

青海泽多桌肉地区花岗闪长岩与 暗色包体地球化学特征及成因

马延景¹, 杨延乾¹, 张小永², 保善斌¹, 李嘉泰¹, 马文¹

(1. 青海省地质调查局, 西宁 810001; 2. 青海省地质调查院, 西宁 810012)

摘要: 青海泽多桌肉地区花岗闪长岩中发育大量暗色闪长质包体。通过对花岗闪长岩(寄主岩石)与暗色包体的地球化学研究发现,花岗闪长岩(寄主岩石)的 SiO_2 含量为 $w(\text{SiO}_2)=61.61\%\sim 68.80\%$, $A/\text{CNK}=0.91\sim 0.99$,属于偏铝质钙碱性花岗岩特征;暗色包体中发育针状磷灰石,暗色包体的 SiO_2 含量为 $w(\text{SiO}_2)=52.66\%\sim 66.99\%$,碱度率 $AR=2.08\sim 2.26$ (大于1),里特曼指数 $\sigma=1.89\sim 8.67$,固结指数 $SI=16\sim 24.74$,属过铝质钙碱性花岗岩。稀土元素分析显示,花岗闪长岩稀土总量 $w(\Sigma\text{REE})=117.44\times 10^{-6}\sim 265.68\times 10^{-6}$;暗色包体稀土总量 $w(\Sigma\text{REE})=184.05\times 10^{-6}\sim 342.11\times 10^{-6}$,总量高于寄主岩石;暗色包体和寄主花岗岩有着相似的稀土元素配分模式,显示轻稀土富集,重稀土亏损,轻重稀土元素分馏明显的特征。微量元素分析显示,暗色包体微量元素的分布型式与寄主岩微量元素特征基本一致,大离子亲石元素K、Rb、Ba相对富集,高场强元素Nb、Ta、Zr、Hf相对亏损,反映了岩浆混合作用的特征。在花岗闪长岩中获得LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为 $202.49\text{ Ma}\pm 0.63\text{ Ma}$,属晚三叠世。表明泽多桌肉花岗闪长岩属于晚三叠世以来的造山带伸展崩塌造成岩石圈较快速减薄以及幔源岩浆底侵作用的发生,并导致地壳岩石接近熔融温度产生壳源岩浆而成岩。

关键词: 花岗闪长岩;寄主岩石;暗色包体;地球化学特征;锆石U-Pb年龄;泽多桌肉;青海省

中图分类号: P581 **文献标识码:** A

0 引言

自从Dider等^[1-2]将花岗岩中的包体成因分为花岗岩的壳源型(Crustal)、幔源型(Mantle)和混合物源型(Mixed)以来,花岗岩的物源成为花岗岩成因问题的重要研究内容^[3-9]。花岗岩类是大陆地壳的主要组成部分,花岗质岩石成因研究属当代地球科学中最炙手可热的问题之一;研究花岗质岩石中暗色包体有助于解决花岗质岩浆的起源、花岗质岩浆的演化及深部岩浆作用过程,了解岩浆热动力学和地球动力学等重大基础地质问题^[10-22]。

近年来对花岗质岩浆混合作用、同化混染作用

研究,不同学者对于花岗质岩石中暗色包体的分类有着不同的认识,主要有三种:源区岩浆残留体^[19]、岩浆早期分异结晶过程中形成的捕虏体或岩浆液态熔离分离出的析离体^[18]、暗色包体是下地幔岩浆注入地壳引起地壳熔融而产生的岩浆混合作用产物^[23-25]。

东昆仑造山带晚华力西期—印支期岩浆活动强烈,花岗岩类分布广泛,花岗质岩石中发育大量的暗色包体,前人对其形成时代及岩石成因做了较详细的研究,并取得了一系列丰硕的成果^[26-36]。但对于晚三叠世花岗质岩石中暗色包体的相关报道较少,更未见泽多桌肉岩体中暗色包体的相关研究报道。本文将通过对青海省曲麻莱县泽多桌肉地区花岗闪长岩及其暗色包体的岩石学、岩石地球化学、锆石

收稿日期: 2016-11-08; 改回日期: 2017-02-15; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 青海省地质勘查基金项目(编号:1212010813028)资助。

作者简介: 马延景(1980—),男,工程师,长期从事地质矿产勘查及综合研究工作。通信地址:青海省西宁市黄河路15号测绘大厦22楼2206室;邮政编码:810001;E-mail:mayanjing2005@126.com

U-Pb 年代学研究,力图对泽多卓肉地区晚三叠世花岗闪长岩及其包体的成因展开研究,进而为泽多卓肉岩体的岩浆侵入活动及构造演化方面的进一步研究提供新的信息参考。

1 区域地质背景及侵入体地质特征

1.1 区域地质背景

泽多卓肉地区位于布青山南麓,区域构造位置处于昆南缝合带的南部昆仑山口—昌马河俯冲增生楔与巴颜喀拉边缘前陆盆地的交汇部位^[37](图 1a)。区内地层较发育(图 1b),其中以三叠系巴颜喀拉山群广泛发育为主要特征,呈 NW 向分布于格勒强脉、龙然加日苟、泽多卓肉、康前等一带地区;二叠系马尔争组基本上呈构造块体,分布于甘玛断裂之中;古-新近系沱沱河组分布局限,仅在夏拉尕鲁一带近北西向零星出露。区内广泛发育褶皱构造和断裂构造,断裂构造以 NW-SE 向最为发育,NE 向断裂次之,各断裂彼此交错切割,共同构成区内基本构造轮廓。区内岩浆活动,见有火山岩呈夹层、断块状、透镜状挟持于马尔争组中;侵入岩主要出露有晚三叠世似斑状花岗闪长岩、早侏罗世浅灰绿色辉绿岩,前者在泽多卓肉一带出露,后者主要侵入于三叠系巴颜喀拉山群中。

1.2 侵入体地质特征

泽多卓肉花岗闪长岩出露于青海省曲麻莱县泽多卓肉地区,共由大小 6 个侵入体组成,其规模小、岩石类型单一。岩体平面形态为不规则长条状,受 NW 向构造控制,长轴呈 NW-SE 向展布(见图 1-b),与区域构造线一致,出露总面积约 8.5 km²。岩性为灰白色似斑状花岗闪长岩,岩石中矿物颗粒分布均匀,岩石总体缺乏定向组构特征,叶理、线理构造不发育。该岩体中脉体少见,但其岩石具有绿泥石化、绿帘石化蚀变。岩体受后期物理风化作用,具球状风化现象;节理、劈理不发育。

岩体南侧与上三叠统巴颜喀拉山群清水河组呈侵入接触关系,北侧多被第四系侵蚀掩盖。南侧侵入界线清楚,围岩热接触带常发育百余米宽的角岩化带,岩石角岩化、硅化明显,局部地段已变为角岩。接触界线弯曲不平,内接触带岩石变形明显。

岩体中包体发育,具体表现为异源包体和同源包体 2 类。(1)异源包体:见有围岩捕虏体,岩石类型为砂岩,形态呈棱角状,但数量极少。(2)同源包体:在该侵入体较为多见,主要为暗色闪长质包体,形态各异,多呈不规则状、条带状、椭圆状,少数为棱角状;数量较多,且在局部地段密集出现(一般 1 m² 内见 1—2 个,局部见 2—3 个,个别地段密集处 1 m² 见 5—7 个),并具定向性排列特征;其大小 1 cm × 2 cm ~ 8 cm × 10 cm,最大者直径达 80 cm,最小

