

# 西秦岭阳山金矿带花岗斑岩元素及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学\*

刘红杰<sup>1,2</sup> 陈衍景<sup>1,3,4\*\*</sup> 毛世东<sup>2,3</sup> 赵成海<sup>1,2</sup> 杨荣生<sup>4</sup>

LIU HongJie<sup>1,2</sup>, CHEN YanJing<sup>1,3,4</sup>, MAO ShiDong<sup>2,3</sup>, ZHAO ChengHai<sup>1,2</sup> and YANG RongSheng<sup>4</sup>

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

4. 北京大学造山带与地壳演化实验室, 北京 100871

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Key Laboratory of Mineralization Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

4. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2007-12-20 收稿, 2008-03-06 改回.

Liu HJ, Chen YJ, Mao SD, Zhao CH and Yang RS. 2008. Element and Sr-Nb-Pb isotope geochemistry of granite-porphyry dykes in the Yangshan gold belt, western Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 24(5):1101–1111

**Abstract** The garnet-bearing granite-porphyry dykes in the Yangshan gold belt, Gansu Province, are peraluminum granitoids with A/CNK ratios ranging 1.65 ~ 3.65. The granite-porphyries are rich in LILE and LREE, and depleted in Ba, Sr, Nb, Ta, P and Ti, showing similar trace element pattern to typical syn-collision granites. With  $\Sigma\text{REE} = 54.35 \sim 124.01 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 9.72 \sim 27.80$ , and  $\delta\text{Eu} = 0.70 \sim 0.89$ , the granitic magmas were originated from partial-melting with little of plagioclase as residual phase. The porphyries have  $I_{\text{Sr}}$  ratios of 0.70806 ~ 0.71756 with average of 0.71107,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of  $-2.9 \sim -5.0$  with average of  $-3.4$ , and Nd-model ages ( $T_{2\text{DM}}$ ) of 1.24 ~ 1.41 Ga with average of 1.34 Ga, which suggests that the magmas must be sourced from lowly-matured Mesoproterozoic basement. The averages of  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$  and  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$  ratios are 17.875, 15.604 and 38.296, respectively, similar to those of both the Bikou Group of the Bikou terrane and the Mesoproterozoic basement of the Qinling micro-continent. Considering that the Bikou Group has been dated to have developed during 1.235 ~ 1.367 Ga in previous studies, and that the Qinling micro-continent, which hosts the Yangshan gold belt at its southern margin, southwardly overthrusts onto the Bikou terrane along the Mian-Lue suture, we suggest that the interested granite-porphyries were generated by metamorphic devolatilization-related partial melting of the underthrust slab mainly consisting of the Bikou Group. Hence the granite-porphyries in the Yangshan gold belt are typical syn-collision granitoids formed during the Mesozoic collision between the Yangtze and North China continents.

**Key words** Granite porphyry; Element geochemistry; Sr-Nd-Pb isotopes; Yangshan gold belt; Qinling collisional orogen

**摘要** 甘肃阳山金矿带的花岗斑岩脉中含有石榴子石, A/CNK = 1.65 ~ 3.65, 属于强过铝质花岗岩类。花岗斑岩相对富集 LILE 和 LREE, 亏损 Ba、Sr、Nb、Ta、P、Ti 等, 配分模式类似于典型同碰撞型花岗岩类; 花岗斑岩  $\Sigma\text{REE} = 54.35 \sim 124.01 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 9.72 \sim 27.80$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.70 \sim 0.89$ , 表明其岩浆形成时部分斜长石进入熔体, 而非完全残留。花岗斑岩  $I_{\text{Sr}}$  值为 0.70806 ~ 0.71756, 平均 0.71107;  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值变化于  $-2.9 \sim -5.0$ , 平均  $-3.4$ ; Nd 模式年龄 ( $T_{2\text{DM}}$ ) 为 1.24 ~ 1.41 Ga, 平均 1.34

\* 本研究得到国家 973 项目(2006CB403508)课题、国家自然科学基金项目(No. 40425006)、科学院百人计划项目和武警黄金部队科研项目的资助。

第一作者简介: 刘红杰, 女, 1982 年生, 硕士, 主要从事矿床地球化学研究, E-mail: liuhongjie@mails.gyig.ac.cn

\*\* 通讯作者: 陈衍景, E-mail: yjchen@pku.edu.cn; gigyjchen@126.com

(Ga)。以上同位素特征表明花岗斑岩岩浆应源自成熟度较低的中元古代基底地壳物质。花岗斑岩的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{220\text{Ma}}$ 的平均值分别为17.875、15.604和38.296,与秦岭微陆块的中元古代基底和碧口地体碧口群的Pb同位素组成一致。考虑到前人获得碧口群的年龄为1.235~1.367Ga,而秦岭微陆块沿勉略缝合带向南仰冲到碧口地体之上,我们认为由碧口群等组成的俯冲板片的变质脱水熔融作用导致了阳山金矿带花岗斑岩的形成。因此,阳山金矿带的花岗斑岩是扬子与华北大陆中生代碰撞造山过程中形成的同碰撞花岗岩类。

**关键词** 花岗斑岩; 元素地球化学; Sr-Nd-Pb 同位素; 阳山金矿带; 秦岭碰撞造山带

**中图法分类号** P597.3; P588.121; P618.51

甘肃阳山金矿是由武警黄金部队历经20多年艰苦工作发现的超大型独立金矿床,目前探获黄金资源量308t,是西秦岭卡林型-类卡林型金矿省(陈衍景等,2004)的代表性矿床。事实上,阳山金矿带的地质找矿和勘查突破首先来自于“花岗斑岩含金”观点的提出(郭俊华等,2002),一些“砂岩地层”被确认为花岗斑岩脉,而且花岗斑岩脉本身发生矿化而成为金矿体,很多学者因此认为阳山金矿初始成矿流体为岩浆热液,后期叠加大气降水(如:齐金忠等,2003,2006a,2006b;罗锡明等,2004)。然而,随后发现更多的矿体产于泥盆系地层,与花岗斑岩脉没有直接的空间关系;无论是地层中的还是花岗斑岩脉中的金矿体,都明显受断裂构造带控制;矿床包裹体和仔细的碳氢氧同位素地球化学研究显示初始成矿流体并非岩浆热液,而是变质热液,后期演化为大气降水热液(程斌等,2006;杨荣生等,2006;李晶等,2007,2008)。那么,阳山金矿的初始成矿流体究竟是变质热液还是岩浆热液,金矿化与花岗斑岩脉究竟是否存在密不可分的成因联系?对这一问题的回答直接影响着正在进行的找矿和勘查工作的部署,急需研究解决;而要解决这一问题,就必须查明阳山金矿带花岗斑岩脉的形成时代和地质地球化

学特征。

关于阳山金矿带花岗斑岩脉,前人仅开展了部分年代学研究(郭俊华等,2002;齐金忠等,2005,2006b),地质地球化学研究尚属空白。基于这一现状,本文报道作者关于花岗斑岩脉元素和Sr、Nd和Pb同位素地球化学研究的结果,为探讨花岗斑岩脉与金成矿作用之间的关系提供依据,并依据这些结果探讨矿区花岗斑岩脉的成因和西秦岭造山带的构造演化。

## 1 地质背景

### 1.1 区域构造及演化

阳山金矿位于陕甘川“金三角”地区的文县境内,地理坐标为东经 $104^{\circ}30'$ ~ $104^{\circ}50'$ ,北纬 $33^{\circ}00'$ ~ $33^{\circ}08'$ ,大地构造上处于西秦岭造山带的勉略构造带西段北侧的康县—文县—玛曲弧形构造(杜子图和吴淦国,1998;裴先治等,2002;张国伟等,2001),即秦岭微板块、松潘褶皱带和碧口地体的三联点区域(图1)。

