

引用格式: 赵裕达, 张文高, 刘昊, 等, 2024. 花岗岩侵位后的热应力时空演化及其影响因素 [J]. 地质力学学报, 30 (1): 38–56. DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023157

Citation: ZHAO Y D, ZHANG W G, LIU H, et al., 2024. The spatial and temporal evolution of thermal stress after granite emplacement and its influencing factors [J]. Journal of Geomechanics, 30 (1): 38–56. DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023157

花岗岩侵位后的热应力时空演化及其影响因素

赵裕达^{1,2}, 张文高^{1,3,4}, 刘昊^{1,5}, 刘向冲^{1,3,4}
ZHAO Yuda^{1,2}, ZHANG Wengao^{1,3,4}, LIU Hao^{1,5}, LIU Xiangchong^{1,3,4}

1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;
3. 自然资源部古地磁与古构造重建重点实验室, 北京 100081;
4. 中国地质科学院地质力学研究所动力成岩成矿实验室, 北京 100081;
5. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北 武汉 430074

1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*
2. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*
3. *Key Laboratory of Paleomagnetism and Tectonic Reconstruction, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081, China;*
4. *The Laboratory of Dynamic Diagenesis and Metallogenesis, Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China;*
5. *School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China*

The spatial and temporal evolution of thermal stress after granite emplacement and its influencing factors

Abstract: [Objective] Granitic magmas are genetically associated with magmatic-hydrothermal deposits and oil and gas reservoirs. The emplacement of granitic magmas into cooler rocks produced thermal anomaly and thermal stress, yet systematic studies on the spatial and temporal evolution of thermal stress still need to be completed. Previous numerical modeling often used rocks' linear thermal expansion coefficient at room temperature, but this parameter is highly temperature-dependent and reaches much higher levels at high temperatures. Therefore, the magnitude of the thermal stress caused by magma emplacement needs to be re-examined. A series of numerical experiments were carried out to investigate how the surrounding rock's lithology (granite or carbonate rocks), Young's modulus, thermal parameters, and the depth of magma emplacement affect the thermal stress generated by the magma in the overlying surrounding rocks. [Methods] Because the magma cools and eventually reaches thermal equilibrium with the surrounding strata, numerical simulation is one of the common methods to examine the thermal stress after magma emplacement quantitatively. This article used FLAC^{3D} software to simulate the thermal stress caused by the emplacement of granitic magma into the upper crust. The differential equations we solved include the thermal conduction and linear thermoelasticity equations. The models' thermal field influences the stress field through temperature difference and the linear thermal expansion coefficient. However, changes in the stress field do not affect the thermal field, i.e., one-way coupling between the thermal field and the stress field. [Results] (1) Heat transfer is quicker on wallrocks with high thermal conductivity, causing a faster change in thermal

基金项目: 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心开放基金(MREBZ-2023-OF02); 中国地质科学院基本科研业务费项目(JKYQN202339); 中国地质调查局地质调查项目(DD20230344)

This research is financially supported by the Open Fund of the Engineering Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, Ministry of Natural Resources (Grant No. MREBZ-2023-OF02), the Basic Research Operation Funds of the Chinese Academy of Geological Sciences (Grant No. JKYQN202339), and the Geological Survey Project of the China Geological Survey (Grant No. DD20230344).

第一作者: 赵裕达(1997—), 男, 在读硕士, 研究方向为矿床普查与勘探。Email: zhyd@email.cugb.edu.cn

通讯作者: 刘向冲(1987—), 男, 研究员, 研究方向为热液成矿作用动力学。Email: liuxiangchong1987@163.com

收稿日期: 2023-08-01; 修回日期: 2023-10-08; 录用日期: 2024-01-15; 网络出版日期: 2024-02-29; 责任编辑: 范二平

stress. Compared to the high-thermal-conductivity case, the same thermal stress can be produced on wallrocks with a lower thermal conductivity after a more extended period of magma cooling. (2) The thermal stress produced by the surrounding rock's Young's modulus of 80 GPa is higher than the surrounding rock's Young's modulus of 60 GPa and 40 GPa. (3) The thermal stress simulated in the article is an order of magnitude larger than those generated using the linear coefficient of thermal expansion at room temperature. The thermal stress induced by granite surrounding rocks is nearly 30 MPa higher than that induced by carbonate rocks. (4) The thermal stress decreases with increasing distance from magma, approaching the initial stresses at nearly 2 km. (5) When the emplacement depth is shallow, both initial temperature and initial stress are lower than those in deeper emplacements; The magma room cools faster at shallow depths. Because the initial temperature of magma is the same, shallow emplacements will produce higher thermal stresses on overlying surrounding rocks. **[Conclusion]** The modeling results indicate that the thermal conductivity of surrounding rocks influences the change rate of thermal stress through the heat transfer rate. The thermal stress increases with the surrounding rock's Young's modulus. Since the average Young's modulus of granites is greater than that of carbonate rocks, the thermal stress on granite is greater than that on carbonate rocks. Either granites or carbonate rocks at high temperatures have a thermal expansion coefficient about one order of magnitude greater than that at room temperature, resulting in thermal stress of up to 100 MPa. The temperature of the surrounding rock gradually increases after the granite magma emplacement, corresponding to the increasing thermal stress. The thermal stress decreases with increasing distance from magma, exerting no influence on the initial stress of host rocks above 2 km of the granitic magma. When the magma emplacement is shallow, the combination of high thermal stress and low initial stress is more conducive to the formation and expansion of fractures in overlying surrounding rock. **[Significance]** The results of numerical simulations reveal that the thermal stresses generated by magma emplacement can affect the stress field 2 km above the magma. These localized and short-lived thermal stresses may fracture the overlying rocks, providing transport channels or ore-bearing spaces for later hydrothermal fluids.

Keywords: granite cooling; magmatic thermal field; numerical modeling; thermal stress; linear thermal expansion coefficient

摘 要: 花岗岩与岩浆热液型矿床、油气成藏等有密切的成因关系。高温岩浆侵位到较冷的围岩中会形成岩浆热场和热应力, 但热应力的大小和其影响范围尚缺乏系统研究。随着岩浆热耗散、与周围地层达到热平衡后, 热应力会逐渐消失, 因而数值模拟是定量研究岩浆热应力的常见方法之一。以往模拟岩浆热应力时往往采用岩石在常温下的线性热膨胀系数, 但这与高温下岩石线性热膨胀系数存在较大差距。文章利用 FLAC^{3D} 软件模拟花岗质岩浆侵位至上地壳范围内引起的热应力。求解物理方程包括热传导方程与线性热弹性本构方程, 其中热场可通过温度差和线性热膨胀系数改变应力场, 但应力场的变化不影响热场(即热场与应力场的单向耦合)。通过一系列数值模拟实验考察围岩岩性(花岗岩或碳酸盐岩)、杨氏模量、热学参数和岩浆侵位深度如何影响岩浆在上覆围岩产生的热应力。数值实验结果表明: 岩石热传导系数通过传热快慢影响热应力的变化; 围岩的杨氏模量越大, 热应力也越大; 由于花岗岩的平均杨氏模量大于碳酸盐岩, 所以围岩为花岗岩时产生的热应力要高于碳酸盐岩; 围岩无论是花岗岩还是碳酸盐岩, 其在高温条件下的线性热膨胀系数比常温时高约 1 个数量级, 产生的热应力最高可达 100 MPa。花岗岩浆侵位后, 围岩温度逐渐升高, 对应的热应力不断增大; 随着与岩浆房距离的增大, 热应力不断减小, 影响范围为岩浆房上方 2 km 以内; 侵位深度浅的岩浆房冷却较快, 其产生的热应力更有利于上覆围岩裂隙的形成和扩展。综合数值模拟结果可知, 岩浆侵位所产生的热应力可影响岩体 2 km 内的应力场, 这一局部存在且短暂的热应力促使围岩破裂, 为热液流体成矿提供运移通道或容矿空间。

关键词: 花岗岩冷却; 岩浆热场; 数值模拟; 热应力; 线性热膨胀系数

中图分类号: P554; P613

文献标识码: A

文章编号: 1006-6616 (2024) 01-0038-19

DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023157

0 引言

花岗岩是大陆地壳的重要组成部分, 是上地壳最为丰富的侵入岩。花岗质岩浆的侵位、上升在地

壳演化中有着举足轻重的作用(宋子新和钱祥麟, 1996; Petford et al., 2000)。高温花岗质岩浆在侵入较冷围岩时, 会形成一个以岩浆为中心的热场(张旗等, 2014); 岩浆热场还会产生热应力, 后者对侵入岩体内部和上覆围岩裂隙的形成和扩展有重要

影响,为岩浆热液系统的物质运移、能量重新分布提供通道(张德会等, 2011),最终可在花岗岩周围形成不同类型的岩浆热液型矿床(岑况和田兆雪, 2012)。数值模拟是研究岩浆热应力的常见方法之一。以往的数值模拟实验表明,热应力与温度梯度、侵入体规模和几何形态以及围岩刚度有关(Gerla, 1988; Bergbauer et al., 1998; Bergbauer and Martel, 1999; Žák et al., 2006; English, 2012)。从地壳尺度看,热应力会对大陆地壳产生几十万年到几百万年的影响(Schrank et al., 2012);实验模拟表明,热应力可达到数十兆帕,达到区域应力的数量级(Bergbauer et al., 1998; Bergbauer and Martel, 1999; Žák et al., 2006),可能使大陆地壳岩石在晶体尺度上接近破坏(Schrank et al., 2012)。从矿物尺度来看,随着温度和压力的降低,矿物的各向异性、热弹性会使其内部产生热应力,促使晶体及接触间隙产生破裂(Raghmi et al., 2020)。线性热膨胀系数是影响热应力大小的关键参数之一。花岗质岩浆侵位时的温度可达 800 °C(Scaillet et al., 1995, 2016; Chappell et al., 2004),但 Bergbauer et al.(1998)采用常温下的线性热膨胀系数来定量模拟热应力。最新的岩石高温物性参数实验表明,岩石的线性热膨胀系数与温度相关,在高温条件下的线性热膨胀系数显著高于常温下的线性热膨胀系数(Zhu et al., 2022),因此有必要结合高温实验测得的岩石热线性膨胀系数,重新定量研究岩浆侵位后的热应力大小及其影响因素。

1 热应力数值模拟

1.1 热应力的定义、历史及应用

物体变形可由外力作用引起,也可由温度变化引起,后者称为热变形,热胀冷缩现象就是热变形的例子。但仅有温度变化,不一定会在物体内部产生应力;当物体温度发生变化时,由于其与不能自由伸缩的其他物体之间、或是物体内部各部分之间相互约束所产生的应力,称为热应力(李维特等, 2004)。

热弹性力学是研究弹性体内温度变化与热应力、热应变之间关系的一个力学分支学科。法国数学物理学家杜哈梅于 1837 年发表了一篇关于热弹性力学的论文(Duhamel, 1837),介绍了边值问题的公式化以及温度场与物体变形耦合方程的推导;直到 120 年后, Biot(1956)和 Lessen(1956)先后发表的

有关耦合热弹性力学的论文,才给这一研究领域带来新的动力。耦合热弹性理论以及 Lord and Shulman (1967)提出的广义热弹性理论成为该领域的主流研究方向。

热应力是工程设计中必不可少的研究内容(Eslami et al., 2013)。由热应力引起的岩石破裂是多个地质工程领域重点关注的研究对象,例如,核废料储存(Heard and Page, 1982; 韩学辉等, 2005; Abootalebi and Siemens, 2018)、石油开采(陈颢等, 1999; 韩学辉等, 2005)、地热资源开发利用(Kumari et al., 2017)、恐龙化石保存(张尚坤等, 2018)、隧道掘进(王贤能和黄润秋, 1998)、矿山深部开采(古德生和李夕兵, 2003)和地下煤炭气化(Najafi et al., 2014)等众多领域。

1.2 研究方法

岩浆热场是地质时间尺度下较为短暂的热事件。Liu et al.(2023)的热模拟结果表明,与超大型钨锡矿床相关的花岗岩自侵位后至固相线的冷却时限通常在几十万年的时间尺度。如果存在流体对流,那么岩浆热场与周围地层达到热平衡的时限会大幅减小(Cathles et al., 1997; Gerdes et al., 1998)。花岗岩浆自侵位后会逐渐与周围地层达到热平衡,热应力会逐渐消失。物理实验和数值模拟是定量研究岩浆热应力的 2 种常见方法,其中关于热应力的物理模拟实验相对较少(Müller, 1998; Ellis and Blenkinsop, 2019),热应力的数值模拟研究相对较多(Gerla, 1988; Bergbauer et al., 1998; Bergbauer and Martel, 1999; Žák et al., 2006; 张嵩松, 2011; English, 2012)。

