目　录

前言 …… 郭正吾 (1)
第一章　前震旦纪基底及地壳热结构 …… 韩永辉　吴孝生 (3)
第一节　前震旦纪基底的地质特征 …… (3)
一、太古宇和下元古界的分布及构造环境 …… (3)
二、中元古界的分布及沉积环境 …… (5)
第二节　上扬子区重磁场特征及地质解释 …… (7)
一、磁场特征及地质解释 …… (7)
二、重力场特征及地质解释 …… (9)
第三节　前震旦纪基底结构 …… (11)
一、前震旦纪岩性质 …… (11)
二、基底埋深概况 …… (13)
第四节　四川盆地及邻区地壳热结构特征 …… (13)
一、大地热流的测量 …… (13)
二、地壳热流和地壳深部温度 …… (14)
三、地壳热结构分析 …… (18)
第二章　岩石圈结构特征 …… 刘成借 (24)
第一节　岩石圈的纵向结构 …… (25)
一、岩石圈分层 …… (26)
二、岩石圈内的滑脱面 …… (32)
三、岩石圈的均衡调节层 …… (36)
第二节　岩石圈内的断裂 …… (37)
一、龙门山岩石圈断裂带 …… (38)
二、米仓山壳内隐伏断裂 …… (39)
三、华蓥山断裂带 …… (39)
四、七曜山壳断裂带 …… (40)
五、花垣-松桃壳内隐伏断裂 …… (40)
六、黔阳-溆浦岩石圈断裂带 …… (41)
七、其它断裂 …… (41)
第三节　岩石圈的横向特征 …… (41)
一、甘孜—理塘地区 …… (42)
二、龙门山地块 …… (43)
三、成都地块 …… (43)
四、川中地块 …… (43)
五、川东地块 …… (43)
六、黔北-麻阳地块 …… (44)
七、湘桂粤地区 …… (44)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第四节　几个基本地质问题 …… (44)
一、上扬子地区及邻区的变质基底 …… (44)
二、地壳下部式"褶皱"与"侵蚀" …… (45)
三、盆地的两种边缘 …… (46)
四、盆地的性质 …… (47)
第三章　震旦纪—老第三纪沉积相概述 …… 殷建棠　陈晓国　何志国 (48)
第一节　以碳酸盐岩为主的台地沉积阶段 …… (48)
一、台地沉积早期（Z—S） …… (48)
二、台地沉积中期（D—C） …… (57)
三、台地沉积晚期（P—T_2） …… (62)
第二节　前陆盆地沉积阶段 …… (72)
一、晚三叠世龙门山前陆盆地的沉积 …… (72)
二、康滇地区的晚三叠世沉积 …… (75)
第三节　陆内沉积盆地阶段 …… (75)
一、陆内坳陷盆地沉积期 …… (75)
二、山前坳陷盆地沉积期 …… (79)
三、陆内盆地萎缩期 …… (82)
第四章　四川盆地周缘山系的形成演化 …… (89)
第一节　龙门山的形成演化 …… 邓康龄 (89)
一、印支期甘孜-阿坝弧后盆地的形成演化 …… (89)
二、印支期前龙门山地区发展史 …… (90)
三、多层次多期次陆壳内逆掩逆冲推覆形成首龙门山 …… (92)
四、燕山期后龙门山持续受北西向挤压或压扭作用 …… (99)
五、龙门山南、北段形成发展之差异 …… (101)
第二节　北缘山系的形成与演化 …… 李国建 (102)
一、华南板块北缘—南秦岭古被动大陆边缘的形成与演化 …… (102)
二、北大巴山推覆构造带 …… (104)
三、汉南隆起的形成演化 …… (106)
四、印支期南秦岭造山带与前陆盆地北缘的沉积 …… (106)
五、燕山期南秦岭构造演化与山前坳陷形成 …… (106)
六、喜马拉雅期南秦岭继续向南逆冲推覆与四川盆地北部边界的形成 …… (108)
第三节　东南缘的构造形成演化 …… 梁恩宇 (108)
一、"原始华南陆壳"在中元古代的裂陷解体 …… (108)
二、晚元古代—早古生代的稳定型生物盐 …… (108)
三、湘黔地区的S-D被动陆与上扬子沉积盆地 …… (109)
四、燕山期、喜马拉雅期构造事件及盆地东南、西南边缘的形成 …… (110)
五、盆地东南缘逆冲挤压的分层滑脱模式 …… (112)
第五章　四川盆地的形成与演化 …… 邓康龄 (113)
第一节　中、新生代上扬子陆相沉积盆地的形成与演化 …… (113)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

一、晚三叠世前陆盆地的形成特点 …… (113)
二、侏罗纪—老第三纪上扬子沉积盆地的发展演化 …… (116)
第二节 构造盆地的形成与演化 …… (120)
一、四川盆地的形成 …… (120)
二、四川盆地的演化特点 …… (124)
三、构造形变期次的讨论 …… (126)
四、鲁马拉雅期应力场分析 …… (133)
五、与国内外盆地对比 …… (134)
第三节 四川盆地形成演化中的几个问题初探 …… (136)
一、沉积盆地与构造盆地之演变探索 …… (136)
二、地壳运动之管窥 …… (136)
三、岩石圈的重力均衡与坳陷盆地 …… (137)
四、四川盆地形成演化模式 …… (138)
第六章 局部构造特征 …… 王庆国 赵泽江 (139)
第一节 四川盆地的拆离构造 …… (140)
一、拆离构造 …… (140)
二、滑脱层的特征 …… (141)
三、滑脱层的分布 …… (144)
第二节 局部构造的类型及演化 …… (147)
一、局部构造的分类原则和标准 …… (147)
二、局部构造的类型及特征 …… (147)
三、局部构造的演化模式 …… (151)
第三节 四川盆地局部构造区划及典型构造分析 …… (154)
一、构造区划及其特点 …… (154)
二、典型构造分析 …… (157)
第七章 油气盐卤矿产分布特点 …… (163)
第一节 四川盆地油气分布特点 …… 邓康龄 (163)
一、海相层系中丰富的天然气资源 …… (163)
二、陆相油气 …… (164)
三、局部构造对油气的控制 …… (166)
四、大中型气田成藏地质条件浅析与勘探前景 …… (170)
五、对形成油田地质条件的新认识 …… (175)
六、西昌、滇中盆地油气前景 …… (175)
第二节 四川盆地三叠系盐卤矿床形成与分布规律 …… 刘崇正 (176)
一、盐矿成盐条件及分布 …… (176)
二、卤水的形成与分布 …… (177)
结论 …… 邓康龄 (186)
图版说明及图版 …… (189)
英文摘要 …… (195)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Content

Introduction ..... **Guo Zhenwu** (1)

Chapter 1 Pre-Sinian Basement and Crustal Geothermal Framework .....

..... **Han Yonghui Wu Chunseng** (3)

1 **Characteristics of Pre-Sinian Basement** ..... (3)

a. Distribution and Tectonic Setting of Archaeozoic and Lower Proterozoic ..... (3)

b. Distribution and Sedimentary Setting of Middle Proterozoic ..... (5)

2 Gravity Magnetic Characteristics and Geological Interpretation of Upper Yangtze Area

..... (7)

a. Magnetic Characteristics and Geological Interpretation ..... (7)

b. Gravity Characteristics and Geological Interpretation ..... (9)

3 Pre-Sinian Basement ..... (11)

a. Pre-Sinian Basement Rock ..... (11)

b. Burial History of Basement ..... (13)

4 Crustal Thermal Framework of Sichuan Basin and its Adjacent Area ..... (13)

a. Geothermal Flux Measurement ..... (13)

b. Crustal Geothermal Flux and Temperature ..... (14)

c. Crustal Geothermal Analysis ..... (18)

Chapter 2 Lithospheric Characteristics ..... **Liu Yingkai** (24)

1 Vertical Variation of Lithosphere ..... (25)

a. Lithospheric Layering ..... (26)

b. Detachment in Lithosphere ..... (32)

c. Isostatic Adjustment in Lithosphere ..... (36)

2 Fracture in Lithosphere ..... (37)

a. Lithospheric Fracture in Longmenshan Area ..... (38)

b. Crustal Fracture in Longmenshan Area ..... (39)

c. Crustal Fracture in Huayingshan Area ..... (39)

d. Crustal Fracture in Qiyueshan Area ..... (40)

e. Crustal Fracture in Huayuan Sonpan Area ..... (40)

f. Lithospheric Fracture in Qianyang Xupu Area ..... (41)

g. Other Fractures ..... (41)

3 Horizontal Characteristics of Lithosphere ..... (41)

a. Ganzi—Aba Area ..... (42)

b. Longmenshan Terrain ..... (43)

c. Chengdu Terrain ..... (43)

d. Central Sichuan Terrain ..... (43)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

e. East Sichuan Terrain ····· (43)
f. Pengxi – Muyang Terrain ····· (44)
g. Jiangxi-Hunan-Guangxi-Guangdong Area ····· (44)
4 Several Basic Geological Problems ····· (44)
a. Metamorphic Basement of Upper Yangtze Area ····· (44)
b. "Aggradation" and "Erosion" in Lower Crust ····· (45)
c. Two Kinds of Basin's Margins ····· (46)
d. Basin Property ····· (47)
Chapter 3 Sedimentary Facies of Sinian-Palaeozoic ····· Yin Jantang Chen Zhuoguo Ju Zhigun (48)
1 Carbonate Platform Stage ····· (48)
a. Early Platform (Z—S) ····· (48)
b. Middle Platform (D—C) ····· (57)
c. Late Platform ($P-T_2$) ····· (62)
2 Foreland Basin Stage ····· (72)
a Foreland Basin of Late Triassic in the Front of Longmenshan Area ····· (72)
b. Sedimentary Facies of Late Triassic in Kangdian Area ····· (75)
3 Intracontinental Basin Stage ····· (75)
a. Intracontinental Depression ····· (75)
b. Piedmont Depression ····· (79)
c. Shrinkage of Intracontinental Depression ····· (82)
Chapter 4 Formation of Peripheral Mountains of Sichuan Basin ····· (89)
1 Longmenshan's Formation ····· Dong Kangling (89)
a. Indosinian Back-Arc Basin of Ganzi – Aba ····· (89)
b. Pre Indosinian Geological History about Longmenshan Area ····· (90)
c. Palaeo-Longmenshan Formed by Nappes in several Layerings and in different Times ····· (92)
d. Back Longmenshan Compressed or Sheared by Northwest Stress in Yanshan Movement ····· (99)
e. The Differences Between South Section and North Section of Longmen – shan Area ····· (101)
2 Formation and Development of North Margin of Sichuan Basin ····· Li Guojun (102)
a. Formation and Development of North Margin of South China Plate-Palaeo Passive Continental Margin of South Qinling ····· (102)
b. Nappe Structure Belt of North Dabashan Area ····· (104)
c. Formation and Development of Hannan Cliff ····· (106)
d. South Qinling Orogenic Belt and Sedimentation in North Margin of Foreland Basin in Indosinian Movement ····· (106)
e. South Qinling Evolution and Piedmont Depression's Formation in Yanshan Movement ····· (106)
f. South Qinling Napped Continually Southwards and North Margin's Formation of Sichuan Basin in Himalaya Movement ····· (108)
3 Structure Formation and Development in Southeast Margin of the Basin ····· Liang Enyu (108)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

a. "South China Primary Crust" breakup by Fracture in Middle Proterozoic ····· (108)
b. Jiangxi Hunan Guangxi Guangdong Sag Basin of Late Proterozoic—Early Palaeozoic ····· (108)
c. Indosinian Folds in Hunan-GuangXi Area and Sedimentary Basin in UpperYangtze Area ····· (109)
d. Yenshan and Himalaya Structure Events and Formation of Southeast and Southwest Boundaries of the Basin ····· (110)
e. Detachment Model of Southeast Margin of the Basin ····· (112)
Chapter 5 Formation and Development of Sichuan Basin ····· Deng Kangling (113)
1 Formation and Development of Continental Basin in Upper Yangtze Area of Mesozoic-Cenozoic ····· (113)
a. Characteristics of Foreland Basin of Upper Triassic ····· (113)
b. Basin Evolution of Jurassic-Palaeogene in Upper Yangtze Area ····· (116)
2 Formation and Development of Structure Basin ····· (120)
a. Formation of Sichuan Basin ····· (120)
b. Evolution Characteristics of Sichuan Basin ····· (124)
c. Discussion on Structural Deformation ····· (126)
d. Compared with the Basins at Home and Abroad ····· (133)
e. Analysis on Himalaya Stress ····· (134)
3 Some Problems on the Formation and Development of Sichuan Basin ····· (136)
a. Differences Between Sedimentary Basin and Structural Basin ····· (136)
b. Movements in Continental Crust ····· (136)
c. Gravity Isostatic Adjustment of Lithosphere and Depression Basin ····· (137)
d. Formation and Development Model of Sichuan Basin ····· (138)
Chapter 6 Local Structure ····· Wang Qingtao Zhao Zejang (139)
1 Detachment Structure of Sichuan Basin ····· (140)
a. Detachment ····· (140)
b. Detachment Characteristics ····· (141)
c. Detachment Distribution ····· (144)
2 Local Structural Types and Evolution ····· (147)
a. Classification and Standard of Local Structure ····· (147)
b. Local Structural Types and Characteristics ····· (147)
c. Local Structural Model ····· (151)
3 Local Structural Regionalism and Typical Structural Analysis ····· (154)
a. Structural Regionalism and Characteristics of Sichuan Basin ····· (154)
b. Typical Structural Analysis ····· (157)
Chapter 7 Distribution of Oil, Gas, Salt and Brine ····· (163)
1 Oil and Gas Distribution of Sichuan Basin ····· Deng Kanglung (163)
a. Natural Gas Resources in Marine Sedimentary sequences ····· (163)
b Oil and Gas in Continental Strata ····· (164)
c. Oil and Gas Controlled by Local Structure ····· (166)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

d Geological Condition of Large-Middle Scale Oil and Gas Fields and Exploratory Prospect ····· (170)
e. New Idea about Geological Condition of Oil and Gas fields ····· (175)
f. Oil and Gas Prospect in Xichang and Middle Yunnan Basins ····· Liu Zhongzeng (175)
2 Formation and Distribution of Salt and Brine of Triassic in Sichuan Basin ····· (176)
a. Formation and Distribution of Salt ····· (176)
b. Formation and Distribution of Brine ····· (177)
Conclusion ····· Deng Kang Ling (186)
Picture and Direction ····· (189)
English Abstract ····· (195)

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

前　言

在地球科学前沿的国际性多学科研究计划中，岩石圈总体研究特别重视大陆盆地形成机制。而盆地实质上是多种地质作用复合的活动实体，要求综合深与浅，周边与盆内，地质与地球物理，固体与流体的资料，不仅研究盆地的现今结构，更要十分注意动态的演化规律，着眼于研究全过程的动态平衡和平衡后的新动态。

为了从典型盆地入手，张鸿喜教授和李廷栋教授选择了四川盆地。我国中、西部发育有许多大型压扭性盆地，通过对四川盆地形成演化与形成机制的分析，以及油气藏与盐卤成矿规律的研究，有助于深入认识此种类型的盆地，推动成矿理论的发展与科学预测。因此，把“四川盆地形成与演化”列为地质矿产部重点科研项目“中国岩石圈结构构造的地球物理综合研究”中的一个课题。

此项课题研究涉及地学中较多的领域，加之四川盆地是一个相当复杂的大型立体盆地群体，对于周边山系、深部岩石圈结构以及盆地内沉积和流体都要进行宏观与微观、静态与动态相结合的分析，同时，为了勘探实践的需要，还以形成油气及盐类矿产的物质基础为出发点，以发掘那些掩盖和较隐蔽着的领域作为勘探新对象。从成质体之间的相互联系和组合入手，用动态的思路去搜寻和落实新的勘探靶区。所有这些，已被近年来的勘查部署采纳或参考，研究所取得的一些新的认识，把盆地分析也向前推进了一步。

此项研究探索运用现代地学理论，把地质与地球物理相结合，盆地与周缘邻区相结合，浅层构造与深部构造相结合，分析盆地形成、演化历史，提出了盆地形成机理和发展阶段，展示了盆地地质结构的基本特征。可以看出，在上扬子地域，地壳由七个性质不同的层次组成，在上、下地壳之间普遍存在一个低速高导层，具有薄壳薄岩石圈特性；大地热流值平均小于我国东部拉张型盆地；四川盆地地壳呈楔形嵌入龙门山地区，龙门山以西上地壳沿壳内滑脱层向东滑移，形成背驮式雁褶构造山系，由此负载压弯下伏岩层，形成了褶皱山系前缘的晚三叠世前陆盆地。侏罗纪后，山系被剥蚀以及完整调整作用，形成坳陷盆地。喜马拉雅期周缘山系向盆地逆进挤压，改造了沉积盆地，形成了构造盆地。需要指出的是，在此过程中，秦岭及大巴山也参与了影响，川西、川北的推覆、叠加作用尚待进一步研究。总的看来，四川盆地是叠覆于海相碳酸盐台地之上的，经中、新生代陆相盆地阶段多次构造事件改造，又于新生代晚期形成的挤压型盆地群体。

盆地内构造形变，包括了特提斯-喜马拉雅及滨太平洋两大构造域相互作用的影响，以滑脱构造代表的演化模式可以大体运用于各类构造样式的分析。

在全面解剖盆地形成演化新认识基础上，分析了四川盆地油气藏成藏地质特征，指出了一些勘探新领域和靶区，并预测了西昌、楚雄盆地的油气前景；此外，还分析了岩盐、卤水和富钾卤水的成矿条件和远景。

当前，盆地的综合研究正进入系统探索，运动与物质，历史与动力，局部与整体之间的内在联系的新阶段。新思路与新技术的相互促进将会有更多重要发现，我们面前还有许

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

多未知的领域，无论是深部或浅部的地质过程和作用，都需要更深入地进行工作。此项研究成果只能是一次尝试性的总结。衷心希望广大地学工作者批评指正。

此项研究得到张炳熹教授、李廷栋教授、王金琪教授的悉心指导，特表示衷心感谢。

1994.11

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第一章　前震旦纪基底及地壳热结构

第一节　前震旦纪基底的地质特征

一、太古宇和下元古界的分布及构造环境

上扬子区太古宇和下元古界出露于"康滇"、三峡、桂北、黔东南、湘西和陕甘川交界的略阳等地。分述如下：

1. 分布于康滇地区的康定杂岩，出露于康定、冕宁、西昌、德昌、攀枝花、元谋一带。它是一套经中一高变质作用的混合片麻岩系，以角闪岩相为主，局部为麻粒岩。主要由角闪紫苏辉麻粒岩、英云闪长质片麻岩、斜长角闪岩、花岗片麻岩和铁线石片麻岩等组成。其原岩为一套火山岩一沉积岩组合，下部以基性火山熔岩为主，向上变为中酸性火山岩、火山碎屑岩，最后为正常沉积岩。经研究认为[1]：此混合片麻岩属"灰色片麻岩"或称TTG岩套，是早前寒武纪典型岩石组合，一般形成于2400Ma以前。康定杂岩同位素年龄为1706—3100Ma，大多数样品在2000Ma左右，当属晚太古代—早元古代[2—4]。

2. 分布于鄂西神农架一黄陵地区的崆岭群，是一套中一高变质的以角闪岩相一麻粒岩相为主的混合岩和混合片麻岩。最近高山、张本仁对宜昌地区原认为的崆岭群黑云斜长片麻岩研究后指出，它们主要为典型的英云闪长质片麻岩，少量石英二长质和花岗质片麻岩，属TTG片麻岩。它们是同一母岩经不同程度部分熔融的产物，原岩非沉积岩。片麻岩中锆石U-Pb年龄为2850±15Ma。崆岭群表壳岩具孔兹岩建造等特征，可与太古宙高级区，如印度南部一斯里兰卡一带的高级区和我国的太华群高级区对比，时代为太古宙[5]。

3. 据近几年的研究，湖南益阳金银花岭一带，冷家溪群中的2000m火山岩，发育枕状构造，8个样品的化学成分近似于科马提岩；广西宝坛地区四堡群中部的文通组有4层科马提岩，一种意见认为科马提岩仅产于太古宙的绿岩带中。上述文通组科马提岩全岩Rb-Sr法年龄1667Ma，显然，四堡群下部的地质时代老于此值。毛鹤文用Sm-Nd法测文通组科马提岩样品8个，其中7个位于一条等时线上，年龄为2219±111Ma，代表四堡群形成的中值年龄。他还在研究本溪等岩体中，测其锆，获同位素模式年龄最大值为3289Ma，这可能预示本区有太古宇[6]。贵州古羊摩天岭花岗岩中磨圆状锆石年龄2560Ma[4]。四堡群和梵净山群下部均有陆源砾屑岩，底部有花岗岩砾石，表明在沉积四堡群前有更老基底。

4. 在陕甘川交界的略阳、勉县地区，有一套中等区域变质及部分混合岩化的变质岩系，名三岔河子群，下部为斜长角闪岩、角闪混合岩，中部浅粒岩和斜长角闪岩夹角闪磁铁石英岩，上部浅粒岩夹绢云片岩、绿泥片岩与磁铁石英岩。原岩为海相火山岩一沉积岩系，含变质磁铁石英岩型铁矿。中部斜长角闪岩中锆石U-Pb法年龄为2657Ma，宝成铁路乐素河车站碧口群不整合于三岔河子群之上，因此三岔河子群应属晚太古代[7]。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

片麻岩界碑坝地区后河群，由混合岩化强烈的英云闪长岩—奥长花岗片麻岩组成，属TTG片麻岩，时代为太古宙，与上覆火地垭群麻窝子组，呈不整合接触[4]。

综上所述，上扬子地区太古宙—下元古界出露面积不大，但分布较广，因此，推测这一古老岩系组成了本区结晶基底。

秦越宗河研究，表英云闪长岩—花岗闪长岩和奥长花岗岩组成的康定群片麻岩系，属"灰色片麻岩"。吴根耀应用三角图解（图1-1），康定群大部分样品落入英闪长岩—奥长花岗岩区，得出与前者相同结论[3]。该"灰色片麻岩"是前寒武纪最典型的岩石组合，其常量元素间呈很好的线性关系，是一套在成分上连续变化的同源岩石，此特征与国外几乎所有太古宙灰色片麻岩的演化趋势一致[5]。这套岩石的原岩主要为玄武质熔岩，上半部原岩为基性—酸性火山熔岩。康定杂岩的岩石化学类型具有岛弧火山岩系特征[1]。但并非近代板块俯冲模式，也非太古宙洋中脊，而应是在特殊构造环境下所形成的。

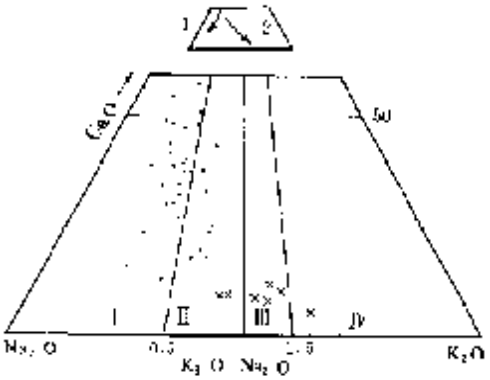


图1-1 康定片麻岩的 Na_2O-(CaO)-K_2O 三角图解

上方小图据1、2分别为英云闪长石—奥长花岗岩趋势和钙—碱性趋势。I—英云闪长岩—奥长花岗岩；II—花岗闪长岩；III—石英二长岩；IV—花岗岩；黑点为灰色片麻岩；斜十字为花岗质片麻岩

早前寒武纪构造环境的重要特点之一是高热流，上地幔处于高温的熔融状态，上地幔可形成大量小型对流区，上涌的铁镁熔岩在对流体的上方产生堆积，一方面冷却，一方面继续堆积加厚形成原始洋壳。在相邻两个对流体的下降处其堆积厚度较向上翻转部位大得多。在对流体的下降部位因熔岩冷却而密度增加，当其重力超过对流体的支撑力时，便发生重力沉陷，使这部分基性—超基性洋壳下陷重返上地幔，并被部分熔融产生分异作用，形成奥长花岗岩或英云闪长岩等，并上浮堆积在沉陷的那部分洋壳位置上，另一部分致密的残留体留在上地幔中。这一过程已有若干实验依据[6]。上述过程形成的奥长花岗岩等可以全部或部分地取代原始洋壳，在部分取代的地方发育有大量混合岩，且往往被玄武质的原始洋壳残留体所割裂，因而在沉陷区形成基性—超基性和中酸性之各类火成岩的组合，显示与现代岛弧组合相类似的特征。康定群"灰色片麻岩"的形成机理，可用上述模式说明（图1-2）。

康滇地区在太古宙位于上地幔多个对流体的下降处，原始洋壳在重力沉陷作用下产生部分熔融和分异，导致形成奥长花岗岩—英云闪长岩组成的"灰色片麻岩"，残留洋壳把"灰色片麻岩"割裂开来，并发生变质作用构成绿岩带。这些绿岩带由于后期再改造，使

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

变质程度增加，故现在仅能反映绿岩带某些组合特点，很难找到典型的绿岩带。

康定群、磨岭群和后河群均属太古宙 TTG 岩套，形成的环境是类似的。"四川盆地"（指地理位置，下同）则可能处于地幔对流体的上升翻转部位，保留了较大块的原始洋壳（见后面叙述）。黔东、湘西可能当时也在对流体上升翻转部位，但保存的原始洋壳块体较小且较薄，后期的改造也剧烈一些。

分布于会理、新平一带的大红山群，河口群（黎溪群），为一套碎屑岩建造—细碧角斑岩建造—碳酸盐岩建造系列的低角闪岩相—高绿片岩相的变质岩，含铁、铜矿，与康定群连续沉积，顶部有科马提岩和超基性岩侵位[1]，推测属于小板块不断"缝合"，向刚性板块过渡产物。这套地层可与前述四堡群与冷家溪群下部对比，属于早元古代晚期。会理小官河见会理群力马河组与下伏地层不整合接触，被称为龙川运动（小官河运动）[5]。代表中、下元古界之间的一次重要地质事件。

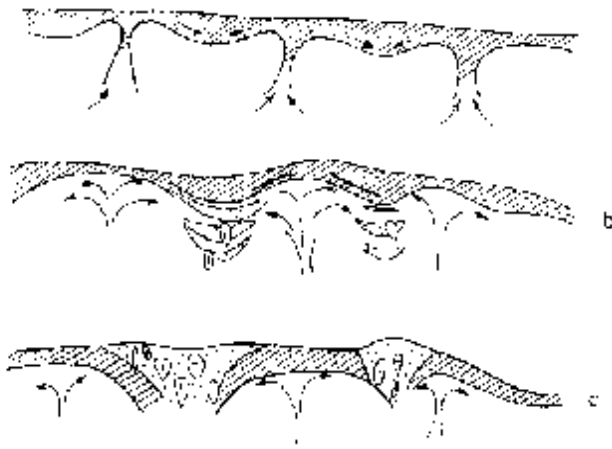


图 1-2 早前寒武纪地壳演化模式

a—在高热流特殊环境下，地幔软弱物质穿上涌，堆积在地幔众多小型对流体上方形成原始洋壳；b—随着熔岩不断堆集，在对流体下降处产生重力沉陷作用；c—沉陷的原始洋壳部分熔融并分异，形成花岗岩质熔浆，部分成年轻陆代玄武质洋壳

二、中元古界的分布及沉积环境

经过晚太古代和早元古代的构造发展演化，形成了以川中为陆核的相对稳定发展时期，围绕此陆核周缘，中元古代形成了一些裂陷槽。据沉积发育特点，可分为两种类型：第一种，分布于南缘、北缘和东缘的裂陷槽，同受拉张程度的限制或拉张的中、后期，火山岩不发育或局限于某层段，主要为浅海或（和）深海碎屑岩与碳酸盐岩，如康滇地区的昆阳群、会理群、东川群，川北的火地垭群，鄂西的神农架群，湘、黔、桂地区的梵净山群，冷家溪群和四堡群的中、上部[1,10,11]；第二种分布于西缘的裂陷槽拉张程度高，有的出现初始洋壳，堆积了一套火山岩—沉积岩组合，如盐边群自下而上为碎屑沉积岩—枕状拉斑玄武岩夹硅质岩—火山碎屑浊积岩—陆源碎屑浊积岩—滨临由深变浅的砂、泥岩互层夹薄层岩、碳酸盐岩[2]。这套火山岩—沉积岩组合还分布于龙门山地区（黄水河群、通木梁群）[12]。

在中元古代中期和晚期一些地区发生的地质事件（康滇有东川运动、滇银沟运动）[1,5]，特别是晚期地质事件（晋宁运动、梵净运动、四堡运动、武陵运动等），产生了强烈褶皱、岩浆侵入（花岗岩）、区域变质，上述沉积岩和火山岩普遍变质为浅绿片岩相，还产生了轴近东西向的线状褶皱、同斜褶皱和与之相伴的冲断裂等。这次地质事件的时期大致在 900Ma 左右[13,14,15]。太古宙和早元古代形成的结晶基底，经本次热构造事件形成的褶皱基底，使陆壳加固、扩大，奠定了上扬子地体盖层发展的基础。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

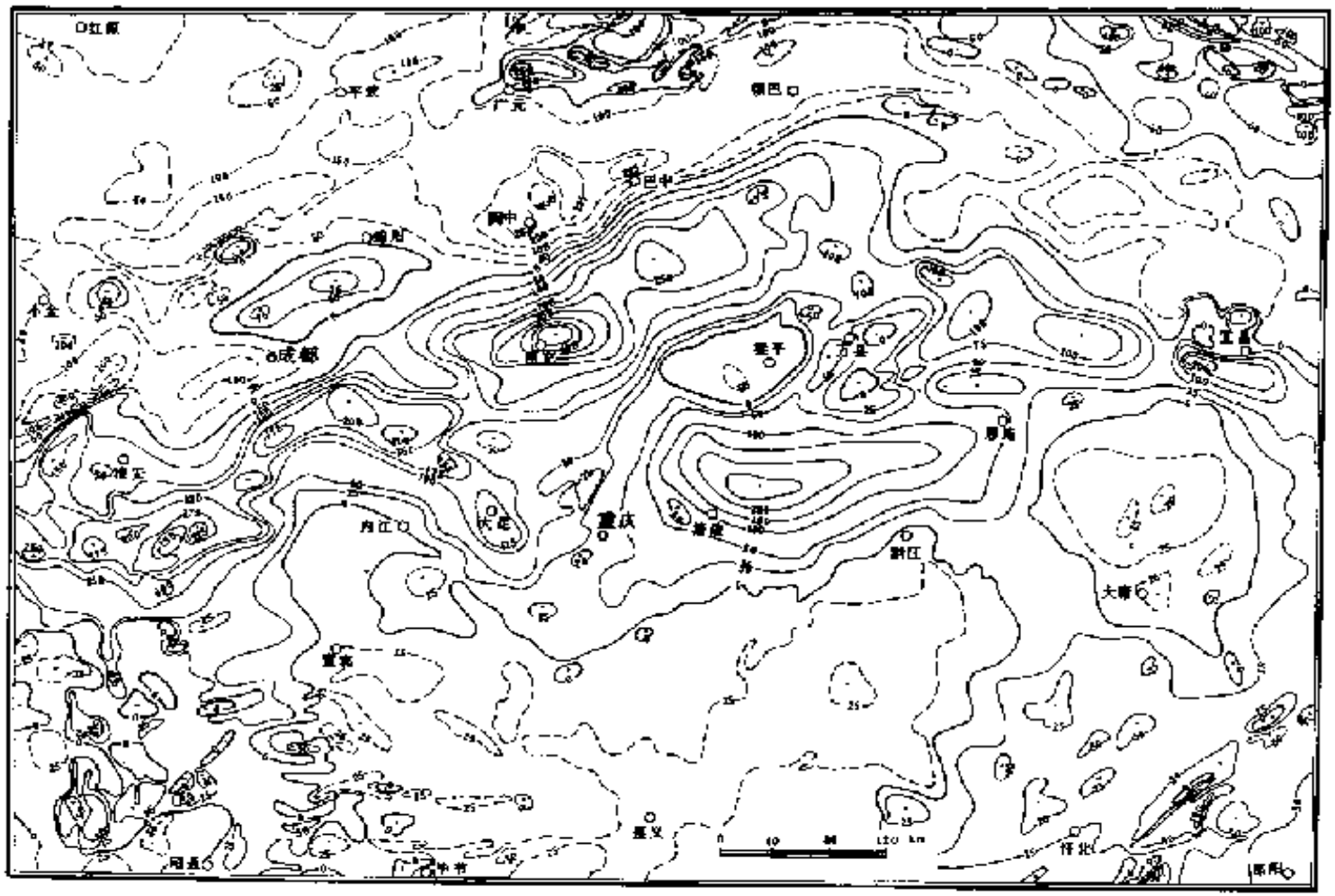


图 1-3　四川盆地及邻区航空磁测 ΔT 异常

（据地矿部航空物探遥感中心）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二节　上扬子区重磁场特征及地质解释

一、磁场特征及地质解释

据磁场背景强度及本区 ΔT 大致可分为三个区（图1-3）：（1）川鄂强磁场区，有以南充和石柱为代表的一些强磁异常，其 ΔT 值分别为 +450nT 和 +250nT；（2）川西北和康滇负磁场区，围绕上述强磁场的北、西部和西南部，包括龙门山等负异常和分散的小范围的正异常，ΔT 值一般为 -50—-200nT、德阳—绵阳磁正异常 ΔT 值可达 +75nT；（3）黔东和湘西弱磁场区，由西向东 ΔT 值增加，ΔT 值一般为 0— +50nT。

为了突出深部岩石磁性特征，对 ΔT 异常图作不同高度的向上延拓处理，压制局部的短波长干扰，以突出长波长。据地矿部航空物探遥感中心所作向上延拓 40km ΔT 异常图（图1-4）所示，南充和石柱磁异常及其之间地区构成一菱形强磁场区，其菱形边缘可能是结晶基底隐伏断裂的反映，断裂两侧岩性存在较大差异。康滇-川西负磁场区内一些正异常全部消失，呈一环绕强磁场的负磁场。湘西—黔东弱磁场区磁场强度由西向东升高，并与西侧强磁又呈一低鞍相接，此低鞍经西阳一大庸向北东呈楔形插入。

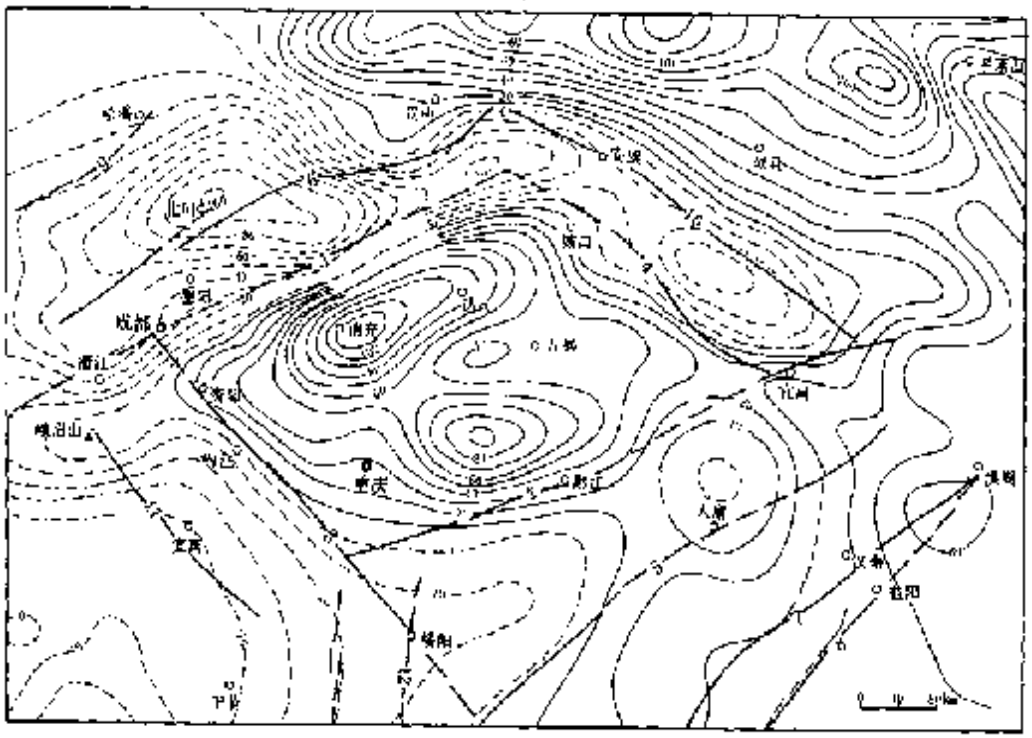


图1-4　四川盆地及邻区航磁 ΔT 上延 40km 异常等值线及断裂分布

（据地矿部航空物探遥感中心）

断裂名称：1—通江—南江断裂；2—宜昌—鄂西断裂；3　资阳—绵阳断裂；4—城口—宜昌断裂；5—大南—松坪断裂；6—龙门山断裂；7—汉寿—元宝山断裂；8—益阳—溆浦断裂；9—松桃—马东康断裂；10—安顺断裂；11—峨眉山—宜宾断裂；12—德阳—资阳断裂

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

为认识二个分区磁性特征，列举一些主要异常体上延不同高度的磁场强度于表 1-1。

表 1-1　主要磁异常上延不同高度的磁场强度

异常或异常区名称	观测面异常强度 (nT)	上延 5km 异常强度 (nT)	0—5km 衰减率 (nT/km)	上延 10km 异常强度 (nT)	上延 20km 异常强度 (nT)	上延 40km 异常强度 (nT)	5—40km 衰减率 (nT/km)	总衰减率 (nT/km)
康定正异常	+150	+130	20	280	+120	+150	6.3	8.0
石柱正异常	−250	−220	6	−190	+140	+90	3.7	4.0
德阳正异常	+25	−10	7	−20				
龙门山负异常	−250	−200	20	−180	−30	−100	2.9	3.8
湘黔两负异常	−25	−20	1	−20	+10	0	0.6	0.6
神农架负异常	−200	−150	10	120	80	25	3.3	4.1
峨眉山正异常	150	+90	12	+60	+30	+5	2.4	3.0
滇黔桂负异常区	−50	−40	2	30	50	25	0.4	0.6
岳阳正异常	+250	+140	22	+110	+80	+65	2.1	4.6

当上延 20km 后磁场强度大于 100nT 的仪测下扬子、石柱二正异常，上延 40km 后它们仍较突出，说明此二异常深部有强磁性源。德阳正异常在上延 10km 后变为 −20nT，且 ΔT 等值线已不圈闭，上延 40km 后异常完全消失，是残源异常的反映；康滇地区异常衰减幅度最大，0—5km 的衰减率为 114nT/km，原分散的正异常基本消失，上延 40km 磁场强度仍为负值，说明川西—康滇区的正异常都是浅源异常，深部磁性较弱。滇东和湘西磁异常衰减幅度小，上延 40km 后衰减率为 0.4—0.6nT/km，说明深部有磁性层，但厚度与规模可能减小。

南充磁异常强度大于 450nT，按结晶基底埋深 10km、厚 5km，磁化率 500×10^{-6}SI 进行正演模拟，未能拟合实测磁异常值；设另一模型，上磁性层深 10—15km，厚 5km（属结晶基底上部），磁化强度 1.2A/m，下磁性层厚 25km，底界深 40km，磁化强度 2.12A/m，正演模拟结果与实测异常值吻合（刘元生等，1986），说明南充磁异常产生于深部强磁性层，磁性层底界深度达莫霍面，厚度大致相当于中下地壳。这一强磁性层推测方前述的原始洋壳，证明了近年来研究认为的磁性层位于下地壳，是长波长磁场的场源[16]。

德阳正异常选取埋深 10km，厚度 10km，磁化强度 0.98A/m 的水平板状体模型，正演模拟近似于实测异常值，因此推测磁性层位于上地壳中，在更深部磁性较弱，属非强磁性层，这一认识与向上延拓的解释结果相吻合。

侯遵泗等（1989）编制的全国居里面深度图（图 1-5）所示，居里面深度"四川盆地"为 40—50km，龙门山以西为 38—42km，湘西、黔东为 36—40km，这些深度位于下地壳或上地幔内。居里面深度被视为磁性消失的最大深度，这再次证明影响磁场强度的磁源层可达下地壳。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

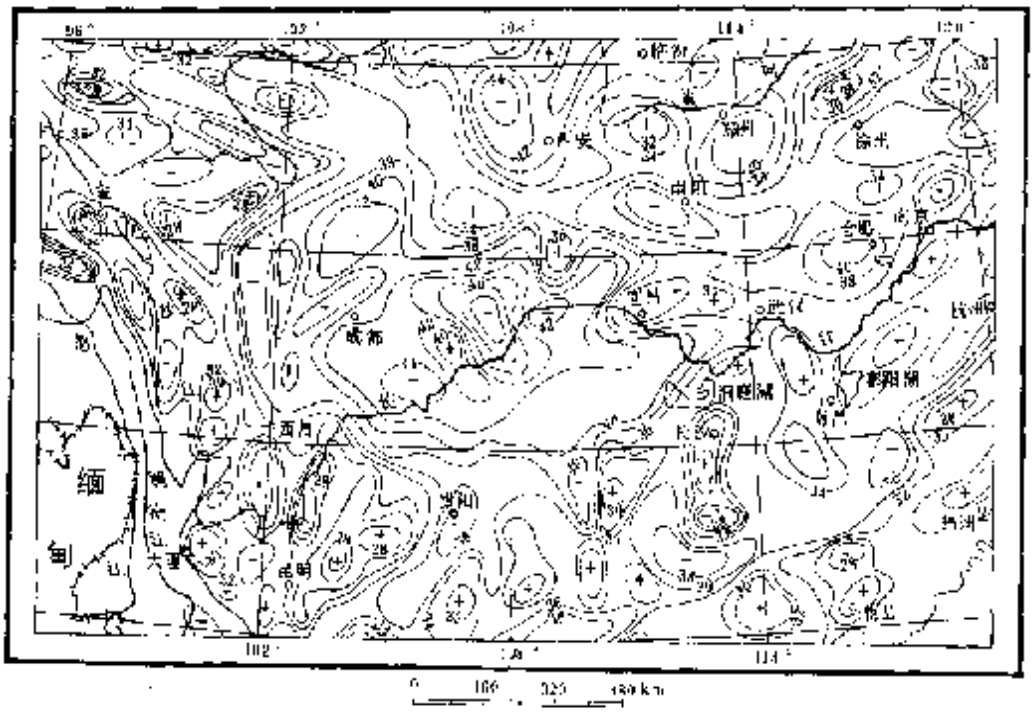


图 1-5　中国南方大陆岩里面深度

（据区域，1980）

二、重力场特征及地质解释

本区布格重力异常值总貌是自西向东升高，四川盆地边部和西南部为重力梯度带围绕，东部大庸—江口一带为武陵山重力梯度带，北缘为近东西向分布的大巴山重力低。西部重力梯度带大致夹于绵阳—乌尔康之间，宽约 150km，绵阳至黑水间 Δg 由 $-140\times10^{-5}m/s^2$ 降至 $-350\times10^{-5}m/s^2$，平均下降梯度为 $1.4\times10^{-5}m\cdot s^{-2}/km$。盆地西南缘重力梯度带宽约 120km，大致位于宜宾—南坡之间，宜宾至雷波 Δg 由 $-130\times10^{-5}m/s^2$ 下降至 $-210\times10^{-5}m/s^2$，平均下降梯度为 $0.67\times10^{-5}m\cdot s^{-2}/km$。大致在大庸—黔江之间的武陵山重力梯度带，宽 80—120km，大庸向由 80km 范围内 Δg 值由 $-40\times10^{-5}m/s^2$ 下降为 $-100\times10^{-5}m/s^2$，下降梯度为 $0.75\times10^{-5}m\cdot s^{-2}/km$。四川盆地为平稳重力场，$\Delta g$ 值为 $-75\times10^{-5}m/s^2$—$-125\times10^{-5}m/s^2$，其中分布有重庆之西的大足重力高（$\Delta g>-75\times10^{-5}m/s^2$）和南充重力低（$\Delta g<-95\times10^{-5}m/s^2$），如图 1-6 所示。

形成上述重力场特征可能与以下地质因素有关：

1．与地壳的厚度有关

区域重力场 Δg 值自西向东升高，与黑水—都阳地壳地震测深所示的地壳厚度由西向东减小有一定的相关性（表 1-2）。

2．与岩石圈密度分布有关

本区地壳平均密度变化不大，一般为 $2.8t/m^3$ 左右，四川盆地和沅麻盆地稍高，可达

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

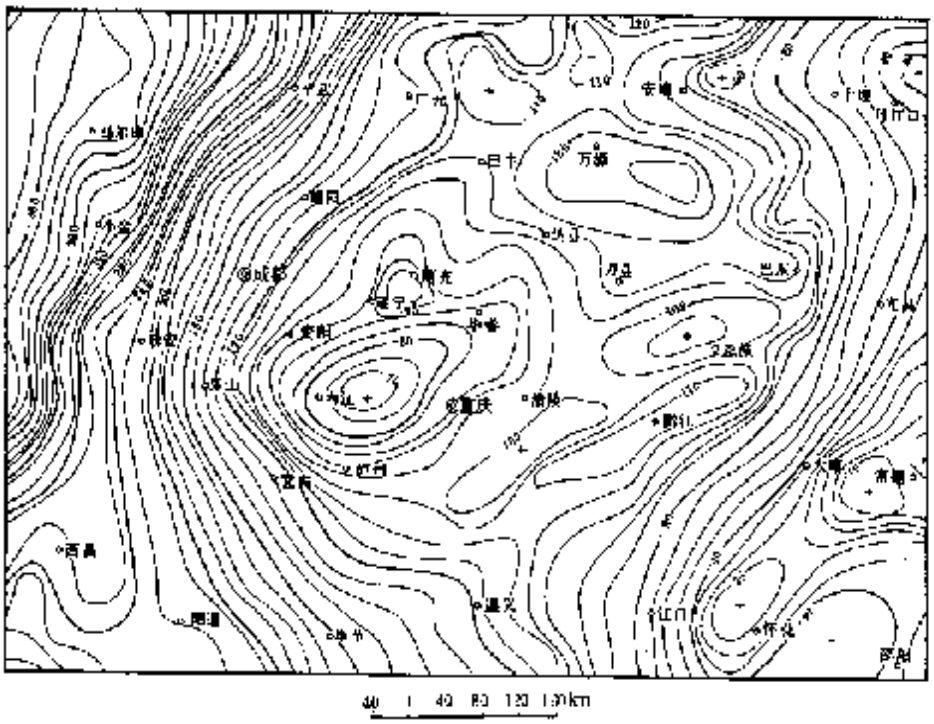


图 1-6 四川盆地及邻区布格重力异常

(据地矿部地球物理地球化学勘查研究所，1989)

表 1-2 Δg 值与地壳厚度、密度数值表

项目 / 地区	平均地壳厚度(km)	平均 $\Delta g(10^{-5}m/s^2)$	上地幔平均密度(t/m^3)	地壳平均密度(t/m^3)
松潘	63	−219	3.2	2.8
龙门山	55	−173	3.28	2.8
川西	41	−129	3.29	2.81
川中	42—44	−92	3.36	2.81
川东	39—43	−97	3.37—3.41	2.78
沅麻盆地	38—40	−35	3.34—3.36	2.81
雪峰山	40	−62	3.36	2.79

2.81t/m³。但上地幔平均密度变化较大，其中以四川盆地为最高（3.36t/m³—3.41t/m³），南充、大足地区可达3.5t/m³，松潘—茂汶一带为最小（3.21t/m³），湘西为3.34t/m³—3.36t/m³（王懋基，1989）。据此密度差划分为三个区块，并与上述两个重力梯度带（四川盆地西部和武陵山重力梯度带）及三个不同地震场区一一对应，反映了重力异常值的变化与上地幔密度变化密切相关。

3. 与软流圈深度有一定相关关系

据大地电磁测深资料，四川盆地软流圈深度为90km左右，龙门山以西达150km，呈一明显的梯度带，与布格重力异常图所示梯度带相吻合。沅麻盆地软流圈深度为110—

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

094324

115km，向西经武陵山重力梯度带后，在松桃—秀山软流圈深度变为130—150km。这表明重力场特征与软流圈深度相关。但也有例外，如武陵地区软流圈为隆起（80km），其东、西两侧软流圈下凹，重庆深达140km。在重力场上无明显反映，表明影响重力场并非单一软流圈因素。

4．两个重力梯度带的解释

龙门山重力梯度带的成因是：（1）地壳厚度由东向西增加，三台向北西至黑水地壳厚度由41km增加到63km；（2）上地幔平均密度从川中的3.36t/m³—3.41t/m³到成汶降至3.21t/m³，黑水—邵阳地壳地震测深剖面二维处理后发现，龙门山以西地壳下部有一低速、低密层，厚度大于10km（崔作舟，1990），对重力值影响是显而易见的；（3）软流圈的深度在"四川盆地"为90km，向龙门山及其以西变为110—150km，此重力梯度带的东界为通江—蒲江一线，航磁图上反映为一隐伏断裂，东、西两侧具有不同的岩性和地质发展历史。因此可以认为，形成现今重力场的根本原因是不同的地质发展历史全过程所综合造成的。上述重力梯度带沿四川盆地西南边缘延伸，勾绘出了川中地块强磁场区与康滇负磁场区的界线。反映了四川盆地菱形边框受制于基底特性。

第三节　前震旦纪基底结构

一、前震旦纪基岩性质

据航磁异常ΔT平面图（图1-3、图1-7）所示，四川盆地大体可划为4个走向呈北东东向的区块，分别称为川中—成都、南充—简阳、梁平—华蓥山和石柱—卡部区块，概述如下：

川中—成都区块，位于通江—蒲江隐伏断裂之西，龙门山断裂带之东，构造上属川北、川西坳陷。其北为米仓山、摩天岭，已出露有太古宙或太古宙至早元古代的后河组、鱼洞子群，中元古代有火地垭群、梅口群。本区块之西南为康滇地块（轴），已出露的太古宙至早元古代为康定群、河口群，中元古代为会理群、峨边群。前述康滇地区的"正异常都是浅源异常，深部磁性弱"。上述二区位于川中—成都区块走向线上，重、磁场上具有相似性，推测本区基底应具有上述二区的双层基底结构特点，即太古宙"灰色片麻岩"或中度区域变质及部分混合岩化的绿岩组成结晶基底；浅变质的沉积岩或火山岩组成褶皱基底。还须指出，本区块中的磁阳为100nT的正磁异常，向上延拓处理无根，在黑水—邵阳地壳地震测深剖面地壳速度等值线图上（图2-3），呈一地震波速度6—6.1km/s的凹槽状，联系康滇地区和龙门山逆掩推覆带中分布的苏雄组，推测此磁异常和波速槽状体为早震旦世大陆裂谷型火山岩系的苏雄组所引起。在上述6.1km/s之下的6.2km/s波速等值线，向东延伸插入川中太古界高速块体（见后述）之下，据此推测在黑水—邵阳地壳地震测深剖面线上，前述之中元古代褶皱基底可能缺失或厚度很薄。

南充—简阳区块是磁异常达+450nT的强磁场区，向上延拓40km后异常强度仍达+130nT，它是本区最高的磁异常，正演模拟磁化强度达1.2A/m，在地壳地震测深剖面地壳速度等值线图上，呈一波速6.3—6.4km/s的高速块体。此种物性特性，是上述康定杂岩、鱼洞子群、峨岭群所不能解释的，故采用了本章第一节中所述的TTG岩套形成机理中的地幔对流体上升翻转部位——即太古宙深变质基性—超基性岩为其结晶基底，属单层

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

基底结构型。这些变质基性岩、超基性岩，构成了华南板块的古陆核，具有很高的强度，是川中表层褶皱极为平缓的重要原因之一。它是康定群和碧口群的母岩，是中元古代的物源区。

梁平—华蓥山区块，介于南充与石柱—高磁场区之间的相对低磁场区，若以川中、川西地震波速度6.1km/s划作沉积盖层底界[21]，则本区存在一波速6.2km/s的槽状体。本区北端自然走向与鄂西相连，而鄂西是由崆岭群和神农架群分别组成结晶基底和褶皱基底，属于负磁场区，其上有火山岩系组成的下震旦统马槽园组。据石油地震资料，本区苏雄组比较发育，毗邻的武胜龙女寺女基井于井深5934—6011m为下震旦统苏雄组流纹英安岩[7]，表明本区早震旦世曾有强烈火山活动。苏雄组、马槽园组属于晋宁期地质事件后的裂谷型火山岩系。因此本区块的前震旦纪地史演化应有别于南充一简阳区块。上述磁场与地震波特点是具反映，华蓥山以东地表褶皱形态有别于川中，除地应力强度差异外，也是基底性质不同的反映。综上所述，推测本区有部分中元古代地层。

石柱—丰都区块为+275nT的磁异常区，与南充磁力异常类似，但其值偏低。在地壳地震测深剖面地壳速度等值线图上，反映盖层之下有一波速为6.2km/s的高速层，这些特点也类似于南充—简阳区块，因此，本区基底应与之相似，属单层结构的太古宙结晶基底，因磁异常低于南充，推测基底岩性应为深变质的中基性岩（图1-7）。

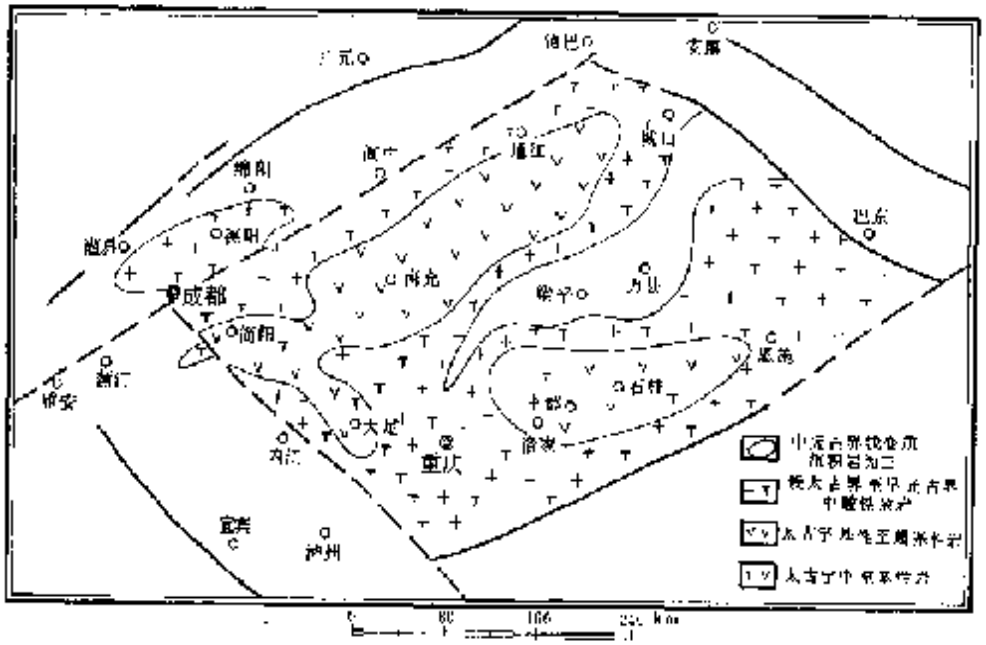


图1-7 四川盆地前震旦纪基底构造

湘西—黔东区块位于四川盆地东界七曜山以东、雪峰山以西的广大地区，已零星地出露了早、中元古代的冷家溪群、梵净山群，它们构成了本区之褶皱基底。在航磁图上为平缓的低正异常或微偏负值的磁异常区。在地壳地震测深剖面上，波速也较低（6—6.1km/s），视电阻率为几十至几百欧姆米。这些物性特点正反映了下部由浅变质的碎屑岩、基性火山岩（共生有层状基性—超基性岩）。上部为浅变质碎屑岩组成的梵

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

净山群[11]、冷家溪群。在上述褶皱基底之下，推测有类似川中、郯庐强磁区的结晶基底，但厚度可能比川中小。

二、基底埋深概况

川中武胜龙女寺女基井十井深 5934m 钻至下震旦统苏雄组。黑水—邵阳地壳地震测深剖面等速线 6.1—6.2km/s，反映了川中地区结晶基底Ⅰ界面。一些石油地震时间剖面上，结晶基底反界面也有较好的反映。据上述资料对地矿部航空物探遥感中心 1985 年编制的结晶基底深度图作了修编（图 1-8）。图中所示，四川盆地由两隆二凹所组成，大致相当于前述川北、川西坳陷，基底埋藏深度最大，可达 13km 以下；相当于南充—简阳区块的川中地区，基底埋深最浅，一般为 6—7km；此区向东的华蓥山区、四东雄背发育基底埋深加大，一般深度在 10—12km；万县—重庆一带基底埋深又变浅，深度在 6—8km；济陵—石柱一带基底埋深加大，可达 10—12km。基底埋深与上述基底岩性走向大体相吻合。四川盆地东南部邻的酉阳、沅陵和怀化一带，基底埋深在 5—8km，但大庸—慈利—带埋深为 10—12km；南侧的遵义—贵阳一带，基底埋深在 8—10km；康滇地区东部基底埋深变浅，在 2km 左右，部分地方基底已出露地表；在龙门山区和大巴山区基底埋深变浅，有的地区基底已经出露。

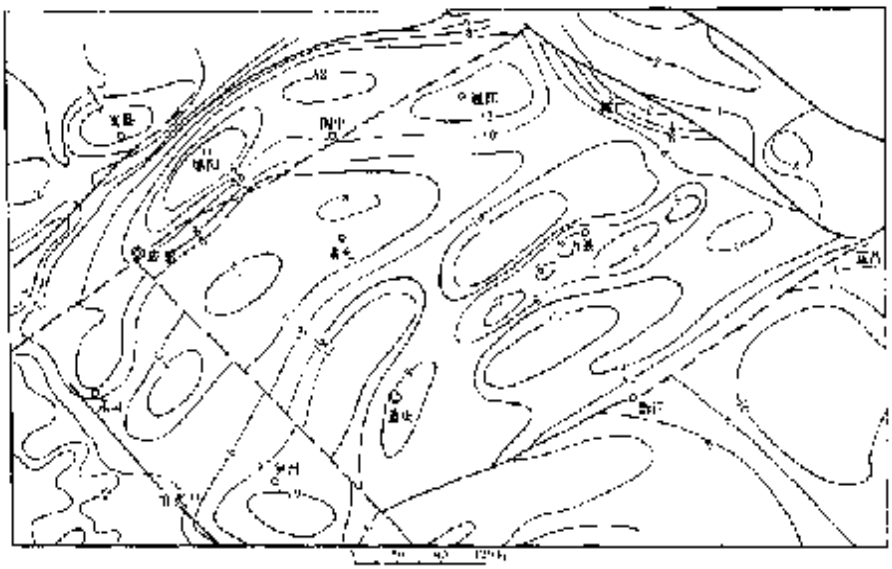


图 1-8　四川盆地及邻区前震旦系基底埋深等深线

（单位 km）

第四节　四川盆地及邻区地壳热结构特征

一、大地热流的测量

大地热流测量包括测量井温和岩石热导率两个部分，为此我们收集、整理了四川盆地 300 余口钻井温度资料，编制了四川盆地地温梯度等值线图（图 1-9）；我们还采集了盆地内 10 口井 58 块岩心样品作热导率测量，由中国科学院和四川地质大队所测定的热导率平

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

均值为2.39W/（m·K）。此值反映了四川盆地沉积盖层的热导率值。在上述资料中，遴选出同一口井同一深度内既有可靠地温梯度值又有热导率值层段，进行大地热流值计算，其成果如表1-3。

表1-3 地表热流计算数据

井　号	热流值计算井段(m)	地层时代	厚　度(m)	岩　性	热导率 W/(m·K)	地温梯度 (℃/km)	热流值 (mW/m²)
川合101井	4215—5062	T_{3x}	847	碎屑岩	2.56	18.95	48.51
川资87井	3483—3921	T_1、P、S	1438	碳酸盐岩	2.07	33.25	68.80
川资55井	1500—2850	J_1	1350	碎屑岩	2.18*	22.03	48.03
川复69井	2574—4070	J	1456	碎屑岩	1.95	21.79	42.49
川宿82井	3840—5010	T_1	1120	碳酸盐岩	2.57	17.76	45.49
川孝96井	1857—2639	J_2	782	碎屑岩	2.92	17.90	52.27

* 热导率值非本井所测，系采用四川盆地J_2平均热导率值。

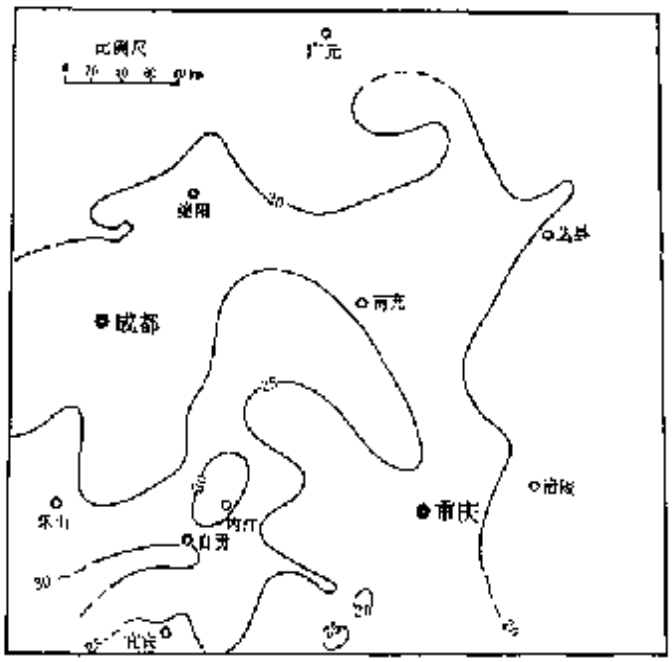


图1-9 四川盆地地温梯度等值线
（单位℃/km）

上述井温误差±1℃左右，热导率误差中科院所测值为1.71%，攀西地质大队为2.35%，它们均低于规定误差5%范围，因此，所提供的大地热流值是可信的。热导率分析成果编制的直方图（图1-10）表明，本区热导率值主要分布区间在1.5—3.5W/（m·K），频率最大值在2.0—2.5W/（m·K）之间。

表1-3中6个地表热流值，平均为50.93mW/m²，此值可视作四川盆地平均地表热流值。

二、地壳热流和地壳深部温度

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1 地壳热流计算

一个地区深部热流或地幔热流，等于地表所测的总热流量，扣除由地壳浅部放射性元素所提供的热量（或称地壳热流），即为此值。

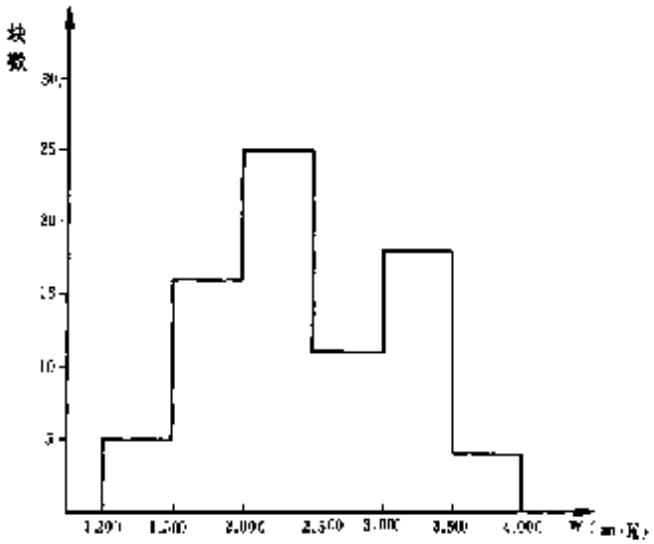


图 1-10 四川盆地岩石热导率频率

目前许多研究者采用热源指数函数分布模型来解释热流和热产生率间存在的线性关系，但陈墨香对华北的研究认为[18]这种模型对于沉积岩分布区或年轻沉积盆地地区至少不太适用。因为：第一，放射性元素 U、Th 随深度作指数函数形势减少，是严格受控于岩浆分异过程中元素迁移富集的地球化学规律的一种现象，对沉积岩地区这种规律并不适用；第二，沉积岩分布地区岩层组合、岩相变化主要受控于当时的沉积环境和沉积作用，后两者在时间、空间上的变化又是多种多样的，因而很难用一种统一的模式来处理；第三，U、Th 这类放射性元素在地表物理化学条件下的地球化学性状或行为与内生作用时表现得全然不同；第四，沉积盖层中放射性元素的分布主要取决于岩性、岩类，而不是深度。

四川盆地在沉积岩中测定放射性元素含量 103 块，其含量不遵守上述的随深度而减小的变化规律，与岩类、岩性的变化也没有明显的相关关系。因此我们取平均值作为地台盖层的放射性元素含量，计算平均热产生率为 $1.5\mu W/m^3$（表 1-4）。

表 1-4 四川盆地各地区放射性元素平均含量及热产生率

地区	放射性元素 U (10^{-6})	放射性元素 Th (10^{-6})	放射性元素 K (%)	热产生率 $\mu W/m^3$	样品测试块数
川西	2.42	12.00	1.35	1.56	48
川北	2.89	10.39	1.21	1.55	21
川东	3.05	9.70	1.31	1.57	24
川中	2.0	9.14	1.42	1.28	10
全盆	2.55	10.31	1.32	1.50	103

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

对于盖层以下地壳的热产生率没有实测资料，一般是根据有关文献选取经验值。我们将采用建立地震波速与热产生率之间的相关关系的方法。

G·邦特巴恩指出[19]：矿物的密度包含阴离子密度和阳离子密度两部分，假定阴离子全部都是氧、并作紧密堆集，其密度几乎不变，因此，矿物的密度主要取决于阳离子的密度。压缩波的速度与许多矿物晶格中阳离子的分布有关。阳离子在晶格中的这种分布称为阳离子堆积指数（K），矿物的密度、波速、热产生率都与 K 值相关。L. Stegena 等也指出[20]：地壳岩石地震波速度与其化学成分有关，其波速随着岩石由酸性变为基性而增加。岩石的放射性也与这种成分有关，酸性岩石比基性岩石有更高的放射性。Ryback (1979) 提出热产生率 A 与压缩波速 V_P 的指数关系：

$$A = a \cdot \exp\{-bV_P\} \qquad (1)$$

这一关系仅适用于结晶岩石，而对沉积岩层尚无资料可以利用。我们认为沉积盖层的底面速度和沉积盖层的平均热产生率可作为求取 a、b 值的边界条件。

设沉积盖层的平均热产生率为 A_0，底面速度为 V_0。参考有关资料[21]，系数 $a = A_0 \times 10^6$，代入（1）式得：$A = A_0 \times 10^6 \exp\{-bV_P\}$

根据假设条件：$A = A_0$，

则必须 $10^6 \exp\{-bV_0\} = 1$

解此方程

$$b = \frac{6 \times 2.3}{-V_0} \qquad (2)$$

取 $V_0 = 6\text{km/s}$ 代入（2）式，得 $b = -2.3$，由前述资料知 $A_0 = 1.5\mu\text{W/m}^3$，则 $a = 1.5 \times 10^6$，把 a、b 代入（1）式得到适合四川盆地地壳的热产生率计算公式：

$$A = 1.5 \times 10^6 \exp[-2.3V_P] \qquad (3)$$

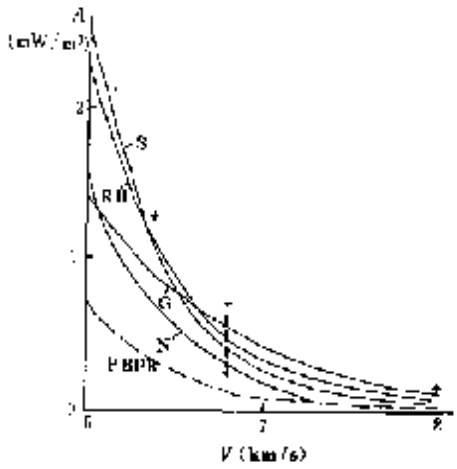


图 1-11 地壳岩石热产生率 A 与地震速度 V_P 之间的经验关系

S 为 Stegena (1954) 确定的地台和地盾地区的结果；R3 为 Rybach 和 Buntebarth (1984) 确定 200MPa 处的最年轻地壳的结果；PBPR 为 100MPa 处物质成熟地壳的结果。G 为 Grushinsky 等 (1964) 的结果；Smithson 和 Decker (1974) 对变质地壳的估计值。N 为本文给出的曲线。

公式（3）的曲线表示为图 1-11 中的 N 线。其它几条曲线是不同作者在不同地区提出来的[20]。

在具体计算中地震速度剖面取川中地区的遂宁剖面与川深 87 井相对应。川西地区取绵阳地震速度剖面与川合 100 井相对应进行计算。这些地震速度剖面是根据崔作舟（1990）的资料。以川合 100 井和川深 87 井分别代表川西坳陷和川中地区，进行地壳热流计算。

首先据（3）式计算每层热产生率 A，再计算每层的热流贡献值 Δq，$\Delta q = A \cdot \Delta Z$

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（ΔZ 表示该层的厚度，地壳每层的热贡献值 Δq 之和即为地壳热流。地壳分层及计算结果见表 1-5。

表 1-5 地壳热流值计算

点号	层号	深度(km)	ΔZ 厚度(km)	V(km/s)	A(μW/m³)	Δq(mW/m²)	$\Sigma\Delta q$(mW/m²)	K(W/m·K)	q 实(mW/m²)	Δt(℃)	t 底(℃)
用合 200 点	1	0—13	13			1.5	19.5	2.39	46.51	210.8	250.8
	2	13—17	4	6.1	1.21	4.84	24.34	2.43	29.01	43.6	274.4
	3	17—18	1	6.2	0.962	0.962	25.30	2.45	34.77	9.67	284.1
	4	18—21	3	6.3	0.764	7.29	27.59	2.45	27.21	27.0	311.1
	5	21—25	5	6.5	0.48	2.41	30.00	2.45	20.92	40.1	351.2
	6	26—36	10	6.6	0.383	3.83	33.83	2.48	15.51	66.9	418.1
	7	36—42	6	7.0	0.155	0.518	34.35	2.51	14.67	34.0	452.1
用质 87 点	1	0—7	7			1.5	10.5		2.39	68.53	186.2	206.2
	2	7—9	2	6.1	1.21	2.42	12.92	2.41	58.33	47.4	255.6
	3	9—15	6	6.2	0.962	5.77	18.69	2.42	55.91	131.5	365.7
	4	15—22	7	6.4	0.605	4.35	22.94	2.47	50.11	137.7	522.8
	5	22—26	4	6.5	1.21	1.64	27.78	2.46	35.89	70.7	595.5
	6	26—30	4	6.4	0.607	2.43	30.21	2.48	41.05	64.3	657.8
	7	30—38	8	6.7	0.305	2.44	32.65	2.49	38.62	119.8	777.6
	8	38—44	6	7.2	0.098	0.57	33.22	2.52	36.18	85.5	863.1

2. 地壳深部温度的计算

在地热研究中，地壳深部温度的计算方法取决于热产生率和热导率在地壳中的分布模型，上述计算热产生率是根据地震速度剖面把地壳划分为若干等速层，各层的热产生率取决于速度，同层中热产生率是相同的；与此模型相应的同层内的热导率看作是均一的。其计算方法是根据压力与热导率的经验关系确定的。

G·邦特巴恩指出[10]：随着压力的增加，岩石孔隙缩小，岩石热导率发生变化，特别对结晶岩石，在更大的压力下，通过晶格变形，各个晶体的弹性也影响到热导率，热导率随压缩程度的增加而增加，热导率的增加与压力成线性相关。

$$K = K_0 (1 + \alpha P) \tag{4}$$

其中：K——热导率；

K_0——加压前的热导率；

P——压力；

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

α——量级为（1—5）$\times 10^{-5}$MPa。

设压力 P 主要取决于上覆岩柱的厚度，即：

$$P = \rho \cdot g \cdot H$$

取 P 单位为 MPa；H 为埋深（km）；g 取 10m/s²；根据研究：四川盆地地壳平均密度 ρ 为 2.8。

则 $P = 2.8 \times 10^{-3} \times 10 \times 10^{3} \times H = 28H$

代入（4）式得

$$K = K_0 (1 + \alpha \cdot 28H)$$

考虑四川盆地结晶地壳比较古老 α 取 5×10^{-5}MPa

则

$$K = K_0 (1 + 1.4H \times 10^{-3}) \qquad (5)$$

K_0 取地台的沉积盖层平均热导率 2.39W/（m·K），$1.4H \times 10^{-3}$ 称为热导率梯度，代入（5）式就可以计算不同埋深条件下各层的热导率（表 1-5），热导率梯度与深度的线性关系如图 1-12。

对上述模型通常采用一维稳态传导方式求深部温度：

$t = t_0 + q\Delta Z/K \quad A \cdot \Delta Z^2/2K$

式中：t——各计算层段底面温度（℃）；

t_0——各计算层段顶面温度（℃）；

q——各计算层段顶面热流（mW/m²）；

ΔZ——计算层段的厚度（km）；

A——计算层段的生产率（μW/m³）；

K——计算层段的热导率（W/m·K）。

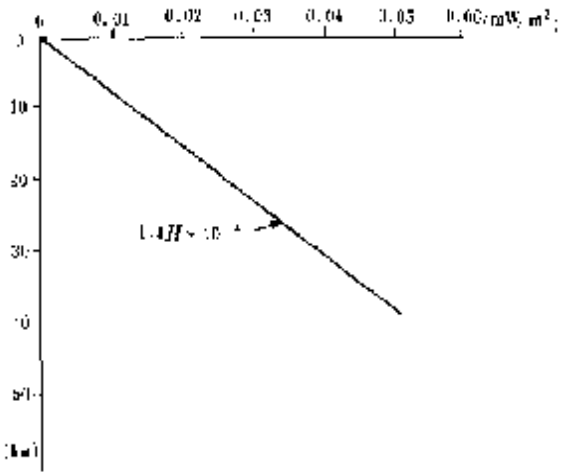


图 1-12 热导率梯度与深度关系

把沉积盖层作为一层计算盖层底面温度，顶面温度取地表恒温带温度 20℃，热导率取所采热导率的样品的平均值 2.39W/（m·K）。各层计算结果列于表 1-5。

三、地壳热结构分析

地壳热结构系指地壳热流值和地幔热流值的构成及其在地表总热流中的比例，以及地壳内部各层段热产生量、各层间热流值与温度分布状况。

1. 据各地区地震速度与深度的关系曲线，应用前述方法计算上、中、下地壳的热流值如表 1-6（为引用资料方便，地壳分层本章采用了崔作舟的划分方案，本报告地壳分层方案见第二章）。

上地壳产生的热流在 10—25mW/m² 之间，在整个地壳产生的热流中占 30%—73%；

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

中地壳产生的热流在4—17mW/m^{2}之间，占测定总产生热流的12%—50%；中上地壳总产生热流占75%—95%，下地壳仅占5%—25%。

地壳热流为25.5—35.68mW/m^2，其平均值为31.33mW/m^2，该值可视作全盆地平均地壳热流。

在区域上整个地壳热流变化幅度不大，在地壳热流中，中、上地壳，特别是上地壳的贡献最大，这反映了放射性元素向地壳上部集中的普遍规律。

表1-6 川湘地区地壳热流值

地点 / 地壳分层	资深		绵阳		遂宁		合川		武隆		酉阳		黔江		邵阳	
	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)	H底(km)	Δq(mW/m^2)
上地壳	10	10.15	18	25.3	15	16.69	14	21	11	15.75	11	14.35	13	15.2	12	16.3
中地壳	29	12.58	36	4.7	30	11.7	25	9.36	31	17.79	16	6.82	20	6.82	24	13.5
下地壳	60	8.26	62	4.75	44	5.01	45	3.4	42	2.14	41	4.33	42	4.27	39	1.81
地壳热流		31.1		34.75		33.10		32.76		35.68		25.5		26.3		31.61

说明：H底——各层底面深度（据遂北井资料）；Δq——各层产生的热流。

2. 地壳热流值和地幔热流值的分配：

地表热流值是由地壳热流值和地幔热流值两部分组成的。所以，地幔热流值等于地表实测热流值减去地壳热流值。以川合100井和川弥87井地表热流值计算的地壳热流值，分别代表绵阳与遂宁地区地壳热流值（表1-6），阿坝地区平均地表热流值为38.23mW/m^2，湘西地区平均地表热流值为48.05mW/m^2，再以资深和邵阳的地壳热流值分别计算上述二地区地幔热流值，其计算结果如表1-7所示，地幔热流在地表热流中所占比例差别较大，平均地幔热流为18.3mW/m^2，可视作盆地的平均地幔热流。

表1-7 热流值比较

地区 / 热流值(mW/m^2)	资深—阿坝区	川西坳陷区（川合100井）	川中地区（川弥87井）	湘西地区
地表 q	38.23	46.51	68.83	48.05
地幔 q_m	7.13	13.76	35.23	16.59
地壳 q_c	31.1	34.75	33.10	31.46
q_m/q (%)	18.7	28.4	51.2	34.5

3. 地壳各层面热流值和温度

地壳各层面热流值指通过该层面的热流，通过地表的热流称地表热流（或大地热流），层面热流随层面深度的增加而减少；层面温度随层面的深度增加而增加。以川合100井和川弥87井为例，各层顶面热流值（q顶）、底面温度（T底）及各层热产生率（A）见表1-5。随深度的变化（见图1-13），各层热产生率变化与层面热流变化呈正相关关系，与层面温度呈负相关关系。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

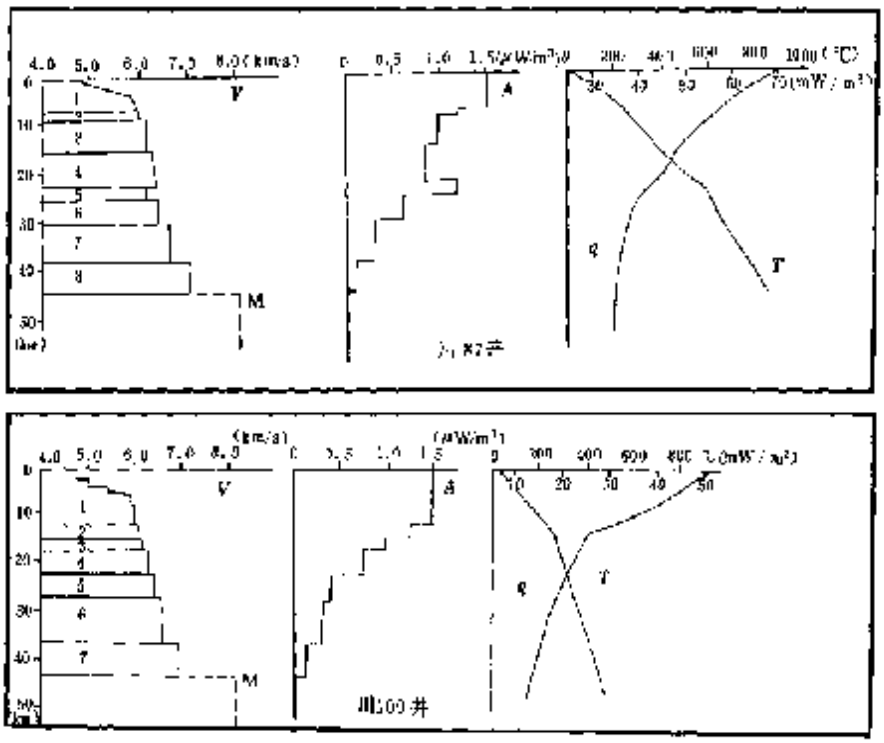


图 1-13　川孙 87 井和川合 100 井物理参数与深度关系

V—地震波速度；A—热产生率；T—层面温度；Q—层面热流；M—下地壳底面

表 1-8　川湘地区地壳各层面热流及温度数据

地壳分层 \ 地区	层面热流值 (mW/m²)				层面温度 (℃)			
	甘孜—阿坝	川西	川中	湘西	甘孜—阿坝	川西	川中	湘西
上地壳底面	28.1	25.1	50.14	3..79	149	264.1	365.1	238.7
中地壳底面	15.5	18.51	38.62	16.3	266.9	351.2	657.9	376.0
下地壳底面（M 面）	7.13	15.76	35.72	16.59	416.4	452.1	865.1	453.4

层面热流和层面温度随深度的变化都不是均一的，川合 100 井大致在上地壳的底部（18km）处发生突变，以上层面热流和温度变化率大，并且比较均匀，以下变化率小，也较均匀。

川孙 87 井层面热流和温度在中地壳发生明显变化，从下向上层面热流变化率增加；从上向下层面温度梯度增加，这一特点明显的对应剖面上的低速层，说明低速层对温度增高，热流的贡献增大。

上、中、下地壳底面热流及温度和地壳分层深度分别列于表 1-8、表 1-9，其中包括根据前述的甘孜、阿坝地区和湘西地区热流值所计算得到的有关数据。

4．地壳热结构分析

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

上扬子地体热场的第一个特点是：以川中地区最高，向东西两侧降低，从表 1-7 和表 1-8 所示，地表热流值、地幔热流值及地幔热流与地表热流的比值和莫霍面温度均表现出了上述相同特点。平均地温梯度等值线图（图 1-9）也表现为川中地温梯度最高，向两侧逐低的特点。另一个特点是：整个地壳热流差别不大，但上、中、下地壳的层面热流及每层产生的热流值（表 1-6）在横向上的分布变化较大。

表 1-9　地壳各层面深度（km）

地壳分层 \ 地点	甘孜—阿坝（康纹）	川西（绵阳）	川中（遂宁）	湘西
上地壳底面	15	18	15	12
中地壳底面	22	26	30	25
下地壳底面（M 面）	60	42	44	39

（据课作者资料）

这些特点与构造发展历史和现今构造特点密切相关。研究认为[21]：甘孜—阿坝地区在晚三叠纪类似扬子地体，经历了包括康滇和川中地区在内的地壳构造热演化阶段，它受控于当时的热聚集体制和挤压应力场；在三叠纪到中三叠世古特提斯海的形成发展过程中，使热聚集体制转化为热释放体制、区域的挤压应力场转化为引张应力场为主，在甘孜—阿坝和康滇地区主要表现为裂谷作用，大量玄武岩的喷溢，使热能散失。在中三叠世后，古特提斯大洋向东俯冲，甘孜—阿坝转化为弧后盆地，而同期川中地区则表现沉降，由剥蚀区变为沉积区，由于沉积物的覆盖，对热能起到保存作用。晚三叠世，甘孜—阿坝弧后盆地堆积巨厚的盆地相沉积，受此影响四川盆地西部上三叠统沉积也较厚，向川中变薄。印支期地壳事件使甘孜—阿坝褶皱造山，主要以壳内的挤褶构造为主，壳下深部热作用并不强烈，喜马拉雅晚期主要表现重力均衡作用，使软流圈下凹，而川中软流圈上隆，大地电磁测深资料表明，这一特点至今仍得以基本保持；由于软流圈的上隆，地幔热流向隆起部位相对集中，综上所述，构造热隆起阶段所聚集热流的保存和软流圈上隆是形成川中地幔热流较高的主要原因。川中结晶基底隆起，能够引起热流相对向川中集中。川中地区构造稳定，深断裂不发育，对热流保存起到良好盖层作用，这些都对形成川中高热流起到一定的作用。

康滇地区从三叠纪构造热隆起瓦解至白垩纪—第三纪早期（K—E）裂大陆裂谷的演化过程，壳下热作用一直比较强烈。该区地表热流为 65mW/m²，深部热流为 38mW/m²，后者是前者的 60%[22]。与甘孜—阿坝地区比较，在构造热隆起瓦解过程中都散失大量的热能，但阿坝地区后期深部热作用变弱，构造活动方式以先期逆覆作用为主，而康滇地区壳下深部热作用一直比较活跃，构造活动以裂谷作用为主，两者同样是构造活动区，但活动方式的不同引起了热流值的差异。与川中地区比较，两者热流相差不大，但形成较高热流的原因显然是不同的。因此笼统认为构造活动区的热流都高于稳定区的热流是不全面的。

湘西地区，地质历史上的构造活动较强，形成一些岩石圈断裂，起到了散失热量的作用。近期构造运动，主要表现为壳内多层次多期次的滑脱推覆构造，壳下深部作用较弱，

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

这可能是造成热流比川中偏低的主要原因。

横向上将个地壳热流相对均一，上、中、下地壳层面热流和各层热贡献的差异特点反映上扬子地台地壳总体上相对均一和地壳内部各层组成的不均一，地壳内部速度的变化、低速带的存在等都影响岩层面热流和层面温度的变化。

四川盆地是一个压性盆地，与我国东部的华北、苏北和苏南等张性盆地比较，具有自己的明显特点。有关数据列于表 1-10。

表 1-10　压性盆地与张性盆地热流值对比　单位：(mW/m^2)

项目 \ 地区	华北盆地[3]	苏北盆地[37]（平均值）	苏南盆地[38]（平均值）	四川盆地（平均值）
地表热流值	56.28—61.5	64.4	71.9	50.35
地幔热流值	28.45—40.55	/	/	24.90
地壳热流值	24.66—33.72	/	/	31.20
地幔热流/地表热流（%）	53.9—62.2	/	/	40.20
M 面温度（℃）	686—754	/	/	657.60

从表 1-10 所示，四川盆地平均地幔热流、地表热流及其比值，莫霍面温度，均低于华北盆地，地表热流也低于苏北、苏南盆地。这是由于压性盆地和张性盆地的热构造演化历史、构造运动性质、应力方式、盆地形成时间的差异而引起的。

中生代末期是我国东部地区地质历史上的一个重大变革时期，当时上地幔物质强烈活动并伴以剧烈的地壳运动。白垩纪至早第三纪受太平洋板块的作用，我国东部发育一系列大陆裂谷式的拉张性地堑，在地堑区地壳厚度减薄，地幔上拱，形成热流集中的高热区。晚第三纪以来，区域应力场转化为以压扭为主，岩浆活动减弱，地热场开始衰退，但由于这一衰退过程至今为时较短，晚第三纪和第四纪松散沉积物又起了一定程度的隔热保温作用，因此，东部地区的华北、苏北和苏南盆地保持了高地表热流和高地幔热流的特点。而四川盆地主要受到晚古生代—中生代早期（$P—T_2$）热构造事件的作用，距今的时间比较长，较近时期在强烈的挤压应力作用下，构造运动主要是壳内的滑脱推覆，深部热作用弱，岩浆活动不强烈，因而就整个盆地而言，平均地表热流和地幔热流相对比东部的张性盆地弱。但并不是四川盆地所有地区热流都比华北盆地低，川中地区地表热流比华北高，地幔热流与华北大体相当。前已述及这是由于川中地区特殊的热史条件造成的，就后期的保存条件而言，它比华北地区优越，因为在长期强烈的挤压作用下，岩石非常致密，张性断裂不发育，比华北地区的疏松岩石的隔热保温作用要好得多。

由此可见，四川盆地与我国东部张性盆地比较，平均地表热流值和地幔热流值较低，主要原因是由于前者主要构造事件发生时间较早，经历了较长时间热散失；另一方面是较近时期主要受水平挤压应力作用，壳内发育滑皮构造，缺乏张性断裂，对热流影响小，而对热流影响大的壳下深部作用弱。就上扬子地体而言，在二叠纪至中三叠世主要热事件发生时，川中地区相对其它地区热散失较弱，在后期的挤压应力作用下，致密岩石具有良好的隔热保温作用，重力均衡作用形成的软流圈的上隆，故造成了川中地区的高热流值。康滇和甘孜—阿坝地区，在地壳构造热隆起瓦解的主要热事件发生时，大量热量散失，甘孜

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

一阿坝地区在启始构造事件中主要为壳内的滑脱推覆，故形成了热流值较低，而康滇地区的大断裂作用还在进行，因此而形成了高于阿坝地区的热流值。

综上所述，四川盆地的基底（指变质基底）分为两大部分：自太古宙至早元古代形成的结晶基底，主要分布于川中与川东，其中南充地区为太古宙深变质的基性至超基岩组成，乙烯地区为深变质的中兰基性岩组成，以及围绕此二地区的晚太古代至早元古代变质中酸性杂岩，这些构成了上扬子地体的基底核心，它们具有形成时间早、变质深、固结程度高等特点。在中、新生代地质事件中，控制了构造盆地的形态，在盖层褶皱中没有卷入。川中今热流值较高，促使盆地中部相对盆起；另一部分是褶皱基底，分布于上扬子地体基底核心外圈及万县地区，由中元古代浅变质沉积岩及少量火山岩系所组成。由于固结程度较低，在早震旦世部分地区有火山活动，并在部分地区褶皱基底卷入了盖层褶皱。

为了更深入地分析四川盆地的形成演化，除认识盆地的变质基底结构外，下面将本区深部地壳结构作一剖析。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二章　岩石圈结构特征