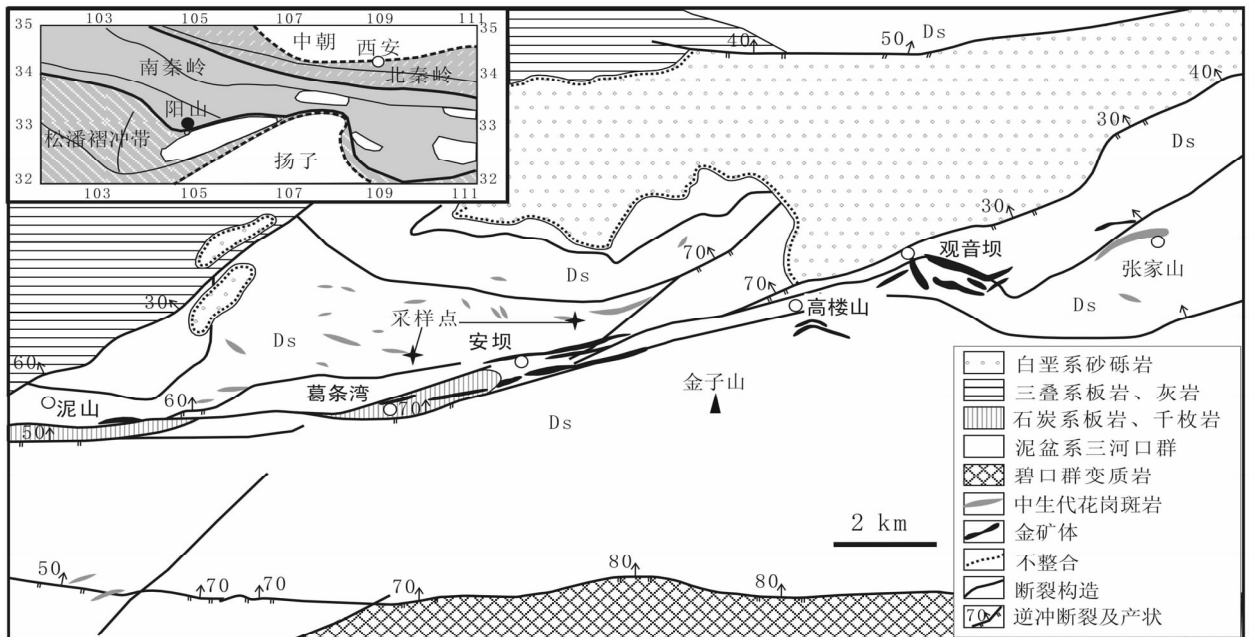


图1 阳山地区地质简图及采样位置

Fig. 1 Sketch map showing the geology of the Yangshan Au belt and sampling localities

西秦岭主要经历了如下演化阶段:(1) 1850 ~ 1050 Ma 期间,扬子北缘为多岛洋,并于 1050 Ma 左右的 Rodinia 超大陆事件中形成地体增生型大陆边缘(陈衍景和富士谷, 1992)。(2) 新元古代 Rodinia 超大陆裂解,扬子陆块北缘广泛伸展,局部出现洋壳,大量发育新元古-早古生代火山沉积岩系(含黑色页岩)(胡受奚等,1988; 张本仁等,2002; 陈衍景等,2003; 闫全人等,2004)。(3) 400Ma 左右的加里东运动中,扬子北缘不均匀褶皱隆升。(4) 晚古生代,扬子北缘伸展裂解,出现勉略洋盆,使南秦岭从扬子板块北缘分离出来,成为相对独立的“秦岭微板块”(张国伟等, 2001)。(5) 古生代末至晚三叠世,商丹洋和勉略洋(西延为阿尼马卿洋)先后自东而西闭合,秦岭微板块与扬子板块、华北板块全面对接。(6) 晚三叠世和侏罗纪,秦岭地区发生强烈的陆陆碰撞造山作用(Li *et al.*, 2000; 杨经绥等,2003; 陈衍景等, 2004),并在侏罗纪挤压隆升达到高峰(陈衍景和富士谷, 1992),造山带地壳秦岭缩短(Zhu *et al.*, 1998),推覆构造作用强烈(Yuan, 1996),侏罗纪沉积地层缺失,大规模发育碰撞型或 S 型花岗岩(Chen *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2002),文县弧形构造最终形成(裴先治等, 2002; 张国伟等,2001)。

## 1.2 矿区地质

阳山金矿带沿安昌河-观音坝断裂带(图 1 中为泥山-观音坝断裂带)发育,矿区出露的主要地层有中元古界碧口群,上古生界泥盆系、石炭系,中生界三叠系以及白垩系地层。其中,碧口群为本区最老的地层,为一套巨厚的深海相火山-沉积建造,主要分布于矿区东南部,总体走向为近东西向,主要为白云岩、灰岩、硅质岩、千枚岩、板岩及绿片岩等,碧口群的 U-Pb 同位素年龄为 1367 Ma(张宗清等,2002),Ar-Ar 年龄为 1235 ~ 1335 Ma(秦克令等,1992);泥盆系三河口群为阳山金矿的主要赋矿地层,由砂岩、板岩、千枚岩、灰岩、含铁石英岩等组成,与下伏碧口群多为断层接触。

矿带内侵入岩不发育,仅在矿带北侧有一些小的酸性岩脉和岩株(图 1),多为黑云母花岗细晶岩、黑云母花岗斑岩、花岗斑岩,被构造剪切为透镜体,脉岩展布方向与区域构造线基本一致(近东西向);花岗斑岩呈浅成特点,岩石具有斑状、似斑状和细晶结构,具有多期多阶段特征,部分岩脉破碎、蚀变强烈,个别岩脉已经蚀变矿化而构成金矿体。

金矿化花岗斑岩脉中黄铁矿的独居石 U-Th-Pb 电子探针测年(杨荣生等,2006)显示,花岗斑岩的侵入年龄为  $220 \pm 3$  Ma,蚀变矿化年龄为  $190 \pm 3$  Ma,与前人(杜子图等, 1998; Li *et al.*, 2001; 张国伟等,2001; 张成立等, 2005; 秦江锋等, 2005; Zhang *et al.*, 2002; Sun *et al.*, 2002)确定的西秦岭地区同碰撞早期的构造岩浆事件发生时间相一致,也与西秦岭卡林-类卡林型金矿省开始发育的时间(陈衍景等, 2004; 雷时斌和齐金忠,2007)相吻合。

## 2 样品及分析方法

研究样品为葛条湾、安坝地区的花岗斑岩,取样过程中尽量采集远离矿体未矿化蚀变的岩石,但普遍遭受一定程度的风化作用。显微镜观察表明,岩石具有似斑状结构,斑晶成分主要为斜长石,含量占 40% ~ 60%,条状或板状,粒度为 0.5 ~ 2mm,发生绢云母化和粘土化;其次为石英多为粒状或团粒状,占 30% 左右,粒度一般为 0.5 ~ 1mm,有重结晶现象;钾长石斑晶约占 10%,少量斑晶为暗色矿物为黑云母、角闪石等镁铁质矿物,但部分已蚀变成绢云母。岩石的副矿物主要为锆石、磷灰石、独居石、石榴子石、金红石、电气石等(图 2)。

微量元素分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,采用 X 射线荧光光谱法,测试精度优于 2% ~ 5%。微量元素(含稀土元素)及 Sr, Nd 和 Pb 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。其中,微量元素使用 ICP-MS 等离子体质谱仪测定,相对标准偏差小于 5%。Sr, Nd 和 Pb 同位素测量在德国 Finnigan 公司 MAT262 固体源质谱计上进行,测量温度为 1300°C。质谱测量中 Sr 同位素分馏用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  校正, Nd 同位素分馏用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  校正。实验室对 Sr 标样 NBS987 测定结果为  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 32$  (N = 18),对 Nd 标样 Ames 的测定结果为  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512139 \pm 18$  (N = 28);全流程本底均采用同位素稀释法测定, Rb-Sr 全流程空白本底约为  $1 \times 10^{-10}$  g, Sm-Nd 全流程空白本底约为  $5 \times 10^{-11}$  g, Pb 同位素质量分馏校正系数为每质量单位 1‰, Pb 全流程本底小于  $5 \times 10^{-11}$  g, 测量误差为  $2\sigma$ 。分析结果分别见表 1、2、3。

## 3 元素地球化学特征和岩石成因

花岗斑岩的  $\text{SiO}_2 = 62.06\% \sim 67.14\%$ , 平均为 64.06%;  $\text{TiO}_2 = 0.07\% \sim 0.28\%$ , 含量较低;  $\text{K}_2\text{O} = 3.55\% \sim 3.98\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0.12\% \sim 3.18\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ , 相对富钾贫钠;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.47\% \sim 23.71\%$ , 含量较高, 铝指数  $A/\text{CNK} = 1.65 \sim 3.65$ , 属于强过铝质系列, 与岩石中可见石榴子石矿物的特征一致; 镁含量低 ( $\text{MgO} = 0.19\% \sim 0.99\%$ ),  $\text{Mg}^\# = 4.07 \sim 13.4$ 。除花岗斑岩本身属于过铝质岩浆岩之外, 一定程度的风化作用也强化了岩石的过铝特征, 并导致钠、镁等元素含量降低。

微量元素含量变化较大:  $\text{Rb} = 148.09 \sim 194.92 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Ba} = 302.31 \sim 819.86 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Y} = 6.63 \sim 9.86 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Zr} = 57.13 \sim 125.58 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Hf} = 2.04 \sim 3.51 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Nb} = 6.71 \sim 11.63 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Ta} = 0.70 \sim 2.14 \times 10^{-6}$ 。原始地幔标准化后(图 3a), 富集 U、K、Pb 等, 明显亏损 Ba、Nb、Sr、P、Ti 等, 反映

