

我国陆区地壳生热率分布与壳幔热流特征研究

王贵玲^{1,3}, 刘峰^{1,2,3*}, 蔺文静^{1,3}, 张薇^{1,3}, 原若溪^{1,3}, 习宇飞^{1,3}, 魏帅超^{1,3}, 廖煜钟^{1,3}, 王亚茹^{4,1}

1 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄 050061

2 中国地质大学(北京), 北京 100083

3 自然资源部地热与干热岩勘查开发技术创新中心, 石家庄, 050061

4 中国石油大学(北京), 北京 102249

摘要:壳幔热流配分代表了一个地区的深部热量来源与最基础的地热背景, 为区域地热资源的形成提供了重要的约束条件。本文依托 CRUST1.0 模型与地质资料, 将中国陆区在平面上划分为 19 个构造区, 在垂向上将这些区域从第四系沉积物至上地幔的地层划分为 8 个圈层, 确定了这些圈层的分布范围和厚度。在全国范围内实测放射性生热率数据 664 组, 收集地壳放射性生热率及 U、Th、K 元素含量数据约 1000 组, 系统地完成了上述区域各圈层的放射性生热率填图, 统计得出我国陆区上、中、下地壳生热率的平均值分别为 $1.31\mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $0.57\mu\text{W}/\text{m}^3$ 与 $0.22\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。在此基础上, 结合最新的全国大地热流测量数据(1503 组)完成了我国陆区地壳-地幔热流分布的研究。研究表明, 我国陆区 $q_c/q_m > 1$ 的面积占 80.1%、 $q_c/q_m > 1.2$ 的面积占 65.8%。除我国东部、中部的一些盆地之外, 在我国陆区大部分地区, 地壳均为大地热流的最主要热源。地壳各圈层中, 基底层至中地壳为地壳的主要的产热区域, 贡献了平均约 50% 的大地热流值。本文以面积加权计算得我国陆区地壳热流平均值为 $39.1\text{ mW}/\text{m}^2$, 其中青藏高原最高、东南沿海次之, 两者分别得益于较大的地壳厚度与较高的基岩地层生热率。我国陆区地幔热流平均值为 $29.7\text{ mW}/\text{m}^2$, 与全球地幔热流平均值接近, 其中东部沿海地区、环鄂尔多斯地区、藏滇地热带分布区较高。地壳热流、地幔热流的高值区与我国的主要地热资源分布区均具有较好的一致性。

关键词:大地热流; 生热率; 岩石圈热结构; 地幔热流; 中国大陆地壳

引言

大地热流(q_0)作为表征地球内部热动力过程和壳幔生热能力的综合参数, 可分为由地壳各岩层放射性产热所产生的地壳热流 q_c 与通过上地幔向上传导的地幔热流 q_m (Roy et al., 1968; Furlong and Chapman, 1987)。一个地区壳幔热流值的高低、 q_c/q_m 的比值以及 q_c 的具体组成, 共同构成了壳幔热结构研究的最基本概念, 代表了一个地区的深部热量来源与最基础的地热背景(Lachenbruch, 1970; 王贵玲等, 2020)。

我国以往的壳幔热流配分、岩石圈热结构等

研究多局限于某一盆地或小区域中, 如共和盆地(Lin et al., 2021)、渭河盆地(饶松等, 2016)、贵德盆地(Liu et al., 2017)、苏鲁地体(吴耀等, 2005)等。较大区域的研究多集中于资料相对丰富的我国东部地区(何丽娟等, 2001), 如华北地台(迟清华和鄢明才, 1998)、华南地区(张健等, 2018; Lin et al., 2022)等。同时, 由于缺乏实测数据, 上述热结构研究所用的深部地壳生热率参数大多为通过 V_p -A 经验公式获得。此类公式均为根据欧洲部分区域样品推导得出(Lachenbruch, 1970), 且越来越多的研究(赵平, 1995; 汪

洋, 2006; 赵平等, 2015)表明, 该经验公式缺乏可靠的数学联系, 在我国陆区的适用性存疑, 从而影响了各区域岩石圈热结构计算结果的可信度。李廷栋等(2013)、陈超强等(2022)先后开展了全国尺度岩石圈热结构的初步研究, 但也存在“①所用大地热流数据(507组、1023组)相对较少, ②浅部生热率计算分区、分层较为粗略(论文中分别将中国分为1个、6个分区), ③缺乏深部地壳实测生热率数据”等问题, 研究程度有待进一步提高。

因此, 本文依托CRUST1.0模型(Laske et al., 2013)与我国陆区地表岩性分布图(Steinshouer et al., 1999)建立了我国陆区地壳结构模型, 结合全国范围内岩石生热率测试、地壳元素数据相关文献整理与分析等工作得到了中国陆区不同构造分区沉积层、基岩、上地壳、中地壳、下地壳的放射性生热率参数。在此基础上, 利用最新的全国大地热流测量数据完成了我国陆区壳幔热流分布的研究, 主要方法与工作成果如下文所述。

