

中国大陆科学钻探 (CCSD) 主孔地区岩石圈热结构*

吴耀¹ 金振民^{2**} 欧新功³ 徐海军¹ 王璐¹

WU Yao¹, JIN ZhenMin², OU XinGong³, XU HaiJun¹ and WANG Lu¹

1. 中国地质大学研究生院, 武汉 430074

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074

3. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. Graduate School, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

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

2005-01-28 收稿, 2005-03-02 改回.

Wu Y, Jin ZM, Ou XG, Xu HJ and Wang L. 2005. Lithospheric thermal structure beneath the area of the Chinese Continental Scientific Drilling Site (CCSD). *Acta Petrologica Sinica*, 21 (2): 439–450

Abstract Lithospheric thermal structure, which refers to the percentage of surface heat flow derived from convective mantle and crustal radioactive decay, as well as the distribution of temperature, heat production, thermal conductivity and other thermal physical parameters in the lithosphere, plays an essential role in lithospheric evolution and development, by means of effecting petrophysical properties and controlling the chemical reactions in the lithosphere. In this study, heat production of rocks from CCSD main hole (100~2000 m) were calculated using Rybach formula based on previous studies on major and rare elements of core samples. Combined with thermal conductivity measurement, the thermal parameter properties of different rocks from CCSD mainhole during retrogression were investigated. Overall average heat production is $0.95 \mu\text{Wm}^{-3}$, average thermal conductivity is $2.96 \text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Among which the mafic (Ultr-mafic) rocks yield the highest thermal conductivity ($>3.20 \text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$) and lowest heat production ($<0.21 \mu\text{Wm}^{-3}$), and gneiss has the highest heat production ($>1.0 \mu\text{Wm}^{-3}$), fresh eclogite have the mediate heat production and thermal conductivity, which is $0.16 \sim 0.44 \mu\text{Wm}^{-3}$ and $3.31 \sim 3.85 \text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$ respectively. The results indicate that thermal conductivity is clearly decreased with retrogression ($2.42 \sim 3.02 \text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for retrograded eclogite), and heat production shows a slight increase with retrogression, which suggest that thermal parameter properties are correlated with lithologic changes. The temperature at the bottom of the CCSD main hole (5000m) is predicted to be $131 \sim 151^\circ\text{C}$. Based on the study on thermal parameter properties of rocks from CCSD main hole (100~2000m) and previous geophysical study, the thermal structure of the area beneath the CCSD mainhole is studied; the temperature at bottom of upper crust, middle crust, Moho and lithosphere are 256°C , 492°C , 683°C and 1185°C , respectively; heat flow derived from mantle is 44.1mWm^{-2} (covers 58% of surface heat flow) and heat flow from convective mantle is 36.6mWm^{-2} (48% of surface heat flow). The results suggest that petrophysical-derived geotherm is coincident with garnet-lherzolite xenolith-derived geotherm in East China, which offer important constraints on the study on lithospheric thermal structure in the area beneath the CCSD drilling site.

Key words Ultrahigh-pressure rocks, Heat production, Heat conductivity, Temperature prediction, Lithospheric thermal structure, CCSD, Donghai

摘要 岩石圈热结构是指地球内部热量在壳幔的配分比例、温度以及热导率和生热率等热学参数在岩石圈中的分布特征。岩石圈的热结构直接影响着岩石的物理性质和流变学性质,同时还控制了化学反应的类型和速度,从而制约着岩石圈的发展和演化。本文在前人 CCSD 主孔岩石主、微量元素研究基础上,利用 Rybach 生热率公式计算了钻孔岩石的放射性生热

* 基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2003CB716506);国家重大科学工程项目“中国大陆科学钻探工程”。

第一作者简介:吴耀,男,1982年生,构造地质学专业,主要研究方向为岩石物理学和大陆深部构造

** 通讯作者:金振民, E-mail:zmjin@cug.edu.cn

率,并结合岩石热导率的测定研究了 CCSD 主孔 100~2000m 岩石的热结构和主孔榴辉岩在不同退变质程度下生热率、热导率的变化;钻孔中岩石的平均生热率为 $0.95\mu\text{Wm}^{-3}$,平均热导率为 $2.96\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$,其中片麻岩生热率高达 $1.01\sim 1.75\mu\text{Wm}^{-3}$,热导率为 $2.76\sim 2.96\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$;基性超基性岩石生热率最低($<0.21\mu\text{Wm}^{-3}$),热导率则高达 $3.20\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 以上;新鲜榴辉岩生热率、热导率居中,分别为 $0.16\sim 0.44\mu\text{Wm}^{-3}$ 和 $3.31\sim 3.85\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。钻孔中榴辉岩生热率、热导率变化主要受岩性控制:从新鲜榴辉岩到完全退变榴辉岩,热导率总体上降低,但从强退变榴辉岩到完全退变榴辉岩,岩石热导率升高;而在此过程中岩石生热率总体上升高,仅当从中等退变质榴辉岩退变为强退变质榴辉岩时,岩石生热率出现降低趋势。在综合研究的基础上预测 CCSD 主孔 5000m 深度处温度为 139°C ,温度范围为 $131\sim 151^\circ\text{C}$ 。根据区域深部地球物理探测成果对 CCSD 主孔地区岩石圈热结构进行了研究:上地壳底部温度为 256°C ,中地壳底部温度为 492°C ,Moho 面温度为 683°C ,岩石圈底部温度为 1185°C ,来自地幔的热流为 44.1mWm^{-2} ,对地表热流的贡献率为 58%。研究结果表明,由岩石物理方法获得的 CCSD 主孔地区岩石圈地温曲线与石榴石-二辉橄榄岩包体推断的中国东部地温曲线十分吻合,本文从实验岩石物理学角度为 CCSD 主孔地区岩石圈热结构研究提供了重要约束。

关键词 超高压岩石;生热率;热导率;温度预测;岩石圈热结构;中国大陆科学钻探;东海
中图分类号 P314.3

岩石圈热结构是指地球内部热量在壳幔的配分比例、温度以及热导率、生热率等热学参数在岩石圈中的分布特征。岩石圈的热结构直接影响着岩石的密度、电性、磁性、弹性以及流变学性质,同时还控制了化学反应的类型和速度,从而制约着岩石圈的发展和演化(Chapman, 1984;高山等, 1993;汪集旸, 1997; Rudnick *et al.*, 1998)。一般而言岩石圈热结构的研究方法大体上可分为两类(汪集旸, 1997):(1)岩石学、矿物学和地球化学方法,即根据岩石保留下来的各种温度记录反演历史时期的热状态;(2)岩石物理学方法,即在不同的地质-地球物理模型基础上依据不同岩石物理性质及热学参数通过适当的简化模型粗略地演绎岩石圈的热结构。但须指出的是这两种方法各有不足之处:前者只能反映地质历史时期岩石圈的热状态,而对现代热结构则无能为力;后者亦受到反演结果非唯一性,特别是深部岩石采样困难的制约。前人通过上述两种方法,在综合考虑板块的消减速率、年龄、俯冲倾角、岩石热导率、岩石生热率和剪切生热等因素后,使用数值方法模拟俯冲带岩石圈的热结构(Minear *et al.*, 1970; Toksö *et al.*, 1971; Furukawa *et al.*, 1993; Kincaid *et al.*, 1997; Toussaint *et al.*, 2004),并通过比较由数值模型反演的地表热流值与实测大地热流值的吻合程度对其进行评价(宋茂双等, 1996)。然而,对岩石圈热结构进行更深入研究仍然受到诸多因素的制约,如深部岩石样品采样困难和模型反演的多解性(Sandiford *et al.*, 1998; Cooper *et al.*, 2004)等。目前关于陆-陆碰撞造山带超高压变质地体的热结构研究还未见报道。

王良书等(1995)对 CCSD 主孔以东的苏北盆地地热研究结果表明,CCSD 主孔地区地表热流密度和地温梯度相对较高,分别为 68mW/m^2 和 30°C/km (王良书等, 1995)。汪集旸等(2001)对 CCSD 的两口预先导孔地温进行研究结果表明:该地区地温梯度介于 $19\sim 26^\circ\text{C/km}$,低于大陆地区平均值,地表热流密度为 $76\sim 80\text{mW/m}^2$,高于邻近的苏北盆地,并通过预先导孔地温测量预测 CCSD 主孔 2000m 深处温度为 $54\sim 64^\circ\text{C}$,5000m 深处温度为 $110\sim 140^\circ\text{C}$ 。张泽明等

