

中国地热资源 及开发利用

田廷山

李明朗

白冶 编著

中国环境科学出版社

中国地热资源及开发利用

田廷山 李明朗 白冶 编著

中国环境科学出版社·北京

图书在版编目(CIP)数据

中国地热资源及开发利用 / 田廷山等编著. —北京: 中国环境科学出版社, 2006.7

ISBN 7-80209-286-8

I. 中… II. 田… III. ①地热—资源开发—研究—中国 ②地热—资源利用—研究—中国 IV. P314.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2006) 第 024091 号

责任编辑 吴再思
封面设计 耀午书装

出版发行 中国环境科学出版社
(100062 北京崇文区广渠门内大街 16 号)
网 址: <http://www.cesp.cn>
联系电话: 010-67112765 (总编室)
发行热线: 010-67125803

印 刷 北京市联华印刷厂
经 销 各地新华书店
版 次 2006 年 7 月第一版
印 次 2006 年 7 月第一次印刷
印 数 1—2 000
开 本 787×1092 1/16
印 张 7.75
字 数 168 千字
定 价 25.00 元

【版权所有。未经许可请勿翻印、转载, 侵权必究】
如有缺页、破损、倒装等印装质量问题, 请寄回本社更换

前 言

随着经济社会的发展和科技进步,地热资源开发利用的经济、社会和环境效益越来越显著,引起了有关部门和单位的高度重视和社会的广泛关注,对地热资源的需求也越来越迫切。地热资源的开发对充分利用清洁能源,缓解当今社会能源紧张状况,发展循环经济都具有重要意义。

地热资源的开发利用是在详细了解和掌握地热资源的形成、演化和分布规律的基础上,按照不同地区的地热资源特点和地质环境特征,结合经济社会的发展状况,对全国地热资源进行区划,并科学地制定地热资源开发利用规划,保护环境,保障地热资源的持续利用。

我国的地热资源分布广泛,以中低温地热资源为主,主要用于发电、供暖、医疗保健、水产养殖、温室种植、纺织、印染、木材加工、粮食烘干、休闲疗养等。通过 50 多年的勘探开发,全国积累了丰富的地热资源资料,基本掌握了我国地热资源的区域形成分布规律,发现了 4 000 多个地热点,勘探评价了 103 处地热田,初步评价的地热田有 204 处,评价地热水开采资源量约 5 亿 m^3/a 。随着我国市场经济的迅速发展和经济体制的改革不断深入,地热资源的开发利用已由政府为主转变为政府引导开发、监督资源环境保护为主,企业和个人成为地热资源开发利用主体。为了更好地适应社会经济发展的需要,我们编写了此书,但愿阅读此书者少些失望。

本书数据资料多数来自各省、直辖市、自治区的地热资源调查和规划报告,本书在编写过程中得到各省市区地质矿产局、厅和国土资源厅地质环境处的支持和国土资源部地质环境司领导的指导,胡杰同志亲自参与,天津市地质矿产局吴铁钧总工程师、张惠生、傅炳海、金爱善、王福江、李春华、赵维明、久建新、李福枝等同志给予了大力协助,谢长芳先生对本书提出了许多好的意见,黄尚瑶研究员对全书进行了审核,对他们的指导和帮助在此表示真诚感谢。

目 录

第一章 中国地热资源形成的大地构造背景.....	1
第一节 大地构造概况.....	1
第二节 地热场概况.....	4
第二章 中国地热资源热储分区.....	7
第一节 沉积盆地传导型地热储.....	7
一、中国中生代盆地的形成条件	7
二、中国主要盆地热储条件	9
三、地压型地热储	59
四、沉积盆地地温和压力垂向变化	63
五、盆地层状传导型热储条件分区	64
第二节 隆起山地对流型地热储.....	71
一、西藏喜马拉雅碰撞带、高温水气热储	72
二、台湾板缘高温热储	82
三、东南沿海断褶山地对流型中温热储	85
四、断块山地碳酸盐岩中低温热储	91
五、第四系火山余热热储	94
六、隆起山地对流型热储的分区	103
第三章 中国地热资源可持续开发与管理.....	104
第一节 中国地热资源勘查研究现状.....	104
第二节 中国地热资源评价和开发利用现状.....	105
第三节 地热资源开发利用趋势分析.....	106
第四章 中国地热资源区划及持续开采与环境保护建议.....	110
第一节 中国地热资源区划.....	110
第二节 中国地热资源持续开采与环境保护建议.....	113
主要参考文献.....	116

第一章 中国地热资源形成的大地构造背景

我国地热资源的形成和分布，受大地构造特点和其在全球构造中所处构造部位的控制。其中高温（ $>150^{\circ}\text{C}$ ）地热带形成和分布，同岩石圈板块发展与演化密切相关，出现在板块边界附近。而大型中温（ $90\sim 150^{\circ}\text{C}$ ）、低温（ $<90^{\circ}\text{C}$ ）热水盆地都是中、新生代裂谷盆地，一些中低温热泉，几乎全都同板块内深大活动断裂有关。因此，大地构造环境是分析我国地热资源形成条件的基础。

第一节 大地构造概况

关于中国大地构造格局，多年来，各家有不同的解释，对于我国地处欧亚板块的东部，中国大陆为印度板块及太平洋板块、菲律宾海板块所夹持，新生代以来，我国西南与东侧发生重大的构造事件，对地球动力学过程产生了深刻的影响，这些认识是一致的。始新世我国西南侧印度板块与欧亚板块碰撞，青藏高原结束地壳演化历史，开始了一个以大陆岩石圈的俯冲，地壳缩短加厚，高原不断隆生的新阶段。我国东部、台湾岛是环太平洋岛弧的一环，经历了中新世的地壳运动，特别是上新世至更新世，受菲律宾海板块与欧亚板块碰撞的影响，中央山脉因之迅速隆起成为高山，同时发育了台湾海峡裂谷盆地，在这样的大地构造动力环境下，中国东部形成了一系列 NE 向的中新生代裂谷盆地，中国西部发育了近 EW 向的大型前陆盆地，中国中部则为过渡地带，形成克拉通拗陷盆地，中国大陆从东到西，地壳厚度和平均布格重力异常呈现三个台阶面，其间有两个明显的地壳厚度和布格重力梯度陡变带，一条是大兴安岭—太行山—武陵山梯度带，另一条是六盘山—龙门山—乌蒙山梯度带（图 1-1、图 1-2）。

