

黔西南卡林型金矿成矿热机制初探

蒋国豪, 胡瑞忠, 方维萱

(中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002)

关键词: 热演化; 热源; 黔西南; 卡林型金矿

中图分类号: P618.510.673) 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2000)04-0290-03

黔西南是我国卡林型金矿集中区的重要组成部分之一, 主要分布在扬子地台边缘脆弱区。矿化主岩为细碎屑岩和不纯碳酸盐岩等, 金矿床围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、毒砂化、辉锑矿化、雄(雌)黄化、辰砂化、粘土化、碳酸盐化等。本区卡林型金矿床的热驱动力一直是悬而未解的问题, 目前认为有三种热源: 埋藏增温, 构造热源, 岩浆热源^[1-3]。本文拟通过黔西南地区区域热演化历史分析来探讨其成矿热源及传输。

1 沉积盆地热演化的研究方法

沉积盆地形成和演化过程中, 盆地的热体制是动态变化的。盆地动态热体制的研究可归结为盆地热历史的重建或恢复, 盆地内的沉积地层中有机质、矿物、流体等地质客体可以记录古地温及其演化历史, 即利用古温标或古地温计来反演地层的热历史和盆地底部热流。目前主要利用镜质体反射率(R_o)、镜质体反射率梯度、磷灰石裂变径迹、牙形石色变指数(CAI)、自生矿物(粘土矿物)组合、矿物温度计、流体包裹体测温、氧同位素(^{18}O)和 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 值进行研究。其中镜质体反射率适用于有机质丰富的沉积盆地, 磷灰石裂变径迹对碎屑岩地层古地温的测定较为有效, 牙形石色变指数适用于古生物丰富的地层, 自生矿物组合适用于较为年轻的盆地, 流体包裹体应用较为广泛^[4]。

镜质体反射率利用有机质的热成熟度来反映它

与温度及受热时间的关系, 其关系式是 Barker 等建立的古地温公式: $\ln[R_o] = 0.0078[T_{comp}] - 1.2$, 式中 R_o 是有机质的平均反射率, T_{comp} 是最大埋藏温度^[5,6]。本计算式的优点在于不用考虑时间因素。磷灰石裂变径迹、 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 都是在热年代学基础上求温度^[7,8]。牙形石色变指数是利用其蚀变颜色来反映温度, 不同的颜色对应相应的温度^[4]。

2 典型矿床成矿年代与成矿温度

本区卡林型金矿的赋矿层位主要是二叠纪—中三叠纪地层, 岩性主要为粘土岩、粉砂岩、砂岩及不纯碳酸盐岩等(表 1)。金矿的成矿时代, 通过石英裂变径迹法测年^[9]、Rb-Sr 年龄^[10](表 2)大致可以确定为 82~114 Ma, 相当于燕山晚期。

本区金矿的成矿温度主要通过流体包裹体均一温度、有机质反射率测温获得(表 3)。可以看出, 成矿期流体包裹体均一温度(206~250℃)与有机质反射率温度值(153~234℃)较吻合。

3 黔西南区域热演化

黔西南地区属于右江盆地的一部分, 右江盆地的演化可分为两个阶段: 由早期与特提斯构造域有关的北东—南西向拉张和后期与滨太平洋构造域有关的北西向挤压^[14]。从 CAI 温度分布曲线图及镜质体反射率温度曲线图可看出右江盆地在地质历史演化过程中呈现降温的特征。在贵州地区中下寒武

收稿日期: 2000-06-30 收到, 08-11 改回

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目“973”(G1999043210)资助

第一作者简介: 蒋国豪(1974—), 男, 博士研究生, 主要从事矿床地球化学、盆地热演化研究。

表1 黔西南金矿赋矿层位及岩性

地层	矿化层位	容矿岩性	矿床
三叠系中统	许满组 边阳组	粉砂岩、粘土岩 粘土岩、粉砂岩	丫他 烂泥沟
三叠系下统	紫云组 夜郎组或飞仙关组	粘土岩、粉砂岩 粘土岩、粉砂岩、不纯碳酸盐岩	板其 紫木凶
三叠系上统	大隆组 长兴组 龙潭组	钙质粘土岩 不纯碳酸盐岩 粘土质角砾岩、硅化角砾岩	紫木凶 紫木凶 戈塘