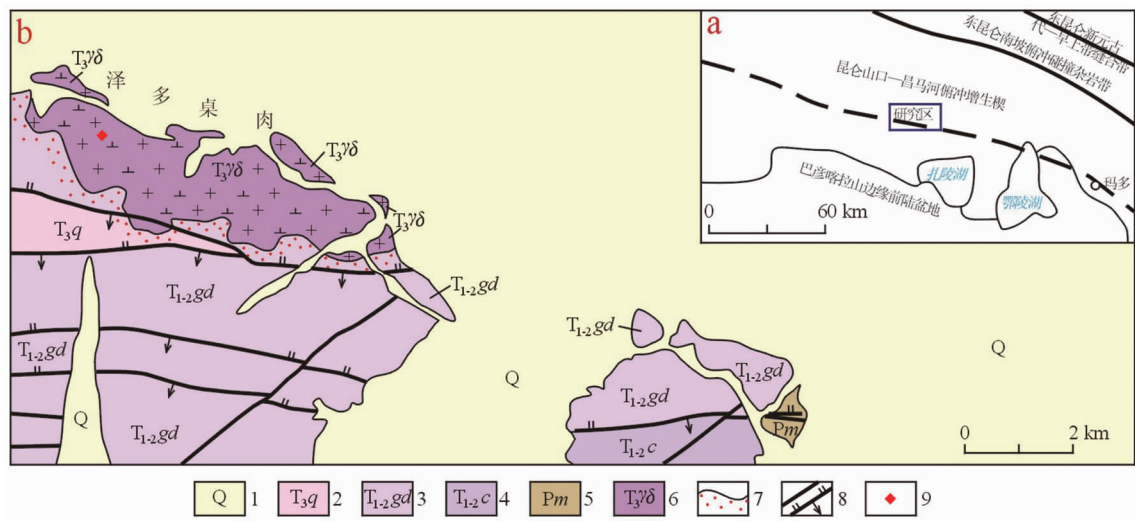


图 1 青海泽多卓肉地区地质简图

(据 1 : 5 万区域地质矿产调查资料修改)

Fig. 1 Geological sketch of Zeduozhuoro area

1. 第四系; 2. 清水河组; 3. 甘德组; 4. 昌马河组; 5. 马尔争组;

6. 晚三叠世侵入岩; 7. 角岩化现象; 8. 逆断层及性质不明断层; 9. 同位素采样点

者 2 cm 左右;包体与寄主岩界线清楚。

2 侵入体岩石学特征

2.1 岩相学特征

(1) 寄主岩石

寄主岩石为灰白色似斑状花岗闪长岩,似斑状结构,基质为中—细粒花岗结构,块状构造;斑晶为斜长石,其体积分数含量达 10%~15%,大小在 3~10 mm 之间。岩石矿物成分主要有斜长石、钾长石、石英、黑云母、角闪石。斜长石为斑晶,晶形呈自形一半自形板状,环带构造明显,聚片双晶发育, φ (斜长石)=35%~48%。石英呈它形粒状, φ (石英)=21%~24%。钾长石(正长石)它形粒状,可见卡氏双晶,在与斜长石接触处,发育蠕英石; φ (正长石)=8%~15%。黑云母呈片状,褐色,具黄色—褐色多色性,绿泥石化明显; φ (黑云母)=5%~10%。角闪石呈柱状,横切面可见两组节理,具细微绿泥石化, φ (角闪石)=2%~5%。

(2) 包体岩石

包体岩石与寄主岩相比,包体颜色较深,粒度较细,两者界线截然。包体呈深灰色、灰黑色;包体形态不等,其形态各异,如球状、椭球状等,大多数具有比较圆滑的边缘。包体岩石具似斑状结构、细粒半自形粒状结构,块状构造。

包体岩石具有以下 3 种类型:①暗色细粒黑云母闪长质包体;②灰黑色(或暗色)似斑状角闪黑云闪长质包体;③灰黑色(或暗色)似斑状黑云角闪石英辉长岩质包体。

①暗色细粒黑云母闪长质包体:细粒半自形粒状结构,块状构造。矿物成分中长石体积分数 63%、辉石 1%、磷灰石 1%、石英 2%、黑云母 27%、角闪石 5%、榍石少量,其它金属矿物微量。中长石:切面形态一般呈半自形粒状晶,粒径 0.29~1.81 mm,具环带构造,发育钠长双晶。黑云母:片状,色泽呈褐色,多色性显著, Ng' =红褐色,片径 0.21~1.46 mm。普通角闪石呈柱状,粒状晶,色泽呈绿色,多色性 Ng' =绿色, Np' =浅黄绿色。普通辉石纵切面呈柱状晶,断面呈八边形。磷灰石呈针状,粒状晶,呈包体出现在前述矿物中,且较为发育,为岩石中的副矿物。石英呈它形粒状。

②灰黑色(或暗色)似斑状角闪黑云闪长质包体:灰黑色,似斑状结构,基质为中细粒半自形粒状结构,块状构造。矿物成分中长石体积分数 50%、

普通辉石 10%、钾长石 2%、石英 10%、黑云母 30%、普通角闪石 5%,其它矿物绢云母体积分数 0.5%、绿泥石 1%、榍石 0.5%、磷灰石 0.2%、绿帘石 0.5%、锆石 0.1%、电气石 0.1%。岩石中的板状中长石为似斑晶,粒径 5~7 mm,具环带构造;基质由粒径为 0.2~2 mm 的板状、柱粒状斜长石,钾长石,它形石英和片状黑云母、柱粒状角闪石等组成,其分布较均匀。钾长石、斜长石接触处常产生蠕英石。

③灰黑色(或暗色)似斑状黑云角闪石英辉长岩质包体:灰黑色,似斑状结构,基质为细粒辉长结构,块状构造。矿物成分斜长石体积分数 48%、普通辉石 10%、钾长石 3%、石英 10%、黑云母 15%、普通角闪石 8%,其它矿物绿泥石 1%、榍石 1%、磷灰石 0.5%、绿帘石 2%、锆石 0.2%、电气石 0.1%。岩石中的板状斜长石似斑晶,含量 2%,粒径 10 mm;基质由板状或柱粒状斜长石和钾长石(粒径 0.5~2 mm)、它形石英、片状黑云母、柱粒状角闪石、辉石等组成,并呈现辉长结构特征。钾长石对斜长石有熔蚀作用。副矿物较多且常与暗色矿物关系密切。

2.2 岩石化学特征

本次研究选择泽多桌肉地区花岗闪长岩及其暗色包体新鲜岩石样品共 9 件进行了岩石化学全分析。分析工作由国土资源部武汉矿产资源监督检测中心实验室完成,分析精度(相对标准差)一般小于 1%。

泽多桌肉岩体中寄主岩石与暗色包体元素含量及特征值见表 1。

从表 1 中可以看出寄主岩石有 6 件样品,其 SiO_2 的含量质量分数较低,变化范围不大,在 61.61%~68.80%之间,平均值为 65.52%,属中性岩无疑;暗色包体 SiO_2 的含量质量分数变化范围较大,在 52.66%~66.99%之间,平均值为 57.73%,亦属中性岩。寄主岩石 NK 值为 6.75%~7.5%,暗色包体 NK 值为 6.75~8.75%,含量比较接近。在侵入岩 $w(K_2O+Na_2O)-w(SiO_2)$ 主元素分类图解(图 2)中,寄主岩石大多落入花岗闪长岩区,1 个样品落入闪长岩区;暗色包体 2 个样品落入二长闪长岩区,1 个样品落入花岗闪长岩区。在 $w(SiO_2)-w(K_2O+Na_2O)$ 硅碱图上,寄主岩石均落于亚碱性系列区,且寄主岩石里特曼指数 σ 在 1.87~2.48 之间(小于 3.3),为钙碱性岩系。暗色包体 2 个样品落于碱性系列区,1 个样品落于亚碱性系列区(图 3)。在 AFM 图解(图 4)中,寄主岩石与暗色包体向富镁的方向演化,为钙碱性系列。在 $w(SiO_2)-w(K_2O)$ 图解中,寄主岩石与暗色包体全落入中—高钾钙碱性系列区(图 5)。

表 1 泽多卓肉岩体岩石化学含量及参数特征

Table 1 Geochemical analysis and parameter features of Zeduozhuorou intrusive body

