

西藏改则南拉果错蛇绿岩中斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其成因研究

张玉修 张开均* 黎兵 汪洋 魏庆国 唐显春

(中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; 中国科学院研究生院, 北京 100039; 南京大学地球科学系, 南京 210093. * 联系人, E-mail: kaijun@gig.ac.cn)

摘要 班公湖-怒江蛇绿岩带西段改则南拉果错蛇绿岩中的斜长花岗岩野外地质、岩相学、岩石学、地球化学和锆石组成综合研究表明, 拉果错斜长花岗岩为洋壳运移过程中含水条件下辉长质岩石剪切深熔作用形成的, 该类斜长花岗岩锆石年龄代表了与洋壳扩张时代同期或者稍晚于洋壳扩张时代的洋盆扩展时代. 拉果错斜长花岗岩锆石SHRIMP U-Pb年龄为 (166.6 ± 2.5) Ma, 这一结果表明在班公湖-怒江蛇绿岩带西段存在中侏罗世洋盆.

关键词 西藏 改则 蛇绿岩 斜长花岗岩 锆石 SHRIMP U-Pb 年代学

班公湖-怒江缝合带是拉萨地体和羌塘地体的分界线, 但对班公湖-怒江缝合带的俯冲极性和演化模式争议很大^[1,2]. 目前, 关于班公湖-怒江蛇绿岩带形成年代代表性的认识主要依据较有争议的地质关系^[3,4]和少量放射虫化石^[5]推断的蛇绿岩形成年代. 仅有个别同位素年代报道, 如洞错层状辉长岩Sm-Nd等时线年龄为 (191 ± 22) Ma^[6], 但显然误差太大. 这制约了对中特提斯构造演化的深化认识.

本文报道班公湖-怒江带西段改则南拉果错蛇绿岩中斜长花岗岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄, 并讨论其构造意义.

1 地质概况及斜长花岗岩样品特征

蛇绿岩位于西藏改则南拉果错北岸1~3 km, 沿断裂带近EW向展布, 长25~30 km, 宽数百米到约5 km, 平面上为不规则的透镜状, 拉果错蛇绿岩和洞错蛇绿岩被认为是班公湖-怒江蛇绿岩带西段的代表性岩体^[3]. 本次野外填图发现蛇绿岩整体向南推覆于石炭系-中侏罗统海相盖层之上, 局部被第四系覆盖, 主断层带内卷入的沉积岩发生了强烈的变质和韧性变形(图1). 蛇绿岩中岩石单元齐全, 地幔橄榄岩有方辉橄榄岩和二辉橄榄岩; 堆晶岩主要为二辉橄榄岩、辉长岩及橄榄辉石岩; 发育有晚期辉绿岩, 玄武岩主要分布于蛇绿岩的北部. 蛇绿岩南部辉长岩普遍遭受角闪岩相变质作用, 韧性剪切变形带内斜长

花岗岩和角闪辉长岩呈岩脉穿切于辉长岩中, 斜长花岗岩呈不规则的浅灰色脉体, 宽度一般厘米级至米级, 斜长花岗岩和角闪辉长岩沿剪切带展布, 并呈分枝状、网脉状产于条带状辉长岩围岩中(图2).

斜长花岗岩具有块状构造, 斑状结构、细粒花岗岩结构, 矿物粒度0.2~0.8 mm(图3(a)), 斜长花岗岩由斜长石($\pm 51\%$)、石英($\pm 37\%$)、角闪石($\pm 7\%$)、黑云母($\pm 5\%$)及少量副矿物(如锆石、绿帘石及赤铁矿)组成(图3(a), (b)), 基质为细粒石英和少量斜长石. 斜长石具板柱状外形, 环带发育, 晶形完好, 但受到明显的绢云母化和绿帘石化, 角闪石呈纤状、集合体状(图3(b)). 与斜长花岗岩密切共生的(角闪)辉长岩主要矿物为角闪石、斜长石和辉石等(图3(c)), 辉石发育典型的双晶扭折现象(图3(d)).

2 地球化学特征

拉果错斜长花岗岩主量组分及微量(含稀土)元素分析结果见表1, 主量组分和Cr, Ni, Cu, Co, Zn, V组分在南京大学现代分析中心采用XRF完成, 微量(含稀土)元素在中国科学院广州地球化学研究所元素和同位素重点实验室采用PE Elan 6000型ICP-MS完成, 仪器工作条件、分析精度和分析方法见文献^[6, 7].

