

含油气区 地下温压环境

杨绪充 编著

石油大学出版社

前 言

众所周知,油气的生成、运移、聚集乃至散失和破坏等各个环节,都是在一定的温度和压力条件下进行的。随着石油地质科学的不断进展,人们越来越深切地认识到地下温压环境对油气生移聚散的重要控制作用。事实上,温压环境已成为盆地分析和油气资源评价的重要依据之一。地下温度场与压力场的研究乃是石油地质学领域中的两个重要而恒久的课题。近些年来,有关这两个课题的研究工作已取得了长足的进展,其中某些方面的进展可以说是令人瞩目的,甚至是突破性的。然而遗憾的是至今尚无关于含油气区地下温压环境方面的比较全面系统的论著面世。正是在这样的背景上,促成了本专著的诞生。本书将尝试着对该研究领域已有的成果作一阶段性的初步概括和总结,这也许能为同行们提供一个继续攀登的阶梯。

本书共分十章。第一章介绍含油气区今地温场。今地温是古地温演变的最终结局,也是重塑古地温的对比依据。因此要系统、深入地认识油区的地下温度状况,必须从研究今地温开始。在此基础上,本书第四章的篇幅阐述了根据各种地质温度计重塑油区古地温的原理和方法,其中包括固体有机质光学性质(第二章),磷灰石裂变径迹(第三章),矿物流体包裹体(第四章),粘土矿物及自生矿物等(第五章)。在第五章末介绍了根据各种地质温度计综合确定古地温的方法和实例。按固体有机质光学性质(主要是镜质体反射率)以及粘土矿物和自生矿物等恢复古地温的方法正在得到越来越广泛的应用;而利用磷灰石裂变径迹和矿物流体包裹体恢复古地温则是两种极富前景的崭新方法,其研究工作也已开始起步。书中对这些地质温度计以及根据它们恢复古地温的原理和方法都作了较详细的阐述。

第六章讲述了地下流体势分析的理论和方法。在研究油气运移、聚集和分布的规律时,人们对地层压力的作用比较熟悉,而对流体势分析的方法则比较陌生或不甚习惯。本章的目的是为了继续引进、宣传和推广这一认识地下流体运动规律的科学方法。第七章讲述了沉积物的压实作用以及异常高压的形成机理和确定方法等;同时,也对超压的构造意义进行了必要的介绍。第八章论述了盆地的地下水动力环境,将盆地按地下水动力特征划分为压实流、重力流和滞流三种基本类型,并讨论了它们之间的演化关系。第九章论述了盆地的地下古水动力环境,对水动力周期和水交替次数等进行了较详细的介绍。

最后一章(第十章)从几个不同的方面探讨了地下温压环境与油气的关系,包括地层压力与油气生成、超压与油气运移、地温与油气分布、油气田上方的局部地温异常和地压地热资源等。这些问题的共同特点是研究程度低,意见分歧大,具有明显的不确定性。但它们又是石油地质学领域中与温压环境有关的重要课题。本章的目的是提出问题,以便使这方面的研究工作获得迅速的进展。

有关地下温度场与压力场的研究目前正呈现一派欣欣向荣的景象,其成果和文献浩如湮海,本书不可能将如此庞大繁杂的内容包罗无遗,而只能选择其中最有价值的部分介绍给读者。例如关于古地温重塑的方法(包括各种数学模型等间接方法)现已有数十种之多,本书只选择了4种目前在含油气区最具实用价值的地质温度计加以论述,其余一概从略。又如关于地下流体的压力和水动力环境,本书只是侧重于从区域背景入手阐明地下流体在盆地中的

总体运动趋向；至于地下流体渗流力学方面的内容则未加涉及。鉴于本书的性质，为了突出重点和节约篇幅，这样做是必要的。

本书使用的计量单位基本上为法定计量单位。但由于目前国际上的计量单位尚未完全统一，因此书中所引用的部分参考文献中仍有非法定计量单位，这种情况在插图中出现较多。这时一般都尽量将其换算为法定计量单位，或配以法定单位刻度标尺；如不便换算时则在图下注明换算式。

本书是在作者近十年来从事的教学、科研、翻译工作的不断积累的基础上完成的，成书过程中参阅了大量的国内外有关文献，书中也包含了作者自己的某些观点和研究成果。本书意欲反映石油地质学领域中有关含油气区(或盆地)地下温度、压力及水动力环境方面研究的新进展和新动向。然而限于学识和精力，作者不敢抱有过高的企望，只是惟愿本书能引起同行的关注，以期达到抛砖引玉、相互切磋、共同提高的目的。对于书中的谬误和不当之处，敬请读者批评指正。

胜利油田地质科学研究院副院长周光甲高级工程师以及石油大学信荃麟教授、赵激林教授、袁炳存副教授等在百忙中抽出时间对本书进行了认真负责的评审，并提出了许多宝贵意见；徐伟民高级工程师也对书稿提出了许多宝贵意见。在此特向他们表示衷心的感谢。

