# 特提斯喜马拉雅带东段列麦 白云母花岗岩年代学及成因

田立明<sup>1,2)</sup>,郑有业<sup>3)</sup>,郑海涛<sup>4)</sup>

1)中国地质大学资源学院,武汉,430074;
 2)江西省地矿局物化探大队,南昌,330201;
 3)中国地质大学地球科学与资源学院,北京,100083;
 4)中国地质大学地质调查研究院,武汉,430074

内容提要:列麦白云母花岗岩位于特提斯喜马拉雅东段,侵位于雅拉香波穹窿边部早古生代浅变质岩中。为揭示其形成时代及成因,本文对其开展 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素及岩石地球化学研究。结果表明 列麦白云母花岗岩具有高 SiO<sub>2</sub>(71.08%~71.49%)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(15.55%~15.72%)和 K<sub>2</sub>O(4.32%~4.57%),高的 A/CNK 比值(1.17~1.21),低的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值(0.22~0.28),属于高钾钙碱性过铝质花岗岩;富集 Rb、Th 和 Hf,亏损 Ba、Nb、Sr 和 Ti,稀土元素呈轻稀土(LREE)富集,重稀土(HREE)相对亏损的向右倾斜的配分模式 (LREE/HREE=16.57~17.91),具有弱负 Eu 异常( $\partial$ Eu=0.78~0.79)。与二云母花岗岩比较,列麦白云母花岗 岩具有较高的 Rb 含量(204.1×10<sup>-6</sup>~293.8×10<sup>-6</sup>)、较低的 Sr(<134.6×10<sup>-6</sup>)及显著的重稀土分馏效应。锆石 新生边年龄为 48.5±1.1 Ma(MSWD=2.1),代表其结晶年龄,该年龄为目前报道的最早年龄,其初始 Hf 同位素 组成  $\epsilon_{\rm Hf}(t) = -6.4 \sim -2.3$ ,显示物源为壳源性质,二阶段模式年龄介于 731~839 Ma 之间,表明成岩物质形成于 新元古代;核部继承锆石年龄变化在 135.7~3339.2 Ma 之间,表明其源岩为早白垩世沉积岩,是在印度与欧亚大 陆主碰撞阶段,陆-陆碰撞导致地壳缩短加压升温,引起早白垩世沉积岩部分熔融而形成的。

关键词:特提斯喜马拉雅;白云母花岗岩;锆石 U-Pb 定年;成因

始于 65 Ma 的印度板块与欧亚板块发生陆-陆 碰撞相继经历了主碰撞(65~41 Ma)、晚碰撞(40~ 26 Ma)和后碰撞(25~0 Ma)三个阶段(Mo Xianxue et al., 2003; Ding Lin et al., 2003; Hou Zengqian et al., 2006a, b; Zhang Hongrui et al., 2015; Meng Yuanku et al., 2016), 喜马拉雅造山带发生 了强烈的地壳深熔作用,形成侵位于高喜马拉雅 (HHGD)和特提斯喜马拉雅片麻岩穹窿(NHGD) 两条近平行分布的淡色花岗岩带。这些淡色花岗岩 是研究喜马拉雅造山带构造-岩浆演化历史的重要 "岩石探针"和"窗口"(Mo Xianxue et al., 2003; Liao Zhongli et al., 2006a, b), 对了解大陆碰撞造 山带地壳增厚过程、陆壳深熔作用甚至高原隆升具 有重要意义(Zhang Hongfei ei al., 2004; Zeng Lingsen et al. ,2009; Xie Kejia et al. ,2010; Zhang Liyun et al., 2012)。在特提斯喜马拉雅淡色花岗 岩带中,淡色花岗岩主要侵入特提斯喜马拉雅变质 穹窿核部,如拉轨岗日、康马及雅拉香波穹窿,少部 分呈独立岩体或岩脉形式侵入特提斯喜马拉雅浅变 质岩中,如西部萨嘎地区的昌果、恰足翁、佩枯错、扎 日钟寺、夏如和东部的打拉、确当等(图 1a)。

