

中国大陆科学钻探主孔 100 ~ 2000m 岩石热导率及其各向异性：对研究俯冲带热结构的启示*

欧新功^{1,2} 金振民² 王璐² 徐海军² 金淑燕²
OU XinGong^{1,2}, JIN ZhenMin², Wang Lu², XU HaiJun² and JIN ShuYan²

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2003-08-15 收稿, 2003-11-30 改回.

Ou XG, Jin ZM, Wang L, Xu HJ and Jin SY. 2004. Thermal conductivity and its anisotropy of rocks from the depth of 100 ~ 2000m mainhole of Chinese Continental Scientific Drilling: revelations to the study on thermal structure of subduction zone. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):109-118

Abstract Thermal conductivity of the cores from CCSD 2000m-mainhole of different rocks are systematically investigated. Basically research on the relationship between the thermal conductivity and the components of minerals in rocks are studied. The anisotropy of thermal conductivity and its possible influencing factors are discussed for the rocks in Donghai area. The thermal conductivity of the cores from 2000m-mainhole varies from 1.873 to 4.062 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ with the average value of 2.967 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for about 300 samples. The main peak of frequency distribution for total samples occurred between 2.8 ~ 3.0 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. The thermal conductivity distribution of eclogite located in 3.6 ~ 3.7 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for fresh eclogite, 3.1 ~ 3.2 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for retrograde samples and 2.4 ~ 2.5 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for intensively retrograde eclogite, which show the clear correlation with the degree of retrogression. The thermal conductivity of gneiss is distributed at 2.8 ~ 3.0 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. In vertical profile from 100 to 735m of mainhole has the higher thermal conductivity in average 3.265 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ because of the eclogite in the layer. On the contrary, the layer from 1200 to 1600m mainly made up of orthogneiss and has the lower thermal conductivity in average 2.755 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Measurements on the foliation-developed core samples indicate that the anisotropy of thermal conductivity occurs in different rocks. The value of thermal anisotropy varies from 4.66% for eclogite to 22.99% for gneiss, and the ultra-mafic rocks have the average value of 3.322 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ in thermal conductivity and the anisotropy of 16.08%. The anisotropy of thermal conductivity depends on the azimuth of the measurement relative to the foliation and the maximum and minimum values are occurred when the measurements are parallel and perpendicular to the foliation, respectively.

Key words Ultrahigh-pressure rocks, Thermal conductivity, Anisotropy, CCSD, Donghai

摘要 系统研究了中国大陆科学钻探工程主孔 100 ~ 2000 米岩石的热导率和生热率特征。初步研究了岩石热导率随矿物组成的变化关系、岩石热导率的各向异性及其影响因素。主孔 2000 米的岩心热导率介于 1.873 ~ 4.062 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 之间, 平均热导率 2.967 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。整体上热导率出现的频率主峰分布在 2.8 ~ 3.0 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。榴辉岩热导率随着其退变质程度的增加而降低, 新鲜榴辉岩热导率集中分布于 3.6 ~ 3.7 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 角闪石化榴辉岩的热导率分布在 3.1 ~ 3.2 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 强退变的榴辉岩热导率分布于 2.4 ~ 2.5 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。片麻岩热导率主要分布于 2.8 ~ 3.0 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。从垂向上看, 主孔 100 ~ 735 米主要由榴辉岩组成, 热导率整体比较大, 平均 3.265 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$; 1200 ~ 1600 米主要以花岗岩片麻岩为主, 热导率比其它层位偏低, 平均 2.755 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。通过对面理发育的样品进行测试, 东海地区各类岩石的热导率具有较明显的各向异性。榴辉岩和片麻岩热导率的各向异性平均值分别为 4.66% 和 22.99%, 超基性岩的热导率平均值为 3.322 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 各向异性

* 本文为国家重点基础研究发展规划项目(2003CB716500)国家重大科学工程项目“中国大陆科学钻探工程”和中国博士后科学基金(2003034457)王宽诚科学基金(20030930131025)的联合资助成果。

第一作者简介: 欧新功, 男, 1974 年生, 博士后, 主要从事岩石物理学和大陆深部构造方面的研究, E-mail: xgou@gig.ac.cn

16.08%。岩石热导率在垂直于面理的方向上具有最小值,在平行于面理的方向上具有最大值。上述资料对超高压地体热结构特征的研究提供了重要数据基础。

关键词 超高压岩石;热导率;各向异性;中国大陆科学钻探;东海

中图分类号 P314.2

1 引言

地球内部的热量主要以三种形式向地表传递:辐射、对流和传导,而在岩石圈内,传导是岩石间热传递的主要方式(Clause *et al.*, 1995),岩石的热导率是影响这种传热方式的主要物理量。热导率是表征物质导热能力的物理量,它定义为单位时间内单位长度上温度升高或降低1℃时单位面积所通过的热量,是研究地壳和上地幔热结构、地球深部热状态的重要参数。岩石圈内的各种地质过程,包括岩石的流变状态、热结构、大地热流等都不同岩石的热导率紧密相关。因此,对热导率的研究近年来逐渐受到地热学家和岩石物理学家的广泛关注。岩石热导率对研究岩石圈热状态和热结构具有非常重要的意义(汪集旸, 1997)。目前与岩石热导率有关的研究主要集中在地幔岩的热导率、与超基性岩有关的热扩散率及其各向异性、影响岩石热导率的因素(温度、压力、岩石的成分和结构等)、不同岩石类型的热导率变化特征等关键问题上。

中国大陆科学钻探工程的实施为研究超高压岩石的热导率提供了宝贵的实验材料。该工程项目旨在利用现代深部钻探技术和地球物理遥测方法,在具有全球地学意义的苏鲁超高压变质带——东海县毛北村实施井深为5000m的中国第一口科学钻探,为解决地学界所关注的大陆碰撞造山带超高压岩石折返动力学机制和检验深部地球物理探测成果具有重要科学意义(许志琴, 1995; Xu *et al.*, 1998)。作为岩石物理性质研究的重要内容之一,岩石热导率的测量和分析可以借鉴前苏联科拉半岛SG-3和德国KTB深钻为大陆科学钻探岩石物理性质研究的一些方法和经验(Emmeimman *et al.*, 1997; Berckhemer *et al.*, 1997; Kazansky *et al.*, 1997; Hugenges *et al.*, 1997),然而有关超高压变质岩地区深部岩石热导率的成果报导还很少。国外相关学者在研究不同岩石类型(以沉积岩为主)热导率特征的基础上,重点报道了温度对热导率的控制作用(Zoth *et al.*, 1988; Buntebarth *et al.*, 1995; Sass *et al.*, 1992; Seipold, 1998),其中Seipold在总结和分析前人研究资料的基础上给出了适用于结晶岩系的温度-热导率经验公式。Tukkonen *et al.* (1998)则探讨了热导率与其它物理参数之间的关系,为认识岩石物理性质之间的相关性提供了帮助。国内也开发了测量热导率的相关仪器(沈显杰等, 1987; 赵永信等, 1995),并利用这些仪器和技术分析了不同地区的热导率特征(熊亮萍等, 1994)。围绕中国大陆科学钻探工程的前期选址,汪集旸等(2001)在东海地区进行了深部温

