

doi:10.3799/dqkx.2011.073

# 西藏班戈地区雪如岩体的形成环境及成矿意义

高顺宝<sup>1</sup>, 郑有业<sup>1,2</sup>, 谢名臣<sup>3</sup>, 张 众<sup>1</sup>, 闫学欣<sup>4</sup>, 武 烽<sup>1</sup>, 罗俊杰<sup>1</sup>

1. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

3. 湖北省鄂东北地质大队, 湖北孝感 432100

4. 广东省核工业地质局二九二大队, 广东河源 517001

**摘要:** 雪如岩体主要由中细粒二长花岗岩、中粗粒斑状二长花岗岩组成, 在其与郎山组灰岩接触带附近发育有大量的矽卡岩型铜铁矿床或矿化点。岩石及锆石 LA-ICP-MS U-Pb、XRF、ICP-AES 等分析显示, 雪如岩体富  $K_2O$ 、 $SiO_2$ 、LREE 及 Rb、Ba、Pb、Th 等大离子亲石元素, 而 Nb、Ta、Sr、Ti 等高场强元素含量相对较低, 稀土元素配分曲线为明显的右倾曲线, 具有中等的负 Eu 异常, 属高钾钙碱性一钾玄岩岩石系列和后碰撞花岗岩类, 成岩时代分别为  $79.25 \pm 0.97$  Ma 和  $79.72 \pm 0.51$  Ma, 形成于早白垩世末—晚白垩世初班公湖—怒江缝合带闭合后、羌塘地体与拉萨地体的后碰撞阶段。综合认为, 雪如岩体岩浆源区为下地壳富含流体的石榴石角闪岩相—斜长角闪岩相的镁铁质岩石, 是在后碰撞环境下经部分熔融形成的花岗岩类, 对班戈地区铜铁多金属成矿非常有利; 矽卡岩型铜铁成矿作用发生于 80 Ma 左右, 该认识为区域找矿指明了方向。

**关键词:** 岩石学; 地球化学; 成矿作用。

中图分类号: P618.2

文章编号: 1000-2383(2011)04-0729-11

收稿日期: 2010-05-12

## Geodynamic Setting and Mineralizational Implication of the Xueru Intrusion in Ban'ge, Tibet

GAO Shun-bao<sup>1</sup>, ZHENG You-ye<sup>1,2</sup>, XIE Ming-chen<sup>3</sup>, ZHANG Zhong<sup>1</sup>,

YAN Xue-xin<sup>4</sup>, WU Bin<sup>1</sup>, LUO Jun-jie<sup>1</sup>

1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Geological Team of Northeast Hubei, Xiaogan 432100, China

4. No. 292 Team of Geo-exploration Institute, Guangdong Provincial Nuclear Industry Geology Bureau, Heyuan 517001, China

**Abstract:** The Xueru intrusion is chiefly composed of medium-fine-grained monzogranite and medium-coarse-grained porphyritic monzogranite. There are a large number of skarn iron and copper deposits around the contact zone with the Langshan Formation limestone. The rock and zircon LA-ICP-MS U-Pb, XRF, ICP-AES and other analysis show that the monzogranite is enriched in  $K_2O$ ,  $SiO_2$ , LREE and Rb, Ba, Pb, Th and other large ion lithophile elements; high field strength elements such as Nb, Ta, Sr, Ti are relatively poor; REE distribution curve is significantly rightward, with moderate negative Eu anomaly. The granites belong to high-K calc-alkaline-shoshonitic rock series, and the post-collision granite, which formed in  $79.25 \pm 0.97$  Ma and  $79.72 \pm 0.51$  Ma, in the stage of post-collision between Qiangtang block and the Lhasa block after the late of Early Cretaceous—the beginning of Late Cretaceous Bangonghu-Nujiang suture closed. It is concluded that the source of Xueru intrusion is the lower crust garnet amphibolite facies-plagioclase amphibolite facies mafic rocks which are rich in fluid, the granites formed by partial melting of the mafic rocks in the post-collision environment, which is very conducive to the formation of copper-poly-metallic deposit in Ban'ge area, the mineralization of skarn iron and copper deposits occurred around 80 Ma. This study can greatly facilitate regional mineral exploration.

**Key words:** petrology; geochemistry; mineralization.

雪如岩体位于藏北高原班戈县南部,大地构造位置处于班公湖—怒江结合带南侧之班戈—腾冲岩浆弧中部。近几年的找矿工作在雪如岩体与郎山组灰岩的接触带边部连续发现了日阿、根尼、岗果、卞嘎日等多个矽卡岩型铜铁多金属矿床(点),已经构成了一个矿化集中区,显示了雪如岩体在班戈地区铜铁多金属成矿作用中的重要地位(图 1)。然而,对雪如岩体的研究却严重滞后,只有已完成的 1:25 万多巴幅区调工作对其作了粗浅研究,将岩体的形成时代定为古新世(59.4 Ma, K-Ar 法),认为形成于后碰撞环境(辽宁地调院 1:25 万多巴幅地质调查报告,2003)。但是,作者通过在该区开展的地质矿产调查研究工作发现,雪如岩体的形成时代和环境与前人研究成果存在一定的差异。本文在野外地质

调查的基础上,对其开展了详细的年代学、地球化学研究,以确定其成矿时代、形成环境及岩浆源区特征,进而为班戈地区矽卡岩型铜铁多金属找矿工作指明方向。

## 1 地质及矿化特征

雪如岩体处于班戈—腾冲岩浆弧中部,岩体北部出露地层以白垩系为主,由早到晚,沉积环境逐渐由浅海相(下白垩统多尼组、郎山组)变为陆相(上白垩统竞柱山组),其中下白垩统多尼组、郎山组主要为砂岩、砾岩、灰岩地层,而上白垩统竞柱山组则为前陆盆地磨拉石沉积。构造主线为北西向,主要表现为岩体北部的北西向褶皱冲断构造,向北逆冲,倾向