表1 阳山金矿带花岗斑岩的主量(wt%)和微量元素( $\times 10^{-6}$ )含量

Table 1 Contents of main (wt%) and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) of granite porphyry in the Yangshan Au belt

| 采样地点<br>样品编号                   | 葛条湾    |        |        | 安坝公路   |        |        | 安坝     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 4030   | 4032   | 4034   | YP25   | YP17   | YP20   | 561    |
| SiO <sub>2</sub>               | 63.01  | 60.64  | 65.48  | 67.14  | 67.07  | 63.02  | 62.06  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.27   | 0.27   | 0.28   | 0.07   | 0.18   | 0.27   | 0.23   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 23.71  | 22.94  | 21.97  | 22.94  | 19.47  | 21.66  | 21.56  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.63   | 2.15   | 2.03   | 1.40   | 1.44   | 1.89   | 2.01   |
| MnO                            | 0.04   | 0.03   | 0.05   | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.03   |
| MgO                            | 0.54   | 0.95   | 0.63   | 0.19   | 0.55   | 0.78   | 0.99   |
| CaO                            | 1.07   | 2.42   | 1.12   | 0.15   | 2.05   | 1.70   | 2.19   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.32   | 0.18   | 0.12   | 1.31   | 0.78   | 3.10   | 3.18   |
| K <sub>2</sub> O               | 3.71   | 3.76   | 3.98   | 3.88   | 3.58   | 3.98   | 3.55   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.09   | 0.09   | 0.09   | 0.05   | 0.07   | 0.09   | 0.09   |
| A/CNK                          | 3.65   | 2.62   | 3.36   | 3.46   | 2.19   | 1.73   | 1.65   |
| A/KN                           | 5.22   | 5.25   | 4.88   | 3.61   | 3.77   | 2.30   | 2.38   |
| La                             | 16.6   | 19.44  | 19.02  | 20.02  | 11.24  | 30.22  | 22.99  |
| Ce                             | 32.41  | 36.21  | 36.22  | 38.11  | 21.46  | 53.74  | 41.26  |
| Pr                             | 3.58   | 3.76   | 3.75   | 4.04   | 2.41   | 5.57   | 4.12   |
| Nd                             | 14.87  | 15.29  | 14.36  | 16.3   | 9.33   | 21.28  | 15.55  |
| Sm                             | 3.87   | 3.16   | 3.12   | 3.93   | 2.49   | 4.08   | 3.16   |
| Eu                             | 0.82   | 0.79   | 0.83   | 0.86   | 0.59   | 1.04   | 0.87   |
| Gd                             | 3.15   | 2.58   | 2.63   | 3.63   | 2.31   | 3.59   | 2.69   |
| Tb                             | 0.47   | 0.35   | 0.38   | 0.54   | 0.35   | 0.44   | 0.33   |
| Dy                             | 2.39   | 1.59   | 1.74   | 2.34   | 1.83   | 1.89   | 1.55   |
| Ho                             | 0.41   | 0.28   | 0.29   | 0.37   | 0.35   | 0.36   | 0.29   |
| Er                             | 1.04   | 0.8    | 0.7    | 0.84   | 0.92   | 0.79   | 0.63   |
| Tm                             | 0.14   | 0.11   | 0.11   | 0.12   | 0.12   | 0.11   | 0.09   |
| Yb                             | 0.89   | 0.73   | 0.71   | 0.71   | 0.83   | 0.78   | 0.64   |
| Lu                             | 0.14   | 0.11   | 0.1    | 0.1    | 0.12   | 0.12   | 0.09   |
| ΣREE                           | 80.78  | 85.2   | 83.96  | 91.91  | 54.35  | 124.01 | 94.26  |
| LREE/HREE                      | 8.36   | 12.01  | 11.61  | 9.63   | 6.96   | 14.35  | 13.94  |
| δEu                            | 0.70   | 0.82   | 0.86   | 0.68   | 0.74   | 0.81   | 0.89   |
| (La/Yb) <sub>N</sub>           | 13.38  | 19.10  | 19.22  | 20.23  | 9.71   | 27.79  | 25.77  |
| Sc                             | 3.54   | 4.10   | 4.37   | 3.73   | 4.30   | 5.47   | 5.20   |
| Cr                             | 4.88   | 9.31   | 9.66   | 3.53   | 8.26   | 16.83  | 14.41  |
| Co                             | 3.50   | 2.21   | 4.25   | 0.62   | 2.24   | 4.42   | 4.60   |
| Ni                             | 2.60   | 2.24   | 2.85   | 2.90   | 2.31   | 4.44   | 7.26   |
| Cu                             | 9.87   | 13.15  | 15.07  | 8.52   | 6.20   | 14.07  | 22.56  |
| Zn                             | 66.21  | 45.92  | 40.51  | 38.86  | 42.38  | 50.05  | 46.77  |
| Ga                             | 28.92  | 25.08  | 24.17  | 26.39  | 25.50  | 27.47  | 26.66  |
| Rb                             | 181.08 | 148.09 | 157.89 | 162.40 | 194.92 | 165.62 | 161.71 |
| Sr                             | 125.86 | 94.93  | 87.13  | 68.46  | 210.48 | 178.02 | 251.66 |
| Y                              | 9.86   | 6.75   | 6.63   | 9.32   | 8.84   | 8.69   | 6.89   |
| Zr                             | 67.32  | 81.13  | 77.35  | 57.63  | 57.13  | 125.58 | 118.35 |
| Nb                             | 11.63  | 7.23   | 7.40   | 10.61  | 9.57   | 10.66  | 6.71   |
| Mo                             | 0.40   | 0.40   | 0.26   | 1.82   | 0.27   | 22.81  | 1.27   |
| Sn                             | 2.34   | 3.22   | 2.92   | 3.63   | 2.12   | 3.48   | 2.41   |
| Cs                             | 25.22  | 10.47  | 17.77  | 6.92   | 13.50  | 9.28   | 12.13  |
| Ba                             | 302.31 | 554.62 | 415.48 | 573.86 | 349.50 | 700.44 | 819.86 |
| Hf                             | 2.86   | 2.30   | 2.50   | 2.24   | 2.04   | 3.51   | 3.17   |
| Ta                             | 2.14   | 1.00   | 0.94   | 1.44   | 1.19   | 1.22   | 0.70   |
| Pb                             | 31.89  | 18.01  | 24.31  | 57.80  | 30.78  | 17.59  | 13.68  |
| Bi                             | 1.86   | 0.19   | 0.36   | 0.77   | 1.33   | 0.20   | 0.12   |
| Th                             | 10.66  | 7.85   | 7.83   | 9.66   | 6.48   | 10.07  | 9.02   |
| U                              | 11.25  | 3.16   | 3.40   | 3.94   | 3.86   | 5.18   | 4.27   |
| Rb/Sr                          | 1.44   | 1.56   | 1.81   | 2.37   | 0.93   | 0.93   | 0.64   |
| Nb/Ta                          | 5.43   | 7.20   | 7.91   | 7.37   | 8.07   | 8.75   | 9.60   |

部分熔融过程中磷灰石、石榴子石和金红石/钛铁矿以及部分斜长石可能进入残留相(Xiong, 2006; Xiong *et al.*, 2005)。Rb/Sr=0.64~2.37,平均1.51,明显高于全球上地壳平均值0.32(Taylor and McLennan, 1995),Nb/Ta=5.43~9.60,平均7.45,低于全球上地壳平均值12.0(Taylor and McLennan, 1995),均反映了岩石的壳源成因。洋脊花岗岩标准化显示,阳山花岗斑岩富集大离子亲石元素,亏损高场强元素,Nb、Ta、Zr、Hf与相邻元素相比亏损显著,类似于世界典型同碰撞型花岗岩(图3b),源自陆壳物质部分熔融。阳山花岗斑岩样品在图3c中落在同碰撞和后碰撞花岗岩区域,在图3d和图3e中样品落入同碰撞花岗岩范围,指示其为同碰撞成因。

本区花岗斑岩 $\Sigma\text{REE}=54.35\sim 124.01\times 10^{-6}$ ,含量偏低;LREE/HREE=6.96~14.35,(La/Yb)<sub>N</sub>=9.72~27.80,为轻稀土富集的平缓右倾型配分模式(图3f); $\delta\text{Eu}=0.70\sim 0.89$ ,显示较弱的负Eu异常。以上表明,在源区物质部分熔融时,低 $\Sigma\text{REE}$ 、高(La/Yb)<sub>N</sub>值的斜长石大量进入到熔体中,没有完全作为残留相,岩浆形成深度较大,应来自40km以下(参见陈衍景,1996)。

总之,阳山花岗斑岩的元素地球化学特征反映岩浆温度较高,起源较深,源区物质具壳源性质,形成于碰撞造山环境加厚地壳的部分熔融作用,属于深源浅成特点的陆壳重熔型花岗岩类(Chen *et al.*, 2000)。

#### 4 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征和岩石成因

研究岩浆岩成因的重要任务之一是确定形成岩浆的源区,而同位素组成是最为常用的岩浆源区性质的指示剂。要正确运用同位素组成示踪岩浆源区,首先必须正确理解岩浆作用过程中的元素和同位素分异或分馏机制。在岩浆形成(即部分熔融)过程中,Rb、U等大离子亲石元素倾向于富集在熔体中,致使岩浆岩总具有高于源区物质的 $I_{\text{Sr}}$ 值和铅同位素比值;与<sup>144</sup>Nd相比,<sup>147</sup>Sm因为质量大、半径小而倾向于富集在部分熔融时的残留相中,使熔体相对于源区和残留相而亏损Sm及其衰变而成的<sup>143</sup>Nd,即具有相对低的(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub>值和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值。如此以来,锶、钕、铅同位素组成可以很好地示踪岩浆岩的物源区性质,而且三种同位素之间尚可相互约束与检验,构成示踪功能较强的Sr-Nd-Pb同位素体系。