大兴安岭—太行山—武陵山以东，布格重力异常为呈 NNE 和 NE 走向，异常值在 $\pm 50\text{ Gal}$ 以内，变化平缓，地壳厚度 $29\sim 40\text{ km}$ ，由东向西变厚，大型的中新生代盆地形成 MoHo 面上拱封闭圈，中生代主要岩浆活动都位于该梯度带以东地区。

六盘山—龙门山—乌蒙山以西地区，区域重力异常呈 NWW 或近 EW 走向，异常值由北部的 -100 mGal 向南到达青藏高原达 -500 mGal ，北部出现塔里木、准噶尔等封闭重力高值区，地壳厚度 $42\sim 50\text{ km}$ ，南部为一负重力值区，地壳巨厚达 $60\sim 70\text{ km}$ 。

在上述两个梯度带之间的中间地带，重力异常界于 -100 mGal 到 180 mGal 之间，异常走向 NS 向，其中四川盆地为一封闭性局部高值区。中部地带地壳厚 $40\sim 50\text{ km}$ ，构造活动比较稳定，中生代基本无岩浆活动。

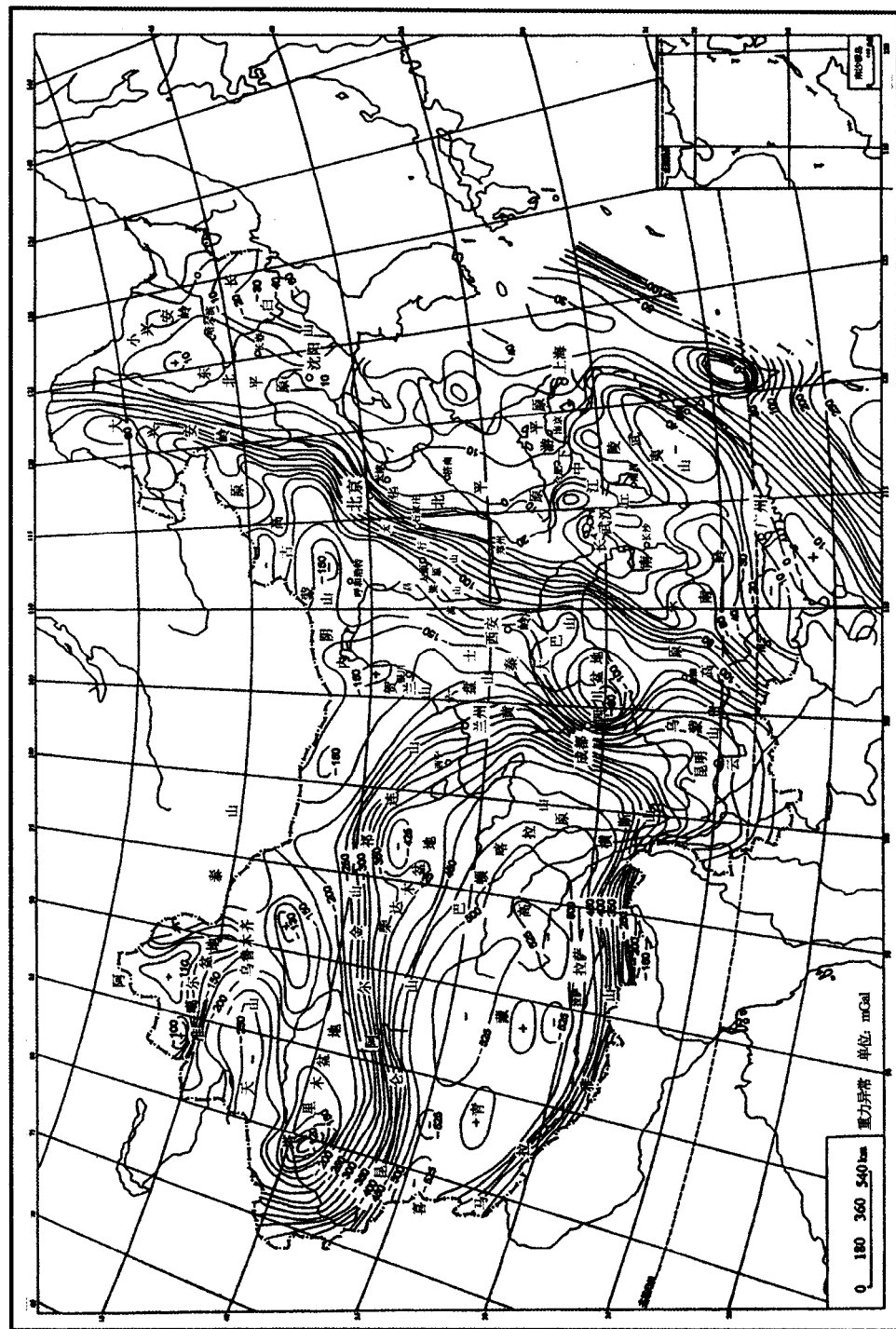


图 1-1 中国 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均布格重力异常图 (殷秀华等, 1991)