表2 烂泥沟、百地金矿成矿时代

矿床	成矿时代/Ma	
	Rb-Sr 年龄	石英裂变径迹年龄
烂泥沟	105.6	82.3 ± 7.5, 83.4 ± 8.3
百地		90.8 ± 6.4, 85.5 ± 6.8

表3 典型矿床的成矿温度表

典型矿床	测试矿物及其组合	均一温度/℃		有机质反射率估算温度/℃ ^[12]
		区间	最佳	
烂泥沟	石英 ^①	163 - 294	210、280	152.8 ~ 198.8
	方解石 ^①	110 - 128	110 ~ 120	
	辰砂 ^①	241 - 251	240 ~ 250	
	石英-黄铁矿 ^②	241 - 265	251(平均值)	
	石英-黄铁矿-毒砂 ^②	184 - 228	206(平均值)	
	石英-方解石-辰砂-辉锑矿-雄(雌)黄 ^②	154 - 166	160(平均值)	
戈塘	方解石、石英 ^①	95 - 147	120 ~ 140	205.1 ~ 214.3
	方解石 ^①	84 - 179	90	
紫木凶	方解石 ^①	123 - 222	160 ~ 180、200 ~ 220	171.2 ~ 233.5
丫他	石英-多金属硫化物 ^②	200 - 320	250(平均值)	174.4 ~ 213
	石英-辉锑矿-雄黄 ^②	140 - 190	165(平均值)	

注:①、②资料来源于文献[11]、[13]

统、奥陶系、泥盆系底部、泥盆顶部一下石炭统、上二叠统、下三叠统古地温曲线图^[15, 16]中,在黔西南都有一个大致北西向和北东向的曲线所围成的古地温高异常区,向南延伸至广西,基本上以北东向的弥勒一师宗和北西向的紫云—桧都大断裂为边界,且随地质历史演化逐渐向南(桂西北)缩小。在三叠纪时仅在册亨南部有一较小区域的300℃高古地温异常区,桂西北却有较大区域的300℃以上的高古地温异常区。从桂西北上二叠统合山组煤层最大镜煤反射率等值线及右江盆地下三叠统CAI趋势等值线图^[2]看出,黔西南、滇东南、桂西北基本沿右江盆地形成圈闭等值线,且高值区多在桂西北,这可能与桂西北在燕山期有较强的岩浆活动有关。

4 讨论

从本区二叠纪、三叠纪地层古地温曲线图(图

1、2)上可看出,产于二叠纪地层中的金矿床主要分布在180~250℃区域内;而产于三叠纪地层中的主要分布在160~250℃区域内。如果以本区古地温梯度4℃/100 m^[14]和最大沉积厚度计算,二叠纪、三叠纪地层的埋藏温度分别为184℃、160℃,与林清^[11]通过有机质反射率获得的温度150~240℃基本吻合。前人研究表明^[17],金的最佳活化温度为220℃。因此认为本区二叠纪和三叠纪地层的埋深地热都不能提供足够的热驱动力。从本区金矿的均一温度得出的主要成矿温度是206~250℃,比二叠系、三叠系地层埋深温度分别高22~46℃、66~90℃,那么提供22~46℃、66~90℃的能量从何而来呢?黔西南航磁异常资料显示(图3)^[18]本区深部可能存在较大的隐伏超基性岩基,在贞丰、册亨以东12~32 km范围内,出现数个等轴状长波航磁异常,单个面积最大达100 km²,异常区已出露燕山晚期(133 Ma,全岩 K-Ar

法)偏碱性超基性岩体群(如白层、阴河、杨家寨等)。从金矿成矿时代、矿床集中区地层古温度曲线呈辐射状分布的特征,推测在燕山期本区深部有大规模岩浆活动,其热能沿深大断裂及次级裂隙向上及周

围地层传输,并驱动流体沿深大断裂及次级裂隙、层间裂隙上升,随着物化条件的改变,最终导致金在160~250℃区域的可利部位成矿。

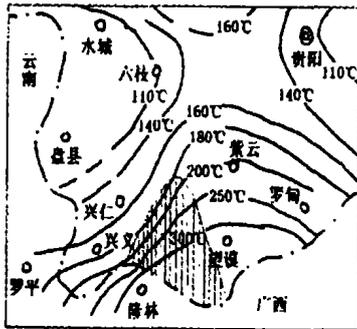


图1 黔西南上二叠统古地温分布图(1:500万)
(据周希云 1985 修改)

