燕山东段—下辽河盆地
中新生代盆岭构造及应力场演化

马寅生　著

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

通过大量的地质调查工作,作者以新的活动论观点来分析燕山东段—下辽河盆地地球物理和地质构造特征,研究该区中新生代盆岭构造演化过程,最后结合古应力及现今应力的系统测定和光弹实验模拟,论述该区中新生代以来的构造应力场演化。

本书可供从事构造地质、沉积盆地研究的科研人员及相关院校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造及应力场演化/ 马寅生著 .—北京:地质出版社,2004.2
ISBN 7-116-03984-8

Ⅰ. 燕… Ⅱ. 马… Ⅲ. ①大地构造学-研究-华北地区②大地构造学-研究-东北地区 Ⅳ. P548.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 109172 号

YANSHAN DONGDUAN XIALIAOHE PENDI ZHONGXIN SHENGDAI PENLING GOUZAO JI YINGLI CHANG YANHUA

责任编辑:周乐耘 祁向雷
责任校对:黄苏晔
出版发行:地质出版社
社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083
电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324577(编辑室)
网 址:http:// www.gph.com.cn
电子邮箱:zbs@ gph.com.cn
传 真:(010)82310759
印 刷:北京长宁印刷有限公司
开 本:787mm×1092mm 1/16
印 张:7.75 图版:1 页
字 数:200 千字
印 数:1—600 册
版 次:2004 年 2 月北京第一版·第一次印刷
定 价:25.00 元

ISBN 7-116-03984-8/ P·2437

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前　言

造山带和沉积盆地是岩石圈表层两种十分重要的构造单元,造山带与沉积盆地之间的关系研究是当今地球科学的前沿领域之一。20 世纪 70 年代以后,国际地学界不仅以新的活动论观点认识造山带的形成和演化,而且以新的活动论观点认识盆地的性质、形成和演化,有关造山带和沉积盆地形成演化的研究突飞猛进,成果累累。目前,造山带和沉积盆地形成演化的地球动力学演化过程、沉积盆地与造山带之间的关系,造山与成盆之间的转换等已成为造山带和沉积盆地动力学研究的前沿问题。

燕山东段—下辽河盆地位于华北平原以北,大部分地区行政区划属辽宁省管辖。研究区范围北以赤峰-开源断裂为界,东到铁岭—营口一线,即以郯庐断裂为界;西到赤峰—平泉一线;南到华北平原。地理坐标在北纬 40°～43°,东经 118°～124°之间。

燕山东段—下辽河盆地在以往的构造单元划分上分属燕山造山带和下辽河盆地两个不同的构造单元。长期以来,许多研究者在这一地区作过大量的研究工作,如翁文灏(1929)、李四光(1948,1973)、黄汲清(1954)、张文佑(1959)、陈国达(1960)、崔盛芹等(1979,1980,2000,2002)、赵越等(1994)、廖兴明等(1996)、陈义贤等(1997)。但是,前人的研究大多是把燕山造山带和下辽河盆地分开来进行研究的,将造山与成盆连系起来研究的还为数不多。

作者自 1985 年以来,一直在燕辽地区长期从事地质构造研究,期间参加的许多项目、所作的多次实验均不同程度地涉及该区地质构造的不同方面。在这期间一次次的野外调查,一次次的热烈讨论,燕山造山带的基本物质组成和地球化学特征、造山带的深部结构、造山带形成与演化、造山带的运动学再造、造山带的动力学机制、造山带的类型,燕辽地区沉积盆地的结构与演化、沉积盆地的分类、地应力对盆地类型的控制、地应力与盆地构造、地应力与油气运移和聚集、地应力与油气田的开采和开发的关系等问题常常萦绕于我的脑海之中。通过对燕山地区的野外地质调查,地质剖面的观测和测量,燕山周边盆地地震剖面的标定和解释,钻井岩心的观察和描述,测井资料的分析和处理等方面的研究工作,作者逐渐认识到燕山造山带的构造变形、岩浆活动和造山期沉积建造主要形成于中生代,而燕山地区现今的山岳地貌形成于新生代;中生代强烈的印支运动和燕山运动不仅在燕山地区形成以东西、北东—北北东方向为主的构造岩浆带,在华北平原地区、下辽河平原地区新生界地层下面也形成以东西、北北东、北东方向为主的构造岩浆带;新生代之前,现今的燕山造山带、华北平原、下辽河平原地区的地质构造并无本质差异,燕山造山带现今的构造面貌从新第三纪才开始形成;中新生代以来该区不仅表现有多次强烈的挤压作用,而且表现有多次伸展作用;中新生代以来该区的造山与成盆过程远离板块边缘,是一个在古老克拉通基础之上发育起来的中新生代陆内造山带。

本书共分六章,分为燕山东段—下辽河盆地地球物理和地质构造特征、中新生代盆岭构造演化和中新生代构造应力场演化三个部分,主要取得以下认识:

(1)根据区域地质构造综合分析,认为燕山东段—下辽河盆地中新生代的地质构造是在前中生代华北克拉通岩石圈基础之上发育起来的克拉通内(陆内或板内)盆岭构造带与造山

带。

(2)根据燕山东段—下辽河盆地中新生代地质构造综合分析,认为中新生代以来该区的构造演化过程,经历了早中三叠世残留克拉通盆地、晚三叠世 - 早侏罗世上叠式盆地、中晚侏罗世断陷盆地、白垩纪断陷盆地和新生代裂谷盆地五个盆地演化阶段,经历了中三叠世末、早侏罗世末、晚侏罗世末和白垩纪末、古近纪末五个挤压作用时期。其构造作用过程具有类似"手风琴式"演化特点。

(3)燕山东段—下辽河盆地中新生代构造演化过程中,挤压作用和伸展作用均占有重要位置,总体来讲,挤压作用由强变弱,伸展作用由弱变强。挤压作用和伸展作用交替出现,挤压构造和伸展构造间互发育。

(4)中新生代的伸展构造既有变质核杂岩,又有中新生代盆岭构造及裂谷盆地,还表现在新生代的玄武岩喷发方面。

(5)燕山东段—下辽河地区中新生代共经历了中三叠世末、早侏罗世末、晚侏罗世末、白垩纪末和古近纪末五期挤压作用,每次挤压作用都形成相应的挤压构造形迹。它们使得早期盆地萎缩或消亡,对早期盆地进行改造或造成盆地反转。

(6)经过野外宏观观测和室内显微分析,基本厘定医巫闾山是一个白垩纪形成的变质核杂岩。

(7)根据区域构造演化综合分析及同位素年龄测定,认为医巫闾山花岗岩体时代并非前人所定的早燕山期,而是晚燕山期岩体。

(8)首次系统划分出该区中新生代以来不同时期的断裂,编制了下辽河盆地沙四期、沙三期、沙一 + 沙二期、东营期和老第三纪末的同沉积或同生断裂。

(9)经过野外实地观测和室内 ESR 法断层泥年龄测定和断层上盘黄土的光释光法年龄测定,确定辽宁北票发生于中生代燕山期的南天门断裂,也是一条切割了更新世马兰黄土的第四纪活动断裂。

(10)根据燕山东段—下辽河盆地中新生代以来造山、成盆作用过程中形成的构造形迹反推,结合对该区中新生代以来古应力及现今应力的系统测定和对该区中新生代构造应力场的光弹实验模拟,系统地论述了燕山东段—下辽河盆地中新生代以来的构造应力场演化。

本书是在作者博士论文的基础之上编写而成的,论文的选题、研究及编写过程,自始至终得到了导师崔盛芹教授的精心指导,都凝聚着导师的心血,书中的许多认识和观点都是在导师的精心指导下逐渐形成的。在此,谨以此书表示对老师谆谆教诲的衷心感谢。

本书的资料均来自在此期间,作者先后参加完成和负责完成的项目、课题和实验研究的成果,它们分别是:

(1) 阜新-义县盆地构造演化应力场的光弹实验研究;

(2) 北京地区区域稳定性模糊综合评价, IGCP-250 国际地质对比项目的二级课题;

(3) 黄骅坳陷构造演化及应力场的光弹实验研究;

(4) 燕山地区中新生代陆内造山作用研究,"八五"地矿部重大基础项目;

(5) 汾渭-贝加尔裂谷系相似性和动力学机制的实验研究, 地质力学开放实验室资助项目;

(6) 北京十三陵-八达岭构造特征与地层系统,三十届国际地质大会 T218 会间旅行路线;

(7) 辽河盆地清水洼陷构造应力场研究,横向课题;

(8) 辽河盆地构造动力学研究及油气有利区预测,横向项目;

(9) 燕山造山带造山作用过程及动力学机制,“九五”地矿部重点科技项目。

在此基础上,作者又根据近年来参加“燕山地区中生代陆内造山过程的地质记录调查”大地调项目,国家自然科学基金重点项目“燕山板内造山带的结构、变形过程及动力学”(批准号:40132020)的工作,对原来的一些观点和认识进行了深化和修改。

感谢副导师李锦蓉及王建平研究员,他们对我的学习和生活、对我博士论文的完成也给予了极大的关心与帮助。

感谢吴珍汉、朱大岗研究员、吴淦国教授、李晓、冯向阳副研究员在“九五”期间与作者一起对辽西地区的野外调查和研究。感谢辽河项目组成员王小凤、武红岭、陈正乐研究员、白嘉启和殷秀兰副研究员与作者一起对辽河盆地的研究及对有关问题的讨论,有关辽河盆地的样品是作者与他们一同采集的。

感谢赵越、杨振宇研究员、胡建民教授,近年来我参加赵越研究员负责的“燕山地区中生代陆内造山过程的地质记录调查”大地调项目、“燕山板内造山带的结构、变形过程及动力学”国家自然科学基金重点项目(批准号:40132020)的工作中,我们对燕山地区的调查研究和讨论,加深了我对本书中一些观点的认识。

在研究过程中,得到了孙殿卿院士、陈庆宣院士的关怀与指导,得到了地质力学研究所杨万来所长、赵越、杨玉东、吴珍汉副所长的关心和帮助,得到了本所黄汉纯和黄庆华老师、沈淑敏、廖椿庭、易明初、王小凤、尹华仁、孙宝珊、丁原辰、张淑坤、李永贤、李贵书、赵志中、雷伟志、白嘉启、朱大岗、武红岭、冯向阳、陈正乐、李晓、孟宪刚、崔四平、王砚庆、邵兆刚、马越、丰彦薇等同志的热情鼓励和支持,得到了中国地质科学院研究生部杨琦、马兴祥、宋玉军、赵剑秋老师、地科院教育处王秀华同志的关心和帮助,在此一并表示感谢。

感谢辽河油田勘探开发研究院的吴铁生总工程师、王庆丰、郑治宇、兰秀峰工程师、钻采院地应力所的任德生工程师、岩石圈中心的霍光辉工程师、石油天然气总公司国际合作局张兴博士、石油勘探开发研究院何登发博士等对我的支持,我们关于沉积盆地的讨论,使我受益匪浅。

文中谬误与错漏之处,敬请各位专家学者批评指正。

目　　录

前　言
第一章　燕山东段—下辽河地区地球物理场及岩石圈结构特征 …… (1)
　第一节　地球物理场特征 …… (2)
　　一、磁场特征 …… (2)
　　二、重力场特征 …… (3)
　　三、地温场特征 …… (4)
　第二节　岩石圈结构特征 …… (4)
　　一、地震测深 …… (4)
　　二、天然地震层析成像 …… (5)
　　三、莫霍面特征 …… (6)
　　四、壳-幔电性结构特征 …… (7)
第二章　燕山东段—下辽河地区前中生代地质构造背景 …… (8)
　第一节　太古宙—古元古代结晶基底形成阶段 …… (8)
　　一、结晶基底的地层系统 …… (8)
　　二、结晶基底的构造演化 …… (10)
　第二节　中新元古代—古生代坳拉槽—克拉通盖层发育阶段 …… (11)
　　一、中、新元古代坳拉槽演化阶段 …… (11)
　　二、古生代克拉通盖层发育阶段 …… (12)
第三章　燕山东段—下辽河地区中生代地质构造特征 …… (15)
　第一节　中生代地层系统 …… (15)
　　一、三叠系 …… (15)
　　二、侏罗系 …… (16)
　　三、白垩系 …… (17)
　第二节　中生代盆地特征 …… (17)
　　一、早、中三叠世盆地 …… (19)
　　二、晚三叠世—早侏罗世盆地 …… (20)
　　三、中侏罗世—晚侏罗世盆地 …… (21)
　　四、白垩纪盆地 …… (22)
　第三节　中生代岩浆活动 …… (23)
　　一、火山活动 …… (23)
　　二、岩浆侵入 …… (23)
　第四节　中生代构造变形 …… (24)
　　一、不整合界面与构造层 …… (24)
　　二、中生代断裂 …… (24)
第四章　燕山东段—下辽河盆地新生代构造特征 …… (28)

第一节　新生代地层系统 …… (28)
一、第三系 …… (28)
二、第四系 …… (30)
第二节　新生代盆地特征 …… (30)
一、下辽河盆地新生代沉积特征 …… (30)
二、下辽河盆地沉积中心的迁移 …… (32)
三、下辽河盆地断陷期沉积作用与断裂活动 …… (34)
第三节　新生代断裂特征与演化 …… (38)
一、下辽河盆地新生代断裂特征 …… (38)
二、下辽河盆地新生代断裂活动的分期、演化 …… (42)
三、郯庐断裂在下辽河盆地的展布及活动特征 …… (48)
四、燕山东段的新生代断裂活动 …… (49)
第五章　燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造演化 …… (53)
第一节　中新生代伸展构造 …… (53)
一、伸展构造特征和类型 …… (53)
二、变质核杂岩 …… (54)
三、中生代盆岭构造 …… (61)
四、新生代裂谷盆地与盆岭构造 …… (67)
五、新生代玄武岩喷发 …… (68)
第二节　中新生代挤压作用和构造反转 …… (71)
一、反转构造综述 …… (71)
二、中生代挤压作用和构造反转 …… (74)
三、新生代挤压作用和构造反转 …… (75)
第三节　中新生代盆岭构造演化 …… (79)
一、中生代盆岭构造演化 …… (79)
二、新生代盆岭构造演化 …… (83)
第六章　燕山东段—下辽河盆地中新生代应力场演化 …… (86)
第一节　现今地应力测量 …… (86)
一、震源机制解法应力测量 …… (86)
二、原地应力测量 …… (90)
三、钻井崩落法地应力测量 …… (90)
四、声发射法现今地应力值测量 …… (93)
五、水压致裂法现今地应力值测量 …… (94)
第二节　历史地应力测量 …… (96)
一、声发射法古地应力大小测量 …… (96)
二、古地应力方向的确定 …… (99)
第三节　中新生代构造应力场的光弹实验模拟 …… (102)
一、光弹实验的原理和方法 …… (102)
二、阜新盆地构造演化应力场光弹实验模拟 …… (104)

三、下辽河盆地现今构造应力场光弹实验模拟 …… (108)
第四节　中新生代应力场演化 …… (110)
一、中新生代应力场演化 …… (110)
二、中新生代盆岭构造及应力场演化的动力学机制探讨 …… (111)

参考文献 …… (113)

第一章　燕山东段—下辽河地区地球物理场及岩石圈结构特征

著名的燕山山脉横亘于华北平原之北,以其特有的地质构造闻名于世。下辽河盆地属于渤海湾盆地的一部分,南邻渤海,西与燕山山脉相接,包括了下辽河平原的主体,目前已建成为我国的第三大油田。“燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造及应力场演化”研究的地理范围大致包括下辽河平原和辽西山地,大部分地区行政区划属辽宁省管辖。地理坐标在北纬 40°～43°,东经 118°～124°之间(图 1-1)。

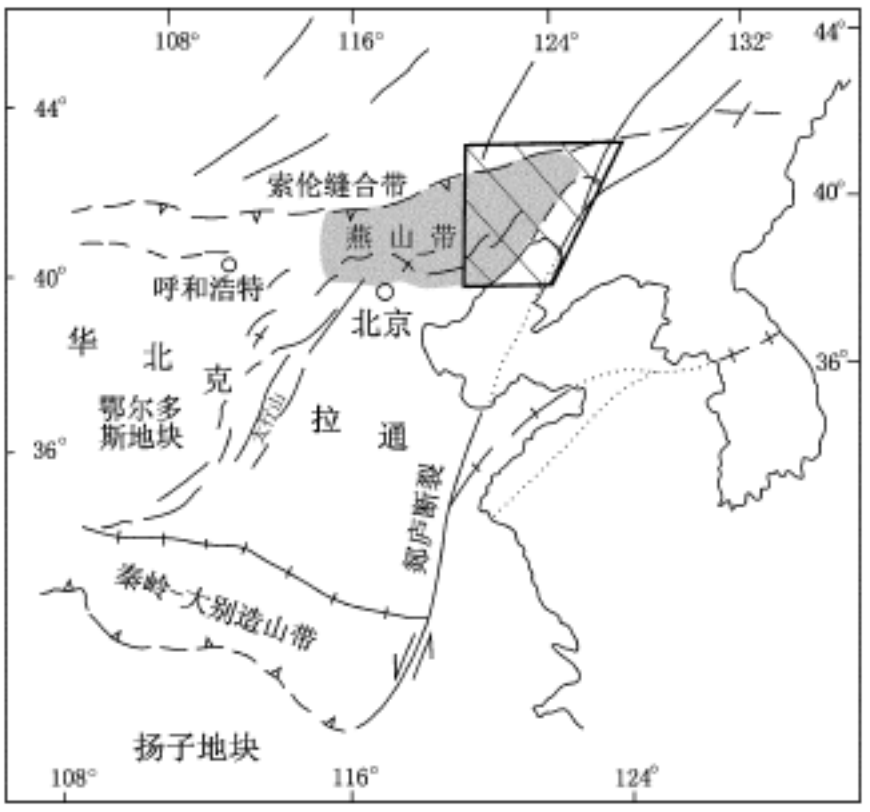


图 1-1　研究区位置示意图

燕山东段—下辽河盆地在构造位置上位于华北地块或中朝地块北部,以往的构造单元划分上分属燕山造山带和下辽河盆地两个不同的构造单元。

约自 20 世纪 60 年代以来,在对该区进行长期地质构造研究的基础上,不同部门先后还开展了多种地球物理探测工作。本章将概述该区的磁场、重力场及热力场等地球物理场的基本特征,简要地阐明该区岩石圈的速度结构、电性结构、莫霍面等基本特征,以期对该区三维岩石圈结构有一个概略的认识。

第一节　地球物理场特征

一、磁场特征

燕山东段—下辽河地区地壳的磁场特征反映了区内各种岩石、特别是岩浆岩类及基底结晶岩系中磁性物质的赋存与展布面貌。明显的线性磁异常带及两种不同特点磁场的连接带,则反映出区域性或主干断裂带的存在(崔盛芹,1996)。1∶400 万全国航测异常图表明,燕山东段—下辽河地区航磁异常(图 1-2)可以具体划分为以下三个磁异常区 ：

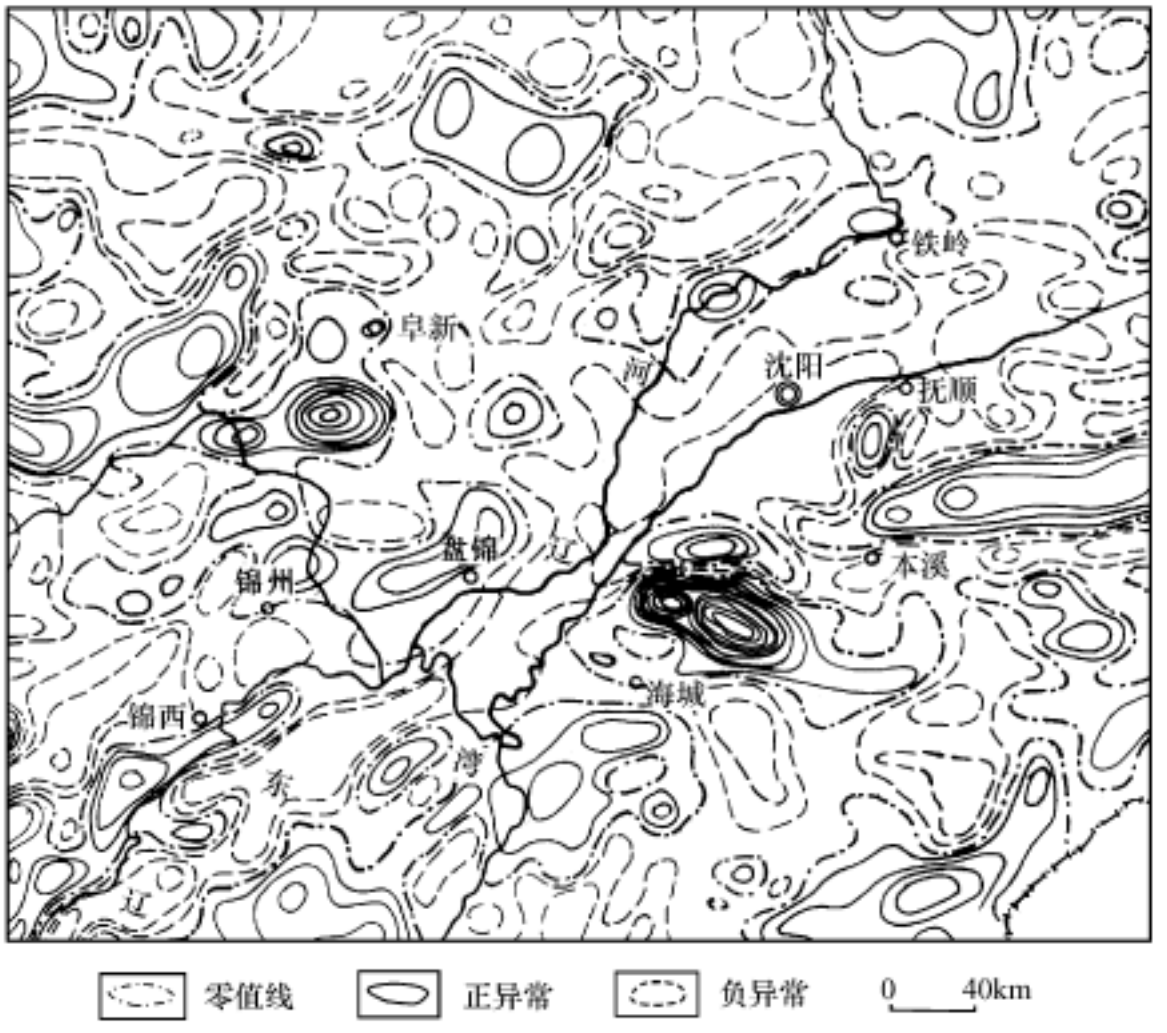


图 1-2　燕山东段—下辽河盆地航磁异常图

(据地质矿产部航空物探队,1989)

1. 东部磁场区

包括下辽河盆地东部凸起及辽东山地,磁异常总体为正负相间的条带状,磁场变化强烈,正负相间的磁异常走向总体呈东西向。海城以南在总体东西向的基础上清楚地显示有北东向特征。磁异常特征总体上与构造岩浆带的方向一致,海城以北以东西向为主,海城以南在东西向的基础上叠加有北东向。

王小凤、马寅生等,辽河盆地构造动力学研究及油气有利区预测,地质力学所研究报告,1997。

2. 下辽河盆地磁场区

包括下辽河盆地主体部分,磁异常总体为平行盆地长轴方向的北东向负异常带,磁场平缓,强度和梯度变化低,其异常值一般在 - 50～ - 200nT 之间,是下辽河盆地厚达 6～7km 的低磁性碎屑岩沉积物的反映。局部零星出现的北东向正异常是沿断裂带形成的高磁性新生代基性玄武岩的反映。

3. 燕山东段磁场区

包括下辽河盆地西部凸起及燕山东段的辽西山地,磁异常呈正负相间的串珠状条带。不规则的局部正、负磁异常组成的串珠状磁异常条带呈现出北东和东西两个方向。北东向的正异常条带与燕山东段—下辽河地区中生代盆地有较好的对应关系,主要为盆地内中生代火山岩的反映。

下辽河磁场区与东部磁场区的连接带是郯庐断裂带在燕山东段—下辽河地区的航磁异常图上的反映。显示郯庐断裂带沿下辽河盆地东部凹陷展布,东部凹陷的边界断裂——营口-佟二堡断裂即为郯庐断裂带在下辽河盆地内的主干断裂。

二、重力场特征

重力异常是一个地区浅部-深部不同密度物质分布状况,包括地壳厚度与结构变化、岩浆岩带与断裂带展布等的综合反映,因此,一定的构造区、带常显示出一定的布格重力场特征。从下辽河盆地深部重力异常与震中分布图上(图 1-3)可以看出,区内的重力异常带总体呈北东向展布,在燕山东段与华北平原的分界处呈现出东西向特征。重力异常值正负相间

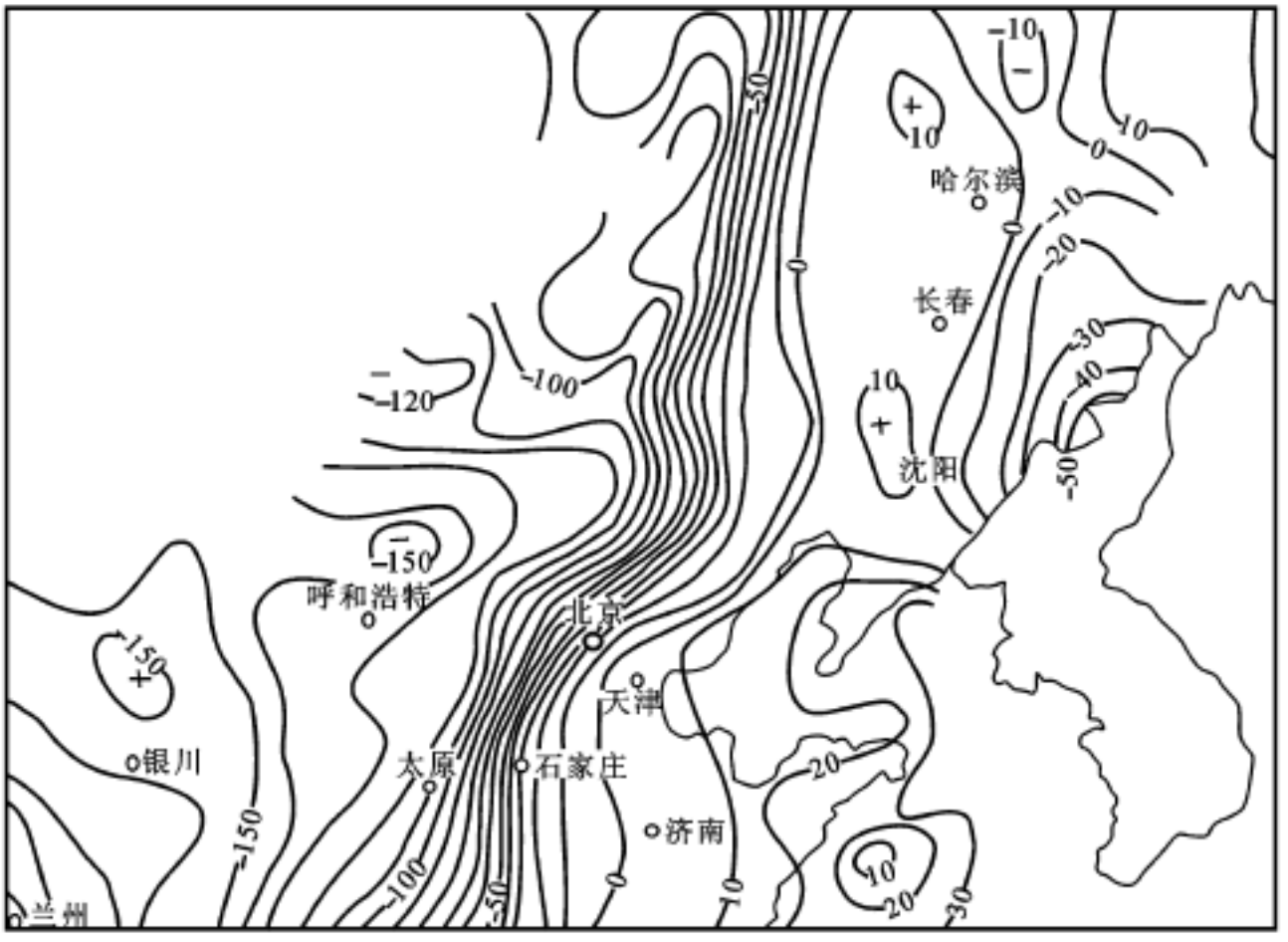


图 1-3　下辽河盆地深部重力异常与震中分布图

(据国家地震局,1996)

分布,可以明显地分为三个带:

1. 东部负异常带

在营口—沈阳一线东南,重力异常表现为宽缓的北东向负异常带,布格重力异常值变化在(- 10×10^{-5}m/ s^2)～(- 40×10^{-5}m/ s^2)之间,反映该带地壳及岩石圈厚度及组构比较均匀,对应于辽东隆起。

2. 下辽河盆地正异常带

呈北东向沿下辽河盆地展布,为一低缓的正异常带,向东南过辽东湾到唐山一带,在总体北东向的基础上显示出东西方向。异常值为 0～20×10^{-5}m/ s^2。

3. 燕山东段负异常带

包括下辽河盆地以西燕山东段地区,重力异常总体为北东向展布的负异常,重力异常由东向西逐渐减小,异常值由 0 变为 - 90×10^{-5}m/ s^2,说明地壳及岩石圈自东向西逐渐变厚的特征。

上述重力异常的展布特征反映了区内地壳及岩石圈的结构特征,显示下辽河地区地壳及岩石圈厚度较薄,存在一上地幔隆起带。地壳及岩石圈厚度的陡变带,即重力异常变化的梯度带是现今地震活动带。

三、地温场特征

地温场是地球内部热结构的反映,它可以通过大地热流值来表达。大地热流系指地球内部的热以热传导方式在单位时间内通过单位面积散发到地表的热量,其分布受岩石圈的热状态控制,并与地质构造及地壳活动性有着密切关系。

燕山东段—辽西一带 7 个大地热流值的平均值为 54.80mW/ m^2(1.31HFU),下辽河盆地中 37 个大地热流值的平均值为 63.21mW/ m^2(1.51HFU),最高可达 83.14mW/ m^2。燕山东段的大地热流值比其西段北京附近——承德、赤峰一带 46.94 mW/ m^2(1.12HFU)(8 个大地热流值的平均值)的大地热流值要高,比下辽河盆地的大地热流值要低,这一大地热流特征与该区上地幔隆起的特征有着很好的对应关系。下辽河盆地岩石圈厚度最薄,上地幔隆起最高,其大地热流值最高 。燕山东段岩石圈厚度比下辽河盆地大,但比燕山西段小,因此,其大地热流值介于二者中间。这一特征同样反映了中新生代以来该区地壳的活动性。

第二节 岩石圈结构特征

一、地震测深

据辽宁省地震局所作的阎阳-海城-东沟深地震剖面(图 1-4)揭示,燕山东段—下辽河地区地壳结构较为复杂。下辽河断陷盆地上地壳厚度 13～15km,层速度 2.5～6.3km/ s。中地壳可分为两层,其中上层厚度 4～9km,层速度 6.0～6.2km/ s;下层厚度 2～4km,层速度 6.3～6.6km/ s;下地壳厚度 7～10km,层速度 6.7～7.5km/ s。地壳总厚度 31～34km,平均

汪集 等,辽河盆地构造-地热演化与油气形成,研究报告,1993。

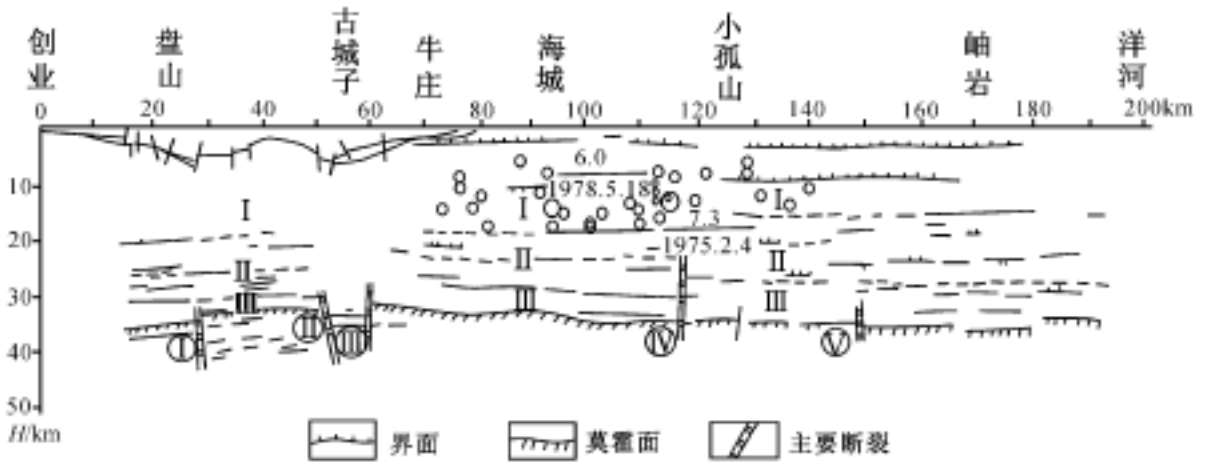


图 1-4　闾阳-海城-东沟深地震测深解释剖面图

(据卢造勋等,1992)

速度 6.06km/s。在下辽河盆地区上层地壳速度随深度逐渐递增,其上部发育有中新生代沉积物。中地壳上部存在明显的速度逆转的低速层,中地壳下部速度急剧增加。下地壳速度随深度正常递增。下辽河盆地位于地壳厚度最小的上地幔隆起部位,在其东侧的海城一带,存在上地幔局部凸起,其幅度为 1～2km,宽约 30km。郯庐断裂带恰处于该上地幔隆起带之上。该剖面深部断裂发育较好,其中切割莫霍面的断裂有 5 条:Ⅰ号断裂位于盘锦,反映东部凹陷与中央隆起的边界大断层——二界沟断层;Ⅱ、Ⅲ号断裂分别位于古城子西边和东边,推断Ⅰ号断裂对应郯庐断裂带北段西界孙吴-双辽断裂的位置,Ⅱ、Ⅲ号断裂是郯庐断裂带北段辽河盆地东部凹陷的边界断裂。浅部人工地震资料查明,佟二堡-营口断裂是深部地壳断裂,Ⅱ、Ⅲ号断裂是其在上层地壳延伸的位置。深部构造与浅层构造对应吻合,同样构成两凹夹一垒的构造形态,可见深部构造控制着浅部构造的格局。东侧辽东隆起、西侧燕山褶皱带无论在地壳厚度、速度结构与下辽河断陷盆地有明显的差异。

二、天然地震层析成像

王小凤等(1997)用赵大鹏等(1991)开发的一种新的地震波速图像处理程序,对辽宁省地震台网观测的数据进行处理。得出海城震区地壳在深度分别为 2、9、17、26km 和 35km 的 P 波速度图像。显示下辽河盆地及其邻区的地壳三维速度结构具有如下特征:

(1)在平面上天然地震震中主要沿郯庐断裂带呈北东向展布,从三维空间上看,它们主要沿郯庐断裂带的界面和地壳 12～25km 的低速层展布,于 12～22km 更为集中。由于反映郯庐断裂带地壳深部产状近直立且微向东倾,直切地壳 31km 深。该部位在浅部相当于下辽河盆地东部凹陷与东部凸起分界带。

(2)沿郯庐断裂营口-海城一带,在地壳深部有 P 波低速体集中分布带,但具体展布方式随深度有变化。在地壳 2km 深处,于下辽河盆地和渤海湾沉降区呈现速度为 3.70km/s 左右的低速区,反映了山地和盆地地壳介质的差异。低速体局部轴向近 SN 向。在 9km 深 P 波速度分布与 2km 处大体一致,于辽东山地和下辽河盆地过渡地带的营口、盖县还出现了一个仅南北向分布,P 波速度为 5.80km/s 左右的低速区。海城震中及其附近地壳 17km 深处的介质 P 波速度相对其周围偏低,这个低速区呈北西向分布,该低速区中心相对于 9km 深处低速区中心向东偏移,范围也有增大。特别是低速区中心出现了 P 波速度为 6.10～6.15km/s,比上层介质速度偏低的椭圆形低速区,也呈北西向展布,其长轴大约为 50km,短

轴大约为 20km。海城震中及其附近地壳 26km 深处的介质 P 波速度相对其周围介质速度低,但比上层介质速度高,其速度为 6.35～6.57km/s,这个低速区呈近东西向分布,低速区中心比 17km 深处低速区中心进一步向东移动,范围更加扩大。从总体上看,P 波低速体主要沿郯庐断裂带东界隆起带边缘分布,35km 处表现十分典型。低速体显示东西向及南北间轴向复合形态,但以东西向延伸为主。向深部低速体出现的范围有加大的趋势。P 波低速体主要沿郯庐断裂带成带展布,越向深部显示越加明显,东界断裂带低速体分布相对更加集中,为现今强烈活动断裂。

(3)从海城—营口地壳三维速度结构变化来看,随着地壳深度从 9km 至 35km,低速区范围不断增大,逐步向东扩展。

(4)从内蒙古乌珠穆沁旗-辽宁东沟地学断面资料分析,以上由天然地震层析成像所给出的 P 波低速带位置与地壳拉伸减薄,莫霍面与软流层顶界面上隆的部位相吻合,并伴随上地幔铁镁物质上涌,因此郯庐断裂带可为上地幔上涌的通道。

三、莫霍面特征

燕山东段—下辽河地区地壳厚度(图 1-5)变化有以下特征:下辽河盆地-辽东湾地区地壳厚度等值线总体走向北东,厚度变化起伏较大,辽东湾 24～29km,下辽河盆地 30～34km,

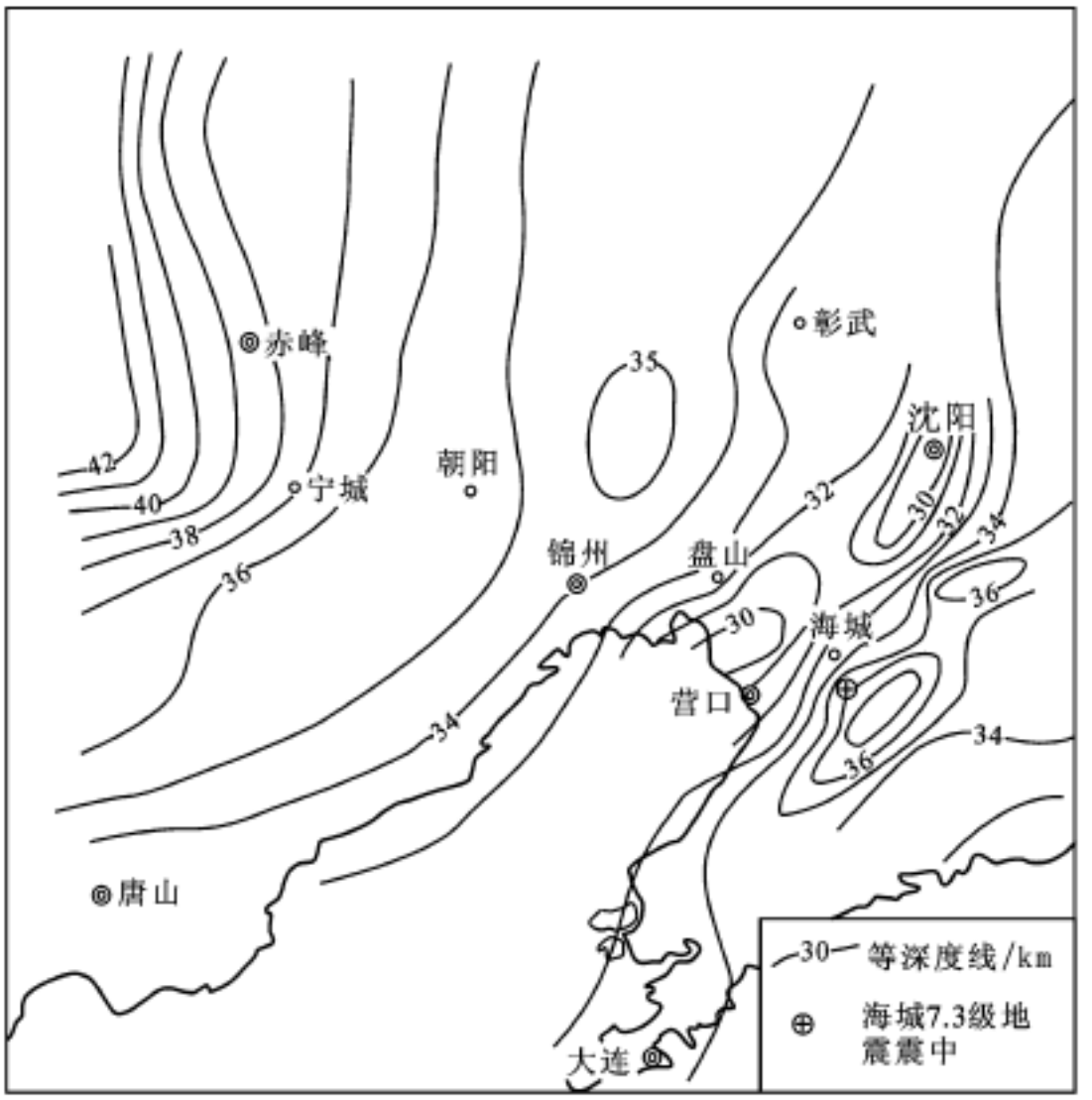


图 1-5　燕山东段—下辽河盆地莫霍面分布图

(据国家地震局,1986)

并沿辽东湾东西周边均存在起伏较大的地壳厚度等值线梯度带。在下辽河盆地存在一系列莫霍面凸起和凹陷,含油气构造主要分布在凹陷区。在东部辽阳-于洪-新城子串珠状凸起带地壳厚度为 31km,并呈北东向浑圆,带状凸起;中央大洼-台安凸起带,走向北东呈带状、浑圆状排列,厚度 30～31km,位于中央隆起带上;西部新民南北莫霍面局部凸起带,地壳厚度 31km,呈浑圆状凸起,位于郯庐主干断裂带的西北盘。三条带中,以中央大洼-台安凸起带地壳厚度最薄,反映下辽河盆地中部为上地幔拱起部位,莫霍面局部下凹区有 5 处,即营口、大洼东、辽中东部、沈阳西大民屯及盘山等处。其规模为宽 5～14km,长 20～50km,厚度 34～35km。下凹区出现于中央局部凸起地区的两侧。下辽河盆地两侧的隆起区地壳厚度逐渐加厚,至辽东半岛中部可达 36km,而到辽西建平一带,可达 38km。总体形态清楚地反映出下辽河-辽东湾地区为一个上地幔拱起区。

四、壳-幔电性结构特征

大地电磁测深结果表明,燕山东段上地幔岩石圈为一平缓的隆起区,其顶点在辽西义县一带埋深约 100km,由此向西北岩石圈明显加厚(崔盛芹,1996)。在下辽河盆地,壳内高导层和上地幔高导层发育。在断陷内部营口-佟二堡断裂以西,距地表 40～43km 深度范围内,存在一个厚度为 4～5km 的高导层,向西至燕山造山带附近消失。上地幔高导层顶面构成显著的隆起区,隆起顶点在古城子一带,深度 86～88km,隆起西侧较缓,至阎阳为 112km,东侧较陡,海城一带为 109km。下辽河盆地东部,壳内高导层深度 16～20km,电阻率为 4～6Ω·m,厚度约 4km,与壳内低速层大体一致。在析木以东的辽东隆起上地幔高导层顶面深度达 120km。上地幔高导层的顶面一般认为同上地幔软流圈的顶界相当,因此,上地幔高导层的起伏反映了岩石圈厚度的变化特征。

第二章　燕山东段—下辽河地区前中生代地质构造背景

燕山东段—下辽河地区地质历史悠久,构造活动复杂。前中生代地质构造演化经历了太古宙—古元古代结晶基底形成和中新元古代—古生代坳拉槽—克拉通盖层发育两个阶段。从太古宙至新生代漫长的地质历史中,发育了多种类型的沉积、多期变质作用、岩浆活动和多期构造活动。形成了多种类型的沉积建造,多种类型的岩浆侵入、火山喷发,多种类型的构造变形(图 2-1、2-2)。

第一节　太古宙—古元古代结晶基底形成阶段

一、结晶基底的地层系统

研究区内的结晶基底主要由太古宇建平群变质岩组成,仅有少量古元古界辽河群变质岩分布在下辽河盆地沈北凹陷和大民屯凹陷的北部[1]。太古宇主要分布于建平、朝阳、北票北部、阜新、锦县,此外零星出露于兴城和绥中等地。在下辽河盆地的鸳鸯沟、欢喜岭、双台子、兴隆台、中央凸起、茨榆坨、头台、前当堡、东胜堡、曹台、静安堡等地区均有探井钻达。

建平群为一套遭受区域变质作用而形成的中深变质岩系,由下而上分为小塔子沟组、大营子组和瓦子峪组,总厚度 3931～13057m。

建平群下部小塔子沟组岩性主要为麻粒岩、片麻岩、变粒岩,夹斜长角闪岩。变质相为麻粒岩相。原岩建造小塔子沟组下部原岩主要为拉斑玄武质的超基性-基性火山岩,其间夹有酸性火山碎屑岩及含硅铁质建造,同时伴有呈层状或似层状侵入的橄榄岩、辉石岩和角闪岩。在超基性-基性火山岩内发现其化学成分有类似于科马提岩的超镁质岩石。小塔子沟组上部为玄武岩、英安岩和英安质火山碎屑岩,夹有沉积岩和硅铁质建造,基性火山岩和中酸性火山岩往往交互出现。

大营子组岩性为黑云斜长片麻岩、角闪黑云斜长片麻岩、浅粒岩,夹斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、角闪变粒岩、大理岩及磁铁石英岩。大营子组原岩组合主要为中酸性火山碎屑岩(安山质、流纹质凝灰岩)和沉积岩(凝灰质砂岩、长石石英砂岩),夹玄武岩、安山岩、流纹岩及碳酸盐岩。上部的沉积岩中夹有多层安山岩、流纹岩及火山碎屑岩,有时呈互层出现。

建平群最上部层位——瓦子峪组,岩性为黑云石英片岩、绢云绿泥片岩、黑云绿泥片岩、黑云角闪石英片岩,夹磁铁石英岩。原岩为粘土岩、细碎屑岩,夹白云质灰岩。建平群大营子组、瓦子峪组遭受高绿片岩相的区域变质作用。

---

[1] 吴铁生等,辽河盆地及外围地区油气资源评价,辽河石油勘探局研究报告,1985。

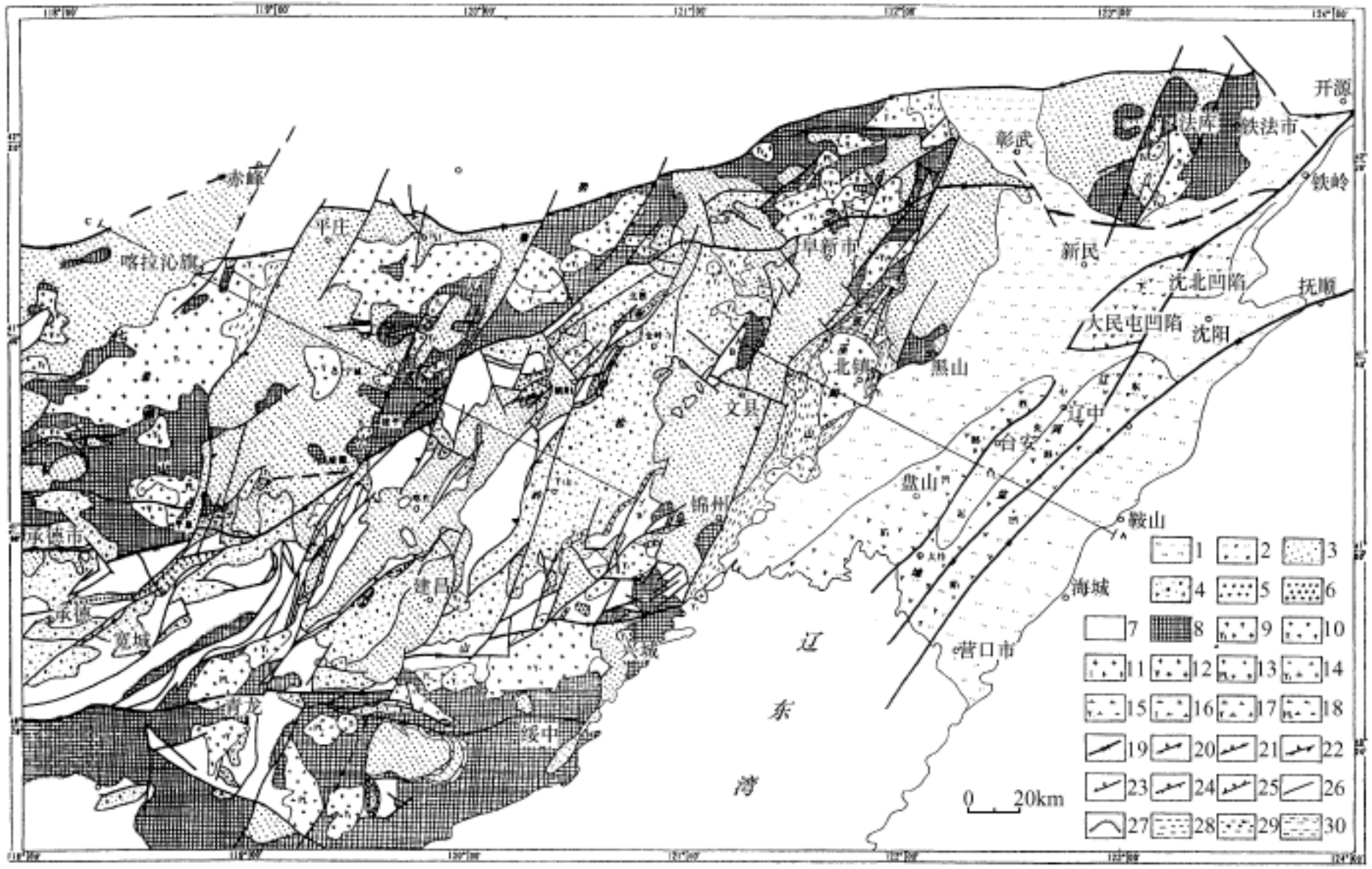


图 2-1 燕山东段—下辽河盆地地质构造略图

1—新第三系-第四系；2—老第三系-第四系；3—白垩系；4—中上侏罗统；5—上三叠统-下侏罗统；6—中下三叠统；7—中新元古界-古生界；8—太古宇-古元古界；9—燕山晚期花岗岩类；10—燕山早期花岗岩类；11—印支期花岗岩类；12—海西期花岗岩类；13—前昌梁期花岗岩类；14—燕山晚期闪长岩类；15—燕山早期闪长岩类；16—印支期闪长岩类；17—海西期闪长岩类；18—前昌梁期闪长岩类；19—长期活动断裂；20—中三叠世末-中侏罗世前断裂；21—中晚侏罗世同沉积断裂；22—侏罗纪末断裂；23—白垩纪同沉积断裂；24—白垩纪末断裂；25—新生代同沉积断裂；26—活动时期不明断裂；27—不整合界线；28—太古宇岩石糜棱岩带；29—太古宇岩石糜棱岩与花岗岩互层带；30—中新元古界岩石糜棱岩

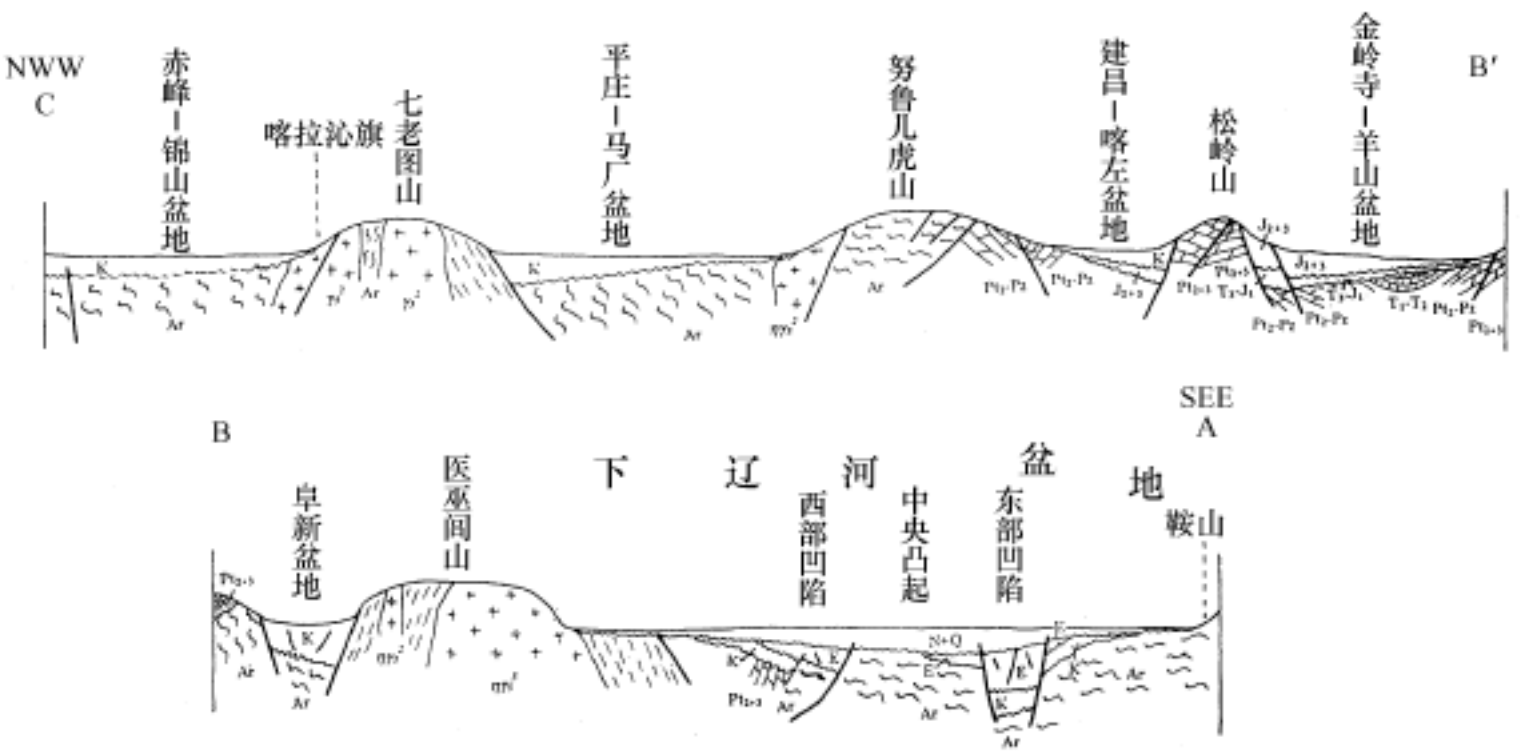


图 2-2　喀拉沁旗-鞍山地质构造剖面示意图

N + Q—新第三系和第四系；E—老第三系；K—白垩系；J_{2+3}—中上侏罗统；T_3-J_1—上三叠统和下侏罗统；T_1 - T_2—下中三叠统；Pt_2 - P_Z—中新元古界和古生界；Pt_{2+3}—中新元古界；Ar—太古宇；γ_5^2—燕山早期花岗岩；$\eta\gamma_5^2$—燕山早期二长花岗岩；$\eta\gamma_5^3$—燕山晚期二长花岗岩

下辽河盆地基底的太古宙杂岩主要为混合花岗岩、混合岩、变粒岩、斜长角闪岩、片岩、片麻岩等。从岩性和变质程度上看，与建平群下部小塔子沟组相当。其钾氩法同位素年龄为 21 亿年左右(表 2-1)，比盆地周边太古宇年龄值要小，其原因一方面可能是钾氩法测定的年龄值偏低，另一方面可能与古元古代吕梁期构造热事件的叠加有关。

古元古代辽河群在区内分布局限，岩性主要为片岩和变粒岩等。

表 2-1　下辽河盆地基底太古宇 K-Ar 法同位素年龄测定表

井　　号	茨　4	胜　3	安　36	齐　11
年龄/ 亿年	20.96	20.4	19.86	17.8

(据辽河石油勘探局资料，1985)

二、结晶基底的构造演化

地球形成至今已有 40 多亿年的历史，早期地球物质发生壳幔分异和岩石圈分异，从上地幔汲取的物质逐渐形成初始地壳。在地质历史时期这一作用继续发展，太古宙时期地球物质的分异作用逐渐形成了研究区的太古宙古陆核，形成了该区的结晶基底。

据现有资料分析，约在 30 亿年以前，在本区建平—阜新一带逐渐形成了一些彼此互不相连的原始古陆核(洪作民，1989)，随后围绕原始古陆核周围出现以海底火山喷发方式堆积的基性熔岩夹超基性岩、中酸性火山岩以及沉积岩，组成了具有双模式火山-沉积岩系特点的建平群下部，形成了有硅铁质建造的铁矿和火山块状硫化物建造的铜锌矿床。

在距今约 28 亿～29 亿年前，迁西运动或“鞍山运动第一幕”的构造-变质热事件，造成了

建平群下部的强烈变质和混合岩化作用。由于当时地壳较薄,热流值高而均匀,使建平群下部发生了较为均匀的高级区域变质作用和十分强烈的混合岩化作用,形成深达麻粒岩相的区域变质岩和大面积分布的区域性原地型混合岩。

经迁西运动,区内各原始古陆核相互连接起来。太古宙晚期(29 亿～25 亿年),在太古宙早期古陆核周围的海槽中堆积了建平群上部的中酸性火山岩、基性火山岩和火山-沉积岩系夹磁铁石英岩。

太古宙末期,鞍山运动使太古宙地层褶皱变质,并遭受混合岩化作用,形成低角闪岩相-高绿片岩相的区域变质岩和变形复杂的褶皱构造。

古元古代研究区主要为隆起区,在其东部辽东地区和西部冀东地区古裂谷中堆积了一套以辽河群、朱杖子群为代表的火山-沉积建造和陆源碎屑岩建造、碳酸盐岩建造。

古元古代末期(18 亿年)的吕梁运动使该区再次发生区域变质作用和构造变形,最终形成结晶基底。

第二节　中新元古代—古生代坳拉槽—克拉通盖层发育阶段

中新元古代—古生代末燕山东段—下辽河地区是华北克拉通的一部分,为坳拉槽—克拉通盖层发育阶段,也是燕山中新生代陆内造山带的前造山期构造演化阶段。经崔盛芹等研究认为,燕山造山带在中新元古代时期是一个沿原始近东西—北东东向断裂系统发育而成的古裂谷或坳拉槽(Aulacogen),其发育经历了中元古代初期产生陆源碎屑建造及类火山硅质建造的早期阶段,中期转入产生多种类型复杂碳酸盐岩建造的拗陷阶段,晚期青白口群井儿峪组毯状海绿石石英砂岩建造形成于稳定的沉积环境。全区经过蓟县上升(800～600Ma)剥蚀阶段之后,古生代时期处于与整个华北地块相似的克拉通型稳定发育阶段。

一、中、新元古代坳拉槽演化阶段

(一)中、新元古界

该区的中、新元古界,过凌源向西南与蓟县相连,地层作北东向展布。其层序与命名系统与蓟县标准剖面相同。西部长城系至青白口系层序齐全,厚度大;向东厚度减薄,有些层位缺失。含丰富的生物化石,赋存铁、锰等矿产,碳酸盐岩占绝对优势。

长城系不整合于太古宇建平群及混合花岗岩之上。由下部的滨浅海相砾岩、石英岩和砂页岩和上部的浅海相白云岩、白云质灰岩组成一个完整的沉积旋回。包括常州沟组、串岭沟组、团山子组、大红峪组、高于庄组,总厚 1836.8～4869.2m。

蓟县系由碳酸盐岩和碎屑岩组成,平行不整合于长城系之上。自下而上分为杨庄组、雾迷山组、洪水庄组、铁岭组,总厚 2387.8～6517.5m。

崔盛芹等,燕山地区中新生代陆内造山作用,“八五”地矿部重大基础项目研究成果报告;李锦蓉等,华北地块北缘基底与盖层构造演化,“八五”地矿部科技攻关项目专题研究成果报告;崔盛芹等,华北地块北缘构造区、带划分及其基本特征,“八五”地矿部科技攻关项目专题研究成果报告(1996)。

青白口系包括下马岭组砂页岩和井儿峪组砂岩、页岩及灰岩,与下伏蓟县系为平行不整合接触,其上被寒武系平行不整合覆盖。总厚 43.1～331m。

中、新元古界在下辽河盆地的沈北凹陷的南部、大民屯凹陷北部、西部凹陷曙光以北、中央凸起西北的满都户等地区都有探井钻达。岩性组合特征可与辽西露头区的中、新元古界长城系、蓟县系和青白口系对比,为一套海相碳酸盐岩和碎屑岩沉积。主要岩性为:白云岩、白云质灰岩、灰岩、石英岩、泥灰岩、页岩、砂岩等。钾氩法测得海绿石同位素年龄值为 655～895.7Ma(表 2-2)。

表 2-2　下辽河盆地基底中、新元古界 K-Ar 法同位素年龄测定表

井　　号	曙古 15	曙古 2	安 67
年龄/ 亿年	7.97	7.88	6.55

(据辽河石油勘探局资料,1985)

(二)中、新元古代的构造演化

中、新元古界是华北克拉通上的第一个沉积盖层。经过中元古代之前多次强烈的构造变动和变质作用,到吕梁运动末,该区地壳已基本固结成为一个统一的结晶基底。但是,中、新元古代该区地壳的活动性还较大,在华北克拉通上还发育一些边缘坳拉槽,如燕山坳拉槽等。燕山东段—辽河地区这时位于燕山坳拉槽的东北端(图 2-3)。

经崔盛芹等(1979,1980)研究认为,以蓟县剖面为代表的中新元古界为一巨型沉积旋回,这一巨型沉积旋回又可划分出五个二级沉积旋回和约十个三级沉积旋回。其中每个二级沉积旋回分别由自下而上的两个组所构成,并各自在岩石组合、古生物组合、古地理面貌、构造运动界面等方面具备一定的标志和特征。

长城系不整合于太古宇建平群及混合花岗岩之上,主要由下部的滨浅海相砾岩、石英岩和砂页岩和上部的浅海相白云岩组成。包括两个二级沉积旋回,下部常州沟组、串岭沟组、团山子组组成一个完整的海进-海退沉积旋回。上部的大红峪组、高于庄组组成第二个沉积旋回。

蓟县系主要由碳酸盐岩和碎屑岩组成,平行不整合于长城系之上。自下而上分为杨庄组、雾迷山组、洪水庄组、铁岭组,下部杨庄组、雾迷山组组成一个二级沉积旋回,上部洪水庄组-铁岭组组成一个二级沉积旋回。

青白口系由下马岭组砂页岩和井儿峪组砂岩、页岩及灰岩组成一个二级沉积旋回,与下伏蓟县系为平行不整合接触,其上被下寒武统平行不整合覆盖。

二、古生代克拉通盖层发育阶段

古生代地层广泛分布于整个燕山地区和燕山东段。辽河盆地的古生界主要分布于东部凸起鞍山-腾鳌断层以北地区,东部凹陷三界泡地区界 3 井及东部凸起浅孔均有钻井钻达。燕山东段—下辽河地区的古生界与华北克拉通其他地区的古生界基本相同,发育有下古生界寒武系、奥陶系(下、中统),上古生界石炭系(中、上统)和二叠系,缺失志留纪、泥盆纪、晚奥陶世及早石炭世时期的沉积。其中寒武系以灰岩、页岩为主,与下伏青白口系呈平行不整合接触。奥陶系下统、中统以灰岩为主,与寒武系整合接触。中石炭统—二叠系以滨浅海相及海陆交互相-陆相含煤砂页岩系为主(图 2-4)。与下伏中奥陶统呈平行不整合接触。

