

doi: 10.12029/gc20180307

瞿泓滢, 刘建楠, 裴荣富, 何书跃, 周淑敏, 王辉, 周建厚. 2018. 青海祁漫塔格成矿带与虎头崖铜铅锌多金属矿床有关的二长花岗岩体热年代学研究[J]. 中国地质, 45(3): 511-527.

Qu Hongying, Liu Jiannan, Pei Rongfu, He Shuyue, Zhou Shumin, Wang Hui, Zhou Jianhou. 2018. Thermochronology of the monzonitic granite related to the Hutouya Cu-Pb-Zn polymetallic deposit in Qiman Tage, Qinghai Province[J]. Geology in China, 45(3): 511-527(in Chinese with English abstract).

青海祁漫塔格成矿带与虎头崖铜铅锌多金属矿床有关的二长花岗岩体热年代学研究

瞿泓滢¹ 刘建楠¹ 裴荣富¹ 何书跃² 周淑敏³ 王辉¹ 周建厚¹

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;
2. 青海省第三地质矿产勘查院, 青海 西宁 810029; 3. 青海大学地质工程系, 青海 西宁 810016)

摘要:虎头崖铜铅锌多金属矿床是青海祁漫塔格地区较为典型的兼具内接触带矽卡岩亚型和外接触带矽卡岩亚型矿化的矿床,其岩浆侵入活动强烈,不同时代含碳酸盐岩的地层出露多,铁铜锡钨铅锌等金属成矿元素组合复杂,找矿潜力巨大。本次研究依据岩体热年代学理论,即岩体总能量与其规模成正比,规模愈大的岩体其热能量愈高,热效应愈大,冷速率相应愈低。冷速率通过同一岩体不同矿物的封闭温度计算得出。选取虎头崖矿区黑云母和斜长石两种矿物进行 Ar-Ar 年龄测定,样品 HTY002 黑云母和斜长石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为 $(233.6\pm 2.2)\text{Ma}$ 和 $(231.5\pm 1.3)\text{Ma}$, 样品 HTY016 黑云母和斜长石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为 $(229.6\pm 2.3)\text{Ma}$ 和 $(219.3\pm 1.8)\text{Ma}$, 样品 HTY019 黑云母和斜长石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄分别为 $(224.7\pm 2.6)\text{Ma}$ 和 $(222.2\pm 2.2)\text{Ma}$, 计算得到二长花岗岩冷速率分别为 $57.14\text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 、 $11.65\text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 、 $48.00\text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。当侵入岩体的成分相近时,其侵入时的单位热能可能差别很小,而岩体的总能量与其规模是成正比的,所以不同规模岩体的总能量是有差别的,规模愈大的岩体其热能量也愈高,与围岩达到平衡所需的时间愈长,热效应愈大,冷速率相应愈低。针对不同样品和不同矿物计算虎头崖矿区二长花岗岩体冷速率比较接近,其冷速率相对较快(介于 $11\sim 57\text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$),可知其热效应较大,具有一定的成矿潜力。

关键词:封闭温度;冷速率;热效应;岩体热年代学;青海祁漫塔格虎头崖

中图分类号:P618.41~43;P588.12*1;P597*3 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2018)03-0511-17

Thermochronology of the monzonitic granite related to the Hutouya Cu-Pb-Zn polymetallic deposit in Qiman Tage, Qinghai Province

QU Hongying¹, LIU Jiannan¹, PEI Rongfu¹, HE Shuyue²,
ZHOU Shumin³, WANG Hui¹, ZHOU Jianhou¹

(1. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. No.3 Institute of Geology and Mineral Resources, Xining 810029, Qinghai, China; 3. Department of Geological Engineering, Qinghai University, Xining 810016, Qinghai, China)

收稿日期:2017-07-06; 改回日期:2018-03-12

基金项目:中国地质调查局地质调查项目(DD20160007)资助。

作者简介:瞿泓滢,女,1978年生,博士,高级工程师,主要从事矿床学和经济地质等方面的研究工作;E-mail:hongyingqu@126.com。

通讯作者:刘建楠,男,1982年生,博士,助理研究员,主要从事矿床学研究工作;E-mail:454664253@qq.com。

Abstract: The Hutouya mining area in Qiman Tage of Qinghai Province owns the characteristics of inner- and exo- contact belt skarn subtype mineralization. The magmatic intrusive activities are strong in this area. The carbonatite formation of different ages is exposed extensively. The combination of metal metallogenic elements is complex. The potential for the ore prospecting is great. This study is based on the thermochronology theory for rock bodies. The total energy of rock bodies is proportional to its scale. The thermal energy is larger as the scale of rock bodies is larger, the thermal effect is larger as the thermal energy is larger, and the cooling rate is larger as the thermal effect is larger. The cooling rate is calculated via the closure temperature of different minerals. The authors studied Ar-Ar ages of biotite and plagioclase from the Hutouya mining area. The ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages of biotite and plagioclase from the HTY002 monzonitic granite sample related to mineralization are $2(33.6 \pm 2.2)$ Ma and (231.5 ± 1.3) Ma, respectively. The ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages from the HTY016 sample are (229.6 ± 2.3) Ma and (219.3 ± 1.8) Ma, respectively. The ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages of the HTY019 sample are (224.7 ± 2.6) Ma and (222.2 ± 2.2) Ma, respectively. The calculated cooling rates are $57.14^\circ\text{C}/\text{Ma}$, $11.65^\circ\text{C}/\text{Ma}$, and $48.00^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Where the compositions of the intrusive rocks are similar, the differences of the unit thermal energies of their emplacement are very small. Because the total energy of rock bodies is proportional to its scale, the total energies of rock bodies of different scales are different. The thermal energy of large rock bodies is large, the time of balance with the surrounding rock is long, the thermal effect is large, and the cooling rate is low. The cooling rates of different minerals from the Hutouya mining area are similar. The values of the cooling rates are high, varying from 11 to $57^\circ\text{C}/\text{Ma}$, so the thermal effect is large. It is thus concluded that the potential for the ore prospecting is great in the Hutouya mining area.

Key words: closure temperature; cooling rate; thermal effect; thermochronology; Hutouya mining area in Qimantag, Qinghai Province

About the first author: QU Hongying, female, born in 1978, doctor, associate researcher, mainly engages in the study of ore deposition and economic geology; E-mail: hongyingqu@126.com.

About the corresponding author: LIU Jiannan, male, born in 1982, doctor, assistant researcher, mainly engages in the study of ore deposition; E-mail: 454664253@qq.com.

Fund support: Supported by China Geological Survey Program (No. DD20160007).

1 引 言

地处柴达木盆地西南缘的青海祁漫塔格地区是一个特征显著的构造-岩浆岩带。近年来的大量研究表明,印支期高钾钙碱性中-酸性侵入岩与该区矽卡岩型-斑岩型铁铜铅锌钼等多金属成矿具有密切的时空与成因联系(丰成友等,2011)。该期侵入岩产状复杂、形态各异、岩性多样,有效甄别成矿岩体、科学判断其成矿能力对指导区域找矿具有十分重要的意义。

虎头崖铜铅锌多金属矿床是青海祁漫塔格地区矽卡岩型多金属矿床的典型代表之一,与野马泉铁多金属矿床、肯德可克铁多金属矿床和尕林格铁多金属矿床相邻,具有相同的地质构造背景和成矿地质条件,其岩浆侵入活动强烈,不同时代含碳酸盐岩的地层出露多,铁铜锡钼铅锌等金属成矿元素组合复杂,找矿潜力巨大。前人对虎头崖矿区西北景忍岩体以及与其相关的铜铅锌多金属矿体地球化学特征研究(刘云华等,2006;李侃等,2015;李文

渊,2015;国显正等,2016;郑震等,2016)、矿体形态、矿物组合及围岩等特征的具体分析(胡杏花等,2011),取得了一些数据和资料,获得了一些成果,为开展本项研究奠定了基础,但由于该地区交通困难、自然条件极其恶劣,其地质工作的覆盖程度还非常低,研究程度更低,还存在着许多问题需要解决。研究区构造-岩浆活动期次及时空分布规律如何,一期还是几期岩浆侵入作用成矿;岩浆岩分布范围较广,各期次岩体的接触关系较复杂,究竟是哪一期的岩浆活动主导了该地区的成矿作用,其他期次的岩浆活动是否也参与了成矿作用,这些问题都有待进一步研究。著名科学家裴荣富院士提出了构造岩浆热年代学理论,即与成矿有关岩体进行“冷速率”、“热效应”研究,探讨“冷速率”、“热效应”与成矿潜力的关系,为大型-超大型矿床合理勘查提供有力支撑。章邦桐等(2013)通过实验证明,同源的花岗岩体熔体的降温冷却-结晶固结的过程一般可分为3个阶段:(1)熔体降温阶段(液相),即熔体从初始熔融温度降低至结晶温度;(2)结晶阶段

(固液相共存),花岗岩浆结晶过程中所释放出的结晶潜热将延长结晶(保持结晶温度)的时间,直到这部分热量散失到围岩中才继续降温;(3)固相降温冷却阶段,即全部结晶固结的花岗岩体继续降温冷却。计算岩体在不同阶段的冷速率,可以提供更多的成矿信息。目前应用最为广泛的方法是通过矿物封闭温度的差异来计算岩体的冷速率,Dodson (1973, 1980)认为不同矿物的封闭温度不同,不同的同位素体系在同种矿物中的封闭温度亦不同,而同位素时钟是在低于封闭温度时开始启动,利用这种差异,选择合适的侵入岩中封闭温度较高的矿物和封闭温度较低的矿物组成矿物对,常用的矿物对为黑云母/斜长石和角闪石/斜长石。该地区不同期次岩浆岩、同一期次不同类型的岩浆岩的产状多样,与围岩地层的接触关系更为复杂,这意味着不同岩体侵入时的冷速率(热效应)存在差异,而根据其他地区的研究经验(如安徽铜陵地区),这种差异往往蕴含着丰富的成矿信息,与岩体的成矿潜力存在某种相关性,研究岩体的冷速率、热效应性质,即岩体的热年代学研究,能够为评价岩体的成矿潜力提供信息,为开展找矿活动提供依据。本次工作主要运用与构造岩浆有关岩体地质学以及与岩体地质学有关的热年代学,以虎头崖铜铅锌多金属矿床为研究对象,主要解决“冷速率”、“热效应”与成矿强度问题,围绕解决影响研究区重要矿产勘查的疑难问题,开展科技研究,采用成矿学最新成矿理论和找矿学最新技术方法,在对工作区已有的基础地质、物化探、遥感、矿产地质和科研成果等资料进行综合研究基础上,进行岩体热年代学研究,理清岩

