

林 舸, 赵崇斌, Hobbs B E 等. 上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式的潜在影响. 地球物理学报, 2008, 51(2): 393 ~ 401
Lin G, Zhao C B, Hobbs B E, et al. Potential effects of upward throughflow on thermal structure models within the continental lithospheric mantle-crust. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(2): 393 ~ 401

上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳 热结构模式的潜在影响

林 舸¹, 赵崇斌^{2,3}, B. E. HOBBS³, 张 露⁴, 周 叶¹

- 1 中国科学院边缘海地质重点实验室, 广州地球化学研究所, 广州 510640
- 2 中南大学计算地球科学研究中心, 长沙 410083
- 3 CSIRO Exploration and Mining, PO Box 1130, Bentley WA 6102, Australia
- 4 中国科学院遥感应用研究所, 遥感信息科学重点实验室, 北京 100101

摘 要 本文以多孔介质中大尺度传热问题为基础, 结合热平衡理论分析与数值计算, 探讨了上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式的潜在影响. 根据大陆岩石圈中孔隙波传热概念模型的初步理论分析结果, 指出了采用理论分析和数值模拟相结合的方法在研究大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式时的重要性. 理论分析方法可用于确定岩石圈尺度范围内大陆岩石圈的厚度和大陆地壳相关的边界条件, 从而为地壳范围内数值模型的建立提供一些重要信息. 数值模拟方法可以用来模拟地壳尺度范围内地壳的详细结构和复杂几何形状. 如果地壳内的热分布是所考虑的主要因素, 采用具有地壳尺度的合理数值模型可以有效减少计算机工作量. 利用理论分析方法求出的岩石圈尺度范围内大陆岩石圈厚度与地幔传导热流之间关系的理论解, 不仅可以用来验证模拟大陆岩石圈内传热问题所采用的数值方法, 而且可以用来初步研究大陆岩石圈内热分布的基本规律, 为研究岩石圈地幔热事件中大陆岩石圈热减薄过程提供相应的边界条件. 本文从理论分析的观点初步探讨了中国大陆不同构造背景下大陆岩石圈的热结构模式, 其结果与从地球物理和地质资料中获得的大陆岩石圈热结构模式十分吻合. 研究结果表明由大陆岩石圈中孔隙波传播所导致的上通流是影响大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式及大陆岩石圈地幔与地壳之间物质和能量交换的可能机制之一.

关键词 热结构, 热传递, 上通流, 岩石圈地幔 - 地壳

文章编号 0001 - 5733(2008)02 - 0393 - 09 **中图分类号** P314, P541 **收稿日期** 2007 - 05 - 19, 2007 - 11 - 06 **收修定稿**

Potential effects of upward throughflow on thermal structure models within the continental lithospheric mantle-crust

LIN Ge¹, ZHAO Chong-Bin^{2,3}, B. E. HOBBS³, ZHANG Lu⁴, ZHOU Ye¹

- 1 Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
- 2 Computational Geosciences Research Centre, Central South University, Changsha 410083, China
- 3 CSIRO Division of Exploration and Mining, P. O. Box 1130, Bentley, WA 6102, Australia
- 4 Key Laboratory of Remote Sensing, Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Abstract Heat transfer problems between the lithospheric mantle and crust are similar to large-scale heat transfer problems in porous media. The main purpose of this paper is to investigate the potential effect of upward

基金项目 国家自然科学基金项目 (NSFC - 40773004), 中国科学院知识创新工程方向性项目 (kzcx2 - yw - 128 - 04) 和中国科学院边缘海地质重点实验室课题 (MSCL04 - 8) 资助.

作者简介 林 舸, 男, 1948 年生, 1970 年毕业于中南大学地质系. 1989 年获博士学位, 研究员, 主要从事大地构造学及其动力学数值模拟研究. E-mail: gelin@gig.ac.cn

throughflow on the thermal structure model within the continental lithospheric mantle-crust. Based on the preliminary theoretical results from the porosity-wave induced heat-transfer and mass-transport model, it is indicated that it is important to use a combination of theoretical and numerical approaches for solving lithospheric mantle-crust heat transfer problems. The theoretical approach is used to determine the thickness and the related boundary conditions of the continental crust at the lithospheric scale, so that some important information can be provided accurately for establishing a numerical model of the crustal scale. On the other hand, the numerical approach can be used to simulate the detailed structures and complicated geometries of the continental crust at the crustal scale. If the thermal distribution in the crust is of the primary interest, the use of a reasonable numerical model at the crustal scale results in a significant reduction in computer efforts. Not only can the analytical solutions for the relationship between the continental lithosphere thickness and the mantle conductive heat flux at the lithospheric scale be useful for validating numerical methods in dealing with lithosphere-scale heat transfer problems, but also they can be used to investigate the fundamental issues related to thermal distributions within the continental lithosphere. Thus, these analytical solutions can provide correct thermal boundary conditions for numerically solving lithosphere thermal-thinning problems associated with mantle thermal events. Good agreement between the thermal structure types obtained from the present analytical solutions and those obtained from the geophysical and geological observations indicates that the generation and propagation of porosity waves are one of the potential mechanisms for material and energy exchange between the continental lithospheric mantle and the crust, which may affect the lithospheric thermal structures significantly.

Key words Thermal structure, Heat transfer, Upward throughflow, Lithospheric mantle and crust

1 引言

近 20 年来,数值模拟方法被越来越多地应用到地质研究领域.通过地质构造变形演化过程的正演模拟,重建岩石圈或一个区域的地质构造演化过程,从而得到深部动力学与浅部构造响应的重要信息,以帮助人们认识与理解地质构造演化过程.在地幔内,数值模拟方法被广泛用来研究地幔对流和传热问题^[1-3];在地壳内,数值模拟实验被用来认识浅部构造对深部地质作用的响应,以及构造-流体-成矿耦合过程问题^[4-15].在数值模拟过程中,当整个壳幔系统同时被模拟时,地幔与地壳厚度的巨大差异构成了一个很大的难题.如果有限元网格设计可以对地幔产生有效解,那它就不能为地壳提供有意义的解,因为网格的尺度太大而不能模拟地壳的详细反应;如果网格设计可用来模拟地壳中的详细现象,那整个计算就难以实现了,因为对地幔部分来说会产生具有大量自由度的网格.

