

# 1

## 地球——庞大的热库

亲爱的读者，你是否见过那地下流出的热气腾腾的泉水——温泉？当你沐浴其中倍感舒适之时，是否想知道这种天然之水为什么会如此温暖？你是否看过火山爆发的奇观？是否想弄明白为什么地下竟会喷出如此威力无比的“火焰”？地球内部是否灼热非常，为什么平时我们会对这种热浑然不觉？地球内部之热如何产生？地球这个庞大的热库是否能被加以利用造福人类？地球是否冷热不均，是否热胀冷缩？地球的内热与石油、煤炭及其他矿产资源的形成是否密切相关？地热与全球气候变化又有何关系？等等。这些正是本书所要阐述的问题。且让我们从地球的内部结构

宇宙是在约 100—150 亿年前的一次大碰撞中产生的。在漫长的岁月里，宇宙膨胀、变稀薄而形成了无数的星系与星星，包括我们的太阳系和地球。

和温度谈起吧

## 1.1 地球的内部结构

### 地球的形状与起源

地球是太阳系中一个赤道部分较为突出（半径 6378.5 km）两极部分较为扁平（半径 6357 km）的近似球形的行星，它给数百万种生命提供了家园。它是如何诞生的？它是如何运转的？这类问题自古以来就引起了无数人们的兴趣。今天大家最能接受的关于宇宙和我们这个星系起源的理论是所谓的“大碰撞（Big Bang）”理论。该理论认为，宇宙是在约 100—150 亿年前的一次大碰撞中产生的。在此之前的一刻，所有的物质与能量被压缩成密度高到难以置信的一点。尽管我们对那最早的一刻究竟发生了什么知之甚少，但天文学家们对随后的数以十亿年计的岁月却已经有了基本的了解。在漫长的岁月里，宇宙膨胀、变稀薄而形成了无数的星系与星星，包括我们的太阳系和地球。

地球大约形成于 46 亿年以前。重力、无数高度压缩的太空物质和内部的放射性物质的衰变热加热了这个环绕太阳运动的岩团。由于温度的升高，岩团中铁镍开始液化，诱发了地球的分层。熔化了了的铁镍往地球的中心下沉，较轻的物质则往上浮，最终形成了我们下面所要介绍的地壳、地幔与地核。

穿过地球的外壳往地心作一次垂向旅行，会发现那是一个性质迥然不同、无法居留的世界。入地几公里，就是一个热与压力之炼狱。

## 入地旅行——地球是怎样构成的

如果你有钻地之术，穿过地球的外壳往地心作一次垂向旅行，你就会发现那是一个性质迥然不同、无法居留的世界。入地几公里，就是一个热与压力之炼狱。

从地表往地心走，你会遇到密度与成分各异的不同圈层。然而，我们并非“封神演义”中的土行孙，而世界上最深的科拉超深钻孔深度也不过 12.262 km，因此有关地球内部结构的认识实际上主要来自陨石、火山、地震及地震层析成像等的研究。科学家们认为，整个地球从地表到地心大致可以分成三个部分（图 1-1）。

地壳。地球最外面的一层，厚度因地而异，在海洋底下的地壳厚度只有 5~15 km（在大洋中脊甚至只有 3 km），平均 8~10 km，大陆地壳厚度较大，从 20~65 km 不等，大部分介于 30~50 km 之间，平均厚约 40 km。大陆地壳的平均密度为  $2800 \text{ kg/m}^3$ ，由富含硅、铝的岩石（如花岗岩类）组成；海洋地壳的平均密度为  $2900\sim 3000 \text{ kg/m}^3$ ，由基性火成岩（如玄武岩类）及其变质岩组成。

地幔。从地壳以下至 2885 km 深的一层。它可分为上地幔与下地幔。上地幔厚约 370 km，其下为一过渡带。过渡带和上地幔的塑性部分称为软流圈。上地幔最上层的刚性部分与地壳构成了岩石圈。岩石圈是固体地球表层，在大陆下面厚约 100~150 km，海洋下面则为 60~70 km。它一方面像盾牌一样抵御着外层空间陨石等小天体物质的袭击，