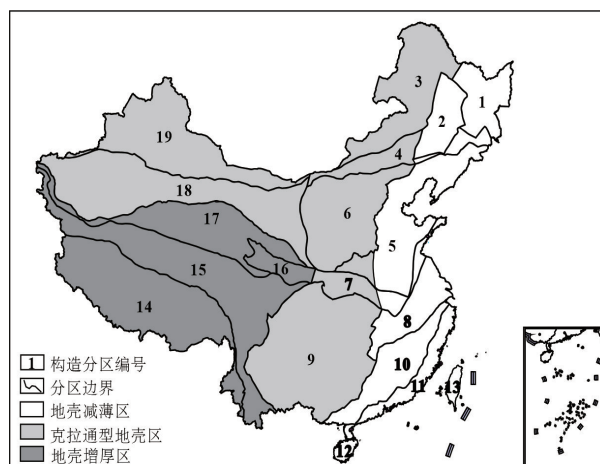
1 地热地质背景

1.1 区域构造背景

如图1所示, 我国陆区自东部沿海地区向西南青藏高原地区可大概分为三类岩石圈, 即东部地壳减薄区、中西部克拉通型地壳区、青藏高原地壳增厚区(滕吉文等, 2004; 蔡学林等, 2007; Guo et al., 2019), 不同类型的岩石圈厚度、主要岩性、密度等均有差异。李廷栋等(2013)在此基础上, 将我国陆区分为15个地壳构造区, 将单个构造区作为一个整体查明了区内上、中、下地壳的主要岩性并分别计算了各层的地震纵波、横波速度(V_p 、 V_s)、密度(ρ)等参数。

本文将上述15个地壳构造区与《中国大地构造图》(潘桂堂和肖庆辉, 2015)结合, 将我国陆区进一步细分为19个岩石圈构造区(图1)。由于各分区内部具有一致的地壳结构和相似的地壳物质组成, 可以将这些分区作为地壳不同圈层生热率的计算分区。取在同一计算分区内同一岩层获取的放射性生热率数据的平均值, 作为该分区内该岩层的生热率。为方便计算, 部分地壳

构造区地跨两类岩石圈区域的, 以面积加权方法计算以上参数。



1-兴安地块, 2-兴凯地块, 3-松辽盆地地块, 4-额尔齐斯—西拉木伦对接带, 5-环鄂尔多斯构造带, 6-上扬子陆块, 7-华北陆块东部, 8-秦祁昆构造带东段, 9-下扬子陆块, 10-南岭地块, 11-东南沿海岩浆弧, 12-海南弧盆地, 13-台湾弧盆地, 14-青藏高原南部地块, 15-北羌塘—三江造山带, 16-秦祁昆构造带中段, 17-秦祁昆构造带西段, 18-塔里木陆块, 19-天山—准噶尔—北山造山系

图1 我国陆区地壳类型与生热率计算分区示意图

1.2 大地热流背景

截至目前, 本文收录我国陆区大地热流测点共1670组。其中, 我国陆区第四次热流数据汇编数据共1230组(姜光政等, 2016), 本文收集已发表未汇编热流数据180组(Davies and Davies, 2010; 李春荣等, 2017; Gao et al., 2018; 雷晓东等, 2018; 张超等, 2018; 金春爽等, 2019; Liu et al., 2020; Wang et al., 2020b; Zhang =, 2020; Wei et al., 2022)。2019–2021年, 由中国地质调查局组织, 多家单位参与的“全国大地热流值测量与靶区优选”项目共新增实测热流测数据260组。上述数据分布如图2所示, 数据总量较第四次汇编增加35.8%, 高质量的A、B类数据占比由83.5%提升至86.3%, 在测点密度、数据质量、覆盖范围等方面均有较大提升, 可为我国陆区壳幔热结构研究提供数据支撑。

结合前人研究(何丽娟等, 2001; 汪洋等, 2001; 李廷栋等, 2013)中对热流数据的分析整理

方法,对现有热流值进行统计分析,剔除部分异常点、低质量点,可进一步提高大地热流数据的有效性。(1)首先剔除所有D类数据及部分与周边热流值相差较大、存在明显异常的C类数据,只保留高质量热流数据参与统计。(2)国内外壳幔热流研究成果(Pollack et al., 1993; 赵平, 1995)显示,我国陆区地幔热流范围约为10–45 mW/m²,平均值约30 mW/m²。因此,为减少边界效应与剔除明显受冷水影响而数值较低的热流点,所有小于40 mW/m²的热流数据本次都不纳入计算。(3)大于150 mW/m²的高热流异常值一般都受垂向水热活动影响,无法代表区域传导型地热背景。因此,本文参照李廷栋等(2013)所用的数据处理方法,将此类数据也剔除计算。

综上,如图2所示共筛选出质量较高的大地热流数据1503组(占总数据量的87%),以此为地表热流值(q_0)开展壳幔热结构研究。



图2 全国陆区大地热流测点分布示意图

2 数据和方法

2.1 地壳结构分层

本文利用CRUST1.0全球地壳模型(Laske et al., 2013)中的数据为基础,以73°E–136°E、2°N–54°N为边界,完成我国陆区地壳分区、分层工作。CRUST1.0系列地壳模型基于大量地学断面、地震波速测量剖面等数据建立,自CRUST5.1(Mooney et al., 1998)开始,历经数次更新,目前

的平面上的数据精度为1°×1°。在垂向上则分为9层,每一层给出了厚度、 V_p 、 V_s 及 ρ 等参数。这9层分别为水层,冰层,上、中、下沉积层,上、中、下地壳与上地幔。各圈层赋予相应的生热率参数,即可获得区域地球化学模型。作为一个成熟的深部岩层结构模型,CRUST5.1、CRUST1.0被很多学者应用于岩石圈特征(Baranov et al., 2001; Chen, 2017)及岩石圈热结构(Artemieva, 2003)的研究中。

2.2 各区域、各圈层岩石放射性生热率计算

浅部几公里内的岩石,生热率主要通过测试岩体的铀、钍、钾丰度与密度,代入岩石放射性生热率计算公式(Rybach, 1976)获取,单位为 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。深部地壳的岩石样品因难以获取,前人研究中多采用地震波速 V_p 与放射性生热率的经验公式进行估计(Rybach & Buntebarth, 1984),但该方法在我国的适用性目前饱受质疑(赵平, 1995)。因此,本文在全国范围内大量采集了不同岩性、不同地质年代的岩样并进行生热率测试。尤其对数千米乃至万米的深钻岩心、出露深源包裹体及深部地质断面开展重点取样,样品数量及所处地层如表2所示。同时,为弥补本次工作测试样品的不足,本文收集整理了近几十年来国内外学者在我国地壳深部岩石放射性元素丰度、放射性生热率方面的研究成果(表2),从中提取获取了丰富的地壳岩层铀、钍、钾元素丰度实测数据,结合由CRUST1.0模型中不同地壳圈层的密度数据,可获得不同构造分区的大量上、中、下地壳放射性生热率参数,为我国陆区不同构造分区壳幔热结构的计算提供基础数据。

