

1:5 万遥感物探化探应用研究丛书

地下热水调查的 物探化探方法

贾苓希 李大心 朱炳球
徐建华 魏永华 魏文博 编著
吴国强

地质出版社

前 言

根据地矿部“七五”科技攻关项目(860-16-01)下属“重要经济建设区和中心城市及外围地区1:5万区调中遥感、地球物理、地球化学方法技术研究”课题的要求,为加速我国地热资源的勘查,特设立地下热水调查中物探、化探方法及合理工作程序的研究专题。其任务是总结国内外应用物、化探方法勘查地下热水特别是寻找隐伏地下热水资源的经验;探索国内不同地质类型热田的物化探异常特征;选择东南沿海某些地区开展面积性地热物、化探普查工作;最终提交一套在1:5万区调中有效、经济、快速的物化探方法技术,以便在全国推广。本书的编写就是专题成果推广的一项具体措施。

本书着重论述了勘查地下热水效果较好的地温法、化探方法、核物探方法中的氡、钍测量方法、多参数电法及地热勘查中的物化探方法合理工作程序。重力、磁法和地震等常规物探方法技术,因已出版过专著,故不赘述,只是结合地热地质条件分析其成果的特点和作用。

本书由中国地质大学(武汉)和地矿部物化探研究所共同完成。全书分六章,第一章和第五章由贾苓希编写;第二章由朱炳球、魏永华编写;第三章由徐建华、李大心编写;第四章由魏文博、吴国强编写;第六章由李大心编写。全书由贾苓希、李大心、徐建华统编。

参加科技攻关人员(按姓氏笔划为序)有王公远、方熠、史长义、李大心、朱立新、朱炳球、朱建华、乔利平、刘瑞生、吴国强、余慧、林焕华、徐忠祥、徐建华、屠万生、贾苓希、魏文博、魏永华。

初稿完成后,承蒙李金铭、王恒纯两位教授评审,并提出了宝贵意见,贾美芝同志清绘了全部插图,在此一并表示衷心感

谢。

由于作者水平所限，文中难免有不妥及错误之处，恳请读者批评指正。

1991年6月 作者

目 录

前 言

第一章 形成热田的基本规律及地热田地球物理特征	1
第一节 形成热田的基本规律.....	1
第二节 地热田地球物理特征.....	7
第二章 地热田的地球化学勘查和核物探勘查	14
第一节 三种不同类型热田微量元素地球化学分布特征.....	14
第二节 地热化探野外工作方法.....	27
第三节 氡、钍、铀的核物理和地球化学特征.....	32
第四节 核物探野外工作方法及应用实例.....	37
第三章 地温法勘查与地温场模型计算	47
第一节 浅层测温原理与方法技术.....	47
第二节 详查中的地温测量方法.....	54
第三节 三种类型热田地温场模型计算.....	59
第四章 地热勘查中的电法	70
第一节 地热勘查中的电阻率法、自然电场法及激发极化法基本原理.....	70
第二节 多参数电法.....	74
第五章 地热勘查各阶段物化探工作的地质任务及合理工作程序	81
第一节 地热勘查阶段的划分、各阶段的地质任务及采用的物化探方法.....	81
第二节 地热勘查各阶段物化探方法应用与合理工作程序.....	86
第三节 1:5 万区调地热普查中物化探的应用与合理工作程序.....	91

第六章 成果综合解释	99
第一节 地热远景区选择原则与实例	99
第二节 地热异常的综合解释与实例	103

第一章 形成热田的基本规律及地 热田地球物理特征

第一节 形成热田的基本规律

一、形成热田的基本规律

地热资源按温度分为高温、中温、低温三类（见表1.1）^[1]。

表 1.1

温度分级		温度 t 界限(°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 资 源	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
	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

大量研究结果表明，世界范围内地热资源的分布具有明显的规律性。高温地热资源都集中分布在相对比较狭窄的地壳活动带，这些活动带目前已公认为全球板块的边界。由于板块与板块之间的相对运动，现代岩石圈板块的界面地带就成为活动性最强的地带。这些地区既是年青的造山运动、火山活动及岩浆侵入、地震活动等强烈发生的地区，同时也是成矿、成热的有利地带。低温地热资源则广泛分布于板块内部，这些地区的构造活动强度、断裂的深度及规模都远远不及板块之间界面地带的。可以