编 著 者

1991年12月于东营

目 录

第一章 含油气区今地温场	1
第一节 地球的内热	1
一、热传递基本概念	1
二、全球热场分布	2
三、地球内部热状况	4
第二节 油区地温资料的获取	5
一、井下测温	5
二、岩石的热物理性质	6
第三节 地温梯度和大地热流的确定	8
一、地温梯度的确定	8
二、大地热流的确定	10
第四节 影响地温场的各种因素	12
一、大地构造性质	12
二、基底起伏	15
三、岩浆活动	18
四、岩性	18
五、盖层褶皱	20
六、断层	21
七、地下水活动	21
八、烃类聚集	22
第五节 地温场与油气资源	22
第二章 根据固体有机质光学性质重塑古地温	26
第一节 概述	26
第二节 根据镜质体反射率重塑古地温的方法	27
一、Karweil 图版法	28
二、Hood 图版法	29
三、Лопатин图版法	30
四、 R_o - T 关系式法	32
第三节 根据镜质体反射率重塑古地温的应用情况	33
一、济阳坳陷新生代古地温恢复	33
二、准噶尔盆地古地温恢复	37
第四节 镜质体反射率的不确定性因素探讨	40
一、影响镜质体反射率的各种因素	40
二、镜质体的成因类型	43
三、影响镜质体反射率的微观机制	44

第五节 根据其它固体有机质光学性质重塑古地温	45
一、根据孢粉色变重塑古地温	45
二、根据固体沥青和动物碎屑的反射率重塑古地温	48
三、根据动物碎屑色变重塑古地温	49
第三章 根据磷灰石裂变径迹重塑古地温	51
第一节 概述	51
第二节 裂变径迹年龄研究	55
第三节 裂变径迹长度研究	59
第四节 裂变径迹参数与古温度分析	64
第四章 根据砂物流体包裹体重塑古地温	68
第一节 包体的形成及类型	68
一、包体的形成	68
二、包体的类型	70
第二节 包体测温原理	73
一、包体测温的假设条件	73
二、包体测温的原理	73
第三节 包体测温方法	80
一、均化法	80
二、爆裂法	80
三、计算法	81
四、图解法	82
五、冷冻法	82
第四节 根据包体测温法研究古地温的应用情况	85
第五章 根据粘土矿物和自生矿物等重塑古地温	88
第一节 根据粘土矿物等重塑古地温	88
第二节 根据沸石带重塑古地温	91
第三节 古地温的综合确定	97
第六章 地下流体势分析	104
第一节 地下流体的势	104
一、地下流体势的概念	104
二、测势面(水势面)	106
第二节 地下流体的力场	108
一、力场及力场强度的概念	108
二、圈闭中的势和力场	111
第三节 UVZ 法则与油气移聚	113
一、UVZ 公式的导出	113
二、UVZ 法则的应用	114
三、水动力作用的实例	127
第四节 水动力作用的预测	129
第七章 异常地层压力	135

第一节 沉积物的压实作用和异常高压的形成	135
一、沉积物的压实作用	135
二、异常高压的形成机理	137
第二节 高异常地层压力的确定	139
一、钻井之前压力的地震预测	140
二、钻进过程中的钻井 $d(d_c)$ 指数法压力检测	142
三、完钻后的测井求压	142
四、估算方法的可靠性讨论	143
第三节 超压的构造意义	144
一、超压与逆冲断层	144
二、超压与犁式正断层	147
三、超压与底辟作用	149
第八章 盆地的地下水动力环境	151
第一节 盆地按地下水动力环境的分类	151
第二节 压实流盆地	152
一、地层压力的纵向变化	153
二、盆地的平面水势分布	157
三、地下水运动状况与油气田分布	161
第三节 重力流盆地	163
一、地下水动力特征	164
二、盆地的实际资料	166
三、水动力环境与油气田分布	174
第四节 盆地地下水动力环境的演化	177
第九章 盆地的地下古水动力环境	181
第一节 水动力周期	181
第二节 水交替次数	185
一、沉积水交替次数	185
二、渗入水交替次数	188
三、水交替与油气移聚	189
第三节 挤出水体厚度	191
第四节 古水运动状况研究	193
第十章 地下温压环境与油气	198
第一节 地层压力与油气生成	198
第二节 超压与油气运移	202
第三节 地温与油气分布	207
一、油气田平面分布与地温场的关系	207
二、油气相态的纵向热动力分带性	210
第四节 油气田上方的局部地温异常	213
一、油气田上方地温异常的实测结果	213
二、油气田上方地温异常的形成机制	215

第五节 地压地热资源.....	216
参考文献.....	220

第一章 含油气区今地温场

众所周知,在影响有机质演化和油气生成的诸因素中,温度居首要地位。地温在一定程度上也影响到油气的运移、聚集、分布乃至破坏。因此,在进行盆地分析和油气资源评价时,深入地研究地下温度状况是至关重要的。另外,也应当看到,某一地区的今地温乃是其古地温演变的最终结局,在重塑古地温时应以今地温为研究基础和对比依据。故欲全面系统地了解某含油气区的地下温度状况,必须从研究今地温开始。

第一节 地球的内热

地球内热在原始地球形成,核、幔、壳分异及后期演化过程中起着巨大作用,直至今日,地球的内热仍然是驱动地球发展的原动力。可以说,地球的全部历史,在某种意义上乃是一部热发展史。

本节主要论述关于地球内热的问题,但有必要先对热传递的基本概念作一简介。

一、热传递基本概念

由物理学可知,热是其它形式的能发生转换的一种形式;在一定的条件下,热也可以转换为其它形式的能。温度是物体中分子平均动能的度量。某一瞬间温度的空间分布称为温度场(或热场)。相应地,某一瞬间温度在地下空间的分布则称为地温场(或地热场)。一般来讲,温度在介质中的分布状况是坐标和时间的函数,即 $T=f(x, y, z, t)$,式中 x, y, z 为坐标, t 为时间。

