态变得规则化了（丁国瑜等，1991)。其主要特点是存在明显的三个异常区，青藏

高原为东西走向的正异常区，新疆经鄂尔多斯到川滇为负异常区，东部为弧形向东凸出的正异常区（王懋基等，1982；丁国瑜等，1991）。上述特征均由地幔质量分布引起，并表现为大面积的近代动态不平衡，这可能与近代板块动力学有关。青藏高原与东部正异常分别反映受印度板块作用与受太平洋板块作用产生的质量聚集的影响（王懋基等，1982）。王懋基等（1982）进一步利用5°×5°自由空气重力异常图绘制了上地幔密度等效层厚度图，指出西宁—成都—昆明以西的青藏高原和长春—太原—广州以东的沿海地区为两个地幔高密度区，其中间的新疆、鄂尔多斯、四川为地幔低密度区。冯锐（1985）基于1°×1°平均布格重力异常图进行的三维重力反演提出了自Moho面至120 km的上地幔密度分布，并指出中国上地幔结构可大体分成三个区，与地壳的块状结构不完全重合。三个区的上地幔密度分别为，青藏高原3.40～3.65 g/cm³，东部地区3.23～3.30g/cm³，中部过渡区（对应四川盆地、鄂尔多斯高原、山西地堑和准噶尔盆地等）3.10～3.22g/cm³。由上，我们可以看出，反映上地幔密度的长波长重力均衡异常支持了我们标出的岩石圈尺度的大地构造分区方案，我们把王懋基等（1982，图5）上地幔高密度（层密度$\sigma=+1$）、正常密度（$|\sigma|=1$）与低密度（$\sigma=-1$）的界线引入图2—4，则可看出它们与两条火山岩的边界是大致符合的，同时表明中部克拉通块体群的上地幔密度远小于青藏高原，支持了我们提出的基于岩石圈形态的浮力机制模型〔图2—3（b）〕，进而说明中部克拉通岩石圈根由于浮力产生大陆稳定性效应，青藏造山岩石圈根由于重力不稳定性产生造山带不稳定性效应。基于大陆根-柱构造提出的中国大陆岩石圈尺度大地构造分区的主要特征汇于表2—1，它与基于浅部构造提出的大地构造分区之间的某些不协调将在后面讨论。

表2—1　中国大陆岩石圈尺度大地构造分区（新生代以来）及其主要特征

Tab. 2—1　Geotectonic units of China on a lithospheric scale since Cenozoic and its characteristics

	青藏陆内造山带	中部克拉通块体群	东部大陆裂谷带
陆壳厚度（km）	70～80（山根）	40～50（正常的）	30～35（减薄的）
岩石圈厚度（km）	150（造山岩石圈根）	200（克拉通岩石圈根）	70（地幔热柱）
上地幔密度（g/cm³）	3.40～3.65	3.10～3.22	3.23～3.30
地形高度（m）	＞4500（高原，高山）	2000～1000（盆地，高原）	≤500（盆岭相间）
岩浆活动	陆内造山钾玄岩系列，白云母/二云母花岗岩	无	大陆裂谷玄武岩
热流（mW/m²）	变化大，北部：40～50，边缘：70～90，核部：100～300	40～50	60～70
地震	多发，强	无（块体边界除外）	多发，强
近代构造	逆冲推覆，走滑	稳定（整体升降）	拉伸构造，走滑
壳内低速高导体	有	无	有

2.2　壳幔岩石学结构

2.2.1　研究方法

研究地壳、上地幔的岩石学方法主要来自三个方面（邓晋福等，1992a）：① 出露于地表的深部陆壳岩石（主要是前寒武纪变质岩系）；② 由岩浆或构造作用带到地表的深部岩石

表 2—2　中国大陆三个大地构造分区壳幔岩石学结构模型

Tab. 2—2　Crust-mantle petrological structure model of three geotectonic units of the China continent

深度(km)	东部大陆裂谷带(冀东)				中部克拉通块体群(鄂尔多斯)				青藏陆内造山带(祁连山)			
	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s
0	地壳 上	绿片岩相,花岗闪长质	6.1	3.45	地壳 上	绿片岩相,花岗质	5.8	3.55	地壳 上	绿片岩相,花岗质	5.7 6.1	3.3
10	地壳 中	角闪岩相,花岗闪长质	6.4	3.75	地壳 中	角闪岩相,花岗质	6.1	3.68	地壳 中	角闪岩相,花岗质麋棱岩	5.8	3.65
20	地壳 中	含水低速体	6.1	3.62								
30	地壳 下	中性麻粒岩 石榴子石-歪长石-辉石堆晶岩	6.5 7.2	3.80	地壳 下	麻粒岩相,花岗闪长质 高压麻粒岩相,花岗闪长质	6.4 6.8	3.80	地壳 下	麻粒岩相,花岗质	6.4	3.75
40	上地幔 岩石圈	尖晶石相二辉橄榄岩,少量方辉橄榄岩,纯橄榄岩,辉石岩	7.9 ↓ 8.1	4.45	上地幔岩石圈	尖晶石相方辉橄榄岩与纯橄榄岩	8.0 8.25	4.40	地壳 加厚下	高压麻粒岩相,花岗闪长质 榴辉岩相,花岗质	6.8	3.85 4.15
60	L/A								Moho 面			
70	上地幔软流圈	约含 7%玄武质熔浆的二辉橄榄岩	7.6	4.20					上地幔岩石圈	基性榴辉岩盖层 石榴子石相橄榄岩	8.1	
80												
90												
100						石榴子石相方辉橄榄岩与纯橄榄岩	8.35	4.20				
		石榴子石相二辉和方辉橄榄岩	8.25	4.12								
						岩石圈/软流圈界面(L/A)可能为 200 km 左右				L/A 约 150 km		
150												

包体或块体；③ 火成岩（火山岩与侵入岩）中包含的岩浆源区的化学与物理学信息。基于岩石学与地质压力计研究，结合地球物理测深资料与高温高压下岩石中地震波传播速度的实验成果可建立壳幔岩石学结构（吴宗絮等，1994）。对于一个经历多次岩浆-构造-热事件的地区来说，古壳幔结构的建立主要基于岩石学方法与大地构造研究（邓晋福等，1992a），以及后期改造比较弱的地段与还保留在壳幔岩石学结构中的残余信息（吴宗絮等，1994）。

2.2.2 陆壳岩石学结构及其类型

与岩石圈尺度大地构造分区相适应，中国大陆地壳可分出三个类型的岩石学结构、东部大陆裂谷型、中部克拉通型与青藏陆内造山型。陆壳三层结构的模型，即上、中、下陆壳分别由绿片岩相、角闪岩相、麻粒岩相岩石构成，已被广泛接受（Fountain et al.，1981；吴宗絮等，1991）。最新的研究表明，青藏陆内造山带陆壳具四层结构，第四层被称为增厚的下地壳，由高压麻粒岩相±榴辉岩相岩石构成（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告；Deng et al.，1994）；具三层结构的陆壳还可区分出大陆裂谷型与克拉通型（吴宗絮等，1994）。

中国大陆三个大地构造分区的壳幔岩石学结构模型示于表 2—2。青藏造山带双倍陆壳显示 V_P 四层结构，为了便于与大陆其它构造单元比较，我们把第 4 层称为加厚下地壳。它的岩石学含义是什么？这是国内外文献中还未有报道的一个新问题。岩石相平衡实验与热力学研究（邓晋福，1987a；Holloway & Wood，1988）表明，随压力升高，含紫苏辉石的麻粒岩向榴辉岩转变时会发生两个变质反应。400～800℃时，10×10^8～11×10^8Pa（35～40 km 深度）压力下，斜方辉石消失，形成高压麻粒岩；然后，400～800℃时，（45～60 km）压力下，斜长石消失形成榴辉岩（图 2—5），因此，加厚下地壳将是高压麻粒岩相±榴辉岩相岩石构成。陆壳岩石主要由长石与石英构成，由于它们 V_P、V_S 的差异（见表 2—3），富斜长石的陆壳与富石英的陆壳相比，前者 V_P 高，V_S 相对低；后者 V_P 低，V_S 相对高。因此，V_P、V_S 的共同约束可更好地解释陆壳岩石的矿物组成。由表 2—3，2—4，2—5 的比较可以看出，加厚的下地壳由花岗闪长质或中性的高压麻粒岩构成，其底部的山根带由花岗质的榴辉岩构成。喜马拉雅山双倍陆壳的岩石学结构（Deng et al.，1994）与祁连山类似。克拉通陆壳的底部常有一个 V_P 达 6.8 km/s 的高速层，可能由花岗闪长质的高压麻粒岩构成。大陆裂谷带地壳底部则常有一个 V_P 高达 7.2～7.4 km/s 的高速层，青藏造山带冈底斯直至巴颜喀拉，地壳底部也有一个 V_P 高达 7.2～7.4 km/s 的高速层（崔作舟，1987），被解释为玄武岩岩浆的底侵作用造成（Fountain，1989；吴宗絮等，1994），这与它们在新生代时期发育玄武质火山喷发相适应。

表 2—3 矿物的 V_P、V_S 测定值（km/s）

Tab. 2—3 V_P and V_S of minerals

	石英	碱性长石	斜长石($An=24$)	斜长石($An=53$)	黑云母	角闪石	透辉石	古铜辉石	石榴子石	橄榄石
V_P	6.05	6.01	6.22	6.57	5.26	7.04	7.70	7.84	8.53	8.32
V_S	4.09	3.34	3.40	3.53	2.87	3.81	4.38	4.75	4.76	4.57

注：橄榄石据 Birch，1961；其余均据 Christernsen & Fountain，1975。

2.2.3 上地幔岩石学结构及其类型

由表 2—2 可以看出，上地幔岩石圈、大陆裂谷带主要由尖晶石二辉橄榄岩构成，并含

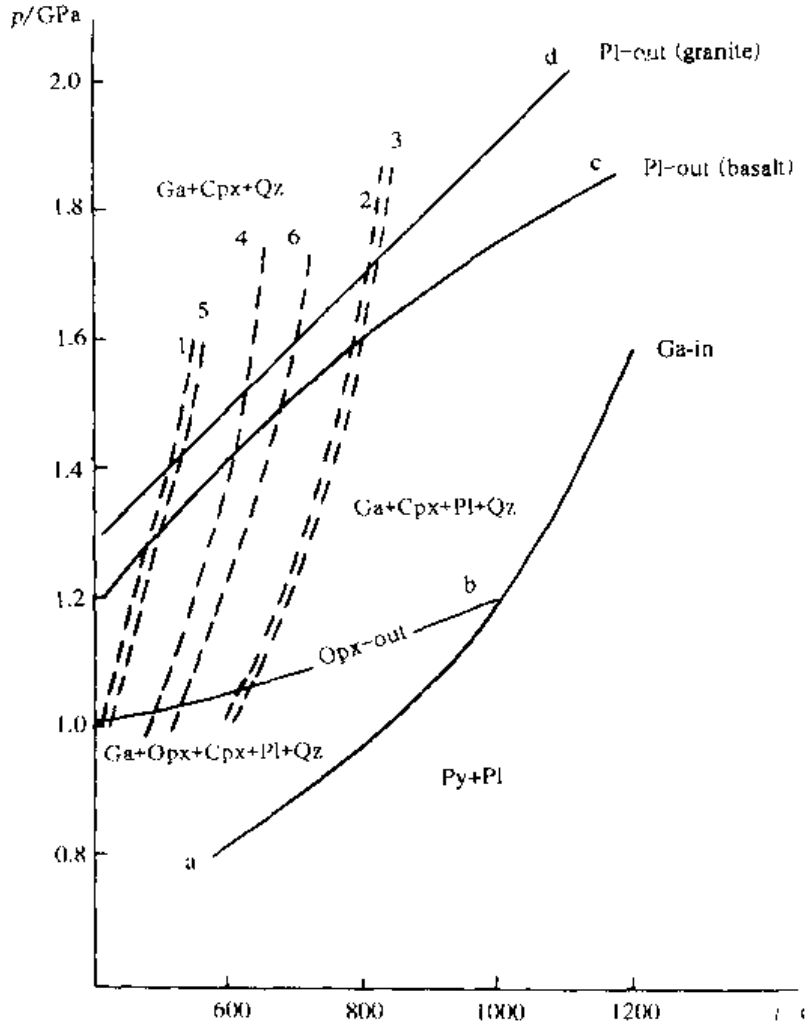


图 2—5　麻粒岩相与榴辉岩相的温压条件

Fig. 2—5　The $p-T$ curves of granulite and eclogite facies

相转变界线：(a) 角闪岩相与中压麻粒岩相；(b) 中压与高压麻粒岩相；(c) 玄武质岩石的麻粒岩相与榴辉岩相；(d) 花岗质岩石的麻粒岩相与榴辉岩相。(a)、(b)、(c) 据 Holloway & Wood, 1988；(d) 据邓晋福, 1987 和 Wyllie, 1981

虚线为现代地温（据沈显杰等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面专题报告；未刊）：

1—柴达木；2—柴北缘；3—祁连山；4—酒东盆地；5—花海盆地；6—北山

表 2—4　由矿物地震波速值计算的岩石地震波速值

Tab. 2—4　Calculated V_P & V_S of rocks from V_P & V_S of minerals

岩　石	基　性 麻粒岩 Opx 20, Cpx 20, Ga 10, Pl 50	中　性 麻粒岩 Opx 15, Cpx 15, Ga 5, Pl 65	中　性 麻粒岩 Opx 10, Cpx 10, Bi 10, Ga 5, Pl 65	酸　性 麻粒岩 Opx 2, Cpx 3, Ga 5, Pl 60, Qz 30	高压中性 麻粒岩 Cpx 25, Ga 10, Pl 55, Qz 10	基　性 榴辉岩 Ga 50, Cpx 50	酸　性 榴辉岩 Cpx 15, Ga 15, Qz 70	方　辉 橄榄岩 Opx 20, Ol 80	二　辉 橄榄岩 Cpx 10, Opx 20, Ol 70
V_P/(km·s^{-1})	7.25	6.80	6.55	6.36	6.80	8.12	6.67	8.23	8.16
V_S(km·s^{-1})	4.01	3.82	3.65	3.73	3.85	4.57	4.23	4.61	4.59

表 2—5 岩石地震波速实验测定值（压力为 0.6GPa）

Tab. 2—5 Experimental V_P & V_S of rocks at 0.6 GPa

岩 石	变粒岩	花岗质岩石	角闪岩相片麻岩	斜长角闪岩	中性麻粒岩	基性麻粒岩	酸性麻粒岩	基性榴辉岩	橄榄岩
V_P/(km·s^{-1})	5.94～6.01	6.05～6.50	6.30～6.60	6.92～7.18	6.70～6.80	7.10～7.40	6.41～6.57	7.90～8.20	8.10～8.45
V_S/(km·s^{-1})		3.59～3.80	3.75	3.90	3.90	3.90～3.93	3.58～3.74	4.44～4.46	4.58～4.83

注：据吴宗絮等，1993；Fountain，1976，1990；Kern，1982；Christernsen & Fountain，1975；Birch，1961 综合。

有圈闭在上地幔顶部的玄武岩岩浆结晶的产物（辉石岩）；克拉通块体则主要由亏损型的方辉橄榄岩构成（吴宗絮等，1994）；造山带则可能有一个基性榴辉岩的盖层，其下是石榴子石相橄榄岩层，因为深度大可能缺失尖晶石相橄榄岩（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告）。克拉通块体的上地幔上部约 80 km 处常出现 V_S 低速特征，然而没有 V_P 的低速出现；理论计算表明，伴随尖晶石相转变为石榴子石相，$\Delta V_P = +0.199$ km/s，$\Delta V_S = -0.227$km/s，由此我们提出：V_P 低速、V_P 正梯度可能是由矿物相转变引起的（吴宗絮等，1994）。上地幔软流层在大陆裂谷带与青藏造山带是含玄武质隙间熔浆的橄榄岩构成，这与它们发育玄武质火山相适应。但是克拉通地区常缺乏火山喷发，有可能其软流圈顶部无隙间熔浆或其数量极少，从而导致除 80 km 左右出现 V_S 低速外，上地幔内无 V_P、V_S 低速的出现。

2.2.4 下地壳与 Moho 界面形成

由表 2—2 可看出，相对于克拉通正常厚度陆壳来说，大陆裂谷带是减薄的陆壳，青藏造山带则是增厚的陆壳，上地壳与中地壳厚度变化不大，下地壳厚度则差异极大，也即减薄与增厚主要均是下地壳物质的贡献。为什么？其原因是陆壳主要由花岗质岩石构成，花岗岩的变形实验（王子潮等，1988，转引自吴宗絮、邓晋福，1994）表明，脆性向韧性转变的起始温度为 500℃（4×10^8Pa 时）和 400℃（3×10^8Pa 时），这样，陆壳内 500℃等温面大致符合于脆性-韧性转变的温度，这一等温面大致在 20～25 km（吴宗絮等，1994），因此，下地壳具有韧性，易于被拉伸减薄或挤压增厚。正常或减薄的陆壳与其下面的地幔橄榄岩之间形成的 Moho 面，主要是一个化学界面，在挤压造山陆壳增厚与山根形成过程中，地壳浅部物质会下沉到深部，巨大的应力加上静岩压力产生的超压力，会使在 40 km 左右的基性物质转化为榴辉岩（参见图 2—5）。基性榴辉岩属超镁铁岩，在花岗质岩石变为塑性时，它仍为刚性。在塑性流变的介质中基性榴辉岩被破裂成碎块，并随塑性物质一起往陆壳深部流动〔图 2—6 (a)〕，一旦强大挤压力减弱，由于基性榴辉岩与花岗质榴辉岩和高压麻粒岩的密度差，基性榴辉岩碎块会下沉堆积在原先以橄榄岩为底的 Moho 面上；由于基性榴辉岩与橄榄岩的地震波速和密度的差异远比它与花岗质的差异小（参见表 2—3，2—4，2—5），这样，地震波速与密度跳跃的界面将移到基性榴辉岩堆积体与花岗质榴辉岩和高压麻粒岩之间，由此产生一个新的 Moho 面〔图 2—6 (b)〕，它主要是一个物理界面，这一过程可称为动力-重力下沉分层作用（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告）。看来，造山带崩塌和克拉通化过程中双倍陆壳减薄时，上地幔盖层的基性榴辉岩与山根带的花岗质榴辉岩会逐渐转化为麻粒岩相，最后导致在麻粒岩与橄榄岩之间的新 Moho 面的形成。这样莫霍面是随岩浆-构造-热事件而变化的，而不是固定不变的。可以想像，如果造

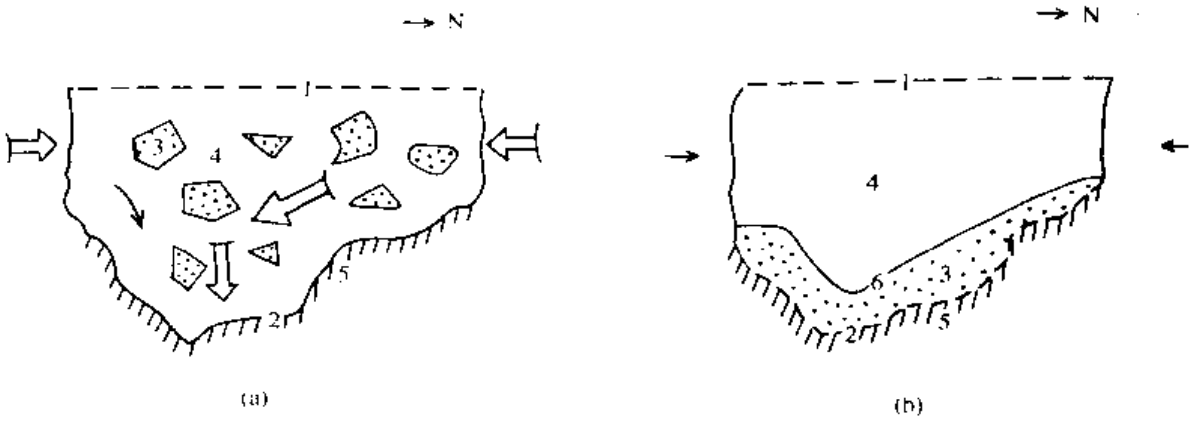


图 2—6 祁连山深部陆壳物质的分异（a）与新 Moho 面的形成（b）示意图

Fig. 2—6 Differentiation of deep crustal materials (a), and formation of new Moho (b)

1—中地壳底界；2—古 Moho 面；3—基性榴辉岩；4—花岗质榴辉岩和高压麻粒岩；5—橄榄岩；6—新 Moho 面

山带山根形成以后有一个极为快速的隆升事件，那么，一部分山根带与上地幔盖层的榴辉岩的碎块就有可能来不及转变为麻粒岩，而残留在地壳浅部，这样，山根为超高压变质岩的形成、快速隆升事件为超高压变质岩折返浅部的机制提供了一种可供选择的方案。

2.2.5 壳幔岩石学结构的构造意义

岩石相平衡实验和原理告诉我们，玄武质是地幔橄榄岩系统的低熔组分，洋壳、不成熟岛弧与大陆内底侵作用形成的地壳来自地幔的局部熔融，是新生的地壳；花岗质是玄武岩系统的低熔组分，成熟岛弧与大陆地壳的主体来自玄武质地壳的局部熔融，可称再生的地壳。大陆地壳主体由花岗质构成，它们是固体地球物质系统中最低熔的端元，同时也是密度最小的组分，因而，与玄武质新生地壳相比，它在化学与物理学上更具稳定性，所以它能长期地（自太古宙）飘浮在地球表层。原始地幔具二辉橄榄岩组成（Ringwood，1975），从中提取出玄武质组分后就形成亏损的方辉橄榄岩，并伴随 V_P、V_S 的增大（参见表 2—3，2—4）；但由于 Mg/（Mg+ΣFe）的增加，导致了密度的降低（因为矿物与岩石的密度随该比值的增加而减小）。中部克拉通陆块群陆壳的花岗质与低密度，壳内无密度倒转（即无低速层），与巨厚的低密度的方辉橄榄岩壳下岩石圈（参见表 2—2），为它稳定地飘浮在地球表层提供了岩石学依据；壳下岩石圈的低密度与由重力资料反演的结果（表 2—1，图 2—4）符合。与中部克拉通陆块群相比较，东部大陆裂谷带陆壳的花岗闪长质与相对高的密度，壳底的底侵的新生地壳，壳内低速体产生的密度倒转，软流圈埋深浅、隙间熔浆较多引起的上地幔内的密度倒转等，表明东部大陆岩石圈在构造上的不稳定性。东部大陆地壳的“基性化”是中生代以来由稳定转向构造上活化的记录（吴宗絮等，1994）。与中部克拉通块体群相比，青藏造山带岩石圈地幔密度较大（石榴子石二辉橄榄岩＋基性榴辉岩），有下沉趋势，巨厚的陆壳则也具花岗质，密度小，有上升趋势，因此在 Moho 面处可能会有构造拆离，为地壳物质在那里堆积形成山根提供了空间；山根为造山带的快速隆升提供了基础，如喜马拉雅山，祁连山。中地壳广泛发育的花岗质糜棱岩是壳内构造强烈活动性的重要记录（参见表 2—2）。

由上，壳幔岩石学结构为大陆根-柱构造及其浅部效应提供了壳幔物质化学与物理学的重要科学依据。

第三章　大陆根-柱构造的火成岩标志

3.1　陆内火成岩构造组合

火成岩构造组合表征大地构造环境与板块边界的性质。众所周知，蛇绿岩套表征洋中脊与离散板块边界，大陆边缘与岛弧钙碱性火成岩组合表征大洋（本书所称大洋，无数量上大小的含义，只是ocean的译名）俯冲与会聚板块边界，并常用板内火成岩一词来囊括陆内与洋岛火成岩。目前，有关陆内火成岩构造组合的研究尚少，尤其缺乏综合性研究，我们尝试提出一个分类框架（表3—1），表征大陆根-柱构造与陆内块体边界的性质。本书把大陆看作为被大洋分隔的陆块，以蛇绿岩套表征的古洋壳为古大陆的分界标志；大陆内部常有许多相对独立的块体，我们称为陆内块体，各块体的壳幔结构、构造形态与火成活动有较大差异，古大陆内的块体常常有拉薄的过渡型地壳作为边缘，在陆-陆碰撞及其后的陆内造山过程中，沿这些边界常发生陆内块体间的碰撞作用。

表3—1　陆内火成岩构造组合

Tab. 3—1　Intracontinental igneous petrotectonic assemblage

构造环境	岩石构造组合	根-柱构造类型
陆内造山带	(1) 大洋闭合与陆-陆碰撞造山 蓝片岩与榴辉岩类，具碰撞型 p-T-t 轨迹； 钙碱与高钾钙碱性系列 (2) 陆内造山 陆内俯冲边界：黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩 水平缩短边界：钾玄岩（shoshonite）系列 (3) 造山带崩塌（collapse）：造山末（或后）A型花岗岩 早期：碱性正长岩—石英正长岩（无负Eu异常），过碱性花岗岩 晚期：碱性正长岩—石英正长岩（有负Eu异常），过碱性花岗岩	造山岩石圈根 与山根 去根过程 早期，岩石圈减薄，但有山根 晚期，岩石圈减薄，但无山根
大陆裂谷带	碱性橄榄玄武岩系列，大陆溢流玄武岩，非造山A型花岗岩	地幔热柱
克拉通	金伯利岩，或无火成活动	大陆岩石圈根

关于大陆裂谷带岩浆作用及其与地幔热柱的关系（例如：Condie，1982；Morgan & Baker，1983），以及金伯利岩与大陆岩石圈根的关系（例如Boyd，1986）已有详细论述，这里不再重复。下面主要讨论与陆内造山带有关的火成岩组合。

3.2　大洋闭合与陆-陆碰撞造山的岩石构造组合

北祁连早古生代造山带内的蓝片岩（榴辉岩）类可作为临近大洋闭合与陆-陆碰撞造山的标志的一个实例，其主要事件序列列于表3—2。

众所周知，与大陆地壳相比，洋底要年轻得多，最老的洋底年龄不超过200 Ma。它表

表 3—2　北祁连加里东造山带事件序列

Tab. 3—2　Event sequence of North Qilian Caledonian orogenic belt

1. 大洋扩张与俯冲	2. 大洋闭合与陆-陆碰撞造山	3. 陆内俯冲造山	4. 造山带崩塌与快速隆升	5. 克拉通化
a. 洋脊玄武岩，Pt_2、O_1、O_2、O_3 b. 洋岛玄武岩，Pt_2、$\in_2$、O_1、O_2、O_3 c. 俯冲弧火山岩，$\in_2$、O_1、O_2、O_3 d. 俯冲弧花岗岩类 532～443Ma($\in_2$～O_3)	a. 蓝片岩(榴辉岩)(俯冲的洋壳，弧火山岩，泥质岩类)，460～440 Ma(O_3) b. 海相磨拉石，S_1 与前志留系呈不整合	二云母花岗岩类 417～404 Ma (S_2～S_3)	a. A 型花岗岩，D_1～D_2 b. 蓝片岩退变质 400～380 Ma(D_1～D_2) c. 陆相磨拉石，D_1 与前泥盆系呈不整合	年青地台，C

注：主要资料据邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告。

明绝大多数的洋壳已在海沟下沉中消减于地幔；大洋俯冲作用在大洋演化的后期才开始发育，如太平洋；早期的大洋没有俯冲作用，如红海、大西洋。由表 3—2 可以看出，大洋的扩张可能始于$\in_2$之前，俯冲作用于$\in_2$已经开始，但是，出露于地表的记录大洋俯冲作用的蓝片岩的年龄则年轻得多 (O_3)。这一事实意味着大部分洋壳已再循环返回地幔，只有最后俯冲的洋壳才有更多的机会暴露于地表。第二个事实是高压变质岩类不仅有洋壳，还包括有弧火山岩类。一般来说，后者不会俯冲，因为它位于俯冲带上方的上叠板片中，这些蓝片岩类形成的温度很低，200～400℃。第三个事实是高压变质作用发生于陆内俯冲造山之前。我们认为，用大洋闭合与陆-陆碰撞机制可以合理地解释上述三个特征。

我们把冈底斯南缘的林子宗组火山岩及其伴生的花岗岩类看作大洋闭合与陆-陆碰撞造山的产物，火山岩（64～41 Ma）与花岗岩类（55～41 Ma）属古新世、始新世（刘国惠等，1990），它们属于钙碱与高钾钙碱性系列（赖绍聪，1994，博士学位论文），类似于岛弧和大陆边缘弧火成岩靠大陆一侧与晚期的火成岩类特征。陆-陆碰撞造山必然会使大洋俯冲带崩塌，但是起源于崩塌前俯冲带的岩浆仍可能滞留于陆壳内，陆壳熔融带仍可持续一段时间，因此，这一阶段仍有类似于俯冲带火成岩的活动是可能的。

3.3　白云母花岗岩和二云母花岗岩——陆内俯冲的岩石学记录

众所周知，沿高喜马拉雅山分布 2 千余公里长的中新世白云母花岗岩和二云母花岗岩（或称浅色花岗岩，以下简称白云母花岗岩）带（Le Fort，1981），一般认为它们是碰撞后陆内挤压造山的产物。长期以来的分歧主要在于，它是加厚的双倍陆壳底部的产物，还是陆内俯冲带的产物。我们的详细研究（邓晋福等，1994a）结果是，白云母花岗岩岩浆主要来自俯冲板片顶部泥质沉积物的局部熔融。其岩石学特征：白云母呈填隙状结构，广泛发育分解条纹长石与黑云母，化学、矿物组成与结构上的均一性，外接触带出现硅灰石等，表明岩浆中的水是不饱和的，其温度必须达 750～800℃，而不是一般认为的低温（600～650℃）饱和水的岩浆，其垂直运移距离至少达 15～20 km，而不是一般认为的原地或半原地侵入体。白云母花岗岩的高 SiO_2，高的锶同位素初始比值，高的氧同位素比值，铝过饱和，$K_2O \geqslant Na_2O$，无中性和基性侵入岩的共生，无对应的同期火山岩产出等均表明：没有

地幔的卷入，它是泥质岩石局部熔融的产物，而不是加厚陆壳底部或陆内俯冲带上方板片底部的已分离出低熔花岗岩岩浆的陆壳岩石的熔融产物。因此，它要求有一个使表壳沉积物再循环回到陆壳深部的机制，陆内俯冲是所需要的最佳机制。白云母花岗岩 REE 分布模式中强烈的负 Eu 异常表明，岩浆形成时斜长石必定存在于源岩残余物中，进而表明它不能形成于加厚陆壳的底部；因为深度大于 50～60 km 以后，陆壳岩石局部熔融将没有斜长石的参与，而高喜马拉雅陆壳厚度为 60～75 km。实验岩石学表明，白云母花岗岩岩浆来源于 20～40 km 深度内泥质岩石的局部熔融。高喜马拉雅白云母花岗岩形成于 7～28 Ma，主要为中新世，中央结晶岩系的退变质作用年龄为 10～20 Ma，这样，主中央逆冲断层（MCT）就是陆内俯冲带，它已被最近的深地震反射探测所证实（Zhao，et al.，1993）。由此，从低喜马拉雅的前陆褶皱带经过主中央逆冲断层（带）到高喜马拉雅的中央结晶岩系和白云母花岗岩带构成了典型的陆内俯冲造山带的构造单元配置。前者为俯冲大陆，主中央逆冲断层（带）为陆内俯冲带，后者为上叠大陆。因此，白云母花岗岩带是陆内俯冲造山的岩石学记录，也是识别大型逆冲断层是否具陆内俯冲带性质的最重要标志之一。

高喜马拉雅的地温分布与熔融实验相关系见图 3—1，陆内俯冲带的热结构与脱水反应及白云母花岗岩形成的模型示于图 3—2。构筑图 3—2 的三个假定是：① 俯冲板片沉积盖层厚约 5 km；② 俯冲角约 20°；③ 俯冲板片盖层到达 30～35 km 深度时，由于密度制约而不能穿过 Moho 面进入上地幔。由图 3—2 可知，随着俯冲板片往下温度的升高，必然导致

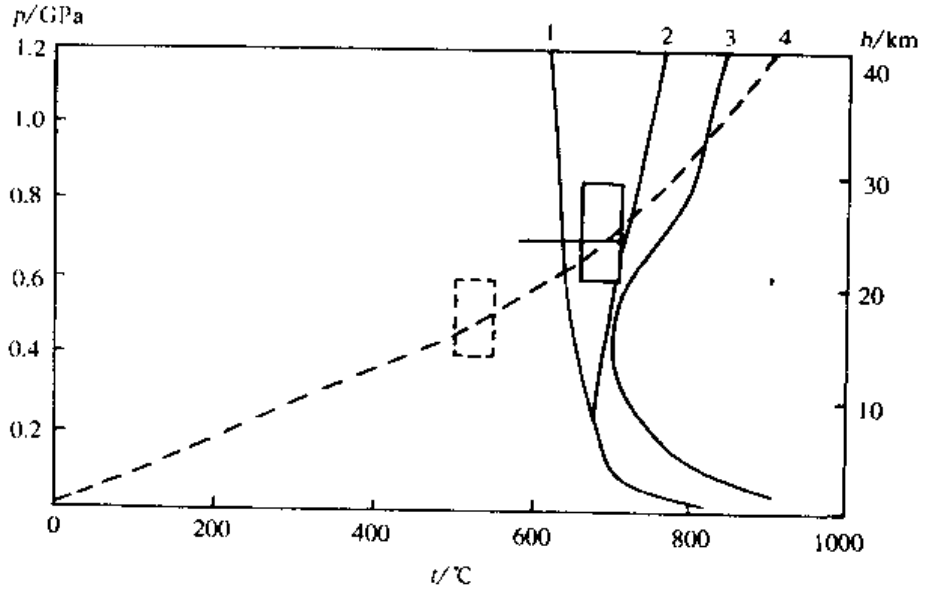


图 3—1　高喜马拉雅地区温度分布

Fig. 3—1　Temperature distribution of higher-Himalaya

（据邓晋福等，1994a）

虚线对应于热流值为 90 mW/m² 的地温曲线；虚线框内为该区低角闪岩相或 Ky 带温压范围；实短线为该区高角闪岩相或 Sil 带温压范围；实线框代表该区混合岩形成的温压范围。曲线 1 为过量水花岗岩固相线；曲线 2 为白云母消失脱水熔融固相线；曲线 3 为含 10% H_2O 的白云母花岗岩熔融液相线

其顶部沉积物的矿物发生脱水反应。首先是高岭石分解放出的水，直达地壳浅部，形成广布于主中央断层附近的热泉。较深部的高岭石分解与叶蜡石分解放出的水，上升到上叠的西藏板片下部与过量水花岗岩固相线相交，导致在楔角处饱和水的花岗岩岩浆的形成，它们

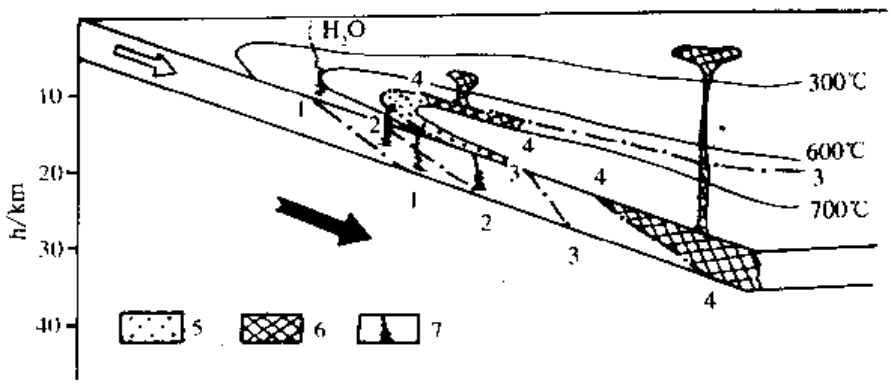


图 3—2 陆内俯冲带的热结构与脱水反应及白云母花岗岩形成的模型

Fig. 3—2 Thermal structure and magma generation of the intracontinental subduction zone

(据邓晋福等，1994a)

实线为等温线；点划线分别为：1-1—高岭石脱水反应；2-2—叶蜡石脱水反应，代表绿片岩相开始；3-3—花岗岩过量水固相线；4-4—白云母脱水引起熔融作用的花岗岩固相线；5—混合岩化以及原地、半原地白云母花岗岩分布区；6—白云母花岗岩侵入体及其岩浆源区；7—脱水反应放出的 H_2O

的上侵能力很弱，形成混合岩与原地、半原地花岗岩体。俯冲继续往下，当下插板片顶部达过量水花岗岩固相线时，由于岩石中已没有隙间水，所以不能产生熔融作用。只有当继续俯冲，接近俯冲带末端时才与白云母分解熔融固相线相交，产生水不饱和(含水约 10%)、温度可达 750～800℃的白云母花岗岩岩浆。在这个俯冲作用接近结束的末端，由于强的挤压应力，使花岗岩岩浆压滤而分离上升，直至定位于最上部的白垩纪地层中。

3.4 陆内造山钾玄岩系列——造山岩石圈与外侧克拉通岩石圈会聚的产物

青藏高原北缘，沿昆仑山-可可西里与玉门等地有新生代火山喷发，为钾玄岩(shoshonite)-安粗岩-粗面岩-流纹岩组合，属钾玄岩系列（赖绍聪，1994，博士学位论文）。它们的 w_{SiO_2}—alk 关系类似碱性橄榄玄武岩系列特征〔图 3—3 (a)〕，但没有富铁趋势〔图 3—3 (b)〕则类似亚碱性系列特征，它们以高钾质为特征〔图 3—3 (c)〕，主要为钾玄岩系列〔图 3—3 (d)〕，有少量高钾钙碱系列。青藏陆内造山带钾玄岩的岩石学与地球化学特征类似岛弧—大陆边缘弧钾玄岩，但是，这套火山岩形成于印度—亚洲板块碰撞以后，所以，我们把它们称为陆内钾玄岩系列。如果对青藏陆内造山带钾玄岩与弧钾玄岩的钛族元素作一比较（表 3—3），可以看出，它们之间仍有小的差异，陆内钾玄岩的 TiO_2、Zr、Nb 含量要比弧钾玄岩高些，处于弧钾玄岩与大陆裂谷碱性玄武岩的中间位置。它暗示陆内钾玄岩既有弧火山岩特征，又具板内火山岩特征；这正与陆内造山构造环境的双重性（既是造山，又在板内！）相符合。另外，与钛族元素特征相适应，弧钾玄岩中单斜辉石是贫钛的，但是青藏陆内造山带钾玄岩的单斜辉石是相对富钛的，TiO_2 为 1.04%～1.74%；这一点又与大陆裂谷碱性玄武岩的高钛单斜辉石有某些类似。这样，与大洋俯冲的弧火山岩组合相比较，陆内造山火山岩有三个重要特点：① 以钾玄岩系列为主，弧火山岩则以钙碱性系列为主；② 陆内造山钾玄岩相对富 TiO_2，Zr 和 Nb；③ 陆内造山钾玄岩单斜辉石相对富 TiO_2。

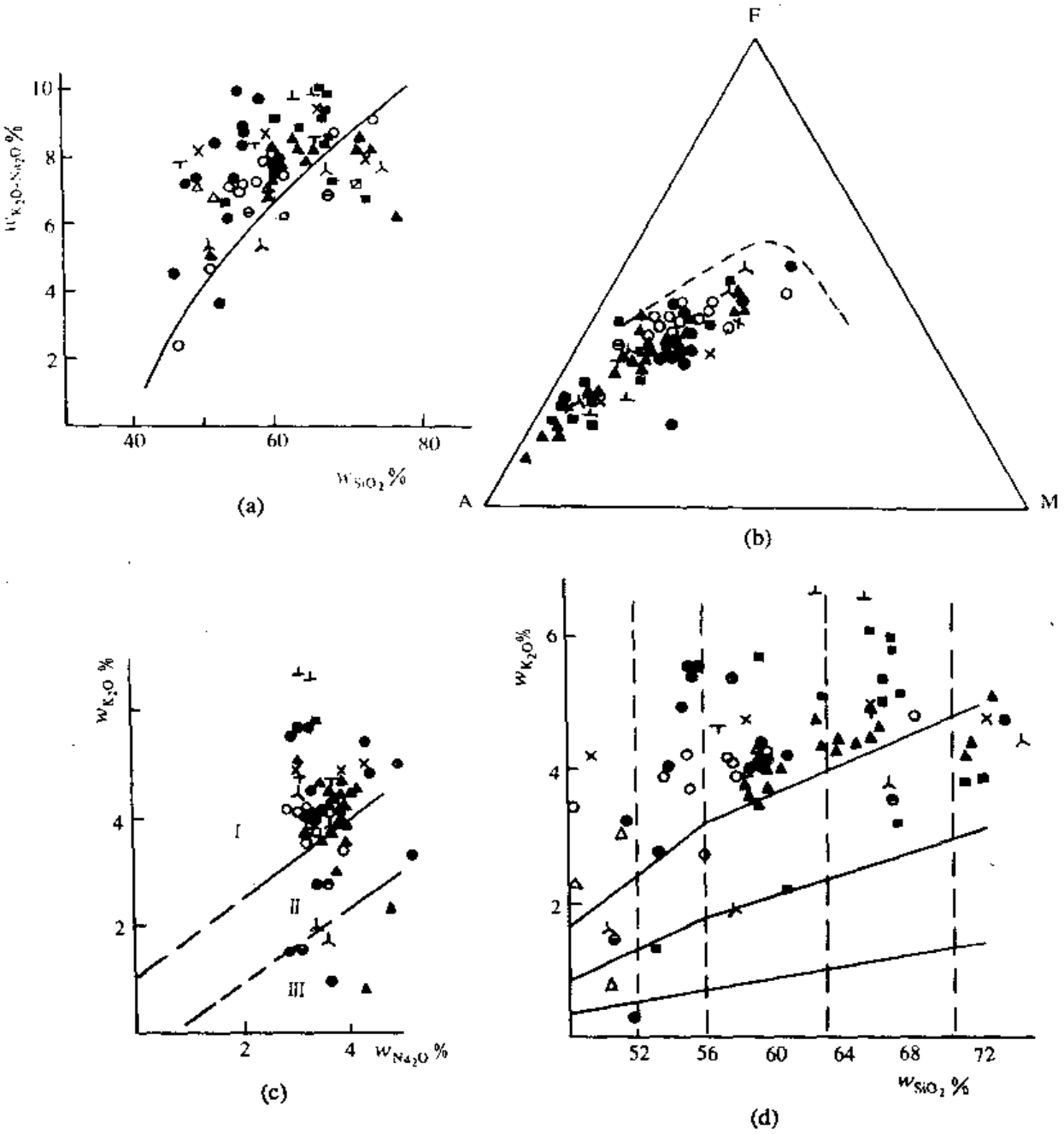


图 3—3　青藏高原新生代陆内钾玄岩系列火山岩化学

Fig. 3—3　Chemistry of Cenozoic volcanic rocks of intracontinental orogenic shoshonite series, Qinghai-Tibet plateau

Ⅰ—高钾质；Ⅱ—钾质；Ⅲ—钠质

图中不同的符号代表青藏高原内不同地区的火山岩，其它见文中叙述

青藏造山带钾玄岩系列的火山岩 *Mg* 值[Mg/(Mg+Fe^{+2})]低，大部分是进化的岩浆。其中最基性的火山岩为碱玄岩，*Mg* 值最高达 0.65，相当或接近原生岩浆；它们起源于软流层顶部，约 80～130 km 深度(赖绍聪，1994，博士学位论文)，与地球物理探测的软流层埋深为 90～120 km(安昌强等，1993)或 140～160 km(格尔木-额济纳旗地学断面大地电磁测深专题报告，1994)相符合。青藏造山带钾玄岩系列的火山岩绝大多数均无负 Eu 异常，这与白

云母花岗岩具明显负 Eu 异常形成显明对照；它暗示钾玄岩系列岩浆形成过程中，不管是基性岩浆的矿物分离作用，还是陆壳岩石的局部熔融的方式，岩浆均未曾与斜长石处于相平衡过程之中；它进一步暗示，岩浆是在加厚的陆壳下部(>50～60 km)形成的。青藏造山带北缘陆壳平均厚度为 60～70 km，以及壳底存在 V_P=7.3～7.4 km/s 高速层(崔作舟，1987)暗示，壳底曾有玄武岩岩浆的底侵作用(underplating)，它支持了上述岩石学推论。

表 3—3 青藏陆内造山钾玄岩与大洋俯冲的弧钾玄岩 Ti、Zr、Nb（平均值）的比较

Tab. 3—3 Ti, Zr and Nb average contents of the Qinghai-Tibet intracontinental orogenic shoshonite and the arc shoshonite related to the oceanic subduction

	青藏陆内造山钾玄岩	大洋俯冲弧		大陆裂谷碱性玄武岩
		钾玄岩	安山岩	
TiO_2 (%)	1.30	0.85	0.58	2.20
Zr (10^{-6})	320	150	90	800
Nb (10^{-6})	37	5～7		50～90
来　源	本　书	TiO_2, Zr (condie, 1982) Nb (Xu. H, 1988)		TiO_2, Zr (condie, 1982) Nb (支霞臣，1990)

由上，我们提出一个陆内造山钾玄岩系列岩浆形成的模型（图 3—4）。图 3—4 是根据格尔木-额济纳旗地学断面地球物理探测、岩石学与地质学综合成果作出的（邓晋福等，1994）。在岩石圈会聚过程中，北山是塔里木-阿拉善稳定大陆的一部分，相对祁连山造山带来说，岩石圈比较稳定和坚硬。可以想像，在祁连山造山带与北山交界处，水平缩短致使

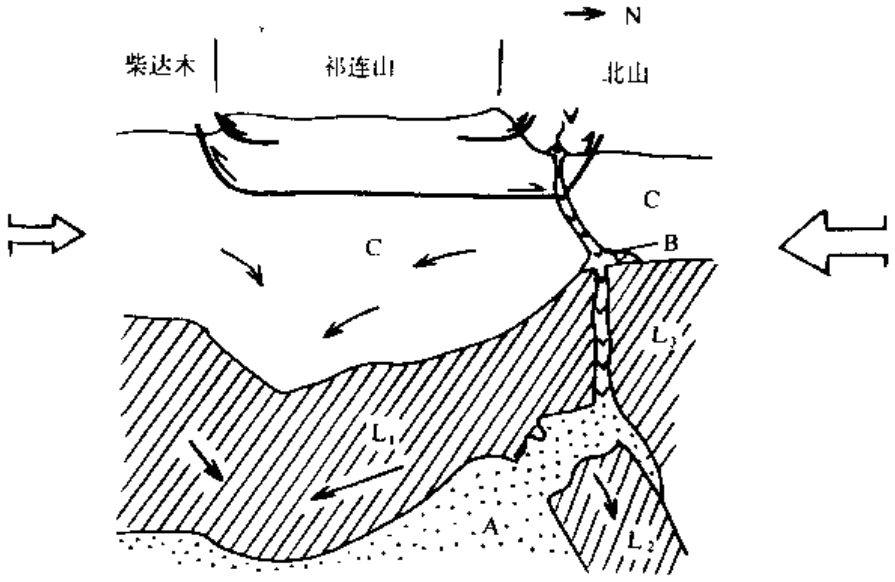


图 3—4 造山岩石圈拆沉（delamination）与岩浆底侵作用示意图

Fig. 3—4 Cartoon showing orogenic lithospheric delamination and magma underplating

(据邓晋福等，1994)

A—软流圈；B—底侵的壳底岩浆池；V—玄武质火山；C—陆壳；L—岩石圈地幔；L_1—造山带，L_2—拆沉的岩石圈，L_3—稳定大陆

祁连山岩石圈地幔发生强烈向下挠曲；在弯曲度最大的地方可能发生张裂，致使密度加大的造山岩石圈拆沉与造山带软流圈物质沿破裂带的上升；压力的降低有利于软流层中隙间岩浆分出，沿造山岩石圈与稳定大陆岩石圈边界的薄弱带上升；密度的制约使岩浆在壳底

形成底侵岩浆池，待岩浆分异到其密度小于陆壳岩石时，岩浆上升，火山喷发。

3.5 造山末（或后）期A型花岗岩类——造山带崩塌的标志

近年来的研究（洪大卫等，1990；Eby，1992）提出，A型花岗岩不仅产于非造山的板内拉伸环境，而且也广泛分布于造山作用的末期或后造山期。挤压造山作用是陆壳与岩石圈增厚的过程，造山带出现伸展构造常看作是挤压变形的结束，此时，陆壳与岩石圈转向伸展与减薄过程，构造上称为造山带崩塌（Turner et al.，1992）。因此，我们把造山末期出现的A型花岗岩看作造山带崩塌（collapse）的标志，或造山带转变为稳定大陆的固化（consolidation）标志。

已提出相当多的关于两类A型花岗岩（大陆裂谷型与造山末期）的地球化学判别图解（例如Eby，1992；Rogers et al.，1990），这里不再重复。本书将基于大陆根-柱构造对两类A型花岗岩进行讨论，试图做出一个重要补充。非造山A型花岗岩产于大陆裂谷区，岩石圈地幔与陆壳均发生减薄作用，它是地幔热柱上升的结果。造山末期A型花岗岩产于由挤压转向拉伸的造山带，岩石圈的减薄常常由地幔开始，而后才扩及陆壳，因此，早期伸展时期山根仍然存在。例如，青藏-喜马拉雅陆内造山带❶的腹地，冈底斯，更新世以来已进入造山带崩塌阶段，岩石圈已由其北部和南部的150～200 km减薄到约120 km，但厚约70～80 km的陆壳（山根）仍存在。可以推测，造山带崩塌的晚期，转向克拉通化时，陆壳的减薄，山根已经没有了。这样，基于大陆根-柱构造应可分出三种A型花岗岩：非造山A型花岗岩，造山带崩塌早期A型花岗岩与晚期A型花岗岩。