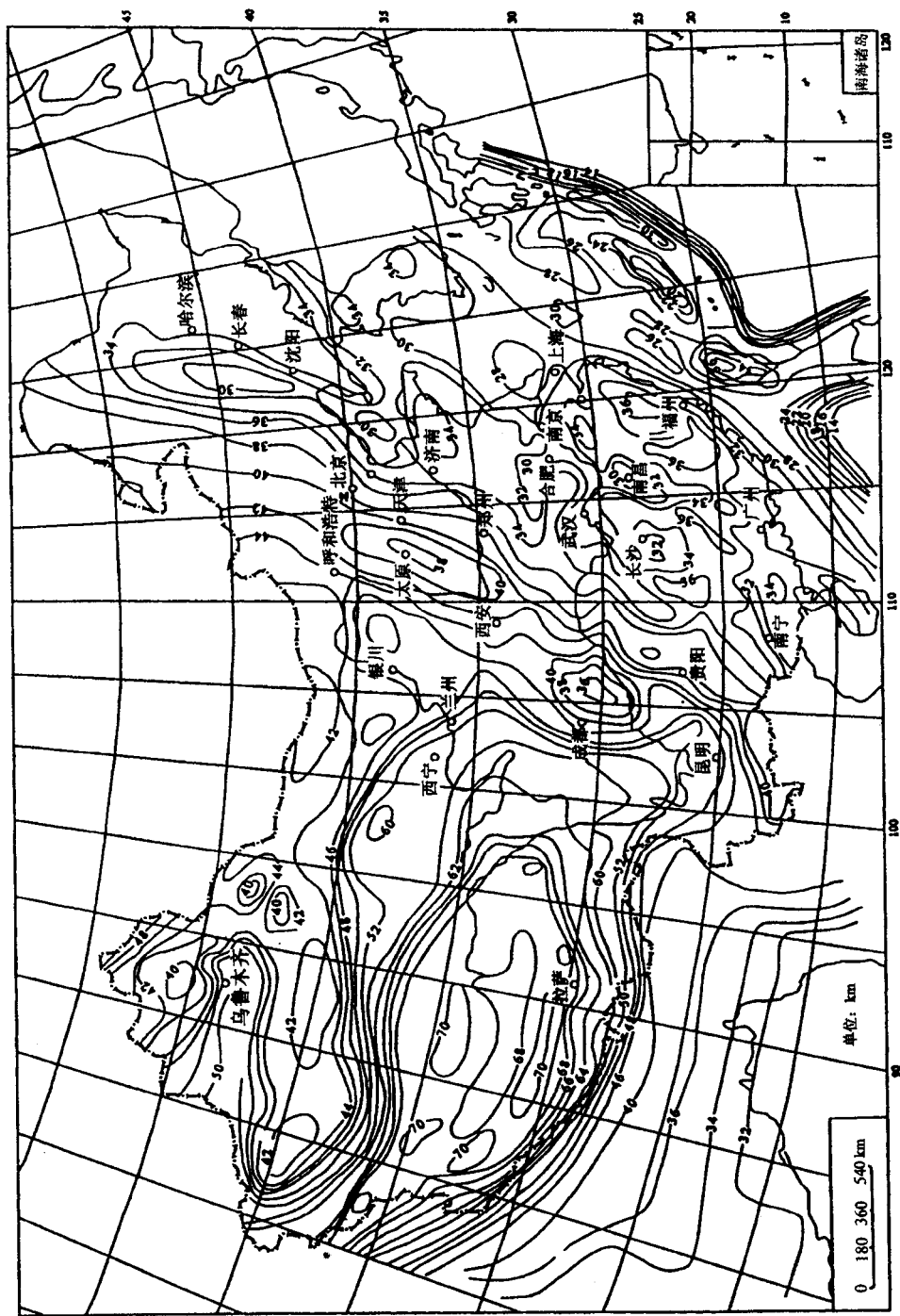


图 1-2 中国及邻域 Moho 分布图
 (印度和喜马拉雅带据本文, 其余据陈胜早, 1983; 冯锐, 1985; Tan, 1987; 修改编制)

现今的中国大陆属欧亚板块的一部分，它的东侧为岛弧型洋—陆汇聚边缘，西南侧为陆—陆碰撞造山带。中国大陆经历了长期复杂的演化历史，它是由许多个古板块（如华北、华南、塔里木、哈萨克斯坦、西伯利亚等）经碰撞、增生和拼接而成，是由若干个固结时代不同，大小不一的陆块，与不同时代形成的造山带拼接而成的，这些不同的拼合块体，有着不同的导热储热特性。

自古生代以来，中国大陆构造演化经历了古生代陆洋分化对立阶段；石炭二叠纪软碰撞转化阶段，和中新生代盆山对峙发展阶段，中新生代以来大陆连为一体，盆山格局的演化与发展，控制着各地区热储条件的演化与发展。多旋回构造运动与多期盆地叠加塑造出不同的地热田，中国现代大陆地质构造如图 1-1 所示。

第二节 地热场概况

大地热流是单位时间内由地球内部通过单位地球表面积散失的热量（ mW/m^2 ），是地球内热在地表可直接测得的一个物理量，它是一个综合参数，能反映地区地热场的基本特点，理论上可以把大地热流（ Q ）分解成两大部分，一部分来自地球深部，称地幔热流（ qm ）；另一部分则源于地壳岩石的放射性，称为地壳热流（ qc ）。

$$Q=qc+qm$$

qc 和 qm 都是地壳厚度的函数，但变化方向不同， qm 反映的是岩石深部的热状态，与一个地区的构造活动性密切关联，高温物质上涌，岩石圈则变薄， qm 同地壳厚度常有负相关的关系； qc 则相反，由于地球内部主要的放射性元素铀、钍、钾都是亲石元素，地壳厚度越大，地壳所含的放射性元素就可能越多， qc 就越大， qc 与地壳厚度呈正相关。根据陈墨香的研究，我国大地热流值可以分为五个构造区（图 1-3）。