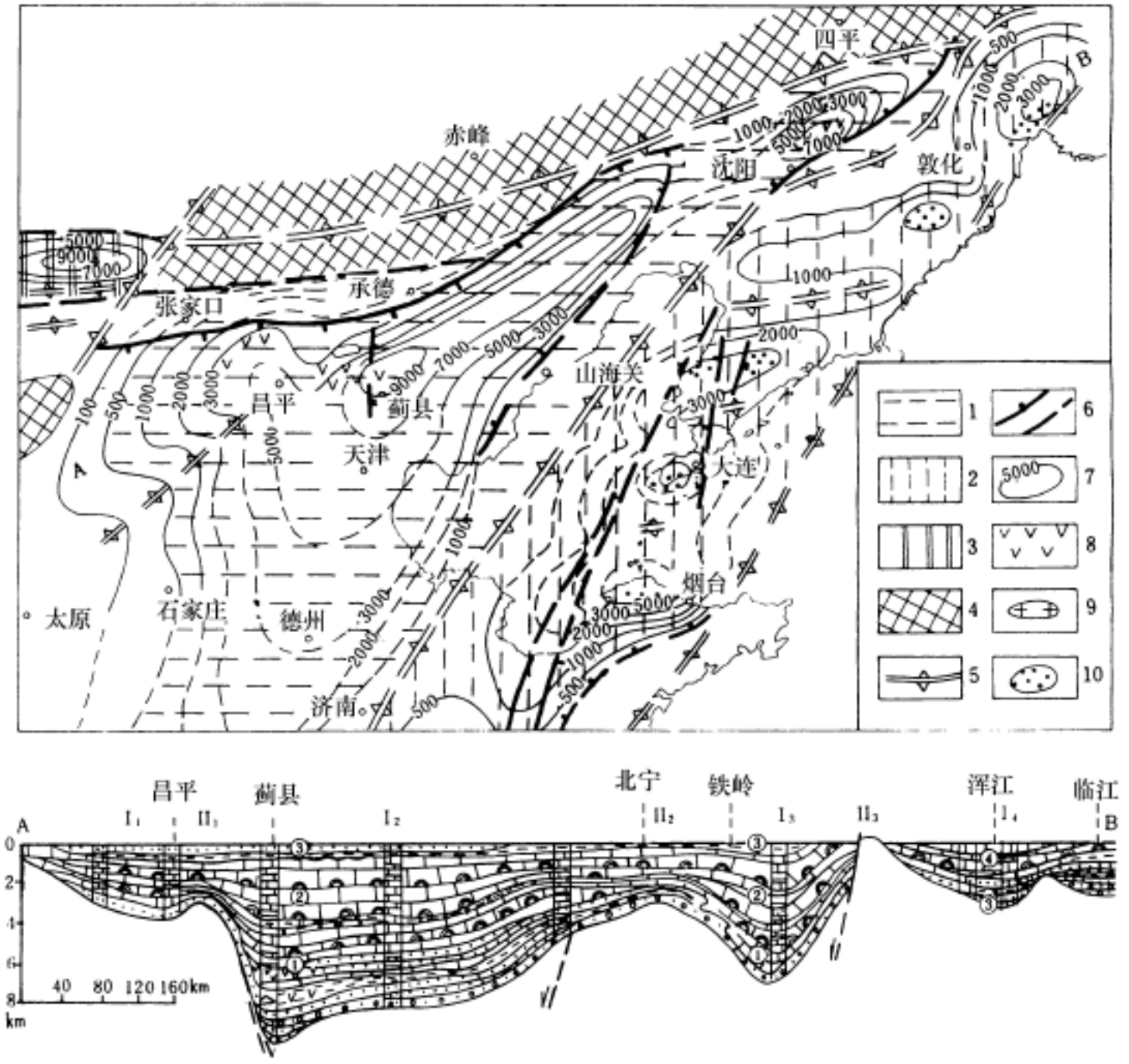


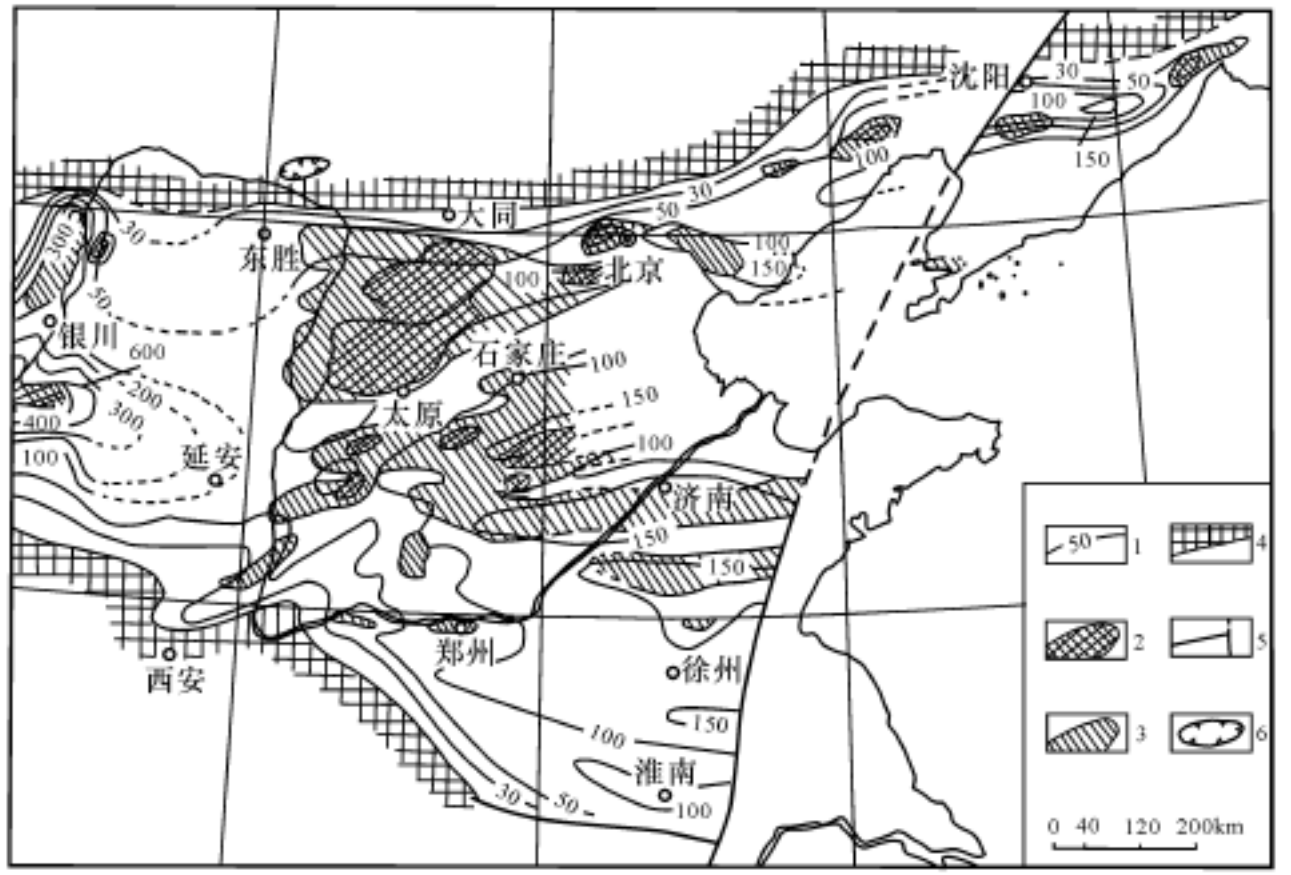
图 2-3　华北地块北部中新元古代古构造及沉积类型区划简图

(据崔盛芹等,1996)

1—燕山型(Pt_2-Pt_3^1);2—胶辽型(Pt_3^1-Z);3—阴山型(Pt_2);4—剥蚀区;5—隆起带;6—同沉积断裂;7—地层等厚线/ m;8—中基性火山岩;9—中酸性侵入岩;10—后吕梁期磨拉石建造

①长城系,②蓟县系,③青白口系,④震旦系

燕山东段—下辽河地区古生代阶段的构造演化与整个华北地块相同,也经历了三个发育阶段:早期(早古生代寒武纪—中奥陶世)稳定克拉通盖层型滨海-浅海相沉积阶段;中期(晚奥陶世—早石炭世)总体隆升与剥蚀阶段;晚期(晚古生代中石炭世—二叠纪)克拉通稳定盖层型海陆交互相-陆相沉积阶段。



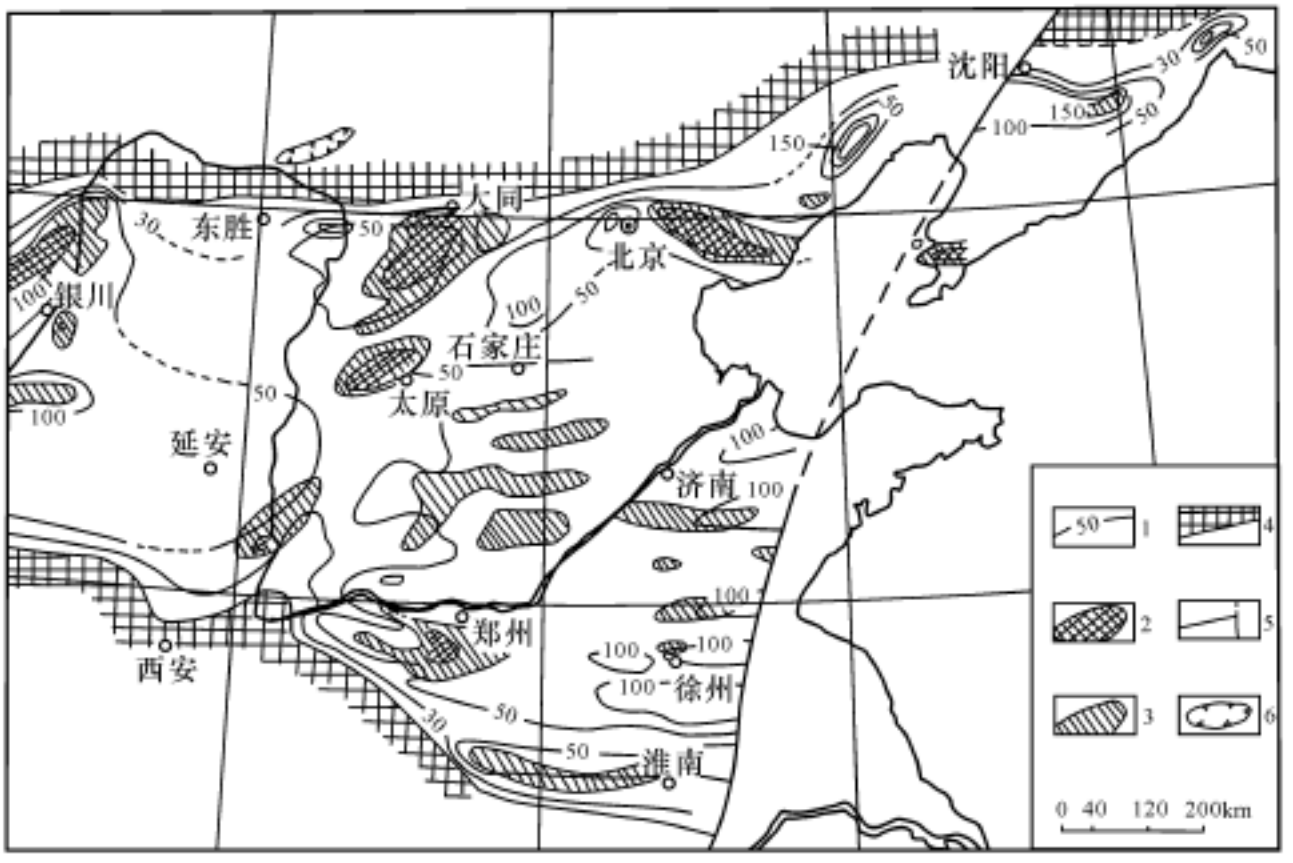


图 2-4　华北晚古生代聚煤盆地太原组(上图)、山西组(下图)地层等厚线及含煤性略图

(据杨起、韩德馨, 1979)

1—地层等厚线/ m; 2、3—表示煤厚级别(厚-薄); 4—古陆; 5—聚煤期后断裂; 6—陆相聚煤盆地

第三章　燕山东段—下辽河地区中生代地质构造特征

第一节　中生代地层系统

中生代燕山东段—下辽河地区进入了一个新的构造演化阶段。从中生代开始研究区的沉积环境完全不同于中生代以前的大范围稳定环境,取而代之的是地形起伏较大,相互分隔的内陆湖盆环境,同时伴有强烈的火山活动,岩浆侵入。相应的地层系统复杂多变,地层对比比较困难。本文在综合了前人大量的研究成果之后,对该区中生代地层采用(表 3-1)的划分方案。其中,三叠系、侏罗系以及侏罗系与白垩系界线采用了《辽宁省区域地质志》的地层划分方案,白垩系的组段划分参照了石油部门的地层划分方案　　。

一、三　叠　系

区内三叠系为陆相沉积,零星分布于凌源、建昌、喀左、锦西、朝阳、北票等地。分下、中、上三个统。下统称红砬组,中统称后富隆山组,上统称老虎沟组。

红砬组:分布于锦西南票、虹螺岘,朝阳石门沟、边杖子、林杖子,北票东坤头营子,凌源老虎沟,建昌铁杖子及喀左杨树沟等地。岩性主要为一套紫红色砂岩和砾岩。砂岩中交错层理发育,偶夹石膏条带,厚 40～520m。与上二叠统石千峰组平行不整合接触。

后富隆山组:分布于南票沙锅屯至富隆山一带及朝阳石门沟等地。岩性由黄、黄绿、灰及灰黑色砾岩、粉砂岩及粉砂质泥岩夹灰白色凝灰岩组成。厚数米至 63.4m。与下伏红砬组为平行不整合接触。

老虎沟组:分布于凌源老虎沟,北票羊草沟、坤头波罗、东坤头营子和朝阳石门沟、小房申南沟等地。岩性主要为黄褐、黄绿色砂岩、砾岩,夹灰、灰黑色粉砂岩、页岩及薄煤层、煤线。含丰富的动、植物化石。厚 68.1～400m。角度不整合于下三叠统红砬组、中三叠统后富隆山组及其他不同时代的老地层之上。

从岩性、岩相方面来看,三叠系下三叠统红砬组属干燥或半干燥气候条件下的河流相-河湖相沉积,与河北、山西及鄂尔多斯盆地的刘家沟组、和尚沟组基本相近。中三叠统后富隆山组可能只相当于鄂尔多斯盆地铜川组的下段层位。上三叠统相当于鄂尔多斯盆地的延长组。

梁鸿德等,辽河外围新凹陷石油地质综合评价,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1995。

蔡振京、李书芹,阜新盆地北部地区磁电勘探线积分法寻找油气方法研究,地矿部遥感中心研究报告,1993。

辽河石油勘探局勘探开发研究院,阜新盆地盆地格架分析及圈闭评价,1995。

二、侏　罗　系

表 3-1　燕山东段—下辽河盆地中生代地层划分表

界	系	统	组	岩　　性
中生界	白垩系	上统	孙家湾组	以紫红色砂岩、砾岩为主，夹页岩
		下　统	阜新组	为一套以河流相为主的含煤层组，中下部由中厚—厚层砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成，上部为灰绿、灰紫色杂色层
			沙海组	为一套具湖相泥岩夹层的含煤层组，自下而上为黄色砾岩段、含煤段和泥岩段
			九佛堂组	灰、黄绿色粉砂质页岩、页岩、粉砂岩及砂岩，夹砾岩及油页岩和煤
			义县组	紫红、褐、紫灰、灰绿色安山岩、玄武岩、粗安岩、英安岩、流纹岩及集块岩等，夹多层灰白色凝灰质砂页岩
	侏罗系	上　统	土城子组	下段紫红色凝灰质页岩，夹粉砂岩及砾岩；中段灰紫色泥砂质胶结砾岩夹砂岩；上段绿、紫色凝灰质砂岩，夹砾岩及页岩
		中统	蓝旗组	安山岩、玄武岩及角砾岩、集块岩，并夹有多层沉积岩
			海房沟组	由沉积碎屑岩夹中酸性火山岩或单一的沉积碎屑岩组成
		下统	北票组	下段为黄褐、深灰色页岩、砂岩夹砾岩及多层可采煤层，底部为砾岩；上段为黄褐、灰黑色页岩、粉砂质页岩夹砂岩、粉砂岩及少许薄煤层
			兴隆沟组	安山岩、玄武岩及火山碎屑岩夹砾岩
	三叠系	上　统	老虎沟组	黄褐、黄绿色砂岩、砾岩，夹灰、灰黑色粉砂岩、页岩及薄煤层
		中　统	后富隆山组	黄、黄绿、灰及灰黑色砾岩、粉砂岩及粉砂质泥岩夹灰白色凝灰岩
		下　统	红砬组	紫红色砂岩和砾岩

该区侏罗系主要分布在朝阳-北票、金岭寺-羊山、建昌-喀左等盆地内。层序齐全，岩性复杂，韵律明显，岩性、岩相、厚度变化较大，总厚度 1694.7～7674m。自下而上划分为下统兴隆沟组、北票组；中统海房沟组、蓝旗组；上统土城子组。

兴隆沟组：岩性由安山岩、玄武岩及火山碎屑岩夹砾岩组成，平行不整合覆于上三叠统老虎沟组之上，或角度不整合于长城系和中三叠统之上。

北票组：依据岩性及含煤性的差异，分为上、下两段：下段为黄褐、深灰色页岩、砂岩夹砾岩及多层可采煤层，底部为砾岩，富含植物化石；上段为黄褐、灰黑色页岩、粉砂质页岩夹砂岩、粉砂岩及少许薄煤层，含植物和昆虫化石。全组厚 353～1312m。与下伏兴隆沟组为平行不整合接触。

海房沟组：该组由沉积碎屑岩夹中酸性火山岩或单一的沉积碎屑岩组成。厚 653.7～1400m。角度不整合于北票组、兴隆沟组之上。

蓝旗组：岩性主要为安山岩、玄武岩及角砾岩、集块岩，并夹有多层沉积岩。产植物化石及硅化木。厚 132～1935m。整合或平行不整合于海房沟组或角度不整合于更老的地层上。

土城子组：岩性自下而上可分为三段：一段为紫红色凝灰质页岩，夹粉砂岩及砾岩；二段为灰紫色泥砂质胶结砾岩，夹砂岩；三段为绿、紫色凝灰质砂岩，夹砾岩及页岩，大型交错层理普遍发育，全组厚 384～2623.7m。平行不整合覆于蓝旗组之上。

三、白　垩　系

白垩系下、上统十分发育，遍布区内，尤以下统最为发育，厚万米以上，岩性、岩相变化较大，热河生物群非常发育。自下而上划分为：下统义县组、九佛堂组、沙海组、阜新组，上统孙家湾组。

义县组：本文所称的义县组包括原“义县组”、“金刚山组”、“建昌组”(“吐呼噜组”)三个组。岩性主要为紫红、褐、紫灰、灰绿色安山岩、玄武岩、粗安岩、英安岩、流纹岩以及集块岩、角砾岩、凝灰岩等，间夹多层富含淡水动物及少量植物化石的灰白色凝灰质砂页岩。总厚713～4000m。以明显的角度不整合覆盖于上侏罗统土城子组或长城系大红峪组之上。火山岩的同位素年龄值为91.06～144.13Ma。

九佛堂组：岩性以灰、黄绿色粉砂质页岩、页岩、粉砂岩及砂岩为主，夹砾岩及油页岩和煤。含有典型的热河生物群。厚206.3～2685.1m。平行不整合覆于义县组之上。

沙海组：为一套具湖相泥岩夹层的含煤层组。自下而上为黄色砾岩段、含煤段和泥岩段。平行不整合覆于九佛堂组之上。

阜新组：为一套以河流相为主的含煤层组，中下部由中厚—厚层砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成，上部为灰绿、灰紫色杂色层。与下伏沙海组呈整合接触。

孙家湾组：岩性较简单，以紫红色砂岩、砾岩为主，夹页岩。砾岩胶结疏松，砾石成分复杂，分选差，次棱角状至圆状，一般30～50cm，大者可达2m以上。厚度378.5～956m。整合覆于下白垩统阜新组之上或角度不整合覆于其他不同时代的老地层之上。

下辽河盆地所揭露的中生界，分布在东部凹陷的茨榆坨、三界泡、油燕沟，中央凸起的南部倾没带以及西部凹陷的欢喜岭、曙光、高升等地。主要是一套上侏罗统—下白垩统的火山岩建造，砂泥岩建造。目前揭示最大厚度为1298.5米，与下伏地层呈不整合接触。自下而上大致可以分为四个岩性段：

(1)棕红、暗紫红色火山角砾岩、砾岩、花岗角砾岩或灰质角砾岩。

(2)大段中酸性火山岩。用钾氩法测定年龄值为107.7～176.2 Ma。

(3)大段灰黑色含煤碎屑岩，暗色泥岩发育，具有一定的生油条件，层位与辽西阜新-沙海组相当。

(4)紫红、砖红色砂砾岩段，层位与辽西孙家湾组、辽东大峪组、辽北泉头组相当。

第二节　中生代盆地特征

沉积盆地是岩石圈的一个基本构造单元，它发育在克拉通或造山带基础之上。M.Halbouty(1979)认为“沉积盆地是在一定的地质历史时期、在独立的地理区，于相对统一的构造环境中，由一处或多处沉积物源组成的沉积岩体地区。”据此，“相对统一的构造环境”是决定沉积发育与盆地形成的根本因素，它的变化是导致盆地类型、性质改变的根本原因；这种构造环境稳定于“一定的地质历史时期”，即相应于一定的地质历史时期的一种构造环境，发育相应的某种类型的盆地；若在不同地质历史时期，构造环境有异，则盆地类型必然不同。因此，在一个漫长的地质历史时期(可以看作由一系列的时期或时间段组成)，随时间演化构造环境逐渐变迁，这种变迁是单向的与不可逆的，也就必然造成盆地类型发生变化。

解析这种构造环境及其变迁和与之相应的时期,就是盆地阶段划分的任务。一个盆地阶段有其独特的构造环境、构造沉降机制、沉积组合及盆地类型,可以将这一阶段的盆地总体称为盆地原型。对于简单盆地而言,它仅经历一个盆地阶段;对于复杂的多期历史的盆地来讲,可能经历了多个盆地阶段,也就表现为不同时期原型盆地的叠加。对于某一盆地阶段的原型盆地,它可以发育"一个或多个沉积物堆积区",即原型盆地可以由若干个亚盆地复合而成。由此可见,具有长期演化历史的盆地是由不同时期原型盆地复合叠加而成的,称之为叠加复合盆地。叠加复合盆地是盆地的共性,除非它是第四纪盆地;第四纪盆地也存在它发生的基础[1]。

燕山东段—下辽河地区中生代盆地的研究就是要通过解析该区中生代不同时期盆地的构造环境及其变迁,从盆地阶段和原型盆地的概念出发,论述盆地的基底形成、盆地发育的阶段及其基本特点,探讨该区地质构造的演化过程。

燕山东段—下辽河地区的中生代盆地分布密集(图 3-1),规模较大,按其主要发育时期可以分为早、中三叠世盆地、晚三叠世—早侏罗世盆地、中晚侏罗世盆地和白垩纪盆地四种类型。

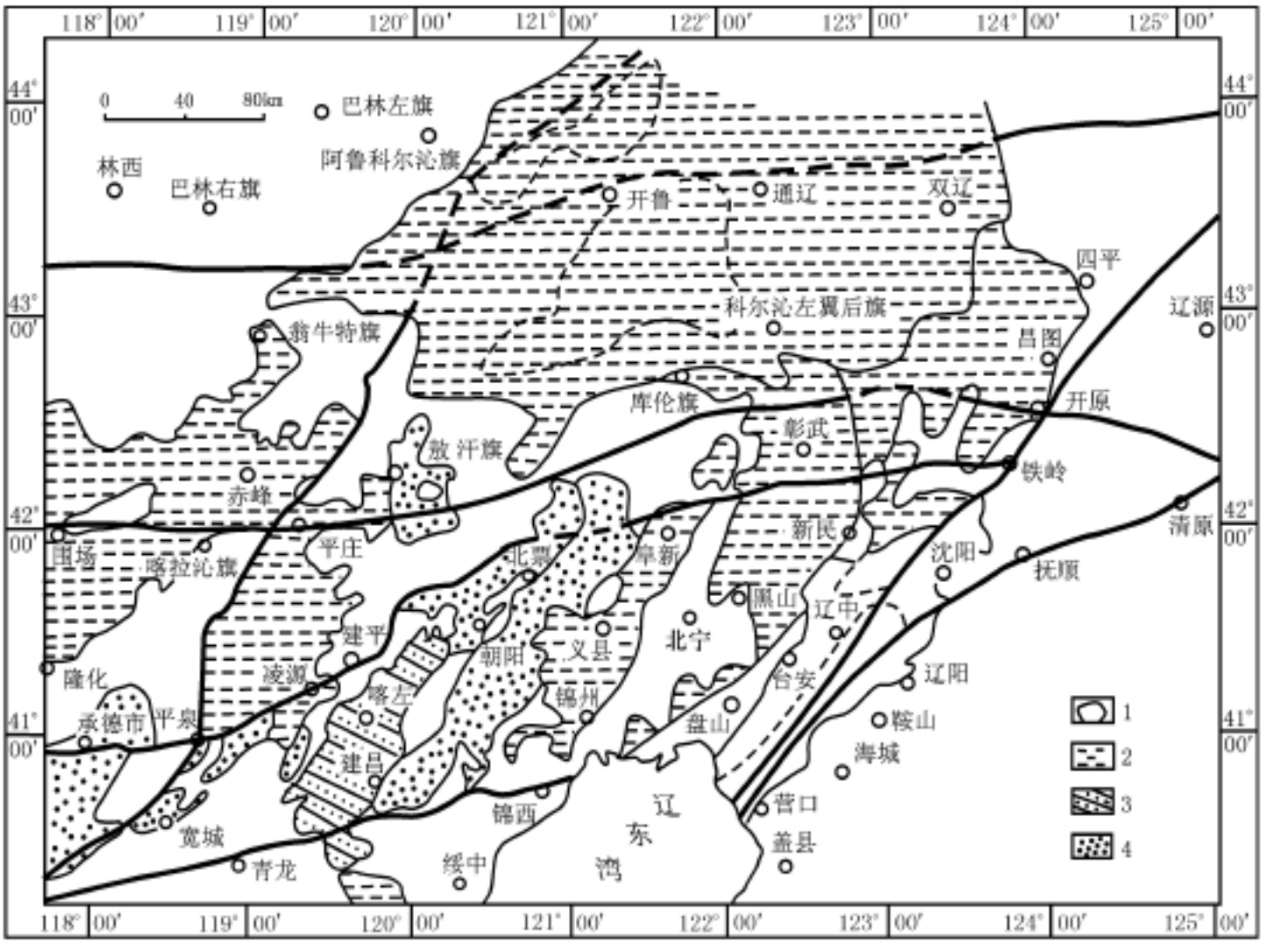


图 3-1　燕山东段—下辽河地区中新生代盆地分布图

1—新生代盆地;2—白垩纪盆地;3—侏罗—白垩纪盆地;4—侏罗纪盆地

[1] 何登发,塔里木盆地构造演化与油气聚集,博士论文,1995。

一、早、中三叠世盆地

早、中三叠世,燕山东段—下辽河地区基本上保持了晚二叠世的古地理面貌。北部为内蒙古古陆,南部为山海关古陆,但地壳活动逐步增强,古地形不断变化,古气候逐渐趋于炎热干旱。这一时期区内河流发育,盆地范围在晚二叠世盆地范围的基础上进一步缩小,盆地内普遍沉积了一套内陆盆地河湖相红色粗碎屑沉积。由于受基底深断裂控制,这一时期的盆地主要分布在北东东向凌源-北票深断裂(集宁～隆化断裂的东段)和要路沟-锦西断裂之间。由于受后期构造运动改造,早中三叠世盆地目前呈残留盆地,主要分布在平泉—承德县、凌源—建昌、朝阳和锦西一带。这一时期的盆地类型为残留克拉通盆地(图 3-2)。

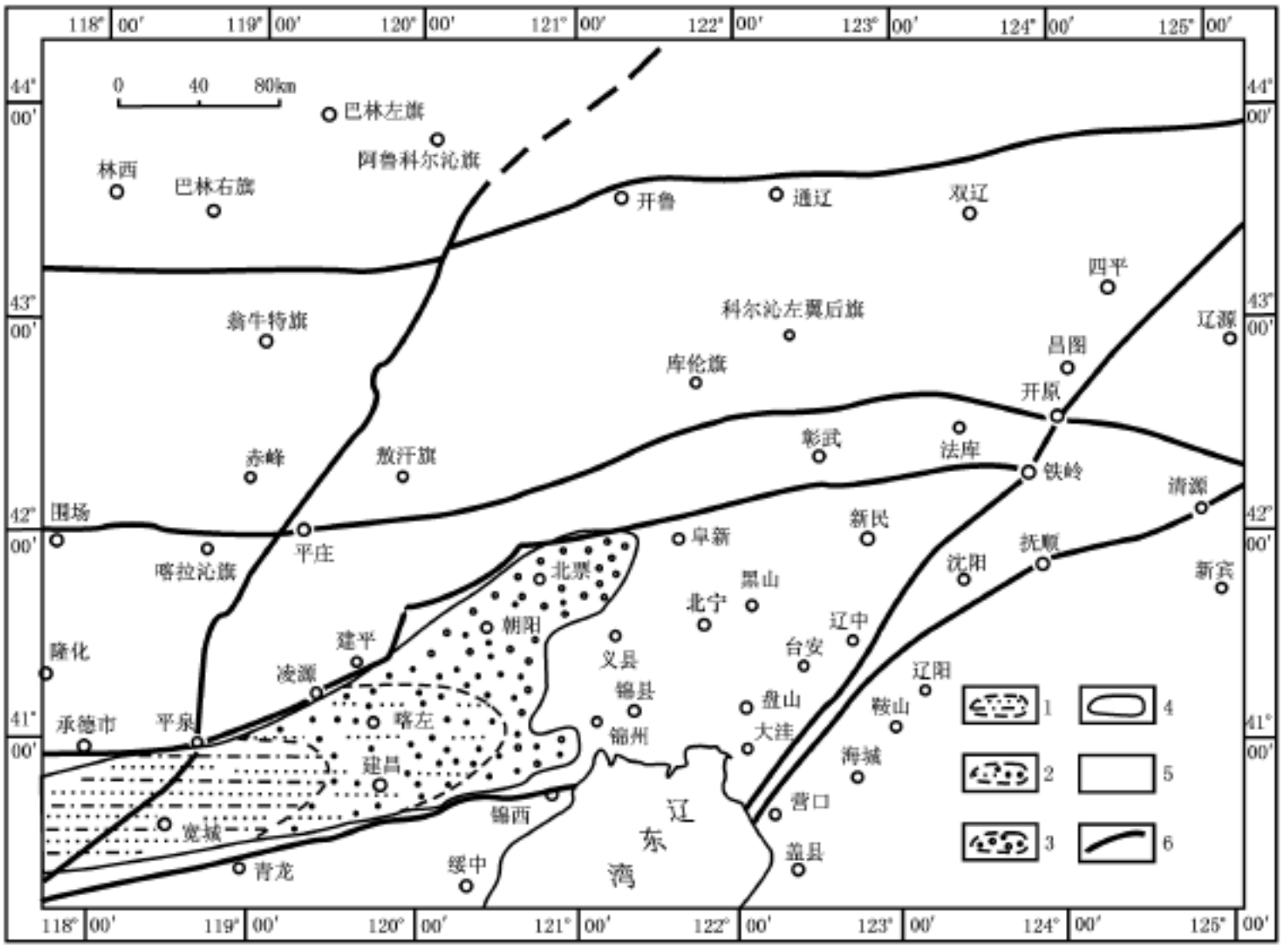


图 3-2　燕山东段—下辽河地区早、中三叠世盆地原型图

1—盆地中心砂岩、泥岩区;2—盆地中间砂岩、砾岩区;3—盆地边缘砾岩区;
4—盆地界线;5—隆起剥蚀区;6—区域性深断裂

在平泉—承德县一带,下三叠统刘家沟组、和尚沟组(相当于红砬组)和中三叠统二马营组呈北东东向展布,与下伏二叠系地层整合接触。沉积物形成由粉红、砖红色厚层中粗粒岩屑砂岩、细粒岩屑砂岩与紫红、砖红和蓝灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、页岩等组成的半韵律结构的河流相韵律层。沉积物颗粒较粗,岩石成分的成熟度不高,但结构成熟度较好,斜层理发育,结构简单。反映当时古河流流速较缓,分选较好,搬运距离不远,蚀源区较近以及古构造活动性较强的特点。岩石碎屑成分主要为变质岩、火山岩及少量白云岩,表明碎屑物主要来自周围变质岩基底区和中新元古界和古生界盖层区。

在凌源、喀左、建昌一带,早三叠世沉积物为一套河湖相红色粗碎屑沉积物,中三叠世为湖相沉积。下三叠统红砬组岩性主要为一套紫红色砂岩和砾岩。砂岩中交错层理发育,偶夹石膏条带。中三叠统后富隆山组岩性由黄、黄绿、灰及灰黑色砾岩、粉砂岩及粉砂质泥岩夹灰白色凝灰岩组成。由于后期构造活动的影响,早、中三叠世盆地面貌遭到破坏,下、中三叠统地层出露不多,大部分被后期侏罗系、白垩系地层覆盖,成为后期盆地的基底地层。

在朝阳—北票一带,沉积物主要为河湖相粗碎屑物,大部分地层被覆盖在朝阳-北票盆地、金岭寺-羊山盆地之下,成为这两个盆地的基底。早三叠世的沉积岩主要为浅红色、浅紫色砾岩夹砂岩。交错层理发育。沉积厚度大于 1000m。中三叠世的沉积物颜色变黄、变深,成为黄、黄绿、灰及灰黑色。相应的沉积物粒度变细,由砾岩、粉砂岩及粉砂质泥岩夹凝灰岩组成。沉积厚度仅有几米至几十米。

在锦西杨家杖子和南票附近,沉积物和岩相与朝阳盆地基本相同,可能原来属同一盆地,由于后期构造作用破坏和风化剥蚀而分开。也可能原来为分隔的小盆地。

这一时期,河流发育,冲洪积作用广泛,以大型曲流河和顺直河为主的边滩、心滩、堤岸及河漫湖等河流相环境十分普遍。晚三叠世,由于构造抬升加剧,盆地范围进一步缩小。

二、晚三叠世—早侏罗世盆地

中三叠世末,印支运动使中、下三叠统与中、新元古代-古生代沉积地层一起褶皱、断裂,形成北东东、北东向的褶断带。晚三叠世,在整体隆起的背景下,沿褶断带或断陷带凹陷部位发育了一些小型的内陆河流沼泽盆地(图 3-3)。这些小型盆地具有明显的继承性特点,它

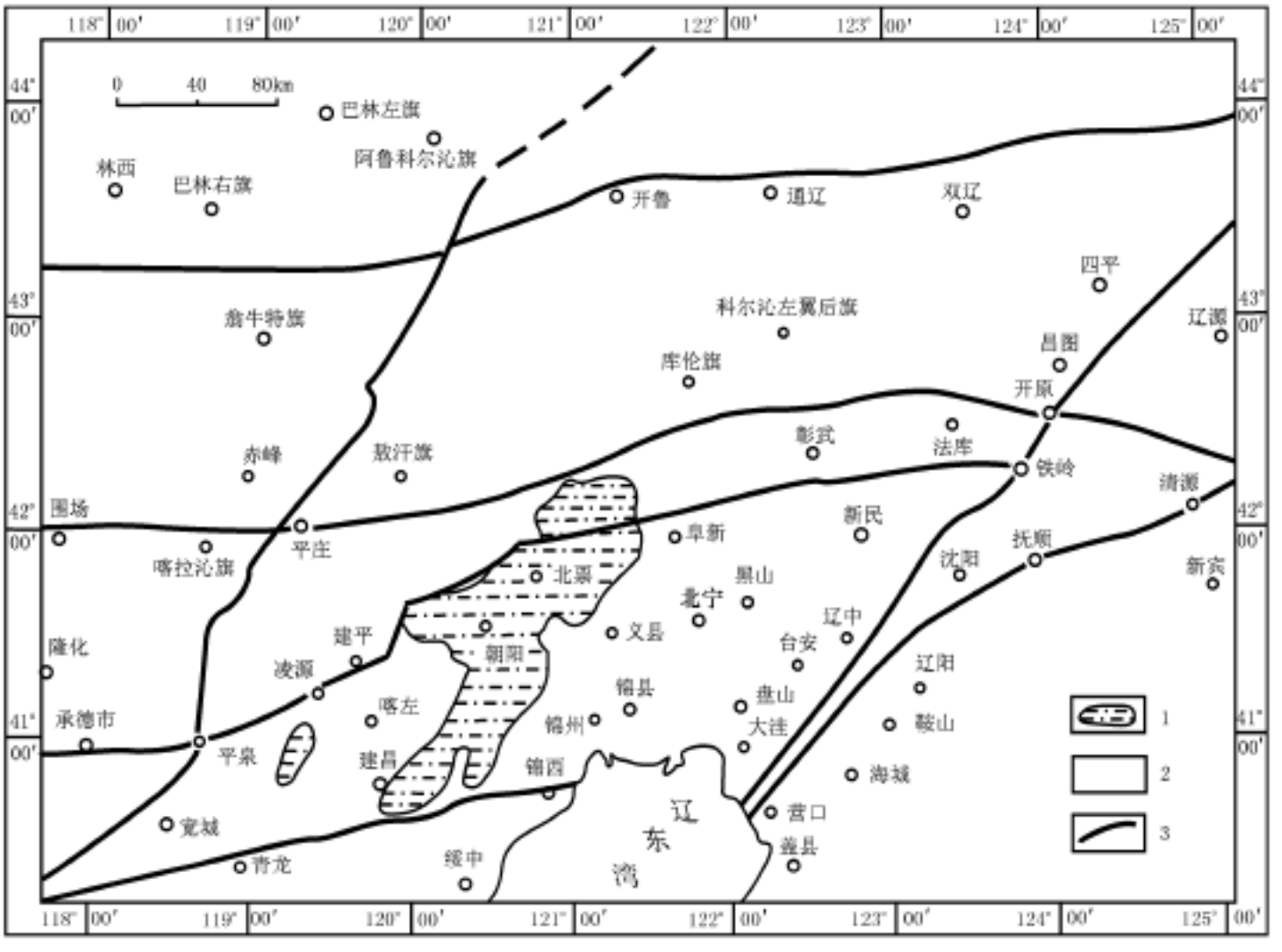


图 3-3　燕山东段—下辽河地区晚三叠世—早侏罗世盆地原型图

1—盆地区;2—隆起剥蚀区;3—区域性深断裂

们零星分布于凌源老虎沟、朝阳石门沟、北票羊草沟等地。三叠纪末构造抬升,造成盆地隆起,发生剥蚀,凌源老虎沟一带的晚三叠世盆地消失,下侏罗统与上三叠统之间发生沉积间断,地层呈平行不整合接触。

早侏罗世,由于受早燕山期构造运动的影响,在朝阳、北票一带及现今金岭寺-羊山盆地内部发生中基性火山喷发,堆积了下侏罗统下部兴隆沟组的钙碱性安山岩建造,盆地进一步扩大,形成下侏罗统上部河流沼泽相的北票组灰色陆屑式含煤建造。

早侏罗世末,燕山运动第一幕造成晚印支-早燕山期盆地反转,盆地隆升遭受剥蚀,中侏罗统与下侏罗统地层呈角度不整合接触。

三、中侏罗世—晚侏罗世盆地

中侏罗世,区域挤压应力减弱,伸展作用加强,断陷活动的强度和规模也进一步加大,盆地的分布范围进一步扩大,除朝阳-北票盆地外,该期的盆地范围又扩展到建昌-喀左盆地和金岭寺-羊山盆地全区 (图 3-4)。中侏罗世早期,为粗碎屑岩沉积阶段,研究区内朝阳—北

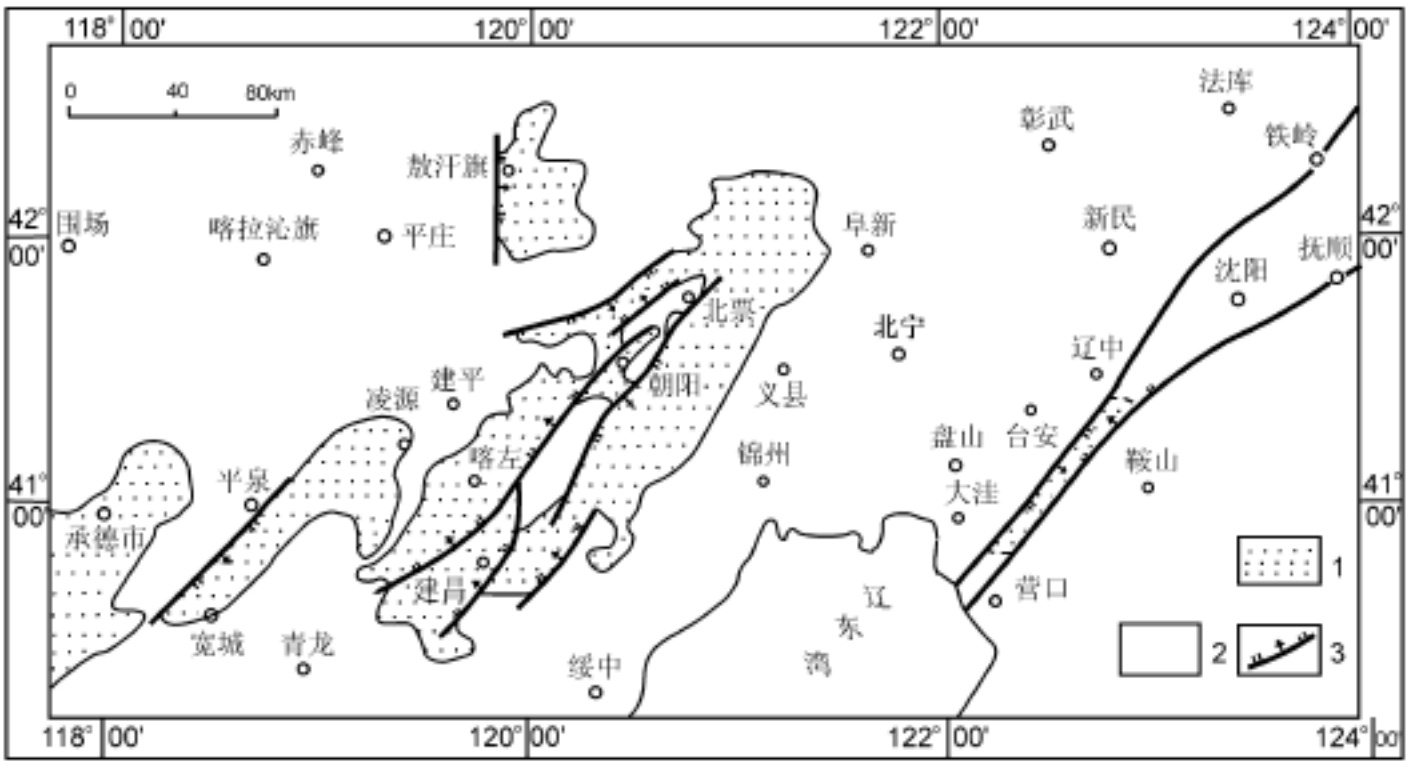


图 3-4 燕山东段—下辽河地区中、晚侏罗世盆地原型图

1—盆地区;2—隆起剥蚀区;3—同生断裂

票、金岭寺—羊山、建昌—喀左和承德县—平泉一带沉积了以洪、冲积-河流相为主的海房沟组砂砾岩,局部可相变为浅湖沼泽相含煤地层。中侏罗世晚期,火山活动增强,为火山喷发阶段,喷发了上部蓝旗组火山岩。岩性以中性、中基性的安山岩、玄武安山岩和火山角砾岩为主,夹有凝灰岩和沉积岩夹层。形成中侏罗世河流沼泽相火山盆地。晚侏罗世为火山期后的拗陷阶段,在上述盆地内普遍沉积了巨厚的土城子组。其岩性以红、粗为特征,进一步可划分为三段,下部以细碎屑岩为主,多为紫红色砂质页岩、页岩,局部可相变为灰、灰绿色含煤沉积。中部为紫红色砾岩段。上部为交错层砂岩段。反映了干旱气候条件下的山间与

周安昌、杨冠鼎等,辽宁省金-羊盆地电磁测深勘查报告,地矿部物化探研究所研究报告,1993。

山前冲洪积-河流相沉积环境 。

上述金岭寺-羊山盆地、朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地和承德-平泉盆地现今均呈北东、北北东向展布,盆地之间均为中新元古界、古生界组成的隆起,隆起和盆地之间以逆冲断层相接触,呈现出一种盆地、山脉相间的面貌。现今盆地和隆起相间的展布格局组成一个盆岭构造系统。但上述盆地中的岩性、岩相、沉积建造均基本相同,可以对比,各个盆地边缘也未见明显的边缘相沉积,盆地和隆起之间的逆断层并不控制侏罗系沉积,为后期断层。真正控制中晚侏罗世沉积的是一些北东向的同沉积正断层。因此,上述盆地在中晚侏罗世时期可能是既相互分隔又局部连通的断陷和坳陷盆地,现今的构造面貌可能主要是后期构造作用的结果。

侏罗纪末燕山运动第二幕的挤压作用,形成一组北北东向的逆冲断层、褶皱和北西、北西西向的配套断裂,使得中晚侏罗世盆地反转,金岭寺-羊山盆地、朝阳-北票盆地消亡,建昌-喀左盆地、承德-平泉盆地萎缩。

四、白垩纪盆地

白垩纪,晚燕山期伸展作用进一步增强,开始了新一轮火山-沉积旋回,形成了一系列新生的北北东向展布的断陷盆地(图 3-5),是盆地发育的鼎盛时期,构成盆地、隆起相间的构造格局 。

早白垩世早期,火山活动达到高潮,义县期火山岩遍布全区。强烈的义县期火山喷发,在区内堆积了一套厚达 4000m 的中基性、中酸性火山岩层,以明显的角度不整合覆盖于早期不同时代地层之上。

早白垩世晚期,强烈的伸展作用伴随火山喷发之后的塌陷,在该区形成一系列北北东向延伸的断陷和断隆,组成一个伸展状态下的盆岭构造系统。这一时期的断陷盆地和凹陷自东向西依次为:辽河盆地东部白垩纪凹陷、辽河盆地西部白垩纪凹陷 、阜新-义县盆地、建昌-喀左盆地、平庄-马厂盆地、赤峰-锦山盆地。盆地之间的隆起和断隆自东向西依次为:辽河盆地中央白垩纪断块隆起、医巫闾山隆起、松岭山脉隆起、努鲁儿虎山断块隆起和七老图山隆起。盆地内沉积了下白垩统上部的湖相、沼泽相含煤碎屑岩建造。隆起带早期岩石遭到侵蚀。

早白垩世末,燕山运动第三幕使大部分盆地消亡,上白垩统孙家湾组仅在部分盆地有少量分布。

白垩纪末燕山运动第四幕,使得区内中生代盆地再次反转,结束了白垩纪盆岭构造的演化历史。

王雅山等,辽西地区重、磁资料解释报告,辽宁省地矿局物探大队研究报告,1993。

吴兴录等,开鲁盆地陆东凹陷石油地质条件综合研究及勘探潜力,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1995。

张一伟等,开鲁盆地陆家堡西部凹陷盆地分析与评价,研究报告,1992。

李晓晨等,陆家堡坳陷地质模型研究,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1995。

许杏娟、李茂芬,辽河断陷中生界生油岩特征及生油潜力预测,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告。

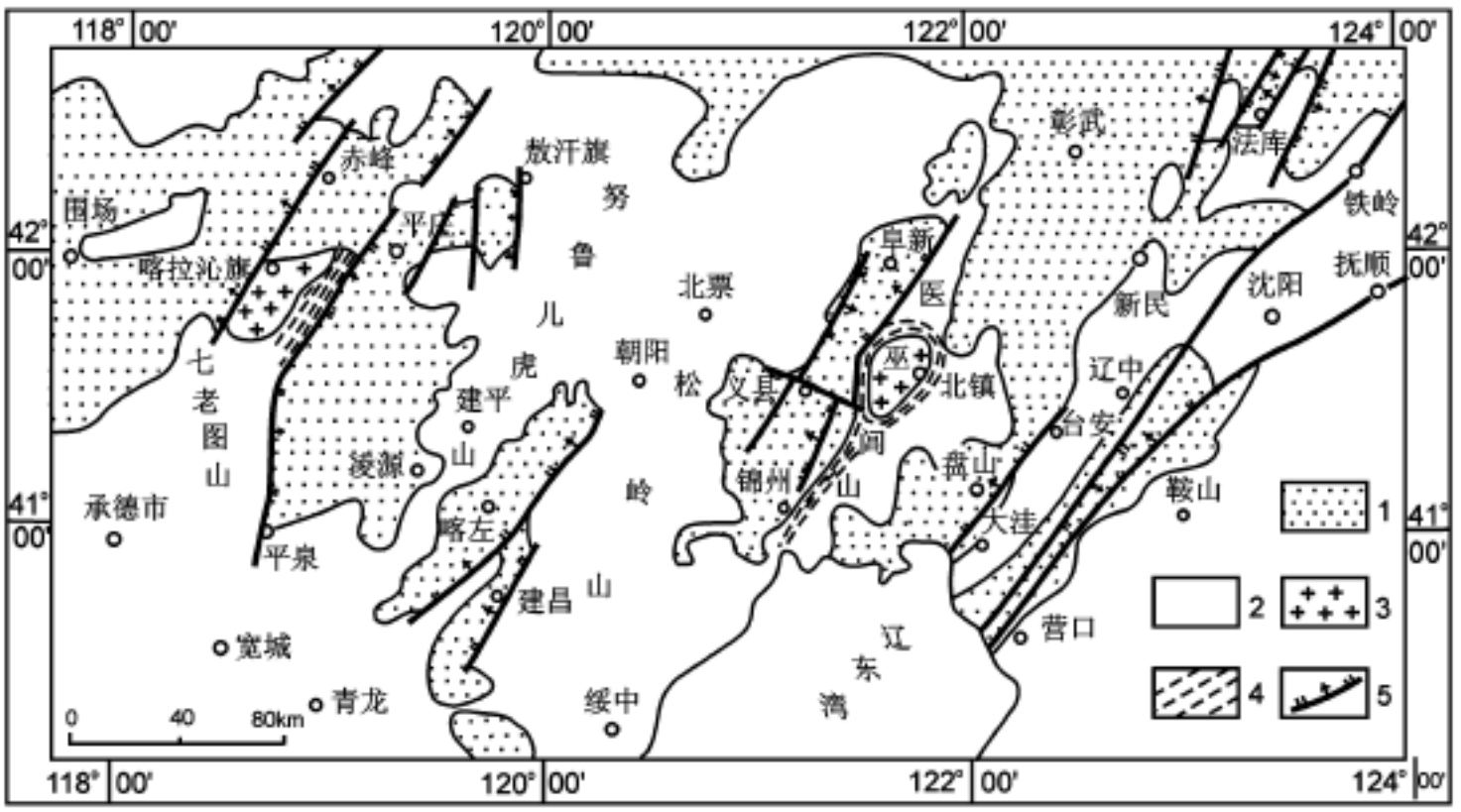


图 3-5　燕山东段—下辽河地区白垩纪盆地原型图

1—盆地区;2—隆起剥蚀区;3—同期花岗岩;4—同期韧性剪切带;5—断裂

第三节　中生代岩浆活动

中生代岩浆活动强烈,侵入岩和火山岩都有广泛分布。按其形成时期区内岩浆活动可以分为印支、燕山两个构造时期,其中燕山旋回岩浆活动最强烈。

一、火山活动

研究区内中生代火山活动主要集中在燕山期,印支期火山活动较弱。燕山期火山活动始于早侏罗世,于早白垩世达到高潮,进入晚白垩世则大大减弱。在区内燕山旋回有三个含火山岩层位:即下侏罗统兴隆沟组;中侏罗统海房沟组和蓝旗组;下白垩统义县组。下侏罗统火山岩分布规模较小,仅出露在北票盆地东南侧的马营子、兴隆沟至三宝之间以及朝阳盆地口花林附近。中侏罗统火山岩较下侏罗统火山岩出露规模显著扩大,出露于北票、凌源-三十家子、金岭寺-羊山、汤神庙等盆地中。下白垩统火山岩广布于全区各地。上白垩统区内基本上无火山活动。火山喷发的强度和规模以早白垩世为最强。火山活动经历了从弱(早侏罗世)—强(中侏罗世)—极强(早白垩世)—弱(晚白垩世)的发展过程。火山岩呈北东向带状平行分布,主要受北东向断裂控制,以裂隙式或裂隙-中心式喷发为主。岩石类型包括基性、中性、中酸性、酸性火山熔岩和潜火山岩以及火山碎屑岩类。以钙碱性系列岩石为主体。其中,侏罗纪火山岩以安山岩为主,白垩纪以安山岩-流纹岩为主。属于大兴安岭-燕山火山活动带的辽西段。

二、岩浆侵入

区内岩浆侵入活动以燕山期为主,印支期岩浆侵入活动微弱。印支期侵入岩仅见到一

个岩体,分布在凌源河坎子一带,为一碱性岩体。

燕山旋回,岩浆的侵入活动最强烈,分布范围最广,形成岩体最多,出露面积最大,岩石类型复杂。燕山期侵入岩可以分为早期(侏罗纪)和晚期(白垩纪)两个侵入期,晚期较早期活动强烈。

燕山早期侵入岩按其侵入的先后顺序,可以分为三个阶段,第一阶段为早侏罗世,第二阶段为中侏罗世,第三阶段为晚侏罗世。燕山早期侵入岩以花岗岩类最发育,其他岩类很少。燕山早期侵入岩主要分布在锦西、北镇、阜新、北票、朝阳、凌源等地。

燕山晚期是燕山岩浆旋回侵入岩最发育时期,岩体规模大小不等,岩石类型比较复杂,基性-中性-酸性岩体均有出露。其中花岗岩类分布最广,其次为闪长岩。依据岩体与地层及岩体相互间的侵入关系,结合同位素年龄值及区域构造运动特征,燕山晚期侵入岩可以分为第一(早白垩世)和第二(晚白垩世)两个侵入阶段。第一阶段岩浆侵入活动十分强烈,岩石类型以花岗岩类最为发育,次为闪长岩类,正长岩类和辉长岩类较少。岩体分布在建平、北票、阜新、建昌、锦西等地。第二阶段岩浆侵入活动较第一阶段明显减弱。岩石类型以花岗岩为主,次为正长岩类和闪长岩类。岩体主要分布在北镇、建平、建昌一带。

第四节　中生代构造变形

燕山东段—下辽河地区位于华北克拉通北部,北与内蒙古-大兴安岭古生代造山带接壤。前中生代构造演化属于古亚洲构造域。中新生代时期属太平洋构造域。两大构造域的交接复合,使得区域构造变形非常复杂。

一、不整合界面与构造层

不整合界面是区域构造变形的重要表现之一,它表示一个地区的上下两套地层之间发生了沉积间断和生物演化上的不连续,是地壳运动影响的一种反映。其中的角度不整合界面,上下两套岩层间不仅有明显的沉积间断,而且两套岩层以一定的角度相交。反映出这一地区在下伏岩层形成后,曾发生构造运动和剥蚀作用,且构造运动引起的构造变形已经使得下伏岩层的产状产生掀斜和褶皱。因此,不整合界面不仅是构造变形的一种表现,而且是不同构造阶段所形成的构造层之间的分界面。

燕山东段—下辽河地区中生代地层中间的区域性不整合界面共有四个:上三叠统与中下三叠统之间的角度不整合界面、中侏罗统与下侏罗统之间的角度不整合界面、下白垩统与上侏罗统之间的角度不整合界面、老第三系与白垩系之间的角度不整合界面。它们分别代表着中三叠世与晚三叠世之间、中侏罗世与早侏罗世之间、早白垩世与晚侏罗世之间及老第三纪与白垩纪之间的构造变形。说明中生代时期燕山东段—下辽河地区曾经经历过四次比较强烈的构造运动,发生过比较强烈的构造变形。根据这四个不整合界面可以将该区中生界划分为中下三叠统、上三叠统和下侏罗统、中上侏罗统、白垩系四个构造层。

二、中生代断裂

与前面构造运动的分期相对应,中生代断裂按形成时期可以分为四期:长期活动断裂、前中侏罗世断裂、侏罗纪末逆冲断层和推覆体、白垩纪同沉积断裂、白垩纪末逆冲断裂。按

断裂的性质有正断层和逆冲断层。按断裂的方向可以分为近东西向断裂、北东向断裂和北西向断裂。

(一) 长期活动断裂

区内长期活动断裂主要为近东西向断裂，包括赤峰-开原断裂带、凌源-北票断裂、要路沟-锦西断裂、明水断裂。它们形成时间早，活动时间长，规模大，切割深，往往构成不同构造单元之间的分界线。

(二) 中三叠世末—中侏罗世之前逆冲断层

中三叠世末—中侏罗世之前断层的主要特征是切割早、中三叠世地层，又被中侏罗统地层覆盖。主要断裂有建昌王宝营子逆冲断裂带(图 3-6)：分布在建昌以西王宝营子一带，由两条断层组成，断层走向北东向，断层北东端和南西端均被中侏罗统蓝旗组以不整合覆盖。断层切割了下三叠统红砬组和中三叠统后富隆山组。

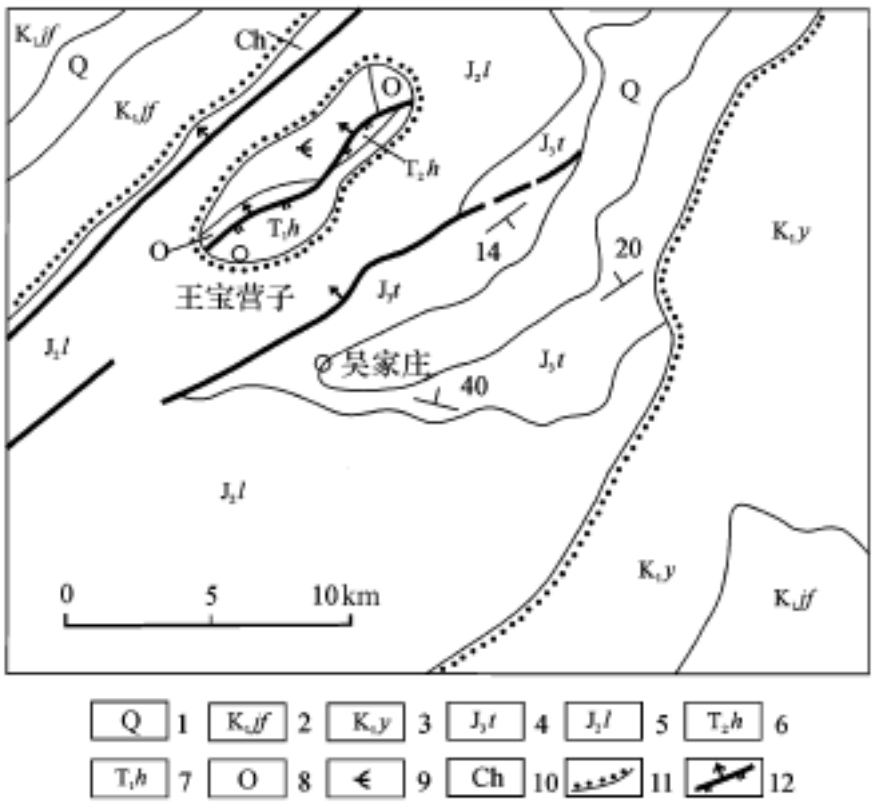


图 3-6　建昌王宝营子中三叠世末—中侏罗世之前逆冲断层

1—第四系；2—九佛堂祖；3—义县组；4—土城子组；5—蓝旗组；6—后富隆山组；7—红砬组；8—奥陶系；9—寒武系；10—长城系；11—不整合；12—断裂

(三) 中晚侏罗世同沉积断裂

中晚侏罗世的同沉积断裂主要分布在朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地和金岭寺-羊山盆地内部，断层走向北东，倾角较陡，以正断层形式出现(图 3-7)。断层控制了盆地内部次级凹陷的形成和演化，控制了海房沟组、蓝旗组的岩性及沉积厚度。断层下降盘海房沟组、蓝旗组的厚度明显大于断层上升盘的厚度。

(四) 侏罗纪末逆冲断层和推覆体

侏罗纪末构造运动在本区形成一系列北东、北东东向的逆冲推覆断裂，它们集中分布在建昌-喀左盆地、朝阳-北票盆地和金岭寺-羊山侏罗纪盆地的西缘，由一系列逆冲断层和推覆体组成。在剖面上构成叠瓦状构造和飞来峰、天窗。侏罗纪末逆冲断层和推覆体的最显著

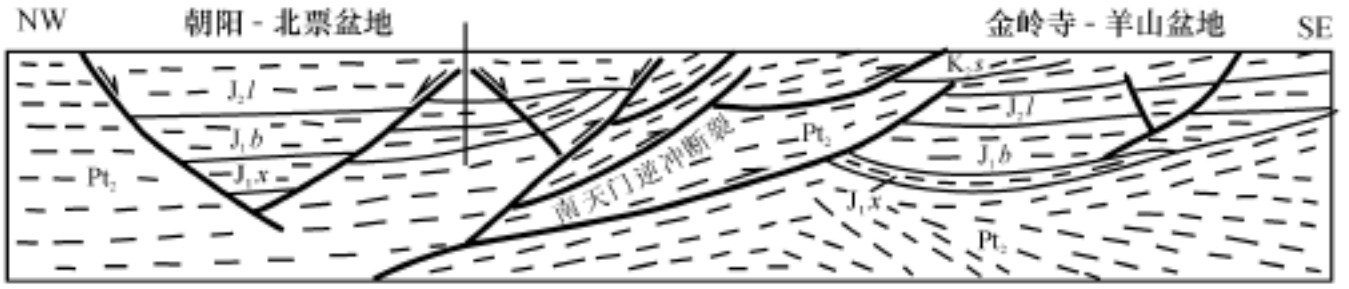


图 3-7　燕山东段 Lx-522 地震剖面

(据王伟锋等, 1997)

K_2s—孙家湾组; J_2l—蓝旗组; J_1b—北票组; J_1x—兴隆沟组; Pt_2—中元古界

特征是这组断裂切割侏罗纪地层,又被白垩纪地层覆盖。

1. 朝阳边杖子逆冲推覆系统

位于朝阳以西边杖子至西大营子一带,朝阳-北票盆地朝阳凹陷(又称边杖子盆地)西侧。由五条平行展布的近东西走向的逆冲断层组成,断面向北倾斜,由北往南依次上冲,在剖面上呈叠瓦状(图 3-8)。断层向东延伸被早白垩统义县组覆盖,向西延伸被北北东向断裂切割。逆冲推覆系统北部边杖子断层北盘的中新元古界白云岩逆冲于北票煤系之上,断面平缓,在马山附近呈铲状断坪,形成马山飞来峰,其下埋藏的北票煤系至今仍在开采。南部兴隆沟断层北盘的三叠系后富隆山组向南逆冲作用保存了煤层,曾作小煤窑开掘;南部马营子一带下侏罗统被其北侧的朱杖子-泉盛和逆冲断层将兴隆沟组掩盖。

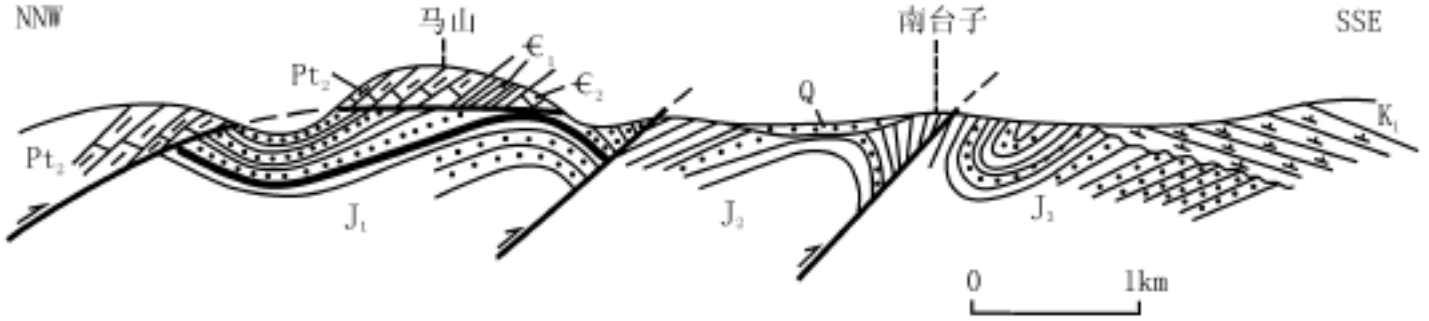


图 3-8　朝阳朱杖子煤田马山-南台子剖面

Q—第四系; K_1—下白垩统; J_3—上侏罗统; J_2—中侏罗统; J_1—下侏罗统,

ϵ_2—中寒武统; ϵ_1—下寒武统; Pt_2—中元古界

2. 喀左老爷庙-南公营子逆冲推覆系统

位于建昌-喀左盆地建昌凹陷西缘(又称汤神庙盆地西缘),总体呈北东向展布。东盘原地系统为建昌凹陷侏罗系地层。西盘外来系统为中新元古界、古生界。北段喀左马圈山段落,以 12°～39°之断坪将西北盘的蓟县系雾迷山组、下寒武统逆冲于寒武系、中新元古界之上,因被阜新组不整合覆盖而使其南延踪迹不清。中段在南杜窝棚、老爷庙、于杖子、谷家岭北、北子山、大阳山、西石灰窑子等地形成典型推覆体构造。南杜窝棚陡立的中元古界、下古生界以 14°～20°断坪推覆于蓝旗组火山岩之上;老爷庙南下奥陶统灰岩以 16°～22°断坪推覆于蓝旗组火山岩之上,并使蓝旗组倒转;喀左南公营子北子山发育四条逆冲断层,高峪庄组白云岩以 75°断坡逆冲于雾迷山组、下马岭组之上,倒转的青白口系复以 50°断坡逆冲于奥

陶系灰岩之上,倒转的奥陶系、中石炭统本溪组又以 10°～30°断坪推覆于下三叠统红砬组之上,同时造成飞来峰和构造窗(图 3-9)。北子山、太阳山即受此推覆作用而形成。红砬组又以 55°～60°的断坡逆冲于蓝旗组火山岩之上。上述四条逆冲断裂于太阳山西南逐渐汇合成一条断裂,继续向西南延伸而成为建昌凹陷西缘逆冲推覆体。毛头坝—两半山以西的高于庄组、雾迷山组白云岩以 24°～27°断坪推覆于蓝旗组火山岩之上。两半山南复又分为两支,且以断坡式分别逆冲于雾迷山组、蓝旗组之上。

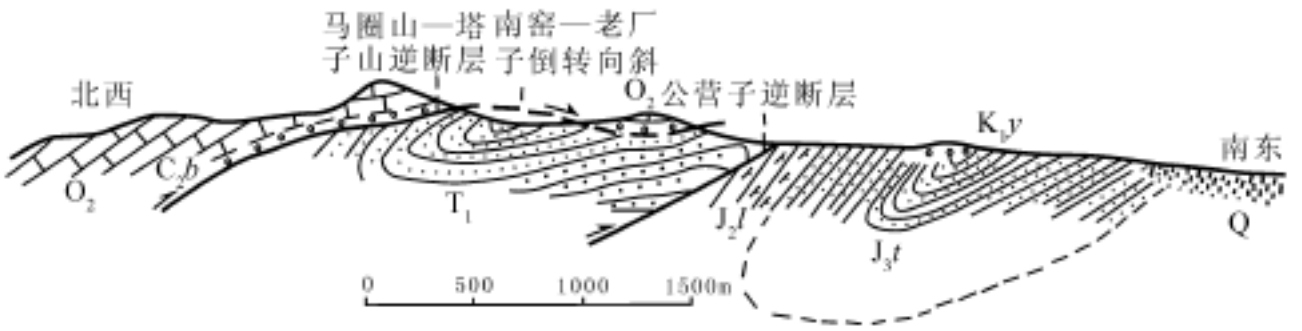


图 3-9　汤神庙盆地南公营子北山构造剖面图

(据《辽宁省区域地质志》,1989)

O_2—马家沟灰岩;C_2b—本溪组砾岩;T_1—红砬组砂岩、粉砂岩;J_2l—蓝旗组火山岩;

J_3t—土城子组砂岩、粉砂岩;K_1y—义县组砾岩;Q—第四系粘质砂土

(五)白垩纪同沉积断裂

白垩纪同沉积断裂主要分布在区内白垩纪盆地内部,随着盆地的发生而发生,随着盆地的消亡而消亡。断层走向为北北东、北东向,倾角较陡或呈铲状,以正断层形式出现,在剖面上组成阶梯状,或组成对称的地堑、地垒状(图 3-10)。在辽河盆地中生代东部凹陷和西部凹陷、阜新盆地、朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地、平庄-马厂盆地、赤峰-锦山盆地都有广泛发育。

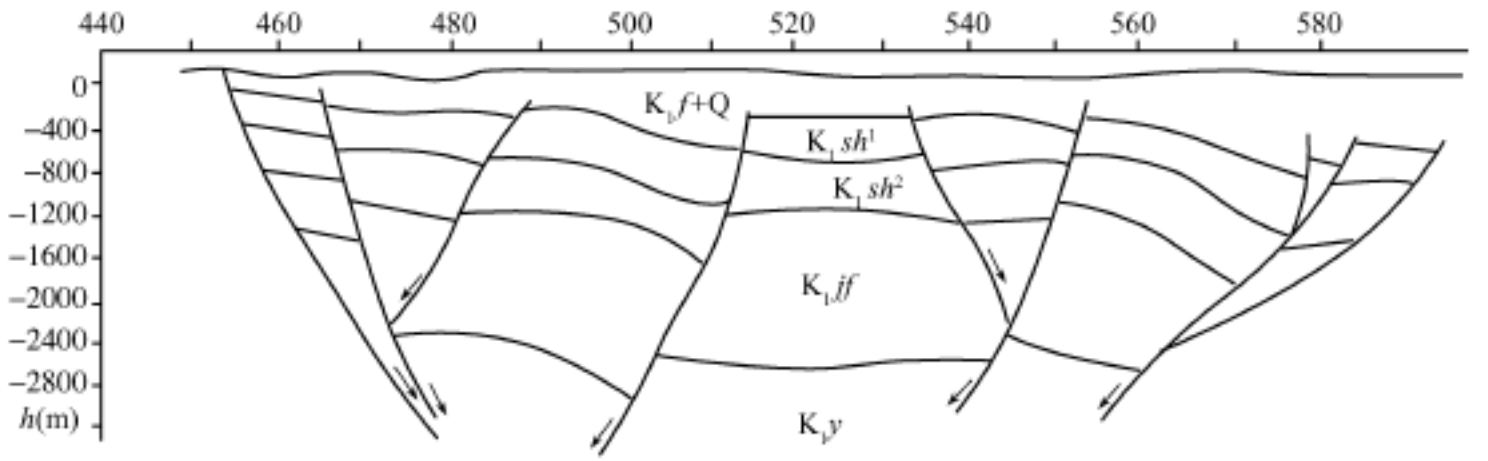


图 3-10　阜新盆地中段(316.4 测线)构造剖面

(据辽河油田勘探开发研究院资料,1995)

