华北地块北缘西段巴音诺尔公—狼山地区牙马图 岩体的岩浆混合成因

——岩相学和元素地球化学证据

张建军^{1,2)},王涛^{*2)},张招崇¹⁾,童英²⁾,张磊²⁾,史兴俊^{1,2)},郭磊²⁾,李舢²⁾,曾涛²⁾ 1)中国地质大学,北京,100083;2)中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:华北地块北缘西段巴音诺尔公一狼山地区的牙马图岩体以二长花岗岩为主,岩体中广泛发育岩浆暗 色包体,二者界线明显。包体为岩浆结构,大多数具有塑性外形,发育淬冷边、反向脉,存在多种不平衡结构和矿物 组合,如斜长石环带、石英眼斑、针状磷灰石等,显示岩浆混合特征;包体的SiO2含量为48.40%~55.40%,寄主花岗 岩SiO2含量为65.03%~72.85%,具有明显的SiO2含量间隔;与寄主花岗岩相比,包体的Fe、Mg、Ca、Ti含量较高;包 体和寄主花岗岩的主要氧化物之间具有很好的线性关系,微量元素和稀土元素特征相似。包体和寄主花岗岩的这 些地球化学特征显示出明显的岩浆混合趋势。岩相学和元素地球化学特征表明暗色包体是基性岩浆侵入到酸性岩 浆淬冷的产物,牙马图岩体存在两种岩浆的混合作用。

关键词:暗色包体;花岗岩;岩浆混合;地球化学;阿拉善

岩体中的包体在岩浆物质来源、演化和侵位机 制,特别是岩浆相互(混合)作用的研究中具有重要 的意义,因而一直受到人们的重视(Didier,1973; Chappell et al., 1987; Didier and Barbarin, 1991; 周珣 若,1994; Bouloton and Gasquet, 1995; 王涛, 2000; 莫 盲学等,2002;王晓霞等,2005)。这些包体按其成因 可以分为捕掳体、重熔残留体、淬冷包体、不混溶包 体等几种类型(Vernon, 1983; Didier and Ferrand, 1987;徐夕生等, 1988; Chappell and White, 1991; Barbarin and Didier, 1992; 王德滋等, 1992; 洪大卫, 1994; Elburg, 1996; 杜杨松等, 1996, 2003; Silva et al.,2000;Waight et al.,2001)。一般而言,发育岩 浆暗色包体且包体具有淬冷结构、针状磷灰石,交代 边、矿物镶边等不平衡矿物组合和结构等岩相学特 征,是指示岩浆混合作用存在的直接证据(Hibbard, 1991; Pitcher, 1997; 董申保, 1995; 王德滋等, 1999; 王涛,2000;李昌年,2002;王晓霞等,2002;张旗等, 2007; Wang et al., 2011)。华北地块北缘西段内蒙 古巴音诺尔公一狼山地区二叠纪牙马图岩体中也广 泛发育有上述特征的暗色包体,因而为该岩体的成 因提供了重要的信息。本文对暗色包体的空间分布 和形态特征,以及暗色包体和寄主岩石的岩石学、岩相学、地球化学进行系统对比研究,并初步探讨该岩体的岩浆混合成因,为该地区晚古生代的构造一岩浆作用提供新的信息。

1 地质背景

华北地块北缘毗邻中亚造山带(或称北亚造山 区)东段(兴蒙造山带),经历了复杂的构造演化历 史,晚古生代一早中生代大量的侵入体构成了华北 地块北缘呈东西向分布的岩浆岩带(李锦轶等, 2009;张拴宏等,2010)。前人对华北地块北缘的构 造背景及其与兴蒙造山带和古亚洲洋构造演化的关 系进行了大量的研究,但仍存在着较大争议。华北 地块北缘晚石炭世一早二叠世为安第斯型活动大陆 边缘(张拴宏等,2010;杨健等,2011)。巴音诺尔 公一狼山地区位于内蒙古阿拉善盟巴彦淖尔以西, 巴丹吉林断裂以南,大地构造位置处于华北地块北 缘西段(图1)。该地区前寒武纪地层分布较广,出 露不连续,主要为古元古代阿拉善岩群(吴泰然等, 1993;陈志勇等,2004;彭润民等,2007;耿元生等, 2010)。晚古生代、中生代岩浆活动强烈,发育众多

收稿日期:2011-07-13;改回日期:2011-11-25;责任编辑:章雨旭。

注:本文为 973 项目(编号 2001CB409800, 2007CB411307)、中国地质调查局资助项目(编号 1212010611803, 1212010611817, 1212010811033)和国家自然科学基金资助项目(编号 40702010)的成果。

作者简介:张建军,男,1985年生。硕士研究生,岩石学专业。Email:eaglest@163.com。通讯作者:王涛,男,1959年生。博士生导师。主要从事花岗岩及构造地质研究。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街26号;Email:taowang@cags.ac.cn。

呈北东向展布的石炭纪、二叠纪(如诺尔公、红古尔 玉林、牙马图一迭布斯格、苏亥图、哈里努登)和三 叠纪的花岗岩类岩石(李俊建,2006;沈存利等, 2009)。

2 岩体地质和岩相学特征

2.1 岩体地质及岩相学

牙马图岩体位于巴音诺尔公以东,吉兰泰断裂 以西,侵位于古元古代阿拉善岩群德尔和通特组 (图1),岩体东南部与第三系地层不整合接触,出露 面积约55km²,形态不规则,变形较弱。

岩体的岩石类型主要为二长花岗岩、钾长花岗 岩、花岗闪长岩等,局部可见灰白色细粒花岗质岩 脉穿插,岩体中有大量暗色包体发育。

二长花岗岩为粗粒花岗结构,块状构造。主要 矿物包括斜长石(35%~40%)、钾长石(20%~ 30%)、石英(25%~25%)、黑云母(5%~10%)和 角闪石(5%~8%)等,此外,还含有少量的磷灰石、 榍石和锆石等副矿物。斜长石呈半自形板状,发育 聚片双晶,双晶纹密而细,颗粒大小约为0.7×1~2 ×4mm²;钾长石呈板状,颗粒大小约为0.4×1~2× 5mm²,有格子双晶发育;石英呈他形粒状,颗粒大小 约为0.3~1mm,表面干净,可见波状消光;黑云母 呈他形片状,颗粒大小约为0.5×1mm²;角闪石为墨 绿色,呈他形片状,发育两组解理,颗粒大小约为 0.3×1~1×4mm²。

钾长花岗岩呈肉红色,粗粒花岗结构,块状构造。矿物主要由钾长石(35%~45%)、斜长石(25%~35%)、石英(20%~25%)和黑云母(5%~10%)组成,有少量副矿物如磷灰石、锆石等。钾长石呈他形板状,颗粒大小约为0.5×1~2×3mm²,有格子双晶发育;斜长石呈半自形板状,发育聚片双晶,颗粒较大,约为0.2×5~1.5×3mm²;石英呈他形粒状,颗粒大小约为0.3~0.6mm;磷灰石呈短柱