场内任何点的温度不随时间而变化时,是稳态温度场;随时间而变化时,是非稳态温度场。在稳态温度场中, $T=\Phi(x, y, z)$, $\frac{\partial T}{\partial t}=0$ 。

介质中的温度场可以是三维的、二维的和一维的,即分别在三向、两向和一向上有温度变化。

在温度场中普遍存在着热传递现象。热传递是一种复杂的物理过程。为了便于研究,可以把它分为3种基本形式,即:传导、对流和辐射。

热传导通常于固体中发生。在非金属的结晶固体内,通过分子晶格振动而发生热交换;在金属中,则通过自由电子的扩散而引起能量的交换。地壳大部由固体岩石构成,温度不很高,地壳的热状况几乎是受晶格传导所支配;内地核可能是由高压作用下固化了的铁所组成,则以金属传导占优势。

非金属固体中热能以分子振动的形式存在,振动强度取决于温度。当处于热激发状态的原子或分子相互碰撞时,热即被传导。振动运动机械地由热区传递至冷区,任意两点间的热流随两点间的温差增减而增减。当物体所有的分子以这种方式获得一定的平均能量,使其不同部位的温度相等时,就达到了平衡状态。

设给定时间内温度的变化仅沿着 x 轴发生, 在距原点 x 处的温度为 T , 如果热流方向沿 x 轴的正方向, 那么, 温度将随着距离的增加而降低。因此, 在 $x+dx$ 处的温度为 $T-dT$, $\frac{dT}{dx}$ 即为 x 点上的温度梯度。在距原点 x 处的垂直于 x 轴的平面上和时间 dt 内, 通过该平面

(其面积为 F) 的热量 $Q = -kF \frac{dT}{dx} dt$ 。因此, 单位时间单位面积通过的热流量为 $q_x = -k \cdot \text{grad } T$ 。在各向同性介质和一维稳态温度场中, 一般最简单的热流量 q 的表达式为:

$$q = -k \cdot \text{grad } T \quad (\text{mW/m}^2) \quad (1-1)$$

此式就是傅立叶定律。式中 k 为热导率; $\text{grad } T$ 为温度梯度。热导率是一个表征物质导热能力的物理量, 其大小主要与物质组成有关。对某一物质, 在室温条件下 k 值可视为常数。它的单位是 $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})^*$ 。热流量 (q) 是向量, 朝温度降低的方向为正, 即和温度梯度的方向相反, 所以上式右端出现负号。热流量亦称热流密度或简称热流。

傅立叶定律表征了物体中热流量、热导率和温度梯度三者之间的数量关系, 是研究地热场的重要理论依据之一。

热对流是流体所特有的一种传热方式。对流现象和流体本身的运动相联系, 是由于流体各部分发生相对位移而引起热量转移的。在地球内部存在流态物质和大量物质运移的地方, 例如大陆上的地热区和海底扩张中心, 热对流有重要意义。在地壳浅部地下水运动所及的地方, 对流作用也十分明显。

一般是把对流作为一种流体现象来讨论, 但在一定的条件下, 固体也能够“流动”。在短的时间尺度上, 如从秒至年, 地幔呈现刚性固体的性质, 它有效地传播地震波并对月球的潮汐牵引呈弹性反应。但当应力于数万年间起作用时, 地幔很可能表现为流体。因此, 地幔中存在热对流运动是可能的。

热辐射不需借助任何传热介质而直接以电磁波的形式向外直线发射传热。这种传热方式和上述两种方式有本质的区别, 它不仅产生热量的转移, 同时也伴随能量形式的转化, 即热能变为辐射能, 被物体吸收后又变为热能。如太阳热传至地球就是热辐射的一个例子。地球深部温度很高, 也可以发生辐射传热。

二、全球热场分布

这里的全球热场是指在地球表面能直接测量到的热流场, 它是地球内热在地表最为直观的显示。表征全球地表热场的地质-地球物理参数称为大地热流或简称热流(值)。

大地热流系指地表某地单位面积上, 单位时间内, 以热传导方式由地球内部传输至地表, 尔后散发于太空中的热量。根据傅立叶定律, 热流 q 在数值上等于地温梯度与岩石热导率之积, 即

$$q = -k \left(\frac{dT}{dH} \right) \quad (\text{mW/m}^2) \quad (1-2)$$

式中 $\frac{dT}{dH}$ 为地温梯度 ($^\circ\text{C}/\text{km}$); k 为岩石热导率 [$\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$]。式中负号表示热流向上, 由

* 在以往的文献中, k 的单位常用 $\text{mcal}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$, 称热导率单位 (TCU); q 常用 $\mu\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$, 称热流单位 (HFU)。1960年国际度量衡总会建议以工程单位表示, $1\text{TCU}=0.4186 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$, $1\text{HFU}=41.868 \text{ mW/m}^2$ 。

高温处流向低温处，与地温梯度方向相反。

远在本世纪30年代末，当 E.C. Bullard 和 A.E. Benfield 分别在南非及英国首次进行陆地热流测量时，人们曾预期海陆热流会有很大差别。因为洋壳缺失花岗岩质层，地表所测到的热流，大都源于花岗岩质层中的放射性元素，因此大陆热流应比海洋热流高得多。到了1952年，E.C. Bullard, R. Revell & A.E. Maxwell 在太平洋成功地进行了海洋热流测量后，才发现海陆热流平均值并无多大差别（图1-1）。对于产生这种现象的原因，虽有不同的解释，但主要是因为海底扩张中所携带的地幔剩余热包含在海底热流中；大陆热流不包含地幔剩余热，但有花岗岩质层产生的放射性热流。因此，这种海陆热流相等不过是一种表面现象，其生热机制完全不同。