元 素	样 号	寄主岩石						暗色包体		
		XIL2GS818-1	XIL2GS1003-1	XIL2P1GS1	XIL2P9GS3-2	XIL2P9GS3-4	AGS0705-1	XIL2P1GS1-1	XIL2P9GS2-2	XIL2P9GS3-3
SiO ₂		61.61	68.80	66.55	66.99	67.42	65.11	52.66	53.54	66.99
TiO ₂		1.11	0.54	0.70	0.77	0.71	0.37	1.54	1.90	0.77
Al ₂ O ₃		15.86	14.59	14.26	14.70	15.05	18.03	15.29	17.53	14.70
Fe ₂ O ₃		1.10	0.48	0.69	0.29	0.33	0.20	1.79	1.99	0.29
FeO		4.37	2.33	3.02	3.30	3.10	1.78	7.10	5.90	3.30
MnO		0.09	0.06	0.08	0.07	0.06	0.04	0.19	0.11	0.07
MgO		2.75	1.41	2.06	1.97	1.84	1.06	5.80	3.96	1.97
CaO		4.17	2.79	3.52	3.64	3.35	4.71	7.30	4.40	3.64
Na ₂ O		3.79	3.37	3.20	3.11	3.19	4.41	5.80	4.04	3.11
K ₂ O		3.03	4.13	3.73	3.64	3.57	2.89	2.95	3.66	3.64
P ₂ O ₅		0.44	0.23	0.31	0.30	0.29	0.18	0.51	0.79	0.30
H ₂ O ⁺		1.06	0.87	1.25	0.81	0.91	0.70	1.47	1.85	0.81
LOI		0.40	0.20	0.44	0.24	0.12	0.37	0.09	0.18	0.24
Σ		99.78	99.80	99.81	99.83	99.94	99.85	102.49	99.85	99.83
σ		2.48	2.17	2.03	1.89	1.87	2.40	8.67	5.57	1.89
AR		2.03	2.52	2.28	2.16	2.16	1.95	2.26	2.08	2.16
A/CNK		0.93	0.97	0.91	0.94	0.99	0.95	0.59	0.94	0.94
A/NK		1.67	1.46	1.53	1.62	1.65	1.74	1.20	1.65	1.62
K/N		0.80	1.23	1.17	1.17	1.12	0.66	0.51	0.91	1.17
m/f		0.63	0.61	0.68	0.60	0.59	0.60	0.82	0.67	0.60

量单位: $w_B/\%$; $NK=w(K_2O)+w(Na_2O)$, $K/N=w(K_2O)/w(Na_2O)$, $m/f=w(MgO)/w(FeO)$

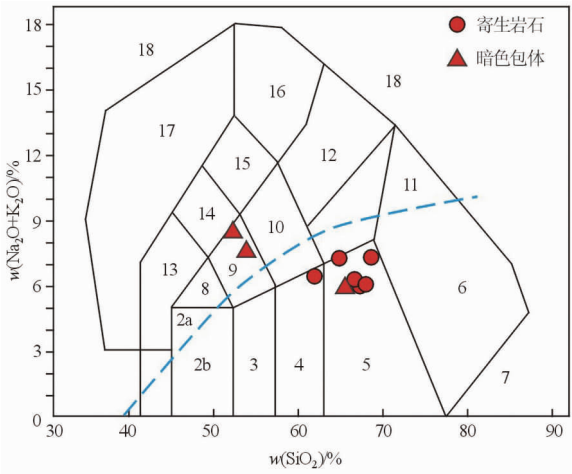


图 2 侵入岩 $w(K_2O+Na_2O)-w(SiO_2)$ 主元素分类图解
(底图据文献[41])

Fig. 2 $w(SiO_2)-w(K_2O+Na_2O)$ classification
diagram for intrusive rocks

暗色包体 3 件样品 FeO 含量的质量分数 3.3%~7.10%, MgO 含量的质量分数分别为 5.80%、3.96%、1.97%, K₂O 含量的质量分数介于 2.95%~3.66%; 与寄主岩相比较, 包体的 K₂O、CaO 含量质量分数略显增高, 而 FeO、MgO、Na₂O 与寄主岩基本相近。暗色包体化学成分上的这些特点与包体中富含暗色矿物和斜长石的特点相互呼应。

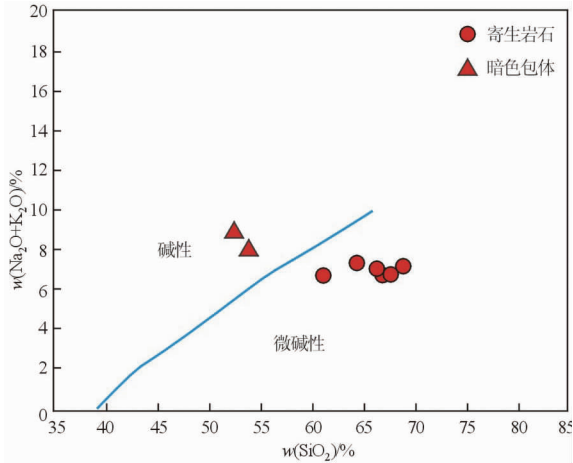


图 3 侵入岩 $w(SiO_2)-w(K_2O+Na_2O)$ 硅碱图解
(底图据文献[42])

Fig. 3 $w(SiO_2)-w(K_2O+Na_2O)$ diagram
for intrusive rocks

以上表明,暗色包体的岩石化学特征与寄主岩石十分相似,又存在不同:SiO₂、Al₂O₃ 含量的质量分数变化不大,分别介于 52.66%~66.99% 和 14.7%~17.53%之间,与寄主岩相近;暗色包体岩石样品的里特曼指数在 1.89~8.67 之间(具一定变化范围),固结指数 SI=16~24.74,岩体结晶分异程度较高;暗色包体岩石样品 $w(Al_2O_3)>w(CaO)$

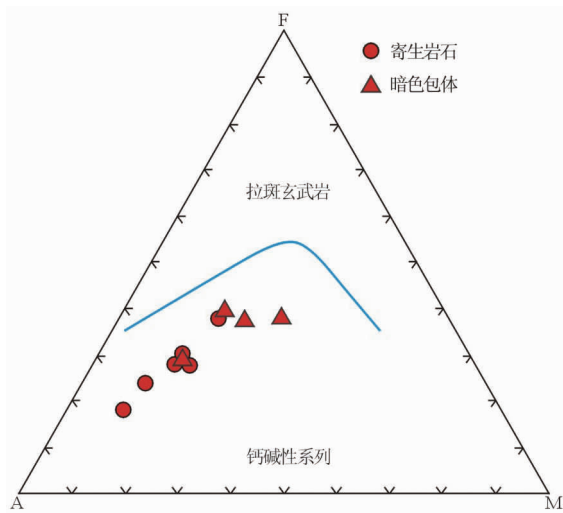
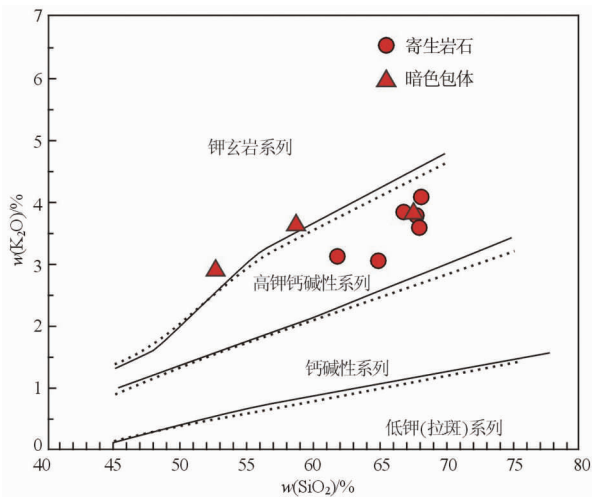


图4 AFM图解图(底图据文献[42])

Fig. 4 AFM diagram

图5 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ 图解

(底图据文献[43])

Fig. 5 $w(\text{SiO}_2)$ — $w(\text{K}_2\text{O})$ diagram

+Na₂O+K₂O), 铝过饱和指数 0.59~0.94, 属过铝质花岗岩; $w(\text{Na}_2\text{O}) > w(\text{K}_2\text{O})$, 岩石贫钾富钠。暗色包体岩石与寄主岩石化学特征的相似性反映其应为过铝质钙碱性花岗岩。