表 1.2 中国地热资源

地热资源 资本类型	地 热 地 质				水文地质			地 热	
	控制性 构造	盖层	热储	岩浆 作用	含水层 类型	补、径、 排条件	水交替 速度	地表显示	水(汽) 最高温度
岩 浆 活 动 类 型 (I)	近代火山型 (Ia)	上新世 与第四纪 火山活动 带	各种火 山岩、沉 积岩或矿 物沉淀及 水热蚀变 发生自封 闭	砂、砂 砾岩、粗 砂岩或各 种火成岩	上 承压 新世与第 四纪火山 作用	现代充 补给,垂 直上升为 主,以沸 泉、等排 泄	强烈	沸泉、 喷泉、喷 气孔、水 热爆炸、 泉华及蚀 变带	145— 294℃
	近期岩浆型 (Ib)	新生代 构造作用 带	各种火 山岩、沉 积岩或矿 物沉淀及 水热蚀变 发生自封 闭	各种火 成岩、沉 积岩或松 散沉积	上 承压 新世以 来岩浆 活动	现代充 补给,垂 直上升为 主,以沸 泉、等排 泄	强烈	沸泉、 喷泉、喷 气孔、水 热爆炸、 泉华及蚀 变带	150— 200℃
隆起断裂类型 (II)	地壳隆 起区,活 动性深断 裂发育	无或较 薄,多为 第四系松 散沉积	储水断 裂构造或 浅部次生 孔隙热储	无 承压 近代火 山作用 及岩 浆侵 入	水 承压 系	现代充 补给,以 上运动 为主,在 地或浅 部形成 排泄源	强烈	一般以 温泉形式 出露地表	90— 103℃
沉降盆地类型 (III)	沉积断陷型 (IIIa)	中新生 代沉降盆 地,地壳 活动相对 稳定,基 底断裂发 育	巨厚中 新生代沉 积	震旦、 寒武、奥 陶及二叠 纪等碳酸 盐类岩层 为主	无 自流 近代火 山作用 及岩 浆侵 入	局部 现代补 给,垂水 径流为 主,基底 起伏排 泄源	缓慢, 局部强 烈	无显示 或显示微 弱,盆地 边缘有温 泉出露	70— 100℃ 以 上
	沉积拗陷型 (IIIb)	中新生 代沉降盆 地,地壳 活动相对 稳定	巨厚中 新生代沉 积	震旦、 寒武、奥 陶及二叠 纪等碳酸 盐类岩层 为主,其 次为中生 代碎屑岩	无 自流 近代火 山作用 及岩 浆侵 入	无现 代降水 补给,水 径流为 一般伏 排泄	缓慢 或停滞	无显示 或显示微 弱,盆地 边缘有温 泉出露	60— 100℃