浆活动和成矿作用期次。

2 区域地质背景

虎头崖铜铅锌多金属矿区所在的祁漫塔格地区大地构造位置处于古亚洲洋构造域与特提斯构造域结合部位的东昆仑多岛弧造山系的西段。该区构造单元自北向南可划分为柴达木地块、祁漫塔格构造混杂岩带、昆中构造混杂岩带和南昆仑晚古生代裂陷带(丰成友等, 2010, 图1)。区内可分为4个构造层:①基底古一中元古界构造层,包括金水口群白沙河组、长城系小庙群和蓊县系狼牙山组片麻岩、混合岩、云母石英片岩、石英岩、角闪岩、大理岩、白云岩、白云质灰岩等;②下古生界构造层,主要为奥陶—志留系滩间山群含碳酸盐岩火山—沉积岩系;③上古生界构造层,包括泥盆系牦牛山组海陆交互碎屑岩、碳酸盐岩及中酸性火山岩,石炭系大干沟组生物碎屑灰岩、复成分砾岩夹硅质岩、缙敖苏组近源滨浅海相碎屑岩—碳酸盐岩沉积;④下中生界构造层,主要为上三叠统鄂拉山组陆相火山碎屑岩夹火山熔岩及不稳定碎屑岩,其中,常以剥蚀残留体形式零星分布于侵入岩体中的金水口群白沙河组、蓊县系狼牙山群、寒武—奥陶系滩间山群、石炭系缙敖苏组、大干沟组与成矿关系密切。

祁漫塔格及邻区的断裂构造十分发育,以NWW向、NW向及EW向压性、扭性断裂为主,控制着区域地层、岩浆岩和矿产的分布。主要(深)大断裂有昆北、昆中、昆南、阿尔金和白干湖断裂等,昆北断裂系分隔昆北和昆中构造带的区域性EW向断裂,西起祁漫塔格西南,经那棱格勒河,东至格尔

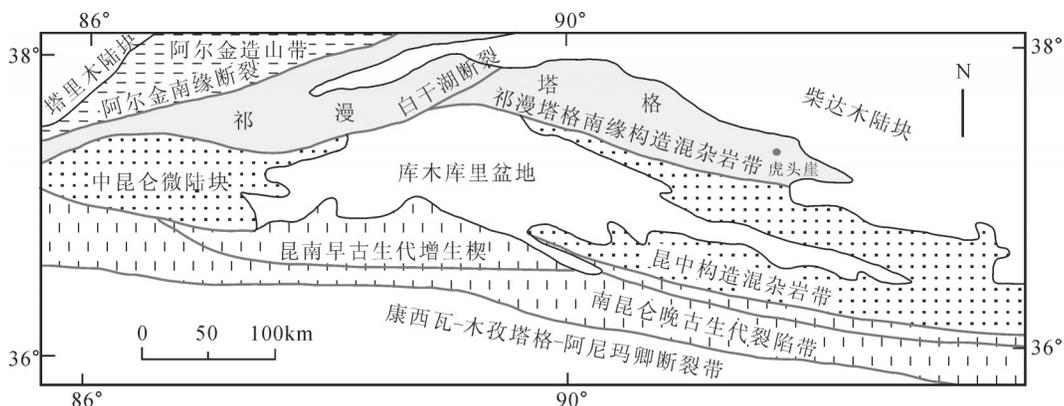


图1 东昆仑祁漫塔格及邻区构造单元图(据丰成友等, 2010)

Fig.1 Tectonic unit map in Qiman Tage of eastern Kunlun and adjacent areas (after Feng Chengyou et al., 2010)

木、诺木洪和香日德山前地带;昆中断裂的西端在新疆吐拉附近被阿尔金断裂所切,沿SEE向经阿其克库勒湖、塔鹤托坂日,向东沿喀雅克登塔格北坡延伸,经大干沟南—诺木洪小庙南、乌妥—清水泉北一带,被东坡的瓦洪山—温泉NNW向断裂所截,总体北倾;昆南断裂西段呈近EW向,在布青山以东变为NWW—NW向,总体北倾;阿尔金南缘断裂位于本区西北部,沿硝尔库里各地作NEE向延伸,规模宏大,属走滑断裂;白干湖断裂位于本区北部,为阿尔金南缘断裂的次级断裂,总体走向60°。

自元古宙以来,该区间歇性的火山喷发与岩浆侵入活动频繁交替。火山喷发主要发生于加里东期、华力西期和印支期3个大的旋回,火山岩分别产于滩间山群、牦牛山组和鄂拉山组中。岩浆侵入活动经历了前兴凯期、加里东期、华力西期、印支期、燕山期等多个旋回,岩性从超基性、基性、中性,到中酸性、酸性岩均有出露,主要受NW向和NWW向两组断裂构造控制。元古宙前兴凯期侵入岩为区内时代最老的侵入岩,呈岩株状产出,岩性主要为辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩和花岗岩等;加里东期侵入岩以晚期次为主,岩性复杂,主要为石英闪长岩、二长花岗岩、花岗闪长岩和花岗岩;华力西期侵入岩的岩性以中酸性为主,一般呈大的岩基状分布,岩性有英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩等;燕山期岩浆侵入活动总体较弱,以中酸性小—中型岩株、岩脉产出为主,主要分布在巴颜喀拉山北缘地区。

印支期二长花岗岩为虎头崖矿区与成矿有关的主要岩体。该区侵入岩以小岩体形式产出,在西北部则以较大的岩基形式产出,二者均呈北西西向展布,与区域构造线一致。中酸性侵入岩主要包括闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩等;基性侵入岩煌斑岩、角闪辉绿岩、辉石岩等,大多侵入到古生代地层及华力西期侵入岩体中,少部分侵入到上三叠统和金水口群白沙河组。在晚三叠世陆内俯冲阶段,昆北区的岩浆活动开始强烈起来,I型、S型和A型花岗岩均有产出,其构造环境包括大陆弧同碰撞(同造山)、造山晚期(晚造山)和非造山环境等,体现了一个较完整的陆内俯冲演化过程。罗照华等(2002)、刘成东等(2004)认为东昆仑造山带印支晚期广泛发育一期幔源岩浆

活动,石灰沟外滩岩体 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 同位素定年结果为220 Ma左右(罗照华等,2002)。丰成友等(2010,2011)曾对祁漫塔格中晚三叠世(印支期)花岗岩的年代学、地球化学和成矿意义做了较系统的研究,提供了大量有关二长花岗岩、钾长花岗岩和花岗闪长岩的同位素测年资料,认为与成矿有关的花岗岩类年龄大多为204.1~230.5 Ma,为晚三叠世侵入岩,岩体中的花岗闪长岩暗色包体的年龄稍老,为235.4~236.9 Ma,属于华力西期。晚三叠世侵入体在祁漫塔格地区分布较广泛,包括西北部的独雪山、景忍(虎头崖矿区)、牛苦头沟、苏海图,东南部的求勉雷克、下拉杂诺、二道沟等,总体呈NWW向分布。岩体形态为岩株、岩枝、岩脉和不规则状,岩性主要为浅肉红色中细粒二长花岗岩、肉红色斑状二长花岗岩、浅肉红色中细粒(斑状)正长花岗岩,此外,还有少量中细粒花岗闪长岩。

3 矿区地质特征

虎头崖铜铅锌多金属矿床是青海祁漫塔格地区较为典型的兼具内接触带矽卡岩亚型和外接触带矽卡岩亚型的接触交代型矿床,位于青海省格尔木市以西340 km处的狼牙山—景忍一带。目前在该矿区7个主矿带及3处多金属矿点中累计圈出51条矿体,其中铜铅锌达到大型矿床规模,锡铁达到中型矿床规模,局部伴生钨、钼、银等金属矿化。

矿区出露地层较为复杂,主要为中元古界蓟县系狼牙山组(J_{xl})、奥陶—志留系滩间山群((O-S)_t)、下石炭统大干沟组(C₁dg)、上石炭统蒺藜苏组(C₂d)和上三叠统鄂拉山组(T₃e)等(图2)。蓟县系狼牙山组呈近EW向分布于矿区南侧,其北侧与下石炭统大干沟组呈断层接触,由大理岩、灰岩和含铁石英砂岩组成;奥陶—志留系滩间山群分布于矿区中部,近EW向,其南侧和北侧分别与下石炭统大干沟组和上石炭统蒺藜苏组呈断层或局部角度不整合接触,中部为二长花岗岩、花岗闪长岩、正长花岗岩侵入,岩性为玄武岩、凝灰岩夹硅质岩;下石炭统大干沟组灰岩、大理岩位于蓟县系狼牙山组和滩间山群之间,与其呈断层接触,总体走向呈近EW向,该套地层岩石破碎强烈;上石炭统蒺藜苏组呈近EW向分布于矿区北部,由大理岩、白云质灰岩夹薄层状灰岩组成,其间矽卡岩化及多金属矿化发育;上

三叠统鄂拉山组主要分布在矿区西北部,主要由晶屑凝灰岩、流纹质含角砾凝灰岩、流纹质玻屑晶屑角砾熔凝灰岩等组成。上述地层与花岗质侵入体接触部位以及不同时代地层之间、不同岩性界面、构造破碎带等常常发育矽卡岩化和铁铜锡钼铅锌等成矿作用,为该矿区重要成矿围岩地层。

矿区褶皱、断裂构造发育,且构造线均呈近EW向。褶皱构造包括忍忍背斜和狼牙山向斜,前者位于矿区北部Ⅳ矿带一线,北翼倾角40°左右,南翼倾角50°~65°,轴部形成近EW向压扭性断裂带;后者位于矿区南部狼牙山组地层中。断裂构造分别见于Ⅳ矿带、Ⅱ矿带、Ⅶ矿带北侧等部位,断裂带内岩石破碎,角砾岩、碎裂岩、糜棱岩以及矽卡岩化、硅化、绢云母化、绿泥石化蚀变和多金属矿化等随处可见。

矿区岩浆岩十分发育,岩浆侵入活动强烈。侵入岩主要为印支期中酸性岩,岩石类型主要为二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩和玄武质火山岩等,喷出岩主要为晚三叠世凝灰岩和熔岩。二长花岗岩呈浅肉红色,分布于矿区中部,呈不规则状,出露面积约8.82 km²。西部Ⅱ矿带二长花岗岩体较少发现闪长质包体,岩体与敖苏组地层呈断层接触或超覆接触(岩体位于地层上部)。接触带形态非常复杂,地表倾向S,倾角较陡,通常为50°~70°,深部局部倾向N,倾角较缓,通常为20°~30°。岩体与地层接触部位,形成凹陷状,其中发现有厚度较大的磁铁矿体。东部Ⅵ矿带二长花岗岩呈岩株状,闪长质包体十分发育,东北部岩体超覆于上石炭统敖苏组之上,接触带内岩石蚀变矿化强烈,矿体规模较大。花岗闪长岩体主要分布于矿区北西部和中南部,出露面积约1.37 km²,北西部沿背斜核部附近侵入上三叠统鄂拉山组和上石炭统敖苏组中,中南部侵入上石炭统敖苏组中。闪长岩体呈岩脉状侵入蓟县系狼牙山组地层中,主要见于矿区南部,走向近EW向,长大于1 km,出露宽度一般为10~30 m,分布面积约0.31 km²。岩体与围岩接触面形态不规则,接触面产状较陡,倾角一般为50°~70°。玄武质火山岩分布于矿区外围(图2)。

根据矿化产出部位和矿体集中分布特征,可将该矿区分分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ 7个矿带(图2),分别属于内接触带矽卡岩亚型和外接触带矽卡