图 1 巴音诺尔公—狼山地区地质简图(据 1: 20 万地质图庆格勒幅和阿拉坦敖包图幅改编) Fig. 1 Geological sketch map of Bayinnuoergong—Langshan area(after 1: 200000 Geological Map of Qinggele and Alatan'aobao), showing Yamatu pluton and sampling sites

1—中一新生代地层;2—前寒武纪地层;3—三叠纪花岗岩;4—二叠纪花岗岩;5—石炭纪石英闪长岩;6—石炭纪基性侵入岩; 7—采样点位置

1—Mesozoic—Cenozoic strata;2—Precambrian strata;3—Triassic granite;4—Permian granite;5—Carboniferous quartz diorite; 6—Carboniferous basic intrusive rocks;7—sampling localities 花岗闪长岩呈灰—浅灰黑色,粗粒花岗结构,蠕 虫结构,块状构造。主要矿物为斜长石(35%~ 45%)、石英(20%~25%)、角闪石(15%~20%)、 钾长石(8%~10%)和黑云母(5%~10%),有少量 副矿物如磷灰石等。斜长石呈自形、半自形板状,颗 粒大小约为0.5×0.9~1×2mm²,发育聚片双晶;石 英呈他形粒状,有的石英在斜长石中呈蠕虫状生长 构成蠕虫结构,颗粒大小约为0.1×0.5mm²,可见波 状消光;角闪石呈他形与黑云母交互共生;钾长石呈 他形板状,颗粒大小约为0.2×0.7~0.5×1mm²,有 格子双晶发育;黑云母呈黄褐色,他形片状,一组极 完全解理,颗粒大小约为0.3×0.6mm²,边部有绿泥 石化。

二长花岗岩、钾长花岗岩、花岗闪长岩未发现 明显的侵入顺序和分布规律。该岩体二长花岗岩的 TIMS 法单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 273.3 ± 1.0Ma(李 俊建,2006)。

2.2 包体

牙马图岩体中广泛发育暗色包体,约占岩体的 0.5%,分布不均匀,主要出现在二长花岗岩中。随 着海拔的升高(1481~1587m),岩体中出现的暗色 包体逐渐增多,在岩体上部成群出露(图2a)。包体 的大小不一,变化较大,长径多数为10~40cm,最大 的包体约为2×3m²。包体无定向排列,形态多样, 表现为椭圆状、浑圆状、透镜状及不规则状等形态 (图2b,c,e),以浑圆状、椭球状和透镜状者居多,显 示出明显的塑性流变特点。包体与寄主岩石大多数 呈较为截然的接触关系,可见淬冷边(图2d),有的 包体还具有反向脉,脉宽约为1~3cm(图2f)。

暗色包体有辉长质和闪长质两种类型。辉长质 包体的岩石类型为角闪辉长岩,细粒半自形粒状结 构,块状构造,主要成分为辉石(25%~30%)、角闪 石(15%~25%)、斜长石(15%~20%)、黑云母 (10%~15%)、钾长石(5%~10%)、石英(4%~ 8%)、磷灰石(3%)。闪长质包体的岩石类型为石 英二长闪长岩,具有细粒半自形粒状结构,嵌晶结 构,主要成分为角闪石(25%~35%)、黑云母(20% ~35%)、斜长石(15%~20%)、钾长石(10%~ 20%)、石英(15%~20%)、磷灰石(3%)。暗色包 体中的斜长石呈半自形板状,颗粒大小约为0.1× 0.3~0.4×0.6mm²,斜长石具有暗色矿物镶边(图 版 I-1),有的斜长石具有环带结构(图版 I-2),有 的斜长石还包裹小的他形黑云母和角闪石;角闪石 具有石英等浅色矿物组成的镶边(图版 I-3),有的 角闪石包裹斜长石并被长条状黑云母穿插(图版 I-4),有的角闪石内还发育他形石英包裹体(图版 I-5);黑云母呈他形细条状镶嵌在斜长石边缘(图版 I-1)和石英边缘形成眼斑结构(图版 I-6);包体中 有钾长石巨晶(图版 I-7),颗粒大小约为1 × 4.5mm²,其内有斜长石的嵌晶结构;磷灰石含量比 寄主花岗岩中多,有短柱状和针状两种形态,多为针 状(图版 I-8),颗粒大小约为0.05~0.15mm,其长 宽比一般大于15: 1,有的接近20: 1,主要发育在 斜长石和石英中。

3 寄主岩石及包体地球化学特征

3.1 测试方法

样品主量元素、微量元素分析测试是在加拿大 温哥华Acme分析实验室进行的,除了Fe₂O₃之外, 分别由电感耦合等离子光谱分析(ICP-AES)和电感 耦合等离子质谱仪(ICP-MS)完成。主量元素测试 先把粉末样品在石墨坩埚中与助熔剂LiBO₂/ Li₂B₄O₇混合,放在马弗炉中熔化后用硝酸稀释溶 解,然后选取 0.2g 进行 ICP-MS 分析,烧失量在 1000℃时测定。微量元素分析包括两部分,稀土元 素和难溶元素的测定选取粉末样品在石墨坩埚中与 助熔剂LiBO₂/Li₂B₄O₇混合,放在马弗炉中熔化用硝 酸稀释溶解后,再进行 ICP-MS 分析;另外单独选取 0.5g 经王水溶解的进行 ICP-MS 分析贵金属的含 量。分析结果见表1。

3.2 主量元素

包体和寄主花岗岩的SiO₂含量集中分布于 48.45%~55.40%和65.03%~72.85%两个区间 (表1),包体明显比寄主花岗岩偏基性,包体越多的 地方,寄主花岗岩越基性。包体和寄主花岗岩都富 碱(Na,0+K,0>6%), Na,0含量相近。包体的 K₂O/Na₂O = 0.51 ~ 0.58, 里特曼指数(δ)为 3.73 ~ 8.04, 为高钾钙碱性系列(样品 Ls057、Ls061、 Ls063)和钾玄岩系列(样品 Ls055、Ls056、Ls058、 Ls062)(图 3a)。包体的Al₂O₃含量为17.54%~ 18.91%,铝饱和指数 A/CNK = 0.75~0.86, A/NK =1.73~2.05,为准铝质(图 3b)。寄主花岗岩的 K₂O/Na₂O = 0.95~1.88, 里特曼指数(δ)为1.81~ 2.53,主要为高钾钙碱性系列,钾长花岗岩(样品 Ls047)在SiO₂—K₂O图解上落在钾玄系列区域(图 3a)。寄主花岗岩的 Al₂O₃含量为 14.24% ~ 16.23%,铝饱和指数 A/CNK = 0.97~1.05, A/NK