阳山金矿带7件花岗斑岩和6件泥盆系三河口群地层的Sr、Nd、Pb同位素组成列于表2和表3。为便于对比讨论,表中还列出了前人关于碧口群和南秦岭微陆块结晶基底的相关同位素组成。为更好地探讨花岗斑岩的成岩物质来源,我们以220Ma作为花岗斑岩形成的年龄,计算了上述地质体在220Ma时的相关同位素比值,即 $I_{\text{Sr}}$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和Pb同位素数据组成进行了校正。其中,由于前人的同位素数据缺乏U、Th、Pb含量,我们采用Wedepohl(1974)地球单元中玄武岩的平均值来计算 $t=220\text{Ma}$ 时的同位素比值。

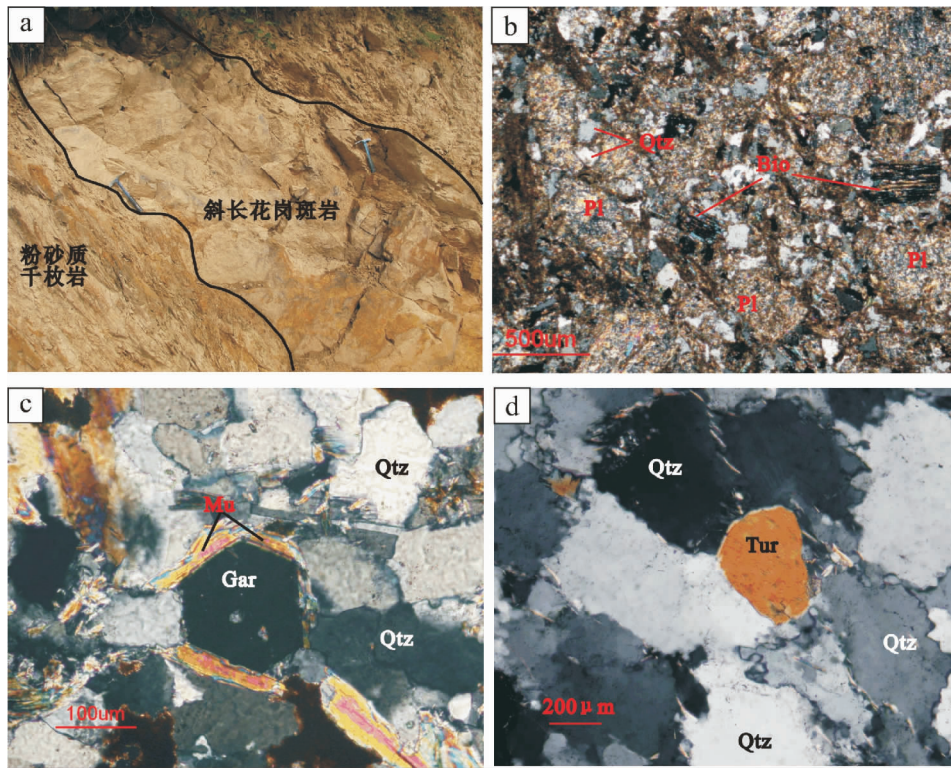


图2 阳山花岗斑岩脉产状及岩相图

Qtz-石英; Pl-斜长石; Bio-黑云母; Mu-白云母; Gar-石榴子石; Tur-电气石

Fig.2 Outcrop and micro-petrography of granite-porphry dykes in the Yangshan Au belt

表2 阳山金矿带花岗斑岩及相关地质体的 Sr-Nd 同位素组成

Table 2 The Sr-Nd isotope composition of granite porphyry and related geologic units in the Yangshan Au belt

| 样品     | 岩性    | Rb<br>( $\times 10^{-6}$ ) | Sr<br>( $\times 10^{-6}$ ) | $\frac{87}{86}\text{Rb}$<br>$\frac{87}{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $I_{\text{Sr}}$ | Sm<br>( $\times 10^{-6}$ ) | Nd<br>( $\times 10^{-6}$ ) | $\frac{147}{144}\text{Sm}$<br>$\frac{147}{144}\text{Nd}$ | $\frac{143}{144}\text{Nd}$<br>$\frac{143}{144}\text{Nd}$ | $\left(\frac{143}{144}\text{Nd}\right)_i$<br>$\left(\frac{143}{144}\text{Nd}\right)_i$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $t_{2\text{DM}}$ |
|--------|-------|----------------------------|----------------------------|--|---------------------------------|-----------------|----------------------------|----------------------------|--|--|--|---------------------------|------------------|
| YP17   | 花岗斑岩  | 176.6                      | 205.0                      | 2.496  | 0.720578 ± 13                   | 0.71277         | 3.070                      | 13.45                      | 0.1380   | 0.512379 ± 10  | 0.51218  | -3.4                      | 1276             |
| YP20   | 花岗斑岩  | 147.4                      | 163.3                      | 2.614  | 0.716238 ± 13                   | 0.70806         | 6.436                      | 34.79                      | 0.1118   | 0.512281 ± 13  | 0.51212  | -4.6                      | 1371             |
| 561    | 花岗斑岩  | 142.6                      | 233.1                      | 1.771  | 0.715078 ± 15                   | 0.70954         | 3.596                      | 19.37                      | 0.1122   | 0.512332 ± 11  | 0.51217  | -3.6                      | 1291             |
| 4030   | 花岗斑岩  | 197.7                      | 141.1                      | 4.062  | 0.724666 ± 14                   | 0.71196         | 5.008                      | 26.12                      | 0.1159   | 0.512371 ± 13  | 0.51220  | -2.9                      | 1238             |
| PD1309 | 花岗斑岩  | 140.4                      | 72.71                      | 5.598  | 0.725650 ± 15                   | 0.70814         | 7.739                      | 38.85                      | 0.1204   | 0.512278 ± 12  | 0.51210  | -4.9                      | 1396             |
| 4034   | 花岗斑岩  | 157.5                      | 88.73                      | 5.145  | 0.725584 ± 14                   | 0.70948         | 3.140                      | 14.90                      | 0.1274   | 0.512301 ± 12  | 0.51212  | -4.6                      | 1375             |
| YP25   | 花岗斑岩  | 160.8                      | 69.28                      | 6.735  | 0.738631 ± 15                   | 0.71756         | 5.117                      | 20.88                      | 0.1481   | 0.512311 ± 14  | 0.51210  | -5.0                      | 1407             |
|        | 平均    |                            |                            |  |                                 | 0.71107         |                            |                            |  |  | 0.51214  | -4.1                      | 1336             |
| 泥盆31   | 粉砂岩   | 207.9                      | 126.5                      | 4.766  | 0.732922 ± 13                   | 0.71801         | 6.462                      | 34.33                      | 0.1138   | 0.511863 ± 14  | 0.51170  | -12.8                     | 2036             |
| 泥盆32   | 粉砂岩   | 146.9                      | 115.7                      | 3.681  | 0.727199 ± 13                   | 0.71568         | 8.572                      | 45.23                      | 0.1146   | 0.511849 ± 13  | 0.51168  | -13.1                     | 2061             |
| 泥盆33   | 粉砂岩   | 221.3                      | 151.4                      | 4.240  | 0.730831 ± 14                   | 0.71757         | 12.51                      | 62.24                      | 0.1215   | 0.511903 ± 13  | 0.51173  | -12.2                     | 1992             |
| 泥盆39   | 泥灰岩   | 42.74                      | 209.0                      | 0.592  | 0.715420 ± 13                   | 0.71357         | 3.284                      | 16.91                      | 0.1174   | 0.511853 ± 13  | 0.51168  | -13.1                     | 2060             |
|        | 平均    |                            |                            |  |                                 | 0.71621         |                            |                            |  |  | 0.51170  | -12.8                     | 2037             |
| 碧口群    | 火山岩①  |                            |                            | 0.0923   | 0.704471                        | 0.70418         |                            |                            | 0.1296   | 0.512587   | 0.51240  | 0.9                       | 926              |
| 碧口群    | 火山岩①  |                            |                            | 0.0339   | 0.703534                        | 0.70343         |                            |                            | 0.2634   | 0.512926   | 0.51255  | 3.7                       | 693              |
| 碧口群    | 变玄武岩② | 23.4                       | 563                        | 0.1205   | 0.710419                        | 0.71004         | 10.9                       | 57.2                       | 0.1150   | 0.512371   | 0.51221  | -2.9                      | 1236             |
| 碧口群    | 变玄武岩② | 0.21                       | 111                        | 0.0055   | 0.707353                        | 0.70734         | 3.23                       | 10.6                       | 0.1850   | 0.512388   | 0.51212  | -4.6                      | 1369             |
| 碧口群    | 变玄武岩② | 0.13                       | 143                        | 0.0027   | 0.706668                        | 0.70666         | 2.52                       | 8.24                       | 0.1850   | 0.512696   | 0.51243  | 1.5                       | 879              |
|        | 平均    |                            |                            |  |                                 | 0.70633         |                            |                            |  |  | 0.51234  | -0.3                      | 1021             |

$$I_{\text{Sr}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}(e^{\lambda t} - 1); \left(\frac{143}{144}\text{Nd}\right)_i = \left(\frac{143}{144}\text{Nd}\right)_{\text{m}} - \left(\frac{147}{144}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{m}}(e^{\lambda t} - 1); \epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left[ \left(\frac{143}{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{m}} / \right.$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) \times 10^4; \quad T_{2\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}(e^{\lambda t} - 1)]}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_e - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$$

计算相关参数:  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$   
 $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}$ ;  $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11}$ ;  $t = 220\text{Ma}$ ; ①据闫全人, 2004. ②据李永飞, 2007.