有关地球内部结构的认识主要来自 陨石、火山、地震及地震层析成像等的研究。

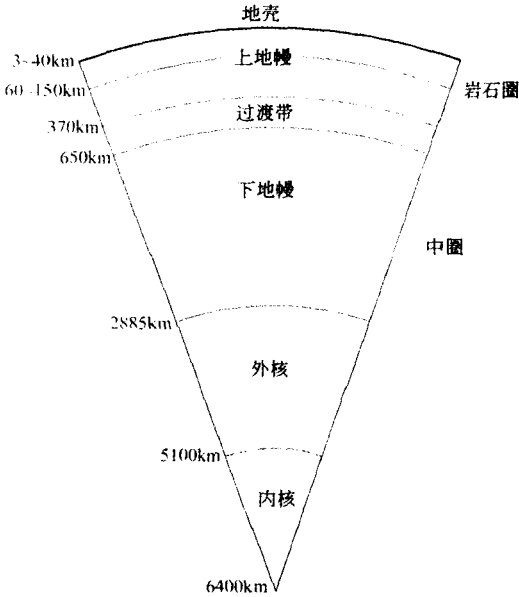


图 1-1 地球内部的圈层结构

另一方面又阻隔内部热能和化学能的外泄，使地球内部物质的相互作用处于一个相对封闭的体系之中。下地幔，又称中间层，厚度大致为 2215 km。上地幔平均密度为  $3300 \sim 3400 \text{ kg/m}^3$ ，由超基性岩（如橄榄岩类）组成；下地幔的密度和物质组成与上地幔近似，但矿物种类不同，密度更大，为  $4500 \sim 5500 \text{ kg/m}^3$ 。

地核。2885 km 以下至地心的部分，可分成内核与外核。由于压力巨大，过热的内核被认为仍保持固体状态，且主要由铁组成。外核处于液体状态，主要成分亦为铁，还有

组成地壳的岩石既有效地防止了地球内部的热量向太空散失，又很好地保护了我们免遭地下高温烫伤。

镍和其他一些较轻的元素。地核的这种物质组成，是地球具有强磁场的重要原因。地核的密度可能高达  $9400 \sim 13000 \text{ kg/m}^3$ ，这是其组成物质（铁、镍合金）的改变与超高压的双重结果。

值得注意的是，近年来的资料表明，地球内部并不像鸡蛋那样圈层分明，即总的来说有一定的层次，但边界很复杂，横向上也有明显变化，因此上述壳—幔—核的分层结构模式是近似的，还值得人们进一步探索。

## 1.2 地球的温度

地球内部实际上是个大火球，为什么我们生活在这个火球之上却并不觉得灼热难忍呢？这得归功于组成地壳的岩石，它是良好的热绝缘体，既有效地防止了地球内部的热量向太空散失，又很好地保护了我们免遭地下高温烫伤。

根据地质与地球物理学家的研究，地球内部的温度在正常情况下是愈往深处愈高。通过钻孔和矿井的温度测定，人们已经知道，温度随深度的增高约为  $25 \sim 30 \text{ }^\circ\text{C/km}$ 。但如何估计温度测量不可触及的深部温度呢？人们不能简单地认为从地表到地心温度随深度的增长速率都和在近地表观察到的结果一样。如果温度随深度的增加按那种速率进行的话，则地心的温度将高达数万摄氏度，那样地球的内部大部分将处于熔融状态，而地震学的研究结果并非如此。一些地质学家们认为，地球内部的温度随深度的增加曲线可能如图 1-2 所示。他们综合分析了起源于地幔和在火山中出现

每年流出地球表面的热能约为  $44 \times 10^{12} \text{ W}$ ，相当于全球电能消耗 ( $10^{12} \text{ W}$ ) 的 44 倍。

的熔岩的温度、铁和岩石开始熔融温度的实验数据，以及由地震学研究得出的地表到地心的温度变化结果，认为地心的温度大约在  $4000 \text{ }^\circ\text{C} \sim 5000 \text{ }^\circ\text{C}$  之间。另外一些地学家们则认为，他们的实验数据表明地心的温度可能高达  $6000 \text{ }^\circ\text{C} \sim 8000 \text{ }^\circ\text{C}$ ，而熔点则更高。这两种推断哪一种较为准确，还需作进一步的实验研究。