常见的数值模拟方法有:有限元法、离散元法、边界元法、有限差分法和不连续变形分析法等。伴随着这些计算方法发展起来软件包括:商业化软件 ANSYS(张嵩松, 2011; 范玉璐等, 2023)、COMSOL(Bea, 2012)、FLAC^{3D}(Itasca, 2012; Li et al., 2016, 2017; 韦晓艳等, 2022)、SILLS(Nabelek et al., 2012)、苏黎世联邦理工大学开发的 CSMP++(Weis et al., 2012)和中国海洋大学邢会林教授自主开发的 PANDAS(Xing and Makinouchi, 2002)等。文章中使用的 FLAC^{3D} 软件目前在油藏模拟与固体矿产成矿热液系统方面有较广泛的应用(Li et al., 2016, 2017; 韦晓艳等, 2022)。

FLAC^{3D} 软件中的能量方程式为:

$$-q_{i,i} + q_v = \rho C_v \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

式中: $q_{i,i}$ —热流量向量, W/m^2 ; q_v —体热源强度, W/m^3 ; ρ —密度, kg/m^3 ; C_v —在定体积中的热量, $J/(kg \cdot ^\circ C)$; T —温度, $^\circ C$; t —时间, s 。

对于静态、均一的各向同性固体, 傅里叶定律可表达为:

$$q_i = -kT_i \quad (2)$$

式中: T_i —温度, $^\circ C$; k —热传导系数, $W/(m \cdot ^\circ C)$; 其他变量含义同上。

FLAC^{3D} 软件主要是通过热场和变形场耦合来计算热应力。该软件对正负应力有如下约定: 拉伸应力为正, 挤压应力为负; 剪切应力顺时针为正, 逆时针为负 (Itasca, 2012)。计算热变形场和热应力场的公式如下:

$$\Delta \varepsilon_{ij} = \alpha_t \Delta T \delta_{ij} \quad (3)$$

$$\Delta \sigma_{ij} = -3K \alpha_t \Delta T \delta_{ij} \quad (4)$$

式中: $\Delta \varepsilon_{ij}$ —热应变增量; ΔT —温度变化量, $^\circ C$; α_t —线性热膨胀系数, $1/^\circ C$; K —体积模量, Pa ; $\Delta \sigma_{ij}$ —热应力增量; δ_{ij} —力和形变的张量矩阵。

体积模量与杨氏模量之间的关系如下:

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (5)$$

式中: E —杨氏模量, GPa ; ν —泊松比; 其他变量含义同上。

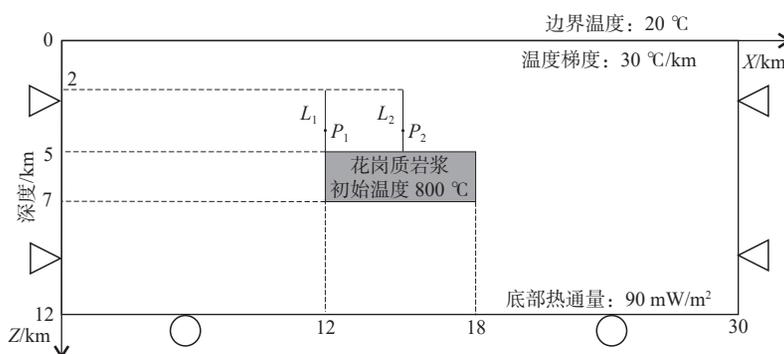
模型计算分两部分: 第一部分为重力平衡计算, 平衡后得到初始应力场, 其中设置水平与垂直有效应力比为 0.35; 第二部分为热力耦合分析计算, FLAC^{3D} 中热力耦合计算为单向模型, 即温度变化可改变单元应变, 从而引起应力变化, 但产生的热应力不会改变温度分布。FLAC^{3D} 软件采用力学与热学单向耦合的循环算法, 即在每一较小温度时段计算后, 必须完成相应的力学计算才能进行下一阶段的热力学模拟 (Itasca, 2012; 陈育民和徐鼎平, 2013)。

1.3 模型建立

根据花岗岩浆侵位的一般地质模型, 建立热应力的几何模型。研究采用二维剖面模型, 设定计算模型的深度方向长为 12 km, 水平方向长为 30 km。地球物理解译和地质证据表明, 多数花岗岩浆侵入体的形状为板状或者楔状/漏斗状 (Evans et al., 1994), 其垂直厚度 (V) 和水平长度 (H) 之间比值的幂律关系 (Cruden and McCaffrey, 2001) 如下:

$$V = mH^n \quad (6)$$

式中, $m=0.6 \pm 0.15$, $n=0.6 \pm 0.1$ 。模型中设定花岗岩浆水平长度为 6 km, 从公式 (6) 可以计算出垂直厚度的范围在 1~3 km, 故取其平均值 2 km。通常花岗岩矿床的成矿深度在 6~12 km, 而斑岩矿床的成矿深度为 2~6 km (秦克章等, 2021), 故选择将岩浆房置于深度 5 km 处。岩浆侵位二维数值模拟模型如图 1 所示。



三角代表固定两端水平方向的位移; 圆形代表竖直方向可以向上产生运动但不可向下运动, 水平方向也可自由移动; L_1 表示每隔 200m 记录的 X 、 Z 方向上的剪应力及温度的变化; L_2 表示每隔 200 m 记录的 X 、 Z 方向上的正应力及温度的变化; P_1 、 P_2 表示系列实验 1 的记录点; 图中所给的边界条件及初始条件见 1.5 节

图 1 岩浆侵位二维数值模拟模型

Fig. 1 The two-dimensional numerical model of magma emplacement

The boundary and initial condition are shown in the model are described in Section 1.5. The triangles represent that the horizontal displacement is fixed, and the circles represent that the bottom cannot move downward but can move horizontally. L_1 indicates that shear stress in the X , Z direction and temperature change are recorded every 200 m; L_2 indicates that normal stress in the X , Z direction and temperature change are recorded every 200 m. P_1 and P_2 are the points used in the numerical experiment series 1.

1.4 力学和热学参数

模拟采用摩尔-库伦本构模型,为了方便建模和计算,将围岩简化为各向同性均质岩体。花岗岩浆通常侵位至长英质岩石或碳酸盐岩等围岩环境,文中选择花岗岩代表长英质岩石,主要考虑2种围岩岩性:花岗岩和碳酸盐岩。花岗岩的密度为2500~2800 kg/m³,碳酸盐岩(如白云岩)的密度为2400~2750 kg/m³(Schön, 2015)。由于2种岩石的密度变化范围并不是很大,所以在模拟中围岩密度取2700 kg/m³。

模拟中围岩采用的杨氏模量来自于Schön(2015)整理的数据库,花岗岩的杨氏模量取值范围在30~80 GPa,取其均值为60 GPa;碳酸盐岩的杨氏模量的取值范围在20~70 GPa,取其均值为45 GPa。对于各向同性的岩石,泊松比取值范围在0~0.5(Gercek, 2007),花岗岩泊松比约为0.25(Dwivedi et al., 2008);碳酸盐岩泊松比取值范围在0.1~0.4,取其均值为0.25(Schön, 2015)。黏聚力和内摩擦角是岩石剪切强度参数,由于抗拉强度、黏聚力以及摩擦角对热应力大小没有影响,为便于参数分析,模型中取相同数值,其中抗拉强度为10 MPa,黏聚力为23 MPa,摩擦角为50°(Wang and Konietzky, 2019; Wang et al., 2020b)。

传热一般由温差引起,有3种基本方式:热传导、热对流和热辐射(Fourier, 2009; Lienhard V and Lienhard IV, 2011)。在岩浆热液系统中,一般只考虑热传导和热对流2种方式。由于热对流需要流体参与,而此次模拟中没有涉及流体,所以假设岩浆向围岩散热是一个热传导的过程。以往模拟岩浆冷却多使用固定的热传导系数(Stein and Stein, 1992; Schrank et al., 2012);近年来,一些实验表明岩石的热传导系数随温度的升高而降低(Vosteen and Schellschmidt, 2003; Merriman et al., 2013; Miao et al., 2014),Fu et al.(2019)的研究结果表明,岩石的热传导系数在400 °C之前随温度升高而降低,400 °C之后保持不变。在岩浆侵位的温度变化范围内,热传导系数的变化范围在2~3 W/(m·°C)(Merriman et al., 2013; Miao et al., 2014)。

花岗岩浆侵入围岩会形成一个以岩浆为中心的热场,该热场的热源可分为3部分:花岗岩浆侵入体冷却释放热(显热)、结晶潜热和岩体所含放射性元素在衰变过程中产生的热量(放射成因热)。潜热作为热源,是温度、压力和冷却岩浆的主体成

分的非线性函数(Lange et al., 1994),在岩浆热演化定量研究中如何处理岩浆结晶潜热的影响是个难题(Ghiorso, 1991)。文章通过采用提高岩石比热容的方式来反映结晶潜热的影响(表观热容法;Hu and Argyropoulos, 1996; Nabelek et al., 2012; 刘向冲等, 2020)。岩浆结晶潜热为2.46×10⁵ J/kg,其作用的温度范围在600~900 °C,所以结晶潜热对比热容的贡献是820 J/(kg·°C)(Nabelek et al., 2012),通常岩石的比热容是800 J/(kg·°C)。模型中花岗岩浆在降温至固相线(600 °C)之前岩体的比热容为1620 J/(kg·°C),围岩的比热容是800 J/(kg·°C)。在花岗岩浆中含有高浓度的放射性产热元素(U、Th和K),平均产热率为2 μW/m³(Artemieva et al., 2017)。故在模型中设置放射性元素产生的热量为2 μW/m³。

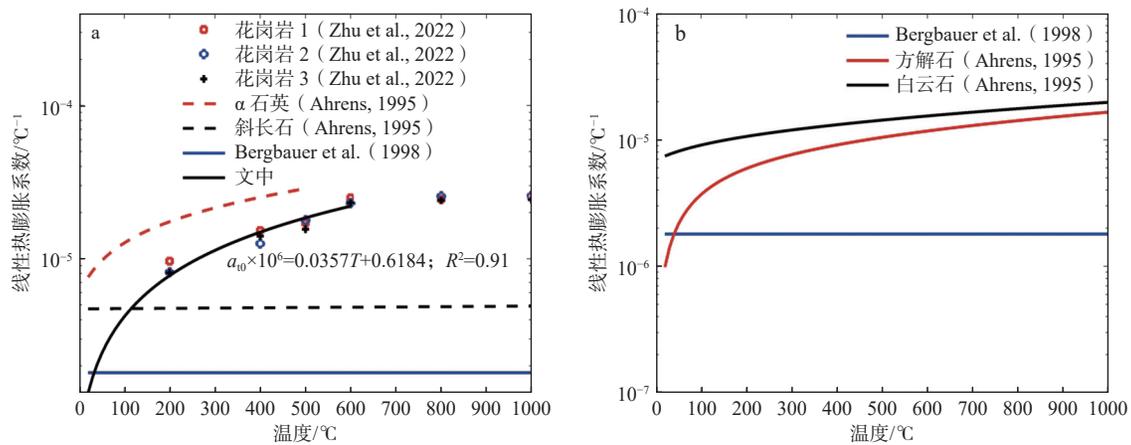
热应力与线性热膨胀系数呈正相关[公式(4)]。Bergbauer et al.(1998)在模拟时采用的是常温下花岗岩线性热膨胀系数1.8×10⁻⁶ °C⁻¹(图2a中蓝色直线),但花岗岩的线性热膨胀系数随着温度的升高而增大(Dwivedi et al., 2008),这是因为石英、长石矿物的线性热膨胀系数与温度有关。当温度达到573 °C时,石英会发生相变,由α石英转变为β石英,在此温度之前热膨胀系数会增大到较高值(Heuze, 1983; Polyakova, 2014; Wang and Konietzky, 2019);在相变后,β相石英的系数降低至恒定负值(Heuze, 1983)。所以在岩浆侵位的高温环境中线性热膨胀系数会受到影响。文章结合近年来一些高温实验所测得的数据(Zhu et al., 2022),使用MATLAB软件将数据在600 °C之前进行拟合(图2a中黑色曲线),得到:

$$\alpha_{10} \times 10^6 = 0.0357T + 0.6184; R^2 = 0.91 \quad (7)$$

式中: T 为温度, °C; α_{10} 为拟合得到的线性热膨胀系数, 1/°C。

α石英和斜长石的线性热膨胀系数随温度变化曲线数据来源于Ahrens(1995),文章拟合得到的指数曲线在α石英和斜长石之间,表明拟合数据较为准确(图2a)。在发生相变之后(温度高于573 °C)线性热膨胀系数取数据平均值2.47×10⁻⁵ °C⁻¹;以方解石和白云石为主的碳酸盐岩的线性热膨胀系数随温度的变化曲线如图2b所示,其关系式(Ahrens, 1995)分别为:

$$\alpha_{11} = [0.0713 \times 10^{-4} + 3.3941 \times 10^{-8} \times (T + 273.15) - 1.2140 \times (T + 273.15)^{-2}] / 3 \quad (8)$$



a—花岗岩(花岗岩 1—花岗岩 3 中斜长石含量高于石英); b—碳酸盐岩

图 2 不同岩石类型的线性热膨胀系数随温度的变化特征

Fig. 2 The trend of the linear thermal expansion coefficient with temperature for various rock kinds