四川盆地的深部结构半个多世纪以来一直为新老构造地质学家所关注。由于以往仅有小比例尺大区域的重、磁资料，只能对变质基底作粗略探讨。进入80年代，随着"国际岩石圈计划"和"全球地球科学断面计划"在我国实施，盆地及邻区新增一些精度较高的深部地球物理资料，盆地及邻区的岩石圈结构研究随之进入了一个新阶段。

板内构造活动不断改变岩石圈结构。四川盆地的形成与演化有其特定的深部条件，也必然在其岩石圈内遗留相应的结构特征。因此，本章从岩石圈结构特征来探讨四川盆地。

四川盆地及邻区的岩石圈结构特征是通过对跨越四川盆地的黑水—邵阳地学剖面综合解释来探讨的。该断面的地壳地震测深资料二维处理解释成果，由中国地质科学院562综合大队、四川省地质矿产局物探大队和成都地质学院等于80年代末期完后针对本问的要求作过综合解释。

此剖面是合流—阿尔泰地学断面东一段，全长1075余公里，北西—南东走向，途经川、黔、湘三省的高原、平原、丘陵及中低山区，穿越甘孜—阿坝地区、上扬子地区与华南湘桂粤地区（见图2-1）。

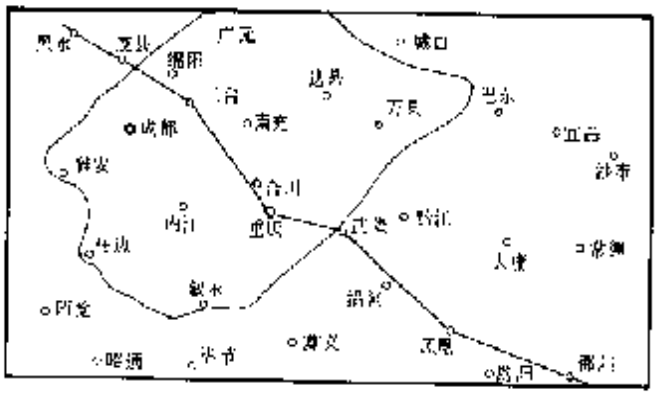


图2-1　黑水—邵阳地学断面位置

用于本文综合解释的资料有：区域地质、石油地震、地壳地震测深、区域航磁、区域重力、大地电磁测深、大地热流等。其中地壳地震测深有二维和三维两种解释处理成果，而石油地震仅盆地内较多。这些资料中以石油地震精度较高，但探测深度仅达沉积盖层底部附近，其次是地壳地震测深，总的看来，二地壳有关资料较丰富，精度亦高，可信度较好，其下资料少，可信度也差。

综合解释的原则是：尊重实际资料，在各项资料原有解释基础上，物探与地质相结合，浅部与深部相结合，当代地学理论与实际情况相结合。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第一节　岩石圈的纵向结构

现有各项地球物理资料清楚地显示出盆地及邻区同国内外其他地区的岩石圈断面相似，具有明显的层块结构特征。上地壳结构复杂、下地壳相对简单。

地壳速度测深上下多种原因所取得的壳内速度层各地不一。一维处理解释，一般有5—7个速度层[1]（见图2-2），而二维处理解释后精度提高，可识别8—14个震相[2]（见图2-3），其中以三台—都市明的速度层最多。大地电磁测深剖面显示有4—5个视电阻层（见图2-4）；重、磁场研究也认为有5—7个密度层或磁性层[3]（见图2-5）。区域地质调查

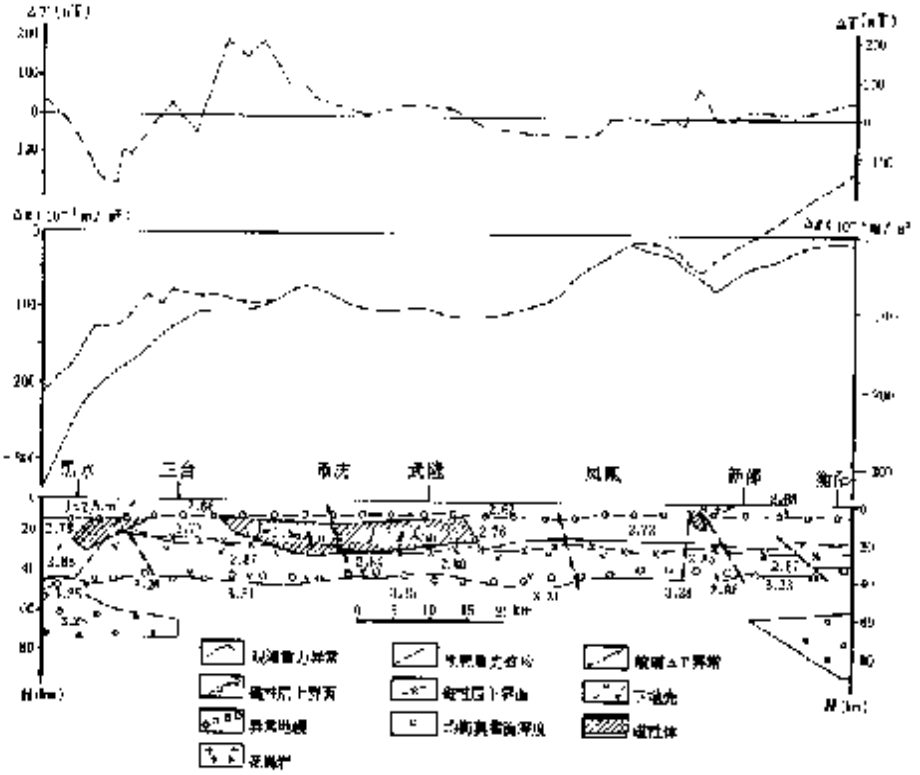


图2—5　黑水—都阳剖面岩石圈重磁模型（据王懋基）

已查明基底与盖层中存在多次地质事件（见第一、五章）造成的不连续面或地层不整合

---

[1] 崔作舟，1988，阿尔policy—合阳剖面黑水—都阳爆炸地震测深成果报告，中国地质科学院563队综合大队深部地质研究室。

[2] 嘉世旭、吴荣，1990，四川盆地及其边地区深部结构与构造（四川盆地爆炸地震资料的二维解释），中国地质科学院实验地震队。

[3] 王懋基，1989，阿尔policy—合阳剖面黑水—泉州重磁异常研究报告，地质矿产部航空物探遥感中心。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

面。这些界面分别是底和盖层为若干反映构造环境变迁的构造层。

岩石圈内部纵向划分国内外都没有统一的标准。断面上现有各类资料表明，以稳定分布的标准层——壳内低速低阻层及莫霍面可将岩石圈统一划分为上地壳、下地壳和岩石圈部分的上地幔（壳下层）。上地壳以壳内低速层顶作底，下地壳以莫霍面为底，上地幔以软流圈顶部高导层顶为界。根据各区段地球物理特征和构造环境或性质的差异及岩石构成的不同，又可进一步划分为6—8个构造层（见表2-1）。

一、岩石圈分层

断面上以盆地内岩石圈的有关资料较多，精度亦高，因此，以其为代表论述纵向分层特征。

盆地内岩石圈是横向内较薄的，一般厚85km，局部可达140km；其中尤以川中最薄，地壳及上地幔分别厚42km；航磁特征是大面积的高正异常及低缓正磁场；重力场均为负，但有相对的重力高及重力梯度带；大地热流值42—74mW/m²●，以川中地区最高，是断面内相对较热的岩石圈；壳平均速度6.2—6.3km/s。

（一）上地壳

1.陆相中、新生界上叠盆地构造层

该层以精度较高的石油地震资料划出，其他资料也有显示，以中三叠统顶部侵蚀面——石油地震T_6（或P）反射层为底（见图2-6），大致相当于地壳地震测深的R_2反射层，此界面为低角度不整合面或假整合面。该层在川中及成都平原大部分埋于地下，北门山前及川东已出露；成都平原厚6—7km，川中次之，往东渐薄或尖灭，或零星分布（见图2-7）。

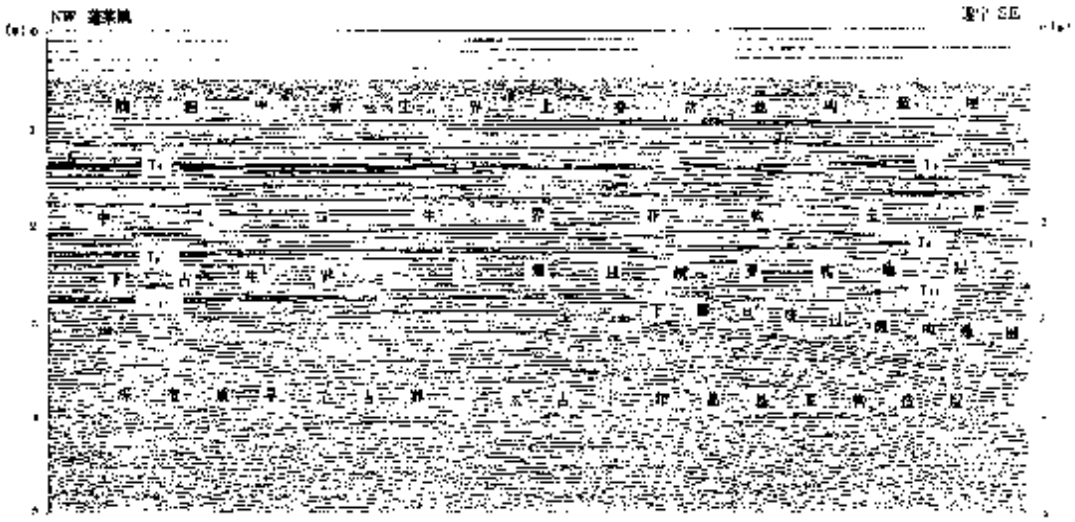


图2-6 川中地区遂宁—蓬莱镇石油地震时间剖面

（西南石油地质局第一物探大队）

● 翁辟等，1988，华南煤部地球物理测量四川—河南地震测研究报告，四川省地质矿产局测量地质大队。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表2-1 黑水-邵阳岩石圈分层简表

圈层				甘孜阿坝地区	上扬子上叠间隔—地陷沉积盆地 上扬子地区		赣湘桂粤地区	
岩石圈	地壳	上地壳	沉积盖层	陆相中、新生界山间盆地构造层(0—0.7)	沉积盖层	Ⅰ 陆相中、新生界上叠盆地构造层(0—7)	沉积盖层	陆相中、新生界山间盆地构造层(0—1)
						$R_2(T_6)$		
			变质基底	浅变质三叠系褶构造层(0—6)		Ⅱ 海相中、古生界下古生界构造层(2—9)；Ⅱ' 中、上古生界至构造层(0—4)		海相上古生界至三叠系构造层(0—4)
				浅变质海相中、古生界至上震旦统构造层(6—21) —— R_2		$R_3(T_8)$		R_2
				浅变质古生界至上震旦统构造层(0—14)		Ⅱ'' 上震旦统至下古生界构造层(2—5)	浅(微)变质褶皱基底	浅(微)变质海相下古生界至上元古界褶皱基底构造层(14—20)
				?		$R_4(T_{12})$		
						Ⅲ 上震旦统褶构造层(0—6)		
						R_5或…		
				变质中元古界褶皱基底构造层(6—8)	褶皱基底	Ⅳ 板溪中元古界褶皱基底构造层(0—8)		
				R_0		R_g或…		
						Ⅴ 深变质早元古界至太古界结晶基底构造层(0—15)		
						R_{21}		R_{21}
		下地壳		塑性构造层(M/岩浆源)(9—6)		Ⅵ 塑性构造层(岩浆源)(9—5)		塑性构造层(P_1—M,岩浆源)(8—4)
				深变质太古界至太古宇构造层(25)		R_{22}		R_{22}
				R_{11}				
				塑变构造层(19)		Ⅶ 塑变构造层(16—23)		塑变构造层(15—28)
				M		M		M
	上地幔			冷变构造层(30)		Ⅷ 冷变不均匀性构造层(40—100)		冷变不均匀岩块构造层(150—240)
				上地幔高导层				

注：括号内数字为构造层厚度，单位km。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

此层波速 4km/s，密度 2.53t/m³，视电阻率变化大，1000—10000Ω·m，局部具磁性。大型地面剖面和钻井资料说明该层为上三叠统至下第三系，主要是一套河湖相砂泥岩，有少量碳酸盐岩。

Ⅱ海相中、古生界及上震旦统构造层

该层也是以石油地震资料划出，地壳地震测深及大地电磁测深资料上也有一定显示。根据区域构造和地震地层层序研究可进一步划分为两个亚构造层。

Ⅱ¹ 中、上古生界亚构造层，以志留系顶的低角度不整合面或假整合面——石油地震 T_2^1 反射层（大致相当于地壳地震测深的 R_3 反射层）为底，波速 5km/s，密度 2.6t/m³，视电阻率在 1000Ω·m 左右，磁性低；层位属二叠系或中石炭统或中、上泥盆统至中三叠统，以海相碳酸盐岩台地相为主；该亚构造层埋于川中地下，出露于龙门山、川东高陡背斜轴部及八面山武陵山地区的向斜里，厚 0—4km，顶界埋深在 0—7km。

Ⅱ² 下古生界至上震旦统亚构造层，以上震旦统底——石油地震 T_2^2 反射层（约相当于地壳地震测深的 R_4 反射层）为底，波速 6km/s，密度 2.7t/m³，视电阻率几千到 1000Ω·m 不等。石油地震资料上显示为速度和密度中、高值间互层。绝少数油气探井揭示为上震旦统至志留系浅海台地相碳酸盐岩及碎屑岩，厚 2—5km，顶界埋深 0—8.5km。

Ⅲ下震旦统过渡构造层

本层在个别石油地震时间剖面上可断续见其底界面的反射波组（见图 2-6），地壳地震测深剖面仅以 R_4 及 R_5 反射层限定；其波速 6.1km/s，密度 2.8t/m³，在大地电磁测深剖面上显示不够明确。

该层在成都平原的顶底埋深分别是 9km、15km，在地壳地震测深速度等值线图上呈椭状体，在航磁图上显示为正 100nT 的异常。此磁异常延拓处理说明无根。结合康滇地区下震旦统苏雄组的构造环境分析，该层应相当于苏雄组。其构造环境是晋宁地质事件后大陆裂谷流积[4]——中酸性火山岩夹玄武岩及火山碎屑岩，呈透镜体状分布于康滇台缘隆起东侧，龙门山构造带中、南段也有零星出露。因此，该层应是康滇地区早震旦世的后造山大陆裂谷向北东方向的延伸，并断续展布至米仓山地区。在德阳一带的浅磁异常说明该层下部可能以玄武岩为主，厚度也较大。

该层在华蓥山至渡宇间，根据石油地震和地壳地震测深资料判断是埋深 6—9km 的扁平透镜体，女基井已钻达此层，岩性为流纹英安岩，与苏雄组相当。

根据地壳地震测深资料推断该层在川东地区缺失，重、磁力资料进一步计算处理也有相同的结论[24]。七曜山以东的八面山及武陵山区的该层已是板溪群，厚可达至 4km，组成部分背斜核部或埋于地下 3—6km。

上述三个构造层均为低角度不整合面或与其附近的泥质岩或富膏盐岩段作为滑脱层分隔，因此上下构造层的构造变形强度或展布不协调。虽然Ⅱ、Ⅲ构造层原有构造变形微弱，其褶皱却不一致，后期又都卷入强度不同的构造形变。龙门山发育不同时期的冲断推覆构造，龙门以前有少数印支期构造（比如中坝背斜）；盆地西部坳陷及川中地区以宽缓的褶皱为主；海相上亚构造层仅有断裂及伴生的平缓褶皱；海相下亚构造层几乎没有构造变形；而川东地区各构造层均已形成构造幅度往深部依次变小的断展褶皱（即断层扩展或断层传播褶皱，详见第六章）或等厚褶皱；八面山区及其以东的海相下亚构造层及过渡构造层已被露地表，其构造形变的基本样式为断弯褶皱，详见第六章。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Ⅳ变质褶皱基底构造层

该构造层在康滇地区已出露地表，为分布于台缘隆起东西两翼的盐边群、会理群；在盆地西缘的龙门山构造带南、中、北三段的邛崃山、茶坪山及龙门山区均有零星出露，是一套浅变质的基性—酸性火山岩与沉积岩系，即与上述两群相当的黄水河群或通木梁群；分布于盆地北缘米仓山地区的火地垭群也属该构造层。盆地西北部及西南部的航磁和重力场特征与上述地区相似，据此推断应发育有该构造层。

断面穿越的盆地西部德阳至绵阳一带，以及川中和川东地区，据石油地震资料沉积盖层底已达6—9km，而地壳地震测深二维处理解释资料在此深度之下已是波速达6.4km/s—6.2km/s的高速层（见图2-3）；断面上的重磁场研究也认为相应深度是磁化强度达1.55A/m的磁性层（见图2-5）。因此，盆地内基本缺失此构造层，或其厚度很薄。

此外，重庆至渡南间的地壳地震测深速度等值线图上有一埋深7—14km，波速6.0—6.2km/s（介于R_2与R_3反射层间）的楔状体，覆于磁性层之上；据其波速及上下层的构造环境分析，其上部相当于苏雄组，其下部属变质褶皱基底构造层，推测与康滇地区的东川群[25]相当，晋宁地质事件后褶皱组成基底一部分。另据航磁资料推测，该构造层可能往盆地东北部延伸、加厚，并相变为鄂西北的神龙架群。

该构造层在八面山及武陵山区，主要依据地壳地震测深资料划出，即R_4、R_{11}反射层间的层段。其波速6.1km/s，密度2.7g/m³，视电阻率几十至几百Ω·m，磁性低；层位相当于冷家溪群，是一套浅变质千枚岩、板岩与变质砂岩夹凝灰岩的陆缘海相沉积，厚8—13km，一般埋深8km以下；断面东段及其两侧出露在背斜核部；武陵地质事件（与晋宁运动相当）褶皱变质成为基底构造层。

Ⅴ深变质结晶基底构造层

此构造层依据地壳地震测深资料确定，以地壳地震测深二维解释处理的R_3及R_{12}反射层限定。其波速6.3—6.4km/s，具磁性，磁化强度1.55A/m，密度2.81g/m³，视电阻率几千Ω·m，为"四高"（高密度、高磁、高电阻、高速度）物性层；厚11—15km，顶界埋深7—12km。该层在盆地内无钻井揭示，断面两端出区也未出露。许多前寒武系或大地构造地质专家都认为这一"四高"物性层可与康滇地区的晚太古界至早元古界康定群对比，是上扬子地体上的古结核。我们基本同意这一观点，因为已有康定群出露的康滇台缘隆起轴部的南北向地壳地震测深断面资料说明，主要组成上地壳的康定群也是壳内低速层之上的高速层（见图2-8）[26,27]。

成都地质矿产研究所[3]、四川省地质矿产局[28]及攀西裂谷队[4]报一致认为康定群为"灰色片麻岩系"，其原岩下部为海相拉斑—钙碱系列基性火山岩建造；上部为钙碱系列中酸性火山岩建造夹基性火山岩及碳酸盐岩透镜体，向上渐变为火山质浊积岩及陆源碎屑岩建造；中下部变质已深达角闪岩相—麻粒岩相，属绿岩带，可与世界上许多典型的太古宙绿岩带对比。

据研究，康定群经历过早元古代两期低压区域动力热流变质作用和三种类型的混合岩化作用[29]，因此，在航磁上表现为小型高正异常带（见图2-9）；面断面切过的绵阳、南充和石柱航磁异常则是大型的区域正异常；另外，从盆地周缘分布的中元古界沉积环境分析判断，川中应是当时的沉积物源区。由此可以推论四川盆地的结晶基底与康定群基本相当，但有差别。两者之间的差别主要有三点：第一，盆地的结晶基底由于长期处于隆起状

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

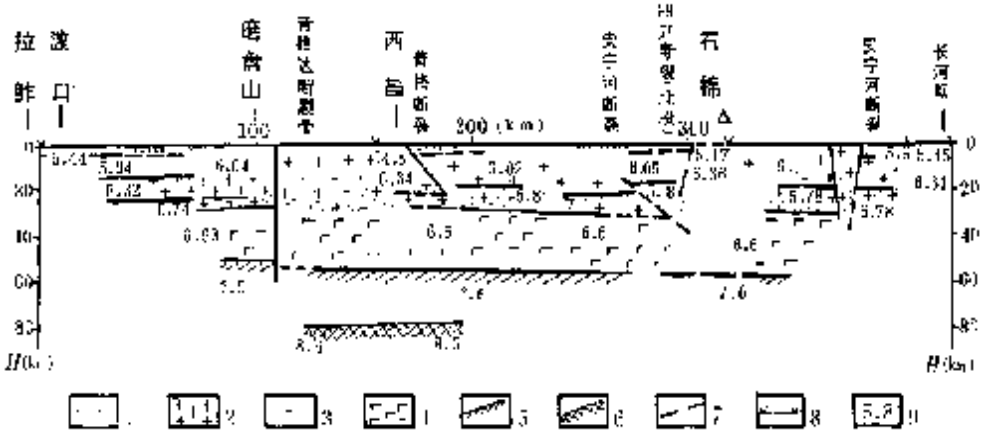


图 2-8 渡口—长河坝地壳结构断面（据曾作成）

1—表层；2—花岗岩质层；3—低速层；4—玄武岩质层；5—莫霍界面；6—壳幔过渡带底界面；7—断裂带；8—爆点；9—层速度（km/s）

壳，其上部已被剥蚀，残留的层位可能偏老，主要应属太古宇，而不是早元古界至晚太古界。第二，由于长期隆起没有经历深埋变质作用，其变质相仅达角岩相；第三，结合 909 队对四川盆地基底岩性的航磁解释成果判断，其早元古代的混合岩化病、主要为基性岩类，即绿岩中下部组成的古陆核。但据威 28 井揭示，基底中含有早震旦世澄江期的花岗岩体，推测此古陆核上也有类似的侵入；而二台以西，根据 909 队对盆地西部基底的解释结果推测，未结晶基底可能为中酸性的闪岩系，混合岩化作用较强或被剥蚀较少，残留层

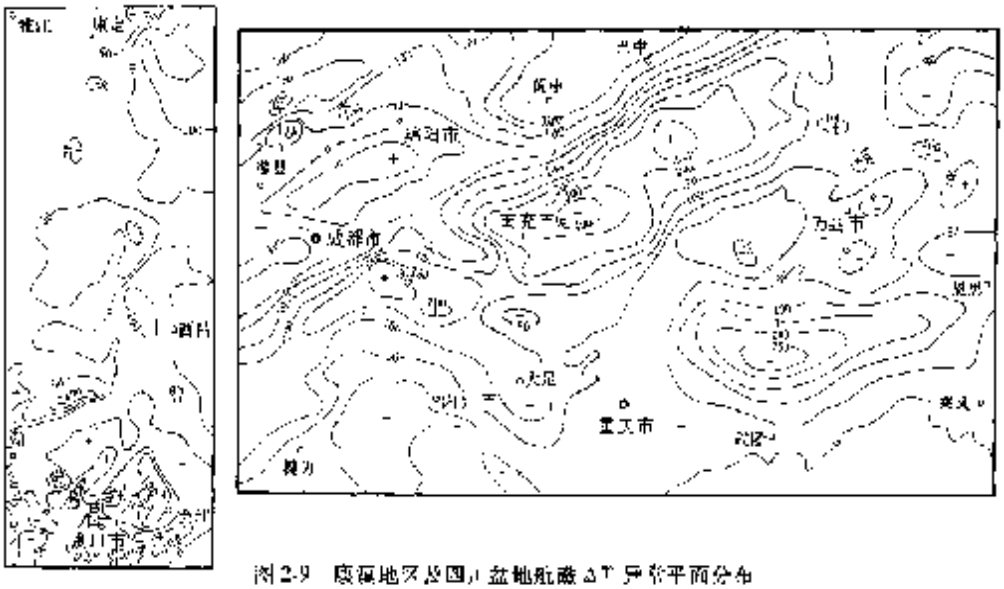


图 2-9 康滇地区及四川盆地航磁 ΔT 异常平面分布

（据地质矿产部航空物探遥感中心资料编绘）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

位较高。

近期在与冷家溪群相当的四堡群中测得钐钕法等时年龄值2219±111Ma[29]，北京第二研究所对广西摩天岭岩体（花岗岩化结果）中的磨圆状锆石同位素年龄测定结果为2860Ma[30]。这些资料说明八面山区及其以东地区的该构造层可能已相变为冷家溪群下部，或在其下仍有结晶杂岩系存在，现已埋于下地壳，且厚度不大。是否如此，有待进一步研究。

（二）下地壳

Ⅵ塑性构造层

该层根据地壳地震测深资料确定，即以R_{11}、R_{12}反射层作顶底面的壳内低速层，波速为5.8—6.1km/s；在大地电磁测深剖面上也有反映，为低阻层，视电阻率为50—200Ω·m；断续分布于整个断面，厚0—5km，顶面埋深18—22.5km。

该层可能为下地壳部分熔融物质或挥发成分集中出现而构成的塑性层，或是与印支地质事件相关联的含有化水的大型水平韧性剪切带，为糜棱花岗质层。不过各地的此层还存在一些差别，甘孜—阿坝地区和赣湘桂粤地区的是印支地质事件以来形成的，地面已见大量印支期（后者还有加里东期）和部分燕山期花岗岩体，据研究，这些岩体主要属壳源型[26,31]，依此推断该层局部地段存在重熔型岩浆房。罗志立认为盐28井钻遇的花岗岩属澄江期（740.99Ma）及重熔性的，若此论断无误，川中的该层是晋宁期形成的，局部在澄江期发展成为岩浆房；然而，后期深埋，演变为含水花岗岩质层，印支期以来有一定活动，现仍以壳内低速低阻层出现。

龙泉山以西至龙门山、川东及雪峰山西侧无典型的壳内低速层分布，却有缓凹或帽坡，可能是由于晚期重幔调整时地热流降低，熔融物质固结所致。这些地段都是莫霍面隆起所在地，也可能是喷源物质沿莫霍面隆起造成的下地壳张性隐状裂缝上浸改变其原有物性。这两种因素都可能导致壳内低速低阻层消失。

Ⅶ波状柔变构造层

此构造层以壳内低速层为顶，莫霍面作底，波速6.4—7.2km/s，往下递增，平均密度2.87t/m³，底部密度3.05—3.11t/m³，厚23—16km，顶界埋深30—21km。川中航磁异常延拓100km仍有异常存在，说明该区下地壳仍具有磁性。

按波速及密度的纵向分布，或以地壳地震测深的R_{13}及R_{15}反射层，可将该层再分为平均速度分别为6.4km/s及7.1km/s的高速度高密度层。该层即以往称之为"玄武岩"层。根据国外高压高温实验与地震波速度的对比研究[32-34]，上述二层可能分别为基性集闪岩、中性麻粒岩及基性麻粒岩。

该构造层为波界，根据地壳地震测深资料及重磁场研究有两种类型：其一是波速突变反映的莫霍面，其二是波速渐变反映的厚2—3km高、低速度薄互层，即莫霍层，或称壳幔过渡层。后者的典型地区是川东、成都平原及八面山区也有分布。以其波速推测莫霍层是基性麻粒岩与橄榄岩（或其它超基性岩）薄薄互层。

该构造层的顶底界面，以及其中的两个反射层有5—10km的起伏，似具有一定柔性或呈波状结构。

（三）上地幔

Ⅷ上地幔（岩石圈部分）块状构造层

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

该构造层顶是莫霍面，底是大地电磁测深的高导层顶，埋深85—140km，厚40—100km；波速8.0km/s—8.6km/s，密度3.36t/m³—3.41t/m³，视电阻率波动，10万Ω·m—几百Ω·m（后值可能不准确），热流值25mW/m²—53mW/m²。这些物性特征说明该层为刚性层，是组成不同的、并被挤压为冷热不均的破碎团块状结构。但华蓥山以西是薄而稳定且被完整的高速高阻相对较热的块体，以东是厚与薄、中高阻与低阻相间，以及冷热不均的较破碎的块体。可时表示岩上地幔下部或下地幔热动力作用不同，或是物质组成存在差异。

参照国外[35][36]对玄武岩深源捕虏体成分分析及物性研究，结合盆地地幔剩波速等物性推测华蓥山以西以橄榄岩及石榴石橄榄岩组成，以东则为尖晶石二辉橄榄岩与石榴石二辉橄榄岩。

3.上地幔高导层

该层仅有大地电磁测深资料推断，厚8km以上，视电阻率极低，仅16—17Ω·m；埋深起伏一般50km左右，局部（雪峰山地区）可达150km以上。武隆及凤凰两地的该层突起部位可增厚至40km，可能属晚期新生的高导层。该层是上地幔中熔融物质富集层位，亦是塑性流动热动力源层。结合大地热流值在断面上变化较大可以推断，其起伏分别显示存在有局部对流圈层的上溢和下流部位。

二、岩石圈内的滑脱面

无论石油地震还是地壳地震测深剖面都清楚地显示构造形变在垂向上不协调，即在某一层或某一个面的上下构造形变存在明显变异，而断层向这些变异层延伸越近，其倾角逐渐变小，往往在变异面上或变异层内消失。结合钻井剖面考察这些变异面都是硬岩层间的软岩层，或是构造层的分界面，亦可是区域性的构造不整合面。这些变异面是软硬相间的岩层或不同的构造层在水平挤压应力作用下，产生构造变形的过程中，在软岩层或软弱面发生水平剪切而形成滑脱面，即拆离面或拆离构造，在地下深处则形成韧性拆离构造。

盆地的沉积盖层内不乏形变软弱层。据岩石力学性质测定研究（详见第六章），这种软弱层的抗剪强度和抗压强度比硬岩层低1—2个数量级。变质基底上部多是陆源碎屑复理石建造，属软弱层。褶皱基底与结晶基底两构造层亦以构造不整合面为顶底界面，此面上下岩石组成或变质程度相差较大，也是软弱面。下地壳及其以下圈层也存在变质相界面及挥发组分或熔融物质富集层。

上述各种软岩层或软弱面，仅仅是可能成为滑脱层或拆离构造的物质基础，只有水平挤压应力超过负载和粘滞力时才能形成拆离构造或滑脱面。显然，软岩层富含水或其它流体或熔融物质富集时，启动构造形变或形成滑脱面的挤压力将大大降低。

该断面上具备上述条件，因而存在多个滑脱层，但各地区或地块的地壳组成不同，构造活动性或所受挤压强度反映的构造应力相差较大，它们所含的滑脱面就有多少或大小之别。滑脱面的规模或尺寸相差悬殊，小到在显微镜下才能观察到，大到整个岩石圈的漂移。下面只讨论具有区域构造意义的滑脱面。

（一）沉积盖层中的滑脱面（层）

整个断面唯有四川盆地的沉积盖层最发育，厚6—15km，由震旦系至第三系组成。根据石油地震与钻井资料相结合，可识别出许多滑脱面或滑脱层。它不仅是断层消失层位，也是上下构造幅度变异或倾向方位不同的分界面，亦是软弱岩层加厚或减薄的突出层位。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

主要有中、下三叠统富膏盐岩段、志留系页岩、上寒武统泥岩或膏盐岩层、下寒武统泥页岩、筇竹寺或苏雄组上部泥质岩等。详见第六章，此不赘述。

（二）变质基底的滑脱面

由于各地区或地块纵向上组成的差异，以及构造环境构造形变和形成演化经历不尽一致，因此，在变质基底中发育的滑脱面有所不同。现分别讨论如下。

1．盆地变质基底的滑脱面

（1）盆地基底顶部的滑脱面

盆地变质基底顶部各地层层位各地不一，川中是太古宇，相当于康定群下部，川东及成都平原是早元古界，相当于康定群上部。八面山及其以东是冷家溪群上部。康定群上部与冷家溪群上部都是陆源碎屑复理石建造，前者变质深，后者变质较浅。它们的顶部都是晋宁地质事件不整合面。此面的地壳地震测深各炮点记录上都是明显的 Pg 震相，在二维解释处理资料上是速度等值线密集所反映的 R_1 反射层（见图 2-3），表现上下层存在明显的密度差。川中和成都平原地表构造形变微弱，沉积盖层下部基本未变形，石油地震剖面的下部都是近水平能平行反射（见图 2-6）。因此，成都平原及川中地区的变质基底顶面没有形成滑脱面；而川东及其以东地区的沉积盖层已程度不同地全面卷入褶皱，变质基底顶面已是滑脱面。

（2）变质基底内部的滑脱面

盆地的变质基底在地壳地震测深速度等值线图上，七曜山以西是 6.3km/s 左右的等速度层，以东是 6.1km/s 的等速度层，内部无明显的反射层，似无区域性的滑脱面存在。

但在地壳地震测深速度等值线图上可以看出，成都平原的 10km 深处是一个槽状低速层，其两侧是高速层，其下速度等值线密集，二维处理解释认为是紧邻的 R_2、R_3 反射层。剖面已分析说明这一槽状低速层是下震旦统苏雄组，而两侧的高速层可能与康定群相当。另有壳内隐伏断裂在高速层底部消失。结合这一带的构造环境分析认为，高速层下的 R_2 或 R_3 反射层可能是相当于康定群中下部的岩性界面，或较软弱的岩层在晋宁地质事件时形成的局部滑脱面，后期改造成为花岗岩质层，并以低速层的形式遗留下来。

另外，华蓥山两侧 20km 深处也有类似的低速层，也可能是晋宁造质事件时形成的与上述相似的滑脱面的遗迹。

2．甘孜—阿坝地区变质基底的滑脱面

该地区的浅变质基底在地壳地震测深剖面上是速度梯度层，但仍可识别出 R_2、R_4 反射层；大地电磁测深分别在 5km 及 10km 深处表明有厚度不大且断续分布的低阻层（见图 2-4 右端）。根据区域构造研究成果分析，上述两个物性层或物质界面大致与分隔一个构造层的界面相当。前者在浅变质下叠系亚构造层与古生界亚构造层间，以变质相界面为主；后者在中元古界黄水河群或通木梁群与上震旦统灯影组间，既是变质相界面，也是晋宁地质事件不整合面。从地表露头剖面确认上述界面附近正好有软岩层存在。因此，它们是该地区的印支中晚期构造褶皱缩短时形成的滑脱面，后期的构造活动对其有所改造，以致在地球物理资料上不够清晰，但至今仍有活动，天然地震可佐证（见表 2-2）[35]。

3　赣湘桂粤地区变质基底的滑脱面

该地区的上地壳物性显示为低速低阻特征，无滑脱面的可靠地球物理信息。地面地质研究认为，组成上地壳的中元古界至三叠系厚达 20 余公里，除上、下古生界间及中、新

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 2-2　甘孜—松潘地区的地震

日　期	地震地点	震　级	震源深度（km）
1960. 11　9	松潘、平武	6.75	5
1960. 7. 30	松潘、平武	5.5	10
1970　5　6	松潘黄龙	5.2	12
1974. 6. 25	甘孜	5.2	15
1976　5　14	松潘、平武	5.2	10（强）
1976. 8. 19	松潘、平武	5.8	5（强）
1976　8　22	松潘、平武	6.7	15（强）
1976　9　4	松潘、平武	5.1	10
1978　7　3	甘孜打古坪、日康间	5.2	15

生界中存在地质事件不整合面外，从志留系到冷家溪群的各系或群间都是整合关系，且均属低变质相，因此，难以识别滑脱面。但对加里东期及印支期构造层进行分析后不难发现，加里东期构造层属比较宽缓的褶皱，而印支期构造层为断弯褶皱与推覆构造。另外，以整套地层岩性分析，加里东期构造层上部是奥陶系的浅变质泥质岩（冷家溪群），冷家溪群顶部也是浅变质泥质岩。综合以上认为，在加里东地质事件和印支地质事件时，上述两层浅变质泥质岩可能发生构造拆离作用而成为滑脱层，分别位于地下 4km 及 10km 附近，与地壳地震测深的 R_2 及 R_3 反射层大致相当。

（三）下地壳及上地幔的滑脱层

1. 壳内低速低阻滑脱层

下地壳顶部断续分布的壳内低阻层，前已述及，是塑性构造层；虽然，各地埋于地下 20km 上下，但主要形成时间及所处层位却有所不同。甘孜—阿坝地区的是早元古界顶部或早、中元古界界面，形成于印支期；川中的可能是上太古界，形成于晋宁期；八面山及武陵山区的属中元古界或更老，形成于燕山期；赣湘桂粤地区的则是中元古界，形成于加里东期至燕山期。

综合各地的岩浆活动分析，低速低阻层的部分地段还是不同时期的岩浆房。这是由于它作为大范的水平韧性剪切带，构造作用增温聚热而出现重熔，形成岩浆房。地壳地震测深和大地电磁测深资料均显示出龙门山区及雪峰山区的该层有向盆地上翘或分支的态势（见图 2-3、4），表明该层与推覆体有成生联系。换言之，这些推覆体所依托的拆离构造，往深部就是壳内低速低阻层。汶川猴头沟所见茂汶断裂带的构造岩，可能是该层的地表露头（见图 2-10），在地下深处即为韧性拆离构造。

以上说明壳内低速低阻层是一个区域性构造滑脱层。据研究，龙门山是印支期至喜马拉雅期形成的背驮式推覆体[●]，雪峰山是印支期至早燕山期的推覆构造，但喜马拉雅期仍有滑覆体产生[●]；因此，该层的活动时期较长，甘孜—阿坝地区的浅源地震说明，该层至今仍有活动（表 2-3）。

● 罗志立，1983，龙门山中北段（南坝—广元）晚古生代以来地史发展和变形特征研究报告，成都地质学院。

● 谢家荣，1963，湘中地区盆地构造与石油气聚集条件及找油方向初步探讨，中南石油地质局地质大队。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

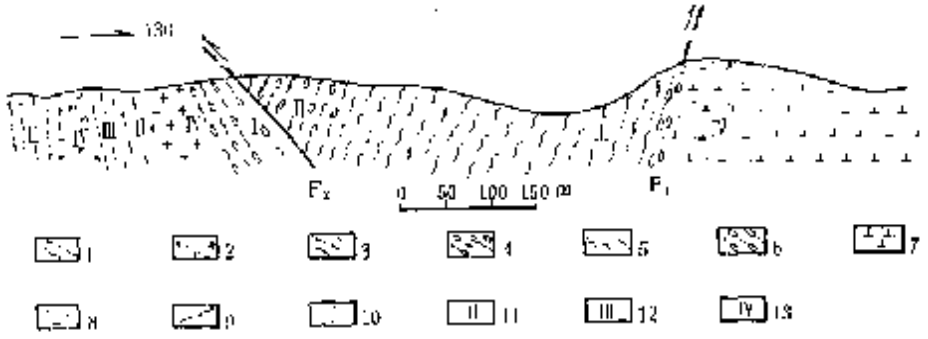


图 2-10 龙泉断裂构造岩分带剖面（据罗志立）

1—石英白云母变晶糜棱岩；2—单斜碎裂岩；3—碎裂岩；4—片理糜棱岩；5—石英千枚岩；6—断层泥质岩；7—碎裂构造岩；8—长石；9—碎屑；10—断层泥取芯井；11—挤压片理带；12—构造透镜体；13—密集裂隙带

表 2-3 甘孜—松潘地区的地震

日 期	地震地点	震 级	震源深度（km）
1955. 3. 1	松潘	5.5	20
1960. 8. 24	松潘镇江关	4.9	22
1970. 3. 22	龙安古城寨	4.9	16（浅）
1973. 3. 24	甘孜	5.6	30（浅）
1973. 6. 11	松潘黄龙	6.2	20（浅）
1974. 9. 28	若尔盖下热多	5.7	19（浅）
1976. 8. 16	松潘、平武	7.2	21（浅）
1976. 8. 25	松潘、平武	7.2	22（浅）
1979. 9. 21	平武	5.0	15（浅）

2. 莫霍面滑脱面

据肖庆辉介绍[36]国外通过 COCORP 法研究板块构造后认为在莫霍面附近很可能还有一个大规模的拆离构造。断面上的莫霍面根据地壳地震测深资料是速度突变面，虽有莫霍层显示的情况（如川东地区，详见前述），但波速均在小范围内从 7km/s 跃迁到 8km/s 或 8.2km/s，表现这一物性界面不仅是相界面，也是物质界面。在地壳地震测深速度等值线图上可以看到莫霍面之下的壳下层（上地幔顶部）是一个近水平的等速层，但具有冷热不均的团块状结构特征；而莫霍面一般有 2—3km 的起伏，其上的 R_{ig} 及 R_{ik} 反射层却有 5—6km 的起伏，是一个具柔性变形特征的波状构造层。据此可以认为，莫霍面或地幔部分熔融物质上涌产生的莫霍层或壳幔过渡层也是一个滑脱层，不过，晚期均衡调节作用使其具有一些起伏。

3. 软流圈顶部滑脱层

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

软流圈顶部是岩石圈与上地幔软流圈间的过渡带，也是物质界面。根据仅有的大地电磁测深资料，表明断面上此过渡带视电阻率仅 2.4—50Ω·m，而其上的壳下层视电阻率高出 2—4 个数量级，说明两者的物性及物质组成差别甚大。另外，古地磁资料认为[4]，二叠纪扬子板块位于赤道附近，随着秦岭洋的消灭关闭而北移，并与华北板块碰撞拼贴成为中国板块。因此，它是岩石圈层间的滑脱层，只是印支期及其以后的构造地质事件、是地幔的热动力作用、以及均衡调节作用，使其起伏达 50km 左右。

（四）小结

综上所述，该断面的岩石圈存在 8 个具有区域构造意义的断离面或滑脱层。中、下三叠统富膏盐岩段、志留系页岩、寒武系膏盐层或震旦系页岩、板溪群或苏雄组顶部及黄水河群或通木梁群或冷家溪群顶部泥质岩所构成的滑脱层，控制盆地不同地块（三级构造单元）沉积盖层构造形变样式；变质基底、壳内低速低阻层及莫霍面滑脱层控制盆地形成与演化；而软流圈顶部滑脱层则控制上扬子地区的成生与发展。

三、岩石圈的均衡调节层

1. 上下地壳间的均衡调节层

断面内的壳内低速低阻层的埋深，无论位于稳定的盆地中部，或在构造活动性强的地区，都在 20km 附近，即使断面上的地形高差达到 4000 余米，地表出露地层从第四系至中元古界，或是各时代的地层厚度如何变化，岩浆怎样变迁或转化，上地壳厚度均保持在 20km 左右，由此可见壳内低速低阻层起着均衡调节作用。正如前苏联深部地质学家 Ф·С·莫伊谢延科所指出的那样，地壳均衡是地壳隆起和沉降幅度的“限制器”[24]。

2. 地壳底界附近的均衡调节层

断面上的莫霍面大部分埋深在 40km 左右，仅甘孜—阿坝地区为 62km，同时，华蓥山两侧还存在莫霍层（或壳幔过渡层）。断面上的重、磁场研究也认为“华南褶皱系及松潘-甘孜褶皱系存在异常地幔”，川中、武陵山及雪峰山区存在壳幔混合层。在综合解释剖面图上也可以看到，龙门山及其以西是“厚壳厚幔”，以东是“薄壳薄幔”，地壳与上地幔（岩石圈部分）厚度呈正相关，并以莫霍面或莫霍层呈倒影关系。因此，莫霍面附近的壳幔过渡层或异常地幔，这一塑性层应是均衡调节层。另外，成都平原的中、新生界坳陷和沉降盆地与其下的莫霍面隆起呈倒影关系（见图 2-11），而彭水莫霍面隆起上有晚期张性正断裂分布，说明此均衡调节层控制着中、新生界厚度及等构造运动的升降。

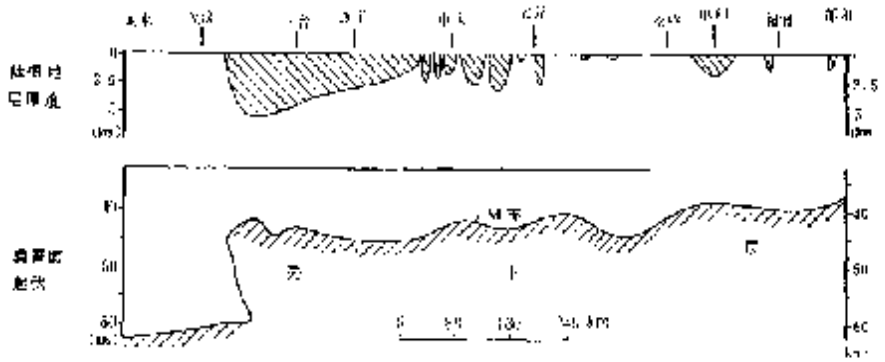


图 2-11　黔水—都阳莫霍面起伏与盆地地壳厚度关系

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

3．软流圈顶部的均衡调节层

大地电磁测深初步揭示断面岩石圈下方存在一个与软流圈之间的过渡层，以其低阻高导特征显示为不均匀的高热软流层。该层埋深（或岩石圈厚度）与地表高程和地壳活动性强弱大致呈正相关，而与布格重力异常和大地热流值呈粗略的负相关（见图 2-12）。因此，它作为大区域的均衡调节层，控制区域升降和地壳活性或稳定程度。

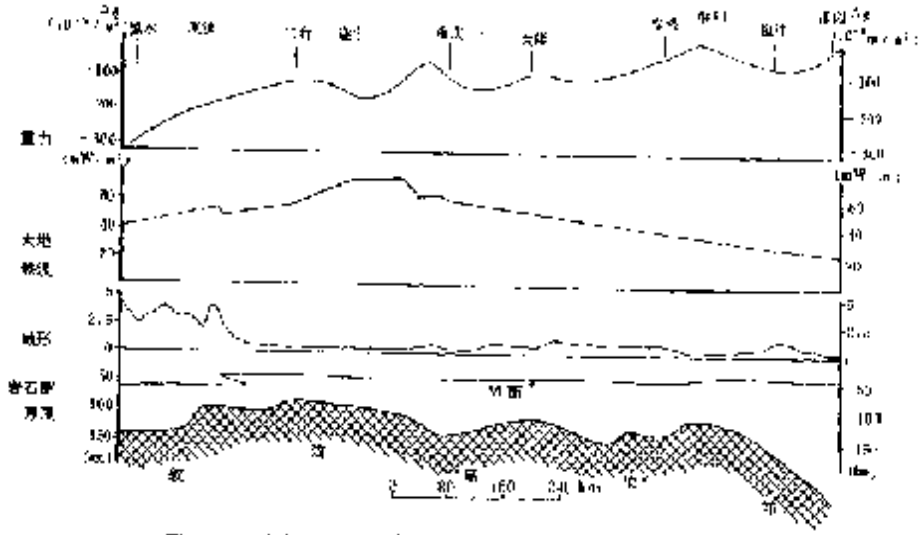


图 2-12　滇水一邻阳重力、大地热流、地形、岩石圈厚度关系

这里应特别指出，盆地及邻区的壳内低速低阻层、莫霍面（层）和软流圈顶部既是滑脱层，又是均衡调节层。它们在地壳活动中起着双重作用，在重力均衡作用下升降，在挤压作用下滑脱或拆离，同时缩短加厚，这两种作用对于一个板块或地块来说，后者在先，前者滞后，也可以交替出现。

第二节　岩石圈内的断裂

上节已经论述该断面岩石圈的层状特征，共有 7～9 个构造层，8 个区域性滑脱层，其中三层兼有均衡调节性质。但是，它们不是稳定分布于整个断面，其中尚存不同级别的断裂。地壳地震测深、石油地震和大地电磁测深等资料提供不少有关断裂的信息，即同相轴、速度层和视电阻率层错位或突然消失，速度等值线急弯或跳动，重磁场突变等。

能说明岩石圈结构特征的是那些具有划分圈层为块体的边界断裂。这种断裂往往与地表的区域大断裂有成生联系，或相互贯通，但也有岩石圈断裂、壳断裂和壳内隐伏断裂之别。

地壳地震测深资料显示该断面存在龙门山、绵阳、华蓥山、金佛山、彭水、花垣-松桃及黔阳-溆浦 7 条壳断裂或岩石圈断裂。综合各类资料认为具有划分圈层为块体意义的断裂的主要特征是：（1）断开较多的构造层，（2）两侧岩石圈或地壳存在较大差异，（3）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

是区域构造的边界，断面上有5—6条这样的断裂（图2-7），它们的各种特征见表2-4，现分述如下：

表2-4 断面上六大断裂带特征

断裂 / 特征	龙门山	虎皮山	华蓥山	七曲山	北坡-松潘	鲁固-勉略
浅层特征	4条断裂组成推覆体前缘	断裂或过渡	断裂及陡带	背斜转折断裂褶皱分布	断裂带	断裂带及推覆体
布格重力异常	梯度带	重力高边界	重力高边界	重力高区与梯度带为界	梯度带	梯度带与平稳异常的边界
航空磁测	下元古界过渡带	梯度带	块状正异常与低正负异常	两套正异常与低正负异常分界	无异常	低负与正异常边界
大地电磁测深	视电阻率层错位	视电阻率层错位	低电阻率层错位	电性差异大	电性有差异	视电阻率层错位突出
地壳地震测深	等速度线急剧、逐步从壳下错位	常速层间有过渡止，下地壳等速线弯曲	速度层及界面突变错位	过渡度突变错位	无显示	壳内低速层终止，等速线弯曲
总体特征	上地壳背驮式推覆体，下地壳楔式推覆体	浅层东倾逆断裂，下地壳西倾正断裂	3条壳内断续贯通断裂，西支、中支东倾，东支西倾	3条东倾断裂与盖层西倾断裂在褶皱系内反冲相交	浅层断裂发育，下地壳可能有断裂	上地壳4条东倾断裂，下地壳可能有东倾、西倾断裂
形成或活动期	印支至喜马拉雅期，P_1、P_2为张裂	喜马拉雅期，Z_1为张裂	燕山期，喜马拉雅期，Z_2、P为挤裂	燕山期，晋宁期、Z_2为张裂	喜马拉雅期	加里东期、印支期，燕山期成推覆体
性质及作用	岩石圈断裂，分割地区	壳内隐伏断裂，分割地块	壳断裂，分割地块	壳断裂，分割地块	壳内隐伏断裂，不具分割意义	岩石圈断裂，分割地区

一、龙门山岩石圈断裂带

该断裂带地表分布有许多大小不同的推覆体及褶皱体，经专题研究认为，主要由成次、北川-映秀、江油-梁平断裂及安县隐伏断裂组成印支期至喜马拉雅期背驮式推覆体，根据断裂线上韧性或脆性形变特征推测，前3条断裂分别形成于地下15，10及5km附近深度。

重磁资料在龙门山反有突出的异常表现，即是重力梯度带，又是川中正磁异常与川西负磁异常的过渡带；地壳地震测深的速度等值线急剧跳动，速度层突然中断或错位；大地电磁测深的视电阻率层发生终止或错位。总之，龙门山两侧岩石圈物性特征存在较大差异，指示其中有破裂构造。

综合各类资料解释认为，上述断裂仅切割上地壳的不同层位，都是西倾的犁式断裂，从西向东分别收敛消失于壳内低速层，震武系，中三叠统及上三叠统须家河组的滑脱层。根据地壳地震测深反射界面及层速度的急剧变化（见图2-3），下地壳至少有3条与上

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

述断裂呈镜像对映的东侧犁式断裂，西侧的两条断开下地壳，上下端分别收敛消失于壳内低速低阻层或莫霍面，并与茂汶断裂、九顶山断裂镜像对映，可能分别于印支期或燕山期同时形成。东侧从36井下的一条断开地壳中部，并与成都凹陷下的安县隐伏断裂镜像对映，可能同时形成于喜马拉雅期。这里应强调的是，东侧的壳内隐伏断裂可能在早震旦世是源自组的火山喷发通道，当时是张性破裂，后期被封结，喜马拉雅期利用其破碎带形成壳内隐伏压性断裂。因此，上述3条壳内断裂构成"逆进式"推覆体。

二、龙泉山壳内隐伏断裂

断面从龙泉山背斜的北倾没消失端越过，地表及浅层未见明显的断裂，仅遥感图片上有可能是断裂的线状构造影像。地震地震测深的反射界面和速度等值线平滑延伸，无错断或急剧变化，但在下地壳可见川中地区的壳内低速层突然终止，速度等值线起伏较大。断面南侧的石沛地震资料揭示龙泉山背斜腹地有东倾的逆冲断层与此表背斜西翼断层或陡带相连（见图2-13）。大地电磁测深资料也在简阳附近发现视电阻率层错断。在航磁资料上是梯度带。

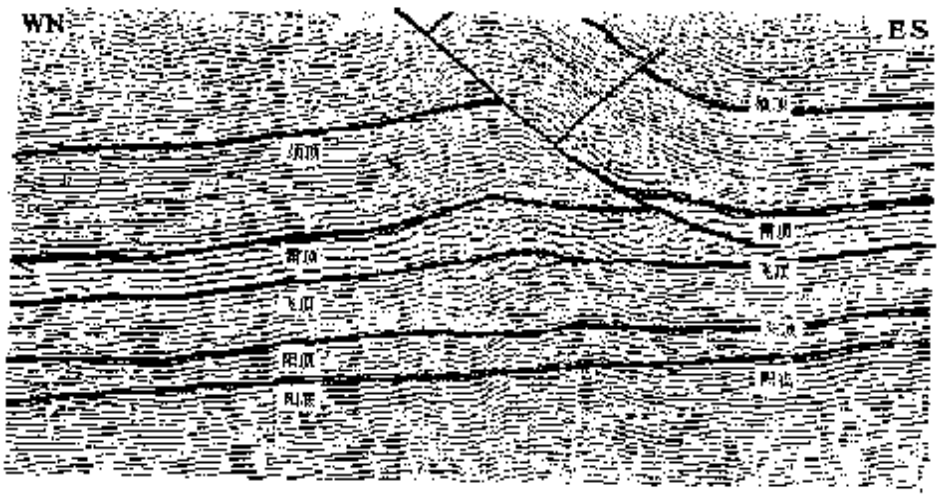


图2-13　龙泉山地震时间剖面

（据四川石油管理局地质勘探处）

图注：须顶—须家河组顶；雷顶—雷口坡组顶；飞顶—飞仙关组顶；阳顶—阳新统顶；阳新—阳新组底

上述资料的综合解释是：浅层有东倾逆冲断裂断开陆相地层，下地壳有隐伏西倾逆冲断裂。上下端收敛消失于变质基底顶面及莫霍面，两者也呈镜像对映，后者在早震旦世可能是苏雄组火山喷发通道，在喜马拉雅期因受龙门山东推的剩余应力作用发展成为反冲断裂。因此，导致断裂两侧岩石圈有较大的差异，而地表显示为成都凹陷与川中隆起的边界断裂。

三、华蓥山壳断裂带

华蓥山断裂仅在华蓥山背斜高点处出露地表。不少地质学家根据沉积盖层岩性、岩相及浅层构造形变突变，认为它是具有区划意义的深大断裂，是川中平缓构造区与川东高陡构造区的边界断裂。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

不少跨越华蓥山背斜带的石油地震时间剖面说明，在北、中及南各段它均仅切割到寒武系，并消失于寒武系下部的滑脱层。

该断裂带在航磁和重力资料上均显示为两侧块状异常间的低异常带，说明深部可能存在破裂构造。大地电磁测深资料也表明两侧电性有较大差别。地壳地震测深一维解释处理资料（见图2.2）揭示为两条东倾的壳断裂。地壳地震测深速度等值线图更加清晰地显示出重沃一带层速度和速度界面突变或错断。

各项资料综合解释后认为，该断裂带由3条隐伏壳内逆冲断裂组成，两条东倾，一条西倾，下端消失于震旦系与中、下元古界的滑脱层，中间被一个局部含水的滑脱层（薄层低速层）分割为上下两段，往下于地壳底部或莫霍层中消失。

这些壳内隐伏冲断裂在早震旦世澄江期和晚二叠世早期具有张裂性质，前期拉裂深度不大，喷发中酸性火山岩，后期破裂加深，引生玄武岩喷发或浅层侵入辉绿岩；燕山晚期至喜马拉雅期在挤压应力作用下断裂再次活动，成为深浅断续相连，但又有成生联系和多次活动特征的壳断裂。

四、七曜山壳断裂带

该断裂在七曜山背斜轴部断续分布，往南与时隐时现的方斗山断裂交汇成为金佛山断裂。断裂两侧沉积盖层的构造形变差别较大，东侧隔槽式褶皱，两侧隔档式或像罗山式褶皱。不少研究者认为燕山期褶皱主要影响至此。

在航磁资料上该断裂带是高正磁异常区与平静的低正或低负磁场区的分界带；平均布格重力异常图上是四川重力高区与武陵山重力梯度带的边界。从地壳地震测深速度等值线图上可能看出层速度在七曜山存在突变，速度层错位明显。

综合解释结果是：该断裂带的3条东倾逆冲断裂，与地表断裂以反冲方式在寒武系滑脱层中相接，西支（金佛山断裂）上下端分别收敛消失于结晶基底顶部和莫霍面，中支（七曜山断裂）和东支（彭水断裂）上下端分别消失于寒武系滑脱层和壳内低速层。

断裂两侧的基底迥然不同，说明晋宁期已经存在，燕山期在南东至北西方向挤压力作用下，重新活动，成为逆冲断裂；进入喜马拉雅期可能在彭水褶隆及莫霍面隆起的均衡调节作用下，在沉积盖层中出现断距不大的高角度张性正断裂，并有中低温热液矿——萤石及方铅矿形成。

五、花垣-松桃壳内隐伏断裂

有些研究者根据武陵山重力梯度带是贯穿我国东部的大兴安岭-太行山—武陵山重力梯度带的西段，据此认为花垣-松桃断裂是具有区划意义的深大断裂，或者是武陵山-雪峰山推覆构造带的西缘边界断裂。

从现有地球物理资料看，除重力资料外整个岩石圈物性无突出变化。在航磁图上断裂两侧都呈平缓的低负磁场区；沉积盖层不存在沉积相带缺失，两侧构造形变样式也一致，仅地形地貌有些差异；地壳地震测深速度层平稳，速度界面连续，莫霍面起伏5km左右；两侧岩石圈视电阻率相差一个数量级。因此，综合上述资料认为，该断裂仅是盖层断裂，基底及其下的整性构造层等在断裂两侧既未错位也未构成差别，而重力梯度带是岩石圈底面和莫霍面起伏等综合影响的结果，不具区划意义。

但有不少构造地质学家认为，北纵贯全国的重力梯度带是深大断裂的反映。该断裂在武陵山区切割各期构造线，往南延入黔东北，并发现有科马提岩，据此可以认为此断裂是

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

喜马拉雅晚期成生的压扭性隐伏壳断裂或岩石圈断裂，在区域上呈断续展布；断面上该断裂不明显，可能是断面恰从其断续部位穿越。

六、黔阳-溆浦岩石圈断裂带

断面东端地表断裂十分发育，有密如蛛网之势。据中南石油地质局地质大队研究，这一带可分为雪峰山西侧（辰溪—怀化）逆掩断裂带、雪峰山逆冲褶层带和湘中坳陷西部逆掩断裂带。从断失层位和构造强化分析认为主要形成于燕山期。

该断裂带在航磁图上处于平静低负磁场区与正磁场区间的边界地带，也是武陵山重力梯度带与湘中平静布格重力异常的过渡带。壳地震测深速度层和速度界面出现明显差异，二维解释处理资料在溆浦—带表为低速层突然终止，下地壳两个速度层及莫霍面错位2km左右，二维解释处理资料表明低速层消失，下地壳速度等值线隆动，莫霍面西北侧上凸，东南侧下凹（未见错位，可能在资料处理时被平滑）。大地电磁测深资料的视电阻率层也明显断错。

结合武陵山及雪峰山一带的区域构造演化综合分析认为，位于雪峰山隆起上的该断裂带在上地壳主要发育有东倾的逆冲断裂，最西北侧的一支隐伏于沅麻盆地之下，中间的二支已切割至地表，是雪峰山性褶带的前缘断裂，它们的下端均在壳内低速低阻层附近收敛消失；推测下地壳受麻阳莫霍面隆起的影响，发育一支东倾另一支西倾的逆冲断裂，西支可能已断开莫霍面，总体特征是岩石圈断裂。

这些断裂是加里东期及印支期才形成的，之前，可能是断距不大的张性破裂，燕山期进一步发展成为推覆构造带，其西北侧出现前缘褶皱，并发育成为沅麻中生代陆相沉积盆地，进入喜马拉雅期有少量滑覆体。

七、其它断裂

上面仅讨论了壳断裂，岩石圈断裂及少数重要的壳内隐伏断裂，其它壳内断裂不再赘述。另外，大地电磁测深资料还表示岩石圈的壳下上地幔中视电阻率呈块状分布，个别地区（如龙门山西侧）的壳内低速低阻层有下延到上地幔的趋势。各块体的视电阻率不同，除说明它们的冷热不均外，也可能反映物质存在差别，即推测具有不同视电阻率的块体之间存在破裂。这些破裂有主要分布于隆坳两侧的趋势，说明其形成可能主要是重力均衡作用，或均衡作用与挤压作用的综合产物。

第三节　岩石圈的横向特征

综合上述，剖面上的岩石圈在横向上存在明显的不均一性，岩石圈厚度可相差一倍以上，地壳厚度也相差较大：甘孜—阿坝地区是相对较冷的“厚壳厚幔”，壳幔分别厚63km、83km；主体于盆区，特别是盆地中部是相对较热的“薄壳薄幔”，各厚43km；湘桂粤地区（仅西部边缘）是较冷的“薄壳厚幔”，分别厚38km、150--200km；岩石圈底部可以是幔隆，幔坡或幔凹；下地壳底有莫霍面与莫霍层之别，且存在莫霍面隆起或凹陷，下地壳顶部的塑性构造层（壳内低速低阻层）断续分布，其形成时代相差亦大；上地壳构造各地不一，地势高差可达4000m以上，地表出露地层可以是中元古界，也可以是新第三系，褶皱变质程度和构造形变强度或构造样式各地亦相差悬殊。

另外，上述断裂带具有多期或长期不同程度的活动性。根据这些断裂带在形成或演化

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

过程中起分隔作用的大小，可将岩石圈在横向上划分为不同的块体：龙门山断裂带和鲁阳-襄浦断裂带属岩石圈断裂，分割断面为甘孜—阿坝地区、上扬子地区和滇湘桂粤地区。其余断裂属壳断裂或壳内隐伏断裂，分割上扬子地区为龙门山地块、成都地块、川中地块、川东地块和彭水-麻阳地块（见表2-5）。

表2-5 鲁甸-郎阳岩石圈各地块特征简表

特征 \ 区块	甘孜阿坝地区	上扬子上叠前陆-坳陷沉积盆地					
		上扬子地区					滇湘桂粤地区
		龙门山地块	成都地块	川中地块	川东地块	彭水-麻阳地块	
		前缘带	前渊	台缘隆起区	通江-梁平-万县褶皱带	通江-桑植-石柱褶皱带	
盖层层位	T_{1-2}—B	T_3—T_2	T_3—N	T_2（Z）—J	T_2—J	T_3—J、K_2—E	D—E
盖层厚度（km）	0.5	5—13	15	7—9	7—8	8—9	0—4
主要形变时期	印支	印支—喜马拉雅	喜马拉雅	喜马拉雅	喜马拉雅-燕山	燕山	印支
变形强度或式样	褶皱、全形增强	推覆体	弱	弱	中，断褶带强	中，断褶褶皱	推覆体 断褶褶皱
基底类型	双层	双层	单层	单层	双层	双层	单层
莫霍面形态	凹	错断	凸	平	凸	两凸一凹	凸
地壳厚度(km)	65	45—63	42	45	42	48—39	38
上地幔形态	凹	增	凹	凸	凹	两凸一平	凹
岩石圈厚度(km)	142	103	106	81	141	117—150	250
大地热流值（mW/m²）	56		53	72	55	65	55
壳幔界温度(℃)	488		559	1055	810	668	268
主要构造经历	裂陷槽—台地—残后盆地	裂陷槽—古陆核—裂谷—台缘斜—前渊盆地	坳陷盆地—褶皱隆起	古陆核—台地—陆内盆地	古陆核—台地—陆内残盆	裂拉槽—台地—台缘斜—陆内浅盆	裂拉槽—台地—张性盆地

一、甘孜—阿坝地区

综合解释剖面只涉及其东缘部分，各时代地层发育较全；与盆地近似的下元古界至太古宇构造层已深埋下地壳，经早元古代六的构造热事件使其深变质并强烈混合岩化，而与盆地有较大差别；中元古代为裂陷槽环境，晋宁构造热事件中板壳拉通化，并陆增生于川中古陆板西缘，成为上扬子地区的基底，随后抬升遭受剥蚀；晚震旦世至古生代各系地层发育较全，属台地或陆缘海的较稳定沉积；三叠纪或晚三叠世成为三江海弧盆体系的弧后盆地，印支构造热事件使其褶皱变质，成为甘孜-阿坝褶皱带；同时，沿盾性构造层（壳内低速低阻层）向东滑移、缩短、推覆，并俯贴于龙门山，上地壳各层大部分依次出露，地壳中部局部发育岩浆房和岩浆柱位。早中侏罗世陆相沉积盖层不发育，零星分布。燕山期及其以后受西秦岭影响，有沿茂汶断裂向南走滑。印支期以来的构造活动和应力场演化

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

用，地壳增生，地幔下凹，形成厚壳厚幔，岩石圈厚达140km，地壳厚63km。总体特征显示较大的活动性，控制着盆地的西部边界。

二、龙门山地块

各构造层发育齐全，分别组成大小不同的推覆片和褶皱体，沉积盖层中不少地层间有缺失，或呈超覆关系，说明它是台缘隆起，很可能是康滇台缘隆起的向北延伸段，印支期及其以后被强烈改造。北川断裂或九顶山断裂西北侧为变质岩系，东南侧为正常沉积岩系，表明它是稳定的上扬子地台与西部活动性褶皱带的镶嵌地带。由于上、下地壳各有一个推覆体系，各构造层在推覆体系上、下盘部分重复；因此，部分岩石圈与西部一致，另一部分是盆地的向西延伸段。印支期及其以后，在下地壳产生韧性断裂，并切割至壳下层，导致幔源物质上渗，形成厚20km的壳幔过渡层，地壳加厚，岩石圈滑入软流之上。此地块构成盆地的推覆源。

三、成都地块

基底仅有结晶基底，是川中古陆核的西翼，缺失褶皱基底。厚6km左右下震旦统苏雄组直接不整合在康定群之上，其上的沉积盖层中缺失中、上泰武统至石炭系。上三叠统至下白垩统厚度约5.5km，第四系也最厚，表明中元古代至海西早、中期处于隆起环境。进入印支期，随着西部弧后盆地关闭、加厚该地块褶冲后的壳幔调整中出现的莫霍面隆起的均衡作用，晚三叠世以后长期处于沉降环境，成为盆地的前渊。印支期以来西部挤压力大部分在龙门山的破裂构造处释放，刚性岩石圈变形程度低，未发育下地壳顶部的塑性构造层，盖层中仅喜马拉雅期发育有浅层滑脱及构造幅度小的冲断褶曲或平缓褶皱。

四、川中地块

相当于康定群中、下部的结晶基底埋深7～9km，褶皱变质基底仅华蓥山西侧局部有所发育；下震旦统过渡构造层仅分布于西部，且薄；海相中、古生界构造层和陆相中、新生界构造层均较薄，其中普遍缺失泥盆系及石炭系，局部可缺失至寒武系，还缺失中三叠统上部和上三叠统底部，白垩系及其以上地层薄或没有沉积。早元古代末的构造热事件使其克拉通化成为古陆核，中元古代继续隆起，澄江期在早期形成的塑性构造层（壳内低速低阻层）中局部发育岩浆房。晚震旦世至中三叠世，时而隆起，时而平稳下沉，接受浅海台地相沉积。晚三叠世及其以后在上地幔隆起的均衡作用下成为盆地的主体。岩石圈是断面上较薄的地块，仅厚80km左右，是长期缓降和多期处于隆起环境的结果。由于基底固结早，刚性强，下地壳顶部的塑性构造层未被完全改造，仍保留下来；加之离周边活动区远，所受挤压力弱，构造形变强度低，仅发育浅层平缓褶皱。因此，该地块可谓盆地中的中央稳定区。

五、川东地块

基底及沉积盖层均与川中地块基本一致，是古陆核的东南翼。但在中元古代晚期至早震旦世的拉张机制下从古陆核裂解出来，新后又被焊接。晋宁构造热事件前后抬升幅度不大，澄江期继续隆起，随后稳定沉降，接受浅海台地相沉积，海西早、中期部分无沉积，印支中期结束海相沉积，印支晚期及其以后盆地扩展至该地块。海西晚期华蓥山断裂带切割到下地壳或壳下层，有小规模玄武岩喷发及浅层辉绿岩侵入。燕山晚期至喜马拉雅期沉积盖层受来自东南方向的挤压而形成断裂褶皱。与此同时上地幔下流，岩石圈下部破裂，熔融物质上渗，下地壳顶部的塑性构造层可能因此消失，地壳下部也出现莫霍层，岩石圈

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

增厚到140km。该地块是盆地的东南逆进挤压翼的西带。

六、彭水-麻阳地块

该地块为双层基底，结晶基底可能埋十下地壳，冷家溪群组成的浅变质褶皱基底厚10公里左右。其上的下震旦统板溪群厚几百米到4000余米，向北西逐渐变薄直至尖灭。沉积盖层中，海相层厚5－8km，缺失石炭系，泥盆系很薄，陆相层在八面山区等是分布，雪峰山区有千余米的上三叠统上部和中、下侏罗统的河湖相沉积，且有厚达4000余米的中、上白垩统及下第三系河湖相沉积，不整合覆盖在板溪群至侏罗系之上。

中元古代与川中地块及川东地块相反，处于沉降环境，晋宁构造热事件使其褶皱固结，并拼贴于古陆核东南侧，继后长期平稳升降。印三叠世表现为隆起，先结束海相沉积，晚三叠世晚期及侏罗纪，陆相沉积盆地漫及八面山区，雪峰山西坡有与四川盆地类似的沉积。

燕山早、中期的构造热事件使岩石圈下部破裂为冷热不均的块体。同时出现彭水及麻阳幔隆及莫霍面隆起，其间为幔凹和莫霍面凹，岩石圈分别增厚为110－150km；地壳中部形成大型水平韧性的剪带（壳内低速低阻层）；沉积盖层受来自南东方向的挤压，构造形变以断弯褶皱为主，成为盆地的东南逆进挤压翼的东带。继后的均衡作用下，在八面山区发育山间盆地，并出现张性正断裂，同时有少量小型热液矿形成；武陵山与雪峰山间发育有红色陆相沉积为特征的沉降盆地。

七、幕阜桂粤地区

综合解释剖面只有其西缘部分。各时代地层均有分布。下元古界及太古宇可能深埋于下地壳，中元古代至早古生代长期处于沉降环境，沉积厚度近20km。奥陶纪末或志留纪早期的构造热事件始被褶皱，地壳中部形成大型水平韧性剪切带，局部发育有岩浆房。泥盆纪至中三叠世继续接受海相沉积，印支期构造热事件使其进一步褶皱，地壳中部韧性剪切带扩展，岩浆历再次活跃，壳下出现异常地幔，软流圈顶部下凹，岩石圈增厚最大可达280km，并在雪峰山形成推覆体，其前锋带已达雪峰山西侧。燕山中晚期至喜马拉雅期在均衡作用下继续隆升，前缘带发育滑覆体，后缘（湘中地区）出现张性陆相盆地。

第四节　几个基本地质问题

一、上扬子地区及邻区的变质基底

基底的性质与结构往往控制一个地区的构造发展及演化，是构造地质学家特别关注的基本地质问题之一。基底多埋于地下深处，很少出露，因此，本要采用多种手段来进行探索。黑水—鄂阳地学断面上及其两侧出露也很少。综合现有各类资料解释后，可以看出，断面的基底不是均一的，有三种类型，两种属双层式，另一种属单层式。

其一，以川中地块的基底为代表，为单层结构，缺失变质褶皱基底，形成后至晋宁构造热事件前后长期处于隆起状态，属太古宇，是混合岩化程面固结程度高的深变质结晶绿岩系，可称“巴蜀式”，与任纪舜所提的川中式相似[57]。

其二，以龙门后山或甘孜—阿坝地区的基底为代表，为双层结构：下元古界至太古宇混合岩石化作用强的“灰色片麻岩系”组成结晶基底，其上是中元古代优地槽式沉积（黄水河群或通木梁群），经晋宁构造热事件固结的变质褶皱基底，可称“龙门后山式”与任

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

纪舒所提的昆阳式相当。

其三，以武陵山及雪峰山地区的基底为代表，亦是双层结构；其深变质结晶基底在广大区域内未出露，从断面上看，仍处于下地壳，可能厚度不大，但其上是中元古代地壳上的拗拉槽沉积，经晋宁构造事件褶皱变质，组成浅变质褶皱基底，与上覆层之间虽有不整合面存在，但两者的岩性或沉积环境相似；可称“武陵山式”，与任纪舒命名的“江南式”类似。

二、地表下部的“加积”与“侵蚀”

大陆地壳随着形成时代由老到新或活动性由弱到强，其厚度逐渐变厚。陆壳可在拉张机制下逐渐变薄，甚至后现洋壳，或出现大洋化地壳。该断面上可以见到类似的现象或作用。

断面西端，地壳地震测深一维解释认为地壳厚45km，壳下层速度比正常壳下层低0.2km/s；重力场研究认为壳下存在厚20km的异常地幔；地壳地震测深二维处理解释认为地壳厚63km，壳下层速度正常。大地电磁测深资料显示岩石圈厚142km；大地热流值低，仅36mW/m^2，也说明软流圈深埋。地表地质调查研究也认为，该地区的基底与上扬子地区西缘的基本一致，其上的震旦系至三叠系的沉积特征与后者的相似，应属“泛扬子地台”，仅到了三叠纪受西部影响演变为盆后盆地。

综合上述，可以看出当属“泛扬子地台”时，其地壳或岩石圈与盆地基本一致；印支期构造热事件使三叠纪弧后盆地关闭，下地壳在塑性构造层上发生拆离，并褶皱变质，岩浆侵位，向东推挤，受四川盆地稳定块体阻挡，在龙门山形成推覆体；与此同时，上地壳因褶皱缩短加厚，软流圈下沉，热流值降低，原壳下层变为下地壳的组成部分，莫霍向下移，地壳加厚。这是龙门山及其西侧地壳“加积”过程。龙门山推覆体是印支期至喜马拉雅期逐步形成的，现今大地测量表明至今仍在抬升，该地区也是地震活动带，说明仍在受力和变形。因此，可以说这一地区的“地壳加积作用”至今还在继续。

川中地块地壳厚42—45km，其底一般是莫霍面，而华蓥山两侧发育有厚0—7km的莫霍层。重力场研究指出，重力均衡莫霍面比地壳地震测深探测的莫霍面浅5—6km。大地电磁测深测得川中岩石圈厚85—90km，是幔隆；而大地热流测得地表热流值为72mW/m^2，比大陆平均热流值高出28%，计算得莫霍面温度1000余摄氏度，是上扬子地区的相对热区，也佐证岩石圈较薄。川中地块经历的主要构造事件是在晋宁期和喜马拉雅期，前者造就基底，后者导致盖层褶皱。这些资料表明，地壳地震测深探测的莫霍面可能是晋宁期形成的古老莫霍面，重力均衡测算的莫霍面则可能是正在形成的现今莫霍面；另外，也说明川中地块的地壳底部缓慢的“侵蚀作用”；莫霍层或壳幔过渡层是这种侵蚀作用的产物，即上扬子地区在印支期构造热事件之后，壳幔调整过程中，川中地块出现幔隆的结果。

上扬子上叠前陆—坳陷盆地的形成与演化，同上述地壳底部的加积作用和侵蚀作用密切相关。盆地周边的弧后盆地或拗拉槽受其相邻板块边缘在印支期发生的俯冲消减和碰撞所导致的挤压而关闭褶皱，地壳明显加厚，失稳均衡，引起更大范围的壳幔调整，盆地前边褶皱带出现幔凹，川中出现幔隆；在其重力均衡作用下，幔凹区上升剥蚀成为物源区，幔隆区上方下沉成为沉积盆地。燕山晚期至喜马拉雅期，在这种挤压、调整、均衡机制进一步交替作用下，形成现今的岩石圈结构。由于地壳重力均衡作用是构造隆起和坳陷的

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

"限制器"，晚三叠世的前陆盆地从小到大，侏罗纪及其以后的坳陷盆地又由大变小，最后演化为现今的景观。

三、盆地的两种边缘

北西—南东走向的黑水—邵阳地学断面横越四川盆地，从综合解释剖面所显示的岩石圈结构可以看出，盆地的岩石圈是固结程度高且稳定的块体，其北西和东南两侧是固结程度较低且具活动性的块体。特征差异较大的两种岩石圈接触带构成了盆地两种类型的边界地带。

盆地北西边缘龙门山地块的岩石圈结构可称为紧密的楔形镶嵌结构：前已述及龙门山地块上、下地壳各存在一个相互呈镜像反映的楔形背驮式或前进式的推覆体。上地壳向南东推覆在盆地西缘之上，下地壳与壳下层组成楔尖指向南东的楔形插入盆地的壳下层；盆地西缘的地壳及壳下层组成楔尖指向北西楔形体，游壳内塑性构造层（低速低阻层）嵌入甘孜—阿坝地区的地壳内。这一结构显然表明，是甘孜—阿坝地区主动向南东推挤、而盆地地壳是被动嵌入。这一楔形镶嵌带的厚与宽仅百公里左右，可谓紧密。因此，称其为四川盆地的壳楔楔形紧密镶嵌翼，若从上地壳的构造样式，也可名之为推覆翼。

盆地南东边缘的彭水-麻阳地块的岩石圈结构可称其为舒缓的楔形镶嵌结构：在综合解释剖面图上可以看到，彭水至黔阳间的上、下地壳的断裂使地壳构成楔尖指向南东的谷穗状楔形体；而湖南地矿局的大地电磁资料（见图 2-14）提示，雪峰山区及彭水-麻阳地

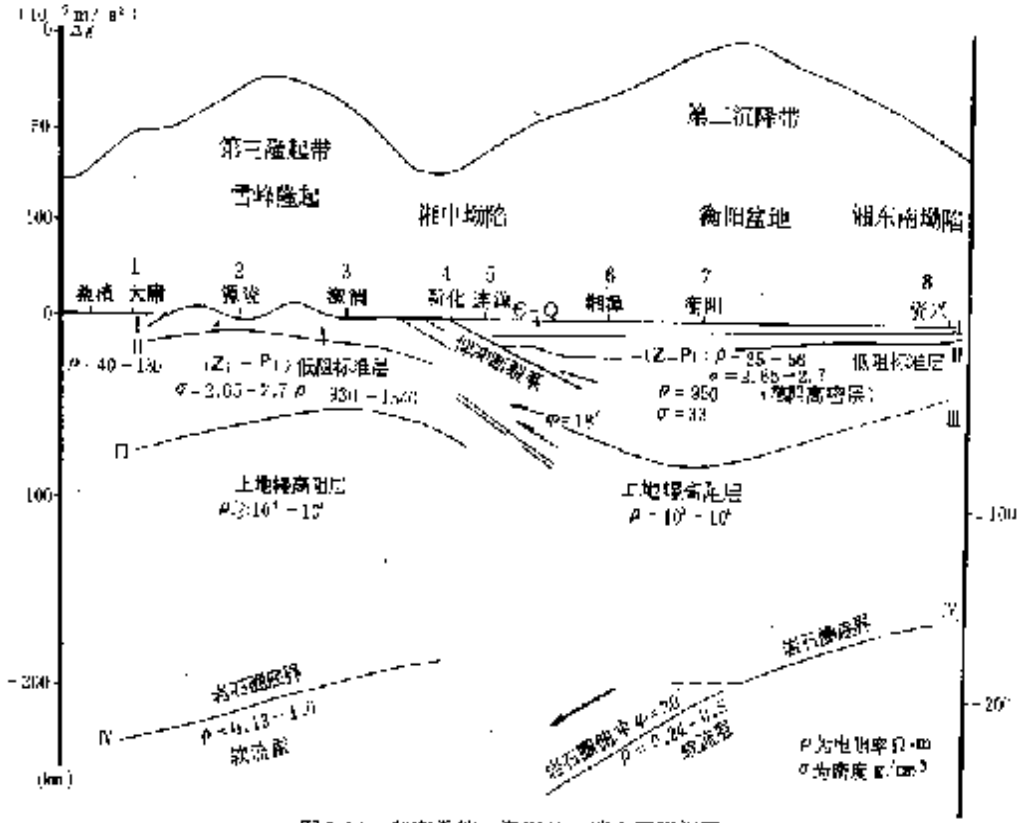


图 2-14　湖南黔阳—资兴北电综合解释剖面

（据湖南省地矿局资料）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

块的岩石圈以楔尖指向南东的楔形体，大致沿莫霍面嵌入湘中的岩石圈内；而综合解释剖面表明彭水-麻阳地块的地壳以楔尖指向南东，沿上、下地壳间的韧性构造层（壳内低速低阻层）嵌入滇湘桂粤地区的地壳内；雪峰山区的上地壳由倾向南东的挤覆体覆盖在彭水-麻阳地块的西缘之上；雪峰山区的下地壳及壳下层构成楔尖指向北西，隐约有沿莫霍面挤入彭水-麻阳地块的壳下层之势。这一结构说明，是滇湘桂粤地区上动向北西推挤，而彭水-麻阳地块是被动嵌入。此楔状带厚100—200km，宽约500km，可谓舒缓。因此，称其为盆地的壳幔楔形舒缓镶嵌型，若强调沉积盖层褶皱形变的规律性变化，可称其为递进挤压翼。

上述盆地两翼的岩石圈结构特征充分说明，无论是盆地的北西边缘（北部边缘类似），还是盆地的南东边缘（南部边缘雷同），都不是盆地向两侧俯冲，也不是两侧向盆地俯冲，既不是“A”型俯冲，或是“C”型俯冲，仅仅是楔形镶嵌而已。这种岩石圈结构特征可能代表板块内部次级块体之间构造关系的新类型。

盆地的两侧边缘存在较大的差异，可能主要是由于盆地作为相对稳定的块体，两侧离板块边缘北西近而南东远，以及两侧壳或整个岩石圈也存在明显的差别等因素所导致的结果。

四、盆地的性质

盆地的形成是周缘活动带在印支晚期及其以后褶皱变质，抬升剥蚀，成为物源区，并向盆地推挤；与此同时，盆地作为刚结程度高且稳定的块体，相对下沉，接受沉积。这表明盆地形成于压性构造环境。盆地边缘的岩石圈呈楔形镶嵌结构，也说明盆地处于压性构造环境。盆地沉积盖层构造形变强度从盆地边缘往盆地中部呈规律性减弱，即逆冲构造—断弯褶皱—断展褶皱—宽缓浅层褶皱；导致上下层构造形变不协调的滑脱层从盆地边缘向盆地中部由多变少，底滑脱层层位由老变新或由深变浅；近盆地边缘的构造线展布与周缘构造线往往平行或两者的走向大体一致；盆地内的浅层断裂以及周边的断裂大多数属压性逆冲断层或逆掩断层。这些充分说明盆地具有明显的压性特征。

不过，盆地建于幔隆之上；另外，德阳莫霍面隆起与成都新凹陷对应，川中莫霍面凹陷与川中隆起对应，彭水莫霍面隆起与晚期正断裂相吻合，等等，说明莫霍面隆起或凹陷的重力均衡作用也控制盆地的新构造运动。

断面上还存在川中、彭水和麻阳三个幔隆。特别是川中幔隆与沉积盖层中的隆起一致，岩石圈又薄，仅厚86km，又有较高的热流值，显示着具有类似地幔柱的某些特征。川中地区已获得莫霍面温度达1063℃，表明地壳下部部分已处于熔融状态。在幔隆的背景下，可能与软流圈一起出现熔融物质程度不同地向两侧或四周散流。软流圈作为热动力源层，就可导致盆地局部或某一段时期具有张性，个别地区（如龙女寺背斜及八面山地区）存在张性正断裂也印证此。

总之，盆地及相邻地区的岩石圈是太古宙以来形成的，通过多种方法探测和综合解释的现今岩石圈结构主要是印支期以来铸就的。晚古生代的裂陷盆地、侏罗纪至第三纪的坳陷盆地，新第三纪以来的构造盆地的形成与演化，是印支期及其以后多次构造事件先后指向川中地区的递进挤压和构造事件间因壳幔调整出现上地幔和莫霍面的隆起和坳陷的重力均衡导致的引张交替作用的结果。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第三章　震旦纪—老第三纪沉积相概述

组成本区的沉积盖层是在两大阶段中生成的，即震旦纪至中三叠世称海相碳酸盐岩台地发展阶段，晚三叠世至始新世称陆相碎屑岩沉积盆地发展阶段，它们都是在四川盆地最终形成之前沉积的，故其沉积物分布不受现今盆地边框的限制。在盆地形成之后进入了以风化剥蚀为主的阶段。下面按上述阶段对沉积相叙述如下。

第一节　以碳酸盐岩为主的台地沉积阶段

该阶段可分为三个重要沉积期：台地沉积早期（Z—S）、中期（D—C）、晚期（P—T_2）。碳酸盐岩台地沉积模式如下（图3-1）。

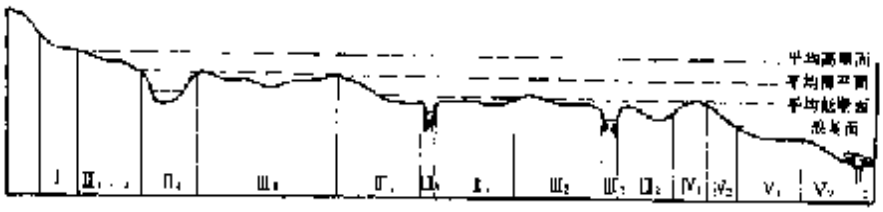


图3-1　碳酸盐岩台地沉积模式

Ⅰ—陆相区；Ⅱ—滨岸相区；$Ⅱ_1$—滨海碎屑坪相；$Ⅱ_2$—滨海灰泥坪相；$Ⅱ_3$—滨海膏盐坪相；$Ⅱ_4$—滨海白云质盆地相；Ⅲ—台地相区；$Ⅲ_1$—局限台地相；$Ⅲ_2$—开阔台地相；Ⅲ′—台盆、台海相；$Ⅲ_3$—斜坡台地相；Ⅳ—台地边缘相区；$Ⅳ_1$—边缘礁滩相；$Ⅳ_2$—边缘斜坡相；Ⅴ—盆地相区；Ⅴ′—浅水盆地相；$Ⅴ_1$—深水盆底相；$Ⅴ_2$—深水正常发育。

一、台地沉积早期（Z—S）

上扬子地区是由川中古陆核与周边海槽经晋宁期地质事件褶皱上升拼接增生而成，基底形成以后由陆变海，几经海侵、海退，早、中志留世后，再次大部分上升为陆。台地主体内以滨浅海相碎屑岩和碳酸盐岩沉积为主。晚震旦世—早寒武世麦地坪期，层由大陆冰川沉积到碳酸盐岩沉积为一完整的海进式沉积旋回。早古生代寒武纪至志留纪，在上扬子台地西部有康滇陆、马尔康—若尔盖陆、汉中陆等一度成为台地沉积的陆源区，向东逐渐过渡为台地相碳酸盐岩和盆地相泥页岩、硅质岩沉积。台地的东南边缘大致稳定在大康、保靖、铜仁、凯里一线。此时的台地北缘为陆间裂拉槽发育区。

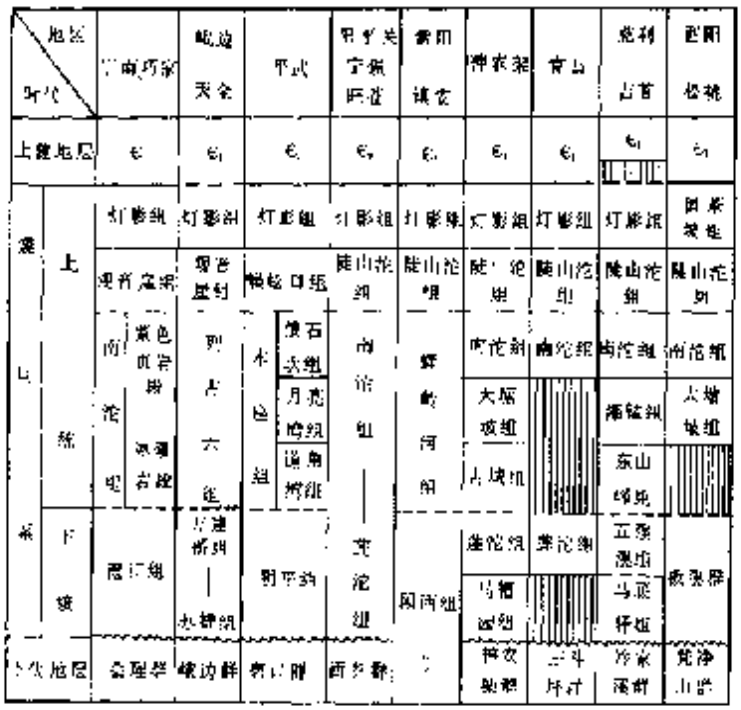
（一）震旦纪沉积概述

震旦纪底界，采用刘鸿允（1983）提出的以板溪群及其相当层位之底划界[36]（表3-1）

晋宁期以后，华南山世的上扬子地区，大部上升为陆，其陆内和周边海域存在多种沉积环境。鄂西地区马槽园组和川滇地区澄江组属山间盆地前山麓堆积，冲积扇和河流相和

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 3-1　四川盆地及其周边地区震旦系对比



碎屑岩沉积，厚 1000—2000m，其中有大型楔形交错层理和槽状层理等。盆地西部苏雄组和陕南地区郧西群分别为大陆火山喷发相和深海火山喷发相，主要岩性为安山岩、英安岩、玄武岩、凝灰岩、酸性火山熔岩和火山碎屑岩等，厚 2000—3000m。开建桥组则是大陆火山喷发相与河流相的混合交替沉积，厚 2000—5000m。台地东南缘为河流相、滨浅海相沉积（五强溪组或深水河组、马底驿组），白砂砾岩、砂岩（图版Ⅰ-1）、板岩、凝灰岩等组成两个正韵律[39]（图 3-2），向北、向南与莲沱组和类复理石建造板溪群呈横向过渡，到湘中、黔东南地区则为盆地相下江群（图 3-3）。

