

# 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

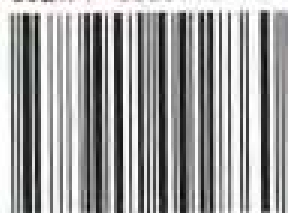
# ZHONGGUO DIRE ZIYUAN JI KAIFA LIYONG

## 内 容 提 要

本书根据我国大地构造背景比较翔实地阐述了全国地热资源的形成与分布,并将地热资源热储分为沉积盆地传导型和隆起山地对流型。在此基础上,总结了我国地热资源的勘查、开发和利用现状及存在的问题,提出地热资源评价方法需修改完善,以及华北地区不合理开发深层地下水产生的地面沉降。根据我国地热资源分布特点,结合国家经济可持续发展和市场经济的需求,对全国的地热资源进行合理区划,在经济较发达的东部平原与沿海地区划定为“优先科学开发利用区”;将有一定的开发程度的苏鲁山地、四川盆地、滇西和琼州海峡等划为“勘探开发区”;将有一定调查基础的河套盆地、太行山、秦岭以及滇贵高原等划为“具有近期勘查条件的地区”;将掌握资料较少的台湾省、地热与温泉较少的东北地区和西北地区划为“现有温泉综合开发调查研究区”。并介绍了地热资源开发利用对西部大开发和长江中下游地区经济发展的拉动作用。本书对地热资源的持续开采与环境保护提出建议:采用国际上通用的“对井开采法”是实现资源可持续利用和防止环境污染的最好途径。

本书可作为地热勘探、开发工作者以及规划人员的参考书,也可作为大专院校水文地质专业教师和研究生的参考教材。

ISBN 7-80209-286-8



9 787802 092860 >

ISBN 7-80209-286-8/X·787

定价: 25.00元

# 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  $\text{m}^3/\text{a}$ 。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,天津市地质矿产局关铁钧总工程师、张惠生、傅炳海、金爱善、王福江、李春华、赵维明、久建断、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,中新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,异常值由北部的一 $100\text{ mGal}$ 向南到达青藏高原达一 $500\text{ mGal}$ ,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,重力异常界于一 $100\text{ mGal}$ 到 $180\text{ mGal}$ 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,中新生代基本无岩浆活动。

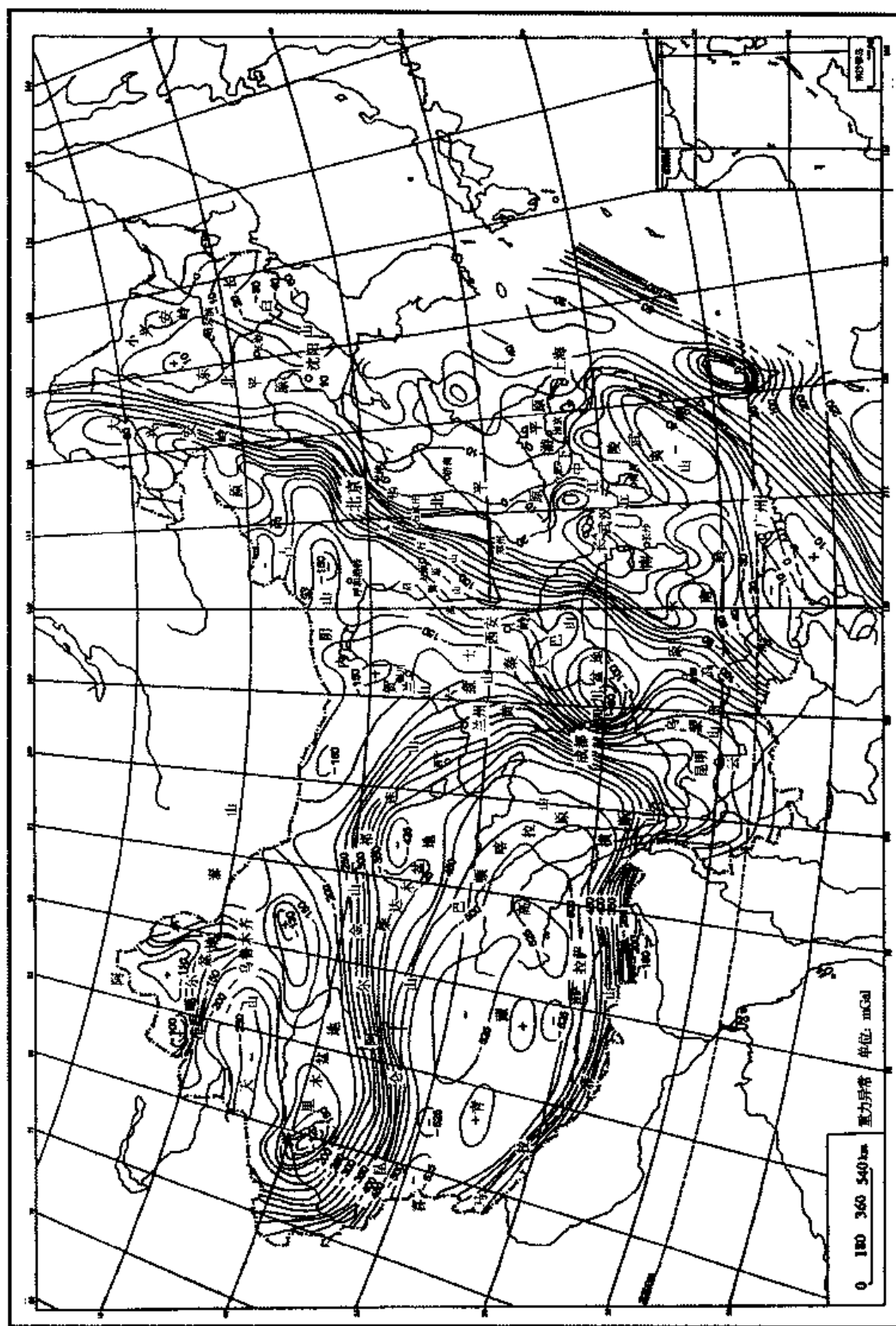


图 1-1 中国  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  平均布格重力异常图 (殷秀华等, 1991)



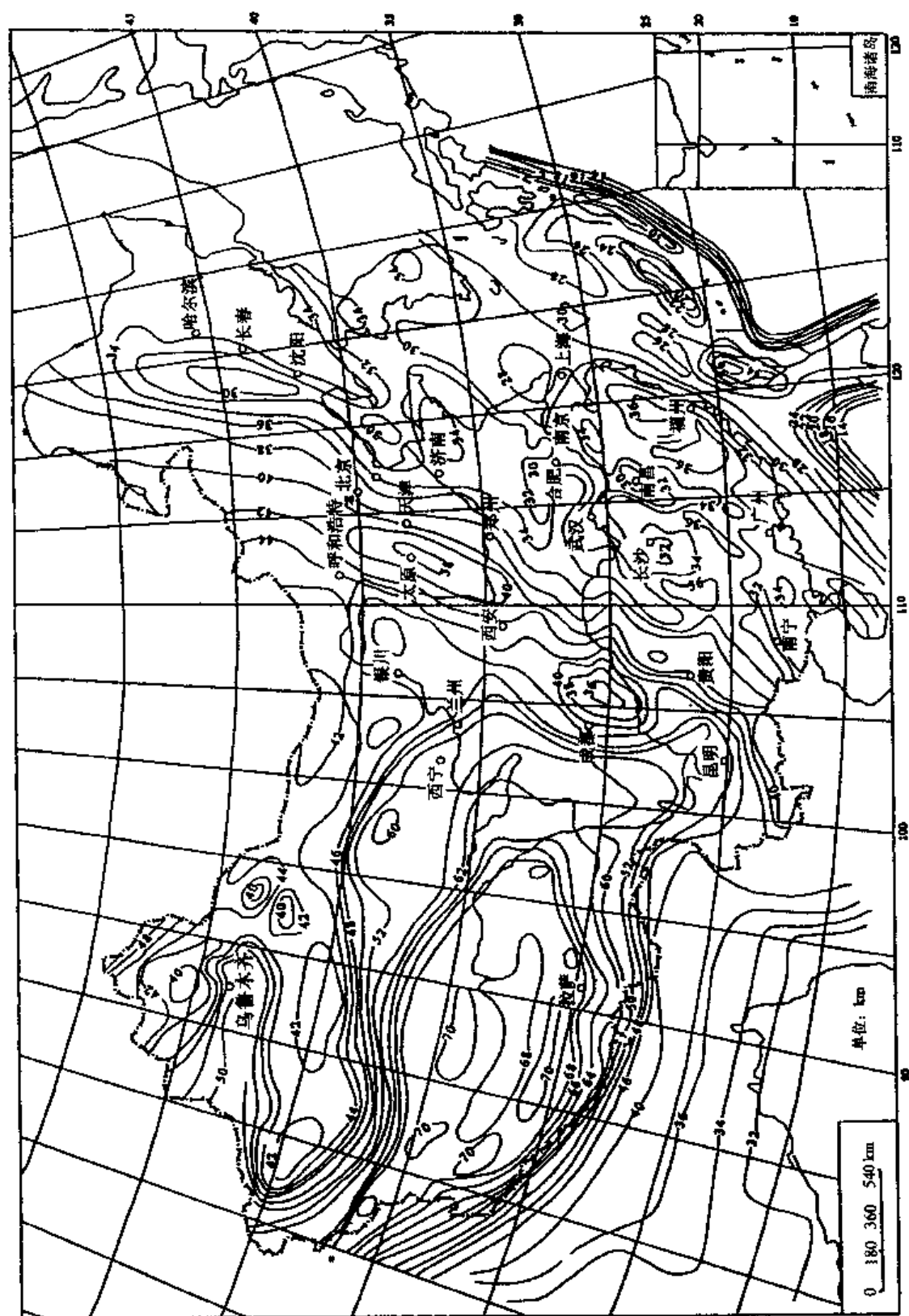


图 1-2 中国及邻域 Moho 分布图

(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 ( $\text{mW/m}^2$ )，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 ( $q_m$ )；另一部分则源于地壳岩石的放射性，称为地壳热流 ( $q_c$ )。

$$Q = q_c + q_m$$

$q_c$  和  $q_m$  都是地壳厚度的函数，但变化方向不同， $q_m$  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， $q_m$  同地壳厚度常有负相关的关系； $q_c$  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， $q_c$  就越大， $q_c$  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。

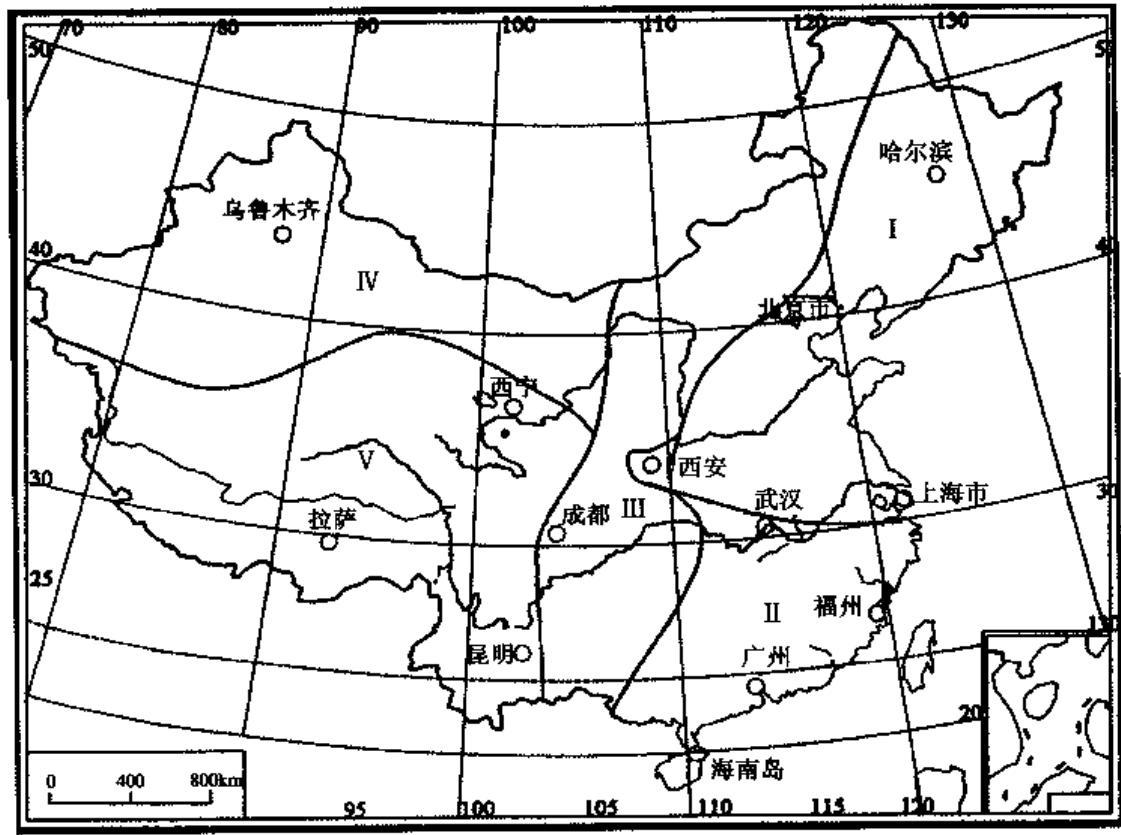
表 1-1 中国大陆及各构造区大地热流统计表（中国地热资源，1994）  $\text{mW/m}^2$

代号及构造区	单位热流测点数 ( $N$ ) 和平均热流值 ( $q$ )	单位热流质量权数 ( $W$ ) 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  $50\text{ mW/m}^2$  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	$60\pm8$	28	$64\pm7$	5	$80\pm3$			43	$65\pm9$
渤中拗陷	1	57					1	67	2	
冀中拗陷	29	$46\pm1$			10	$81\pm16$	29	$58\pm5$	68	$56\pm12$
黄骅拗陷	7	$54\pm6$							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	
	<i>N</i>	<i>q</i>	<i>N</i>	<i>q</i>	<i>N</i>	<i>q</i>	<i>N</i>	<i>q</i>	<i>N</i>	<i>q</i>
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： $\text{mW/m}^2$ 。

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，

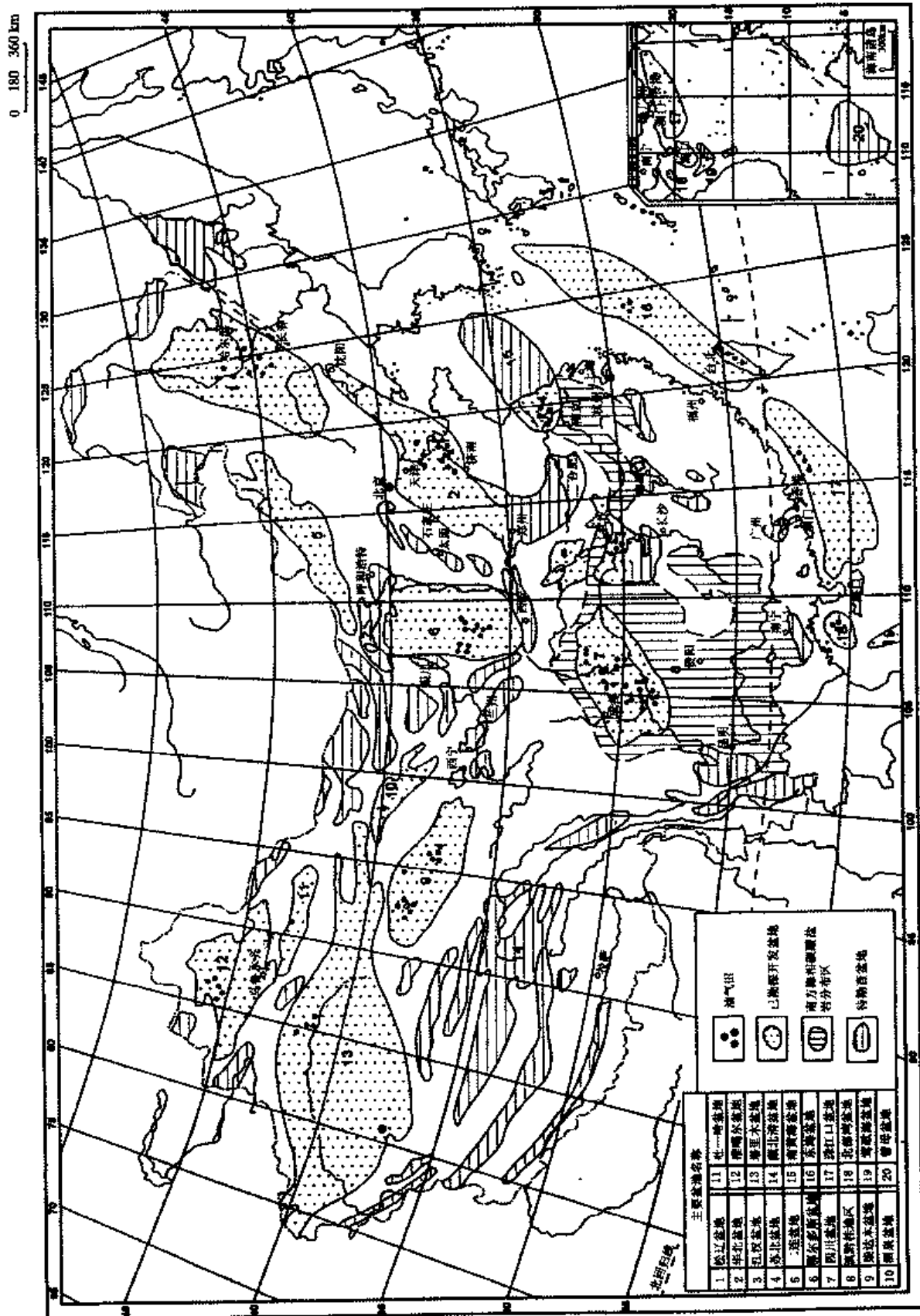


图 2-1A 中国主要沉积盆地及勘查略图 (据孙肇才, 1991, 改编)

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陷，地壳较厚，热流值偏低。

### （三）西部盆地

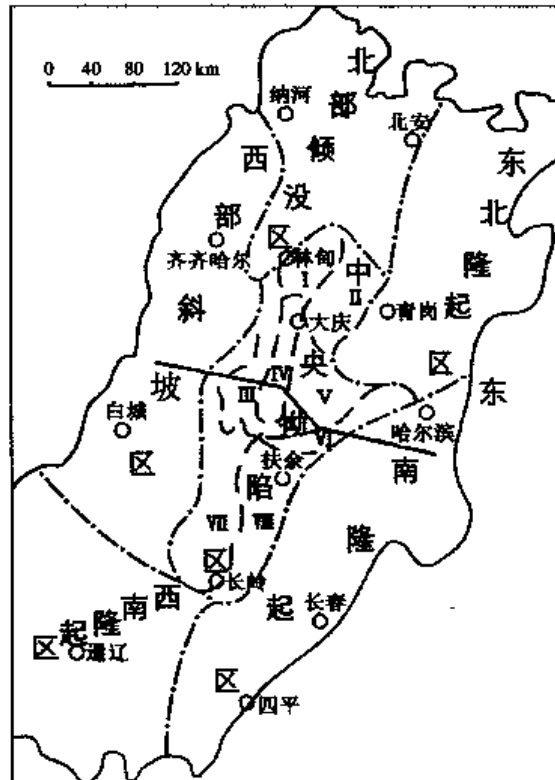
中生代以来，中国西部沿斑公湖—怒江，金沙江—红河，雅鲁藏布江等缝合带先后发生过 4 期碰撞，对接和造山运动，相应地有 4 个成盆期和改造期，挤压敛合是中国西部盆地演化的主导因素，压性盆地结构，褶皱—逆冲断层带成排成带分布，与褶皱山系近于平行，具前陆盆地的沉降特征，超补偿粗碎屑沉积占优势，大型走滑断裂的走滑聚敛使地壳缩短增厚，盆地热流值低，具冷盆性质。

## 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。

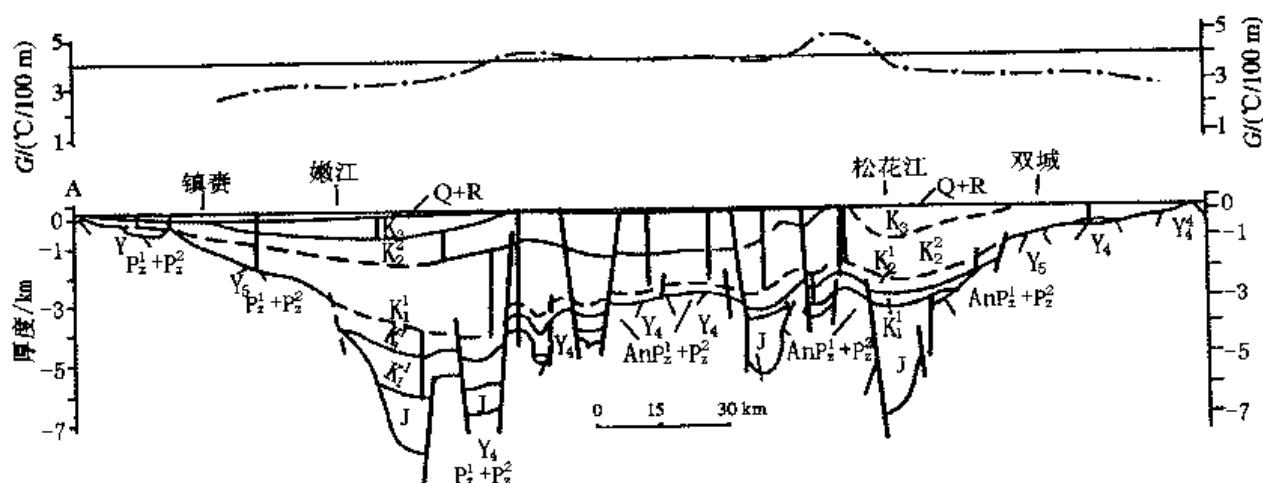
松辽盆地是个中生代裂谷盆地，基底是古生界及前古生界，可分为中央拗陷，北部倾没，西部斜坡，西南隆起，东南隆起和东北隆起六个构造单元，中央拗陷由几个大型凹陷和大庆长垣组成（图 2-1），盆地基底断裂发育，沿断裂常有岩浆侵入（图 2-2）。



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

盆地中新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（ $K_2^1$ ），上段包括青山组（ $K_2^{2-1}$ ），姚家组（ $K_2^{2-2}$ ）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。

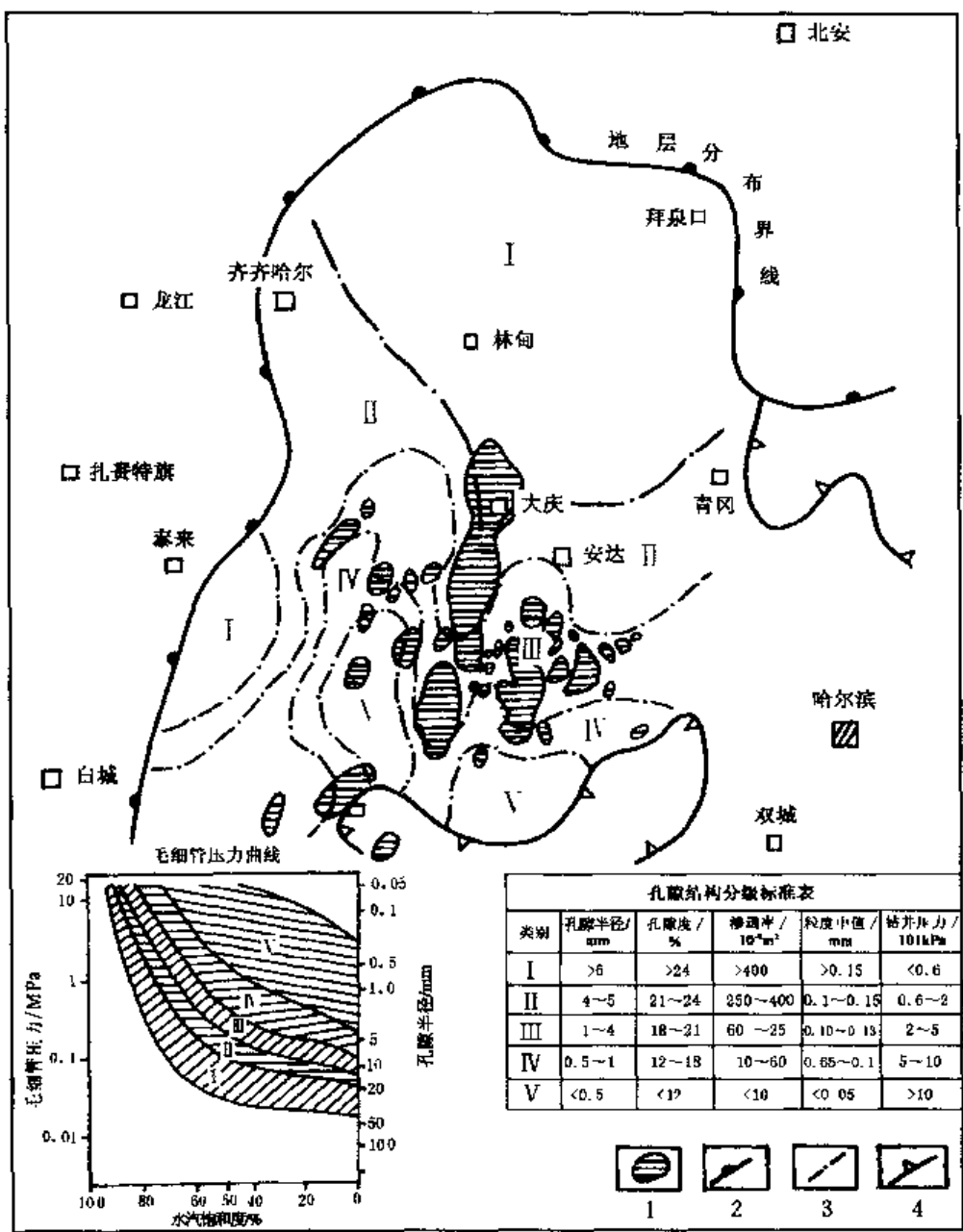
下白垩统（ $K_1$ ）为一套近源快速碎屑岩沉积，底部为砂砾岩，中部为厚层砂岩，上部为砂泥岩互层，厚约 1 500 m，孔隙度 10%~18%，渗透率一般  $<60 \times 10^{-9} \text{m}^2$ ，在中央拗陷带由于快速埋藏，形成地静压力系统的超压带，发育地压型地热储。

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  $\text{mW/m}^2$ ，平均为 70  $\text{mW/m}^2$ ，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。

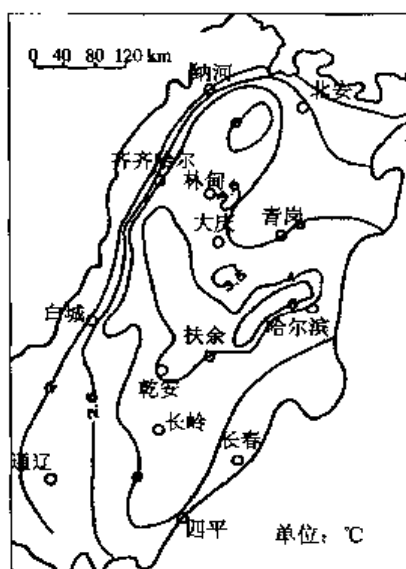


图 2-4 松辽盆地 1 000 m 深温度图  
(陈墨香, 1994)

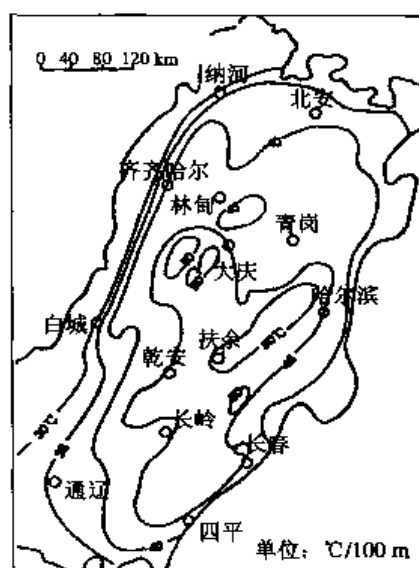
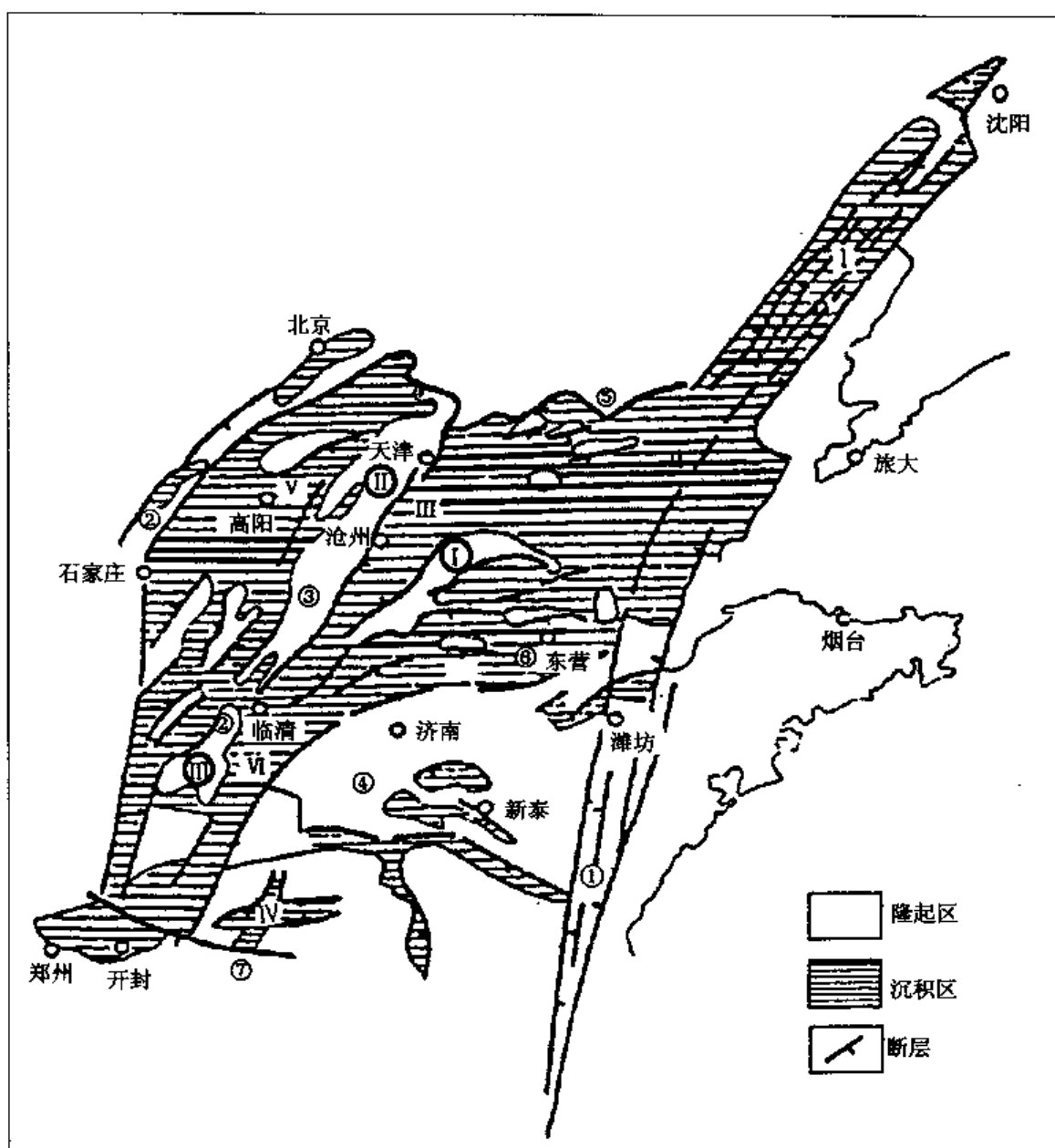


图 2-5 松辽盆地地温梯度图  
(陈墨香, 1994)

## (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,

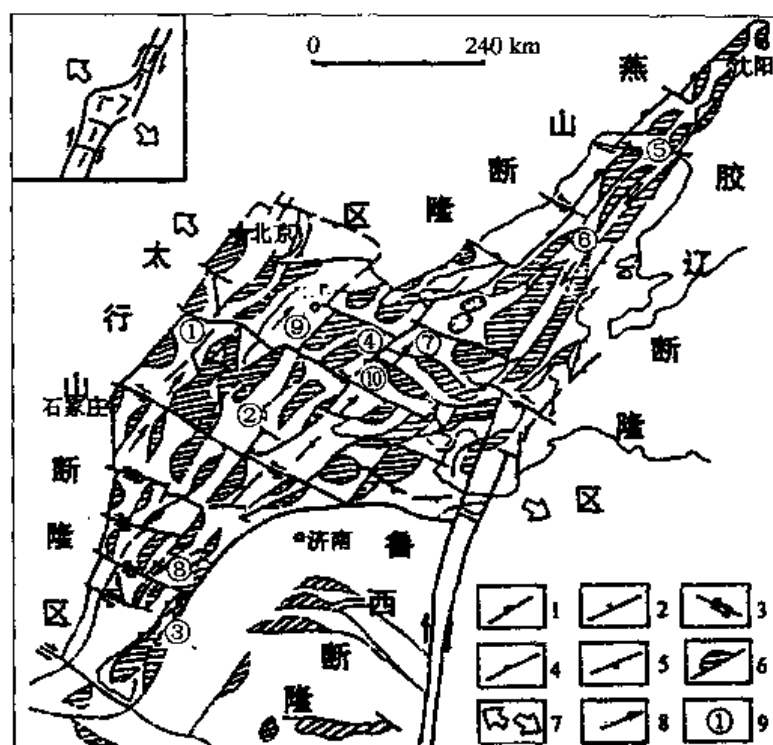


- ①—埕宁隆起；②—沧县隆起；③—内黄隆起；I—下辽河拗陷；II—渤中拗陷；III—黄骅拗陷；  
IV—济阳拗陷；V—冀中拗陷；VI—临清拗陷；①—郑庐断裂带；②—太行山东麓断裂带；  
③—沧东断裂带；④—聊兰断裂带；⑤—宝坻—昌黎断裂；⑥—齐河—上饶断裂；⑦—黄河断裂

图 2-6 渤海湾盆地地质结构图（吴崇筠、薛叔浩等，1992）

新第三系馆陶组底砾岩与不同层位的老第三系或前第三系地层接触，盆地进入热冷却拗陷阶段，随后沉积了河湖相的明化镇组，新第三系地层厚 700~2000m，喜山期第四系沉积厚 100~500m。这种多旋回叠置盆地，形成了新第三系低温热水储层，老第三系地压型地热储层和基岩裂隙岩溶中、低温热水储层，是我国热水资源最丰富的热水盆地。

新第三系砂岩、沙砾岩是渤海盆地普遍分布的热水储层。其砂岩孔隙度随埋深变化如图 2-8、图 2-9 所示，渗透率为  $156 \times 10^{-9} \sim 2500 \times 10^{-9} \text{m}^2$ 。储集性分为三级：



1—区域断层；2—断块分区断层；3—平移或传递断层；4—下第三系超覆线；5—下第三系剥蚀尖灭线；  
6—断块中断陷分布区；7—主张应力方向；8—沉积中心迁移方向；9—构造单元编号；  
①—冀中拗陷；②—临清拗陷；③—东濮拗陷；④—黄骅拗陷；⑤—下辽河拗陷；⑥—辽东湾拗陷；  
⑦—渤海拗陷；⑧—济阳拗陷；⑨—沧县隆起；⑩—埕宁隆起

图 2-7 太行山以东早第三纪断块分布图 (王同和, 1999)

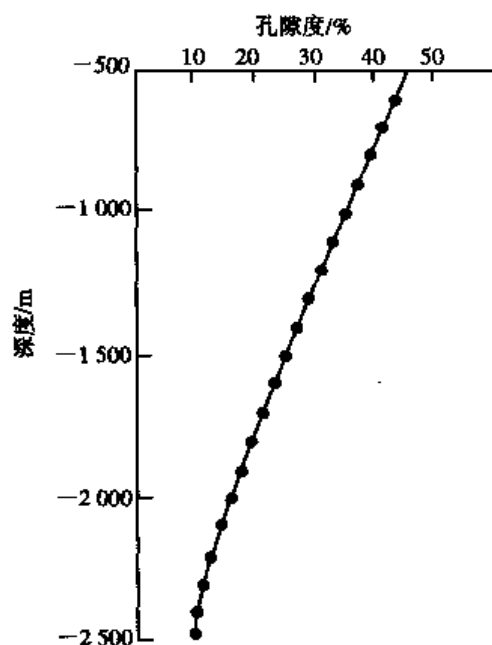


图 2-8 华北盆地北部上第三系砂岩层孔隙度统计曲线 (陈墨香据 12 口钻井数据统计)

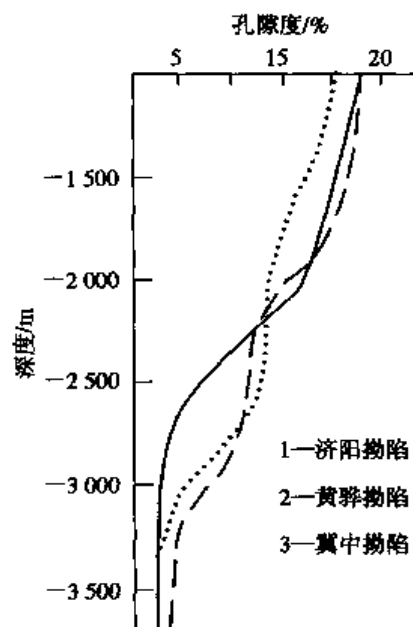


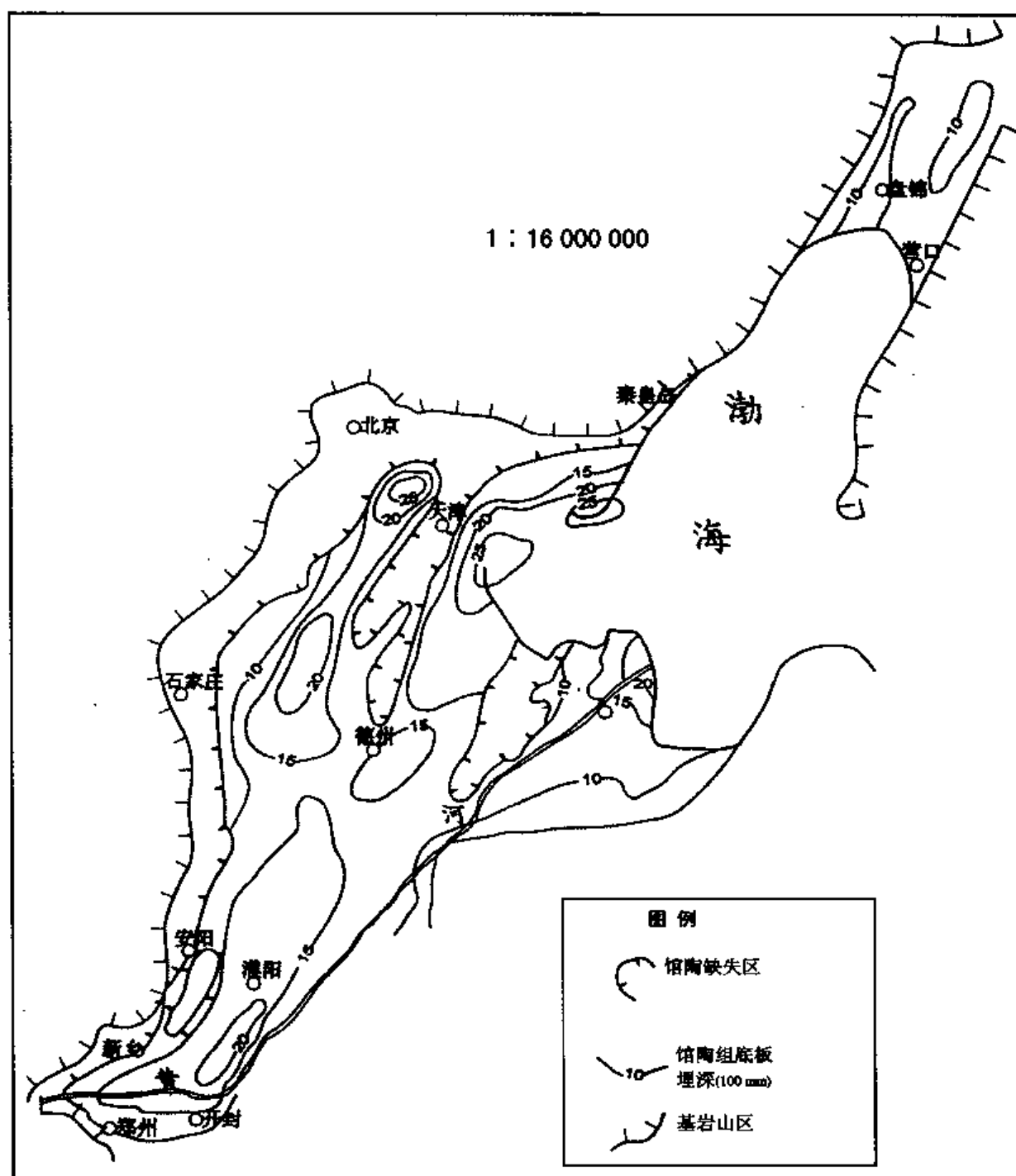
图 2-9 华北盆地北部第三系岩孔隙度随深度的变化曲线 (石油部各油田的资料, 1982)

一级：孔隙度 $>30\%$ ，渗透率 $>2\,000\times10^{-9}\text{m}^2$

二级：孔隙度 $25\%\sim30\%$ ，渗透率 $2\,000\times10^{-9}\sim500\times10^{-9}\text{m}^2$

三级：孔隙度 $15\%\sim25\%$ ，渗透率 $500\times10^{-9}\sim100\times10^{-9}\text{m}^2$

明化镇组储集性多为一二级，馆陶组储集性为二三级，馆陶组底板埋深如图 2-10 所示。



最大  $860 \times 10^{-9} \text{m}^2$ ，基本为中渗性储层，而 3 000 m 以下降为低渗性储层，孔隙度 10%~15%，渗透率  $100 \times 10^{-9} \sim 10 \times 10^{-9} \text{m}^2$ 。

基岩裂隙岩溶储层，主要是奥陶系马家沟组及其顶部风化壳，寒武系昌平组，中元古界雾迷山组和高于庄组，岩溶发育受构造影响，在古潜山中普遍受二次淋溶，形成热水富集区，华北地区，古潜山的分布如图 2-11 所示。

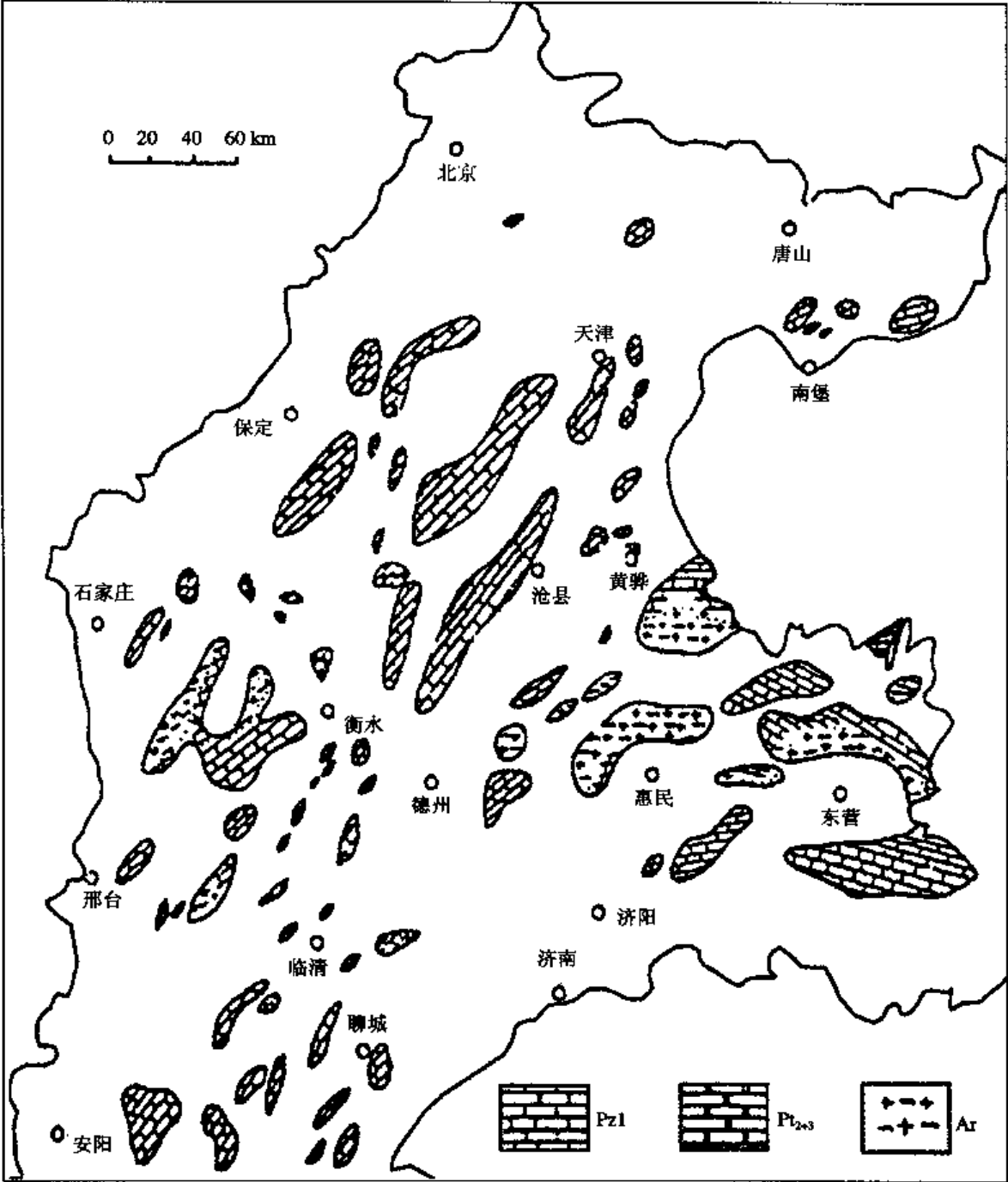


图 2-11 华北盆地（北部）潜山地热田分布图（陈墨香，1994）

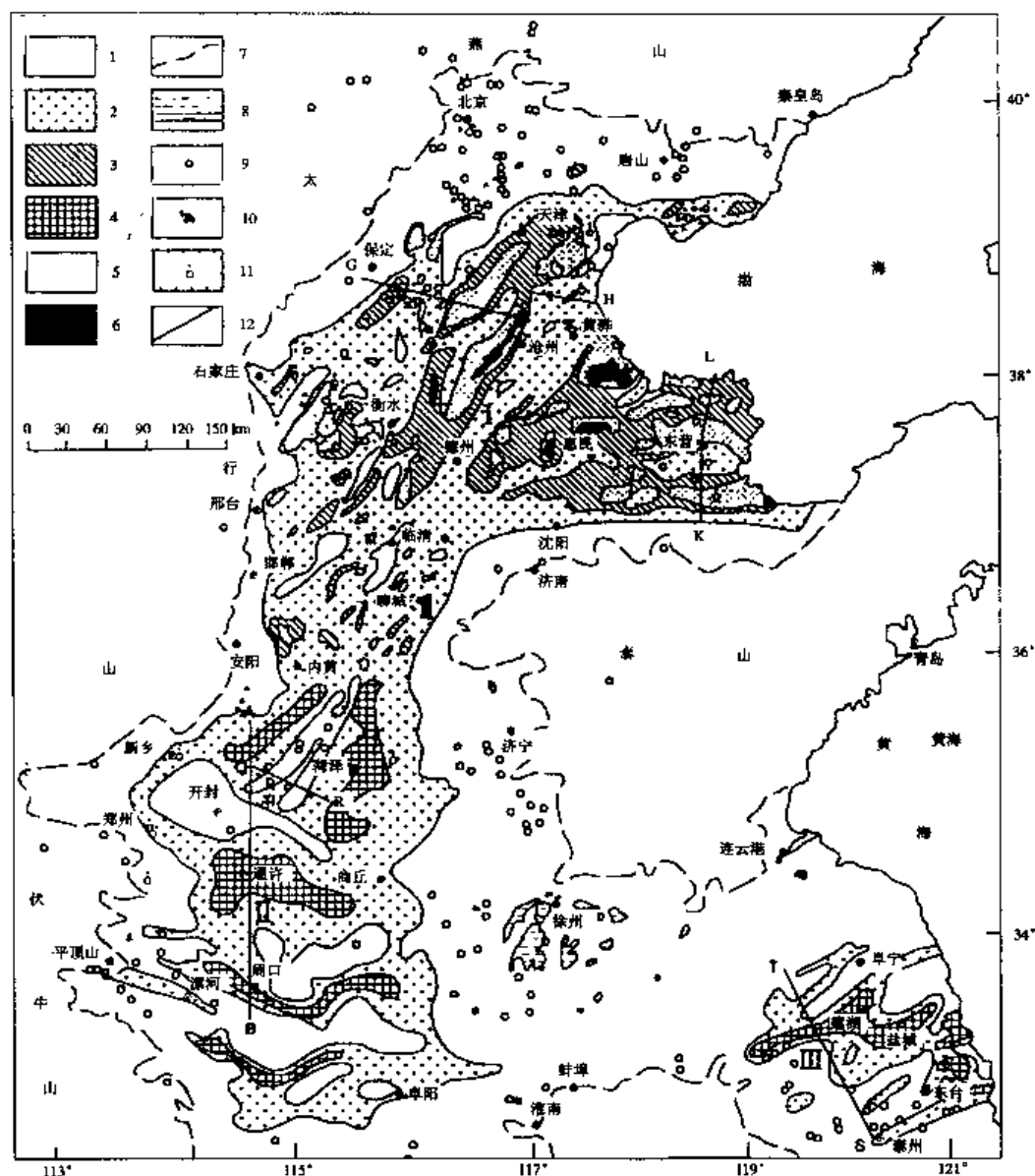
下古生界碳酸岩厚 700~1 200 m。隆起区残留厚度较薄，甚至缺失，中上元古界地层保留较好，其分布和厚度如图 2-12 所示。



根据翁金姚的研究,奥陶系和寒武系灰岩的粒间孔隙度为 1.16%~3.77%,而裂隙率为 0.4%~0.8%,总孔隙度为 3.55%~5.77%,其有效含水空间为 1.99%~5.77%,其渗透性主要受构造裂隙和岩溶的影响,渗透系数具有强烈的各向异性,变化在 0.01~12 m/d 之间。

中上元古界白云岩粒间孔隙度 0.4%~9.4%,平均 2.32%,而裂隙率 0.91%,有效含水系数空间为 2.5%~4.3%,其渗透系数 1~9.6 m/d。

该区实测大地热流值为 41~83 mW/m<sup>2</sup>,平均为 63 mW/m<sup>2</sup>,盆地周边低,中央隆起高,盖层地温梯度在凸起区高,为 3.5~6.0℃/100 m,凹陷区较低,为 2.5~3.5℃/100 m (图 2-13),钻井中各层段的地温梯度同岩石的热导率成反比,古生界和前古生界的地温梯度一般为 1~2℃/100 m。

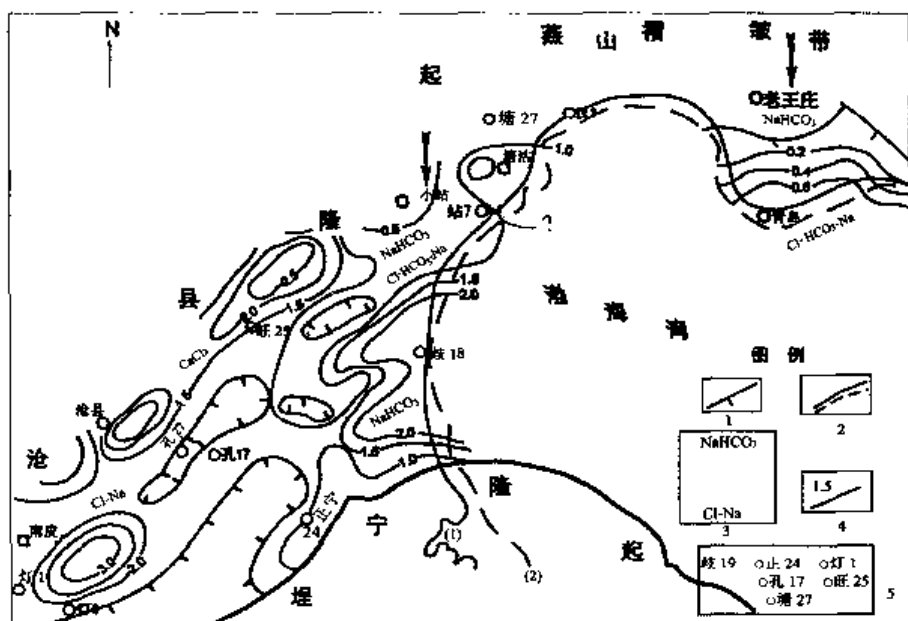


I—华北盆地北部; II—华北盆地南部; III—苏北盆地;  
1—地温梯度  $G < 3$  (°C/100 m); 2— $G = 3.0 \sim 3.5$ ; 3— $G = 3.5 \sim 4.0$ ; 4— $G = 3.5 \sim 4.5$ ; 5— $G = 4 \sim 5$ ; 6.  $G > 5$ ;  
7—平原周边山区界线; 8—平原中基岩出露区; 9—代表性测温钻孔; 10—代表性油层温度孔;  
11—代表热水井; 12—地质—地温剖面线

图 2-13 华北盆地及苏北盆地新生界盖导层地温梯度图 (陈墨香, 1994)