K_1f + Q—阜新组和第四系;K_1sh^1—沙海组上段;K_1sh^2—沙海组下段;K_1jf—九佛堂组;K_1y—义县组

(六)白垩纪末逆冲断裂

白垩纪末逆冲断层大多为北北东、北东走向,在盆地边缘和盆地内部均有展布。其主要特征是断层切割并逆冲到白垩系地层之上。如北票南天门逆冲断裂,在北票附近上盘高于庄组白云岩逆冲到白垩系孙家湾组之上,其南段李家窝堡一带侏罗系北票组逆冲到白垩系阜新组之上。

第四章　燕山东段—下辽河盆地新生代构造特征

白垩纪末的构造运动结束了燕山东段—下辽河地区中生代的构造演化。新生代该区的构造面貌进入了新的发展阶段。新生代燕山东段中生代的盆岭区整体抬升隆起,下辽河地区的盆岭构造与渤海湾盆地联为一体,继续保持盆岭构造面貌,同时形成更大一级的盆岭构造,即燕山-太行山隆起和下辽河-渤海-华北盆地组成的巨型盆岭构造系统。因此,新生代的沉积主要分布在下辽河盆地和燕山以南的华北平原地区。

第一节　新生代地层系统

由于新生代地层主要埋藏在下辽河平原之下,燕山东段山区仅有零星分布,因此,其地层系统采用石油系统在辽河盆地的划分方案。

一、第　三　系

区内第三系主要分布在下辽河盆地,在凌源、朝阳、建平、北票一带亦有零星出露。根据第三系在各地发育程度的不同,划分为下辽河盆地和燕山东段两个地区。下辽河盆地第三系掩埋于第四系之下,发育完整,自古新世至上新世堆积了一套包括火山岩在内的多种成因类型的巨厚的含油岩系。燕山地区则只见有零星分布的新第三系上新统的玄武岩和紫红色岩系。

1. 下辽河盆地

下辽河盆地第三系自下而上为:老第三系房身泡组、沙河街组、东营组,新第三系馆陶组、明化镇组

房身泡组:

下段为玄武岩段,岩性为辉石玄武岩、橄榄玄武岩、橄榄辉石玄武岩、碧玄岩等,夹少量凝灰岩;上段为暗紫红色泥岩段,以暗紫红色泥岩为主夹有砂岩、碳质泥岩和煤层。房身泡组玄武岩沿主干断裂展布,颇为发育,厚度变化大,最厚大于 1200m,属碱性玄武岩。本组顶部同位素年龄值 46.4Ma,下段测得同位素年龄值 56.4～63Ma,时代为古新世至早中始新世。钻井最大揭示厚度 1204m 未穿透,与前第三系之间为角度不整合关系。

廖兴明等,辽河盆地构造特征研究,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1994。

吴铁生、顾志明,辽河盆地复式气藏形成条件及分布规律,辽河石油勘探局科学技术。

顾志明等,辽河盆地天然气勘探目标评价,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告。

王小凤、马寅生等,辽河盆地构造动力学研究及油气有利区预测,地质力学所研究报告,1997。

沙河街组:

沙河街组自下而上进一步分为沙河街组四段、三段、一～二段。

沙河街组四段:

分布于辽河盆地西部凹陷和大民屯凹陷,区内仅有沙河街组四段上部地层,视厚度为0～813.5m,可细分为三个岩性段,自下而上是:

绿色泥岩夹玄武岩段:视厚度 0～436m。岩性以灰绿、翠绿、褐灰色泥岩为主,夹玄武岩和薄层泥灰岩、白云质灰岩。火山活动微弱,只在西部凹陷的高升至饶阳河一带有火山岩分布,测得全岩年龄范围 42.1～45.4Ma。在牛心坨地区相变为大段砂砾岩。与下伏房身泡组呈角度不整合或平行不整合接触。

高升油层段:岩性以褐灰色泥岩为主,薄层油页岩、泥灰岩、鲕粒灰岩、泥晶灰岩、粒屑灰岩较发育,并夹薄层砂岩。牛心坨地区相变为大段泥岩。视厚度 0～505m。

杜家台油层段:岩性为灰白色砂岩、砂砾岩与灰、褐灰、棕红色泥岩互层。顶部灰色泥岩与油页岩、钙质页岩、薄层白云质灰岩互层,组成沙四段上部特殊岩性段。

沙河街组三段:

沙三段岩性为大段灰黑、褐灰色泥岩。最大厚度可达 3500m。底部在凹陷边缘多为粗碎屑冲积扇或扇砂砾岩,在凹陷中心部位底部为灰黑色泥岩夹油页岩、钙质页岩。与沙四段为假整合—整合接触。中下部在三个凹陷均为以深灰、灰黑色大段泥岩为主,常有不稳定的透镜状浊积砂砾岩夹层,高升、曙光、欢喜岭地区为浊积砂砾岩分布区。在于楼、热河台、静安堡地区见较厚的玄武岩,反映当时火山活动比较强烈。上部为砂岩、泥岩、炭质泥岩互层,顶部为炭质泥岩。东部凹陷的于楼、热河台地区火山活动强烈,玄武岩厚度特大,连续厚度达 500m,欧利坨子以北至青龙台地区明显变薄。大民屯凹陷静安堡地区仅有零星分布。测得玄武岩同位素年龄范围为 39.4～42.4Ma。

沙河街组一、二段:

沙二段:沙一、二段是同一沉积旋回的产物,沙二段是该旋回早期的底部粗粒相,分布局限,西部凹陷南、北缺失,东部凹陷仅在于楼、热河台、牛居、大湾局部存在,大民屯及其他地区缺失。岩性为浅灰白、肉红色砂砾岩、长石砂岩、钙质砂岩为主,局部砂岩夹泥岩、泥灰岩、鲕粒灰岩、生物灰岩等,与沙三段为假整合—整合接触。

沙一段:分布范围广,剖面类型多,特殊岩性发育。岩性为灰、深灰色泥岩与灰白色砂岩、砂砾岩不等厚互层。中部夹褐色油页岩或生物灰岩、鲕粒灰岩薄层,下部褐灰、浅灰色钙质页岩发育,局部见泥灰岩、白云质灰岩夹层。大民屯凹陷和东部凹陷以砂岩与泥岩互层为主,西部凹陷岩性以暗色泥岩与砂岩、砂砾岩不等厚互层为主,中部夹油页岩或生物灰岩鲕粒灰岩,下部发育钙质页岩。沙一晚期沉积中心向南转移,西部凹陷南部至浅海滩地区发育大量厚层状暗色泥岩。东部凹陷的黄金带、牛居、茨榆坨地区、西部凹陷的大有及大民屯凹陷的三台子地区见黑色玄武岩,测得全岩同位素年龄范围为 36.0～38.6Ma。

沙一、二段厚度一般为 400～500m,最大厚度达 1069.5m。

东营组:

东营组沉降和沉积中心向盆地南部转移,中部和北部已进入过补偿状态,沉积了巨厚的泛滥平原相灰绿色砂、泥互层段,南部相变为深灰色泥岩与砂岩互层,湖区古生物化石丰富,可细分为三段。东部凹陷黄金带以南和牛居、茨榆坨等地区有多层、厚度较大的暗色玄武岩

分布,测得玄武岩全岩钾氩年龄 24.7～36.0Ma。

东营组最大揭示厚度 2278m 未穿透,与沙一段为整合接触—假整合接触关系。

馆陶组:

岩性以厚层状砂砾岩、砾岩为主,夹少量砂质泥岩,在东部凹陷大平房及以南地区馆陶组上部变细以泥岩为主夹有玄武岩薄层,一般厚度 150～300m,是本区第一标志层。

明化镇组:

下段较细,为砂岩与泥岩间互,上段较粗以砂岩、砂砾岩为主夹砂质泥岩。

新第三系一般厚度为 800～1000m,向盆地南部增厚,与老第三系东营组呈角度不整合接触。

2. 燕山地区

本区第三系,仅见新第三系上新统,出露在凌源的叨尔登、朝阳凤凰山、北票及建平县老官地等地。岩性为紫色砂砾岩、粉砂岩或紫红色含砾及钙质结核的砂质粘土,具垂直节理。厚 57～80m。以不整合覆于中生界或古生界之上,上被第四系不整合所盖。北票赤红色粘土中,前人曾采到 Hipparion richthofeni Koken。

二、第　四　系

区内第四系由于古气候、古生物群系、岩相、岩性和成因类型的差异,可以分为辽西燕山和下辽河平原两个地区。

下辽河盆地第四系平原组上部为粉沙层夹粘土、泥砾与砂砾层间互,底部为砾石层、含砾粗沙层,一般厚度为 200～300m,与新第三系间为整合关系。

辽西燕山地区第四系主要分布在中低山之间的盆地内的河谷(如大凌河、小凌河等)两侧,以黄土、类黄土及河流堆积为主。

第二节　新生代盆地特征

经过白垩纪末的构造运动,燕山东段—下辽河地区大部分中生代盆地都已消亡,到新生代,大型沉积盆地仅剩下一个下辽河盆地。

一、下辽河盆地新生代沉积特征

新生代以来,下辽河裂谷盆地的形成、演化,经历了古新世裂谷初期火山活动期、始新世—渐新世裂陷期(包括始新世第一断陷期、渐新世第二断陷期)、老第三纪末裂谷反转期和新第三纪以来拗陷期四个演化阶段。每个阶段依次出现了不同沉积环境,形成了不同的沉积体系,构成了多个沉积旋回。

1. 古新世裂谷初期喷发—沉积特征

在裂谷初期构造演化阶段,下辽河盆地形成了一个较大的火山—沉积旋回,主要为一套碱性玄武岩、暗紫红色泥岩夹有凝灰岩、砂岩、炭质泥岩和煤层。玄武岩分布受断裂和古地貌控制,以岩被形式覆盖在前第三系不同的地层之上。西部凹陷火山岩以高升地区为中心,向南、向北逐渐变薄,东部凹陷火山岩以小龙湾地区为中心,向南向北变薄,大民屯凹陷火山

岩沿大民屯断裂分布。在远离火山口的地区则沉积了暗紫红色砂泥岩　　。

2. 始新世—渐新世裂陷期沉积特征

在裂陷期构造演化阶段,下辽河盆地经历了从水进开始至水退结束的三个构造沉积旋回:沙四—沙三旋回、沙二—沙一旋回和东营旋回,它们总体上构成了裂陷期一个完整的大型的沉积旋回,反映了下辽河盆地沉积作用从水进序列开始到水退序列结束的整个裂陷期沉积发育过程。

沙四期下辽河盆地除东部凹陷处于隆起状态以外,西部凹陷和大民屯凹陷出现了湖沼—浅湖的沉积环境,形成了冲积扇—扇三角洲沉积体系、(鲕)粒屑灰岩沉积体系及众多的扇三角洲体系,以大民屯和牛心坨地区为沉降和沉积中心,发育有巨厚的暗色泥岩,沉积厚度较大。沈北凹陷、大民屯凹陷沙四段以暗色泥岩为主夹油页岩,是该区的主力生油岩;牛心坨地区在沙四段的底部发育含砾砂岩、砂岩、白云质灰岩与泥岩互层段,称之为牛心坨油层段,其上为大段泥岩,向南水域变浅。在高升地区沙四段中部发育薄层油页岩、泥灰岩、鲕粒灰岩、粒屑灰岩夹砂岩,称为高升油层段。再往南欢喜岭、齐家地区在沙四段上部则发育砂岩、砂砾岩与泥岩互层,顶部泥岩与油页岩互层,称为杜家台油层段。沙四段最大揭示厚度为 646m,与下伏房身泡组为假整合至不整合接触,平均沉积速率为 97m/ Ma。

沙三期下辽河盆地总体处于深湖或半深湖沉积环境,沉积厚度大,范围广,生油岩和储集层发育,各凹陷沉积有差异。大民屯凹陷湖盆收缩,湖水向南退缩,属水退式沉积,下部为砂岩与暗色泥岩互层,上部为砂砾岩与紫红、灰绿色泥岩互层,静安堡局部有玄武岩分布。西部凹陷水域广阔,呈东陡西缓的箕状深水湖盆,沉积以厚层状暗色泥岩为主,在缓坡发育一系列扇三角洲砂体,陡坡有透镜状浊积砂体,湖盆中心发育了大面积的湖底扇砂体。深湖区主要位于凹陷中、南段。在深水湖盆区广泛沉积了巨厚层的深灰色泥岩。东部凹陷在早中期,以三界泡—欧利坨子地区为界,凹陷南北分别形成多个具半深湖的沉积中心,形成了冲积扇—扇三角洲—湖底扇(北段)和以暗色泥岩为主的半深湖相(南段)沉积体系,中段三界泡潜山仍处于隆起剥蚀状态,周围发育了冲积扇—泛滥平原沉积体系;晚期,在补偿或过补偿沉积体系下、早中期的深陷湖盆逐渐於填,湖水南退最终仅在二界沟凹陷之南残存湖盆,全区主要发育冲积扇—泛滥平原沉积体系。由于补偿速度较快,沙三段沉积物下部为暗色泥岩为主,中部以滨浅湖相砂、泥岩互层为主,上部为沼泽相砂、泥岩与炭质泥岩互层为主,热河台地区有厚层玄武岩分布,向南、北变薄。沙三之后,各凹陷湖盆水体收缩,至最后凹陷边部遭受剥蚀,形成了长时间沉积间断。

沙三段最大揭示厚度 2089.76m 未穿透,平均沉积速度 300m/ Ma,与沙四段为假整合—整合接触。

沙二—沙一期全区再次处于浅湖相的沉积环境。早期西部凹陷形成陆坡型和缓坡型两种典型的扇三角洲沉积体系,而东部凹陷仅在驾掌寺洼陷和北段的长滩凹陷发育有局部不稳定的浅水水域,形成冲积扇—泛滥平原相沉积体系。晚期,西部凹陷与早期类似,而东部

地质矿产部石油地质研究所、辽河石油勘探局勘探开发研究院,辽河盆地深层(大于 3500m)勘探潜力研究,研究报告,1996。

王秋华、吴铁生,辽河坳陷大油田形成条件和分布规律,辽河石油勘探局研究报告,1996。

徐朝凤等,辽河油区油气资源评价,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1994。

凹陷形成冲积扇—泛滥平原—扇三角洲沉积体系。

东营期下辽河盆地不同的凹陷之间相互连接,全区的沉积环境差异较小,沉积体系差别不大。下辽河盆地内部地形北高南低,主要湖盆分布在东、西部凹陷的南段,故全区主要为河流冲积环境,在过补偿条件下,形成了冲积扇—泛滥平原—三角洲完整的沉积体系,以河流作用的泛滥平原分布最广。

3. 新第三纪—第四纪拗陷期沉积特征

新第三纪时,盆地整体拗陷,沉降中心由北向南转移,老第三纪隆起带变成低洼带,盆地范围扩大,沉积物超覆于前第三系之上,坳陷比较平坦,岩性比较单一,平面分布稳定,岩性为厚层状砂砾岩和砂泥岩互层。

第四纪时,沉降范围进一步扩大,盆地内主要沉积物为松散堆积物。

二、下辽河盆地沉积中心的迁移

作为一种裂谷型盆地,断裂活动的强烈程度控制了沉积中心的分布和迁移规律。断裂的强烈活动,正断作用加强,在正断层的上盘即形成沉降中心,由于下辽河盆地周缘大部分地区都处于剥蚀状态,有足够的沉积物来源,故形成了快速堆积的沉积中心。不同时期,由于下辽河盆地不同断裂带的活动断裂和同一断裂带不同地段活动强度的不均一性,从而形成了多个沉积中心。

沙四期,大民屯凹陷的沉降中心位于东界断裂西侧靠近荣胜堡一带,钻井揭露沙四段厚813.5m,地震资料显示最厚可达1000m。整个凹陷平均厚度400～500m。由于位于凹陷东缘的沈50井还残存215m暗色泥岩,且没有见到边缘相沉积,说明沙四期大民屯凹陷的沉积范围比现今要大得多。西部凹陷沉积范围广,沉积厚度北部厚,南部薄,东部靠近台安-大洼断裂厚,西部薄。沿台安-大洼断裂带有三个沉降中心,北部台安洼陷,中部陈家洼陷,南部清水洼陷。北部台安沉降中心发育较早,沉降幅度大,钻井揭露最厚1434.19m未穿透,预测可达1600m。牛心坨油层段主要分布在牛心坨地区,最大厚度600m。中部陈家洼陷沉积厚度相对要小,推测600～700m。南部清水洼陷仅见沙四上段地层,推测厚度600m。西部凹陷西斜坡带上的一组北东向断层对高升、杜家台期地层厚度和分布具有局部控制作用。东部凹陷此时还处于隆起区,至今勘探未发现沙四段,推测在牛居地区局部可能有分布。

沙三段沉积时期,大民屯凹陷东界断裂南北两端活动较强,形成南部荣胜堡和北部三台子两个沉降中心。荣胜堡沉降中心沙三段最大厚度可达3500m,钻井揭露最大厚度2050m未穿。三台子沉降中心沙三段沉积厚度2000m。

西部凹陷由于台安-大洼断裂继续活动,北部牛心坨沉降中心、中部陈家洼陷沉降中心和南部清水洼陷沉降中心继续发育。但从整体上看,沙三期沉降中心开始向南迁移,一方面南部清水洼陷沉降中心急剧下陷,水进加剧,使其成为面积广阔的深水断陷湖盆,沙三期的沉降幅度达2800m,沉积了广泛而巨厚的深水浊积岩和泥岩沉积物;另一方面清水南部浅海地区形成新的沉降中心。后期西部凹陷整体抬升,但西斜坡抬升幅度较大,凹陷范围(沉降中心)也随着向东退缩。

东部凹陷沙三期开始断陷活动,特别是沙三中、后期断陷活动加剧,并伴随强烈的玄武岩岩浆喷发。由于断裂活动的差异性,东部凹陷沙三期的沉降是南北两头幅度大,中间沉降幅度小。北部牛居、青龙台、茨榆坨地区,受茨西、茨东、佟二堡断裂控制,形成茨西和牛青两

个沉降中心，前者沙三段厚度达 1300m，后者可达 3000m，牛深 2 井揭露 1600m 沙三段未穿。向南欧利坨子地区，在三界泡潜山西侧形成朱家房子沉降中心，沉积厚度 1200m。南部黄金带地区，受二界沟和营口断裂相对下掉的影响，形成地堑型驾掌寺沉降中心，沉积厚度 2000m。浅海地区二界沟洼陷沙三段厚度大于 2600m。与此相反，东部凹陷沙三期火山岩岩浆喷发则是中间强，两头弱。

沙二、一期，大民屯凹陷两个沉降中心仍存在，但以荣胜堡洼陷为主体。西部凹陷北部台安沉降中心向南东移至岳 1 井附近，沉积厚度达 800m，陈家洼陷形态不明显最大沉积厚度 1000m，而南部由于大洼断层的活动加强，清水洼陷沉降中心向南转移，沉积厚度达 1600m，南部的浅海洼陷沉积厚度达 800m。东部凹陷存在四个明显的沉降中心，即长滩、朱家房子、驾掌寺和二界沟，其沉积厚度分别为 1400m、1200m、1200m、1400m。南、北两段沉积厚，中间簿，四个中心呈足迹状排列。

东营期，东部凹陷沉降幅度最大，且南北两头沉降幅度大，中段相对较小。北部牛居地区沉积厚度 2500m，南部滩海地区沉积厚度达 3000m，界东及朱家房子一带沉积厚度为 1400m。发育有二界沟、驾掌寺、界东、朱家房子及牛青等多个沉降中心。西部凹陷沉降中心总体向南转移，北部台安洼陷已转移到岳 1 井附近；陈家洼陷沉降中心南移至曙古 92 井附近，沉积厚度 1000m；清水洼陷东营期沉降幅度最大，推测沉积厚度可达 2800m。大民屯凹陷下沉幅度最小，沉降中心在荣胜堡，最大厚度 900m。

从整体上看下辽河盆地从沙四期至东营期沉降中心有由北向南迁移趋势(图 4-1)，沉降中心的分布与断裂活动强度关系明显，即沉降中心都分布在正断层的上盘(下降盘)且随着断裂活动部位的变化而迁移，其次，从沉积地层厚度与同生断层的分布关系图分析，同时考虑到相对隆起区的位置变化、地层等厚线的走向趋势等，除北东走向的断层控制沉积中心的

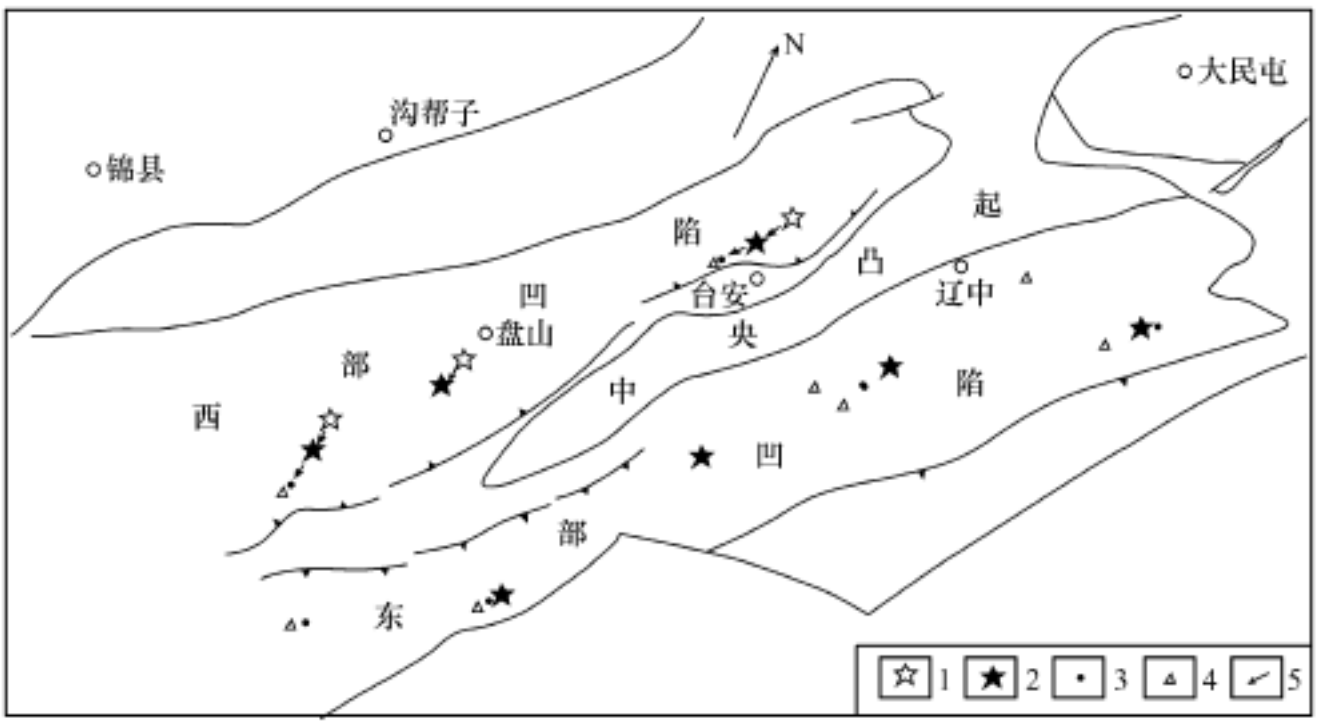


图 4-1　下辽河盆地下第三纪沉积中心分布与迁移示意图

(据陈正乐，1997)

1—沙四期沉积中心；2—沙三期沉积中心；3—沙一、二期沉积中心；4—东营期沉积中心；5—迁移方向

分布和迁移外,一些东西向断裂同时控制了沉降中心的分布,其中尤以东营期表现最为明显,事实上在沙二、一等厚度图上,后者都有表现。因此,从东营期(可能为沙二、一期)起以北东走向断层为主体伴以小部分东西向断裂,控制了下辽河盆地东营期(可能从沙二、一期开始)沉降中心和隆起中心的空间排布规律。

三、下辽河盆地断陷期沉积作用与断裂活动

(一)沉积体系与断裂活动

从下辽河盆地不同时期沉积体系与同生断层、边界长期活动断层关系图 4-2、3、4、5 中可以得到:

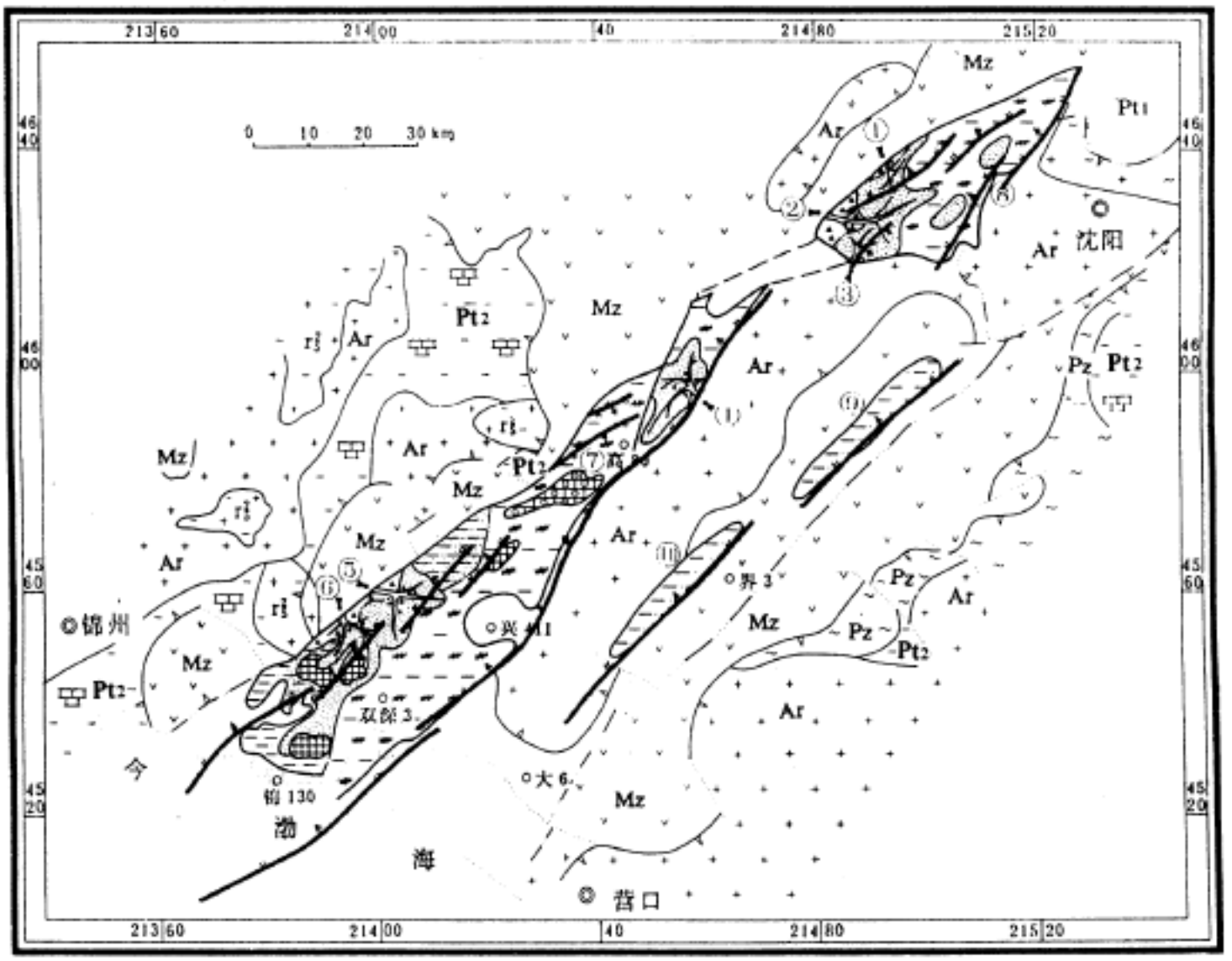


图 4-2　下辽河盆地沙四期沉积体系与同生断层分布图

(据吴铁生等 1989 年沉积体系图和作者 1997 年所编的同沉积断裂图合编)

① 大民屯扇三角洲体系;② 前当堡扇三角洲体系;③ 法哈牛扇三角洲体系;④ 牛心坨扇三角洲体系;⑤ 曙光扇三角洲体系;⑥ 齐家扇三角洲体系;⑦ 高升粒屑灰岩;⑧ 湖底扇;⑨ 推测牛居浅湖区;⑩ 推测沙岭浅湖区

1. 断裂发育与沉积体系密切相关

断裂发育对沉积体系的控制作用明显,如沙三期西部凹陷,同为深陷湖盆环境但由于东缘台安-大洼断裂的活动,出现陡坡相(岸)扇浊流沉积复合体系,而西侧仅有一些同生小断层发育,发育湖底扇沉积体系(图 4-3)。

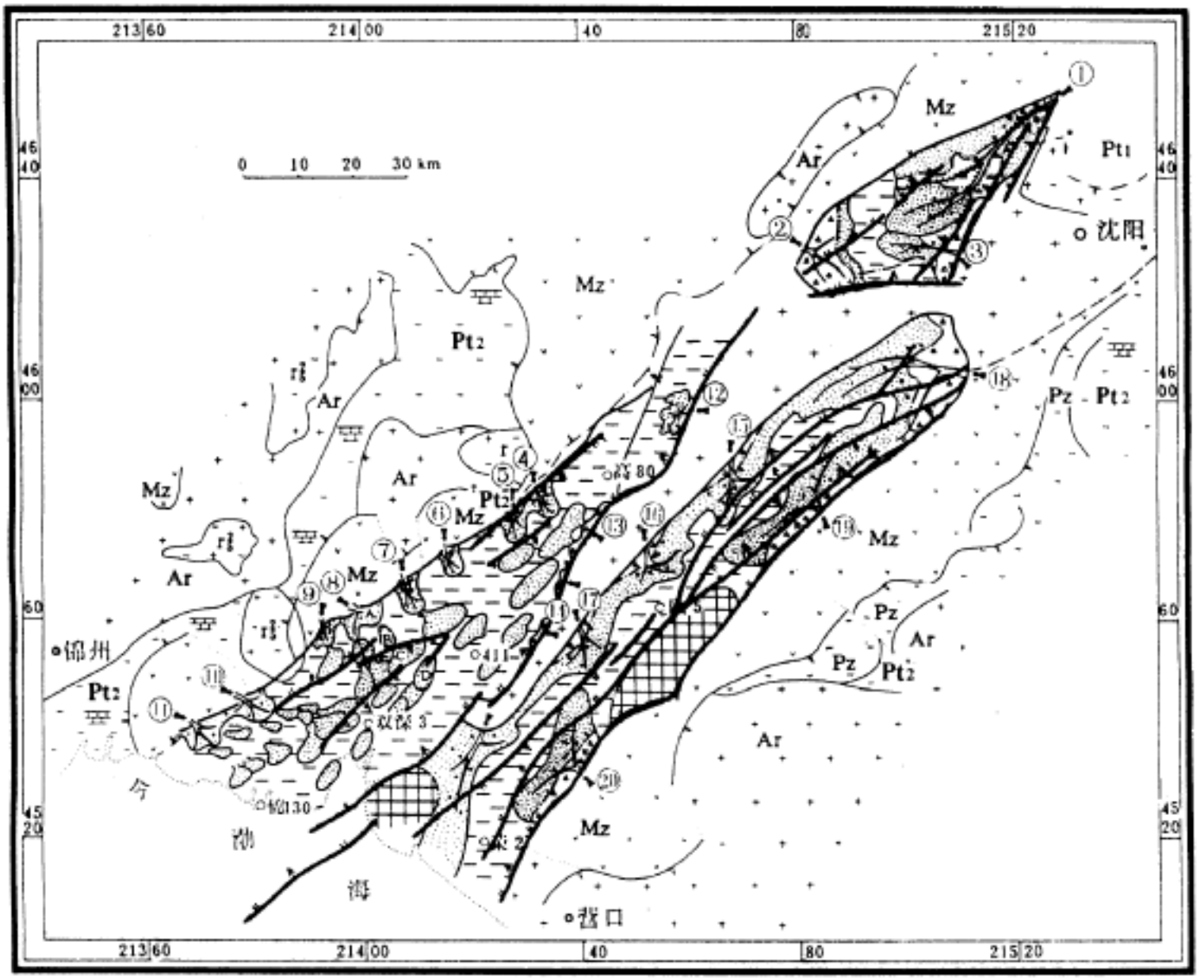


图 4-3　下辽河盆地沙三期沉积体系与同生断层分布图

(据吴铁生等 1989 年沉积体系图和作者 1997 年所编的同沉积断裂图合编)

① 三台子轴向扇三角洲;② 前当堡扇三角洲体系;③ 法哈牛扇三角洲体系;④ 高升扇三角洲体系;⑤ 雷家扇三角洲—湖底扇体系;⑥ 友谊扇三角洲体系;⑦ 卧龙扇三角洲—湖底扇体系;⑧ 曙光扇三角洲—湖底扇体系;⑨ 齐家扇三角洲—湖底扇体系;⑩ 欢喜岭扇三角洲—湖底扇体系; 1 西八千扇三角洲—湖底扇体系; 2 牛心坨扇三角洲体系; 3 莲花扇、浊流沉积复合体系; 4 冷家堡扇、浊流沉积复合体系; 5 大湾扇三角洲体系; 6 董家岗扇三角洲体系; 7 新开扇三角洲体系; 8 牛居扇三角洲体系; 9 青龙台扇三角洲—湖底扇体系; 0 东风扇三角洲体系

2. 断裂活动强度决定沉积体系的变化

断裂的强烈活动,导致了上下盘地质体处于不同的沉积环境,从而形成了不同的沉积体系。西部洼陷东侧不同期出现不同的沉积体系和同一时期沉积沿台安-大洼断裂带出现不同的沉积体系很好地验证了这一点。

3. 断裂活动方式控制沉积体系空间排布规律和叠置关系

沉积体系的空间展布规律反映了断裂的运动方式:如沙二、一期东部凹陷的两侧古河道与边缘斜坡或断裂组合成双侧羽列方式,沉积扇体边缘出现裙边形态(图 4-4)等也同样表明了盆地两侧的断裂或块体的运动方式。

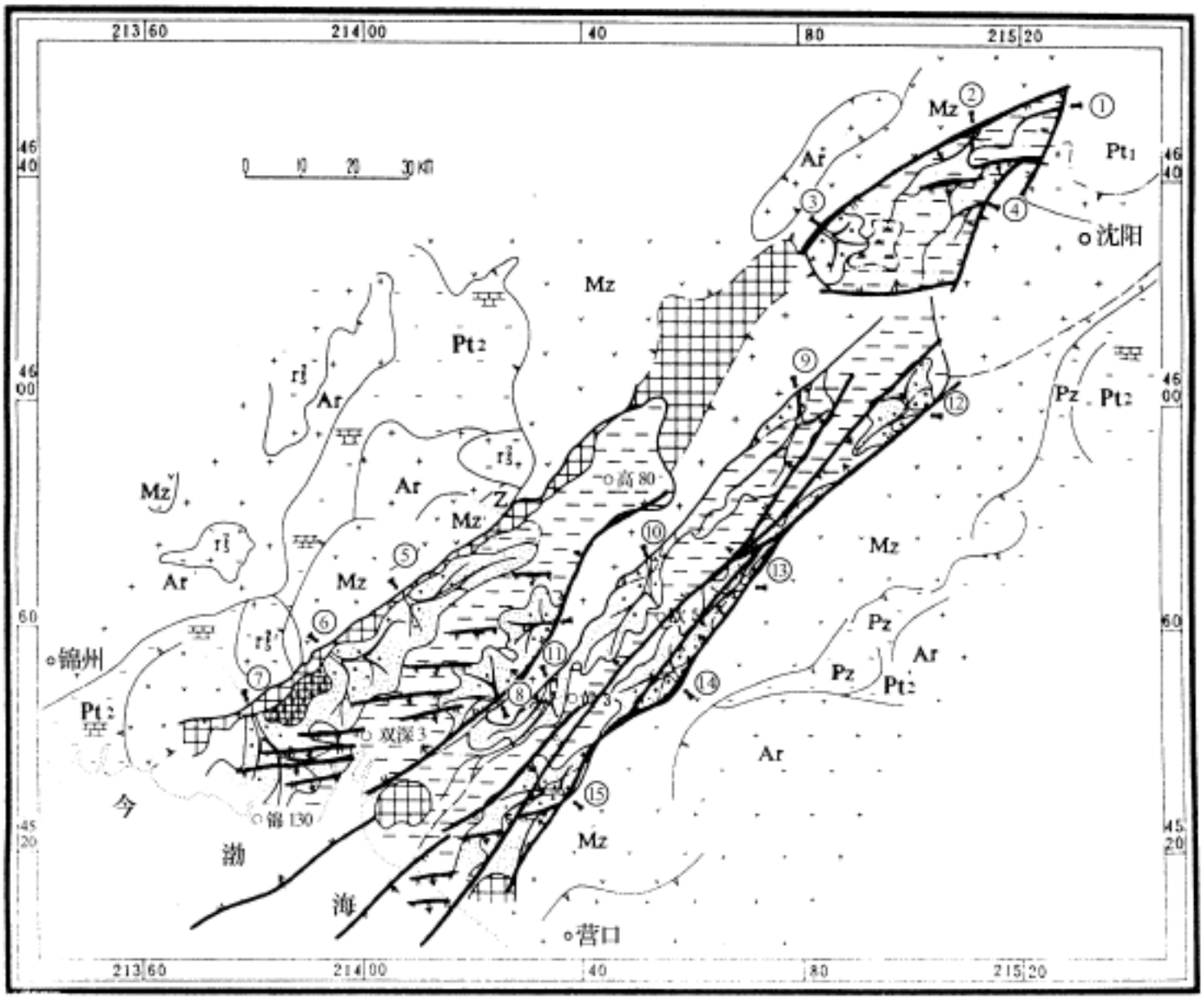


图 4-4　下辽河盆地沙二、一期沉积体系与同生断层分布图

(据吴铁生等 1989 年沉积体系图和作者 1997 年所编的同沉积断裂图合编)

① 三台子轴向扇三角洲体系;② 兴隆堡冲积扇泛滥平原体系;③ 前当堡冲积扇泛滥平原体系;④ 曹台冲积扇泛滥平原体系;⑤ 曙光扇三角洲体系;⑥ 齐家扇三角洲体系;⑦ 西八千扇三角洲体系;⑧ 兴马扇三角洲体系;⑨ 大湾冲积扇泛滥平原体系;⑩ 董家岗扇三角洲体系; 1 桃园扇三角洲体系; 2 牛居扇三角洲体系; 3 青龙台扇三角洲体系; 4 三界泡扇三角洲体系; 5 东风扇三角洲体系

4. 断裂活动方向制约古河道走向

下辽河盆地东营期东部凹陷的古河道总体呈北东走向,由北东往南西流入古渤海湾,然而仔细剖析古河道的内部走向发现,古河道在许多地段是南北和东西走向,从其形态分布推断,该古河道可能是追踪东西和南北走向的断裂基础上发育的,反映了辽河盆地东营期以后北东向断裂与东西、南北向断裂共存并相互影响的新构造格局的出现,这种格局至今与辽河深部地震资料反演的格局是相一致的。

(二)沉积速率与断裂活动

控制下辽河盆地形成演化的几条主干断裂的上下盘地层的古落差、活动速率的统计分析表明:

(1) 台安-大洼和营口-佟二堡两条主干断裂古落差大(最大为 1650m),生长指数高,达

5.3,活动速率大,最大为 970m/ Ma。

(2) 同一断裂带在不同的部位,不同的时期内具有不同的沉降幅度、古落差和活动速率:西部凹陷的台安-大洼断裂北部活动时间早,南部活动时间晚,断距从北往南逐渐增大;断裂带的活动速率也有类似的变化规律:沙四—沙三期的断裂北部活动速率高(550m/ Ma),南部活动速率低(320m/ Ma),东营—沙一期北部断裂活动速率降低 196～120m,而南段相对升高,达 270～130m/ Ma,体现出从北往南迁移变化的规律;东部凹陷的营口-佟二堡断裂断距和活动速率的迁移和变化规律表明断裂活动强度具有南北两头强,中间弱的特征。

(3) 从时间上看,老第三纪从房身泡期至东营期断裂的活动强度、古落差等均具有波动性,表现为弱—强—弱—强的特点。

吴乃苓等用回剥法地层构造沉降量的计算结果也有类似的规律,西部凹陷从沙四→东营构造沉降速率有向南逐渐变小的趋势:整体上沙四→东营构造沉降速率变小,波动特征明显,即从沙四→沙三→沙二、沙一→东营,构造沉降速率大→小→大→小。东部凹陷整体上从沙三→东营沉降小速率变小,凹陷的南北两段在沙三期和东营期两头构造沉降速率大、中

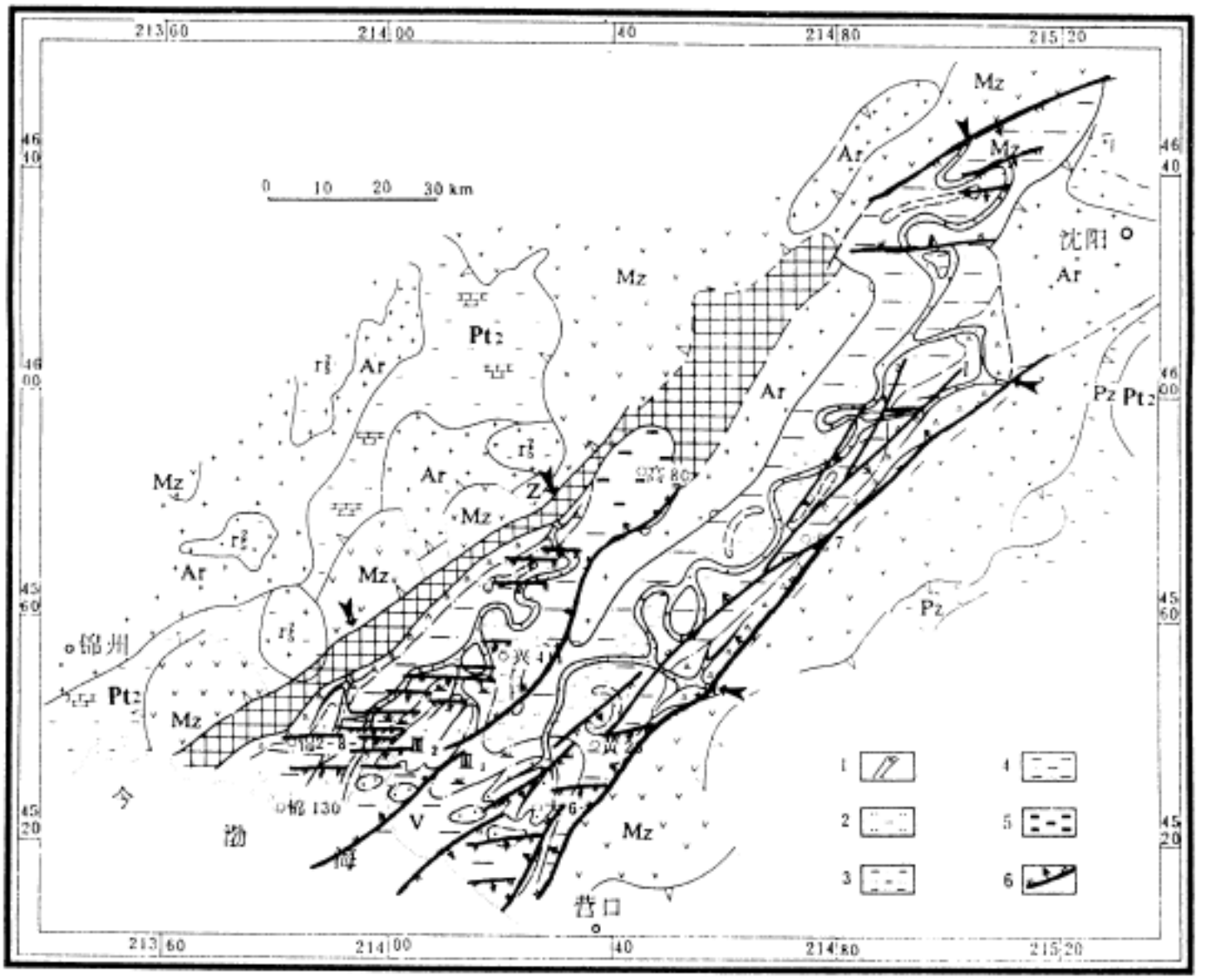


图 4-5　下辽河盆地东营期沉积体系与同生断层分布图

(据吴铁生等 1989 年沉积体系图和作者 1997 年所编的同沉积断裂图合编)

1—河道微相;2—漫滩微相;3—心滩微相;4—河间高地微相;5—泛滥盆地相;6—同沉积断裂

段小,而沙二、沙一期南段为最大,北段较小。

综上所述,下辽河盆地沉积体系、沉积中心分布和迁移、沉积物质的组成变化及其沉积速率、断层活动速率、构造沉降速率等,都反映出下辽河盆地构造活动强度的时、空变化规律,即断裂活动强度西部凹陷有由北往南变强、东部凹陷构造有南北两头活动强度大、中段小的变化趋势;断裂活动强度随时间呈旋回性变化特征。东西向构造对下辽河盆地的沉积演化起着一定的控制作用,从沉积角度反演东西向构造带的开始活动期应为沙二、沙一期,东营期该方向构造活动强烈。

第三节　新生代断裂特征与演化

断裂活动是新生代构造变形的主要形式,新生代的断裂活动主要集中在下辽河盆地,在燕山东段仅见个别新生代活动断裂。

一、下辽河盆地新生代断裂特征

断裂活动贯穿于下辽河盆地新生代裂谷发育的始终,控制着盆地的发生、发展与盆地构造的基本格局。下辽河盆地新生代断裂不仅数量多,规模大,而且以张性正断层为主(图 4-6)。新生代断层主要有北东向、近东西向、北西向和近南北向四组,它们在平面上纵横交错,在剖面上互相切割,将辽河盆地切割成为一个个大小不等的断块。

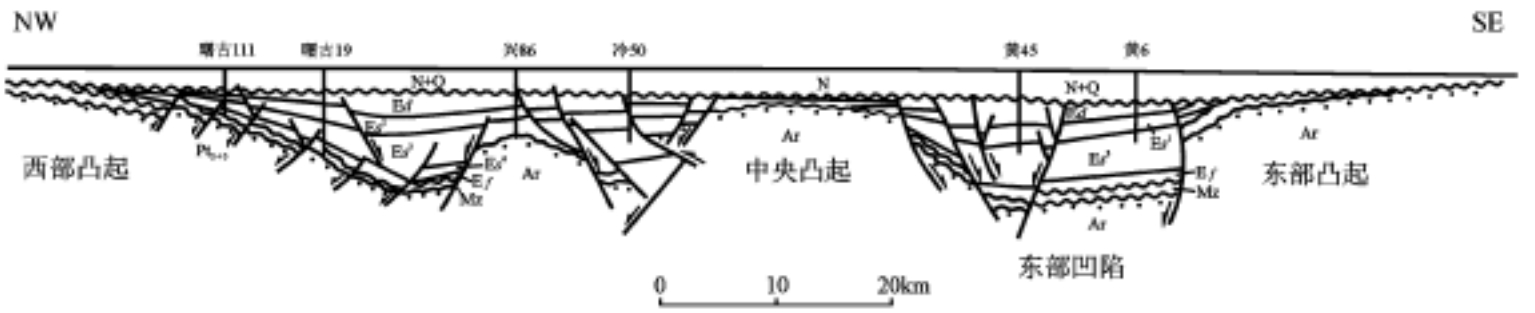


图 4-6　下辽河盆地 69.6 测线地质解释剖面

(据廖兴明等,1996)

(一)下辽河盆地断裂的展布特征

下辽河盆地最突出的断裂是北东向的主干断裂,包括营口-佟二堡断裂、台安-大洼断裂、大民屯断裂、法哈牛断裂、二界沟断裂,它们控制着盆地内一级构造格局—隆起和凹陷的发演化。其次是盆地内近东西向断裂和北西向断裂,它们与北东向断裂复合叠加,在盆地内组成一个复杂的断裂网络。下辽河盆地现今断裂的这一几何特征、组合型式,是经过长期构造演化后的最终结果,是我们进行构造分析的基础,它决定着现今油气藏的分布。

1. 现今下辽河盆地断裂的方向性

下辽河盆地断裂的展布方向总体上可以分为北东向、近东西向、北西向、近南北或北北东向四组。为了更详细地了解各组段地层中断裂的展布方向,作者对下辽河盆地新生代沙四段、沙三段、沙一、二段、东营组、馆陶组内的断裂方向进行了统计分析。统计结果显示,沙四段内分布的断裂主要为北东向,其次为东西向和北西向(图 4-7);沙三段内分布的断裂主

要为北东向,其次为北北东向、近东西向和北西向(图 4-8);沙一、沙二段内分布的断裂主要为北东向,其次为北东东向或近东西向、北西向(图 4-9);东营组内断裂在北东、北西和近东西三个方向上分布的数量几乎相等(图 4-10);馆陶组内分布的断裂主要为北东向和近东西向(图 4-11)。

2. 现今下辽河盆地断裂性质和几何特征

下辽河盆地断裂,按其断裂性质可以分为两类,一类是盆地伸展期的正断层,另一类是盆地反转期的逆断层。

(1)盆地伸展期正断层:盆地伸展期正断层是下辽河盆地的基本构造形迹,在下辽河盆地十分发育。老第三纪时期,下辽河盆地是一个裂谷型盆地,具有伸展型盆地的几何特征,这一时期的伸展断层的几何形态有三种:A. 断面产状平直,倾角较大的

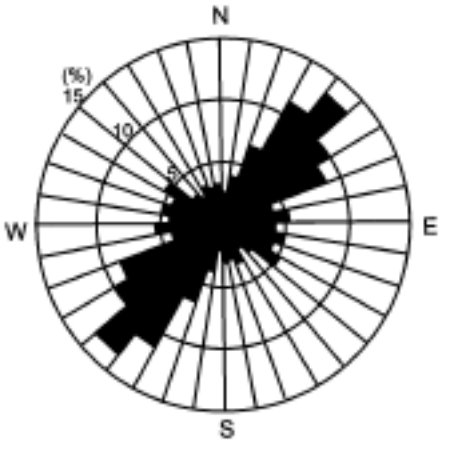


图 4-7　下辽河盆地沙四段断裂方向统计图

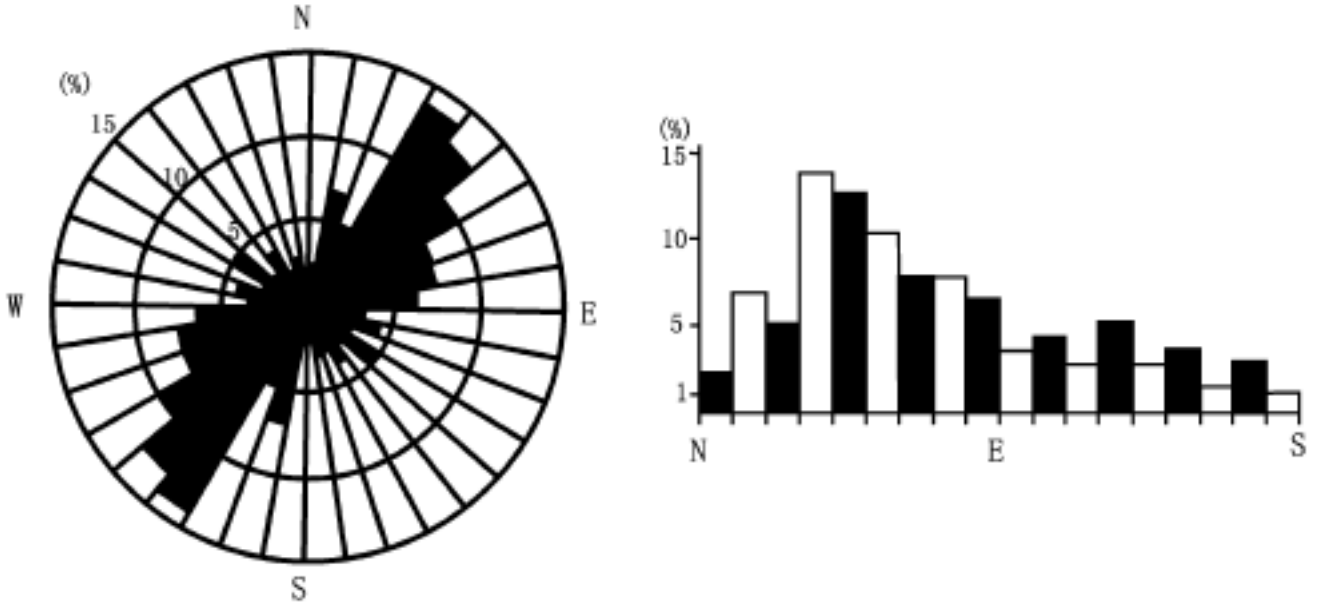


图 4-8　下辽河盆地沙三段断裂方向统计图

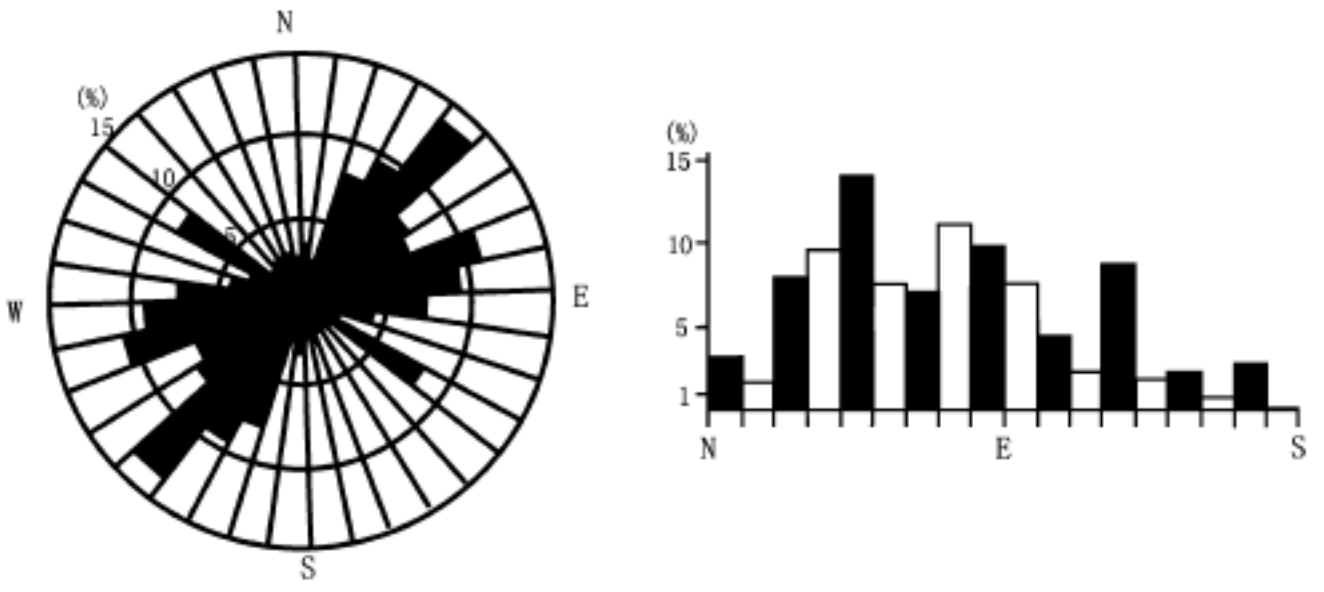


图 4-9　下辽河盆地沙一 + 沙二段断裂方向统计图

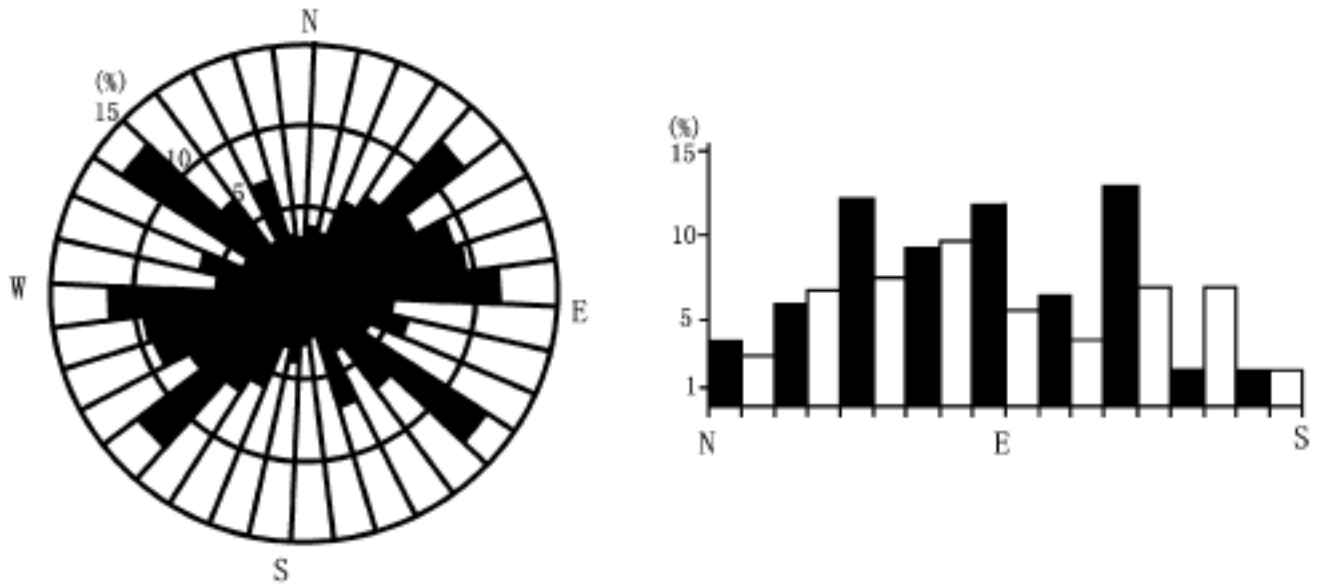


图 4-10　下辽河盆地东营组断裂方向统计图

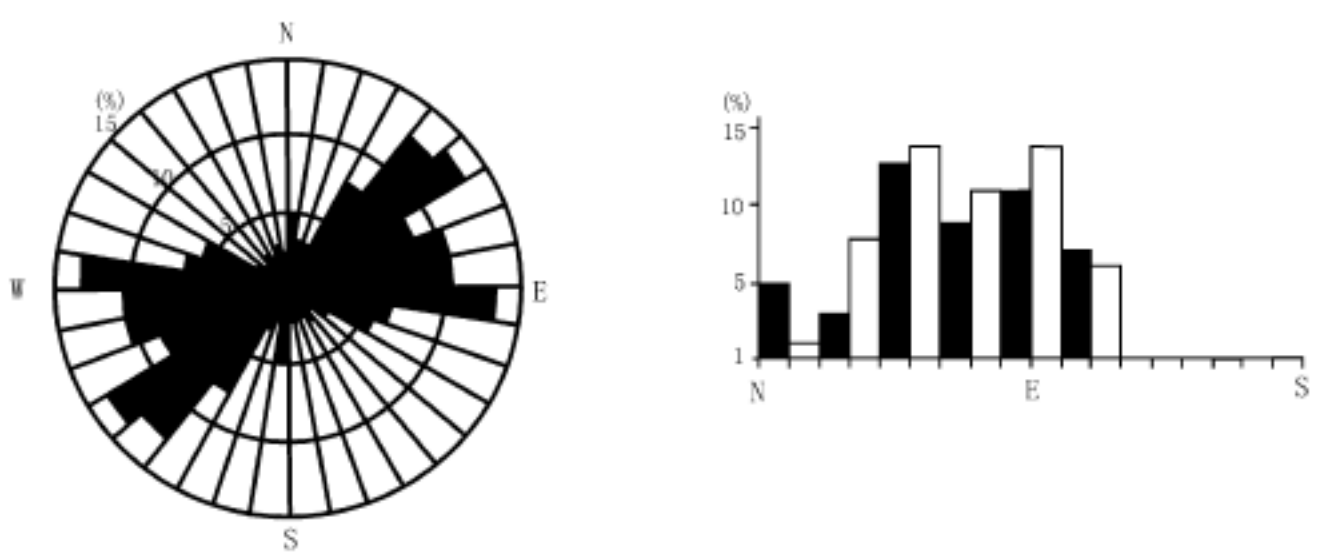


图 4-11　下辽河盆地馆陶组断裂方向统计图

平面状断层;B. 断面上下陡中间缓的坐椅状断层;C. 断面上陡下缓的铲式断层。

(2)盆地反转期逆断层:下辽河盆地的反转期逆断层前面已有比较详细的叙述,规模较大的共有 9 条,其几何特征表现为:A. 断层走向主要为北北东向,只有大民屯逆断层走向为北东向;B. 逆断层倾角较大,产状较陡;C. 逆断层上盘往往出现挤压褶皱;D. 剖面上,逆断层具有逆冲断距;E. 逆断层附近地层产状变陡,且上陡下缓。

(二)下辽河盆地断裂的组合、复合关系

1. 下辽河盆地断裂的平面组合型式

(1)伸展期正断层的组合型式:下辽河盆地伸展断层在平面上的组合型式有多条断层彼此近平行排列的侧列状、斜列状、分支状、网格状等型式。

(2)反转期逆断层的组合型式:反转断层(逆断层)在平面上的组合型式有线状、分支状、辫状等型式。

2. 下辽河盆地断裂的剖面组合型式

(1)伸展期正断层的组合型式:

A. 马尾型断层组合:主干断层与派生分支断层在剖面上构成马尾状,断层向下撒开,分

布在主干断层下降盘一侧,如佟二堡-营口大断裂上形成的一些小型阶状断块。

B.Y 字型断层组合:主干断层与次级断层在剖面上组合成 Y 字型,在平面上呈狭长条带状分布。一般出现在狭长深凹陷的主干断层下降盘一侧,在东部凹陷较常见,如牛居地区,佟二堡主干断层与牛居次级断层构成一个大的"Y"字型断层组合;三界泡地区的界东断层和界 6 断层组成反"Y"字型断层组合;于楼地区,二界沟断裂、大平房—黄金带断裂及营口-佟二堡断裂与一些次级断层在剖面上组成"Y"字型和反"Y"字型断层组合(图 4-12);西部凹陷笔架岭构造也有这种断层组合。

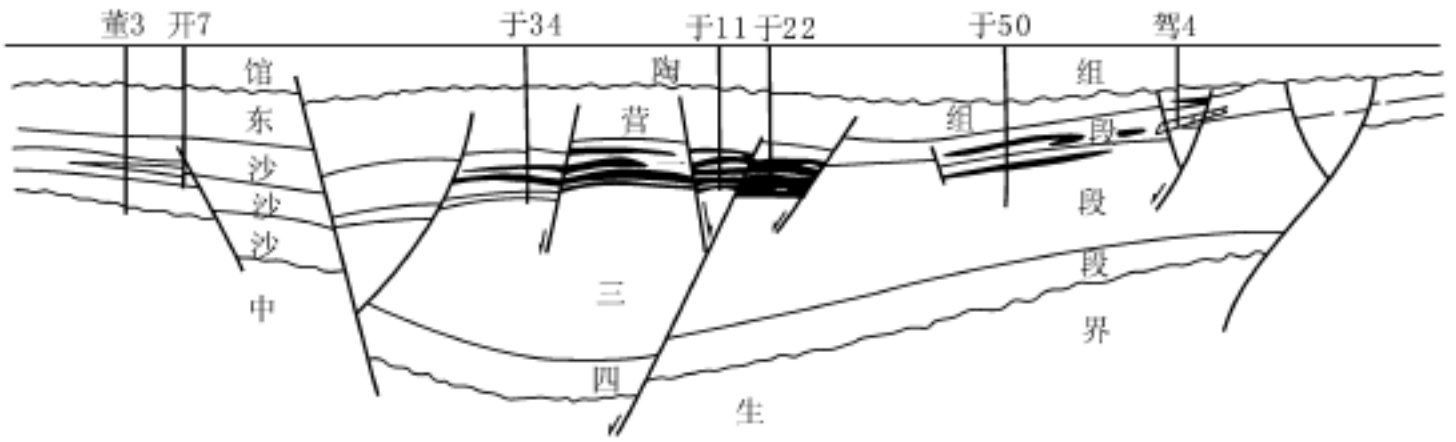


图 4-12　东部凹陷董 3-驾 4 井构造、油气藏剖面图

(据辽河石油勘探局资料)

C. 羽状型断层组合:高序次主干断层与低序次分支断层倾向相同,在剖面上相交呈羽毛状。常发育于主干断裂下降盘一侧。

D. 阶梯型断层组合:多条倾向相同的正断层平行排列,在剖面上呈阶梯状分布。多发育在西部凹陷西斜坡上。如西部凹陷西斜坡上沙四段、沙三段内的北东向断层组成的阶梯状断层组合;沙一、二段、东营组内的近东西向断层组成的阶梯状断层组合(图 4-13)。北东向断层组成的阶梯状断层组合控制这辽河盆地的潜山分布,往往形成潜山油藏。东西向断层组成的阶梯状断层组合,每个阶梯上均可形成局部圈闭—断鼻构造。

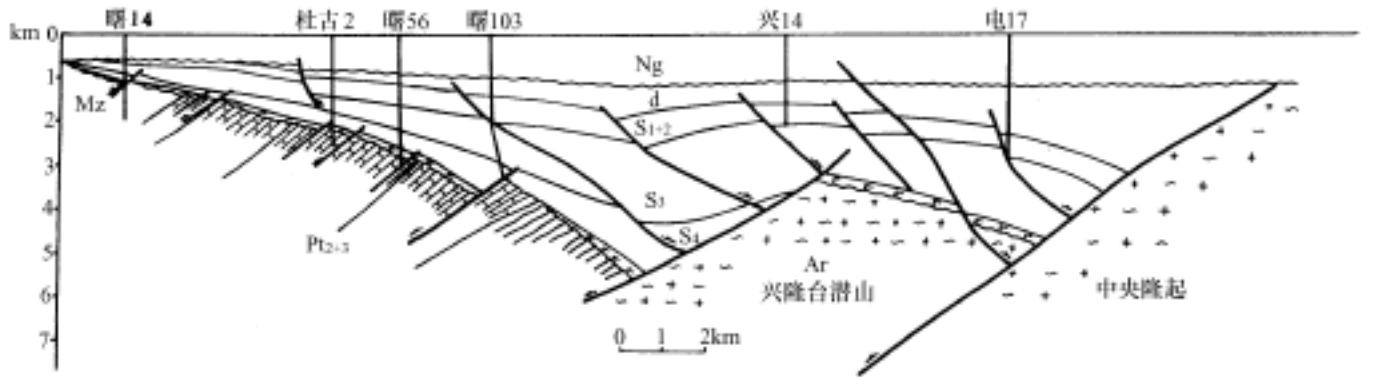


图 4-13　西部凹陷曙 14-田 17 井地质剖面图

(据辽河石油勘探局资料)