(2004)和刘福来等(2004)分别研究了 CCSD 主孔 100~2000m 榴辉岩和花岗片麻岩地球化学特征。欧新功等(2004)研究了主孔 100~2000m 岩石的密度和热导率及其变化特征。上述研究成果为 CCSD 主孔地区热结构研究提供了宝贵的材料。本文的研究目的是:①、研究 CCSD 主孔 100~2000m 岩石放射性生热率与热导率之间的关系;②、探讨超高压变质岩石在不同变质程度条件下生热率、热导率的变化;③、研究 CCSD 主孔温度随深度分布特征,预测主孔 5000m 深处温度;④、建立 CCSD 主孔地区岩石圈热结构,并对由岩石物理学和中国东部幔源包体推断的地温曲线进行比较,从而为大陆碰撞造山带超高压变质地体的热物理性质和岩石圈热结构研究提供重要约束。

1 地质背景

上世纪八十年代以来,世界范围内的造山带变质岩中普遍发现含有柯石英和微粒金刚石等超高压矿物(Chopin, 1984; Smith, 1984; Xu *et al.*, 1992; Dobrzhenskaya *et al.*, 1995; 徐树桐等, 2003),从而在世界范围内带动了对超高压岩石的研究。目前超高压变质作用已被普遍认为是大陆碰撞造山带的一个重要特征,超高压相矿物的发现表明中上地壳低密度的长英质岩石曾俯冲到大于 100km 的地幔深处,然后快速折返回中下地壳,这对传统地质学提出了挑战。中国大陆科学钻探(CCSD)以探索大陆动力学前沿问题—超高压变质带的形成与折返机制为主要科学目标,在世界上规模最大的超高压变质带东部苏北东海县实施设计深度为 5000m 的大陆科学钻探,对解决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模型具有重要科学意义(许志琴, 1995; Xu *et al.*, 1998)。CCSD 主孔所在的苏鲁地体是大别-苏鲁超高压变质带的东延部分,位于 NNE 向郯庐断裂以东,地体北以烟台-五莲断裂与中朝克拉通相邻,南部以嘉山-响水断裂与扬子克拉通相邻。苏鲁地体从北往南又可划分为北部超高压(UHP)变质带以及南部高压(HP)变质带。

表1 本次研究中 CCS D 主孔 100~2000m 部分岩心样品岩性和矿物组成(据欧新功*, 2003)

Table 1 Lithology and mineral composition of core samples from CCS D main hole (100~2000m)

样品	深度(m)	岩性	矿物组成(%)
096	620.70		Ser 65, Ol 25, Grt 7, Py 3
103	655.78	蛇纹石化石榴橄榄岩	Ser 60, Ol 35, Grt 5
105	663.90		Ser 55, Ol 35, Grt 8, Py 2
110	687.90		Grt 24, Omp 48, Ph 18, Qtz 5, Ru 3, Mt 2
111	695.12	新鲜榴辉岩	Grt 40, Omp 33, Qtz 15, Ru 5, Ph 2, Bi 2, Hb 1, Ap 1, Mt 1
112	697.37		Grt 50, Omp 20, Qtz 10, Ru 5, Ph 7, Bi 3, Hb 1, Ap 1, Mt 3
116	714.45	退变质榴辉岩	Grt 57, Omp 20, Qtz 13, Ru 4, Ph 2, Bi 1, Hb 2, Ap 1, Mt 3
176	975.94		
123	743.00		Hb 58, Qtz 20, Bi 10, Ep 5, Pl 5, Ap 1, Mt 1
162	922.16	强退变质榴辉岩	Grt 10, Omp 12, Hb 40, Qtz 20, Pl 5, Bi 5, Ap 2, Ep 1, Mt 5
202	1095.40		Hb 25, Pl 25, Bi 20, Qtz 18, Ep 10, Ap 1, Sp 1
184	1014.80		Pl 40, Qtz 35, Ph 15, Bi 5, Grt 2, Sp 1, Mt 2
193	1053.50	正片麻岩	Pl 40, Qtz 40, Ph 10, Bi 1, Hb 1, Grt 2, Kf 4, Mt 2
195	1061.85		Pl 40, Qtz 40, Ph 8, Kf 9, Mt 3
220	1178.87		Pl 35, Qtz 35, Ph 7, Kf 22, Mt 1
141	834.10		Pl 42, Qtz 30, Bi 10, Ep 5, Hb 3, Kf 7, Ap 1, Sp 1, Mt 1
149	878.50		Pl 40, Qtz 34, Bi 10, Ep 5, Hb 5, Grt 5, Ap 1
203	1099.19	副片麻岩	Pl 35, Qtz 30, Bi 15, Ep 15, Hb 3, Sp 2
221	1184.90		Pl 40, Qtz 25, Bi 10, Ep 5, Kf 20
146	863.56		Pl 40, Qtz 30, Bi 15, Ep 5, Hb 10
214	1143.68		Pl 45, Qtz 40, Bi 10, Ep 5

Hb-角闪石, Ap-磷灰石, Bi-黑云母, Cc-方解石, Czo-斜闪石, Ep-绿帘石, Grt-石榴子石, Ilm-钛铁矿, Mt-磁铁矿, Omp-绿辉石, Ph-多硅白云母, Pl-斜长石, Pr-黄铁矿, Qtz-石英, Ru-金红石, Sph-榍石, Kf-钾长石, Ser-蛇纹石, Ol-橄榄石, Py-辉石, Sp-尖晶石
Hb-Hornblende, Ap-Apatite, Bi-Biotite, Cc-Calcite, Czo-Clinzoisite, Ep-Epidote, Grt-Garnet, Ilm-Ilmenite, Mt-Magnetite, Omp-Omphacite, Ph-Phengite, Pl-Plagioclase, Pr-Pyrite, Qtz-Quartz, Ru-Rutile, Sph-Sphene, Kf-K-feldspar, Ser-Serpentine, Ol-Olivine, Py-Pyroxene, Sp-Spinel

1996~2004年期间围绕中国大陆科学钻探工程选址和后期施工需要,在 CCS D 主孔所在的东海地区进行了大量广角地震反射/折射、三维地震和井中 VSP 等综合地球物理探测工作(杨文采等,1998,1999,2004;徐纪人等,2004;王有学等,2004),获得了该区丰富的深部地球物理资料,并建立了精细的地壳地球物理模型。杨文采等(1999)的地球物理研究表明,本区 5km 深度范围内主要为榴辉岩,大理岩和片麻岩,5~7km 为含柯石英榴辉岩的超高压变质岩片,7km 上地壳底部为经历超高压变质的片麻岩或英云闪长岩,下地壳则以麻粒岩为主。

2 研究样品与研究方法

2.1 研究样品

CCSD 主孔 100~2000m 岩心中榴辉岩的累计厚度达 1000m 以上(许志琴,2004),包括有多硅白云母榴辉岩、金红石榴辉岩、石英榴辉岩和角闪石化榴辉岩等多种类型。本次

研究的代表性样品(见表 1)取自 CCS D 主孔 100~2000m 岩心,其中热导率测量 94 个样品(直径为 9cm,厚度为 3~5cm,半面抛光圆柱体),岩石热导率测量采用稳态绝对测量法,使用的仪器为德国 Te-Ka 公司生产的半环面线状热导率仪,测量精度为 $\pm 2\%$,可重复性为 $\pm 1.5\%$ (欧新功等,2004)。生热率计算 105 个样品(其中据测井资料 39 个,牛一雄等,2004)。

张泽明等(2004)曾根据岩石化学成分将榴辉岩划分为高硅型、高铝型、高钛型、高钽-铁型、高镁型和正常型六大类。CCSD 主孔 100~2000m 榴辉岩曾经历不同程度的退变质作用改造,具有从新鲜榴辉岩到完全退变质榴辉岩的完整退变质系列,为研究退变质作用对于榴辉岩热物理性质的影响提供了很好的条件。本次研究将 CCS D 主孔 100~2000m 岩心按岩性分为新鲜榴辉岩、弱到中等退变质榴辉岩、强退变质榴辉岩(角闪岩)、基性、超基性岩(蛇纹石化橄榄岩和石榴石蛇纹岩)、副片麻岩和正片麻岩六种,表 1 中给出了本研究中部分样品的代表性岩性及其组成矿物。