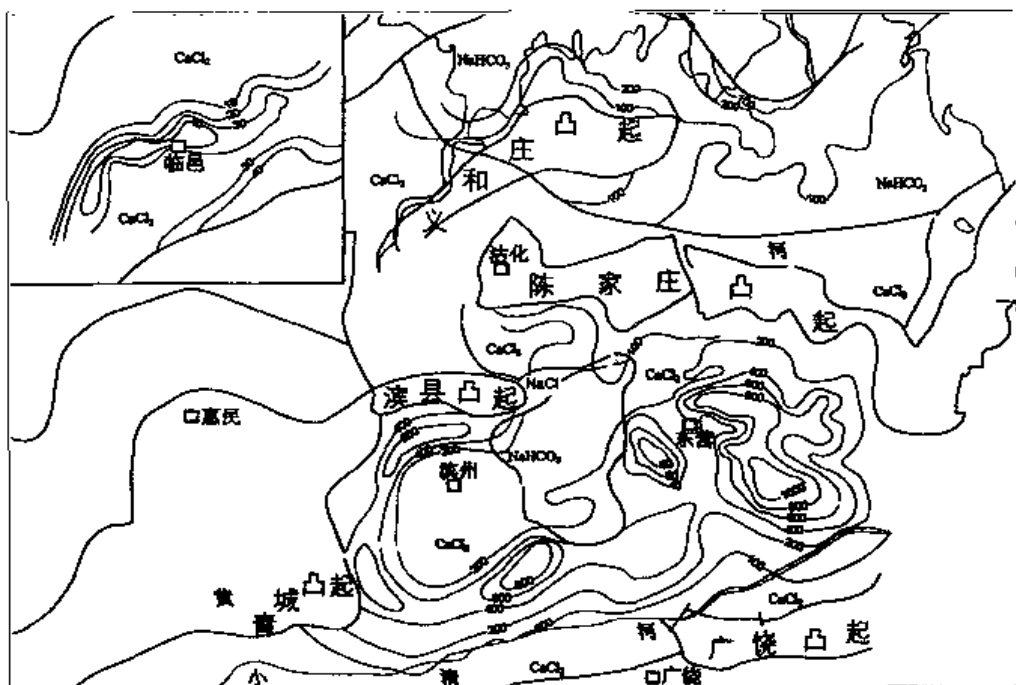


上第三系馆陶—明化镇组为单一的  $\text{HCO}_3\text{—Na}$  型水, 矿化度  $0.5\sim 9.4\text{ g/L}$ , 一般为  $1\sim 3\text{ g/L}$ , 下第三系沙河街组为  $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl—Na}$  型和  $\text{Cl—Ca}$  型水, 矿化度北部低  $0.5\sim 3\text{ g/L}$  (图 2-14), 东南部高  $100\sim 1000\text{ g/L}$  (图 2-15), 一般为  $5\sim 10\text{ g/L}$ 。沙河街组在济阳拗陷和东明断陷中有膏盐层, 沙河街组地层水为热卤水、矿化度特别高。



1—断层线; 2—海岸线[ (1) 涨潮线, (2) 退潮线]; 3—水化学类型;  
4—矿化度等值线  $10^4\text{ mg/L}$ ; 5—钻孔编号

图 2-14 黄骅拗陷沙段三油田水化学类型图 (高锡兴, 1994)



注: 矿化度等值线单位:  $10^4\text{ mg/L}$ 。

图 2-15 济阳拗陷沙三段油田水总矿化度及水型分布图

(高锡兴, 1994; 中国石油地质志第六卷, 1993)

全盆地第三系热水矿化度随埋深增大则增高, 其变化如图 2-16 所示。

基岩岩溶裂隙水是一个统一的水动力系统, 测压面高程, 水化学特征指标及水温呈现了由周边向平原规律性变化, 反映了水动力交替由强到弱的演化顺序, 而沧县隆起由于沿活动性深断裂发育强径流带, 出现缓慢交替带特征 (表 2-2, 图 2-17)。

表 2-2 华北地区基岩地下水动力带 (国家地震局高文学等, 1989)

带 名	指 标							
	水化学特征				流体压力		温度	
	矿化度/ (g/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 摩尔分数/%	$\frac{rNa}{rCl}$	水型 (苏林)	代表井	测液面 标高/m	代表井	2 000 m 温度/℃
供水亚带	<0.5	>40	>2.0	NaHCO <sub>3</sub>			太行山	29~42
强交替亚带	0.5~1.0	40~20	2~1.5	NaHCO <sub>3</sub>	高7	100.1	容1	30 (700 m深)
弱交替带	1.0~5.0	20~10	1.5~1.2	NaHCO <sub>3</sub>	王4	65.5	晋17	72.2
				Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	晋2	72.7	晋2	83
滞缓带	5.0~10.0	10~5	1.2~1.0	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	任13	29.9	任7	86.6
				CaCl <sub>2</sub>	马15	25.9		
停滞带	>10	<5	<1.0	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	马22	-7.5	马16	91.8
				CaCl <sub>2</sub>	留20	-129.3		90
				NaHCO <sub>3</sub>				(2 173 m)

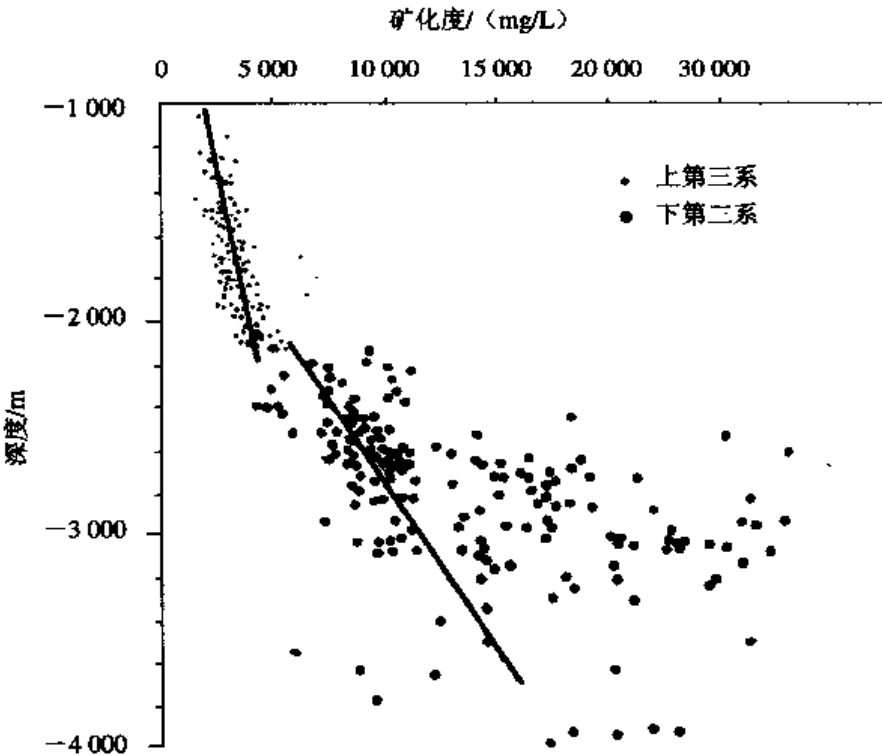


图 2-16 黄骅拗陷上下第三系油田水矿化度与埋深关系图  
(中国石油地质志第四卷, 1991)

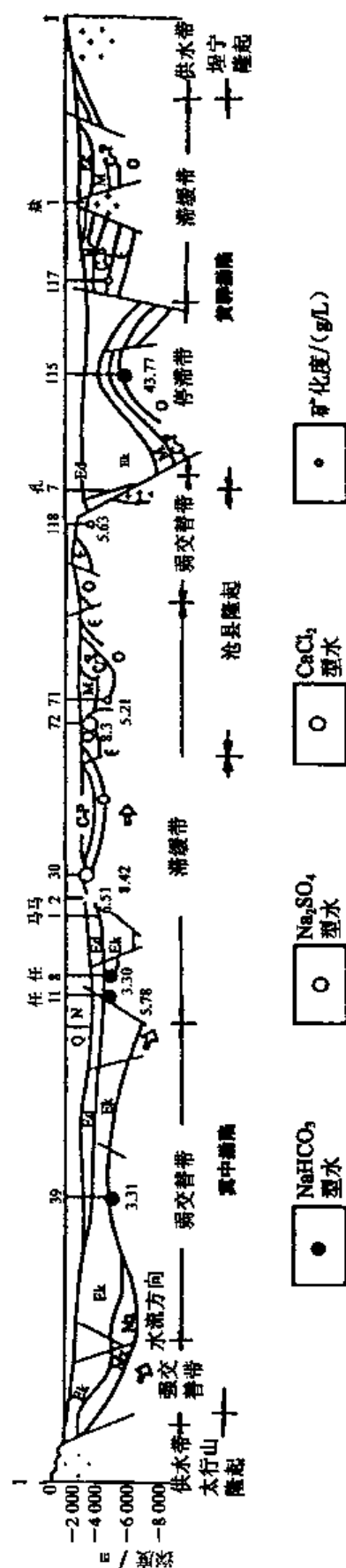


图 2-17 太行山—埕宁隆起基岩水文地质剖面图 (国家地震局高文学等, 1989)

盆地中垂向水化学分带明显，上第三系中细砂岩、砂、砾岩河流相沉积同生水本身矿化度就很低，加上垂向水交替的影响，形成低矿化水，而下第三系交替条件弱，处于封闭状态，沉积同生水的固有矿化情况，起着决定作用，一般为高矿化水，而下伏的古潜山岩溶水，为现代深径流水，矿化度一般较低，其垂向分带如表 2-3 所示。

表 2-3 冀中拗陷油田水纵向分带表（中国石油地质志第一卷，1988）

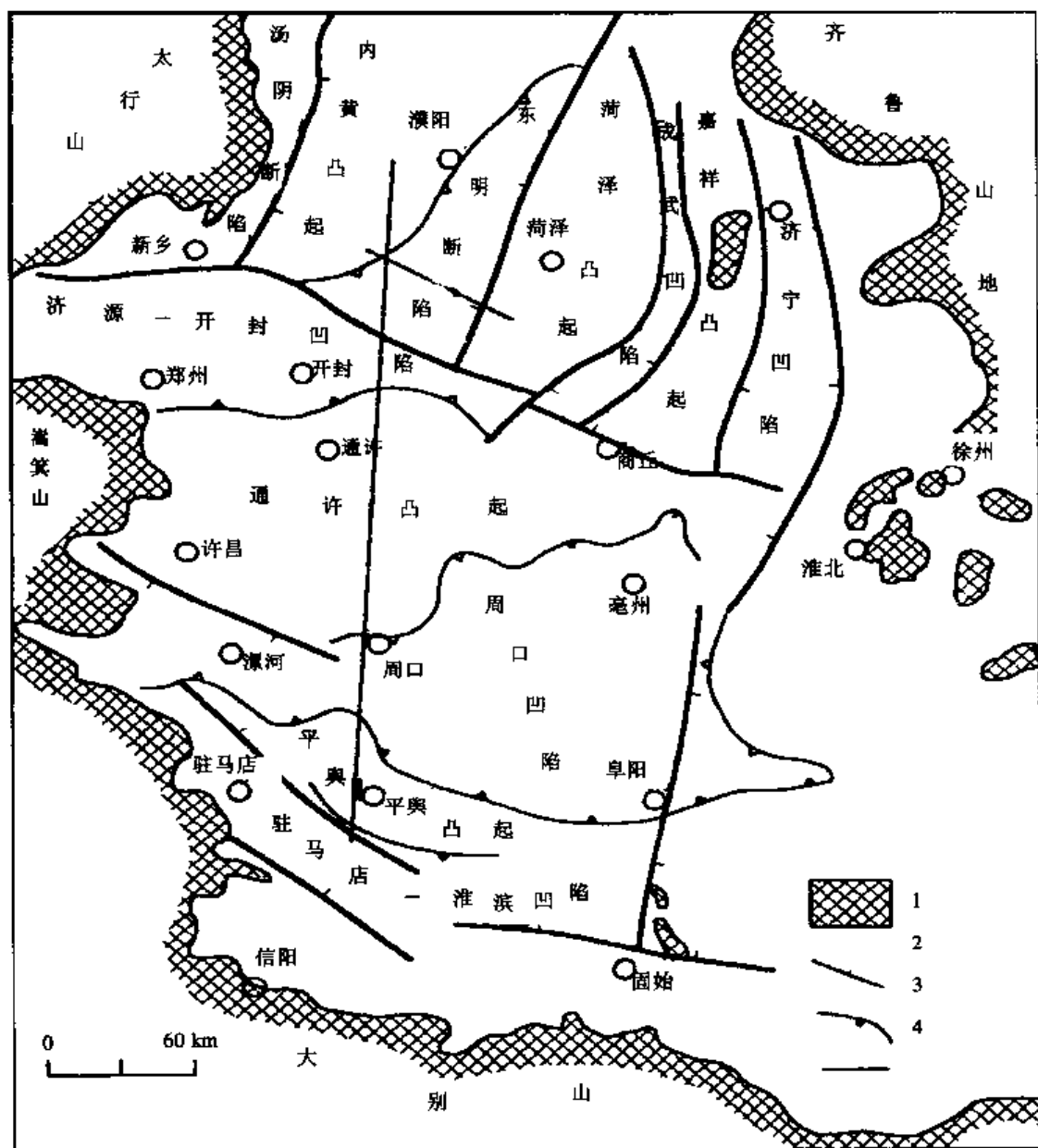
分带	层 位	沉 积 条 件				现今水化学特征				
		沉积环境	沉积水	沉积间断	封闭条件	代表井	矿化度/ (mg/L)	rNa/ rCl	苏林水型	水化学 (苏哈列夫) 类型
上第三系低矿化度水	明化镇组	河流相	淡水	~间断~	半开启	留4	1 770	2.49	NaHCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> · Cl—Na
	霸1					1 080	1.76	NaHCO <sub>3</sub>	Cl · HCO <sub>3</sub> —Na	
	任24					1 580	2.22	NaHCO <sub>3</sub>	Cl · HCO <sub>3</sub> —Na	
下第三系高矿化度水	东营组	河流沼泽相	微咸	~间断~	半封闭	宁5	5 910	1.76	NaHCO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> · Cl—Na
	沙一段	湖相	咸水		封闭	马7	7 080	1.83	NaHCO <sub>3</sub>	Cl · HCO <sub>3</sub> —NaCl—Ca
	沙二段					任1	12 720	1.01	NaHCO <sub>3</sub>	
	沙三段					马201	20 000	0.98	CaCl <sub>2</sub>	Cl—Na
	沙四段	湖相与河沉相				霸13	34 000	0.94	CaCl <sub>2</sub>	Cl—Na
	孔店组					霸24	16 700	0.81	CaCl <sub>2</sub>	Cl—Na
	潜山低矿化度水	奥陶系				海相	咸水	~间断~	半封闭	霸30
寒武系		任41	4 003	1.24	NaHCO <sub>3</sub>					Cl · HCO <sub>3</sub> —Na
中、上元古界		任47	4 469	1.24	NaHCO <sub>3</sub>					Cl · HCO <sub>3</sub> —Na

### （三）河淮盆地

位于淮河流域中游，跨河南、山东、安徽三省，面积约  $10 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，盆地的西部、南部为丘陵、山地，北部同渤海盆地连为一体，东部为齐鲁、徐淮丘陵，盆地中部为西高东低的平原。

河淮盆地为大华北中生代盆地的一部分，它的南部主要受 NW 向断裂的控制，由通许凸起，周口凹陷，平舆凸起，驻马店—淮滨凹陷组成；东北部受 NE 向断裂控制，由菏泽凸起，成武凹陷，嘉祥凸起和济宁凹陷组成（图 2-18、图 2-19）。

盆地基底有太古界和下元古界变质岩系，中元古界至下古生界的碎屑岩和碳酸盐岩，及上古生界的碎屑岩夹煤系地层。自燕山晚期（晚白垩纪）开始，西部至南部的嵩箕、伏牛、大别山地体和东部的鲁西南与徐淮断块升起，内部断陷下沉，堆积了白垩系碎屑岩和火山碎屑岩。早第三纪时，强烈的差异运动，凸起区受到剥蚀，凹陷区被填平，为陆相碎屑岩建造夹有膏盐层。晚第三纪时，转为拗陷，全盆地沉积了浅湖相和河流相的砂岩泥岩地层，厚 850~2 340 m，其底界埋深如图 2-20 所示。



1—山区和平原中基岩出露区；2—主要断裂；3—新生代拗陷；4—地质剖面线

图 2-18 华北盆地南部地质构造略图（陈墨香，1994）

该盆地的主要热水储层是上第三系馆陶组和明化镇组，砂岩孔隙度 20%~30%。渗透率  $100 \times 10^{-9} \sim 400 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，水质为  $\text{HCO}_3\text{—Na}$  型，矿化度 0.5~16 g/L，一般为 1~2 g/L。

大地热流值 50~70 mW/m<sup>2</sup>，盖层地温梯度 2.5~4.9℃/100 m，馆陶组的水温为 40~65℃，是该区的主要低温热水层。

下第三系为热卤水，襄参 4 井，井深 3 200 m，井底温度 105.7℃，周参 6 井，井深 2 800 m，井底温度 88℃。

基岩热水，主要是奥陶系和寒武系灰岩裂隙岩溶水分布在通许凸起，周口凹陷，驻马店—淮滨凹陷，菏泽凸起，嘉祥凹陷和商丘、亳州地区，为区域深径流补给的岩溶水系统，水质 1~4 g/L，具有良好的勘探前景。

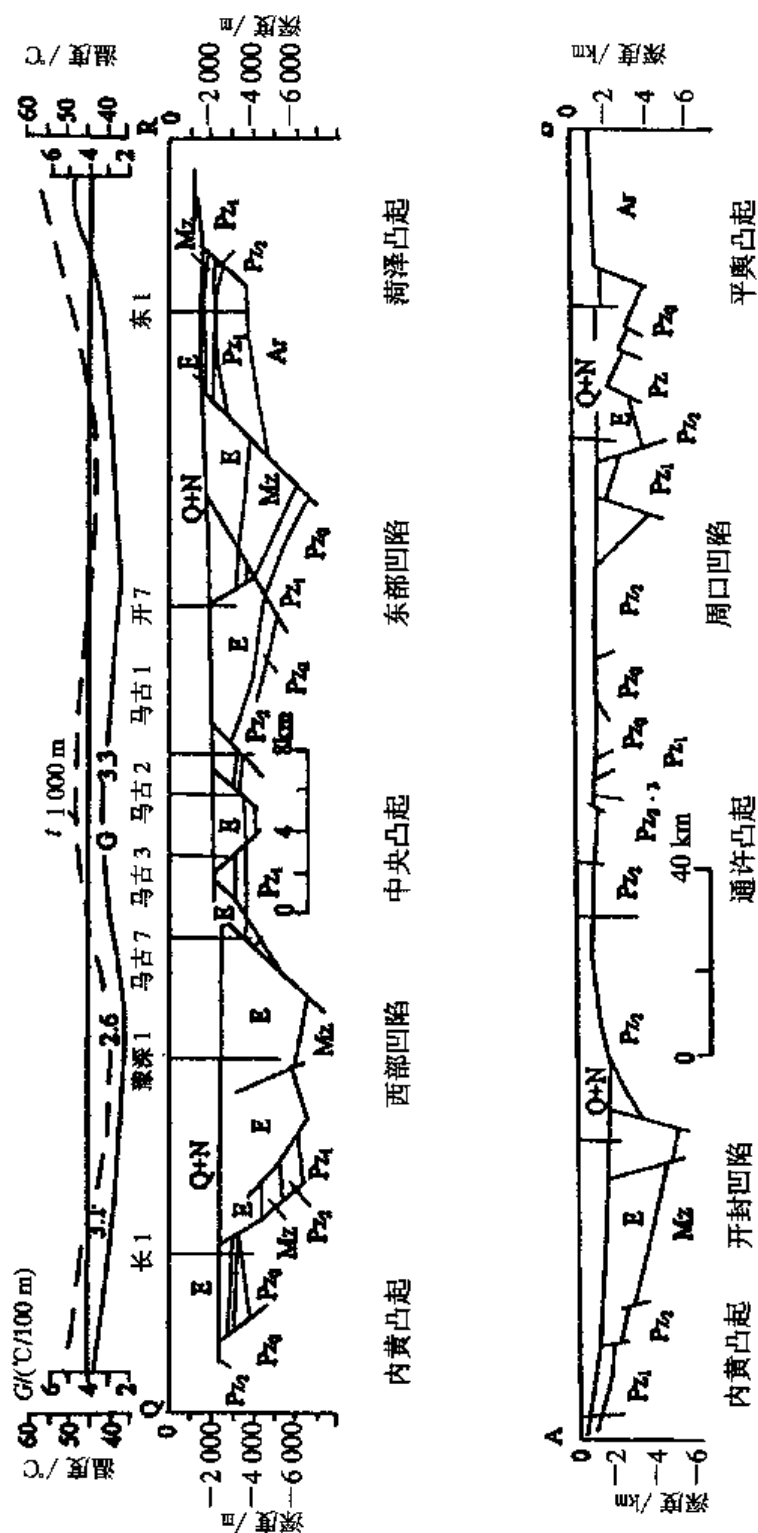


图 2-19 华北盆地南部地质剖面图 (陈墨香, 1994)

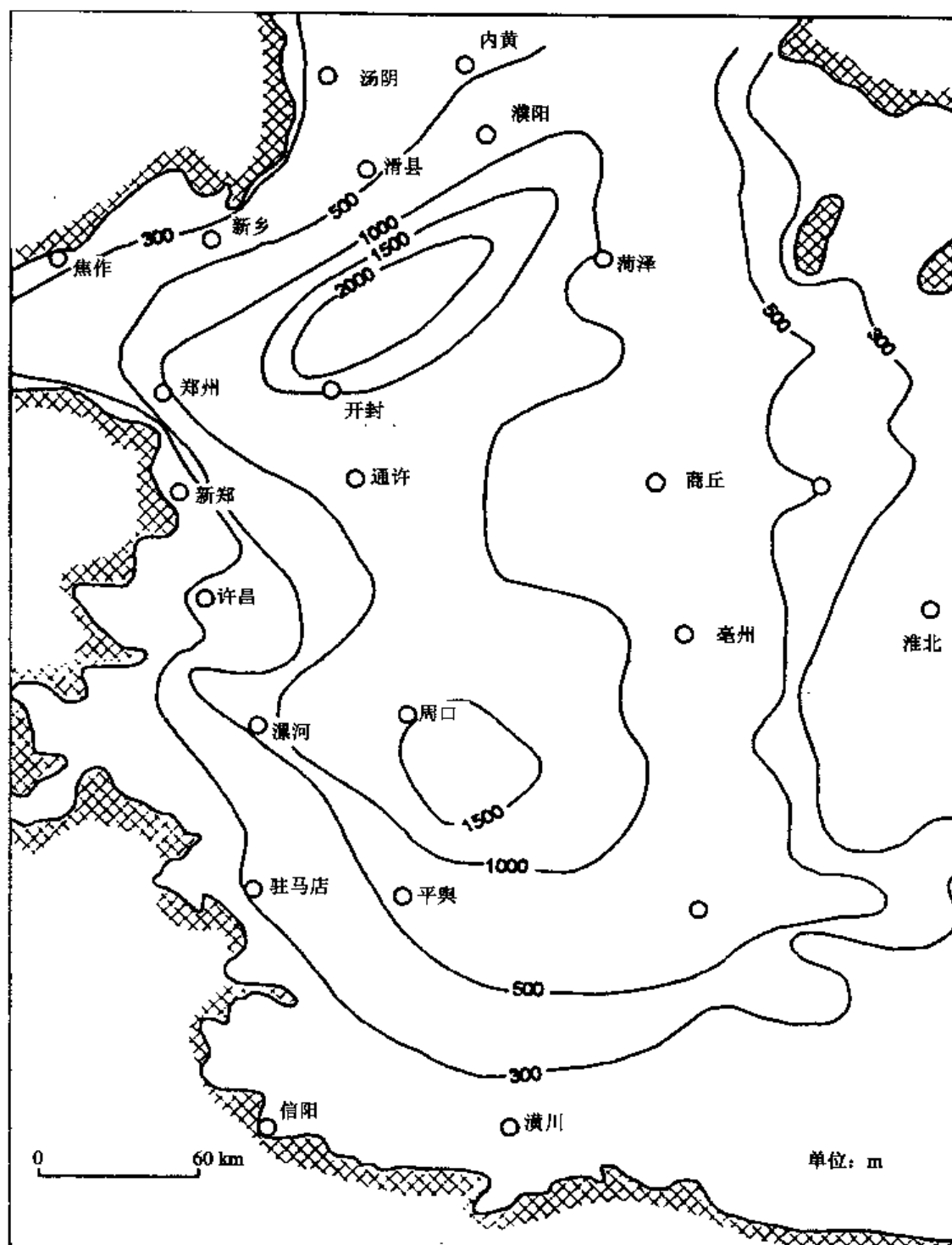
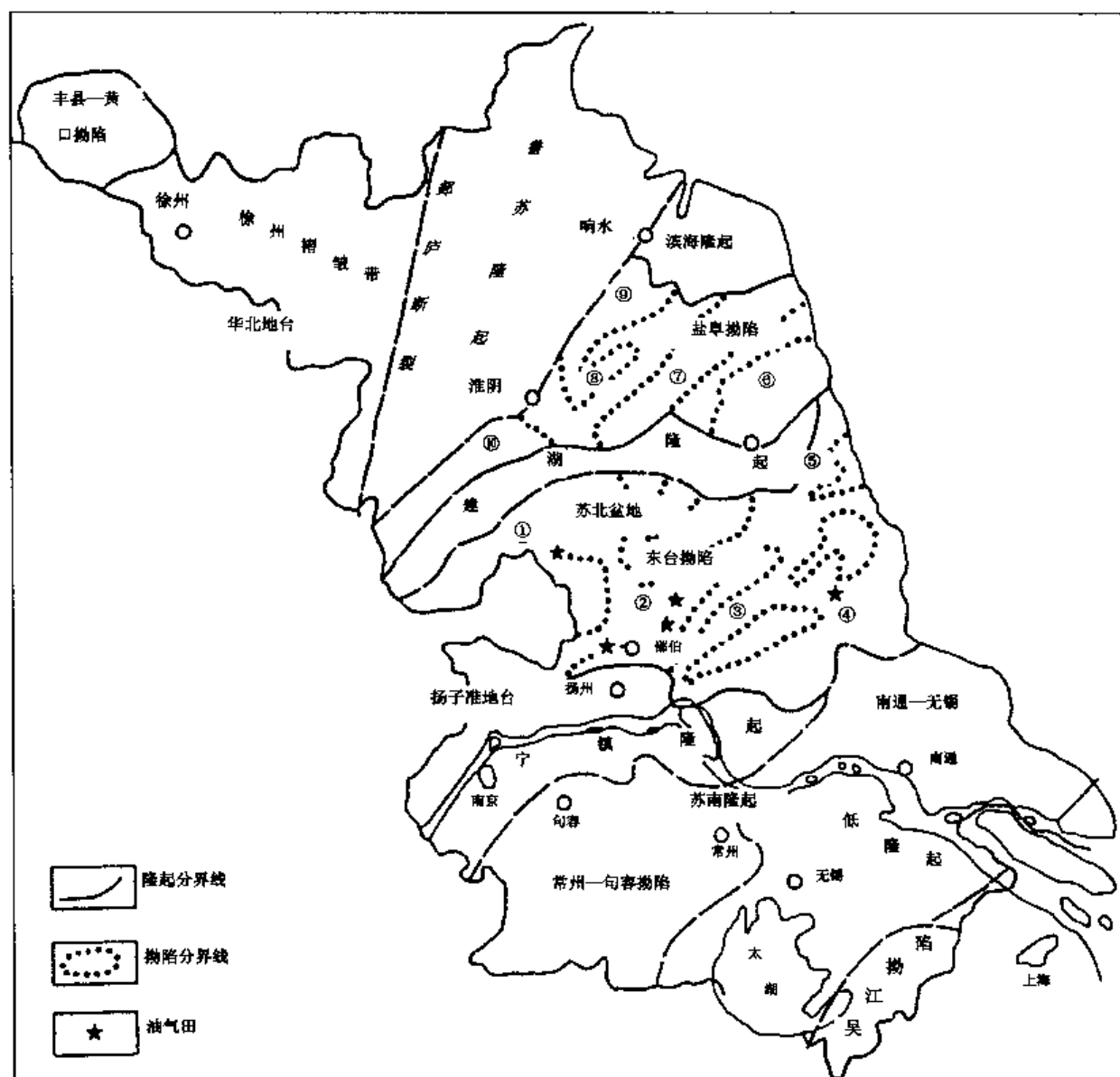


图 2-20 华北盆地南部上第三系底界埋深图 (陈墨香, 1994)

#### (四) 苏北盆地

苏北盆地位于江苏省东部、西连安徽省天长地区, 面积  $3.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 是苏北—南黄海盆地的陆上部分。

苏北盆地在地质构造上界于苏南隆起和苏鲁隆起之间（图 2-21），属于扬子断块的一部分。北界为淮阴—明水断裂，南界是南京—南通，长江断裂带，西邻郯庐断裂。拗陷中建湖隆起横贯东西，北侧是盐阜拗陷，南部是东台拗陷，再细分为 10 个凹陷。



- ①—金湖凹陷；②—高邮凹陷；③—溱潼凹陷；④—海安凹陷；⑤—白驹凹陷；  
⑥—盐城凹陷；⑦—阜宁凹陷；⑧—涟南凹陷；⑨—涟北凹陷；⑩—洪泽凹陷

图 2-21 江苏构造区划图（中国石油地质志第八卷，1992）

苏北盆地的基底为扬子准地台，燕山运动对本区有重要影响，中侏罗世末期，强烈的构造变动使古生代地层褶皱隆起，并伴随大规模的火山活动，晚白垩世区域经历了大规模的断裂与快速沉降，早第三纪为大陆裂谷盆地扩张发育阶段，在高邮凹陷沉积了 6 000 m 的下第三系地层，晚第三纪开始，盆地进入整体拗陷阶段，发育了 200~1 600 m 的 Q+N 地层，有两个沉降中心，一个在盐城，另一个在东台至海安（图 2-22）。

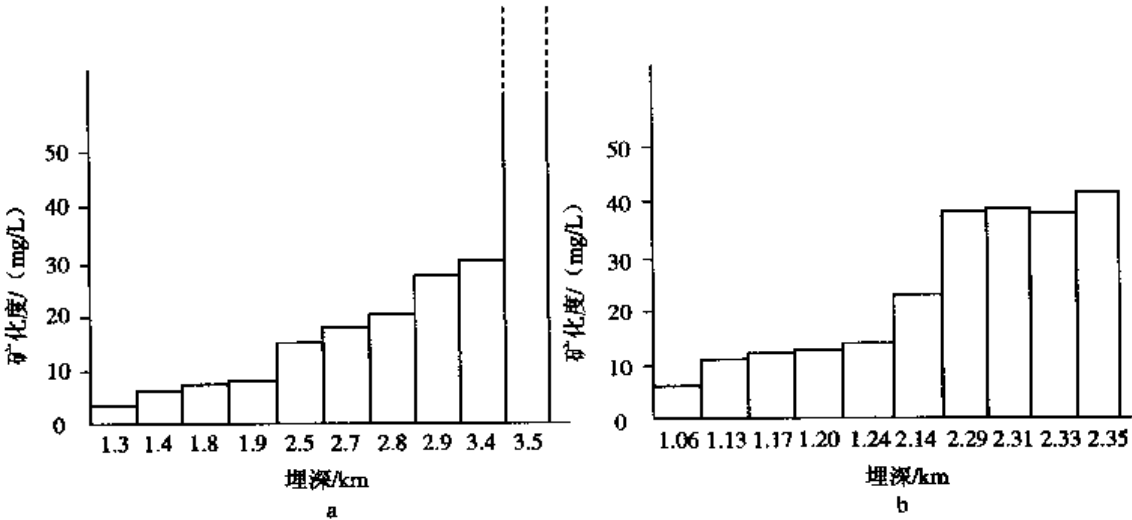




古生代碳酸盐岩岩溶水沿断裂形成强径流带，水质较好，在古潜山浅埋地段由于水交替强烈，水质较淡，矿化度为1~3 g/L，其矿化度同埋深的关系如图 2-23 所示。

表 2-4 高邮凹陷地层水纵向变化（中国石油地质志第八卷，1991）

水 旋 回	层 位	沉 积	代 表 地 区	沉 积 间 断	矿化度/ (mg/L)	rCl/ rNa	Cl/ %	苏林 水型	奇氏水类			
									水动 力带	水化 学相	沉积水	水类
4	NY <sub>1</sub>	河流相	周庄	间断	1 237	0.58	28	NaHCO <sub>3</sub>	活动 交换	低盐相	淡水	Cl <sup>-</sup> -III
	ES2	河流相	永安		4 882	0.67	33	NaHCO <sub>3</sub>		过渡相	咸水	Cl <sup>-</sup> -III
			周庄		12 839	0.90	44	NaSO <sub>3</sub>				Cl <sup>-</sup> -V
3	ES1	河流— 三角	真武		16 147	0.99	48	NaSO <sub>3</sub>	延迟 交换	高盐相	盐水	Cl <sup>-</sup> -V
			永安		19 876	0.93	45	NaSO <sub>3</sub>				Cl <sup>-</sup> -V
	Ed2	洲相	真武		13 844	0.83	39	NaHCO <sub>3</sub>				Cl <sup>-</sup> -V
			永安		22 696	1.02	46	CaCl <sub>2</sub>				Cl <sup>-</sup> -V
	Ed1	河流相— 湖相	真武		11 133	0.72	35	NaHCO <sub>3</sub>				Cl <sup>-</sup> -IV
			永安		17 975	0.93	43	NaHCO <sub>3</sub>				Cl <sup>-</sup> -V
2	Ef	河流相	黄珏		2 306	0.18	9	NaHCO <sub>3</sub>	延迟 交换	盐相	咸水	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -I
			许庄		8 995	0.61	29	NaHCO <sub>3</sub>		过渡相		Cl <sup>-</sup> -IV
	Et	河流相— 湖相	许庄		20 362	0.91	40	NaHCO <sub>3</sub>	停滞 交换	高盐相	盐水	Cl <sup>-</sup> -IV
			周庄		44 916	0.97	47	NaHCO <sub>3</sub>			卤水	Cl <sup>-</sup> -V
1	基 底	海 相	许庄		7 381	0.46	19	NaHCO <sub>3</sub>	延迟 交换	过渡相	咸水	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -III
			周庄		37 014	0.99	46	NaHCO <sub>3</sub>	停滞	高盐相	盐水	Cl <sup>-</sup> -V
			真武		101 508	1.92	37	CaCl <sub>2</sub>	交换		卤水	Cl <sup>-</sup> -IV



a. 古生代地层水矿化度随深度变化图      b. 富 26 井下第三系地层水矿化度随深度变化图

图 2-23 高邮凹陷油田水矿化度变化图（据中国石油地质志第八卷，1992，改编）

盖层地温梯度变化在  $2.7 \sim 5.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  之间。大地热流值为  $55 \sim 83\text{ mW}/\text{m}^2$ ， $1\,000\text{ m}$  深处的温度为  $43 \sim 60^{\circ}\text{C}$ 。其中凸起区较高，凹陷区较低，地温随埋深而增大，变化如图 2-24 所示。

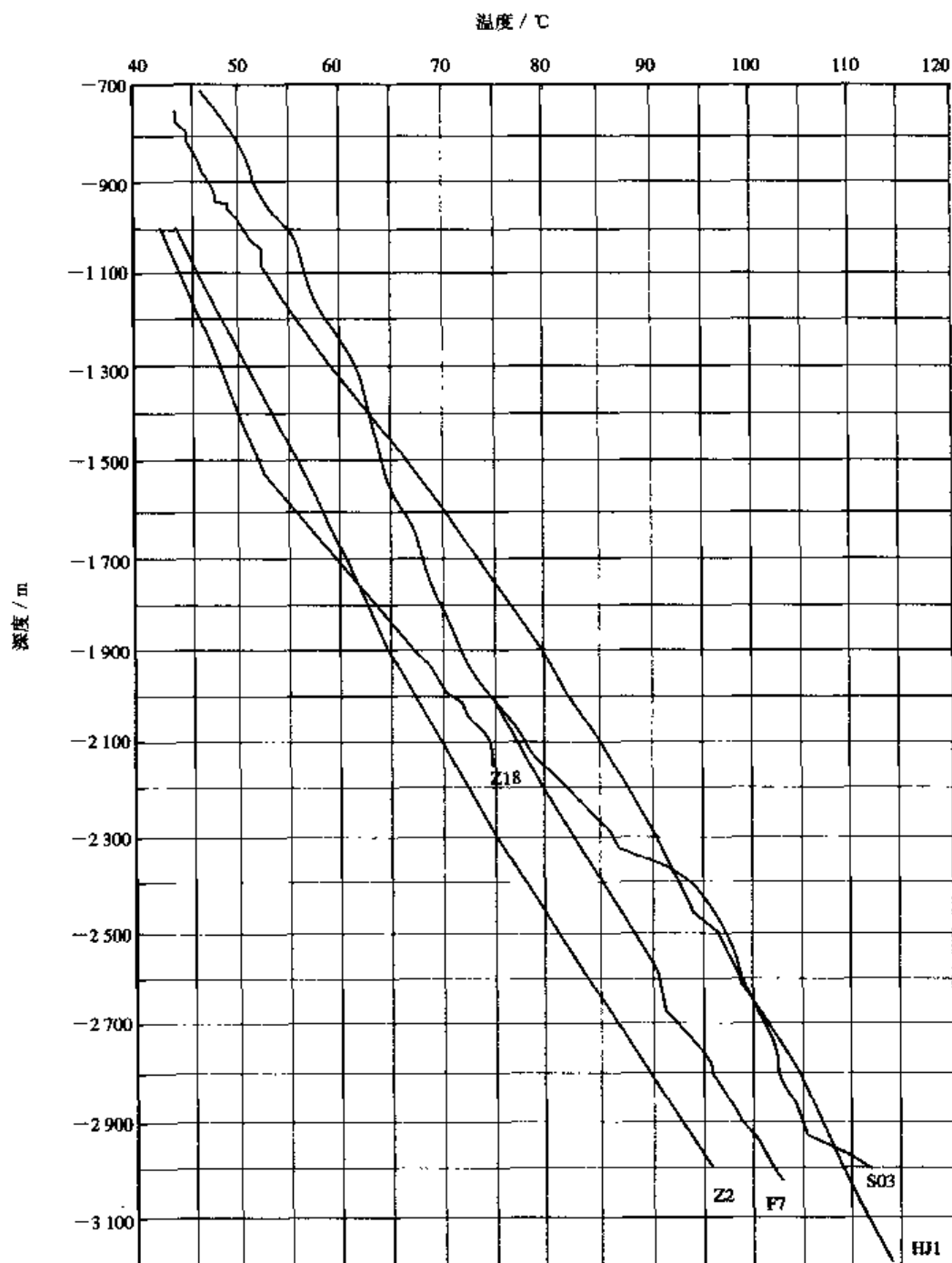


图 2-24 苏北盆地井温曲线图（扬州市蜀岗地热资源调查）

### (五) 江汉盆地

江汉盆地位于湖北省中南部，面积 28 000 km<sup>2</sup>，呈多边形展布，北为大巴山，南为华容隆起，东为下扬子台褶带，西是鄂湘黔褶皱带，大部分地区基底由中、古生界碳酸盐岩和碎屑岩组成，局部为下元古界变质岩系，大地构造上属于扬子准地台中部，为燕山晚期形成的裂谷盆地，盆地内有多组构造线，其中以东北及北西两组最为发育，前者形成时间较早，发生在早白垩世—始新世早期，后者较晚，形成于中始新世至渐新世，由于两组构造线的切割及块体的不均一运动，使盆地形成了多断、多凹、多凸的格局，共有五个凹陷，一个地堑，五个凸起（图 2-25）。

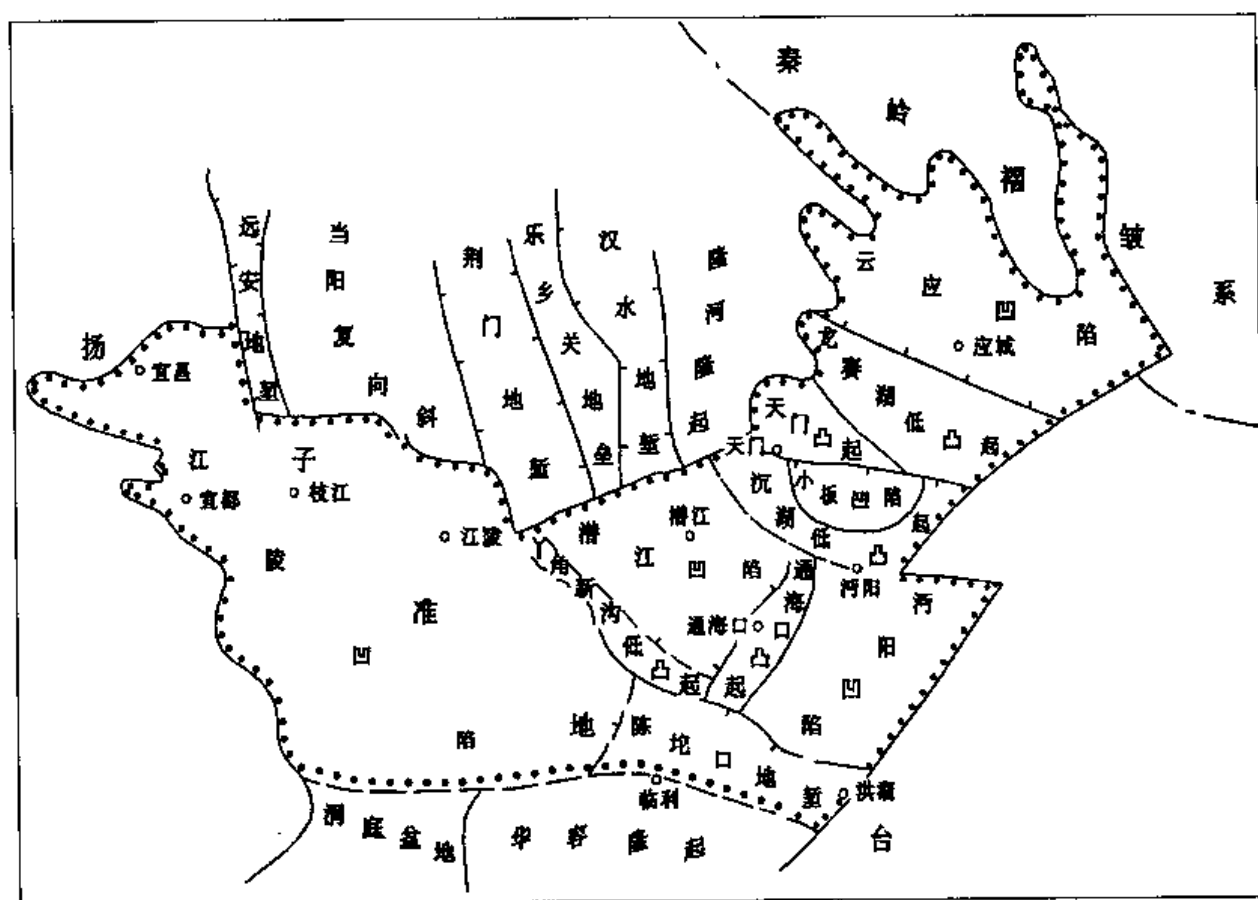


图 2-25 江汉盆地构造单元图（吴崇筠，1992）

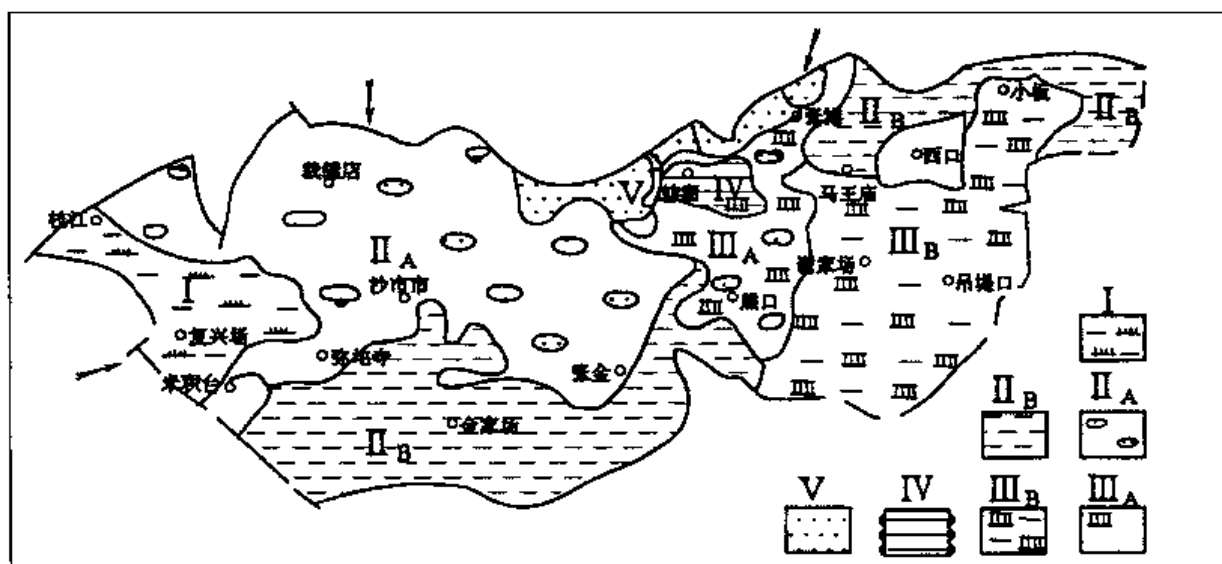
江汉盆地是一个多旋回沉积盆地，经历了二次断陷到拗陷的发育阶段。第一构造旋回发生在早白垩世至早始新世。早白垩世为热隆张期，晚白垩世为断陷期。早始新世为拗陷期，第二旋回发生在中始新世至渐新世，中始新世为热隆张期。晚始新世—渐新世为断拗期。喜山期为拗陷期湖盆沉积，其地层如表 2-5 所示。

白垩系和第三系最厚达 10 000 m，其中上第三系为淡水河湖相沉积，厚 300~900 m，主要储层是砂岩、砂、砾岩，孔隙度 27%~33%。为低温热水储层，多为 SO<sub>4</sub>-Ca 和 SO<sub>4</sub>-Na 型水，矿化度 0.25~3 g/L。

表 2-5 江汉盆地地层简表

地层系统				岩性简述	厚度/m	含油 岩系	含盐 岩系	沉积 旋回
系	统	组	段					
第四系	全、更新统	平原组		灰色黏土、粉砂岩、细砂岩、砾石层	50~150			
上第三系	上、中新统	广华寺组		杂色泥岩夹砂岩、砾岩	300~900			
下第三系	中、上新统	荆河镇组		绿灰色泥岩、砂岩夹油页岩、含钙芒硝泥岩	0~1 000			
	下渐新统	潜江组	潜一段	上部泥膏层为灰—深灰色泥岩、泥膏岩、油页岩夹岩盐，中部灰色泥岩与粉砂岩互层，下部为膏，盐和砂泥百厘夹鲕状混灰岩	120~450	第二含油岩系	第二含盐层系	第二沉积旋回
			潜二段	由24个韵律组成，每个韵律有岩盐、饱膏岩、芒膏、泥岩、油浸泥岩、泥灰岩，有时在韵律底部发育粉—细砂岩	110~700			
			潜三段	潜3 <sup>上</sup> 为灰至深灰色泥岩、粉砂岩及鲕状泥灰岩、夹三个韵律层及两个砂组潜3 <sub>F</sub> 为深灰色泥岩、泥膏岩、岩盐等组成14个韵律层，并夹有粉细砂岩	150~540			
			潜四 <sup>上</sup>	灰—深灰色泥岩，钙芒硝泥岩、岩盐油浸泥岩、粉细砂岩	100~700			
			潜四 <sub>下</sub>	灰—深灰色泥岩、钙芒硝泥岩、岩盐、油浸泥岩	173~2 218			
	中始新统	荆沙组		棕紫红色泥岩，含膏泥岩与粉砂岩	600~1 000			
	下始新统	新沟渐组		紫红色，灰色泥岩、泥膏岩、石膏质粉砂岩	600~2 000	第一含油岩系	第一含盐层系	第一沉积旋回
	古新统	沙市组		深灰色及棕红色泥岩、石膏、含膏泥岩、粉砂岩	200~1 900			
	白垩系	上统		棕紫红色泥岩、泥膏岩、岩盐、粉砂岩、石膏、红色砂质泥岩夹砾岩	1 200~2 800			
	下统							

潜江组的储集岩以砂岩为主, 次为鲕状泥灰岩, 砂岩集中分布在潜江凹陷和江陵凹陷, 三角洲砂体主要分布在潜江凹陷的北部, 砂、泥岩比为 10%~25%, 砂岩单层厚 3~5 m。孔隙度 18%~22%。渗透率  $300 \times 10^{-9} \sim 700 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ 。水质为 Cl-Ca 和  $\text{SO}_4\text{-Na}$  型, 矿化度由盆地边缘向中心增加, 为 100~398 g/L。矿化度随埋深增大而加深, 如图 2-27 所示。



I—冲积平原相; II<sub>A</sub>—淡—半咸水滨浅湖滩南坝相; II<sub>B</sub>—淡—半咸水滨浅湖泥岩相;  
III<sub>A</sub>—浅水湖滩坝相; III<sub>B</sub>—浅水盐湖泥岩相; IV—深水盐湖相; V—三角淤相

图 2-26 江汉盆地潜江组沉积相和盐分类分布图 (刘安林, 1988, 改编)

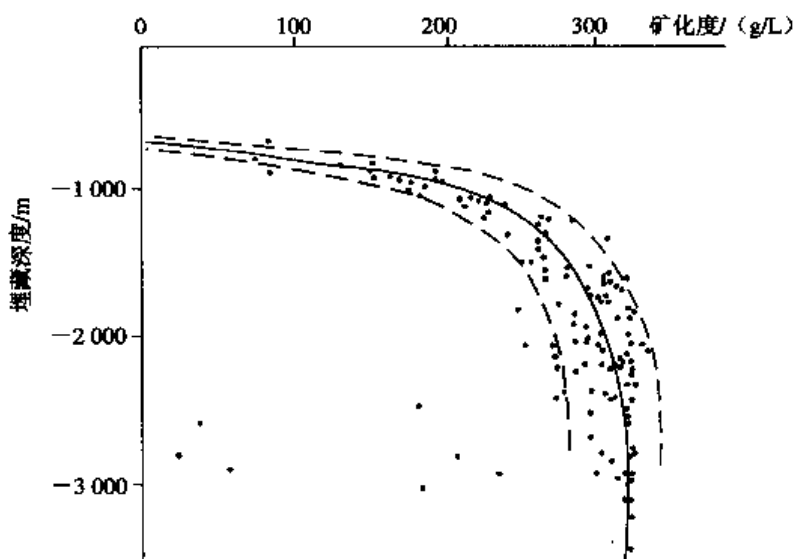


图 2-27 潜江组油田水矿化度与埋深关系图 (高锡兴, 1994)

高卤水中富含微量元素, 碘含量一般为  $10.15\sim 20.70\text{ mg/L}$ , 最高为  $35\text{ mg/L}$ ; 溴一般含量为  $100\sim 377\text{ mg/L}$ , 最高为  $412\text{ mg/L}$ , 具有开采价值。

盆地实测大地热流值为  $57\sim 69\text{ mW/m}^2$ , 盖层地温梯度  $2.3\sim 4.0^\circ\text{C}/100\text{ m}$ , 上第三系热水水温  $25\sim 69^\circ\text{C}$ , 下第三系热卤水水温  $60\sim 95^\circ\text{C}$ 。

基底中古生代灰岩是重要的裂隙岩溶型热水储层, 主要分布在枝江凹陷、云应凹陷、江陵凹陷的斜坡地带和几个凸起之中。如天门县张港地热井, 埋深  $600\sim 1\,700\text{ m}$  的早古生代灰岩, 水温  $65^\circ\text{C}$ , 出水量  $2\,191\text{ m}^3/\text{d}$ 。

#### (六) 汾渭盆地

位于山西、陕西交界地带, 由关中盆地和运城盆地组成, 面积  $24\,000\text{ km}^2$ 。关中盆地东西向沿渭河展布, 南为秦岭山地, 北临渭北台塬。运城盆地北东向沿涑水河展布, 东南靠中条山, 西北临稷王山。两盆地在构造上为一整体, 是新生代发育起来的断陷盆地。基底北部为下古生界碳酸盐岩, 南部为前寒武系变质岩和花岗岩, 发育 NE 向和 NW 向两组断裂, 多为全新活动断裂, 形成凹凸并列的构造格局 (图 2-28)。

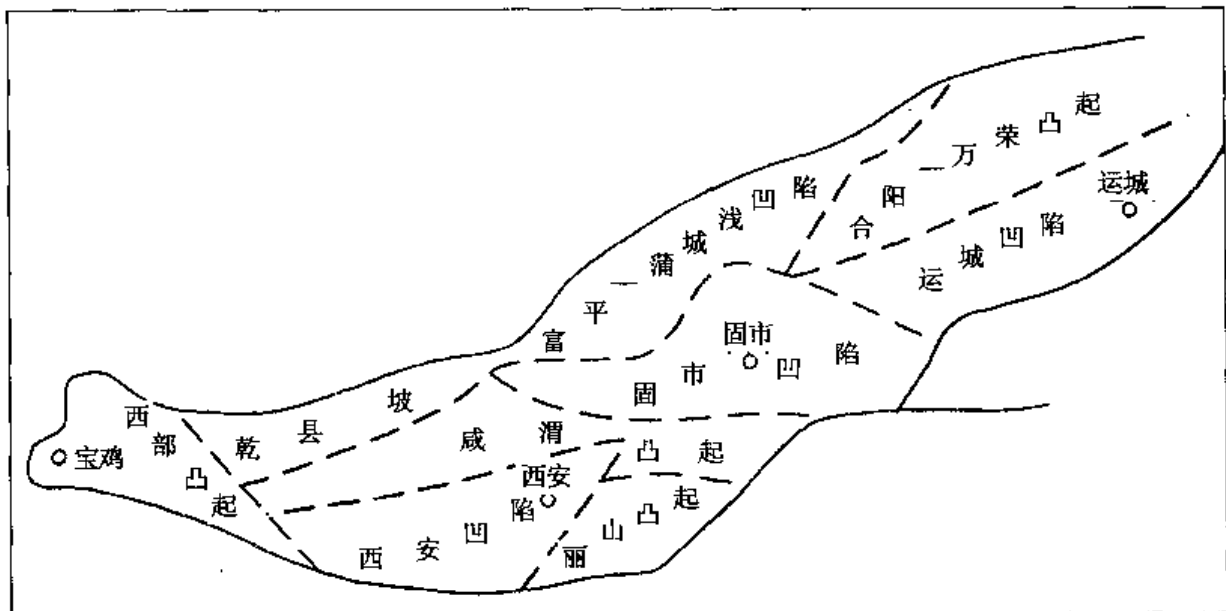


图 2-28 渭河—运城盆地构造单元分区 (陈墨香, 1994)

盆地大体是北浅南深, 北部斜坡和盆地两端的宝鸡地区新生界厚数百米, 一般在  $1\,000\text{ m}$  左右, 盆地腹部及南部新生界厚一般超过  $3\,000\text{ m}$ , 最厚达  $7\,000\text{ m}$  (图 2-29)。