这五个构造区是：华北—东北构造区，华南构造区，中部构造区，西北构造区，西南构造区，各区的实测热流值如表 1-1 所示。

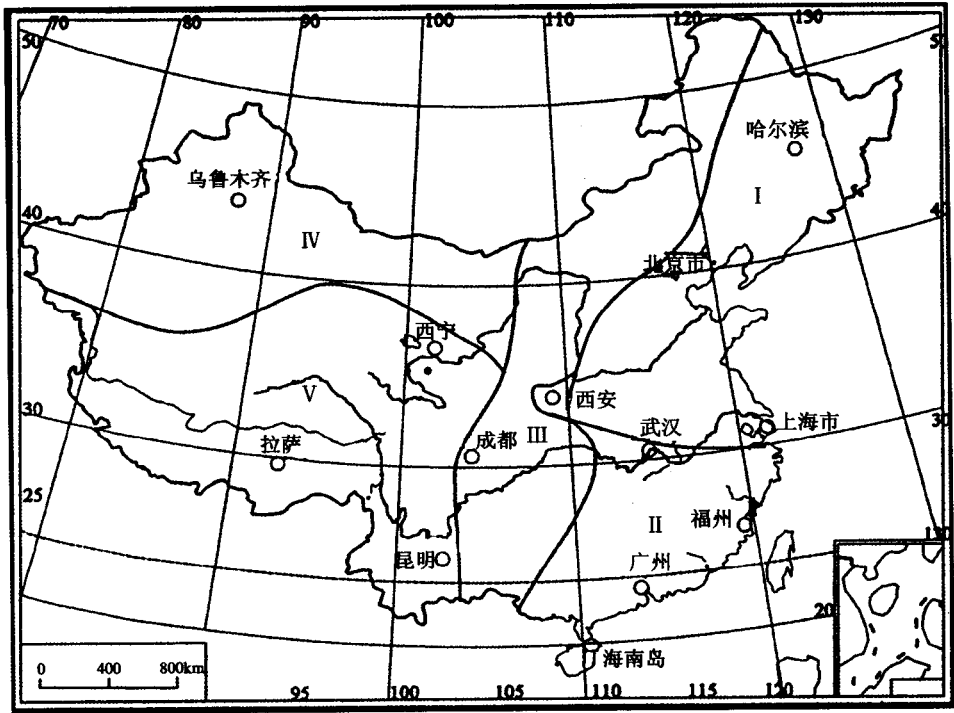
表 1-1 中国大陆及各构造区大地热流统计表（中国地热资源，1994） mW/m^2

代号及构造区	单位热流测点数 (N) 和平均热流值 (q)	单位热流质量数 (W) 之和及平均热流值 (q)	$1^\circ \times 1^\circ$ 网络数 (N) 和 算术平均热流值 (q)	$1^\circ \times 1^\circ$ 网络数 (N) 和 质量加权平均热流值 (q)
I. 华北—东北构造区	$N=197, q=63 \pm 12$	$W=447, q=63 \pm 10$	$N=62, q=61 \pm 17$	$N=61, q=59 \pm 15$
II. 华南构造区	$N=94, q=70 \pm 19$	$W=170, q=67 \pm 13$	$N=41, q=70 \pm 10$	$N=40, q=66 \pm 15$
III. 中南构造区	$N=48, q=60 \pm 12$	$W=105, q=61 \pm 12$	$N=18, q=63 \pm 12$	$N=22, q=66 \pm 12$
IV. 西北构造区	$N=10, q=44 \pm 10$	$W=17, q=47 \pm 10$	$N=7, q=43 \pm 9$	$N=7, q=43 \pm 8$
V. 西南构造区	$N=92, q=85 \pm 39$	$W=198, q=75 \pm 17$	$N=38, q=81 \pm 51$	$N=34, q=70 \pm 25$
中国大陆	$N=441, q=68 \pm 24$	$W=967, q=66 \pm 14$	$N=166, q=67 \pm 30$	$N=160, q=63 \pm 16$

各区热流值以西南构造区为最高，达 $70 \sim 85 \text{ mW/m}^2$ ，西北构造区最低，为 $43 \sim 47 \text{ mW/m}^2$ ，华北—东北构造区平均热流值为 $59 \sim 63 \text{ mW/m}^2$ ，与全国平均值接近。华南构造区平均热

流值为 $66\sim70\text{ mW/m}^2$ ，比全国平均值略高，中部平均热流值为 $60\sim63\text{ mW/m}^2$ ，但根据油田关于鄂尔多斯盆地和四川盆地实测热流值资料，只有 $40\sim60\text{ mW/m}^2$ 。所以取 50 mW/m^2 作为中部构造区的期望值是合适的。总的看，我国大地热流分布，同大地构造密切相关，我国西南地区，沿雅鲁藏布江缝合带，高热流值 ($91\sim364\text{ mW/m}^2$)，向北按构造阶梯下降，到准噶尔盆地只有 $33\sim44\text{ mW/m}^2$ 成为冷盆，我国东部是台湾板缘地带，热流值最高，为 $80\sim120\text{ mW/m}^2$ ，越过台湾海峡到东南沿海燕山期造山带，降为 $60\sim100\text{ mW/m}^2$ ，到江汉盆地大地热流值只有 $57\sim69\text{ mW/m}^2$ ，也是由现代构造活动强的高热流地带向构造活动弱的低热流地带递变。

在大型盆地中、大地热流值分布同基底的构造形态直接相关，隆起区为相对高热流区，拗陷区为相对低热流区，如华北盆地，其变化如表 1-2 所示。



I—华北—东北构造区；II—华南构造区；III—中部构造区；IV—西北构造区；V—西南构造区

图 1-3 中国大陆地热流统计的构造分区图（中国地热资源，1994）

表 1-2 华北盆地大地热流统计表（中国地热资源，1994）

构造区	凹陷区 (中部)		凹陷区边缘 (斜坡带)		凸起区		低凸起区		总 计	
	N	q	N	q	N	q	N	q	N	q
下辽河拗陷	10	60 ± 8	28	64 ± 7	5	80 ± 3			43	65 ± 9
渤中拗陷	1	57					1	67	2	
冀中拗陷	29	46 ± 1			10	81 ± 16	29	58 ± 5	68	56 ± 12
黄骅拗陷	7	54 ± 6							7	