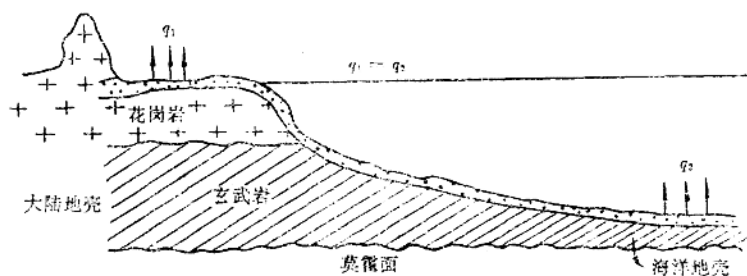


图1-1 海陆地壳结构及其等热流($q_1 = q_2$)示意图

(据 E. A. Любимова, 1964)

按板块构造学说概念，高温炽热物质在大洋中脊上升，产生新洋壳，随新生岩石圈向两侧扩张并逐渐冷却，至海沟处，冷却的岩石圈板块又插入上地幔软流圈中，渐趋熔融而消亡。事实上，在大西洋、印度洋和东太平洋的大洋中脊或中隆处，确实测到了高热流值，而在海沟处则测到了低热流值。但在下行板块之上的前沿火山带往往出现高热流值，因此海沟的低热流往往与岛弧带的高热流相伴生（图1-2）。热流大小与板块运动的关系概示于图1-3。图1-4是 M.N. Toksoz 等(1971)在不考虑岛弧时计算的下沉板块内部温度分布示意图。当然实际情况更为复杂。但有一点必须注意，即现代地壳运动剧烈部位热流变化大，反之则小。

陆上热流测量结果表明：愈古老愈稳定的地区，如前寒武纪地盾，其热流值愈低；反之，年青的活动性强的地带，如新生代造山带，热流值则

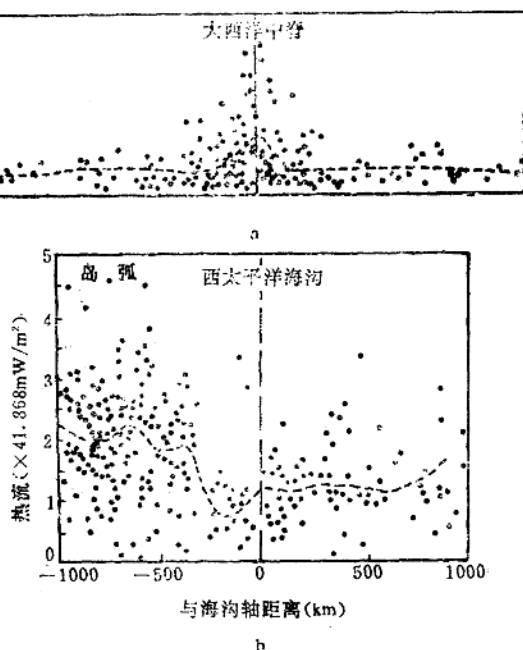


图1-2 板块结合处的热流观测值

(据 W. H. Lee, 1970)

a—大西洋中脊；b—西太平洋海沟与岛弧

高。这是由于在一般情况下，古老而稳定的地区，大陆地壳分异程度高，长期剥蚀作用使富集于表层的放射性元素含量日益减少，生热量越来越小，其热流值也随之降低。年青的活动带则不存在这种情况。

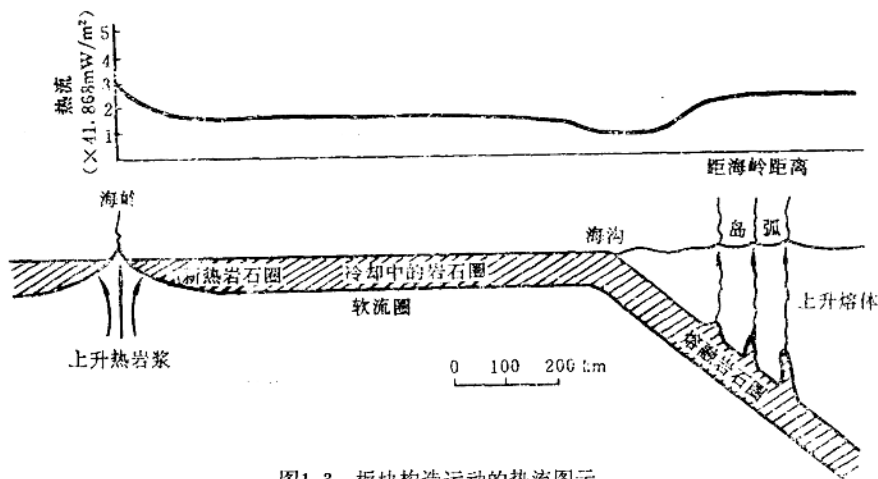


图1-3 板块构造运动的热流图示
(据F. Press, 1974)

