

doi:10.3799/dqkx.2012.S1.021

华北克拉通燕山期岩浆活动的数值模拟

乔彦超¹, 刘翠^{2,3}, 赵桂萍¹, 石耀霖^{1*}

1. 中国科学院研究生院计算地球动力学实验室, 北京 100049
2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083
3. 中国地质大学岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室, 北京 100083

摘要: 为了定量给出华北克拉通燕山期岩浆活动的规模, 在合理构建华北燕山期地质—物理模型的基础上, 利用有限元方法, 在忽略玄武岩浆内对流只考虑热传导的假定下, 反演了该区燕山期形成花岗岩所需要的侵入玄武岩浆的量。通过计算表明: (1) 在压力 1 GPa、地幔的玄武岩浆底侵作用于下地壳英云闪长岩围岩的情况下, 英云闪长岩围岩的纯熔融量与底侵玄武岩纯结晶总量的比值约为 0.161; 假设仅有 25% 的熔浆可分离出来, 则分离出的熔浆与玄武岩结晶总量比约为 0.040 25。(2) 数值模拟得到最后发生相变的整体区域为 -50.285 ~ -36.867 km, 与前人研究得到的现今下地壳下部和壳幔过渡带 33~40 m 和 40~50 km 接近, 表明此数值模拟方法具有可行性。

关键词: 华北; 燕山期; 相变; 热传导; 岩浆活动; 地球物理; 岩石圈。

中图分类号: P314.2

文章编号: 1000-2383(2012)S1-0203-10

收稿日期: 2011-10-19

Numerical Simulation of the Magmatism of North China Craton during Yanshanian

QIAO Yan-chao¹, LIU Cui^{2,3}, ZHAO Gui-ping¹, SHI Yao-lin^{1*}

1. Laboratory of Computational Geodynamics, Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
3. Key Laboratory of Lithosphere Tectonics and Lithoprobng Technology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

Abstract: After thinning of the North China craton, the magmatism was widely distributed, and, the mantle mafic basalt intruded and reconstructed the wall rock, which formed large scale granite. This paper establishes a proper geophysics model and use the finite element method to numerically simulates the the mantle mafic basalt underplating. If we ignore the convection inside the basalt and only consider the conduction, we inversion calculate the formation of granite required how much intrusion of basaltic magma. The results indicate: (1) under 1 GPa condition, the pure melting volume of tonalite rock and pure crystallization volume of underplating basalt ratio is about 0.161; on the assumption that only 25% magma can dissociate, the total ratio of separated out of basalt lava is about 0.040 25. (2) The numerical results demonstrate the phase transition zone is from -50.285 to -36.867 km to the end. It is close to the results that the present crust and crust-mantle transition zone is about 33-40 and 40-50 km, which is obtained by previous researchers. Hence our conclusion has been verified by petrology.

Key words: North China; Yanshanian; phase change; heat conduction; magmatism; geophysics; lithosphere.

克拉通是地球表面上、大陆岩石圈内长期相对稳定的构造单元(Carlson *et al.*, 2005). 对其形成、演化和破坏的研究是认识演化中地球及其动力系统的

的有效途径(King, 2005), 尤其对我们了解板块内部的运动有很大帮助. 而大陆岩石圈的演化是继海底扩张、板块俯冲之后地球科学领域研究的另一热

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 90814014); 国土资源部深部探测技术与实验研究专项(No. Sinoprobe-07); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(No. kzcx2yw123).

作者简介: 乔彦超(1985-), 男, 博士在读, 固体地球物理, 从事华北克拉通岩石圈破坏的数值模拟. E-mail: oliver.qiao@gmail.com

* **通讯作者:** 石耀霖, shiyl@gucas.ac.cn

点,我国的华北克拉通形成于约 1.85 Ga 的新太古代—古元古代(高山等, 2005; 邓晋福等, 2006), 根据地球化学、地球物理等观测资料, 发现从中生代以后, 华北克拉通的稳定性被破坏、岩石圈发生了百余公里的减薄(鄂莫岚和赵大升, 1987; Fan and Hooper, 1989; 范蔚茗和 Menzies, 1992; Deng *et al.*, 1998; Menzies and Xu, 1998; 郑建平, 1999), 因此我国华北克拉通成为了研究大陆岩石圈运动的最佳场所。

1 岩浆活动

由 Bird(1978, 1979)提出的拆沉作用概念被广泛用来解释软流圈、岩石圈地幔和地壳三者之间的物质交换, 以及大陆岩石圈内大规模岩浆作用等现象(高山和金振民, 1997). 对于华北克拉通岩石圈的减薄方式, 很多学者认为主要方式为拆沉作用(邓晋福等, 1994; Gao *et al.*, 1998; 吴福元等, 2000; Wu *et al.*, 2002; Zheng *et al.*, 2003; Deng *et al.*, 2004; Gao *et al.*, 2004). 与岩石圈减薄过程相伴的是软流圈的上涌和岩石圈热结构的改变, 因此岩浆作用中地幔组分的参与应是克拉通破坏过程中非常重要的因素(吴福元等, 2007, 2008; 徐义刚等, 2009). 自侏罗纪以来, 华北克拉通被“活化”并伴随有强烈而广泛的燕山期岩浆活动(200~110 Ma)(吴福元等, 2000; 周新华等, 2002; Wilde *et al.*, 2003). 程裕淇(1994)研究发现, 广泛分布的中生代火成岩在空间上形成了 NEE 向的吉辽鲁东岩带、燕辽岩带、太行山岩带、鲁淮岩带和 NWW 向的豫陕岩带以及华北陆块北缘西段岩带等. 根据各省区地质图上的出露面积统计(邱瑞照等, 2004), 燕山期以胶东台隆的花岗岩出露面积最大(33%), 其次在燕山、鲁西地区约占 16%, 豫西占 12.4%, 表面燕山期的岩浆活动形成了大面积的花岗岩。