图 2 牙马图岩体中暗色包体的形态和分布 Fig. 2 Field photos showing morphology and distribution of the enclaves in the Yamatu pluton (a)—岩体上部包体成群出露;(b)—椭球状和不规则状包体;(c)—透镜状包体; (d)—有淬冷边的包体;(e)—浑圆状闪长质包体;(f)—具有反向脉的包体 (a)— the enclaves occur as dense swarms;(b)— spherical and irregular enclaves;(c)— lenticular enclave; (d)— enclaves with quench rim;(e)— ellipsoidal dioritic enclave;(f)— back-up veins of enclave =1.28~1.62,为准铝质(样品 Ls048、Ls049)和过 铝质(样品 Ls046、Ls047)(图 3b)。包体的 Fe、Mg、 Ca、Ti 含量比寄主花岗岩的高。

包体和寄主花岗岩主要氧化物随着SiO₂含量的 增加有着规律性变化,具有很好的线性关系(图4), TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、P₂O₅、MgO、CaO、MnO 与SiO₂呈 明显的负相关性,而Na₂O + K₂O呈较明显的正相关 性。

3.3 微量元素

在稀土元素上,包体和寄主花岗岩的稀土配分 曲线型式相似(图 5a),(La/Yb)_N = 4.61 ~ 22.91, 都呈轻稀土富集,重稀土亏损的右倾型。辉长质包 体(样品 Ls058、Ls062、Ls056、Ls055)Eu 无明显异 常(δ Eu = 0.98 ~ 1.05),闪长质包体(样品Ls057、

表1 巴音诺尔公—狼山地区牙马图岩体包体和寄主花岗岩样品主量元素(%)、稀土元素

和微量元素(×10⁻⁶)分析结果

Table 1Major elements (%) rare earth elements and trace elements ($\times 10^{-6}$) contents of the
enclaves and their host granites in the Yamatu Pluton, Bayinnuoergong—Langshan area

岩石名称	寄主岩石				包体						
岩性	钾长花岗岩	二长礼	花岗岩	花岗闪长岩	闪长质包体 辉长质包体						
样品编号	Ls047	Ls046	Ls049	Ls048	Ls057	Ls061	Ls063	Ls058	Ls062	Ls056	Ls055
SiO ₂	72.85	71.52	68.60	65.03	53.02	54.00	55.40	48.40	48.45	48.49	49.02
TiO_2	0.14	0.35	0.34	0.50	1.26	1.29	1.23	1.66	1.62	1.65	1.61
Al_2O_3	14.24	14.55	15.20	16.23	17.67	17.94	17.55	18.86	17.54	18.91	18.72
$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	1.18	2.54	3.14	4.40	9.37	8.69	8.20	11.30	11.55	11.01	10.99
MnO	0.02	0.04	0.06	0.07	0.16	0.16	0.14	0.19	0.19	0.19	0.18
MgO	0.29	0.71	0.97	1.63	2.94	2.76	2.76	3.56	4.25	3.65	3.52
CaO	1.45	2.20	2.82	3.71	6.36	6.04	5.77	7.37	7.98	7.69	7.64
Na ₂ O	3.02	3.69	3.47	4.22	4.49	4.60	4.51	4.21	3.89	4.06	4.14
$K_2 O$	5.67	3.50	4.32	2.87	2.61	2.49	2.29	2.38	2.15	2.34	2.13
P_2O_5	0.04	0.07	0.10	0.15	0.36	0.54	0.52	0.52	0.54	0.52	0.52
烧失	0.90	0.70	0.80	1.00	1.50	1.20	1.40	1.30	1.50	1.20	1.20
总量	99.77	99.86	99.84	99.82	99.72	99.70	99.73	99.71	99.70	99.68	99.69
$K_2 O/Na_2 O$	1.88	0.95	1.24	0.68	0.58	0.54	0.51	0.57	0.55	0.58	0.51
A/CNK	1.04	1.05	0.98	0.97	0.81	0.84	0.86	0.82	0.75	0.82	0.81
A/NK	1.28	1.48	1.46	1.62	1.73	1.75	1.77	1.99	2.01	2.05	2.05
δ	2.53	1.81	2.37	2.28	5.03	4.57	3.73	8.04	6.69	7.46	6.53
La	12.60	20.00	13.60	30.90	24.00	35.20	34.70	26.00	29.50	29.00	27.50
Ce	20.50	37.00	28.30	67.60	68.70	79.80	80.30	64.80	71.40	71.90	68.90
Pr	2.21	3.74	3.24	7.91	8.96	9.68	9.73	8.34	8.92	9.10	8.59
Nd	7.70	12.40	11.70	32.20	37.20	38.00	39.30	35.90	36.20	36.80	34.40
Sm	1.23	1.79	2.44	5.72	7.07	6.71	6.49	6.36	6.45	6.63	6.36
Eu	0.72	0.69	0.96	0.83	1.55	1.86	1.72	1.99	2.10	2.18	2.07
Gd	1.01	1.51	2.19	5.30	6.25	5.31	5.36	5.83	5.79	5.76	6.06
Tb	0.18	0.23	0.37	0.95	0.98	0.83	0.80	0.87	0.86	0.89	0.87
Dy	1.18	1.34	1.99	5.37	5.43	4.33	4.32	4.56	4.83	4.79	4.62
Ho	0.19	0.23	0.41	1.08	1.12	0.83	0.80	0.91	0.91	0.92	0.89
\mathbf{Er}	0.62	0.67	1.18	3.40	3.43	2.40	2.32	2.59	2.58	2.61	2.45
Tm	0.08	0.09	0.19	0.50	0.51	0.35	0.35	0.37	0.37	0.37	0.35
Yb	0.53	0.59	1.19	3.28	3.52	2.03	2.09	2.37	2.42	2.20	2.35
Lu	0.08	0.09	0.19	0.50	0.53	0.33	0.34	0.36	0.35	0.35	0.35
Y	5.70	7.30	12.00	32.70	32.80	23.00	23.50	25.80	25.70	25.50	24.00
$\sum \text{REE}$	54.53	87.67	79.95	198.24	202.05	210.66	212.12	187.05	198.38	199.00	189.76
LREE	44.96	75.62	60.24	145.16	147.48	171.25	172.24	143.39	154.57	155.61	147.82
HREE	9.57	12.05	19.71	53.08	54.57	39.41	39.88	43.66	43.81	43.39	41.94
LREE/HREE	4.70	6.28	3.06	2.73	2.70	4.35	4.32	3.28	3.53	3.59	3.52
δEu	1.91	1.25	1.24	0.45	0.70	0.92	0.86	0.98	1.03	1.05	1.00
(La/Yb) _N	16.06	22.91	7.72	6.37	4.61	11.72	11.22	7.41	8.24	8.91	7.91