(a) Granite (granite1–granite 3 with higher plagioclase content than quartz); (b) Carbonate rock

表 1 数值模拟实验中采用的岩石力学和热学参数

Table 1 Rock mechanics and thermal parameters used in numerical experiments

实验	序号	围岩	密度/ (kg/m ³)	杨氏模量/ GPa	泊松比	抗拉强度/ MPa	摩擦角/ (°)	黏聚力/ MPa	比热容/ J/(kg·°C)	热传导系数/ W/(m·°C)	线性热膨胀系数/ (1/°C)
系列实验1	1-1									2	
	1-2	花岗岩	2700	60	0.25	10	50	23	800	2.5	由公式(7)得出
	1-3									3	
系列实验2	2-1			40							
	2-2	花岗岩	2700	60	0.25	10	50	23	800	3	由公式(7)得出
	2-3			80							
系列实验3	3-1	花岗岩									由公式(7)得出
	3-2	花岗岩		60							1.8×10 ⁻⁶
	3-3	碳酸盐岩	2700		0.25	10	50	23	800	3	由公式(8)得出
	3-4	碳酸盐岩		45							1.8×10 ⁻⁶
实验4	1-3、2-3、3-1	花岗岩	2700	60	0.25	10	50	23	800	3	由公式(7)得出
实验5	—	花岗岩	2700	60	0.25	10	50	23	800	3	由公式(7)得出

$$\alpha_{12} = [0.1928 \times 10^{-4} + 3.1703 \times 10^{-8} \times (T + 273.15) - 0.5393 \times (T + 273.15)^{-2}] / 3 \quad (9)$$

式中: T 为温度, °C; α_{11} 、 α_{12} 为方解石和白云石线性热膨胀系数, 1/°C。此次模拟中采用以方解石为主的碳酸盐岩的线性热膨胀系数变化曲线, 在模拟中所用到的参数见表 1。

1.5 初始和边界条件设定

从花岗岩浆侵位的一般地质模型到数值模型需要将地质证据与地球物理特征现象转化为相应的初始条件和边界条件。模型顶部为地表, 设定固定温度 20 °C。高温岩浆侵位后一定会导致围岩热异常, 引起热接触变质, 距离岩体较远的地方会逐

渐恢复至正常的地温梯度, 设定地温梯度为 30 °C/km。为了维持该地温梯度, 需要在模型底部设置热通量。由于是二维模型, 所以热通量计算公式为:

$$Q = -k\Delta T \quad (10)$$

式中: Q —热通量, mW/m²; k —热传导系数, W/(m·°C); ΔT —地温梯度, °C/km

通过公式(10)计算得到底部热通量为 90 mW/m²。Scaillet et al.(1995)通过实验得到的典型花岗质岩浆中的初始含水量为 5%~7.5%, 液相线温度为 770~800 °C; 之后由实验相平衡的方法得到花岗质岩浆的液相线温度范围从低于 700 °C到约 1000 °C,

且大部分介于 700~900 °C (Scaillet et al., 2016)。故文章设定中心花岗质岩浆的初始温度为 800 °C。目前主流观点认为, 花岗岩类侵入体是经过多次侵位、累积生长形成的 (Coleman et al., 2004; Matzel et al., 2006; Michel et al., 2008; 马昌前和李艳青, 2017), 摒弃了“大水缸”(big tank)模式 (Huppert and Sparks, 1988; Barboza and Bergantz, 1996; Bohrson and Spera, 2001)。然而, Annen et al. (2022) 的研究表明岩浆可快速侵位进入地壳, 在几个月到几十年的时间内产生完全熔融的岩浆房; 一些斑岩型铜矿也是在快速侵位的岩体中形成的 (Schöpa et al., 2017)。所以在本次模型中假设花岗岩浆侵入体经过一次快速侵位至图 1 所示位置。

大多数铜、锡等岩浆热液型矿床形成于伸展构造环境 (曹华文, 2015)。陈柏林和高允 (2022) 通过构造解析认为, 铜厂斑岩铜矿床在成矿作用发生时最大主应力为近直立, 最小主应力为近水平。根据以上认识, 模型建立了由重力引起的初始应力场, 重力加速度为 9.8 m/s²。模型假设在侵位过程中不会影响围岩左、右两边最远端, 所以固定两端水平方向的位移; 在模型底部每个单元可以向上膨胀或者收缩, 不可以向下膨胀, 水平方向自由, 所以固定底部向下的位移。

此次数值模拟实验考虑了相同岩性下热传导系数、杨氏模量、不同岩性下线性热膨胀系数对热应力的影响和岩性 (围岩主要为花岗岩) 相同情况下热应力在空间上的变化规律以及侵位深度对热应力的影响。研究热传导系数的影响时, 选取岩浆房上方及左上角上方 1 km 处作为观察点 (图 1 中 P_1 、 P_2); 其他实验选择距离岩浆房上方及左上角上方 3 km 内每隔 200 m 作为观察点 (图 1 中 L_1 、 L_2); 通过这些点的热应力变化曲线来展示不同因素对热应力的影响及侵位后的热应力时空演化。需要注意的是, 岩浆侵位形成的热场以及热应力持续时间与岩浆房的规模有关。研究结果表明, 岩浆房厚度对热场持续时间影响较大, 水平长度影响较小 (Liu et al., 2023)。所以文章不再讨论岩浆房的规模对热应力持续时间的影响。

2 模拟结果

2.1 系列实验 1: 岩石热传导系数的影响

实验系列 1 通过改变岩石热传导系数来研究

对热应力的影响。岩石热传导系数为 3 W/(m·°C) 的岩浆房中心温度变化结果如图 3 所示, 在岩浆侵位 10 ka 后岩浆房中心的温度降至固相线以下。文章重点关注岩浆房从侵位开始到温度降低至固相线之前热应力的变化, 所以侵位 10 ka 之后热应力的变化不再关注。重力作用达到平衡之后形成的初始应力场如图 4 所示。高温岩浆侵位围岩为花岗岩 8 ka 后的温度及热应力的模拟结果云图如图 5 所示, 在高温岩浆附近形成一个以岩浆房为中心的热场, 其温度由内向外逐渐减小, 与岩浆热场一致 (图 5a)。岩浆房上部出现挤压应力, 内部出现拉伸应力 (图 5b、5d); 而剪应力只发生在岩浆房四周 (图 5c), 故记录剪应力时, 关注岩浆房左上角上方 3 km 的位置 (图 1 中 L_1), 可以看到最大剪应力达到将近 90 MPa, 超过一般岩石的抗剪强度, 容易发生剪切破坏。

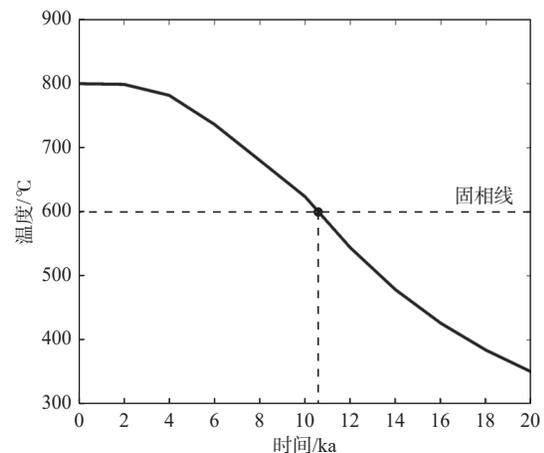


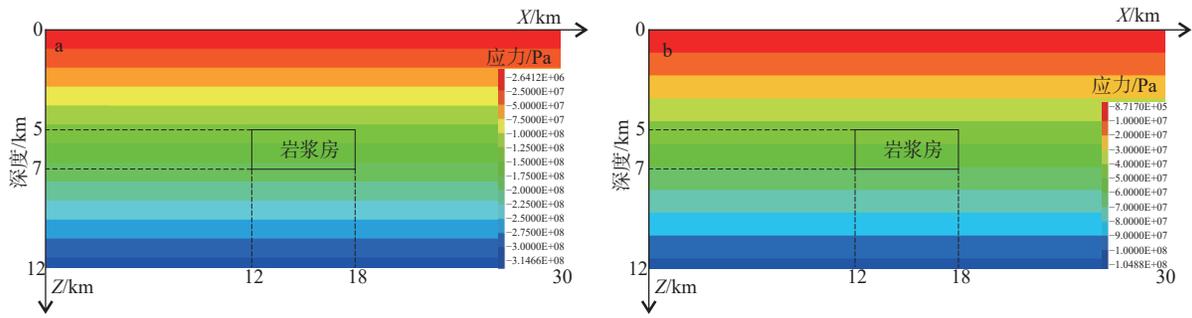
图 3 花岗质岩浆房中心温度变化曲线变化趋势

Fig. 3 The trend of temperature variation for granitic magma centers

为了保持相同的初始温度, 随着热传导系数变化, 底部热通量发生了相应变化 (60 mW/m²、75 mW/m²、90 mW/m²)。距岩浆房上方和左上角顶部 1 km 处 (图 1 中 P_1 、 P_2) 围岩温度和热应力随时间的变化曲线如图 6、图 7 所示, 在同一记录点处, 热传导系数大的围岩温度变化较快, 热应力的变化也较快; 热传导系数小的围岩也能产生相同的热应力, 但需要岩体冷却的时间更长。所以热传导系数对热应力的影响主要体现在传热的快慢上。随着侵位时间的增长, 围岩温度在不断升高 (图 6a, 图 7a), 产生的热应力逐渐远离初始应力 (图 6b, 图 7b), 不断增大。

2.2 系列实验 2: 围岩杨氏模量对热应力的影响

系列实验 2 通过改变围岩的杨氏模量来研究

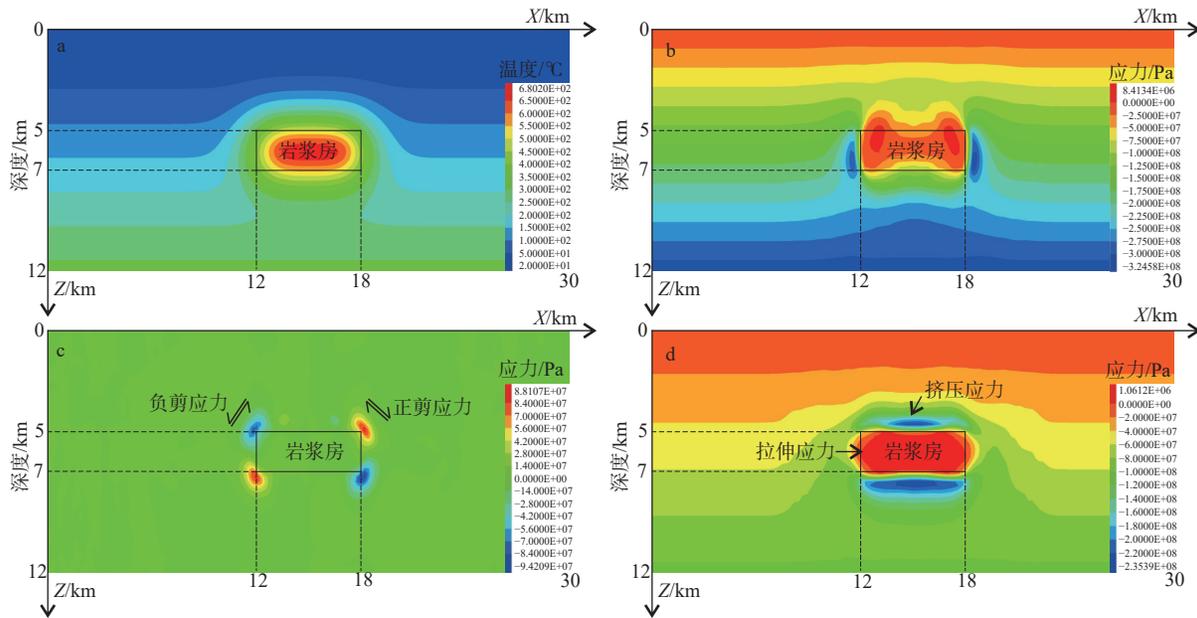


a—Z方向初始正应力(最大为 315 MPa); b—X方向初始正应力(最大为 105 MPa)