3 侵入体地球化学特征

3.1 稀土元素特征

本次选择泽多桌肉地区花岗闪长岩新鲜岩石样品 6 件及其暗色包体样品 3 件进行稀土元素分析。测试单位是国土资源部武汉矿产资源监督检测中心

实验室, 采用等离子质谱法(ICP-MS)、X 射线荧光光谱法(XRF)及等离子体原子发射光谱法(ICP-AES)测定, 检测仪器为 X 荧光光谱仪(Magix. pro2440)及质谱仪(ThermoFinnigan X7), 分析误差小于 5%。

稀土元素测试结果及有关参数值见表 2 所述。

寄主岩石的 $w(\Sigma\text{REE})$ 值在 $117.44 \times 10^{-6} \sim 265.68 \times 10^{-6}$ 之间, 变化范围不大, 平均值为 185.25×10^{-6} , 低于上地壳平均值 (210×10^{-6}); $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 值集中于 13.00~18.00 之间, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N = 17.73 \sim 29.45$, 轻稀土元素具强烈富集特征, 且内部分馏明显; δEu 值介于 0.66~1.60 之间, 5 个样品显示具有负异常特征, 1 个样品具正异常特征; $\delta\text{Ce} = 0.92 \sim 0.96$, 具有较好的一致性, 为 Ce 亏损型、具负异常特征; 在以球粒陨石为标准化(Sun and McDonough, 1989)的稀土配分模式图(图 6)中, 曲线呈右倾型, 轻稀土富集型, 轻稀土与重稀土分馏明显, 重稀土相对平坦。以上特征显示, 寄主岩石具有地壳重熔的特点, 岩石经历了强烈的重结晶分异; 稀土配分模式图中各曲线近于重叠, 具有同源岩浆的特点[44]。

暗色包体稀土总量 $w(\Sigma\text{REE}) = 184.05 \times 10^{-6} \sim 342.11 \times 10^{-6}$, 具一定的变化范围, 平均值为 263.95×10^{-6} , 总量高于寄主岩石, 高于上地壳平均值 (210×10^{-6}); $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 值在 9.68~17.45 之间, 轻稀土元素富集, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N = 10.65 \sim 25.22$; δEu 值介于 0.40~0.66 之间, 钕具有负异常特征, Eu 处“V”字型谷明显; δCe 值介于 0.95~0.98 之间, 具有较好的一致性, 为 Ce 亏损型、

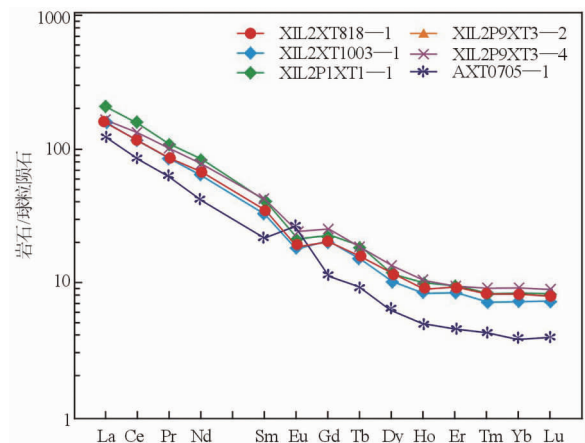


图6 寄主岩石稀土元素配分模式图

(底图据文献[45])

Fig. 6 REE patterns of granodiorite

表 2 泽多卓肉花岗闪长岩中寄主岩石和暗色包体的稀土元素分析结果
Table 2 REE analysis of granodiorite and dark inclusion in Zeduozhuorou area

元 素	样 号	寄主岩石						暗色包体		
		XIL2GS818-1	XIL2GS1003-1	XIL2P1GS1	XIL2P9GS3-2	XIL2P9GS3-4	AGS0705-1	XIL2P1GS1-1	XIL2P9GS2-2	XIL2P9GS3-3
La		38.60	38.70	49.80	63.60	38.40	28.39	42.00	63.80	63.60
Ce		72.00	71.30	95.80	120	76.40	52.50	80.90	139	120
Pr		8.42	8.14	10.60	12.80	9.03	6.00	9.24	17.90	12.80
Nd		31.90	29.80	39.30	46.20	34.50	19.47	34.00	73.60	46.2
Sm		5.41	5.14	6.23	7.27	5.98	3.36	5.43	14.10	7.27
Eu		1.15	1.09	1.26	1.41	1.33	1.54	1.04	1.67	1.41
Gd		4.26	4.28	4.71	5.34	4.90	2.34	4.22	10.90	5.34
Tb		0.60	0.58	0.70	0.775	0.66	0.35	0.60	1.73	0.775
Dy		2.94	2.63	3.09	3.65	3.20	1.60	2.72	8.37	3.65
Ho		0.53	0.48	0.57	0.65	0.57	0.28	0.51	1.52	0.65
Er		1.57	1.44	1.58	1.78	1.51	0.75	1.55	4.28	1.78
Tm		0.22	0.19	0.21	0.255	0.224	0.11	0.21	0.621	0.255
Yb		1.40	1.27	1.48	1.70	1.46	0.65	1.41	4.04	1.70
Lu		0.21	0.19	0.21	0.246	0.217	0.10	0.22	0.578	0.246
Y		15.10	14.60	17.10	18.60	15.90	7.90	16.10	44.90	18.60
w(ΣREE)		169.21	165.23	215.54	265.68	178.38	117.44	184.05	342.11	265.68
w(ΣLREE)		157.48	154.17	202.99	251.28	165.64	111.26	172.61	310.07	251.28
w(ΣHREE)		11.73	11.06	12.55	14.40	12.74	6.18	11.44	32.04	14.40
w(ΣL)/w(ΣH)		13.43	13.94	16.17	17.45	13.00	18.00	15.09	9.68	17.45
w(La) _N /w(Yb) _N		18.59	20.54	22.69	25.22	17.73	29.45	20.08	10.65	25.22
w(Sm)/w(Nd)		0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.19	0.16
w(La)/w(Sm)		7.13	7.53	7.99	8.75	6.42	8.45	7.73	4.52	8.75
δCe		0.92	0.92	0.96	0.96	0.96	0.92	0.95	0.98	0.96
δEu		0.71	0.69	0.68	0.66	0.73	1.60	0.64	0.40	0.66

量单位: $w_B/10^{-6}$

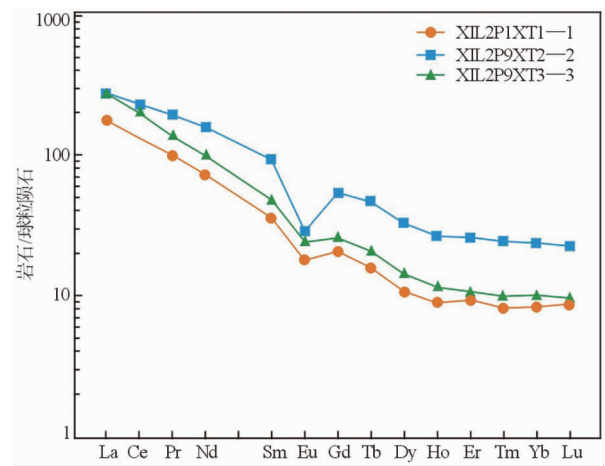


图 7 暗色包体稀土元素配分模式图
(底图据文献[45])

Fig. 7 REE patterns of dark inclusion

具负异常特征。在稀土配分模式图(图 7)中,曲线呈右倾型,轻稀土富集型,轻稀土与重稀土分馏十分明显,重稀土相对平坦。以上特征显示,暗色包体岩石具有地壳重熔的特点,岩石经历了强烈的重结晶分异。

3.2 微量元素特征

本次选择泽多卓肉地区花岗闪长岩新鲜岩石样品 6 件及其暗色包体样品 3 件进行微量元素分析。测试单位为国土资源部武汉矿产资源监督检测中心实验室,采用等离子质谱法(ICF-MS)、X 射线荧光光谱法(XRF)及等离子体原子发射光谱法(ICP-AES)测定,检测仪器为 X 荧光光谱仪(Magix. pro2440)及质谱仪(ThermoFinnigan X7);分析误差小于 5%。