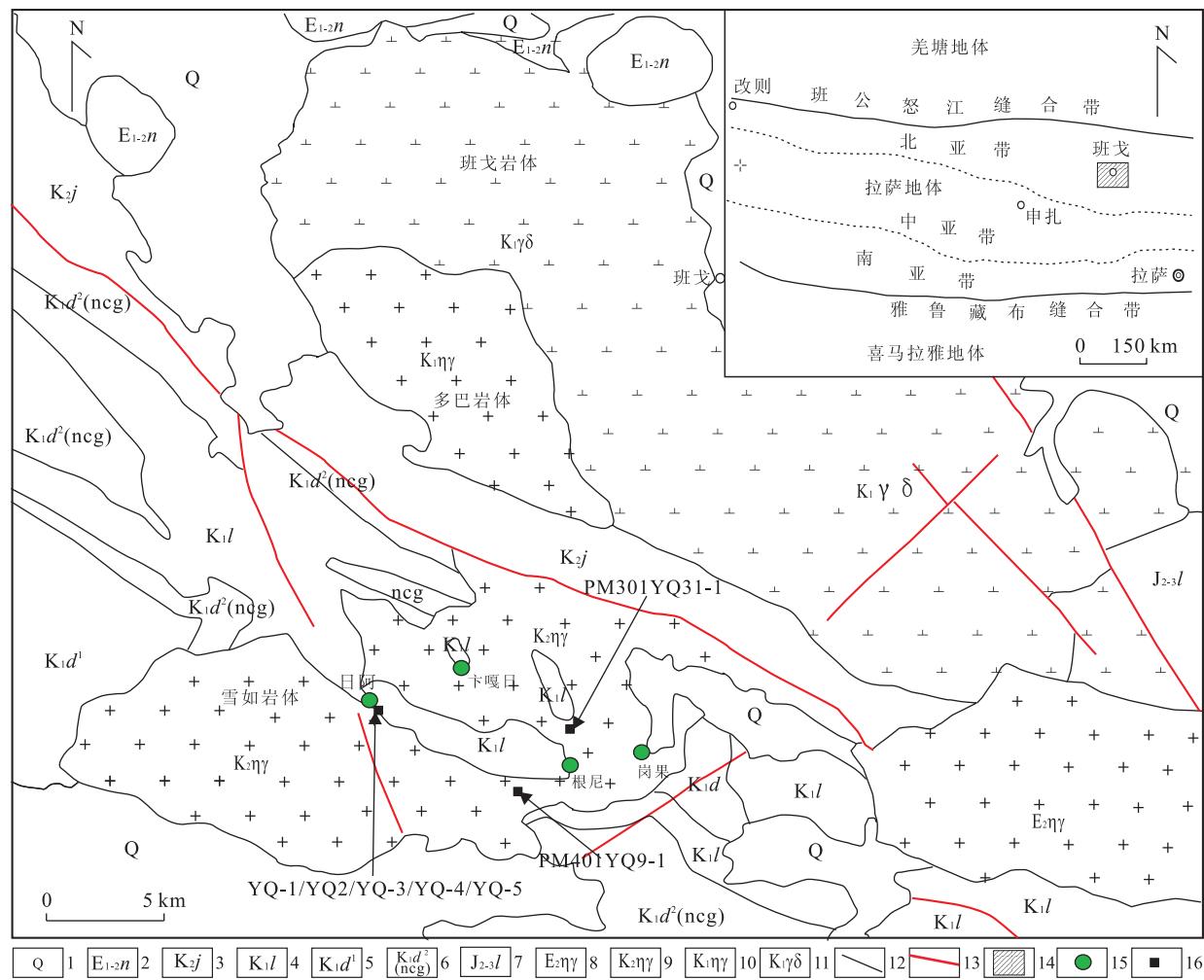


图 1 雪如岩体地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Xueru intrusion

图1据辽宁地调院1:25万多巴幅(2003)和西藏地调院1:25万班戈幅(2002)地质图修改;1.第四系;2.牛堡组;3.竞柱山组;4.郎山组;5.多尼组下段;6.多尼组上段弄巴砾岩;7.拉贡塘组;8.始新世二长花岗岩;9.晚白垩世二长花岗岩(雪如岩体);10.早白垩世二长花岗岩(多巴岩体);11.早白垩世花岗闪长岩(班戈岩体);12.地界质界线;13.断层;14.研究区位置;15.铜矿床(点);16.采样位置

西南,同时也是多尼组竞柱山组地层的分界断裂,活动时间为晚白垩世。岩浆活动异常强烈,主要表现为大规模的晚白垩世中酸性岩浆侵入活动,火山喷发作用基本未见。雪如岩体处于该岩浆活动带的南部边缘,呈近东西向不规则椭圆状展布,东西长约30 km,南北宽约13 km,出露面积约250 km<sup>2</sup>,北部与上白垩统竞柱山组砂岩、砾岩地层接触,中南部则侵位于下白垩统郎山组灰岩地层和多尼组砾岩地层中,岩体中常见有郎山组灰岩捕虏体和岩块。据1:25万多巴幅区调和本项目成果,雪如岩体与围岩的接触界线具锯齿状,围岩也未因岩浆侵入而发生变形,围岩原有的构造即使靠近接触带也未受干扰,显示岩体被动就位的特征。

雪如岩体主要由中细粒二长花岗岩、中粗粒斑状二长花岗岩组成,岩体内局部发育有花岗细晶岩脉,暗色包体较少。二长花岗岩呈斑状中细粒—中粗粒结构,块状构造,岩石节理较发育,主要矿物为钾长石、斜长石、石英、角闪石和黑云母等。石英(25%),粒径一般为2~4 mm,为半自形—他形;钾长石(40%),粒径约为3~5 mm,其中钾长石斑晶约为30%,肉红色,斑晶粒径一般为1~4 cm,晶形好;斜长石(25%),粒径约为3~5 mm,为他形粒状,角闪石(5%),为他形粒状;黑云母(5%),呈鳞片状。

在雪如岩体与郎山组灰岩的接触部位普遍见矽卡岩化和铜铁多金属矿化,已发现有日阿、根尼、岗果、乍嘎日等多个矽卡岩型铜铁多金属矿床(点),其中日阿矿床规模最大,勘查程度最高。日阿矿床有3个矿段8个工业矿体,矿体规模大小不等(长数十米至数百米),沿岩体与灰岩接触带断续分布,含矿矽卡岩主要为石榴石矽卡岩、绿帘石榴石矽卡岩等。矿石矿物主要为黄铜矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿等;脉石矿物主要为钙铝榴石、绿帘石、绿泥石、石英、方解石等,为典型的矽卡岩型矿床。

## 2 样品和分析方法

本文对7件二长花岗岩样品进行了岩石化学、稀土微量元素分析,对2件样品开展了锆石LA-ICP-MS U-Pb定年,其岩性均为中粗粒斑状二长花岗岩。所有样品均采自于班戈县城南部供玛一带(图1),其中YQ-1、YQ-2、YQ-3、YQ-4、YQ-5采自于日阿铜矿区,PM301YQ31采自于PM301剖面的中前部,PM401TW9、PM401YQ9采自PM401剖面的中前部,2件测年样品同时开展了镜下鉴定及主量、稀

土、微量元素分析。野外采集样品时,尽量采集了新鲜、遭受后期构造热扰动少的样品。

本文主量元素、稀土微量元素均在武汉岩矿综合测试中心完成,主量元素分析方法主要为X射线荧光光谱(XRF),稀土微量元素分析方法为电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES)。

锆石分选在河北省区域地质矿产研究所完成。锆石制靶后,先在中国地质科学院国家离子探针中心进行锆石阴极发光(CL)照相。锆石LA-ICP-MS U-Pb同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室使用标准测定程序条件进行,锆石LA-ICP-MS U-Pb同位素分析方法和流程分别见Yuan *et al.* (2004)文章。实验中采用He作为剥蚀物质的载气,U-Th-Pb同位素组成分析用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NISTSRM610作为内标,采用哈佛大学国际标准锆石91500作为外标。样品的同位素比值计算采用GLITTER程序,年龄计算采用国际标准程序Isoplot(ver3.32版),实验采用的激光束斑直径为32 μm。实验获得的数据采用Andersen (2002)的方法进行同位素比值的校正,以扣除普通Pb的影响。采用年龄为<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄,其加权平均值的误差为2σ。