晚震旦世初的冰期沉积：古城组（0—500m），南沱组（100—700m），其间为大塘坡组含锰岩系（0—600m）。南沱冰碛层有向西、向北超覆沉积的趋势。冰期沉积分布广泛、环境多样。上扬子地块上为大面积冰盖区，向四周由大陆冰川沉积变为冰水、冰海沉积。冰碛层的主要岩性为冰碛砾泥岩，冰碛砾粗砂岩夹泥岩和粉砂岩透镜体。冰碛砾石具有成分复杂、分选极差、杂基支撑、排列杂乱、形态各异、冰痕发育等特点。晚震旦世晚期（陡山沱组、灯影组）是一次广泛的自东而西海侵沉积期，主要为滨浅海相砂岩、泥岩夹碳质块岩和台地相白云岩、硅质白云岩、燧石白云岩夹硅质页岩。在长宁等为局限台地相夹膏盐层。湖南大庸、吉首至贵州凯里一线以东为盆地相硅质岩、硅质板岩为主。晚震旦世古陆又为缩小，可能仅存在马尔康—若尔盖古陆。

（二）寒武纪沉积概况

1. 早寒武世

早寒武世初为浅海台地相含软舌螺动物群的含磷白云岩和硅质岩沉积，厚 10—300m

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

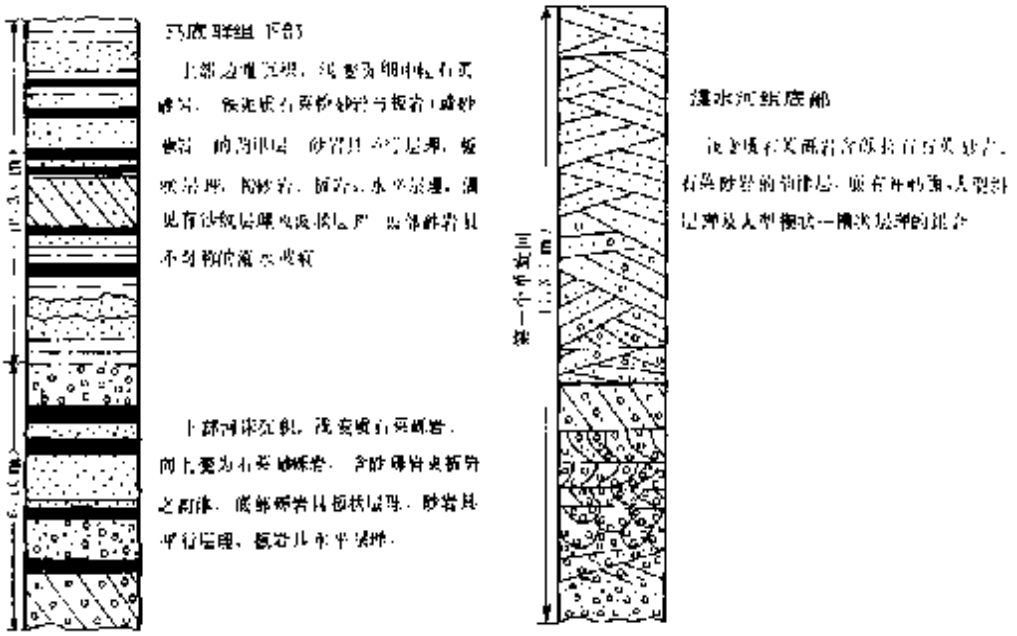


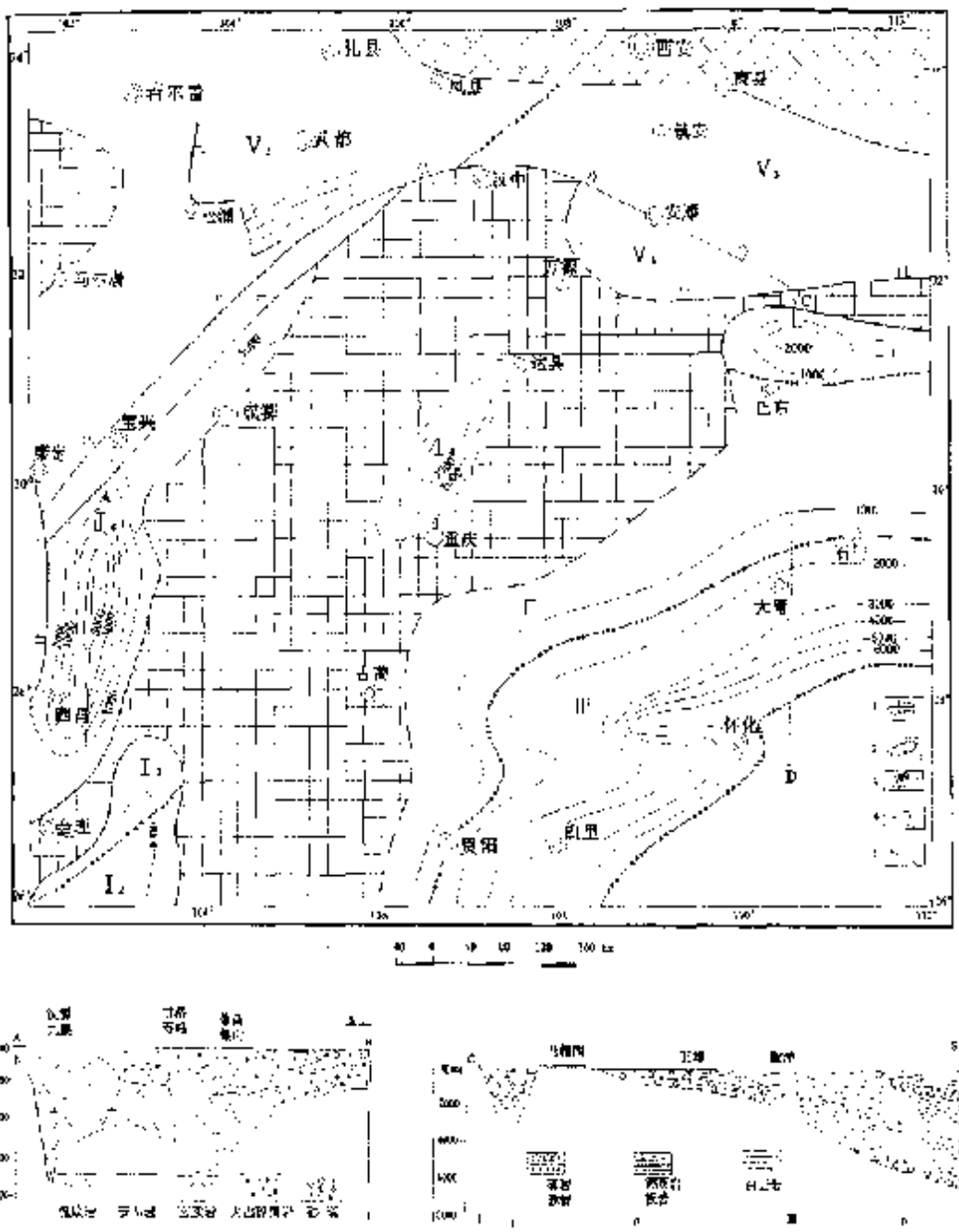
图 3-2 湖南石门杨家坪板溪群马底驿组、溆水河组下部滨浅相沉积剖面示意图
（杨康龄等，1984）

（表 3-2），是灯影期碳酸盐岩台地相沉积的继续。台地以东和台地北缘滨南地区为盆地相硅质岩，硅质页岩沉积与下伏震旦系连续过渡。此后，有一次区域性地壳上升活动，麦地坪组及其相当层位与上覆地层广泛地呈平行不整合接触，并在台地内出现了幕拉分异，沉积格局和沉积特征发生了明显的变化：①雪溪陆形成并不断扩大，马尔康-若尔盖古陆等成为重要的陆源区，形成西高东低，由陆向海的沉积格局；②上扬子海域中出现了幕拉分异，控制沉积相特征（图 3-4）。庐万源沿华蓥山、泸州、水城一线以西，主要为滨浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩（筇竹寺组和沧浪铺组；郭家坝组和向王滩组），其中底栖型三叶虫大量繁衍，如古莱肯利基虫（*Eoredlichia*）等。此相带以东则以滞流浅海相黑色泥页岩、含磷灰岩逐渐过渡为台地相碳酸盐岩。早寒武世晚期沉积（石龙洞组、清虚洞组、孔明洞组）属局限台地相云质灰岩、云岩沉积，局部夹石膏层和石盐层，反映有一次潮退和海水咸化过程。台地东缘大庸、吉首、都匀一带，早寒武世晚期为台缘相亮晶砂屑灰岩、藻灰岩、生物礁灰岩等沉积，产浮游型三叶虫（*Hupeidiscus*）。以东的盆地相区为黑色碳质、硅质页岩、滑塌形变礼角砾状灰岩等。上扬子海域北缘出现了强烈的拉张活动，形成了裂陷槽。其间为盆地相硅质、碳质页岩、硅质灰岩等非补偿性沉积，厚 100—300m，有少量海绵骨针和浮游三叶虫（凑接了）等化石。此裂拉槽，习称东秦岭海槽。

2. 中、晚寒武世

虽继承了早寒武世沉积格局，但逐渐海退，台地上水体变浅，以潮坪相和局限台地相泥页岩、白云岩沉积为主，局部发育膏盐盆沉积，厚 300—700m。石门、保靖、都匀一带为台地边缘相区，砾屑、颗粒、生屑灰岩发育，层间有楔形层理，板状交错层理等。东侧

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



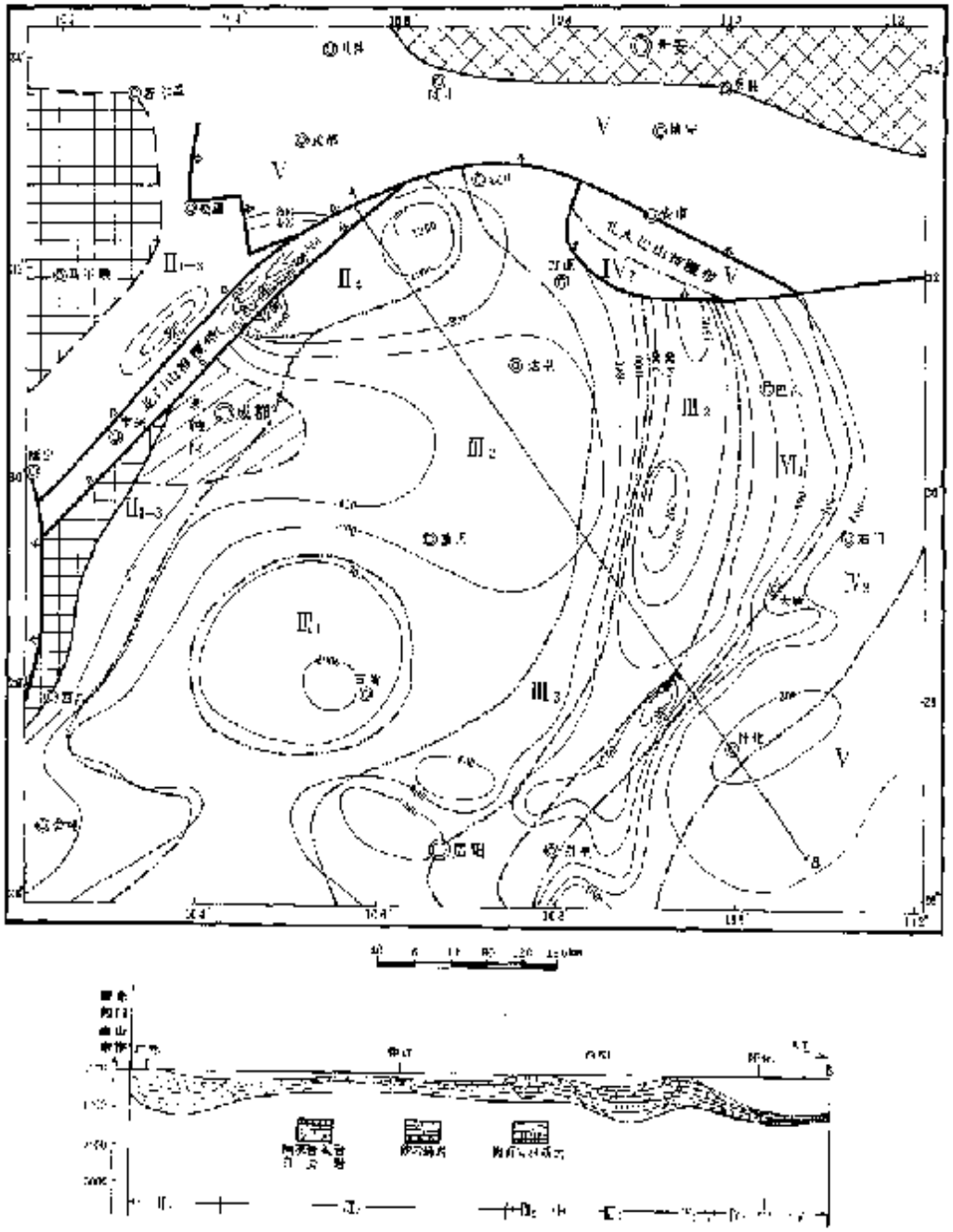
A—A'盆地早晚侏罗世沉积相剖面示意图　　B—B'海陆过渡相剖面示意图

图 3-3　早侏罗世沉积相分区

I_1—冲积相—河流相；I_2—河流相；I_3—火山喷发相；I_4—火山喷发相—河流相；II—滨岸相；III—浅海相；V_1—残水盆地相；V_2—深水盆地相；V_3—深海火山喷发相

1—古陆；2—相分区线；3—厚度等值线（m）；4—现今侏罗系界；5—剖面线（A-B）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



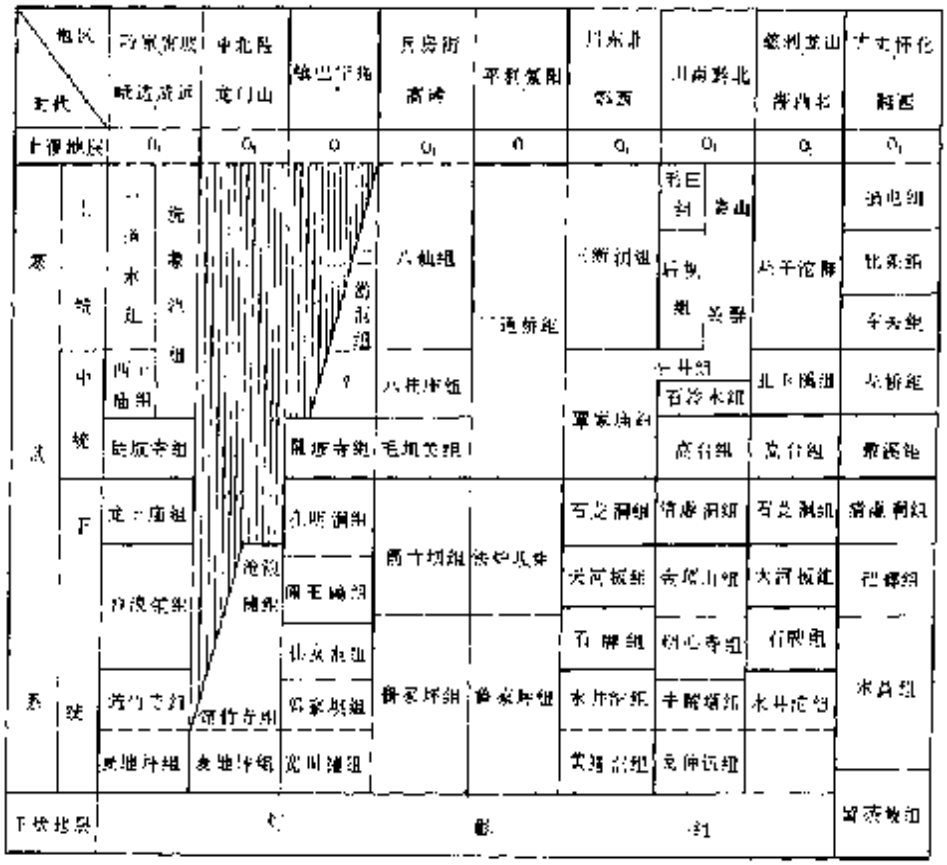
广元—环化早寒武世沉积相剖面示意

图 3-1 早寒武世沉积相分区

Ⅱ$_{1-3}$—碳酸盐潮坪—灰泥潮相；Ⅱ$_1$—滨岸盆地相；Ⅱ$_2$—局限台地相；Ⅱ$_3$—开阔台地相；Ⅲ$_2$—台内浅滩相；Ⅳ$_1$—台地边缘礁滩相；Ⅳ$_2$—台地边缘斜坡相；Ⅴ—深海相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 3-2　四川盆地及其周边地区寒武系划分对比



斜坡相带，岩性有纹层状泥、粉晶灰岩、竹叶状灰岩、角砾灰岩，常见变形层理、斜层理、局部粒序层理等。台地北缘南缘-商丹断裂以南和略阳-石泉-安康断裂以北地区，由盆地相转为台地相灰岩、白云岩沉积，厚 500—1500m。北大巴山推覆体中出现两套一套的沉积格局（李敬自，1988）：汉王城-铜钱关断裂以北称安康断垒，为灰岩、白云岩沉积，厚 300—400m；红椿坝断裂以北为紫阳断堑，为盆地相炭质、硅质碳岩、硅质岩、硅质灰岩等；断裂以南为兵房街断垒且具有斜坡相特征，为灰岩、泥灰岩、碎屑灰岩夹黏板岩等，厚 500—1500m（图版Ⅳ-1）。

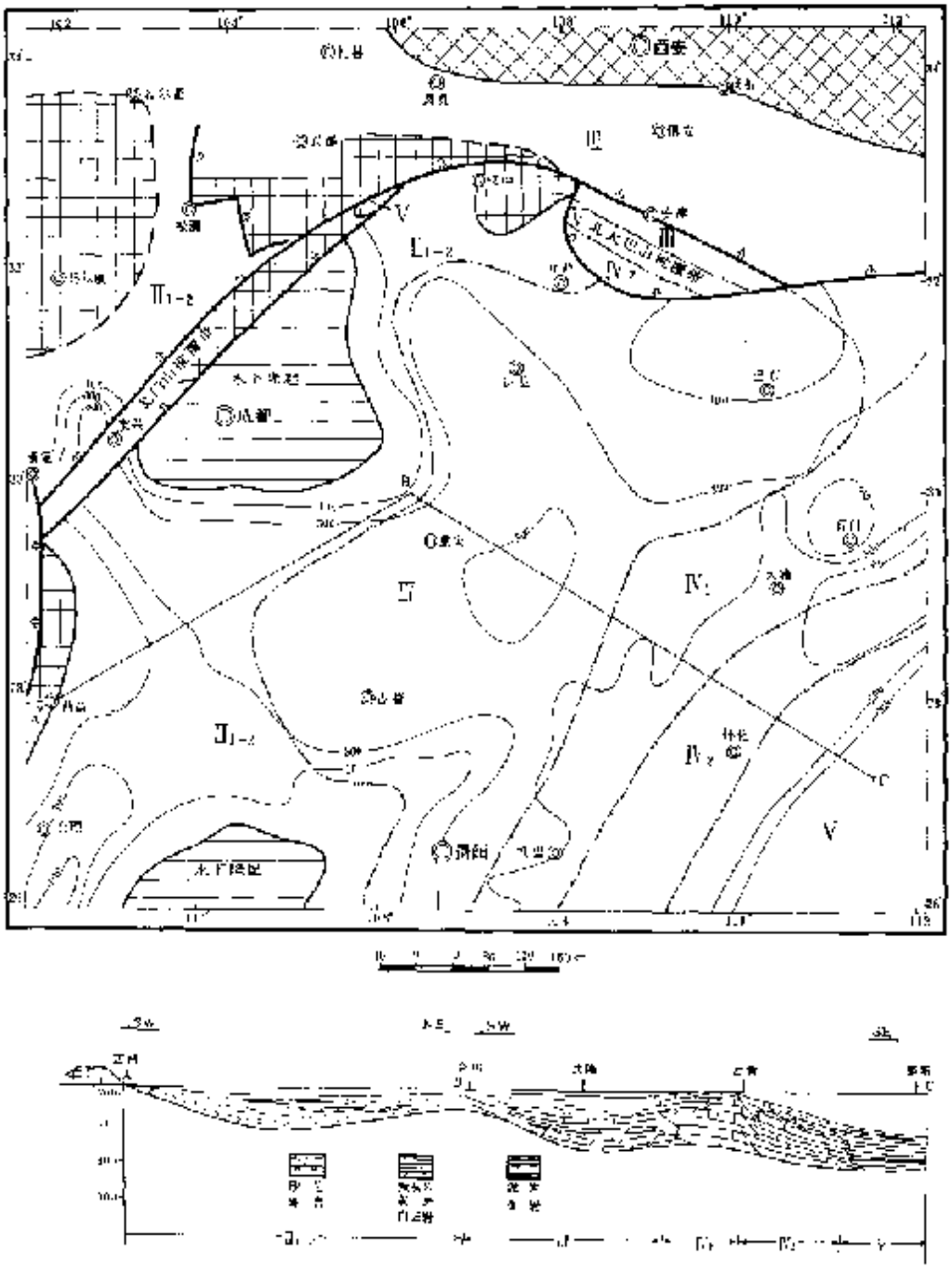
（二）奥陶纪沉积概述

晚寒武世以后盆地整上升，台缘西部和南部陆地不断扩大，同时川中水下隆起，湘西黔北、滇东、安化-靖水下隆起形成。中奥陶世再次由东向西、由南向北海侵超覆。

1. 早奥陶世

由于西部和南部陆地面积扩大，陆缘滨海碎屑岩相发育（剖 3-5），汤池组、红石崖组（表 3-3）以中、粗粒砂岩、含砾砂岩为主夹紫红色页岩，具波状及交错层理，向上灰质岩增多，厚数十至 300m，与下伏上寒武统平行不整合，向东经川南、黔北过渡到四川

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



西昌—攀枝花早侏罗世沉积相剖面示意图

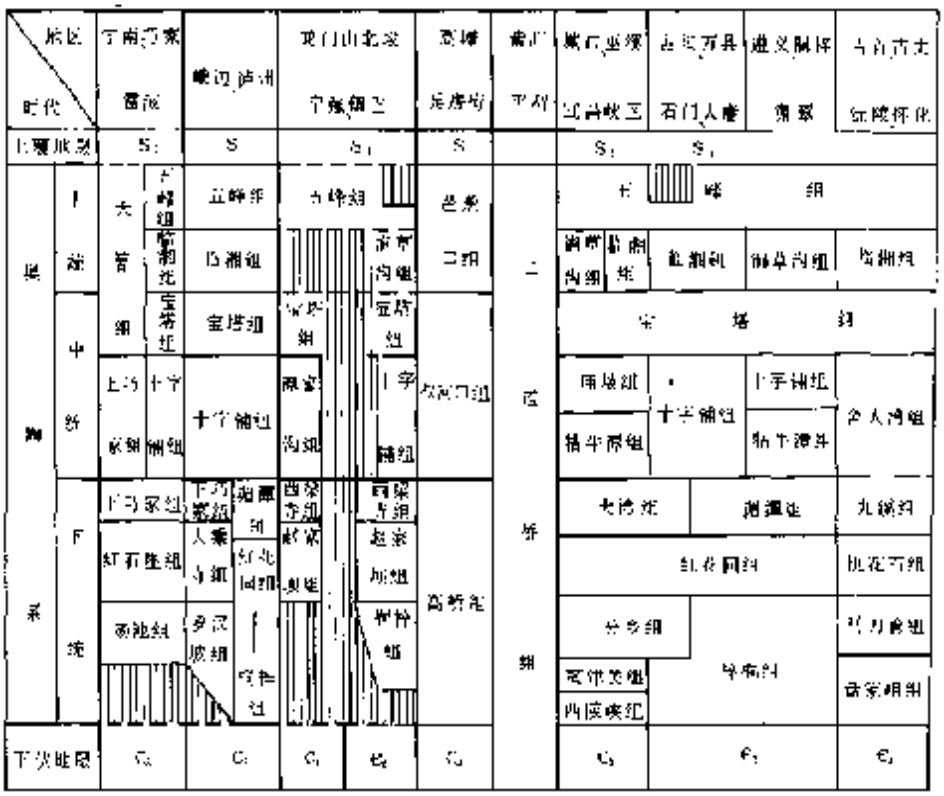
图 3.5 早侏罗世沉积相分区

Ⅰ1-2—滨海砂泥岩相；Ⅱ—陆相岩石地层；Ⅲ—台地边缘浅滩相；Ⅳ1—台地边缘斜坡相；Ⅴ—盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

东部和鄂西峡区（南津关组—大湾组）为台地相生屑灰岩、泥灰岩、白云岩夹页岩沉积，厚度400—500m。台地边缘礁滩相带位于石门、古丈、都匀一线，向东经斜坡带进入盆地相区。

表3-3 四川盆地及其周边地区奥陶系划分对比



早奥陶世各类生物繁盛，有三叶虫，腕足、笔石、头足、海绵等，但随沉积时期和沉积环境的不同而异：桐梓期以三叶虫为主；红花园期以头足类、海绵及腕足为主；湄潭期各类生物均很发育；盆地相沉积中以对笔石为主。

2、中奥陶世

以台地相碳酸盐岩沉积为主，临康滇陆东侧为滨浅海相—海湾相灰岩、页岩夹鲕状赤铁矿沉积。庙坡组黑色笔石页岩仅局限在城口—宣昌和广元地区。宝塔期沉积泥晶灰岩和瘤状灰岩，厚度仅10—50m，但广布于上扬子台地，向西超覆在汉南、松潘、茂汶一带古陆之上。湖南石门、大庸、古丈一带的水下隆起上，十字铺组为极浅水沉积的暗红色、灰绿色泥晶灰岩、砂砾屑灰岩，以东为斜坡相和盆地相沉积区。

3、晚奥陶世早期台地上为浅海相沉积（临湘组或涧草沟组），以泥质灰岩或泥页岩为主，产南京三瘤虫化石，厚2—20m。晚期沉积（五峰组）为半封闭滞流海湾或潟湖浅水盆地相，富含笔石的黑色泥灰岩、页岩和硅质岩，局部有不等粒长石石英砂岩，表明台地边缘有些地区上升出露海面造成海流不畅。

台地化缘的北大巴山推覆体中，整个奥陶纪依旧是两套一套的沉积格局，但沉积厚度

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

大增：安康断垒由台地相云质灰岩、燧石灰岩转为边缘斜坡相千枚岩、角砾状灰岩沉积，厚度2600m；紫阳断褶内仍为盆地相沉积，与中上寒武统合称洞河群，厚6300m[1]；其房崖断垒为浅海相—斜坡带，下统高桥组为板状灰岩、串珠状灰岩和粘板岩，厚260—1000m；中统权河口组，为粘板岩夹长石石英砂岩，厚240—300m；上统芭蕉口组粘板岩夹砂岩，厚10—35m。略阳、石泉、安康断裂以北地区，由台地相云质灰岩、板状灰岩向上过渡为滨浅海相灰岩、千枚岩、砂岩、砂砾岩等，厚1700—3500m。

（四）志留纪沉积概况

晚奥陶世晚期海退，使上扬子台地中的水下隆起出露海面，陆地扩大。早志留世早期海域成为半封闭的滞流海盆，志留纪中晚期上扬子地区大部分上升成陆而普遍缺失中晚志留世沉积（表3-4）。

表3-4 四川盆地及其周边地区志留系划分对比

时代＼地区	北秦岭迭部白龙江区	广元旺苍地区	陕西宁强	川东北鄂西彭水	黔北桐梓	滇东曲靖	川南	黔东北	湘北
上覆地层	D—P	P	P	D—P	J	E	P	P	P
志留系 上统					秀山组	"竹溪组"			
志留系 中统	回星哨组		宁强组	纱帽组	仙白沟组	"竹溪组"		回星哨组	小溪组
志留系 下统	大关组 杜家沪组 罗惹坪组 罗惹坪组 龙马溪组 龙马溪组	北家湾组 石牛栏组 龙马溪组	杨坡湾组 王家湾组 崔家沟组 龙马溪组	罗惹坪组 龙马溪组	吴家沟组 陆山沟组 五峰关组 罗湖村桥组	上椿子垭组 下椿子垭组 大果寨组	韩家店组 石牛栏组 新滩组 龙马溪组	秀山组 溶溪组 马角冲组 雷家屯组 香树园组 / 龙马溪组	吴家院组 秭归组 溶溪组 小河坝组 龙马溪组
下伏地层	O_3	O_3 五峰组	O_3 五峰组	O_3 五峰组	涧草沟组 O_3	临湘组 O_3	O_3 五峰组	O_3 五峰组	O_3 五峰组

[1] 严显育等：1968，《区域地质调查报告1/20万紫阳幅》，陕西省地质局。

1. 早志留世

龙马溪期为滞流海盆黑色炭质、硅质页岩和砂质页岩沉积，厚数十米至900m，西薄东厚。以产笔石为主，可分八个化石带：①*Glyptograptus persculptus*；②*Akidograptus acuminatus*；③*Orthograptus vesiculosus*；④*Pristiograptus cyphus*；⑤*Pristiograptus Leei*；⑥*Demirastrites triangulatus*；⑦*Demirastrites convolutus*；⑧*Monograptus sedgwicki*[40]。

随后的小河坝期，石牛栏期（罗惹坪期）代表了不同的沉积环境。前者以浅海相粉、细砂岩和砂质页岩为主，分布在南江、重庆以东至鄂西地区，偶见生物灰岩透镜体，普遍有波痕，虫迹、斜层理等浅海相沉积标志。后者石牛栏期以浅海相灰岩、瘤状泥灰岩、页岩为主，分布于川南、黔北和雷波、甘洛一带，古生物除大量的腕足、珊瑚、三叶虫外，尚有海百合等。

2. 早、中志留世（大关组、韩家店组、宁强组、舟山组）（表3-4）属滨浅海沉积，岩性为灰绿色粉砂岩、紫红色泥、页岩夹生屑灰岩和硅灰岩等（图版Ⅰ-2）。湘西北、大庸、龙山等地岸度增大，砂质岩增多，粒度较粗，层面常见波痕、斜层理，为滨浅海相沉积。古生物丰富，有三叶虫、腕足类、头足类等。

北大巴山地区属盆地相沉积，志留系下部为黑色板岩、千枚岩，所含笔石可与龙马溪组对比。上覆梅子垭组和陡山沟组，前者为泥质岩（已变质成泥板岩）夹多层粗面质火山熔岩及石煤，后者以砂质岩为主，常见泡膜、槽脚、重荷膜、包卷层理和波痕，局部砂岩中有鲍马序列的浊积岩，岩性虽类似小河坝组，但沉积环境不同，产笔石类为主。下统沉积厚1000—1500m。据傅力浦（1980、1986）研究该地区还有中晚志留世沉积，以粘板岩和粉、细砂岩为主，厚约200余米，产有中、晚志留世笔石*Cyrtograptus sakmaricus*、*C. certrifugus*、*C. murchisoni*等[40]。石泉、安康断裂以北，由滞流盆地相千枚岩、变质灰岩向上逐渐变为正常浅海相千枚岩、砂质岩和灰岩，厚2000m—5000m，含珊瑚*Pseudomplexodes* sp.、*Favosites* sp.、*Squameofavosites* sp.、腕足*Athyris* sp.、*Spiferina* sp.、等。往西至川陕甘交界地区，下部有万余米火山岩变质而成的绿泥钠长片岩和流纹凝灰岩，上部以碳酸盐为主，含珊瑚化石：*Mesosolenia bifurmis*、*M. sofavosites obliguus*、*Palaeofavosites sp.*等，厚度增大至4500—8000m。

上扬子地台西部松潘、小金一带，志留纪为浅海盆地相沉积（茂县群），主要为浅变质绢云千枚岩、绢云英千枚岩夹变质砂岩或呈互层，中部（第三井组）夹较多结晶灰岩，厚2000—4500m。与中奥陶统结晶灰岩平行不整合，与泥盆纪连续沉积。向东沉积厚度减薄，砂质岩减少，灰质增多。主要陆屑来自马尔康—若尔盖古陆。

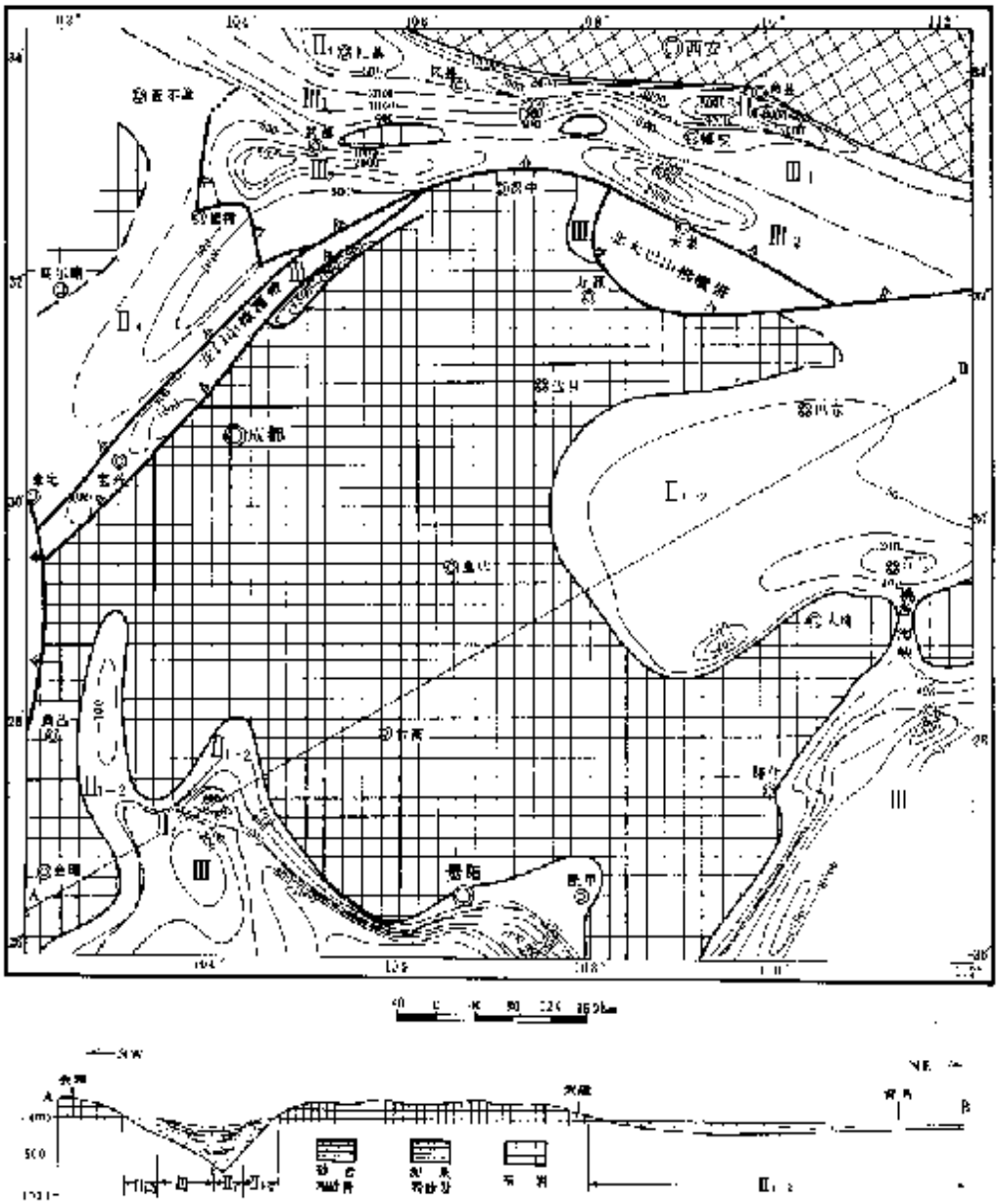
二、台地沉积中期（D—C）

志留纪末，上扬子区大部分上升成陆，台地北缘拗陷槽也趋于闭合。进入晚古生代泥盆纪、石炭纪，仅在陆缘地区才有沉积（表3-5）。

（一）泥盆纪沉积概况

1. 上扬子陆台南缘贵州、水城、册亨、甘洛一带受NW向延伸的张性断裂控制，早泥盆世为滨岸—滨浅海相中、细粒石英砂岩、粉砂岩和泥页岩沉积，厚数十米到800余米，与中志留统平行不整合，以产腕足类生物为主（如*Acrospifer tonkinensis*）。中、晚泥盆世（图3-6）海水北侵，水体加深，陆源碎屑大为减少，为台地相云岩、云质灰岩、灰岩、

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



全理一市昌间流积剖面示意图

图 3-6　中侏盆世沉积相分区

[illegible]—滨湖砂泥坪相；Π_1—滨岸盆地相；Π_1—局限台地相；Π_2—开阔台地相；Π　台地相；

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

生屑灰岩夹页岩、粉砂岩，厚 200～500m，向东至贵阳、独山一带增厚到 2000m，产腕足、珊瑚为主，如：*Eospiriferina* sp.、*Stringocephalus* sp.、*Cyrtospirifer* sp.、*Thamnopora* sp.、*Cystiphyllum* sp.。

表 3-5　四川盆地及其周边地区泥盆、石炭系划分对比

时代 \ 地区		宁南巧家通威宁		龙门山	达县梁平垫江	宁强高川	鄂西	黔南	酉阳秀山	湘西北
上覆地层		P_1		P_1	P_1	P	P_1	P_1	P_1	P_1
石炭系	上、中统		马平组	马平组		[illegible]统	船山组	马平组 南丹组		
			威宁组	威宁组	黄龙组		黄龙组	达拉组 滑石板组	威宁组	黄龙组
	下统		大塘组	大塘组		大塘组	大塘组	摆佐组 上司组 旧司组 祥摆组	水车坪组	
			炎方组	岩关组		岩关组	岩关组	汤耙沟组 革老河组 尧梭组		尚保冲组
泥盆系	上统	一打得组	在结山组 一打得组	茅坝组 沙窝子组		[illegible]组	写经寺组 黄家磴组	岩板组 望城坡组		写经寺组 黄家磴组
	中统	华宁组	曲靖组 管门组	观雾山组 养马坝组		三岔河组	云台观组	独山组 大河口组 龙洞水组 舒家坪组		云台观组
	下统	坡脚组	自溶沟组	谢家湾组 寸溪组 北来坝组 平驿铺组				丹林组		
		翠峰山组								
下伏地层		S_2		S_{1-3}	S_{1-2}	O－S	S_{1-2}	S_{1-2}	S_{1-2}	S_{2-3}

2. 上扬子北缘　因扬子地块向南漂移多发生南北拉张，东秦岭海槽内形成两堑-垒的构造沉积格局（图 3-7）：勉县-安康断裂与略阳至白河断裂之间为略阳-旬阳地堑（南部地堑），凤县-山阳断裂以南称徽县-镇安地垒（中部地垒），两者均属扬子板块北缘；而商丹断裂以南称礼县-柞水地堑（北部地堑），属南北板块间过渡带❶。

①南部地堑区早泥盆世为滨岸相—滨浅海相砂砾岩、粉砂岩、板岩、含铁砂岩及泥质云岩、灰质云岩等，厚 300～1800m，东薄西厚。其中产有腕足类化石：*Howellella* sp.、*Protathyris* sp.、*Stringocephalus* sp.，珊瑚：*Squameofavosites* sp.、*Favosites* sp. 等，向西至武都、迭部地区为浅海—泻湖相云岩、云质灰岩和杂色板岩。中、晚泥盆世以台地相

❶ 庞洪祥等，1988，东秦岭主要断裂平衡剖面、山阳-商丹断裂特征及演化，西安地质学院。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

碳酸盐岩沉积为主，靠近岩尔盖陆的迭部地区陆源碎屑增多，厚600—2000m。产腕足：*Athyrisina* sp.，*Aemspirifer* sp.，*Atrypa* sp.，*Cortaspirifer* sp.，*Yunnanella* sp.，等，珊瑚：*Disphyllum* sp.，等（杜定权 1986）[40]。



图3-7 上扬子板块北缘沉积、构造分区
（陶淑等，1988年修改）

②中部迪牟区，内部既有古岛，又有水下隆起，加之次级断裂复杂化，使其沉积环境和沉积厚度多变。早泥盆世沉积期，地垒中段普有缺失，东段镇安地区为滨浅海相砂屑岩的复合韵律层，以及潮坪相，局限台地相白云岩沉积；西段徽县一带为滨浅海相云质灰岩、灰岩、白云岩和杂色板岩沉积。中泥盆世海水广泛超覆，佛坪岛、白水江岛等小岛周边为滨海相砂岩、板岩沉积，常有交错层理、波痕等。随着陆源碎屑减少，过渡为滨浅海相碳酸盐岩为主，局部发育有藻礁灰岩（张瑞林，1990）[42]。晚泥盆世，由于华北大陆陆源区南移，又以滨浅海相碎屑岩为主，沉积厚度数百米至千余米不等。

③北部地堑区，可能缺失早泥盆世早期沉积。早泥盆世晚期一中泥盆世发生强烈拉张断陷，同时被华北大陆大量碎屑物快速填积呈滨岸浅水环境，厚达1000—5000m，与志留系呈平行不整合或微角度不整合，西部礼县地区可能超过5000m（程毓沛，1980）。岩性以砂岩、粉砂岩为主夹灰岩、泥灰岩，并有火山活动，沉积物具有很强的韵律性，常见斜层理，波痕、冲刷沟、虫迹等；东部山阳、西峡一带见有较多灰岩，其中含腕足类：*Atrypa* sp.，*Tentaculispirifer* sp.，珊瑚：*Temnophyllum* sp.，等。晚泥盆世，西部礼县地区为海陆交替相碎屑岩沉积，厚2000—3000m。东部柞水、山阳向东可经河南信阳，为滨浅海相砂岩、板岩和灰岩沉积，厚度600—1000m，产腕足（*Yunnanella* sp.）和菊石等。

3. 龙门山推覆体中的泥盆系被挤在东西两侧大断裂带之间，南北长300余公里，东西宽20余公里，其间为泥盆、石炭系组成的背、向斜褶皱而成，为多期次推覆或滑覆的结果（图3-8），以北川桂溪—沙窝子剖面出露最完整，厚4700m，其他断块或飞来峰中厚30—300m。其沉积相特征研究，候鸿飞等人（1988）已有专著[43]。早泥盆世沉积，由滨海碎屑开始石英砂岩、粉砂岩，向上过渡为混合坪相粉砂岩、泥岩、泥质灰岩、生物灰岩等，各种交错层理、槽模、潮汐层理（图版Ⅰ-3），遗迹化石十分发育。富含腕足、珊瑚、层孔虫、竹节石、鹦鹉螺等生物化石。中泥盆世为台地相生物碎屑灰岩、礁灰岩、云质灰岩等。晚泥盆世主要为台地浅滩相、潮坪和泻湖相沉积，有生物碎屑灰岩、珊瑚及层孔虫礁灰岩、砂砾屑和颗粒灰岩、灰质云岩、白云岩等。中晚泥盆世是重要的成礁期，由于海平面升降频繁，生物礁层虽多，但其层厚不超过20m，主要造礁生物为层孔虫，次为四射和床板珊瑚。礁体形态为丘礁、堤礁、补丁礁三种，前两者发育在台地内和台地边缘，后

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

若发育于海湖中。

4．西部乌尔禾-若尔盖古陆与龙门山推覆体之间的泥盆系多连续沉积于志留系之上，可分三个相区：北部若尔盖—松潘一带，早泥盆世为滨海相或三角洲相碎屑岩沉积，中晚泥盆世逐渐变为台地相碳酸盐岩沉积，厚约3500m；平武—小金一带泥盆纪为滨岸浅水盆地相碎屑岩沉积为主夹生物灰岩，上部灰质岩增多（危关群）已经浅变质，厚1000—4000m。汶川—康定一带为台地相与滨岸盆地相之间过渡带沉积（月里寨群），岩性为滨浅海相碎屑岩和局限台地相白云岩，云质灰岩，生物灰岩夹石英砂岩，千枚岩和石膏层，底部为石英砂岩、含砾砂岩，厚1000—3500m，含底栖生物腕足类，珊瑚等化石。

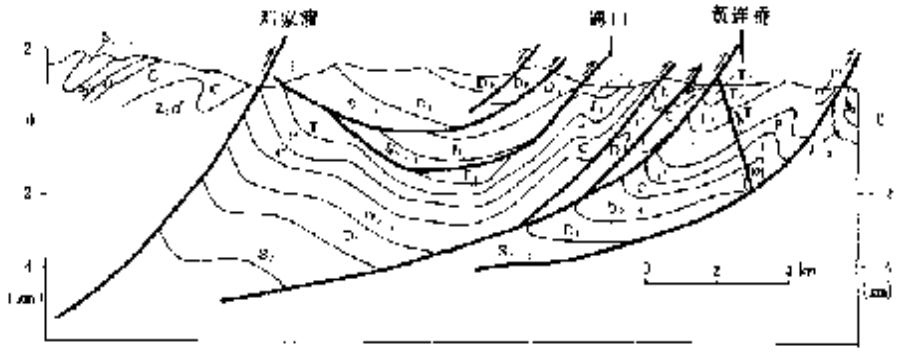


图3-8 江泊唐王寨飞来峰

5．湘西北、鄂西、川东南地区，一般缺失早泥盆世沉积，中泥盆世海水开始北侵，进入湘西北地区，主通过桃源海峡，穿越江南陆而进入鄂西、川东地区（图3-6）。主要为滨海碎屑岩坪相石英粉、细砂岩和灰泥岸、灰云岸相泥质灰岩、泥灰岩夹白云岩及少量生物灰岩等。晚泥盆世沉积中普遍含鲕状赤铁矿层，即宁乡式铁矿。湘西北地区中、上泥盆统厚200m—1400m，南厚北薄，鄂西、川东地区仅50—100m。生物化石除无洞贝、无窗贝、鄂头贝等腕足类外，还有中华肉鳞鱼（*Eothelidepis sinensis*）和大种拟鳞木、奇异亚鳞木等植物化石。

（二）石炭纪沉积概况

继承了泥盆纪沉积格局，沉积范围有所扩大。

1．上扬子陆南缘沉积边界在乳里、黔西、毕节、盐津一带。早石炭世沉积，陆缘区以滨海灰泥坪相为主，其余为局限台地相灰岩、燧石灰岩、云质灰岩，向上变为混合坪相砂质页岩、炭质页岩（夹煤层）、灰岩、白云岩和台地相厚块状灰岩、白云岩夹燧石层，厚150—1700m。主要生物为珊瑚：*Pseudouralinia* sp.、*Cystophrentis* sp.、*Yuanophyllum* sp.，腕足：*Datangia* sp. 等；中晚石炭世沉积以台地相灰岩、白云岩、燧石灰岩为主，厚500—1000m（图3-9）。生物组合以藻为主（*Pseudotaffella* sp.，*Profusulinella* sp.，*Fusulinella* sp.，*Triticites* sp.，*Pseudochaetagerina* sp. 等）。

2．上扬子北北缘，东部旬阳—镇安地区石炭纪沉积主要为台地相灰岩、泥质灰岩、生屑灰岩、云质灰岩夹泥页岩，厚500—1000m（图3-9），向西平武县、达部地区砂质岩增多，厚度增大（1500—2500m），生物组合以腕足、珊瑚、藻化石为主（史美良，

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1987)[44]。南北板块间的礼县—梓水地堑区，继续受拉张作用强烈陷落，早石炭世为滨岸盆地相类复理石韵律沉积，由板岩、千枚岩、粉、细砂岩和砂质灰岩组成，厚3500余米。中晚石炭世为千枚岩、粉、细砂岩和灰岩的间互层，厚达3000m。岩性横向变化大，局部含不稳定煤层。向西礼县、凤县一带为滨浅海相碎屑岩和碳酸盐岩沉积，厚500—1000m。

3. 四川西部石炭纪沉积分布于松潘、平武以南至理县、金汤一线，早石炭世为滨浅海相泥灰岩、炭质千枚岩等，与危关群平行不整合接触，厚8—370m，自东向西减薄，黑水缝古仅8m，表明西部马尔康-若尔盖古陆依然存在。中晚石炭世为台地相结晶灰岩、生屑灰岩，碳质灰岩夹板岩、页岩、燧石层，厚50—470m，南厚北薄，含有丰富的珊瑚和蜓化石。

龙门山前缘地区的石炭纪为碳酸盐岩台地相沉积，断续分布在剑阁和飞来峰中。

4. 湘西、鄂西、川东地区，泥盆纪末曾有短暂的抬升活动，继源海峡已不复存在。鄂西、川东地区海侵方向为由东而西，这与南北拉张形成东西向陷落有关。中晚石炭世，川东、鄂西海域推测已同北部秦岭海域连成一体，只是沉积环境有所不同而无古陆相隔（图3-9）。

早石炭世沉积在鄂西、湘西地区（川东缺失）主要为滨海砂泥坪、灰泥坪和泥坪相沉积，由粉、细砂岩、炭质页岩、灰岩、云岩组成韵律层，沉积厚100—500m，但鄂西地区不足百米。

中晚石炭世，海侵向西延伸，海水西侵至重庆、达县、涪江、蓬溪、梓潼等地（表3-5），经鳊巴、下高川一带与秦岭海域连成一体，形成中石炭统普遍超覆于志留系之上。上扬子陆东南缘（湘西地区）海水西侵至沅陵、吉首、里江、黎平一线。由于古陆地势平坦，缺乏陆源碎屑入海，海水浅而清澈，气候比较炎热，广大海域主要为滨海潮坪相和台地相灰岩、白云岩、生物灰岩、鲕粒、球粒灰岩沉积。川东地区仅残存中统黄龙组，厚30—90m，为角砾状灰岩、角砾状白云岩，鲕粒灰岩、生屑灰岩、岩屑云岩等，下部夹石膏层，且常见干裂、纹理、生物扰动、生物钻孔、冲刷面、鸟眼、透层石等潮间、潮上沉积特征，古生物为兰绿藻、有孔虫，其次为珊瑚、腕足、藻、腔棘和瓣足类等化石。川东中石炭统是四川最重要的产气层之一。

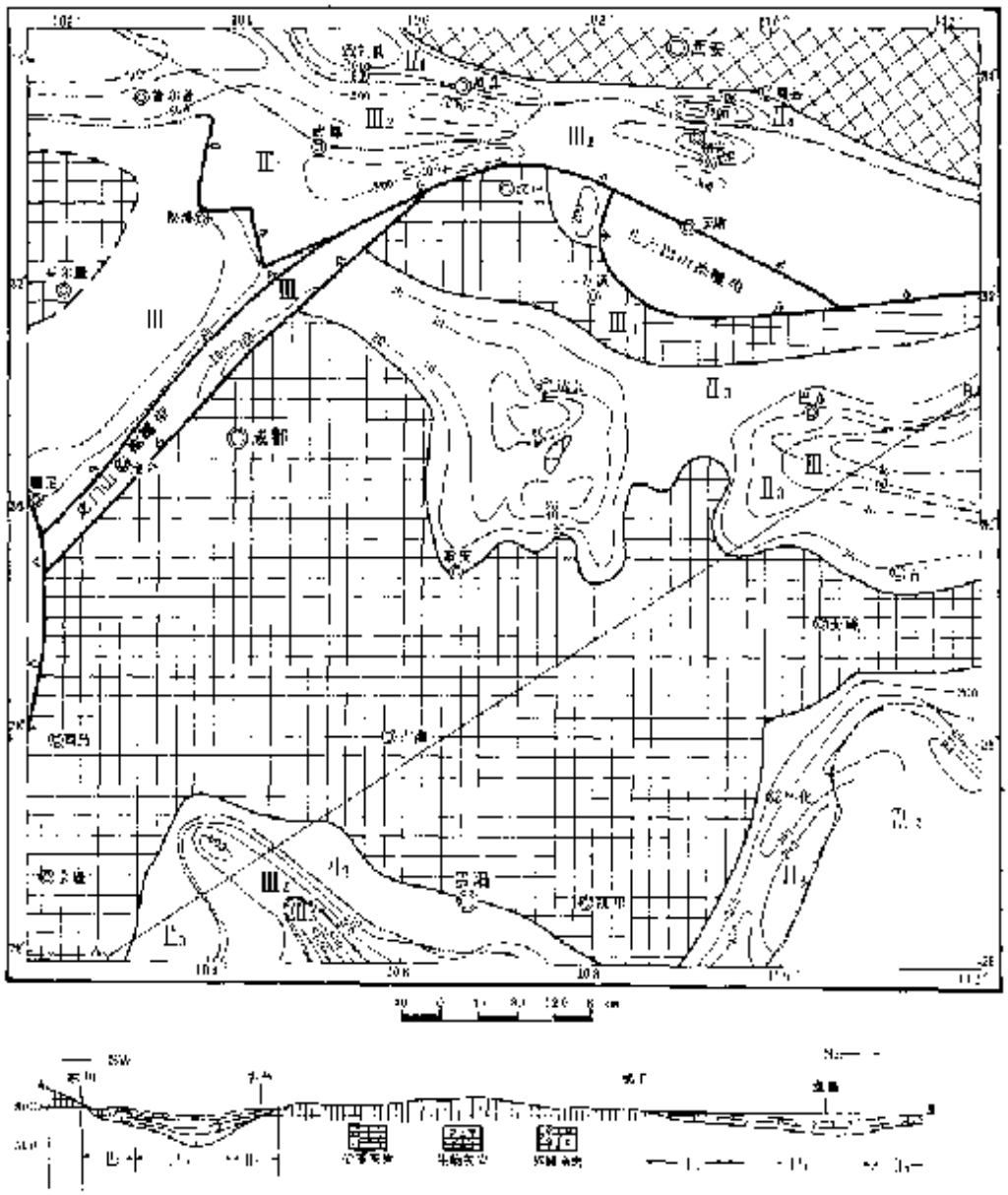
综观泥盆—石炭纪沉积特征，很大程度上受控于拉张断陷活动，而这种拉张断陷活动又是由于上扬子区向南漂移引起的。据吴祥合等（1989）[45]对贵州南部古地磁研究成果，晚泥盆世沉积时所在古纬度为20.2°N—26.5°N，以后逐渐南移，早石炭世末期为15.1°N；大塘期为19.7°N—7.1°N，中晚石炭世为8.2°N—7.2°N。扬子地体不断南移，逐渐扩大了与华北板块间的海域，同时引起板块内部的张裂活动和沉积分异，并延续至二叠纪、三叠纪。

三、台地沉积晚期（$P-T_2$）

石炭纪末海水退出上扬子台地，经受了短期间断后，早二叠世初逐渐海侵，广泛接受了岩性单一、厚度稳定的台地相沉积（表3-8），与此同时，上扬子区不断南漂，晚二叠世到达赤道附近（2.4°S）（王鸿祯，1985）[46]，三叠纪初，华北、华南两板块向相距千余公里，以后逐渐靠拢，中三叠世以后，两板块碰撞拼合，成为统一的中国古大陆，结束了南海北陆的局面。

（一）早二叠世沉积概况

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

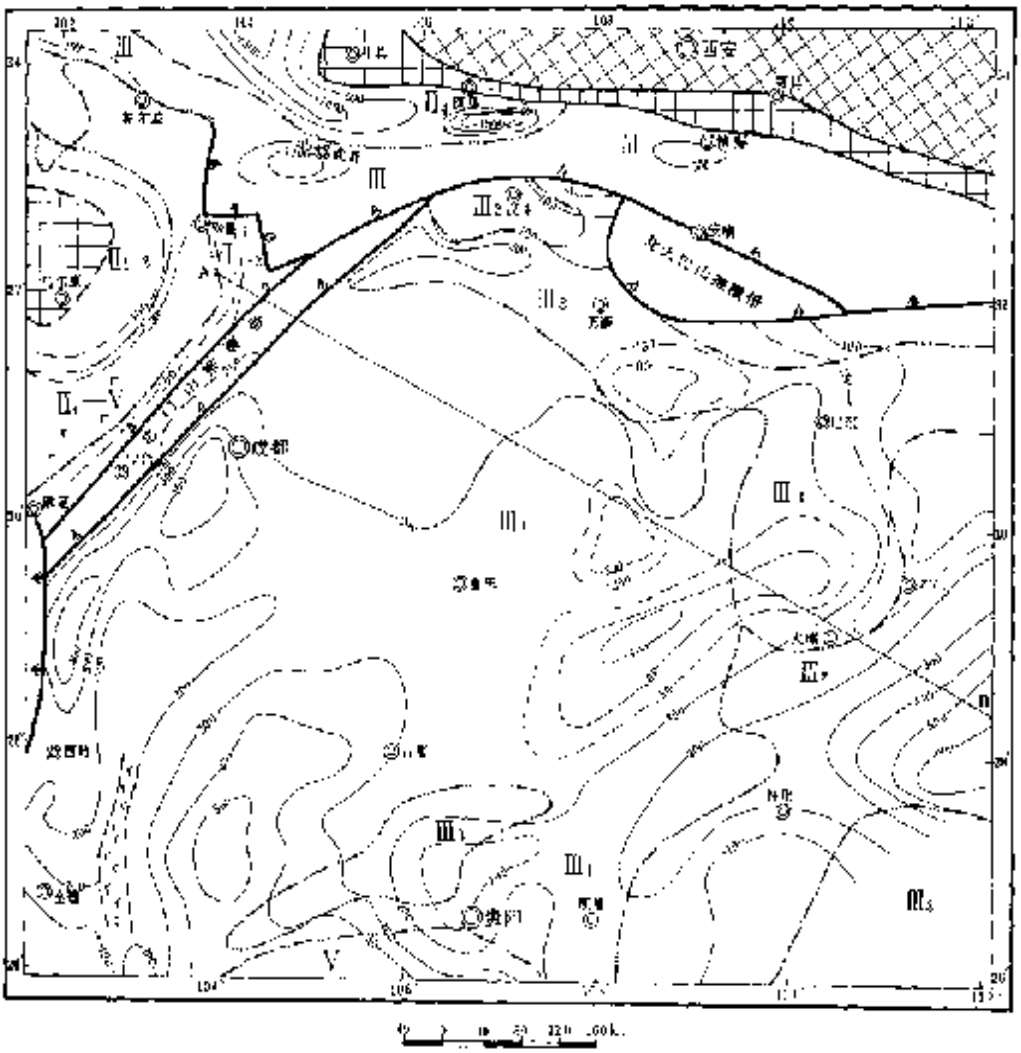


东川 [illegible] 沉积相剖面示意图

图 3-9 中、晚石炭世沉积相分区

T_2—滨海三角洲相；Π_4—浅海陆棚相；Ⅲ—台地相；$Ⅲ_1$—前缘台地相；$Ⅲ_2$—开阔台地相；$Ⅲ_3$—台边（台沟）相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn





江河—大湖间短程相剖面示意图

图 3-10 早 晚更新世古湖沉积相分区

Ⅰ—滨海砂泥堆积相；Ⅱ$_A$—滨岸沼泽相；Ⅱ—台地相；Ⅱ$_1$—内陆台地相；Ⅱ$_2$—开阔台地相；Ⅲ—台盆（湖）相；Ⅳ$_{1-2}$—台地边缘及斜坡相；Ⅴ—盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

早二叠世海侵初期，普遍沉积了河湖沼泽和滨海沼泽相砂、泥岩、泥灰岩，超覆在石炭、泥盆系或下古生界之上。中期（栖霞期）为浅海台地相灰岩（100—300m），几乎覆盖了整个上扬子地区，与其它台地相灰岩不同之处在于含有大量有机质和较多泥质、硅质，形成了含硅质条带或结核的灰岩。早二叠世晚期（茅口早—晚期），台地内部又一次出现拉张断陷和断块差异升降活动，导致了沉积环境的差异（图3-10），表现了北东向和北西向两组台盆环境，并在台盆（沟）两侧肩部出现滩相沉积。北西向的以广元、开县、巫山台盆为代表；北东向的以水城、遵义台沟和威宁、正峰台盆（沟）为代表，两者在巴东、宜昌一带交会并继续向东延伸。其主要岩性为硅质灰岩、硅质岩、炭质页岩等，常含*Altudoceras* sp.，横向上可与块状灰岩、燧石结核灰岩相变。早二叠世生物组合以鲢、珊瑚和腕足类为主，可划分若干组合带。

华北板块与华南板块之间的过渡带，经褶皱增生在华北板块南缘。茅口期强烈拉张过，该带中部地壳区（凤县—山阳以南）成了裂陷区，强烈拗陷，逐渐形成盆地环境。下部为碎屑砂砾岩、砂板岩和瘤状灰岩（厚1500余米），代表了滨岸盆地和斜坡相沉积。与甘肃南部岷县、合作一带厚1000—4500m的砂砾岩夹安山质灰岩的混合堆积（P₁—P₂）相当。东部镇安一带依然为台地相碳酸盐岩沉积，与其以南台地相沉积一致，其间不存在巴武古陆。

马尔康—若尔盖古陆已大为减小（图3-10）。在其东侧早二叠世早期沉积东大河组，为浅变质的双质消云板岩。下段岩夹生屑灰岩，晚期下道桥组为角砾状灰岩，云质灰岩夹千枚岩和玄武质凝灰岩，总厚150—900m。沉积环境由早期的滨岸碎屑盆地逐渐演变成拉张断陷盆地。向东与上扬子台地之间存在一个斜坡带，玛瑙角砾岩断续分布在台地边缘。

上扬子台地以东的鄂阳一带，茅口组灰岩相变为台盆相沉积——当冲组，下部以黑色页岩、泥灰岩为主，上部以硅质岩、硅质灰岩为主，常含铁锰质，局部富集成矿，厚10—120余米。含头足类（*Altudoceras* sp.）、腕足类和藻化石等。

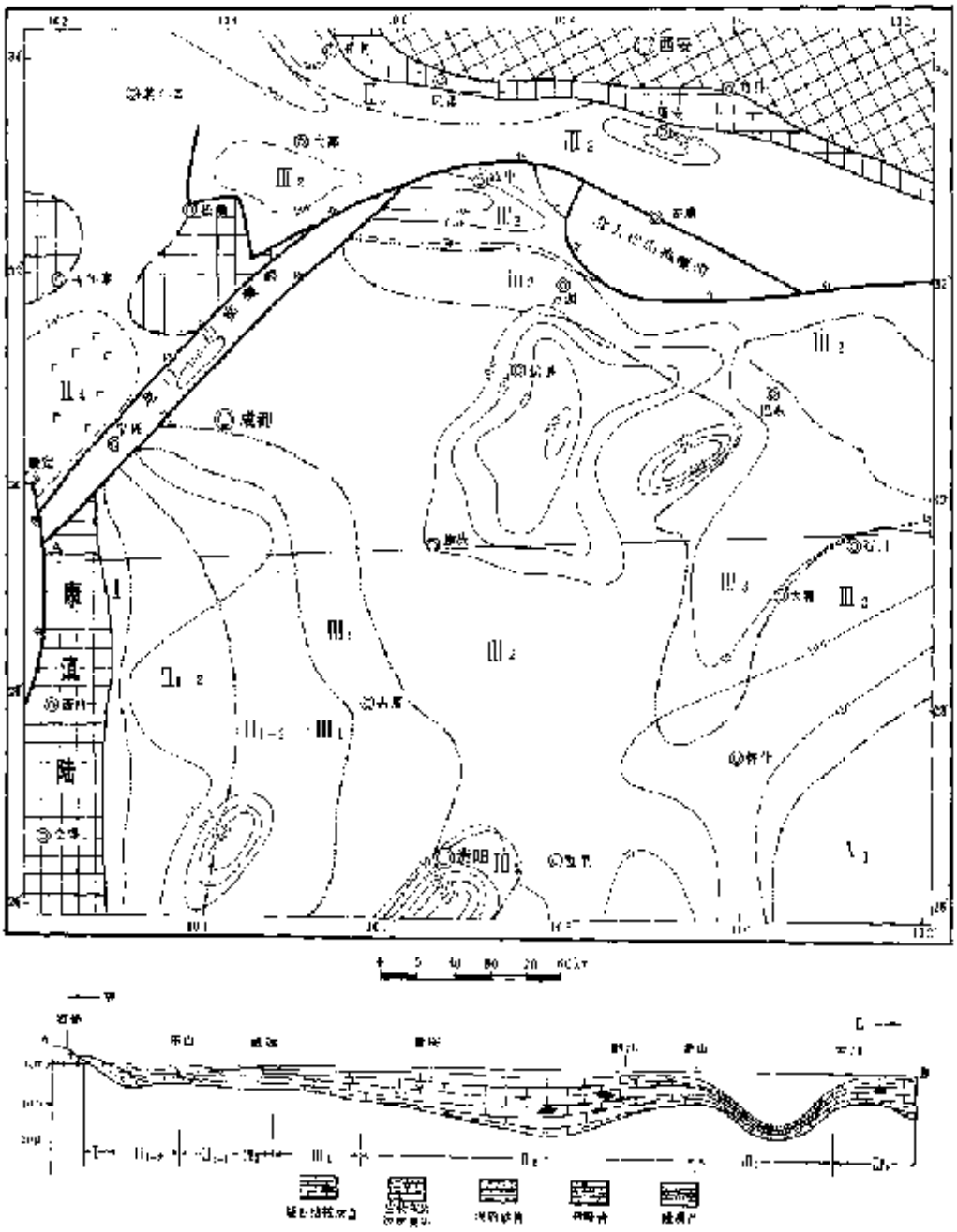
（二）晚二叠世沉积概况

早二叠世后，又一次广泛海退，加之断块的差异升降，使茅口组受到不同程度的剥蚀，晚二叠世沉积格局发生了很大变化：①强烈的玄武岩喷出，康滇陆上升、扩大，成为主要物源区，沉积相带主陆到海呈东西向展布，南北延伸；②长兴期又一次大规模海侵（图3-11），台地边缘和台沟（盆）边缘礁相发育，是台地上的重要成礁期。

康滇地区峨嵋山玄武岩最厚3000余米（图3-12），属于富铁、富钛拉斑玄武岩（表3-6）（周名魁，1988）[25]。玄武岩分布区以东为河流相、湖沼相砂砾岩、泥页岩夹薄煤层，统称宣威组。再往东至贵阳、南川、达县、剑阁以西，晚二叠世早期（龙潭期）为海陆交替相砂泥岩夹煤层的灰岩；晚期（长兴期）以开阔台地相碳酸盐岩为主。此相区以东为开阔台地相区，以灰岩和燧石灰岩为主，但在NE和NWW向两组断裂控制的台沟（槽）中，晚二叠世晚期为硅质粘土岩、放射虫硅质岩、页岩和生屑灰岩，属较深水沉积（大隆组）含*Pseudotirolites* sp.等菊石，常与长兴组、吴家坪组上部灰岩呈为过渡关系为消长（表3-8）。陕西西乡、镇巴一带，茅口期开始，一直为台沟相沉积❶（图版Ⅳ-5）。在台沟两侧肩部发育众多的生物礁体，同时在两组台沟交会部位的鄂西、川东地区的浅水台地上

❶ 刘叶朝，1981，陕西省的二叠系，陕西省地质局区调队。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



石钢一白门河沉积相剖面示意图

图 3-11 滇二叠纪长兴期沉积相分区

Ⅰ 河流相；Ⅱ$_1$ 滨海沼泽相；Ⅱ$_2$—局限台地相；Ⅲ$_1$—开阔台地相；Ⅲ$_2$ 台盆（台沟）相；Ⅳ 浅水盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

还发育一些点礁（表3-7）。陕南镇安西口地区，晚二叠世有近2000m台地相灰岩、泥质灰岩夹少量砂页岩沉积，向西经南坝、略阳至文县、迭部为同一沉积相带。

四川西部宝兴、康定一带为海底喷发相基性火山岩和玄武岩夹凝灰角砾岩等

表3-6 玄武岩成分对比

氧化物 / 地区	Fe_2O_3+FeO (%)	TiO_2 (%)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)
世界各地拉斑玄武岩	11.7	2.0	50.7	14.4
峨眉山玄武岩	13.67	3.05	47.53	13.5

表3-7 川滇黔长兴期生物礁发育位置一览

1	北大洞	11	头塘坡	21	代家门
2	双 平	12	大 冠	22	土地垭
3	总溪湾	13	石宝寨	23	老龙洞
4	黄泥塘	14	资2井	24	猫鼻沟
5	红 椿	15	钻117井、125井	25	李子垭
6	黄金洞	16	双15井	26	红 花
7	大 沟	17	双16井	27	白竹沟
8	大上坪	18	威4井	28	八步山
9	建 南	19	金秋村	29	反 修
10	新 场	20	滨塘坪	30	大 塘

（二）早二叠世（飞仙关期、嘉陵江期）沉积概况

三叠纪是中国南方构造和沉积格局发生重大变化时期，表现在沉积方面有以下几点：①四川西部马尔康-若尔盖古陆逐渐沉没，并演化为弧后盆地，形成巨厚的复理石沉积。晚三叠世晚期褶皱褶被上隆向东推挤逆冲，形成龙门山推覆构造带，在其东侧产生前陆盆地；②台地东侧，中三叠世江南陆强烈上升，与早三叠世古陆成“碰板状”镶相对称变格，以后逐渐水退，台地内部演变为盐化海和蒸发海；③台地西北缘，继续受拉张断陷作用控制，形成盆地相复理石沉积，甚至有玄武岩喷出。本区在印支期华南板块和华北板块沿商丹断裂带发生自东而西的斜向穿时碰撞造山作用下，至此，本区结束了

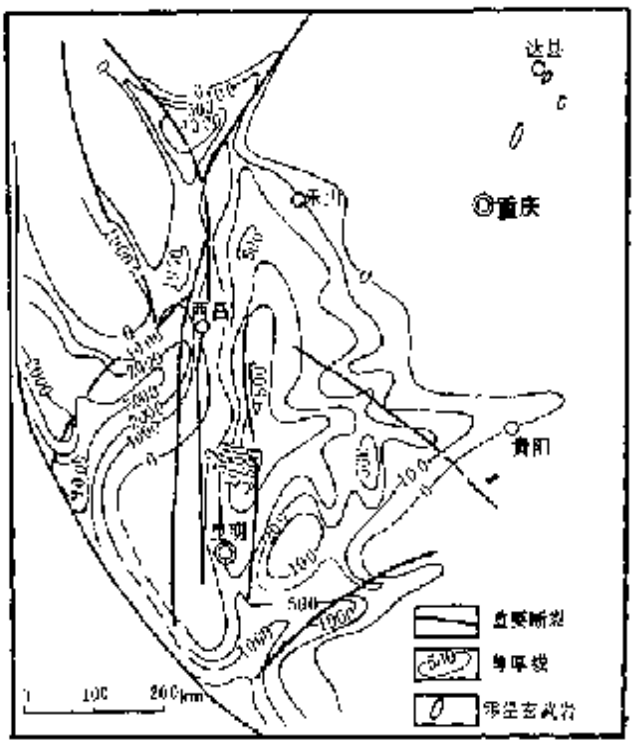
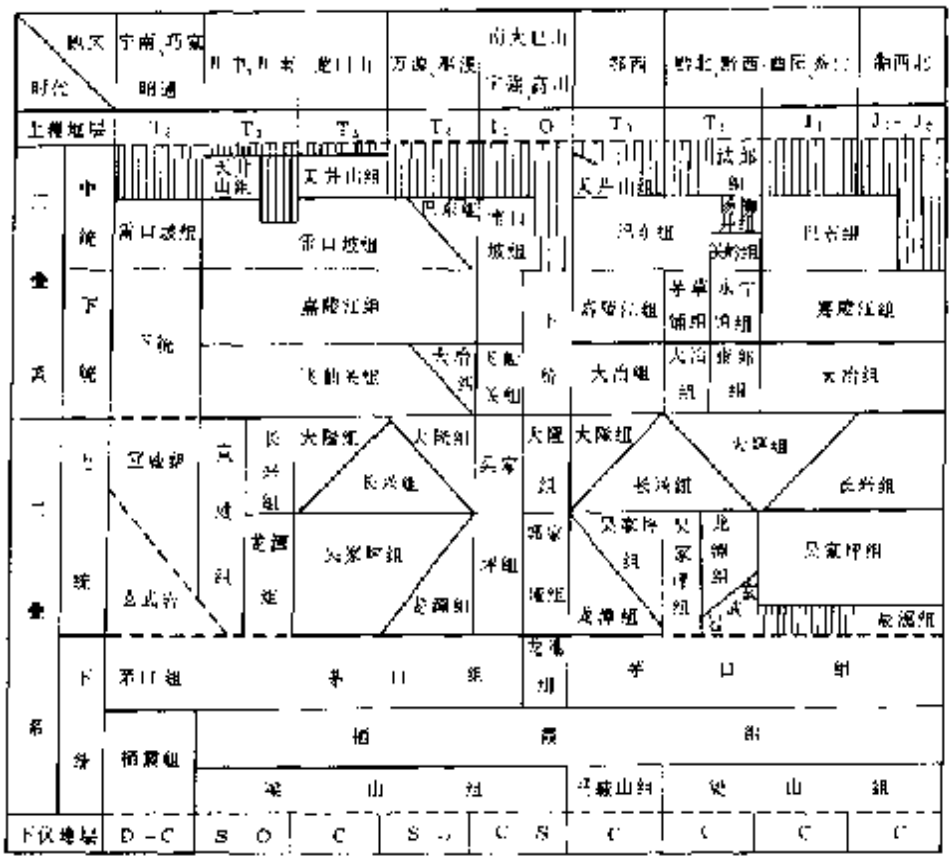


图3-12 晚二叠世玄武岩厚度等值线

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

海相沉积，进入新的构造发展阶段；④沉积环境的变异，使古生代大量繁衍的鹦和四射珊瑚近于灭绝，二叠纪腕足类大量死亡而代以大量的鳞鳃类，*Pseudotirolites-Palaeofusulina* 生物群被 *Ophiceras*、*Claria* 生物群所代替。

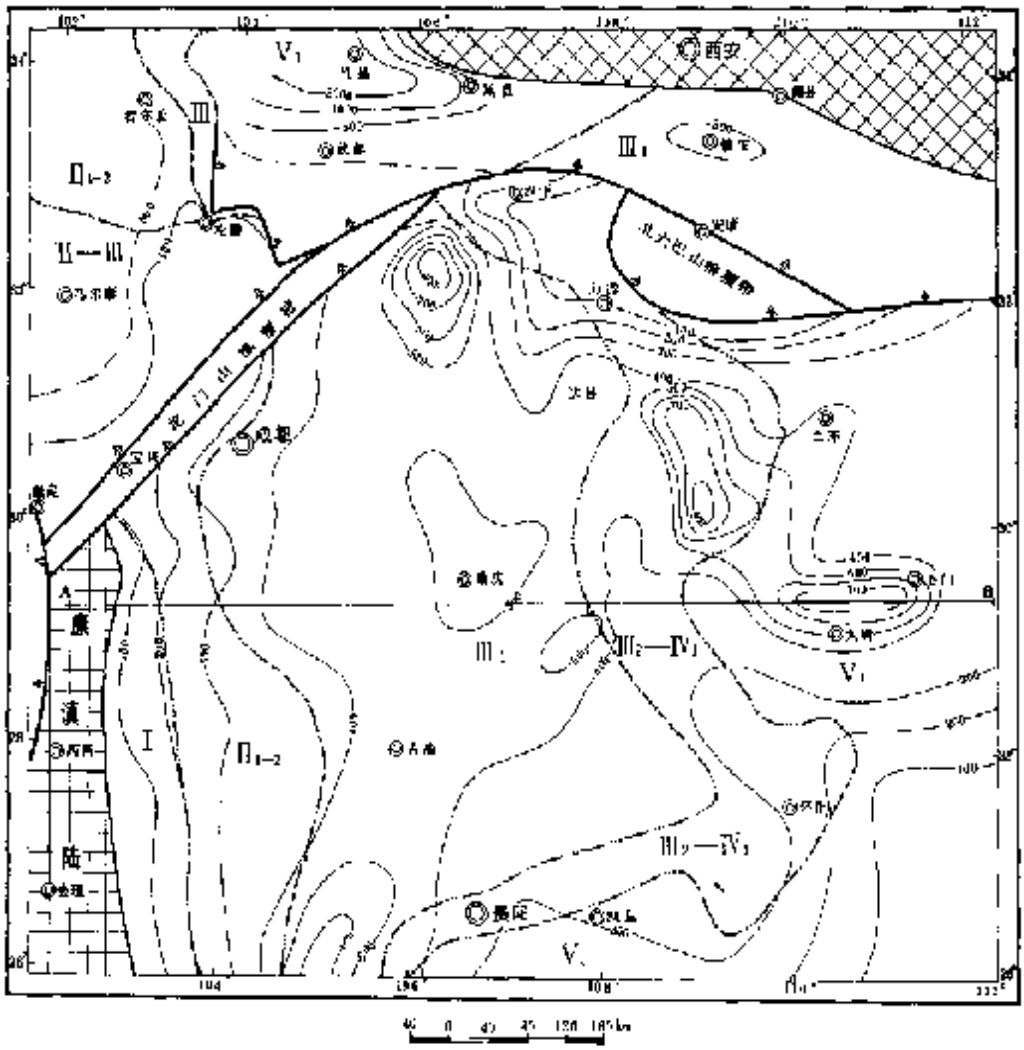
表 3-8　四川盆地及其周边地区二叠系及中、下三叠统划分对比

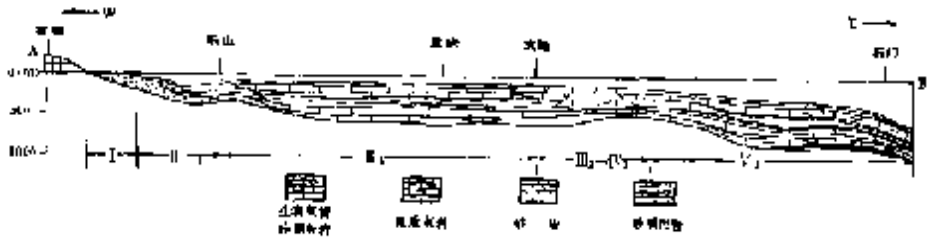


1. 早三叠世早期沉积的东川组、飞仙关组、夜郎组、大冶组，分别代表了三个不同相区的沉积（表 3-8、图 3-13）。东川组相区，在邛崃、乐山、宜宾、毕节以西为河流相、滨海相碎屑岩为主，向东逐渐夹泥灰坪相泥质岩和灰质岩沉积，陆屑来自西侧康滇陆；万源、武隆、铜仁以西，属局限浅海或局限台地沉积。飞仙关组一、三段为灰色灰岩、泥灰岩和生屑灰岩夹鲕灰岩，鲕灰岩常呈大小不一的透镜体；二、四段以紫红色泥页岩为主，夹云质砂岩及生屑、鲕灰岩等。黔北地区称夜郎组，上部与下部以黄灰色泥页岩为主，中部为灰质岩段（王砚耕，1987）[47]，显示水体较深的沉积特征；台地东部万县、怀化、贵阳一带及其以东地区为大冶相区，属开阔台地、台地边缘滩相灰岩，生屑、鲕屑灰岩和浅水盆地相灰岩、泥质岩、页岩沉积，富含菊石化石。沿万县、咸丰、酉阳、印江、息峰一线的生屑、鲕屑灰岩厚达 50～100m，向东西两侧急剧减少。

早三叠世晚期（嘉陵江期），有两次水进水退过程，嘉陵江组一、三段属水进期沉积，

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn





石钢—石门间沉积相剖面示意图

图 3-13　早二叠世飞仙关期沉积相分区

Ⅰ—河流相；Ⅱ₁₋₂—滨海沙泥坪相；Ⅲ—局限台地相；Ⅲ₂—Ⅳ₁—开阔台地相—台坪边缘相；Ⅴ—浅水盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

为局限台地相致密灰岩、泥灰岩、云质灰岩夹页岩；第二、四段属海退期沉积，为两套具有周期性咸化海相碳酸盐—硫酸盐—氯化物的沉积序列，如南充膏盐盆等。这是因水退时，台地东南的水下隆起和颗粒滩阻隔了海水的正常流通，而使台地上海水浓缩、盐化形成盐化泻湖和萨布哈沉积[45]。在水下隆起以东的湘西、湘西北地区为局限台地相白云岩、灰岩、角砾状灰岩沉积。

（四）中三叠世（雷口坡或巴东期）沉积概况

早、中三叠世之间，台地上普遍有一层或多层（川东北、黔南）含硅质或凝灰质粘土（俗称绿豆岩）沉积，为多次酸性喷发岩经风化残积而成。中三叠世，江南陆的升起和扩大成为主要物源区，加之康滇和汉中、龙门山和贵阳等地的水下隆起及砂、砾屑滩坝的阻隔，使上扬子海域成为闭塞、半闭塞沉积环境，可分成两个主要相区（图3-14）：①江南陆西侧为滨岸盆地，沉积厚度1000—2000m，称为巴东组。其一、三段为白云岩、灰岩、凝灰质灰岩段；二、四段为紫红色夹灰绿色粉砂岩、泥质岩段。②滨岸盆地以西为闭塞台地相沉积（雷口坡组），一段为白云岩、云质灰岩和角砾状灰岩为主；二段为深灰色云质页岩、泥灰岩为主；三段为灰岩、泥灰岩及云质灰岩；四段以白云岩为主，大部分地区被后期剥蚀。在南充、遂宁、乐山、蒲江之间，为咸化泻湖亚相云岩、石膏和石盐沉积。雷口坡组之上的天井山组灰岩、藻灰岩、白云岩沉积，代表了一次广泛的水侵过程。此后，大规模海退，结束了海相碳酸盐岩台地阶段的沉积史。

上扬子台地北缘秦岭海域，早、中三叠世继续强烈断陷，在凤县、两当及以西地区，有1000—4000余米盆地相复理石沉积（留凤关群）。这套复理石相沉积是以钙质板岩、粉砂岩及薄层灰岩为主，具斜层理、递变层理、波状层理、波痕、印模等沉积构造，产菊石 *Lytophiceras* sp.，*Anasibirites* sp.，与下伏二叠系千里墩群呈角度不整合（?）接触●；往西继续有晚三叠世沉积。东部镇安地区，下部为台地相灰岩、鲕灰岩夹页岩沉积，厚660m，产 *Ophiceras* sp.，*Eumorphotes* sp.，与二叠系连续沉积，上部为钙质页岩、砂岩为主，厚度700m，产 *Eumorphotes* sp.，*Halobia* sp.，*Daonella* sp. 等，其上缺失晚三叠世沉积。沉积特征表明：华北、扬子两板块碰撞关闭时间，东部在印支早期而西部延迟至印支晚期。

四川西部进入三叠纪，受NW向理塘、甘孜拉张断裂和龙门山西侧NE向断裂控制，古陆逐渐演化为巴颜喀拉海域（张长人，1983）[46]，海域内具有重金相间较复杂的沉积环境：在松潘滩盆、若尔盖热尔郎地区为开阔台地相灰岩，生屑灰岩夹局限台地相云质灰岩和含膏盐层沉积罗让沟组（T_1）、红星岩组（T_1）、邦让沟组（T_2）、塔藏组下段（T_2），厚度800—1400m；若尔盖北部一带早、中三叠世为碳酸盐岩台地相沉积，含有孔虫、牙形刺、腕足类和双壳类等化石；中三叠世晚期由碳酸盐岩台地逐渐过渡到浅海—半深海相砂屑岩夹碳酸盐岩沉积，含腕足类化石。小金一带早三叠世浅海相灰色板岩、砂质板岩、细砂岩与石灰岩（硬茨沟组），含 *Claraia* 等双壳类化石，厚度数十米至200m，中三叠世为粗碎屑沉积（杂谷脑组），以浅变质长石石英砂岩、砂质板岩为主，夹不稳定泥晶灰岩、竹叶状灰岩和生屑灰岩等，产牙形石，一般厚约1000m，理县杂谷脑组仅300余米，向南至九龙一带厚达3000m。

● 史晓颖等，1985，陕西的二叠系，陕西省地矿局天调队。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

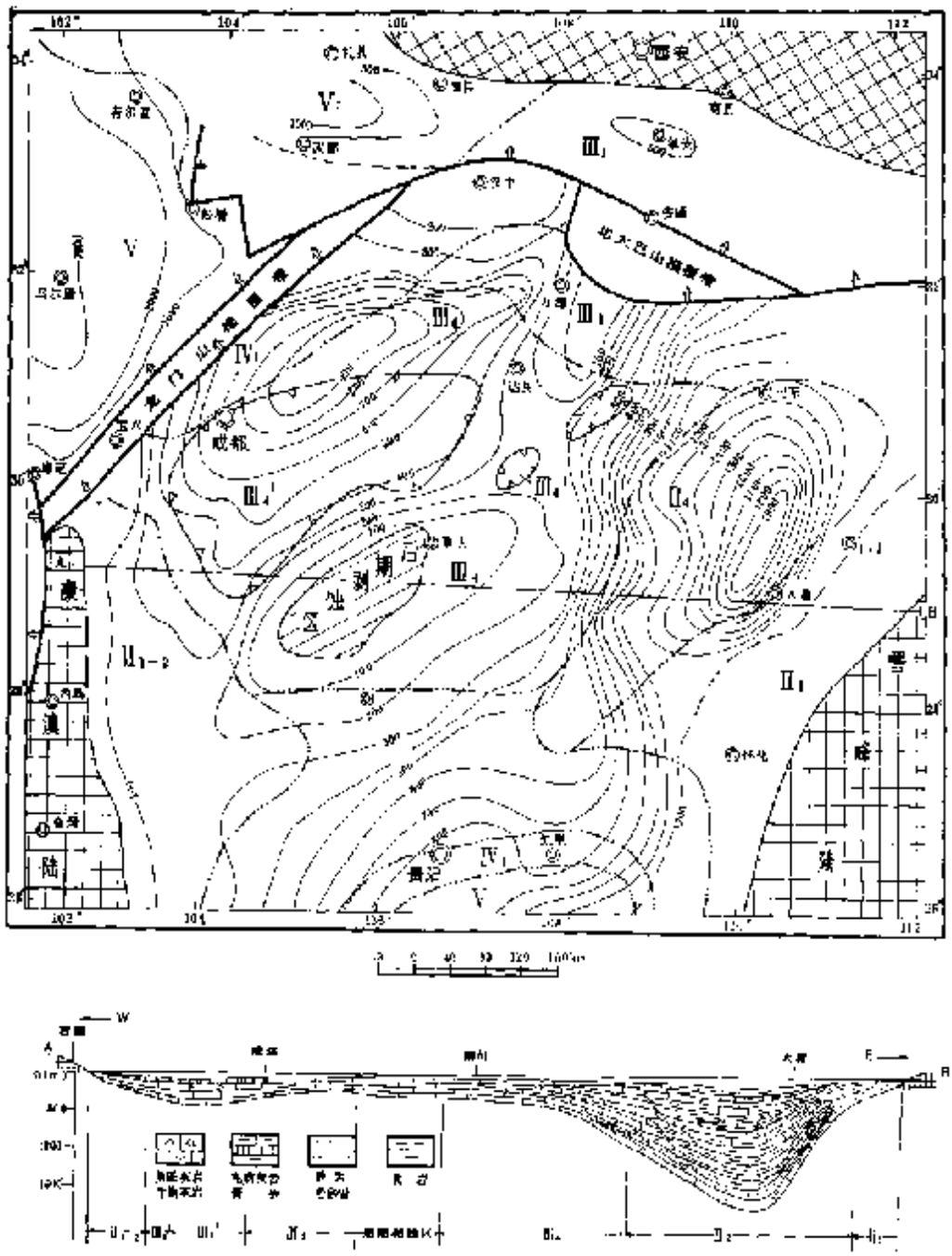


图 3-14 中三叠世雷口坡期（已求期）沉积相分区

II_{1-2}—滨海潮坪相；II_2—滨岸盐湖相；III_3—局限台地相；III_4—开阔台地相；III_5—蒸发盐业相；
IV—台缘边缘礁相；V—盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二节　前陆盆地沉积阶段