前人对花岗岩的形成有不同的看法. Fyfe and Leonardos(1973)首次提出玄武质岩浆的“underplating”, 使下地壳熔融形成花岗岩. 从对流地幔中分离出来的玄武质岩浆底侵下地壳是对陆壳加热诱发局部熔融的最好机制. Petford(2001)等研究了玄武质岩浆的周期性底侵导致镁铁质(角闪岩质)下地壳部分熔融而形成花岗质岩石的作用机制, 讨论了岩浆底侵作用在花岗质岩石形成过程中的作用. 吴福元(1998)和吴福元等(1999)根据 Sr-Nd 同位素特征, 将我国东北地区大面积分布的古生代和中生

代花岗岩解释为幔源岩浆底侵的产物, 认为大量幔源岩浆底侵于地壳底部, 并促使上覆的地壳发生部分熔融形成花岗质岩浆, 通过多次注入形成大面积的花岗岩。

樊祺诚和刘若新(1996)和樊祺诚等(1998, 2001)根据汉诺坝火山岩中深源岩石捕虏体的地球化学分析研究, 发现了基性和超基性镁铁质岩可以作为幔源玄武质岩浆底侵下地壳而形成现今的壳幔边界的证据. 邵济安等(2007)通过辽西和内蒙东部的安山岩锆石地球化学分析认为, 晚中生代软流圈玄武质岩浆底辟上涌改造了之前的下地壳, 形成现今中性安山岩和闪长岩. 据此, 本文计算的初始条件为华北克拉通从(约 470 Ma)具有大约 200 km 厚的岩石圈减薄到燕山期厚约 80 km 的岩石圈. 由于软流圈物质上涌、温度线升高、抬升减压以及“湿”的岩石圈地幔(Menzies and Hawkesworth, 1987), 地幔固相线的温度大大降低(降低 400~500 °C)(Olafsson and Eggler, 1983), 直接底侵于下地壳的地幔物质成为了板内玄武岩浆的源区物质(Gallagher and Hawkesworth, 1992).

地质学家、地球化学家和地球物理学家从许多方面寻找了关于燕山期是岩浆活动最强烈时期的证据(周新华等, 2002; 毛景文等, 2003; Zhou and Sun, 2003). 但是岩浆活动形成大规模地壳花岗岩的过程, 几乎都是按照现有证据推演出来的, 只有少数人用模拟计算方法实现这一过程(刘翠等, 2006). 本文结合前人研究成果, 还原了燕山期岩石圈的热结构, 在刘翠(王岳军等, 2002; 刘翠等, 2006)等的工作基础上, 更全面地考虑了燕山期岩石圈、软流圈的地温梯度以及岩石熔融过程中的相变潜热, 采用二维有限元模型数值模拟了岩浆活动的过程. 旨在了解现今花岗岩规模的情况下, 反演出燕山期形成花岗岩所需要的侵入玄武岩浆的量和丰富这一领域的计算模拟工作。

2 数值模拟的基本原理

不含热源的热传导问题的基本偏微分方程为:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (k \nabla T), \quad (1)$$

式中: ρ 为密度 (kg/m^3); c 为比热 ($(\text{J} \cdot \text{kg}^{-1})/^\circ\text{C}$); k 为热导率 ($(\text{W} \cdot \text{m}^{-1})/^\circ\text{C}$). 如果存在相变, 则在围岩和岩浆内分别取各自的密度、比热和热导率, 即: ρ_f, ρ_w, c_f, c_w 和 k_f, k_w .

$$T = T_{fr}, \quad (2)$$

$$k_w \frac{\partial T}{\partial n_p} - k_f \frac{\partial T}{\partial n_p} = \rho L \frac{dR_p(t)}{dt}, \quad (3)$$

式中: T_{fr} 为冻结温度; n_p 为相变界面法线方向; L 为相变潜热; R_p 为相变界面位置.

Bergantz(1989)给出了几种岩石的固体份额(f_s)与温度的关系(图1),在模拟中假设固体份额 f_s 与距离线性相关.

按照图1中给出的数据,将玄武岩(a)和英云闪长岩(b)的相变曲线数值化如图2.

假设某一时刻温度为 T_1 (1 075~1 250 °C),从图2a中读出对应温度的岩浆部分比例假设为 $a\%$. 则固结部分为 $b\% = 1 - a\%$. 由此求出此时刻的等效热容如下:

$$c_1^* = c_w + \frac{a\% \cdot L}{1\ 250 - T_1}, \quad (4)$$

$$c_2^* = c_f + \frac{b\% \cdot L}{T_1 - 1\ 075}, \quad (5)$$

$$c^{1*} = c_1^* + c_2^*, \quad (6)$$

式中: c_1^* 和 c_2^* 分别为混合相中岩浆融液和固体的等效热容; c^{1*} 为玄武岩岩浆冷却过程中温度为 T_1 时刻的等效热容.

假设某一时刻温度为 T_2 (850~1 200 °C),再从图2b中读出对应温度的围岩部分熔融比例,假设为 $c\%$,则围岩固结部分为 $d\% = 1 - c\%$.

$$c_1^* = c_w + \frac{c\% \cdot L}{T_2 - 850}, \quad (7)$$

$$c_2^* = c_f + \frac{d\% \cdot L}{1\ 200 - T_2}, \quad (8)$$

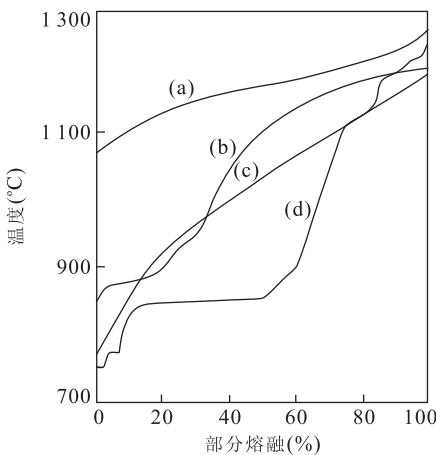


图1 1 GPa 无水条件下4种岩石类型的熔体份额对温度的函数关系(Bergantz, 1989)