度预测和大地热流测量等工作,测量了42块样品的热导率值,其中以片麻岩为主(榴辉岩3块),他们所获得的热导率资料和温度梯度、本区热流特征等为科学钻探岩石热物理性质的研究提供了重要的借鉴和启示。由于CCSD主孔的岩心组成中榴辉岩组成近1/2,因此对榴辉岩热导率的系统测试无疑对本区地热学的研究具有重要意义。

从总体来看,目前对俯冲带和超高压变质带岩石热导率的研究还刚开始,尤其是对近十年来倍受关注的超高压榴辉岩,相关的热导率资料很少。另外在对热导率各向异性的研究上,目前所做的工作还非常有限,其原因一方面是由于天然岩石热导率的精密测量具有一定难度,影响和制约测量结果的因素很多;另一方面是由于测量仪器和测量技术本身的限制等原因。本研究在引进国外热导率最新测试仪器和方法技术的基础上,拟在热导率各向异性的研究上有所进展,从而为研究本区的岩石物理性质、岩石热结构以及科学钻探的相关问题提供约束资料。本文此次研究的主要目的是:(1)第一次展示CCSD钻孔100~2000m岩心热导率的系统资料,分析不同岩石热导率的特征;(2)探讨了主要岩石类型的热导率各向异性特征;(3)分析了本区获得的热导率资料对大地热流测量和俯冲带热结构研究的启示和约束。

2 地质背景

苏鲁造山带是秦岭-大别造山带的东延部分,现今的位置和郯庐断裂的左旋平移有关(Zhang *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 1999)。南苏鲁超高压变质带与其南侧的高压变质带共同构成两大板块之间的古变质造山带。该造山带的边界断裂分别是南侧的嘉山-响水断裂、北侧的五莲-荣城断裂和北西侧的郯庐断裂带。东海地区位于苏鲁超高压变质带的西南部位。区内出露主要岩石为花岗质片麻岩,表壳岩系(包括黑云斜长片麻岩,黑云二长片麻岩,角闪斜长片麻岩以及片岩类岩石),第四纪更新世碧玄岩、白垩纪盆地沉积和未变质花岗岩(刘福来等, 2003)。东海地区主要构造特征以5条复杂韧性剪切带,将超高压变质岩块划分为5个岩片区。韧性剪切带走向大体为NE,倾向SE。区内广泛出露形态不一的榴辉岩、橄榄岩和斜长角闪岩团块和透镜体,其中以毛北、青龙山超高压榴辉岩体和芝麻坊、许沟超基性岩体最为著名。CCSD钻孔位于韧性剪切带C岩片区的毛北榴辉岩体。

3 实验样品和测试方法

本次研究样品取自 CCSD 主孔 100~2000m 区间的岩心，每间隔 5 米取一件样品，共取得用于热导率测量的岩心样品 310 块。对 21 块具有代表性样品进岩石学、矿物学、地球化学和变形矿物组构和显微构造研究，并进行了热导率各向异性的测定。CCSD 主孔 2000m 岩心的样品数量和相应岩石类型分布特征见表 1。就整体而言，CCSD 主孔 2000m 范围不同类型超高压榴辉岩累计厚度超过 1000 米，其余以片麻岩类为主（累积厚度为 900 米左右）和超基性橄榄岩（80~90 米）。此外，含有少量兰晶石石英岩、硬玉石英岩和石英片岩等。

本区榴辉岩种类多，结构构造复杂。按矿物成分和构造特征划分有：新鲜块状金红石榴辉岩、新鲜面理化（条带状）多硅白云母榴辉岩，角闪石化榴辉岩（即退变质榴辉岩，角闪石矿物含量达 30~40%），强退变质榴辉岩（角闪石含量达 70% 以上，即石榴石角闪岩）。后两者榴辉岩具有明显面理和条带状构造。正片麻岩类主要包括含榴二长片麻岩，花岗质片麻岩和黑云二长片麻岩。副片麻岩类包括绿帘黑云斜长片麻岩，含榴斜长片麻岩和黑云角闪斜长片麻岩等。石榴石橄榄岩中橄榄岩大部分都蚀变为蛇纹石，石榴石常见有蚀变反应边（Kelyphite rim）。

表 1 岩石热导率测试样品的类型分布情况表

Table 1 Rock types for the measured samples of thermal conductivity

岩石类型	含金红石榴辉岩	白云母榴辉岩	角闪石化榴辉岩	强退变质榴辉岩	蛇纹石化石榴石橄榄岩	正片麻岩	副片麻岩
岩心累计厚度(m)	115	200	150	440	70	335	450
岩石类型比例(%)	6.5	11.4	8.5	25	4.0	19.0	25.6
采集样品数量(件)	23	40	30	88	14	67	90
热导率测量(件)	21	36	26	77	13	62	74

注：正副片麻岩中包括多层韧性剪切带、糜棱岩化片麻岩和面理化榴辉岩夹层。

4 主孔 2000 米热导率剖面分析

我们利用上述原理和仪器对 CCSD 主孔 2000 米系统采集热导率样品，并在常温常压条件下进行了热导率测试。CCSD 主孔 100~2000m 共获得 310 个不同岩石样品的热导率数据。图 1 表示了热导率随钻孔深度的变化关系。

从图 1 可以看出，主孔 100~735 米这一段主要由榴辉岩组成，热导率整体比较大，平均 $3.265 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 。由于这一段榴辉岩中含片麻岩夹层，所以热导率的变化幅度比较大。1200~1600 米主要以花岗质片麻岩为主，热导率比其它层位偏低，平均 $2.755 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 。1600~2000 米的岩性组成仍以榴辉岩为主，但该段榴辉岩的退变质程度很强，

由于影响岩石热导率的因素比较复杂，测量过程中又容易受到环境扰动的影响，加之对样品尺寸的要求大，所以精密测量岩石的热导率一直是一项技术难题，这也是目前单矿物热导率数据偏少，各向异性研究难以深入的原因。岩石热导率的测定可以在实验室内进行（Seipold *et al.*, 2000; Lee, 1998; Williams *et al.*, 1988），也可以在钻孔内进行原位测量（Silliman *et al.*, 1990; Burkhardt *et al.*, 1995; Pribnow *et al.*, 1993），或者通过测井数据或其它岩石物理数据进行估算（Pribnow *et al.*, 1993; Sass *et al.*, 1992）。目前世界上用来测量岩石热导率的仪器大致分两种类型：稳态型和非稳态型。前者要求热流线必须垂直于试样的横面积，整个系统要求稳定的热平衡状态，测量误差很小，但对试样的尺寸要求偏大；后者是利用测量岩石的热扩散率，进而计算出岩石的热导率，适用于小样品，但测量精度比稳态法偏低。目前很多国家都有用来测量热导率的先进仪器，其中德国 Te-Ka 公司生产的半环面线状（half-space line）热导率仪以其精度高，数据误差评估先进等优点，近年来发表了很多数据和相应的成果（Rauen *et al.*, 1995; Clauser *et al.*, 1995; Burkhardt *et al.*, 1991）。该仪器属于稳态绝对测量法范畴，测量精度高，精确度 $\pm 2\%$ ，可重复性 $\pm 1.5\%$ ，对样品的尺寸要求为直径 9cm、厚度 3cm 的单面抛光块体。本次研究就是采用德国 Te-Ka 公司生产的半环面线状热导率仪进行测试的。