## 3 形成时代

分析结果见表1。由图2可知,2个样品的锆石形态多为自形柱状晶体,锆石颗粒大小多数为90~400 μm,长宽比约为1.3:1~4:1。锆石CL阴极发光图像显示多数锆石发育典型的岩浆振荡环带(图2),为岩浆锆石(Rowley *et al.*, 1997; Crofut *et al.*, 2003)。少数锆石内部结构复杂,部分锆石内部有残留核。

对YQ-1样品中的锆石进行17个测点的同位素测试(拟合谐和年龄时排除6个点),其U含量为121~2 759 μg/g, Th含量为214~1 461 μg/g, Th/U比值均大于0.2,多集中于0.27~1.19;同位素比值校正后获得的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄介于77.6~82.4 Ma,年龄数据比较集中(图3a),在U-Pb一致曲线上均接近谐和线,给出的加权平均年龄为79.72±0.51 Ma(MSWD=1.02),为岩石的结晶年龄。对PM401TW9样品中的锆石进行了15个测点的同位素测试(拟合谐和年龄时排除3个点),除个别测点元素含量异常高以外,U含量为186~

表 1 YQ-1、PM401TW9 样品锆石 LA-ICP-MS 同位素分析结果

Table 1 U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from Sample YQ-1 and PM401TW9

点号	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		备注
	( $10^{-6}$ )	( $10^{-6}$ )	( $10^{-6}$ )		比值	$1\sigma$	比值	$1\sigma$	比值	$1\sigma$	$t$ (Ma)	$1\sigma$	$t$ (Ma)	$1\sigma$	$t$ (Ma)	$1\sigma$	
YQ-1-01	33.7	735	1330	0.55	0.0484	0.0017	0.0806	0.0027	0.0121	0.0001	117	79.6	78.7	2.5	77.6	0.67	排除
YQ-1-02	29.0	817	689	1.19	0.0498	0.0018	0.0856	0.0030	0.0126	0.0001	187	118	83.4	2.83	80.4	0.91	
YQ-1-03	27.3	608	990	0.61	0.0491	0.0016	0.0856	0.0028	0.0126	0.0001	154	75.9	83.4	2.64	80.8	0.84	
YQ-1-04	21.7	584	556	1.05	0.0513	0.0024	0.0868	0.0039	0.0123	0.0001	254	112	84.5	3.67	79.1	0.94	
YQ-1-05	9.2	241	260	0.93	0.0549	0.0032	0.0921	0.0050	0.0124	0.0002	409	133	89.5	4.6	79.2	1.33	排除
YQ-1-06	49.2	1256	1521	0.83	0.0500	0.0016	0.0826	0.0025	0.0120	0.0001	195	106	80.6	2.38	76.7	0.74	排除
YQ-1-07	20.5	468	622	0.75	0.0495	0.0023	0.0861	0.0039	0.0126	0.0002	172	107	83.9	3.66	81.0	0.99	
YQ-1-08	25.0	560	889	0.63	0.0477	0.0017	0.0808	0.0028	0.0123	0.0001	87	81	78.9	2.67	79.0	0.82	
YQ-1-09	34.1	821	1018	0.81	0.0564	0.0019	0.0948	0.0031	0.0122	0.0001	478	76	92.0	2.89	78.4	0.85	
YQ-1-10	50.8	747	2759	0.27	0.0474	0.0011	0.0811	0.0019	0.0124	0.0001	78	56	79.2	1.80	79.4	0.78	
YQ-1-11	24.5	570	781	0.73	0.0484	0.0018	0.0832	0.0030	0.0125	0.0001	120	89	81.2	2.86	80.1	0.88	
YQ-1-12	33.2	778	1140	0.68	0.0513	0.0023	0.0871	0.0037	0.0124	0.0001	254	102	84.8	3.47	79.1	0.72	
YQ-1-13	10.8	214	433	0.49	0.0516	0.0023	0.0875	0.0038	0.0124	0.0002	333	104	85.2	3.56	79.4	1.01	
YQ-1-14	31.2	670	1062	0.63	0.0500	0.0015	0.0886	0.0026	0.0129	0.0001	195	68.5	86.2	2.41	82.4	0.82	排除
YQ-1-15	10.6	358	121	2.95	0.0714	0.0057	0.1156	0.0088	0.0125	0.0003	969	165	111	7.99	80.0	1.75	排除
YQ-1-16	15.1	402	335	1.20	0.0485	0.0026	0.0884	0.0047	0.0141	0.0009	124	119	86.0	4.41	90.5	5.55	排除
YQ-1-17	46.3	1461	698	2.09	0.0426	0.0016	0.0744	0.0029	0.0126	0.0001	error	error	72.8	2.73	80.8	0.86	
PM401TW9-01	13.9	771	1023	0.75	0.0486	0.0014	0.0812	0.0023	0.0121	0.0001	128	68.5	79.3	2.20	77.7	0.76	
PM401TW9-02	3.0	238	186	1.28	0.0609	0.0034	0.1046	0.0060	0.0125	0.0002	635	122	101	5.52	79.9	1.45	
PM401TW9-03	22.8	738	1585	0.47	0.0521	0.0017	0.0986	0.0036	0.0137	0.0002	300	75.9	95.4	3.3	87.5	0.96	排除
PM401TW9-04	8.6	502	607	0.83	0.0477	0.0021	0.0811	0.0036	0.0123	0.0001	87.1	100.0	79.2	3.36	78.9	0.82	
PM401TW9-05	8.6	438	573	0.77	0.0558	0.0020	0.1007	0.0036	0.0131	0.0001	456	79.6	97.4	3.3	83.8	0.84	排除
PM401TW9-06	22.0	685	1561	0.44	0.0467	0.0013	0.0883	0.0023	0.0137	0.0001	35.3	63.0	85.9	2.2	87.8	0.80	排除
PM401TW9-07	10.4	446	767	0.58	0.0540	0.0018	0.0944	0.0031	0.0127	0.0002	372	72.2	91.6	2.91	81.4	0.97	
PM401TW9-08	11.3	594	852	0.70	0.0506	0.0016	0.0840	0.0026	0.0121	0.0001	233	72.2	81.9	2.45	77.3	0.87	
PM401TW9-09	12.2	651	887	0.73	0.0471	0.0016	0.0811	0.0028	0.0125	0.0001	53.8	77.8	79.2	2.63	80.1	0.93	
PM401TW9-10	13.9	727	1109	0.66	0.0506	0.0014	0.0881	0.0025	0.0126	0.0001	220	64.8	85.7	2.33	80.7	0.80	
PM401TW9-11	10.1	411	783	0.52	0.0506	0.0018	0.0861	0.0030	0.0124	0.0001	233	83.3	83.8	2.79	79.2	0.82	
PM401TW9-12	9.0	375	705	0.53	0.0514	0.0021	0.0854	0.0034	0.0121	0.0001	257	93	83.2	3.15	77.5	0.83	
PM401TW9-13	20.7	913	1547	0.59	0.0472	0.0014	0.0829	0.0025	0.0128	0.0001	57.5	70.4	80.8	2.32	81.7	0.84	
PM401TW9-14	8.7	545	623	0.88	0.0543	0.0023	0.0906	0.0038	0.0122	0.0001	383	98.1	88.1	3.54	78.1	0.89	
PM401TW9-15	6.5	361	462	0.78	0.0475	0.0022	0.0808	0.0038	0.0125	0.0001	72.3	117	78.9	3.55	79.8	0.95	