* 欧新功. 2003. 江苏东海地区超高压岩石的弹性和热性质——中国大陆科学钻探岩石物性研究. 中国地质大学博士论文

2.2 岩石圈热结构研究方法

20世纪60年代 Birch *et al.* 发现,大地热流实际上主要由两部分组成:一部分为浅部地壳放射性元素(U, Th, K)衰变所产生热量,另一部分为来自深部(上地幔)的热量。因此,一个地区地壳岩石生热率的确定将对该地区岩石圈热结构研究产生重要影响。本研究在收集 CCSD 主孔岩石放射性元素资料的基础上依据岩石生热率经验公式(Rybach, 1988):

$$A = C \times 10^{-2} (9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \quad (1)$$

计算了岩心的放射性生热率。其中, A 为岩石生热率($\mu\text{W}/\text{m}^3$), ρ 为岩石密度(g/cm^3), C_U 、 C_{Th} 与 C_K 分别是岩石中放射性元素铀($\mu\text{g}/\text{g}$)、钍($\mu\text{g}/\text{g}$)、钾(wt%)的含量。众所周知,在地球内部热量以热传导、对流和热辐射三种方式向地表传播,而在岩石圈范围内热量传递主要以热传导方式进行(Rudnick *et al.*, 1998; 臧绍先等, 2002)可用如下热传导方程描述:

$$\nabla(K\nabla T) = -A \quad (2)$$

式中: T 为温度, K 为岩石的热导率, A 为岩石生热率。因此,岩石圈中岩石的生热率、热导率的分布特征和大地热流值的大小对岩石圈热结构研究至关重要。假设每层中放射性生热率与热导率均是常数且仅为深度的函数,则热传导方程可简化为如下形式:

$$T_b = T_t + \frac{Q_r \cdot D}{K} - \frac{A \cdot D^2}{2 \cdot K} \quad (3)$$

$$Q_b = Q_t - A \times b \quad (4)$$

式中 T_t 、 T_b 、 Q_t 、 Q_b 、K、A 分别表示目的层顶、底面的温度,层顶、底热流密度,该段岩石的热导率和放射性生热率。上述研究成果以及(1)、(3)和(4)三式共同构成了对 CCSD 主孔地区热结构研究的基础。

3 CCSD 主孔 100~2000m 岩石生热率

由频率直方图(图1)可知:CCSD 主孔 100~2000m 岩石生热率分布有两个峰值,一个位于 $0.4\mu\text{W}/\text{m}^3$ 左右,另一个峰值位于 $1.6\sim 2.0\mu\text{W}/\text{m}^3$ 左右。研究表明,前者主要代表榴辉岩的生热率,而后者则代表片麻岩的生热率;在热导率频率直方图中,热导率最高频率出现在 $2.8\sim 3.2\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 附近,前人研究认为这种现象是由不同岩石热导率叠加而成的(欧新功等, 2004)。参照 CCSD 主孔 2000m 岩性以及主孔岩石生热率的分布(图2),可以将 CCSD 主孔 100~2000m 岩石划分为四层(表3):

(1) 100~600m 主要岩性为榴辉岩夹少量黑云斜长片麻岩和长英质片麻岩。岩石放射性生热率较小,除在 320~380m 段由于片麻岩夹层导致生热率最高达 $2.12\mu\text{W}/\text{m}^3$ 外,其余岩石生热率均介于 $<0.10\sim 0.88\mu\text{W}/\text{m}^3$ 之间,按岩性加权为 $0.68\mu\text{W}/\text{m}^3$; 本段岩石热导率介于 $2.92\sim 3.62$

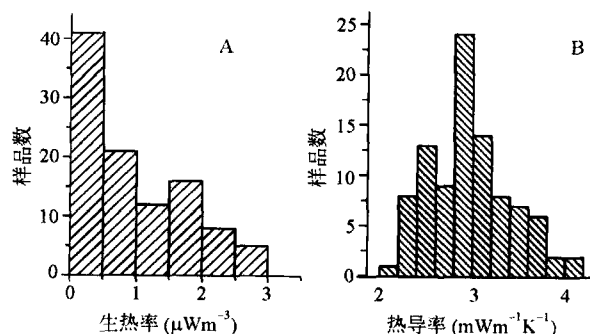


图1 CCSD 主孔 100~2000m 岩石热导率和生热率频率直方图。A-生热率($\mu\text{W}/\text{m}^3$), B-热导率($\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$)

Fig. 1 Histograms of heat production (A) and (B) thermal conductivity from the CCSD main hole (100~2000m)

$\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 之间,按照 3 岩性加权则为 $3.43\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 。

(2) 600~1200m 该段岩石组成较复杂,由各种榴辉岩、强退变质榴辉岩和少量片麻岩互层构成,其生热率为 CCSD 主孔 100~2000m 中最低($0.25\sim 0.82\mu\text{W}/\text{m}^3$),按岩性加权为 $0.54\mu\text{W}/\text{m}^3$; 其热导率变化范围为 $2.86\sim 3.46\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$,按岩性加权为 $3.15\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 。

(3) 1200~1600m 本段岩石主要为长英质片麻岩,其放射性生热率也为各段中最高(最大值为 $2.80\mu\text{W}/\text{m}^3$),按岩性加权为 $1.67\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。该段岩石热导率分布范围变化大,高者可达 $3.26\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$,而低者仅有 $2.30\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$,按岩性加权为 $2.87\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 。

(4) 1600~2000m 该段岩石以各类榴辉岩,角闪岩为主,同时穿插有少量片麻岩。由图2可知,该段岩石放射性生热率随深度变化幅度较大($0.14\sim 3.20\mu\text{W}/\text{m}^3$),按岩性加权为 $1.00\mu\text{W}/\text{m}^3$; 而该段岩石热导率变化则比较平缓($2.48\sim 2.73\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$),按岩性加权为 $2.64\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$ 。

综上所述,在 CCSD 主孔 100~2000m 岩石中正片麻岩生热率最大,副片麻岩次之,基性和超基性类岩石最小,榴辉岩的生热率则介于副片麻岩与基性超基性岩石之间(表2)。而 CCSD 主孔 100~2000m 岩石热导率则以新鲜榴辉岩和橄榄岩为最高($3.60\text{mW}/\text{m}^2\text{K}$),正片麻岩次之,角闪岩最低。此外,由表2可知,榴辉岩热导率随退变程度增加而减小。

4 CCSD 主孔深部温度预测

岩性研究结果表明,CCSD 主孔 2000~5000m 岩石主要为片麻岩,此外还含少量榴辉岩。综合利用 CCSD 主孔 100~2000m 岩石生热率和热导率研究结果,取地表温度为 15°C ,地表热流密度为 $75\sim 80\text{mW}/\text{m}^2$ (胡圣标等, 2001; 汪集旻等, 2001a, 2001b)(见表4),在一维稳态热传导条件下采用阶状模式(汪集旻, 1997)计算 CCSD 主孔 5000m 深度处温度范围为 $131\sim 151^\circ\text{C}$ 。