岩亚型。内接触带矽卡岩亚型包括Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ矿带,以铁锡钼铜矿化为主,产于(斑状)二长花岗岩、花岗闪长岩与上石炭统敖苏组、下石炭统大干沟组碳酸盐岩接触带及其附近,矿带和矿体严格受侵入接触构造控制,产状与岩体侵入接触界面一致;外接触带矽卡岩亚型包括Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ等矿带,以铅锌(铜)矿化为主,铅锌多金属矿体主要产于上石炭统敖苏组、奥陶—志留系滩间山群、蓟县系狼牙山组地层的断裂破碎带、层间构造带中,矿带和矿体走向与地层走向总体一致。在平面上,自成矿岩体内部向外亦表现出明显的金属矿化蚀变分带,即由岩体→接触带→含碳酸盐地层,金属成矿元素分别为Mo→FeSnCuCo→CuMo(PbZn)→PbZn,相应的蚀变有钾化、石榴子石化、透辉石化到绿帘石、绿泥石化、碳酸盐化。矿区内围岩蚀变普遍而强烈,主要表现为角岩化和矽卡岩化及其退化蚀变,其中矽卡岩化及其退化蚀变与成矿关系最密切。矽卡岩化沿岩体边部及向外常形成矽卡岩化带,断续分布,长可达2 km以上,宽度数米到十几米不等,主要表现为石榴子石、透辉石化、绿帘石化、绿泥石化、透闪石化、阳起石化、方解石化等。

4 采样与测试方法

采集虎头崖矿区新鲜二长花岗岩样品3件,样品HTY002、HTY016和HYT019,分别采自虎头崖矿区Ⅵ矿带、Ⅲ矿带和Ⅱ矿带。二长花岗岩呈浅肉红色,中细粒结构,少量似斑晶,主要矿物成分为长石(35%~40%)、斜长石(25%~35%)、石英(20%~30%)、黑云母(5%~15%)和角闪石(5%)。

将样品粉碎过筛后,对碎样样品进行水漂、磁选和重液分离等步骤,分选出60~80目大小的黑云母和斜长石样品,在双目镜下手工挑选各200 mg,其纯度为99.9%,送实验室进行测试。选纯的黑云母和斜长石用超声波清洗。超声清洗过程中要注意清洗液的选择并严格控制时间。一般先用经过两次亚沸蒸馏净化的纯净水清洗3次,每次3 min,在此过程中矿物表面和解理缝中在天然状态下和碎样过程中吸附的粉末和杂质被清除,然后在丙酮中清洗2次,每次3 min,在此过程中,矿物表面吸附的油污等有机物质被清除。清洗后的样品被封进石英瓶中送核反应接受中子照射,照射工作在中国

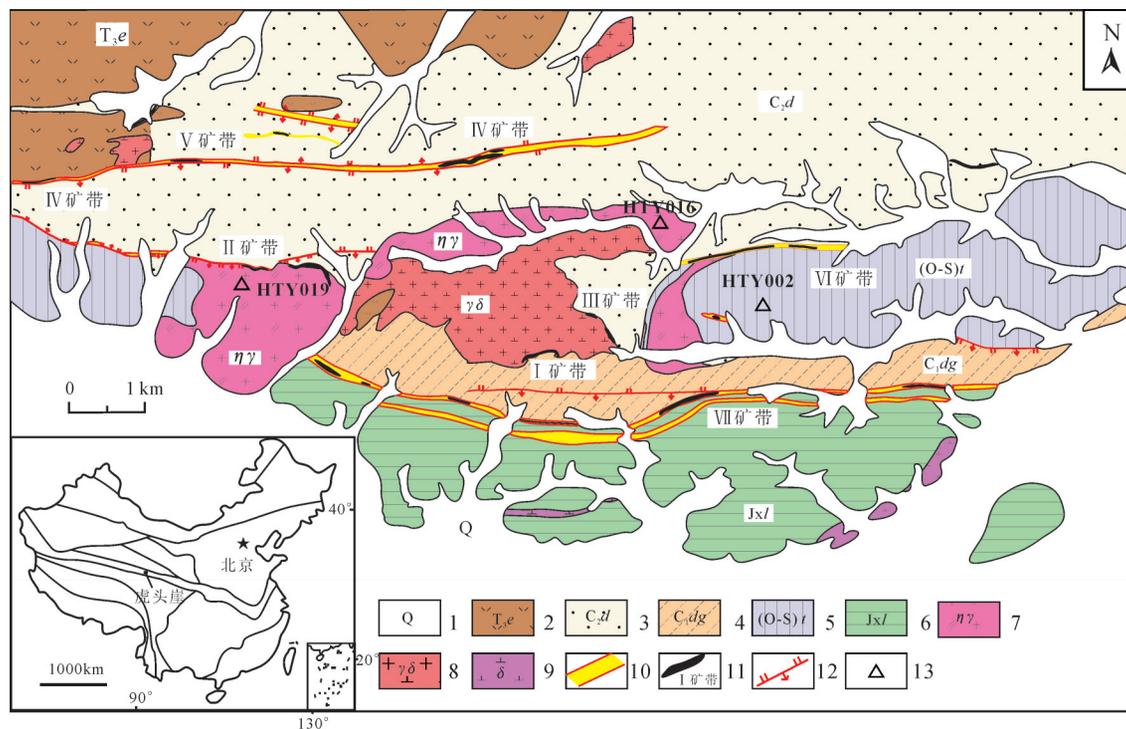


图2 青海祁漫塔格虎头崖铜铅锌多金属矿区地质略图及采样位置(据丰成友等,2011)

1—第四系;2—上三叠统鄂拉山组;3—上石炭统锦敖苏组;4—下石炭统大干沟组;5—奥陶—志留纪滩间山群;6—蓟县系狼牙山组;7—二长花岗岩;8—花岗闪长岩;9—闪长岩;10—矽卡岩化带;11—矿带及编号;12—断裂;13—二长花岗岩样品位置

Fig.2 Geological sketch map of the Hutouya Cu-Pb-Zn polymetallic mining area in Qiman Tage, Qinghai Province, and sampling positions (after Feng Chengyou et al., 2011)

1- Quaternary; 2- Upper Triassic Elashan Formation; 3- Upper Carboniferous Diaosu Formation; 4- Lower Carboniferous Dagangou Formation; 5- Ordovician-Silurian Tanjianshan Formation; 6- Layashan Formation; 7- Monzogranite; 8- Granodiorite; 9- Diorite; 10- Skarn belt; 11- Ore belt and its serial number; 12- Fault; 13- Sampling positions of monzogranite

原子能科学研究所的“游泳池堆”中进行。使用H8孔道,中子流密度约为 $6.0 \times 10^{12} \text{ ncm}^{-2} \text{ S}^{-1}$ 。照射总时间为3000 min,积分中子通量为 $1.13 \times 10^{18} \text{ ncm}^{-2}$ 。样品的阶段升温加热使用电子轰击炉,每一个阶段加热30 min,净化30 min。质谱分析在中国地质科学院地质研究所Ar-Ar年代学同位素实验室MM-1200B质谱计上进行,每个峰值均采集8组数据。所有的数据在回归到时间零点值后再进行质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。系统空白水平为 $m/e=40, 39, 37, 36$ 分别小于 $6 \times 10^{-15} \text{ mol}$ 、 $4 \times 10^{-16} \text{ mol}$ 、 $8 \times 10^{-17} \text{ mol}$ 和 $2 \times 10^{-17} \text{ mol}$ 。中子照射过程中所产生的干扰同位素校正系数通过分析照射过的 K_2SO_4 和 CaF_2 来获得,其值为 $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.0002389$ 、 $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}=0.004782$ 、 $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.000806$ 。 ^{37}Ar 经过放射性衰变校正, ^{40}K 衰变常数 $\lambda=5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (Steiger and Jager, 1977)。用ISOPLOT程序计算坪年龄和等时线年龄(Ludwig, v2.49, 2001),坪年龄误

差以 2σ 给出。中子照射、样品处理和仪器测试均用国内标样黑云母(ZBH-25标准年龄为132.7 Ma, K含量为7.6%)做监控。详细实验流程见有关文章(陈文等,2006)。

5 分析结果

对虎头崖矿区中细粒似斑状二长花岗岩样品中的黑云母和斜长石分别进行 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素测试分析,结果见表1和图3。

HTY002中细粒似斑状二长花岗岩中黑云母和斜长石分别经过12个阶段的升温加热,加热温度区间分别为700~1400 °C和800~1400 °C,其中,黑云母在840~940 °C温度范围内组成了一个平坦的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄谱线(图3a),所获积分年龄(加权平均年龄) T_p (233.6±2.2 Ma, 2σ)。斜长石在880~1400 °C温度范围内,由第2至第12加热阶段共11个数据点组成了一个平坦的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄谱线(图

表1 虎头崖矿区花岗岩类岩石中黑云母和斜长石⁴⁰Ar-³⁹Ar阶段加热分析数据

Table 1 Results of ⁴⁰Ar-³⁹Ar incremental heating analytical isotope data of biotite and plagioclase from monzogranites and phlogopite in minerals of the Hutouya mining area