为了解决这一难题,现在一般采用的数值模拟实验是对地壳和地幔分别进行模拟.如果研究的主要对象是地幔,有效网格用来对地幔进行模拟,而地壳可以简单地看作模型的一个顶部边界.如果要研究地壳中的详细现象,则有效网格用来对地壳进行

模拟,壳幔界面(也就是莫霍面)可以作为模拟分析中的一个底部边界.壳幔界面作为地球深部层圈作用的一个开放体系,是岩石圈内物质交换和能量转换的主要场所;是深部地幔物质和热能向地表传输的必经之地;也是地壳浅层构造运动的直接动力之一^[16-23].因此在地壳范围内进行数值模拟实验时,合理确定壳幔界面的边界条件是需要首先解决的一个重要问题.尽管地球科学家已认识到从大陆岩石圈地幔向地壳所进行的质量传输和热传递是制约大地构造演化的重要因素之一,但仍有许多基础科学问题尚未得到解决.例如,假定从大陆岩石圈地幔给出一传导热流,从地幔到地壳所进行的质量传输和热传递的过程和基本机制是什么?如果大陆岩石圈内有上通流存在,它对大陆岩石圈稳定厚度及相关的热结构模式是否有显著影响?与大陆岩石圈内上通流相关的热结构模式能否得到地球物理和地质观测资料的支持?这些基础科学问题的解决,既是数值模拟实验研究的必须,也是认识深部地质作用过程的必要.鉴于大陆岩石圈中孔隙波传热概念模型^[18, 24]已为解决地幔与地壳之间所进行的质量传输和热传递过程及基本机制提供了初步的理论基础,本文的主要目的是从热传递的观点初步探讨上通流对大陆岩石圈地幔-地壳热结构模式的影响.

2 大陆岩石圈地幔与地壳之间物质和能量交换的潜在机制

大陆岩石圈地幔与地壳之间的物质和能量交换,将促使大陆岩石圈中的热结构发生重要变化;而连续的物质和能量交换将导致岩石圈总厚度的变化.为了计算简便,假设地幔中的大部分物质可以看作是黏性物质,而地壳物质可以看作是 porous 介质.为了科学地解答大陆岩石圈地幔与地壳之间的物质和能量交换的机制问题,可利用大陆岩石圈中孔隙波传质传热概念模型^[18, 24].这一思路最初是用来解决大陆岩石圈地幔中岩浆上升以及沉积盆地中孔隙流体上通流的问题^[25~30],该概念模型通过考虑岩浆固化和多孔介质固结过程,把地幔物质和能量传输到地壳中.该概念模型显示,通过大陆岩石圈中孔隙波的产生和传播,不仅可以帮助我们认识和理解大陆岩石圈地幔与地壳物质和能量交换的过程及可能的机制,而且也为认识和理解大陆岩石圈内上通流的存在提供必不可少的理论依据.

2.1 概念模型的地质基础

鄂尔多斯陆块自古太古代 - 古元古代最终形成之后,地质、地球物理证据表明至今还保留了典型的克拉通特征.中新生代发生在华北克拉通的构造 - 岩浆活化事件,只是喜马拉雅期在鄂尔多斯周缘地带形成断陷盆地,但盆地内无大规模的幔源岩浆活动,显示其岩石圈壳幔结构长期稳定,一直没有对流地幔物质对陆壳和地幔岩石圈的注入.地球物理探测表明,该区壳内速度结构呈正梯度,无壳内低速层,壳幔界面(莫霍面)清晰明显,无壳幔过渡带^[18];地壳结构简单,基底结构完整、埋深(沉积厚度)相对较小(约 3~5 km),壳内介质均匀,显示了在挤压条件下,相对均匀沉积,壳内介质未被破坏的稳定古大陆地壳结构^[31].岩石圈厚度大(200 km)^[32],莫霍面呈水平面状展布,具有典型的大陆克拉通岩石圈结构特征^[33].臧绍先^[34]利用了两种 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均大地热流资料,由观测资料和居里面反演得到的 4 种地壳岩石生热率模型,计算了华北岩石圈(105°E~124°E, 30°N~41°N)的热结构.莫霍面的温度大约在 450~750 之间变化,岩石圈底部深度在 60~180 km 变化.通过比较发现,不同模型得到的岩石圈热结构有着共同的特征,即岩石圈底界深度的等值线分布形态及温度随空间的分布形态基本相同,仅数值大小和变化幅度有差别.鄂尔多斯陆块(109°E~112°E)

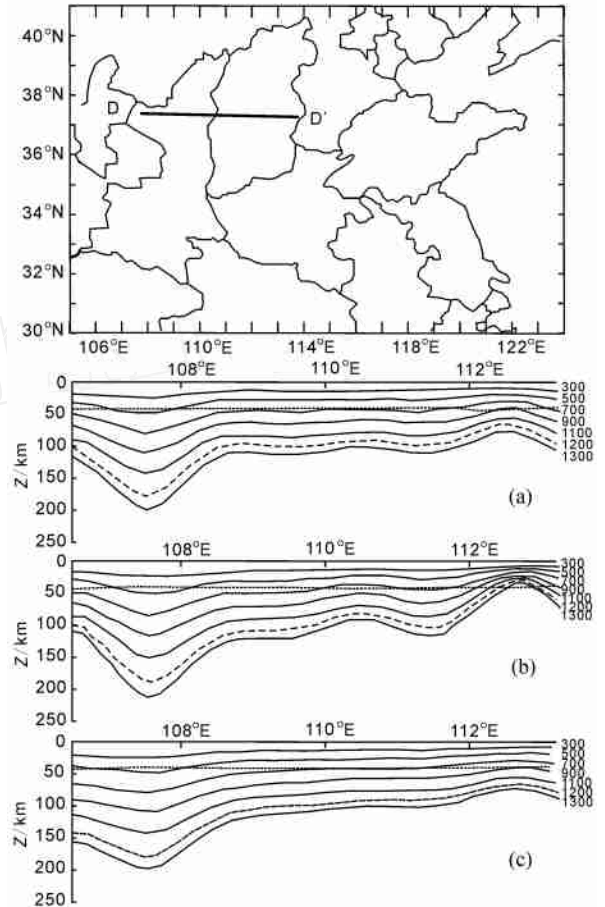


图 1 鄂尔多斯陆块及邻区沿 DD 剖面现代温度随深度分布图^[34](据臧绍先等,2002)

