

文章编号: 0258-7106(2012)04-0903-14

# 浙江安吉坞山关杂岩体岩相学和岩石地球化学特征及岩石成因\*

唐燕文, 谢玉玲, 李应栩, 邱立明, 刘保顺, 李媛,  
张欣欣, 姜妍岑, 韩宇达

(北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083)

**摘要** 位于钦—杭成矿带东段北缘的浙江安吉多金属矿区发育侵位序列复杂的坞山关杂岩体及与其有关的蚀变和矿化。为了探讨区内岩浆岩与成矿的关系,在野外调查的基础上,文章对该杂岩体的岩相学、岩石地球化学开展了研究,并籍此对其成因类型、源区特征进行了探讨。坞山关杂岩体由黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和正长花岗岩组成,前者具富碱、高钾特征,属准铝质-钾玄岩系列,花岗闪长岩具高钾特征,属准铝质-高钾钙碱性系列,正长花岗岩具高硅、低钙、贫镁、高 $FeO^*/MgO$ 值、富碱特征,属准铝-弱过铝质钾玄岩系列。该杂岩体的 $\Sigma REE$ 为 $(123.5\sim 216.47)\times 10^{-6}$ 。稀土元素配分型式呈明显的右倾轻稀土元素富集型, $Eu$ 呈不同程度的负异常。微量元素蛛网图中,各岩石单元大离子亲石元素(尤其是 $Rb, Th, K$ )明显富集, $Ba, Sr$ 负异常明显,相对亏损高场强元素 $Nb, Ti, P$ 。该杂岩体成矿元素 $\alpha(Mo), \alpha(W)$ 明显高于克拉克值,暗示其具有提供成矿物质的潜力。黑云母二长花岗岩为分异I型花岗岩,花岗闪长岩属I型花岗岩,正长花岗岩具有A型花岗岩的多数特征,但从杂岩体各岩石单元的成岩年龄相差不大、具地球化学亲缘性以及A型花岗岩不具高分异特征来考虑,将其归为高分异I型花岗岩更合理。 $La/Sm-La$ 图解显示出,该杂岩体为平衡部分熔融作用所形成,其轻稀土元素富集、 $Ta-Nb, Ti, Eu, Sr, Ba$ 负异常可能是源区为含角闪石族、金红石、斜长石作为难熔相遗留在残留物中所致。

**关键词** 地质学, 岩石地球化学, 岩相学, 高分异的I型花岗岩, 坞山关杂岩体, 浙西  
中图分类号: P588.1 文献标志码: A

## Petrogeochemical and petrographic characteristics and genesis of Wushanguan complex body in Anji ore district, Zhejiang Province

TANG YanWen, XIE YuLing, LI YingXu, QIU LiMing, LIU BaoShun, LI Yuan, ZHANG XinXin,  
JIANG YanCen and HAN YuDa

(Civil and Environmental Engineering Institute, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China)

### Abstract

In the Anji ore district located in northern Qin Zhou-Hangzhou metallogenic belt, there exists the Wushanguan complex body in which the rock units have complicated intrusion sequences and are related to alteration and mineralization. In order to study the relationship between magmatic activity and mineralization, the authors analyzed the major and trace elements concentration and the characteristics of petrogeochemistry and petrogenesis of Wushanguan complex body based on the results of field work and petrographic studies. The major and trace elements concentrations were tested by XRF and ICP-MS. Wushanguan complex body is mainly com-

\* 本文得到科技部公益性行业基金(编号:201011011)及十二五国家科技计划项目(编号:2011BAB04B00)的资助  
第一作者简介 唐燕文,男,1983年生,博士研究生,矿山地质工程专业,从事成矿规律与成矿预测研究。Email: tyw-xt@tom.com  
收稿日期 2012-03-29; 改回日期 2012-06-15。许德煊编辑。

posed of biotite-monzonitic granite, granodiorite and syenogranite. The biotite-monzonitic granite is characterized by alkali-rich and potassium-high nature, and belongs to quasi-aluminous rock and shoshonite series. The granodiorite is characterized by high potassium and belongs to quasi-aluminous rock and high-K calc-alkaline series. Syenogranite is similar to A-type granite characterized by high  $\text{SiO}_2$ , low CaO, low MgO, high  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ratio, relatively rich alkali and high potassium, and belongs to metaluminous-weakly peraluminous rock and shoshonite series. The total concentrations of the rare earth elements of the complex range from  $123.5 \times 10^{-6}$  to  $216.47 \times 10^{-6}$ . The rare earth elements distribution patterns of the complex are all of LREE-enriched type [  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.47 \sim 23.93$  ] with different negative Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38 \sim 0.86$ ). In the primitive mantle normalized multi-element variation diagram, large-ion lithophile elements, such as Rb, Th and K, are abundant with obvious negative anomalies of Ba and Sr, and the rocks are all relatively depleted in some high field strength elements such as Nb, Ti and P. Among the ore-forming elements, the element values of Mo and W are higher than their Clarke values obviously, that is to say, the complex has the potential of becoming a mineralization source. According to the characteristics of major elements and trace elements, especially the discrimination diagrams, biotite-monzonitic granite is separately fractionated I-type granites and the granodiorite belongs to I-type granite. Syenogranite has some characteristics of highly fractionated A-type granite, but there are several reasons suggesting that it does not belong to A-type granite: firstly, A-type granites generally do not exhibit evidence of being strongly differentiated; secondly, on the whole, all the complex members have a similar age within the experimental error as well as have an affinity to each other in geochemistry, so that all the rock units should be formed in the same tectonic setting. Considering that biotite-monzonitic granite and granodiorite belong to I-type granite, it is more reasonable to assign moyite to highly fractionated I-type granite. The La/Sm-La diagram shows that the complex body was formed by equilibrium fusion. Light rare earth elements enrichment and Ta-Nb-Ti, Eu, Sr and Ba negative anomalies probably resulted from hornblende group, when rutile and plagioclase stayed in residue in source region.

**Key words:** geology, petrogeochemistry, petrography, highly fractionated I-type granite, Wushanguan complex body, western Zhejiang

钦杭成矿带是一条重要的斑岩成矿带(杨明桂等,1997)。在该带的西段,发现有张公岭、龙头山、大伍等铅锌、铜金矿床,以及水口山、康家湾、香花岭、黄沙坪、宝山、新田岭等大型或超大型钨铜铅锌锡矿床。该成矿带的东段,有德兴铜厂、银山等著名矿床。近年来,东段的找矿工作取得了很大进展,相继发现了数十个大型钨铜、铅锌矿产地,如江西段的修水香炉山钨矿、武宁大沽塘钨矿、永平铜铅锌矿、东乡枫林钨铜矿和德安张十八铅锌矿等,皖南段的宁国竹溪岭大型钨钼矿、东源大型钨钼矿、绩溪逍遥、际下、巧川中型钨矿等,然而,浙西段的找矿工作却迟迟未取得进展,2010年度安吉矿区找矿工作的突破,填补了钦—杭成矿带浙西段找矿工作的空白。

安吉矿区内的侵入岩以坞山关杂岩体为主,前

人对该杂岩体的研究较少,仅潘志龙(1992)对其花岗闪长岩和黑云母花岗岩的主量元素略有提及,并认为花岗闪长岩是黑云母花岗岩的边缘相,还认为这2个岩石单元与铅、锡矿化关系密切。2010年,南京地质矿产研究所在该矿区进行了普查工作,提交的资源量(333+3341)为铅锌19.23万t、银265t、铜1.4万t<sup>①</sup>。

笔者在该矿区进行地质调查时发现,矿区内的矽卡岩型铁铜铅锌银矿化、碳酸盐交代型铅锌矿化和斑岩型辉钼矿化都与坞山关杂岩体关系密切。因此,正确认识该矿区的岩浆作用,对探究该矿区的成矿规律至关重要。本文结合前人资料对该区内杂岩体不同岩石单元的分类、侵位关系、岩相学、主量及微量和稀土元素特征进行了初步探讨,并尝试利

① 王爱国,贺菊瑞,唐燕文,李斌,邱立明,束旭,张雪辉,滕龙. 2010. 浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告. 南京地质矿产研究所. 内部资料.