基本类型及形成特征

特征	水文地球化学特征					成因分析			地热区 (或典型 地热田)
地温梯度 ℃/100m	水质类型	矿化度 (克/升)	特殊组分	气体成分	伴生矿床 及现代成 矿作用	水源	热源	物质成分来源	
10—30 以上	氯化物 型为主	<5	SiO ₂ 、 F、HBO ₂ 、 As、Li、Sb 等	H ₂ S- CO ₂ 、CO ₂ 及 N ₂ - CO ₂	汞矿、 硫磺矿、 黄铁矿及 辉锑矿等	大 火 溶 滤 气降 山物 水为 质或 残余 岩浆 体	火 山 作 用 及 热 力 变 质 作 用		云南腾 冲及台湾 大屯
10—30 以上	氯化物 型为主	<5	HBO ₂ 、 SiO ₂ 、F、 As 等	H ₂ S、 CO ₂ 及 N ₂ -CO ₂ 、 H ₂	汞矿、 硫磺矿、 黄铁矿及 辉锑矿等	大 火 溶 滤 气降 期岩 水为 浆侵 入	近 期 作 用 及 热 力 变 质 作 用		西藏羊 八井
一般 2—3, 最 高 10	重碳酸 盐型为主	<1	SiO ₂ 、F 及 Rn	N ₂ 及 CO ₂ 、Ar	铁矿、 放 射 性 铀矿、氟 矿、多金 属矿床等	大 火 溶 滤 气降 水 深 循 环 对 流 作 用	地 下 水 作 用 及 热 力 变 质 作 用		广东邓 屋及东山 湖, 湖南 灰汤, 福 建福州等
一般 3—4, 最高 6—8	氯化 物-重碳 酸盐型或 氯化物- 硫酸盐型	一般< 1, 个别 3—8	SiO ₂ 、 F、局部有 Br、I、 HBO ₂ 、 有机质等	N ₂ 、CO 及 CH ₄	油气田	大 火 溶 滤 气降 水及 古沉 积水	地 下 水 作 用 及 热 力 变 质 作 用	溶 滤 作 用 及 热 力 变 质 作 用	华北, 京津, 昆 明等
一般 1.5— 2.0, 最高 3.5	氯化物 型为主	50— 300 以上	Li、Rb、 Cs、Sr、 Ba、Br、 I、HBO ₂ 、 Ra, 有机 质等	CH ₄ 为 主	油气 田、盐 卤 田	古 沉 积 水 为 主	正 常 热 传 导	溶 滤 作 用 及 热 力 变 质 作 用	四川、 江汉等盆 地

说,距离现代板块边界远,则构造活动的强度明显减弱,受控于板块运动的地热活动的强度也随之减弱。

由于地热活动的分带性严格受地质构造的控制,因此一般按不同的地质构造对地热带进行分类。不论应用哪一种大地构造学说或观点对地热带进行分类,都有一个共同的目的,即说明地热分布与地质构造的关系,亦即构造控热的规律,进而指导找热的方向。按照黄尚瑶等根据板块构造学说的分类,把地热带分为板缘(或板间)地热带及板内地热带两大类^[2]。地热带的类型不同,应用物化探方法的效果亦各异。

板缘地热带属火山型亦称岩浆活动型(I)。西藏羊八井、云南腾冲、台湾的一些高温热田属此类。据有关资料^[3],在西藏南部地下10—20 km内有正在冷却的局部岩浆囊存在,这可能是西藏和云南西部存在高温热田的主要原因。板内地热带属非火山、非岩浆型,这类地热田在我国占绝大多数。板内地热带一般指广泛分布于板块内部地壳隆起区(褶皱山系、山间盆地)及地壳沉降区(主要为中生代沉积盆地)。这类地热带规模较小,温度较低,无火山或岩浆热源,在地壳浅部,观测到接近或稍高于区域正常值的热流值,有的地方可见低强度的局部地热异常现象。在板块内部无论是隆起区或沉降区,在构造破碎带或一些自流盆地内,都赋存有丰富的中低温地下热水资源,热田温度一般都低于当地沸点,多介于60—90℃之间。

板块内部地热带按其形成的大地构造环境又可分为隆起断裂型(II)和沉降盆地型(III),它们的特点见表1.2。在板内地壳隆起区,发育有不同地质时期形成的断裂带,已经过多次活动,有的在晚近期活动仍较强烈,它们多数可成为地下热水运移的良好通道。大气降水渗入地壳深部经深循环在正常地温梯度下加热,常在相对低洼的地方(山前或山间盆地、滨海盆地,多在河谷底部)沿活动性断裂涌出地表形成温泉。我国东南沿海地热带是位于板块内部地壳隆起区属隆起断裂型地热带,是我国温泉最为密集的地带,集中分布的温泉就有500余处,其中广东在250

处以上,福建 150 余处,温泉的水温大都介于40—80℃之间,少数在80℃以上。温泉多沿断裂带及燕山期花岗岩体边缘分布,热水受断裂构造控制,为深循环对流型。

沉降盆地型一般指地壳沉降区(主要为新生代沉积盆地)沿基底或盖层内构造断裂带展布的地热带或大型自流热水盆地。沉降盆地型又可分为沉积断陷型及沉积拗陷型两类。实际上,有许多大型含热水盆地为断拗结合的构造盆地。