主要热水层有早更新统三门组、上第三系张家坡组和蓝田灞河组及下第三系白鹿塬组, 岩性为砂、砾岩和砂岩, 孔隙度  $15\%\sim 35\%$ , 渗透率  $300\times 10^{-9}\sim 2\,000\times 10^{-9}\text{ m}^2$ , 水质为  $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$  型,  $\text{SO}_4\text{—Na}$  型和  $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$  型, 矿化度一般为  $1\sim 3\text{ g/L}$ , 个别达  $5\sim 30\text{ g/L}$ 。运城盆地为矿化卤水。

盆地基底基岩主要热水储层为奥陶系岩溶水, 奥陶系灰岩顶部古岩溶在热水溶蚀下形成区域性深部径流热水系统, 沿全新活动断裂发育强径流带, 总孔隙度  $3\%\sim 5\%$ , 渗

透率系数  $1\sim 20\text{ m/d}$ ，水化学类型多为  $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—Na}$  型，矿化度  $0.5\sim 1.5\text{ g/L}$ 。盆地实测大地热流值  $50\sim 80\text{ mW/m}^2$ ，盖层地温梯度  $2.8\sim 3.7^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ，（渭深 10 井最大测温深度  $4\,750\text{ m}$  的温度为  $160^\circ\text{C}$ ），井深  $2\,000\sim 3\,000\text{ m}$ ，水温  $70\sim 115^\circ\text{C}$ 。

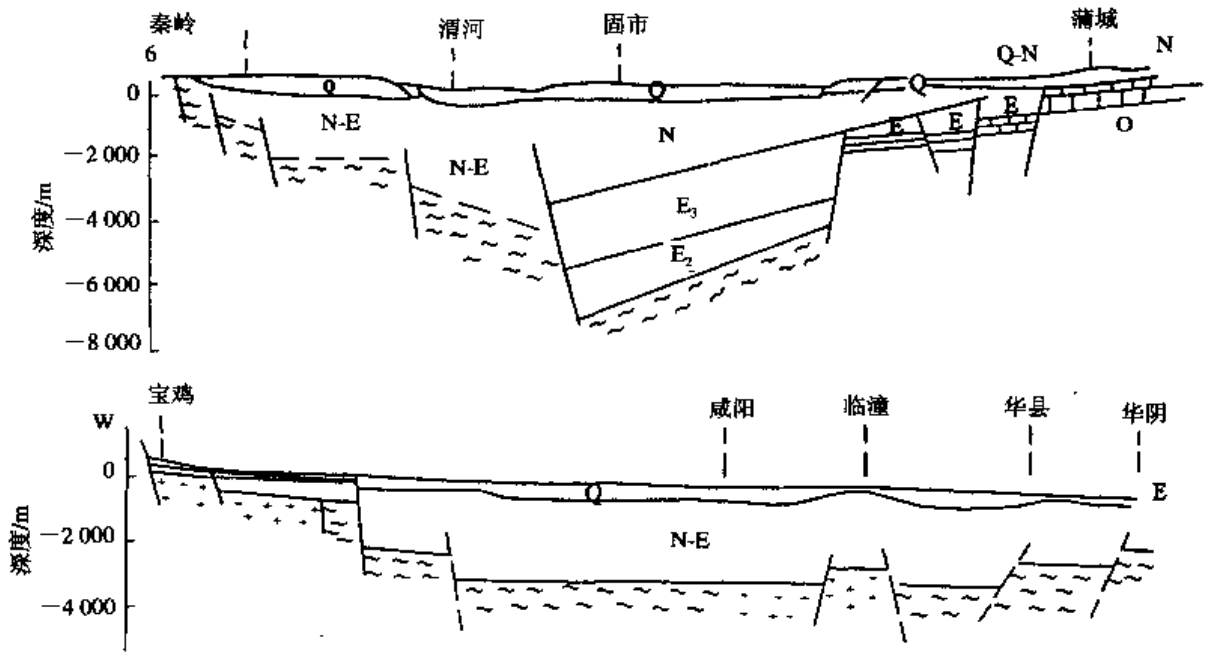


图 2-29 渭河盆地地质结构剖面示意图（陈墨香，1994）

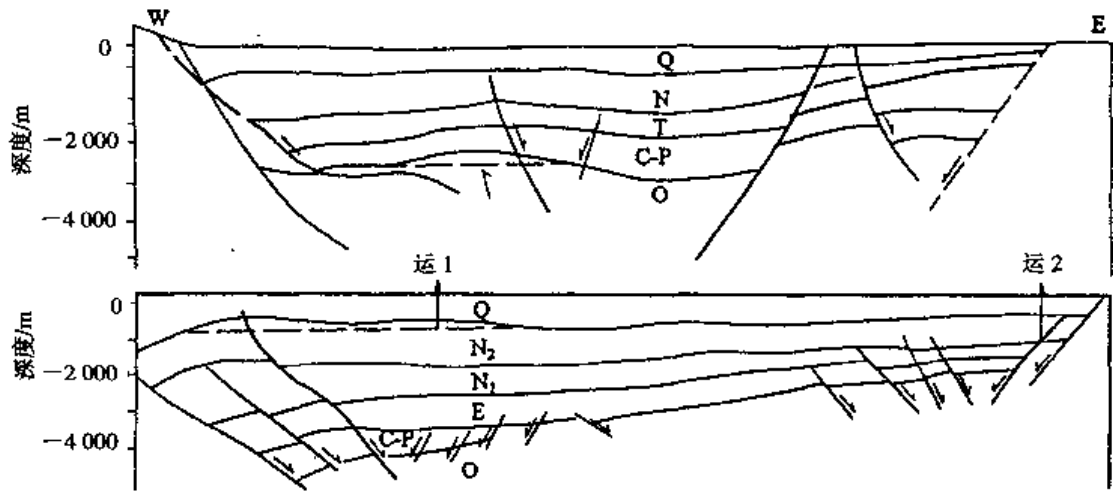


图 2-30 临汾（上）、运城（下）断陷盆地地震地质解释剖面图  
（据山西省地球物理探矿队补充）

### （七）鄂尔多斯盆地

鄂尔多斯盆地位于我国中北部，跨内蒙古、陕西、甘肃、宁夏、山西五省区，面积  $32\times 10^4\text{ km}^2$ ，北、东、西三面为黄河绕流，南部为渭河盆地，北半部是鄂尔多斯高原，南半部为秦晋高原，海拔  $1\,400\sim 2\,000\text{ m}$ 。



鄂尔多斯盆地是个叠合的克拉通拗陷盆地，其形成经历了早古生代台缘拗陷，及中生代台内拗陷两大阶段，台缘拗陷与华北地台联为一体，台内拗陷阶段与华北地台分离成为独立的沉积盆地。

盆地内部断裂不发育，构造活动微弱，按盆地的结构可划分为六个构造单位：伊盟隆起区，渭北断褶区，晋陕断阶区，贺兰—六盘区断褶区，鄂尔多斯西部拗陷区及中部伊陕斜坡区（图 2-31）。

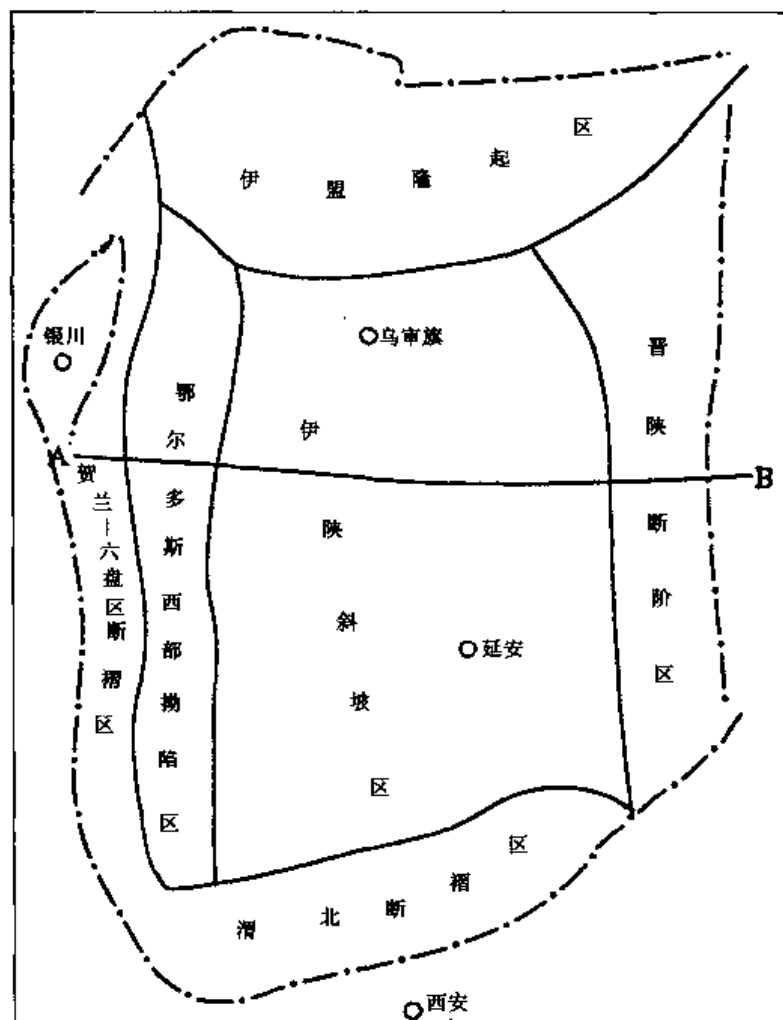
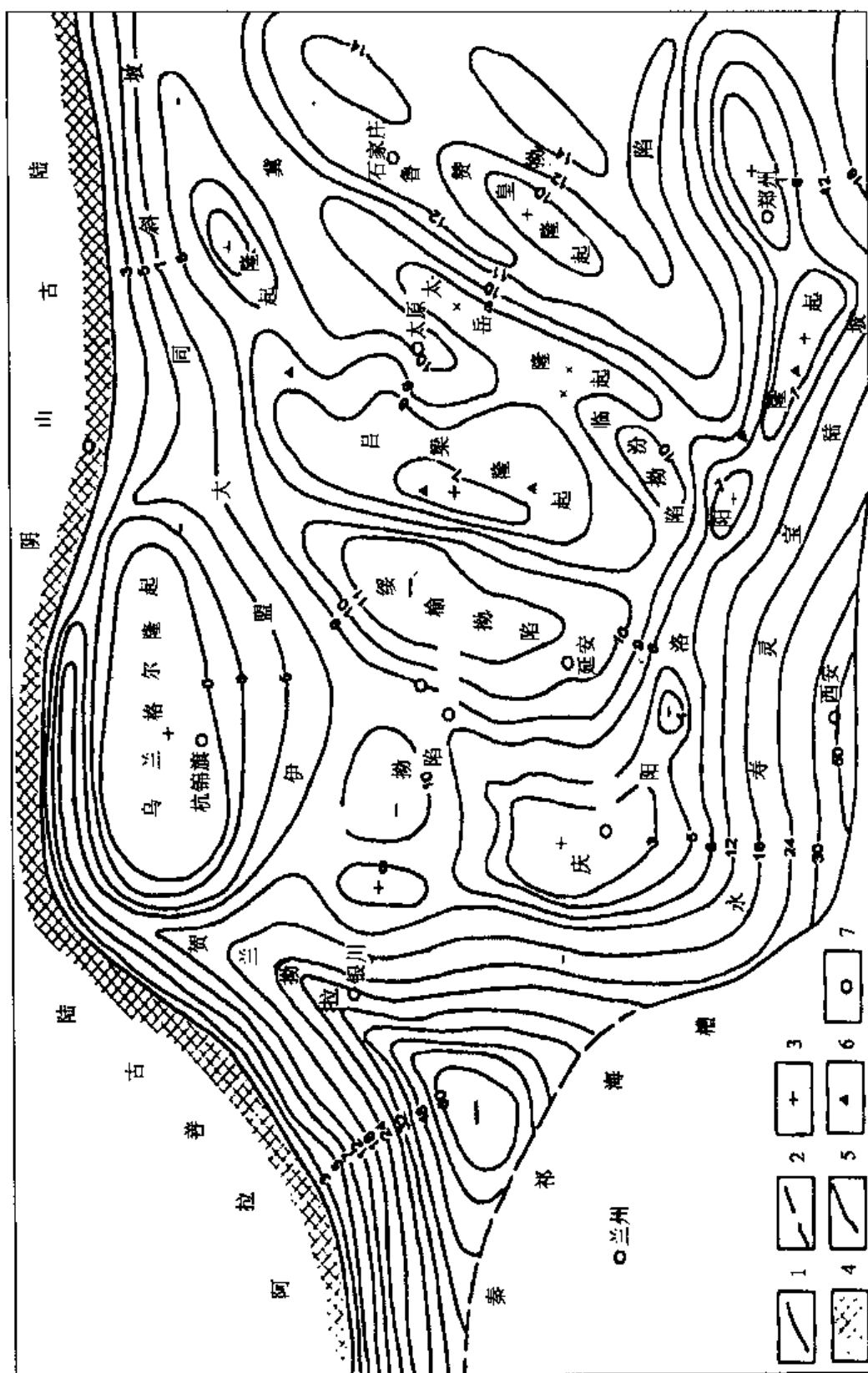


图 2-31 鄂尔多斯盆地构造分区图（陈墨香，1994）

早古生代本区为较稳定的地块，区域上北高南低，略向东倾伏，拗隆相间（图 2-32）。广大地区都有属于稳定型陆表海沉积，其沉积岩相划分如表 2-6 所示。寒武纪为平坦、稳定的陆表海广覆式沉积，沉积相以鲕粒滩、混合颗粒滩和含泥云坪为主，沉积建造以碳酸盐岩占优势，奥陶纪时，海侵向北、向南、向西扩大，中奥陶世的下马家沟组不仅厚度大，而且分布广，隆起区厚度 100~200 m，拗陷区最厚达 900 m，广泛发育碳酸岩滑塌沉积，绥德—榆林泻湖中发育了厚层石膏和含膏云岩沉积，在后期的溶蚀下形成古岩溶角砾层成为重要储集层，现存奥陶系地层，分布如图 2-33 所示。



1—陆表海与海槽界线; 2—海槽内部界线; 3—地震点; 4—古陆块界线;

5—等厚线(100 m); 6—剖面点; 7—钻井点

图 2-32 晋陕地区早古生代构造区划图 (王同和, 1995)

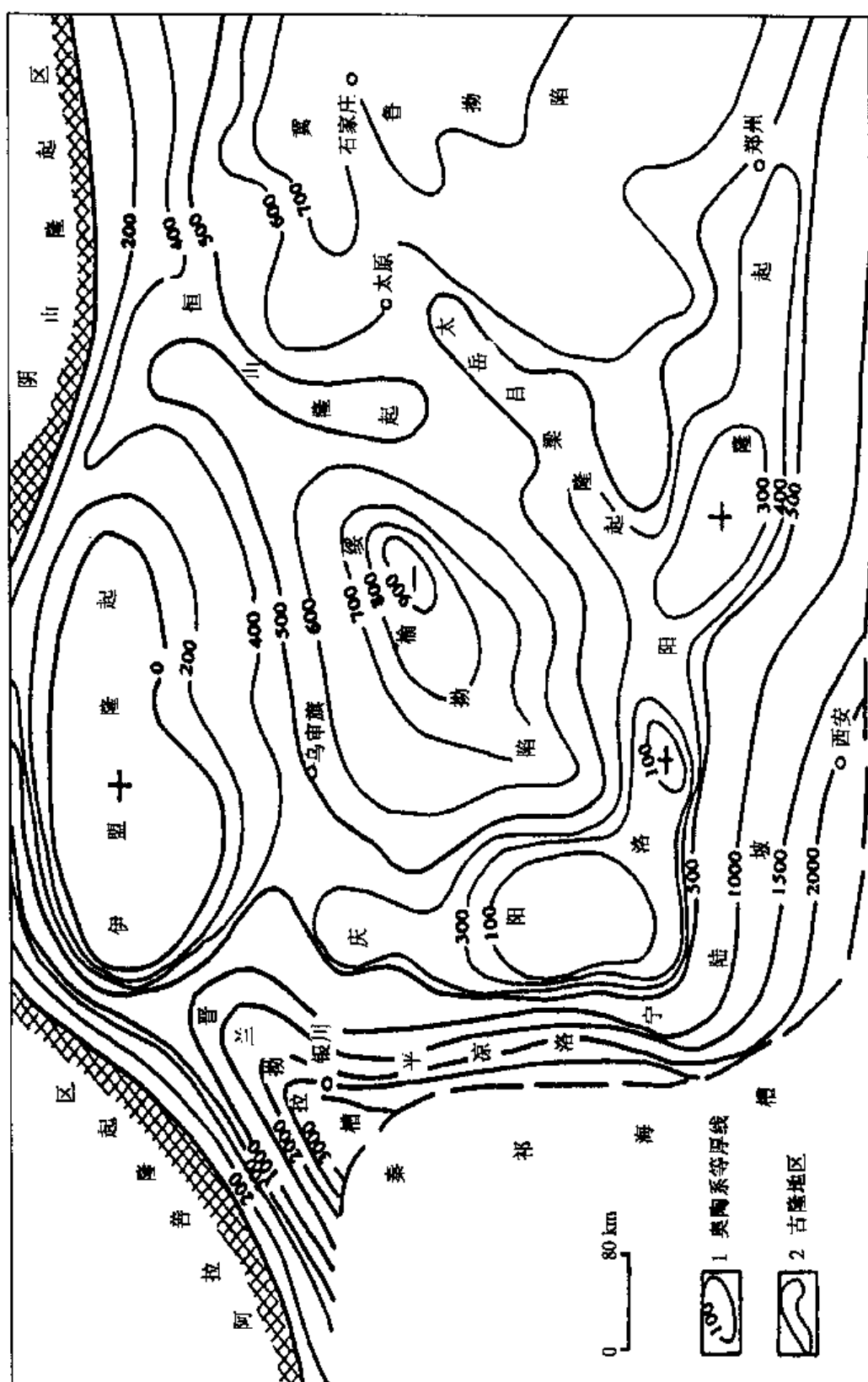


图 2-33 晋陕地区奥陶系构造区划图 (王同和, 1995)

石炭二叠系发育一套煤系地层，中生代为一套内陆河湖相沉积，下中侏罗统是一相对稳定的沉积时期，发育了延安组灰白色砂岩、沙砾岩储层，在盆地西缘北段东测，发育了数个大型洪积扇砂岩体，都能形成良好的热水储层（图 2-34）。

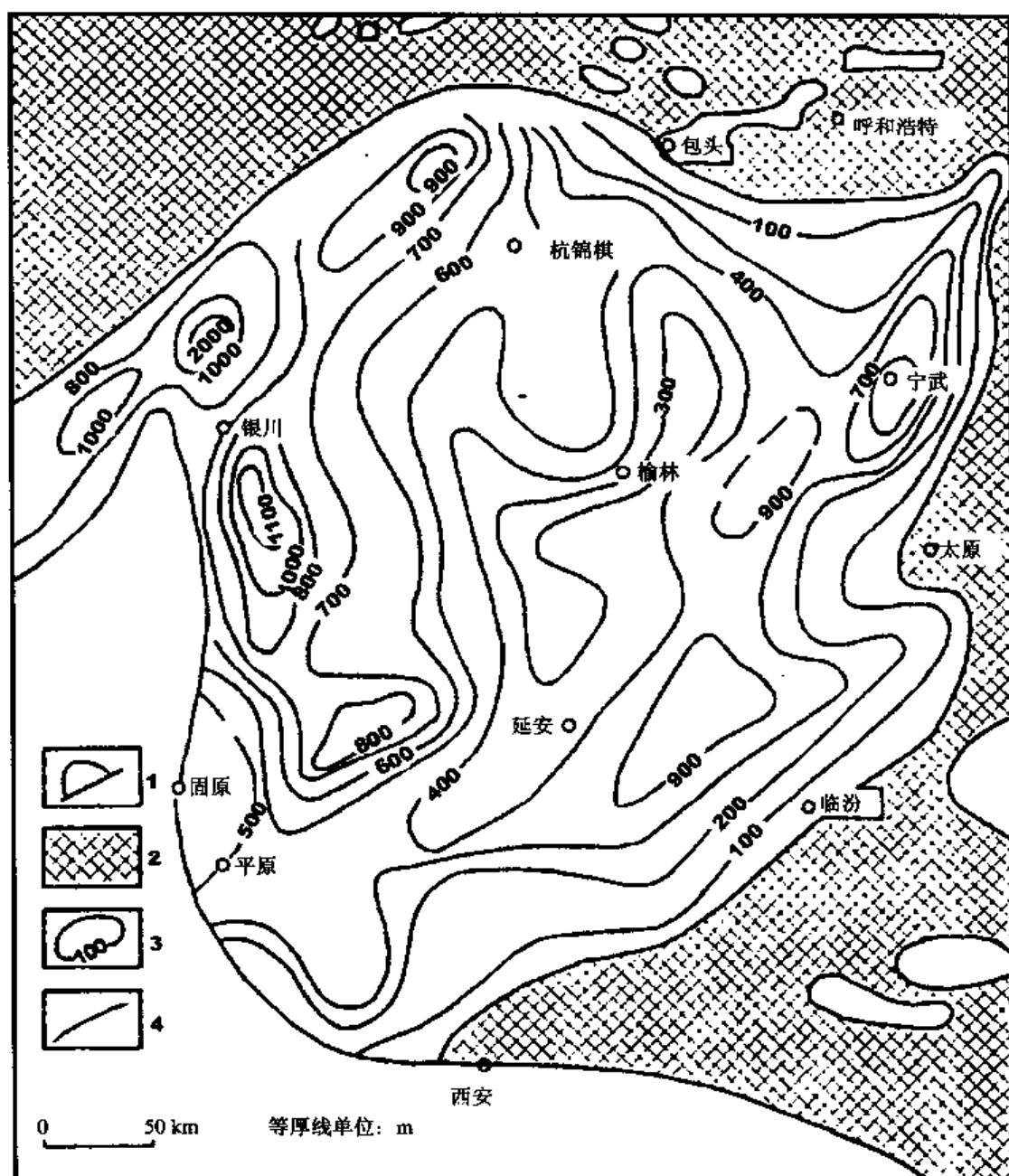
下白垩统志丹群在盆地的中部和西部也比较发育，其底界埋深如图 2-35 所示，在环县，庆阳一带也能形成低温热水储层。

盆地中第三系不发育，缺失下第三系和中新统、上覆上新统和第四系黄土，厚 200 余 m。盆地中热储层叠置分布，如图 2-36 所示。

下白垩统志丹群（K1）热储层，由细砂岩、中砂岩和沙砾岩组成，接受侧向径流和降水补给，砂岩层总厚 100~400 m，孔隙度 16%~28%，渗透率  $2.7 \times 10^{-9} \sim 49 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，矿化度 0.5~3 g/L，水温 25~55℃。

表 2-6 晋陕地区早古生代沉积相划分表（据张育林，1955，修改）

相域	相区	沉积相带	沉积相	发育层位
海       洋	碳酸盐岩台地	滨岸碎屑岩		寒武系：毛庄组、徐庄组、张夏组
		潮坪	灰泥坪	寒武系：毛庄组、徐庄组
			含泥灰云坪	寒武系：辛集组、馒头组
			灰云坪（潮间坪）	奥陶组：马家沟组、亮甲山组
			泥云坪	奥陶组：冶里组、马家沟组
			台膏灰云坪	奥陶组：马家沟组
		局限海（泻湖）		奥陶组：冶里组、马家沟组
		漫潮		奥陶组：马家沟组
		浅滩（礁）相带	藻礁（丘）组	奥陶组：冶里组
			鲕粒滩	寒武系：辛集组、馒头组、张夏组
			混合颗粒滩	奥陶组：毛庄组、徐庄组
			粒屑滩	奥陶组：马家沟组
			砂滩	寒武系：毛庄组、徐庄组
		潮下（陆棚）台盆相带		奥陶组：冶里组、马家沟组
		台地边缘相带	鲕粒滩、粒屑滩	寒武系：毛庄组、徐庄组、张夏组 奥陶组：马家沟组
	盆地	斜坡		寒武系：毛庄组、徐庄组、张夏组
		盆地		奥陶组：马家沟组、峰峰组



1—小断陷；2—剥蚀区；3—等厚线；4—沉积边界

图 2-34 晋陕地区侏罗系等厚线图（郭忠铭，1995）

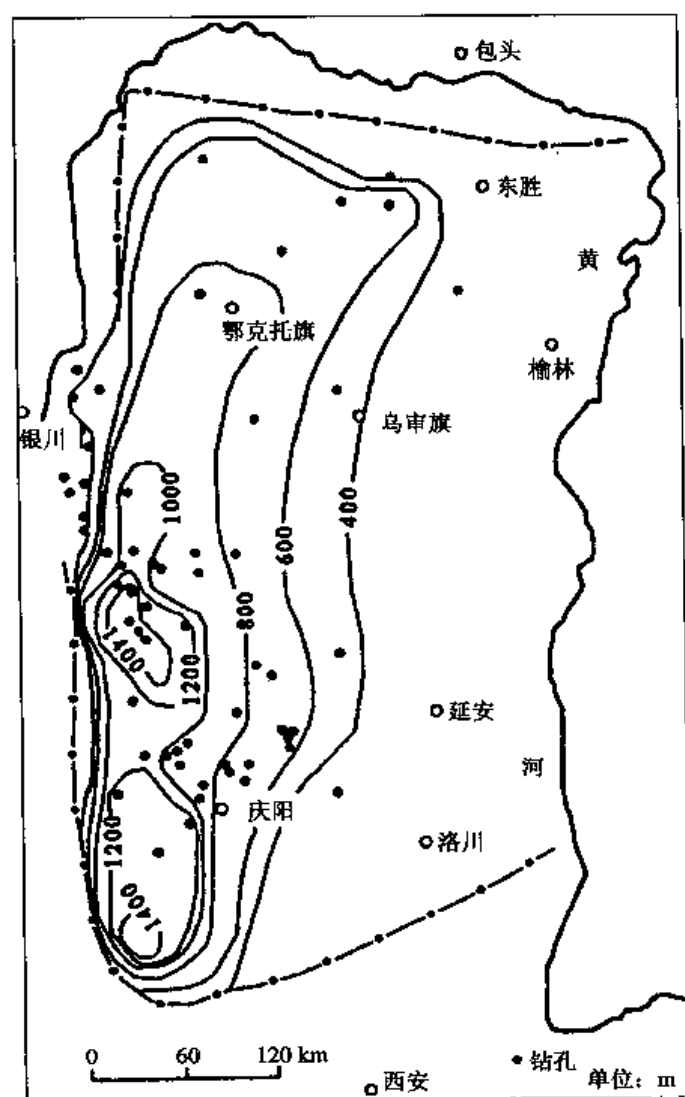


图 2-35 鄂尔多斯盆地白垩统志丹群底板深度图 (陈墨香, 1994)

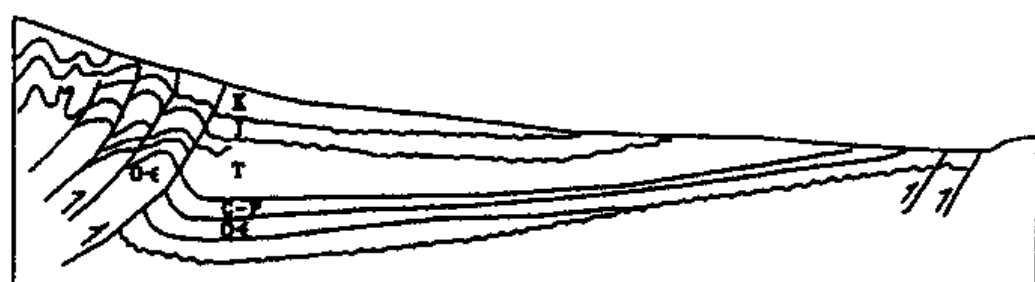


图 2-36 鄂尔多斯盆地结构示意图

侏罗系延长组 (J) 热水储层, 全盆地都有分布, 北部厚、东南部薄, 砂岩总厚 100~250 m, 孔隙度 16%~27%, 渗透率  $2 \times 10^{-9} \sim 500 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ , 地下水主要接受西部冲断带补给, 向东泄流, 矿化度 10~40 g/L, 富含碘、硼等元素, 为热矿水, 矿化度同埋深的关系如图 2-37、图 2-38 所示。

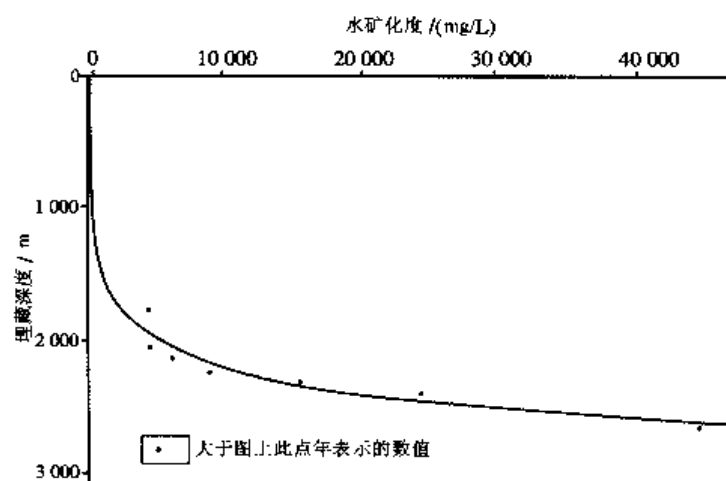


图 2-37 延长组砂岩埋藏深度与地层水矿化度关系图  
(中国石油地质志第十三卷, 1992)

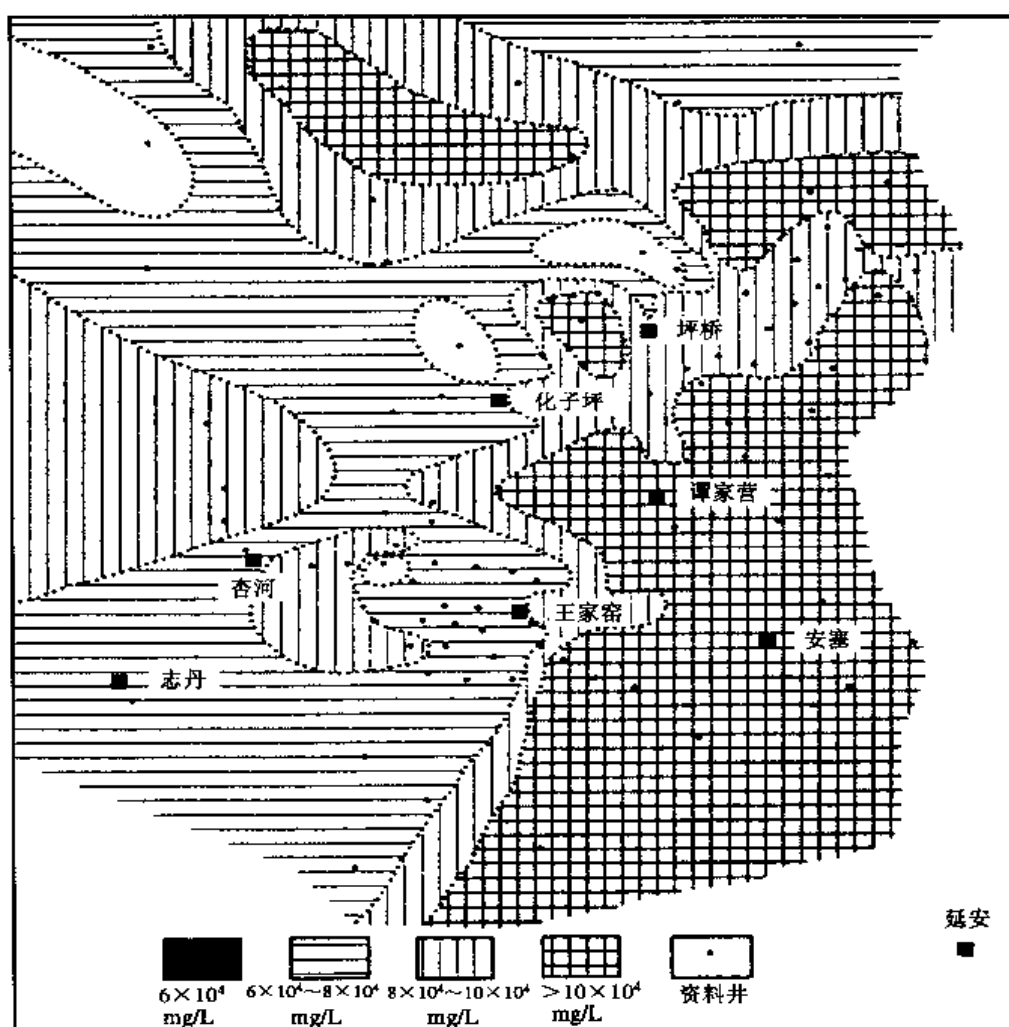


图 2-38 陕北安塞地区长 6 地层水矿化度变化图  
(中国石油地质志第十二卷, 1992)

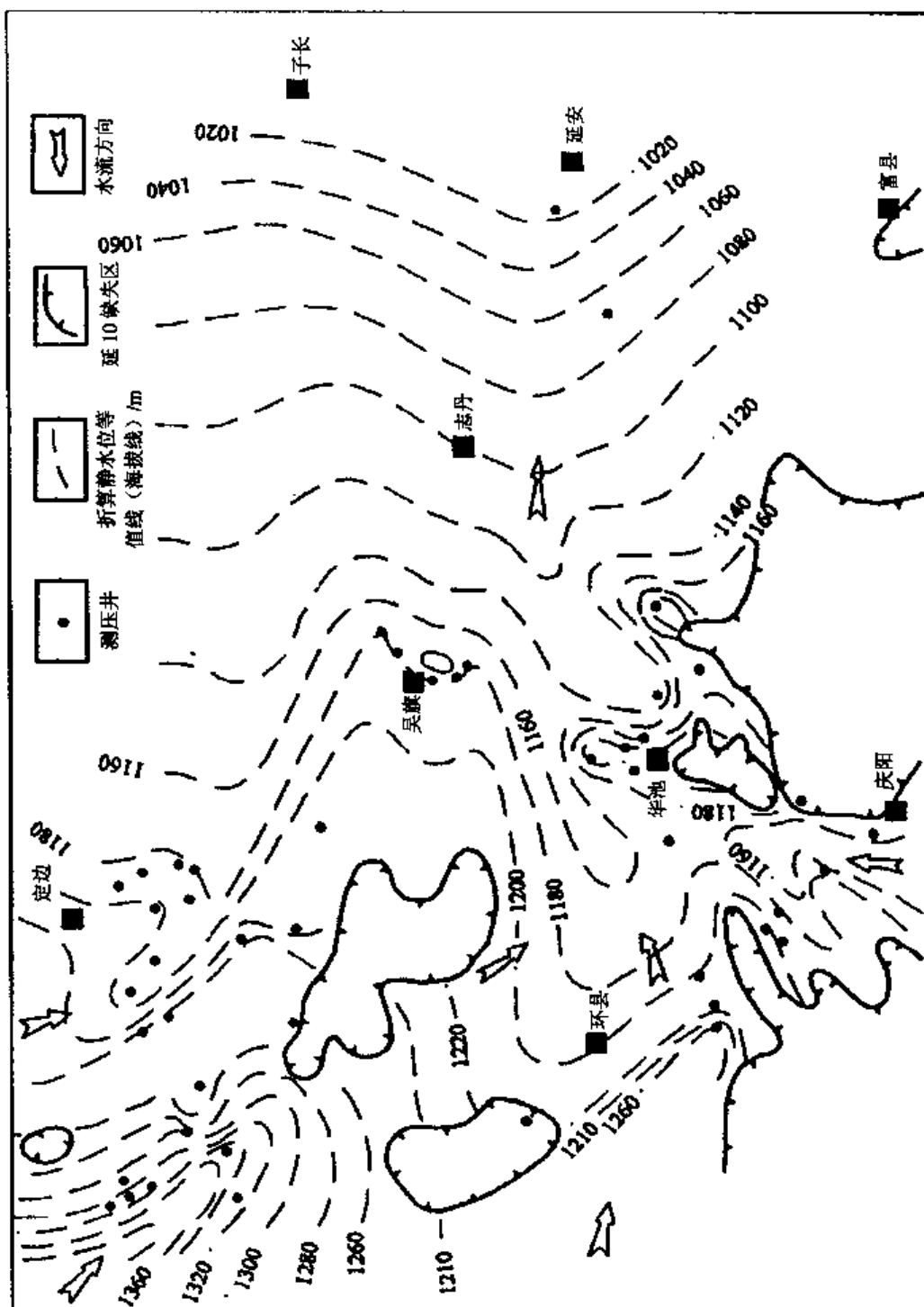


图 2-39 鄂尔多斯盆地延安组延 10 层地层水等水位线图

(中国石油地质志第十二卷, 1992)



三叠系延安组，其储性以下部砂岩比较好，孔隙度平均为 10%，个别达 20%，渗透率西部断冲带最高，东部低，为  $1 \times 10^{-9} \sim 560 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，水的动力场和水化学场如图 2-39、图 2-40 所示。

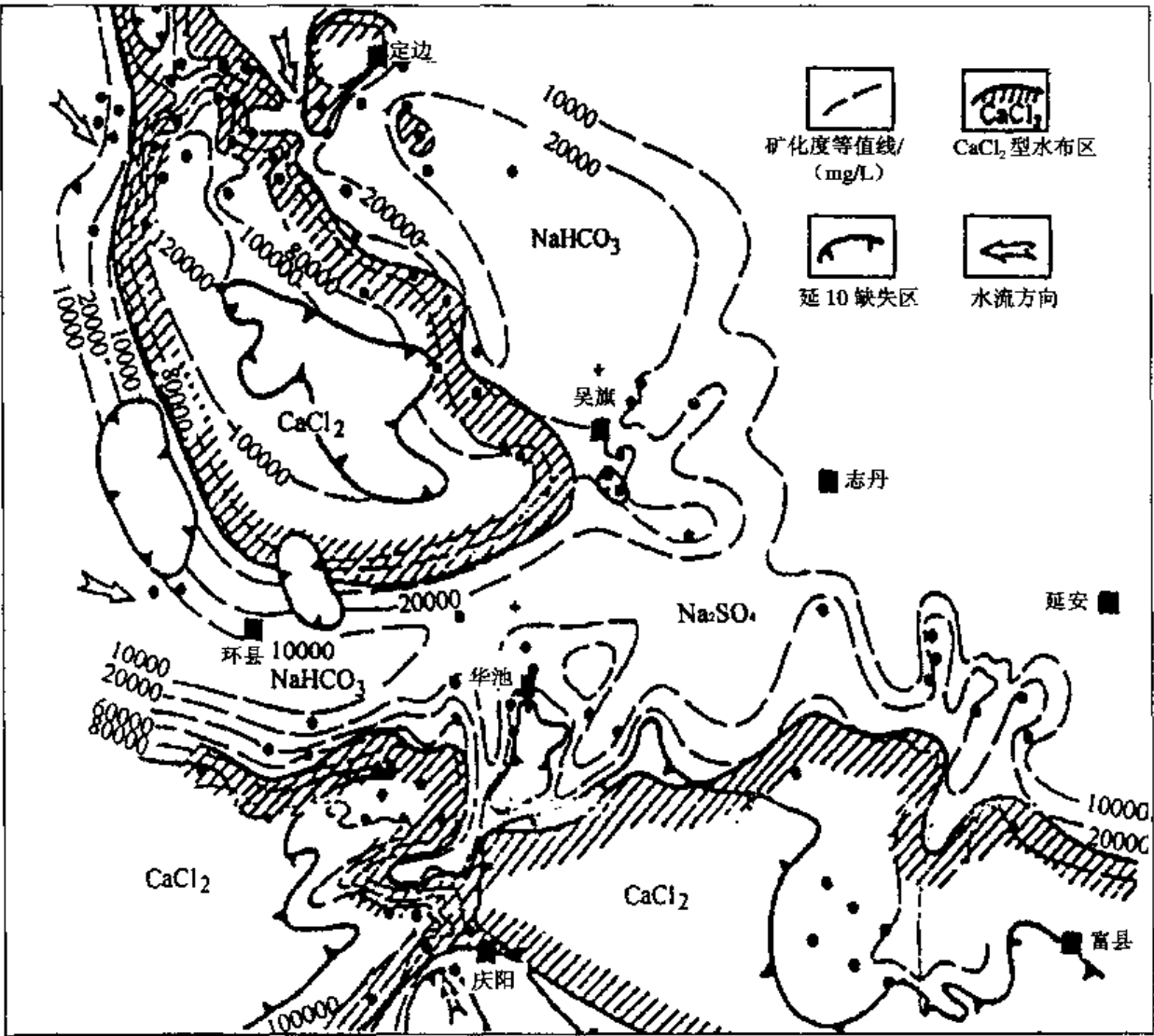


图 2-40 鄂尔多斯盆地延安组延 10 层水化学类型及矿化度等值线图

(中国石油地质志第十二卷, 1992)

下古生界灰岩储集层，以碳酸盐岩为主，分布广泛，有利的储集相带为潮坪相粉——中晶白云岩、云质灰岩、颗粒灰岩，特别是白云岩化，去膏化的白云岩和含膏云岩。溶蚀孔洞缝十分发育，在靖边地区中奥陶马家沟组古风化壳中呈层状分布，厚 35~78 m。早古生代灰岩中普遍分布在成岩过程中形成的粒间孔、晶间孔、角砾孔也有风化、溶蚀、淋滤形成的孔洞缝，孔隙度为 0.31%~13.3%，渗透率为  $0.25 \times 10^{-9} \sim 316 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，在加里东和怀远运动的不整合面之下，古岩溶发育厚度 40~100 m。在近山西的黄河断裂带，奥陶系碳酸岩的总孔隙度达 4.4%~11.1%，最大为 27.1%，常沿断裂带形成强径流带，其古岩溶层的分布如图 2-41 所示。

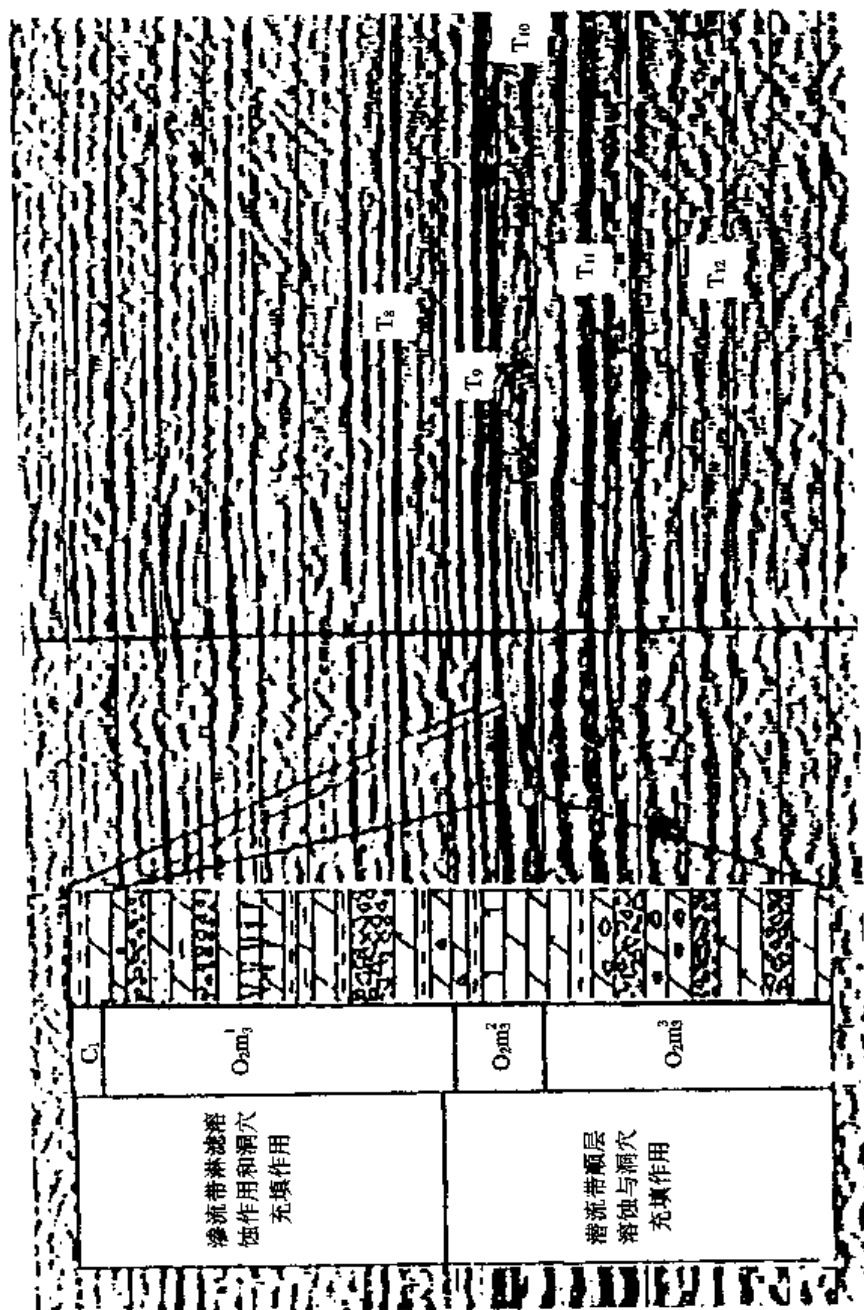


图 2-41 87752 测放大振幅地震剖面图 (长庆油田物探公司, 1995)

盆地大地热流值较低, 只有  $40 \sim 60 \text{ mW/m}^2$ , 盖层地温梯度一般为  $2.0 \sim 2.5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 西部边缘地带地温梯度较大, 为  $3.0 \sim 3.5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 如图 2-42 所示。

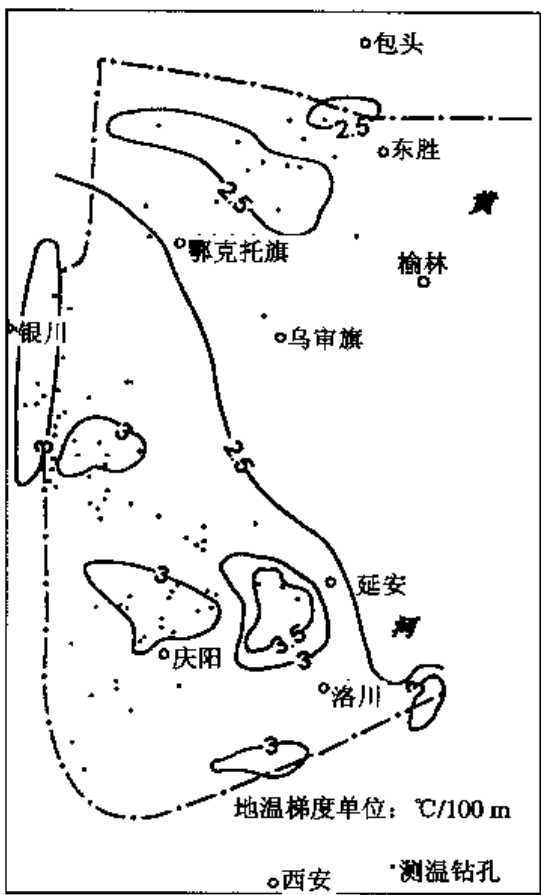


图 2-42 鄂尔多斯盆地地温梯度图  
(陈墨香, 1994)

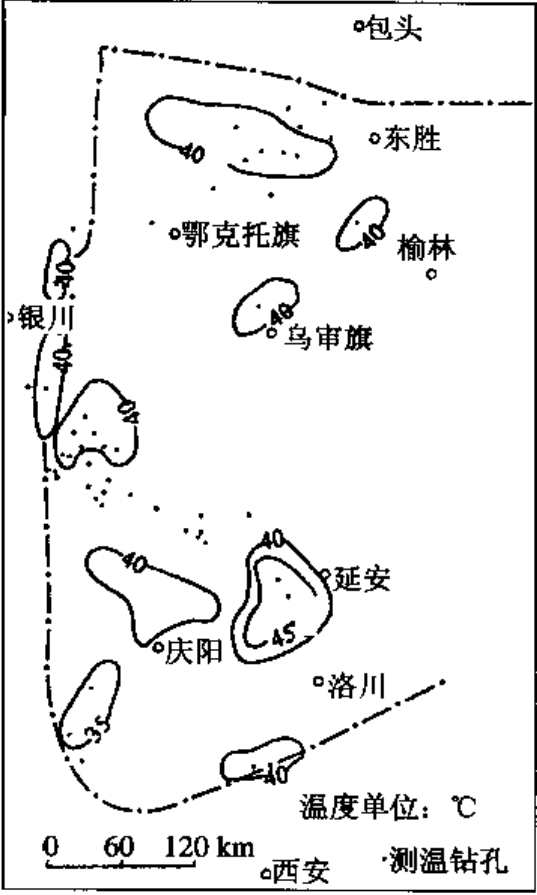


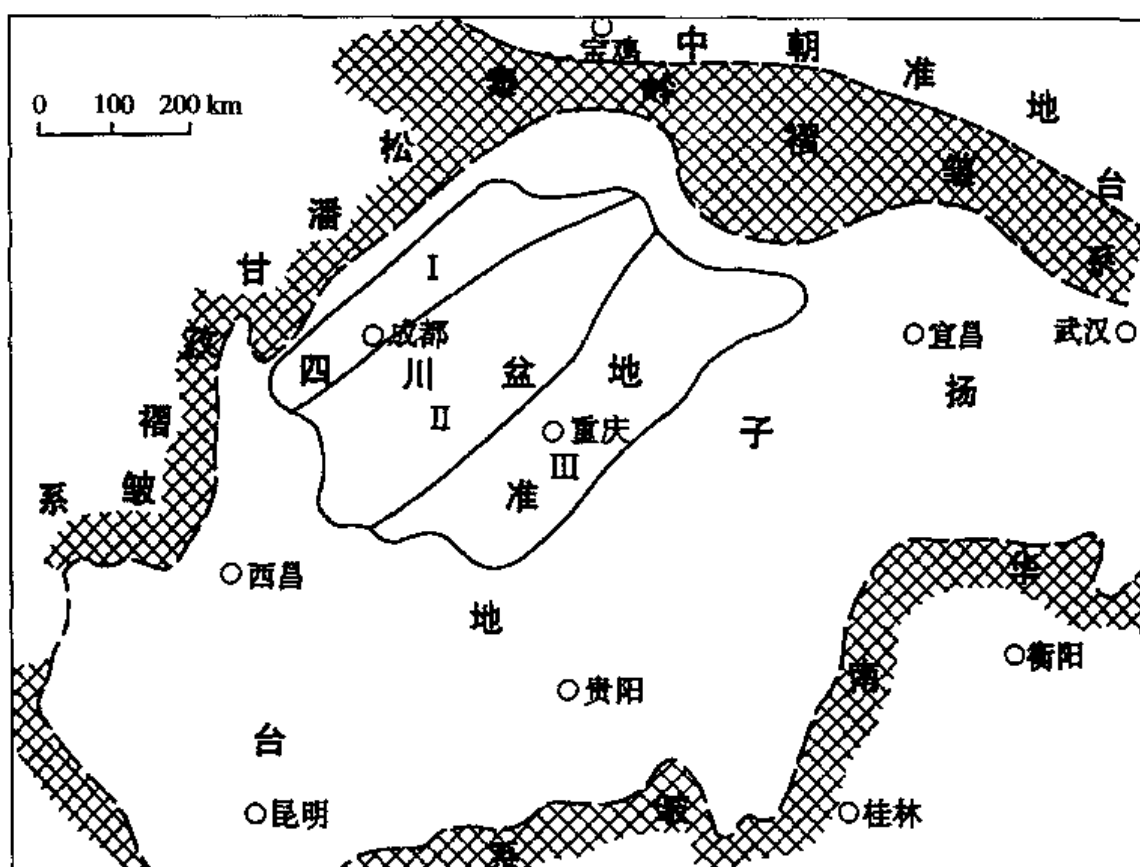
图 2-43 鄂尔多斯盆地 1 000 m 深地温图  
(陈墨香, 1994)

### (八) 四川盆地

四川盆地是我国大型的中生代盆地, 位于四川省东部和重庆市, 它的周边为龙门山、大巴山、大娄山、邛崃山和大凉山, 面积约  $20 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

四川盆地是中生代发展起来的大型拗陷盆地, 可分为三个阶段, 即中下三叠统的浅海碳酸盐台地, 上三叠统的滨海含煤盆地和侏罗—白垩系的红层内陆盆地, 基底是扬子准地台, 自震旦纪至二叠纪发育了巨厚的碳酸盐建造, 巨大的深断裂发育在周边, 而盆地内断层不甚发育, 区域地质构造如图 2-44 所示。