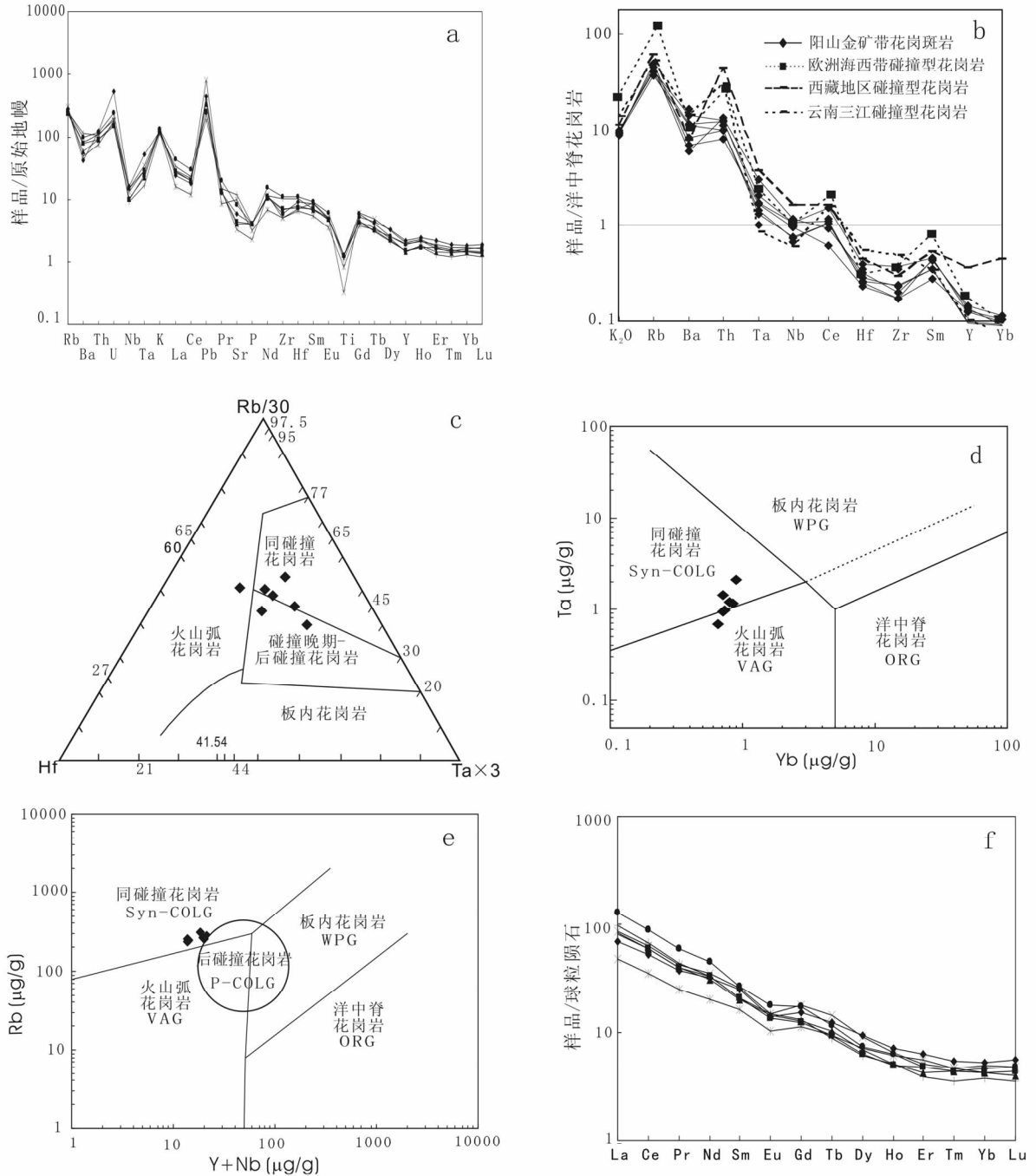


图3 阳山花岗斑岩微量稀土元素相关图解

a-原始地幔标准化元素组成模式(据 Sun and McDonough, 1989); b-ORG 标准化元素组成模式与典型碰撞花岗岩对比(典型地区花岗岩数据引自 Pearce *et al.*, 1984; 张本仁等, 2002); c-HF ~ Rb/10 ~ Ta x 3 图解(据 Harris *et al.*, 1986); d, e-Yb ~ Ta 和 (Y + Nb) ~ Rb 图解(据 Pearce *et al.*, 1984, 1996); f-稀土元素组成模式(据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 3 Diagrams and plots of trace and rare earth elements of granite porphyry in the Yangshan Au belt

表 3 阳山金矿带花岗斑岩及相关地质体的 Pb 同位素组成

Table 3 Pb-isotope composition of granite porphyry and related geologic units in the Yangshan Au belt

| 样品及编号   | 岩性   | U      | Th     | Pb     | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t$ | $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t$ | $\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t$ |
|---------|------|--------|--------|--------|---|---|---|--|--|--|
| YP17    | 斑岩   | 3.856  | 6.475  | 30.782 | 18.351 ± 12                               | 15.668 ± 13                               | 38.665 ± 14                               | 18.074   | 15.654   | 38.514   |
| YP20    | 斑岩   | 5.178  | 10.069 | 17.588 | 18.386 ± 9                                | 15.610 ± 10                               | 38.443 ± 11                               | 17.737   | 15.577   | 38.032   |
| 561     | 斑岩   | 4.272  | 9.018  | 13.681 | 18.384 ± 8                                | 15.588 ± 7                                | 38.621 ± 8                                | 17.695   | 15.553   | 38.147   |
| 4030    | 斑岩   | 11.250 | 10.660 | 31.890 | 18.555 ± 10                               | 15.635 ± 10                               | 38.521 ± 13                               | 17.775   | 15.596   | 38.280   |
| PD1309  | 斑岩   | 4.823  | 9.785  | 29.739 | 18.179 ± 24                               | 15.626 ± 22                               | 38.578 ± 23                               | 17.822   | 15.608   | 38.342   |
| 4034    | 斑岩   | 3.940  | 9.660  | 57.800 | 18.259 ± 9                                | 15.628 ± 12                               | 38.560 ± 9                                | 18.109   | 15.621   | 38.440   |
| YP25    | 斑岩   | 3.400  | 7.830  | 24.310 | 18.219 ± 8                                | 15.637 ± 8                                | 38.549 ± 8                                | 17.911   | 15.621   | 38.318   |
| 泥盆 YGP3 | 粉砂岩  | 2.83   | 15.14  | 7.87   | 18.964 ± 9                                | 15.683 ± 11                               | 39.658 ± 11                               | 19.187   | 15.703   | 39.248   |
| 泥盆 AB   | 白云岩  | 0.28   | 1.03   | 1.34   | 19.226 ± 13                               | 15.705 ± 13                               | 39.316 ± 13                               | 18.941   | 15.682   | 39.631   |
| 泥盆 31   | 粉砂岩  | 3.164  | 18.510 | 8.928  | 19.460 ± 10                               | 15.776 ± 13                               | 40.397 ± 15                               | 18.645   | 15.735   | 38.845   |
| 泥盆 32   | 粉砂岩  | 3.250  | 18.933 | 10.329 | 19.437 ± 11                               | 15.858 ± 13                               | 40.524 ± 15                               | 18.712   | 15.822   | 39.148   |
| 泥盆 33   | 粉砂岩  | 3.071  | 17.281 | 7.360  | 19.715 ± 11                               | 15.778 ± 11                               | 40.785 ± 13                               | 18.748   | 15.729   | 39.011   |
| 泥盆 39   | 灰岩   | 1.505  | 8.159  | 14.831 | 18.626 ± 15                               | 15.760 ± 18                               | 39.343 ± 19                               | 18.399   | 15.748   | 38.941   |
| 南秦岭基底   | 元古宙① | 0.4    | 1.3    | 3.2    | 17.823                                    | 15.486                                    | 38.319                                    | 17.551   | 15.472   | 38.031   |
| 碧口群     | 变玄岩① | 0.4    | 1.3    | 3.2    | 18.438                                    | 15.597                                    | 38.999                                    | 18.160   | 15.583   | 38.705   |
| 碧口群     | 千枚岩② | 0.4    | 1.3    | 3.2    | 17.644                                    | 15.471                                    | 38.128                                    | 17.373   | 15.457   | 37.841   |
| 碧口群     | 粉砂岩② | 0.4    | 1.3    | 3.2    | 18.126                                    | 15.552                                    | 38.394                                    | 17.852   | 15.538   | 38.104   |
| 碧口群     | 千枚岩② | 0.4    | 1.3    | 3.2    | 18.016                                    | 15.553                                    | 38.064                                    | 17.744   | 15.539   | 37.776   |
| 碧口群     | 变玄岩③ | 1.99   | 7.58   | 11.8   | 18.763                                    | 15.928                                    | 40.069                                    | 18.380   | 15.909   | 39.593   |
| 碧口群     | 变玄岩③ | 0.12   | 0.34   | 1.14   | 18.017                                    | 15.833                                    | 39.157                                    | 17.783   | 15.821   | 38.941   |
| 碧口群     | 变玄岩③ | 0.09   | 0.26   | 1.39   | 17.91                                     | 15.814                                    | 38.945                                    | 17.767   | 15.807   | 38.810   |