拉果错斜长花岗岩与传统的大洋斜长花岗岩相比, 主量组分SiO₂含量较高, Al₂O₃ < 15wt%且变化大, K₂O < 0.83wt%含量较低, P₂O₅ < 0.06wt%含量低,

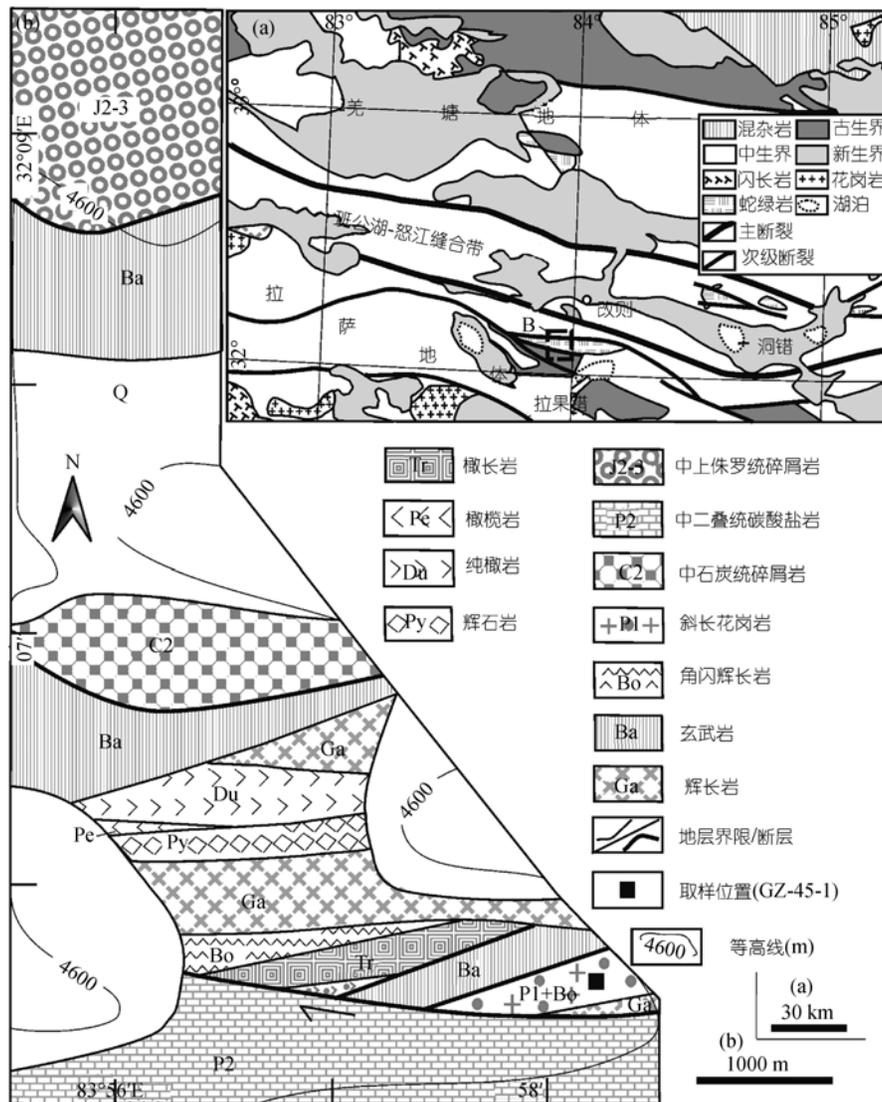


图 1 研究区区域地质图(a)(据文献[3]修改)及拉果错蛇绿岩地质图(b)

Na₂O = 3.84 ~ 4.38wt%, CaO = 2.99 ~ 3.66wt%, K₂O/Na₂O < 1 且变化大, CIPW标准矿物含有较高的Q(44.61 ~ 51.09wt%)及少量C(0.34 ~ 3.94wt%)(表 1)[8].

拉果错斜长花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线表现为轻稀土较重稀土富集($\sum LREE/\sum HREE = 6.73 \sim 11.14$, La/Yb = 4.41~7.55, La/Yb_N = 3.16~5.42, La / Sm_N = 2.93 ~ 5.06), 重稀土分配曲线较平缓(Gd / Yb_N = 0.70 ~ 0.86)和 Eu 正异常($\delta Eu_N = 1.30 \sim 2.43$) (表 1, 图 4(a)). 微量元素原始地幔标准化蛛网图中不相容元素呈现 LILEs (Th = 2.07 ~ 4.39 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, Ba = 12.78 ~ 148.80 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)相对 HFSEs (Nb = 1.01 ~ 2.50 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, Ta = 0.06 ~ 0.26 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)富集, 较强的 U (0.45~0.62 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)和 Pb(1.01~2.61 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)富集, 且

Zr (98.71~122.20 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)和 Hf (2.74~3.52 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)较富集(表 1, 图 4(b)).