2.3 壳幔热流配分计算

根据定义,大地热流 q_0 是地表至地心所有岩层向上传导热量叠加的综合显示。而在地壳及上地幔范围内,传导热量基本都是由放射性元素的衰变产生的(Mao et al., 2019; Liu et al., 2017)。因此,可以利用“剥层”的方法计算地壳各圈层的热流贡献及壳幔热流比,即为壳幔热结构,公式如下:

$$q_i = D_i \cdot A_i \quad (1)$$

$$q_0 = \sum q_i \quad (2)$$

其中, q_i 为地表以下某一圈层的放射性衰变所产生的热流值(单位: mW/m^2), 为该层的厚度 D_i (单位: km) 与该层平均生热率 A_i (单位: $\mu\text{W/m}^3$) 的乘积。地表大地热流 q_0 是所有圈层热流值 q_i 的集合。由于上地幔以下岩层放射性生热率较低, 一般“剥层”至莫霍面, 则莫霍面以上所有地层放射性生热所产生的热流即为地壳热流 q_c ; $q_0 - q_c$ 产生的剩余热流即为地幔热流 q_m , 也就是地幔以下岩层向上传导的热流值。

3 地壳结构划分

CRUST1.0 模型中上、中、下地壳与地幔之间边界明确, 但未单独划分上地壳之上的基岩层。基岩层以上的沉积层也仅划分为上、中、下沉积层(合称沉积层), 其与实际地层的对应关系需结合实际情况具体确定, 以便与各区域实测、收集的放射性生热率数据结合, 开展模型各岩层的生热率参数赋值。

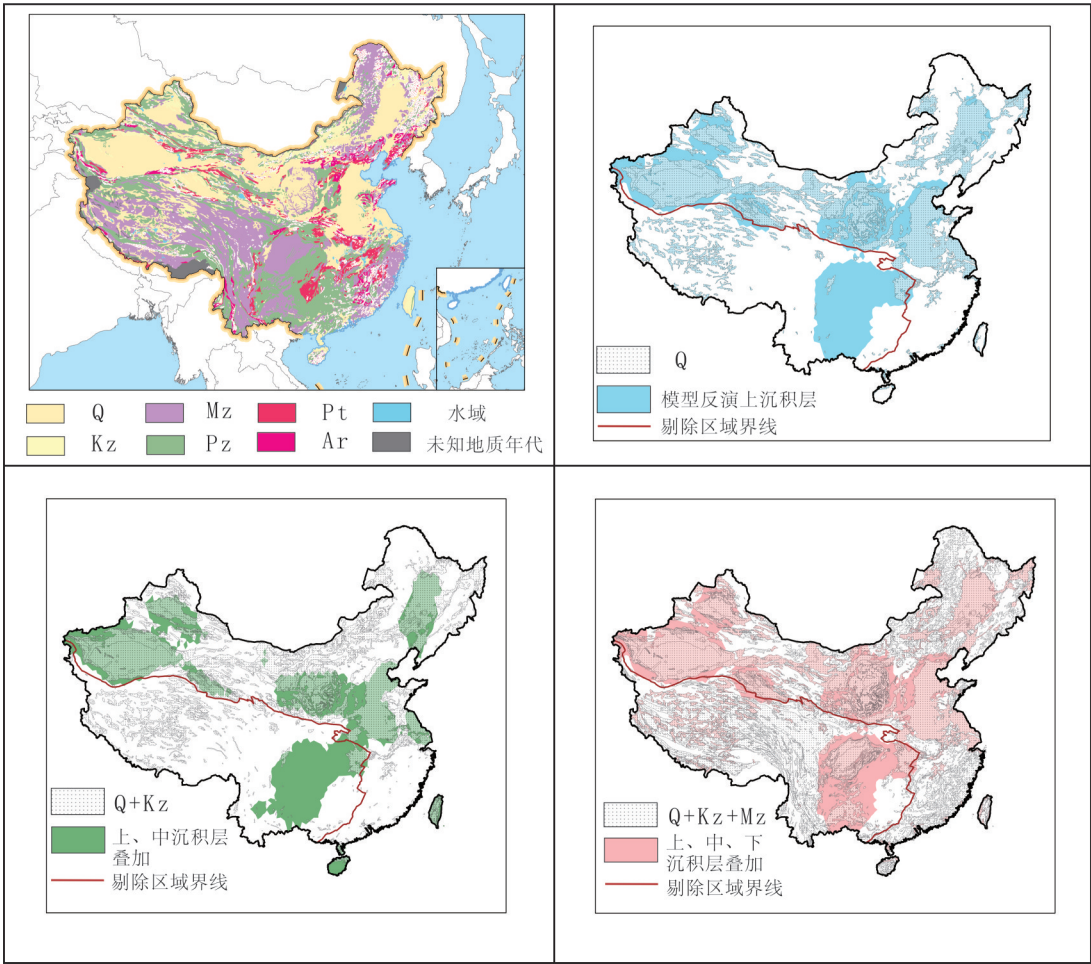
主要基于 V_p (地震纵波速度) 的不同划分各地壳圈层 (Bagherbandi et al., 2015; Gedamu et al., 2020)。该方法对于 V_p 变化特征明显的深部圈层(上、中、下地壳与地幔)区分效果较好。但是浅部的上、中、下沉积层(合称沉积层)之间的边界与地层岩性、沉积年代等地质条件的关系并不明确, 需结合实际情况具体划分, 从而确定各区域实测、收集的放射性生热率数据应赋值的具具体层位。