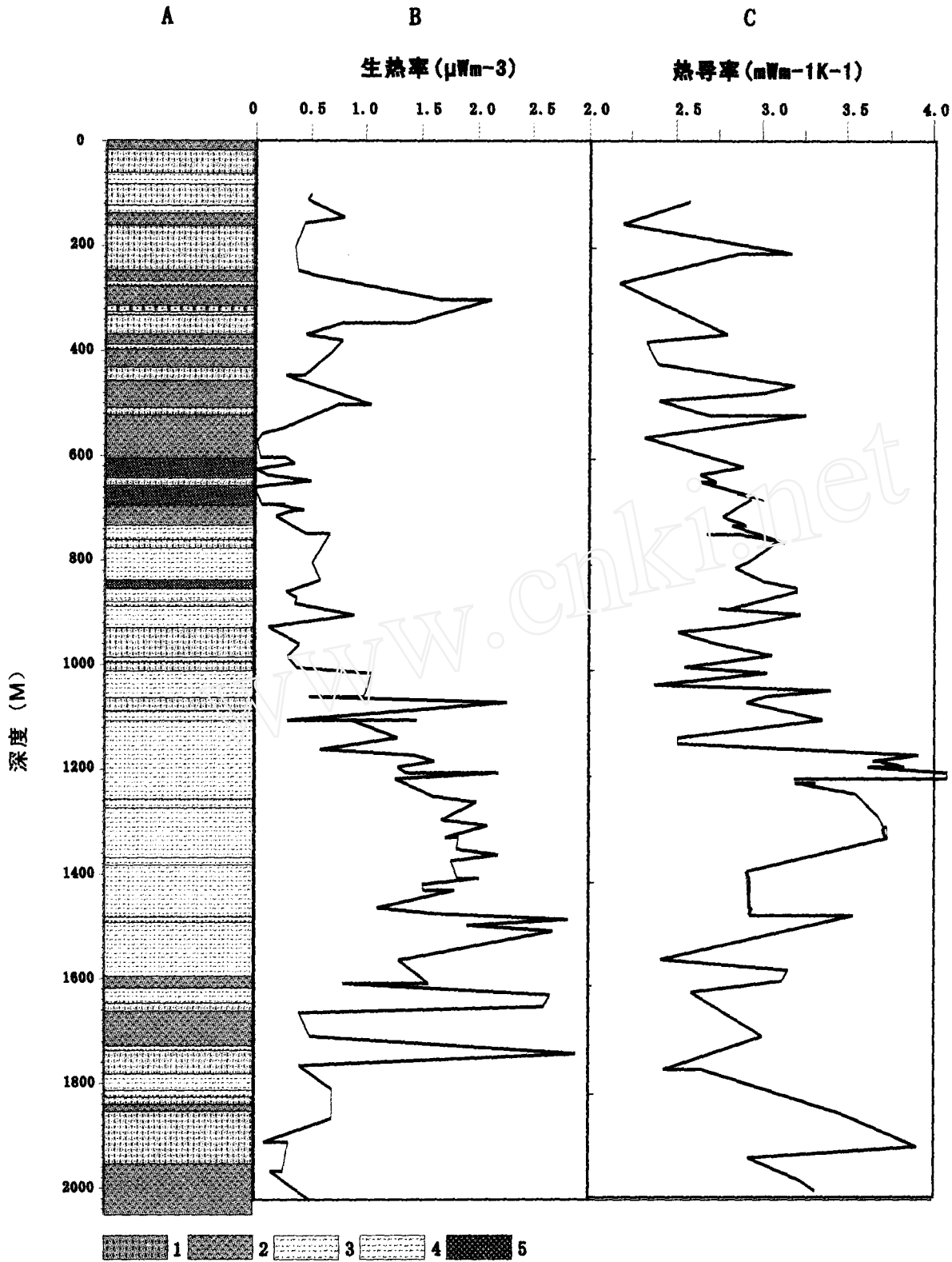


图2 CCS D 主孔 100 ~ 2000m 岩石放射性生热率(μWm^{-3})和热导率($\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$)随岩性深度变化图

A-CCSD 主孔 100 - 2000m 岩性柱状图, B-生热率, C-热导率 1. 榴辉岩; 2. 斜长角闪岩; 3. 副片麻岩; 4. 正片麻岩; 5. 橄榄岩

Fig. 2 The variation of rock types (A), heat production (B) and thermal conductivity (C) versus depth from CCS D main hole 100 ~ 2000m

1. Eclogite; 2. Plagio-amphibolite; 3. Paragneiss; 4. Orthogneiss; 5. Olivine

表2 CCSD 主孔 100~2000m 岩石放射性元素含量和不同岩性岩石热物理参数

Table 2 Thermal petrophysical parameters and radioactive element content of different rock types from CCSD main hole (100~2000m)

岩性	样品数	铀 (U) μg/g	钍 (Th) μg/g	钾 (K) Wt%	热导率 mWm ⁻¹ K ⁻¹	生热率 μWm ⁻³
新鲜榴辉岩	13	0.10~0.60 (0.32)	0.50~2.50 (1.58)	0.15~0.80 (0.50)	3.31~3.85 (3.60)	0.16~0.44 (0.42)
退变质榴辉岩	8	0.30~1.60 (0.86)	4.5~18.4 (6.76)	1.08~2.02 (1.45)	2.83~3.13 (3.02)	0.56~1.04 (0.86)
强退变质榴辉岩	6	0.10~0.71 (0.29)	0.35~1.44 (0.85)	0.46~1.16 (0.94)	2.20~2.57 (2.42)	0.12~0.45 (0.25)
蛇纹石化橄榄岩	3	0.01~0.018 (0.014)	0.005~0.048 (0.02)	0.008~0.016 (0.011)	(3.223)	0.005~0.008 (0.0063)
石榴石蛇纹岩	3	0.10~0.30 (0.20)	0.30~3.30 (1.65)	0.05~0.28 (0.16)	3.10~3.54 (3.32)	0.05~0.36 (0.21)
副片麻岩	9	0.50~2.03 (1.27)	0.50~21.75 (6.80)	1.65~2.45 (2.05)	2.30~3.32 (2.76)	0.35~2.28 (1.01)
正片麻岩	21	0.80~2.00 (1.58)	8.00~16.00 (13.50)	3.50~4.41 (4.25)	2.60~3.30 (2.96)	1.20~2.00 (1.75)

U、Th、K 部分资料据张泽明等(2004)和刘福来等(2004); 部分资料为本次研究。

Parts of U、Th、K content are after Zhang *et al.*, 2004 and Liu *et al.*, 2004. Others are from this study

表3 CCSD 主孔 100~2000m 分段岩心岩石热物理性质

Table 3 Thermal physical parameters of different depth from CCSD main hole (100~2000m)

深度 km	岩性	样品数 个	热导率 mWm ⁻¹ K ⁻¹	生热率 μWm ⁻³	温度 °C	地温梯度 °C/km	分段热流 密度 mWm ⁻²
0~0.6	各种榴辉岩	25	2.92~3.62 (3.43)	<0.10~0.88 (0.68)	28.6	22.7	77.8
0.6~1.2	榴辉岩及少量 片麻岩	30	2.86~3.46 (3.15)	0.25~0.82 (0.54)	43.0	23.9	77.4
1.2~1.6	主要为片麻岩	36	2.65~3.21 (2.87)	1.59~1.85 (1.67)	53.4	26.1	76.8
1.6~2	主要为各种 退变质榴辉岩	14	2.48~2.78 (2.64)	0.47~1.46 (1.00)	64.7	28.2	76

表4 CCSD 主孔深部温度预测岩石热物理性质

Table 4 Predicted thermal petrophysical parameters of CCSD-MH 2000~5000m

深度范围 m	岩性	热导率 mWm ⁻¹ K ⁻¹	生热率 μWm ⁻³	地表热流值 mWm ⁻²	地表年平均 气温 °C	预测温度 范围 °C	地温梯度 °C/km
2000~5000	片麻岩夹 少量榴辉岩	上限	3.21	上限	1.52	131~151	24.9
		下限	2.65	下限	1.20		
				上限	80	15	
				下限	75		

表5 CCS D 主孔地区岩石圈热结构

Table 5 Lithospheric thermal structure beneath CCS D-MH

深度/km	主要成分	生热率 μWm^{-3}	热导率 $\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$	温度 $^{\circ}\text{C}$	地温梯度 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$	热流密度 mWm^{-2}
5~10	超高压变质岩片	1.20	2.90	256	23.3	64.6
10~22	花岗质片麻岩	1.52	2.82	492	19.7	46.4
22~33	基性麻粒岩及少量中性麻粒岩	0.21	2.60	683	17.4	44.1
33~78	尖晶石二辉橄榄岩	0.17	3.62	1185	11.1	36.6

温度的求取采用阶状模式(汪集旻,1997);地壳各层深度划分据杨文采等(1999a,1999b,2004)。

The step model (Wang,1997) is adopted in temperature calculation, and the divided depth of each layer are after Yang *et al.*,1999a,1999b and 2004