构造区	凹陷区 (中部)		凹陷区边缘 (斜坡带)		凸起区		低凸起区		总 计	
	N	q	N	q	N	q	N	q	N	q
济阳拗陷	10	35 ± 3	6	72 ± 5	5	80 ± 3	3	68 ± 5	24	66 ± 11
沧县拗陷	4	47 ± 7			17	76 ± 16			21	70 ± 18
总 计	61	51 ± 8	34	66 ± 7	37	78 ± 14	55	60 ± 5	165	62 ± 13

注: N 为单位热流测点数; E 为热流值, 单位: mW/m^2 。

地质历史中的岩浆活动对地温场会产生一定的影响, 一般认为近期的岩浆活动对当地的地温场有大的影响, 而更新世以前发生的岩浆活动由于经过长时间的冷却, 岩浆余热散失殆尽, 对地温场已无影响。根据理论计算, 直径为 4、2、1 及 0.5 km 的圆柱岩浆体, 冷却到其初始温度的 10%, 所需的时间分别为 520 000、130 000、32 000 及 8 000 年, 按上述的量级判断, 小的岩浆体 (小于 0.5 km) 在全新世早期活动, 余热也全部散失, 只有较大的晚更新世以来活动的岩浆体, 现仍有可能提供一部分余热, 所以我们估计白头山和雷州半岛可能还有余热的影响。地下水的活动对地表地温场有一定的影响, 一般在盆缘山前地带地下水补给区, 降水下渗, 使围岩温度降低, 形成山前冲积扇冷水盆地, 而在地下水深循环上升地带, 尤其是盆地中的高角度断裂带, 地下热水上涌, 形成地热梯度异常带, 盖层地热梯度可以高达 $6 \sim 8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, 而在隆起山区的温泉都是开启型的地下水沿深断裂带深循环, 形成沿深断带的脉状对流热水系统。

第二章 中国地热资源热储分区

地热资源是地球热能在地壳浅部历史的赋存。能够富集和储存地热能，并使热流体作对流运动的地下场所称地热储，热储特征包括围岩和储热岩体的产状和性质、构造控制因素、热源性质、水热传输系统和埋藏产出条件。我们按照水热传输方式和地热系统所处的地质构造环境，划分为沉积盆地传导型地热储和隆起山地断裂对流型地热储，它们具有不同的资源潜力。

第一节 沉积盆地传导型地热储

我国中、新生代沉积盆地热储系统的特点是“层控热储，侧向径流补给，大地热流供热”（陈墨香，1994），其热储条件决定于盆地的形成条件。

一、中国中新生代盆地的形成条件

我国中、新生代盆地分布很广，总面积达 $350 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占我国陆地面积的 36%，盆地面积大于 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的大型盆地有 9 个， $1 \times 10^4 \sim 5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的中型盆地有 39 个，它们的类型多样，结构复杂，是在不同的地球动力环境下形成与演化而来，在时间上具多旋回性，在空间上具有叠置特点，以中国两个重力梯度带为界，划分为东部盆地、中部盆地和西部盆地，这些盆地的力学性质、基底结构、火山活动、地壳厚度和热储特征，存在明显的差异（图 2-1A）。

（一）东部盆地

地壳的拆离、扩张、蠕散是东部盆地的构造运动方式。它们是在稳定的古生代克拉通断裂—隆起的基础上发育起来的。盆缘正断层多是在原来逆断层上发育的反转构造，基底断块掀斜、旋转、滑移剧烈、软流圈上拱、地壳变薄、沉积巨厚，形成镜像反映。早期具裂谷盆地的性质有多期岩浆活动、热流值较高、后期转为热冷却拗陷，发育良好热储盖层，盆地基底的盆岭式结构和活动深断裂，形成区域热水径流通道，成为多期多层叠合的热水盆地。