基于我国陆区地表岩层资料(潘桂堂和肖庆辉, 2015; Steinshouer et al., 1999), 简化后的中国陆区出露岩层的地质年代分布如图 3(a) 所示, 将我国地壳结构模型中上、中、下沉积层地层的范围与图 3(a) 中不同地质年代地层的范围进行对比分析可得: 除青藏高原与上扬子陆块之外, 第四系地层的分布区域与 CRUST1.0 模型中上沉积层分布区有明显的对应关系。在此基础上, 本文将太古界至第四系的地层逐一与 CRUST1.0 模型中的上、中、下沉积层分布范围进行对比拟合, 可得图 3(a) 中的第四系地层(Q)、新生界地层(Kz)、

中生界地层(Mz)与地壳模型中的上、中、下沉积层有较好的对应关系, 即第四系松散沉积层与上沉积层面积接近, 分布范围高度重合。中生界之后沉积的地层(Q+Kz)与中、上沉积层, 古生界之后沉积的地层(Q+Kz+Mz)与沉积层总体之间也存在上述关系。按模型中沉积层厚度 $\geq 400\text{m}$ 为边界计算, 在全国范围内, 上述对应各层位的分布面积相差不高于 10%, 分布范围重合率均高于 50% (图 3)。剔除模型反演沉积层分布与实际明显不符的青藏高原地区(图 1 中的 14-17 分区)与上扬子陆块(图 1 中的 9 号分区)后, 如图 3(b,c,d) 所示, 上述地层与对应反演沉积层的面积比分别为 107.8%、103.4% 和 121.7%, 分布范围重合率也分别达到了 69.43%、69.03%、75.01%, 相关性较好。

由于 CRUST1.0 模型中各沉积层的边界主要基于各地层不同的地震波速(V_p 、 V_s)划分, 与密度变化相关性最高 (Laske et al., 2013; Gedamu et al., 2020)。从密度上看, 太古界至第四系的岩层中, 第四系主要岩性为松散沉积物与火山岩, 孔隙度最大, 密度最小; 新生界岩性主要为固结-半固结沉积岩, 密度略大; 中生界基本以沉积岩与变质岩为主, 密度相对较大。这一特征与本文地壳模型中的上、中、下沉积层有较好的对应关系。前中生界岩层与侵入岩层一般孔隙度较小, 与上地壳片岩、片麻岩、花岗质岩层密度相近, 地震波速均较高。因此 CRUST1.0 中根据密度、地震波速将前中生界岩层与侵入岩层均划入上地壳也是合理的。

综上, 考虑到 CRUST1.0 模型的精度仅为 $1^\circ \times 1^\circ$, 且地层的密度、 V_p 也在一定程度上受其他因素影响, 与其形成的地质年代并不完全一致, 因此本文认为图 3 显示的 70% 左右的分布范围重合率可为古生界后的沉积地层与模型中沉积层的对应关系提供足够的证据。青藏高原、上扬子陆块中实际地层与模型沉积层的不一致可能是由于这些区域内地壳增厚 (Chen, 2017) 或挤压运动 (蔡学林等, 2007) 造成区域地震波速、密度异常, 从而使得模型中反演的浅部沉积层划分出现较大误差。



Q:第四系松散沉积物,Kz:新生界地层(不含第四系地层),Mz:中生界地层,Pz:古生界地层,Pt:元古界地层,Ar:太古界地层

图3 我国陆区出露岩层地质年代与地壳模型沉积层分布对比图

基于以上分析,以表1作为划分原则对于上地壳以上的岩层进行划分。其中,前中生界地层与侵入岩层与上地壳在密度、 V_p 方面均比较接近,但生热率却与上地壳存在明显差异(汪集旻和汪缉安, 1986),因此将其作为上地壳与沉积层之间的

基底岩层。由于该基层与上地壳之间无明确的边界,结合前人在华北(嘉世旭等, 2009; Wang et al., 2020a)、华南(旷健等, 2020)、青藏高原(张超等, 2018)的研究成果,取经验值 5km 作为该层厚度,划分基底层与上地壳之间的边界。

表 1 CRUST1.0 模型结构层与实际地层对照表

序号	实际地层	CRUST1.0模型中的圈层	与上覆层位的边界
1	第四系岩层	上沉积层	水层、空气层底边界(上沉积层顶)
2	新生界岩层	中沉积层	上沉积层底(中沉积层顶)
3	中生界岩层	下沉积层	中沉积层底(下沉积层顶)
4	前中生界岩层与侵入岩	基底层(上地壳上部5km)	下沉积层底(上地壳顶)
5	上地壳	上地壳	假定为下沉积层底之下 5km
6	中地壳	中地壳	上地壳底(中地壳顶)
7	下地壳	下地壳	中地壳底(下地壳顶)
8	上地幔	上地幔	莫霍面

4 各区域、各圈层生热率数据填图

基于以上成果,可将我国陆区地幔上部岩层概化为19个平面分区(A_1 – A_{19})、8个垂向分层(L_1 – L_8)的地质模型。对于其中每个分区的每个层段(A_iL_k),可综合该区域该岩层内实测与收集的生热率数据,取平均值作为模型中 A_iL_k 空间的生热率(表2)。其中, L_1 – L_4 岩层的生热率可通过在相应地质年代地层的分布区直接取样并测试。

我国陆区上地壳主要由片麻岩、花岗闪长岩、变粒岩、片岩、片麻岩等组成,相关岩体在地表多有出露,一般被归类为古太古代变质岩层。对于上地壳岩体,一般参考该各区域的上地壳主要岩性(邱瑞照等, 2006),选取区域内相同岩性的太古代地层进行取样、测试,获得该区域上地壳生热率数据。