加热阶段	t/°C	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁸ Ar/ ³⁹ Ar) _m	⁴⁰ Ar/%	F	³⁹ Ar/(10 ⁻¹⁴ mol)	³⁹ Ar(Cum.)/%	Age/Ma	±1σ/Ma
HTY002 黑云母, 测试参数: $T_p = (233.6 \pm 2.2) \text{ Ma}$ (700~1400 °C), $W = 28.25 \text{ mg}$, $J = 0.004562$											
1	700	98.0723	0.3177	0.1391	0.1141	4.28	4.1987	0.33	2.14	34.2	1.8
2	770	112.0889	0.2966	0.0915	0.1054	21.80	24.4335	1.01	8.73	190.6	1.9
3	810	35.5709	0.0210	0.0343	0.0548	82.55	29.3646	1.15	16.22	226.8	2.2
4	840	32.5834	0.0083	0.0158	0.0509	92.46	30.1271	1.47	25.80	232.3	2.2
5	870	31.5083	0.0046	0.0122	0.0492	95.69	30.1499	1.64	36.49	232.5	2.2
6	900	31.7664	0.0054	0.0121	0.0489	94.99	30.1764	1.35	45.31	232.7	2.2
7	940	35.7489	0.0169	0.0236	0.0566	86.04	30.7595	1.54	55.35	236.9	2.2
8	980	34.0740	0.0094	0.0096	0.0541	91.82	31.2870	2.33	70.53	240.7	2.3
9	1030	30.9763	0.0027	0.0073	0.0486	97.45	30.1866	2.99	89.98	232.7	2.2
10	1080	30.5510	0.0030	0.0302	0.0458	97.10	29.6656	1.26	98.17	229.0	2.2
11	1130	31.8104	0.0095	0.3519	0.0432	92.20	29.3390	0.19	99.43	226.6	3.7
12	1400	75.1396	0.1501	0.2243	0.0735	40.99	30.8026	0.09	100.00	237.2	6.2
HTY002 斜长石, 测试参数: $T_p = (231.5 \pm 1.3) \text{ Ma}$ (800~1400 °C), $W = 25.05 \text{ mg}$, $J = 0.004524$											
1	800	32.0959	0.0083	0.0175	0.0148	92.33	29.6334	1.65	6.41	227.0	2.2
2	880	30.9106	0.0024	0.0114	0.0129	97.72	30.2052	3.19	18.81	231.1	2.3
3	960	31.4658	0.0040	0.0087	0.0133	96.21	30.2721	3.15	31.08	231.5	2.4
4	1020	32.7042	0.0079	0.0059	0.0141	92.86	30.3708	2.11	39.30	232.3	2.2
5	1050	33.3181	0.0106	0.0151	0.0148	90.62	30.1930	1.56	45.36	231.0	2.3
6	1080	33.7482	0.0119	0.0106	0.0148	89.58	30.2330	1.60	51.57	231.3	2.2
7	1110	33.9134	0.0129	0.0171	0.0153	88.76	30.1029	1.66	58.01	230.3	2.2
8	1140	33.3942	0.0108	0.0150	0.0147	90.39	30.1853	2.18	66.51	230.9	2.2
9	1170	32.7657	0.0083	0.0084	0.0144	92.46	30.2949	2.66	76.87	231.7	2.2
10	1200	32.3371	0.0067	0.0101	0.0142	93.91	30.3672	2.48	86.52	232.2	2.2
11	1300	32.4170	0.0071	0.0128	0.0143	93.51	30.3130	2.32	95.55	231.8	2.2
12	1400	33.9914	0.0123	0.0104	0.0147	89.32	30.3623	1.14	100.00	232.2	2.2
HTY016 黑云母, 测试参数: $T_p = (229.6 \pm 2.3) \text{ Ma}$ (1050~1400 °C), $W = 28.50 \text{ mg}$, $J = 0.004566$											
1	700	36.7396	0.1069	0.3363	0.0635	14.07	5.1697	0.14	0.83	42.1	3.9
2	770	32.4886	0.0443	0.0935	0.0489	59.73	19.4068	0.70	4.96	153.2	1.6
3	810	32.3687	0.0110	0.0729	0.0416	89.93	29.1119	0.75	9.40	225.1	2.2
4	850	30.7475	0.0033	0.0231	0.0392	96.80	29.7630	1.41	17.74	229.9	2.2
5	880	30.1679	0.0016	0.0231	0.0388	98.39	29.6831	1.25	25.14	229.3	2.2
6	920	30.0894	0.0013	0.0187	0.0390	98.69	29.6970	1.56	34.38	229.4	2.2
7	960	31.8537	0.0038	0.0439	0.0408	96.44	30.7210	1.21	41.55	236.8	2.3
8	1000	33.4947	0.0035	0.0568	0.0430	96.91	32.4611	1.42	49.96	249.3	2.4
9	1050	30.6449	0.0016	0.0408	0.0394	98.45	30.1723	3.81	72.56	232.8	2.2
10	1100	29.9632	0.0016	0.0755	0.0386	98.43	29.4937	3.27	91.97	227.9	2.3
11	1200	29.8741	0.0033	0.2755	0.0382	96.83	28.9341	1.16	98.87	223.9	2.1
12	1400	42.5066	0.0439	1.0287	0.0412	69.63	29.6228	0.19	100.00	228.9	4.1
HTY016 斜长石, 测试参数: $T_p = (219.3 \pm 1.8) \text{ Ma}$ (700~1230 °C), $W = 90.67 \text{ mg}$, $J = 0.004573$											
1	700	97.1916	0.2206	0.8084	0.0622	32.98	32.0750	0.04	0.79	247	16
2	800	43.9871	0.0538	2.1040	0.0269	64.21	28.2934	0.80	18.48	219.5	2.2
3	860	31.4385	0.0114	3.9422	0.0157	90.13	28.4243	0.64	32.63	220.5	2.2
4	920	31.5816	0.0125	3.9304	0.0153	89.19	28.2572	0.57	45.37	219.2	2.4
5	980	32.5066	0.0141	3.0959	0.0161	87.81	28.6166	0.36	53.30	221.9	2.8
6	1040	35.8035	0.0290	2.5412	0.0208	76.59	27.4774	0.23	58.34	213.5	3.4
7	1100	38.3687	0.0358	2.1377	0.0233	72.79	27.9750	0.25	63.78	217.2	2.9
8	1170	47.1778	0.0659	2.6167	0.0285	59.09	27.9382	0.43	73.42	216.9	2.5
9	1230	68.5975	0.1369	4.3866	0.0488	41.49	28.5590	0.42	82.75	221.4	2.2
10	1290	62.6299	0.1136	5.5318	0.0485	47.03	29.5895	0.42	92.04	228.9	2.6
11	1350	57.4892	0.0969	5.7554	0.0439	50.89	29.3923	0.27	97.95	227.5	2.7
12	1400	71.9905	0.1363	5.2878	0.0459	44.57	32.2245	0.09	100.00	248.0	7.2

续表1

加热阶段	<i>t</i> /°C	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁸ Ar/ ³⁹ Ar) _m	⁴⁰ Ar/%	<i>F</i>	³⁹ Ar/(10 ⁻¹⁴ mol)	³⁹ Ar(Cum.)/%	Age/Ma	±1σ/Ma
HTY019 黑云母, 测试参数: $T_p = (224.7 \pm 2.6) \text{ Ma}$ (1010~1110 °C), $W = 28.13 \text{ mg}$, $J = 0.004580$											
1	700	20.5784	0.0573	0.1915	0.0397	17.71	3.6440	0.35	1.67	29.9	1.2
2	770	41.1388	0.0460	0.0582	0.0387	66.92	27.5330	0.71	5.06	214.2	2.1
3	810	30.3652	0.0044	0.0190	0.0315	95.71	29.0624	1.84	13.88	225.4	2.1
4	840	29.2558	0.0011	0.0075	0.0306	98.86	28.9214	2.27	24.75	224.4	2.1
5	870	29.0913	0.0009	0.0156	0.0308	99.09	28.8257	2.05	34.55	223.7	2.1
6	910	29.6087	0.0014	0.0133	0.0305	98.62	29.1994	1.99	44.10	226.4	2.1
7	960	31.3423	0.0025	0.0264	0.0315	97.68	30.6146	1.90	53.18	236.7	2.2
8	1010	29.4824	0.0013	0.0167	0.0306	98.71	29.1016	5.63	80.15	225.7	2.2
9	1060	29.2396	0.0016	0.0354	0.0308	98.40	28.7725	3.54	97.11	223.3	2.1
10	1110	29.3875	0.0012	0.2118	0.0315	98.86	29.0582	0.44	99.23	225.4	2.5
11	1200	32.1895	0.0287	2.0105	0.0370	74.08	23.8836	0.07	99.56	187.3	6.4
12	1400	46.4128	0.0611	0.1359	0.0285	61.09	28.3550	0.09	100.00	220.3	4.7
HTY019 斜长石, 测试参数: $T_p = (222.2 \pm 2.2) \text{ Ma}$ (850~1020 °C), $W = 94.34 \text{ mg}$, $J = 0.004588$											
1	700	180.7215	0.3076	0.0000	0.1094	49.70	89.8160	0.004	0.08	622	93
2	800	56.6609	0.1013	2.0819	0.0356	47.40	26.9009	0.74	14.21	209.9	2.0
3	850	31.6421	0.0116	2.5359	0.0149	89.71	28.4431	0.68	27.20	221.3	2.2
4	900	32.4593	0.0129	2.4393	0.0158	88.73	28.8577	0.54	37.56	224.3	2.2
5	960	34.0605	0.0185	1.7922	0.0168	84.35	28.7719	0.50	47.03	223.7	2.3
6	1020	34.3201	0.0214	1.4296	0.0173	81.85	28.1244	0.37	54.03	218.9	2.5
7	1090	37.6952	0.0367	1.2514	0.0218	71.49	26.9743	0.38	61.38	210.5	2.4
8	1150	43.3601	0.0541	1.4297	0.0266	63.35	27.5022	0.51	71.21	214.4	2.3
9	1210	74.4635	0.1631	2.2187	0.0520	35.49	26.4738	0.72	85.01	206.8	2.1
10	1270	94.1365	0.2173	3.6458	0.0670	32.06	30.2693	0.47	93.95	234.6	2.4
11	1340	85.8013	0.1907	4.5355	0.0650	34.69	29.8771	0.23	98.30	231.7	3.3
12	1400	89.5174	0.2055	4.6925	0.0647	32.51	29.2163	0.09	100.00	226.9	6.8

3b), ³⁹Ar 累计释放量达 93.6%, 所获积分年龄(加权平均年龄) T_p ($231.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$, 2σ), 相应的等时线年龄为 (233.4 ± 2.6) Ma (MSWD=0.67), 初始的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值为 268 ± 21 , 非常接近尼尔值(理想大气值 295.5), 说明样品中不含过剩氩。

HTY016 似斑状二长花岗岩样品中的黑云母和斜长石单矿物分别经过 12 个阶段不等的逐级加热, 从中可见, 黑云母样品在 1050~1400 °C 的温度范围内所获得的坪年龄为 (229.6 ± 2.3) Ma, 斜长石在 700~1230 °C 的温度范围内所获得的坪年龄为 (219.3 ± 1.8) Ma, ³⁹Ar 累计释放量为 82.8% (图 3c, d)。

HTY019 二长花岗岩中黑云母和斜长石均 12 个阶段的分步加热分析, 加热温度区间为 700~1400 °C。黑云母样品在 1010~1110 °C 的温度范围内所获得的坪年龄为 (224.7 ± 2.6) Ma, 斜长石在 850~1020 °C 温度范围内获得坪年龄 (222.2 ± 2.2) Ma (图 3e, f)。

6 讨论

6.1 含 K 矿物封闭温度

Jäger et al. (1967) 认为同位素年龄是描述矿物中同位素体系封闭的时间, 即子同位素扩散完全停

止的时间。同位素体系的开放与封闭主要受温度控制, 同时也受到冷速率、化学成分、矿物结构等因素的影响。大量研究表明, 封闭状态与开放状态的转换并非截然的, 两者之间存在着一个温度区间, 在这个区间内, 扩散现象仍然会持续, 但有相当比例的子同位素会保存在矿物晶格内部, 这个状态被称为部分封闭状态。当冷速率较快时, 部分封闭状态持续的时间较短, 对应的温度区间相对狭窄, 反之, 冷速率较缓慢时, 部分封闭状态持续时间较长, 对应的温度区间则相对宽泛。

Dodson (1973) 在分析了 Rb-Sr 及 K-Ar 同位素体系, 认为表面年龄的不一致可能源于不同同位素体系对于同位素的保存能力不同, 并据此提出了封闭温度的概念, 该公式适用于 Ar-Ar、U/Th-He 等多种同位素体系, 其表达式为:

$$T_c = \frac{E_a}{R} \ln \left[\frac{AT_c^2 \frac{D_0}{a^2}}{\frac{E}{R} \frac{dT}{dt}} \right]$$