(续表	1)

岩石名称	寄主岩石				包体							
岩性	钾长花岗岩	二长礼	 	花岗闪长岩	闪长质包体			辉长质包体				
样品编号	Ls047	Ls046	Ls049	Ls048	Ls057	Ls061	Ls063	Ls058	Ls062	Ls056	Ls055	
Rb	105.60	89.10	95.00	117.50	76.10	90.10	89.00	97.70	88.20	91.20	78.90	
Sr	357.30	291.10	401.90	417.00	573.10	721.50	686.70	705.40	658.10	779.80	784.40	
Ba	1898.00	908.00	955.00	699.00	913.00	928.00	728.00	726.00	680.00	810.00	862.00	
Th	3.20	5.80	3.50	12.70	7.60	3.20	5.50	1.60	1.50	1.40	1.90	
U	0.30	0.60	1.00	1.30	2.50	1.40	1.80	1.60	1.60	1.60	2.10	
Nb	2.80	5.10	5.80	12.20	10.60	12.00	14.00	9.00	8.20	7.80	7.70	
Та	0.10	0.10	0.40	0.60	0.90	0.70	0.80	0.30	0.40	0.30	0.40	
Zr	88.30	113.70	96.10	152.50	128.00	225.70	230.90	148.40	156.70	147.80	136.60	
Hf	3.10	4.00	3.10	5.40	3.60	5.20	6.00	3.80	4.20	4.00	3.60	
Sc	2.00	2.00	6.00	9.00	23.00	16.00	17.00	25.00	26.00	26.00	25.00	
Co	1.80	3.30	4.50	7.10	18.70	13.60	13.50	17.90	20.40	18.70	19.30	
Ni	0.50	1.40	3.30	3.50	0.30	1.10	1.80	0.40	3.10	0.20	0.40	
Ga	13.00	15.00	14.30	17.80	19.90	19.20	19.30	20.80	18.90	19.80	19.20	
Pb	3.40	3.20	3.40	3.40	2.70	2.00	2.00	1.90	2.60	1.90	1.60	
Zn	22.00	44.00	41.00	62.00	52.00	71.00	73.00	84.00	73.00	76.00	67.00	
W	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	4.30	< 0.50	< 0.50	0.60	0.50	0.60	0.50	
Mo	< 0.10	< 0.10	0.10	0.10	0.30	0.30	0.20	0.20	0.50	0.10	0.40	
Cu	0.50	1.40	1.20	1.40	28.80	18.10	18.10	28.90	38.00	26.30	30.20	

 \exists : A/CNK = n(Al₂O₃)/[n(CaO) + n(Na₂O) + n(K₂O)], A/NK = n(Al₂O₃)/[n(Na₂O) + n(K₂O)]



图 3 牙马图岩体包体和寄主花岗岩常量元素图解 Fig. 3 Major element diagrams for the enclaves and their host granites in the Yamatu pluton (a)—K₂O—SiO₂图解;(b)— A/CNK—A/NK 图解(据 Peccerillo and Taylor,1976) (a)—K₂O—SiO₂ diagram;(b)— A/CNK—A/NK diagram (after Peccerillo and Taylor,1976)

Ls061、Ls063)具有较弱的 Eu 负异常(δ Eu = 0.70 ~ 0.86),花岗闪长岩(样品 Ls048)具有较明显的 Eu 负异常(δ Eu = 0.45),而钾长花岗岩(样品 Ls047)、 二长花岗岩(样品 Ls046、Ls049)具有明显的 Eu 正 异常(δ Eu = 1.24 ~ 1.91)。包体 Σ REE = 187.05 × 10⁻⁶ ~ 212.12 × 10⁻⁶(平均为 199.86 × 10⁻⁶),LREE = 143.39 × 10⁻⁶ ~ 172.24 × 10⁻⁶(平均为 156.05 × 10^{-6}), HREE = 39. 41 × 10^{-6} ~ 54. 57 × 10^{-6} (平均为 43. 80 × 10^{-6}), LREE/HREE = 2. 70 ~ 4. 35 (平均为 3. 61)。寄主花岗岩 Σ REE = 54. 53 × 10^{-6} ~ 198. 24 × 10^{-6} , LREE = 44. 96 × 10^{-6} ~ 145. 16 × 10^{-6} , HREE = 9. 57 × 10^{-6} ~ 53. 08 × 10^{-6} , LREE/HREE = 2. 73 ~ 6. 28。包体的稀土总量、轻重稀土的含量都 比寄主花岗岩的高。寄主岩石不同样品的分馏有一

58



图 4 暗色包体和寄主花岗岩 Harker 图解(图例同图 3) Fig. 4 Harker diagrams of the enclaves and their host granites(Symbols as in Fig. 3)

定差异,花岗闪长岩(样品 Ls048)的稀土总量和轻 重稀土的含量比其他样品的高,与暗色包体的含量 相近。



图5牙马图岩体包体、寄主花岗岩稀土和微量元素图解: (a)一稀土元素球粒陨石标准化配分图;(b)一微量元 素原始地幔标准化蛛网图(标准化数据引自 Sun and McDonough,1989)

Fig. 5 The REE and trace element diagrams for the enclaves and their host granites in Yamatu pulton: (a)— chondritenormalized REE patterns; (b)— primitive-mantle normalized trace element Patterns of trace element (Normalizing values are from Sun and McDonough, 1989)

在微量元素上,包体富集 Sc、Co、Ga、Zn、Cu 等 (表1)。在原始地幔标准化图解上(图5b),包体的 大离子亲石元素(LILE,如 Rb、Ba、K)相对富集,而 Ti、Nb、Ta 等高场强元素明显亏损,反应其源区可能 有较多的壳源物质加入,Th、Zr 弱亏损,曲线上出现 Ti 槽、Nb 槽、Ta 槽。而寄主花岗岩 Ti、Nb、Ta 等高 场强元素明显亏损,大离子亲石元素(LILE,如 Rb、 Ba、K)相对富集,U、Ce 弱亏损,曲线中出现 Ti 槽、P 槽、Ta 槽、Nb 槽,二者蛛网图中的曲线形态整体相 似,但Ti、Nb、Ta等元素亏损程度不同。

4 岩体的岩浆混合成因及意义探讨

4.1 岩浆混合的岩相学证据

4.1.1 岩浆暗色包体的淬冷边及反向脉

岩浆暗色包体常常作为岩浆混合作用的一个直 接的证据(Hibbard, 1991; Pitcher, 1997;董申保, 1995;李昌年,2002;张旗等,2007;王德滋等,2008), 岩浆混合成因的包体多数呈浑圆状或透镜状的塑变 形态(张晓琳等,2005;汪传胜等,2009)。淬冷包体 是成分、温度、粘度等性质不同的两种岩浆不均一混 合的表征。徐夕生(1988)较早使用"淬冷包体"一 词,并详细研究了淬冷包体与岩浆混合作用。淬冷 包体往往具有淬冷边,反向脉,包体边缘比包体中心 颜色更暗,在岩体中的分布与岩浆混合作用的位置 和对流规模有关(王德滋等,1992)。