3 锆石 SHRIMP U-Pb 年代学

3.1 分析方法

野外取约 10 kg 拉果错斜长花岗岩样品(GZ-45-1), 破碎至约 1 cm³的岩块, 放入直径为 20 cm 的不锈钢钵中, 在 XAW100 型振动磨样机中(1.1/0.75 kW)研磨 3~5 s 后取出过 0.4 mm 孔径筛, 反复进行直到样品全部通过, 洗去粉尘, 经铅制淘沙盘富集重矿物, 通过磁选、电磁选, 剩下非电磁部分, 再淘洗获得锆石精矿, 最后双目显微镜下手工挑选锆石. 双目显微镜下锆石以无色透明为主, 晶体多为完整的长柱状岩

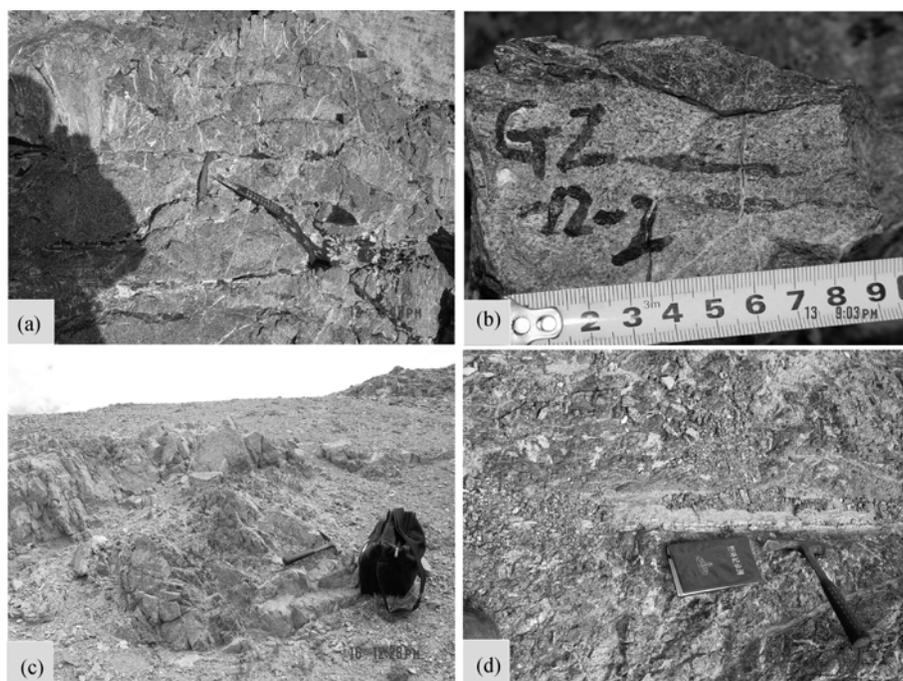


图2 拉果错斜长花岗岩野外地质产状

- (a) 辉长岩中厘米级网脉分枝状的斜长花岗岩; (b) 条带状辉长岩和斜长花岗岩共生; (c) 辉长岩中厚度达米级的斜长花岗岩; (d) 辉长岩和斜长花岗岩脉体共生

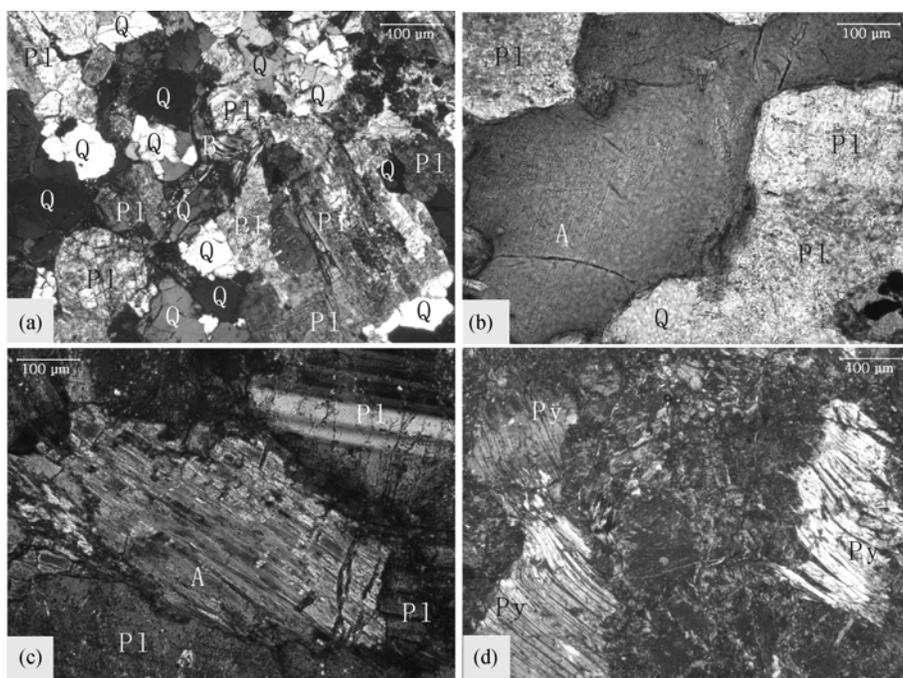


图3 拉果错蛇绿岩典型显微特征

- (a) 斜长花岗岩中的石英(Q), 斜长石(Pl)和条带状的黑云母(B), 单偏光; (b) 斜长花岗岩中的石英(Q), 斜长石(Pl)和角闪石(A), 单偏光; (c) 角闪辉长岩中的斜长石(Pl)和角闪石(A), 正交偏光; (d) 辉长岩中的辉石(Py)晶体扭折变形, 单偏光