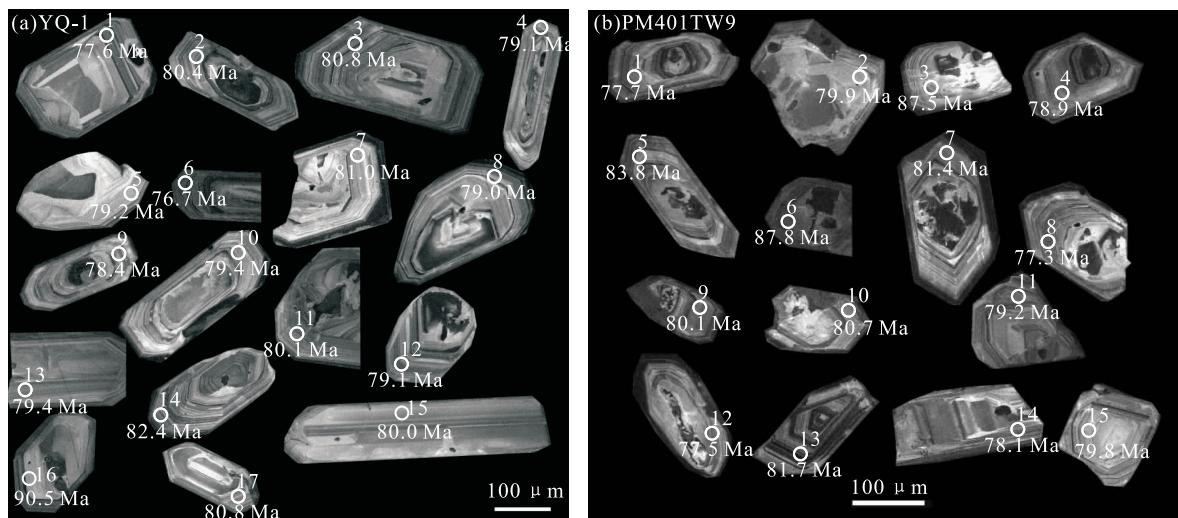


图2 雪如岩体锆石阴极发光图像

Fig. 2 CL images of zircons for the Xueru intrusion

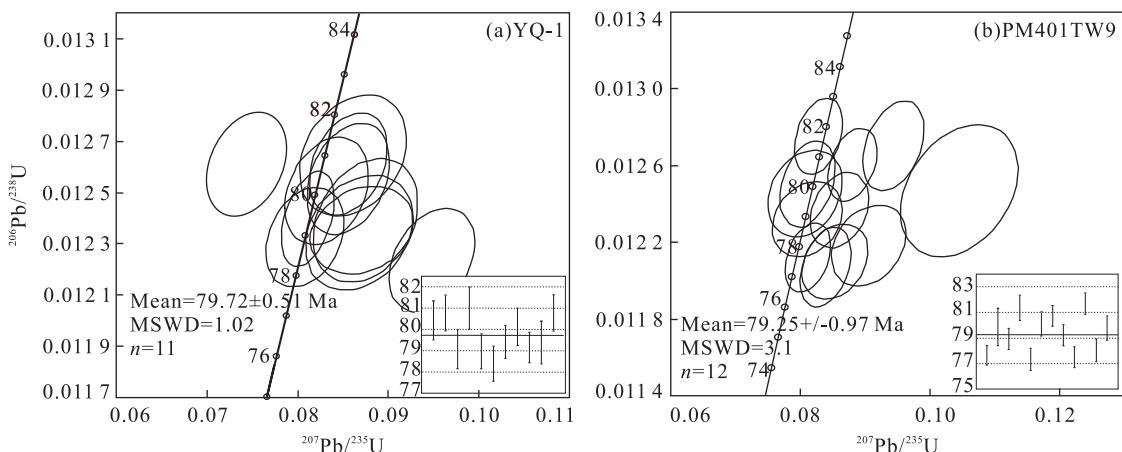


图3 雪如岩体锆石U-Pb谐和图

Fig. 3 U-Pb concordia diagrams of zircons for the Xueru intrusion

1 585  $\mu\text{g/g}$ , Th 含量为 238~913  $\mu\text{g/g}$ , Th/U 比值均在 0.4 以上, 多介于 0.44~1.28 之间, 显示岩浆型锆石的特征; 获得的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄介于 77.3~87.8 Ma, 具有谐和年龄(图 3b), 给出的加权平均年龄为  $79.25 \pm 0.97$  Ma (MSWD=3.1), 代表岩石的结晶年龄。两件样品均显示雪如岩体成岩时代为晚白垩世。

#### 4 地球化学特征

雪如岩体中斑状二长花岗岩 7 件样品主量、稀士及微量元素分析结果列于表 2。由表 2 可知: 斑状二长花岗岩  $\text{SiO}_2$  含量变化于 70.53%~76.09%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  变化于 11.93%~13.47%,  $\text{MgO}$  变化于

0.46%~0.91%,  $\text{CaO}$  变化于 0.92%~3.04%,  $\text{Na}_2\text{O}$  变化于 2.31%~3.66%,  $\text{K}_2\text{O}$  变化于 4.88%~6.33%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  变化于 1.33~2.74, 具有富钾特征; 里特曼指数( $\sigma$ )为 2.26~2.96, 属钙碱性岩石系列; 铝饱和指数(A/NCK)为 0.81~0.99, 为准铝质岩石。在  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  图解投图则主要落在了高钾钙碱性—钾玄岩区。经过 Harker 图解投图可知, 随着  $\text{SiO}_2$  含量增加, 除  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量变化趋势不明显外, 其他氧化物含量基本呈逐渐减少趋势。

稀土总量( $\Sigma\text{REE}$ )较高, 平均为  $223.56 \times 10^{-6}$ , 其中轻稀土元素含量变化于  $146.22 \times 10^{-6}$ ~ $245.21 \times 10^{-6}$ , 重稀土元素含量变化于  $10.77 \times 10^{-6}$ ~ $16.51 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 13.54 \sim$