区内划分为三带八个构造区(图 2-45)盆地中东部褶皱构造发育, 在华蓥山以东(III带)多为平等排列的高陡背斜与较宽缓的向斜组成隔档式褶皱并有断裂发育。



I—盆地西北拗褶带；II—盆地中隆起带；III—盆地东南拗褶带

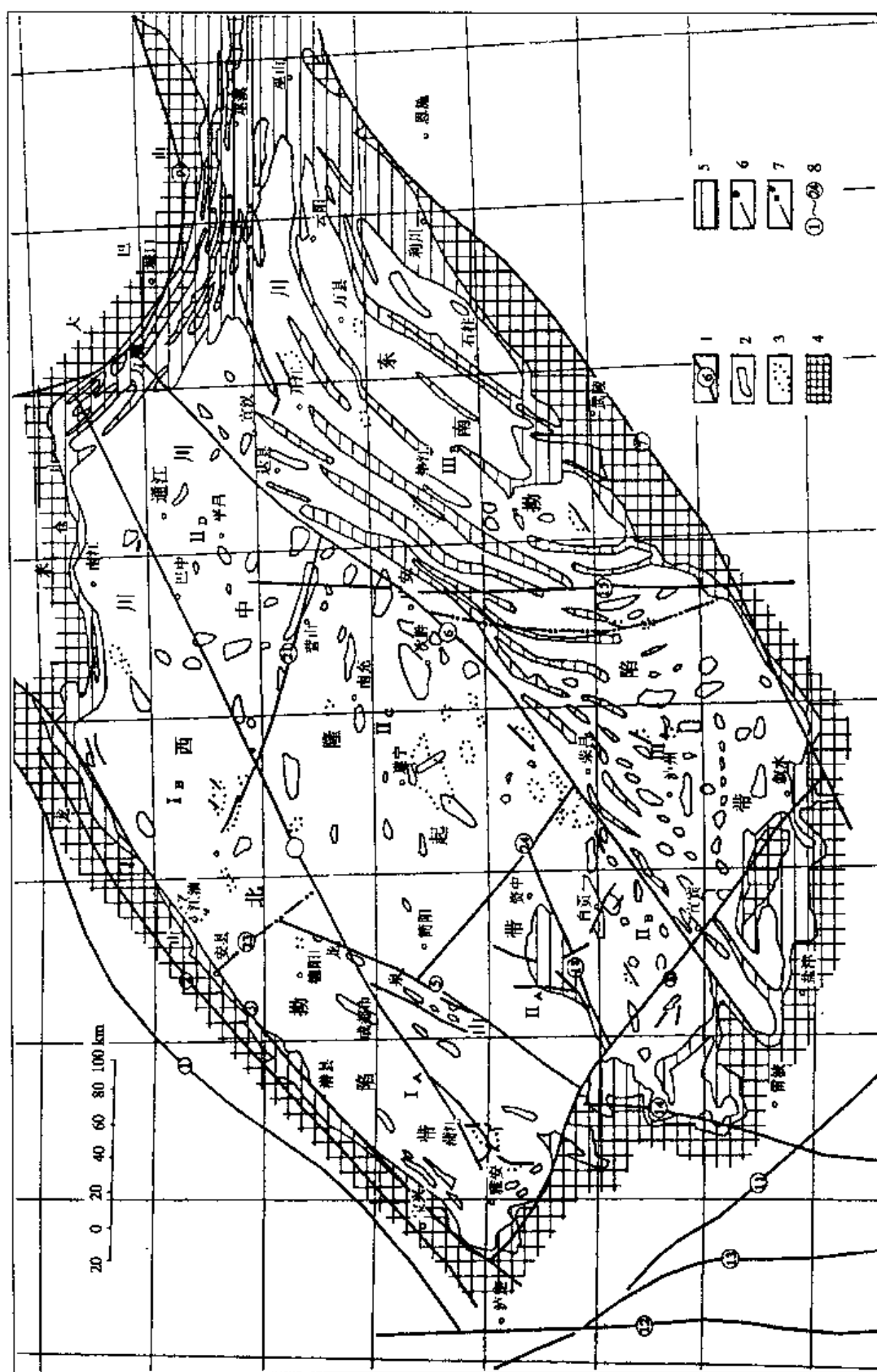
图 2-44 四川盆地构造位置及基底构造岩相分区图（李慈君，1991）

四川盆地发育有元古代到新生代地层（表 2-7）基底之上盖层厚度一般为 5~9 km（图 2-46）。

四川盆地储层基本为高矿化的热卤水，储卤层的基本特征如表 2-8。

各储层的物性如表 2-9 所示。

由表 2-9 看出四川盆地储层的孔隙度较小，渗透率低，砂岩孔隙型储层的孔隙度约 5%，渗透率一般小于  $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ 。裂隙孔隙型储层，沿深断裂的构造裂隙发育带能形成高孔隙高渗流带，如蓬莱镇构造蓬基井，井深 2 222 m，日自喷量 3 000  $\text{m}^3$ 。碳酸盐岩类储层，自下三叠系至震旦系为大套碳酸盐多层储集系统，平均孔隙度为 1.596%，平均渗透率为  $2.5335 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ ，也属低孔渗类。而在断裂破碎带两侧，裂隙岩溶发育，总孔隙度可达 10%~30%，渗透率也大大增大，如相国寺气田 24 井，日喷量 2 832  $\text{m}^3$ ，长恒气田 5 号井，日产水 6 293  $\text{m}^3$ 。



1—基底、深部断裂及编号；2—地表局部构造；3—潜伏构造；4—古生界及其下伏地层出露区；5—三叠系出露区；6—I级构造单元界线；7—II级构造单元界线；I<sub>A</sub>—盆地西北拗陷带；I<sub>B</sub>—盆地西北拗陷区；II<sub>A</sub>—盆地中隆起带；II<sub>B</sub>—盆地中隆起带；II<sub>C</sub>—盆地中隆起带；II<sub>D</sub>—盆地中隆起带；II<sub>E</sub>—盆地中隆起带；II<sub>F</sub>—盆地中隆起带；II<sub>G</sub>—盆地中隆起带；II<sub>H</sub>—盆地中隆起带；II<sub>I</sub>—盆地中隆起带；II<sub>J</sub>—盆地中隆起带；II<sub>K</sub>—盆地中隆起带；II<sub>L</sub>—盆地中隆起带；II<sub>M</sub>—盆地中隆起带；II<sub>N</sub>—盆地中隆起带；II<sub>O</sub>—盆地中隆起带；II<sub>P</sub>—盆地中隆起带；II<sub>Q</sub>—盆地中隆起带；II<sub>R</sub>—盆地中隆起带；II<sub>S</sub>—盆地中隆起带；II<sub>T</sub>—盆地中隆起带；II<sub>U</sub>—盆地中隆起带；II<sub>V</sub>—盆地中隆起带；II<sub>W</sub>—盆地中隆起带；II<sub>X</sub>—盆地中隆起带；II<sub>Y</sub>—盆地中隆起带；II<sub>Z</sub>—盆地中隆起带；III<sub>A</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>B</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>C</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>D</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>E</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>F</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>G</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>H</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>I</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>J</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>K</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>L</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>M</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>N</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>O</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>P</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>Q</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>R</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>S</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>T</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>U</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>V</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>W</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>X</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>Y</sub>—盆地东南拗陷带；III<sub>Z</sub>—盆地东南拗陷带；8—断裂带

图 2-45 四川盆地构造分布及区划图 (李慈君, 1991)

表 2-7 四川盆地沉积盖层特征简表 (李慈君, 1991)

地层系统				代号	厚度/m	主要岩性特性	卤水	膏盐	气、油	
界	系	统	组							
新生界	第四系			Q		沙砾岩: 黏土、冲堆积及坡积物				
	第三系		芦山组	E <sub>2-3</sub>	0~680	泥岩、粉砂质泥岩				
			名山组	E <sub>1-2</sub>	0~1 000	砂岩、粉砂岩、泥岩及少量砂岩		石膏、钙芒硝		
中生界	白垩系	上统	池口组	E <sub>2g</sub>	0~1 200	砂岩、粉砂岩、泥岩及石膏岩、钙芒硝	淡卤水	石膏、钙芒硝		
			夹关组	E <sub>1-2j</sub>	0~745	砂岩夹少量泥岩				
		下统	天马山组	K <sub>i</sub>	0~300	砂岩、粉砂岩、泥岩及少量砾岩				
	侏罗系	上统	蓬萊镇组	J <sub>3p</sub>	150~1 700	砂岩、泥岩				
			遂宁组	J <sub>3s</sub>	100~600	紫红色泥岩				
		中统	上沙溪庙组	J <sub>2s</sub>	450~2 100	砂岩、泥岩里单向韵律层			石油及天然气	
			下沙溪庙组	J <sub>2xs</sub>	100~600					
			新田沟组	J <sub>2x</sub>	150~500	砂岩、泥岩及粉砂岩、页岩	淡卤水			
			自流井组	J <sub>1-2x</sub>	150~320	泥岩、泥质灰岩、介壳灰岩及页岩				
		下统	珍珠冲组	T <sub>3xj</sub>	200~1 800	岩屑石英砂岩及页岩夹薄煤层				
			须家河组	T <sub>3xj</sub>	200~1 800	页屑石英砂岩及页岩夹薄煤层	淡—浓卤水			
	三叠系	上统	小坝子组	J <sub>3x</sub>	0~600	页岩、粉砂岩、石英砂岩				
			马鞍坝组	J <sub>3nl</sub>	0~320	页岩、粉砂岩夹生物灰岩				
			天井山组	T <sub>2t</sub>	0~490	石灰岩夹生物碎屑灰岩				
		中统	雷口坡组	T <sub>2l</sub>	0~900	灰岩、白云岩、泥岩、硬石膏、石盐及杂卤石	浓卤水	硬石膏、石盐、杂卤石	天然气	
			嘉陵江组	T <sub>j</sub>	400~1 500	石灰岩、白云岩、硬石膏、石盐及杂卤石				
		下统	飞仙关组	T <sub>1f</sub>	120~800	石灰岩及泥岩	淡卤水			

界	地层系统			代号	厚度/m	主要岩性特性	卤水	膏盐	气、油
	系	统	组						
古生界	二叠系	上统	长兴组	P <sub>2c</sub>	5~150	灰岩、泥质灰岩及生物碎屑灰岩	淡卤水		天然气
			龙潭组	P <sub>2l</sub>	10~380	页岩、砂岩夹灰岩、石灰质页岩及煤线			
		下统	茅口组	P <sub>2m</sub>	25~350	灰岩、生屑灰岩、上部时有白云岩	淡卤水		天然气
			栖霞组	P <sub>2q</sub>	10~300	灰岩、含藻屑及生屑，时夹硅质			
古生界	石炭系	上统	马平组	C <sub>2m</sub>	0~500	灰岩，仅分布于龙门山前统一带			
		中统	成宁组，黄龙组	C <sub>2w/h</sub>	0~91	灰岩、白云岩及硬石膏，川中，川南缺失	淡卤水	石膏	天然气
		下统		C <sub>1</sub>	0~140	灰岩，仅分布于龙门山前缘一带			
	泥盆系	上统		D <sub>3</sub>	0~800	仅分布于龙门山一带，上统为鲕状灰岩及白云岩，中统砂岩、页岩夹灰岩，下统为砂岩夹页岩、灰岩			
		中统		D <sub>2</sub>	0~1 300				
		下统		D <sub>1</sub>	0~1 500				
	志留系	中统		S <sub>2</sub>	0~1 000	粉砂质页岩、页岩夹砂岩及生物岩			
		下统		S <sub>1</sub>	0~600	页岩、粉砂岩夹细砂岩及灰岩			
	奥陶系	上统		O <sub>3</sub>	0~50	页岩、碳质页岩及泥质灰岩			
		中统		O <sub>2</sub>	0~100	泥质灰岩及少量粉砂质页岩、砂岩	淡卤水		天然气
		下统		O <sub>1</sub>	0~500	页岩、灰岩及砂岩			
	寒武系	上中统		Є <sub>2+3</sub>	0~850	石灰岩、白云岩为主，中下部夹砂岩、硬石膏、石盐岩	浓卤水	硬石膏、石盐	天然气
		下统		Є <sub>1</sub>	500~1 300	粉砂岩、页岩、灰岩、白云岩夹硬石膏及盐岩	浓卤水		
元古界	震旦系	上统		Z <sub>2</sub>	600~1 200	白云岩、藻白云岩、长宁有厚盐层，底部为砂岩、泥岩，东部为冰砾岩	淡卤水	岩盐、硬石膏	天然气
		下统		Z <sub>1</sub>		盆地中部花岗闪长岩、流纹英安岩			

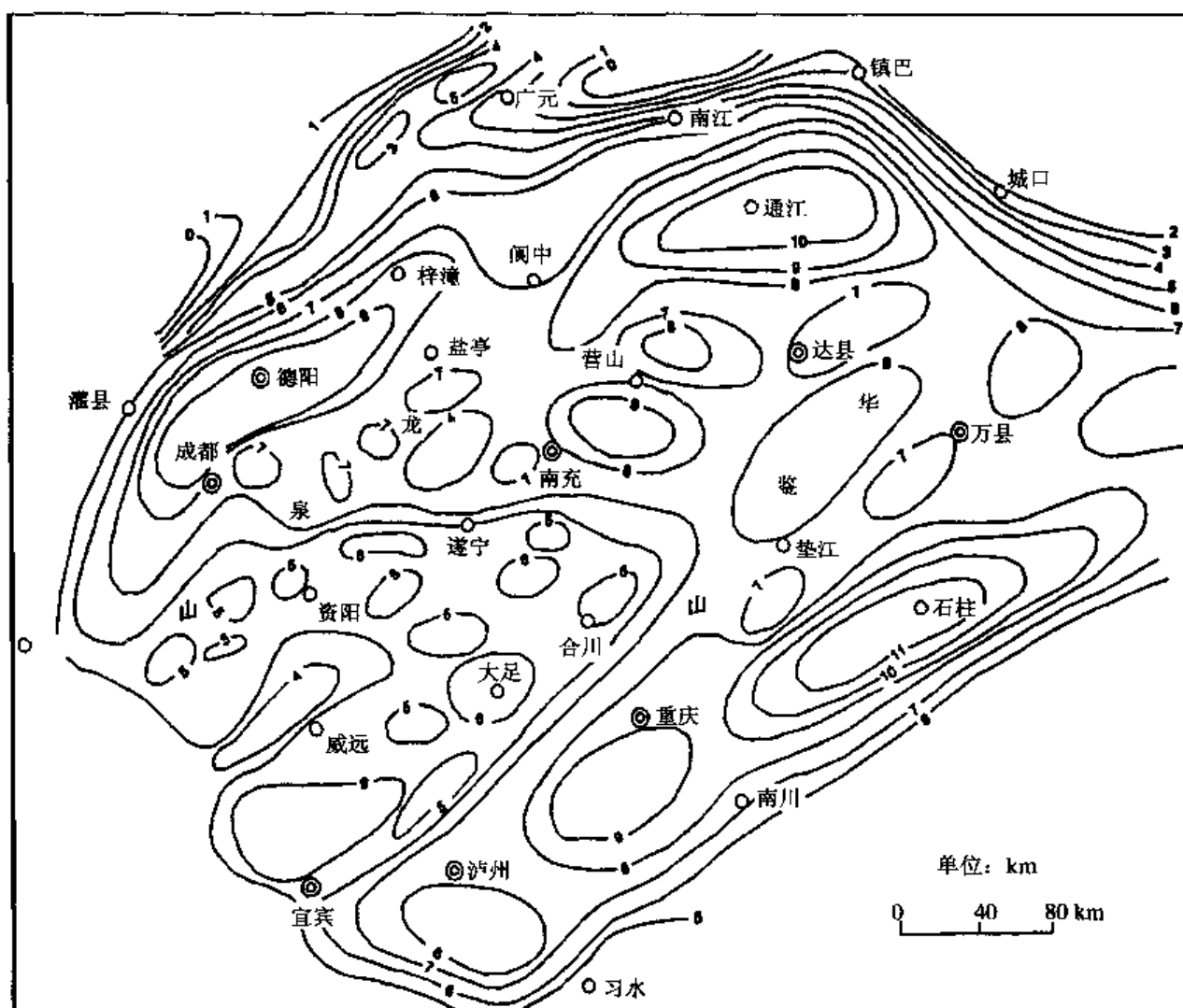


图 2-46 四川盆地沉积盖层厚度等值线图 (李慈君, 1991)

各储层的化学成分, 如表 2-10 所示, 卤水中富含锂、碘、溴、硼等微量元素, 为良好的医疗热卤水。

四川盆地海相热水储层, 具有较好的水文地质封闭条件, 形成地压型高压系统, 其水压力主要由上覆沉积盖层的自重负荷压力形成, 其压力介于静水压力和地静压力之间, 异常高压区在区域上的分布与沉积拗陷一致 (图 2-47), 盆地内上三叠香二单元水动力场, 折算静水位西北部最高。可超出 7 000 m 海拔。在川中一带一般为 900 m, 盆地东南部没见到高压异常区, 这是由于大多暴露地表, 主要受渗入水影响, 为低压泄水区, 折算静水位只有 200~400 m。



表 2-8 四川盆地储卤层段基本特征 (李慈君, 1991)

储卤层段	地层厚度/m		主要岩性特征	分布地区及主要已知储卤构造	已知储卤构造埋深/m
	钻井揭露厚度	盆地内区域厚度(变化)			
K <sub>2g</sub>	10 059.95	0~1 200	砂岩、砂质泥岩夹石膏、钙芒硝层	盆西的大邑苏码头安仁、新津、眉山、大洪山、天全	数十~数百
J <sub>1-2</sub> <sup>2</sup>	168.85	150~320	介壳灰岩	盆中的南充、蓬萊镇、龙女寺、桂花园、乐至、广安等构造, 盆南的石龙峡至高木顶构造	盆中为1 600左右, 盆南为300~800
T <sub>3xj</sub> <sup>6</sup>	76.0		细一中粒长石石英砂岩	T <sub>3xj</sub> 浓卤区。包括营山、宣汉、巴中、梓潼、自贡、武胜一线圈闭的盆中和盆西区、有蓬萊镇、龙女寺、栏江、自流井、兴隆场、邓关、老关庙等T <sub>3xj</sub> 淡卤区, 为浓卤区外围10~70 km, 有盆西的中坝构造, 盆南及盆东的纳溪、塘河、黄瓜山、石油沟等构造	盆西老关庙为4 200, 其他地区800~2 200
T <sub>3xj</sub> <sup>4</sup>	171.0				
T <sub>3xj</sub> <sup>2</sup>	167.0				
T <sub>2j</sub> <sup>4-1</sup>	21.5		白云岩、灰岩	以威西(乐山五通桥)、自流井构造为主, 及以资阳、德阳、梓潼、巴中、平昌、遂宁的圈闭内	威西、自贡一带为600~1 200, 其他地区大于2 000
T <sub>2j</sub> <sup>3-3</sup>	90.23	0~150			
T <sub>2j</sub> <sup>3-2</sup>	76.61	0~200	灰岩、泥质灰岩		
T <sub>2j</sub> <sup>1-2</sup>	20.0	14~58	针孔状灰岩及白云岩	T <sub>2j</sub> <sup>1-2</sup> 浓卤区包括以广元、南江、直汉、达县、武胜、自贡、成都、梓潼一线的圈闭内, 有罗家坪、磨溪、龙女寺、自流井、邓关、老关庙等构造	老关庙为5 600, 其他地区为900~3 200
T <sub>1j</sub> <sup>5-1</sup>	23.25	11~66	厚层块状灰岩	与T <sub>2j</sub> <sup>1-2</sup> 的分布接近, 有自流井、邓关、龙女寺等构造	1 200左右
T <sub>1j</sub> <sup>4-1</sup>	19.43		白云岩、灰岩	盆南区及以荣昌、宣汉以西的盆中、盆西区, 有圣灯山、阳高寺、塘河、合江等构造	
T <sub>1j</sub> <sup>3</sup>	148.0	77~245			
T <sub>1j</sub> <sup>2</sup>		60~145	灰岩、白云岩及硬石膏岩	卧龙河、石龙峡、龙洞坪	
T <sub>1j</sub> <sup>1</sup>	246.5	95~426	灰岩	与T <sub>1j</sub> <sup>3</sup> 的分布接近, 有卧龙河、黄瓜山、纳溪、高木顶等构造	
T <sub>1f</sub>		120~800	灰岩	华蓥山区, 盆南个别钻井有显示	
P <sub>2c</sub>		5~150	灰岩	雷音铺、大池干、张家场、板桥、自流井、兴隆场、付家庙、阳高寺、坛子坝等构造	盆东、盆南为2 000~4 000, 盆西大于220
P <sub>1m</sub>	221.5	25~600			
P <sub>1q</sub>	158.5	15~240			
C <sub>2u/h</sub>	91.0	0~91.0	白云岩、灰岩	卧龙河、大池干、张家场、板桥、富成寨、南门场、龙洞坪等构造	3 700~5 000
O <sub>2b</sub>			灰岩	仅磨溪1井、临7井、阳溪1井有显示	大于5 000
Є <sub>2+3</sub>	189.0	0~370	白云岩、	天星桥、座洞崖、临峰场、阳高寺等构造	2 000~5 000
Є <sub>1l</sub>	135.0	50~70	白云质砂岩		
Z	35.0	30~400	白云岩	仅分布于威远构造	3 000左右

表 2-9 四川盆地部分储油层段岩石物性参数统计表 (李慈君, 1991)

地层 代号	采样地点所在的主要构造名称	平均孔隙度		平均渗透率	
		样品件数/ 统计钻井数	%	样品件数/ 统计钻井数	$10^{-9} \text{m}^2$
$T_3xj^0$	盆西的汉王场	40/	2.47	16/	0.049
$T_3xj^4$	盆西北的老关庙、文兴场	343/8	2.087	248/8	0.723
$T_3xj^4$	盆中的八角场、蓬莱镇等	544/6	7.563		
$T_3xj^2$	盆西的雾中山、大兴、汉王场	978/10	3.442	861/8	0.206
$T_3xj^2$	盆西北的中坝、老关庙、文兴场	1 307/13	3.975	179/3	0.023 2
$T_3xj^2$	盆中龙女寺、八角场、遂南、磨溪	3 371/18	6.36	2 365/6	0.128
$T_3xj^2$	盆中—盆南过渡带、潼南、大足	580/6	7.096	381/6	0.247
$T_3xj$	(以上加权平均)	7 163/	5.451	4 053/	0.196 7
$T_2xl^3$	盆地内	297/	3.7	204/	3.9
$T_2xl^{1-4}$	盆地内	324/	3.2	228/	2.3
$T_1xl^{5-1}$	盆地内	202/	1.8	181/	0.6
$T_1xj^4$	盆地内	624/	1.8	184/	0.799
$T_1xj^2$	盆地内	178/	3.4	109/	8.0
$P_m$	盆地内	574/	1.1	269/	0.4
$P_1$	盆地内	4 052/	0.8		
$P_{1q}$	盆地内	176/	0.7	22/	0.1
$C_2$	盆地内	1 271/	2.9	490/	2.399
$Z_2$	盆地内	704/	1.9	325/	4.2
$T_2-Z_2$	(以上另权平均)	8 226/	1.595	2 012/	2.533 5

盆地中三叠统折算静水压力同三叠系有相同的规律 (图 2-48), 高压异常区折算静水位海拔 8 000 m, 而在自贡和万县以东泄水区, 变为渗入静水压力系统, 静水位为 500 m。

四川盆地的周边有低矿化热水分布, 如图 2-49 所示。

表 2-10 四川盆地主要储卤层卤水化学组分含量 (李慈君, 1991)

表 2-10 四川盆地主要储卤层卤水化学组分含量 (李慈君, 1991)														
储卤层	K <sub>2</sub> g	J	T <sub>2</sub> xi	T <sub>2</sub> l <sup>3</sup> -T <sub>2</sub> l <sup>4</sup>	T <sub>2</sub> l <sup>2</sup>	T <sub>2</sub> l <sup>1</sup> -T <sub>2</sub> l <sup>4</sup>	T <sub>2</sub> l <sup>1</sup> -T <sub>2</sub> l <sup>2</sup>	T <sub>2</sub> l <sup>1</sup>	T <sub>2</sub> f	P	C	ε	Z	mg/L
Na <sup>+</sup>	50.074~ 79.235	22.087~ 468.836	38.393~ 73.282	52.324~ 86.266	68.426~ 86.100	75.273~ 111.751	14.002~ 25.978	14.933~ 68.858	11.670~ 15.850	10.122~ 27.771	14.781~ 51.327	67.806~ 102.541	25.230	
K <sup>+</sup>	0.071~0.439	0.048~ 0.220	0.242~ 0.849	1.567~2.324	1.790~ 3.300	2.570~ 4.665	0.185~ 0.354	0.222~ 0.805	0.167~ 0.306	0.154~ 0.477		4.763	2.057	
Mg <sup>2+</sup>	0.204~ 0.355	1.331~2.170	0.914~ 2.753	0.918~1.489	0.638~ 1.184	0.606~ 0.969	0.253~ 0.582	0.273~1.181	0.155~ 0.368	0.108~ 0.989	0.236~ 0.878	0.737~ 2.587	0.361	
Ca <sup>2+</sup>	0.319~0.801	10.180~ 12.349	5.023~ 25.268	3.118~6.364	3.410~ 3.647	2.020~ 6.556	1.336~ 4.032	1.662~ 5.737	0.558~ 0.957	0.875~ 3.162	2.098~ 4.565	10.560~ 48.409	1.426	
Si <sup>2+</sup>	0	0.884~ 1.868	0.638~ 3.080	0.203	0.077~ 0.160	0.107~ 0.186	0.036~ 0.060	0.036~ 0.300	0.300~ 0.423	0.152~ 0.777		0.450	0.219	
Ba <sup>2+</sup>	0	0.586~ 2.327	0.975~ 5.007	0~0.519	0	0	0	0	0	0.777	0~0.459	0	1.412	
Li <sup>2+</sup>	0.019	0~0.012	0.038~ 0.077	0.038	0.056~ 0.059	0.045~0.121	0.01~0.031	0.018~ 0.050	0.014~ 0.030	0.01~0.314		0.131	0.117	
Cl <sup>-</sup>	68.421~ 123.530	57.120~ 100.028	70.873~ 175.183	95.333~ 147.766	114.00~ 154.343	121.652~ 189.369	22.859~ 47.979	24.507~ 88.078	16.976~ 28.198	18.253~ 45.259	22.679~ 92.678	152.799~ 187.396	45.778	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2.726~ 13.104	0~0.341	0	1.246~2.359	1.746~ 2.503	0.924~ 2.813	1.259~ 4.529	1.715~ 4.309	0.152~ 2.084	0.062~ 0.206	0~0.199	0.022~ 0.420	0	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.048~ 0.057	0~0.148	0~0.086	0.102~0.495	0.071~ 0.137	0.185~ 0.764	0.112~ 0.330	0.119~ 2.205	0.109~ 0.766	0.134~ 0.706	0.055~0.981	0.047~ 0.522	0.464	
Br <sup>-</sup>	0.015~ 0.024	0.520~ 1.258	0.517~1.904	0.619~0.739	0.721~ 0.780	0.368~ 0.930	0.263~ 0.530	0.258~ 0.637	0.127~ 0.258	0.109~ 0.316	0.128~ 0.486	0.606~ 1.190	0.259	
I <sup>-</sup>	0.008~ 0.013	0.014~ 0.055	0.011~0.048	0.014~0.019	0.014~ 0.018	0.014~ 0.028	0.01~0.016	0.012~ 0.016	0.013~ 0.024	0.01~0.034	0.038~ 0.015	0.007~0.021	0.008	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.184~ 0.420	0.001~0.109	0.106~ 0.396	0.459~1.520	0.579~ 2.014	0.728~ 2.734	0.066~ 0.390	0.496~1.781	0.183~ 0.196	0.157~ 0.320	0.122~ 0.509	0.235~ 1.058	1.100	
矿化度水	132.06~ 203.63	92.42~ 164.44	116.30~ 288.89	160.05~ 235.87	189.23~ 241.47	184.23~ 320.25	42.88~ 85.10	49.04~ 154.41	31.69~ 50.29	28.40~ 71.20	35.42~ 155.08	244.50~ 332.20	76.67	
化学类型	Cl-Na	Cl-Na-Ca	Cl-Na-Ca、 Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na、 Cl-Na-Ca	Cl-Na、 Cl-Na-Ca	Cl-Na、 Ca	Cl-Na、 Ca	Cl-Na	

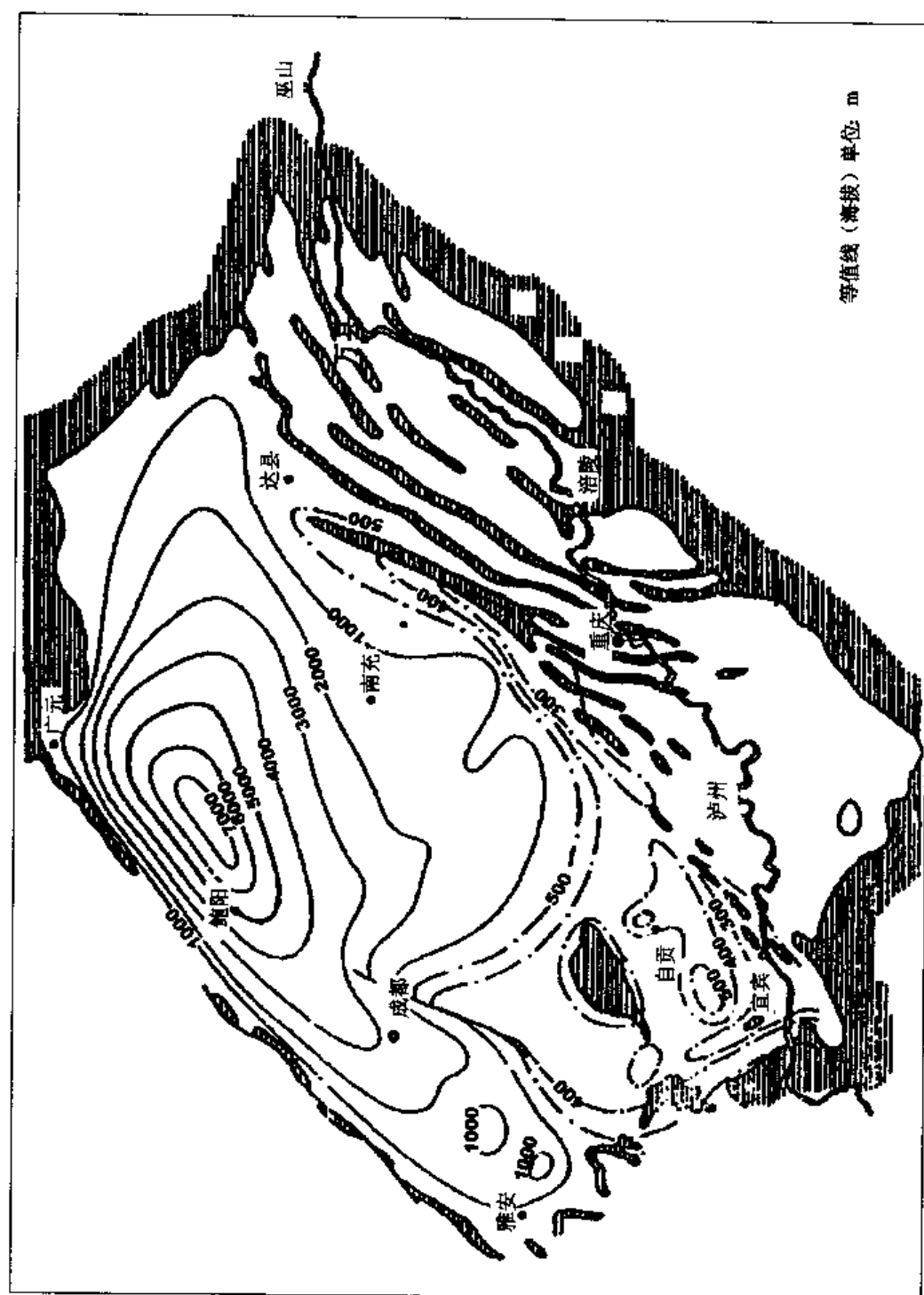


图 2-47 四川盆地上三叠统香二单元折算静水位等值线图  
(中国石油地质志第十卷, 1989)

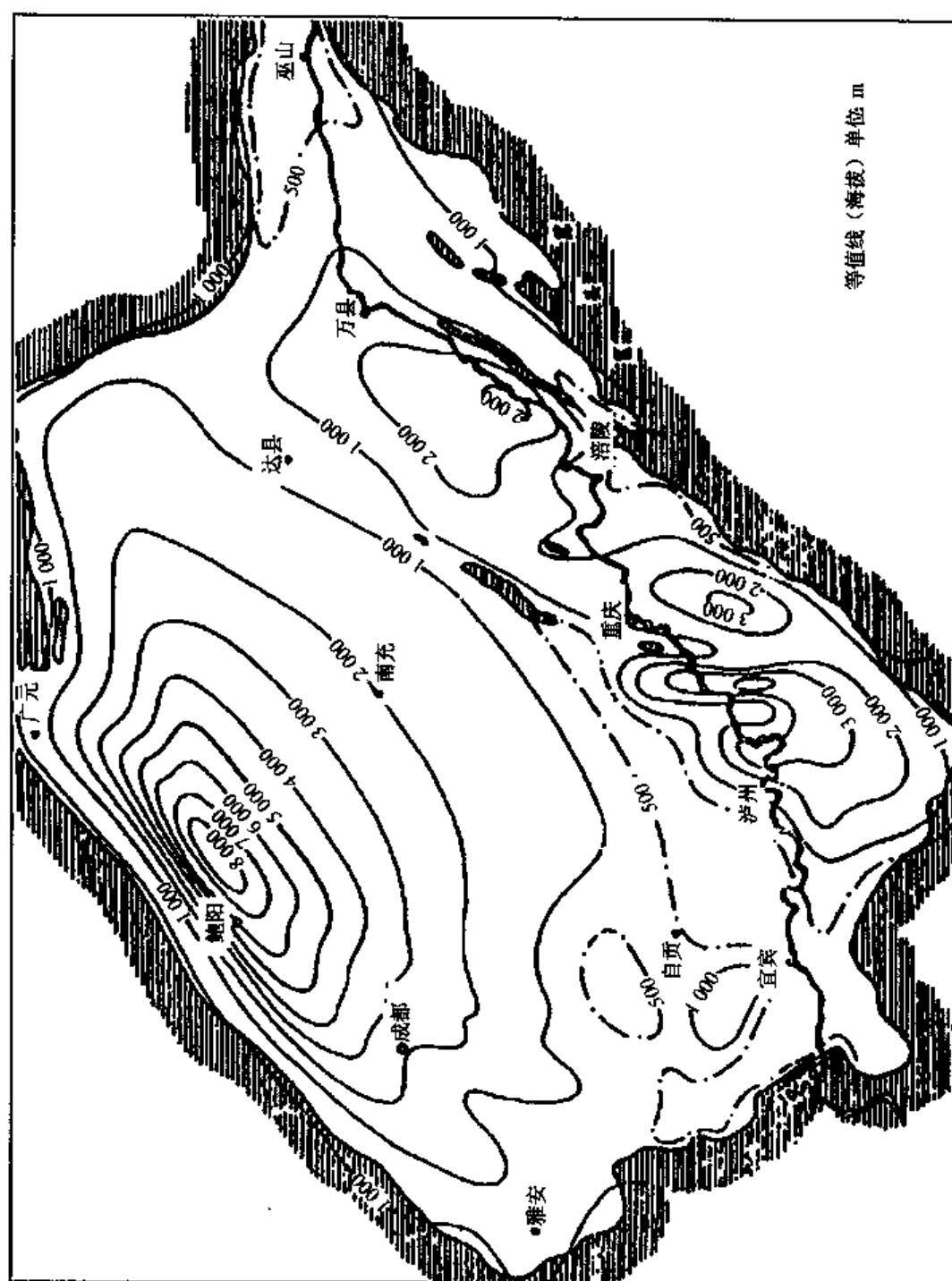
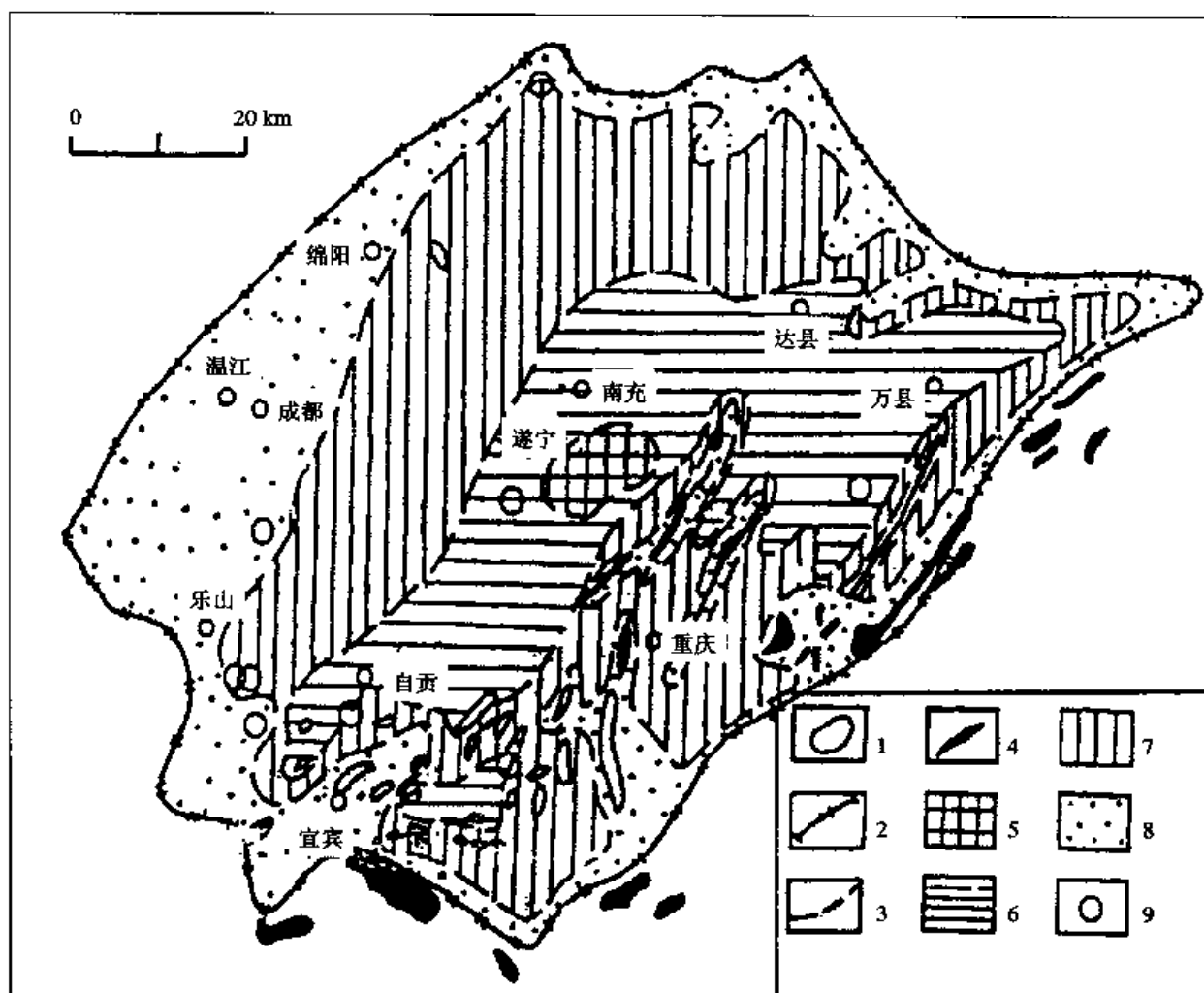


图 2-48 四川盆地上三叠统折算静水位等值线图

(中国石油地质志第十卷, 1989)



1—盐卤水构造；2—盆地边界；3—分区界线；4—阳新统现代剥蚀区；5—推测的 Cl—Na—Ca 型浓卤水区；6—Cl—Na—Ca 型和 Cl—Na 型碘溴卤水区；7—Cl—Na 型碘溴盐水区；8—淡水区；9—钻孔

图 2-49 四川盆地上三叠系阳新统盐卤水类型分类图

(地质矿产部水文地质工程地质所,1985)

重庆市地区，基本为泄水区，水质淡并形成一系列温泉，四川盆地有温泉 34 处，分布如图 2-50 所示。

温泉水质比较复杂，矿化度 1~33 g/L，其中 1~3 g/L 的 18 处，3~5 g/L 的 6 处，5~10 g/L 的 2 处，15~33 g/L 的 4 处。

四川盆地大地热流值较低，实测值为 49~59 mW/m<sup>2</sup>，汪缉安根据油气勘探井资料编制了 1 000 m 和 2 000 m 埋深的地温等值线图 and 地温梯度图（图 2-51，图 2-52，图 2-53），地温梯度一般小于 2.5℃/100 m，川中隆褶区地温梯度偏高，一般大于 3℃/100 m。

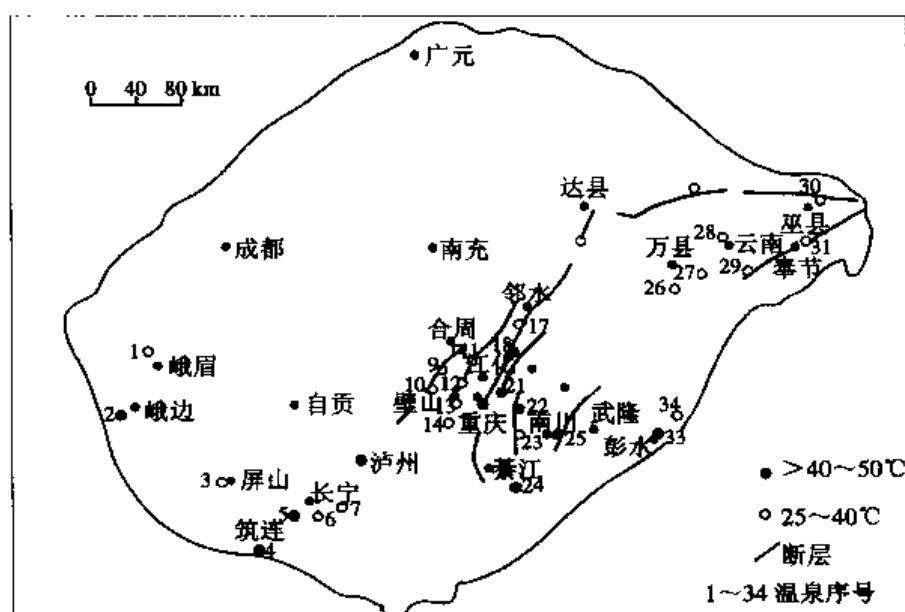


图 2-50 四川盆地温泉分布图 (陈墨香, 1994)

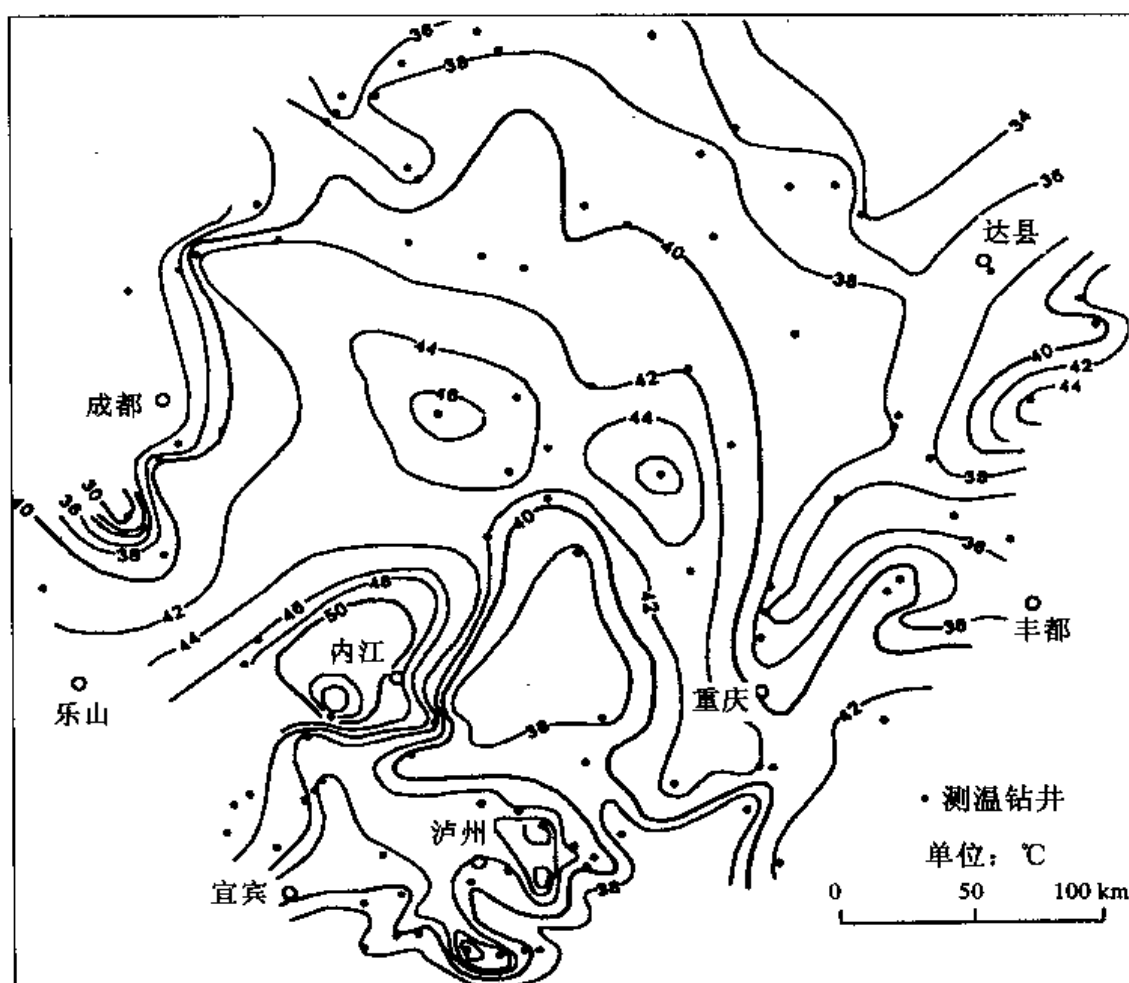


图 2-51 四川盆地 1000 m 深度地温等值线图  
(汪缉安, 1991)

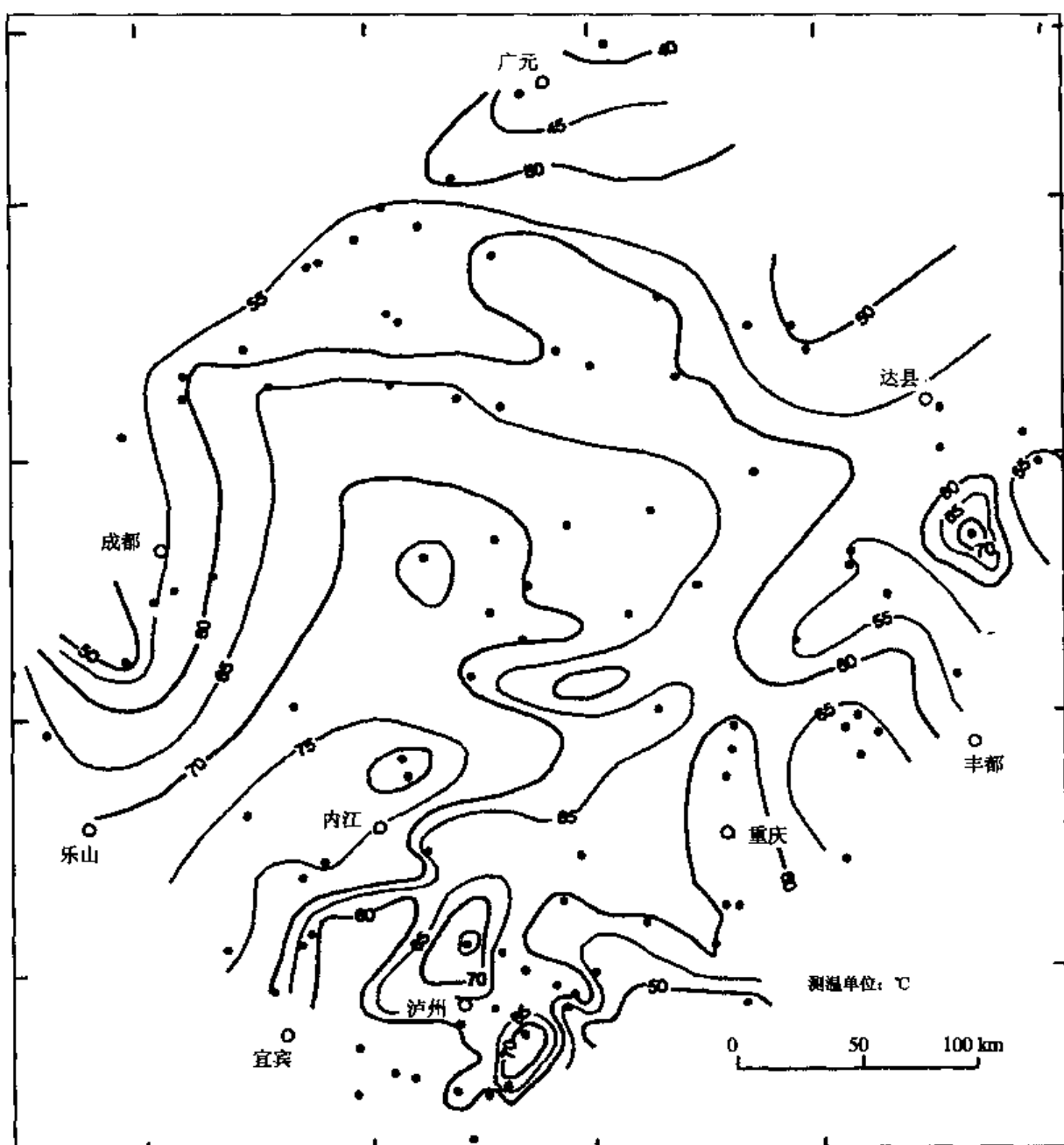


图 2-52 四川盆地 2 000 m 深地温等值线图  
(汪缉安, 1991)



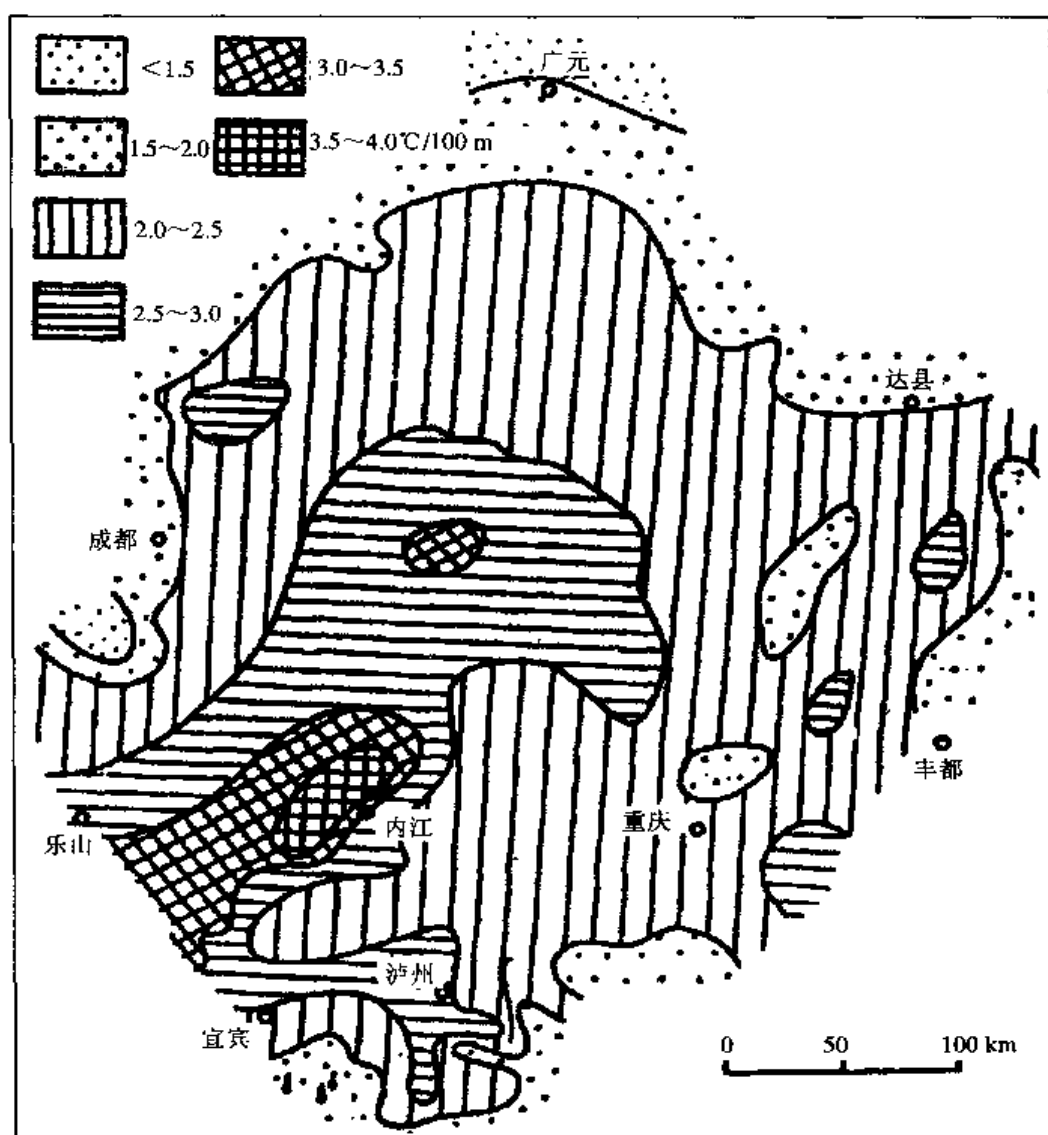


图 2-53 四川盆地 2 000 m 深度内地温梯度图 (汪缉安, 1991)

### 三、地压型地热储

地压型地热储是由于泥页岩的封闭, 地层水压力系统由静水压力转为岩层压力, 形成超压欠固结带, 超压带的热导率低, 有利于地壳传导热能的吸收和储存, 再加上黏土矿物脱水变化放出的化学热能, 常形成压力和温度相对较高, 矿化度较低, 含有大量溶解甲烷的热水储层, 称为地压热储。

#### (一) 泥岩压实阶段的划分

压实作用是疏松沉积物固结成岩的作用之一, 压力来自上覆沉积物和水体的静水压力, 其作用是缩小体积, 降低孔隙度, 排出孔隙水并伴有新矿物的形成。一般讲, 泥质沉积物比砂质沉积物容易压实。我国一些研究者根据孔隙度和脱水情况将压实分为四个阶段 (表 2-11、表 2-12、图 2-54)。

表 2-11 国内泥岩压实阶段划分表

孔隙度/%	研 究 者	
	何炳骏	王行信
	阶 段 划 分	
60		
50 40	初期压实阶段（排出全部水量64.66%）	快速压实阶段（孔隙水快速脱出带）
30	稳定压实阶段（排出全部水量13.54%）	稳定压实阶段（层间水稳定带）
20	急剧压实阶段（排出全部水量21.15%）	突变压实阶段（层间水快速脱水带）
10	紧密压实阶段（排出全部水量0.65%）	紧密压实阶段（深埋藏缓慢脱水带）

表 2-12 我国东部中生代含油气盆地泥岩压实阶段划分（陈发景，1989）

压实阶段	特 点			
	孔隙度/ %	黏土矿物	脱 水	隙孔压力
(I) 早期快速压实阶段	60~20	纯蒙脱石带	孔隙水快速出	正 常
(II) 早期缓慢压实阶段	20~10	纯蒙脱石带	孔隙缓慢速出	正 常
(III) 晚期快速压实阶段	10~5	蒙脱石—伊利石混合层带	孔隙水、层间水快速 脱出	异常（或部分异常）
(IV) 晚期缓慢压实阶段	<5	纯伊利石带	层间水缓慢脱出	异常或正常