沉积断陷型为板内地壳沉降区有厚层沉积物覆盖的地堑地垒式构造热水盆地,边界有控制性断裂,基底阶梯状断裂发育,我国华北盆地地热带即属此类。

板内地壳沉降区的沉积拗陷型盆地,是在地壳稳定下降过程中边拗陷边沉积的条件下形成的,其边界一般无控制性断裂,为连续沉积盆地,我国四川盆地、江汉盆地可归属此类。

显然,隆起断裂型地下热水完全受控于晚近期活动断裂构造;沉积断陷型地下热水也与断裂构造密切相关并受其控制,但盖层厚度较大。沉积拗陷型地热资源却不受断裂构造的控制。因此,应用物化探方法勘查隆起断裂型和沉积断陷型地下热水资源在很大程度上就是查清控制热水的断裂构造及其展布。

二、近代构造活动与地热的关系

我国区域地热地质特征主要受环太平洋地热带和地中海-喜马拉雅地热带这两大全球地热带影响,热水的区域分布特征与主要构造体系的展布十分吻合。水热活动严格受晚近时期构造活动的控制,尤以是具有多期、反复活动特点的早期新华夏系及其配套构造。

中国东部温泉热水的分带性,是受新华夏构造体系一级隆起的控制^[4]。第一个隆起带上的千岛群岛、日本群岛、琉球群岛及台湾等,是晚近期火山活动带,属于环太平洋构造活动带的一部分,与其相关的高温热水,温度高达200—300℃,其成因与火山活动或浅层岩浆活动密切相关;第二个隆起带上的辽东半岛、山东半岛及东南沿海的广东、福建等地区,中低温温泉广泛分布,

有数处温泉的温度高达100℃，如漳州热水温度最高可达120℃；第三个隆起带上的太行山、湘黔边境地区，也有温泉分布，一般温度较低。显然，中国东部温泉热水是受新华夏系构造的控制而呈带状分布，随着由西向东构造活动性的增强，其温泉的数目及温度也逐渐增多和增高。

在西藏、云南、康藏歹字型构造区域，近期的断裂活动、地震活动及岩浆活动等都很强烈，与其相关的中高温热水及温泉广泛分布。中国西藏羊八井、云南腾冲及土耳其的克泽尔代尔和意大利的拉德瑞罗等著名地热田均位于喜马拉雅-地中海地热带上。

祁吕-贺兰山字型是我国最大的山字型构造体系。温泉沿其弧形部位广泛出现。

可以看出，我国温泉的分布与上述几个大的构造体系密切相关，这些构造体系都是燕山运动以来的产物，活动强烈，特别是在晚近地质时代中，表现出继承性的再活动。

大量实测资料表明，地下热水的形成与出露是受压性（或压扭性）断裂与张性（或张扭性）断裂的双重控制。由于张性断裂有着良好的张开程度，地下热水常沿这类断裂流动、排泄。压性断裂面是受主压应力作用的结构面，也是受应力最大的结构面，因此断裂深、规模大。压性结构面的两侧，岩石挤压强烈，发生糜棱岩化或绿泥石化，岩石结构致密。当地下热水在深部向排泄区水平径流时，遇到阻水的压性断裂，改变径流条件，形成地下热水的富集，致使其沿着张性断裂或压性断裂面的相对启开部分向上运移。在压性断裂与张性断裂交汇处，岩石破碎，裂隙发育，造成热水上升的良好通道。所以地下热水的出现，是张性断裂与其主干压性断裂联合作用的结果^[4]。一般构造体系的主干断裂控制热水的生成和展布，低序次派生断裂构造控制热水的运移和赋存，特别是断裂活动的时代越晚，对热水的形成越有利。应用物化探方法普查地下热水的实质就是寻找控制地下热水的构造，而多数物化探方法对构造，特别是对开启性的断裂构造反映明显。