表2 雪如岩体主量(%)、稀土和微量元素( $10^{-6}$ )分析结果Table 2 Major elements (%) and trace elements ( $10^{-6}$ ) of the Xueru intrusion

样号	YQ-1	YQ-2	YQ-3	YQ-4	YQ-5	PM401YQ9	PM301YQ31	平均值
岩性	斑状二长花岗岩							
SiO <sub>2</sub>	72.77	72.85	70.53	71.86	76.09	73.39	72.39	72.84
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.39	0.46	0.37	0.23	0.3	0.36	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.91	13.07	13.34	13.47	11.93	13.17	13.23	13.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.94	0.86	0.83	0.31	0.31	0.73	0.92	0.70
FeO	1.18	1.23	1.2	0.8	0.38	1.05	1.17	1.00
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.05	0.06	0.04
MgO	0.73	0.75	0.91	0.83	0.46	0.52	0.74	0.71
CaO	1.76	1.63	2.57	3.04	0.92	1.31	1.64	1.84
Na <sub>2</sub> O	3.19	3.16	3.47	3.14	2.31	3.31	3.66	3.18
K <sub>2</sub> O	5.05	5.11	5.55	5.05	6.33	5.07	4.88	5.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.14	0.11	0.09	0.08	0.12	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.4	0.37	0.49	0.53	0.59	0.6	0.45	0.49
CO <sub>2</sub>	0.3	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.15	0.22
TOTAL	99.78	99.8	99.75	99.76	99.88	99.8	99.77	99.79
Mg <sup>#</sup>	39	40	46	58	56	35	40	45
R <sub>1</sub>	2 466.21	2 468.78	2 101.38	2 450.24	2 742.68	2 471.34	2 315.32	2 430.85
R <sub>2</sub>	477.77	467.99	581.80	630.66	355.27	424.30	471.70	487.07
$\sigma$	2.28	2.29	2.96	2.32	2.26	2.31	2.48	2.41
A/NCK	0.93	0.95	0.81	0.83	0.97	0.99	0.93	0.92
La	51.61	63.73	60.71	50.11	38.8	58.93	54.45	54.05
Ce	101.4	115.8	114.2	99.2	71.43	94.39	100.5	99.56
Pr	11.94	12.88	12.89	11.21	7.38	11.2	11.23	11.25
Nd	41.26	44.63	44.22	38.41	24.11	34.29	36.52	37.63
Sm	6.62	7.06	7.08	5.99	3.93	5.55	6.25	6.07
Eu	1.04	1.11	1.28	1.04	0.57	0.96	0.94	0.99
Gd	5.06	5.32	5.26	4.28	3.09	4.02	4.95	4.57
Tb	0.73	0.76	0.75	0.56	0.46	0.58	0.76	0.66
Dy	3.86	4.04	3.9	2.65	2.61	3.12	3.83	3.43
Ho	0.79	0.83	0.78	0.53	0.54	0.66	0.77	0.70
Er	2.25	2.4	2.05	1.36	1.65	1.84	2.08	1.95
Tm	0.36	0.37	0.32	0.22	0.27	0.31	0.35	0.31
Yb	2.37	2.41	2.1	1.37	1.88	2.14	2.16	2.06
Lu	0.37	0.38	0.33	0.22	0.27	0.38	0.36	0.33
LREE	213.87	245.21	240.38	205.96	146.22	205.32	209.89	209.55
HREE	15.79	16.51	15.49	11.19	10.77	13.05	15.26	14.01
L/H	13.54	14.85	15.52	18.41	13.58	15.73	13.75	15.06
$\delta$ Eu	0.53	0.53	0.61	0.60	0.48	0.59	0.50	0.55
(La/Sm) <sub>N</sub>	5.03	5.83	5.54	5.40	6.37	6.85	5.62	5.81
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.77	1.83	2.07	2.58	1.36	1.55	1.90	1.87
Rb	289	300	270	234	387	369	339	312.57
Ba	425	456	522	411	282	341	348	397.86
Th	34.8	37.2	24.7	30.6	38.9	30.4	28.5	32.16
U	8.12	9.13	5.57	5.06	10.9	5.45	4.87	7.01
Nb	18.7	20.2	16.8	15.4	16.2	17	18.5	17.54
Ta	2.06	2.33	1.61	1.09	1.81	1.75	2.09	1.82
Pb	33.6	33.6	34	56.6	35.3	32.6	30	36.53
Sr	206	208	305	292	144	194	203	221.71
Hf	7.2	7.2	8	6.6	6.8	5.4	5.5	6.67
Zr	177	179	196	177	132	149	178	169.71
Y	20.33	21.22	19.14	12.71	14.62	17.72	20.03	17.97
Cu	24	23.1	71.4	22.8	16.4	10.9	9.21	25.40
Mo	1.42	1.83	1.13	1.2	1.73	0.085	0.25	1.09
Zn	29.76	33.32	41.24	25.73	34.35	34.3	219	59.67
Nb/Ta	9.08	8.67	10.43	14.13	8.95	9.71	8.85	9.98
Rb/Sr	1.40	1.44	0.89	0.80	2.69	1.90	1.67	1.54
Th/U	4.29	4.07	4.43	6.05	3.57	5.58	5.85	4.83
Y/Yb	8.58	8.80	9.11	9.28	7.78	8.28	9.27	8.72

注: $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$ ; A/NCK =  $Al_2O_3$  (mol) /  $(CaO + Na_2O + K_2O)$  (mol);  $\delta$ Eu =  $2Eu_{N} / (Sm_N + Gd_N)$ ; Mg<sup>#</sup> =  $100Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$  (Total);  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Ti + Fe)$ ;  $R_2 = Al + 2Mg + 6Ca$ .

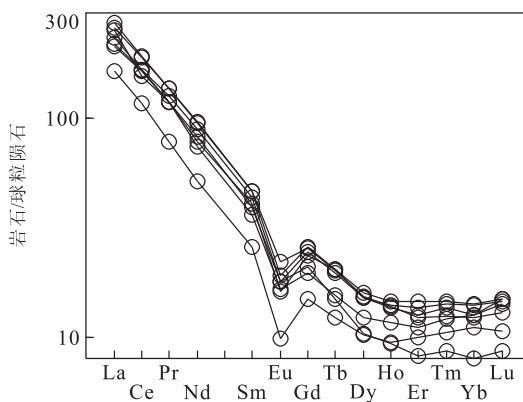


图4 雪如岩体稀土元素配分模式(球粒陨石标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized patterns for the Xueru intrusion

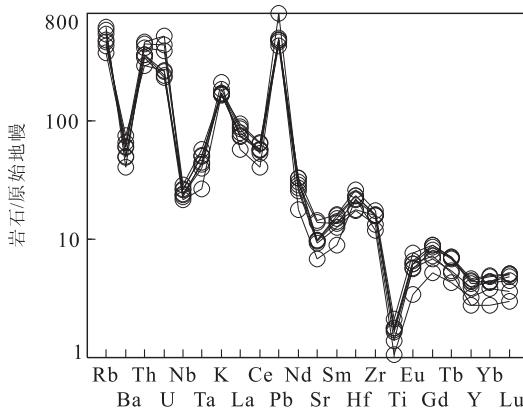


图5 雪如岩体微量元素蜘蛛图解(原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams for the Xueru intrusion