图 4 重力引起的初始应力场

Fig. 4 The initial stress field caused by gravity

(a) Initial normal stress in Z-direction (max. 315 MPa); (b) Initial normal stress in X-direction (max. 105 MPa)



a—温度场; b—Z方向正应力; c—XZ方向剪应力; d—X方向正应力

图 5 岩浆侵位 8 ka 后岩浆房周围温度场及热应力场

Fig. 5 The distribution of temperature and thermal stress around the granitic magma after 8 ka

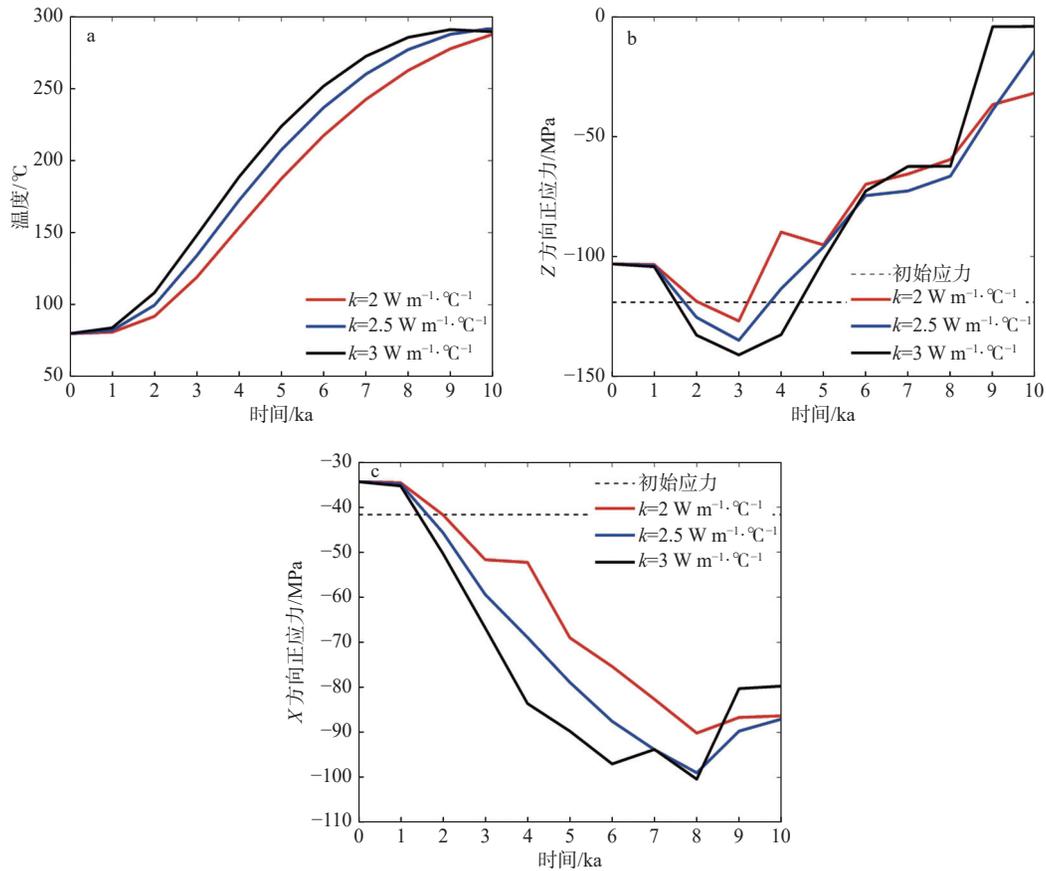
(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z-direction; (c) Shear stress in XZ-direction; (d) Normal stress in X-direction

对热应力的影响。由系列实验 1 可知, 在热传导系数相同的条件下, 围岩的温度变化相同, 杨氏模量不会影响围岩的温度变化, 即使在不同的杨氏模量下, 围岩的温度变化也相同(图 8a, 图 9a)。围岩的杨氏模量为 80 GPa(黑色曲线)产生的热应力要高于杨氏模量为 60 GPa(蓝色曲线)和 40 GPa(红色曲线)产生的热应力(图 8b、8c, 图 9b), 所以随着围岩杨氏模量的增大, 其热应力也在增大。

2.3 系列实验 3: 岩石线性热膨胀系数对热应力的影响

该系列实验的 2 组数值实验分别采用花岗岩

和碳酸盐岩随温度变化的线性热膨胀系数; 作为参照, 第 2 组中的第 2 个实验采用常温且固定的线性热膨胀系数。由于采用相同的岩石热传导系数, 记录时间与系列实验 2 相同, 所以在岩浆房上方和左上角的温度变化见图 8a、图 9a。Z 方向正应力的变化特征如图 10a、10b 所示, 以往模拟采用的线性热膨胀系数所产生的正应力曲线接近平衡后的初始应力场, 对其影响较小。此次模拟结果表明, 侵位围岩无论为花岗岩还是碳酸盐岩在相同条件下 Z 方向所产生的热应力都约为 100 MPa。X 方向正应力和 XZ 方向剪应力的变化曲线(图 10)表明, 文章模



k —热传导系数

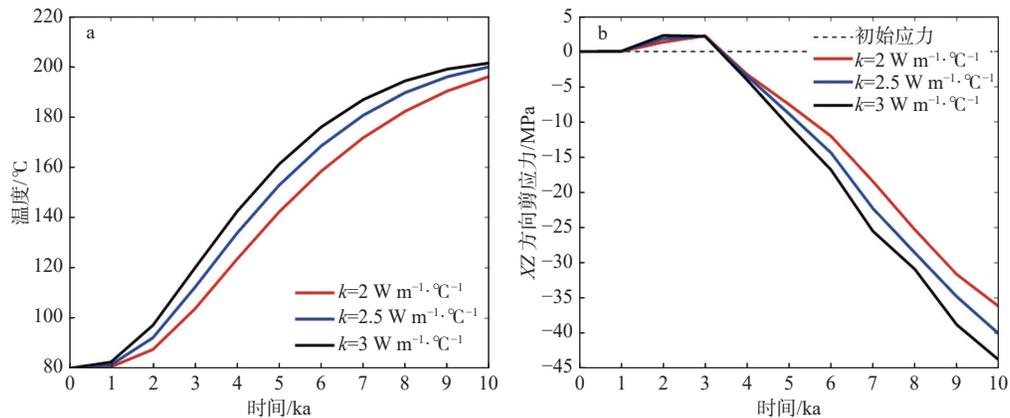
a—温度场; b—Z方向正应力; c—X方向正应力

图 6 距岩浆房上方 1 km 处的温度和正应力随时间的变化曲线

Fig. 6 Time changes of temperature and normal stress at 1 km in the upper part of the granitic magma

(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z-direction; (c) Normal stress in X-direction

k —thermal conductivity



k —热传导系数

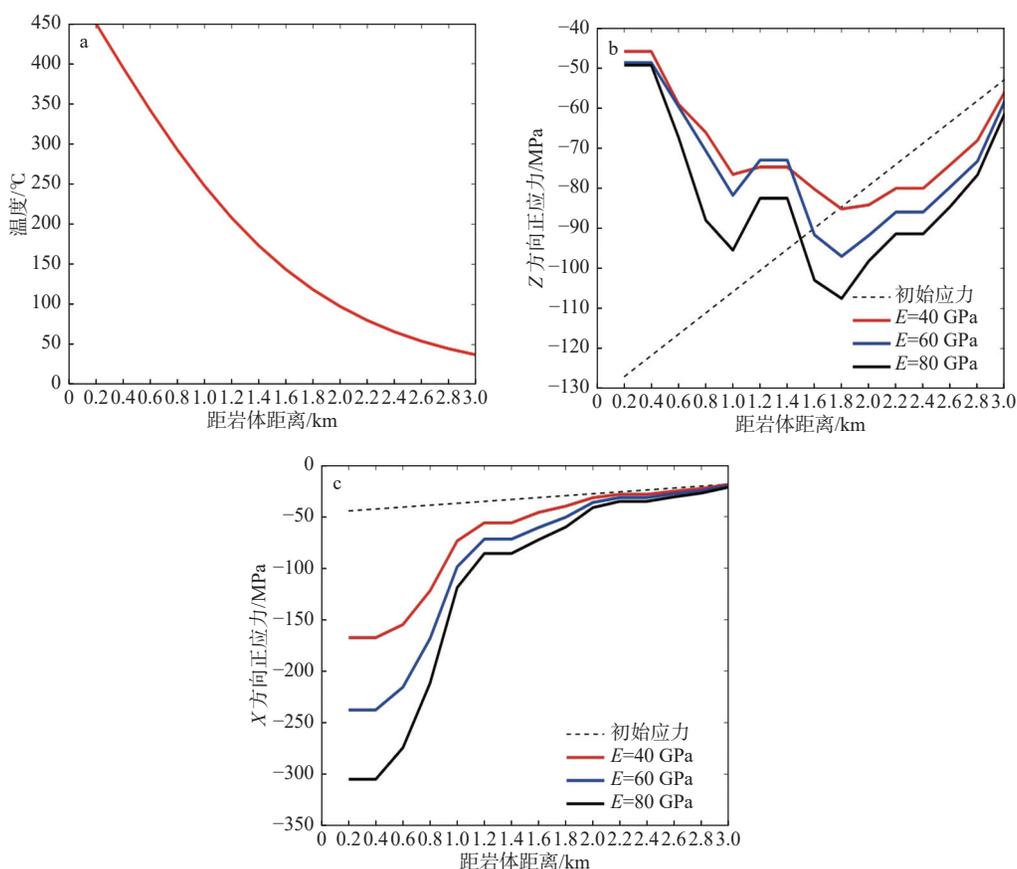
a—温度场; b—XZ方向剪应力

图 7 距岩浆房左上角上方 1 km 处温度和剪应力随时间变化曲线

Fig. 7 Temperature and shear stress variation curves over time at 1 km in the upper left corner of the granitic magma center

(a) Temperature field; (b) Shear stress in XZ-direction

k —thermal conductivity



E —杨氏模量

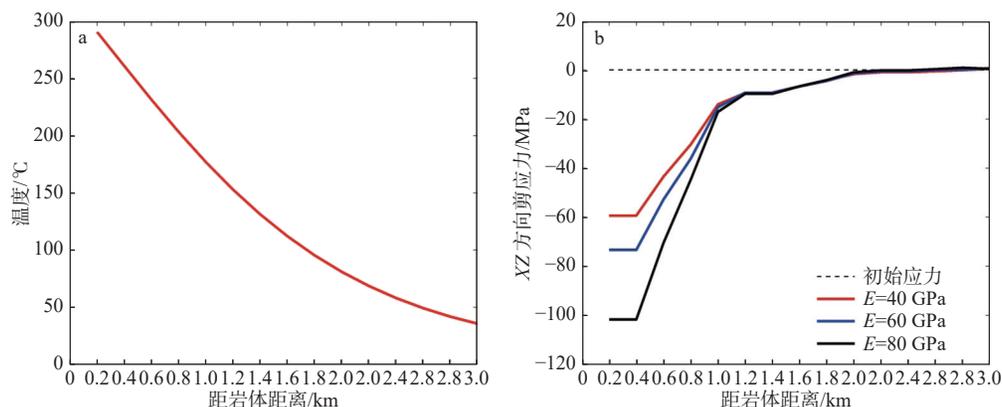
a—温度场; b—Z 方向正应力; c—X 方向正应力

图 8 侵位时间 8 ka 后岩浆房上方 (图 1 中 L_2) 的温度和正应力变化曲线

Fig. 8 Temperature and normal stress change in the upper part of the granitic magma center (see L_2 in Fig. 1) after 8 ka

(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z-direction; (c) Normal stress in X-direction