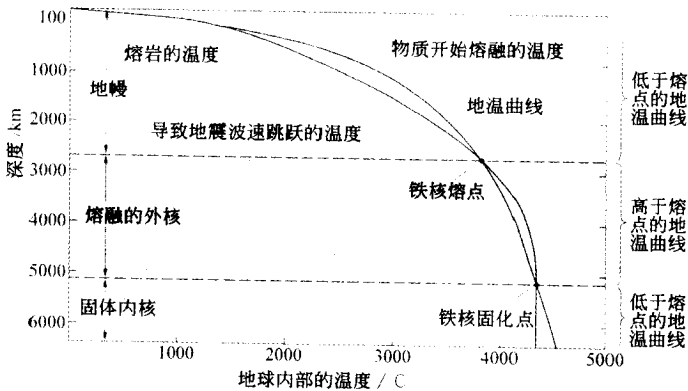


图 1-2 地球内部的温度

不管地心温度到底有多高，地球内部蕴藏着巨大的热量却是不争的事实。这种高温的热量，透过厚厚的地层，每时每刻都在不断地向太空释放，这种现象就是下文要讲的“大地热流”。尽管这种热量分散在辽阔的地球表面，人们浑然不觉，但是实际上总量巨大，据估算约为  $1.4 \times 10^{21} \text{ J/a}$  (焦/年) 这相当于 20 世纪 70 年代末全球煤、石油、天然气总耗量的 3~4 倍。或者说，每年流出地球表面的热能约为  $44 \times 10^{12} \text{ W}$ ，相当于全球电能消耗 ( $10^{12} \text{ W}$ ) 的 44 倍，数字十分惊

如此巨大的热量释放靠什么来维持？地球内热的来源又是什么呢？

人。难怪李四光先生说“地球是一个庞大的热库”呢！

### 1.3 地球内热的来源

大家已经知道，地球时时刻刻都在源源不断地把巨大的热量散发到宇宙太空中去。那么，如此巨大的热量释放靠什么来维持？地球内热的来源又是什么呢？

目前，几乎一致认为，放射性元素衰变所释放的能量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。但在当今地球热量平衡中，后三者不占主要地位。这里仅就放射性热源作概括介绍。

放射性元素虽然很多，但只有具备下述三个条件，才能成为地球内热的主要来源：第一，具有足够的丰度；第二，放射性生热量大；第三，半衰期同地球的年龄相当。第三个条件很重要，半衰期短的元素（如 $^{26}\text{Al}$ 、 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{136}\text{Ce}$ 、 $^{60}\text{Fe}$ ）只在地球历史早期起过作用；半衰期过长者，至今尚未充分发挥作用。目前已知能具备上述三个条件的放射性元素为：铀（U）、钍（Th）、钾（ $^{40}\text{K}$ ）三种。

地球化学研究表明，放射性元素 U、Th、 $^{40}\text{K}$  在地球分异演化过程中集中于地壳及上地幔顶部，以大陆地壳上部的酸性岩如花岗岩中最为富集，而在基性岩、超基性岩（如玄武岩、橄榄岩、榴辉岩）中含量甚低。有人作过概略统计，酸性岩浆岩的生热量约占生热总量的 70% 基性岩约占 20% 超基性岩约占 10%。地球内部不同深度上的热源估计如下：

0~100 km

50%

几乎一致认为，放射性元素衰变所释放的能量是地球内热的主要来源。

100~200 km	25%
200~300 km	15%
300~400 km	8%
>400 km	2%

由于地球内部放射性原子的数目随时间而减少，放射性元素衰变产生的热量在过去也就必然比现在的大得多。根据衰变速率和目前放射性元素的丰度，我们可以推断，地球形成时的放射性成因热大约是今天的 4 倍。那时，地球比现在热得多，冷却的速度也比现在快得多。



# 大地热流——散失的地球内热

前面我们已经知道，地球有一个绝缘性好的固体外壳（岩石圈），那么地球内部的热量是如何向外传递的？大地热流究竟是怎么回事呢？这就是我们下面所要讨论的问题。

## 2.1 热的传递

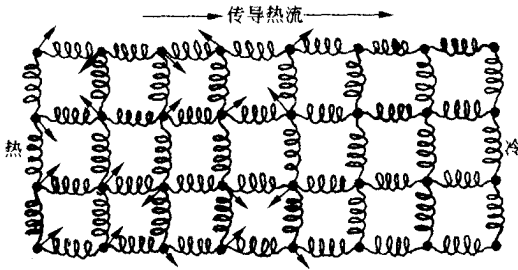
热传递是一个复杂的过程，它可以分为三种基本形式：传导、对流和辐射。

传 导

非金属固体中，热能以原子振动的形

热传递分为三种基本形式：传导、对流和辐射。

式存在，振动的强度取决于温度。温度越高，原子振动的强度越大。当处于热激发状态的原子或分子相互碰撞时，热即被传导。如图 2-1 所示，振动运动机械地由热区传至冷区，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。