牙马图岩体中的暗色包体具有明显的岩浆结构 特征,在岩体上部成群分布;包体具有椭球状、透镜 状、浑圆状等形态(图2b、c、e)。暗色包体和寄主岩 石具有截然的接触关系,有的具有淬冷边(图2d), 包体边部的颜色更深,有的包体具有反向脉(图 2f)。淬冷边和反向脉的出现,说明包体不是捕虏 体,也不是残留体或析离体,而是在塑性状态下与寄 主岩岩浆近同时结晶的产物(范洪海,2001),是铁 镁质岩浆与长英质岩浆发生相互(混合)作用的证 据之一(王德滋等,2008);椭球状、浑圆状和透镜状 等塑性流动形态,显示了暗色包体具有淬冷包体的 形态特征,可以与同源包体相区别,说明岩浆侵位时 局部呈液态或者半固态。牙马图岩体的暗色包体与 淬冷包体的特征相似,很可能是淬冷包体。

4.1.2 不平衡的结构和矿物组合

岩浆混合成因的包体特征比较明显,如当长英 质岩浆和镁铁质岩浆混合时,前者早期晶出的斑晶 (如斜长石、钾长石、角闪石和黑云母等)再被温度 高的后者熔融及反应后,有的被熔蚀成圆形球粒,有 的钾长石则会被斜长石围绕形成环斑结构。包体中 矿物异常共生、矿物之间自形程度差异大(Langmuir et al.,1987;朱金初等,2006)。长英质岩浆中磷灰 石结晶速度慢,为短柱状,而在镁铁质岩浆中磷灰石 结晶速度快,为长柱状和针状,长宽比一般大于15 (Wyllie et al.,1962;Didier and Ferrand,1987;周金 城等,1994),两种岩浆的混合势必会出现两种不同 形态的磷灰石。

牙马图岩体中暗色包体中出现了明显的不平衡

结构和矿物组合,如圆形球粒状的斜长石有暗色矿 物镶边(图版 I-1),斜长石环带结构(图版 I-2),角 闪石的石英镶边(图版 I-3),角闪石中包裹斜长石 (图版 I-4)和角闪石中发育石英包裹体(图版 I-5),石英眼斑(图版 I-6),钾长石巨晶中有斜长石 嵌晶结构(图版 I-7),包体中有针状和短柱状两种 不同形态的磷灰石发育(图版 I-8)。暗色矿物镶嵌 边的斜长石眼斑、角闪石—石英眼斑还有斜长石的 环带结构是证明存在岩浆混合作用的重要证据(莫 **盲学等**,2002),斜长石、石英可能为早期晶出的斑 晶,在岩浆混合时被温度高的后者熔融和反应,其边 角被融化。熔融作用的吸热效应在紧靠石英和斜长 石边缘的一圈熔体中形成了局部的过冷条件,导致 细粒暗色矿物(熔浆中的饱和矿物)围绕石英斑晶 和斜长石斑晶晶出,形成暗色矿物镶边。斜长石环 带结构常被当作由岩浆混合作用引起的成分改变或 晶体溶解的结果。斜长石环带具有融蚀边和韵律性 (图版 I-2),表明了结晶环境的动荡变化,其内环带 为寄主岩浆结晶的产物,而外环则可能是寄主岩浆 中的斜长石在岩浆混合过程中迁移至温度较高的岩 浆中后,边部受熔蚀再生长的产物。针状磷灰石的 发育,反映了岩浆侵位过程中曾经历过快速冷凝阶 段,这可能是基性岩浆注入到酸性岩浆房中导致基 性岩浆温度迅速下降的结果;包体中钾长石巨晶的 出现暗示包体是混合作用的产物(Yang et al., 2007),角闪石包裹斜长石、黑云母,角闪石中发育 石英包裹体等不平衡结构和矿物组合,说明它们不 是正常岩浆结晶的产物,而最为可能的解释是在酸 性岩浆结晶过程中又有基性岩浆的加入,使二者的 物理化学条件发生了明显的改变而形成。

由此可见,牙马图岩体具有典型岩浆混合成因 的岩相学标志,显示了曾发生过明显的岩浆相互混 合作用。

4.2 岩浆混合的地球化学证据

4.2.1 主量元素证据

随着 SiO₂含量增加,包体和寄主花岗岩的主要 元素氧化物有规律地变化,显示了很好的线性关系 (图 4),这些线性相关性可以解释为岩浆分离结晶 或者岩浆混合的产物。利用共分母和不共分母协变 图解可以直观地判断岩浆混合作用(Barth, et al., 2000),在共分母图解上(图 6a、b),牙马图岩体包体 与寄主花岗岩呈现出直线相关性,而在不共分母图 解上(图 6c、d),则是明显的双曲线形态,显示了岩 浆混合作用的特征,再结合包体具有明显的岩浆混

合岩相学特征,以及包体和寄主花岗岩明显的SiO, 含量间隔,排除了其分离结晶演化的可能性。在反 映岩浆演化方式的 TFeO-MgO 相关图上,包体不是 沿着玄武岩浆的分离结晶趋势演化,而是和寄主花 岗岩一样在幔源岩浆和壳源岩浆混合线附近(图 7),包体分布在基性端元,寄主花岗岩分布在壳源 端元,并具有非常好的线性关系,辉长岩包体、闪长 质包体和寄主花岗岩依次沿着岩浆混合趋势线箭头 方向分布,显示了非常明显的岩浆混合趋势。近年 来的熔融实验研究表明陆壳熔融通常是富钠的 (Rutter et al., 1988; Rapp et al., 1991, 1995; Panino, 1999),不能熔融形成具高钾钙碱性特征的花岗质 岩浆, Panino (1999) 根据陆壳岩石熔融结果提出高 钾钙碱性花岗岩通常是壳幔混合的结果。牙马图岩 体中寄主花岗岩为 I 型,属于高钾钙碱性系列(图 3),也显示了壳幔岩浆混合起源的特征。