E —Young's modulus



E —杨氏模量

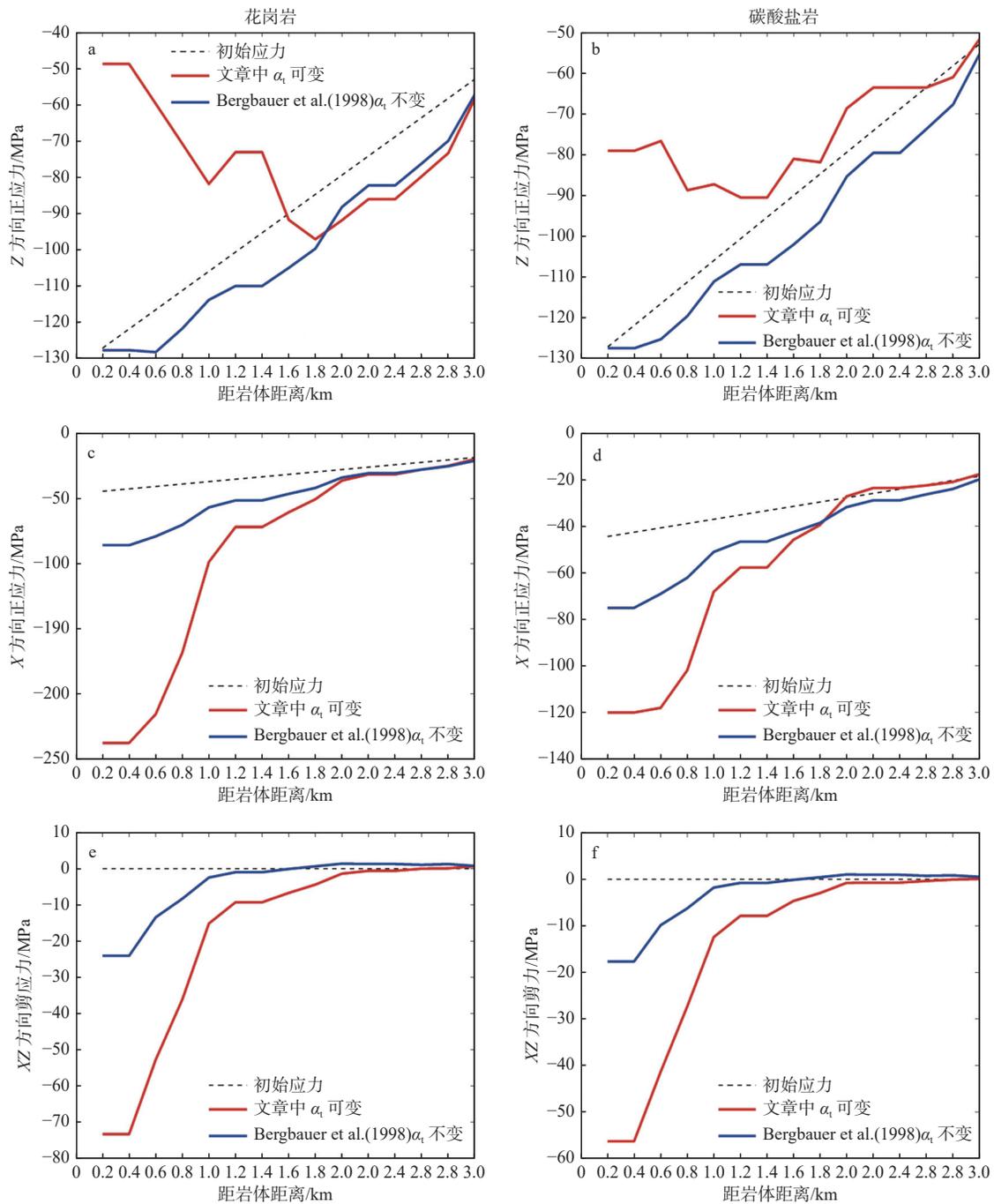
a—温度场; b—XZ 方向剪应力

图 9 侵位时间 8 ka 后岩浆房左上角上方 (图 1 中 L_1) 的温度和剪应力变化曲线

Fig. 9 Temperature and shear stress change in the upper left corner of the granitic magma center (see L_1 in Fig. 1) after 8 ka

(a) Temperature field; (b) Shear stress in XZ-direction

E —Young's modulus



α_t —线性热膨胀系数

a、b—Z方向正应力；c、d—X方向正应力；e、f—XZ方向剪应力

图 10 岩浆侵位至具有不同线性热膨胀系数的围岩所产生的热应力变化曲线

Fig. 10 Thermal stress change from granitic magma emplacement to surrounding rock with varying linear thermal expansion coefficients

(a, b) Normal stress in Z-direction; (c, d) Normal stress in X-direction; (e, f) Shear stress in XZ-direction

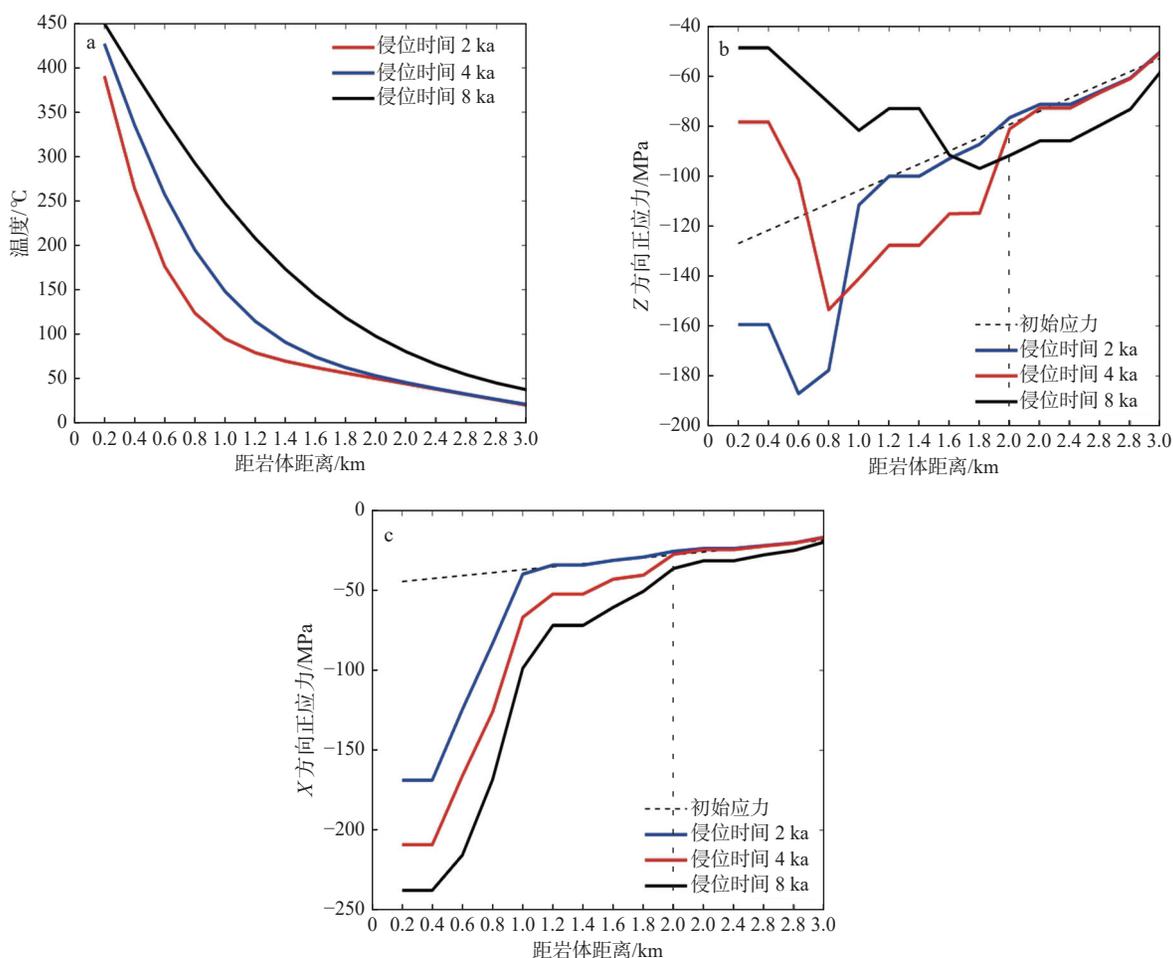
α_t —The linear thermal expansion coefficients

拟出的热应力要比采用常温下的线性热膨胀系数产生的热应力高约一个数量级。此外,对比侵位围岩为花岗岩(图 10a、10c、10e)和碳酸盐岩(图 10b、10d、10f)产生的热应力变化曲线可知,围岩为花岗

岩产生热应力要高于碳酸盐岩,两者相差将近 30 MPa。

2.4 实验 4: 热应力的空间演化

实验 4 通过分析岩浆侵位后距离岩浆房不同

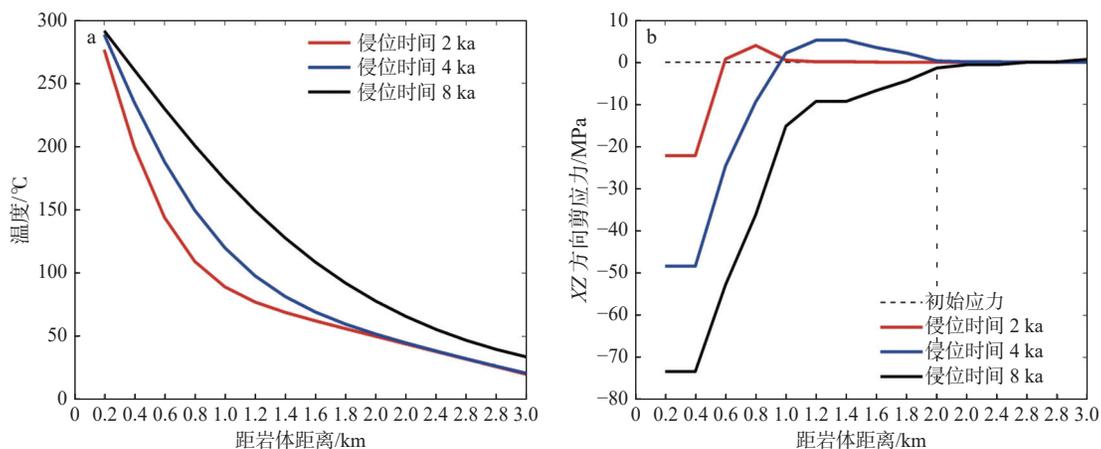


a—温度场; b—Z方向正应力; c—X方向正应力

图 11 岩浆房上方 (图 1 中 L_2) 的温度和正应力变化曲线

Fig. 11 Spatial changes of temperature and normal stress in the upper part of the granitic magma center (see L_2 in Fig. 1)

(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z-direction; (c) Normal stress in X-direction



a—温度场; b—XZ方向剪应力

图 12 岩浆房左上角上方 (图 1 中 L_1) 温度和剪应力变化曲线

Fig. 12 Spatial changes of temperature and shear stress in the upper left corner of the granitic magma center (see L_1 in Fig. 1)

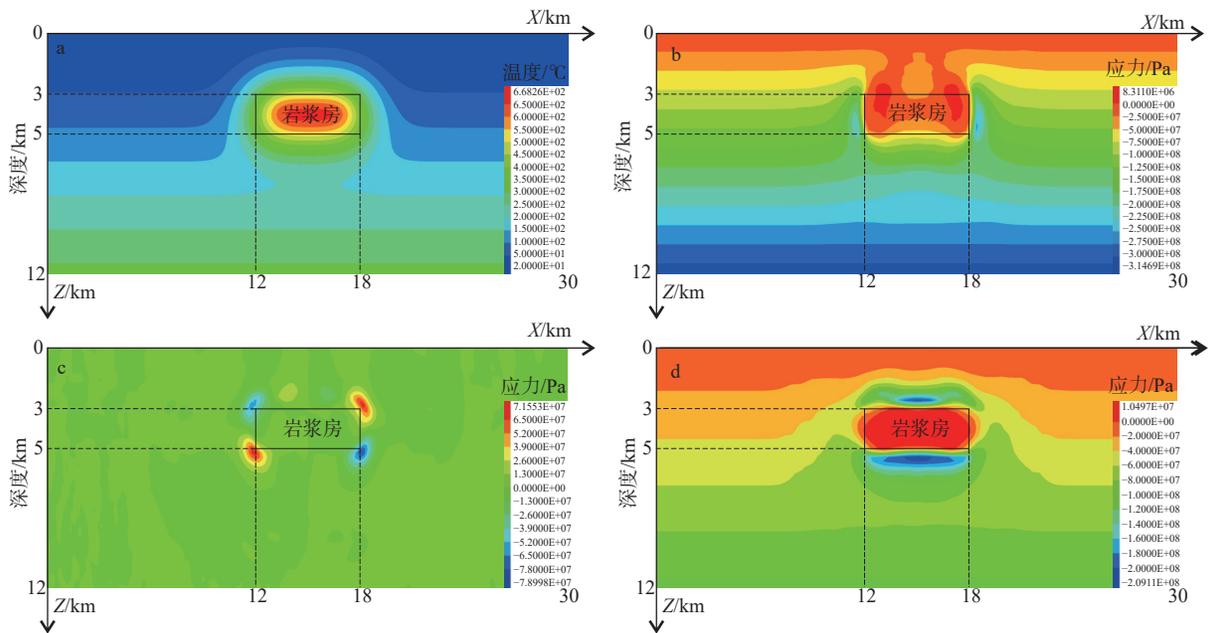
(a) Temperature field; (b) Shear stress in XZ-direction