5 CCS D 主孔地区岩石圈热结构

借助区域深部地球物理探测成果以及 CCS D 主孔 2000m 岩石物理性质研究结果,研究了 CCS D 主孔所在的东海地区岩石圈热结构(表 5),其中上、中地壳生热率和热导率均由钻孔相应岩性岩石计算获得。下地壳岩石生热率据大麻坪麻粒岩包体(Liu *et al.*,2001),热导率引自岩石物理学教程。地幔岩石(主要是尖晶石二辉橄榄岩)的生热率根据 CCS D 主孔附近平明山和安峰山二辉橄榄岩包体数据(金振民等,2003),地幔岩石热导率则由常温常压条件下 70% 橄榄石、15% 斜方辉石、12% 单斜辉石和 3% 尖晶石热导率按质量百分比加权得出。

根据以上资料运用(3)和(4)两式对 CCS D 主孔所在地区岩石圈热结构进行研究:上地壳底部温度为 256 $^{\circ}\text{C}$,与德国 KTB9400m 深度处温度(260 $^{\circ}\text{C}$)相近,上地壳地温梯度为 23 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$,来自上地壳以下的热流为 64.6 mWm^{-2} 。中地壳底部温度为 492 $^{\circ}\text{C}$,中地壳地温梯度约为 19 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$,来自下地壳的热流值为 46.4 mWm^{-2} 。Moho 面温度为 683 $^{\circ}\text{C}$,下地壳地温梯度约为 17 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$,来自地幔热流为 44.1 mWm^{-2} ,对地表热流的贡献率为 58%。岩石圈底部温度为 1185 $^{\circ}\text{C}$,岩石圈地幔温度梯度为 11 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$,来自其下方软流圈的热流约为 36.6 mWm^{-2} ,占地表热流的 48%。

6 讨论和结论

中国大陆科学钻探(CCS D)的实施以及相关的岩石学、地球化学和地球物理研究成果为研究陆-陆碰撞造山带超高压岩石的热物理性质以及 CCS D 主孔所在地区的岩石圈热结构提供了宝贵的材料。

6.1 岩性是影响 CCS D 主孔岩石生热率、热导率变化的主要因素

Kukkonen *et al.* (2001) 曾对芬诺萨尔马提亚

(Fennoscandian)地盾古、中生代岩石生热率进行研究,研究结果表明地壳深部岩石生热率变化主要受到岩石类别的控制。本次研究结果表明,CCS D 主孔 2000m 岩石生热率变化同样受岩性控制,而并未呈现岩石放射性生热率随深度增加而明显减小的分布特征,这与德国 KTB 钻孔 9100m 岩石生热率分布情况一致(Emmermann *et al.*,1997; Berckhemer *et al.*,1997)。因此,在研究岩石圈热结构时,通过对地表或近地表数据下延(如生热率随深度增加以指数规律减小)建立的地壳岩石生热率分布模型可能给研究结果带来相当大的误差。

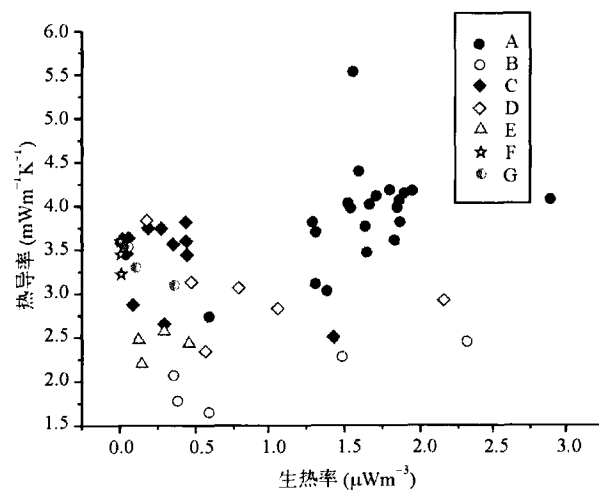


图3 CCS D 主孔 100~2000m 岩石生热率(μWm^{-3})和热导率($\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$)之间关系

A-正片麻岩; B-副片麻岩; C-新鲜榴辉岩; D-退变质榴辉岩; E-角闪岩; F-橄榄岩; G-石榴蛇纹岩

Fig. 3 The relationship between heat production and thermal conductivity

A-Orthogneiss; B-Paragneiss; C-Fresh Eclogite; D-Retrograded-Eclogite; E-Amphibolite; F-Olivine; G-Garnet-Serpentine

从热导率-生热率关系图中(图 3)可知:正片麻岩生热率最高($>1.0\mu\text{Wm}^{-3}$),而其热导率在所有样品中较高(2.6~3.2 $\text{mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$);新鲜榴辉岩、基性超基性岩石生热率较低($<0.5\mu\text{Wm}^{-3}$),其热导率分布较广(2.2~4.0 mWm^{-1}

K^{-1}),其中基性超基性岩石生热率为所有样品中最低;角闪岩热导率最低,而生热率略高于新鲜榴辉岩。研究结果表明,不同退变质程度的榴辉岩热导率随退变质程度增加而明显降低,同时生热率随之增加并与副片麻岩生热率分布区间基本一致,但各种退变质榴辉岩的生热率仍低于正片麻岩。

6.2 不同折返阶段超高压岩石生热率和热导率的变化

CCSD 主孔地区超高压岩石的形成是一个动态过程。目前大多数学者认为,在不同折返阶段岩石经历不同的温压条件,从而形成不同的矿物变质相。因此,有必要对不同变质

程度岩石的生热率和热导率的变化进行研究。杨天南等(2003)依据榴辉岩中主要矿物的蚀变程度研究了榴辉岩向斜长角闪岩的转化过程,认为 CCSD 及其邻区榴辉岩的退变大致经历以下五个过程:新鲜榴→弱退变质榴辉岩→中等退变质榴辉岩→强退变质榴辉岩→完全退变质榴辉岩。最近,许海军等人(2004)在上述分类基础上进一步将 CCSD 主孔 100 ~ 2000m 岩心中的榴辉岩分为四大类:新鲜钛铁矿榴辉岩、新鲜-弱退变质榴辉岩、中等-强退变质榴辉岩和完全退变质榴辉岩。在前人研究工作的基础上,本次研究探讨了退变质程度对榴辉岩热导率和生热率的影响。