A型花岗岩包括碱性正长岩—石英正长岩与过碱性花岗岩。它们的火山岩等同物，碱性粗面岩—石英粗面岩与过碱性流纹岩也可看作A型花岗岩类。实验岩石学与相平衡研究（Huang & Wyllie，1981，1986；Stern & Wyllie，1981；邓晋福，1987）告诉我们：① 陆壳岩石的局部熔融在≤1 GPa（30～40 km厚的陆壳）时生成花岗岩（狭义）岩浆，1.5 GPa（55 km厚的陆壳）时生成正长岩岩浆（此时熔融系统中还有斜长石存在）；② 约1.7 GPa（60 km厚的陆壳）固相线上斜长石已不存在，低于固相线温度时1.5 GPa斜长石已不存在（转变为单斜辉石）；③ 安山质岩浆的液相线矿物≤1 GPa时为斜长石±辉石，>1 GPa时为辉石±石榴子石±角闪石，玄武质岩浆中斜长石作为液相线矿物的压力要求很低，≤0.1～0.2 GPa（Ringwood，1975）。这样，我们可以知道，花岗岩，包括过碱性花岗岩起源于正常或减薄的陆壳内，以及造山带双倍陆壳的中、上部；不管通过熔融作用还是分异过程，花岗岩岩浆，总与斜长石处于平衡过程，因此，总是伴随负Eu异常；在造山带山根内形成的碱性正长岩—石英正长岩岩浆则因为不曾与斜长石平衡过（不管熔融，抑或分异过程），所以不会出现负Eu异常；但是，55 km深处（1.5 GPa）由熔融作用生成的正长岩岩浆仍与斜长石平衡，应出现负Eu异常，在这个深度上通过分异机制由玄武质或安山质岩浆产生的正长岩岩浆则因没有斜长石的结晶分离，所以不会出现负Eu异常，≤1 GPa或≤0.1～

❶ 将喜马拉雅造山带从青藏造山带中划分出来的原因有：①青藏造山带不能囊括整个喜马拉雅造山带；②为了强调我国境内的喜马拉雅造山带部分。

0.2 GPa 深度内安山质或玄武质岩浆将晶出液相线矿物斜长石，这时的正长岩或石英正长岩岩浆才会出现负 Eu 异常。这样，根据碱性正长岩或石英正长岩有无负 Eu 异常可以判断是具山根还是不具山根的陆壳，也就是说，无负 Eu 异常的碱性正长岩和石英正长岩的出现标志造山带崩塌处于早期阶段；具负 Eu 异常的碱性正长岩和石英正长岩则标志造山带崩塌已处于晚期阶段或已达大陆裂谷环境；但崩塌的晚期阶段与大陆裂谷环境的区分还要依靠其它岩石学-地球化学标志(Eby，1992；Rogers et al.，1990)，如共生的玄武岩类的性质，地质学等标志来确定。

有无负 Eu 异常这个标志，同样适用于 A 型花岗岩类以外的中酸性火成岩，包括安山岩、粗安岩、安粗岩、英安岩、石英粗面岩、粗面岩，及其相应的侵入岩。它们的岩浆形成或直接源于陆壳岩石，或由幔源玄武岩岩浆与陆壳相互作用产生，当深度大于 50～60 km 以后，陆壳将由榴辉岩相岩石（无斜长石）构成（参见图 2—5），因此，当它们形成于山根内时，就不会有负 Eu 异常。这样无负 Eu 异常的中酸性火成岩标志着一个加厚的陆壳的存在，或者说具山根的造山带环境；具负 Eu 异常的中酸性火成岩则说明：它或者形成于一个正常厚度的陆壳，或形成于双倍陆壳的中、上部。

由上可以看出，有无负 Eu 异常这个标志不仅使用起来简单、方便，而且还有一个优点，它可帮助判断造山带是否有山根，是加厚的还是减薄的陆壳；把它与地球化学-岩石学-地质学等标志结合可对大陆根-柱构造与大陆动力学提供更好的约束。

第四章　陆内造山过程与山根-岩石圈根的形成

4.1　青藏-喜马拉雅陆内造山过程与山根-岩石圈根的形成

4.1.1　陆内造山火成岩带的成对性与造山带范围的确定

印度—亚洲板块碰撞（40 或 45 Ma）以后，青藏-喜马拉雅地区进入陆内造山阶段，岩浆活动的一个显著特征是，火成岩均分布于造山带两侧的边缘地带，例如：青藏高原北缘分布有于田-玉门火山岩带，南缘有高喜马拉雅白云母花岗岩与二云母花岗岩侵入岩带；而其内部常常缺乏岩浆活动。这样，陆内造山火成岩的分布可为我们辨认造山带边界提供标志，由此确定造山带空间分布范围。另一个显著特征是火成岩带的成对性（图 4—1）（邓晋福等，1994b）。渐新世（E_3）时期，分布于羌塘北缘的火山岩带与分布于冈底斯南缘的白云母花岗岩与二云母花岗岩带构成了火成岩分布的成对性。分布于羌塘北缘的火山岩常常被看作为可可西里火山岩带的一部分；根据它们的岩石学特征、空间分布与同位素年龄均与典型的可可西里火山岩有一定差异，我们把它单独分出，称为藏北火山岩带。典型岩区有巴毛穷宗、风火山、囊谦、剑川，其同位素年龄主要为 27～29 Ma，向下可能延至晚始新世，38～39 Ma；向上可能持续到早中新世，20 Ma（赖绍聪，1994，博士学位论文；邓晋福等，1994b；邓万明，1989；中英考察队，1990；潘桂棠等，1990）。分布于冈底斯南缘的白云母花岗岩常呈小岩体散布在冈底斯Ⅰ型花岗岩带内，通常被看作岩浆分异最终的产物，而忽略了它的重大构造意义。从岩石学与地球化学特征看，源区物质与形成机制上均与Ⅰ型花岗岩有重大区别，我们把它们单独

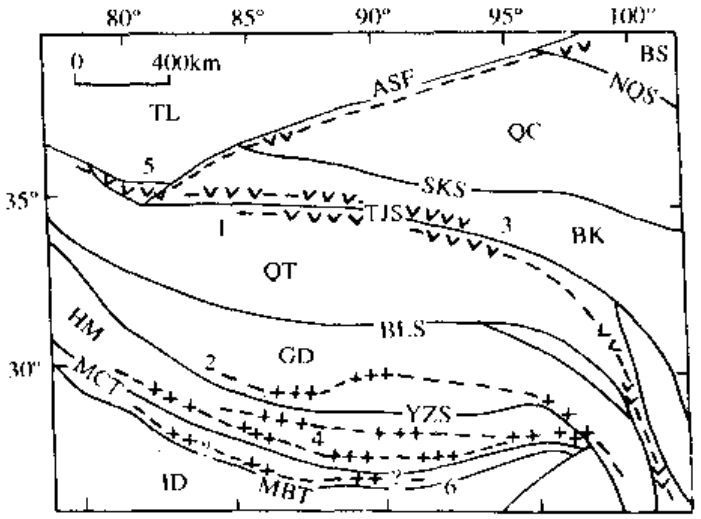


图 4—1　青藏-喜马拉雅陆内造山火成岩带的成对分布

Fig. 4—1　Paired zones of the Qinghai-Tibet-Himalaya intracontinental orogenic igneous rocks

钾玄岩系列火山岩带：1—藏北，3—可可西里，5—于田-玉门；白云母花岗岩与二云母花岗岩带：2—南冈底斯，4—高喜马拉雅，6—低喜马拉雅（推测）。大陆块：TL—塔里木；BS—北山；QC—祁连山-柴达木；BK—巴颜喀拉；QT—羌塘，GD—冈底斯；HM—喜马拉雅；ID—印度。边界：ASF—阿尔金走滑断层；NQS—北祁连缝合带；SKS—南昆仑缝合带；TJS—沱沱河-金沙江缝合带；BLS—班公湖-澜沧江缝合带；YZS—雅鲁藏布江缝合带；MCT—主中央逆冲断层（带）；MBT—主边界逆冲断层（带）

分出，称为南冈底斯白云母花岗岩与二云母花岗岩带。典型的岩区有谢通门、确哇、雪古拉、羊八井、波密与察隅，其同位素年龄主要为 23～35 Ma（邓晋福等，1994b；刘国惠等，1990；成都地质矿产研究所藏东花岗岩专题组报告，1989）。中新世（N_1）时期，青藏高原北缘的火山岩分布于巴颜喀拉地块内，称为可可西里火山岩带，过去常把它看作第四纪喷发产物；近年来的工作（邓万明，1989）与详细的区调工作（孙延贵，1992）、同位素测年表明，它们形成于 14～24 Ma。这样，我们把它与渐新世的藏北火山岩带分开（邓晋福等，1994b）。与可可西里火山岩带呈成对性展布的造山带南缘的火成岩是著名的高喜马拉雅与拉轨岗日白云母花岗岩与二云母花岗岩侵入岩带，其同位素年龄主要为 10～23 Ma（邓晋福等，1994a），我们简称为高喜马拉雅白云母花岗岩与二云母花岗岩带。更新世（Q）以来，青藏高原北缘的火山岩主要分布于阿尔金走滑断裂带的两端及其邻近地区。典型的岩区有新疆南部的大红柳滩、普鲁、阿什库勒、雄鹰台、鲸鱼湖、木孜塔格和甘肃玉门旱峡与红柳峡等。其同位素年龄主要为更新世（0.067～1.4 Ma），个别可下延到上新世（2.8，4.6 Ma）（邓万明，1991；新疆地质志，1993），普鲁属于田县，这样，我们称为于田-玉门火山岩带。按照火成岩带的成对性模型，与更新世于出-玉门火山岩带对应的造山带南缘应有花岗岩产出，那么它在哪里呢？青藏-喜马拉雅造山带的现今南缘以主边界逆冲断层（MBT）为边界，一般认为，它具陆内俯冲性质，可以推测，在低喜马拉雅地区可能存在隐伏的白云母花岗岩与二云母花岗岩体。由上，根据三个时期的成对分布的火成岩带，可以确定陆内造山带的边界及其空间展布范围。

4.1.2 造山幕与造山带水平扩展（生长）

岩浆活动的阶段性是造山幕的表现与标志。渐新世、中新世与更新世三期成对的钾玄岩系列火山岩与二云母（白云母）花岗侵入岩的事件指示了青藏-喜马拉雅陆内造山过程的相应的三次造山幕。造山过程的幕式事件是陆内造山带形成的一个重要特征，但是，长期以来，它并未被引起足够的重视，常常把印度—欧亚大陆的碰撞及其后的造山看作一个连续过程，并单一地归因于印度大陆向欧亚大陆下面下插（或陆内俯冲作用）的结果。近年来，中英考察队（1990）从构造变形角度明确提出碰撞后有三期造山幕式事件：45～30 Ma；30～5 Ma；5～0 Ma。它与我们提出的三次造山幕的时间大致符合，但其造山过程的含义有较大的差异。

根据我们在上面提出的两个基本论点，即陆内造山火成岩是造山带边界的标志，和三次火成岩事件对应于三次造山幕；由图 4—1 可以清楚地看出，随时间推移，造山带的边界分别向南、北两侧移动，也即造山带沿南、北方向水平扩展。第 1 次陆内造山幕主要发生在渐新世时期，造山带南、北边界分别为雅鲁藏布江缝合带与羌塘地块北缘的沱沱河-金沙江缝合带，是冈底斯-羌塘陆内造山带形成的时期。第 2 次造山幕，主要发生在中新世时期，造山带南、北边界分别为主中央逆冲断层与南昆仑缝合带，是青藏-喜马拉雅造山带主体形成时期。第 3 次造山幕，主要发生在更新世，造山带南、北边界分别为主边界逆冲断层与阿尔金断裂带，是造就青藏-喜马拉雅造山带现今状态的时期。印度大陆下插的模型是不能圆满地解释造山带水平扩展这一事实的。

4.1.3 造山带边界的性质及其不对称性

很有意思的一个现象是，造山带北缘一直是钾玄岩系列的火山喷发，而南缘则始终是白云母花岗岩与二云母花岗岩岩浆侵入活动，为什么造山带南、北缘的岩浆活动有如此大

的差异？它们标志着什么样的造山边界及其深部过程呢？

白云母花岗岩指示造山带南部边界一直具陆内俯冲带性质，壳热幔冷。陆内俯冲边界已被最近的深地震反射（Zhao et al.，1993）所证实。北缘钾玄岩系列的火山喷发指示岩石圈会聚的水平缩短边界，与南部边界相比较，壳冷幔热。最新的北祁连-河西走廊深地震反射〔格尔木-额济纳旗地学断面专题报告（吴宣志），1994〕证明，阿尔金断裂与祁连山前逆冲断层只达上地壳深度，它们分别在上、中地壳界面和上地壳内消失，也就是说，塔里木-北山大陆并没有下插到祁连山-柴达木陆壳的下面。因此，与南部边界不同，这里不是陆内俯冲带，这与岩石学资料一致。

这样，青藏-喜马拉雅陆内造山带边缘火成岩的差异暗示了造山带边缘的构造性质与深部过程的不同和不对称性。

4.1.4 陆内俯冲造山缝合带的类型

陆内俯冲造山被认为是两个大陆壳的叠置过程，主要由三个构造单元组成，即上叠的陆壳，含有白云母花岗岩与二云母花岗岩；下伏的陆壳，以前陆褶皱为特征；它们之间是一个巨型的逆冲糜棱岩带，并常常具有逆向变质带特征，我们把后者称为陆内俯冲造山缝合带（或简称陆壳缝合带）。高喜马拉雅山的主中央逆冲断层就是这样的一个缝合带，上叠的西藏板片与下伏的低喜马拉雅板片之间并未发育过具洋壳的大洋，在缝合带内无蛇绿岩套伴生。因此，它们是在构造上相对独立的陆内块体间的碰撞，各个陆内块体有自己的边缘，常常是拉薄的过渡型地壳，因而具有相对独立性。我们把陆内块体间通过陆内俯冲完成的碰撞过程而形成的缝合带叫做高喜马拉雅型陆壳缝合带。另一种类型的陆壳缝合带沿雅鲁藏布江发育，那里原先发育大洋，是印度与亚洲板块碰撞的缝合带，有完好的蛇绿混杂岩发育；但是碰撞之后，印度大陆继续往冈底斯发生陆内俯冲作用，形成典型的陆内俯冲造山缝合带，重叠在蛇绿混杂岩缝合带之上，我们把它称为雅鲁藏布江型陆壳缝合带。这样，高喜马拉雅型陆壳缝合带指示陆内块体间的碰撞与陆内俯冲作用；雅鲁藏布江型陆壳缝合带指示陆-陆碰撞与一个大陆向另一个大陆下面的陆内俯冲作用（Deng et al.，1994），或者把高喜马拉雅型称为陆内块体碰撞缝合带；雅鲁藏布江型称为陆-陆碰撞缝合带。

4.1.5 陆壳的会聚与山根的形成

到目前为止，关于青藏高原的成因，大多从陆壳的会聚去讨论，主要有三种模型：即地壳俯冲说，地壳缩短加厚说，以及地壳侧向（向东）挤出说。Dewey 等（中英考察队，1990）在评述这三种模型后提出，印度—欧亚板块碰撞（大约 45 Ma）以来，印度相对于稳定的欧亚大陆向北移动了 22°(2400 km)，大部分的移动量不可能用大印度的俯冲和青藏高原向东的侧向挤出来说明，青藏高原的厚地壳是在印度次大陆像推土机前进时使亚洲地壳产生水平方向缩短和垂直方向拉长而形成的。正如第二章指出的，青藏陆内造山带地壳平均厚度为 68 km，是正常陆壳厚度的 2 倍。从理论上来说，双倍陆壳可以通过两种机制形成——两个陆壳的叠置，即通过陆内俯冲作用完成；或水平缩短导致的垂直增厚（或称为推土机前进式）。纯粹的侧向挤出，虽可引起水平方向上的缩短，但不能导致陆壳的增厚。如果以班公湖-澜沧江缝合带为界，由图 4—1 可以看出，造山带南部以白云母花岗岩为标志的陆内俯冲造山作用，导致两个陆壳的叠置；北部以钾玄岩系列火山岩为标志的岩石圈会聚作用产生的水平缩短导致双倍陆壳的形成。需要指出的是，造山带南部有三次陆内俯冲事件，当新的一次陆内俯冲事件产生双陆壳叠置时，由于它的挤压力，必定会使处在它前

方的早期陆内俯冲事件导致的增厚陆壳再次经受水平缩短式增厚（Deng et al.，1994），或陆壳物质的向东侧向塑性流出，或陆块的向东侧向挤出。这样，青藏-喜马拉雅的双倍陆壳与山根的形成是在陆内造山过程中陆壳会聚的结果，是双陆壳叠置与水平缩短式增厚两种机制联合的产物。

关于陆壳水平缩短量的估算，虽然十分困难，但有非常重要的意义。青藏-喜马拉雅陆内造山带现今平均宽度为 1400 km，按双倍陆壳模型，则水平缩短量为 1400 km。最近，我们的研究（邓晋福等，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告，1994）表明，在造山带山根形成过程中，原陆壳内较基性的物质转变为榴辉岩后下沉返回地幔，造成造山带陆壳，包括山根在内，其平均组成相当于花岗岩（参见第二章），因此，陆壳物质可被地幔吸收一部分。另外，Dewey 等（中英考察队，1990）估算，陆壳被侵蚀掉的数量，喜马拉雅约 20 km，冈底斯约 10 km，冈底斯和昆仑山之间约 2 km。这样，多次幕式造山过程中水平缩短量还被已消失于地幔和剥蚀掉的物质所吸收，这是过去研究中未曾考虑的。如果一个宽 1400 km 的陆壳由于这两个作用在垂直方向上被吸收消失约 10 km 厚，那末，它需要有 350 km（假设消失的陆壳厚 40 km）的水平缩短量来满足。正如 Dewey 等（1990）指出的，还需考虑青藏高原以北陆壳的缩短量。塔里木地壳厚 48～53 km，天山 50～55 km，阿尔泰 47 km（安昌强等，1993）；如果取平均厚度 50 km，加厚前原陆壳 40 km，则增厚了 10 km，即为原来的 1.25 倍。按照青藏高原以北直至阿尔泰的平均宽度 1200 km 估算，则缩短量为 300 km。上述缩短量的总和为 2050 km。如果由古地磁数据推算的 2400 km 缩短量是正确的话，那末，还有 350 km 的缩短量需由地壳物质的向东侧向塑性流出和地块的向东侧向挤出所吸收。看来，上述缩短量的估算大体上是合理的。

4.1.6 地幔会聚与造山岩石圈根的形成

讨论青藏高原的成因，还应考虑地幔的会聚与造山岩石圈根的形成。我们从造山过程（图 4—2）来讨论这个问题。渐新世造山幕是雅鲁藏布江洋闭合后发生的，碰撞前大洋向冈底斯大陆俯冲，看来，碰撞之后俯冲大洋岩石圈的向下拖力使得北喜马拉雅大陆继续向冈底斯大陆下俯冲，导致产生白云母花岗岩与二云母花岗岩带，叠加在碰撞前的冈底斯 I 型花岗岩弧上，并使两个大陆叠置；北缘则为巴颜喀拉陆块的阻挡及其岩石圈与羌塘岩石圈的会聚产生羌塘陆壳的水平缩短式增厚及在边缘地带形成钾玄岩系列火山喷发。当冈底斯-羌塘造山带陆壳增厚达平均约 70～80 km（这可能是陆壳增厚的最大临界值）后，渐新世造山幕结束。中新世造山幕，由于冈底斯-羌塘陆壳已达极限厚度，深部地幔的继续会聚必然迫使其外侧的喜马拉雅岩石圈（南侧）与柴达木岩石圈（北侧）进入会聚空间，从而使造山带横跨其走向发生水平扩展。更新世造山幕以同样的方式，造山带继续向南、北两侧扩展，迫使印度次大陆与塔里木岩石圈会聚。上述造山过程说明：其动力来源于深部地幔的会聚下降流；横跨造山带岩石圈会聚的水平扩展，使造山岩石圈根不断地长大。地幔的会聚是冷的浅部岩石圈返回深部的过程，实质上是大区域地幔冷却的过程，它解释了造山带核部无岩浆活动的事实。造山带边缘的岩浆活动显示了有局部热异常存在，它来源于软流层和陆壳底部的热源沿造山带边缘构造薄弱带的泄漏。深部地幔的会聚，为什么造成浅部的不同响应，即造山带南缘为陆内俯冲造山，而北缘为水平缩短式挤压造山呢？这是由浅部岩石圈的物理学与化学的不均一性造成的。我们认为，实现陆内俯冲作用需要满足两个条件：① 俯冲大陆需有一个低于上叠大陆的海拔高程，其结晶基底有一个向俯冲带倾斜的斜坡，

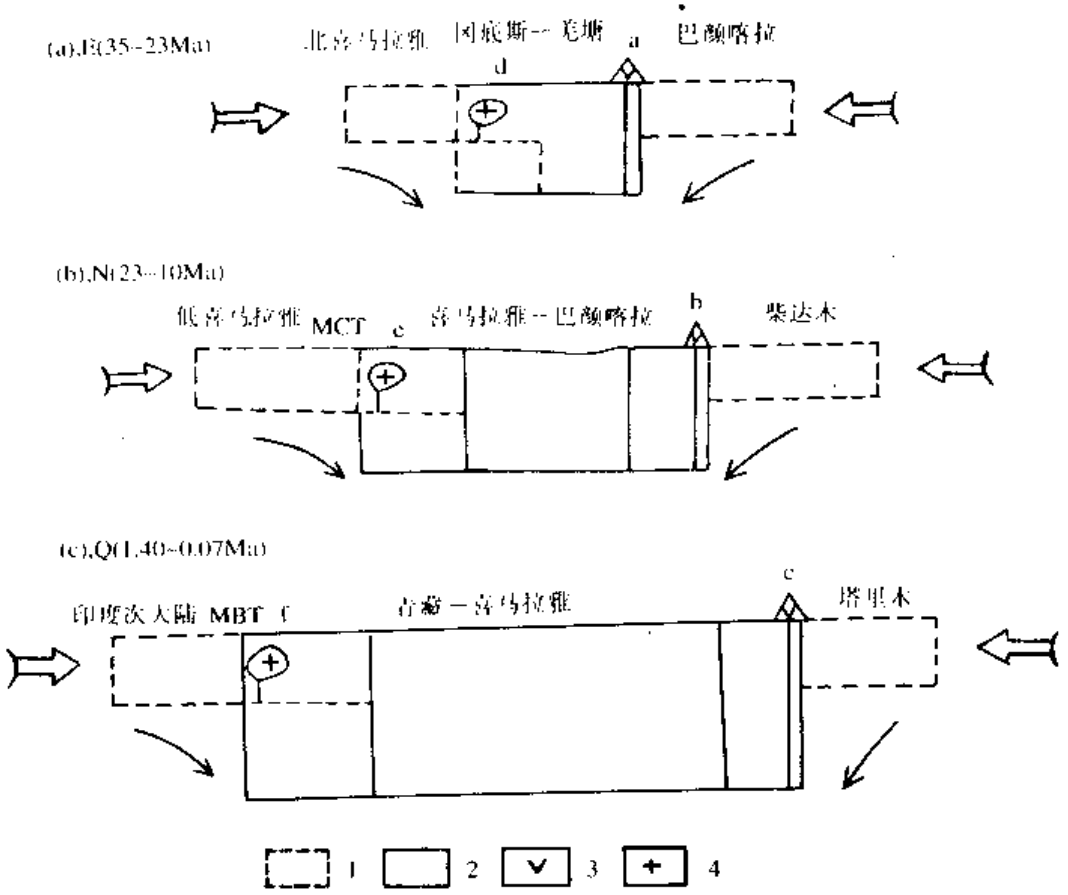


图 4—2 青藏-喜马拉雅陆内造山火成岩与造山过程示意图

Fig. 4—2 Cartoon showing the Qinghai-Tibet-Himalaya intracontinental orogenic igneous rocks and orogenic processes

造山幕：A—渐新世；B—中新世；C—更新世。北缘钾玄岩系列火山岩带：a—藏北，b—可可西里，c—于田-玉门；南缘白云母花岗岩与二云母花岗岩带：d—南冈底斯，e—高喜马拉雅，f—低喜马拉雅。MCT—主中央逆冲断层；MBT—主边界逆冲断层。1—正常（厚度）陆壳；2—加厚的双倍陆壳；3—钾玄岩系列火山；4—白云母花岗岩与二云母花岗岩

从而形成两个大陆（或陆内块体）接触带处有类似于海沟的一个深槽；② 俯冲大陆核部为克拉通台型沉积，其边缘为被动大陆边缘沉积（或冒地槽式沉积），上叠大陆常常是主动大陆边缘式或发育岩浆活动的热的陆壳，俯冲大陆的低地温诱发的高密度和冒地槽式沉积所提供的水流体保证了俯冲作用的顺利进行。雅鲁藏布江缝合带以南具有上述俯冲大陆要求的条件，因此造山带南缘始终是陆内俯冲造山机制。而北部的冈底斯、羌塘、巴颜喀拉、柴达木、塔里木不具备俯冲大陆的条件，除冈底斯成为南部北喜马拉雅大陆的上叠大陆外，其它陆块之间在会聚过程中只能像推土机前进式那样产生水平缩短挤压造山。

4.1.7 青藏高原的近期快速隆升

这是近年来讨论的热点之一。我们认为，它与最新一次（更新世以来）造山幕的特点有关。与前二次陆内造山幕不同，最新一次造山幕的特点是在造山带边缘挤压造山的同时，造山带的腹地（即冈底斯-羌塘造山带）已开始进入造山带崩塌阶段，南北向的地堑式拉伸盆地开始发育，岩石圈已由约 200 km 减薄到约 120 km，均暗示这时已开始进入岩石圈拆沉（delamination）阶段。这可能的原因是：造山带水平扩展使它的宽度大大增加，深部岩

石圈根不断长大时，其中心部位的重力不稳定性达到了一个极限值，岩石圈根的负浮力诱发沿水平方向的撕裂，致使岩石圈的根带脱离岩石圈而下沉。软流层物质进入岩石圈根的位置，使那里的地幔密度突然降低，由此产生一个大的浮力诱发岩石圈的快速隆升。但是造山带边缘一直处于挤压造山过程，抬升动力主要源于挤压应力与山根的浮力。这样，高原的隆升不能简单地归因于一种机制，而主要是上述两种机制联合作用的结果。

4.2 扬子大陆的陆内俯冲作用与大陆的缩小

4.2.1 华南与天水-雅江白云母花岗岩和二云母花岗岩带与扬子大陆的陆内俯冲

本书的华南指江南造山带（原称江南古陆）及其东南直至沿海的地区。在那里，广泛分布中生代（三叠纪—早白垩世早期，已有同位素年龄范围 245～122 Ma）白云母花岗岩和二云母花岗岩侵入体；在广西大容山、六万大山、十万大山内三叠纪时以堇青石黑云母花岗岩侵入体为主（图 4—3）。该花岗岩带呈北东向展布，北西界限大致以石首-常德-安化

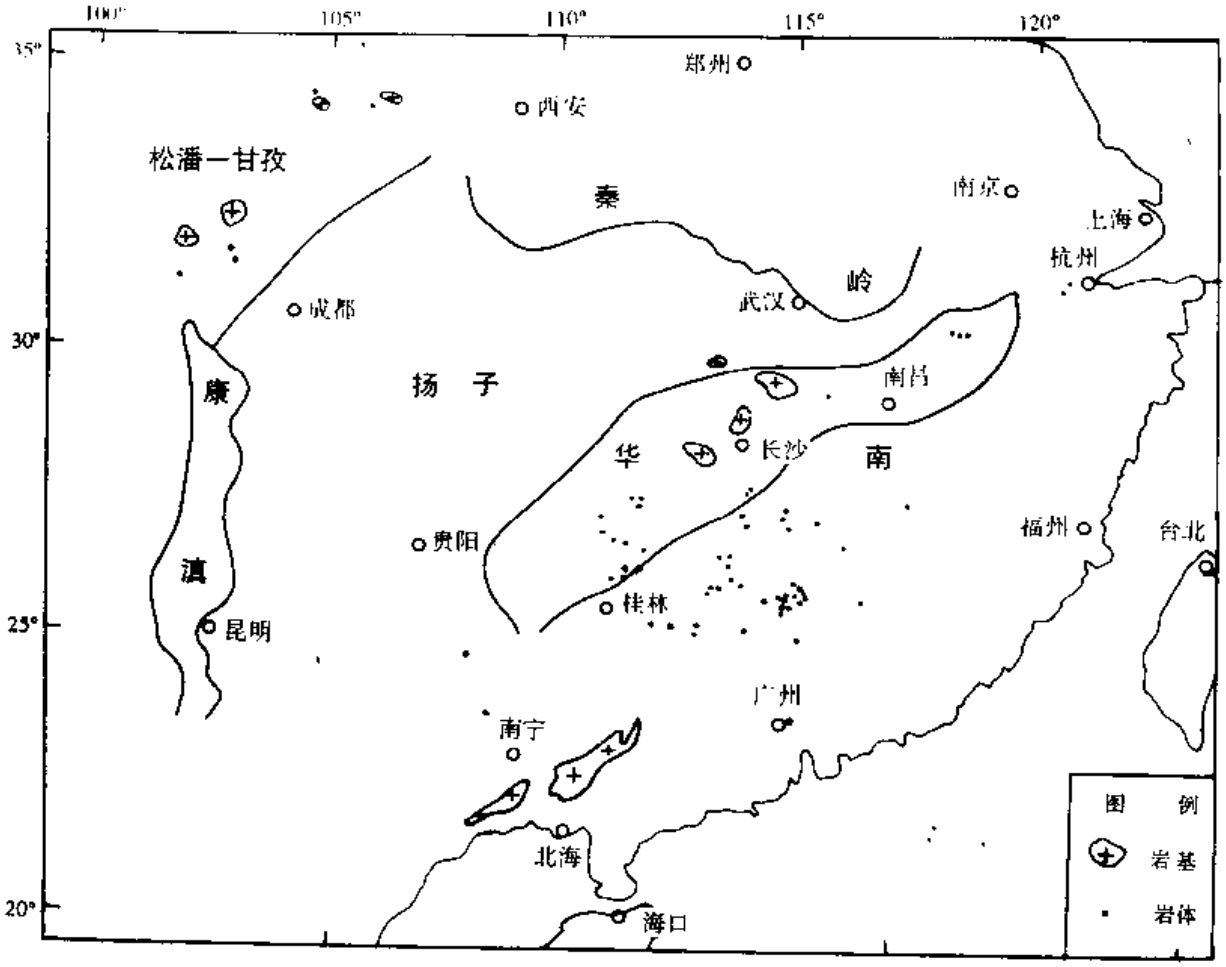


图 4—3 华南与天水-雅江地带中生代白云母花岗岩和二云母花岗岩类分布图

Fig. 4—3 Distribution of Mesozoic muscovite/two-mica granites on both the Southeast continent and the Tianshui-Yajiang region

资料来源：省区域地质志，包括广东（1987），广西（1985），安徽（1987），甘肃（1989），四川（1991），江西（1984），贵州（1987），陕西（1989），湖北（1990），湖南（1988），福建（1985）；张德全等（1988）；南京大学地质系（1981）；莫柱孙等（1980）；陶炳昆（1982）

黔阳-通道-南丹（?）一线为界，南东界限大致以杭州-广州-北海一线为界，长约 1500 km，宽约 500 km。总体来说，三叠纪白云母花岗岩和二云母花岗岩与堇青石黑云母花岗岩主要分布于该带靠北西的一侧，侏罗纪（直至 K_1 早期）花岗岩则广布于全带，暗示岩浆活动随时间推移由北西向南东方向扩展的趋势。位于扬子大陆北西的松潘-甘孜与西秦岭西部也广泛分布中生代白云母花岗岩和二云母花岗岩侵入体（三叠纪—早白垩世早期，已有同位素年龄范围 225～113 Ma），我们称它为天水-雅江白云母花岗岩和二云母花岗岩带（图 4—3）；它与华南白云母花岗岩和二云母花岗岩带形成遥遥相对之势。天水-雅江花岗岩带也呈 NE 向展布，长约 700 多公里，宽约 150 km，其规模比华南花岗岩带小得多。这两个花岗岩带与其靠扬子大陆一侧的前陆褶皱带的成对性，以及花岗岩带与前陆褶皱带之间仰冲陆块变质基底的出露等，展示了典型的陆内俯冲造山带的构造单元配置，以及扬子大陆分别向华南与松潘-甘孜造山带的陆内俯冲作用。两个陆壳缝合带内均无中生代蛇绿岩的产出，所以属于高喜马拉雅型，表明是陆内块体间的碰撞造山作用。

4.2.2 扬子大陆的缩小

由于陆内俯冲作用，扬子大陆的一部分必然消减于上叠的华南与松潘-甘孜造山带的下面，从而造成扬子大陆在水平方向上的缩小。扬子大陆消失的总量（实为最小的总量）可由上叠陆块内的白云母花岗岩和二云母花岗岩带的出露宽度来粗略估算。两个花岗岩带的宽度分别为 500 km 与 150 km，所以扬子大陆向 SE 和 NW 的俯冲消失的最小量分别约为 500 km 与 150 km，即总消失量为 650 km。现今扬子大陆在 NW-SE 方向上出露的宽度约为 680 km，这样，中生代的陆内俯冲作用使扬子大陆缩小了一半。另一个可能方案是，在 SE 一侧消失的是夹持于扬子大陆与江南造山带之间的一个小陆块。必须说明，上述陆内俯冲作用的分析，只是根据花岗岩带分布讨论了它的总效应，实际的俯冲过程可能是多阶段的，甚至可能存在几个陆壳缝合带（特别是在华南造山带内）。俯冲过程及其细节有待今后进一步研究。

4.2.3 扬子大陆与秦岭造山带的关系及某些运动学问题

位于扬子大陆北面与西南面的秦岭造山带与康滇构造带（习惯上所称的“康滇地轴”）内，中生代花岗岩类岩浆活动也很强烈，分别发育闪长岩-石英闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩组合与霞石正长岩-碱性石英正长岩-碱性花岗岩-花岗岩组合，但是缺乏白云母花岗岩和二云母花岗岩类（陕西地矿局，1989；严阵等，1985；尚瑞钧等，1988；张德全等，1988；四川地矿局，1991）。因此，秦岭造山带南缘的逆冲构造带不具陆内俯冲带性质；扬子大陆与秦岭造山带在中生代陆内会聚过程中，它们只表现为地壳浅部的逆冲构造（图 4—4）。

扬子大陆向 NW 与 SE 两个方向的陆内俯冲作用指示，大陆会聚的主应力分别来自西部古特提斯碰撞带与东部伊泽奈崎（Izanagi）-太平洋板块。扬子大陆向 SE 方向的俯冲大大强于向 NW 方向的俯冲暗示，来自古特提斯碰撞带向 SE 方向的推挤力大于伊泽奈崎板块向 NW 方向的推挤力。从上述运动学来看，扬子大陆与秦岭造山带之间的构造边界应具左行走滑性质，即中生代以前扬子大陆位于秦岭造山带以西几百公里的地方。另一种可能是，该边界虽具左行走滑性质，但其位移量相对较小；如是这样，则在秦岭造山带内部应有大距离的左行走滑构造带。许志琴等（1988）指出，南、北秦岭造山带之间的丹凤断裂是一条平移距离数百公里的左行韧性平移剪切带，从晚华力西（315 Ma）开始，印支期达高潮，并延续到第四纪。张国伟等（1988）（转引自任纪舜等，1990）指出，丹凤断裂糜棱

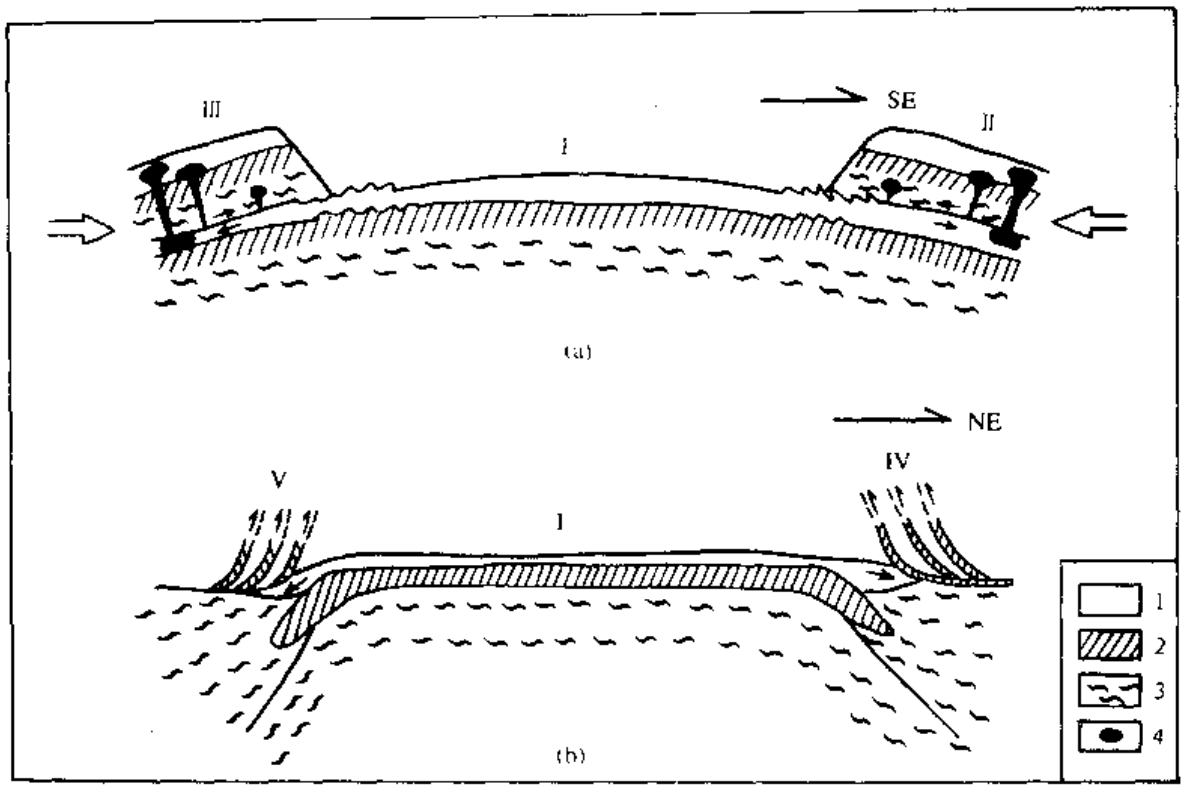


图 4—4 扬子大陆与周边地带构造关系示意图

Fig. 4—4 Cartoon showing tectonic relationships between Yangtze continent and the adjacent regions

(a) 图：扬子大陆（Ⅰ）向华南（Ⅱ）与松潘-甘孜（Ⅲ）造山带下面的陆内俯冲作用；

(b) 图：扬子大陆（Ⅰ）与秦岭造山带（Ⅳ）和康滇构造带（Ⅴ）之间的逆冲与走滑构造

1—盖层；2—上地壳；3—中与下地壳；4—白云母花岗岩和二云母花岗岩

岩的四组同位素年龄为：315 Ma，211 Ma，126 Ma，45～50 Ma。这样，从上述资料来看，后一种可能性较大，即扬子大陆与秦岭造山带之间主要是逆冲边界，主要的左行走滑边界位于南、北秦岭造山带之间。如果这个推论合理的话，则在恢复古秦岭造山带构造演化历史时应给予注意，因为现在拼合在一起的南、北秦岭造山带在中生代以前的构造位置并非南北排列的，而是东西排列的。从扬子大陆俯冲的运动学看，其西南侧的康滇构造带内可能存在若干个中生代时期的右行走滑断裂带。

4.2.4 中生代前华南两次陆内俯冲造山事件

除中生代外，华南亦发育新元古代与加里东期的白云母花岗岩和二云母花岗岩（图 4—5）。江南造山带内分布的新元古代白云母花岗岩和二云母花岗岩有：江西的九岭岩体，805 Ma（江西省地矿局，1984）或 844 Ma（湖南省地矿局，1988）；九万大山内的元宝山岩体、三防岩体，730～760 Ma（广西地矿局，1985）或 730～780 Ma（贵州省地矿局，1987）；安徽休宁岩体，877～953 Ma（安徽省地矿局，1987）等。说明新元古代时期发育陆内俯冲作用，它可能是江南造山带形成的主要阶段。如果结合歙县蛇绿岩（1024 Ma）及其邻近发育的井潭组古岛弧火山岩（800～1000 Ma）（叶德隆等，1991）来看，新元古代江南造山带陆内俯冲的陆壳缝合带属于雅鲁藏布江型，或许靖华（1987）的陆-陆碰撞造山类型。图 4—5 上也顺便标出了扬子大陆内贵州梵净山二云母花岗岩和白云母花岗岩，966 Ma，早于江

南造山带的白云母花岗岩和二云母花岗岩和花岗岩，它可能代表了扬子大陆形成统一古陆的一次重要的陆内俯冲事件。加里东期的二云母花岗岩和白云母花岗岩主要沿武夷山-云开大山广泛分布（福建地矿局，1985；广西地矿局，1985；江西地矿局，1984；莫柱孙等，1980）（图 4—5），表明华南造山带的最后统一（或焊合成一个块体）主要与加里东期陆内俯冲造山有关。看来，陆内俯冲作用是联合大陆形成的主要机制之一。

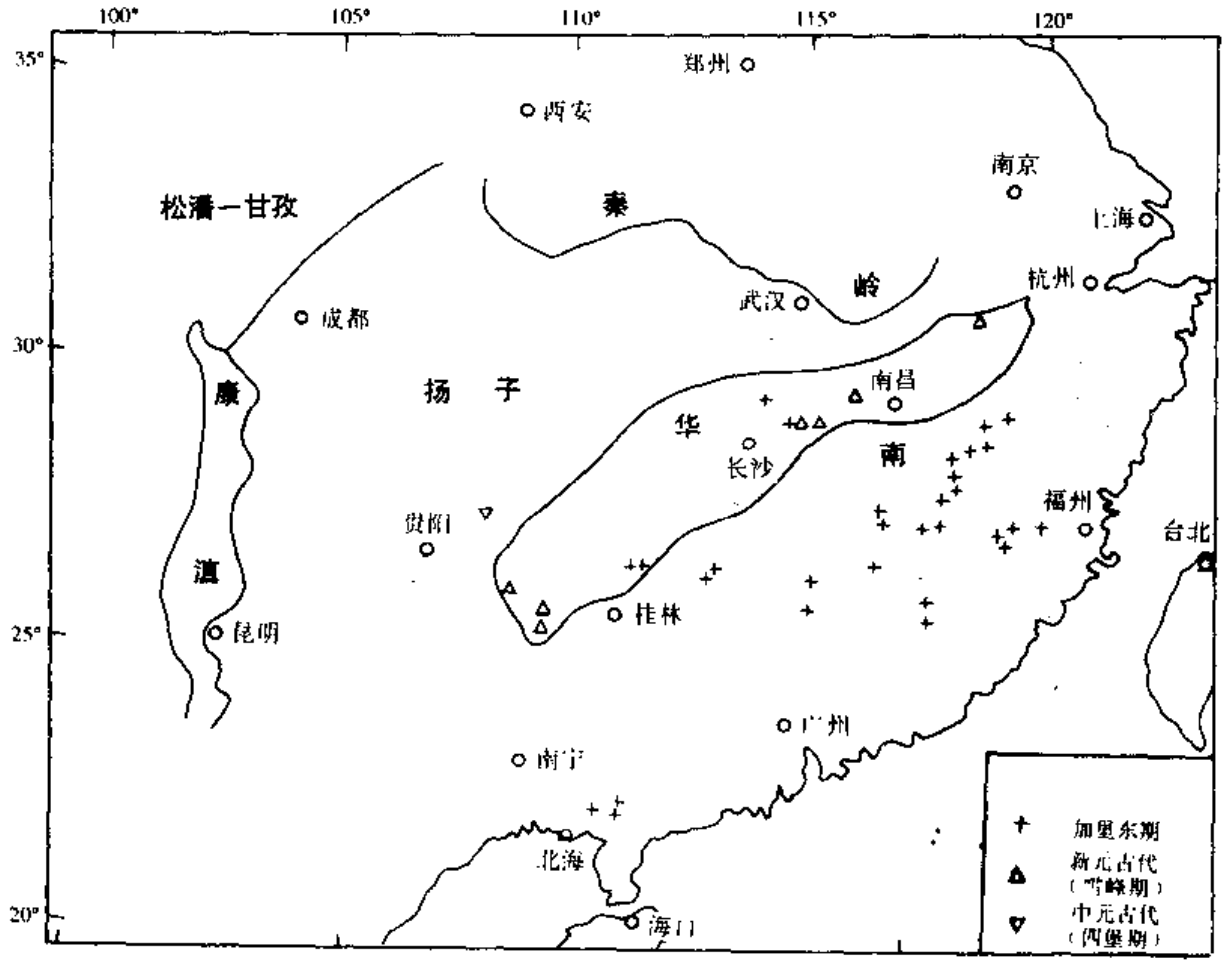


图 4—5　华南新元古代与加里东期白云母花岗岩和二云母花岗岩类分布图

Fig. 4—5　Distribution of Neoproterozoic and Caledonian muscovite/two-mica granites on the Southeast continent

另外，多次陆内俯冲作用与多次白云母花岗岩和二云母花岗岩的形成与演化，致使亲地壳的成矿元素不断分异与富集，可能是华南 W-Sn-Sb-Nb-Ta-REE-U 等大型、超大型矿床形成与群集的深部动力学背景。

4.3　东部滨太平洋燕山期火成岩与造山过程

4.3.1　长期争论的疑难问题

中国东部燕山期火成岩是环太平洋构造-岩浆-成矿带的一个重要组成部分，一直受到国内外学者的关注，争论颇多，其中有三个疑难问题，值得提出。

(1) 在岩石学、地球化学特征上，它们具有类似于安第斯火成岩带那样的环太平洋大陆边缘弧火成岩特征，因此人们常常把它们看作为太平洋一侧大洋俯冲的产物。但是，东部燕山期火成岩一直可深入内陆达 1000 km 以上（即远离海沟的距离），用现今流行的俯冲作用模型无法得到满意解释。据此，有人提出它们是陆内造山带或裂谷带产物，然而，这样的模型又无法解释它们的弧火成岩岩石学与地球化学特征。这样，多年来一直成为一个争论的难题。

(2) 还有一个重要的但还没有被广泛重视的事实是，大致以大别造山带为界，其南的地区火山岩分布的宽度较窄（约 450 km），构成带状分布，可用大洋俯冲的模型解释，分歧相对较少；但其北的地区火山岩分布的宽度可达 1000 km 以上，构成面型分布，难以用简单的俯冲模型解释，为什么南、北火山岩的分布形态有这么大的差异？

(3) 多次幕式的水平挤压（逆冲断层，造山花岗岩侵入事件，磨拉石堆积），与拉伸构造（拉伸或中性的火山沉积盆地，变质核杂岩的形成）的交替发育，表明浅部陆壳有多次幕式反转构造，这是东部中生代时期的一个重要特征，至今还没有获得比较满意的解释。

任何一个比较成功的模型必须满足于解释上述三个疑难问题。我们想在这方面作一些尝试。

4.3.2 岩石学与地球化学上弧火成岩的属性

我们知道，火成岩化学能有效指示构造环境。东部燕山期火山岩，与安第斯弧火山岩类似，均发育钙碱（CA）、高钾钙碱（HKCA）与钾玄岩（SH）系列，其区别在于东部以 HKCA 为主，而安第斯则 CA 与 HKCA 均发育，这与东部处于大陆边缘靠内陆一侧的构造位置相适应。东南沿海以 HKCA 为主（陶奎元，1993），下扬子地区（包括天目山）也以 HKCA 为主，但 SH 的比例比东南沿海高（邓晋福等，1992）。据燕辽地区的统计，以及与安第斯的比较更能看出它们之间的相似性，和小的差异（刘厚祥，1995，博士学位论文），见图 4—6。与火山岩类相适应，燕辽地区燕山期花岗岩类也以 HKCA 为主（邓晋福等，1995，燕辽中生代花岗质岩石与成矿作用，地矿部项目报告）。火成岩中 Ti、Nb 和 Zr 含量是判别构造环境的最重要元素中的三种（见表 3—3），东部燕山期火成岩钛族元素平均含量列于表 4—1。把表 4—1 与表 3—3 作一比较，以及从火成岩系列来看，东部燕山期火成岩具有弧火成岩属性，而不同于青藏陆内造山带火成岩，也不同于大陆裂谷型火成岩。另一方面，通过火成岩系列与钛族元素的详细比较可以看出，本区火成岩处于典型的靠近海沟的 CA 弧火成岩与青藏陆内造山火成岩的过渡位置，这与它处于远离海沟的内陆构造部位相适应。

表 4—1 东部燕山期火成岩 Ti、Nb、Zr 平均含量

Tab. 4—1 Ti, Nb and Zr average contents of the Yanshanian igneous rocks, East China

	燕辽火山岩	下扬子（包括天目山）钾玄岩＋安粗岩	邯邢辉长岩＋闪长岩类	燕辽花岗岩类	冀东 A 型花岗岩类
TiO_2 (%)	0.80	0.95	0.62	0.42	0.55
Zr (10^{-6})	205	164	142	155	466
Nb (10^{-6})	16		8	14	33
资料来源	刘厚祥，1995，博士学位论文	邓晋福等，1992	邓晋福等，1995，地矿部项目报告		