中、下地壳埋深达十几甚至几十公里,岩样难

以获取,但是可以通过获取出露地表的中、下地壳岩体捕虏体或地质剖面内的岩样近似替代(赵平, 1995; 汪洋, 2005)。其中,中地壳岩性主要为角闪岩、闪长岩、片麻岩;下地壳岩性主要为麻粒岩与辉长岩;在青藏高原的地壳加厚区,下地壳还存在榴辉岩层(邱瑞照等, 2006)。对于无法实测或收集到生热率数据的岩层,通过收集资料获得深源捕虏体中的U、Th、K物质含量,结合CRUST1.0模型中该区域该地层的密度数据,通过公式(1)也可推算出其放射性生热率。

综上,本文实测生热率数据664组,收集生热率数据约1000组,完成了中国陆区地表至上地幔不同层位岩石放射性生热率的初步填图工作。各构造分区各岩层平均放射性生热率数据及参考文献如表2所示。

表2 我国陆区地壳各圈层生热率计算成果及数据来源一览表

序号	分区名称	所在区域	生热率($\mu\text{W/m}^3$)																				
			第四系松散沉积物	数据量	数据来源	新生界地层	数据量	数据来源	中生界地层	数据量	数据来源	前中生界及侵入岩体	数据量	数据来源	上地壳	数据量	数据来源	中地壳	数据量	数据来源	下地壳	数据量	数据来源
1	兴安地块	东北地区	0.75	14	本次实测	1.14	26	本次实测	2.97	93	姜光政, 2017	1.57	64	姜光政, 2017	1.20	/	姜光政, 2017	0.60	/	姜光政, 2017	0.30	/	姜光政, 2017
2	兴凯地块	东北地区	0.75			1.14			1.64	53		2.89	3		1.50	/		0.70	/		0.40	/	
3	松辽盆地地块	东北地区	0.75			1.14			2.12	7		1.63	/		1.40	/		0.60	/		0.30	/	
4	额尔齐斯—西拉木伦对接带	东北地区	0.72	3	本次实测	1.59	32	本次实测	2.80	14	本次实测	2.72	12	本次实测	1.52	4	本次实测	0.97	2	本次实测	0.27	3	本次实测
5	鄂尔多斯陆块及周边	中部地区	1.33	31	饶松等, 2016	1.49	81	孙少华等, 1996	1.50	18	孙少华等, 1996	1.72	73	孙少华等, 1996	1.01	/	鄯明才和迟清华, 1997	0.38	/	林宇, 2010	0.26	5	陈海东等, 2014
6	上扬子陆块	中部地区	1.43	2	本次实测	1.82	14 (9+5)	徐青等, 1992; 本次实测	1.60	16 (12+4)	徐青等, 1992; 本次实测	2.05	29 (27+2)	徐青等, 1992; 本次实测	1.26	8	郭晋威, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.17	10	黄小龙和徐义刚, 2002.
7	华北陆块东部	华北地区	1.02	/	鄯明才和迟清华, 1997	1.43	32	龚育龄, 2003	1.39	134	本次实测	1.60	36	本次实测	0.91	/	鄯明才和迟清华, 1997	0.55	7	张伟强等, 2022	0.33	34	银雪琴, 2016; 刘平华等, 2012; Liu et al., 2001
8	秦祁昆构造带东段	华北—扬子接触带	0.86	/	鄯明才和迟清华, 1997	2.38	7	王良书和施央申, 1989	2.14	7	王良书和施央申, 1989	1.96	10	王良书和施央申, 1989	1.10	/	He et al., 2009	0.83	/	He et al., 2009	0.37	/	He et al., 2009
9	下扬子陆块	长江中下游地区	1.02	/	鄯明才和迟清华, 1997	2.38	7	王良书和施央申, 1989	2.14	7	王良书和施央申, 1989	1.96	10	王良书和施央申, 1989	1.26	8	郭晋威, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.17	10	黄小龙和徐义刚, 2002.
10	南岭地块	东南山区	/			/			/			5.18	18	林乐夫等, 2017	1.88	/	赵梦磊, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.09	10	于津海等, 2002
11	东南沿海岩浆弧	东南沿海地区	/			/			/			3.01	21	林乐夫等, 2017	1.67	/	赵梦磊, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.09	10	于津海等, 2002