$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{实测}} - \mu(e^{\lambda t} - 1)$ ,  $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{实测}} - \mu/137.88(e^{\lambda t} - 1)$ ,  $\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{实测}} - \omega(e^{\lambda t} - 1)$ ; 式中  $t$  为花岗岩结晶年龄 220Ma;  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}/\text{年}$ ,  $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}/\text{年}$ ,  $\lambda^{232}\text{Th} = 4.9475 \times 10^{-11}/\text{年}$ 。①据张本仁等(2002), 南秦岭元古宙基底为 23 件全岩平均值, 碧口群变玄岩为 3 件全岩样品平均值; ②据周乐尧, 1991; ③据李永飞, 2007。

阳山金矿带花岗斑岩的  $I_{\text{Sr}} = 0.70806 \sim 0.71756$ , 平均 0.71107。如此高的  $I_{\text{Sr}}$  值指示成岩物质源于地壳内部, 而不可能源于地幔物质的部分熔融, 因为后者基本低于 0.705。考虑到东秦岭壳源花岗岩类的  $I_{\text{Sr}}$  值仅为 0.705 ~ 0.714, 普遍低于华南壳源花岗岩类的区域地球化学特点 (Chen *et al.*, 2000), 可以确定阳山金矿带花岗斑岩系壳源花岗岩类。阳山地区泥盆系地层  $I_{\text{Sr}} = 0.71357 \sim 0.71801$ , 平均为 0.71621, 明显高于花岗斑岩, 不可能作为花岗斑岩的物源区; 碧口群的  $I_{\text{Sr}} = 0.70343 \sim 0.71004$ , 略低于阳山金矿带花岗斑岩的  $I_{\text{Sr}}$  值, 符合作为花岗斑岩物源区的锶同位素约束条件。

花岗斑岩的  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.51210 \sim 0.51218$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化于  $-2.9 \sim -5.0$ , 平均  $-3.4$ , 似显源区物质属于年轻地壳。泥盆系地层的  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.51168 \sim 0.51173$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  为  $-12.2 \sim -13.1$ , 平均  $-12.8$ , 远低于花岗斑岩, 因此不符合物源区  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  应高于花岗斑岩  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  的条件。碧口

群  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.51212 \sim 0.51240$ , 与花岗斑岩一致; 其  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化于  $-4.6 \sim 1.5$  之间, 覆盖了花岗斑岩的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化范围, 符合岩浆源区应有的钕同位素特征。此外, 阳山花岗斑岩钕同位素两阶段模式年龄  $T_{2\text{DM}} = 1.24 \sim 1.41\text{Ga}$ , 平均为 1.34Ga, 指示其源区物质的平均地壳存留年龄为 1.34Ga, 此年龄恰恰与碧口群的同位素年龄一致, 后者为 1235 - 1367Ma (胡正东, 1990; 秦克令等, 1992; 王振东等, 1995; 张宗清等, 2002)。因此, 无论是钕同位素组成还是两阶段模式年龄, 均表明碧口群岩石符合阳山金矿带花岗斑岩之源区的特征。

在表 3 中, 按 220Ma 校正后的铅同位素比值有一定程度的降低, 斑岩  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 17.695 \sim 18.109$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 15.553 \sim 15.654$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 38.032 \sim 38.514$ , 它们的平均值分别为 17.875、15.604、38.296。泥盆系三河口群地层的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$  比值的最



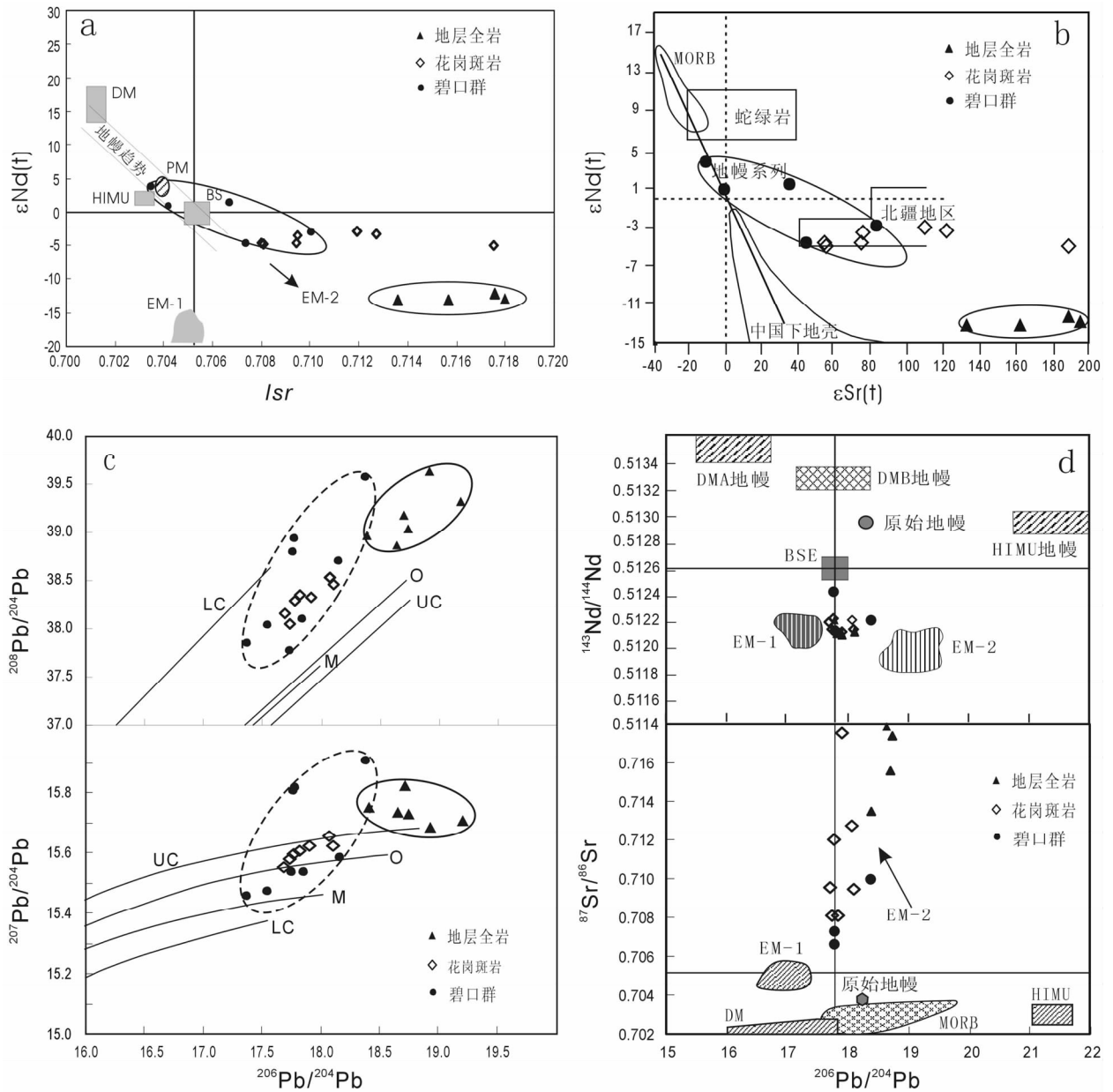


图4 阳山花岗斑岩、泥盆系地层及基底 Sr-Nd-Pb 相关图解

a-底图据 Depaolo and Wasserburg(1979); b-底图据 Zhu *et al.* (2001); c-底图据 Zartman and Doe (1981); d-底图据 Zindler and Hart (1986)

Fig. 4 Plots of Sr-Nd-Pb isotopes of granite-porphyry in the Yangshan gold belt

小值分别是 18.399、15.681、38.750，均高于花岗斑岩铅同位素最高比值(表 3)，排除了泥盆系地层为岩浆源区的可能性。碧口群的  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  分别为 17.373~18.380、15.457~15.909、37.776~39.593，完全含盖了花岗斑岩的铅同位素比值；在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解上，花岗斑岩样品落入碧口群样品的范围(图 3c)，表明碧口群符合花岗斑岩源区的条件。此外，南秦岭元古宙基底岩石的平均  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值分别为 17.823、15.486、38.319(张本仁, 2002)，按 200Ma