位置的温度和应力变化来研究热应力的影响范围。模拟结果表明:在相同的侵位时间下,随着记录点与岩浆房顶部的距离增大,围岩温度在逐渐降低(图 11a, 图 12a)。在 X 、 Z 方向的正应力以及 XZ 方向的剪应力在不断的减小(图 11b、11c, 图 12b),在将近 2 km 处侵位产生的热应力接近初始应力,所以热应力的影响范围在岩浆房上方 2 km 以内。

2.5 实验 5: 岩浆侵位深度对热应力的影响

实验 5 是模拟高温岩浆侵位至 3 km 时产生的热应力(比实验 4 浅 2 km)。由于岩浆房所在深度不同,浅部的初始温度和初始应力都低于深部(静岩压力梯度 27 MPa/km)。通过与实验 4 模拟云图对

比(图 5a, 图 13a),侵位 3 km 的岩浆房中心温度降低将近 30 °C(侵位时间为 8 ka),这表明侵位浅的岩浆房冷却较快。所以侵位至 3 km 时,岩浆房上覆围岩的温度要比实验 4 的围岩温度低一些。需要说明的是,由于侵位 3 km 最后一个记录点位于地表,而地表设置固定温度为 20 °C,故红色和黑色实线在距离岩浆房 3 km 处的温度显示为 20 °C(图 14a, 图 15a)。随着侵位深度的变化,浅部岩浆侵入围岩时, Z 、 X 方向的正应力和 XZ 方向剪应力随着围岩温度降低而减小,但是整体趋势没有太大变化(图 14b、14c, 图 15b)。



a—温度场; b— Z 方向正应力; c— XZ 方向剪应力; d— X 方向正应力

图 13 侵位深度为 3 km 侵位时间 8 ka 后的温度场和热应力场

Fig. 13 The distribution of temperature field and thermal stress around the granitic magma center at 3 km emplacement depth after 8 ka

(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z -direction; (c) Shear stress in XZ -direction; (d) Normal stress in X -direction

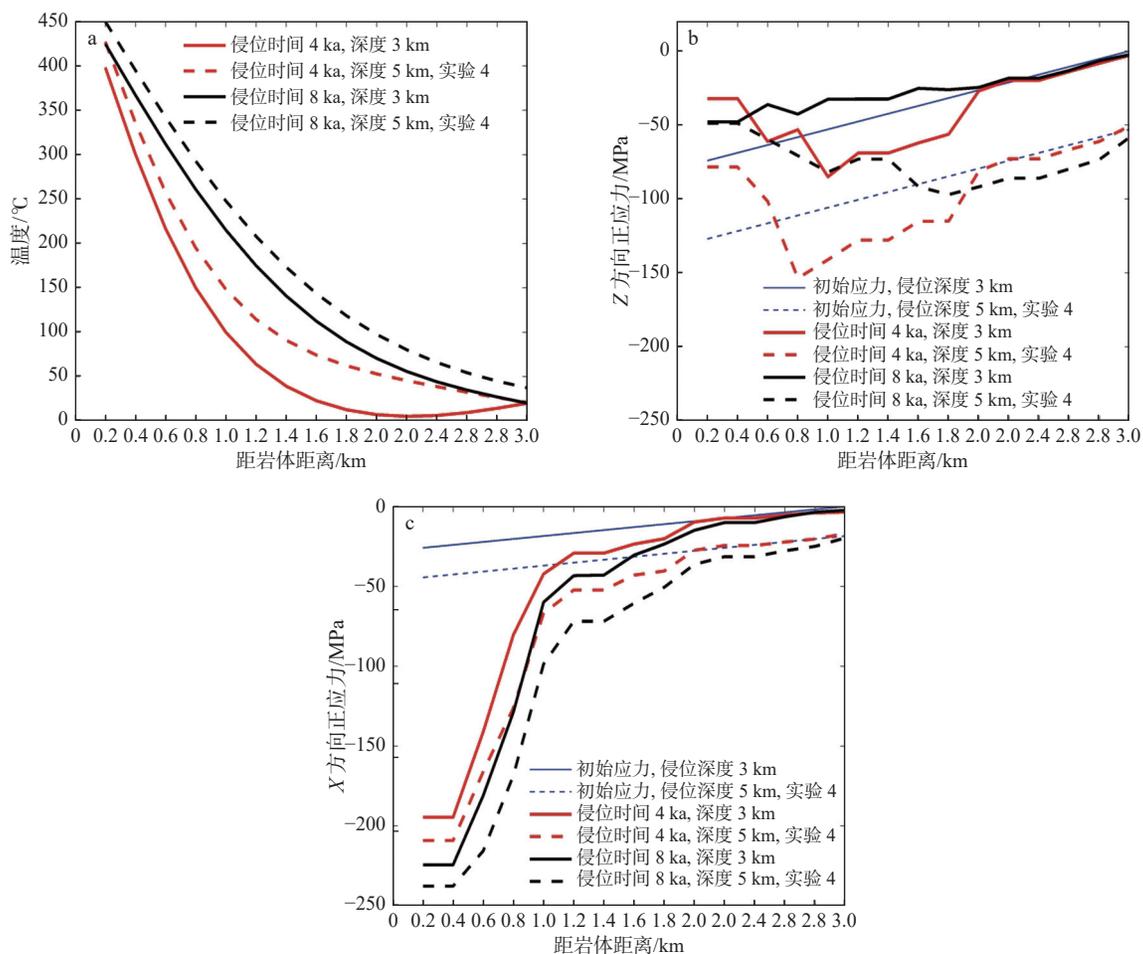
3 讨论

3.1 与已有数值模拟实验结果对比

无论在大尺度还是小尺度上,热应力都起着重要的作用。从地壳尺度来看,随着岩石圈的温度变化,热应力会导致其在脆-韧性转变附近发生破坏(Schrank et al., 2012);从矿物尺度来看,矿物各向异性的热弹性由于加热或冷却会产生更高的热应力,容易在矿物间接触部位发生应力集中而产生裂隙(Raghmi et al., 2020)。此次数值实验模拟的是几千

米宽的花岗岩浆,其介于矿物尺度和地壳尺度,为便于建模和计算在这种尺度下不宜考虑造岩矿物的各向异性,模型中的热学和力学参数代表了这一尺度下的岩石平均值。若考虑围岩造岩矿物的各向异性以及不同岩性的地层(Raghmi et al., 2020),岩浆上覆围岩的热应力将高于文章的数值模拟结果。

在以往模拟实验和物理实验中,多数关注的是冷却岩体(岩浆房)内部所产生的热应力,性质为拉伸应力(Gerla, 1988; Bergbauer and Martel, 1999; Ellis

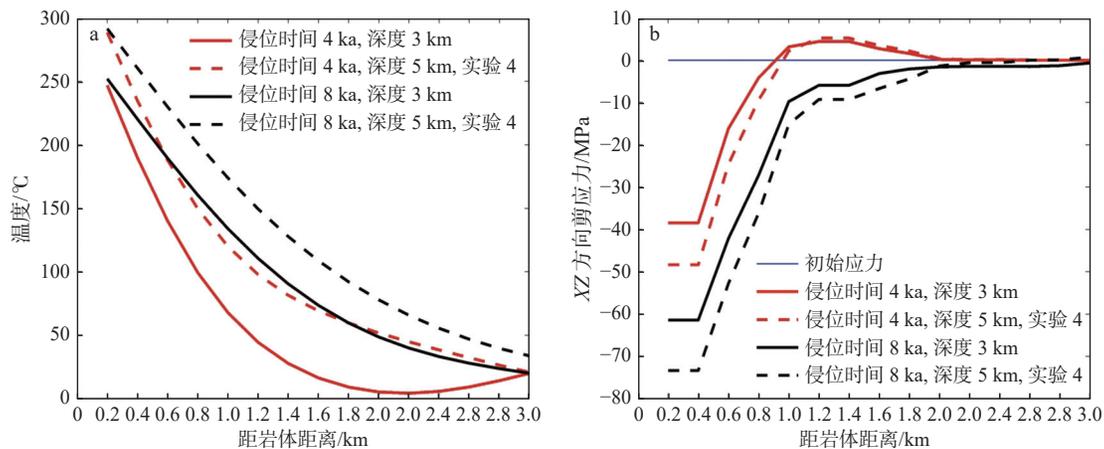


a—温度场; b—Z方向正应力; c—X方向正应力

图 14 实验 5 与实验 4 的温度和正应力结果对比曲线

Fig. 14 The trend of temperature and normal stress for Experiment 5 compared to Experiment 4

(a) Temperature field; (b) Normal stress in Z-direction; (c) Normal stress in X-direction



a—温度场; b—XZ方向剪应力

图 15 实验 5 与实验 4 的温度和剪应力结果对比曲线

Fig. 15 The trends of temperature and shear stress for Experiment 5 compared to Experiment 4

(a) Temperature field; (b) Shear stress in XZ-direction

and Blenkinsop, 2019); 虽然此次研究中花岗岩浆内部同样产生的是拉伸应力, 但文中主要关注的是岩浆对围岩产生的热应力。Bergbauer et al. (1998) 曾研究了不同几何形态岩浆房对围岩产生的热应力影响, 但是其采用的是常温下的线性热膨胀系数; Žák et al. (2006) 在研究热应力时, 曾关注到杨氏模量、热传导系数和线性热膨胀系数会随温度变化而变化, 但是并未定量分析这些力学、热学参数对热应力的影响。

文章中数值模拟实验系统地评价了岩石热学、力学等参数对热应力的影响。由公式(2)可知, 热传导系数主要影响传热速率, 由图 6b、6c 和图 7b 可知, 热传导系数对于热应力的大小没有直接影响(系列实验 1)。由公式(4)(5)可知岩石杨氏模量通过改变体积模量来影响热应力的大小, 并且杨氏模量和体积模量成正相关, 所以杨氏模量越大, 热应力也越大, 这与系列实验 2 的结果一致。在系列实验 3 中产生的热应力最高可达 100 MPa, 比 Bergbauer et al. (1998) 的实验结果(最高 50 MPa) 大几倍, 热应力产生的影响不容低估。

3.2 热应力对岩浆热液型矿床容矿裂隙的影响

此次模拟关注的是高温岩浆侵入围岩后在岩浆房上部产生的热应力, 由于不同围岩的杨氏模量均值和热膨胀系数具有差异性, 围岩为花岗岩所产生的热应力要高于碳酸盐岩。当然, 文章用斜长石含量大于石英的花岗岩来代替长英质岩石会有一些误差。花岗岩的热膨胀系数主要取决于石英和斜长石的含量, 当石英的含量高于斜长石时, 热膨胀系数会更高, 产生的热应力也会更大。

与岩浆热液型矿床有关的花岗岩侵入体顶部常发育裂隙系统, 这些裂隙既为流体提供了运移通道又为矿体提供了容矿空间。例如, 石英脉型钨矿床通常产于花岗岩体外接触带上(广东有色金属地质勘探公司九三二队, 1966; 许建祥等, 2008; 毛景文等, 2009; 王登红等, 2010; Liu et al., 2015; 刘向冲等, 2017; Wang et al., 2020a; 张达等, 2021), 这类矿脉体通常发育在距主岩体 1 km 以内。而华南地区部分石英脉型钨矿床的花岗岩体顶部发育扇状的矿脉, 矿脉预测在主岩体上方 1.1 km 内(方贵聪等, 2021)。与这些石英脉型矿床相比, 斑岩矿床岩体周围的容矿破裂主要分为 2 种, 一种是岩体顶部围岩接触带中的网脉状破裂系统, 发育密集的容矿网脉; 另一种是岩体顶部上方具有一定规模的大中型

脉体和角砾岩筒, 在岩体顶部呈放射状向上方或斜上方延伸(Tosdal and Richards, 2001; Guillou-Frottier and Burov, 2003)。常成和罗纲(2022)模拟结果指出, 斑岩型矿床顶部破裂系统的形成与高温岩体侵入围岩的热应力有关, 但是并没有给出热应力的影响范围。从此次实验 4 的结果来看, 随着记录点与岩浆房距离的增大, 热应力不断减小, 影响范围在 2 km 以内(图 11b、11c, 图 12b), 所以热应力可对上述钨、锡、铜成矿花岗岩顶部 2 km 以内裂隙的形成有一定的影响。