4.3.3 岩石圈与陆壳厚度的估算

第三章中已经论证过，无负 Eu 异常的中酸性火成岩标志着一个加厚的陆壳的存在，或

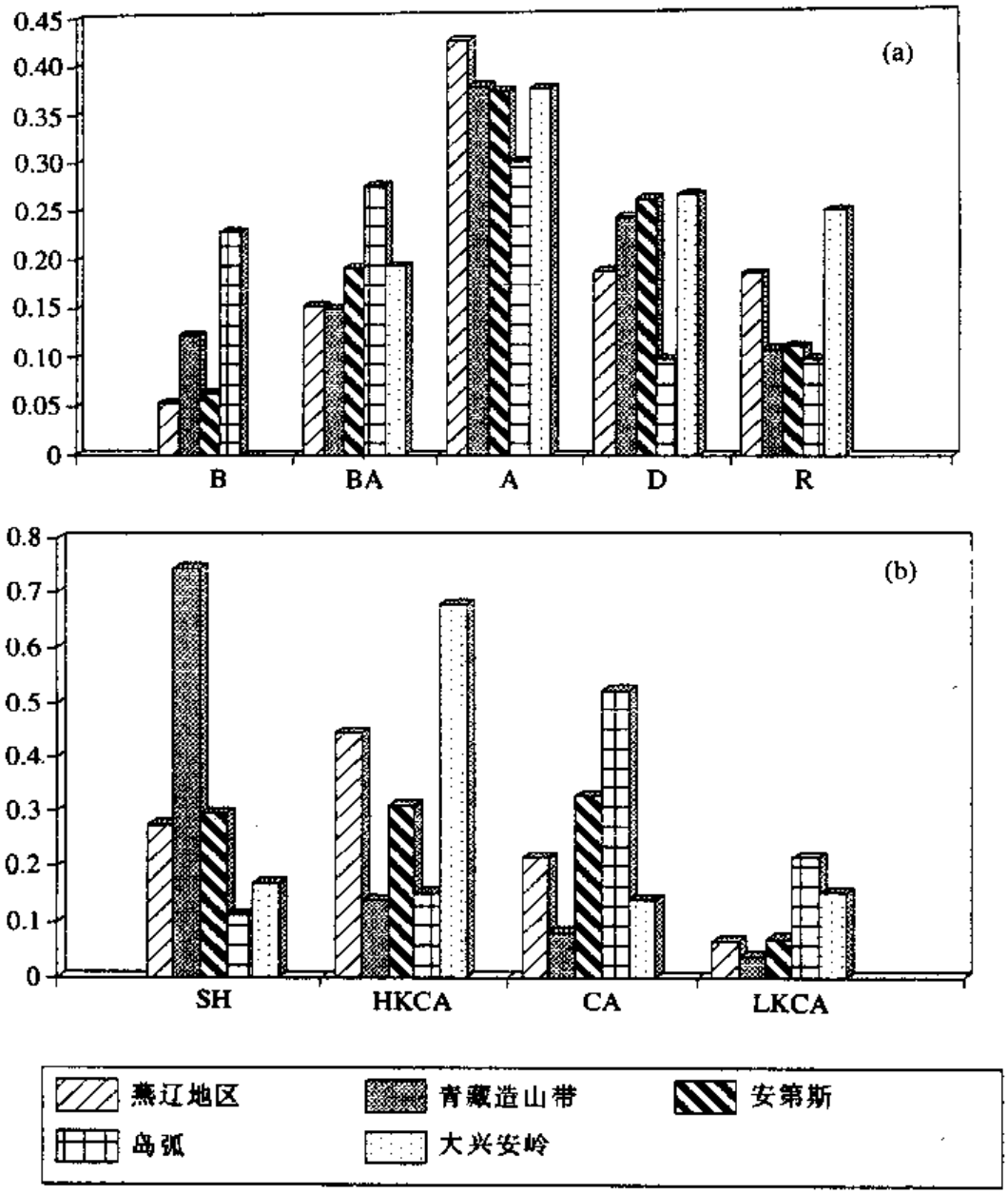


图 4—6　燕辽地区燕山期火山岩与安第斯弧火山岩的比较

Fig. 4　6　Comparison between the Yanshanian volcanic rocks of Yanshan-Liaoning region and the Andes arc volcanic rocks

B—玄武岩；BA—玄武安山岩；A—安山岩；D—英安岩；R—流纹岩；SH—钾玄岩系列；HKCA—高钾钙碱性系列；CA—钙碱性系列；LKCA—低钾钙碱性系列

者说具山根的造山带环境；具负 Eu 异常的中酸性火成岩则说明其形成于一个正常厚度的陆壳，或形成于双倍陆壳的中、上部。本区燕山期钾玄岩、安粗岩、粗面岩、石英闪长岩、石英二长岩、二长岩、石英正长岩和正长岩的大多数均无负 Eu 异常，陆壳厚度应大于 60 km，说明东部是一个加厚的陆壳，或具山根的造山带。基于 Condie（1982）对大陆边缘弧提出的由 K_{60}（$SiO_2=60\%$时的 K_2O 含量）计算陆壳厚度的公式，获得的陆壳平均厚度为：下扬子与浙皖地区 72 km（邓晋福等，1992），燕辽地区 60 km（邓晋福等，1995，燕辽中

生代花岗质岩石与成矿作用，地矿部项目报告）。许文良等（1993）指出，邯邢地区闪长质岩石中常见到超镁铁质堆晶岩，是幔源玄武岩岩浆底侵（underplating）在壳底形成的岩浆房内结晶作用的产物。根据他们提供的温压计数据，可算出其形成的平均压力为 1.84 GPa，相当于平均 65 km 深度的陆壳内。几种途径推算结果的一致性，表明本区燕山期是一个加厚的陆壳，约 60～70 km 厚，类似现今的青藏高原，是一个具山根的造山带，而不是大陆裂谷带或稳定大陆（克拉通）所具有的减薄的、或正常厚度的陆壳。

关于岩石圈厚度的估算更为困难。根据许文良等（1993）对邯邢地区闪长质岩石中见有变形的地幔橄榄岩包体的地质温压计结果，包体形成的最大深度达 90 km（压力为 2.74 GPa），这可作为岩石圈厚度的一个参考值。邯邢地区辉长岩类可看作近似的原生岩浆，基性程度最高者 SiO_2 平均约 44%；下扬子地区的橄榄粒玄岩的 Mg 值高（0.82～0.84），Ni 含量 416×10^{-6}～452×10^{-6}（邓晋福等，1992）可看作原生岩浆，SiO_2 最低者约 45%；根据幔源玄武岩岩浆 SiO_2 含量与起源深度之间的线性相关关系（邓晋福，1988）可估算，岩浆起源压力约 2.6 GPa，深度约 85 km。由新生代岩石圈减薄反演中生代末期岩石圈厚度平均为 157 km（邓晋福，1988）。看来，燕山期岩石圈厚度取 100～150 km 的数值大致是合理的。Wyllie（1984）根据高温高压实验提出的大陆边缘岩浆形成模型中，幔源玄武岩岩浆主要形成于 100～150 km 深度，支持了上述推测。

4.3.4 岩石圈拆沉诱发岩石圈去根作用

从综合已有的东部大陆深部研究成果中可以看出，印支期东部诸陆块拼合形成统一大陆时，岩石圈厚，其底界深度>150～200 km（邓晋福等，1994c）。联合大陆的形成常常需要通过碰撞造山作用来完成。印支期是东部拼合大陆形成的主要时期，华南广泛发育二云母花岗岩类，大别-苏鲁广泛发育碰撞型超高压变质岩类，兴蒙造山带、华北陆台北缘、吉黑造山带均发育二云母花岗岩类和某些地段已识别出蓝片岩类，均表明广泛的陆-陆与陆内块体间的碰撞造山作用，类似于现今的青藏-喜马拉雅碰撞造山带，这是一个陆壳与岩石圈会聚的过程，也是造山岩石圈根与山根形成的过程。

大别-苏鲁含柯石英的超高压榴辉岩类形成于约 100 km 的深度，还有含金刚石的榴辉岩类的报道，如被确证，则它们形成于更大的深度。新发现的苏北含菱镁矿的石榴子石橄榄岩形成于 150～210 km 深度，它们与超高压变质岩类共生在一起（Yang et al.，1993）。另外，山东蒙阴与辽宁复县金伯利岩的金刚石内矿物包裹体组合指明其形成于 200～300 km 深度（池际尚、路凤香等，华北金伯利岩和金刚石项目报告，1992），以及中生代以前，华北属稳定地台型大陆性质来看，它们原来具有克拉通岩石圈根，但在印支期被包裹于造山岩石圈根之内，并受到了改造。

滨太平洋地区的西侧是鄂尔多斯陆块与扬子大陆。印支期时，它们由秦岭造山带焊接在一起，正如第二章所论述的，它们属于中部克拉通块体群，考虑到在地质历史上，显生宙以来一直呈现稳定的性质，可推测印支期时它们均具有克拉通岩石圈根，和一个正常厚度的陆壳。我们把上述东部滨太平洋地区与鄂尔多斯-扬子大陆的联合体称为中国东部联合（或拼合）大陆。这个联合大陆是两种类型（西部主要为克拉通，东部滨太平洋主要为造山型）巨厚岩石圈的复合体，岩石圈平均厚度>150～200 km。

东部联合大陆的西侧和南侧为三叠纪特提斯洋区，东侧为 Izanagi（伊泽奈崎）洋，北侧为蒙古-鄂霍次克洋，我国的那达哈达可能属于这个洋区的一个小分支。这样，东部联合

大陆的周边大部分被洋区包围，可以推测它们的交界部位会是一个较薄岩石圈的大陆边缘带，联合大陆的巨厚岩石圈犹如山根或船底的龙骨，可称为岩石圈根（或龙骨）。事实上，由于岩石圈厚度的不均一，其底界的形态是复杂的，在这里我们只是概略地把它看作一个巨厚岩石圈的整体。

这个巨大的岩石圈根，大致以大兴安岭-太行山-武陵山为界，其西侧主要包括鄂尔多斯与扬子大陆，其岩石圈根直至现今一直保持克拉通性质；其东侧的东部滨太平洋在燕山期时岩石圈平均厚度为 100～150 km，与印支期相比，岩石圈减薄了约 50 km 以上，也就是说，原有的岩石圈根带移去了，我们称之为岩石圈去根作用（lithosphere de-rooting）。为什么会去根呢？上面我们已经论证了，东部滨太平洋地区是造山岩石圈根，虽然其内包裹有原有的华北陆台的克拉通岩石圈根，但已受到强烈的改造而变得不稳定。造山岩石圈根由于其根带的高密度，必定会产生拆沉作用（delamination），使根带与岩石圈主体拆离而下沉（邓晋福等，1994c）。

4.3.5 东部滨太平洋燕山期岩浆活动的成因模型

上面的讨论获得了两个重要结论：① 火成岩具活动大陆边缘构造属性，它说明与伊泽

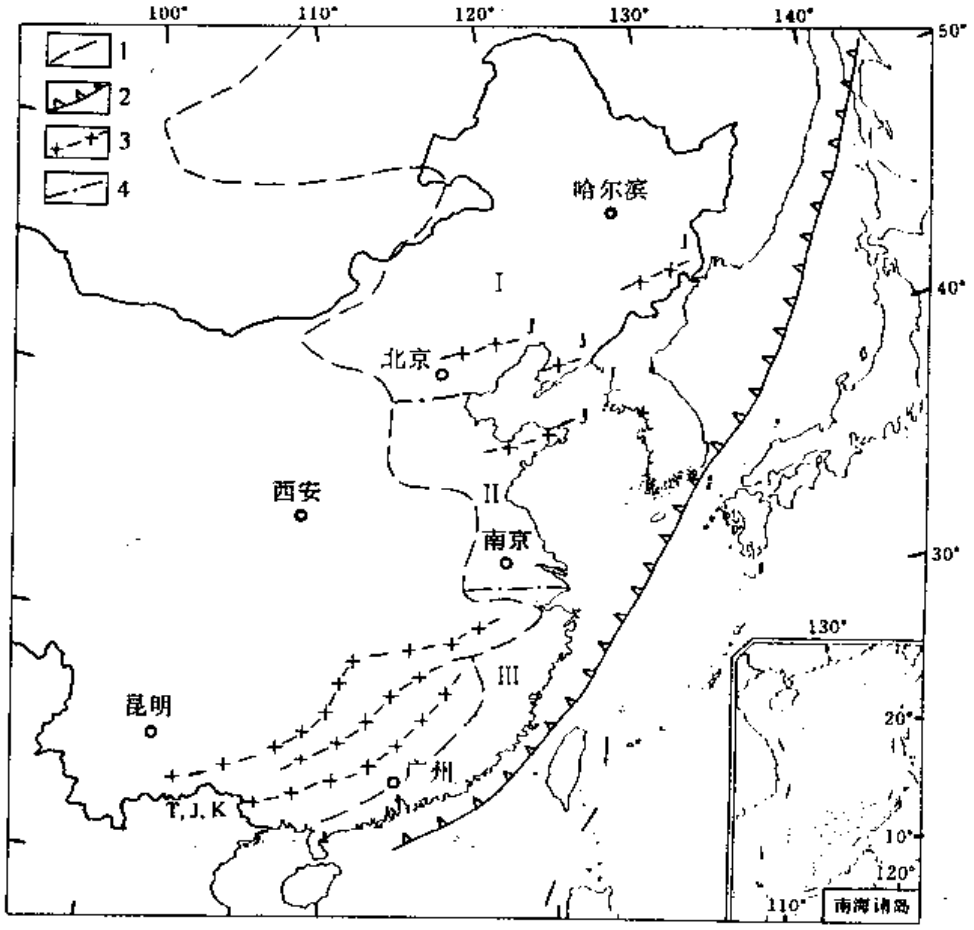


图 4—7 中国东部及邻区滨太平洋燕山期火成岩分布

Fig. 4—7 Distribution of Yanshanian igneous rocks in East China of the Circum-Pacific Belt

1—火山岩西边界；2—大洋俯冲带；3—白云母花岗岩和二云母花岗岩带；4—火成岩分段与造山带类型边界；Ⅰ—燕辽式（型）或华北式（型），Ⅱ—大别-苏鲁式（型），Ⅲ—东南沿海式（型）

奈崎（Izanagi）洋向中国东部大陆下的俯冲作用有成生联系；② 东部滨太平洋造山岩石圈根带的高密度导致的重力不稳定，使根带通过拆沉作用的机制发生去根作用。如果，我们把这两个事实联合一起考虑，就可以获得一个成因模型（图 4—7，1—8），去回答为什么弧

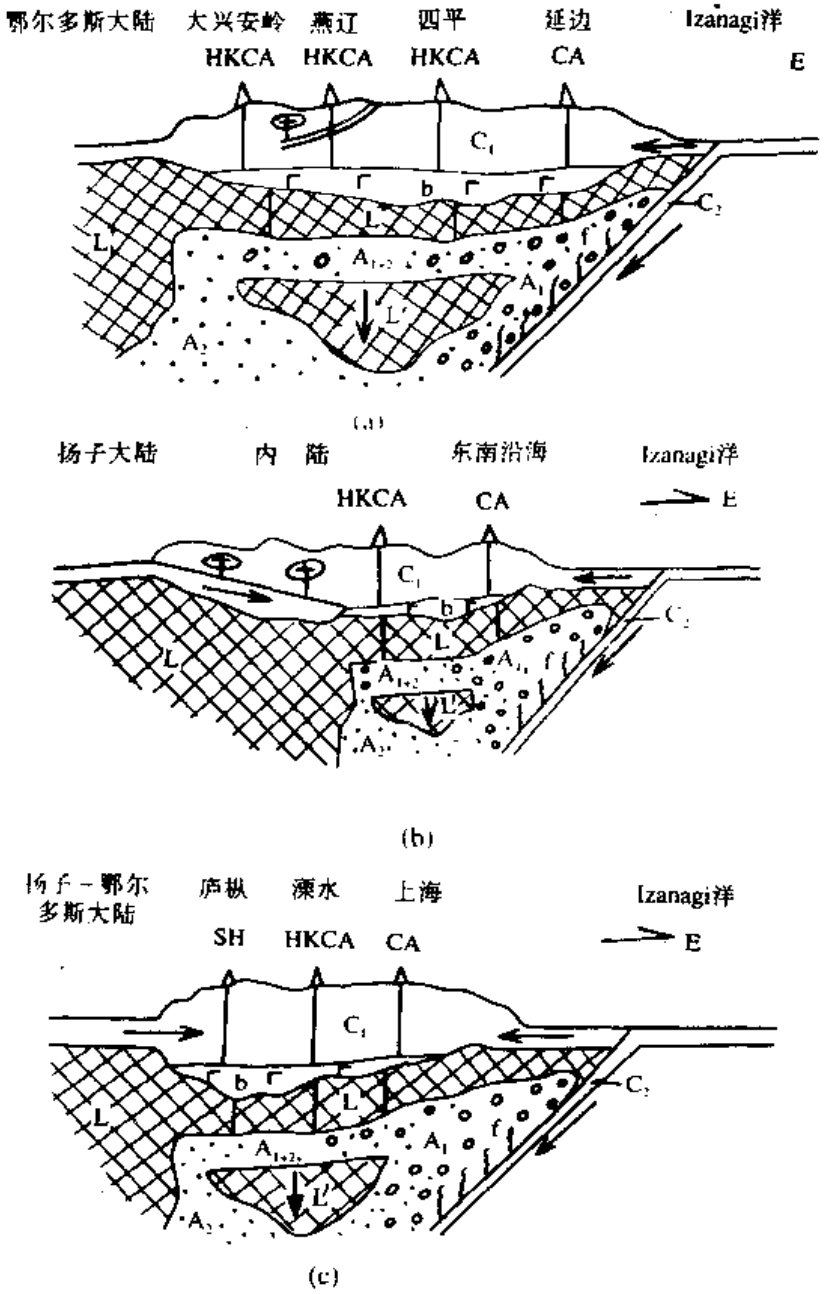


图 4—8 中国东部及邻区滨太平洋燕山期岩浆活动成因模型

Fig. 4—8 Genetic model of Yanshanian igneous rocks in East China of the Circum-Pacific Belt

（a）图：燕辽式（型）或华北式（型）；（b）图：东南沿海式（型）；（c）图：大别-苏鲁式（型）。（a）、（b）、（c）图的火山岩系列：CA—钙碱系列，HKCA—高钾钙碱系列，SH—钾玄岩系列；b—玄武质底侵的壳底岩浆海（房）；地壳，C_1—陆壳，C_2—洋壳；L—岩石圈；L'—拆沉的岩石圈；软流圈：A_1—与大洋俯冲有关的软流圈；A_2—与陆内造山有关的软流圈，A_{1+2}—A_1 与 A_2 的混合体；f—洋壳释放出的流体与熔体（浆）

火成岩属性的岩浆活动可深入远离海沟达一千多公里的内陆地区，也即它可以比较满意地回答 4.3.1 中提出的第一、第二个长期争论的问题。

岩石圈根的拆离与下沉，必然会使周边及其下部的软流圈物质上升充填于原先岩石圈根带的空间，大于 50 km 厚度的岩石圈物质被软流圈物质取代所产生的化学不平衡与物理学不稳定性可能成为本区燕山期强烈的岩浆-构造事件与造山作用的深部因素。取代岩石圈根带的软流圈物质主要来自两个源，一个是东侧与伊泽奈崎洋俯冲作用有关的软流圈物质（还可能包括北侧与蒙古-鄂霍次克洋俯冲有关的软流圈）；另一个是可能与大洋俯冲无直接关系的位于内陆的造山带软流圈物质，这两个源的软流圈物质的混合就成了该区幔源岩浆的源区，由火成岩化学（对比表 4—1 与表 3—3）可推知，东部滨太平洋下面的混合型软流圈物质中，以与大洋俯冲有关的软流圈物质占主导地位。

4.3.6 东部滨太平洋燕山期造山带类型与造山过程

1. 三类造山带

据王鸿桢（1982），王碧香（1993），与李春昱等亚洲大地构造图（1982）确定的燕山期火山岩西边界；和据 Kimur et al.（1990）通过对中生代日本海张开以前由日本岛重建的沿东亚大陆边缘的海沟位置（图 4—7）可以看出：大致以大别造山带为中段，东部滨太平洋可分出三个大的岩浆-盆地-构造-成矿段（邓晋福等，1994c）；它们分别属于三种不同类型的造山带（图 4—8）。我们把中部的称为大别-苏鲁式（型），北部的称为燕辽式（型），南部的称为东南沿海式（型）。由图 4—7 还可以看出，南部火山带窄，东侧有海沟，西侧为白云母花岗岩带；北部火山岩带宽，呈面型特征，东侧有海沟，但西侧无白云母花岗岩带；中部火山岩中，钾玄岩系列占重要地位，无白云母花岗岩带。北部发育壳幔混合型火成活动与成矿作用（Au-Ag-Mo-Fe-Pb-Zn），发育含煤盆地；而南部发育壳源为主的火成活动与成矿作用（W-Sn-Sb-Nb-Ta-REE-U），发育红色盆地；中部以壳幔混合型火成活动与成矿作用（Mo，Au）为主，发育红盆（邓晋福等，1994c）。火山岩的组成极性（compositional polarity），中部发育良好，南部尚好（邓晋福等，1992），北部则显示弱，如燕辽地区（刘厚祥，1995，博士学位论文），见图 4—9。

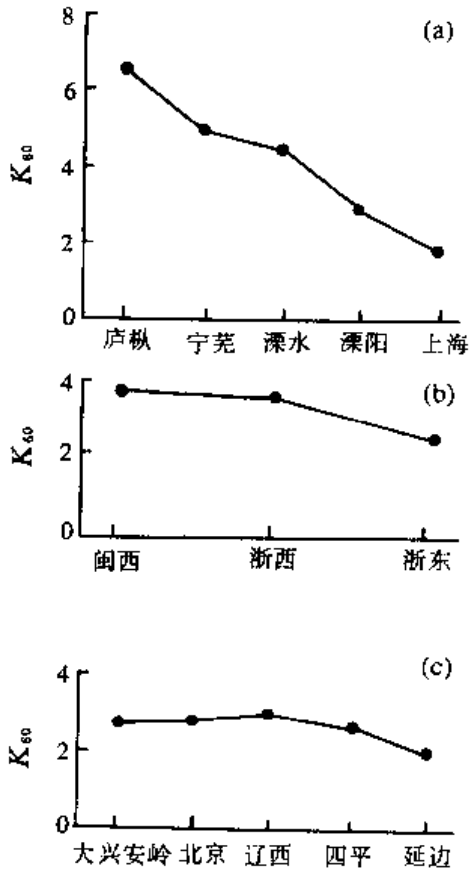


图 4—9 燕山期火山岩组成极性
Fig. 4—9 Compositional polarity of the Yanshanian volcanic rocks
(a) 图：下扬子地区，(b) 图：浙皖地区，(c) 图：燕辽地区。K_{60}为 $w_{SiO_2}=60\%$的 K_2O 含量

东部滨太平洋带的南部，即东南沿海式造山带，我们曾论证（邓晋福等，1994c）它们是碰撞-俯冲复合型造山带；这里可以作进一步讨论，它的西部是白云母花岗岩带，是扬子大陆向华南大陆下陆内俯冲的记录（详见本章 4.2 的讨论），东部的弧火山岩是伊泽奈崎洋俯冲的产物。所以，东南沿海式造山带是陆内俯冲-大洋俯冲复合型造山带，弧火成岩与白云母花岗岩分布的成对性是识别东南沿海式造山带的重要标志之一〔图 4—7，4—8 (b)〕。陆内俯冲与扬子大陆的克拉通岩石圈根的阻挡可能是东南沿海弧火山岩限制于较窄范围内呈现带

状分布的主要原因〔图 4—8 (b)〕。东部滨太平洋的北部，即燕辽式造山带，与东南沿海不同的是火山岩带的西侧没有白云母花岗岩带的发育，它说明东部滨太平洋西侧的鄂尔多斯-南蒙大陆没有向东发生陆内俯冲作用，而是它们的克拉通岩石圈与伊泽奈崎洋岩石圈，可能还包括北侧蒙古-鄂霍次克洋岩石圈与南侧扬子大陆岩石圈之间的会聚，迫使华北大陆原有的克拉通岩石圈改造为造山岩石圈，造山岩石圈的去根作用诱发弧火山岩的软流圈源区深入内陆，形成面型分布的弧火山岩〔图 4—7，4—8 (a)〕。这样，弧火成岩的面型分布与深入内陆超过 500 km，和缺失与弧火成岩呈成对分布的白云母花岗岩带，是燕辽式造山带的重要标志。我们暂称燕辽式造山带为大洋俯冲-克拉通阻挡的复合型造山带。

由图 4—8 可以看出，在东部滨太平洋北部也有白云母花岗岩带的分布。它表明，其中的陆内块体间也有陆内俯冲作用，可能是由于陆内俯冲与大洋俯冲的方向相同，所以，陆内俯冲就不再是阻挡弧火成岩深入内陆的一个因素了，从而造成弧火成岩与白云母花岗岩在空间上的叠置〔图 4—8 (a)〕。而东南沿海式造山带的大洋俯冲与陆内俯冲的方向相反且均朝向造山带内倾斜，造成了弧火成岩与白云母花岗岩带的成对分布〔图 4—8 (b)〕。大别-苏鲁式造山带内 SH 系列的大量发育，有些类似于青藏高原北缘火山岩特征，可能是大洋俯冲与水平缩短相结合的复合造山带。

Pitcher (1982) 指出，弧火成岩 (I 型) 与白云母花岗岩 (S 型) 的成对性是环太平洋造山带的一个共同特征，如美国西部内华达 I 型花岗岩岩基带与落基山白云母花岗岩带的成对分布，安底斯弧火山岩带和其东侧的白云母花岗岩带的成对分布，澳大利亚东部的塔斯曼海西造山带也具这种特征。但是 Pitcher 没有给予它一个明确的成因模型，只是指出在大陆边缘弧向大陆内部的张性盆地，由于碰撞而封闭，盆地内很厚的沉积物被圈闭、压缩、增厚和对流停止，导致热聚集，地壳底部熔化产生 S 型花岗岩岩浆。中国大陆东部滨太平洋燕山期火成岩的讨论表明，环太平洋大陆边缘 (不包括岛弧在内) 造山带有三种类型，主要是安第斯型，东南沿海型与之类似；其次还有燕辽型，大别-苏鲁型。另外，对前一类型造山带来说，不仅仅是大洋俯冲造山带，而是一个大洋俯冲-陆内俯冲复合型造山带。

与陆内造山带，如青藏-喜马拉雅造山带比较，活动大陆边缘造山带的火成岩分布于整个造山带内，而陆内造山带的火成岩只分布于造山带的边缘地带，这可能是，正如我们前面讨论的，因为陆内造山带是造山岩石圈根的形成过程，浅的、冷的岩石圈物质因会聚而进入深部使壳幔冷却，只在其边部才可能有热的泄漏，形成火成岩。大陆边缘造山带，虽然总体也是使壳幔冷却，但是由于造山岩石圈根的拆沉 (燕辽式与大别-苏鲁式) 或大洋俯冲诱发的上覆楔形区地幔的对流上升 (东南沿海式，安第斯式)，造成造山带下方的整体的热泄漏 (或者说软流圈物质的上升)，形成遍布造山带内的火成岩。

2. 反转构造

中生代反转构造在燕辽地区表现得最清楚 (表 4—2)。由表 4—2 可看出，两期造山后 A 型花岗岩的发育可清楚地分出三次挤压造山作用，晚三叠世晚期→早侏罗世初期的 A 型花岗岩指示三叠纪挤压造山作用的结束；早白垩世 (可能晚侏罗世末已开始) 的 A 型花岗岩指示侏罗纪挤压造山作用的结束；晚白垩世已无岩浆活动，但类磨拉石的发育与其后的逆冲断层表明，中生代末期还有一次挤压造山作用。中元古代—奥陶纪，石炭纪—中三叠世的沉积盖层褶皱构造比较强烈 (河北省地质志，1989)，晚三叠—晚白垩世的沉积盖层褶皱构造比较缓和，但常常有较好的逆冲断裂构造发育，如汤河口断裂，使中、新元古代地

层逆冲在早侏罗世煤系之上；龙潭与大凌河断裂，使太古宇与中、新元古界分别逆冲在兰旗组火山岩之上，并使兰旗组与上覆的土城子组地层一起褶皱；南天门断裂，使中、新元古界逆冲在晚白垩世孙家湾组之上；以及多个不整合面的发育。这些均表明有多幕挤压造山运动。

表 4—2　燕辽地区中生代岩浆-构造幕简表

Tab. 4—2　Scheme of Mesozoic magma-tectonic episodes, Yanshan-Liaoning region

时代	燕　山	辽　西	建　造	逆冲断层	花岗岩类	构造环境	岩浆构造幕
K_2	土井子组	孙家湾组	类磨拉石	孙家湾组之后，如南天门断裂		挤压造山	～～燕山末幕 K_2
K_1	青石砬组 南店组 花吉营组 西瓜园组 大北沟组 张家口组 白旗组	早新组 九佛堂组 义 县 组	煤系 湖盆沉积 火 山 岩		造山后 A 型花岗岩	造山带崩塌， 拉伸	～～燕山晚幕 K_1
J_3						拉伸或中性	J_3
J_2	后城组 髫髻山组 九龙山组	土城子组 兰旗组 海房沟组	类磨拉石 火山岩 类磨拉石	J_2 之后，如龙潭、大凌河断裂	造山花岗岩类	挤压造山	～～燕山中幕 J_2
J_1	下花园组 南大岭组	北票组 兴隆沟组	煤系 火山岩	J_1 之后，如汤河口断裂		拉伸或中性	～～燕山早幕 J_1
T_3	杏石口组	老虎沟组	类磨拉石	T_3 前地层褶曲构造	造山后 A 型花岗岩	造山带崩塌，拉伸	～～印支晚幕 T_3
T_1+T_2					造山花岗岩类(?)	挤压造山	～～印支早幕 T_1+T_2

注：地层划分主要采用 1∶500 万地质图说明书（1990）的方案；地层之间的不整合还参考了赵越（1990）和河北省地质志（1989）。

煤系沉积指示地形较平坦与温湿气候，可能表明中性或拉伸的构造环境。侏罗纪到早白垩世的三期火山喷发，从其伴生的沉积建造、花岗岩类型以及逆冲断裂的发育情况（表 4—2）来看，J_2 的髫髻山组和兰旗组是在强烈挤压背景下发生火山喷发的，而 J_1 与 J_3—K_1 的火山则是在构造相对宁静的背景下喷发的。这样，表 4—2 显示了燕山期造山过程是挤压与拉伸的多次交替，或者说反转构造的发育。燕辽地区燕山期多次反转构造可用图 4—8 模型获得某些回答：当大洋俯冲作用顺利时，板块间的会聚力主要被俯冲的大洋岩石圈吸收，这时对大陆地区的水平挤压力将很小，可使远离海沟的内陆地区处于中性、甚至轻微拉伸的构造环境，促使聚煤盆地的形成与火山喷发；一旦俯冲受阻，那末板块间的会聚力主要被水平挤压力吸收，导致内陆地区的挤压造山与造山花岗岩类的上升定位；俯冲顺利与受阻常表现为事件性，它可较好地解释本区多次反转构造的发生，即 4.3.1 中提出的第三个长期争论的问题。与陆内造山带常常表现为单方向的演化（即挤压造山→造山带崩塌的拉伸）相比较，反转构造可能是识别与大洋俯冲有关的大陆边缘造山带的一个重要特征。

图 4—8 的成因模型所显示的山根的形成与岩石圈的强烈减薄还可以解释为什么中生代的岩浆活动伴随陆壳的不断抬升。岩石圈减薄主要通过岩石圈根的拆沉作用实现，因此，山根仍可存在；它可解释为什么造山后 A 型花岗岩类中碱性正长岩－石英正长岩仍保持无负 Eu 异常。本区白垩纪的拉伸作用是在仍有山根（或巨厚陆壳）存在条件下地幔岩石圈减薄的结果，是造山带崩塌阶段的拉伸，而不是本区新生代时期进入大陆裂谷构造发展阶段

的岩石圈减薄（地幔岩石圈与陆壳均减薄）；它可以比较满意地解释为什么东部滨太平洋带中生代与新生代的火成岩类在岩石学、地球化学与构造属性上存在的重大差异。

综上，图 4—7，4—8 的成因模型可以满意地解释长期以来争论的三个疑难问题，以及其它一些重要问题。我们认为，它是目前我们寻找到的最佳模型，但是，仍存在不少问题，特别是造山过程的许多细节还有待进一步研究。

第五章　大陆裂谷作用与地幔热柱的形成

新生代时期，东亚大陆裂谷系与西太平洋边缘海系统的形成是全球构造非常醒目的特征，其中，中国东部大陆裂谷作用的研究较为详细。本章将以它作为主要例子，讨论大陆裂谷作用与地幔热柱的形成过程。

5.1　大陆裂谷岩浆作用

按火山岩的分布及其岩石学性质，中国东部可分出两个主要期，早第三纪与晚第三纪—第四纪；前者主要分布在两个大型裂谷盆地带，即西部的下辽河、华北、渤海、苏北、南黄海和江汉盆地带，东部的东海、南海海域盆地；后者主要分布在较小型的山间裂谷盆地中，从西到东是大兴安岭-太行山带、长白山-郯庐断裂带与东南沿海带（邓晋福，1988a）。Condie（1982）将大陆裂谷岩浆作用的三个重要特征概括为：① 以拉斑玄武岩和碱性玄武岩系列为主，并以双峰式火山组合为特征（碱性玄武岩—响岩或拉斑玄武岩—流纹岩）；② 岩石化学组成呈分带性，裂谷轴部为 SiO_2 饱和度大的岩石，两翼为 SiO_2 饱和度小的岩石类型；③ 富 LREE，LIL（大离子亲石元素）和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 范围较大，反映了未亏损或富集的地幔源。中国东部新生代玄武岩具大陆裂谷型特征（邓晋福，1988a）。

与东部燕山期火成岩化学（见表 4—1）的一个重大区别是，新生代玄武岩富 TiO_2（平均 2.25%）、富 Nb（平均 58×10^{-6}）与 Zr（平均 285×10^{-6}）（平均值由池际尚，1988 书中表 I -3-3，I -4-1 数据计算而得），是典型的大陆裂谷作用的产物（参见表 3—3）。

新生代原生的（primary）或近似原生的岩浆主要属碱性玄武岩系列，唯早第三纪北京地区属拉斑玄武岩系列。它与燕山期火成岩属高钾钙碱与钾玄岩系列完全不同，而与红海-东非裂谷系类似。火山岩组合也具双峰式特征，但是占绝对优势的是镁铁质岩浆，长英质端元的岩浆数量很少，只出现在长白山天池；双峰式表现为碱性玄武岩-碱流岩火山组合。

晚第三纪—第四纪火山岩带显示良好的侧向水平分带（邓晋福，1988a）。拉张速度大的脊峰带主要为 σ（Rittman 组合指数）<9 的碱性玄武岩，以碱性橄榄玄武岩（Ne-norm. 0～5%）为主，其次为碧玄岩（Ne-norm. 5%～9%），有的地方还出现具 Hy-norm. 的橄榄拉斑玄武岩。两翼地带为 $\sigma>9$ 的强碱性玄武岩，主要为碧玄岩（Ne-norm. ≥9%～10%），其次为 Ne-norm. 5%～9%的碧玄岩和碱性橄榄玄武岩，局部可出现霞石岩。这种侧向水平分带与东非大陆裂谷系非常类似。异常的是东南沿海带的右翼主要为 $\sigma<9$ 的碱性玄武岩。华北早第三纪拉斑玄武岩在 w_{SiO_2}—*alk* 图上与红海的类似，但有原则区别。前者不是深海拉斑玄武岩（$K_2O=0.80\%$，$P_2O_5=0.41\%$）；后者是深海拉斑玄武岩（$K_2O=0.10\%$，$P_2O_5=0.13\%$）（邓晋福，1988a）。这种侧向水平分带表明，岩浆作用受大陆裂谷构造的制约，而不是受太平洋板块向东亚大陆俯冲的毕乌夫带制约，后者则表现为特征的组成极性。表 5—1 进一步地显示了化学组成的侧向水平对称式分带（晚第三纪—第四纪），从沿海→内陆，并

无俯冲型火山作用模型所预示的升高趋势，即无组成极性；而早第三纪玄武岩则显示与太平洋俯冲应有的组成极性完全相反的特征，即近俯冲带的沿海 K_2O 与总碱量反比内陆的高。这种反向的特征可用华北下面岩浆源较渤海-苏北的深获得圆满解释。这样，表 5—1 支持了东部新生代玄武岩受大陆裂谷构造制约的模型。

表 5—1　玄武岩的 K_2O 与总碱平均值（%）

Tab. 5—1　Average contents of K_2O & alkaline in the basalts (%)

	晚第三纪—第四纪									早第三纪	
	大兴安岭-太行山带			长白山-郯庐断裂带			东南沿海带			华北	渤海-苏北
	西翼	脊峰	东翼	西翼	脊峰	东翼	西翼	脊峰	东翼		
K_2O	1.59	1.19	2.18	2.18	2.00	2.37	2.13	1.75	2.16	0.80	1.22
K_2O+Na_2O	5.10	5.04	5.78	5.78	5.60	6.03	5.55	4.96	5.75	3.47	3.87
	内陆←沿海									内陆←沿海	

据邓晋福，1988a

5.2　壳幔热结构的扰乱——岩石圈快速热减薄的记录

在讨论壳幔动力学过程中，温度分布是一个不可缺少的重要参数。中国东部晚第三纪—第四纪玄武岩中含有丰富的上地幔超镁铁岩包体，并以橄榄岩为主，有极少量的辉石岩。1980 年我们获得东部地幔第一条辉石地温曲线后，曾提出上地幔热状态相当于大洋型地温，地温分布趋势可能代表了上地幔的底辟作用，上地幔“过热”状态可能是新生代东部构造活化的深部原因（邓晋福等，1980；1987b）。1990 年，我们又汇集了 405 个辉石地温数据，获得了更为精确的辉石地温，论证了它们是大陆裂谷作用引起的上地幔热结构扰乱的认识（邓晋福等，1990b）。这里，我们基于 1990 年的资料以及陆壳热结构的资料，提出壳幔地温分布，分析其更为精细的结构，提出东部壳幔热结构是晚第三世—第四纪岩石圈快速减薄事件的记录，并尝试着去预测壳幔热状态的发展趋势。

基于准平衡状态(state of quasi-equilibrium)与作为地球热边界层的岩石圈内为传导方式热传输的假设，壳幔地温分布呈现为一条近似平滑的曲线。但是，Morgan（1983，1984）指出，在构造热事件中岩石圈内将以对流方式热传输占优势，被称为岩石圈热结构的扰乱；在岩石圈快速减薄条件下，壳幔地温分布将不再保持准平衡状态的曲线形状。图 5—1 是我们这次提出的东部壳幔热结构模型。在图中 Moho 面下面的实线为平均地温，梯度为 3.3℃/km，与干的橄榄岩固相线梯度（4℃/km）类似；如果按 Pollack 模型推导的传导方式热传输的平均地温（14℃/km）和符合于对流方式热传输的绝热地温（0.5℃/km）为两个端元，则可粗略估算形成 3.3℃/km 的地温梯度，对流方式热传输的贡献占 79%，传导方式热传输只占 21%（邓晋福等，1990）。图 5—1 Moho 面下面的虚线在 75 km 附近有一个很平缓的段，这是根据 405 个辉石温压数据在这一深度附近的极密勾画的（邓晋福等，1990b，图 1），这一深度相当于岩石圈与软流圈的界面（以 L/A 表示）的平均深度。在此界面以上的岩石圈地幔地温梯度约为 5.0℃/km（对流方式与传导方式热传输的贡献分别约为 67%与 33%），其下的软流圈地温梯度约为 2.0℃/km，更接近绝热地温梯度，对流方

式与传导方式热传输的贡献分别约为89%与11%。

大陆地壳的热结构一般均按传导方式热传输模型获得。考虑到早前寒武纪变质岩获得的实际地温在10 km附近有一个拐点，该深度以下的中下地壳内地温梯度（7.3℃/km）远比传导方式热传输模型获得的梯度（20℃/km）陡得多（估算的对流方式热传输贡献约占65%，传导方式热传输的贡献只有35%）。这种热传输方式贡献大小的变化，反映了在构造热事件中，中下地壳内也表现为热结构扰乱，以及现代中地壳广泛发育含水流体的低速-高导体为对流方式热传输提供了有利环境。吴宗絮（1994）提出了冀东陆壳现代地温分布的一个新模型，即中地壳以对流方式热传输为主，上、下地壳以传导方式热传输为主的热结构。这一模型预示中地壳顶部的温度可达500℃，而传统的传导方式热模型预示的温度在10～15 km只达250～350℃；500℃等温面是陆壳岩石脆性与韧性转变的界面（吴宗絮等，1994）。这一模型较好地解释了华北地震源大多集中于10～15 km深度，同时这一模型也与居理等温面的埋深符合，而传统的传导方式热模型则无法解释上述事实。

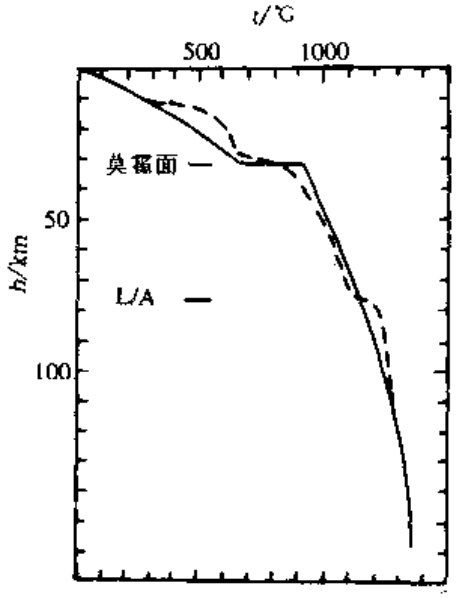


图5-1 中国东部壳幔热结构模型

Fig. 5—1 Thermal structure of the crust/upper mantle in East China

实线据邓晋福等（1990）；虚线为本次提出的模型，其中Moho面以上约10～15 km深度内较缓的曲线据吴宗絮（1994）的模型勾画，Moho面附近较平缓的地温据邓晋福等（1990b）的模型勾画。L/A表示岩石圈与软流圈的界面

Morgan（1983）在理论分析的基础上，提出了岩石圈热减薄（thermal thinning）的两种端元模型（快速与缓慢的减薄）（图5—2）。图5—2(a)为岩石圈慢速减薄的理论模型，实线1为减薄前的热结构。岩石圈减薄时，软流圈顶面由L/A(1)上升到L/A(2)。如果岩石圈减薄速度很慢，有足够的时间使软流圈的热流进入岩石圈底部，把减薄前的p点的温度加热达q点的温度，并使上覆未减薄的岩石圈升温达到准平衡状态，那么就可获得减薄后的热结构虚线2；q点以上为被加热的岩石圈地温，以传导方式为主，q点以下为上升的软流圈地温，以对流方式热传输为主，地温很陡，符合绝热梯度。岩石圈减薄和加热的同时进行，必然导致区域上隆（uplift）；上述慢速减薄过程的必然结果是，减薄进行时将伴随区域上隆。一旦减薄停止则区域上隆也停止，并形成整个上隆区域内的区域地表热流值异常。

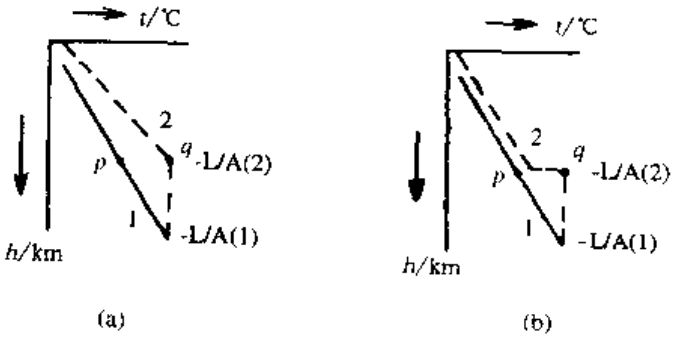


图5—2 岩石圈缓慢（a）与快速（b）减薄的热结构理论模型

Fig. 5—2 Hypothetical thermal structure model of slow (a) & rapid (b) lithospheric thermal thinning

（据Morgan，1983）

L/A为岩石圈与软流圈界面；L/A(1)为岩石圈减薄前的界面深度，L/A(2)为岩石圈减薄后的界面深度；其相应的地温分布为实线1（减薄前）与虚线2（减薄后）。p，q点为本书补充，基于这个补充书中对Morgan理论模型作了进一步阐述

图 5—2（b）为岩石圈快速减薄的理论模型，与图 5—2（a）比较，不同的是，由于减薄速度太快，减薄后岩石圈底（p 点）的温度来不及加热达到上升的软流圈顶界的温度（q 点），因而岩石圈热结构仍保持减薄前的状态。这样就可获得减薄后的岩石圈-软流圈系统的热结构（虚线 2）。由图 5—2（b）可以看出，减薄停止后，岩石圈被加热，其底界（p）逐渐升温达 q 点，最终形成一个准平衡态的热结构，类似图 5—2（a）。这个岩石圈加热过程称为热松弛（thermal relaxation）。与慢速减薄模型不同，岩石圈快速减薄模型所展示的上述过程的必然结果是，区域上隆有两个阶段：① 伴随热减薄有一个快速的区域上隆事件，此时无区域热流异常，只有伴随岩浆活动的局部热流异常；② 热减薄停止后，伴随热松弛发生第二次区域上隆事件，热松弛的完成使区域上隆停止，此时形成区域热流异常。

我们可以以 Morgan 的理论模型作为指导，来讨论东部大陆壳幔热结构模型。图 5—1 所展示的热结构类似于图 5—2（b），表明东部岩石圈的热减薄是一个快速过程，是在短时间内发生的一次深部事件。图 5—1 与图 5—2（b）不同的是，地温分布除了在岩石圈与软流圈界面处有一个转折外，在岩石圈内部还有两个热界面，即 Moho 面与中-上地壳界面。自然界的实际情况比理论模型所展示的更为复杂。我们推测，岩石圈内非平衡状态的热结构（或称热结构扰乱）是伴随大陆裂谷作用的构造-热事件的产物，地幔底辟作用（邓晋福等，1987）是形成 Moho 面次级热界面的主要原因；中下陆壳的底辟作用与中地壳低速-高导体内水流体为对流方式热传输提供的有利环境，可能是中-上地壳界面处形成次级热界面的主要原因。这样，我们可以把东部壳幔热结构（图 5—1）当作岩石圈快速热减薄事件的重要记录。

还有一个问题是，现今东部大陆岩石圈热状态处于大陆裂谷构造热演化的哪个阶段？能否对未来作出一个概略的预测？我们认为，由玄武岩岩浆起源推导的晚第三纪—第四纪软流圈顶面的深度平均为 60～80 km（邓晋福等，1990a），与现今地球物理探测提出的软流圈顶面平均深度为 60～80 km（滕吉文等，1982；宋仲和等，1981，1986；刘国栋等，1985）的一致性，表明岩石圈热减薄事件可能已经停止或接近停止。中国东部从早第三纪→更新世的二次广泛而强烈的玄武岩岩浆的喷发，以及有历史记载的火山喷发只局限于个别地区（如长白山天池，黑龙江五大连池）来看，岩石圈热减薄在新生代有二次重要事件（早第三纪与晚第三纪—第四纪）；晚第三纪—第四纪这次事件引起的岩石圈热减薄可能已接近停止。现今东部大陆岩石圈可能已开始进入热松弛阶段。现今东部大陆仍在缓慢上隆（桂焜长等，1989），以及热流异常主要集中于盆地带与火山喷发地带，而其它地带仍保持接近正常热流值（如刘国栋等，1985）支持东部大陆岩石圈开始进入热松弛阶段的推测。这样，可以预测，未来一个相当长的时间内，东部岩石圈将被不断加热，区域上隆将持续进行，异常热流区将不断扩大，直至热松弛阶段的结束，岩石圈才会开始冷却。再经历一个相当长的时间才能转变为稳定大陆岩石圈的热状态。

5.3 软流圈埋深及性质

软流圈一般包括从岩石圈底开始向下延伸达 670 km 界面的层圈范围，上部软流圈大致与地震低速层相吻合。含上地幔橄榄岩的原生玄武岩岩浆，由于它在上升达地表过程中很少或没有发生化学变异，所以可以更好地推演、约束软流圈的性质和埋深。基于熔浆-矿

物平衡原理，我们通过岩浆中组分的活度的缓冲反应的热力学计算，求得它们的 p-t 方程；多条 p-t 曲线的交会可获得岩浆与上地幔橄榄岩平衡的唯一的 p-t 数值；它们就是岩浆起源的 p-t 条件（Carmichael et al.，1977；邓晋福，1987a）。采用无水的干岩浆体系模型，获得的幔源原生玄武岩岩浆起源的深度范围为 50～100 km，主要集中在 50～80 km 范围内，东北与华北为 50～100 km，主要为 60～80 km，汉诺坝地区为 43～56 km，苏北为 55～72 km，东南沿海从沿海的 50 km，到新昌-闽沽一线的 65 km，达西部巨县-明溪一线为 100 km（邓晋福等，1990a）。当岩浆含水时，其温度与 SiO_2 活度均降低，因而与干岩浆体系相比，含水岩浆起源深度加大。根据岩浆中平均含水量 1%（统计的早第三纪与晚第三纪—第四纪玄武岩中含水量平均值分别为 1.08%和 0.77%）推算，岩浆起源的深度比干岩浆模型获得的深度约大 5～6 km，这样，含水岩浆起源深度集中于 55～85 km 范围内（邓晋福等，1990a）。

中国东部新生代大陆裂谷区，由不同的地球物理方法推断的上地幔低速层顶界埋深主要为 60～80 km；其中，天然地震提出的 V_P 结构为 60～68 km（宋仲和等，1986），V_S 结构为 60～80 km（宋仲和等，1992），人工爆炸地震获得的邢台地区 V_P 结构为 83 km（滕吉文等，1982），大地电磁测深获得的华北平原下为 60～80 km（刘国栋，1985）。依据 Pollack 等（1977）大陆岩石圈热结构的全球模型，基于东部早第三纪古热流值为 84 $mW \cdot m^{-2}$和现代热流平均值为 64 $mW \cdot m^{-2}$，可推定其软流圈顶面埋深分别为 55 km 和 75 km（邓晋福等，1990a）。根据东部岩石圈早第三纪拉伸的布丁（香肠）化模型推算的软流圈顶面埋深为 60 km（邓晋福，1988a）。

多种途径推定的软流圈顶面埋深深度的一致性，暗示了低速层（或上部软流层）是达固相线的上地幔橄榄岩，含少量隙间玄武岩岩浆（邓晋福等，1985）；以及新生代时期软流圈位置大致与现代软流圈相当，玄武岩岩浆的发生与软流圈及其顶面位置直接相关。地球物理测量可以获得现代软流圈的性质、位置等信息，但是难于了解在地质历史中软流圈的变迁。岩石探针的新方法基于岩浆起源的深度、局部熔融程度等参数有可能反演追溯软流圈变迁历史，对东部大陆裂谷带的形成过程与演化提供某些重要约束（表 5—2）。

表 5—2　由岩浆起源推断的上部软流圈性质

Tab. 5—2　Nature of the upper asthenosphere inferred from basaltic magma generation

时　代	软流圈顶面深度	隙间岩浆数量
上新世—第四纪	50～85 km，个别 110 km（平均 70 km）	3%～10%，以 6%～8%为主
中新世	65～100 km，（平均 85 km）	3%～10%，以 5%～7%为主
早第三纪	50（北京）～55（渤海，苏北）km，（平均 53 km）	15%（北京）→18%（渤海，苏北）

Logachev（1983）指出，上部软流圈中局部熔浆的数量，肯尼亚裂谷下为 10%，贝加尔裂谷下为 5%，相应的 V_P 为 7.5 km/s 与＜7.7 km/s。滕吉文等（1982）和宋仲和等（1981）提出的华北平原和中国北方大陆下上地幔低速层 V_P 分别为 7.2～7.4 km/s 和 7.6 km/s，这一波速值与岩石探针反演的上地幔橄榄岩局部熔融程度为 7%～15%（表 5—2）是大致适应的，它进一步支持了我们提出的模型。这一个重要实例又一次表明，在深部研究中，岩石探针与地球物理探测相结合的新技术的重要性。