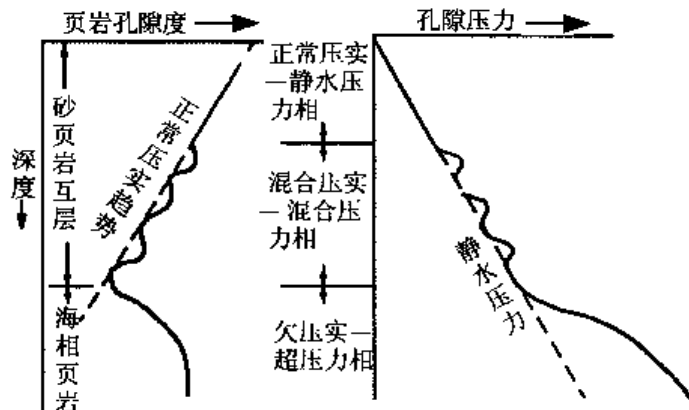


图 2-54 根据孔隙压力对泥岩压实阶段的划分（C. R. Evans, 1975）

## （二）超压带中液体的运移

在超压带中存在着一系列异常高的孔隙流体压力组合（图 2-55~图 2-56），流体从高孔隙流体压力带向低值带运动。我们把两个大的高孔隙流体压力带之间的一段地层称之为一个组合。在高孔隙流体压力带以上的泥岩，其压力梯度向上降低，孔隙度也向上降低，表明流体向上排出，称为上排液带。在高孔隙流体压力带以下的泥岩，流体向下排出，称为下排液带。每个排液组合中，包含许多泥沙层，流体分别从泥岩层流向砂岩层，在砂岩层中又从相对高的剩余孔隙流体压力带向较低带运动，即在砂层中作相对水平运动，使泥岩中的黏土矿物脱出的结晶水和甲烷气进入砂层热水中，黄骅拗陷的压力剖面图较好地反映了地压型地热形成的条件（图 2-57）。

我国东部盆地中都有地压型地热储分布，其异常压力段出现的深度则不同，如表 2-13。

表 2-13 我国东部三个盆地和拗（凹）陷泥岩正常孔隙流体压力段的深度（陈发景，1989）

孔隙流体压力段	三水盆地/m	泌阳凹陷/m	黄骅拗陷/m
正常压力段	<1 600	<1 800	<2 600
异常压力段	1 600~2 200	1 800~2 300	2 600~3 800

这类地热储具有良好的开发前景，现在开发比较成功的只有大庆探油八场的 201 井，日产水  $300 \text{ m}^3$ ，水温  $117^\circ\text{C}$ ，溶解甲烷气千余立方米。

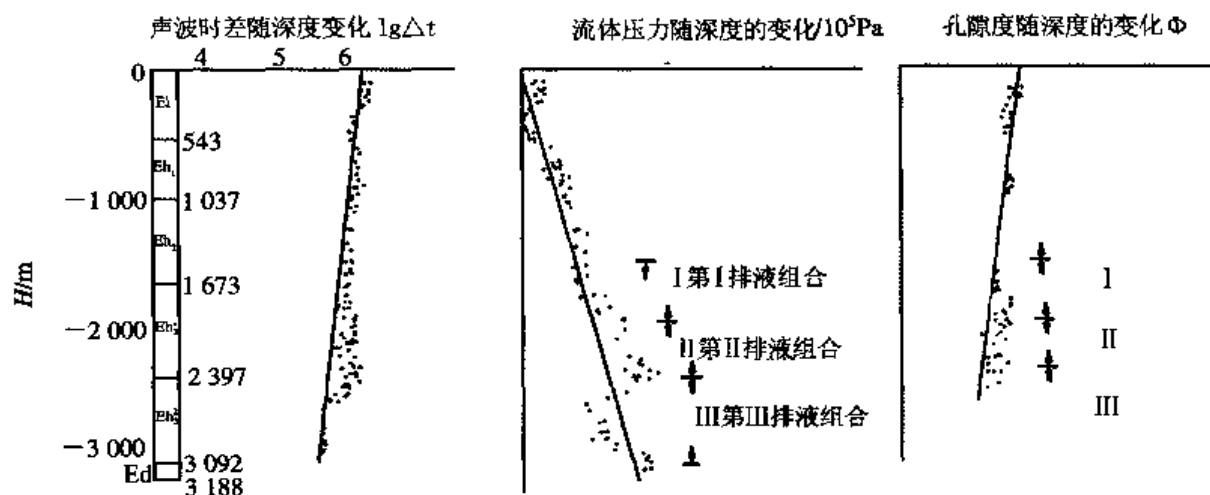


图 2-55 泌阳凹陷排液法组合的划分（陈发景，1989）

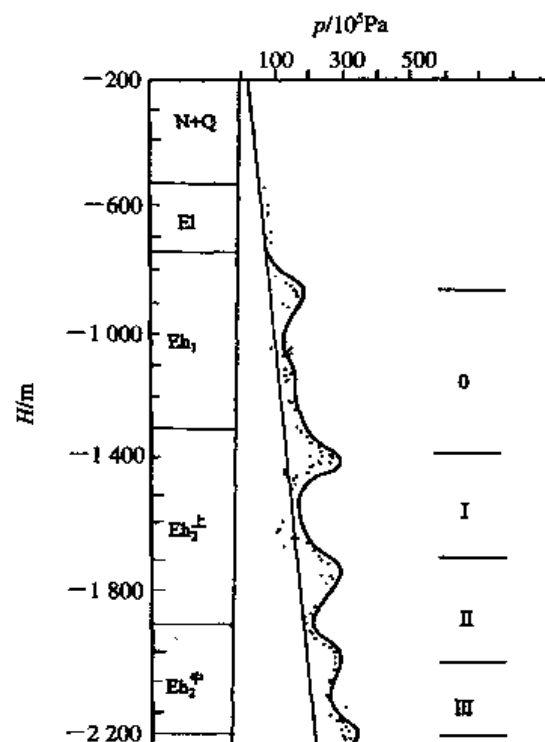


图 2-56 南阳拗陷张 10 孔隙流体压力剖面图（陈发景，1989）

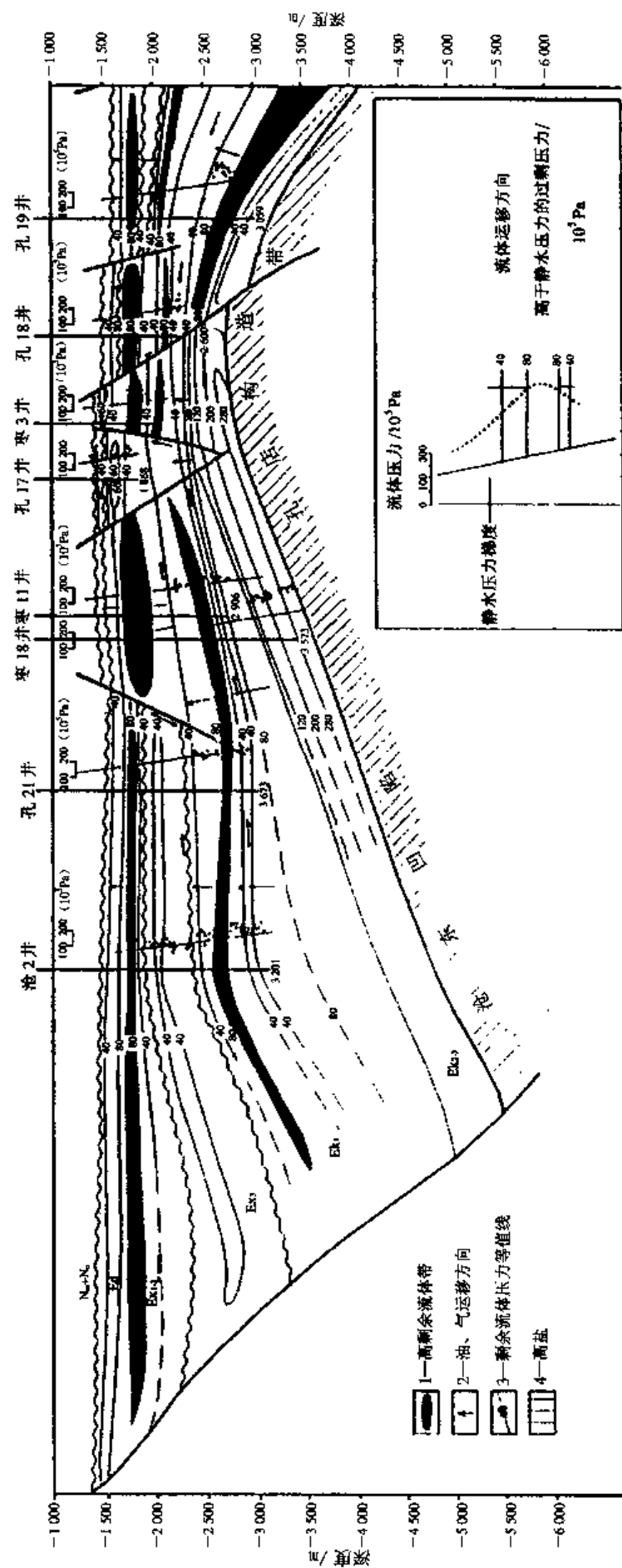


图 2-57 黄骅拗陷南区孔隙流体压力剖面图 (陈发景, 1989)

#### 四、沉积盆地地温和压力垂向变化

我国四川盆地、渤海盆地、松辽盆地都发现高异常地层压力存在，一般用压力系数来表示地层的压力状态，压力系数即所测地层流体，压力与按地层埋深计算的静水压力之比，目前将地层压力分为五类，即：1) 正常地层压力带： $F_p$  值在 1.05~0.95 之间；2) 低异常地层压力带： $F_p$  值 $<0.95$ ；3) 较高异常地层压力带： $F_p$  值在 1.05~1.2 之间；4) 高异常地层压力带： $F_p$  值在 1.2~1.5 之间；超高压异常地层压力带： $F_p$  值 $>1.5$ 。

地层压力系数的大小，主要决定于泥岩隔层的渗透阻力，地层温度和溶解天然气的含量，一般泥岩渗透系数  $K<10^{-8}$  cm/s，即具有半渗透膜的性质，若小到  $10^{-9}$ cm/s，即能成为封闭层，阻断上下水力联系。上覆地层重力传递于孔隙液体，使压力系数增大，而地层的增温膨胀使岩体的容重变小，则使压力系数变小，特别是盆地沉积物中的有机质从浅层到深层均可生成天然气，溶解在水中（图 2-58）使压力系数变小。这样盆地延垂深可以形成不同的实际地温—地层压力模式。

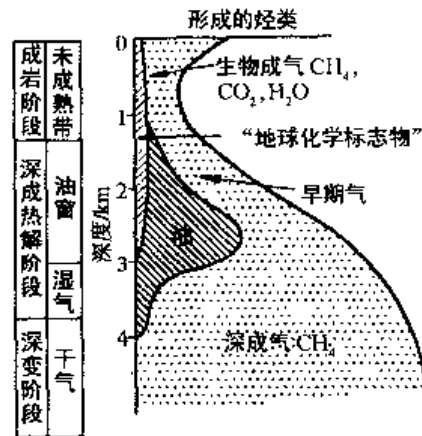
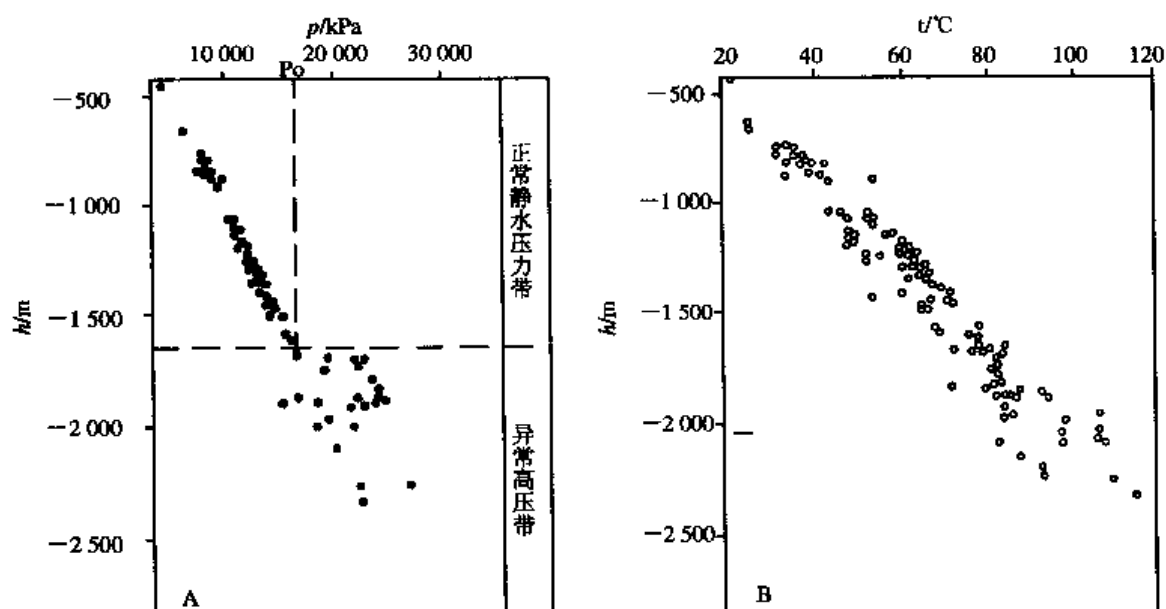


图 2-58 天然气生成随埋深变化图（陈发景，1989；据 HuIlit, 1977，经修改）

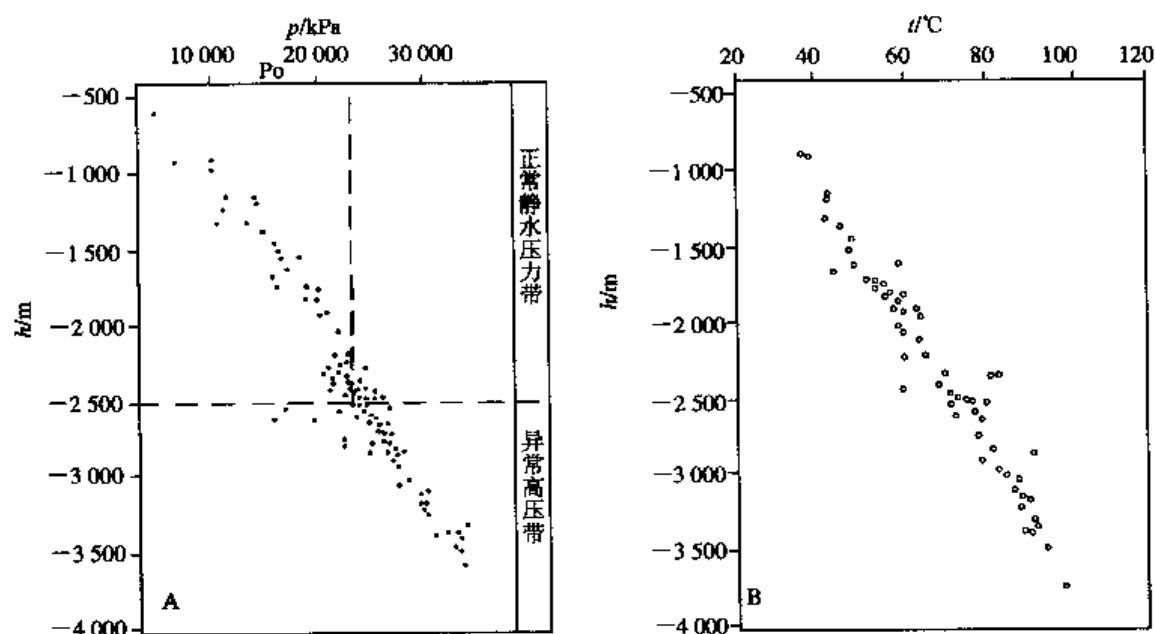
中国东部盆地一般具有两个或两个以上的温压体系，通常包括一个浅层静水压力温压体系和一个深层超压温压体系。在盆地的基底发育区域深径流地下水系统时，在基岩含水系统中又出现静水压力的低压温压体系，特别是有基底碳酸盐裂隙岩溶水系统时，盆地中常出现低—高—低三层压力系统，而四川盆地则出现低—高—超高一低四层压力系统。东部张性盆地的温压体系和西部压性盆地的温—压体系是不同的，（图 2-59、图 2-60）。松辽盆地在 1700 m 以上为正常静水压力带，以下为异常压力带，而吐哈盆地，在 2500 m 以上为正常静水压力带，在 2500~2800 m 之间有一异常低压带，再往下又增加到正常地层压力，这是因为盆地的周边冲断带都是开放的，每个储层都是一个深径流型自流盆地系统（图 2-61）。



(A) 地层压力与深度关系

(B) 地温与深度关系

图 2-59 松辽盆地西斜坡地层压力和地温随埋深变化关系 (刘震, 1997)



(A) 地层压力与深度关系

(B) 地温与深度关系

图 2-60 吐哈盆地台北凹陷主力油田地层压力和地温与埋深关系 (刘震, 1997)

## 五、盆地层状传导型热储条件分区

根据盆地的力学属性和热储特征, 划分为东部张性盆地热储区, 中部克拉通拗陷盆地热储区和西部压性盆地热储区。由于每个盆地都是一个完整的热储体系, 可划分为独立的热储亚区、分区, 如表 2-14 所示。

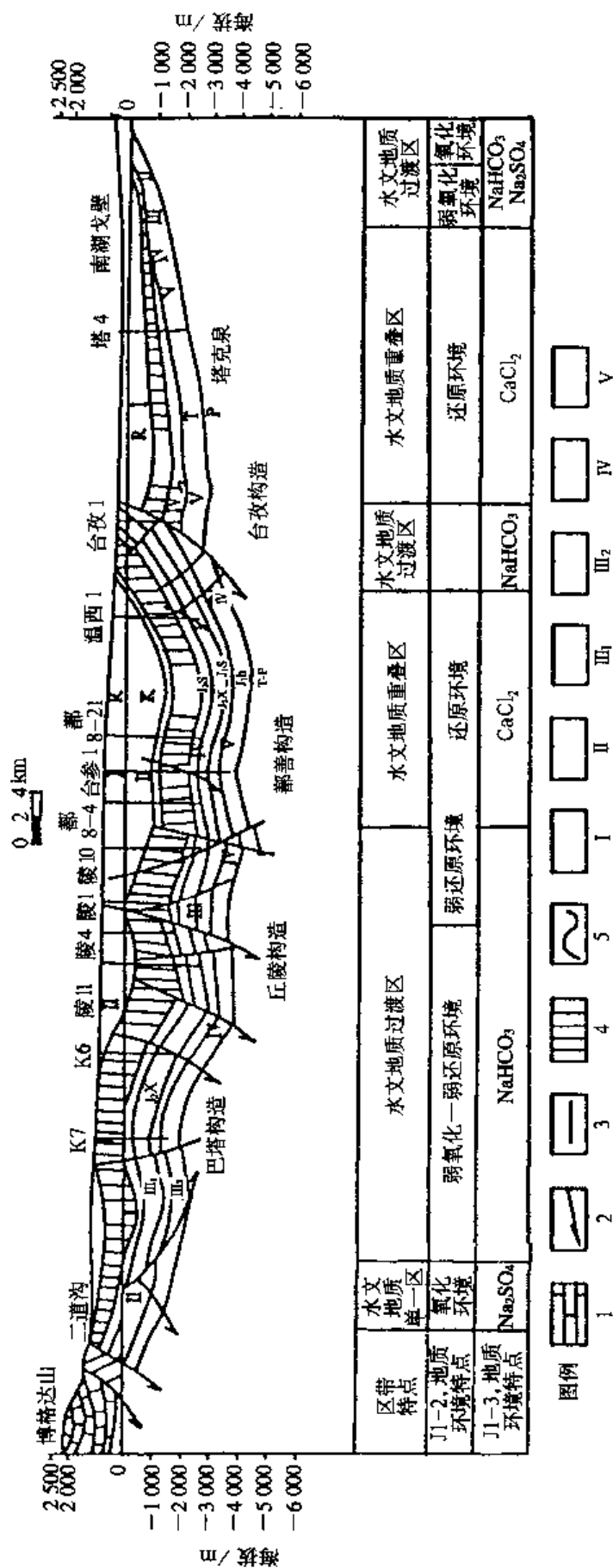


图 2-61 吐哈盆地台北凹陷区水文地质剖面图 (李伟, 1992, 11)

表 2-14 中国地热资源热储条件分区说明表

类型	区	亚 区	热储特征		规划说明
			热储存	大地热流量/ (mW/m <sup>2</sup> )	
沉积盆地传导型热储 I	中国东部张性盆地热储区 I <sub>1</sub>	松辽盆地 亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sub>1</sub><sup>1</sup></span>	孔隙型 E, K <sub>2</sub> <sup>2</sup> , K <sup>3</sup>	40~90 平均70	跨黑龙江、吉林、辽宁、内蒙四省区, 面积26×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为白垩纪的裂谷盆地, 基底是古生界变质岩, 断裂发育。第四系厚150 m, 第三系厚500 m, 白垩系厚达7 000 m, 主要热储层为中白垩上段厚约1 500 m, 砂泥比0.8~1.6, 底界埋深多大于800~2 000 m之间, 孔隙度15%~30%, 盖层地温梯度3~5℃/100 m, 盆缘地区小于3℃/100 m, 水质1~3g/L, 下中白垩系发育地压型含气热水储层
		渤海盆地 亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sub>1</sub><sup>2</sup></span>	孔隙型 N, E, 裂 隙岩溶型 O, ∈, P <sub>Z1</sub>	41~83 平均63	跨辽东、天津、河北、北京、山东、河南六省区, 面积约20×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 是叠置于华北地台上的第三纪裂谷盆地, 基底为古生界和前古生界。断裂发育, 主要热储层是第三系砂岩, N <sub>1</sub> 是分布全区的主要低矿化热水, E中存在地压型含气热水储层, 盖层地温梯度3~8℃/100 m, 下伏古生界和中上元古界裂隙岩溶水, 沿活动断裂和凸起地带水温较高, 矿化度0.30~10 g/L, 受径流条件控制。边缘地带径流补给区为冷盆
		河淮盆地 平原 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sub>1</sub><sup>3</sup></span>	孔隙型 N, E 裂隙岩溶 型O, ∈	50~70	跨河南、山东、安徽三省, 面积约10×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 为新生代断陷盆地。基底是古生界和前古生界地层, 断层发育, 形成不均衡沉降, 形成凹、凸并列的格局。主要热储层是新第三系砂岩, 盖层地温梯度2.5~3.6℃/100 m, 矿化度0.5~1.6 g/L。下伏古生界碳酸盐, 裂隙岩溶发育, 北部有中上元古界碳酸岩岩溶储层, 形成多层结构的热储盆地
		苏北盆地 亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sub>1</sub><sup>4</sup></span>	孔隙型N 裂隙岩溶 型P,O,Z	55~83	位于江苏东部, 面积3.6×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 。为叠置于扬子准地台上的断陷盆地。基底是古生界碳酸岩和碎屑岩及元古界变质岩, 受北东向断裂控制拗、隆相间, 新第三系厚达1 540 m, 为低温热储层, 矿化度0.68~2.5 g/L, 盖层地温梯度2.5~5.0℃/100 m, 下第三系为高矿化热水, 矿化度4~44g/L, 下伏古生界碳酸岩为高矿化热水矿化度7~101 g/L
		南襄盆地 亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sub>1</sub><sup>5</sup></span>	孔隙型 NK	55~70	位于河南、湖北二省交接地带, 面积1.6×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为白垩纪至第三纪的断陷盆地, 基岩为古生界变质岩, 断裂发育。主要热储层为新第三系砂岩, 底板埋深600~1 200 m, 盖层梯度2.5~4.6℃/100 m, 矿化度<1.0 g/L, 老第三系底板埋深1 000~2 000 m, 矿化度6.8~17 g/L, 白垩纪白云岩形成地压型高矿化热卤水, 其中溴、碘、硼达到医疗矿水标准



类型	区	亚 区	热储特征		规划说明
			热储存	大地热流量/ (mW/m <sup>2</sup> )	
沉积盆地传导型热储 I <sub>1</sub>	中国东部张性盆地热储区 I <sub>1</sub>	江汉盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>6</sup>	孔隙型 N, E 裂隙岩溶型Pz	57~69	位于湖北省中南部, 面积 $2.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ 为白垩系至第三系的断陷盆地, 基底是古生界碳酸岩和碎屑岩及下元古界变质岩系, 受东北向断裂控制, 白垩系—第三系厚度大于千米, 低温热水赋存于上部第三系砂岩中, 矿化度 $0.25 \sim 3 \text{ g/L}$ , 下部为高矿化热水, 矿化度 $306 \sim 364 \text{ g/L}$ , 富含碘、硼、锂、钾多种微量元素和溶解天然气
		三江盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>7</sup>	孔隙型M <sub>2</sub>	50~80	位于中俄交界地带, 面积 $2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 为中生代断陷盆地, 基底是古生代褶皱带, 中生代海陆交互相沉积, 厚 $1\,000 \sim 2\,700 \text{ m}$ , 主要热储层为砂岩, 孔隙度 $15\% \sim 25\%$ , 渗透率 $1 \times 10^{-9} \sim 30 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ , 一般为微咸水
		海拉尔盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>8</sup>	孔隙型EK	58~70	位于中冀边界, 大兴安岭两侧, 面积 $1.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ 为中新世断陷盆地, 基底是古生代褶皱带, 中生代河、湖相沉积, 厚 $1\,500 \sim 2\,500 \text{ m}$ , 主要热储层为砂岩, 孔隙度 $9\% \sim 25\%$ , 渗透率 $1 \times 10^{-9} \sim 10 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ , 一般为微咸水
		二连盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>9</sup>	孔隙型K 构造裂隙型Pz	60~70	位于内蒙古高原, 面积约 $1.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 为新生代断陷盆地。基底是古生代褶皱带, 缺失三叠系地层。发育一套侏罗系至白垩系湖相沉积, 厚度达 $6\,000 \text{ m}$ 。主要热储层为白垩系砂岩, 孔隙度 $10\% \sim 20\%$ , 出水量小, 矿化度较高, 尚不具备热水开采利用条件, 下伏潜山中古生界碳酸岩裂隙岩溶水矿化度 $3.5 \sim 13.5 \text{ g/L}$ , 为医疗热矿水
		河套盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>10</sup>	孔隙型 N, E 裂隙岩溶型O, P <sub>2</sub>	60~70	位于内蒙中部、为中新世断陷盆地, 面积 $1.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。基底北东部为元古界变质岩, 西、南部为古生界地层, 第三系砂岩底板埋深 $300 \sim 2\,600 \text{ m}$ , 为低温孔隙型热储, 地温梯度 $2 \sim 4^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 山前断裂带高达 $6 \sim 8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 白垩系孔隙度低, 出水量小。下伏古生界和中元古界碳酸岩, 具有形成裂隙岩溶热储条件
		汾渭盆地亚区 I <sub>1</sub> <sup>11</sup>	层状孔隙型 N, E 裂隙岩溶型O	50~80	位于山西、陕西运城和关中盆地, 面积 $2.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 为新生代裂谷盆地。基底北斜坡为下古生界, 南部为前寒武系变质岩和花岗岩。新生界地层厚度南厚( $8\,000 \text{ m}$ )、北薄( $1\,000 \text{ m}$ ), 第三系砂岩、砂砾岩为主要热储层, 盖层地温梯度 $2.8 \sim 5.0^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 矿化度 $1 \sim 3 \text{ g/L}$ , 北斜坡古生界碳酸岩为断裂岩溶热储层, 矿化度 $0.28 \sim 1.1 \text{ g/L}$
沉积盆地传导型热储 I <sub>2</sub>	中国中部克拉通盆地热储区 I <sub>2</sub>	阿尔多斯盆地亚区 I <sub>2</sub> <sup>1</sup>	孔隙型K <sub>1</sub> 裂隙岩溶型O	40~60	位于内蒙、陕西、甘肃、宁夏、山东交接地带, 面积 $32 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。是在华北地台上发育的中生代拗陷盆地, 基底为古生界地层, 断裂不发育。主要热储层为下白垩系砂岩, 东薄西厚, 孔隙度 $16\% \sim 18\%$ , 矿化度 $0.5 \sim 3.0 \text{ g/L}$ , 盖层地温梯度 $2.0 \sim 2.5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 西部边缘达 $3.0^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ , 下伏为奥陶系碳酸岩。其中顶部的风化面古岩溶发育, 形成岩溶热储层

类型	区	亚 区	热储特征		规划说明
			热储存	大地热流量/ (mW/m <sup>2</sup> )	
沉积盆地传导型热储 I	中国中部克拉通地热储区 I <sub>2</sub>	四川盆地亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sup>2</sup><sub>2</sub></span>	碳酸岩裂隙岩溶型 T, P	42~59	位于四川东部和重庆市, 面积约20×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 。是在准地台上发育的中生代拗陷盆地, 基底为三叠系和晚古生代厚层碳酸岩, 断裂不发育。主要储层是三叠系灰岩裂隙岩溶层, 大多为卤水, 盆地东部和边缘区存在淡化热水, 卤水中钾、溴、碘含量达到医疗矿泉水标准。重庆地区温泉较多, 侏罗、白垩系中有高矿化卤水, 矿化度20~23 g/L, 可作为热矿化水利用
		准噶尔盆地亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sup>1</sup><sub>3</sub></span>	孔隙型 N, E	34~44	位于新疆北部, 面积约13×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为中生代前陆盆地。基底是古生代地槽。主要热储层为第三系砂砾岩, 地温梯度1.73~2.62℃/100 m, 矿化度5~19.5 g/L, 为地温高矿化冷盆
	中国西部挤压性盆地地热储区 I <sub>3</sub>	塔里木盆地亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sup>2</sup><sub>3</sub></span>	孔隙型 N, E 裂隙岩溶 水O	34~64	位于新疆南部, 面积56×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 。属塔里木古陆上发育的叠置盆地。二叠纪至侏罗纪具裂谷性质, 白垩纪至第四纪为前陆盆地, 基底为震旦系至早二叠系的碳酸岩裂隙岩溶储层。第三系发育砂砾岩储层, 盖层地温梯度1.3~2.8℃/100 m, 位于塔中地区热流值较高达63 mW/m <sup>2</sup> , 地温梯度3℃/100 m, 多为盐卤水, 矿化度达10~320 g/L
		吐哈盆地亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sup>3</sup><sub>3</sub></span>	孔隙型 E, J	40~50	位于新疆东部, 面积约5×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 。在三叠系时为断陷盆地, 侏罗纪以来为拗陷盆地。基底为古生代海陆过渡相沉积, 主要热储层是第三系和侏罗系砂岩。矿化度2.3~3.0 g/L, 盖层地温梯度1.7~2.5℃/100 m, 为冷盆, 纵向具多层温压系统特征
		柴达木盆地亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">I<sup>4</sup><sub>3</sub></span>	孔隙型 N, E	41~51	位于青海省西北部, 面积9.6×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> 。三叠纪开始形成断陷盆地, 第三系转为推覆枕曲盆地, 形成厚度达6 000 m的第三系沉积。主要热储层为第三系砂砾岩, 盖层地温梯度1.7~2.8℃/100 m, 热水矿化度高达15~334 g/L为卤水, 具冷盆特征
	隆起山地断裂	喜马拉雅碰撞带高温水汽亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">II<sup>1</sup><sub>1</sub></span>	碰撞生热 浅层岩浆岩, 北东向活动断裂带Q砂砾岩	91~364	为陆、陆碰撞板缘型热水系统。沿雅鲁藏布江和怒江缝合带喜山期岩浆上侵, 发育有北东向活动断裂。浅层岩浆岩沿破碎带形成高温水气对流系统。有沸泉37处、热泉51处。孔内最高温度达202℃。墨脱县存在热点, 大地热流值达10 W/m <sup>2</sup>
		台湾板缘高温水汽亚区 <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">II<sup>2</sup><sub>1</sub></span>	板缘火山 北东向断裂带	80~120	新生代岛弧带, 第四纪火山岩发育, 为我国最年轻的火山活动地块, 其断裂活动性强。沿断裂带形成了岛弧型高温水气对流系统。有沸泉8处, 热泉35处, 孔内温度达293℃, 台西断陷盆地有形成高温热水盆地的条件

类型	区	亚 区	热储特征		规划说明
			热储存	大地热流量/ (mW/m <sup>2</sup> )	
隆起山地断裂	现代板块碰撞带高温热储区 II <sub>1</sub>	滇西隆滑高原水汽亚区 II <sub>3</sub> <sub>1</sub>	浅层岩浆岩南北向断裂带	64~118	为陆、陆碰撞走滑断陷带。沿怒江缝合带有喜山期岩浆上侵，南北向走滑深断裂强烈升降滑移活动，形成高温水气对流系统。有沸泉16处，热泉154处。钻孔孔内温度160℃。其中茈坪、耿马等小型盆地为热水盆地
		青藏隆滑高原高中温热储亚区 II <sub>4</sub> <sub>1</sub>	东西向断裂破碎带	47~140	新生代以来强烈上隆，在200 km深处存在地幔底辟。沿深断裂热水物质上涌。有沸泉2处，热泉8处。并发育一系列中小型断陷盆地，具有形成中低温热水盆地的条件
	褶皱山地深断裂中温热储区 II <sub>2</sub>	川西滇中隆断山地高中温热储亚区 II <sub>1</sub> <sub>2</sub>	北东向走滑断裂破碎带	53~89	在松潘、康滇古陆基底上发育有晚燕山期褶皱带，发育着一系列北东、北西西向活动断裂，形成对流型热水系统。有沸泉2处，热泉8处。其中，楚雄、思茅盆地有形成热水盆地的条件
		东南沿海断隆山地高中温热储亚区 II <sub>2</sub> <sub>2</sub>	北东、北西向断裂交汇破碎带	60~100	为板缘软流圈上隆地壳裂陷滑移地带，发育一系列北东、北西西向活动断裂，形成了对流型脉状地热系统。有大于90℃的高温泉水3处。全区热泉密布，有热泉132处，孔内最高温度121℃，广州、三水等小型盆地有形成热水盆地的条件
		胶、辽半岛隆滑山地中温热储亚区 II <sub>3</sub> <sub>2</sub>	变质核滑脱和深断裂破碎带	41~83	古老变质核隆升，沿断裂剪张滑移，形成由断裂控制的热水对流热泉系统。有热泉14处，其中大于90℃的2处，沿郯庐断裂东侧发育小型走滑断陷盆地，具备形成热水盆地的条件
		阴山、燕山隆滑山地中温热储亚区 II <sub>4</sub> <sub>2</sub>	变质核滑脱核东西向深断裂破碎带	44~71	为华北地台北缘，古老变质核杂岩隆升。沿北东、东西向断裂交汇带形成脉状对流型热水系统。有热泉7处，其中大于90℃的1处。张北、凌源、阜新等断陷盆地，下伏有前古生代碳酸岩具备形成热储盆地的条件
	断块山地岩溶中低温热储区 II <sub>3</sub>	秦岭、大别山褶皱滑山地中温热储亚区 II <sub>5</sub> <sub>2</sub>	北东向逆冲推覆断层层破碎带	43~70	为印支期褶皱带发育东西向推覆构造。沿北西西向深断裂形成对流型热水系统。有热泉12处，其中汉中、孝感等盆地有形成热水盆地的条件
		太行山隆断山地中低温热储亚区 II <sub>1</sub> <sub>3</sub>	层状裂隙岩溶型 O, $\epsilon$ , P <sub>21</sub> 北东向断裂破碎带	45~80	为吕梁—太行古陆夹持的华北地台隆断山地，汾河地堑为第四纪裂谷盆地。古生代—中元古代碳酸岩在断陷盆地中形成对流传导型热储。于盆缘断裂带溢出成泉。有小于60℃的温泉12处，沿太行山东西向活动断裂带形成热水对流系统。有热泉3处

类型	区	亚 区	热储特征		规划说明
			热储存	大地热流量/ (mW/m <sup>2</sup> )	
对流型热储 II	断块山地岩溶中低温热储区 II <sub>3</sub>	苏鲁断错山地中低温热储亚区 II <sub>3</sub> <sup>2</sup> <sub>3</sub>	层状裂隙岩溶型 P, O, Z 断裂破碎带	44~75 平均60	在华北地台基底上经古生代断陷形成断块山地和小型断陷盆地, 盆地下伏碳酸岩为裂隙岩溶型层状热储。沿江地带有热泉5处, 现有热水钻孔较多, 孔内温度最高达68℃
		华南褶皱冲山地中低温热储亚区 II <sub>3</sub> <sup>3</sup> <sub>3</sub>	脉状裂隙岩溶型 T, P, D, C断裂破碎带	49~82.5 平均67	在华南准地台上发育的复杂造山带、晚古生代碳酸岩和碎屑岩隆、拗错断。沿断层破碎带形成脉状岩溶对流热水系统, 有众多低温热泉。古生代灰岩、砂岩、岩浆岩沿断裂破碎带形成脉状热储。其中南昌盆地、衡阳盆地具有形成层状岩溶型热储条件
		云贵隆陷高原中低温热储亚区 II <sub>3</sub> <sup>4</sup> <sub>3</sub>	脉状裂隙岩溶型 T, P, O 断裂破碎带	55~66	位于扬子拗陷古生代褶皱隆升形成的高原山地, 古生代至三叠纪碳酸岩发育。沿断裂破碎带形成裂隙岩溶脉状热储。有热泉27处, 温泉86处。其中南宁、百色、昆明、开元等盆地具有形成层状岩溶型热储条件
	第四纪火山余热中热储区 II <sub>4</sub>	琼州海峡热储亚区 II <sub>4</sub> <sup>1</sup> <sub>4</sub>	孔隙型N砂岩第四纪玄武岩	65~75	位于北部湾断陷盆地的北缘, 有大面积第四纪玄武岩喷发。以热传导型热储为主, 受火山余热影响, 盆地中的第三系砂岩为低温热储。地温梯度3.2~5.8℃/100 m, Q <sub>4</sub> 玄武岩中形成了孔洞型低温热储
		白头山天池热储亚区 II <sub>4</sub> <sup>2</sup> <sub>4</sub>	Pz大理岩	56~83	位于白头山第四纪酸性玄武岩喷发区, 近火山口有大于80℃温泉2处, 远离火山口温泉水温变低, 下伏古生代碳酸岩为岩溶裂隙热储
	高原山地低温热储区 II <sub>5</sub>	西北隆皱高原热储亚区 II <sub>5</sub> <sup>1</sup> <sub>5</sub>	区域走滑断裂破碎带	32~41	为加里东、海西褶皱带, 在山前盆地边缘活动断裂带中, 形成对流型热水系统。有热泉7处, 在侏罗系地下燃煤地带能形成热泉, 共有3处。全区有温泉97处, 河西走廊、银川等盆地为低温热水盆地, 其热储层为第三系和白垩系砂岩, 地温增温率小于2.0℃/100 m, 形成二元温压系统
		东北断隆山地热储亚区 II <sub>5</sub> <sup>2</sup> <sub>5</sub>	岩浆岩破碎带	30~95 平均62	为海西期褶皱带, 新生代在软流圈热柱的作用下, 形成钙、碱性玄武岩喷发。有温泉2处, 在侏罗系火山岩中发育热储层

## 第二节 隆起山地对流型地热储

隆起山地指中新生代以来构造活动以隆起为主，现代地形以山地为骨架的地区，包括山间断陷盆地及河谷地带，热水沿深大断裂带形成和分布，一般为开放的脉状深循环对流系统，也有层状断块沿断层溢出的传导一对流系统，多以泉的形式排泄溢出，简称为水热区。我国绝大多数水热区的地表热显示以单个泉点或泉群的形式出现，少数地区则有沸泉、沸喷泉、间歇喷泉、喷气孔和水热爆炸等多种形式并存。一个地区水热活动的强度，可以从温泉的数量或密度、泉水温度的高低和放热量的大小以及表征强烈水热活动的沸泉、水热爆炸等的有无或多少来判断。我们根据山地的构造特征和水热活动强度把隆起山地对流型地热储划分为现代板块碰撞带高温热储，断褶山地深断裂中温热储，断块岩溶山地中低温热储，第四系火山余热中温热储和褶皱高原山地低温热储。按照温泉出露的情况，我国有四个水热活动密集带：1. 藏南—川西—滇西水热活动密集带；2. 台湾水热活动密集带；3. 东南沿海地区水热活动密集带；4. 胶辽半岛水热活动密集带（图 2-62）。

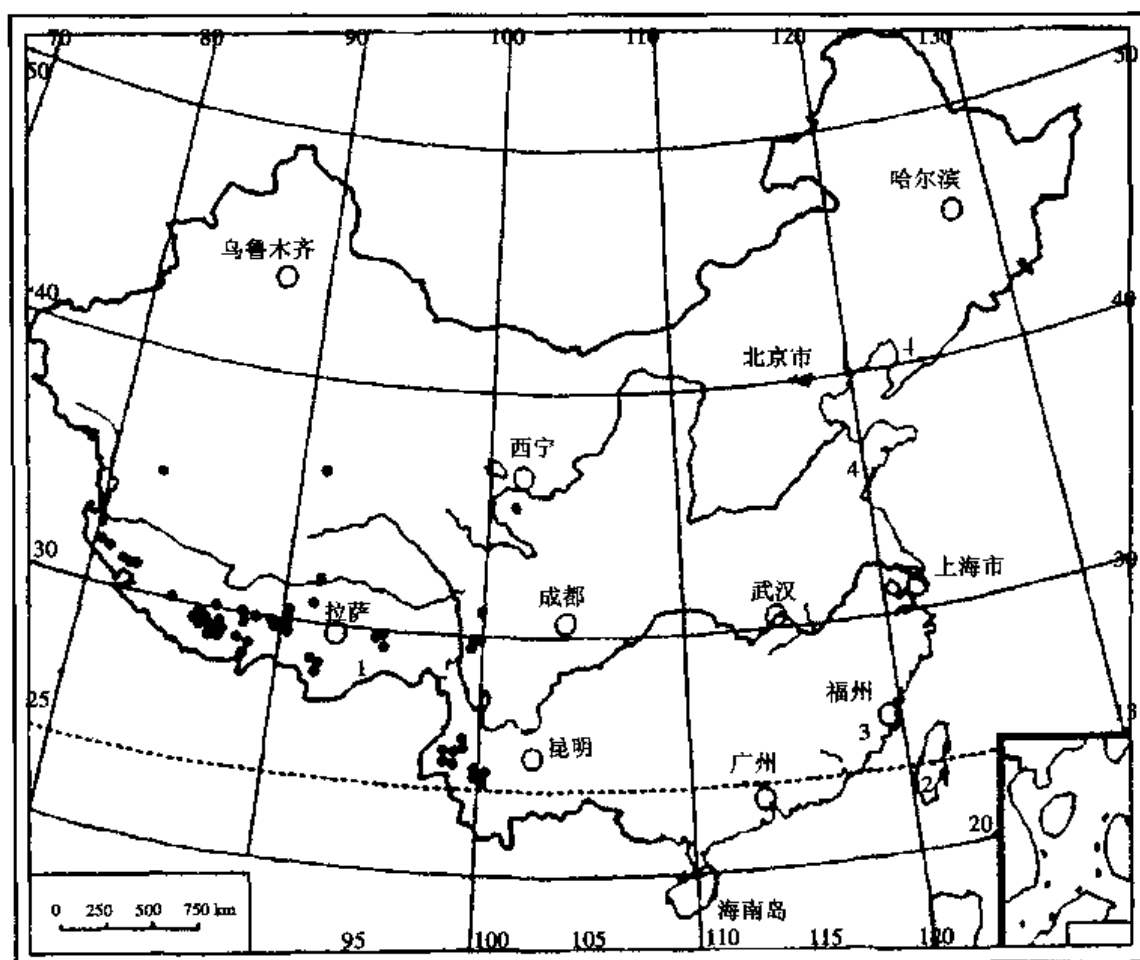


图 2-62 中国沸泉及水热活动密集带分布图

## 一、西藏喜马拉雅碰撞带、高温水气热储

喜马拉雅碰撞带是晚白垩世末—始新世新特提斯洋盆闭合后，叠置在欧亚板块南缘的新生代陆内强烈变形带——喜马构造带，雅鲁藏布江构造带和同底斯—念青唐古拉构造带。印度板块和欧亚板块碰撞后，随着印度板块持续、强烈向北俯冲，加积楔不断增厚，并向印度前陆方向扩展。在加积、增厚过程中，不同物性层间将产生剪切滑动或拆离，因剪切生热而转化为热系统，导致碰撞带壳底层增温，温度可达  $1000\sim 1350^{\circ}\text{C}$ ，足以导致陆壳底层岩石的局部熔融。熔融区随着加积楔的扩大而扩展形成高温熔融层或岩浆垫，目前印度板块以  $50\text{ mm/a}$  速度向欧亚板块俯冲，表明喜马拉雅碰撞带仍处于加积、增厚和增温过程中（崔军文），其亚东—格尔木断面如图 2-63 所示。这种加积增温形成的大地热流值同地壳厚度正相关，其大地热流值如图 2-64 所示。

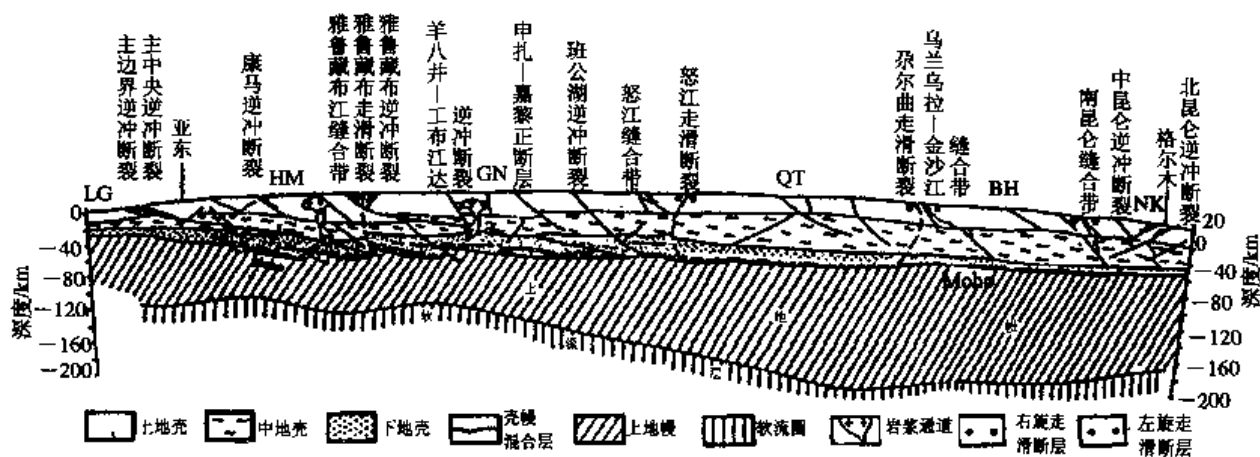


图 2-63 本断面的地质解释图（崔军文，1997）

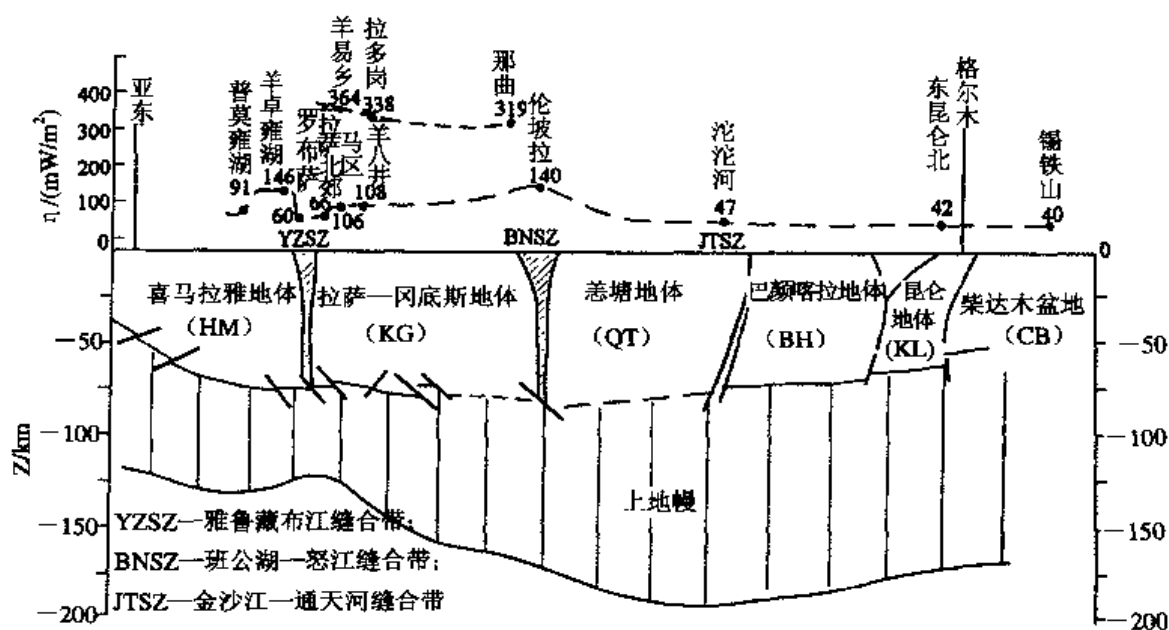
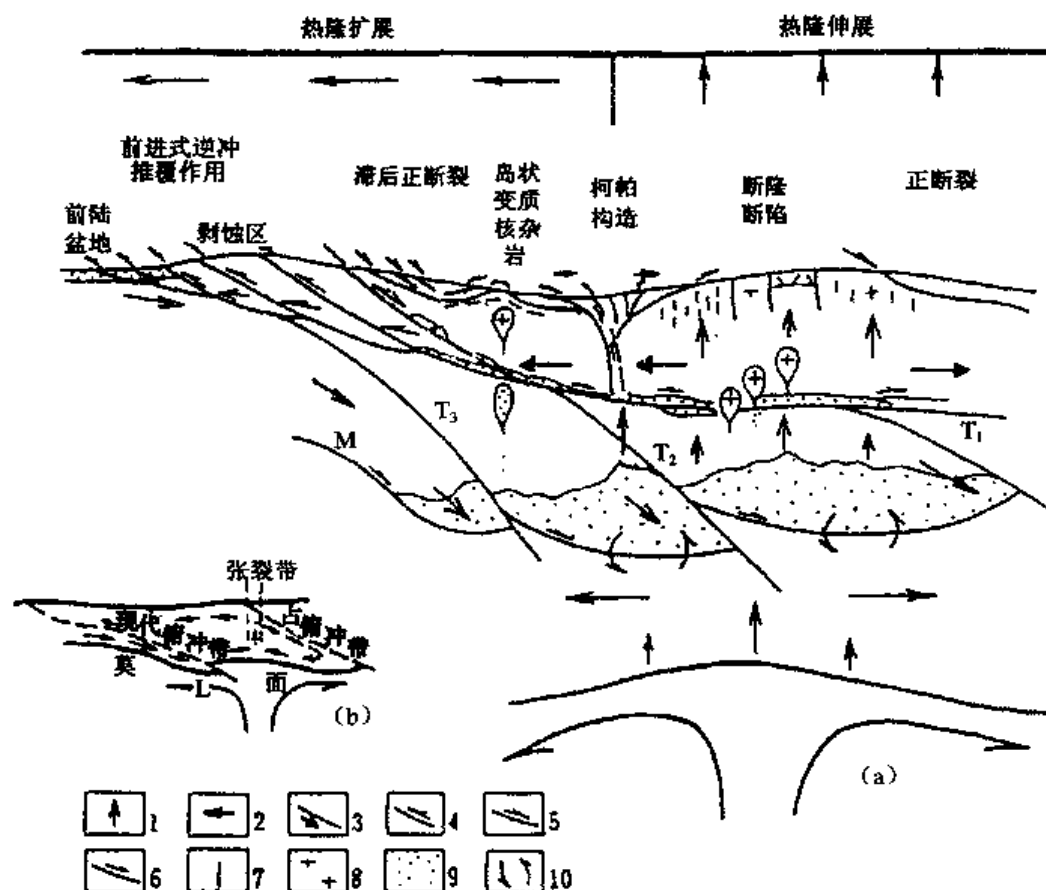


图 2-64 青藏高原亚东—格尔木大地热流剖面（崔军文，1997）

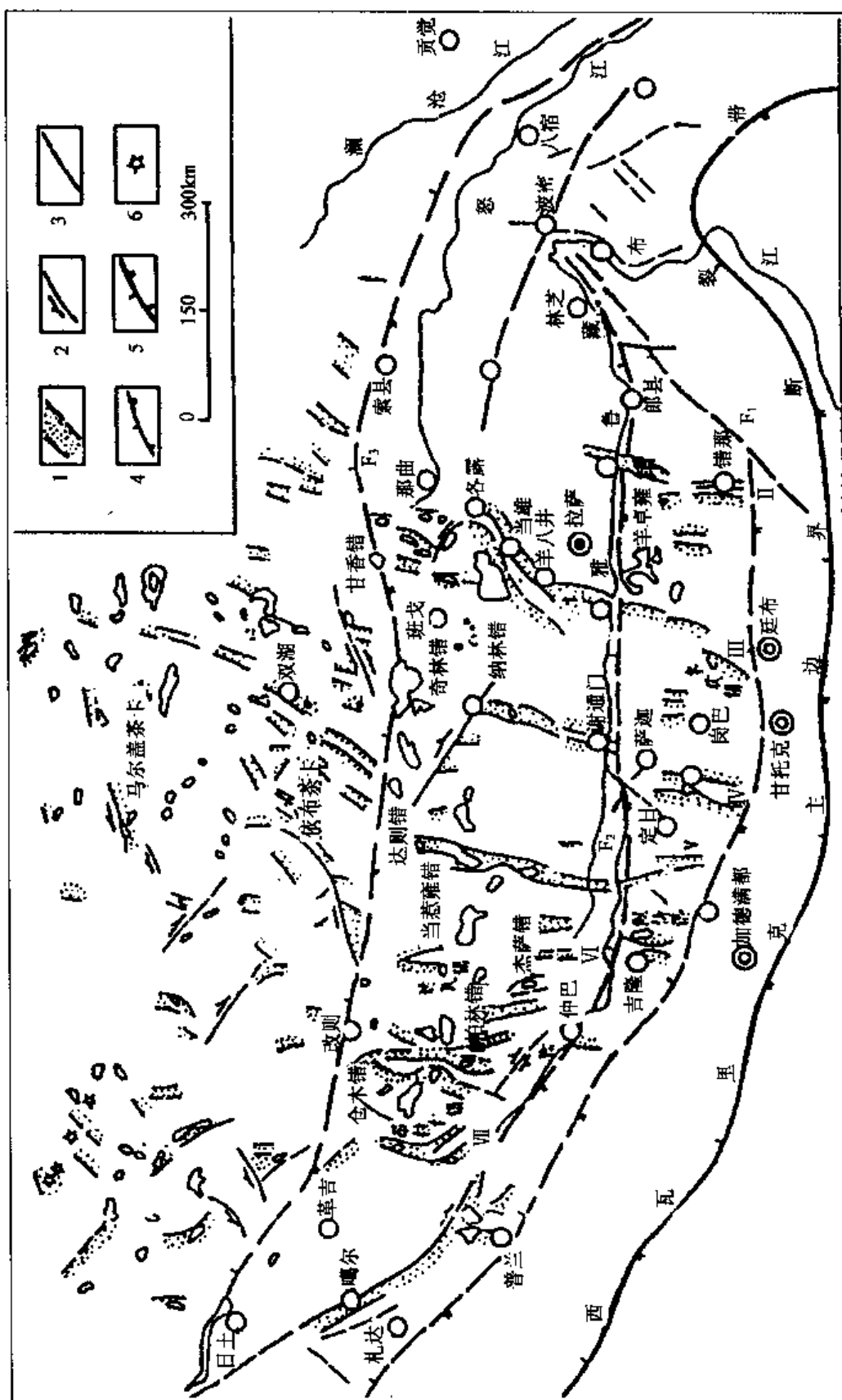
陆壳增厚和高温局部熔融层引起的体积膨胀将破坏岩石圈原先的重力均衡状态，由此而导致的岩石圈密度减小或质量亏损，将因软流圈底辟（岩石圈—软流圈界面上拱）和岩石圈地幔底辟（地幔物质上涌）而得到补偿，底辟作用将导致岩石圈等温面的上移，这样就加剧了陆壳的增温和岩石圈局部熔融，熔浆和热流上升同时，上覆岩石将因温度的不断升高而软化，发生底辟侵位，说明喜马拉雅碰撞带岩石圈中存在类似于地幔（热柱）的埋藏热融区，它在空间上位于俯冲带前缘加积楔上，接近碰撞带边界，并随着碰撞带位置的南移而不断向印度前陆扩展（图 2-65）。