Fig. 1 Melt fraction as a function of temperature for four rock types at 1 GPa

a. 玄武岩; b. 英云闪长岩; c. 白云母花岗岩; d. 变泥质岩

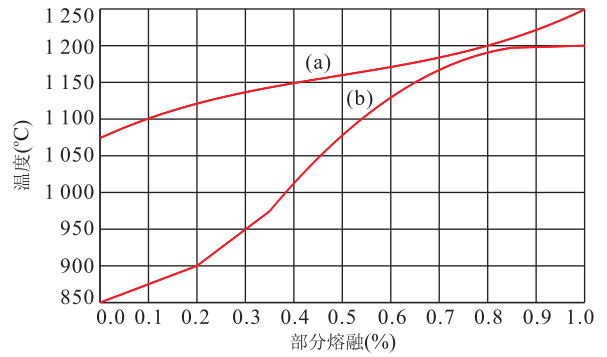


图2 玄武岩(a)和英云闪长岩(b)的数值化相变曲线
Fig. 2 Numerical phase transition curve of basalt (a) and tonalite (b)

$$c^{2*} = c_1^{2*} + c_2^{2*}, \quad (9)$$

$$c^* = c^{1*} + c^{2*}, \quad (10)$$

式中: c_1^{2*} 和 c_2^{2*} 分别为混合相中岩浆融液和固体的等效热容; c^{2*} 为英云闪长岩围岩加热过程中温度为 T_1 时刻的等效热容; c^* 为温度为 T_1 时刻的等效热容. 计算中用的围岩和岩浆热学参数见表1.

根据付明希等(2004)关于华北东部古地热的研究,本文采用中生代早—晚期地壳厚度40 km,地壳地温梯度2 °C/km. 根据邓晋福等(1996)对华北克拉通岩石学研究结论,燕山造山时岩石圈的厚度为60~80 km,采用燕山期岩石圈厚度为80 km. 底侵玄武岩浆温度为Bergantz(1989)所用的1 250 °C. 根据Karato(2008)岩石圈底界的温度取1 400 °C,与安美建和石耀霖(2007)文中华北克拉通岩石圈底界温度为1 392 °C相当,计算至10 Ma使温度场达到平衡.

岩浆与围岩是否发生了热对流,笔者根据Lowell(1982)等人关于渗透介质流的工作进行估算. 但是,对于渗透率 10^{-8} m²、融化粘性1 m²/s的混杂晶体,融化区域105 m,在底侵 10^8 a后才能开始,说明与计算区域极少的对流比起来热传导是完全可以不考虑的. 这个结论与Wickham(1987)的结果一致.

为了验证数值解的可靠性,笔者对数值模拟解与有相变的理论解析解进行了对比,在另文(乔彦超等,2010)中做了详细的论述.

3 数值模拟的结果以及分析

不同时刻温度场变化与分布如图3所示. 图3中通过计算10 Ma温度场平衡后,围岩最后相变的深度为-36.867 km,相比于围岩起始相变深度

表 1 围岩和岩浆热学参数
Table 1 Parameters of rock and magma

L ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$)	ρ_i ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	ρ_w ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	k_i ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)	k_w ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)	c_i ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}/\text{C}$)	c_w ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}/\text{C}$)
3.5×10^5	2.54	2.75	2.1055	1.925	1200	1000

注： ρ_i 和 ρ_w 分别表示围岩和岩浆的密度； k_i 与 k_w 分别表示围岩和岩浆的导热系数； c_i 和 c_w 分别表示围岩和岩浆的容积热容量；数据参考崔承禹(1994)、付明希等(2004)和刘翠等(2006)。

-40 km, 共有 3.133 km 的围岩发生相变; 经过计算得到最后可以相变为固热混合相岩浆厚度为 -50.285 km, 相比起始深度 -40 km 共有 10.285 km 的玄武岩浆进入部分熔融态. 同时, 得到最后发生相变的整体区域为 -36.867 ~ -50.285 km. 与樊祺诚等(2005)对汉诺坝捕虏体研究反演得到的现今下地壳下部和壳-幔过渡带 33~40 km 和 40~50 km 大体上一致.

为了更直观地得到不同时刻温度场分布数据,

作一个纵向剖面的温度曲线如图 4.

图 4a 为初始时刻的地温曲线, 图 4b 为 850 °C 以上、-40 km 和温度曲线围成围岩部分熔融的区域. 小于 1250 °C 是玄武岩浆部分熔融的区域. 取不同深度的点, 计算温度随时间变化如图 5.

图 5a 中深度 -36.867 km 在 10 Ma 后刚好升温到 850 °C, 达到相变的最低值. 图 5b 中深度为 -50.285 km 在 10 Ma 后刚好降温到 1250 °C, 达到相变的起始温度, 验证了图 3 的结果. 如图 6, 计算