5.4 岩石圈的伸展、减薄与上隆

岩石圈的伸展、减薄与上隆是大陆裂谷区有成生联系的三个重要现象，是大陆下面壳幔深部过程及其浅部响应的重要表现。东部大陆新生代时期广泛发育正断层与地堑式盆地是地壳伸展的重要表现，然而，是否所有地堑和裂谷发育地区的岩石圈整个厚度都发生了破裂，常常难以确定。我们曾提出（邓晋福等，1985），玄武岩岩浆，尤其是携带上地幔橄榄岩包体的原生玄武岩岩浆的大量喷发是整个岩石圈厚度发生破裂的重要证据，因为玄武岩岩浆起源于上部软流圈，并能携带比它自身密度大得多的橄榄岩碎块喷出地表，只有沿张开的岩石圈破裂才能实现。

5.4.1 岩石圈伸展及其类型

岩石圈的伸展常常是一种不稳定伸展（unstable extension），最常见的构造变形型式是香肠（布丁）构造（boudinage）或细颈化（necking）。Neugebauer（1983，Morgan 等主编的书中）指出，由地幔物质上涌造成的岩石圈变形主要有两种类型，香肠构造与上隆构造（doming）。中国东部早第三纪以发育香肠构造为特征，晚第三纪—第四纪则发育上隆构造（邓晋福等，1992b）。

1. 香肠构造

美国西部盆岭省是世界上大型香肠构造的典型实例。Froidevaux & Ricard (1985) 提出多层香肠化模型：$4H<\lambda<8H$（λ 为波长，即盆或岭的宽度，H 为经受香肠化层的厚度），认为美国西部地表地形起伏（$\lambda\approx50$ km）是上地壳层的香肠化表现，布格重力异常的起伏（$\lambda\approx200$ km）则反映岩石圈厚度的香肠化。图 5—3 示意地表示了早第三纪中国东部大陆的盆岭构造。华北、苏北大型盆地，河套、浙赣小盆地的 λ 值分别为约 300，258 和 50，30～

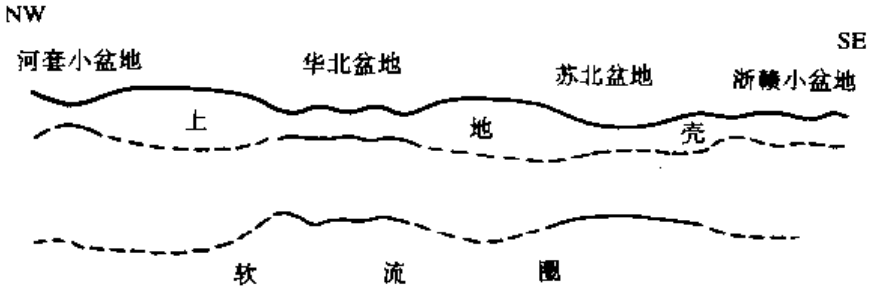


图 5—3 中国东部早第三纪盆岭构造示意剖面图

Fig. 5—3 Schematic profile of Paleogene basin-range tectonics

40 km，河套—华北盆地之间，华北—苏北盆地之间隆起的 λ 值分别为约 400 km 和 350 km（据王鸿祯，1983 图 3 估算），华北盆地内盆岭构造的 $\lambda\approx60$ km（据徐杰，1985 资料估算）。如果按 $\lambda=6H$ 估算，华北、苏北大型盆地下面岩石圈厚度为 60 km（取 $\lambda=350$ km），华北盆地内盆岭构造，河套和浙赣小盆地下面上地壳厚度约为 10 km。估算的岩石圈厚度与上节软流圈顶面埋深符合，估算的上地壳厚度与铲式正断层消失于 5～17 km 和壳内低速层顶界埋深 12～16 km 基本符合（邓晋福等，1992b）。这些结果表明，东部大型与次级的地形起伏分别是岩石圈与上地壳层香肠化的表现；另外，河套和浙赣小型断陷盆地内无早第三

纪玄武岩可能暗示伸展作用只扩及地壳浅部。

2. 上隆构造

在晚第三纪—第四纪，中国东部大陆岩石圈再一次遭受伸展。早第三纪大型断陷盆地出现披盖式沉积，转变为坳陷盆地，在其两侧的隆起带上广泛发育小型山间断陷盆地，伴随强烈玄武岩喷发。虽然地表地形仍为盆岭构造，但小型山间盆地可能对应于上地壳底界呈镜像关系形成香肠构造外，从大范围地形起伏来看，它与软流圈顶面并不呈现香肠构造的镜像关系，而是呈现相似的起伏形状，形成上隆构造（图 5—4）。岩浆起源

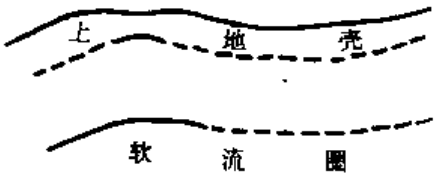


图 5—4 中国东部晚第三纪—第四纪岩石圈上隆（doming）式伸展变形示意剖面

Fig. 5—4 Schematic profile of Neogene—Quaternary lithospheric doming-type extension deformation

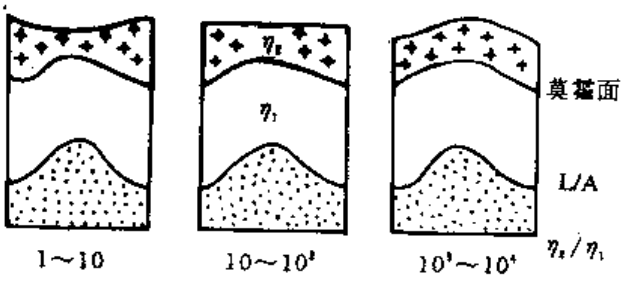


图 5—5 伸展构造类型与过剩地壳粘度参数（η_2/η_1）的关系

Fig. 5—5 Relationship between the types of extension and the parameter of excess of crustal viscosity referred to the subcrustal lithosphere

（据 Neugebauer，1983）

L/A 为岩石圈与软流圈界面；η_1、η_2 分别为地幔岩石圈与地壳的粘度

的深度主要为 60～85 km，表明大型盆地两侧的隆起带下面的软流圈顶面由早第三纪的下凹形（图 5—3）转变为向上的凸形（图 5—4）。

3. 伸展类型与岩石圈粘度的关系

Neugebauer 在 1983 年提出了由密度不稳定性地幔底辟上隆引起的岩石圈伸展类型的不同与过剩地壳粘度相关的模型（图 5—5）。过剩地壳粘度指的是，相对于壳下岩石圈（即地幔岩石圈）来说，地壳粘度过剩的一个参数，以 η_2/η_1 表示，其中 η_2、η_1 分别为地壳与地幔岩石圈的粘度。中国大陆在早第三纪时，$\eta_2/\eta_1=1\sim10$，岩石圈产生大型香肠构造；晚第三纪—第四纪时，η_2/η_1 值变为 $10^3\sim10^4$，岩石圈的伸展表现为上隆构造。

5.4.2 伸展类型与岩石圈热减薄的速度

理论模型计算（Morgan，1983）表明，在几百万年到几十百万年内发生软流圈底辟作用现实性的一个必要条件是地幔岩石圈的粘度（η_1，图 5—5）必须降低至 $10^{20}\sim10^{22}$ Pa·s。我们现在还没有早第三纪地幔岩石圈粘度的资料，但已有晚第三纪—第四纪地幔岩石圈粘度的一些资料（邓晋福等，1988b）可供利用，这样，我们可以基于伸展类型与粘度之间的关系（图 5—5）作一个概略的讨论。

河北汉诺坝晚第三纪玄武岩中上地幔橄榄岩包体的 η_1，大致以 75 km 深度为界。<75 km 的地幔岩石圈的 η_1 为 $10^{20\sim22}$Pa·s；>75 km 的软流层的 η 为 $10^{19\sim20}$Pa·s（邓晋福等，1988b）。前者与理论模型计算值符合。我们假设陆壳的粘度（η_2）在早第三纪和晚第三纪—第四纪时大致相同，粘度与温度呈反比，两个时期的火山喷发均只有幔源玄武岩岩浆，而缺乏壳源的流纹质岩浆（只有在第四纪时，在长白山天池才有流纹质岩浆）表明，陆壳均是比较冷的。这样，岩石学记录支持了前述假定。依据 η_2 大致相等的假设，以及图 5—5 推

定的 η_2/η_1 比值，早第三纪时（香肠构造）要小于晚第三纪—第四纪时（上隆构造）；可预测早第三纪时地幔岩石圈的 η_1 必定大于晚第三纪—第四纪的。然而，早第三纪软流圈的埋深小于晚第三纪—第四纪（表 5—2），预示前者的 η_1 应小于后者（在热减薄速度相等的前提下）。上述矛盾预示，早第三纪时岩石圈热减薄的速度一定大于晚第三纪—第四纪时，因为更快速的减薄，地幔岩石圈来不及加热，所以其温度较低，这样，η_1 必然较高，导致 η_2/η_1 比值变小（对应香肠构造）。按图 5—2 和图 5—1，如果把晚第三纪—第四纪岩石圈热结构作为快速热减薄的记录的话，那末，早第三纪岩石圈为非常快速的热减薄。由上述讨论，我们可以引出一个很有意义的新认识，即东部早第三纪岩石圈大型香肠构造是非常快速热减薄的标志与记录，东部晚第三纪—第四纪上隆构造则是快速热减薄的标志与记录。至此，结合 Morgan(1983)的理论模型(图 5—2)，与上述新认识，我们可以对 Morgan 的模型作出补充，提出一个更为广泛应用的岩石圈热减薄速度的三个类型的理论模型，见表 5—3。这样，由表 5—3 可看出，根据伸展类型、上隆事件与热流异常的分布可反演岩石圈热减薄速度的类型，这为反演深部过程及其浅部响应之间的有机联系提供了一个有用的框架。

表 5—3 岩石圈热减薄速度的类型

Tab. 5—3 Types of the rate of lithospheric thermal thinning

类 型	伸展类型(岩浆类型)	上隆事件	热流异常	实例
非常快速热减薄	岩石圈厚度的大型香肠构造 大型裂谷盆地 (以幔源玄武岩岩浆为主)	二次上隆 1. 伴随热减薄的主上升期 2. 伴随热松弛的上升期	局部热流异常 区域热流异常	东部早 第三纪
快速热减薄	上隆构造，上地壳厚度的 小型香肠构造，小型裂谷盆地 (以幔源玄武岩岩浆为主)	二次上隆 1. 伴随热减薄的主上升期 2. 伴随热松弛的上升期	局部热流异常 区域热流异常	东部晚 第三纪 —第四纪
慢速热减薄	上隆构造，上地壳厚度的 小型香肠构造，小型裂谷盆地 (大量壳幔混合型与壳源岩浆活动)	一次上隆事件，热减薄 结束，上隆结束	区域热流异常	东 部 燕山期

表 5—3 中慢速热减薄的实例只是一个推测，还有待于进一步的论证。东部燕山期大区域幔源、壳幔混合型与壳源型岩浆活动的发育，表明整个岩石圈已被加热，具区域热流异常特征，伴随岩浆活动的几次上隆事件与其后的快速的剥蚀夷平（不整合面）事件可能对应岩石圈热减薄时期的上隆与热减薄结束（岩浆活动停止）时的上隆停止。这些岩石学记录似乎可看作为岩石圈缓慢热减薄的某些迹象。

5.4.3 岩石圈减薄与上隆

岩石圈减薄，除拉伸作用引起的机械减薄外，还有热减薄与软流圈底辟引起的减薄。后两者很难区分，它们与软流圈上升密切相关，对岩石圈的减薄具等效性，这里统称为热减薄。

1. 机械减薄

伸展变形必然导致岩石圈机械减薄。根据断陷盆地变形特征反演，华北平原早第三纪时平均伸展率约 15%，晚第三纪—第四纪时约 5%（徐杰等，1985）。如果按照地球物理与岩石学所推定的现代岩石圈和地壳平均厚度分别为 60 km 和 35 km，则可反演去掉伸展作用影响后早第三纪末期它们的厚度分别为 63 km 和 37 km；早第三纪初期（大陆裂谷作用发生前）分别为 74 km 和 44 km。后者与现代稳定的鄂尔多斯的陆壳厚度（46～47 km）符合。这样，新生代以来，由于拉伸变形，岩石圈减薄约 14 km，其中地壳减薄约 9 km。必

须指出，断陷盆地变形只扩及脆性的上地壳层，中下地壳，特别是下地壳岩石具延性，拉伸时由于塑性流动可能减薄的幅度大于上地壳，因此，上述推算只能看作地壳机械减薄的最小值。由人工地震获得的华北陆壳结构（孙武城等，1988）可看出，与周边的山区相比较，华北盆地下面的中下地壳的厚度要薄得多；它暗示了拉伸变形时，中下地壳由于塑性流动而强烈地减薄了。岩石圈的厚度还受到软流圈顶面位置变化的控制，即还包括热减薄。但热减薄发生于地幔岩石圈，对地壳厚度无影响。这样上述反演推算的地壳厚度可代表裂谷作用发生前地壳厚度的最小值。从裂谷作用前陆壳厚度约为 44 km，以及中生代燕山期东部陆壳具造山带山根特征来看，中生代末期或新生代初期，东部陆壳已经过均衡作用恢复到稳定大陆的厚度。长白山天池第四纪粗面岩具强烈的负 Eu 异常的 REE 分布模式（汤德平等，1989），表明陆壳为减薄或正常的厚度，这一点与燕山期粗面岩（正长岩）类大多没有负 Eu 异常所指示的陆壳具山根的造山带性质形成显明对照。

2. 热减薄与上隆

Morgan 和 Neugebauer（1983）指出，地壳的上隆（常为 1～2 km）是大陆裂谷区的一个普遍的重要特征，它是岩石圈热减薄的均衡响应，机械拉伸只能引起裂谷底的下沉，不能导致裂谷区普遍出现的上隆作用。东部大陆裂谷区早第三纪初期夷平面分布在海拔 2200～3700 m 的高山上（马杏垣主编，1985），火山裂谷盆地内中新世高位玄武岩分布于山区，第四纪低位玄武岩分布于低地或河谷内，现代河谷发育多级阶地等表明，新生代以来持续地发生了地壳上隆作用。桂焜长等（1989）公布的最新大地水准测量成果表明，近 20 余年来，华北平原地区出现局部而分散的地面微隆起，上隆速率大多为 3～5 mm/a，个别达 20 mm/a，它表明地壳的隆升现在仍在进行中。

如果新生代以来东部地壳普遍持续地隆升确是岩石圈热减薄的均衡响应的话，那末依据上隆幅度，岩石圈与软流圈的密度，就可估算出岩石圈减薄的厚度。由图 5—6，如果取岩石圈热减薄前的岩石圈与软流圈（L/A）界面为均衡面，则有如下关系（邓晋福，1988a）：

$$\because \quad H \times \rho_L = (H \times \rho_A) + (h \times \rho_L)$$

$$\therefore \quad h/H = (\rho_L - \rho_A)/\rho_L$$

式中：ρ_L、ρ_A 分别为岩石圈与软流圈的密度，h、H 分别为地壳上隆幅度与岩石圈减薄的厚度。早第三纪初期夷平面海拔 2200～3700 m（马杏垣等主编，1985），晚第三纪—第四纪盆地海拔 1200～400 m，取早第三纪初期与晚第三纪初期之间的上隆幅度（h）的合理值为 2 km。汉诺坝-大同火山群的中新世玄武岩底面海拔为 1350 m，第四纪更新世玄武岩底面海拔为 1050 m，据邓起东等资料（马杏垣主编，1985），第三纪末期夷平面相对抬升 400～500 m。取晚第三纪以来上隆幅度（h）的合理值为 700 m。ρ_L 取 3.33 g/cm³（Ringwood，1975）。实验表明，15×10^8 Pa 压力下含橄榄石的拉斑玄武岩岩浆与碱性橄榄玄武岩岩浆的 ρ 值分别为 2.82 g/cm³ 与 2.77 g/cm³（Kushiro，1982）。形成早第三纪拉斑玄武岩与晚第三纪—第四纪碱性玄武岩岩浆时，地幔橄榄岩的局部熔融程度

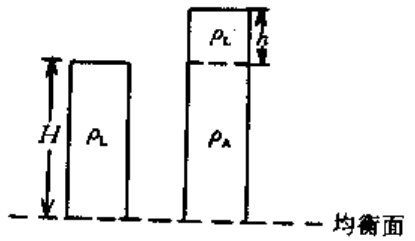


图 5—6　岩石圈热减薄引起的上隆
Fig. 5—6　Domal uplift induced by the lithospheric thermal thinning
（据邓晋福，1988a）

分别为15%与7%。这样，可估算出早第三纪时 $\rho_A=3.25\ g/cm^3$，晚第三纪—第四纪时 $\rho_A=3.29\ g/cm^3$。把这些数据代入上述公式可计算出由于热减薄转变为软流圈的岩石圈厚度（表5—4）。如果取东部大陆裂谷区现代岩石圈厚度平均为60 km，则根据推算的热减薄厚度（H），加上岩石圈机械减薄的厚度，就可推算出大陆裂谷作用发生之前岩石圈的厚度（H_L）（表5—5）。

表5—4 推算的岩石圈转变为软流圈的厚度及参数

Tab. 5—4 Estimated lithosphere thickness transferred into asthenosphere and their parameters

	$\rho_{岩浆}$/（g·cm^{-3}）	部分熔融，%	ρ_L/（g·cm^{-3}）	ρ_A/（g·cm^{-3}）	h/km	H/km
早第三纪	2.82	15	3.33	3.25	2	83
晚第三纪—第四纪	2.77	7	3.33	3.29	0.7	58

据邓晋福，1988a

表5—5 推算的大陆裂谷作用之前岩石圈厚度（H_L）

Tab. 5—5 Estimated lithosphere thickness before the rifting

	去掉机械减薄后的厚度，km	去掉热减薄后的厚度，km	H_L/km
早第三纪裂谷作用前	74	83	157
晚第三纪—第四纪裂谷作用前	63	58	121

据邓晋福，1988a

5.5 地幔热柱的形成及其结构

5.5.1 地幔热柱与亚热柱

东部大面积的大陆裂谷型玄武岩喷发作用，岩石圈的伸展与上隆，岩石圈强烈与快速的热减薄，软流圈顶面埋深浅及其底辟作用，边缘海的形成等，均暗示东部大陆下面存在地幔热柱。White & McKenzie（1989）认为，位于岩石圈下面的地幔热柱（mantle plume）是直径通常为1000～2000 km，温度超过正常值100～200℃的一个区域。很有意思的是，东亚大陆边缘有4个边缘海盆，它们是日本海、南海、鄂霍次克海和白令海，在它们西侧的东亚大陆上相应地伴生4片大面积分布的新生代大陆裂谷型玄武岩，我们把它们看作为东亚大陆下存在的4个地幔热柱在地表的表现(Deng et al.，1994d)。有关中国北方大陆下地幔热柱的资料较多，我们以它为例来讨论地幔热柱的形成及其结构。图5—7为由新生代玄武岩分布圈出的中国北方及其邻区大陆下的地幔热柱与亚热柱图(邓晋福等，1992c)。早第三纪时期，地幔热柱由4个亚热柱构成，它们在地表的出露相当于4个火山岩分布区，即日本海、渤海-华北平原、双辽-下辽河平原与牡丹江火山岩区。晚第三纪—第四纪时期，地幔热柱仍有4个亚热柱构成，它们在地表对应的4个火山岩区是，长白山、张家口-阿巴嘎旗、大兴安岭和五大连池火山岩区。这里采用的亚热柱（sub-plume）新名词（邓晋福等，1992c），其含义相当于一个巨大热柱中的次一级的小的热柱。类似于变形矿物颗粒（grain）中包含的亚颗粒（subgrain）。火山岩在地表的分布往往呈群集式，它们往往与一个巨型地幔底辟体的一个次级对流中心相对应（邓晋福等，1990a）；前者相当于地幔热柱，后

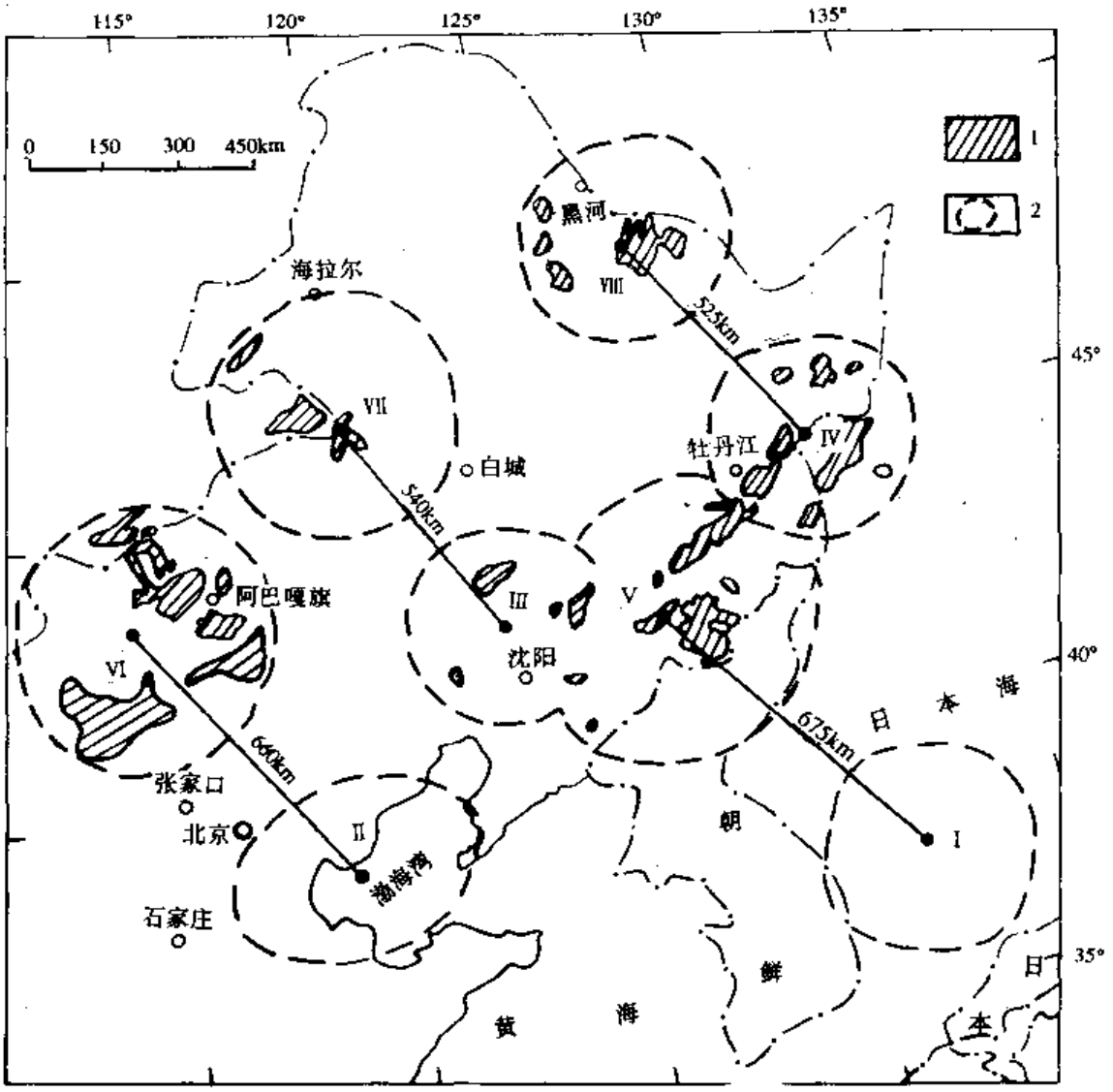


图 5—7　中国北方及邻区大陆下面地幔热柱与亚热柱

Fig. 5—7　Mantle plume and sub-plume beneath north part of the China continent and the adjacent regions

1—新生代玄武岩露头；2—亚热柱及其相关的火山岩区。早第三纪的：Ⅰ—日本海，d=450 km，洋壳型；Ⅱ—渤海-华北平原，d=450 km，钠质火山岩；Ⅲ—双辽-下辽河平原，d=450 km，钠质火山岩；Ⅳ—牡丹江，d=450 km，钾质火山岩。晚第三纪—第四纪的：Ⅴ—长白山，d=525 km，钾钠混合型火山岩；Ⅵ—张家口-阿巴嘎旗，d=525 km，钠质火山岩；Ⅶ—大兴安岭，d=450 km，钠质火山岩；Ⅷ—五大连池，d=450 km，富钾质火山岩。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ4 个亚热柱构成早第三纪地幔热柱；Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ4 个亚热柱构成晚第三纪—第四纪地幔热柱

者相当于亚热柱。中国北方及其邻区大陆下的地幔热柱在平面上呈椭圆形，其长、短直径分别约为 1800 km 和 1350 km，亚热柱的直径为 450～525 km，平均 500 km（图 5—7）。

5.5.2　地幔热柱的形成

讨论地幔热柱的形成需要知道上地幔的地温分布与相应条件上地幔橄榄岩熔融相关系。在图 5—8 中，我们选择了平均辉石地温（见图 5—1，实线）作为玄武岩喷发时的上地幔地温分布。辉石地温的数据最深只达 160 km，按绝热地温梯度 0.5℃/km 可一直下推到

400 km 界面。平均辉石地温的合理性还可以通过其它方法给予检验。根据变态的 Carmichael 方法计算获得的无水玄武岩岩浆起源的条件范围为 2～3GPa，1300～1500℃。基于岩浆中含水量平均为 1%，校正后的温度为 1200～1400℃（邓晋福等，1992c）。根据熔浆-矿物平衡的地质温度计，获得的玄武岩地表淬火温度为 1130～1200℃，按岩浆喷发为绝热式的假定，外推至 2～3 GPa 时，温度为 1200～1250℃。大同玄武岩 1×10^5Pa 下熔融实验表明，含橄榄岩包体的狼窝山玄武岩液相线温度为 1237℃，外推至 2～3 GPa 时约为 1270～1300℃（邓晋福等，1992c）。三种独立的途径的检验表明，图 5—8 的辉石地温是合理的。

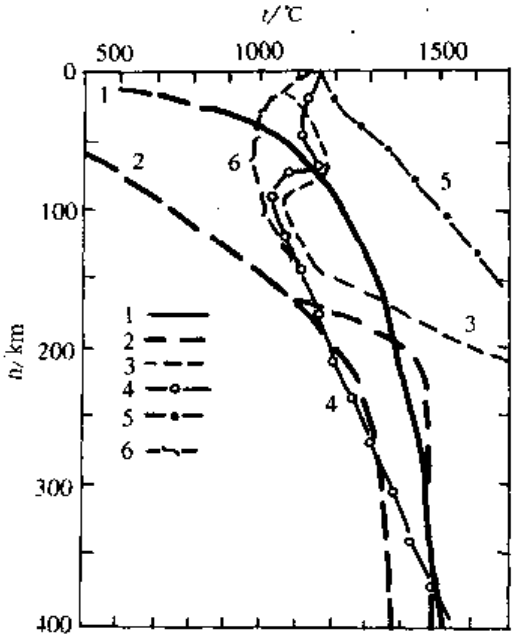


图 5—8 中国北方大陆下地幔辉石地温及橄榄岩固相线

Fig. 5—8 A pyroxene geotherm beneath northeast China and the pyrolite solidus

1—辉石地温；2—地盾地温；3—含 0.1%H_2O 模型上地幔岩固相线；4—橄榄岩-C-H-O 系统固相线；5—橄榄岩干系统固相线；6—橄榄岩过量水系统固相线

玄武岩岩浆平均含水量约 1%，按平均熔融程度 10%计算，则地幔源区的含水量为 0.1%，另外还含有少量 CO_2。所以，图 5—8 中选用了 0.1% H_2O 的模型上地幔岩（pyrolite）与橄榄岩-C-H-O 系统固相线。为比较方便，在图 5—8 中还引入了橄榄岩过量水与干系统的固相线，以及地盾地温（Ringwood，1975；Wyllie，1988）。由图 5—8 可看出，辉石地温约在 75 km 处与 0.1% H_2O 模型上地幔岩和橄榄岩-C-H-O 系统的固相线相交，表明这里是上地幔橄榄岩发生部分熔融深度的上限，它与我们在前面讨论的软流圈顶面埋深为 60～80 km 相一致。同时，由图 5—8 还可看出，辉石地温与橄榄岩固相线的下交点约在 400 km 处，它代表了中国北方大陆下面上地幔橄榄岩发生部分熔融的深度下限。从 400 km 到 75km 的区间内，辉石地温逐渐远离固相线，表明随深度变浅，局部熔融程度增加，直至约 100 km，然后局部熔融程度变小。

可以推测，深部地幔的去气作用，释放出的挥发组分的上升，在约 400 km 处会诱发上地幔岩石的熔融，形成一个热柱。由于它的密度减小造成的密度倒转，诱发地幔热柱的快速上升。随着局部熔融程度的增加，导致热柱密度的继续减小，上升速度的加快，直至约 75 km 处被刚性的岩石圈阻挡。

5.5.3 地幔热柱的结构与形状

1. 热柱的岩石学结构

岩石学的研究（邓晋福等，1992c）表明，北方大陆新生代玄武岩有两种原生岩浆，一种是喷出地表的含包体的碱性玄武岩岩浆，另一种是未喷出地表的苦橄质玄武岩岩浆。后者由于密度大不能直接喷出地表，只有经矿物分离，密度减小后才喷出地表，所以，在地表见到的是进化的岩浆。这种进化岩浆的 Mg 值常常大于原生的碱性玄武岩岩浆；后者不可能通过分异作用产生前者，前者只能通过未喷出地表的 Mg 值比原生碱性玄武岩岩浆高得多的原生苦橄质岩浆的分异后产生。可以推测，热柱的岩石学结构为：中心部分温度高，隙

间岩浆的组成为苦橄质玄武岩，熔浆数量较多；热柱边部温度较低，隙间岩浆组成为碱性玄武质，数量相对较少（图 5—9）。

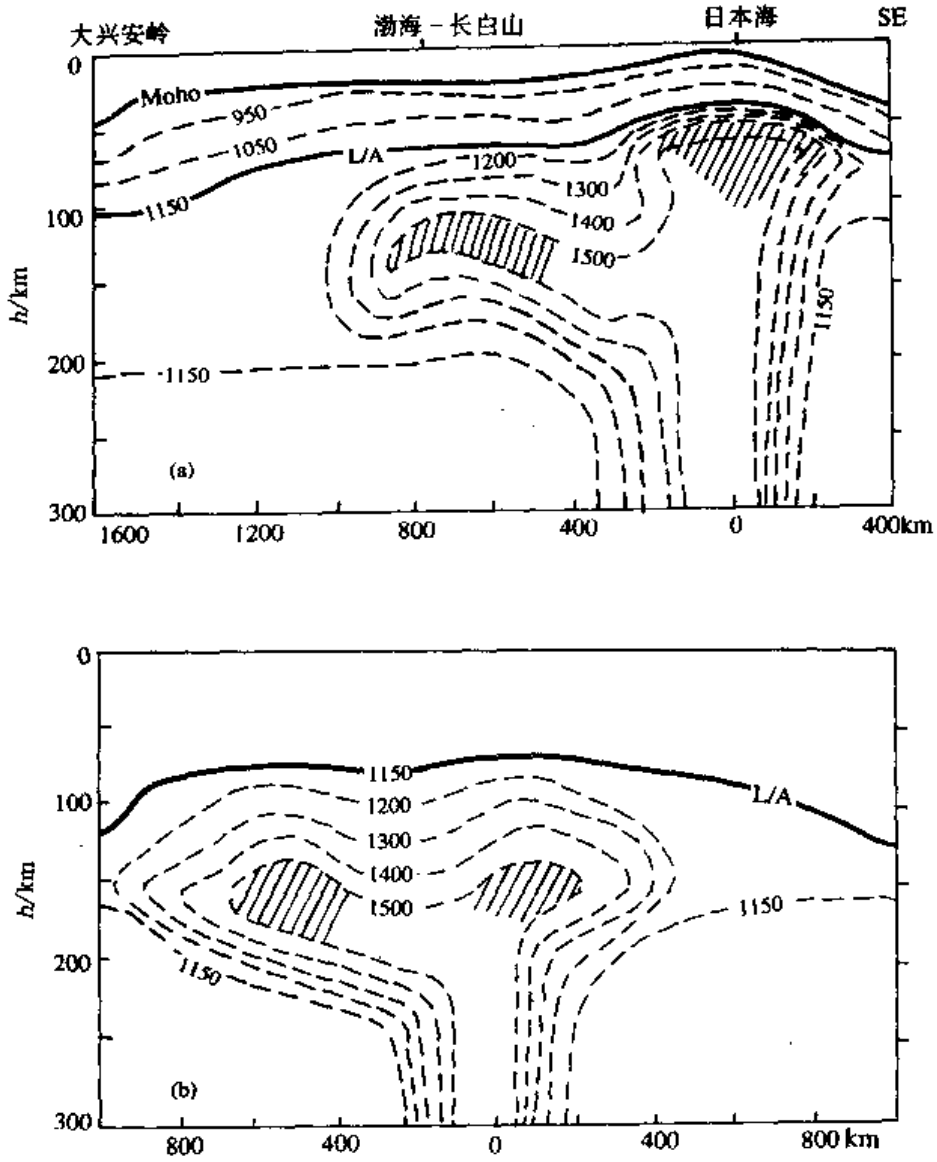


图 5—9　中国北方大陆及其邻区大陆下面地幔热柱的形态和结构示意图

Fig. 5—9　Schematic section of the shape and structure of the mantle plume beneath northern China in Paleogena (a) and Neogene-Quaternary (b)

(a) 图：早第三纪；(b) 图：晚第三纪—第四纪。数字为等温线，斜线区为含苦橄质玄武岩岩浆；L/A 为岩石圈与软流圈界面

2. 热柱的热结构

图 5—9 的岩石圈与软流圈界面（L/A）及等温线是根据原生岩浆类型，辉石地温等，非常粗略地勾划出来的（邓晋福等，1992c），目的是为了形象地表示地幔热柱的结构和形状。有两点是重要的：① 热柱中心部分温度高达 1500℃，隙间岩浆数量多，为苦橄质玄武岩组分，周边则温度较低，隙间岩浆数量少，为碱性玄武质；② 早第三纪时期，热柱顶面埋深浅，晚第三纪—第四纪时期，热柱顶面埋深大，反映了热柱上升幅度和温度均较小。

3. 热柱的形状

从早第三纪火山作用来看，位于热柱东半部上方的日本海的扩张，边缘海的洋脊玄武岩喷发形成新生洋壳；位于热柱西半部上方的北方大陆上火山属大陆裂谷玄武岩喷发。可以推测，热柱中心应位于当时日本海下面的地幔中；也就是说，在较深部位热柱的直径只有400～500 km，当它上升达岩石圈底面时，由于岩石圈刚性阻止它继续上升，热柱产生水平散开而扩展，形成一个蘑菇状的头部（图5—9a）。这样，热柱的中心对应于日本海，它扩展的蘑菇状头部对应于北方大陆上的渤海-华北平原、双辽-下辽河和牡丹江地区的三个火山岩区，或叫它亚热柱（图5—7）。有意义的是，热柱具不对称的伞形（结合图5—7与图5—9），头部的直径（长短直径分别为1800 km和1350 km）比热柱中心的直径（400～500 km）要大得多，这与热柱对称伞形的理论模型是不一样的。这种不对称的伞形热柱形状暗示太平洋板块的俯冲设置了一个边界限制，迫使它不能往东自由地扩展。晚第三纪—第四纪时期，日本海已离开热柱的中心向东南方向飘移，所以热柱中心实际上已位于长白山火山岩区的下面（图5—9b）。与其它地区相比较，长白山区晚第三纪—第四纪火山喷发特别强烈与广泛，持续时期最长，直至第四纪晚期还有北方大陆上唯一的酸性火山的喷发，看来，这一奥秘可能就在于它位于地幔热柱的中心部位。

5.6 岩石圈的飘移与大陆裂谷的扩张

5.6.1 热点（或热柱）火山活动的迁移——岩石圈飘移的记录

热点常被看作长期固定的一个参照系统，用以测量岩石圈飘移（drifting）的方向与速度。由图5—7可以看出，与早第三纪（图5—7的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ）相比较，晚第三纪—第四纪的火山喷发区（图5—7的Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ）明显向西北方向迁移，它表明，相对于一个长期固定的地幔热柱参照系统，中国北方及其邻区的大陆岩石圈发生了向东南方向的飘移。由图5—7中相对应的两个时期的亚热柱中心的距离（Ⅰ-Ⅴ，Ⅱ-Ⅵ，Ⅲ-Ⅶ，Ⅳ-Ⅷ）可估算，在火山作用停歇期间，火山向西北迁移了525～675 km，也即岩石圈向东南方向迁移了约600 km。岩石圈飘移速度的估算要更困难一些，因为它依赖于对时间的估算及其精确度。

中国北方大陆上早第三纪玄武岩主要发育于始新世与渐新世的大型裂谷盆地内，渐新世末期由原来沉降速度快的非补偿盆地转变为一套准平原化地形下的河流及浅湖沼泽砂、泥岩沉积（中科院海洋所，1985；河北地质志，1989）。渐新世末—中新世初，这些大型地堑整体隆起剥蚀夷平，在沉积区造成沉积间断，早第三纪与晚第三纪地层间出现明显的不整合接触（河北地质志，1989）。大型裂谷盆地以外的隆起带上，中新世玄武岩普遍地以不整合方式直接覆盖在中生代或前中生代地层之上，如吉林汪清、河北汉诺坝、山东蓬莱、临朐、海南岛蓬莱、福建明溪、浙江新昌-嵊县等地（邓晋福，1988a）。蒙古达里干戈中新世玄武岩直接覆盖在渐新世—中新世夷平面上，贝加尔带裂谷作用前的夷平面时代被确定为白垩纪—早第三纪，风化壳发育一直延续到渐新世末—中新世初（转引自邓晋福，1988a）。北方大陆中新世玄武岩喷发的下限资料尚少，少数地点，如磁县九龙口组，井陉县雪花山组的沉积层中古生物的详细研究认为始于中中新世（河北地质志，1989）。上述地质记录，如大型裂谷盆地内的不整合面、隆起带上夷平面的时代、中新世玄武岩喷发始于中中新世等，均表明渐新世末—中新世初，或早中新世可看作为两个火山-裂谷作用之间的一个停歇

期。新生代玄武岩的同位素年龄大多是 K Ar 表面年龄，可作为确定时限的一个参考。北方大陆新生代玄武岩 116 个 K-Ar 表面年龄中只有 10 个数据属早中新世（24～17 Ma）（据刘若新等，1992，表 1 和表 2 统计）支持了上述关于早中新世是火山作用停歇期的推断。如果取火山作用停歇期为 24～17 Ma，Δt=7 Ma，那末可估算出在此期间岩石圈飘移的平均速度为 600 km/（7 Ma）=8.57 cm/a，这一速度可与夏威夷火山岛链上火山迁移的平均速率（9.66 cm/a），印度、太平洋、纳兹卡板块运动的平均速率（分别为 6.6、8.6、9.5 cm/a）（转引自刘肇昌，1985）相比较。

中国北方及其邻区大陆岩石圈在早中新世时期的快速向东南方向的飘移的模型可较好地解释下列几个地质事实：① 由于北方大型裂谷盆地，如渤海、华北、苏北盆地等，与日本海脱离了地幔热柱，所以终止了它们的继续扩张与火山喷发；② 大陆裂谷型火山作用向西北方向迁移，直至贝加尔湖，于中中新世开始进入晚第三纪—第四纪裂谷与火山喷发阶段；③ 早中新世时期日本海的扇形张开。由古地磁数据推定，东北日本弧的逆时针旋转为 21～14 Ma，西南日本弧的顺时针旋转为 15 Ma（Tatsumi et al.，1990）表明，日本海扇形张开与岩石圈向东南飘移的时限均为早中新世，它暗示日本海的扇形张开可能由北方大陆岩石圈的快速飘移引起。

5.6.2 火山岩的侧向对称水平分带——大陆裂谷扩张的记录

大陆裂谷区的火山岩呈现侧向水平分带，并随时间推移自裂谷两翼的山区向盆地内迁移的现象，已被证实（Condie，1982；邓晋福等，1985）。基于这种侧向水平分带与洋中脊玄武岩迁移规律的类似性，我们（Deng et al.，1984）曾提出它是大陆裂谷扩张的直接证据，这与上面讨论的岩石圈伸展构造模型相一致。中国东部晚第三纪—第四纪火山迁移的典型实例见图 5—10，5—11。

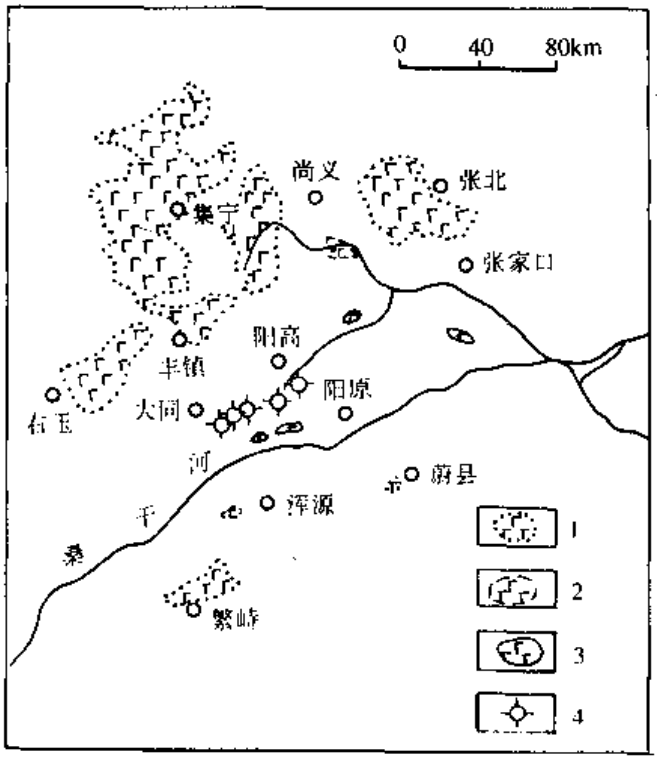


图 5—10 汉诺坝-大同火山盆地玄武岩分布图
Fig. 5—10 Distribution of basalts in Hannuoba-Datong volcanic basin
（据邓晋福等，1993）
1—中新世玄武岩；2—上新世玄武岩；3—早更新世玄武岩；4—中更新世火山群

盆地内分布更新世玄武岩火山，常称河谷玄武岩。盆地两翼的低山分布着上新世玄武岩，远离盆地两翼的高山或高原上分布中新世玄武岩，后者或后两者常被称为高位玄武岩。不同时代的玄武岩都呈独立的分布，高山和高原上只分布中新世玄武岩，其上无上新世和更新世玄武岩；低山丘陵区上新世玄武岩直接与新生代前的岩石接触，其间无中新世玄武岩，其上无更新世玄武岩；盆地内玄武岩直接覆盖在第四纪沉积物上。第四纪沉积物直接覆盖在前新生代或太古宙变质岩之上，其间无中新世和上新世玄武岩层，从而形成了阶梯状地

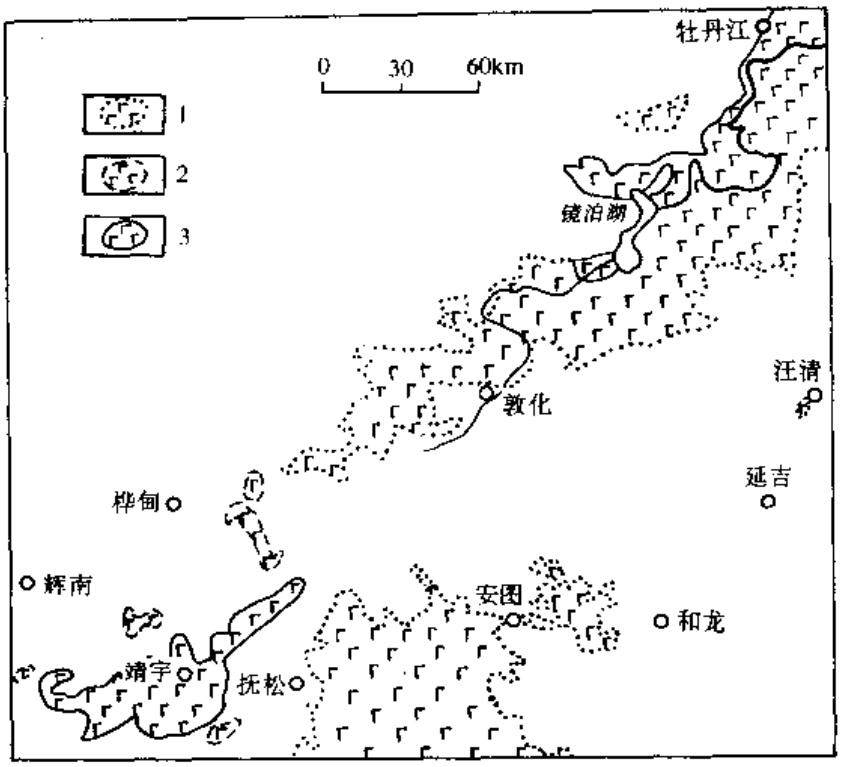


图 5—11 靖宇-镜泊湖火山盆地玄武岩分布图

Fig. 5—11 Distribution of basalts in Jingyu-Jingbohu volcanic basin

(据邓晋福等，1993)

1—中新世玄武岩；2—上新世玄武岩；3—更新世玄武岩

堑式盆地。它说明，裂谷火山盆地的形成是裂谷侧向水平扩张把较老的火山推向两侧的结果，同时也表明了地壳上隆的总背景（图 5—12）。而不是固定论观点预期的早期“分散”于盆地和周边山区的火山岩于晚期集中收缩于盆地内（Grachev，转引自邓晋福，1988a），如是那样，那末盆地内也应分布有中新世及上新世的火山岩与同期的沉积作用。

根据火山岩的侧向水平迁移（图 5—10，5—11），按 v（cm/a）$=S/\Delta t$ 估算的汉诺坝

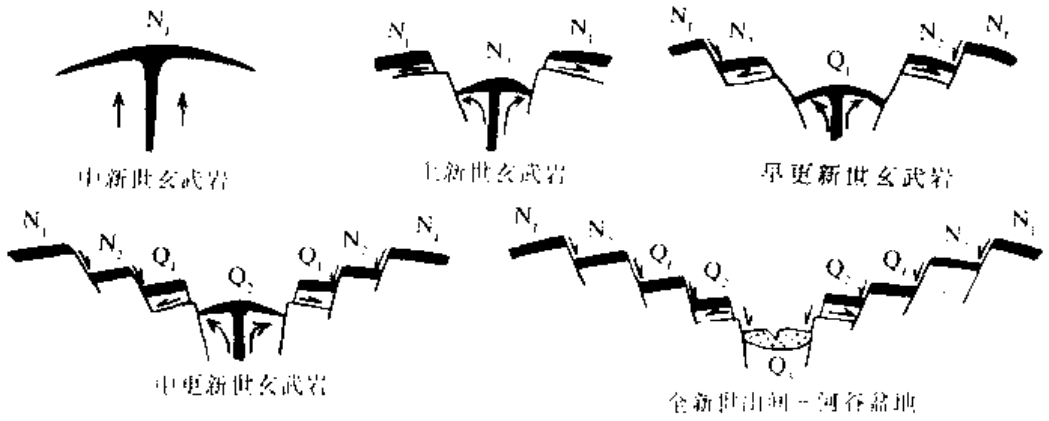


图 5—12 大陆裂谷火山盆地形成模式

Fig. 5—12 Model for the formation of continental rift-volcanic basin

(据邓晋福等，1993)

-大同火山盆地和靖宇-镜泊湖火山盆地的扩张速率分别为 0.22 cm/a 和 0.23 cm/a(邓晋福等，1993)，它与由玄武岩化学组成反演的扩张速率 0.20～0.22 cm/a（邓晋福等，1985）相符合，可与东非裂谷的最大扩张速率 0.30 cm/a（转引自邓晋福等，1993）相比较。

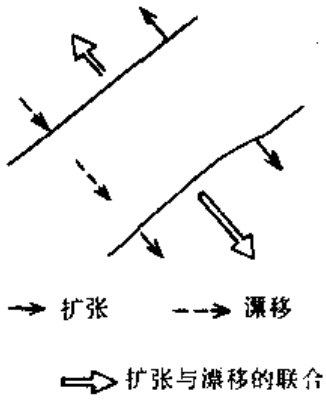


图 5—13 不对称扩张的模型
Fig. 5—13 Asymmetrical spreading model

由于裂谷的水平扩张，同时代的线状火山带不断地被分裂成两个对称于裂谷的火山岩带，我们可以把两个火山岩带的对称轴线看作线状火山带的原有轴线的位置。由图 5—10，5—11 可以看出，汉诺坝-大同火山盆地和靖宇-镜泊湖火山盆地的第四纪火山的轴线位于晚第三纪火山轴线的西北侧。它暗示了，相对于地幔热柱头部的亚热柱上面的线状岩浆源来说，岩石圈向东南方向发生了迁移。据估算，其平均飘移速率分别为 0.04 cm/a 和 0.05 cm/a（邓晋福等，1993）。如果把靖宇和镜泊湖的更新世火山岩相连，其轴线为 NE45°，与中新世火山的轴线 NE30°相差 15°，它暗示岩石圈在飘移的同时还有顺时针旋转；估算的旋转速度约 0.76×10^{-6}度/年。它可以较好地解释，为什么镜泊湖第四纪火山的西北侧无晚第三纪高位玄武岩（邓晋福等，1993）。因为，岩石圈水平扩张的同时常常又伴随岩石圈单一方向的飘移，所以，裂谷的扩张常常是不对称的（图 5—13）。

5.6.3 火山喷发对岩石圈飘移的“铆钉效应”

由上可以看出，火山喷发期间，岩石圈的飘移速度很小，只有 0.04～0.05 cm/a；而火山喷发停歇期间岩石圈飘移速度很大，可达 8.57 cm/a。后者比前者快 2 个多数量级，我们把它称为火山喷发的“铆钉效应”（邓晋福等，1992c）。看来，地幔热柱在岩石圈底部的水平扩展，若干个亚热柱的形成，以及随后的连续火山喷发，好似若干个铆钉由热柱的宽广的蘑菇状头部穿入上覆的岩石圈，使岩石圈“铆接”在热柱头部，从而有效地阻止了岩石圈的飘移；当火山喷发停歇较长时间、“铆钉”不复存在时，岩石圈才能获得自由飘移的机会。