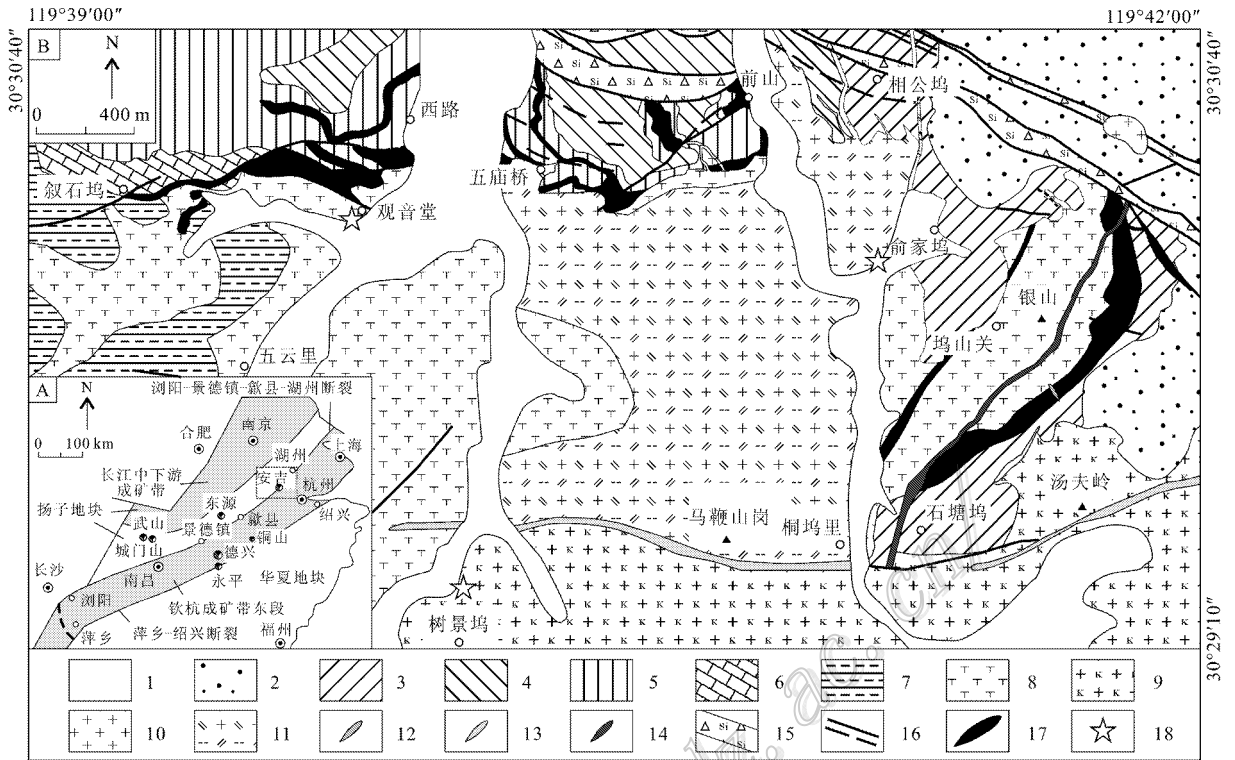


图 1 钦-杭成矿带东段简图(A)(据杨明桂等,1997)及安吉矿区地质图(B)(据王爱国等,2010<sup>①</sup>修绘)

1—第四系;2—印渚埠组;3—西阳山组;4—华严寺组;5—杨柳岗组;6—大陈岭组;7—荷塘组;8—花岗闪长岩;9—正长花岗岩;10—花岗斑岩;11—黑云母二长花岗岩;12—辉绿岩脉;13—石英正长斑岩脉;14—环斑花岗岩脉;15—硅化破碎带;16—断层;17—矿体和矿化带;18—采样位置

Fig. 1 Sketch map showing east member of Qin-Hang metallogenic belt (A) (after Yang et al., 1997) and geological map of Anji ore district (B) (modified after Wang et al., 2010)

1—Quaternary; 2—Lower Ordovician Yinzhubu Formation; 3—Upper Cambrian Xiyangshan Formation; 4—Upper Cambrian Huayansi Formation; 5—Middle Cambrian Yangliugang Formation; 6—Lower Cambrian Dachenling Formation; 7—Lower Cambrian Hetang Formation; 8—Granodiorite; 9—Syenogranite; 10—Granite porphyry; 11—Biotite monzonitic granite; 12—Diabase dike; 13—Quartz syenite porphyry dike; 14—Rapakivi granite dike; 15—Silicification fracture; 16—Fault; 17—Ore body and mineralization; 18—Sampling location

用主、微量元素特征及相关图解对该杂岩体的成因类型、源区等进行约束。

## 1 矿区地质概况

安吉多金属矿区地处浙西安吉县港口乡,位于钦-杭成矿带东段的北缘(图 1A)(杨明桂等,1997),夹持于天目山、莫干山火山盆地之间,大地构造上属扬子地块皖南-浙西地向斜(杨松生,1991)。

该区内出露的地层除第四系外,主要为寒武系和奥陶系(图 1B)。奥陶系仅出露下奥陶统印渚埠组( $O_{1y}$ )粉砂质泥岩、泥岩。出露的寒武系由老到新包括下寒武统荷塘组( $\epsilon_1h$ )碳质、泥质、硅质页

岩;下寒武统大陈岭组( $\epsilon_1d$ )灰岩;中寒武统杨柳岗组( $\epsilon_2y$ )泥质白云质灰岩、灰岩、硅质泥岩、碳质页岩;上寒武统华严寺组( $\epsilon_3h$ )灰岩、泥质白云质灰岩;上寒武统西阳山组( $\epsilon_3x$ )白云质泥质灰岩、灰岩。在区域上,这些地层之间均为整合接触,在该矿区,则局部显示为断层接触,大致呈 NW 走向。

该区内主要发育 3 条断裂带:叙石坞-俞家坞近 EW 向断裂带,前山-俞家坞 NW 向断裂带,坞山关 NE 向断裂带。

矿区出露的燕山期岩浆岩主要为坞山关复式岩体,由花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩和正长花岗岩等多个岩基-岩株构成。此外,还有花岗斑岩岩株、辉绿岩脉、石英二长斑岩脉等。近年发现,银山顶岩

① 王爱国,贺菊瑞,唐燕文,李斌,邱立明,束旭,张雪辉,藤龙. 2010. 浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告. 南京地质矿产研究所. 内部资料.

体中有粉红色细粒花岗岩岩株出露,但其是否归属该杂岩体尚需进一步研究,本文因篇幅所限,不再赘述。

## 2 坞山关杂岩体的组成和岩石学特征

### 2.1 杂岩体组成及侵位关系

本文在前人工作的基础上,通过野外调查及室内岩(矿)相学研究,将呈岩基状产出的坞山关杂岩体分为3个岩石单元,即花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩和正长花岗岩。

**花岗闪长岩** 主要分布在该矿区西部叙石坞至五云里一带,以及中部偏西的五庙桥南部,出露面积约2 km<sup>2</sup>。

**黑云母二长花岗岩** 分布在矿区中部五庙桥和马鞭山岗一带,向东,在相公坞及银山顶东北侧部分地段也有出露,总面积约2 km<sup>2</sup>。

**正长花岗岩** 分布于矿区东南部和南部,包括汤夫岭岩体和树景坞岩体,出露面积约2.3 km<sup>2</sup>。

由于该矿区覆盖较厚,揭露工程不多,目前尚未发现花岗闪长岩与黑云母二长花岗岩之间的接触和侵位关系。正长花岗岩与黑云母二长花岗岩之间:在矿区南部表现为近EW向的断层接触,其间充填有石英正长斑岩脉;在矿区东南部,两者的界线或被矽卡岩化的西阳山组掩盖,或为充填其间的辉绿岩和环斑花岗岩所隔,据推测也应为断层接触。花岗闪长岩与正长花岗岩之间暂未发现侵位关系。

### 2.2 杂岩体岩相学特征

根据野外调查和室内镜下岩相学观察,这3个岩石单元的岩石学特征如下。

**黑云母二长花岗岩** 浅肉红色,块状构造,中粒-似斑状结构(图2a)。斑晶为自形-半自形钾长石,粒径为(0.5×0.8)cm~(1×2)cm,基质主要由半自形-他形斜长石、石英及钾长石组成。诸矿物的含量为:斜长石25%~30%(An=25~36);钾长石30%~35%,多见正长石;石英30%;黑云母5%。副矿物有锆石、磷灰石、磁铁矿。镜下多见斜长石的聚片双晶、卡钠复合双晶,以及斜长石包含结构、正常环带和韵律环带结构(图2a)。局部有较弱的蚀变,主要表现为斜长石绢云母化和黑云母绿泥石-黄铁矿化。

**花岗闪长岩** 白色-灰白色,块状构造,中粒结构(图2b)。矿物成分及含量为:斜长石45%左右

(An=27~40),半自形-他形,粒径1~5 mm;钾长石20%左右;石英20%左右,粒径1~3 mm,无色透明;黑云母和角闪石15%左右,自形晶,粒度1~2 mm。副矿物有锆石、磁铁矿等。镜下可见斜长石聚片双晶、卡钠复合双晶和环带结构(图2b),角闪石具简单双晶。局部见斜长石绢云母化,角闪石绿泥石化、碳酸盐化,黑云母绢云母和绿泥石化,部分地段发现有具角闪石假象的黑云母。

**正长花岗岩** 肉红色,块状构造,中等粒度,等粒结构(图2c)。矿物成分及含量为:钾长石45%~50%,自形-半自形;斜长石10%(An=3~5),半自形-自形晶;石英20%~25%,他形-半自形,多见呈颗粒状分布于钾长石之间;暗色矿物主要为黑云母5%~10%,结晶完好。副矿物有锆石、磁铁矿等。镜下见具双晶边缘的斜长石中部发育绢云母蚀变(图2c)。