18.41, 强烈富集轻稀土。轻重稀土之间发生了明显的分馏作用, 稀土元素配分曲线为明显的右倾曲线(图4);  $\delta\text{Eu}=0.48\sim0.61$ , 平均0.55, 具有中等的负Eu异常;  $(\text{La}/\text{Sm})_N=5.03\sim6.85$ , 显示轻稀土分馏相对明显;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.36\sim2.58$ , 重稀土分馏相对不明显。

在微量元素组成上, Rb、Ba、Pb、Th、K等大离子亲石元素含量较高, Nb、Ta、Sr、Ti等高场强元素含量相对较低, 原始地幔(Sun and McDoung, 1989)标准化的微量元素蜘蛛图解显示明显的高场强元素Nb-Ta槽和Ti、Sr、Ba谷特点(图5)。较小的Rb/Sr(平均1.54)、Ba/Rb(平均1.24)比值显示岩浆演化程度不高。Cu、Mo、Pb、Zn等成矿元素含量高, 显示了较好的成矿条件。

## 5 讨论

### 5.1 岩浆源区性质及成因

实验岩石学证明, 玄武岩的部分熔融产生的熔体  $\text{Mg}^{\#}<45$  (Rapp, 1997),  $\text{Mg}^{\#}$  值大于50则说明受到了比玄武岩更基性物质的混染(吴福元等, 2002), 本区  $\text{Mg}^{\#}$  为35~58(平均45), 略大于玄武质下地壳部分熔融形成岩石的  $\text{Mg}^{\#}$  值, 而未受更基性物质的混染。岩石微量元素比值显示,  $\text{Th}/\text{U}$  为3.57~6.05(平均4.83), 低于下地壳的  $\text{Th}/\text{U}$  比值(6.00, Rudnick and Gao, 2003), 而非常接近中地壳值(4.9, Rudnick and Gao, 2003),  $\text{Nb}/\text{Ta}$  比值8.67~14.13(平均9.98), 略高于下地壳的比值(8.3, Rudnick and Gao, 2003), 综合显示岩浆起源于中下地壳, 或起源于下地壳并受中上地壳物质混染。

Ti元素的亏损被认为可以指示岩浆是在富含流体的源区条件下形成的(曲晓明等, 2001), 负Eu、Sr异常说明岩浆源区物质在发生部分熔融时斜长石等富Eu矿物略有残留。已有研究表明(Pearce and Norry, 1979; 侯增谦等, 2003), Nb、Ta元素亏损而Y不亏损, 显示岩浆源区存在较多的石榴石或角闪石残留, 根据不同HREE元素在石榴石和角闪石中分配系数不同, 可对岩浆源区特征进行限定(Sisson, 1994)。当石榴石为岩浆源区主要残留相时, 形成的熔体具有倾斜的HREE配分模式, Y/Yb比值一般明显大于10; 而当角闪石为主要源区残留相时, 形成的熔体具有较为平坦的HREE配分模式, Y/Yb比值也接近于10(高永丰等, 2003)。雪如岩体Y/Yb比值平均为8.72, Yb、Lu异常不明显, 也具有平坦的HREE配分模式, 均显示源区残留相主要为角闪石, 而少含石榴石(少于10%)(图6), 源

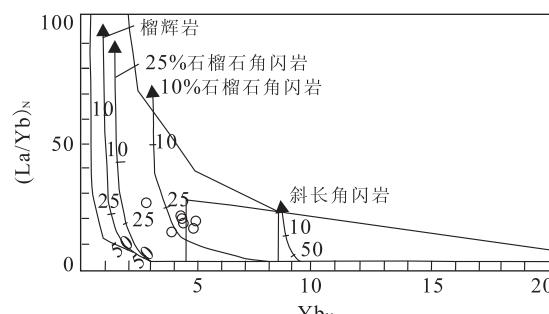


图6 雪如岩体  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - $\text{Yb}_N$  图解(Drummond and Defant, 1990)

Fig. 6  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  vs  $\text{Yb}_N$  diagram of the Xueru intrusion

区岩石为石榴石角闪岩相—斜长角闪岩相。由此可见,雪如岩体二长花岗岩应该是由下地壳石榴石角闪岩相—斜长角闪岩相镁铁质岩石部分熔融形成,源区富含流体,残留物以斜长石、角闪石为主,这一特征与南冈底斯斑岩铜矿的源区具有较大差别(郑有业等,2004a,2004b,2006;张建芳等,2010)。

## 5.2 构造环境

Wilson(1989)认为 Nb、Ta、Ti 强烈亏损, Rb、K、Sr、Pb 明显富集是岛弧岩浆作用的本质特征,但一些研究认为碰撞—后碰撞火山岩、非俯冲带地壳环境也具有此特征(Tuner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999; 莫宣学等,2003)。雪如岩体二长花岗岩强烈富钾,属钾玄岩—高钾钙碱性岩系,说明它们并不是在岛弧俯冲阶段形成的。 $R_1-R_2$  图解(图 7)显示主要为造山晚期花岗岩类,Rb-(Y+Nb)图解(图 8)显示为后碰撞花岗岩。对于岩体形成背景的研究,还应将其纳入整个区域构造演化历程中来研究,这样才能够得出正确、可信的结论。结合该区构造演化、大地构造位置,雪如岩体的形成是与南侧的新特提斯洋壳向北的俯冲及其后的碰撞作用有关,还是与北侧班公湖—怒江洋盆闭合后羌塘地体与拉萨地体的碰撞作用有关,需要探讨班公湖—怒江结合带的俯冲机制、演化历程及雪如岩体在其中所处的阶段。

对于班公湖—怒江结合带俯冲机制的研究,早期主要认为班公湖—怒江缝合带是单一极性的,而近些年来的研究对班公湖—怒江缝合带存在双向俯冲机制趋于一致,其中 Matte *et al.*(1996)提出了班公湖—怒江缝合带的多条洋内俯冲带复合而成的观点,双向俯冲模式也被刘庆宏等(2004)、潘桂棠等(2004)、廖六根等(2005)、莫宣学和潘桂棠(2006)等专家学者提出或认同。但是,目前对于其俯冲、闭合

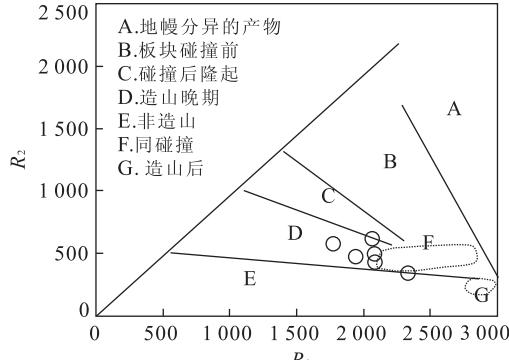


图 7 雪如岩体  $R_1-R_2$  图解(底图据 Batchelor and Bowden, 1985)