5.7 陆下地幔深部过程及其浅部响应的事件序列

大陆裂谷作用常常被分为主动与被动两个成因类型，前者火山作用早于裂谷作用，后者则相反。贝加尔裂谷被看作被动裂谷作用的典型代表，但 Logachev（Morgan 等主编的文集中，1983）认为，它与肯尼亚裂谷一样同属主动裂谷，区别仅在于软流圈底辟物质的熔融程度不同。北方大陆，包括贝加尔裂谷，新生代二次裂谷作用均表现为火山作用与裂谷作用同时发生（邓晋福，1988a），裂谷盆地的底部，火山作用与沉积作用相间出现，或沉积岩、或火山岩直接不整合覆盖于裂谷前的变形地层之上。看来，这种难于区分为主动与被动的裂谷作用是软流圈底辟和区域应力场联合作用的结果（邓晋福，1988a）。它与我们前面论述的地幔热柱上升引起岩石圈快速和非常快速热减薄的深部过程相关；它可能是大陆裂谷作用最常见的类型。

北方大陆经历燕山期岩浆-构造末幕之后，经白垩纪末和古新世的长期剥蚀、夷平，形成北台期准平原面（夷平面），裂谷盆地下缺失古新世沉积，从始新世开始发育大型裂谷盆

地，同时伴随强烈玄武岩喷发（徐杰等，1985；河北地质志，1989），下辽河盆地内43个早第三纪火山岩K-Ar表面年龄样品中只有3个属古新世，年龄为65～55 Ma（刘若新主编，1992），支持了由古生物地层研究获得的上述结论。北台期夷平面、盆地下缺失古新世沉积，与裂谷盆地始于始新世等地质事实，明确地给出了分割燕山期与喜马拉雅两个构造-岩浆期的时限。如前所述，渐新世末—早中新世的夷平面等给出了划分喜马拉雅期内部二次陆下地幔（subcontinental mantle）过程的时限。

日本海是一个不活动的弧后盆地（Tatsumi et al.，1990）。地壳结构研究表明，它是由大陆壳减薄而形成的，层1由渐新世—上新世沉积物构成，层3为大洋层（Karp et al.，1991）；层1的年龄暗示玄武质洋壳形成于早第三纪。近年来，已提出日本海两阶段张开的模型（Tatsumi et al.，1990；Shimazu et al.，1990），即早第三纪的平行张开和晚第三纪的扇形张开（东北日本弧旋转张开年龄21～14 Ma，西南日本弧旋转张开为15 Ma）。Tatsumi等（1990）提出两个重要事实，东北日本火山弧宽度从30 Ma的＞200 km，减小到23 Ma时的150 km；以及火山前锋的位置在23 Ma时向海沟方向移动了约200 km。据此Tatsumi提出，早于日本海扇形张开（21～14 Ma）前的早期阶段，俯冲带已经变陡。这种几何学的变化一定是物质输入地幔楔的表现。由此可以推断，日本海的张开早于其扇形张开，是热的

表5—6　新生代陆下地幔过程与浅部响应事件序列简表

Tab. 5—6　Scheme of subcontinental mantle deep process and its responsive event sequence at the shallow level in Cenozoic

	陆下地幔过程	浅部响应事件
古新世 ↓ 渐新世	1. ·第一次地幔热柱形成与上升（400 km界面处形成，上升到约60 km深度） ·岩石圈非常快速地热减薄（热减薄厚度约83 km）	·壳幔热结构扰乱，岩石圈相对较冷，形成岩石圈尺度的大型香肠构造 ·大型裂谷盆地形成，热柱中心上面形成日本海 ·强烈玄武岩火山喷发 ·区域性隆升（uplifting）
渐新世 晚期	2. ·地幔热柱停止上升 ·热松弛，岩石圈被加热	·盆地裂陷下沉速度减慢，火山喷发减弱与停止 ·再次区域性隆升，使北台期夷平面抬升达约海拔2000 m
早中新世	3. ·地幔热柱后退、下降 ·岩石圈冷却、增厚	·大型裂谷盆地上隆、剥蚀、夷平，无火山喷发 ·岩石圈向东南快速飘移，日本海扇形张开
中中新世 ↓ 更新世 （?）	4. ·第二次地幔热柱上升（到约70 km深度） ·岩石圈快速减薄（热减薄厚度约58 km）	·壳幔热结构再次被扰乱，岩石圈相对热一些，形成岩石圈尺度的上隆构造（doming），上地壳尺度的小型香肠构造 ·小型山间裂谷盆地形成与玄武岩喷发 ·日本海离开热柱，停止扩张；大型裂陷盆地转化为坳陷盆地 ·区域性隆升，使北台夷平面抬升达约海拔3000 m，使早中新世夷平面抬升达约海拔1000 m
全新世 以来	5. ·地幔热柱停止上升 ·热松弛，岩石圈被加热	·玄武岩火山喷发的减弱与趋于停止，长白山天池形成壳源碱流岩 ·现今仍为局部地表热流异常，表明岩石圈加热可能才开始 ·现今陆壳仍缓慢隆升
未来 （?）	6. ·地幔热柱下降（?） ·岩石圈冷却增厚（?）	

软流圈物质贯入的结果（或响应）。这些最新成果的研究表明，日本海的形成主要不是由俯冲带变陡产生的弧后拉张应力场引起的，而更可能是软流圈的主动贯入同时，导致日本海张开与俯冲带变陡；这与我们在北方大陆上获得的上面的结论符合。与日本海比较，北方大陆上的地质记录能直接观察研究，可信程度更高。它的成果可对日本海的形成与演化提供更好的约束。看来，一个合理的模型是，日本海的早期平行张开对应于北方大陆上早第三纪时期的地幔热柱上升与大型裂谷盆地形成；日本海的扇形张开对应于早中新世北方大陆向东南方向的快速飘移；日本海的停止扩张对应于中中新世开始的晚第三纪—第四纪地幔热柱已脱离日本海而迁移到北方大陆下面。俯冲带变陡导致日本海张开的假设不但难于解释上述日本海及其周边的事件序列，而且也难于解释为什么现今日本海已是一个不活动的弧后盆地，因为现今俯冲带自晚第三纪以来一直很陡，它应该预测日本海正处于扩张时期，而不是已停止扩张。

基于这一章的研究成果，我们可以把陆下地幔深部过程与浅部响应的事件序列归总于表 5—6。

第六章　中国大陆的形成、演化与大陆动力学

6.1　拼合的中国大陆的形成

6.1.1　碰撞造山——大陆拼合的主要机制

中国大陆[1]和世界上的其它大陆一样，它们主要由相对稳定的块体及其间的造山带镶嵌而成；不同的只是中国大陆内的稳定块体比较小。正是后面这个特征，对中国大陆拼合过程的研究可以作为了解全球性超级联合大陆形成过程的一个“野外实验室”。地质与古地磁的研究表明，中国大陆内的诸陆块，显生宙以来均相隔甚远，各有自己的地质历史进程。中生代是诸陆块拼合形成现今中国大陆的主体的最重要时期。陆块的拼合实质上是岩石圈与陆壳的会聚过程。这样，碰撞造山就成为联合大陆形成的主要机制。陆块间的造山带就是碰撞造山过程的地质记录。

碰撞造山的概念来自大陆与大陆之间洋盆的闭合，因此，常把碰撞造山理解为陆-陆碰撞造山，消失的洋盆记录在碰撞缝合带内，蛇绿构造混杂岩就成为识别古洋盆的最重要标志。雅鲁藏布江蛇绿构造混杂岩带是大印度与亚洲碰撞造山的记录。研究表明，自 40 Ma 或 45 Ma 两大陆碰撞在一起以后，造山过程仍在继续，对于后者有人称碰撞后的陆内造山，有人仍把它称为陆-陆碰撞造山。我们在第四章中提出了碰撞造山缝合带有两个类型，雅鲁藏布江型与高喜马拉雅型。前者内有蛇绿岩组合存在，是古洋盆的记录，属于陆-陆碰撞造山的标志；后者内无蛇绿岩组合存在，属于两个陆内块体间碰撞造山的记录。因此，蛇绿构造混杂缝合带就不是识别碰撞造山带的一个必要条件，它只是识别雅鲁藏布江型碰撞造山带的必要条件。实际上，陆内块体间碰撞造山（或称陆内造山）远比陆-陆碰撞造山分布广泛。

碰撞造山的结果常常形成具双倍陆壳厚度的山根（见第四章的讨论），它可由两种方式完成，或两个陆壳的叠置，或水平挤压缩短而增厚。我们（本书）把前者称为陆内俯冲作用，白云母花岗岩和二云母花岗岩的形成是陆内俯冲的岩石学记录；把后者称为水平缩短式，陆内钾玄岩系列火成岩是它的岩石学记录。这样，上述岩石学记录就成为我们追溯碰撞造山过程的重要依据。

6.1.2　印支期中国东部大陆的拼合

为了解碰撞造山过程，我们尽力收集关于白云母花岗岩和二云母花岗岩的资料，同时，为了确定某一次造山过程完成的时限，我们尽力收集关于 A 型花岗岩类的资料，一并示于

[1] 这里所指的中国大陆只涉及自早中生代开始的诸陆块拼合形成，直至现今的过程。

图 6—1。但是，由于文献中常常忽略花岗岩中原生白云母的描述与记载，更缺乏碱性暗色矿物的描述与记载（如图 6—1 中西部几乎无 A 型花岗岩类，事实上决非如此!），因此，这方面的讨论只能是概略性的、非常粗糙的。

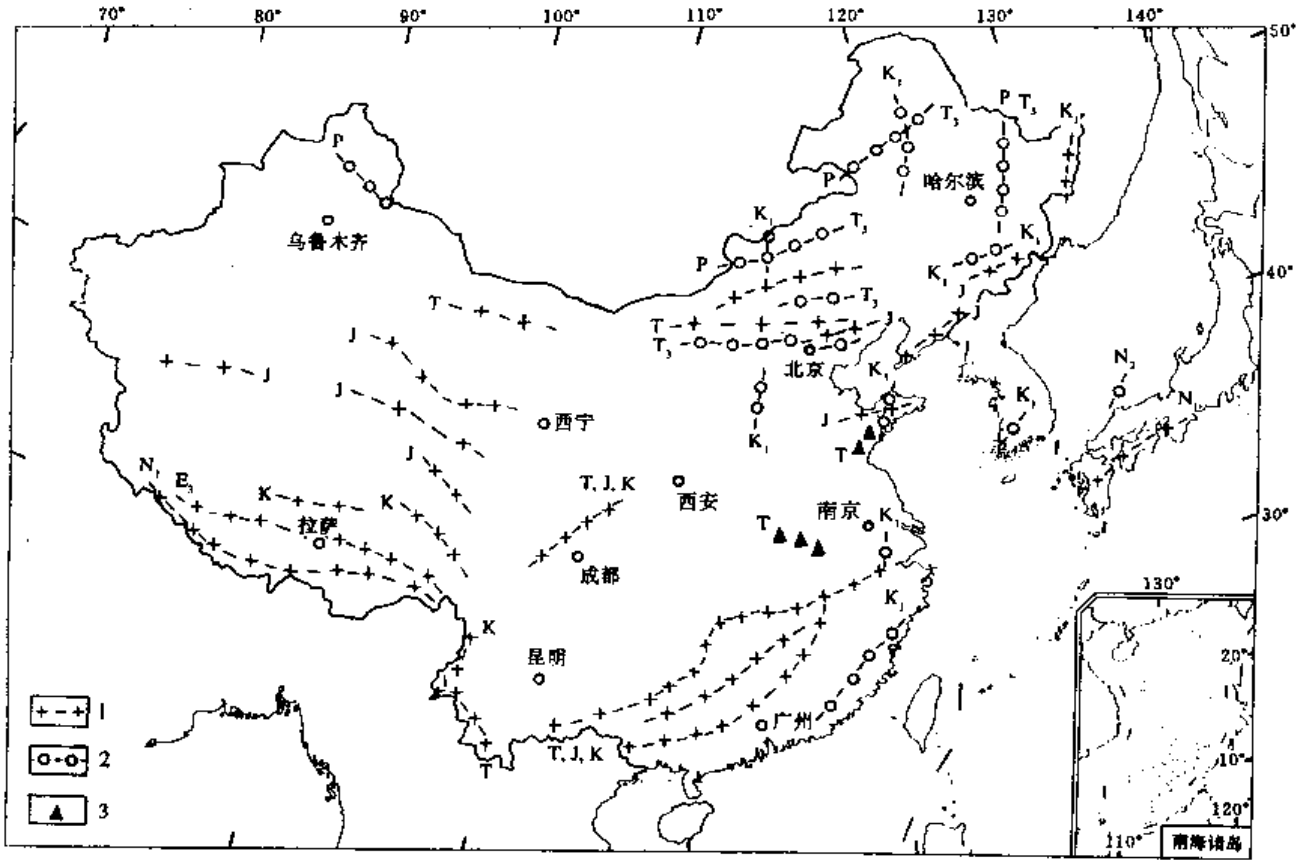


图 6 -1　中国大陆中生代以来白云母花岗岩和二云母花岗岩与 A 型花岗岩类的分布略图

Fig. 6—1　Scheme of distribution of muscovite/two-mica granites and A-type granites on the China continent since Mesozoic

1—白云母花岗岩和二云母花岗岩带；2—A 型花岗岩类；3—榴辉岩类。各带的英文字母代表它们形成的时代

甘肃省北山南部的三叠纪白云母花岗岩和二云母花岗岩带由于阿尔金断裂左行走滑已经向西移动了。如果我们把它恢复到原位，则由图 6—1 可以看出，大致以东经 100 度为界，中国大陆的东部广布三叠纪白云母花岗岩和二云母花岗岩。表明印支期是中国东部大陆拼合形成的主要时期。甘肃省北山南部的白云母花岗岩和二云母花岗岩带已有两个同位素年龄数据：254 Ma（左国朝等，1992，科研报告）和 244 Ma（李玉文面告，1993）。内蒙古东部-华北北部发育有很好的白云母花岗岩和二云母花岗岩带，可能有两个分支，岩体常侵入早二叠世地层，而被晚侏罗世地层不整合覆盖。北侧分支分布于内蒙古东部，同位素年龄 253～222 Ma（内蒙古地质志，1991；内蒙古地质局 1∶20 万区调报告，70 年代），最近 1∶5 万区调获得的锆石 U-Pb 年龄为 252 Ma，白云母 K-Ar 年龄 225 Ma（罗照华，1995，未刊）；南侧分支分布于华北北部，同位素年龄有：257.8 Ma、250.9 Ma（山西地质志，1989），264.7 Ma（河北地质志，1989），199 Ma（1∶20 万区调报告，1971）和 223.2 Ma（石准立面告，1994）。云南腾冲-临沧白云母花岗岩和二云母花岗岩带同位素年龄 237～211

Ma（云南省地质志，1990），晚三叠世的白云母花岗岩和二云母花岗岩带一直可延到缅甸、泰国与马来西亚。扬子大陆两侧的白云母花岗岩和二云母花岗岩带特征见第四章。

印支期是华北地台由构造稳定性质转入碰撞造山带的关键时期，从中元古代长城系直至早、中三叠统同时被卷入盖层滑脱型褶皱（王瑜，1994，博士学位论文），被上三叠统不整合覆盖（河北省地质志，1989；赵越，1990）。豫东掩盖区大量石油物探和钻井资料揭示，本区有巨厚的三叠系存在。由此，刘绍龙（1986）（转引自马文璞，1992）提出，早中三叠世，华北地台内部是一个巨型的东西向湖盆，晋南、豫北总厚度超过 3500 m，西南侧在早期曾和南祁连、甘孜海槽相通。在燕辽地区，这一盖层褶皱（常称为台褶带，任纪舜等，1992），在其北缘的尚义-赤城-隆化-建平-北票一线突然中断，被其北侧的所谓“内蒙古地轴”的前寒武纪结晶基底逆冲覆盖，逆冲的“内蒙古地轴”上则发育三叠纪的白云母花岗岩和二云母花岗岩带，而燕辽盖层褶皱带内缺乏同期岩浆活动。逆冲带由韧性变形的糜棱岩带构成，赤城糜棱岩中角闪石的^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为 211 Ma（王瑜，1994，博士学位论文）。逆冲构造、韧性剪切带与下伏的盖层滑脱褶皱的构造倒向均指向南，尚义-北票一线以南发育上三叠统磨拉石堆积。上述地质记录以及它们的构造配置，类似高喜马拉雅主中央逆冲断层的陆内俯冲带，指示华北大陆向北的陆内俯冲作用。因此，华北大陆上印支期盖层滑脱褶皱实质上属于前陆褶皱或侏罗山式褶皱（Jura-tpye fold）；而“内蒙古地轴”为逆冲的上叠大陆（图 6—2），这样，“内蒙古地轴”就不是一个长期以来一直暴露于地表的“地轴”，亦不属华北地台范畴的，而是印支期抬升的兴蒙造山带的基底。从晚侏罗世的火山沉积地层不整合覆盖结晶基底之上来看，结晶基底在中侏罗世末期才暴露于地表。从陆内俯冲带内无印支期蛇绿岩的产出来判断，它们属于高喜马拉雅型碰撞造山带。

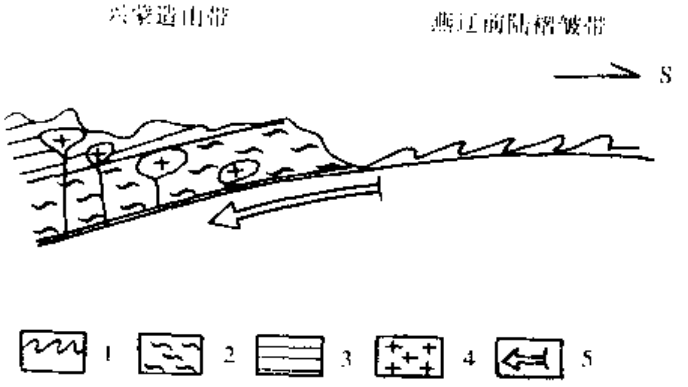


图 6－2　印支期华北大陆向北陆内俯冲造山模式图

Fig. 6—2　Model of the intracontinental orogeny of the North China continent subducting northwards during the Indosinian

1—前陆褶皱带；2—内蒙古结晶岩基底；3—盖层；4—白云母花岗岩与二云母花岗岩；5—华北大陆俯冲方向

还有一个重要问题，就是中国北方印支期陆内造山运动是独立的一次造山运动？还是兴蒙造山带海西期造山运动的继续？或是东亚大陆边缘燕山期造山运动的前奏呢？挤压的造山运动的结束是以造山带转变为拉伸导致造山带的崩塌为标志的，最容易辨认的是岩石学记录，即造山后 A 型花岗岩的发育（见第三章）。

由图 6—1 可看出，准噶尔-兴蒙-张广才岭海西造山带广泛发育二叠纪 A 型花岗岩，同位素年龄主要为 290～254 Ma（洪大卫等，1991）和 292～309 Ma（王式洸等，1994），表明海西造山作用已于二叠纪前结束，二叠纪已进入造山带崩塌阶段。这样，三叠纪的碰撞造山已属另一次新的造山作用。近年来，蛇绿岩带的详细研究表明，东起贺根山，经索伦山、卡拉麦里，至西准噶尔达拉布特蛇绿构造混杂岩带形成于早、中泥盆世，被早石炭世或晚泥盆世地层不整合覆盖；在它的南侧，东起索伦山，经索朗克尔至北天山巴音沟蛇绿

构造混杂岩带可能形成于早石炭世（肖序常等，1992）；甘肃北山的红石山-百合山蛇绿构造混杂岩带可能也形成于石炭纪（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗断面课题报告）。这样，洋盆的闭合主要发生于泥盆纪，最后的关闭完成于早石炭世。少数的资料，阿尔泰、北天山广泛发育早石炭世白云母花岗岩和二云母花岗岩，同位素年龄 331.9 Ma（Rb-Sr 等时线法）（邹天人等，1988），蒙古南戈壁白云母花岗岩和二云母花岗岩可能形成于泥盆纪（左国朝等，1990），内蒙古白云母花岗岩和二云母花岗岩同位素年龄 375 Ma（磷灰石 U-Pb）（唐克东等，1991），表明洋盆闭合之后是陆内俯冲造山阶段（晚泥盆世—石炭纪）。由上可知，这是一个早—中海西造山带，二叠纪开始进入造山带崩塌。伴随二叠纪开始的造山带崩塌，兴蒙地区在早二叠世又一次大规模海侵，表明伸展构造是强烈的。据目前资料来看，这次伸展还没有拉出洋盆，因此，三叠纪北方大陆上的碰撞造山已不是陆-陆碰撞造山，而是陆内块体间碰撞造山，纯属陆内造山作用，它与海西期的陆-陆碰撞造山在性质上是有区别的，属于另一次造山事件。

从图 6—1 上还可以看出，北方大陆上广泛发育晚三叠世的 A 型花岗岩，表明印支期陆内造山作用的完结，它说明印支期与燕山期造山是两次造山过程。一些具体岩体的年龄资料可以作为佐证：黑龙江的 A 型花岗岩同位素年龄 229～202 Ma（Rb-Sr 法）（洪大卫等，1991），华北北部 A 型花岗岩类同位素年龄：矾山与阳原正长辉石岩—辉石正长岩杂岩体 Rb-Sr 等时年龄分别为 218.8 Ma 和 235.9 Ma；凌源河坎子云霞正长岩 234 Ma，赛马碱性杂岩体 240～190 Ma，安图青林子碱性超基性岩体 224 Ma（牟保磊等，1988），丰宁窟窿山与平泉光头山碱性花岗岩分别为 185.8 Ma 和 203 Ma（王季亮等，1994），天镇罗家沟霞石正长岩 248.8～219.2 Ma（山西地质志，1989）。

图 6—1 还告诉我们，与北方大陆不同，南方的扬子大陆两侧的华南造山带与松潘-甘孜造山带目前还没有发现晚三叠世的 A 型花岗岩类发育。看来，印支期与燕山期是一个连续的造山过程，它们也属于陆内块体间碰撞造山，而不是陆-陆碰撞造山（见第四章）。图 6—1 上还标出了大别山和苏鲁的超高压柯石英榴辉岩的分布，其形成年龄为 244～221 Ma（Sm-Nd 等时线法）（李曙光等，1989），但是没有同期的白云母花岗岩和二云母花岗岩分布。表明，中国东部的北方大陆与南方大陆之间印支期碰撞造山主要是通过岩石圈向下会聚导致的水平缩短方式实现的。从南、北方大陆碰撞造山挤压方向的差异来看，沿秦岭-大别山还有走滑构造发育（同时参见第四章）。

由上可以看出，中国东部大陆在印支期拼合形成时主要是陆内块体间碰撞造山，而不是陆-陆碰撞造山机制；也即主要是陆内造山机制，主要通过陆内俯冲方式实现；但在南、北方大陆之间则以水平缩短与走滑方式实现。

6.1.3 燕山期中国主体大陆的拼合

由图 6—1 可以看出，东经 100 度以西分布的侏罗纪、白垩纪的白云母花岗岩和二云母花岗岩带表明大陆的拼合形成主要完成于燕山期。侏罗纪白云母花岗岩和二云母花岗岩有三个带，自北向南为：柴达木北缘沿冷湖西俄博梁经大柴旦北至荣卡弯音山，大柴旦北塔塔楞河岩体侵入最高层位为中三叠世，K-Ar 年龄为 200～163 Ma（青海省地质志，1991）；昆仑山沿于田南（174 Ma，许荣华面告，1994）到昆仑山口西大滩（194 Ma）和纳赤台（198 Ma）（中英考察队，1990）；和巴颜喀拉山扎加到扎乌龙（青海省地质志，1991）。白垩纪白云母花岗岩和二云母花岗岩亦有三个带：西边一条沿念青唐古拉的班戈-那曲分布，

多拉岩体 108.5 Ma，桑雄岩体的锆石 U-Pb 年龄为 99 Ma（刘国惠等，1990）；东边一条沿藏东类乌齐-夏雅-左贡分布，年龄为 134～79 Ma（成都地矿所藏东花岗岩专题组报告，1989）；南面一条沿滇西澜沧江-怒江之间的碧罗雪山-潞西分布，年龄 112～68 Ma（云南地质志，1990），滇西岩带可继续南延进入缅甸、泰国和马来西亚。这些白云母花岗岩和二云母花岗岩带有的与同一时期稍早一些的蛇绿构造混杂岩带共生，如昆仑山岩带、巴颜喀拉岩带、藏东岩带、滇西岩带；有的不与蛇绿岩共生，如柴达木北缘岩带、念青唐古拉岩带。但是，它们均与特提斯洋在印支末期（北面）和燕山晚期（南面）的闭合有关（Deng et al.，1994），总体上属于陆-陆碰撞造山机制，同时伴生有陆内块体间的碰撞造山；陆内俯冲作用是主要的造山方式。

东部大陆造山机制则不同于西部，总体上讲，它属于大陆边缘型靠近大陆内侧造山，与伊泽奈崎板块的大洋俯冲有关（见第四章）。由图 6—1 可以看出，松潘-甘孜与华南造山带为继续印支期的陆内造山过程，东南沿海则主要为大陆边缘型造山。这样，东部大陆的南方燕山期是大洋俯冲-陆内块体碰撞的复合型造山机制；北方则复杂一些，侏罗纪时主要是大面积的大陆边缘型造山（见第四章），但在空间上叠加了陆内块体间碰撞造山。

图 6—1 上三条侏罗纪白云母花岗岩和二云母花岗岩带就是陆内块体间碰撞造山的记录。冀东岩带的麻地岩体 Rb-Sr 等时年龄为 166 Ma（王季亮等，1994）和 171 Ma（叶德隆面告，1994），向北东方向，它与延吉岩带相连，年龄 208～170 Ma（周永昶等，1992），两者可连成一个岩带；辽东和胶东各有一个岩带，常称为片麻状花岗岩系列，年龄 206～183 Ma（林景仟等，1992）。从图 6—1 还可以看出，与大别山不同，苏鲁超高压变质带伴生侏罗纪白云母花岗岩和二云母花岗岩的形成，似乎说明南、北方大陆的碰撞带的苏鲁这一段还有陆内俯冲作用，这与最近尹安提出的压入构造（Indentor tectonics）（Yin & Nie，1993）符合。

图 6—1 还告诉我们，中国东部大陆，包括朝鲜半岛广泛发育早白垩世晚期的 A 型花岗岩类，表明了造山带的拉伸崩塌与燕山期或中生代陆内造山作用的结束。典型的岩体有，青岛崂山碱性花岗岩 134 Ma（林景仟等，1992），福建魁歧 91.3 Ma，韩国佛国寺 115～70 Ma（洪大卫等，1987），冀东后石湖山 118 Ma，雾灵山 131 Ma，响山 100 Ma（王季亮等，1994）等。

东部大陆大部分地区早白垩世进入造山带崩塌阶段时，在它的东北角，完达山地区则有白云母花岗岩和二云母花岗岩发育，年龄为 137.5～106.1 Ma（完达山地区 1∶20 万区调报告，1987），这是蒙古-鄂霍次克-那达哈达（或完达山）中生代洋盆闭合后佳木斯与锡霍特-阿林陆-陆（或弧-陆）碰撞造山的岩石学记录。

由上可知，与印支期陆内造山不同的是，燕山期中国主体大陆拼合形成时，其西南与东侧均有大洋俯冲带限制。另外，图 6—1 还告诉我们，从总体上看，中生代造山作用是由北向南扩展的，中国大陆也由北向南绕西伯利亚大陆逐渐增生。但是，对东部大陆的北方来说，早白垩世的 A 型花岗岩呈 NE 向展布截切晚三叠世的呈 EW 向展布的 A 型花岗岩是十分明显的，表明印支期与燕山期引起造山的应力场的巨大差异。

6.1.4 中生代山根与岩石圈根的岩石学记录

除了我们在第三章、第四章中谈到的鉴别山根与岩石圈根的那些岩石学标志如：白云母花岗岩和二云母花岗岩、陆内钾玄岩系列火成岩，无负 Eu 异常的粗面岩、安粗岩、碱性

正长岩类，金伯利岩等的火成岩标志外；在这里讨论可能属于已剥露于地表的山根与岩石圈根的岩石特征，它们是，大别-苏鲁地区的超高压变质岩类和石榴子石橄榄岩类，及“内蒙古地轴”上的高压麻粒岩类。

我们在第二章中论述了祁连山增厚的下地壳由花岗质的高压麻粒岩相岩石构成，山根带则由花岗质榴辉岩相岩石构成，上地幔盖层由基性榴辉岩构成，并有岩石圈根，但它们现今还没有剥露于地表。近年来，发现在“内蒙古地轴”上存在花岗质高压麻粒岩，形成于 1.2～1.5 GPa，也有少量基性高压麻粒岩，形成于 1.4～1.5 GPa（钱祥麟等，1994），它与现今祁连山增厚的下地壳的深度范围（见第二章）相当，可以认为是剥露于地表的增厚下地壳岩石。两者的相符一方面说明第二章祁连山增厚下地壳的岩石学模型是合理的；另一方面说明，“内蒙古地轴”曾有过碰撞造山的历史。虽然，它们都是新太古代形成的岩石，是否可能仍有被卷入海西—印支期造山的烙印呢？不少锆石 U-Pb 法下交点年龄为海西—印支期是否是一种暗示？某些新太古代岩石的 K-Ar，Rb-Sr 的偏年轻的年龄是否亦是某种暗示？有待进一步的讨论。

近年来，大别山超高压柯石英榴辉岩研究获得许多重要进展。部分榴辉岩在花岗质片麻岩中呈岩床或岩墙密集成带分布，有时可见到退变质为榴闪岩和斜长角闪岩；柯石英榴辉岩呈团块状、条带状分布于大理岩之中，并且在石榴子石中也见有柯石英假像包体；还发现有硬玉石英岩（索书田等，1993）；同一个柯石英榴辉岩样品的锆石有 4 组年龄值：2000 Ma，800～1000 Ma，400～500 Ma 和 220 Ma（杨巍然面告，1995）。这些地质-岩石学记录似乎说明了，不同时代、不同成因、不同来源的岩石均卷入了印支期超高压变质作用。它们的形成压力超过 1.6 GPa，部分可能达 3.0 GPa（索书田等，1993）；与现今祁连山山根带花岗质榴辉岩相岩石（第二章）形成的深度符合，部分含柯石英的基性榴辉岩可能是原位于上地幔盖层位置的岩石。另一方面，它似乎暗示，大别-苏鲁超高压榴辉岩类岩石不是大洋俯冲的产物，更可能是陆内岩石圈向下会聚时水平缩短的产物。

新发现的苏北含菱镁矿的石榴子石橄榄岩形成于 150～210 km 深度，与超高压变质岩共生在一起（Yang et al.，1993），暗示了，印支期造山岩石圈根至少达 210 km 深度。

剥露于地表的山根与岩石圈根的岩石是东部大陆印支期陆内造山运动产生山根和岩石圈根的直接的岩石学记录。它进一步支持了我们在前面的论证。

6.2 中国大陆三维构造框架的模型

6.2.1 问题的提出

已有的研究对中国大陆及其邻区的大构造框架还存在较大分歧，主要反映在下述三个方面：

（1）东部滨太平洋与西部青藏-喜马拉雅造山带的构造之间有无成生关系？一部分学者（如黄汲清、任纪舜等，1980；任纪舜等，1992）强调它们分属两个大构造域，即太平洋构造域与特提斯构造域，形成了截然不同的构造走向与构造样式；另一部分学者（如 Tapponnier 等，1986），则认为东部拉伸构造是由于西部的印度板块压入亚洲大陆引起；还有一些学者（如刘和甫，1980）则认为印度与西伯利亚板块的压入均有重要作用。一般地，东部与西部常常是单独研究的，强调其自身形成的过程较多，讨论它们之间的成生联系则很少。

(2) 印度板块压入亚洲大陆产生的挤出构造(extrusion tectonics)被广泛地，特别是外国学者，采用来解释东亚的大构造。但是，England (1985，转引自马文璞，1992) 用薄粘性席模型证明，对挤压和拉伸板块边界来说，变形向板内影响的距离(即变形带的宽度)约等于板块边界的长度，这样，就对印度-亚洲大陆碰撞能否影响到西伯利亚提出了疑问。与印度板块压入亚洲大陆的模型完全相反，最近，Willett 等 (1994) 提出亚洲岩石圈地幔向西藏下面俯冲的模型。另外，单方向的印度板块压入模型虽可解释南海的形成，但不能同时解释日本海的形成，也不能解释我们在第四章中论证的青藏高原-喜马拉雅造山带的水平侧向扩展的事实。

(3) 大陆下面壳幔深部过程近年来已受到重视，西部造山岩石圈根与山根的形成(见第四章)，东部大陆岩石圈的减薄与地幔热柱的形成 (见第五章)，均是依据平面变形实验的滑移线场理论 (slip-line field theory) (Tapponnier 等，1986) 无法解释的事实。那末，壳幔深部过程与浅部构造-岩浆作用之间是否存在某种耦合关系呢？我们将从三维构造模型来讨论上述争论与存在的问题。

6.2.2 双向压入-挤出构造——二维平面构造模型

1. 西伯利亚大陆向南压入 (indentation) 的证据

西伯利亚大陆是与印度一样的一个“刚性”块体，环绕西伯利亚大陆发育一系列向南凸出的弧形构造带，自北向南有：东萨彦-滨贝加尔弧，伊尔库茨克弧，蒙古弧，祁吕弧(刘和甫，1980)，它表明“刚性”的西伯利亚大陆向南压入了“塑性”的亚洲。刘和甫 (1980) 把这些弧形构造的弧顶的迹线称为东亚南北带 (贺兰-康滇线)，并与西伯利亚大陆中部的安加拉-通古斯断裂系对应。在这一对称轴的东、西两侧的北东与北西向构造分别表现为左行与右行滑移。这一运动学图案进一步证明了，西伯利亚大陆向南压入了亚洲。印度大陆的向北压入亚洲 (Tapponnier，1986) 已得到广泛承认，在这里我们只想指出一点，环绕印度大陆北缘的向北突出的帕米尔弧与藏东弧 (雅鲁藏布江大拐弯是一个明显的标志)，正好与环绕西伯利亚大陆南缘的向南突出的弧形构造遥遥相对。这一地质事实表明，以中国大陆为主体的东亚大陆的构造变形是西伯利亚与印度大陆双向压入亚洲的结果。

2. 印度-西伯利亚的双向压入与中国大陆 (东亚) 的向东挤出

前面我们已经指出，印度单方向的压入不能完全解释东亚的大构造框架，印度-西伯利亚分别向北与向南的双向压入可以较好地解释东亚岩石圈浅部大构造框架。西伯利亚向南的压入是由刘和甫在亚洲大陆平移断裂系的构造分析的基础上，首次明确提出的 (刘和甫，1980)。西伯利亚地块、印度地块和阿拉伯地块的“刚性楔”，对亚洲中部塑性地区滑移线场起着控制作用。这些地区平移断裂系的展布方位和位移方向与滑移线场基本相符，中国的地震活动也与上述滑移线网络一致。这里，我们以对蜡泥塑料 (plasticine) 所做的二维平面压入实验 (图 6—3) (Tapponnier 等，1986) 作为指导，极为粗略地讨论西伯利亚压入诱发的中国北方大陆及邻区的构造框架，进而讨论东亚大陆向东的挤出 (图 6—4)。

图 6—4 上蒙古-鄂霍次克断裂可看作如同图 6—3 (b) 的倒影图上的 $I_2K_2K_1$ 断裂，为左行走滑 (刘和甫，1980)；华北陆台北缘断裂带早第三纪时具右行走滑 (万天丰，1993)，相当于图 6—3 的倒影图上的 F_1 断裂。两者的结合诱发蒙古-中国东北陆块〔相当于图 6—3 (a) 的倒影图上的 B_1〕向东方向的挤出，并在华北北缘断裂的东端的南侧拉张形成日本海〔相当于图 6—3 (b) 的倒影图上的 B_1 与 B_2 断块间的楔形缺口〕；晚第三纪—第四纪时

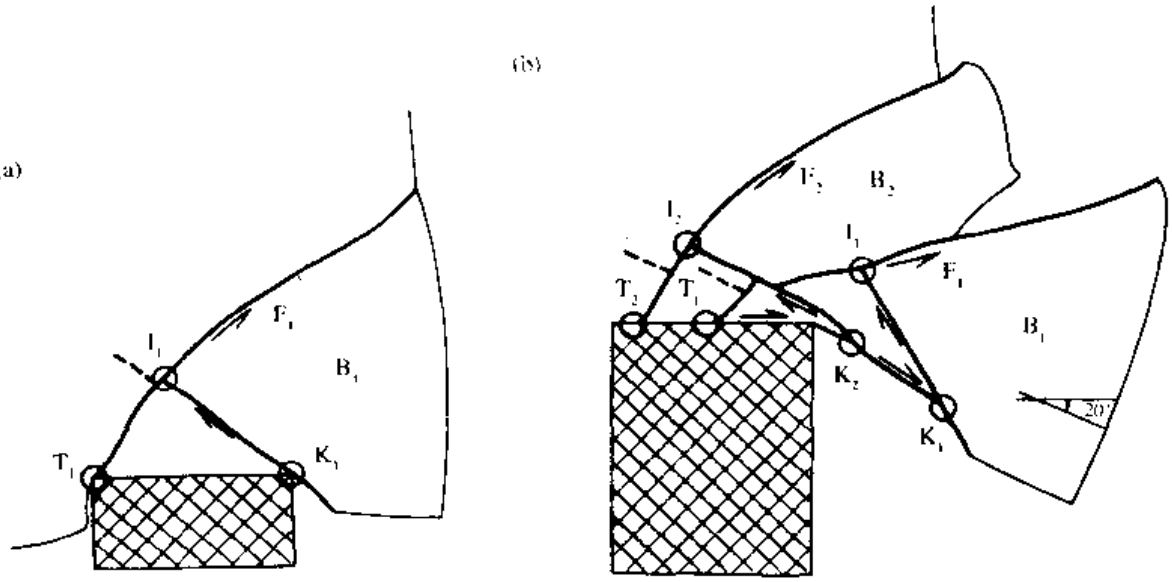


图 6—3 "刚性"块体压入"塑性"体的实验中断裂的依次（渐进）发育

Fig. 6—3 Progressive development of faults in indentation experiments

（据 Tapponnier 等，1986）

（a）图："刚性"体（交叉线块）压入 2 cm 时的情况；（b）图：进入 6.5 cm 时的情况

华北陆台北缘断裂转变为左行走滑（万天丰，1993），它与秦岭-大别山北缘断裂〔相当于图 6—3（b）的倒影图上的 F_2〕的结合，诱发华北陆块〔相当于图 6—3（b）的倒影图上的 B_2〕向东方向的挤出，迫使日本海停止扩张。问题是，秦岭-大别山北缘断裂走滑的方向不甚清楚。有两种可能，一是像秦岭-大别山南缘断裂那样，具有左行走滑性质，这样，华北陆块相对于华南-扬子陆块的东移速度与距离均要小；另一个可能是它具右行走滑性质，这样，秦岭山系是一个转换带，秦岭山系将向西移动，它与祁连山系由于阿尔金断裂的左行走滑而东移的联合，产生近东西向挤压场，导致青海东部南北向的日月山的形成，迫使青海湖脱离黄河水系而形成内陆湖泊（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗地学断面课题报告）。另外，甘肃北山由于阿尔金断裂引起的西移与华北的东移的结合，产生拉伸应力场，诱发巴丹吉林沙漠的形成。尽管不少问题还有待进一步阐明，但从粗略的、框架的讨论可以看出，西伯利亚向南的压入产生了与印度向北压入相类似的平面变形构造框架，日本海与南海的大致同时形成和扩张的同时停止，以及其它事实（见下面讨论）均支持了印度与西伯利亚大陆大致同时形成双向压入东亚的推测。它们之间及其与压入模型实验之间的比较列于表 6—1。

6.2.3 深度维软流圈物质塑性挤压与向东流出模型

上面讨论的二维平面构造模型，虽然可以对南海、日本海形成的拉伸应力场给予解释，但是，洋壳的形成还需要有软流圈物质快速上涌的条件。另外，在第五章中我们已论证了，东部大陆岩石圈的拉伸裂开与幔源玄武岩浆的喷出几乎是同时发生的，它不是"被动式"机制的大陆裂谷作用，地幔热柱的上升是"主动"的。岩石圈非常快速与快速热减薄，大量的玄武岩岩浆的喷发，伴随大陆裂谷作用的区域性上隆等，也是无法从二维平面变形模型获得解释的；青藏-喜马拉雅造山带的双倍陆壳厚度所表明的地壳物质的垂直增厚也是不能从二维平面模型来说明的，虽然东亚大陆的向东挤出可部分地解释西部造山带的水平缩短。

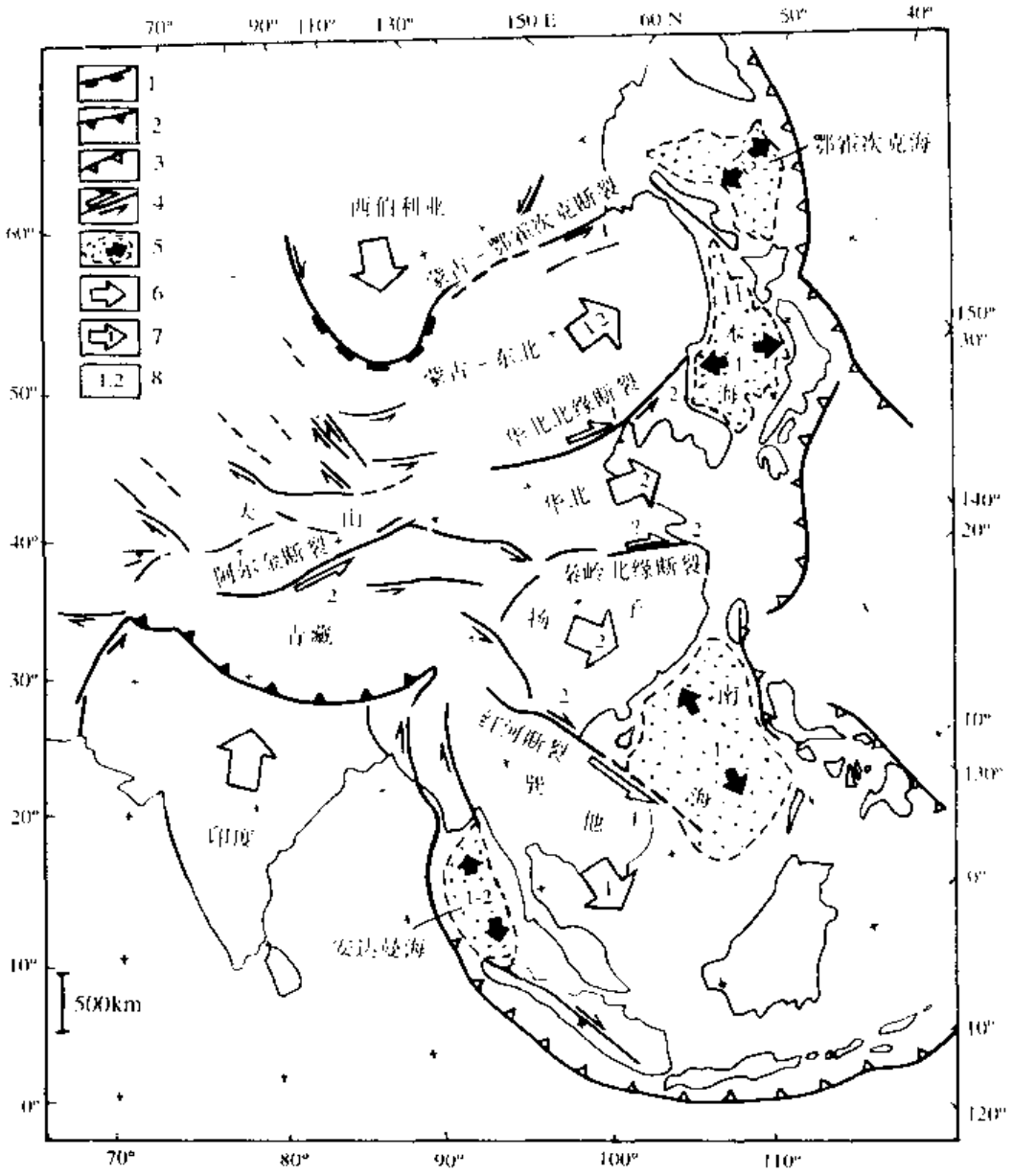


图 6—4　印度-西伯利亚双向压入与东亚挤出的大构造概略框架

Fig. 6—4　Schematic framework of India & Siberia bidirectional indentation and the East Asia extrusion tectonics

1—水平推挤与缩短边界；2—陆内俯冲边界；3—大洋俯冲带；4—走滑断层及其方向；5—边缘海盆地及其拉伸方向；6—印度与西伯利亚双向压入的方向；7—陆块移动方向；8—边缘海形成、陆块移动与走滑构造移动的时代，早第三纪（1），晚第三纪　第四纪（2）

这些问题均需要从深度维来讨论。

根据第二章的图 2—1，2—2，2—3 和第五章东部热柱来源于约 400 km 界面，可作出一个深度维的理想剖面（图 6—5）。刘福田等（1989）所做的中国大陆地震层析成像，600 km 与 800 km 两个平面图主要为冷区；220 km 与 400 km 平面图主要为热区；110 km 平面图上西部主要为冷区，东部则为热区，支持了图 6—5 的理想剖面。图 6—5 所取的边界条件为，西界不是一个自由界面；东界由于太平洋的俯冲形成了一个自由界面。400 km 界面是地幔内橄榄石结构相向尖晶石结构相转变的界面。可以想像，青藏造山带岩石圈的水平

表 6—1　印度与西伯利亚压入诱发的东亚大陆向东挤出主要事件的对比

Tab. 6—1　Main events of the East Asia extrusion eastwards induced from India & Siberia bidirectional indentation

	印度向北压入引起的东亚南部主要事件	西伯利亚向南压入引起的东亚北部主要事件	相当于压入模型（图 6—3）实验的部位
早第三纪	·红河断裂左行走滑 ·巽他地块（Sundaland）向南东挤出 ·南海扩张与形成	·华北北缘断裂右行走滑 ·蒙古-中国东北陆块向东挤出 ·日本海扩张与形成	·F_1 ·B_1 ·B_1 与 B_2 块体间楔形裂口
晚第三纪—第四纪	·阿尔金断裂左行走滑 ·红河断裂右行走滑 ·扬子大陆向南东挤出 ·南海扩张停止	·秦岭-大别北缘断裂右行走滑（?） ·华北北缘断裂左行走滑 ·华北大陆向东挤出 ·日本海扩张停止 ·（蒙古-中国东北陆块可能亦向东挤出？参见岩石圈飘移——第五章）	·F_2 ·F_1 ·B_2
E—Q（?）	·压入体东边界附近安达曼海，缅甸低地等拉伸形成	·压入体东边界附近鄂霍次克海，贝加尔湖等拉伸形成	·K_1K_2 附近
来源	Tapponnier 等，1986	本书	Tapponnier 等，1986

挤压与向下会聚形成的岩石圈根，会迫使岩石圈底界与 400 km 界面之间的软流圈物质受到垂向挤压，软流圈物质必然会向着自由边界面方向，沿 400 km 界面向东塑性流动。东部的俯冲界面的应力场加强了软流圈物质的向东流动，同时使软流圈物质在俯冲界面的西侧迅速上涌，形成地幔热柱，导致东部大陆岩石圈的迅速减薄，玄武岩岩浆的大量喷发，边缘海与大陆裂谷盆地的形成。同时，这一深度维模型把浅部的青藏挤压造山和东部的大陆裂谷作用通过地幔内软流层物质的塑性流动有机地联系在一起了，尽管在浅部表现出来的构造样式有本质的差异，但它们仍受控于陆下地幔深部过程统一的动力学系统。

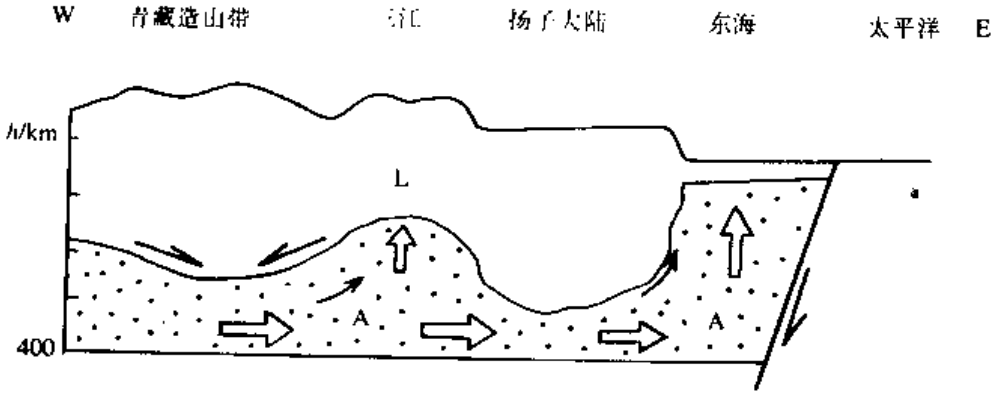


图 6—5　中国大陆软流圈物质塑性向东流出的理想剖面示意图

Fig. 6—5　Cartoon showing the plastic flow off eastwards of the asthenospheric materials beneath the China continent

L—岩石圈；A—软流圈

6.2.4　三维构造模型——大陆根-柱构造及其过程

1. 边界几何学、性质及其判断的依据

讨论构造过程时，边界几何学是非常重要的。正如前面讨论的压入构造那样，有无自由

边界，自由边界在哪个方向上，对其构造过程有很大的制约。东亚大陆的向东挤出的一个重要约束条件就是其东边界是一个自由边界。同样，“刚性”压入体前缘的三维几何学也具有十分重要的意义。Tapponnier 等在二维平面变形实验中，似乎对边界条件未曾给予足够的重视。我们认为，在三维空间内，“刚性”压入体前缘为一个垂直平面或一个向压入方向倾斜的斜平面时，前方的“塑性”体内会产生两种方向截然相反的弧形变形带（图 6—6）。当你仔细地观察 Tapponnier 等实验结果时（1986 文章中的图 3、4、12），你可以发现，不管东边界是否为自由边界，压入体前方的弧形变形带均朝向压入的方向凸出。然而，当你观察印度大陆压入亚洲时，喜马拉雅山则呈现向南凸出（与印度向北压入方向正好相反！）的弧形构造（见图 6—4），这一个细节是与 Tapponnier 等的平面变形实验所预示的完全不同的。这是为什么呢？基于图 6—6，从压入体的三维几何学出发，这是很好理解的，即印度大陆压入的前缘是一个向着亚洲倾斜的斜面，在三维空间内，亚洲相对于印度大陆向上方逆冲。图 6—6(b)的图案也相当于大洋俯冲前方的岛弧与大陆边缘弧，其弧形带均朝向大洋的方向而凸出（可参见图 6—4 的岛弧带的几何学）。