## 3 坞山关杂岩体的岩石化学特征

### 3.1 样品与测试方法

用于测试的样品均采自安吉矿区,采样地点如图1所示,包括观音堂附近出露的花岗闪长岩、俞家坞村口出露的黑云母二长花岗岩以及矿区南部树景坞附近出露的正长花岗岩。样品均新鲜且无蚀变。

岩石的主量、微量和稀土元素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心完成。依据《GB/T14506.28-93 硅酸盐岩石化学分析方法》和《DZ/T0223-2001 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则》,主量元素测试使用 Philips PW2404 型 X 射线荧光光谱仪(XRF)完成,测试精度优于1%;微量元素测试使用 Finnigan MAT Element I 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成,测试精度多优于3%。测试时,室温为20℃,相对湿度为30%。测试结果如表1所示。

### 3.2 主量元素

**黑云母二长花岗岩**  $w(\text{SiO}_2)$  变化于69.42%~70.66%之间。在哈克(Harker)图解(图3)中, $\text{SiO}_2$ 与 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 呈负相关,Rb与Y呈正相关, $\text{SiO}_2$ 与Pb及Rb与Th大致呈正相关,表现出长石、磷灰石的分离结晶(李献华等,2000)。 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 7.93\% \sim 8.33\%$ ,平均8.1%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.44 \sim 1.62$ ,平均1.54,显示该岩石具高钾特性,应用 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图解判定其为钾玄岩系列(图3d)。该

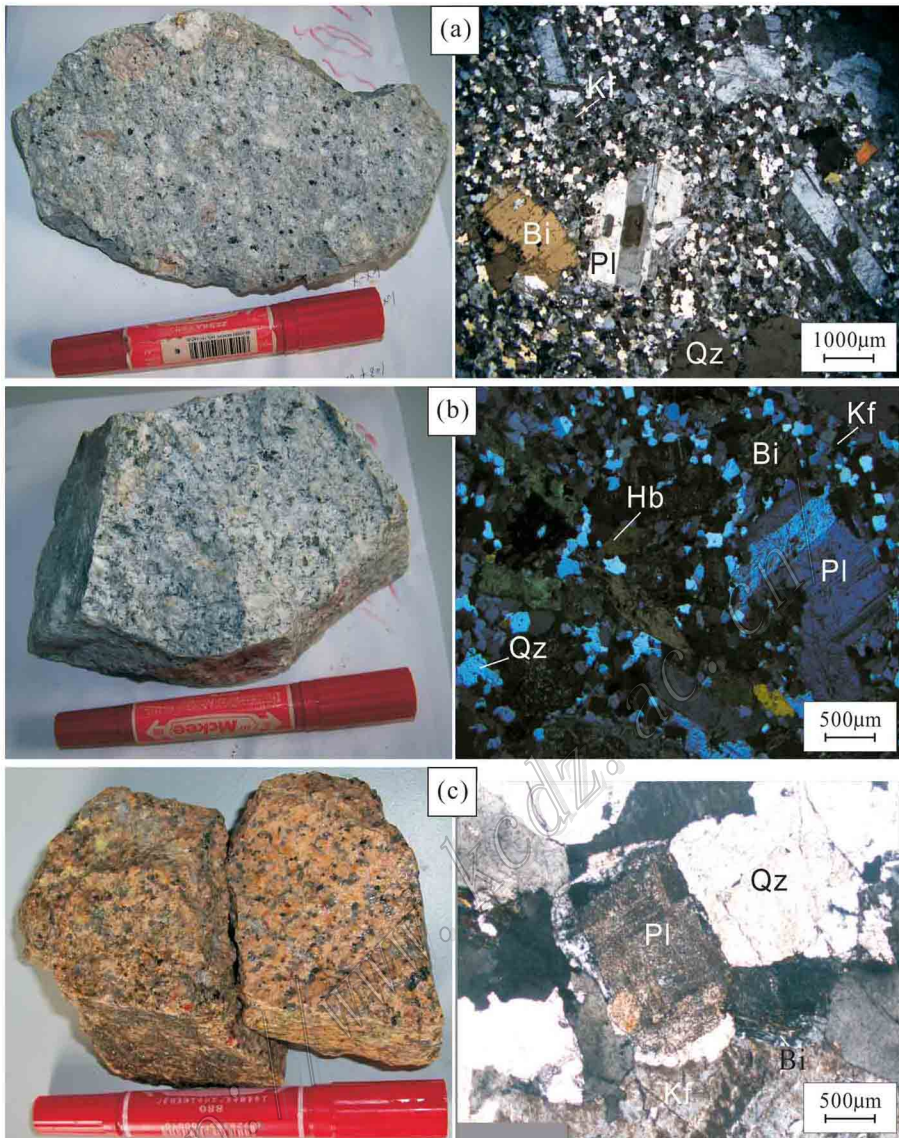


图 2 坞山关杂岩体不同岩石单元标本照片和岩相学特征

(a) 黑云母二长花岗岩, 具包含结构(被包含者为具卡斯巴双晶的正长石)、韵律环带结构; (b) 花岗闪长岩, 斜长石聚片双晶及斜长石韵律环带结构; (c) 正长花岗岩, 可见钾长石巨晶以及中部蚀变边部仍可见聚片双晶的斜长石  
Bi—黑云母; Hb—角闪石; Kf—钾长石; Pl—斜长石; Qz—石英

Fig. 2 Specimen photographs and petrographic characteristics of different rock units from the Wushanguan complex body  
(a) Biotite monzonitic granite, showing poikilitic texture (orthoclase with Carlsbad twin wrapped) and oscillatory zoning;  
(b) Granodiorite, showing plagioclase polysynthetic twin and oscillatory zoning; (c) Syenogranite, showing potassium feldspar megacrysts and plagioclase with alteration at the center and polysynthetic twin on the edge  
Bi—Biotite; Hb—Hornblende; Kf—K-feldspar; Pl—Plagioclase; Qz—Quartz

岩石在 TAS 图解中落入花岗岩区域(图 4a)。其为  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  13.45% ~ 13.81%, 平均 13.59%, 铝饱和指数 A/CNK 介于 0.93 ~ 0.97 之间, 属于亚碱准铝质岩石(图 4b)。其岩石分异指数  $DI = 80.08 \sim 82.04$ , 显示其分异程度较高, 已接近高分异花岗岩(Li et al., 2007; 朱弟成等, 2009)。

花岗闪长岩  $w(\text{SiO}_2)$  变化于 66.73% ~

67.79% 之间。哈克图解(图 3)中,  $\text{SiO}_2$  与  $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  以及 Rb 与 Y 呈负相关, 而  $\text{SiO}_2$  与 Pb 以及 Rb 与 Th 大致呈正相关。 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  为 6.9% ~ 7.2%, 平均 7.03%;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.04 ~ 1.21, 平均 1.10, 显示为高钾钙碱性岩石系列(图 3d)。在 TAS 图解(图 4a)中, 该岩石落入花岗闪长岩区域。其  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  为 13.73% ~ 13.93%, 平均 13.85%, 铝饱