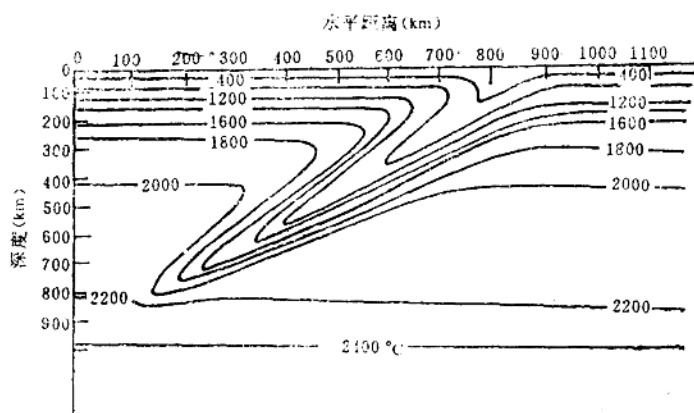


图1-4 下沉板块内的温度分布
(据M. N. Toksoz等, 1971)

必须指出，在大陆稳定地区内部或其边缘，如中生代以来又表现“活化”，或受邻区构造运动影响的地区，仍可出现高热流。据1972年资料，美国由前寒武纪古老变质岩构成的南落基山由于受西部地区中生代构造运动的影响，热流值甚高。又据1975年资料，澳大利亚东南部的高热流也是邻区构造运动影响所致。我国华北地台具有太古代古老结晶基底，其较高热流值可能与整个地台中生代以来的活化有关。这一情况也与其它体现构造活动性的地球物理现象，如地震活动，重、磁力场分布等相一致。

三、地球内部热状况

地球是一个巨大的热体，它的内部拥有大得惊人的热源和很高的温度。

目前,众多的研究者几乎一致认为,地壳和地幔物质中放射性元素衰变所释放的能量乃是地球内热的主要来源;另外还有重力分异热、潮汐摩擦热、化学反应热等,在当今地球热量平衡中,它们不占主导地位。

现今地球内部热状态是地球长期发展的结果并取决于全球生热量与散热量之间的平衡关系。

大地热流散热是地球表面散热的主要方式。此外,还可通过三种重要的方式散热:一为火山喷发活动;二为温泉、地热带释放的热量;三为地震释放能量中包含的热量。

若将地球生热量与散热量相比,可知二者很接近,说明全球热量基本上是平衡的。

藉助于深井只能直接测量地壳表层的温度,因为当代最深的钻井尚不超过15km,显然地球内部的温度无法直接测量到。地壳深部和地球内部的温度只能根据间接的方法加以推测。深部温度推测的方法主要是:①根据浅部的测温资料向地壳深部外推;②根据地球物理及地球化学资料间接推断地球内部的温度。此外也可通过计算推测地球剖面的温度。浅部测温资料不能向深部无限外推,因为深部的热状况与浅部是不同的。

F. Press (1974) 根据高压下铁的熔融曲线,结合地球物理探测资料给出了地球内部温度分布的推测曲线,看来比较合理。曲线上几处代表性的温度值为:

100km (上地幔顶部局部熔融开始)	1100~1200°C
400km (上地幔橄榄石-尖晶石相变带)	1500°C
700km (上下地幔分界面)	1900°C
2900km (地幔地核分界面)	3700°C
5100km (内外地核分界面)	4300°C
6371km (地心)	4500°C

第二节 油区地温资料的获取

取得可信的地温资料是油区地温研究工作的基础。目前除采用红外扫描进行大面积的地热资源勘探外,区域地温状况和大地热流的研究工作乃是采用钻井测定井下温度和室内测定岩石热物理参数的方法。

一、井下测温

目前井下测温仪器常用的有两类:一类为最高水银温度计,另一类为电阻温度计。前者类似于体温表,它仅可记录井下最高温度而测不出温度随深度的变化,但精度较高,钻井、试油、试井时多采用这种温度计。电阻温度计是利用金属或半导体制成的感温元件的电阻随温度变化的原理,通过测量不同深度时感温元件的电阻来推算温度。它的最大优点是能测量温度随深度的变化。过去的井温仪,其感温元件多为铜,测温精度远远低于目前采用的半导体热敏电阻温度计(以下简称热敏电阻)。

热敏电阻由锰、镍、铜和铁的氧化物混合而成,由于其阻值随温度变化幅度大,故具高灵敏度。但其阻值随温度的变化关系是非线性的。另外,这种关系还随时间而改变,此即为热敏电阻的漂移。目前对漂移的处理一是使热敏电阻老化(经骤热骤冷的反复处理);另一是勤标定(即标定热敏电阻的阻值与温度的关系随时间的变化)。

这里需要指出,井下测温应从上向下进行,而不是从下向上进行。因为从上向下测温时

未测部分的井液不会受到测温仪和电缆的扰动,其温度可保持原来状态。从下向上测温时则上部未测部分的井液温度会因测温操作而受到干扰。

一般地区的地温梯度为 $1\sim 5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,10m间隔温度变化约 0.2°C 左右,所以一般测温时以每隔10m测一点为好。如地温梯度较大,可加密测量。

目前我国各油气区对系统测温井已开始采用连续测温装置(斯伦贝谢高分辨率温度计),可在计算机控制下自动输出全井的地温-深度曲线。

钻井过程破坏了地温的原始状况,钻进终止以后,扰乱才逐渐消失。钻进对地温场的影响是由于钻具升降和钻头破碎岩石时摩擦生热以及冲洗液的循环等因素引起的。在采取冲洗液循环钻进的钻井中,前二者的影响是较小的,因为它们的热效应将淹没于不断循环的冲洗液中。所以一般情况下,井下原始温度场的扰乱,可看作主要是由冲洗液循环而引起的。