第二节 地热田地球物理特征

一、热传递方式与岩石热学性质

1. 热传递方式

传热有三种基本方式：热传导、热对流和热辐射。

热传导属接触传热，它是不同温度的物体或物体不同温度的各部分之间的热量传递，传热过程主要是在分子一级发生的。从宏观上说，热量是从高温部分传给低温部分。天然的纯金属（金、银、铜、锡等）中，自由电子在传热中起重要作用。非金属固体中热能是通过由原子运动引起的晶格波的传播来传递的。当温度升高时，固体中处于热激发状态的原子或分子相互碰撞剧烈，晶格的振动加强，晶格波传播加快，热即被传导。

按对流运动发生的原因可把热对流分为两类，即自然对流（自由运动）和受迫对流（受迫运动）。流体被冷却或被加热造成各部分有密度差而引起的运动叫自然对流，流体受外力的影响产生压力差所引起的运动叫受迫对流。

热对流是指流体（气体或液体）中温度不同的各部分相互混合的宏观运动引起热量传递的现象，流体温度分布不均匀时，也将产生热传导。因此，热对流总是和流体的热传导同时发生。

热辐射传递热量不依赖常规物质的中间媒介作用，所以在真空可传递热量。热辐射依靠物体表面对外界发射的电磁波而传递热量，如太阳对地球就是通过热辐射进行热量传递。一般在密实的固体内部和液体中不会有辐射热的传播。

无论是热传导、对流换热或辐射换热，都需要有传热温差，这是它们的共同点。

地球内部的温度差将通过热传递达到平衡，温度的平衡过程仅以有限的速度进行，在大范围内这种平衡过程进行得非常缓慢，且常常受到各种因素干扰。板块运动、山脉的形成、裂谷及其伴随而来的岩浆活动都影响到地球的温度分布^[6]。

2. 岩石热学性质

(1) 岩石热导率

岩石热导率表征岩石导热能力的大小，是一个重要的参数。它数值上等于某方向上存在 1 单位温度梯度时，通过垂直该方向的单位截面的传导热量。热导率既控制着稳态条件下地壳各层的地温梯度，又决定着诸如侵入体的冷却等非稳态过程的时间。

在地表条件下，除个别明显例外，岩石的热导率值，变化于 $1-6 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ 之间。

岩石热导率与岩石的矿物成分、密度、结构、孔隙率、含水量、温度和压力等因素有关。不同物质的热导率值可以很不相同，就是同一种物质（岩石、矿物等）的热导率变化范围也相当宽。矿物中石英是热的良导体，所以含石英岩石的热导率与石英含量关系极大。例如，当花岗岩中石英含量从 20% 变到 30% 时，热导率从 $2.5 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ 增加到 $4 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ 。斜长石，尤其是其中富钙长石含量增加时，会导致岩石热导率的降低，这是因为这种矿物的热导率低^[6]。一般，金属导热性能比非金属导热性能好。

液体的热导率随着温度的增加而降低。水的热导率值为最大，它与温度关系较复杂，热导率先是随温度增加而增加，达最大值（ 120°C ）后，又随温度的增加而降低。

气体的导热性最差，总的说来气体的热导率要比固体、液体低。主要原因之一是气体密度小，而气体导热是运动速度不同的气体分子彼此碰撞实现的。

(2) 比热

1 g 岩石每增温 1 K 所需的热量称为岩石的比热，比热表示了岩石储热的能力。在室温条件下，不同种类岩石的比热是均一的，约为 $837.4 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ ($\pm 15\%$)^[7]。岩石比热与其密度的乘积称岩石单位体积热容量，简称热容。

一般含水的多孔隙岩石具有较大的比热，这是因为水的比热较大（ 15°C 时水的比热为 $4186.8 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ ）。深度很大时，岩石

的比热与热导率都高于接近地表处的数值。

(3) 热扩散率

表示岩石在加热或冷却时各部分温度趋于一致的能力。

可根据岩石的热导率、比热和密度的测试结果，计算它的热扩散率。具有较大数值的岩石，岩层中温度传播较快。表 1.3 和表 1.4 汇集了各种岩石和土壤的热扩散率和热导率。