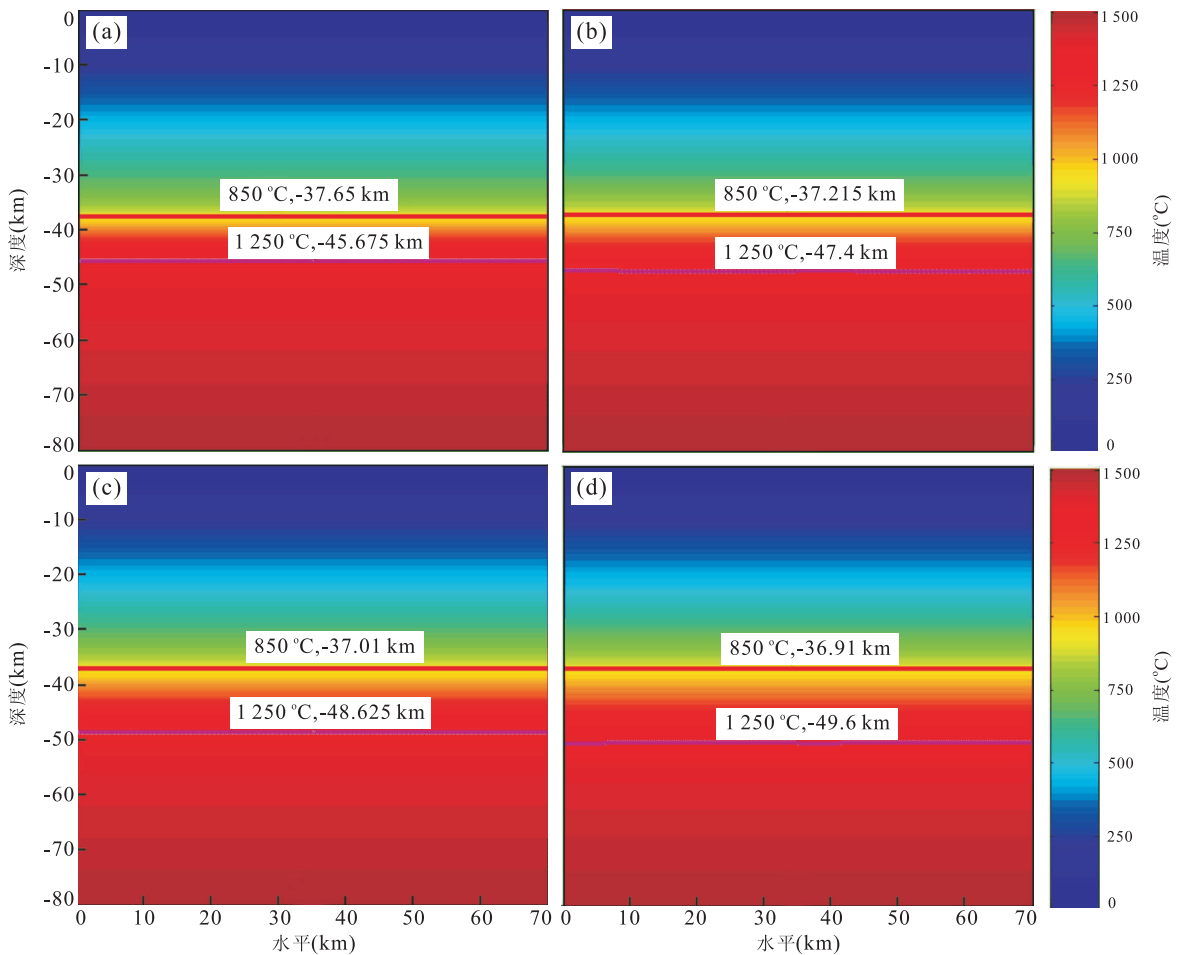


图 3 不同时刻温度场的分布情况

Fig. 3 Distribution of temperature at different times

图 3a, 3b, 3c 和 3d 分别为 2.5、5.0、7.5 和 10.0 Ma 后温度场分布情况, 温度场彩色图标中, 蓝色代表 0 °C, 红色代表 1500 °C; 图中的 2 条温度等值线分别为 850 和 1250 °C, 即分别为围岩开始相变为熔融相和岩浆开始相变为固热混合相的温度