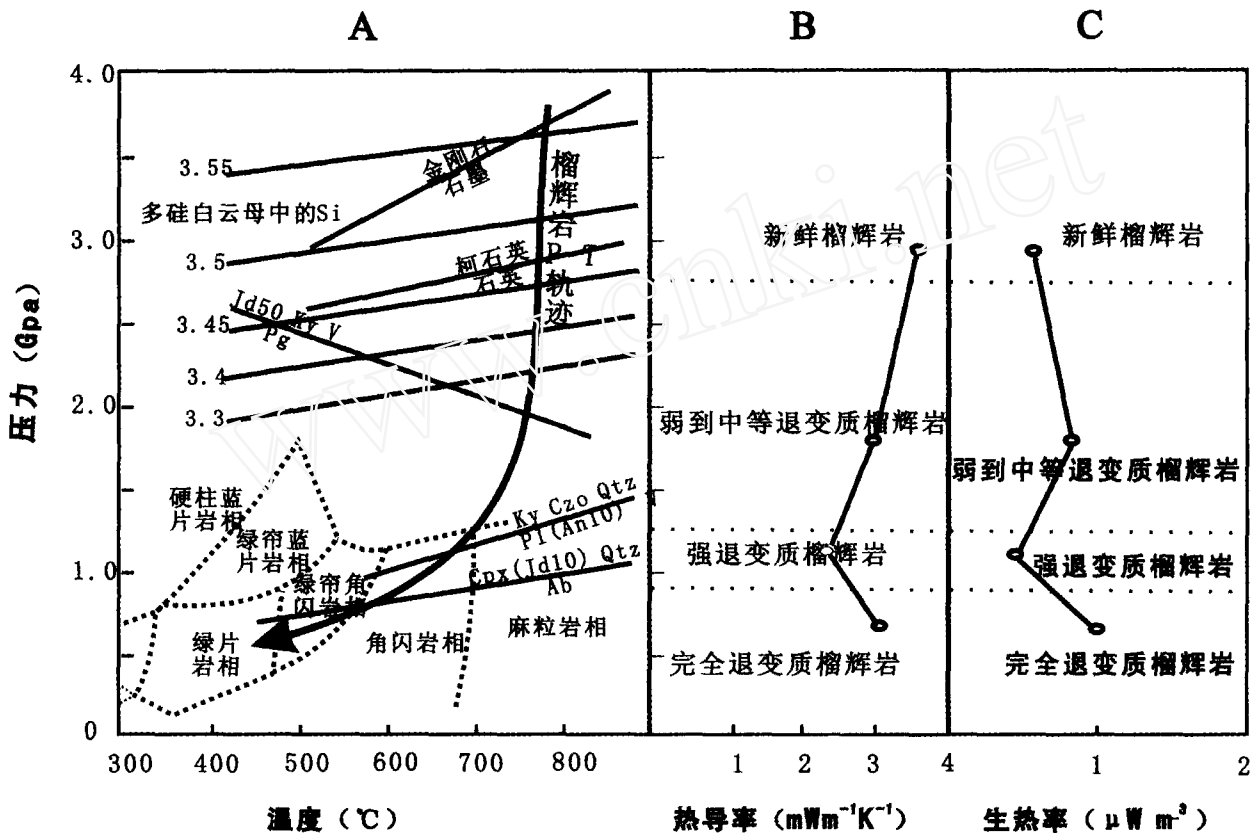


图4 退变质过程中榴辉岩生热率、热导率变化 A-榴辉岩P-T轨迹(张泽明等,1999);

B-CCSD 主孔 100 ~ 2000m 榴辉岩热导率; C-CCSD 主孔 100 ~ 2000m 榴辉岩生热率

Fig.4 Variations of heat production (C) and thermal conductivity (B) during retrogression of eclogite (Zhang *et al.*, 1999)

A-P-T path during retrogression of eclogite (after Zhang *et al.*, 1999); B-Heat production of eclogite from the CCSD main hole (100 ~ 2000m);

C-Thermal conductivity of eclogite from the CCSD main hole (100 ~ 2000m)

图4表示榴辉岩生热率和热导率变化与退变质程度之间的关系。从图4中可知:从新鲜榴辉岩到完全退变质榴辉岩过程中,热导率总体呈降低趋势,但从强退变质榴辉岩到完全退变质榴辉岩热导率却有所升高,这一现象可能与这一过程中部分角闪石进一步退变为斜长石+石英(许海军等,2004)(石英平均热导率大于 $7.5 \text{ mWm}^{-1}\text{K}^{-1}$)有关;在榴辉岩退变过程中,岩石生热率总体升高,但当退变为强退变质榴辉岩时,生热率却出现降低趋势,从表2中可知强退变质榴辉岩所含主要放射性元素U、Th、K含量低于弱到中等退变质

榴辉岩。因此,从中等退变质榴辉岩到强退变质榴辉岩,流体活动加剧(杨天南等,2003)可能带走部分放射性元素,从而导致强退变质榴辉岩生热率低于中等退变质榴辉岩。

6.3 CCSD 主孔 5000m 深度温度预测

德国大陆科学钻探 KTB 利用预先导孔资料计算的地温梯度($21^\circ\text{C}/\text{km}$)和热流密度(55 mWm^{-2}),在 1000m 之内与预测结果一致。地温梯度和热流密度在 1500m 以下深度增

加很快, 最终地温梯度趋于稳定 (28°C/km)。当钻进到 4000m 深度时的温度已达 119°C, 远远超过从浅孔地温研究所计算的温上限 (Emmermann *et al.*, 1997; Berckhemer *et al.*, 1997)。因此, 准确预测 CCSD 主孔温度随深度的变化具有重要理论和现实意义。汪集旻等 (2001) 曾利用 CCSD 预先导孔 (CCSD-PP1 426.39m, CCSD-PP2 1027.42m) 温度测井结果以及部分岩心、地表岩石热导率测量结果, 对 CCSD 主孔 5000m 深度内温度的变化进行研究, 得到 CCSD 主孔 5000 m 处温度为 110 ~ 140°C。

在本次研究中根据主孔 100 ~ 2000m 岩石热物理性质研究结果及相应简化公式, 取地表平均温度为 15 °C, 地表热流密度为 76 mWm⁻², 计算了 CCSD 主孔的温度分布 (图 5): 1000m 深处温度为 40°C; 2000m 深处温度为 64°C, 与 CCSD-PP2 地温测量结果吻合 (汪集旻等, 2001); 5000m 深处温度约为 139°C, 预测温度范围为 131 ~ 151°C, 略高于 KTB 相应深度处的温度 (Emmermann *et al.*, 1997)。本次研究结果还表明, CCSD 主孔地温梯度小于 KTB 4000m 以下的地温梯度 (28°C/km) (Emmermann *et al.*, 1997), 反映了 CCSD 主孔所在地区具有较低的地温梯度。CCSD 主孔地温梯度随深度增加而增大, 由近地表的 22.7°C/km 增加到 5000m 深处的 24.9°C/km, 这种增大趋势与预先导孔 CCSD-PP2 实际测量结果一致 (汪集旻等, 2001)。

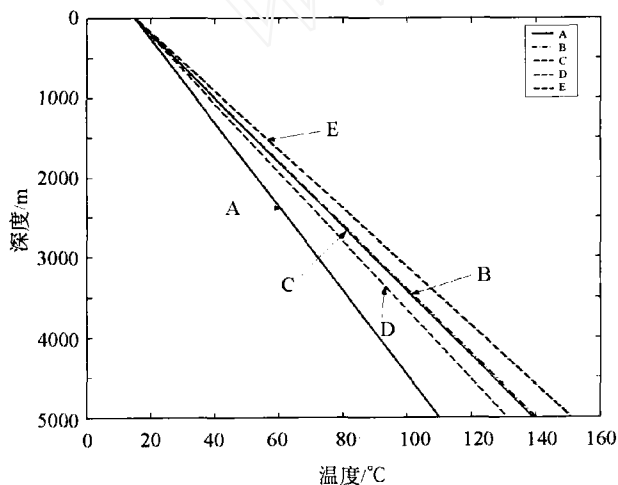


图 5 CCSD 主孔深部温度预测

A 和 C (汪集旻等, 2001a 和 2001b); B-本研究; D 和 E-本研究预测的 CCSD 主孔温度上、下限

Fig. 5 Predication of deep temperature for CCSD main hole A and C- (Wang *et al.*, 2001a and 2001b); B-this study; D and E-the lower and upper limits of temperature predication for CCSD main hole

6.4 CCSD 主孔地区岩石圈热结构

CCSD 主孔地区地表热流密度约为 75 ~ 80 mWm⁻² (胡圣标等, 2001), 高于全球大陆平均热流值 (61 ± 15.5

mWm⁻²) 及邻近的苏北盆地 (68 mWm⁻², 王良书, 1995) 和华北裂谷盆地 (63 mWm⁻², 汪集旻, 1997)。但低于构造活动或地热活动较剧烈的地区, 如秦岭造山带与相邻的华北、扬子陆块边缘 (大地热流值为 109 ~ 112 mWm⁻², 高山等, 1993) 和美国西部新生代构造活动区 (92 ± 32 mWm⁻², Rudnick and Fountain, 1995), 而明显高于稳定的克拉通地区, 如北美洲苏必利尔 (32 ± 8 mWm⁻²) 和波罗的地盾 (36 ± 8 mWm⁻²)。

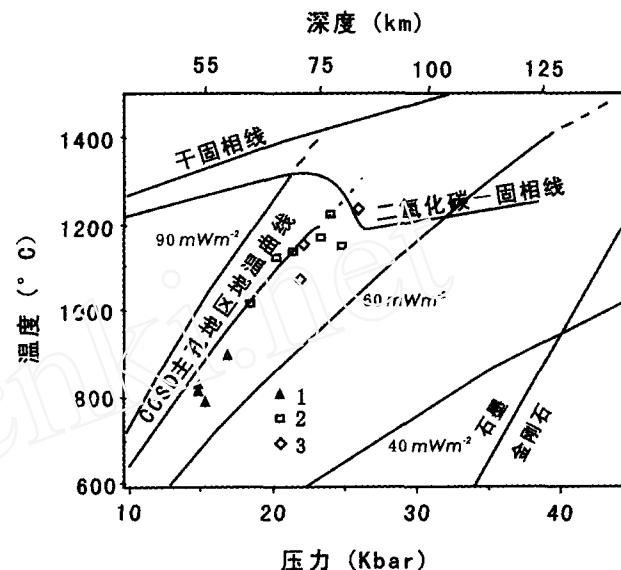


图 6 中国大陆科学钻探 (CCSD) 主孔地区岩石圈地温曲线

1. 苏北东海县平明山尖晶石二辉橄榄岩包体 (金振民等, 2003); 2. 中国东部明溪石榴石-尖晶石二辉橄榄岩包体; 3. 明溪石榴石橄榄岩包体 (金振民等, 1993)。二辉橄榄岩干固相线和 CO₂ 固相线据 Wyllie (1979); 金刚石-石墨边界线据 Kennedy 等 (1976)。标有数字的曲线为 Chapman (1986) 计算的不同地表热流值对应的大陆岩石圈地温曲线, 其中 40 mWm⁻² 代表地盾区地温曲线, 60 mWm⁻² 代表正常大陆地区地温曲线, 90 mWm⁻² 代表构造活动区地温曲线。