表 1 拉果错斜长花岗岩主量组分和微量(含稀土)元素分析结果^{a)}

主量组分	GZ-45-1	GZ-44	微量元素	GZ-45-1	GZ-44
SiO ₂	71.81	76.56	Sc	3.96	7.65
TiO ₂	0.22	0.24	Ti	1339.40	1448.70
Al ₂ O ₃	14.70	11.80	V	31.14	20.49
MnO	0.04	0.03	Cr	4.87	11.27
Fe ₂ O ₃	2.75	1.46	Mn	299.10	208.40
MgO	1.39	0.64	Co	6.75	3.99
CaO	2.99	3.66	Ni	5.90	8.73
Na ₂ O	3.84	4.38	Cu	5.62	5.79
K ₂ O	0.83	0.10	Zn	15.86	10.45
P ₂ O ₅	0.06	0.04	Ga	14.87	7.20
烧失量	1.47	1.16	Ge	1.23	0.73
总量	100.09	100.06	Rb	8.19	1.02
K ₂ O/Na ₂ O	0.22	0.02	Sr	162.30	39.21
稀土元素	GZ-45-1	GZ-44	Y	4.22	8.51
La	4.84	4.62	Zr	98.71	122.20
Ce	8.85	9.26	Nb	1.01	2.50
Pr	0.90	1.07	Cs	0.57	0.15
Nd	3.43	4.21	Ba	148.80	12.78
Sm	0.62	1.02	Hf	2.74	3.52
Eu	0.46	0.45	Ta	0.06	0.26
Gd	0.54	1.08	Pb	2.61	1.01
Tb	0.10	0.20	Th	2.07	4.39
Dy	0.61	1.33	U	0.45	0.62
Ho	0.16	0.32	标准矿物	GZ-45-1	GZ-44
Er	0.48	0.88	Q	44.61	51.09
Tm	0.09	0.15	C	3.94	0.34
Yb	0.64	1.05	Or	23.01	26.16
Lu	0.13	0.19	Ab	7.09	0.87
∑LREE	19.10	20.63	An	14.64	18.09
∑HREE	1.72	3.07	Di(MS)	0.00	0.00
∑REE	21.85	25.83	Hy(MS)	3.52	1.62
LREE/HREE	11.14	6.73	Mt	0.00	0.00
δEu _N	2.43	1.30	Il	0.09	0.07
La/Yb _N	5.42	3.16	Hm	2.79	1.47
Gd/Yb _N	0.70	0.86	Ru	0.18	0.20
La/Sm _N	5.06	2.93	Ap	0.14	0.09

a) 主量元素单位 wt%, 为质量分数; 微量和稀土元素单位为 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$

浆结晶锆石, 或者因为磨蚀使部分锆石呈不规则的碎粒, 精选用于测年的锆石 60 余颗。

将待测锆石以环氧树脂固定, 抛光至暴露出锆石中心面, 在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针研究室进行背散射电子相及阴极发光图像分析(CL)(图 5), 以确定锆石颗粒内部的结构, 选出要测试的点, 避开裂纹和包裹体, 以免影响分析数据质量。在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP

型离子探针仪上完成 U-Pb 测年(加速电压 15 kV/5 nA), 应用标准锆石 TEM (417 Ma)进行元素间的分馏

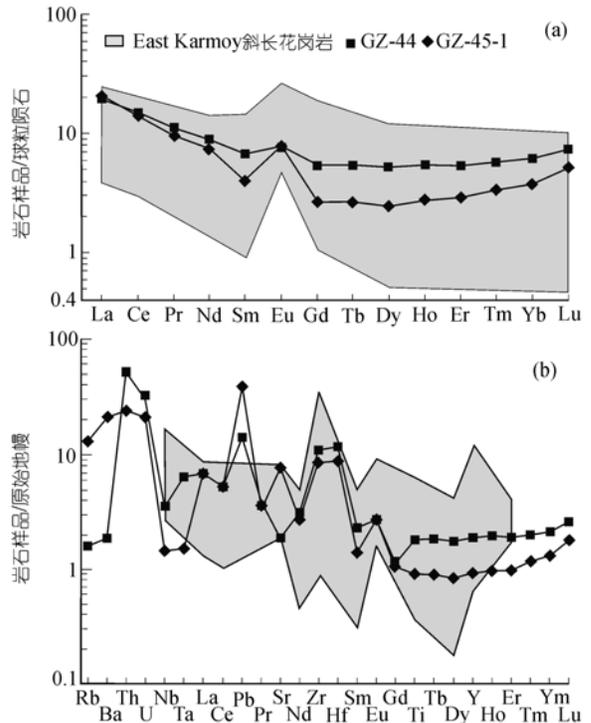


图 4 拉果错斜长花岗岩球粒陨石标准化稀土配分(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

East Karmoy斜长花岗岩数据据文献[9], 球粒陨石和原始地幔标准据文献[8]

校正, Pb/U校正公式采用 $Pb/U = A (UO/U)^{2[10]}$, 用标准锆石 SL13 (572 Ma, $U = 238 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) 标定样品的 U, Th 及 Pb 含量 [11], 详细实验流程和原理见文献 [12~14], 数据处理同文献 [13, 14]. 斜长花岗岩锆石 16 个测点的 U-Pb 分析结果和 Th-U 谐和关系见表 2 及图 6(a), 普通铅采用实测 ^{204}Pb 进行校正, 并将数据点投入 Wetherill 一致曲线图(图 6(b)), 单个数据点的分析误差均为 1σ , 采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 其加权平均值为 95% 的置信度。

3.2 分析结果

斜长花岗岩锆石粒度较小, 直径介于 35~100 μm 之间, 阴极发光图像分析显示锆石绝大部分具较好的晶形, 呈现岩浆结晶环带或条带结构, 内部无残留老核, 外部无变质边, 具有典型岩浆锆石特征(图 5). 已有研究表明岩浆型锆石 Th/U 比值 > 0.1, 而且各锆石的 Th 和 U 之间具有正相关关系 [15], 从表 2 可以看出 16 个测点的 U 含量 184 ~ 483 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th 含量 75 ~ 403 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th/U 比值变化较小, 且都 > 0.1 (0.40 ~ 0.86), Th, U 也具有良好的正相关关系(图 6(a)), 显示了岩浆型锆石的特征, 与阴极发光图像(图 5)分析结