E. 入字型断层组合:它由沙四、沙三期北东向西倾正断层和沙一—二、东营期近东西向南倾正断层构成,是辽河盆地非常重要的断层组合类型,能形成潜山与盖层迭覆式复合圈闭。在西部凹陷欢喜岭、齐家地区、大民屯凹陷东胜堡地区比较发育。

F. 地堑型断层组合:有两条或两组平行排列的倾向相对的同期断层构成地堑状,在东部凹陷比较发育。它可以由主干断层之间构成,也可以由次级断层构成。如东部凹陷牛居地区佟二堡断层与茨东断层构成的地堑型断层组合;龙王庙构造上的地堑型断层组合。在地堑中常形成褶皱构造。

G. 地垒型断层组合:由两条或两组倾向相背的断层构成地垒状,这一类型断层组合在盆地内分布较广,各个凹陷内均有发育,一般见于各凹陷的二级构造带上。常形成局部地垒型圈闭。

(2)反转期逆断层的组合型式:

A. 单一型逆断层:一条逆断层呈线状分布,剖面上往往上盘有挤压褶皱。

B. Y 字型断层组合:由一条上陡下缓的主干正断层和一条挤压型次级逆断层在剖面上构成“Y”字型断层组合。

C. 似负花状断层组合:由一条下陡上缓的主干逆断层和数条次级正断层在剖面上构成花状断层组合。

D. 似正花状断层组合:由一条下陡上缓的主干逆断层和数条次级逆断层在剖面上构成花状断层组合。

E. 似半花状断层组合:由一条下陡上缓的主干断层和一条次级逆断层在剖面上构成半花状断层组合。

似负花状、似正花状、似半花状断层组合在东部凹陷比较发育,常沿黄金带—欧利坨子断层、茨西断层、茨东断层、二界沟断层、佟二堡—营口断层分布,前人常把这些断层组合看成是走滑断层的证据。我们认为,这些断层组合是盆地的一种反转构造,是下辽河盆地遭受挤压反转的结果。

3. 下辽河盆地断裂的复合关系

斜接复合:北东向断裂与近东西向断裂呈斜接复合关系。

限制:在东部凹陷,北东向断裂发育强烈,近东西向断裂和北西向断裂被限制在北东向断裂之间,前者对后者起限制作用。

二、下辽河盆地新生代断裂活动的分期、演化

(一)断裂活动分期的依据

现今下辽河盆地的各种断裂是下辽河盆地构造演化的最终结果,为了研究不同时期的断裂活动特征及其演化,必须对现今所见的各种断裂按其活动的时间段进行分期。

确定断裂的活动时间是断层研究中难度最大的一项工作,无论在造山带的露头区,还是受沉积物覆盖的盆地,这项工作都相当困难。相对而言,确定盆地内断裂的活动时间要比确定露头区断裂的活动时间更难。在露头区,我们可以进行直接观测,盆地内我们只能依靠其它间接资料。

为了确定盆地内断裂的活动时间,我们先来看看,在盆地内我们能够获得那些资料。一般来讲,对一个盆地,特别是含油气盆地,我们能够得到的资料有以下几种:

(1) 盆地周边露头区的地质资料:盆地周边露头区的地质研究,对于盆地的构造演化研究有着非常重要的实际意义,盆地周边老山的地质构造特征,常常可以反映盆地基底的构造特征,通过盆地周边地质构造研究,可以了解区域构造演化过程,对于认识盆地的构造演化

有非常重要的参考价值。

(2) 盆地区的重、磁资料:重、磁资料是盆地区可能得到的又一资料,对于研究盆地内大的构造格局、构造单元的划分、盆地基底形态可以起到一定作用。

(3) 地震反射资料:地震反射资料在盆地研究中用得最多,资料也最多。是研究盆地构造的基本资料,也是我们确定断层活动时间的基础资料。

(4) 钻井、测井资料:钻井资料和测井资料是人们从盆地内可取得的最直接资料,对于盆地研究来说,它可以起验证作用。

为了找到一种可行且可靠的确定断层活动时间的方法,我们必须从上述盆地内可以获得的资料来寻找断层活动的时间信息。能够为我们提供盆地内各个断层活动时间信息的只有后两种,即地震反射资料和钻井、测井资料。

从地震反射资料中我们不仅可以确定断层的几何形态、断层位置,而且还能确定断层两盘地层的厚度。在伸展型裂谷盆地中,盆地的形成演化,受盆地内同沉积断层的控制。同沉积断层的形成时期与其控制的地层的形成时期相同。同沉积断层最明显的特征是断层两盘地层厚度不同,断层下降盘沉积厚度大,断层上升盘沉积厚度小。根据断层两盘沉积厚度是否相同,我们可以将同沉积断层和沉积之后形成的断层区分开来。这样,根据地震反射剖面,我们可以确定的区分不同时期的同沉积断层,区分沉积之后形成的断层。

钻井过程中,人们可以得到地下岩石的岩心。通过观测、分析、测定断层带的岩心,可以测定断层的活动年龄,进而可以确定断层的活动时间。

根据同沉积断层两盘沉积厚度不同这一标志,作者从辽河盆地现今断裂中区分出了沙四期(图 4-14)、沙三期(图 4-15)、沙一—沙二期(图 4-16)、东营期(图 4-17)几个阶段的同沉积断层,在此基础上,结合地层接触关系,断层切穿地层的时代等因素,区分出了老第三纪末的沉积以后断层(反转断层)(图 4-18)。

沙四期的同沉积断层,主要分布在西部凹陷和大民屯凹陷,走向北东向。

沙三期同沉积断层在三个凹陷均有分布,方向为北东向。

沙一—沙二期同沉积断层从方向上有两组,一组是北东向断裂,它们是沙四、沙三期断裂的继续活动。另一组是近东西向断裂,它们是从沙一—沙二期开始形成的同沉积断裂。由于近东西向同沉积断裂是沙一—沙二期新生的断裂,其活动强度和规模还没有北东向断裂大,但它们代表了一种新的应力作用方式。

东营期同沉积断层是沙一、二期同沉积断裂的加强,继续保持北东向、近东西向两组,但东营期近东西向断裂的活动强度已经比较强烈。

老第三纪末的沉积之后断层主要有北北东向的逆断层、北西向的正断层。

(二) 下辽河盆地新生代断裂分期、演化

根据下辽河盆地新生代同沉积断裂活动特征,下辽河盆地的断裂活动按其形成时的应力作用方式可以分为四期,房身泡、沙四、沙三段第一断裂活动期,沙一—沙二段、东营组第二断裂活动期,老第三纪末构造反转期(逆断层、北西向正断层及挤压褶皱形成期),新第三纪至今断裂活动期。

老第三纪初,随着北西—南东向的伸展作用加强,下辽河地区开始出现一些北东向延伸的伸展断裂(或者前新生代的北东向断裂重新活动),沿这些断裂发生大规模玄武岩喷发,开

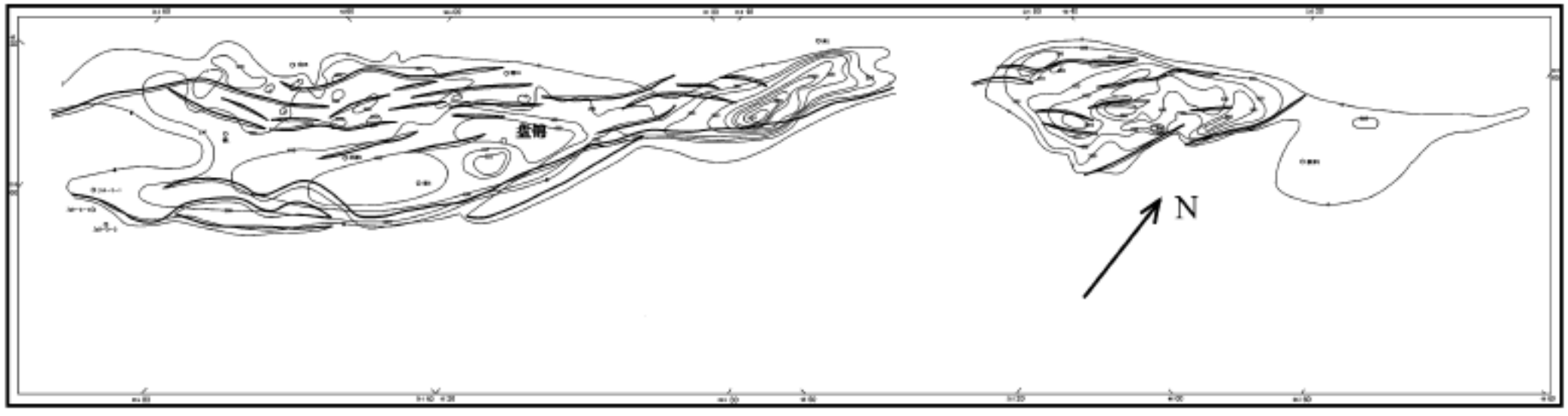


图 4-14　下辽河盆地沙四期同沉积断层分布图

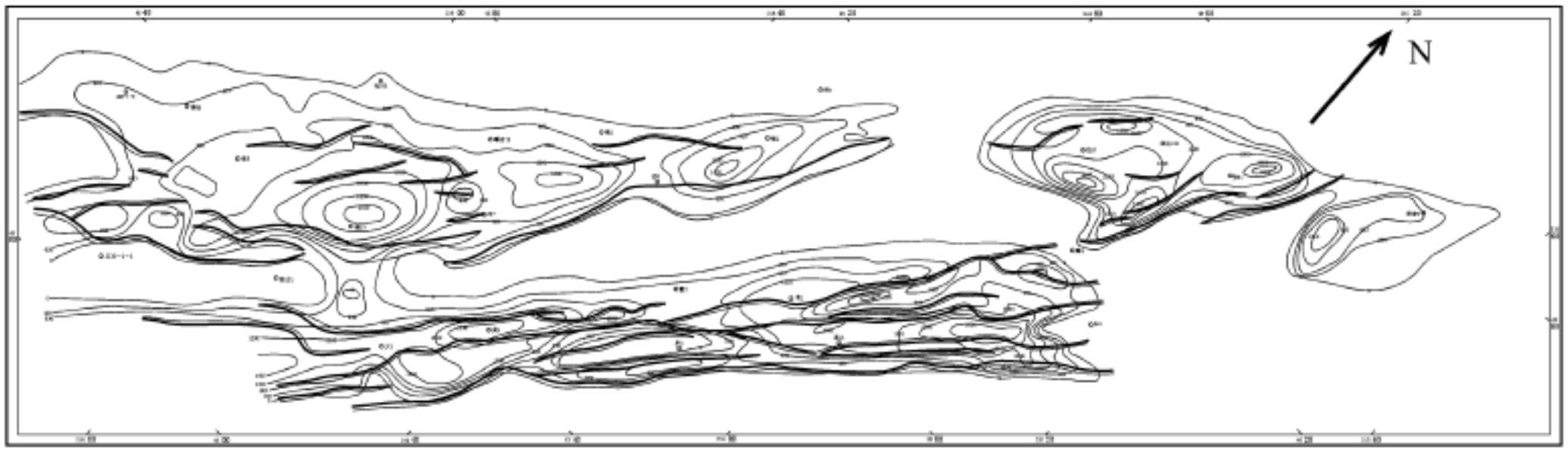


图 4-15　下辽河盆地沙三期同沉积断层分布图

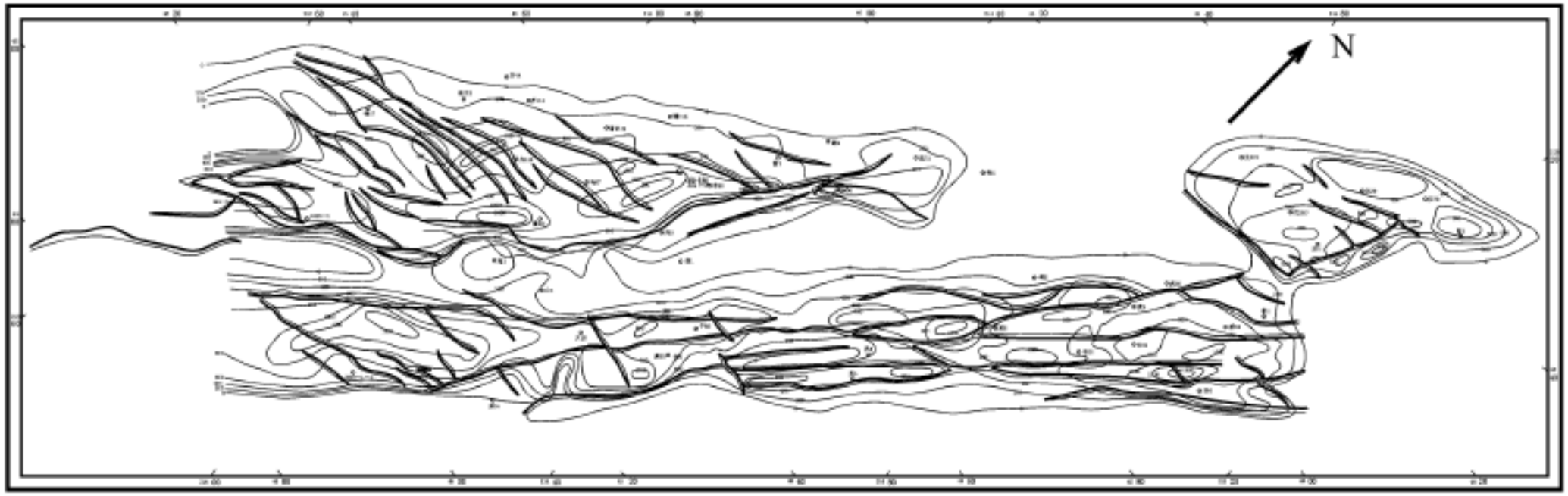


图 4-16　下辽河盆地沙一—沙二期同沉积断层分布图

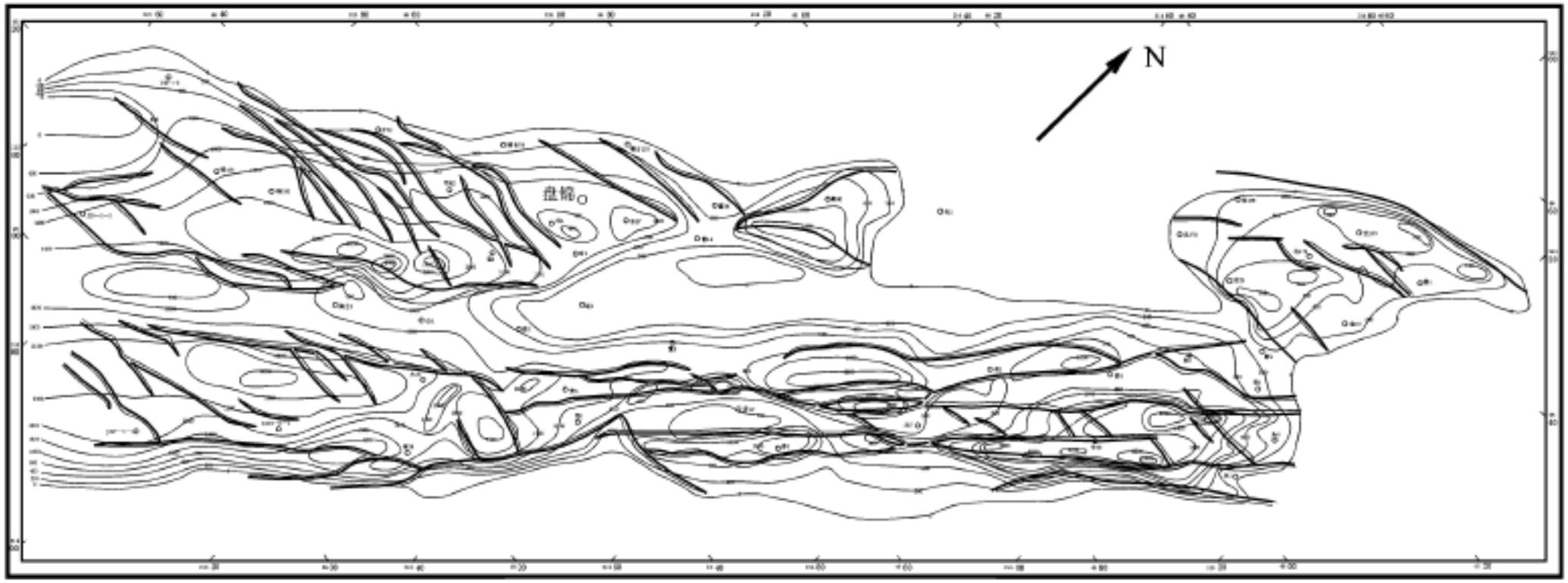


图 4-17　下辽河盆地东营期同沉积断层分布图

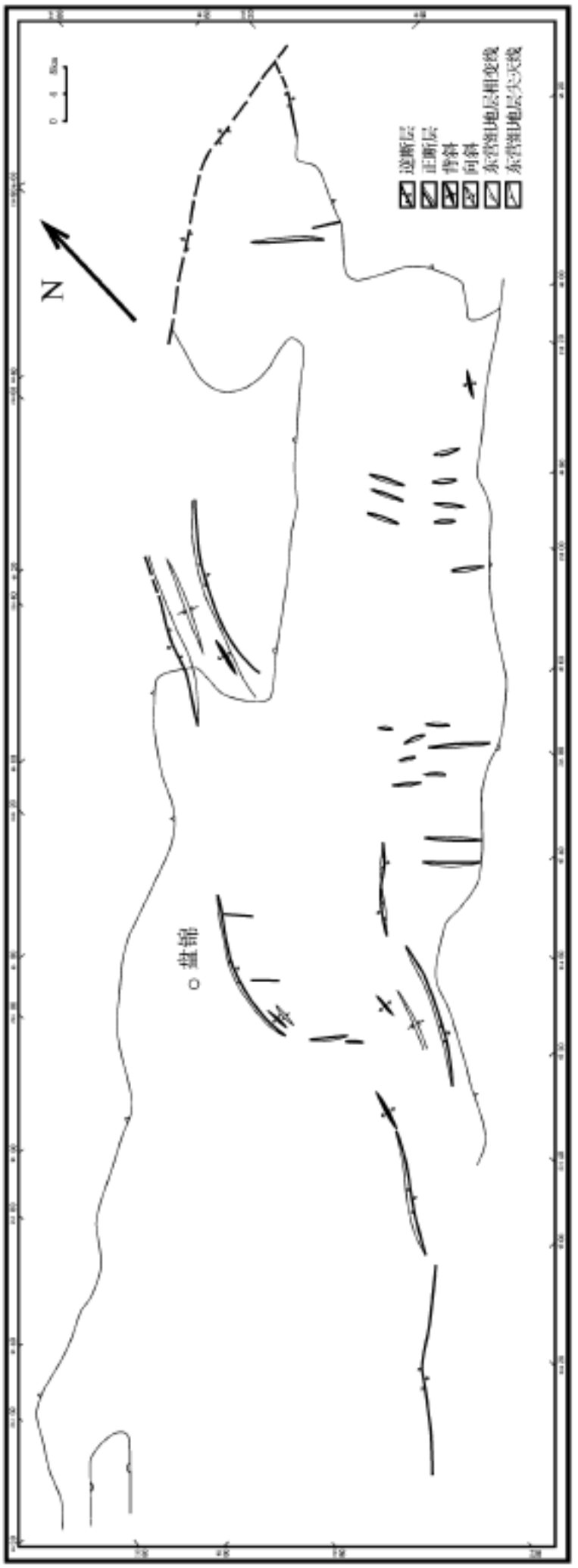


图 4-18 下辽河盆地老第三纪末反转期构造变形分布图

始了下辽河盆地裂谷前期的火山活动阶段,形成了房身泡组 (图 4-19)。

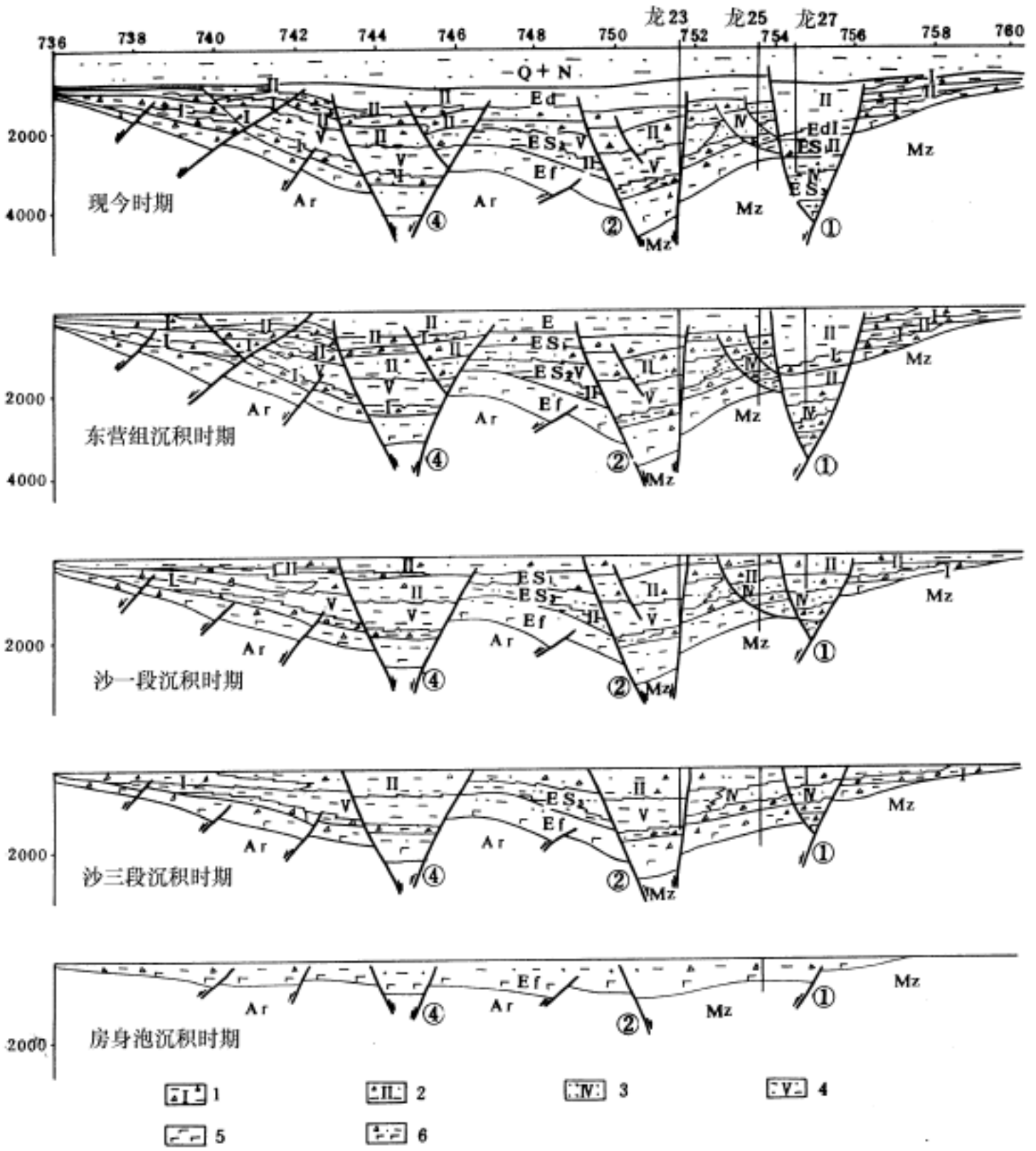


图 4-19 辽河盆地东部凹陷 172.2 测线构造演化剖面

(据张占文、吴开耿,1991)

1—冲积扇相;2—泛滥平原相;3—扇三角洲相;4—湖相;5—玄武岩;6—玄武岩与碎屑岩互层;

① 营口-侈二堡断裂; ② 牛居断裂; ④ 茨西断裂

到沙四期,由于北西—南东向的伸展作用加剧,首先在现今西部凹陷和大民屯凹陷地区形成一组走向北东向、倾向北西向的同沉积正断层。由于这组同沉积断层中主干断层(如台

张占文、吴开耿,辽河盆地东部凹陷天然气勘探目标评价,辽河石油勘探局勘探开发研究院研究报告,1994。

安-大洼断层)的差异活动,在现今西部凹陷和大民屯凹陷地区形成一些沉降中心,控制着西部凹陷、大民屯凹陷沙四段的沉积。这组断层中,次级断层的掀斜作用,在盆地基底形成一系列单面山型潜山构造。

沙三期,北西—南东向伸展作用进一步加强,除现今西部凹陷和大民屯凹陷发育同沉积断层以外,在现今东部凹陷地区也开始出现北东向延伸的同沉积断层。沙三期末,北西—南东向的伸展作用减弱,盆地出现短时间抬升,在凹陷边缘发生剥蚀。

从沙一—沙二期开始,构造应力场发生改变,伸展方向由始新世的北西—南东向伸展变为近南北向伸展,新形成一组近东西向延伸的伸展断层(同沉积正断层),始新世的一 部分北东向同沉积断层停止活动,一些大的北东向主干断裂继续保持同沉积断层特征,但由于总体伸展方向的改变,这些北东向主干断层除了具有伸展特征以外,还表现出一定的右旋走滑特征(即表现为张扭性活动特征)。由于沙一—沙二期是构造应力场发生改变的初期,这一阶段伸展作用较弱,同沉积断层活动也相对较弱。

东营期,近南北向伸展作用急剧加强,近东西向同沉积正断层和北东向同沉积右旋走滑正断层强烈活动,下辽河盆地出现新生代以来的第二次扩张深陷,沉积了巨厚的东营组沉积物。

老第三纪末(东营组沉积之后),构造应力场的又一次改变,北西西—南东东向挤压应力使得下辽河裂谷发生反转,形成一些北北东向的反转逆断层、挤压褶皱和与其伴生的北西向正断层;造成盆地抬升,使得早第三系地层遭受剥蚀,形成上老第三系之间的不整合接触,结束了下辽河盆地老第三纪的断陷历史。

新第三纪以来,构造应力场再次发生变化,最大主压应力方向变为北东东—南西西向,伸展作用减弱,下辽河盆地进入拗陷发育阶段,盆地内的断裂活动相对减弱,沉积了厚度不大的新第三系、第四系沉积物。但新第三纪以来,下辽河盆地的断层活动并未停止。在下辽河盆地老第三系地层的钻井岩心中,我们常常可以看到一种发育在泥岩中的磨光面和磨砾岩,它们是老第三纪地层中的一种破裂面,是老第三系地层中断裂活动的另一种表现形式,通过用 ESR 方法(电子自旋共振方法)测定其活动年龄是 1.481Ma(表 4-1)。反映新第三纪以来下辽河盆地断层还在继续活动。

表 4-1　辽河盆地断层活动年龄 ESR 方法测定结果表

测试样品				分析结果			
实验编号	样品编号	地层时代	岩性	K_2O	U	Th	年龄
0415	96 - 21	沙三段	泥岩磨光面	3.44%	2.62×10^{-6}	16.6×10^{-6}	1.481Ma

注:陈正乐、武红岭、殷秀兰参加了取样,测试者:ESR 实验室张淑坤副研究员。

三、郯庐断裂在下辽河盆地的展布及活动特征

郯庐断裂带是我国东部著名的断裂之一,关于郯庐断裂带中新生代的活动特征有大量文献从不同角度作过论述(徐嘉伟,1964,1980,1984;邓乃恭,1982;魏斯禹等,1984,1988;赵文峰,1985)。郯庐断裂通过辽河盆地是人们公认的事实。但郯庐断裂在辽河盆地中是如何

展布的,下辽河盆地新生代的那些断裂是郯庐断裂的构造成分则众说不一 。李嘉琪(1984)、承娟英(1983)和杨美霞(1983)认为,沿盆地东部边缘,有一条纵穿盆地区的重力异常梯度带及串珠状分布的线型升高磁异常带,它是“郯庐断裂”在盆地区延伸的大体位置。姚继峰等(1994)认为“整个辽河盆地的主要断裂是郯庐断裂的组成部分,新生代前有两条断裂,一条在今东部凹陷中间,另一条在今西部凹陷西斜坡带上。新生代早期有四条主干断裂,即营口-佟二堡断裂、台安-大洼断裂、大民屯断裂及法哈牛断裂等”。作者认为,东部凹陷是郯庐断裂带在下辽河盆地内的展布位置,营口-佟二堡断裂是郯庐断裂带的东部边界,是郯庐断裂带的主体断裂。依据如下:

(1)营口-佟二堡断裂以东,基底的中新元古界是辽东型的,以西基底的中新元古界是辽西型的。营口-佟二堡断裂是辽东型和辽西—燕山型中新元古界的分界断裂。

(2)郯庐断裂的主要活动时期在中生代,东部凹陷的东界营口-佟二堡断裂在中生代是一个构造单元的分界断裂。该断裂以西大型盆地和隆起构成北东向的盆岭构造格局,以东仅发育少量小型盆地。

(3)沿盆地东部边缘,有一条纵穿盆地区的重力异常梯度带及串珠状分布的线型升高磁异常带。

(4)东部凹陷新生代断裂向深部倾角变陡,反映了新生代伸展型断裂对中生代走滑型郯庐断裂的继承活动。

通过研究作者认为,尽管郯庐断裂新生代沿下辽河盆地东部凹陷展布,但郯庐断裂新生代的活动性质与中生代有明显不同,新生代的走滑作用并不大,其断裂活动以伸展作用为主。

四、燕山东段的新生代断裂活动

燕山东段新生代的断裂活动比较微弱,由于缺乏新生代地层,确定新生代的断裂活动也比较困难。经过笔者等工作 ,可以确定北票南天门断裂新生代曾经有过正断活动,是一个新生代的活动断裂。

(一)南天门断裂地质特征

南天门断裂位于北票以东,金岭寺—羊山盆地西缘,走向北东向,倾向北西,倾角在南天门附近 50°。断层上盘地层为中元古界长城系大红峪组、高于庄组和蓟县系雾迷山组,下盘地层为上侏罗统土城子组、下白垩统阜新组、上白垩统孙家湾组(图 4-20)。断层上盘上冲,断裂带宽约 50m,上盘高于庄组白云岩发育强烈变形的同斜褶皱,挤压片理,构造透镜体和断层磨光面;下盘中生代地层在靠近断裂带附近产状陡立,小褶皱发育。断层面附近发育断层泥。其逆冲特征翁文灏 1928 年就已做过详细描述;在煤田勘探中,崔汝森 1981 年也对其逆冲特征做过观察描述。

笔者等在对南天门断裂调查时发现,南天门断裂不仅是一个白垩纪末的逆冲断裂,而且是一个新生代活动断裂。

王小凤等,郯庐断裂带的形成演化及其对地质发展的控制作用,“八五”地矿部重要基础项目研究报告, 1996。

第一次共同观察和采样的有崔盛芹、吴淦国教授、吴珍汉研究员、朱大岗、李晓、冯向阳副研究员,第二次与作者测剖面和采样的有李晓副研究员。

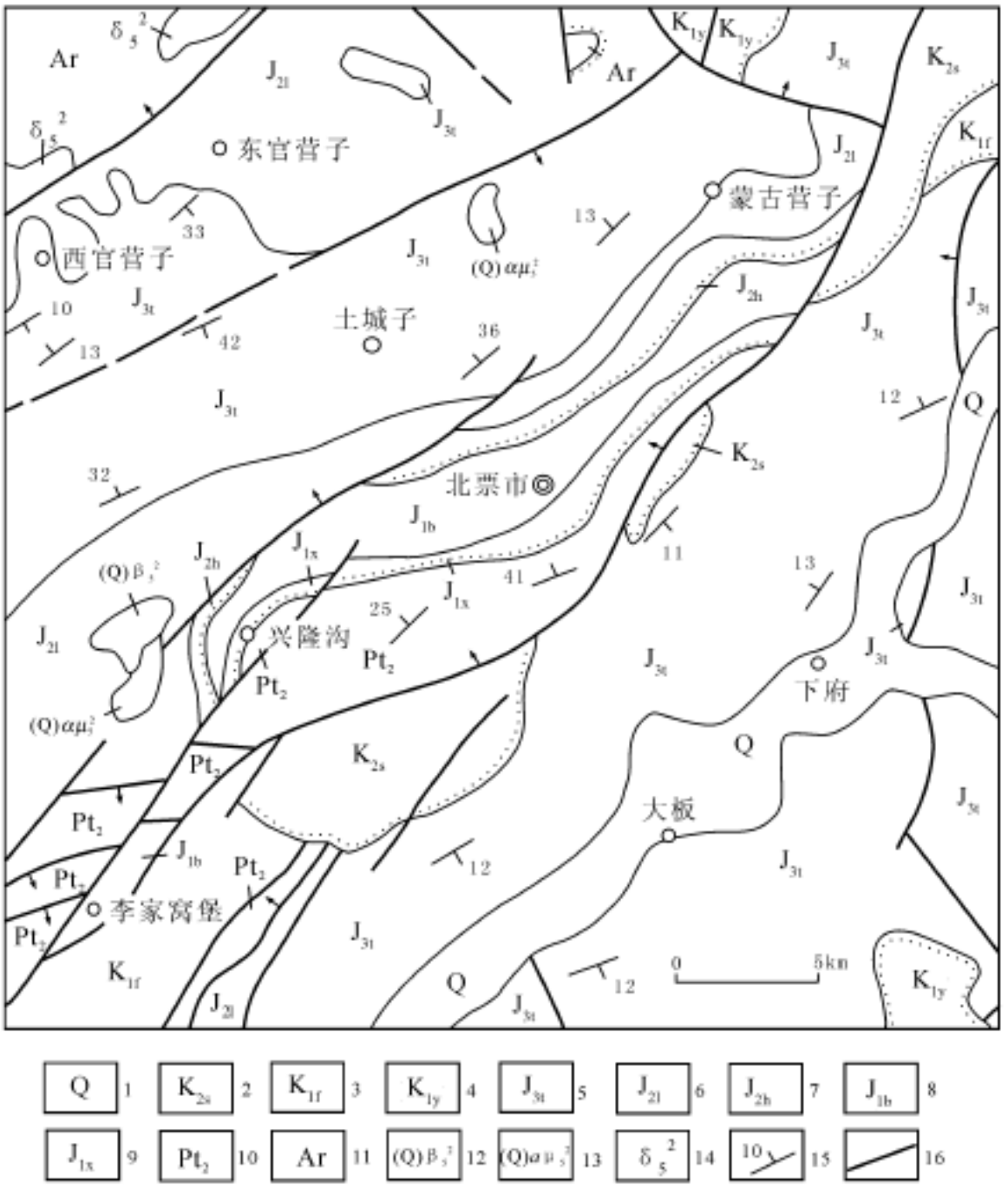


图 4-20　南天门断裂构造纲要图

1—第四系；2—孙家湾组；3—阜新组；4—义县组；5—土城子组；6—蓝旗组；7—海房沟组；8—北票组；9—兴隆沟组；10—中元古界；11—太古宇；12—燕山早期玄武玢岩；13—燕山早期闪长玢岩；14—燕山早期闪长岩；15—地层产状；16—断裂

在北票凉水河大北沟，南天门断裂表现为先压后张的多期活动特征。一方面断层上盘中元古界逆冲到下盘上侏罗统土城子组之上，下盘土城子组暗紫色泥岩夹薄层砂岩在靠近断裂带附近产状直立，发育挤压片理和强烈变形的小褶皱，表现为逆冲断层特征；另一方面，断层切断了第四系马兰黄土，断层上盘马兰黄土以正断层形式与下盘侏罗系土城子组接触(图 4-21)。

(二) 南天门断裂断层活动年龄测定

为了确切地测定南天门断裂的最新活动年龄，我们对南天门断裂进行了断层活动年龄测定。

1. 断层上盘黄土的光释光法年龄测定

(1)光释光法原理：光释光(Optically stimulated Luminescence，缩写为 OSL)测年方法是

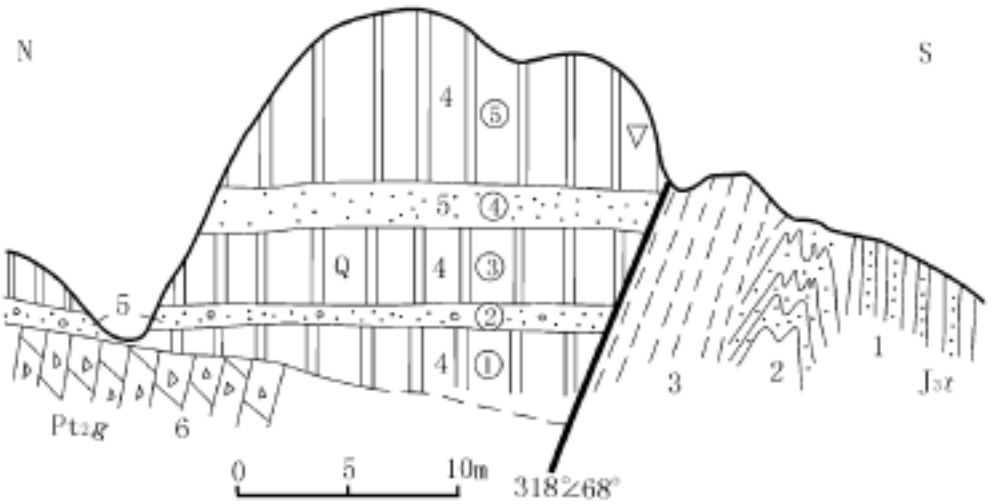


图 4-21　北票凉水河大北沟南天门断裂剖面图

Q—第四系黄土;J3t—土城子组;Pt2g—高于庄组碎裂白云岩;Δ—采样位置

Huntley 等于 1985 年提出的一种根据沉积物碎屑矿物 OSL 信号强度测定沉积物年龄的一种方法。

结晶固体晶格受到来自周围环境和宇宙中放射性核辐射影响或损伤后,以内部电子的转移来储存核辐射带给晶体的能量,这种能量遇到外来热刺激(或光照)后,又能通过储能电子的复原运动而以光子发射的方式再度把能量释放出来,这就是矿物的热释光(Thermoluminescence 缩写为 TL)现象。

Wintle 和 Huntley 在研究矿物 TL 信号的光晒退现象时发现,矿物的 TL 信号有两种分量,一种是与晶体中“光敏陷阱”(light sensitive trap)有关的 TL 信号,另一种是与“非光敏陷阱”(light non - sensitive trap)有关的 TL 信号。矿物受到电离辐射而产生的激发态电子被“光敏陷阱”捕获就成为“光敏陷获电子”(light sensitive traped electron),为“非光敏陷阱”捕获的就是“非光敏陷获电子”;“光敏陷获电子”可以被光激发,逃离陷阱,重新与发光中心结合,又发射出光,这种光就是 OSL 信号。矿物的 OSL 信号强度与矿物所接收到的电离发射剂量成正比。

OSL 测年的原理就是用某些矿物的 OSL 信号强度与矿物所接收到的电离辐射剂量的函数关系测定矿物年龄。

(2)样品采集:在北票凉水河乡大北沟,南天门断裂上盘黄土厚约 17m,自下而上可以分为五层:

第一层,黄土层,褐黄色,厚 2m,块状构造,下部为冲沟的底部。

第二层,沙砾层,褐黄色,水平分布,厚约 2m,砾石大小比较均匀,直径 10～20cm。

第三层,黄土层,黄褐色,厚约 3m,发育垂直节理。

第四层,沙砾层,厚约 4m,黄褐色,层理水平,砾石大小混杂,大的直径 30～40cm,小的 10～20cm。

第五层,黄土层,厚约 6m,黄褐色,垂直节理发育,是断层切割的最上部层位。

样品采自断层上盘黄土的第五层,即断层切割地层的最新层位。距断层面 1m,黄土内见不到断层影响。样品取自地表下 30cm 深处,以避免地表黄土受阳光的影响。样品取出后,立即用黑色的样品带包起来,避免受阳光照射。

(3)样品测试:样品测试是由国家地震局地质研究所承担的。测试结果见表 4-2,断层上

盘黄土的 OSL 年龄为 75.2±5.3Ka,属更新世沉积。

表 4-2　北票凉水河南天门断裂上盘黄土光释光测年及放射性分析结果表

样品	取样地点	含水量 %	U 10^{-6}	Th 10^{-6}	K_2O %	α系数	环境剂量率 Gy/ka	古剂量 Gy	OSL 年龄 ka
黄土	北票凉水河	8	1.17	9.39	2.30	0.109±0.010	3.992	300±20	75.2±5.3

注:参加取样的还有李晓副研究员。

(4)结果分析:断层上盘黄土的年龄测定结果显示,南天门断裂切割了更新世黄土,说明,南天门断裂在 75.2ka 以后还有过正断活动,是一个第四纪活动断裂。因此,在研究北票、朝阳地区区域稳定性及矿区矿震时,南天门断裂必须给予高度重视。

2. 断层泥 ESR 法年龄测定

断层泥是断层活动时,断层两盘岩石碾磨而形成的松软的、未固结的、粉末状的粘土或粘土状物质,是活动断层的证据之一。测定断层泥的活动年龄可以反映断层的最新活动。为此,我们用电子自旋共振法(ESR)对南天门断裂的断层泥进行了活动年龄测定。

(1)方法及原理:电子自旋共振(Electron Spin Resonnance)法简称为 ESR 法。它是由德国科学家泽勒(Zeller,1967)提出的一种根据样品所吸收的自然辐射剂量来推导样品形成年代的测年方法。

当矿物晶体中的晶格缺陷受到辐射时,具有捕获电子的能力,在捕获了一个电子的缺陷中因含有不成对电子而具有顺磁性,它们被称作顺磁中心。矿物晶体中顺磁中心的数目是随着辐射剂量的增加而逐步增长的。ESR 法测年的原理就是通过用电子自旋共振法测定矿物晶体中顺磁中心的浓度,来探测矿物所接受的辐射剂量,进而测定矿物年龄的一种测年方法,它与热释光法测年的原理有一定的相似性。

(2)样品采集:样品是沿南天门断裂的断层面采集的,采集时,沿断层面深挖 20～30cm,采集新鲜的断层泥。采集后,马上装入暗色带中,避免在阳光下暴晒或加热。沿南天门断裂的走向,在北票凉水河和北票南天门附近共采集了四个样品。

(3)样品处理和测试:样品处理和挑选是由地质力学所丰彦薇同志进行的,测试工作是由地质力学所 ESR 实验室张淑坤副研究员完成的。测试结果为表 4-3。

表 4-3　北票南天门断裂断层泥 ESR 法测年数据表

样品编号	样品地点	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	K_2O/ %	x(0)/ Gy	dr/ (mGy/a)	ESR 年龄/ Ma
ESR-2	北票凉水河	0.24	2.5	0.32	2672.566	0.782	3.418
ESR-3	北票南天门	0.26	2.3	0.42	1418.610	6.714	0.211

注:参加取样的还有崔盛芹、吴淦国教授、吴珍汉研究员、朱大岗、李晓、冯向阳副研究员。

由于所采断层泥的数量不够,有两个样品没有选出足够的测试矿物,没有取得结果。

(4)测试结果分析:ESR 法测年结果同样显示南天门断裂是一个新生代的活动断裂,最新活动时间在第四纪更新世早期。与断层上盘黄土的 OSL 法测年结果基本一致,只是断层泥的 ESR 法测年结果较断层上盘黄土的 OSL 法测年结果略大一些。

第五章　燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造演化

第一节　中新生代伸展构造

伸展构造是指以引张作用为主导而形成的一类构造组合。由于岩石圈内部基本上不存在真正的张应力,因此,形成伸展构造的地应力不一定是张应力,而是应力作用造成的一个方向的引张效果。引张作用和挤压作用一样,都是影响区域构造形成和演化的一种重要作用,二者在区域构造演化中常常交替出现。但是,长期以来引张作用所形成的伸展构造没有受到应有的重视。由于生产实践的需要和地质科学的发展,人们已经改变了对引张作用和伸展构造的观念,伸展构造的研究也取得了重大进展。

一、伸展构造特征和类型

与挤压作用和挤压构造不同,引张作用和伸展构造有其相应的特征,也可分为多种类型。

(一)引张作用和伸展构造特征

概括起来,引张作用和伸展构造具有以下特征:

(1)作用时间长而持久,脉冲较弱而不显著;

(2)影响的范围大,影响范围为区域性面式,影响范围的界线不明显;

(3)由于岩石抗张强度远小于岩石的抗剪强度和抗压强度,因此,伸展构造以断裂为主,岩层原始产状改变轻微,较小。

(4)伸展构造以高角度正断层为主,也有低角度断层(犁式或顺层);

(5)引张作用形成大面积隆起和坳陷,如块状山、高原、巨大断陷盆地、裂陷槽和断坳槽;

(6)地壳上层以构造切削而减薄,深层以韧性分流而减薄,导致上地幔隆起;

(7)构造活动性质转换过程缓慢而渐进;地层接触关系多表现为平行不整合或微角度不整合;

(8)岩浆活动主要是区域性大面积火山活动,尤其是玄武岩流、区域性放射状或平行式岩墙群、中酸性侵入活动。

(9)区域变质微弱或较局限,相对为高温低压变质。

(二)伸展构造类型

伸展构造的分类,不同的学者有着不同的划分(马杏垣,1981;朱志澄,1991;宋鸿林,1992)。朱志澄(1994)将伸展构造概括为六种类型:①大型高角度正断层系控制的裂谷、裂陷槽、断陷盆地;②正断层系控制的盆岭构造、箕状构造、地堑—地垒—断块构造;③变质核杂岩—拆离断层;④顺层滑脱断层系;⑤区域伸展下的高原玄武岩流、中酸性火山岩系、基性

岩墙群、中酸性侵入岩;⑥近水平的韧性流变层。笔者认为伸展构造,可以按其产出特征概括为三个大类:第一类以脆性变形为主,包括大型高角度正断层系控制的裂谷、裂陷槽、断陷盆地,正断层系控制的盆岭构造、箕状构造、地堑—地垒—断块构造,顺层滑脱断层系;第二类以韧性变形为主,包括变质核杂岩,近水平的韧性流变层;第三类以岩浆活动为主,包括区域伸展下的高原玄武岩流与基性岩墙群等。

二、变质核杂岩

(一)变质核杂岩的定义和分类

“变质核杂岩”一词起源于 20 世纪 70 年代美国西部科迪勒拉造山带的研究,80 年代形成研究高潮。80 年代中晚期,我国学者也开展了这项研究,并在理论上和找矿实际方面取得了有意义的成果。

1. 变质核杂岩的定义

1980 年 Coney 对变质核杂岩下的定义是:“一组近圆形或椭圆形由强烈变形的变质岩和深成岩组成的分散孤立的穹状隆起,上覆以断层分隔并远距离滑移的未变质盖层。”Seyfert(1987)认为 Coney 的定义不能概括一些没有被拆离滑移的盖层所覆盖的变质核杂岩,他对 Coney 的定义作了修正和补充,指出:“科迪勒拉变质核杂岩一般是呈近圆形或椭圆形的,由强烈变形变质的岩石组成的孤立隆起,隆起中间有岩体侵入,隆起或者被变形变质远比核部岩石轻的岩石所覆盖(1 型),或者被拆离并远距离运移的盖层所覆盖(2 型)。”Seyfert 又根据拆离断层的发育特征将 2 型变质核杂岩分为两个亚类:第一类变质核杂岩周缘均有拆离断层发育,称为 2a 型;第二类只部分周缘有拆离断层发育,称为 2b 型。宋鸿林、傅昭仁、单文琅等根据北京西山房山变质核杂岩的研究提出,在变质核杂岩的变质核和盖层之间存在一中间层——褶叠层。

2. 变质核杂岩的分类

Malavieille 根据造山作用晚期伸展形成的变质核杂岩的几何学,将变质核杂岩分为对称型和非对称型两类(图 5-1)。对称型变质核杂岩的两侧被两条低角度伸展剪切带所限。两条剪切带(拆离断层)分别向两个方向倾斜,其中线理的运动指向也分别指向两个方向。非对称型变质核杂岩的外缘只有一条伸展剪切带,两侧线理倾向相反,但运动指向相同。这说明伸展剪切带原是一条因变质核杂岩的上拱而弯成弓形或穹状,从而使倾斜和运动指向一致的线理改变成两向倾斜但运动指向仍保持一致。两类变质核杂岩几何学上的差异,反映了其变形机制和形成过程是不同的。

(二)变质核杂岩的基本特征

根据变质核杂岩的定义和国内外典型地区变质核杂岩的发育状况和结构,一般认为变质核杂岩具备以下四个基本特征:

(1)变质核杂岩由强烈变形变质从深层抽拉抬升的基底(下盘)和变形(变质)较轻的盖层(上盘)组成,外形近圆形或椭圆形,直径一般十余公里至数十公里,呈分散孤立的穹隆状产出。

(2)基底与盖层以规模巨大的低角度拆离断层分隔;基底岩石属塑性变形域,内部有岩体侵入,变形强烈;顶部总是发育一条糜棱岩带,糜棱岩化随着与拆离断层距离的增加而减弱,向深部过渡为正常片麻岩。

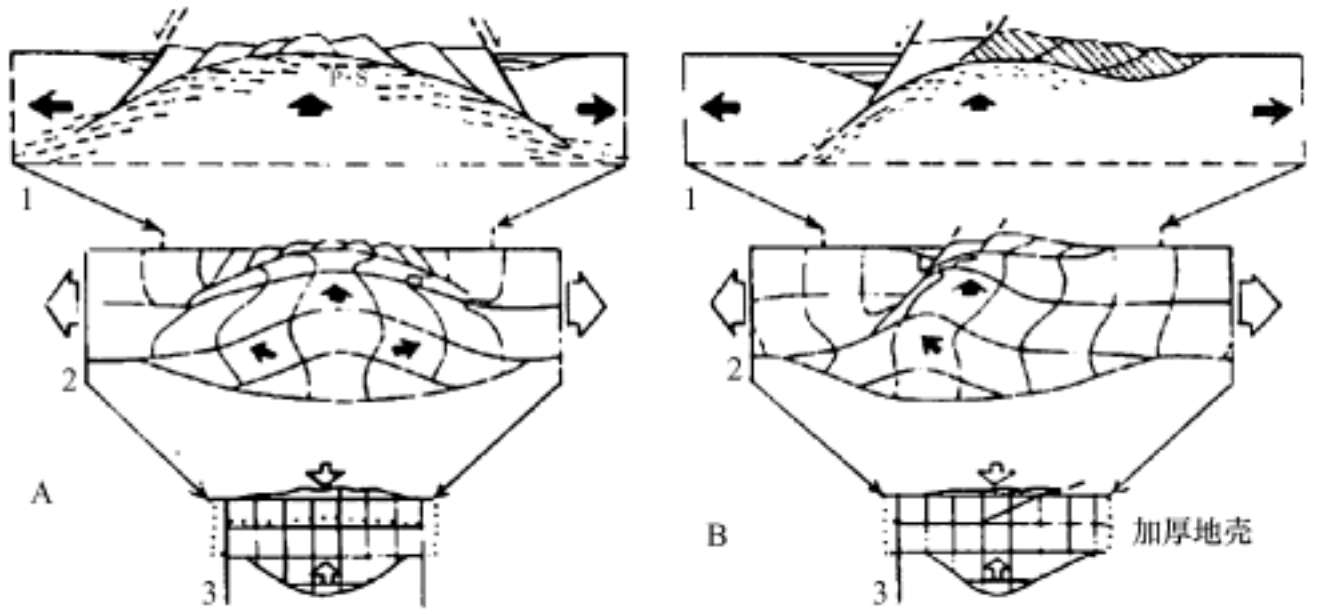


图 5-1　A. 对称型变质核杂岩;B. 非对称型变质核杂岩

1—沿剪切带的应变;2—表示地壳规模的应变和流动格子;3—原始未变形格子

(据 Malavieille,1993)

(3)拆离断层原始产状近水平,在伸展拆离中变成犁式,其上盘以发育多米诺式断层为特征,亦有次级顺层断层,并使地层拆离减薄,变形属脆性域。盖层也可因侵入作用而变质,如安徽安庆洪镇变质核杂岩中的盖层已发生不同程度的糜棱岩化。原始拆离断层因穹隆作用而成穹状。在长期发展中可形成不只一条拆离断层而组成一拆离断层带。

(4)拆离断层(带)是一条岩石强烈破碎带,与其接触的糜棱岩带的顶部可卷入碎裂岩化而形成绿泥石微角砾岩(碎粉岩);随着顺拆离断层倾斜向下趋近塑性域,碎裂带逐渐变为狭窄的网状韧性剪切带,进而汇入糜棱岩构成的韧性剪切带。

宋鸿林、单文琅等(1984,1987,1989,1991)在研究北京西山房山变质核杂岩时发现,盖层下部岩石也受到了强烈的韧性变形,形成以绿片岩相为主的浅变质岩系。其内发育有以褶叠层为代表的固态流变构造。

(三)医巫闾山变质核杂岩

医巫闾山变质核杂岩位于辽宁省北宁市(原北镇县)以西,医巫闾山山脉中段。构造位置处于燕山造山带东端,下辽河盆地西缘。前中生代,这一地区属于华北克拉通北部边缘,以太古宇结晶岩系为基底,中新元古代属燕辽坳拉槽的东北端,长城系、蓟县系、青白口系沉积巨厚;古生代地质具典型的地台特征;到中生代发生了强烈的构造—热事件。

1. 医巫闾山变质核杂岩的基本特点

(1)空间展布。医巫闾山变质核杂岩区出露的地壳剖面,显示了具有三层结构的特点,即:①代表地壳深部变形特点的变质基底;②盖层下部由中新元古界组成的韧性流变的中间层;③以脆性变形为特征的上部盖层。在空间展布上,变质基底呈椭圆形穹状隆起,长轴约60km,呈北北东向延伸,中心部分为晚燕山期的二长花岗岩体所侵占;其北面和东面为中新元古界和白垩系的盖层所环绕,西面为阜新盆地东南缘边界正断层,即孙家湾-稍户营子正断层(该断层是哈尔套—锦州断裂带的一部分,哈尔套—锦州断裂带长170km,宽10km,断层面倾向北西,倾角50°～60°),断层上盘是脆性变形的白垩纪碎屑岩(图 4-2、

图 4-3)。

(2)变质核的构造特征。医巫闾山变质核杂岩的变质核由太古宇结晶岩组成,分布于医巫闾山二长花岗岩体周围,主要出露的是核杂岩顶部剪切带的动力变质岩。在辽宁省区域地质志中被划为太古宇建平群和混合岩。主要岩石类型为糜棱岩化片麻岩、闪长质初糜棱岩、糜棱岩和超糜棱岩夹多期伟晶岩脉和长英质岩脉。岩石外貌呈浅灰色—亮灰色,条纹状构造和片状构造,糜棱面理发育。宏观塑性变形明显,如糜棱岩发生流褶皱,早期的伟晶岩脉和长英质细脉塑性变形强烈(照片 2),具压力影构造和拖尾构造(照片 8)。根据所夹晚期未变形的伟晶岩脉和花岗岩脉的多少、糜棱岩化的程度,医巫闾山变质核杂岩的变质核可以分为内、外两层。内层越靠近花岗岩体,夹未变形的花岗岩脉越多,脉体也越厚,相应的糜棱岩化的程度较弱,主要由强烈变形的糜棱岩化片麻岩、初糜棱岩和糜棱岩组成。外层基本上没有晚期不变形的花岗岩脉,组成的岩石主要是糜棱岩和超糜棱岩(照片 7)。

在内层条带状斜长角闪质岩石中,暗色条带由角闪石小碎片及黑云母组成,浅色条带由钠—更长石及石英组成。暗色条带反映了角闪石的碎裂变形和退变成黑云母;斜长石的晶体塑性变形和变质分解则组成镶嵌状花岗变晶结构的浅色条带或眼球体。

在外层的糜棱岩、超糜棱岩中,残斑成分为更—中长石、钾长石及石英。残斑常为单矿物颗粒,有些残斑则是长石与石英的集合体。残斑大小多为 2～5mm。基质粒径多为 0.1～0.01mm。

石英具波状消光、动态重结晶,石英呈丝带状或拉长呈条带状,具核幔结构。

斜长石主要为更长石,少量为中长石,机械双晶,双晶弯曲、扭断,见有斜长石不对称压力影和呈斜列式多米诺骨牌现象。

黑云母扭折,并见有云母鱼现象。

钾长石多为微斜长石,个别具机械双晶,局部含斜长石。

(3)基底太古宇片麻岩的退变质作用。退变质作用是指早期形成的高级变质岩石的矿物组合,被晚期低级变质岩石的矿物组合所替代。医巫闾山变质核杂岩变质核的基底糜棱岩是太古宇建平群大营子组和瓦子峪组片麻岩退变质作用的结果(王来春、张兆华,1994)。即建平群片麻岩角闪岩相的矿物组合在糜棱岩化过程中退变为绿片岩相的新生矿物组合。

矿物组合的变化:在糜棱岩化过程中,不仅原来片麻岩的岩石粒度明显变小,而且矿物组合发生有规律的变化。医巫闾山变质核杂岩变质核的基底糜棱岩的矿物组合主要为:

Bit(黑云母) + Pl(斜长石) + Ep(绿帘石) + Mu(白云母) + Qz(石英)

Bit(黑云母) + Pl(斜长石) + Kp(钾霞石) + Ep(绿帘石) + Hb(角闪石) + Qz(石英)

Bit(黑云母) + Pl(斜长石) + Ep(绿帘石) + Scr(绢云母) + Qz(石英)

Bit(黑云母) + Pl(斜长石) + Ep(绿帘石) + Kp(钾霞石) + Chl(绿泥石) + Mu(白云母) + Qz(石英)

其中斜长石多呈眼球状残斑或糜棱岩质点状态存在,斜长石牌号也较原岩降低;斜长石常被绿帘石、绿泥石、绢云母、白云母和黝帘石交代;黑云母常被绿泥石和绿帘石交代;角闪石常被黑云母、绿泥石和绿帘石交代。

矿物含量的变化:王来春、张兆华(1994)作了义县瓦子峪地区糜棱岩(原岩为建平群片麻岩)与其原岩的矿物组合含量对比,显示建平群片麻岩在糜棱岩化过程中,斜长石、绿帘石、钾长石、白云母和石英的含量增加,黑云母和角闪石的含量减少。

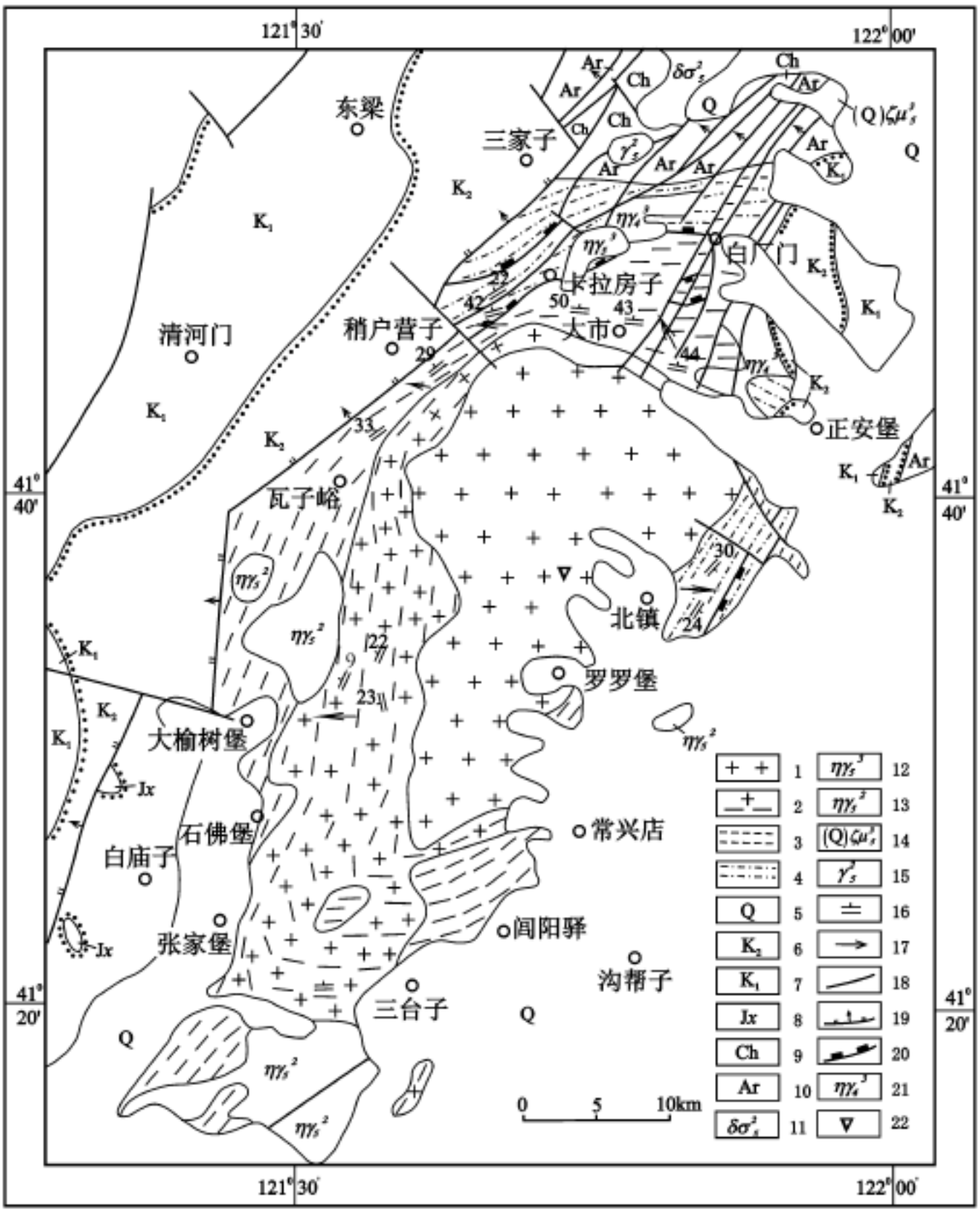


图 5-2　医巫闾山变质核杂岩地质构造图

1—医巫闾山花岗岩体；2—花岗岩与糜棱岩互层带；3—太古宇岩石糜棱岩带；4—中新元古界岩石糜棱岩带；5—第四系；6—上白垩统；7—下白垩统；8—蓟县系；9—长城系；10—太古宇；11—石英闪长岩；12—燕山晚期二长花岗岩；13—燕山早期二长花岗岩；14—正长斑岩；15—燕山晚期花岗岩；16—糜棱岩片理产状；17—糜棱岩线理产状；18—断层；19—正断层；20—拆离断层；21—华里西晚期二长花岗岩；

(卡拉房子附近方框区内的放大图见图 5-3)

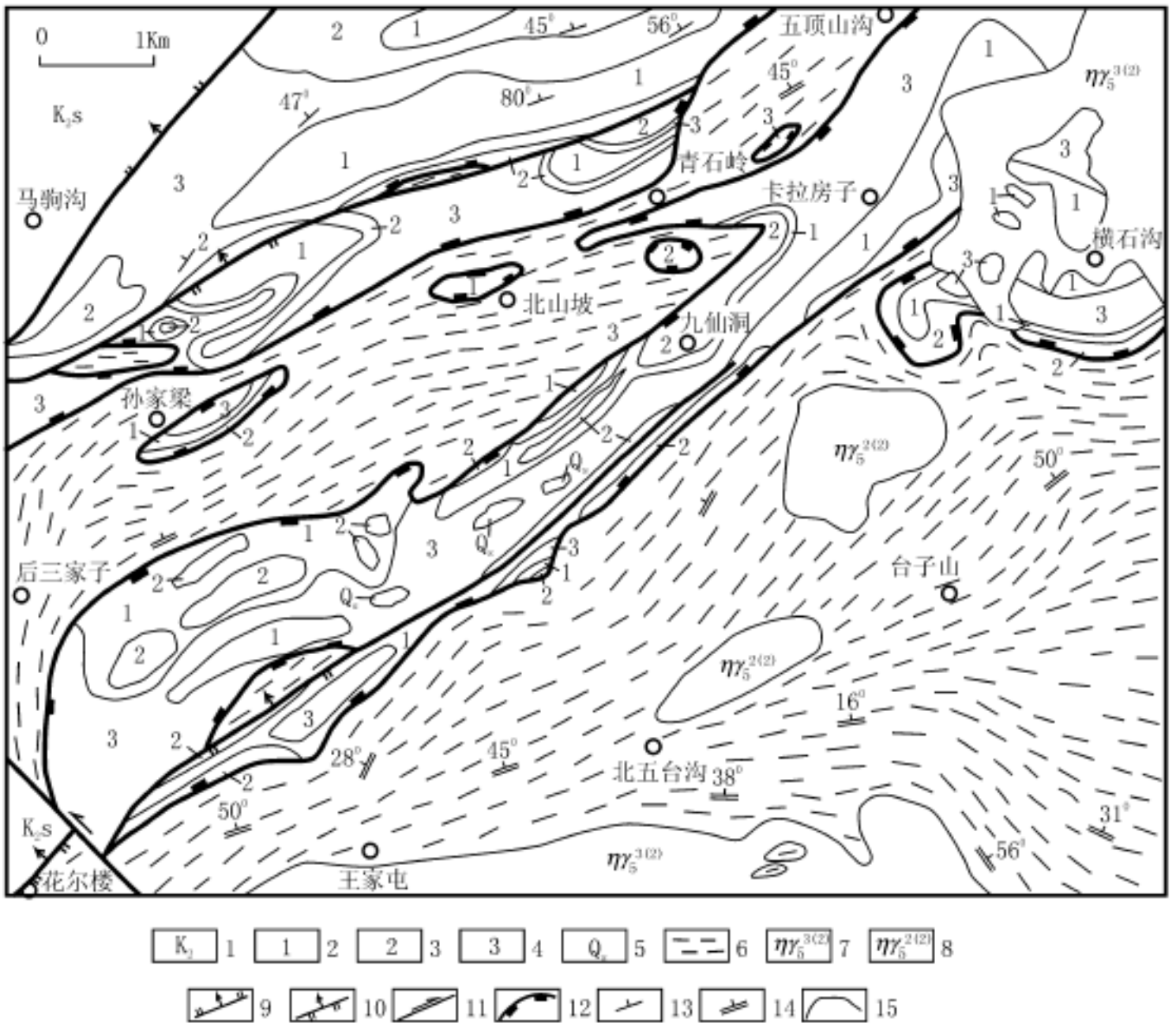


图 5-3　花尔楼—卡拉房子一带地质构造图

(据王来春、张兆华资料和作者野外实测结果编绘)