校正后的值分别为 17.551、15.472、38.031，也与阳山花岗斑岩接近，同样符合阳山金矿带花岗斑岩源区的条件。事实上，这与前人(陈衍景和富士谷, 1992；张国伟等, 2001)关于南秦岭微陆块与包括碧口地体在内的扬子板块在约晚古生代之前曾联为一体的认识相一致。

在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - I_{\text{Sr}}$  及  $\epsilon_{\text{Sr}}(t) - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$  关系图上，阳山花岗斑岩投点均落在 IV 象限，与碧口群区域接近(图 4a、b)，Sr 同位素表现出向泥盆系地层方向演化的特征，显示了花岗斑岩浆受到了一定程度的地层物质的混染。在  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} -$



$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图上,均显示了花岗斑岩由碧口群演化或熔融而成的特征(图4d)。

综上所述,考虑到文县弧形构造沿勉略逆冲断层带向南逆冲推覆于碧口地体之上,即碧口地体在中生代沿勉略缝合带陆内俯冲到文县弧形构造带之下,有理由认为碧口群的俯冲变质脱水-熔融导致了阳山金矿带花岗斑岩岩浆的形成(图5),并使花岗斑岩具有略高于碧口群的 $I_{\text{Sr}}$ 值、Pb同位素比值以及低于碧口群的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 。

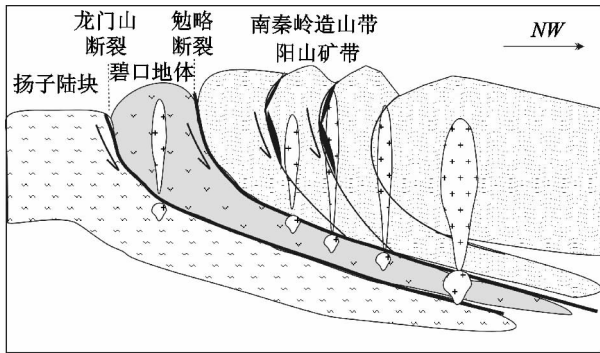


图5 阳山金矿带花岗斑岩成因模式图

Fig. 5 The genetic model for the granite porphyry in the Yangshan gold belt

## 5 结论

(1) 阳山金矿带花岗斑岩脉具有强过铝质、大离子亲石元素富集、高场强元素亏损、轻稀土富集、负Eu异常不明显( $\delta\text{Eu}=0.70 \sim 0.89$ )等特征,属于深源浅成的碰撞型花岗岩类。

(2) 花岗斑岩Sr、Nd、Pb同位素地球化学特征指示成岩岩浆为壳源。与相关地质体对比表明,成岩岩浆来自碧口群或相似岩石的部分熔融,而不可能来自南秦岭造山带的泥盆系等古生代地层。

(3) 晚三叠世开始的扬子板块与华北板块的陆-陆碰撞造山过程中,以碧口群为主体的碧口地体沿勉略缝合带向北俯冲到秦岭微陆块之下,经变质脱水熔融而形成花岗岩类岩浆,岩浆沿安昌河-观音坝断裂带侵入而形成阳山金矿带的花岗斑岩脉。

**致谢** 野外工作期间得到了西北大学张复新教授的帮助、武警黄金部队十二支队官兵的大力支持,室内工作得到了中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室老师、中国科学院广州地球化学研究所武广研究员、祁进平博士、李晶博士以及贵阳地化所倪智勇博士等的热心帮助,一并表示感谢!

## References

- Chen YJ. 1996. Current Progresses in Tracing Crustal Composition and Sedimentary Environment and Their Evolutions with Sedimentary Trace Elements. *Geology-Geochemistry*, (3): 1-125 (in Chinese)
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31: 139-169 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Sui YH and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, East Qinling Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 551-568 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Zhang J, Zhang FX, Pirajno F and Li C. 2004. Carlin and Carlin-like gold deposits in Western Qinling Mountains and their metallogenic time, tectonic setting and model. *Geological Review*, 50: 134-152 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z, Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China Series D*, 43(Supp.): 82-94.
- Cheng B, Zhang FX and He GF. 2006. Genesis and types of the Yangshan superlarge micro-disseminated gold deposit, Wenxian, Gansu, China. *Geological Bulletin of China*, 25(11): 1354-1360
- Depaolo DJ and Wasserburg GJ. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 615-627
- Du ZT and Wu GG. 1998. Tectonic Dynamics and Tectono-Metallogenic Dynamics of Gold Deposits in West Qinling. Beijing: Geological Publishing House, 145 (in Chinese with English abstract)
- Guo JH, Qi JZ, Sun B, Yu JY, and Yuan SS. 2002. Geological features and origin of Yangshan super large gold deposit, Gansu. *Gold Geology*, 8(2): 15-19 (in Chinese with English Abstract)
- Harris NBW, Pearce JA and Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism, collision tectonics, Geological society special publication. 19: 67-81
- Hu SX, Lin QL, Chen ZM and Li SM. 1988. *Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates*. Nanjing University Press, Nanjing, 558 (in Chinese)
- Hu ZD. 1990. New stipulation of the age of Bikou Group in Northwest Sichuan. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 10(4): 36-42 (in Chinese with English abstract)
- Lei SB, and Qi JZ. 2007. Geodynamics system and multi-factor coupling mineralization in the Yangshan gold belt, Gansu. *Geology and Prospecting*, 43(2): 33-39 (in Chinese with English abstract)
- Li C, Chen YJ and He SD. 2001. East Qinling-Dabieshan lithosphere delaminating age, mechanism and direction — petrological evidences and stipulation. *Chinese Journal of Geochemistry*, 20(1): 59-72
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang RS and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 2144-2154 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Mao SD, Qin Y, Guo JH, Nan ZL, and Yang RS. 2008. The C-H-O isotope systematics of the Yangshan gold deposit, Gansu and its implication for the ore-fluid origin. *Acta Petrologica Sinica*, 24, ?
- Li S, Jagoutz E, Chen Y and Li Q. Sm-Nd and Rb-Sr isotope chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their