续表

12	海南弧 盆地	东南沿 海地区	/		/		/			2.85	8	本次 实测	1.67	/	赵梦磊, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.09	10	于津海 等,2002		
13	台湾弧 盆地	东南沿 海地区	/		/		/			3.01	21	林乐夫 等,2017	1.67	/	赵梦磊, 2021	0.60	5	李湿江, 2020	0.09	10	于津海 等,2002		
14	青藏高 原南部 地块	青藏 高原	0.90	1	本次 实测	1.23	19	本次 实测	2.39	19	本次 实测	2.39	49	沈显杰 等,1989	1.57	10	张藤藤, 2020	0.43	6	于涛等, 2021	0.27	20	刘文中, 2006;王 巍等, 2021
15	北羌塘 -三江 造山带	青藏 高原	0.90	2	本次 实测	2.20	45	本次 实测	2.12	49	本次 实测	2.33	40	本次 实测	1.57	10	张藤藤, 2020	0.72	23	郑玉文, 2020;彭 智敏等, 2021;谭 洪旗和 刘玉平, 2017	0.27	20	刘文中, 2006;王 巍等, 2021
16	秦折昆 构造带 中段	青藏 高原	0.90	2	本次 实测	3.80	20	本次 实测	3.96	40	本次 实测	4.03	37	本次 实测	0.94	3	邱楠生, 2002	0.38	8	孟繁聪 等,2004	0.16	13	孙慧, 2020;李 怀坤等, 2006;国 显正等, 2018
17	秦折昆 构造带 西段	青藏高 原	2.21	18	邱楠生, 2002	2.21	70	邱楠生, 2002	1.62	14	邱楠生, 2002	0.72	3	邱楠生, 2002	0.94	3	邱楠生, 2002	0.38	8	孟繁聪 等,2004	0.16	13	孙慧, 2020;李 怀坤等, 2006;国 显正等, 2018
18	塔里木 陆块	西北地 区	1.28	11	本次 实测	1.18	8	本次 实测	1.16	24	邱楠生, 2002	1.06	13	邱楠生, 2002	0.95	3	Guo et al.,2005	0.38	/	林宇, 2010	0.18	24	郑建平 等,2005; 陈希节 等,2012;
19	天山- 准噶尔 -北山 造山系	西北地 区	1.28	11	本次 实测	1.18	8	本次 实测	0.85	2	邱楠生, 2002	1.31	13	邱楠生, 2002	0.95	3	Guo et al.,2005	0.38	/	林宇, 2010	0.18	24	郑建平 等,2005; 陈希节 等,2012
全国陆区			平均值	1.08	数据 总量 84 (49+35)	1.75	数据 总量 364 (199+ 165)	2.03	数据 总量 490 (230+ 260)	2.30	数据 总量 489 (294+ 195)	1.31	数据 总量 28 (24+4)	0.57	数据 总量 51 (49+2)	0.22	数据 总量 119 (116+3)						
			最大值	2.21		3.80		3.96		5.18		1.88		0.97		0.40							
			最小值	0.72		1.14		0.85		0.72		0.91		0.38		0.09							

注:①/代表源文献未明确列出数据量;②斜体为该构造区域无相应层位生热率数据,利用周边其他构造区域数据代替。③各层位数据总量为目前可统计的数据量。由于部分文献未明确说明数据量,本文实际应用的数据量远大于统计值。

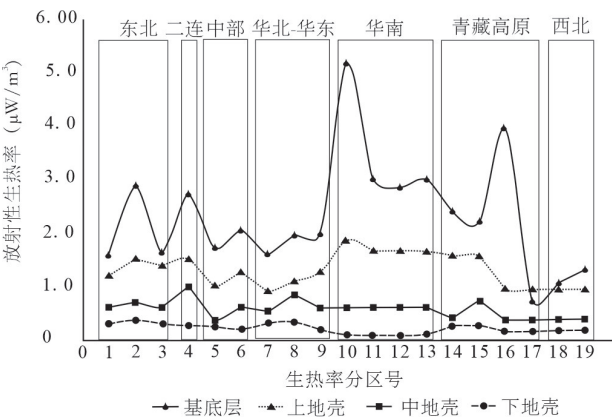


图4 我国陆区沉积层以下地层生热率统计示意图

各构造区的生热率数据统计结果如图4所示,一般基底层以下的地层,随着深度增加生热率值都逐渐变低,符合地壳放射性元素向地表富集的理论趋势(龚育龄, 2003)。中生界以上岩层生热率则变化幅度较大,规律性较差,故未在图4中显示。其中,华南地区基底层、上地壳生热率最高,下地壳生热率则最低,推测为该区域地壳活动剧烈,加剧了放射性物质向地表的富集。

序号为3、5、7、9、17、18、19的几块区域分别发育了松辽盆地、华北平原、鄂尔多斯盆地、苏北盆地、柴达木盆地、塔里木盆地、准噶尔盆地,为我国主要盆地分布区。与周边的山区相比,这些地区

的基底生热率相对较低。这可能是这些区域的基底层主要由前中生界沉积岩、变质岩组成,而其他地区基底层中含有大量花岗岩类侵入岩造成的。山区的侵入岩放射性生热率一般大于 2.5 W/m^3 (赵梦磊, 2021), 高于一般的沉积岩与变质岩。一些地区的花岗类侵入岩放射性生热率甚至高达 5 W/m^3 以上, 一般称之为高产热花岗岩。

我国的高产热花岗岩主要分布于东南沿海地区和青藏高原, 这些区域也是基底层放射性生热率最高的地区(图4)。这些地区的大地热流值也都相对较高(图2), 说明基底层的产热是大地热流的一项重要热源。

如表2所示, 我国陆区上、中、下地壳生热率平均值分别为 $1.31 \mu\text{W/m}^3$ 、 $0.57 \mu\text{W/m}^3$ 、与 $0.22 \mu\text{W/m}^3$ 。前人在我国陆区及我国陆区东部的上、中、下地壳生热率取值分别为 $1.3 \mu\text{W/m}^3$ 、 $0.4 \mu\text{W/m}^3$ 、 $0.2 \mu\text{W/m}^3$ (李廷栋等, 2013; 汪洋, 2005)。两者非常接近, 说明本文中生热率数据的选取较为合理。

5 壳幔热流配分

将所筛选出的1503个大地热流值测点(图2)的坐标代入CRUST1.0模型, 即可得到这些点在垂向上各岩层的埋深、厚度、 V_p 、密度等参数。结合公式2、公式3, 以地表为起算点, 通过“剥层法”对每一层逐一进行计算, 即可获得各点地表至上地幔不同岩层的热流贡献(q_i)、源自地壳的热流值(q_c)、源自地幔的热流值(q_m)及壳幔热流比值(q_c/q_m)。