表 1.3 土壤、岩石、雪和冰的热扩散率⁽⁷⁾

物质名称	热扩散率 a [cm ² /s]	物质名称	热扩散率 a [cm ² /s]
干砂	0.011—0.013	沼泽土壤	0.001—0.002
湿砂	0.009	页岩, 板岩	0.008—0.016
炉姆土	0.008	雪	0.005
砂岩	0.011—0.023	水	0.0014
花岗岩	0.014—0.021	岩盐	0.011—0.034

表 1.4 岩石热扩散率和热导率数据⁽⁵⁾

地区	岩性	标本数	比热, c [$\times 4186.8$]/ (kg·K)]	密度, ρ (g/cm ³)	热容, $C\rho$ [$\times 4186.8$]/ (kg·K)]	热导率, λ [$\times 0.41868$ W/ (m·K)]	热扩散系数, a (cm ² /s)
河南平顶山	砂质泥岩	7	0.223	2.655	0.592	4.78	0.0081
	粉砂岩	1	0.235	2.575	0.584	5.02	0.0083
	细砂岩	2	0.227	2.649	0.601	5.02	0.0084
	中砂岩	6	0.212	2.642	0.560	6.37	0.0113
	石灰岩	1	0.217	2.679	0.581	5.44	0.0094
安徽罗河	粗安岩	3	0.214	2.645	0.566	4.40	0.0077
	正长斑岩	2	0.203	2.580	0.523	5.12	0.0098
	凝灰角砾岩	1	0.214	2.577	0.589	4.33	0.0079
	次生石英岩	1	0.220	2.691	0.592	8.79	0.0148
	硬石膏石英岩	2	0.190	3.97	0.754	9.52	0.0126
	磁铁矿	2	0.180	4.03	0.725	15.26	0.0210

二、地球物理场与地热田的关系

地球的热场也称地热场或地温场，是地球物理场的组成部分。地热场表示地球内部各层中温度的分布状态，以下式表示

$$T = f(x, y, z, t)$$

式中 x 、 y 、 z 为空间坐标， t 为时间，此时地球的热场为非稳态热场。如果温度不随时间进程改变，即 $dT/dt = 0$ ，则指稳态热场。大量实测数据表明，愈往地球深处地温愈高。通常所说的热场，是指地球上部能直接测量到的地温场。

大地热流密度（简称热流）是表征地热场的一个重要物理量，系指地表某地单位面积上，在单位时间内，以热传导方式由地球内部传输至地表的热量。它在数值上等于地温梯度与岩石热导率之积

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz}$$

式中 q 为热流密度 [mW/m^2]， λ 为岩石热导率 [$\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$]， dT/dz 为地温梯度 [$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 或 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$]，式中负号表示热流与温度梯度方向相反，由高温处流向低温处（地表）。

地球平均热流值为 1.5HFU ^①，高于此值的地区称为热流异常区。地壳表层的岩性变化、基底起伏、构造形态、岩浆活动与地下水活动等因素均对地壳浅部热场有影响，地热场的局部异常还与岩石的物理性质密切相关。下面分析几种地球物理场与地热田的关系，以利于合理选用物探方法勘查地热田。

1. 重力场与地热田的关系

热田上的重力异常主要与热流体性质、热流体和岩石作用以及热田成因有关的因素诸如岩浆侵入、构造断裂活动相关连。引起剩余重力高异常的因素有：（1）热流体与热储岩石相作用，

① 在采用CGS单位制的文献中， $1 \mu\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ ，被定义为一个热流单位（HFU，即Heat Flow Unit）。在国际单位制（SI）中，热流密度应以 mW/m^2 为单位来表示。其换算关系为 $1 \text{HFU} = 41.868 \text{ mW}/\text{m}^2$ 。相应的热导率单位： $0.41868 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^{\circ}\text{C})$