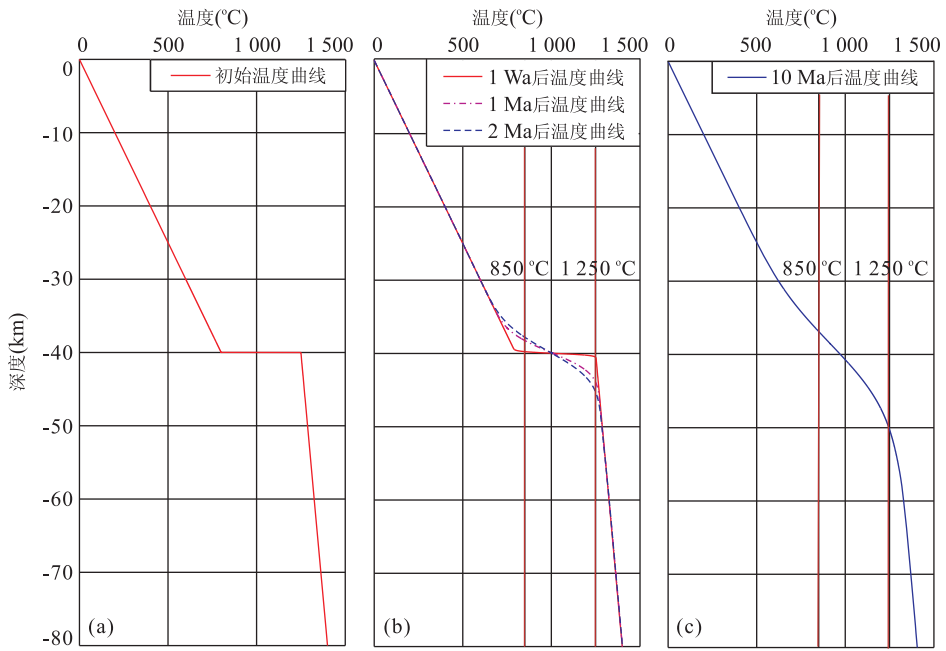


图4 $x=0$ 剖面温度随时间变化曲线

Fig. 4 Temperature-time curve at $x=0$ section plane

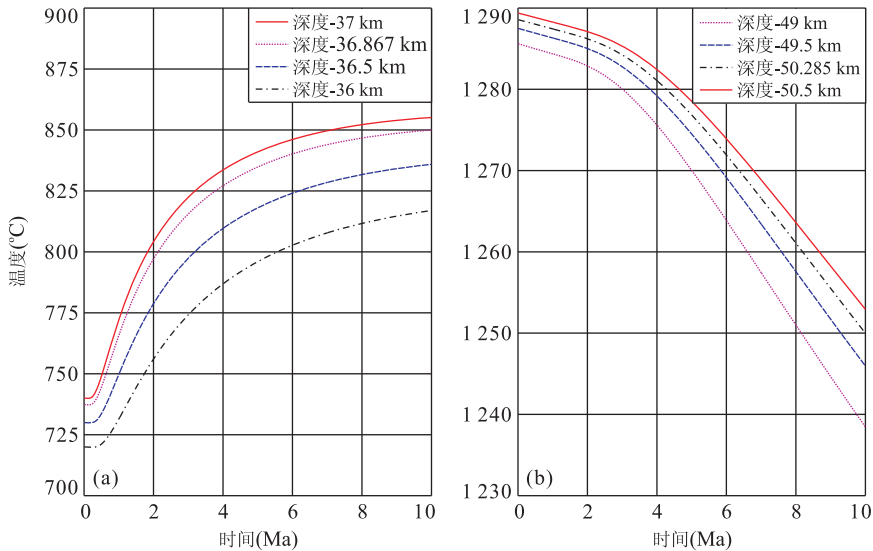


图5 围岩和岩浆不同深度温度随时间的变化曲线

Fig. 5 Temperature-time curve at different depths for rock and magma

了不同温度条件下深度随时间的变化。

图6a中950 °C时在第4 Ma厚度达到最大值0.8 km,之后厚度变小;1000 °C时在0.6 Ma厚度达到最大值0.12 km,之后这个厚度变小. 由计算可知,围岩最多达到1005 °C. 通过计算得到10 Ma后围岩不同熔融程度的数据(表2)和玄武岩浆不同熔融程度的数据(表3).

根据图6b,笔者选取了几个结晶程度值(表3)用于近似计算底侵玄武岩岩浆的纯结晶厚度. 用相

邻的2个结晶程度取平均值来近似计算纯结晶厚度,如结晶程度介于100%和90%之间的平均结晶程度为 $(100\% + 90\%)/2 = 95\%$,距离为 $3.448 - 2.724 = 0.724(\text{km})$,则该区间的纯结晶量(厚度)为 $0.724 \times 95\% = 0.6878(\text{km})$. 因此,在1 GPa条件下,底侵玄武岩岩浆经过10 Ma,其纯的结晶量为: $2.724 + (3.448 - 2.724) \times (100\% + 90\%)/2 + (4.216 - 3.448) \times (90\% + 80\%)/2 + (5.306 - 4.216) \times (80\% + 70\%)/2 + (5.69 - 5.306) \times$

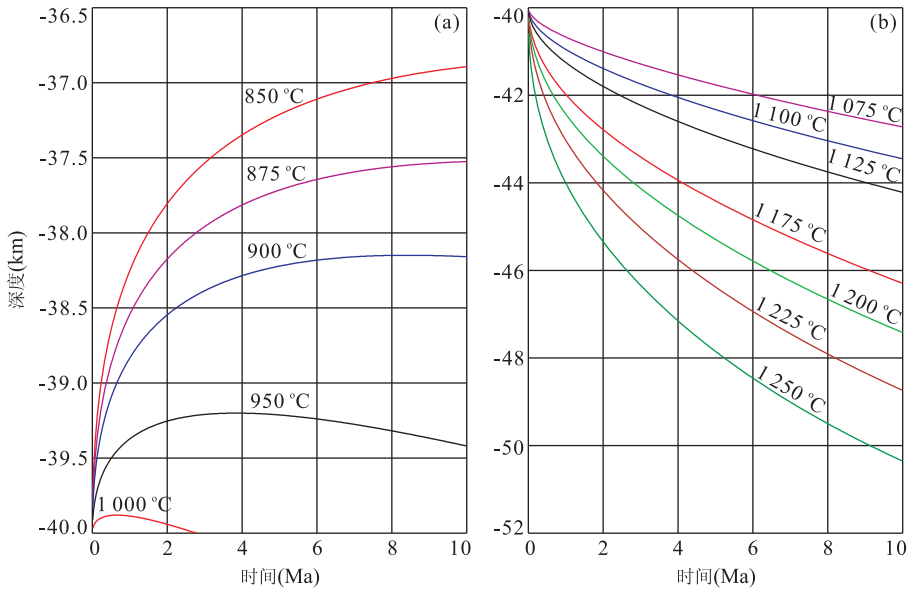


图 6 围岩(a)和底侵玄武岩岩浆(b)在不同温度深度随时间的变化

Fig. 6 Depth-time curve at different temperatures for rock (a) and magma (b)

表 2 英云闪长岩围岩 10 Ma 后的不同熔融程度所对应的各项参数

Table 2 Parameters of different melting levels for tonalite after 10 Ma

熔融程度(%)	温度(°C)	时间(Ma)	距离(km)
0	850	10	3.108
10	875	10	2.474
20	900	10	1.850
30	950	10	0.800
38	1000	10	0.120

表 3 玄武岩岩浆 10 Ma 后的不同结晶程度所对应的各项参数

Table 3 Parameters of different crystallization levels for basalt magma after 10 Ma

熔融程度(%)	温度(°C)	时间(Ma)	距离(km)
0	1250	10	10.285
10	1225	10	8.739
20	1200	10	7.410
30	1150	10	6.950
40	1160	10	6.724
50	1175	10	6.296
60	1185	10	5.690
70	1190	10	5.306
80	1125	10	4.216
90	1100	10	3.448
100	1075	10	2.724

20%)/2 + (8.739 - 7.41)(20% + 10%)/2 + (10.285 - 8.739)(10% + 0%)/2 = 6.12835(km). 同理,对于英云闪长岩的围岩,根据图 6a,笔者选取几个熔融程度值(表 1)来近似计算围岩的纯熔融量(厚度): $(0.12 - 0) \times (100\% + 38\%)/2 + (0.8 - 0.12) \times (38\% + 30\%)/2 + (1.85 - 0.8) \times (30\% + 20\%)/2 + (2.474 - 1.85) \times (20\% + 10\%)/2 + (3.108 - 2.474) \times (10\% + 0\%)/2 = 0.9865(km)$.