表 1 坞山关杂岩体主量元素及微量元素分析结果

Table 1 Major and trace element compositions of the Wushanguan complex body

组分	花岗岩长岩					黑云母二长花岗岩					钾长花岗岩				
	GK01	GK02	GK03	GK04	GK05	GK21	GK22	GK23	GK24	GK25	GK11	GK12	GK13	GK14	GK15
SiO <sub>2</sub>	70.66	70.16	69.42	70.18	70.40	74.84	75.27	73.76	73.92	73.77	67.65	66.73	67.75	67.34	67.79
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.46	0.53	0.51	0.42	0.15	0.13	0.17	0.12	0.12	0.55	0.60	0.55	0.57	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	13.71	13.81	13.51	13.46	12.22	12.22	12.04	12.78	12.84	13.73	13.92	13.82	13.86	13.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	1.22	1.09	1.21	1.02	0.41	0.28	0.39	0.41	0.50	0.87	0.86	0.91	1.00	0.81
FeO	3.25	2.25	1.85	1.65	2.15	1.50	1.20	2.20	1.85	1.35	3.35	3.85	3.25	2.90	3.40
MnO	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09
MgO	0.77	1.07	1.40	1.33	0.99	0.38	0.26	0.46	0.23	0.25	1.32	1.40	1.33	1.45	1.32
CaO	1.85	2.19	2.21	2.30	1.99	0.70	0.94	0.63	0.86	0.69	3.37	3.59	3.36	3.35	3.46
K <sub>2</sub> O	4.89	4.68	5.12	4.72	5.11	5.16	5.36	5.04	5.38	5.47	3.67	3.59	3.71	3.94	3.51
Na <sub>2</sub> O	3.14	3.26	3.21	3.21	3.16	2.86	3.10	3.01	3.32	3.33	3.42	3.34	3.34	3.26	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.19	0.17	0.14	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.19	0.19	0.18	0.20	0.17
烧失量	0.23	0.31	0.61	0.66	0.58	1.18	0.71	1.60	0.55	1.12	1.08	1.04	1.03	1.34	0.89
总量	99.42	99.52	99.51	99.52	99.49	99.49	99.56	99.41	99.52	99.53	99.29	99.20	99.31	99.29	99.31
A/CNK	0.97	0.95	0.93	0.93	0.94	1.06	0.97	1.04	0.99	1.01	0.87	0.87	0.88	0.88	0.89
A/NK	1.28	1.31	1.27	1.30	1.25	1.19	1.12	1.16	1.13	1.12	1.43	1.48	1.45	1.44	1.48
δ	2.33	2.31	2.61	2.30	2.48	2.01	2.21	2.09	2.44	2.50	2.02	2.00	1.99	2.10	1.90
DI	80.31	80.08	80.82	80.92	82.04	90.30	91.64	88.74	89.79	91.45	72.97	70.41	72.92	73.46	72.10
							$w(B)/10^{-6}$								
Ga	19.90	21.90	19.60	20.10	21.00	15.90	15.60	17.20	17.10	19.00	19.20	17.70	18.70	17.70	17.60
Rb	196	203	180	182	199	240	240	249	251	289	138	123	137	138	120
Ba	476	686	529	490	581	322	371	349	421	478	765	692	741	676	544
Sr	187	233	198	212	198	68.2	99.2	99.4	119.9	126	328	326	320	302	324
Pb	25.4	24.6	20.7	22.1	24.6	31.2	32.5	31.3	35.3	38.1	18.6	16.3	18.4	17.5	22.3
Th	23.8	22.4	19.5	20.9	21.6	28.5	23.7	35.9	23.8	23.1	20.6	17.3	21.3	21.4	17.4
U	6.43	5.36	4.67	5.08	5.79	12	22.6	12.4	14.6	12.6	8.43	6.35	7.16	6.73	9.09
Zr	135	110	108	83	127	118	84.8	121	82.8	94.7	71.8	61.4	67.4	78.7	60.4
Hf	4.01	3.28	3.02	2.87	3.79	4.56	3.74	4.43	3.47	3.63	2.39	2.16	2.19	2.57	2.15
Nb	14.4	15.6	13.4	13.4	13.1	17.4	19.6	20.9	20.7	22.6	12.2	12.8	11.9	13	13.6
Ta	1.23	1.23	0.965	1.01	0.981	3.06	4.11	3.69	3.97	4.14	1.05	1.1	1.05	1.06	1.22
Y	16	17.4	15.4	14.6	14.6	23.1	19.2	22.6	18.6	19.1	19.4	20.3	18.3	18.7	20.8
La	48.2	50.5	43.1	39.7	47.2	37.3	27.4	38.6	28.6	28.8	36.5	35.5	39.1	38.5	33.2

续表 1  
Continued Table 1

组分	花岗岩长岩					黑云母二长花岗岩					钾长花岗岩				
	GK01	GK02	GK03	GK04	GK05	GK21	GK22	GK23	GK24	GK25	GK11	GK12	GK13	GK14	GK15
Ce	92.7	93.2	81.5	70.9	88.9	60.3	52.8	71.1	52.3	54.3	62.4	62.7	63.7	62.9	59.3
Pr	10.8	10.9	9.33	7.93	10.4	7.25	5.81	7.52	5.92	5.91	6.79	7.09	6.64	6.74	6.69
Nd	39.5	39.7	34.1	28.1	38.9	24.6	20	26.1	20.3	19.5	25.1	25.8	23.7	24	25.1
Sm	7.04	7	6.65	5.12	6.55	4.59	4.03	4.66	4.08	4	4.47	4.93	4.23	4.32	5
Eu	1.05	1.14	0.99	1.02	0.95	0.57	0.47	0.56	0.58	0.62	1.20	1.20	1.07	1.12	1.19
Gd	5.09	5.3	4.65	3.96	4.84	3.99	3.37	4.13	3.3	3.4	3.95	4.01	3.77	3.82	4.36
Tb	0.74	0.79	0.69	0.63	0.70	0.73	0.62	0.73	0.62	0.65	0.67	0.71	0.61	0.64	0.71
Dy	3.38	3.7	3.27	3.04	3.17	3.7	3.38	3.88	3.29	3.39	3.47	3.76	3.2	3.41	4.03
Ho	0.56	0.59	0.52	0.53	0.51	0.74	0.61	0.74	0.62	0.63	0.68	0.71	0.62	0.65	0.72
Er	1.55	1.6	1.52	1.48	1.49	2.17	1.92	2.23	1.89	1.97	1.97	2.15	1.86	1.91	2.11
Tm	0.24	0.25	0.24	0.22	0.20	0.38	0.33	0.39	0.33	0.35	0.33	0.33	0.31	0.32	0.35
Yb	1.47	1.56	1.37	1.34	1.33	2.54	2.38	2.74	2.42	2.6	2.22	2.25	1.96	1.98	2.31
Lu	0.23	0.24	0.20	0.21	0.20	0.41	0.39	0.44	0.37	0.41	0.38	0.37	0.35	0.36	0.39
Sc	5.98	6.67	5.93	7.04	6.47	3.63	3.58	3.97	3.29	4.05	9.04	8.22	8.93	8.59	8.47
V	39.7	48.3	41.8	48.4	43.4	16.9	12.2	21.6	13.3	15.1	76.7	73.6	72.4	70.8	70.3
Cr	13.3	9.22	7.3	9.41	11	4.82	3.04	12	8.76	7.62	16.3	15.5	16.6	15.5	14.9
Co	5.96	6.99	5.07	6.33	5.63	2.43	1.7	3.39	2.13	2.09	9.28	9.43	9.2	8.81	9.61
Ni	7.25	6.19	4.55	5.28	5.37	2.3	1.92	4.19	3.16	2.81	9.06	8.42	8.76	7.74	8.48
W	1.07	0.72	0.81	0.70	0.83	1.43	1.47	1.28	1.93	2.83	4.12	2.38	2.81	3.37	2.69
Mo	19.7	4.74	0.947	2.15	3.99	3.62	4.07	8.54	8.38	5.84	4.39	1.22	4.58	5.15	4.01
Cu	18.6	13.3	5.85	8.25	10.2	4.32	5.57	9.24	6.45	5.61	11.9	12.1	18.9	14.6	17.4
Zn	44.2	50.9	49	52.9	50.9	35.5	28.8	35.9	29	33	60.8	54.9	47.4	44.4	69.7
Cd	0.08	0.06	0.08	0.30	0.26	0.05	0.07	0.06	0.04	0.05	0.13	0.11	0.14	0.09	0.13
ΣLREE	212.56	216.47	188.13	164.17	205.30	149.27	123.50	163.82	124.62	126.53	150.13	151.51	151.12	150.67	145.47
δEu	0.51	0.55	0.52	0.67	0.50	0.40	0.38	0.38	0.47	0.50	0.86	0.80	0.80	0.83	0.76
(La/Yb) <sub>N</sub>	22.11	21.82	21.21	19.97	23.93	9.90	7.76	9.50	7.97	7.47	11.08	10.64	13.45	13.11	9.69

注：铝饱和指数  $\Lambda/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}^+\text{O} + \text{K}^+\text{O})$  (摩尔分数比);  $\Lambda/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (摩尔分数比); 里特曼指数  $\delta = (w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})_2 / (w(\text{SiO}_2) - 43))$ ; 分异指数  $(\text{DI}) = \text{Qz} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Lc} + \text{Kfp}$ 。比值单位为 1。