关于花岗质岩浆周围裂隙系统的成因一般有 2 种认识: ①裂隙系统形成于花岗岩浆侵位前, 与岩浆活动无关; ②花岗岩浆侵位时通过岩浆压力、岩浆浮力和热应力等局部应力场形成初始裂隙系统为流体提供运移通道或为成矿提供容矿空间。综上所述, 花岗岩的热应力可显著改变岩体 1~2 km 范围内的应力场。因此, 热应力对侵入体顶部裂隙的形成及发育有一定的促进作用。

另外, 岩浆侵位深度会影响岩体冷却过程中的温度和应力状态, 也会影响热液型矿床的形成。赵茂春等(2020)认为岩浆侵位深度大、围压太高, 不利于张裂性质的裂隙形成和发育。在此次模拟实验 5 中岩浆侵位深度较浅时, 岩浆上覆围岩的初始温度和初始正压力(即围压)都较低; 由公式(3)与(4)可知, 由于岩浆初始温度相同, 侵位浅的岩浆房将对上覆围岩产生更高的热应力。因而, 在岩浆侵位浅的情形下, 热应力高且围压低, 两种因素叠加更有利于上覆围岩裂隙的形成和扩展, 这与赵茂春等(2020)的观点一致。

3.3 研究不足

此次数值实验中存在许多不足: ①岩浆在固态和部分熔融状态时的本构关系是不同的, 但模拟软件在单次计算中只能使用一种本构方程, 这将导致模拟结果与真实花岗岩侵位的应力场存在一定差异; ②因为模型中各岩石单元的力学性质均为各向同性, 所以模拟结果中没有真正模拟裂隙的起裂和扩展, 更多研究的是热应力的大小及影响范围, 然而天然岩石因含裂隙、断层、以及结构(如层理等)等因素是常常各向异性的, 模拟结果也会有一定偏差。这些可作为未来的研究内容和方向。

4 结论

文章结合花岗岩浆侵位的地质与地球物理特

征,建立了高温岩浆侵入较冷围岩的二维数值模型,利用一系列数值模拟实验定量研究了岩浆侵位后热应力的时空演化以及影响热应力的重要岩石力学和热学参数,得出如下结论:

(1)岩石热传导系数的变化通过改变传热的快慢来影响热应力;岩石杨氏模量越大,侵位产生的热应力也越大;围岩为花岗岩所产生的热应力要高于围岩为碳酸盐岩。模拟实验中产生的热应力最高可达 100 MPa,高于采用常温下线性热膨胀系数得出的模拟结果;当长英质岩石中石英的含量高于斜长石时,热膨胀系数会更高,产生的热应力也会更大。

(2)随着岩浆侵位时间的增加,距离岩浆房 1 km 处的围岩温度不断升高,热应力也不断增大;随着与岩浆房距离的增大,围岩温度不断降低,热应力也不断降低,热应力影响范围在岩浆房上方 2 km 内;侵位深度较浅时,初始温度和初始应力都低于深部;浅部岩浆房冷却较快,其产生的热应力更有利于覆围岩裂隙的形成和扩展。

(3)岩浆侵位形成的热应力可影响岩体 1~2 km 内的应力场,促使围岩破裂、并为热液流体成矿提供运移通道或容矿空间。

致谢:感谢中国地质科学院地质力学研究所陈柏林研究员、贵州省地质矿产勘查开发局刘建中研究员对本文的指导和 2 位审稿人的评审意见!

References

- ABOOTALEBI P, SIEMENS G, 2018. Thermal properties of engineered barriers for a Canadian deep geological repository[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 55(6): 759-776.
- AHRENS T J, 1995. Mineral physics & crystallography: a handbook of physical constants[M]. Washington: American Geophysical Union.
- ANNEN C, LATYPOV R, CHISTYAKOVA S, et al., 2022. Catastrophic growth of totally molten magma chambers in months to years[J]. *Science Advances*, 8(38): eabq0394.
- ARTEMIEVA I M, THYBO H, JAKOBSEN K, et al., 2017. Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017[J]. *Earth-Science Reviews*, 172: 1-26.
- BARBOZA S A, BERGANTZ G W, 1996. Dynamic model of dehydration melting motivated by a natural analogue: applications to the Ivrea-Verbanò zone, northern Italy[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2): 23-31.
- BEA F, 2012. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements[J]. *Lithos*, 153: 278-291.
- BERGBAUER S, MARTEL S J, HIERONYMUS C F, 1998. Thermal stress evolution in cooling pluton environments of different geometries[J]. *Geophysical Research Letters*, 25(5): 707-710.
- BERGBAUER S, MARTEL S J, 1999. Formation of joints in cooling plutons[J]. *Journal of Structural Geology*, 21(7): 821-835.
- BIOT M A, 1956. Thermoelasticity and irreversible thermodynamics[J]. *Journal of Applied Physics*, 27(3): 240-253.
- BOHRSON W A, SPERA F J, 2001. Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems[J]. *Journal of Petrology*, 42(5): 1019-1041.
- CAO H W, 2015. Research on Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution and its relation with metallogeny in Tengchong-Lianghe tin ore belt, Western Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing): 1-340. (in Chinese with English abstract)
- CATHLES L M, ERENDI A H J, BARRIE T, 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?[J]. *Economic Geology*, 92(7-8): 766-771.
- CEN K, TIAN Z X, 2012. Ore-forming system around magma — model of spatial zonation for magmatic rock and deposit set[J]. *Geoscience*, 26(5): 1051-1057. (in Chinese with English abstract)
- CHANG C, LUO G, 2022. The fracture forming mechanism at the top of the intrusion body in porphyry deposits: the insights from a multi-physical field coupled numerical model[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 65(8): 3006-3024. (in Chinese with English abstract)
- CHAPPELL B W, WHITE A J R, WILLIAMS I S, et al., 2004. Low- and high-temperature granites[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95, 125-140.
- CHEN B L, GAO Y, 2022. Study on ore-bearing fracture system of veinlet orebody in Tongchang porphyry copper deposit, Dexing of Jiangxi[J]. *Mineral Deposits*, 41(6): 1093-1107. (in Chinese with English abstract)
- CHEN Y, WU X D, ZHANG F Q, 1999. Experimental study on thermal cracking of rocks[J]. *Chinese Science Bulletin*, 44(8): 880-883. (in Chinese)
- CHEN Y M, XU D P, 2013. FLAC/FLAC 3D fundamentals and engineering examples[M]. 2nd ed. Beijing: China Water & Power Press. (in Chinese)
- COLEMAN D S, GRAY W, GLAZNER A F, 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California[J]. *Geology*, 32(5): 433-436.
- CRUDEN A R, MCCAFFREY K J W, 2001. Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms[J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(4-5): 303-315.
- DWIVEDI R D, GOEL R K, PRASAD V V R, et al., 2008. Thermo-mechanical properties of Indian and other granites[J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(3): 303-315.
- DUHAMEL J M C, 1837. Second mémoire sur les phénomènes thermo-mécaniques[J]. *J de l'École Polytechnique*, 15(25): 1-57.
- ELLIS J F, BLENKINSOP T, 2019. Analogue modelling of fracturing in cooling plutonic bodies[J]. *Tectonophysics*, 766: 14-19.
- ENGLISH J M, 2012. Thermomechanical origin of regional fracture systems[J]. *AAPG Bulletin*, 96(9): 1597-1625.

- ESLAMI M R, HETNARSKI R B, IGNACZAK J, et al., 2013. Theory of elasticity and thermal stresses: explanations, problems and solutions[M]. Dordrecht: Springer.
- EVANS D J, ROWLEY W J, CHADWICK R A, et al., 1994. Seismic reflection data and the internal structure of the Lake District batholith, Cumbria, northern England[J]. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 50: 11-24.
- FAN Y L, GAO J W, YU S, et al., 2023. Prediction and analysis on large deformation of surrounding rocks in the Muzhailing Tunnel of the Weiyuan-Wudu Expressway under high in-situ stress[J]. *Journal of Geomechanics*, 29(6): 786-800. (in Chinese with English abstract)
- FANG G C, WANG D H, FENG Z X, et al., 2021. The fan-like distribution of ore veins in the quartz-vein type tungsten deposits in South China and its prospecting significance[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 45(3): 523-533. (in Chinese with English abstract)
- FOURIER J B J, 2009. The analytical theory of heat[M]. Cambridge: Cambridge University Press: 466.
- FU H F, ZHANG B H, GE J H, et al., 2019. Thermal diffusivity and thermal conductivity of granitoids at 283-988 K and 0.3-1.5 GPa[J]. *American Mineralogist*, 104(11): 1533-1545.
- GERCEK H, 2007. Poisson's ratio values for rocks[J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(1): 1-13.
- GERDES M L, BAUMGARTNER L P, PERSON M, 1998. Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 103(B10): 23983-24003.
- GERLA P J, 1988. Stress and fracture evolution in a cooling pluton: An example from the Diamond Joe stock, western Arizona, U. S. A.[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34(3-4): 267-282.
- GHIORSO M S, 1991. Temperatures in and around cooling magma bodies[M]/PERCHUK L L. Progress in metamorphic and magmatic petrology: a memorial volume in Honour of D. S. Korzhinskiy. Cambridge: Cambridge University Press: 387-410.
- GU D S, LI X B, 2003. Science problems and research state of deep mining in metal and nonferrous mines[J]. *Mining Research and Development*, 23(S1): 1-5. (in Chinese with English abstract)
- Guangdong Nonferrous Metal Geological Exploration Company 932 Team, 1966. How we use the "five-story" law to find, evaluate and explore wolframite quartz vein deposits[J]. *Geology and Exploration*(5): 15-19. (in Chinese)
- GUILLOU-FROTTIER L, BUROV E, 2003. The development and fracturing of plutonic apices: implications for porphyry ore deposits[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2): 341-356.
- HAN X H, CHU Z H, ZHANG Y Z, 2005. Thermal-induced rock cracking and its significance in engineering[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 27(1): 98-100. (in Chinese with English abstract)
- HEARD H C, PAGE L, 1982. Elastic moduli, thermal expansion, and inferred permeability of two granites to 350°C and 55 megapascals[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 87(B11): 9340-9348.
- HEUZE F E, 1983. High-temperature mechanical, physical and thermal properties of granitic rocks—a review[J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 20(1): 3-10.
- HU H, ARGYROPOULOS S A, 1996. Mathematical modelling of solidification and melting: a review[J]. *Modelling and Simulation in Materials Science and Engineering*, 4(4): 371.
- HUPPERT H E, SPARKS R S J, 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust[J]. *Journal of Petrology*, 29(3): 599-624.
- ITASCA CONSULTING GROUP INC, 2012. FLAC 3D Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions—FLAC 3D help. Minneapolis, Minnesota.
- KUMARI W G P, RANJITH P G, PERERA M S A, et al., 2017. Mechanical behaviour of Australian Strathbogie granite under in-situ stress and temperature conditions: an application to geothermal energy extraction[J]. *Geothermics*, 65: 44-59.
- LANGE R A, CASHMAN K V, NAVROTSKY A, 1994. Direct measurements of latent heat during crystallization and melting of a ugandite and an olivine basalt[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(2): 169-181.
- LESSEN M, 1956. Thermoelasticity and thermal shock[J]. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 5(1): 57-61.
- LI W T, HUANG B H, BI Z B, 2004. Thermal stress theory analysis and application[M]. Beijing: China Electric Power Press. (in Chinese)
- LI Z H, CHI G X, BETHUNE K M, 2016. The effects of basement faults on thermal convection and implications for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada[J]. *Geofluids*, 16(4): 729-751.
- LI Z H, CHI G X, BETHUNE K M, et al., 2017. Structural controls on fluid flow during compressional reactivation of basement faults: insights from numerical modeling for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada[J]. *Economic Geology*, 112(2): 451-466.
- LIENHARD V J H, LIENHARD IV J H, 2011. A heat transfer textbook[M]. 4th ed. Massachusetts: Phlogiston Press, 749.
- LIU X C, XING H L, ZHANG D H, 2015. The mechanisms of the infill textures and its implications for the five-floor zonation at the Dajishan vein-type tungsten deposit, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 365-374.
- LIU X C, ZHANG D H, ZHAO B, et al., 2017. Quantitative analysis of the "five-floor" vertical morphological zonation in the Piaotang tungsten deposits, South China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 23(3): 408-416. (in Chinese with English abstract)
- LIU X C, XIAO C H, ZHANG S H, et al., 2020. Whether Sanguliu granite provided energy required for forming Wulong gold deposit, Liaoning Province, China?[J]. *Earth Science*, 45(11): 3998-4013. (in Chinese with English abstract)
- LIU X C, ZHANG D H, YANG J W, et al., 2023. High heat producing granites and prolonged extraction of tungsten and tin from melts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 348: 340-354.
- LORD H W, SHULMAN Y, 1967. A generalized dynamical theory of thermoelasticity[J]. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 15(5): 299-309.
- MA C Q, LI Y Q, 2017. Incremental growth of granitoid plutons and highly crystalline magmatic differentiation[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1479-1488. (in Chinese with English abstract)