束缚住原子的力以弹簧表示，左端外加的热量引起原子的激发，箭头表示振动方向，当振动逐渐扩展至右方时，热即被传导。

图 2-1 固体的热传导示意图

不同的物质传导热的能力不同。如金属的导热性就比塑料的强。你想想炒锅的金属手柄和塑料手柄何者热得更快就会明白这种差异。岩石和土壤是很差的热导体，这正是地下管线比地表管线更不容易冻裂的原因。尽管地表季节温度变化很大，而地窖的温度几乎能长年保持恒定也是这个道理。

由于岩石的不良导热性能，100 m厚的熔岩流要花 300 年才能从 1000 °C冷却到地表温度。按照这种逻辑和计算方

一块厚 400 km 的岩板，热从一面传到其另一面要用 50 亿年。

法，一块厚 400 km 的岩板，热从一面传到其另一面要用 50 亿年，这比地球已经存在的时间还长。换句话说，45 亿岁的地球如果仅靠传导来冷却的话，400 km 深度以下的热量就会至今尚未到达地表。在地球的早期历史中即已处于熔融状态的地幔就会依然保持液体状态。但我们从地震波的研究已经知道，事实并非如此。因此我们必须寻找一种比传导更有效的传热方式来解释在过去 40 多亿年里地球的冷却和地幔的固化。这种机制就是对流作用。

## 对 流

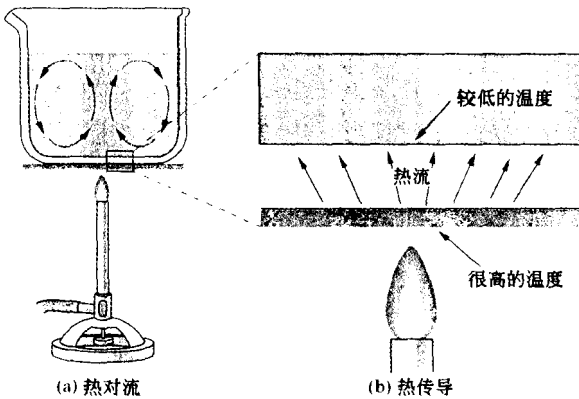
对流运动按发生的原因分为两类，即自然对流和受迫对流。流体被冷却或加热造成各部分密度差而引起的运动叫自然对流，流体受外力的影响产生压力差所引起的运动叫受迫对流。

自然对流现象较为常见，一杯冷却中的水或一壶正被加热的水都能见到自然对流现象（图 2-2）。由于水导热极慢，假若没有对流传热，将一壶水加热到沸点将需要很长时间（用采暖设备加热室温，也是对流在起作用）。流体受热密度变小而上升，冷的流体下降来补充，受热后再上升，如此反复的过程把全壶水煮沸或使室温升高。图 2-2 中所示的这种上升暖流和下降冷流的规则循环称为“对流胞”。对流传热比传导传热更为有效，因为对流传热时，受热物质携带热能一起运动。

一般来说，流体上下界面的温差大、热膨胀系数高，有助

对流传热比传导传热更为有效，因为对流传热时，受热物质携带热能一起运动。

于热对流的产生，因为两者均可增加热区和冷区的密度差。冷热面的间隔增加也有助于对流。流体的粘滞度大则抑制对流。流体高的热导率也抑制对流，因为热导率高的物质由传导方式传热更为有效。



(a) 水面出现呈蜂窝状的白色薄层代表热流体上升区，箭头向上表示上升暖流，向下表示下降冷流； (b) 当物质通过其中的热流很强时，像锅的底部，热则以传导方式来传递。