晚三叠世早期，巴颜喀拉海继续强烈拗陷，其间为巨厚的盆地相砂岩、板岩等复理石沉积，而上扬子台地大部业已上升成陆，只在西部尚有不厚的浅海相和海陆交替相灰岩、生物灰岩、砂泥岩及含煤岩系沉积（表3-9）。

晚三叠世中、晚期，受古特提斯海关闭影响，甘孜—阿坝地区由盆地相的复理石沉积，逐渐演变为强烈褶皱，岩浆侵入与区域变质，并向东挤压、逆冲，形成龙门山推覆构造带，在其东侧形成前陆盆地。与此同时，康滇区，因受安宁河断裂和攀枝花断裂引张形成地堑盆地，其后，褶皱上隆向东逆冲，沉积范围向东扩展，并与龙门山前陆盆地相连成统一的含煤盆地。在天全一带，晚三叠世湖相沉积发育，可能存在沟通西部海域的通道（图3-18），使之成为半咸水沉积盆地。晚三叠世晚期，巴颜喀拉海全部褶皱成陆，前陆盆地转入陆相沉积阶段。

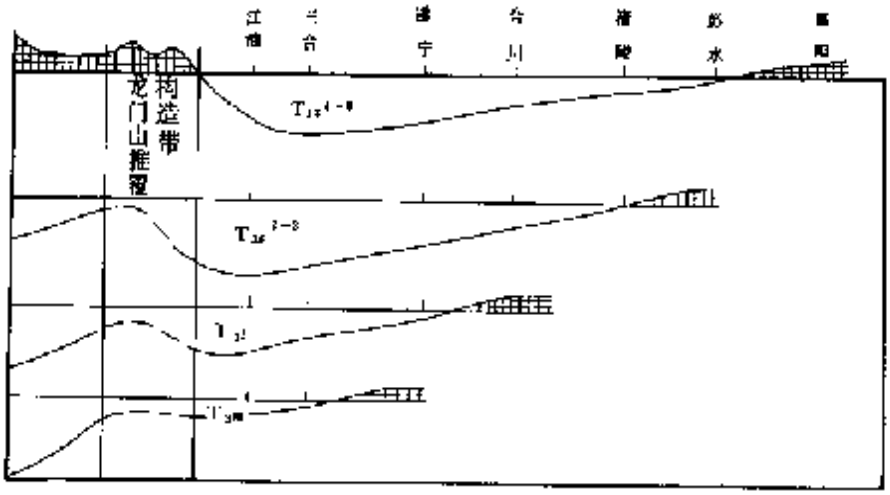


图3-15　前陆盆地发展演化

T_3m—马鞍塘组；T_3x—小塘子组；T_3xj^{1-3}—须家河组2—3段；T_3xj^{4-6}—须家河组4—6段。

前陆盆地的沉积特征是：①盆地呈明显的不对称性，地层西厚东薄；②由于受西部挤压、逆冲影响，前陆盆地西部边缘不断抬升并向东移，沉积盆地向东逐渐扩展，地层向东逐渐超覆（图3-15）；③前陆盆地的延展方向受断裂控制，目前所见前陆盆地方向是后期构造变动的最终结果，而非原始方向；④沉积相序是由海相、海陆交替相至陆相的退覆沉积；⑤早期陆屑来自海湾东部和北部，而后期陆屑主要来自推覆体本身和北部褶皱山系；⑥古生物属特提斯型，自下而上马鞍塘组为 *Trachyceras* - *Halobia austriaca* 组合；小塘子组为 *Halobia* - *Burmesia* - *Myophoria* 组合；须家河组为半咸水鳞鳃 *Yunnanophorus* - *Trigonodus* 组合和植物 *Clathropteris* - *Dictyophyllum* 组合。

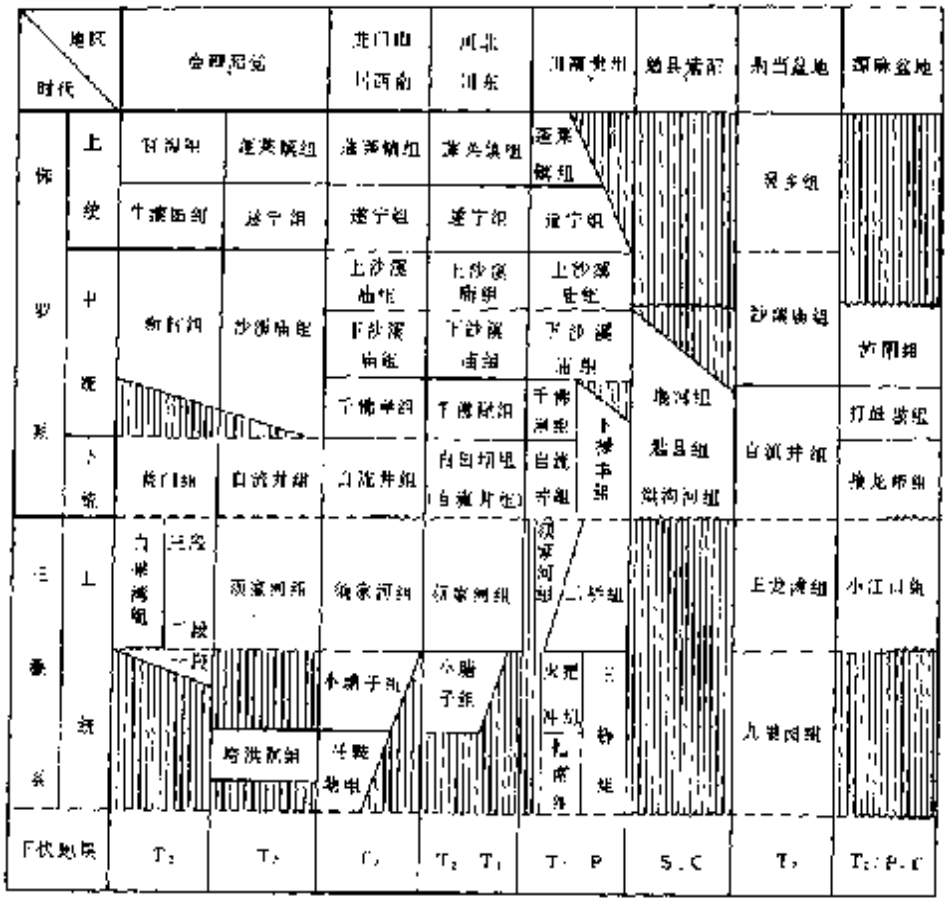
一、晚三叠世龙门山前陆盆地的沉积

晚三叠世早期沉积（马鞍塘组），仅限于峨嵋、盐亭以西地区，主要为浅海相鲕粒灰

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

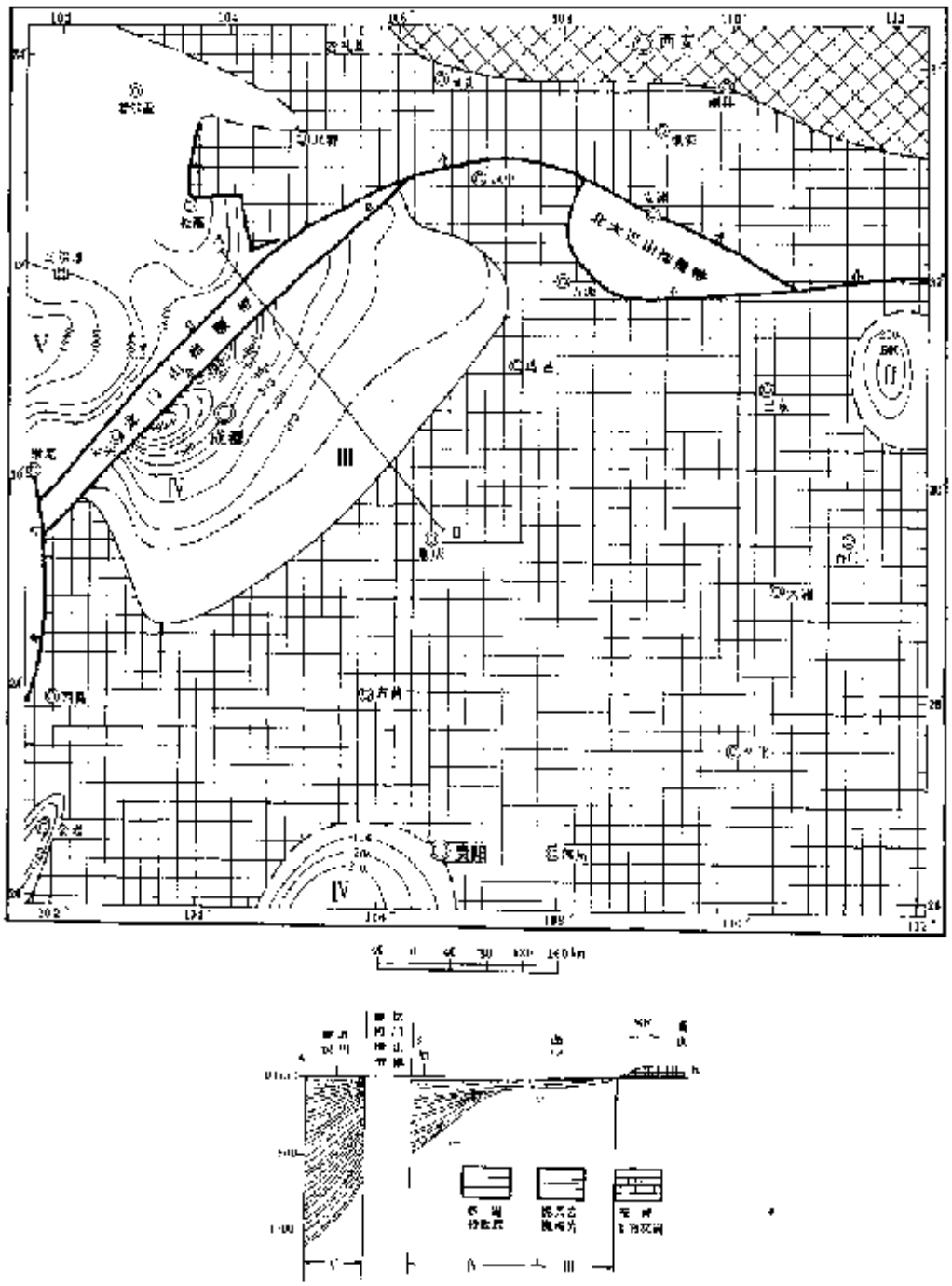
岩、生物灰岩（图版Ⅰ-4）和海湾相砂泥岩，富含菊石、鳞鲍、有孔虫、珊瑚、腕足等化石，厚度小于130m。上雷小塘子组的分布范围向东扩展到盛远、潼南、通江一带，为滨海沼泽和浅海相石英砂岩（图版Ⅰ-5）、砂页岩为主，主要含瓣鳃类化石，沉降中心在绵阳、成都、邛崃以西，厚50—800m（图3-16）。

表3-9　四川盆地及其周边地区上三叠统、侏罗系划分对比



晚三叠世晚期是前陆盆地的主要沉积时期，须家河组的沉积分布范围逐渐向东扩大。其沉积特点是由河流相碎屑岩与半咸水湖相、湖沼相砂质岩、含煤泥质岩组成两个自下而上由粗而细的沉积旋回，最大厚度3500m。下部旋回的须二段砂岩，为水进河床砂、分支河床砂和曲流河床砂反复叠置而成的厚达100—500m的河床砂体，其特点是河流作用强，底部常有冲蚀泥砾、树茎（图版Ⅰ-7），其上有平行层理、大型槽型层理（图版Ⅰ-8）、小波状层理等，但上部大多未被保留。上三叠统砂岩与相应地层厚度之比，砂岩多在50%以上，反映了陆源碎屑充沛，沉积物堆积速度大于地壳下降速度。上部旋回的沉积范围进一步向东扩大，超覆在中三叠统之上（图3-15），盆地西北缘和北缘的须三、四段，冲积相砾岩发育，砾石成份以灰岩和石英岩居多，随物源区性质而定。另外在彭县磁峰场还发

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



北川基段　重庆向斜标准剖面示意图

图 3-16　第三叠世马鞍场—小塘子期沉积相分区

Ⅰ—河流相；Ⅱ—湖沼相；Ⅲ　滨海沼泽相；Ⅳ—浅海相；Ⅴ—盆地相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

现有晚三叠世晚期的恐龙足印化石（图版Ⅰ-6）。

二、康滇地区的晚三叠世沉积

绿汁江断裂以西的攀枝花、元谋等地，发育断陷盆地，晚三叠世早、中期（卡尼期和诺利期）沉积，为冲积相，河流相碎屑岩与含煤湖沼相砂泥岩（西南组、太安地组）。会理地区白果湾组一段大致相当于太安地组上部或四川小塘子组上部层位（表3-9），为河流相砂砾岩和湖沼相炭质泥、页岩夹煤线，厚几米一百余米。在会理龙泉沟与上覆白果湾组二、三段为角度不整合接触（图3-17）[57]。白果湾组二、三段，相当于须家河组下部旋回和上部旋回，广泛超覆在古生界、前古生界和中上震旦统之上。西昌、冕宁地区白果湾组为河流相、沼泽相沉积，厚600～1400m，向东到美姑地区变为河湖相粉、细砂岩、泥页岩互层，其生物组合可与须家河组对比。

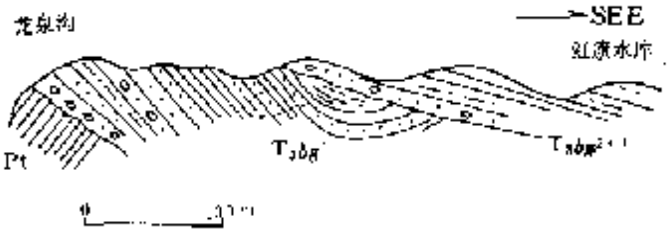


图3-17 会理白果湾组一段与二段间不整合关系
（王敬桐，1958年）

贵阳、安顺和滇黔交界地区，晚三叠世早、中期沉积（三桥组或把南组、火把冲组）为滨浅海相碎屑岩，是四川马鞍塘期、小塘子期同期沉积物，它们的上覆地层二桥组的沉积相与须家河组类似。滇东南中地区下海子组、舍资组，均属特提斯海动物群，也具相似的沉积相，故川、滇、黔三省晚三叠世中晚期含煤盆地已连成一体，成为一大型沉积盆地，即晚三叠世上扬子沉积盆地（图3-18）。

湖北秭归、当阳盆地晚三叠世为河流相、湖沼相含煤碎屑岩沉积（九里岗组、王龙滩组）。在王龙滩组中发现有海相化石（张仁杰，1981）：*Bakevellioides subhubeiensis*、*Mytilus tenuiformis*、*Waagenoperna* cf. *triangularis* 及贝卡云南贵阳等地的 *Unionites nanmuensis*、*Trigonodus keuperinus* 等[51]。该盆地属于赣湘滇海湾的西延部分，与上扬子沉积盆地尚有一山之隔，但到早侏罗世，就成了上扬子沉积盆的出水通道。

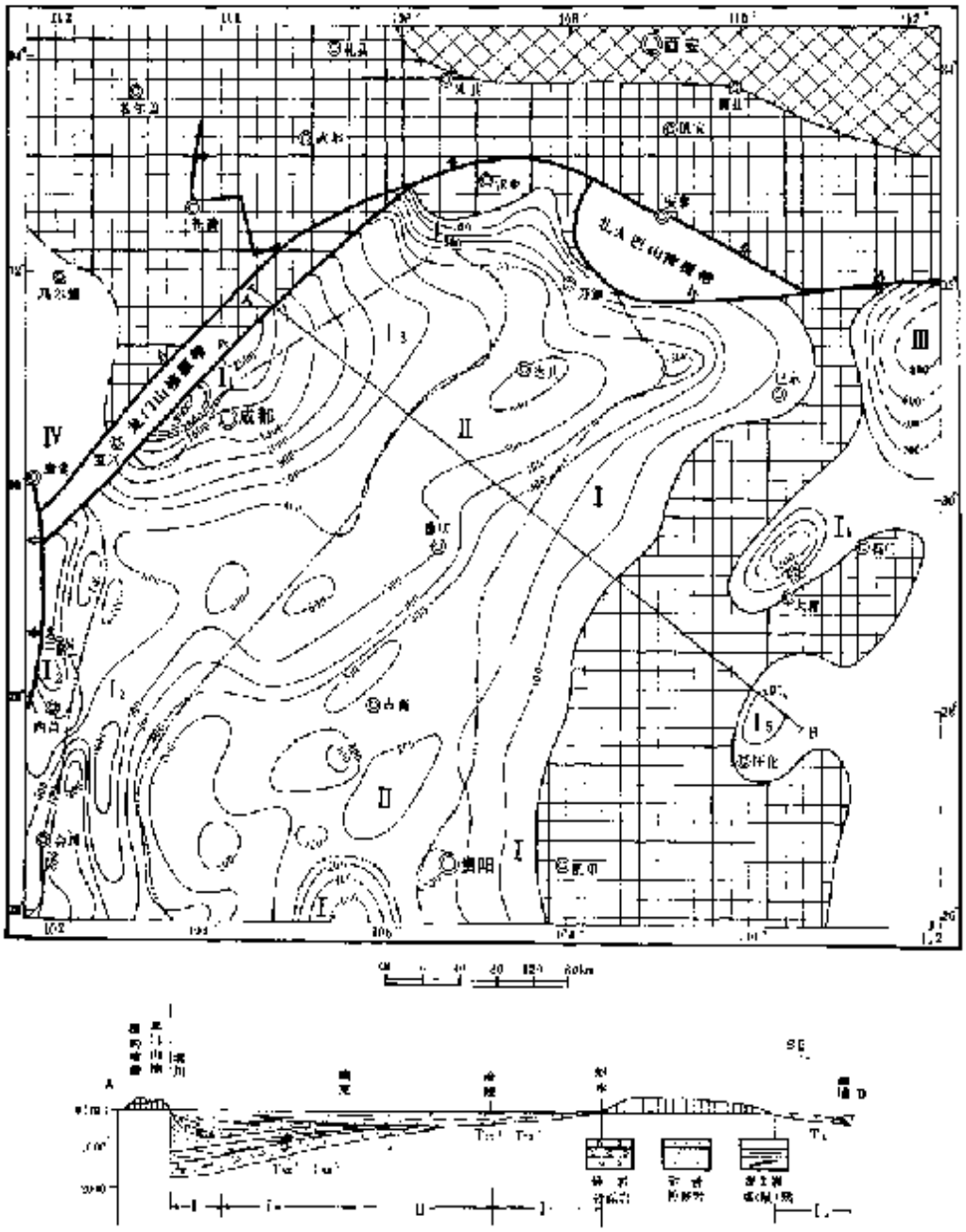
第三节 陆内沉积盆地阶段

晚三叠世以后，前陆盆地转化为陆内坳陷盆地。其沉积发展可分三个时期：①陆内坳陷盆地沉积期（早侏罗世—中侏罗世早期）；②山前坳陷盆地沉积期（中侏罗世中期—早白垩世）；③盆地萎缩期（中晚白垩世—老第三纪）。

一、陆内坳陷盆地沉积期

早侏罗世早期，印支褶皱山系南延的盆地西北部，沉积了以冲积扇为特征的白田坝组底部砾岩（图版Ⅰ-9），从什邡、江油、广元、南江，经万源、云阳向东可延续到湖北清溪等地，并以舌形深入湖盆中心盆亭、平昌等地。经早期的强烈剥蚀，夷平以后，盆地转

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



北川—潼南间沉积相剖面示意图

图 3-18　晚三叠世须家河期沉积相分区

Ⅰ—河流组；T_3^1—早期河流—湖沼相，晚期冲积相　河流相；I_1　冲积相　河流相；I_2　河流相　湖沼相—河流相；I_4—河沼相—河流相；I_5—河沼相；Ⅱ—早期湖沼相—晚期河流沼泽相；Ⅲ—河流沼泽相　滨海沼泽相；Ⅳ—海陆交替相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

大聚陷的陆内坳陷阶段。其早侏罗世的沉积特点是：①沉积、沉降中心一致，厚300—600m；②沉积相带呈环形分布，湖底地形南缓北陡不对称；③以湖相细碎屑岩、泥页岩沉积为主，成为重要的陆相生油层系；④早侏罗世中、晚期生物介屑滩广泛发育，且呈环形分布于滨浅湖相区，是重要的储油气岩系（图3-19）；⑤早侏罗世湖盆向东经湖北秭归、荆当地区与赣湘粤海湾有水道相通，层晚三叠世海湾继续向西延伸；⑥生物以湖相淡水瓣鳃类为主，其次是植物化石，黔北大方、四川威远有脊椎动物化石。

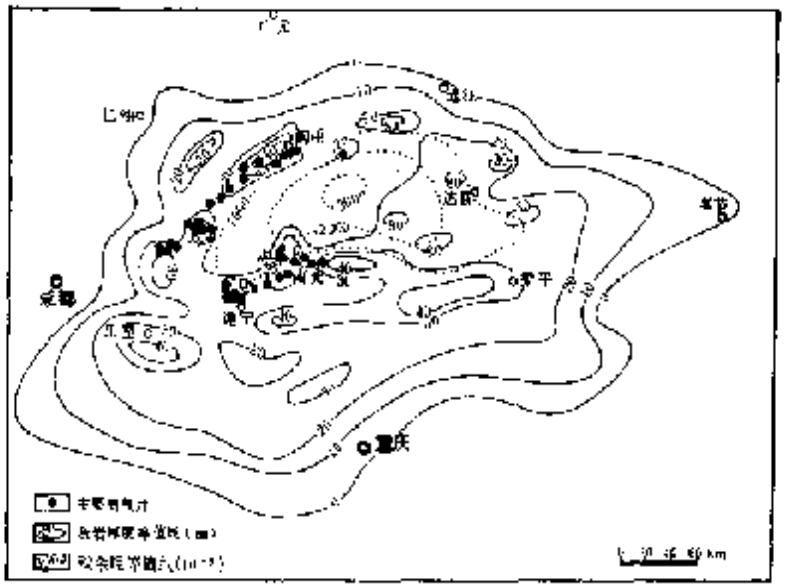


图3-19 早侏罗世大安寨时介屑灰岩厚度等值线

川黔地区的早侏罗世沉积大体可分三种相区：河流相—半深水湖相区（自流井组）；河流相—湖沼相、滨湖相区（白田坝组）；河流相—洪泛平原相区（益门组），以前者分布最广，与下伏上三叠统一般为平行不整合接触，龙门山北段前缘呈角度不整合接触。

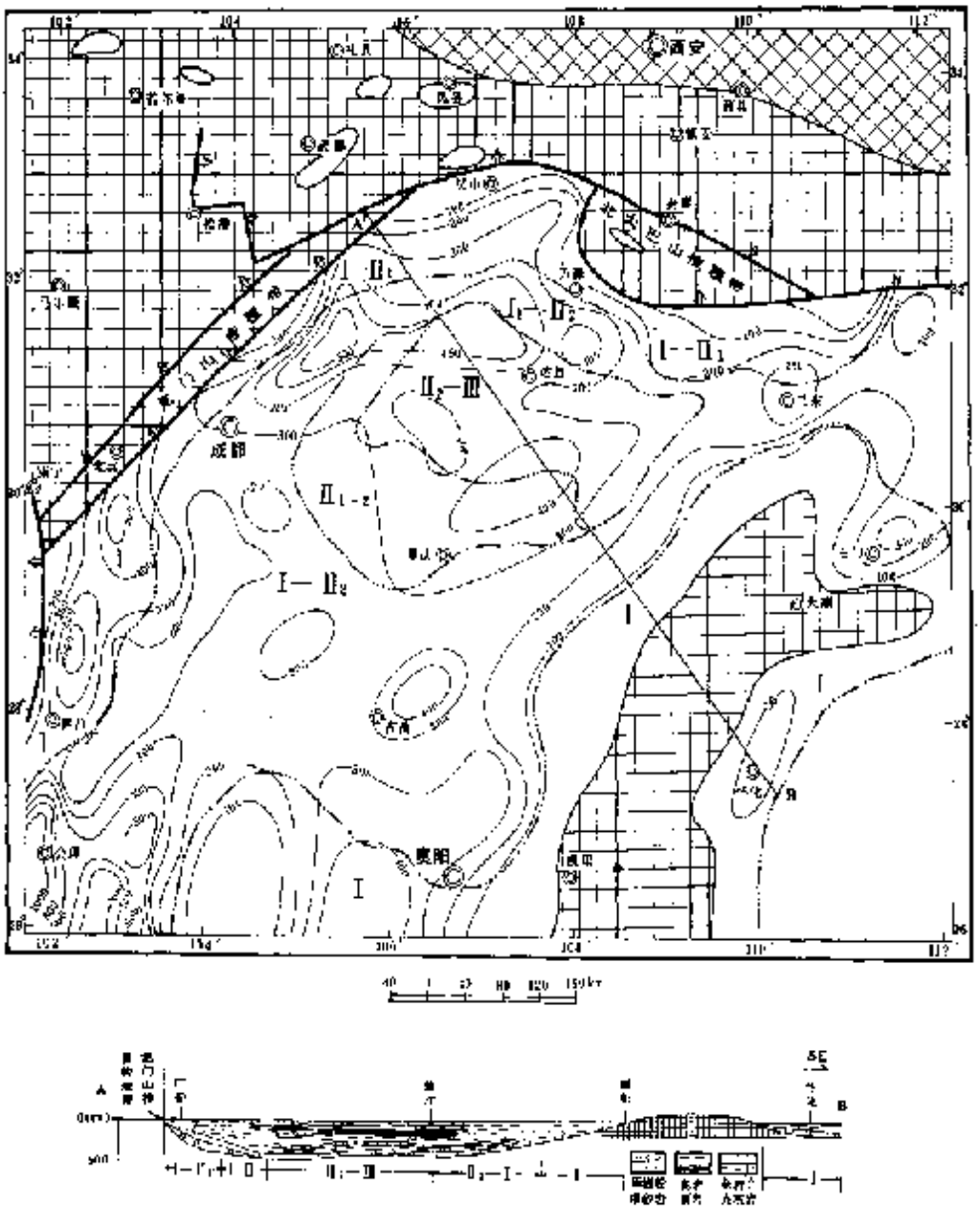
四川盆地主要属自流井相区，包括珍珠冲、东岳庙、马鞍山、大安寨四个岩性段，其中东岳庙段和大安寨段是两个主要湖侵期沉积，是典型的大型陆相淡水湖泊。东岳庙段泥页岩遍及四川盆地、黔北、黔中及湘西北地区。

西昌、石棉地区早侏罗世属河流与洪泛平原相（益门组），布拖、会理一带为河流相、滨浅湖相粉砂岩、紫红色泥岩夹泥灰岩沉积，向南与滇中湖盆相连，早侏罗世沉积特征可划分五个相带（参阅图3-20）。

早侏罗世沉积后，有一次区域上升活动，雅安、乐山、宜宾、兴文以南地区缺失中侏罗世早期（千佛崖期）沉积（图3-21）[54]。其它地区大安寨段顶部普遍受到河流的侵蚀和冲刷而常见大安寨灰质砾岩透镜体，在龙门山中北段千佛崖组又可超覆在一、三叠系之上。

中侏罗世早期（千佛崖期）沉积相展布，以盐亭、遂宁、泸州、毕节一线分为东西两区：西区以河流相、泛滥平原相砂岩、紫红色泥岩为主；东区为滨浅湖、半深水湖相灰黑色泥页岩夹介屑粉砂岩为主，产大量瓣鳃类始丽蚌、裸珠蚌等。与上覆下沙溪庙组过渡。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



广元—阿坝河流相剖面示意图

图 3-20 早侏罗世自流井期沉积相分区

I—河流相—滨浅平原相；I　II₁　冲积相—河弧湖滩相—滨湖相；I—II₂—河流相—滨湖相—浅湖相；II₁₋₂—滨湖相—浅湖相；II₂—III 浅湖相　半深水湖相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

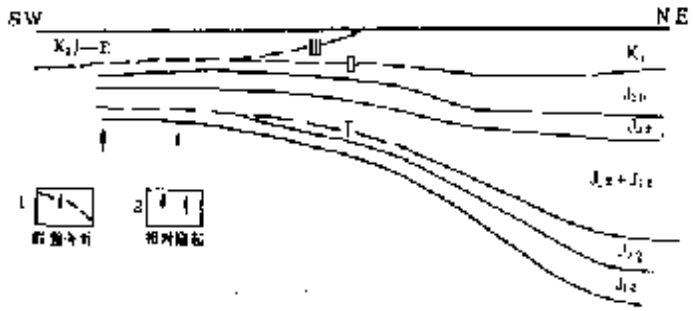


图 3-21　四川盆地西南部构造-沉积剖面

（夏宗实，1984）

K_2j—E—兰关组—下第三系；J_3p—蓬莱镇组；J_3x—遂宁组；J_3s—上沙溪庙组；J_2z—下沙溪庙组；

J_2q—千佛崖组；J_1z—自流井组

盆地北部因后期强烈抬升剥蚀而未见沉积边界。

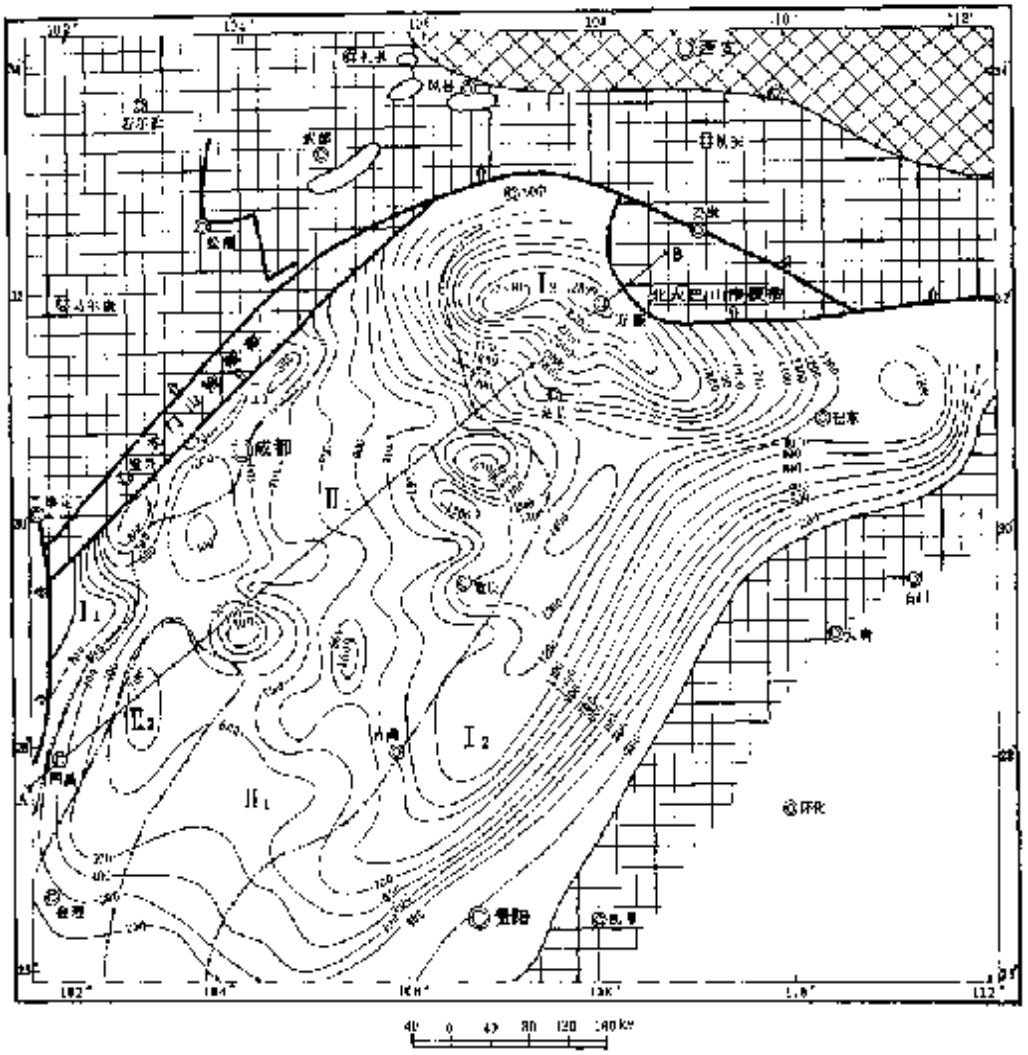
中侏罗世中期（下沙溪庙组），沉积格局有较大变化：①由于盆地北部和东部强烈上升，逐渐封闭了湖盆的东出水通道，直至上沙溪庙组沉积早期改经酉昌、会理进入滇中后入海；②区域性上升导致以河流相沉积为主，缺少大面积的较长时期的湖相沉积；③以氧化环境下河流相砂岩和紫红色泥岩沉积为主，但在盆地西侧边缘有冲积相砂砾岩发育，沉积厚 300—500m，砂体分叉合并频繁，斜层理、底冲刷发育。下沙溪庙期末，有较稳定的浅湖相泥质岩沉积（叶肢介页岩），但为时较短，厚仅数米至 20m，时有缺失，也不具完全的等时性。

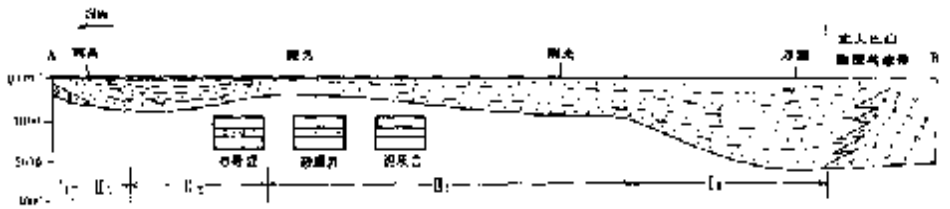
二、山前坳陷盆地沉积期

中侏罗世晚期（上沙溪庙期）—早白垩世的沉积特点是：①沉积厚度大（残厚 4000—6000m），粒度粗，坳陷中心围绕在主要物源山地前缘，而湖盆中心沉积厚度相对减薄，山前坳陷成为过饱和沉积；②由于周边山地上升时间和幅度受区域性横向挤压、逆冲、推覆时间和幅度的控制，造成主要物源方向的多变性，沉降中心转移的特点；③主要沉积以河流相、泛滥平原相和河泛湖相砂泥岩为主，其中砂岩单层厚度大，横向变化快，泥质岩为棕红色和紫红色；④主要生物组合为双壳类、介形虫和大型脊椎动物群等。

（一）上沙溪庙沉积期，可分四个相区（图 3-22）。龙门山前缘以冲积扇相砾岩、砂砾岩为主，砾岩成分复杂，排列杂乱，砂岩中发育大型斜层理。南江、万源、万县地区为其沉降中心，沉积厚 1400—2300m，以河流相砂岩和紫红色泥岩间互层，尚未见边缘相砾岩。上述两相区间为河流相（图版Ⅰ-10）与湖相沉积区。重庆、合川、自贡、威远、大足等地发育大型恐龙（马门溪龙）和龟、鳖、鱼化石等。美姑、会理一带新村组上部以灰色泥岩、泥灰岩和粉、细砂岩的不等厚互层，偶夹生物灰岩沉积，代表了上沙溪庙期湖

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



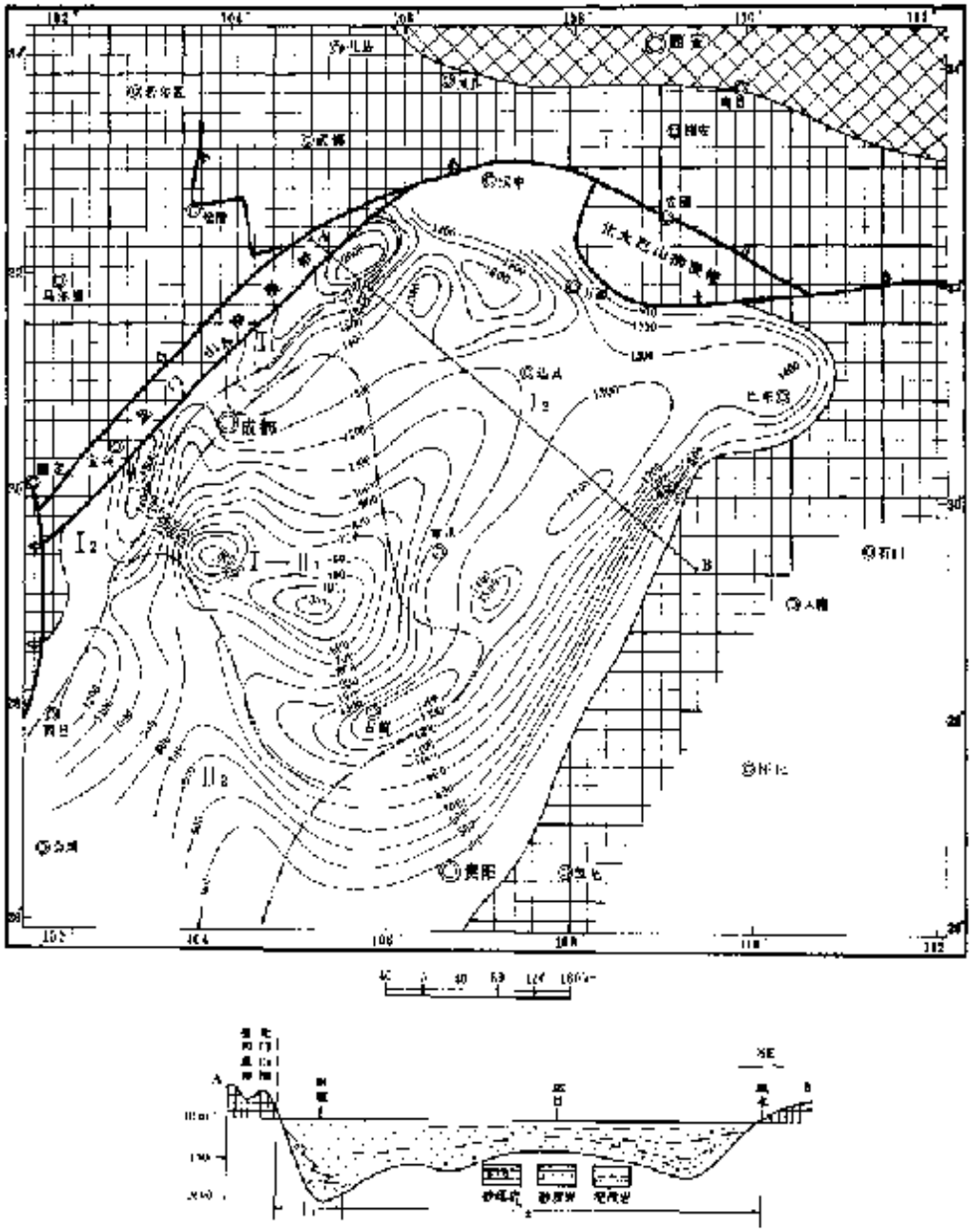


西昌—万源间沉积相剖面示意图

图 3-22　中侏罗世上沙溪庙期沉积相分区

I_1—冲积扇—河流相；I_2—河流相；II—湖泊三角洲相；II_2—滨浅湖相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



剖面一威丰向沉积相剖面示意图

图 3-23 晚侏罗世蓬莱镇期沉积相分区

（地层厚度包括遂宁组在内）

I_1—冲积相—河流相；I_2—河流相；I_2—II_1—河流相、前滨交替相；II_2—滨浅湖相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

浅湖相沉积，富含介形虫、瓣鳃、腹足类等生物化石，层面有不对称波痕、泥裂、生物钻孔等沉积构造。

（二）晚侏罗世遂宁—蓬莱镇沉积期

遂宁期是地壳活动的稳定期，也是中侏罗世以后的一次广泛的水侵期。除龙门山前缘有少量粗碎屑沉积外，主要为氧化环境下的滨浅湖相沉积，岩性以棕红色泥岩为主夹粉、细砂岩，以水平层理为主，见有波痕、泥裂、虫迹等，生物化石有介形虫、瓣鳃、叶肢介、鱼、龟等。蓬莱镇（蓬花门）期沉积时，因龙门山强烈上升逆冲，与盆地间出现较大的地形高差，在其山前带沉积了上百至数百米的近源冲积扇相砾岩以及河流相砂砾岩（图版Ⅱ-1）、砂泥岩，残厚1200—1600m（图3-23）。冲积扇相砾岩的砾石成分以沉积岩为主（表3-10）。同时东部雪峰山区也有大幅度上升，在其西侧沉积厚千余米河流相砂泥岩。成都、内江、古蔺间为河湖交替相区，由砂质、泥质岩组成频繁韵律层，其中“合山页岩”、“李都寺灰岩”和“景福院页岩”代表了三次较广泛而暂短的湖侵期沉积物，含介形虫、瓣鳃、腹足及叶肢介化石等。向南至马边、普雄、会理一带的牛滚凼组、官沟组均属氧化环境中的滨浅湖相沉积，以紫红色泥质岩、泥灰岩为主，局部为生屑灰岩间互层，富含介形类化石，残厚600—1200m。此带向西岩性变粗。

（三）早白垩世沉积期

晚侏罗世后的区域上升，使蓬莱镇组受到不同程度的剥蚀，早白垩世沉积超覆在上侏罗统不同层段上。

早白垩世早期（剑门关组），龙门山前缘发育了很多冲积扇体（图3-24、25），砾岩砾石成分以石灰岩、灰岩为主（表3-10），磨圆度较好，分选很差（图版Ⅳ-1），其上汉阳铺组和剑阁组以河流相沉积为主。向东到遂江、苍溪一带为河流相间夹湖相沉积，据介形虫划分（夏宗实，1984）划分为4个组（表3-11），其中古店组残存于中江一带。

表3-10　龙门山前缘中、新生界砾岩砾石成分

地　点	层　位	石　英（%）	花岗岩（%）	砂　岩（%）	石英岩（%）	燧　石（%）	脉石英（%）
红油大庙	J_3p（蓬花门组）	55.6	3.3		40.9		
安县城北	J_3s（蓬花门组）	94.0	2.6	1.7	1.7		4
剑阁剑门关	K_1j（剑门关组）	8		10	80		
芦山飞仙关	K_1f（太马山组）	81.1	3	15.3		0.6	
芦山大塘桥	K_2y（夹关组）	88.5	3.8	5.3	2.7		
芦山大塘桥	K_2g（塘口组）	91.7		7.1	1		
芦山仁寿	K_1+2m（名山组）	85.3	2.0	11.7	1		

西昌、会理地区早白垩世沉积称为飞天山组，下部由河流相粗—粉砂岩、紫红色泥岩组成的正韵律层，上部为湖相粉、细砂岩及暗色泥页岩，向西变粗，沉降中心与沉积中心不一致。

三、陆内盆地褶缩期

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

早白垩世沉积后，有一次广泛的沉积间断，中、晚白垩世在两、湘中、鄂中地区广泛

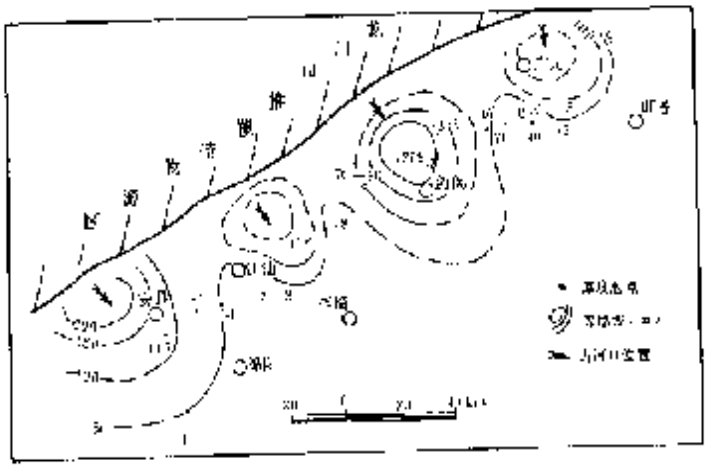
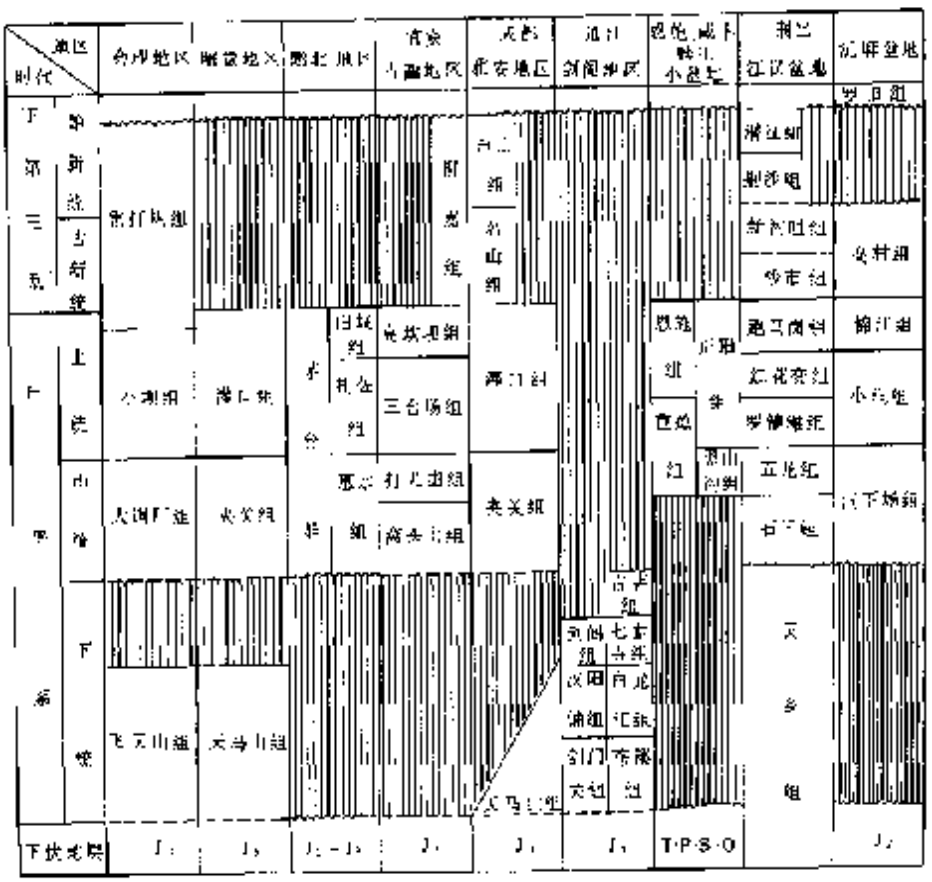
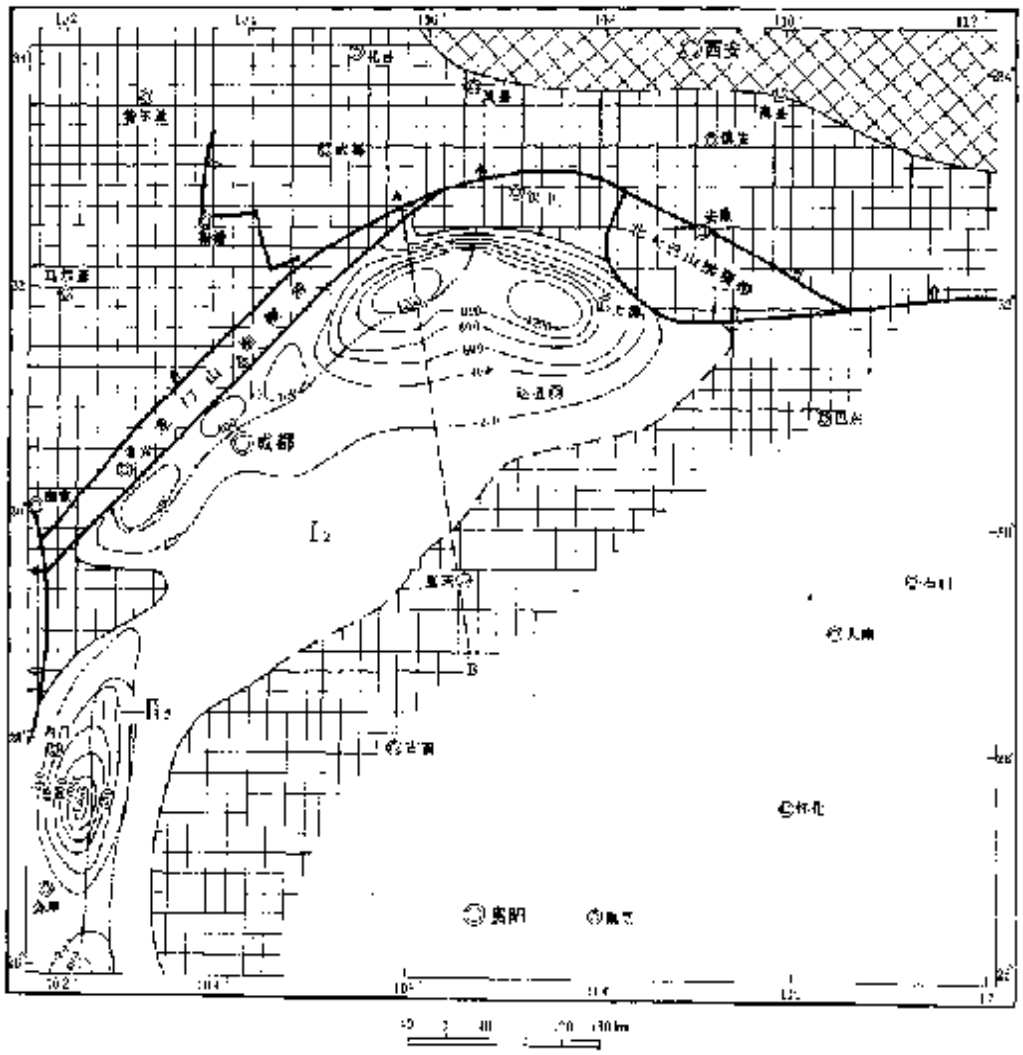


图 3-24 龙门山前燕白垩系底部砾岩等厚线

表 3-11 四川盆地及其周边地区白垩系、下第三系划分对比



PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



下白垩世沉积相制图示意图

图 3-25　早白垩世沉积相分区

I_1—冲积相—河流相；I_2—河流相—河湖相；I_3、II_1、II_2—湖泊相—滨浅湖相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

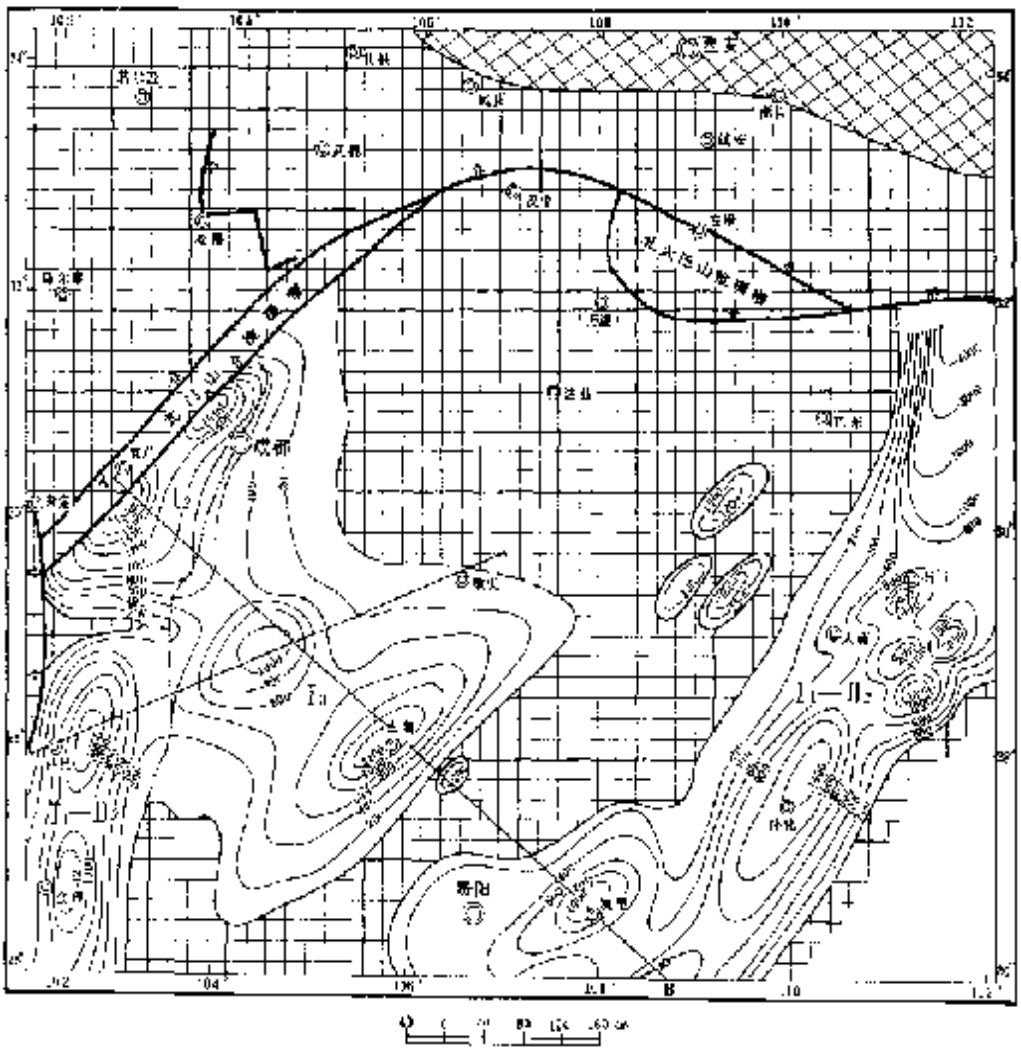


图 3-26 中、晚白垩世沉积相分区

（上：鄂安—黑龙江沉积相范围；下：西昌—建始沉积相范围）

I_1—冲积相—河流相；I_2—冲积相—河流相—干旱湖泊相；I_3—冲积相—河流相—滨浅湖相；

I_4—河流相—风成砂漠相

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

发育拉张型断陷盆地，相反川黔滇地区受到了东、西、北三个方向强烈挤压或推覆，沉积盆地大大减小，进入萎缩期（中、晚白垩世—老第三纪）。

（一）早、晚白垩世沉积期（图3-26）

沉降中心南移至成都、宜宾、古蔺一带和西昌、会理地区，龙门山南段前缘依然有近源冲积扇发育（表3-10）（图版Ⅱ-2）。在其以东邛崃、雅安、洪雅一带，蓬口期沉积为河流相砂泥岩（图版Ⅱ-3），向上逐渐过渡为干旱湖相含石膏、钙芒硝岩系（图3-27）。

宜宾、古蔺地区中、晚白垩世沉积嘉定群现分五个组（其上部棚溪组划入下第三系），除河流相砖红色砂泥岩沉积外，还有风成沙漠粉砂、细粒长石石英砂岩，砂岩成熟度高，分选很好，见风成波痕、斜层理、干裂、雨痕，偶含风棱石，砂岩粒度分析结果，与现代沙漠区敦煌月牙泉沙丘相似。据砂岩两粗东细和交错层前积层理倾向统计，主要风向为西北风和西南风（李玉文，1988）[20]。

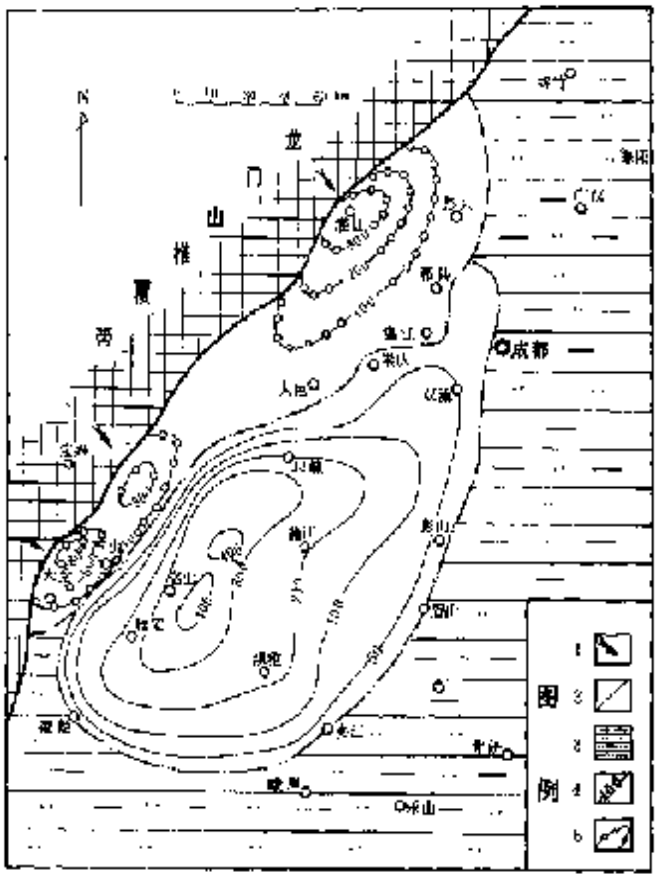


图3-27 蓬口组冲积扇和含膏、芒硝岩系分布

1—物源方向；2—含膏芒硝岩系区边界线；3—砂泥岩区；4—含膏芒硝岩系等厚线（m）；5—砂岩厚度等值线（m）

西昌—会理地区中白垩世沉积大铜厂组，为河流相粗—细砂岩，夹含铜砂岩和泥质岩的韵律层；晚白垩世小坝组为干旱环境的滨浅湖相粉砂岩，紫红色泥岩，泥灰岩夹石膏层。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（二）老第三纪沉积期

沉积盆地继续萎缩，沉降中心无明显迁移，与晚白垩世连续沉积。下部名山组厚500—600m，有两个冲积扇（图版Ⅱ 4），芦山仁家冲积扇砾岩厚234m，向上为红色粉砂岩、泥岩。名山、雅安、洪雅一带夹石膏和钙芒硝层（图3-28）。上部芦山组以粗砂岩为主（图版Ⅲ 5）夹中、粗粒砂岩，含介形虫 *Pinnocypris* sp. 等。宜宾地区柳嘉组仍为河湖相和风成沙漠相交替沉积。西昌、会理地区，在米市、江底为河流相砂砾岩、砂泥岩的韵律层以及滨浅湖相泥质岩和泥灰岩沉积，波痕、斜层理发育，残厚1000—1400m。

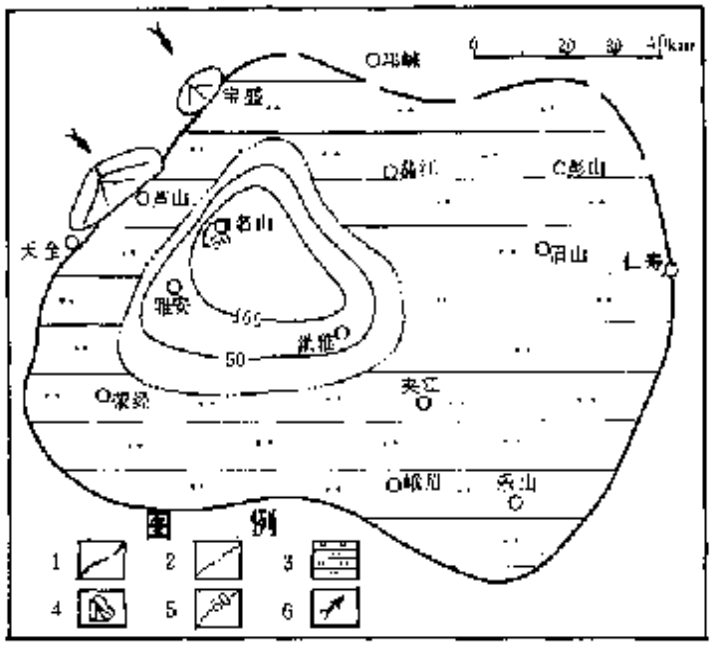


图3-28 名山地区第三纪名山期盐湖沉积示意图

（夏宗实，1984）

1—湖滨边界；2—钙芒硝、石膏分布边界；3—暴红色粉砂岩；4—河流冲积扇；5—含盐系等厚线（m）；6—主要物源方向

始新世中、晚期，发生强烈上隆并褶皱，其后的沉积与下伏地层呈角度不整合接触。从此本区进入了以剥蚀为主的构造发展新阶段。

川黔滇地区在中晚白垩世受到强烈挤压，沉积盆地萎缩的同时，湘西、湘中、鄂中地区是拉张断陷盆地发育时期，临近川湘鄂地区有沅麻盆地、常张盆地、荆当盆地，其中沉积了由粗到细三个韵律层（表3-11），不整合在侏罗系及其以下地层之上。

下部韵律层（阳下寨组和石门组、五龙组），为冲积相、河流相砾岩、砂砾岩、砂泥岩组成，砾石成分为灰岩、白云岩、燧石等。

中部韵律层（小洞组和罗镜滩组、红花套组），为河流相砂砾岩和砂泥岩组成。

上部韵律层（锦江组和跑马岗组），沅麻盆地为河湖相砂岩、粉砂岩、泥页岩、泥灰

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

岩夹石膏层沉积，而判当盆地和常桃盆地仍以河流相砂岩，砂砾岩为主。

生物组合为介形类，爬行类巨齿龙，鹏普龙和恐龙盆化石以及蕨类孢粉等。

老第三纪为一些孤立的小型盆地，仍以河流和河湖交替相砂砾岩、砂泥岩、泥灰岩沉积为主，局部夹膏盐层。沉积厚度变化较大，沅麻盆地200—500m，常桃盆地1200m（冯国祺，1984）[5]，宜昌、当阳等地300—1600m，南漳地区800—1200m。另外在陕南地区也有不少老第三纪断陷盆地，如恒口盆地河流相红色砂砾岩，砂泥岩沉积厚达千余米，不整合在下叠系及其以下地层之上。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第四章　四川盆地周缘山系的形成演化

第一节　龙门山的形成演化

一、印支期甘孜-阿坝弧后盆地的形成演化

龙门山属甘孜-阿坝（松潘-甘孜）褶皱系的东缘，其形成演化与褶皱山系的发生、发展息息相关。甘孜—阿坝地区在航磁异常图上为一大范围的低值异常区，其值多在－50—＋50nT之间，可能系同一地质结构所反映。此低值区与四川盆地的高值区形成了明显的差异（见图1-3），除了因晚三叠世后地质历史和其形成的地质结构不同之外，还说明深部基底非同一性质。第一章中所述四川盆地基底主要为太古宇中、基性岩和超基性岩组成的结晶基底与太古宇变质的中酸性火山岩所组成。甘孜—阿坝地区基岩出露除边缘区外，仅分布于理塘、稻城、木里、九龙等县少数地带，郑裕民等（1984）● 创名为前震旦系恰斯群，岩性为一套钠长片岩夹钠长浅粒岩、大理岩及碎屑岩，变质较深，上覆上震旦统并与之呈不整合接触。上震旦统下部为碎屑岩、上部为碳酸盐岩，分别与扬子区的陡山沱组和灯影组可以对比。其后一些学者研究了分布于甘孜州南部的这套地层，认为此变质岩系原岩为钠质中基性火山岩与钾质酸性火山岩为主，向上碎屑岩和碳酸盐岩逐渐增多。九龙县的江边和木里县的长枪，该系中斜长角闪岩脉，经钾氩法测定同位素年龄为1839Ma与1930Ma[55]，属元古宙。上述基底性质的差异，说明上扬子区与甘孜—阿坝地区在元古宙应属不同性质的二地体。这一认识与刘鳞昌等（1990）对本区东缘龙门山前晚震旦世火山岩岩石成分的研究成果相吻合。他们认为出露于青川、平武轿子顶的通木梁群、彭县、灌县（都江堰市）与茂汶间的彭灌杂岩、白水河群，它们是一些性质不尽相同的地体，轿子顶属弧后盆地—岛弧地体，彭灌为岛弧地体，这些地体在晋宁—澄江期经过碰撞与扬子地体焊合[56]。在轿子顶、彭灌、宝兴、康定、四川盆地和上述的甘孜地区等，上震旦统陡山沱组或灯影组呈广泛分布的超覆层序，覆于各不相同的前震旦系之上，呈不整合接触，反映了在晋宁—澄江期，上述性质各不相同的地体，经碰撞、焊合而形成一联合地质体——扬子板块（见后述）。

晚震旦世—古生代甘孜—阿坝地区沉积了浅海台地相的碳酸盐岩和陆源碎屑岩●● 但其中部则多为占地[16]。本区因属扬子板块西缘，在板块漂移过程中，常受引张作用，在某些时期一些地带形成了裂陷槽，有较厚的陆源碎屑和碳酸盐岩沉积。志留—泥盆纪后龙门山有巨厚的沉积物，即为一例。也有部分裂陷槽有中、基性岩浆喷溢[57]。本区沉积岩层在印支期虽已变质，但沉积岩相和古生物组合完全可与今扬子区同时代的地层对比。因此，古生代甘孜—阿坝地区应属扬子板块范畴。

晚古生代至中生代早期，该区源于地幔上隆作用，造成陆壳引张破裂而形成陆内裂谷

● 郑裕民等：1984，理塘、稻城、甘孜县幅1/20万区域地质调查报告，四川省地质矿产局。

● 杨学圃等：1978，康藏地区区域地质调查报告，四川省地质局。

● 韩达恕等：1977，波密幅区域地质调查报告，西藏地质局。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

或裂陷槽，自此形成了台地、台沟（台盆）环境，除发育浅水相碳酸盐岩外，出现了较深水的盆地相与台缘斜坡重力流沉积（龙门山西部下三叠统三道桥组）（图版Ⅲ-6）；晚三叠世引张到高潮，形成了较大面积的玄武岩浆喷溢（冈达概组、大石包组）。这一构造事件罗志立创名为城坝地裂运动[58]。早三叠世区内引张作用有了新的发展，龙门山地区及其以西成为隆起带，上升成陆，成为"四川盆地"西部（仙关期（T1）沉积的物源区；但本区的广大地区产生了更明显的分异，据沉积特点，朱占祥等（1989）将其分为次深海红色含放射虫硅质岩—碎屑岩相（垭塘）；浅—次深海复理石相（文家）、浅海火山—碎屑岩相（巴塘—海棠）、浅海碎屑岩相（炉盛—宝兴）、浅海碎屑岩—碳酸盐岩相（九龙）、浅海碳酸盐岩相（乡城然乌卡）等类型的相带[59]。

三叠纪中、晚期金沙江两侧古特提斯大洋板块向东俯冲，一些地区上三叠统与下伏地层呈不整合接触，并形成了广泛的超覆[60]；在义敦一带形成为弧、甘孜—阿坝地区演变为弧后盆地，晚三叠世形成了广泛的地层超覆，理塘地区上三叠统超覆在元古宇各斯群之上。强烈拉张有的地区出现了大洋地壳（理塘等），有蛇绿混杂岩。甘孜—道孚一带出现了斜坡环境的滑塌积岩[61][62]、其后全区沉积了以浊流沉积相为主的巨厚的陆源碎屑岩。

弧后盆地主要形成于晚三叠世，阿坝东、北部地区沉积相变化是又一证明。松潘县漳腊至若尔盖县北部，中三叠统及下伏层系为碳酸盐岩台地型沉积，章腊上三叠统上部红星岩组为石灰岩与白云岩互层、含膏盐角砾岩，其岩性组合特点可与四川盆地嘉陵江组逐段对比，其上覆中三叠统也可与龙门山前山带的雷口坡组和天井山组进行对比，更有甚者，四川盆地西缘的卡尼期地层马鞍塘组底部石灰岩层，在松潘扎伊沟也有类似岩性地层出露，其地层所含的牙形石与有孔虫动物群，完全可与马鞍塘组进行对比[63]。这说明中三叠世阿坝地区仍有较广泛的碳酸盐岩台地型沉积，并与"四川盆地"属同一海域相同环境的沉积。但是，这并非阿坝各地皆是如此。上述早三叠世由于引张作用所产生的分异，本区也有反映，松潘县元坝乡大堡沟我们发现了另一种较深水沉积类型，下三叠统为灰色变质砂岩、板岩夹薄层石灰岩，含牙形石化石：*Neogondolella jubata*、*N. carinata*（clark），*Nanrognathus curvatus* 等。据杨恒书介绍、阿坝地区有些地方缺中、下三叠统，中三叠世新路（杂谷山组）或晚三叠世早期形成了地层超覆。

古特提斯大洋板块向东俯冲，甘孜—阿坝地区产生了强烈的引张，形成了弧后盆地，晚三叠世卡尼期和诺利期是弧后盆地发展的鼎盛期，以浊流沉积相为主的碎屑岩极为发育（已变质为砂、板岩）[64]、地层厚度近万米。晚三叠世晚期—早侏罗世初期，受古特提斯大洋关闭影响，产生了强烈挤压褶皱、冲断、推覆、中酸性岩浆侵入与区域变质（图版Ⅲ-7、8），结束了海相沉积，形成了印支褶皱山系。其后继续受到羌塘地体和华南板块的俯冲、碰撞、以及秦岭内部挤压产生的影响，本区发生了多次构造叠合、抬升，直至今日仍是全球最活动活跃地区之一，并成为四川盆地中、新生代陆相沉积盆地长期物源区与构造形变的力源区之一（图 4-1）。

二、印支期前龙门山地区发展史

龙门山地区系指龙门山造山带，西以龙汶断裂为界，东界为安县断裂，地理上包括龙门山、茶坪山和邛崃山脉的一部分。本区中部的北川映秀断裂将龙门山分为两部分，以北西称后龙门山，以南东称前龙门山，前者主要为变质岩分布，以往多划为松潘-甘孜褶皱系，后者为沉积岩分布、属四川盆地范畴。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

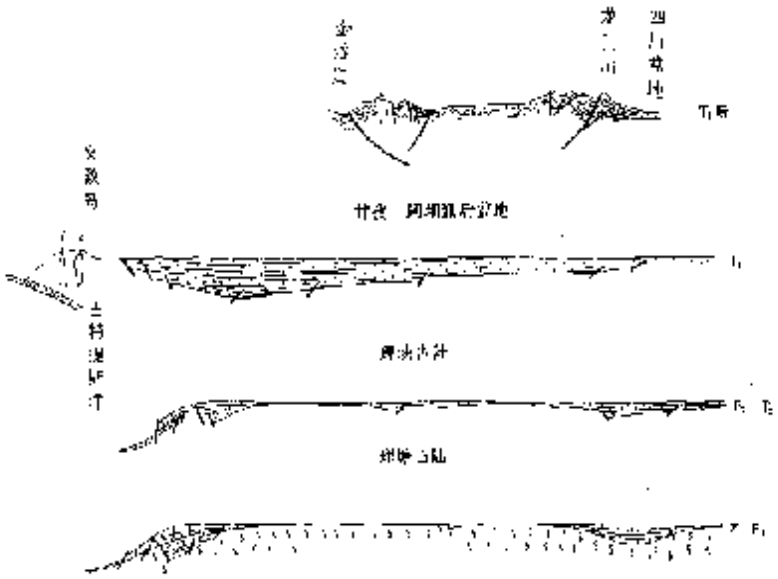


图 4-1 甘孜龙门山地区构造、三叠纪发展演化示意图

本区基底出露主要为元古宙的变质火山岩、沉积岩及同期的侵入岩。据刘策昌等研究[56]，元古宙是龙门山地区不同性质地体形成演化并与扬子古陆板缘碰撞焊合时期。从北至南后龙门山有三个地体，它们是轿子顶地块、彭灌地体和宝兴地体。

轿子顶地体的通木梁群为变质钾质岛弧组合夹碳硅质岩、粉砂岩。这些火山岩在各类判别图解上，早期的基性岩主要属大洋岛碱性或碱-拉斑玄武岩系列，晚期的中、酸性属岛弧拉斑系列和钙碱系列。这表明轿子顶地体是在大洋岛基础上发育起来的洋岛-岛弧地体。

位于龙门山中段的彭灌地体，自白水河群与彭灌杂岩所组成。白水河群（1440Ma—1045Ma）为一套由基性—酸性火山岩与复理石岩系，夹少量碳岩所组成，中基性岩主要属岛弧拉斑玄武岩系列，中酸性岩以钙碱系列为主。彭灌杂岩可能有部分相当于康定群的变质杂岩，同时有晋宁中、晚期和澄江期的岩浆侵入与区域变质。据此看来，彭灌地体的基底可能是在早元古代从康定地体中分离出来的，尔后发展成为一岛弧。晋宁期该地体与扬子地体碰撞，伴随中酸性岩浆侵入而焊合，澄江期于地体南缘还有酸性岩浆侵入与流纹岩喷发（苏维纸）。

分布于龙门山南段和北川-映秀断裂之南的黄水河群，下部为一套变质基性—酸性火山岩系，中、上部为石英片岩，碳质石英片岩、角闪片岩夹大理岩。火山岩除岛弧拉斑系列和钙碱系列外，还有大陆拉斑系列和碱性系列火山岩，构成玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩组合。并有构造混入的流纹岩、单斜辉橄岩、辉长岩等。这说明黄水河群形成于与俯冲有关的弧后的陆间裂谷环境，此裂谷就地出现了洋壳—准洋壳基底，表明宝兴地体在中、晚元古代因拉张作用，曾与上扬子陆核发生过裂离。

综上所述，介于甘孜－阿坝地区与四川盆地之间的龙门山区，其基底为中、晚元古代

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

性质不尽相同的地体所组成，虽经碰撞焊接或俯冲缝合，而固结强度较差，在其后的构造-热事件中，易于破裂或形变。

沉积盖层主要始于震旦世，浅海—潮坪相的碳酸岩——灯影组，广泛分布于本区。燕武纪—奥陶纪受四川盆地中部加里东期古隆起影响，龙门山北段早寒武世沉积了较厚的（1000—1370m）浅海相陆缘碎屑岩，中、上寒武统区内无地层记录，据邻区资料推测，可能系晚寒武世末上扬子区上升成陆被剥蚀所致。中奥陶世龙门山中、北段形成了较广泛的地层超覆，有浅海相碳酸盐岩沉积，经对志留系变化分析，本区在志留纪曾受到引张作用，形成一些张性断裂，后龙门山区和阿坝东缘产生了裂陷槽。这些正断层控制了志留纪的沉积，北川古断裂业已生成，断裂东南一侧发育志留系下统，厚度仅二千五百米，北川断裂北侧后龙门山区，志留系（茂县群）三统齐备，厚逾二千千米，茂县群虽在印支期普遍浅变质，但所含动物化石丰富，大量群体珊瑚（如 *Favosites*、*Halysite* 等）、腕足类（*Athyrisina*、*Eospirifer* 等）、海百合茎（*Pentagonocyclicus*）与双壳类（*Grammysioidea*）分布于该群的上上下下，表明正断层的下降盘一侧虽然沉降幅度大，但长期仍为浅海环境，因此北川古断裂在志留纪属同生断层（同沉积断层）性质。泥盆纪的沉积与志留纪相似。四川盆地西缘（指原地系统，非推覆席）主要为浅海碳酸盐岩台地相沉积，层系多发育不全，厚度不大（几百米），北川断裂以北泥盆系为浅海碳酸盐岩与泥质岩为主的沉积（月里寨群），阿坝地区东部以碎屑岩为主夹碳酸盐岩（巴贡质，称危关群），后二者地层厚度在二三千米以上，这反映了自南东向北西沉降幅度的增加，沉积水域的加深与存在裂陷槽。石炭纪本区相对较稳定，中、北段为浅海碳酸盐岩台地相沉积，南段本系缺失。早二叠世本区遭受广泛的海侵，为碳酸盐岩台地相沉积。在早二叠世晚期受到引张作用，有台沟（台盆）相的较深水含硅质岩类沉积（弧峰组），在茂汶、宝兴一线及其西侧，有斜坡相碳酸盐岩碎屑流（三道桥组）[65]。晚二叠世引张更为强烈，龙门山南段有基性岩浆喷溢，汶川县新店子玄武岩具枕状构造（大石包组），属海底火山喷发岩；龙门山北段邻阿坝一带，上升成陆，北川断裂以东一侧主要为碳酸盐岩台地，但早期有滨海相含煤沼泽沉积，广元上寺晚二叠世晚期，出现了台沟相的含放射虫硅质岩沉积（大隆组）。三叠系本区无地层记录，据四川盆地西部早三叠世早期（飞仙关期和嘉陵江期）发育红色陆源碎屑岩，联系阿坝地区存在中三叠世晚期或晚三叠世早期的地层超覆，推测此时后龙门山主要为古陆。早三叠世晚期以后，四川盆地西缘有潮坪相至浅海相碳酸盐岩沉积，直至中三叠世末，四川盆地海水退出；再联系盆地西缘上三叠统中所夹砾岩的砾石成分，出现较多的中、下三叠统碳酸盐岩，推测龙门山此时有碳酸盐岩台地型沉积。晚三叠世本区为甘孜-阿坝弧后盆地东缘，发育了一些张性断裂成为弧后盆地东缘大陆架与陆架斜坡，接受了沉积。晚三叠世中期受上述特提斯海域逐渐关闭产生的影响，部分地区上升露出海面成为岛屿，“四川盆地”由此而成为一海湾，其后，在继续挤压应力作用下，成为一横亘在“四川盆地”与特提斯海域之间的山系，与此同时伴生了晚三叠世前陆盆地（详见下述）。

由此可见，中三叠世前本区的发展演化虽有其特点，但总貌与上扬子区可以对比，故属华南板块内的一部分。

三、多层次多期次陆壳内逆进逆冲推覆形成古龙门山

1. 从龙门山前缘带晚二叠世沉积特征分析古龙门山的形成

晚二叠世中、晚期在甘孜—阿坝地区发生了强烈褶皱、岩浆侵入与区域变质，在此影

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

前之下龙门山区产生上升、逆冲推覆（一些古正断层，可能首先形成反转构造），逐渐形成一山系，屹立于"四川盆地"西缘的山系为沉积盆地提供了大量陆源碎屑物质，分析其沉积特点，可窥见龙门山的形成与发展。

卡尼期初"四川盆地"西缘普遍接受了碳酸盐岩沉积，并含丰富的在清水环境繁衍的海百合、海绵、蓝绿藻等，这表明缺乏陆源碎屑，毗邻的"龙门山"是接受了沉积的大陆架或陆架斜坡环境（见后叙述）。

诺利期初（小塘子组）什邡、绵竹一带为浅海一滨海环境，有大量陆源碎屑沉积，金河地区含有抗风化磨蚀性差的碳酸盐岩细砾石、部分砂岩层底部夹有煤岩岩屑细砾石，以及砂岩中含砂泥岩岩屑（表4-1），示物源区不远。当时川中为一浅海环境，沉积物较之为细、上述粗碎屑不可能来自东部古陆，因此，此时龙门山区应有一部分地段已上升成为岛屿，为什邡县金河地区小塘子期提供陆屑物质。

表4-1　什邡县金河地区上三叠统碎屑岩组分

层位	岩石名称	石英（%）	长石（%）	岩屑（%）						备注
				硅质岩	石灰岩千枚岩	砂泥岩	碳酸盐岩	变质矿	小计	
须家河组	第四段	砾岩	13.6		0.6		0.7	84.2	1.2	86.7	系砾岩砾石成分含灰岩、石英为石英岩
	第三段	砂岩	59.4	5.2						35.4	
	第二段	砂岩	62.1	16.1						21.8	
小塘子组		砂岩	57.0	13.5	8.5	2	3.6	5.4		19.5	

小塘子组发育的三角洲相与滨岸砂坝相，表征四川盆地海洋环境逐渐被充填浅积，紧接其上的须家河组二段则是陆上沉积部分，反映龙门山区小塘子期的岛屿发展为横亘于沉积盆地西缘的山脉，从此"四川盆地"结束了海相沉积，进入以陆相沉积盆地形成演化时期。古龙门山的形成为陆相沉积盆地提供了新的物源区，从轻重矿物含量变化与陆源碎屑砾岩含量上反映出来。龙门山北段须二段砂岩重矿物含量以石榴石最为突出，有的剖面高达50%以上，厚坝、中坝、干谷和梓潼地区一些探井夹碳酸盐岩砾石成分为主的冲积扇缘相砾岩，反映该区有变质岩与沉积岩组成山系的河流注入。龙门山地区中部什邡金河须二段砂岩中的重矿物以抗风化极高的锆石（约占70%）为主，次为金红石（占11%）；须二段砂岩层中夹多层河床底部滞留砾岩，其砾石成分以燧石与石英岩为主，砾径4—16cm，磨圆度较好，此外发育大量砂岩和菱铁矿砾石，最大直径可达1m，反映本区存在一条源于沉积岩区的河流注入。据陆源碎屑随搬运距离增加而减少，稳定矿物则与之相反的认识，编制了须二（香二）段部分轻、重矿物含量分布图（图4-2、3），图中所示不稳定矿物——石榴石向盆地中部减少，稳定矿物石英含量从龙门山向东增加，反映古龙门山业已形成，成为须家河期（诺利晚期）新物源区。上述两条河流是古龙门山一系列注入于沉积盆地的河流之二，就沉积物的粗细而言，江油地区距物源相对较近。

须三段中砂岩的轻、重矿物发生了较明显的变化，一些地区出现了大量碳酸盐岩屑，如梓潼地区砂岩的岩屑含量由须二段的16.3%，上升至须三段的44.6%，江油、什邡县

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

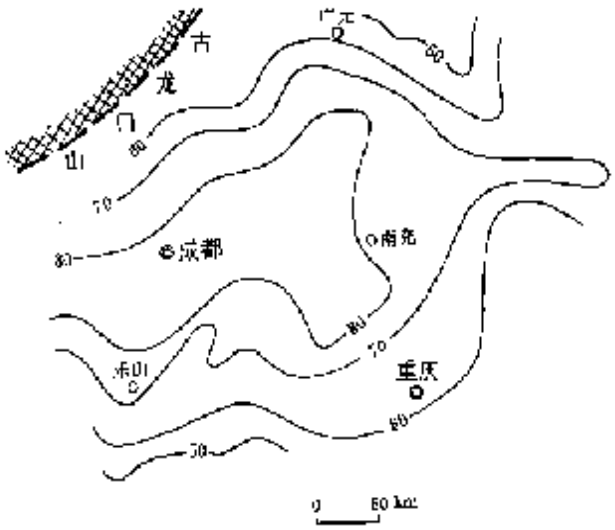


图 4-2　四川盆地须二（香二）段砂岩石英百分含量

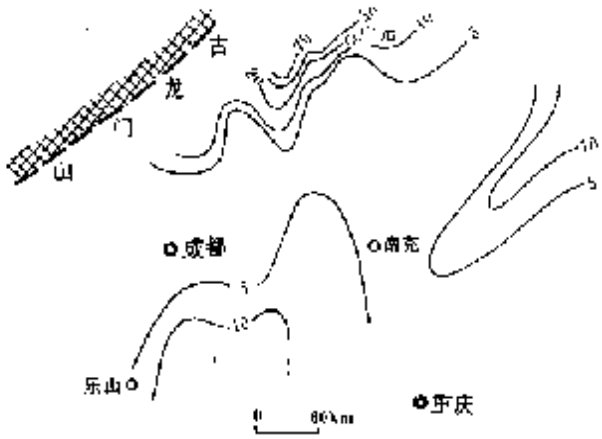


图 4-3　四川盆地须二（香二）段砂岩石榴石百分含量

金河地区（见表 4-1）亦有类似情况，这反映了古龙门山又有新物源出现。同一地区大量抗磨蚀性差的岩屑出现，意即新物源区较近，即小塘子期物源区之东，新出露了由碳酸盐岩分布的古陆。

龙门山中、北段前山带须四段有大套砾岩层，砾石成分主要为石灰岩与白云岩（表 4-2）。什邡县金河须四段砾岩中砾石直径最大为 0.8m，一般为 8—20cm。这些砾岩属冲积扇相沉积，由此推测新出现的碳酸盐岩构成的古陆距冲积扇不远。换言之，须二、须三时古龙门山之东，又形成一新物源区出现。对金河地区须四段砾岩的碳酸盐岩砾石切片分析，发现许多有孔虫、珊瑚等化石，经鉴定其时代大多为晚古生代与早、中三叠世，其岩性特点与生物组合完全可与四川盆地内的沉积对比，并发现有卡尼期的有孔虫（*Agathammina* cf *austroalpina*，*Ophthalmium* sp 等），证明了前述龙门山地区在晚古生代和三叠纪接受了沉积，占龙门山的形成始于晚三叠世中、晚期。上述从小塘子期至须家河期古陆的变迁，砂岩经、重矿物的变化，碎屑颗粒的演变，充分说明了古龙门山是在晚三叠世逐渐形成的，由岭是自西向东逐迁迁徙的。这一结论也为沉积相的发展所证实。龙门山前

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

缘上三叠统沉积相自下而上是：大陆架浅海相（马鞍塘组）→有岛屿间隔的浅海湾相（小坝子组）→曲流河为主的泛滥平原相、湖沼相（须二、三段）→冲积扇相（须四段），呈一海退层序，反映古龙门山的形成与向东逆进迁移（图4-4）。

表4-2 龙门山须家河组四段砾岩的砾石成分与粒径

砾石成分、含量(%) / 地区	石灰岩	白云岩	石英岩	砂岩	燧石	变质岩	泥质岩	砾岩粒径(mm) 2—4	4—8	8—16	16—32	32—64	64—128
广元须家河	50.8		37	1	4.7		0.5	8.0	16	35	30	9	2
外部三家场	67.4	16.8	13.6	0.2	0.8	1.2		1.2	7.3	16.6	33.8	33.2	8
彭灵磁峰场	88.0	5.0	7.5					6.5	24.75	39.25	26.25	3.25	

2. 从老君沟花岗岩体的隆升看龙门山的形成与发展

罗志立等引用 Armstrong（1966）和 Harper（1976）提出的冷却年龄理论，研究了理县附近的老君沟花岗闪长岩和黑云母花岗岩等岩体，用不同方法测得年龄值，得出岩体冷却年龄；采用黑云母—角闪石矿物中的 Mg 和 Fe 元素分配计算法、石英-磁铁矿同位素温度计、锆石形态分类法对岩体形成温度进行研究，并用 Ab-Or-Q-H_2O 共结体系估算温度、压力与深度。上述资料编制出老君沟岩体上升曲线图（图4-5）[55]。图中所示晚三叠世平均上升速率最大（2.909mm/a），除与岩浆侵位有关外，反映了印支期强烈地壳活动所形成的区域变质、褶皱和冲断推覆；反映印支期是形成龙门山的主要时期。老君沟岩体上升另一次较快时期是中、晚侏罗世（岩体上升0.375mm/a），说明形成龙门山非一蹴而就，而是经历了燕山期后时快时慢的上升，于喜马拉雅期后定位的。

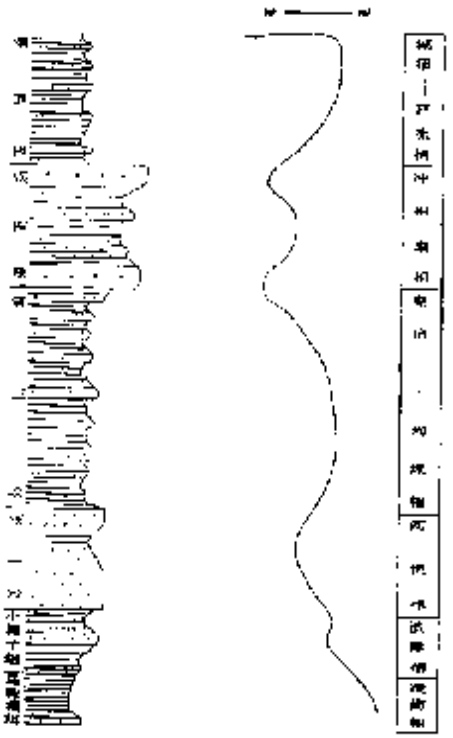


图4-4 龙门山前缘晚三叠世沉积相发展示意图

3. 龙门山断裂带

龙门山构造带存在三条主干逆冲断裂带，自西而东是茂汶韧性断裂带、北川韧性—脆性断裂带和安县脆性断裂带。

茂汶断裂带，发育于绿片岩相中，地层时代为震旦系、志留系和影响杂岩，断层面倾向北西，据罗志立等● 研究，该断层形成深度在15km 左右。汶川县雁门乡沟口此断层发

● 罗志立、赵学明等：1980，龙门山中北段（理县—广元）燕山早代以来地史发展和变形特征研究报告，成都地质学院。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