钻进过程中,冲洗液的循环对温度场的扰乱表现为促使整个井孔井液上下的温度均一化。通常注入井下的冲洗液温度要低于流出井口的井液温度,冲洗液沿井孔下行,虽略有增温,但对深井而言,在达到井底之前,其温度比围岩还是低得多。故在井孔的一定深度以下,冲洗液起着冷却的作用。在井孔的浅部,上行井液的温度比原始地温高,冲洗液起着加温的作用。这样在停钻后不久,于井液中测量的温度并非原始地温,此时井液的温度梯度比原始地温梯度大为减小。

因此,井下温度的恢复需要一定的时间,而且时间越长,井液温度越接近于原始岩温。据S.O.Nwachukwu(1976)对尼日尔三角洲的研究表明,当井液静置时间接近48h时,则井液温度与围岩原始温度可基本上达到平衡一致。K.A.Исмаилов等(1985)根据原苏联的情况认为达到温度平衡的时间需要停钻 $5\sim 6\text{d}$ 。看来因各地条件不同,平衡时间也不会完全一致。

人们把井孔温度经过恢复达到平衡以后进行的井温测量称之为稳态测温。稳态测温的资料最为可贵,它对于原始温度场的评定和进行大地热流值的计算是不可缺少的。

测量稳态的温度,需要井液静置一个较长的时间,这不是一件容易的事。因此要求普遍进行稳态测温是不现实的。一般是在油田勘探的初期选择有代表性的深井进行稳态系统测温,以此作为区域地温研究的骨架,也是判断其它各种测温资料可靠程度的主要依据。

在含油气区收集地温资料时应尽量选择那些完钻较早的老井,例如各油田打开油层的第一批探井。由于它们的油层未受后来采油和注水的影响,试油关井测压时所获井温数据完全反映了地温场的原始状况,是十分理想的地温资料。至于各油田所钻较晚的探井和采油井,只要井底油层尚未受到注入水的影响,其测温数据(特别是静温)在一般情况下也是可用的。在未见注入水的油井进行试井或高压物性取样时所测得的油层流温应慎用或尽量不用。当油井已受到注水影响,特别是在油井已见到注入水时,由于地面注入的冷水已使原始地温场改变,故其测温资料已不能反映地温场的原始状况,这种井温资料是不能使用的。

二、岩石的热物理性质

岩石的热物理性质对地温场有重要影响。在各种岩石热物理性质中,最重要的是岩石热导率、比热容、体积热容及热扩散率。下面逐一说明这些参数的物理意义,至于其实验室测定方法可参阅有关文献,这里不再赘述。

1. 热导率

用以表明岩石导热能力的系数称岩石热导率。其物理意义是沿热流传导方向单位厚度上

温度降低 1°C 时单位时间内通过单位面积的热量，可用下式表述：

$$k = \frac{Q}{\frac{\Delta T}{\Delta d} \cdot A \cdot t} \quad [\text{W}/(\text{m} \cdot ^{\circ}\text{C})] \quad (1-3)$$

式中 k 为热导率； Q 为热量； $\frac{\Delta T}{\Delta d}$ 为单位厚度的温差； A 为面积； t 为时间。

岩石热导率的倒数称为热阻率 ξ ，即

$$\xi = \frac{1}{k} \quad (\text{m} \cdot ^{\circ}\text{C}/\text{W}) \quad (1-4)$$

页状和层状岩石，如页岩、板岩、片麻岩和某些砂岩，平行层面的热导率和垂直层面的热导率不相同，因而具各向异性。一般情况下垂直层面方向上的热导率比平行层面小，因此顺层面传热更快一些。

岩石的含水量对热导率也有影响，一般是随其含水量的增加而热导率增高。主要原因是水的热导率大于空气的热导率。当岩石孔隙充满空气时热导率便减小。对于干燥的岩石，当含水量由 0 增加到 20%~40% 时，热导率可增加 6~7 倍。据 E. A. Любимова 等 (1964) 的资料，同一块含水量由 0.030% 增至 1.137% 的砂岩，即含水量增加 1.107%，其热导率增加 4.2%。据 Birch (1942) 对石灰岩的试验，天然状态下石灰岩的热导率要比室温自然干燥条件下的热导率大 5%。

至于温压条件对热导率的影响，在研究地壳深部热状况时才重要，在地壳浅部 (4000m 以内)，它们对热导率影响不大，可忽略不计。

图 1-5 概括了世界各地各类岩石及孔隙流体热导率的测量结果。由图可知，基岩 (火成

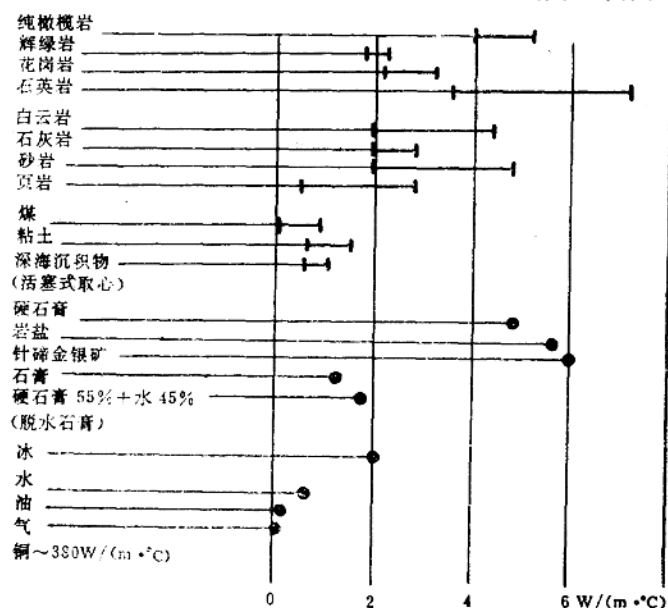


图 1-5 室温条件下各种岩石和孔隙流体的热导率

(据 P. E. Gretener, 1984)