由上述计算可知,在 1 GPa 条件下,底侵玄武岩岩浆对英云闪长岩的围岩底侵加热,10 Ma 后其纯熔融量与纯玄武岩结晶量的比值为 0.9865/6.12835 ≈ 0.161;但如表 1 所示,这些熔融体是混杂在整个围岩里面的,并不是全部都能分离出来的,比如熔融中 5%的熔浆是分离不出来的.笔者根据 Bergantz(1989)假设仅有 25%的熔浆可以分离出来,推测可分离出的熔浆与纯玄武岩结晶量的比值为 $(0.9865/6.12835) \times 0.25 = 0.04025$ (对于该计算方法,上述的值取越密计算结果越精确,但经过验算,上述取值计算的精度对于本文已足够).

4 讨论

Bergantz(1989)计算的英云闪长岩围岩的纯熔融量与纯玄武岩结晶量的比值为 0.4,则可分离出的熔浆与纯玄武岩结晶量的比值为 0.1.与 Bergantz(1989)初始条件围岩为均一 700 °C 的概念模型相比,本文考虑华北克拉通英云闪长质下地壳温度

$(70\% + 60\%)/2 + (6.296 - 5.69) \times (60\% + 50\%)/2 + (6.724 - 6.296) \times (50\% + 40\%)/2 + (6.95 - 6.724)(40\% + 30\%)/2 + (7.41 - 6.95)(30\% +$

呈地温梯度分布,浅部温度比较低,所以热传导对围岩与岩浆接触面比较远且温度比较低的围岩物质影响要小很多。因此,较 Bergantz(1989)计算的0.1, 本文认为华北地区燕山期实际地质概况的计算结果0.040 25 更符合实际情况。据此,假设要形成总量为1 km 厚的花岗岩岩基,需要 24.85 km 的底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供热量。

与模型上地幔岩(pyrolite)类似的二辉橄榄岩在1 GPa 压力下的熔融实验(Hirose and Kushiro, 1993)表明,1 250 °C 条件下获得玄武质岩浆中二辉橄榄岩的熔融程度分别为6.5%和17.9%。取熔融程度为10%,则生成24.85 km 的玄武岩岩浆需要有约248.5 km 的二辉橄榄岩岩浆(对流地幔)(假设所有的局部熔融的熔浆均可分离出来)。当然这是在只考虑热传导情况下的结果,但是热对流过程足以从深部传输并提供大量的热量,所以24.85 km 厚的玄武岩仅是极端情况下的最大值。

5 结论

基于热传导机制的数值模拟表明:(1)在压力为1 GPa、来自软流圈加之富集岩石圈地幔的燕山期玄武岩浆底侵于下地壳英云闪长岩围岩的情况下,英云闪长岩的纯熔融量与纯底侵玄武岩结晶总量的比值约为0.161;假设仅有25%的熔浆可分离出来,则可分离出的熔浆与玄武岩结晶总量比约为0.040 25。也就是说,假设整个燕山期要生成总量为1 km 厚的花岗岩岩基最多需要24.85 km 的底侵玄武岩岩浆全部结晶来提供热通量。而24.85 km 的底侵玄武岩岩浆需要约248.5 km 的软流圈物质参与(假设二辉橄榄岩10%的熔融程度,并且所有局部熔浆均可分离出来)。(2)数值模拟得到最后发生相变的整体区域为-50.285~-36.867 km,与樊祺诚等(2005)对汉诺坝捕虏体研究反演得到的现今下地壳下部和壳-幔过渡带33~40 m 和40~50 km 基本一致。

上述燕山期岩浆底侵的数值模拟使用了二维模型,只能得到厚度变化的值,在之后的计算中可以开展三维计算,得到更符合实际情况的体积变化。一方面,本文只考虑热传导的影响,玄武岩浆内的热对流可以把深部的热量迅速传递到地壳内,其热传输效率高于单纯传导的Nu 倍(Nu 为努赛尔数),因此计算的仅是一种极端情况,实际需要的玄武岩浆数量不会大于以上估计值。另一方面,外热传导过程中热

应力以及放射性生热等问题都没有考虑。一次地质事件是很复杂的,需要考虑的因素很多,比如实际岩浆的底侵以及所引发的地壳熔融一般是多次岩浆底侵的结果(Bergantz, 1989)。尽管如此,该数值模拟工作对于进一步理解“燕山运动”发生的深部背景,即来源于软流圈的贡献有一定的意义。

致谢:孙玉军博士对于编制程序过程提供了很大的帮助,在此表示感谢。

References

- An, M. J., Shi, Y. L., 2007. Three-dimensional thermal structure of the Chinese continental crust and upper mantle. *Science in China (Ser. D)*, 37(6): 736—745 (in Chinese with English abstract).
- Bergantz, G. W., 1989. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction. *Science*, 245(4922): 1093—1095. doi: 10.1126/science.245.4922.1093
- Bird, P., 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83(10): 4975—4987. doi: 10.1029/JB083iB10p04975
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. *J. Geophys. Res.*, 84(B13): 7561—7571.
- Carlson, R. W., Pearson, D. G., James, D. E., 2005. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Rev. Geophys.*, 43: RG1001. doi: 10.1029/2004RG000156
- Cheng, Y. Q., 1994. The introduction of China geology. Geological Press, Beijing, 90—164 (in Chinese).
- Cui, C. Y., 1994. The research of rock's heat parameter. *Environment Remote Sensing*, 9(3): 177—183 (in Chinese with English abstract).
- Deng, J. F., Mo, X. X., Zhao, H. L., et al., 1994. Lithosphere root/de-rooting and activation of the East China continent. *Geoscience*, 8(3): 349—356 (in Chinese with English abstract).
- Deng, J. F., Su, S. G., Liu, C., et al., 2006. Discussion on the lithospheric thinning of the North China craton: delamination? Or thermal erosion and chemical metasomatism? *Earth Science Frontiers*, 13(2): 105—119 (in Chinese with English abstract).
- Deng, J. F., Su, S. G., Mo, X. X., et al., 2004. The sequence of magmatic tectonic events and orogenic processes of Yanshan belt, North China. *Acta Geol Sinica*, 78(1): 260—266. doi: 10.1111/j.1755-6724.2004.tb00698.x
- Deng, J. F., Zhao, H. L., Luo, Z. H., et al., 1998. Mantle plumes and lithosphere motion in East Asia. In: Flower,