1—上白垩统;2—中元古代地层白云岩、大理岩、白云质糜棱岩;3—中元古代地层石英岩、石英砂岩质糜棱岩;4—中元古代地层糜棱片岩;5—中元古界变石英砂岩透镜体;6—太古宙地层糜棱岩;7—燕山晚期二长花岗岩;8—燕山早期二长花岗岩;9—正断层;10—逆断层;11—平移断层;12—拆离断层;13—层理产状;14—糜棱岩面理产状;15—地质界线

岩石化学的变化:原岩为建平群片麻岩的糜棱岩的岩石化学成分与其原岩相比较,含量增加的元素有 Na、Mg 和 Si,含量减少的元素有 K、Ca 和 FeO(王来春,张兆华,1994)。这与建平群片麻岩在糜棱岩化过程中,矿物成分的变化规律相吻合,即斜长石和石英的含量增加,角闪石含量减少,黑云母减少的幅度大于钾长石减少的幅度。

稀土元素变化:原岩为建平群片麻岩的糜棱岩与其原岩稀土元素含量及有关参数对比,其稀土元素总量、轻稀土元素和重稀土元素含量均较原岩减少,δEu 和 Eu/ Sm 比值增加,∑LREE/ ∑HREE比值略有增大,说明在糜棱岩化过程中,重稀土元素减少的幅度略大于轻稀土元素减少的幅度。

退变岩相和温压:根据糜棱岩中新生矿物组合特征,医巫闾山变质核杂岩基底糜棱岩的变质程度相当于低绿片岩相。据长春地院资料,将糜棱岩基质中角闪石和斜长石,用 Plyu

Smia(1982)和别尔丘克(1969)钙分配等温线估算,其退变质阶段的温压为450℃和0.5GPa。用惠特尼—斯托默(1977)的二长石温度计估算,其退变质阶段的温度为460℃。

(4)核部侵入的医巫闾山花岗岩体。医巫闾山花岗岩体位于医巫闾山变质核杂岩中心,岩体面积可达360km^2,呈椭圆形,长轴呈北东向展布。岩体产状为岩基,块状构造,岩石结构为中粗粒结构,侵入围岩为太古宇建平群变质岩。岩石类型为粗粒黑云母二长花岗岩。岩石呈灰白色,粗粒花岗结构,块状构造。主要矿物成分:有斜长石、钾长石、石英、黑云母、白云母。斜长石,半自形板状至他形粒状,以中长石为主,发育聚片双晶,具环带构造。钾长石,主要为正长石,微斜长石和条纹长石。微斜长石具格子双晶。石英,他形粒状,显微镜下岩石为粗粒花岗结构,局部为花岗片麻状构造。有少量磁铁矿化,绢云母化,粘土化和绿帘石化。

医巫闾山花岗岩岩体U-Pb法同位素年龄为118Ma,作者等用岩体的黑云母矿物测得其K-Ar法同位素年龄70.01±1.03 Ma,属燕山晚期花岗岩。

(5)拆离断层特征。医巫闾山变质核杂岩变质核和盖层之间是一拆离断层。在变质核杂岩北部(图4-3)和东部拆离面沿着中新元古界盖层和太古宇变质核的接触界线展布,拆离面产状平缓,拆离面之下是太古宇建平群片麻岩退变而成的糜棱岩。拆离面之上是中新元古界低绿片岩相的糜棱岩带和盖层底部过渡层。在后三家子—卡拉房子一带,盖层岩石主要是长城系的石英砂质、白云石质糜棱岩和糜棱岩化石英砂岩、大理岩,抗风化能力比较强,由于后期的风化剥蚀,使得盖层岩石成为一个个孤立的飞来峰沿山脊分布,山沟里分布着基底糜棱岩。在变质核杂岩西部,拆离断层沿阜新断陷盆地的东南边界断层展布,被后期脆性断裂破坏。拆离面之下是太古宇变质核,拆离面之上是白垩系盖层沉积岩。盖层底部的中间过渡层由于拆离断层的构造剥蚀而缺失。

(6)盖层下部中间过渡层特点。与科迪勒拉变质核杂岩不同,与房山变质核杂岩相似,在脆性破裂的上部盖层和韧性变形的基底之间,还发育一套由盖层下部中新元古界层状岩系组成的韧性流变层。它们主要分布在医巫闾山变质核杂岩东部和北部的北镇杨家店—大市—卡拉房子—后三家子一带,以往称之为卡拉房子群,是一套原岩为盖层长城系沉积岩的糜棱岩,其原岩受到了低绿片岩相的变质作用。主要岩石类型为石英砂岩质和白云石质初糜棱岩、糜棱岩、超糜棱岩和糜棱片岩。与拆离断层之下基底变质核相比,盖层下部的韧性流变层的变形和糜棱岩化程度相对较轻且不均一。其中处于变形强带的岩石形成各种糜棱岩,处于变形弱带的岩石则主要为糜棱岩化石英砂岩、石英岩和大理岩。而且越靠近拆离面,糜棱岩化作用越强,变质作用也越明显。在盖层下部韧性流变层中的碳酸盐岩岩石,发育片内顺层褶皱、布丁构造、褶叠层。石英岩中见有片内褶皱。

盖层下部韧性流变层内的石英砂岩质糜棱岩和超糜棱岩,岩石为灰白色—浅灰色,致密块状构造或条纹状构造。矿物颗粒明显细粒化,矿物拉伸线理发育,见有a型褶皱和S—C组构。岩石基质主要为石英,残斑主要是微斜长石和条纹长石,且残斑少而小。石英波状消光,动态重结晶,多呈一个方向拉长,定向排列。微斜长石、钾长石具压力影。

糜棱片岩类岩石为浅灰色,花岗变晶-显微鳞片花岗变晶结构,片状构造。矿物强烈波状消光,石英颗粒拉长,定向排列。长石具δ残斑构造,钾长石见有结晶尾。

王来春等(1994)根据盖层下部韧性流变层内糜棱岩的矿物组合特征,认为其变质程度

为低绿片岩相,推测其形成温度为 400℃左右,这与基底变质核糜棱岩的退变质程度基本一致。反映二者形成于同一构造作用。

(7)盖层上部构造特征。盖层上部可以分为两个构造层:中新元古界构造层和中生界白垩系构造层。中新元古界岩石总体有一定程度的塑性变形,但其岩石内部不见塑性变形的迹象,在变质核杂岩北部大板附近,长城系大红峪组石英砂岩保持完好的砂状结构。中生代白垩系构造层基本上以脆性断裂为主,形成白垩纪断陷盆地。

2. 医巫闾山变质核杂岩的运动学特征

(1)变形片理。医巫闾山变质核杂岩的变质核及盖层下部韧性流变层内糜棱岩的片理产状,环绕医巫闾山花岗岩体呈现出有规律的变化,环绕医巫闾山花岗岩体片理向四周缓倾。在岩体西侧大榆树堡—瓦子峪一带,片理向西倾斜。向北到稍户营子、后三家子一带,片理产状逐渐转为向北西倾斜,到岩体北侧卡拉房子、大市一带,片理转为向北倾斜,到岩体东北侧,片理产状转为向东南倾斜。

(2)线理特征。在岩体西侧基底糜棱岩中的伸展(a 轴线理)线理方向近东西,向西倾斜。在岩体北侧,a 轴线理方向近东西,倾角较小,倾向时而向西,时而向东,b 轴线理向北倾斜。在岩体东侧,a 轴线理方向东西,向东倾斜,b 轴线理近南北向,近水平。

(3)运动指向。在岩体西侧变质核杂岩基底糜棱岩中的剪切变形标志指示片理面上层相对下层向下扭动。岩体北侧变质核杂岩基底糜棱岩中的剪切变形标志指示糜棱岩片理上层相对下层向下扭动。岩体东侧韧性剪切带中运动指向也显示上层向下扭动。

(4)变质核杂岩类型。医巫闾山变质核杂岩基底剪切糜棱岩带两侧面理和线理倾向相反、运动指向相反这一特征显示,医巫闾山变质核杂岩的韧性剪切带是变质核在上升过程中,与周围岩石之间产生剪切作用形成的。由于这一剪切作用是变质核受到伸展作用相对周围岩石上升过程中产生的,因此必然造成变质核杂岩两侧韧性剪切带面理、线理的倾斜和运动指向相反。根据前面变质核杂岩的分类和医巫闾山变质核杂岩的运动学特征,医巫闾山变质核杂岩应属对称型变质核杂岩。

3. 医巫闾山变质核杂岩的形成时代

(1)同构造晚期侵位的花岗岩年龄。侵位于医巫闾山变质核杂岩中心的医巫闾山花岗岩体的形成时间应该是变质核杂岩形成的晚期时间,其岩体的同位素年龄可以用来确定变质核杂岩形成的年龄。

医巫闾山花岗岩体的形成时代前人确定为燕山早期岩体,其同位素年龄本人所见到的有两种报道:其一是辽宁区测一队 1972 年,在北镇县大市堡公社(东经 121°52′5″,北纬 41°45′2″)用花岗岩中锆石所作的 118 Ma U-Pb 法年龄。其结果发表在地质部沈阳地质矿产研究所 1980 年所编的《东北地区同位素地质年龄数据汇编》上;其二是辽宁省区域地质志上提到的 161 Ma K-Ar 等时线年龄(第 690 页),但本人未能找到该年龄的出处。

为了进一步确定医巫闾山花岗岩体的形成时代,笔者等采集了医巫闾山花岗岩体中心部位样品(具体位置在北镇以西,闾山风景区内海拔 400 m 高处),选取其中的黑云母,测得其 K-Ar 法同位素年龄为 70 Ma(表 5-1)。

表 5-1　医巫闾山花岗岩 K-Ar 法年龄测定数据表

采样地点	岩石名称	测试矿物	测试方法	测定年龄/ Ma	分析单位
北镇望海山	花岗岩	黑云母	K-Ar 稀释法	70.01±1.03	地科院地质所

注:参加取样的还有崔盛芹、吴淦国教授,吴珍汉研究员,朱大岗、李晓、冯向阳副研究员。

根据笔者等的实际测定,结合前人的研究成果,笔者认为医巫闾山花岗岩体的形成时代应该为燕山晚期。这样根据同构造晚期就位岩体的同位素年龄(118 Ma, U-Pb 法。辽宁区测一队,1972;70 Ma, K-Ar 法),推断变质核杂岩为早白垩纪的产物。

(2)构造活动影响的地层时代。分布于医巫闾山东西两侧的上白垩统孙家湾组地层,由紫红色砂砾岩、砾岩组成,夹砂岩及页岩。含化石 Acathopteris, Ginkgoites, Conipteris, E-latocladus。其中的砂砾岩和砾岩中普遍含有来自变质核杂岩的糜棱岩砾石,表明这些砾岩堆积时,变质核杂岩已经隆起,出露地表。因此,变质核杂岩的时代应该在晚白垩纪以前,应早于上白垩统孙家湾组沉积以前。由于孙家湾组与下伏地层呈角度不整合接触,在下白垩统阜新组沉积之后,孙家湾组沉积之前有一段剥蚀期。根据北美科迪勒拉区的研究,第三纪糜棱岩以每年大于 1cm 的速率从中地壳层次抽拉到地面,前后历时不到 2 Ma(Davis, 1988; Davis & Lister, 1988)。按照这一速率,阜新组沉积之后,孙家湾组沉积之前这段剥蚀期就是变质核杂岩的形成时期。

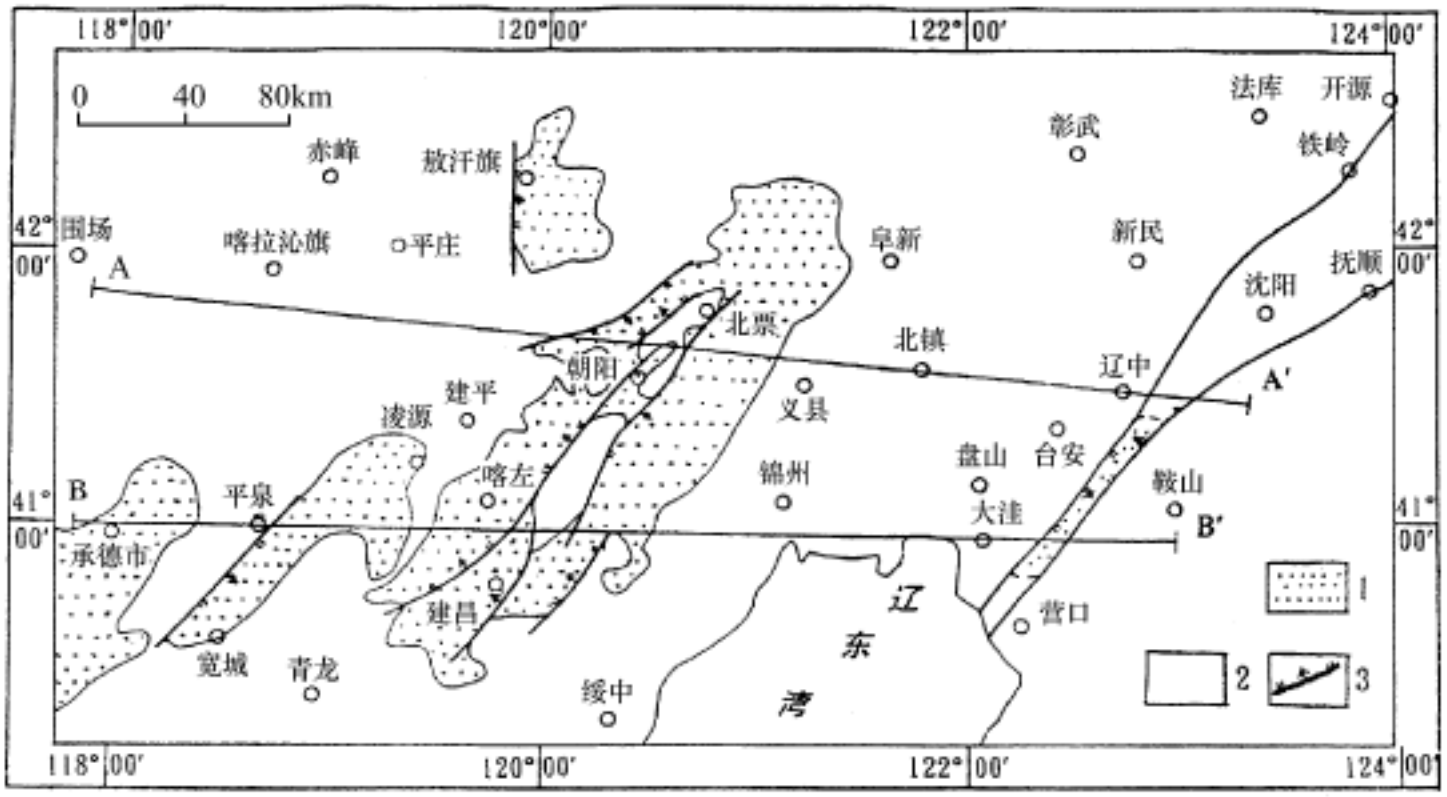
三、中生代盆岭构造

燕山东段 下辽河地区中生代的盆岭构造有两种类型,第一类由金岭寺—羊山、朝阳—北票、建昌—喀左和承德—平泉侏罗纪盆地及这些盆地之间的中新元古界、古生界地层构成的隆起组成(图 5-4),呈北东、北北东向展布,隆起和盆地之间以逆冲断层相接触,呈现出一种盆地、山脉相间的面貌。现今盆地和隆起相间的展布格局组成一个盆岭构造系统。在这一盆岭构造系统中,各个盆地的岩性、岩相、沉积建造均基本相同,可以对比。各个盆地边缘也未见明显的边缘相沉积。盆地和隆起之间的逆断层在盆地沉积阶段并不控制侏罗系沉积,盆地边缘的逆断层是侏罗系沉积之后形成的。真正控制这些盆地沉积发育的是这些盆地内部北东向的中晚侏罗世同沉积断层。因此,这一盆岭构造系统是原来伸展作用形成的盆岭构造系统经过侏罗纪末燕山运动第二幕的挤压作用改造以后的盆岭构造系统。上述盆地在中晚侏罗世时期可能是一些既相互分隔,又局部连通的盆地,现今的盆岭构造面貌是侏罗纪末构造运动强烈挤压改造之后的结果。

燕山东段—下辽河地区中生代第二类盆岭构造由该区的白垩纪盆地及其之间的白垩纪隆起组成。这些白垩纪盆地和隆起均呈北北东、北东向延伸,盆地均为白垩纪同沉积正断层控制的断陷盆地,隆起与盆地之间以正断层接触,隆起一般表现为断块隆起,或者表现为变质核杂岩。是一种在伸展作用下形成的盆岭构造系统,它们主要发育在晚燕山期早白垩世阶段。下面重点叙述以下白垩纪盆岭构造的组成和构造特征。

(一)白垩纪盆岭构造的组成

白垩纪初,燕山东段—下辽河地区在北东东—南西西向的伸展作用下,一些先存的断裂重新活动,岩浆沿断裂上涌,发生大规模火山活动,造成广泛的中基性火山岩喷发,堆积了大范围的义县组火山岩。随后伸展作用的进一步加强,一系列北北东、北东向断裂的断陷活动



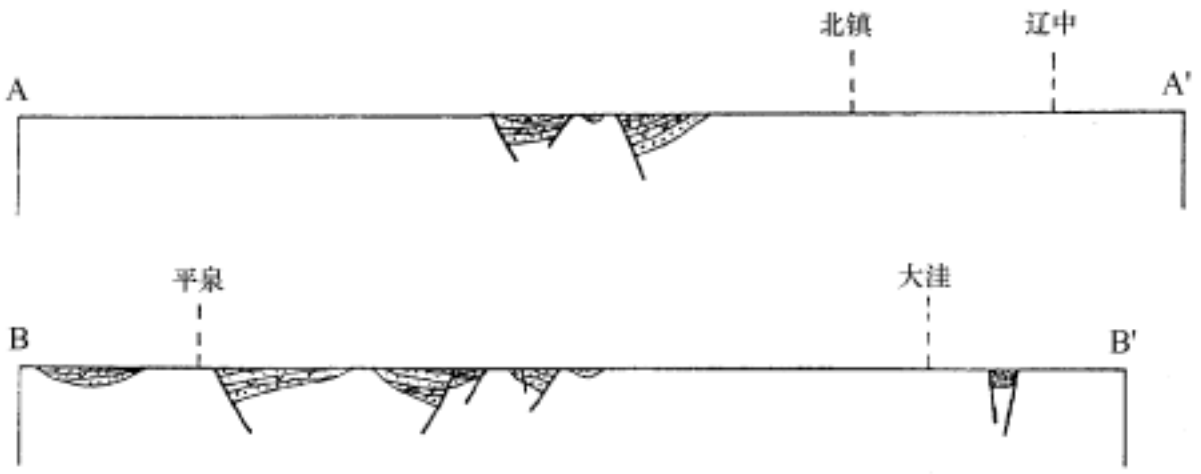


图 5-4　燕山东段—下辽河盆地中晚侏罗世盆岭构造示意图

1—中晚侏罗世盆地范围;2—隆起剥蚀区;3—同沉积正断层

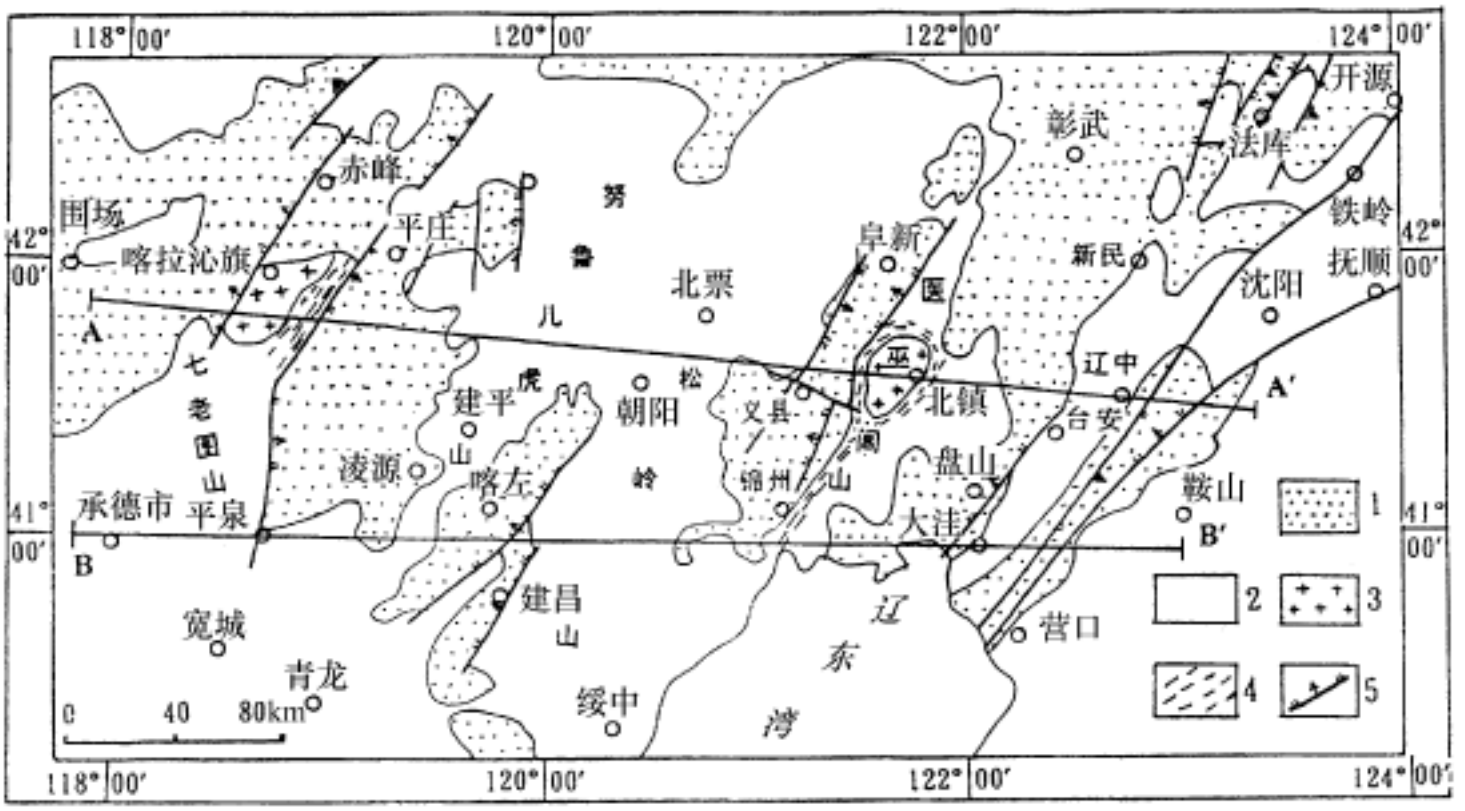
在燕山东段—下辽河地区形成北北东、北东向展布的断陷盆地、箕状凹陷和北北东向的断块隆起,构成盆岭相间的构造格局。它们自东向西依次为:辽东隆起,下辽河白垩纪断陷盆地、医巫闾山变质核杂岩隆起、阜新-义县白垩纪断陷盆地、松岭山脉白垩纪断块隆起、建昌-喀左白垩纪断陷盆地、努鲁儿虎山白垩纪隆起、平庄-马厂白垩纪断陷盆地、七老图山白垩纪断块隆起、赤峰-锦山白垩纪断陷盆地(图 5-5)。

1. 下辽河白垩纪断陷盆地

下辽河白垩纪断陷盆地位于下辽河盆地新生代地层之下,与下辽河老第三纪断陷盆地相似,也由两个北东向次级断陷和一个北东向断块隆起组成,包括下辽河盆地东部白垩纪箕状凹陷、下辽河盆地中央白垩纪断块凸起、下辽河盆地西部白垩纪箕状凹陷(图 5-6)。次级断陷和隆起均呈北东向延伸,其东侧为辽东隆起,西侧为医巫闾山隆起。

2. 医巫闾山变质核杂岩隆起

医巫闾山变质核杂岩隆起已在前面作过详细论述,这里不再重复。



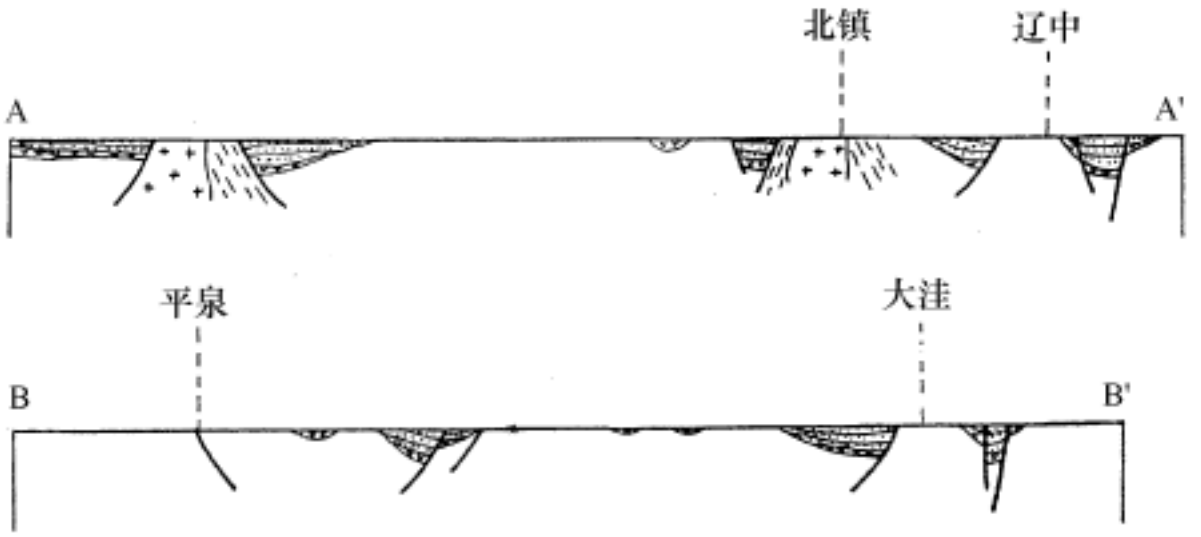


图 5-5　燕山东段—下辽河盆地白垩纪盆岭构造示意图

1—白垩纪盆地范围;2—隆起剥蚀区;3—燕山期花岗岩体;4—糜棱岩带;5—同沉积正断层

3. 阜新-义县白垩纪断陷盆地

阜新-义县盆地位于辽宁省西部,燕山造山带东段,东有医巫闾山,西有松岭山脉,二山夹持,地貌上为一北北东向的山间谷地。盆地东西宽 8～20km,南北长 120km,盆地总面积 2000km^2。

盆内充填了巨厚的火山岩建造、含煤建造和类磨拉石建造。盆地内的地层自下而上为下白垩统义县组、九佛堂组、沙海组、阜新组和上白垩统孙家湾组。成盆期为早白垩世—中白垩世。盆地的沉积序列自下而上是:火山岩、火山碎屑岩夹湖相沉积,浅湖相沉积夹凝灰岩、洪积冲积物,含煤砂质页岩夹湖相层、厚层湖相沉积,主要含煤组和冲积扇。

盆地边界均为断层所限。东侧和西侧盆缘断裂平面上呈锯齿状,是在原来基底断裂的基础上发育而形成的同沉积断层,它们控制了盆地的形成和发展。重力基岩深度图(相当于太古宇或中、新元古界顶面)显示,盆地基底形态总体为北北东向较为对称的带状凹陷,在一级凹陷中还存在东梁镇、伊马图和九道岭三个斜列的次级凹陷,其中东梁镇以南的伊马图凹

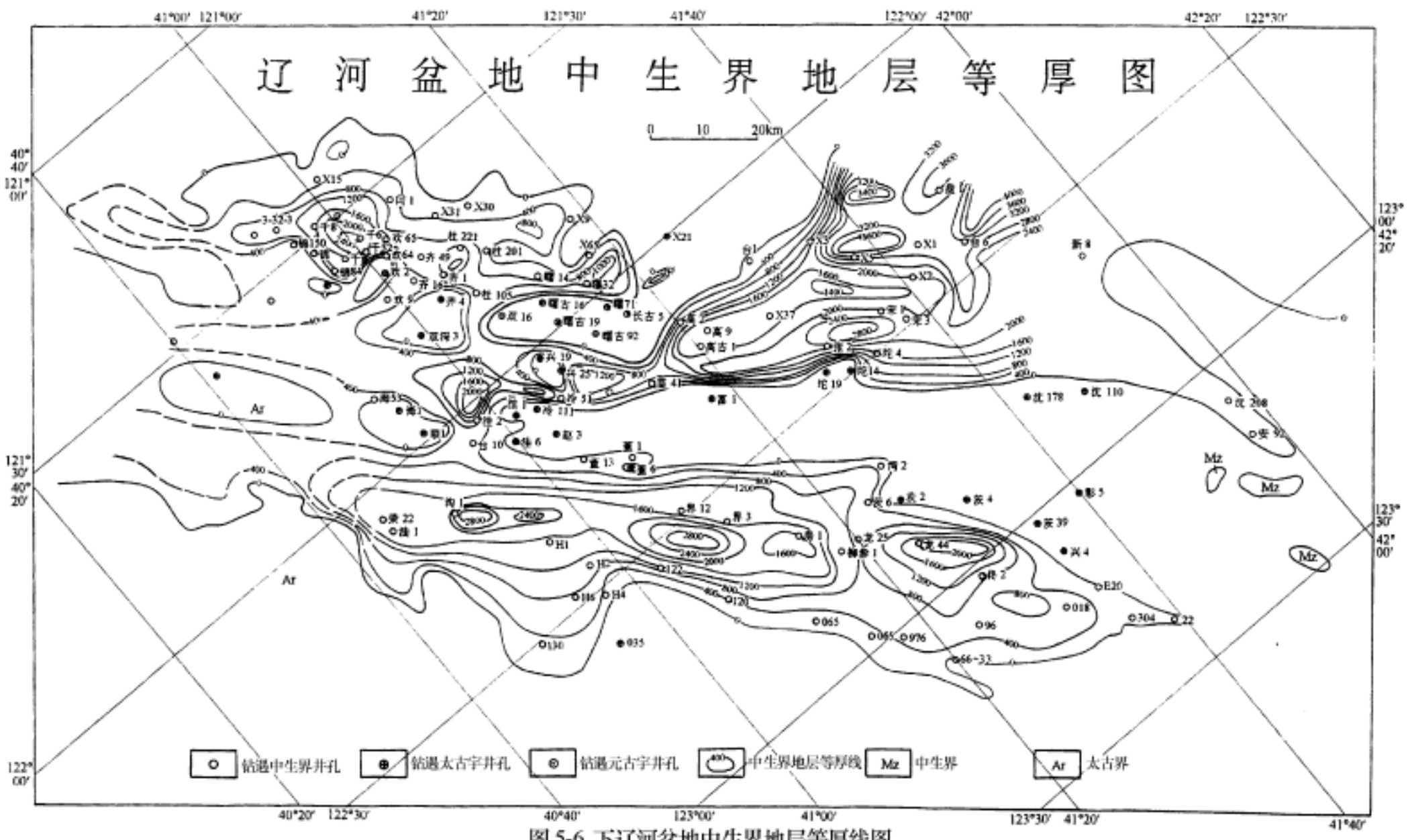


图 5-6 下辽河盆地中生界地层等厚线图

(据辽河油田资料)

陷最深,达 5900 m。

盆内断裂均为伸展断裂(正断层),按走向大致可以分为北北东向、近南北向和北西向三组。通常断层面较陡,倾角 50°～78°。剖面上断层面多为平面状,坐椅状断层少。断层平面组合形式以羽状为主,也有狗腿状、雁列状等。断层剖面组合形式有阶梯状、Y 字型、平行状等复杂样式。剖面上盆地总体表现为一个典型的双断型地堑盆地。

4. 松岭山脉白垩纪断块隆起

松岭山脉白垩纪断块隆起,东侧为阜新-义县盆地,西侧是朝阳—北票盆地、建昌-喀左盆地,东西两侧以北北东、北东向正断层与盆地分界,呈北北东向延伸。组成该断块隆起的主体部分,在侏罗纪曾经被金岭寺—羊山盆地所占据,侏罗纪末的区域挤压作用使得侏罗纪盆地消亡。白垩纪时期,整个侏罗纪盆地和周边隆起一同构成白垩纪的断块隆起,遭受剥蚀。

5. 建昌-喀左白垩纪断陷盆地

位于辽西喀左、建昌、凌源和朝阳四县境内。盆地呈北北东向带状展布,努鲁儿虎山绵亘西北,松岭山脉起伏于东南。建昌-喀左盆地的构造位置在燕山造山带东段,是辽西中生代盆地中成盆时间最长的一个侏罗—白垩纪盆地。盆地面积 3972 平方公里,其中沉积岩分布面积 2600 平方公里,沉积岩厚度为 2700 m。

盆地基底为太古宇、中新元古界、古生界和中生界三叠系地层。盆地盖层为侏罗系和白垩系。三叠系分布零星。侏罗系包括中侏罗统蓝旗组、上侏罗统土城子组;白垩系包括下白垩统义县组、九佛堂组、阜新组。

盆地盖层与周边的接触关系比较复杂,盆地西缘为沉积超覆接触,东缘为断层接触,盆地总体为几个断陷的组合体。由于中央凸起带的存在,盆地北部进一步分为四官营子、建昌、大城子和梅勒营子四个次级凹陷。

盆地构造演化从中侏罗世断陷盆地的形成开始,中侏罗世初海房沟组沉积时期,受北北东向或北东向断裂的差异活动控制,沿断裂形成一些小规模断陷,如牛营子—郭家店盆地。在这些断陷内沉积了一套主要为冲积—洪积相组合的沉积物,夹有火山岩喷发。这一时期的断陷规模小,分布有限。随后构造活动加剧,发生大规模火山喷发,蓝旗组火山岩覆盖了整个盆地。晚侏罗世,由于气候逐渐变得干燥起来,盆地内普遍沉积了一套土城子组红色河湖相沉积物。侏罗纪末,燕山中期构造运动使侏罗系地层发生褶皱,盆地西缘中、新元古界和古生界地层向盆内逆冲。

早白垩世,由于伸展作用加强,盆地内发生大规模中基性火山岩喷发,堆积了很厚的义县组火山岩建造。火山喷发之后,沉降作用加强,盆地内出现了湖相、河流相及沼泽相沉积环境,发育了九佛堂组、阜新组含煤和油页岩河湖、沼泽相碎屑岩沉积地层。早侏罗世末,构造运动使盆地褶皱上升,盆地消亡,遭受剥蚀,沿盆缘有逆断层发生。

6. 努鲁儿虎山白垩纪隆起

努鲁儿虎山隆起位于建昌-喀左盆地和平庄-马厂盆地之间,呈北东向延伸,由太古宇、中新元古界、古生界组成,白垩纪时期处于隆起剥蚀状态。

7. 平庄-马厂白垩纪断陷盆地

平庄-马厂盆地位于内蒙古自治区昭乌达盟赤峰市、宁城县和辽宁省建平县境内,东为努鲁儿虎山隆起,西侧为七老图山断隆。盆地在平庄以南呈北北东向,往北至黑水马厂一线转为东西向,总体呈“厂”字形展布。

盆地构造位置处在内蒙隆起带之上,基底为前长城系变质岩。盆内地层自下而上为下白垩统义县组、九佛堂组和阜新组,上白垩统孙家湾组。盆地的沉积序列自下而上为:以洪积、冲积物为主的粗碎屑堆积—湖相沉积—含煤碎屑堆积—洪积、冲积物。

整个盆地为一断陷盆地,被两条北北东向断裂、两条近南北向断裂和两条东西向断裂进一步切割分隔成三个次级凹陷,其西南为平庄-热水凹陷,北部为黑水凹陷和马厂凹陷,各个凹陷情况各异,平庄-热水凹陷面积最大。

盆地演化自早白垩世初义县组火山喷发开始,九佛堂组沉积时期是盆地发育的顶峰时期,湖盆沉降最深,阜新组沉积时期盆地发育沼泽环境,发育了一套含煤地层。阜新组沉积晚期盆地收缩,趋于消亡。早白垩世末,受燕山晚期构造运动影响,盆地褶皱抬升,遭受剥蚀。中白垩世孙家湾组仅堆积了一些洪积、冲积相的粗碎屑岩,不整合在下白垩统之上。白垩纪末盆地再次遭受挤压,使得前长城系变质岩逆冲到孙家湾组之上。

8. 七老图山白垩纪断块隆起

七老图山断块隆起,位于平庄 马厂盆地和赤峰 锦山盆地之间,呈北北东向展布,隆起两侧由北北东向断裂分隔。白垩纪时期为一断块隆起带。

9. 赤峰 锦山白垩纪断陷盆地

赤峰 锦山盆地位于内蒙古自治区昭乌达盟、赤峰市和喀喇沁旗境内,呈北东—北北东向带状分布。

盆地构造位置处于兴蒙造山带的边缘,西南紧邻平庄-马厂盆地,成盆时期为白垩纪。盆地面积 1448 平方公里,其中沉积岩分布面积 1200 平方公里,沉积岩厚度 1400 m。

盆地地层层序和平庄-马厂盆地相同,自下而上为下白垩统义县组、九佛堂组和阜新组,上白垩统孙家湾组。盆地的沉积序列自下而上为义县组酸性—中基性火山岩系、九佛堂组湖相地层夹酸性凝灰岩、阜新组含煤地层及孙家湾组红色砂砾岩堆积。

盆地西北缘和东南缘的赤峰 锦山断裂和八里罕 红山断裂,控制者盆地的形成演化和沉积作用,是两条长期活动断裂。

早白垩世早期,中酸性火山岩喷发极为强烈,火山岩系的分布范围远远超过煤系地层的沉积范围。由于早期地形高低悬殊,沉积以冲积—洪积相为主,晚期地形夷平,盆地沉降速度加快,出现以湖泊相为主体的非补偿性沉积。阜新组沉积时,沿盆缘断裂的山区上升加快,沉积速度超过沉降速度,从盆缘到盆内依次出现了冲积—洪积相、三角洲相、湖相沉积的格局,在三角洲平原沼泽环境下,形成煤系地层。由于环境相对稳定,盆地一直保持着山间湖盆的古地理景观。

盆地受燕山运动影响,由收缩期到消亡期的发展是突变的,煤系地层褶皱并被孙家湾组地层不整合覆盖。孙家湾组红色砂岩充填盆地,盆地封闭消亡。盆内断裂大部分是成盆期后的产物,断裂活动的时间在白垩纪后期,第三纪的断裂活动和玄武岩喷发对盆地进行了进一步改造。

(二)白垩纪盆地构造特征

燕山东段及下辽河地区晚燕山期白垩纪盆地的构造特征,总体上可以归纳为以下几点:

(1)盆地形态在平面上均呈北北东、北东向展布;

(2)盆地沉积受北北东、北东向断裂控制;

(3)在盆地边缘和盆地内部发育着许多平行排列的北北东、北东向断裂,它们把盆地切

割成一个个次一级的北北东、北东向凹陷或洼陷;

(4)盆地边缘和盆地内部断裂在剖面上的排列形式有三种:其一是向盆地中心相向倾斜作阶梯状排列,形成近于对称的 V 字形断陷盆地,如阜新盆地。其二是一侧断裂活动强烈,下降幅度大,一侧断裂活动微弱,下降幅度小,总体构成不对称 V 字形断陷盆地。其三是断裂只一侧发育,另一侧不发育,构成箕状断陷,如辽河盆地中生代西部凹陷。

(5)断陷初期均有一次强烈的中基性火山喷发,即义县期火山喷发。

四、新生代裂谷盆地与盆岭构造

燕山东段—下辽河地区的新生代裂谷盆地主要是下辽河新生代裂谷盆地,它属于新生代渤海湾盆地的一部分。新生代时期整个渤海湾盆地与燕山、太行山脉一体组成巨型的新生代盆岭构造系统。研究区内的燕山东段是这个巨型盆岭构造系统中隆起带的一部分,下辽河盆地是这个巨型盆岭构造系统中凹陷带的一部分(图 5-7、5-8)。

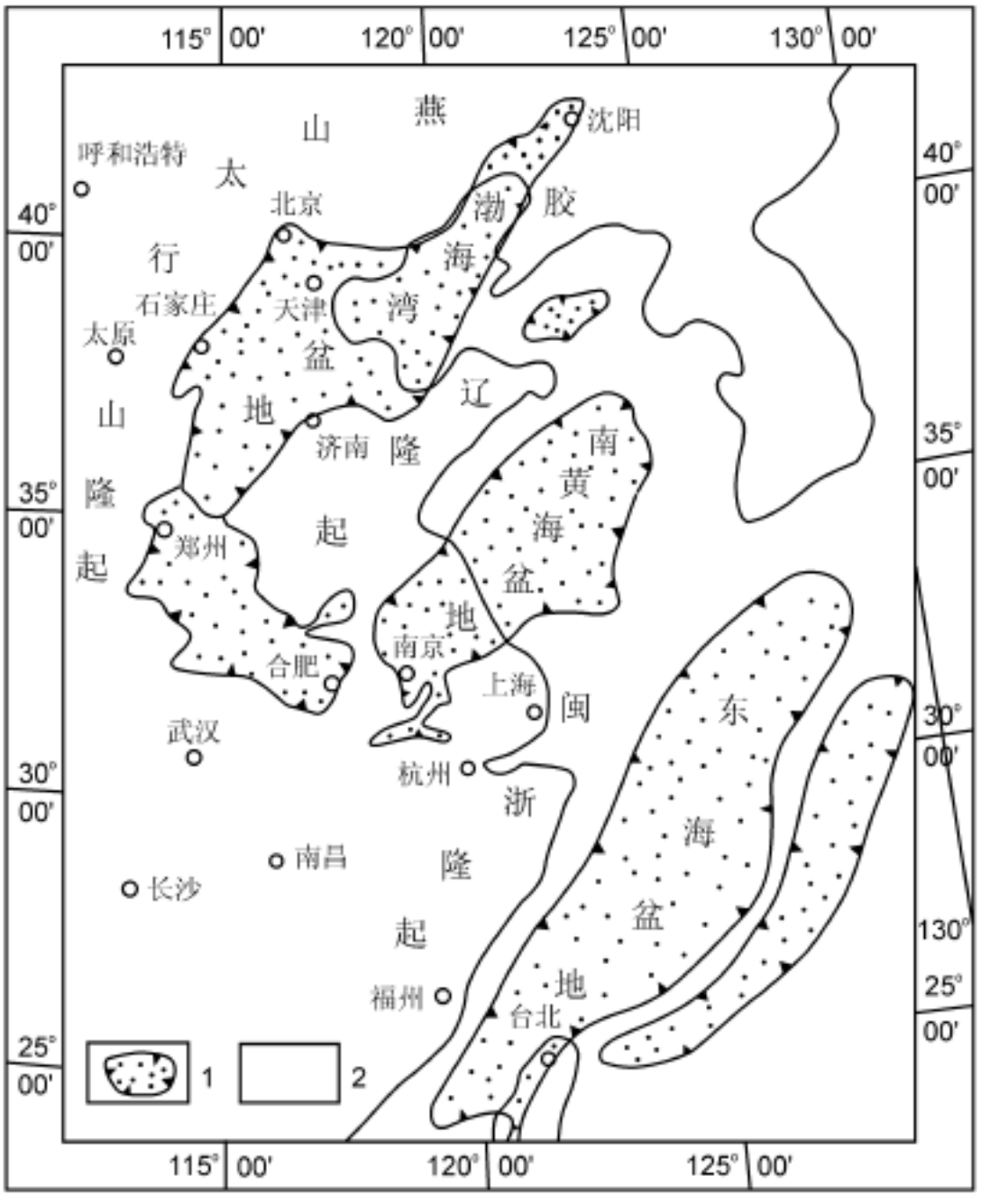
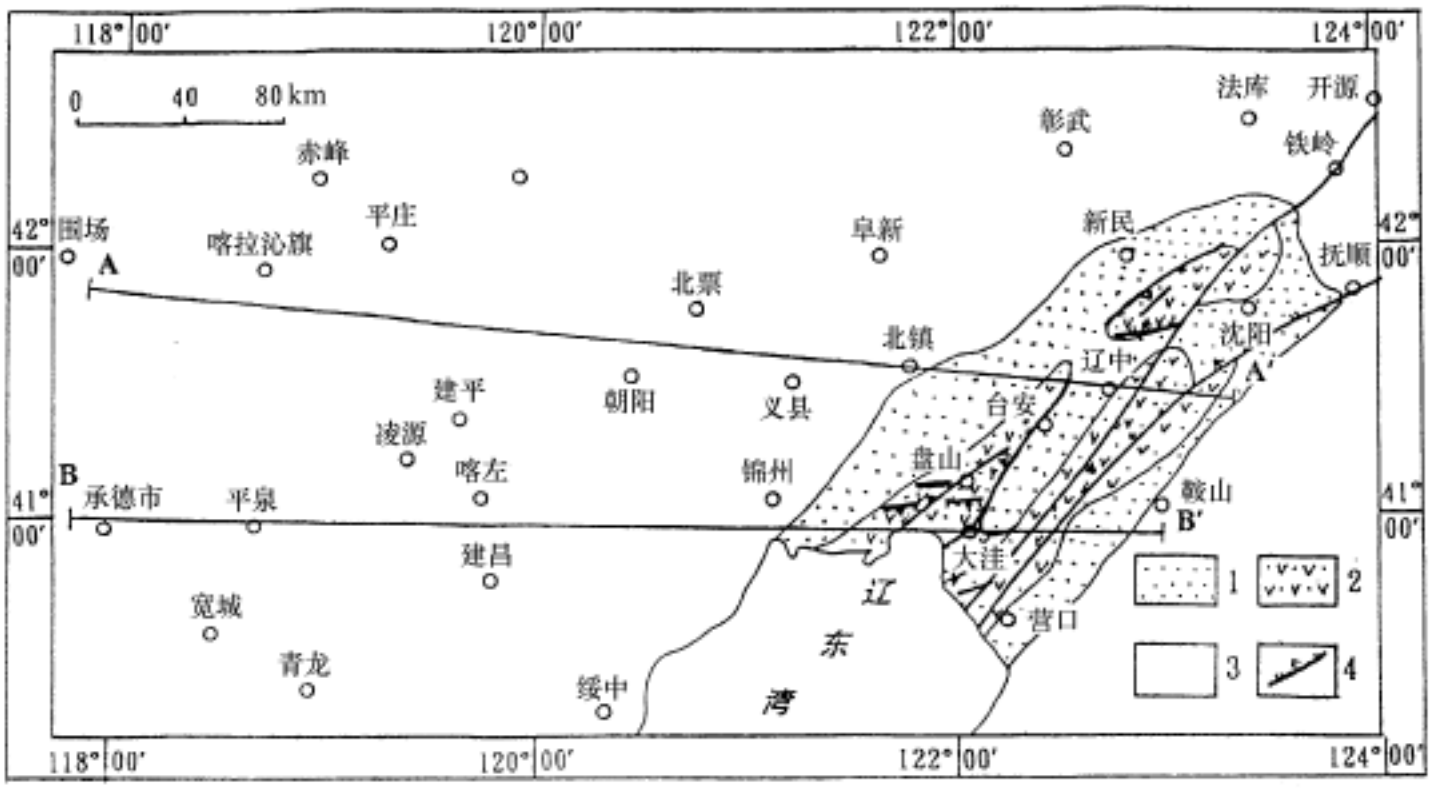


图 5-7　中国东部新生代盆岭构造示意图

1—新生代盆地范围;2—隆起区



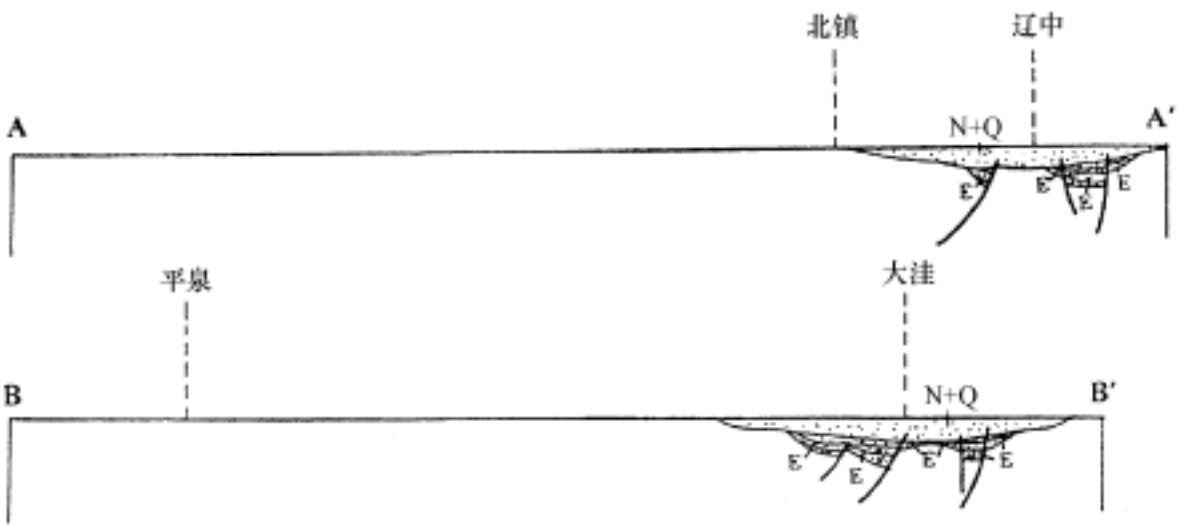


图 5-8　燕山东段—下辽河盆地新生代盆岭构造示意图

1—新第三纪—第四纪盆地范围;2—老第三纪—第四纪盆地范围;3—隆起剥蚀区;4—同沉积正断层

新生代下辽河盆地的沉积建造、断裂活动及构造演化已在第三章里作过详细叙述,这里不再重复。

五、新生代玄武岩喷发

研究区内新生代火山活动强烈,主要是玄武岩喷发,包括有两个火山活动时期。即老第三纪和新第三纪。老第三纪火山活动集中在辽河盆地,新第三纪火山活动比老第三纪要弱,除了在下辽河盆地中新统馆陶组内有少量玄武岩外,建平老官地也有零星的上新世火山岩分布。

(一)新生代火山岩的时空展布特征

新生代早期下辽河盆地火山活动具有多期多次性,以沿北东向主干断裂喷溢式为主(图5-9)。

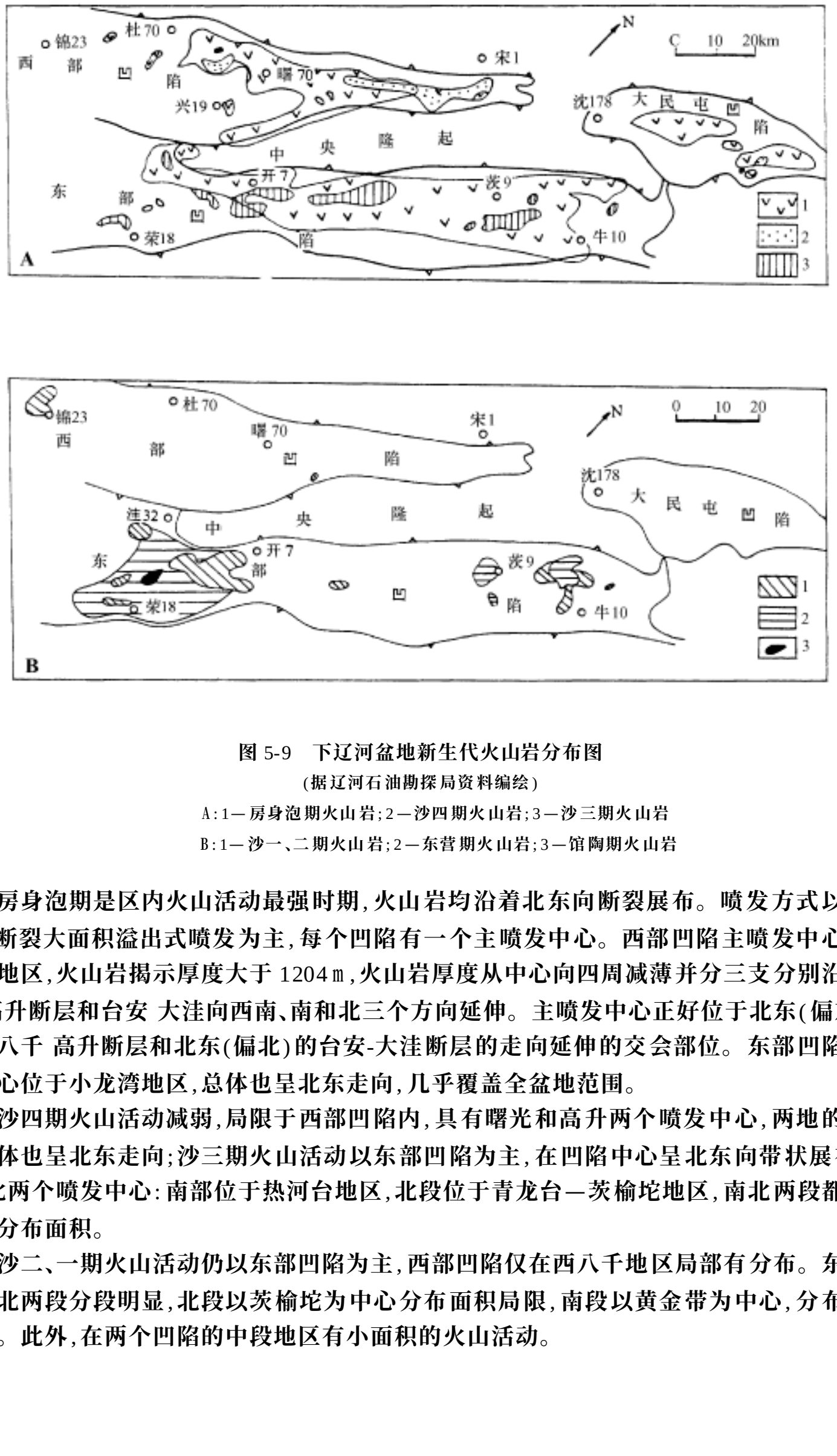


图 5-9　下辽河盆地新生代火山岩分布图

(据辽河石油勘探局资料编绘)

A:1—房身泡期火山岩;2—沙四期火山岩;3—沙三期火山岩

B:1—沙一、二期火山岩;2—东营期火山岩;3—馆陶期火山岩

房身泡期是区内火山活动最强时期,火山岩均沿着北东向断裂展布。喷发方式以沿北东向断裂大面积溢出式喷发为主,每个凹陷有一个主喷发中心。西部凹陷主喷发中心位于高升地区,火山岩揭示厚度大于 1204 m,火山岩厚度从中心向四周减薄并分三支分别沿西八千 高升断层和台安 大洼向西南、南和北三个方向延伸。主喷发中心正好位于北东(偏东)向的西八千 高升断层和北东(偏北)的台安-大洼断层的走向延伸的交会部位。东部凹陷主喷发中心位于小龙湾地区,总体也呈北东走向,几乎覆盖全盆地范围。

沙四期火山活动减弱,局限于西部凹陷内,具有曙光和高升两个喷发中心,两地的火山岩总体也呈北东走向;沙三期火山活动以东部凹陷为主,在凹陷中心呈北东向带状展布,具南、北两个喷发中心:南部位于热河台地区,北段位于青龙台—茨榆坨地区,南北两段都有一定的分布面积。

沙二、一期火山活动仍以东部凹陷为主,西部凹陷仅在西八千地区局部有分布。东部凹陷南北两段分段明显,北段以茨榆坨为中心分布面积局限,南段以黄金带为中心,分布面积稍广。此外,在两个凹陷的中段地区有小面积的火山活动。

东营期火山活动再次活跃,但局限于东部凹陷,南段以沟沿—红星地区为喷发中心,喷发范围大,分布面积广,总体也呈北东向条带状展布,而北段火山活动较弱,有三个喷发中心,都位于茨榆坨地区,但分布面积少且零星散布。

新第三系下辽河盆地基本上没有火山岩出现,仅在东部凹陷大平房地区有薄层火山岩,分布局限,厚度小,最厚 67.5 m。

(二)新生代火山岩的构造环境

下辽河盆地新生代火山岩以玄武岩为主,其次为辉石玄武岩、橄榄玄武岩,另有玄武质熔结凝灰岩、玄武质角砾岩。SiO_2 含量集中在 45%～53%之间,基本上为基性岩石。

火山岩岩系划分图解(图 5-10),下辽河盆地老第三系玄武岩大部分属碱性玄武岩系列,占总量 58.3%,部分属拉斑玄武岩系列,占总量 24.4%,个别为高铝(钙碱性)玄武岩系列,占总量 3.6%。火山岩钾质—钠质系列划分图显示碱性玄武岩以钠质系列为主。

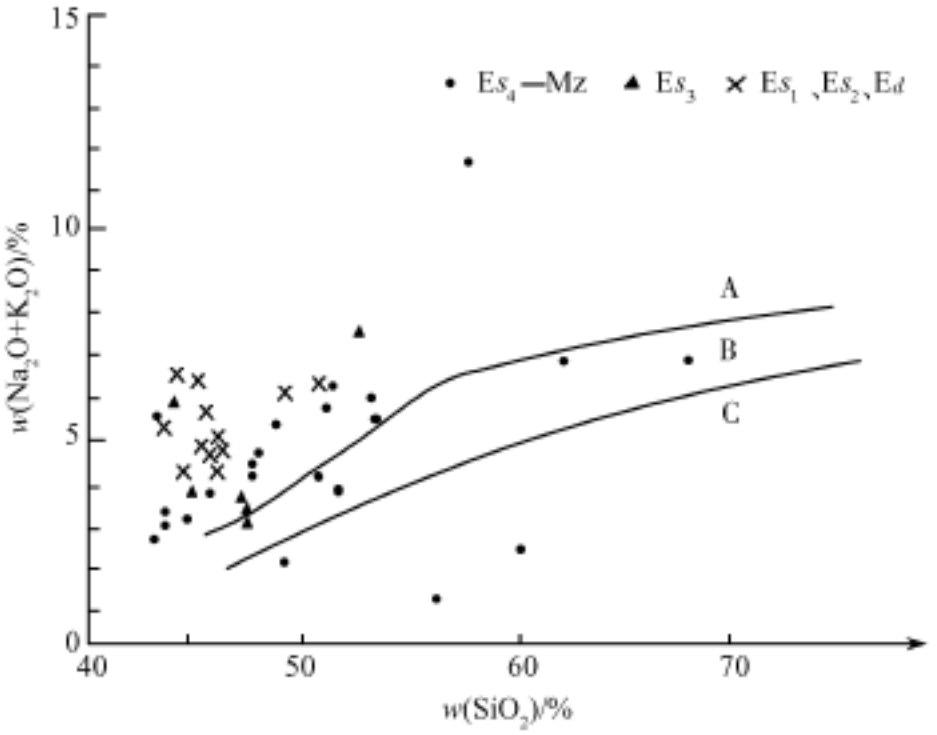


图 5-10　下辽河盆地新生代火山岩岩系划分图

(据廖兴明等 1996 年资料合编)

A—碱性玄武岩系列;B—高铝玄武岩系列;C—拉斑玄武岩系列

里特曼指数 σ以大于 4 为主(占 72%),小于 4 的占 28%;莱特碱度率 AR 显示东、西部凹陷火山岩样品均以碱性系列为主,另有过碱性和钙碱性系列(图 5-11)。

下辽河盆地老第三纪火山岩钙碱指数为 44.3～51.3,系拉张环境产物。

下辽河盆地老第三纪火山岩的稀土元素配分曲线型式基本一致,为轻稀土富集右倾斜型,无铕负异常或很弱。反映火山岩岩浆源于同一地幔源区。

上述特征总体上表明,下辽河盆地新生代玄武岩属大陆板内拉张环境的产物,东、西凹陷火山岩岩浆来自同一地幔岩浆源区,东部凹陷伸展程度(岩石圈减薄程度)总体上高于西部凹陷;东部凹陷从早到晚,火山岩岩石类型从偏基性向偏碱性和偏酸性的方向演化。证明了下辽河盆地老第三纪裂陷期的构造环境是大陆内裂谷。

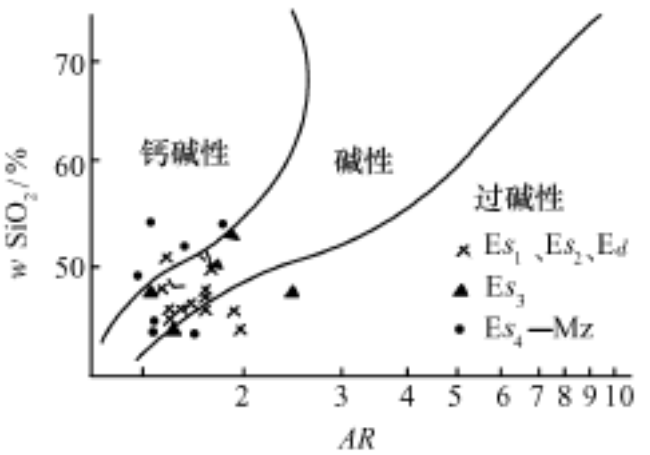


图 5-11　下辽河盆地新生代火山岩 AR-w(SiO_2)与碱度关系图

(据廖兴明等 1994 年资料合编)

第二节　中新生代挤压作用和构造反转

一、反转构造综述

反转构造,又称盆地反转、构造反转是继拉张构造、走滑构造之后石油地质界于近年来提出的又一重要概念。反转构造的识别及其几何学、运动学和动力学的研究已成为含油气盆地及造山带构造分析的一个重要组成部分。反转构造对油气运移、聚集的影响已成为油气评价的主要内容之一。反转构造之所以成为一个研究热点,除了不少盆地由于反转导致重要的油气圈闭形成(如马来盆地、北海盆地等)以外,还由于一系列分析技术(包括地震勘探、高分辨率生物地层学、裂变径迹、镜质体反射率等)和模拟技术的日趋完善,使得反转构造的识别及定量研究成为可能。

(一)反转构造的基本概念

虽然早在本世纪二三十年代,地质学家们已注意到了反转构造的某些性质,但有关反转构造的明确定义直到 80 年代才出现。Glennie K.W. 和 Boegner P.L.E.(1984)认为,构造反转包括从盆地向构造隆起的转变和构造隆起向盆地的转变。构造反转具有正反转(抬升)和负反转(沉降)两种性质;Bally A.W.(1984)认为,反转张性构造主要是指盆地、半地堑或地堑系受挤压作用而不同程度地被挤出来,先存断层的变形特征亦随之发生逆转。1987 年在伦敦召开的反转构造会议及会后组织的专家讨论,在以下两个方面对反转构造的涵义、适用范围等问题取得了较为一致的意见:

(1)“正”、“负”反转这概念没有必要,因为一般所指的反转均是正反转,当出现先压后张情形时,可加“负”这一前缀;

(2)反转的盆地必须是其形成曾受断层严格控制的张性盆地,这些断层在反转过程中普遍发生重新活动。

McClay K.R.(1991)认为反转构造是指构造状态从拉张向挤压的转换,这种转换导致张性盆地被挤压成为构造高地。反转构造通常包括沿先存张性断层的重新活动,这种活动可导致张性断层活动性质的改变,并最终可能成为逆冲断层。

(二)反转构造的几何特征

拉张盆地的沉积地层一般有三套不同的沉积序列组成(图 5-12a),A 为张裂前沉积序列,B 为同沉积期沉积序列,C 为张裂后沉积序列,黑圆点为无效点。同沉积期沉积序列一般发育在一沉积间断面之上,与张裂前沉积序列呈不整合接触。当先存断层遭受挤压活动时,同沉积序列的上部地层先于下部地层遭受挤压抬升,即在任何时候,同张裂期沉积序列存在着上部的净挤压状态和下部的净拉张状态,二者之间有一既无拉张也无挤压的界线(即在这一界线上看不到断层的活动),这一界线与断层的交点称为无效点(图 5-12b)。随着挤压的不断进行,无效点沿着断层面逐渐下移(图 5-12c)。根据无效点的位置和有关地层的厚度,我们就可计算出该断层的反转率 R_i(图 5-13)。

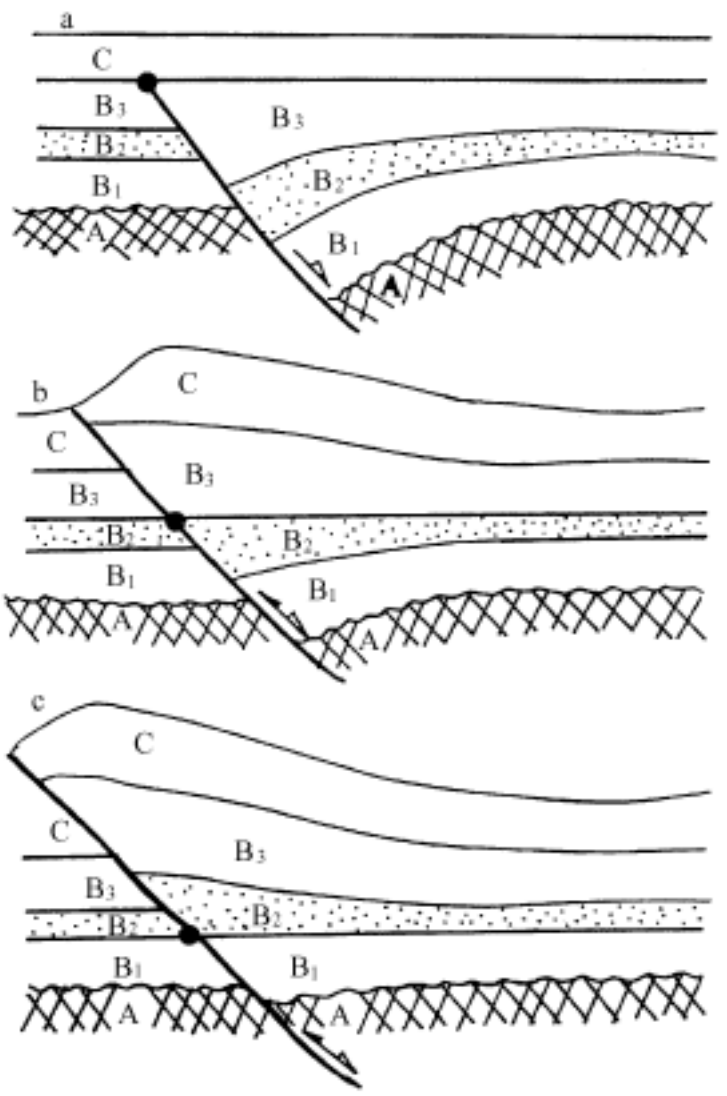


图 5-12　拉张盆地同沉积断层遭受挤压时反转演化示意图

(据周祖翼,1994 年,修改)

$$R_i = dc / dh$$

如果无效点在同张裂期沉积序列的顶部,dc = 0,则 $R_i = 0$,此时没有发生挤压反转;如果无效点在同张裂期沉积序列的底部,dc = dh,则 $R_i = 1$,同张裂期沉积序列被完全反转。在地震剖面上,由于拉张和反转的幅度不同,同一断层的不同部位在剖面上会表现出不同的性质,一条断层的上段可能表现为逆断层,下段呈现出正断层特征。这一现象在实践中早已为人们所熟悉。Cooper 等根据无效点的位置将半地堑的反转程度划分了五种类型(图 5-14)。