4.2.2 微量元素证据

包体、寄主花岗岩的稀土配分型式相近,均表现 出轻稀土富集、重稀土亏损的右倾模式(图 5a)。在 稀土配分曲线图上包体总体位于寄主花岗岩的上 方,包体的稀土总量、轻重稀土的含量都比寄主花岗 岩的高,这与包体中辉石、角闪石和磷灰石等稀土元 素的载体矿物含量高有关(李宗怀等,2004),表明 包体不是岩浆结晶分异的堆积体(成中梅等, 2003)。钾长花岗岩、二长花岗岩具有明显的 Eu 正 异常,花岗闪长岩具有较明显的 Eu 负异常,闪长质 包体具有较弱的 Eu 负异常,辉长质包体无明显的 Eu 异常。在岩浆混合过程中, Eu 主要以类质同象 赋存于斜长石中,暗色包体中的斜长石等 Ca 含量 高的矿物不稳定,将导致 Ca、Eu 向寄主花岗岩大量 迁移(Didier et al., 1991), 造成寄主花岗岩的 Ca、 Eu 的含量相对增高。辉长质包体、闪长质包体中的 Eu 含量逐渐降低,寄主花岗岩的 Eu 含量相近(表 1),钾长花岗岩和二长花岗岩出现明显的 Eu 正异 常,反映了 Eu 从暗色包体向寄主花岗岩迁移。花 岗闪长岩的 Eu 负异常可能跟其与辉长质包体、闪 长质包体成分接近,Ca含量高,斜长石等矿物分离 结晶有关。辉长质包体、闪长质包体和花岗闪长岩、 钾长花岗岩、二长花岗岩样品 δEu 的变化可能为岩 浆混合不同程度或不同阶段的结果。包体和寄主花 岗岩高场强元素(HFSE,如Ta、Nb、Ti等)相对于大 离子亲石元素(如 Rb、Ba、K)亏损,蛛网图曲线上都 具有 Ti 槽、Nb 槽、Ta 槽,曲线形态整体相似(图 5b),表明它们在微量元素上发生过交换(均一化)。



图 6 包体和寄主花岗岩共分母和不共分母协变图解(图例同图 3) Fig. 6 Covariant diagram for compositions of enclaves and their host granites(Symbols as in Fig. 3)

利用 Nb/Ta 比值可以探讨岩浆成因, Nb、Ta 都是强 不相容元素,其亲岩浆性的变化是同步的,其比值在 地幔部分熔融或岩浆分离结晶过程中通常是变化很 小的,同源岩浆的 Nb/Ta 比值相同,在没有外来物 质加入前提下,岩浆演化的 Nb/Ta 比值可以保持一 个稳定值(Foley, 1984; Barth et al., 2000; 王晓霞等, 2005)。牙马图岩体中辉长质包体和闪长质包体的 Nb/Ta 比值为 11.7~20.5(平均为 20.3),以 17.1 ~20.5 为主,与球粒陨石、原始地幔(Nb/Ta = 17.4 ±0.5)的比值(Jochum et al., 1997)相近。寄主花 岗岩的 Nb/Ta 比值为 14.5~51.0(平均为 28.4), 二长花岗岩(样品 Ls049)的 Nb/Ta 比值为 14.5,接 近大陆地壳的比值(Nb/Ta = 11~12)(Taylor and McLennan,1985)。包体和寄主花岗岩的 Nb/Ta 比 值不同,反应了其岩浆不是同源的,包体和寄主花岗 岩的 Nb/Ta 比值还各自都还有一定的变化,说明它 们都受到外来物质加入的影响,很可能由岩浆混合 所造成的。此外,利用 Rb/Ti 比值也可以区分不同 来源的岩浆,来源于同一岩浆房的岩浆 Rb/Ti 比值 相对固定,变化不大,而不同岩浆房的岩浆 Rb/Ti 比 值相对变化较大(李永军等,2003;温志亮,2008)。 牙马图岩体包体和寄主花岗岩 Rb/Ti 比值存在显著 差别,包体 Rb/Ti 为0.05~0.07,而寄主花岗岩 Rb/ Ti 为0.25~0.75,同样指示了两者具有不同性质的 岩浆源区。

包体和寄主花岗岩的地球化学特征显示了牙马 图岩体在成岩过程中发生过基性岩浆与酸性岩浆的 岩浆混合作用。花岗闪长岩(样品 Ls048)与二长花 岗岩(样品 Ls046、Ls049)不同,其稀土总量和轻、重 稀土含量与暗色包体的相近,地球化学特征极其相 似,稀土配分曲线几乎和包体的完全重合(图 5a), 具有 Eu 负异常,这可能与岩体不同位置的岩浆混





host granites (after Zorpi et al., 1989)

合作用程度不同的有关。

4.3 岩浆混合的同位素年代学佐证

同位素研究为岩浆混合成因提供了重要的研究 手段和证据,包体样品在天津矿产研究所做了 ICPMS 锆石 U-Pb 同位素测年,获得包体的年龄为 270±10Ma(另文发表)与李俊建(2006)测得牙马图 岩体的 TIMS 法单颗粒锆石 U-Pb 年龄 273±1Ma 基 本一致。包体和寄主花岗岩锆石年龄一致,排除了 暗色包体是来源于深部熔融残留体或浅部围岩捕虏 体的可能性,为牙马图岩体的岩浆混合成因提供了 确凿的同位素年代学佐证。

4.4 岩浆混合意义探讨

一般花岗岩中发育的岩浆暗色包体多是闪长 质。而本文研究的包体有不少是辉长质,可以看作 是基性岩浆端元的代表。这说明,该区在二叠纪花 岗岩岩浆侵位时,几乎同时发育基性岩浆和酸性岩 浆作用。另外,从岩浆混合的观点分析,闪长质包体 似乎为花岗岩与辉长岩岩浆混合的产物,暗示有可 能该区不存在中性(闪长质)岩浆活动。由此推断, 研究区该时期可能发育双峰式岩浆作用。一般而 言,双峰式岩浆活动可能代表了相对伸展的背景。 这为确定二叠纪伸展的区域构造背景提供了依据。

综上所述,牙马图岩体在岩相学、地球化学上具 有明显的岩浆混合成因特征。暗色包体是基性岩浆 与酸性岩浆岩浆混合产生的淬冷包体。包体在岩体 上部成群出现与岩浆混合作用的位置和岩浆混合作 用成因机制有关,表明是基性岩浆以喷泉形式(如 周新民等,1992;王德滋等,1992)注入到酸性岩浆进 行混合的。牙马图岩体的岩浆混合成因表明巴音诺 尔公一狼山地区中二叠世可能曾经发生过一定规模 的岩浆混合作用。华北地块北缘的巴音诺尔公一狼 山地区出现基性岩浆与酸性岩浆的混合作用,为该 地区中二叠世的构造——岩浆作用提供了新的信 息。

5 结论

(1)华北地块北缘巴音诺尔公一狼山地区二叠 纪牙马图岩体具有典型的岩浆混合的岩石学和地球 化学特征。岩体中发育岩浆暗色包体;多具有塑性 外形及岩浆结构,发育淬冷边、反向脉,存在多种不 平衡结构和矿物组合。包体和寄主花岗岩的主要氧 化物之间具有很好的线性关系,在TFeO—MgO 相关 图上显示了非常明显的岩浆混合趋势;包体和寄主 花岗岩的微量元素和稀土元素特征相似,Nb/Ta 比 值和 Rb/Ti 比值差别显著,显示包体和寄主花岗岩 来自不同的源区。