- M. F. J., Chung, S. L., Lo, C. H., et al., eds., Mantle dynamics and plate interactions in East Asia, American Geophysical Union, Washington D. C., 59–65. doi:10.1029/GD027p0059.
- Deng, J. F., Zhao, H. L., Mo, X. W., et al., 1996. Continental roots—plume tectonics of China, key to the continental dynamics. Geol. Pub. House, Beijing (in Chinese).
- E, M. L., Zhao, D. S., 1987. The Cenozoic basalts and deep-seated rock xenoliths in eastern China. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Fan, Q. C., Hooper, P. R., 1989. The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of Eastern China; implications for upper mantle composition and the paleogeotherms. *J. Petrol.*, 30(5): 1117–1158. doi:10.1093/petrology/30.5.1117
- Fan, Q. C., Liu, R. X., 1996. The high-temperature granulite xenolith of basalt at Hannuoba. *Chinese Science Bulletin*, 41(3): 235–238 (in Chinese with English abstract).
- Fan, Q. C., Liu, R. X., Li, H. M., et al., 1998. Zircon chronology and REE geochemistry of granulite xenolith at Hannuoba. *Chinese Science Bulletin*, 43(18): 1510–1515 (in Chinese with English abstract).
- Fan, Q. C., Sui, J. L., Liu, R. X., et al., 2001. Eclogite facies garnet-pyroxenolite xenolith in Hannuoba area; new evidence of magma underplating. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 1–6 (in Chinese).
- Fan, Q. C., Zhang, H. F., Sui, J. L., et al., 2005. Magma underplating and Hannuoba present crust-mantle transitional zone composition; xenolith petrological and geochemical evidence. *Science in China (Ser. D)*, 48(8): 1089–1105 (in Chinese with English abstract).
- Fan, W. M., Menzies, M. A., 1992. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath Eastern China. *Geotectonica Metallogenia*, 16(1): 171–180.
- Fu, M. X., Hu, S. B., Wang, J. Y., 2004. Thermal regime transition in eastern North China and its tectonic implication. *Science in China (Ser. D)*, 48(6): 840–848. doi:10.1360/03yd0098
- Fyfe, W. S., Leonardos, O. H., 1973. Ancient metamorphic-migmatite belts of Brazilian African coasts. *Nature*, 244(8): 501–502. doi:10.1038/244501a0
- Gallagher, R. K., Hawkesworth, C. J., 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, 358(7): 57–59. doi:10.1038/358057a0
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., et al., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(12): 892–897. doi:10.1038/nature03162
- Gao, S., Zhang, B. R., Jin, Z. M., et al., 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth Planetary Science Letters*, 161(1–4): 101–117. doi:10.1016/S0012-821X(98)00140-X
- Gao, S., Zhou, L., Lin, W. L., et al., 2005. Age and geochemistry of volcanic rocks of Angou Group at the Archean-Proterozoic boundary. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 30(3): 259–263 (in Chinese with English abstract).
- Hirose, K., Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressure; determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planetary Science Letters*, 114(4): 477–489. doi:10.1016/0012-821X(93)90077-M
- Karato, 2008. Deformation of earth materials. Cambridge University Press, London.
- King, S., 2005. Archean cratons and mantle dynamics. *Earth Planetary Science Letters*, 234(1–2): 1–14. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.007
- Liu, C., Deng, J. F., Su, S. G., et al., 2006. The numerical simulation of heat fluxes of Yanshanian igneous activity, North China. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 158–164 (in Chinese with English abstract).
- Lowell, R. P., 1982. Thermal convection in magmas generated by hot-plate heating. *Nature*, 30(11): 253–254. doi:10.1038/300253a0
- Mao, J. W., Zhang, Z. H., Yu, J. J., et al., 2003. Nitrogen isotope and content record of Mesozoic orogenic gold deposits surrounding the North China craton. *Science in China (Ser. D)*, 46(3): 231–245 (in Chinese with English abstract).
- Menzies, M. A., Hawkesworth, C. J., 1987. Mantle xenoliths. In: Nixon, P. H., ed., Upper mantle processes and composition. John Wiley & Sons Ltd., New York, 725–738.
- Menzies, M. A., Xu, Y. G., 1998. Geodynamics of the North China craton. In: Flower, M., Chung, S. L., Lo, C. H., et al., eds., Mantle dynamics and plate interaction in East Asia. American Geophys Union Geodyn Ser., Washington, D. C., 27(1): 155–165.
- Olafsson, M., Eggler, D. H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite; petrological constraints on the asthenosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 64(2): 305–315. doi:10.1016/0012-821X(83)90212-1
- Petford, N., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth Planetary Science Letters*, 193(3–4): 483. doi:10.1016/S0012-821X(01)00481-2