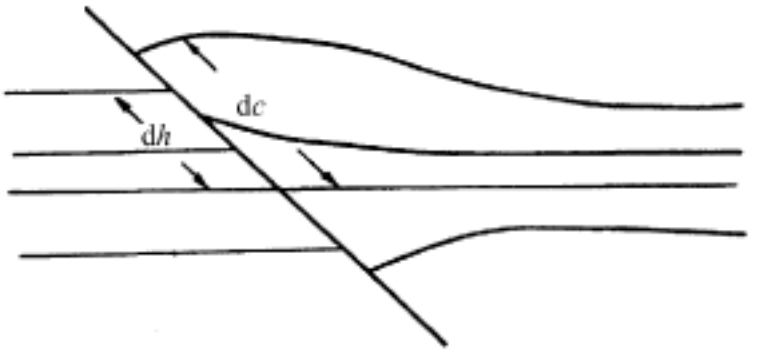


图 5-13　计算断层反转率关系示意图

(据周祖翼,1994)

McCaly 等(1991)在一系列砂箱实验中发现,在反转过程中,除了沿先存张性断层发生逆冲作用以外,还会产生许多新的逆冲断层和其它伴生断层。先存张性断层经过反转以后的几何图案可以归结为三种(图 5-15)。由于在反转过程中,断层系及断块的重新活动、旋

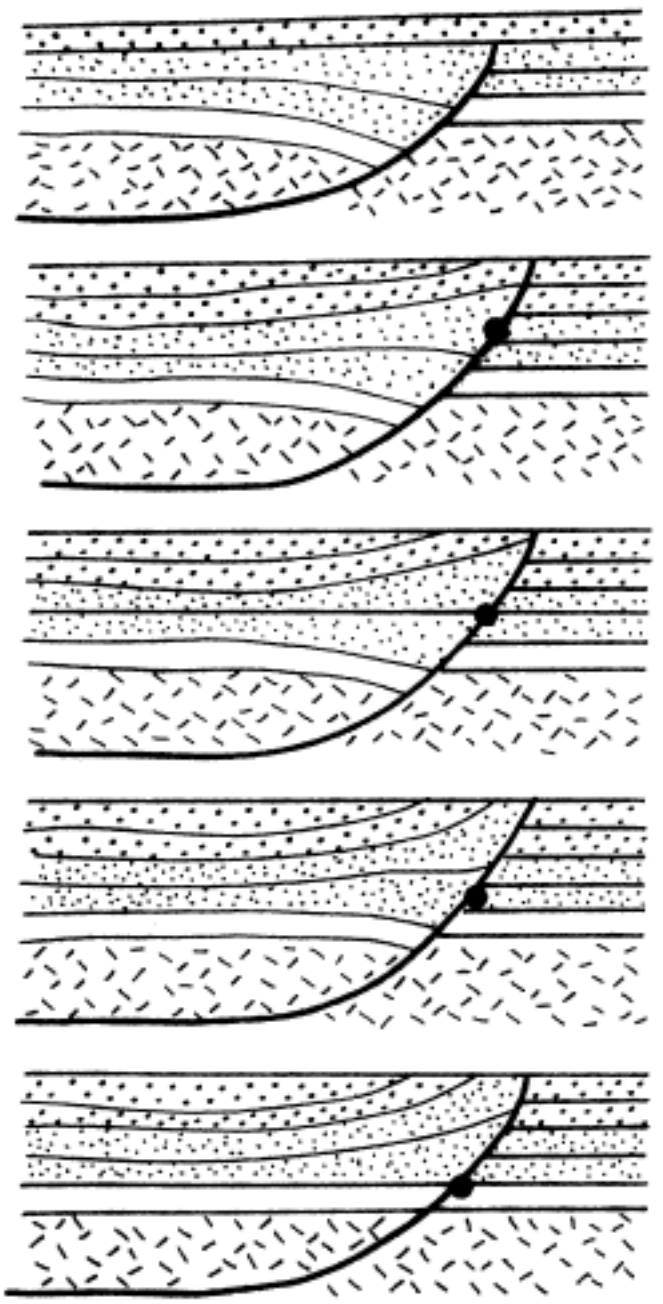


图 5-14　半地堑盆地的递进反转程度示意图

(据 Cooper 等,1994)

黑圆点为无效点

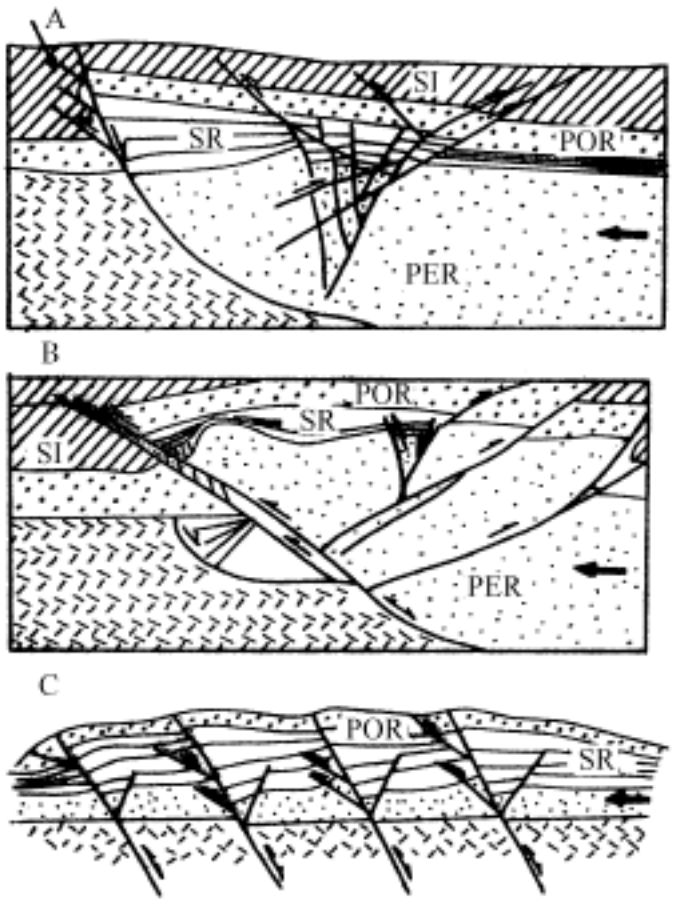


图 5-15　反转断层组合样式示意图

(据 McCaly 等,1991)

转,其结果会使地堑(盆地)变窄,其剖面构造组合具“花状构造”形态,容易被误认为是走滑断层的证据。近年来 McCaly 等的三种图案的各种特征已经在许多地区得到证实。与造山带中的逆断层不同,张性盆地中的反转逆断层由于受先存断层形态的影响,断层倾角一般较大,且多呈向上凸的弧形形态。

二、中生代挤压作用和构造反转

如前所述,燕山东段—下辽河地区中生代共经历了中三叠世末、早侏罗世末、晚侏罗世末和白垩纪末四期挤压作用,每次挤压作用都形成相应的挤压构造形迹。它们使得早期盆地消亡,对早期盆地进行改造,造成盆地反转。

(一)中三叠世末挤压作用和构造反转

由于三叠系地层出露的比较少,确定中三叠世末挤压作用形成的构造形迹比较困难,能够确定是中三叠世末挤压作用形成的构造现象主要有上三叠统与中下三叠统及其以前地层之间的角度不整合。除此以外,中三叠世末挤压作用还使得晚三叠世以前地层发生变形,形成褶皱构造。但由于晚三叠世以前地层的褶皱变形在后期经历过多次改造,作者尚不能确定中三叠世末挤压作用形成褶皱的特征。中三叠世末的挤压作用使得早中三叠世盆地隆升,盆地消亡、反转。

(二)早侏罗世末挤压作用和构造反转

目前能够确定是早侏罗世末挤压作用形成的构造形迹有两类,一是中侏罗统与下侏罗统之间的角度不整合面,第二类是早侏罗世末挤压作用形成的逆冲断层。早侏罗世末的挤压作用一方面使得上三叠统、下侏罗统及其以前地层发生变形,形成褶皱,这些褶皱经剥蚀后再被中侏罗世地层覆盖,形成上下地层之间的角度不整合接触。另一方面,早侏罗世末的挤压作用又形成逆冲断裂,它们切割晚三叠世、早侏罗世地层,使得老地层逆冲到晚三叠世、早侏罗世地层之上。这些逆冲断层的一部分可能在后期的构造活动中重新活动,影响后期的构造演化,但其中的一部分在后期构造运动中不再活动,它们被后期沉积的中侏罗统地层覆盖。建昌王宝营子前中侏罗世逆冲断裂带可能就属于这一类构造形迹。由于这一期挤压作用形成的褶皱大都埋藏在后期盆地之下,其褶皱特征尚不够清楚。

(三)晚侏罗纪末挤压作用和构造反转

1. 逆冲断层和推覆体

侏罗纪末的逆冲断层和推覆体集中发育于凌源、喀左、建昌、朝阳、北票等地的侏罗纪盆地西北缘,由一系列逆冲断层和推覆体组成。在剖面上构成叠瓦状构造和飞来峰、天窗。它们使老地层逆冲到中上侏罗统地层之上,又被后期沉积的白垩纪地层以角度不整合覆盖。这期挤压作用形成的逆冲断层和推覆体主要有:位于金岭寺—羊山盆地西缘与朝阳凤凰山隆起之间的金岭寺—羊山盆地西缘逆冲断层和推覆体、建昌盆地西缘逆冲断层和推覆体、郭家店盆地西缘逆冲断层和推覆体、边杖子盆地北缘逆冲断层和推覆体。

2. 北东向挤压褶皱

晚侏罗世末挤压作用形成的褶皱构造,主要分布在几个中晚侏罗世盆地内,由中上侏罗统地层组成,被白垩系地层以角度不整合覆盖。其褶皱为一组近于平行的北东向背斜和向斜,一般为对称的开阔平缓褶皱,在盆地边缘因受逆断层破坏,褶皱的西北翼产状较陡,在金岭寺—羊山盆地发生直立和倒转。

3. 侏罗系与白垩系之间的角度不整合

晚侏罗世末挤压作用的最突出特征是侏罗系与白垩系之间的不整合界面,它反映晚侏罗世末挤压作用使得中上侏罗统发生变形、形成褶皱、逆冲断裂和推覆体,中晚侏罗世盆地抬升,遭受剥蚀。并且到白垩纪之后,再次沉降,接受沉积。

(四)白垩纪末挤压作用和构造反转

白垩纪末的挤压作用形成三种改造形迹,一是白垩纪末的逆冲断裂,二是白垩纪末的挤压褶皱,三是白垩系与新生界之间的角度不整合界面。

1. 白垩纪末逆冲断裂

白垩纪末挤压作用形成的逆冲断层的主要特征是断层将老地层逆冲到白垩系地层之上。它们大多数为北北东、北东走向,在盆地边缘和盆地内部均有展布。如北票南天门逆冲断裂,在北票附近上盘高于庄组白云岩逆冲到白垩系孙家湾组之上,其南段李家窝堡一带侏罗系北票组逆冲到白垩系阜新组之上。

2. 白垩纪末的挤压褶皱

在燕山东段的一些白垩纪盆地中,白垩系地层形成轴向北北东向的平行排列的纵弯褶皱。如阜新-义县盆地中白垩系地层形成北北东向的长轴褶皱,它们多数延伸 50～60km。褶皱一般为平缓开阔褶皱。

3. 白垩系与老第三系之间的角度不整合界面

白垩纪末,燕山晚期构造运动,使得白垩纪盆地抬升,地层发生变形,形成褶皱和逆冲断层。经过剥蚀之后,新生代再次沉降,接受沉积,在下辽河盆地形成白垩系与新生界之间的角度不整合界面。它是白垩纪末构造变形的最直接证据。

三、新生代挤压作用和构造反转

(一)新生代反转构造形迹

由于研究区内新生代地层主要发育在下辽河盆地,新生代挤压作用在下辽河盆地内部比较容易区分。因此,作者将重点讨论下辽河盆地内的新生代挤压作用。

下辽河盆地新生代的反转构造主要表现为以下三种型式:其一是下辽河盆地新生代的逆断层;其二是下辽河盆地上老第三系之间的角度不整合反映的构造抬升;其三是老第三系地层的褶皱变形。此外,伴随新生代反转逆断层的形成,还形成一些北西走向的伴生正断层。

1. 下辽河盆地逆断层

下辽河盆地已经证实的规模较大的逆断层有 9 条。它们是:西部凹陷的冷家堡逆断层、宋家逆断层和牛心坨逆断层(张 2 逆断层);东部凹陷的荣兴屯逆断层、驾掌寺逆断层、欧利坨子逆断层和滩海逆断层;大民屯凹陷的大民屯西界逆断层(老边逆断层)和三台子逆断层。除大民屯逆断层走向为北东向以外,其余逆断层均走向北北东向。且所有逆断层均被新第三系馆陶组不整合覆盖,逆冲作用没有延伸到馆陶组内,反映逆冲作用发生在东营组沉积之后,馆陶组沉积之前。

冷家堡逆断层东南起于小洼附近，呈北东向延伸到冷 85 井附近，断层延伸长 33km。切割下第三纪地层，被新第三系馆陶组以角度不整合覆盖（图 5-16)。形成于老第三纪末期。

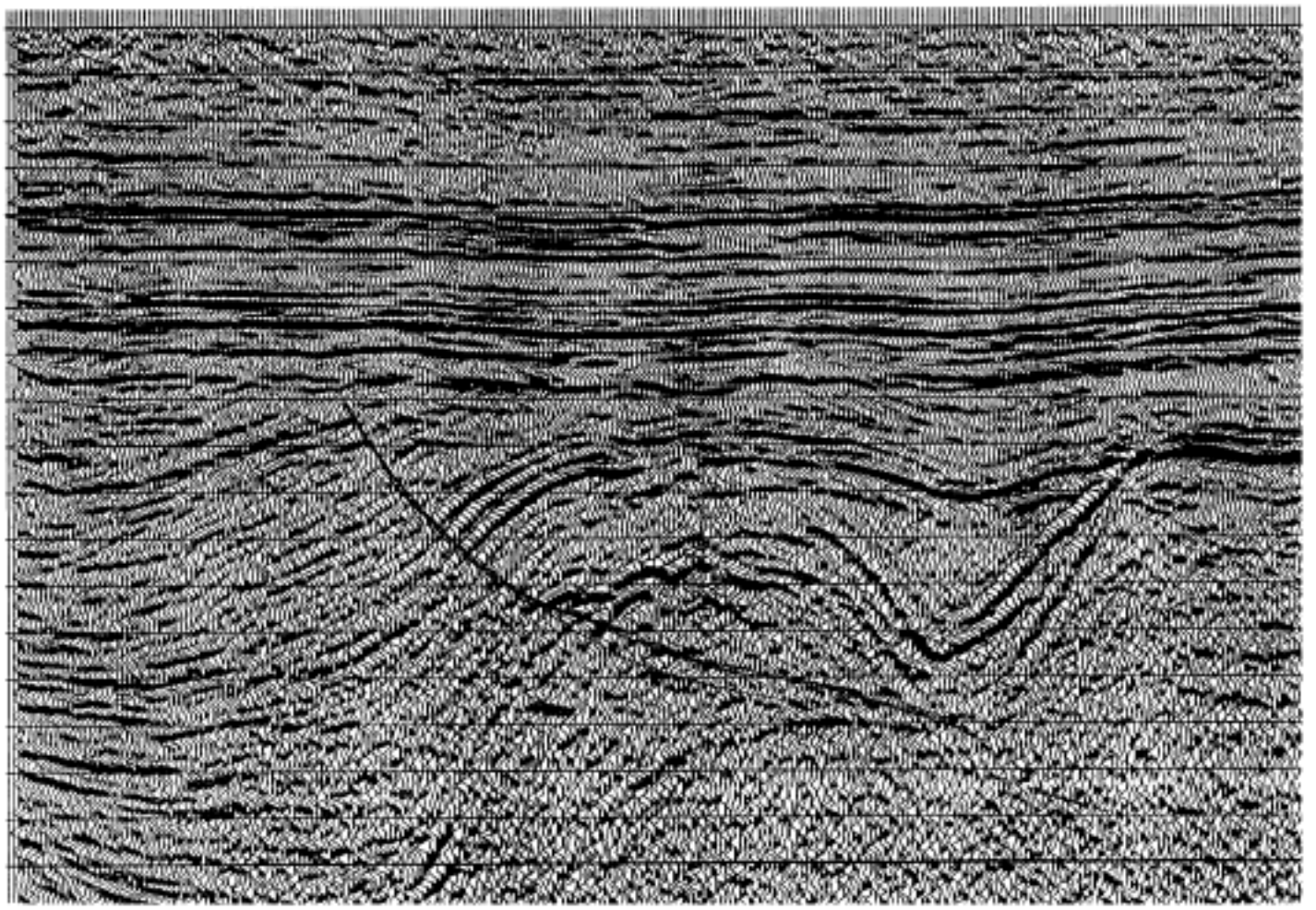


图 5-16　冷家堡逆断层及老第三纪地层的挤压褶皱(INLINES87)地震剖面

(据辽河油田勘探开发研究院)

宋家逆断层东南端起于高升附近,呈北东方向延伸至宋家窝堡附近,长度大于 25km。切割老第三系沙三、沙四段地层,被新第三系馆陶组以角度不整合覆盖(图 5-17)。形成于老第三纪末期。

牛心坨逆断层(又称张 2 逆断层)东南端起于牛心坨附近,呈北北东向延伸大于 26km。切割老第三系沙三、沙四段地层,被新第三系馆陶组以角度不整合覆盖。形成于老第三纪末期。

大民屯逆断层,或者称老边逆断层,是大民屯凹陷的西界断层,倾向北西,倾角由南向北,由陡变缓,在断裂带上产生许多小断层,该断层呈北东向延伸与沈北凹陷北界断层连成一体,延伸长 98km。切割老第三系地层,使得中生界地层逆冲到新生界之上。

三台子逆断层,位于大民屯凹陷东界北段,呈北北东向延伸 12km 与老边逆断层斜交,倾向东南。逆冲切割老第三系沙四至东营组地层。

荣兴屯逆断层,南起滩海 LH13-2-1 井附近,向沿北北东方向延伸到大平房附近,长度达 20km。倾向东南,逆冲作用影响了老第三系沙河街组一、二段和东营组地层,且被新第三系馆陶组地层以角度不整合覆盖。反映逆冲作用发生在老第三纪末期,新第三纪以前。

驾掌寺逆断层,位于驾掌寺洼陷东侧,呈北北东向延伸约 22km。倾向南东,逆冲作用影响到老第三系沙河街组一、二段和东营组地层,其上被新第三系馆陶组角度不整合覆盖。逆冲作用发生在老第三纪末。

欧利坨子逆断层,位于欧利坨子附近,北北东向延伸十多公里,逆冲作用涉及到老第三

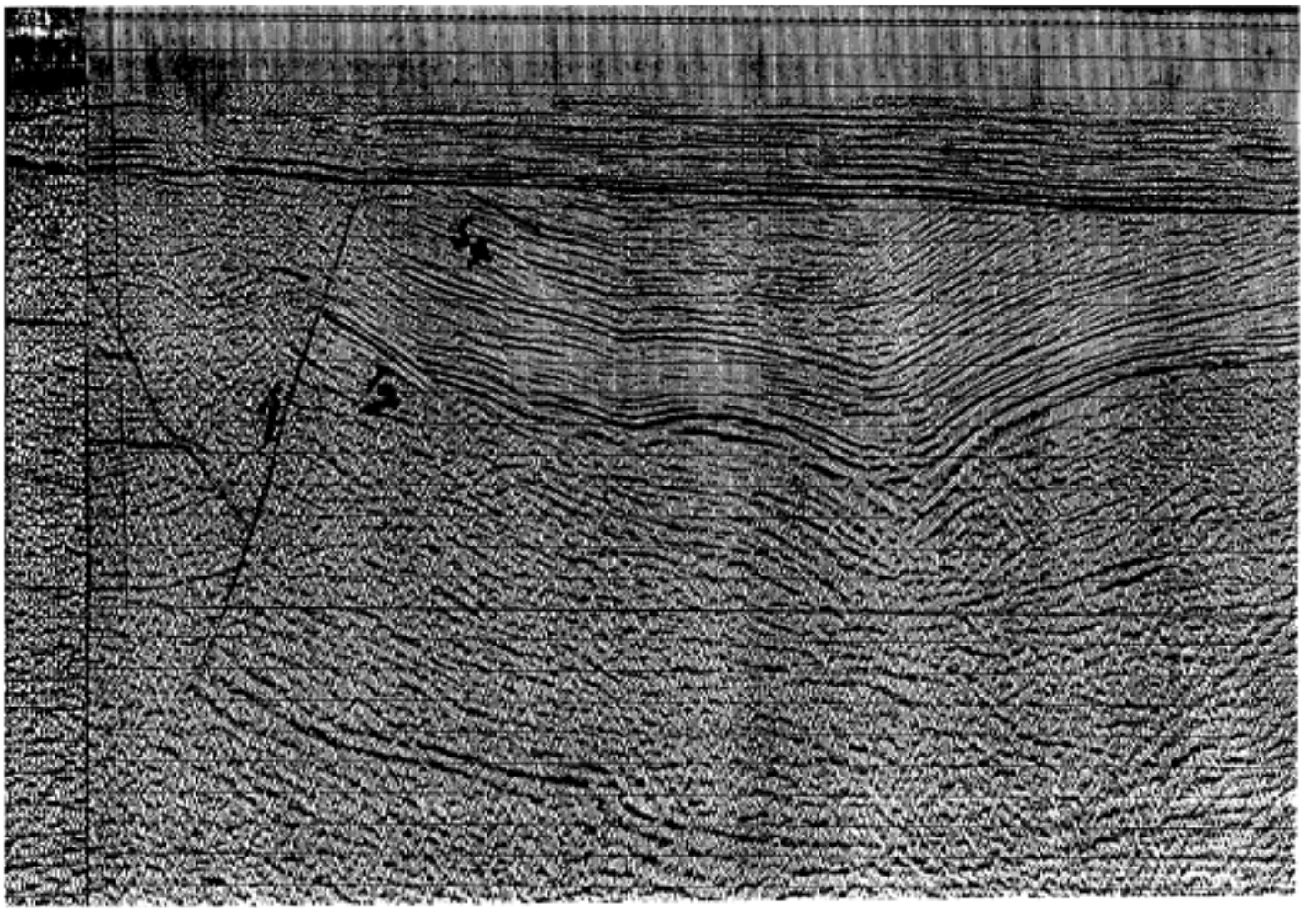


图 5-17　宋家逆断层及老第三纪地层的挤压褶皱(87—132.6 测线)地震剖面

(据辽河油田勘探开发研究院)

系东营组到沙河街组沙三段地层。沿走向向北倾向由北西逐渐变化为南东。

滩海逆断层,呈北东向延伸。东北端位于 LH13-2-1 井附近,向南东到 JZ17-3-1 井附近,长度达 20km。倾向南东。

2. 下辽河盆地新生代褶皱变形

下辽河盆地新生代褶皱变形主要发育在逆断层附近,与逆断层相伴而生,规模不大,呈北东向延伸。下辽河盆地的新生代褶皱变形只涉及到老第三系地层,新第三系和第四系没有涉及,在地震勘探剖面上这种现象有清楚的显示,表现为由老第三系组成的背斜顶部地层遭受到一定程度的剥蚀,新第三系馆陶组不整合覆盖在老第三系组成的背斜之上。

3. 下辽河盆地构造抬升

(1) 不整合接触关系:下辽河盆地老第三纪末构造抬升的最明显的标志是新、老第三系之间的角度不整合,这一不整合接触关系在下辽河盆地的三个凹陷中都表现得很明显。不整合面以下的老第三系分布在三个由断裂控制的凹陷当中,并受到不同程度的褶皱、逆冲。老第三系东营组地层顶部常常遭受剥蚀。不整合面以上地层以坳陷型式超覆在下辽河盆地三个凹陷和中央隆起之上,地层平缓,没有明显的构造变形出现。

(2) 磷灰石裂变径迹反映的沉降—隆升曲线:近二十年来发展起来的裂变径迹测年技术,广泛应用于造山带和沉积盆地热演化历史和隆升沉降历史的研究,是近年来迅速发展的新的研究领域之一。其基本原理是利用统计矿物中^{238}U 裂变产物—裂变径迹数来测定矿物的年龄。由于只有当矿物冷却到封闭温度以下时,矿物中^{238}U 裂变产物的潜径迹才开始在

矿物内积累,同位素时钟才开始启动,因此,矿物的裂变径迹年龄记录了矿物冷却到封闭温度以下后至今所经历的时间。通过测定温度随时间的演化过程与地温梯度,确定温度—埋深—时间曲线,进而计算、分析山脉的隆升时期、隆升速率和隆升过程,研究盆地的沉降过程和沉降速率。磷灰石矿物由于其封闭温度低,且在沉积岩中分布广,对温度敏感,径迹退火的温度范围与生油窗的温度范围基本一致,标定的温度比较精确,可反映不同地质时期古地温的变化等优点,因而磷灰石裂变径迹方法除了被广泛应用于沉积盆地热历史的研究以外,还广泛应用于研究盆地的物质来源、沉积地层形成年代及沉积速率,测定地层抬升速度和剥蚀厚度以及断层的形成年代等。

下辽河盆地西部凹陷杜 11 井、双深 3 井和东部凹陷牛 21 井、黄 40 井的古地温史图(图 5-18),均反映辽河盆地在新生代共有两次较明显的抬升事件,一次在沙三段末,另一次在东营组末,东营组末的抬升事件最明显,抬升量约有 200 米。

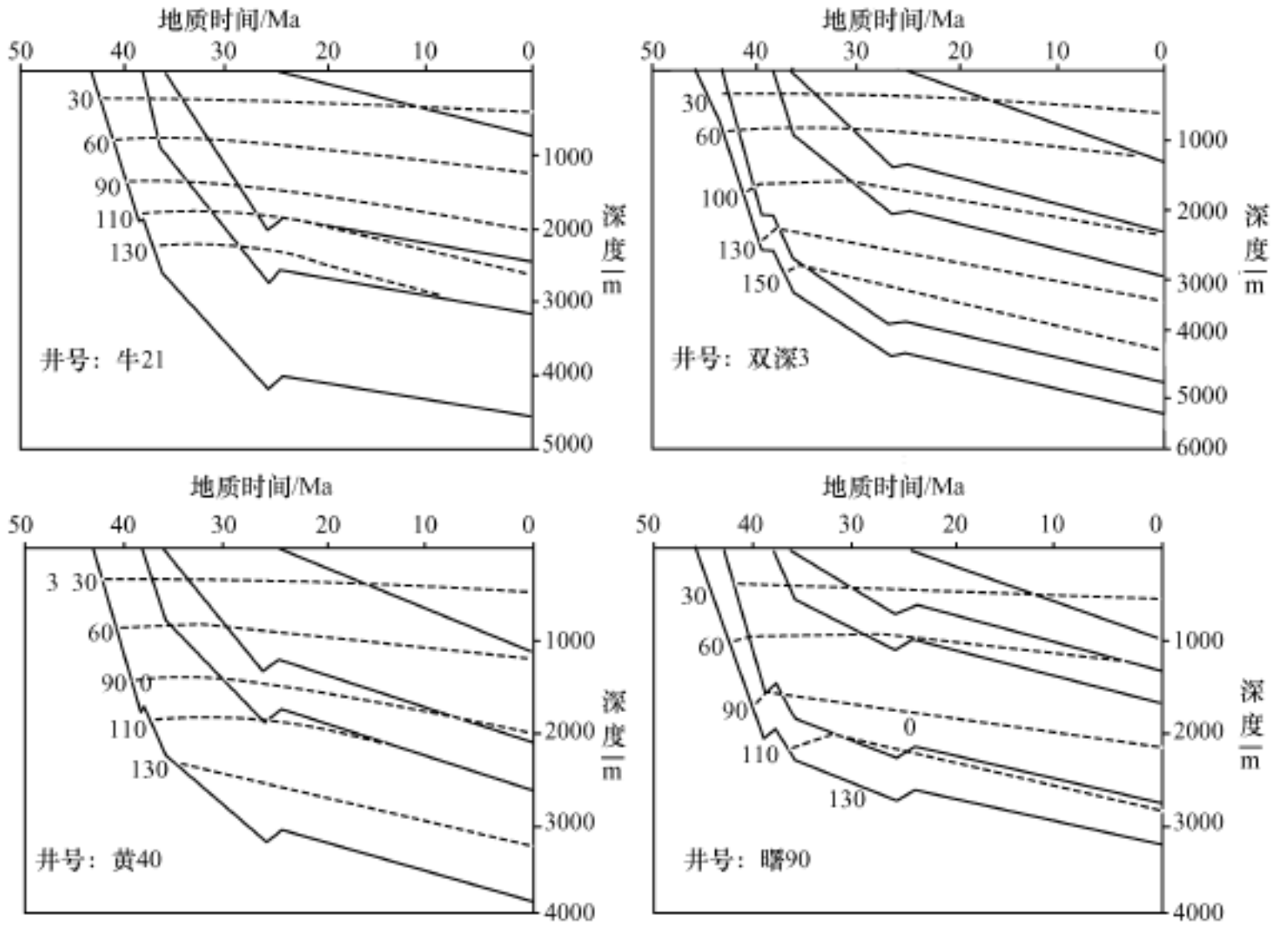


图 5-18　下辽河盆地古地温史图

(据夏毓亮等,1993)

夏毓亮等,裂变径迹等新技术在辽河盆地热历史研究中的应用,辽河石油勘探局勘探开发研究院、核工业北京地质研究院研究报告,1993。

4. 下辽河盆地反转构造的显微特征

下辽河盆地的反转构造不仅表现在盆地内的逆断层、褶皱变形、不整合及构造抬升方面,而且在岩石的显微组构上也有明显的表现。在下辽河盆地的钻井岩芯中,我们经常可以看到一种泥质磨砾岩。岩石呈暗灰色,透镜状构造,每个小透镜体上发育磨擦镜面。岩心表面呈瘤状,或者呈松散状的一个个扁豆体。显微镜下蚀变的片状矿物定向排列。

(二)新生代反转构造的形成时间

下辽河盆地的反转构造形成的时间,经本次研究认为在东营组沉积之后,馆陶组沉积之前,反转时间不长。依据有以下两点:

下辽河盆地新生代的反转构造均被馆陶组以不整合覆盖,反转逆断层只能延伸到东营组顶面,没有穿过不整合面。

东营组的沉积受同生长正断层控制,东营组地层被反转构造卷入。

第三节　中新生代盆岭构造演化

燕山东段—下辽河地区中新生代以来的构造演化过程,是一个造山、成盆作用在三维空间和时间上的相互转换过程,也是一个沉积作用、岩浆作用、变形作用的完整演化过程(processes),所有这些作用在时间和空间上的演化过程,造就了燕山东段—下辽河地区现今的三维构造面貌。

一、中生代盆岭构造演化

根据燕山东段—下辽河地区中生代的地质构造特征,该区中生代的盆岭构造演化可以分为以下几个阶段(图 5-19):

(一)早中三叠世盆地演化及中三叠世末挤压作用

燕山东段—下辽河地区前中生代时期的构造演化,属于华北克拉通盖层演化过程中的克拉通盆地演化阶段。其特征以稳定沉积和垂直升降为主,其岩石圈结构应该是稳定克拉通的岩石圈结构。随着古生代西伯利亚板块和中朝板块的不断会聚、俯冲、碰撞,位于西伯利亚板块和中朝板块之间的中亚—蒙古褶皱带逐渐褶皱隆起,中亚—蒙古古大洋逐渐消亡。早中三叠世时,两个板块之间会聚、俯冲、碰撞的影响逐渐向两个板块内部扩展,使得华北克拉通地壳活动进一步增强,华北克拉通不断抬升,古地形不断变化,古气候逐渐趋于炎热干旱。这一时期燕山东段—下辽河地区的盆地是晚二叠世克拉通盆地的延续,盆地范围在晚二叠世盆地范围的基础上进一步缩小,沉积物为一套红色磨拉石建造,平行不整合或整合在二叠系之上。这一时期的盆地类型属于残留克拉通盆地,其岩石圈结构可能属于受到影响的稳定克拉通的岩石圈结构。标志着该区克拉通演化阶段即将结束,孕育着一个新的构造演化阶段——陆内造山作用阶段的开始。

中三叠世末,印支运动使得该区中、下三叠统与中、新元古代—古生代沉积地层一起褶皱、断裂,形成走向近东西的褶皱和断裂带。燕山东段—下辽河地区由稳定克拉通构造演化阶段,进入了燕山陆内造山作用的演化过程。

(二)晚三叠—早侏罗世盆地演化及早侏罗世末挤压作用

经过中三叠世末构造运动之后,晚三叠世,古地理面貌发生了极大变化,气候也变得温

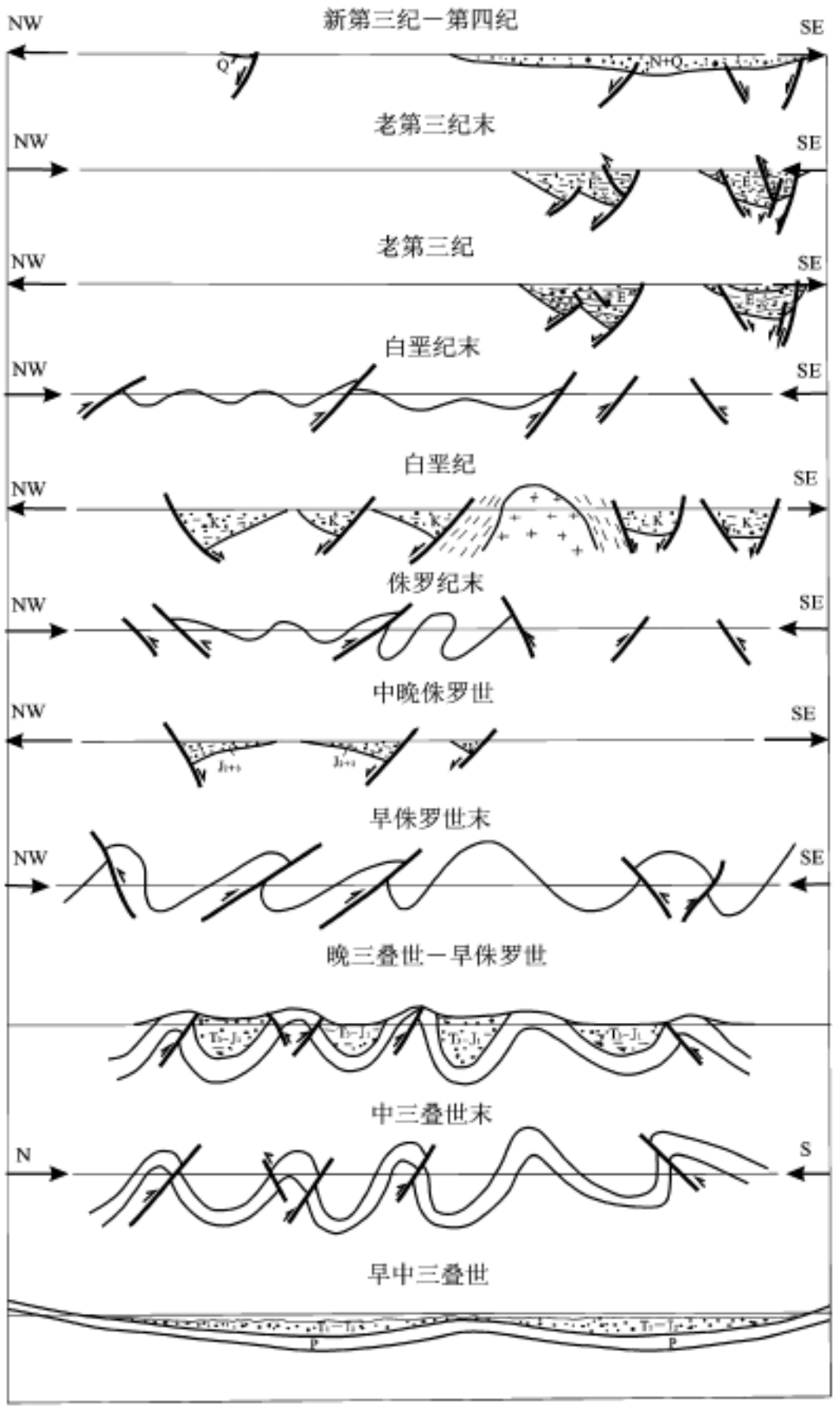


图 5-19　燕山东段—下辽河盆地中新生代构造演化示意图

暖潮湿。在整体隆起的背景下,一些小型的河流沼泽盆地沿褶断带或断陷带凹陷部位发育。这些小型盆地具有明显的继承性特点,它们零星分布于凌源老虎沟、朝阳石门沟、北票羊草沟等地,沉积物中的砾石成分来自基底太古宇、中新元古界、古生界和中下三叠统,从基底的变形来看,上三叠统和下侏罗统沉积于晚三叠世前褶皱的向斜部位。从沉积建造来看,上三叠统下部为冲洪积相沉积,它们对中三叠世末构造运动形成的凹陷部位进行填平补齐,到上三叠统上部出现一些沼泽相沉积环境,形成煤层或煤线。三叠纪末构造抬升,造成盆地隆

起,发生剥蚀,凌源老虎沟一带的晚三叠世盆地消失,下侏罗统与上三叠统之间发生沉积间断,地层呈平行不整合接触。

早侏罗世,由于受早燕山期构造运动的影响,在朝阳、北票一带及现今金岭寺—羊山盆地内部发生中性火山喷发,堆积了下侏罗统下部兴隆沟组的钙碱性安山岩建造。之后,盆地进一步扩大,形成下侏罗统上部河流沼泽相的北票组灰色陆屑式含煤建造。

晚三叠世—早侏罗世盆地的上述特征,反映其盆地类型为上叠式盆地,构造背景是中三叠世末强烈挤压之后,均衡调整阶段的稳定沉积。

早侏罗世末，燕山运动第一幕强烈的第二次挤压作用，使得上三叠统、下侏罗统遭受褶皱和冲断（逆冲、逆掩），晚印支—早燕山早期盆地反转，盆地内上三叠统、下侏罗统褶皱隆升，遭受剥蚀；前中生界地层也再次受到改造。形成一些走向北东的逆冲断裂，它们切割了上三叠统、下侏罗统，又被中侏罗统地层不整合覆盖；使得中侏罗统与下侏罗统呈不整合接触。伴随着燕山运动第一幕的挤压作用，在该区还有花岗岩和闪长岩的侵入活动。

(三)中晚侏罗世盆地演化及侏罗纪末构造反转

经历了早侏罗世末燕山运动第一幕强烈的构造运动之后,中侏罗世,区域挤压应力减弱,伸展作用加强,伸展作用引起的断陷使得火山活动增强,早期盆地范围进一步扩大,同时又有一些新的盆地生成。在研究区内朝阳—北票一带、金岭寺—羊山一带、建昌—喀左一带、承德—平泉一带,形成一批既相互分隔又局部相连的断陷盆地。在这些断陷盆地中堆积了中侏罗统的含火山、含煤的河流沼泽相碎屑沉积物。晚侏罗世,由于气候逐渐变得干燥起来,早燕山晚期构造运动使得上述盆地内普遍沉积了一套土城子组红色复陆屑式建造。这一阶段研究区内一方面火山活动增强,另一方面,沉积环境比较稳定。由金岭寺—羊山盆地、朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地、承德—平泉盆地和盆地之间隆起组成该区第一个盆岭构造系统。这一时期盆地的构造特点,反映出该区的构造活动已经不全是挤压作用,伸展作用的影响已经相当明显(图 5-20、5-21)。

侏罗世末,燕山运动第二幕强烈的第三次挤压作用,使得中、上侏罗统的火山机构—火山碎屑—碎屑沉积岩系发生北东向中等程度的褶皱,形成一组北北东向的逆冲断层、褶皱和北西、北西西向的配套断裂,使得中晚侏罗世盆地萎缩、消亡,并对中晚侏罗世的盆岭构造系统进行改造。

(四)白垩纪盆地演化及白垩纪末构造反转

白垩纪,随着区域挤压作用减弱,北西—南东向的伸展作用进一步加强,本区的构造演化进入了一个新的阶段,岩石圈由缩短为主转向伸展为主。开始了变质核杂岩发育时期和断陷盆地发育时期。这一时期断陷活动不仅广泛发育在燕山东段,而且波及到下辽河地区。在燕山东段,由东向西出现了阜新-义县盆地、朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地、平庄-马厂盆地、赤峰-锦山盆地等一大批白垩纪断陷盆地。在下辽河地区,营口-佟二堡断裂带和高升-西八千西倾断裂带发生断陷活动,在两条断裂带的西侧分别形成两个凹陷-辽河盆地东部白垩纪凹陷、辽河盆地西部白垩纪凹陷。这些白垩纪断陷盆地和盆地之间的辽河盆地中央白垩纪断块隆起、医巫闾山隆起、松岭山脉隆起、努鲁儿虎山断块隆起和七老图山隆起组成该区第二个伸展状态下的盆岭构造系统。这一阶段区内盆地发育达到鼎盛时期,火山活动达到高潮,义县期火山岩遍布全区。盆地演化的进程可以划分为初始断陷期、断陷期、消亡期三

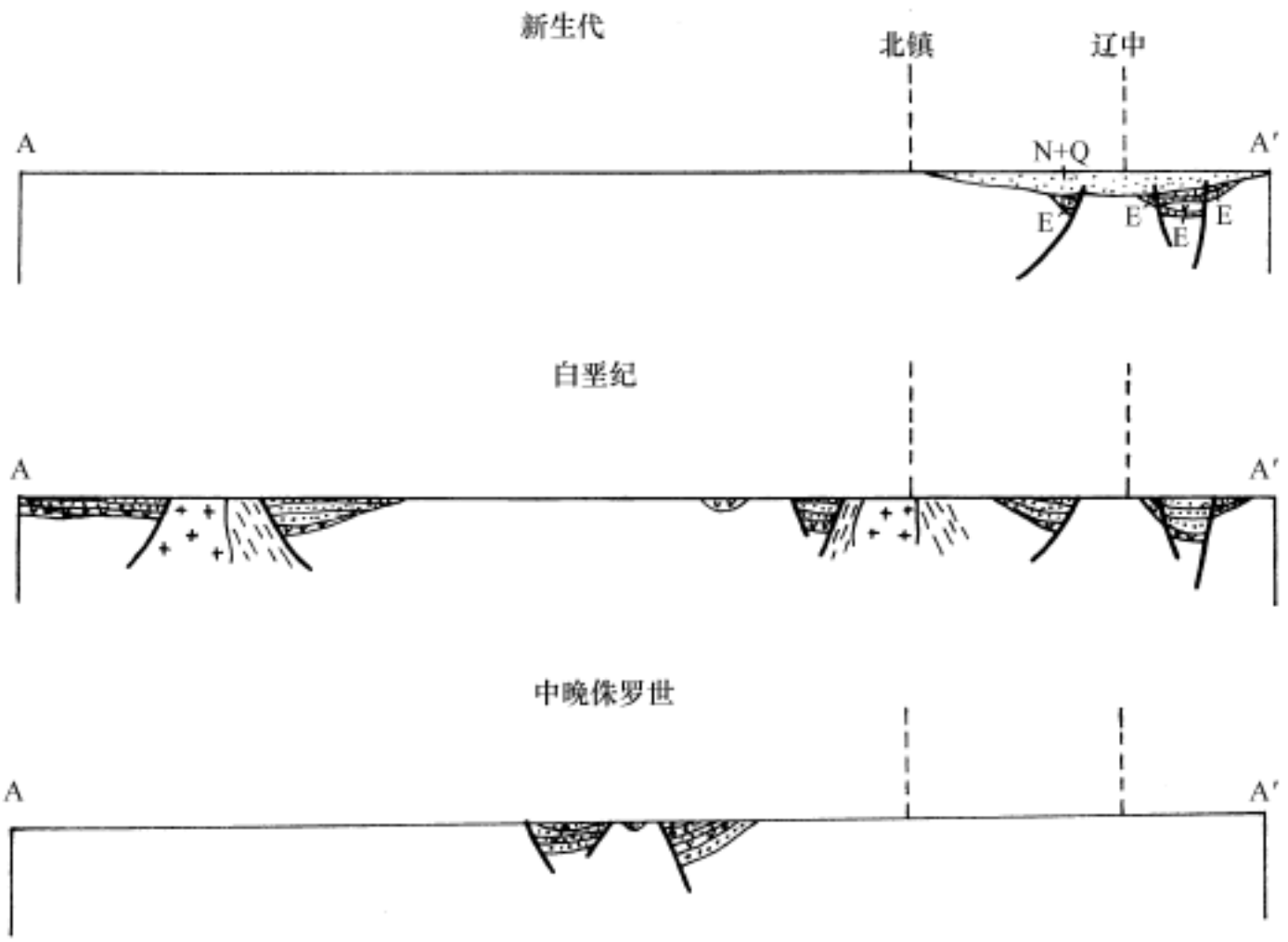


图 5-20　燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造演化示意图(A-A′)

个阶段:

(1)初始断陷期——义县组喷发—沉积期:早白垩世初,随着应力作用方式的改变,燕山东段—下辽河地区的许多断裂发生强烈的伸展活动,沿这些伸展断裂发生强烈的中基性火山喷发,形成了义县组的一套中基性火山岩系,在喷发的间隙期间,出现了多次短暂的湖盆环境。这一时期构造活动的主要特征有两个:第一是断陷幅度大,沉降速度快。其断陷幅度可达 3000 m,沉积速率可达 588 m/ Ma,是燕山东段—下辽河地区中生代断陷幅度最大,沉积速度最快的时期。第二是火山活动十分强烈。强烈的火山活动不仅分布面积广,喷发期次多,而且火山岩厚度大,岩性复杂。在燕山东段—下辽河地区几乎所有的中生代盆地底部都可以钻到义县组火山岩,不同地区火山活动期次为 3～6 次,其岩性不仅有基性玄武岩,中性安山岩,酸性流纹岩和各种中间过渡型火山岩,而且有火山熔岩、集块岩、火山角砾岩、凝灰岩等各种类型的火山岩系。局部地区见有含砾泥岩夹层。

(2)断陷期——九佛堂、沙海—阜新组沉积期:义县组强烈的火山喷发之后,在阜新-义县盆地、朝阳-北票盆地、建昌-喀左盆地、平庄-马厂盆地、赤峰-锦山盆地和辽河盆地东部凹陷、西部凹陷范围内形成一些断陷型陆相淡水湖盆,沉积了九佛堂组、沙海—阜新组湖相、湖泊—沼泽相含煤泥质碎屑岩系。九佛堂组岩性为深灰色和灰色泥岩夹泥质粉砂岩、钙质粉砂岩、灰色泥灰岩、深灰色页岩夹凝灰岩、凝灰质砂岩、玄武岩。沉积物较细,基本以湖相泥岩和粉砂岩为主,钙质和凝灰质含量较高,是湖盆快速沉降期的产物,沉积速率为 200 m/ Ma。沙海组岩性以湖相砂泥岩为主,沉积速率减慢,为 70 m/ Ma。阜新组以煤系地层为主,早期阶段沉积了湖相泥岩,到中晚期由于断陷活动趋于停止,湖盆逐渐向沼泽平原化方向演

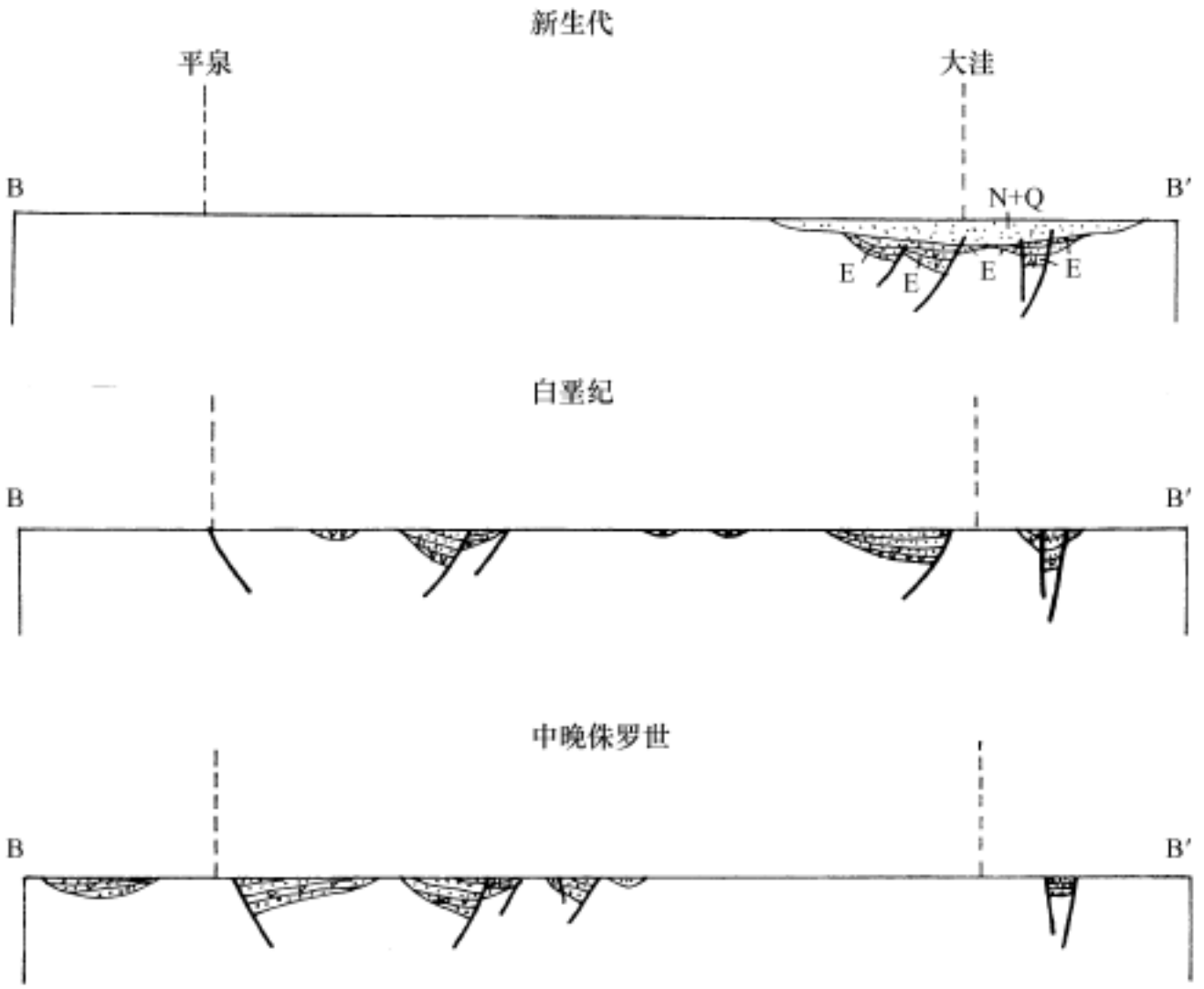


图 5-21　燕山东段—下辽河盆地中新生代盆岭构造演化示意图(B-B′)

化。早白垩世末,燕山运动第三幕使得该区普遍抬升,下白垩统地层遭受剥蚀。

(3)消亡期——孙家湾组沉积时期:经历了早白垩世末的构造抬升之后,晚白垩世盆地范围缩小或消亡,燕山东段—下辽河地区部分白垩纪盆地内发育了一套孙家湾组红色类磨拉石建造,与下伏地层呈整合或不整合接触。

白垩纪末燕山运动第四幕使得前新生代地层发生褶皱,形成一组北东向的背斜和向斜及北东向的逆冲断层。这期运动使得燕山东段、辽河盆地全区抬升,遭受剥蚀,中生代盆地发育阶段结束。

二、新生代盆岭构造演化

新生代以来,燕山东段—下辽河盆地的构造演化表现在两个方面,一是燕山东段地区呈现持续隆升,遭受剥蚀,仅有个别前新生代断裂有所活动;二是下辽河盆地持续下陷,形成一个新生代裂谷盆地;燕山东段和下辽河盆地构成该区第三个盆岭构造系统,只不过新生代它们分别是更大一级盆岭构造系统的一部分。由于燕山东段山区缺少新生代地层,新生代构造活动不易区分,研究起来比较困难,因此,作者将主要讨论下辽河盆地新生代的构造演化。

新生代下辽河盆地的形成、演化,经历了古新世裂谷前期火山活动期、始新世—渐新世裂陷期(包括始新世第一断陷期、渐新世第二断陷期)、老第三纪末裂陷反转期和新第三纪以来的拗陷期。每个时期断裂活动、火山活动的强度、方向各不相同,构造应力的作用方式也不相同,沉降运动强度有由弱—强—衰的规律性变化,造成了沉积上的多旋回性。

(一)古新世裂谷初期火山活动

老第三纪初古新世和始新世早期,下辽河盆地所在地区受较大的拉张应力,形成一组以北东向为主、控制盆地发育的主干断裂,幔源岩浆(碱性玄武岩)沿断裂大面积间歇性喷溢,以岩被形式覆盖在前第三系地层之上,形成了广泛分布的火山岩台地。在火山岩喷溢间歇过程中,广泛沉积了风成暗紫红色泥岩、山前残积、坡积相红色砂砾岩及沼泽相炭质泥岩和煤层。这一时期的沉积被称之为房身泡组,与前第三系地层之间为角度不整合接触。这一时期的断裂主要有高升-西八千断裂、台安-大洼断裂、营口-佟二堡断裂和大民屯断裂及东胜堡断裂。它们的特点是:

(1)断层走向北东,倾向西北。由于断层的掀斜作用,使得前新生代基岩面西翘东倾,在断层的上升盘形成单面山型潜山,在断层的下降盘形成槽地,在其中沉积了以浅水环境为主的沉积物。

(2)沿断裂有大量碱性玄武岩喷发。

(二)始新世—渐新世裂陷期构造演化

房身泡期火山活动之后,由于北西南东向的拉张应力作用继续,加上地幔物质大量喷发引起地壳深部物质的不平衡,使得以北东走向为主的断裂呈张性活动,下辽河地区不断拉张、裂陷,盆地进入裂陷期发育阶段。

1. 始新世第一断陷期

(1)沙四段裂陷期。始新世沙四段沉积时期,由于台安-大洼断裂、大民屯凹陷东界断裂及西部凹陷西斜坡上的一组北东向断层的不断拉张,形成沿断裂分布的不均匀西掉断陷,湖盆开始稳定下沉,湖盆范围逐渐扩大,接受湖相沉积。由于断裂开始发育的时间、断裂活动强度的差异性,沙四段在各个凹陷中的发育程度不同。沈北凹陷、大民屯凹陷、西部凹陷广泛发育沙四段,且厚度较大。东部凹陷此时还处于隆起区,目前还未发现沙四段沉积。

(2)沙三段深陷期。始新世沙三段沉积时期,是下辽河地区受北西南东向拉张作用最强烈、盆地断裂活动最强烈的时期,构造活动以沿北东走向张性断裂面滑动的垂直运动为主,盆地大幅度急剧下沉,湖盆范围最大,四个凹陷均沉积了巨厚的沙三段,沉降中心仍沿北东向主干断裂的下降盘分布,并伴有玄武岩岩浆喷发。由于断裂活动的差异性,各凹陷或同一凹陷的不同部位仍有明显的差异。

沙三末期,受盆地断裂活动减弱及西部、东部凹陷北端掀斜的影响,下辽河盆地发生抬升,湖盆水域面积大大缩小,使边部地区遭受剥蚀。在西部凹陷西斜坡可见明显的剥蚀现象,沙三段与上覆沙二段呈不整合接触。大民屯凹陷和东部凹陷大部分地区缺失沙二段。青龙台、茨榆坨地区缺失沙三段中、上部地层,与上覆地层呈不整合或假整合接触。但在一些洼陷中心依然保持以深水为主的湖泊环境。

2. 渐新世第二断陷期

下辽河盆地经过始新世第一断陷期后,经历了短暂的抬升间歇,至渐新世时,又开始了新的第二次扩张,产生了新的一次水进—水退过程,形成了下辽河盆地第二构造—沉积旋回。从沙二段沉积开始,由于区域应力场发生改变,一组走向近东西的伸展断层(同沉积正断层)开始生成,第一断陷期的北东向主干断裂继续活动,下辽河盆地开始了一个新的构造演化阶段。

(1)沙一、二段二次扩张开始期。渐新世早期(沙二期),第二旋回开始的扩张活动较弱,

盆地下陷速度和幅度较小,沙二段沉积主要分布在西部凹陷,大民屯凹陷为隆起区,东部凹陷除黄金带、牛居地区有火山喷发以外,大部分地区缺失沙二段。这一时期湖盆小,水体浅,沉积物以粗碎屑为主。

沙一期,盆地内断裂活动加剧,湖盆扩大变深,各凹陷均接受沉积,沉降幅度不大,但较均匀。沙一期末盆地再次抬升,地层遭受剥蚀,与上覆地层之间有明显的沉积间断。

沙一、二段二次扩张期的沉降和隆升,与第一旋回沙四、沙三期的沉降和隆升有相似之处,但也有明显的不同。从沙一、二期开始,下辽河盆地的断裂活动发生了明显的变化,除一些北东走向主干断裂继续活动以外,新发育起一组东西走向,主要南掉的正断层。这组断层的发育,反映下辽河地区所受的应力作用方式已发生了明显改变。构造应力作用方式已经不再是第一断陷期的北西—南东向伸展,而出现南北方向的伸展作用。

(2)东营组二次扩张深陷期。东营期北东向主干断裂和近东西向新生断裂的断陷活动进一步加剧,湖盆进一步扩张,深陷。由于断陷活动的差异,大民屯凹陷东营期构造活动远不如东部凹陷和西部凹陷强烈,下陷幅度亦小得多。东营期东部凹陷构造活动最强烈,西部凹陷次之。伴随主干断裂的强烈活动,火山活动再次活跃,特别在东部凹陷南北两端有大量玄武岩喷发,西部凹陷和大民屯凹陷也有少量薄层玄武岩。

东营组沉积之后,由于应力作用方式发生变化,下辽河盆地发生反转,地层遭受挤压、褶皱和冲断,并大范围遭受剥蚀,结束了老第三纪的断陷历史。

(三)新第三纪—第四纪拗陷期构造演化

新第三纪以来,断陷活动减弱,下辽河盆地老第三纪隆凹相间的构造格局消失,老第三纪隆起带变成低洼带,盆地整体拗陷,沉降中心由北向南转移,盆地沉积范围扩大,沉积物超覆于前第三系之上,岩性比较单一,盆地进入拗陷期发育阶段。

第六章　燕山东段—下辽河盆地中新生代应力场演化

地壳表层的一切构造变形,包括褶皱、断裂、片理等等,都是地应力作用的结果。地应力也是造成岩石圈板块运动的基本动力因素。

岩石圈内地应力(简称岩石圈应力)作用引起岩石圈变形、岩石圈板块运动、岩石圈深部热结构和深部作用过程发生变化,造成上地幔隆起,岩浆活动,岩石圈表层的褶皱作用和冲断作用,控制着造山带和沉积盆地演化的动力学过程。在岩石圈受引张应力作用地区,会造成岩石圈伸展减薄。相反,岩石圈受挤压应力作用地区,会造成岩石圈缩短,导致岩石圈板块俯冲,碰撞或岩石圈的缩短、挠曲。

岩石圈应力作用会造成岩石圈变形和板块运动,而岩石圈应力的大小和方向在地质历史上也会由于岩石圈的变形和板块运动随时间发生变化。岩石圈应力的时空变化,应力随时间的松弛和集中,都会对岩石圈变形,岩石圈板块运动,岩石圈表层造山带和沉积盆地的动力学演化产生至关重要的影响。

第一节　现今地应力测量

现今地应力方向可以直接用各种物理的或地球物理的方法来测定。目前用来测量现今地应力方向的方法很多,如震源机制解法、原地应力测量法、跨断层位移测量法、地形变测量法、井壁崩落法、水压致裂法、地面电测法、波速各向异性法、天然地震反演法等等。这些方法各有各的特点,各有各的适应环境。

考虑到各种方法的适应环境、资料来源、方法的成本、结果的可靠性等因素,在下辽河盆地主要采用井壁崩落法确定现今构造应力方向,在露头区主要采用各种实测结果,对地壳深部采用震源机制解法。

一、震源机制解法应力测量

1. 原理与方法

现今构造应力作用的表现形式之一就是地震,地震发生时,震源运动过程的一个重要结果是辐射地震波。地震波传递着震源信息,据此可直接了解震源处运动特征,进而分析地壳应力状态。P 波到达接收器的第一个振幅方向(即称初动方向或初动符号),在地面分布呈一种特殊图像,而反映了震源运动过程及其与断裂的产状、力的作用方式的直接关系。根据单力偶或双力偶模型,利用多个地震台记录到的天然地震 P 波初动符号,可以求取震源运动参数,判别震源节面,进而给出 P 轴出地点,该出地点的方位和倾角就是应力释放轴的方位和倾角,即最大主压应力轴的方位和倾角。

2. 燕山东段—下辽河盆地震源机制解

华北地区 15 个大震震源机制解中的 P 轴(图 6-1)和 T 轴方位,显示 P 轴方向为北东东—南西西向,T 轴方向为北北西—南南东向,即华北地区现今最大主压应力方向为北东东—南西西向,最小主压应力方向为北北西—南南东向。

海城位于下辽河盆地边缘,因此海城 1975 年 2 月 4 日主震及其前震、余震的震源机制解所反映地壳应力状态基本上代表了下辽河盆地应力状态(王小凤,1997)。2 月 4 日海城 7.3 级地震震源机制解的压应力主轴(P 轴)的方位为 N73°E(陈运泰,1976)其仰角为 8°,两个节面的走向分别为北 62°西和北 28°东,倾角都大于 80°。李荣安(1985)将海城地震 Ms>3.5 的 5 个前震和 Ms>3.0 的 18 个余震震源机制分析结果(表 6-1),以及曾秋生将前震及余震 52 个震源机制编制的压力轴赤平投影图(图 6-2)都表明其 P 轴方位和两组节面与主震十分接近,最大主压应力方向为北东东向。

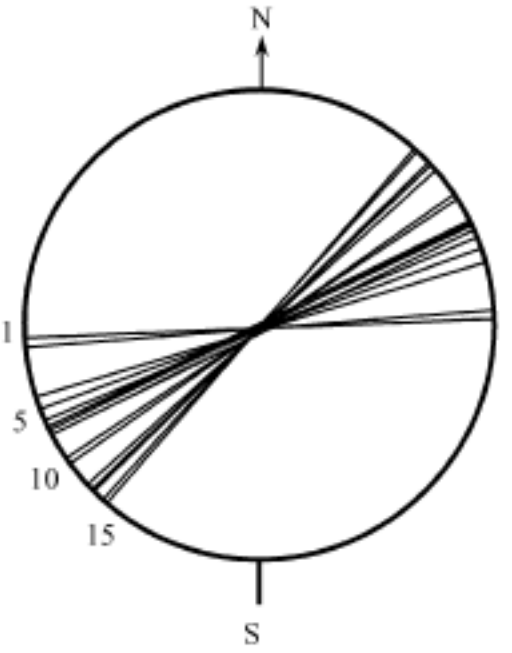


图 6-1　华北地区震源机制解 P 轴方向图

(据北京地震会战资料编绘)

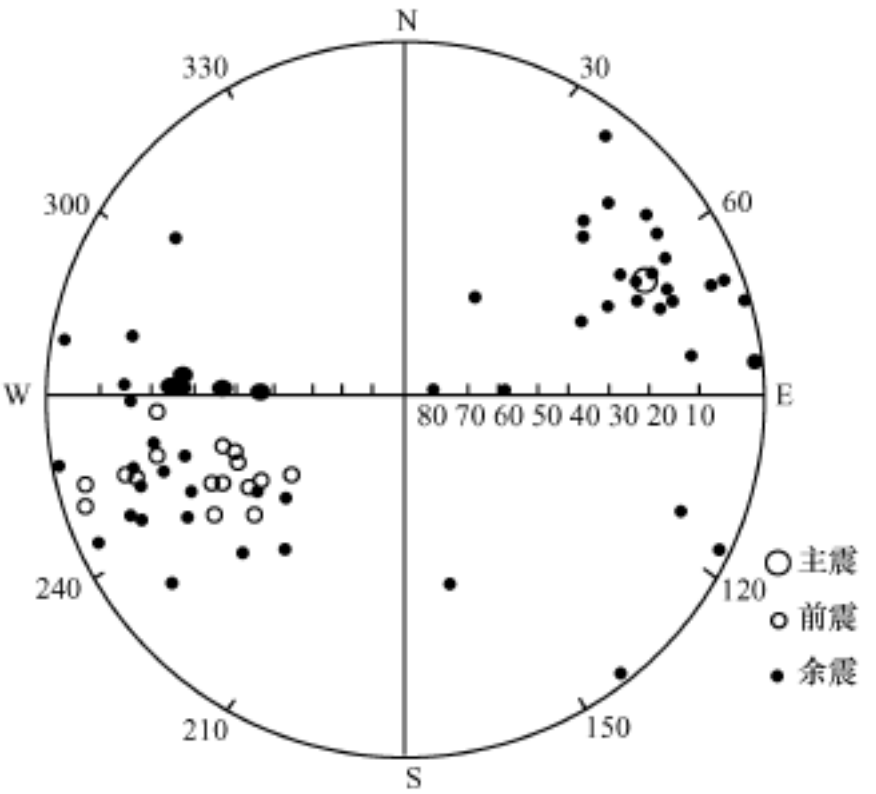


图 6-2　海城地震序列压力轴赤平投影图

(据曾秋生,1990)

海城地震后,震区出现大面积宏观裂缝,按其走向有四组:北东 10°～30°、北东 50°～80°、北西 280°～310°和北西 330°～340°;其中以北西西向最发育,其次为北北东向。裂缝带的分布范围与地震烈度等震线的展布形态一致,长轴为北西向,短轴为北东向。根据海城地震地震断裂的力学成因分析,认为是受北东东向压应力作用所致。

由于地震发生在地壳深处,震源机制解结果可以很好地反应地壳深部的构造应力方向,因此,燕山东段及下辽河盆地震源机制所反应的现今最大主压应力方向,代表了该区地壳深处现今最大主压应力方向为北东东向。

表 6-1　海城地震(前震、主震、余震)的参数和震源机制(据李荣安,1985)