其中, T_c 为封闭温度, 单位为 K, D_0 为扩散系数,

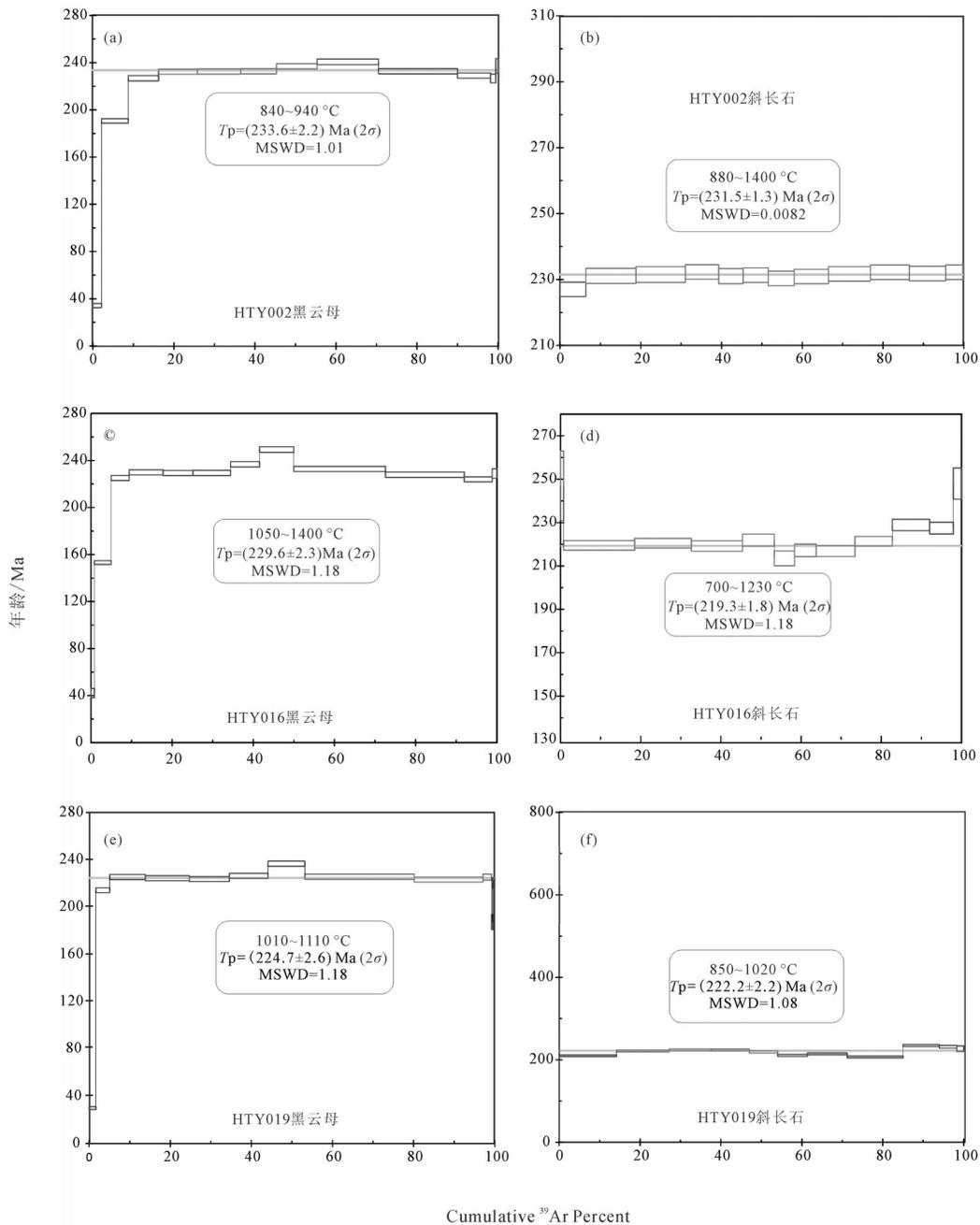


图3 虎头崖矿区二长花岗岩中黑云母、斜长石 ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄谱
 Fig.3 ⁴⁰Ar-³⁹Ar age spectra of biotite and plagioclase from monzogranites in the Hutouya mining area

单位为 cm^2/s , a 为扩散域半径, 单位为 cm 或 μm , E_a 为活化能, 单位为 cal/mol 或 J/mol , R 气体常数, 单位可根据 E_a 设为 $1.978 \text{ cal}/\text{K}/\text{mol}$ 或 $8.314 \text{ J}/\text{K}/\text{mol}$, A 为几何校正系数, 平板为 8.7, 圆柱体为 27, 球状体为 55, dT/dt 为冷速率, 单位为 $^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 或 K/Ma 。封闭温度的公式为一个迭代公式, 需要人为猜测一个初始的封闭温度, 并带入式中, 经过数次迭代, 最后会

快速收敛(通常为 2~3 次)。以参数 $D_0: 1 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$, $a: 1 \times 10^{-2} \text{ cm}$ ($100 \mu\text{m}$), $E_a: 45000 \text{ cal}/\text{mol}$, $R: 1.978 \text{ cal}/\text{K}/\text{mol}$, $A: 8.7$, $dT/dt: 10 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 为例, 首先, 需将冷速率转换为 K/s 格式, 结果为 $3.169 \times 10^{-13} \text{ K}/\text{s}$, 随后, 设定封闭温度初始值为 $300 \text{ }^\circ\text{C}$, 即 573.15 K , 第一次迭代结果为 673.7 K , 即 $400.5 \text{ }^\circ\text{C}$, 第二次为 667.2 K , 第三次稳定在 667.6 K ($394.5 \text{ }^\circ\text{C}$), 即为该

表2 典型含钾矿物冷速率与封闭温度对应关系

Table 2 The relationship between cooling rate and closure temperature of the typical potassium minerals

白云母		角闪石		Fe-Mg 黑云母		正长石	
冷速率 /(°C/Ma)	封闭温度 /°C	冷速率 /(°C/Ma)	封闭温度 /°C	冷速率 /(°C/Ma)	封闭温度 /°C	冷速率 /(°C/Ma)	封闭温度 /°C
0.01	272.7	0.01	433.7	0.01	256.4	0.01	158.4
0.10	304.6	0.10	469.5	0.10	283.8	0.10	178.0
0.50	329.1	0.50	496.8	0.50	304.6	0.50	192.7
1.00	340.3	1.00	509.1	1.00	314.1	1.00	199.3
2.00	351.9	2.00	521.9	2.00	323.9	2.00	206.2
3.00	358.9	3.00	529.5	3.00	329.7	3.00	210.3
4.00	363.9	4.00	535.0	4.00	333.9	4.00	213.2
5.00	367.9	5.00	539.4	5.00	337.3	5.00	215.5
10.00	380.5	10.00	553.1	10.00	347.8	10.00	222.8
15.00	388.2	15.00	561.3	15.00	354.1	15.00	227.2
20.00	393.7	20.00	567.3	20.00	358.7	20.00	230.3
25.00	398.0	25.00	572.0	25.00	362.3	25.00	232.8
30.00	401.6	30.00	575.8	30.00	365.2	30.00	234.8
40.00	407.4	40.00	582.0	40.00	370.0	40.00	238.1
50.00	411.9	50.00	586.8	50.00	373.7	50.00	240.6
60.00	415.6	60.00	590.8	60.00	376.7	60.00	242.7
70.00	418.8	70.00	594.2	70.00	379.4	70.00	244.5
80.00	421.6	80.00	597.2	80.00	381.6	80.00	246.1
90.00	424.1	90.00	599.8	90.00	383.7	90.00	247.4
100.00	426.3	100.00	602.2	100.00	385.5	100.00	248.7
150.00	435.0	150.00	611.4	150.00	392.6	150.00	253.5
200.00	441.3	200.00	618.1	200.00	397.7	200.00	257.0

同位素体系的最终封闭温度。

正确使用封闭温度需要注意几个方面:(1)首先,封闭温度不仅受扩散动力学参数,如 D/a^2 和 Ea 的影响,也同样受冷速率及表面年龄的影响。因为冷速率控制矿物由部分封闭状态转化至完全封闭状态的时间,在此阶段,放射性衰变形成的子同位素,部分被保留在矿物晶格内部,因此,冷速率也间接控制了子同位素的累积总量。一般情况下,尽管冷速率对封闭温度的影响对于热年代学研究意义重大,但影响程度相对较弱,研究表明,冷速率增加2倍,封闭温度只能产生约10%的变化。(2)同位素体系封闭温度与古地磁阻隔温度存在区别,古地磁系统需要更高的活化能,相对于同位素体系对温度的敏感程度更高,阻隔与非阻隔的转换多发生在一个温度点,而同位素体系的封闭过程需要经过一个较长的温度区间,封闭温度概念不仅可以用于热年代学研究。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素体系的封闭温度计算建

立在如下假设的基础之上:(1)扩散边界的子同位素含量为0;(2)热事件足够短,矿物中子同位素含量不会增加。表2为典型的白云母(Robbins, 1972; Hames and Bowring, 1994)、角闪石(Harrison, 1981)、Fe-Mg黑云母(Grove and Harrison, 1996)与正长石(Foland, 1994)冷速率与封闭温度对应关系(图4)。

表3列举了虎头崖矿区Ar-Ar冷速率计算参数。HTY002黑云母在板状外形条件下, Ea 值为30.28702, $\log(D_0/r_0)$ 值为1.34072,在球状外形条件下, Ea 值为35.70708, $\log(D_0/r_0)$ 值为1.535859,与Giletti (1974)所得结果相当,高于Harrison和McDougall(1981)所得结果,封闭温度在300~400°C,与表3所列数据存在一定差异,几何条件对封闭温度的影响较大。球状几何条件下,当冷速率为0~20 °C/Ma时,封闭温度介于350~400 °C;当冷速率大于20 °C/Ma时,封闭温度超过400 °C。在板状外形条件下,若冷速率为0~20 °C/Ma,则封闭温度介

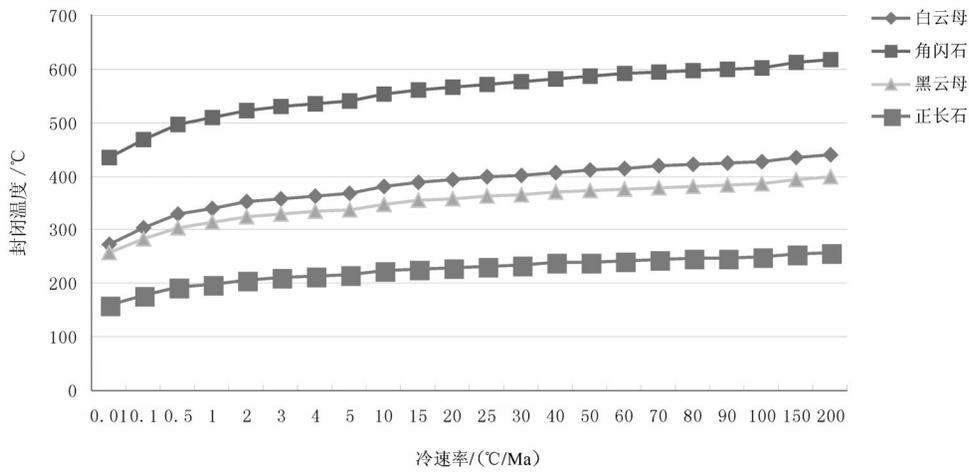


图4 白云母、角闪石、黑云母、正长石冷速率与封闭温度关系图

Fig. 4 The relationship between cooling rate and closure temperature for muscovite, hornblende, biotite, and orthoclase

表3 虎头崖矿区 Ar-Ar 冷速率计算参数

Table 3 The Ar-Ar cooling rate calculating parameter of the Hutouya mining area

样品名称	矿物种类	拟合模型	E_a (k.cal/mol)	$\text{Log}_{10} (D_0/r_0^2)/s$	年龄/Ma
HTY002_B	黑云母	plane	30.28702	1.34072	233.6±2.2
		sphere	35.70708	1.535859	
HTY002_P	斜长石	plane	44.83418	3.463241	231.5±1.3
		sphere	48.04522	3.174733	
HTY016_B	黑云母	plane	65.26829	7.667677	229.6±2.3
		sphere	67.92016	7.278871	
HTY016_P	斜长石	plane	30.28702	1.34072	219.3±1.8
		sphere	35.70708	1.535859	
HTY019_B	黑云母	plane	51.32371	5.258458	224.7±2.6
		sphere	59.27751	5.944358	
HTY019_P	斜长石	plane	30.29738	1.164151	222.2±2.2
		sphere	36.06346	1.417156	