雅拉香波穹隆成为研究特提斯喜马拉雅构造带 碰撞造山及深部过程的重要窗口(Wu Zhenhan et al, 2014),近些年不同学者对雅拉香波穹窿的形成与演 化开展了大量的研究工作,研究结果表明该区发生了 至少3期部分熔融事件:对应于陆-陆主碰撞阶段的 二云母花岗岩结晶年龄为43~45 Ma(Aikman et al., 2008;Qi Xuexiang et al.,2008;Zeng Lingsen et al., 2011;Wu Zhenhan et al.,2014)及同体系的次火山岩 结晶年龄为40.9 Ma(Hu Guyue et al.,2011);促使 藏南拆离系(STDS)开始活动的淡色花岗岩脉形成于 约35 Ma(Zeng Lingsen et al.,2009;Gao Li'e et al., 2009;Wu Zhenhan et al.,2014);穹窿核部的大型淡 色花岗岩岩体形成于约15 Ma(Wu Zhenhan et al.,

注:本文为青藏高原矿产调查评价专项项目(编号 1212011220664)资助成果。

收稿日期:2016-04-10;改回日期:2016-07-07;责任编辑:周健。

作者简介:田立明,男,1981年生。博士研究生,矿产普查与勘探研究专业。通讯地址:430074,武汉市洪山区鲁磨路 388号,中国地质大学(武汉):Email:361768299@qq.com。通讯作者:郑有业,男,1962年生。教授,从事基础地质、成矿规律及矿产勘查评价研究。Email: zhyouye@163.com。

2014)。穹窿内片麻岩变质年龄为 47.6 Ma(Gao Li'e et al.,2011),拉兹一定日地区辉绿岩也经历了该时 代变质事件(Zeng Lingsen et al., 2015),石榴角闪岩 变质年龄为 45.0~43.5 Ma(Zeng Lingsen et al., 2011;Gao Li'e et al., 2011)。目前,对于特提斯喜马 拉雅淡色花岗岩的成因及物质源区还存在较大争议, 最早研究认为其为高喜马拉雅结晶岩系中的变沉积 岩部分熔融的产物(Harris and Inger, 1992; Harrison et al., 1999; Guo Sushu et al., 2007; Huang Chunmei et al.,2013),也有人认为是深源岩浆与地壳浅部岩层 相互作用的结果(Nie Fengjun et al., 2006)。近年研 究认为雅拉香波穹窿周缘二云母花岗岩是在地壳增 厚条件下,以角闪岩脱水熔融为主,变质泥岩部分熔 融为辅的产物(Gao Li'e et al., 2009, 2010, 2011; Zeng Lingsen et al., 2009, 2011; Xie Kejia et al., 2010)。然 而该带淡色花岗岩的结晶年龄均明显小于片麻岩的 变质年龄,由于在变质穹窿中温度较高,冷却较慢导 致熔体结晶的年龄可能晚于部分熔融的年龄,导致其 淡色花岗岩的年龄小于变质年龄,而上升侵位到上部 冷的沉积岩中熔体很快地冷却结晶,其结晶年龄更能 代表部分熔融的时间。因此,对侵入特提斯喜马拉雅 浅变质地层中的淡色花岗岩开展研究,对于限定部分 熔融时代、与变质作用之间的关系以及深部地质过程 具有重要意义(Wu Fuyuan et al., 2015)。

本文对雅拉香波穹窿东南的列麦白云母花岗岩 开展岩石地球化学、锆石 U-Pb 测年及 Hf 同位素研 究,探讨其形成时代、成因、源区特征、构造环境及形 成机制,为探讨特提斯喜马拉雅带花岗岩成因提供 证据。

1 地质背景

雅拉香波穹窿位于特提斯喜马拉雅穹窿带的最 东端(图 1a),自核部向边部依次由高级变质岩系、 中级变质岩系和沉积岩系 3 个岩石单元及侵入其中 的花岗岩体组成,各岩石单元之间为韧性或脆韧性 拆离断层环绕穹隆分布(Zhang Jinjiang et al., 2007a,b)(图 1b)。分布于穹隆核部的下元古界亚 堆扎拉岩组( $Pt_1y$ )高级变质岩由片麻岩、角闪岩、辉 石岩、绿帘石岩、大理岩等组成,其中侵入淡色花岗 岩;穹窿中部的曲德贡岩组( $Pt_3 \in q$ )中级变质岩由 石榴石二云母片岩、石榴石石墨片岩等组成,其中穿 插有花岗岩脉;外部的特提斯沉积岩系为晚三叠纪 的海相碎屑沉积岩,其中分布有大量辉绿岩、辉绿玢 岩等基性岩脉及花岗岩。