微量元素测试结果见表 3 所述。

寄主岩石微量元素在洋脊花岗岩为标准的比值蛛网图(图 8)中,曲线呈左侧隆起、中部平坦、右侧下凹的特征;从曲线可以看出,大离子亲石元素 Ba、Rb、K 强烈富集,高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Y 相对亏损;Ba 相对于 Rb 和 Th 亏损。大离子元素富集和高场强元素亏损,指示花岗闪长岩应属地壳来源。

暗色包体岩石微量元素以洋脊花岗岩为标准的比值蛛网分布型式图(图 9),与寄主岩微量元素特征基本一致。大离子亲石元素 K、Rb、Ba 相对富集,高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 相对亏损;Ba 相对于 Rb 和 Th 亏损。相比于寄主岩石 Y 含量较高。暗色包

表 3 泽多桌肉花岗闪长岩中寄主岩石和暗色包体微量元素分析结果

Table 3 Trace element analysis of granodiorite and darl inclusion Zeduo Zhuorou area

样 号	元 素	寄主岩石						暗色包体		
		XIL2GS818-1	XIL2GS1003-1	XIL2P1GS1	XIL2P9GS3-2	XIL2P9GS3-4	AGS0705-1	XIL2P1GS1-1	XIL2P9GS2-2	XIL2P9GS3-3
	Zr	251	274	210	193	185	121	210	308	222
	Hf	7.4	7.1	5.5	6.88	6.15	3.4	5.5	9.57	7.3
	Rb	147	166	138	118	111	117	138	299	157
	Sr	312	306	—	350	359	528	348	210	244
	Ba	523	520	528	489	523	481	528	288	288
	Th	27.6	38.6	23	21.2	17.4	12	23	21.7	24.4
	Nb	30.8	36.6	28.1	33.5	28.6	12.6	28.1	75.1	54.4
	Ta	2.19	2.75	1.9	2.91	2.6	0.8	1.9	5.93	2.9
	$w(\text{Nb})/w(\text{Ta})$	14.06	13.31	14.79	11.51	11	15.75	14.79	12.66	18.76
	$w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$	0.47	0.54	—	0.34	0.31	0.22	0.4	1.42	0.64

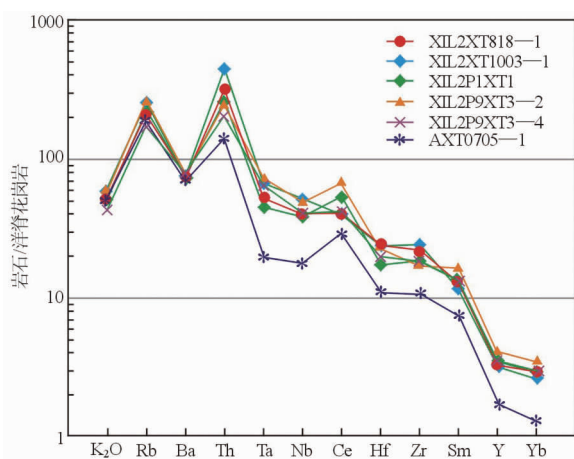
量单位: $w_B/10^{-6}$; 表中“—”为本次未测试该项目。

图 8 寄主岩石微量元素蛛网图

(底图据文献[45])

Fig. 8 Trace element spider diagrams for host rocks

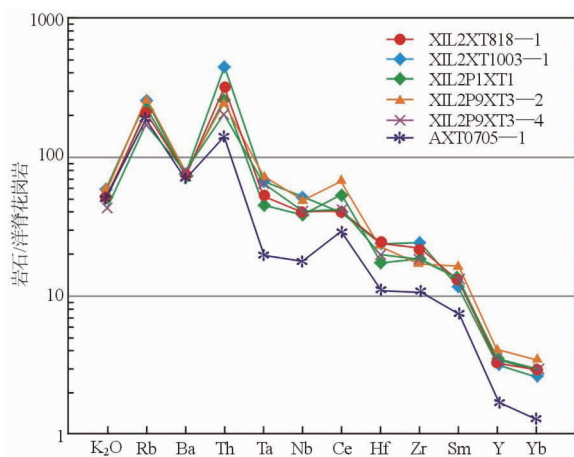


图 9 暗色包体微量元素蛛网图

(底图据文献[45])

Fig. 9 Trace elements spider diagram for dark inclusions

体岩石微量元素蛛网图曲线呈左侧峭陡、中部平缓、中侧下凹的分布形式,其特征可与 Pearce 等(1984)

划分的碰撞花岗岩近一致。

4 侵入体锆石 U-Pb 年代学特征

4.1 样品采集、处理和测试方法

本次工作为厘定泽多桌肉花岗闪长岩侵位时代,在其西侧岩体中部位置(见图 1),选取新鲜岩石采样;采样点坐标为 $X=17344963$ 、 $Y=3906702$,样号 XIL2P1TW1-1,样品重量 10 kg,挑选单颗粒锆石进行 U-Pb 测年。

样品的破碎,锆石的挑选,以及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试分析工作,均在国土资源部天津地质矿产研究所实验测试室进行。先将 10 kg 原岩破碎至 60 目网筛,将通过网筛后的岩石粉末用水淘洗,在双目镜下挑选出晶形较好的透明的具环带状锆石晶体。在进行锆石 U-Pb 同位素分析之前,首先对待测锆石制靶、抛光、照相(将锆石粘贴在环氧树脂中心部位,待树脂充分固化后将样品靶从载玻片上剥离,并对其进行打磨和抛光,以暴露锆石晶体的中心部位;对靶上样品进行显微镜下的反射光和透射光照像,以及阴极荧光照像)。接下来,根据锆石阴极发光照片、反射光和透射光照片选择锆石的合适的测年晶域,进行锆石的 U-Pb 同位素测值。

锆石的 U-Pb 同位素比值采用 TEMORA 作为外部标准锆石进行确定。分析仪器为 ThermoFisher 公司制造的 Neptune 激光烧蚀多接收器电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICPMS)^[38]。采用 ESI 公司生产的 UP193-FXArF 准分子激光器激光剥蚀系统,对锆石利用 193 nm FX 激光器进行剥蚀,激光斑束 35 μm ,采用 Adersen 方法对普通铅进行校正,

表 4 泽多桌肉似斑状花岗闪长岩(XIL2P1TW1-1)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果

Table 4 LA-ICP-MS U-Pb isotopic analysis of porphyritic granodiorite(XIL2P1TW1-1)in Zeduo Zhuorou area

编号	$w_B/10^{-6}$		同位素原子比值					年龄/Ma					
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
1	22	694	0.0318	0.0503	0.2205	0.0094	0.3763	202	2	202	2	210	17
2	26	809	0.0319	0.0502	0.2206	0.0101	0.3972	202	2	202	2	203	17
3	29	876	0.0319	0.0502	0.2205	0.01	0.4929	202	2	202	2	203	14
4	25	728	0.0321	0.0498	0.2206	0.0127	0.5001	204	2	202	4	185	35
5	32	976	0.0319	0.05	0.2198	0.01	0.4352	202	2	202	2	197	15
6	30	894	0.0319	0.0501	0.22	0.0101	0.4916	202	1	202	2	199	18
7	26	774	0.0319	0.0504	0.2215	0.0102	0.4484	202	1	203	2	212	18
8	23	707	0.0318	0.0501	0.2199	0.0101	0.4114	202	2	202	2	199	20
9	36	1085	0.0316	0.0505	0.2196	0.01	0.4898	200	1	202	1	216	14
10	27	831	0.0319	0.0503	0.2211	0.01	0.4099	202	1	203	2	208	18
11	28	805	0.032	0.05	0.2204	0.0137	0.4701	203	2	202	2	196	19
12	28	815	0.0319	0.0502	0.2206	0.0139	0.4216	202	2	202	2	204	17
13	25	672	0.0321	0.0499	0.2207	0.0185	0.4651	204	2	203	2	191	20
14	26	737	0.0321	0.0498	0.2202	0.019	0.4081	203	1	202	2	187	20
15	28	787	0.0319	0.05	0.2198	0.018	0.4299	202	2	202	2	195	16
16	36	808	0.0321	0.0498	0.2203	0.0251	0.6769	203	1	202	2	188	19
17	40	1064	0.032	0.05	0.2203	0.0212	0.4567	203	2	202	2	193	14
18	32	909	0.0318	0.0502	0.2202	0.0215	0.3169	202	2	202	2	202	23
19	38	994	0.0319	0.0503	0.2211	0.0237	0.4474	202	2	203	2	209	19
20	34	875	0.0319	0.0501	0.2202	0.024	0.4532	202	2	202	2	201	19
21	34	1126	0.0319	0.0499	0.2197	0.0256	0.0628	202	2	202	2	192	15
22	51	1317	0.0319	0.0503	0.2213	0.0265	0.426	202	2	203	2	211	14
23	43	973	0.0321	0.0498	0.2202	0.0336	0.5187	204	2	202	2	185	26