于 310~350 °C; 超过 20 °C/Ma, 封闭温度为 350~370 °C; HTY002 斜长石在板状外形条件下, E_a 值为 44.83418, $\log(D_0/r_0)$ 值为 3.463241; 在球状外形条件下, E_a 值为 48.04522, $\log(D_0/r_0)$ 值为 3.174733, 略高于 Lovera et al. (2002) 的推荐值。封闭温度在 250~350 °C, 几何条件对封闭温度的影响较大。球状及柱状几何条件下封闭温度分布情况相似, 当冷速率小于 20 °C/Ma 时, 封闭温度介于 300~350 °C; 当冷速率大于 20 °C/Ma 时, 封闭温度超过 350 °C。在板状外形条件下, 封闭温度较低, 若冷速率为 0~20 °C/

Ma, 则封闭温度介于 310~350 °C; 当冷速率超过 20 °C/Ma, 封闭温度为 350~390 °C。

E_a 、 $\log(D_0/r_0)$ 值主要通过初期低温阶段的 $\log(D_0/r_0)$ 值进行拟合, 在实际上, 因为样品矿物物理化学性质的区别, 在分步加热初期可能无法形成有效的线性 Arrhenius 曲线, 导致获得的 E_a 、 $\log(D_0/r_0)$ 值偏差较大, 无法得出正确的封闭温度, 可以采用已知的推荐值 (Lovera et al, 2002)。

研究表明, Ar 分步阶段加热释气过程中, 以体积扩散为主, 但由于低温下晶格缺陷引起的短程扩

散和高温下矿物氧化反应造成的晶体结构改变的强烈影响,体积扩散不是含水矿物在真空加热中释放 Ar 的唯一机制(Jäger et al., 1967; Dodson, 1973; 马芳等, 2002), 实际上, Ar 释放同时受多种路径扩散机制影响, 如:

(1) 结构曲线造成的短程扩散

是指通过晶格缺陷的快速传播导致的扩散(Lee et al, 1991; Lee, 1993), 晶格缺陷广泛发育于矿物颗粒中, 表现为位错、显微裂隙、亚颗粒边界等形式。Ar 在矿物中可能保存在晶格和晶格缺陷这两种位置中, 其中在晶格缺陷位置保存的 Ar 更容易释放, 这首先是因为位错能低于晶格结构能, 因而缺陷对 Ar 的作用力较低, 其次是因为位错的快速传播会提高扩散的速度, 可用³⁶Ar 的释放证明。晶体中的大气³⁶Ar 应该松散地保存在晶格缺陷中, 而样品的大多数³⁶Ar 都于加热的早期就释放出来了, 因而表明加热早期释放的 Ar 主要是保存在晶格缺陷中的 Ar。短程扩散的扩散系数 D_{sc} 远远高于体积扩散系数 D_v , 达几个数量级。因此在低温等温加热过程的早期, 扩散主要受短程扩散机制控制, 相当于 $F-t/10000$ 曲线的第二段, 而后期主要为体积扩散, 相当于前述 $F-t/10000$ 曲线的第三段, 但后期的体积扩散并非单纯的体积扩散, 而是受到了短程扩散的明显影响。对比真空加热中样品的 Ar 扩散性和其在水热实验中的 Ar 扩散性, 参数 D/a^2 比通过水热实验计算的值高 2~4 个数量级, 造成这一差异的最可能原因就是有效扩散半径 a 。所在矿物中许多含 Ar 矿物(如长石)的扩散特征都随着温度的变化而改变(Lovera et al., 1989; Cassta and Renne, 2013)。对释气百分比的系统变化结合年龄谱可以推出在 150~350 °C 钾长石的热历史。而对其他含 K 矿物, 钾的留存现象表现的更为复杂, 在这些矿物中, 除了体积扩散, 矿物的脱水及晶格破坏过程, 均能导致 Ar 释放(Vedder and Wilkins, 1969), 因此, 真空加热中, 这些缺陷使得实验无法获得有效的热历史信息。为避免这些情况, 有研究尝试将以上矿物放置在热水进行加热以保持其在加热过程中保持矿物晶格的完整性(McDougall and Harrison, 1999)。以黑云母为例, 假设 a 是导致 Ar 在真空中扩散远快于水热实验中扩散的唯一原因, 则要求 a 为 1~15 μm , 这一取值远小于 Norwood(1974)所报道的 64~225

μm , 但正好与加热时缺陷密度的增加一致。根据短程扩散和体积扩散参数模拟计算多途径扩散模式下低温等温加热过程中 Ar 的释放特征, 所得到的 $F-t/10000$ 曲线与实验结果吻合得很好(Lo et al., 2000), 进一步证明了多途径扩散机制的存在。

(2) 反应促使 Ar 释放

Ar 保留在晶体中主要是其周围离子键的作用, 因而晶体结构的破坏会导致 Ar 的快速释放。随着温度的升高, 晶格缺陷(如位错、亚颗粒边界等)逐渐退火消失, 短程扩散的影响减弱, 而含水矿物在真空状态下发生脱羟基、脱氢作用, 逐渐为相应的氧化物所代替, 晶胞参数发生变化, 原有的晶体结构被破坏(Norwood, 1974; Farrow, 1987)。黑云母在高温下的氧化可分为 3 个阶段(Sletten and Onstott, 1998)。第一阶段位于 600~800 °C 温度区间, 在该阶段, 空位和铁阳离子附近 OH⁻基团的释放; 第二阶段主要位于 800~1000 °C 区间, 在该阶段, Fe²⁺的氧化(同时伴随有 H₂O 或 O²⁻的释放); 第三阶段对应温度超过 1000 °C, 在该阶段, 接近八面体位置(3Mg²⁺, 2Mg²⁺Fe³⁺, Mg²⁺2Fe³⁺)的剩余 OH⁻基团的丢失。这对应于普通的 Ar-Ar 分步加热程序中黑云母 Ar 释放的两个峰值温度, 650 °C 左右和 950~1050 °C(在 10000/T 坐标系对应 9.31~10.83)。类似的氧化过程亦可解释角闪石、白云母和金云母释 Ar 峰值温度的数目, 并可解释富 Mg 的黑云母和角闪石对 Ar 具有更强的保存性的原因(Jäger et al., 1967; Dodson, 1973; 马芳等, 2002)。在脱羟基过程中会导致矿物结构发生改变, 即八面体、四面体的位置发生变形、旋转, 相应的, 以上两种结构在层间的位置也发生变形(Ohta et al, 1982)。H₂、H₂O 的生成会造成层状硅酸岩结构的内部应力不均一, 并进一步造成含水矿物的结构分层。高温下的分层从两个方面加速了 Ar 的释放, 一是导致了层间 Ar 的完全释放, 二是降低了 Ar 的扩散半径。Sletten and Onstott(1998)认为分层还可能改变白云母扩散的立体模式, 这种分层造成的 Ar 释放率随时间的迅速增加也出现在角闪石和白云母中(Lee, 1993; Sletten and Onstott, 1998)。Sletten and Onstott(1998)根据 XRD 观测的脱羟基化白云母反射峰的变化计算了白云母脱羟基反应的速率(K/a^2), 该参数的变化与 Ar 释放速率的变化一致, 这表明此时 Ar 的释放直

接受到脱羟基作用的控制。随着矿物结构的分解,氧化物的形成,脱羟基反应的速率降低,反应对Ar释放的影响会逐渐减小,造成 D/a^2 随时间呈指数降低,甚至最终反映体积扩散的过程,但此时黑云母的结构接近于全部瓦解(Lo et al, 2000),而对于白云母, Sletten and Onstott(1998)通过分别用柱体和板状体积扩散模式模拟,发现板状体积扩散模式下得到的释Ar峰值温度与典型Ar-Ar分布加热中高温下的释Ar峰值温度1025 °C左右一致,因而认为分层还可能改变了白云母扩散的立体模式,由原来沿(001)面的柱体扩散模式转变为沿c轴的板状扩散模式,此时Ar的体积扩散释放已完全不同于原始样品的释放。

黑云母中的Ar扩散同样会受到化学成分变化的影响,结构中离子不同的离子特征(Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , F^- , Cl^- , OH^-)可引起体积分数产生最高约5%的变化(Hewitt and Wones, 1975; Grove and Harrison, 1996)。黑云母Ar-Ar体系正常的封闭温度约为300 °C(Hodges et al., 1994),但是成分的变化可能导致其最高到达450 °C(Grove and Harrison, 1996)。

含水矿物的释Ar机制如图5。

6.2 岩浆侵入活动时间维-空间维冷却路径模拟

热导率主要由地壳成分决定,但也受温度及压力的影响(Cermak and Rybach, 1982)。普通地壳物质的热导率在1.5(页岩)~6.0(石英砂岩) $Wm^{-1}K^{-1}$ 。在模拟上地壳平均热导率时经常使用的值为3.0 $Wm^{-1}K^{-1}$ (Roy et al., 1981)。上地壳物质的放射性生成热介于0.3(玄武岩)~2.5(花岗岩/流纹岩) μWm^{-3} ,采用的平均值为0.8 μWm^{-3} (Taylor and McLennan, 1981)。

研究表明,岩体的冷速率与岩体的体积密切相关(章邦桐等, 2013)。地壳中岩体主要通过传导的方式将热量输送至围岩(Philpotts, 1990; Spear, 1993),而岩浆在空间中的分布是有限的。在该假设前提的基础上,若满足以下条件(Peacock, 1989; Furlong et al., 1991; Stuwe, 2002):(1)岩体侵位的速度远远高于地壳中等温线变化的速度,(2)岩体的体积远远小于围岩体积。

地质体温度随时间变化情况可用下式表示(T 为温度, z 为深度, t 为时间, α 表示热导率):

$$\alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial t}$$

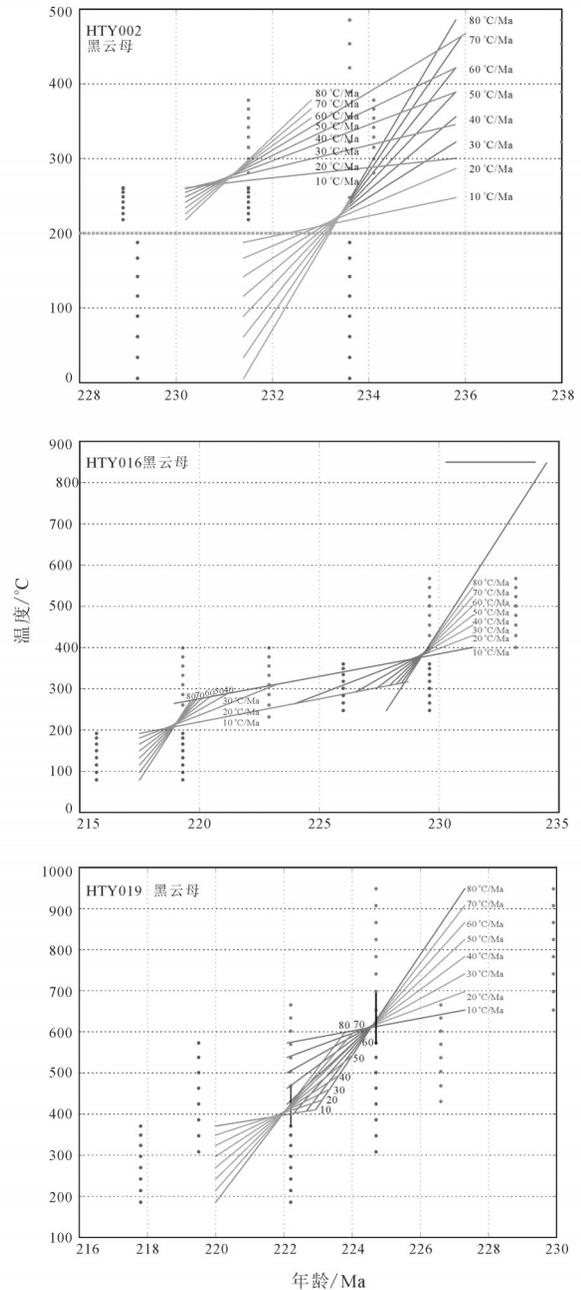


图5 虎头崖矿区含水矿物的释Ar机制图
Fig.5 Releasing Ar mechanism diagram of the hydrous minerals of the Hutouya mining area