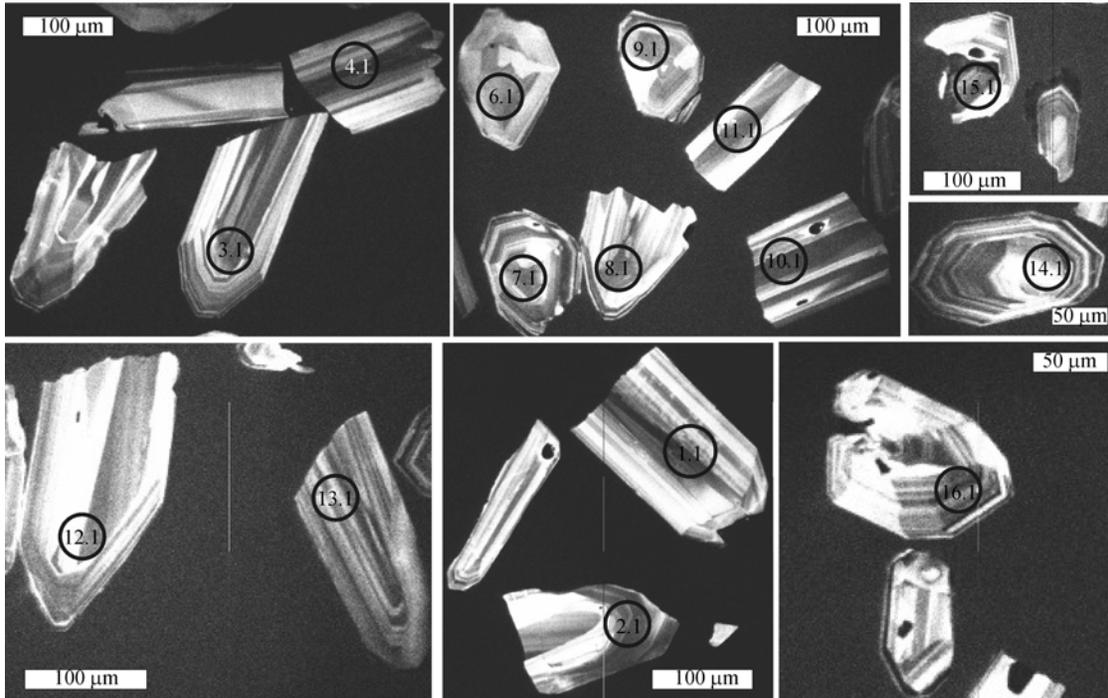


图5 拉果错斜长花岗岩锆石阴极发光图像

表2 拉果错斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果^{a)}

测点编号	U/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$f_{206}/\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{Ma}$
GZ-45-1-1.1	439	299	0.70	10.00	1.18	37.6±2.9	0.0577±2.8	167.2±4.8
GZ-45-1-2.1	418	184	0.46	9.73	0.87	36.9±3.0	0.0572±3.0	170.9±5.0
GZ-45-1-3.1	353	191	0.56	8.25	2.14	36.8±3.0	0.0630±4.6	169.3±5.1
GZ-45-1-4.1	191	75	0.41	4.23	1.95	38.7±3.1	0.0674±4.0	161.3±5.0
GZ-45-1-5.1	319	187	0.61	6.97	0.44	39.3±3.1	0.0617±4.5	161.3±5.0
GZ-45-1-6.1	356	139	0.40	7.90	1.02	38.7±3.0	0.0538±3.2	162.8±4.8
GZ-45-1-7.1	341	189	0.57	7.74	0.90	37.9±2.9	0.0568±3.2	166.6±4.9
GZ-45-1-8.1	373	194	0.54	8.68	0.98	36.9±3.0	0.0561±3.0	170.5±5.0
GZ-45-1-9.1	273	129	0.49	6.29	1.14	37.3±3.0	0.0635±3.2	168.5±5.0
GZ-45-1-10.1	437	293	0.69	10.40	0.98	36.2±2.9	0.0534±2.6	173.9±5.0
GZ-45-1-11.1	341	198	0.60	7.92	0.88	37.0±3.0	0.0558±3.4	170.7±5.0
GZ-45-1-12.1	184	92	0.52	4.18	1.67	37.8±3.1	0.0712±6.2	165.8±5.1
GZ-45-1-13.1	272	169	0.64	6.12	0.67	38.2±3.0	0.0566±4.4	165.3±5.0
GZ-45-1-14.1	200	108	0.56	4.61	2.19	37.2±3.7	0.0625±3.7	167.2±6.2
GZ-45-1-15.1	474	240	0.52	10.60	0.80	38.5±3.1	0.0590±3.7	163.9±5.0
GZ-45-1-16.1	483	403	0.86	10.40	1.02	39.9±4.1	0.0609±2.5	157.9±6.4

a) 误差为±1σ; f_{206} 表示普通铅 ^{206}Pb 占 ^{206}Pb 的百分数, Pb^* 表示放射性成因铅; 标准校正值的误差为0.91%; 普通铅校正应用 ^{204}Pb 实测值, 并假设 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄一致

果一致。

SHRIMP U-Pb 测年结果显示 16 个测点的 $t^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma) 介于 157.9~173.9 Ma, 这 16 个测点的 SHRIMP U-Pb 一致曲线上给出了 (166.6 ± 2.5) Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值 (2σ , MSWD = 0.65), 16 个测点均接近于谐和线, 说明测试结果较为可靠, 代表了斜长花岗岩的结晶年龄(图 6(b), 表 2)。

4 讨论

4.1 拉果错斜长花岗岩成因

研究表明蛇绿岩中斜长花岗岩的成因呈现多样性, 传统意义上的大洋斜长花岗岩代表海底扩张或洋壳形成^[16,17], 洋壳运移剪切带中形成的斜长花岗岩反映洋内变质或变形事件^[9,18], 海底扩张过程中叠

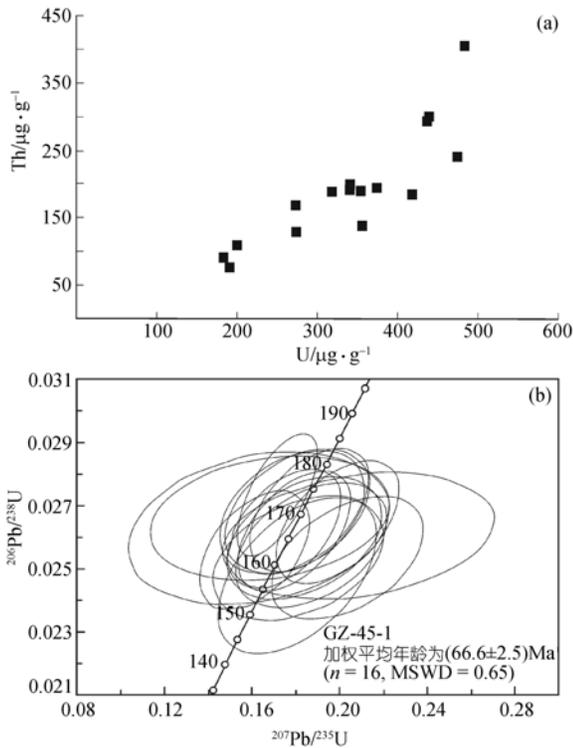


图 6 拉果错斜长花岗岩锆石 16 个测点的 U-Th 相关图 (a)和 SHRIMP U-Pb 一致曲线(b)

加的其他地质事件(如板块消减作用)形成的斜长花岗岩反映洋壳的俯冲事件^[19,20], 蛇绿岩侵位过程或之后形成的斜长花岗岩可能与仰冲事件有关^[21]. 不同成因的斜长花岗岩锆石SHRIMP U-Pb年代学解释必须依赖其野外地质产状、岩石学、岩相学、地球化学特征和锆石组成等^[9,13,16,18~21].