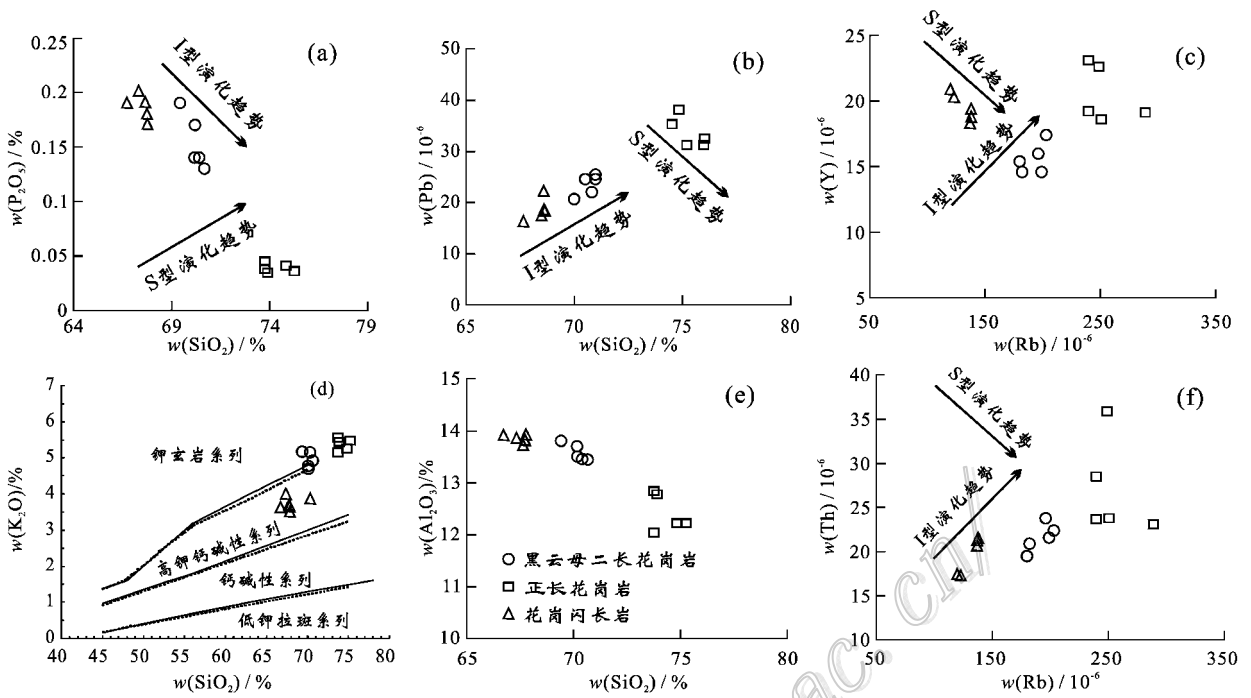


图3 坞山关杂岩体 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagram for the Wushanguan complex body

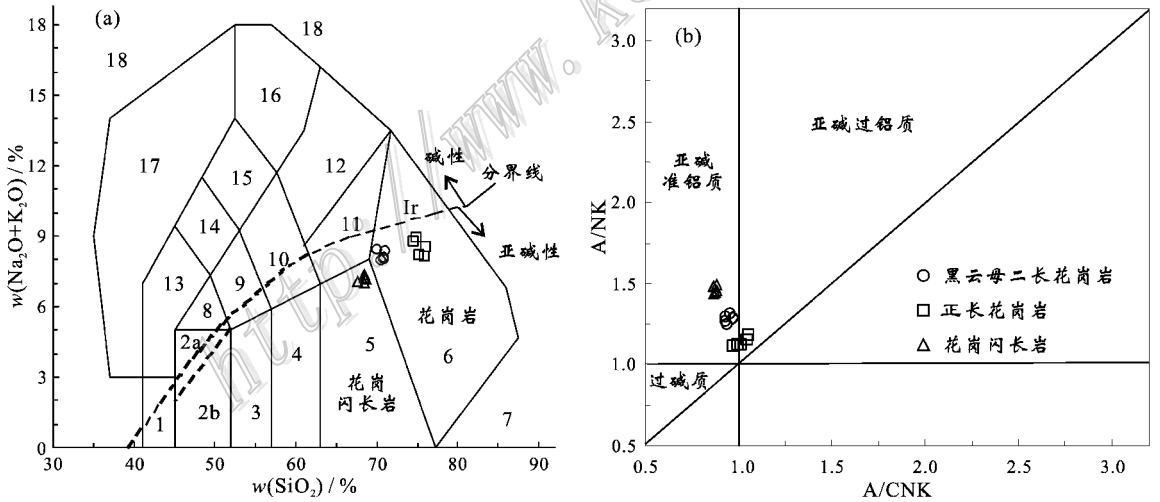


图4 坞山关杂岩体全碱-硅(TAS)图解(a)(据 Middlemost, 1994)和 A/CNK-A/NK 图解(b)

Fig. 4 TAS diagram (a) (after Middlemost, 1994) and A/CNK-A/NK diagram (b) for the Wushanguan complex body

和指数  $A/CNK$  介于  $0.87 \sim 0.89$  之间,属于亚碱性准铝质岩石(图 4b)。岩石分异指数  $DI = 70.41 \sim 73.46$ ,显示其分异程度相对较低。

正长花岗岩 具有高硅 [ $w(SiO_2) = 73.76\% \sim 75.27\%$ ]、低钙 [ $w(CaO) = 0.63\% \sim 0.94\%$ ]、贫镁 [ $w(MgO) = 0.23\% \sim 0.46\%$ ]、高  $FeO^*/MgO$  值

( $5.47 \sim 10.7$ ) 富碱 [ $w(Na_2O + K_2O) = 8.02\% \sim 8.8\%$ ] 的特征。在哈克图解(图 3)中,  $SiO_2$  与  $P_2O_5$ 、 $Al_2O_3$  及  $Pb$  显示负相关,  $Rb$  与  $Th$ 、 $Y$  显示正相关。 $K_2O/Na_2O = 1.62 \sim 1.8$ ,为钾玄岩系列(图 3d)。在 TAS 图解(图 4a)中,该岩石落入花岗岩区域。其  $w(Al_2O_3)$  为  $12.04\% \sim 12.84\%$ ,平均  $12.42\%$ ,铝饱



和指数 $A/CNK=0.97\sim 1.06$ ,  $A/NK=1.12\sim 1.19$ , 显示出亚碱准铝质或亚碱弱过铝质特性(图 4b)。岩石分异指数较高( $DI=88.74\sim 91.64$ ), 属高分异花岗岩(Li et al., 2007; 朱弟成等, 2009)。

### 3.3 稀土和微量元素

黑云母二长花岗岩  $\sum REE$  为(164.17~216.47)  $\times 10^{-6}$  (表 1), 平均  $197.33 \times 10^{-6}$ 。 $\sum LREE/\sum HREE=5.12\sim 6.07$ , 平均 5.06 ( $La/Yb$ )<sub>N</sub>=19.97~23.93, 平均 21.81, 轻稀土元素相对富集明显,  $\delta Eu=0.50\sim 0.67$ , 平均 0.55,  $Eu$  负异常

较明显(图 5a)。微量元素蛛网图(图 5b)显示出, 大离子亲石元素, 尤其是 Rb、Th、K, 富集明显, Ba、Sr 负异常显著, 相对亏损高场强元素 Ta、Nb、Ti、P。

花岗闪长岩  $\sum REE$  为(145.47~151.51)  $\times 10^{-6}$  (表 1), 平均  $149.78 \times 10^{-6}$ 。 $\sum LREE/\sum HREE=3.25\sim 3.97$ , 平均 3.65 ( $La/Yb$ )<sub>N</sub>=9.69~13.45, 平均 11.59, 轻稀土元素相对富集明显;  $\delta Eu=0.76\sim 0.86$ , 平均 0.81,  $Eu$  负异常较弱(图 5c)。微量元素蛛网图(图 5d)显示出, 大离子亲石元素, 尤其是 Rb、Th、K 明显富集, Ba、Sr 负异常明显;