岩、变质岩)比沉积岩导热性好;在沉积岩中,与石灰岩相比白云岩是良导热体,页岩、粘土和煤都是不良导热体,而蒸发岩,特别是岩盐为良导热体,其热导率比沉积岩的平均值要大1~2倍。另外,所有孔隙中的充填物(水、油、气)与岩石相比都是不良导热体,因此当孔隙饱含同一流体时岩石的热导率将随孔隙度的增加而降低。

2. 比热容及体积热容

单位重量岩石每增温1℃所需的热量称为岩石的比热容,即

$$c = \frac{Q}{m \cdot \Delta T}$$

这里, c 为岩石的比热容 [$J/(kg \cdot ^\circ C)$]; Q 为热量 (J); m 为岩石的重量 (kg); ΔT 为温度变化值 ($^\circ C$)。

岩石的比热容与其密度的乘积称岩石单位体积热容量,简称体积热容 $c\rho$ [$J/(m^3 \cdot ^\circ C)$]。

室温条件下,不同种类岩石的比热容变化幅度不大,岩石的体积热容变化也不大。岩石的比热容随温度的升高而增加,岩石密度一般随深度增大而加大,故地壳深部岩石的比热容和体积热容均比近地表处的略大。由于水的比热容较大,随着岩石含水量的增加,其比热容也有所增加。故含水的孔隙岩石具有较大的比热容,例如粘土、页岩、砂岩和灰岩,在自然埋藏条件下一般都含有一定量的水,其比热容稍大于致密的结晶岩。

3. 热扩散率

在研究非稳态温度场时需要了解岩石的热扩散率。岩石热扩散率是一个综合性的参数,它反映岩石的热惯性特征,表示岩石在加热或冷却时各部分温度趋于一致的能力。具有较大热扩散率值的岩石,温度传播较快并透入较深。

岩石热扩散率 K 等于岩石热导率 k 与体积热容 $c\rho$ 之比,即

$$K = \frac{k}{c\rho} \quad (m^2/s)$$

岩石热扩散率主要与岩石热导率及密度有关,而岩石的比热容变化不大,对热扩散率影响较小。岩石热扩散率随岩石的含水量增加而提高,随温度的增高而略为减小。同岩石热导率一样,岩石热扩散率在顺岩石层理方向比垂直岩石层理方向高。

岩石的热扩散率值一般是根据它的热导率、比热容及密度的测试数据计算而得。

第三节 地温梯度和大地热流的确定

地下温度、地温梯度和大地热流是表征区域地温场特征的各项基本参数。关于地下温度的测定前面已有介绍,本节将论述地温梯度和大地热流的确定方法。

一、地温梯度的确定

地温随深度的变化率称地温梯度,它是表征地下温度状况的一个重要的地质-地球物理参数。地温梯度可按式计算:

$$G = \frac{T - T_0}{H} \times 100 \quad (1-5)$$

式中 G 为地温梯度 ($^\circ C/100m$); T 为井深 H 处的温度 ($^\circ C$); T_0 为平均地面温度或恒温带温

度(°C); H 为井下测温点的深度或测温点与恒温带深度之差(m)。地温梯度的单位一般用°C/100m, 也可用°C/km。

为了求取地温梯度, 这里简要介绍一下确定地面温度和恒温带的问题。

地壳浅表的温度场从地表向下大致可分为三带, 即变温带(外热带)、恒温带(中性层)及增温带(内热带)。地壳最表层的温度场, 主要受太阳辐射的影响而发生日变化、月变化、年变化和多年变化。故变温带又可分为日变温带、月变温带、年变温带和多年变温带。一般情况下, 日变温带底面的深度为1~2m, 年变温带底面的深度为日变温带底面深度的15倍, 即15~30m左右。根据一些间接资料的判断, 地质年代中, 世纪性的古气候变化对地壳表部温度场的影响颇深, 中长周期性(35~100a)的变化影响可达数百米。但目前对此尚难定量表达, 故一般情况下可不予考虑。

变温带之下为恒温带。地球内热与太阳辐射热的相互影响达到平衡的地带称恒温带。恒温带一般很薄, 有时可视为一个面。这个带内的温度相对保持恒定。在实际工作中, 通常所称的年恒温带(面)的深度是年温度变化幅度小于观测精度处的埋藏深度(目前所用仪器的精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$), 亦即年变温带底面的深度。

年恒温带的温度各地不同, 主要与当地的纬度、高程、岩性、地表水体的分布、植被及小气候条件等有关, 其值约与当地年平均地面温度相当。年平均地面温度一般比当地“百叶箱”里的年平均气温约高1~2.5°C。

恒温带之下为增温带。此带的地温状况和温度场主要受制于地球的内热。一般情况下, 越向深处, 地温越高。但不能将地壳浅部的温度曲线作直线无限延伸, 因为到一定的深度后, 增温的速率即逐渐减缓。