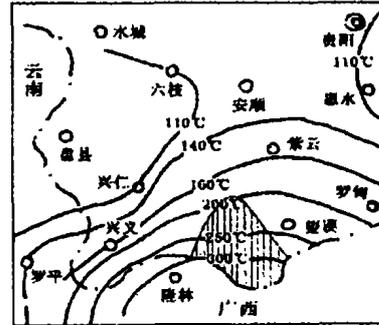


图2 黔西南下三叠统古地温分布图(1:500万)
1. 古地温曲线及其温度;2. 卡林型金矿分布区
(据周希云 1985 修改)

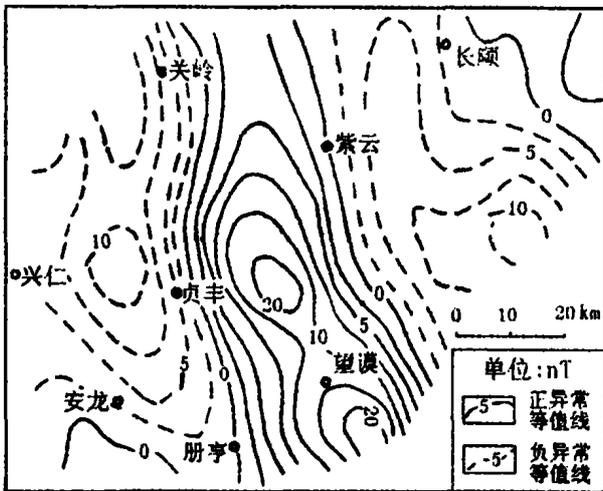


图3 南盘江地区航空磁测向上延拓10 km 磁场图
(转引自王砚耕 1995^[18])

参考文献:

[1] 侯宗林, 杨庆德. 滇黔桂地区微细浸染型金矿成矿条件及成矿模式[J]. 地质找矿论丛, 1989, 4(3): 1-13.
 [2] 吴江, 李思田, 等. 桂西北微细浸染型金矿成矿作用分析[J]. 广西地质, 1993, 6(2): 39-51.
 [3] 李存登. 黔西南区微细金矿地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 1987, 6(3): 49-55.
 [4] 周中毅, 潘长春, 等. 沉积盆地古地温测定方法及其应用[M]. 广州: 广东科技出版社, 1992. 1-114.
 [5] Barker C E, Pawlewicz M J. The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. Paleogeothermics, Lecture Notes in Earth Sciences[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1986. 79-93.

[6] 任战利. 鄂尔多斯盆地热演化史与油气关系的研究[J]. 石油学报, 1996, 17(1): 17-23.
 [7] 康铁奎, 等. 用裂变径迹法研究沉积盆地的地质热历史[J]. 科学通报, 1990, 1: 60-62.
 [8] Harrison T M, Bé K. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum analysis of detrital microclines from the southern San Joaquin basin, California; an approach to determining the thermal evolution of sedimentary basins[J]. Earth Planetary Sci. Lett., 1983, 64: 244-256.
 [9] 张峰, 杨科佑. 黔西南微细浸染型金矿裂变径迹成矿时代研究[J]. 科学通报, 1992, 37(17): 1593-1595.
 [10] 苏文超, 杨科佑, 胡瑞忠, 等. 中国西南部卡林型金矿床流体包裹体年代学研究[J]. 矿物学报, 1998, 18(3): 359-362.
 [11] 张志坚, 张文淮. 黔西南卡林型金矿成矿流体性质及其与矿化的关系[J]. 地球科学, 1999, 24(1): 74-78.
 [12] 林清. 黔西南金矿地球化学和有机地球化学研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 1993.
 [13] 中国科学院黄金科技工作领导小组办公室. 中国金矿研究新进展(第一卷, 下篇)[M]. 北京: 地震出版社, 1994. 284-350.
 [14] 曾允孚, 刘文均. 右江盆地演化与层控矿床[M]. 地学前缘, 1995, 2(3-4): 237-240.
 [15] 周希云. 贵州二叠系及三叠系牙形刺颜色变化及其石油地质意义[J]. 西南石油学院学报, 1985, 3: 1-12.
 [16] 杨惠民, 等. 滇黔桂海相碳酸盐岩地区最佳油气保存单元的评价与选择[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1999, 1-161.
 [17] 毛海华. 微细浸染型金矿床地球化学热力学、动力学及分形研究[D]. 贵阳: 中科院地球化学研究所, 1997.
 [18] 王砚耕, 王立亭, 等. 南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式[J]. 贵州地质, 1995, 12(2): 91-183.