有糜棱岩（图版Ⅲ-1、2、4），其宽度达3m。此外还有几条断层面倾向北的冲断层，表明韧性剪切带形成之后仍有破裂构造生成。

北川断裂又称为龙门山构造带的中央主断裂，北自广元水磨，往南经南坝、北川、映秀至五龙等地，长400km，传统把此断裂视为槽台分界。它切割地层为前震旦系、震旦系、古生界和三叠系，普遍表现为北西盘的变质岩系，逆冲在古生界和中生界的未变质的沉积岩系之上，断层面倾角60°—70°。据罗志立等研究，该断裂属脆性兼韧性断裂带，因受后期改造，此断裂多表现为脆性变形，断层岩为碎裂岩、碎斑岩和碎粒岩，局部有糜棱岩，动力变质矿物组合为绿泥石、绿帘石等低绿片岩相（图版Ⅲ-5），推测形成深度在5—10km。宋义海对过龙门山北段地震剖面进行了解释，认为北川断裂（剖面上称南坝断层）地面断层面倾角较大，往地壳变缓而成为推覆构造断面，最大相对水平位移约44km，断层下盘褶皱宽缓，震旦系与下古生界属地台型；断层上盘以倒转线状褶皱为主，岩石区域变质；上盘志留系和中、上三叠统地层厚度是下盘的数倍，据此认为该断层是由西倾的古正断面演变而来的（图4-6）[67]。北川断裂所形成的推覆构造不限于北段，在中段的彭灌杂岩体，据航磁延拓资料，反映出也是无根的，亦应属推覆构造。

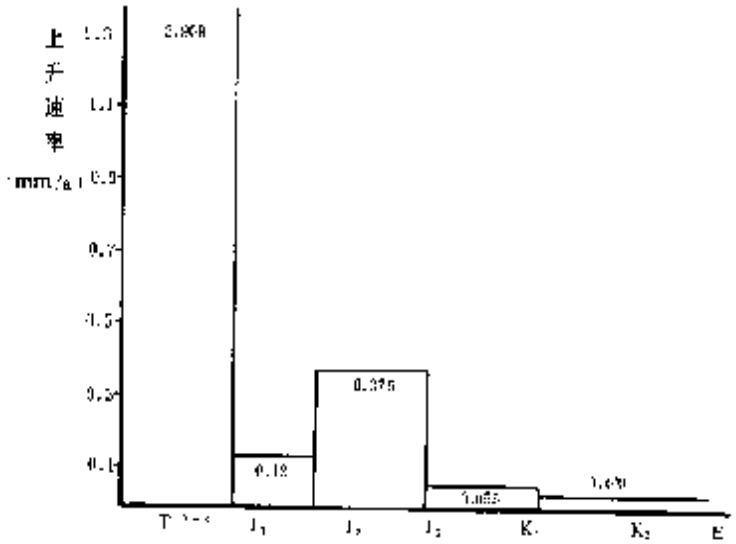


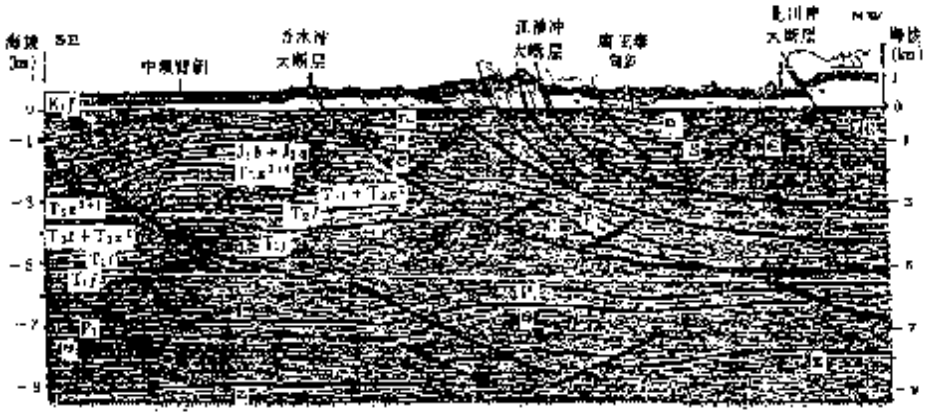
图4-5 道县道卫南花岗岩体上升速率
（据罗志立等改编）

安县-灌县断裂是一条倾向北西的脆性断裂带，往北经香水与古林口逆伏断裂相连。本断裂曾称谓彭灌断裂或前山断裂。断层线走向与北川断裂大体平行，断层面倾角在50°左右。往地震此断裂面变平（图4-7），断层上盘属推覆构造带，地表构造复杂，褶皱紧闭，倒转褶曲与叠瓦状冲断层发育，而下盘构造比较简缓，属舒缓褶断[67]，断层岩主要属碎裂岩，应变压扁、拉长少见。本断裂北段上盘在印支晚期受到强烈褶皱，早侏罗世白田坝组与下伏二叠系与古生界呈不整合接触（见图4-7中坝背斜）。四川盆地下中三叠世后，受印支早期构造事件影响普遍上升成陆，本区也有明显反映，安县断裂上盘北段在江

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 4-6 龙门山区 1:25 万地质构造、地质综合解释剖面
（据李文渊）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



第4-7 1:2.4 剖线地震地质解释剖面（据四川省地矿局，1983）

油县境内保留了中三叠世拉丁期人井山组，贵莲桥地区厚达440m。上覆卡尼期马鞍塘组呈平行不整合接触，且其底部有63.5m石灰岩段，而断层下盘与之毗邻处中生代构造中三叠统已剥蚀尖灭而以披覆接触。缺失人井山组和上三叠统底部及岩段。由此推论，断层面倾向北西的安县-灌县断裂，在中三叠世晚期至晚三叠世早期业已形成，应属于正断层性质，晚三叠世晚期受前远弧后盆地挤压，此断裂性质始发生反转，成为逆冲断裂。

4．多层次多期次褶皱内逆进型逆冲推覆形成古龙门山

综上所述，龙门山区自西而东3条主要断裂带，在剖面上它们呈叠瓦状排列（图4-6、7及图2-7），深层次能干岩性形成的背斜逆冲推覆在北川韧性—脆性断裂带上盘推覆席之上，北川韧性—脆性断裂带逆冲推覆在浅层次的安县脆性断裂上盘之上。联系前面所述，上三叠统四川盆地西缘沉积相带的变迁（逆覆沉积），以及其物源区（古陆）自下而上由远及近（或自西而东）向沉积盆地内开展，反映了地壳方由北西而南东的挤压、推进，即龙门山区的西部最先发生褶皱、冲断，推覆形成山系，尔后逐次向东推进，形成了弯弧式断裂带组合，构成了巍峨的古龙门山；古龙门山在晚三叠世逐渐向东形成山系，除上述沉积相有记录外，地层接触关系也可说明。上述须二段时古龙门山开始形成，须二段与小塘子组为连续沉积，须三段与须四段地表虽未见它们之间的不整合面，但在安县—绵竹地区一些地震时间剖面上（图4-8）仍有地层不整合现象，联系该区须四段中发育大盆冲积扇相砾岩，表明此时的构造形变已抵达龙门山北段和四川盆地西缘的斜分地区。晚三叠世晚期构造事件波及的范围更广，且形变强烈，四川盆地西部普遍受其影响。上三叠统遭受程度不同的剥蚀，保留最高层位为须家河组第五段，缺川中和川东地区香溪群第六段。这在生物地层上可获证明：据卢孟凝等研究，盆地西部上三叠统顶部层位孢粉为 *Kyrtumisporis*－*Canalizonosporu* 组合，与侏罗系孢粉 *Classopollis* 组合接触，缺失分布于川中、川东地区上三叠统最高层位（香六段，个别地区香五段）的孢粉 *Maratttisporites*—*Rocciis porites* 组合[46]；在盆地西部迄今为止从未见到刘兴义叙述的川东北区三叠—侏罗纪的"过渡层"，此层（刘氏所划的须六段二考至六段四带）既产晚三叠世双壳类和植物，如 *Palaeoneilodes* sp.，*Mulinhus problematicus*，*Unionites emeiensis*，又产侏罗纪的双壳类和植物，如 *Pseu-docarainia hupehensis*，*Qiyangia lilingensis*，*Coniopteris hymenophylloides*，

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

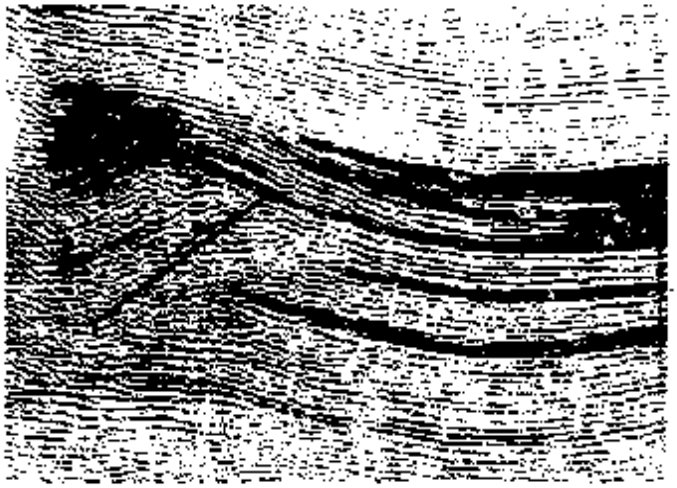


图 4-8 褶皱地震剖面

T_3 x 须四底界反射层下面为一逆冲断层，第T_3反射层断失

（据中国石油地质局第二物探大队）

即所谓二叠纪、侏罗纪动生物"混生"现象[65]。这说明印支晚期构造事件，所涉及范围比须二—须四期间构造事件影响为大。后者仅限于四川盆地西部的局部地区，以及龙门山以西地区，而前者广泛地影响全盆地西部，形成了该区侏罗系与三叠系的不整合（如中坝背斜等）或假整合接触。上二叠统顶部的生物地层与岩石地层的缺失，侏罗系的由东向西超覆，这在地震时间剖面上，反映为下伏地层被剥蚀和侏罗系的上超。由此可见，古龙门山系形成是：在印支期多期次构造事件中，在上地壳内"龙门山"西侧的期间张性断裂，率先发生构造反转形成逆冲断层；尔后每次挤压中在其东部的第二个逆冲断层形成，早先西部的逆冲断层爬升在第二个逆冲断层之上，并出露了深部老地层；随后又再次受挤压，于第二个逆冲断层之东又产生了第三个逆冲断层，第二个逆冲断层爬升在新逆冲断层之上，并出露了较老地层。地应力是自西而东传导的，第一个逆冲断层自然也往上升，出露了更深的老地层，出露了韧性剪切带。故龙门山3条断裂带呈现自西而东由韧性、脆韧性—脆性断裂，呈现为叠瓦状的、背驮式的断裂组合（图4-9）。还须指出：在形成上述断裂的同时，古龙门山还形成了复杂的褶皱与牵引褶皱。

推覆构造不仅存在于甘孜-阿坝弧后盆地东缘北段——龙门山地区，在其中段和南段也已发现，其中尤以南段本里·益源一带，启若龙认为锦屏山一本里为主冲断裂带，上盘古生界碳酸盐岩推覆在三叠系之上，形成飞来峰，且上盘以脆切断裂、波劈理和同斜褶皱为特征，下盘为北倾倒转、平卧褶皱和流劈理等组合为特点；金河—青河为前缘冲断带，古生界或震旦系逆掩推覆在上三叠统白果湾组、局部为下第三系红崖子组之上[66]。反映了此推覆构造带自印支期至喜马拉雅期在多期次构造事件中所形成的。

四、燕山期后龙门山持续受北西向挤压或压扭作用

受特提斯洋的生成、发展、关闭影响，以及秦岭褶皱山系的挤压推覆，在燕山—喜马拉雅期的漫长岁月中，龙门山地区持续的受来自北西方向的压应力或压扭应力作用，由印

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

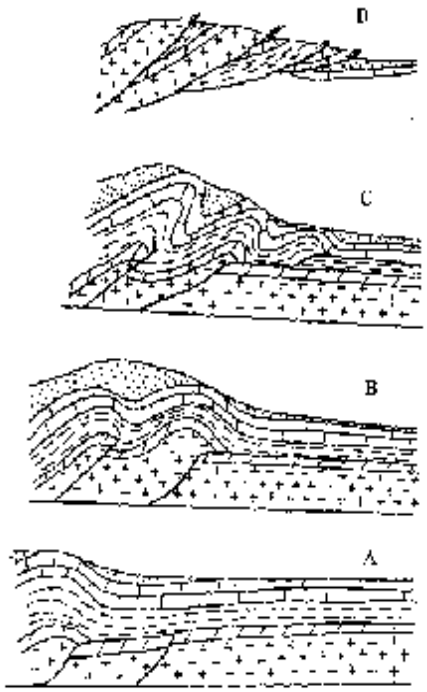


图 4-9　印支期古龙门山发展演化示意图

示在晚三叠世中、晚期在多期次构造事件中前陆次级盆地间沉积盆地逆冲推覆的形成序列

(A－D)

支期所形的古龙门山继续向陆相沉积盆地逆冲迁移，使原沉积盆地的西北缘因挤压褶皱成山，成为陆相沉积盆地新的物源区（如邛崃县文关中白垩统夹关组砾岩，含有侏罗系和下白垩统的红色、紫红色砂岩、泥岩所形成的砾岩，含量为 22.7%）；与此同时形成新的推覆体，或使早期推覆构造因差异隆升形成指向盆地的重力滑覆构造，经后期风化剥蚀形成飞来峰（图 4-10）[75]。滑覆构造形成时间很晚，有的飞来峰甚至盖在第四系之上（塔坝子飞来峰）。

龙门山前缘带有多套砾岩层，分布较广且厚度较大的有须四段、白田坝组、蓬莱口组、剑门关组（或大与山组）、夹关组、灌口组底部、大邑组和雅安砾石层。大量砾岩的堆积，反映龙门山此时的强烈隆升，砾岩层间的砂、泥岩层，说明此时山岳隆升相对较弱。上述多套砾岩段与砂、泥岩段间互，表明龙门山地区自印支期以来虽长期受挤压应力作用，而有时快、时慢周期性的演化。

受多期次地应力作用也反映在后龙门山的变质岩分布区，普遍发育剪理的叠加和褶皱的叠加（图版Ⅲ-7、8），除发育大量褶皱枢纽为水平的、倾斜的各向褶皱外，还见枢纽近垂直地面的褶皱。上述茂汶韧性剪切带发育的脆性断裂，是后期再次强烈构造作用的反映。

龙门山地区长期受地应力作用，迄今为止仍是我国地质活动频繁地区之一。1933 年 8

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

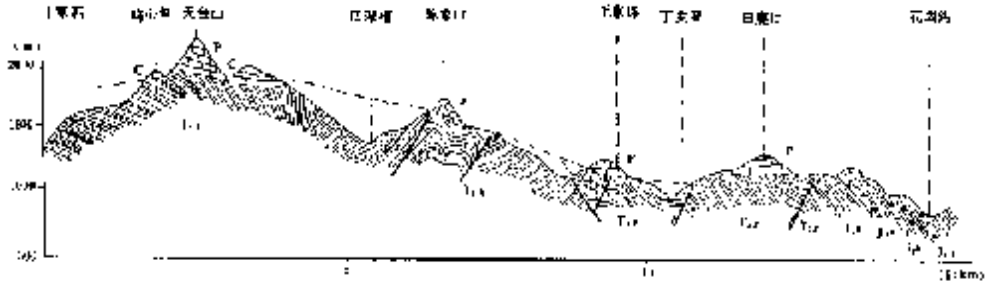


图 4-10　彭县天台—白鹿区域构造剖面
（据徐加龙等略作修改）

月 25 日茂汶县叠溪地区发生地震，震级 7.5，震源深度 21km，震因是受北西向挤压应力所致。1958 年 2 月 8 日北川县苏保地震，震级 6.2，震源深度 18km，震因是北川断裂在压扭应力作用下再次活动。1970 年 2 月 24 日太白西地震，震级 6.25，震源深度 13km（微）、6.2km（宏），地震裂度方向北东。1976 年松潘、平武地震，震级 7.2，震源深度 15km（微）、21km（宏），与虎牙关断裂活动有关[71]。以上仅是近期 6 级以上地震资料，说明了本区仍受压应力或压扭应力作用，震源深度发生于上地壳之内，且有自西而东震源深度变浅之势，这与上述龙门山区断裂带，自西而东由深层次逐变为浅层次相吻合，系其本地应力场延续至今的反映。

龙门山区迄今仍在缓缓上升。大面积上升速度为 +0.3—+0.4mm/a[72]。龙门山前缘断裂——灌县断裂是一条地震频繁的断层。1977 年 6 月—11 月在灌县和大邑双河两地跨断层作水准测量，北盘（上盘）相对东南盘分别上升 1.01mm 和 1.80mm，小三角测量，北盘相对南盘作反时针扭动❶。

龙门山区所受北东挤压或压扭应力不局限于本区的地震和构造形变上，还波及到四川盆地毗邻地区。成都平原南部的新津-新津断裂，是一倾向南东的冲断层，断层面倾角 45°-55°，该断裂的分枝黄土坡断层，上盘白垩系砂岩逆冲于中更新世雅安砾石层之上。1977 年 8 月—10 月内，两盘相对上、下位移 0.51mm，向北西方向逆冲[73]。

五、龙门山南、北段形成发展之差异

同为甘孜-阿坝褶皱系东缘的龙门山，在其形成发展中存在明显差异，由此而影响龙门山前缘的陆相沉积和构造变形时期。

龙门山北段（绵竹、安县以北）前缘印支晚期形变强烈，下侏罗统与下伏地层（三叠系和上古生界）在江油、广元、安县一带呈角度不整合接触。且此带和彭县、灌县地区须四段砾岩发育。大邑以南的龙门山南段，不仅砾岩不发育，且未见侏罗系与下伏地层的不整合。

龙门山前缘北段上侏罗统遮花口组和下白垩统剑门关群底界地层厚度达 3200 余米，

❶ 李永明：1988，成都地区的新四纪构造及构造运动，中国东部地区新构造运动学术讨论会论文摘要汇编

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在江油、安县一带且其缘岩发育，反映为山前域陷磨拉石堆积；龙门山前缘南段同期地层厚度通常不及上述地区的一半，特别是下白垩统地层厚度一般为100～350m，个别地区甚至缺失本统地层。更突出的是在中白垩世后本区发生了强烈下降，盆地地区中白垩统—始新统火关组至芦山组残留地层厚度逾3500m，且发育巨厚的多套砾岩层，相反地，龙门山前缘北段中白垩世以后再无大面积沉积，处于长期被剥蚀环境。

形成龙门山北、南段差异的原因，可能与本区受秦岭褶皱与陆内挤压推覆有关。南秦岭褶皱升起时间在210Ma左右，而该地区褶皱升起时间在195～200Ma[24]，反映了来自北部的挤压应力，形成了自北而南的褶皱形变时序。

综上所述，在侏罗纪及其以后的岁月中，在持续的多期次的来自北部—北西部的压应力和（或）压剪应力作用下，龙门山地区沿断裂构造向沉积盆地方逆冲迁就，经多次构造复合始铸成今龙门山。燕山晚期龙门山北段率先基本定型，龙门山南段喜马拉雅期定型。龙门山在形成发展过程中，南、北段形变时期的差异，相应地在其前陆形成了不同时期的山前坳陷、堆积了不同地质时代的粗碎屑物质（磨拉石建造）。

第二节　北缘山系的形成与演化

一、华南板块北缘—南秦岭古被动大陆边缘的形成与演化

经近几年秦巴项目专题研究认为[25]：晚太古代华北和华南板块可能是在统一克拉通之上，早元古代在上地幔热对流机制下，产生了引张分裂，经历了火山—沉积岩系的堆积与复杂的开合演化，形成了以商丹断裂为界的华南板块统一基底，晚元古代晚期发育了最初的盖层，这套沉积组合在南秦岭分布较广且稳定，从不逾越商丹断裂，而华北地区盖层也不逾越此线。南秦岭大陆边缘相沉积与构造分异是从寒武纪初开始的。秦岭扩张成洋，加里东晚期华南板块向北俯冲，三叠纪中、晚期华北与华南二板块发生陆—陆斜向穿时碰撞成山，南秦岭发育大量印支期岩浆岩，形成了以印支造山为主的南秦岭褶皱带（图4-11）。

南秦岭古被动大陆边缘的发展演化可分为两个阶段：早古生代华南板块北缘扩张分裂阶段和晚古生代至中三叠世构造调整和碰撞阶段。前者，差异块断作用形成了地堑与地垒相间的盆、台地地理格局，在盆地内发育了以深水沉积为主夹中基性火山岩，盆缘有浊积岩和滑塌角砾岩，台地发育浅海相碳酸盐岩（图4-12）[26]；在后一阶段中，伴随秦岭扩张阶段的结束，于志留纪华南板块向北俯冲，与此同时板内产生了较大的调整，晚震旦世至早古生代，川中碳酸盐岩台地沉积环境演变为古陆，早古生代北大巴山裂陷槽，在晚古生代发生了显著变化，旬阳—镇安间在早古生代为深水斜坡，泥盆纪至中三叠世演变为浅海碳酸盐岩台地和内陆湖环境（图3-6），且为连续沉积，沿南秦岭东西走向岩相变化也较大[75]。

华南板块北部古被动大陆边缘，自晚元古生代晚期至中三叠世，虽有上述古地理的变迁，但总的构造格架和沉积环境相似，其间无造山性质的构造变动，上、下古生界间无区域性质的显著角度不整合。张国伟等认为所谓上、下古生界间的角度不整合，局限于商丹深断裂北侧的西缘一带，以及沿山阳—凤镇断裂的小磨岭等地，从大区域看，前者主要是隆起边缘的超覆不整合，后者除隆起超覆不整合意义外，表明秦岭由扩张转为消减俯冲，北

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

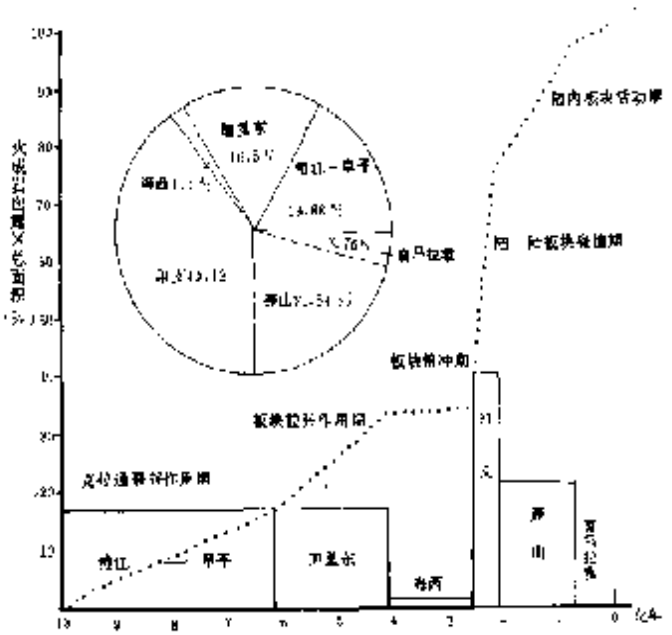


图 4-12　塞岭地区火成岩运动延续时间与火成岩出露区面积百分数
（据陕西省地质区域 1∶50 万说明编制）
注：燕山　喜马拉雅

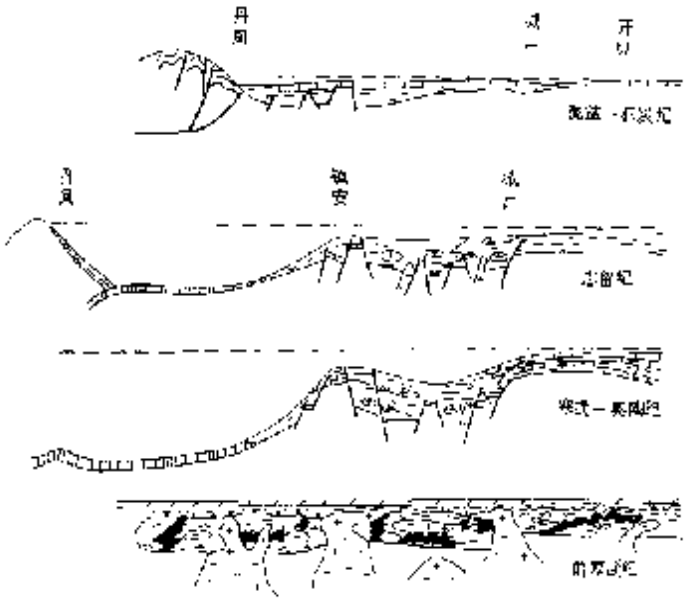


图 4-12　南秦岭板动大陆边缘发展演化示意

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

秦岭转入活动大陆边缘。南秦岭发生了非造山性质的以块断为主的地壳升降活动，调整原有结构，被入晚古生代边缘沉积时期[74]。

秦岭地区在印支期陆—陆碰撞之后，进入到一个新的以陆内挤压、推覆、剪切活动为主，汉南隆起、摩天岭和大巴山推覆构造带，都是在印支期后经燕山、喜马拉雅期构造活动，在自北而南的挤压应力作用下，逐步递进发展铸成的。

二、北大巴山推覆构造带

北大巴山在早古生代是南秦岭被动大陆边缘裂陷槽之一部分，据沉积特点可划分为：红椿坝断裂至安康断裂间的裂陷槽区（盆地相区），红椿坝断裂至城口断裂间的过渡区（台地斜坡相区），城口断裂以南的台地相区（图 4-13）。盆地相区发育深水相硅质岩、板岩、偏碱性岛基性岩、碱性岩的喷出与侵入，其中碧州岩古区内火成岩约80%，具有早期陆缘裂谷特征。台地斜坡相区为黑色、深灰色薄层灰岩、瘤状灰岩、角砾状灰岩、泥灰岩，下部黑色板岩夹硅质岩层，上部为碎屑岩，间夹少量上述性质火成岩，但以侵入岩为主。台地相区为浅海—潮坪相碳酸盐岩与碎屑岩，无火成岩，其沉积物厚度不及上述二相区的 1/2 至 1/3。上述火成岩总组分、属陆源裂谷发展阶段产物[75]。

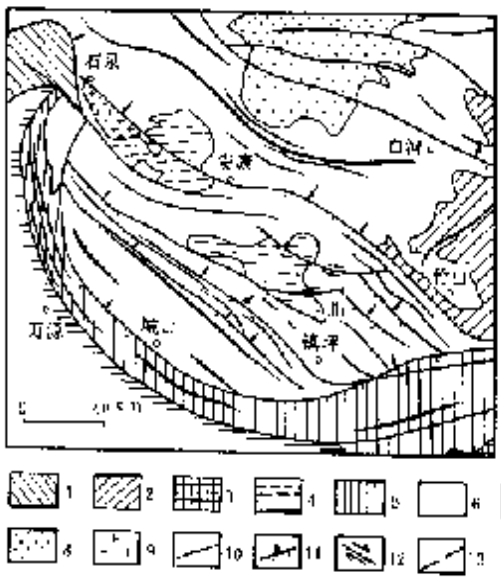


图 4-13 大巴山推覆构造略图

（据李林等 1985）

1—扬子陆台基底杂岩系；2—中上元古界武当群、耀岗群；3—中元古界神农架群；4—下震旦统浅变质火山岩-沉积岩系；5—震旦系至下古生界地台——硅酸盐建造系；6—震旦系至下古生界变质火山沉积岩系；7—上古生界至中三叠统；8—新生界；9—燕山期花岗岩；10—倒转褶皱；11—逆冲断层；12—平移断层；13—实测及推测断层

北大巴山早古生代裂谷槽曾被认为加里东褶皱带[67]，经我们初步研究对此产生质疑。其理由是：西邻区泥盆纪沉积无造山后的磨拉石建造，与下伏地层也未见角度不整合接触；北西与南川地区接壤，而后者在晚古生代至早二叠世沉积中为台地相环境，无此邻古陆的证兆，或前陆盆地沉积物，石炭纪至早二叠世几乎全为碳酸盐岩，或台盆相（台沟相）硅质层（图版Ⅱ-5），具有四川盆地同期沉积环境，海水较浅，向北至南川地区海水加深的古地理格架；川东北陆相地层所夹砾岩之砾石成分，上三叠统与下侏罗统均主要为浅灰色、灰白色石英岩、石英砂岩，砾径 3—10cm，大者可达 30—40cm，系冲积扇相沉积物，这些近源堆积的砾石，与现今出露于北大巴山区的鄂西群（Z_1）牛志湾系的岩性差异甚大，而颇似来自于泥盆系的石英岩和石英砂岩，但该区仅保留志留系以下层系，故而推测北大巴山应有泥盆纪的沉积物；北大巴山下古生界为一套浅变质岩系，埋藏形成于埋深 7km 以下地质环境，由此推理北大巴山也应有晚古生代的沉积，今未见上古生界，盖因自印支期后板块蚀始尽所致。四川盆地陆相陆源碎屑沉积物体积约为 116 万 km^3，据门

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

算盆地北部以北的山区提供的碎屑物质，约占盆地沉积物总量的 1/3，即近 40 万 km^3，北大巴山的岩层大量被剥蚀，缺上古生界及其以上地层也就不难理解了。

据部区地层和沉积相分析，中三叠世北大巴山结束大范围的沉积，转入以风化剥蚀为主的阶段。城口县北木瓜口厚仅几十米的上三叠统与下伏中、下二叠统呈不整合接触，南阳县城南瓦房店中、下侏罗统与志留系呈不整合接触，说明北大巴山应属印支期褶皱带。但在燕山至喜马拉雅期，本区与南秦岭受到了自北而南的强烈挤压作用，产生了一系列向南逆冲的推覆构造，形成了叠瓦状逆冲推覆系和拆离构造。北大巴山是位于靠盆地北侧的叠瓦推覆带，是秦岭大型深层滑脱构造的一部分，推覆位移距离约为 150km[76]。据深部地球物理和地质资料的综合解释，上述主要滑脱层为中、下元古界的耀岭河群、郧西群和神农架群中的浅绿片岩相的塑性层，滑脱层自北而南向四川盆地内逐层抬高，由震旦系渐变为下寒武统、下志留统、最后乃至为中、下三叠统的膏盐层。与此同时，形变也发生变异，由北大巴山的冲断推覆构造，逐渐演变为薄层构造（图 4-14）[77]。

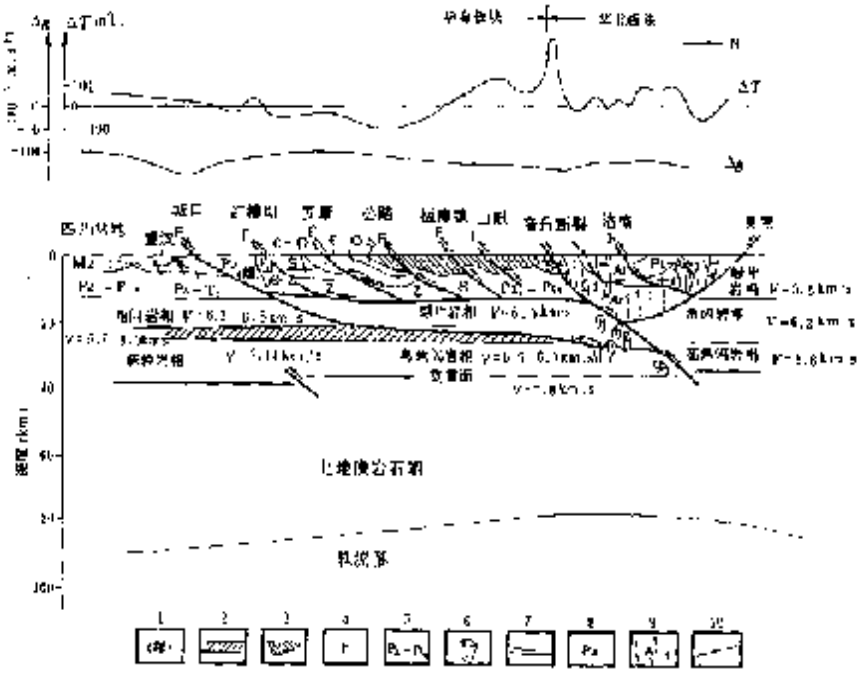


图 4-14　巫溪—武宣地质地球物理综合解释剖面

（地矿部一综物（1986）、二综物（1987）、张燮才等（1991）改编）

1—梁山群相；2—光内低速层（$V=5.7km/s—6.0km/s$）；3—盖盆基；4—断裂；5—下古生界—中元古界（$V=5.5km/s—6.2km/s$）；6—模人岩体；7—古要断裂；8—古生界（$V=5.4km/s$）；9—元古界；10—推覆软流圈表面

今大巴山是一向南凸出的弧形构造带，其形成与深部（主要是上地壳）滑脱作用非均质展布有关。不难理解，当在自北而南的挤压地应力作用下，本区滑脱层发育，产生了指

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

向南移的挤压构造，而本区两端的汉南、黄陵地区则为刚性地块，碰撞推覆必被其阻挡，故而形成弧形构造带。汉南地块东侧的断裂呈现右行走滑的人字型构造，是一证明。

三、汉南隆起的形成演化

位于汉中南部和四川盆地北部的汉南隆起，出露最老地层为太古宇的后河群，分布于陕西省南郑地区，主要由混合岩化强烈的英云闪长—奥长花岗质片麻岩和少量变质泥岩组成，属 TTG 片麻岩，可与鲅区塘岭群对比[5]。后河群与上覆元古宙火地垭群麻离子组呈不整合接触。

汉南隆起的元古宙为西乡群、三花石群和火地垭群，它们属变质火山—沉积岩系。据研究认为它们是一个成分复杂（从超基性—酸性岩浆岩）并经多次活动的杂岩群[78][79]。汉南隆起固结程度高、刚性强，在印支期及其以后的构造中作中，对四川盆地北缘古系的构造形变起着重要的控制作用。

汉南隆起的海相盖层与四川盆地相似。早震旦世四川米仓山山脚一套酸性—基性火山岩系（铁船山组）[26]，可与川中女基井钻遇的英安岩层和盆地西缘的耿滩组对比。晚震旦世以后主要为浅海—潮坪相碳酸盐岩台地相沉积，但缺泥盆、石炭系，且下古生界常有地层缺失和厚度减薄等现象，中三叠世后本区上升成陆，无上三叠统。川北上三叠统须家河组底下侏罗统自田坝组所夹砾岩层的砾石成分，主要为石英岩、石英砂岩，少量燧石（图版 I 9），缺中三叠统及下伏层碳酸盐岩被风化所形成的砾石，这表明晚三叠世本区虽上升成陆，但隆起高度有限，而上述砾石主要来自汉南隆起以北的派盆系。侏罗纪汉南隆起是上扬子中生代陆相沉积盆地一部分，且为山前坳陷，沉积了大套陆源碎屑（见下述），川北地区下侏罗统莲花口组中的砾岩含约 10% 的碳酸盐岩砾石，砾石的成分、组构颇似盆地北缘展布的二、三叠系，这说明此时本区方褶皱隆升成山，向四川盆地提供粗碎屑物质沉积。由此可见，米仓山（汉南隆起南部）是在燕山中、晚期后形成的。

四、印支期南秦岭造山带与前陆盆地北缘的沉积

三叠纪中、晚期华北板块与华南板块发生陆—陆斜向俯冲时碰撞成山，并伴随着强烈大型区域变质，形成了上扬子晚三叠世前陆沉积盆地的北界，并为北部地提供大量陆源碎屑物质沉积。在此时的南秦岭造山带对盆地的影响远较古龙门山活动，无下述的山前坳陷出现，在地貌上呈一缓缓向南倾的斜坡，故形成了在川中向川北、川东北晚三叠世的超覆沉积，川中区的西部沉积早、地层层位全，有卡尼期马鞍塘组，向盆地北部依上叠世的沉积逐渐变新，依次出现诺利期早期—诺利期晚期沉积。上地层厚度也呈向盆地北部减薄现象（图 4-15）。盐亭地区上三叠统地层厚度逾 900m，至陕南勉县已减薄至 160 余米，西乡已无上三叠统，再联系盆地北缘上三叠统中、上部普遍发育冲积扇相砾岩层，推测晚三叠世上扬子沉积盆地北界在北纬 33°40′左右。

五、燕山期南秦岭的演化与山前坳陷形成

上扬子区周缘在印支期强烈活动之后，进入了构造活动相对宁静时期，在勉县、成县和武都一带有分布零星的中、下侏罗统陆相地层，与下伏前三叠系变质岩系呈角度不整合接触，地层厚度虽不大，但普遍夹煤层和砾岩层，其成分有别于川北同层位的以石英岩、石英砂岩砾石组成的砾岩，而砾石来自近源的变质岩与碳酸盐岩，两者砾石组分的巨大差异，反映非同一沉积盆地，前者为一些山间小盆地，盆地之间有山岭相隔。陕南西乡县堰口沟斜有一套灰色砂、泥岩夹煤岩层、碳质页岩层，含 *Coniopteris hymenophylloides* 等

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

植物和双壳类化石。其上为紫红色泥岩夹砂岩，残留地层厚度1000余米，与下伏嘉陵江组第三段（T_1j^3）呈平行不整合接触。这套地层可与四川盆地北部的白田坝组、下沸崖组和沙溪庙组对比。上述上三叠统向川北地区逐层超覆，西乡盆地上侏罗统与嘉陵江组接触，可视为早侏罗世上扬子陆相沉积盆地，继晚三叠后沉积范围继续扩大性质的超覆沉积。由此推测，上扬子陆相沉积盆地北界，在早侏罗世可能抵达北纬33°线附近。四川盆地北部早侏罗世至中侏罗世早期，为河流相、湖沼相和滨、浅湖相沉积（图3-20）。滨相的出现反映沉积速率小于盆地的下降速率，即陆源碎屑供应量的不足，盆地处于"饥饿"状态，系同期南秦岭隆升幅度和速度不高的结果。

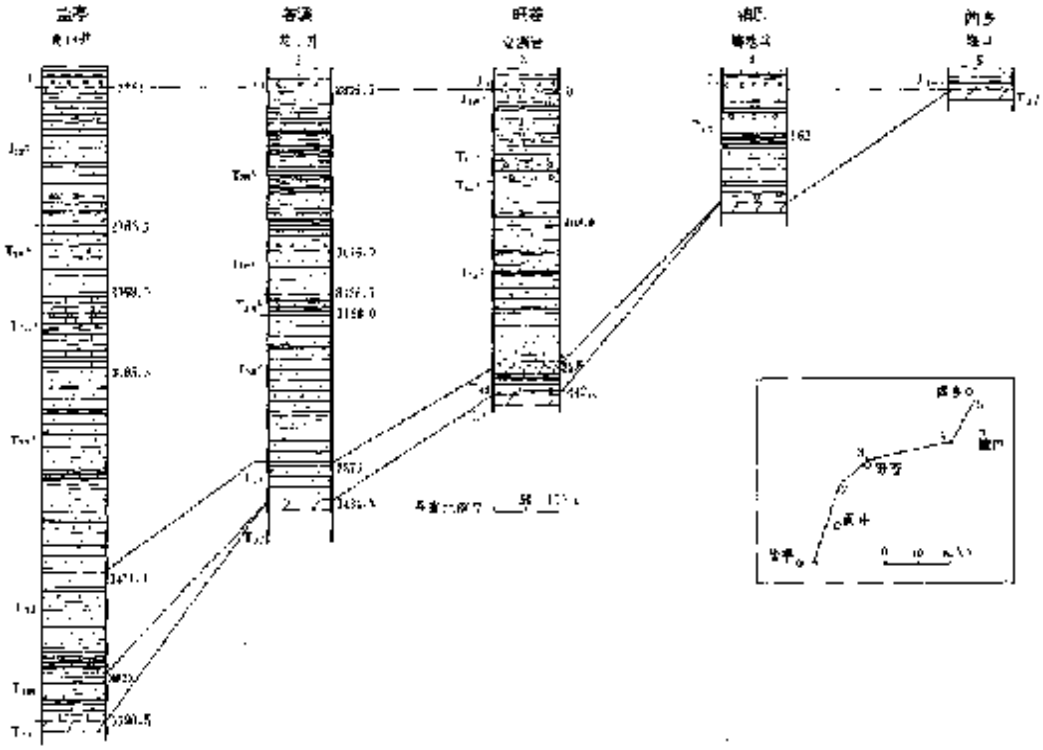


图4-15　四川盐亭—陕西镇巴上三叠统剖面对比

燕山期，中国东部处于以挤压应力为主的环境，形成了强烈的褶皱和岩浆活动；阿尔卑斯出现了全面裂解、漂移和中特提斯洋的扩张[41]。位于此二者之间的南秦岭也不例外，发生了大量岩浆岩的侵入（图4-11）和自北而南的大规模的滑脱推覆构造[42]，出现分布广泛的紧闭褶皱、同斜褶皱（图版Ⅱ-3、4、5），形成巍峨高山和与之相伴的快速堆积的山间盆地，成（县）微（县）盆地侏下统至平统（东河群）陆相红层，残留地层厚度已逾2800m。在此同时，南秦岭推覆构造加厚形成的山系，因负载压弯下伏板片，于山岭两侧形成山前坳陷（见下述）。

须指出的是，早白垩世后来自秦岭的自北而南的挤压应力波及到了今四川盆地，盆地

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

北部结束了陆相沉积，转入为风化剥蚀时期，汉南隆起遭受挤压而发生构造变形，盆地北部受牵连产生了一些宽缓的背斜（九龙山、通南巴等构造）。

六、喜马拉雅期南秦岭继续向南逆冲推覆与四川盆地北部边界的形成

喜马拉雅期本区主要继承了燕山期构造活动方式，继续向南逆冲推覆。汉阳恒口地区上、下第三系间为角度不整合接触（两者角度差达20°多），含三趾马动物群的上新世砂、砾石层和粘土、粉砂岩层，地层平缓，未受构造变动，示本区最后一次构造事件发生于新新世后，上新世前。这与下述构造复合关系分析所认为的，川东北地区新的表层构造形成于新、老第三纪间或中新世的看法相吻合。由此可见，米仓山、大巴山等四川盆地北缘山系，最终定型于喜马拉雅晚期。

在燕山—喜马拉雅期本区发生逆冲、推覆过程中，受华南板块北部地区基底与盖层滑脱发育的差异影响，特别是黄陵、汉南和若尔盖三个基底硬块的阻挡，在汉南隆起的两侧产生走滑、拆离，形成了向南凸的弧形构造。大巴山、鳌太岭二弧形推覆构造可能系此成因。

前述侏罗纪早期上扬子沉积盆地北界在北纬33°左右，今四川红色盆地北界在32°20′，这说明因滑脱推覆和（或）褶皱隆升，盆地北界自侏罗纪以来向南至少迁移了70km以上；这也说明今四川盆地实属一构造盆地。

据东秦岭陆相盆地中红层接触关系研究，有下侏罗统与前侏罗系，上白垩统与下白垩统，上第三系与下第三系，第四系与上第三系之间的不整合接触关系●，这表明在燕山—喜马拉雅期间，本区发生了多次陆内构造变形，今大巴山、米仓山应是这多期次构造形变叠加铸成的。

第三节　东南缘的构造形成演化

一、“原始华南陆壳”在中元古代的裂陷解体

在晚太古代（或早元古代），华南已具一定规模的“原始陆壳”，始于早元古代而主要表现在中元古代的裂陷解体，使原始华南陆壳分裂为扬子区与华夏区，其间为一活动的裂陷带。在裂陷带中发育了复理石建造，并沿断裂带形成了细碧质、角斑质火山岩—火山碎屑岩建造，局部夹超基性熔岩。在浙、赣、湘、黔、桂地区，其火山岩发育于四堡群（桂北）、梵净山群（黔东北）、冷家溪群（湘西）、双桥山群（赣北）、双溪坞群（浙西）等地层中。火山岩成分呈两个点群分布，表现为双峰式火山岩系列特征，反映出陆内裂陷的特点[93]。

晚元古代初（约900Ma）的武陵构造事件，使该裂陷带东段沿绍兴、江山、广丰一线封闭，而裂陷带的西段，仅大致沿浏阳、长沙、黔阳、龙胜一线以北地区被褶皱封闭，该线以南的裂陷带残存部分，依然说明于扬子区与华夏区之间，并成为晚元古代—早古生代赣湘粤桂海盆的发展基础。

二、晚元古代—早古生代的赣湘粤桂海盆

赣湘粤桂海盆是在上述残存的裂陷带基础上发展起来的。在晚元古代该区以主裂陷槽

● 严平洲，张云翔，1989，秦岭东部红色盆地形成时代及发育特征，秦岭造山带学术讨论会论文摘要

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的面貌出现，而其北侧经武陵期构造事件拼接的扬子区南缘，在鄂北、皖南、浙西亦出现有规模较小的分支裂陷；沿断裂带再度出现火山岩与火山碎屑岩建造。晚元古代晚期火山活动趋平息，转为拗陷陆屑沉积，直至早古生代末。

杨明桂（1988）等研究，海盆的基底性质仍为陆壳，并未出现洋壳，因此应属陆内的拗拉槽[84]。

早古生代后期，该拗拉槽褶皱封闭，形成华南加里东褶皱带，最终使扬子区与华夏区完全拼接在一起，尔后晚古生代发育台地型建造。

由于此拗拉槽中堆积了巨厚的可塑性较大的碎屑沉积物，成为华南陆板块中的构造薄弱带，故在加里东期、印支期一直马拉雅期中显示出明显的形变强烈特征。前述地壳地震测深成果和大地电磁测深资料表明，雪峰山以东的上、下地壳之间有一低速高导滑脱层，黔阳—麻阳间无此层段，雪峰山的南缘地区，出现上地壳向北西仰冲、形成标高、过渡型褶皱和局部推覆构造，赣湘粤桂褶皱系下地壳与上地幔上部向北西下插，形成扬子区南缘下地壳和上地幔上部向南东楔入其中，两侧岩石圈底面深度相差达100余公里。这一状况类似于上述龙门山的楔形楔入，惟不同的是后者发生于地壳内和上地壳推覆构造发育（见图2-7）。

在震旦纪—早古生代，“四川盆地”为一浅海碳酸盐岩台地环境，武陵地区为其斜坡，雪峰以南为海盆，因受上述基底固结程度控制，加里东期地质事件，使雪峰以南地区全面褶皱变形，并具区域浅变质，但雪峰以北的扬子地区则为整体抬升成陆，仅在其区内形成一系列波及层次较深的大型盆地，武陵、雪峰地区的江南隆起即为其中之一，在这些大型隆起间的负性构造，保存了较多的志留系，并大致制约了晚古生代初始沉积（泥盆系）的分布。广泛分布的二叠系对各大型隆起形成超覆，怀化和辰溪一带石炭系或二叠系超覆于寒武系一上震旦统之上，显示为区域性平行不整合关系。

三、湘桂地区的印支褶皱与上扬子沉积盆地

赣湘桂地区经加里东期褶皱之后，泥盆纪一中三叠世为盖层发育时期，主要为碳酸盐岩台地相沉积。一些地区和时期受引张应力作用，产生了北西向与北东向张性断裂，形成棋盘格同的构造格局，由此而组成台地与台盆（沟）相环境[85]。特别要指出的是二叠纪右江地区，形成达7000—8000m沉降幅度的海盆，发育有浊流沉积物与火山碎屑岩[86][87]，构成一个新的活动带。

本区晚二叠世构造事件，使上述海盆被强烈褶皱，并形成了从下扬子区通过西延横贯中国东南部的由多个向北凸的弧形断裂（构造）带，是印支期的推覆前锋带[88]，其中有起始于湖南宁乡，北西方向延至汉寿之南的汉太，尔后折向西南，经雪峰山区的安化、溆浦、黔阳，延至广西河池与柳州之间，弧顶在汉太附近的断裂带；另一条起始于河池，经南丹、紫云折向南西，而与延入云南的南盘江断裂相连，弧顶在黔南紫云的断裂带。上述断裂带并非完全代表地史上某一构造单元的边界，它是一条印支期变形区的分界期（其南为不整合区，其北为平行不整合或微角度不整合），并构成了上扬子区中生代陆相盆地的东南边界，为其以北地区燕山晚期褶皱变形奠定了边界条件。

上述推覆前锋带下盘，在雪峰地区、武陵山区、梵净山—东山峰—黄陵地区，出现了三列北东向的大型宽缓隆起，其隆起幅度由南向北渐次减弱。在隆起间的两列拗陷带中，沉积了晚三叠世—早侏罗世的陆相地层，与下伏地层呈微角度不整合（不超过5°）至平

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

行不整合接触；早侏罗世晚期—中侏罗世早期，两列小型断陷盆地已连为一体，并扩大于四川侏罗纪统相盆地之内；中侏罗世晚期—早白垩世，梵净山—东山峰以东地区再度上隆，并发展演变为沉积盆地的物源区（图 3.24），从而使中侏罗世—早白垩世的沉积盆地，逐渐向北西方向退缩。

四、燕山期、喜马拉雅期构造事件及盆地东南、西南边框的形成

早白垩世晚期地质事件，三扬子沉积盆地受到广泛而强烈区域波及。始于上述印支期推覆前锋带的下盘，涉及了上扬子的贵州地区，云南小江断裂（东川、会良一线）以东和川东地区，范围十分广阔，大致平行于印支期推覆前锋带，环绕四川盆地东、南缘展布，其北西边界大致在三峰山、金佛山经武隆南至黔北遵义一线的地区内，发生了强度较大的褶皱变形。据现有资料分析，其西北边界并不截然，此次燕山晚期褶皱变形，已涉及到了四川盆地内的华蓥山地区[29]，只不过是其褶皱变形程度相对较弱而已。上述褶皱变形带是受东南侧的水平挤压作用，在印支期推覆前锋带前缘所形成的一个呈北东走向的盖层褶皱变形带。其滑脱层位由南东向北西逐次变浅，始为基底卷入褶皱至板溪群与基底之间的滑脱，其后随板溪群向四川盆地方向变薄、尖灭而抬高，继之进入震武系中、下部软弱岩层中，而变为盖层内部的滑脱。其褶皱变形程度由南东向北西具有明显的分带性，既与应力自南东向北西渐次减弱有关[30]，已与拆离滑脱面所在深度由南东向北西渐次减小有关[31]。

燕山晚期构造事件，使前述印支期推覆前锋带再次强烈活动，因而在其紧邻前锋带的下盘一侧，在中晚白垩世—老第三纪形成了大型山间盆地，以及众多的规模较小的山间盆地，零星地散布于燕山晚期褶皱变形区之内。四川盆地内的川东、川中地区亦在此事件之后二升隆起，使盆地内中晚白垩世—老第三纪沉积局限于川西和川南一隅。

喜马拉雅早幕（中始新世），由于印度板块与中国板块的碰撞，所产生的近东西向的水平挤压，使川、滇红盆全面抬升[32]，并使滇东地区震旦纪—中始新世地层褶皱变形[33]，形成了滇东南北向带状褶皱变形带，大、小凉山、大相岭及峨眉等地被卷入此次变形带之内，向北，该变形带可延入盆地内龙泉山以西的川西地区；向南，该变形带的东缘叠加在燕山晚期褶皱区西段之上，滇、黔交界的普安北侧可见其南北向褶皱。燕山晚期褶皱区中遵义、桐南向（经度 107°—108°），亦形成了一组十分醒目的南北向构造，横跨、复合在燕山晚期的北东向构造上；由此向北可延入四川盆地内华蓥山地区。

喜马拉雅中期（渐新世末），受滇太平洋构造域影响，产生了南东向北西的水平挤压，形成了上、下第三系间的区域性不整合。燕山晚期褶皱变形区东南缘的怀化—辰溪北北东向逆掩断裂带，即为此次构造事件所形成，它使南东盘的二叠系推冲于侏罗系及中上古生统之上，构成了沅麻盆地现今的东南边界，并使中上古生统及下第三系褶皱变形。江南断裂带内慈利溪口、鄂西长阳到大陆坪断层的下古生界，推覆于中上古生统之上，这次构造事件既加强了燕山晚期褶皱变形区的改变和改造，并通过应力的传递，使褶皱变形进一步向盆内扩展，在四川盆地东部形成了十分醒目的北东向箱状褶皱带，形成了山南东向北西逆冲的华蓥山断层。它与早始新世所形成的南北向构造斜接、复合，而组成了“华蓥山弯状构造”。

渐新世末的区域性挤压之后，随深层壳幔调整的基本定型，在中新世—上新世中期，七曜山、金佛山以东全雪峰地区，出现了源于深层机制的引张背景，在整体抬升的基础上

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

产生了块断。即使该区古溶蚀层明显偏老，也使箱状背斜陡翼变化处形成若干次级褶皱，以及原有的冲断层反转，演变为倾斜一定规模的正断层，走向延伸达数十至100余公里，如石门断层、郁山镇断层、成丰断层、洗溪断层等。紧闭的向斜一般被夹持于呈地垒式陷落的块体之内，遏制了残存于向斜中亦呈向斜变形的中三叠统的分布，如黔江正阳盆地、来凤-龙山盆地等（图4-16）。

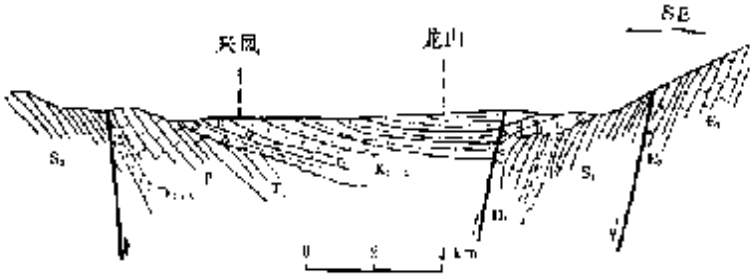


图4-16 来凤-龙山盆地构造剖面示意图

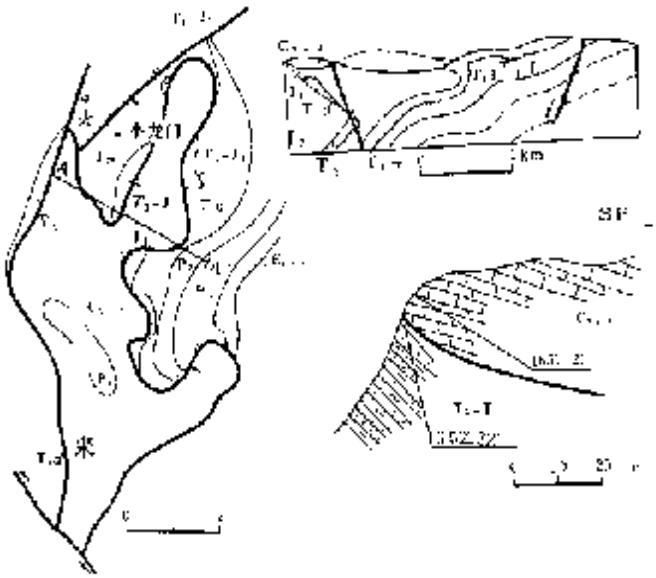


图4-17 小龙门飞来峰平面剖面

怀化、辰溪间的小龙门飞来峰（图版Ⅵ-6），据钟波贤等研究，为重力滑覆体，它掩覆在怀化、辰溪逆掩断层带的火马冲断层之上。它亦应是此时期中石炭统由其断上升的雪峰山区，向相对下陷的沉降盆地内滑覆所成（图4-17）。

源于深层结构的引张，虽终止了本区自身的挤压，但对其毗邻地区产生了挤压力源，可能使前期构造得到加强。隆升作用使七姊山、金佛山基底断裂重新活动，向东盘的强烈

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

上升形成了四川盆地明显的东南边框。

喜马拉雅晚期（晚上新世）印度板块持续向北运动所产生的向东陆内挤压，导致了川西南北西向构造的形成，特别是使一些古断裂重新活动，峨眉、宜宾基底断裂的重新活动即为一例，其南西盘强烈抬升，宜宾灯树溪断层为其表层的反映，这一组北西向的构造与始新世形成的南北向构造，构成了四川盆地的西南边框。

五、盆地东南缘递进挤压的分层滑脱模式

上述两亿年来，在滨太平洋域的演化过程中，盆地东南缘受其长期的仍又具有阶段性为以挤压应力（应力矢量在燕山期、喜马拉雅期中不尽相同）为主的作用下，自南东向北西依次递进形变（雪峰山以东印支期变形带，七曜山以东、南的湘鄂西、川东南和贵州的燕山晚期盖层褶皱变形带，喜马拉雅中期川东隔档式褶皱带），其滑脱拆离层位亦由南东向北西渐次抬高，显示了从南东向北西递进挤压、分层滑脱的特征（图 4-18）。

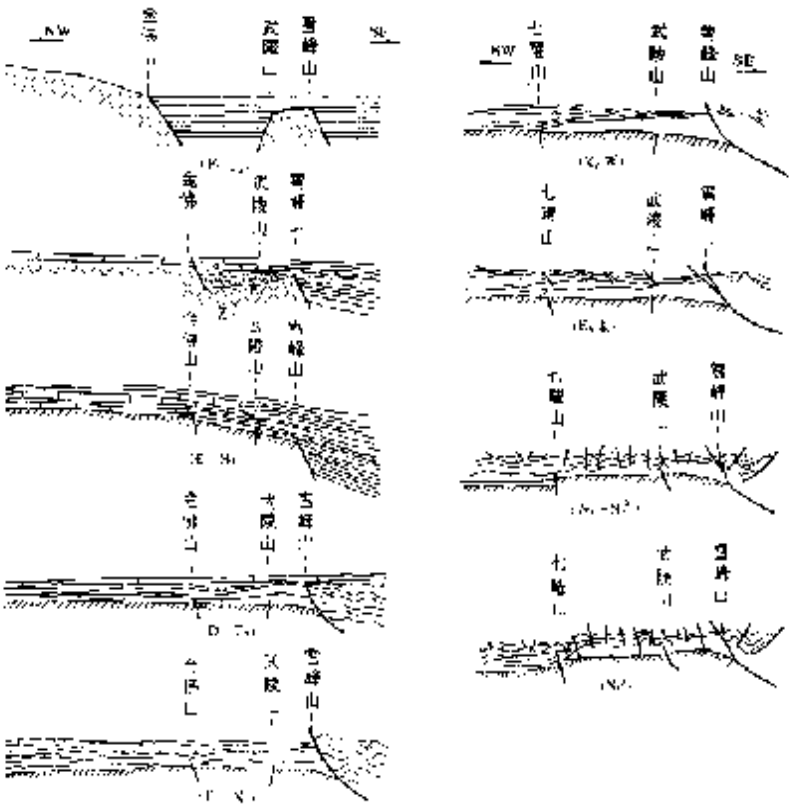


图 4-18　四川盆地东南缘构造发展及褶皱变形示意图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第五章　四川盆地的形成与演化

第一节　中、新生代上扬子陆相沉积盆地的形成与演化

一、晚三叠世前陆盆地的形成特点

1．中三叠世前碳酸盐岩台地发展阶段

中三叠世前本区并无盆地格架，而是处于碳酸盐岩台地发展阶段，其地理位置恰在当时的华南板块的中部。现今划为褶皱带的甘孜—阿坝和南秦岭地区，均属那时的华南板块范畴。据第二章所述震旦纪至早三叠世沉积相，康滇和甘孜—阿坝地区曾长期为大陆，北大巴山和武陵山多为碳酸盐岩台地斜坡环境，而“四川盆地”正位于其间的碳酸盐岩台地的中部。

据沉积发育状况，本区碳酸盐岩台地划分为三个发育阶段：即震旦纪至早古生代为台地早期沉积期；泥盆纪至石炭纪为台地沉积中期，盆地内除川东有少量碳酸盐岩沉积外，长期为陆，处于被剥蚀环境；二叠纪至中三叠世为台地沉积晚期。上述沉积具有以下特点：陆源碎屑沉积物与碳酸盐岩在时、空上组成有序组合，厚度上以后者沉积为主；沉积物多属潮坪—浅海相，纵向组成多个海侵—海退沉积旋回，常以陆源碎屑引始，碳酸盐岩沉积结束；除中三叠世古地理格局发生反转外，“四川盆地”西部长期濒临古陆，东部毗连台缘斜坡；这一古地理格架控制了海相沉积盖层的发育，呈现为震旦系至中三叠统厚度西部较薄而东部较厚，一般厚度为3～5.6km；受加里东期华南板块向北俯冲的影响，川中形成了轴近东西向的古隆起（图5-1）；在二叠纪受引张作用，“四川盆地”北部、东部出现了台沟及其沉积物，盆地的西南部和东部的局部地区有玄武岩浆喷溢；与三叠世晚期至中三叠世早期，发育蒸盐沉积物；受秦岭海域关闭和滇太平洋地质事件影响，在中三叠

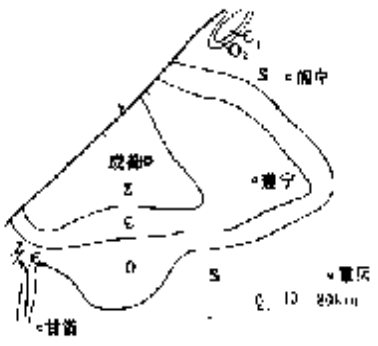


图5-1　四川盆地前陆盆地古地质图

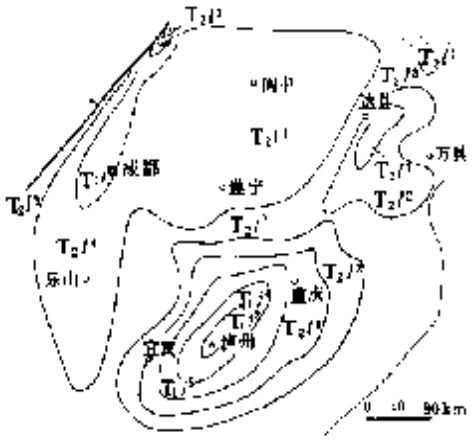


图5-2　四川盆地晚三叠世沉积前古地质图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

北碚期形成了泸州-开江古隆起（图5-2），自此以后，本区结束了碳酸盐岩台地发展阶段。

2．晚三叠世前陆盆地形成机制与特点

中三叠世本区碳酸盐岩沉积结束之后，海水从“四川盆地”西部退出。晚三叠世初甘孜-阿坝弧后盆地发育鼎盛时期，受其影响“盆地”西部海侵，形成陆棚浅海相沉积，其后逐渐演变为海陆交替相至陆相沉积。在山海相至陆相的这一过程中，龙门山的崛起，冲断推覆是左右沉积相发展变化的关键。前一章阐述了龙门山是在受西北方向来的多期次的挤压应力或压扭应力作用下，陆壳内多层次递进逆冲推覆中形成的。下面仅就龙门山的隆升与盆地的沉降作一分析，以寻找其内在联系。

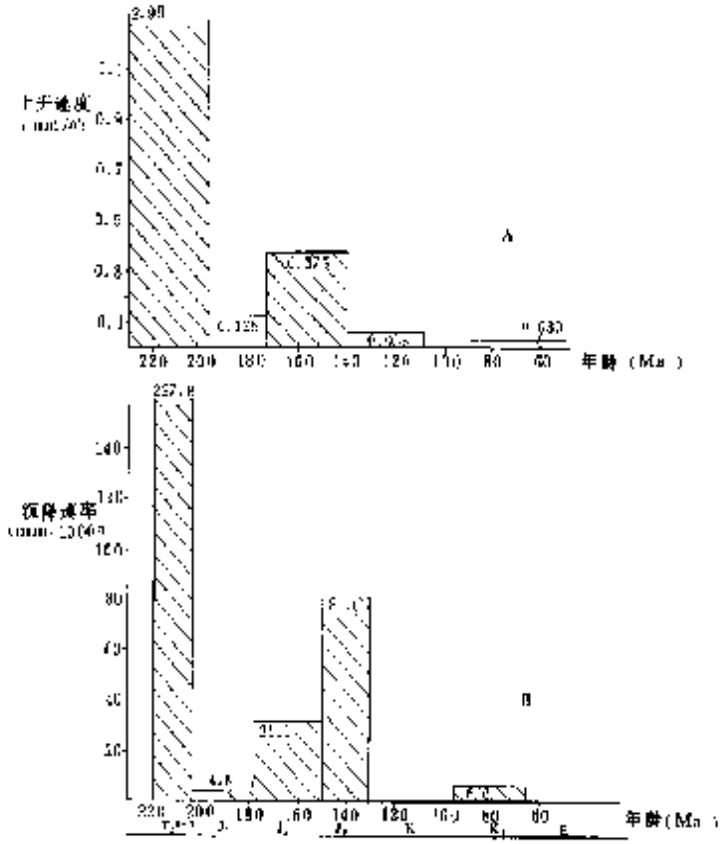


图5-3 A．理县老君沟花岗岩体降升速率图

（据罗志立资料）

B．彭县地区中生代沉积盆地沉降速率图

前已述及理县老君沟花岗岩体的上升速度随时间而演变情况。笔者取相邻区彭县磁峰—关口剖面，编制晚三叠世—侏罗纪沉降速率图（图5-3B），图中所示老君沟花岗岩体上升速度变化与同时期彭县地区的下降速率呈正相关关系，即老君沟岩体降升速度高时，彭县地区下降快，反之亦然。它们何以成正相关关系？这绝非偶然，而有其内在联系。前述龙门山与“四川盆地”均同属华南板块，晚三叠世中、晚期龙门山地区发育岩体冲断、推

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

覆叠置成巍峨雄伟的山岭时，因构造加积增厚产生的负载，势必压弯下伏板片，于山前形成坳陷。新生的龙门山遭受风化剥蚀，被剥蚀的大量陆源碎屑，经河流搬运堆积于山前。龙门山上升愈高，导致山前坳陷大幅度下降，山岭急剧隆升，坳陷快速下降，反映了沉积盆地的下降受制于盆缘山系的隆升。因此，上述龙门山的上升速度与盆地的下降速度成正相关关系，正是反映了负载压弯形成盆地这一机制。山前坳陷不断地被大量陆源碎屑物质所堆积，又增加了该处的负载，使该处继续下沉，同时引生旁侧的板片下弯，于是沉积物又向东退进堆积，沉积盆地逐渐向东扩大。如此反复，形成了龙门山前缘坳陷深，向东超覆并变浅的“箕状沉积盆地”（图 5-4）。这样上叠于海相碳酸盐岩台地之上的前陆盆地诞生了。由此可见，这一成盆机制有别于我国东部中、新生代热机制引张而形成的断陷盆地，而是在陆壳内挤压应力作用下形成的沉积盆地，故又称为压性盆地。

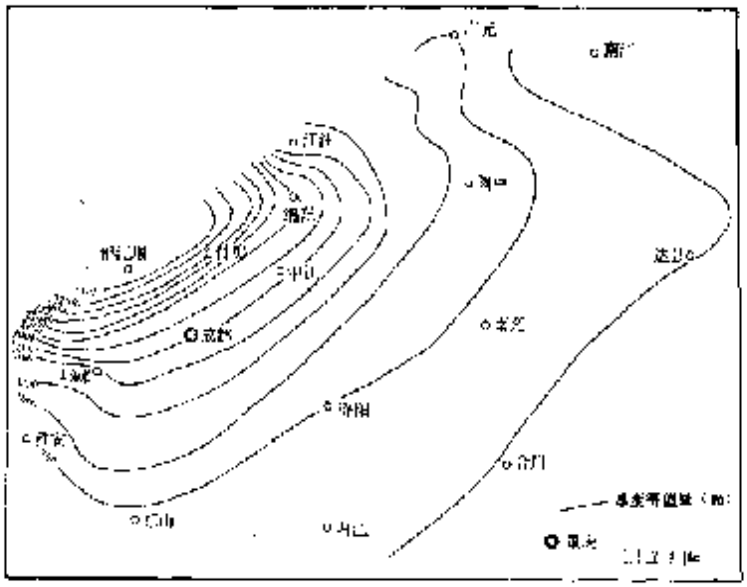


图 5-4　四川盆地西部上三叠统地层厚度

（单位：m）

这一前陆盆地具有以下特点：

（1）沉积的纵向相序以浅海碳酸盐岩或泥质岩相（马鞍塘组）开始，经海陆交互相（小塘子组）至粗碎屑岩的陆相（须家河组），呈一海退沉积序列（图 4-4）。横向上西部率先沉积，尔后沉积向东逐渐扩大（图 3-16、18）。

（2）大量钻井与地震剖面说明，中三叠世后的构造事件虽形成了古隆起与坳陷，但经风化剥蚀被基本上夷平，因此晚三叠世前盆地无我国东部张性盆地的垒、坐分割，成盆前的底面为一准平原。在盆地形态上，为一山前坳陷深度大，向东逐渐变浅成箕形（图 3-15），这一箕形盆地的外貌虽形似我国东部张性盆地，但形成机理迥异。

（3）过饱和的沉积盆地。须家河期是前陆盆地形成、演化时期，沉积厚度大（彭县隆丰 1 井须家河组厚度达 3144m），据此计算盆地的沉降速率，等于或大于我国东部一些断

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

陷盆地凹陷区的沉降（表 5-1）。这些凹陷有较长时期的稳定湖相沉积，反映盆地的沉降大于陆屑物质的堆积速率，呈“饥饿状态”沉积；而川西坳陷则不然，沉降速率虽然高，但湖相沉积不多，主要是陆上环境的河流相—湖沼相为主，粗碎屑发育，砂、砾岩类占上三叠统厚度多在 50% 以上（图 5-5），且其碎屑组分中不稳定矿物较发育，岩屑成分有的占 60% 以上（安县川 36 井须四段），这反映了沉积盆地堆积快和沉积速度大于盆地沉降速度，成为“过饱和”状态沉积。从图 5-5 所示，上三叠统泥质岩发育带位于川西坳陷东部—川中西部过渡区，即盆地沉积中心并不位于坳陷中心（图 5-4）上，这也是有别于我国东部断陷盆地沉积相带展布的。

表 5-1　盆地凹陷区的沉降速度

凹陷名称	东　营	潜　江	高　邮	下辽河	四川盆地西部
沉降速度（mm/a）	0.22	0.34	0.13	0.14	0.35
地质时代	E_3—E_4	E_2—E_3	E_2—E_3	E_3	T3 晚期

（4）川滇黔晚三叠世含煤盆地。在晚三叠世早期，受中国西部古特提斯板块向东俯冲的影响，西昌、攀枝花地区受拉张作用产生了南北向展布的断陷盆地，堆积了磨拉石、含煤湖沼与河流相的陆源碎屑岩（丙南组、大荞地组与下白果湾组）。晚三叠世中、晚期，受甘孜-阿坝弧后盆地挤压缩缩影响（局部地区上白果湾组与下伏地层呈不整合接触，见图 3-17），由断陷盆地转化为前陆盆地，并产生了广泛的超覆沉积，与“四川盆地”连成一体。滇中晚三叠世构造、沉积演化与西昌地区类似，川、滇、黔三省在晚三叠世中、晚期湖沼—河流相沉积连成一片，成为一大含煤系的沉积盆地（图 3-18）。

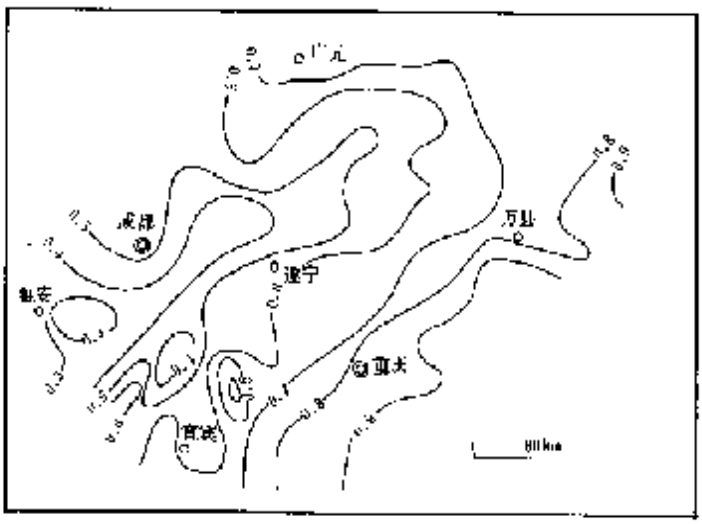


图 5-5　四川盆地上三叠统砂、砾岩含量等值线

注：0.5 表示含量 50%。

二、侏罗纪－老第三纪上扬子沉积盆地的发展演化

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1. 侏罗纪上叠坳陷盆地

印支期环绕上扬子区发生了强烈的地质事件，使川滇—阿坝、秦岭、广西、雪峰山以东的湘、赣等地产生了褶皱或冲断推覆，上升隆起，有的地区还产生了岩石变质与岩浆侵入。在晚三叠世形成的含煤盆地基础上，早侏罗世至中侏罗世盆地继续扩大，东与鄂中期（门）当（阳）盆地相连，盆地南界直达黔中、滇中，北界扳达陕南西乡，成为上扬子区中、新生代陆相沉积面积最大的克拉通坳陷盆地。盆地面积达 $58\times10^{4}km^{2}$（图 5-6）。早侏罗世坳陷盆地的沉积与构造有以下特点：

（1）沉降幅度小，以早侏罗世为例，沉积岩厚度一般为 300—400m，坳陷中心的沉降幅度只有上述晚三叠世的 10% 左右。盆地的沉降中心与沉积中心比较吻合，位于盆地的中部（图 3-20）。

（2）湖相沉积发育，图 3-20 所示，盆地边缘陵河盆相沉积为主外，盆地中部滨水湖泊相发育。纵向上早侏罗世至中侏罗世早期为湖相与河流相间互沉积。湖相沉积物除泥、砂质外，还有生物灰岩（大安寨段、东岳庙段），后者的出现系陆源碎屑来源匮乏的反映，表明盆缘山系隆升幅度与速度均较低，地壳运动相对宁静。

（3）印支晚期构造事件不仅造成龙门山前缘三叠系与侏罗系间不整合—假整合接触，形成川西地区广泛缺失须家河期晚期沉积和侏罗系中、下部不同层位地层的超覆，且改变了晚三叠世盆地东高西低，泄水口在西部的地形，而成为东低西高各地泄水在东部的地貌格架。



图 5-6 中新生代沉积盆地和阿坝盆地位置示意图

早侏罗世末至中侏罗世初，本区再次经受了一次构造事件，盆地北部和西部中侏罗统底部普遍有一砾岩层，一些地区中、下侏罗统间有侵蚀面（重庆）。在中侏罗统下佛庙组沉积之后又受一次构造事件，川南、川西南和川西等地区都有反映，在大凉山地区下沙溪庙组超覆在马鞍山段之上，缺下佛庙组和大安寨段，此侵蚀面在滇中、黔北也很明显。值得注意的是这次构造事件改变了"四川盆地"的沉积格局，由前期的湖泊相发育期，转变为以陆上河流相为主的沉积期，且在川北新出现了一个坳陷区（图 3-22）。

2. 南秦岭山前坳陷

燕山中、晚期秦岭产生了强烈的陆内挤压，形成了南秦岭自北而南的滑脱、推覆和酸性为主的岩浆活动，成为巍峨的群山[108]；与此同时，毗邻该山南麓诞生了一个坳陷，即南秦岭山前坳陷。此坳陷大致位于西乡堰口及其南侧一带，与秦岭山脉走向平行。推测有此坳陷的依据是：中侏罗世晚期（上沙溪庙组）—早白垩世（剑门关群）残留地层厚度北北已逾 5000m，在其地层厚度等值线图上（图 5-7），一些厚度线与城口断裂相交，示后期构造改造而使地层保留不全；最大地层厚度达 2300m（万源县罗文）的上沙溪庙组，以

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

及其上的遂宁组，在川北均缺少断相盆地边缘相—冲积扇相沉积（图3-22）；再联系西乡堰口见斜残留有十千米的侏罗系，并可与四川盆地进行对比等，说明现今川北坳陷北缘，绝非昔日沉积盆地的北界，川北坳陷仅是秦岭山前坳陷之南半部，其北半部被后期构造改造，褶皱上升，几乎被剥蚀殆尽了。

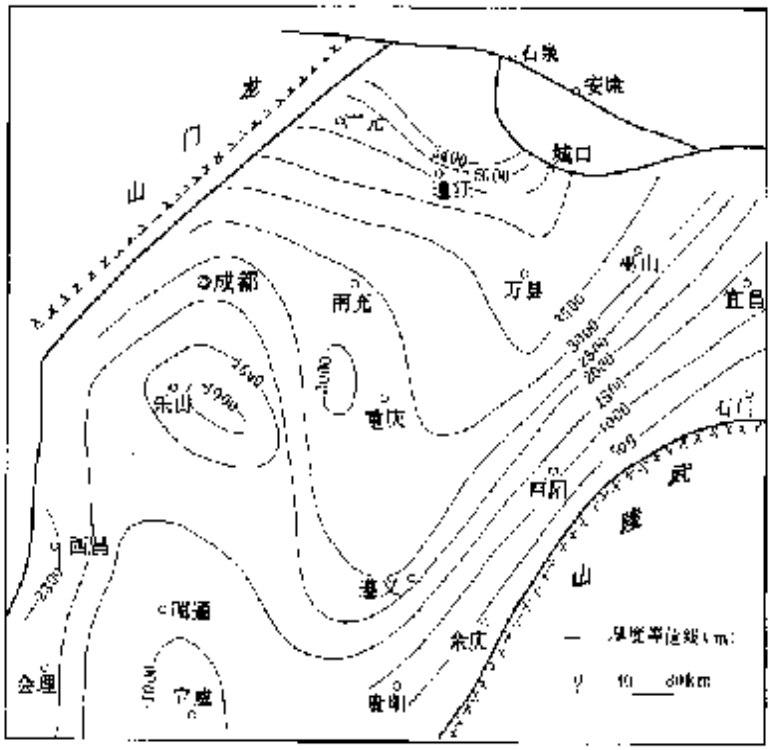


图5-7 中侏罗统—沙溪庙组—下白垩统残留等厚图

此山前坳陷的生成与南秦岭推覆构造形成发育同时期，山岭的隆升伴之山前坳陷，这颇类似上述印支期古龙门山和其前缘坳陷形成状况。由此推论，它们应具有相同的形成机制。须家河组地层厚度以龙门山前缘为最大，南秦岭山前坳陷程度推测亦应大于川北。

南秦岭山前坳陷亦属"过饱和沉积"状态。中侏罗世晚期至早白垩世，川北坳陷沉积的地层厚度是东山地区的五倍多，但川北几乎全为河流相沉积物，凡陆源碎屑发育，反映陆源供应量充沛，地壳下降速度小于沉积物的堆积速率，呈现沉积状况"过饱和态势"。同时期的湖相沉积在四川盆地西南部，它是盆地的沉积中心，这表明盆地的沉降中心与沉积中心各在一方。与此同时，陆相盆地泄水口由东部迁移到西南部，沉积盆地的地貌变为东北高而西南低。

早、中侏罗世是上扬子中、新生代沉积盆地范围最大时期，晚侏罗世后中、上扬子陆相盆地分割伊始，逐渐发展为互不联系的独立的沉积盆地。早白垩世沉积范围进一步变小，盆地东、南抬升，沉积区向盆地北、西收缩。

3. 萎缩期的沉积盆地

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

燕山晚期构造事件之后，盆地沉积范围大为缩小，中白垩统—始新统仅分布于四川盆地的西部和南部。引人注目的是坳陷中心由川北迁徙至龙门山南段前缘芦山和西昌一带（图5-8），中白垩统夹关组—始新统芦山组残留地层厚度达3400余米，且各组段的砾岩层

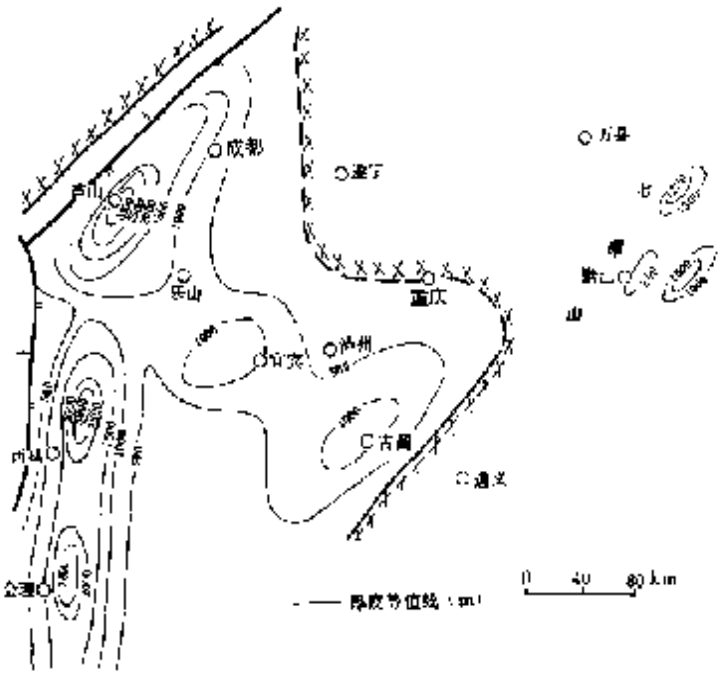


图5-8 中白垩统夹关组—始新统芦山组残留地层等厚图

发育，推测又形成了一新的山前坳陷。

晚三叠世诺利晚期至早白垩世，"四川盆地"陆相地层均属淡水沉积，是一有排水口的陆相盆地。上白垩统灌口组和下第三系名山群，在双流、名山一带夹有钙芒硝和石膏层，表明由湿水盆地演变为封闭的内陆盐盆。

晚始新世印度板块与欧亚板块碰撞拼合，地应力传递到了"四川盆地"，从此结束了自晚三叠世以来的大范围的沉积历史，盆地的发展进入了一个新的阶段——构造演化阶段。

综上所述，"四川盆地"的陆相沉积从晚三叠世至始新世，历时达180Ma，其间经历了从大陆架上的海湾盆地，转化为前陆盆地至陆内坳陷盆地等阶段。陆相沉积盆地的发展演化、沉积坳陷、沉积中心和相带展布，均与盆缘山系的形成发展息息相关：须家河期龙门山的崛起，在其前缘出现了坳陷；中侏罗世至早白垩世，秦岭的挤压推覆与岩浆活动，形成巍峨群山，毗邻的川北诞生了坳陷；中白垩世至始新世，龙门山南段强烈上升，在其前缘生成一新坳陷。在这些坳陷中不仅沉积厚度大，且粗碎屑发育，常见冲积扇相砾岩层。河流相沉积为主，而同期的湖相沉积常不在坳陷中心，形成盆地的沉积中心与沉降中心各在一地，即二中心不吻合，这反映了本盆地长期处于沉积的"过饱和"状态。由此可

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

见，"四川盆地"的陆相沉积，受龙门山系和秦岭山系的发展演化所控制，它们的此起彼伏的上升，造成了陆相沉积期陷的迁徙，并带来大量陆源碎屑物质的沉积。而上述山系的上升，是与挤压应力场中形成的冲断推覆构造有关。因此，上述前陆盆地和陆内坳陷盆地，都是在压性应力场中形成的被动型沉积盆地。这一盆地形成机制，虽然有别于我国东部以断陷主张，热应张形成盆地的机制，故形成了上述特有的沉积组合与沉积特点。

第二节　构造盆地的形成与演化

一、四川盆地的形成

上一节中概述了陆相沉积盆地范围包括了郭中的构造盆地、湘鄂西、黔北、滇中和四川省的西昌、凉山地区（图 5-6）。今四川盆地系指喜马拉雅期中形成的（或燕山期形成雏形喜马拉雅期定型的）龙门山、大巴山、七曜山和大相岭等山系所环绕的、由中、新生代红层分布的盆地。其面积仅是侏罗纪沉积盆地的三分之一，位于上扬子中、新生代陆相沉积盆地的西北部。第四章对这四大山系的形成发展已作叙述，它们的成生历史尽管各异，但有一点却是相同的，即在挤压或压扭应力作用下，在多层次滑脱、传递中走入沉积盆地，形成冲断推覆或盖层褶皱、块断上升，塑造成上述山脉的。因此，四川盆地是在改造前期陆相沉积盆地中形成的构造盆地，或称压性盆地。这与我国东部中、新生代陆相盆地的形成，发展是迥然不同的。

1　两种不同类型的盆地边框

地貌似菱形的四川盆地四周为山系，据其形成演化特点分为两种不同类型，即龙门山、大巴山是以冲断推覆构造组成的盆缘山系，而以七曜山、大相岭由盖层褶皱组成的另一类盆缘山系。

龙门山、大巴山的形成与古、中生代曾一度为坳陷槽，发育正常层，其基底与固结度较低的地体拼合带（见第四章）有关。它们在长期的（但有阶段性）挤压应力为主的作用下，于上地壳内多层滑脱、褶皱、冲断、推覆，向陆相沉积盆地逐步迁位，最后组成冲断推覆构造山系。这些断裂带在剖面上呈叠瓦状（图 4-6、14），它们是从褶皱带向盆地为多期次逐步生成的，即盆地内的断裂形成时间最晚（诚然，后期构造事件也可使早期断裂复活，如前述龙茂坝韧性剪切带）。经地震检测，龙门山断裂带展布式冲断层，发育于上地壳内，最深的断裂消失于上壳底部滑脱层。以龙门山为例的四川盆地西北边框，始于印支期的前陆盆地古龙门山，经燕山期向沉积盆地中部迁移发展，于喜马拉雅期定型的，迄今为止仍是中国大陆地壳活跃地带，因此它是长时期的多次构造事件叠合的结果。由此形成的盆地边缘断裂所掩覆的断层下盘，无疑应属于沉积盆地范畴。此类冲断推覆构造所组成的盆缘山系，一个明显的特点是与山前坳陷相伴生（见前述）。山岭的隆升幅度、速度与山前期陷下降幅度、沉积物的堆积速度成正相关关系。山岭形成日、沉积层始时；在漫长的地史岁月中，山岭的隆升随地应力的嬗变而迁徙，相应地山前坳陷与其相伴而诞生。