Fig. 6 Lithospheric geothermal curve of the area beneath the CCSD main hole

1. Spinel peridotite xenolith of pingmingshan; 2. spinel-garnet peridotite of Mingxi (Jin *et al.*, 1993); 3. garnet peridotite of Mingxi (Jin *et al.*, 1993); 40 mWm⁻² lies on a normal shield geotherm, 60 mWm⁻² represents a normal continental geothermal value and 90 mWm⁻² stands for the lithospheric geotherm of a dynamic region; Also shown are the diamond - graphite equilibrium boundary (Kennedy *et al.*, 1976), lherzolite solidus and CO₂ - saturated solidus (Wyllie, 1979)

由实验岩石物理学方法获得的 CCSD 主孔地区 Moho 面温度为 683 °C 左右, 岩石圈底部温度约为 1185°C, 来自地幔的热流值约为 44.1 mWm⁻², 对地表热流的贡献为 58%。由实验岩石物理学获得的本地区岩石圈地温曲线 (图 6) 介于正常大陆 (60 mWm⁻²) 与构造活动区之间 (90 mWm⁻² Chapman, 1986), 表明本区岩石圈热状态具有介于稳定区与活动区之间的特征, 且地表高热流值主要来自地幔热流的贡

献。值得指出的是,CCSD 主孔附近两个晚新生代火山口(平明山和安峰山)中幔源橄榄岩包体的发现为研究本地区岩石圈热结构提供了另一条途径。金振民等(2003)对幔源橄榄岩包体研究认为该地区岩石圈地温曲线对应的地表热流值应为 75 mWm^{-2} 左右,并依据尖晶石二辉橄榄岩包体中粒间融体和单斜辉石局部熔融现象认为 CCSD 主孔地区岩石圈底部温度已达到或接近二辉橄榄岩固相线 1250°C (Wyllie, 1979)。由图 6 可知,本次研究所获得的 CCSD 主孔地区岩石圈地温曲线不仅与其附近平明山和安峰山幔源橄榄岩包体推断结果吻合,而且也与由石榴石二辉橄榄岩构建的中国东部地区岩石圈地温曲线相一致(金振民等,1993)。

由此可见,中国大陆科学钻岩石的生热率和热导率随深度变化的系统研究与该地区幔源橄榄岩包体的地温曲线研究和深部地球物理探测资料相结合,是构建 CCSD 主孔地区岩石圈热结构的有效途径。

需要指出的是,岩石的热导率不仅受岩性和结构的控制,同时还是温度和压力的函数(Arndt *et al.*, 1997)。因此,在研究岩石圈热结构时,特别是研究地表热流相对高的地区岩石圈深部热结构时,不能忽略温度和压力变化对岩石热导率大小的影响。有关 CCSD 主孔地区超高压变质岩石热导率与温度和压力变化之间的关系研究尚在进行之中。

致谢 感谢中国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。在本研究过程中,汪集旸院士和胡圣标研究员给予多方面指导,作者与中国地质大学(武汉)潘和平教授也进行了有益的讨论,在此一并表示感谢。

References

- Arndt J., Bartel T., Scheuber E., *et al.*, 1997. Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile. *Tectonophysics*, 271: 75–88
- Berckhemer H., Rauen A., Winter H., *et al.*, 1997. Petrophysical properties of the 9-km-deep crustal section at KTB. *Journal of Geophysical Research*, 102(B8): 18341–18358
- Birch F., Roy, R. F., Decher, E. R. 1968. Heat flow and thermal history in New York and New England. In Zen, E., *et al.*, eds. *Studies of Appalachian geology: northern and maritime*. Interscience, New York: 437–451
- Bousquet R., Goff B., Henry P., *et al.*, 1997. thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust. *Tectonophysics*, 273: 105–127
- Chapman D S. 1984. Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data. *Geophysics*, 49(4), 453–466
- Cheng M X. 1988. *Geothermics of North China*. Beijing: Science Press.
- Chopin, C., 1984. Cosite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 86: 107–118
- Cooper C M, Lenardic A, Moresi L. 2004. The thermal structure of stable continental lithosphere within a dynamic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 807–816
- Kincaid C, Sacks IS. 1997. Thermal and Dynamical evolution of the Upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 102(B6): 12295–12312
- Dobrzhinetskaya L F, Eide E, Larsen R, *et al.*, 1995. Diamond in metamorphic rocks of the Western Gneiss Region in Norway. *Geology*, 23: 597–600
- Emmermann R and Lauterjung J. 1997. The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results. *Journal of Geophysical Research*, 102(B8): 18195–18198
- Furukawa Y. 1993. Depth of the Decoupling Plate Interface and Thermal Structure under Arcs. *Journal of Geophysical Research*, 98(B11): 20005–200011
- Gao S, Zhang BR. 1993. Radioactivity of rocks in the Qinling orogenic belt and its adjacent areas and the current thermal structure and state of the lithosphere. *Geochimica*, 1993(3): 241–251 (in Chinese with English abstract)
- Hu SB, He LJ and Wang JY. 2001. Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition). *Chinese Journal of Geophysics*, 44(5): 611–623 (in Chinese with English abstract)
- Jin ZM, Green H W, Borch R S *et al.* 1994. Mantle-derived xenoliths and the token of a modern back-arc geotherm beneath Eastern China. *Science in China (Series B)*, Vol 37(4): 472–479
- Jin ZM, Yu RD, Yang WC *et al.* 2003. Mantle-derived xenoliths of peridotite from Pingmingshan, Donghai county, Jiangsu province and their implications for deep structures. *Acta Geologica Sinica*, 77(4): 452–459 (in Chinese with English abstract)
- Kukkonen IT, Lahtinen R. 2001. Variation of radiogenic heat production in 23.8–1.8 Ga old rocks in the central Fennoscandian shield. *Physics of the Earth and planetary Interiors*, 126: 279–294
- Liu FL, Xu ZQ, Yang JS, *et al.* 2004. Geochemical characteristics and UHP metamorphism of granitic gneisses in the main drilling hole of Chinese Continental Scientific Drilling Project and its adjacent area. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1): 9–26 (in Chinese with English abstract)
- Liu YS, Gao S, Jin SY. 2001. Geochemistry of lower crust from Neogene Hannuoba Basalt, North China Craton: Implication for peogenesis and lower crustal composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15): 2589–2604
- Minear JW, Toksöz MN. 1970. Thermal Regime of a Downgoing Slab and New Global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(8): 1397–1405
- Ou XC, Jin ZM, Wang L, *et al.* 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 (in Chinese with English abstract)
- Rudnick RL, Fountain DM. 1995. Natural and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–301
- Rudnick RL, McDonough WF, O'Connell RJ. 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145: 395–411