（二）中部盆地

位于两大重力梯度带之间，在古生代海相克拉通原型盆地的基底上，发育中生代拗陷盆地。克拉通边缘的后期变形，往往是一种向基底消失的冲掩系，盆地中断裂不发育，

0 180 360 km

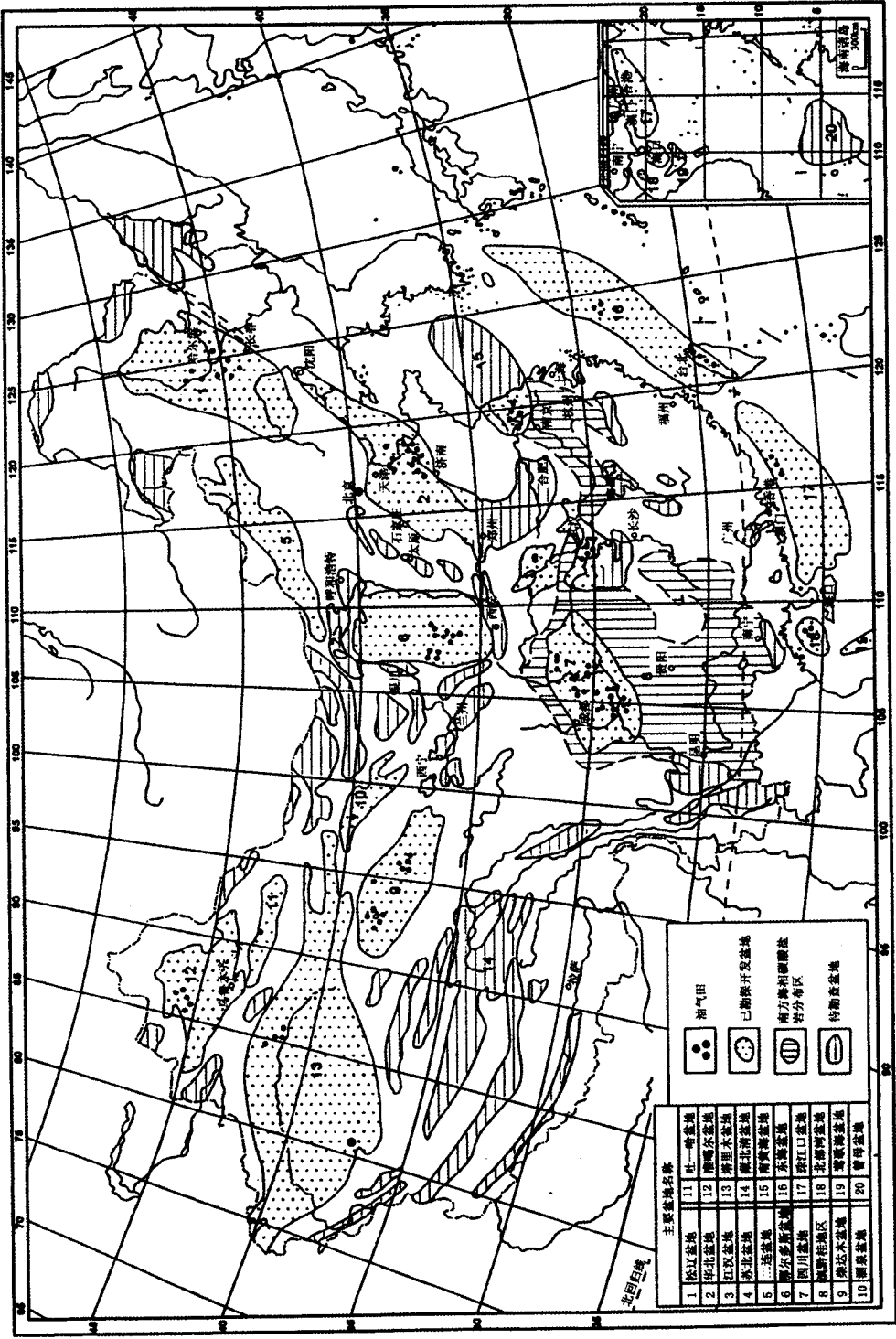


图 2-1A 中国主要沉积盆地及勘查略图 (据孙肇才, 1991, 改编)

缺少岩浆活动，新生代地壳整体升降，沉积层很薄或缺失，在盆缘地带发育逆冲断裂或裂隙，地壳较厚，热流值偏低。

(三) 西部盆地

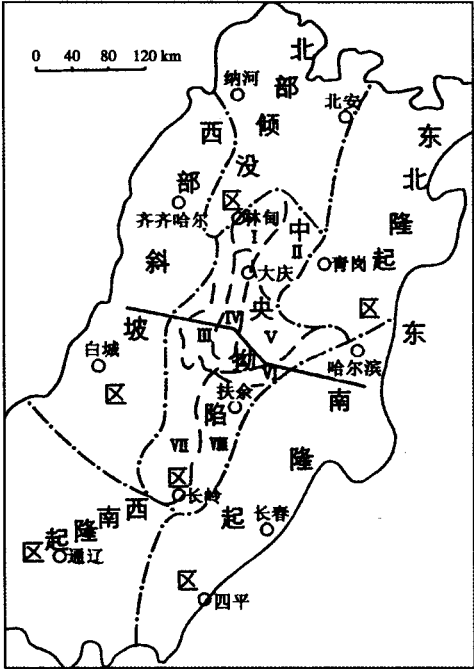
中生代以来，中国西部沿斑公湖—怒江，金沙江—红河，雅鲁藏布江等缝合带先后发生过 4 期碰撞，对接和造山运动，相应地有 4 个成盆期和改造期，挤压致合是中国西部盆地演化的主导因素，压性盆地结构，褶皱—逆冲断层带成排成带分布，与褶皱山系近于平行，具前陆盆地的沉降特征，超补偿粗碎屑沉积占优势，大型走滑断裂的走滑聚敛使地壳缩短增厚，盆地热流值低，具冷盆性质。

二、中国主要盆地热储条件

(一) 松辽盆地

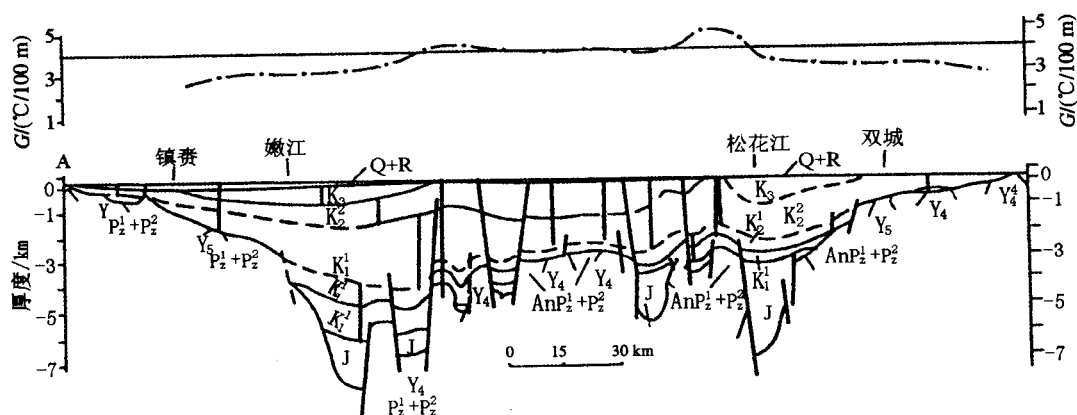
位于我国东北部，跨黑龙江、吉林、辽宁、内蒙古四省区，面积 $26 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，盆地四周为山地和丘陵，盆地内部低平，海拔 100~200 m。