(a) 模型 13; (b) 模型 14; (c) 模型 23. 图中实线为温度(单位为 $^{\circ}\text{C}$) 等值线,虚线为莫霍面深度,点线为岩石圈上底界,点划线为岩石圈下底界.

Fig. 1 Temperature distribution with depth along profile DD in Ordos and its neighbor regions^[34] (modified by Zang et al., 2002) (a) Model 13; (b) Model 14; (c) Model 23. The real line is the isoline of the temperature ($^{\circ}\text{C}$), the dashed line is the depth of Moho, the drop line is the upper bottom of the lithosphere and the dashdotted is the lower bottom of the lithosphere.

E) 莫霍面呈水平面状展布,其温度的分布也呈水平面状展布,即莫霍面的温度分布是等温的.从剖面的温度分布也可以反映这些特点(图 1).这表明大陆岩石圈中孔隙波传质传热概念模型^[18, 24]是具有一定地质基础的:大陆岩石圈在克拉通演化阶段,莫霍面的温度分布是呈水平面状展布,是等温的,只是温度的大小在不同的克拉通区会有变化.按陈国达^[35, 36]的地台活化理论,这一地质基础相当于地台活化前的岩石圈热结构.

如图 2($t = t_0$) 所示,大陆岩石圈是由多孔介质组成的,虽然孔隙度可能很小,整个岩石圈被莫霍面分为地壳和岩石圈地幔.因为地球软流圈上部处于部分熔融状态,岩石圈地幔中的岩浆将可能通过孔

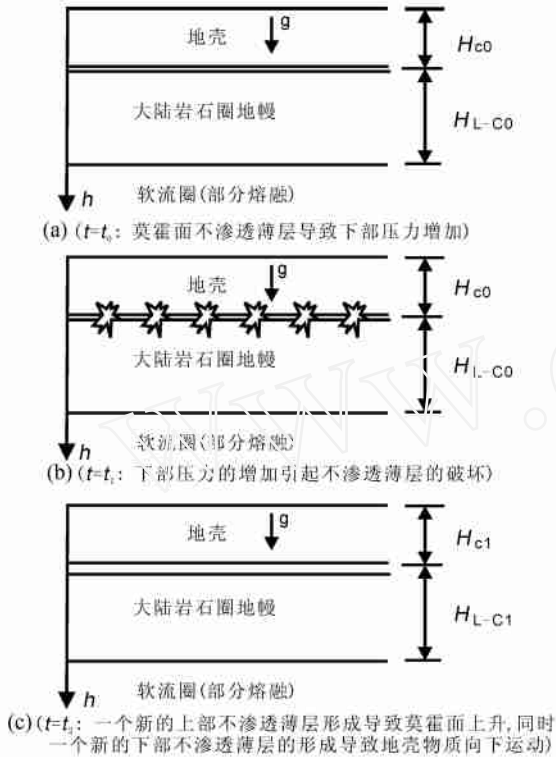


图 2 大陆岩石圈地幔和地壳物质与能量交换过程的孔隙波概念模型略图 (据 Zhao 等^[24], 2005)

Fig. 2 The model sketch of the porosity wave concept of material and energy exchange processes between the continental lithospheric mantle and the continental crust (according to Zhao et al.^[24], 2005)

隙波的产生和传播来进行传输^[25~27]. 最近的研究证明如果岩石圈地幔中有水存在的话, 上涌岩浆的固化温度将显著降低^[37]. 这就是说通过岩石圈地幔中孔隙波的产生和传播, 上流岩浆可以被传输到莫霍面附近, 岩石圈地幔中的多孔物质就会被上流岩浆填满. 另一方面, 在局部温度和压力条件下, 地壳中的多孔物质被孔隙流体 (气体或液体) 充填. 在一定的温压条件下, 上流岩浆将固化, 从而形成一个具有相对不渗透的薄层. 如果上流岩浆的固化温度与莫霍面的温度相符, 表明莫霍面可以假定为上流岩浆的固化面. 如果上流岩浆的固化温度大于莫霍面的温度, 表明由上流岩浆的固化面所形成的相对不渗透薄层位于莫霍面之下. 在这种情况下, 根据孔隙波传质传热概念模型^[24], 由上流岩浆的固化面所形成的相对不渗透薄层, 通过孔隙波在一定时间的传播之后将与莫霍面重合. 因此, 从理论上可以假定莫霍面为相对不渗透薄层. 设大陆地壳的初始厚度是 H_{c0} , 而大陆岩石圈的厚度是 H_{L0} , 因此岩石圈地幔的初始厚度是 H_{L-C0} .