Pedersen等人^[9]假设具有挪威西部Karmoy蛇绿岩中的East Karmoy斜长花岗岩稀土配分型式的初始物质来源于辉长岩的深熔分异, 用定量模型解释了East Karmoy斜长花岗岩LREE富集和Eu正异常的稀土配分型式, 提出East Karmoy斜长花岗岩是剪切带中含水的辉长质岩石通过剪切深熔作用形成的, 解释了挪威西部Karmoy蛇绿岩中的两类呈现明显不同稀土配分型式的斜长花岗岩, 拉果错斜长花岗岩有相似的稀土特征(表 1, 图 2, 4)^[9]. 加拿大Appalachian Fournier蛇绿岩中斜长花岗岩是由洋壳运移过程中下部第三层发育的剪切带中的辉长岩经低角度剪切形成的角闪岩部分熔融形成的, 其形成的空间位置与拉果错斜长花岗岩类似^[18].

拉果错蛇绿岩中的网脉状斜长花岗岩与角闪辉长岩产于条带状辉长岩中(图 2). 拉果错斜长花岗岩

主量组分中K₂O, Na₂O和P₂O₅等与陆壳花岗岩区别明显^[8], CIPW标准矿物中含有的少量C与传统大洋斜长花岗岩相区别(表 1)^[9,16]. 稀土配分表现为LREE相对HREE富集, HREE近水平的型式, 这与传统的大洋斜长花岗岩相区别^[16,17], 与East Karmoy斜长花岗岩非常相似(表 1, 图 4(a))^[9,18]. 与陆壳花岗岩比较, 微量元素中Rb, Ba, Sr, Nb, Ta和Pb含量低, 而Cr, Ni, Co, V和Zn相对较高(表 1, 图 4(b), 7)^[8]. 另外, 拉果错斜长花岗岩锆石为Th/U值>0.23的岩浆成因锆石^[11,22]. 所以, 拉果错斜长花岗岩可能属于剪切带辉长岩的深熔作用成因, 而其形成年龄与代表洋壳扩张时代的辉长岩形成年龄基本同时或者略晚^[9,18].

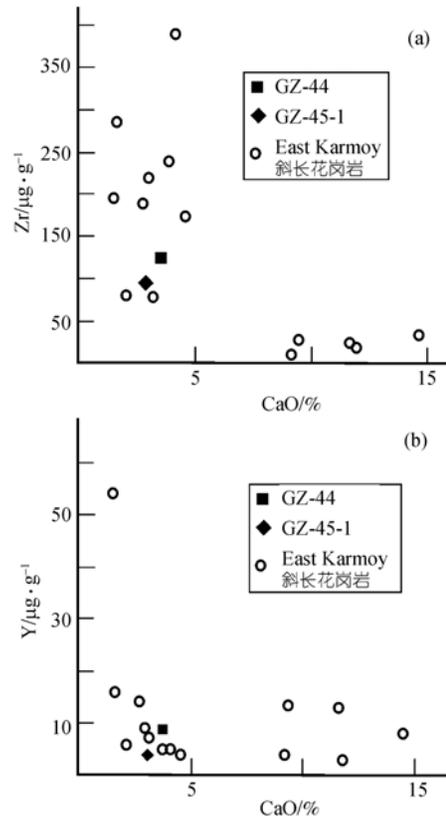


图 7 拉果错斜长花岗岩 CaO-Zr(a)和 CaO-Y(b)相关图解 East Karmoy斜长花岗岩数据据文献^[9]

4.2 班公湖-怒江洋盆西段形成时代

目前, 关于班公湖-怒江带代表的中特提斯洋西段洋盆扩张时代的主要认识有: () 古生物年代学主要根据硅质岩中保存一般-较差的放射虫判断蛇绿岩形成的上限或者形成时代, 如 1987 年西藏自治区地质矿产局在改则幅 1 : 100 万区域地质调查报告中认为洞错去申拉硅质岩放射虫时代为侏罗纪, 推断

蛇绿岩时代为侏罗纪; () 根据日土县门曲囊蛇绿岩上覆硅质岩放射虫年代和地层接触关系推断蛇绿岩形成时代, 代表性的认识有早白垩世^[4], 中侏罗-晚侏罗世^[3]; () 个别同位素年代学数据, 如洞错层状辉长岩Sm-Nd内部等时线年龄为 (191 ± 22) Ma^[5].