1—热隆伸展方向；2—热隆扩展方向；3—板块俯冲方向（ $T_1-T_2-T_3$ 示俯冲带时代由早到晚）；  
4—冲断裂或韧性剪切带；5—正断裂或脆—韧性滑覆剪切带；6—后期转化为冲断裂的正断裂；  
7—正断裂或走滑断裂；8—花岗岩；9—局部熔融；10—壳幔物质交换；  
M—莫霍面；L—岩石圈—软流圈界面

图 2-65 喜马拉雅碰撞带深部热构造过程 (a) 和回流作用 (b) 示意图 (崔军文, 1997)

构造应力场的有限元计算表明：深部底辟作用及陆壳增温，将导致陆壳上部的水平拉张和陆壳下部水平挤压，物质发生垂向和侧向位移，地质、地球物理资料表明，喜马拉雅碰撞带的高温熔融区位于冈底斯岛弧区和雅鲁藏布江构造带，形成以雅鲁藏布江构造带为中心的向上垂直位移和向四周的水平位移，在深层岩石中，出现陡倾断裂系和层间拆离，在沉积盖层中形成低角度正断裂和薄皮构造，形成陆—陆碰撞带高温热储的特有模式，西藏现代活动构造系的展布如图 2-66 所示。



1—正断层性质为主的边界断裂及陷带；2—走滑性质为主的边界断裂；3—推测活动断裂；4—早期压性深断裂；5—西瓦里克主边界断裂带；6—第四纪(?)火山口；F<sub>1</sub>—高喜马拉雅深断裂；F<sub>2</sub>—雅鲁藏布深断裂；F<sub>3</sub>—班公湖—怒江深断裂；II、III……—为活动构造带号

图 2-66 西藏活动构造分布图 (韩同林, 1989)



根据廖志杰、赵平（1999）的研究，西藏境内有 129 个高温地热系统，四川西部有 38 个热储温超过 150℃ 的水热活动区，滇西地区有 88 个高温水热活动区，这 255 个高温地热系统可划分为三种活动类型。

1. 与地壳浅层正在冷却的岩浆囊有关的高温地热系统，如云南腾冲热海热田，地热流体是碱性的 Cl—Na 型热水，气体的主要成分是慢源 CO<sub>2</sub>。
2. 陆—陆碰撞带局部重熔产生的 S 型花岗岩为热源的高温地热系统，如羊八井、羊易热田、地热流体呈 Cl—Na 型水，气体的主要成分是壳源 CO<sub>2</sub>。
3. 构造活动活跃高热流背景区的深循环高温地热系统，热流体主要是 HCO<sub>3</sub>—Na 型，气体的主要成分也是 CO<sub>2</sub>。

滇藏地热带高温地热系统分布如图 2-67 所示。

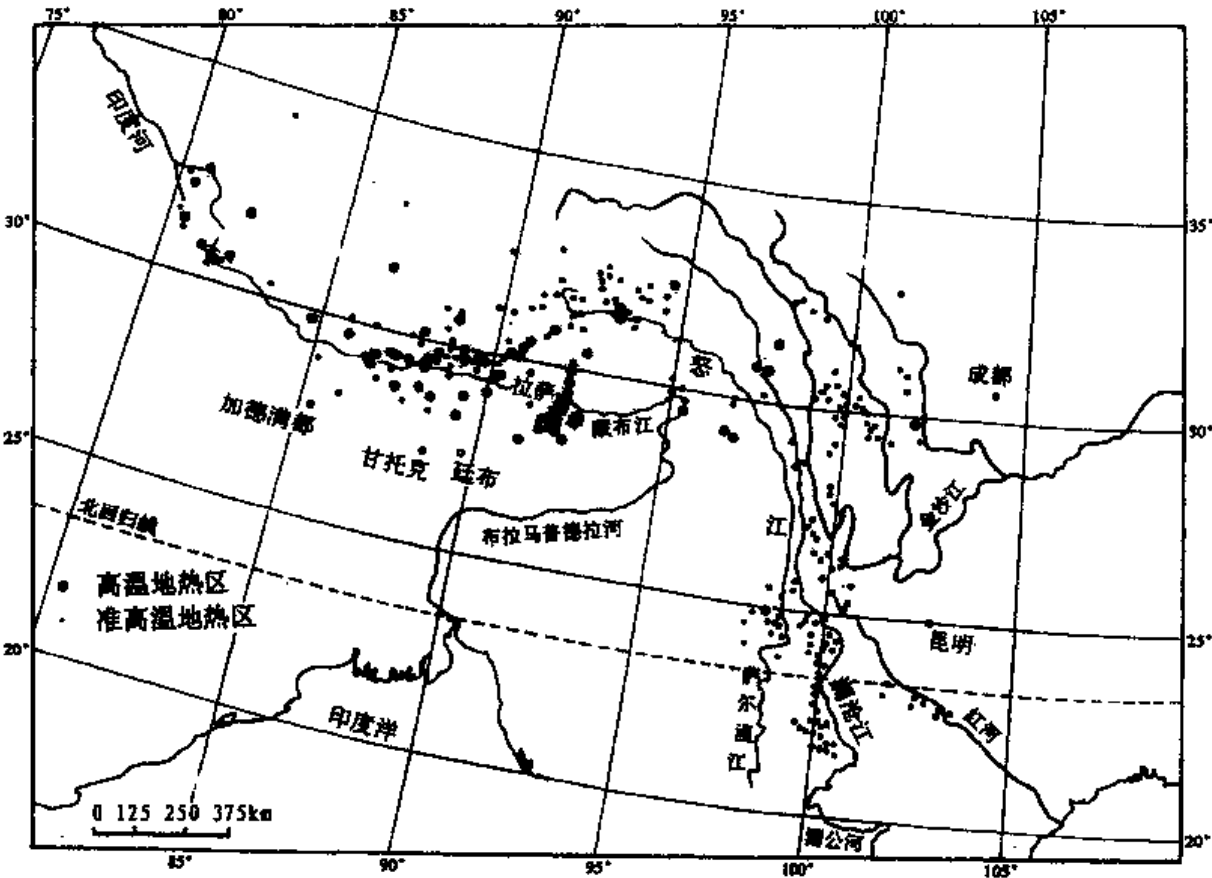


图 2-67 滇藏地热带高温地热系统的分布图

西藏、四川西部、云南西部的高温地热系统见表 2-15、表 2-16、表 2-17。

表 2-15 西藏的高温地热系统（廖志杰，1999）℃

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
1	曲龙	札达	55	HCO <sub>3</sub> —Na	87	390	301	111	222
2	朗久	噶尔	78	Cl—Na	156	206	191	111	166
3	索多	噶尔	85.5	Cl—Na	148	228	232	169	194

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
4	巴尔1号	噶尔	93	HCO <sub>3</sub> —Na	—	—	—	—	170
5	江巴	革吉	51	Cl—Na	142	184	180	118	156
6	曲多瓦	革吉	61	Cl—Na	134	217	212	125	172
7	齐吾贡巴	普兰	81	Cl—Na	162	236	248	151	199
8	曲普	普兰	95	Cl—Na	141	223	204	—	189
9	安部	普兰	85	HCO <sub>3</sub> —Na	130	216	210	105	165
10	牙门扎	普兰	78.5	HCO <sub>3</sub> —Na	153	264	225	133	194
11	丹果其萨	普兰	86	HCO <sub>3</sub> —Na	148	218	207	118	173
12	公珠	普兰	71.5	Cl—Na	123	221	214	126	171
13	托和平错	改则	94	HCO <sub>3</sub> —Na	160	207	234	152	188
14	差女曲参	措勤	—	HCO <sub>3</sub> —Na	—	199	183	104	162
15	曲珍门波	措勤	—	HCO <sub>3</sub> —Na	131	187	177	108	151
16	鲁拉	萨嘎	—	HCO <sub>3</sub> —Na	131	222	211	137	175
17	如角	萨嘎	85	Cl—Na	—	228	208	105	180
18	岗来	昂仁	88	Cl—Na	144	251	187	93	169
19	打加	昂仁	85	Cl—Na	—	227	212	128	189
20	南独木	昂仁	86	HCO <sub>3</sub> —Na	159	214	202	118	173
21	拉布朗	昂仁	85	Cl—Na	160	236	302	273	243
22	色米	昂仁	86	Cl—Na	146	253	254	145	200
23	不罗巴	昂仁	>78	Cl—Na	163	207	209	139	180
24	擦拉	昂仁	52.5	Cl—Na	142	200	190	128	165
25	麦龙	昂仁	44	HCO <sub>3</sub> —Na	116	241	188	90	159
26	永东	定日	67	HCO <sub>3</sub> —Na	109	211	182	109	153
27	鲁鲁下	定日	86	Cl—Na	150	239	195	119	176
28	仓木达	定日	45	HCO <sub>3</sub> —Na	122	276	128	97	156
29	卡乌	萨迦	88	Cl—Na	182	253	288	208	233
30	苦玛	岗巴	85.7	Cl—Na	57?	234	216	151	165
31	塔杰	岗巴	55.2	HCO <sub>3</sub> —Na	28?	235	236	137	159
32	科作	岗巴	85.3	HCO <sub>3</sub> —Na	53?	265	246	174	185
33	朗马多	谢通门	50	Cl—Na	118	232	185	100	159
34	朗那	谢通门	63	HCO <sub>3</sub> —Na	138	205	183	126	163
35	曲果夏	谢通门	50	HCO <sub>3</sub> —Na	117	224	193	106	160
36	叉哥岗布	谢通门	64	HCO <sub>3</sub> —Na	142	226	198	123	172
37	擦古	谢通门	84	HCO <sub>3</sub> —Na	33?	282	219	108	161
38	查那	谢通门	72	HCO <sub>3</sub> —Na	120	186	176	108	150
39	查布	谢通门	96.4	Cl—Na	206	259	283	163	228
40	查嘎	谢通门	51	HCO <sub>3</sub> —Na	103	239	202	106	163
41	姆路	谢通门	43	HCO <sub>3</sub> —Na	103	322	220	77	181
42	过过穷	谢通门	63.2	Cl—Na	152	226	191	118	172

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
43	强布曲参	谢通门	82	Cl—Na	167	194	181	89	158
44	央雄	南木林	35	HCO <sub>3</sub> —Na	122	214	181	100	154
45	波多	南木林	62	Cl—Na	134	242	199	96	168
46	则绪	南木林	40	HCO <sub>3</sub> —Na	76	250	205	111	161
47	毕毕龙	南木林	87	HCO <sub>3</sub> —Na	137	216	189	119	165
48	伞塘	南木林	82.8	Cl—Na	161	234	228	139	181
49	金嘎	江孜	57	Cl—Na	124	269	217	127	184
50	次尔带	康马	42.5	Cl—Na	84	218	194	119	154
51	曲香	樟木特区	57.5	HCO <sub>3</sub> —Na	145	268	223	120	189
52	曲灿	仁布	70	Cl—Na	145	212	200	131	172
53	确真	浪卡子	58	HCO <sub>3</sub> —Na	100	291	200	77	167
54	嗜	措美	85.5	Cl—Na	140	231	202	79	163
55	布雄朗古	措美	86.5	Cl—Na	238	256	295	189	245
56	茶卡	措美	83	Cl—Na	171	248	214	124	189
57	内宗错	措美	47.5	HCO <sub>3</sub> —Na	83	291	217	100	173
58	巴布的密	措美	86.5	Cl—Na	162	254	235	154	201
59	撒嘎朗嘎	措美	78.5	Cl—Na	131	263	234	136	191
60	模麓	隆子	59.5	Cl—Na	111	226	190	102	157
61	扎西康	隆子	69.5	Cl—Na	106	284	217	108	179
62	区哲木	错那	83	Cl—Na	126	261	203	99	172
63	拉康	洛扎	67	Cl—Na	159	181	163	105	152
64	竹墨沙	曲松	75	Cl—Na	194	305	287	186	243
65	羊易	当雄	87	Cl—Na	206	180	199	165	188
66	吉达果	当雄	65	HCO <sub>3</sub> —Na	136	201	169	101	152
67	嘎日穷	当雄	78	HCO <sub>3</sub> —Na	130	232	213	146	180
68	羊八井	当雄	93	Cl—Na	169	228	207	119	181
69	曲龙多	当雄	39	Cl—Na	107	244	202	110	166
70	拉多岗	当雄	45.5	Cl—Na	125	321	260	164	218
71	曲才	当雄	91	Cl—Na	181	270	270	156	219
72	月腊	当雄	67	HCO <sub>3</sub> —Na	118	285	225	110	185
73	德忠	墨竹工卡	43	HCO <sub>3</sub> —Na	121	251	194	88	166
74	查去俄	墨竹工卡	83	Cl—Na	166	245	238	148	199
75	日多贡巴	墨竹工卡	84	HCO <sub>3</sub> —Na	134	218	194	112	165
76	阿斯登1	林芝	60	HCO <sub>3</sub> —Na	118	222	169	98	152
77	迪龙曲珍	墨脱?	?	Cl—Na	266	159	189	132	187
78	龙马尔	申扎	72	HCO <sub>3</sub> —Na	117	255	227	107	177
79	马尔作	申扎	50	Cl—Na	133	252	254	148	197
80	治阿	申扎	56	HCO <sub>3</sub> —Na	123	259	201	97	170
81	西如	申扎	43	Cl—Na	175	217	209	136	184

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
82	雪如	班戈	79	HCO <sub>3</sub> —Na	126	185	181	108	150
83	多布	班戈	50	HCO <sub>3</sub> —Na	101	285	223	86	174
84	西扎	班戈	63	HCO <sub>3</sub> —Na	158	180	158	234	183
85	达作	安多	73	HCO <sub>3</sub> —Na	157	221	230	139	187
86	红海湖	安多	83	HCO <sub>3</sub> —Na	125	230	213	103	168
87	基督	安多	51	HCO <sub>3</sub> —Na	123	263	215	73	169
88	龙梭	安多	32	HCO <sub>3</sub> —Na	114	285	218	95	178
89	125道班	安多	31	HCO <sub>3</sub> —Na	103	248	191	84	157
90	罗马	那曲	42	HCO <sub>3</sub> —Na	104	243	208	107	166
91	脱马	那曲	54	HCO <sub>3</sub> —Na	124	239	200	110	168
92	谷露	那曲	86	Cl—Na	149	226	227	109	178
93	崔绝果	嘉黎	9	Cl—Na	125	231	223	117	174
94	达尔嘎玛	聂荣	52	HCO <sub>3</sub> —Na	129	232	230	113	176
95	则布	聂荣	61	HCO <sub>3</sub> —Na	123	243	212	110	172
96	西穷	聂荣	42	HCO <sub>3</sub> —Na	111	222	195	107	159
97	查桑淌	聂荣	54	HCO <sub>3</sub> —Na	126	238	181	67	153
98	玉寨	聂荣	52	HCO <sub>3</sub> —Na	128	227	201	95	163
99	洞嘎	聂荣	72	HCO <sub>3</sub> —Na	120	243	255	100	180
100	却色	比如	78.5	HCO <sub>3</sub> —Na	143	245	194	90	168
101	茶约	比如	75	HCO <sub>3</sub> —Na	136	267	226	69	175
102	茶弄	比如	70	Cl—Na	130	237	227	78	168
103	茶卡	比如	69	HCO <sub>3</sub> —Na	123	203	197	101	156
104	伊日阿	比如	51	HCO <sub>3</sub> —Na	138	207	193	100	160
105	下秋卡	比如	65	HCO <sub>3</sub> —Na	106	269	197	45	154
106	查尼	巴青	73	Cl—Na	120	199	208	117	161
107	茶登多玛	巴青	55	HCO <sub>3</sub> —Na	108	219	186	85	150
108	斜多	巴青	?	Cl—Na	106	255	247	94	176
109	察普	八宿	79	HCO <sub>3</sub> —Na	139	208	180	94	155
110	拿嘎	波密	51	HCO <sub>3</sub> —Na	125	275	187	53	177
111	拍拍	波密	42	HCO <sub>3</sub> —Na	158	232	189	55	159
112	长青	波密	96	HCO <sub>3</sub> —Na	171				171
113	曲中隆巴	波密	56	HCO <sub>3</sub> —Na	126	221	170	93	153
114	布宗1	察隅	61	Cl—Na	152	198	180	?	166
115	古竹同	洛隆	21	HCO <sub>3</sub> —Na	101	343	207	56	152
116	达布	察雅	61.2	Cl—Na	136	189	188	120	158
117	熊卡莫罗	左贡	61	HCO <sub>3</sub> —Na	117	226	180	92	154
118	盐井	茫康	41	Cl—Na	103	175	194	151	156
119	西西	察雅	69	Cl—Na	117	235	222	110	171
120	则君那哈	札达	30	HCO <sub>3</sub> —Na	63	378	243	87	193

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
121	加朗	札达	>50	HCO <sub>3</sub> —Na	82	390	253	91	204
122	门士	噶尔	71.5	HCO <sub>3</sub> —Na	96	349	234	82	190
123	尼龙山	南木林	65	HCO <sub>3</sub> —Na	34	249	218	162	166
124	康布堆	亚东	49	Cl—Na	114	232	190	86	158
125	错那	错那	63.5	HCO <sub>3</sub> —Na	89	267	223	182	190
126	松多	工布江达	43	HCO <sub>3</sub> —Na	86	251	194	89	155
127	141道班	工布江达	67	Cl—Na	141	311	249	156	214
128	吉强	工布江达	43	HCO <sub>3</sub> —Na	97	226	197	121	160
129	札曲	林芝	85	HCO <sub>3</sub> —Na	137	243	184	67	158

注：Cl—Na型水包括其派生产物，如Cl—HCO<sub>3</sub>—Na水或HCO<sub>3</sub>—Cl—Na水等。HCO<sub>3</sub>—Na水其阴离子指的是碳酸盐总量，阳离子以Na占绝对优势。

表 2-16 四川西部（包括甘孜藏族自治州、阿坝藏族羌族自治州、凉山彝族自治州和攀枝花市）的高温地热系统（廖志杰，1999）

℃

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
1	曲然	德格	67	HCO <sub>3</sub> —Na	133	201	183	88	151
2	甲绒	德格	59	HCO <sub>3</sub> —Na	110	238	193	87	157
3	达西龙	白玉	58	HCO <sub>3</sub> —Na	87	260	202	124	168
4	其扣查图	白玉	68	HCO <sub>3</sub> —Na	112	226	188	90	154
5	甘音郭	甘孜	90	HCO <sub>3</sub> —Na	185	227	263	197	217
6	查普	新龙	71	HCO <sub>3</sub> —Na	—	248	196	105	183
7	业达查	新龙	59	HCO <sub>3</sub> —Na	87	247	198	106	160
8	插曲隆巴	道孚	72	HCO <sub>3</sub> —Na	137	195	189	82	151
9	丹东	丹巴	42	HCO <sub>3</sub> —Na	124	242	198	104	167
10	边耳	丹巴	17	HCO <sub>3</sub> —Na	128	241	203	102	169
11	雅哇	巴塘	42	HCO <sub>3</sub> —Na	116	238	184	64	151
12	冲错	巴塘	66	HCO <sub>3</sub> —Na	142	200	186	84	153
13	茶洛	巴塘	89	HCO <sub>3</sub> —Na	217	208	201	128	189
14	章柯	巴塘	90	HCO <sub>3</sub> —Na	148	206	211	?	188
15	扎如	巴塘	48	HCO <sub>3</sub> —Na	87	300	211	111	177
16	查西	理塘	61	HCO <sub>3</sub> —Na	137	210	190	122	165
17	哈日擦	理塘	44	HCO <sub>3</sub> —Na	111	218	197	112	160
18	格则	理塘	48	HCO <sub>3</sub> —Na	92	248	197	91	157
19	洞玉	理塘	47	HCO <sub>3</sub> —Na	116	243	221	97	169
20	告巫	理塘	72	HCO <sub>3</sub> —Na	91	263	212	104	153
21	曲开隆洼	理塘	87	HCO <sub>3</sub> —Na	146	256	235	124	190
22	伊策隆洼	理塘	47	HCO <sub>3</sub> —Na	142	199	204	99	161
23	昌戈	理塘	54	HCO <sub>3</sub> —Na	119	224	220	107	168
24	格木	理塘	46	HCO <sub>3</sub> —Na	32	301	225	107	166
25	德巫	理塘	72	HCO <sub>3</sub> —Na	146	215	218	105	171

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
26	乃沙	理塘	47	HCO <sub>3</sub> —Na	112	250	222	92	169
27	东波擦嘎	理塘	48	HCO <sub>3</sub> —Na	99	231	220	95	161
28	达根柴曲	乡城	47	HCO <sub>3</sub> —Na	98	252	204	77	158
29	热曹考	乡城	28	HCO <sub>3</sub> —Na	94	217	235	105	163
30	热斗	乡城	52	HCO <sub>3</sub> —Na	147	234	217	104	176
31	霍曲	乡城	47	HCO <sub>3</sub> —Na	8	299	217	198	180
32	鸡打	康定	56	HCO <sub>3</sub> —Na	109	301	217	99	182
33	二道桥	康定	42	HCO <sub>3</sub> —Na	108	266	195	76	161
34	榆林河	康定	85	Cl—Na	166	238	206	99	177
35	麻撒	木里	43	HCO <sub>3</sub> —Na	83	258	212	80	158
36	岗尖	木里	45	HCO <sub>3</sub> —Na	126	242	217	87	168
37	碧迹河	宁南	51	HCO <sub>3</sub> —Na	101	291	210	80	171
38	垮泥湾	宁南	44	HCO <sub>3</sub> —Na	95	317	97	96	151

表 2-17 云南西部（南部含红河断裂以西、北部含丽江地区和大理白族自治州以西地区）  
的高温地热系统（廖志杰，1999）

℃

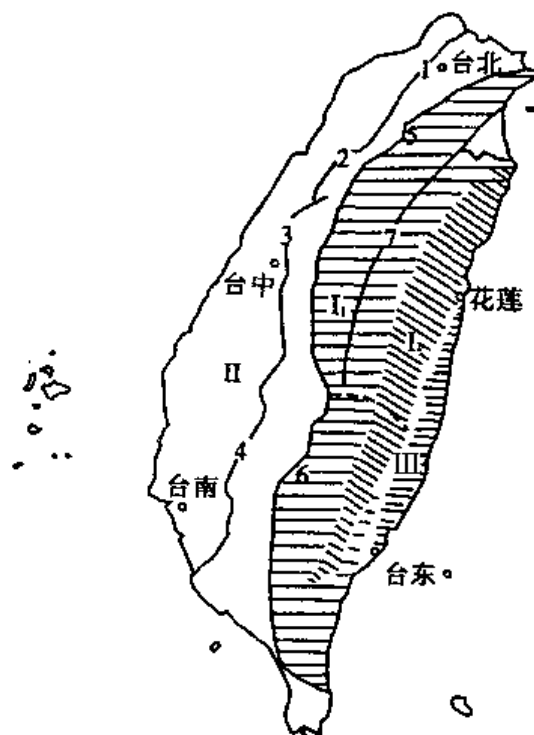
编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
1	茂茂荣	德钦	>65	HCO <sub>3</sub> —Na	149	188	198	119	164
2	塘上	维西	35	HCO <sub>3</sub> —Na	130	189	203	111	158
3	下给茨喀	中甸	67	HCO <sub>3</sub> —Na	129	204	177	86	152
4	白龙	兰坪	57	HCO <sub>3</sub> —Na	124	196	195	89	151
5	户勐	盐井	94	HCO <sub>3</sub> —Na	162	197	173	112	161
6	棒蚌	瑞丽	95	HCO <sub>3</sub> —Na	164	200	202	136	176
7	拉片河	潞西	35	HCO <sub>3</sub> —Na	129	278	241	111	188
8	热海	腾冲	96	Cl—Na	173	250	310	182	229
9	瑞滇	腾冲	92	HCO <sub>3</sub> —Na	160	213	194	119	172
10	攀枝花	腾冲	96	HCO <sub>3</sub> —Na	164	190	186	125	157
11	黑石河	腾冲	74	HCO <sub>3</sub> —Na	145	190	173	101	152
12	周家洼	腾冲	44	HCO <sub>3</sub> —Na	88	267	213	94	166
13	石墙	腾冲	68	HCO <sub>3</sub> —Na	103	246	212	115	166
14	下表院	腾冲	28	HCO <sub>3</sub> —Na	156	239	185	40	155
15	绿甸田	腾冲	25	HCO <sub>3</sub> —Na	150	260	197	54	165
16	曲石硝塘坝	腾冲	28	HCO <sub>3</sub> —Na	154	203	197	58	153
17	帮纳掌	龙陵	97	HCO <sub>3</sub> —Na	208	209	219	141	192
18	黄草山	龙陵	33	HCO <sub>3</sub> —Na	151	203	173	108	159
19	早龙2	保山	61	HCO <sub>3</sub> —Na	139	248	196	92	169
20	葫芦口	昌宁	48	HCO <sub>3</sub> —Na	98	352	251	106	201
21	鸡飞	昌宁	91	HCO <sub>3</sub> —Na	126	239	185	83	158
22	玉地里	昌宁	72	HCO <sub>3</sub> —Na	158	202	168	86	154
23	陇巴晒桂	丽江	19	HCO <sub>3</sub> —Na	99	243	200	85	157
24	路西臭水	丽江	16	HCO <sub>3</sub> —Na	104	269	259	99	183
25	得良臭水	丽江	17	HCO <sub>3</sub> —Na	96	234	224	84	160
26	兰香臭水	丽江	29	HCO <sub>3</sub> —Na	80	224	232	107	161

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
27	硝水坪	宁蒗	22	HCO <sub>3</sub> —Na	101	243	210	93	162
28	上漕涧	云龙	61	HCO <sub>3</sub> —Na	159	231	200	98	172
29	漕涧硝水	云龙	26	HCO <sub>3</sub> —Na	151	259	276	137	206
30	烟登山	云龙	95	HCO <sub>3</sub> —Na	174	211	180	105	168
31	大朗	云龙	43	Cl—Na	92	216	221	91	159
32	大达	云龙	49	Cl—Na	95	219	229	107	163
33	下面店	鹤庆	71	HCO <sub>3</sub> —Na	162	210	190	88	163
34	汉庄	洱源	46	HCO <sub>3</sub> —Na	116	222	188	97	156
35	上江嘴	洱源	38	HCO <sub>3</sub> —Na	127	235	212	113	172
36	山羊坪	洱源	41	HCO <sub>3</sub> —Na	100	252	188	73	153
37	玉湖镇	洱源	69	HCO <sub>3</sub> —Na	138	186	206	212	163
38	炼城	洱源	41	HCO <sub>3</sub> —Na	122	229	188	87	174
39	牛街三营	洱源	81	HCO <sub>3</sub> —Na	137	269	217	94	179
40	下山口	洱源	84	HCO <sub>3</sub> —Na	149	244	137	89	155
41	江桥	漾濞	44	HCO <sub>3</sub> —Na	109	214	193	85	150
42	高芹	弥渡	70	HCO <sub>3</sub> —Na	117	219	186	78	150
43	白总旗	弥渡	48	HCO <sub>3</sub> —Na	96	267	197	73	158
44	夹石洞	弥渡	46	HCO <sub>3</sub> —Na	92	257	192	74	154
45	弥渡党校	弥渡	45	HCO <sub>3</sub> —Na	107	235	196	86	156
46	永让	沧源	62	HCO <sub>3</sub> —Na	110	233	193	93	157
47	习谦	凤庆	54	HCO <sub>3</sub> —Na	122	241	191	98	163
48	下蚌丙	凤庆	61	HCO <sub>3</sub> —Na	114	219	184	88	151
49	卷桥河	凤庆	96	HCO <sub>3</sub> —Na	163	203	150	82	150
50	大兴	凤庆	68	HCO <sub>3</sub> —Na	128	269	223	112	183
51	马路田坝	云县	96	HCO <sub>3</sub> —Na	173	218	197	138	182
52	幸福	云县	96	HCO <sub>3</sub> —Na	194	222	223	139	195
53	大控蚌	云县	96	HCO <sub>3</sub> —Na	180	242	253	157	208
54	新联	云县	56	HCO <sub>3</sub> —Na	151	202	186	123	106
55	内令	云县	94	HCO <sub>3</sub> —Na	165	216	205	126	178
56	上忙角	临沧	33	HCO <sub>3</sub> —Na	95	307	271	77	188
57	临沧	临沧	64	HCO <sub>3</sub> —Na	135	210	192	122	165
58	帮别	临沧	63	HCO <sub>3</sub> —Na	141	181	178	116	154
59	芒养	孟连	57	HCO <sub>3</sub> —Na	141	195	175	98	152
60	蚌丙	孟连	62	HCO <sub>3</sub> —Na	103	208	192	107	152
61	南垒	孟连	57	HCO <sub>3</sub> —Na	112	250	193	83	160
62	大坝老	澜沧	56	HCO <sub>3</sub> —Na	135	212	178	85	153
63	新曼蚌	澜沧	80	HCO <sub>3</sub> —Na	159	222	189	87	164
64	老板凳	澜沧	52	HCO <sub>3</sub> —Na	129	223	188	94	186
65	硝塘河	澜沧	65	HCO <sub>3</sub> —Na	145	287	230	99	190
66	勐朗	澜沧	63	HCO <sub>3</sub> —Na	118	242	199	89	162
67	东朗	澜沧	58	HCO <sub>3</sub> —Na	108	275	152	93	157
68	勐滨	澜沧	41	HCO <sub>3</sub> —Na	85	246	187	83	150
69	勐根	澜沧	64	HCO <sub>3</sub> —Na	98	276	202	80	164
70	云南城	澜沧	99	HCO <sub>3</sub> —Na	155	228	188	88	165
71	下邦倒	澜沧	70	HCO <sub>3</sub> —Na	151	197	176	86	153
72	付腊	澜沧	85	HCO <sub>3</sub> —Na	151	218	185	87	160

编号	泉名	所属县市	泉口温度	热水类型	SiO <sub>2</sub> 温度	Na—K温度	Na—K—Ca温度	K—Mg温度	平均温度
73	芒埤	澜沧	42	HCO <sub>3</sub> —Na	101	233	185	82	150
74	黑山	澜沧	89	HCO <sub>3</sub> —Na	145	201	209	122	169
75	芒俄	景谷	57	HCO <sub>3</sub> —Na	123	216	184	86	152
76	帕左	勐海	59	HCO <sub>3</sub> —Na	131	222	189	87	157
77	西定曼蚌	勐海	70	HCO <sub>3</sub> —Na	135	242	193	93	166
78	勐满	勐海	99	HCO <sub>3</sub> —Na	188	230	228	148	199
79	曼卡	勐海	50	HCO <sub>3</sub> —Na	131	218	194	100	161
80	曼因	勐海	55	HCO <sub>3</sub> —Na	107	228	185	82	151
81	曼召	勐海	97	HCO <sub>3</sub> —Na	161	214	203	109	172
82	蚌	勐海	24	HCO <sub>3</sub> —Na	89	258	209	94	163
83	蚌冷	勐海	79	HCO <sub>3</sub> —Na	153	192	174	95	154
84	小街曼蚌	景洪	101	HCO <sub>3</sub> —Na	163	191	190	121	166
85	平昆	绿春	44	HCO <sub>3</sub> —Na	117	202	217	106	161
86	南林	元阳	59	HCO <sub>3</sub> —Na	137	209	192	108	162
87	普耳	金平	59	HCO <sub>3</sub> —Na	135	224	200	96	164
88	勐平	金平	102	HCO <sub>3</sub> —Na	177	216	196	111	175

## 二、台湾板缘高温热储

台湾岛作为西太平洋岛弧系的一部分，具有岛弧系的基本地质和地球物理特征，但值得注意的是其他岛弧多凸向太平洋，而台湾岛则凸向大陆。如图 2-68 所示。



I—中央山脉地质区；II—西部麓山地质区；III—海岸山脉地质区；1—金山断层；2—竹海断层；3—三义断层；4—触口断层；5—屈尺断层；6—梨山断层；7—正山横断层

图 2-68 台湾地质分区 (Lle, 1973)



通常把台湾划分为三个地质区：中央山脉地质区，西部麓山地质区和海岸山脉地质区，以上三个地质区都有火山活动的纪录，但活动时间和特点不同，前第三纪火山岩出露在中央山脉地质区的东部，已变质为绿片岩。西部麓山地质区，中新世和上新世地层中都有同沉积的火山岩，在海岸山脉地质区广泛分布着中新世的奇美火成岩，主要由角闪安山岩和辉石安山岩组成，台湾北部的大屯火山和基隆火山形成于更新世，周围的岛屿也是更新世的安山岩火山岛。

Jahn (1972) 认为海岸山脉的演化可以分为三个阶段（图 2-69）。第一阶段在早新生代，在台湾东边存在一条与琉球海沟相连的海沟，菲律宾海板块在海沟处向西俯冲到中央山脉之下；第二阶段（中新世）发育了巨厚的碎屑岩系，并伴有广泛的安山质火山活动，海沟被充填；第三阶段（上新世—更新世）菲律宾海板块由东向西运动转为向北西运动，台湾东部的海沟完全封闭，但俯冲作用仍在继续进行，形成了酸性火山岩和构造混杂堆积，板缘碰撞使中央山脉地壳增厚为 40 km。而海岸山脉地壳厚只有 27 km，在板块碰撞的过程中，岩浆上涌和构造片之间的剪切摩擦，形成了现代的高温热储，大地热流值  $80 \sim 120 \text{ mW/m}^2$ ，其温泉分布如图 2-70 所示，主要温泉见表 2-18。

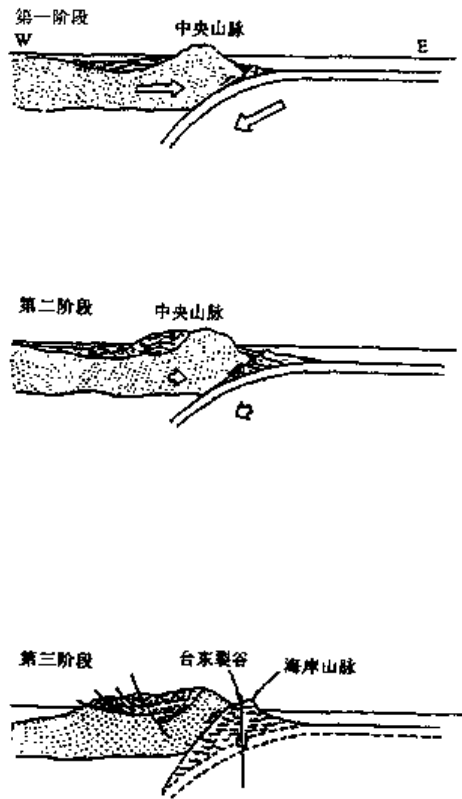


图 2-69 Jahn (1972) 提出的  
台湾岛的构造演化模式

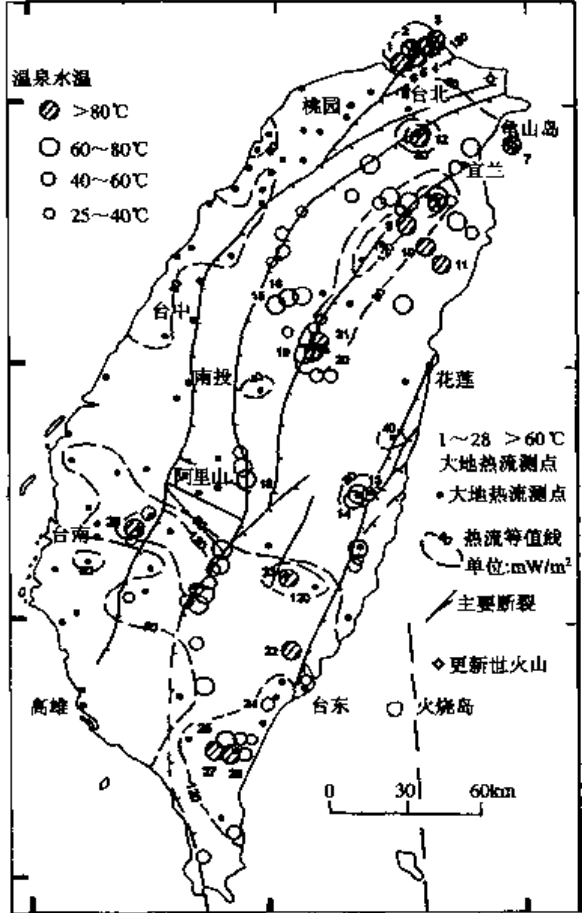


图 2-70 台湾地热图  
[按何春荪 (1986)、张宝堂 (1979)  
和李清端及郑文晋 (1984) 的资料编制]

表 2-18 中国台湾省主要的高、中温热水系统 (张宝堂, 1979)

序号	位置名称	泉口 标高/m	泉口 温度/°C	水量/ (L/s)	矿化度/ (g/L)	pH	水化学 类型	热储层	估算/ °C	井深/m	井底 温度/°C	井口温 度/°C	附注
1	台湾岛北端、北段		100	16.67	7.30	1.6	Cl-SO <sub>4</sub> -Na	N <sub>1</sub> -Q <sub>3</sub> 砂岩、 安山岩	278				大屯火山群水热区还有 大磺嘴、竹子湖、马槽、 火炭坪和三重桥等泉 点。钻井位于七星由附 近之马槽
2	台湾岛北端、阳明山		80	16.67		2.1							
3	台湾岛北端、全田		81	33.33	11.96	2.5	Cl-Na		206	117		106	
4	台湾岛北端、死潭子坪		94	3.33		3.9							
5	台湾岛北端、大油坑		96	1.66		1.4							
6	台湾岛北端、七星油 (小油坑)	650	97	3.33		1.7			290	900 1 500	186 293		
7	宜兰县之东、龟山岛		>100	6.31		<3		安山岩					1981年9月建3 000W实 验电站
8	宜兰县、清水	300	99	33.33	2.5	9.9	HCO <sub>3</sub> -Na	E <sub>2</sub> 板岩、砂岩	220	2 000 3 000	205 229		
9	宜兰县、上场	450	98	8.33	1.95	9.2	HCO <sub>3</sub> -Na	K <sub>2</sub> 片岩	160				
10	宜兰县、大油水	600	97	0.33	0.61	8.3	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na	Pz+Mz (?) 片岩	180				
11	宜兰县、茂边	1 000	99	2.50	2.79	8.2	HCO <sub>3</sub> -Na	E <sub>3</sub> (?) 片岩	170				
12	台北市、乌来	150	85	8.33	1.21	7.1	HCO <sub>3</sub> -Na	Pz+Mz (?) 片岩	150		110		
13	花莲县、瑞穗		57	6.66	1.93	6.6	Cl-HCO <sub>3</sub> Na	Pz+Mz (?) 片岩	160				
14	花莲县、红叶		61	5	0.76	6.7	HCO <sub>3</sub> -Na	Pz+Mz (?) 片岩	160				
15	台中县、谷关		62	50	0.42	7.6	HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	E <sub>2</sub> 板岩、石英砂岩	160				
16	台中县、马陵		70	33.33	0.43	8.0	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na	E <sub>2</sub> 板岩、石英砂岩	150				
17	高雄县、东甯	1 500	66	11.67	0.41	7.0	HCO <sub>3</sub> -Na	E <sub>2</sub> 板岩、石英砂岩	150				
18	高雄县、东乐	1 500	79	3.33	0.41	7.5	HCO <sub>3</sub> -Na		150				
19	南投县、春阳		80	8.33	2.00	7.6	HCO <sub>3</sub> -Na						庐山水热区
20	南投县、庐山	1 150	98	25	1.11	9.3	HCO <sub>3</sub> -Na	E <sub>2</sub> 板岩、石英砂岩	180	501 227	173 168	130 117	
21	南投县、精英	1 100	84	16.67	1.73	7.1	HCO <sub>3</sub> -Na						
22	台东县、桃林		85	多量	0.82	8.0	HCO <sub>3</sub> -Na	Pz+Mz (?) 片岩	180				
23	台东县 (利稻)		97	多量	1.12	8.9	HCO <sub>3</sub> -Na	Pz+Mz (?) 片岩	180		120		
24	台东县、知本	200	62	20	1.23	6.3	HCO <sub>3</sub> -Na	Pz+Mz (?) 板岩、石 英砂岩	170	500 500	122 159	98	
25	台东县、比鲁		70	20		7.2			160				白河大地震激发而成
26	台东县、金韵2号		88	>16.7		6.2		E <sub>2</sub> 板岩	170	620	165		
27	台东县、金韵1号		92	>8.3		7.0							
28	台南县、关仔岭	300	84	多量	9.75	8.2	HCO <sub>3</sub> -Cl-Na	N <sub>1</sub> 泥质砂岩	190				

注: (1) 本表张宝堂 (1979), 台湾工业技术研究院矿业研究所地勘勘探报告 (1969—1980) 及 Cheng Wen-Tse (郑文哲, 1985) 等文献和资料综合而成。

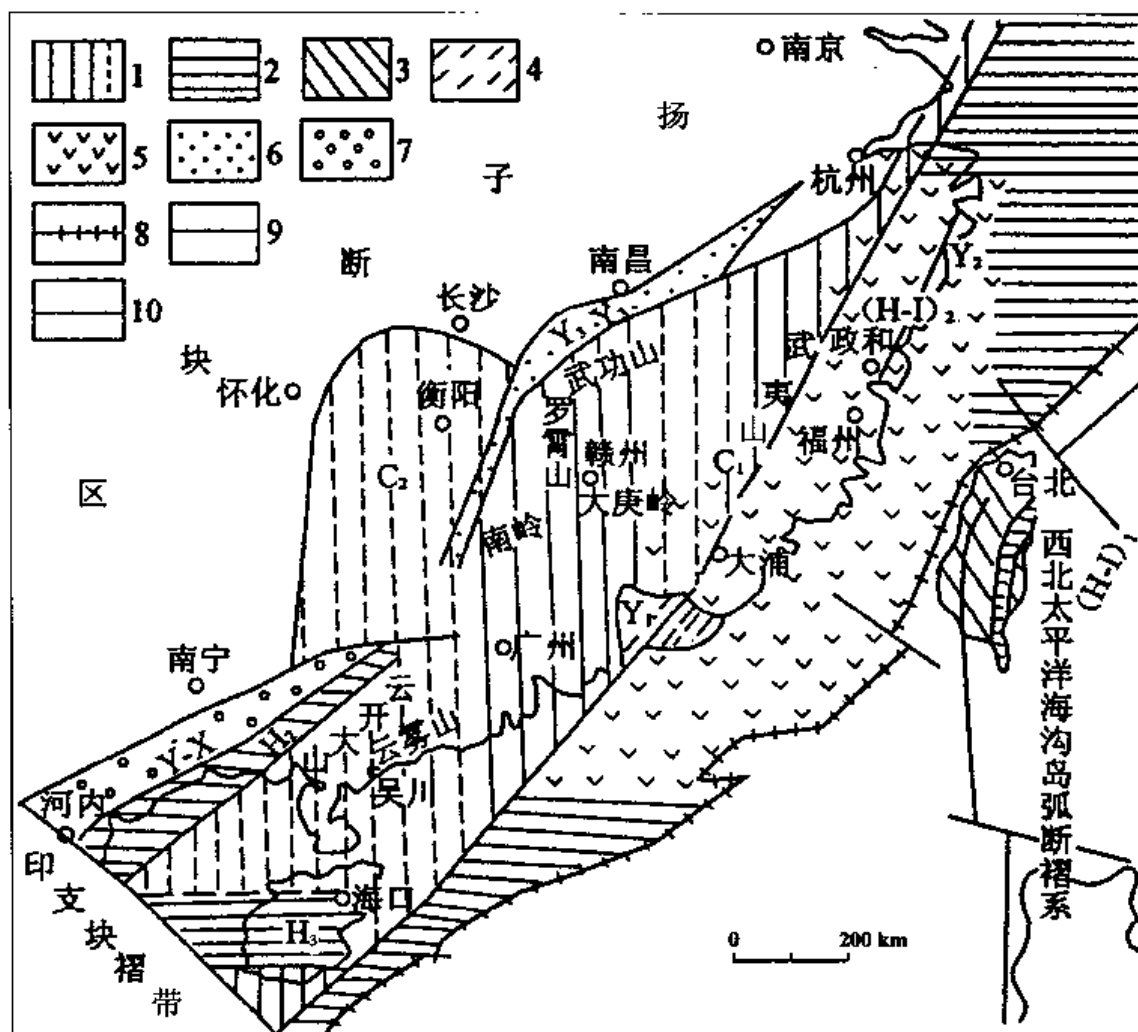
(2) 水热系统的序号同图2-70。

(3) 号23泉点南方的大仑溪河床上新发现1处98°C之沸泉 (陈肇夏, 1989)。

### 三、东南沿海断褶山地对流型中温热储

该区在大地构造上分属于扬子断块和华南断褶（图 2-71、图 2-72）。西界由杭州经武功山，南岭至云开大山。

区内三叠纪的浙闽造山带和白垩纪的闽粤沿海造山带，由西向东，地壳厚度趋于减小，地壳厚度 31.8~27.6 km，大地热流值较高（63.2~95.7 mW/m<sup>2</sup>，说明区内存在较强的深部活动性。



- 1—加里东构造层；2—海西—印支构造层；3—印支构造层；4—燕山构造层；5—陆相中酸性火山岩；  
6—陆相碎屑沉积（局部延到早第三纪）；7—喜马拉雅构造层；8—大陆型与地壳过渡型地壳分界；  
9—断裂；10—地壳或基底断裂；C<sub>1</sub>—武夷—云开褶隆（优地槽）；C<sub>2</sub>—湘桂褶陷（冒地槽）；  
(H-I)<sub>1</sub>—台湾海西—印支断褶带残块；(H-I)<sub>2</sub>—东南沿海海西—印支断褶带；H<sub>2</sub>—钦州—玉林海西断褶带；H<sub>3</sub>—海南岛海西断褶带；Y<sub>1</sub>—东江（燕山期）断陷；Y<sub>2</sub>—浙闽（燕山期）断陷；  
Y<sub>3</sub>—萍—乐断陷，西南延至南断褶系的郴县；Y-X—十万大山（燕山—喜马拉雅期）断陷

图 2-71 华南断褶系构造略图（张文佑，1986）

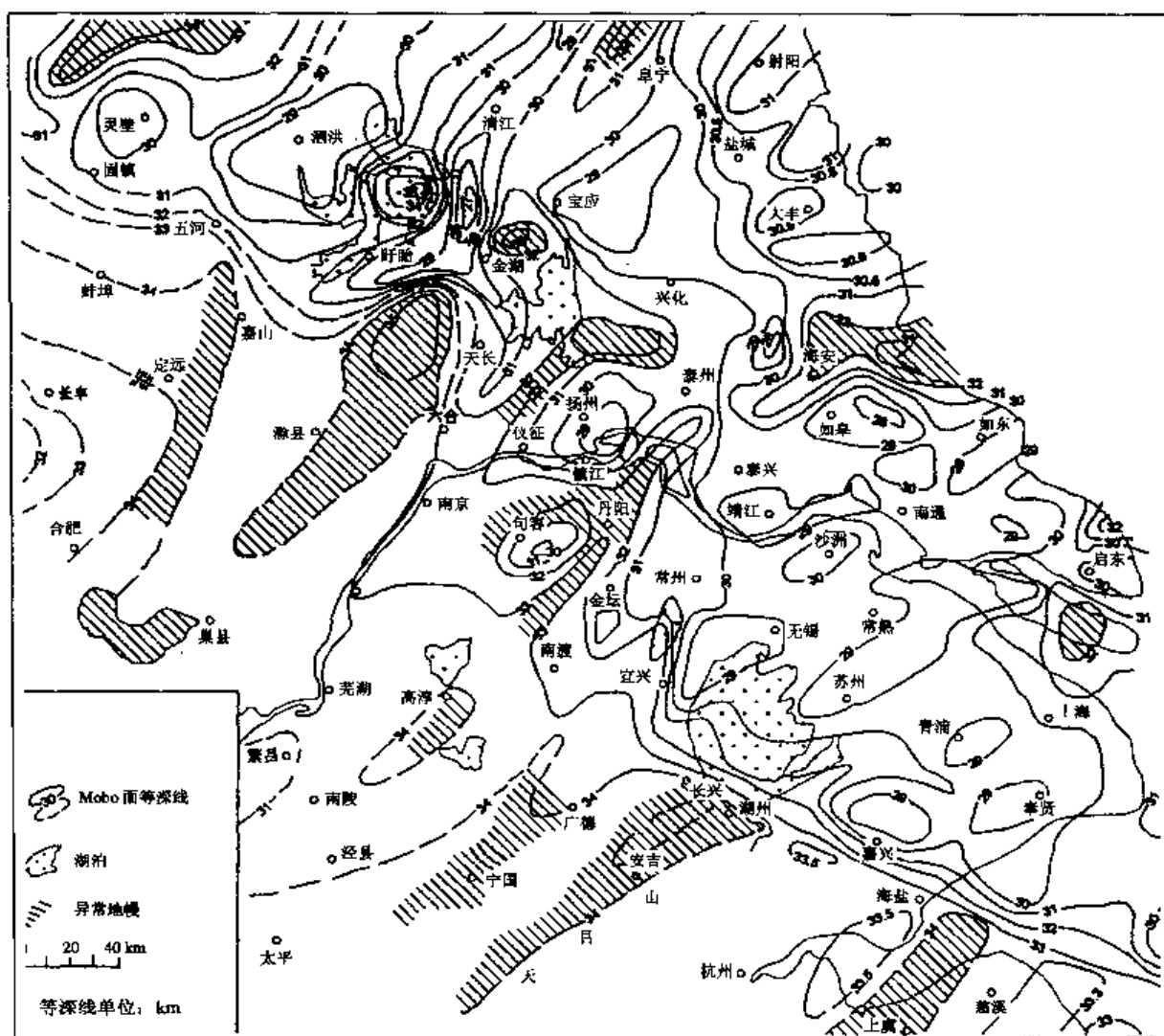


图 2-72 下扬子裂谷带的地壳厚度和异常地幔分布 (陈胜早, 1992)

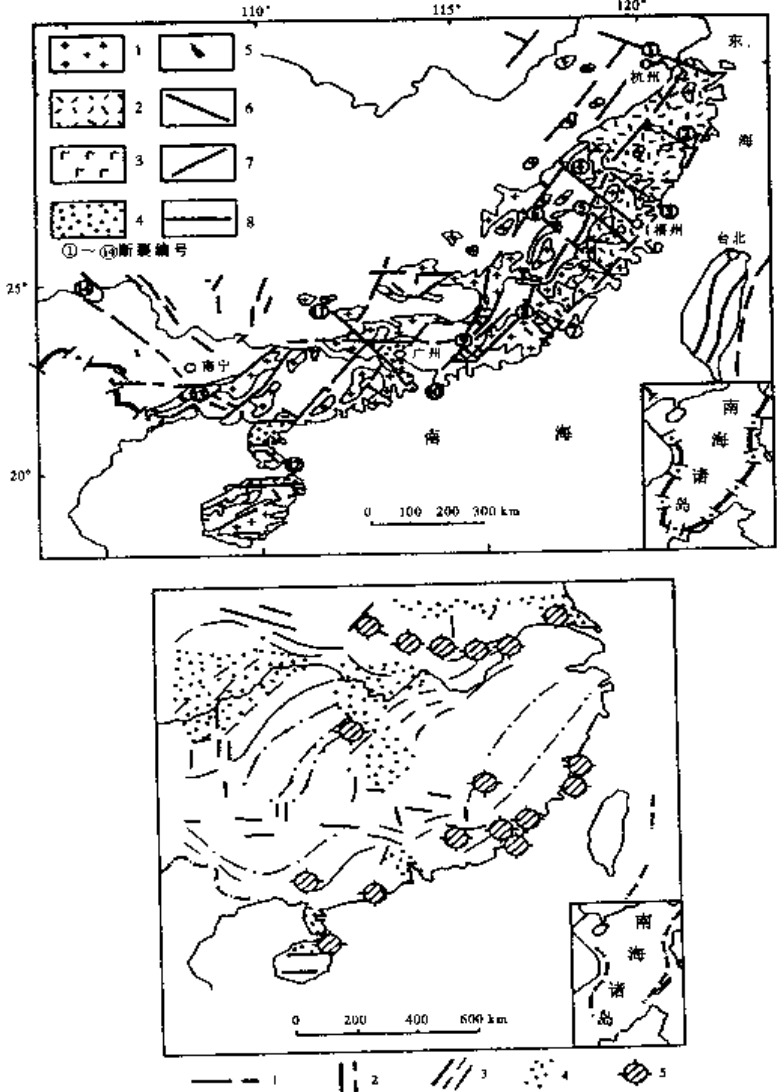
在该区有三组主要构造线，其中以北东走向的新华系最发育，北西向构造多是等间距断裂的北西向断裂 (图 2-73)。瓯江、闽江、晋江、韩江、榕江、西江 (下游)、右江等水系都与北西向断裂有关，规模较大的北西向断裂有：三都—松溪断裂，福州—南平断裂；晋江断裂；上杭—饶平断裂；潮海断裂组；惠阳断裂组；白坭—沙湾断裂；西江断裂；雷琼断裂组；钦廉断裂组；右江断裂带。