热导率也偏低。整个主孔 2000 米的平均热导率为 $2.967 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 。为了进一步分析热导率的分布规律，我们按岩石类型对 310 个样品进行分类，如表 2 所示。

从表 2 可以看出，仅仅从热导率的最大值或者最小值难以看出其与岩性之间的对应关系，只是大体知道榴辉岩的热导率大于片麻岩的热导率。但不同岩石类型热导率的平均值却反映出了很好的规律性：从含金铁矿的金红石新鲜榴辉岩到强退变质的榴辉岩（角闪岩），热导率是逐渐降低的；片麻岩的热导率比新鲜榴辉岩要低，但却高于强退变质榴辉岩；长英质片麻岩的热导率大于黑云斜长片麻岩；超基性的蛇纹石化石榴石橄榄岩热导率高于一般的榴辉岩，但比新鲜的含金铁矿金红石榴辉岩要低。

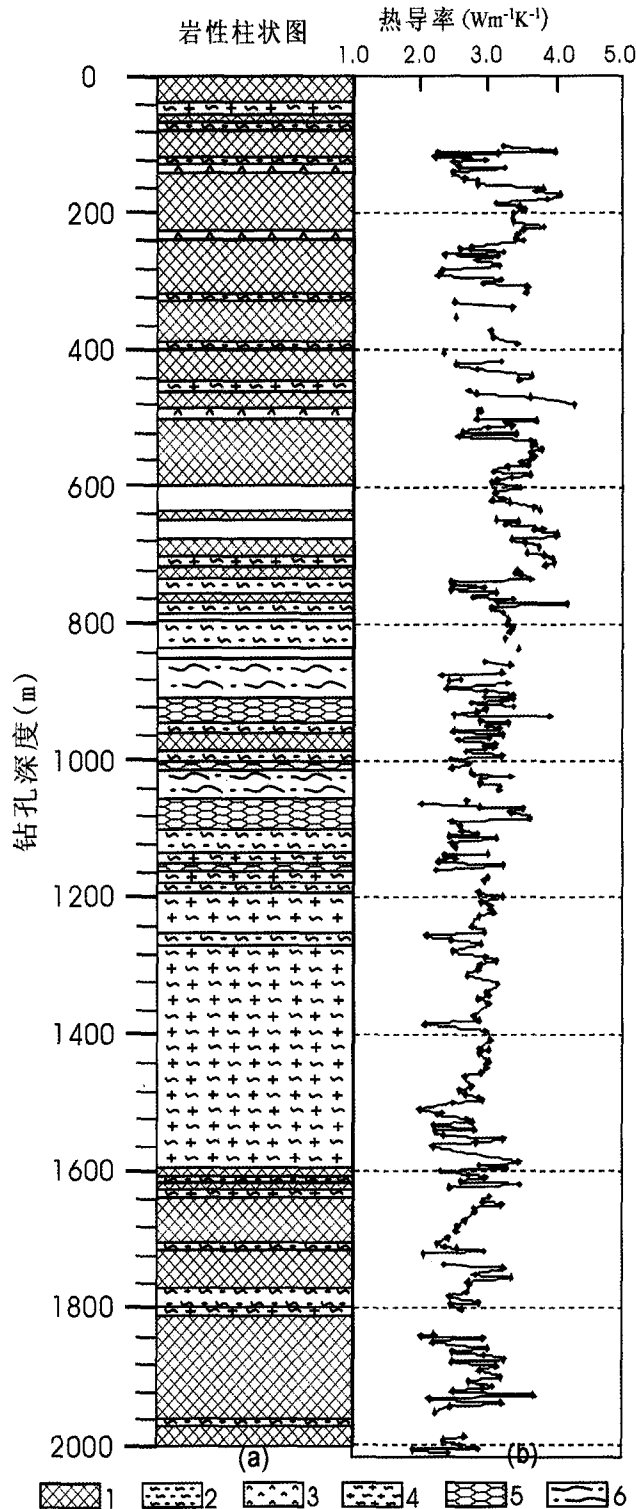


图1 CCSD 主孔 100~2000m 岩性(a)与岩心热导率(b)的对应关系图

1. 榴辉岩; 2. 黑云斜长片麻岩; 3. 强退变质榴辉岩; 4. 长英质片麻岩; 5. 面理化榴辉岩; 6. 糜棱岩化片麻岩

Fig. 1 The relationship of thermal conductivity to lithology from 100~2000m cores of CCSD main hole

表2 按岩性分类统计的热导率结果

Table 2 Thermal Conductivity of different rock types

岩石类型	最大值 $Wm^{-1}K^{-1}$	最小值 $Wm^{-1}K^{-1}$	平均值 $Wm^{-1}K^{-1}$	样品数
含金石榴辉岩	4.062	2.999	3.619 ± 0.231	21
白云母榴辉岩	4.167	2.546	3.270 ± 0.396	36
角闪石化榴辉岩	3.874	1.873	3.059 ± 0.486	26
强退变质榴辉岩	4.272	1.996	2.757 ± 0.446	77
蛇纹石化石榴橄榄岩	4.014	3.051	3.519 ± 0.329	13
副片麻岩	3.900	1.970	2.774 ± 0.437	74
正片麻岩	3.460	2.178	2.907 ± 0.247	62

主孔 2000 米岩心热导率的频率分布特征如图 2 所示, 整体上热导率出现的最高频率分布在 $2.8 \sim 3.0 Wm^{-1}K^{-1}$, 从四个不同的小图比较得知, 这个峰显然是不同岩石热导率的叠加, 因为正片麻岩的峰值分布在 $2.8 \sim 3.0 Wm^{-1}K^{-1}$, 副片麻岩在 $2.8 \sim 2.9 Wm^{-1}K^{-1}$ 也有一个峰, 榴辉岩在 $2.8 \sim 3.0 Wm^{-1}K^{-1}$ 有一个次峰, 这些叠加使整体热导率的分布峰值介于 $2.8 \sim 3.0 Wm^{-1}K^{-1}$. 单从榴辉岩的分布特征上看, 不同类型和不同蚀变程度的榴辉岩热导率有明显差异: 强退变的榴辉岩热导率分布于 $2.4 \sim 2.5 Wm^{-1}K^{-1}$, 角闪石化榴辉岩的热导率分布于 $3.1 \sim 3.2 Wm^{-1}K^{-1}$, 这是榴辉岩热导率的两个分布主峰。而比较新鲜的榴辉岩热导率则分布于 $3.6 \sim 3.7 Wm^{-1}K^{-1}$ 的峰值上。从热导率的这些分布特征也可以看出, 榴辉岩热导率随着其退变质程度而降低。这种岩性变化对热导率的影响在讨论中详述。