详细分析方法、仪器参数见李怀坤等(2009)的文献。采用 ICPMSDataCal 程序^[39]和 ISOPLOT 程序^[40]对原始数据、年龄计算等进行处理。同位素比值误差为 1σ , 年龄值选 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 加权平均年龄误差为 95% 置信度误差。

4.2 锆石 U-Pb 测年结果

本次在泽多桌肉花岗闪长岩(灰白色似斑状花岗闪长岩)中共选取 23 个锆石测点, 锆石 U-Pb 分析结果见表 4 所述。

从表 4 中可以看出, 锆石 U 含量 $22\times10^{-6}\sim51\times10^{-6}$, Pb 含量 $672\times10^{-6}\sim1\,317\times10^{-6}$, 平均含量分别为 31×10^{-6} 和 880×10^{-6} ; 22 个测点 Th/U 比值为 $0.3\sim0.6$, 与变质锆石不同($\text{Th}/\text{U}<0.1$), 属于岩浆锆石。在双目镜下, 几乎所有的锆石都为呈长柱状, 少量为短柱状, 浅淡棕色, 透明, 其 CL 图像特征见图 10 所示, 总体上锆石核部具有较好的振荡型环带, 为岩浆成因岩浆型锆石的重要特征。23 颗结晶锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄权重值为 $202.49\text{ Ma}\pm0.63\text{ Ma}$, 在谐和线上形成一个年龄集中区(图 11), 表明泽多桌肉似斑状花岗闪长岩体形成时代为晚三叠世。

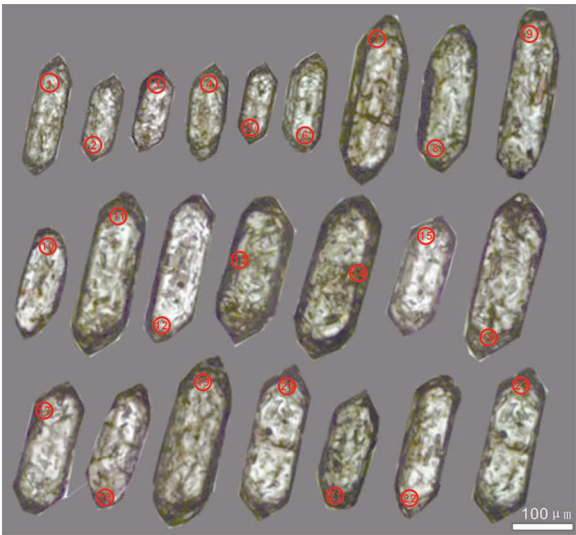


图 10 似斑状花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图及表面年龄权重值图

Fig. 10 LA-ICP-MS U-Pb concordia diagram and histograms of weighted average ages of porphyritic granodiorite

5 讨论

5.1 成岩时代

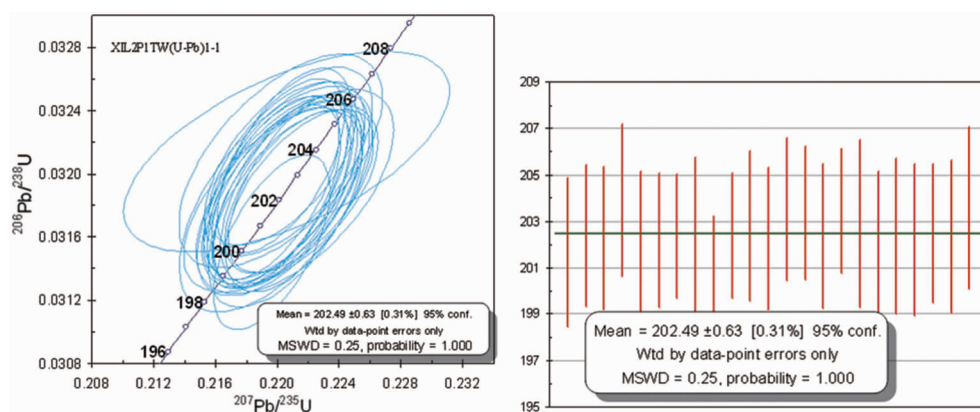


图 11 似斑状花岗闪长岩(XIL2P1TW1-1)锆石的 CL 阴极发光图像

Fig. 11 Cathodoluminescence CL images of zircons from porphyritic granodiorite(XIL2P1TW1-1)

王国灿等(2003)在泽多桌肉似斑状花岗闪长岩体东部获得 228 Ma 单颗粒锆石 U-Pb 法年龄, 锆石无色透明一半透明, 呈长柱状, 属岩浆成因, 其年龄值介于晚三叠世与中三叠世界线处, 据该类侵入体与围岩的接触关系, 将该侵入体时代确定为晚三叠世。

本次工作通过对泽多桌肉花岗闪长岩侵位时代的锆石 U-Pb 同位素分析, 得到 $202.49 \text{ Ma} \pm 0.63 \text{ Ma}$ 的岩石结晶年龄, 更准确地反映了泽多桌肉似斑状花岗闪长岩体形成时代为晚三叠世无疑。

5.2 岩石成因

(1) 花岗闪长岩成因

泽多桌肉花岗闪长岩主要侵入于三叠系巴颜喀拉山群上三叠统清水河组地层中, 接触界线处具明显的热接触变质现象。岩石化学特征显示该岩体为偏铝质钙碱性花岗岩。怀特和查佩尔(Write, A J R & Chappell, B W, 1974, 1977)等认为, 区分 I 型和 S 型花岗岩时有一个重要的化学参数 A/CNK, 即 $n(\text{Al}_2\text{O}_3)/[n(\text{Na}_2\text{O})+n(\text{K}_2\text{O})+n(\text{CaO})]$, 或 $N(\text{Al})/[N(\text{Na})+N(\text{K})+2N(\text{Ca})]$, 比值小于 1.1 者为 I 型, 大于 1.1 者为 S 型。泽多桌肉侵入岩的 A/CNK 值介于 0.91~0.99 之间, 平均值 0.94, 均小于 1, 具“I”型花岗岩特征。

(2) 暗色包体成因

泽多桌肉岩体中包体粒度比寄主岩细, 并发育有大量的针状磷灰石, 这种针状磷灰石一般被作为过冷却作用的证据或重要标志(Reid 等, 1983; Wyllie, 1962)。可以推测本区包体的成因是深部岩浆房冷凝边破碎后的产物, 即所谓岩浆混合淬冷包体, 是岩浆喷泉作用的产物, 即一股新的较铁镁质的岩浆以射流或喷泉形式注入长英质熔体中, 不均

一混合时形成淬冷包体及成分类似的岩脉或岩墙(Campbell, Frost et al. 1987; 周新民等, 1992), 包体岩浆与寄主岩浆是早期母岩浆发生液相不混溶作用产生的一对共轭岩浆, 而不是析离体或堆积岩。岩浆早期分异结晶或岩浆液态熔离则不会使包体经历快速冷却的过程。