距离-温度反演公式为:

$$T(z,t) = T_b + \frac{T_i - T_b}{2} \times \left[\operatorname{erf} \left(\frac{\frac{L}{2} - z}{2 \sqrt{\alpha \times t}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{\frac{L}{2} + z}{2 \sqrt{\alpha \times t}} \right) \right]$$

其中, L 为侵入体半径,单位为km, T_b 为背景温

度, T_i 为侵入体温度, 单位均为 $^{\circ}\text{C}$, α 为扩散系数, 使用推荐值 32 mW/m^2 , t 为时间, 单位为 Ma, erf 为误差函数。实验采用的温度区间为 0.0001 Ma, 0.001 Ma, 0.01 Ma, 0.05 Ma, 0.08 Ma, 0.1 Ma, 1 Ma, 10 Ma, 实验结果如图 6 所示。

计算结果表明, 若使用 32 mW/m^2 作为热流值, 岩体侵位后经 0.001 Ma, 热效应影响至距岩株中心约 2 km 的围岩处。0.05~0.08 Ma, 热效应的影响范围继续扩大, 到达距岩株中心 8 km 左右的围岩, 但整个系统的温度分布模式逐渐趋于平缓, 中心温度在 0.05 Ma 便低于 400°C 。在 0.1 Ma 左右, 热效应将距其约 3 km 处的围岩加热至 150°C 以上, 将距其 4 km 处的围岩加热至 120°C 以上。同时, 也应注意, 岩株的热量扩散非常迅速, 若无持续热源供应, 约 1 Ma 后, 岩株的温度略高于 100°C , 岩株-围岩系统的温度梯度进一步降低, 温度分布模式更加平坦, 6 km 左右的环境温度仍高于 100°C 。距侵位后 10 Ma 后, 岩体及围岩温度梯度继续下降, 但尚未重新恢复至 50°C 环境温度。

以上计算反映岩浆侵位结束后, 岩体-围岩系统的温度的分布模式及其随时间的演化过程。虽然满足已有假设, 但计算仍存在一定的局限性, 主要表现为计算假设在冷却过程中, 岩体的形态及规模不发生改变, 在岩体就位后无外部热量持续输入。在真实情况下, 这些条件很难被满足。如当深部存

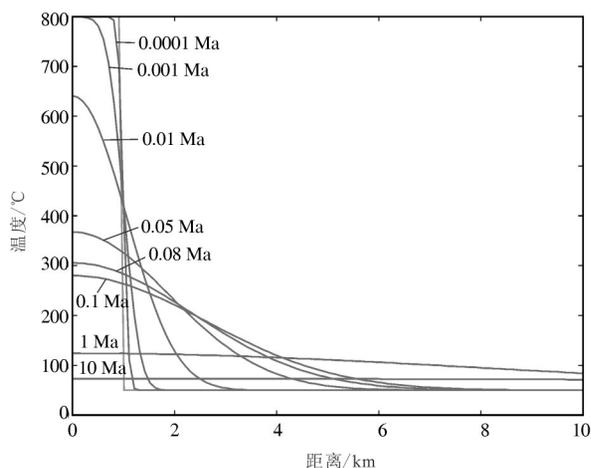


图6 直径2 km岩株热效应演化图

Fig.6 Thermal effect evolution diagram of the diameter 2 km stock

在岩浆房时, 以一定速率持续涌出的岩浆可能造成岩株的体积扩大, 亦有可能延长热事件的持续时间, 岩株与围岩的温度分布模式及传导过程也会发生变化。上述因素均会影响最终的计算结果。但显而易见的是, 这种效应只能使岩浆热效应的影响范围扩大, 持续时间增加。因此, 计算得出的结果可以限定岩体侵位结束后, 热扩散的最快模式, 对应着岩体可能产生的最快的冷速率与最差的热效应。

6.3 岩体热年代学

岩浆岩的锆石封闭温度较高 ($>850^{\circ}\text{C}$), 其结晶年龄代表了岩体的侵入年龄。岩浆岩的 K-Ar 同位素年龄代表被测矿物冷却到其对放射性成因 ^{40}Ar 成为封闭体系的温度后所经历的时间, 含钾矿物在结晶之后几乎马上就聚集放射性成因 ^{40}Ar , 角闪石和黑云母对放射性成因 ^{40}Ar 封闭温度高, 尤其是前者经常没有 Ar 的丢失 (Jäger et al., 1967; Dodson, 1973), 其 K-Ar 同位素年龄可以代表岩体冷凝结晶开始的年代。斜长石的封闭温度较低, 一般接近岩浆冷凝结晶结束的年代。若已知角闪石 (或黑云母) 和斜长石对放射成因 ^{40}Ar 的封闭温度, 则可以根据两者的 K-Ar 年龄差计算岩体的冷速率 (Jäger et al., 1967; Dodson, 1973; 魏菊英等, 1988)。不同岩体侵位时的温度虽然有所差别, 但其结晶矿物对放射成因 ^{40}Ar 的封闭温度一般相差不大。研究表明 (Jäger et al., 1967; Dodson, 1973; 肖庆辉等, 2002), 角闪石对放射成因 ^{40}Ar 的封闭温度约为 $>650^{\circ}\text{C}$, 黑云母对放射成因 ^{40}Ar 封闭温度约为 250°C 、 300°C 、 350°C , 斜长石为 230°C 。

本次研究取黑云母、斜长石对放射成因 ^{40}Ar 的封闭温度分别为 350°C 、 230°C 。表 4 列出了虎头崖矿区成矿岩体二长花岗岩的冷凝结晶时间和冷速率, 对于不同矿物计算岩体冷速率结果表明, 虎头崖二长花岗岩样品 HTY002 黑云母和斜长石计算岩体冷速率为 57.14°C/Ma , HTY016 黑云母和斜长石计算岩体冷速率为 11.65°C/Ma , HTY019 黑云母和斜长石计算岩体冷速率为 48.00°C/Ma 。当侵入岩体的成分相近时, 其侵位时的单位热能可能差别很小, 而岩体的总能量与其规模是成正比的, 所以不同规模岩体的总能量是有差别的, 规模愈大的岩体其热能量也愈高, 与围岩达到平衡所需的时间愈长, 热效应愈大, 冷速率相应愈低。针对不同样品和不同矿物

表4 虎头崖矿区主要成矿岩体二长花岗岩的冷速率
Table 4 Condensing rate of monzogranites in the Hutouya mining area

样号	岩体名称	岩石类型	冷凝开始			冷凝结束			冷凝时间 /Ma	温度差 /°C	冷速率 /(°C/Ma)	样品位置
			测试方法	测试对象	年龄/Ma	测试方法	测试对象	年龄/Ma				
HTY002	虎头崖	二长花岗岩	Ar-Ar	黑云母	233.6±2.2	Ar-Ar	斜长石	231.5±1.3	2.1	120	57.14	虎头崖Ⅵ矿带
HTY016			Ar-Ar	黑云母	229.6±2.3	Ar-Ar	斜长石	219.3±1.8	10.3	120	11.65	虎头崖Ⅲ矿带
HTY019			Ar-Ar	黑云母	224.7±2.6	Ar-Ar	斜长石	222.2±2.2	2.5	120	48.00	虎头崖Ⅱ矿带

计算虎头崖Ⅱ、Ⅲ、Ⅵ矿带二长花岗岩岩体冷速率比较接近,其冷速率相对较快(介于11~57°C/Ma),可知其热效应较大,具有一定的成矿潜力。

对于规模较小岩体,冷速率相对较低,并不影响岩体规模与冷速率成反比这一认识,这是由于这些岩体的围岩受岩浆侵入的热烘烤而发生较大范围的热变质,其较低的冷速率无疑是深部存在供应热能的大岩基的反映,侵入岩可能发育“体中体”,深部存在大的岩基或岩株,构造中不同期次岩浆侵入活动形成小岩体的共岩浆补余分异效应也是能够发生大规模成矿作用的有利条件。因此,对于侵入岩体的冷速率不能简单的以其规模进行判断。对于矽卡岩热液型矿床热作用维持的时间和成矿流体的供应是成矿关键因素,矿床自身热量可能无法满足形成规模较大矿床所需的能量,围岩的热变质作用也要消耗较大能量,因此深部岩浆房提供成矿所需热能是必不可少的。总体上侵入岩体的冷速率一般与其相关成矿作用的强度是成反相关的,但不能简单用其判断。因为,侵入岩体有着特殊的生长结构,浅部小侵入体可以得到一定深度岩浆房的成矿流体和热能补充,以致会出现“小岩体成大矿”的现象,并造成岩体冷速率并不受其本身规模的绝对制约。

7 结 论

岩体总能量与其规模成正比,规模愈大的岩体其热能量也愈高,热效应愈大,冷速率相应愈低。虎头崖矿区与成矿有关的二长花岗岩黑云母和斜长石单矿物⁴⁰Ar-³⁹Ar坪年龄分别为(233.6±2.2) Ma和(231.5±1.3) Ma(HTY002a)、(229.6±2.3) Ma和(219.3±1.8) Ma(HTY016)、(224.7±2.6) Ma和(222.2±2.2) Ma(HTY019),计算得到二长花岗冷速率分别

为57.14°C/Ma、11.65°C/Ma、48.00°C/Ma,二长花岗岩冷速率相对较快,具有较大的成矿潜力。

致谢:感谢青海省第三地质矿产勘查院提供了大量的资料和技术支持,李东生、张爱奎教授级高级工程师和何书跃高级工程师在野外工作中所给予的大力支持与帮助以及中国地质科学院地质研究所Ar-Ar同位素实验室陈文研究员、张彦副研究员、刘新宇女士完成样品的测试工作并提出了宝贵的建议。

References

- Cassata W S, Renne P R. 2013. Systematic variations of argon diffusion in feldspars and implications for thermochronometry[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 112: 251-287.
- Cermak V, Rybach L. 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks [C]// Angenheister G (ed.). *Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V*. Springer-Verlag, Berlin, 89-134.
- Chen Wen, Zhang Yan, Zhang Yueqiao, Jin Guishan, Wang Qingli. 2006. Late Cenozoic episodic uplifting in southeastern part of the Tibetan plateau—evidence from Ar-Ar thermochronology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 867-872 (in Chinese with English abstract).
- Dodson M H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40: 259-274.
- Dowty E. 1980. Crystal-chemical factors affecting the mobility of ions in minerals [J]. *American Mineralogist*, 65: 174-182.
- Feng Chengyou, Li Dongsheng, Wu Zhengshou, Li Junhong, Zhang Zhanyu, Zhang Aikui, Shu Xiaofeng, Su Shunsheng. 2010. Major types' time-space distribution and metallogenesis of polymetallic deposits in the Qimantage metallogenic belt' eastern Kunlun area [J]. *Northwestern Geology*, 43(4): 10-17 (in Chinese with English abstract).
- Feng Chengyou, Wang Xueping, Shu Xiaofeng, Zhang Aikui, Xiao Ye,