5 岩石热导率的各向异性及其影响因素

岩石热导率的各向异性是指沿不同的传导方向热导率的大小不同。本研究对面理和线理比较发育的岩石样品进行了详细的热导率各向异性研究, 具体方法如下:

选择面理相对发育的岩心样品, 沿垂直面理的方向剖切岩心, 这样就出现一个垂直于面理的平面, 抛光后用于热导率各向异性的测量。由于 TK04 热导仪测量的热传导方向是垂直探针的, 所以当我们在待测平面内旋转探头(探针)的时候, 就能够获得与面理夹角不同的各个方向上的热导率(图 3), 进而计算出热导率的各向异性 A_{λ}

$$A_{\lambda} = \frac{\lambda_{\parallel} - \lambda_{\perp}}{(\lambda_{\parallel} + \lambda_{\perp})/2}, \quad (1)$$

其中 λ_{\parallel} 、 λ_{\perp} 分别为平行和垂直面理方向的热导率。

根据这个原理, 分别测量了不同岩石类型的热导率各向异性, 如图 4 所示。图 4-1 和 4-2 分别是片麻岩和榴辉岩热导率的各向异性图解, 各向异性平均值分别为 4.66% 和 22.99%。图 4-3 是蛇纹石化石榴橄榄岩的热导率及其各向

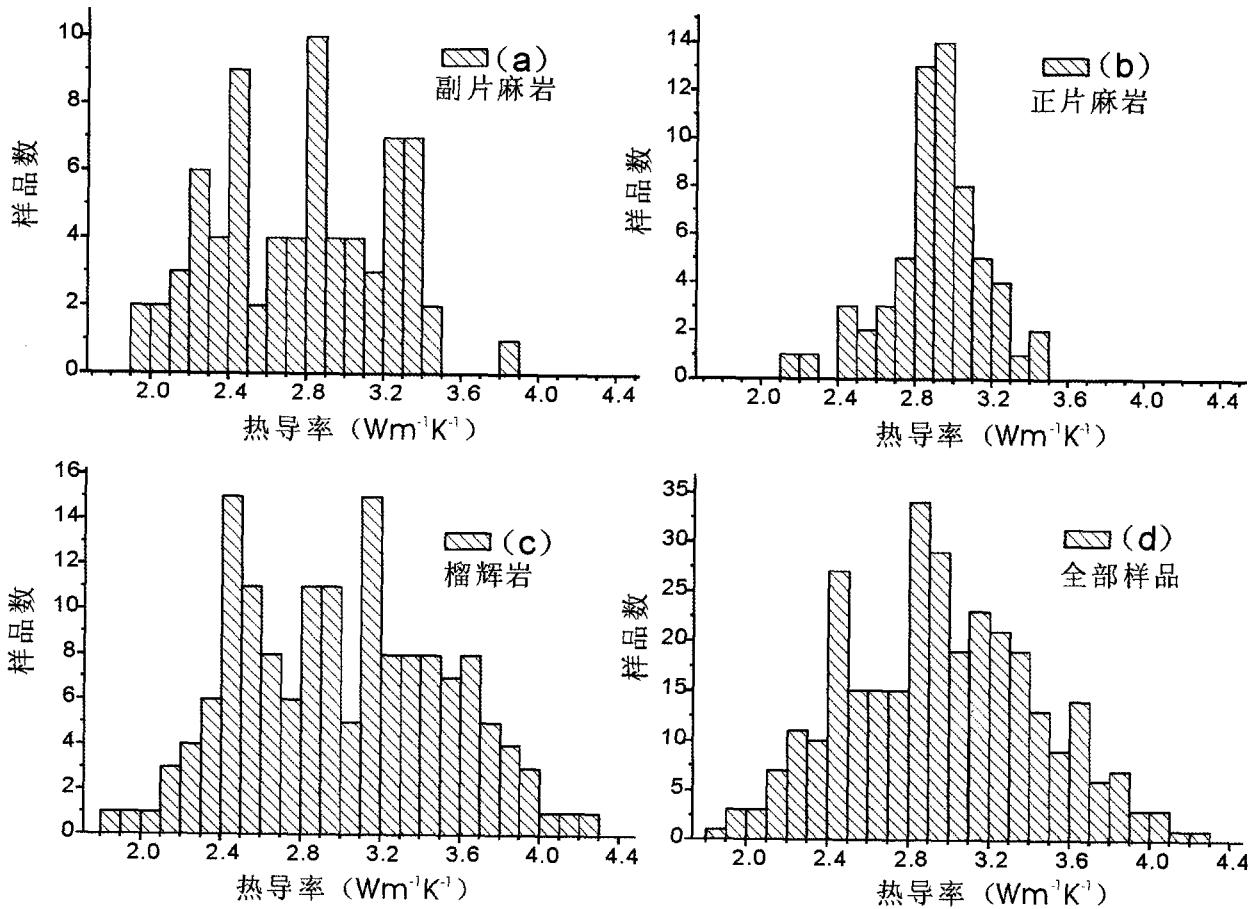


图2 CCSD 主孔 100~2000m 岩心热导率的频率分布
Fig. 2 Frequency distribution of thermal conductivity from 100~1200m cores of CCSD mainhole

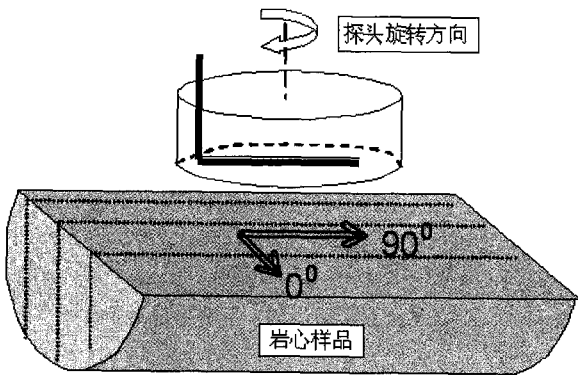


图3 岩石热导率各向异性测试方向图解
Fig. 3 Illustration of reference directions on determine thermal conductivity of rocks

异性，样品 096 的热导率最低，却具有最高的热导率各向异性 18.5%。这 3 块超基性岩的热导率平均值为 3.322 $Wm^{-1}K^{-1}$ ，各向异性平均值 16.08%。由此可见，热导率的平均值大小是榴辉岩 > 橄榄岩 > 片麻岩，但在各向异性方面却是片麻岩 > 橄榄岩 > 榴辉岩。

此外，从图 4 可以看出，无论是哪一类岩石，其热导率大体都在垂直于面理的方向上具有热导率的最小值(图中的 -90 度方位)，在平行于面理的方向上具有最大值(图中 0 度的方位)。为了更详细地表达这种关系，我们选择 No. 214 片麻岩样品进行了详细的测定，从 -90 度到 90 度每隔约 30 度方位进行一次热导率测量，每次采集至少 5 个点，然后求平均值并绘出其与面理的关系(图 5)。该图清晰地展示了岩石热导率的各向异性和面理之间的关系。