七曜山、大相岭等山系的形成是在挤压应力为主作用下，陆相沉积盆地内多层滑脱，产生断展褶曲—断弯褶曲和块断上升中形成的，盆缘山系主要为古生代碳酸盐岩组成的褶

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

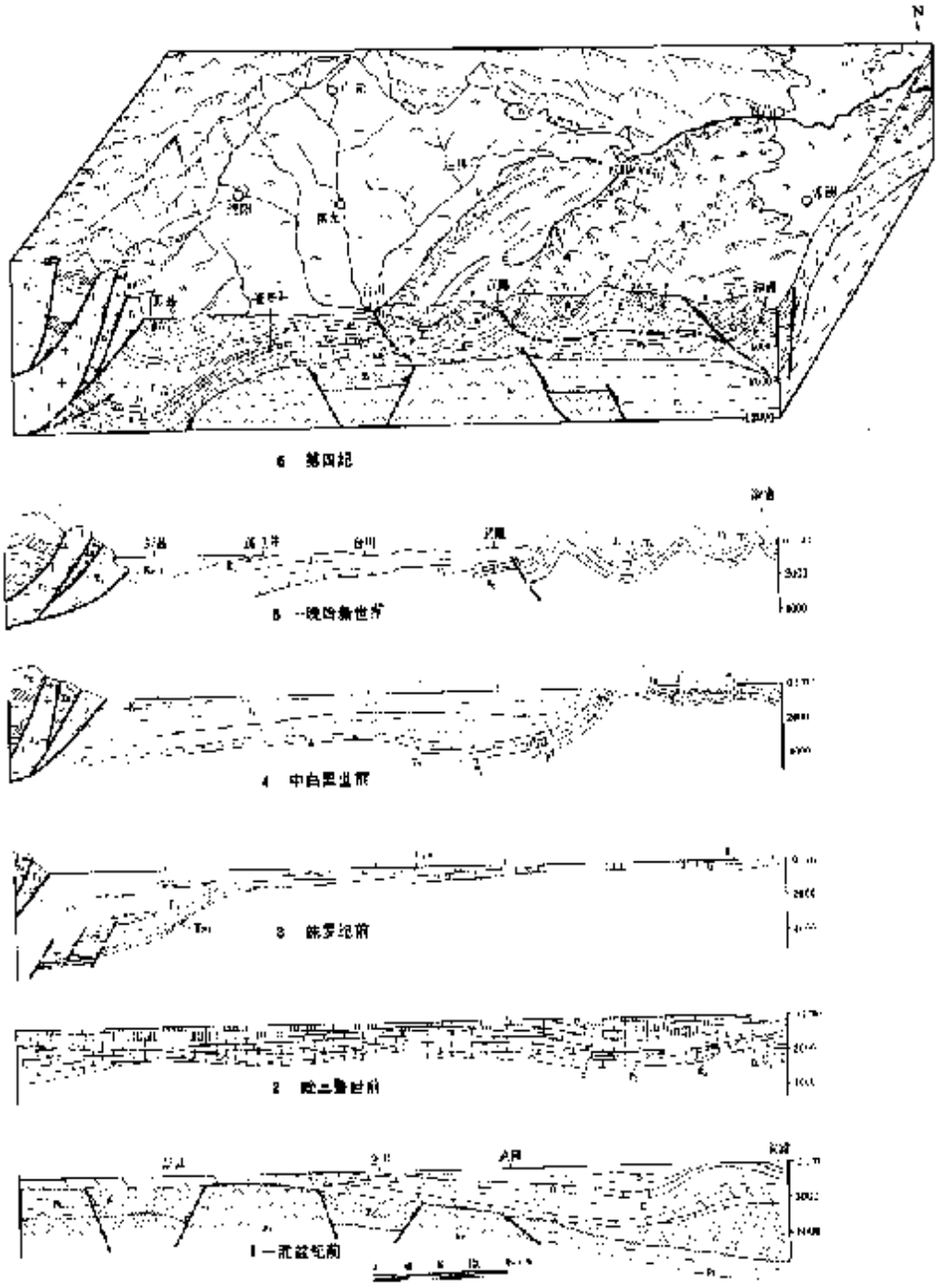


图 5-9 四川盆地（龙门山—雪峰山间）形成演化示意图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

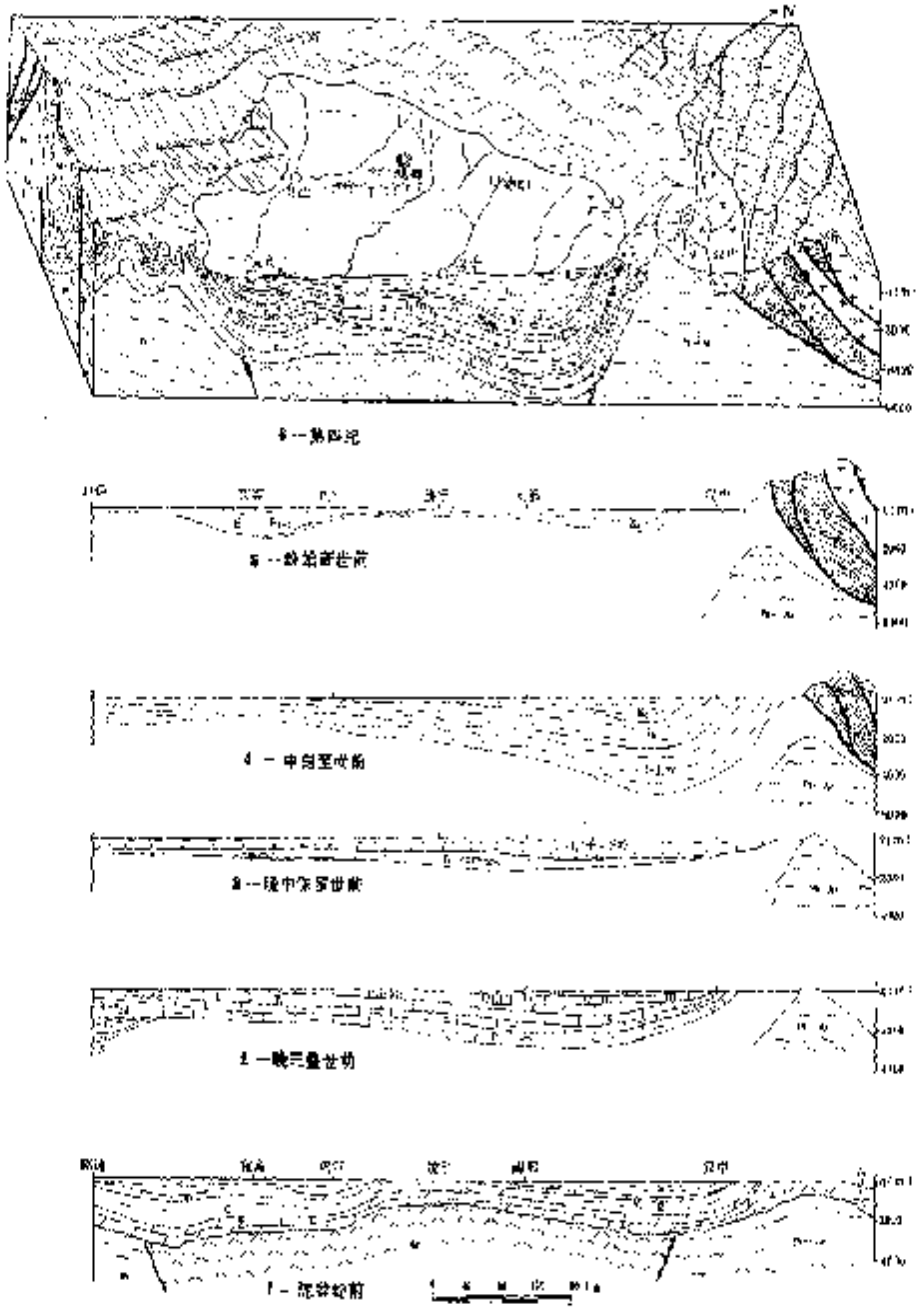


图 5-10 四川盆地（明通—汉中间）形成演化示意图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

由，它的形成发展虽也较长（七曜山燕山晚期形成雏形），但远较龙门山为晚。此类型盆地边界的形成，标志着沉积的结束，盆地由进积期进入改造期。这类盆缘山系的另一特点是山系两侧的盖层发育相似，山系形成前、后的海相或陆相地层均可逐层对比（图5-9、10）。

2. 特提斯构造域与滨太平洋构造域的发展与四川盆地的形成

位于特提斯构造域和滨太平洋构造域之间的四川盆地，在陆相沉积阶段和构造盆地演化阶段，始终与其发展演变相联系、受其制约和控制。任纪舜指出，华力西旋回后全球构造格局有三次重大变化，即印支旋回、燕山旋回和喜马拉雅旋回[51]。在印支旋回中，秦岭、松潘—甘孜、金沙江—红河等洋槽于中三叠世晚期—侏罗纪初封闭；雅鲁藏布江带、班公湖—怒江等产生扩张；位于上述东、南侧的"四川盆地"受其强烈挤压，形成了古龙门山和前陆盆地。与此同时，太平洋古陆开始裂解形中国东南部华夏褶皱形成，成为上扬子陆相含煤盆地的边缘，并为盆地提供大量陆源碎屑沉积。

燕山期（J—K早期）是亚洲东部褶皱带的造山时期，是中国东部中生代构造体系作用最强烈阶段，产生了逆冲推覆和强烈褶皱；与此同时，冈瓦纳大陆全面裂解漂移[52]。处于其间的上扬子区受环太平洋褶皱造山指向北西的挤压作用，冈瓦纳大陆裂解产生的北东向挤压，导致上扬子区向北运动（东西昌古纬度下为24.6°N，下为27.6°N，下为30.5°N）[28]，南盘岭向南冲断，北翼[57]，形成了川北坳陷（如前述）。

任纪舜认为燕山旋回主要分为三幕，第一幕在中侏罗世早、晚期之间，第二幕也是主幕发生于晚侏罗世早、晚期之间，末幕发生于早白垩世早、晚期之间[51]。介于印支旋回至燕山期主要幕之间的早侏罗世和中侏罗世早期，是地壳构造活动相对宁静时期，"四川盆地"此时为沉降幅度和沉积速度都是沉积前和时期最小的，出现了沉积物的堆积速度小于地壳沉降的"饥饿"状态，湖相地层发育，这与上述构造活动较弱相吻合。中侏罗世晚期至早白垩世早期，是燕山期的造山阶段，也正是川北坳陷形成时期，沉积了巨厚的以河流相为主的红色碎屑岩，应视为沉降幅度为沉积所补偿。由此计算川北坳陷各时代沉降速度值并制图（图5-11），图中所示，坳陷期川北地区沉降速度是早侏罗世和中侏罗世早期的十多倍。上述燕山期构造事件，在四川盆地都有反映。任纪舜划分的第一幕，使本区由"饥饿"状态沉积，演变为"过饱和"沉积盆地；第二幕川北和龙门山前缘山观太套冲积扇相砾岩层（蓬花口组）；早白垩世后的燕山末幕，川北和川东结束了陆相沉积，从此进入风化剥蚀时期，并形成了走向北东的构造和四川盆地东南边缘的雏形，与此同时，龙门山南段前缘形成了新的坳陷。

喜新生中期印度板块与欧亚大陆缝合，上扬子区西部广泛产生了巨层褶皱，形成了走向南北的构造，并结束了大范围的陆相沉积，四川盆地基本形成了，从此进入了盆地的演化阶段。

由此可见，四川盆地是在印支期至喜马拉雅期，特提斯构造域与滨太平洋构造域的发展演化过程中，向上扬子区长时期的、时强时弱的、此起彼伏的和愈来愈强的挤压作用下形成的。首先形成了波及上扬子大部分地区的陆相沉积，尔后在多层次多期次递进挤压中，改造原沉积盆地，于喜马拉雅早期形成了构造盆地——四川盆地。

第一章中所述，川中和川东为高磁异常区，解释为刚性强的太古宙结晶基底，是上扬子区中变质基底的核心，其外围为中、晚元古代浅变质岩组成的褶皱基底，固结程度较低。当上扬子区受水平挤压应力后，这些浅变质岩首当其冲，率先形变并易于变形，故有

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

四川盆地边缘与航磁上延场图所示的菱形磁力高相吻合，反映了构造盆地受全区基底性质所控制。

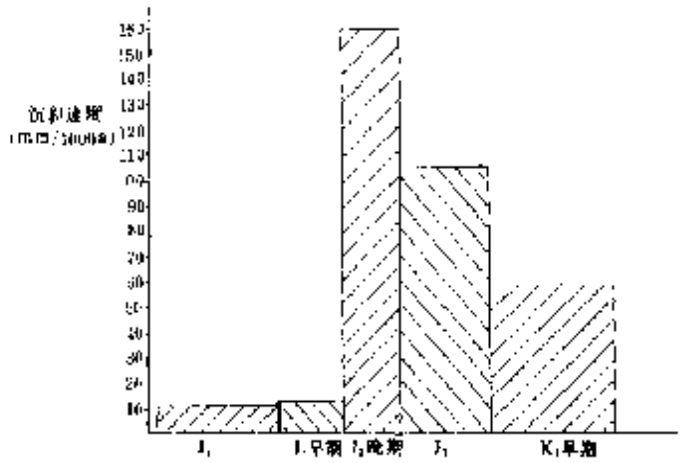


图 5-11 川北侏罗纪、白垩纪沉降速率
（下白垩统为残留厚度计算值）

四川盆地是在水平应力作用下形成的，这有别于我国东部地幔上拱、拉张形成的断陷盆地，热流值较低，有被动盆地称谓，其中部幔隆与软流圈隆起，貌似断陷盆地，但机理迥异，这是盆缘构造加厚下弯，壳幔调整铸成，故张性构造不发育。

二、四川盆地的演化特点

四川盆地形成之后进入到一个新的发展演化阶段，除有零星的沉积外，以其构造形变为主和广泛遭受风化剥蚀为特点，兹分别叙述如下。

1 零星分布的上第三系和第四系

始新世中期强烈的构造事件，使四川盆地结束了大面积分布的陆相沉积，进入以盆地内广泛遭受风化剥蚀为主的时期，在盆地 $19\times10^4km^2$ 范围内，除成都平原外，上第三系和第四系多呈零星分布，且地层厚度薄。新第三纪的沉积仅出露于盆地西部的峨眉、名山、大邑等地，呈星散状，露头点的面积多小于 $1km^2$，属河流相为主的砂、砾岩夹粘土岩，含有以蕨类孢子为主的孢粉化石（凉水井组、大邑组），地层厚度一般为 100m 左右[28]。

第四系分布则较广，但除成都平原外，多属零散分布于丘陵地区的河谷阶地堆积。

成都平原是四川盆地中最大冲平原，面积为 $6500km^2$，属龙门山中南段前缘第四纪冲积平原，由源于龙门山脉或阿坝地区一级山区河流在山前形成的冲积扇所组成，故又称联扇平原，沉积物为砂、砾岩层间夹粘土层、泥炭层，一般厚度 50—200m，最大厚度在郫县—都江堰市（灌县）之间的新胜（竹瓦铺），可达 541m。据钻探研究，成都平原第四系厚度与隐伏断裂的发育密切相关[73]。竹瓦铺西地北侧的青龙—彭县隐伏断裂上盘的横山子，与凹槽基底相对上升了 500m，而南侧的怀远—什邡高倾隐伏断裂上盘，基底相对竹瓦铺抬升了 228m，并在新井中发现有断层擦迹，故认为竹瓦铺凹槽是由两侧走向北东的对冲逆断层所形成的断陷谷。类似此凹槽的还有大邑—温江、灌县等断陷谷。这些凹槽

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

和凹槽间的隆起带，在剖面上组成隆凹相间、平面上呈斜列，可能系龙门山区新构造运动压扭应力所形成（图 5-12）。

分布于四川盆地丘陵地区和平原边缘台地上的第四系，属于阶地堆积，据相对高程可划分为四～五级阶地，时代分别属于早更新世～全新世，自老而新称为冉家山组、雅安组（砾石层）、雷家院组（网纹红土）、黄瞿溪组、蓝家坡组、成都粘土和资阳组等[38]，主要属河床相砂、砾石层，局部为残积、风积和洞穴堆积，厚几米至 300m，含脊椎动物化石，著名的有雷家院子组的剑齿象—大熊猫动物群，资阳组的人—鹿—猛犸象和犀牛—水鹿—东方剑齿象动物群等。

2．改造期中的四川盆地

张性盆地的形成是沉积的开始，而作为压性构造盆地的四川盆地的形成，则是沉积的基本结束，广泛被剥蚀的开始。晚始新世后，四川盆地除在新第三纪和第四纪有上述零星分布的沉积外，全面进入了以风化剥蚀为主的阶段。据伍大茂（1990．3）对川西合兴场川合 100 井上三叠统碎屑岩自生矿物包裹体爆裂温度、镜煤反射率和有机质热解峰顶温度的研究，平均古地温梯度 3℃—5℃/100m，上三叠统顶部平均古地温为 265℃，减去当时气温，计算古埋深为 4900～8100m。本文对川合 100 井，彭县鸭子河构造 95、98 井须家河组自生矿物包裹体爆裂温度研究，平均古地温梯度 4.22℃/100m，由此计算川合 100 井须家河组顶部古埋深为 5800m。上述减去今埋深后，得出合兴场地区被剥蚀的地层厚度约 2800m 左右。砂岩中自生粘土矿物随古埋深和古地温而变异，蒙脱石在梁平哥分布于 900m 以上地层中，伊利石—蒙脱石混层分布于 4200m 以上，在美国蒙脱石消失于地温小于 163℃，在川北石龙场所作的砂岩电镜分析，伊利石—蒙脱石混层粘土消失于今井深 2900m，由此推算石龙场地区已被剥蚀地层厚度为 1300m—1900m。倘若采用被剥蚀地层最少厚度计算，四川盆地已被剥蚀的沉积物体积至少在 $25\times10^4km^3$ 以上。据下述四川盆地构造变形主要时期推测，各地区隆起遭受风化剥蚀的主要时期是：川东和川南在中新世后，川北和川中在上新世后，川西在第四纪。

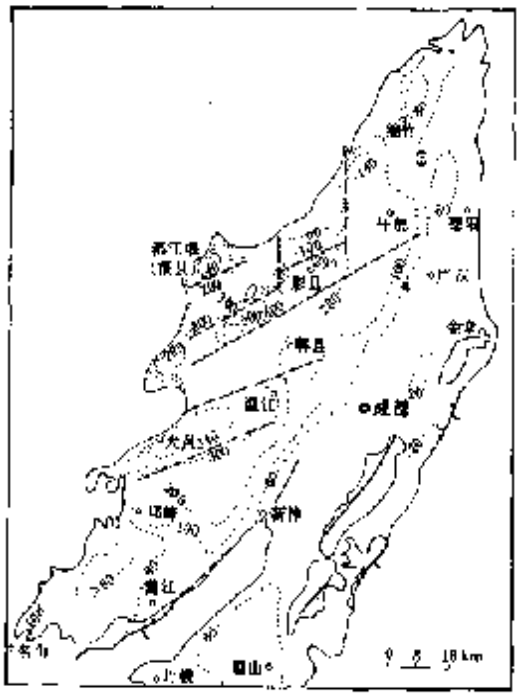


图 5-12　成都平原第四系厚度（单位：m）
（据何鲤武简化）

3　构造变形的基本特点

四川盆地形成之后，因缺乏沉积，它的演化突出反映在构造形变上，它与张性盆地比较有以下特点。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(1) 主要构造形变时期晚和在多期次构造事件中生成。盆地在沉积的同时生成许多构造（如披覆背斜、滚动背斜等），而四川盆地中的褶曲与断裂，则主要形成于沉积结束之后，在多期次构造事件中生成的（详见下述）。

(2) 受多方向的水平挤压（为主）应力作用。四川盆地长期受来自特提斯大洋关闭和陆内挤压产生的自西而东的压应力或压扭力，来自太平洋板块向西俯冲产生的自南东而北西向的压应力，以及来自秦岭向北而南的压应力等三个主方向地应力作用。这些以压应力为主的应力场从盆缘向盆地内逐进挤压，应力强度从盆缘向盆地内减弱，川中是形变较弱地区。由于四川盆地基底性质与沉积层边界条件差异，地应力的强弱和作用力的深浅不同，形成了盆地中复杂的多方向的褶曲与断裂。构造形变主要受压应力作用，故缺乏张性正断层。

(3) 薄皮构造发育。四川盆地有地表背斜200个，三查明地下潜伏构造约200个，它们大多属于薄皮构造（详见第六章）。

(4) 复合构造发育。由于受多方向和多期次挤压（或挤扭）应力作用，四川盆地形成了分布较广的、多种多样的复合构造（见第六章），有的属平面上的复合，有的属空间上的复合。例如川东北和川西部分地区、不同深浅层次的、方向各异的、先后形成的构造叠加，形成了构造不整合（图5-13）。

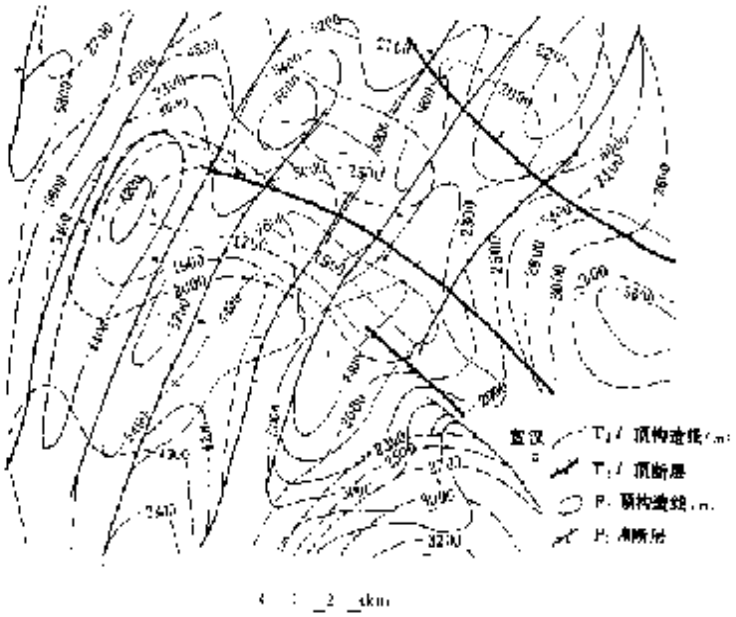


图5-13 某个古构造窗口坡积顶面和下二叠统顶面构造
（据四川石油管理局）

三、构造形变期次的讨论

晚始新世后本区遭受长期剥蚀，缺乏褶皱之后地层记录，因此，对四川盆地构造形变

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

时期的认识莫衷一是，分歧甚大。谭锡畴创名的四川运动，认为发生在早白垩世至始新世之间。黄汲清、任纪舜（1983）认为盆地全面褶皱、隆起在喜马拉雅期[37]。张雄铭（1984）和包茨（1985）认为造成四川盆地盖层中普遍褶皱的造山幕，主要是在下第三纪沉积以后的早喜马拉雅运动[34][35]。王金琪据地层研究工作的新进展，指出四川运动发生在喜马拉雅晚期，它是四川盆地一次最强烈的构造运动。上述认识共同点是：四川盆地的构造形变是一次构造运动形成的，运动时期随着地层研究的深入，由燕山期修订为喜马拉雅期。其后随着构造研究的进展，对盆地的构造形变提出了多期次形成的看法。肖先赦祖燕等（1983）从分析构造体系成生发展入手，指出四川盆地内不同方向的褶曲形成于不同时期，从晚侏罗世末至新第三纪末。郭正吾、曾学忠等（1985）认为燕山运动造成了川东的褶曲拱起，老第三纪沉积结束后强烈的喜马拉雅运动，是一次重要的形变和抬升期。甘昭国、熊恩宇（1988）分析了四川盆地东部，提出盆地内褶曲经历了燕山、喜马拉雅期四次构造运动，最晚一次发生于下更新世与中更新世之间[36]。罗志立、龙学明（1989）则认为新老第三纪之间的喜马拉雅一幕，造成了二系地层微角度不整合接触，但不强烈，第四纪雅安砾石层与第三纪间的喜马拉雅二幕，是川西坳陷褶皱形成重要时期。

利用地层接触关系的不整合面以确定构造形变时期，传统观点看来是最可信的。但是，四川盆地属于正遭受剥蚀的盆地，所保存的不整合面实生太少，且有些不整合面上、下地层时代间距太长，所定褶皱时间不准。这是造成上述认识分歧的原因之一。随着地质研究的深入，一次构造定型论的观点逐渐为人们所放弃。前面提及的形成四川盆地存在三种主要地应力，在地质时期中它们虽各有其强弱之分，但长期存在，因此形成某一构造（或一组构造）可能是多期次中叠合铸就的。四川盆地的薄皮构造是由盆边逆进挤压力或压扭力形成的，故形成了成排的具有大体相同方向的褶曲。地应力的传导是盆缘较强，向盆地中心呈递减之势。当第一次进入盆地内的地应力，新褶曲或断裂的形成而逐渐减弱乃至消失后，当次更强地应力传进时，靠近盆缘早期构造将得到加强，而在盆地内可能形成新的褶曲。在缺乏早期褶皱之后再沉积的情况下，有可能误把不同时期的两次构造事件形成的复合构造，视为一次构造运动生成的。自然也可能会存相反的认识。

中坝构造的形成发展是上述的一个例证。该构造位于龙门山北段前缘，印支晚期背斜已具雏形，据须三和须四段厚度图所示（图 5-14），印支期背斜高点位于今构造东南翼的南段，出露为须三段中下部，翘翼为须四段，地层倾角 11°～19°。燕山中期（遂宁组沉积后）中坝背斜再次受到挤压，向北倾伏增加，构造向积增大，两翼地层倾角达 20°左右（图 5-15）。今构造的两翼地层倾角比之又有增加，倾角达 26°，且背斜轴线向古构造轴线之西略有迁移，高点也作北迁徙。构造闭合面积较古构造大为缩小（仅 7km²），反映在蓬莱镇组沉积之后构造再次受力形变。据区域地质资料分析，川北地区在燕山晚期受到强烈的地质事件，从此结束了长达 1.2 亿多年的陆相沉积，进入以风化剥蚀为主的阶段，且形成了一些北东向的构造。由此推测，中坝背斜再次受力形变，铸就了今构造的基本形态，可能系此期地质事件所形成（图 5-16）。

中坝构造大部分为全新世的沉积所覆盖，第四系地层厚度北薄南厚，反映了新构造运动所形成的北部抬升较高的整体掀斜，故而使中坝背斜在总体上呈为一鼻状构造，今圈闭面积远小于印支期或燕山期形成的构造。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

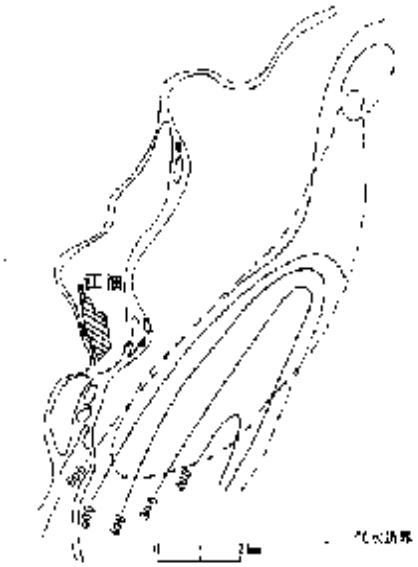


图 5-14 中坝晚三叠世末期二段顶面古构造

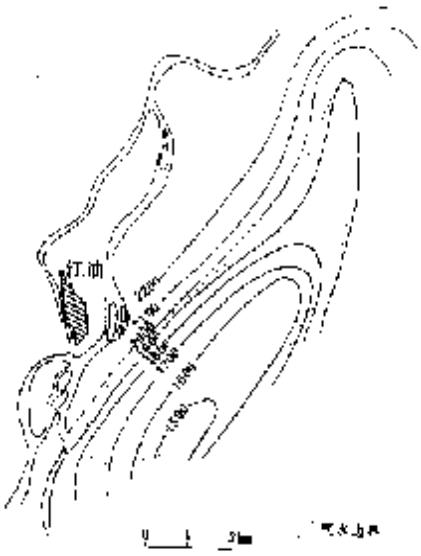


图 5-15 中坝遂宁期末（J₁s）须二段顶面古构造

上述分析中坝构造的形成发展可导出以下认识：该构造经历了从印支期至全新世的多期次构造作用，今构造形态是多次构造复合叠加铸就而成的。

有一种认识构造同期形成的观念，即同方向的构造形成时间定是同期的。在研究龙门山的构造演化中发现，在地史时期中，虽长期受来自北西压应力或压扭力，但龙门山的南、北段的发展存在较大差异：北段在印支期有强烈的地壳运动，下侏罗统与下伏地层形成广泛分布的地层不整合接触；但在龙门山南段最强烈的褶皱时期是上新世后期。因此，在同一构造边界具有相同方向的褶曲，并非定涵同一时期形成的。相反，把所有同一构造单元同方向褶曲，均视为不同时期的产物，也非恰当。

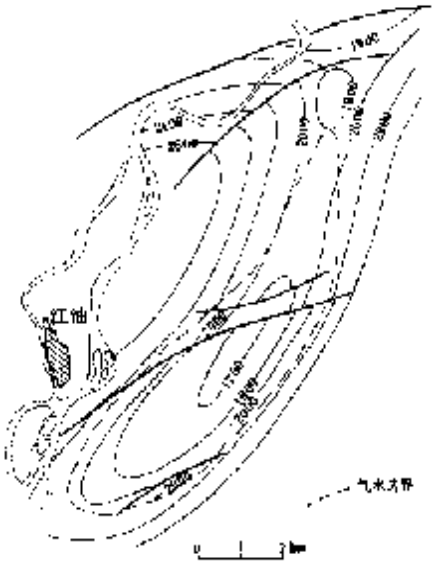


图 5-16 中坝构造须二段顶面构造等高线（据四川石油管理局）

（单位：m）

以上种种讨论旨在显示四川盆地内褶曲的形成时期是复杂的，这为认识它的研究工作带来困难。

1. 从地层接触关系探讨盆地内的形变时期

四川盆地内上三叠统至始新统在地表上呈角度不整合的有：分布于龙门山北段前缘的下侏罗统白田坝组与下伏地层的不整合接触，但其分布局限，盆地大部分地区侏罗系与三叠系为假整合或整合接触。大邑县上新统大邑组与上白垩统灌口组呈低角度不整合，上、下地层倾角差 10° 左右（图版Ⅱ-3，6），反映时始

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

新世至上新世间有一定褶皱幅度。川西广泛分布的高角度不整合是中更新统雅安砾石层（名邛崃石层）与下伏地层的不整合接触，因此，上新世后至中更新世间川西遭受了强烈的构造事件。

形成上述不整合面的地应力来自盆地以西的山区，为此白曲求索，甘孜地区理塘县下末拉下更新统甲洼组，与上新统热拉组呈地层不整合接触，地层产状前者 30°∠18°，后者 62°∠24°。●热拉组与大邑组，凉水井组以及西昌的普格达组被认为大致同期沉积物，可以对比[1%]。此次构造事件也在西昌、冕宁、石棉、汉源一带形成了普格达组与上覆第四系的不整合接触。肖序常和李廷栋等（1988）在论述青藏高原运动阶段时指出，第三纪及其以前和第四纪开始，青藏高原地壳运动的性质、方向和方式是迥然不同的，据此创名青藏运动[97]。看来川西地区雅安组与下伏地层的不整合接触，是第三纪与第四纪间青藏运动在四川盆地西部的反映。

中始新世后印度板块与欧亚板块发生碰撞，形成雅鲁藏布江缝合带。这次地质事件云、贵地区有很好的记录，晚始新世路美邑组、蚌腾组、丽江组与下伏地层呈不整合接触[98]；贵州盘县晚始新世—渐新世的石炭组，与下伏地层呈不整合接触[99]。四川盆地和西昌盆地在老第三纪中期以前为统一的陆相沉积盆地，其后统一的盆地发生支解，应属此次地质事件的反映，且形成了康滇南北向沉积盖层的褶皱。四川盆地一些南北向构造可能是此时形成的，例如合兴场—石泉场、大兴西等构造。

理塘县甲生上新统热拉组与始新统—渐新统热鲁组呈不整合接触，地层产状前者 120°∠12°，后者为 240°∠30°。这可与上述大邑县的大邑组与灌口组呈角度不整合接触，进行对比，反映了川西高原与盆地西部在老第三纪至上新世间有一构造事件。

燕山晚期在湘鄂西八面山、黔北等地，产生了强烈褶皱，川东南的黔江县正阳、上马寨统与下伏二叠系、侏罗系呈不整合接触，在冯家坝前者地层产状 40°∠7°，下伏中三叠统巴东组产状 110°／58°。受此次构造事件影响，川东和川北自此结束了晚三叠世以来长达 1.2 亿年范大范围的陆相沉积，并形成了一些走向北东的构造雏形。这次构造事件在盆地西部和南部也受到波及，形成了对下伏地层的剥蚀，中白垩统夹关组假整合于下伏地层之上；在一些地区还形成了幅度较低的隆起带。

综上所述，就本区少量地层接触关系可以看出，从印支期至喜马拉雅晚期四川盆地遭受了多期次构造事件，盖层中的褶皱非一次构造事件中所形成，但每次构造事件在盆地中产生的构造形变限于一定地区；本区盖层发生的构造形变是在盆缘水平应力作用下形成的，毗邻区的构造形变与盆地内的构造形成有一定的呼应。

2. 从构造复合关系探讨构造变形时期

受多期次和不同方向地应力作用，四川盆地内形成了多个方向的构造，在空间上它们组成了分布广泛的复合构造，分析这些构造的复合关系，可窥见其形成的先后时期。

晚始新世结束了盆地大范围陆相沉积的构造事件，形成了康滇南北向构造，四川盆地形成了峨眉山、大兴西等地表到或潜伏的构造，但盆地西部分布广泛的是北东或北北东向构造。大邑背斜地表构造轴线为 NE50°—65°，前述于上新世前形成雏形，背斜最后定型于第三纪与第四纪之间的喜马拉雅期构造事件，显然形成构造雏形的时期应晚于晚始新世

● 郑绵民等：1984，理塘幅等区域地质调查报告，四川省地质局

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

形成的南北向构造。峨眉山南北向构造被北东向凤鸣峨眉山仲断层、龙池仲断层所切割；大兴场深部二叠系构造呈南北向，地表侏罗系（蓬莱）构造为北东向，两者呈构造不整合，也证明了上述结论。龙泉山北北东向构造既切割了南北向的石泉场构造，又切割了北东向构造（图 5-17），表明北北东向构造形成时间是最晚的。

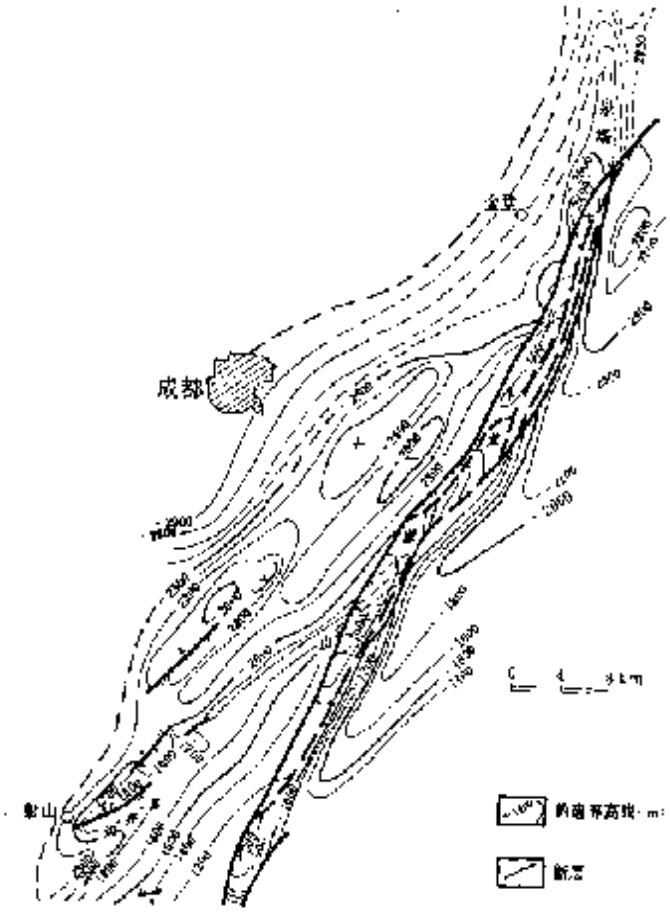


图 5-17　龙泉山、华蓥山、石泉场侏罗系底面构造
（据区学测）

燕山晚期由雪峰山、武陵山传导而来的挤压应力，使川东、川北和川西一些地区，形成了以北东向为代表的低幅度背斜成隆起带，黄草峡、桂东、长仲、九龙山等背斜为此时期中生成。区仲构造被南北向的鲁峰场背斜所切割，后者又限制了走向北北东向的临西南构造（图 5-18）。据第四章第三节所述，新、老第三纪之间在我国东部发生了重要的构造事件，形成了北北东向构造，广泛分布于川东隔档式褶曲主要形成于此时期。由于边界条件的限制，此压应力形成的褶曲并非限于北北东向构造，有的加强有的迁就了早期构造，而呈现出北东向或近南北向构造（如黄草峡背斜）。

燕山—喜马拉雅期受秦岭方向来的挤压力，形成了大巴山褶皱构造。川东北受其影响形成走向北西的构造，部分地区北西向构造叠覆于燕山晚期或喜马拉雅中期形成的褶曲之

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

上，平面上形成椭圆（沙溪坪北西向构造横跨于喜马拉雅中期形成的北东向构造之上，并受后者的限制，图 5-19 所示）；由于前后两次构造事件地应力作用的深浅层次不同，加之受中、下三叠统所含膏盐滑脱层影响，不同方向两次地应力形成了背斜轴线方向各异，在纵向上形成了构造不整合关系（图 5-13）。以上说明四川盆地中北西向长垣晚于北东向构造的形成，由此推测前者形成于新第三纪。

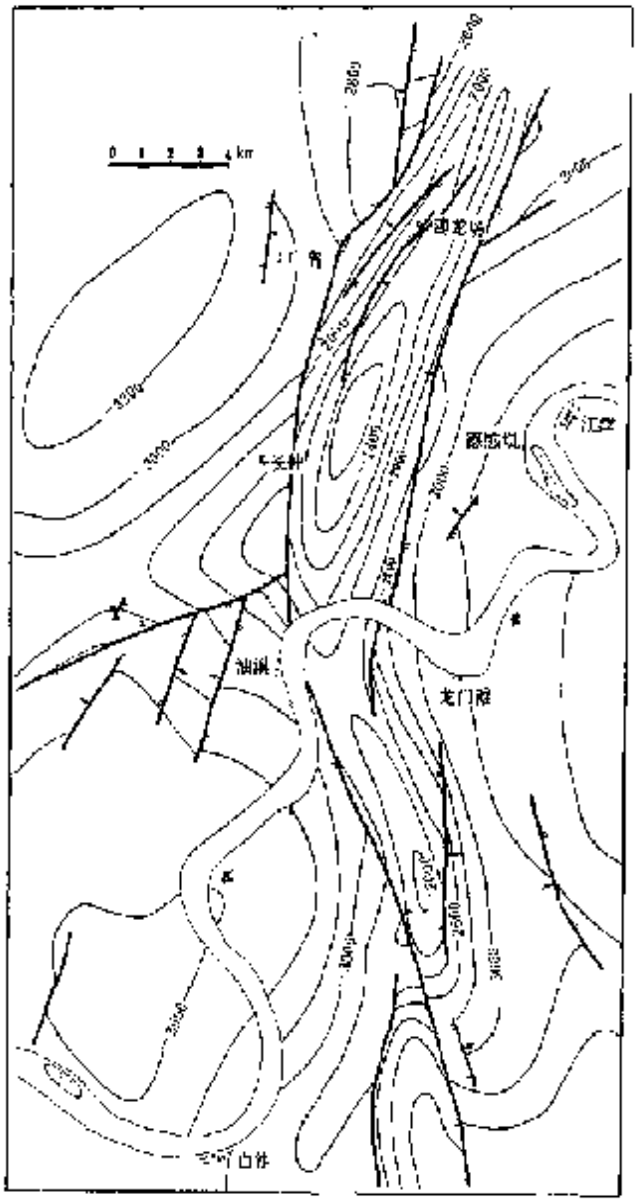


图 5-18 帅峰场地区下三叠统顶面构造
（据四川石油管理局资料简化）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

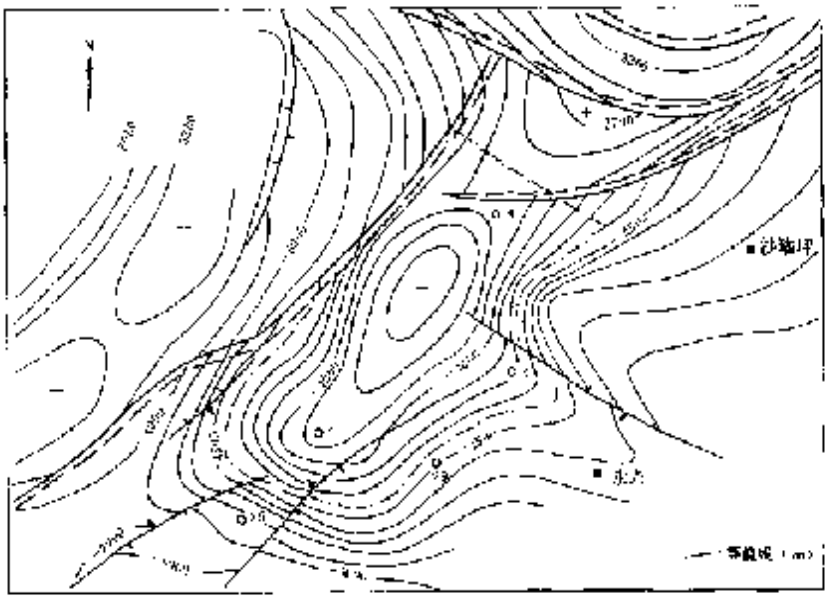


图 5-19 沙罐坪二叠系底面构造
（据四川石油管理局资料简化）

前述川北因基底强度大于大巴山区，虽同受来自秦岭压应力作用，未产生大规模的滑移面形成弧形构造，而是形成走向东西的褶曲，如大两会背斜和张家塝背斜构造等。它们形成的时期应与川东北的北西向构造同期，川南的东西向构造与川西南的北西向构造可能也是这一时期中的产物。

综上所述，四川盆地各构造是多期次生成的。最早是龙门山北段前缘的印支期褶曲（如中坝）；其次是川东、川北地区燕山晚期低强度褶曲；第三期是晚始新世喜马拉雅早期近南北向褶皱；第四期是新、老第三纪间的以北北东向构造为代表的褶曲（对早期构造有的加强、有的改造），主要分布于川东、川南一带；第五期是新第三纪中形成的北西向或东西向构造；第六期是新第三纪与第四纪之间的喜马拉雅晚期褶曲，川西一带反映强烈。以上论述的期次仅是初步研究成果，须说明的是，一个背斜的形成往往是多期次的长期作用的结果。

构造形成多期次的认识，也为四川石油管理局张月伟研究川东褶皱和裂缝发育期次所证实。他研究了沙罐坪构造 1 号井嘉陵江组一段井深 2666.8m 灰岩裂缝充填物，认为碳酸盐岩裂缝伴随褶曲发育过程，经历了裂缝张开→充填矿物→再张开→再充填的反复过程。该裂缝发育分为 4 期：第一期充填纤维方解石和泥质物，形成于早白垩世晚期；第二期构造缝是在前期裂缝基础上张开或新生缝，为中粒方解石充填，测包裹体均一温度 120℃—190℃，与形成构造缝形同期；第三期构造缝是在前两期基础上形成的，为粗晶石或石膏充填，测得矿物包裹体均一温度 80℃—120℃，裂缝形成于新、老第三纪之间；在前几期裂缝基础上形成第四期张开缝，为亮晶方解石和白云石晶与牙状充填，矿物均一温度为 50℃—80℃，与现今地层温度相一致，推测形成于早更新世[136]。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

四、喜马拉雅期地应力场分析

四川盆地内局部构造是从印支期至喜马拉雅期中形成的，但大多数构造是在喜马拉雅期加强的或定型的。印支一燕山期形成的构造幅度较低，且多受后期改造，加之出露所限或地层被剥蚀，造成研究困难，故仅涉及喜马拉雅期地应力场。

前面多次提及的四川盆地是位于特提斯构造域与滨太平洋构造域之间被动型盆地，它的形成发展受此二域演化所控制：此起彼伏地从盆缘向盆内的应力传递，形成了平行于盆缘的褶曲或断裂，据此形变特点可追索其地应力方向与性质。但由于基底性质和滑脱层性质、多套的差异，以及早期构造等因素影响，在同一区域地应力场作用下，也可产生不同方向的褶曲或褶曲组合，由此而对地应力场提出不同的认识，它就不难理解。对四川盆地构造地应力场的分析尚未求得统一认识，可能系此原因。

始新世中期印度板块与欧亚板块发生碰撞，引起康滇地区早期南北向构造的复合，由此而传导入四川盆地，区域地应力场为东西向的挤压，形成盆地内上述两北向构造（参 5.20）。

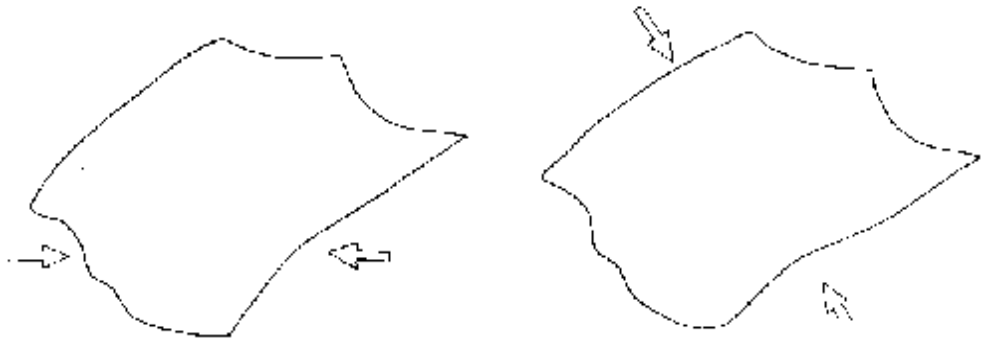


图 5.20　四川盆地喜马拉雅早期地应力场　　图 5.21　四川盆地喜马拉雅中晚期地应力场

渐新世　中新世太平洋板块向 NWW 俯冲，其西岛弧、边缘海生成，我国东部发育的断陷盆地演变为坳陷盆地，形成了分布较广的上、下第三系的不整合接触。受此影响四川盆地形成了 NNE 向构造，川东地区受燕山期构造的干扰，有的形成了 NE 或 NNE 向构造。但区域主应力场应是 NW 向的压应力。（图 5.21）。

盆地东北部的 NW 向构造发育，主要受大巴山弧形构造应力传递所致。前述大巴山、汉南两地区基底具有不同的性质，且均受自北而南的挤压力，前者因塑性层发育而产生拆离（图 4-14），形成褶皱冲断构造体系；由于受汉南刚性地块的阻挡，前缘东侧剪切断裂发育（图 5-22），于是形成了北南北向构造。北西向构造—东西向构造的大巴山弧形构造。大巴山弧形构造与汉南地区南侧两东西向构造方向虽然不同，但均系受来自南秦岭的压应力所形成（图 5.23）。北西向构造形成时期盆地内尚无地层接触关系能以确切厘定，但据上述复合构造分析，至晚于新，老第三纪间形成的北北东向构造，因此不会早于中新世，推测形成于上新世。

上新世后受印度板块北移强烈挤压，青藏高原急剧上升，华南板块向北西向推挤，在四川盆地形成了东西向挤压为区域应力场，龙门山地区受早期北东向构造影响，产生了逆时针剪切活动[201]。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

五、与国内外盆地对比

四川盆地形成、演化与我国张性盆地显著不同，兹列表 5-2 简述如下：

晚三叠世四川前陆盆地形成特点与澳大利亚中部阿马迪厄斯克拉通内盆地颇为相似。后者奥陶纪前为碳酸盐岩台地，志留纪至中泥盆世为古陆，晚泥盆世至早石炭世盆地北侧受强烈挤压，形成向南大型逆冲推覆体，致使逆冲前端凹盆地北缘岩石圈向下弯曲而成为前陆盆地。升高的推覆席成为物源区，从粉砂岩至砾岩沉积于盆地中。由于沉积物载荷影响，增加了向下弯曲。在推覆席不断向盆地中心推进中，盆地内的沉积物在剖面上表现为向上变粗，由浅海相、湖相、陆相砂岩变为含砾粗砂岩[105]。

这类挤压盆地有共同的形成机理。J. A. Helwig 称它为弯曲盆地，他指出其沉降作用是由岩石圈在构造作用下，产生负载和向下弯所引起的。盆地沉降的控制因素包括邻近邻升岩块或构造增厚和逆冲推覆作用，以及沉降块体之中和之上的负载分布。弯曲盆地的沉降史往往在时间上呈线性发展，直接与推覆体载荷的侵位事件有关，或因加卷全盆地的构造变形上隆结束沉降，或因热膨胀与负载移去而上隆，沉降由此结束。典型的弯曲盆地属于海退相的沉积[106]。

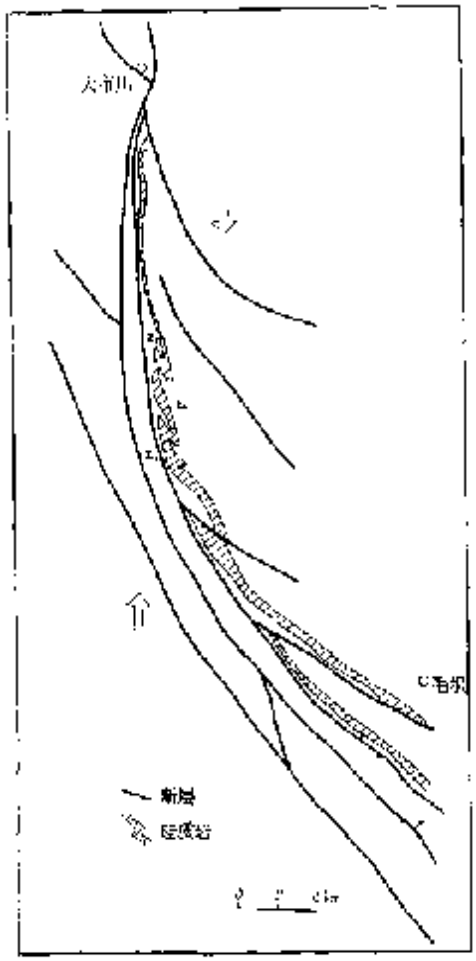


图 5-22 陕南大巴山一志留纪岩相分布
（据陕西省地矿局资料）

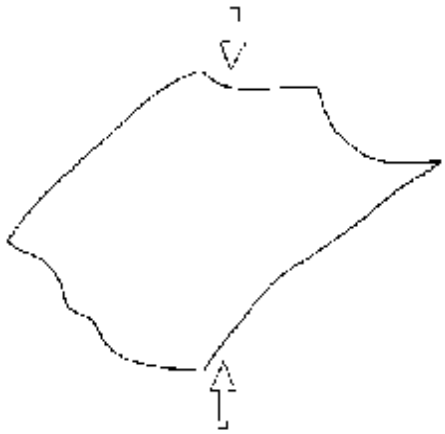


图 5-23 四川盆地晋与拉雅中晚期构造环境

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 5-2　四川盆地与渤海湾、苏北盆地形成演化对比简表[10]

项　　目	四 川 盆 地	渤海湾盆地、苏北盆地
盆地前陆大型褶皱带	无或微弱	区域普遍褶皱和断裂活动
盆地构造	挤压	拉张
盆地底部地形	平面或准平原	一系列被断裂块组成的陡凹相间
沉降速度与沉积速度比	前者大于后者，沉积呈"过饱和"状态	前者大于后者，沉积呈"饥饿"状态
沉降中心迁移情况	随盆缘褶皱山系上升而迁移	沉降中心稳定
沉积相特点	河流相沉积发育	湖相沉积发育
生油层发育情况	陆相生油岩薄	陆相生油岩厚度大
火成岩发育情况	无火成岩	有钙碱性或碱性岩浆岩
油相分布情况	中新相至油相生成陆相盆地	陆相沉积中、新第四系海相
盆地形成阶段	前陆盆地—坳陷盆地—构造盆地	断陷盆地—坳陷盆地
大型构造形成时期	燕山挤压形成断层、断褶褶皱，纵弯褶皱	重力作用形成断层，拉张褶曲，滑动构造
陆上发育情况	长期遭冲刷侵蚀，无断层发育	无断层发育
陆相地层发育形成时期	陆相沉积系统东部形成成熟构造	大多数局部构造与沉积盆地同步发育
成油形成机理	挤压推覆（褶皱）成藏成盆，重力均衡成盆	地幔上升，热拉张成盆
盆地地壳热结构	地表和地壳热流值，低耐性	与四川盆地对比等温梯度

四川盆地形成发展机理与之大体相似，但其经历远较上述复杂，具有其特殊性，主要表现在：

1. 青龙门山不是板缘而是板内造山带，因华南板块结晶基底性质差异，在印支早期中的分化导形成弧后盆地东缘。印支中、晚期在强大的挤压条件下，"四川盆地"西缘四刚性基底无下地壳顶部滑脱层，呈楔形斜入于阿坝地块，致使其上地壳产生拆离构造，向南东逆冲推覆，在盆缘叠瓦加厚的推覆席组成了巍峨群山；由此负载压弯下伏岩石圈而形成前陆盆地。因此它的形成机理不是某些研究者称谓的四川盆地向西俯冲生成的，而是在古特提斯大洋消减聚敛中，弧后盆地产生褶皱，弧盆东缘因基底性质不同产生拆离构造、形成推覆席，重荷压弯而诞生前陆盆地。这一前陆盆地属弧盆褶皱山系前陆盆地，它位于陆板块内。它有别于两板块在拼合过程中于其一侧所形成的前陆盆地。

2. 四川盆地非单一前陆盆地。在晚三叠世前陆盆地阶段后，上叠了坳陷盆地，尔后产生形变，形成了构造盆地。在坳陷盆地阶段中，随时间流逝盆缘山系发生此起彼伏的隆升，相应地于山前产生了坳陷的迁徙。

3. 四川盆地形成发展非单方向的短期（世或纪）的地应力作用。四川盆地受长达两亿年的三个方向地应力作用下，时强时弱地向坳陷盆地中心递进推挤，形成了盆边变形早于盆内变形、盆缘变形强烈，盆地中心变形微弱；在两组方向地应力弧边弧区、或同方向地应力多次到达区，形成分布广泛的复杂的构造联合与复合；形成了多期次的构造叠变；形成了极为发育的薄皮构造与复杂的构造形态空间变异。

4. 四川盆地周缘山系是在原沉积盆地周缘长期受挤压应力（为主）作用下，向盆内递进推覆或褶皱过程中最终成的，它受到性基底的控制，是历次构造事件的叠合反映。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

非原始盆地沉积边界。因此，四川盆地是在改造前期陆相盆地中诞生的，属一构造盆地，其面积仅占原陆相沉积盆地面积的三分之一。

5．原沉积盆地周缘普范掩止，输来大量陆屑物质，据粗算仅四川盆地陆相沉积物体积约为 $1.6\times10^5km^3$。尽管沉降幅度不小（5000—9000m），但沉积速度高，湖相不发育，多属河流沉积，生油层厚度薄，储层形成期在巨厚地层覆盖下，孔渗性普遍很低，烃源岩热演化高，以产天然气为主，油气的富集与高产多有赖于构造裂缝。由于构造强烈形变较晚，加之陆相地层导度大，故有利于油气的保存。

第三节　四川盆地形成演化中的几个问题初探

一、沉积盆地与构造盆地之演变探索

上扬子陆相沉积盆地形成演化可概括为：源于地壳结构的差异，在水平挤压应力作用下产生剪切破裂，东后形成梭形相嵌，壳内产生断裂，上地壳向上逆冲推覆，构造叠置加厚成山，山北负载压弯下伏陆板块，于其前缘形成沉积盆地。在悠悠岁月中，盆缘山系向盆地内逐进式发展，沉积盆地逐渐缩小，当指向盆地内挤压（为主）应力而使沉积盆地盖层产生广泛褶皱时，沉积结束，构造盆地宣告诞生。这就是四川盆地的形成概貌。因此，作为构造盆地的四川盆地，是在陆壳上发育的乐性沉积盆地发展演化之必然产物，具有以下特点：1．四川盆地仅是上扬子中生代陆相沉积盆地面积的三分之一；2．四川盆地现属地貌盆地，绝大部分地区正遭受风化剥蚀，仅局部区域有少量河流相沉积；3．在沉积盆地阶段主要形成区域性隆凹，盆地中已查到近 500 个背斜和潜伏背斜，其大部分是在四川盆地形成之后生成的；4．在多期次构造事件形成的挤压，使陆相地层和成盆前的海相地层一并被卷入，生成了多种类型的局部构造（见第六章），背斜上不仅有分布广泛的陆相地层，且在一些高陡背斜还出露了海相碳酸盐岩，这是陆相沉积盆地从未有过的；

在立马拉雅时期，上扬子陆相沉积盆地除形成四川盆地之外，还生成了分别两个构造盆地——鄂中盆地和西昌盆地，但后二者由于基底结构和构造环境的巨大差异，与四川盆地差别较大，且面积较小，海相盖层沉积不发育，盖层形变强烈。

这些被分割的构造盆地进一步发展演化如何？据第一章第一节和第四章第一节所述之龙门山及前缘带地震强度、裂度、震源及地应力场，反映该区今地应力场自早支期以来变化不大，由此推测，若山盆缘传导而来的压应力或压扭力继续作用，将会使盆地内沉积盖层褶皱幅度进一步加大，强度增加，经风化剥蚀背斜将普遍出露海相碳酸盐岩，陆相红层局限于向斜中，就如川东高陡背斜带；倘若盆地再次受力挤压，可能会出现黔北与滇东地区构造样式，陆相红层仅局限于很窄的部分向斜之中，至此构造盆地也将宣告结束。由此可见，就陆壳内压型盆地形成、发展演化阶段而言，沉积盆地、构造盆地仅是其演化中的一个阶段而已。

二、陆壳运动之管窥

上述沉积盆地和构造盆的生成、演化，虽受大区域地质事件所控制，但从盆地内构造形变与地区性隆升的形成发展，反映出陆壳运动的波状性（旋回性）、局限性、递进性和此起彼伏等特点。

所谓波状性（旋回性），系指受挤压应力产生的盆缘山系的隆升（含推覆构造叠瓦状

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

形成的山峰），具有时快时慢周期性的变化。这反映在盆地内的沉积速率周期性的变化，与陆源碎屑沉积物的粗细变化所具有的韵律性（图 5.3）。说明了地应力作用的长期性与时强时弱的周期性。就如波浪运动中的波峰、波谷随时间而呈周期性变化。

水平地应力在岩壳中传导的递进性，由此地应力形成的局部构造具有盆缘老，向盆内递进变新的生成时序。第四章第一节中所述，小塘子期龙门山西最先出现了海坞，成为沉积盆地西部在晚三叠世最早的物源区。须二时在其前缘之东又出现了新的物源区。须四时在龙门山中、北段及其前缘出现了冲积扇相为特征的粗碎屑岩，标征山脉压形成的山脉自诺利早期至晚期从北西向南东的递进迁移，安县部分地区实测时可到由所示的地层不整合，说明今盆地西北缘的局部地区已产生了构造形变。印支晚期形成的不整合，广泛分布于广元、江油、安县一带，表明递进构造形变已到了四川盆地西北部。综上所述，在一个大的变革时期（如印支期的龙门山），陆壳内受水平挤压应力产生的构造形变，有一个递进形成过程。因此，同属龙门山彼此大体平行分布的一组构造，就较短的时间尺度而言，并非同时形成的，从盆缘至盆内构造形变时期存在早、晚之别。同时一词是相对概念。倘若对漫长的数十亿年的地质历史长尺度而言，龙门山在印支期多次形变叠覆成山，历时不过 1000 余万年，也可视为同时。时间尺度不局限于构造演化，在地层的变化中也广泛存在。传统概念中的构造幕，也包含有时间尺度。假以短时间尺度形成的某一不整合面，由此而作出龙门山是在形成此不整合面期间幕式成山的，如上所述，这显然是不符合实际的。古龙门山是在印支期中多期次地质事件产生的构造形变叠覆而形成的，并长期剥蚀而就的，龙门山前缘沉积旋回清楚的说明了这一点。

陆壳运动的局限性，上述须家河期所形成的构造形变，主要分布在龙门山北段及四川盆地西北一隅，盆地西部、北部此期构造事件虽上升成陆，遭受剥蚀，但无局部构造出现。龙门山中、北段须四段缺失大量出现所示的一期强烈构造形变，在龙门山南段则无此反映，不仅无缺失层，且在地层剖面上相当层位也无次级砂岩层，反映了陆壳运动的局限性。峨眉、珙雅一带卡尼晚期冷湖沉积之后，上升成陆，遭受剥蚀，上覆诺利期地层呈假整合接触。但这次构造事件所产生的成陆范围，在四川盆地中是非常局限的。毗邻的龙门山区卡尼期与诺利期的沉积是连续的，其间不存在沉积间断。由此可见，在这一构造事件的陆壳运动，有其波及范围。上述事例旨在说明，陆壳运动因边界条件的差异，分布范围有很大局限性。

陆壳运动的此起彼伏性。第三章第二、三节中所述，从晚三叠世至始新世，山前坳陷随地质时代变迁而迁徙，反映龙门山和秦岭山系陆壳运动此起彼伏性质。本章所述从印支期至喜马拉雅期中，四川盆地受多方向、多期次挤压（为主）应力作用，形成了本区多种类型的构造，反映了在克拉通上非性构造盆地的形成、演化，是在漫长岁月中多期次的、此起彼伏的地应力作用下形成的。

三、岩石圈的重力均衡与坳陷盆地

本章第一节论述了晚三叠世龙门山及其以西地区，因挤压而形成构造叠覆加厚，负载压弯岩板块形成沉积盆地。构造叠置加厚部位形成了厚地壳与厚岩石圈，据岩石圈均衡作用的认识，不难设想，此地因重荷将使壳内均衡面（见第二章第一节），软流圈进行重力均衡调整，产生下沉和侧向迁移。当在挤压应力作用间息期，周缘山系因风化剥蚀，碎屑物质被搬运，堆积于沉积盆地中，负载减小，褶皱山系因厚地壳而缓慢上升，沉积盆

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

地中部因薄地壳和薄岩石圈而显下拗，于是形成了沉积盆地边缘下降幅度小于盆地中部的坳陷盆地。此时因盆缘山系相对高程低，风化剥蚀速度小，陆源碎屑沉积量小于盆地下降速度的"饥饿型"沉积盆地形成了，沉积环境的显著特点是湖相发育。"四川盆地"早侏罗世、中侏罗世早期（千佛崖期）与晚侏罗世早期（遂宁期），即属此类成因型的沉积。

在四川盆地成盆前的陆相沉积中，沉积盆地周缘山系强烈上升与整息期的交替，形成了前述"过饱和"沉积与"饥饿"沉积为盆内沉积环境交替，这种重力调整产生的坳陷盆地，是负载压弯型盆地形成之后的后效反映与自然发展阶段。在四川盆地成盆前的陆相沉积中，无论是发展演化时间抑或沉积岩层厚度，均以前者类型的沉积阶段为主。

四、四川盆地形成演化模式

在中三叠世前碳酸盐岩台地基础上形成、发展而成的四川盆地，经历了以下主要阶段：成盆前（卡尼期—诺利早期）的弧后盆地东缘大陆架阶段；前陆盆地阶段（诺利中、晚期）；坳陷盆地阶段（侏罗纪—中始新世，因盆缘山系的隆升，一些地区一度曾叠置有山前坳陷）；构造盆地形成发展阶段（晚始新世后）。上述盆地阶段的划分，实质上是陆板块内因地壳结构差异，在水平挤压应力作用与荷载重力均衡调整交叉进行的时序反映，是压性盆地发展演化规律性结果。兹将其形成演化图示如下（图 5-24）。

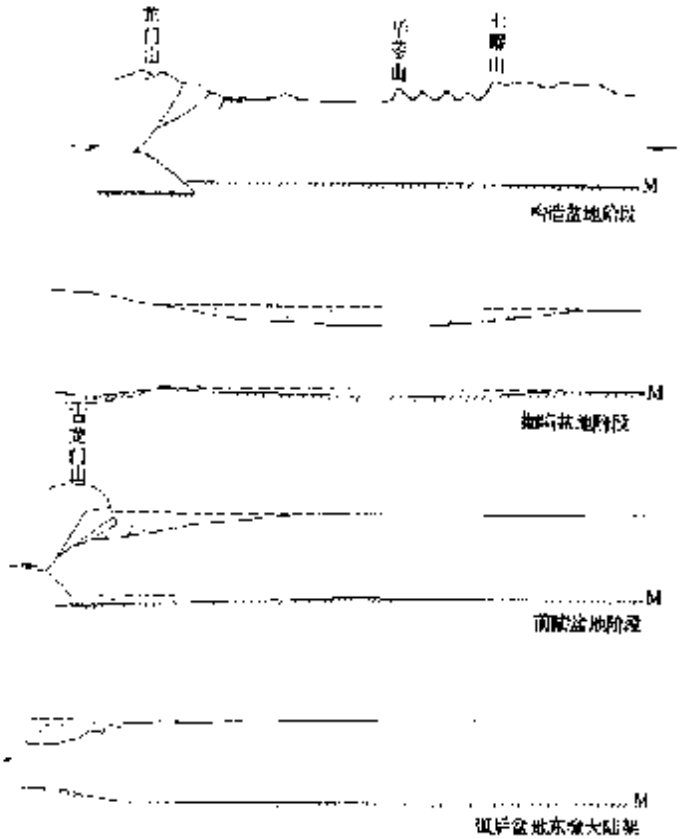


图 5-24　四川盆地形成、演化阶段示意图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第六章　局部构造特征

四川盆地局部构造形态研究，早在本世纪30年代就引起了石油地质学家的注意，但大规模开展对它的研究始于50年代中后期进行的地面构造地质测量，而综合研究地表构造形态、分类是在60年代进行的。70年代中期以后，随着地震勘探技术的进步，以及对高陡背斜深层油气的勘探，测重研究了深部构造形态变异，及其形成发展，构造研究由平面二维发展到空间三维分析。尤其使局部构造的研究取得了长足进步，但囿于勘探地区所限，总体上缺乏对全盆地的统一研究。

四川盆地内褶卷入的局部构造地层主要是两大套沉积物，即中三叠统一侏罗系海相碳酸盐岩与泥质岩的不等厚互层，部分层系夹膏盐层；其上为中、新生界的砂、泥岩互层。因岩性差异，在水平挤压应力作用下它们具有不同的物理性质，有的易于破裂，有的易于形变或在形变中成为滑脱层。这些脆、塑性岩层在纵向上的间互，于多方向、多期次、水平挤压（为主）应力作用下，形成了局部构造的多方向性（图6-1）、多构造样式、及分布较广泛的拆离构造与复合构造，盆缘褶皱强度大和盆地中部褶皱弱等特点。下面就褶皱构造、构造类型及其演化，以及构造区划等分别予以叙述。

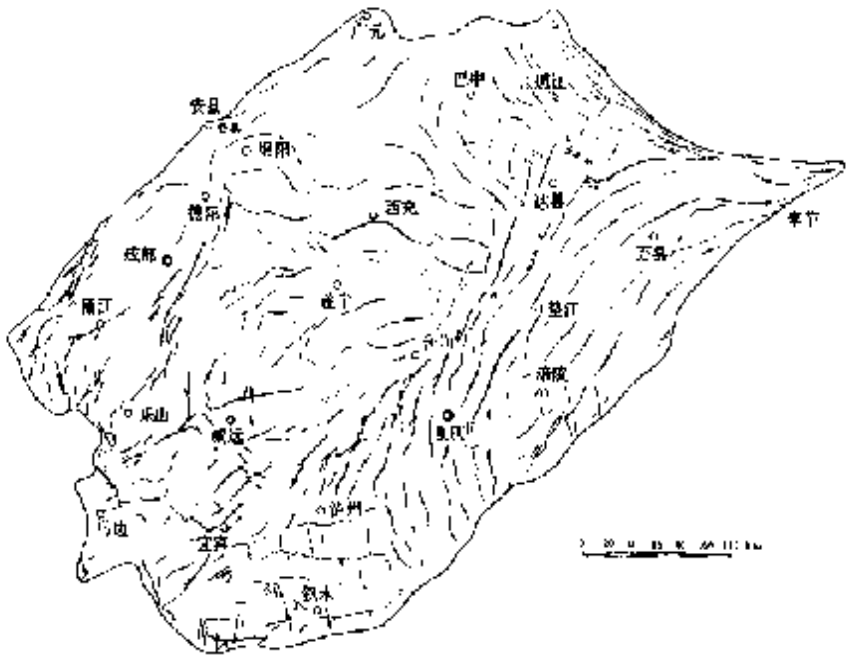


图6-1　四川盆地局部构造展布

（据天然气勘探资料改编）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二节　四川盆地的拆离构造

一、拆离构造

拆离构造是在本世纪70年代对陆板块内的深部构造探测和再造时发现的。经典的板块构造理论认为，板块内部无变动或移动。实际上岩石圈板块内部，特别是在其上部20—30km深度范围内存在着许多大型的、近水平的构造滑脱面或滑移面，曾认为完整的板块刚体被拆开成许多板片，并在水平应力作用下发生大规模迁移、拆离。这种使岩石圈板块内部拆开并使其具有层层剥离和滑动性质的构造，称作拆离构造[105]。这些大型的近水平产状的拆离构造或滑脱构造把岩石圈板块劈裂成近水平产状的薄岩席，各个岩席独立变形，并沿其下的拆离面或滑脱层发生长距离的逆冲推覆和伸展，形成典型的薄皮构造。这种构造的经典地区，在欧洲是苏格兰的莫因冲断层和瑞士的阿尔卑斯山，在北美是落基山东部前陆和阿巴拉契亚西部前陆（图6-2）。图中所示是美国东部南阿巴拉契亚造山带西部前陆褶皱冲断层。这是一个典型的台阶状逆断层（据Miller）。它是在前寒武纪结晶基底上的古生界盖层中的一系列逆冲断层和由断层引起的褶皱。此断层Rich曾给出一个形成演化模式（图6-3）。图中清楚地显示了台阶状逆断层演化的简单过程。

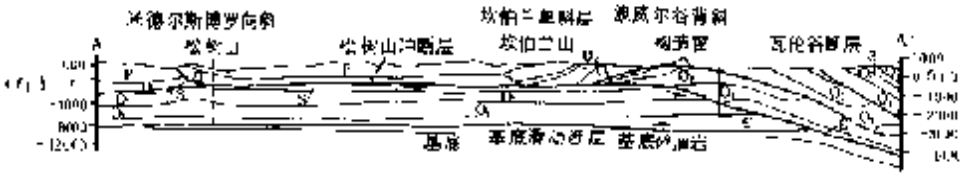
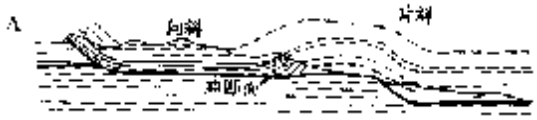


图6-2　格拉山冲断岩席的构造剖面略图（据Miller，1974）

a格拉山断层的断坪和斜坡断坡



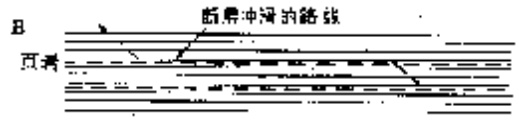


图6-3　格利由断层的Rich模式（据Wel，1934）

A　褶断的构造剖面；B—生冲断作用以前断层和过去层都已经被冲过的路线

四川盆地对这类构造的研究过去主要集中在盆地周缘山系的推覆构造带，特别是盆地西缘的龙门山。那么台阶状逆断层在盆地内是否存在，若存在，以怎样的型式存在就值得深入的研究。卢华复等首次在四川盆地内对台阶状逆断层进行了尝试性研究，并把台阶状逆断层划分出几个部分[28]（图6-4）。四川省地质志（1988）运用台阶状逆断层模式解释了盆地东部箱状和隔槽式褶皱的形成机制（图6-5）[28]。以上研究仅是一个开端，且是

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

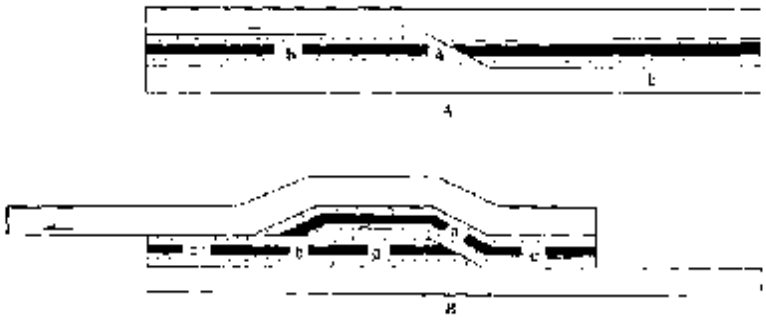


图 6-4 台阶状逆断层的结构

（据卢华复）

A—断层滑动面：a 断坡，b 断台；

B—断层褶皱：a 下盘断坡，b 上盘断坡，c 前断半，d 中断半，e 后断坪

一种理想化模式，有关内诸多局部构造还有待于深入的详细研究。

从台阶状逆滑层构造样式可知，台阶状逆断层形成于脆、塑性岩层的间互层中，在单向水平挤压应力作用下，脆性层率先破裂，然后脆性层沿剪切破裂面上冲，并沿上覆滑脱层（面）应力指向方向迁移而成。由此可见，滑脱层（面）是台阶状逆断层形成的基本条件之一。

二、滑脱层的特征

据对油气勘探井、地震剖面和地面露头的调查研究发现，四川盆地中的沉积盖层广泛存在分层变形，即具拆离构造变形特征。各变形层以滑脱层划分，由此形成滑脱层的上、下构造形态不协调。根据在台阶状逆断层的部位，可分为上（顶）滑脱层和下（底）滑脱层。下滑脱层以下称为稳定形变单元（形变基底），上滑脱层以上称被动形变单元。上、下滑脱层之间的岩层称为主动形变单元。

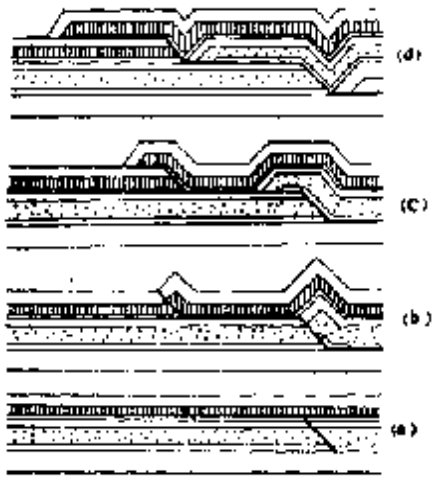


图 6-5 四川盆地隔档、隔槽式褶皱形成模式

（据四川省区域地质志资料改编，1988）

（一）滑脱层的岩石力学特征

我局在“七五”国家重点科技攻关期间曾对盆地北缘的大巴山和米仓山的前缘进行了从震旦系到侏罗系各类岩石的系统采样，共 49 层 266 件。对这些样品进行了常规抗压、抗拉、抗弯、抗剪、变形试验以及声速、容重测定，对其中的多组岩样做了不同围压条件下的三轴试验，获得一批物理参数。对测试数据按不同岩性分类整理如图 6-6。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

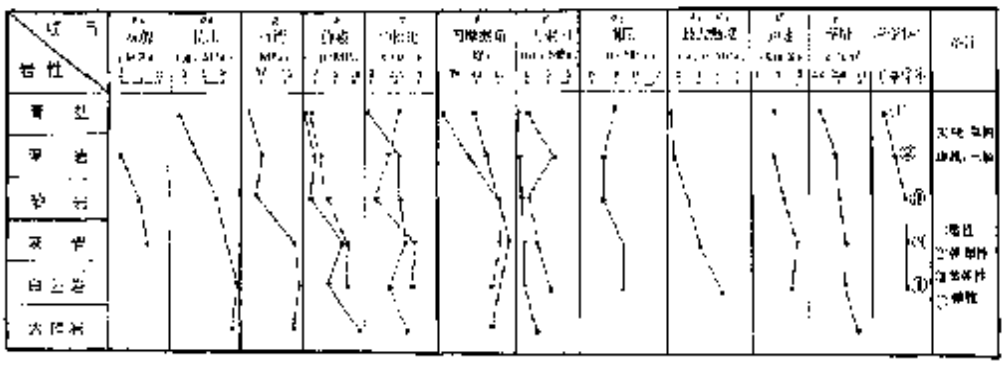


图 6-6　不同岩性岩石实验数据统计曲线对比

1．单轴常规测试数据特征

图 6-6 中实线为单轴常规测试数据的变化线，从膏盐岩到大理岩，其抗压、抗弯、抗剪、弹模、泊松比等参数都在增大，砂岩附近是小值与大值的过渡带。这表明在受相同应力作用时，膏盐岩、泥页岩容易变形和破坏，呈塑性状态；灰岩、白云岩和大理岩传递应力快、累积应力强，不易变形，呈脆性状态；砂岩变化较大，其脆塑性视具体情况而定；在受力分析时，膏盐岩和泥岩被看作非能干层，易转变为滑脱层；灰岩、白云岩和大理岩等被认为是能干层，易于发生脆性形变。

2．三轴测试数据特征

图 6-6 中的虚线为三轴测试数据的变化线。各种参数是在围压 50—130MPa（以平均容重 2.6g/cm^3 计算，约相当于 2000—5000m 的埋深）的条件下所作，其抗压强度较之单轴试验成倍地增加，弹模和泊松比也相应地增大。盆地内的构造变形深达数公里，显然三轴试验参数更接近于真实情况。尽管三轴的测试数据与单轴的相差较大，但同样存在膏盐岩、泥页岩相对值小、灰岩、白云岩和大理岩相对值大的规律。但从总体上看，各类岩石大都从单轴实验的偏弹性向三轴实验的偏塑性转化。

综上分析结果，将盆内各主要类型的岩石相对地划分为六类：①膏盐岩属强塑性；②泥页岩类属塑性；③砂岩类属弹塑性；④一部份灰岩属脆弹性；⑤另一部分灰岩和白云岩属弹性；⑥大理岩等属强弹性。

上述结果是从大量数据统计中得出的，但在某些特定的地质环境中，情况可能有所不同。例如：川西致密砂岩的力学参数值可能比灰岩高，脆性还要明显；老地层的砂岩也可能比新地层的灰岩、甚至白云岩的力学参数值高。另外，岩石力学性质不仅与岩石的类型，结构和围压有关，且与温度、应变率、含水量、载荷时间以及载荷性质等有关。如温度的影响，实验表明，岩石在一定围压下，随着温度的升高，无论拉伸或压缩，其屈服应力与强度均要降低，加速了由脆性向塑性的转化，其影响程度随岩石种类及受力状态的不同而异。这里要特别指出的是灰岩受温度的影响较大，例如：在围压 3×10^2MPa（以平均容重 2.6g/cm^3 计算，约相当于 12km 的埋深）下，对压缩而言，灰岩在 400℃ 左右即出现塑性，其强度约 4.5×10^2MPa 左右；而白云岩却需要达到 800℃ 才出现塑性，即从能干

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

层转化为干能干层[107]。这就解释了在盆地周缘地区常见的山麓岩组成的全形褶皱。因此，考虑温度的影响，常规三轴试验还应进行温度校正后方接近于真实。对于应变率而言，若一个大的应力瞬时间作用于岩石上，岩石呈弹性变形特征，反之，一个较小的力，有足够的时间作用于刚性岩石上，岩石也会发生蠕变，表现出塑变特征。含水量是另一个较重要的影响因素。Price（1960）及 Snowdinor（1970）等进行了煤系地层、碳酸盐岩及石英岩等实验，得出岩石含水量增加，强度下降，塑性提高的结论[107]。因此，对各类岩石是脆性变形或塑性变形，要视具体情况而定。

3. 速度与密度的特征

从图 6-6 中还可看出，不同岩性有不同的密度和声波传播速度。膏盐层和泥页岩的声速低于 3000m/s，密度小于 2.6g/cm³；灰岩和白云岩的声速超过 4000m/s，密度近 3.0g/cm³。这表明滑脱层是低速度、低密度的岩层。

（二）滑脱层的地表及井下特征

地表露头上，膏盐层因被溶蚀多呈岩溶角砾岩，且厚度变化大；在岩芯上膏盐层中柔皱发育。泥页岩层和一些砂质泥岩层地表可见大量的柔皱（图版Ⅱ-7、Ⅳ-7），层面发育滑动痕迹，片状矿物定向排列，有的形成劈理（破劈理或流劈理）；在钻井过程中具有进尺明显加快等特征。在露头上常见一些小尺度的台阶状断层（图版Ⅱ-8、Ⅳ-8），此照片显示了台阶状断层的中断坪和上盘断坡，滑脱层反映为上下岩层的分界面（箭头指示处），即滑脱面。

（三）滑脱层在石油地震上的特征

石油地震勘探是当今油气勘探中，获取地下局部构造形态资料最多和最有效的手段之一，它反映的是岩石物性面，不同的岩石物性，特别是速度和密度构成的波阻抗不同就具有不同的反射特征。四川盆地的石油地震勘探几乎遍及各局部构造，取得了大量的地震反射信息，通过地震波在地层中传播速度为研究和大量的地震反射剖面的分析，发现了许多滑脱层的存在，兹举例如下：

1. 各主要层段的地震波传播速度如表 6-1，表中所示为各主要层段的层速度值，滑脱层是相对的低速带。雷口坡组至嘉陵江组四段的层速度低于嘉陵江组的其余层段，特别是大池干井构造的池 7 井更为明显。志留系和下寒武统高低速带也较突出，其层速度在 4000—5000m/s 之间，平均值为 4400m/s 左右，较二叠系低约 1000m/s，较奥陶系低 600m/s。这些层速度数值比前述物性实验分析得出的声速低大得多，这是因为层速度值是在成层状态下所测，岩层在地下具有一定的围压，使岩石密度增大，导致速度值大为提高。此外，从岩石物性实验数据（图 6-6）所示，膏盐岩与泥页岩的速度值相近，但在表 6-1 中，雷口坡组至嘉陵江组四段的层速度值则较高。原因是该层段内除有膏盐层外，还有灰岩和白云岩，其层速度值是一个综合反映，故此值较高。

2. 通过对大量石油地震反射剖面的观察和分析，认为四川盆地内的构造不仅存在有常规的纵弯褶皱，而且有较广泛地存在于中、高陡背斜中的滑脱构造（台阶状逆断层及其伴生褶皱），图 6-7 就是一个典型代表。图中 T_m 反射层系下寒武统底部，T_m 以下的地层近于水平，无构造变形，为形变基底，上部地层的形变是在下寒武统泥质岩上滑脱所致，因此，下寒武统称为下（底）滑脱层（亦为台阶状逆断层的后断坪所在，图 6-7H 处），由台阶状逆断层弯曲所产生的褶曲称断弯褶皱。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 6-1　四川盆地层速度统计

井号 / 层位	女基井	中深1井	南深2井	阳范X2井	罐1井	好7井	涪7井	平均值
T_3 以上	4400	3700	4600	4600	4700	4380	3906	4212
T_3—T_1^4	5520	5394	6200	5990	5540		4989	5579
T_1^4—T_1^1	5540	5441	6400	6615	5990	6052	6609	6084
T_1—P	5500	4886	5800	5970	5993	5701	6339	5747
P	5020	4845	5600		5153	5232	6071	5487
S		4528	4000		4500		4565	4398
O	3900	5227	6000		5000		5112	5057
$\in_{2-3}$	6970	5956					5201	5046
$\in_1$	4780							4780
Z	2400							2400

单位：m/s　　（大部分据四川石油管理局资料）

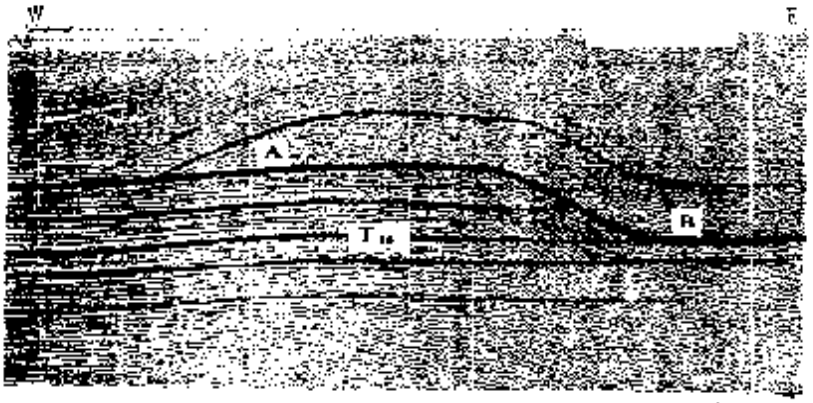


图 6-7　华蓥山背斜的地震反射时间剖面（示台阶状逆断层）
（据四川石油管理局地调处资料）

图 6-7A 处，是断弯褶皱的特征部位，即塔说的剖面上的喷口，紧靠 A 下方的反射层为顶滑脱面（层），包括了前断坡、前断坡和中断坪。褶皱核部的加厚是由于地层重复所致。上述是三层式结构剖面：即深层为平缓的连续反射波组，中层为不连续的向上隆起的反射波组，浅层为平缓隆起的连续反射波组。这三层形变单元之间，即为滑脱层（面）之所在。

综上所述，滑脱层系指那些层速度低、密度低、在地应力作用下呈塑性的岩层，并能使上、下岩层产生不协调的构造形变格局。

三、滑脱层的分布

（一）纵向上的分布

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

四川盆地盖层中存在三个区域性的滑脱层（图6-8），它们是：1．三叠系嘉陵江组四段至雷口坡组的膏盐层；2．志留系下统的泥页岩和砂质泥岩层；3．中、下寒武统中的泥质岩和膏盐层。此外，还有局部滑脱层六个（图6-8），它们是：1．上三叠统须家河组第一段和第五段的煤系地层；2．嘉陵江组第二段的膏盐层；3．飞仙关组第四段的泥页岩；4．上三叠统下部或底部的泥页岩；5．下奥陶统的泥质岩和泥灰岩层；6．震旦系陡山沱组的页岩。

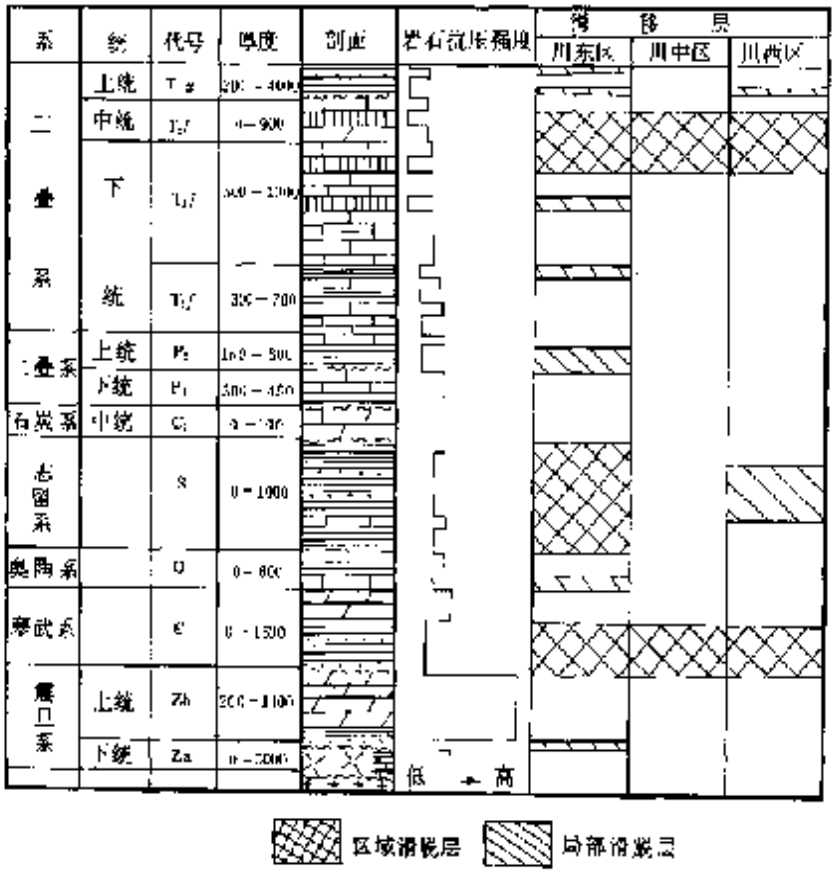


图6-8 四川盆地滑脱层分布示意图

T_3x—须家河组；T_2j—雷口坡组；T_1j—嘉陵江组；T_1f—飞仙关组

区域滑脱层是指那些分布广、滑脱（移）作用明显的层系，局部滑脱层是指横向变化大、分布较局限或厚度较小的层段。上述各滑脱层并非在一个地区或一个构造上同时存在，它们是否成为滑脱层，要视其地层结构组成、埋藏深度、受力状态和强弱以及滑脱层本身的特性而定。

（二）横向上的分布

各滑脱层是否产生滑脱作用，以及滑移距离大小，与其所处的区域构造背景、受力状况和滑脱层的分布有关。一般说，距盆地边缘近的局部构造，受地应力强，被卷入的变形地层多，滑脱层深，反之亦然。从三个区域滑脱层平面分布图（图6-9、6-10）所示，它们的分布是不尽相同的，而局部滑脱层的分布，则其变化更大（参见第三章）。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

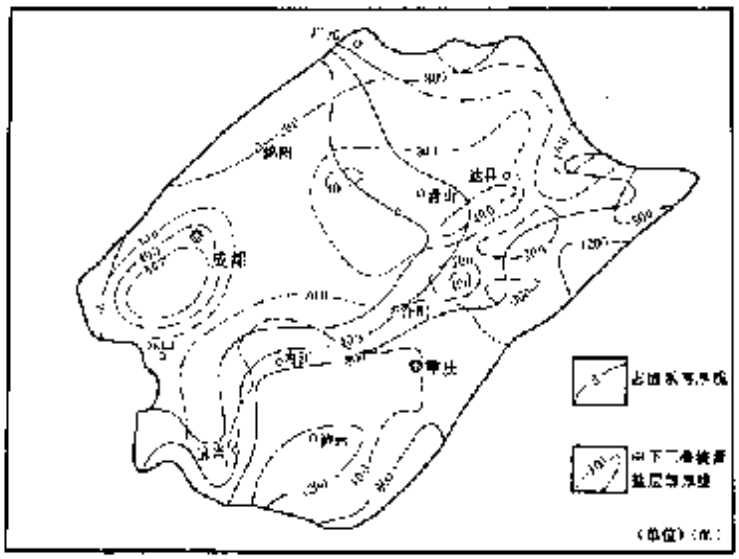


图 6-9　四川盆地志留系及中下三叠统膏盐层等厚图
（据佟亚等）

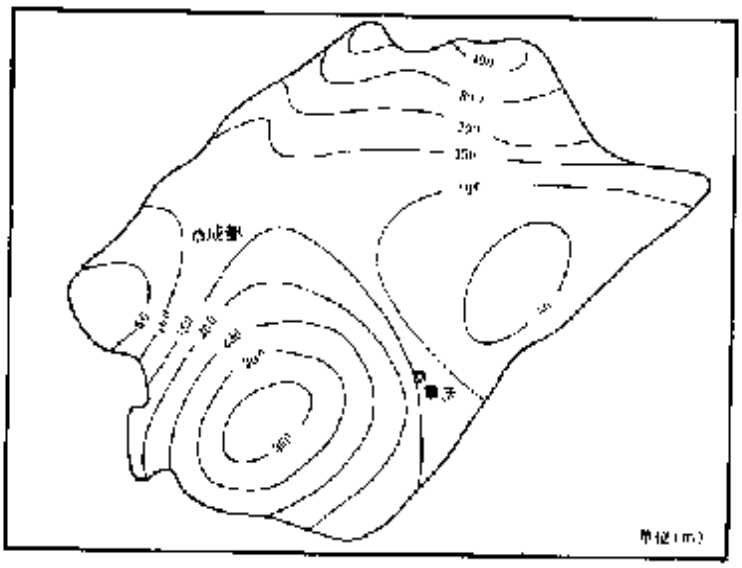


图 6-10　四川盆地二叠武统沉积岩相图

米仓山和大巴山以南，以及川东、川南等褶皱强烈区，普遍存在三个区域性滑脱层，局部地区有三个以上的滑脱层。在靠近周缘山系的个别高陡背斜上，震旦系陡山沱组为最

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

老的滑脱层，但盆地内大多数局部构造最老的滑脱层为下寒武统，最大埋深约 8km 左右（川东）。川东高陡背斜之间的中、低背斜，一般具有 2—3 个滑脱层。川中是受应力作用最弱的地区，上缺失志留系这一区域滑脱层，当其受较弱水平应力挤压时，仅使嘉陵江组和雷口坡组富膏盐层段产生塑性流变，引起上覆地层的上隆而形成一些盐拱；在应力较大区部分地区，下寒武统滑脱层也起作用，局部地区还发生了基底卷入的褶皱（威远）。四川盆地西部地区，所受应力和变形强度较川中大，但比川东则小得多。这是因为西部强大地应力在龙门山推覆带前缘的三大断裂带大量释放，传递到本区已是强弩之末；此外，在地史上本区是一沉降区，特别是陆相地层的沉积厚度远大于盆地内其余地区；最浅的区域滑脱层（嘉陵江组至雷口坡组的膏盐层）的埋深已达 6—7km，这相当于川东地区的下寒武统滑脱层的埋深，故本区起作用的滑脱层主要是嘉陵江组至雷口坡组的膏盐层和须一段的泥质岩层。