- Liu Jiannan, Ma Shengchao, Li Guochen, Li Daxin. 2011. Isotopic chronology of Hutouya skarn-type lead-zinc polymetallic ore district in the Qimantage area, Qinghai Province, and its' geological significance [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 41(6): 1806-1817 (in Chinese with English abstract).
- Ferrow E M. 1987. Mössbauer and X-ray studies on the oxidation of annite and ferriannite [J]. *Physical Chemistry Mineral.*, 14:270-275.
- Foland K A. 1994. Argon diffusion in feldspars[C]//Parsons I(ed.). *Feldspars and Their Reactions*. Dordrecht, Kluwer, 415-447.
- Furlong K P, Hanson R B, Bowers J B. 1991. Modeling thermal regimes [J]. *Review of Mineral*, 26:437-506.
- Giletti B J. 1974. Diffusion Related to Geochronology [M]. *Geochemical Transport and Kinetics*, 1-362.
- Grove M, Harrison T M. 1996. $^{40}\text{Ar}^*$ diffusion in Fe-rich biotite [J]. *American Mineralogist*, 81: 940-951.
- Guo Xianzheng, Jia Qunzi, Li Jinchao, Kong Huilei, Li Yazhi, Xu Rongke, Nanka Ewu. 2016. Geochemical characteristics and geochronology of porphyroid biotite monzogranite from the Reshui Mo polymetallic deposit, East Kunlun Mountains [J]. *Geology in China*, 43(4): 1165-1177 (in Chinese with English abstract).
- Hames W E, Bowring S A. 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 124: 161-167.
- Harrison T M. 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 324-331.
- Harrison T M, McDougall I. 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region [J]. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 55(1): 123-149.
- Hewitt D A, Wones D R. 1975. Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctahedral biotites [J]. *American Mineralogist*, 60: 854-862.
- Hodges K V, Hames W E, Bowring S A. 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain—Evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra [J]. *Geology*, 22: 55-58.
- Hu Xinghua, Zhu Guchang, Liu Huan, Li Zhifeng, Zheng Wei, Xu Wenhai. 2011. Characteristics and mineralization of the Hutouya polymetallic deposit in the Qimantage metallogenic belt [J]. *Geology and Exploration*, 47(2): 216-221 (in Chinese with English abstract).
- Jäger, Emile, Niggli E, Wenk E. 1967. Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen (Rb-Sr age determinations on micas from the Central Alps): Beitrage zur Geologische Karteder Schweiz [J]. *NF*, 134: 1-67.
- Lee J K W, Onstott T C, Cashman K V. 1991. Incremental heating of hornblende in vacuo: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and the interpretation of thermal histories [J]. *Geology*, 19:872-876.
- Lee J K W. 1993. The argon release mechanisms of hornblende in vacuo [J]. *Chemical Geology*, 106:133-170.
- Li Kan, Gao Yongbao, Qian Bing, He Shuyue, Liu Yongle, Zhang Zhaowei, Zhang Jiangwei, Wang Yalei. 2015. Geochronology, geochemical characteristics and Hf isotopic compositions of granite in the Hutouya deposit Qimantag, East Kunlun [J]. *Geology in China*, 42(3): 630-645 (in Chinese with English abstract).
- Li Wenyuan. Metallogenic geological characteristics and newly discovered orebodies in Northwest China [J]. *Geology in China*, 42(3): 365-380 (in Chinese with English abstract).
- Liu Chengdong, Mo Xuanxue, Lui Zhaohua, Yu Xuehui, Chen Hongwei, Li Shuwei, Zhao Xin. 2004. Crust-mantle magma mixing in East Kunlun: Evidence from zircon SHRIMP chronology [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(6): 596-602 (in Chinese).
- Liu Yunhua, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, Zhang Xueting, Xu Guobin. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the Jingren granite, Yemaquan region of the East Kunlun and its geological significance [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 49(6): 592-602 (in Chinese with English abstract).
- Lo C H, James K W, Tullis C O. 2000. Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil [J]. *Chemistry Geology*, 165:135-166.
- Lovera O M, Richter F M, Harrison T M. 1989. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geothermometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes [J]. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17917-17935.
- Lovera O M, Grove M, Harrison T M. 2002. Systematic analysis of K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating results II: relevance of laboratory argon diffusion properties to nature [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 1237-1255.
- Ludwig K R. 2001. User's manual for isoplot/ex, v2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel [J]. *Geochronological Center Special Publication No. 1a*: 1-58.
- Luo Zhaohua, Ke Shan, Cao Yongqing, Deng Jinfu, Chen Hongwei. 2002. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun [J]. *Geological Bulletin of China*, 21(6): 292-297 (in Chinese with English abstract).
- Ma Fang, Mu Zhiguo. 2002. Ar mechanism of the enhydrite under the condition of the vacuo: New questions of the Ar-Ar thermochronology [J]. *Earth Science Frontiers*, 9(2): 505-510 (in Chinese with English abstract).
- McDougall I, Harrison T M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method (second edition)* [M]. Oxford, Oxford University Press, 269.
- Norwood C B. 1974. Radiogenic Argon Diffusion in the Biotite Micas MS Thesis [M]. RI: Brown University, 58.
- Ohta T, Takeda H, Takeuchi Y. 1982. Mica polytypism: Similarities in

- the crystal structures of coexisting 2M and 2M₁ oxybiotite [J]. *American Mineral.*, 67:298–310.
- Peacock S M. 1989. Numerical constraints on rates of metamorphism, fluid production, and fluid flux during regional metamorphism [J]. *Geological Society of America Bull.*, 101:476–478.
- Philpotts A R. 1990. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* [M]. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Robbins G A. 1972. Radiogenic Argon Diffusion in Muscovite under Hydrothermal Conditions [D]. Brown University.
- Roy R, Beck A, Touloukian Y. 1981. Thermo-physical properties of rocks [C]// Touloukian Y, Judd W, Roy R (eds.). *Physical Properties of Rocks and Minerals*. Mc Graw-Hill, New York, 409–502.
- Sletten V M, Onstott T C. 1998. The effect of the instability of muscovite during in vacuo heating on ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar step- heating spectra [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62:123–142.
- Spear F S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Steiger R H, Jager E. 1977. Subcommission on geochronology: Conventon on the use of decay constants in geo- and cosmochronology [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359–362.
- Stuwe K. 2002. *Introduction to the Geodynamics of the Lithosphere: Quantative Description of Geological Problems* [M]. Springer-Verlag, Berlin.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Composition and Evolution* [M]. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1–372.
- Vedder W, Wilkins R. 1969. Dehydroxylation and rehydroxylation, oxidation and reduction of micas [J]. *American Mineralogist*, 54: 482–509.
- Wei Junying and Wang Guanyu. 1988. *Isotopic Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1–379 (in Chinese).
- Xiao Qinghui, Qiu Ruizhao, Deng Jinfu, Li Tingdong, Mo Xuanxue, Hong Dawei, Lu Xinxiang, Wang Tao, Wu Fuyuan, Xie Caifu. 2005. Granitoids and continental crustal growth modes in China [J]. *Geology in China*, 32(3): 343–352 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Bangdong, Ling Hongfei, Wu Juncai. 2013. New thinking, method and calculated examples of high temperature thermochronology of granite plutons [J]. *Geological Journal of Chian Universities*, 19(3): 385–402 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Zhen, Chen Yanjing, Deng Xiaohua, Yun Suwei, Cheng Hongjin. 2016. Muscovite ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Baiganhu W-Sn orefield, Qimantag, Eadt Kunlun Mountains, and its geological implications [J]. *Geology in China*, 43(4): 1341–1352 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈文, 张彦, 金贵善, 王清利. 2006. 青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的Ar-Ar热年代学证据[J]. *岩石学报*, 22(4): 867–872.
- 丰成友, 李东生, 吴正寿, 李军红, 张占玉, 张爱奎, 舒晓峰, 苏顺生. 2010. 东昆仑祁漫塔格成矿带矿床类型、时空分布及多金属成矿作用[J]. *西北地质*, 43(4): 10–17.
- 丰成友, 王雪萍, 舒晓峰, 张爱奎, 肖晔, 刘建楠, 马圣钊, 李国臣, 李大新. 2011. 青海祁漫塔格虎头崖铅锌多金属矿区年代学研究及地质意义[J]. *吉林在学学报: 地球科学版*, 41(6): 1806–1817.
- 国显正, 贾群子, 李金超, 孔会磊, 栗亚芝, 许荣科, 南卡俄吾. 2016. 东昆仑热水铜矿区似斑状黑云母二长花岗岩元素地球化学及年代学研究[J]. *中国地质*, 43(4): 1167–1177.
- 胡杏花, 朱谷昌, 刘欢, 李智峰, 郑纬, 徐文海. 2011. 祁漫塔格矿带虎头崖多金属矿床特征和成矿作用分析[J]. *地质与勘探*, 47(2): 216–221.
- 李佩, 高永宝, 钱兵, 何书跃, 刘永乐, 张照伟, 张江伟, 王亚磊. 2015. 东昆仑祁漫塔格虎头崖铅锌多金属矿区花岗岩年代学、地球化学及Hf同位素特征[J]. *中国地质*, 42(3): 630–645.
- 李文渊. 2015. 中国西北部成矿地质特征及找矿新发现[J]. *中国地质*, 42(3): 365–380.
- 刘成东, 莫宣学, 罗照华, 喻学惠, 谌宏伟, 李述为, 赵欣. 2004. 东昆仑壳-幔岩浆混合作用: 来自锆石 SHRIMP 年代学的证据[J]. *科学通报*, 49(6): 596–602.
- 刘云华, 莫宣学, 喻学惠, 张雪亭, 许国斌. 2006. 东昆仑野马地区景忍花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. *岩石学报*, 22(10): 2457–2463.
- 罗照华, 柯珊, 曹永清, 邓晋福, 谌宏伟. 2002. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. *地质通报*, 21(6): 292–297.
- 马芳, 穆治国. 2002. 含水矿物在真空下的释Ar机制: Ar-Ar热年代学面临的新问题[J]. *地学前缘*, 9(2): 505–510.
- 魏菊英, 王关玉. 1988. *同位素地球化学* [M]. 北京: 地质出版社, 1–379.
- 肖庆辉, 邱瑞照, 邓晋福, 李廷栋, 莫宣学, 洪大卫, 卢欣详, 王涛, 吴福元, 谢才富. 2005. 中国花岗岩与大陆地壳生长方式初步研究[J]. *中国地质*, 32(3): 343–352.
- 章邦桐, 凌洪飞, 吴俊奇. 2013. 花岗岩体高温热年代学研究的新思路、方法及计算实例[J]. *高校地质学报*, 19(3): 385–402.
- 郑震, 陈衍景, 邓小华, 岳素伟, 陈红瑾. 2016. 东昆仑祁漫塔格地区白干湖锡矿田白云母 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年及地质意义[J]. *中国地质*, 43(4): 1341–1352.