2.2 大陆岩石圈地幔与地壳物质和能量交换的可能过程

在初始阶段 ($t = t_0$) (图 2), 由于地幔对流或壳幔交互作用, 大陆岩石圈底部温度或压力的任何扰动都可能导致岩浆从软流圈上升到岩石圈地幔. 上升的岩浆通过孔隙波的产生和传播流向莫霍面^[24~26]. 因为莫霍面被假定为相对不渗透薄层, 上升的岩浆在莫霍面下面聚集, 直到由岩浆聚集引起逐渐增加的岩浆压力超过薄层材料流变强度为止. 通常由岩浆聚集引起的逐渐增加的岩浆压力在靠近莫霍面附近的孔隙波产生过程中起到两种重要作用. 第一, 逐渐增加的岩浆压力会导致孔隙膨胀 (或者产生原来不存在的孔隙), 所以莫霍面下面的孔隙度是增加的. 第二, 逐渐增加的岩浆压力会导致不渗透薄层的破坏, 因为由于薄层位于较高温区域, 所以不渗透薄层材料的流变强度相对较低. 一旦岩浆压力超过了不渗透薄层材料的流变强度, 积聚的岩浆就会穿透不渗透薄层而喷出, 这是莫霍面附近孔隙波产生的第一个阶段 ($t = t_1$). 喷出的岩浆在由于热量损失而固化前会穿过一段距离, 这是由初始阶段岩浆聚集而引起的局部附加压力梯度造成的. 向上喷出的岩浆的固化就在初始莫霍面的上部产生了一个新的弱 (或不) 渗透薄层. 这一结果与初始莫霍面向上运动一致. 同样, 岩浆固化过程中释放出来的挥发物可以向上传播穿过地壳, 其动力学机制与孔隙流体以孔隙波形式向上传播穿过沉积盆地的机制相同^[27~30]. 这表明地幔的挥发性物质也能够通过孔隙波输送到上地壳中去. 同时, 位于弱 (或不) 渗透薄层物质下面的膨胀孔隙会在局部压力减小的情况下合并关闭. 其结果是, 初始莫霍面下面也会产生一个新的弱 (或不) 渗透薄层. 这一结果与初始地壳物质的向下运动一致. 新的上部和下部弱 (或不) 渗透薄层的产生, 标志着孔隙波的传播. 这是莫霍面附近孔隙波产生和传播的第二阶段 ($t = t_2$). 不断重复这种变化过程, 新的上部弱 (或不) 渗透薄层的形成导致了莫霍面的进一步上升. 而新的下部弱 (或不) 渗透薄层的形成导致了更多的地壳物质向下运动. 这意味着随着孔隙波的向上传播, 地幔物质以岩浆或挥发性流体的形式在大陆岩石圈中向上运动, 而地壳物质在岩石圈中向下运动. 这表明, 通过大陆岩石圈中孔隙波的产生和传播, 可以导致地幔物质和热量传输到上地壳中去.

随着向下运动的地壳物质逐渐代替了初始岩石圈地幔物质, 被取代的岩石圈地幔物质会导致剩余

的地幔物质向下运动, 这样, 岩石圈底部的一些地幔物质就会发生熔融, 大陆岩石圈总厚度减少. 另一方面, 莫霍面的向上运动能够导致大陆地壳的减薄. 很明显, 由于孔隙波造成的向上运动的物质和热流, 引起大陆岩石圈中的热结构发生调整, 这是大陆岩石圈减薄的一个重要机制. 为了探讨这一机制所导致的上通流对大陆岩石圈中热结构模式的可能影响, 我们已在岩石圈尺度范围内通过数学运算推导出了与上通流有关的传热问题的理论解^[24].

3 大陆岩石圈地幔 - 地壳热传递概念模型的理论解

在岩石圈尺度范围内, 这个问题可以看作是垂直方向的一维热传递问题, 从而可得到相应的理论解^[24]. 如果大陆岩石圈处于稳定状态, 岩石圈内的热传递就会达到一种热平衡状态, 这是一种类似的稳定状态. 如果考虑到岩石圈中与温度相关的孔隙流体密度以及上通流(它们可以代表从岩石圈地幔到上地壳的质量流量), 大陆岩石圈内稳态传热的控制方程可以表示为如下的形式:

$$\frac{d}{dy} (v_f c_{pf} T) - \frac{d}{dy} \left(\frac{d}{dy} T \right) = 0, \quad (1)$$

其中, ρ_f 是孔隙流体的密度, c_{pf} 是孔隙流体的比热, v 是岩石圈中上通流的速率, T 是岩石圈物质的温度, κ 是岩石圈物质的热传导系数.

运用地表边界条件(当 $y = H_{\text{lithosphere}}$ 时, $T = T_0$) 来求出如下岩石圈厚度的表达式:

$$H_{\text{lithosphere}} = - \frac{1}{a} \ln \left[\frac{1}{C^2} \left(\frac{a}{T_0 - T_{\text{particular}}} - b \right) \right]. \quad (2)$$

因为 $T_{\text{particular}}$ 是孔隙流体速率和地幔传导热流($q_{\text{conductive}}$) 的函数, 方程式(2)表示出了在一个特定热事件中, 岩石圈内部大陆岩石圈厚度与地幔传导热流之间的关系. 由于考虑到了与温度有关的孔隙流体密度, 研究的岩石圈被称为一个有可变密度的孔隙流体存在的热传导 - 平流岩石圈^[24].

在大陆岩石圈中没有上通流存在的情况下($v = 0$), 对于某一特殊热事件而言, 岩石圈厚度与岩石圈中地幔传导热流之间的关系可以表示为:

$$H_{\text{lithosphere}} = \frac{\kappa (T_{\text{bottom}} - T_0)}{q_{\text{conductive}}}. \quad (3)$$

因为在这种情况下热传导是热传递的惟一机制, 这里提到的岩石圈被称为热传导岩石圈. 这种情况下温度分布的相应理论解为:

$$T = T_{\text{bottom}} - \frac{q_{\text{conductive}}}{\kappa} y. \quad (4)$$

另一个特殊情况就是岩石圈中孔隙流体的密度是常数. 因此, 在这种情况下所提到的岩石圈就被称为一个有常密度孔隙流体存在的热传导 - 平流岩石圈. 此时温度分布的理论解可以表示为^[24]:

$$\tilde{T} = - \frac{q_{\text{conductive}} D}{v \kappa} e^{\frac{\kappa}{v} y} + \frac{q_{\text{conductive}} D}{v \kappa} + T_{\text{bottom}}, \quad (5)$$

此时相应的岩石圈厚度为:

$$\tilde{H}_{\text{lithosphere}} = \frac{D}{v} \ln \left[\frac{v \kappa}{q_{\text{conductive}} D} (T_{\text{bottom}} - T_0) + 1 \right]. \quad (6)$$

这些理论解可在岩石圈大尺度范围内解释一些岩石圈内的传热问题, 但是在求解的过程中, 为了避免数学上的困难, 没有考虑岩石圈的不均匀性和二维状态. 若考虑岩石圈的不均匀性和二维状态, 就必须用数值模拟方法来求出其数值解.