列麦花岗岩出露于隆子县城东部列麦乡育村北 部,地理坐标为东经 92°40′50.5″,北纬 28°27′44.8″, 距隆子县城直线距离约 25 km,西北距雅拉香波穹 窿核部 60 km。列麦白云母花岗岩呈岩株状产出, 南北向出露宽度约 500 m,东西向约 1 km。岩体内 部未见包体残留,矿物组合无定向构造。围岩为朗 杰学群涅如组(T<sub>3</sub>n)中厚层状变质细粒石英砂岩夹 深灰色粉砂质绢云板岩(图 1b),岩体与围岩接触界 线截然,在岩体边部见花岗岩脉穿插于围岩之中,岩 性为浅白色斑状白云母花岗岩。岩石呈明显的似斑 状结构(图 2),斑晶主要由斜长石(5%)、白云母 (5%)和石英(1%)组成,斜长石斑晶呈自形板柱状, 具有一定程度的绢云母化,白云母斑晶呈半自形片 状,石英呈他形粒状;基质呈细粒花岗结构,主要由 石英(44%)、白云母(20%)、钾长石(15%)、斜长石 (10%)等组成,斜长石、钾长石呈半自形板柱状,白 云母呈鳞片状,石英呈他形粒状,副矿物主要为磷灰 石、锆石等。沿南北向采集列麦白云母花岗岩新鲜 样品用于本文研究。

### 2 样品测试方法

### 2.1 主、微量元素测试

主量、微量及稀土元素测试在国土资源部武汉矿 产资源监督检测中心(武汉综合岩矿测试中心)完成, H<sub>2</sub>O采用重量法,CO<sub>2</sub>采用沸水滴定法分析,其余氧 化物用 XRF 方法测定;微量元素测试采用电感耦合 等离子体发射光谱仪(ICP-AES)方法测定获得。

### 2.2 LA-MS-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

锆石分选在河北省区域地质调查研究所实验室 进行,样品经过常规粉碎和重选分选出锆石,在双目 实体显微镜下挑选出无色透明、无歪晶核连生体、无 裂痕、结晶形态好的锆石样品,用无色透明的环氧树 脂将锆石样品固定呈饼状,待环氧树脂充分固化后 用不同型号砂纸和磨料抛光,使锆石抛掉一半成为 光滑的平面后制成样品靶。使用阴极发光和扫描电 子显微镜成像观察,揭示锆石的内部结构。锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质大学(武汉) 地质过程与 矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 完成。 激光剥蚀系统为 GeoLas2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a,激光剥蚀过程中采用氦气作为载气,激光剥 蚀斑束直径为 32μm,激光剥蚀深度为 20~40μm, 采用哈佛大学 91500 标准锆石作为外标校正,对分 析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、 仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素



图 1 藏南喜马拉雅造山带地质简图(a)及雅拉香波穹窿及邻区地质简图(b)

(a 据 Zeng Lingsen et al. ,2011,b 据 1:25 万隆子县幅修改)

Fig. 1 Simplified geologic map of the Himalayan orogenic belt, southern Tibet (a) and simplified geologic map of

the Yardoi area showing the Yardoi gneiss dome (b) (a, after Zeng et al., 2011;

b, recompiled from 1/250000 Longzi regional geological map)

1一逆冲断层;2一拆离断层;3一中新世早中期淡色花岗岩;4一始新世花岗二云花岗岩脉;5一始新世早期花岗岩;6一流纹质次火山岩;7一取样 位置及编号;J—K<sub>1</sub>—下白垩统、三叠系灰岩、砂岩、砾岩;T<sub>3</sub>n一晚三叠系朗杰学群涅如组砂岩、板岩;K<sub>L</sub>—白垩系构造混杂岩;Pt<sub>3</sub>€q—曲德贡 组片岩;Pt<sub>1</sub>y—亚堆扎拉组片麻岩、角闪岩等