从测量的过程来看，矿物粒度对热导率的结果及测量精度都有影响。颗粒均匀且细小的岩石热导率容易测定且偏差较小，因此岩石的结构对热导率的影响也很大。热导率不仅与组成岩石各矿物的热导率有关，也与矿物之间的组合和优选排列有关。另外，岩石热导率的各向异性也是影响岩石热状态的一个关键因素。尽管目前对超高压岩石热导率各向异性的研究还刚开始，但岩石的各向异性(包括晶格优选方位、地震波速、岩石热导率、热扩散率等的各向异性)是我们认识和了解许多地质过程和热事件中应该考虑的重要因素。

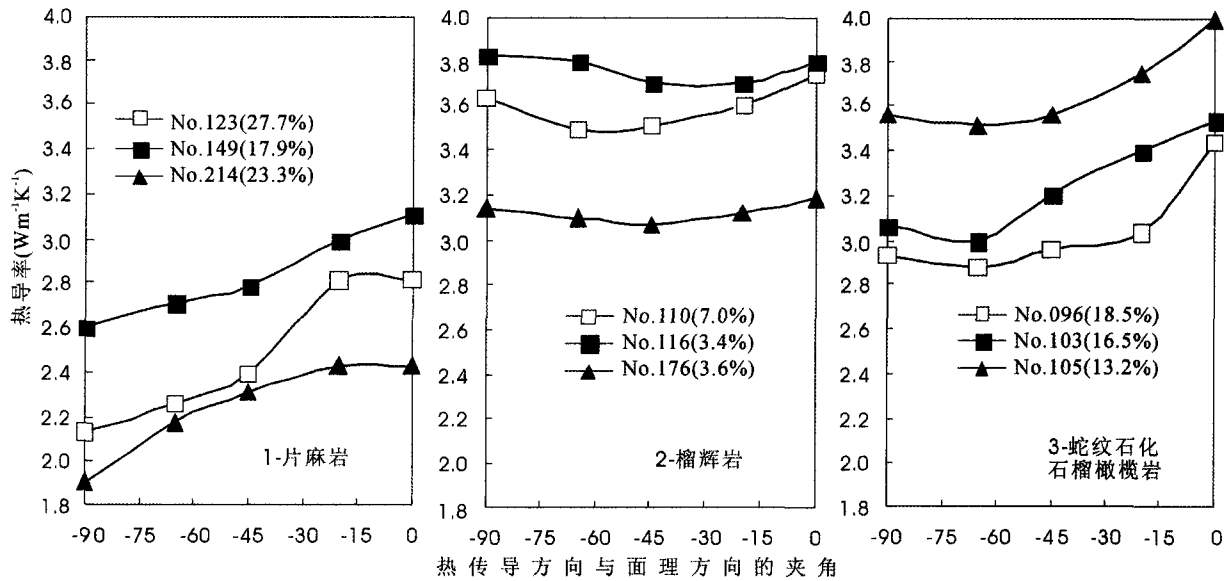


图4 CCSD 主孔 100 ~ 2000 米部分岩石热导率的各向异性图解

Fig. 4 Illustration of Thermal conductivity anisotropy of different rocks from CCSD mainhole

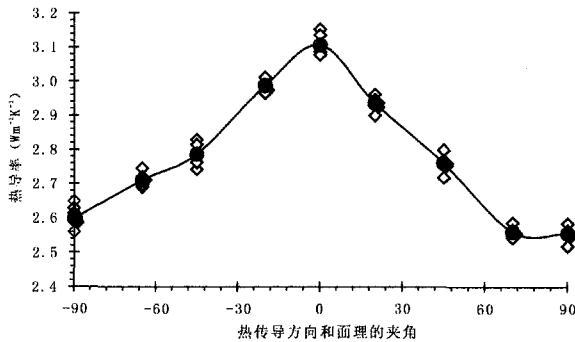


图5 岩石的热导率和岩石面理的关系
(样品编号 214, 绿帘黑云斜长片麻岩)

Fig. 5 Relationship between thermal conductivity and foliation of the cores

6 岩石的放射性生热率

岩石的放射性生热率(A)是单位体积岩石中所含放射性元素在单位时间由衰变所释放的能量,单位为 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。岩石中所含的放射性元素很多,但只有铀、钍和钾3种元素与地球内部热源有关。岩石放射性生热率一般通过测量岩石中铀、钍和钾含量计算得出,对于无钻孔岩心的地区也可用地震波速度进行计算(Rybach, 1988; 王良书等, 1996)。放射性元素时空分布对地球内部温度场的影响很大,有时达30%~40%的地表热流密度是由放射性元素产生的。因此,放射性生热率不仅是研究盆地深部热状况和岩石圈热结构等深部地球物理特征的有效参数,也是盆地热史恢

复的重要参数。在实际测量中,一般是测定岩石样品中铀、钍和钾的含量,采用一些学者提出的计算方法进行计算。本研究采用Rybach(1988)提出的计算公式进行生热率的计算,即:

$$A = 0.01\rho(9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \quad (2)$$

式中,A为岩石放射性生热率($\mu\text{W}/\text{m}^3$); ρ 为岩石密度(g/cm^3), C_U 、 C_{Th} 和 C_K 分别为岩石中铀含量($\mu\text{g}/\text{g}$)、钍($\mu\text{g}/\text{g}$)和钾的含量(wt%)。

根据上面的计算公式,我们有选择性地选取了21件样品,分别测定其主量和微量元素,进而获取U、Th、K的含量,并计算出对应样品的生热率,如表3所示:

从表3可以看出,正片麻岩平均生热率最大,副片麻岩的生热率大于榴辉岩,超基性岩的生热率最小。片麻岩较高的生热率主要与岩石中K的含量有关,尤其是二长片麻岩中,K的含量可达4.19%(No. 220)和3.75%(No. 221)。新鲜榴辉岩中K的含量一般小于1%,超基性岩中U、Th、K的含量都是最低的,生热率也最低。

7 讨论和结论

7.1 岩性变化对热导率的影响

根据前面的测试结果,榴辉岩的热导率随退变质程度的增加而降低。对于产生这种规律的原因,可以解释如下:榴辉岩的退变质主要是岩石中的绿辉石退变成角闪石,而绿辉石和角闪石的平均热导率分别为 $4.66 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 和 $2.81 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$,所以角闪石含量的增加和绿辉石含量减少会降低岩石的热导率。但如果榴辉岩退变成角闪岩后,角闪石

进一步退变成斜长石 + 石英, 则由于石英(α -石英平均热导率 $7.69 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) 在岩石中的出现, 导致岩石的热导率上升。这就是一部分黑云斜长片麻岩的热导率高于退变质榴辉岩的原因。至于含黄铁矿的金石榴辉岩具有最高的热导率, 可能与岩石中黄铁矿和金石榴的含量有关; 长英质片麻岩的热导率高于黑云斜长片麻岩的原因也与长英质岩石中的石英含量有关。