对于二维与温度相关的孔隙流体大尺度传热问题, 上一部分中方程式(1)可以扩展成如下形式:

$$\frac{\partial}{\partial x} (u_f c_{pf} T) + \frac{\partial}{\partial y} (v_f c_{pf} T) - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right] = 0, \quad (7)$$

其中, ρ_f 是孔隙流体的密度, c_{pf} 是孔隙流体的比热, u 是岩石圈中的水平孔隙流体速率.

尽管方程式(7)具有强非线性, 仍可用有限差分或有限元方法^[38]来求出上述方程的数值解.

4 上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式的潜在影响

热传递概念模型的理论解是一种很有用的工具. 对于一个给出的问题, 可以用它来解释在特定条件下所考察体系的一些基本规律. 而且, 在数值方法的计算和验证中, 理论解是常用的, 甚至在一些情况下是惟一的度量标准^[39]. 因此, 在科学计算中, 对于建模和模拟正确性和可信性标准的建立, 不同种标准问题的理论解经常起到重要的作用. 在本次研究中, 如果大陆岩石圈底部的地幔传导热流已经给出, 得出的理论解可以用来确定大陆岩石圈的厚度; 另外, 在地壳底部, 如果大陆岩石圈厚度已知, 得出的理论解还可以用来确定热边界条件. 而热边界条件对于地壳尺度数值模型的建立至关重要.

4.1 大陆岩石圈中热结构的几种可能理论模式

为了建立一个具有一个岩石圈尺度的数值模型, 我们需要确定模型的厚度以及相应的热边界条件. 这

些问题可以通过下面的两种方式来解决. 第一: 根据已知地质资料给出模型底部的热边界条件, 可以通过已得出的理论解来确定模型的厚(深)度. 第二: 根据已知地质资料可以先确定模型的厚(深)度, 这样模型底部的热边界条件可以通过理论解求出. 为此, 我们采用已知的大陆岩石圈的一些基本参数如下: 孔隙流体: 参考密度是 1000 kg/m^3 ; 体积热膨胀系数是 $2.07 \times 10^{-4} (1/^\circ\text{C})$; 比热 $4000 \text{ J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$. 岩石圈物质: 热传导系数是 $2.25 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$; 比热是 $815 \text{ J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$; 岩石圈顶部和底部的温度分别是 25°C 和 1225°C . 这样就可得到大陆岩石圈厚度和地幔传导热流之间的关系理论曲线(图 3), 即在大陆岩石圈中, 当孔隙流体密度为常数, 根据四种不同的上通流速率所确定的大陆岩石圈厚度与地幔传导热流之间的关系. 需要指出的是, 当 $v = 0$ 时的曲线代表仅有热传导存在的岩石圈的结果. 相应地, $v = 2 \times 10^{-12} \text{ m/s}$, $v = 2 \times 10^{-11} \text{ m/s}$, $v = 2 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 代表热传导 - 平流岩石圈的结果. 因为孔隙流体密度是常数, 岩石圈是无条件的热动力稳定的^[24]. 从热力学的观点来看, 这意味着对于任何给出的地幔传导热流

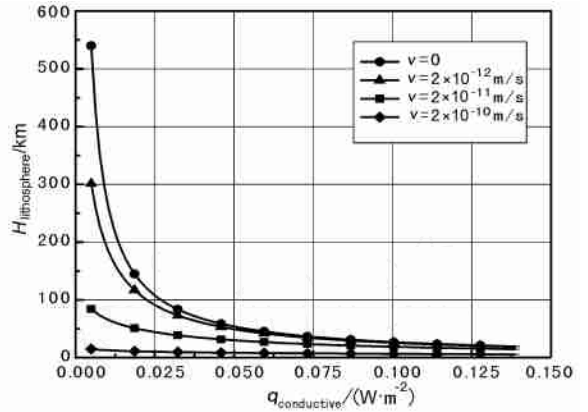


图 3 孔隙流体速率对大陆岩石圈厚度的影响
Fig. 3 Effect of pore-fluid velocity on the thickness of the continental lithosphere

和上通流速率, 都可以得到岩石圈的稳定状态. 很明显, 随着上通流速率的增加, 岩石圈厚度明显减少, 表明上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式有着重要影响. 因为上通流速率和地幔传导热流可以通过地表地质测量和观察得出来, 岩石圈厚度可以通过图中的曲线直接确定.