北东向断裂控制的是白垩—第三系盆地沉积，而北西向断裂却控制了第四纪沉积盆地的发生和发展，东南沿海几个较大的三角洲，都是两条北西向断裂挟持的断块型盆地，第四系厚度多大于 100 m，福州盆地是福建最大的盆地，面积约 1500 km<sup>2</sup>，福州—南平断裂位于盆地的西南侧，福州盆地及其周围地区地壳深部结构和构造如图 2-74 所示。根据钻孔资料分析，福州盆地从晚更新世中期才开始下降，相对下降百米左右。沿深断裂形成地热异常带。

漳州盆地也是受 NE 向和 NW 向断裂的控制。NW 向断裂力学倒置以张剪性为主，成为基岩区域深径流的通道，大气降水在西部山区断裂带入渗，在重力的影响下向深部径流，经地壳加热，沿下游断裂带上涌，下游断陷盆地区是深径流的排泄区，热水通过

深断裂带排入盆地中的第四系储层，形成地热异常区，或溢出地表成热水泉。即是沿断裂破碎带分布的对流型地热系统，万天丰根据福建温泉资料编制了热流量分布图，图 2-75 基本反映出热异常受断裂控制的规律。

东南沿海地区分布着不同时期的花岗岩和中生代的火山岩，其展布主要受 NE 向断裂控制，在燕山期可能是个热壳，而进入第四纪以来，热量已全部散失，不能构成热水的热源。但岩浆岩为脆性物质，在第四纪以来台湾弧向西北推挤，北西向张裂发育时，容易形成深断裂破碎带，成为热水运移的通道，所以全区有 74% 的温泉出露于岩浆岩断裂带或接触带之中。



上图 1—中生代花岗岩；2—中生代火山岩；3—新生代玄武岩；4—中新世盆地；5—基岩、超基性岩；6—北西向断裂及编号；7—北东向断裂；8—东西断裂；①—天耳山断裂；②—甌江断裂；③—三都—松溪断裂；④—福州—南平断裂；⑤—南日岛—沙县断裂；⑥—晋江断裂；⑦—上杭—饶平断裂；⑧—潮梅地区北西臭断裂组；⑨—惠明垫厝磐要向断裂组；⑩—白坭—沙湾断裂；⑪—西江断裂；⑫—固镇前—清渭断裂；⑬—钦廉地区北西向断裂组；⑭—右江断裂带

下图 1—东西向构造带；2—南北向构造带；3—其他扭动构造；4—盆地或模型槽地；5—震中 ( $M > 6$ ) (台湾省主要构造线及地震均未予表示)

图 2-73 东南沿海地区断裂系统略图 (据中国科学院地质研究所《中国地质大地构造廓图》，1982，略有修改补充)

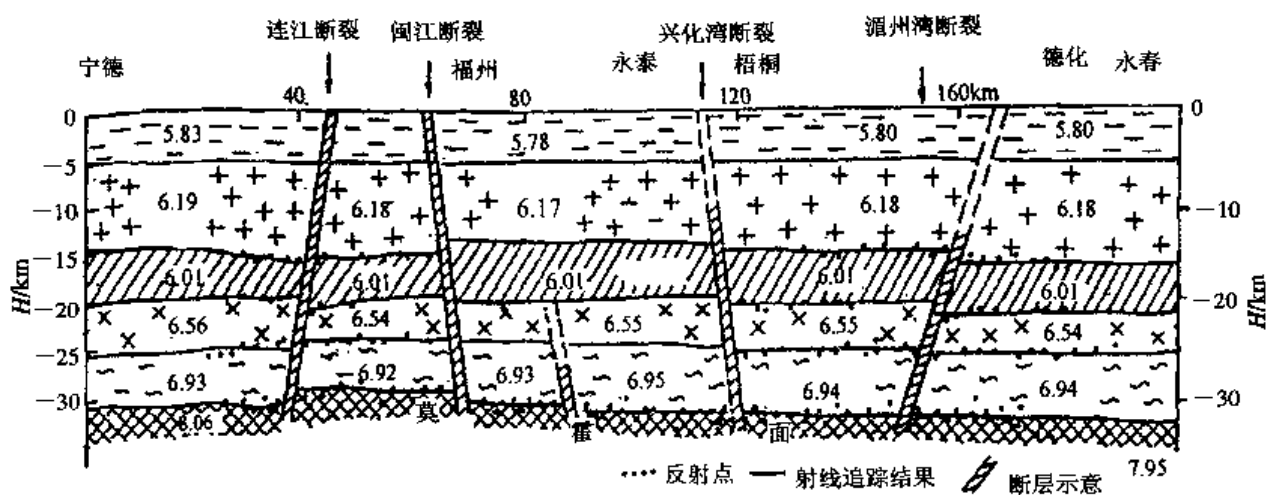


图 2-74 宁德—永春剖面二维速度结构 (吴宁远, 1990)

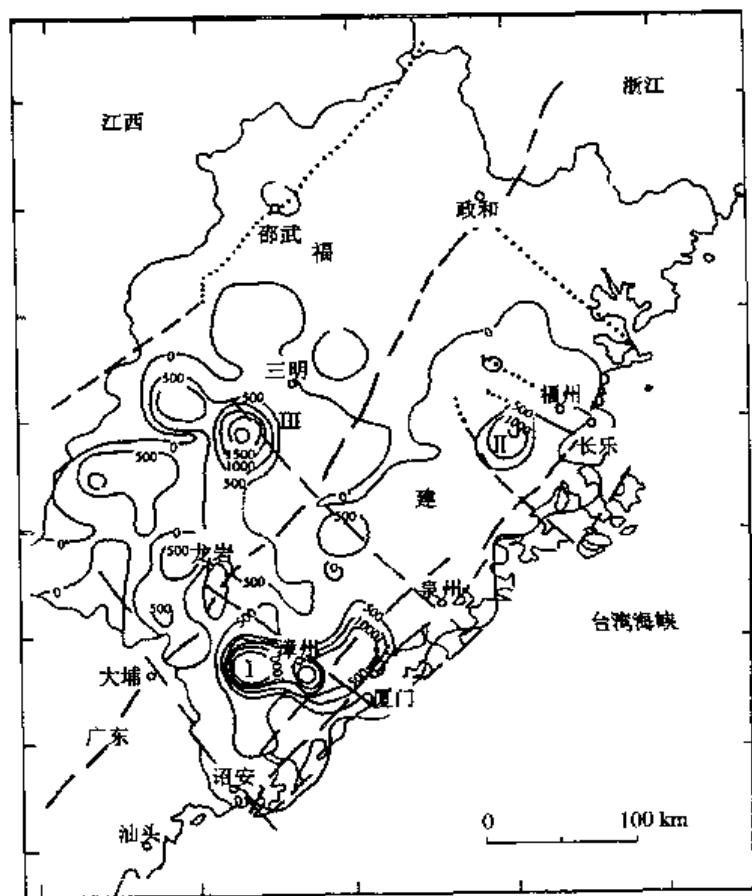


图 2-75 福建温泉热流量等值线 (4.1868 kW) 图 (万天丰, 1986)

中国东南沿海地区温泉分布如图 2-76 所示, 全为中低温热水, 热储温度一般为  $110\sim 130^{\circ}\text{C}$ , 热水循环深度不超过  $4\text{ km}$ , 热田面积狭小最大者不超过  $10\text{ km}^2$ , 一般为  $0.3\sim 0.5\text{ km}^2$ 。

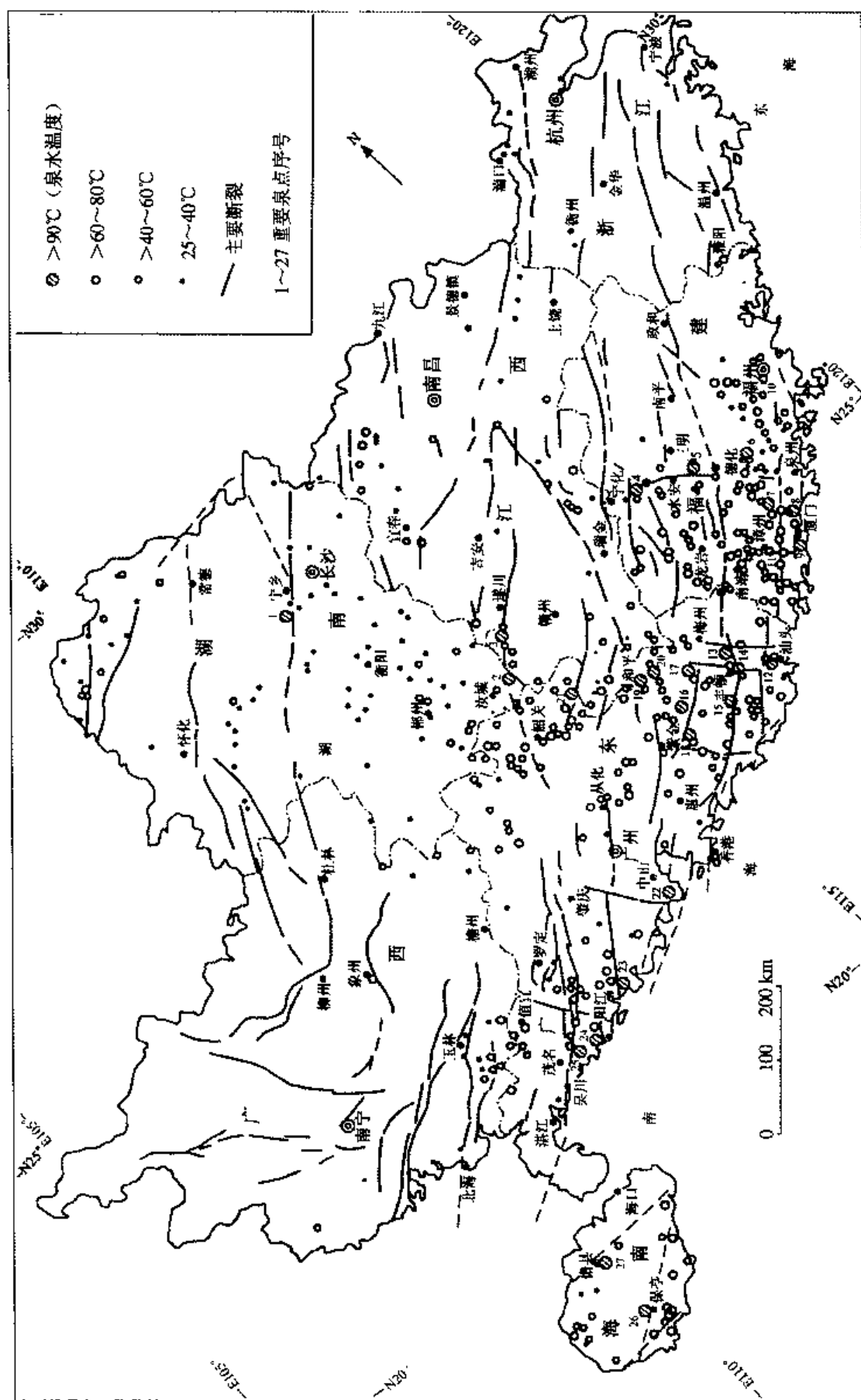


图 2-76 中国东南沿海地区温泉分布图 (陈墨香, 1994)

东南沿海地区主要热泉水温、水量、水质见表 2-19。

表 2-19 中国东南沿海地区主要的中低温水热系统 (陈墨香, 1994)

序号	位置及名称	泉水温度/℃	水量/(L/s)	矿化度/(g/L)	水化学类型	热储岩层	热储温度估算及实测值				附注
							估算/℃	井深/m	井内最高温度/℃	井口温度/℃	
湖 南											
1	宁乡县灰汤	88	4.0	0.32	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	125	616	102	89	
2	汝城县热水圩	91.5	10	0.17	HCO <sub>3</sub> —Na	Z, 碎屑岩 γ <sub>2</sub> <sup>1</sup> 花岗岩	115	200	922	91	
江 西											
3	遂川县汤湖	82	20	0.40	HCO <sub>3</sub> —Na—Ca	γ δ <sub>1</sub> 花岗岩	115	520	87.9	82.1	
福 建											
4	清流县赖坊	84	13	0.55	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>1</sup> 花岗岩	110				
5	大田县汤泉	81	6.0	0.65	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	128				
6	德化县南埕	89	3.5	0.33	HCO <sub>3</sub> —Na	J <sub>3</sub> , 熔结凝灰岩	120				
7	安溪县榜头	87	3.7	0.24	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	115				
8	厦门市杏林	82	7.9	13.5	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	125	30	90		
9	厦门市汤岸	85	11	9.1	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	110				
10	福州市市区	55~70	17.3	0.5	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	130	530	107	97.5	Q盖层及 浅层热储 10~30 m
11	漳州市 市区	55~72		12	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	140	91	121.5	105	Q盖层及 浅层热储 10~30 m
12	淮安县 东山湖	82	1	1.12	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	140	227	104	102	Q盖层及 浅层热储 10~70 m
13	丰顺县邓屋	87	4.45	0.33	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>3</sup> 花岗岩	135	806	94	92	
14	丰顺县丰良	92	10.9	0.45	HCO <sub>3</sub> —Na	J <sub>3</sub> , 火山岩	135	620	94	92.5	
15	揭阳县 (河婆)汤铺	83	1.8	0.53	HCO <sub>3</sub> —Na	K <sub>2</sub> 砂岩	95				
16	五华县维 民汤里	82	4.55	0.89	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	J <sub>1</sub> , 砂岩	110	约100		90	
17	兴宁县叶 南汤湖	81	3.76	1.10	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	130	约100		85	
18	河源市黄 村热水	82	1.7	0.31	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	115	约100	86		
19	和平县贝 墩热水坑	88.5	11.28	0.38	HCO <sub>3</sub> —Na	γ δ <sub>1</sub> 花岗闪长 岩	135	约100		91	
20	龙川县上 坪热水	83	4.6	0.40	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Na	花岗岩	135				



序号	位置及名称	泉水温度/℃	水量/(L/s)	矿化度/(g/L)	水化学类型	热储岩层	热储温度估算及实测值				附注
							估算/℃	井深/m	井内最高温度/℃	井口温度/℃	
21	始兴县澄江暖泉	84	2.17	0.26	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	130				
22	中山市雍陌热泉	73~80	1~1.5	5.92	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	125	93		95	
23	阳江市新洲	97	16.4	3.0	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	140	309	104	102	
24	阳西县儒洞咸水湖	81	5.34	8.32	Cl—Na—Ca	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	110				
25	电白县麻岗热水	81	7.96	1.25	Cl—Na	γ <sub>5</sub> <sup>2</sup> 花岗岩	110				
海 南											
26	保亭县新村热水	88	8	0.26	HCO <sub>3</sub> —Na	γ <sub>5</sub> 石英二长岩	120	168	90	90	
27	儋县蓝洋农场场部	83	4.33	0.32	HCO <sub>3</sub> —Ca—Na	∈砂岩、安山岩	110			90	

注：(1) 本表由陈墨香按下列资料综合。①热储温度估算值按玉髓温标计算： $T=1\,032(4.69-\log C_{\text{SiO}_2})^{-1}-273.15$ ，其中漳州水热系统为 133℃，按混合模型为 140℃（庞忠和，1989）；②热储（钻孔）实测温度按有关省的地质勘探报告或钻井记录。

(2) 泉点温度和水量按初始记录。因泉区钻井高强度开采热水，现多数泉点流量锐减甚至断流。

#### 四、断块山地碳酸盐岩中低温热储

我国碳酸盐岩广泛分布，出露地表的总面积达  $12 \times 10^5 \text{ km}^2$ ，占我国陆地面积的 13%，在华北地台主要分布下古生界碳酸盐岩，在扬子地台和华南褶皱带以上古生界碳酸盐岩分布最广，各时代的碳酸盐岩分布如图 2-77 所示。正像盆地型热储中已说明的那样，各地台区碳酸盐岩总厚度一般在 1 000~3 000 m，厚者可达 6 000~7 000 m，多期不整合面的古岩溶十分发育，沿现代活动断裂常形成强径流岩溶管道流，深埋碳酸岩在有机质助溶下，热水的溶蚀能力大大提高，在 40~80℃是有机溶蚀孔隙形成与发育的有利温度段（黄尚瑶）。

在断块山区，隆起剥蚀的碳酸盐岩山地都是降水入渗补给的有利地段。大量的入渗降温形成山前“冷盆”地带，而断陷埋藏的碳酸盐岩在地壳传导热能的加热下，不断升温。热水在有机质的助溶下，加速深部岩溶的发育，尤其是白云岩比灰岩更易溶蚀，形成深埋的层状岩溶储层。如华北地区，埋藏在 3 000~4 000 m 的雾迷山组白云岩，溶蚀形成的孔、洞、缝热储层，孔隙度达 1%~5%，沿断裂带发育岩溶溶洞网络，形成强径流带，成为热水径流排泄的主要通道。在山间盆地的山前断裂带，或深切河谷中出露的温泉都是这种埋藏碳酸盐岩溶热水的溢出带，我国流量最大的低温温泉——山西古堆泉，泉水流量  $1.3 \text{ m}^3/\text{s}$ ，水温 25~38℃，就是九原山深埋岩溶水的排泄带，见图 2-78。

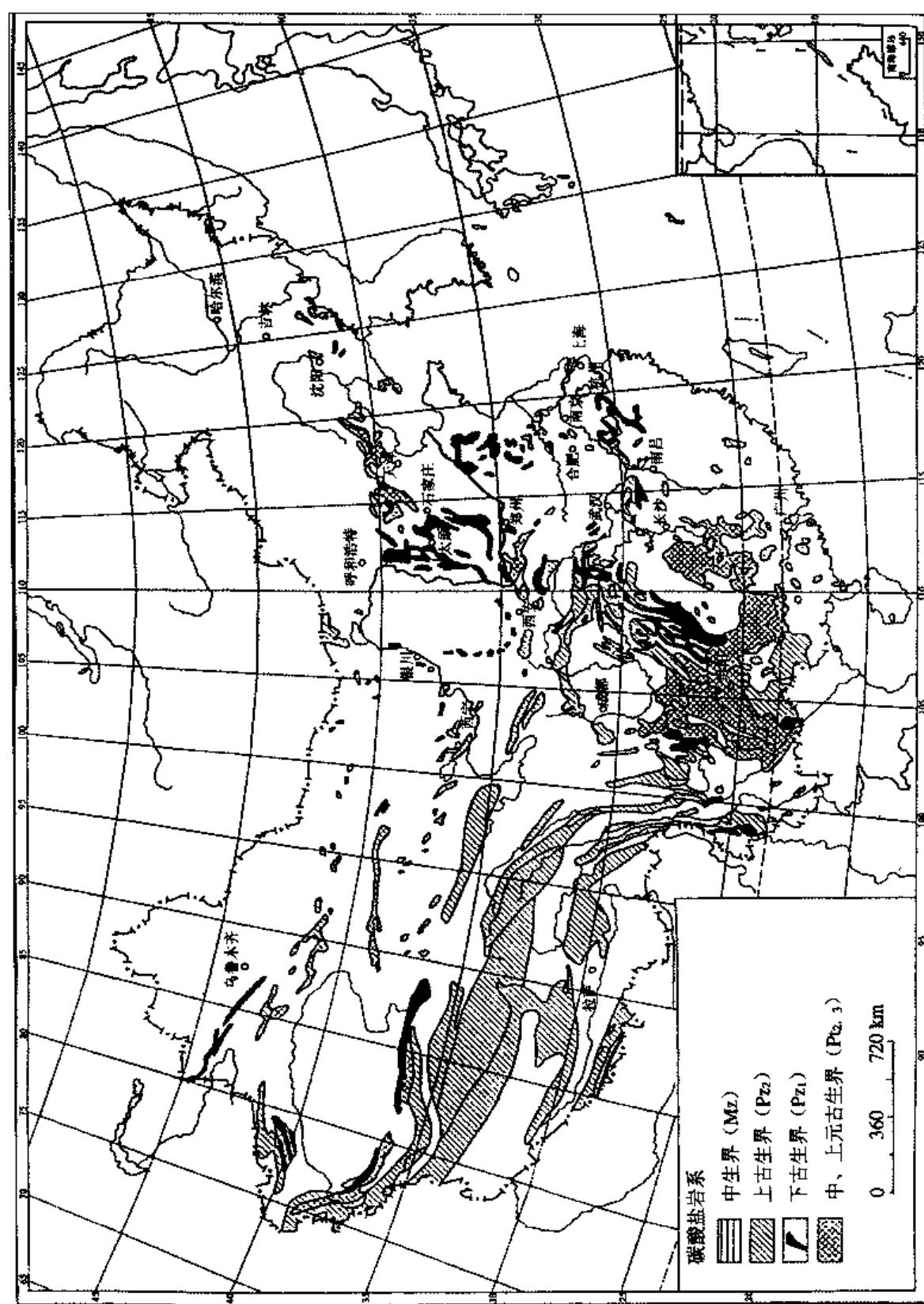
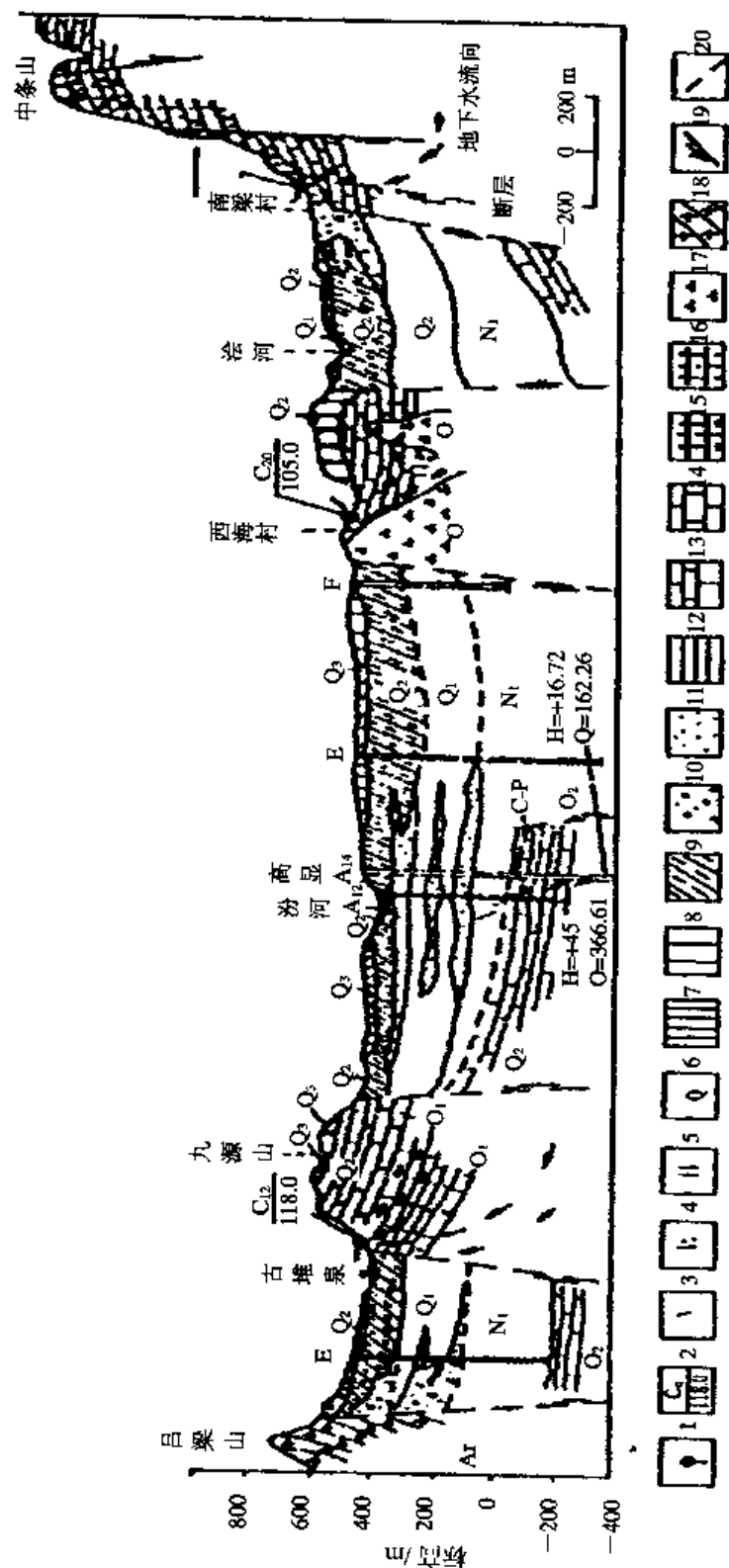


图 2-77 中国碳酸盐岩分布图 (据张寿越, 1987, 简化)



1—泉水; 2—泉编号/泉流量; 3—水文地质孔编号; 4—地质孔及代号; 5—地下水位埋深;  
6—钻孔涌水量 (vd); 7—新黄土 (马兰黄土); 8—老黄土 (离石黄土); 9—砂质亚黏土; 10—砂砾石;  
11—闪长岩; 12—片麻岩; 13—推测断层; 14—岩溶地下水流向

图 2-78 九原山—中条山地区岩溶水文地质剖面图 (鲁荣安, 1993)

湖南慈利县澧水左岸的沙刀湾温泉，热储层为深埋的  $O_1$  灰岩，NE 向的压性深断裂形成阻水断裂，而 NWW 向的张性断裂成为热水的上涌通道，泉水在澧水中的 NWW 向断裂带中溢出，水温  $52^{\circ}\text{C}$ ，流量  $10\text{ L/s}$ （图 2-79）。

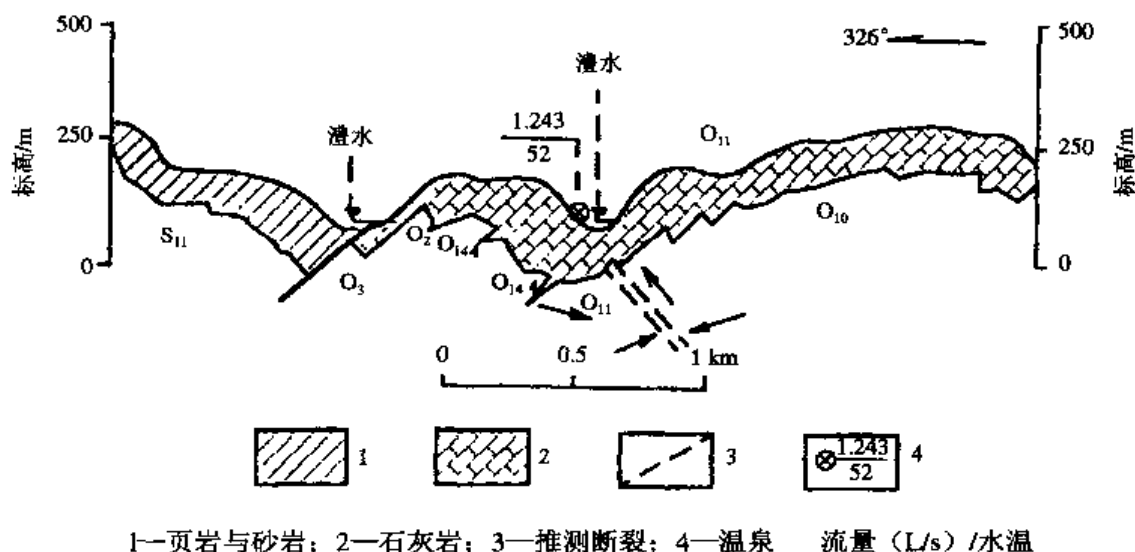


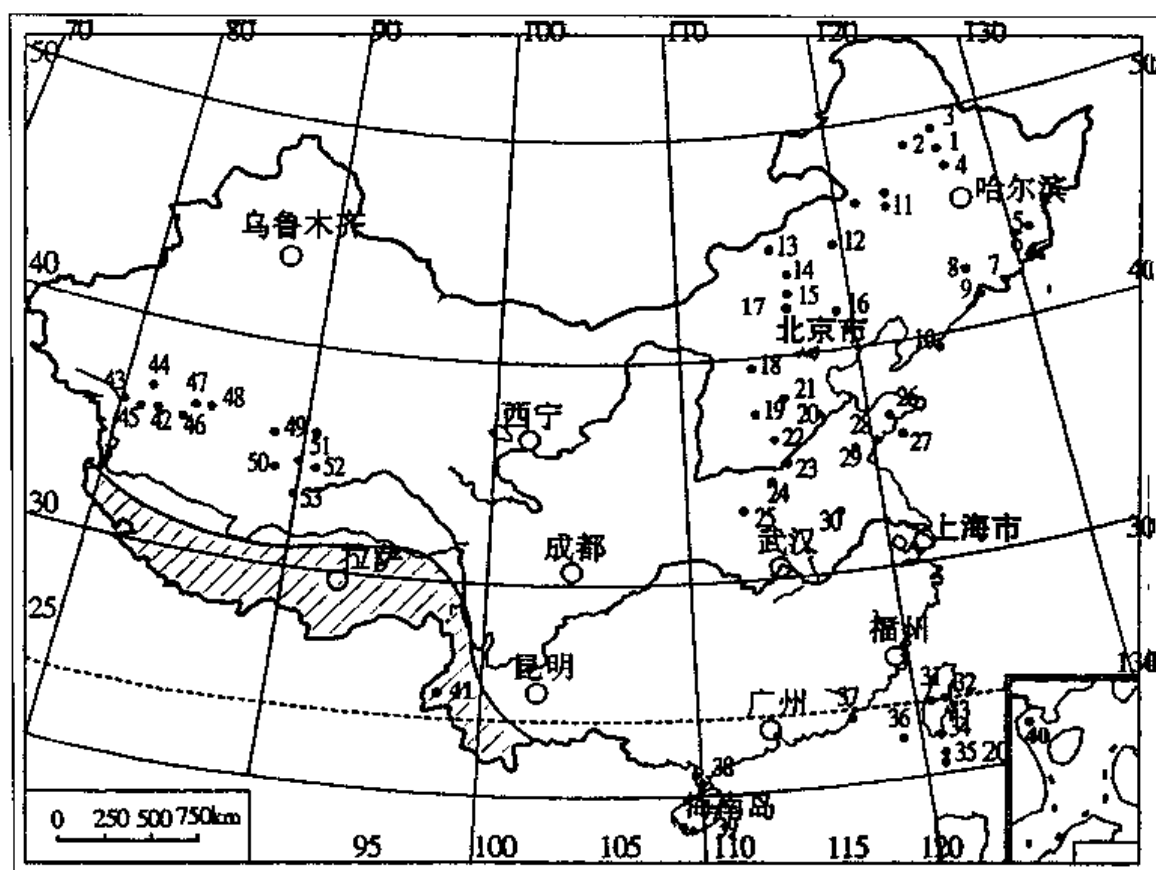
图 2-79 沙刀湾温泉出露条件示意剖面图（温泉卡，2001）

这类温泉在湘西、鄂西、贵州、广西和滇东地区分布较广，一般水温  $25\sim 38^{\circ}\text{C}$ ，温度高者也不超过  $60^{\circ}\text{C}$ ，这说明循环深度浅，一般为  $1\sim 2\text{ km}$ 。泉水水质较淡，矿化度小于  $1\text{ g/L}$ ，都是开启的岩溶水系统。

## 五、第四系火山余热热储

中国晚新生代火山约有 50 余群（图 2-80），大致可以分为三个密集分布区：第一区为华北—东北火山区，其中东北最密集，在辽、吉、黑三省及内蒙东部分布着 690 座火山锥和  $5\times 10^4\text{ km}^2$  的熔岩流；第二区为昆仑火山带，东西延伸  $1\,050\text{ km}$ ，共出现 12 群火山；第三区为东南沿海和海岛火山群，最南点是西沙群岛上的高尖石火山，而腾冲火山群孤悬在西南边陲。活动时代，昆仑山中的卡尔达西火山最年轻，1951 年 5 月 27 日喷发，五大连池 1719 年和 1720 年喷发，白头山 1597 年和 1668 年都有喷发。台湾大屯火山现在还有喷气孔等高温活动。中国晚新生代板缘火山只有 3 处，即台湾的大屯、云南的腾冲和昆仑山区，其余都属于大陆边缘板内地区的拉斑玄武岩系列和碱性系列。

由图 2-80 看出，晚新生代火山区和现代高温水热系统相背离，在 50 群火山中，只有 2 群落在高温水热区，即腾冲和大屯，而火山密集的黑龙江和吉林都无高温水热系统显示。西藏南部存在板缘高温水热活动，却没有任何近代火山，典型的板缘岛弧火山型高温热储只发育在台湾。我国第四纪火山余热型热储只有腾冲高温热储。而吉林白头山天池温泉和琼州海峡热储同第四纪火山有一定关系，因为局部地区的高热流值反映出火山余热的影响。



注：图中圆点示火山群位置：1—五大连池；2—小兴安岭；3—科洛；4—二克山；5—镜泊湖；6—图们江；7—白头山；8—伊通；9—龙岗；10—宽甸；11—阿尔山—五岔沟；12—15—阿玛嘎—惠腾梁；16—赤峰；17—张北；18—大同；19—太行山麓；20—河北平原显火山；21、22—河北平原稳火山；23—辉县；24—汤阴；25—伊川；26—蓬莱；27—即墨；28—临朐；29—泰安；30—女山；31—大屯；32—台湾东北外海；33—基隆；34—奇美；35—台东外海；36—澎湖；37—龙海；38—雷州半岛；39—琼北；40—西沙高尖石；41—腾冲；42—胜利达板；43—泉水沟；44—硫磺达板；45—卡尔达西；46—黑石北湖；47—独尖山；48—黄羊岭；49—涌波湖；50—巴尔鲁克；51—库水浣北；52—黑锅山；53—玉液湖

图 2-80 中国晚新生代火山群和现代高温水热系统（斜线区）地理分析

（据佟伟等，1990，对火山群略加补充）

### （一）腾冲地区热水的形成条件

腾冲新生代火山活动的时代为上新世至全新世，可分为四期：

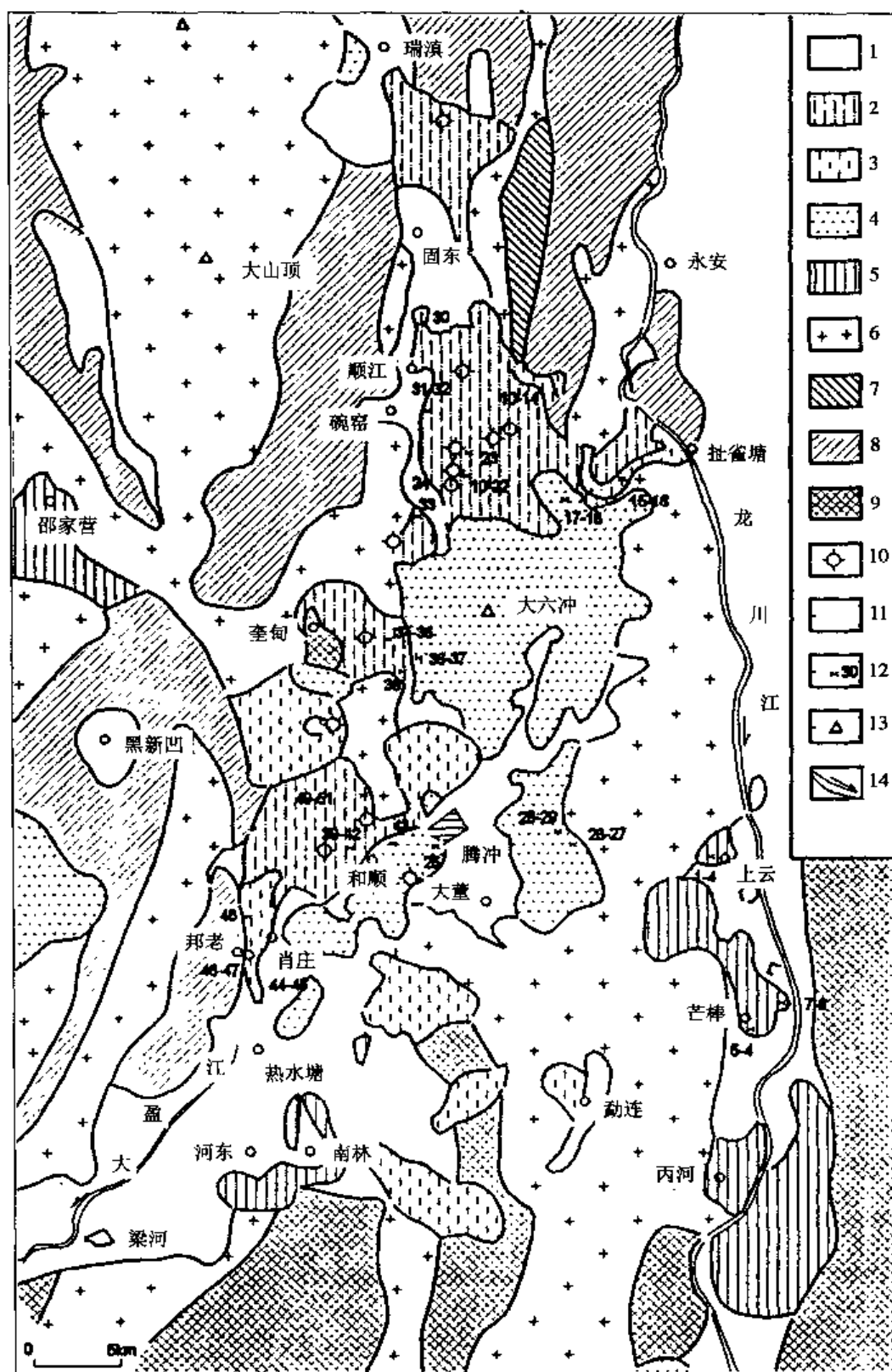
第一期 （上新世）喷发物是钙碱性玄武岩、钾玄岩和钾粗安岩。

第二期 （早—中更新世）喷发钙碱性英安岩和火山碎屑岩。

第三期 （中—晚更新世）喷发钾玄粗安岩。

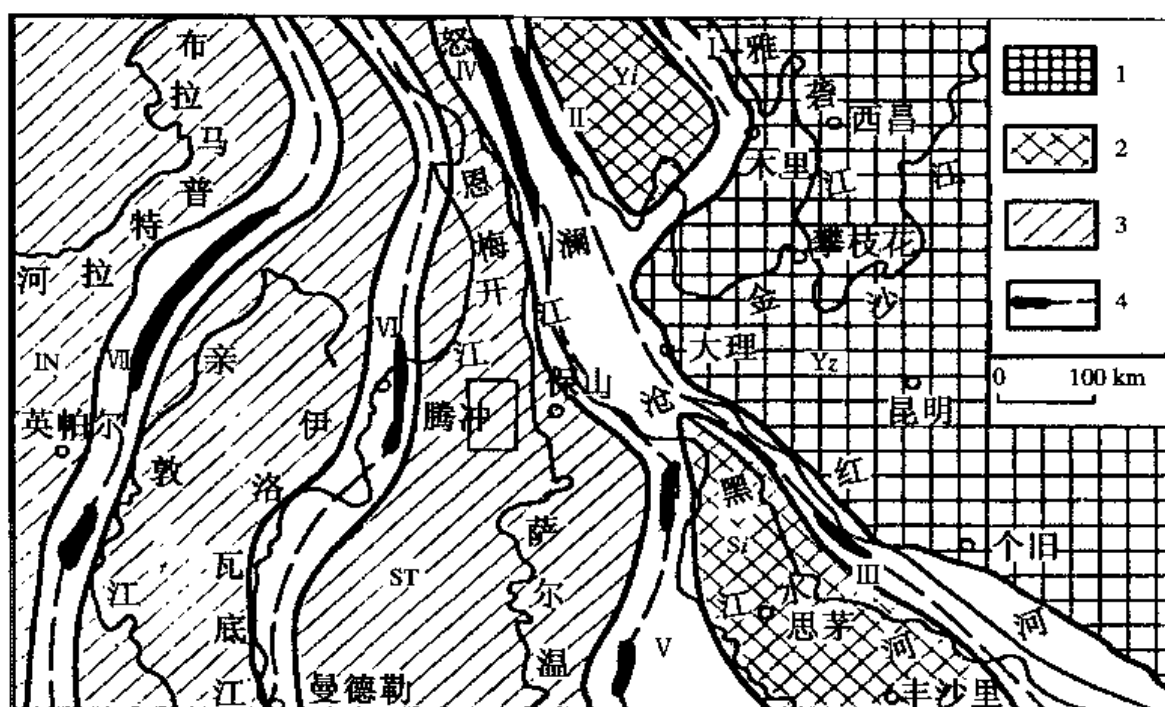
第四期 （全新世）喷发钾玄粗安岩及粗面熔岩和火山碎屑岩（图 2-81）。

在大地构造上，滇西地区处于三个微大陆即缅泰马、扬子及印支克拉通的交接部位，而腾冲地区是缅泰微大陆的组成部分（图 2-82）腾冲新生代火山具有明显的岛弧或活动陆缘性质，腾冲新生代火山岩的形成应与新特提斯的演化有关。



1—第四纪松散堆积；2—全新世火山岩；3—中—晚更新世火山岩；4—早—更新世火山岩；  
5—上新世火山岩；6—燕山期花岗岩；7—中—晚三叠纪；8—古生界；9—高黎贡群（晚元古代变质岩）；  
10—火山口；11—城镇或村庄；12—采样位置和编号；13—山峰；14—河流

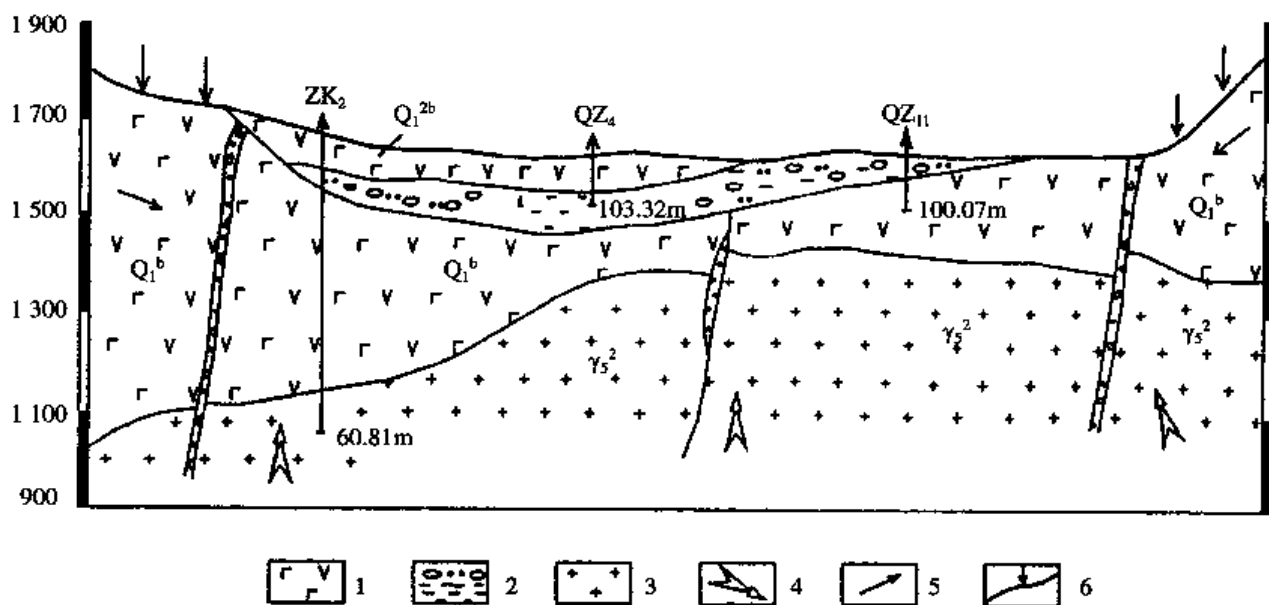
图 2-81 腾冲地区地质简图（从柏林，1994）



1—扬子微大陆；2—中间地块；3—印度—缅甸马微大陆；4 蛇绿岩和缝合带构造；  
Yz. 扬子微大陆；Yi. 义敦地块；Si. 思茅地块；ST. 缅甸马微大陆；IN. 印度板块；  
晚古生代—三叠纪的蛇绿岩和地缝合带：I—甘孜—理塘；II—金沙江；III—墨江；VI—碧土；  
V—昌宁—孟连；晚中生代—新生代的蛇绿岩和缝合带，VI—密支那；VII—那加—曼尼普尔

图 2-82 腾冲及邻近地区大地构造轮廓图 (据从柏林, 1994)

腾冲地区的大地热流值为  $118 \text{ mW/m}^2$ ，地温梯度  $4 \sim 8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ，其热储结构如图 2-83 所示。



1—安山玄武岩；2—砾石黏土层；3—花岗岩；4—热流运动方向；5—地下水运动；6—降雨入渗补给

图 2-83 腾冲盆地热储结构模型图 (贾福海, 2000)

自上而下可分为三大层：上层为沙砾、淤泥层、黏土及硅藻土层；中层为玄武岩类中，低温热储层；下层为燕山期花岗岩高温热储层，地下热水的形成条件主要受下伏花岗岩热储释热量的制约，花岗岩的热能除来自地壳深部的传导热外，只能认为在壳体下部有浅层岩浆层，或全新世火山喷发的余热保存至今，沿张性断裂带常有沸泉形成，腾冲地区的温泉分布如图 2-84 所示。

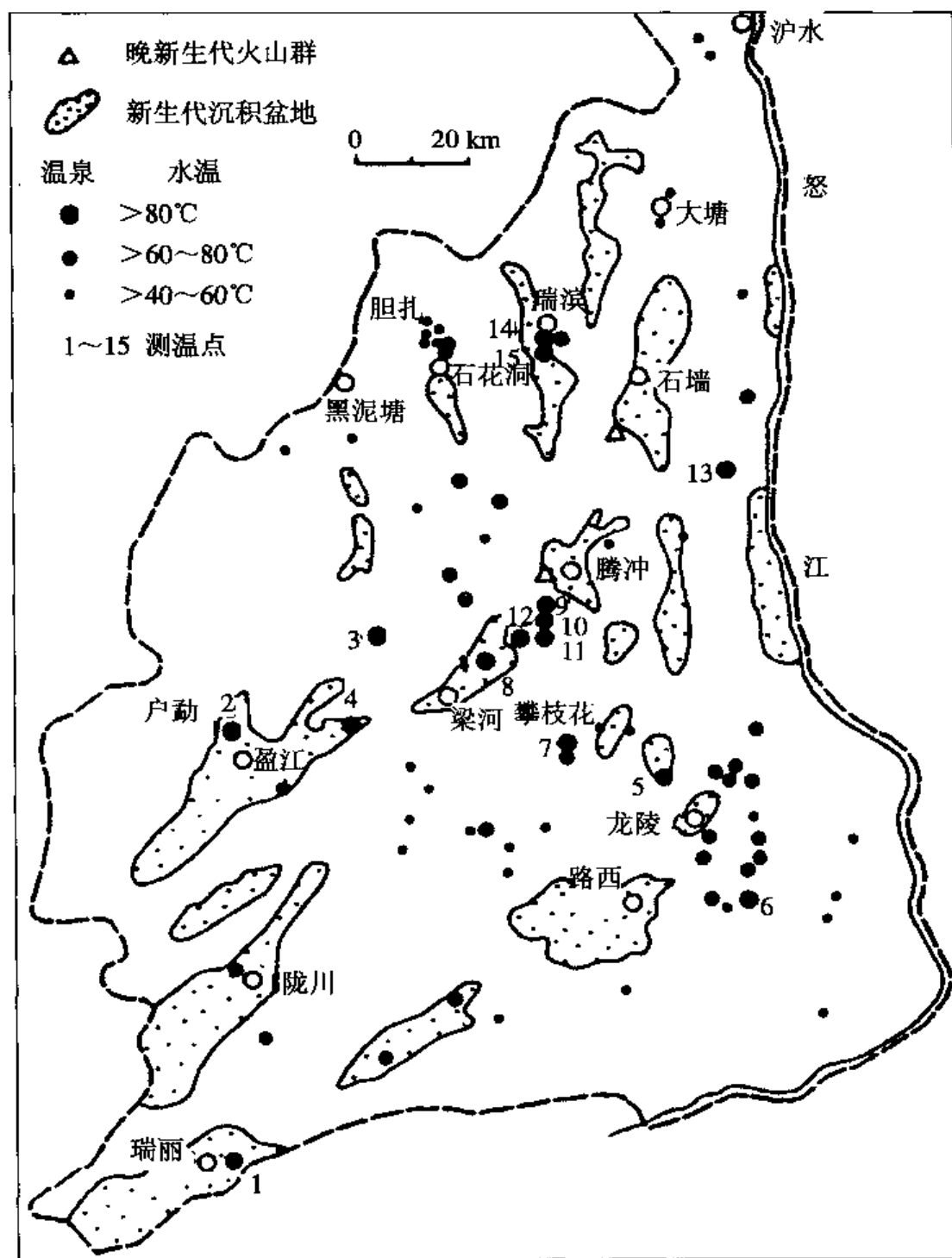


图 2-84 云南省腾冲地区 $>40^{\circ}\text{C}$ 温泉分布图 (陈墨香, 1994)



主要中高温泉点水热参数见表 2-20。如此众多的高温温泉、沸泉、间歇喷泉及水热爆炸，同西藏陆—陆碰撞带高温热储是近似的，只是热储地区发育大面积的第四纪火山岩，实为台湾到西藏的过渡类型。

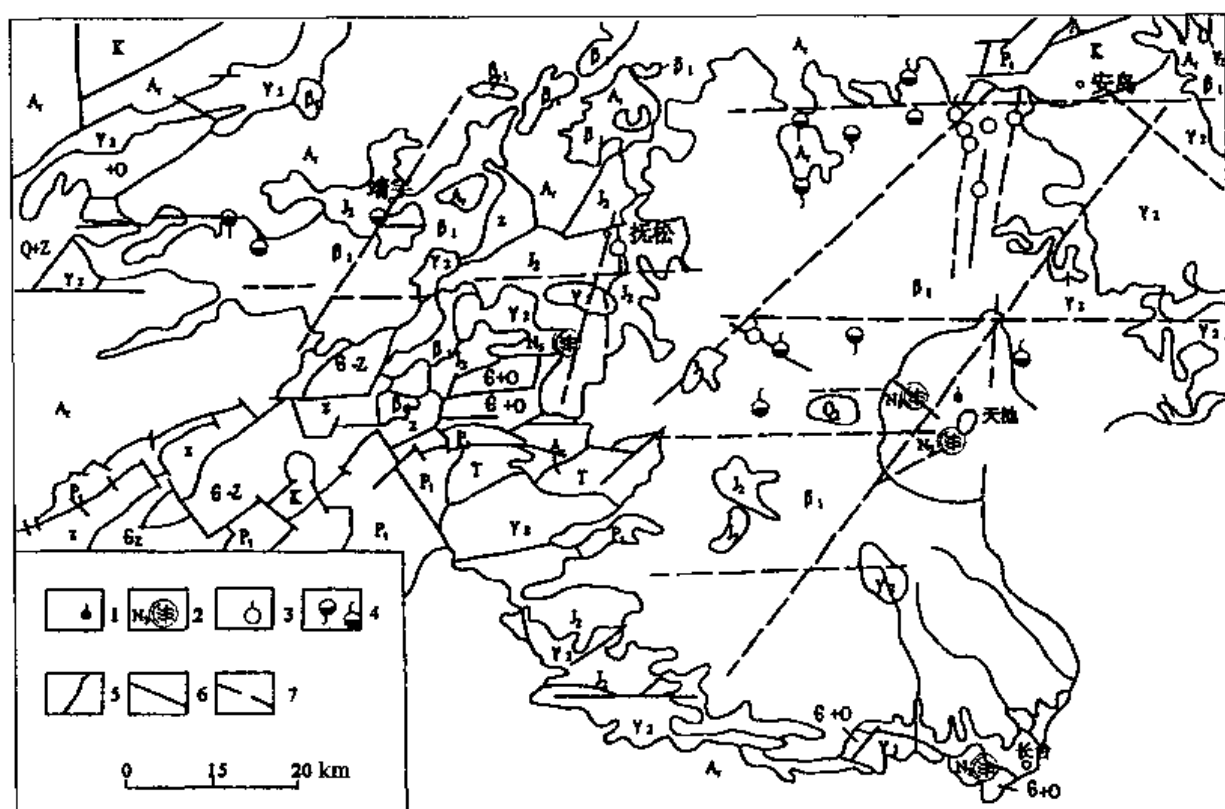
表 2-20 滇西腾冲地区 >80℃ 泉点及高温水热系统（陈墨香，1994）

序号	泉点位置	泉口标高/m	泉水温度/℃	水量/(L/s)	矿化度/(g/L)	水化学类型	热储岩层	热储强度			高温地表热显示类型	附注
								估算/℃	井深/m	井口最高温度/℃		
1	瑞丽棒棒	760	101 (95)	3.0	1.02	Cl—Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	105			沸泉水 热爆炸	盖层Q, 80~110 m Q+N, 1400 m
2	盈江户勒	845	82 (94)	2.64	0.24	HCO <sub>3</sub> —Na	Pz <sub>1</sub> , 变质岩	170				盖层Q 数十米
3	盈江 澜泥坝	1 040	85 (93)	0.9			Pz <sub>1</sub> , 变质岩	160				
4	盈江旧城	980	81 (81)	10.99	0.04	HCO <sub>3</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩					
5	龙陵 巴掌腊	1 280	100 (98)	9.01	0.7	HCO <sub>3</sub> —Na	E (?) 变质岩	210			沸泉、水 热爆炸间 歇喷泉	
6	龙陵朝阳	1 490	81	18.28	0.44	HCO <sub>3</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩					
7	腾冲 攀枝花	1 120	96.7 (96.8)	1.51	0.76	HCO <sub>3</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩			沸泉		
8	梁河 龙窝寨	1 080	86 (96)	7.91	0.90	HCO <sub>3</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	170			沸泉	盖层Q+N 厚700 m
9	腾冲 硫磺矿	1 480	96 (96.6)	0.98	2.48	Cl—SO <sub>4</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩				沸泉、水 热爆炸	热海地 热区，局部 热储为花岗 质砂砾 岩 (N <sub>1</sub> )
10	腾冲 澡塘河	1 380	98	13.33	1.44	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	230	26	145	沸泉	
11	腾冲 黄瓜箐	1 550	93	0.83			Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	230			沸泉	
12	腾冲朗蒲 热水矿	1 125	100 (98.7)	7.98	1.14	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	197			沸泉，水 热爆炸	
13	保山摆 老塘	1 930	86 (86)	4.1	0.63	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> — Na—Ca	Pz <sub>1</sub> , 石英岩					
14	腾冲瑞滇	1 695	92 (87)	3.52	1.07	HCO <sub>3</sub> —Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩	160				瑞滇地热区。 盖层Q数十米
15	腾冲瑞滇	1 695	88 (87)	1.07	1.24	HCO <sub>3</sub> —Cl—Na	Y <sub>5</sub> <sup>3</sup> , 花岗岩					