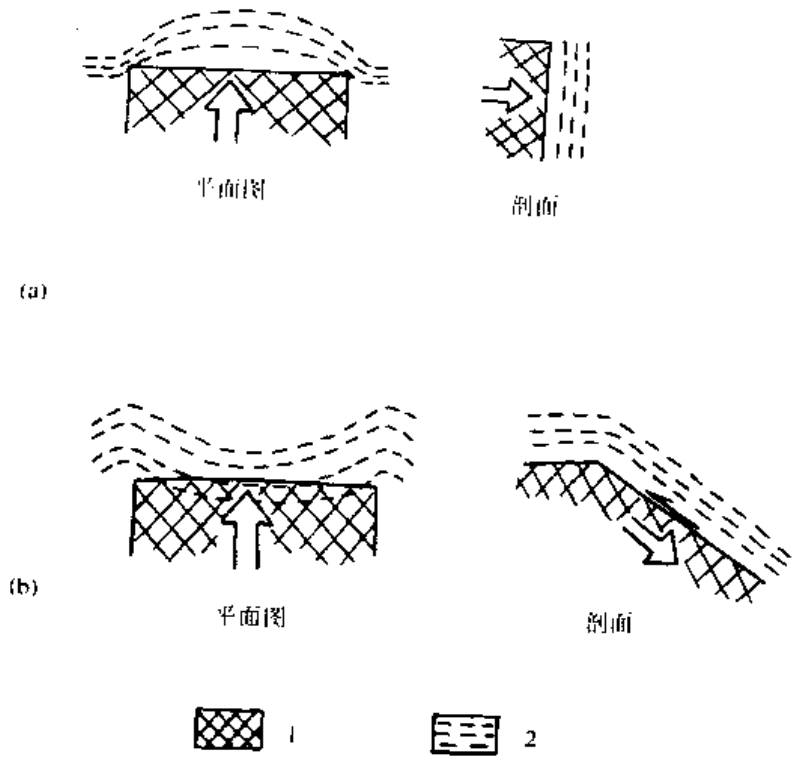


图 6—6 “刚性”压入体前缘三维几何学与“塑性”体的弧形变形带的方向

Fig. 6—6 Three-dimension geometry of the indentation block edge and the direction of the arc deformation belts

(a) 图：压入体前缘为一个垂直平面；(b) 图：压入体前缘为一个向压入方向倾斜的平面

1—“刚性”压入体；2—“塑性”变形带

对比图 6—6 与图 6—4，可以看出：西伯利亚大陆南侧的弧形构造带均向南凸出，与压入方向相同，表明西伯利亚大陆的压入前缘是一个垂直平面，这一点与印度大陆压入前缘有大的差别。图 6—6 (b) 展示的具倾斜平面作为前缘的压入体产生的弧形构造带朝向与压入相反的方向而凸出，它的三维几何学符合于一个陆块向另一个陆块下面俯冲的构造过程，

它与我们在第三章中论述的白云母花岗岩和二云母花岗岩带标志陆内俯冲边界的认识是相互印证的。这样，我们可以把与压入方向呈反向的弧形构造带〔图 6—6 (b)〕和白云母花岗岩和二云母花岗岩带分别看作为鉴别陆内俯冲边界的变形记录和岩石学记录。图 6—6 (a)展示的三维几何学符合于水平缩短的构造过程，它与我们在第三章中论述的钾玄岩系列标志水平缩短边界的看法亦是相互印证的。这样，与压入方向呈同向的弧形构造带〔图 6—6 (b)〕和钾玄岩系列分别可看作为鉴别水平缩短边界的变形记录和岩石学记录。

当我们进一步考察印度大陆压入边界时，由图 6—4 可以看出，喜马拉雅山向南凸出的弧形带与印度大陆向北压入的方向正好相反，以及白云母花岗岩和二云母花岗岩带的分布均指示，那里是一个陆内俯冲边界。然而，印度大陆压入边界的东、西端发育的藏东弧与帕米尔弧的凸出方向与印度大陆压入方向相同，暗示在这里已转变为水平缩短边界，喜马拉雅白云母花岗岩和二云母花岗岩带在这两个端点处的突然中断为此提供了岩石学依据。青藏高原北缘的西昆仑山呈向南凸出的弧形构造带与塔里木陆块向南压入为同向，暗示这是一个水平缩短边界，钾玄岩系列火山的分布则为其边界性质提供了岩石学依据。这样，弧形构造带的指向与火成岩记录的联合可更好地识别压入构造边界的几何学及其性质。

由上可知，印度大陆压入前方为陆内俯冲边界，西伯利亚大陆压入前缘不具陆内俯冲性质，而是水平缩短边界，水平挤压最强的变形带分布于青藏高原北缘的西昆仑-阿尔金-祁连山，太平洋一侧则为大洋俯冲边界，它主要是沿深度维的下降，所以在水平方向上形成了一个相对自由的边界。另外，东亚北部广布的向南凸出的弧形构造带，包括西昆仑弧形带，不能支持 Willett 等（1994）关于亚洲岩石圈地幔向青藏造山带下面俯冲的模型。

2. 中国大陆及邻区东西部地质事件对比

由于资料及研究程度所限，目前只能作出极为粗略的对比。西伯利亚大陆与塔里木陆块之间资料很少，我们了解到的则更少，暂时不作考虑。东、西部地质大事件粗略比较列于表 6—2。青藏-喜马拉雅陆-陆碰撞造山以来的地质事件主要根据第四章中的论述。

需要说明的是，表 6—2 中列出的渐新世末—中新世初造山带上升、剥蚀、夷平事件的时代仍有争论，但大多均承认青藏高原有一个高度约 5000 m 的整齐的峰顶面，被看作为夷平面。黄汲清等（1980）认为，这个夷平面上喷发堆积了昆仑山-可可西里的上新世—晚更新世火山。后来的工作（见第四章）表明，可可西里的火山喷发主要属中新世（24～14 Ma），由此推测火山下面的夷平面可能形成于渐新世末到中新世初。但是，中英考察队（1990）认为，侵蚀面的年代不能老于始新世晚期，侵蚀作用持续了相当长的时间，代表平原化过程的终止年代（即山麓侵蚀平原面的时代）为中到晚中新世，即约 10 Ma，因为，该侵蚀面横跨过年龄约为 10 Ma 的拉轨岗日花岗岩。因此，侵蚀面的时代仍有争论。从第四章的描述中，我们把高喜马拉雅-拉轨岗日白云母花岗岩和二云母花岗岩带看作与可可西里钾玄岩系列火山岩是同时代的、同一次造山幕形成的成对的火成岩带。如果这是合理的话，那末，可可西里火山下面的夷平面与横跨拉轨岗日花岗岩的侵蚀面可能不是同时代形成的，后者的侵蚀面可能晚于前者。东部新生代地质事件根据第五章中的论述，并参见表 5—6。关于日本海、南海和日本-台湾-吕宋岛弧带的有关地质事件需作些补充。

新的研究（Tatsumi et al.，1990；Karp et al.，1991；Shimazu et al.，1991）提出了日本海形成于大陆壳的减薄和两阶段张开模型，早第三纪（>30 Ma）为平行张开，早中新世为扇形张开（21～14 Ma）。日本海早阶段的张开与东部大陆大型裂谷盆地形成同时；第二

表 6—2　中国大陆及邻区东、西部地质大事件概略对比

Tab. 6—2　Roughly comparison of the geological events on the East and West China and adjacent areas

	青藏-喜马拉雅造山带	中国东部及邻区
早第三纪（渐新世）	·第一幕陆内挤压造山 ·造山岩石圈根的形成 ·边缘地带陆内造山火成岩活动	·第一次地幔热柱上升，大量玄武岩岩浆喷发 ·巽他地块、蒙古-中国东北陆块向东挤出 ·日本海、南海与东部大型裂谷盆地形成
渐新世末—中新世初	·造山带上升、剥蚀、夷平	·华北陆块，扬子陆块快速向东挤出，上升、剥蚀、夷平 ·日本海向东扇形张开，南海开始向东俯冲
晚第三纪—第四纪	·第二幕（主要为中新世）陆内挤压造山 ·造山岩石圈根与造山带侧向扩展 ·边缘地带陆内造山火成岩活动 ·第三幕（主要为更新世）边缘地带继续陆内造山 ·造山带内部（主要为冈底斯-羌塘）进入造山带崩塌阶段，出现拉伸盆地，快速隆升 ·造山岩石圈根由于拆沉作用进入去根阶段，诱发软流圈物质在造山带内部的上涌	·第二次地幔热柱上升，玄武岩岩浆喷发西移，直至贝加尔 ·日本海、南海停止扩张 ·日本岛弧内块体间碰撞，形成白云母花岗岩和二云母花岗岩（17～10 Ma），南海继续向东俯冲，吕宋岛弧火山岩大量喷发，台湾东缘弧-陆碰撞 ·更新世开始玄武岩岩浆喷发减弱，地幔热柱上升、减弱并逐渐趋于停止

阶段的扇形张开与东部大陆早中新世（24～17 Ma）火山喷发的停息和岩石圈快速向东飘移（见第五章和表 5—6）同时；稍后一些，17～10 Ma（中中新世）日本岛弧内块体间发生碰撞形成白云母花岗岩和二云母花岗岩带（中田节也等，1979）（见图 6—1）。这些地质事件似乎表明，日本海扩张形成主要于早第三纪完成，早中新世东部大陆与日本海岩石圈整体向东飘移离开地幔热柱，最终导致了日本岛弧内陆块间的碰撞；进而可以推测，日本海扇形张开阶段其洋底扩张（意指新洋壳的形成）已停止或扩张速率已大大减低。

南海也有两个阶段的张开，32～27 Ma（渐新世）与 23～17 Ma（早中新世）（陈焕疆，1990）。第一阶段与东部大型裂谷盆地形成同时，第二阶段与南海于渐新世末—早中新世向东俯冲形成吕宋岛弧火成岩（何廉声，1990；茹克，1990）同时，最终导致台湾岛东缘于晚中新世弧-陆碰撞（茹克，1990）；可以推测，第二阶段南海的洋底扩张已大大减弱或趋于停止。由表 6—2 可看出，东、西部地质大事件大致均同时发生，事件的性质，如：挤压与伸展、造山与成盆、地壳（岩石圈）的增厚与减薄等均呈现互补性，这些均支持了上面讨论的二维平面双向压入-挤出模型与深度维的软流圈物质挤压-塑性流出模型。

3. 大陆根-柱构造

把二维平面与深度维模型结合起来就可获得三维构造模型，它可以用大陆根-柱构造来描述与概括。青藏-喜马拉雅碰撞造山带与东部大陆裂谷带在三维空间内的构造特征可分别用造山岩石圈根与地幔热柱的形成过程，以及它们之间在三维空间内的有机联系与互补性来描述。在二维平面上（图 6—3），中国与邻区总体上呈现一个向东开口的喇叭形，反映了西部的水平缩短与东部的水平伸展，与深度维结合则呈现一个相互连结的根-柱形态。

6.2.5 讨论

由于自然界的复杂情况与模拟实验和理论模型的简单性之间的差异，只能把后者作为“模型”去更好地理解复杂的自然界。从这个意义上看，Tapponnier 的二维模型与我们提出的二维、三维模型有三点是有“指导”意义的。

(1) 西部的双向压入诱发陆块向东挤出，产生东部大陆的伸展；

(2) 西部造山岩石圈根形成诱发被压缩的软流圈物质向东塑性流出，产生东部地幔热柱的上升；

(3) 尽管西部与东部的构造式样有本质不同，但它们之间有成生联系，呈现互补性。

然而，由于简单系统与复杂系统之间的差异，加上地质研究程度的不足，许多问题仍是不十分清楚的，有待进一步的研究。例如：① 西伯利亚与青藏高原北缘之间陆壳垂直增厚较小（平均厚度约 50 km，见第四章），压入前缘可能是一个垂直平面，其几何学与 Tapponnier 实验较类似；但是，青藏-喜马拉雅造山带陆壳增厚很大（平均厚 68 km），压入前缘是一个斜面，其几何学与 Tapponnier 实验有较大差异；② 压入有多次事件，但实验是一次压入的结果；③ 压入前缘或强变形带位置是变化的，如青藏-喜马拉雅造山带的水平扩展，但实验中压入前缘是不变的；④ 断裂带常常是复合性质的，并同时具走滑、逆冲，或走滑、伸展，但实验中断裂带性质常是单一的；⑤ 压入体与变形体常常是不均一的，但实验中则分别是均一的；⑥ 实际的断裂带远远多于实验产生的断裂；⑦ 东边界实际上是大洋俯冲边界，东部大陆沿海的 NNE 走向断裂与之有关，是一个“相对”的自由边界，而不是实验中的“完全”的自由边界。

6.3 克拉通块体群的构造效应

在第二章中，我们在提出岩石圈尺度的大地构造分区（图 2—4，表 2—1）时，把塔里木-阿拉善-鄂尔多斯-扬子称为中部克拉通块体群。它具有克拉通岩石圈根、且密度小；巨大浮力的支持，使它具有长期构造上的稳定性（邓晋福等，1994c，1994d）。从本章前面的叙述中可以看出，这一块体群带对印支期以来中国大陆的大地构造及其演化起着重要作用，它始终是分割中国大陆东、西部构造、造成构造性质差异的一个天然屏障。不管东、西部构造上如何活动，它始终保持着稳定性质，无火成岩发育，构造变形弱，地震活动弱等；它把现今还在继续的陆内挤压造山作用的青藏高原北界、东界限制于该陆块群形成的弧带内侧，把新生代以来的大陆裂谷作用限制于该弧形带的外侧。这些均进一步地证实了第二章中提出的克拉通岩石圈根产生的构造上稳定的效应，同时又成为我们理解中国大陆东、西部构造性质差异巨大，但相互间又有成生联系的一把钥匙。

近年来，对地球深部排出的气体的氦同位素的测定（表 6—3），进一步支持了岩石圈尺度大地构造分区中划分出的这一个克拉通块体群的合理性。^3He 是地球的原始氦，^4He 是 U、Th 蜕变时放出的，地球原始氦的 $^3He/^4He$ 为 1.43×10^{-4}；大陆岩石放射性成因氦的 $^3He/^4He$ 为 10^{-8}；地幔氦的 $^3He/^4He$ 为 1.2×10^{-5}，是原始氦和放射性成因氦混合的产物（王先彬，1989）。由表 6—3 可以看出，东部裂谷盆地带与青藏高原边缘（伴随新生代火山喷发的东缘与北缘）幔源气的贡献较大，地幔去气作用明显；中部克拉通块体群带中则具完全不同的氦同位素组成，是壳源气，也即那里没有或很少有地幔去气作用发生，这是因

为中部有一个具有浮力的克拉通岩石圈根，这个岩石圈根保存有好的完整性。

表 6—3 $^3He/^4He$ 测定值

Tab. 6—3 $^3He/^4He$ value

	地壳	地幔	东部裂谷盆地	古基边缘	克拉通块体群			
				腾冲①	四　川	塔里木	准噶尔	甘肃窑街煤矿
$^3He/^4He$	10^{-8}	10^{-5}	5×10^{-6}～7×10^{-6}	3×10^{-6}～7×10^{-6}	1×10^{-8}～2×10^{-8}	6.1×10^{-8}～22×10^{-8}	6.6×10^{-8}～54×10^{-8}	3.8×10^{-8}～25.9×10^{-8}
			幔源气贡献 30%～70%		壳　源　气			

据沈平等，1991。①腾冲据王先彬 1991 年面告。

6.4　陆下地幔动力学

6.4.1　火成岩-构造组合大省与地幔对流

岩浆作用是地幔对流作用在地表或地壳浅部的表现，岩浆的形成及其多样性主要依赖于源区的物质组成与物理条件，不同大地构造环境常常提供不同的岩浆源区与物理条件。这样，岩浆作用记录了源区物质、物理状态与大地构造环境许多信息，成为我们反演地球深部过程的“探针”。从全球尺度来看，岩浆作用主要发生在三种不同的构造环境中——板块拉张边界的洋中脊玄武岩，板块会聚边界的大陆边缘与岛弧的火山岩，与板块内部的洋岛或大陆玄武岩。这三类火成岩在化学与地球化学特征上的重大差异暗示了源区物质与物理状态的差异，依次表明地幔对流系统与动力学过程的差异。在大陆地区，正如我们在前面讨论的，岩浆作用主要发生在两种构造环境之中，陆内造山带与大陆裂谷带（参见表 3—1），克拉通区通常无岩浆作用或只有特征的含金刚石的金伯利岩岩浆活动。

陆内造山是陆内块体碰撞拼合的过程，它常常是由于其间或其邻近大洋的俯冲-闭合、陆-陆碰撞造山的继续。大洋的俯冲直至闭合，陆-陆碰撞直至陆内造山的过程都是地幔会聚过程在浅部的响应，是浅部较冷的岩石圈物质再循环返回地幔深部的过程，它的总效应是引起地幔的冷却。因此，俯冲造山与碰撞造山及其伴生的岩浆活动表征地幔内一个向下会聚的冷的地幔流。一般认为，大洋俯冲作用是岩石圈再循环回到地幔的主要机制，近年来关于岩石圈拆沉作用（delamination）概念的提出，它常与造山岩石圈根的重力不稳定性有关，根的高密度常可导致根带脱离岩石圈而下沉（Channell，1986），它已被看作大陆岩石圈再循环返回更深地幔的一种重要机制（邓晋福等，1994c），可与大洋岩石圈通过俯冲作用回到地幔的再循环机制相比较。

大陆裂谷作用及其伴生的岩浆作用，与洋岛玄武岩和洋中脊玄武岩一样，是地幔热柱上升和岩石圈热减薄在地表的响应，因此，它表征地幔内有一个向上的热的地幔流。依赖于不同构造环境产出的大区域的火成岩省，我们称为火成岩-构造组合大省（large province of igneous petrotectonic assemblage），这样，可以根据火成岩构造组合大省的时空分布来反演陆下地幔的动力学系统，追溯其过程与演化。

6.4.2　印支期以来，陆下地幔动力学系统及其演化

基于火成岩-构造组合大省的概念，以及第四、五章等讨论的基本事实，我们可以对中国大陆下面地幔对流进行概略的反演，示于图 6—7。中生代时期东部总体处于岩石圈会聚过程，表征一个向下的冷地幔流，其中心可能在大别山-苏鲁，西部总体处于岩石圈伸展减

薄过程，为特提斯洋发育时期，表征一个向上的热地幔流，其中心可能在雅鲁藏布江，它们的耦合形成一个完整的大尺度地幔对流环〔图 6—7 (a)〕。新生代时期则相反，东部处于岩石圈伸展减薄阶段，大陆裂谷盆地与边缘海盆形成，表征地幔热柱上升；西部则处于岩石圈会聚阶段，再循环岩石圈导致冷地幔下降流。它们仍代表一个完整的地幔对流环〔图 6—7 (b)〕。现今中国大陆仍处于这个对流系统中。

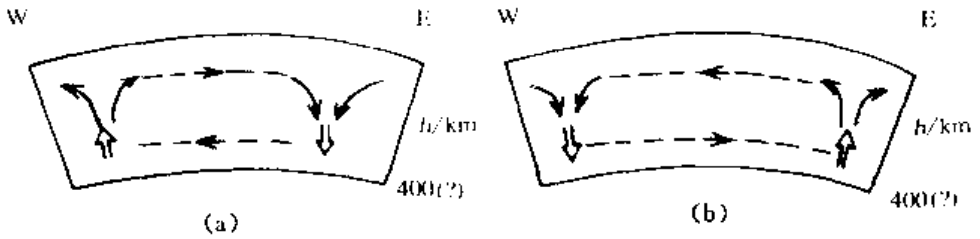


图 6—7 中国大陆下面地幔对流示意图

Fig. 6—7 Cartoon showing mantle convection beneath the China continent

(a) 图：中生代；(b) 图：新生代

前面我们谈到新生代中国大陆下面造山岩石圈根与地幔热柱之间的有机联系正是通过 400 km 界面以上软流圈物质的相互补偿来实现的，地幔对流系统在中、新生代之间发生的逆转又一次说明热地幔上升流与冷地幔下降流之间的互补性。这种互补性不但表现在东、西部深部与浅部事件的大体同时性，似乎还表现在同一构造期内深部与浅部响应事件的过程早、晚在强度上的相互对应，见表 6—4。

表 6—4 中国大陆东、西部深部与浅部事件及其早、晚过程的比较

Tab. 6—4 Comparison of deep processes and supercrustal geological events between the eastern and western parts of China

地区	构造期	印支期		燕山期		喜马拉雅期	
	过程	早 (T_1+T_2)	晚 (T_3)	早 (J)	晚 (K)	早 (R)	晚 (Q)
东部	深部事件	岩石圈根形成	岩石圈拆沉-去根	岩石圈根形成（局部有拆沉）	岩石圈拆沉-去根	地幔热柱形成	热柱上升减弱
	软流圈物质补偿性流动	物质挤出，向西流动，强	物质上涌，向西流动减弱-停止	物质挤出，局部上涌，向西流动，中等	物质上涌，向西流动减弱-停止	物质由西部注入，并上涌，强	物质由西部注入，量少，上涌弱
	浅部响应事件	陆内俯冲-造山为主	北方造山带崩塌与A型花岗岩；南方继续造山	大洋俯冲-陆内俯冲复合造山	造山带崩塌，A型花岗岩广泛发育	大陆裂谷作用，玄武岩岩浆大量喷发	裂谷作用与玄武岩岩浆喷发减弱
西部	深部事件	地幔热柱上升	热柱上升减弱，北侧岩石圈根开始形成	地幔热柱上升	热柱上升减弱，岩石圈根向南扩大	巨大岩石圈根形成	造山带腹地岩石圈拆沉-去根
	软流圈物质补偿性流动	物质由东部注入，并上涌，强	注入物质减少，北侧已无注入物质	物质由东部注入，并上涌，中等	注入物质减少-停止	物质挤出，向东流动，强	物质挤出，局部上涌，向东流动减弱
	浅部响应事件	古特提斯洋打开	北侧洋盆闭合与陆内造山	新特提斯洋打开	洋盆收缩，陆内造山向南扩展	洋盆闭合，陆内造山强烈	造山带腹地造山崩塌开始

表6—4所示的三个构造期的早过程为东、西部造山岩石圈根与地幔热柱形成之间的互补性，反映了软流圈物质强烈的挤出-注入的补偿性流动；其浅部响应为东、西部的挤压造山与大陆裂谷（或洋盆打开）之间的相互对应。晚过程则为东、西部岩石圈拆沉-去根与热柱上升减弱-停止（甚至挤压造山在某些地段的开始）之间的互补性，反映了软流圈物质补偿性流动（挤出与注入）的减弱或停止；其浅部响应则表现为东、西部的造山带崩塌与裂谷作用减弱或停止（或洋盆闭合，甚至局部地段挤压造山）之间的相互对应。虽然，亚洲大陆的增生总体上表明深部地幔一直在会聚，但是由于运动的不均一性、事件性和过程性，同一地区不同构造期的根-柱构造与挤压造山和伸展构造的反转以及同一构造期东、西部根-柱构造与挤压造山和伸展构造之间的互补性质可能是一种必然的结果。

由于运动的不均一性，东部陆块的拼合与增生于亚洲大陆之上发生较早，一旦东部大陆进入陆内造山主期，由于岩石圈根的形成，对软流圈物质形成强烈挤压，诱发塑性物质向西作补偿性流动，软流圈物质注入西部，诱发热柱上升，使西部岩石圈总体处于伸展环境。当东部大陆主体拼合完成时，一个构造事件完成；当新一次事件发生时，西部陆块快速增生于亚洲大陆之上，西部岩石圈根的形成，诱发塑性物质向东流动，导致东部大陆裂谷系与边缘海的形成。

由于事件的过程性，例如，西部岩石圈根形成之后，由于其重力不稳定性，更新世开始在造山带腹地开始拆沉-去根，使部分软流圈物质上涌，诱发向东的补偿性物质流动减弱，使东部地区由早过程的强烈地幔热柱上升过渡到第四纪（晚过程）的热柱上升的减弱，从而使大陆裂谷作用与玄武岩喷发减弱。

看来，浅部构造事件是对根-柱构造形成过程的响应，根-柱构造的反转受控于地幔对流系统的逆转（图6—7），后者又受控于软流圈物质补偿性流动的反转，它们似乎都是中国大陆拼合过程中运动不均一性、事件性与过程性的必然结果。

6.4.3 拆沉的岩石圈在哪里

我们在前面已经提到：造山岩石圈根具重力不稳定性，因为它由浅部冷的岩石圈向下会聚而形成，密度必然大于周围的地幔，因之，拆沉的岩石圈必然下沉进入更深的地幔，其下的软流圈物质的低粘度为它的下沉的现实性提供了必要的物理条件。近年来，地震层析成像（CT）的三维填图为我们寻找在地幔内的拆沉的冷岩石圈提供了可能。刘福田等（1989）和Fukao（深尾良夫）等（1992）分别对中国大陆和东亚大陆的CT填图为我们在地幔内寻找中国大陆拼合形成过程中多次岩石圈拆沉-去根作用丢失的冷岩石圈物质提供了重要基础。Maruyama（丸山茂德）（1994）把东亚大陆下面400～800 km范围内的冷岩石圈物质（V_P高）均看作为俯冲的大洋板片滞留和堆积在670 km界面及其附近的巨大岩石体（megaliths）。他进一步指出，① >100 Ma的老板块俯冲作用可达670 km界面，<30 Ma的年轻板片俯冲达约300 km深度；② 这些冷物质堆积在670 km界面附近，约经过100～400 Ma之后，发生重力崩塌，以水滴状下沉到下地幔，直至核-幔边界；③ 对东亚大陆来说，早—中二叠世时期，亚洲大陆还未形成，在现今亚洲大陆的位置上分布着相互分离的大陆，如俄罗斯克拉通、西伯利亚克拉通、哈萨克斯坦地块、中国北方克拉通、中国南方克拉通、塔里木克拉通、印支地块和一些微大陆，它们之间存在许多消减的板块边界，沿这些边界大洋板块被俯冲，在二叠纪—三叠纪时期（300～200 Ma），这些大陆碰撞和拼合在一起，至200 Ma时最终形成了一个大的劳亚复合大陆，在这个拼合造山的时期，原堆积

在 670 km 界面上的俯冲板片物质下沉到核-幔边界，形成现今地球内所见到的最大的 V_P 高速异常体；④ 太平洋是在冈瓦那超大陆的分裂时形成的，现今夏威夷岛下面 D″层[1] 上的 V_P 高速异常带可能是在 600～700 Ma 冈瓦那超大陆形成时堆积在 D″层上的残留体，在它们刚堆积在 D″层上的时候必定是巨大的，后来它们被周围的地幔加热同化，至今只是留下了半个被同化了的核。

由上可知，东亚大陆下面两个冷的巨大岩石体堆积在 670 km 附近和 D″面上 (Maruyama，1994，图 2a)，它们分别被认为是侏罗纪以来和二叠纪—三叠纪两个时期的俯冲大洋板片的物质。这些认识，有很大的启发性，具有重大科学意义。然而，一个重要的缺陷是，丸山茂德与深尾良夫等忽略了大陆拼合时期形成的冷的高密度的岩石圈根，它的拆沉-去根作用下沉到 670 km 界面和下地幔对巨大岩石体形成的贡献。图 6—8 是我们根据深尾良夫 (1992，Plate 2，A，B，C，D) 和刘福田 (1989，图版) 的 CT 剖面与平面图非常粗略地勾划出来的中国大陆 (包括东亚岛弧带) 下面巨大岩石体的位置，以便讨论拆沉的岩石圈物质对巨大岩石体的贡献。

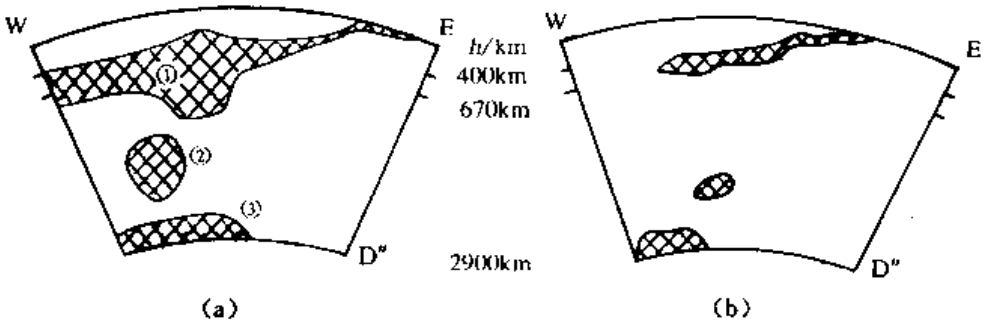


图 6—8　中国大陆 (包括东亚岛弧带) 下面巨大岩石体位置的示意图

Fig. 6—8　Cartoon showing the location of megaliths beneath the China continent (including the East Asia island arcs)

(a) 图：中国大陆下；(b) 图：千岛群岛-库页岛-外兴安岭下面

图 6—8 (b) 主要为侏罗纪以来的大洋俯冲带，可见到在 670 km 界面处的巨大岩石体比较薄，可看作主要为大洋俯冲板片的堆积物。与图 6—8 (b) 相比较，中国大陆下面〔图 6—8 (a)〕670 km 附近的巨大岩石体很厚，用单纯的大洋俯冲板片的堆积难以解释，因为东亚大陆最终形成于约 200 Ma，其边缘俯冲带的发育均自侏罗纪开始的，与伊泽奈崎 (Izanagi) 板块的俯冲有关。从我们上面的讨论 (参见图 6—1A 型花岗岩带，表 6—4) 可知，中国大陆的拼合自三叠纪开始，东部发育晚三叠世和早白垩世 A 型花岗岩，特别是早白垩世有广泛的 A 型花岗岩发育，表明有两次主要的岩石圈拆沉-去根事件。侏罗纪时的造山伴随岩石圈拆沉 (北方)，新生代地幔热柱上升除同化部分岩石圈物质外，还包括有岩石圈拆沉，因此，多次的岩石圈拆沉-去根事件必定对堆积在 670 km 及其上面的巨大岩石体产生重大贡献。另外，难以想像，冷的大洋板块俯冲达 670 km 界面时，会向上堆积直至约 400 km 界面〔图 6—8 (a)〕。合理的是，如果俯冲物质多于图 6—8 (b) 的话，它们应诱发巨大岩石体向下堆积。还有，图 6—8 (b) 穿过两个俯冲带，即千岛群岛与库页岛，而中国

[1] D″层：地幔底部或核-幔边界的一个不均一的热和化学边界层。

大陆下的图 6—8（a）则只穿过日本岛弧一个俯冲带，显然堆积在 670 km 界面处的俯冲物质的数量，后者〔图 6—8（a）〕应少于前者〔图 6—8（b）〕。这些均支持了拆沉岩石圈物质对巨大岩石体〔图 6—8（a）的①〕的重大贡献。

最新的研究（肖序常等，1992）表明，古亚洲洋闭合主要发生在泥盆纪末期，志留纪—泥盆纪是大洋俯冲主期，它们在 670 km 界面堆积形成巨大岩石体。由前面的讨论可知，石炭纪是古亚洲洋域大洋闭合以后的陆内造山阶段，是诸陆块拼合、形成亚洲北部大陆的主要时期。按丸山茂德的模型，大陆拼合时期巨大岩石体将重力崩塌下沉到下地幔或达 D″界面。按我们的模型，拼合大陆形成时会形成巨大造山岩石圈根。二叠纪开始古亚洲构造域内广泛而强烈的 A 型花岗岩活动（见图 6—1），表明岩石圈的拆沉-去根作用，拆沉的岩石圈物质可能堆积在 670 km 界面处，并诱发志留—泥盆纪大洋俯冲板片的堆积体最终下沉达 D″界面〔图 6—8（a）的③〕。三叠纪东部大陆的拼合可能诱发二叠纪拆沉的岩石圈堆积体由 670 km 界面下沉到下地幔内〔图 6—8（a）的②〕。看来，我们补充的拆沉岩石圈下沉堆积形成巨大岩石体的模型，与丸山茂德的模型的联合，可更好地解释丸山茂德（1994）指出的东亚大陆下面地幔内到处存在的 V_P 高速异常体这一事实。

6.4.4 中国大陆三层式壳幔动力学系统

前面我们较为详细地讨论了大陆根-柱构造及其对浅部构造的制约，以及根-柱构造下面的冷岩石圈物质的崩塌-堆积构造；在深度维上，由地表直至核-幔边界，它们既分别表现出不同的构造几何形态，不同的运动学图案，又表现出由深到浅的依次制约，本书把它们暂称为三层式壳幔动力学系统，示意于图 6—9。

最浅部的层，大致相当于壳幔动力学系统中很薄的一个边界层，构造变形、地震活动、岩浆活动主要集中于此；它主要表现为脆性与脆-韧性，许多铲式正断层、逆冲断层常常终止于上地壳下界面，前陆盆地褶曲常常向下终止于上与中地壳之间的滑脱界面上，大陆内浅源地震的下界大致与上地壳下界面符合等，暗示上地壳是这个动力学系统中的一个相对独立的层，应单独分出。由于大陆，特别是中国大陆常由许多块体拼合而形成，这样，我们暂将此层称为表壳块体构造层（supracrustal block tectonics）。

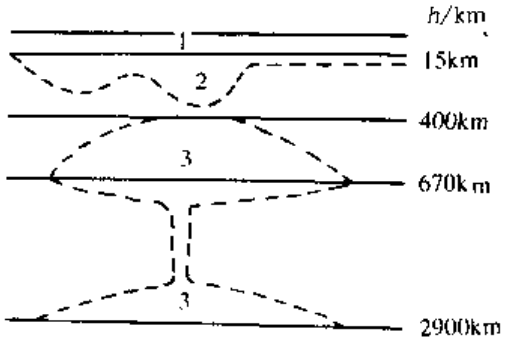


图 6—9 中国大陆三层式壳幔动力学系统示意图

Fig. 6—9 Cartoon showing three-layer crust/mantle dynamic system beneath the China continent

1—表壳块体构造层；2—大陆根-柱构造层；3—地幔崩塌-堆积构造层

它下面是大陆根-柱构造层的主体，根据前面的讨论，我们把它的下界暂定为 400 km 界面。400 km 界面直至核-幔边界，是大陆岩石圈根的崩塌-堆积与大洋岩石圈俯冲滞留-堆积-崩塌的位置，我们暂将此层称为地幔崩塌-堆积构造层（mantle collapse-pile tectonics）。由图 6—9 可以看出，地幔崩塌-堆积构造在形态上类似于哑铃形，在 670 km 界面与核-幔边界分别很宽，而下地幔内则较窄（参见图 6—8）。如果从 670 km 界面和 2900 km 的 D″界面来看，则巨大岩石体（megalith）分别呈现金字塔形状。这一几何形态常常是重力堆积的结果。它与地幔热柱形态上类似伞形（或蘑菇云）不同，后者则是一个轻的物质上升堆积的结果。几何形态常与某种特征的物理过程有关，如第二章

与图 2—3 所示的，造山岩石圈的三维形状是水平挤压的结果，克拉通岩石圈的三维形状则是浮力作用（类似一只船飘浮在水中）的结果。由于 670 km 界面处发生的是一个吸热相转变（endothermic phase transition）（转引自 Maruyama，1994），一个冷的岩石圈物质下沉到达 670 km 时，因为温度还太低不能产生向 perovskite[1] 的相转变，因而密度较低，不能继续下沉，被吸留在 670 km 界面处，因此，它成为一个重物质堆积的界面。但是，400 km 界面发生的是一个放热（exothermic）相转变，冷物质因为温度低，还没有下沉到 400 km 前就完成相转变，密度变大，因此，400 km 界面不能阻止冷物质下沉。由于地球外核密度≫地幔密度，所以，核-幔边界是一个重物质堆积界面。由此，图 6—9 的第三层呈现特征的哑铃形，这一几何学支持了中国大陆下面 400 km 至核-幔边界之间是地幔崩塌-堆积构造层，670 km 界面是其内部的一个重物质堆积界面的论断。

6.5 层圈间的相互作用

6.5.1 研究的主要内容

由于地球物质的分层性（邓晋福等，1994e），壳-幔动力学系统中深地幔发动机对地球表壳运动的控制必定通过层圈间的相互作用来完成输运过程。概括来说，层圈间相互作用可分为化学与物理学两大方面，前者主要指物质输运与交换，后者主要指热和力的输运。层圈间相互作用的方式主要表现为耦合与拆离。层与层之间要实现交换还要涉及两个重要问题，一是通过什么方式使不同深度的层圈物质接触在一起，并创造相互作用的机会？一是实现的具体作用过程怎样？由于这一问题的研究在国内外刚刚起步，许多问题还在摸索之中，下面就我们的认识，基于前面分析的中国大陆的实际资料，尝试着在这一方面进行某些概略性的讨论。

6.5.2 超级冷地幔下降流——中国大陆形成以来表壳运动（物理的与化学的）的总动力源

前面讨论的中国大陆下面 400 km 界面以下冷的巨大岩石体的哑铃形态（参见图 6—9）指示的地幔崩塌-堆积构造层，从动力学含义上来说代表了一个超级冷地幔下降流（super-downwelling of cold mantle）。这个动力学系统的四个边界在地表的出露相当于：北面的西伯利亚向南压入的水平缩短边界，南面的印度向北压入的陆内俯冲边界和印度洋向东插入的大洋俯冲边界，东面的太平洋向西插入的俯冲边界，与西面的阻挡（可能有走滑？）边界（参见图 6—4）。中国大陆（及东亚）周围的边界，除西边界可看作“被动”式阻挡之外，其余均为主动的挤压构造边界。在三维空间内表现为岩石圈向下的会聚运动，总体上必定产生一个冷地幔下降流。根据 400 km 以下，直至核-幔边界上冷的巨大岩石体形成的可能年龄（见前面讨论），这一个冷地幔下降流至少可以往前追溯到 300～200 Ma（二叠—三叠纪），甚至可能开始于早、中二叠世（Maruyama，1994），或志留—泥盆纪（本书）古亚洲洋收缩和闭合时的大洋俯冲时期。看来，在地质上这样长时间尺度的冷地幔下降流是亚洲大陆通过增生不断地生长扩大的最根本原因和总动力源，这个超级冷地幔下降流与夏威夷-南太平洋的超级地幔热柱的上升流正好构成了现今地球内最大的一个对流环（Maruyama，

[1] 注：perovskite 中文译为钙钛矿（$CaTiO_3$），但在地幔中实际上为 $MgSiO_3$，而不是 $CaTiO_3$。

1994；邓晋福等，1994e）。

6.5.3 大陆根-柱构造——直接控制表壳运动的驱动力子系统

从理论上来分析，一个超级冷地幔下降流应当引起表壳层的水平收缩，与整个中国大陆的挤压造山，然而，地质事实并非如此。正如我们前面讨论的，总体上说，中生代时期西部伸展、东部挤压；但新生代以来发生了反转，西部挤压造山、东部伸展（参见图 6—7），这是为什么呢？我们认为，这是一个层圈间相互作用的问题。前面我们已较为详细地讨论过，中生代以来表壳构造性质及其逆转受控于大陆根-柱构造，其关键在于，以 400 km 作为下界面的软流圈物质的流动图案，或者说根-柱构造这个子系统的对流样式（图 6—7），这里不再重复。由此可以看出，表壳层的构造或运动图案并不直接与超级冷地幔下降流对应，而与 400 km 以上的软流圈对流子系统对应，因此，大陆根-柱构造是直接控制表壳运动的驱动力子系统。那末，以 400 km 界面为分界的上、下两个子系统（即大陆根-柱构造层与地幔崩塌-堆积构造层）之间是耦合关系、还是拆离呢？这是一个十分复杂的问题。我们试图提出一个答案，以供进一步研究时讨论。

Irvine（1989）采用 400 km 界面为机械耦合界面（mechanically coupled interface）的观点，即粘度拖曳使界面上、下物质产生相同方向的流动，满意地解释了洋中脊下面热的地幔上升流（400 km 界面以上）与 400 km 界面下面的一个冷的地幔下降流之间的耦合关系（图 6—10）。虽然，Irvine 的模型（图 6—10）不能直接用于中国大陆下面地幔对流系统，因为中国大陆 400 km 界面以上是一个下降流加一个上升流构成的完整对流环子系统，而且还发生过反转。但是，关于 400 km 界面为机械耦合界面的认识给了我们很大启发，成为我们讨论的重要基础。

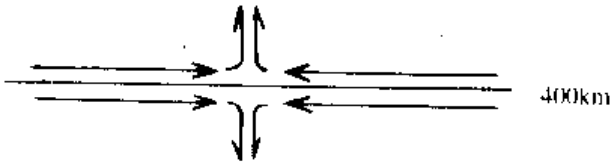


图 6—10 大洋中脊下面 400 km 界面处地幔对流系统示意图
Fig. 6—10 Cartoon of mantle convection system at 400 km depth beneath the mid-oceanic ridge
（据 Irvine，1989 简化）

基于物理学基本原理和流体动力学实验，一个真实的对流系统很大程度上依赖于边界的性质与边界几何学。基于中国大陆中生代与新生代以来边界的性质与几何学，以及 400 km 界面为机械耦合界面的认识，我们提出下述耦合模型（图 6—11）。

中生代时期，西部特提斯洋发育，它对中国大陆的俯冲造成一个相对“自由”的边界；大洋俯冲时垂向下沉分力大于水平挤压分力〔图 6—11 (a) 400 km 界面下向东方向的细尖头〕。东部则为陆内挤压造山；岩石圈向下会聚时垂向下沉分力小于水平挤压分力〔图 6—11 (a) 400 km 界面下的向西方向的粗尖头〕。在 400 km 界面下面，它们的合力应为向西流动的力，它将使 400 km 界面上面的物质产生同向的向西的物质流，这一物质流必定诱发东部产生造山岩石圈根，西部产生一个热的地幔上升流，中间是克拉通块体群下面的稳定岩石圈根——可看作缓冲地带，或阻隔两侧构造的边界带。

新生代时期〔图 6—11 (b)〕，完成拼合的东部大陆的东边界转变为大洋俯冲的相对“自由”边界，西部则是特提斯洋闭合后的陆内挤压造山，因此，岩石圈向下会聚时，在 400 km 界面下面产生的向东的物质流动力大于向西方向的力，诱发其上面的软流圈物质向东流动，导致了根-柱构造的反转。因此，不对称的岩石圈会聚是地幔内两个对流子系统的耦

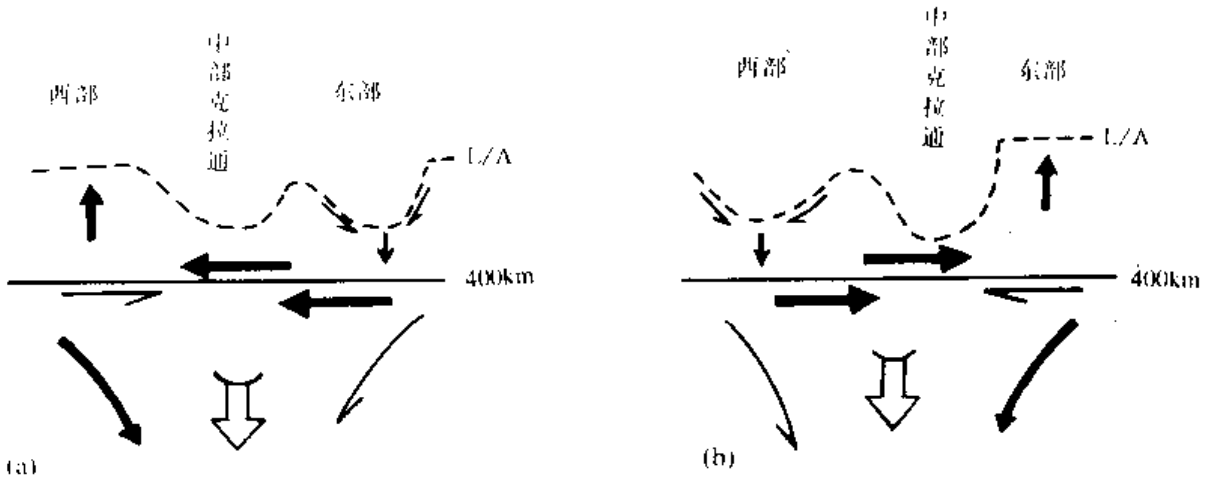


图 6—11　中国大陆下两个地幔对流子系统之间耦合关系模型

Fig. 6—11　Cartoon showing coupled relationship between two mantle convection daughter system beneath the China continent

(a) 图：中生代；(b) 图：新生代。粗、细尖头分别表示强弱；L/A—岩石圈与软流圈界面

合的决定性因素。

6.5.4　岩石圈尺度与表壳尺度的大地构造分区不完全一致的可能原因

1. 两个地壳厚度梯度带

利用布格重力异常图反演（丁国瑜，1991），或利用更为严格的三维重力反演（冯锐，1985）获得的中国大陆陆壳厚度图上，有两个显著的梯度带——东部的大兴安岭-太行山-武陵山梯度带和西部环绕青藏高原北、东周边的西昆仑-阿尔金-祁连山-横断山梯度带；为简便起见，分别简称为东梯度带与西梯度带。两个梯度带把中国大陆地壳分为三个区，东部区为地壳减薄区，中部区为正常厚度区，青藏高原为陆壳加厚区（参见第二章）；它们分别对应岩石圈尺度大地构造分区（新生代以来）（参见第二章，与图 2—4）的东部大陆裂谷带，中部克拉通块体群，和青藏陆内造山带。因此，总体来看，地壳尺度与岩石圈尺度的大地构造分区是吻合的。这样，两个梯度带就可以看作岩石圈尺度大地构造分区的边界（带），由此可以推测它们形成于新生代。西梯度带与青藏造山岩石圈根的边界，和新生代火山岩带的较好的一致性（参见图 2—4），表明它的形成始于渐新世，最终定型于更新世。

但是，在较精细的尺度上，东梯度带与东部减薄的岩石圈边界，和新生代火山岩边界并非严格一致（参见图 2—4），图 2—4 上火山岩边界代表晚第三纪—第四纪时减薄的岩石圈边界；第五章中我们讨论了在它之前还有主要分布于大型裂谷盆地内的早第三纪的火山岩，东梯度带与大型裂谷盆地，包括松辽、华北、江汉，以及更南一些的小型裂谷盆地的西界有较好的吻合，由此可以推测，东梯度带的形成与定型于早第三纪。看来，东梯度带的大兴安岭-太行山的一段，由于早中新世时期岩石圈向东的快速飘移（见第五章），使之与软流圈之间发生了较大的拆离，加之晚第三纪—第四纪时期是另一次地幔热柱上升事件（见第五章），其边界并非与早第三纪的完全符合，致使东梯度带（早第三纪形成）与减薄岩石圈边界（见图 2—4，代表晚第三纪以来的）之间的不完全协调。看来，详细分析层圈之间的拆离和耦合关系，以及地质-岩石记录形成的年龄，可以更好地帮助我们追溯深部过程及其演化历史，下面我们还将可以看到这方面的实例。武陵山段则还不十分清楚，因为

其东边没有大型裂谷盆地发育，那里小型裂谷盆地的发育暗示伸展主要限于深度 10 km 左右的表壳层的尺度（参见第五章），或地壳尺度，并非扩及达岩石圈尺度。

再一个问题是，为什么伴随晚第三纪以来的岩石圈减薄没有形成明显的陆壳厚度梯度带呢？或者说，晚期的岩石圈减薄为什么没有使早第三纪的大兴安岭-太行山梯度带强烈减薄改造呢？可能原因或许是伸展样式的不同：早第三纪为大型香肠构造，晚第三纪—第四纪为上隆构造，前者岩石圈和陆壳减薄强度均大于后者；从机械减薄来看，早第三纪陆壳减薄了约 7 km，而晚第三纪—第四纪只减薄了约 2 km（邓晋福，1988a，或参见第五章）。

还有一个问题是天山，在图 2—4 上属于中部克拉通块体群，但是它的陆壳厚度可达 55 km（冯锐，1985，图 5），比该区平均厚度 40～50 km 要大，看来，可能的原因是，中部区由许多稳定块体拼合形成，天山为古造山带，物质比较软弱，在西伯利亚和印度相对双向压入时，塔里木与准噶尔块体的相对挤压使天山产生了一定程度的陆壳缩短。

2. 102°～105°东经的南北向地震带

这个南北带的南段（横断山）与岩石圈尺度大地构造分区符合，是青藏陆内造山带的东边界。但是其北段（贺兰山）与岩石圈尺度大地构造分区不一致，它属于中部克拉通块体群（见图 2—4）。除此以外，中部区内的秦岭中段、天山、阿尔泰等地区均有较强的地震发生。这些地区的地震主要为浅源地震，震源分布于上地壳内，它反映了表壳层内的构造活动性。看来，可能是由于中部不是一个完整的克拉通，而是多个较小的克拉通或块体被较软弱的古造山带焊接在一起的块体群。在中国大陆周边的总的会聚力影响下，由于块体运动的速度与方向的差异，块体之间的挤压、走滑，甚至拉张，使它们之间的边界（属于表壳层尺度内的边界）在构造上表现出较强的活动性。因此，南北向地震带与其它中部块体群内部的地震带反映了大陆根-柱构造层与表壳构造层之间的某些拆离现象。

3. 古构造带走向与大地构造分区

已有的中国大地构造分区方案大多基于历史大地构造学的原则，或根据槽台学说划分出地台与地槽区；或根据板块构造学说划分出洋区、大陆边缘区与大陆（或板块、微板块）区；或采用构造域的概念分区等。虽然这些分区方案有许多不一致之处，但已有的共识主要有，塔里木、阿拉善与中朝地台分布于中部，它与西伯利亚地台之间是天山-兴蒙-吉黑造山带，南部是扬子地台，上述两个稳定大陆区之间为昆仑-祁连-秦岭造山带，青藏高原与三江称为特提斯造山带，东部沿海称滨太平洋构造带等。