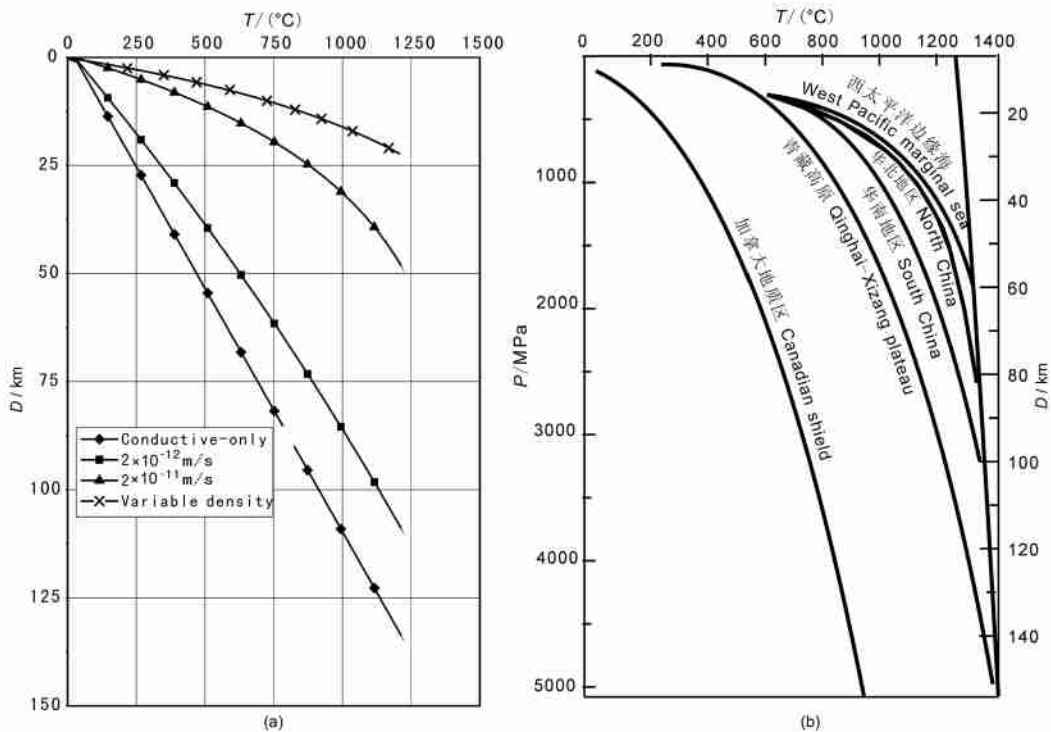


图 4 不同类型岩石圈相关的温度分布

(a) 不同类型岩石圈有关的温度分布(据理论计算);

(b) 不同构造单元随深度变化的温度压力曲线(据地球物理实测资料计算).

Fig. 4 Temperature distribution due to different lithospheres

(a) Temperature distribution due to different lithospheres (according to theoretical approach); (b) The temperature and pressure curves as the function of lithospheric depth in different tectonic units (according to the data of geophysics).

为了进一步探讨上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式的影响,图 4a 给出了在地幔传导热流为 0.02 W/m^2 时具有三种不同热结构模式的岩石圈中的温度分布. 这三种可能具有不同热结构模式的岩石圈包括: (1) 仅热传导岩石圈; (2) 常孔隙流体密度的热传导 - 平流岩石圈 (如 $v = 2 \times 10^{-12} \text{ m/s}$ 和 $v = 2 \times 10^{-11} \text{ m/s}$); (3) 变孔隙流体密度 (如随温度变化) 热传导 - 平流岩石圈. 这些理论结果初步表明: 根据大陆岩石圈中上通流的强度, 大陆岩石圈可能具有三种不同热结构的理论模式. 同时, 相关的理论解还表明: 大陆岩石圈中的上通流可以有效地减少大陆岩石圈的厚度. 这一认识可能具有一些值得考虑的地质意义. 一般地说, 对于一个已知地质热事件, 从热力学平衡的观点来看, 具有较强上通流的大陆岩石圈可与地温梯度较大的上地壳相对应, 而仅有热传导的大陆岩石圈仅与地温梯度最小的上地壳相对应. 值得指出的是, 诸如大陆岩石圈岩石流变特性和化学组成等其他因素也可能会对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构理论模式有一定的影响, 这些因素需要在今后进一步完善大陆岩石圈中孔隙波传质传热概念模型时予以考虑.

4.2 大陆岩石圈热结构理论模式与实际资料的对比

根据华北幔源或壳源岩石包体资料, 可以对其深部的温压状态进行估计^[40~43]. 在华北或华南地区, $70 \sim 80 \text{ km}$ 深度的上地幔温度可以达到 $1300 \sim 1400$, 而边缘海地区同一深度的温度还要高些. 图 4b 为根据包体岩石学地温计及有关资料得到的东亚及西太平洋边缘海各构造单元的温度压力随深度变化的曲线^[44]. 西太平洋边缘海的地幔岩石的熔融点深度为 60 km , 华北地区为 80 km , 华南为 $80 \sim 100 \text{ km}$. 这与由岩石包体得到的熔融点深度和用面波层析成像得到的低速层 (软流圈) 顶界面埋深十分吻合. 图中还列出了有巨厚地幔根的加拿大地盾的温压曲线, 它的熔融点可一直延伸到 300 km 深度 (图 4b)^[45].

由本文理论和数值分析获得不同上通流条件下的大陆岩石圈不同热结构模式 (图 4a) 与依据地球物理、地质资料获得的大陆岩石圈热结构模式 (图 4b) 十分吻合: 在地幔传导热流为 0.02 W/m^2 时, 仅有热传导的岩石圈热结构模式与加拿大地盾的热结构模式非常吻合; 常孔隙流体密度的热传导 - 平流岩石圈分别对应青藏高原 (如 $v = 2 \times 10^{-12} \text{ m/s}$) 和华北、华南 ($v = 2 \times 10^{-11} \text{ m/s}$) 的岩石圈热结构模式; 变

孔隙流体密度 (如随温度变化) 热传导 - 平流的岩石圈热结构模式与西太平洋边缘海的岩石圈热结构模式相似. 影响青藏高原和华北、华南的岩石圈热结构模式的主要因素是上通流的差异. 这与实际地质资料相吻合: 青藏高原主要由印度板块与欧亚板块碰撞汇聚引起岩石圈的增厚, 地壳温度较高, 在 15 km 深度处可达 550 , 但地幔温度并不很高, 在 70 km 深度处 (上地幔顶部) 为 $900 \sim 1050$ ^[44]. 华北、华南则主要是由于软流圈上涌 (地幔热物质上升) 引起岩石圈的拉张减薄, 在 $70 \sim 80 \text{ km}$ 深度的上地幔温度可以达到 $1300 \sim 1400$; 而边缘海地区同一深度的温度还要高些^[44]. 图 4 的有关比较同时也表明: 不同构造背景下岩石圈的热结构模式是可以理论分析和数值分析来表达的.