1—Thrust fault; 2—detachment fault; 3—early-mid Miocene leucogranites; 4—Eocene two-mica granite dikes; 5—early Eocene granite; 6 rhyolitic subvolcanic rock; 7—sampling position and number; J— $K_1$ —Lower Cretaceous, Triassic limestone, sandstone, conglomerate;  $T_3n$  late Triassic sandstone and slate of Langjiexue Group Nieru Formation;  $K_L$ —Cretaceous tectonic complex;  $Pt_3 \notin q$ —schist in Qudegong Formation;  $Pt_1 y$ —gneiss and amphibolite in Yatuizhala Formation

比值和年龄计算)采用软件 ICP-MS Datacal(Liu Yongsheng et al.,2010)完成。锆石年龄谐和图采用 ISPLOT4.15 程序获得。

### 2.3 锆石 Hf 同位素测试

锆石原位 Hf 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(GPMP)利用 LA-MC-ICP-MS 完成,激光剥蚀系统为

GeoLas2005,激光斑束设定为  $44\mu$ m,选用国际标样 91500 作为外标。详细测试流程及仪器运行参数见 Hu Zhaochu et al. (2012)。对分析数据的离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校 正及 Lu-Hf 同位素比值计算)采用软件 ICP-MS Datacal(Liu Yongsheng et al.,2010)完成。



图 2 列麦白云母花岗岩野外照片及镜下显微照片 Fig. 2 Photograph and micrographs of

muscovite-granite from Liemai

(a)一野外特征(镜头向西);(b、c、d)一镜下显微特征;Ms一白云母;Pl一斜长石;Q一石英

(a)—Field characters of Liemai leucogranite (lens to the west); (b,
c, d)—phenocrysts of plagioclase, quartz and muscovite,
respectively; Ms—muscovite; Pl—plagioclase; Q—quartz

### 3 岩石地球化学特征

### 3.1 主量、微量元素

列麦白云母花岗岩 4 件样品数据分析结果见表

1,列花岗岩呈富硅(SiO2为71.08%~71.49%)和 铝(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为15.55%~15.72%)、贫镁(MgO< 0.6%)和钙(CaO为0.88%~1.12%),Na<sub>2</sub>O含量 在 3. 92% ~ 3. 96% 之间, K<sub>2</sub> O 含量在 4. 32% ~ 4.57%之间,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比值>1(1.09~1.17),在 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>判别图解上投影点均落在高钾钙碱性系 列区(图 3a)。样品中 A/CNK 比值均大于 1.1 (1.17~1.21), A/NK-A/CNK 判别图解上投影点 均落在过铝质区域(图 3b),表明列麦白云母花岗岩 为高钾钙碱性过铝质花岗岩。与打拉、确当、雅拉香 波穹窿中部二云母花岗岩、核部的淡色花岗岩相比, CaO 含量偏低, CaO/Na<sub>2</sub>O 比值偏低(<0.3), K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O比值偏高(>1.0)。列麦白云母 CIPW 标准 矿物计算结果显示其刚玉(C)组分含量>2% (2.68%~3.06%),属于含白云母富钾强过铝质花 岗岩类,成因类型为S型,显示壳源特征。

微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 4a)呈现 出向右倾斜的多峰谷模式,与打拉、确当及穹窿中的 二云母花岗岩相似,而与核部出露的淡色花岗岩差 异明显。大离子亲石元素 Rb、K、Ba 及放射性元素 U、Th 相对于原始地幔强烈富集,Ti、Y、Yb、Lu 相 对亏损,Rb、Th、K、La、Nd、Hf、Y 为明显的正异常, Ba、Nb、Sr、P、Ti 为明显的负异常,其中的 Th 强烈