本书虽然主要讨论中生代以来，也就是中国拼合大陆形成以来的大陆构造演化，但是第二章中提出的岩石圈尺度大地构造分区（见图 2—4）只是新生代以来形成的大地构造分区，因此，它与已有的大地构造分区之间必然会有不一致之处，是可以理解的，因为，不同时期岩石圈的形态是不一样的。除三江以外，中国大陆上古造山带的走向主要为近东西向。西部地区新生代以来受西伯利亚与印度的近南北双向压入产生的主构造走向大多亦为近东西向，两者大致符合。但是东部地区则很不一样，主要呈北东向展布，它受控于大块体的向东挤出与太平洋俯冲边界，产生与东西向构造带的明显切割。最清楚的切割关系见于大兴安岭-太行山-武陵山构造带横切华北地台北缘、阴山-燕山、与秦岭东西向构造带。由上面的讨论我们认为，这种大型切割关系主要代表新生代构造穿切前新生代构造的时间次序；但是，部分地新生代构造利用了前新生代构造，如图 6—4 与表 6—1 的 F_1 与 F_2 走滑构造带。从这个意义上看，虽然新生代与前新生代的构造性质不同，但有某种继承关系。另

一方面，上地壳层是刚性的，强度大，早期形成的构造方向常可以被“冻结”，长时间地留存下来；后期的脆性形变不易完全改造已“冻结”的古构造。这样，展示了一幅比较复杂的图像。

4. 壳幔物质的再循环

俯冲与拆沉作用是使冷的浅部物质再循环、下沉回到地幔深处的主要机制，使原先分离的浅部与深部层圈物质相互接触，总效应为导致地幔深处冷却。但是，冷物质的下沉会引起部分热物质的补偿性上升，使软流圈物质、岩浆与流体局部上升，并沿构造薄弱带泄漏，使深部与浅部物质接触，导致浅部层圈的局部加热。从中国大陆及其邻区的壳幔动力学系统（即一级尺度）来看，根-柱构造的子系统（即二级尺度）内地幔热柱就可看作为热物质的补偿性局部“泄漏”；对根-柱构造子系统内造山岩石圈边部的钾玄质系列火山与白云母花岗岩和二云母花岗岩的活动可分别看作岩石圈尺度与地壳尺度(即三级与四级尺度)的补偿性局部“泄漏”。

5. 壳底岩浆池（海）——实现壳-幔物质与热交换的主要机制

以中国东部为例。当燕山期与喜马拉雅期的玄武岩岩浆从软流圈顶部起源上升达 Moho 面时，由于其密度大于陆壳岩石被吸留在地壳底部，被称为岩浆底侵作用(magma underplating)。火成岩的大面积面型分布暗示壳底岩浆房可能相互沟通，我们称它为壳底岩浆池(magma sea at the base of continental crust)。华北地区壳底的高 V_P 和 V_S 值几乎遍布全区。Fountain (1989) 指出，底侵的基性岩岩浆结晶产生的辉石或石榴子石麻粒岩相岩石是引起大陆裂谷带与被动大陆边缘下地壳高 V_P 值的原因。这样，地球物理资料为壳底岩浆池（海）的存在提供了支持。

燕山期壳底岩浆池（海）的高温诱发周边陆壳的局部熔融产生硅铝质岩浆，与下地壳岩石之间形成的密度倒转产生重力不稳定性，不仅可导致陆壳的活化，同时底侵的玄武质岩浆、壳底岩浆海内形成的中性岩浆，以及它们的上升定位亦必然会引起花岗质陆壳的“基性化”。与具克拉通性质的鄂尔多斯地块相比，华北陆壳平均成分接近花岗闪长质—英云闪长质（参见表 2—2）。这种“基性化”趋势是与壳底岩浆池（海）及其对陆壳的再改造、地幔物质的注入密切相关的，因此，花岗质陆壳的“基性化”是大陆“活化”的岩石记录。

新生代玄武岩中有直接从软流圈喷出的含上地幔橄榄岩包体的原生玄武岩岩浆，还有更大量的、已经分离结晶后的进化玄武岩岩浆。玄武岩中广泛分布的单斜辉石-碱性长石-石榴子石巨晶组合，形成于 Moho 面附近的底侵岩浆海内（邓晋福等，1987b），是现今壳底高 V_P 值的主要原因（见表 2—2）。这个高 V_P 值的壳底层在华北达 7～8 km 厚（滕吉文等，1982，邓晋福等，1987b）；现今地壳总厚度为 35～40 km，因此，由于壳底岩浆池（海）地幔物质注入使陆壳垂直增生形成的新陆壳对现今总陆壳的贡献约占 20%，或者说，新生代以来（可能包含少量中生代的，由于中生代造山带山根形成时中、基性物质已再循环返回地幔，以及末期造山带崩塌过程中的下地壳的减薄，在壳底残留下来的基性物质可能很少了），增生于现今陆壳的地幔物质的总通量（fluxes）约占总地壳的 20%。从地质时间尺度来看，这么短的时间产生这么大通量的物质转移足以说明壳幔物质与热交换的数量很大，以及岩石圈减薄作用作为大陆“活化”直接驱动力的巨大效应。

第七章　某些重要地质问题的讨论

7.1　大陆动力学研究的关键

美国科学家制定的大陆动力学研究的国家计划（李晓波等译，1993）建议应以大陆和大陆的构成块体（continental building blocks）的成因、结构、过程和历史等基本问题为目标；具体的科学目标为，大陆的成因和演化，大陆下面的地幔及其与大陆的相互作用，地震的性质及板块边界的相互作用，大陆壳中岩浆的成因和动力学，大陆岩石圈的变形和活动性，作为气候和全球变化研究关键的地球系统历史，大型沉积盆地的成因和演化，地壳-水圈相互作用研究；寻找主要驱动力、局部过程和表征地球非线性动力学的特殊几何形态之间的相互关系；研制有关大陆演化的新模式。李晓波、肖庆辉等在译著（1993）的内容提要中明确指出，与板块构造所阐明的大洋岩石圈的生长和消亡过程相比，大陆岩石圈的增生、保存和除去过程更复杂，并且还未建立起动力学模式。显然，在大陆上起作用的一些基本过程不同于形成洋壳的那些基本过程，应用板块学说难以阐明大陆上大多数动力学过程，必须建立大陆动力学理论。这些论述在科学上具有启发性，有重要意义，正是在它们的启发下，我们开始对中生代以来中国大陆的形成与演化进行尝试性讨论，本书的撰写正是这一尝试的非常粗浅的认识。

通过中国大陆的讨论，我们认为，构成大陆的基本单元是，克拉通（或地台），陆内造山带，与大陆裂谷带。每个单元都有若干个块体（blocks）构成，恐怕全球大陆也由这三个基本单元构成。这样，对中国大陆这三个基本单元的结构、成因及其相互关系的研究，可能具有某种全球性意义。中国大陆上这三个基本单元对应的软流圈-岩石圈系统的深部结构与形态分别是克拉通岩石圈根，造山岩石圈根与地幔热柱，我们简称为大陆根-柱构造。我们提出，中生代以来（可能可追溯到晚古生代后期），中国大陆的演化受壳幔三层式动力学系统控制，即下地幔的崩塌-堆积构造层，大陆根-柱构造层，与表壳块体构造层。三个构造层子系统之间复杂的耦合与拆离关系控制着大陆的运动与演化，大陆根-柱构造层子系统是发动大陆运动的直接的驱动力系统。我们觉得，大陆根-柱构造可能是大陆动力学研究的关键，可能具有某种全球性意义。

与大陆拼合形成过程相反，大陆的分裂是大陆动力学研究的另一个侧面，两者的结合才是全部大陆动力学研究的内涵。虽然，我们也讨论了大陆裂谷作用与地幔热柱之间的成生联系，对于理解大陆分裂有某种意义，但是，大陆分裂与大陆裂谷作用可能有重大区别（见下面的讨论）。大陆分裂时壳幔动力学系统将是怎样的？是有待于我们进一步研究的课题，它将可以寻找出大陆动力学研究的另一个关键。

7.2 地球多层对流系统

7.2.1 地球多层对流系统的可能性

地球呈现层圈结构，壳、幔、核之间界面主要为化学界面，其形成受地球熔融事件的约束；它们内部的界面主要为物理界面，与随深度引起的矿物相转变有关，地幔内 400 km、670 km 界面伴随的密度跳跃幅度约分别为 8%和 11%。因此，地球内的对流动力学系统可能也会呈现多层结构，我们所讨论的中国大陆形成以来壳幔三层式动力学系统就是一个实例。最近，Wyllie（1988）概述了地幔内四种对流模型，它们是全地幔（一层）对流、上部亏损的与下部原始地幔分开的两层对流、苦橄榴辉岩（piclogite）模型与方辉橄榄岩巨大岩石体（megaliths）模型。尽管每个模型都有一定的科学事实的支持，但至今还没有一个能被多数人接受的模型。

板块构造以来，一般认为洋中脊是由一个深地幔上升的对流系统支持的，是板块运动的发动机，是洋壳得以俯冲再循环回到地幔去的动力源。但是，近年来，全球地震层析（CT）三维填图发现，洋中脊的热区只能延伸达 400 km 深度，更深的地幔则是冷区，它极大地冲击了一层或两层地幔对流模型。一般认为，热点发生于下地幔或核-幔边界，地球上有几十个热点，CT 填图没有证明所有热点均来源于核-幔边界。CT 填图还表明，核-幔边界上亦有冷区，表明再循环大洋岩石圈不仅可停留在 670 km 界面，亦可下沉到核-幔边界。根据火成岩构造组合大省（参见第六章 6.4.1）与地球物理探测成果，我们曾提出地球多层对流系统的构想（邓晋福等，1994e），尝试着去解释与洋中脊、板内多个热点和俯冲再循环相对应的可能存在的不同尺度的对流系统，强调在确定对流系统时上升流（热）与下降流（冷）的成对性。

7.2.2 全地幔尺度（一级）对流系统

Irvine（1989）提出了全球对称性的对流体制，它包括夏威夷、冰岛、Okavango（南非）、Balleny 岛（南极附近）四个上升流，和秘鲁、越南两个下降流。我们（邓晋福等，1994e）根据火成岩构造组合大省及其性质，地幔冷区与热区，核-幔边界负地形与正地形，提出全球对流系统可能是不对称的，两个上升流中心为夏威夷与北大西洋中脊；两个下降流中心为南美与欧亚大陆东南（或中国大陆）。丸山茂德（Maruyama，1994）认为全球有两个超级地幔上升流，即南太平洋与非洲；一个超级地幔下降流为亚洲。从它的文章中图 1 看，大西洋中脊是一个相对小的来自核-幔边界的上升流，南美俯冲带物质只滞留于 670 km 界面，还没有下沉到核-幔边界，南太平洋上升流包括夏威夷在内。看来，全地幔尺度的对流系统是启动全球壳幔运动的主发动机。

7.2.3 过渡地幔尺度（670 km 界面以上）（二级）对流系统

Ringwood（1989）提出，俯冲的大洋岩石圈堆积在 670 km 界面，形成巨大岩石体；随后的加热，可导致再循环的洋壳的局部熔融，使不相容元素进入熔浆；巨大的岩石体与亏损的再循环的方辉橄榄岩的反应，使之重新富集这些不相容元素；这些加热的再循环物质在上升过程中可产生板内热点型火山的岩浆源。这是一个比较合理的成对的下降流-上升流对流系统模型。与 Ringwood 相反，丸山茂德（Maruyama，1994）则认为堆积在 670 km 界面处的巨大岩石体最终会崩塌下沉到核-幔边界。

我们认为，这两种机制都可能存在，我们在第六章中曾分析了下地幔的崩塌-堆积构造层，这里我们补充分析，巨大岩石体加热上升的可能性。最近，我们在青藏高原-三江特提斯火山岩的研究中发现了一个奇特的现象，即：在大洋闭合-碰撞之后，陆内造山的环境下产出的火山岩具有弧火山岩的特点。在三江地区，江达三叠纪火山岩带、云县-景洪晚三叠世火山岩、腾冲第四纪火山岩、玉龙斑岩带等，称为“滞后型”或“碰撞后”弧火山岩，其滞后时间既可很短（碰撞后立即发生），也可长达 200 Ma（莫宣学等，1993）。进一步的工作（邓晋福等，1994b）表明，青藏高原周边的陆-陆碰撞后的第四纪火山岩主要为钾玄岩系列，有少量高钾钙碱系列，它们与以钙碱系列为主的弧火山岩存在区别——在岩石学、地球化学、矿物学上既具弧火山岩特征，又具板内（大陆裂谷型）火山岩特征，称为陆内（造山）钾玄岩系列（参见第三章）。这些特征表明，它们的岩浆源区既有滞留于地幔内的再循环古洋壳，又有正常大陆下的地幔物质。基于 Ringwood（1989）的模型，我们推测，滞留在 670 km 深处的巨大岩石体的加热产生的流体或岩浆（具弧火山特征），上升达 400 km 界面以上时，与软流圈上部的流体或岩浆（具板内性质）的混合；可较好地解释陆内（造山）钾玄岩系列（或“滞后型”弧火山）的这些岩石学-地球化学特征。

刘福田等（1989）的 CT 填图表明，中国大陆 400 km 深度平面图为热区，在 600 km 和 800 km 深度平面图主体为冷区，但青藏高原北缘与东缘（三江）则仍为热区，看来青藏高原周边 600 km 和 800 km 热区可能与 400 km 热区相连；CT 特征表明，中国大陆下面堆积在 400～800 km 的冷的巨大岩石体（参见图 6—8），在青藏高原周边已被加热成为一个窄的热带，示意于图 7—1。这样，中国大陆下面地幔 CT 填图（刘福田等，1989）支持了我们上面关于陆内（造山）钾玄岩系列火山起源的模型，这似乎可看作 670 km 界面以上二级对流系统的一个实例（图 7—1）；同时，它进一步表明，青藏陆内造山带北缘与东缘的水平缩短边界可能受控于来自 670 km 巨大岩石体被加热产生的上升流。

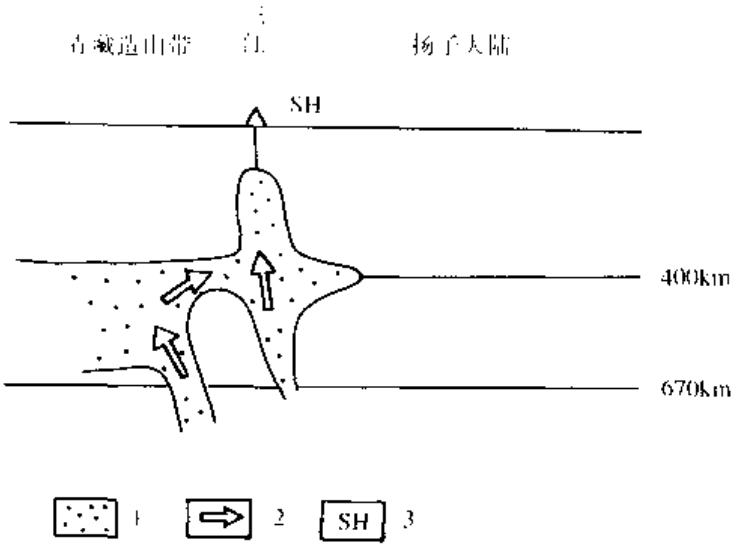


图 7—1 青藏高原边缘 670 km 界面附近热区、上升流与陆内造山钾玄岩系列的起源示意图

Fig. 7—1 Cartoon showing the generation of intracontinental orogenic shoshonite series from the re-heating area of the megalith above the 670 km boundary

1—地幔热区；2—地幔上升流；3—钾玄岩系列火山

7.2.4. 上地幔尺度（400 km 界面以上）（三级）对流系统

我们上面讨论的（见第六章）中国大陆根-柱构造层动力学子系统就是这一尺度对流系统的一个实例。另外，这一尺度的对流系统可能是直接支持亏损型洋脊玄武岩形成的对流系统。东太平洋洋脊玄武岩是典型的亏损型，要求其岩浆源区是亏损的地幔。岩石学的研究早已表明：洋脊玄武岩岩浆来自上地幔，而不是深部地幔。但由于受到板块构造模型的

限制，这一成果一直未引起重视，全球 CT 三维填图显示的洋中脊热区只能延伸达 400 km 界面，是与岩石学研究相符合的。问题在于如何解释东太平洋亏损型洋脊的成因，我们曾提出过一个模型（邓晋福等，1994e）可供参考（图 7—2）。

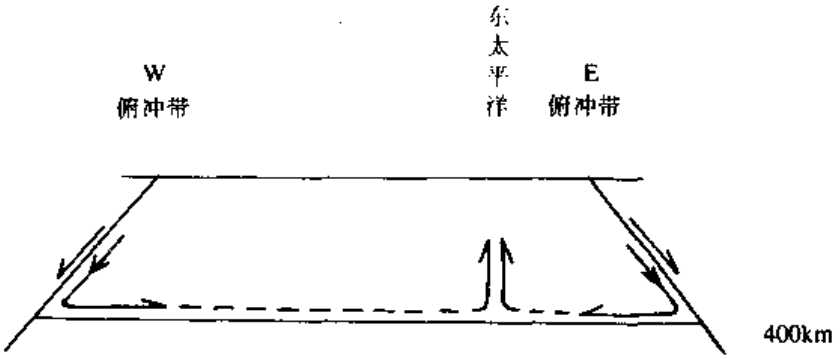


图 7—2　上地幔尺度对流系统与东太平洋亏损型洋脊形成示意图

Fig. 7—2　Cartoon showing generation of the depleted-oceanic ridge of East Pacific

Ringwood（1989）的模型认为，大洋岩石圈俯冲时，它的冷的上部（包括玄武质洋壳与其下的方辉橄榄岩，约 35 km 厚）可俯冲达 670 km 界面，而它的下部则是热的已亏损的二辉橄榄岩层，由于韧性它将被 400 km 界面上下的上地幔对流流动所吸收。鉴于 400 km 界面处密度增加 8%，它作为上地幔尺度对流系统的边界可能是合理的。这样，我们推测热的亏损的二辉橄榄岩层在俯冲到 400 km 界面附近可能会与其冷的上部层发生拆离，以平流方式沿 400 km 界面水平方向流动，并堆积成巨大岩石体。随后，它们的进一步加热上升可成为亏损型洋中脊玄武岩的岩浆源区（图 7—2）。图 7—2 的模型可以解释亏损型洋中脊玄武岩的源区特征与岩浆起源于上地幔深度，特别是可以解释东太平洋洋脊只有亏损型，而没有“异常型”或“过渡型”洋脊玄武岩。看来，上地幔尺度的对流系统是直接控制大陆表壳块体构造层与大洋岩石圈（层）运动的驱动力系统。

地球壳幔内对流系统是一个重要的研究课题，因为它制约着地球表层的运动，但是，许多问题仍是不清楚的，许多研究成果仍处于探索阶段。

7.3　有泛大洋吗

众所周知，洋中脊玄武岩有两大类：亏损型与富集型（包括过渡型）。大西洋除发育亏损型玄武岩之外，在北大西洋中脊 36°～45°N 之间广泛发育“异常”洋中脊玄武岩，它的岩石学、地球化学特征与热点火山（夏威夷）类似，说明源区是富集型地幔，是有再循环地壳与岩石圈加入的深部地幔。印度洋洋脊玄武岩有地幔同位素的 Dupal 异常❶，它被认为是地幔被再循环的洋壳或大陆岩石圈所混染的产物。北大西洋与印度洋-南太平洋一样，洋中脊玄武岩中含有再循环的洋壳或大陆岩石圈的物质组分，它可能表明：第一，它们的洋脊可能由板内热点发展而来；进而可推论，大洋扩张之前美洲-欧亚-冈瓦那曾是联合在一起的古超大陆，环绕这个古超大陆的是古太平洋，这与从大洋磁条带、古地磁、大陆几何形态、

❶ Dupal 异常：指南半球的地幔同位素异常。

地壳省等方法恢复获得的 Pangea 超大陆（condie，1982）概念一致；第二，这个超大陆的形成是其间的许多洋盆多次俯冲与陆-陆碰撞的结果；再循环的冷岩石圈物质可下沉到 670 km，然后进入核-幔边界，一般认为由于大陆隔热作用，再循环物质的加热形成上升流又重新使大陆分裂。如果是这样，那么这个超大陆之外的古太平洋是否是一直长期存在〔自板块构造机制有效以来，元古宙（?）以来〕的泛大洋（Pantha lassa）呢？

研究表明，现今的太平洋洋壳是中生代后期开始形成的，或者说是新生的，伴随它的新生与扩大，原有的老洋脊，如库拉、伊泽奈崎的全部，Farallon 与 Phoenix 的大部已消减于周边的大陆地幔中（参见 Condie，1982）；似乎太平洋不断地消减、同时又不断地生长。这一点与超大陆形成之前的那些大洋不同，它们的闭合产生超大陆，超大陆分裂又产生新的洋盆。看来，古太平洋作为长期存在的泛大洋的可能性是存在的。图 7—2 模型解释了东太平洋脊玄武岩只有亏损型的特征，说明它不曾被联合大陆覆盖过，支持了作为泛大洋的假设。这种环太平洋俯冲带都是背向太平洋的格局（图 7—2）至少可追溯到中生代。从太平洋周边的大陆发育外来地体，其中包括不同时代的洋岛、洋壳地体来看，图 7—2 的格局追溯到古生代是可能的。

如果说，Pangea 超大陆与泛大洋均存在的话，那末，大洋可分为陆间洋与陆缘洋，类似于槽台学说时提出的陆间地槽与陆缘地槽。陆缘洋即古太平洋与现今的太平洋。陆间洋，如大西洋、印度洋，地质历史上的亚洲洋、乌拉尔洋、特提斯洋等。从上面讨论的模型来看，陆缘洋洋壳为亏损型大洋玄武岩，而陆间洋为富集型大洋玄武岩加亏损型大洋玄武岩；前者大洋寿命长，后者大洋寿命短；现今留存在大陆内部的同一个时代、同一个地带的古洋壳不少是既有亏损型、又有富集型大洋玄武岩，似乎暗示它们大多属于陆间洋产物。那末，代表陆缘洋的亏损型古洋壳有没有保存下来？是保存在现今大陆的内部、还是其边缘呢？加强这一方面的研究是否可以帮助我们更好地重建古板块构造格局呢？

7.4 大陆裂谷作用与大陆分裂(裂解)

一般认为，大陆裂谷作用（rifting）是大陆分裂的前奏。大陆裂谷常常往两个方向发展，大陆裂谷作用的加强导致大陆的分裂与洋盆的形成；或者大陆裂谷作用的减弱，导致裂谷死亡，没有洋盆的打开。对于东亚大陆边缘新生代时期的大陆裂谷作用与边缘海盆地的形成，不少学者也用大陆分裂（breakup）来描述。从第五、第六章的论述中，我们可以获得这样的认识：第一，早第三纪的大陆裂谷作用强于晚第三纪—第四纪时期；第二，边缘海于早第三纪形成，但晚第三纪开始，扩张减弱直至停止，没有往形成真正的大洋方向发展，这是因为整个东亚大陆仍处于会聚之中，它受控于超级冷地幔下降流，东部的裂谷作用只是上地幔根-柱构造演化的结果；热的供给有限，导致了它的短寿命。与东部裂谷作用形成机制相比较，200 Ma 以来，Pangea 超大陆的分裂，更具体说主要是冈瓦那大陆的分裂，最终导致印度洋、大西洋的打开，它们受控于超级热地幔上升流，受来自核-幔边界的巨大热机（heat engine）控制，大量热源的供给导致它们的长寿命。因此，从深部动力学系统来看，大陆裂谷作用似乎与大陆分裂有本质差异。东部大陆裂谷作用（包括边缘海的形成）不能看作大陆分裂范畴。

从火山作用来看，大陆裂谷作用与大陆分裂也有区别。东部主要是碱性橄榄玄武岩系

列，代表地幔局部熔融程度较小，这表明地幔内热的供给有限。伴随冈瓦那大陆分裂的则是大陆溢流玄武岩，或称高原玄武岩、主要为拉斑玄武岩系列，代表地幔有大的局部熔融程度，它表明地幔内热供给充分。伴随冈瓦那大陆分裂的著名溢流玄武岩有印度西部德干高原玄武岩（体积近上百万立方公里、晚白垩世—古新世）、巴西南部及邻国的帕拉纳（Parana）玄武岩（面积为上百万平方公里，早白垩世）、南部非洲的卡鲁（Karoo）玄武岩（侵蚀作用已使原玄武岩高原变成残山，但仍有 25 000 km^2 的玄武岩，早侏罗世—晚侏罗世）（Carmichael et al.，1974；Irvine，1989）。在一个较短时间内，如此巨量的玄武岩喷发表明：地幔内巨大热能的输出，致使大陆分裂。由上，似乎可以把大陆溢流玄武岩与碱性玄武岩分别看作大陆分裂与大陆裂谷作用的一种有效标志。

7.5 潘基亚（Pangea）与大陆分裂

7.5.1 几个问题

一般认为，超大陆（supercontinent）是通过大陆与大陆之间的洋盆缩小闭合，碰撞和焊接在一起而形成的。从全球尺度看，约在 290 Ma 最终完成了冈瓦那与劳亚大陆的拼合，全球大陆联合成一个大陆，叫做 Pangea；它又于约 200 Ma 开始分裂（NRC❶，1993）。这样，Pangea 超大陆是短寿命的，只存在 90 Ma。这是为什么？

超大陆对应超级冷地幔下降流，大陆分裂对应超级热地幔上升流，它们之间的相互转换表明深部地幔对流系统在方向和性质上的逆转。那么是什么因素制约着动力学系统的逆转呢？

从全球看，在 290 Ma 形成 Pangea 时，主要是通过中欧华力西褶皱带把欧洲和非洲焊接在一起，而在面向古太平洋一侧的东亚仍被大洋分割，被称为古特提斯（陈智梁，1994；潘桂棠，1994）。因此，Pangea 并非全部焊接在一起，只是主体焊接在一起，离散的大陆块则靠近主体的联合大陆。同样，冈瓦那大陆分裂时（200 Ma 开始的），并非 Pangea 所有部分均分裂；这时，亚洲大陆一直处于增生过程之中，正如第六章讨论的那样，中国拼合大陆正是古冈瓦那分裂时期内形成的。为什么会这样呢？

7.5.2 超大陆的隔热效应

当诸大陆碰撞和焊接在一起，达到某一个大小时，厚的大陆就会阻止它下面的地幔的热向外释放（NRC，1993），这好比有一床厚被子盖在地球上面，被称为大陆融热效应（Anderson，1981）。计算机模拟（NRC，1993，图版 8）表明，一个厚 300 km 的岩石圈较长时间地覆盖在地球表层而不移开，会导致原来一个正常温度的地幔被加热，形成巨大的热地幔上升流，而把静止的大陆层推开，大陆表层发生大距离飘移。因此，超大陆形成过程产生的隔热效应有可能使原来的冷地幔加热，使下降流逆转变为热地幔的上升流。

7.5.3 大陆分裂的放热效应

从大陆隔热效应受到的启发，我们有理由推测，一旦大陆分裂形成大洋，那末，洋中脊玄武岩岩浆的大量喷发，把地幔内的热快速地释放出来，最终会使热地幔逐渐变冷，我们暂把它称为大陆分裂的放热效应。这一现象，在仔细观察 NRC（1993）图版 8 时，可以

❶ NRC——National Research Council 的缩写。

发现：当大陆飘移离开热地幔上升流以后，由于已没有大陆隔热，热柱逐渐变小而消失。因此，大陆分裂产生的放热效应最终会使热地幔上升流逆转变为冷地幔下降流。

这样，超大陆的隔热效应会使超大陆自动地分裂；大陆分裂的放热效应又会使大陆自动地碰撞而形成超大陆。

7.5.4 地质记录的检验

冈瓦那超大陆大致形成于 600～700 Ma(Maruyama，1994；潘桂棠，1994)，被称为泛非造山旋回(Ziegler，1992)。但是，此时的劳亚大陆正处于大陆分裂时期，证据有：西伯利亚南缘蒙古湖区早加里东造山带主要由文德纪—早寒武世蛇绿岩建造构成(肖序常等，1992)；察布汗蛇绿岩套年龄为 600 Ma(王鸿祯等，1990)；新元古代晚期到早古生代早期，乌拉尔-蒙古洋在华北地台北边打开(唐克东等，1991)；哈萨克斯坦很可能在古生代初期从西伯利亚地台分裂出来(李春昱等，1982)；北秦岭、北祁连发育的加里东蛇绿岩带(王鸿祯，1982；1990)等。可能是从晚前寒武纪开始，寒武纪时劳亚大陆分裂为劳伦(Laurentia)、波罗的(Baltica)、西伯利亚、哈萨克斯坦和中国(Condie，1982，188 页图 9.2)。

这样，早古生代冈瓦那超大陆形成与劳亚大陆分裂的格局，正好与中生代以来的冈瓦那大陆分裂与欧亚超大陆形成的格局形成鲜明对照。晚古生代则是 Pangea 超大陆形成时期，看来，Pangea 超大陆的形成代表了两个完全相反的大陆全球分布格局转换的过渡，从某种意义上来说，是发展的必然。从全球地幔对流系统来说，早古生代与中生代以来的对流格局（或图案）正好相反，这样，晚古生代应该是对流系统逆转的变革状态，或者说，劳亚大陆下面热地幔上升流由于大陆分裂的放热效应逐渐减小而停止，并开始转向冷地幔下降流；冈瓦那大陆下面冷地幔下降流由于超大陆的隔热效应逐渐减小与停止。也就是说，Pangea 超大陆的形成是地幔对流系统逆转的变革时期。由此，决定了 Pangea 超大陆寿命的短暂，这个动力学过程示于图 7—3。王鸿祯教授（1994，1995，学术报告等）多次指出，约在 800～900 Ma（大致相当于晋宁期）可能形成另一个 Pangea 式超大陆，从图 7—3 的动

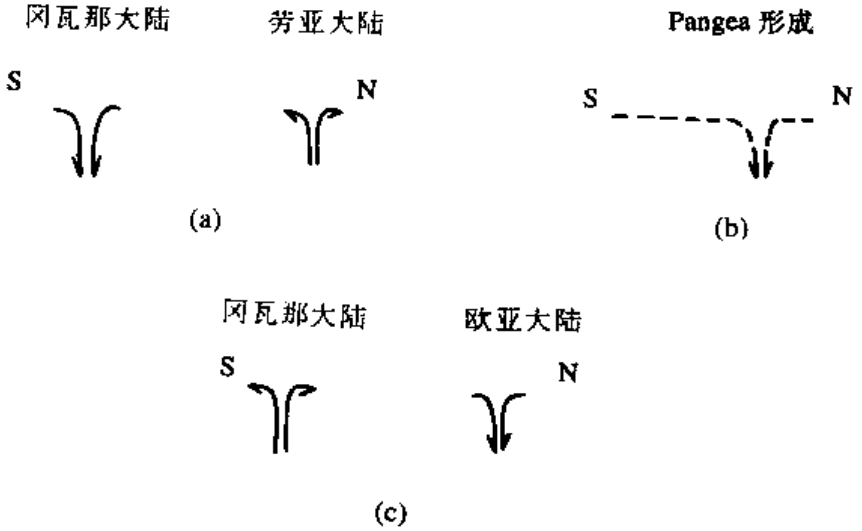


图 7—3 地幔对流系统的逆转及其对全球大陆分布格局的制约示意图

Fig. 7—3 Cartoon showing inversion of the mantle convection sysem and its controlling to the glabol continent distribution

(a) 图：早古生代；(b) 图：晚古生代；(c) 图：中生代以来

力学模型来说，这是很可能的。

7.6 与大陆焊接有关的造山带及其分类

超大陆的形成主要通过岩石圈收缩，由挤压造山带把许多较稳定的陆块(或大陆)焊接(welding)在一起。超大陆的形成受控于超级冷地幔下降流，因此，常常形成巨型造山带，并常常从洋盆的缩小闭合导致的陆-陆碰撞造山开始，随之，造山带扩展导致周围陆内块体间的碰撞造山。这样，巨型造山带的构成就非常复杂，包括有多种类型的造山带及被焊接的相对稳定的陆块(或大陆)。本书以中国为例，尝试着提出一个分类方案，见表 7—1。表中没有列出走滑造山带，因为大型走滑构造常常与挤压(或拉伸)构造呈复合关系，如阿尔金走滑断裂带同时具逆冲构造性质；也没有列入造山带崩塌阶段与造山后 A 型花岗岩。

表 7—1 与大陆焊接有关的造山带分类(以中国为例)

Tab. 7—1 Classification of the orogeny related to the continent welding

巨型造山带(一级)	造山带(二级)	火 成 岩	其它关键记录	山根	造 山 岩石圈根
A. 大陆碰撞造山带 (喜马拉雅期：青藏-喜马拉雅造山带) (印支期：三江-昆仑-秦岭造山带) (海西期：北疆-兴蒙造山带)	1. 陆-陆碰撞造山带 (喜马拉雅期：冈底斯-北喜马拉雅造山带) (印支期：东昆仑-西秦岭造山带)	安山岩-英安岩-流纹岩，安山岩为主，钙碱性与高钾钙碱性系列	蛇绿构造混杂岩 高压—超高压变质岩	有	有
	2. 陆内俯冲造山带 (喜马拉雅期：喜马拉雅造山带) (印支期：天水-雅江造山带、江南造山带、北山-内蒙古造山带)	黑云母花岗岩—二云母花岗岩—白云母花岗岩系列	广泛出露变质结晶基底，大型韧性剪切糜棱岩带	有	有
	3. 水平缩短式造山带 (喜马拉雅期：西昆仑-祁连山造山带，帕米尔造山带，三江造山带) (印支期：秦岭-大别-苏鲁造山带)	陆内造山钾玄岩系列	同上，有时山根带高压—超高压变质岩剥露	有	有
	4. 逆冲造山带 (喜马拉雅期：天山造山带)	无	同陆内俯冲造山带	无	无
B. 大陆碰撞-大洋俯冲复合造山带 (燕山期：中国东部造山带)	5. 华南式造山带(大洋俯冲与陆内俯冲的对向式结合)	I 型花岗岩与 S 型花岗岩成对分布，总体火成岩面型分布，高钾钙碱系列为主	挤压构造发育	有	向洋一侧无 向陆一侧有
	6. 华北式(或燕辽式)造山带(大洋俯冲与岩石圈根拆沉的结合，大洋俯冲与陆内俯冲呈同向式)	I 型花岗岩与 S 型花岗岩共生，火成岩面型分布，其宽度与面积比华南式大，高钾钙碱性系列为主	挤压、拉张构造的反转发育	有	岩石圈 根拆沉
	7. 大别-苏鲁式造山带(大洋俯冲与陆内水平缩短的结合)	高钾钙碱性与钾玄岩系列火成岩面型分布	挤压构造发育	有	岩石圈 根拆沉

7.7 陆内造山带岩石圈岩石学结构的类型

第三章中我们已简单描述过青藏-喜马拉雅造山带的岩石学结构，强调了加厚的下地壳与山根分别由花岗质高压麻粒岩与榴辉岩相岩石构成，指出了冈底斯和巴颜喀拉由于地幔岩浆的底侵作用形成了高 V_P 值的山根带，这里我们以青藏-喜马拉雅造山带为例，进一步作些讨论。

由表 7—1，具有山根的陆内造山带可划分出三种类型，它们的火成岩活动具有重要差别，表明壳幔内深部过程的差异，因而，它们在深部的岩石学记录上也应有所不同。陆-陆碰撞造山带，由于临近碰撞前一个较长时期的大洋俯冲和典型的大陆边缘弧安山岩的大量产出，碰撞时大洋俯冲带的崩塌，以及被封闭在陆壳内的安山质岩浆活动仍可继续一段时间；地表火山岩研究（刘国惠等，1990）——早第三纪林子宗火山岩第一旋回为薄层状安山岩，第二旋回为单一的无层理的厚层状安山岩——表明，山根带岩浆房内可能已形成比较均一的安山质岩浆。因此，在大陆边缘弧的冈底斯下面，山根带内较均一的安山质岩浆池的冷却，将形成安山质（或闪长质）榴辉岩构成的山根带。

具幔源岩浆底侵的水平缩短式造山带伴随钾玄岩系列火山喷发，如羌塘-可可西里-巴颜喀拉-西昆仑，它们是钾玄岩-安粗岩-钾粗面岩组合（SiO_2 含量分别相当于玄武岩-安山岩-英安岩）；因此，羌塘-巴颜喀拉-西昆仑下面，山根带内带状岩浆池的冷却有可能形成花岗质-安山质-玄武质榴辉岩呈分层（由上而下）的山根带。

陆内俯冲造山带只有壳源白云母花岗岩和二云母花岗岩活动，没有幔源岩浆活动，也就不会有玄武质岩浆的底侵活动，因此，山根带由花岗质榴辉岩构成。另外，祁连山虽然属水平缩短式造山带，但祁连山内部没有任何岩浆活动（指新生代），只在河西走廊内有岩浆活动，因此，祁连山下面的山根带应与喜马拉雅下面一样，由花岗质榴辉岩构成；河西走廊的壳底则会有玄武质物质的加入。

另外，冈底斯岩石圈地幔内可能保存有俯冲洋壳形成的榴辉岩，其它部位或没有大洋俯冲（如高喜马拉雅与低喜马拉雅），或大洋俯冲发生于三叠纪和侏罗纪，由于拆沉作用它们应下沉到更深的地幔中（如羌塘-巴颜喀拉）；现今岩石圈内俯冲洋壳的物质或没有，或残留很少。由火成岩的记录反演分出的三类岩石学结构，获得了 V_P 与 V_S 结果的支持（表 7—2）。对于巴颜喀拉-羌塘来说，山根带与壳幔过渡带 V_P 值为 7.1、7.7、8.10 与 8.15 km/s，其分层性，可用带状的底侵岩浆房解释；8.10 与 8.15 km/s 的区别似可用石榴子石密度大，更多地堆积于岩浆房底部来解释，可可西里火山岩中石榴子石巨晶（赖绍聪，1994，博士学位论文）说明岩浆房内确有石榴子石晶出，表 2—3 中石榴子石的 V_P 大于透辉石支持了这种解释。岩浆房的存在有利于物质组成的分带，固态物质的混合不易形成物质组成分带。

由表 7—2 还可看出，冈底斯陆-陆碰撞造山带的岩石学结构不同于其它两个造山带，它的上、中地壳略偏中性，为花岗闪长质，这与冈底斯碰撞前为岩浆弧的历史符合，较多的安山质（闪长质）岩浆的加入，使上、中地壳平均组成达花岗闪长质；另一个不同是软流圈埋深较浅，这与更新世以来这里已进入造山带崩塌阶段的地质记录符合（参见第四章）。这里山根仍存在，因此，地壳浅部的拉伸构造可能与造山岩石圈根的拆沉诱发的软流圈物质上升有关，后者引起岩石圈快速上隆与浅部的拉伸。100～120 km 的高密度的基性榴辉岩（表 7—2）暗

表 7—2 青藏-喜马拉雅陆内造山带壳幔岩石学结构的类型

Tab. 7—2 Types of the crust-mantle petrological structure of Qinghai-Tibet-Himalaya intracontinental orogenic belts

深度(km)	1. 陆-陆碰撞造山带(冈底斯)				2. 具幔源岩浆底侵的水平缩短式造山带(巴颜喀拉)				3. 无幔源岩浆底侵的水平缩短式造山带(祁连山)与陆内俯冲造山带(喜马拉雅山)			
	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s	分层	岩石学	V_P km/s	V_S km/s
0	地壳 上	绿片岩相,花岗闪长质	5.7	3.14	地壳 上	绿片岩相,花岗质	4.7 6.0	2.64 3.43	地壳 上	绿片岩相,花岗质	5.7 6.1	3.3
10			6.1	3.20								
20	中	角闪岩相,花岗闪长质	5.6	3.26	中	角闪岩相,花岗质	5.75	3.85	中	角闪岩相,花岗质	5.8	3.65
30	下	麻粒岩相,花岗质	6.3	3.69	下	麻粒岩相,花岗质	6.3	3.33	下	麻粒岩相,花岗质	6.4	3.75
40	加厚下	高压麻粒岩相,花岗质	6.5 6.7	3.78	加厚下	高压麻粒岩相,花岗质	6.5	3.80	加厚下	高压麻粒岩相,花岗闪长质	6.8	3.85
50												
60	山根	榴辉岩相,闪长质	7.4	3.90	山根	榴辉岩相 花岗质	7.1	3.98	山根	榴辉岩相,花岗质		4.15
70						闪长质	7.7	4.56				
80	Moho 面			4.52	Moho 面	玄武质	8.1		Moho 面			
90	上地幔岩石圈	石榴子石相橄榄岩	8.2	4.64	上地幔岩石圈	富石榴子石的基性榴辉岩盖层	8.15	4.65	上地幔岩石圈	基性榴辉岩盖层	8.1	
100						石榴子石相橄榄岩				石榴子石相橄榄岩		
110		基性榴辉岩(可能为俯冲的洋壳)		4.69				4.65				
120	L/A					大地电磁测深与地震层折成像(CT),L/A 界面约 200 km				大地电磁测深 L/A 界面约 150 km(祁连山)		
	上地幔软流圈	大地电磁测深 L/A 界面约 120 km		4.55								

注:V_P,大地电磁测深据崔作舟(1987)、吴功建等(1989)、格尔木-额济纳旗断面课题报告(1994);V_S 据庄真等(1992)、安昌强等(1993);CT 据姜枚(个人交流,1995)。

示，拆沉之前造山岩石圈根可能主要由基性榴辉岩构成，它是造山岩石圈根重力不稳定的内在因素。造山岩石圈根由基性榴辉岩构成的这个推测与冈底斯大陆下面存在碰撞前的俯冲洋壳这一历史符合。由表7—2三个地区的比较中还可看出，拆沉之前冈底斯下面岩石圈可能的厚度约为150～200 km。

7.8 青藏-喜马拉雅造山带山体的形态与动力学意义

我们（邓晋福等，1994，格尔木-额济纳旗断面课题报告）把由地表地形与山根底Moho面所限定的硅铝质陆壳，称为山体（mountain body），青藏高原-喜马拉雅山体形态示意于图7—4。图7—4的地表地形根据山原面与盆地面的海拔以及高原边缘的高山主峰海拔（潘桂棠等，1990）作出（表7—3）。为醒目起见，图7—4纵向未按比例尺表示。

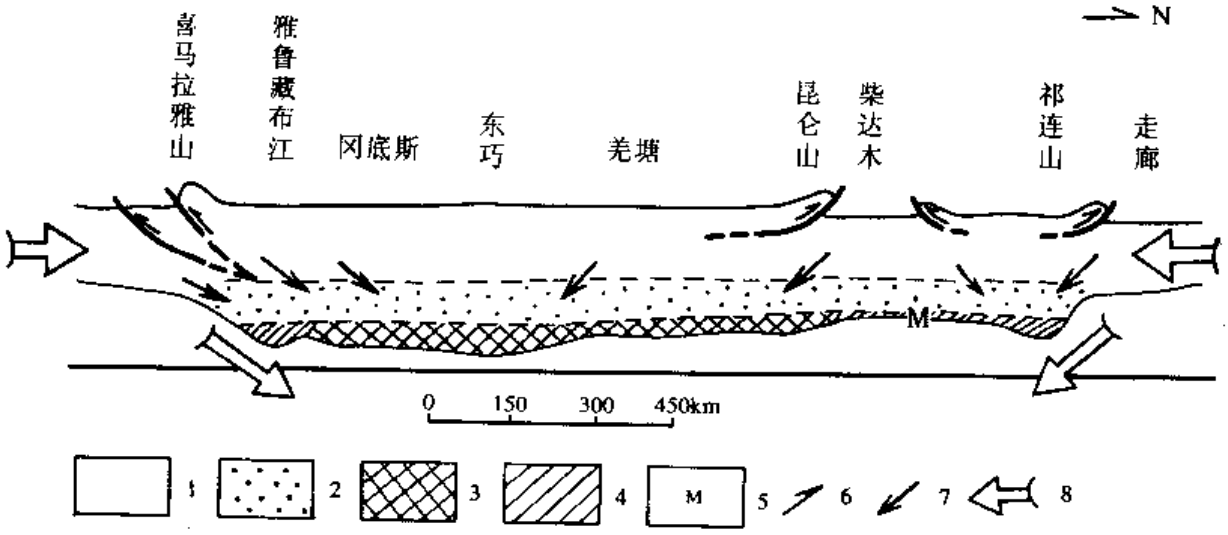


图7—4 青藏-喜马拉雅造山带山体形态示意图

Fig. 7—4 Cartoon showing the mountain body contour of Qinghai-Tibet-Himalaya orogenic belts

1—上、中、下地壳，平均组成为花岗质；2—增厚的下地壳，高压麻粒岩相，平均组成为花岗质；3—山根带，闪长质榴辉岩；4—山根带，花岗质榴辉岩；5—Moho面；6—逆冲断层上冲的方向；7—陆壳增厚时物质流动方向；8—水平挤压力与向下的会聚力

表7—3 青藏高原的山原面、盆地面与边缘高山主峰海拔

Tab. 7—3 Height of the plateau surface and mountain peak of the Qinghai-Tibet

	南 ← 以班公湖-怒江为中轴 → 北						
山原面	喜马拉雅山北麓 5500 m	冈底斯 5200～5300 m		可可西里 5300 m	昆仑山前缘 5500 m		祁连山 4000 m
盆地面	喜马拉雅北坡 5000 m	冈底斯南麓 4400～4600 m	冈底斯北麓 4800～4900 m	班公湖-东巧 4400～4600 m	羌塘 4700～4800 m	昆仑山南麓 5000 m	柴达木 2600～3100 m
边缘高山主峰	喜马拉雅山主峰 >8000 m				昆仑山主峰 >7000 m		祁连山主峰 >6000 m

注：据潘桂棠等，1990资料编制

由图7—4可以看出，昆仑山与喜马拉雅山之间的缓平略内凹的山原面与盆地面对应平均组成为闪长质的巨大山根带，以及平均组成为花岗质的巨大山体。总体看，这一巨大山体具有比较均一的低密度，它为高原整体隆升提供了重要依据。高原边缘的喜马拉雅山与

祁连山对应平均组成为花岗质的、较小的山根，山根的密度也更低些；它预示可能会有比高原内部更快的隆升速率，特别是喜马拉雅山。由图 7—4 还可以看出，以东巧为中轴带（即班公湖-怒江带），南、北的山体是不对称的，北半部宽度大、厚度小；南半部宽度小、厚度大。这可能与南、北缘不同的造山机制有关。但是，总体看，在该剖面（图 7—4）上，南半部与北半部的山体总面积大致相等，进而可推测山体的总体积大致是相等的；这似乎又表明，导致造山与隆升的来自南、北方向的水平挤压力大致是均等的。最后，仔细考察山体形态（图 7—4）可以发现，山根的位置与地表的高地形并不在同一条垂直线上，它们相互错开，呈现不对称性。如果把它们联结成线，则总体呈现扇形山体；中部巨大山根对应地表缓平略内凹的高原面，两侧的高山下面并非对应山根，它与重力均衡原理不完全符合。它暗示，① 青藏-喜马拉雅造山带现今仍处于水平挤压造山过程；②青藏-喜马拉雅造山带的动力源来自深部向下的会聚，在平面上则表现为双向水平挤压。

由于地表是一个“自由界面”，所以，在下地壳物质塑性向下流动堆积形成巨大山根时，浅部脆性地壳向上以及向周边逆冲，导致产生扇形山体。扇形山体形态不能支持只有来自印度大陆一方（或亚洲大陆一方）的主动推挤力的动力学模型。

7.9 地壳的性质与壳幔交换

从洋壳经岛弧-大陆边缘弧到大陆碰撞造山带，地壳厚度增大很快，下地壳矿物相将由正常的火成岩（或绿片岩相）经角闪岩相—麻粒岩相达榴辉岩相；与此相伴，其物质组成将由玄武质经安山质达花岗质，这一演化趋势代表了物质分异的过程。然而，大陆碰撞造山带的崩塌开始、陆壳减薄，可往两个方向演化；一是形成正常厚度的陆壳，转化成稳定克拉通；一是继续减薄形成大陆裂谷以致边缘海与真正大洋壳的形成。伴随着陆壳的减薄，矿物相与物质组成均朝相反方向演化，由花岗质经幔源玄武岩岩浆的底侵使陆壳平均组成（玄武质＋花岗质）为安山质（或闪长质），直至洋壳的玄武质。这是地壳“基性化”的过程，代表了地幔分异新生物的不断注入地壳的结果。

简单地概括来说，地壳物质的分异过程，由玄武质演化为花岗质时，好比把玄武质一分为二，酸性的端元（花岗质）留在陆壳内，而超基性的端元又通过再循环机制返回到地幔内，即地壳“花岗岩化”过程是地壳内基性物质进入地幔的过程；而“基性化”过程则相反，是地幔物质不断注入地壳的过程，对地壳物质来说是一个物质混合的过程；这是与前者的物质分异相反的一个过程，我们简单地示意于图 7—5。

自从有板块构造机制以来，地幔分异产生玄武质岩浆，或者在洋中脊形成洋壳，或者以底侵方式注入陆壳。大洋壳通过俯冲返回到地幔过程中又分异出安山质岩浆进入地壳，大陆内底侵玄武岩或①通过岩浆过程、或②通过造山时山根形成分异出花岗质留在陆壳内。上面两种机制在分异出花岗质的同时，其残留的基性—超基性物质又返回地幔，与地幔物质重新混合在一起。太古宙陆壳的形成方式，可能不同于显生宙以来板块构造机制，但从太古宙花岗岩主要为英云闪长岩—奥长花岗岩转变为元古宙的花岗闪长岩—花岗岩（前者大致相当于安山质，后者为花岗质）来看，物质分异的趋势总体上类似于板块构造机制，因此，尽管具体方式不同，但物质分异的趋势相同。