5 结论与讨论

大陆岩石圈地幔 - 地壳的热传递问题与多孔介质中大尺度的传热问题相似. 本文根据大陆岩石圈中孔隙波传质传热概念模型的初步理论分析结果, 探讨了上通流对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式的潜在影响. 提出了三种不同的岩石圈模型, 即仅热传导岩石圈、常孔隙流体密度的热传导 - 平流岩石圈以及变孔隙流体密度 (如随温度变化) 热传导 - 平流岩石圈. 并指出了采用理论分析和数值模拟相结合的方法在研究大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式时的重要性. 由于理论解能够用来确定岩石圈的热边界条件, 从而对深入研究地壳或盆地内矿床的形成和矿化动力学机制的数值模拟提供了必要的前提条件. 从矿床形成和矿化的观点来看, 具有较强上通流的大陆岩石圈是有利于成矿的最佳岩石圈. 其原因是该上通流不仅可把深部矿物携带到上地壳, 而且可导致岩石圈厚度减薄. 因此, 其相应的近地表部位温度相对较高, 在那里容易产生较强的矿化作用. 同时, 初步的理论分析也已经证明, 岩石圈中的上通流 (即地幔物质流) 对大陆岩石圈地幔 - 地壳热结构模式有着重要影响.

虽然本文讨论的是一个简单的概念模型, 但从理论和数值分析所得到的不同上通流条件下的大陆岩石圈不同热结构模式, 与依据地球物理、地质资料获得的大陆岩石圈热结构模式十分吻合, 表明本文理论模型得到了地质与地球物理观测资料的支持, 从而初步证实了岩石圈中孔隙波的产生和传播是影响大陆岩石圈热结构模式及大陆岩石圈地幔与地壳

之间物质和能量交换的一种可能机制. 然而, 大陆岩石圈地幔与地壳之间物质和能量交换过程与机制研究是一个复杂的、多学科交叉的科学问题. 这一问题的完满解决需要地质学家、地球物理学家、地球化学家、数学家及计算科学家、计算机专家共同努力. 本文讨论的岩石圈中孔隙波的产生和传播理论, 也许是我们更深层次认识岩石圈动力学的有效途径之一.

致谢 感谢两位匿名评审人的宝贵意见.

参考文献 (References)

- [1] Richter F M. Convection and large-scale circulation of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 1973, **78**: 8735 ~ 8745
- [2] Buck W R, Parmentier E M. Convection between young oceanic lithosphere: Implication for thermal structure and gravity. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**: 1961 ~ 1974
- [3] Doin M P, Fleitout L, Christensen U. Mantle convection and stability of depleted and undepleted continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 2771 ~ 2787
- [4] Yeh G T, Tripathi V S. A critical evaluation of recent developments in hydro geochemical transport models of reactive multichemical components. *Water Resources Research*, 1989, **25**: 93 ~ 108
- [5] Phillips O M. Flow and Reactions in Permeable Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 1991
- [6] Nield D A, Bejan A. Convection in Porous Media. New York: Springer, 1992
- [7] Raffensperger J P, Garven G. The formation of unconformity - uranium ore deposits: 1. Coupled groundwater flow and heat transport modelling. *Am. J. Sci.*, 1995, **295**: 581 ~ 636
- [8] Raffensperger J P, Garven G. The formation of unconformity - uranium ore deposits: 2. Coupled hydrochemical modelling. *Am. J. Sci.*, 1995, **295**: 639 ~ 696
- [9] Zhao C, Hobbs B E, Mühlhaus H B, et al. Numerical modelling of double diffusion driven reactive flow transport in deformable fluid-saturated porous media with particular consideration of temperature - dependent chemical reaction rates. *International Journal for Computer Aided Engineering and Software: Engineering Computations*, 2000, **17**: 367 ~ 385
- [10] Zhao C, Hobbs B E, Mühlhaus H B, et al. Finite element modelling of three-dimensional convection problems in fluid-saturated porous media heated from below. *Communications in Numerical Methods in Engineering*, 2001, **17**: 101 ~ 114
- [11] Zhao C, Lin G, Hobbs B E, et al. Finite element modelling of reactive fluids mixing and mineralization in pore-fluid saturated hydrothermal/sedimentary basins. *International Journal for Computer Aided Engineering and Software: Engineering Computations*, 2002, **19**: 364 ~ 387
- [12] Zhao C, Hobbs B E, Mühlhaus H B, et al. Convective instability of three-dimensional fluid-saturated geological fault zones heated from below. *Geophysical Journal International*, 2003, **155**: 213 ~ 220
- [13] Zhang Y, Lin G, Roberts P A, Ord A. Numerical modelling of deformation and fluid flow in the Shui-Kou-Shan mineralisation district, Hunan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 2007, **31**: 261 ~ 278
- [14] 林 舸, Zhao C, 王岳军, Hobbs B E. 含矿流体混合反应与成矿作用的动力平衡模拟研究. *岩石学报*, 2003, **19**(2): 275 ~ 282
Lin G, Zhao C, Wang Y J, Hobbs B E. The numerical modelling of the reactive fluids mixing and the dynamic equilibrium of mineralization. *Acta Petrologica Sinica (in Chinese)*, 2003, **19**(2): 275 ~ 282
- [15] Lin G, Zhou Y, Wei X, Zhao C. Structural controls on fluid flow and related mineralization in the Xiangshan Uranium deposit, Southern China. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, **89**(1-3): 231 ~ 234
- [16] Deng W M, Zhong D L. Crust-mantle transition zone and geological evolution significance in the lithosphere. *Chinese Science Bulletin*, 1997, **42**: 2474 ~ 2482
- [17] Lin G, Fan W M. The crust mantle transition zone and its geological processes. In: Zhonghe P, et al. eds. *Advances in Solid Earth Sciences*. Beijing: Science Press, 1996. 50 ~ 54
- [18] Lin G, Wang Y H. The P-wave velocity structure of the crust-mantle transition zone in the continent of China. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2005, **2**(3): 268 ~ 276
- [19] 林 舸, 范蔚茗, 郭 锋, 王岳军. 壳 - 幔过渡层特征与大地构造演化. *大地构造与成矿学*, 1998, **22**: 11 ~ 18
Lin G, Fan W M, Guo F, Wang Y J. The crust/mantle transition layer and tectonic evolution. *Geotectonica et Metallogenia*, 1998, **22**: 11 ~ 18
- [20] Zhang Z J, Badal J, Li Y K, et al. Crust-upper mantle seismic velocity structure across Southeastern China. *Tectonophysics*, 2005, **395**: 137 ~ 157
- [21] Zhang Z J, Klemperer S. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, doi: 10.1029/2004JB003139
- [22] Zhang Z J, Bai Z M, Wang C Y, et al. The crustal structure under Sanjiang and its dynamic implications: Revealed by seismic reflection/refraction profile between Zhefang and Binchuan, Yunnan. *Science in China (Ser. D) - Earth Sciences*, 2005, **48**(9): 1329 ~ 1336
- [23] Zhang Z J, Bai Z M, Wang C Y, et al. Crustal structure of Gondwanan and Yangtze-typed blocks: An example by wide-angle seismic profile from Menglian to Malong in western Yunnan. *Science in China (Ser. D) - Earth Sciences*, 2005, **48**(11): 1828 ~ 1836
- [24] Zhao C, Hobbs B E, Ord A, et al. Theoretical and numerical analysis of large-scale heat transfer problems with temperature-dependent pore-fluid densities. *International Journal for Computer Aided Engineering and Software: Engineering Computations*, 2005, **22**: 232 ~ 252
- [25] Richter F M, McKenzie D. Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix. *Journal of Geology*, 1984, **92**: 729 ~ 740
- [26] McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, 1984, **25**: 713 ~ 765