除了这种退变质作用与热导率的关系之外, 即使是新鲜的榴辉岩, 随着岩石中石榴石和绿辉石相对含量比 (Grt/Omp) 的增加, 榴辉岩的热导率也是逐渐降低的。从以石榴石为主的榴辉岩到以绿辉石为主的榴辉岩, 热导率降低了约 13%。图 6 中所展示的 7 个样品均为不含石英的新鲜榴辉岩, 样品中主要矿物的相对含量不同。通过对每件样品进行不低于 5 次的热导率测量, 得出岩石热导率随岩石中石榴石和绿辉石相对含量比 (Grt/Omp) 的变化关系 (图 6)。新鲜榴辉岩的热导率 K 和 (Grt/Omp) 之间具有强相关性, 二者满足方程: $K = 3.767 - 0.18(\text{Grt/Omp})$, 相关

系数为 0.965。根据已经发表的单矿物热导率资料 (Diment *et al.*, 1988), 选用矿物成分与本区接近的铁铝榴石 (Almandine, $K = 3.56 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) 和透辉石 (Diopside, $K = 4.23 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) 的热导率进行分析, 随着榴辉岩中石榴石含量的相对增加, 绿辉石含量相对减少, 岩石的热导率呈降低趋势。这为根据岩石的矿物组成估算热导率提供了依据。

7.2 岩石热导率和生热率之间的关系

岩石的热导率和生热率都是岩石的重要热物理参数。图 7 表示的是部分样品热导率和生热率的关系, 可以看出除蛇纹石化石榴橄榄岩外, 岩石的热导率和生热率具有反比关系, 热导率大的样品生热率反而小, 即片麻岩具有较小的热导率, 但片麻岩的生热率较大; 榴辉岩具有较高的热导率, 但榴辉岩的生热率较低。

表 3 不同岩心样品的密度、 SiO_2 (%) 和生热率

Table 3 Density, SiO_2 (%) and heat production of core samples from CCSD mianhole

样品号	深度 (m)	密度 (g/cm^3)	SiO_2 (wt%)	生热率 A ($\mu\text{W/m}^3$)	平均生热率
096	620.70	2.87	38.62	0.008	超基性岩类
103	655.78	3.13	39.05	0.005	0.007
105	663.90	2.92	37.72	0.006	
110	687.90	3.37	46.40	0.187	基性岩类
111	695.12	3.64	54.66	0.437	0.288
112	697.37	3.46	50.76	0.349	
116	714.45	3.42	49.41	0.177	
176	975.94	3.37	48.30	0.292	
123	743.00	3.08	47.13	0.453	退变基性岩
162	922.16	3.13	48.04	0.123	0.290
202	1095.40	2.97	51.16	0.293	
184	1014.80	2.69	73.93	1.051	正片麻岩
193	1053.50	2.69	73.96	0.493	1.361
195	1061.85	2.67	78.99	2.281	
220	1178.87	2.65	76.02	1.621	
141	834.10	2.70	67.47	0.586	副片麻岩
146	863.56	2.81	60.49	0.379	0.775
149	878.50	2.79	65.95	0.352	
203	1099.19	2.73	72.01	1.459	
214	1148.68	2.81	45.79	0.587	
221	1184.90	2.67	65.63	1.284	

岩石生热率是岩石圈各层自身生热的结果, 确切的生热率估计应由岩石圈各层岩石的组成、各种岩石成分中放射性元素的含量以及各种元素的放热率决定, 所以确定岩石圈生热率是一项很艰难的工作。即使得到某一穿透岩石层钻孔的生热率分布, 它也只是岩石层复杂结构统计的平均结果, 并只能反映它本身, 因此也只能在一定近似或假设下进行研究。

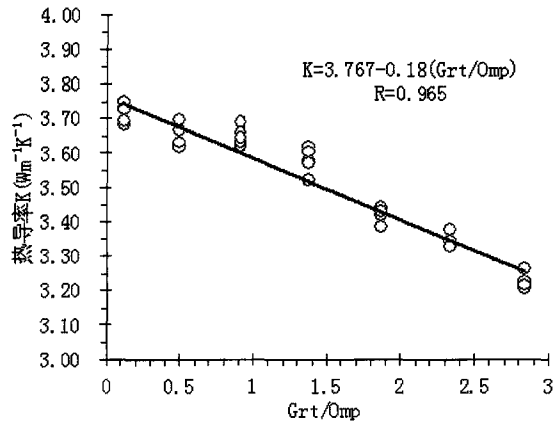


图6 榴辉岩热导率与矿物组成之间的关系

Fig. 6 The correlation between thermal conductivity and component of eclogite

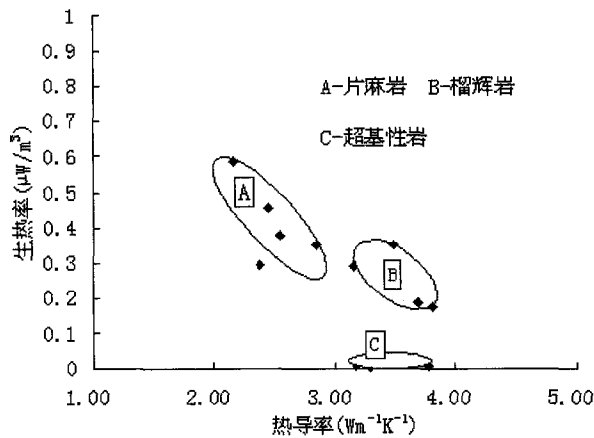


图7 CCSD 部分岩心的热导率和生热率的关系

Fig. 7 Correlation between thermal conductivity and heat production of some cores from CCSD

7.3 影响岩石热导率各向异性的因素

产生岩石热导率各向异性的原因主要有:

- (1) 单个造岩矿物晶体的热导率各向异性;
- (2) 岩石内矿物的定向排列(面理、形态优选 SPO、或晶格优选 LPO);

(3) 定向排列的微裂隙或其他类似的缺陷。

结合我们测量的样品及其岩石学特征, 片麻岩的热导率各向异性主要是片麻理(定向排列的石英、长石、云母类矿物)所导致, 面理越发育的样品(No. 123)其热导率各向异性也越强。榴辉岩的热导率也和面理密切相关, 显微镜下可见绿辉石的定向拉长排列, 规律同片麻岩相似。但榴辉岩的面理显然不如片麻岩发育, 故其各向异性值也偏低。对于蛇纹石化的石榴橄榄岩, 其面理发育程度整体也偏低, 显微镜下可见橄榄石的拉长。仅仅就面理发育程度而言、与榴辉岩相比, 橄榄岩热导率的各向异性值是偏高的。由此推断产生橄榄岩热导率各向异性的原因不仅仅是面理, 可能还与石榴橄榄岩中的橄榄石的晶格优选方位有关, 具体结果还需进一步研究。