编号	日　期 年、月、日	发震时刻 时-分-秒	震级 (Ms)	震中位置		震源深度	节面走向		节面倾向		节面倾角	
				东经	北纬	km	A	B	A	B	A	B
1	1974.12.22	12-46-18.7	4.8	123°35′	41°16′	5.8	34°	98°	SE	NNE	70°	40°
2	1975.2.4	04-23-49	3.8	122°49′	40°39′	6	110°	17°	SW	SE	80°	76°
3	1975.2.4	06-58-19	3.7	122°50′	40°41′	18	290°	20°	SW	SE	84°	76°
4	1975.2.4	07-50-47	4.7	122°45′	40°40′	13-17	108°	18°	SW	SE	86°	74°
5	1975.2.4	10-35-28	4.3	122°47′	40°40′	14-18	288°	17°	SW	SE	84°	76°
6	1975.2.4	19-36-07	7.3	122°50′	40°40′	16-21	292°	21°	SW	SE	68°	75°
7	1975.2.5	03-07-18	4.4	122°45′	40°43′		42°	310°	SE	Ne	80°	70°
8	1975.2.18	18-51-49	4.2	122°42′	40°47′	16	22°	298°	NW	NE	70°	70°
9	1975.3.19	05-59-32	3.7	122°48′	40°44′	9	17°	285°	SE	SW	80°	80°
10	1975.3.21	11-32-59	4.0	122°57′	40°46′	11	275°	23°	NE	SE	60°	60°
11	1975.3.22	11-40-09	3.6	122°58′	40°53′	9	278°	29°	NE	SE	60°	60°
12	1975.3.29	23-16-36	4.4	122°36′	40°46′	6	180°	14°	NE	SE	80°	60°
13	1975.4.21	17-50-30	3.6	122°24′	40°50′	S	347°	87°	SW	NNW	60°	70°
14	1975.5.4	09-22-29	4.3	122°47′	40°47′	S	10°	300°	SE	SW	70°	50°
15	1975.5.10	03-57-22	3.6	122°58′	40°57′	6	351°	91°	SW	NNE	60°	70°
16	1975.5.14	00-42-30	4.0	123°02′	40°50′	9	47°	335°	NW	NE	50°	70°
17	1975.6.9	02-34-36	3.2	123°34′	41°17′	8	34°	114°	NW	SW	60°	75°
18	1975.6.9	09-41-02	3.2	123°34′	41°17′	9	34°	114°	NW	SW	60°	75°
19	1976.12.4	19-19-07	4.5	122°25′	40°45′	12	48°	306°	NW	SW	70°	60°
20	1978.5.20	14-01-44	5.2	122°29′	40°44′	15	66°	357°	SE	SW	48°	70°
21	1978.12.25	00-44-40	4.2	122°58′	40°38′		4°	278°	SEE	NNE	70°	80°
22	1980.10.18	09-08-26	4.2	122°27′	40°28′	10	336°	226°	SW	SE	60°	60°
23	1983.3.20	09-56-26	4.1	121°58′	40°14′	14	56°	105°	NW	SW	70°	30°
24	1983.3.20	12-52-02	3.8	121°59′	40°14′	15	56°	103°	NW	SW	60°	40°

续表

编号	力 轴 走 向					力 轴 仰 角					破裂面方向	破裂长度 km	破裂速度 km/t
	P	T	N	X	Y	P	T	N	X	Y			
1	84°	330°	229°	124°	8°	52°	18°	32°	20°	50°	SW-NE	0.67	2.10
2	63°	154°	325°	106°	200°	2°	16°	72°	13°	10°	NW-SE	0.76	2.50
3	64°	156°	311°	109°	201°	6°	14°	75°	14°	6°	SE-NW	0.78	1.70
4	63°	154°	302°	108°	198°	8°	14°	74°	14°	4°	SW-NE	0.6	1.60
5	62°	154°	312°	107°	199°	5°	15°	74°	14°	6°	SW-NE	0.60	1.50
6	66°	157°	56°	110°	201°	8°	3°	74°	15°	3°	NW-SE	52	1.30
7	90°	356°	249°	40°	134°	21°	8°	68°	21°	10°	NE-SW	0.50	2.30
8	340°	252°	162°	29°	291°	30°	10°	60°	20°	20°			
9	63°	154°	330°	200°	106°	20°	14°	76°	10°	10°	SW-NE	0.50	0.90
10	59°	148°	238°	112°	4°	44°	0°	46°	28°	30°	SW-NE	1.50	2.50
11	65°	344°	244°	119°	10°	44°	2°	44°	30°	30°	SE-NW	0.50	0.90
12	53°	140°	261°	104°	8°	26°	16°	58°	28°	10°	SE-NW	0.90	1.70
13	214°	310°	115°	358°	256°	8°	36°	52°	18°	30°			
14	248°	147°	350°	210°	101°	12°	44°	44°	40°	20°	SW-NE	1.10	1.90
15	220°	315°	300°	3°	261°	8°	36°	54°	18°	30°			
16	20°	278°	177°	66°	318°	44°	11°	44°	40°	40°	NE-SW	1.00	2.20
17	251°	347°	90°	204°	303°	32°	10°	56°	15°	30°	NW-SE	1.10	2.40
18	251°	347°	90°	204°	303°	32°	10°	56°	15°	30°	NW-SE	1.10	2.70
19	269°	171°	78°	217°	317°	32°	10°	52°	26°	20°	SW-NE	1.00	1.70
20	220°	117°	16°	268°	158°	46v	12°	42°	20°	41°			
21	219°	323°	120°	8°	274°	8°	20°	66°	8°	20°	SE-NW	0.90	1.90
22	191°	280°	11°	136°	245°	46°	0°	45°	30°	31°	SE-NW	0.60	1.60
23	293°	163°	64°	196°	326°	59°	22°	21°	60°	20°	NE-SW	1.00	3.00
24	278°	166°	71°	192°	326°	64°	12°	24°	50°	30°	NE-SW	0.90	3.00

(转引自王小凤, 1997)

二、原地应力测量

华北地区原地应力测量结果(表 6-2)显示,华北地区最大主压应力方向主要是北西西向和北东东向,地壳应力的绝对值在地表十几米到几十米深处可达几十到上百公斤/ 厘米^2,其结果表明,区内构造应力活动强度是很高的,最大水平主压应力方位为近东西向。

表 6-2　华北地区原地应力测量结果

测量地点	测量日期	岩性及时代	最大主压应力/ MPa	最大主压应力方向	最小主压应力/ MPa
隆尧茅山	1966.10	寒武纪鲕状灰岩	7.7	N54°W	4.2
顺义吴雄寺	1971.6	奥陶纪石灰岩	3.1	N75°W	1.8
顺义庞山	1973.11	奥陶纪石灰岩	0.4	N58°W	0.1
顺义吴雄寺	1973.11	奥陶纪石灰岩	2.6	N73°W	0.4
北京温泉	1974.8	奥陶纪石灰岩	3.6	N65°W	2.2
北京昌平	1974.10	中新元古界灰岩	1.2	N75°W	0.8
辽宁海城	1975.7	前震旦纪菱镁矿	9.3	N87°E	5.9
辽宁营口	1975.10	前震旦纪白云岩	16.6	N84°W	10.4
隆尧尧山	1976.8	寒武纪石灰岩	3.2	N87°E	2.1
滦县一孔	1976.8	奥陶纪石灰岩	5.8	N84°E	3.0
滦县二孔	1976.9	奥陶纪石灰岩	6.6	N89°W	3.2
顺义吴雄寺	1976.9	奥陶纪石灰岩	3.6	N83°W	1.7
唐山凤凰山	1976.10	奥陶纪石灰岩	2.5	N47°W	1.7
三河孤山	1976.10	奥陶纪石灰岩	2.1	N69°W	0.5
怀柔坟头村	1976.11	奥陶纪石灰岩	4.1	N83°W	1.1
赤城	1977.7	前寒武纪超基性岩	3.3	N82°E	2.1
顺义吴雄寺	1977.7	奥陶纪石灰岩	2.7	N75°W	2.1
房山歇息岗	1977.5	花岗岩	8.7	N50°E	4.5
唐山凤凰山一孔	1978.4	奥陶系灰岩	2.3	N77°E	1.1
唐山凤凰山二孔	1978.5	奥陶系灰岩	1.6	N71°W	1.0
滦县榆山	1978.7	奥陶系灰岩	5.0	N82°W	3.6
北京温泉	1976.10	奥陶系灰岩	5.4	N67°W	3.1

(据国家地震局地震地质大队、地质力学研究所的测量资料)

三、钻井崩落法地应力测量

1. 钻井崩落法原理

自 20 世纪 70 年代以来,许多学者发现,在深钻井中常常产生井壁岩石崩落现象,而且在同一钻井不同深度上崩落椭圆横截面的长轴方向往往相同,在地下巷道中,也发现了这种崩落破坏现象,室内实验分析证明了这种崩落现象的力学机理,并证实崩落椭圆的长轴方向与最小水平主应力方向平行。根据这一现象,人们发展了确定地应力的钻井崩落法。

2. 下辽河盆地井壁崩落法地应力测量结果及分析

作者对下辽河盆地 26 口钻井的四臂测井资料进行了崩落椭圆分析(图 6-3),并计算了主应力方向(表 6-3),共收集了前人所作的 42 口钻井的井壁崩落法地应力测量结果。经过综合分析认为,辽河盆地现今最大主压应力方向为北东东向,但在盆地不同部位,应力方向有局部变化(图 6-4)。大民屯凹陷最大主压应力方向比较一致,为近东西向;西部凹陷在每个局部洼陷应力方向比较一致,在牛心坨地区基本上为北西向,在冷家堡地区基本上是北东向;东部凹陷最大主压应力方向变化较大。

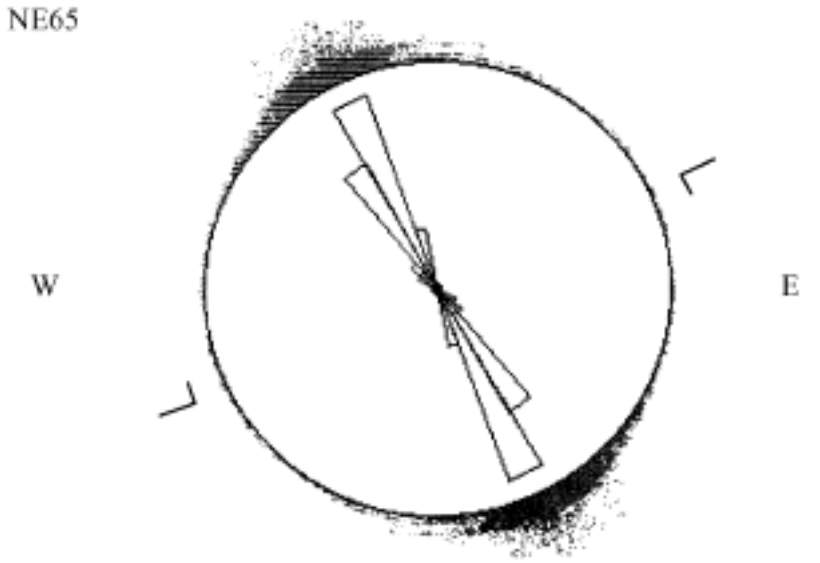


图 6-3　下辽河盆地东部凹陷大 31 井井壁崩落法地应力测量结果

(据曾秋生,1990)

表 6-3　下辽河盆地井壁崩落法地应力测量结果表

井 号	地 点	深　度 m	最大主压应力方向 (°)
欢 134	欢喜岭	187 - 1135	NW5
欢 133	欢喜岭	502 - 1101	NW75
桃 15	驾掌寺	1417 - 2254	NW15
桃 10	驾掌寺	979 - 2233	NE75
桃 13	驾掌寺	3257 - 3447	NW65
荣 16	驾掌寺	1000 - 2074	NE55
荣 18	驾掌寺	1000 - 2685	NE65
荣 80	驾掌寺	1200 - 2616	NW15
荣 20	驾掌寺	1600 - 3095	NW35
黄 95	驾掌寺	2264 - 3478	NW85
黄 100	驾掌寺	891 - 2781	NW75
欧 19	驾掌寺	478 - 2411	NW25
铁 5	黄沙坨	497 - 1453	NE75
界 12	黄沙坨	2159 - 2739	NW65
欧 24	驾掌寺	987 - 2513	NE5
大 16	驾掌寺	987 - 2427	NW55
大 31	驾掌寺	940 - 2825	NE65
大 33	驾掌寺	1942 - 3004	NW5
葵花 4	二界沟	504 - 1548	NW45
葵花 4	二界沟	3000 - 3467	NW45
葵花 8	二界沟	503 - 2067	NE55
葵花 8	二界沟	2570 - 3212	NE45
葵花 6	二界沟	504 - 2403	NE25
洼 16	大洼	1277 - 2449	NW15
齐 111	欢喜岭	673 - 1746	NE45
齐 113	欢喜岭	738 - 1699	NW65
齐 110	欢喜岭	654 - 1981	NE15
欢 136	欢喜岭	502 - 1100	NW75

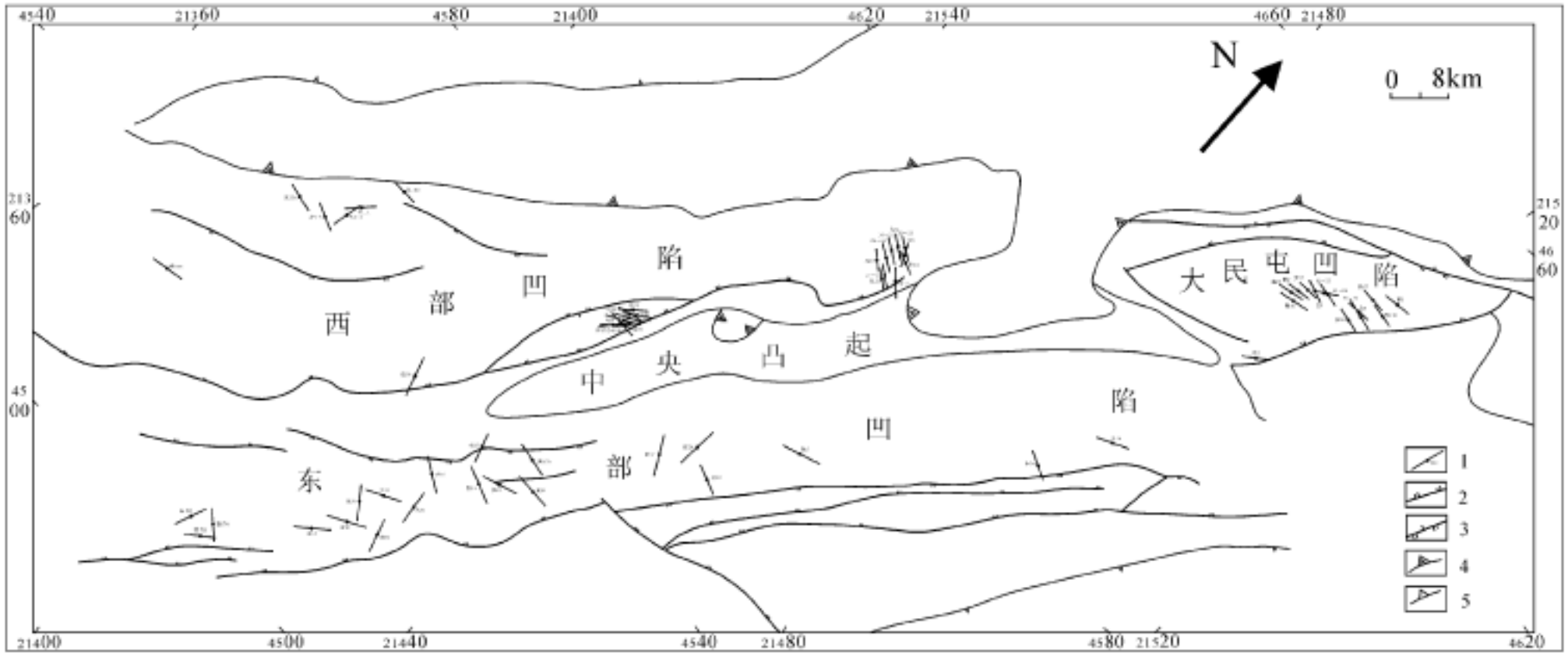


图 6-4 下辽河盆地井壁崩落法现今地应力方向测量结果图

1—钻井编号及最大主压应力方向;2—主干断裂;3—逆断层;4—古近系尖灭线;5—新近系尖灭线

四、声发射法现今地应力值测量

声发射地应力测量方法是近年来发展起来的一种利用岩石的凯瑟(Kaiser)效应测量岩石今古地应力大小的地应力测量方法。

作者运用声发射方法,在下辽河盆地作了十个新生代岩石样品的声发射地应力测量(测试工作由地质力学开放实验室丁原辰研究员等完成)(图 6-5)。根据声发射所测定的现今有效最大主应力值与孔隙压力,对下辽河盆地的现今最大主应力值进行了计算,结果见表 6-4,显示下辽河盆地 1794～3676 m 深度范围内现今最大主应力值的大小为 36.8～60.8 MPa。如果孔隙压力越大,有效最大主应力越低越有利于油气聚集,则推测黄 63,黄 30 和牛 22 等井位相对有利于油气的聚集,当然也不能排除高压油气圈闭的可能性。

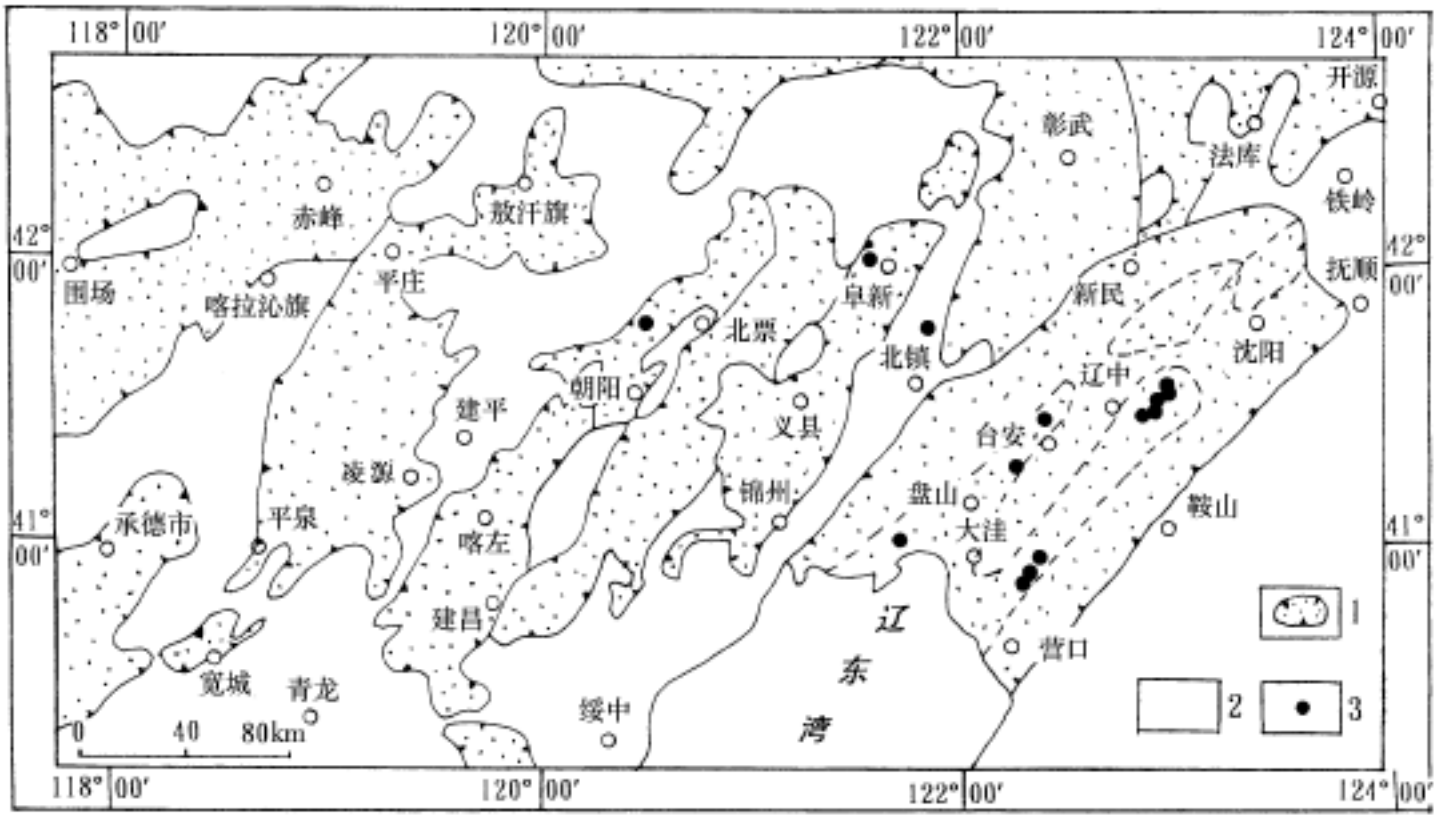


图 6-5　燕山东段—下辽河盆地声发射法地应力测量采样位置图

1—盆地;2—隆起剥蚀区;3—采样点位置

表 6-4　下辽河盆地现今地应力声发射法测量结果表

试样号	井 位	时 代	岩 性	试样数	深度 m	抗压强度 MPa	现今有效最大主应力 (σ_x)	现今最大主应力 MPa	孔隙压力 MPa
96-1	牛深 2	Es_3	泥灰岩	4	3695	93.9	(43.7)	-	/
96-2	牛深 2	Es_3	粉砂岩	10	3676	84.7	44.2	(60.8)	16.6
96-6	黄 63	Es_{1+2}	砂岩	6	2760	56.3	25.4	(49)	23.6
96-7	茨 60	Es_3	含砾砂岩	4	2700	126.9	(36.2)	(43)	6.8
96-9	沟 1	D	泥灰岩	2	2664	80.1	(27.1)	(37.8)	10.7
96-16	冷 141	Es_3	泥岩	7	2860	40.7	26.1	(36.8)	10.7

续表

试样号	井 位	时 代	岩 性	试样数	深度 m	抗压强度 MPa	现今有效最大主应力 (σ_x)	现今最大主应力 MPa	孔隙压力 MPa
96-18	双南 36-38	E_{S_2}	泥灰岩	3	3428	153.9	(49.8)	-	-
96-19	双南 36-38	E_{S_2}	砂岩	3	?	62.4	(35.0)	(43.8)	8.8
96-20	龙 47	E d	砂岩	10	2250	97.0	33.9	56.4	-
96-22	牛 22	E_{S_1}	含砾砂岩	9	2532	53.4	26.6	51.9	25.3
96-24	坨 6	E_{S_4}	致密泥岩	10	1794	208.1	-	49.9	-
96-25	黄 30	E_{S_1}	砂岩	8	2656	63.2	26.7	53.3	26.6
96-34	茨 606	E_d	砂岩	3	1820	157.7	/	-	-

注:括号中的数据可靠性稍差。参加辽河盆地取样的有王小凤、陈正乐、武红岭、殷秀兰,参加燕山东段取样的有崔盛芹、吴淦国、吴珍汉、朱大岗、李晓、冯向阳。E d—东营组;E_{S_1}—沙一段;E_{S_2}—沙二段;$E_{S_{1+2}}$—沙一、沙二段;E_{S_3}—沙三段;E_{S_4}—沙四段;K_1 y—义县组;J_2 l—蓝旗组;Pt_{2d}—大红峪组。

五、水压致裂法现今地应力值测量

水压致裂法应力测量是目前进行深部绝对应力测量的最好方法,在国内外都有着广泛应用。水压致裂法应力值测量是根据油田压裂过程中的张开压力和封闭压力确定岩石的最大、最小水平主应力的。据刘建中等人资料,下辽河盆地现今应力值随深度加深而增大,用水压致裂法测定的应力值进行回归分析,其应力值变化规律可以由一个经验公式表示

$$S_H = -1.38 + 0.256H$$

$$S_h = 6.79 + 0.172H$$

式中 S_H、S_h 分别为最大和最小水平主应力,H 为深度,单位是 m。计算结果的单位是 0.1 MPa。

为了验证声发射法和水压致裂法在确定现今地应力大小方面的可靠性,作者用水压致裂法的经验公式,计算了声发射试样的现今最大、最小主应力场值,将其与用声发射法测定的现今最大主压应力值进行比较,结果(表 6-5)显示,两种方法确定的最大主压应力值不仅量级相同,而且数值相差不大。说明水压致裂法的经验公式和声发射法在确定下辽河盆地现今地应力大小方面是可行的,结果是可靠的。

表 6-5 下辽河盆地水压致裂法地应力测量与声发射法地应力测量结果对比表

试样号	井位	时代	岩 性	深 度 m	水力压裂法现今最大、最小主压应力计算值		声发射法现今最大主应力测量值 MPa
					S_H/ MPa	S_H/ MPa	
96-1	牛深 2	E_{S_3}	泥灰岩	3695	94.4	64.2	-
96-2	牛深 2	E_{S_3}	粉砂岩	3676	93.9	63.9	(60.8)
96-6	黄 63	$E_{S_{1+2}}$	砂岩	2760	70.5	48.1	(49)

续表

试样号	井位	时代	岩 性	深 度 m	水力压裂法现今最大、最小主压应力计算值		声发射法现今最大主应力测量值 MPa
					S_H/ MPa	S_h/ MPa	
96-7	茨 60	E_{s_3}	含砾砂岩	2700	68.9	47.1	(43)
96-9	沟 1	Ed	泥灰岩	2664	68.0	46.4	(37.8)
96-16	冷 141	E_{s_3}	泥岩	2860	73.0	49.8	(36.8)
96-18	双南 36-38	E_{s_2}	泥灰岩	3428	87.6	59.6	-
96-19	双南 36-38	E_{s_2}	砂岩	?			(43.8)
96-20	龙 47	Ed	砂岩	2250	57.4	39.3	56.4
96-22	牛 22	E_{s_1}	含砾砂岩	2532	64.6	44.2	51.9
96-24	坨 6	E_{s_4}	致密泥岩	1794	45.7	31.5	49.9
96-25	黄 30	E_{s_1}	砂岩	2656	67.8	46.3	53.3
96-34	茨 606	Ed	砂岩	1820	46.4	31.9	-

注:括号中的数据可靠性稍差。参加取样的有王小凤、陈正乐、武红岭、殷秀兰。表注同表 6-4。

综上所述,燕山东段—下辽河盆地现今应力场特征是,现今地应力的最大主压应力方位为北东东向,并以水平应力占主导,应力方向随深度变化不大,各种方向的测量结果基本一致(图 6-6)。现今地应力的最大主应力值在地壳表层 4000 m 以内,一般为几十个兆帕。

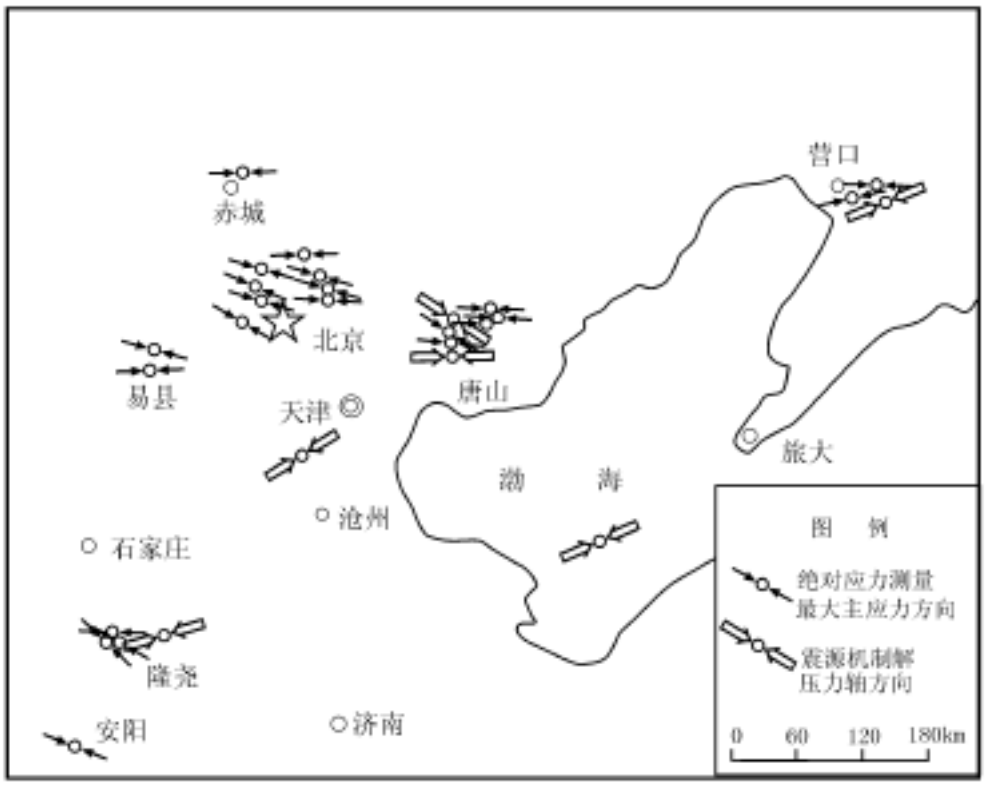


图 6-6 中国东部现今最大主压应力方向图

(据北京地震会战资料编绘)

第二节　历史地应力测量

一、声发射法古地应力大小测量

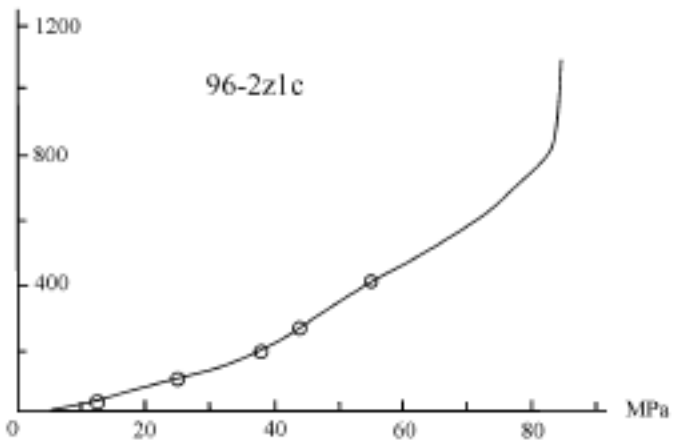
用声发射地应力测量法测量地质历史时期的古应力大小，主要是利用岩石的凯瑟(Kaiser)效应的“抹录不净”现象，丁原辰和张大伦在大量实验的研究基础上发现了一种称之为“抹录不净”的物理现象：即若岩石在一期较大的应力作用前，已经承受过一期较低的应力作用，则在作声发射测量时，后一期应力作用的凯瑟效应比前一期应力作用的凯瑟效应明显，但前一期应力作用也有类似的凯瑟效应。“抹录不净”现象的发现，为我们直接测量某一地区所受的历史应力值，划分古构造期次提供了一定的依据。

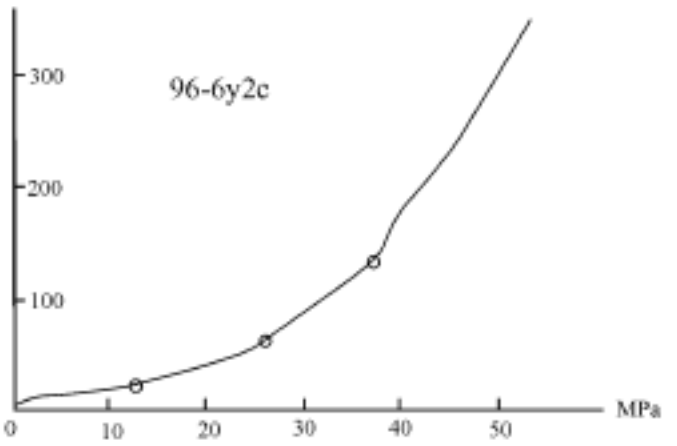
作者等在燕山东段—下辽河盆地，分别采集了从中新元古代到新生代不同时代地层中的样品，用声发射法对其所经受的古应力值和现今应力值进行测试。测试工作是在地质矿产部地质力学开放研究实验室完成的，测得的不同时代地层中经历的构造运动次数结果见表 6-6，根据声发射累积数与外加压应力关系曲线(图 6-7)确定的不同时代岩石所经历的历史应力值见表 6-7。

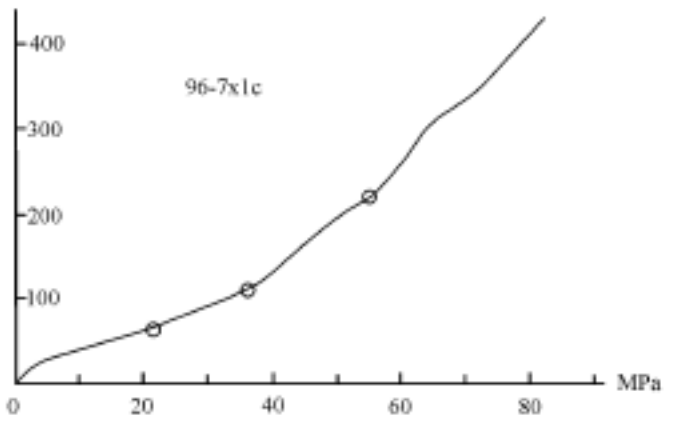
表 6-6　燕山东段—下辽河盆地声发射法古地应力期次测量结果表

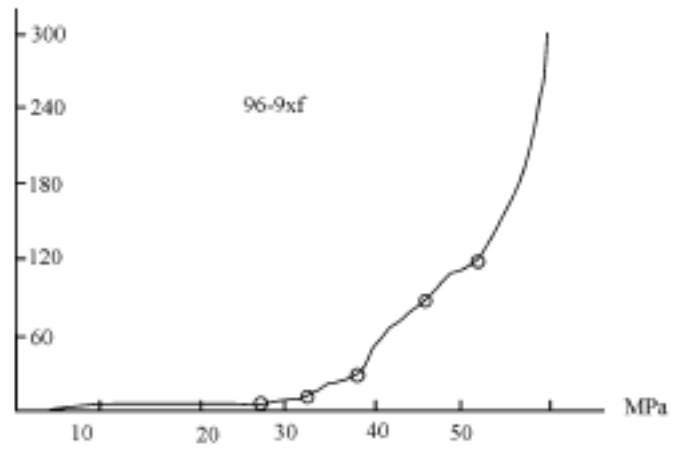
编号	时代	岩性	地点	样品数	深度	估计构造运动次数
9-225	Pt_2d	石英岩	阜新	10	地表	8
9-261	J_2l	火山岩	阜新	10	地表	5
9-251	K_1y	火山岩	北票庄头镇	10	地表	4
96-24	Es_4	致密泥岩	坨 6	10	1794m	3
96-1	Es_3	泥灰岩	牛深 2	4	3695m	3
96-2	Es_3	粉砂岩	牛深 2	10	3676m	2
96-7	Es_3	含砾砂岩	茨 60	4	2700m	3
96-16	Es_3	泥岩	冷 141	7	2860m	1
96-18	Es_2	泥灰岩	双南 36-38	3	3428m	1
96-19	Es_2	砂岩	双南 36-38	3	?	1
96-6	Es_{1+2}	砂岩	黄 63	6	2760m	2
96-22	Es_1	含砾砂岩	牛 22	9	2532m	1
96-25	Es_1	砂岩	黄 30	8	2656m	2
96-9	Ed	泥灰岩	沟 1	2	2664m	2
96-20	Ed	砂岩	龙 47	10	2250m	2
96-34	Ed	砂岩	茨 606	3	1820m	2

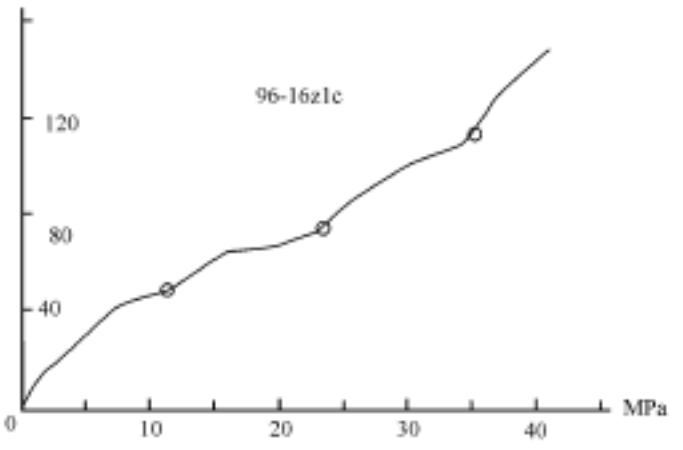
注：参加辽河盆地取样的有王小凤、陈正乐、武红岭、殷秀兰，参加燕山东段取样的有崔盛芹、吴淦国、吴珍汉、朱大岗、李晓、冯向阳。Ed—东营组；Es_1—沙一段；Es_2—沙二段；Es_{1+2}—沙一＋沙二段；Es_3—沙三段；Es_4—沙四段；K_1y—义县组；J_2l—蓝旗组；Pt_2d—大红峪组。

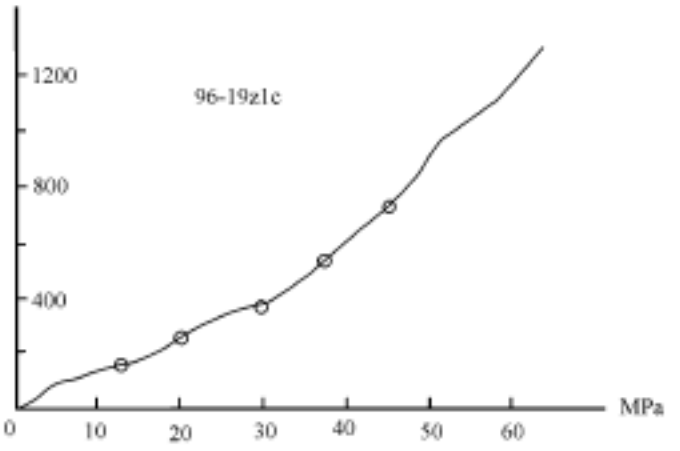


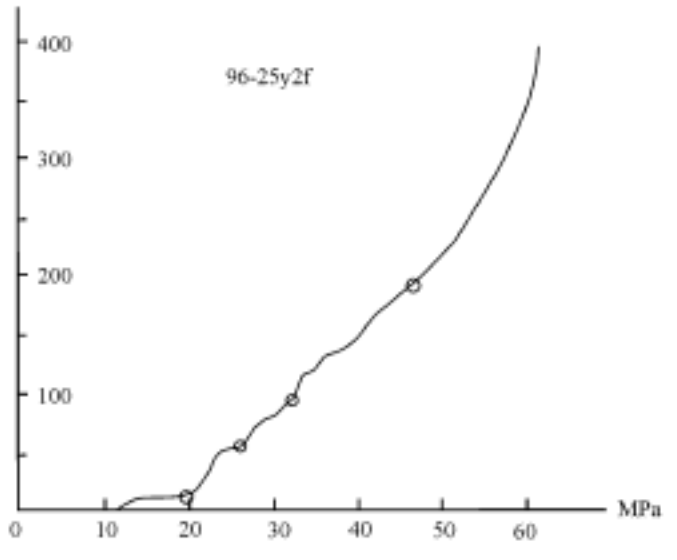












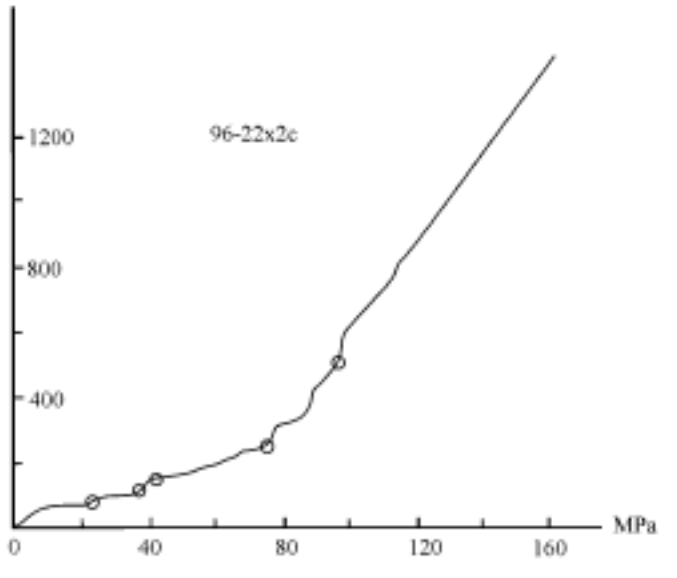


图 6-7　声发射(AE)累积数与外加压应力关系曲线

○ 凯瑟效应点

表 6-7　燕山东段及下辽河盆地声发射法古地应力值测量结果表

试样号	井 位	时 代	岩 性	抗压强度	古构造有效最大主应力							
				MPa	$\sigma_{历1}$ MPa	$\sigma_{历2}$ MPa	$\sigma_{历3}$ MPa	$\sigma_{历4}$ MPa	$\sigma_{历5}$ MPa	$\sigma_{历6}$ MPa	$\sigma_{历7}$ MPa	$\sigma_{历8}$ MPa
96-9	沟 1	Ed	泥灰岩	80.1	(35.7)	(57.5)	/					
96-20	龙 47	Ed	砂岩	97.0	(33.9)	47.1	/					
96-34	茨 606	Ed	砂岩	157.7	(40.7)	(50.6)	/					
96-22	牛 22	E_{S_1}	含砾砂岩	53.4	34.2	/	/					
96-25	黄 30	E_{S_1}	砂岩	63.2	34.7	47.7	/					
96-6	黄 63	$E_{S_{1+2}}$	砂岩	56.3	37.2	48.1	/					
96-18	双南 36-38	E_{S_2}	泥灰岩	153.9	-	(64.6)	-					
96-19	双南 36-38	E_{S_2}	砂岩	62.4	-	55.9	/					
96-1	牛深 2	E_{S_3}	泥灰岩	93.9	28.5	59.3	71.4					
96-2	牛深 2	E_{S_3}	粉砂岩	84.7	33.6	57.0	/					
96-7	茨 60	E_{S_3}	含砾砂岩	126.9	(36.2)	48.5	67.6					
96-16	冷 141	E_{S_3}	泥岩	40.7	35.7	/	/					
96-24	坨 6	E_{S_4}	致密泥岩	208.1	32.0	(49.9)	146.5					
9-251	阜新	K_1y	火山岩	170.2	31.5	50.1	71.8	124.5				
9-261	北票	J_2l	火山岩	278.9	68.7	111.2	135.1	154.0	171.8			
9-225	阜新	Pt_2d	石英岩	149.2	33.5	51.5	72.0	88.3	106.7	120.8	138.3	152.6

注:括号中的数据可靠性稍差。参加辽河盆地取样的有王小凤、陈正乐、武红岭、殷秀兰,参加燕山东段取样的有崔盛芹、吴淦国、吴珍汉、朱大岗、李晓、冯向阳。Ed—东营组;E_{S_1}—沙一段,E_{S_2}—沙二段,$E_{S_{1+2}}$—+沙一+沙二段;E_{S_3}—沙三段;E_{S_4}—沙四段;K_1y—义县组;J_2l—蓝旗组;Pt_2d—大红峪组

实验结果显示,辽河盆地沙一、二和东营期岩石一般都有两期的记忆,第一期为 33.9～37.2 Mpa,平均 35.2 Mpa,第二期 47.1～64.6 Mpa,平均 53.4 Mpa,沙四、沙三期岩石普遍经历了三期应力作用,各期应力大小分别为:第一期 28.5～36.2 Mpa, 平均 33.2 Mpa,第二期 48.5～59.3 Mpa,平均 53.7 Mpa,第三期 67.6～71.4 Mpa,显然该期次应力值差别较大,可能与坨 6 采样点样品的位置有关,估计平均值应为 69.5 Mpa。与沙一、二和东营期岩石所经受的应力作用相比,后者的前两期应力大小与前者的两期应力大小极其相近。因而可以推测,辽河盆地新生代以来可能经受了三期的应力作用:第一期在沙三与沙二之间,应力大小为 69.5 Mpa,对应与沙三末的构造抬升。第二、三期在东营之后,应力大小分别为 53.4～53.7 Mpa 和 33.2～35.2 Mpa,其中一期对应老第三纪末的构造反转,另一期可能对应东海盆地中新世末的构造事件。

阜新、北票附近白垩系义县组岩石经历了四期应力作用,中侏罗统蓝旗组岩石经历了五期应力作用和中元古界大红峪组经历了八期应力作用。白垩系义县组岩石比新生代岩石多经历的一次应力作用可能对应白垩纪末的挤压作用,中侏罗世岩石比白垩纪岩石多经历的一次应力作用可能对应侏罗纪末的挤压作用。中元古代地层所经受的八期应力作用可能对

应于中新世末、老第三纪末、沙三期末、白垩纪末、侏罗纪末、早侏罗世末、中三叠世末及海西期的挤压作用。

孙宝珊、丁原辰等在该区北侧张强凹陷科尔康油田用声发射法对下白垩统地层所经历的历史地应力的测量结果也显示,下白垩统地层经历了四期应力作用,其古应力值分别为:33.4 MPa、57.1 MPa、87.3 MPa 和 106.2 MPa(平均值)。其中的应力作用大小和期次与燕山东段—下辽河盆地所测的应力作用大小及期次相近。两者对比分析表明,燕山东段—下辽河盆地声发射所测试的几期应力作用在区域上具有一定的代表性。

二、古地应力方向的确定

地应力是地球内部应力的统称。地应力包括由重力、热和构造运动所造成的一切应力。地质历史时期的地应力即为古地应力,地壳表层的一切构造变形,包括褶皱、断裂、片理等等,都是地质历史时期古地应力作用的结果。因此,我们可以根据不同地质历史时期地应力作用形成的构造形迹来确定古地应力的方向。

燕山东段—下辽河盆地中新生代的构造变形能够从时间上区分开来的共有九期,分别是中三叠世末、早侏罗世末、晚侏罗世末、白垩纪期间、白垩纪末、老第三纪古新世和始新世期间、渐新世期间、老第三纪末及新第三纪和第四纪几个阶段,不同阶段的构造变形反映的应力作用方式体现了中新生代不同阶段应力场的演化过程。

1. 中三叠世末构造变形的应力作用方式

由于中三叠世末的构造变形出露较少,我们尚不能确定其构造变形的细节,但可以肯定中三叠世末区内遭受过一次挤压作用,发生了褶皱变形。根据区域构造分析,这期应力作用方式主要为近南北向挤压。

2. 早侏罗世末构造变形的应力作用方式

早侏罗世末构造运动形成的构造形迹主要为北东向逆冲断层、褶皱和中侏罗统与下侏罗统之间的角度不整合界面,反映燕山东段及下辽河地区在早侏罗世末遭受过一次挤压作用,这期挤压作用的应力作用方式为北西—南东向的挤压。

3. 中晚侏罗世期间构造变形的应力作用方式

中晚侏罗世期间的构造形迹主要为北东向同沉积正断层及其所控制的断陷,反映在此期间的应力作用方式是最大主压应力方向近垂直,中间主压应力方向北东—南西向,最小主压应力方向(伸展方向)北西—南东向。

4. 晚侏罗世末构造变形的应力作用方式

晚侏罗世末构造运动形成的构造形迹有北东向的褶皱、逆冲断裂和推覆体,反映晚侏罗世末有过一次强烈的北西—南东向挤压作用,最大主压应力方向为北西—南东向。

5. 白垩纪期间构造变形的应力作用方式

白垩纪期间的构造变形的形迹主要为北北东、北东向正断层控制的断陷,反映在此期间构造活动以北西—南东向伸展作用为主。应力作用方式是最大主压应力方向近垂直,中间主压应力方向北东—南西向,最小主压应力方向(伸展方向)北西—南东向。

6. 白垩纪末构造变形的应力作用方式

白垩纪末形成的构造变形是北北东、北东向的逆断层、挤压褶皱和角度不整合界面,反映白垩纪末该区遭受过北西—南东向挤压应力作用。

7. 老第三纪古新世和始新世期间构造变形的应力作用方式

老第三纪古新世和始新世,即下辽河盆地房身泡组、沙四、沙三段沉积时期,下辽河盆地的同沉积构造主要是一组北东向的伸展正断层,反映当时下辽河盆地地区遭受北西-南东向的伸展作用。根据安德森关于断层与主应力方向之间关系的著名分析,形成下辽河盆地沙四、沙三期地质构造的应力作用方式是最大主压应力方向垂直,中间主应力方向为北东—南西向,最小主压应力方向为北西—南东向(图 6-8)。

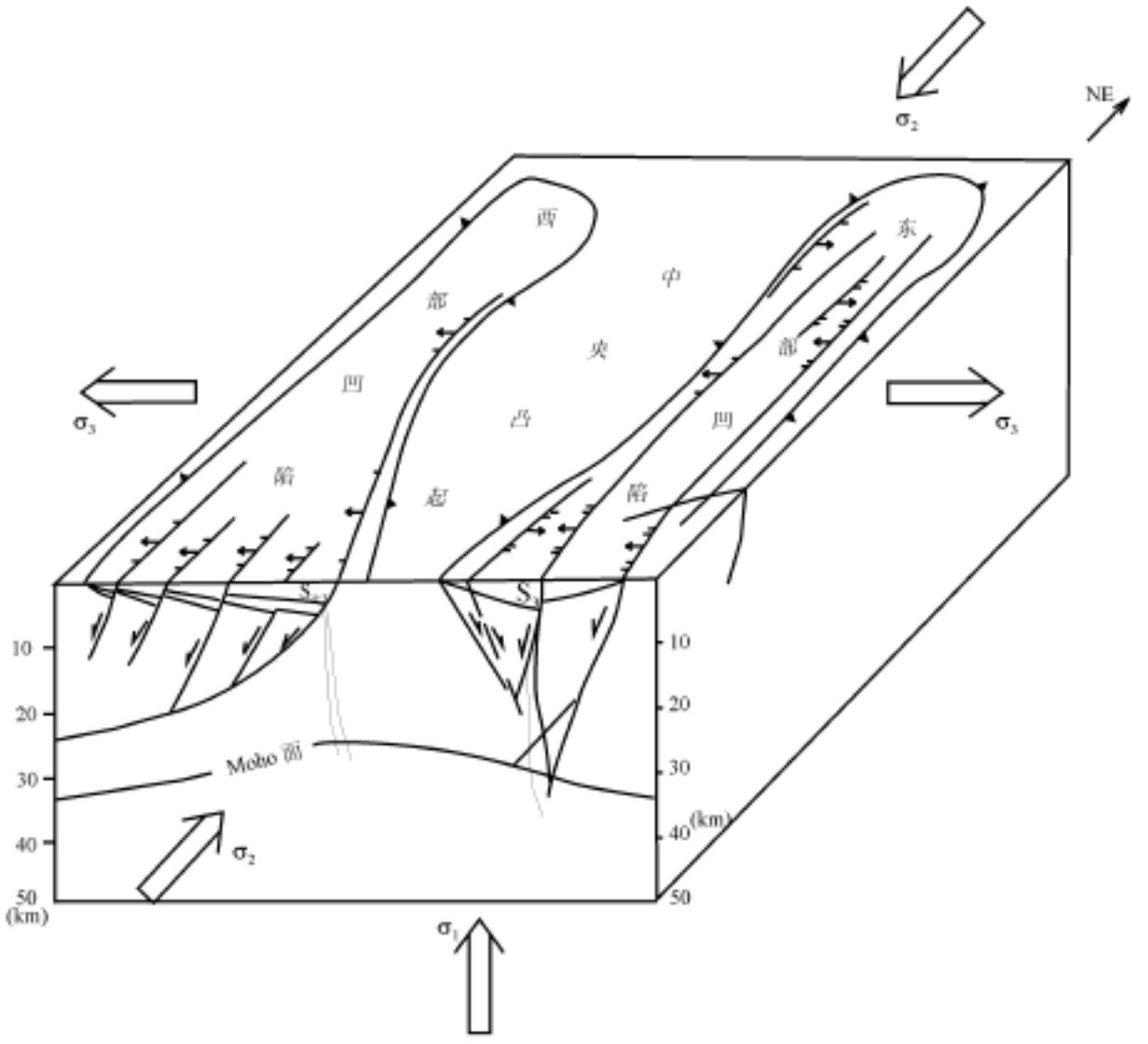


图 6-8　下辽河盆地房身泡、沙四、沙三期应力作用方式示意图

(作者与王小凤、陈正乐共同编绘)

8. 渐新世期间构造变形的应力作用方式

渐新世沙一、二段、东营组沉积时期,下辽河盆地的同沉积断层有两组,一组是新生的近东西向同沉积正断层,另一组是继承早期活动的北东向同沉积断层。近东西向的同沉积正断层反映近南北向的伸展作用。继承性的北东向同沉积断层在这一时期既表现有北西—南东向的伸展,又表现有右旋扭动特征。形成这一地质构造现象的应力作用方式是最大主压应力方向垂直,中间主应力方向近东西,最小主压应力方向为近南北向(图 6-9)。

9. 老第三纪末构造变形的应力作用方式

老第三纪末的同生构造有北北东向的逆断层、北西向的正断层、北北东向的变形褶皱。根据这一构造组合,可以反推其形成时的应力作用方式是最大主压应力方向为北西—南东向,中间主应力方向为北东—南西向,最小主压应力方向直立(图 6-10)。

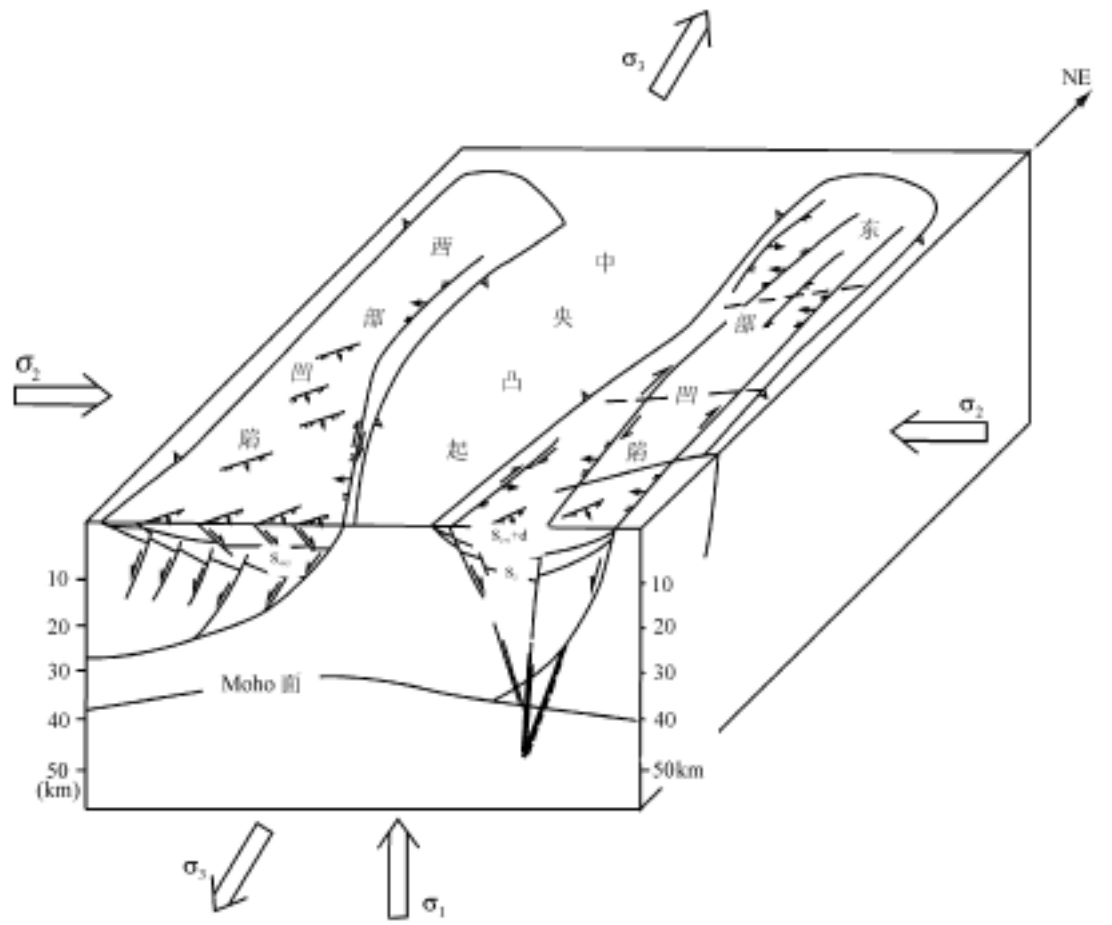


图 6-9　下辽河盆地沙一 - 二、东营期应力作用方式示意图

(作者与王小凤、陈正乐共同编绘)

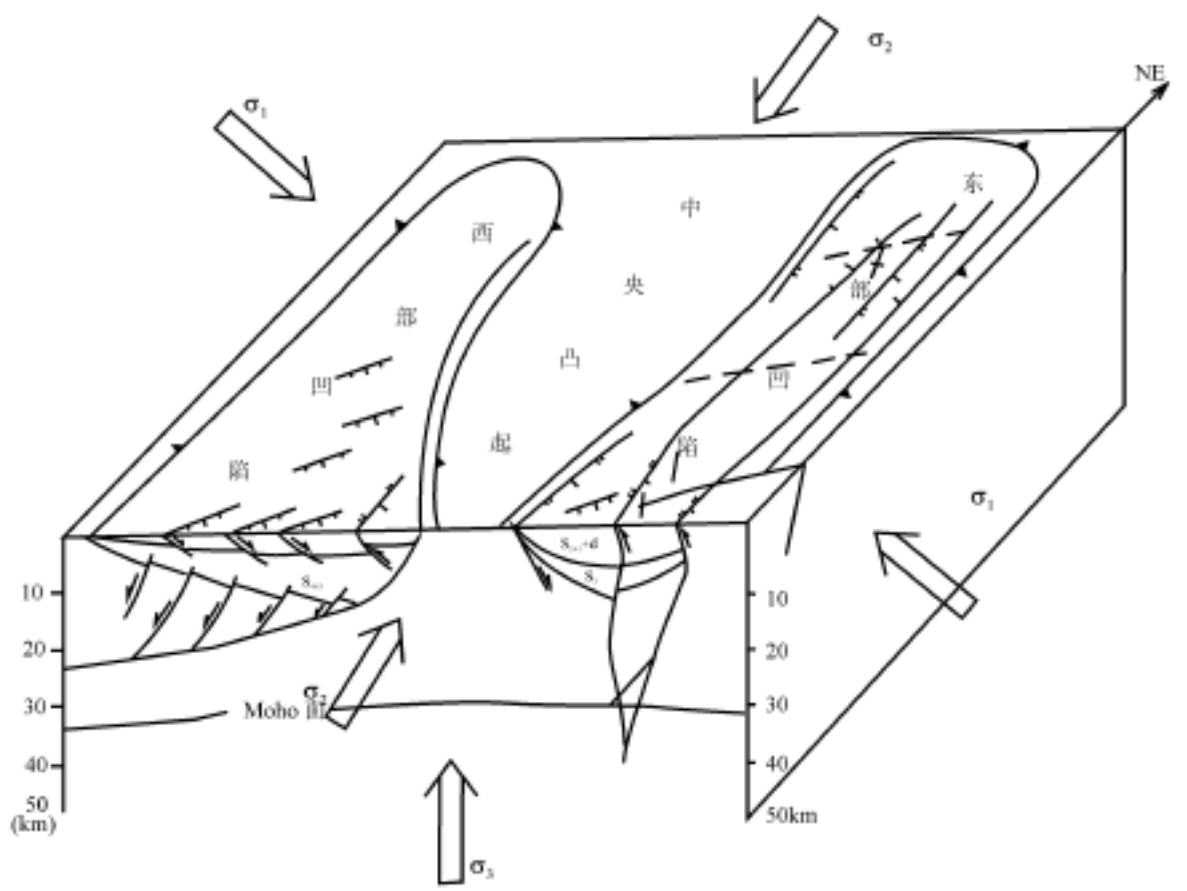


图 6-10　下辽河盆地老第三纪末应力作用方式示意图

(作者与王小凤、陈正乐共同编绘)

10. 新第三纪和第四纪构造变形的应力作用方式

新第三纪以来的构造活动比较微弱,除早期馆陶组发育一些断裂以外,主要以拗陷沉积为主,其应力作用方式与现今基本相同。而现今的应力作用方式我们已经通过实测和模拟知道其最大主压应力方向为北东东—南西西向(图 6-11)。

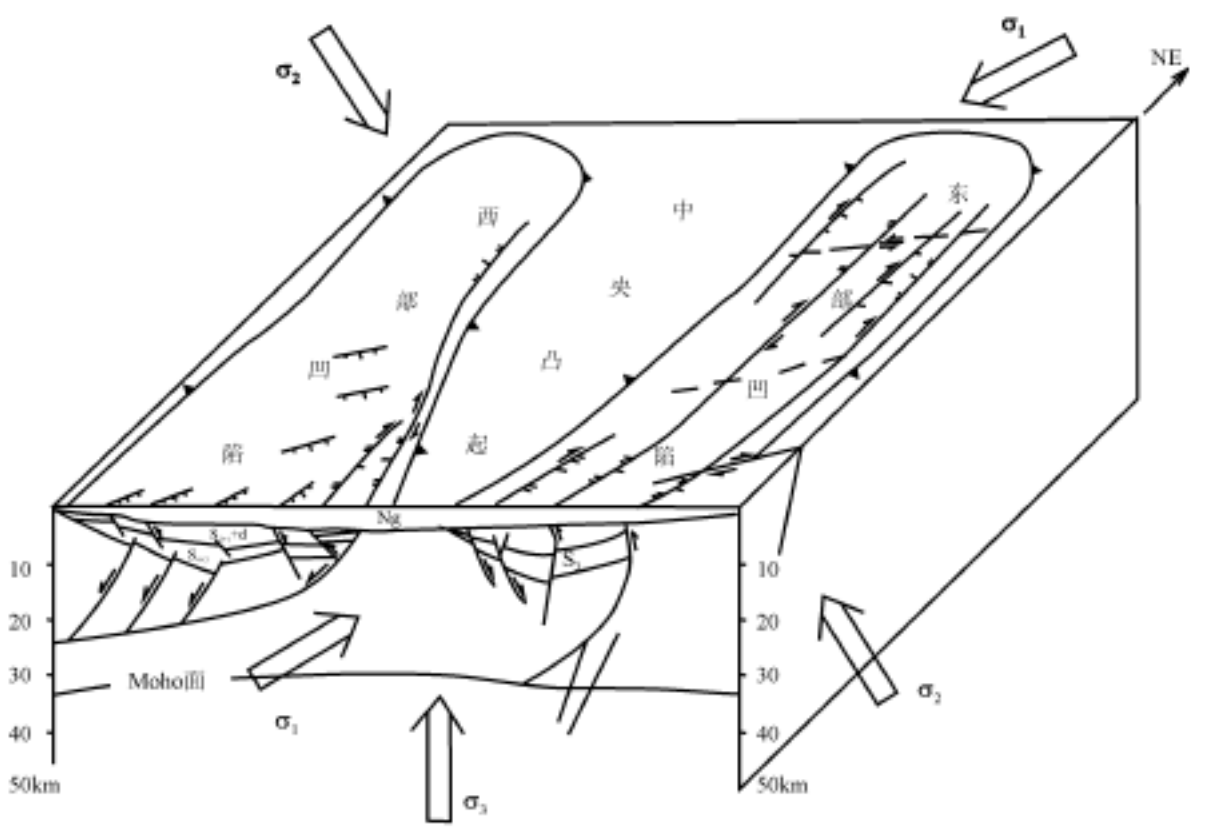


图 6-11　下辽河盆地新第三纪以来应力作用方式示意图

(作者与王小凤、陈正乐共同编绘)

第三节　中新生代构造应力场的光弹实验模拟

一、光弹实验的原理和方法

光弹实验是由光学和弹性理论相结合的,用以对研究对象进行应力分析的实验方法。就是用光弹性材料做成研究对象的相似模型,用仪器测定出模型在相似载荷作用下光学性质的变化,以达到分析研究对象中应力分布的实验方法。

1. 实验方法

实验时首先要建立所研究问题的地质模型,然后再根据地质模型和相似理论用光弹性材料制作研究对象的相似模型,进而按照一定的边界条件进行加载,测定出模型在该边界条件下的应力分布,以达到分析该地质问题的构造应力场的目的。

地质模型的建立主要根据研究区的地质情况而定。一般是直接把研究区的构造图缩小到光弹仪的量程以内即可,必要时作适当简化。

实验模型是以 E44-6101 型环氧树脂为基体,顺丁烯二酸酐为固化剂,邻苯二甲酸二丁酯为增塑剂,按 100∶30∶5 的质量比配制,经过一次固化、二次固化和退火几道工序加工而

成的。

实验时,分别将模型置于万能材料实验机上,使其按选定的边界条件加均布载荷,于光弹仪上分别摄取等色线图,得到该模型的等色线条纹图案。并在光弹仪确定模型内各断裂的受力方式。

2. 实验原理和计算公式

根据二维应力光学定律:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = \frac{nf}{t}$$

其中: f 为光弹性材料的材料条纹值(kg/ cm 条); t 为模型厚度(cm); n 为等色线条纹级数。

当实验模型做好后, f 和 t 为常数,差应力($\sigma_1 - \sigma_2$)或最大剪应力 $\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ 与条纹级数成正比。因此光弹实验的等色线条纹图案直接反映差应力或最大剪应力的分布。

3. 实验结果

光弹实验所得到的最基础成果是一套反映不同应力状态的由不同级数的等色线条纹组成的等色线图案,据此我们可以对实验模型和实验对象进行应力分析。

根据二维应力-光学定律,等色线条纹级数与主应力差($\sigma_1 - \sigma_2$)或最大剪应力($\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$)成正比。也就是说,光弹实验的等色线就是等主应力差线或等最大剪应力线,不同级数的等色线组成的等色线图案是模型内主应力差或最大剪应力的等值线图。等色线图案可以直接反映模型内主应力差或最大剪应力的大小分布。除此之外,根据光弹实验的等色线图案我们还可以直接判断模型内各断裂的受力状态。在模型内各断裂上的等色线图案,特别是各断裂端点上的等色线图案有三种类型。

第一种类型:称Ⅰ型条纹,其特征是等色线条纹分布近对称于断裂走向(图 6-12a),它既可以由垂直于断裂走向的压应力作用而形成,又可以由垂直于断裂走向的张应力作用而产生。区分断裂是受压应力还受张应力,可以用针刺法在光弹仪上进行鉴别。

第二种类型:称为Ⅱ型条纹,其特征是等色线条纹主轴与断裂走向平行(图 6-12b)。它们的形成是断裂受剪应力作用的结果。

第三种类型:称为复合型条纹,其特征是等色线条纹既不对称于断裂走向,也不平行于断裂走向(图 6-12c)。它们的形成是断裂即受剪应力,又受压应力或张应力作用的结果。区别断裂是受张剪应力还是受压剪应力作用,也是用针刺法下光弹仪上进行鉴别。