Fig. 3 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>(a) and A/NK-A/CNK (b) diagrams for typical granites from the Yardoi area (a)据 Morrison,1980;(b)据 Maniar and Piccoli,1989;ANK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O);CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)(数据来源:打拉 花岗岩据 Xie Kejia et al.,2010;确当花岗岩据 Gao Li'e et al.,2010;二云花岗岩、淡色花岗岩、片麻岩、片岩、角闪岩据 Gao Li'e et al., 2009);1—列麦白云母花岗岩;2—打拉二云母花岗岩;3—确当二云母花岗岩;4—穹窿中部二云花岗岩;5—穹窿核部淡色花岗岩 Data sources: Dala granite form Xie Kejia et al.,2010; Quedang granite after Gao Li'e et al.,2010; two-mica granite, leucogranite, gneiss, schist, amphibolite after Gao Li'e et al.,2009)

(a) after Morrison, 1980; (b) after Maniar and Piccoli, 1989; A/NK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); 1-Liemai muscovite-granite; 2-Dala two-mica granites; 3-Quedagng two-mica granites; 4-two-mica granites in the Yardio Dame; 5leucogranite in the central of Yardoi Dome



图 4 雅拉香波地区花岗岩及变质岩原始地幔标准化的微量元素分布型式(a)和稀土元素球粒陨石标准化分布型式(b) 原始地幔和球粒陨石标准化值据 Pearce,1983 和 Sun and McDonough,1989;数据来源:打拉花岗岩据 Xie Kejia et al.,2010;

确当花岗岩据 Gao Li'e et al.,2010;二云花岗岩、淡色花岗岩、片麻岩、片岩、角闪岩等据 Gao Li'e et al.,2009)
Fig. 4 Primitive mantle normalized trace elements(a) and Chondrite normalized REE distribution patterns(b) for granites and metamorphic rocks from the Yardoi area (Primitive mantle and chondrittic normalization values are from arce (1983) and Sun and McDonough(1989), respectively. Data sources: Dala granite form Xie Kejia et al., 2010; Quedang ranite after Gao Li'e et al., 2010; two-mica granite, leucogranite, gneiss, schist, amphibolite after Gao Li'e et al., 2009)
1—列麦花岗岩;2—打拉花岗岩;3—确当花岗岩;4—二云花岗岩;5 淡色花岗岩;6—片麻岩;7—片岩;8—角闪岩

1-Liemai granite; 2-Dala granite; 3-Quedang granite; 4-two-mica granite; 5-leucogranite; 6-gneiss; 7-schist; 8-amphibolite

富集及 Nb 负异常的特征与雅拉香波穹窿核部的角 闪岩、片麻岩、片岩等变质岩几乎一致,展现出"S" 型花岗岩的特征。相比于雅拉香波穹窿周缘的二云 母花岗岩,列麦白云母花岗岩具有较高的 Rb 含量 (204.1×10<sup>-6</sup>~293.8×10<sup>-6</sup>)和较低的 Sr(<134.6 ×10<sup>-6</sup>),Rb/Sr(1.52~2.20)比值较高、Sr/Y 比值 较低(23.94~27.73),表明其云母含量较高。

稀土总量较低( $\Sigma REE = 108.08 \times 10^{-6} \sim 113.47$ ×10<sup>-6</sup>),稀土元素球粒陨石标准化呈基本一致的向 右倾斜的稀土配分模式(图 4b),显示轻稀土强烈富 集,轻重稀土分馏明显,LREE/HREE 比值 16.57~ 17.91之间,La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>为 59.96~79.85(平均 72.86), La<sub>N</sub>/Gd<sub>N</sub>为 6.28~6.51,Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>为 9.44~12.26,微 弱的负 Eu 异常( $\delta$ Eu 为 0.78~0.79)。列麦白云母花 岗岩中轻重稀土分异程度较高,在稀土元素球粒陨石 标准化配分模式图中,与打拉、确当及穹窿核部二云 母花岗岩较扁平 REE 配分曲线不同,列麦白云母花 岗岩重稀土元素的含量相对较低,稀土配分模式重稀 土分馏明显,表明源区残留相中可能存在大量石榴子 石和角闪石等富集重稀土的矿物。