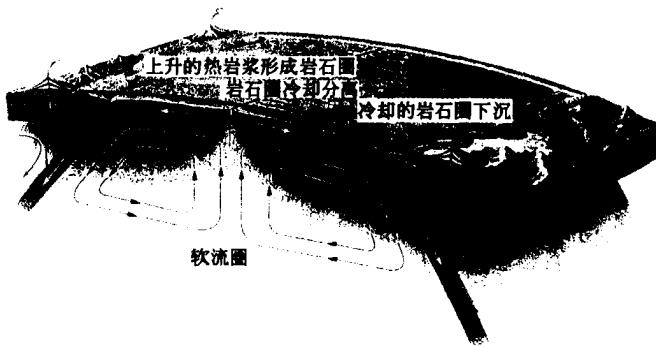
图 2-2 热对流与热传导示意图

尽管固体通常仅靠传导来冷却，但在较长时间里对流在“流动”的固体中也可出现。一种称作西里帕帝的硅酮化合物可以告诉我们固体是怎样流动的。西里帕帝可以像球一样弹起，也可以因突然的击打而破裂。球形的西里帕帝一夜之间可因自重而变成薄饼状。就地球而言，在以秒到以年计的短时间内，地幔表现为一个刚性的固体。但如以百万年计，在高温高压条件下，地幔则表现为一种极端粘滞的流体，

在以秒到以年计的短时间内，地幔表现为一个刚性的固体。但如以百万年计，地幔则表现为一种极端粘滞的流体，可以蠕动和流动。

可以蠕动和流动。因此，对流在地幔中的确可能存在。这促使地学家们提出这样一些关键问题：对流是地球内部传热的一种重要机制吗？对流是否现在正在出现？它在过去已经出现过吗？

海底扩张和板块构造是对流在起作用的直接证据。在大洋中脊上升的热物质形成了新的岩石圈，当它们向两侧展开去时而逐渐冷却，最终又返回地幔（图 2-3）。这就是对流，热由于物质的运动而从地球内部被带到地表。



某些地学家认为板块构造运动可以用上地幔的对流作用来解释。热物质在大洋中脊上升并向两侧运动，在运动过程中冷却固化而形成刚性的岩石圈。冷却的岩石圈在俯冲带下沉。另一些地学家则认为对流作用可以出现在整个地幔。

图 2-3 板块构造与地幔对流

某些地学家认为，只有上部几百公里的地幔才有驱动板块运动的对流作用存在，见图 2-3。这意味着上下地幔并不混合。另一些地学家则认为，对流作用涉及整个地幔。还有

太阳发射至地球表面的能量是来自地球内部能量的 5000 倍。

一些人认为，热点下面上升的热柱提供了对流作用的驱动力。不管这些细节如何，现在地质学家们相信，海底扩张时热能从地球内部向地球表面散失是地球在地质历史上冷却的重要机制。人们已经认识到，洋壳往地幔的俯冲是一种再循环机制，即物质在地表存在几百万年甚至更长时间以后，再重新注入地幔。现在需要回答的问题是：俯冲板块要向下俯冲多远才会被消化吸收，即什么时候能被加热并与地幔相混合？这些下沉板块是沉入地核、还是被过渡带所阻挡？也许，地震层析成像技术可以回答这些问题。

英国地质学家亚瑟·霍尔姆斯是最早提出对流作用是大陆漂移驱动机制的人。当他 20 世纪 30 年代提出这一理论时，他实际上已超前时代 30 年。因为，直到第二次世界大战以后，海底勘探得以广泛开展，才于 60 年代初产生了海底扩张这一概念。

尽管从地球内部传递至地表的热能足以推动板块、抬升山脉和产生地震，但这与地球从太阳吸收的能量相比就显得微不足道。太阳发射至地球表面的能量是来自地球内部能量的 5000 倍。并且，太阳能是气候的主要控制因素，它驱动大气圈和水圈的运动，形成了侵蚀作用的主要营力——风和雨。从某种意义上讲，地球的内部热引擎，造就了山脉，而地球的外部热引擎太阳则使山脉遭受破坏。

## 热 辐 射

一切物体只要其温度高于绝对零度，就会从表面向外界

物体的温度愈高，放出的辐射能就愈多。辐射能的载体是电磁波，故热辐射在真空中也能进行。

放出能量。物体的温度愈高，放出的辐射能就愈多。辐射能的载体是电磁波，故热辐射在真空中也能进行。例如，太阳把热传给地球，中间要经过很长距离，这段空间中并无传热介质，地球得到的热量是太阳的热辐射所致。能被物体吸收后又重新变为热能的射线，大部分位于红外线波段，小部分位于可见光波的范围内。这些射线称热射线，其传播过程称热辐射。地球深部温度很高，也可发生辐射传热。