5.1 壳幔热流配分

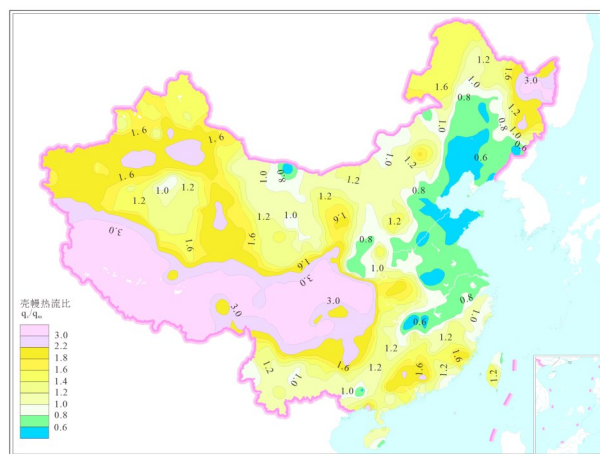


图5 我国陆区 q_c/q_m 等值线图

我国陆区壳幔热流比值分布如图5所示, 其中 $q_c/q_m > 1$ 的面积占 80.1%、 $q_c/q_m > 1.2$ 的面积占 65.8%, 说明除华北地区、东北地区、长江中下游地区及中部的一些盆地之外, 地壳均为我国陆区大地热流的最主要热源。

考虑到大地热流值测量与生热率计算均存在一定误差, $0.8 \leq q_c/q_m \leq 1.2$ 的区域壳源热流与幔源热流相差不大, 可近似称为“壳-幔热源平衡区”。 $q_c/q_m < 0.8$ 的区域大地热流明显以幔源产热为主, 可以划分为“幔源产热区”; $q_c/q_m > 1.2$ 的区域大地热流明显以壳源产热为主, 可以划分为“壳源产热区”。如图5所示, 我国东部平原区及胶东半岛、辽东半岛均为“幔源产热区”。青藏高原、西北地区、上扬子陆块等区域为“壳源产热区”。除此之外的其他区域壳幔产热比例接近, 可以划分为“壳幔热源平衡区”。

5.2 不同圈层的产热能力

我国陆区不同构造分区的面积占比、各分区地壳各圈层的热流贡献等数据成果如表3所示。鉴于热流测点的分布并不均匀, 东部地区较多, 西南、西北地区较少, 因此面积加权平均值代表性更好。经面积加权得: 我国陆区 q_c/q_m 平均为 1.8, 总体而言地壳岩层的放射性产热是我国陆区大地热流的主要热源。其中基底层至中地壳为最主要的产热区域, 贡献了约 50% 的大地热流值。沉积层、下地壳的热流平均贡献率均小于 5%。在盆地分布区沉积层的热流贡献率约 5–11%, 是非常重要的热量来源; 而部分以山地为主的区域沉积层较薄, 其热流贡献可以忽略。山区的基岩一般生热率较高, 基底层热流贡献相对较高, 热流贡献率最高可达约 35%。以上成果表明本文对于不同沉积层及基底层分布范围、沉积年代、厚度等参数的界定是有非常有必要的。

我国陆区地壳热流平均值约 39.1 mW/m^2 , 壳源热流的分布基本呈西高东低, 南高北低的趋势。其中青藏高原壳源热流值最高, 约 $55\text{--}75 \text{ mW/m}^2$, 主要与该区域地壳厚度较大(普遍高于 50 km)有关。东南沿海地区次之, 主要是由该区域较高的基底岩层放射性生热率(普遍大于 $2.5 \mu\text{W/m}^3$)引起的。这两个区域也是我国陆区中高温对流型地热

资源最丰富的地区,说明较高的壳源热流是中高温对流型地热资源的存在的一大控制因素。我国陆区地幔热流平均值约 29.7 mW/m^2 ,其中东部沿海地区、藏滇地热带、环鄂尔多斯盆地区域较高,与这些区域地热显示较多的现象也具有较好的一

致性,说明地幔热流对地热资源、尤其是传导型地热资源的产生具有一定的促进作用。中西部其他地区地幔热流普遍较低,地热显示也较少,与前人研究成果相近(邱楠生等, 2019)。

表3 我国陆区地幔及地壳各圈层热流贡献统计表

分区编号	面积占比	热流点数量	平均值(mW/m^2)		q_c/q_m 平均值	各圈层的平均热流贡献比例					
			q_c	q_m		沉积层	基底层	上地壳	中地壳	下地壳	地幔
1	2.9%	12	35.98	19.97	2.3	0.6%	26.5%	16.8%	14.5%	7.6%	34.0%
2	2.3%	45	26.10	41.93	0.7	4.7%	12.6%	9.4%	9.4%	4.2%	59.7%
3	6.1%	61	34.33	30.27	1.4	0.9%	12.9%	23.8%	14.6%	3.1%	44.6%
4	2.5%	20	41.81	32.07	1.6	0.4%	14.6%	22.7%	14.8%	5.5%	42.0%
5	6.7%	352	23.82	40.52	0.7	2.7%	11.1%	9.0%	10.5%	5.3%	61.4%
6	6.8%	161	31.86	34.02	1.1	5.4%	13.5%	19.7%	8.7%	2.5%	50.1%
7	2.3%	46	31.36	29.31	1.3	2.8%	16.7%	11.6%	16.5%	6.0%	46.5%
8	3.0%	169	25.69	41.35	0.7	1.0%	15.2%	11.2%	9.8%	2.7%	60.2%
9	12.4%	162	38.46	24.38	2.3	10.9%	17.0%	19.3%	14.0%	2.3%	36.6%
10	3.9%	85	44.14	31.93	1.6	0.2%	34.7%	14.6%	8.6%	1.3%	40.6%
11	2.0%	48	31.43	35.52	1.1	1.8%	23.3%	13.0%	9.7%	1.4%	50.8%
12	0.4%	11	30.21	31.56	1.1	4.7%	14.2%	20.4%	9.5%	1.5%	49.8%
13	0.4%	56	36.11	40.86	1.1	6.3%	20.5%	13.7%	7.2%	1.5%	50.7%
14	10.8%	25	61.60	32.24	3.6	0.0%	16.2%	38.7%	7.4%	4.1%	33.6%
15	10.7%	10	60.02	32.11	2.5	0.2%	11.5%	36.6%	14.0%	3.3%	34.3%
16	1.3%	31	51.45	33.30	2.1	0.4%	20.9%	26.6%	12.5%	2.7%	36.9%
17	6.3%	82	34.79	26.04	1.5	7.3%	6.0%	33.1%	8.7%	3.4%	41.5%
18	11.2%	88	30.83	23.65	1.6	9.1%	12.3%	22.7%	11.7%	3.1%	41.1%
19	8.1%	39	29.26	21.14	1.7	6.7%	10.8%	27.3%	13.1%	2.5%	39.5%
全国陆区面积加权平均值			39.1	29.7	1.8	4.3%	14.6%	23.9%	11.6%	3.4%	42.2%