注：本表按如下资料综合：(1) 00939 部队水文地质区测报告（1980）；(2) 水温一栏中括号数值据廖志杰（1985）；(3) 热储温度估算值据廖志杰（1985）。

## (二) 长白山天池地区热水形成条件

该区位于东亚活动大陆边缘,太平洋板块向大陆下俯冲,陆缘增生和俯冲带后退,在第四纪时期长白山地区开始大规模的玄武岩喷发,分布面积达 10 000 km<sup>2</sup>,其形成时代可分为四期。下更新世期( $\beta_1$ ):分布于抚松县以北,面积小,为玄武岩;中更新世期( $\beta_2$ ):为玄武岩,整个东部地区都有分布;晚更新世期( $\beta_3$ ):由玄武岩及熔渣层组成,主要分布于靖宇县;全新世期(Q):主要为一套碱性岩,分布于天池。全区发育 EW 向和 NE 向的两组断裂,沿断裂带成为地下水入渗和深层热水运移的通道,控制着热矿泉的形成和出露。长白山地区热矿泉全分布如图 2-85 所示。



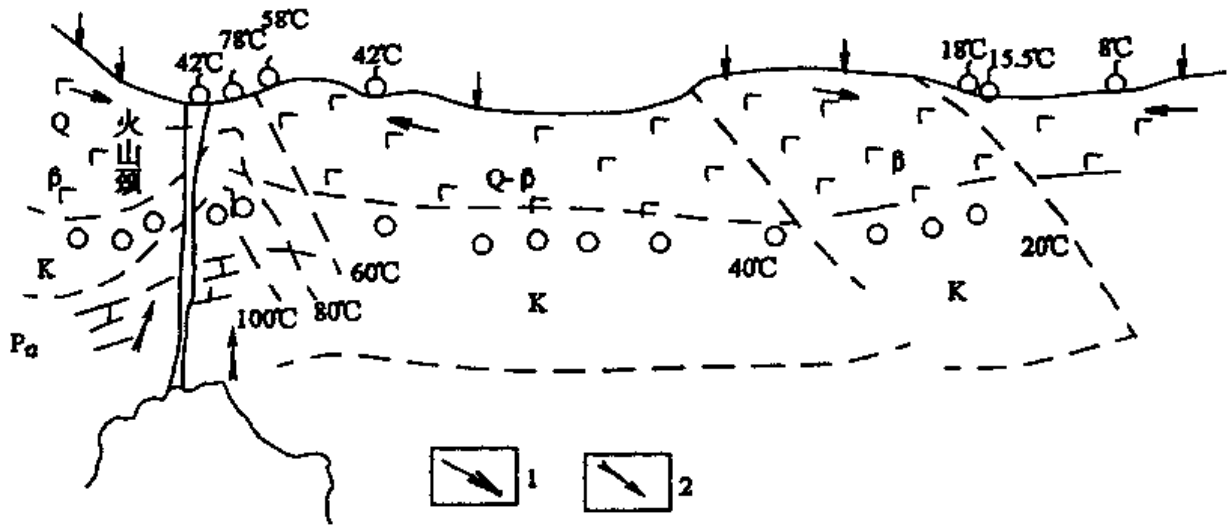
1—温泉,左为编号;2—热水钻孔,左为编号;3—碳酸泉,左为编号;  
4—硅酸泉,左为编号;5—地质界线;6—断裂;7—推测断裂

图 2-85 长白山区热矿水分布图(贾福海, 2000)

该区的\*\*大地热流值为 56~83 mW/m<sup>2</sup>,在天池地区高,远离天池地区低,根据电磁测深分析,天池地区 8 km 下有岩浆层分布。1702 年喷发后,已平静近 300 年,有人认为近期有复活的可能,所以国家地震局建立了观测预报站。白头山天池火山口本身就是个热流通道,天池东北部有一片带状热水区,水温 42℃,并有大量热气体(CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S)逸出,在其盘峰、鹿鸣峰附近有高压高温喷气孔,常年不断喷出蒸气。在天池附近,上部为全新世玄武岩和更新世粗面岩,厚 150 m,中部为白垩系沙砾岩,厚 735 m,下部为元古界大理岩形成多层结构的热储层。

该类型热水成因的结构特征,可依白头山火山口为代表。其温泉温度与火山口距离

的关系如图 2-86 所示。



1—热流运动方向；2—地下水运动方向

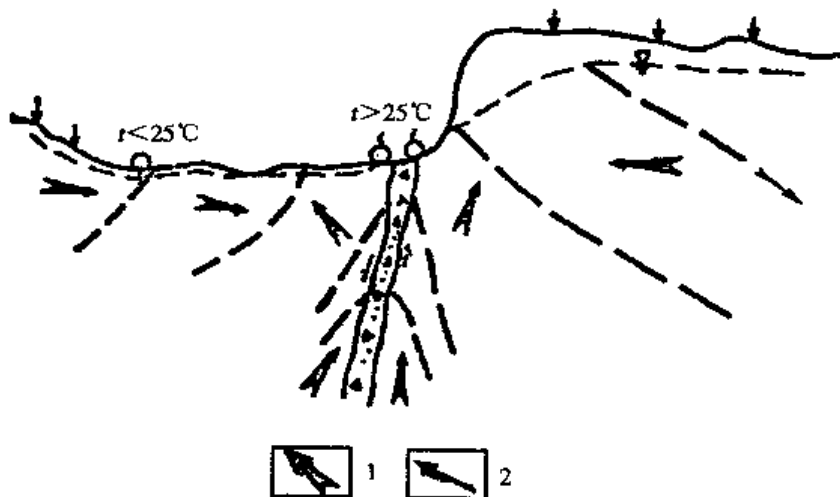
图 2-86 长白山地区矿泉水温度与火山口距离关系图（贾福海，2000）

图中显示出，在火山口（颈）之下，蕴藏着高温熔融的岩浆，可继承老火山口复活，并向上传递热流，与赋存于岩层中的地下水混合，形成以火山口为中心的地温场。并表现出不同温度的泉出露于地表。其温度随着火山口距离越远，逐渐降低。

该类型结构模型，指示了热流运动特征及寻找地下热水的方向。

区内的热矿水大都呈线状分布，严格受断裂活动性的控制。唯其温度和流量的差异大。其主要原因是，除与断裂的张裂度有关外，尚受地形地貌及汇水面积的影响。

地温场的温度，一般以断裂带最高，上、下两盘随着距离的增加而降低。在补给源充沛、水流交替活跃的地区，则过渡为常温水（图 2-87）。



1—热流运动方向；2—地下水运动方向

图 2-87 活动断裂带热流传导与温泉形成关系图（贾福海，2000）

上述腾冲和天池温泉，作为火山余热温泉，热水中含有很高的幔源气，其成分如表 2-21 所示。

表 2-21 我国一些地区温泉气组分及同位素组成（戴金星，1994）

取样地点	气主要组分 / %						PDB / ‰			氦同位素	
	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	Ar	He	H <sub>2</sub>	$\delta^{13}\text{C}_1$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$	R/R <sub>a</sub>
云南省腾冲县小滚锅温泉	0.31	99.09	0.50	0.088	0.014		-20.58	-1.18	-8.55	$(4.72 \pm 0.16) \times 10^{-6}$	3.37
云南省腾冲县大滚锅温泉	1.24	97.359	1.35		0.042		-19.48	-1.99	-9.14	$(4.56 \pm 0.15) \times 10^{-6}$	3.26
云南省腾冲县珍珠泉		99.92	0.08				-21.18	-3.32	-8.72	$(4.68 \pm 0.17) \times 10^{-6}$	3.34
云南省腾冲县怀胎井温泉	3.20	96.66	0.13				-20.97	-3.24	-8.25	$(5.32 \pm 0.20) \times 10^{-6}$	3.80
云南省腾冲县热海河	I	2.61	96.00	0.396	0.060	0.004 3	0.002 3	-29.289	-6.3		
	II	2.54	96.81	0.343	0.072	0.005 1	0.026	-19.945	-1.9		$(4.00 \pm 0.16) \times 10^{-6}$
	III	2.17	96.94	0.024	0.062	0.004 7	0.002 0		-2.3		
								-16.16 <sup>a)</sup>	-3.49 <sup>a)</sup>		$4.00 \times 10^{-6 \pm 0.1}$
云南省腾冲县黄瓜箐温泉	0.63	98.51	0.86				-20.51	-2.29	-9.23	$(6.21 \pm 0.21) \times 10^{-6}$	4.44
云南省腾冲县 叠水河冷泉（23.8℃）	3.09	96.82	0.01	0.066	0.016		-29.99	-1.29	-8.29	$(6.29 \pm 0.21) \times 10^{-6}$	4.49
云南省腾冲县和顺乡矿泉	2.15	97.81	0.1	0.023	0.009 6		-32.69	-5.79	-9.63	$(4.71 \pm 0.16) \times 10^{-6}$	3.36
吉林省长白山天池温泉（1）	0.65	98.62	0.64	0.08	0.002		-36.24	-6.02	-9.14		
吉林省长白山天池温泉（3）		99.64	0.29	0.06	0.01		-24.04	-5.81	-8.95	$(1.67 \pm 0.07) \times 10^{-5}$	1.19

a) 徐胜提供。

戴金星研究了温泉气  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值同成因的关系（图 2-88）。

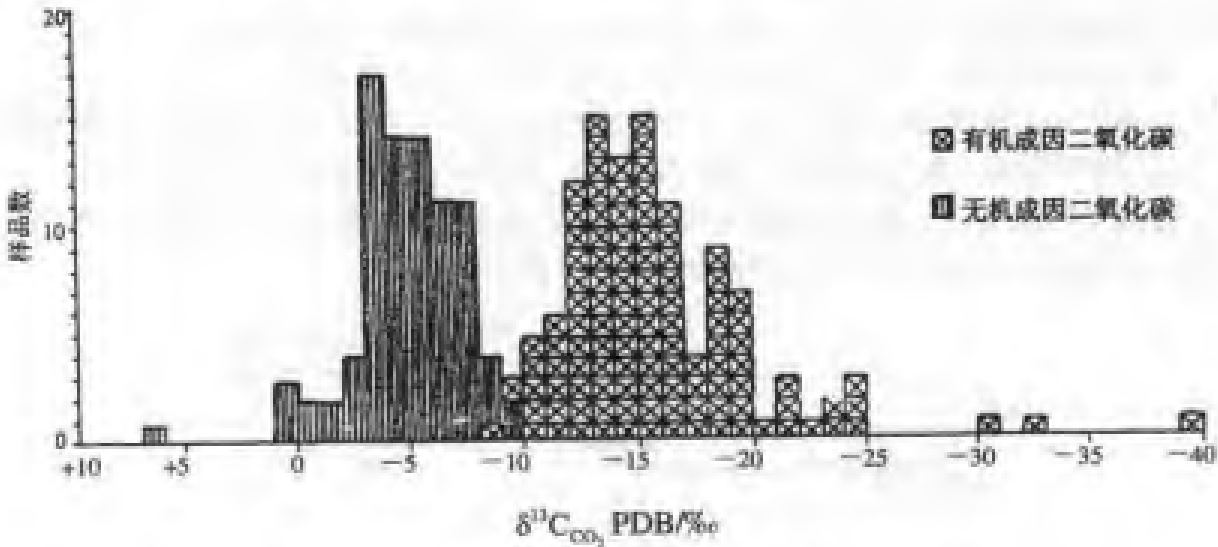


图 2-88 中国天然气的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  值频率图（据戴金星,1989,修改）

可以看出，腾冲和天池温泉中天然气的  $\text{CO}_2$  含量很高，均在 96% 以上，其中二氧化碳同位素组成 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) 从  $-1.18\text{‰}$  ~  $-6.02\text{‰}$ ，为无机成因，而  $R/R_a$  均大于 1，说明有不等数量的幔源  $^3\text{He}$  的加入，证明高温地热系统同岩浆的密切关系。在这两个地区有可能埋藏有干热岩热储。

## 六、隆起山地对流型热储的分区

根据隆起山地的大地构造条件，热储形成条件和类型及大地热流值大小，温泉的水温和出露密度，划分为 5 个热储区：现代板块碰撞带高温热储区，褶皱山地深断裂中温热储区，断块山地岩溶中低温热储区，第四纪火山余热热储区和高原山地低温热储区；又根据山地的地域和温泉出露情况划分为 17 个亚区，各亚区热储条件如附表叙述（表 2-14）。

## 第三章 中国地热资源可持续开发与管理

### 第一节 中国地热资源勘查研究现状

我国是温泉广布，开发利用历史悠久的国家，一些古书和县志中都有温泉的记载，陈炎水在其所著的“中国温泉考”（1939）中汇录了 584 处，在 1956 年地质出版社编辑的“中国温泉辑要”中有温泉 972 处。1979 年水文地质研究所编绘出版了中国第一份“中国地下热水分布图”。20 世纪 70 年代以来在李四光部长的倡导下，全国各省区都开展了不同规模的地热资源勘查和研究工作，中国科学院地质研究所在 1992 年出版了《中国地热资源形成特点和潜力评估》，较系统地总结了我国地热资源。

各个盆地的地热资源形成条件主要是通过石油地质勘探，尤其是油田水的研究来进行的。像大庆盆地、渤海盆地、苏北盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地、关中盆地、土哈盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、江汉盆地等，都是在石油勘探中发现了热水和热储及热卤水资源。80 年代以来，西藏、京津两市、西安、郑州、福州等省会城市开始了正规的地热资源勘查，现在全国正规勘查经国家储委审批的地热田有 103 处。勘查工作分布在西藏、云南高温热储地区，华北盆地和京津地区，东南沿海中等城市所在的断陷盆地和一些省会城市以及一些著名温泉区。中国西部和东北地区只进行了零星的勘查研究工作。

1989 年发布了《地热资源勘查规范》（GB 11615—89），使地热资源勘查工作有了统一的规范，明确了地热资源的温度分级（表 3-1）和地热田的规模分级（表 3-2）。对推动地热资源勘查起了重要作用。

表 3-1 地热资源温度分级

温度分级		温度界限 $t/^{\circ}\text{C}$	主要用途
高温地热资源		$t \geq 150$	发电、烘干
中温地热资源		$90 \leq t < 150$	工业利用、烘干、发电
低温地	热水	$60 \leq t < 90$	采暖、工艺流程
	温热水	$40 \leq t < 60$	医疗、洗浴、温室
热资源	温水	$25 \leq t < 40$	农业灌溉、养殖、土壤加温

注：表中温度是指主要热储代表性温度。

表 3-2 地热田规模分级

规模分级	高温地热田		中、低温地热田	
	电能/MW	能利用储量 计算年限/a	热能/MW	能利用储量 计算年限/a
大 型	>50	30	>50	100
中 型	10~50	30	10~50	100
小 型	<10	30	<10	100

20 世纪 90 年代以来的勘查技术有很快进步,把石油勘探的技术引进了地热勘探,地热成井深度达到 4 042 m,斜井和对井深度超过 3 000 m,对孔隙热储使用发酵泥浆,岩溶热储堵漏,基岩压裂和酸化。多开井结构和双级固井工艺都取得了成功。数字地震、大地电磁测深、综合物探(精密重力和航磁),综合测井和压力测井都得到了应用。勘探技术水平接近国际水平。现在勘探中的主要问题是对热储研究不够,勘探井的设计忽视盆地热储多层温压系统的分析,一些施工单位盲目搬用石油井施工技术,不懂得地热勘探井的特殊要求,在钻井结构设计、井液配制和选用洗井方法和增产技术等方面使用技术不当,导致失败。对立项和设计缺少认真的专家评审,专业监理制度尚待建立。现在勘探市场还不正规,亟待完善,要以法管理,对监理咨询单位要由国土资源部实行资格认证和考核。

## 第二节 中国地热资源评价和开发利用现状

我国地热资源评价开始是引进国外的方法。1985 年地矿部发布了“地热资源评价方法”(D240—85)部标准,正规勘探项目基本执行“D240—85”规定的方法,这个方法把热储法作为资源评价的基本方法,其缺点是对热田开发动态无法预测,按回收率计算可采资源,回收率是人为确定的,同实际出入较大。因此,近几年开发了以压力场和温度场为源函数的二维和三维的有限元数字解法,取得了较好的结果,并能对回灌进行有效的预测。

2000 年我国开始起草新的“地热资源地质勘查规范”提出了地热资源分类简表(表 3-3),评价和分类原则同我国地质矿产资源基本一致。对于高温热田,大都是采用新西兰和冰岛的以热焓为源函数的三维有限元数值模拟方法,单个的热泉采用温泉放热量法或集中参数模型的公式估算。

表 3-3 地热资源/储量分类简表(GB/T 11615—2000)

地质可靠程度 分类		已查明的			未查明或未评价的
		探明的	控制的	推断的	预测的
经济 意义	经济的	可开采量	可开采量	预可开采量	
		基础储量	基础储量	基础储量	
	次经济的	预可开采量	预可开采量		
		基础储量	基础储量		
	不明的	资源量	资源量	资源量	资源量

我国温泉数量据黄尚瑶 1993 年统计为 2 796 个, 2000 年各省区统一统计现有温泉 2 479 处, 已开发利用的有 700 余处, 占总数的 36%, 用于发电的有四处, 西藏三处, 是羊八井、那曲和朗久三个热田, 总装机容量 25 180 kW, 广东丰顺一处, 装机容量 300 kW, 其余主要用于洗浴、医疗、养殖和农业大棚。

现在全国有地热井约 800 眼, 集中分布在华北、关中盆地和广东沿海地区, 全年开采热水量约  $1.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ , 主要用于供热、生活用水、洗浴和养殖及农业大棚。1999 年全国供热面积  $1 500 \times 10^4 \text{ m}^2$ , 天津市占 1/3, 约  $500 \times 10^4 \text{ m}^2$ 。天津市年采热水量  $3 800 \times 10^4 \text{ m}^3$ , 为全国之首。

地热资源已成为重要的旅游资源, 热水用于娱乐, 具有良好的前景, 环渤海地区作为重要优势资源在全面开发, 取得了良好的经济效益和社会效益。现在地热开发利用的主要问题是资源勘探程度偏低, 特别是我国西部地区, 基本未进行正规的地热勘探, 从全国来看, 资源开发利用的水平还不高, 地热资源采收率低, 弃水温度高, 地热资源开发利用管理比较混乱, 未建立全国统一的地热动态监测网, 地热资源勘查开发市场还处于初级阶段。地热开发引起的环境问题已突出的反映出来。如羊八井高温热田, 自 1976 年至 1993 年, 共采热水  $127.6 \times 10^6 \text{ t}$ 。其中 1983 年至 1990 年累计开采  $53.28 \times 10^6 \text{ t}$ 。1990 年至 1993 年开采  $35.37 \times 10^6 \text{ t}$ 。在热田中心  $9 \text{ km}^2$  范围内产生明显地面下沉, 最大沉降量达 363.8 mm。重力值也明显下降, 如图 3-1 所示。

天津和华北盆地开发深层地热水, 产生明显地面沉降, 根据天津塘沽和大港两处深层沉降观测标的观测, 热水开采带来的沉降为  $2 \sim 8 \text{ mm/a}$ , 热水排放带来的热污染和化学污染更为普遍。不少温泉挖泉和打井, 造成泉水断流甚至产生地面塌陷, 天津等地热水集中开采区, 热水水位每年下降  $3 \sim 5 \text{ m}$ , 个别井产生吊泵现象, 这些都需认真研究和防治。

### 第三节 地热资源开发利用趋势分析

#### 地热水需要量增长趋势预测

我国对地热资源的开发利用主要是通过开采地热水来实现, 可以通过对地热水开采量的增长变化速率来估计今后一段时间对地热资源开发利用的增长趋势。

近年来全国各地对地热资源的开发形成了新的热潮, 北京开发地热的增长趋势变化在全国有一定的代表性。据统计, 北京近 30 年来对地热资源的开发呈逐年增长之势, 开采地热水的人均占有量从 20 世纪 70 年代初期的  $0.11 \text{ m}^3$  增至目前的  $0.92 \text{ m}^3$ , 即以每年每人平均增加  $0.02 \sim 0.032 \text{ m}^3$  的占有量递增(见表 3-4)。

表 3-4 北京开采深层地热水人均占有量增长趋势

时 段	1975	1980	1985	1998	1999
累 计 年 限/a	5	10	15	28	29
当年开采量/万 $\text{m}^3$	124	283	497	880	1 000



时 段	1975	1980	1985	1998	1999
当年人均占有量/ $\text{m}^3$	0.11	0.26	0.46	0.81	0.92
年平均增长/ $(\text{m}^3/\text{人})$	0.02	0.026	0.03	0.029	0.032

注：北京市人口按 1 092 万人计(1999 年统计资料)。

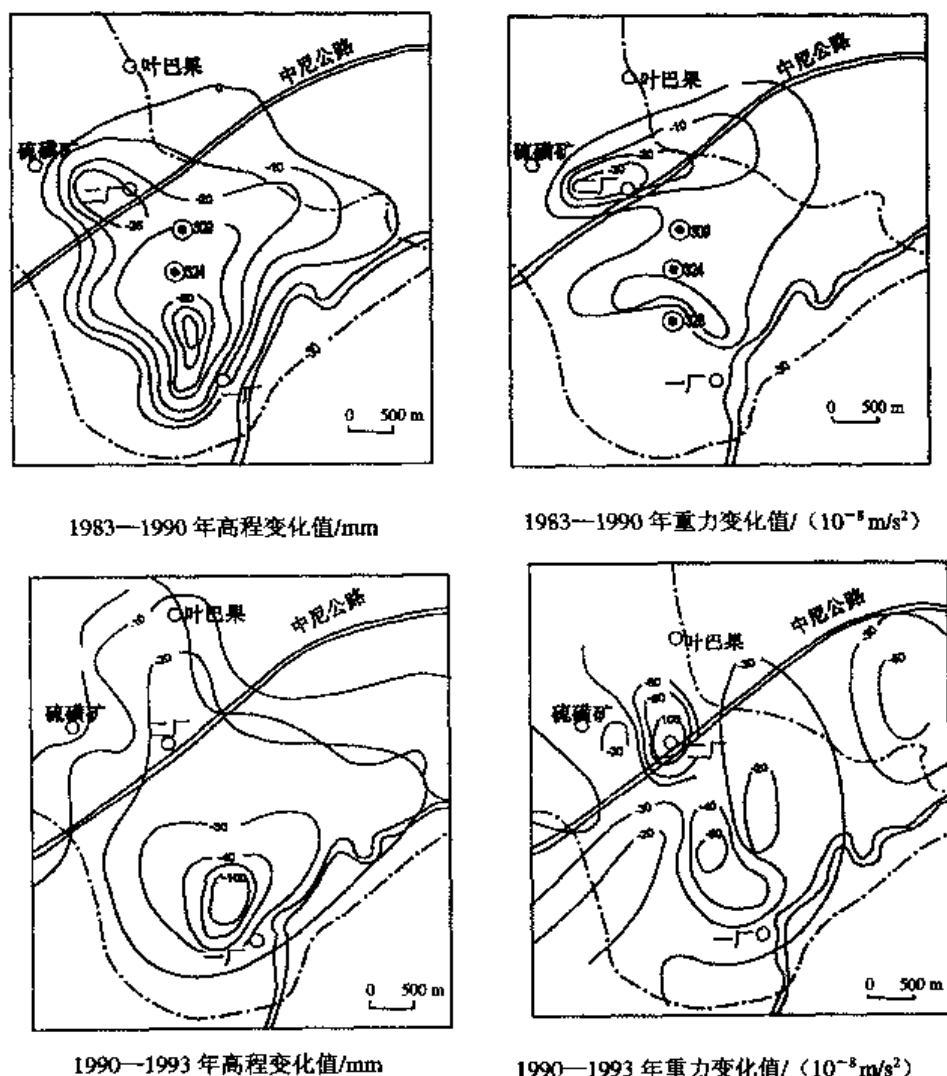


图 3-1 1983—1993 年羊八井热田高程和重力成果图(据西藏物探队资料绘制, 1995)

表 3-4 的数据统计表明,随着人民生活质量的提高,今后一段时期人们对地热水的需求量,可用已开采地热水地区的人均占有量的增长趋势进行预测。

全国各地对地热开发利用的起点不同,即目前人均占有的地热水开采量不同,以各地目前人均占有的地热水开采量为起点,以每年人均增加  $0.02 \sim 0.03 \text{ m}^3$  的地热水开采量,估算各地 2005 年、2010 年对地热水的可能需求量如表 3-5 所示。

按上述预测,我国到 2005 年地热水年开采总量将达到  $44\,512.1 \text{ 万 m}^3$ 。2010 年将达到  $54\,736.7 \text{ 万 m}^3$ ,为目前年开采量的 1.57 倍,相当于年增长速率 4.6%。

表 3-5 2005 年、2010 年全国地热水开发利用需求量估算

地 区	人口数/ 万人	现 状		2005年		2010年	
		人均/m <sup>3</sup>	年开采量/ 万m <sup>3</sup>	人均/m <sup>3</sup>	年开采量/ 万m <sup>3</sup>	人均/m <sup>3</sup>	年开采量/ 万m <sup>3</sup>
北京	1 092	0.916	1 000.0	1.066	1 163.8	1.216	1 327.6
天津	905	2.284	2 066.9	2.434	2 202.6	2.584	2 338.4
河北	6 508	0.326	2 119.6	0.426	2 772.4	0.526	3 421.2
山西	3 091	0.627	1 937.2	0.727	2 246.3	0.827	2 555.4
内蒙古	2 289	0.029	66.7	0.079	181.1	0.129	295.6
辽宁	4 077	0.271	1 104.0	0.371	1 511.7	0.471	1 919.4
吉林	2 600	0.019	49.1	0.069	179.1	0.119	309.1
黑龙江	3 629	0.005	17.5	0.055	198.9	0.105	380.4
江苏	6 948	0.038	260.8	0.088	608.2	0.138	955.6
上海	1 305			0.050	65.2	0.100	130.5
浙江	4 422	0.024	108.2	0.074	329.3	0.124	550.4
安徽	6 109	0.052	318.1	0.102	623.5	0.152	929.0
福建	3 237	0.275	891.4	0.425	1 053.2	0.375	1 215.1
江西	4 026	0.300	1 202.3	0.400	1 604.9	0.500	2 007.5
山东	8 810	0.078	684.3	0.128	1 124.8	0.178	1 565.3
河南	9 293	0.111	1 032.4	0.211	1 961.7	0.311	2 891.0
湖北	5 839	0.168	980.9	0.218	1 272.8	0.268	1 564.8
湖南	6 444	0.321	2 066.4	0.421	2 710.8	0.521	3 355.2
广东	7 014	0.202	1 416.5	0.352	2 468.6	0.502	3 520.7
广西	4 588	0.005	23.0	0.055	252.4	0.105	481.8
海南	725	0.529	383.3	0.579	419.5	0.629	455.8
四川	8 265	0.051	422.9	0.101	836.1	0.151	1 249.4
重庆	3 043	0.267	811.1	0.317	963.2	0.367	1 115.4
贵州	3 495	0.066	231.3	0.116	406.0	0.166	580.8
云南	3 945	1.919	7 569.5	2.019	7 964.0	2.119	8 358.5
西藏	243	22.111	5 373.0	24.709	6 004.3	29.905	7 266.9
陕西	3 483	0.527	1 835.0	0.627	2 183.3	0.727	2 531.6
甘肃	2 457	0.025	60.3	0.075	183.1	0.125	306.0
青海	466	0.548	255.5	0.598	278.8	0.648	302.1
宁夏	529			0.050	26.4	0.100	52.9
新疆	1 706	0.291	632.8	0.341	718.1	0.391	803.4
港、澳、台							
合 计	120 583	0.289	34 800.2	0.369	44 512.1	0.454	54 736.7

注：(1) 对北京、天津、广东按每人 0.03 m<sup>3</sup>/a 增长；对目前年开采地热水 1 000 万 m<sup>3</sup> 以上的大省按每人 0.02 m<sup>3</sup>/a 增长；其余按每人 0.01 m<sup>3</sup>/a 增长；对西藏的地热发电增长按勘探研究报告数字另计后加入。

(2) 表中各地区数据为 1999 年统计结果。

按上述条件估计到 2005 年需增加探明地热水可开采量 9 492.1 万 m<sup>3</sup>/a，勘查控制地热水可开采量约 11 390.5 万 m<sup>3</sup>/a，勘查预测地热水资源量约 18 984.2 万 m<sup>3</sup>/a；至 2010 年

需增加探明地热水可开采量 19 816.8 万 m<sup>3</sup>/a, 勘查控制地热水可开采量约 23 780.2 万 m<sup>3</sup>/a, 勘查预测地热水可开采量约 39 633.6 万 m<sup>3</sup>/a (见表 3-6)。

表 3-6 2005 年、2010 年需增加勘查的地热水资源储量估计

地 区	2005年/ (万m <sup>3</sup> /a)			2010年/ (万m <sup>3</sup> /a)		
	探 明	控 制	预 测	探 明	控 制	预 测
北京	163.8	196.6	327.6	327.6	393.1	655.2
天津	135.7	162.8	271.4	271.5	325.8	543.0
河北	650.8	781.0	1 301.6	1 301.6	1 561.9	2 603.2
山西	309.1	370.9	618.2	618.2	741.8	1 236.4
内蒙古	114.4	137.3	228.8	228.9	274.7	457.8
辽宁	407.7	489.2	815.4	815.4	978.5	1 630.8
吉林	130.0	156.0	260.0	260.0	312.0	520.0
黑龙江	181.4	217.7	362.8	362.9	345.5	725.8
江苏	347.4	416.9	694.8	694.8	833.8	1 389.6
上海	65.2	78.2	130.4	130.5	156.6	261.0
浙江	221.1	265.3	442.2	442.2	530.6	884.4
安徽	305.4	366.5	610.8	610.9	733.1	1 221.8
福建	161.8	194.2	323.6	323.7	388.4	647.4
江西	402.6	483.1	805.2	805.2	966.2	1 610.4
山东	440.5	528.6	881.0	881.0	1 057.2	1 762.0
河南	929.3	1 115.2	1 858.6	1 858.6	2 230.3	3 717.2
湖北	191.9	230.3	383.8	583.9	700.7	1 167.8
湖南	644.4	773.3	1 288.8	1 288.8	1 546.6	2 577.6
广东	1 052.1	1 262.5	2 104.2	2 104.2	2 525.0	4 208.4
广西	229.4	275.3	458.8	458.8	550.6	917.6
海南	36.2	43.4	72.4	72.5	87.0	145.0
四川	413.2	495.8	826.4	826.5	991.8	1 653.0
重庆	152.1	182.5	304.2	304.3	365.2	608.6
贵州	174.7	209.6	349.4	349.5	419.4	699.0
云南	394.5	473.4	789.0	789.0	946.8	1 578.0
西藏	631.3	757.6	1 262.6	1 893.9	2 272.7	3 787.8
陕西	348.3	418.0	696.6	696.6	835.9	1 393.2
甘肃	122.8	147.4	245.6	245.7	294.8	491.4
青海	23.3	28.0	46.6	46.6	55.9	93.2
宁夏	26.4	31.7	52.8	52.9	63.5	105.8
新疆	85.3	102.4	170.6	170.6	204.7	341.2
港、澳、台						
合计	9 492.1	11 390.5	18 984.2	19 816.8	23 780.2	39 633.6

## 第四章 中国地热资源区划及持续开采与环境保护建议

### 第一节 中国地热资源区划

地热水作为“热、矿、水”三位一体的资源，是清洁的能源，也是良好的保健旅游资源，热卤水是重要的盐矿和微量元素资源，很多热水井、泉都是优质矿泉水，我国经济发展和人民生活水平提高，对热水资源提出了多方面的需求。为使地热资源进行科学有序的开发，对中国地热资源进行合理区划是必需的。

我国由东到西盆地的热储条件是由好变差，东部盆地多层热储层叠置的“热”盆，中部盆地则为热卤水盆地，西部盆地基本为“冷”盆。从南到北，山地由高温水带到低温水带。勘探开发程度是东部高，西部低，南部高，北部低。

根据我国地热资源分布特点、形成条件和勘探开发现状，主要环境地质问题和社会需求，可把全国划分为四大区：即优先科学开发利用区、勘探开发区、具有近期勘查条件的地区和现有温泉综合开发调查研究区。21个亚区、每个亚区的资源条件、勘探、开发和保护方向如分区表所示（表4-1）。

表4-1 地热资源规划分区说明表

地热资源勘查开发保护分区		规 划 说 明
区	亚区	
优先科学开发利用区 I	渤海盆地多层传导型热水开发保护亚区	<div>I<sub>1</sub></div> <p>面积<math>20\times 10^4\text{ km}^2</math>，为叠置传导型热储盆地，石油部门进行了开发性勘探，北京、天津、河北省的主要地市和山东省的地市都按地温异常进行了热田勘探。明化镇组热水<math>25\sim 61^{\circ}\text{C}</math>，静储量<math>188\,432\times 10^8\text{ m}^3</math>，管陶组热水<math>40\sim 87^{\circ}\text{C}</math>，储量<math>63\,202\times 10^4\text{ m}^3</math>，可采资源量<math>937.48\times 10^4\text{ m}^3</math>，1999年实际开采量约<math>7\,000\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}</math>，下第三系沙河街组为高温含溶解天然气的地压型地热资源，尚未开采，下伏碳酸岩岩溶热储，水温<math>65\sim 110^{\circ}\text{C}</math>，热水容积<math>169.42\times 10^9\text{ m}^3</math>，可采资源量<math>42\times 10^9\text{ m}^3</math>。1999年实际开采量约<math>2\,400\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}</math>。已形成一系列水位下降漏斗引起地面沉降等问题，应科学规划，依法管理，防治地质灾害</p>

地热资源勘查开发保护分区			规 划 说 明
区	亚 区		
优先科学开发利用区 I	大庆盆地多层传导型热水开发保护亚区	I <sub>2</sub>	面积26×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 主要热储层为白垩系中上统砂岩、沙砾岩、层状传导型热储, 水温30~65℃, 静储量3 235×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> , 尚未大量开采, 局部进行了可采资源评价。中下白垩系砂岩为含溶解天然气的高温热水, 水温90~117℃, 只有一眼开采试验井, 日产水300 m <sup>3</sup> /d。有大量油井可射孔利用, 两套热储层应分层开采, 重点是油田水的综合开发利用和白垩系上下热储层组井开发、盆缘地区, 白垩系为泥质沙砾岩, 成井条件差、水温低、建井经济效益差
	汾渭盆地中温热水开发保护亚区	I <sub>3</sub>	面积约2.4×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为新生代裂谷盆地, 石油部门进行了初步勘探, 关中盆地进行了地热勘探与开发, 下第四系和新第三系砂岩、沙砾岩为主要热储层, 水温25~120℃, 静储量973×10 <sup>10</sup> m <sup>3</sup> , 可采资源量为5×10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> , 老第三系沙砾岩, 水温130~160℃, 可采资源量约15.0×10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> , 下伏碳酸岩裂隙岩溶热储具有勘探开发前景, 以西安市为中心进行了大量开发, 年开采量约500×10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> /a, 应建立动态观测网, 进行详查评价, 科学规划、依法管理、防治地质灾害
	藏南高温热水开发综合利用亚区	I <sub>4</sub>	为陆—陆碰撞型高温热田, 沿雅鲁藏布江缝合带的新生代岩浆弧和NE向的羊八井—多庆错活动构造为两条水热活动带, 墨脱有高温、低密、低磁、负重力的地壳热点, 可采热资源量8 096.3×10 <sup>11</sup> kW, 对主要热田进行了勘探和开发, 地热发电站三处, 总装机容量2.7×10 <sup>4</sup> kW。今后应择优勘探, 加强观测研究, 开展综合利用, 防治地质灾害
	沿海高中温温泉开发保护区	I <sub>5</sub>	为板缘软流圈上拱地带, 大量分布变质核杂岩和岩浆岩, 断裂深度大, 活动性强, 形成以高中温温泉出露为特点的脉状对流型地热系统, 该区温泉都有悠久的开发历史, 基本都在泉周建井超量开采, 形成水位下降, 温度降低等问题, 应科学开发, 开展回灌研究, 保护环境, 实现可持续利用
勘探开发区 II	滇西—川西高中温热水勘探开发亚区	II <sub>1</sub>	为陆—陆碰撞深断裂火山岩带, 有大量沸泉、温泉分布, 都已不同程度的开发, 该区水电、旅游资源丰富, 对现有温泉应进行保护性开发, 其中沿现代活动断裂的一些走滑盆地有形成热水盆地的条件, 可择优勘探开发增加旅游资源
	河淮盆地中低温热水勘探开发亚区	II <sub>2</sub>	面积约10×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为中新代断陷盆地, 石油部门进行了初步勘探, 中等城市都施工了地热勘探开发井, 主要热储层是新第三系砂岩, 缺少储量评价资料, 水温25~65℃, 下第三系有少量石油孔, 水温83~105.7℃, 下伏古生界碳酸岩裂隙岩溶热储有良好勘探前景, 应沿京广、京九铁路沿线中小城市布置地热资源普查勘探, 逐步建立热水观测管理系统
	苏北盆地中低温热水勘探开发亚区	II <sub>3</sub>	面积3.6×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> , 为叠置传导型热水盆地, 石油部门进行了开发性勘探, 对于热水资源只有零星的勘查开发资料, 主要热储层是新第三系砂岩, 估算热水静储量398.29×10 <sup>10</sup> m <sup>3</sup> , 可采资源量42.8×10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> , 水温25.0~48.0℃, 下伏下第三系砂岩和古生代碳酸岩石油勘探证明为热水储层, 水温60~98℃, 有勘探开发前景, 应在沿海、沿江和中等城市进行采探结合式地热勘探开发, 进行全盆地资源评价, 建立完善动态观测网

地热资源勘查开发保护分区			规 划 说 明
区	亚区		
II 勘探开发区	南襄—江汉盆地热卤水勘探开发亚区	II <sub>4</sub>	面积约4.4×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> ,为白垩系至第三系的断陷盆地,石油部门进行了开发性勘探,新第三系砂岩为低温热水,水温25~46℃,已有少量勘探开发孔和地热资源点状评价资料,缺少对资源的系统评价。老第三系和白垩系为热卤水有普查勘探资料,今后应对热卤水和溶解天然气进行综合勘探评价,利用现有石油井和盐岩、碱矿勘探并改造利用,综合开发利用热卤水资源
	四川盆地热卤水勘探开发亚区	II <sub>5</sub>	面积20×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> ,为中生代拗陷盆地,石油部门进行了开发性勘探,在重庆等大城市周围进行了地热勘探,该盆地为低温盆地,应以热卤水综合利用为主,进行热卤水溶解天然气综合利用评价,沿江城市可以对古生界碳酸岩裂隙岩溶热水进行勘探评价
	苏鲁山地中低温热水勘探开发亚区	II <sub>6</sub>	该区早古生代和震旦系碳酸岩,有一定埋藏深度,特别是沿长江断裂破碎带有良好的热水储藏条件,该区经济发达,应运用市场规律,勘探开发中低温热水用于城镇居民生活综合利用。必须重视热储综合研究和成井工艺研究,防止盲目施工
	琼州海峡—天池中高温热水勘探开发亚区	II <sub>7</sub>	该区均有大面积第四纪玄武岩喷发,对地热资源都进行了一定程度的勘探和开发,今后应对深部碳酸岩和火山岩储层勘探研究,合理开发,为旅游经济发展服务
III 具有近期勘查条件的地区	河套盆地中低温热水普查亚区	III <sub>1</sub>	为新生代裂谷盆地,根据石油勘探资料,新第三系为低温热水,古生代和元古代碳酸岩有形成中温热储的条件,应在现有勘探资料的基础上进行科学总结,慎重勘探
	银川盆地、中低温热水普查亚区	III <sub>2</sub>	为中生代前陆盆地,石油部门进行了盆地研究,地热进行了点状普查,主要热储层为第三系砂岩,水温25~50℃,白垩系砂岩热储条件不清,应对第三系砂岩低温热水进行普查评价,对白垩系热储应施工参数井研究孔隙结构和渗透率,评价资源。南部下伏古生代碳酸岩岩溶热储有勘探前景
	华南山地中的断陷盆地热水普查亚区	III <sub>3</sub>	该区有众多中低温温泉,应进行保护性开发,其中南昌盆地、衡阳盆地、广州—三水盆地和贵港盆地,基底古生代碳酸岩有形成中温热水的条件,应重点普查勘探。勘探中应采用地热的分层固井,碳酸岩热储层清水钻进,采用压裂酸化增产洗井措施等
	滇贵高原中的活动断裂带热水普查亚区	III <sub>4</sub>	该区有众多温泉已进行开发利用,沿活动性深大断裂有一些走滑盆地和前陆盆地,如南宁10万大山盆地、南盘江盆地、昆明盆地、元谋—楚雄盆地、开远盆地、西昌盆地,都有形成热水盆地的条件,应进行普查勘探
	太行山地中的断陷盆地热水普查亚区	III <sub>5</sub>	太行山中的断陷盆地和古老变质核外围小型滑脱盆地,有形成中小型热储盆地的条件,应采用地温调查和综合物探,采以探采结合的形势进行普查勘探
	秦岭—大别山中的断陷盆地热水普查亚区	III <sub>6</sub>	该区已有温泉均已开发利用,褶皱带北缘推覆构造带中的一些小型盆地和南缘逆冲带中的汉中盆地、孝感盆地、黄冈盆地等,都有形成中低温热储的条件,可以择优普查勘探
IV 现有温泉综合开发调查研究区	台湾高温热水调研亚区	IV <sub>1</sub>	现有高温热水已开发利用,由于掌握资料较少,今后应收集资料调查研究,对于我国唯一的板缘型高温热水区,应进行实地考察
	西北高原调研亚区	IV <sub>2</sub>	现有温泉尚未充分利用,应以开发利用现有温泉为主,对区内的一些大中型盆地结合石油勘探进行热储研究。该区虽为冷盆,但压性盆地具有双层温压系统,应重点对河西走廊盆地进行调查研究,开发地热、为旅游业上水平服务

地热资源勘查开发保护分区		规 划 说 明
区	亚区	
现有温泉综合开发调查研究区IV	东北调研亚区	IV <sub>3</sub>
		该区温泉较少,均已开发利用,每个泉都进行了普查评价,全区大面积分布新生代火山岩,对于地幔热柱同热储的关系尚应进行深入研究,其中的三江盆地、海拉尔盆地、二连盆地、阜新盆地、黑龙江沿江盆地,都有形成热储盆地的条件,应进行调查研究

优先科学开发利用区,包括渤海、大庆、汾渭盆地、藏南及沿海高温热泉。这些地区经济发展水平相对较高,特别是房地产和旅游业、现代农业和养殖业发展迅速,这些产业的发展都对地热资源提出了较高要求,在效益动力推动下,勘探开发地热的积极性很高,已初步形成地热资源勘查开发市场。

勘探开发区,包括苏鲁山地、滇西、琼州海峡、河淮、四川、苏北盆地、南襄—江汉盆地。这些地区有一定的开发程度和良好的勘探开发前景。

具有近期勘查条件的地区,包括河套盆地、银川盆地、华南山地、太行山、秦岭以及滇贵高原等。这些地区有一定的调查基础,有的温泉已进行开发利用。

现有温泉综合开发调查研究区,包括掌握资料较少的台湾省、地热与温泉较少的东北地区和西北地区。为数不多的温泉已开发利用。

## 第二节 中国地热资源持续开采与环境保护建议

地热资源,是在长期的地质历史过程中形成的,热源依靠大地热流值的补给,水源主要来自浅层地下水的补给,补给量有限,所以要实现资源的持续利用防止热水对环境的污染,国际上通用“对井开采法”,笔者认为用对井开采回灌方式是我国目前实现资源持续利用和防止对环境污染的最好途径,建议使用。当前国内采用的回灌模式有两种。

一种是同层对井采灌:一般采用两个向不同方向造斜的对井,终孔在同一个热储层中,一井开采,另一井将换热后的热水注入回灌井中,两井间距多在 800~1 000 m。这种方式适用于孔隙型热储、活塞式热流传导类型,对于裂隙岩溶型热储,要防止通过强导水裂隙串井,天津地矿局在这类对井施工中采取了一些有效措施,通过四对同层对井的施工和三年的回灌开采实验,获得成功。

另一种是对井异层采灌:在有多个热储层的地区,将开采层的热水,换热后,回灌至另一热储层中,常采用深采浅灌方式,施工二个直井,如天津晚报社开采蓟县系雾迷山组热水(井深 3 600 m),经过地面换热后向奥陶系热储层中回灌(井深 1 640 m)。也有浅采深灌的,如天津体北热水井组,施工二口斜井,井深 2 100 m,开采雾迷山组顶部的热水储层。在二斜井中间施工一眼 3 200 m 的直井,成井段在雾迷山组底部,换热后的尾水一同灌入深井中,由于生活热水消耗掉了一半的热水,这样也能保证多余尾水全部回灌入热储层。

回灌开采的好处是“原汤”回灌,一般不产生化学堵塞,热储层的水质也不会被污

染，能有效的防止热储层水压过快下降，充分利用地壳传导热能，使地热开发持续运行。但应注意诱发地震的问题，加强观测和预报工作。

此外，为最大限度地减少环境污染，改善和提高环境质量，政府应积极鼓励开发地热资源，在政策上予以投资者优惠，在技术上进行示范推广，并通过加强对地热资源的规划、调整评价、专业队伍的建及及管理体制的建立等，最终达到适度、合理开发地热资源的目标，具体建议有：

#### 1. 加强政策引导。

当今世界各国新能源和可再生能源发展历程显示，政策是推动发展的巨大动力，政府政策与法规的制定与执行，必将对地热新能源的开发起到积极的推动作用。国际上地热开发领先的发达国家和发展中国家的经验都已经证明，国家的宽松和优惠政策促进了投资商的大投入，换来了地热开发的大规模发展。国家应该在一段试验期内对有意开发热能的项目给予宽松政策，例如低息贷款、适当免税、优惠用地等方面的鼓励。

#### 2. 加强地热专业队伍建设。

为完成规划任务，应成立一个地热勘查单位，在承担国家跨地域基础性、公益性、战略性地热勘查任务的基础上，逐渐发展成承担商业性勘查任务，进而投资开发和经营的投资公司。

为提高地热勘查技术水平，在规划期间，应根据规划任务，对地热从业人员进行培训。

严格资质审查认证，对没有成功勘查地热田业绩或地热专业人员的地勘单位，不得从事公益性地热勘查。对从事公益性地热勘查的技术人员，也应进行资质审查，持证上岗。

#### 3. 健全管理体制并建立全国统一的地热资源管理办法。

目前国内各地的地热资源管理体制极不统一，地热资源管理办法也因地制宜，对勘查登记、开采许可、收取资源管理费、支持科研、推广节能技术等主要职能没有统一规范，不利于全国统一的科学管理。地下热矿水属于矿产资源，应纳入《矿产资源法》的管理范畴，制订配套的全国统一的地热资源管理办法和可操作的管理规定，健全地热资源管理体制，做到合理、有序的开发，以充分发挥地热资源的最大开发效益。

#### 4. 及早进行全国地热资源情况调查评价。

摸清资源家底是合理开发利用的基础和前提，2000 年世界地热大会宣言中也敦促各国政府对本国的地热资源潜力进行评价。我国幅员辽阔，盆地型和山地型地热资源远景巨大，但勘查研究程度较低，只有少数省市完成了少量地热田的勘查报告。加强地热资源勘查评价是为开发提供后备基地，为适应和满足社会需求，对于可以减少污染、改善环境的地热新能源，国家计委应支持国土资源部下达任务和经费，及早进行全国地热资源普查，完成资源评价，并在以后逐步纳入国土资源大调查的计划。

#### 5. 建立全国统一的地热资源信息系统。

建立全国统一的地热资源信息系统是国家制订发展计划和指导开发工作的依据。国土资源部作为全国矿产资源的主管部门理应掌握一个动态的全国地热资源信息系统，但目前统计渠道不通，资料分散于不同的勘查和研究单位，全国的动态情况不明。因此，在全国地热资源调查评价作为阶段性的工作完成之后，应选定（委托）一个常设机构，



负责建立全国统一的地热资源信息系统，汇集各省市区日常地热勘查开发进展的新资料，建立和完善全国地热资源数据库，同时有地理信息系统操作，可随时调出资料和分析图表。

#### 6. 建立一批有代表性的地热开发利用示范区（点）。

我国温泉利用历史悠久，但现代地热开发利用特别是应用高新技术方面与世界的差距较大。不同类型的示范区具有推广和普及作用，是推广和普及之前的开路先锋。天津塘沽地热集中供暖利用冰岛技术显示了优于传统燃煤锅炉的经济和环境效益，是一个典型的示范。河北霸州南孟华北油田产油二处利用废油井开发地热，搞地热供暖和温室花卉，省去了供暖锅炉，既净化环境，又创造了巨大的经济收益，更是一个典型的开发示范。各省（区、市）都可在十年规划期内先后建立 1~2 处示范区（点），利用高新技术，针对本地区地热利用特长的某个方面，例如热泵技术、高效农业等，搞可持续技术和综合利用等不同类型的示范，从而带动更大规模的高效开发。

#### 7. 建立地热勘查开发风险基金。

国家应建立地热勘查开发风险基金，以鼓励投资商建立信心，从而有力地促进地热开发的上规模、上水平发展。地热勘查开发风险基金可请银行管理、监督，用于支持对新区地热勘查中分担部分风险。风险基金实施以热养热的原则，与矿产资源补偿费类似，其来源可以从收取的地热资源补偿费支持，也可提取钻井投入的 1%~2%，以体现风险共担的精神。

#### 8. 对地热勘查开发中的技术难点和问题进行科技攻关。

一份科技投入通常产生几倍的生产收益。对地热勘查开发中的技术难点和问题进行科技攻关是低投入、高产出。应利用最新技术，改造传统设计，提高整体水平。深部地热资源勘查的地球物理新方法如能有所突破，包括地温和渗透性的解释，那就能发现更多的蕴藏资源。对地热资源如何在开采中保护、在保护下开采的具体实施，比如生产性回灌的持续进行，也必将给地热开发带来更持久的效益。还有改进地热钻井技术、提高综合利用率以及高效低成本的地热防腐措施等，都有进一步攻关的必要。

#### 9. 加强基础地热地质工作。

加强基础地热地质工作一是国家要投入普查费用，各级要管好用好这笔费用，确实取全取准基础地热地质资料；二是结合其他地质、钻探、采矿、建设等工作，顺手收集地热地质资料。依靠基础地热地质资料的积累，搞清地质构造模式，加强综合性分析研究，就可以在地热勘查开发中举一反三，扩大对地热资源赋存条件的认识，扩大对地热资源储量的发现。

#### 10. 加强国际合作与科技交流。

学习或引进国外先进技术可以使我们少走弯路，加快前进步伐，取得更大收益。应注意收集国外先进科技信息，加强国际交流与合作，运用合作开发、引进外资、技术考察等多种渠道，进行科技信息交流和国际技术合作，还可争取有关国际机构或组织可能提供的专项援助。

## 主要参考文献

- [1] 陈墨香, 汪集, 邓孝. 中国地热资源. 北京: 科技出版社, 1994.
- [2] 高锡兴. 中国含油气盆地油气田. 北京: 石油工业出版社, 1994.
- [3] 余恒昌. 矿山地热与热害治理. 北京: 煤炭工业出版社, 1991.
- [4] 崔军文. 喜马拉雅碰撞带的构造演化. 地质学报, 1997, 71 (2).
- [5] 吴乾蕃, 等. 云南地区地热基本特征. 地震地质, 1988, 10 (4).
- [6] 熊亮萍, 汪集, 等. 漳州热田的对流、热流和传导热流的研究. 地球物理学报, 1990, 32 (6).
- [7] 赵文志, 等. 中国陆上主要含油气盆地石油地质特征. 地质评论, 1999, 45 (3).
- [8] 李慈君, 等. 深层卤水资源量评价的研究. 北京: 地质出版社, 1992.
- [9] 杨绪充. 含油气区地下温压环境. 北京: 石油大学出版社, 1993.
- [10] 闫敦实, 王英太. 京津冀油区地热资源评价与利用. 北京: 中国地质大学出版社, 2000.
- [11] 王战, 等. 黄骅拗陷地区地质构造演化与油气分布. 北京: 科学出版社, 1999.
- [12] 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.
- [13] 林耀庭, 等. 四川盆地海相三叠系地下水驱动条件及水资源分布的研究. 化工矿产地质, 1998, 20 (3).
- [14] 任建业. 大陆伸展、剥离断层和被动大陆边缘的演化, 地质科技情报, 1992, 11 (2).
- [15] 胡圣标, 汪集. 中国东南地区地壳生热率与地幔热流. 中国科学, 1994, 24 (2).
- [16] 黄少鹏. 我国大陆地区大地热流与地壳厚度的变化. 地球物理学报, 1992, 35 (4).
- [17] 廖其林, 等. 福州盆地及其周围地区地壳深部结构与构造的初步研究. 地球物理学报, 1990, 33 (2).
- [18] 刘震. 沉积盆地地温与地层压力关系研究. 地质学报, 1997, 71 (2).
- [19] 从柏林, 等. 中国滇西腾冲新生代火山岩的成因. 中国科学, 1994, 24 (4).
- [20] 张虎男. 闽粤一带沿海地区北西向断裂的活动性. 地震地质, 1982, 4 (3).
- [21] 陈峰. 福建海岸构造特征及其应用. 台湾海峡, 1998, 7 (3).
- [22] 孙肇才. 中国油气盆地基本地质特征. 海洋地质与第四纪地质, 1991, 11 (3).
- [23] 游恒河, 等. 论油气盐煤勘探. 黑龙江地质, 1997, 9 (2).
- [24] 周再勇. 西藏水热活动特征及其与活动构造的关系. 西藏地质, 1991, (5).
- [25] 任纪舜. 论中国南部的大地构造. 地质学报, 1990, (4).
- [26] 戴金星, 等. 中国一些地区温泉中天然气的地球化学特征及碳氮同位素组成. 中国科学, 1994, 24 (4).
- [27] 廖志杰, 赵平, 等. 滇藏地热带. 北京: 科学出版社, 1999.
- [28] 贾福海. 中国玄武岩地下水. 北京: 地质出版社, 1993.
- [29] 马振东, 单光祥. 长江中下游区域地壳热结构及研究意义. 地球科学, 1997, 22 (1).
- [30] 张功成, 等. 中国含油气盆地构造. 北京: 石油工业出版社, 1999.
- [31] 韩行瑞, 鲁荣安, 等. 岩溶水系统. 北京: 地质出版社, 1993.
- [32] 郑聪斌. 陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳岩溶岩及岩溶相模式. 中国岩溶, 1997, 16 (4).
- [33] 黄尚瑜. 油气储层的深岩溶作用. 中国岩溶, 1997, 16 (3).