松辽盆地是个中生代裂谷盆地，基底是古生界及前古生界，可分为中央拗陷，北部倾没，西部斜坡，西南隆起，东南隆起和东北隆起六个构造单元，中央拗陷由几个大型凹陷和大庆长垣组成（图 2-1），盆地基底断裂发育，沿断裂常有岩浆侵入（图 2-2）。



中央拗陷区：I—黑鱼泡凹陷；II—明水凹陷；III—齐家古龙凹陷；IV—大庆长垣；V—三肇凹陷；VI—朝阳沟凹陷；VII—长岭凹陷；VIII—扶余华子井阶地

图 2-1 松辽盆地构造分区图（杨万里等，1985）



注：剖面位置见图 2-1。

图 2-2 镇赉—双城地质、地温剖面图

盆地中生界沉积岩总厚度超过 10 000 m，包括侏罗系、白垩系、第三系、第四系。白垩系是一套巨厚的河湖相沉积，厚达 7 000 m，第三系厚约 500 m，第四系较薄，只有 100~150 m。

松辽盆地具有两大含水系统：一是分布在白垩系上统（ K_3 ）及其以上的潜水和承压水系统。岩层孔隙度高 25%~30%，渗透率 $>300 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，能直接接受大气降水补给为开启的地下水系统，埋藏浅、水量大、水质好、水温低是工农业用水的主要水源，二是中下白垩系热水含水系统，接受周边山区径流补给，形成向心的自流盆地，盆地周边水位较高，一般为 2 600~3 000 kPa，而盆地中心水位能仅为 1 500 kPa，上白垩统在盆地中央拗陷地区形成低温热水储层。

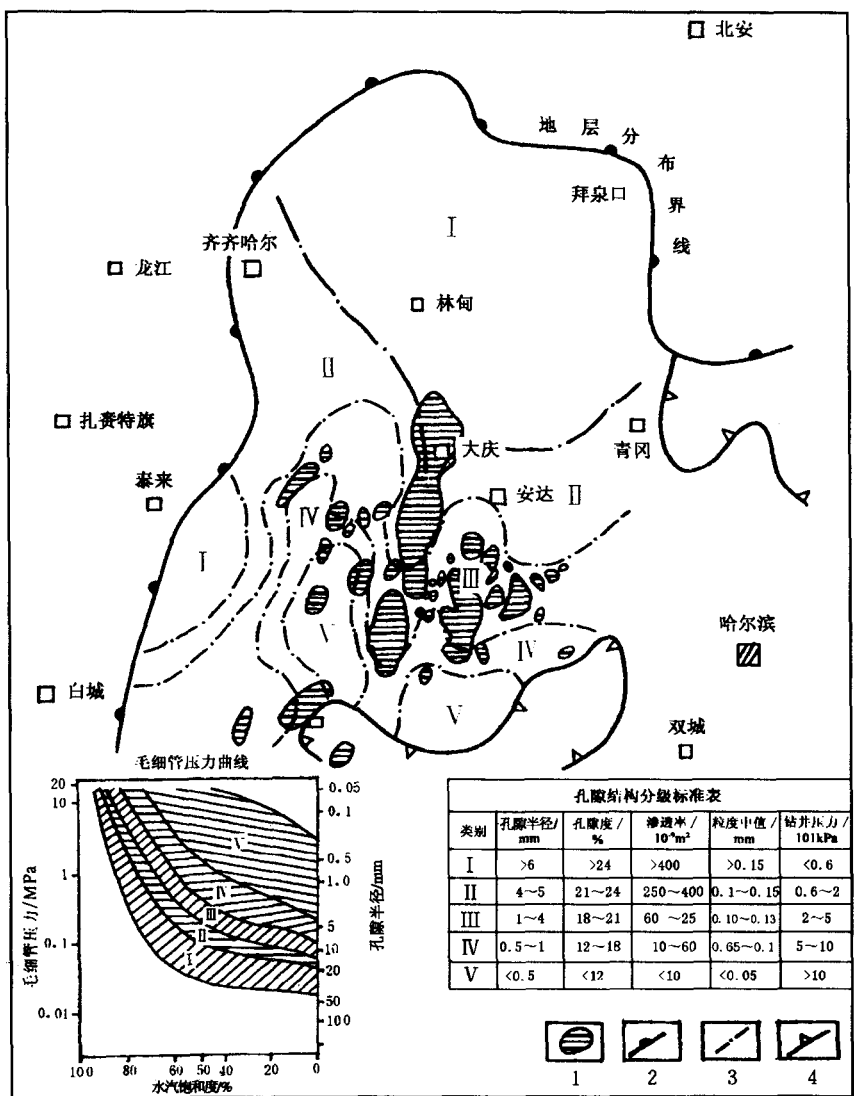
中白垩统分上下两段，下段为泉头组（ K_2^{1-1} ），上段包括青山组（ K_2^{2-2} ）及嫩江组（ K_2^{2-3} ），总厚 3 000~3 500 m，为一套河湖相砂泥岩沉积，在盆地北部、西南部及西部发育厚层砂岩，而向盆地中心，砂层变薄变细，出现含油气储层。（图 2-3）北部砂层孔隙度 $>24\%$ 、渗透率 $>400 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ 、西部和安达以东地区孔隙度 21%~24%、渗透率 $250 \times 10^{-9} \sim 400 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，进入中央拗陷砂层孔隙度一般小于 20%，渗透率为 $10 \times 10^{-9} \sim 200 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，所以中白垩统热水储层主要分布在北部、西部和西南部。