- Qiao, Y. C., Zhao, G. P., Shi, Y. L., et al., 2010. Numerical simulation of the Qinghai-Tibet plateau rising rates influence the Permafrost Formation. *Acta Geologica Sinica*, 84(6): 901—908 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, R. Z., Deng, J. F., Zhou, F., et al., 2004. Lithosphere types in North China; evidence from geology and geophysics. *Science in China (Ser. D)*, 34(8): 689—711 (in Chinese with English abstract).
- Shao, J. A., Zhang, H. F., Liu, X. M., et al., 2007. Geochronological record of Early Mesozoic magma underplating in the northern margin of the North China craton: evidence from the U-Pb dating of zircon from the Late Mesozoic andesites in western Liaoning Province. *Progress in Natural Science*, 17(5): 609—613 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. J., Zhang, Y. H., Fan, W. M., et al., 2002. Numerical modeling for generation of Indo-Sinian peraluminous granitoids Hunan Province: basaltic underplating vs. tectonic thickening. *Science in China (Ser. D)*, 45(11): 1042—1056 (in Chinese with English abstract).
- Wickham, S. M., 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, 44(2): 281—297. doi: 10. 1144/gsjgs. 144. 2. 0281
- Wilde, S. A., Zhou, X. H., Nemchin, A. A., et al., 2003. Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton; a consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. *Geology*, 31(9): 817—820. doi: 10. 1130/G19489. 1
- Wu, F. Y., 1998. The material exchange at the crust-mantle boundary: evidence from igneous petrology. *Earth Science Frontiers*, 5(3): 95—103 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Li, X. H., Yang, J. H., et al., 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrol. Sinica*, 23(6): 1217—1238 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Lin, Q., 1999. Petrogenesis of the Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 181—189 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Li, H. M., et al., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem. Geol.*, 187(1): 143—173. doi: 10. 1016/S0009—2541(02)00018—9
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Zhang, G. L., et al., 2000. Deep geodynamics of Yanshan movement. *Ceol. J. China. Uni.*, 6(3): 379—388 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Xu, Y. G., Gao, S., et al., 2008. Lithospheric thinning and destruction of the North China craton. *Acta Petrologica Sinica*, 24(6): 1145—1174 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. G., Li, H. Y., Pang, C. J., et al., 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China craton. *Chinese Sci. Bull.*, 54(14): 1974—1989 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, J. P., 1999. Mesozoic-Cenozoic mantle replacement and lithospheric thinning beneath East China. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zheng, J. P., Sun, M., Lu, F. X., et al., 2003. Mesozoic lower crust xenoliths and their significance in lithospheric evolution beneath the Sino-Korean craton. *Tectonophys.*, 361(1—2): 37—60. doi: 10. 1016/S0040—1951(02)00537—1
- Zhou, X. H., Sun, M., 2003. Major transformation of subcontinental lithosphere mantle beneath the Sino-Korean craton in Late Mesozoic: a possible global link. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18): 584. doi: 1005—2321. 0. 2006—02—005
- Zhou, X. H., Yang, J. H., Zhang, L. C., 2002. Metallogenesis of superlarge gold deposits in Jiaodong region and deep processes of subcontinental lithosphere beneath North China craton in Mesozoic. *Science in China (Ser. D)*, 46(Suppl.): 14—25 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 安美建, 石耀霖, 2007. 中国大陆地壳和上地幔三维温度场. *中国科学(D辑)*, 37(6): 736—745.
- 程裕淇, 1994. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 90—164.
- 崔承禹, 1994. 岩石的热惯量研究. *环境遥感*, 9(3): 177—183.
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等, 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”——东亚型大陆动力学模式研究计划. *现代地质*, 8(3): 349—356.
- 邓晋福, 苏尚国, 刘翠, 等, 2006. 关于华北克拉通燕山期岩石圈减薄的机制与过程的讨论: 是拆沉, 还是热侵蚀和化学交代? *地学前缘*, 13(2): 105—119.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等, 1996. 中国大陆根, 柱构造: 大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社.
- 鄂莫岚, 赵大升, 1987. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京科学出版社.
- 樊祺诚, 刘若新, 1996. 汉诺坝玄武岩中高温麻粒岩捕虏体. *科学通报*, 41(3): 235—238.
- 樊祺诚, 刘若新, 李惠民, 等, 1998. 汉诺坝捕虏体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学. *科学通报*, 43(2): 133—137.
- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新, 等, 2001. 汉诺坝榴辉岩相石榴辉石

- 岩——岩浆底侵作用新证据. 岩石学报, 17(1): 1—6.
- 樊祺诚, 张宏福, 隋建立, 等, 2005. 岩浆底侵作用与汉诺坝现今壳—幔边界组成——捕虏体岩石学与地球化学证据. 中国科学(D辑), 35(1): 1—14.
- 范蔚茗, Menzies, M. A., 1992. 中国东部古老岩石圈下部的破坏和软流圈地幔的增生. 大地构造与成矿学, 16(1): 171—180.
- 付明希, 胡圣标, 汪集咏, 2004. 华北东部中生代热体制转换及其构造意义. 中国科学(D辑), 34(6): 514—520.
- 高山, 金振民, 1997. 拆沉作用(delamination)及其壳—幔演化动力学意义. 地质科技情报, 16(1): 1—9.
- 高山, 周炼, 凌文黎, 等, 2005. 华北克拉通南缘太古—元古宙界线安沟群火山岩的年龄及地球化学. 地球科学——中国地质大学学报, 30(3): 259—263.
- 刘翠, 邓晋福, 苏尚国, 等, 2006. 华北地区燕山期岩浆活动热供给的初步数值模拟. 地学前缘, 13(2): 158—164.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等, 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学(D辑), 33(4): 289—299.
- 乔彦超, 赵桂萍, 石耀霖, 等, 2010. 青藏高原隆升速率对冻土层形成影响的数值模拟. 地质学报, 84(6): 901—908.
- 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等, 2004. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据. 中国科学(D辑), 34(8): 689—711.
- 邵济安, 张宏福, 柳小明, 等, 2007. 华南北缘早中生代岩浆底侵作用的年代学记录: 来自辽西晚中生代安山岩锆石 U-Pb 定年结果. 自然科学进展, 17(5): 609—613.
- 王岳军, Zhang, Y. H., 范蔚茗, 等, 2002. 湖南印支期过铝质花岗岩的形成: 岩浆底侵与地壳加厚热效应的数值模拟. 中国科学(D辑), 32(6): 491—499.
- 吴福元, 1998. 壳—幔物质交换的岩浆岩石学研究. 地学前缘, 5(3): 95—103.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等, 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217—1238.
- 吴福元, 孙德有, 林强, 1999. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生. 岩石学报, 15(2): 181—189.
- 吴福元, 孙德有, 张广良, 等, 2000. 论燕山运动的深部地球动力学本质. 高校地质学报, 6(3): 379—388.
- 吴福元, 徐义刚, 高山, 等, 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 24(6): 1145—1174.
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 等, 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54(14): 1974—1989.
- 郑建平, 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 周新华, 杨进辉, 张连昌, 2002. 胶东超大型金矿的形成与中生代华北大陆岩石圈深部过程. 中国科学(D辑), 32(增刊): 11—20.