看来，壳幔物质的不断分异，产生花岗质陆壳端元，其物质组成离地幔愈远；而壳幔

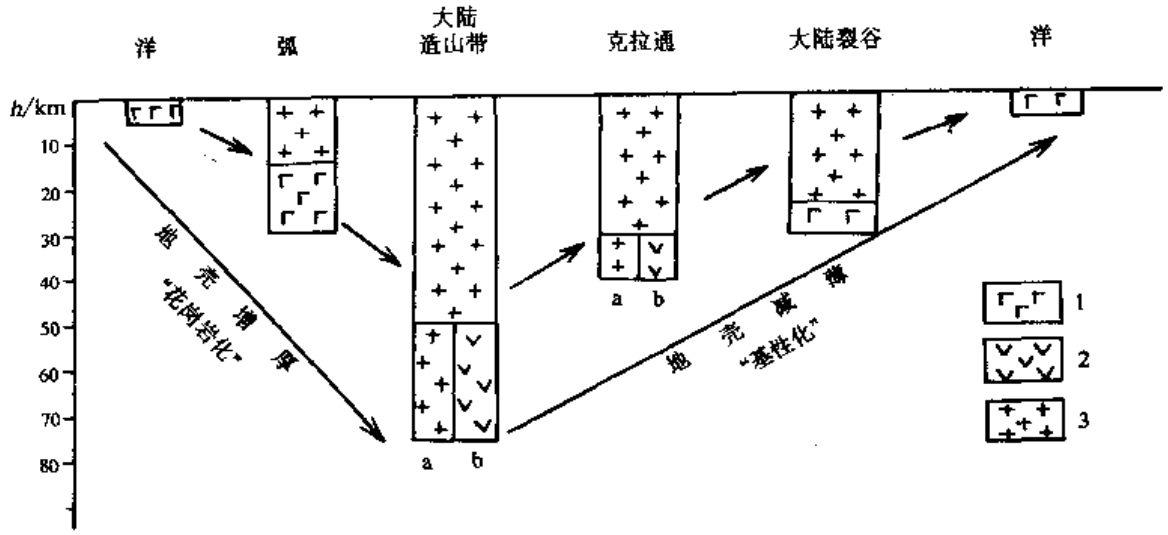


图 7—5　地壳演化示意图

Fig. 7—5　Cartoon showing the crustal evolution

1—玄武质；2—安山质；3—花岗质

物质的混合过程直至产生洋壳与地幔内壳幔物质的再混合，其物质组成离地幔物质更近。地球物质通过壳幔物质的分异与混合实行着壳幔物质交换的螺旋式循环，但总的趋势仍朝着花岗质陆壳逐渐增加的方式进行。

7.10　关于全球动力学研究的几个问题

"全球动力学"命题的提出，标志着地球科学研究的进一步深入。在本书讨论结束的时候，我们提出三个问题作为我们今后探索的方向。它们是地质过程的事件性、未来地球的预测、地球系统各层圈间物质与能量的传送和相互作用（邓晋福，1994）。

7.10.1　地质过程的事件性（或突发性）

从广义来说，这一命题属于非线性科学问题。地球浅部的造山运动、构造变形、大陆的裂开、盆地的形成、火山喷发、岩浆侵入、成矿作用，以至环境变化与地震灾害等，常常表现为地质尺度上短时间的突发事件（或幕式事件）。目前，占优势的观点认为，地幔内的对流作用是地球浅部运动的发动机或动力源，并由此给出了多种地幔对流的物理学模型。然而，它们大多是线性的稳态运动图案，作为动力源，仍然不能很好地解释地质过程的事件性。例如，大家公认，火山喷发是地幔对流在地表的表现，然而，尽管地幔对流在地质尺度的长时间内一直存在，但是火山喷发是地幔内稳态的对流运动受到干扰或破坏的表现。

我们还可以从另一个"静态"的侧面来看，总体上地球层圈具有稳定的密度结构，然而，在构造活动地区，浅部层圈常呈现不稳定的密度结构。例如，岩石圈与软流圈的密度倒转，使软流圈具有潜在的重力不稳定性，但是它们在较长时间内仍能以准稳定状态存在。只有当外界有一个触发因素出现时，这种潜在的重力不稳定性才能变为现实，准稳定状态才能瞬间被破坏，从而使低密度的软流圈内隙间岩浆快速聚集，导致玄武质火山喷发事件。看来，探索地质过程事件性的起因及其理论和数学模拟将是今后地球动力学研究的前沿方向之一。

7.10.2 未来地球的预测

地球是人类赖以生存的地方，预测地球的未来是地球科学家的主要任务之一。为了预测未来，除重点研究现今活动着的地球之外，还必须研究地球的过去，这是历史演化观。以我国现代工业经济中心的东部大陆为例，预测它的未来的行为是十分重要的课题。多种地球物理方法指出，现今东部大陆下面软流圈埋深主要集中于60～80 km。玄武岩岩浆起源的岩石探针指示，新生代软流圈埋深亦集中于60～80 km。现代地震活动带仍与晚新生代的玄武岩喷发带一致，强震分布区仍与新生代以来软流圈埋深最浅的地区重合。陆壳物质的密度结构仍为潜在的不稳定状态（邓晋福等，1994c）。岩石圈快速减薄引起的陆壳内热松弛方式的加热（参见第五章），预示着陆壳在构造上仍处于不稳定状态。这些均表明，现今东部大陆构造仍处于活动状态，其活动行为仍受新生代以来地幔动力学系统的制约。

当我们沿时间往前追溯时，发现印支期中国东部由多个陆块拼合形成联合大陆时，犹如现今青藏-喜马拉雅造山带，岩石圈巨厚（≥150～200 km），其中还包含着一些岩石圈厚度更大的、原先为克拉通的陆块，如华北陆块发育古生代金伯利岩与金刚石。那时岩石圈厚度达200～300 km，并一直保持到东部联合大陆形成时，我们把印支期东部联合大陆时期形成的巨厚岩石圈叫复合的（克拉通与造山的）岩石圈根。

这样，从时间上的两个端元来比较，东部拼合大陆形成以来，岩石圈已减薄了约120 km以上，当然这是一个总效应，岩石圈减薄过程可能是复杂的、多阶段的。但是，它给了我们极大的启发，因为，基于物理学与化学的基本原理，我们可以对这个重要的地质事实作出大胆的科学推论，即伴随岩石圈减薄，巨厚的岩石圈物质被软流圈物质取代，必定导致岩石圈的巨大不稳定性与不平衡，导致软流圈物质与能量注入岩石圈，产生东部大陆浅部多次构造-岩浆活动事件。正是由于从历史演化观出发，我们才能深刻理解新生代直至现今地幔动力学系统的行为及其对浅部的制约，同时，它又将成为我们预测东部大陆未来行为的重要依据。因此，进一步的研究课题，将是详细剖析岩石圈减薄的多次事件、具体过程及其浅部响应，从中了解演化趋势，并由此去预测未来东部大陆的行为。这正是今后东部大陆动力学研究的前沿课题之一。

7.10.3 地球层圈间物质与能量的传送与相互作用

这是当今地球系统科学的核心问题。俯冲与拆沉使冷的浅部物质下沉到地幔深处；热柱上升则把热的深部物质送到地壳浅部，提供了曾分离的层圈物质直接接触，实现相互交换。前者总效应是使地幔深处冷却、物质再次混合与均一化；后者，总效应是导致浅部层圈大面积加热、地球物质的分异与不均匀化。幔源岩浆的底侵形成的壳底岩浆池（海）是提供壳幔物质与能量交换的最重要的机制之一，火山作用是地球深部去气作用最重要的载体，是实现地球深部物质和能量与水圈和大气圈相互作用的重要机制之一。岩浆和流体是完成物质和能量传送与相互作用的重要载体和介质。

地球浅部运动与深部的动力学系统之间存在复杂的关系，既有耦合，又有拆离，其中力的传送更是难题。例如，地幔的上升对流似应引起上覆岩石圈的对称水平扩张，类似洋中脊；但是来自核-幔边界的巨型地幔柱，如夏威夷，并没有产生洋中脊式的扩张，而是岩石圈单方向向西飘移，为什么？例如，虽然洋中脊为对称水平扩张，但全球板块运动绝对方向是单方向的向西运动，为什么？这样，地球层圈间的物质与能量传送与相互作用构成了今后地球动力学研究中的前沿方向之一。

参 考 文 献

安徽省地质矿产局．1987．安徽省区域地质志．北京：地质出版社．

8301 工程协作组．1988．塔里木盆地东部边缘及青藏高原东部地壳和上地幔速度结构的初步研究结果．见：中国大陆深部构造的研究与进展．北京：地质出版社．89～96．

福建省地质矿产局．1985．福建省区域地质志．北京：地质出版社．

甘肃省地质矿产局．1989．甘肃省区域地质志．北京：地质出版社．

广东省地质矿产局．1988．广东省区域地质志．北京：地质出版社．

广西壮族自治区地质矿产局．1985．广西壮族自治区区域地质志．北京：地质出版社．

贵州省地质矿产局．1987．贵州省区域地质志．北京：地质出版社．

河北省地质矿产局．1989．河北省北京市天津市区域地质志．北京：地质出版社．

湖北省地质矿产局．1990．湖北省区域地质志．北京：地质出版社．

湖南省地质矿产局．1988．湖南省区域地质志．北京：地质出版社．

江西省地质矿产局．1984．江西省区域地质志．北京：地质出版社．

南京大学地质系．1981．华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系．北京：科学出版社．

内蒙古自治区地质矿产局．1991．内蒙古自治区区域地质志．北京：地质出版社．

青海省地质矿产局．1991．青海省区域地质志．北京：地质出版社．

陕西省地质矿产局．1989．陕西省区域地质志．北京：地质出版社．

山西省地质矿产局．1989．山西省区域地质志．北京：地质出版社．

四川省地质矿产局．1991．四川省区域地质志．北京：地质出版社．

新疆维吾尔自治区地质矿产局．1993．新疆维吾尔自治区区域地质志．北京：地质出版社．

云南省地质矿产局．1990．云南省区域地质志．北京：地质出版社．

中英青藏高原综合地质考察队．1990．青藏高原地质演化．北京：科学出版社．

中国科学院海洋研究所．1985．渤海地质．北京：科学出版社．

安昌强，宋仲和，陈国英等．1993．中国西北地区剪切波三维速度结构，地球物理学报．第 36 卷，第 3 号．317～325．

陈焕疆．1990．论板块大地构造与油气盆地分析．上海：同济大学出版社．

陈智梁．1994．特提斯地质一百年．特提斯地质，第 18 号．北京：地质出版社．1～22．

程裕淇主编．1990．中国地质图（1∶500 万）说明书．北京：地质出版社．

池际尚主编．1988．中国东部新生代玄武岩及上地幔研究（附金伯利岩）．武汉：中国地质大学出版社．

崔作舟．1987．青藏高原深部地质特征及其形成机制讨论．中国地质科学院院报．第 17 号．1～16．

邓晋福，鄂莫岚，路凤香．1980．中国东部某些地区碱性玄武岩中包体的温度、压力计算．地质论评．第 26 卷，第 2 号．112～120．

邓晋福，鄂莫岚，路凤香．1985．东北地区新生代玄武岩及其与大陆裂谷构造的关系．见：国际交流地质学术论文集——为 27 届国际地质大会撰写．第 3 号．北京：地质出版社．13～22．

邓晋福．1987a．岩石相平衡与岩石成因．武汉：武汉地质学院出版社．

邓晋福，鄂莫岚，路凤香．1987b．中国东北地区上地幔组成、结构及热状态．岩石矿物学杂志．第 6 卷，第 1 号．1～10．

邓晋福．1988a．大陆裂谷岩浆作用与深部过程．见：池际尚主编．中国东部新生代玄武岩及上地幔研究．武汉：中国地质大学出版社．201～218．

邓晋福，路凤香，鄂莫岚．1988b．汉诺坝玄武岩中超镁铁岩包体及其推导的上地幔性质．矿物岩石学论丛（4），北京：地质出版社．18～30．

邓晋福，赵海玲．1990a．中国东部新生代上部软流圈性质及变迁历史．见：中国上地幔特征与动力学论文集．北京：

地震出版社．8～13.

邓晋福，赵海玲．1990b. 中国东部上地幔热结构——由岩石学模型推导．地质学报．第64卷，第4号．344～349.

邓晋福，叶德隆，赵海玲等．1992a. 下扬子地区火山作用、深部过程与盆地形成．武汉：中国地质大学出版社．

邓晋福，赵海玲，罗照华．1992b. 新生代中国东部大陆岩石圈的伸展与减薄．见：中国大陆构造论文集．武汉：中国地质大学出版社．165～172.

邓晋福，赵海玲，吴宗絮等．1992c. 中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动．现代地质．第6卷，第3号．267～274.

邓晋福，赵海玲，叶德隆等．1993. 中国东部新生代火山的迁移与大陆裂谷的扩张和大陆飘移．石油实验地质．第15卷，第1号．1～9.

邓晋福，赵海玲，赖绍聪．1994a. 白云母/二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用．地球科学．第19卷，第2号，139～147.

邓晋福，赖绍聪，赵海玲等．1994b. 青藏陆内造山火成岩成对性与造山过程．见：中国矿物岩石地球化学研究新进展（一）．兰州：兰州大学出版社．134～135.

邓晋福，莫宣学，赵海玲等．1994c. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆"活化"。现代地质．第8卷，第3号．349～356.

邓晋福，莫宣学，赵海玲等．1994d. 中国大陆两类岩石圈根及其构造效应．中国地球物理学会年刊．北京：地震出版社．

邓晋福，莫宣学，赵海玲．1994e. 地球物质的分层、火山作用与热点和再循环：全球多层对流系统．见：现今地球动力学问题讨论会论文集．北京：地震出版社．154～160.

邓晋福．1994. 地球构造及其动力学研究的几个重要问题．中国科学报．1994年7月15日第2版．重印刊于地质矿产部岩石圈构造与开放实验室1994年报．1995. 北京：地震出版社．45～46.

邓万明．1989. 西藏阿里地区北部新生代火山岩——兼论陆内俯冲作用．岩石学报．第3号．1～11.

邓万明．1991. 中昆仑造山带钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代．地质科学．第3号．201～213.

丁国瑜主编．1991. 中国岩石圈动力学概论．北京：地震出版社．

冯锐．1985. 中国地壳厚度及上地幔密度分布（三维重力反演结果）．地震学报．第7卷、第2号．143～155.

桂煜长等．1989. 华北平原地区的地面隆起与地壳运动．地质科技情报．第8卷，第4号．47～54.

何廉声．1990. 南海的形成、演化及其与油气资源关系．见：造山带、盆地、环太平洋构造论文集1. 北京：地质出版社．129～137.

洪大卫，王式洸，黄怀曾．1991. 中国北疆及其邻区晚古生代——三叠纪碱性花岗岩带及其动力学意义初探．见：中国北方花岗岩及其成矿作用论文集．北京：地质出版社．40～48.

洪大卫，郭文岐，李戈晶等．1987. 福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化．北京：北京科学技术出版社．

黄汲清，任纪舜，姜春发等．1980. 中国大地构造及其演化．北京：北京科学出版社．

黄汲清，陈炳蔚．1980. 特提斯-喜马拉雅构造域上新世—第四纪碰拉石的形成及其与印度板块活动的关系．见：国际交流地质学术论文集——为26届国际地质大会撰写（一）．北京：地质出版社．1～14.

李春昱，王荃，刘雪亚等．1982. 亚洲大地构造图（1：800万）．北京：地图出版社．

李春昱、王荃，刘雪亚等，1982. 亚洲大地构造图说明书．北京：地图出版社．

李曙光，Hart，S. H.，郑双根．1989. 大别山南麓含柯石英榴辉岩的Sm-Nd同位素年龄．科学通报．第4号．346～349.

李晓波，肖庆辉等译．1993. 美国大陆动力学研究的国家计划．中国地质矿产信息研究院．

林景仟，姜开君，霍秋立等．1992. 胶辽半岛中生代花岗岩．北京：科学出版社．

刘福田等．1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像．地球物理学报．第32卷，第3号．281～291.

刘国栋．1985. 华北平原新生代裂谷系及其深部过程．见：现代地壳运动（1）．北京：地震出版社．17～25.

刘国惠，金成伟，王富宝等．1990. 西藏变质岩及火成岩．北京：地质出版社．

刘和甫．1980. 亚洲大陆平移断裂系的构造分析．见：国际交流地质学术论文集——为26届国际地质大会撰写．北京：地质出版社．201～210.

刘若新主编．1992. 中国新生代火山岩年代学与地球化学．北京：地震出版社．

刘鸿昌．1985．板块构造学．成都：四川科学技术出版社．

马文璞．1992．区域构造解析．北京：地质出版社．

马杏垣等主编．1991．江苏响水至内蒙古满都拉地学断面说明书．北京：地质出版社．

马杏垣主编．1987．中国岩石圈动力学纲要．北京：地质出版社．

莫宣学，路凤香，沈上越等．1993．三江特提斯火山作用与成矿．北京：地质出版社．

莫柱孙，叶伯丹．1980．南岭花岗岩地质学．北京：地质出版社．

牟保磊，江培谟，曾贻善等．1988．矾山杂岩体磷-铁矿床．北京：北京大学出版社．

潘桂棠，王培生，李顺荣等．1990．青藏高原新生代构造演化．北京：地质出版社．

潘桂棠．1994．全球洋-陆转换中的特提斯演化．见特提斯地质．第18号．北京：地质出版社．23～40.

钱祥麟，王仁民主编．1994．华北北部麻粒岩带地质演化．北京：地震出版社．

饶家荣．1993．华南扬子微板块古俯冲-碰撞构造模型．中国地球物理学会会刊．北京：地震出版社．

任纪舜，陈廷愚，牛宝贵等．1992．中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿．北京：科学出版社．

茹克．1990．南海北部大陆边缘的盆地发育及其板块构造环境的变迁．见：造山带-盆地-环太平洋构造论文集1．北京：地质出版社．49～56.

沈平，徐永昌，王先彬等．1991．气源岩和天然气地球化学特征及成气机理研究．兰州：甘肃科学技术出版社．

尚瑞钧，严阵．1988．秦巴花岗岩．武汉：中国地质大学出版社．

宋仲和，安昌强，陈立华等．1986．中国大陆和边缘海的上地幔P波速度结构．地震学报．第8卷，第3号．263～274.

宋仲和，陈国英，安昌强等．1992．中国东部及其相邻海域S波三维速度结构．地球物理学报．第35卷，第3号．316～329.

宋仲和，安昌强，陈国英等．1991．中国西部三维速度结构及其各向异性．地球物理学报．第34卷，第6号．694～707.

宋仲和，宋介寿，安昌强等．1981．北京-萨哈林剖面的地幔纵向速度结构．地球物理学报．第24卷，第8号．310～317.

孙武城，祝治平，张利等．1988．对华北地壳上地幔的探测与研究．见：中国大陆深部构造的研究与进展．北京：地质出版社．19～37.

孙延贵．1992．可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征．青海地质，第2号．

索书田，桑隆康，韩玉菁等．1993．大别山前寒武纪变质地体岩石学与构造学．武汉：中国地质大学出版社．

汤德平，田丰．1989．吉林省白头山火山岩的微量元素及其岩石学意义。岩石矿物学杂志．第8卷，第1号．33～42.

唐克东，张允平．1991．内蒙古缝合带的构造演化．见：肖序常等主编．古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化．北京：北京科学技术出版社．

陶炳昆．1982．关于西秦岭中生代花岗岩类的时代期次问题的讨论．地球化学．第4号．340～347.

陶奎元．1993．中国东南大陆火山带东环太平洋火山带中的独特地位．见：李兆乃主编．第二届全国火山岩会议论文集．北京：地质出版社．23～30.

滕吉文，魏斯禹，李金森等．1982．华北平原邢台地震活动地区上地幔结构和地幔低速层．地球物理学报．第25卷、第1期．58～64.

万天丰．1993．中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用．北京：地质出版社．

王碧香．1993．中国火山岩地质图（1：1800万）及其说明书．见：李兆乃等主编．第二届全国火山岩会议论文集．北京：地质出版社．17～23.

王鸿祯．1982．中国地壳构造发展的主要阶段．地球科学．第3号．155～178.

王鸿祯，杨森楠，李思田．1983．中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展．地质学报．第57卷，第3号．213～223.

王鸿祯，杨森楠，刘本培等．1990．中国及邻区构造古地理和生物古地理．武汉：中国地质大学出版社．3～34.

王懋基，程振炎．1982．均衡异常与地壳结构．地质学报．第56卷，第1期．51～61.

王式洸，韩宝福，洪大卫等．1994．新疆乌伦古河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义．地质科学．第29卷，第4号．373～383.

王先彬．1989．稀有气体同位素地球化学和宇宙化学．北京：科学出版社．

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．

吴功建，肖序常，李廷栋．1989．青藏高原亚东-格尔木地学断面．地质学报．第63卷，第4号．285～296．

吴宗絮，邓晋福，赵海玲等．1994．华北大陆地壳-上地幔岩石学结构与演化．岩石矿物学杂志．第13卷，第2号．106～115．

吴宗絮，郭才华．1991．冀东陆壳结构的岩石学模型．地震地质．第13卷，第4号．369～376．

吴宗絮，邓晋福．1994．华北大陆500 ℃等温面与地震．中国地球物理学会年刊．北京：地震出版社．

吴宗絮．1994．冀东陆壳热结构-由岩石学模型推导．现代地质．第8卷，第2号．133～138．

肖序常，汤耀庆，冯益民等．1992．新疆北部及其邻区大地构造．北京：地质出版社．

徐杰，洪汉铮，赵国泽．1985．华北平原新生代裂谷盆地的演化及运动学特征．见：现代地壳运动研究（1）．北京：地震出版社．26～40．

许文良，迟效国，袁朝等．1993．华北地台中部中生代闪长质岩石及深源岩石包体．北京：地质出版社．

许志琴，卢一伦，汤耀庆．1988．东秦岭复合山链的形成．北京：中国环境科学出版社．

许靖华．1987．中国南方大地构造的几个问题．地质科技情报．第6卷，第2号．13～27．

严阵．1985．陕西花岗岩．西安：西安交通大学出版社．

叶德隆，邓晋福，孙平等．1991．皖南蛇绿岩的初步研究．地球科学．第6卷，第2号．143～152．

张德全，孙桂英．1988．中国东部花岗岩．武汉：中国地质大学出版社．

张渝昌等译．1988（Pitcher，W. S.，1982）．花岗岩类型和大地构造环境．石油地质与实验（增刊1）：造山运动专辑．21～47．

张元厚译．1994（Ziegler，P. A.，1992）．板块构造、板块运移机制与裂谷作用．世界地质．第13卷，第1期．12～24．

赵越．1990．燕山地区中生代造山运动及构造演化．地质论评．第36卷，第1号．1～13．

支霞臣．1990．六合-仪征第三纪大陆碱性玄武岩微量元素地球化学．岩石学报．第2号．30～42．

周兵，朱介寿，秦建业．1991．青藏高原及邻近区域的S波三维速度结构．地球物理学报．第34卷，第4号．426～441．

周永旭，姜开君，霍秋立．1992．延边地区显生宙花岗岩成因系列及其构造-岩浆演化系列．见：长春地质学院建院40周年科学研究论文集（基础地质）．长春：吉林科学技术出版社．204～212．

庄真，傅竹武，吕梓龄等．1992．青藏高原及邻近地区地壳与上地幔剪切波三维速度结构．地球物理学报．第35卷，第6号．694～709．

邹天人，曹惠志，吴柏青．1988．新疆阿尔泰造山花岗岩与非造山花岗岩及其判别标志．地质学报．第3号．228～243．

左国朝，何国琦等．1990．北山板块构造及成矿规律．北京：北京大学出版社．

Anderson, D. L.. 1981. Hotspots, basalts and the evolution of the mantle. Sci., Vol. 213. 82～89.

Birch, F.. 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kb. J. Geophys. Res., Vol. 66. No. 7. 2199～2224.

Boyd, E. R. & Gurney, J. J.. 1986. Diamonds and the African lithosphere. Sci., Vol. 232. 471～477.

Carmichael, I. S. E. et al.. 1977. High temperature properties of silicate liquids: applications to the equilibrium and accent of basic magma. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. Vol. 286. No. 1336. 373～431.

Carmichael, I. S. E.. Turner, F. J. & Verhoogen, J.. 1974. Igneous petrology. McGraw-Hill. New York.

Channell, J. E. T.. 1986. Palaeomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins. In: Coward, M. P. et al. eds. Collision tectonics. Geol. Soc. Sp. Pub., No. 19. 261～284.

Christernsen, N. I. & Fountain, D. M.. 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocity in granulite. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 86. 227～236.

Condie, K. C.. 1982. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press.

Deng Jinfu, E Molan & Lu Fengxiang. 1984. Neozoic basalts in northeast China and their relation to continental rift

tectonics. 27th IGC. Abst.. Vol. IV. Sec. 08. 09. 289～290.

Deng Jinfu. Lai Shacong. Zhao Hailing et al.. 1994. Petrological record of multiple intracontinental subduction orogeny, Himalaya-Gandise. INDEPTH Wokshop. 16～19.

Deng Jingfu. Zhao Hailing. Mo Xuanxue et al.. 1994c. Mantle plumes beneath the East Asia continent and lithosphere motion. 1994 Internat. Conf. Arctic Marg. Magadan. Abst.

Eby G. N.. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geol. Vol. 20. 641～644.

Fountain. D. M. & Salisburg. M. H.. 1981. Exposed cross-sections through the continental crust: Implications for crustal structure. petrology and evolution. Earth Planet. Sci. Lett.. Vol. 56. 263～277.

Fountain. D. M.. 1976. The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones northern Italy: A cross-section of the continental crust——new evidence from seismic velocipies of rock samples. Tectonophy sics. Vol. 33. 145～165.

Fountain. D. M. et al.. 1990. Seismic sructure of the continental crust based on rock velocity measurements from the Kapuskasing uplift. J. Geophys. Res.. Vol. 95 (B2). 1167～1186.

Fountain. D. M.. 1989. Growth and modification of lower continental crust in extended terrains: the role of extension and magmatic underplating. AGU. Mono.. Vol. 51. 287～299.

Froidevaux. C. & Ricard. Y.. 1985. Mechanisms of extensional tectonics in the Basin and Range Province. DIPCR. China. Abst. 41. China Acad. Pub.

Fukao. Y (深尾良夫). Obayashi. M.. Inoue. H. et al.. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. J. Geophys. Res.. Vol. 97 (B4). 4809～4822.

Holloway. J. R. & Wood. B. J. 1988. Simulating the Earth. experimental geochemistry. Boston: Unwin Hyman.

Huang. W. L. & Wyllie. P. J.. 1981. Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak. South Dakota. J. Geophys. Res.. Vol. 86 (B11). 10515～10529.

Huang. W. L. & Wyllie. P. J.. 1986. Phase relationships of gabbro-tonalite-granite-H_2O at 15 kbar with applications to differentiation and anatexis. Am. Miner.. Vol. 71. 301～316.

Irvine. T. N.. 1989. A global convection framework: concepts of symmety. stratification. and system in the Earth's dynamic structure. Econ. Geol.. Vol. 84. No. 8. 2059～2114.

Karp. B. Ya & Lelikev. E. P.. 1991. Geological structure. composition and evolution of crustal layers of the Japan Sea. Tectonophys.. Vol. 187 (1～3). 277～283.

Kern. H.. 1982. P- and S-wave velocities in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and the effect of rock microstructure. High-pressure researches in gevscience. Stuttgart: Schweif. Verlag. 15～45.

Kimur. G.. Takahashi. M. & Kono. M.. 1990. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia. Tectonophys. Vol. 181. 15～23.

Le Fort P.. 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. a model for its genesis and emplacement. J. Geophys. Res.. Vol. 86 (B11). 10545～10568.

Logachev. N. A. et al.. 1983. Cenozoic continental rifting and geological formation. Geotectonics. No. 2. 3～15 (in Russian).

Maruyama. S. (丸山茂徳). 1994. Plume tectonics. Geol. Soc. Japan. Vol. 100. No. 1. 24～49.

Morgan. P. & Baker. B. H. eds. 1983. Processes of continental rifting. Els. Sci. Pub..

Morgan. P.. 1984. The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. Phys. & Chem. Earth. Vol. 15. 107～194.

Nakaola. S. & Takahashi. M.. 1979. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and Setouchi Province of Southwest Japan. Geol. Japan. Vol. 85. No. 9. 571～582.

National Research Council (NRC). 1993. Solid-Earth sciences and society. Nation. Acad. Press. Washington. D. C..

Pollack. H. N. & Chapman. D. S.. 1977. On the regional variation of heat flow. geotherms. and lithospheric thick-

ness. Tectonophys., Vol. 38, 279~296.

Ringwood, A. E., 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill Book Company.

Ringwood, A. E., 1989. Constitution and evolution of the mantle. Geol. Soc. Australia, Sp. Pub., No. 14. 457~485.

Rogers, J. J. W. & Greenberg, J. K., 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. J. Geol., 98 (3), 291~309.

Shimazu, M. et al., 1990. Tectonics and volcanism in the Sado-Pohang belt from 20~14 Ma and opening of the Yamato basin of the Japan Sea. Tectonophys., Vol. 181, No. 1~4, 321~330.

Stern, C. R. & Wyllie, P. J., 1981. Phase relationships of I-type granite with H_2O to 35 kb: the Dinkey lakes biotite-granite from the Sierra Nevada batholith. J. Geophys. Res., Vol. 86, No. (B11), 10412~10422.

Tapponnier, P., Peltzer, G. & Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward, M. P. et al. eds., Collision tectonics, Geol. Soc., Sp. Pub., No. 19, 115~157.

Tatsumi, Y. et al., 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection. Tectonophys. Vol. 181, No. 1~4, 299~306.

Turner, S., Sandiford, M. & Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postrogenic" magmatism. Geol., Vol. 20, 931~934.

White, R. & McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. J. Geophys. Res., Vol. 94, No. 6, 7685~7729.

Willett, S. D. & Beaumont, C., 1994. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. Nature, Vol. 369, 642~645.

Wyllie, P. J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310, 439~456.

Wyllie, P. J., 1988. Solidus curves, mantle plume, and magma generation beneath Hawaii. J. Geophs. Res., Vol. 93, No. B5, 4171~4181.

Xu, H., 1988. Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki island, Shimane Prefecture, Southwestern Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, Vol. 17, No. 1.

Yang, Jianjun, Goolard, G. & Kienast, J., 1993. Ultrahigh-pressure (60 kb) magnesite-bearing garnet paridotite from northeastern Jiangsu, China. J. Geol., Vol. 101, 541~554.

Yin An & Nie, S., 1993. An indertation model for the north and south China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems eastern Asia. Tectonics, Vol. 12, No. 4, 801~813.

Zhao, W., Nelson, K. D. et al., 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath Southern Tibet. Nature, Vol. 366, No. 9, 557~559.

索　引

A 型花岗岩　14. 20. 37. 38. 59. 60. 61. 62. 63. 74. 76. 77. 90
Eu 异常　14. 18. 20. 21. 31. 32. 38. 48. 63
p-T-t 轨迹　2. 14
表壳块体构造层　77. 83. 86
超级冷热幔下降流　78. 79. 87. 88. 90
超级热地幔上升流　87. 88
大别-苏鲁式（型）　34. 35. 36. 37. 90
大尺度地幔对流环　74
大地构造分区　6. 7. 8
大陆（克拉通）岩石圈根　1. 3. 6. 8. 13. 14. 36. 63. 73. 83
大陆根-柱构造　1. 3. 6. 7. 8. 13. 14. 20. 21. 68. 71. 77. 79. 81. 83
大陆根-柱构造层　77. 79. 81. 83. 85
大陆裂谷带　1. 3. 4. 7. 8. 9. 2. 13. 33. 44. 71. 73. 80. 83
大洋闭合　14. 15
底辟作用　41. 43. 46. 49
底侵作用　10. 13. 19. 33. 82. 91. 92
地壳厚度梯度带　80. 81
地幔崩塌-堆积构造层　77. 78. 79. 83. 85
地幔对流系统　73. 84. 85
地幔对流系统逆转　74. 75. 88. 89
地幔热柱　1. 3. 6. 8. 14. 20. 49. 50. 51. 53. 54. 56. 57. 58. 65. 66. 68. 71. 72. 73. 74. 77. 78. 80. 83
东南沿海式（型）　34. 35. 36
动力-重力下沉分层作用　12
反转构造　37. 38
放热相转变　78
放热效应　88. 89
复合的岩石圈根　96
隔热效应　88. 89
构造-岩浆-热事件　1. 10. 12
火成岩（带）的成对性　22. 23. 28. 36. 37
机械减薄　47. 48. 49. 81
挤出构造　65
挤压造山带　1. 3. 4. 7. 8. 9. 12. 13. 17. 90

钾玄岩系列 7, 8, 14, 17, 18, 19, 23, 24, 25, 26, 31, 32, 36, 40, 59, 63, 70, 82, 85, 90, 91
克拉通块体群 3, 4, 7, 8, 9, 33, 72, 73, 79, 80, 81
蓝片岩 15, 33
榴辉岩（相） 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 33, 60, 62, 64, 91, 92, 93, 94
陆-陆碰撞 14, 15
陆内造山带 8, 9, 20, 23, 24, 25, 31, 37, 38, 80, 81, 83
模型 2, 8, 10, 19, 23, 24, 25, 31, 33, 35, 37, 38, 39, 41, 42, 43, 44, 46, 47, 51, 53, 54, 55, 57, 58, 65, 66, 68, 70, 71, 72, 77, 79, 84, 85, 86, 87, 94, 95
浅部响应 1, 2, 13, 45, 47, 56, 57, 58, 73, 74, 96
秦岭造山带 28, 29, 33
热减薄 47, 48, 49, 56, 66, 73
热结构扰乱 41, 42, 43, 57
热松弛 43, 47, 57, 96
软流圈对流子系统 79
山根 1, 3, 6, 8, 12, 13, 14, 20, 21, 24, 25, 27, 32, 33, 34, 38, 48, 59, 63, 65, 90, 91, 94
山根带 12, 13, 64, 93
深部过程 1, 2, 45, 47, 56, 58, 65
双向压入 65, 66, 67, 71, 72, 81, 94
吸热相转变 78
喜马拉雅构造域 6
亚热柱 49, 50, 53, 56
岩浆池 20, 82
岩石圈拆沉 19, 26, 33, 34, 35, 73, 90
岩石圈拆沉-去根 33, 74, 75, 76, 77
岩石圈根的拆沉 37, 38, 71, 90, 91
岩石圈飘移 53, 54, 56
岩石圈去根 33, 34, 35
燕辽式（型） 34, 35, 36, 37, 90
扬子大陆 4, 7, 27, 28, 29, 30, 33, 34, 36, 37, 61, 62
伊泽奈崎洋（板块） 36, 37, 63, 76, 87
约束 2, 3, 10, 21, 43, 44, 58, 69, 84
造山带崩塌 12, 14, 15, 20, 21, 38, 61, 62, 63, 74, 75, 82, 91, 94
造山带崩塌阶段 26, 63, 71, 90
造山岩石圈根 1, 3, 8, 14, 25, 33, 34, 35, 37, 64, 65, 68, 71, 72, 73, 74, 77, 79, 80, 83, 90, 93
重力崩塌 77
主边界逆冲断层 23, 26
主中央逆冲断层 16, 23, 24, 26, 61
自由界面 67, 68, 69, 70, 72, 79, 94
组成极性 36, 40, 41

Summary

1. Continental Roots-Plume Tectonics

Three main tectonic forms occur at the shallow level of the China continent since Cenozoic, i. e, continental rift zone of East China, cratonic block group of Middle China, and orogenic belt of West China, which are believed to correspond to mantle plume, continental (lithospheric) root, and orogenic lithospheric root & mountain root, respectively. We call them "continental roots-plume tectonics".

Based on both geophysical and petrological data, the average thickness of lithosphere and crust of the East continental rift zone, the Middle cratonic block group, and the West orogenic belt, are about 70 km & 30～35 km, >200 km & 40～50 km, and 150 km & 70～80 km, respectively (Fig. 2—1, 2—2, Tab. 2—1). The geometry of the lithospere and crust (Fig. 2—3) shows that a compressional force is necessary in order to form the lithospheric & mountain roots and the higher plateau [Fig. 2—3 (a)], an extensional stress may be induced the thinning lithosphen & crust and the lower topography [Fig. 2—3 (c)], a buoyant force of the lithosphere is likely to support the cratonic blocks buoying above asthenosphere [Fig. 2—3 (b)], from which we may say that the tectonic form is the surface expression and response of the deep roots-plume tectonics.

This book suggests a new scheme of geotectonic units of China on a lithospheric scale since Cenozoic (Fig. 2—4 and Tab. 2—1), which is different from that by general consensus. The crust-mantle petrological structure (Tal. 2—2) is the significant geological record and provides both the chemical and physical basis for the continental roots-plume tectonics.

2. Igneous Petrological Sign for the Continental Roots-Plume Tectonics

This book presents a classification scheme of intracontinental igneous petrotectonic assemblage as characterizing the continental roots-plume tectonics and the nature of boundaries between intracontinental blocks (Tab. 3—1).

3. Intracontinental Orogenic Process and Formation of both Mountain & Lithopheric Roots

(1) Intracontinental orogenic process and formation of both mountain & lithospheric roots, Qinghai-Tibet-Himalaya

The intracontinental orogenic igneous rocks are developed only on both the margins of orogenic belt but on the interior, the paired igneous rock zones is regarded as one of the best signature to recognize the spatial range of orogenic belt (Fig. 4—1). The stage of magmatic activity is representation and indicator of the orogenic episode. Three pairs of the igneous rock zones in Oligocene, Miocene and Pleistocene, and their space distribution

Tab. 3—1 Intracontinental igneous petrotectonic assemblage

Tectonic Setting	Petrotectonic assemblage	Type of the continental roots-plume tectonics
Intracontinental orogenic belt	1. Oceanic closing & continent-continent collision orogeny • Blueschists & eclogites having collision-type p-T-t path • CA & HK CA series 2. Intracontinental orogeny • Intracontinental subduction boundary: Biotite/muscovite/two-mica granites • Horizontal shortening boundary: Shoshonite series	Orogenic lithospheric root & mountain root
	3. Orogenic belt collapse: Post-orogenic A-type granites • Early stage: Alkali syenite-quartz syenite having no negative Eu-anomaly; Peralkali granite • Late stage: Alkali syenite-quartz syenite having negative Eu-anomaly: Peralkali granite	Lithospheric de-rooting • Early: Lithospheric thinning, having mountain root • Late: Whole lithospheric thinning, having no mountain root
Continental rift zone	• Alkali olivine basalt serie • Continental flood basalt • Non-orogenic A-type granites	Mantle plume
Craton	• Kimberlites or absent from igneous activity	Continental lithospheric root

indicate three corresponding orogenic episodes and the horizontal growth across the orogenic belt, respectively (Fig. 4—1). On the northern and southern margins of the orogenic belt are always developed the volcanic eruption of the shoshonite series and the muscovite/two-mica granite, respectively (Fig. 4—1, 4—2), showing the different nature of the margins, in the former case are developed the colder crust and hotter mantle, as well as the double crust by the horizontal shortening, in the latter case the hotter crust and colder mantle, the double crust by the overlapping of two crusts are formed. The orogenic processes above-mentioned show that beneath the Qinghai-Tibet-Himalaya, develops a mantle downwelling, rather than the simple model of the orogeny resulted from the underthrusting of the India continent only, from the crust and lithosphere convergence the mountain root and lithosphere root are resulted. During the Pleistocene orogenic episode the interior of the orogenic belt, i. e. the Gandise-Qiangtang may be going to the stage of the orogenic collapse, the compressional orogeny may be developed only on both the margins. The dynamic force resulting in rapid uplift of Qinghai-Tibet plateau since Pleistocene is supported from the buoyances caused by the compressional stress and mountain root in the margins and by the lithosphere delamination and mountain root in the interior.

(2) Intracontinental subduction of the Yangtze continent and continent reducing

Mesozoic two-mica granites with the isotopic age of 245 ~ 122 Ma are widely distributed on Southeast continent and the Tianshui-Yajiang region (Fig. 4—4), and the foreland fold-belts are developed on both sides of the Yangtze continent, such a coupled pair and their structural set-up indicate the intracontinental subduction of Yangtze continent beneath both the Southeast continent and the Songpan-Garze orogenic belt. Based on

the total width of two-mica granite zones. the minimum width of Yangtze continent subduction is estimated to be about 650 km. therefore the Yangtze continent is reduced at least to about one half of its original width by the Mesozoic intracontinental subduction. Alternatively. the subducted one may be a micro-continent situated between the Yangtze continent and Jiangnan orogenic belt. Tectonic boundary between the Yangtze continent and Qinling orogenic belt is believed to be a thrust-slip tectonic zone and horizontal shortening boundary rather than the intracontinental subduction zone (Fig. 4—4). On the geotectonic unit. the Jiangnan and Longmenshan orogenic belts are believed to belong to both of the overlying continents. respectively. rather than to the Yangtze continent by general consensus. The Mesozoic crustal suture between the Yangtze and Southeast continent is considered to belong to the Higher Himalaya-type intracontinental subduction zone (without simultaneous ophiolite suite in the zone) rather than to the Yarlung Zangbo (Tsangpo) -type or Hsu's (1987) collision orogenic zone type (with ophiolite suite in the zone). The intracontinental subduction is regarded to be a main mechanism for the formation of the Southeast continent. It underwent both of the Neoproterozoic and the Caledonian intracontinental subduction events (Fig. 4—5). probably being as the Yarlung Zangbo-type. Both the multiple intracontinental subduction and formation of muscovite granites resulting in concentration of the crustal metallic elements may be a deep dynamic background for the formation and concentration of the W-Sn-Sb-Nb-Ta-REE-U great and ultra-great ore deposits on the Southeast continent.

(3) Yanshanian igneous rocks and orogenic process in East China of the Circum-Pacific Belt

By comparison to the Andes. north margin of the Qinghai Tibet. and the continental rift zone. this book elabrorates on the Yanshanian igneous rocks belonging to the inland side of the active continental marginal arc (Fig. 4—6, Tab. 4—1). Based on the data of experimental petrology. the acid-intermediate igneous rocks (syenitic, monzonitic, dioritic) having no negative Eu-anomaly are clarified by this book to be formed at the base of thickened crust or in the mountain root zone. In the basis of the petrological data. both the thickness of the crust and the lithosphere of the region in the Yanshanian is estimated to be about 60～70 km and 100～150 km. respectively. By comparison to the Indo sinian lithosphere with the thickness of about 150～200 km. the Yanshanian lithosphere is thinned down about 50 km in thickness resulted from the delamination/de-rooting of the orogenic lithosphere. From above-mentioned is suggested an orogeny model of the oceanic subduction in combination with the lithosphere delamination (Fig. 4—7, 4—8). This model may be satisfied to explain not only why the arc-type igneous activities can be extended into the inland with a more than 1000 km distance from the trench. and the development of inversion tectonics (Tab. 4—2). but also why there is no igneous compositional polarity (Fig. 4—9 (c)). and the regional uplifting accompanied with magmatism, etc., as well as indicated that the Yanshanian to be a mantle lithosphere thinning with existing the mountain root resulting in the alkaline syenite of post-orogenic A-type granite with no negative

Eu-anomaly, in contrast, in Cenozoic continental rifting, both the mantle lithosphere and the crust are thinned.

4. Cenozoic Continental Rifting and Formation of the Mantle Plume in East China

The continental rifting basaltic magmatism can be divided into two stages, Paleogene and Neogene—Quaternary. The basalts are mainly alkaline containing abundant upper mantle peridotite xenoliths, and richer in TiO_2 (2.25%), Nb (58×10^{-6}) & Zr (285×10^{-6}) (in an average) which is different from both the Yanshanian in the East China and Cenozoic in the Qinghai-Tibet orogenic igneous rocks (Tab. 3—3, 4—1).

The perturbation of the crust-mantle thermal structure in East China (Fig. 5—1) is an important manifestation of the tectono-thermal event of the Cenozoic continental rifting and intensive basaltic volcanism, and is believed to be a record of the lithospheric rapid thermal thinning by comparison to the hypothetical model (Fig. 5—2). Correspondence of the depth of the asthenosphere (about 60~80 km) estimated by both the Neogene—Quaternary basalt generation and the geophysical data, and very rare volcanic eruptions at recently history suggest stopping of the lithospheric thermal thinning and the lithosphere entering upon a stage of thermal relaxation, which is supported by the facts of the slow uplifting and local anomaly of the heat flow at surface. Therefore the lithosphere of East China is going to be heating slowly.

Lithospheric extension and thinning are deep-seated tectonic phenomena associated with continental rifting. Cenozoic basaltic volcanism widely distributed in East China, especially the primary basalts containing abundant upper mantle peridotite inclusions, are believed to be a directive evidence of lithosphere extension in whole thickness. There are two types of the lithospheric extension deformantion, such as boudinage and doming characteristic of the Paleogene and Neogene—Quaternary, respectively (Fig. 5—3, 5—4). The different styles of deformation may be explained using the model of the parameter of excess of crustal viscosity referred to the subcrustal lithosphere by Neugebauer (1983) (Fig. 5—5). We may relate the extensional type to the thermal thinning rate. A scheme (Tab. 5—3) are presented by this book, the mega-boudinage and doming on the lithospheric scale in Cenozoic are resulted from the very-rapid and rapid lithospheric thermal thinning, respectively, the Yanshanian lithospheric delamination and uplifting in East China may be a response of the slow thermal thinning. The mechanical thinning of the lithosphere induced by the extension is estimated to be about 11 km and 3 km in thickness for Paleogene and Neogene—Quaternary, respectively, using the extensional ratio inferred from the deformation of the large rift-basins. It is a minimum thickness because of regardless of the plastic flow of the middle and lower crust. The uplifting is a response of the thermal thinning (Fig. 5—6), by the uplifting rate the thermal thinned thickness of the lithosphere is estimated about 83 km and 58 km for Paleogene and Neogene—Quaternary lithosphere, respectively (Tab. 5—4), using the relation $h/H=(\rho_L-\rho_A)/\rho_L$. It is clear that the thermal thnning in thickness is much greater than the mechanical one. The lithosphere thickness of East China continent before the continental rifting, therefore, may be estimated about 157

km (Tab. 5—5), which is consistent with that of the Mesozoic orogenic regions being beyond the scape of Cenozoic continental rifting (120～150 km, up to 200 km) inferred by the geophysical data.

A large volume of the continental rifting basaltic eruptions in East China during Cenozoic, the lithospheric extension/rapid thermal thinning/uplifting, the shallow depth and diapirism of the asthenosphere, and the formation of the marginal sea, are suggested mantle plume beneath East China. A mantle plume consisted of four sub-plume beneath the north part of China has been demonstrated (Fig. 5—7). The mantle plume has been thought to be generated at the depth of about 400 km, where the mantle material may be rising and undergone partial melting (Fig. 5—8), a buoyancy resulted from reverse density drove the plume with its diameter of about 400～500 km rising up to the base of lithosphere, where the plume spread out to form a mushroom-shaped head with its long and short diameter of 1800 km and 1350 km, respectively (Fig. 5—7, 5—9). The central and side plume have their interstitial melt of picritic and alkaline basalts, respectively (Fig. 5—9). Shift of the hotspot (or plume) volcanism as a record of the lithospheric drifting, during an interval of 7 Ma (ΔT) from 24 Ma to 17 Ma the north part of China continent has been drifted about 600 km southeastwards (Fig. 5—7) with a drifting rate of 8.57 cm/a, by which the Japan sea and the Bohai-North China Plain had been departed from the plume, resulting in the sudden stopping of the Japan sea and the Bohai-North China Plain from sea-floor spreading and volcanic eruption, respectively. In Neogene—Quaternary Changbaishan was located above the central plume, resulting in some much more intensive, widespread and long-duration volcanic eruptions relative to the other volcanic area, and a unique acid volcanic eruption of Tanchi among the north part of China continent in later Quaternary. During the duration of volcanic eruption the formation of several subplume at the head of the mantle plume, and a succesion of volcanic eruptions are considered as several "rivets" penetrating into the overlying lithosphere to make resistance against the lithospheric drifting (with only drifting rate of 0.05 cm/a), and we refer to the volcanic eruption as "rivet effect" for fixing lithosphere.

In the rift-volcanic basin (Fig. 5—10, 5—11), Quaternary basaltic volcanoes are located along the axial area of the basin, whereas Tertiary basalts are distributed on each of the flanks of the basin. Similar to the distribution of basalts on mid-ocean ridge and its flanks, the earlier Tertiary basalts shifted outward from the axes of the rifts as a result of continental rift spreading (Fig. 5—12). In addition, the axis of the Quaternary basaltic volcanoes are located in the northwest side of the Tertiary basaltic volcanoes, suggesting the continental lithosphere of East China drifted southeastwards, so the spreading is asymmetrical (Fig. 5—13). The spreading (0.22～0.23 cm/a) and drifting (0.04～0.05 cm/a) rate of the rifts can be estimated, respectively, from the shifting distances and time interval of volcanoes.

Subcontinental mantle deep processes and its responsive event sequences at the shal-

low level are suggested (Tab. 5—6).

5. Formation & Evolution of the China Continent, and Continental Dynamics

Collision orogeny is considered as a main mechanism of the continent assembling. East China and Main China continent are assembled in the Indosinian and Yanshanian stage, respectively (Fig. 4—3, 6—1, 6—2). By comparison to the petrological structure of the intracontinental orogeny (Tab. 2—2, third column), this book may suggested that the ultra-high-pressure metamorphic rocks containing coesite-eclogites in Dabie, the magnesite-garnet peridotite in North Jiangsu, the high-pressure granulite rocks in the southern margin of Inner Mongolian orogeny may considered to be the petrological records of the Mesozoic mountain root and lithospheric root.

A three dimensional tectonic model——continental roots-plume tectonics and its processes (Tab. 6—2) are suggested by this book in the basis of combination of both the India-Siberia bidirectional indentation & East Asia extrusion tectonics (a two dimensional tectonic model) (Fig. 6—4, Tab. 6—1), and the depth-dimensional model of plastic extrusion eastwards of the asthenospheric materials (Fig. 6—5). Tectonic effect of the craton block group is discussed.

Large province of igneous petrotectonic assemblage in relation to the mantle convection suggested by this book is discussed, by which subcontinental mantle convection system & its evolution since the Indosinian (Fig. 6—7, Tab. 6—4) are presented. The location of megaliths beneath the China continent generated from the multiple lithospheric delamination/de-rooting events may be guessed (Fig. 6—8). Three layer crust-mantle dynamic system (Fig. 6—9) and coupled relationship between two mantle convection daughter system (Fig. 6—11) beneath the China continent are discussed. The super-downwelling of cold mantle called by this book a mantle collapse-pile tectonics between the depth of 400 km and mantle-core boundary (Fig. 6—9, number 3) is regarded to be a general dynamic source for the supracrustal layer (Fig. 6—9, number 1) movement (physical and chemical) since the formation of the China continent. The continental roots-plume tectonics layer above the depth of 400 km (Fig. 6—9, number 2) is considered as a driving force daughter system controlling directly the supracrustal movement. Inconsistency between the geotectonic units on the lithospheric scale and the supracrustal scale is discussed.

6. Discussion on Some Important Geological Problems

At last of this book, some important geological problems are discussed, such as key to the continental dynamics research: multiple-layer convection system in the Earth: panthalassa: continental rifting & breakup: super-continent & continental breakup: orogenic belt related to continental welding & its classification: type of the petrological structure of the intracontinental orogenic lithosphere: mountain body contour of the Qinghai-Tibet-Himalaya orogenic belt & its dynamic implications: Nature of the crust and the crust/mantle exchange: some problems on the research of whole earth dynamics.