恒温带的深度和其相应的温度, 在一定程度上反映了一个地区近地表处浅层的热状况。一个地区的恒温带深度与温度, 可在一口或一组浅井中通过地温的长期观测来确定。必须注意, 观测井所在地的条件要能够代表该地区的自然条件。在工矿企业和农田井灌区附近, 要避开排水及灌溉的影响。当地下水位过深时, 不宜作观测井。一年之内, 地温观测的次数最好每月一次, 也可以每季一次。按各次的观测数据作出深度-温度曲线图, 找出温度趋于恒定的部位, 从而便可确定恒温带的深度和温度。

应当指出, 在某些地区, 由于尚未取得恒温带的资料, 也可暂时不考虑恒温带的深度, 地温梯度从地面算起。这样会有一些误差, 但是被迫的。不过从已有的经验来看, 误差不会太大, 地温场不会受到明显的歪曲。至于恒温带的温度, 前已述及, 它与当地的年平均地面温度相当, 约高于当地年平均气温1~2.5°C。因此, 若缺少恒温带温度数据时, 可根据年平均气温确定。例如, 根据惠民地区气象局提供的资料, 东营凹陷所在各县最近20余年的年平均气温为12.275°C(表1-1), 故将东营凹陷的年平均地面温度定为14°C比较合适。

根据式(1-5)按平均地面温度 $T_0 = 14^{\circ}\text{C}$ 计算了东营凹陷各地区代表井的地温梯度

表1-1 东营凹陷地区各县气温统计表
(据山东省惠民地区气象局, 1982)

县 名	统计时间(a)	年平均气温(°C)
惠民	1953~1981	12.2
滨县	1957~1981	12.4
无棣	1959~1981	12.1
沾化	1959~1981	12.5
利津	1963~1981	12.4
垦利	1959~1981	11.9
博兴	1959~1981	12.5
广饶	1955~1981	12.2
平均		12.275

值,可知东营凹陷地温梯度的变化范围较大。最高可达 $4.73^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (单29井),最低仅 $2.82^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (永12井)。133口早期探井的平均地温梯度为 $3.602^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (约 $3.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$),可将此值作为东营凹陷的区域地温梯度值。

同时,根据上述133口井的资料可作出地温与深度的关系图(图1-6)。从该图可以看出地温随深度的增大而不断增高的变化趋势,并可得出地温与深度的线性关系式为:

$$T = 0.036H + 14$$

式中斜率 $0.036 (^{\circ}\text{C}/\text{m})$ 为本区区域地温梯度;截距 $14 (^{\circ}\text{C})$ 为本区平均地面温度。

二、大地热流的确定

地温及地温梯度既与区域地温特征有关,又与岩石导热能力(热导率)有关,因此地温和地温梯度并不总是能提供或往往不能独自全面地提供区域基本热状况的确切信息;而大地热流则不受介质的影响,它能从本质上深刻地揭示区域地温场的固有特征,因此大地热流是表征区域地温特征的最重要的地质-地球物理参数。含油气区大地热流研究的意义在于,它可以比较准确地给出地球内热提供的总热量的概念,这是某一地区可能生成油气的总的潜在能力的一种标志,因而结合其它资料便能对区域总的油气生成能力作出评价。

按下述一维稳态热传导公式即可计算热流值:

$$q = -k \frac{dT}{dH}$$

或

$$q = -kG \quad (1-6)$$

式中 q 为热流 (mW/m^2); k 为岩石热导率 [$\text{W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$]; T 为温度 ($^{\circ}\text{C}$); H 为对应于 T 的深度 (km); $\frac{dT}{dH}$ 即地温梯度 $G (^{\circ}\text{C}/\text{km})$ 。所以热流是岩石热导率与地温梯度的乘积。只要测量地下某一深度间隔的地温梯度及相应段岩石的热导率,即可求得热流值。这是确定热流值的第一种方法。

对于岩性差异较大的层状岩层地区,井下温度随深度而增加的情况不一致,地温梯度不是定值。根据一维稳态热传导原理,穿过所有水平岩层的热流应相等,深度 H 处的温度可由下式表达:

$$T = T_0 + q \int_0^H \frac{dH}{k}$$

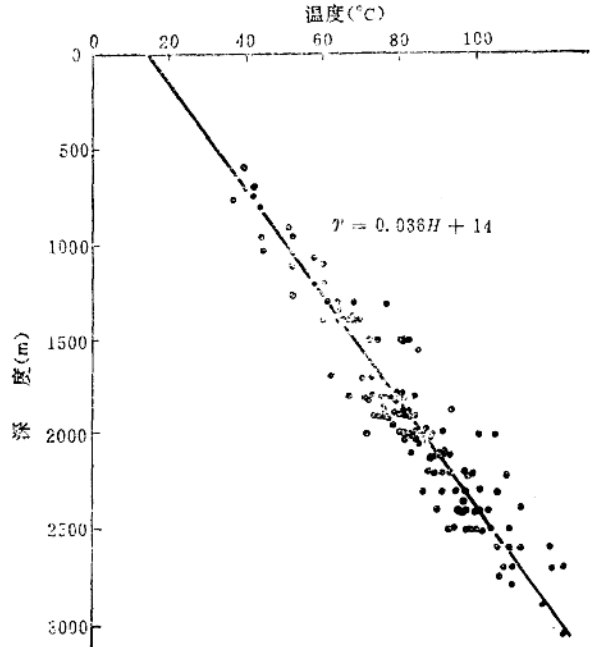


图1-6 东营凹陷早期探井的地温与深度关系图

(据杨绪光, 1984)