(2)牙马图岩体中岩浆暗色包体是基性岩浆注 入到酸性岩浆中岩浆不均一混合的产物,为淬冷包 体,表明在酸性岩浆作用的同时,存在着基性岩浆作 用,这为诺尔公一狼山地区甚至华北地块北缘中二 叠世可能存在双峰式岩浆构造事件提供了新的信 息。

致谢:王晓霞研究员对本文提出了建设性意见; 徐夕生教授审阅文稿,并提出宝贵修改意见;硕士研 究生汪欢、博士研究生蒋成竹与笔者等进行了有益 的学术讨论。在此一并致以衷心感谢。

参考文献 / References

陈志勇,杨帅师,孟二根,黄占起. 2004. 内蒙古阿拉善左旗巴音诺 日公地区前寒武系的厘定. 地质通报,23(4):345~351.

- 成中梅,路凤香,李昌年,袁晓萍.2003. 河北寿王坟花岗闪长岩暗色 微粒岩石包体的成因.现代地质,17(1):20~26.
- 董申保. 1995. 近代花岗岩研究的回顾. 高校地质学报,1(2):1~ 12.
- 杜杨松.1996. 酸性—中酸性火山—侵入杂岩中岩石包体研究的新进展.现代地质,10(2):169~174.
- 杜杨松,车勤建,秦新龙,楼亚儿. 2003. 花岗质岩石中岩石包体研 究的新进展. 矿物岩石地球化学通报,22(4):334~339.
- 范洪海,王德滋,刘昌实,赵连泽,沈渭洲,凌洪飞,段芸. 2001. 江西 相山潜火山岩中淬冷包体的发现及其成因机制探讨. 地质学 报,75(1):64~69.
- 李昌年. 2002. 岩浆混合作用及其研究评述. 地质科技情报,21(4): 49~54.
- 李宗怀,韩宝福,李辛子,杜蔚,杨斌. 2004. 新疆准噶尔地区花岗岩

中微粒闪长质包体特征及后碰撞花岗质岩浆起源和演化. 岩石 矿物学杂志,23(3):214~216.

- 李俊建. 2006. 内蒙古阿拉善地块区域成矿系统. 北京:中国地质大 学出版社,1~175.
- 李锦轶,张进,杨天南,李亚萍,孙桂华,朱志新,王励嘉.2009.北亚造 山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化.吉林大学学 报(地球科学版),39(4):584~605.
- 李永军,赵仁夫,李注苍,刘志武,李英. 2003. 岩浆混合花岗岩微量 元素成因图解尝试.长安大学学报,25(3):7~12.
- 莫宣学,罗照华,肖庆辉,喻学惠,刘成东,赵志丹,周肃. 2002. 花岗 岩类岩石中岩浆混合作用的认识与研究方法.见:肖庆辉,等. 主编. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,53~70.
- 彭润民,翟裕生,韩雪峰,王志刚,王建平,沈存利,陈喜峰. 2007.内 蒙古狼山造山带构造演化与成矿响应.岩石学报,23(3):679~ 688.
- 彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王志刚, 王建平, 刘家军. 2007. 内蒙古狼 山一渣尔泰山中元古代被动陆缘裂陷槽裂解过程中的火山活动 及其示踪意义. 岩石学报, 23(5):1007~1017.
- 沈存利,张梅,杨帅师. 2009. 华北陆块北缘西段狼山一渣尔泰山裂 陷槽西延的地质依据及其意义. 地质与勘探,45(6):661~668.
- 汪传胜,张遵忠,吴昌志,唐俊华,邵毅,刘四海,冯慧,雷如雄. 2009. 东天山八大石早二叠世二长花岗岩中闪长质包体的特征、锆石 定年及其地质意义. 岩石矿物学杂志,28(4):299~315.
- 王德滋,周新民,徐夕生,姚玉鹏. 1992. 微粒花岗岩类包体的成因. 桂林冶金地质学院学报,12(3):235~241.
- 王德滋,周金城. 1999. 我国花岗岩研究的回顾与展望. 岩石学报, 15 (2):161~169.
- 王德滋,谢磊. 2008. 岩浆混合作用:来自岩石包体的证据. 高校地 质学报,14(1):16~21.
- 张拴宏,赵越,刘建民,胡健民,宋彪,刘健,吴海. 2010. 华北地块北 缘晚古生代一早中生代岩浆活动期次、特征及构造背景. 岩石 矿物学杂志,29(6):824~842.
- 王涛. 2000.花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义.岩石学报,16 (2):161~168.
- 王涛. 2000. 花岗岩研究与大陆动力学. 地学前缘,7(增刊):137~146.
- 王晓霞,王涛,卢欣祥,肖庆辉.2002. 北秦岭老君山、秦岭梁环斑结 构花岗岩岩浆混合的岩相学证据及其意义. 地质通报,21(8~ 9):523~529.
- 王晓霞,王涛,Happala I,卢欣祥. 2005. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色 包体的岩浆混合成因及岩石学意义——元素和 Nd、Sr 同位素地 球化学证据. 岩石学报,21(3):935~946.
- 温志亮. 2008. 西秦岭教场坝岩体岩浆混合成因的新认识. 矿物岩石,28(3):29~36.
- 吴泰然,何国琦. 1993. 内蒙古阿拉善地块北缘的构造单元划分及 各单元的基本特征.地质学报,67(2):97~108.
- 徐夕生,周新民. 1988. 花岗岩类中的岩石包体. 南京大学学报(地 球科学版),1:233~241.
- 杨高学,李永军,吴宏恩,司国辉,张永智,金朝. 2010. 东准噶尔卡 拉麦里黄羊山花岗岩岩石成因探讨. 地球学报,31(2):170~ 182.
- 杨健,娄玉行.2011. 华北陆块北缘造山带重大地质事件厘清[N]. 中国国土资源报,2011年2月18日(第5版).
- 张旗,潘国强,李承东,金惟俊,贾秀勤. 2007. 花岗岩混合问题:与 玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一. 岩石学 报,23(5):1141~1152.
- 张晓琳,邱检生,王德滋,王汝成,徐夕生,陈小明. 2005. 浙江普陀 山黑云母钾长花岗岩及其岩石包体的地球化学与岩浆混合作

用. 岩石矿物学杂志,24(2):81~92.