在某些受地应力较弱地区，无明显的滑脱层存在，如九龙山、威远等背斜。其形变属等厚褶皱，位移调整仅消失于各小层之间，即为常规的纵弯褶皱，非滑脱构造。

第二节　局部构造的类型及演化

一、局部构造的分类原则和标准

国内外对局部构造的分类有许多方案。针对四川盆地内构造形变的具体特征，西南石油地质局和四川石油管理局等在局部构造分类方面做了大量的工作，提出了许多分类方案，前人在分类方案中，多从纵弯褶皱机制出发，考虑深、浅层构造空间形态及与断层相互关系，形成机制，背斜复合变形的主次、先后，形成应力方式，基底强度等因素，这些因素是构造形变的最基本的外界因素。一个构造的形变不仅与外界施加的因素有关，而且与形变岩层的内在结构有关，即剖面上软硬岩层的组合不同，就会产生构造形变上的纵向差异。本文从四川盆地地质构造的实际情况出发，以研究盆地内局部构造特征为目的，将构造在多期次、多方向、多层次的全部基本形变在三维空间上的展布规律作为对象，为从总体上反映其复合变形特征、形成机制和成因关系进行了综合分类。

不同类型的构造具有独特的褶皱、劈裂等变形特征，它们的形变和展布受控于区域应力场的挤压方向、期次和强弱，因此，在分类标准中把此外因作为一个重要方面，而每个构造的形变特征和最终几何形态又与其形变层的滑脱层层数和滑脱层形变特征有关。因此，根据构造形变机制、应力挤压方式、期次、几何形态、滑脱层的多少及形变特征等因素，将这些局部构造划分为 10 大类和 17 小类（图 6-11）。

二、局部构造的类型及特征

（一）简单褶曲（Ⅰ）类

该类构造为一简单的隆起（图 6-11 中第一类），平面上呈穹窿或短轴背斜，圈闭面积几平方—几十平方公里；褶皱微弱，隆起幅度多小于 500m，两翼地层厚度相近，属同心褶曲，隆起幅度由浅层向深层逐渐消失，形变缩短量分散于各小层之间，无明显滑脱层；这类构造的裂缝不甚发育，若后期有改造，局部地区可能有裂缝发育带，有利于油气的聚集与高产。如川西的孝泉构造，是受一期次地应力作用而成。

（二）简单褶曲（Ⅱ）类

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

简单褶曲（Ⅱ）类是由两期同方向地应力作用的产物（图6-11），类似于简单褶曲（Ⅰ）类，其差别在于受到两期（可能多期）挤压应力的作用，后期应力对构造起加强的作用，造成隆起幅度和平面面积较Ⅰ类大；隆起幅度一般在500—1000m，面积几十到几百平方公里。另一个差别是Ⅱ类可能伴生翼部断裂，但断距一般不大，断层向上、下消失于软弱层中，断层倾角较大，但无明显的水平滑脱现象。这一类的代表是川北的九龙山背斜。

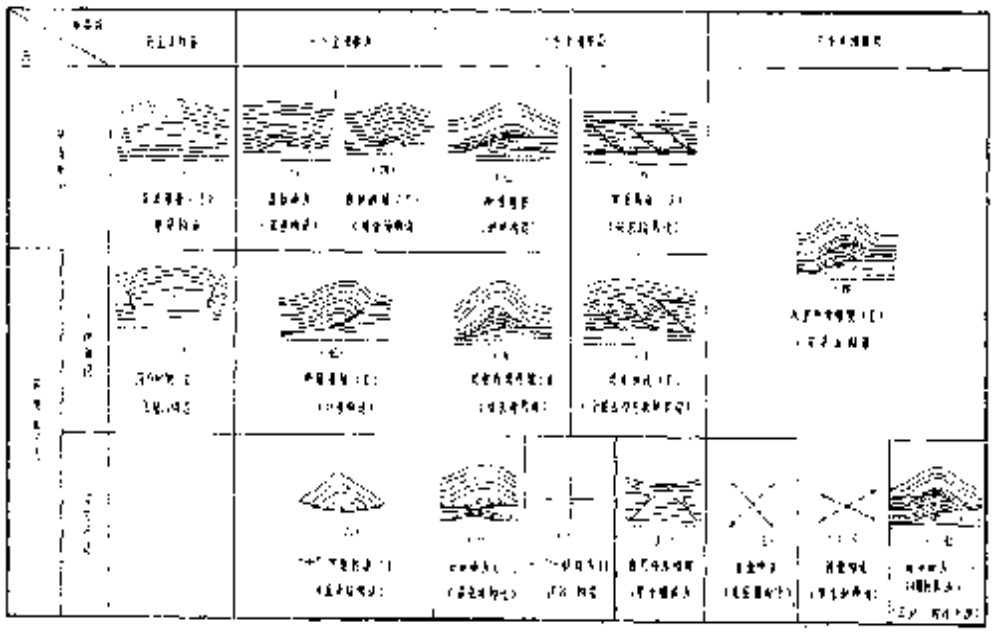


图6-11　四川盆地局部构造类型

（三）盐拱构造类

在类型图（图6-11）中，盐拱构造是受一期挤压应力作用而成，有一个滑脱层，在地应力作用下，由于滑脱层内的软塑性物质发生水平方向上的塑性流动，并在局部地区加厚，导致上部地层凸起，该类构造的形成主要是膏盐层的滑脱，可能有两种成因机制：一是膏盐层由于盖层压实而局部加厚；另一是在水平挤压应力下，膏盐层向上发生塑流并局部加厚。如花丛构造，因其翼部发育有小型逆断层，推测为水平应力成因，或两种成因相结合的结果。

（四）断展褶皱（Ⅰ）类

断展褶皱即断层扩展（传播）褶皱[108]，它是台阶状逆断层的初期阶段，断层在断坡的上缘终止，不再延入前断坪。由于断坡下盘的逆冲，上盘断块前缘位移，使上覆岩层发生褶曲，形成不对称的褶皱，它的轴面倾向与断坡处断层面的倾向相同，背斜引起的物质运动方向与断坡上盘的物质运动方向一致。此类背斜伴随断层而存在，倘若断层沿褶皱核心能走向消失，则此背斜很快不复存在。断展褶皱（Ⅰ）类受地应力作用次数少（多属一

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

期应力作用）且较弱，断层向上延伸短，切割地层少，褶皱隆起幅度低（图 6-11 中第四类），故将此类划入受一期地应力作用而成，并具一个滑脱层。典型代表为川西蓬莱镇井田范围中的观音场构造。

（五）断展褶皱（Ⅱ）类

断展褶皱（Ⅱ）类是断展褶皱（Ⅰ）类再次受与第一期同方向挤压（或压扭）应力而形成，断层向上延伸较远，切割地层较多，褶皱隆起幅度较高，背斜轴面倾角变小，只具一个滑脱层。典型代表是中坝构造（详见后述）。

（六）"十"字型构造（Ⅰ）类

该类存在一条断层，其剖面形态是拉拱构造或断展褶皱的剖面形态，即具有一个滑脱层（图 6-11 中第六类所示为平面构造形态）。它是受两期不同方向地应力作用，形成构造的横跨（反接）复合现象。典型构造是五通场背斜。

（七）断弯褶皱类

在水平挤压应力作用下，台阶状逆断层上盘受挤压造成上覆岩层产生拱曲。当断展褶皱的断层伸入上断坪时，始形成台阶状断层的完整形态。上盘断坡和下盘断坡的上盘地层构成褶皱的两个翼，两翼之间为背斜的平缓顶部。这种褶皱的形成与断层弯曲有关，被称为断层弯曲褶皱[100]（简称断弯褶皱）（图 6-3）。在类型图（图 6-11 中的第七类）中，剖面上存在两个滑脱层（顶、底滑脱层）。这种类型的代表是卧坪构造、八面山区箱状背斜可能属于此类。

（八）双重构造（Ⅰ）类

双重构造（Ⅰ）是典型的后倾双重构造，即断坡倾向与运动方向相反[105]。这类构造是在顶、底滑脱层之间的能干层受水平挤压应力逐渐加强时，利用形变初期的一组"X"剪切裂缝发生逐次向逆冲断裂，断层上下消失于顶底滑脱层中。这种断层的地层断距一般较小，褶皱隆起幅度也较低，在顶滑脱层之上的地层为水平或单斜，平面上为一组平行排列的背斜。这类构造的分布区域主要在米仓山前缘的旺苍东西向构造带内，典型代表为张家垭构造（图 6-11 第八类）。

（九）双重断弯褶皱（Ⅰ）类

双重断弯褶皱（Ⅰ）类是在相邻的两个断弯褶皱基础上再次受力，在同一变形层内，使一个断弯褶皱逆冲叠覆在另一个之上。如图 6-11 中的第九类。从理论上来讲，可以是双重以上的多个断弯褶皱的叠覆，这种形成机制可形成背斜部分叠堆的双重断弯褶皱和背斜全叠堆的双重断弯褶皱等两种形态（图 6-12）。据现有资料，仅发现了本类型图（图 6-11 中等第九类）中所示的背斜全叠堆双重断弯褶皱。这类褶皱的隆起幅度较高，多属中、中高陡背斜，在平面上延伸较长。由于受前后应力作用的方向相同，因此，属两期同方向应力形成，且具二个滑脱层。典型代表为相国寺构造。

（十）双重构造（Ⅱ）类

双重构造（Ⅱ）与双重断弯褶皱（Ⅰ）都是具两个滑脱层，受两期相同方向应力挤压下，因变形方向差异，所形成的最终不同形态（图 6-11 中的第十类）。前者是双重构造（Ⅰ）再次受力挤压而成，当受第二期同方向挤压应力时，断块进一步挤压抬升，断距增大，并使顶滑脱层以上的水平层或单斜层发生褶曲降起，也可能在断块内产生反冲逆断层。华蓥山背斜的北段本质属于此类型。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（十一）对冲构造（Ⅰ）类

对冲构造（Ⅰ）是受第一期挤压应力形成断弯褶皱后，再受相反方向的第二期挤压应力，利用同一变形层中早期挤应力产生的“X”共轭剪裂面，反向逆冲形成新的台阶状逆断层，新断层切割了早期台阶状逆断层的断坡，由此组成了对冲构造（Ⅰ）类（图 6-11 中的第十一类），代表构造是温泉井背斜，由于多期次受地应力作用，此构造较之于理想状态复杂，详见下节典型构造分析。

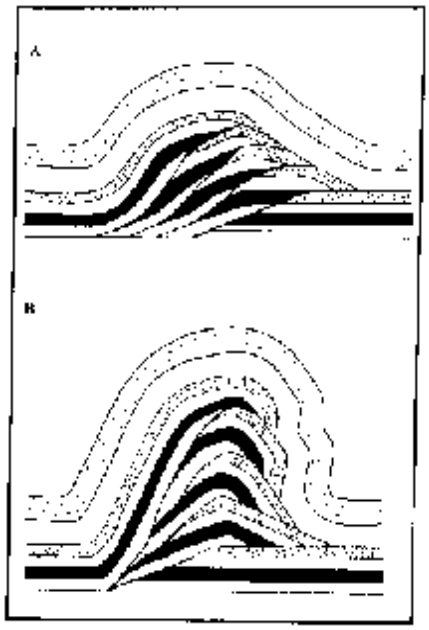


图 6-12 双重断弯褶皱的两种模式
（据 Suppe Mitra）
A—背斜部分叠加；B—背斜全叠加。

（十二）“Ⅱ”字型构造（Ⅱ）类

在平面形态上，这类构造可前述的“Ⅱ”字型构造（Ⅰ）类相似，同样是受前后两期方向近垂直的应力作用，在同一形变层中横跨叠加所形成，褶皱轴线近垂直。本类型的区别在于存在上、下两个滑脱层。倘若某时期应力较弱，则此期形成的褶皱幅度小，剖面形态是一简单褶曲；若地应力较强，在剖面上形成一隆起幅度较大的断弯褶皱。该类主要分布于川南地区，典型构造有沈公山、纳溪等背斜。

（十三）断层挤压褶皱类

这类构造过去称反叠型构造（图 6-11 中的第十三类），浅层是向斜，对应的深层却是背斜，两翼各有一断距较大的倒向相反的逆断层；当两条相向逆冲的台阶状逆断层相距很近时，其共同下盘产生挤压，靠近断层的地层被牵引，远离断层的地层向上拱升，形成断层挤压褶皱（据刘应得，1985）。这类构造主要发育在相距较近的两个高陡背斜的向斜部位或几组构造复合叠加地区的宽缓向斜内，典型例子有川东的李子铺、高坪寺、石宝寨和木子场等构造。

（十四）双重断弯褶皱（Ⅱ）类

这类构造具有二个滑脱层，由两个断弯褶皱重叠而成（图 6-11 中的第十四类）。图中所示，该类构造与双重断弯褶皱（Ⅰ）不同，它是不同形变层的两个断弯褶皱在纵向上的重叠，浅层的断弯褶皱是在深层的断弯褶皱上形成，并利用深层断弯褶皱的顶部滑脱层为其底部滑脱层，因此，在剖面上就具二个滑脱层。而Ⅰ类是在同一形变层内发生逆冲叠加，且仅有两个滑脱层。双重断弯褶皱（Ⅱ）可分为一期应力和二期应力两类，这是因为受一次挤压应力足够强时，即可形成此种形态。区别此类型的构造所受地应力期次多少，视其所处的区域应力场而定。这类构造见于中高陡褶皱区，如川东的方斗山构造。

（十五）直叠构造类

这类构造与前述的“十”字型叠加构造不同。图中所示（图 6-11 中的第十五类），实线为浅层褶皱的轴线，虚线为深层褶皱的轴线，深、浅层的构造轴线在纵向上呈近直角

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

叠置的关系。"T"字型构造为同层叠加，直叠构造是深、浅层构造的叠置。若沿一条垂直于深层构造轴线的剖面，即已显示出深层为断弯褶皱，浅层为平缓褶曲；反之，切一条垂直于浅层构造轴线的剖面，情况则与上述相反，浅层为断弯（或断展）褶皱，深层为简单褶曲（详见下节典型构造分析）；这是一个具三个滑脱层，受前后两期方向垂直的，且深、浅层次不同的水平挤压应力而成的一类构造，其分布主要在两组构造横跨（复合）叠加地带，典型构造有川东北地区的云台观、双石庙、分水岭和洛南坳等背斜。

（十六）斜叠构造类

斜叠构造与直叠构造类似，差别仅在于所受前后两期构造应力的方向并非垂直，而是斜交，故形成的两褶皱的轴线也呈斜交形态，一般交角在45°左右。这类构造分布于构造展布方位变化较大或方位略有不同的两斜构造接触地带，如鲸版、罗家坪、黄龙、水口场等背斜。

（十七）对冲构造（Ⅱ）类

对冲构造（Ⅱ）类与（Ⅰ）类不同。剖面图（图6-11中的第十七类）所示，它具有三个滑脱层，深、浅层断层逆冲方向相反，反映了受前后两期相反方向挤压应力作用，形成背斜叠覆。早期应力作用层位深，晚期应力作用层位浅。此类构造主要分布在盆地东部的高陡构造区，代表构造有明月背斜、云安厂背斜东段。

三、局部构造的演化模式

上述局部构造类型表明四川盆地存在多种多样构造类型及其独特的形成机制、构造演化历史。许多地质学家从不同的角度、观点探讨了四川盆地内局部构造的形成演化史，其中值得提出的有徐中典（1986），他在总结油气勘探成果基础上，提出了一套新的发展模式；刘应楷、郑祖熹、戴荣申等也作了大量的工作。前人对局部构造的研究多从纵弯褶皱作用的理论出发，认为四川盆地局部构造主要是纵弯褶皱机制形成的，而未考虑滑脱褶皱机制。前述滑脱层和局部构造类型的分析可以看出，拆离构造广泛存在于四川盆地。

为进一步探讨盆地内的构造演化史，在综合分析局部构造分类的基础上，提出局部构造的演化模式（图6-13）。该模式将四川盆地局部构造的演化分成三个演化序列，三个演化期和七个演化阶段。三个演化序列为：滑脱构造演化序列、双重构造演化序列和简单褶曲演化序列。

（一）滑脱构造演化序列[116]

1. 滑脱抬升阶段

这一阶段是形变的最初阶段，主要是由于滑脱层塑性变形，在背斜核部的加厚或小型对冲断层的折叠，相当类型中的第四类（拉拱构造类）。由于形变量相当小（缩短率大约0—1%），在地表为平缓背斜，有的几乎无显示。

2. 断展褶皱雏形阶段

在一个脆、塑性地层间互组成的地质体中，当受水平挤压（或拱压）应力足够大时，脆性地层最先沿的断面破裂，当所受应力继续加强时，其中的一破裂面发展为逆断层（一般是逆冲断层，非反冲断层），由此形成一不对称的褶皱，这就是断展褶皱阶段的开始。这一阶段的变形缩短率约3%—4%，如类型图（图6-11）中的第五类。

3. 断展褶皱阶段

当第2阶段继续受力时，发展成为断展褶皱（Ⅱ）类（与前一阶段的差别见前述），

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

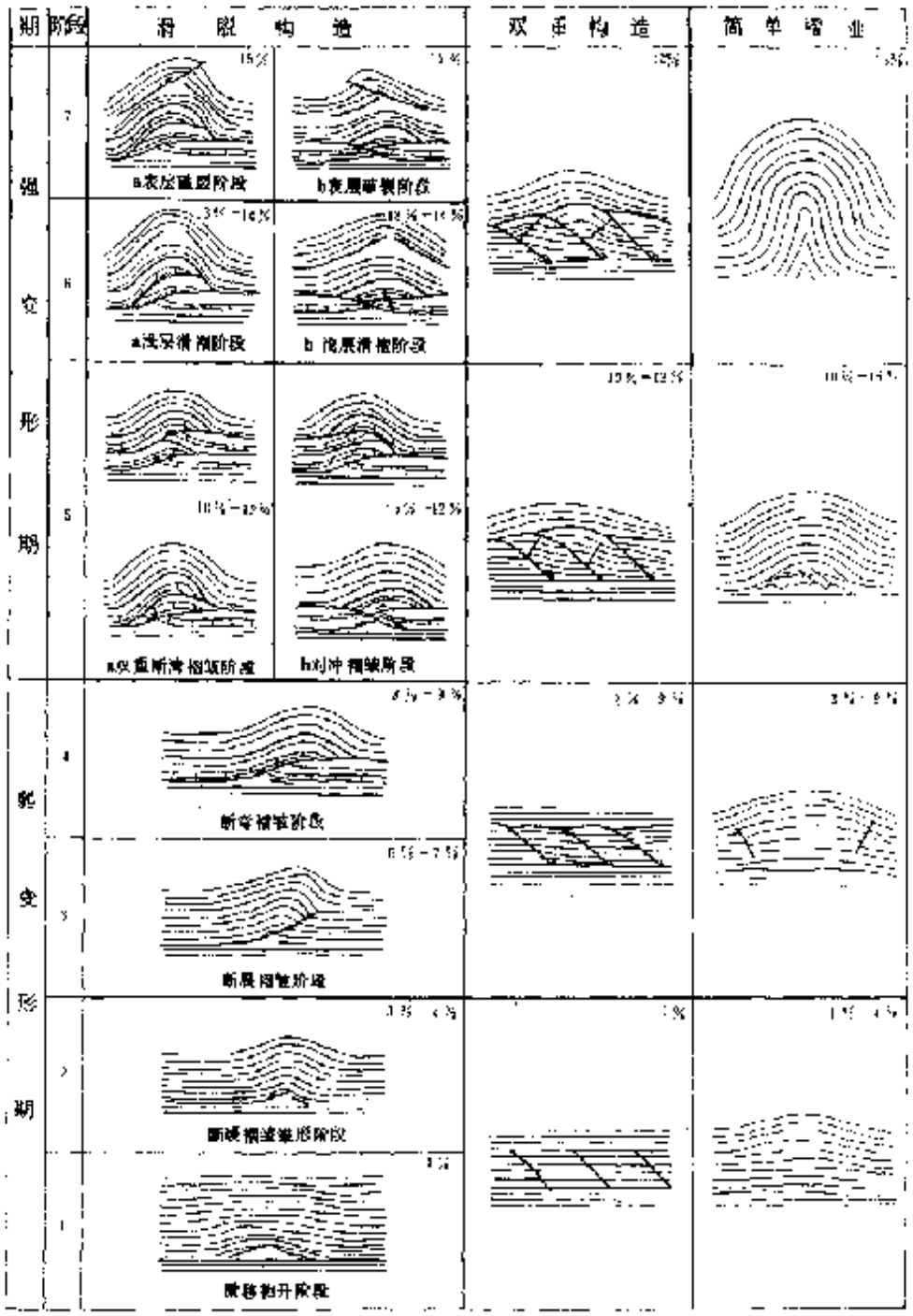


图 6-13 四川盆地局部构造演化模式

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

它的断距和褶皱幅度较前阶段加大，缩短率增至5%—7%。

4. 断弯褶皱阶段

此阶段是脆变形期中最高级的阶段，也是韧变形期的前奏。这就是台阶状断层最基本的完整形态（详细描述见前）。这一阶段的缩短率达到8%—9%。

5. 双重断弯褶皱和对冲褶皱阶段

在受多期构造应力作用下，褶皱进入强变形期，使形变复杂化。此阶段按前后应力作用方式，把演化史分为两个序列：a序列是前后期构造应力方向不变；b序列是后期与前期构造应力方向相反，应力方向垂直或斜交剪此序列。

本阶段中的a层双重断弯褶皱（Ⅰ）和（Ⅱ），b为对冲褶皱（Ⅰ）和（Ⅱ）。由于滑脱层发育不同，可分为两个亚型，有两个滑脱层的区域，形成（Ⅰ）类，存在三个滑脱层的区域，可能形成（Ⅱ）类。因此，该阶段包括了四种类型，缩短率达10%—12%。

6. 浅层滑褶阶段

在前一阶段的基础上，浅层滑脱层发生塑性流变，并向背斜核部聚集，使褶皱幅度增大，导致缩短率增大13%—14%。

7. 表层破裂阶段

本阶段和第6阶段都是深层构造形态基本保持不变，应力集中在浅层。但最后的阶段是表层发生破裂，并产生表层的逆冲断层，缩短率大于15%。据点和南对川东高陡背斜带的平衡剖面计算，最大缩短率不超过20%。

川东地区高陡背斜核部的地震反射资料差，并有剥蚀，得不到真实的构造形态，但从隆起幅度和某些地表出露的核部断层分析，这些高陡背斜可能已演化到第6或第7阶段。

（二）双重构造演化序列

演化模式图（图6-13）中所示，双重构造演化序列的最初阶段是，当受地应力作用时，在上、下滑脱层之间的能干层内形成一组平行斜列的剪切面，随着地应力的逐渐加强，首先形成双重构造（Ⅰ）类，然后表层发生褶皱发展到双重构造（Ⅱ）类。如果继续（或再次）受力挤压，前缘构造即可产生反冲逆断层，形成前缘反冲块。这种构造样式类似于徐中英的断块模式。浅层为一完整背斜，深层由一个主背斜、前缘反冲块和后缘褶曲组成的复杂构造层。这在川东高陡背斜可能有代表性。该序列的继续演化就可形成类似于盆缘的背驮式推覆构造。各阶段缩短率见图6-13中所示。

（三）简单褶曲演化序列

简单褶曲演化序列就是通常称谓的纵弯褶皱的演化事例。纵弯褶皱是盆地内重要的经典类型之一，并广泛存在于盆内和盆缘，这也是过去地质学家在四川盆地重点的研究对象。这种褶皱作用往往发生在那些滑脱层不发育、变形岩层较单一或不同岩性频繁交互的地区，在受水平应力挤压时，发生褶体褶曲[110]。在弱变形期，无明显的水平方向滑移作用，随着岩层褶皱的加剧，产生滑脱作用，褶皱核部形成次级小褶皱和小断层，褶皱地层为等厚变形；再继续受力，就可能在核部产生脱空或形成尖棱褶皱。纵弯褶皱的强变形期常见于盆地周缘山系的推覆褶皱带或紧邻盆边的某些强褶皱带内，变形缩短率>10%；弱变形期的简单褶曲常见于盆内弱形变区，变形缩短率<10%。

目前，对褶皱与逆冲断层的关系存在着两种观点：褶皱作用导致逆冲断裂，或者逆冲断裂控制褶皱作用。前者表现为先褶皱后逆冲，后者表现为先逆冲后褶皱。现今四川盆地

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

内局部构造样式多种多样，形变方式也千变万化，但大多数的构造都有这样的特征，地表构造简单、断裂不发育，中、深层断裂发育，构造复杂、往下构造消失。该三层式结构在川东、川南表现得特别清楚，地表为一简单背斜，有些为箱状背斜，中下三叠统一察武系表现为断层复杂的构造，察武系或震旦系以下无构造显示；川西地区地表一般也是简单背斜或无背斜显示，而侏罗系一除三叠统有断层和背斜，中下三叠统膏盐岩层以下几乎或无背斜显示。这些现象表明了逆冲断裂引起了褶皱作用。本次对四川盆地局部构造形变特征研究就是基于逆冲断裂引起了褶皱作用的这一滑脱构造形变基本思路，并首次用于对四川盆地内的局部构造进行系统分类和形变机理解释，获得了理想的效果。但是，由于地质历史的复杂性和每地区地质结构的特殊性，同样存在着其它类型的构造样式，例如：先褶后断的构造可能在塑性较强的碎屑岩层产生，川中北部的膏盐发育区可能存在盐拱构造，川西地区的碎屑岩层内可能有差异压实构造的存在，而基底隆起控制的背斜可能有威远、磨溪、洛阳坝等大型背斜。但从目前的勘探手段和对四川盆地的研究程度看，运层滑脱构造形变机理来解释盆地内大多数局部构造的形成与演化较为理想。

第三节　四川盆地局部构造区划及典型构造分析

一、构造区划及其特点

为反映上述多种局部构造类型及其演化在平面上的分布，不同时期、不同方向地应力所形成的多方向局部构造的特点与平面上的展布，将四川盆地划分为3个区带、8个分区（图6-14），各区带、分区中的局部构造形变特点概述如下：

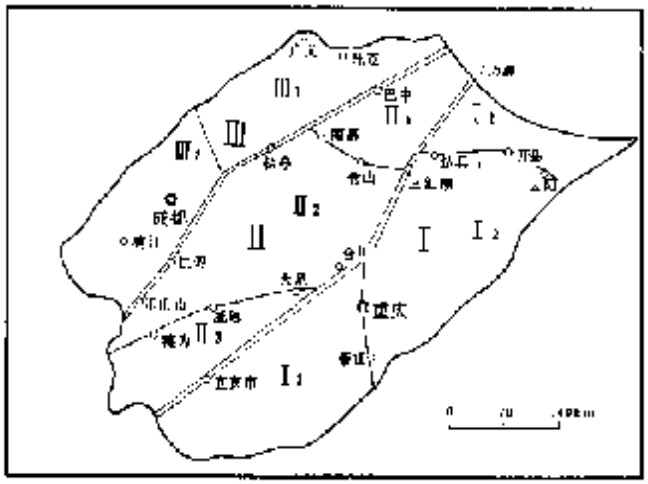


图6-14　四川盆地构造区划简图

Ⅰ—多层滑脱中、高陡背斜带；Ⅰ1—多层滑脱叠瓦带；Ⅰ2—多层滑脱高褶区；Ⅰ3—多层滑脱叠加区；
Ⅱ—平缓褶皱带；Ⅱ1—平缓褶皱区；Ⅱ2—平缓褶褶区；
Ⅲ—单层滑脱中、低背斜带；Ⅲ1—简单褶皱区；Ⅲ2—断层褶皱区

（一）多层滑脱的中、高陡背斜带（Ⅰ）

本区带包括四川盆地东部和南部，西界为华蓥山背斜，及其顺走向北东延至万源，南

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

西延至宣汉、东界、北界和南界均为四川盆地边界（图6-14中Ⅰ带）。该区带中局部构造初始形成于燕山晚期，喜马拉雅早期也有形成，但分布广泛的主要背斜定型于喜马拉雅中期（晚新新世至上新世）。受太平洋板块向北西推挤的应力作用下，又受川中古陆块所阻挡，在该带沉积盖层中多个脆、塑性岩层间互条件下，发育了多个滑脱层，形成了成排的、褶皱强烈的、地表为隔档式的褶皱，褶皱幅度高达2000—4000m。一般来说，本区背斜构造在剖面上存在三层式结构：上层是上三叠统须家河组及其以上的陆相地层组成的被动形变单元，断层不发育，基本上属于薄皮褶曲形变；中层是下寒武统滑脱层以上的海相地层组成的主动形变单元，其中以下志留统滑脱层划分为中上层和中下层，层内台阶状逆断层发育，断层向上、向下消失于上、下滑脱层中；下层是震旦系及其以下地层组成的稳定形变单元（或形变基底），几乎无褶皱迹象。[特别是中段地区（图6-14中I_2区）更以这种走向北东的高陡构造为主，称多层滑脱高褶区。大巴山前的I_1地区是高褶区（I_2）的延伸，由于受大巴山向南的推挤，在东部形成东西向展布的高褶区，而在西部形成近南北向叠置的中陡背斜区。华蓥山向南，构造线呈帚状撒开并与东西向展布的构造形成一个三角区，这里“十”字型叠加的Ⅱ、Ⅲ背斜构造发育。依据三分区特征分述如下：

1. 多层滑脱叠置区（I_1）

本区位于达县—开县—云阳一线以北，大巴山以南（图6-14中I_1分区）由于受滨太平洋构造域和大巴山推覆带两个方向先后多期次挤压作用，在达县、宣汉附近形成了北东向与北西向两组构造依深浅叠置，即浅层为北西向、深层为北东向的直叠型和斜叠型构造（图5-13、6-11中第十五、十六类），如东岳寨、双石庙、罗家坪和黄龙等背斜。开县以东地区，构造轴线呈东西向，反映滨太平洋构造域应力场在开县附近有了改变，应力方向由南东至北西挤压变成了由南向北的推挤；大巴山对该区的挤压是由北向南，这两个相反方向应力的前后挤压作用，形成了深层（早期）向北逆冲、浅层（晚期）向南逆冲的对冲构造（Ⅱ）（图6-11中的第十七类），如铜锣背斜和云安厂背斜东段，同时也形成了同层形变的对冲构造（Ⅰ）（图6-11中的第十一类），如温泉井背斜。

2. 多层滑脱高褶区（I_2）

本区位于I_1区与合川－重庆－綦江一线之间（图6-14中的I_2区）。区内主要以一系列北东、北北东向展布的背、向斜为主（在南端有一部分为近南北向构造），发育有六排高陡背斜带，自西向东依次是华蓥山、铜锣峡、明月峡、黄泥堂、大池干井和方斗山等背斜。这些背斜具有多高点，轴线长、长、短轴比值大，褶皱幅度高和两翼倾角大等特点，背斜轴线一般长几十公里至两百余公里，宽10km左右，彼此相互平行。在一些高陡背斜间的向斜内还存在一些褶皱幅度较低的构造，如稻成场、李子铺、双龙等背斜。本区主要受滨太平洋构造域应力场强烈挤压作用，使岩层发生了剧烈形变，且发育多个滑脱层。盆地东南缘的七曜山背斜滑脱层最深可达下震旦统底（见图2-7）。本区的构造类型包括断弯褶皱、双重构造（Ⅱ）、断层挤冲褶皱和双重断弯褶皱（Ⅱ）等。

3. 多层滑脱叠加区（I_3）

该区东以I_2区为界，西以Ⅱ$_2$为邻，南方盆地南缘（图6-14中的I_3区）。它是由北东向、南北向和东西向展布的三组构造所组成的的三角区（图6-1），北东向和近北向的中高陡背斜是华蓥山构造带向南自然延伸的部分，轴线东西向的背斜属中低褶皱幅度构造，但本区中部和南部南北向和北东向构造褶皱减弱，并与轴线为东西向的构造在平面上

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

组成构造的模式，据研究，前者形成时期早于后者（见第五章）。本区构造的平面“上”字型叠加，区别于Ⅰ区的深浅层的构造叠置。其原因可能与本区缺失I_1、I_2区内的中下二叠统的膏盐层有关，当受南北向挤压应力时，仅以下寒武统泥质岩为底滑脱层，志留系泥页岩为顶滑脱层向南逆冲形成断弯褶皱，并叠加在早期的南北向平缓褶曲上，如“上”字型构造（Ⅱ）类的沈公山、纳溪等背斜（图6-11中的第十一类）。

（二）平缓褶皱带（Ⅱ）

平缓褶皱带位于Ⅰ带以西，乐山—仁寿—盐亭—巴中一线以东（图6—14中的Ⅱ带），该带大部位于川中加里东古隆起上。由于结晶基底固化程度高，盖层中滑脱层不发育，特别是盆缘地区水平地应力传递到达此时，已是强弩之末，故盖层受力弱，形成的构造极为平缓，一般倾角只有1°—5°，褶皱幅度几十—300m，多属低平构造；由于受多方向褶皱的地应力的作用，褶皱幅度低，断层少，使构造定向性差；此外，鼓拱作用产生构造纵向变异，地下存在多个潜伏构造，局部地区因受深层地应力作用，形成了基底卷入式褶皱。本区虽受滇太洋构造域影响形成一些北东向构造，但多数构造是在秦岭—大巴山地应力作用下形成的，故构造生成时期主要为喜马拉雅中晚期。

1. 鼓拱区（II_1）

鼓拱区位于南部—营山—三汇镇以北（图6-14中的II_1区）的川北四陷区，由膏盐层的局部加厚所形成的盐拱构造，其特点是富膏盐层段明显增厚，构造幅度略等于膏盐层加大的厚度，且往上减小，膏盐层下伏层段无构造显示。本区（据地震资料）含膏盐层系局部厚达1千多米，这在盆内是罕见的。另外，所受构造应力微弱，盐拱构造发育（图6-11中的第二类），如花丛、仪陇、蓬安、元宝、乱石子等背斜，除邻近大巴山前缘受其影响，构造轴线有一定方向外，其余规律性差，且深、浅层轴线不一致。

2. 平缓褶曲区（II_2）

位于II_1区与梁为—威远—大足一线之间（图6-14中的II_2区），由川中隆起和威远古隆构成。基底岩固化程度高，磁性强、层速度大的太古界组成（详见第一、二章），地史上较长时期处于相对隆起部位，大部缺失石炭系、泥盆系、志留系、奥陶系，隆起核部甚至缺失部分寒武系，沉积盖层薄，导致滑脱层不发育，加之受力较弱，故形成了一些低正状或穹隆状的幅分平缓的简单褶曲类构造及局部地区的盐拱构造。值得提出的是，本区西南角的威远背斜，早古生代为川中加里东古隆起的南翼，印支期处于泸州古隆起的西斜坡，其基底为低磁性的酸性岩浆岩构成的古隆起，在受多次构造侧向挤出后，形成了巨型穹隆状隆起，剖面上为一简单褶曲。

3. 平缓滑褶区（II_3）

本区是Ⅱ区最南端的一个区，其主体为自流井凹陷，与前两区的共同点是发育一些低缓的穹隆或短轴背斜。此区与前两区的差别在于：

1）构造方向性强，这是受西北—南东的挤压力，形成的一组北东向展布的构造；

2）局部构造较普遍发育一些小型逆冲断层，形成了一系列的断展褶皱（Ⅰ）（图6-11中的第四类）；

3）二叠系膏盐层不发育，但下奥陶统的泥质岩较发育，因此，断层褶皱多以下奥陶统作为滑脱层。

（三）单层滑脱中、低背斜带（Ⅲ）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

本带位于龙门山推覆构造前缘，即盆地西缘边界与Ⅱ区之间（图 6-14 中的Ⅲ带），主要受龙门山推覆带的影响，形成了一系列大致与之呈平行的北东向展布的构造，这些构造中大多数为低缓背斜，少数为褶皱较强的背斜，如熊坡、龙泉山等背斜。尽管该带紧靠龙门山推覆带，但变形强度相对较弱，其原因如下：

1）龙门山存在三大断裂带（详见第二章），这些断裂带把推覆形变应力几乎释放殆尽，波及到盆地内的应力不强；

2）从燕三叠世以来，该带一直处于凹陷区（详见第三、五章），陆相地层厚 5000-m 左右，有效滑脱层不发育，仅存在一个区域滑脱层——中下三叠统的膏盐层，该滑脱层埋藏深，一般在 5km 左右，局部深达 7000 余米。

1. 简单褶曲区（$Ⅲ_1$）

本区位于Ⅲ带的北半部（图 6-14 的$Ⅲ_1$区），是北东向的龙门山山前凹陷与近东西向的米仓山前的川北凹陷联合而成。构造轴线总体上呈北东向，局部存在东西向和北西向，多属低缓褶皱，无滑脱层或仅一个滑脱层，在龙门山和米仓山前缘，有一排褶皱较强的构造（如中坝等），此类构造褶皱幅度较大，有 1—2 个滑脱层。本分区主要发育简单褶曲和断展褶曲。

2. 断展褶皱区（$Ⅲ_2$）

位于第Ⅲ带的南半部（图 6-14 中$Ⅲ_2$），是盆地最西边的一个区。加里东期处于隆起最高部位，古剥蚀至下寒武统、部分达灯影组、蓬灯、汶峨地区下古生界残留厚度仅 100 米左右。晚三叠世以后处于陆相盆地凹陷带，累计沉积厚度达 6000—7000m，现今仍是盆地中第四系发育区。构造轴线以北东、北北东向为主。浅层发育的褶皱和断裂，主要消失于中、下三叠统膏盐层中，本区断展褶皱发育（如大邑背斜），某些构造断层出露地表，形成断展褶皱破坏形态，如熊坡、龙泉山等背斜。本区虽在喜马拉雅早期形成了少数南北向构造，但大多数背斜形成于喜马拉雅中、晚期，是盆地中最晚一期构造强烈形变期，至今仍是地震活动区。另外，本区可见中生界逆冲，即西侧的构造向南东逆冲，而东侧的构造向北西逆冲在中更新统之上（见第四章第一节），其间形成一剖面上的三角带，即推覆构造前缘三角带，东侧的龙泉山断层即为三角带的反向逆冲断层。

二、典型构造分析

（一）花丛构造

花丛构造位于平缓褶皱带的盐拱区（图 6-14 中的$Ⅱ_1$区），平面形态为低缓穹窿背斜，剖面上（图 6-15）属盐拱构造类（图 6-11 中的第三类）。图 6-15 所示，各反射层的地质属性见表 6-2，T_0反射层为一水平层，往上到T_7反射层开始出现隆起，在两侧可见明显的回转波和绕射波等特殊波，这说明翼部有绕曲和断层，T_6反射层隆起程度有所加强，再往上幅度逐层递减，到T_7反射层以上已无明显背斜显示。

（二）中坝构造

中坝构造紧邻龙门山推覆构造带，是推覆带前缘三角区的中陡背斜（据曾宪顺等，1989）[115]，平面上为北东陡左旁斜的雨滴状背斜，深浅构造基本符合，所受应力作用来源于龙门山推覆带中西北生东南的挤压。图 6-16 是中坝构造剖面图，井经钻井校正。其中侏罗系与下伏上三叠统呈角度不整合接触，表明印支晚期构造事件已波及到本区，形成早期的断展褶皱。在沉积了侏罗系和下白垩统后的燕山期构造事件（可能有喜马拉雅期），

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

龙门山向盆内继续挤压，导致该构造进一步褶皱加强，早期主断层断距加大，并向上延伸切割部分侏罗系，同时，背斜陡翼伸展增大，形成断展褶皱（Ⅱ），并在轴部伴生次级小断层，主断层消失于嘉陵江组内的膏盐层中，故展单层滑脱简单褶曲。本构造形成早，有利于天然气的早期运移富集成藏，层深埋地温，须二段储层局低孔渗性气藏。在较近期构造北端发生较大幅度隆升，使背斜闭合度减小，因此形成了须二段气藏面积大于构造闭合面积的半悬挂式气藏。

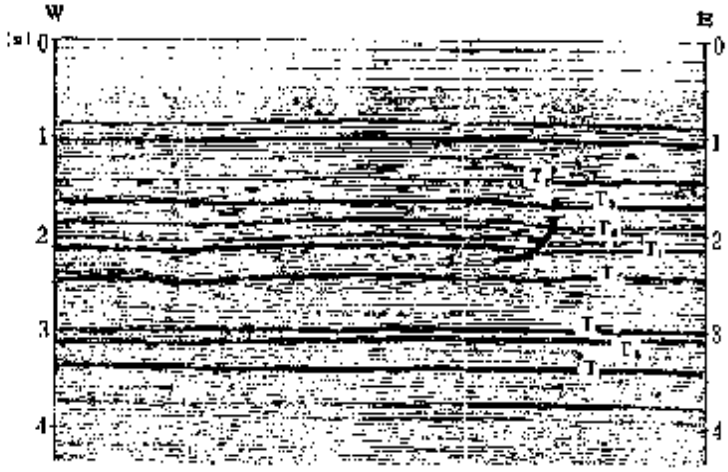


图 5-15　龙门山—S—6 测线地震反射时间剖面——示盆缘构造

（据 ××× 地质队资料）

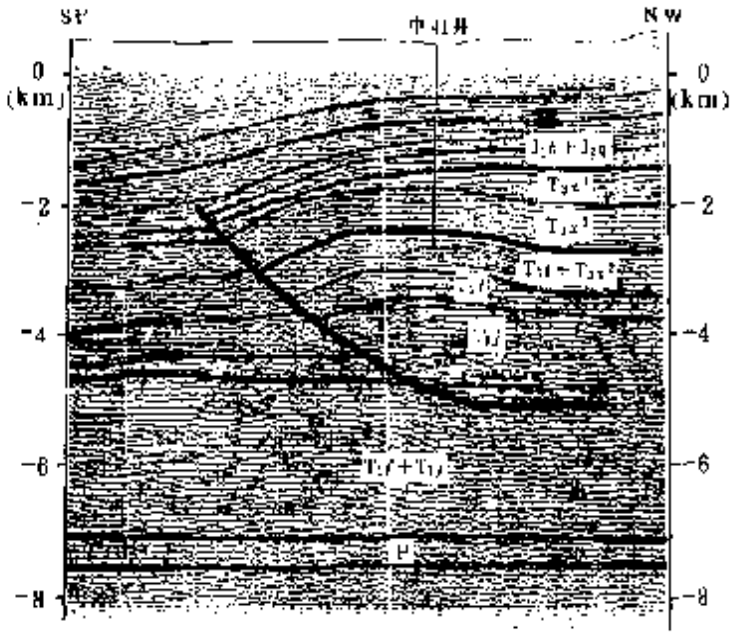


图 5-16　龙门山 [illegible] 跨地震剖面解释（一测线过井）

（据四川石油管理局资料）

T_3f—飞仙关组；T_2j—嘉陵江组；T_2l—雷口坡组；T_3x—须家河组；J_3s—白田坝组；J_2q—千佛崖组

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 6-2　四川盐池石油地震剖面反射层属性

反射层代号	地质层位	反射层代号	地质属性
T_2	下沙溪庙组顶		嘉陵江组内部
T_3	自流井组顶	T_7	二叠系顶
T_4	须家河组底	T_8	下二叠统底
T_5	须家河组下部	T_9	中奥陶统顶
T_6	雷口坡组顶	T_{10}	下寒武统内

（三）华蓥山构造北倾没端

华蓥山构造是四川盆地内大构造之一，属多层滑脱高陡褶曲，也是一个分带构造。根据石油地震成果，该构造的北倾没端位于达县与渠县之间。深层构造分裂成数个背斜，浅层为一鼻状隆起向北延伸。从北-S 测线时间剖面图（图 6—17）所示，是一个以下寒武统泥页岩为底滑脱层，中、下二叠统含盐岩层为顶滑脱层的双重构造（Ⅱ）类构造。该构造在受早期应力由东向西推挤时，形成双重构造（Ⅰ）型（详见本章第二节），后期应力再次由东向西挤压时，形成双重构造（Ⅱ）型，并伴生有反向逆冲断层。

（四）温泉井构造

温泉井构造位于多层滑脱褶皱区（图 6-14 中Ⅰ$_1$区），其北为五宝场凹陷，南为沙罐坪构造，是一个轴部出露嘉陵江组的高陡背斜，核部有杨林关断层（图 6-1）。平面上构造轴线呈北东向，受后期北西大巴山应力的改造，在南端向西转弯，并向北西延伸。在横剖面图上（图 6-18），T_{10}反射层（见表 6-2）为底滑脱层，嘉陵江组的膏盐层为顶滑脱层，喜马拉雅中期应力是由南东向北西挤压，形成密集褶皱，喜马拉雅晚期受大巴山由北向南推挤应力，改造了前期的断夸褶皱，形成一反向的复背叠加断夸褶皱，并在浅层形成杨柳关断裂，断裂向下消失于嘉陵江组膏盐层内，形成一断展褶皱，后期遭剥蚀破坏。剖面图中的虚线部分为恢复的剥蚀部分。深层构造被断层复杂化，断层向上消失在嘉陵江组膏盐层。

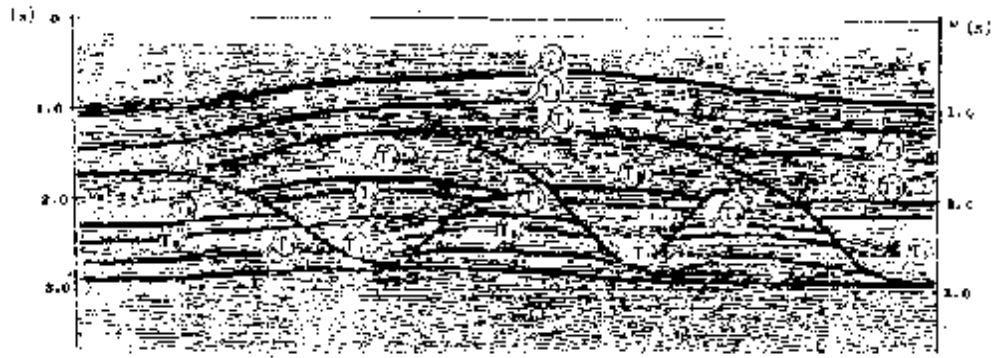


图 6-17　北-S 测时剖面

（据江南石油勘探局第二物探大队资料）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

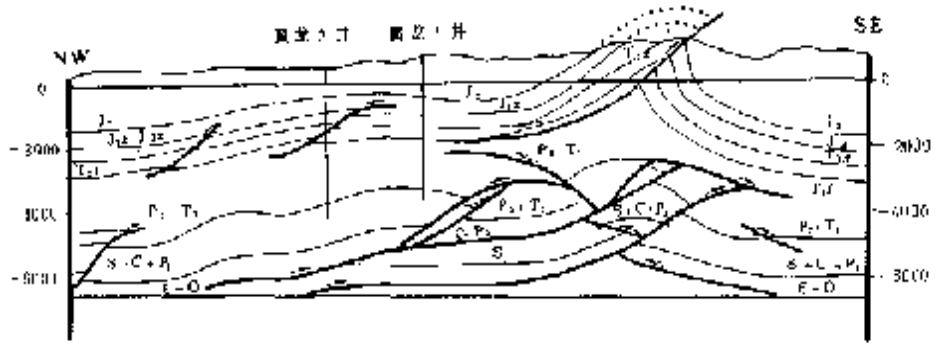


图 6-18　温泉井构造横剖面

（据四川石油管理局资料修编）

（五）沈公山构造

沈公山构造位于多层滑脱叠加区（图 6-14 中的 I_3 区）的长垣坝构造带，此构造带是由东西向的一系列串珠状短轴背斜组成，沈公山构造为其中之一。50 年代后期至 80 年代初，在该构造已钻探井 13 口，揭开了二、三叠系的气藏。构造形态深浅层基本一致，高点无偏移，都为“十”字型叠加（图 6-19）。在剖面图上，构造隆起幅度浅层最大，向深层逐渐减小，并消失于下寒武统，其下无褶皱。因此，底滑脱层即是下寒武统的泥页岩。本区中、下二叠统无膏盐层，志留系成为顶滑脱层，质脆弯褶皱。在被动形变单元内存在一个次级滑脱层，即为飞仙关组的泥页岩，导致一些小型逆冲断层发育。根据区域应力场分析，沈公山在喜马拉雅早期已形成一个低缓的南北向延伸的简单褶曲，而后期受南北向的挤压应力作用，并利用下寒武统和志留系两滑脱层，形成向南逆冲的台阶状逆断层，并叠加在先期的南北向构造上，组成了平面上的“十”字型叠加构造。

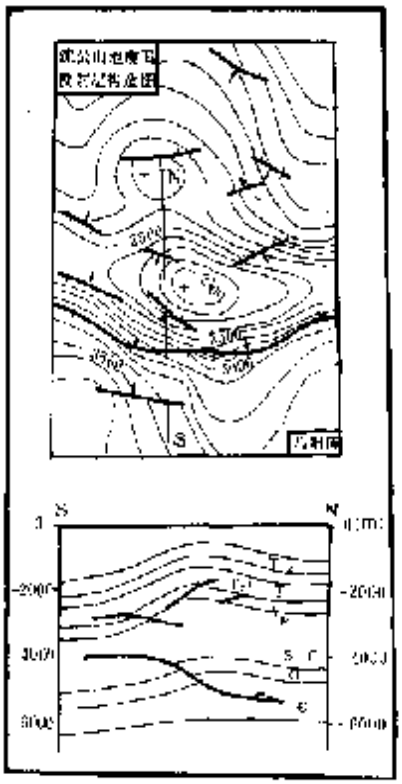


图 6-19　沈公山构造平、剖面图

（据四川石油管理局资料修编）

（六）李子铺构造

李子铺构造位于多层滑脱高褶区，构造位置是在下雷音铺背斜和七里峡背斜之间，地震剖面图（图 6-20）中所示，T_2 反射层（图中各反射层地质属性见表 6-2）以上浅层为向斜，往下逐渐变为背斜，该背斜是在中三叠统膏盐层与志留系泥页岩两滑脱层之间的对冲挤压断块内（详见本章第二节）。平面构造

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

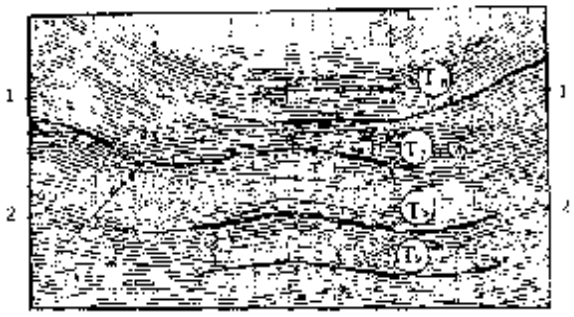


图 6-20　平了轴构造地震反射时间剖面

（据四川石油管理局资料）

T_1—雷口坡组顶；T_2—嘉陵江组内；T_3—飞仙关组顶；T_4—奥陶系顶

1、2—时间（秒）



图 6-21　卧龙河构造地震反射深度剖面

（据四川石油管理局资料）

形态为一穹隆状，圈闭面积约为 24km^2（T_3 反射层）。

（七）卧龙河构造

卧龙河构造位于多层滑脱高褶区，在明月峡与黄泥堡两高陡背斜之间宽缓向斜内，属于中高陡构造，平面上为北东向展布的长轴背斜。横剖面图（图 6-21）所示，志留系为底滑脱层，形成的一典型断展褶皱。据区域应力场的分析，该构造是在两次构造事件中断形成，但也不排斥一期构造应力所形成。

（八）东岳寨构造

东岳寨构造位于多层滑脱叠置区的南缘，是一特殊构造组合的代表构造，中深层构造呈北东向展布，浅层及地表构造呈北西向展布（图 6-22）。在剖面图上，中寒武统滑脱层与嘉陵江组的膏盐层在深部形成向北西逆冲的台阶状逆断层，并伴生有反向逆断层，形成

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

深层断弯褶皱；浅层为以雷口坡组的膏盐层为底滑脱层向西南逆冲的断展褶皱。因此，在剖面上雷口坡组（T_2l）在背斜核部减薄。应力场分析认为向北西逆冲断弯褶皱（深层）在喜马拉雅中期形成，喜马拉雅晚期受大巴山的挤压作用，形成向西南逆冲的断展褶皱（浅表层）。

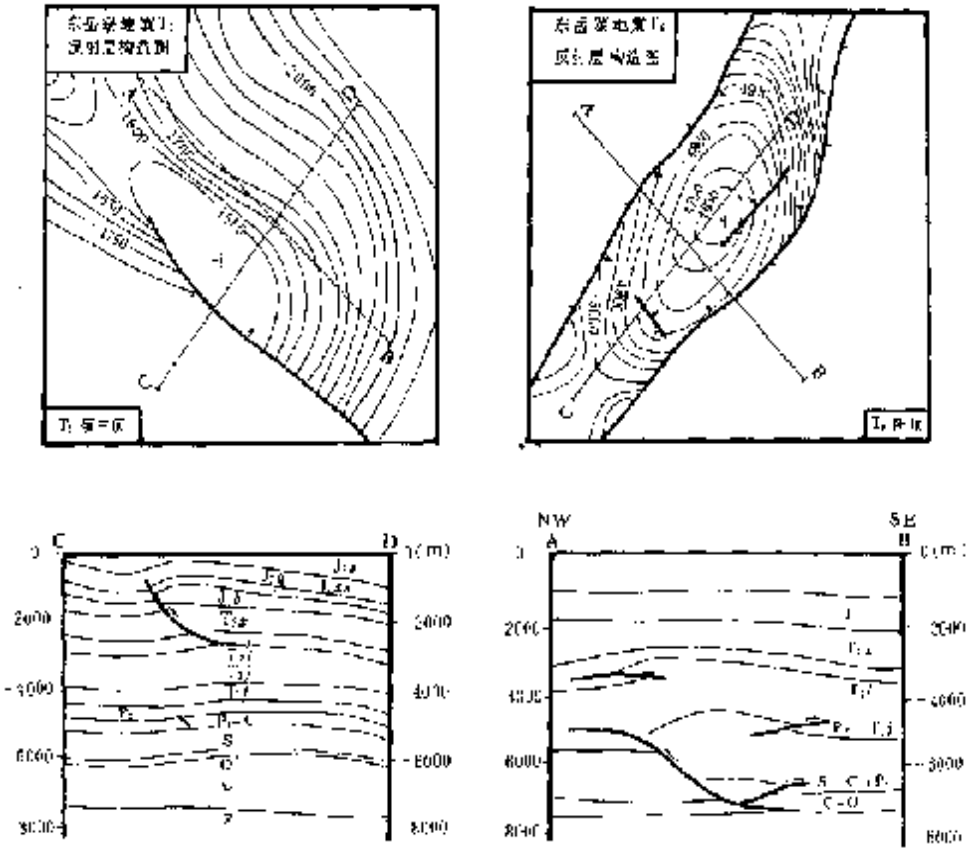


图 6-22　东坝构造浅层变异体

（据四川石油地质局第二物探大队资料修编）

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第七章　油气盐卤矿产分布特点

四川盆地海相层系已发现的矿产有天然气、石油、盐、卤、石膏、煤矿、天青石、黄铁矿、硫以及一些建筑材料等；陆相层系中已发现的矿产有石油、天然气、煤、铁、卤水、钠芒硝和建筑、陶瓷等资料。这些矿产已有专著和报告阐述它们的成矿条件与分布规律，因此，这里不拟作一一论述。下面仅就四川盆地形成演化新认识，对油气、盐、卤矿产分布特点叙述如下。

第一节　四川盆地油气分布特点

四川盆地在成盆前沉积了两大套不同性质的沉积物，因沉积类型、成岩史和构造形变的差异，形成了两套不同的含油气组合。

一、海相层系中丰富的天然气资源

四川盆地震旦系至中三叠统海相地层总厚度一般为3000—5300m，历经多个海侵—海退沉积旋回，在海侵期海水较深，生物繁茂，有利于有机质保存，成为生油气源岩；海退过程中水动能较强，生成生物碎屑、鲕屑、凝粒等能碎屑结构碳酸盐岩，在成岩过程中这些粗结构岩有利于保留或新生成含孔隙、洞穴的碳酸盐岩，作为流体的储集岩；海退期生成的蒸盐层或海侵期形成的泥质岩可作为油气的盖层。因此，四川盆地具有多个含油气组合，纵向上形成多个含气层。例如卧龙河气田从中石炭统至中三叠统已发现8个气层。

四川盆地中、新生界陆相地层厚逾5000m，在长达两亿年的漫长岁月中，海相层系深埋地腹，热演化到（中、下三叠统镜质体反射率 R_o>1.3%，二叠系 R_o>2%），其生油母质已进入生气为主阶段（早期生成的原油已裂解为天然气），故本区海相层系除个别井产少量油外，均为天然气藏。

据第三章所述，四川盆地位于海相碳酸盐岩台地中部，烃源岩比较发育，分布较广，其中特别是开阔台地相沉积的下二叠统，遍布于全盆地。30余年的油气普查勘探，各地均发现了海相层系中的天然气藏或气井，证实了碳酸盐岩气藏分布的广泛性。四川盆地海相层系总生气量为 3755×10^{12} m³—4850×10^{12} m³（郭正吾等，1985年；邓康龄等，1986），天然气资源量约为其生气量的十分之一左右，已探明的海相层系天然气储量，仅占其资源量的约十分之一，这说明四川盆地天然气资源的广阔，尚有大量天然气藏有待发现。

海相层系在长期深埋作用下，碳酸盐岩储集层普遍被压实，孔、渗性低，与全国各含油气盆地比较，这是四川盆地一大特点。在低孔、渗储层对比分析中，四川盆地碳酸盐岩储层大体可划分为两种类型。川东中石炭统为代表的孔、渗性相对较好的潮坪相白云岩储层，据42口井样品分析，平均孔隙度值为5.36%，其中孔隙度在3%—6%的占样品总数的28.95%，孔隙度大于6%的占40.46%，极大值可达20.6%，渗透率小于 0.01×10^{-3}

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

μm^2 的占样品总数的47%（王允诚等，1985）。这说明此类储层有一定的孔隙生能，但渗透性差，流体仅能在其中作缓慢流动，天然气可在适当圈闭中聚集成藏，但单井日产气量低。以下二叠统碳酸盐岩为代表的裂缝性储集层，据川南21口井岩心样品分析统计，平均孔隙度值为0.8%，孔隙度大于1%的平均孔隙度值亦仅为2.48%，渗透率绝大部分小于$0.01\times10^{-3}\mu m^2$，孔喉半径<0.1μm，属于非储集岩（王允诚等，1985），阳新统碳酸盐岩产气主要是构造裂缝，由此形成的气藏为裂缝圈闭气藏。大量勘探成果说明，下二叠统天然气藏具有自生自储特点，无长距离天然气运移，单个背斜常存在多个裂缝系统，每个裂缝圈闭有各自的气水界面和压力值，气藏可不受背斜圈闭的限制，气藏分布广，但储量不大（多为中、小型气藏），单井往往初期产量高等特点。上述两种类型储层性能说明，在天然气运移、富集和高产中，均有赖于断层和构造裂缝的发育，以改造其低孔、渗性能。因此，研究破裂构造分布规律，利用地球物理勘探技术（地震和测井）检测裂缝发育带，对于发现气藏、获得高产气井都是十分重要的。

二、陆相油气

第三章和第五章所述，四川盆地成盆前的中、新生代陆相沉积分为两大阶段：晚三叠世的前陆盆地阶段，由浅海至滨海含煤湖泊与河流相沉积，形成了以产天然气为主的含油气组合；侏罗纪以后为坳陷盆地阶段，主要以河流相为主夹湖相沉积，因埋藏较浅，有机质热演化较低，形成了以产原油为主的含油气组合。

1. 上三叠统中的天然气

本统属海相—陆相沉积，分布广、厚度大的为须家河组含煤湖沼相泥岩与河流相砂岩，有机质以植物为主，因而上三叠统烃源岩生油母质类型主要是生气为主的Ⅲ型干酪根，少量Ⅰ—Ⅱ型干酪根。又因河相沉积物热演化多已越了生油窗，形成了本统以产天然气为主。这与上述压性沉积盆地长期处于“过饱和”沉积环境，缺乏深水湖相沉积，后期陆相地层厚度巨大，形成深埋热演化高有关。

川西上三叠统的厚度是全盆地最厚的，彭县近4000m，向东厚度递减，德阳台兴场厚2346m，射洪县金华厚1058m，蓬宁厚630m，川东大竹县川16井厚446m，忠县230m。生油（气）岩层厚度约占本统地层厚度的50%（图5-5），由此可见，川西烃源岩厚度最大，是川东烃源岩厚度的10倍以上。由此计算全盆地上三叠统生气量为$392\times10^{12}m^3$—$523\times10^{12}m^3$（李汉民，1992），盆地西部地区约占总生气量的80%。

须家河组深埋地层，在长期的成岩演化中逐渐变得致密，孔、渗性很低。据72口井8812个样品分析，孔隙度平均值为4.02%，渗透率小于$0.1\times10^{-3}\mu m^2$的样品占样品总数的98.6%，含水饱和度一般高于60%[112]。孔隙结构普遍以细歪度、高排驱压力、高饱和度中值毛细管压力和弹喉道为其特点。由于储层基质物性差，因此裂缝对须家河组储层孔、渗性改善有着重要意义。

据王允诚等对本区上三叠统砂岩孔隙结构资料计算，这类砂岩储层产气所需之构造平均闭合度值为137.24m。勘探实践表明在几百米的闭合度构造上可以产气，在闭合度很小的，很平缓的构造上也能产气。这与晚期成藏认识发生了矛盾。

第五章所述，中坝构造由于第四纪以来的北端抬升而被掀斜，成为一西闭而东大为变小的鼻状构造，须二段气藏气水边界在构造北端横跨须二段顶面构造等高线（图5-16）。这反映了砂岩储层渗透性太低，第四纪以来的构造北端的抬升，并未造成中燕山期构造所

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

控制的气水界面作新的调整。

由此可见，四川盆地上三叠统砂岩孔隙结构之特征，起晚期形成的构造，在裂缝不发育的条件下，天然气难以进行侧向运移，除中坝气田是燕山期构造成藏外，孝泉气田在燕山期已具构造雏形（尹凤岭等，1992），合兴场气田的构造可能形成于喜马拉雅早期。这说明致密储层广泛分布的四川盆地，较早期天然气富集成藏可能是一普遍现象；这也不难理解，形成现今致密砂岩，时间尺度因素不可忽略。新疆克库勒－达里亚地区，三叠系砂岩孔隙度一般在20%—30%，渗透率达（100—1000）$\times10^{-3}\mu m^2$，现埋深为4200—5000m，储层物性好的原因之一，深埋时间短（主要深埋在上新世以来的4Ma），有利于原生孔隙的保存（西北石油地质局，1992）；可见致密砂岩是在漫长地史时期中多期次成岩作用的最终结果。储在油气生成高峰期或其后不久，有构造（局部构造、隆起带，斜坡带）生成，因储层埋藏时间较短，孔、渗性质相对较好，这无疑有利于天然气的侧向运移，进而形成天然气藏或天然气富集区带。因此，四川盆地应注意寻找早期构造（印支期、燕山期）或较早期构造（含晚期叠覆于古斜坡带、隆起带上的构造）。

2．中、下侏罗统中的油气藏

早侏罗世至中侏罗世早期是陆相沉积盆地湖相最发育时期（见第三章第三节），生成了陆相油源岩，主要生油层为自流井组中的大安寨段、东岳庙段和千佛崖组。由于四川盆地成盆前的陆相沉积，长期处于"沉积过饱和"状态，湖相地层不发育，导致生油岩厚度薄，上述层系生油岩累计厚度最大值仅为230m（达县地区），一般厚为60—150m，占该地区侏罗系和白垩系残留地层厚度的1.8%—3%。龙门山前缘产油，潼县一带，侏罗系至下第三系地层厚度逾6000m，竟无1m生油层。我国东部陆相盆地生油层多大于500m，有的逾2000m，这是四川陆相油气资源远不及我国东部拉张盆地的主要原因（表7-1）。

表7-1　四川盆地与我国东部拉张盆地陆相生油层厚度对比

地　区	四　川	松　辽	渤海湾	苏　北	江　汉
生油层时代	J_1s^{1-3}、J_2q	K_2	E	E	E
生油层厚度（m）	60—150	500—700	1000—2000	1200—2000	>2000

注：J_1s—自流井组；J_2q—千佛崖组

四川盆地侏罗系有机质热演化主要处于成熟阶段，川北为过成熟阶段，故大部分地区侏罗系为油藏。这是本区最主要的含油层系。

四川盆地侏罗系长期深埋地腹，储层物性普遍较差，与我国东部陆相盆地对比，孔、渗性相差悬殊，这是四川陆相储层的一大特点。千佛崖组砂岩孔隙度平均值为1.96%（1961块样品），其中孔隙度大于3%的占样品总数的11%；大安寨段灰岩孔隙度平均值为1.89%（3122块样品），孔隙度大于3%的占样品总数的14.5%。上述两层段储层渗透率仅少数样品大于$1\times10^{-3}\mu m^2$（蔡观体等，1982）。因此，侏罗系高产油气井有赖于构造裂缝、成岩裂缝和次生溶蚀孔洞的发育。由于生油层薄，储层孔、渗性差，油气运移距离短，致侏罗系油气为小型油、气藏，油、气的富集受生、储油层的分布所限制，最佳生储油层分布于滨湖—浅湖相带（殷建棠等，1980）。因此，四川盆地侏罗系上统和中统下部的油、气藏，受沉积相带的控制，高产油、气井受裂缝和溶孔发育带的控制。这正如第三

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

章第二节中所述，有利相带在川中、四川盆地侏罗系油气较好的地区体现为遂宁、盐亭、阆中、南充、武胜一带（图7-1）。

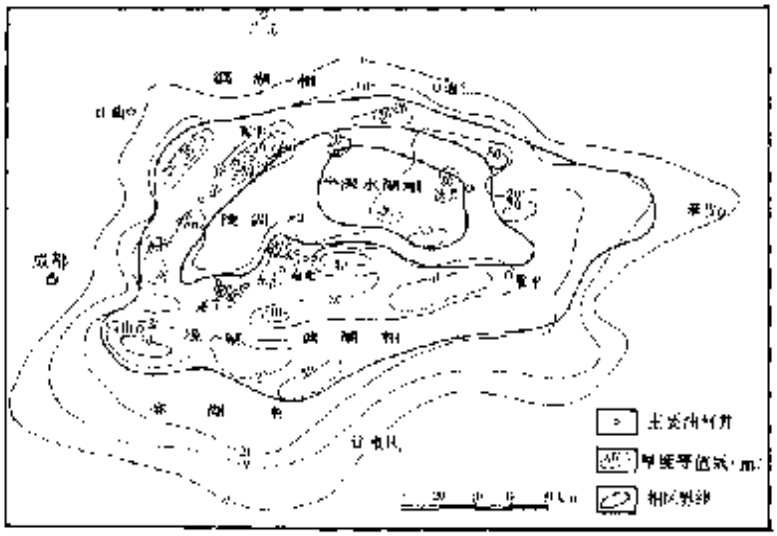


图7-1 四川盆地上侏罗统沙溪庙组介屏油岩厚度等值线、沉积相分区及主要油气井分布

三、局部构造对油气的控制

四川盆地已钻构造（含地表与潜伏）和地区约210个，获气五80余个，油田13个和一批含油气构造（地区），勘探成功率约占60%，年产天然气$70\times10^8m^3$，原油16×10^4t，其中天然气产自海相碳酸盐岩层系中约占90%，原油主要产自川中侏罗系。天然气主要产于中三叠统以下膏盐盐岩，其次是上三叠统须家河组砂岩，背斜构造（含潜伏构造）圈闭占绝对优势，因此，在油气普查勘探工作中，对局部构造研究具有重要意义。下面就本文对局部构造的新认识，探讨油气成藏（包括天然气藏）分布规律，叙述如下。

1. 多期次构造事件形成的局部构造对天然气的控制

构造事件中形成的局部构造，天然气在地层条件下通过侧向或垂向运移于构造圈闭中富集成藏。据索西洛夫（1956）研究，天然气由于自身的物理状态特殊（密度和粘度都比较小），所以其流动性较石油大，通过岩层的运移比石油快而且容易得多。由此可见，天然气在地下运移、富集成藏的时间，比石油要短，即在构造形成之后，勿需太长时间，在具有一定孔、渗性储层中，便可形成天然气藏。

第五章第二节中所述，四川盆地中的局部构造是在六次构造事件中所形成的。从已勘探的构造分析，在印支晚期—燕山期有中坝气田，燕山期有黄草峡、九龙山、李渡等气田，喜马拉雅早期有大兴西、合兴场等气田，喜马拉雅中期有卧龙河、福成寨等气田，喜马拉雅晚期有八角场、石龙场等气田；在一些地区由于多期次构造复合，形成叠加气田，如长坝—付家庙等气田。喜马拉雅晚期或中晚期生成的局部构造，倘非叠置于早期油气富集带上，构造裂缝发育较差情况下，因储层长期深埋，孔、渗性变至极低，天然气运移受其所限，难以富集成藏，勘探此期构造不成功事例较多可为之佐证。

综上所述，四川盆地局部构造是在多期次构造事件中形成的，因此，天然气藏也是多

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

期生成的，褶皱构造因天然气运移富集时间短，成藏条件较复杂，能否成藏尚需作具体分析。

2. 局部构造演化阶段与天然气分布关系

四川盆地无论海相油气或陆相油气，它们的储集层孔、渗性均低，油气的运移、富集和高产，均有赖于构造裂缝，因此，寻找地下构造裂缝发育带，对于发现油、气藏，获得高产油气井具有重要意义。据第六章所述，四川盆地的局部构造是由水平挤压（方向）应力形成的，构造裂缝的分布与构造样式和形变强弱有关。局部构造的演化可分为两大变形阶段，即弱变形阶段和强变形阶段（见图6-13）。

弱变形阶段还可分为两个时期：弱变形初期，岩层形变微弱，断层少，断距小，构造裂缝发育较差，在断裂带附近可获得小型油、气藏和高产油、气井，如乐山、资阳气田[114]、储集岩孔、渗性较好，属裂缝-孔隙型储层（后者为主），也可形成中型气田，如川中的磨溪气田[115,116]；弱变形末期，褶皱幅度加大，产生断层和褶皱或断弯褶皱，构造裂缝较发育，因褶皱幅度不太高，区域盖层发育，有利于油气的运移、富集和保存，四川盆地中属本类气田（或）较多，如中坝、平落坝等气田。

强变形初期，形成双重断弯褶皱、对冲褶皱、双重构造的复杂形变等，对褶皱较强，构造裂缝和断层较发育，有利于油气运移、富集成藏，如卧龙河、相国寺等气田[117]。由于褶皱强度较高，海相碳酸盐岩气藏部分区域盖层遭受剥蚀，使下叠系气藏部分或全部遭致破坏，如涪泉井背斜，龙泉山背斜。强变形末期，褶皱强度再次加大，碳酸盐岩气藏上覆区域性盖层普遍被剥蚀，断层、裂缝发育，于背斜上古生界气藏因受发育的破裂构造影响而遭破坏，大气降水沿此破裂向深入地层，有的形成温泉，如铜锣峡、明月峡等背斜即属本类。前述川东地区在多个滑脱层，在纵向上发生拆离，形成次级皱曲，断褶、断层，高陡背斜的倾伏端有滑伏构造或断褶，这些构造褶皱幅度较低，上覆区域盖层保，气藏保存条件好，已发现张家场、五百梯、双家坝等一批气田即属此类型（详见下述）。

3. 破裂构造与天然气分布

在水平应力场作用下，四川盆地沉积盖层发生了以纵弯褶皱为主的构造形变，与此同时产生了不同力学性质的纵向裂缝、水平裂缝，以及以逆冲为主的断层，这些破裂构造组成裂缝发育带，对天然气藏的形成与破坏起着重要作用，破裂构造可以改善储层的渗透性，使低产气井变为高产气井；也使一些致密岩层，在改善了渗透性后成为具有工业价值的产气层（井），例如第溪气田罗4气藏引纳6井直眼无显示，侧眼（与直眼相距仅5m）为一高产气井。下二叠统中一些工业性气井，位于背斜翼部之外的鞍部、端部、翼部、逆冲断裂附近，其中向斜之中，就是该处裂缝发育，形成了裂缝圈闭型气藏之故。川西孝泉构造上侏罗统的部分泥质岩产气，显然与裂缝发育有关，裂缝使盖层泥岩局部改造成为产气层。

四川盆地天然气部分储层孔、渗性横向变化较大，加之裂缝发育，改善了储层（局部为非储层）渗透性，于是形成了一个具有储集空间和渗流通道的、不受岩性控制的、富含油、气的不规则形态的地质块体——所谓岩集体或储渗体，这是油、气非层状储集的一种形式，显然与非均质裂缝发育相关。四川盆地已在二叠系、三叠系和侏罗系中发现此类型储集体，有的层系分布还较普遍，与其它含油气盆地相比，非层状储集是本区油气分布的特点之一。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

各种成因的纵向张裂构造，使气藏中的天然气沿其通道溢出地表，遭致天然气的散失，甚至气藏被破坏，山东、江西一些背斜勘探失误是其主要原因；在另一种情况下，深部气藏中的天然气，或深部异源岩生成的天然气，沿纵向破裂构造向上运移，在中、浅层具有储层和盖层条件下，天然气运移其中，富集于圈闭之内，形成所谓次生气藏或运源气藏。卧龙河构造须家河组气藏，新场、孝泉构造中、上侏罗统气藏即属此类型。此类型气藏圈闭清楚，勘探效率高，成本低，具有很大经济价值。

4. 断裂构造与油气藏的分布

第五、六章所述，四川盆地中的局部构造部分属滑脱构造，由于盖层有多个滑脱层，在水平地应力作用下，使许多构造（特别是高陡背斜）浅层的与深部的构造形态不协调，这为油气勘探带来很大困难与风险。1975—1983 年四川石油管理局在川东大池干井、南门场、黄泥堂等高陡背斜打深井 10 口，因深部构造面貌未弄清楚，遭致预探井全部落空。其后提高了地震资料的处理和解释质量，加深了对深部构造的认识，于 1985 年以后在大池干井等构造上打井 11 口，除 1 口井外，获工业气井 10 口，其中有日产气 $100\times10^4m^3$ 以上气井 3 口（包茨等，1989）。

以铜锣峡背斜板桥高点为例，主构造已出露下三叠统，上古生界和中、下二叠统气藏已遭破坏，嘉陵江组（T_1j）膏盐层为滑脱层，其下伏构造比地表复杂，断层发育；在背斜东翼地腹有一级幅度褶曲——板东构造（图 7.2），海相层中气藏上覆区域性盖层厚，且无断裂破坏，经勘探发现飞仙关组至中石炭统的 4 个气藏；在背斜西翼有一逆断层倾向北西的冲断层，形成上冲断块，经钻探已发现有气井。比上述二区储层层位埋藏较浅的板 1 井，已出储盖嘉陵江组、区域性盖层被刺穿，加之褶皱幅度高，构造裂缝发育，气藏遭受破坏，勘探井为水井。

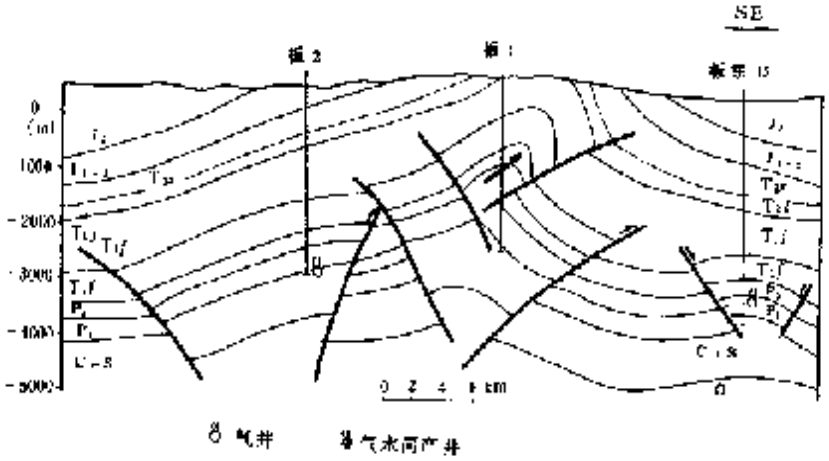


图 7.2 铜锣峡背斜-板桥高点剖面
（据四川石油管理局资料）

在两个高陡背斜之间的宽向斜——亭子铺向斜，在两侧水平挤压应力作用下，受嘉陵江组膏盐层的滑脱影响，形成纵向上形态相反的构造，上三叠统以上为向斜，飞仙关组（T_1f）以下为背斜（图 6.20）。该构造业经勘探，发现为一气田。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

近几年的地震工作，在下三叠统滑脱层之下发现大量多种类型的潜伏构造，有的已发现工业气藏（气井），但大量的有待于勘探，它的经济价值刻答质疑。由此联想到四川盆地有多个滑脱层（见第六章），在多期次、多方向和层次不一的水平应力作用下，使深部构造与表层构造发生了不协调褶皱——构造拆离，依据地表资料对某些油区作出的油气远景评价，有可能是不全面的，甚至是错误的。

5．复合构造与油气分布

四川盆地存在多种复合构造，对油气分布有不同的影响，现主要类型概述如下。

构造重接。先后两期构造彼此一致地重合在一起，先期构造受到加强。例如中坝构造（见前述），由于构造形成早，为生烃高峰期准备了适时的圈闭，有利于油气的运移、富集。该气田的构造圈闭面积比威远、磨溪等（已小得多，但它的单位面积储量则是最高的。在另一种情况下，若后期地应力很强，早期构造再次受强烈挤压，发育了切轴断层，使大然气沿其通道溢出地表，遭致气藏破坏，或使海相碳酸盐岩广泛出露地表，古气藏已被暴露，华蓥山等背斜属于此类。由此可见，构造的重接于油气评价应作具体分析。

构造的斜接。第五章所述的燕山晚期生成北东向长仲构造，被喜马拉雅早期形成的近南北向的临峰场构造斜接（图 5-18），后者临峰场有高点已证实为一气田，长仲构造在下三叠统已发现工业气井，但临峰场主高点因褶皱幅度高，地表已出露嘉陵江组中部，区域盖层被破坏，在二叠系中仍获井产水。类似此复合构造的有重庆市附近的相国寺（龙王洞）背斜，形成于喜马拉雅期，斜接在燕山期生成的相东构造上（图 7-3），后者已证实存在中石炭统气藏，而相国寺背斜褶皱幅度和闭合面积均大于相东构造，中石炭统气藏面积、储量均比后者大得多，且相东气藏比同层位相国寺气藏的气水界面还要低，表明它们是两个互不相连的气藏。类似情况还有填河、乌鹿坪等构造。

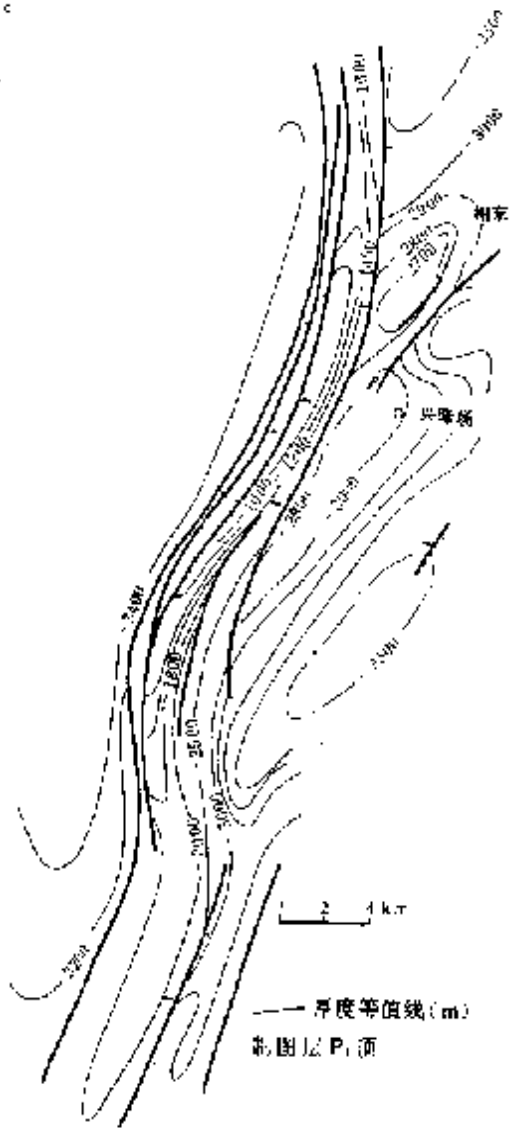


图 7-3　相国寺与相东构造等高线
（据四川石油管理局资料）

横跨褶皱。分为两种类型，即平面上的和空间上的横跨褶皱。平面上的横跨褶皱，川南地区较发育，在喜马拉雅早期形成低缓的轴近南北向简单褶曲，喜马拉雅中晚期再次受挤压应力作用，但其地应力方向与前期呈 90° 夹角，形成轴近东西的背斜构造，并叠加在

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

早期南北向构造上，成为在平面上呈“十”字型叠加构造，如第六章所述的沈公山（图6-19）、竹家庙等构造，这类复合构造，无论早期或晚期生成都有气井。空间上的横跨褶皱，分布于川东北地区，第六章所述东后槽构造即为一例。喜马拉雅中晚期生成的二叠系背斜呈北北东方向，喜马拉雅晚期形成的上三叠统和侏罗系背斜轴线呈北西方向（图6-22），此二背斜轴线投影在平面上呈“十”字型叠加，形成空间上的复合构造，反映了先、后两次地应力作用方向不仅不同，且其作用力的深、浅层次相异。这种类型构造勘探程度较低，仅在早期生成的东西向北北东向构造飞仙关组中获得了工业气井，晚期生成的北西向构造目前皆无工业油、气井。

四、大中型气田成藏地质条件浅析与勘探前景

国外通常把天然气储量大于$1000\times10^8m^3$的称为大气田，四川盆地虽已发现80余个气田，但无一个够此标准，我们习惯称中、小型气田。全国储委颁发的大然气规范，把天然气储量大于$300\times10^8m^3$的称为大气田，川东区有威远、卧龙河、五百梯、大池干井和自流井等气田够此标准，这些气田于盆地已知气田数不到十分之一，而储量占三分之一，由此可见，大、中型气田具有主要经济意义。下面就盆地的天然气成藏地质条件作一浅析。

（一）大中型气田形成的地质条件

在分析四川盆地大、中型气田形成地质条件中，有以下几个方面是它们的共性：1．烃源岩发育，大、中型气田位于烃源岩及其毗邻地区；2．储层物性较好、厚度较大、稳定；3．构造形成较早，较大，有利于烃的侧向运移、富集；4．封闭条件好。

1．烃源岩发育，为形成大、中型气藏提供丰富的天然气。

川东志留纪沉积了较厚的浅海相泥质岩（500—1300m），生油岩发育，为上震石炭系储层提供了丰富的天然气（可能少部分来自下二叠统），形成了单储系数较高的石炭系气藏。

2．较好的储集条件

四川盆地碳酸盐岩层上覆巨厚泥相地层，上多数构造形成较晚，储集层长期深埋地腹，经溶蚀改成者变化，储层孔、渗性很低。据17867块储层样品分析，岩石平均孔隙度为1.7%，渗透率小于$10^{-3}\mu m^2$。碳酸盐岩储层物性大致可分为两种类型，即裂缝-孔隙型储集层和以裂缝为主的储集层（也有少数孔隙型储层）。四川盆地天然气储量大于$100\times10^8m^3$的几个气藏，包括前面须家河组的中坝第二段气藏在内，它们均属具有较好孔隙度的裂缝-孔隙型或孔隙型储集层，其储层平均孔隙度比全盆地储层平均孔隙度值1.7%高出85%—347%，详见表7-2。

由此可见，在四川盆地寻找大、中型气田，必须注意寻找具有无区域性或地区性孔隙层。

3．构造圈闭面积大形成时间较早

四川盆地现有较大气田除中坝外，一个显著特点是背斜大，圈闭面积大。威远气田地表构造圈闭面积（T_3x顶）达1660km²，且闭合度高1050m；卧龙河气田地表构造（J_2s）圈闭面积达180km²，闭合度高1880m；这些气田在深部的构造圈闭面积也较大（表7-3），故储集了较多的天然气。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 7-2　四川盆地较大气藏储层孔、渗性[16][19]

气田名称	气层层位	岩性	孔隙度（%）			渗透率	储层厚度
			一般值	极大值	平均值	($10^{-3}\mu m^2$)	(m)
威远	Z_2dn	藻白云岩 溶孔白云岩	（平均孔方>2%的）	9.14	3.15	0.987—58.5	20—60
卧龙河	T_2l^1	藻屑白云岩、粉晶白云岩	4—6	19.75	7.6		25+
	C_2	藻屑白云岩、角砾状白云岩	3.82—14.82			<0.01—3.75	8—9
观家场	C_2	藻屑白云岩、角砾状白云岩	（平均孔为>3%的）		6.24		35.5
雷口坡	T_2l^1	粉屑白云岩、粉晶白云岩	9.08—11.73				4.4—11.13
中坝	T_3x^2	含屑石英砂岩、含屑长石石英砂岩		15.67	5.04	一般<0.987	200—300

表 7-3　四川盆地主要气田含气情况与构造圈闭一览表

项目 / 气田名称	构造			气藏		
	层位	圈闭面积 (km^2)	闭合度 (m)	层位	含气面积 (km^2)	含气高度 (m)
威远	Z_2 顶	550	595	Z_2dn	205	240
卧龙河	T_2l^1 顶	127	>540	T_2l^3—T_2l^1	103.2	1327
	C_2 顶	88	2090	C_2	120	1350
磨溪	T_2l^2 顶	205.5	87	T_2l^1		
自流井	T_3l^1 顶	210	596	T_3l、P_1		
大池干井	P_2 顶	292	1280	T_1f^2、C_2		
中坝	T_3x^2	7	246	T_3x^2	24.5	546
八角场	J_1z^4	204	140	J_1z^{4-1}、T_3x^{1-2}		

这些气田因受条件所限，虽不能断言它们均与早期构造有关，但至少有相当部分气田构造形成较早。上述中坝气田在印支晚期形成了雏形，燕山期构造进一步加强，故形成了大型气储集有利圈闭。据威远背斜及其周缘钻井资料，编制了中侏罗统千佛崖组与早侏罗统自流井组等厚图（图 7-4），反映出构造核部地层厚度薄于两翼，表燕山早期威远背斜已具有雏形，可见威远气田聚集了 $400\times10^8m^3$ 天然气，成为四川今发现的大气田，与其构造形成较早有关。雷口坡组（T_2l）气藏天然气储量逾 $250\times10^8m^3$ 的磨溪气田，位于威远气田构造轴线自然延伸方向上，其气藏顶部构造轴线与威远构造相似（磨溪构造轴走轴线近东西向，梁部构造北东向），因此该构造在燕山期很可能已形成了雏形。

4. 古隆起和长期斜坡带有利于油气的富集

四川盆地开展大规模油气普查勘探已逾 30 年，除发现威远这样的大气田外，就无更大气田形成？川东发现了一批石炭系小而富的气藏，这些气藏分布于重庆、大竹、达县、开江、万县、梁平、忠县、垫江、长寿等地。这表明川东地区广泛存在石炭系气藏。这些气藏主要为中、低幅度的背斜、潜伏背斜、潜伏断裂等构造圈闭，而高陡背斜就无气藏形成？前不久在大池干井高陡背斜上的华钟坝、万顺场高点发现石炭系气井，表明了高陡构造曾有过石炭系气藏形成，惟其区域性盖层被剥蚀或切割构造轴线断裂遭致破坏而已。储