- Rybach L. 1988. Determination of heat production rate. In: Haenel R, Rybach L, Stegena L. eds. Hand Book of terrestrial heat-flow density determination. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 125 - 142
- Sandiford M, Hand M, McLaren S. 1998. High geothermal metamorphism during thermal subsidence. Earth and Planetary Science Letters, 163:149 - 165
- Song MS, Xie HS, Xu YS. 1996. Proceeding in the study on thermal structure of subducting zones. Gology and Geochemistry, 2:18 - 21 (in Chinese)
- Toksöz MN, John WM, Bruce RJ. 1971. Temperature Field and Geophysical Effects of a Dowgoing Slab. Journal of Geophysical Research, 76(5):1113 - 1136
- Toussaint G, Burov E, Jolivet L. 2004. Continental plate collision: Unstable vs. stable slab dynamics. Geology, 32(1):33 - 36
- Wang JY. 1997. Significance of deep geotherm in the study on lithosphere and concerning some problems. In: Zhang BX (ed.): Modern methods of lithosphere study. Beijing: Nuclear Energy Publishing House. 113 - 126 (in Chinese)
- Wang JY, Hu SB, and Yang WC. 2001a. Geothermal measurements in the pilot-boreholes of the Chinese Continental Scientific Drilling. Chinese Science Bulletin, 46(20):1745 - 1748
- Wang JY, Hu SB, Cheng BH *et al.*, 2001b. Prediction of the deep temperature in the target area of the Chinese Continental Scientific Drilling. Chinese Journal of Geophysics, 44(5):774 - 781 (in Chinese with English abstract)
- Wang LS, Li C, Shi YS *et al.* 1995. Distributions of geotemperature and terrestrial heat flow density in lower Yangtze are. Chinese Journal of Geophysics, 38(4):469 - 476 (in Chinese with English abstract)
- Wang YX, Jiang M, Han GH. 2004. Crustal velocity structure beneath the site of Chinese Continental Scientific Drilling Site. Earth Sciences - Journal of China University of Geosciences, 29(6): 667 - 672 (in Chinese with English abstract)
- Xu JR, Zhang ZX. 2004. Regional structure characteristics of crustal root of mountain beneath the Sulu orogenic belt. Acta Petrologia Sinica, 20(1):150 - 155 (in Chinese with English abstract)
- Xu ST, Okay A, Ji S *et al.* 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. Science, 256(5053):80 - 82
- Xu ST, Liu YC, Chen GB *et al.* 2003. New discovery of diamonds of eclogite from Sulu area. Chinese Science Bulletin, 48(10):1069 - 1075 (in Chinese)
- Xu ZQ. 1995. Key problem of Geosciences awaiting solution in the international scientific drilling of China. Acta Geoscientia Sinica - Bulletin of Chinese Academy of Geological Sciences, 1: 1:101 - 106 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ, Yang WC, Zhang ZM. 1998. Scientific significance and site-selection of the first Chinese Continental Scientific Deep Dillhole. Continental Dynamics, 3:1 - 3
- Xu ZQ, Zhang ZM, Liu FL *et al.* 2003. Exhumation structure and mechanism of the Sulu Ultrahigh-pressure Metamorphism belt, central China. Acta Geologica Sinica, 77(4): 443 - 444 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ. 2004. The scientific goals and investigation progresses of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. Acta Petrologia Sinica, 20(1):1 - 8 (in Chinese with English abstract)
- Xu HJ, Jin ZM, Ou XG, *et al.* 2004. Effects of retrogression of Ultrahigh-Pressure eclogites on magnetic susceptibility and anisotropy. Earth sciences - Journal of China University of Geosciences, 29(6):674 - 684
- Yang TN, Xu ZQ, Chen FY. 2003. Transformation from the Donghai eclogite to amphibolite in the southern Sulu UHPM terrane. Acta Geologica Sinica, 77(4): 511 - 519 (in Chinese with English abstract)
- Yang WC, Chen ZY, Hu ZY *et al.* 1999a. Geophysical investigations in the Northern Sulu UHPM belt, part I: Deep seismic reflection. Chinese Journal of Geophysics, 42(1): 16 - 27 (in Chinese with English abstract)
- Yang WC, Hu ZY, Chen ZY *et al.* 1999b. Long profile of geophysical investigation from Tancheng to Lianshui, East-central China. Chinese Journal of Geophysics, 42(2): 40 - 51 (in Chinese with English abstract)
- Yang WC, Yang W Y and Chen ZY. 2004. Interpretation of 3D seismic reflection date in the Chinese Continental Scientific Drilling site. Acta Petrologia Sinica, 20(1):127 - 133 (in Chinese with English abstract)
- Zang SX, Liu YC, Ning JY. 2002. Thermal structure of the lithosphere in north China. Chinese J. Geophys, 45(1):56 - 63 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZM, Xu ZQ, Xu HF. 1999. Metamorphism of eclogite from the ZK703 drillhole in Donghai, south Sulu (Jiangsu-Shandong) ultrahigh-pressure metamorphic belt, eastern China. Acta Geologica Sinica, 73(4):321 - 333 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZM, Xu ZQ, Liu FL *et al.* 2004. Geochemistry of eclogites from the main hole (100 ~ 2050m) of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. Acta Petrologia Sinica, 20(1): 33 - 34 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈墨香. 1988. 华北地热. 北京: 科学出版社.
- 高山, 张本仁. 1993. 秦岭造山带及其邻区岩石的放射性与岩石圈的现代热结构和热状态. 地球化学, (3): 241 - 251
- 胡圣标, 何丽娟, 汪集旻. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编 (第三版). 地球物理学报, 44(5):615 - 623
- 刘福来, 许志琴, 杨经绥等. 2004. 中国大陆科学钻探工程主孔及周边地区花岗质片麻岩的地球化学性质和超高压变质作用标志的识别. 岩石学报, 20(1):9 - 26
- 金振民, Green HW, Borch RS. 1993. 幔源包体和中国东部现代弧后地热标志. 中国科学(B辑), 23(4):410 - 416
- 金振民, 余日东, 杨文采等. 2003. 江苏东海县幔源橄榄岩包体及其深部构造意义. 地质学报, 77(4):452 - 459
- 欧新功, 金振民, 王璐等. 2004. 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. 岩石学报, 20(1):112 - 116
- 宋茂双, 谢鸿森, 徐有生. 1996. 俯冲带的热结构研究进展. 地球化学, 2:19 - 21
- 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):775 - 780
- 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 - 849

- 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:张炳熏等主编. 岩石圈研究的现代方法. 北京:原子能出版社: 113-125
- 王良书, 李成, 施央申等. 1995. 下扬子大地热流密度分布. 地球物理学报, 38(4):470-476
- 王有学, 姜枚, 韩国华. 2004. 中国大陆科学钻探场址区的地壳速度结构特征. 地球科学, 29(6):667-672
- 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
- 许志琴, 张泽明, 刘福来等. 2003. 苏鲁高压-超高压变质带的折返构造与折返机制. 地质学报, 77(4):443-444
- 许志琴. 2004. 中国大陆科学钻探工程的科学目标及初步成果. 岩石学报, 20(1):4-5
- 徐海军, 金振民, 耿新功等. 2004. 超高压榴辉岩退变质作用对岩石磁化率的影响. 地球科学-中国地质大学学报, 29(6):674-684
- 徐树桐, 刘贻灿, 陈冠宝等. 2003. 大别山、苏鲁地区榴辉岩中新发现的微粒金刚石. 科学通报, 48(10):1069-1075
- 徐纪人, 赵志新. 2004. 苏鲁造山带区域地壳山根结构特征. 岩石学报, 20(1):150-155
- 杨文采, 胡振远, 程振炎等. 1999. 郯城——涟水综合地球物理剖面. 地球物理学报, 42(2):207-213
- 杨文采, 程振炎, 陈国九等. 1999. 苏鲁超高压变质带北部地球物理调查(I)——深反射地震. 地球物理学报, 42(1):43-50
- 杨文采, 杨午阳, 程振炎. 2004. 中国大陆科学钻探主孔区三维地震资料的初步解释. 岩石学报, 20(1):128-134
- 杨天南, 许志琴, 陈方远. 2003. 江苏东海榴辉岩向斜长角闪岩转化的研究. 地质学报, 77(4):511-519
- 臧绍先, 刘永刚, 宁杰远. 2002. 华北地区岩石圈热结构的研究. 地球物理学报, 45(1):56-63
- 张泽明, 许志琴, 徐慧芬. 1999. 南苏鲁超高压变质带东海 ZK703 钻孔榴辉岩的变质作用. 地质学报, 73(4):321-333
- 张泽明, 许志琴, 刘福来等. 2004. 中国大陆科学钻探工程主孔(100~2050m)榴辉岩岩石化学研究. 岩石学报, 20(1):27-42

www.cnki.net