根据国际地层委员会和国际地质科学联合会最新的国际地层表, 拉果错斜长花岗岩锆石SHRIMP U-Pb年龄 (166 ± 2.5) Ma为中侏罗世巴通期, 应代表班公湖-怒江中特提斯洋盆扩张时代或略晚. 班公湖-怒江缝合带内主要发育含褐土岩和浊积岩的复理石相木嘎岗日群^[3,23], 其中确切的古生物时代集中在中侏罗世-晚侏罗世牛津期^[3], 这与本文所得的蛇绿岩形成时代是一致的.

5 结论

与蛇绿岩关系密切的“斜长花岗岩”存在多种成因类型, 通过野外地质、岩石学、岩相学、地球化学和锆石组成等综合研究, 确定其成因类型, 对蛇绿岩中相关岩类SHRIMP U-Pb年代学研究至关重要. 拉果错斜长花岗岩上述综合特征显示其可能为剪切带中含水条件下辉长岩剪切深熔作用形成的, 其形成时代代表了洋壳扩张时代或者稍晚于其扩张时代.

拉果错斜长花岗岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄表明已有的辉长岩Sm-Nd内部等时线年龄^[5]欠可靠. 拉果错斜长花岗岩的形成年龄为中侏罗世巴通期, 辉长岩代表的洋壳扩张时代应略早于这个时代但也应该为中侏罗世, 结果表明在班公湖-怒江蛇绿岩带西段存在中侏罗世洋盆, 这与相应的木嘎岗日群中古生物时代^[3]及上覆约束力有限的放射虫时代^[3,4]是一致的.

致谢 赵太平和钟立峰一起参加了野外工作, 成文过程中刘义茂研究员给予讨论, 张旗研究员与另一位审稿专家提出了建设性的修改意见, 特邀编辑提供帮助, 在此一并感谢.

参 考 文 献

- Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 1984, 307: 17—22[DOI]
- Zhang K J, Xia B D, Liang X W, et al. Mesozoic and Paleogene sedimentary facies and paleogeography of Tibet: Tectonic implications. *Geol J*, 2002, 37: 217—246[DOI]
- 西藏自治区地质矿产局. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 1—707
- 郭铁鹰, 梁定益, 张智晋, 等. 西藏阿里地质. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991. 201—261
- 邱瑞照, 周肃, 邓晋福, 等. 西藏班公湖-怒江西段舍马拉沟蛇绿岩中辉长岩年龄测定——兼论班公湖-怒江蛇绿岩带形成时代. *中国地质*, 2004, 31(3): 262—268
- Zhang K J. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 229: 73—89[DOI]
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 1996, 25(6): 552—558
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sounders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol Soc London Special Publication, 1989, 42: 313—345
- Pedersen R B, Malpas J. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 88(1-2): 36—52[DOI]
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2003, 200(1-2): 155—170[DOI]
- Compton W, Williams I S, Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys Res*, 1984, 89: 525—534
- Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben M A, Shanks W C, Ridley W I, eds. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev Econ Geol*, 1998, 7: 1—35
- 简平, 刘敦一, 张旗, 等. 蛇绿岩及蛇绿岩浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. *地质前缘*, 2003, 10(4): 439—456
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T, et al. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archean to the Palaeozoic. *Lithos*, 2000, 51(1-2): 95—108[DOI]
- Coleman R G, Peterman Z E. Oceanic plagiogranite. *J Geophys Res*, 1975, 80: 1099—1108
- David C G, William P L, Hans G A L. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contrib Mineral Petrol*, 1981, 77: 82—89[DOI]
- Claoue-long J C, Compston W, Roberts J, et al. Two carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, et al. eds. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, 1995, 4: 3—31
- Flagler P A, Spray J G. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 1991, 19(1): 70—73[DOI]
- 刘敦一, 简平, 张旗, 等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中的埃达克浅色岩 SHRIMP U-Pb 测年. *地质学报*, 2003, 77(3): 317—327
- Whitehead J, Dunning G R, Spray J G. U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines ophiolite, Canadian Appalachians. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112(6): 915—928[DOI]
- Peters T, Kamber B S. Peraluminous, potassium-rich granitoids in the Semail Ophiolite. *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 118(3): 229—238[DOI]
- Kinny P D, Friend C R, Strachan R A, et al. U-Pb geochronology of regional migmatites in East Sutherland, Scotland: evidence for crustal melting during the Caledonian orogeny. *J Geol Soc London*, 1999, 156: 1143—1152
- 余光明, 王成善. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 1990. 1—185