- 章永梅,张华锋,刘文灿,周志广. 2009. 内蒙古中部四子王旗大庙 岩体时代及成因. 岩石学报,(12):3165~3181.
- 周金城,徐夕生,陶仙聪. 1994. 寄主花岗岩对微花岗岩类包体的地 球化学制约. 地球化学,23(3):254~261.
- 周新民,姚玉鹏,徐夕生. 1992. 浙东大衢山花岗岩中淬冷包体及其 成因机制. 岩石学报,8(3):234~242.
- 周珣若. 1994. 花岗岩混合作用. 地学前缘,1(1~2):87~97.
- 朱金初,张佩华,谢才富,张辉,杨策. 2006. 桂东北里松花岗岩中暗 色包体的岩浆混合成因. 地球化学,35(5);506~516.
- Barbarin B and Didie J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgramular enclaves through various type of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Earth Science,83:145 ~ 153.
- Barth M G, McDonough W F, Rndnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chem. Geol., 165:197 ~ 213.
- Bouloton J and Gasquet D. 1995. Melting and undercooled crystalisation of felsic xenoliths from minor intrusions (Jebilet massif, Morocco) . Lithos, $35:201 \sim 219$.
- Chappell B W, White A J R and Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis . J. Petrol. ,28:1111 ~ 1188.
- Chappell B W and White A J R. 1991. Restite enclaves and the restite model. Didier J and Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier, 375 ~ 381.
- Didier J. 1973. Granites and their enclaves. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Didier J and Ferrand C. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Geologis che Rundschau, 76 (1):41 ~ 50.
- Didier J and Barbarin B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. Development in Petrology, 13. Amsterdam:Elsevier, 0~625.
- Elburg M A. 1996. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warbruton granodiorite, Lachlan fold belt, Australia. Lithos, 38:1~22.
- Foley S F. 1984. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. Lithos, 17:127 ~137.
- Hibbard M J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitic systems. In: Didier J and Barbarin B. eds. Enclaves and Granite Petrology. Amesterdam: Elsevier, 431 ~ 444.
- Jochum K P, Pfander J, Snow J E, Hofmann A W. 1997. Nb/Ta in mantle and crust. EOS,78:804.
- Panino Douce Alberto E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. In: Catro A, Fernandez C, Vigneresse J L. eds. Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications, 168:55 ~ 75.
- Peccerillo and Taylor. 1976. Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 32(2):121 ~ 126.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt mantle recycling. Journal of Petrology, 36:891 ~931.
- Rutter J M, Wyllie P. 1988. Metlting of vapour-absent tonalite at 10kbar to simulate dehydration—melting in the deep crust. Nature, 331: 159 ~ 160.
- Silva M M V G, Neiva A M R and Whitehouse M J. 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. Lithos, 50:153 ~ 170.

- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J. eds. Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society Special Publication,42:313 ~ 345.
- Taylor S R, Mclennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford:Blackwell,1~312.
- Vernon R H. 1983. Restite, xenolith and microgranitoid enclaves in granites. Journal and Proceedings of the Royal Society? of? New South Wales, 116:77 ~ 103.
- Wyllie P J, Cox K G and Biggar G M. 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks . J . Petrol. ,3 (2):238 ~242.
- Waight T E, Maas R and Nicholls I A. 2001. Geochemical invertingation of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. Lithos, 56:165 ~ 186.
- Wang Xiaoxia, Wang Tao, Castro A, Pedreira R, Lu Xinxiang, Xiao Qinghui. 2011. Triassic granitoids of the Qinling orogen, central China: Genetic relationship of enclaves and rapakivi-textured rocks. Lithos, doi: 10.1016/j,lithos. 2011,07.007.
- Yang Jinui, Wu Fuyuan, Wilde S A, Liu Xiaoming. 2007. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. Chemical Geology, 242(1~2):155~175
- Zorpi M J, Coulon C, Orsini J B, Cocirta C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics, 157:315 ~ 329.

图版说明 / Explanation of Plate

- 1. 斜长石的黑云母镶边,其内还包裹钾长石(正交偏光)。
- 2. 斜长石环带(正交偏光)。
- 3. 角闪石包裹石英并具有石英反应边结构(正交偏光)。
- 4. 角闪石包裹斜长石(正交偏光)。
- 5. 角闪石中有石英包裹体(单偏光)。
- 6. 石英眼斑(正交偏光)。
- 7. 钾长石巨晶,内有斜长石嵌晶结构(正交偏光)。
- 8. 针状磷灰石(单偏光)。
- (Am—角闪石;Ap—磷灰石;Bi—黑云母;Kfs—钾长石;Pl—斜长石; Px—辉石;Qz—石英)
- 1. Plagioclase surrounded by biotite(polarized light).
- 2. The zonings of plagioclase (polarized light).
- 3. Quartz surrounded by hornblende, quartz-rimmed streture (polarized light).
- 4. Plagioclase surrounded by hornblende(polarized light).
- 5. Quartz enclosed in amphibole (plainlight).
- 6. Quartz ocellar texture (polarized light).
- $7. \ K-feldspar \ megacrysts\,, with \ poikilitic \ plagioclase \ (\ polarized \ light\,)\,.$
- 8. Acicular apatite(plainlight).
- (Am—hornblende; Ap—apatite; Bi—biotite; Kfs—K-feldspar; Pl plagioclase; Px—pyroxene; Qz—quartz)

Magma Mixing Origin of Yamatu Granite in Nuoergong—Langshan Area, Western Part of the Northern Margin of North China Craton: Petrological and Geochemical Evidences

ZHANG Jianjun^{1,2)}, WANG Tao^{*2)}, ZHANG Zhaochong¹⁾, TONG Ying²⁾, ZHANG Lei²⁾,

SHI Xingjun^{1,2)}, GUO Lei²⁾, LI Shan²⁾, ZENG Tao²⁾

1) China University of Geosciences, Beijing, 100083;

2) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract: The Yamatu pluton in Nuoergong—Langshan area is located in the western part of the northern margin of the North China Craton. It consists mainly of monzogranite with many dioritic and gabbro enclaves. These enclaves have plastic shape and magmatic structure, quench boundary, back-up veins and unbalanced textures, such as acicular apatite, quartz ocellar texture and plagioclase zoning. Geochemically, SiO₂ of the enclave samples vary from 48.40% to 55.40%, and the contents of Fe, Mg, Ca and Ti in the enclave samples are higher than those of their host granites. The enclaves and their host granites have similar characteristic of major and trace elements, and show good linear relationship in Harker diagrams of the enclaves and their host granites. These characteristics suggest that there should be obvious genetic relationship between the enclaves and their host granites. The TFeO—MgO diagram of the enclaves and their host granite shows a very clear trend of magma mixing. Petrography and geochemistry also evidence magma mixing. The enclaves from the Yamatu pluton are probbaly derived from quenching of mafic magma into felsic magma.

Key words: enclave; granitoids; magma mixing; geochemistry; Alxa



图版 I

100 un