6 结论

1. 综合分析 CRUST1.0 模型与我国陆区地表岩体分布,确定了模型中地震波反演沉积层与第四系、新生界、中生界地层的对应关系,建立了包含中国陆区第四系松散层、新生界沉积层、中生界沉积层、基底层、上-中-下地壳及上地幔等地质圈层的分布范围、厚度、密度等参数的中国陆区三维地壳结构模型。同时,结合前人成果将我国陆区划分为 19 个构造分区,每个分区内岩层分布、地壳结构基本一致,可以将区内的单个圈层作为一个整体开展热物性参数赋值。

2. 在全国范围内实测放射性生热率数据 664 组,收集放射性生热率及地壳 U、Th、K 元素含量数

据约 1000 组,基于我国陆区地壳结构模型在平面上、垂向上的分区与分层系统地完成了各构造区各地质圈层的放射性生热率填图。数据表明:总体而言,我国陆区沉积层生热率变化规律性较差,而基底层以下随着深度增加生热率降低的趋势较为明显。其中,华南地区基底层、上地壳生热率最高,下地壳生热率则最低,推测为该区域地壳活动剧烈,放射性物质向地表富集程度较高所致。基于统计数据得我国陆区上、中、下地壳生热率平均值分别为 $1.31 \mu\text{W/m}^3$ 、 $0.57 \mu\text{W/m}^3$ 与 $0.22 \mu\text{W/m}^3$,与前人研究成果接近,说明本文中生热率数据的选取较为合理。

3. 对我国陆区现有大地热流值测量数据进行

了筛选,共获得质量较高的1503组大地热流数据,结合我国陆区地壳结构与生热率参数分布数据完成了我国陆区地壳-地幔热流分布的研究。分别以 $q_c/q_m < 0.8$, $0.8-1.2$, > 1.2 为界,划分了我国陆区大地热流的“幔源产热区”、“壳幔热源平衡区”、“壳源产热区”。研究结果表明我国陆区 $q_c/q_m > 1$ 的面积占80.1%,其中“壳源产热区”的面积占65.8%。除华北地区、东北地区、长江中下游地区及中部的一些盆地之外,在我国陆区大部分地区,地壳均为大地热流的最主要热源。

4.地壳各圈层中,基底层至中地壳为地壳的主要的产热区域,贡献了约50%的大地热流值。盆地分布区沉积层热流贡献率约5-11%,是重要的产热地层。基底层厚度不大,但生热率相对较高(约6-35%),热流贡献不可忽略。我国陆区地壳热流平均值约 39.1 mW/m^2 ,青藏高原与东南沿海地区最高;地幔热流平均值约 29.7 mW/m^2 ,其中东部沿海地区、藏滇地热带、环鄂尔多斯盆地区域较高。以上地壳、地幔的高热流区域与我国的主要

地热资源分布区也具有较好的一致性,说明地壳热流、地幔热流作为深部热源,对地热资源的产生均具有一定的控制作用。其中高地壳热流区域与中高温对流型地热资源的分布具有更为明显的一致性。

以上为本文的结论。本次工作尚存在以下问题:①结合地震波反演模型对沉积层的划分仍较为粗略,部分地区对应性较差。②西北、西南等部分地区生热率数据仍较少,影响了研究成果的精确性。③受篇幅的限制,本文未讨论中国陆区岩石圈的三维温度分布。在未来的工作中,我们将以更全面的地质资料为基础,继续增加热流值测点与生热率、热导率样品取样,继续深入开展我国陆区岩石圈热结构及深部地温分布研究。

参考文献略

转自《地球物理学报》,2023,第66卷(12): 5041-5056

多地公布地热核定价格

地热加 报

2024年9月3日,自然资源部、财政部、税务总局联合印发《关于矿业权出让收益征收中矿产品销售收入计算有关问题的通知》(以下简称《通知》),依据《矿业权出让收益征收办法》,对按矿业权出让收益率形式征收矿业权出让收益时的矿产品销售收入计算进行了规范。

《通知》提出,矿产品销售收入是指矿业权人销售矿产品时向购买方收取的全部收入,不包括增值税税款。年度矿产品销售收入是指每年1月1日至12月31日发生的应缴矿业权出让收益的矿产品销售收入,具体按收讫销售款或取得销售款

凭据的时间确定。视同矿产品销售的,按矿产品转移所有权的时间确定。《通知》明确,对于地热、矿泉水等矿种,矿业权人应依据实际采出量和核定价格确定销售收入。矿产品销售收入=实际采出量×核定价格。核定价格由省级自然资源主管部门会同财政、税务部门根据用途、温度(仅地热)等情况确定,不含增值税。矿业权人无法计算实际采出量的,按最大取水量确定采出量。

天津12月3日,天津市规划资源局、市财政局、市税务局联合发布了《关于天津市地热、矿泉水矿产品销售收入计算有关事项的通知》,确定了