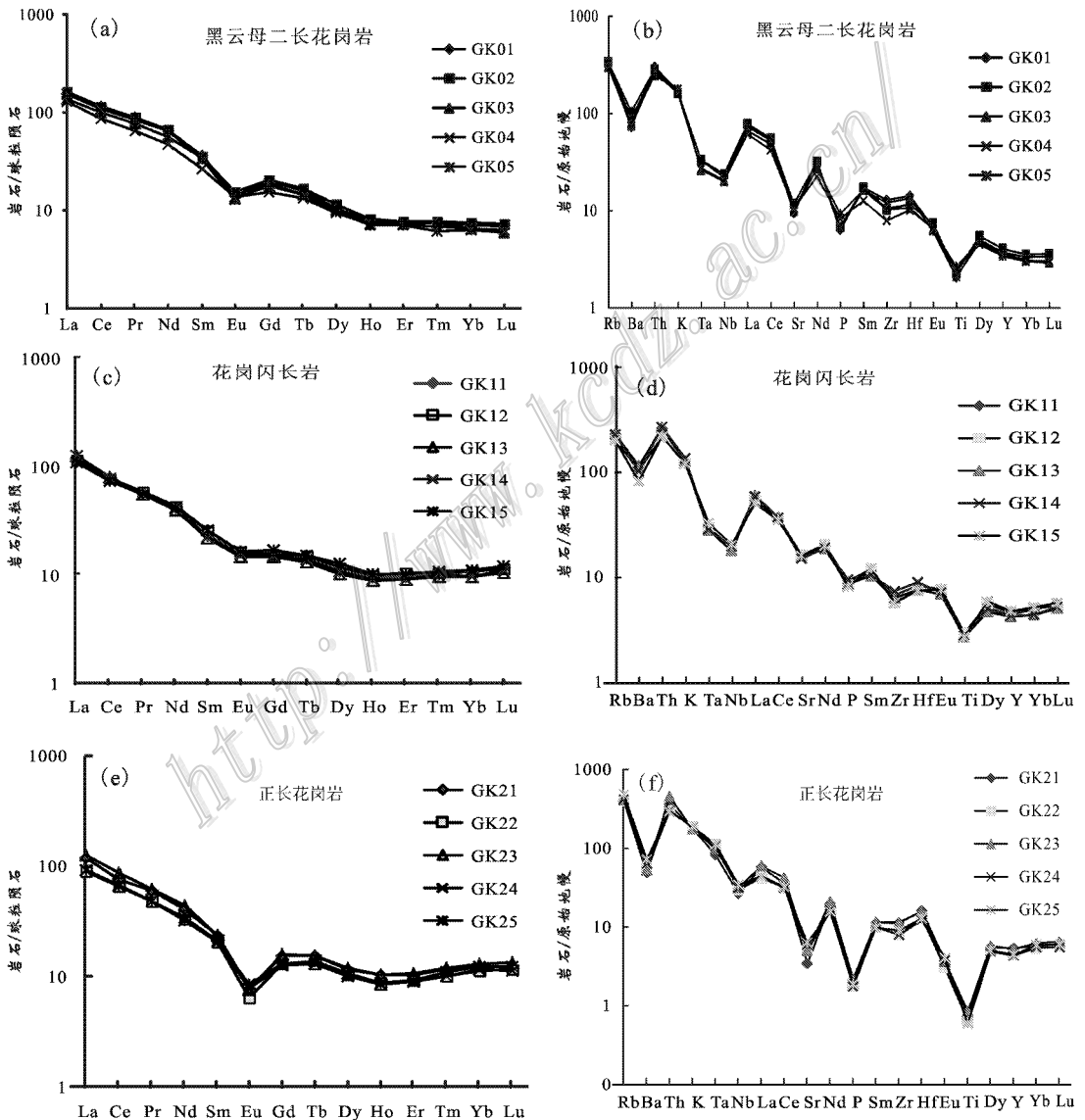


图 5 坞山关杂岩体稀土元素球粒陨石标准化分布模式图(a、c、e, 球粒陨石标准化值据 Boynton, 1984) 和微量元素原始地幔标准化分布蛛网图(b、d、f, 原始地幔标准化值据 McDonough et al., 1995)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns(a, c and e, all the normalized values after Boynton, 1984) and trace element spider diagrams(b, d and f, all the normalized values after McDonough et al., 1995) for the Wushuguan complex body

相对亏损高场强元素 Ta、Nb、Ti、P。

正长花岗岩  $\sum \text{REE}$  为  $(123.5 \sim 163.82) \times 10^{-6}$ , 平均  $137.55 \times 10^{-6}$ 。 $\sum \text{LREE} / \sum \text{HREE} = 2.96 \sim 3.40$ , 平均  $3.15$  ( $\text{La}/\text{Yb}$ ) $_N = 7.47 \sim 9.90$ , 平均  $8.52$ , 轻稀土元素相对富集;  $\delta \text{Eu} = 0.38 \sim 0.50$ , 平均  $0.42$ ,  $\text{Eu}$  负异常明显(图 5e), 分布图呈明显的右倾“海鸥型”。微量元素蛛网图(图 5f)显示出大离子亲石元素, 尤其是 Rb、Th、K 明显富集, Ba、Sr 负异常明显, 高场强元素 Nb、Ti、P 相对亏损明显。

该杂岩体中的成矿元素  $\alpha(\text{Mo})$ 、 $\alpha(\text{W})$  明显高于克拉克值, 暗示该杂岩体具有提供成矿物质的潜力。

## 4 讨论

### 4.1 成因类型

使用单一判别方法都会造成岩石类型判定的扩大, 因此, 本文尝试采用多种方法进行综合判断。应用含铝指数  $A/\text{CNK} = 1.1$  作为 I 型与 S 型花岗岩的分界(Chappell et al., 1974; 1992; 2001), 发现坞山关杂岩体的各岩石单元均为 I 型花岗岩, 而在  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  判定图解中, 除花岗闪长岩有 2 个样品落入 I 型花岗岩区域、一个样品落入 I 型与 A 型花岗岩边界上之外, 其余样品均落入 A 型花岗岩区域(图 6a)。由于 Whalen 等(1987)的指标是目前最有效的

花岗岩类型判定依据, 故本文也尝试使用该指标进行花岗岩判定。在  $\alpha(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb}) / [(\text{Ga}/\text{Al}) \times 10^4]$  组合指标图解(图 6b)中, 黑云母二长花岗岩全落入 A 型花岗岩区域, 花岗闪长岩和正长花岗岩均落入 I 型、S 型花岗岩与 A 型花岗岩分界处。在  $\alpha(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb})$  指标的其他图解中, 正长花岗岩落入分异的花岗岩中, 黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩主要落入非分异的 M、I、S 型花岗岩区域(图 7b、7d)。在  $[(\text{Ga}/\text{Al}) \times 10^4]$  指标的其他图解中, 该杂岩体的 3 个岩石单元均处于 A 型花岗岩与 I 型、S 型花岗岩的分界线附近(图 7a、7c)。Whalen 指标判断结果说明, 坞山关杂岩体经历了一定程度的分异作用。事实上, 高分异情况下的花岗岩成因类型的判定较为困难(Chappell et al., 1992; 吴福元等, 2007), 据吴福元等(2007)研究, 含铝指数适用于未经强烈分异的花岗岩, 在高分异花岗岩判别中失效, Whalen 指标也是如此。花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩和正长花岗岩的分异指数(DI)分别为  $70.41 \sim 73.46$ ,  $80.08 \sim 82.04$  和  $88.74 \sim 91.64$ ; 黑云母二长花岗岩接近于察隅高分异 I 型花岗岩( $82 \sim 92$ , 朱弟成等, 2009)和华南佛冈花岗岩( $82 \sim 94$ , Li et al., 2007)分异指数的最低值, 而正长花岗岩则基本上与这两个高分异 I 型花岗岩相吻合。因此, 黑云母二长花岗岩和正长花岗岩分别属于分异型和高分异型花岗岩, 但因这两种花岗岩经历了强烈的分离结晶, 从而使上述判别存在问题。花岗闪长岩则不属于高

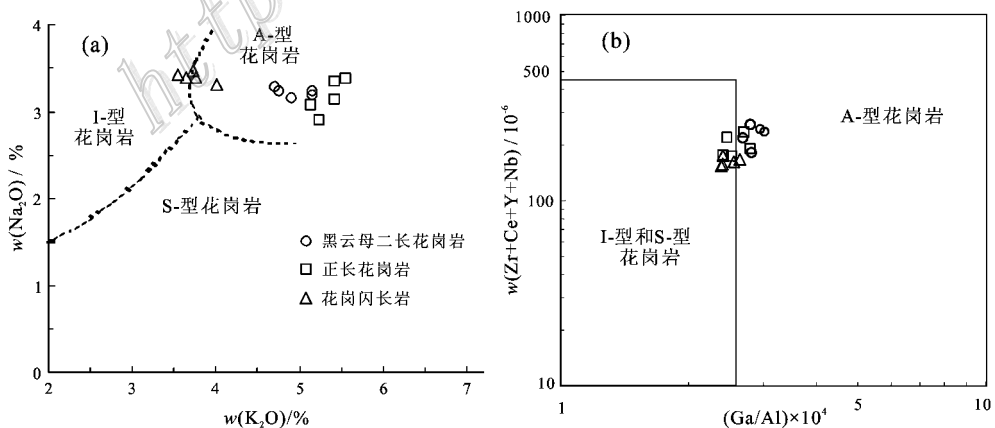


图 6 花岗岩类型判别图解

(a)  $\alpha(\text{Na}_2\text{O})-\alpha(\text{K}_2\text{O})$  图 (b)  $\alpha(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb}) / [(\text{Ga}/\text{Al}) \times 10^4]$  图(据 Whalen et al., 1987)

Fig. 6  $\alpha(\text{Na}_2\text{O})-\alpha(\text{K}_2\text{O})$  (a) and  $\alpha(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb}) / [(\text{Ga}/\text{Al}) \times 10^4]$  (b) (after Whalen et al., 1987)

distribution diagrams for A type granite

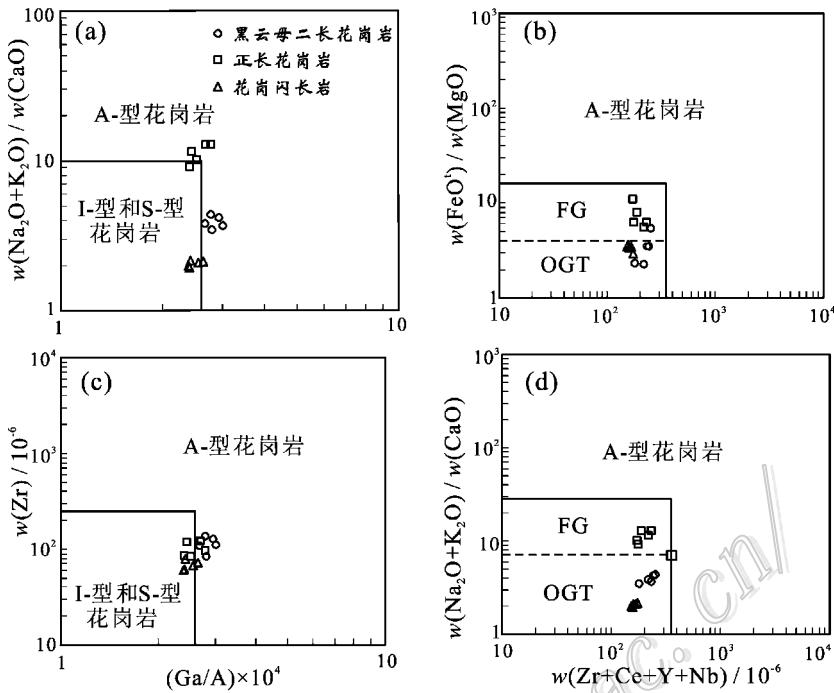


图 7 花岗岩类型判别图解(据 Whalen et al. ,1987)

FG—分异的 I、S 型花岗岩；OGT—非分异的 I、S 型花岗岩

Fig. 7 Distribution diagrams for A type granite(after Whalen et al. ,1987)

FG—Fractionated felsic granites；OGT—Unfractionated M-, I- and S-type granites

分异花岗岩,而且,其含铝指数和 whalen 指标也大致证实其为 I 型花岗岩。

近年来,应用  $P_2O_5$ 、Th、Ba、Rb 等元素来判别高分异 I 型、S 型花岗岩的方法逐渐为地质学者所接受(Chappell et al. , 1992 ;Chappell , 1999 ;Wu et al. , 2003 ;Li et al. ,2007 ;朱弟成等 ,2009 ;魏庆国等 ,2010)。黑云母二长花岗岩的  $SiO_2$  与  $P_2O_5$  呈负相关、与 Pb 呈正相关 ,Rb 与 Y、Th 呈正相关,均显示出 I 型花岗岩的特征,说明该岩石分异系数虽接近高分异花岗岩的最低值,但其分异程度并不太高,与典型的高分异花岗岩仍有区别,故含铝指数判定结果能指示其成因类型。

在正长花岗岩的 Harker 图解中, $SiO_2$  与  $P_2O_5$  呈负相关,显示出 I 型花岗岩的特征,但是,其  $SiO_2$  与 Pb、Rb 与 Y 和 Th 呈负相关,却显示出 S 型花岗岩的特征,因此,Harker 图解对该岩石成因类型的判别也不理想,需要综合考虑其他判别标志。在主元素方面,该岩石具有高硅[ $w(SiO_2) = 73.76\% \sim 75.27\%$ ]、低钙[ $w(CaO) = 0.63\% \sim 0.94\%$ ]、贫镁[ $w(MgO) = 0.23\% \sim 0.46\%$ ]、高  $FeO^*/MgO$  值(5.47~10.7)、富碱[ $w(Na_2O + K_2O) = 8.02\% \sim$

8.8%]的特征,类似于典型的 A 型花岗岩(Whalen et al. ,1987 ;Eby ,1990 ;Xue et al. 2001 ;King et al. , 2001 ;朱金初等 2006 ;Xue et al. 2009)。在微量元素方面,该岩石富集除 Eu 外的所有稀土元素,部分样品显示 Ga 富集,亏损 Ba、Sr ,Eu 呈明显负异常,与薛怀民等(2009)及龚日祥等(2008)定义的 A 型花岗岩一样,该岩石也相对亏损 Nb,与国内典型 A 型花岗岩微量元素的主要特征类似(苏玉平等,2005 ;吴锁平等 2007) ;另外,正长花岗岩的稀土元素配分曲线与苏玉平等(2005)统计的福建沿海 A 型花岗岩(邱检生等 2000)以及龚日祥等(2008)所研究的浙西富碱高钾 A 型花岗岩的配分模式较为接近,可能是高分异的 A 型花岗岩,其  $w(Zr)$  降低可能是由强烈的结晶分异作用造成的。

黑云母二长花岗岩、正长花岗岩和花岗闪长岩的成岩年龄分别为(142.3 ± 1.9) Ma、(139.0 ± 2.2) Ma 和 (137.5 ± 2.6) Ma(唐燕文,未刊资料)。这三个岩石单元的成岩年龄相差不大,在地球化学特征方面也具有一定的亲缘关系(图 6),结合其产出特征,表明三者物质来源方面具有一定的亲缘性,应形成于相同的构造背景,鉴于黑云母二长花岗岩、花

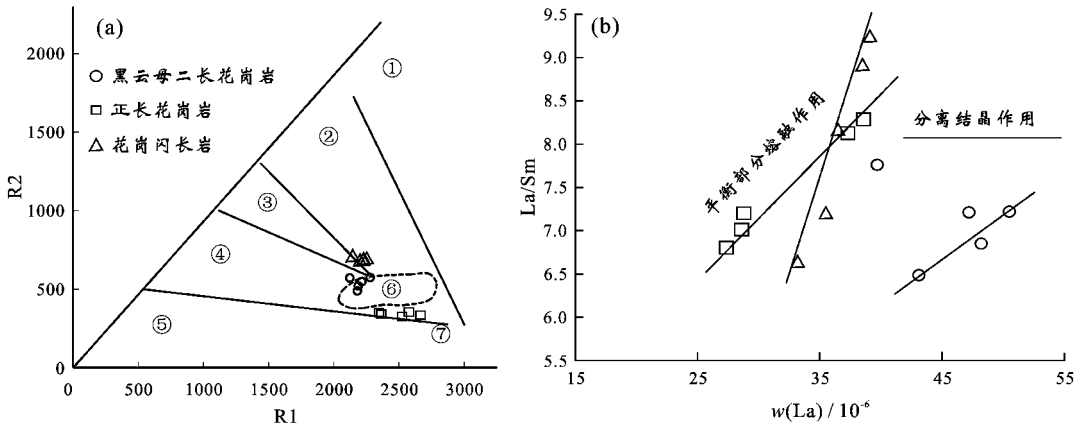


图 8 构造环境 R1-R2 图解 (a) (据 Batchelor et al., 1985) 和杂岩体成岩过程判别图解 (b)

① 地幔分异产物; ② 板块碰撞前; ③ 碰撞后隆起; ④ 造山晚期; ⑤ 非造山; ⑥ 同碰撞; ⑦ 造山后期

Fig. 8 Tectonic discrimination diagram (R1-R2) (a) (after Batchelor et al., 1985) and diagenetic process discrimination diagram (b)

① Mantle fractionates; ② Pre-plate collision; ③ Post-collision uplift; ④ Late orogenic;

⑤ Anorogenic; ⑥ Syn-collision; ⑦ Post-orogenic

花岗闪长岩为 I 型花岗岩, 而且 A 型花岗岩一般不具有高分异特征 (Whalen et al., 1987), 因此, 正长花岗岩应为高分异 I 型花岗岩, 因强烈的结晶分异作用而显示 A 型花岗岩的特征。

#### 4.2 岩浆源区及构造环境

在构造环境 R1-R2 图解 (图 8a) 中, 黑云母二长花岗岩落入同碰撞花岗岩区域, 有个别样品落入造山晚期花岗岩区域, 正长花岗岩的所有样品都落入造山晚期, 靠近非造山区域; 花岗闪长岩落入板块碰撞前花岗岩区域并靠近碰撞后隆起花岗岩区域。从成岩年龄来说, 前两种岩石构造环境的连续性有一定的合理性, 然而, 花岗闪长岩所属构造环境与前两者的构造环境存在何种关系, 则无法判断。因此, 单凭 R1-R2 图解不能对花岗岩源区及构造环境做出合理的解释。依据肖庆辉等 (2006) 对中国东部中生代造山作用时间的划分, 坞山关杂岩体应形成于主造山晚期 (180 ~ 140 Ma) 到晚期造山作用 (140 ~ 96 Ma) 的早期阶段, 由库拉-太平洋板块向西俯冲所形成的挤压环境, 使岩石圈增厚而拆沉, 岩石圈减薄, 导致软流圈物质上涌而成岩成山。

据图 8b 所示, 本次研究的 3 种岩石样品均表现为随  $w(La)$  升高,  $La/Sm$  值升高, 显示出平衡部分熔融作用成岩的特征, 因此, 坞山关杂岩体应为平衡部分熔融作用所形成。