7.4 对大地热流研究的启示

对 CCSD 主孔岩芯热导率测定结果表明, 榴辉岩热导率为 $2.757 \sim 3.619 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 平均热导率 $3.034 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, 榴辉岩热导率随着蚀变程度增强而减小。片麻岩(正、负片麻岩)平均热导率为 $2.834 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。榴辉岩热导率高于片麻岩热导率, 两者又明显高于上地壳平均热导率 $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Pollack *et al.*, 1997)。因此, 具有高热导率的榴辉岩对本区实测的地壳浅层现今热状态有一定的贡献。从目前 CCSD 所获得岩石类型的比例来看, 榴辉岩(包括不同程度退变质榴辉岩)占整个岩石类型比例 $1/2$ 左右(2000 米岩心)。因此本区高热流值主要贡献还是来自地幔热流。因为冷的大陆板片在快速俯冲过程中, 超高压变质地体是在相当低的古地温梯度 ($< 10^\circ\text{C}/\text{Km}$) 环境形成的。中生代晚期碰撞后超高压岩石折返, 使高热导率榴辉岩呈岩片状不均匀分布在地壳浅部或出露于地表。新生代苏北裂谷地区的岩石圈伸展减薄和软流圈高度上隆是本区岩石圈热状态变更的主要原因。金振民等(2003)指出平明山(位于 CCSD 主孔东南方向约 30km 处)幔源橄榄岩包体平衡温度压力条件为: 温度 $830 \sim 900^\circ\text{C}$, 压力为 $1.50 \sim 1.70\text{GPa}$, 其数据基本上落在由石榴石橄榄岩包体构建的古地温曲线上(金振民等, 1993), 它对应大陆岩石圈的热流值为 $75 \text{ mW}/\text{m}^2$ 左右 (Pollack *et al.*, 1977)。这个热流值明显高于全球大陆地区平均热流值 $61 \pm 15.5 \text{ mW}/\text{m}^2$ (Hu *et al.*, 2000) 及近邻苏北盆地地表热流平均值 $68 \text{ mW}/\text{m}^2$ (王良书, 1995), 也高于华北裂谷盆地热流值 $63 \text{ mW}/\text{m}^2$ (汪集肠, 1997)。此外从古地温推断的 $75 \text{ mW}/\text{m}^2$ 热流值与 CCSD 预先导孔(PP1 和 PP2)的地温测量结果所获得的热流值 $76 \sim 80 \text{ mW}/\text{m}^2$ 是相近的 (Wang *et al.*, 2001)。尽管本区位于苏北盆地北部边缘, 处于新生代大陆裂谷带演化的晚期, 但是高热流值显示本区软流圈上隆和郯庐断裂中段活动是导致热流值增高的主要原因。然而, 超高压榴辉岩的高热导率对现今地表热流的贡献是不可忽视的。

7.5 对研究俯冲带热结构的启示

对苏鲁超高压变质岩热导率和生热率等热物理参数的研究, 最终是要建立俯冲带的热结构模型。俯冲带可以通过一些物理参数来描述, 这些物理参数的大小制约着俯冲带的热结构。根据宋茂双等(1996)的综述文章, 通常最重要的参数有六个: 消减速率、消耗板块的年龄、俯冲带的倾角、岩石的热导率、岩石的放射性生热率、剪切生热的大小。这些物理参数与俯冲带热结构有如下关系: 放射性生热率对俯冲带较深部位的影响较小, 岩石热导率的变化对深部温度影响始中, 制约着俯冲带热结构达到稳态平衡的时间, 但二者对较浅层次和地表热流的影响较大。我们的研究表明, 岩石的热导率有着明显的各项异性, 因此, 整个俯冲带的热传导能力在各个方向上也是不同的, 俯冲带不同部位的岩石达到热平衡的时间就不同。俯冲带许多重要的地质特征都与俯冲带特有的热结构有关, 如蓝片岩相变质作用、榴辉岩相变质作用、岛弧岩浆作用及地震活动等。此外, 已经查明岩石的热导率随矿物组成的变化而变化, 以超高压榴辉岩为例, 岩石的热导率随石榴石/绿辉石比值的增加而减小(欧新功等, 2003), 俯冲带在俯冲和折返过程中物质的组成是变化的, 因此不同阶段的热导率也是变化的。俯冲带热结构对于研究俯冲带中含水矿物的稳定性及流体的产生、变质作用、岛弧岩浆作用等有重要意义。苏鲁超高压地体形成于大陆深俯冲阶段, 当时的低地温梯度($<10^{\circ}\text{C}/\text{km}$)与现今测量已完全不同, 如何根据现有的岩石物质组成和热物理性质资料, 重构大陆深俯冲和折返阶段的热结构, 势必会为超高压变质岩的俯冲和折返过程提供更多的信息。当然, 本文还只是对 CCSD 主孔 2000 米热导率资料的初步研究, 考虑到温度和压力对岩石热传输性质的影响、以及热导率资料和其它物性资料的综合分析, 还有很多的后继工作需要深入。

感谢大陆科学钻探工程项目首席科学家许志琴院士对岩石物理实验室研究工作的指导和支持。感谢 GFZ 的 Dr. E. Huenges 对 CCSD 岩石物理性质研究的建议; 参加中国大陆科学钻探工程项目岩石物理现场实验室部分测试工作人员还有罗震宇、宋衍茹、王永锋、余日东、陈意等, 在此我们向他们表示诚挚感谢。