因此,根据断裂上的等色线条纹类型,我们就可以确定出各断裂的应力状态。

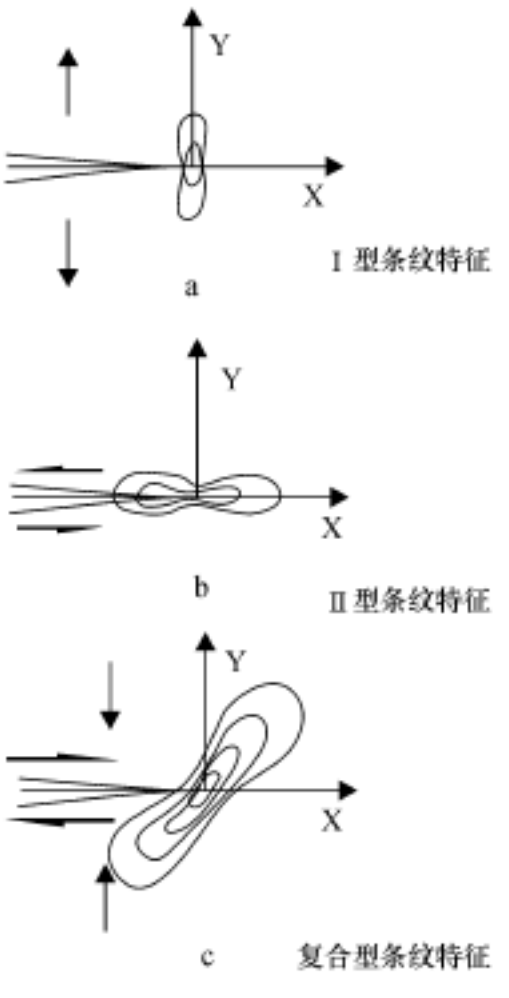


图 6-12　光弹实验等色线条纹特征

二、阜新盆地构造演化应力场光弹实验模拟

为了进一步研究控制阜新盆地演化的应力场特征,笔者分别对阜新盆地成盆期和反转期的应力场特征进行了光弹实验模拟。

(一)地质模型的选择

如前所述,阜新盆地的演化主要受成盆期构造及其应力场控制。因此,在进行盆地演化应力场的研究之前,必须搞清那些是成盆前构造、成盆期构造及成盆后构造。虽然成盆前的应力场不对盆地的形成起直接作用,但成盆前应力场形成的构造形迹,在成盆期应力场作用下又会引起重新活动,其活动规律是受成盆期应力场支配的。所以,成盆前的构造是一个重要的构造条件,它不仅可以在成盆期应力作用下重新活动、控制盆地的发展,而且对整个成盆期应力场中的应力分布有着重要影响。成盆后的应力场则对盆地起着改造和破坏作用。因此,选取的地质模型是将不同时期的地质体视为均质体,并表示出成盆前已存在的各种断裂。

(二)模型尺寸及加力方式

根据阜新盆地构造演化的应力分析,阜新盆地成盆期主要受北北东、北东走向的伸展断裂控制,受北北东—南南西向挤压应力作用,成盆后的构造主要为一组北北东向的挤压褶皱和压性断裂,受北西西—南东东向挤压应力作用。因此在实验中我们采用北北东—南南西向(N22°E)均匀挤压和北西西—南东东向均匀挤压两种受力方式作为模型边界的受力条件,分别模拟阜新盆地成盆期和成盆后反转期的应力场特征。模型尺寸为 280mm×240mm×10mm,其中模拟构造线的断口展布范围为 210mm×80mm,构造线是按阜新盆地基本构造格架缩小后描绘的。

(三)实验结果及讨论

1. 成盆期应力场的光弹实验模拟

(1)等色线条纹类型及主应力方向。从该区光弹模拟实验结果的等色线条纹类型来看,在成盆期北北东—南南西向挤压的构造应力作用下,成盆前的北北东向、南北向、近南北向及北西西向断裂的端点上表现为 I 型条纹特征。反映北北东、南北和近南北向断裂在成盆期受垂直断裂走向的张应力作用,主要作引张活动。北西西向断裂在成盆期主要受垂直断裂走向的压应力作用,作压性活动。北东向断裂、北北西向断裂的端点上表现为 II 型条纹特征,反映北东向断裂在成盆期受左剪切作用,北北西向断裂受右旋剪切作用。北西向和北东东向断裂端点表现为复合型条纹特征,反映北西向断裂在成盆期受右旋压扭性力的作用,北东东向断裂受左旋压扭性力的作用。

从上述等色线条纹类型所反映出的各断裂在成盆期的受力方式(图 6-13)来看,在成盆期北北东—南南西向挤压的外力作用下,区内主压应力方向基本上为北北东—南南西向,主张应力方向为北西西—南东东向。在这一应力场中,成盆前的北北东、南北和近南北向断裂作张性活动,北北西、北东向断裂作扭性活动,北西和北东东向断裂作压扭性活动。这种受力方式的结果,其一是原有的内倾的北北东、南北和近南北向断裂重新以张性活动,导致它们以正断层形式作张性下滑,形成断陷,使阜新盆地扩张;其二是形成一些新的断裂。

由于岩石在引张条件下的强度最低,所以最易形成的新断裂是北北东向的张性断层,而这些北北东向新断裂的产生又进一步加速了该区的断陷,从而促进了盆地的扩张。与此同

时,北北东—南南西向的挤压应力还会形成北西西向的同沉积褶皱和北西西向逆冲的同沉积断裂。

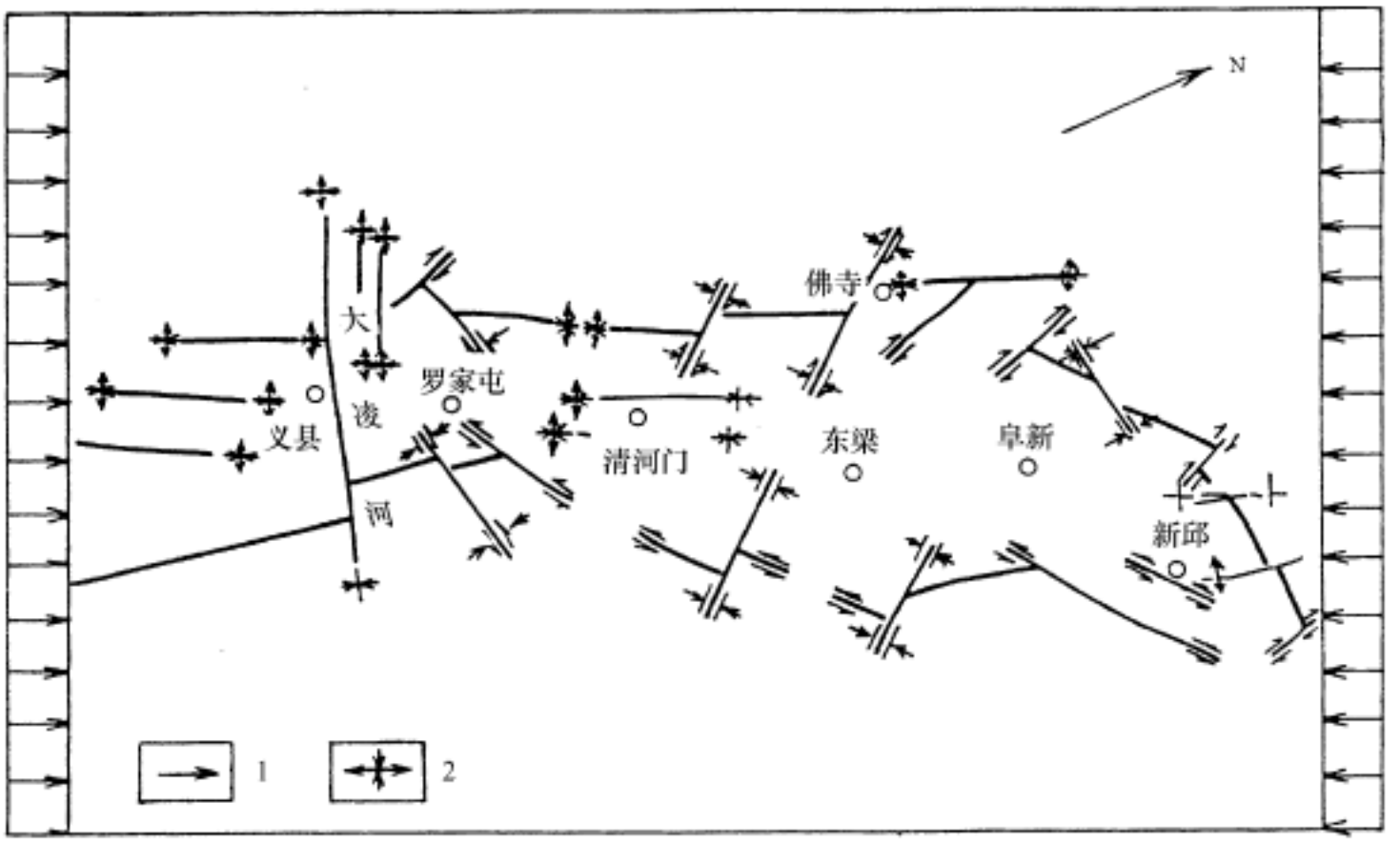


图 6-13　阜新盆地成盆期各断裂受力方式图

1—应力状态;2—加载方向

(2)等色线条纹级数及应力大小。实验所得的等色线条纹即为模型内主应力差的等值线图,其大小直接反映最大剪应力的大小。从实验得到的等色线条纹图(图 6-14)可以看出,等色线条纹级数在大凌河断裂两侧存在着明显差异:大凌河断裂以南等色线条纹在 2 级以下,大凌河断裂以北在 2 级以上,在断裂的端点上一般可达到 3～4 级,个别地段达 5～6 级。说明达凌河断裂以北的剪应力高于大凌河以南的剪应力。这种剪应力大小的差异,一方面造成大凌河断裂以北的剪应力相对较大,并使得北区原有断裂的活动性相对比较强烈,南区的活动性相对较弱。另一方面,也使得大凌河断裂以北地区较其南边更容易形成新的断裂。两方面的结果都使得大凌河断裂以北地区的断陷活动较其以南地区强烈,从而导致大凌河断裂以北盆地发育较好,以南地区相对较差,这一点与盆地实际的发育情况完全吻合。

总之,不论从等色线条纹类型所反映的应力方向,还是从等色线条纹级数所反映的应力大小,都很好地解释了在北北东—南南西向挤压外力作用下阜新盆地的形成和扩张,较好地反映了阜新盆地形成的应力场特征。

2. 反转期应力场的光弹实验模拟

早白垩世以后,由于北北东、北东向断裂的断陷作用逐渐减小到消失,中白垩世,盆地逐渐萎缩、封闭。白垩纪末,晚燕山期北西—南东向挤压作用再次作用于该区,使得阜新盆地发生构造反转。为了研究成盆后阜新盆地反转期的应力场特征,我们采用同样的模型,改变加载方向对其进行模拟。因为,成盆前和成盆后该区在断裂构造上没有本质上的差别,所不同的只可能是断裂的活动方式和数目。其原因,一方面是由于成盆期的断裂活动大多是继

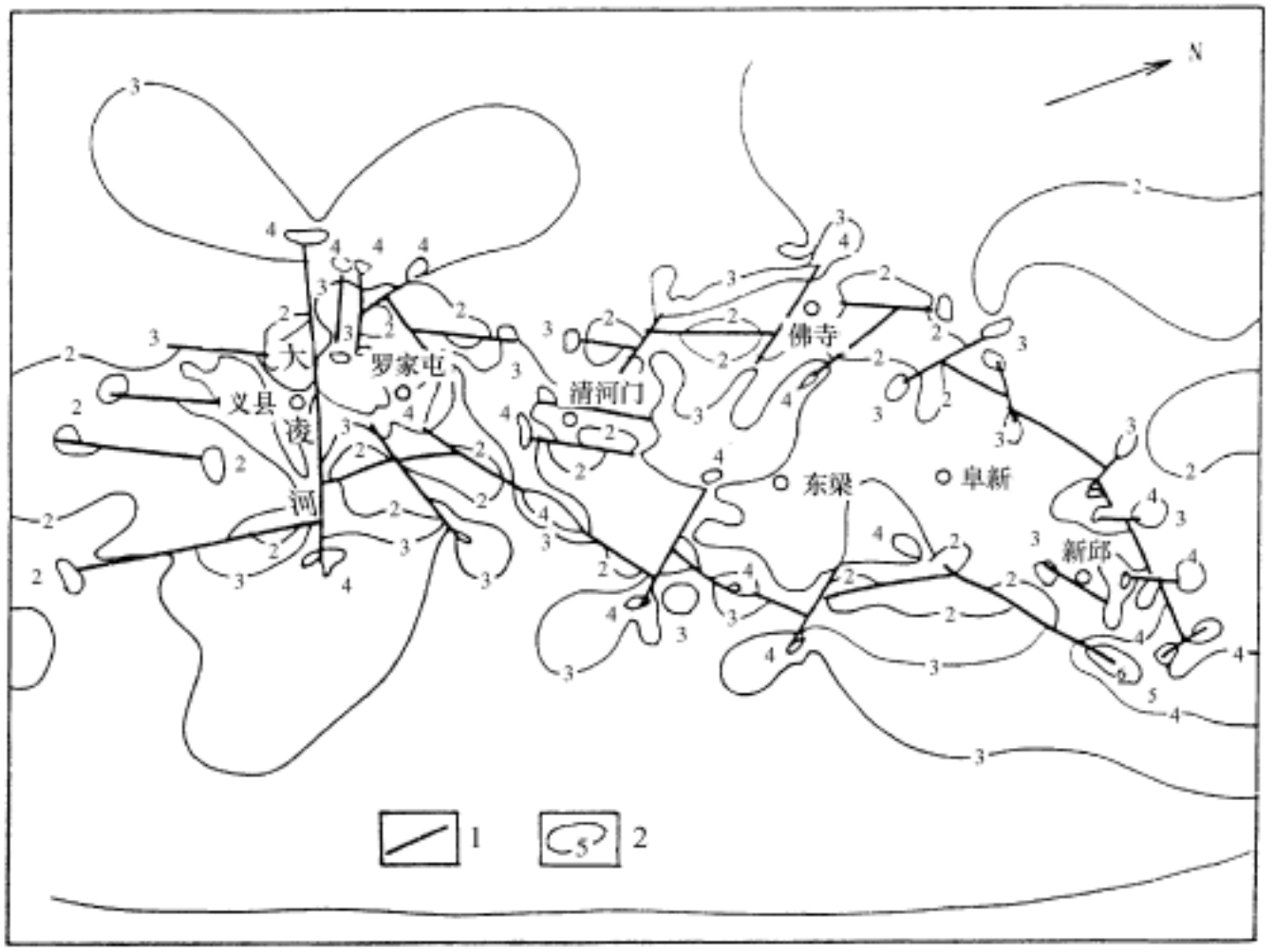


图 6-14　阜新盆地成盆期光弹实验等色线图

1—断裂;2—等色线条纹级数

承性活动,另一方面是由于成盆期形成的断裂在方向上与原来已有断裂的方向一致。因此,用同样的模型基本上可以代表成盆后断裂的分布特征。

在万能材料实验机上以北西西—南东东向加载,得到实验的等色线条纹。其特征如下:

(1)等色线条纹类型与主应力方向。从等色线条纹类型所反映的各断裂的受力方式来看,在北西西—南东东向挤压外力作用下,北北东、南北和近南北向断裂受垂直断裂走向的压应力,北西向断裂受垂直走向的张应力,北东、北东东向断裂受平行走向的右旋剪切力(图 6-15)。这一受力方式反映区内主压应力方向基本上为北西西—南东东,主张应力方向基本上为北东东—南西西。在这一应力场中,原来在成盆期作张性伸展的北北东向断裂不再断陷,而受挤压应力,作压性逆冲运动。原来在成盆期遭受挤压的北西西向断裂作张性活动。原来在成盆期作扭性和压扭性活动的北东、北东东向断裂,北西、北西西向断裂,尽管还以扭性为主的方式活动,但其扭动方向均与原来相反。同时,由于北西西—南东东向的挤压应力作用,使盆地内的沉积物形成北北东向褶皱和其它压性构造。由此可以看出,北西西—南东东向的挤压作用将造成阜新盆地的反转,在这一应力作用方式下各断裂的受力方式与前面描述的阜新盆地白垩纪末反转期实际断裂的特征基本一致。

(2)等色线条纹级数及应力大小。从等色线条纹级数来看,大凌河断裂以南在 2 级以下,佛寺断裂以北一般为 3 级,大凌河断裂与佛寺断裂之间在 3 级以上,一些地段可达 5～6 级(图 6-16)。反映了在北西西—南东东向挤压外力作用下,大凌河以南剪应力最小,佛寺断裂以北剪应力较大,两条断裂之间剪应力最大。其结果就会使盆地中段构造活动增强,北段

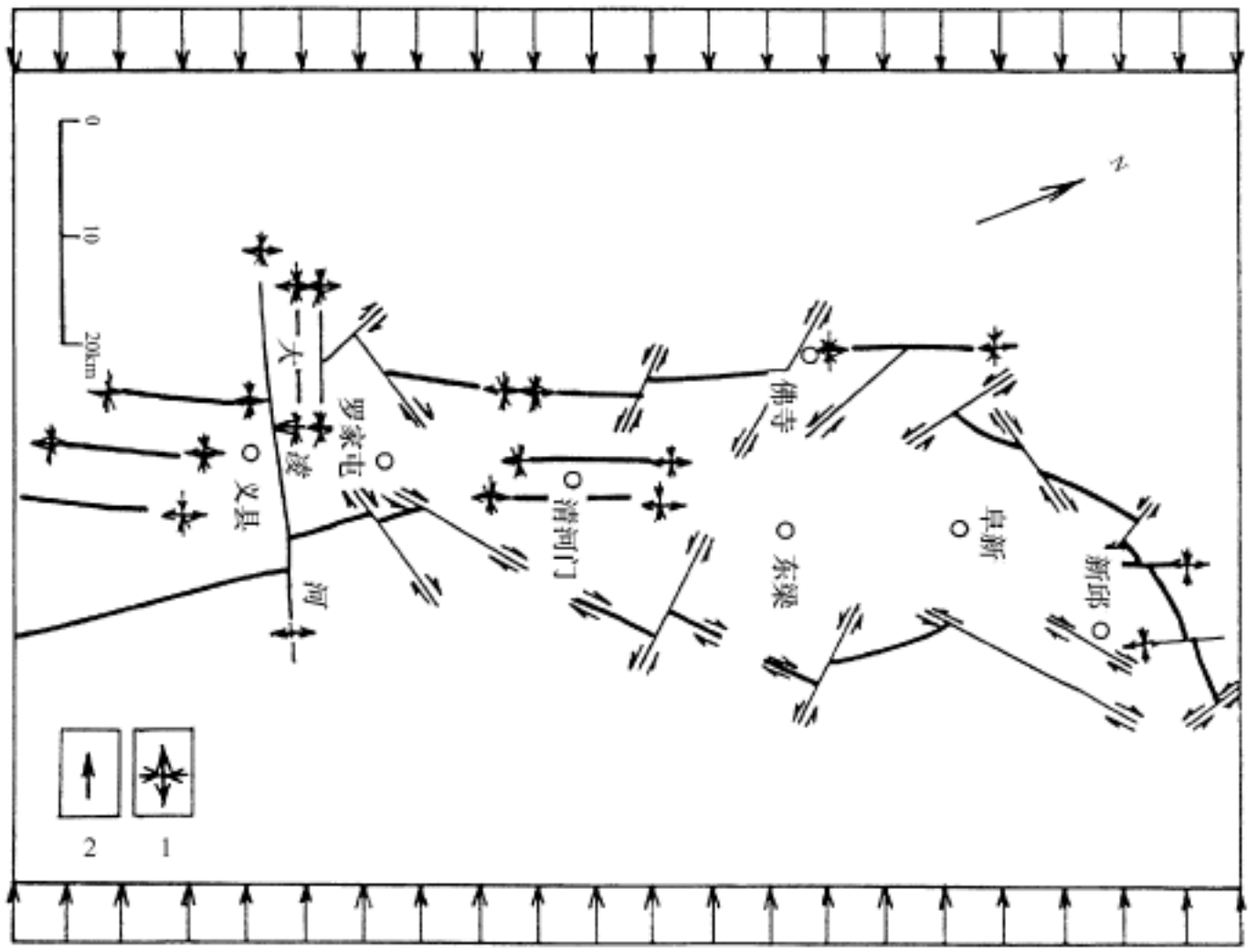


图 6-15　阜新盆地反转期各断裂受力方式图

1—加载方向;2—应力状态

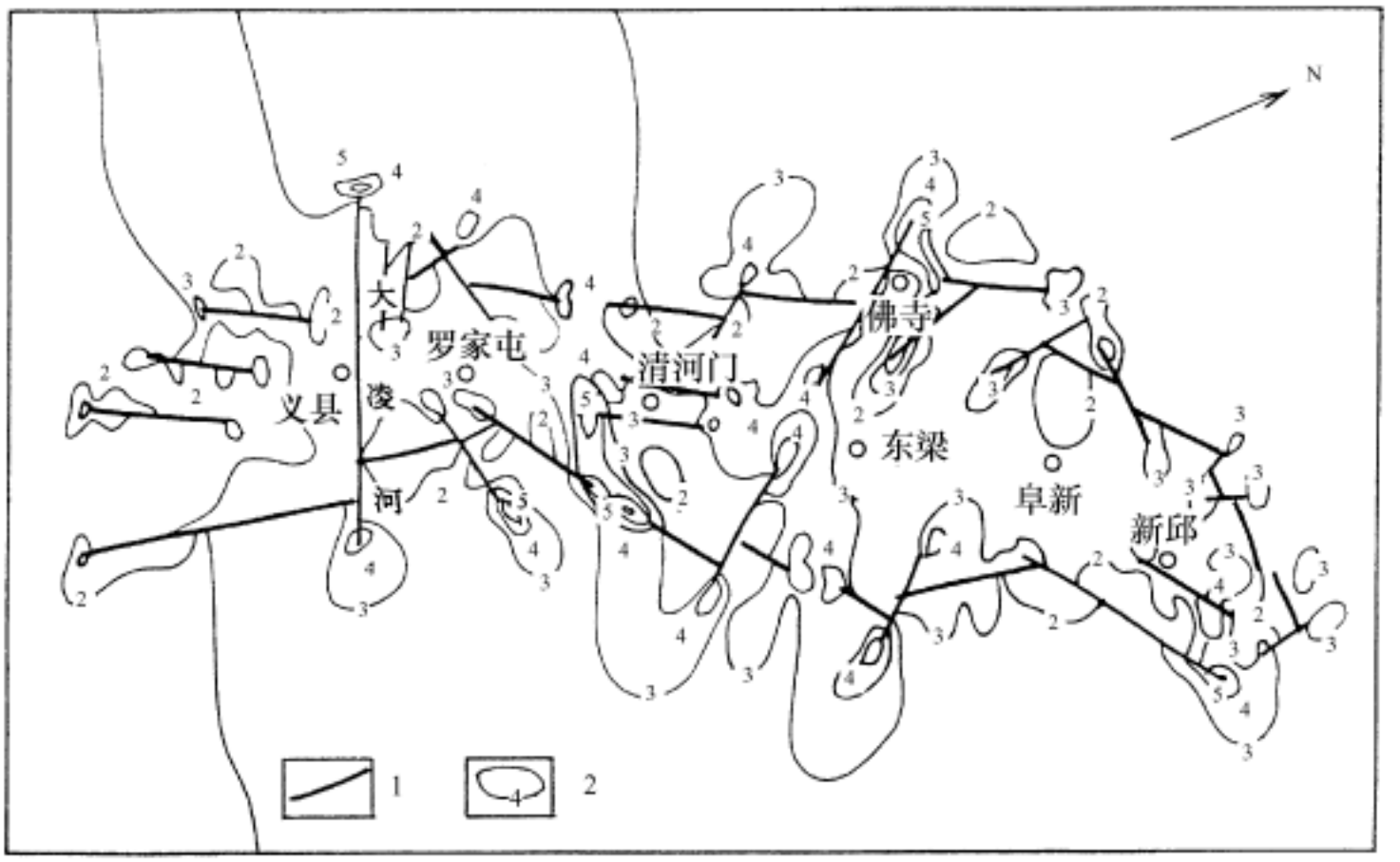


图 6-16　阜新盆地反转期光弹实验等色线图

1—断裂;2—等色线条纹级数

次之,南段最弱。

总之,北西西—南东东向挤压应力作用,造成盆地反转,对阜新盆地起着破坏和改造作用,进而影响到盆地内煤层的埋藏和开采。

三、下辽河盆地现今构造应力场光弹实验模拟

1. 实验地质模型

下辽河盆地现今构造应力场光弹实验所采用的地质模型,主要根据下辽河盆地的现今构造面貌,考虑了下辽河盆地的主干断裂,构造图完全采用了廖兴明等(1994)人编的"辽河盆地新生界主干断裂特征图"。

2. 实验边界条件

根据区域构造应力场分析和现今地应力实测结果,下辽河盆地现今地应力的最大主压应力方向为北东东—南西西向。因此,现今构造应力场光弹实验模拟的边界条件选用北东东—南西西向均匀挤压。

3. 实验结果

(1)各断裂受力方式。在北东东—南西西向挤压外力作用下,下辽河盆地断裂现今的受力方式如下:

北东向断裂受左旋张扭应力作用,呈张扭性活动;近东西向断裂受张应力作用,呈张性活动;北北东向—近南北向断裂受左旋剪应力作用,作左旋剪切活动(图 6-17)。这一应力作用方式与下辽河盆地新第三纪以来的断裂活动方式是一致的。

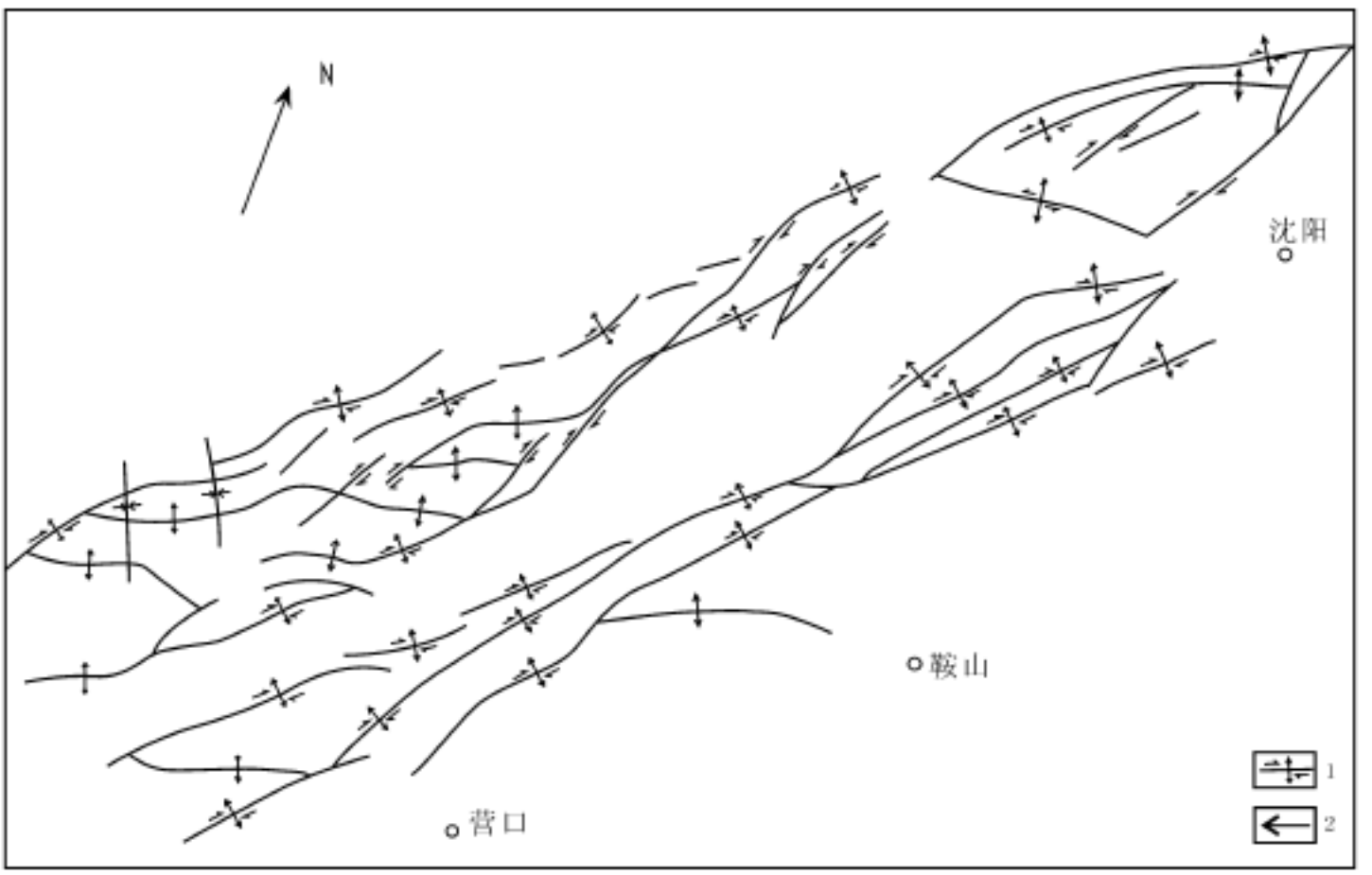


图 6-17　下辽河盆地光弹实验各断裂受力方式图

1—应力状态;2—加载方向

(2)应力大小。光弹实验所得到的等色线图案直接反映了最大剪应力的大小,下辽河盆地现今应力场光弹实验的等色线图案(图 6-18)显示,下辽河盆地现今应力场中应力的大小分布是不均匀的,但应力大小相差不是很大。存在一些应力低值区和应力高值区。主要的应力低值区有:大民屯凹陷的曹台到东胜堡一带是一个较大范围的应力低值区,等色线条纹级数为一级绿到二级黄,兴隆堡、大民屯、法哈牛和荣胜堡附近有小范围的应力低值区,等色线条纹级数为一级绿到二级黄,但偏重于二级黄。团结水库、法哈牛西边是两个应力值相对较高的地区,等色线条纹级数为二级红到四级绿。

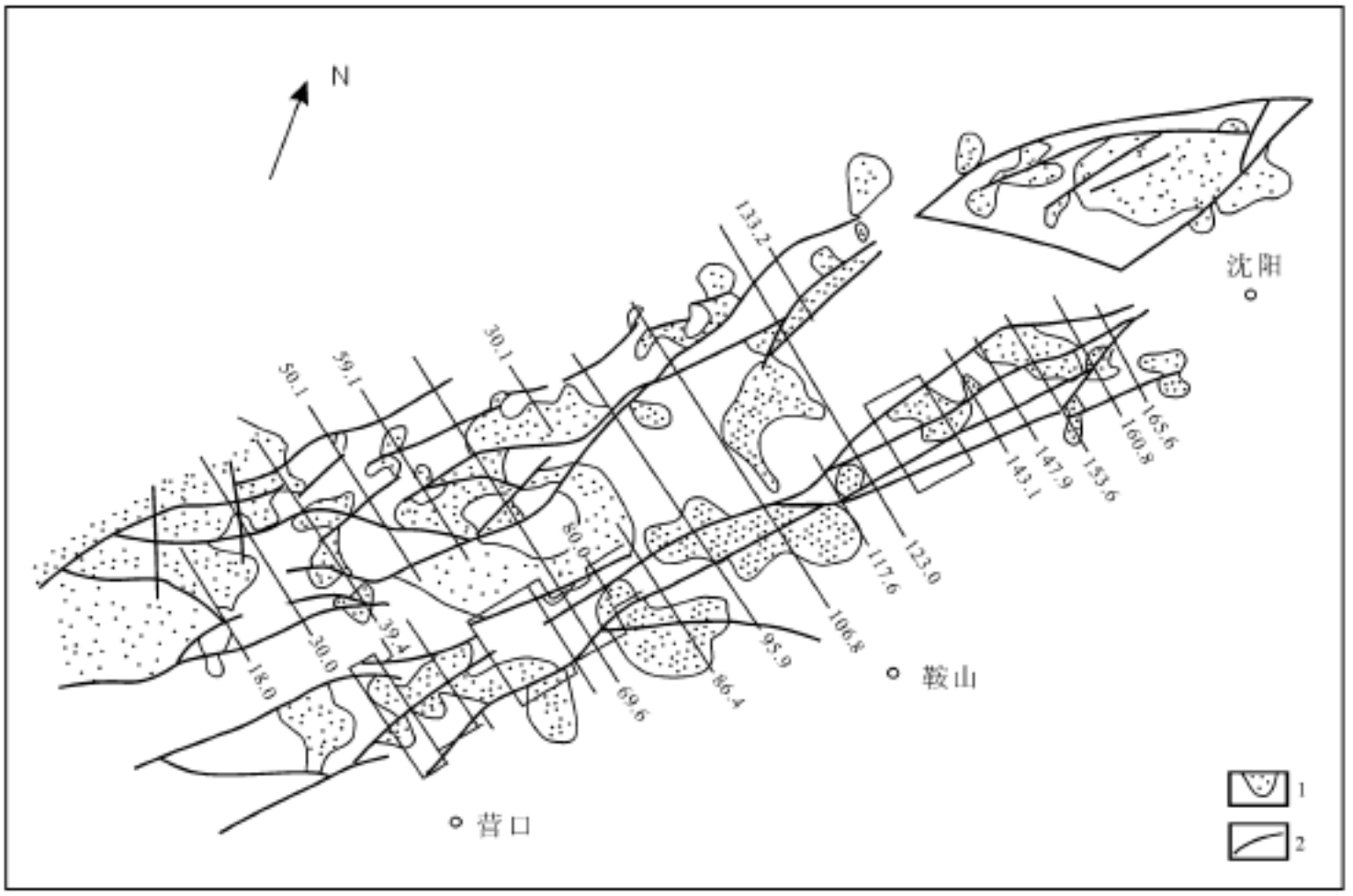


图 6-18　下辽河盆地光弹实验最大剪应力分布图

1—应力低值区;2—断裂

西部凹陷应力分布比较均匀,且应力值都不大,大部分地区等色线条纹级数为二级红,最高到二级绿、三级红,三级红仅分布在个别断裂端点的局部很小范围内,低于二级红(一级绿到二级黄)的相对低值区除南部滩海地区范围比较大以外,其余地区范围都比较小。从北往南,应力低值区有牛心坨、桑林东、陈家洼陷西北侧、曙光、冷家-兴隆台、大洼、双南、欢喜岭及滩海地区。

东部凹陷的应力分布也比较均匀,但要比西部凹陷和大民屯凹陷复杂。东部凹陷的应力低值区分布在南北两头和中间部位。北部应力低值区在茨榆坨附近,南部应力低值区在荣兴屯到驾掌寺一带,中部应力低值区在于家房子到界三井一带。除此之外,在中央凸起南部八一水库到于楼一带和界 13 井以东东部凸起上也存在两个应力低值区。

4. 实验结果分析和油气预测

实验结果下辽河盆地现今各断裂的应力作用方式与现今下辽河盆地断裂的活动方式一致,说明实验所选边界条件和实验方法符合辽河盆地的地质事实。实验所得下辽河盆地现

今应力的大小分布与已知下辽河盆地油气田的展布有很好的对应关系,应力低值区往往对应已知的油气田。具此,根据下辽河盆地现今应力场光弹实验结果的应力分布特征,结合其它石油地质条件,对下辽河盆地的油气有利区作以下预测(已知油气田不再论述):

(1)大民屯凹陷的兴隆堡附近是一个油气有利区,依据如下:

A. 光弹实验结果显示,兴隆堡地区是大民屯凹陷目前没有找到油田的唯一的范围较大的应力低值区。

B. 兴隆堡地区新生代以来长期处于荣胜堡洼陷和三台子洼陷之间的水下隆起部位,两侧有着良好的生油条件,油气运移的时间长。

C. 长期水下隆起,沉积物颗粒比较粗,孔隙条件好,有较好的储集条件。

(2)西部凹陷桑林以东地区和陈家洼陷西北侧是两个油气有利聚集区,依据如下:

A. 光弹实验结果上述两个地区都是应力低值区。根据下辽河盆地应力与油气田的对应关系,上述两个地区有可能是两个没有发现的油气田。

B. 上述两个地区分别位于台安洼陷和陈家洼陷的西北侧,两个洼陷都有长时期的沉降历史,生油条件好,具有可供运移的油源,油气运移聚集的时间也长。

C. 上述两个地区均处于洼陷的西斜坡带上,具有油气运移的动力条件和储集条件。

(3)东部凹陷于家房子—界 3 井地区是一个油气有利聚集区,依据如下:

A. 该区是东部凹陷范围较大的一个应力低值区,从应力与油气关系上看可能是一个油田分布区。

B. 该区不仅有较厚的新生界沉积,中生界沉积也很厚,生油条件具备。

C. 有较好的粗碎屑沉积,具有储集条件。

D. 界 3 井已获工业油流,证明了该区具有找到油田的可能性。

(4)中央凸起南部八一水库到于楼一带、界 13 井以东的东部凸起地区是两个应力低值区,也具有生油和储油条件,也是两个可能找到油田的有利部位。

第四节　中新生代应力场演化

一、中新生代应力场演化

综上所述,燕山东段—下辽河盆地中新生代以来的应力场曾发生过多次挤压和伸展的转换,岩石中记录了七次比较明显的应力作用,有五期应力作用(老第三纪末、白垩纪末、侏罗纪末、早侏罗世末、中三叠世末)形成了明显的挤压构造形迹,出现过三个明显的伸展作用时期(中晚侏罗世、白垩纪、老第三纪),中新生代以来最大主压应力值为 28.5～152.6 M pa。

早中三叠世,区内发育残留克拉通盆地,同沉积期构造变形不明显,反映应力作用较弱,作者目前尚不能确定这一时期的应力作用方式。

中三叠世末,印支运动使得该区中、下三叠统与中、新元古代—古生代地层发生强烈的构造变形,造成上三叠统与中三叠统之间的角度不整合接触,形成的构造形迹主要为近东西向的褶皱和断裂,应力作用方式表现为强烈的近南北向挤压作用。

晚三叠世—早侏罗世盆地类型为上叠式盆地,属于均衡调整阶段的稳定沉积,同沉积期

构造变形较弱,为应力作用松弛阶段。

早侏罗世末,燕山运动第一幕使得上三叠统、下侏罗统发生强烈的构造变形,造成晚三叠世—早侏罗世盆地反转,形成的构造形迹为北东向的褶皱和逆冲、逆掩断层,这一时期的应力作用方式为北西—南东向的挤压。

中晚侏罗世,研究区内朝阳—北票一带、金岭寺—羊山一带、建昌-喀左一带、承德—平泉一带,发育一批既相互分隔又局部相连的断陷盆地,它们和盆地之间隆起组成了该区第一个盆岭构造系统。这一时期的构造活动表现为比较明显的北西—南东向伸展作用特点,同沉积期的构造形迹为北东向的正断层,反映当时该区的应力作用方式是最大主压应力方向垂直,中间主压应力北东—南西向,最小主压应力北西—南东向。

侏罗世末,燕山运动第二幕使得中晚侏罗世盆地萎缩、消亡,在该区形成一组北东向的逆冲断层、褶皱和北西、北西西向的配套断裂,其应力作用为北西—南东向挤压。

白垩纪,研究区不仅发育盆岭构造,而且发育变质核杂岩。断陷盆地进一步发育,北西—南东向的伸展作用进一步加强,这一时期的同沉积构造形迹为北北东、北东向正断层,它们在剖面上组成阶梯状,或对称的地堑、地垒状,其应力作用方式为最大主压应力方向垂直,中间主压应力北东—南西向,最小主压应力北西—南东向。

白垩纪末燕山运动第四幕使得前新生代地层发生构造变形,形成的构造形迹为一组北北东、北东向的背斜、向斜及逆冲断层,应力作用方式为北西—南东向挤压。

新生代的盆岭构造和裂谷盆地表明构造活动以北西—南东向伸展作用为主。老第三纪古新世和始新世发育的构造形迹主要为北东向的同沉积正断层,其最大主压应力方向垂直,中间主压应力方向为北东—南西向,最小主压应力方向为北西—南东向。始新世末(沙三段末)该区经历了一次挤压作用。渐新世期间发育的构造形迹不仅有北东向的同沉积正断层,而且有一批新生的近东西向同沉积正断层,最大主压应力方向垂直,中间主压应力方向近东西向,最小主压应力方向为近南北向。

老第三纪末喜马拉雅运动使得老第三纪断陷反转,形成一些北东向的褶皱、逆断层及其配套断裂,该区经历了一次北西—南东向的挤压应力作用。新第三纪以来该区的最大主压应力方向为北东东—南西西向,应力值为几十个兆帕。

二、中新生代盆岭构造及应力场演化的动力学机制探讨

燕山东段—下辽河地区构造及应力场演化的动力学机制,前人曾经有过许多文献涉及到。如崔盛芹(1996)的燕山造山带陆内或板内复合型造山作用机制;邓晋福等(1996)的大洋俯冲与岩石圈拆沉相结合的燕山造山带形成机制模式;李德生(1980)的地幔柱说辽河盆地形成机制,高名修(1983)的太平洋板块向西俯冲作用的弧后伸展辽河盆地形成机制;胡朝元(1982)、李思田等(1988)剪切伸展辽河盆地形成机制;冯福凯、宋立珩(1996)幔流底辟说辽河盆地形成机制以及漆家福、陈发景(1995)等主动裂陷说辽河盆地形成机制等等。上述不同认识基本上是把燕山造山带和下辽河盆地分开来研究的。笔者认为造山带和盆地是岩石圈构造演化过程中的不同表现形式,二者在构造形式上虽然有所不同,但二者的形成是相互关联的。要解决燕山东段—下辽河地区中新生代盆岭构造演化的动力机制,需要从历史演化的角度把造山作用和成盆作用统一起来进行综合分析。

燕山东段—下辽河地区中新生代地质构造的演化过程,不仅是一个造山、成盆作用在时

间和三维空间上的相互转换过程,而且是早期以古亚洲构造域为主,晚期以太平洋构造域为主的演化过程。因此,其盆岭构造及应力场演化的动力机制早期主要受古亚洲构造域影响,晚期主要受太平洋构造域影响。

燕山东段—下辽河地区位于华北地块北部,向北隔兴蒙造山带与西伯利亚地块相接,向东与太平洋板块相邻。华北地块与西伯利亚地块、太平洋板块之间相互作用,华北地块内部块体之间的相互作用、华北地块深部与表部的相互作用以及这些作用随时间的变化就导致了该区中新生代以来盆岭构造及应力场的演化。

古生代晚期,随着西伯利亚地块与华北地块的碰撞,在西伯利亚地块和华北地块之间形成一系列的蛇绿岩带(邵济安,1991;王荃等,1991)。到中生代初期三叠纪期间(印支期),受西伯利亚地块与华北地块碰撞的影响,华北克拉通逐渐发生变化,整个地块抬升,使得古生代的克拉通盆地在早中三叠世时成为残留克拉通盆地。中三叠世末,在华北地块的北部(研究区)发生的挤压作用,使得晚三叠世之前的地层发生构造变形,形成北东东向、近东西向的褶断带,造成上三叠统与中三叠统之间的角度不整合接触。在这期间,现今的燕山造山带和下辽河盆地都是华北克拉通之上受周边地块或板块碰撞俯冲影响的陆内或板内造山作用地区,二者之间尚无明显差别。

中三叠世末的挤压作用,即著名的印支运动,结束了华北地块岩石圈克拉通阶段的构造演化,燕山东段—下辽河地区的稳定克拉通岩石圈逐渐向活化(陈国达,1956,1959)。因此,下中三叠世残余克拉通盆地中的类磨拉石沉积,不是造山结束的表现,而代表了华北地块克拉通演化阶段的结束,代表着燕山陆内造山作用的开始。中蒙边界附近三叠纪—早(中)侏罗世的特大型推覆构造和变质核杂岩(Ruzhentsev et al., 1989; 郑亚东等,1990; He and Li, 1991)就是三叠纪—早(中)侏罗世期间西伯利亚地块与华北地块之间相互作用的表现。

燕山期,由于太平洋板块俯冲引起的古东亚主动大陆边缘的构造活动对该区的影响逐渐增强(何春荪,1982;水谷伸治郎等,1989; Kazaki,1990),使得该区构造线方向由印支期的近东西向变为燕山期以来的北东向。

作者认为,由于印支期—燕山早期,主要受西伯利亚地块与华北地块碰撞引起的挤压作用影响,研究区地壳表层发生强烈的褶皱、冲断、推覆,造成该区地壳缩短,引起山根加厚,使得岩石圈深部物质部分熔融,造成岩石圈物质分布及温度分布的不均衡,破坏了早期克拉通岩石圈原来的均衡状态,使得华北地块内部块体之间的相互作用、华北地块深部物质及温度不均衡引起的热应力和重力均衡作用逐渐增强。因此,这一时期,西伯利亚地块与华北地块之间的相互作用可能是控制该区盆岭构造及应力场演化的主要动力机制,华北地块与太平洋板块之间相互作用的影响在逐步增大。

燕山晚期—喜山期,华北地块与西伯利亚地块之间的相互作用逐渐减弱,华北地块与太平洋板块之间的相互作用,华北地块内部块体之间的相互作用以及逐渐增强的华北地块深部物质及温度不均衡引起的热应力和重力均衡作用,如第一章所述,该区的上地幔隆起和岩石圈内低速层的作用,可能是控制该区盆岭构造及应力场演化的主要动力机制。

动力机制问题非常复杂,以上仅是作者的初步探讨,还有待深入研究。

参 考 文 献

1. 翁文灏 .热河北票附近地质构造研究 .地质汇报 .1928,11 号
2. 李四光 .新华夏海之起源,1948 .区域地质构造分析 .北京:科学出版社(1974 年版)
3. 黄汲清 .中国主要地质构造单位 .1954 .北京:地质出版社
4. 中国科学院地质所 .1959 .中国大地构造纲要 .北京:科学出版社
5. 陈国达 .地台活化及其找矿意义 .1960 .北京:地质出版社
6. 李四光 .地质力学概论 .1973 .北京:科学出版社
7. 杨起,韩德馨 .中国煤田地质学,1979 .北京:煤炭工业出版社
8. 崔盛芹等 .燕山地区晚古代(震旦亚代)岩相古地理演化史,长春地质学院院报,1979(4)
9. 崔盛芹等 .燕山地区晚古代(震旦亚代)古构造演化史,国际交流地质学术论文集 .北京:地质出版社
10. 吴振林 .冷家堡逆断层的发现及其地质意义,石油与天然气地质,1981,2(2)
11. B .P . 蒂索 D .H . 威尔特,石油形成和分布 .北京:石油工业出版社,1982
12. 崔盛芹,李锦蓉 .试论中国滨太平洋带的印支运动,地质学报,1
13. 洪作民 .试论辽宁地壳运动,辽宁地质,1984,1
14. 周志武,殷培龄 .东海地质调查的回顾与含油气远景展望,石油与天然气地质,1985,6(1)
15. 崔盛芹,李锦蓉,赵越 .论中国及邻区滨太平洋带的燕山运动,国际交流地质学术论文集 2,1985
16. 国家地震局"深部物探成果"编写组 .中国地壳上地幔地球物理探测成果 .北京:地震出版社,1986
17. 朱志澄 .伸展构造和拆离断层,地质科技情报,1987,6(1):19～22
18. 吴庆福 .试论生长逆断层带的活动及其油气勘探问题,石油与天然气地质,1987,8(2)
19. 李扬鉴等 .中国东部中、新生代断陷盆地成因机制新模式 .石油与天然气地质,1988,9(4)
20. 华北油田石油地质志编辑委员会 .华北油田,中国石油地质志(卷五),石油工业出版社,1988
21. 谭试典,王冰 .中国东部裂谷型盆地的重力构造 .石油与天然气地质,1988,9(2)
22. 万天丰 .古构造应力场 .北京:地质出版社,1988
23. 王同和 .中国东部油气区逆断层成因类型,地球科学,1988,13(6)
24. 辽宁省地质矿产局 .辽宁省区域地质志 .地质出版社,1989
25. 河北省地质矿产局 .河北省、北京市、天津市区域地质志 .地质出版社,1989
26. 地质矿产部航空物探队 .中国及其毗邻海航空磁力异常图(1∶400 万) .北京:中国地图出版社,1989
27. 赵越 .燕山地区中生代造山运动及构造演化 .地质论评,1990,36(1)
28. 任纪舜,陈廷愚,牛宝贵,刘志刚,刘凤仁 .中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿,科学出版社,1990
29. 崔盛芹,李锦蓉 .东亚滨太平洋地区喜马拉雅期构造演化 .地质学报,1990,(1)
30. 卢演寿 .第四系沉积物热释光测年的新进展,黄土第四纪地质全球变化(第一集) .北京:科学出版社,1990
31. 郑亚东,王士政,王玉芳 .中蒙边界区新发现的特大型推覆构造及伸展变质核杂岩,中国科学(B 辑),1990,(12)
32. 刘志刚 .阜新盆地地质力学分析 .地质论评,1991,37(6)
33. 王荃,刘雪亚,李锦轶 .中国华夏与安哥拉古陆间的板块构造——中国北方板块构造丛书,北京:北京大学出版社,1991
34. 丁原辰 .声发射抹录不净现象在地应力测量中的应用 .岩石力学与工程学报,1991,10(4)
35. 内蒙古自治区地质矿产局 .内蒙古自治区区域地质志 .北京:地质出版社,1991
36. 黄庆华,马寅生,李永贤,王砚庆 .阜新-义县盆地构造演化及应力场光弹性模拟分析 .中国地质科学院院报,1991,第 22 号
37. 邵济安 .中朝板块北缘中段地壳演化——中国北方板块构造丛书,北京:北京大学出版社,1991
38. 陈文寄,彭贵 .年轻地质体系的年代测定,北京:地震出版社,1991
39. 大港油田石油地质志编辑委员会 .大港油田,中国石油地质志(卷四),北京:石油工业出版社,1991
40. 丁国瑜等 .中国岩石圈动力学概论 .北京:地震出版社,1991

41. A .M .C .森格 .板块构造学和造山运动 .上海:复旦大学出版社,1992
42. 天津市地质矿产局 .天津市区域地质志 .北京:地质出版社,1992
43. 朱志澄 .伸展构造问题 .中国地质,1992(4):19～21
44. 周中毅,潘长春等 .沉积盆地古地温测定方法及其应用 .广州:广东科技出版社,1992
45. 卢造勋等 .内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面 .北京:地震出版社,1992
46. 辽河油田石油地质志编辑委员会 .辽河油田,中国石油地质志(卷三),北京:石油工业出版社,1993
47. 孙家树,张淑坤,许书火,王西海 .燕山地区构造运动及成岩成矿同位素地质研究 .北京:地质出版社,1993
48. 万天丰 .中国东部中新生代板内变形构造应力场及其应用 .北京:地质出版社,1993
49. 李晓波 .造山带的结构、过程和动力学 .当代地质科学前沿,武汉:中国地质大学出版社,1993,26～39
50. 郭洪方 .大陆韧性伸展构造系统 .辽宁地质科技情报 .1993,(1)
51. 张国伟,周鼎武,于在平 .大陆造山带成因研究,当代地质科学前沿,武汉:中国地质大学出版社, 1993,145～151
52. 吴春林,孙厚江 .排山楼式金矿床地球化学特征 .辽宁地质科技情报,1993,(2)
53. 陈树良,李淑霞 .辽宁建平地区叶柏寿片麻岩年龄 .辽宁地质科技情报,1993,(2)
54. 刘建中等 .油田应力测量 .北京:地震出版社,1993
55. 牛树银 .太行山阜平、赞皇隆起是中新生代变质核杂岩 .地质科技情报,1994,13(2)
56. 朱志澄 .变质核杂岩和伸展构造研究述评,地质科技情报,1994,13(3)
57. 钱祥麟 .伸展构造研究 .北京:地质出版社,1994
58. 周祖翼 .反转构造 .地质科技情报,1994,13(1)
59. 王来春,张兆华 .义县瓦子峪韧性滑脱剪切带中的糜棱岩岩石特征与变质作用,辽宁地质科技情报,1994,(2)
60. 郭洪方 .辽宁太古宙地块划分及其变质作用特征 .辽宁地质科技情报,1994,(2)
61. 甘盛飞,邱玉民,杨红英,于明旭 .论糜棱岩的分类 .现代地质,1994,8(1)
62. 刘德来,王伟,马莉 .伸展盆地转换带分析 .地质科技情报,1994,13(2)
63. 王桂梁,姜波,余志伟 .逆冲断层前锋带的构造样式 .地质科技情报,1994,13(3)
64. 王若柏等 .华北地区地壳垂直形变场及动态演化特征 .大地形变测量,1994,10(1/ 2)
65. 赵越,杨振宇,马醒华 .东亚大地构造发展的重要转折 .地质科学,1994,29(2)
66. 程裕淇 .中国区域地质概论,北京:地质出版社,1994
67. 王玉房,崔文元,孙承志 .内蒙古赤峰南部娄子店—大城子拆离断层及其构造演变,伸展构造研究,北京:地质出版社, 1995 .99～108
68. 李思田 .沉积盆地的动力学分析 .地学前缘,1995,2(3)
69. 刘志刚,陈建平 .阜新盆地的控煤构造 .地质论评,1995,41(6)
70. 漆家福,陈发景 .下辽河—辽东湾新生代裂陷盆地的构造解析 .北京:地质出版社,1995
71. 许志琴,李海兵,郭立鹤 .动态蠕英、动态重熔及地壳收缩至伸展的转化——辽南古老变质体上隆机制探讨,伸展构造研究,北京:地质出版社,1995 .109～119
72. C .K .马沃 .剪切带的运动学标志 .国外地质科技,1995,(2)
73. 王国灿 .隆升幅度及隆升速率研究方法综述 .地质科技情报,1995,14(2)
74. 陈昭年,陈发景 .反转构造与油气圈闭,地学前缘,1995,2(3)
75. 张光亚,高世霞 .克拉通内盆地研究中的几个重要问题 .地学前缘,1995,2(3)
76. 何登发,李德生 .沉积盆地动力学研究的新进展 .地学前缘,1995,2(3)
77. J .惠勒 .识别与造山带纯地壳拉伸作用有关的构造的准则 .国外地质科技,1995,(2)
78. 张兴,马寅生 .黄骅坳陷构造应力场演化光弹模拟实验 .石油勘探与开发,1996,23(1)
79. 邓晋福等 .燕辽地区燕山期火成岩与造山模型,现代地质,1996,10(2)
80. 宋鸿林 .北京房山变质核杂岩的基本特征及其成因探讨,现代地质,1996,10(2)
81. 陈文寄,李齐,王一鹏 .哀牢山—红河左旋走滑剪切带中新世抬升的时间序列 .地质论评,1996,42(5)
82. 胡学文,张江满,权恒 .燕辽地区太古宇与下元古界间不整合面的发现及其意义 .地质论评,1996,42(3)
83. 解习农,任建业,焦养泉,葛立刚 .断陷盆地构造作用与层序样式,地质论评,1996,42(3)
84. 曾令森,李海兵,许志琴 .辽南地壳韧性剪切变形中的分形及自组织 .地球学报,1996,17(3)

85. 任建业,解习农 .大陆裂陷作用及盆地发育系统 .地质科技情报 .1996,15(4)
86. 张进江,郑亚东 .造山带伸展构造机制综述 .地质科技情报,1996,15(3)
87. 邓乃恭,任希飞 .造山与成盆作用形成于统一的动力学机制 .地质论评,1996,42(4)
88. 王瑜 .中国东部内蒙古燕山造山带晚古生代晚期—中生代的造山作用过程 .北京:地质出版社,1996
89. 孙宝珊,丁原辰等 .声发射法测量古今应力在油田中的应用 .地质力学学报 .1996,12(2)
90. 丁原辰,孙宝珊等 .塔里木盆地北部油田古应力的 AE 法测量 .地质力学学报 .1996,12(2)
91. 陈发景,汪新文 .含油气盆地地球动力学模式 .地质论评,1996,42(4)
92. 黄汉纯,黄庆华,马寅生 .柴达木盆地地质与油气预测 .北京:地质出版社,1996
93. 陈发景,赵海玲,陈昭年,汪新文 .中国东部中、新生代伸展盆地构造特征及地球动力学背景 .地球科学,1996,21(4)
94. 陈发景等 .中国中、新生代前陆盆地的构造特征和地球动力学 地球科学,1996,21(4)
95. 冯福凯,宋立新 .幔流底辟构造——环西太平洋盆地热动力学分析 .地球科学,1996,21(4)
96. 廖兴明,姚继峰,于天欣,张梅芳,刘立,时林春 辽河盆地构造演化与油气 .北京:石油工业出版社,1996
97. 马寅生 地应力在油气地质研究中的作用、意义和研究现状 .地质力学学报,1997,3(2)
98. 张建新,曾令森,邱小平 .北京云蒙山地区花岗岩穹隆及伸展构造的探讨,地质论评,1997,43(3)
99. 王伟锋,陆诗阔,孙月平 .辽西地区构造演化与盆地成因类型研究,地质力学学报,1997,3(3)
100. 李荣安等 .海城地震地区地壳三维结构特征 .地震地质,1997,19(1):9～13
101. 金维浚,宋鸿林,马文璞 .桐柏—大别山西段的伸展构造 地质科学,1997,32(2)
102. 陈义贤,陈文寄等 辽西及邻区中生代火山岩 .北京:地震出版社,1997
103. 马寅生,崔盛芹,吴淦国等 .辽西北票地区南天门断裂的第四纪活动 地球学报,1998,19(3):238～243
104. 孙知明,杨振宇,赵越,马醒华 .河北滦平盆地早白垩世古地磁结果的构造意义 .中国科学(D 辑),1998,28(增刊):17～23
105. 张长厚,张生辉,张新虎,陈爱根 .燕山中段密云—喜峰口中生代斜压断裂系特征及板内造山意义 .现代地质,1998,12(增刊):127～136
106. 马寅生,崔盛芹,吴淦国等 .医巫闾山变质核杂岩构造特征 .地球学报 .1999,20(4):358～391
107. 马寅生 .燕山东段—下辽河地区中新生代断裂演化与构造期次 .地质力学学报,1999,5(3):33～39
108. 陈正乐,王小凤,马寅生等 .辽河盆地新生代岩石磁组构特征及其地质意义 .地球学报,1999,20(1):75～80
100. 武红岭,王小凤,马寅生等 .油田构造应力场驱动油气运移的理论和方法研究 .石油学报,1999,20(5):7～12
110. 陈正乐,马寅生,王小凤等 .辽河盆地新生代构造演化模式 .地质力学学报,1999,5(2):83～89
111. 朱大岗,吴珍汉,崔盛芹等 .燕山地区中生代岩浆活动特征及其与陆内造山作用关系 .地质论评,1999,45(2):163～172
112. 宋鸿林 .燕山式板内造山带基本特征与动力学探讨 .地学前缘,1999,6(4):309～316
113. 马寅生,崔盛芹,吴淦国等 .辽西医巫闾山的隆升历史,地球学报,2000,21(3):245～253
114. 郑亚东,Davis G A,王琮等 .燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题 .地质学报,2000,74(4):289～302
115. 吴珍汉,崔盛芹,吴淦国等 .燕山山脉隆升过程的热年代学分析,地质论评,2000,46(1):49～57
116. 邵济安,牟保磊,张履桥等,华北东部中生代构造格局转换过程中的深部作用与浅部响应 .地质论评,2000, 46(1):32～40
117. 朱大岗,崔盛芹,吴珍汉等 .北京云蒙山地区挤压—伸展体系构造特征及其岩石组构的动力学分析 .地球学报,2000,21(4):337～344
118. 崔盛芹等 .华北陆块北缘构造运动序列及区域构造格局,北京:地质出版社,2000
119. 马寅生 .燕山东段—下辽河地区中新生代盆山构造演化,地质力学学报,2001,7(1):79～91
120. 邵济安,刘福田,陈辉等 .大兴安岭—燕山晚中生代岩浆活动与俯冲作用的关系 地质学报 .2001, 75(1):56～63
121. 马寅生,崔盛芹,赵越等 .华北北部中新生代构造体制的转换过程,地质力学学报,2002,8(1):15～25
122. 马寅生,吴满路,曾庆利 .燕山及邻区中新生代挤压与伸展的转换和成矿作用 .地球学报 2002,23(2):115～122
123. 马寅生,崔盛芹,曾庆利等 .燕山地区燕山期的挤压与伸展作用 .地质通报 .2002,21(4～5):218～223
124. 马寅生,曾庆利,张兴 .黄骅坳陷新生代构造应力场演化的光弹模拟与石油地质条件分析 .地质力学学报,2002,8(3):219～228

125. 孟献岗,冯向阳,邵兆刚等.医巫闾山变质核杂岩构造系统及其对金矿的控制,2002,21(12)
126. 朱大岗,孟宪刚,马寅生等.辽宁医巫闾山变质核杂岩构造特征及其对金矿床的控制作用.大地构造与成矿学,2002,26(2):156～161
127. 崔盛芹等.燕山地区中新生代陆内造山作用.北京:地质出版社,2002
128. 赵越,崔盛芹,郭涛等.北京西山侏罗纪盆地演化及其构造意义.地质通报,2002,21(4～5):211～217
129. 殷秀兰,武红岭,马寅生等.辽河盆地东部凹陷古地温演化研究.地质力学学报,2003,9(2):106～112
130. Akira Hasagawa.Dapeng zhao, Shuichro Hori, et al., 1991.Deep structure of the northeastern Japan are and its relationship to seismie and volcanic activity. Nature. 352:683～689
131. Anderson E M.1951.The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh, 2nd ed
132. Beaumont C., 1981.Foreland basins. Geophys. J. R. Astron. Soc., 65: 291～329
133. Casey M.1980.Mechanics of shear zones in isotropic dilatant materials. J. G. R., 2(1/2):143～147
134. Chen A.1998.Geometric and kinamatic evolution of basement-cored structures: intraplate orogenesis within the Yanshan orogen, northern China. Tectonophysics, Vol.292, 17～42.
135. Cloetingh S, Sassi W.1994.The origin of sedimentary basins: a status report from the task force of the International Lithosphere Program. Marine and Petroleum Geology, 11:659～683
136. Cooper M A, Williams G D, de Graciansky P C et al. Inversion tectonics-a discussion. In: Cooper M A, Williams G D eds. Inversion Tectonics. London: The Geological Society, 335～350.
137. Cui Shengqin, Wu Zhenhan.1997, On the Mesozoic and Cenozoic intracontinental orogenesis of the Yanshan area, China. In: Zheng, et al., eds.Proceedings of 30th IGC The Netherlands: VSP-Science Publication, 14:277～292.
138. Davis G A, Qian X L, Yu Y. Wang C, Gehrels G E, Shafiquallah M, Fryxell J E.1996, Mesozoic deformation and plutonism in the YunmengShan: metamorphic Core Complex north of Beijing, China. In: The Tectonic Evolution of Asia. Yin A. Harrison M.(Eds.). Cambridge University Press. Cambridge, 253～280.
139. Davis G. A., Wang Cong, Zheng Yadong and Zhang Changhou et al.,1998a, The enigmatic Yanshan fold-and-thrust belt of northern China: new views on its intraplate contrational styles. Geology, Vol.26, 43～46.
140. Davis G A, Zheng Yadong, Wang Cong, Brian J. Darby, Zhang Changhou and George Gehrels. 1998b, Geometry and geochronology of Yanshan belt tectonics. 见:北京大学地质系编,北京大学国际地质科学学术讨论会论文集.北京:地震出版社,275～292
141. Davis G A, Zheng Yadong, Wang Cong, et al., 2001, Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China, GSA, Memoir 194, 171～197.
142. De Margerie M E. 1946, Three stages in the evolution of alpine geology: de Saussure-Studer-Heim. Q. J. Geol. Soc. London, 102:97～114
143. Dow W G.1977.Kerogen studies and geological interpretations, J.Geochem. Explor.Vol.7, 79～99
144. Durham, W B, Goetze C, Blake B.1977.Plastic flow of oriented single crystals of olivine, Part II, Observations and interpretations of the dislocation structures. J. G. R., 82(B 6): 5755～5770, 1977.
145. Freeman K. 1948, Ancilla to the Pre-Socratic Philosophers. Blackwell, Oxford, 162pp.
146. Gowd T N, Srirama R.S V, Gaur V K, Tectonic stress field in the Indian subcontinent. J.G.R., 11879～11888, 1992.
147. Jamison W R, Spang J H.1976.组构和显微构造.北京:科学出版社
148. Jordan T H. 1989, in S. R., Hart & L. Gulen, (eds.): Crust/ Mantle Recycling at Convergence Zone.
149. Lister G S, Baldin S L. 1993, Plutonism and the origin of metamorphic core complex. Geology, 21(7): 607～610.
150. Lister G S, Davis G A, 1989, Metamophic core complexs and detachment faults. J. Str. Geol. 11(1/2): 65～94.
151. Malavieille J.1993, Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the basin and range and the late Paleozoic variscan belt. Tectonics, 12(5): 1115～1130.
152. McClay K R, Buchanan P G.1991, Thrust faults in inverted extensional basins. In: McClay K R ed. Thrust Tectonics. London: Chapman & Hall, 93-104
153. Mckenzie D P.1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci. Lett., 40, 25～32.
154. Mckenzie D.1987. Some remarks on the development of sedimentary basins, Earth planet Sci.lett. Vol.40 .25～32

155. Meddleton M F .1982a . Tectonic history form vitrinite reflectance, Geophisic J .R . astr .Soc .Vol .68 .121～123
156. Meddleton M F . and Schmidt P W .1982b .Paleothermometry of the Sydney basin, J . Geophys . Res . Vol .87
157. Mueller B, Zoback M L, Fuchs K, Mastin L G .1992 . Regional patterns of tectonic stress in Europe . J .G .R ., 11783～11803
158. Niclas A, Bouchez J L, Blaise J, Poirier J P, 1977 .Geological aspects of deformation in continental shear zones . Tectonophysics, 42: 53～73
159. Nuttal J, Nutting J .1978 .Structure and properties of heavily coldworked for metals and alloys . Met . Sci ., 12: 430～437
160. Price J G, Henry C D .1984 . Stress orientations during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas; timing the transition from Laramide compression to Basin and Range tension . Geology(Boulder), 12(4): 238～241
161. Ramsay J G .1967 .Folding and fracturing of rock . McGrow-Hill, New York
162. Ramsay J G .1980 .Shear zone geometry: a review . J . Structural Geology, 2: 83～99
163. Schoz C H .1980 .Shear heating and the state of stress on faults . J .G .R ., 85(B 11): 6174～6184
164. Seyfert K .1987 .Cordilleran metamorphic core complexes . In: Seyfert ed . Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics . New York: Van Nortrand Reinhold Company, 113～130
165. Shibaoka M and Bennett A J R .1977 .Pattern of diagenesis in some Australian sedimentary basins . Aust . Petrol . Explor . Ass J . Vol .77 .58～63
166. Sinclair H D, Coakley B J, Allen P A, Watts A B, 1991 .Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland . Tectonics, 10: 539～620
167. Spencer E W, 1977, Introduction to the structure of the Earth . McGraw-Hill . 640
168. Stockmal G S, Beaumont C, Boutelier R .1986 .Geodynamic models of convergent margin tectonics; the transition from rifted margin to overthrust belt and the consequences for forland basin development . AAPG Bull, 70: 180～190
169. Takeuchi S, Argon A S .1976 .Review: Steady state creep of single phase crystalline matter of high temperatures . J . Mater . Sci ., 11: 1542～1566
170. Tullis T E, 1980 .The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes . J . G . R ., 85(B . 11): 6263～6268
171. Watts A B .1989 .Lithospheric flexure due to prograding sediment loads: implication for the origin of offlap/ onlap patterns in sedimentary basins . Basin Res ., 2: 133～144
172. White S .1979 . Difficulties associated with paleo-stress estimates . Bull . of Mineral ., 102: 210～215
173. Wu Zhenhan, Cui Shengqin, Zhu Dagang, Feng Xiangyang and Ma Yinsheng . 2000, Thermal evolution of plutons and uplift process of the Yanshan orogenic belt . ACTA Geologica Sinica, Vol .74, No .1, 7～13
174. Xu Zhonghuai, Wang Suyun, Huang Yurui, Gao Ajia .1992 .Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes . J .G .R ., 11867～11877
175. Zoback M D, Zoback M L, 1991 .Tectonic stress field of North America and relative plate motions . J .G .R ., 339～366
176. Zoback M L .1992 .First and second order patterns of stress in the lithosphere . J Geophys Res, 92: 11703～11728