下白垩统（ K_1 ）为一套近源快速碎屑岩沉积，底部为沙砾岩，中部为厚层砂岩，上部为砂泥岩互层，厚约 1 500 m，孔隙度 10%~18%，渗透率一般 $<60 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，在中央拗陷带由于快速埋藏，形成地静压力系统的超压带，发育地压型地热储。

根据近 400 眼井的测温资料分析，盆地中心热流值高，四周热流值低。实测大地热流值 40~90 mW/m^2 ，平均为 70 mW/m^2 ，盖层的地温梯度和 1 000 m 深地温分布如图 2-4、图 2-5 所示。

白垩系热水埋深 1 100~2 500 m 层段，沿流向水化学成分呈有规律分布，主要为 $\text{HCO}_3\text{—Na}$ 型或 $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ 型水，矿化度变化范围，大庆地区稳定在 4~8 g/L，南部扶余地区一般稳定在 6~12 g/L，松辽盆地北部和西部矿化度大多小于 2 g/L，盆地中心油田水矿化度高达 10~15 g/L，最高达 43.69 g/L，南部地区矿化度较高，在乾安地区最高

为 59 g/L (表 2-1)。



1—油田；2—分区界线；3—地层分界线；4—砂岩尖灭线

图 2-3 松辽盆地北部中部含油组合地层水分区与油藏关系图

(中国石油地质志第二卷上册, 1993)

表 2-1 矿化度分区和标准表

分区类别		矿化度/(mg/L)	分布地区
低矿化度区		<3 000	盆地周边、北安—望奎一带杨大城子、登娄库等地区
中等矿化度区	中—低	3 000~5 000	敖古位、杏西及升平以北地区
	中—高	5 000~10 000	三肇、古龙、新立、木头、扶余、海坨等地区
高矿化度区		10 000~50 000	乾安、红岗、新立南、小城子、农安等地区
卤水区		>50 000	乾安局部地区

注：中国石油地质志第二卷上册, 1993。

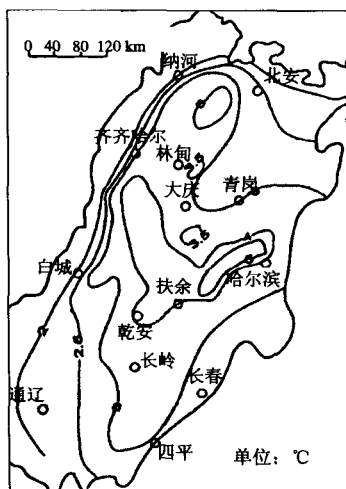


图 2-4 松辽盆地 1 000 m 深温度图
(陈墨香, 1994)

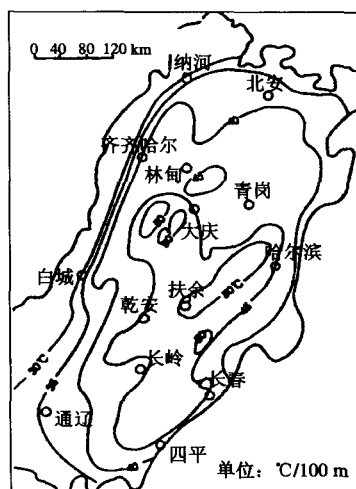


图 2-5 松辽盆地地温梯度图
(陈墨香, 1994)

(二) 渤海盆地

位于华北东部和东北部, 跨辽东、天津、河北、北京、山东、河南六省区及渤海海域, 面积 $20 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。盆地周边为山地环绕, 盆地内渤海湾地面高程最低, 地面水和地下水均向渤海湾汇流。

渤海盆地是个叠置于华北地台上的第三纪裂谷盆地, 基底是古生界和前古生界, 盆地内基本构造单元包括六个拗陷、三个隆起、即北部的下辽河拗陷, 中部的渤中拗陷、济阳拗陷、埕宁隆起、黄骅拗陷、沧县隆起、冀中拗陷, 南部的临清拗陷和内黄隆起 (图 2-6)。

渤海盆地断裂发育, 主要的深大断裂有 NE 向的郯庐断裂带北段, 太行山东麓断裂, 沧东断裂带和聊兰断裂带, EW 向的断裂有宝坻—昌黎断裂, 齐河—上饶断裂和黄河断裂, 盆地内部有许多次级大断裂, 分割拗陷和隆起, 形成 54 个凹陷和 44 个凸起, 一个凹陷的发育主要受一条主干断裂的控制, 呈箕状凹陷型式或不对称地堑形式 (图 2-7)。

渤海盆地是一个典型的多旋回盆地, 在最古老固结的中朝板块变质基底上发育中元古界至新生界的沉积盖层, 累厚逾 30 000 m, 持续长达 18 亿年, 中元古代主体盆地为克拉通边缘裂陷槽, 延续约 10 亿年, 沉积厚达 9 500 m, 早期以滨海相碎屑岩、碳酸盐岩为主; 中期为碳酸盐岩为主夹黏土岩, 晚期以滨海碎屑岩为主, 构成一个巨大的旋回。早古生代是一个位于赤道附近稳定的浅海台地, 发育了陆表海环境下的碳酸盐岩, 夹膏盐和泥质岩建造, 厚 1 200~2 400 m。晚古生代为克拉通内部拗陷, 沉积了海陆交互相和陆相碎屑岩含煤建造, 由于后期的剥蚀, 残留厚度各地不一, 最厚达 1 500 m。中生代发生多次裂陷, 发育一系列断陷盆地, 强烈的岩浆上侵和火山活动发育一系列中生代火山岩。新生代第三纪早期, 受太平洋板块俯冲的影响, 地壳伸展、软流圈上拱, 发育了宽阔的多支裂谷系, 盆岭相间出现, 裂陷运动产生了一系列掀斜断块和半地堑或地堑。每个盆地都是个独立的沉积系统, 沉积了厚度不等的下第三系碎屑岩, 最厚的达 5 000 m (歧口凹陷)。华北运动结束了裂谷阶段。