引起热储围岩的变质或蚀变，使岩石密度增加；（2）高温热流体溶解的许多矿物质，在上升过程中由于温度下降而产生沉淀（特别是 SiO_2 ）使岩石密度增加；（3）一般说来，岩浆侵入地壳浅部会引起重力高异常；（4）岩浆岩或古老变质岩基底密度大于上覆的沉积岩的密度。重力异常区常对应基岩隆起区，而导热控制型热田就在基岩隆起区。引起重力低异常的因素有：（1）高温地热田中，热储孔隙空间部分为蒸气饱和，引起重力低异常；

（2）热储岩石孔隙度一般较周围岩石大，特别是存在构造破碎带时，岩石密度降低引起异常。此外与断裂有关的热田，由于断裂错动，使密度不同岩石水平接触，从而可以观察到重力梯度剧烈变化的重力梯级带。因此，在分析热田上的重力异常时，必须具体分析引起重力异常的主导因素。不少学者在分析了世界各热田区的重力异常的基础上指出：自由空间异常与热流密度有很好的相关关系，高热流值位于重力高异常区，低热流值位于重力低异常区。均衡异常与热异常之间具有正相关关系，而布格异常与热异常之间有负相关关系^[8]。

在热田开发中，从地热系统中提取地热流体。当补给量小于开采量时，在地热系统中引起质量亏损，从而可观测到重力场的变化。其变化值随离生产井距离的增加而逐渐变小。因此，如能在热田开发区，定期（一般一年）进行固定基准点的高精度重力测量，便能计算出含水层的纯质量亏损和含水层水的补给量。

2. 岩石磁场与地热田的关系

许多高温热田有明显的负磁异常，这可能是地下局部高温使热储围岩中的磁性矿物蚀变而产生退磁效应所致。地热系统中的岩浆岩会引起正磁异常，但岩浆岩体内存在构造破碎带使其磁性遭到破坏时，也可能产生负磁异常。因此，地热区磁异常的解释是相当复杂的，必须紧密结合地质情况认真分析。

利用航磁资料可以计算地温达到居里点的深度，并绘制居里等温面图。温度升高到一定数值时，铁磁性物质磁化率急剧下降，铁磁性物质的磁化率大大减小，这个临界温度称为居里点。

磁铁矿的居里点为 578°C 。利用航磁资料计算的居里等温面反映了磁性岩石温度达到居里点温度时岩石的界面，它的上隆距地表越近，对热田的形成越有利。

3. 电场与地热田的关系

地下热水与电阻率关系密切。温度升高引起溶液粘滞性减小，离子活动性增加，离子的迁移率增大，致使电阻率降低。据实验资料：温度从 18°C 升到 28°C 时溶液的电阻率约下降 20%。另外，溶液随温度增高，其溶解度增大，热水含盐量增高，电阻率大为降低。当温度大于 300°C 时，溶液电阻率随着温度的增加而增加。这是由于温度高于沸点时，热流体由液态变为气态，因而增大了电阻率值；并且随着温度增高，岩石骨架中自由电子的迁移受到阻碍，也使导电性能变坏。蒸汽田一般表现为高阻异常。应用电阻率法勘查热田一般效果较好，例如西藏羊八井热田以 $30\Omega\cdot\text{m}$ 圈定了热田范围。世界其它许多热田应用电阻率法圈定热田范围均取得良好效果。

实验岩石学表明在较高温度条件下岩石会发生相变脱水，或者在含水条件下出现局部熔融现象，于是形成了高导层。现有实测资料表明高热导区往往在壳内存在高导层。高导层埋深越浅，地温异常越大。目前这种壳内高导层往往通过大地电磁测深法探测。

地下热水活动可以产生自然电位，有两种场源与地热活动有关。一是由于热储与围岩存在温差产生热电场，二是由于离子的分离，地下水径流产生流动电位。热田的自然电位往往是流动电位与热电位叠加在一起，流动电位异常值一般大于热电位。自电异常往往可以反映热储的分布情况。自然电场法是目前最便宜而简便的方法，应在热田普查中广泛应用。

4. 微地震、地噪声与地热田的关系^①

我国和许多地热活动发育的国家的地质工作者（诸如美国、

● 熊维纲“微地震与地热勘探”《石油物探译丛》1982 年 3 期。