References

- Berckheimer A, Rauen A, Winter H, Kern H. 1997. Petrophysical properties of the 9-km deep crustal section at KTB. *J. Geophys. Res.*, 102(B8): 18337 - 18362
- Buntebarth G. 1991. *Thermal properties of KTB Oberpfalz VB core samples at elevated temperature and pressure*. *Sci. Drilling*, 2: 73 - 80
- Burkhardt H, Honarmand H, Pribnow D. 1995. Test measurements with a new thermal conductivity borehole tool. *Tectonophysics*, 244 (1-3): 161 - 165
- Clauser C, Huenges E. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: Ahrens T J (ed.). *Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants*, Washington DC, AGU Publisher, 3:105 - 126
- Diment W H, Pratt H R. 1988. Thermal conductivity of some rock-forming minerals: a Tabulation. U. S. G. S. open file report 88 - 690, U. S. Geol. Survey, Denver Co., 15
- Emmeimman R, Lauterjung L. 1997. The German continental deep drilling program KTB: Overview and major results. *J. Geophys. Res.*, 102(B8): 18179 - 18201
- Huenges E, Erizinger J, Kuck J. 1997. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth. *J. Geophys. Res.*, 102(B8): 18255 - 18266
- Jin Z M, Green H W, Borch R S, Jin S Y. 1993. Nautle-derived xenoliths and token of a modern back-arc geotherm beneath Eastern China. *Science in China (B)*, 23 (4): 410 - 416 (in Chinese)
- Lee T-C. 1989. Thermal conductivity measured with a line source between two dissimilar media equals their mean conductivity. *J. Geophys. Res.*, 94(B9): 12,443 - 12,447
- Ou XG, Jin ZM, Jin SY & Xu HJ. 2003. Thermal Conductivity of Donghai UHP Eclogite and its Significance for Studying Continental Scientific Drilling. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 28(2):129 - 136 (In Chinese with English abstract)
- Pollack H N, Chapman D S. 1977. On the regional variation of heat-flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38: 279 - 296
- Pribnow D, Williams C F, Burkhardt H. 1993. Well log-derived estimates of thermal conductivity in crystalline rocks penetrated by the 4-km deep KTB Vorbohrung. *Geophys. Res. Lett.*, 20(12): 1155 - 1158
- Rauen A, Winter H. 1995. Petrophysical properties. In: Emmermann R *et al.* (ed.). *KTB Report 95-2*, Hannover, D24 - D28
- Sass J H, Lachenbruch A H, Moses T H. 1992. Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California. *J. Geophys. Res.*, 97(B4): 5017 - 5030
- Sass J H, Lachenbruch A H, Moses T H. 1992. Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California. *J. Geophys. Res.*, 97(B4): 5017 - 5030
- Seipold U, Raab S. 2000. A Method to Measure Thermal Conductivity and Thermal Diffusivity under Pore and Confining Pressure. *Phys. Chem. Earth.*, 25 (2): 183 - 187
- Seipold U. 1998. Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks - a general law. *Tectonophysics*, 291 (1-4): 161 - 171
- Shen XJ, Zhang WY, Lu XW *et al.* 1987. Geotherm-II model thermal conductivity meter of steady-stage divided bar type - a precise rock thermal conductivity measuring device. *Acta Petrologica Sinica*, 3 (1): 86 - 95 (in Chinese with English abstract)
- Silliman S E, Neuzil C E. 1990. Borehole determination of formation thermal conductivity using a thermal pulse from injected fluid. *J. Geophys. Res.*, 95(B6): 8697 - 8704
- Song MS, Xie HS, Xu YS. 1996. Research progress on thermal structure of subduction zone. *Geology-Geochemistry*, 2:18 - 22 (in Chinese)
- Wang J Y. 1997. Significances of deep geotherm in study on lithosphere and concerning some problems. Zhang B X, eded; *Modern Methods*

- of Lithosphere study. Beijing: Nuclear Energy Publishing House, 113 - 126 (in Chinese)
- Wang J, Hu S, Yang W *et al.* 2001. Geothermal measurements in the pilot-boreholes of the China continental scientific drilling. Chinese Sci. Bull., 46(20):1745 - 1748
- Wang JY, Hu SB, Cheng BH *et al.* 2001. Prediction of deep temperature in the target area of Chinese Continental Scientific Drilling. Chinese J. Geophys., 44(6): 774 - 782 (in Chinese with English abstract)
- Wang L S, Li C, Shi Y S, Wang Y H. 1995. Distributions of geotemperature and terrestrial heat flow density in lower Yangtze area. Chinese J. Geophys., 38(4): 469 - 476 (in Chinese with English abstract)
- Wang L S, Li C, Yang C, 1996. The lithosphere thermal structure beneath Tarim basin, Western China. Chinese J. Geophys., 39(6): 794 - 803 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Yang T. 1999. Relationship between the Tan Lu Fault and Dabie Orogenic Belt in Eastern China. Continental Dynamics, 4(1): 53 - 61
- Williams C F, Anderson R N, Broglia C *et al.* 1988. In situ investigations of thermal conductivity, heat production, and hydrothermal circulation in the Cajon Pass scientific drillhole, California. Geophys. Res. Lett., 15(9): 985 - 988
- Xiong LP, Hu SB, Wang JA. 1994. Analysis on the thermal conductivity of rocks from SE China. Acta Petrologica Sinica, 10(3):323 - 329 (in Chinese with English abstract)
- Xu Zhiqin, Yang Wencai, Zhang Zeming. 1998. Scientific significance and site-selection of the first Chinese Continental Scientific Deep Drillhole. Continental Dynamics, 3: 1 - 3
- Xu ZQ. 1995. Key problems of Geosciences awaiting solution in the intercontinental scientific drilling of China, Acta Geoscientia Sinica, 1:101 - 106 (in Chinese with English abstract)
- Zhang R Y, Liu J G. 1998. Ultrahigh-pressure metamorphism of the Sulu terrane, eastern China: A prospective view. Continental Dynamics, 3(1-2): 32 - 53
- Zhang Z M, You Z D, Han Y J, Song L K. 1995. Petrology metamorphic process and genesis of the Dabie-Sulu eclogite belt, east-central China. Acta Geologica Sinica. 69(4): 306 - 325
- Zhao YX, Yang SZ, Zhang WR *et al.* 1995. An experimental study of rock thermal conductivity under different temperature and pressure. Progress in Geophysics, 10(1): 104 - 113 (in Chinese with English abstract)
- Zoth G, Hänel R. 1988. Appendix. In: Hänel R *et al.* (ed.), Handbook of Terrestrial heat flow density determination. Kluwer, Dordrecht, 449 - 466

附中文参考文献

- 刘福来, 张泽明, 许志琴. 2003. 苏鲁地体超高压矿物的三维空间分布. 地质学报, 77(1): 69 - 84
- 欧新功, 金振民, 金淑燕等. 2003. 江苏东海超高压榴辉岩的热导率及对大陆科学钻探研究的意义. 地球科学——中国地质大学学报, 28(2): 129 - 136
- 沈显杰, 张文仁, 陆秀文等. 1987. 地热-II型稳定分棒式热导仪——岩石热导率精密测量装置. 岩石学报, 3(1): 86 - 95
- 宋茂双, 谢鸿森, 徐有生. 1996. 俯冲带的热结构研究进展. 地质地球化学, (2): 18 - 22
- 汪集旻. 1997. 深部地热在岩石圈研究中的意义及应注意的几个问题. 见: 张炳熹主编, 岩石圈研究的现代方法. 北京: 原子能出版社, 113 - 126
- 汪集旻, 胡圣标, 程本合等. 2001. 中国大陆科学钻探靶区深部温度预测. 地球物理学报, 44(6): 774 - 782
- 汪集旻, 胡圣标, 杨文采等. 2001. 中国大陆科学钻探先导孔地热测量. 科学通报, 46(10): 847 - 850
- 王良书, 李成, 施央申, 汪屹华. 1995. 下扬子区地温场和大地热流密度分布. 地球物理学报, 38(4):469 - 479
- 王良书, 李成, 杨春. 1996. 塔里木盆地岩石热结构特征. 地球物理学报, 39(6): 794 - 803
- 熊亮萍, 胡圣标, 汪集旻. 1994. 中国东南地区岩石热导率值的分析. 岩石学报, 10(3): 323 - 329
- 许志琴. 1995. 中国大陆科学钻探面临解决的关键地球科学问题. 地球学报, 1: 101 - 106
- 赵永信, 杨淑贞, 张文仁等. 1995. 岩石热导率的温压实验及分析. 地球物理学进展, 10(1): 104 - 113