Fig. 7  $R_1$  vs.  $R_2$  diagram for the Xueru intrusion

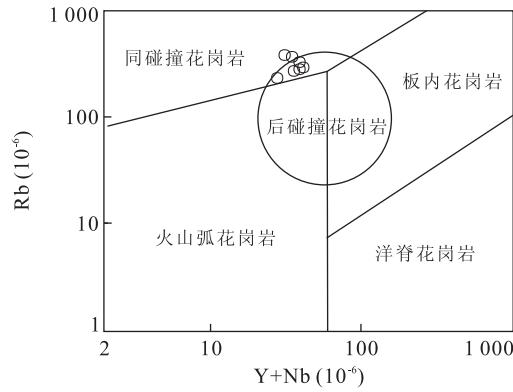


图 8 雪如岩体 Rb-(Y+Nb) 图解(底图据 Pearce, 1996)  
Fig. 8 Rb vs. (Y+Nb) diagram for the Xueru intrusion

等演化历史存在一定的争议,其中 Metcalfe(1998)认为班公湖—怒江弧后洋盆裂离于晚三叠世,早中侏罗世由北向南发生俯冲消减,于晚侏罗世—早白垩世闭合碰撞;Kapp *et al.*(2003)认为其开始俯冲时间应该是在晚侏罗世(约 170 Ma);曲晓明和辛洪波(2006)进一步对班公湖—怒江洋闭合的时间进行限定,认为在 145 Ma 左右;莫宣学和潘桂棠(2006)通过多年对班公湖—怒江缝合带演化的研究工作,认为其打开时间不晚于晚三叠世,开始俯冲时间约在 170 Ma 左右(双向俯冲),其闭合时间可能自晚侏罗世(约 159 Ma)开始,到早白垩世末(约 99 Ma)完成,使拉萨地块与羌塘地块碰撞拼合,这与前人认为的时代略晚。雪如岩体二长花岗岩时代为 80 Ma 左右,地球化学特征显示为典型的后碰撞花岗岩类,同时结合北侧的多巴岩体、班戈岩体属岛弧花岗岩(时代为 128.0~140.6 Ma)的事实(另文发表),区域上由北到南(班戈岩体→多巴岩体→雪如岩体)岩体时代逐渐变新,由此可见早白垩世末—晚白垩世初是班戈地区班公湖—怒江缝合带闭合、羌塘地体与拉萨地体碰撞的时间,应在 128 Ma 以后,这与莫宣学和潘桂棠(2006)的观点相近。同时,结合雪如岩体具有被动侵位机制、火山岩浆作用的“滞后性”等地质特征,综合认为班戈地区 80 Ma 左右已逐步转变为后碰撞环境,雪如岩体成岩成矿作用就是发生于班公湖—怒江缝合带闭合后、羌塘地体与拉萨地体后碰撞阶段,应力机制转换、同时期逆冲断层的发育等为雪如岩体的形成和侵位提供了条件。

雪如岩体中来自幔源的暗色包体极少,同时岩石学、地球化学也未显示出幔源岩浆及其混合的特征,可见雪如岩体形成与幔源岩浆的底侵作用没有关系。另一方面,岩石地球化学特征显示出雪如岩体岩浆源区富含流体(Ti 元素强烈亏损),流体的加入

和应力机制转换使得该区出现了挤压向伸展转变的环境,导致深部物理化学条件的改变,使石榴石角闪岩相—斜长角闪岩相的下地壳岩石迅速发生部分熔融,然后沿同时期活动的北西向褶皱冲断构造面被动侵位,形成于断裂上盘地层之中。

### 5.3 成矿意义

不同岩浆来源和性质的岩体对矽卡岩型矿床的成矿与矿种具有选择性。赵一鸣等(1990)认为,下地壳来源的花岗岩类有利于铜、铁、铅锌等矿床的形成,而上地壳来源的花岗岩类则与钨、锡、锂、铍等矿产有关。前已查明,雪如岩体为典型下地壳来源花岗岩类,是对铜铁多金属成矿非常有利的岩石类型,岩体边部已知矿床(点)均为铜铁多金属矿床(点)也证明了这一点。雪如岩体2件锆石LA-ICP-MS U-Pb加权平均年龄分别为 $79.25 \pm 0.97$  Ma 和  $79.72 \pm 0.51$  Ma,可以对该区矽卡岩型铜铁成矿时代进行准确限定,大约在80 Ma左右,为晚白垩世。

1:25万多巴幅(2003)和1:25万班戈幅(2002)区域资料显示,由雪如岩体分别向东西两侧,还存在大量的此类花岗岩和同样的成矿环境(岩体侵位于灰岩地层中)。雪如岩体与灰岩接触带的普遍含矿性说明区域寻找同类型矿床的潜力巨大,而对雪如岩体岩石性质、形成时代及其所处的构造演化阶段的准确限定则为该区找矿指明了方向。

## 6 结论

(1)雪如岩体二长花岗岩富 $K_2O$ 、 $SiO_2$ 、LREE及Rb、Ba、Pb、Th、K等大离子亲石元素,稀土总量( $\Sigma REE$ )较高,Nb、Ta、Sr、Ti等高场强元素含量相对较低,具有明显的高场强元素Nb-Ta槽和Ti、Sr、Ba谷,稀土元素配分曲线为明显的右倾曲线,具有中等的负Eu异常,属准铝质高钾钙碱性—钾玄岩岩石系列。岩石是由中下地壳石榴石角闪岩相—斜长角闪岩相镁铁质岩石部分熔融形成,源区富含流体,残留物主要是斜长石十角闪石,石榴石含量少于10%。(2)雪如岩体二长花岗岩属后碰撞花岗岩类,锆石LA-ICP-MS U-Pb加权平均年龄分别为 $79.25 \pm 0.97$  Ma 和  $79.72 \pm 0.51$  Ma,为晚白垩世,成岩成矿作用发生于羌塘地体与拉萨地体的后碰撞阶段,并进一步指出早白垩世末—晚白垩世初(128 Ma以后)是班戈地区班公湖—怒江缝合带闭合、羌塘地体与拉萨地体碰撞的时间。(3)由下地壳部分熔融形成的花岗岩类是对班戈地区铜铁成矿非