- country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountain, central China. *Geochemistry Cosmochimistry Acta*, 2000, 64: 1077 – 1093
- Li YF, Lai SC, Qin JF, Liu X and Wang J. 2007. Geochemistry and Sr-Nd-Pb Isotopic composition of Bikou Group volcanic rocks: Evidence of North Yangtze splitting. *Science in China Series D*, 37 (supplement I): 295 – 306 (in Chinese)
- Luo XM, Qi JZ, Yuan SS and Li ZH. 2004. Geological and microelement geochemical study of Yangshan gold deposit, Gansu province. *Geoscience*, 18(2): 203 – 209 (in Chinese with English abstract)
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrol.* 25. Part 4: 956 – 983
- Pearce JA. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120 – 125
- Pei XZ, Zhang GW, Lai SC, LiY, Chen L and Gao M. 2002. Main geological features of the Mianlue tectonic belt on the southern margin of the West Qinling. *Geological Bulletin of China*, 21(8): 486 – 494 (in Chinese with English abstract)
- Qi JZ, Li L, Yuan SS, Liu ZJ, Liu DY, Wang YB and Li ZH. 2005. A SHRIMP U-Pb chronological study of zircons from quartz veins of Yangshan gold deposit, Gansu province. *Mineral Deposits*, 24: 141 – 150 (in Chinese with English abstract)
- Qi JZ, Yang GC and Luo XM. 2006a. Tectonic-magmatic evolution and gold mineralization in Yangshan gold belt, Gansu province, China. *Geoscience*, 12(4): 564 – 572
- Qi JZ, Yang GC, Li L, Fan YX and Liu W. 2006b. Isotope geochemistry, chronology and genesis of the Yangshan gold deposit, Gansu. *Geology in China*, 33(6): 1345 – 1353 (in Chinese with English abstract)
- Qi JZ, Yuan SS, Li L, Fan YX, Liu W, Gao QB, Sun B, Guo JH and Li ZH. 2003. Geological and Geochemical studies of Yangshan gold deposit, Gansu province. *Mineral Deposits*, 22(1): 24 – 31 (in Chinese with English abstract)
- Qin JF, Lai SC and Li YF. 2005. Petrogenesis and geological significance of Yangba granodiorites from Bikou area, Northern margin of Yangtze Plate. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 697 – 710 (in Chinese with English abstract)
- Qin KL, He SP and Song SG. 1992. Isotopic geochronology and its significance in Bikou Terrain, China. *Northwest Geoscience*, 13(2): 97 – 110 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implication for the mantle composition and process. In: *Samder AD, Norry MJ, eds. Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publication*, 42: 313 – 345
- Sun WD, Li SG, Chen YD and Li YJ. 2002. Timing of synorogenic granitoids in the South Qinling, Central China; Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie orogenic belt. *Journal of Geology*, 110: 457 – 468
- Taylor SR and McLennan SM. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33: 241 – 265
- Wedepohl K. H. 1987. *Handbook of Geochemistry*. V/1. Springer, New York; Berlin Heidelberg
- Xiong XL. 2006. Trace element evidence for the growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite. *Geology*, 34: 945 – 948
- Xiong XL, Adam J and Green TH. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339 – 359.
- Yan QR, Andrew D. H, Wang ZQ, Yan Z, Peter A. D, Wang T, Liu DY, Song B and Jiang CF. 2004. Geochemistry and tectonic setting of the Bikou volcanic terrane on the northern margin of the Yangtze plate. *Acta Petrologica et Mineralogica*. 23(1): 1 – 11 (in Chinese with English Abstract)
- Yan QR, Wang ZQ, Yan Z, Andrew D. H, Peter A. D, Liu DY, Song B, Jian P and Wang T. 2003. Geochronology of the Bikou Group volcanic rocks: Newest results from SHRIMP zircon U-Pb dating. *Geological Bulletin of China*, 22(6): 456 – 458 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Liu FL, Wu CL, Wan YS, Zhang JX, Shi RD and Chen SY. 2003. Two ultrahigh pressure metamorphic events recognized in the Central Orogenic Belt of China: Evidence from the U-Pb dating of coesite-bearing zircons. *Acta Geologica Sinica*, 77(4): 463 – 477
- Yang RS, Chen YJ, Zhang FX, Li J, Liu HJ, Zhao CH, Li ZH and Mao SD. 2006a. Geological study and genesis type of Yangshan gold deposit, Gansu. In: *Papers presented to the eighth all-China symposium on mineral deposits*. Beijing: Geology Publishing House, 72 – 75 (in Chinese with English abstract)
- Yang RS, Chen YJ, Zhang FX, Li ZH, Mao SD, Liu HJ and Zhao CH. 2006b. The chemical Th-U-Pb ages of monazite from the Yangshan gold deposit, Gansu province and their geologic and metallogenic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 2603 – 2610 (in Chinese with English Abstract)
- Yuan XC. 1996. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model. *Science in China Series D*, 39: 235 – 243
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*, 75: 135 – 162
- Zhang BR, Gao S, Zhang HF and Han YW. 2002. *Geochemistry of Qinling Orogenic Belt*. Beijing: Science Press, 47 – 72 (in Chinese)
- Zhang CL, Zhang GW, Yan YX and Wang Y. 2005. Origin and dynamic significance of Guangtoushan granitic plutons to the north of Mianlue zone in southern Qinling. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 711 – 720 (in Chinese with English abstract)
- Zhang FX, Chen YJ, Li C, Zhang J and Ma JQ. 2000. Geological and geochemical character and genesis of the Jinlongshan-Qinling gold deposits in Qinling orogen: Metallogenic mechanism of the Qinling-pattern Carlin-type gold deposits. *Science in China Series D*, 43 (Sup.): 95 – 107
- Zhang GW, Zhang BR, Yuan XC and Xiao QH. 2001. *Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics*. Beijing: Science Press, 855 (in Chinese)
- Zhang J, Chen YJ, Shu GM, Zhang FX and Li C. 2002. Compositional study of minerals within the Qinlingiang granite, Southwestern Shaanxi and discussions on the related problems. *Science in China Series D*, 45: 662 – 672
- Zhang ZQ, Zhang GW and Tang HS. 2002. *Isotopic Chronology of Metamorphic Stratum in South Qinling*. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 41 (in Chinese)
- Zhou DR. 1991. *Source Beds of Ore-forming Metals and Mechanism of Pb and Zn Mobilization of Xicheng Ore Field, Gansu Province*. *Earth Science*, 16(2): 199 – 206 (in Chinese with English abstract)
- Zhu BQ, Zhang JL, Tu XL, Chang XY, Fan CY, Liu Y and Liu JY. 2001. Pb, Sr and Nd isotopic features in organic matter from China and their implications for petroleum generation and migration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15): 2555 – 2570
- Zhu RX, Yang ZY, Wu HN, Ma XH, Huang BC, Meng ZF and Fang DJ. 1998. Palaeomagnetic constraints on the tectonic history of the major blocks of China during the Phanerozoic. *Science in China Series D*, 41(Sup.): 1 – 19
- Zindler A and Hart SR. 1986. *Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 495 – 571

#### 附中文参考文献

- 陈衍景(主编), 1996. 沉积物微量元素示踪地壳成分和环境及其演化的最新进展. *地质地球化学*, 第3期, 1 – 125

- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF 模式的排他性证据和造山型银矿实例: 铁炉坪银矿同位素地球化学. 岩石学报, 19: 551 - 568
- 陈衍景, 张静, 张复新, F Pirajno, 李超. 2004. 西秦岭地区卡林一类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. 地质论评, 50: 134 - 152
- 程斌, 张复新, 贺国芬. 2006. 甘肃文县地区阳山超大微细浸染型金矿床的成因与类型. 地质通报, 25(11): 1354 - 1360
- 杜子图, 吴淦国. 1998. 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学. 北京: 地质出版社, 145
- 郭俊华, 齐金忠, 孙彬, 余金元, 袁士松. 2002. 甘肃阳山特大型金矿床地质特征及成因. 黄金地质, 8(2): 15 - 19
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 黎世美. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 558
- 胡正东. 1990. 川西北“碧口群”时代的新厘定. 矿物岩石, 10(4): 36 - 42
- 雷时斌, 齐金忠. 2007. 甘肃阳山金矿带地球动力学机制与多因耦合成矿作用. 地质与勘探, 43(2): 33 - 39
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. 岩石学报, 23: 2144 - 2154
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 毛世东, 秦艳, 郭俊华, 南争路, 杨荣生. 2008. 甘肃阳山金矿碳氢氧同位素与成矿流体来源. 岩石学报, 24, 待刊.
- 李永飞, 赖绍聪, 秦江锋, 刘鑫, 王娟. 2007. 碧口火山岩系地球化学特征及 Sr-Nd-Pb 同位素组成——晋宁期扬子北缘裂解的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(增刊 I): 295 - 306
- 罗锡明, 齐金忠, 袁士松, 李志宏. 2004. 甘肃阳山金矿床微量元素及稳定同位素地球化学研究. 现代地质, 18(2): 203 - 209
- 裴先治, 张国伟, 赖绍聪, 李勇, 陈亮, 高明. 2002. 西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征. 地质通报, 21(8): 486 - 494
- 齐金忠, 李莉, 袁士松, 刘志杰, 刘敦一, 王彦斌, 李志宏. 2005. 甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究. 矿床地质, 24: 141 - 150
- 齐金忠, 杨贵才, 李莉, 范永香, 刘伟. 2006a. 甘肃省阳山金矿床稳定同位素地球化学和成矿年代学及矿床成因. 中国地质, 33(6): 1345 - 1353
- 齐金忠, 杨贵才, 罗锡明. 2006b. 甘肃阳山金矿带构造岩浆演化与金矿成矿. 现代地质, 12(4): 564 - 572
- 齐金忠, 袁士松, 李莉, 范永香, 刘伟, 高秋斌, 孙彬, 郭俊华, 李志宏. 2003. 甘肃省文县阳山金矿床地质地球化学研究. 矿床地质, 22(1): 24 - 31
- 秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 2005. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗岩闪长岩体成因研究及其地质意义. 岩石学报, 21(3): 698 - 710
- 秦克令, 何世平, 宋述光. 1992. 碧口地体同位素年代学及其意义. 西北地质科学, 13(2): 97 - 110
- 王振东, 霍向光, 王逢新. 1995. 秦岭岩群和碧口岩群层序时代的重新厘定. 中国区域地质, (3): 220 - 227
- 闫全人, Ander DH, 王宗起, 闫臻, Peter AD, 王涛, 刘敦一, 宋彪, 姜春发. 2004. 扬子板块西北缘碧口群火山岩系的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 23(1): 1 - 11
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, Ander DH, Peter AD, 刘敦一, 宋彪, 简平, 王涛. 2003. 碧口群火山岩的时代——SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果. 地质通报, 22(6): 456 - 458
- 杨经绥, 刘福来, 吴才来, 万渝生, 张建新, 史仁灯, 陈松永. 2003. 中央碰撞造山带中两期超高压变质作用: 来自含柯石英锆石的定年证据. 地质学报, 77(4): 463 - 477
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李晶, 刘红杰, 赵成海, 李志宏, 毛世东. 2006a. 甘肃阳山金矿地质特征及成因类型. 见: 第八届全国矿床会议论文集, 北京: 地质出版社, 72 - 75
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李志宏, 毛世东, 刘红杰, 赵成海. 2006b. 甘肃阳山金矿独居石 Th-U-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义. 岩石学报, 22(10): 2603 - 2610
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 47 - 72
- 张成立, 张国伟, 晏云翔, 王煜. 2005. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义. 岩石学报, 21(3): 711 - 720
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 855
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒. 2002. 南秦岭变质地层同位素年代学. 北京: 地质出版社, 1 - 41
- 周乐尧. 1991. 甘肃省西成铅锌矿田矿源层的确定及其 Pb-Zn 活化机理研究. 地球科学, 16(2): 199 - 206