## 2.2 大地热流

### 地温梯度——地下温度变化快慢的度量

你是否注意过飞机机舱内显示屏的温度指示？你是否对数千米高空的机舱外的气温竟然低达零下几十摄氏度感到惊奇？这就是一种温度梯度，即越往高空，温度越低，而有“高处不胜寒”之谓。相反，如果你曾到过深深的地下矿井参观，你就会发现，越往深处走，温度就越高。这正是地温梯度所致。所谓的地温梯度，即在近地表的恒温带以下，深度每增加 1 km，地下温度增加的度数。

由于各地区地质构造、地壳结构、岩浆作用及构造活动性的差异，地温梯度也大不相同。有的地方，构造活跃，岩浆活动频繁，如大西洋中脊上的冰岛，其地温梯度常可达  $40\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  以上；而一些稳定地区，地温梯度则多在  $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  以下。目前的研究告诉我们，全球的平均地温梯度约为  $25\sim 30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。

如果你曾到过深深的地下矿井参观，你就会发现，越往深处走，温度就越高。这正是地温梯度所致。

## 岩石热导率 —— 岩石导热难易的表征

不同的物质传导热能的性质有明显不同，前面提到的炒锅的金属手柄和塑料手柄传热快慢的差异即是一例。作为矿物集合体的岩石其导热性能用什么来加以度量呢？这就是下面所要介绍的岩石热导率。

岩石热导率 ( $\lambda$ ) 是地壳最重要的热性质之一。它对大地热流和地温场的分布有较大影响。热导率定义为在稳态热传导条件下，热流密度 ( $q$ ) (即通过单位面积的能量流) 除以一维导热体中的温度梯度 ( $d\theta/dz$ ) 所得的商：

$$\lambda = -q / (d\theta/dz) \quad (2-1)$$

其物理意义为：沿热传导方向，在单位厚度岩石两侧的温度为  $1^\circ\text{C}$  时，单位时间内所通过的比热流量。热导率的法定单位为  $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  (瓦[特]每米开[尔文])。热导率之倒数谓之热阻。

与岩石的其他物理性质 (如电导率或磁化率) 相比，各类岩石热导率的差异相对比较小，但同类岩石的热导率则变化较大。图 2-4 概括了世界各地各类岩石热导率的测试结果。从图 2-4 中可以看出，松散的物质如干砂、干黏土和土壤的热导率最低，湿砂、湿黏土及黏质砂土与某些热导率低的坚硬岩石具有相近的热导率值。在沉积岩中，煤炭的热导率最低，页岩、泥岩次之，石英岩、岩盐和石膏的热导率最大；砂岩和砾岩的热导率值变化大。岩浆岩、变质岩热导率一般介于  $2.1 \sim 4.2 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  之间。中国科学院地质研究所地热实

岩石热导率 ( $\lambda$ ) 是地壳最重要的热性质之一。影响岩石热导率的因素很多，但主要是岩石的成分和结构特点。

实验室对我国部分岩类的测试结果表明，同类岩石的热导率值也有相当大的变化。这是由于许多岩类，特别是沉积岩中的砂岩、页岩和砾岩等的结构、成分有相当大的差异所致。因而不能以岩石热导率值作为区分岩石类别的标志。在实际工作中，不论是进行热流测定或是矿井空气与围岩热交换计算，均需在当地采集相当数量的有代表性的岩样，通过实测来确定热导率值。

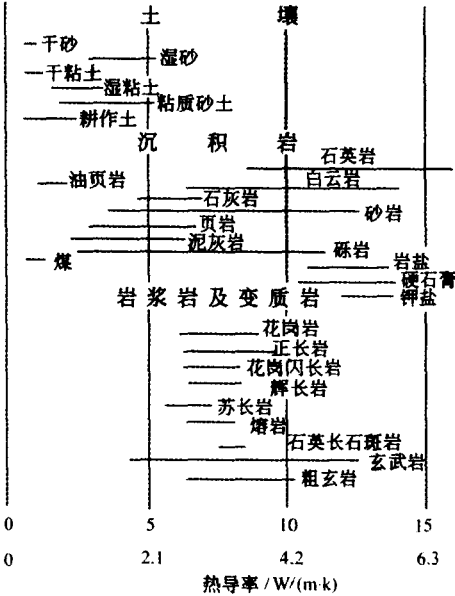


图 2-4 各类岩石的热导率

影响岩石热导率的因素很多，但主要是岩石的成分和结构特点。在致密岩石中，矿物的性质对热导率起主要控制作用。