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

按中石炭统气藏储量与该气藏构造圈闭面积之比值为其聚积丰度，计算川东地区几个主要气藏，然后取其平均值，乘以高陡背斜之圈闭面积，推算这些高陡背斜中石炭统可能聚集量。这样演算结果，明月峡等背斜推测天然气储量达 $2000\times10^8m^3$ 以上，可见川东地区是富有大气藏的。川东地区除石炭系是区域性气藏外，还在阳新统、长兴组、飞仙关组、嘉陵江组、雷口坡组、须家河组（香溪群）和自流井组中发现气井或较大气藏；由此可见，川东地区是一天然气富集区（带），存在形成大气田的成藏地质条件。川东志留系有厚大的生油岩（见前述），二叠系和中、下三叠统也有较好的生油层，早、中三叠世湖坪环境沉积的膏盐层，为其优质的盖层，特别是印支中期形成的泸州-开江古隆起横贯全区，有利于海相层系油气长期运移，成为油气运移的指向带，在燕山晚期川东一些背斜形成雏形，有利于油气的富集成藏。因此本区成为天然气的富集区带。

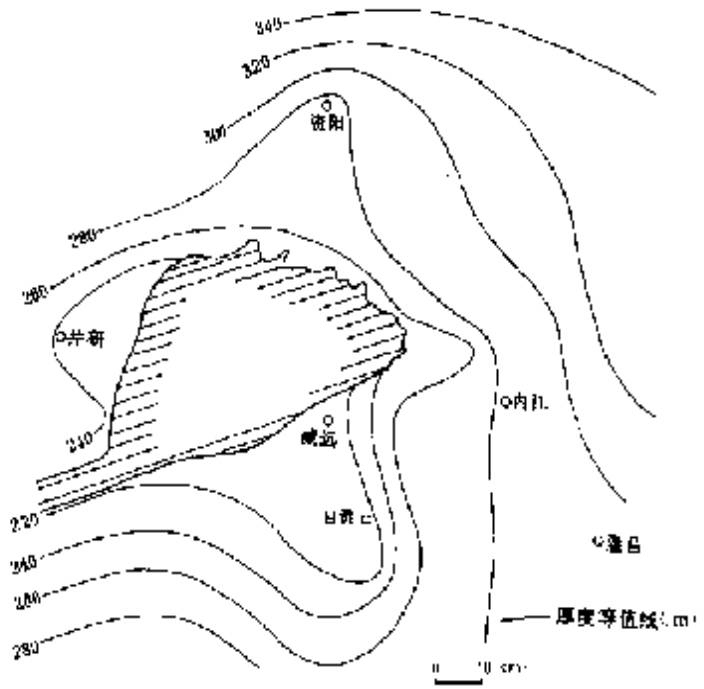


图 7-4　威远地区自流井组和千佛崖组等厚图
（据郭绍嘉，1974）

四川盆地几个较大气田与古隆起、古隆起斜坡带或长期斜坡带有关。除上述泸州-开江古隆起外，川中南里东古隆起南斜坡带有威远气田，天井山印支期古隆起南端有中坝气田，川西中生代坳陷—川中的斜坡带有八角场气田等，前述较大气田位于古隆起、古隆起侧翼或古斜坡带，绝非是一种巧合。以致密储层为主的四川盆地，储层的致密化是在漫长地质时期中积累形成的，早期的隆起带、斜坡带倾角可能不大，因处于成岩早中期渗透性较好，便可产生大然气的侧向运移，由此而形成油气富集区带。泸州印支期古隆起油气的富集可为之佐证。据张继铭等（1984）研究，在该古隆起 $3000km^2$ 范围内，嘉陵江组一段产油气层，除在背斜构造获得工业气藏外，在背斜间的鞍部或向斜中普遍有油、气、很

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

少有水或无水。如阳高寺气藏天然气充满度达100%，此连续性场向斜产油。由此计算含气高度达1250m。但在隆起外围区，特别是东南一侧，气藏产水普遍，边、底水活跃，气藏高度下降至100m左右，气藏充满度大为降低。可见泸州古隆起翼部地层倾角虽然很小（约30°左右），曾有过区域性的油气运移、富集，形成油气富集带。上述四川盆地海相层系中的气藏或气井通常各独，显出了油气分散的特点，但古隆起、古斜坡带或古隆起的翼部，则是油气运时运移或长期运移的指向带，是油气富集区带，特别在区域性孔隙型或裂缝-孔隙型储层发育地区，表现尤为明显。

古隆起若遭受长期风化剥蚀，丰产油气层已不复存在或遭严重破坏，这是古隆起不利方面。邱蓬玉（1990）曾指出，威远震旦系气藏属次生聚集成藏的，据震旦系沥青特征可追溯出威远气田在油气形成中，曾发生一次大规模的油气运移、聚集；川中龙女寺构造灯影组云岩孔隙中有沥青充填物，表明川中在早古隆起曾有过油藏形成，但因后期古风化剥蚀，油气藏遭受了严重破坏，现仅产少量气。

（二）大、中型气田勘探前景

上述形成四川盆地大、中型气藏地质条件分析，以下地区是有其勘探前景的。

1．川东地区

川东地区上古生界（特别是中石炭统）存在大、中型气藏成藏条件，是一天然气富集区块。虽然部分高陡背斜气藏遭受严重破坏，但中、低幅度的背斜和高陡背斜翼部、倾伏端的滞伏构造仍有很大前景，还可发现圈闭面积不大而气储量丰富的气藏，甚至大气藏。在广泛遭受破坏的高陡背斜中，一些区段保存条件较好，仍可发现上古生界气藏。

本区下古生界和震旦系是另一个寻找大、中型气藏的勘探领域，其沉积相多为开阔台地相或台地斜坡相，生油岩发育，具东邻生油坳陷，本区又长期位于油气侧向运移指向带，有利于油气的富集。区内颗坪相和潮下浅滩相形成的粗结构岩可作为储层，上覆有巨厚的志留系泥质岩为其区域性盖层，具备了良好的生储盖组合。高陡背斜的上古生界和三叠系气藏受到严重破坏，但因受志留系泥质岩滑脱影响，上古生界多数断裂在此系内消失，并形成了下古生界褶皱变缓、构造形式有别于上古生界，保存条件优于上古生界的另一含气层系。因此这是一个具有勘探前景的新领域。

2．川东北地区

据对形成四川盆地大、中型气田地质条件的认识，通南巴构造（首称南阳场构造及济阳场构造）是值得优先开展的勘探靶区。它位于早古生代米仓山古陆的南斜坡上，钻探中的川济82井在鼎坡江组第二段已发现孔隙型含气层。该构造形成早，燕山晚期已有雏形，喜马拉雅中、晚期受北西向构造的叠加，形成了海相构造层圈闭面积大（600km²）、幅度高（3000m）、多高点的大背斜；本区生油岩厚度大、生烃量丰富，以高边向斜轴线为限，供气面积逾3000km²，因此具有形成大、中型气藏的成藏地质条件。类似地质条件的还有米仓山前缘的九龙山构造。

大巴山前缘带有形成大、中型气田的地质条件，它位于早古生代碳酸盐岩台地斜坡环境，生、储、盖层发育，其中特别是生油层厚度大，生烃量丰富。四川盆地北西向构造虽然形成较晚（见第五章），其构造是在自北而南的逆冲推压中形成的，即盆缘率先受力产生形变，然后依次影响到盆内。紫阳县瓦房店早、中侏罗世为山间盆地型磨拉石沉积，与下伏志留系呈高角度不整合接触，城口北木瓜口须家河组与下伏中三叠统呈超覆不整合接

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

触，联系万源地区上三叠统和下侏罗统出现多层冲积扇相砾岩，反映印支期褶皱已波及大巴山区。城口县石溪河有大量下寒武统油苗，也反映了本区褶皱上升早，热演化不高。由此可见，大巴山及前缘构造初始形成时间应早于盆内。构造形成较早有利于油气的运移、富集。由于北大巴山推覆构造产生的向南挤压，加之存在多个滑脱层，故南大巴山区逆冲构造发育，地表背斜褶皱强烈，古生界出露地表，使油气藏遭受破坏（石梁河油苗即为一例）。据对滑脱构造纵向形态研究，推测深层有低幅度构造，可能成为寻找大、中型油气藏另一新领域。惟本区属中高山区，施工条件差。

3 川西地区

本区晚三叠世由浅海大陆架环境发展为前陆盆地的含煤湖沼与河流相为主的交替沉积，形成了两套生、储、盖含油气组合，生油岩层累计厚度达700—2000m，是川中、川南同层系生油层厚度的1—10余倍，因此本区生烃丰度是全盆地最高的。须二段巨厚的砂岩层是区域性储集层，须四段在东部地区也有较好的储层，侏罗系河流相砂岩也较发育，这为上三叠统丰富的天然气提供了充裕的储集空间。印支期、燕山期本区都有局部构造或古隆起带的生成，特别是川西坳陷、川中的古斜坡带，有利于生成烃类油气及运作侧向运移，形成油气富集带。中坝、八角场、平落坝等较大或大气田，具有上述地质条件。龙泉山北倾伏端地区，具有形成大、中型气藏地质条件，有可能是一批相碎屑岩系天然气富集区。还须指出，这一古斜坡带有燕山期隆起带叠加，天然气富集区的范围还应向北东扩大。须二段砂岩主要为河流相沉积，横向延伸受限，可能形成分布较广的岩性圈闭气藏。

龙门山前山带，指北川断裂以东安县-关口断裂以西的推覆构造带，晚二叠世龙门山非活动沉积盆地边缘（见第五章），上三叠统厚度是盆地中最大的，生油层发育，具有单位面积生烃量丰度高等特点。储集层与盆地西部相似，也存在须二段孔隙型砂岩。局部构造多始于形成印支期，有利于油气的运移富集。据地震初步勘探，地表构造虽很复杂，经须二段泥质岩层滑脱，形成上、下构造差异层大，深部存在较平缓构造。因地表广泛分布侏罗系沙溪庙组中、上部地层，避探三叠系目的层较川西坳陷浅，在某些区带还可能勘探到古生界甚至下古生界。总之，龙门山前山带有油气生储盖条件，特别是生油条件好，构造形成早、深部存在构造圈闭，故有形成大、中型油气田的成藏地质条件。但本区构造复杂，破裂构造发育，给勘探施工造成困难，并应注意天然气藏保存条件的研究。

4．川中和川南地区

加里东期川中是隆起区，核部为震旦系，翼部为志留系分布，面积约$6\times10^4km^2$（图5-1）。在奥陶纪隆起初显端倪，据区域资料分析，于志留纪沉积了上千米沉积物后，受华蓥岭洋完闭的影响，始形成横亘东西的隆起，从隆起核部与其两侧坳陷同时期沉积物计算，隆升幅度逾2000m，隆起持续至二叠纪始接受沉积，隆起时间达120Ma。由于震旦系和下古生界缺失较深，至二叠纪前层系中的有机质已成熟生油，并发生了侧向运移与富集，古隆起轴部遭受古风化剥蚀，油藏遭受破坏，女基井在南津关组（O_3n）和灯影组（Z_2dn）都有炭沥青充填孔隙和裂缝为之佐证[1,2]。但其南翼有威远震旦系气藏，表明古隆起翼部具有天然气富集保存条件。因此在古隆起的两翼和倾伏端，下古生界和震旦系保存完好，在构造或岩性圈闭条件下，具有形成大气藏的地质条件。

印支期泸州隆起区，核部出露嘉陵江组中部地层（T_1j^3），翼部为雷口坡组（T_2l），范围逾$2\times10^4km^2$（图5-2）。古隆起形成于中三叠世中、晚期，隆起幅度达1000m，古隆

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

起沉积间断时间虽不长（晚三叠世业已普利菲尔开始了沉积），但在其后的漫长岁月中古隆起仍然保持，这无疑将使海相层系生成的油气向古隆起运移，储储层物性较好，将会形成大的油气富集。本区二、三叠系已作广泛勘探，下古生界勘探程度很低，具有良好的生、储油条件，有形成大、中型气藏成藏条件，故其勘探前景广阔。

川中和川东分别发现早古生代与石炭纪后古侵蚀面有关的古残丘型气藏，以及与古岩溶有关的其它气藏。据此推测，印支早期构造事件形成的古岩溶、古侵蚀残丘，在适当条件下仍可成藏，它可能不受川中、川南地区限制，而出现在四川盆地各地，成为一新的油、气勘探领域。

5. 川北地区

早古生代本区为负向构造，南邻川中加里东期古隆起，地层保留较全，其上可能发育有类似于川东主产气层的石炭纪沉积物，因此具有良好的生、储油（气）条件。特别是燕山期已有局部构造生成，有利于油（气）的早期运移、富集。上覆二叠系和三叠系，以及巨厚的陆相砂、泥岩层，具备了良好的区域性封盖条件。故本区的石炭系天然气是一很有勘探前景的层系。

川北地区的二、三叠系也较发育，生、储油条件类似于川南和部分川东地区，加之燕山期已有圈闭形成，上覆盖层发育，预测天然气前景可以乐观。

五、对形成油田地质条件的新认识

四川省油层油主要产于侏罗系，油藏分布特点如前所述，故略。此外一些三叠系气藏中还产凝析油，局部地方产轻质原油。以上含油层系年产原油约 16×10^4t 左右，四川找油前景似乎无大希望。不久前川西高家场背斜火 3 井下须家河组二段中日产原油 20t（初期产油 $57.6m^3/d$），颇为引人注目。前述本区须家河组为深埋地腹，热演化高，原油普遍被裂解成天然气，按以往油气地质理论，高家场背斜以西为南宝山向斜，油藏有下第二系名山组，由此计算高家场构造须二段普埋深逾 5500m，且方时达两亿年后始褶皱，理应进入气藏时期，但其现状是油藏于理不符。本文提出四川盆地后部构造是由盆缘向盆内逐述挤压形成的，即被此平行的褶曲，盆缘构造早于盆内，高家场背斜比与之毗邻的平落坝背斜先形成，且稍被埋度高，热演化相对较低，故前者须二段为油藏，后者同层位为气藏。据此认识，龙门山前山带构造形成早，须家河组有机质热演化较低，镜质体反射率 R_o 值为 1% 左右，有可能找到油藏。因此龙门山北段前缘的碳 2 构造，在寒武系的钻井曾产轻质油是一例证。在龙门山前缘带中可能是四川盆地找油的新领域。

六、西昌、滇中盆地油气前景

西昌、滇中盆地与四川盆地同属上扬子区的另两个构造盆地（见第三章），具有相似的形成发展经历。中元古代晋宁期地质事件形成褶皱基底，震旦纪至中三叠世为海相碳酸盐岩台地发展阶段。本区是上扬子区相对隆起带，海相地层薄，发育不全或缺失，二叠纪受引张作用强烈，部分地区沿张性断裂有大量玄武岩浆喷溢，晚三叠世早期再次受到引张作用，有断陷盆地形成，其后受中国西部特提斯构造域逐渐关闭、发展影响，受到强烈挤压而形成压性沉积盆地，并与“四川盆地”连成一体成为一大型陆相沉积盆地（详见第三、五章）。燕山晚期构造事件虽对本区部分地区有所波及，形成了地层不整合，但构造形变主要在喜马拉雅期，特别是在中始新世层验形成构造盆地，从此本区进入以构造形变和剥蚀为主的盆地演化阶段。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

由此可见，西昌、滇中盆地具有与四川盆地相似的形成、发展经历，亦应具有类似的油气成藏地质条件与勘探前景。但西昌、滇中盆地也存在以下特点：1. 海相地层薄、古埋深小，中三叠世前油气成熟度低，在陆相沉积之后二次生油可能重要，这样可在上覆陆相地层中找海相地层油源的油气藏，或寻找古侵蚀面附近油气藏；2. 海相盖层缺乏地区，陆相油气占有主导地位，其中特别是上三叠统可能成为勘探的主要目标。

第二节　四川盆地三叠系盐卤矿床形成与分布规律

四川盆地盐矿资源在时空分布上有三个成盐时代，10个含盐层位、22个盐体。其中震旦系石盐层是目前世界上发现最古老的盐矿，寒武系盐矿层我国首次发现，三叠系则是本区成盐作用最强、石盐层分布广、厚度大、层位多的含盐层系。

自震旦系至白垩系全盆地都有以 Cl^--Na^+ 型水为主的卤水分布。如灯影组卤水矿化度在长宁、威远地区分别为239.8g/L和80g/L；川东正坝构造上寒武统三游洞组卤水，矿化度在142g/L以上；城口葛花和彭水郁山镇寒武系卤水直溢地表，矿化度40g/L左右；侏罗系卤水几乎遍及全川，其中尤以川中卤水最多，矿化度达100g/L左右，白垩系卤水主要分布于盆地西部，矿化度150g/L。但从卤水矿化度、水产量、储量、分布情况和埋藏深度等因素综合评价，则以三叠系卤水工业价值最高，因此在各含卤岩系中，三叠系是四川盆地卤水主要产层[●]。

一、盐矿成盐条件及分布

这里称谓的盐矿指石盐及钾盐，它们属蒸发岩，其形成条件涉及到沉积环境、物质来源及形成过程。

（一）成盐条件

四川盆地中、下三叠统是主要含盐层系，经研究存在两种成盐机制。

1. 由于海岸堤积作用形成间海湖生长的萨布哈台地，东汇，因沉积速度的不均衡，在台地上产生海岸盐湖，即萨布哈台地盐湖。嘉陵江期的嘉一、嘉四、嘉五时等各成盐环境，均属萨布哈台地盐湖成盐模式（图7-5）[148]。

2. 雷口坡期的雷一、雷三、雷四成盐阶段属内陆蒸干化湖模式，是在海退时泻湖面积缩小，在其边缘脱离出来的一些小盆地，因干化而成为盐湖，或在间歇干涸的泻湖上，由于海面下降形成残留湖，或由于海平面的变化，海退中不同高程古海底地貌而形成的盐湖（图7-6）。

钾盐的形成条件比石盐要求苛刻，它要求的条件是：（1）钾盐形成于盐湖干涸以后；（2）在干涸的同时需有构造凹陷汇集源液卤水，方可形成钾盐，后者是必要条件。"四川盆地"当发展到大陆萨布哈干盐湖阶段时，与海水无直接联系，盐盆由海域方向的地下水或（和）大陆上的新鲜淡水补给，特别是后者，溶解盐滩上的硫酸盐，汇入干干盐湖洼地，造成SO_4^{2-}的过剩，并与富含K^+、Mg^{2+}的源卤水结合而成杂卤石，由此造成大部分K^+被消耗，不能形成氯化钾盐，四川盆地至今尚未发现钾盐矿，这可能是一重要原因[148]。在另一情况下，输淡水补给量少，有可能富积钾盐，川东北雷口坡组中富钾卤水，

● 朱正平等，1985，四川盆地卤水资源评价及综合利用技术经济论证，四川省地矿局第一地质大队。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

可能是尚未发现的被溶钾盐的反映。四川盆地嘉五段和雷四段等成盐特点是淡水稀合作用明显，故有利于杂卤石的形成。

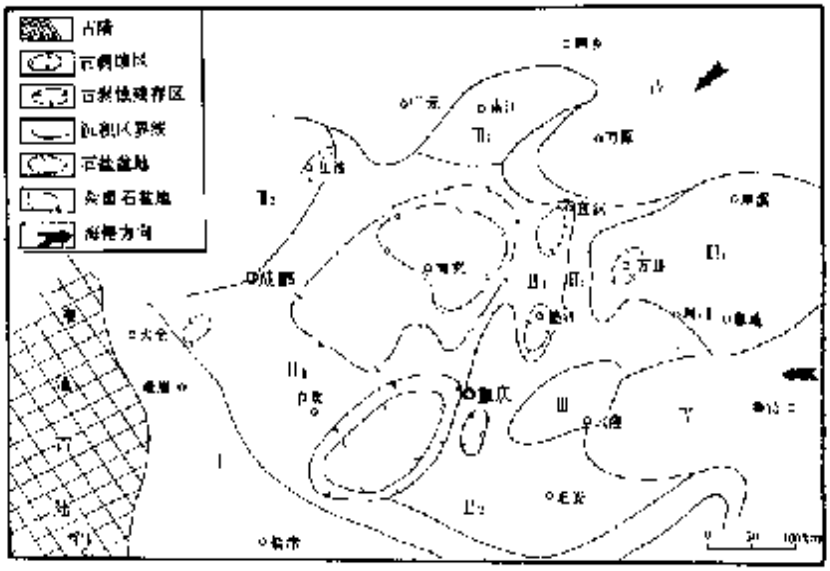


图 7-5　四川盆地早三叠世嘉陵江期蒸发岩相古地理

（引自吴应林）

（二）石盐的分布

石盐的分布受沉积环境所控制。四川盆地中、下三叠统成盐相为：萨布哈台地相和内陆棚盆地间歇干化泻湖相。其时空分布如图 7-7。华蓥山以东地区下、中雅武统沥鼻洞组和石冷水组石盐层累计厚度逾百米（永川、江津）。川南长宁 2 井灯影组下部石盐层达 214m，但盐层横向变化大。

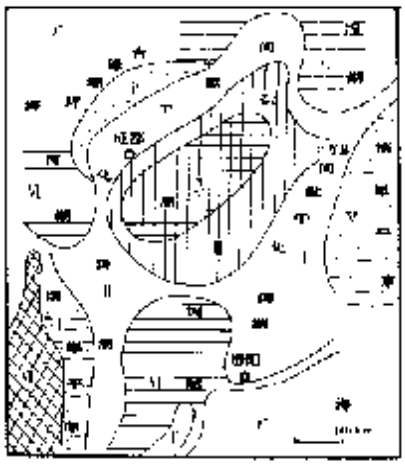


图 7-6　四川盆地雷口坡期雷三时成盐期的岩相古地理示意图

（引自吴应林）

Ⅰ—针孔状白云岩；Ⅱ—藻团白云岩；Ⅲ—膏质白云岩；Ⅳ—石盐岩；Ⅴ—红层；Ⅵ—页状泥灰岩；Ⅶ—古陆

（三）四川盆地三叠系盐矿资源前景

本区石盐矿层位多、分布广、矿体稳定，其中尤以南充盐区面积最大，可达 30000km^2。矿体埋藏深度多在现今开采技术条件所及，特别是在盐矿区或其近邻蕴藏有油气或含煤层系，可作油气、盐卤综合勘探，就近解决制盐卤水煮盐所需之燃料，因此具有很大经济价值。对各盐区的石盐资源量和经济技术条件对比分析，认为最佳盐矿为威西盐区，其次是南充盐区和川东一些盐区：威西雷三段盐层埋藏浅，石盐层厚达 20 余米，矿层稳定，易于开采。南充盐区含盐层位多、盐层厚度大、石盐储量大，惟埋藏深度较大。

二、卤水的形成与分布

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（二）三叠系卤水的形成

卤水与其所在层系的岩层为同一物理-化学平衡体系中的固液两相，卤水的生成、演化与沉积作用、成岩作用有着密切联系。四川盆地晚三叠世滨海前陆盆地，上三叠统碎屑岩产出页岩，中、下三叠统台地蒸发岩相碳酸盐岩产出盐岩，即为一例证。下面分别简述于后。

1. 中、下三叠统盐岩的形成

海水在蒸发析盐过程中，盐类矿物只有当达到相应的饱和浓度以后才可析出，并改变残留海水的离子组合。与此同时，沉积物中的粒间水成具有与此沉积环境的水化学品质。四川盆地中、下三叠统中已沉积有石灰岩、白云岩、石膏（后转化为硬石膏）、石盐岩和光卤石。据现代海水蒸发实验，盐类矿物析出时的矿化度差异甚大（表7-4）[119]。本区已在多处发现光卤石，说明当时部分地区和部分层段成岩海水浓度已达正常海水的10倍。故中、下三叠统中的卤水矿化度是开阔台地相同二叠系的2—10倍。

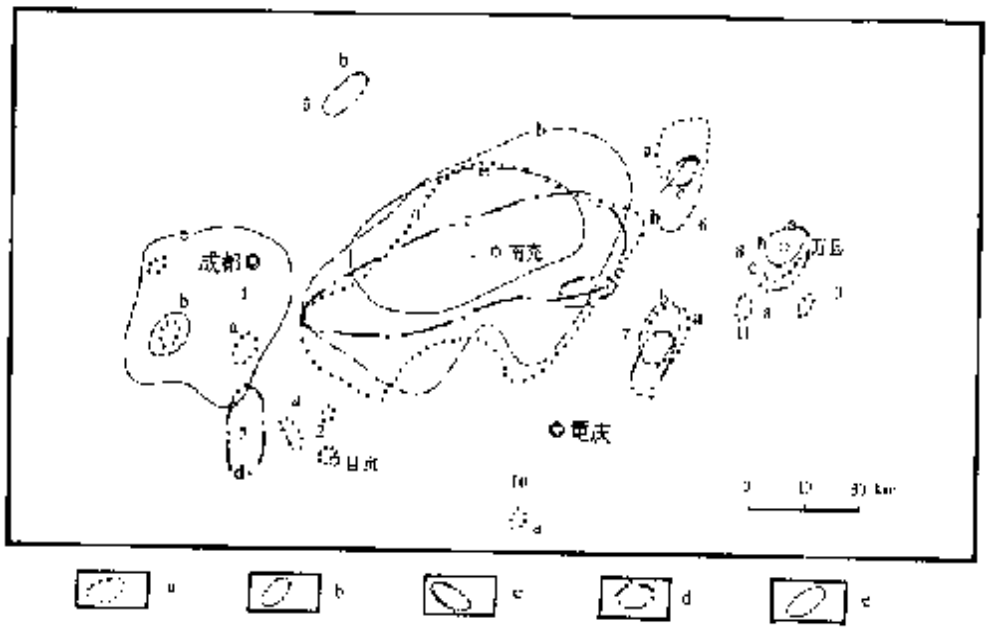


图7-7 四川盆地三叠系石盐岩分布（引自吴逸民）

a—T_1j^1 盐层分布区；b—T_1j^2 盐层分布区；c—T_2l^1 盐层分布区；d—T_2l^2 盐层分布区；e—T_2l^3 盐层分布区；1—资阳盐区；2—自贡盐区；3—威远盐区；4—盐亭盐区；5—广坪盐区；6—达县盐区；7—黔江盐区；8—万县盐区；9—建南盐区；10—酉江盐区；11—贵县盐区

卤水的性质除决定于沉积相外，还与其成岩阶段发展有关。中三叠世后，四川盆地受印支早期构造事件影响，海水退出上升成陆，在中三叠世末—晚三叠世初，中、下三叠统遭受风化剥蚀，泸州古隆起已剥蚀至嘉陵江组第三段，这为大气降水、潜滤淡化提供了条件，破坏了古隆起上的含盐层系，使其矿化度普遍低于未遭剥蚀的同层位的一半以下。在上述古表生期之后，本区接受了晚三叠世—白垩纪（部分地区有早第三纪）的沉积，厚度达3000m以上，中、下三叠统中的卤水进入深埋变质阶段。上覆岩层产生静压力，深埋产生的地温增高，使地下水发生变质。前者使沉积岩压实、孔隙变小、渗透性变差，使储

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 7-4　现代海水蒸发实验盐类矿物析出[18]

矿化度 (g/L) ＼ 盐类矿物析出序列	石灰岩	白云岩	石膏	石盐	钾盐	光卤石
2—35	√					
70—80		√				
130—170			√			
250—275				√		
320—335					√	
345—350						√

表层的卤水外溢；后者热地球化学作用发生，卤水中的组分与含卤岩系之间发生复杂变化，其总的趋势是地下水向盐化方向发展。不难想象，地层中的孔隙水长期与围岩接触，岩石中的可溶盐将不断进入液相，温度的升高强化了对岩石的溶滤，从而使水中盐分越来越高。随着埋藏深度的加大、温度的升高，石膏将转化成硬石膏，并释放出结晶水，据计算生成 $1m^3$ 硬石膏将放出水 $0.39m^3$，这些水携带有一定数量的易溶盐分进入孔隙水层，并与之混合。中、下三叠统中硬石膏岩层累计厚度逾百米，其释放的水量和对原沉积水的水质影响不可低估。另一方面温度的增高，呈分散状态于岩石中的有机物质，将发生热降解生成烃，而甲烷与水中硫酸钙产生化学作用，除新生成碳酸钙外，还有 H_2S。后者同水中的铁作用生成硫化铁的黑色沉淀，故称黑卤。经过复杂的深埋阶段后，中、下三叠统的卤水变为富 K、Br、Li、B 的浓卤水（表 7-5）。

据西南石油地质局第二地质大队（1992）对本区早、中三叠世岩相古地理研究，认为川东北宣汉地区早三叠世末至中三叠世初（T_1j^4—T_2l^{1-1}），川西绵江—洪雅中三叠世晚期（T_2l^{1}），具有钾盐沉积条件，可能有钾盐的沉积。对埋藏深逾 3000m，已无找矿价值。但在受多期次构造作用下，一些背斜褶皱幅度高，形成构造侵蚀窗或有直通地表的断裂，造成地层水的泄压和溢出地表，从而改变了盆地水动力系统，使深部超压水向低势能区作缓缓流动，当有的水流经钾盐矿体时，无疑钾盐将被溶解，于是形成富钾卤水。卫 25 井和中落 4 井富钾卤水可能系此成因，其 K^+ 含量高达 25—52g/L，由于系承压水可自溢地表，具有很大经济价值。川东北和川西富钾卤水是一很有前景的新资源，适宜与油气兼探和兼采。

2. 上三叠统黄卤的形成

四川盆地上三叠统自下而上是浅海相、海陆交替相—半咸水湖沼相与河流相单层流积，其岩石中的粒间水品质明显地不同于上述台地蒸发岩相，不仅于此，成岩阶段的演化也不相同，随着地层压力增加，温度增高，岩石孔隙大量缩减，特别是含有多种组分的流质岩中的沉积水将被大量排出；压实一般在 2600—4200m 范围脱石膏转化成硬石膏，也将有水释放出来。四川盆地上三叠统砂、泥岩层间互层，这些水进入到砂岩储水层中并发生混合，下伏中、下二叠统的蒸发岩系因压实也有水向上迁移进入储水层。由此形成了以含 Br、Sr、Ba 较高（中、下二叠统中不含钡）的淡卤水，因不含 H_2S，水中 Fe^{+1} 在贴表氧化成棕色凝胶状的高价氧氧化铁，故称黄卤，其水化学组分见表 7-5。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 7-5　四川盆地卤水分层水化学特征

含卤层位	分布地区	离子含量（g/L）						微量元素含量（g/L）					H_2S	水型（舒卡列夫分类）	矿化度（g/L）
		Na^++K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	I	Br	B	Ba^{2+}	Sr			
须家河组第五段—第二段	川中蓬莱镇、龙女寺	69.41	17.10	2.75	161.93	0	0.266				2.68		有	Cl—Na—Ca	263.55
		50.91	16.50	3.06	116.51	0.94	0.909		0.97		3.05		有	Cl—Na—Ca	190.15
	广西、柏灌、牛江、威都	45.65	7.25	0.653	75.66	0	0.39				2.87			Cl—Na—Ca	126.07
		38.12	7.25	0.48	73.28		0.18						有	Cl—Na—Ca	120.075
	川西南自流、邓井关	39.45	2.69	10.36	91.41	4.73	0.65	0.035	2.03	1.46	0		有	Cl—Na—Ca	149.64
		67.08	2.06	0.84	109.09	0.80	0.31	0.024	1.103	0.04	2.44			Cl—Na—Ca	179.27
	川东（油气）、新行、建南	50.63	4.27	0.88	58.77	0	0.203				0			Cl—Na—Ca	95.75
		56.34	10.64	1.11	75.10	0.014	0.045							Cl—Na—Ca	126.43
雷一段—嘉五段	川东宣汉、开江	24.64+39.85	10.56	1.30	202.32	0.565	0	0.039	1.80		0	0.95	有	Cl—Na	343.54
	邻关	77.84	3.19	1.07	126.46	2.47	0.84				0			Cl—Na	211.86
嘉四段	川东卧龙河、川西南邓井关	55.78	17.26	2.06	119.35	1.70	3.27							Cl—Na	199.42
		85.07	3.22	1.15	138.29	2.07	0.59				0			Cl—Na	230.19
嘉三段	川中龙女寺	98.57	22.91	2.68	170.46	0.51	0.89		2.21	0.89				Cl—Na—Ca	276.91
上三叠统	川东建南	39.15	2.42	0.26	64.19	0.15	1.94							Cl—Na	108.10
下三叠统	川西南自流井、川东卧龙河气田	44.66	9.66	3.36	94.19	0.96	2.40				0			Cl—Na—Ca—Mg	255.85
		37.93	4.35	0.35	66.21	0.04	0.66							Cl—Na—Ca	116.26
震旦系+寒武系	川西南威远	28.80	1.72	0.40	48.99	0	0.58	0.011	0.26	0.46	1.17			Cl—Na	81.69

（二）三叠系主要含卤层的物性特点

评价卤水除上述的化学组分与矿化度外，还必须具有产量高和储量大，即储卤层的储集性能（孔隙度、渗透性）与其厚度、展布情况。四川盆地三叠系大部分岩层属非渗透性岩石，被称为隔水层，覆于储卤层之上的隔水层称为盖层。这些隔水层与储卤层的间互在纵向上组成了多个含卤水层。储含卤水层的储量大小、区域分布情况，四川重要含卤水层是嘉陵江组第五段和雷口坡组第一段，上三叠统须家河组第二、四、六段。前二者为碳酸盐岩溶蚀孔隙性储层，后三者为砂岩孔隙储层。油气与卤水同属流体，处于同一储层之中，因重力分异，前者运移储集于圈闭的高部位，后者位居其下，有的构造上含油气层与卤水层组成多层间互层，因此油气盐卤可进行综合勘探。四川盆地储集层普遍为低孔、渗性，油气的高产有赖于构造裂缝，同理，含卤层也具有这一特点。川中地区上三叠统3482块砂岩样品孔隙度分析，平均值6.32%，渗透率一般小于$1\times10^{-3}\mu m^2$（表7-6）。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 7-6　川中上三叠统砂岩孔隙度分析

层位		样品 井数	样品 块数	孔隙度一般值（%）	孔隙度平均值（%）	孔隙度极大值（%）
须家河组	第6段	13	108	2—5	4.08	13.55
	第4段	21	1140	5—7	6.25	15.2
	第2段	29	7234	4—8	6.47	17.7

嘉五段和雷一段碳酸盐岩含卤层的孔渗性也较低，平均孔隙度值邓井关为6.24%，宣汉罗家坪4%，卧龙河7.5%，渗透率多在$1\times10^{-3}\mu m^2$以下。

（二）三叠系卤水的保存与分布

含卤层的保存类似于油气矿产，盖层被剥蚀，或盖层虽存在因强烈的构造应力使之发育与地表沟通的断层、裂缝，大气降水可由此而渗入含卤层使其混合淡化，或使卤水外泄（川东、川东北若干盐水泉即为例证），均可达到破坏含卤层。川东高陡背斜带普遍出露三叠系，盖层遭受严重破坏，构造裂缝也发育，大气降水渗入地段与之强烈交替，含卤层被冲刷淋滤、淡化，并使盖层岩石产生去膏化、去白云化，由此而建立大气渗入水的水动力循环及水化学带。重庆市附近的一些温泉即为其例，水矿化度仅1—3g/L。1989年11月20日江北县统井发生5.4级地震，震源深度5—7km，震后我们前往观察，沿北北东方向产生了一些构造缝，除原有的东温泉泉水温度升高（由46℃升至48℃）、水量增大外，新出现了一些温泉，并伴少量气体，其组分以氮气为主（81.04%），其次为烃类气体（甲烷18.48%，重烃0.19%）。泉水矿化度为2.07g/L，属硫酸钙水组、钙亚组的硫酸钠型水。倘以泉水温度48℃、本区常年平均气温18.7℃，地温梯度2.31℃/100m进行计算，该泉水来自1268m以下。川东铜锣峡背斜带3井井深1200m所产地下水矿化度为1.5—1.98g/L。可见川东大气渗入水的水循环带已达地腹1200m以下。因含卤层的保存条件遭受破坏，导致含卤层的淡化，从而失去工业价值。除川东地区大气渗入水循环带发育外，四川盆地周缘山区更为突出。究其控制因素与今构造有关，四川盆地中的局部构造是自印支期以来陆续形成的，其中特别是喜马拉雅期形成的构造尤为突出。因此喜马拉雅期构造控制了盆地的卤水分布。据构造特征、三叠系主要含卤层的水化学组分、丰度、形成机理和保存状况，将四川盆地分为三大区块，综述如表7-7。

（三）卤水资源的展望

四川盆地卤水资源是极为丰富的，以三叠系两个矿区产卤水情况可窥见一斑。

川中遂蓬褶构造的蓬基井，上三叠统须家河组第四段砂岩层产卤水，初产水量3600m³/d，自1988年2月连续自溢，29年来累计卤水量$354.8\times10^4m^3$，折合成盐类重量达650000t，采卤量为其储量的1/5左右。同一构造上的盐2井，上三叠统须家河组第二段砂岩产卤水，初产量近1000m³/d，生产20年累计产卤水约$230\times10^4m^3$，为可采储量的17%左右。

公元280年（西晋）自流井开始采卤煮盐，迄今为止在嘉陵江组七段和雷口坡组一段碳酸盐岩中累计采卤水量$55\times10^4m^3$。此二段在四川盆地属区域性含卤层，除川西南和川东部分构造正在开采外，大多数地区尚未开发。

四川盆地计有21个区域含卤层段，除少数层位正在开发外，大多尚未开采，因此卤

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

水资源极为丰富，特别是一些油气井，气水常同产，这为卤水开采、利用创造了有利条件，不仅为国家和人民生产了各种盐类（如食盐、碘、溴、锶、氯化锂、锂、钾化合物）外，还保护了生态环境，防止了污染。有人统计美国以利用油田生产中的卤水提取 Br、I、Li、Mg，年生产价值达15亿美元，若同时回收 Cl、Rb、Cs、K 则其价值可超过30亿美元。由此可见卤水的经济价值。解放后，自贡市建立了卤化工综合回收与科研机构，从制盐后的母液中回收各种卤化工产品十余种（硼酸、硼砂、碘、溴、碳酸锂、氯化钡等），说明当前我国对卤水的综合利用已具备了技术条件。

表 7-7　四川盆地三叠系地下卤水分布保存状况综合分析

含卤层系	卤水类型	分布地区	构造特征	沉积环境	水动力带	形成作用	矿化度（g/L）	水型（舒卡列夫分类）	主要离子	特征离子	保存条件
上三叠统 须家河组六、四二段	滨海陆相变质沉积水	华蓥山以东大地区	褶皱、断裂、断块	海陆过渡相	水交替较强、径流带	沉积变质，脱水，地下蒸发浓缩混合	正向变质矿化 120—250	Cl—Na，Cl，Cl—Na	Cl⁻，Na⁺，Ca⁺⁺	I⁻，Sr⁺⁺，Ba⁺⁺，Sr⁺⁺	良好
		川东低褶带构造区	褶皱、断裂、承压	海陆过渡相	水交替较强，径流带	沉积变质，脱水，地下蒸发浓缩混合	正向变质矿化 95—195	Cl—Na—Ca，Cl—Na	Cl⁻，Na⁺，Ca⁺⁺	I⁻，Br⁻，B⁺⁺，Ba⁺⁺，Sr⁺⁺	良好
		川南地区	断层、断块、承压	海陆过渡相	水交替较强，径流带	沉积变质，脱水，地下蒸发浓缩混合	正向变质矿化 50—170	Cl—Na，Ca—Cl，Cl—Na	Cl⁻，Na⁺，Ca⁺⁺	I⁻，Br⁻，B⁺⁺，Ba⁺⁺，Sr⁺⁺	良好
	裂隙岩溶水	盆地边缘及盆地内部与背斜轴部	褶皱断裂发育，裂隙岩溶发育	陆相盆地	水交替较强，径流带	地表淡水渗滤冲刷	反向变质矿化 <35	HCO_3—Na，Cl—Na			岩溶裂隙
中、下三叠统 嘉陵江组一段—雷口坡组四段	产自沉台地相变质沉积水	华蓥山以东大地区	褶皱、断裂、承压	蒸发潮上环境形成的岩	水交替较强，径流带	沉积变质，盐岩、石膏脱水，蒸发浓缩，生物化学物理化学作用	正向变质矿化 200—250	Cl—Na，Cl—Na—Ca	Cl，Na	K⁺、I⁻、Sr⁺⁺、Li⁺	良好
		盐卤区永兴、自流井地区	褶皱、断裂、承压	蒸发潮上环境形成的岩	水交替较强，径流带	沉积变质，盐岩、石膏脱水，蒸发浓缩，生物化学物理化学作用	正向变质矿化 209—300	Cl—Na	Cl⁻，Na⁺	K⁺、I⁻、Br⁻、B⁺⁺、Li⁺	良好
		广南地区	褶皱、断裂、承压	蒸发潮上环境形成的岩	水交替较强，径流带	沉积变质，盐岩、石膏脱水，蒸发浓缩，生物化学物理化学作用	正向变质矿化，并混入正向变质 50—90	Cl—Na	Cl⁻，Na⁺	K⁺、I⁻、Br⁻、B⁺、Li⁺	比较封闭承特征
	海陆混合水	盐卤区永兴、自流井部分地区	褶皱断裂发育，构造复杂	陆相沉积	水交替较强，径流带	地表水渗入渗滤	反向变质矿化 1—30	SO_4—Ca^{++}—Mg，SO_4—Na			循环较差

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 7-8　四川盆地雷口坡组一段和嘉陵江组五段白云岩层分（区）带

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 6-9 四川盆地第四系孔隙水资源分区（区）图

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

据卤水的品质、产量、储量及埋藏深浅等经济技术条件评价，我们建议开采上三叠统蓬莱以川中地区为主，开采中、下三叠统黑卤除继续开发川西南外，应加强川东和川东北地区的开发。前者有利条件是：矿化度高、含水层厚度大（上三叠统须家河组第二段砂岩层累计厚度为100—280m，第四段砂岩层累计厚度70—140m）、分布广、砂岩孔隙度相对较高（4%—8%）、含卤储层的卤水储量大，仅以30000km^{2}概略计算，卤水储量可达380×10^{9}m^3、由于本区属超压区，压力系数在1.3—1.9MPa/100m，开采前期卤水能自溢出井口，解决了含卤层埋深较大的缺点。本区已知卤水井有蓬莱井、蓬7井、蓬21井、盐2井、桂110井、女301井、祥1井、蓬18井等，这些卤水井有产量高、衰减慢等优点（图7-9）。

中、下三叠统的卤水开采历史悠久、开采程度高的是川西南地区（自流井、邓井关、兴隆场和黄家场），除继续开采外，建议在川东与川东北地区加强开采。其依据是川东高陡背斜卤水虽遭受严重破坏，但存在一些中、低褶皱幅度的背斜，加之碳酸盐岩储集层物性的非均质性和含卤层的深埋，卤水保存较好。宣汉县仁家山构造川25井雷口坡组发现富钾卤水，主要离子含量为（单位：g/L）：K^+25.583、Na^+99.679、Ca^{+2}10.803、Mg^{+2}1.214、Sr^{+2}0.598、Li^+0.324、Cl^-201.574、SO_4^{-2}1.672、I$^-$0.038、$B_2O_3$4.694、总矿化度为351.25g/L，属品质上等的卤水。这些中、低背斜褶皱适中，断层、裂缝比较发育，有利于改善储层渗透性能，故本区为黑卤水有远景地区（图7-8）。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

结　　语

经两年多对四川盆地及其邻区的地质、物探和钻井资料的收集、整理、分析和野外调查，获得了以下成果与认识：

一、四川盆地基底由太古宙残留为原始大洋地壳基性、超基性变质岩系组成，固结程度高，构成了上扬子区刚性核。围绕此刚性核的晚太古代至早元古代的变色片麻岩和绿岩等，组成了本区的结晶基底。中元古界以基性为主的火山岩—沉积岩或以沉积岩为主的岩系，经晋宁期地质事件产生了区域变质与褶皱，组成了上扬子区的褶皱基底。四川盆地基底主要由结晶基底所组成。

二、黑水—邵阳、富顺—南澎和丽江—新市镇地壳地震测深剖面反示，"四川盆地"地壳由七层性质不同的构造层所组成。它们在纵向上存在变异。地壳中部较普遍地有一低速层，据此划分为上地壳与下地壳。上地壳多为酸性为主的岩层，下地壳主要为基性岩层。四川盆地地壳较薄，厚约44km，龙门山断裂及其以西则为55—63km，小江断裂以东为48km，以西厚度增大，丽江可达64km。岩石圈的厚度变化也类似上述情况。因此四川盆地属于薄壳薄岩石圈，川西高原属厚壳厚岩石圈，七曜山以东主要为薄壳厚岩石圈。上述壳、幔的形成可能与印支期后强烈褶皱、逆冲推覆及尔后的壳幔调整有关。

三、四川盆地热流密度小于我国东部新生盆地，反映盆地形成于陆内压缩环境。

四、阿坝地壳内的低速高导层是一主要滑脱层，龙门山及其前缘缺乏此层，当受北西方向水平强烈挤压时，后者呈楔形插入到陆壳之中，前者之上地壳向"四川盆地"逆冲推覆，叠置加厚形成巍巍群山，由此构造堆积组成的山岭导致下伏岩石圈的下弯，于是在晚三叠世形成了叠覆于三扬子碳酸盐台地之上的前陆盆地。后者是对前者的响应，是在挤压（为主）作用下，陆壳内聚能背景中形成的，故又称为性沉积盆地。

五、震三纪后上扬子区为稳定沉积时期，据其发育特点划分为两大阶段：震旦纪—中三叠世为海相碳酸盐岩台地发育阶段，晚三叠世—第新世为陆相沉积盆地发育阶段。前者在四川盆地可再分为震旦纪—志留纪碳酸盐岩台地早期沉积期，泥盆纪—石炭纪为隆起期，二叠纪—中三叠世为碳酸盐岩台地晚期沉积期。陆相沉积盆地阶段可分为晚三叠世前陆盆地发育期，侏罗纪—始新世为坳陷盆地发育期。后者包括中白垩世—始新世的陆相沉积盆地萎缩期。海相地层内多个沉积旋回组成，每个旋回下部多由海侵泥质岩开始、海退碳酸盐岩结束。在横向上自西向东海水加深，由滨、浅海陆源碎屑岩相始，往东为局限台地相或（和）蒸发台地相—北大巴山或武陵山为台地斜坡相。陆相沉积盆地基本特点是：沉积物受物源区系的控制，靠此山系的隆升而受压。对比中国东部断陷盆地，陆相盆地基底平坦，无分割性；陆源碎屑物质充沛，在大多数时期以河流相沉积为主，湖相不发育，沉积物的堆积速度大于地壳的下降速度，呈"过饱和"状态；沉积中心往往非盆地构造中心；陆相沉积厚度大（一般大于5000m），其中龙门山前和米仓山前残留厚度逾6—7km。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

六、位于特提斯构造域与滨太平洋构造域之间的四川盆地，自三叠纪以来长期受其发展演化所左右。地貌上呈菱形的四川盆地的四个边框山系，是在印支期以来的漫长岁月中，上述二域在此起彼伏的水平挤压（为主）应力作用下，最终演变的结果。盆缘山系的构造性质可划分为两种类型：川西北的龙门山和川东北的大巴山属逆冲推覆构造山系，是压性沉积盆地形成发展的基础，在漫长的地质岁月中，在挤压（为主）应力作用下，陆壳内多层次多期次向盆地逐进逆冲推覆形成的，因此，今龙门山与大巴山是古龙门山、古大巴山向盆地演变迁徙的结果；另一类型的盆缘山系是七曜山、大娥岭，位于上扬子中、新生代陆相沉积盆地之中，系于燕山晚期或喜马拉雅早期在挤压应力作用下，盖层产生褶皱，喜马拉雅中、后期再次加强或产生新方向的褶皱、断裂而抬升，最后定形的。由此可见，四川盆地是一叠覆于海相碳酸盐岩台地之上的，经中、新生代陆相沉积盆地发展阶段之后，并受多期次构造事件的改造，于始新世形成的构造盆地，它主要受水平挤压应力作用而形成，故又称压性盆地。四川盆地的形成结束了大范围的陆相沉积，代之以风化剥蚀为主和构造形变为特征的演化发展阶段（局部构造形变见下述），这与我国东部张性盆地相对比，它的发展演化是迥然不同的。

由于陆壳基底结构差异和所处区域构造的部位不同，在长期的、北起极伏的水平挤压（为主）应力作用下，陆壳内产生滑脱、拆离、聚缩，于是在克拉通边缘被褶皱、推覆成山，在克拉通内部形成陆相沉积盆地，尔后，在持续的挤压应力作用下，盆缘山系逐渐向盆地内推移，当构造形变广泛地波及到沉积盆地时（盆地中部形变较弱），陆相沉积结束，构造盆地形成。这就是四川盆地形成过程的梗概。由此可见，中、新生代上扬子陆相沉积盆地和今四川盆地——构造盆地，是大陆克拉通压性盆地发展的两个不同演化阶段，因此陆相沉积盆地与构造盆地是在同一动力方式持续作用下，递进挤压所形成的各具不同的发展演化特点的盆地，后者是前者规律性发展的结果，它们具有构造世代关系。

七、自印支期以来四川盆地受多期次、多方向由盆缘逐进传入盆内的水平挤压（为主）应力作用，形成了以下局部构造特点：压性构造发育，盆地的褶曲与断裂平行于盆缘构造方向，邻近盆缘褶皱强烈，向盆地中部逐渐减弱；不同方向的构造是在多期次构造事件中生成的（主要在喜马拉雅期陆续定型的）；方向不同的地应力同期或先后作用于同一地区，形成了分布较广的构造联合与复合；深、浅层次不同、方向各异的地应力，先后作用于盖层中含多个滑脱层的地区，形成了构造不整合；由多个软硬间互岩层组成的中、古生界，在水平挤压（压扭）应力作用下，形成了以断展褶曲为主的构造类型，受力较强地区空间上组成了复杂的复合、叠覆构造，形成上、下构造形态的不协调。综上所述，四川盆地在多期次、多方向的水平挤压（为主）应力作用下，加之存在多个滑脱层，形成了各种类型的薄皮构造。

八、四川盆地成盆前有两大套沉积物，即中三叠世前的海相沉积和晚三叠世后的陆相沉积，它们都具有生储盖含油气地质条件。由于长期受特提斯构造域和滨太平洋构造域的影响，陆相沉积盆地多属"过饱和"沉积且厚度大，但源相沉积薄，烃源岩生油母质类型差或厚度小，故油气资源量以海相层系为主，其次是三叠统与侏罗系。因陆相沉积物厚逾5000m，三叠系以下长期深埋地层，有机质热演化程度高，以产天然气为主，侏罗系埋藏较浅以产油为主。因长期深埋使储集层属低孔渗性或超低孔渗性，油气的富集与高产多有赖于构造裂缝，褶曲的二次派生缝有利于改善储层的渗透性。因此，四川盆地天然气藏

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

主要属构造圈闭型（含背斜、鼻状构造与断裂）。构造裂缝使深部天然气运移至浅层形成次生气藏，因此在勘探中注意目的层但不囿于目的层。在另一种情况下，构造裂缝使天然气顺通道溢出地表，气藏遭致破坏；指出四川盆地局部构造是在多期次、多方向挤压应力（为主）作用下和具多个滑脱层的盖层中形成的特点，联系已知天然气藏，叙述了各种类型的局部构造与气藏的分布关系。其中须要特别指出的是：四川盆地天然气藏主要属构造-岩性型，因此气藏的形成也是多期次的；滑脱层造成了上、下构造形态的不协调，不能仅据褶皱幅度和，区域盖层被剥蚀和复杂的地表构造，评价深部的天然气藏；为此查明深部构造形态，对于提高油气勘探成果具有重要意义。在分析了四川盆地具有大、中型气田成藏地质条件后，提出了有较好的孔隙型储层、构造圈闭面积大、形成早、古斜坡、古隆起及其侧翼和倾伏端，是形成大、中型气田的有利区带。在此认识基础上，提出了勘探靶区和层系，还指出了龙门山前带可能是继川中侏罗系油气藏之外的另一个找油新领域。

九、四川盆地石盐岩是很丰富的，分布层位主要在中、下三叠统，成为嘉陵系和上雅只统。中、下三叠统石盐岩矿主要形成于萨布哈和内陆和干盐湖环境，分布地区以南充为中心的川中、川西（成都、蒲江）、川西南（井研、犍为）和川东（垫江、万县）等地。含石盐岩层的分布受古地理环境控制。

四川盆地卤水资源是十分丰富的。主要的卤水矿分布于三叠系中，其中特别是上三叠统须家河组、中三叠统雷口坡组下部和下三叠统嘉陵江组上部最为丰富。报告探讨了须家河组的黄卤和中、下三叠统中的黑卤的成因机制与资源分布状况，指出了黄卤有利地区在川中、黑卤有利地区除川西南外，川东北宣汉地区和川西蒲江地区，可能溶蚀钾盐而形成的具有重要经济价值的富钾卤水。

综上所述，四川盆地是在喜新世中形成的构造盆地，受其前震旦系结晶基底所控制，经震旦纪—中三叠世海相碳酸盐岩台地发展阶段和晚三叠世至始新世陆相沉积盆地发展阶段，在特提斯构造域和滨太平洋构造域的长期影响下，受水平挤压应力（为主）作用，在上扬子地区广泛产生拆离构造中而形成的一个大型负向构造——构造盆地（四川盆地是上扬子地区上的大型负向构造之一）。四川盆地形成之后的发展演化集中反映在局部构造的形变上。四川盆地由于受多方向、多期次地应力作用下，产生了褶述形变，形成了复杂的构造，加之缺乏形变后的地层记录，这为区分各期形变的波及范围、形变阶段和构造形态带来困难。作为流体矿产的油、气和卤水，在地下赋存状态与流向受其势能所控制，而流体的势能与构造的形变息息相关。因此，搞清四川盆地地质结构及其形成演化历史，对于预测新的油、气、卤水资源，指出新的勘探靶区，提高勘探经济效益，是十分重要的，为此在这方面希继续进行研究。

由于本课题涉及面广、文献、资料浩瀚，加之研究时间较短，作者水平所限，实践又不多，所用资料难免不当与囫囵吞枣，恳请批评指正。因诸种原因，所引用的内部资料未能一一列出，在此致以诚挚谢意并希谅解。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 版 说 明

图 版 I

1. 灰绿色、紫红色细砂岩、粉砂岩与砂质板岩、板岩间互层，灰白色砂岩发育大型板状层理。层系厚度 30cm，扇滨—浅海相。湖南石门县泥沙区，Z_1（马底驿组）。
2. 小型团聚状灰岩，浅海台地相。四川屏山县三百梯，S_1（韩家店组）。
3. 浅灰色粉砂岩中的潮汐层理，滨海相。四川北川县，T_2（普弓坝组）。
4. 生物碎屑灰岩（腕足类、海百），浅海相。四川江油县马鞍塘，T_3（马鞍塘组），×128 单偏光。
5. 细粒石英砂岩，滨海相。四川峨眉山偏叶湾，T_2（小嘴子组），×50 正交。
6. 恐龙足迹和干裂纹，湖沼相。四川彭县磁峰场，T_3（须家河组）。
7. 粉砂质泥岩中碳化植物树干（或），滨浅湖相。四川天全县沙坪，T_3（须家河组）。
8. 大型槽形层理和砾岩，河流相。四川彭县龙门洞水库，T_3（须家河组）。
9. 由石英岩砾石组成的砾岩，冲积相。四川广元昭化，J_1（白田坝组）。
10. 多个上叠的槽形层理，河流相。四川内江市小河口，J_2（上沙溪庙组）。

图 版 II

1. 冲积扇相砾岩。四川安县鹿鸣崖，J_3（蓬莱镇组）。
2. 巨厚冲积扇相砾岩层组成的峡谷。四川芦山县双石，K_2（夹关组）。
3. 浅湖相棕红色泥岩，地层产状 160°∠45°。四川大邑县大邑氮肥厂，K_2（灌口组）。
4. 冲积扇相砾岩。四川芦山县仁加，E_{1-2}（名山群）。
5. 棕红色泥岩与间色薄—中层状粉砂岩，浅湖相，四川芦山县清源，E_2（芦山组）。
6. 黄灰色砾岩夹间色透镜状砂岩，冲积扇相，地层产状 150°∠31°。四川大邑县大邑氮肥厂，N_2（大邑组）。
7. 兰灰色千枚岩中之小褶曲。四川宝兴县五龙，Pt（绰斯甲组）。
8. 台阶状断层的一断裂，后期再次褶皱而被掀斜。陕西安康县恒口南元化寺，Z_2（灯影组）。

图 版 III

1、2. 由多条叠瓦状逆冲断层和韧性剪切带组成的褶皱断裂带，逆冲断层是在晚期形成的，并发育碎裂岩，韧性剪切带糜棱岩主要发育于图 2 右侧的黄水河群（Pth）中。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

汶川雁门乡沟口。

3. 图 2 中灯影组（Z_2dn）碳酸盐岩在逆冲断层带形成碎裂岩。四川汶川县雁门乡沟口。

4. 图 2 中黄水河群中的糜棱岩，四川汶川县雁门乡沟口。

5. 北川逆冲断裂上盘邻断层线的泊房沟组（C_1）产生的小断层与一组流劈理，小逆冲断层面产状是 315°∠33°，流劈理面产状是 310°∠60°。四川平武县南坝。

6. 下二叠统干溪桥组碳酸盐岩台地斜坡处厚层重力流沉积——碳酸盐角砾岩，角砾被压扁，并被后期变质为角砾状大理岩。黑水县木苏乡徐古。

7. 西康群变质砂岩与板岩中发育全形褶皱外，还发育褶皱枢纽垂直地面的褶曲，反映在强烈褶皱之后再次受到水平剪切作用。四川理县。

8. 茂县群浅灰色千枚岩、石英千枚岩中发育互为垂直的两组流劈理，较早一期流劈理面产状是 105°∠58°，较晚一组流劈理面产状是 190°∠72°，岩层面产状是 330°∠68°。茂县羊眼水、松潘勿岔路口上。

图　版　Ⅳ

1. 冲积扇相砾岩层组成的剑门关群峰。四川剑阁县剑门关，K_1（剑门关组）。

2. 尖棱褶曲。四川理县，西康群下部。

3. 等斜褶曲。陕西紫阳县城南，$\in_1$（铁炉坝组）。

4. 紧闭褶曲。陕西紫阳县高滩，$\in_2$（八卦庙组）。

5. 黑色硅化碳质页岩，发育受水平剪切应力形成的褶皱枢纽垂直地表的褶曲。陕西西乡县木竹，P_1。

6. 石炭系浅灰色灰质白云岩、白云岩和白云质灰岩逆掩推覆在中侏罗统打鼓坡组紫红色泥岩之上。湖南辰溪县小龙门。

7. 方斗山背斜轴部由嘉陵江组（T_1）和巴东组（T_2）碳酸盐岩与页岩组成的一系列小褶曲与小断距的逆冲断层所组成，图中为小褶曲，右侧有一冲断层。四川万县长滩井。

8. 由嘉陵江组组成的台阶逆冲断层中的上断坡，此断层形成后再次被掀斜。四川开县大进场。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

主要参考文献

[1] 潘杏南、赵锡奇等：1987，断裂构造与裂谷作用，西昌—滇中地区地质矿产科研丛书，重庆出版社。

[2] 袁见齐：1987，同位素地质年龄学，地质大学出版社。

[3] 李复汉，覃嘉锡等：1988，康滇地区的前震上系，西昌—滇中地区地质矿产科研丛书，重庆出版社。

[4] 张云湘，骆耀南等：1988，攀西裂谷，地质出版社。

[5] 路凤、张本仁：1990，扬子地台北缘太古宙TTG片麻岩的发现及其意义，地球科学，第15卷，第6期。

[6] 毛凤文等：1990，江南与陆南缘四堡群沉积构造等基础研究，地质论评，第36卷，第3期。

[7] 袁克令、邹湘荣等：1989，陕甘川交界处摩天岭区龙古界变质地体的发现及其意义，地质论评，第35卷，第5期。

[8] 吴根耀等，1990，滇东川南结晶石化学特征的初步分析，矿物岩石，第10卷，第2期。

[9] A. Kröner，[意]瑞安、张旗译[译]：1987，前寒武纪板块构造，地质出版社。

[10] 郑锦盛等：1989，中国前上前寒武系，地质出版社。

[11] 张正永、杨秀昌：1988，论滇西神农架中上元古代火山岩系，矿物岩石，第8卷，第2期。

[12] 四川省区域地层表编写小组：1978，西南区区域性地层表四川分册，地质出版社。

[13] 董云鹏：1985，松坡前寒武纪几个构造问题的讨论，江西地质，第2卷，第2期。

[14] 王鹤群：1988，贵州中元古宙的构造环境及其演化，江西地质，第2卷，第2期。

[15] 张家声：1986，华南前寒武纪地壳构造演化与成矿作用，江西地质，第2卷，第2期。

[16] 刘以生等：1990，东昆仑地区下地壳麻粒岩的地球化学和地球物理性质，地球科学，第15卷，第4期。

[17] 罗志立：1986，川中是一个古陆核吗？成都地质学院学报，第13卷，第3期。

[18] 陈墨香：1988，华北地热，科学出版社。

[19] C·邦纳尔总版：1988，地热学导论，地震出版社。

[20] L. Stegena，1988，陆缘综合地学剖面地壳深部构造和地热学，地层结构译文集，学术期刊出版社。

[21] 杨永梅、郑亚丹：1994，四川盆地成盆前地质结构及其对盆地的控制，石油地质实验，第4期。

[22] 许效松，1988，攀西古裂谷地壳、上地幔热结构，中国攀西裂谷文集（3），地质出版社。

[23] 王良书等：1989，下扬子区HQ—13深大地热流特征初步研究，南京大学学报（地球科学），第2期。

[24] 刘地淦：1989，对川东基底结构的探讨，天然气工业，第9卷，第2期。

[25] 周名魁等：1988，西昌—滇中地区地质构造特征及其生成，西昌—滇中地区地质矿产科研丛书，重庆出版社。

[26] 张华升等：1987，攀西地区爆炸地震测深及深部地壳结构与构造，地质出版社。

[27] 李立等：1987，攀西裂谷特及龙门山断裂带地壳上地幔大地电磁测深研究，物探与化探，第11卷，第3期。

[28] 四川省地质矿产局：1991，四川省区域地质志[中华人民共和国地质矿产部地质专报——区域地质，第23号]，地质出版社。

[29] 曾祥和，1988，应用航磁异常探讨四川盆地基底性质及四川省区域构造特征，四川地质学报，第8卷，第2期。

[30] 全国同位素地质年龄数据汇编小组：1977，全国同位素地质年龄数据汇编（第二辑），地质出版社。

[31] 湖南省地质矿产局：1988，湖南省区域地质志，[中华人民共和国地质矿产部地质专报——区域地质，第8号]，地质出版社。

[32] P·贝利（朱夏译）：1978，实力地质学，地质出版社。

[33] B·B·别洛乌索夫（长振等译）：1983，地球内部，地质出版社。

[34] Ф·С·莫伊谢耶科（高申和译）：1986，深部地质学原理，地质出版社。

[35] 四川地震预报科研领导小组：1981，四川地震资料汇编第二辑（1960—1979），四川人民出版社。

[36] 肖庆辉：1996，板块构造学说与华南的深部构造基础（板块构造基础问题），地质出版社。

[37] 黄汲清等：1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。

[38] 刘鸿允，1983，前寒武系的划分，前寒武纪论文集，地质出版社。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

[39] 杨遵仪等：1984，湖南省石门县医药矿上前寒武系乳山群研究，湘南地质，第1卷，第1号。
[40] 潘文清等：1986，陕西秦阳地区（过渡带）志留纪地层及古生物，中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第14号，陕西科学技术出版社。
[41] 杜定权等：1986，陕西秦巴地区构造系研究，西安交通大学出版社。
[42] 张瑞林：1990，山西巴泥煤组岩相古地理研究兼论古构造演变，《沉积古地理》，第二辑。
[43] 陈梅飞等：1986，四川东北部地区观音场组层古生物及沉积相，地质出版社。
[44] 史美良等：1987，甘肃祁连山地质，甘肃科学技术出版社。
[45] 吴祥云等：1989，贵州高坡云盖组古地磁初步研究，沉积古地理，第四辑。
[46] 王鸿祯，1985，中国古地理图集，地图出版社。
[47] 贵州省地质矿产局：1987，贵州省区域地质志，地质出版社。
[48] 吴应林等：1989，上扬子台地早、中二叠世岩相古地理及沉积矿产时空演变规律，重庆出版社。
[49] 张秋人等：1983，马尾藻在一些海相地层的地质意义，青藏高原地质文集，第12集，地质出版社。
[50] 王成善等：1988，西昌—滇中地区新生代盆地演化史，西南石油地质矿产科研丛书，重庆出版社。
[51] 张仁德：1981，前北祁连早志留世浅海相上三叠统之发现，东辰学杂志，第5卷，第4期。
[52] 夏家宝等：1984，四川盆地盆相中生代陆层古生物，四川人民出版社。
[53] 李玉文等：1958，广南、盘北白垩—第三纪沉积相及其意义，沉积古地理，第5层。
[54] 黄国祖等：1984，湘鄂湘的出现和发展，湘南地质，第3卷，第1期。
[55] 赵友年，张伟新：1985，川西南三叠纪几处之我见，四川地质学报，第5卷，第2期。
[56] 邓鹏昌等：1990，西宁—渡江期扬子板块西北缘的地体—板块构造，四川地质学报，第10卷，第3期。
[57] 刘增乾等：1990，龙门山构造与形成演化，地质出版社。
[58] 罗志立：1989，峨眉地幔柱成因的证据及意义，四川地质学报，第9卷，第1期。
[59] 朱吉祥等：1989，川西及邻区的下三叠统，地质论评，第35卷，第5期。
[60] 陈荣标等：1989，青藏高原的三叠系，地质出版社。
[61] 邓永福：1984，川西高原炉霍地带泥盆系火山喷发旋回特征及时代探讨，青藏高原地质文集（15），地质出版社。
[62] 陈研耕等：1987，论右—剑龙江—金沙江地区大地构造，地质出版社。
[63] 刘德荣等，1982，四川盆地西部晚三叠世早期地层及其沉积环境，石油与天然气地质，第3卷，第3期。
[64] 郑德舒、李良经：1958，四川雷马地区泥盆纪斜坡相沉积，沉积古地理文集，第四集，地质出版社。
[65] 刘树根、罗志立：1991，四川龙门山地区的喜马拉雅运动，四川地质学报，第1卷，第3期。
[66] 罗志立、龙学明：1993，龙门山造山带前陆盆地的演化，四川地质学报，第12卷，增1期。
[67] 宋文海：1985，论盆山地区构造构造及其有气前景，天然气工业，第5卷，第3期。
[68] 卢立柱、王若柏：1987，四川新地槽三叠世牙形刺组合及分布特征，右准地层古生物文集论文集，地质出版社。
[69] 刘树文：1981，川东重庆到湖北恩施"过渡层"的存在及其意义，四川地质学报，第2卷，第1期。
[70] 胡华斌：1987，南华—震旦纪构造特征与含油气远景和成矿关系，四川地质学报，第7卷，第2期。
[71] 赵友平等：1995，龙门山推覆构造之初步研究，四川地质学报，第3卷，第2期。
[72] 刘树根、罗志立等：1990，四川龙门山中断层（中轴段）岩石圈的反图与多级滑脱推覆，四川地质学报，第10卷，第3期。
[73] 刘裕庆：1987，试论成都盆地（平原）的形成，中国区域地质，第2期，地质出版社。
[74] 殷鸿福：1991，松潘甘孜与秦岭、扬子的关系及其成因—兼论"三江"支特发展史，中国西部特提斯构造演化及成矿作用，电子科技大学出版社。
[75] 张臣吾，梅志超等：1988，秦岭造山带形成及演化，河北大学出版社。
[76] 蔡学林等：1988，大巴推覆构造概式，成都地质学院学报，第4期。
[77] 孙崇才，邱维玉，张仁荃：1991，松辽盆地三晚期次生凹陷——扶子陡海相油气总体形成规律探讨，石油实验地质，第13卷，第2期。
[78] 严阵：1995，陕西省岩矿志，西安交通大学出版社。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

[79] 前瑞彩等：1988，秦巴花岗岩，中国地质大学出版社。
[80] 刘池洋：1981，米仓山前震旦纪地层的划分与对比新见，四川地质学报，第2卷，第1期。
[81] 任纪舜：1957，论华北西部同后个构造阶段之划分，地质学报，第37卷，第1期。
[82] 王仁夫，陶洪祥等：1988，东秦岭造山带的地壳演化，西安地质学院学报，第10卷，第1期。
[83] 徐荣标，1988，扬子地块及其西缘前震旦纪古构造格局，江西地质，第2卷，第2期。
[84] 杨明桂等：1988，华南中晚元古代地层划分、沉积建造特征及其地壳演化，江西地质，第2卷，第2期。
[85] 邓康龄，1989，中国南方海相碳酸盐岩区油气地质条件与前景，石油与天然气地质文集，第2卷，地质出版社。
[86] 荷汉炜，1985，滇黔桂地区中、上三叠统油气层成的构造背景及勘探区带初步探讨，沉积学报，第3卷，第4期。
[87] 王 刚，1986，鄂南雅西早三叠世天陆斜坡碳酸盐重力流沉积，沉积学报，第4卷，第2期
[88] 杨志恩，1957，滇黔中南部的一条古隆起带，地质科学，第3期。
[89] 李昭同等，1983，四川盆地褶皱形成时间及其对油气聚集的控制，天然气工业，第3卷，第4期。
[90] 蒋炳钟，1984，川东一带隔挡式构造形成力学机制，四川地质学报，第3卷，第1期。
[91] 谢洋华，1959，震旦纪震积岩的试验研究，四川地质学报，第9卷，第4期。
[92] 程晓，1989，略成年喜马拉雅运动在四川盆地的表现，四川地质学报，第9卷，第4期。
[93] 潘结南，1985，中国事故第一类白垩纪，鄂西渝东文集，地质出版社。
[94] 张绍铭，吴崇平，1984，四川盆地陆相碳酸盐岩气田，天然气勘探与开发，第4期。
[95] 包汉，杨先恭等，1985，四川盆地构造特征及天然气远景预测，天然气工业，第5卷，第4期。
[96] 龙晓晋等，1988，四川晋静边组地层之研究，四川地质学报，第8卷，第1期。
[97] 肖秋霞，李延锦等，1988，碳酸盐岩石图解速测法，总论，成都地质学院。
[98] 崔广振，朱占祥，1982，贵州西部构造特征的四川证实，中国区域地质，第15期。
[99] 沈永远，1985，贵州高坡分组小型红色盆地沉积物的划分与对比，中国区域地质，第15期。
[100] 张月华，1990，广西地区四层构造发育期次，四川地质学报，第10卷，第1期
[101] 广西编委主编，1990，中国岩石圈动力学概论，地质出版社
[102] 王鸿文等，1983，中国石油地质学，石油工业出版社。
[103] Lindsay J. F. and Krassk J. R.，1989，Interplay of tectonics and sea level changes in basin evolution: an example from the intracratonic Amadeus Basin, central Australia, (Basin Research), Vol. 2, No. 1.
[104] Helwig J. A.，1989，Origin and classification of sedimentary basins, Geological Basin, No. 1
[105] 李春昱等，1986，板块构造基本问题，地震出版社。
[106] 刘和荣等，1989，南盘江山前断陷盆地推覆构造的类型和成因，南京大学学报，第4卷。
[107] 潘云唐编，1986，岩石力学性质与构造应力场，地震出版社。
[108] Shenkar Mitra，1990 Fault - Propagation Folds, Geometry kinematic Evolution, and Hydrocarbon Trap, A.A.P.G, Vol.74, No.6, P.P. 921 - 945.
[109] Boyer & Elliott，1982，Thrust Systems, A.A.P.G, Vol.66, No.9.
[110] Harrison & Jolly，1988，Cross - Sections of the Parry Islands Fold Belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: Implications for Timing and Kinematic History of Stress Fields - related Detachment Systems, Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Vol.36, P.P. 311 - 332.
[111] 徐开礼等，1979，构造地质学，地质出版社。
[112] 雷先顺等，1989，南盘江山前冲断构造东北段的地质结构及油气远景，天然气工业，第9卷，第3期。
[113] 王允诚，宋永福，1991，川西地区上三叠统须家河组的天然气成藏模式和储层次生孔隙，成都地质学院学报，第18卷，第4期。
[114] 李国土等编，1987，中国气田概况，石油工业出版社。
[115] 张仲武等，1991，四川盆地气藏形成条件及勘探前景分析，天然气工业，第11卷，第4期。
[116] 魏垂，吴桂海，1992，从"七五"天然气勘探看我国天然气工业发展前景，天然气工业，第12卷，第1期。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

[17] 甘瑞福，1991，从上扬子地台西部古生代岩石地层探讨川中古隆起，四川地质学报，第11卷，第2期；
[18] 许靖华、王嫣虹等，1982，陆壳由水平成因褶皱及其机制方法，地质出版社。

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

The Formation and Development of Sichuan Basin (abstract)

Sinchuan Basin, situated in Eastern Sichuan of Southwest China at 28°- 32°30′N and 102°45′—109°40′E, is surrounded by the nappes or folds. The north margin of the basin is Micanshan and Dabashan, east Wushan and Qiyueshan, south Daloushan and west Longmen shan, Daxianling and Dalingshan. The mountains are more than one or two thousands metres above sea level. Within the basin, there are most hilly lands with 300—500 metres above sea level. It appears to be rhombic basin. The mountains are composed of grey carbonate and mudstone of Palaeozoic. Within the basin, there are most red rocks of Mesozoic and Cenozoic, called Red Basin, with the area of 190000km^2. On the basis of crystalline and metamorphic basement of pre—Jingling, Sichuan basin is subjected to carbonate platform, continental basin of Mesozoic and Cenozoic, and compression of later structureal event, especially in Himalaya to form the structural basin.

The property, kind, formative time and mechanism of Sichuan Basin are interested in by Geologists. Huanjiqing and Renjishun (1980) thought that Sichuan Basin belonging to depression platform, was the relative uplift of Yangtze platform and was converted into a large depression after Indosinian Movement. It was totally folded and uplifted during late Yanshan Movement, especially Himalaya Movement. Wangjinqi (1982) summarized that Sichuan Basin underwent the platform from Z—T_2, the continental basin from T_3 K. The Sichuan Basin at present is the structura, basin set by Sichuan Movement after shearing compression many times. Zhuxia (1983) thought that Sichuan Basin was formed by the crustal compression of South China. Guozhengwu (1983) thought that Sichuan Basin subjecting to the five sedimentary stages, is a complex basin of compression and shear formed in the structural event between Neogene and Paleogene. Luozhili (1983) designated Sichuan Basin as a multiple basin of the craton. Wanxiangren (1983) thought that Sichuan Basin was a craton basin with most depression stages and leakage of early faults. Guanshixing (1987) called Sichuan Basin the intensive basin and trough basin, according to the different development. Baori (1989) thought that Sichuan Basin was associated with the gas basin with cracking gas.

Since 1981, extensively researching geological, seismic and drilling data to seek new oil and gas, we have gained some new ideas about sedimentary facies, structure, condition to form oil and gas pool, and reserves. By using Heshui—Shaoyang, Nanba—Fushun crust sounding, aeromagnetic, gravity and magnetotelluric sounding, there is a possibility to research the crustal structure of Sichuan Basin. By using the research result of Qinxang Plateau, Panzhihua—Xichang and Qinling—Dabashan, there is a conditon to recongize the basin and its margin.

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

On the basis of research above and under the guidance of theory of plate tectonics, authors combine both the mountain development and the formation and development of basin, both crustal structure and shallow structure, both geological and geophysical research, both the formation and development of the basin and the distribution of oil, gas, salt and brine, look up literatures aboout the basin both in China and abroad, get a lot of samples, and analyse petrology, palaeontalogy, specific thermal conductivity and radioactive elements. It took us two years to do all researches. The main recognizations are as followings:

1. According to Pre—Cambrain exposed in basin margin and its adjacent and seismic and aeromagnetic survey, the crustal basement of Sichuan Basin is composed of basic—ultrabasic rock of residual ocean crust of Archean, with high consolidation, forming the continental nucleus of Upper Yangtze. Grey gneiss and greenstone of Upper Archean—Lower Palaeozoic are around the continental nucleus. The crystal basement of Upper Yangtze is composed of the rocks above. Middle Archean is associated with volcanic- sedimentary rocks or sedimentary rocks, which generate the regional metamorphism and fold through Jinning Geological event, forming the folded basement of Upper Yangtze. But Sichuan Basin is mainly composed of the crystal basement.

2. According to the interpretation of regional geologic, seismic, crustal sounding, aeromagnetic, gravity, magnetotelluric sounding and geothermal flux data, the crust of Sichuan Basin is composed of seven different layers, which, form top to bottom, are Cenozoic—Mesozoic structural layer of continental facies, Mesozoic—Palaeozoic—Upper Sinian structural layer, metamorphic and folded basement structural layer, hypometamorphic crystal basement structural layer, plastic structural layer, and hummock soft structural layer, which are horizontally variated. According to crustal sounding profiles, there is a layer of lower velocity in the crust, which can divide the crust into the upper crust with most acid rock and the lower crust with most basic rock. The crust is thin in Sichuan Basin, generally 44 km thick, Longmenshan overthrust and to the west 55—63 km thick, to the east of Xiaojiang thrust 48 km thick, Lijiang 64 km, to the east of Qiyaoshan 46—38 km thick. Sichuan basin is of the thin crust—thin lithosphere, the plateau of western Sichuan thick crust—thick litho sphere, to the east of Qiyaoshan thin crust—thick lithosphere. The formation of crust—lithosphere above is possibly associated with strong fold, overthrust and adjustment of crust—mantle of post Indosinian movement.

3. Six average densites of thermal flux measured in Sichuan Basin are less than that in the extensional basin of East Chian. Crustal thermal rate of Sichuan Basin calculated by specific thermal conductivity, radioactive content and seismic velocity is quite different from the other area, searching their formative geological conditions.

4. Interpretation of regional geology and seismic data, such as Meishui—Shaoyang geological section, shows that detachment layer of lower velocity and higher specific thermal conductivity occurs in the middle crust of Aba area. According to the present earthquake data, the earthquake occurs in Longmenshan, with depth of earthquake focus of detachment and above,

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

to the east of Longmenshan, without detachment, so the crust of "Sichuan Basin" wedges into it. There are three imbricate overthrust structures from west to east in Longmenshan. They are Maowen ductile fracture, Chuanbei ductile—brittle fracture and Anxian brittle fracture. Analysing uplift velocity of Laojungou Indosinian granite in the west of Longmenshan shows that it coincides with the deposition of Mesozoic land facies in the front of Longmenshan, that is, the rock uplifts high, the land basin subsides largely and land rock accumulates quickly. Analysing the reverse rhythm of Late Triassic and rock source in the front of Longmenshan, we find that in Carnian, there was no Longmenshan with the deposition of shallow marine of west margin of "Sichuan Basin". In early Norian, longmenshan began to uplift and to supply fine rocks of "west margin of Sichuan Basin". As time went on, Longmenshan uplifted high, with little distance to "west margin of the basin", showing that from west to east Longmenshan became the mountains in Norian. According to the research above, authors raise the formative mechanism of foreland basin of Triassic. The closing of palaeo—Tethys caused Ganzi—Aba arch back basin to fold. During the fold process, upper crust of Aba area slipped to east by the detachment layer beneath. When there was no this detachment layer, "Sichuan Basin" crust wedged into Aba crust by strong compression, so Aba crust formed a series of northwest strike overthrust, generating lofty mountains. Due to down buckling by crustal thickening of structure stacking, the foreland basin was formed and stacked in the carbonate platform. The new mountains were the rock source and supplied a lot of debris to the front of mountains. New accumulated sediment load also increased the down buckling, so the sedimentary basin gradually spread eastwards and formed the onlap of sediment. Due to the west Pericalic compression, overthrust nappe migrated basinwards, forming the less distance of foreland rock source to "basin west margin". In the sedimentary section reserve rhythm from bottom to top, Longmenshan uplifted quick and resulted a large subsidence of the front depression, so the velocity of crust had direct proportion of deposit velocity. In one word, loading down buckling is the mechanism to form sedimentary basin.

5. Sedimentary cap rocks of "Sichuan Basin" can be classified into two stages: marine carbonate platform stage of Sinian—middle Triassic and continental sedimentary basin stage of late Triassic—Eocene. Drawing up sedimentary map of Sichuan Basin and its adjacent area, authors expound the characteristics, distribution and development of each period of sedimentary basins. After analysing sedimentary characteristics of each continental period, authors pose that the continental sedimentary basin can be classified into the foreland basin of late Triassic and the depression basin of Jurassic—Eocene, latter including basin shrinkage of middle Cretaceous—Eocene. The characteristics of continental sediment are that the sedimentary basin was controlled by the mountains in the the margin of the basin with the migration of mountain uplift. The depression center of late Triassic was in the middle front of Longmenshan, middle Jurassic—early Cretaceous in the northern Sichuan, middle Cretaceous—Eocene in south front of Longmenshan. The mountain of basin margin was in the cease period of compression, and decreased the loading due to weathering. Due to thick crust, the mountains rised gradually, and

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

due to gravity equilibrium of the thin Crust and thin lithosphere in center Sichuan, it subsided, so forming the depression basin in the center Sichuan with the depression degree more than that in basin margin. Because of little debris, the lacustrine in the sedimentary basin was developed. The origin of early Jurassic and middle—early Jurassic (Qianfoyan formation) belongs to this above. According to the general deposition of the continental facies, debris was abundant. Most period of deposition was associated with fluvial with little lacustrine (compared with the fault depression basin in east China). Accumulation velocity of sediment was more than that of crustal subsidence, showing "oversaturation". The deposit center was not the depression center. The continental rock was large in thickness (usually more than 5000m), with the remaining thickness of 6—7 km of the continental stratum in Longmenshan and Micanshan. Compared with the fault depression of east China, the continental basin has flat basement and no dismember. The present Sichuan basin is one part of Yangtze continental sedimentary area of Mesozoic, only accounting one third of the latter.

6. Sichuan Basin, situated in Tethys tectonic domain and marginal Pacific tectonic domain, is controlled by its development from Triassic for a long time. Morphologic rhombic Sichuan Basin has four mountains which is the result of rigid crystal basement and its fault by the compression of the tectonic domain above. The mountains in the marginal basin can be divided into two kinds: Longmenshan in northwest Sichuan and Dabashan in northeast Sichuan which are overthrust nappes, being the basis of formation of compression basin. In the geological time, the crust imbricated towards basin many times by compression, so present Longmenshan and Dabashan are the migration of palaeo—Longmenshan and Dabashan; Qiyaoshan and Daxiangling in the continental sedimentary basin of Meso—Cenozoic of Upper Yangtze are the cap folded by the compression of late Yanshan or early Himalaya, and strenghth new generated fold fault in middle—late Himalaya. Then it can be seen, present Sichuan basin was the structural basin formed in Eocene, which was stacked in the marine carbonate platform and underwent the continental sedimentary basin of Meso—Cenozoic and contributed to many times structural event. Sichuan Basin is called the compression basin due to compression. The formation of Sichuan Basin ended the wide continental sediments, taking the place of weathering and structural deformation. This is quite different from extensional basin of east China.

Due to the differences of the continental crust and regional structural distribution, the continental crust detached and gathered by the stress of compression for many times, forming the fold, nappe mountains in the margin of craton, so the continental basin was generated within the craton. Subsequently, during the continuous compression, the mountains in the basin margin was migrated gradually towards basin. When the sedimentary basin was subjected to the structural deformation (the central basin has weak deformation), the continental facies was ended, forming structural basin. This is general introduction of formation of Sichuan Basin. This can be seen, Yangtze continental basin of Meso—Cenozoic and present Sichuan Basin—structural basin were the two different stages of compressional basin of continental craton, so the continental basin and structural basin were formed during compression of same dy-

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

namics, the latter was the result of the early. They are of structural generation.

7. The anticlines of Sichuan Basin, more than 500 of surface and subsurface, are developed. They are formed by the horizontal compression since Indisinian movement. On the basis of stratigraphic contact of the basin and its adjacent area, and the composite stacking relationship of local structures within the basin, the structures above are formed during six structural events, most in the middle—late Himalaya. Because it is formed after the structural basin, so it is showed in the structural deformation, being quite different from extensional basin of East China. This article discusses at first the physical property, detachment and distribution of cap rocks in the area, then classifies the local structure, describes the shape of structural section, property of each structure, and put forward structural evolution model of detachment and local structural distribution and structural zones. Through analysis above, the local structural characteristics of Sichuan Basin are including: compression or shearing structures developed, fold and fracture parallel to structureal direction in the margin of the basin, strong fold closed to the basin margin and weak towards the basin. The different structures are formed during the many structural events (most associated with Himalaya). The stress is acted in one area many times or one after another, to form structural combination and composite. The different stress of the deep and shallow is acted on cap area with many detachment to form structural unconformity. Meso—Palaeozoic with soft and hard stratigraphy form the structural kinds associated with fault fold by the affect of compression or shearing, and composed of complicated composite or stacking structures, to form unconformity between the upper and the lower structures. In one word, Sichuan Basin with many detachment in the cap rocks is to form the different structures by affect of horizontal compression in many times and different directions.

8. There are two sediments prior to the formation of the basin: marine sediment before middle Triassic and continental sediment after late Triassic. They are of geological conditions of producing, reservoir and cap. Due to affect of strong mountain uplift of Tethys tectonic domain and marginal Pacific tectonic domain, the continental basin belongs to "overaturation" with the large thickness of sediments. Due to the chic lacustrine, there are a little of source rocks in the continental facies, so the reserve is most associated with marine facies, and then with Upper Triassic and Jurassic. Due to more than 5000m of continental stratigraphy, the strata before Triassic were buried deep for a long time, and had high evolution of organic matter and were associated with gas, but Jurassic generated oil. Due to deep burial of reservoir for a long time, porosity was filled, so the reservoirs were of lower or supper porosity and permiability. Accumulation and high production of oil are dependent on the fracture. Second longitudinal fractures are beneficial to the improvement of permeability, so Sichuan Basin is associated with gas in structural traps (including anticline, nose and fracture). Fractures make the deep gas migration to the shallow to form second gas pools, so we should pay more attention to the target area. In another case, natural gas overflowed to the surface along structural fractures, this damaged the gas pools. Uniting the given gas pool analysis and local structures formed in many times in Sichuan Basin, authors point out that gas pools of Sichuan Basin are

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

094324

formed for many times. The different detachment in the cap rocks generated some unconformity of anticlinal structures in the deep and shallow case. For this reason, to find out the shape of deep structures is to have an importance to enhance oil and gas exploration. At the same time, we should not belittle the structures according to the high fold and erosion of regional cap rocks. In eastern and northeastern Sichuan this kind of structure is developed, we should enhance the exploration future. Analysing geological conditon of large—middle gas pools of Sichuan Basin, authors put a word that good reservoir, large area of structural traps, early palaeo—ramp and uplif and the limbs are the favorable areas to form large middle gas fields and accumulation. On the basis of research above, authors expound that Tongnanba structural zone, the front of Dabashan, the east ramp of west Sichuan depression, the front of Longmenshanand Luzhou palaeouplift may become the furture targets. Although gas fields have been found in eastern Sichuan, there are some large exploratory targets. Except the high exploration of Upper Palaeozoic, we almost do not touch the gas pools in lower Palaeozoic. Since the stress migrated from the margin to the basin, so structures in the margin were formed more early than within the basin. The structures in Longmenshan were formed early, with shallow buried targets and lower thermal evolution, so there is a possibility to find oil pools. This area will be the second place to find oil after Jurassic oil in central Sichuan. Authors infer that another two basins in upper Yangtze continental sedimentary basin——Xichang and Dianzhong Basins will have a good prospects.

9. In Sichuan Basin, there are a lot of salt, most in middle——lower Triassic, and then Cambrian and Upper Sinian. Salt rocks in middle—lower Triassic are formed in sebkha and dry salt lake in the continent, which is located in the central, west (Chengdu, Pujian), southwest (Jingyan, Qianwei) and east Sichuan (Dianjian, Wanxian).

Brine water is located in Triassic of Sichuan Basin. Discussing the mechanism and distribution of yellow brine in Upper Triassic and black brine in Middle—Lower Triassic, authors point out that central Sichuan is a favourable place to have yellow brine and favourable fold structure in east and northeast Sichuan, but southwest Sichuan is a good place to explore black brine. Authors still point out that potash salt of Middle—Lower Triassic of Xuanhan in the northeast Sichuan and Fujian in the west Sichuan may be corroded to form brine water containing K with important economic values.

0087 9095

PDF 文件使用 "pdfFactory" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn