

云南省马厂箐富碱斑岩体可能是一种埃达克岩*

郭晓东^{1,2}, 陈 祥², 王治华²

(1 中国地质大学, 北京 100083; 2 中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

摘 要 马厂箐复式岩体 $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 61.56%~71.63%, 平均 67.30% ($\geq 56\%$); $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于 13.38%~17.18%, 平均 15.44% ($\geq 15\%$); $w(\text{K}_2\text{O})$ 变化于 3.36%~8.92%, 平均 5.35%, $w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})$ 变化于 7.75%~11.55%, 平均 9.08%, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 变化于 0.65~4.00, 平均 1.49, 明显地具高钾钙碱性或钾玄岩系列的特征; $w(\text{MgO})$ 变化于 0.40%~4.59%, 平均 1.11%。在 R1-R2 图解中处在造山晚期和同碰撞期岩浆岩的范围内。地球化学特征显示高场强元素 HFSE (Nb、Ta、Ti) 相对亏损, w_{Sr} 高 ($337 \times 10^{-6} \sim 1\,046 \times 10^{-6}$), w_{Y} 主要集中在 $6.2 \times 10^{-6} \sim 15.8 \times 10^{-6}$ 之间 ($\leq 18 \times 10^{-6}$), w_{Yb} 变化于 $0.20 \times 10^{-6} \sim 1.63 \times 10^{-6}$ 之间 ($\leq 1.9 \times 10^{-6}$), 轻重稀土元素强烈分异, 且具有明显的轻稀土富集的特点, LREE/HREE 变化于 8.02~24.01, $w_{\text{Sr}}/w_{\text{Y}}$ 变化于 40.5~57.4 之间, 平均 48.2 (> 40), $w_{\text{La}}/w_{\text{Yb}}$ 变化于 17.5~75.1 之间, 平均 43.4 (> 20), w_{Sc} 变化于 $2.5 \times 10^{-6} \sim 7.9 \times 10^{-6}$ 之间 ($< 10 \times 10^{-6}$); δEu 变化于 0.81~1.38 之间, 显示出弧火山与埃达克岩的过渡特征, 可称为似埃达克岩或总体上属于 C 型埃达克岩。

关键词 地质学; 富碱斑岩; 似埃达克岩; 马厂箐岩体; 云南

埃达克岩最早由 Kay (1978) 在美国阿留申群岛中的 Adak 岛发现, 由 Defant 等 (1990) 命名。埃达克岩 (adakite) 或埃达克质岩 (adakitic rock) 与斑岩型 Cu、Au、Mo、Ag、Fe 矿床和浅成低温热液型 Au、Ag 矿床具有特殊的关系 (张旗等, 2004a; 2004b)。Thieblemont 等 (1997) 统计了全球 43 个 Au、Ag、Cu 和 Mo 低温热液及斑岩型铜矿, 发现其中 38 个与埃达克岩有关, 并认为在全球规模上, 多数埃达克岩省也是重要的成矿省; 在地区规模上, 多数矿床的主岩为埃达克岩; 在矿区规模上, 当埃达克岩与非埃达克岩同存时, 成矿主要与埃达克岩有关。Oyarzun 等 (2001) 通过对智利北部斑岩型铜矿的研究发现, 古新世-早中新世“正常的”钙碱性中酸性火成岩与较小规模的斑岩型铜矿 (< 500 万吨, 如 Lomas Bayas) 有关, 而晚中新世-早更新世的大型-超大型斑岩铜矿 (如 Chuquicamata, 铜金属储量 6 935 万吨, La Escondida, 2 880 万吨 (戴自希, 1996) 则与埃达克岩有关。Sajona 等 (1998) 研究了菲律宾 14 个斑岩铜矿和浅成低温热液金矿, 发现有 12 个与埃达克岩有关。Bellon 等 (2001) 调查了菲律宾 16 个斑岩铜矿, 发现其中 14 个在时间和空间上与埃达克岩有关。张旗等 (2002) 对中国主要的斑岩铜矿 (如安徽沙溪、黑龙江多宝山、内蒙古奴格吐山、新疆乌伦布拉克和土屋、四川西范坪, 江西德兴、西藏玉龙等) 进行了初步的研究, 认为这些斑岩铜矿的成因均与埃达克岩有关。侯增谦等 (2001; 2003; 2004; 2005) 研究认为冈底斯斑岩铜矿带和玉龙斑岩铜矿带都具有世界级的成矿规模 ($> 1\,000$ 万吨), 含矿斑岩具有埃达克岩的地球化学特征, 显示埃达克岩岩浆亲和性, 斑岩型铜矿与埃达克岩与具有明显的偏在性和选择性, 并认为埃达克岩是斑岩铜矿的重要的含矿母岩。在长江中下游成矿带, 与 Cu、Fe、Au 矿化有关的中酸性岩多具有埃达克岩特征 (王强等, 2001; 王元龙等, 2003)。在中亚成矿带, 古生代斑岩铜矿的含矿岩石也具有埃达克岩属性 (秦克章等, 1999; 赵振华等, 2004; 张连昌等, 2004)。Defant 等 (2002) 指出, 埃达克岩可作为找矿的标志来使用, 它 (及与其伴生的富 Nb 岛弧玄武岩) 对勘查金铜矿床所起的作用可与金伯利岩找金刚石媲美。

*本文得到“十一五”国家攻关项目 (编号: 2006BAB01B10) 和武警黄金指挥部专项基金 (HJ07-02) 的资助

第一作者简介 郭晓东, 男, 1969 年生, 高级工程师, 主要从事黄金地质勘查和研究工作。Email: Xdguo191@sohu.com

基于以上原因,埃达克岩与斑岩型矿床和浅成低温热液型矿床的特殊关系,无论O型或是C型埃达克岩,均能形成大型-超大型的斑岩铜矿床和浅成低温热液型Au-Ag矿床。因此,埃达克岩的提出就受到全世界的广泛关注,有关埃达克岩的研究一直成为国际地学界关注的前沿课题(张旗等,2002),对埃达克岩的重视程度更是达到了前所未有的高度(朱弟成等,2003)。

1 埃达克岩特征

埃达克岩不是指某一种具体的岩石,而是指具有特定地球化学性质的一套中酸性火山岩和侵入岩组合,包括安山岩、英安岩、安粗岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩、英云闪长岩、斜长花岗岩等(张旗等,2002)。通常由斜长石、石英和角闪石组成,黑云母、辉石和不透明矿物可有可无(张旗等,2002)。按照Defant等(1990)的原始定义,埃达克岩具有如下典型特征:岩石类型为中酸性钙碱性岩石,缺失基性端员,岩石组合为岛弧安山岩、英安岩、流纹岩及相应的侵入岩;主要的矿物组合为:斜长石+角闪石±黑云母±辉石±不透明矿物; $w(\text{SiO}_2) \geq 56\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) \geq 15\%$, $w(\text{MgO})$ 通常小于3%(很少大于6%);与正常的岛弧安山岩、英安岩、流纹岩相比,贫重稀土元素(HREE)和Y($w_Y \leq 18 \times 10^{-6}$, $w_{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$),高Sr(w_{Sr} 多数大于 400×10^{-6}),富轻稀土(LREE),无Eu异常或仅有轻微的负Eu异常。很显然,埃达克岩是根据岩石的地球化学特征而提出的,不具备岩相学特征,不代表具体的岩石(张旗等,2002)。钱青(2001)综合20年来国际上有关adakite(埃达克岩)的主要文献资料,认为adakite是一类高铝的中酸性火山岩或侵入岩,主要矿物组合为:斜长石+角闪石±黑云母,单斜辉石和斜方辉石极少。副矿物包括磷灰石、锆石、榍石及钛铁矿等。典型地球化学特征: $w(\text{SiO}_2) \geq 56\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) \geq 15\%$, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值低(<0.5), $w(\text{MgO})$ 通常小于3%(很少大于6%), $\text{Mg}^\#[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^\text{T})]$ 一般大于0.47,甚至高达0.70; w_{Sr} 高($400 \times 10^{-6} \sim 2000 \times 10^{-6}$),Y和HREE含量低($w_Y \leq 18 \times 10^{-6}$, $w_{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$),REE强烈分异, $w_{La}/w_{Yb}(>20)$ 和 $w_{Sr}/w_Y(>40)$ 比值很高, $w_{Sc} < 10 \times 10^{-6}$;高场强元素(HFSE)亏损,Sr和Eu呈正异常或无异常,一般不具负异常。在 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 图解中,adakite落在钙碱性范围。侯增谦等(2003)研究认为,弧造山环境的含矿斑岩主要为钙碱性和高钾钙碱性系列,而碰撞造山环境的含矿斑岩则主要为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列,这种规律性或者暗示含矿斑岩的岩浆源区存在差异,或者反映加厚陆壳对原始岩浆成分产生混染。

与埃达克岩有关的斑岩铜矿产出的构造环境大体有3类:岛弧环境,这类斑岩型矿床环绕西太平洋广泛分布,如印尼的Batu Hijau和菲律宾的Lepanto-FSE等(Meldrum et al., 1994; Arribas et al., 1995);陆缘弧环境,这类斑岩型矿床的经典成矿省包括安第斯中部(如阿根廷Bajo de la Alumbrera, Marte等矿床)(Guilbert, 1995; Camus et al., 1996),美国西部(如Bingham, Dos Pobers矿床)(Tooker, 1990; Babcock et al., 1995)和巴布亚新几内亚-伊利安爪哇(如Grasberg, Oki Tedi, Freida River矿床等)(Macdonald et al., 1994; Rush, et al., 1990; Clark, 1990);大陆碰撞造山带,这类斑岩型铜矿以藏东玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带为代表(Hou et al., 2003; 2004)。侯增谦(2004)将产于岛弧和陆缘弧环境的斑岩型矿床称为弧造山型斑岩矿床,而将产于大陆碰撞造山带环境的斑岩型铜矿称为碰撞造山型斑岩矿床。无论是弧造山环境,还是碰撞造山环境都具有产出斑岩型矿床的巨大潜力(侯增谦,2004)。当然,也不是所有的岛弧和陆缘弧环境都产出斑岩型矿床,如日本第三纪岛弧大量发育黑矿型(Kuroko-type)块状硫化物矿床(Cathles et al., 1983),但一直没发现工业规模的斑岩型矿床(侯增谦,2004)。张性弧环境发育VMS矿床,压性弧环境产出斑岩型矿床(Uyeda et al., 1979)。

埃达克岩可分为O型和C型2种基本类型,O型埃达克岩主要由俯冲板片的部分熔融形成,C型埃达克岩主要由下地壳折沉作用形成(张旗等,2004a; 朱弟成等,2003; 廖宗廷,2004)。强调O型埃达克岩的出现标志着大洋萎缩消减的开始,C型埃达克岩的出现则暗示地壳在此之前就已经加厚(朱弟成等,2003)。侯增谦等(2004)认为弧造山型(O型)埃达克岩主要来源于俯冲的大洋板片,碰撞造山型(C型)埃达克岩主要来源于碰撞加厚的下地壳。张旗等(2004b)进一步将埃达克岩分为6种,其中1~3类

为 O 型埃达克岩, 4~6 类为 C 型埃达克岩。世界主要的大型-超大型斑岩铜矿主要与板片俯冲有关的 O 型埃达克岩有关 (Thieblemont et al., 1997; Oyarzun et al., 2001), 而中国的已发现的斑岩铜矿大多数产于陆内环境, 主要与 C 型埃达克岩有关 (张旗等, 2002)。

2 马厂箐杂岩体地质地球化学特征

马厂箐矿区位于云南省祥云、弥渡、大理三市县接壤部位, 是滇西特提斯构造-成矿域上一个成矿系列较全、成矿元素复杂、成矿条件独特的斑岩型矿床, 位于特提斯成矿域东部金沙江-哀牢山斑岩型铜、钼成矿带上。在大地构造位置上处于扬子板块西缘与金沙江-哀牢山深大断裂构造带东侧交汇部位, NW 向金沙江-哀牢山断裂带带与 NNE 向程海-宾川断裂带所夹锐角区地带 (毕献武等, 1999)。

2.1 地质特征

马厂箐复式杂岩体是矿区主要岩体, 该岩体由大小 260 多个小岩体组成, 具有多期次活动特征, 属于金沙江-哀牢山富碱斑岩带重要组成部分, 岩性主要为正长斑岩、二长斑岩、花岗斑岩等, 以岩株、岩墙、岩床、岩脉状侵入位于下奥陶统向阳长石石英砂岩、粉砂岩、碳泥质细砂岩夹条带状灰岩、泥质白云岩透镜体以及下泥盆统康郎组灰岩地层中。赵淮 (1995) 按照岩体之间的穿插关系及与矿化之间的关系认为, 正长斑岩侵入最早, 二长斑岩次之, 以花岗斑岩侵入最晚, 其中花岗斑岩与铜钼矿化关系密切。

梁华英等 (2004) 利用 ICP-MS 锆石定年方法, 测定出马厂箐富碱斑岩体角闪正长岩锆石 U-Th-Pb 年龄为 (35.6 ± 0.3) Ma, 花岗斑岩 U-Th-Pb 年龄 (35.0 ± 0.2) Ma, 并认为岩浆活动时限约 0.5 Ma, 且角闪正长岩形成略早于花岗斑岩。张玉泉等 (1997) 利用 K-Ar 法测定马厂箐花岗斑岩黑云母年龄为 (35.1 ± 0.8) Ma。吕伯西等 (1993) 测定容矿花岗斑岩全岩 Rb-Sr 年龄为 36.0 Ma。彭建堂等 (2005) 利用 K-Ar 法测定正长斑岩年龄 (30~36) Ma, 花岗斑岩年龄 (30~33) Ma, 花岗斑岩石英斑晶等时线年龄为 (33.8 ± 0.8) Ma。有色 310 队 (1981) 测定斑状花岗岩黑云母 (K-Ar 法) 年龄为 64.8 Ma, 测定斑状花岗岩钾长石 (K-Ar 法) 年龄为 46.6 Ma。武警黄金第十三支队 (1991) (内部资料) 测定斑状花岗岩黑云母 (K-Ar 法) 年龄为 34.1 Ma。曾普胜等 (2006) 测定的马厂箐铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 加权平均年龄为 (35.6 ± 0.6) Ma, 等时线年龄为 (35.8 ± 1.6) Ma; 王登红等 (2004) 测定的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (33.9 ± 1.1) Ma; 本文测定辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 (35.3 ± 0.7) Ma。彭建堂等 (2005) 利用 Ar-Ar 法测定铜钼矿体中石英年龄为 (37~40) Ma (石英+辉钼矿型矿石) 和 (34~35) Ma (石英+黄铜矿+黄铁矿+斑铜矿型矿石)。彭建堂等 (2005) 测定含矿石英 (石英+方解石+自然金) 的 Ar-Ar 坪年龄为 (33.7 ± 0.1) Ma, 等时线年龄为 (33.7 ± 0.04) Ma。可以看出, 矿区大面积出露的斑状花岗岩形成较早, 成岩时代应早于 45 Ma, 相当于马厂箐岩体的中期岩浆活动时间; 正长斑岩、花岗斑岩形成时代为 36 Ma 左右, 相当于马厂箐岩体的晚期活动时间。马厂箐铜钼矿成矿年龄为 35~36 Ma, 金厂箐金矿成矿年龄 33~34 Ma。可见, 铜钼金成矿与晚期岩浆活动有关, 金成矿晚于铜钼成矿年龄。

2.2 岩相学特征

对于组成马厂箐岩体的各种类型的侵入岩, 无论是正长斑岩、石英正长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩, 还是斑状花岗岩、花岗斑岩、碱长花岗斑岩, 主要矿物为斜长石、石英、角闪石、黑云母以及由钾化作用形成的钾长石, 副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿。斑晶主要为钾长石、斜长石、石英、角闪石和黑云母, 斑晶组合约占岩石体积的 20%~47%; 基质具微晶结构, 主要由微细粒长石、石英和少量的黑云母组成。结构构造为块状构造, 斑状结构。显示出埃达克岩的矿物组合特征。

2.3 常量元素特征

马厂箐复式岩体总体上具有相似的常量元素特征 (表 1), SiO_2 (w(B), 下同) 变化于 61.56%~71.63%,

表 1 马厂箐岩体岩石成分

岩石名称	w(B)/%											K ₂ O/ Na ₂ O	σ	AR	资料来源
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅				
碱性花岗岩	69.72	0.32	15.18	1.12	1.18	0.05	0.80	1.60	4.03	4.10	0.13	1.02	2.5	2.9	毕献武等, 1999
碱性花岗岩	69.68	0.26	15.66	1.01	1.09	0.06	0.60	1.90	3.64	4.14	0.12	1.14	2.3	2.6	毕献武等, 1999
碱性花岗岩	70.82	0.12	14.96	0.85	0.85	0.04	0.40	1.20	3.47	4.64	0.05	1.34	2.4	3.0	毕献武等, 1999
正长斑岩	66.94	0.29	14.94	1.22	1.18	0.07	1.00	2.90	3.08	6.30	0.11	2.05	3.7	3.2	毕献武等, 1999
正长斑岩	67.82	0.21	15.66	0.60	1.50	0.05	0.80	1.40	3.54	5.50	0.08	1.55	3.3	3.3	毕献武等, 1999
正长斑岩	69.12	0.24	15.09	1.35	0.63	0.05	1.10	1.90	4.17	4.89	0.16	1.17	3.1	3.3	毕献武等, 1999
正长斑岩	67.89	0.29	16.80	1.27	1.07	0.04	1.40	1.30	5.20	3.38	0.15	0.65	3.0	2.8	毕献武等, 1999
花岗斑岩 07BB9	70.47	0.26	14.96	0.29	1.08	0.03	1.12	1.54	3.40	5.45	0.13	1.60	2.9	3.3	本文
花岗斑岩 07BB22	67.88	0.36	14.80	0.62	1.90	0.04	1.51	1.96	4.46	5.15	0.23	1.15	3.7	3.7	本文
花岗斑岩 07BB31	71.09	0.30	14.68	0.45	1.06	0.02	1.21	1.27	3.86	4.43	0.21	1.15	2.4	3.2	本文
花岗斑岩 07BB32	70.34	0.25	14.58	0.81	1.02	0.03	0.76	1.49	4.01	5.40	0.12	1.35	3.2	3.8	本文
花岗斑岩 07BB37	71.63	0.25	14.79	0.61	1.06	0.03	0.97	1.40	3.46	5.13	0.14	1.48	2.6	3.3	本文
角闪二长斑岩 7BB40	63.11	0.31	13.38	0.96	1.72	0.06	4.59	3.04	2.23	8.92	0.33	4.00	6.2	5.2	本文
硅化正长斑岩 07BB42	69.28	0.28	14.91	0.52	1.10	0.03	1.33	1.46	4.39	4.29	0.11	0.98	2.9	3.3	本文
花岗斑岩 07BB43	71.38	0.27	14.15	0.65	1.03	0.03	0.81	1.21	4.02	5.36	0.14	1.33	3.1	4.1	本文
花岗斑岩 07BB44	70.16	0.27	14.73	0.90	0.90	0.03	0.75	1.55	3.85	5.32	0.14	1.38	3.1	3.6	本文
花岗斑岩 07BB46	69.61	0.33	15.50	0.97	0.88	0.03	1.16	1.09	4.90	3.36	0.14	0.69	2.6	3.0	本文
正长斑岩 07RB1	65.54	0.41	15.80	1.61	1.84	0.08	1.49	1.75	4.24	5.89	0.25	1.39	4.6	3.7	本文
花岗斑岩(12 件)	67.44	0.30	15.86	1.75	1.97	0.11	0.63	0.34	3.02	5.24	0.13	1.74	2.8	3.1	西南有色地研所, 1995
花岗斑岩(MCQ-653)	70.21	0.22	14.85	1.36	0.85	0.12	0.7	1.72	4.3	4.67	0.14	1.09	3.0	3.4	梁华英等, 2004
花岗斑岩(MCQ-703)	69.48	0.28	14.68	1.96	0.92	0.07	0.96	1.88	3.87	5.12	0.18	1.32	3.1	3.4	梁华英等, 2004
花岗斑岩(MCQ-620)	67.8	0.36	15.02	1.57	1.13	0.11	1.08	2.54	4.37	4.58	0.2	1.05	3.2	3.1	梁华英等, 2004
花岗斑岩(MCQ-650)	69.7	0.22	14.85	1.2	0.96	0.13	0.68	1.74	4.34	4.56	0.12	1.05	3.0	3.3	梁华英等, 2004
花岗斑岩(MCQ-30)	70.41	0.17	17.18	0.64	0.96	0.07	0.41	0.5	3.81	4.8	0.13	1.26	2.7	2.9	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-634)	65.41	0.3	14.68	1.16	1.26	0.09	2.08	2.22	4.27	6.68	0.2	1.56	5.4	4.7	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-663)	65.38	0.28	15.64	0.72	1.67	0.1	1.18	3.72	4.72	5.45	0.18	1.15	4.6	3.2	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-645)	62.8	0.36	14.68	1.7	1.31	0.12	3.35	3.11	3.7	7.45	0.28	2.01	6.3	4.4	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-29)	67.56	0.25	16.22	0.13	0.97	0.09	1.00	2.32	2.50	8.00	0.15	3.20	4.5	3.6	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-26)	62.03	0.59	17.18	2.1	2.16	0.1	2.41	3.2	3.43	4.55	0.35	1.33	3.3	2.3	梁华英等, 2004
角闪正长(MCQ-28)	66.94	0.23	16.94	0.29	0.91	0.07	1.01	2.5	4.48	4.35	0.12	0.97	3.3	2.7	梁华英等, 2004
花岗斑岩(9)	69.59	0.26	15.16	1.60	1.31	0.08	0.96	1.52	3.91	5.08	0.15	1.30	3.0	3.3	转引自葛良胜, 2008
碱长花岗岩(8)	68.43	0.32	15.40	1.48	2.05	0.07	0.44	0.37	3.22	5.28	0.14	1.64	2.8	3.3	转引自葛良胜, 2008
碱长石英岩、正长斑岩(6)	64.67	0.30	15.42	1.88	2.12	0.06	1.63	2.01	4.04	6.32	0.17	1.56	4.9	3.9	转引自葛良胜, 2008
碱性花岗岩(3)	70.07	0.23	15.27	0.99	1.04	0.05	0.60	1.57	3.71	4.29	0.10	1.16	2.4	2.8	转引自葛良胜, 2008
角闪正长岩(7)	65.24	0.32	15.83	1.02	1.49	0.09	1.75	2.63	3.99	6.04	0.21	1.51	4.5	3.4	转引自葛良胜, 2008
石英正长斑岩(5)	63.23	0.40	16.65	1.35	2.44	0.06	0.89	2.30	4.02	5.30	0.19	1.32	4.3	2.9	转引自葛良胜, 2008
正长斑岩(5)	67.29	0.26	15.70	1.31	1.04	0.05	1.24	1.76	4.10	5.05	0.14	1.23	3.4	3.2	转引自葛良胜, 2008
石英碱长斑岩	69.70	0.22	14.85	1.20	0.96	0.13	0.68	1.74	4.34	4.56	0.12	1.05	3.0	3.3	转引自葛良胜, 2008
二长花岗斑岩(2)	68.64	0.32	14.85	1.32	1.03	0.09	1.02	2.21	4.12	4.85	0.19	1.18	3.1	3.2	转引自葛良胜, 2008
正长斑岩(4)	61.56	0.69	14.27	2.15	3.11	0.34	1.96	3.51	2.92	6.26	0.36	2.14	4.5	3.1	转引自葛良胜, 2008

本文数据由河北廊坊物化探研究所测试。

平均 67.30%(≥56%); Al₂O₃变化于 13.38%~17.18%, 平均 15.44%(>15%); K₂O含量变化于 3.36%~8.92%,

平均 5.35%, K_2O+Na_2O 变化于 7.75%~11.55%, 平均 9.08%, K_2O/Na_2O 变化于 0.65~4.00, 平均 1.49, 明显地具有高钾钙碱性或钾玄岩系列的特征 (图 1); MgO 变化于 0.40%~4.59%, 平均 1.11%。对富碱岩体中 SiO_2 的含量与其他氧化物的关系分析表明, 主要氧化物随 SiO_2 含量的增加表现出基本正常的变化趋势, 其中 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 Fe_2O_3 表现得更为明显, 而 K_2O 、 Na_2O 的投点相对分散, 其中 Na_2O 基本呈水平直线状, 无明显变化, K_2O 也基本保持近水平, 略有下降。这种特征表明, 区内岩体的 K_2O 和 Na_2O 含量并不随岩性酸度的增加而有明显的改变, 而是保持在大致相近并较高的范围内。从这点也可以看出, 富碱斑岩从正长斑岩→二长斑岩→花岗斑岩的演化, 尽管富碱斑岩的酸性程度 (SiO_2 含量) 及岩性有所变化, 但 Na_2O 、 K_2O 以及 Na_2O+K_2O 的单量和总量且在一个范围不大的区间变化。花岗岩、花岗斑岩里特曼指数 (σ) 变化于 2.3~3.7, 碱度率 (A/R) 变化于 2.6~4.1; 正长岩、正长斑岩、二长斑岩里特曼指数 (σ) 变化于 2.9~6.3, 碱度率 (A/R) 变化于 2.7~5.2。在 $R1$ - $R2$ 图解中 (图 2), 处在造山晚期和同碰撞期岩浆岩范围内。

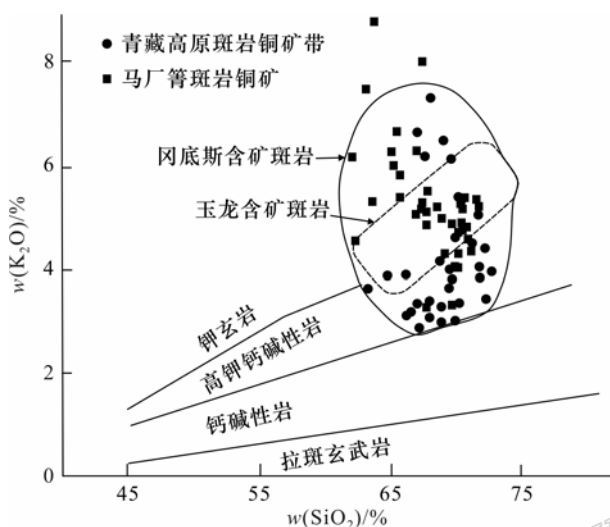


图1 三江成矿带含矿斑岩的 SiO_2 - K_2O 图

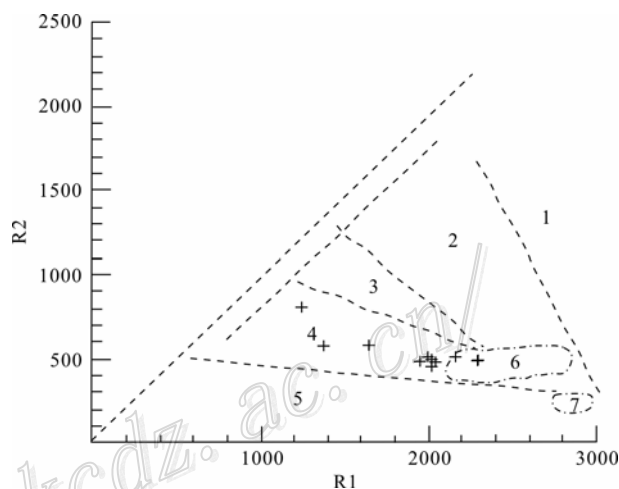


图2 马厂箐岩体主元素 $R1$ - $R2$ 图解

1—地幔分离; 2—板块碰撞前的; 3—碰撞后的抬升; 4—造山晚期的;
5—非造山的; 6—同碰撞期的; 7—造山后的

2.4 稀土元素、微量元素特征

表 2 及表 3 为马厂箐岩体的微量元素及稀土元素的化学分析结果, 从表和表 3 中可以看出, 马厂箐岩体均以相对亏损高场强元素 HFSE (Nb 、 Ta 、 Ti) 为特征, Sr 含量高 (w_{Sr} 为 $337 \times 10^{-6} \sim 1046 \times 10^{-6}$), Y 含量 (w_Y) 变化于 $2.24 \times 10^{-6} \sim 19.3 \times 10^{-6}$, 只有一个样品为 19.3×10^{-6} , 主要集中在 $6.2 \times 10^{-6} \sim 15.8 \times 10^{-6}$ 之间 (均小于 18×10^{-6}), w_{Yb} 含量变化于 $0.20 \times 10^{-6} \sim 1.63 \times 10^{-6}$ 之间 (均小于 1.9×10^{-6}), 轻重稀土元素强烈分异, 且具有明显的轻稀土富集的特点, $LREE/HREE$ 变化于 8.02~24.01; w_{Sr}/w_Y 除一件样品为 24.8 外, 其余变化于 40.5~57.4 之间, 平均 48.2 (>40); w_{La}/w_{Yb} 除一件样品为 9.9 外, 其余变化于 17.5~75.1 之间, 平均 43.4 (>20), w_{Sc} 变化于 $2.5 \times 10^{-6} \sim 7.9 \times 10^{-6}$ 之间 ($<10 \times 10^{-6}$); δEu 变化于 0.81~1.38, 平均为 1.24, 不具有明显的异常或略显正异常。

在 w_{Sr}/w_Y - w_Y 和 w_{Sr}/w_{Yb} - w_{Yb} 图上 (图 3、图 4), 该岩体的数据总体上处于埃达克岩区内, 显示出埃达克岩的地球化学亲和性。按 Defent 等 (1990) 的定义, 马厂箐岩体可称为似埃达克岩, 在地球化学上显示出弧火山岩与埃达克岩的过渡特征, 这也与同一岩浆岩带上的玉龙斑岩具有相同的特点 (侯增谦等, 2003)。

表 2 马厂箐岩体微量元素含量表 ($w_B/10^{-6}$)

	花岗斑岩 07BB9	花岗斑岩 07BB22	花岗斑岩 07BB31	花岗斑岩 07BB32	花岗斑岩 07BB37	角闪二长斑岩 07BB40	硅化正长斑岩 07BB42	花岗斑岩 07BB43	正长斑岩 07BB44	花岗斑岩 07BB46	花岗斑岩 07RB1
Ba	1020	1362	1349	1176	1221	1057	961	829	2076	921	2076
Rb	188	198	208	223	254	370	267	301	258	264	258
Sr	558	630	688	604	712	337	356	564	647	349	647
Pb	21	28	17	24	18	16	16	19	26	10	26
Th	19.8	25.2	25.1	30.6	30.4	19.2	14.7	31.1	33.2	15.0	33.2
U	6.65	8.23	6.78	11.27	8.77	5.38	4.71	10.68	10.16	4.25	10.16
Zr	172	166	152	254	214	254	131	187	164	140	164
Nb	11.8	13.1	9.8	19.4	12.2	10.7	6.1	14.8	14.9	4.5	14.9
Sc	3.3	4.2	3.8	2.5	3.0	7.9	3.4	3.3	3.6	3.7	3.6
V	27	40	33	24	28	45	31	32	32	35	32
Cr	19.4	27.1	21.3	12.4	26.5	292.7	42.1	19.6	18.4	46.3	18.4
Ni	13.6	21.8	10.5	7.3	11.6	99.3	27.0	13.2	12.7	35.0	12.7
Ga	20.6	19.1	18.7	18.6	18.6	17.9	21.1	20.7	22.9	22.2	22.9
Co	3.7	9.4	6.6	3.7	4.0	8.2	4.9	4.2	4.9	7.0	4.9
Ta	0.98	1.07	0.80	1.56	0.96	0.78	0.56	1.18	1.15	0.37	1.15
Hf	7.6	6.0	5.3	8.3	7.7	8.2	4.5	8.4	7.5	4.6	7.5
Cs	3.1	4.0	3.9	4.0	4.2	10.9	7.7	10.5	10.8	9.0	10.8
Cu	367.7	709.8	511.8	33.1	56.3	583.3	201.7	141.6	87.0	365.4	87.0
Zn	25	33	17	17	17	61	22	19	21	27	21
La	38.7	51.1	59.5	72.1	72.7	12.9	24.1	60.9	45.8	36.8	45.8
Ce	74	107	116	131	131	37	50	111	96	69	96
Pr	8.17	12.28	12.65	13.56	13.42	5.22	5.84	11.35	10.89	8.15	10.89
Nd	29.60	45.66	46.01	46.97	45.48	21.94	21.97	39.64	38.94	29.49	38.94
Sm	4.49	6.77	6.49	6.26	6.15	4.32	3.35	5.78	5.60	4.32	5.60
Eu	1.07	1.74	1.52	1.43	1.39	0.95	0.83	1.27	1.34	1.01	1.34
Gd	3.28	4.93	4.65	4.39	4.34	3.52	2.45	4.04	4.04	2.97	4.04
Tb	0.41	0.59	0.57	0.57	0.55	0.50	0.29	0.50	0.49	0.34	0.49
Dy	2.10	2.88	2.83	3.05	2.80	2.75	1.38	2.60	2.50	1.57	2.50
Ho	0.35	0.48	0.47	0.53	0.50	0.49	0.21	0.45	0.44	0.25	0.44
Er	0.95	1.29	1.28	1.45	1.37	1.32	0.57	1.25	1.20	0.59	1.20
Tm	0.15	0.20	0.20	0.23	0.21	0.21	0.08	0.19	0.19	0.08	0.19
Yb	0.94	1.24	1.18	1.51	1.32	1.30	0.47	1.23	1.19	0.49	1.19
Lu	0.12	0.17	0.16	0.20	0.16	0.17	0.06	0.18	0.16	0.06	0.16
Y	10.6	13.2	12.4	14.9	14.0	13.6	6.2	12.5	12.8	6.8	12.8
ΣREE	164.33	236.33	253.51	283.25	281.39	92.59	111.6	240.38	208.78	155.12	208.78
δEu	1.23	1.14	1.24	1.26	1.28	1.38	1.18	1.31	1.22	1.22	1.22
LREE /HREE*	18.8	19.06	21.36	22.74	24.01	8.02	19.25	22.02	19.45	23.43	19.45

资料来源

本文, 河北廊坊物化探研究所测试

	正长斑岩 HM-24	正长斑岩 HM-39	斑状碱性花岗岩 HM-40	斑状碱性花岗岩 HM-52	斑状碱性花岗岩 HM-62
Ba	1368	1287	1990	2130	2156
Rb	158	205	257	218	220
Sr	616	718	638	590	501
Pb	39.3	83.6	29.5	41.7	64.8
Th	26.3	37.6	40.6	28.9	35
U	9.4	9.5	13.3	9.3	10.1
Zr	98.7	54.1	40.8	70.2	103.9
Nb	10.7	14.7	11.2	14.4	11.4
Sc	4	4.3	2.8	3.3	4.6
V	42.9	48.8	44.3	37.4	51.6
Cr	39.8	30.4	23.9	16.8	17.6
Ni	21.6	16.3	11.4	15.6	14.4
Ga	19.4	19.7	20.4	19.5	19.7

资料来源

毕献武等, 1999

*单位为 1。

表 3 马厂箐岩体稀土元素含量表 ($w_B/10^{-6}$)

	二长花岗斑岩(2)	花岗斑岩(8)	角闪正长岩(2)	石英碱长斑岩(2)	斑状花岗岩	正长斑岩	二长斑岩(2)	斑状花岗岩(3)	二长斑岩
La	44.39	43.90	29.02	23.51	60.30	24.07	51.99	84.67	8.70
Ce	70.56	75.60	55.87	38.60	107.00	58.93	84.67	87.60	20.88
Pr	9.16	8.47	5.91	5.39	13.90	5.99	9.57	9.79	1.99
Nd	33.16	28.23	21.54	19.58	40.30	22.87	34.65	33.47	7.48
Sm	5.60	4.61	3.76	3.36	7.26	4.45	6.21	5.25	1.29
Eu	1.28	1.01	1.02	0.82	1.53	1.12	1.58	1.37	0.44
Gd	4.01	3.27	2.98	2.35	4.47	3.76	5.13	3.44	0.79
Tb	0.64	0.41	0.40	0.35	0.83	0.54	0.65	0.43	0.10
Dy	2.68	2.02	2.32	1.80	3.02	2.94	3.39	2.13	0.42
Ho	0.75	0.37	0.45	0.33	0.57	0.56	0.68	0.30	0.06
Er	1.47	0.96	1.25	0.94	1.49	1.67	1.68	0.90	0.20
Tm	0.29	0.14	0.19	0.13	0.70	0.24	0.30	0.13	0.03
Yb	1.31	0.83	1.33	0.86	1.41	1.63	1.34	0.81	0.20
Lu	0.29	0.13	0.20	0.13	0.21	0.26	0.28	0.14	0.02
Y	8.15	7.03			15.10		15.80	10.52	2.24
REE	175.59	169.95	126.24	98.15	242.99	129.03	202.12	194.25	42.6
δEu	1.27	1.32	1.11	1.18	1.31	1.23	1.20	1.08	0.81
LREE/HREE	14.35	19.90	12.84	13.25	18.13	10.12	14.03	22.46	22.41
资料来源	邓万明等, 1998				谢应文等, 1999			何明勤等, 2000	

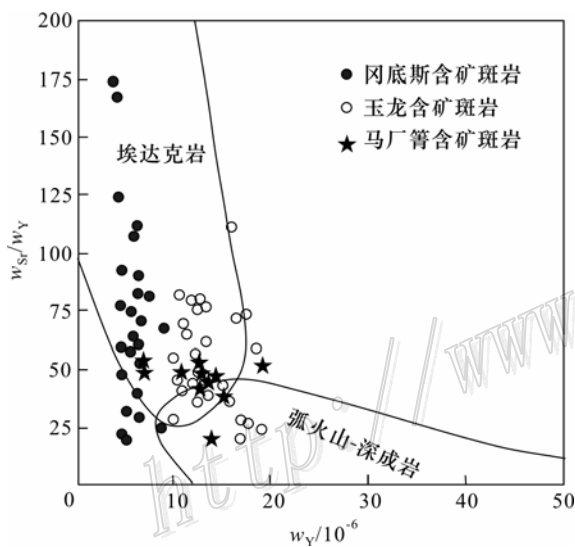


图 3 三江成矿带含矿斑岩 w_{Sr}/w_Y - w_Y 图
底图据侯增谦等, 2003; 埃达克岩与典型弧岩浆岩的分界线据 Defant et al., 1990

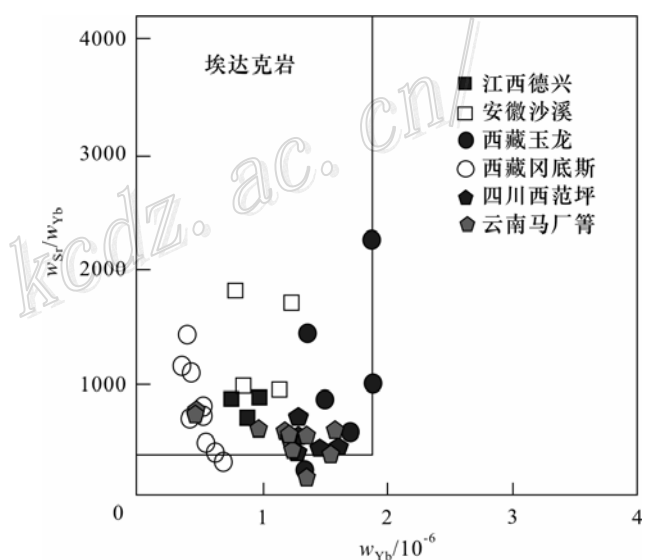


图 4 三江成矿带含矿斑岩 w_{Sr}/w_{Yb} - w_{Yb} 图
底图据张旗等, 2002; 埃达克岩范围据 Kay et al., 2002

3 结 论

基于上面讨论可以得出:

(1) 从岩相学特征上看, 组成马厂箐岩体的各种类型的侵入岩, 无论是正长斑岩、石英正长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩, 还是斑状花岗岩、花岗斑岩、碱长花岗斑岩, 主要矿物为斜长石、石英、角闪石、黑云母以及由钾化作用形成的钾长石, 副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿, 显示出埃达克岩的矿物组合特征。

(2) 从常量元素特征上看, 马厂箐复式岩体 SiO_2 平均含量 67.30% ($\geq 56\%$), Al_2O_3 平均 15.44% ($\geq 15\%$), MgO 平均 1.11% ($< 3\%$), K_2O 平均 5.35%, $K_2O + Na_2O$ 平均 9.08%, K_2O/Na_2O 平均 1.49, 明显地具有高

钾富碱的特征,属于高钾钙碱性或钾玄岩岩石系列特征。

(3)从微量元素、稀土元素特征上看,马厂箐岩体高场强元素HFSE(Nb、Ta、Ti)相对亏损,Sr含量高($337\times 10^{-6}\sim 1046\times 10^{-6}$),Y主要集中在 $6.2\times 10^{-6}\sim 15.8\times 10^{-6}$ 之间(均小于 18×10^{-6}),Yb处在 $0.20\times 10^{-6}\sim 1.63\times 10^{-6}$ 之间(均小于 1.9×10^{-6}),LREE/HREE变化于8.02~24.01,具有明显的轻稀土富集的特点,Sr/Y平均48.2(>40),La/Yb平均43.4(>20),Sc/ 10^{-6} 变化于2.5~7.9之间(<10), δEu 平均为1.24,无明显异常或略显正异常,显示出弧火山岩与埃达克岩的过渡特征,具有埃达克岩的地球化学亲和性。

(4)马厂箐岩体属于滇西富碱斑岩带的重要组成部分,岩浆活动形成于造山晚期同碰撞的构造环境中,与同一带上的玉龙斑岩具有相似的构造环境,与碰撞造山环境下形成的C型埃达克岩具有相似的特征。

因此,马厂箐岩体可以称为似埃达克岩或总体上属于C型埃达克岩的钾质埃达克岩。

参考文献

- 毕献武,胡瑞忠,叶造军,等.1999.A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐为例[J].中国科学(D),29(6):489-495.
- 戴自希.1996.全球超巨型金属矿床(区)[A].见:中国地质矿产信息研究院,编著.走向21世纪的地学与矿产资源[M].北京:地质出版社.35-42,205.
- 侯增谦,孟祥金,曲晓明,等.2005.西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性:源岩相变及深部过程约束[J].矿床地质,24:108-121.
- 侯增谦,莫宣学,高永丰,等.2003.埃达克岩:斑岩铜矿的一种可能的重要含母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J].矿床地质,22(1):1-11.
- 侯增谦,曲晓明,黄卫,等.2001.冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带[J].中国地质,28:27-29.
- 侯增谦.2004.斑岩Cu-Mo-Au矿床:新认识与新进展[J].地学前缘,11(1):131-144.
- 梁华英,谢应雯,张玉泉.2004.富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约——以马厂箐铜矿为例[J].自然科学进展,14(1):116-120.
- 廖宗廷.2004.埃达克岩研究及斑岩铜矿找矿新方向[J].铜业工程,2:1-6.
- 吕伯西,王增,张能会,等.1993.“三江”地区花岗岩及其成矿专属性[M].北京:地质出版社.
- 彭建堂,毕献武,胡瑞忠,等.2005.滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定[J].矿物学报,25(1):69-74.
- 钱青.2001.adakite的地球化学特征及成因[J].岩石矿物学杂志,20(3):297-306.
- 秦克章,李惠民,李伟实,等.1999.内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床的成岩、成矿时代[J].地质论评,45(2):180-185.
- 王强,赵振华,许继峰,等.2001.扬子地块东部埃达克质岩浆及其动力学与成矿意义[A].见:埃达克质岩及其地球动力学意义学术研讨会论文摘要[C].中国:北京.41-44.
- 王登红,屈文俊,李志伟,等.2004.金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期:Re-Os同位素定年[J].中国科学(D辑),34(4):345-349.
- 王元龙,张旗,王强,等.2003.埃达克岩与Cu-Au成矿作用关系的初步探讨[J].岩石学报,19(3):543-550.
- 曾普胜,侯增谦,高永峰,等.2006.印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床Re-Os年龄及成矿作用[J].地质论评,52(1):72-84.
- 张旗,王元龙,张福勤,等.2002.埃达克岩与斑岩铜矿[J].华南地质与矿产,(3):85-90.
- 张旗,秦克章,许继峰,等.2004a.中国与埃达克质岩有关的矿床分布、找矿方向及找矿方法议[J].华南地质与矿产,2:1-8.
- 张旗,许继峰,王焰,等.2004b.埃达克岩的多样性[J].地质通报,23(9-10):959-965.
- 张连昌,秦克章,英基丰,等.2004.东天山土屋-延东(斑岩)铜矿带埃达克岩及其与成矿的关系[J].岩石学报,20:259-268.
- 张玉泉,谢应雯,梁华英,等.1997.藏东玉龙铜矿带含矿斑岩演化与成矿关系[J].西藏地质,(2):74-86.
- 赵淮.1995.中甸-大理-金平地区与喜马拉雅期斑岩有关的铅-铜-钼-金矿床成矿模式[J].云南地质,14(4):333-341.
- 赵振华,熊小林,王强,等.2004.新疆西天山莫斯早特石英钠长斑岩铜矿床——一个与埃达克质岩石有关的铜矿实例[J].岩石学报,20:249-258.
- 朱弟成,潘桂棠,段丽萍,等.2003.埃达克岩研究的几个问题[J].西北地质,36(2):13-19.
- Arribas A J, Hedenquist J W, Itaya T, et al. 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines[J]. Geol., 23: 337-340.
- Babcock R C J, Ballantyne G H and Phillips C H. 1995. Summary of the geology of the Bingham District, Utah[J]. Arizona Geological Society Digest, 20: 316-335.
- Bellon H and Yumul Jt G P. 2001. Miocene to Quaternary adakites and related rocks in western Philippine arc sequences[J]. Earth and Planetary Sciences, 333: 343-350.

- Camus F, Sillitoe R H and Petersen R. 1996. Andean copper deposits: New discoveries, mineralization style and metallogeny[J]. Society of Economic Geologists Special Publication, 5: 198.
- Cathles L M, Guber A L, Lenagh T C, et al. 1983. Kuroko-type massive sulfide deposit of Japan: Products of an aborted island-arc rift[J]. Econ. Geol., 78: 96-114.
- Clark G H. 1990. Panaguna copper-gold deposit[A]. In: Hughes F E, ed. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea[C]. Australian: Australian Institute of Mining and Metallurgy. 1897-1816.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 347: 662-665.
- Defant M J, Xu J F, Kepezhinskas P, et al. 2002. Adakites: Some variations on a theme[J]. Acta Petrologica Sinica, 18: 129-142.
- Guilbert J M. 1995. Geology, alteration, mineralization, and genesis of the bajo de la Alumbreira porphyry copper-gold deposit, Catamarca Province, Argentina[J]. Arizona Geological Society Digest, 20: 646-656.
- Hou Z Q, Ma H W, ZAK K, et al. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Econ. Geol., 98: 125-145.
- Hou Z Q, Qu X M, Rui Z Y, et al. 2004. The Gangdese Miocene porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. Econ. Geol.,
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesium andesites: Melts from subducted Pacific oceanic crust[J]. J. Volcanol. Geotherm. Res., 4: 117-132.
- Macdonald G D and Arnold L C. 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian, Jaya, Indonesia[J]. J. Geochemical Exploration, 50: 145-178.
- Meldrum S J, Aquino R S, Gonzales R I, et al. 1994. The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia[J]. J. Geochemical Exploration, 50: 203-220.
- Oyarzun R, Morquez A, Lillo J, et al. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism[J]. Mineralium Deposita, 36: 794-798.
- Rush P M and Seegers H J. 1990. Ok Tedi copper-gold deposits[A]. In: Hughes F E, ed. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea[C]. Australian: Australian Institute of Mining and Metallurgy. 1747-1754.
- Sajona F G and Maury R C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines[J]. CRACAD SCI II A, 326(1): 27-34.
- Thieblemont D and Stein G. 1997. Lescuyer J-L. Gisements epithermaux et Prophyriques: la connexion adakite[J]. Earth Planet. Sci., 325: 103-109.
- Tooker E W. 1990. Gold in the Bingham district, Utah[J]. U. S. Geological Survey Bulletin, 1857E: 1-16.
- Uyeda S and Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the model of subduction[J]. J. Geophys. Res., 84: 1040-1061.