- MAO J W, XIE G Q, CHENG Y B, et al., 2009. Mineral deposit models of Mesozoic ore deposits in South China[J]. *Geological Review*, 55(3): 347-354. (in Chinese with English abstract)
- MATZEL J E P, BOWRING S A, MILLER R B, 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12): 1412-1430.
- MERRIMAN J D, WHITTINGTON A G, HOFMEISTER A M, et al., 2013. Thermal transport properties of major Archean rock types to high temperature and implications for cratonic geotherms[J]. *Precambrian Research*, 233: 358-372.
- MIAO S Q, LI H P, CHEN G, 2014. Temperature dependence of thermal diffusivity, specific heat capacity, and thermal conductivity for several types of rocks[J]. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 115(2): 1057-1063.
- MICHEL J, BAUMGARTNER L, PUTLITZ B, et al., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k. y.[J]. *Geology*, 36(6): 459-462.
- MÜLLER G, 1998. Experimental simulation of basalt columns[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86(1-4): 93-96.
- NABELEK P I, HOFMEISTER A M, WHITTINGTON A G, 2012. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318: 157-164.
- NAJAFI M, JALALI S M E, KHALOKAKAIE R, 2014. Thermal-mechanical-numerical analysis of stress distribution in the vicinity of underground coal gasification (UCG) panels[J]. *International Journal of Coal Geology*, 134-135: 1-16.
- PETFORD N, CRUDEN A R, MCCAFFREY K J W, et al., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. *Nature*, 408(6813): 669-673.
- POLYAKOVA I G, 2014. The main silica phases and some of their properties[M]//SCHMELZER J W P. Glass: selected properties and crystallization. Berlin: De Gruyter: 197-268.
- QIN K Z, ZHAO J X, FAN H R, et al., 2021. On the ore-forming depth and possible maximum vertical extension of the major type ore deposits[J]. *Earth Science Frontiers*, 28(3): 271-294. (in Chinese with English abstract)
- RAGHAMI E, SCHRANK C, KRUEHL J H, 2020. 3D modelling of the effect of thermal-elastic stress on grain-boundary opening in quartz grain aggregates[J]. *Tectonophysics*, 774: 228-242.
- SCAILLET B, PICHAVANT M, ROUX J, 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas[J]. *Journal of Petrology*, 36(3): 663-705.
- SCAILLET B, HOLTZ F, PICHAVANT M, 2016. Experimental constraints on the formation of silicic magmas[J]. *Elements*, 12(2): 109-114.
- SCHÖN J H, 2015. Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics[M]. Amsterdam: Elsevier.
- SCHÖPA A, ANNEN C, DILLES J H, et al., 2017. Magma emplacement rates and porphyry copper deposits: thermal modeling of the Yerington Batholith, Nevada[J]. *Economic Geology*, 112(7): 1653-1672.
- SCHRANK C E, FUSSEIS F, KARRECH A, et al., 2012. Thermal-elastic stresses and the criticality of the continental crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(9): Q09005.
- SONG Z X, QIAN X L, 1996. On the formation mechanism of granite: a review[J]. *Geological Science and Technology Information*, 15(3): 20-26. (in Chinese with English abstract)
- STEIN C A, STEIN S, 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age[J]. *Nature*, 359(6391): 123-129.
- TOSDAL R M, RICHARDS J P, 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits[M]//RICHARDS J P, TOSDAL R M. Structural controls on ore genesis. Society of Economic Geologists, 14: 157-181.
- VOSTEEN H D, SCHELLSCHMIDT R, 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock[J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9-11): 499-509.
- WANG D H, TANG J X, YING L J, et al., 2010. Application of "Five levels + Basement" model for prospecting deposits into depth[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 40(4): 733-738. (in Chinese with English abstract)
- WANG D H, HUANG F, WANG Y, et al., 2020a. Regional metallogeny of Tungsten-tin-polymetallic deposits in Nanling region, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 120: 103305.
- WANG F, KONIETZKY H, 2019. Thermo-mechanical properties of granite at elevated temperatures and numerical simulation of thermal cracking[J]. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 52(10): 3737-3755.
- WANG F, KONIETZKY H, FRÜHWIRT T, et al., 2020b. Laboratory testing and numerical simulation of properties and thermal-induced cracking of Eibenstock granite at elevated temperatures[J]. *Acta Geotechnica*, 15(8): 2259-2275.
- WANG X N, HUANG R Q, 1998. Influence of thermal stress on the surface stability of surrounding rock in a diversion tunnel[J]. *Journal of Geological Hazards and Environment Preservation*, 9(1): 43-48. (in Chinese with English abstract)
- WEI X Y, LI Z H, DU P F, et al., 2022. Application of numerical modeling in the study of fluid flow mechanism related to sandstone-type uranium deposits[J]. *Uranium Geology*, 38(1): 106-114. (in Chinese with English abstract)
- WEIS P, DRIESNER T, HEINRICH C A, 2012. Porphyry-copper ore shells form at stable pressure-temperature fronts within dynamic fluid plumes[J]. *Science*, 338(6114): 1613-1616.
- XING H L, MAKINOCHI A, 2002. Three-dimensional finite element modeling of thermomechanical frictional contact between finite deformation bodies using *R*-minimum strategy[J]. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 191(37-38): 4193-4214.
- XU J X, ZENG Z L, WANG D H, et al., 2008. A new type of tungsten deposit in southern Jiangxi and the new model of "Five Floors + Basement" for prospecting[J]. *Acta Geologica Sinica*, 82(7): 880-887. (in Chinese with English abstract)
- ŽÁK J, VYHNÁLEK B, KABELE P, 2006. Is there a relationship between magmatic fabrics and brittle fractures in plutons? A view based on structural analysis, anisotropy of magnetic susceptibility and thermo-mechanical modelling of the Tanvald pluton (Bohemian Massif)[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157(3-4): 286-310.

- ZHANG D, LI F, HE J L, et al., 2021. Mesozoic tectonic deformation and its rock / ore-control mechanism in the important metallogenic belts in South China[J]. *Journal of Geomechanics*, 27(4): 497-528. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG D H, JIN X D, MAO S D, et al., 2011. The classification of ore-forming fluid and the efficiency of ore formation of magmatic hydrothermal solution[J]. *Earth Science Frontiers*, 18(5): 90-102. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG Q, JIN W J, LI C D, et al., 2014. Magma-thermal field: its basic characteristics, and differences with geothermal field[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(2): 341-349. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG S K, YU X F, JIA C, et al., 2018. Effect study on thermal stress to weathering damage of dinosaur fossils[J]. *Shandong Land and Resources*, 34(5): 42-48. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG S S, 2011. Numerical simulation of magmatic hydrothermal system: a case study of Gejiu polymetallic mining district[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan): 1-54. (in Chinese with English abstract)
- ZHAO M C, YU X C, ZHANG Y F, et al., 2020. Conceptual model for genesis of mineralized fissures in porphyry deposits and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 39(1): 19-41. (in Chinese with English abstract)
- ZHU Z N, YANG S Q, WANG R, et al., 2022. Effects of high temperature on the linear thermal expansion coefficient of Nanan granite[J]. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 57(2): 231-243.
- 附中文参考文献**
- 曹华文, 2015. 滇西腾-梁锡矿带中-新生代岩浆岩演化与成矿关系研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京): 1-340.
- 岑况, 田兆雪, 2012. 岩浆中心成矿系: 岩浆岩体和矿床组合的空间分带理想模式[J]. *现代地质*, 26(5): 1051-1057.
- 常成, 罗纲, 2022. 斑岩矿床侵入体顶部破裂系统形成的力学机制: 多场耦合数值模拟的启示[J]. *地球物理学报*, 65(8): 3006-3024.
- 陈柏林, 高允, 2022. 江西德兴铜厂斑岩铜矿床细脉型矿体含矿裂隙系统研究[J]. *矿床地质*, 41(6): 1093-1107.
- 陈颢, 吴晓东, 张福勤, 1999. 岩石热开裂的实验研究[J]. *科学通报*, 44(8): 880-883.
- 陈育民, 徐鼎平, 2013. *FLAC/FLAC 3D 基础与工程实例* [M]. 2版. 北京: 中国水利水电出版社.
- 范玉璐, 曹佳文, 余顺, 等, 2023. 高地应力作用下渭武高速木寨岭隧道围岩大变形灾变预测分析研究[J]. *地质力学学报*, 29(6): 786-800.
- 方贵聪, 王登红, 冯佐海, 等, 2021. 华南石英脉型钨矿床扇状成矿的规律及其找矿意义[J]. *大地构造与成矿学*, 45(3): 523-533.
- 古德生, 李夕兵, 2003. 有色金属深井采矿研究现状与科学前沿[J]. *矿业研究与开发*, 23(S1): 1-5.
- 广东有色金属地质勘探公司九三二队, 1966. 我们是怎样用“五层楼”规律寻找、评价和勘探黑钨石英脉矿床的[J]. *地质与勘探* (5): 15-19.
- 韩学辉, 楚泽涵, 张元中, 2005. 岩石热开裂及其在工程学上的意义[J]. *石油实验地质*, 27(1): 98-100.
- 李维特, 黄保海, 毕仲波, 2004. *热应力理论分析及应用* [M]. 北京: 中国电力出版社.
- 刘向冲, 张德会, 赵波, 等, 2017. 漂塘钨矿床“五层楼”垂直形态分带定量分析[J]. *高校地质学报*, 23(3): 408-416.
- 刘向冲, 肖昌浩, 张拴宏, 等, 2020. 辽东三股流岩体是否为五龙金矿成矿提供必要的能量?[J]. *地球科学*, 45(11): 3998-4013.
- 马昌前, 李艳青, 2017. 花岗岩体的累积生长与高结晶度岩浆的分异[J]. *岩石学报*, 33(5): 1479-1488.
- 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 等, 2009. 华南地区中生代主要金属矿床模型[J]. *地质论评*, 55(3): 347-354.
- 秦克章, 赵俊兴, 范宏瑞, 等, 2021. 试论主要类型矿床的形成深度与最大延深垂幅[J]. *地质前缘*, 28(3): 271-294.
- 宋子新, 钱祥麟, 1996. 花岗岩成因机制研究综述[J]. *地质科技情报*, 15(3): 20-26.
- 王登红, 唐菊兴, 应立娟, 等, 2010. “五层楼+地下室”找矿模型的适用性及其对深部找矿的意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 40(4): 733-738.
- 王贤能, 黄润秋, 1998. 引水隧洞工程中热应力对围岩表层稳定性的影响分析[J]. *地质灾害与环境保护*, 9(1): 43-48.
- 韦晓艳, 李增华, 杜鹏飞, 等, 2022. 数值模拟在砂岩型铀矿流体运移机制研究中的应用[J]. *铀矿地质*, 38(1): 106-114.
- 许建祥, 曾载淋, 王登红, 等, 2008. 赣南钨矿新类型及“五层楼+地下室”找矿模型[J]. *地质学报*, 82(7): 880-887.
- 张达, 李芳, 贺晓龙, 等, 2021. 华南重要成矿区带中生代构造变形及其控岩控矿机理[J]. *地质力学学报*, 27(04): 497-528.
- 张德会, 金旭东, 毛世德, 等, 2011. 成矿热液分类兼论岩浆热液的成矿效率[J]. *地质前缘*, 18(5): 90-102.
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 等, 2014. 岩浆热场: 它的基本特征及其与地热场的区别[J]. *岩石学报*, 30(2): 341-349.
- 张尚坤, 于学峰, 贾超, 等, 2018. 热应力对恐龙化石风化破坏的影响研究[J]. *山东国土资源*, 34(5): 42-48.
- 张嵩松, 2011. 岩浆热液成矿系统的数值模拟: 以云南个旧锡多金属矿区为例[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉): 1-54.
- 赵茂春, 余先川, 张翼飞, 等, 2020. 斑岩型矿床容矿裂隙成因的几种概念模型及其意义[J]. *矿床地质*, 39(1): 19-41.