该杂岩体微量元素分布模式的共同特点是, 轻

稀土元素、大离子亲石元素 (尤其是 Rb、Th、K) 明显富集, 有明显的 Ba、Sr、Nb-Ti-P 负异常。此外, 除正长花岗岩外, 另外两种岩石还有明显的 Ta 负异常。Ta-Nb-Ti 负异常通常解释为与俯冲作用有关的火成岩的特征 (Turner et al., 1996; 曲晓明等, 2006), 近年来的研究发现, 大陆环境碰撞-后碰撞火山岩也具有这种特征 (莫宣学等, 2003), 在青藏高原, 大面积发育这类火山岩。在部分熔融过程中, 岩浆源区存在角闪石、金红石等难熔残余, Nb、Ta 优先进入角闪石晶格, Ti 进入金红石, 从而导致初始岩浆中这 3 种元素的亏损 (Rollison et al., 1993; 莫宣学等, 2003)。另外, Ti、P 的负异常还可能分别与钛铁矿、磷灰石的分离结晶有关 (李献华等, 2001); Sr 负异常常与斜长石的结晶分异有关 (李昌年, 1992)。事实上, 在斜长石分异结晶过程中, 还会造成 Ba、Sr 的贫化 (左力艳等, 2008)。坞山关杂岩体微量元素原始地幔标准化结果显示, Ba、Sr 和 Eu 的亏损具有同步加大的趋势, 表明这 3 种元素的亏损是源区内斜长石从熔体中结晶分异的结果。在部分熔融过程中, 若角闪石族作为难熔相遗留在残留物中, 会导致初始岩浆相对富集轻稀土元素, 而 Eu 负异常不明显; 若富钙的斜长石作为残留相遗留在残留物中, 则初始岩浆会有显著的 Eu 负异常, 且相应地富集重稀土元素 (孙霖等, 1985)。坞山关杂岩体以轻稀土元素富集为特征, 黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩的 Eu 亏损不强

烈以及正长花岗岩的  $Eu$  亏损相对较强,都说明在前两种岩石中,角闪石族作为主要残留相而斜长石为次要残留相遗留于源区,正长花岗岩中斜长石作为残留相遗留于源区的程度比前两者相对较高。

综上所述,坞山关杂岩体轻稀土元素富集以及 Ta-Nb-Ti、Eu、Sr、Ba 异常,可能是源区角闪石族、金红石、斜长石作为难熔相遗留在残留物中所致,并且,这几种矿物在残留物中遗留的程度有所不同,初始岩浆形成后的结晶分异作用,对这几种元素的分离不起主导作用。

## 5 结 论

(1) 坞山关杂岩体的岩石单元大致可分为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和正长花岗岩。黑云母二长花岗岩属准铝质-钾玄岩系列,花岗闪长岩属准铝质-高钾钙碱性系列,正长花岗岩属准铝-弱过铝质-钾玄岩系列。

(2) 该杂岩体的  $\Sigma REE$  的变化范围为  $(123.5 \sim 216.47) \times 10^{-6}$ 。3 个岩石单元的稀土元素球粒陨石标准化配分模式呈明显的右倾式轻稀土元素富集型 ( $LREE/HREE = 2.78 \sim 5.67$ , 平均 3.87);  $\delta Eu = 0.38 \sim 0.86$  表明其存在不同程度的  $Eu$  负异常。其微量元素标准化分布模式的特点是,大离子亲石元素(特别是 Rb、Th、K)明显富集,而 Ba、Sr 负异常明显,相对亏损高场强元素 Nb、Ti、P。除正长花岗岩外,另两种岩石还具有明显的  $Ta$  负异常。

(3) 黑云母二长花岗岩、正长花岗岩和花岗闪长岩的成岩年龄分别为  $(142.3 \pm 1.9) Ma$ 、 $(139.0 \pm 2.2) Ma$ 、 $(137.5 \pm 2.6) Ma$ 。该杂岩体中的花岗闪长岩为 I 型花岗岩;黑云母二长花岗岩显示出具有分异的 I 型花岗岩的地球化学特征;正长花岗岩虽然具有 A 型花岗岩的部分特征,但从成岩年龄、地球化学亲缘性和 A 型花岗岩一般不具高分异特征等来考虑,其更应为高分异 I 型花岗岩。该杂岩体中的成矿元素  $\omega(Mo)$ 、 $\omega(W)$  明显高于克拉克值,暗示该杂岩体具有提供成矿物质的潜力。

(4) 该杂岩体形成于主造山晚期(180~140 Ma)到晚期造山作用(140~96 Ma)的早期阶段,由库拉-太平洋板块向西俯冲所形成的挤压环境,使岩石圈增厚而拆沉,岩石圈减薄,导致软流圈物质上涌,其产物应是平衡部分熔融作用所形成,而轻稀土元素富集以及 Ta-Nb-Ti、Eu、Sr、Ba 负异常则可能是

源区角闪石族、金红石、斜长石作为难熔相遗留于残留物中导致的。

志 谢 样品采集过程中得到南京地质调查中心王爱国负责的港口普查项目组全体成员的热心帮助,样品处理、测试过程中,得到核工业北京地质研究院刘牧老师等人的帮助,在此一并感谢!

## 参考文献/References

- 龚日祥,卢成忠. 2008. 浙西晚中生代富碱高钾花岗岩类的岩石地球化学特征及构造意义[J]. 岩石学报, 24(10): 2343-2351.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 97.
- 李献华,周汉文,刘 颖,李寄嶠,陈正宏,于津生,桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学[J]. 地球化学, 30(1): 57-66.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周 肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 135-148.
- 潘志龙. 1992. 浙江港口硼矿床地质特征及成矿条件初探[J]. 矿物岩石, 12(3): 92-97.
- 邱检生,王德滋,蟹泽聪史,McInnes B I A. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因[J]. 地球化学, 29(4): 313-321.
- 曲晓明,侯增谦,辛洪波. 2006. 西藏冈底斯碰撞造山带两套埃达克岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地球化学特征[J]. 矿床地质, 25(增刊): 419-422.
- 苏玉平,唐红峰. 2005. A 型花岗岩的微量元素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 24(3): 245-251.
- 孙 翥,彭亚鸣. 1985. 火成岩石学[M]. 北京: 地质出版社. 23-24.
- 魏庆国,高昕宇,赵太平,陈 伟,杨岳衡. 2010. 大别北麓汤家坪花岗斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年和岩石地球化学特征及其对岩石成因的制约[J]. 岩石学报, 26(5): 1550-1562.
- 吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(06): 1217-1238.
- 吴锁平,王梅英,戚开静. 2007. A 型花岗岩研究现状及述评[J]. 岩石矿物学杂志, 26(1): 57-65.
- 肖庆辉,邱瑞照,伍光英,邢作云,张 昱,董劲松. 2006. 中国东部中生代软流层上涌造山作用[J]. 中国地质, 33(4): 730-750.
- 薛怀民,汪应庚,马 芳,汪 诚,王德恩,左延龙. 2009. 皖南太平-黄山复合岩体的 SHRIMP 年代学: 由钙碱性向碱性转变对扬子克拉通东南部中生代岩石圈减薄时间的约束[J]. 中国科学(D辑), 39(9): 979-993.
- 杨明桂,梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征[J]. 华南地质与矿产, (3): 52-59.
- 杨松生. 1991. 皖南浙西地区多金属矿成矿条件浅析[J]. 地质与勘探, (5): 13-17.

- 朱弟成,莫宣学,王立全,赵志丹,牛耀龄,周长勇,杨岳衡. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异I型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束[J]. 中国科学(D辑), 39(7): 833-848.
- 朱金初,张佩华,谢才富,张辉,杨策. 2006. 南岭西段花山-姑婆山 A 型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因[J]. 地质学报, 80(4): 529-542.
- 左力艳,孟祥金,杨竹森. 2008. 冷水坑斑岩型银铅锌矿床含矿岩系岩石地球化学及同位素研究[J]. 矿床地质, 27(3): 367-382.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameter[J]. Chemical Geology, 48(1-4): 43-55.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[A]. In: Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry[C]. Amsterdam: Elsevier Press. 63-114.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types[J]. Pacific Geology, 8: 173-174.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1-2): 1-26.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. Lithos, 46(3): 535-551.
- Chappell B W and White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489-499.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis[J]. Lithos, 26(1-2): 115-134.
- King P L, Chappell B W, Allen C M and White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 501-514.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G J and Qi C S. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab[J]. Lithos, 96(1-2): 186-204.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. Chemical Geology, 120: 223-253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth-Science Reviews, 37(3-4): 215-244.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation[M]. London: Longman Group UK Ltd.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalt[J]. Petrology, 37(1): 45-71.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407-419.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C and Sun D Y. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis[J]. Lithos, 66(3-4): 241-273.
- Xue H M, Dong S W and Liu X C. 2001. Geochemical characteristics and their genesis of the granitic gneisses from Southeastern Dabie Mountain[J]. Acta Geologica Sinica, 14(2): 175-183.
- Xue H M, Wang Y G, Ma F, Wang C, Wang D E and Zuo Y L. 2009. Zircon U-Pb SHRIMP ages of the Taiping (calc-alkaline)-Huangshan (alkaline) composite intrusive: Constraints on Mesozoic lithospheric thinning of the southeastern Yangtze craton[J]. Sci. China (Ser. D), 39(7): 979-993.