泽多桌肉花岗闪长岩体(寄主岩)稀土总量平均值为 185.25×10^{-6} , 暗色包体稀土总量平均值为 263.95×10^{-6} , 总量高于寄主岩石。在稀土元素配分图中(见图 6、图 7), 寄主岩石和暗色包体有着相似的趋势, 曲线呈右倾型, 轻稀土富集型, 轻稀土与重稀土分馏十分明显, 重稀土相对平坦, 显示出地壳重熔的特点。寄主岩石和暗色包体稀土元素配分图式存在差异, 这可能暗示他们存在着相同的岩浆演化过程, 在岩浆演化混合作用中寄主岩石和暗色包体的稀土元素在两种岩浆中进行了相互交换、再分配, 二者并非同源岩浆早期结晶的产物^[47]。在同源岩浆演化过程中, 后期形成岩浆岩的稀土元素含量将逐渐升高; 随着岩浆中斜长石等矿物的分离结晶, 残余岩浆 Eu 的负异常逐渐趋于明显。暗色包体的 Eu 负异常, 恰恰说明了这一点。

泽多桌肉花岗闪长岩体(寄主岩)和暗色包体微量元素分布型式与寄主岩微量元素特征基本一致, 微量元素蛛网图均具相似趋势, 大离子亲石元素 K、Rb、Ba 相对富集, 高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 相对亏损; Ba 相对于 Rb 和 Th 亏损。这些特征均表明, 泽多桌肉花岗闪长岩体(寄主岩)和暗色包体两者可能通过岩浆混合作用和元素的扩散作用, 存在着物质成分的交流。

5.3 构造环境分析

花岗岩形成的构造环境是花岗岩成因分类研究的基础,在花岗岩 R1—R2 构造环境判别图解(Batchelor et al., 1985)中(图 12),本次研究样品相对集中分布在板块碰撞前的和同碰撞前的两个环境区,并向碰撞后的抬升环境区靠近;经洋脊花岗岩标准化后的微量元素蛛网图解与同碰撞花岗岩相近,显示了同碰撞花岗岩的特点。

将本次研究样品采用 Mania 和 Piccoli(1989 年)

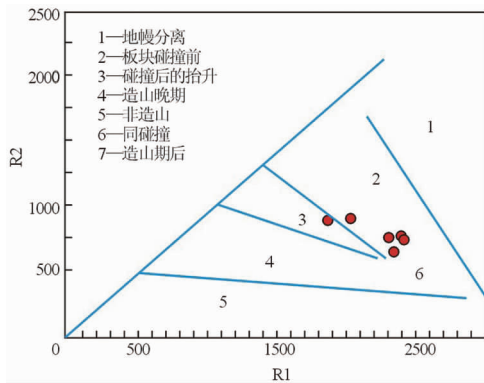


图 12 R1—R2 图解(底图据文献[46])

Fig. 12 R1—R2 diagram

的花岗岩四组判别图(图 13)来判别,样品在四组图解中均落于 IAG+CAG+CCG+RRG+CEUG+POG 型和 POG 型区域内。根据多数原则,认为该似斑状花岗闪长岩侵入体属同熔型(I 型花岗岩)下地壳物质形成的花岗岩类,上侵过程中混入有上地壳物质以幔源物质为主,个别岩体侵入过程中与围岩混染有关,带有陆壳成分。因此,可判定其属于 IAG 或 CAG 型;侵入体铝指数值 A/CNK 介于 0.91~0.99 之间,且均小于 1,具有“I”型花岗岩特征。

结合区域地质背景,该期花岗岩产生于闭合环境下同碰撞或同造山的消减带,是晚三叠世以来的造山带伸展崩塌造成岩石圈较快速减薄以及幔源岩浆底侵作用的发生,并导致地壳岩石接近熔融温度产生壳源岩浆,从而形成晚三叠世似斑状花岗闪长岩。

6 结语

(1)泽多桌肉花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年 $202.49 \text{ Ma} \pm 0.63 \text{ Ma}$,代表了其结晶年龄,表明泽多桌肉侵入体的形成时代为晚三叠世。

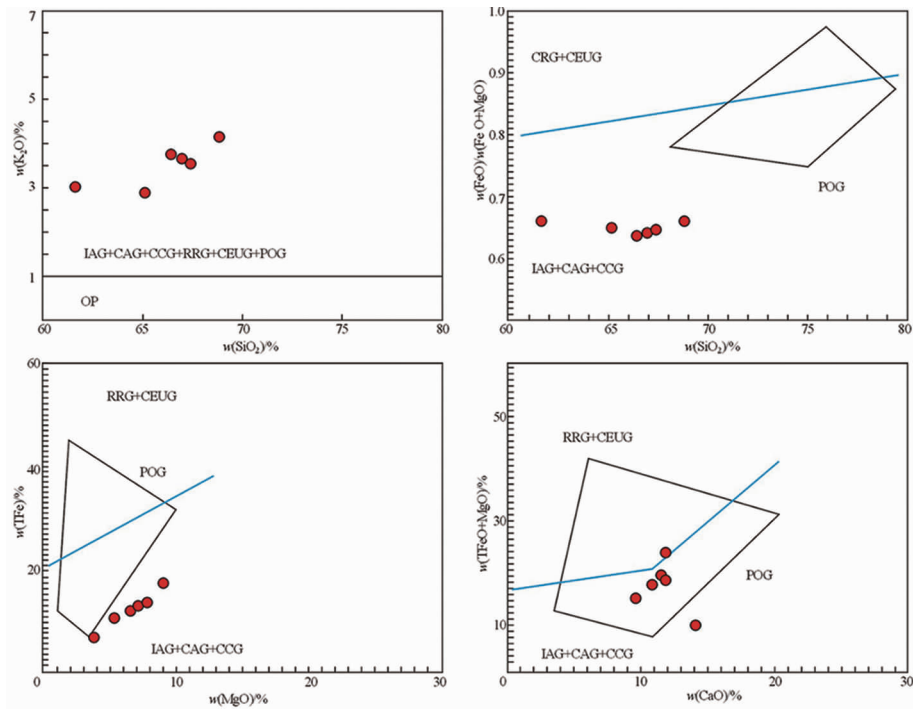


图 13 晚三叠世侵入岩构造环境判别图解(据 Maniar P D 等, 1989)

Fig. 13 Discrimination diagrams of tectonic setting for Late Triassic intrusive rocks

RRG. 与裂谷有关的花岗岩类; IAG. 岛弧花岗岩类型; CCG. 大陆碰撞花岗岩类; POG. 后造山花岗岩类; CEUG. 与大陆抬升有关的花岗岩类; CAG. 大陆弧花岗岩类; OP. 洋脊类花岗质岩类

(2) 泽多桌肉岩体中花岗闪长岩含有闪长质暗色包体。包体中淬冷条件下发育的针状磷灰石,可能说明包体的成因是深部岩浆房冷凝边破碎后的岩浆混合淬冷包体,是岩浆喷泉作用不均一混合时形成淬冷包体,而不是析离体或堆积岩。暗色包体稀土总量和铕负异常大于寄主岩,说明二者不是同源岩浆分异结晶的产物。地球化学特征表明,泽多桌肉晚三叠世花岗闪长岩为 I 型花岗岩,为典型的壳源岩浆。

(3) 泽多桌肉岩体产生于闭合环境下同碰撞或同造山的消减带,是晚三叠世以来的造山带伸展崩塌造成岩石圈较快速减薄以及幔源岩浆底侵作用的发生,并导致地壳岩石接近熔融温度产生壳源岩浆形成的。

致谢:感谢参加本项目野外工作的王国良、李建放、唐健、李杰、王伟等同志;感谢武汉综合岩矿测试中心、天津地质矿产研究所同位素实验室完成了所有样品的测试工作;感谢审稿专家及编辑部老师对本文的支持与帮助!