常有利的岩石类型,矽卡岩型铜铁成矿作用发生于80 Ma左右;这对该区域进一步找矿有重要的指示意义。

## References

- Andersen, T., 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}Pb$ . *Chemical Geology*, 192 (1–2): 59–79.
- Batchelor, B., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43–55.
- Croft, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469–495. doi:10.2113/0530469
- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95: 21503–21521. doi: 10.1029/JB095iB13p21503
- Gao, Y. F., Hou, Z. Q., Wei, R. H., 2003. Petrology, geochemistry of the Neogene Gangdese porphyries and its geodynamic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 418–428 (in Chinese with English abstract).
- Hou, Z. Q., Mo, X. X., Gao, Y. F., et al., 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts on Tibetan plateau and in northern Chile. *Mineral Deposits*, 22(1): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Kapp, P., Murphy, M. A., Yin, A., et al., 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4): 3–1~3–23. doi: 10.1029/2001TC001332
- Liao, L. G., Cao, S. H., Xiao, Y. B., et al., 2005. The delineation and significance of the continental-margin volcanic-magmatic arc zone in the northern part of the Bangong-Nujiang suture zone. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 25(1): 163–170 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Q. H., Xiao, Z. J., Cao, S. H., et al., 2004. A preliminary study of the spatio-temporal framework of the archipelagic arc-basin systems in the western part of the Bangong-Nujiang suture zone, Xizang. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 24(3): 15–21 (in Chinese with English abstract).
- Matte, P. P., Tapponnier, N., Arnaud, L., et al., 1996. Tectonics of western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 311–330. doi: 10.1016/0012-821X(96)00086-6

- Metcalfe, I., 1998. Palaeozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region: multidisciplinary constraints and implications for biogeography. In: Robert, H., Holloway, D., eds., *Biogeography and evolution of SE Asia*. Backhuys Publisher, Amsterdam, 1998: 4356.
- Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., et al., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints from mantle source characteristics and petrogenesis. *Jour. Petro.*, 40: 1399–1424. doi: 10.1093/petrology/40.9.1399
- Mo, X. X., Pan, G. T., 2006. From the Tethys to the formation of the Qinghai-Tibet plateau: constrained by tectonic-magmatic events. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 43–51 (in Chinese with English abstract).
- Mo, X. X., Zhao, Z. D., Deng, J. F., et al., 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135–148 (in Chinese with English abstract).
- Pan, G. T., Zhu, D. C., Wang, L. Q., et al., 2004. Bangong Lake-Nu River suture zone—the northern boundary of Gondwanaland: evidence from geology and geophysics. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 371–382 (in Chinese with English abstract).
- Pearce, J. A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120–125.
- Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33–47. doi: 10.1007/BF00375192
- Qu, X. M., Hou, Z. Q., Huang, W., 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second “Yulong” copper belt? *Mineral Deposit*, 20(4): 355–366 (in Chinese with English abstract).
- Qu, X. M., Xin, H. B., 2006. Ages and tectonic environment of the Bangong Co porphyry copper belt in western Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 792–799 (in Chinese with English abstract).
- Rapp, R. P., 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids. In: de Wit, M. J., Ashwal, L. D., eds., *Greenstone belts*. Oxford University Press, Oxford.
- Rowley, D. B., Xue, F., Tucker, R. D., 1997. Ages of ultra-high pressure metamorphic and source orthogneisses from the eastern Dabieshan: U/Th zircon geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 151: 191–203
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R. L., ed., *The crust treaties on geochemistry*. Elsevier Pergamon, Oxford, 3: 1–64. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4
- Sisson, T. W., 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, 117: 331–334. doi: 10.1016/0009-2541(94)90135-X
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications*, 42: 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tuner, S., Arnaud, N., Liu, J. Q., et al., 1996. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45–71. doi: 10.1093/petrology/37.1.45
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Uniwin Hymen, London.
- Wu, Y. F., Ge, W. C., Sun, D. Y., 2002. The idea, identified signs and geological significance of adakite. In: Xiao, Q. H., Deng, J. F., Ma, D. S., et al., eds., *The ways of investigation on granitoids*. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28: 353–370. doi: 10.1111/j.1751-908X.2004.tb00755.x
- Zhang, J. F., Zheng, Y. Y., Zhang, G. Y., et al., 2010. Genesis of Zhaxikang Pb-Zn-Sb-Ag deposit in northern Himalaya: constraints from multi-isotope geochemistry. *Earth Science—Journal of China University Geosciences*, 35(6): 1000–1010 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Y. M., Lin, W. W., Bi, C. S., et al., 1990. Skarn deposits of China. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Zheng, Y. Y., Xue, Y. X., Cheng, L. J., et al., 2004a. Finding, characteristics and significance of Qulong super-large porphyry copper (molybdenum) deposit, Tibet. *Earth Science—Journal of China University Geosciences*, 29(1): 103–108 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Gao, S. B., Cheng, L. J., et al., 2004b. Finding and significances of Chongjiang porphyry copper (molybdenum, gold) deposit, Tibet. *Earth Science—Journal of China University Geosciences*, 29(3): 333–339 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Gao, S. B., Zhang, D. Q., et al., 2006. Ore-forming fluid controlling mineralization in Qulong super-large porphyry copper deposit, Tibet. *Earth Sci-*

ence—Journal of China University Geosciences, 31(3): 349—354 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 高永丰,侯增谦,魏瑞华,2003.冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义.岩石学报,19(3): 418—428.
- 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矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例.矿床地质,22(1): 1—12.
- 廖六根,曹圣华,肖业斌,等,2005.班公湖—怒江结合带北侧陆缘火山—岩浆弧带的厘定及其意义.沉积与特提斯地质,25(1): 163—170.
- 刘庆宏,肖志坚,曹圣华,等,2004.班公湖—怒江结合带西段多岛弧盆系时空结构初步分析.沉积与特提斯地质,24(3): 15—21.
- 莫宣学,潘桂棠,2006.从特提斯到青藏高原形成:构造—岩浆事件的约束.地学前缘,13(6): 43—51.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,等,2003.印度—亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应.地学前缘,10(3): 135—148.
- 潘桂棠,朱弟成,王立全,等,2004.班公湖—怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据.地学前缘,11

(4): 371—382.

曲晓明,侯增谦,黄卫,2001.冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏第二个“玉龙”铜矿带? 矿床地质,20(4): 355—366.

曲晓明,辛洪波,2006.藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境.地质通报,25(7): 792—799.

吴福元,葛文春,孙德有,2002.埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义,见:肖庆辉,邓晋福,马大铨,等编,花岗岩的研究思维与方法.北京:地质出版社,179.

张建芳,郑有业,张刚阳,等,2010.北喜马拉雅扎西康铅锌锑银矿床成因的多元同位素制约.地球科学——中国地质大学学报,35(6): 1000—1010.

赵一鸣,林文蔚,毕承思,等,1990.中国矽卡岩矿床.北京:地质出版社.

郑有业,薛迎喜,程力军,等,2004a.西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床:发现、特征及意义.地球科学——中国地质大学学报,29(1): 103—108.

郑有业,高顺宝,程力军,等,2004b.西藏冲江大型斑岩铜(钼金)矿床的发现及意义.地球科学——中国地质大学学报,29(3): 333—339.

郑有业,高顺宝,张大权,等,2006.西藏驱龙超大型斑岩铜矿床成矿流体对成矿的控制.地球科学——中国地质大学学报,31(3): 349—354.