- [27] McKenzie D. The compaction of igneous and sedimentary rocks. *Journal of the Geological Society*, 1987, **144**: 299 ~ 307
- [28] Barcion V, Richter F M. Nonlinear waves in compacting media. *J. Fluid Mech.*, 1986, **164**: 429 ~ 448
- [29] Connolly J A D, Poldladchikov Y Y. Compaction-driven fluid flow in viscoelastic rock. *Geodinamica Acta*, 1998, **11**: 55 ~ 84
- [30] Connolly J A D, Poldladchikov Y Y. Temperature-dependent viscoelastic compaction and compartmentalization in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 2000, **324**: 137 ~ 168
- [31] 嘉世旭, 张先康. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. *地球物理学报*, 2005, **48**(3): 611 ~ 620
Jia S X, Zhang X K. Crustal structure and comparison of different tectonic blocks in North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(3): 611 ~ 620
- [32] 马杏垣, 刘昌铨, 刘国栋. 江苏响水至内蒙古满都拉地学断面. 北京: 地质出版社, 1991
Ma X Y, Liu C Q, Liu G D. The Geoscience Transect from Xiangshui, Jiangsu Province to Mandal, Inner Manggola (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1991
- [33] 邱瑞照, 邓晋福, 周 肃等. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据. *中国科学(D 辑)* 2004, **34**(8): 698 ~ 711
Qiu R Z, Deng J F, Zhou S, et al. The types of lithosphere in North China: the proof from geology and geophysics. *Science in China (Series D)*, 2004, **34**(8): 698 ~ 711
- [34] 臧绍先, 刘永刚, 宁杰远. 华北地区岩石圈热结构的研究. *地球物理学报*, 2002, **45**(1): 56 ~ 66
Zang S X, Liu Y G, Ning J Y. Thermal structure of the lithosphere in north China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(1): 56 ~ 66
- [35] 陈国达. 中国地台活化实例并着重讨论华夏大陆问题. *地质学报*, 1956, **36**(3): 239 ~ 272
Chen G D. Examples of "activated region" in the Chinese platform with special reference to the "Cathaysia" problem. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 1956, **36**(3): 239 ~ 272
- [36] 陈国达. 地洼学说—活化构造及成矿理论体系概论. 长沙: 中南工业大学出版社, 1996. 1 ~ 455
Chen G D. Diwa Theory-Activated Tectonics and Metallogeny. Changsha: Central South University of Technology Press, 1996. 1 ~ 455
- [37] Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits*. New York: John Wiley & Sons, 1997
- [38] Zienkiewicz O C. *The Finite Element Method*. London: McGraw-Hill, 1977
- [39] Zhao C, Steven G P. Analytical solutions for transient diffusion problems in infinite medium. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 1996, **129**: 29 ~ 42
- [40] Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the north China Craton. In: Flower M F J, et al. eds. *AGU Geodynamics Series: Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union, 1998, **27**: 155 ~ 166
- [41] Smith A D. The geodynamic significance of the DUPAL anomaly in Asia. In: Flower M F J, et al. eds. *AGU Geodynamics Series: Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union, 1998, **27**: 89 ~ 106
- [42] Xu X, O'Reilly S Y, Griffin W L. The nature of the Cenozoic lithosphere at Nushan, eastern China. In: Flower M F J, et al. eds. *AGU Geodynamics Series: Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union, 1998, **27**: 167 ~ 196
- [43] Hacker B R, Gros E, Bacher L R. Hot and dry crustal xenoliths from Tibet. *Science*, 2000, **287**: 2463 ~ 2466
- [44] 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林等. 东亚及西太平洋边缘海高分辨率面波层析成像. *地球物理学报*, 2002, **45**(5): 646 ~ 664
Zhu J S, Cao J M, Cai X L, et al. High resolution surface wave tomograph in East Asia and west Pacific marginal seas. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(1): 646 ~ 664
- [45] Jaupart C, Mareschal J C. The thermal structure and thickness of continental roots. In: Van Der Hilst R D, McDonough W F, eds. *Composition, Deep Structure and Evolution of Continents*. Amsterdam, Elsevier Press, 1999. 93 ~ 144

(本文编辑 胡素芳)