参考文献:

- [1] Dider J, Lameyre J. Les Granites du Massif Central Francais Etude Comparee des Leucogranites et Granodiorites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1969, 24(3): 219 - 238.
- [2] Dider J, Duthou J L, Lameyre J. Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of Orogenic Granites and the Nature of Their Enclaves[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1982, 14(1/2): 125 - 132.
- [3] 刘昌实, 朱金初, 沈渭洲, 等. 华南花岗岩物源成因特征与陆壳演化[J]. 大地构造与成矿学, 1990, 14(2): 125 - 138.
- [4] Barbarin B. Mafic Magmatic Enclaves and Mafic Rocks Associated with Some Granitoids of the Central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, Origin, and Relations With the Hosts [J]. Lithos, 2005, 80(1/2/3/4): 155 - 177.
- [5] Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. Multiple Sources for the Origin of Granites: Geochemical and Nd/Sr Isotopic Evidence from the Gudaoling Granite and Its Mafic Enclaves, Northeast China [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004, 68(21): 4469 - 4483.
- [6] Lameyre J, Bowden P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1982, 14(1/2): 169 - 186.
- [7] Chappell B W, White A J R. Two Contrasting Granite Types [J]. Pacific Geology, 1974(8): 173 - 174.
- [8] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic Discrimination of Granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101(5): 635 - 643.
- [9] Rossi P, Chevremont P. Classification des Associations Magmatiques Granitoides [J]. Geochronique, 1987, 21: 14 - 18.
- [10] Pitcher W S. Granites and yet more granites forty years on [J]. Geol Rundschau, 1987, 76: 51 - 79.
- [11] 马昌前. 造山岩套中镁铁质和长英质岩浆的相互作用研究进展[J]. 地质科技情报, 2003, 22(3): 1 - 8.
- [12] 王德滋, 周新民, 徐夕生, 等. 微粒花岗岩类包体的成因[J]. 桂林冶金地质学院学报, 1992, 12(3): 235 - 241.
- [13] 王德滋, 周金城, 邱检生, 等. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩特征与成因[J]. 高校地质学报, 2000, 6(4): 488 - 497.
- [14] 王德滋, 沈渭洲. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化[J]. 地学前缘, 2003, 3(10): 209 - 220.
- [15] 王涛. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义[J]. 岩石学报, 2000, 16(2): 161 - 166.
- [16] 肖庆辉, 邱瑞照, 邓晋福, 等. 中国花岗岩与大陆地壳生长方式初步研究[J]. 中国地质, 2005, 32(3): 343 - 351.
- [17] 肖庆辉, 邱瑞照, 邢作云, 等. 花岗岩成因研究前沿的认识[J]. 地质论评, 2007, 53(1): 17 - 26.
- [18] 肖庆辉, 邓晋福, 邱瑞照, 等. 花岗岩类与大陆地壳生长初探——以中国典型造山带花岗岩类岩石的形成为例[J]. 中国地质, 2009, 26(3): 594 - 622.
- [19] 董申保, 田伟. 花岗岩研究的反思[J]. 高校地质学报, 2007, 13(3): 353 - 361.
- [20] 罗照华, 黄忠敏, 柯珊. 花岗质岩石的基本问题[J]. 地质评论, 2007, 53(增刊): 180 - 226.
- [21] 吴福元. 花岗岩成因的若干问题[J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1218 - 1237.
- [22] Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects [J]. Lithos, 2007, 97: 1 - 29.
- [23] 莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 等. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报, 2007, 13(3): 403 - 414.
- [24] 莫宣学. 青藏高原岩浆岩成因研究: 成果与展望[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1694 - 1702.
- [25] 王德滋, 谢磊. 岩浆混合作用: 来自岩石包体的证据[J]. 高校地质学报, 2008, 14(1): 16 - 21.
- [26] 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 58 - 100.
- [27] 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 中央造山带开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 2000: 1 - 154.
- [28] 郭正府, 邓晋福, 许志琴, 等. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火成岩与陆内造山过程[J]. 现代地质, 1998, 12(3): 345 - 352.
- [29] 罗照华, 邓晋福, 曹永清, 等. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化[J]. 现代地质, 1999, 13(1): 51 - 56.
- [30] 罗照华, 柯珊, 曹永清, 等. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动[J]. 地质通报, 2002, 21(6): 292 - 297.
- [31] 袁万明, 莫宣学, 喻学惠, 等. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录[J]. 地质论评, 2000, 46(2): 203 - 211.

- [32] 袁万明, 莫宣学, 王世成, 等. 东昆仑金成矿作用与区域构造演化的关系[J]. 地质与勘探, 2003, 39(3): 5-8.
- [33] 刘成东. 东昆仑造山带东段花岗岩岩浆混合作用[M]. 北京: 地质出版社, 2008.
- [34] 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 等. 东昆仑造山带三叠纪岩浆混合成因花岗岩的岩浆底侵作用机制[J]. 中国地质, 2005, 32(3): 386-395.
- [35] 孙雨, 裴先治, 丁仁平, 等. 东昆仑哈拉杂吐岩浆混合岩岩浆岩: 来自锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. 地质学报, 2009, 83(7): 1000-1010.
- [36] 李瑞保. 东昆仑造山带(东段)晚古生代—早中生代造山作用研究[D]. 西安: 长安大学, 2012.
- [37] 张雪亭, 杨生德, 杨占君, 等. 青海省板块构造研究——1: 100 万青海省大地构造图说明书[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 1-221.
- [38] 李怀坤, 耿建珍, 郝爽, 等. 用激光烧蚀多接收器等离子体质谱仪(LA-MC-ICPMS)测定锆石 U-Pb 同位素年龄的研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2009, 28(增刊): 77.
- [39] LIU Yongsheng, HU Zhaochu, ZONG Keqing, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(15): 1535-1546.
- [40] Ludwig K R. ISOPLLOT 3: a User Manual, a Geochronological Toolkit for Microsoft excel [M]. California, Geochronology Centre Berkeley, Special Publication, 2003, 4: 74.
- [41] Middlemost E A K. Naming materials in magma/igneous rock system [J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37: 215-224.
- [42] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. Canadian Journal of Earth Science, 1971, 8(5): 523-548.
- [43] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the astamonu area, northern Turkey [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58(1): 63-81.
- [44] 王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1989.
- [45] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London. Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [46] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters [J]. Chemical Geology, 1985, 48: 43-55.
- [47] 陈国超, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑造山带晚三叠世岩浆混合作用: 以和勒冈希里克特花岗闪长岩体为例[J]. 中国地质, 2013, 40(4): 1044-1065.

Geochemistry and genesis of granodiorite and the dark inclusion in Zeduo Zhuorou area, Qinghai

MA Yanjing¹, YANG Yanqian¹, ZHANG Xiaoyong², BAO Shanbin¹, LI Jiatai¹, MA Wen¹

(1. Qinghai Bureau of Geology Survey, Xining 810001, China;

2. Qinghai Geological Survey Institute, Xining 810012, China)

Abstract: A lot of dark diorite inclusions are hosted by granodiorite in Zeduo Zhuorou area. $w(\text{SiO}_2) = 61.61\% \sim 68.80\%$, $A/\text{CNK} = 0.91 \sim 0.99$ of the granodiorite is characteristic of metaluminous calcalkaline granite; $w(\text{SiO}_2) = 52.66\% \sim 66.99\%$, $AR = 2.08 \sim 2.26$, Rittmann coefficient $\delta\text{Eu} = 1.89 \sim 8.67$, $SI = 16 \sim 24.74$ of the dark inclusions paraluminous-calcalkaline granite. REE analysis show that $w(\Sigma\text{REE}) = 184.05 \times 10^{-6} \sim 342.11 \times 10^{-6}$ of the dark inclusions is higher than $w(\Sigma\text{REE}) = 117.44 \times 10^{-6} \sim 265.68 \times 10^{-6}$ of the host granodiorite. REE pattern of the dark inclusions is the same as the host rock with LREE enrichment, HREE depletion and obvious LREE HREE fractionation. Trace element analysis show the same distribution pattern in the host rock as in the dark inclusions with relative enrichment of LTLE K, Rb, Ba and relative depletion of HFSE like Nb, Ta, Zr, Hf which all reflect magma mingling characteristics. Their LA-ICP-MS U-Pb dating are all $202.49 \text{ Ma} \pm 0.63 \text{ Ma}$ belonging to Late Triassic Epoch. The result shows that the Zeduo Zhuorou granodiorite was formed by magma of crustal rock during the orogenic belt extension and related collapse-caused fast lithosphere thinning and the magma diapir which led to the temperature to melt the crustal rocks.

Key Words: granodiorite; host rock; dark inclusion; zircon U-Pb dating; geochemical characteristics; Zeduo Zhuorou; Qinghai