### 3.2 锆石特征及 U-Pb 定年结果

列麦白云母花岗岩阴极发光(CL)图像显示(图 5),锆石大多呈自形或半自形柱状,粒度在 50~ 200μm之间,长宽比一般为 2:1~1:1,个别达 3:1。锆石均具核-边结构,新生锆石以增生边的形 式围绕继承锆石周围生长,增生边宽窄不一,CL发 光性弱,呈黑色,无韵律环带,由于较高的 U、Th 含 量导致其显著的蜕晶化形成的黑锆石(Wu Fuyuan et al., 2015), 属典型深融作用成因的岩浆锆石(Wu Yuanbao et al., 2004)。核部继承锆石 CL 发光性 较强,呈浅灰色,呈次圆状、形态不规则状,内部具有 港湾状溶蚀现象,部分继承锆石内核发育岩浆型振 荡环带;分别选取较宽边部新生锆石和核部继承锆 石域进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试,测试数据 列于表 2。边部锆石数据测试点共 18个,其中 19、 37、48号测点由于测点跨越了核部继承锆石,受到 残余锆石的影响,为混合年龄不参与计算。其余的 15个有效新生边部锆石U、Th含量高,分别为2785 ×10<sup>-6</sup>~23850×10<sup>-6</sup>和 26×10<sup>-6</sup>~2372×10<sup>-6</sup>之 间,Th/U比值均小于 0.1,低的 Th/U 比值和锆石 CL 结构特征与淡色花岗岩的深熔成因相吻合。其 中14个锆石测点206 Pb/238 U 年龄则集中在47.4± 2.1 Ma~51.0±1.5 Ma之间(图 6b,表 2),年龄加 权平均值为48.5±1.1 Ma(MSWD=2.1),该组年 龄数据点在协和图上相对集中,可信度高,代表了列 麦白云母花岗岩结晶年龄。

核部继承锆石共测试了 30 个测点,与边部锆石 特征明显不同,锆石点 U、Th 含量相对较低,变化

						-		-	
样品号	L2-1	L2-2	L2-3	L2-4	样晶号	L2-1	L2-2	L2-3	L2-4
$SiO_2$	71.08	71.21	71.10	71.49	Hf	3.30	3.15	3.42	3.53
${\rm TiO}_2$	0.21	0.21	0.21	0.21	Ta	0.88	0.69	0.66	0.69
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	15.58	15.6	15.72	15.55	Th	11.60	10.50	9.80	11.50
FeO	1.08	1.10	1.13	1.03	U	2.14	2.83	1.96	2.75
$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	0.33	0.32	0.36	0.41	Sr/Y	23.94	27.42	26.13	27.73
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	Rb/Sr	2.20	2.19	1.62	1.52
MgO	0.55	0.59	0.58	0.56	Nb/Ta	6.88	7.87	7.86	7.97
CaO	0.92	1.12	0.88	0.89	La	24.24	24.55	25.12	24.49
$Na_2O$	3.92	3.96	3.93	3.92	Ce	47.35	48.73	50.46	48.65
$K_2O$	4.47	4.32	4.53	4.57	Pr	5.55	5.73	5.80	5.78
$P_2O_5$	0.12	0.11	0.11	0.11	Nd	19.37	19.7	20.38	20.07
H2O	1.24	0.99	1.12	1.00	Sm	4.40	4.39	4.55	4.42
$\rm CO_2$	0.29	0.04	0.04	0.04	Eu	1.02	1.02	1.07	1.03
LOI	1.50	0.98	1.05	0.96	Gd	3.31	3.30	3.47	3.26
Total	99.78	99.54	99.63	99.72	Tb	0.37	0.35	0.37	0.37
$\rm K_2O\!+Na_2O$	8.39	8.28	8.46	8.49	Dy	1.47	1.33	1.38	1.36
A/NKC	1.20	1.17	1.21	1.19	Ho	0.20	0.17	0.19	0.18
A/NK	1.38	1.39	1.38	1.36	Er	0.42	0.36	0.37	0.37
δ	2.51	2.43	2.55	2.53	Tm	0.05	0.04	0.04	0.04
Sc	2.90	2.81	3.01	2.76	Yb	0.29	0.23	0.24	0.22
V	19.61	18.78	19.26	18.59	Lu	0.04	0.03	0.03	0.03
Cr	8.61	11.45	12.14	12.65	ΣREE	108.08	109.93	113.47	110.27
Ni	9.79	9.66	11.69	9.66	LREE	101.93	104.12	107.38	104.44
Co	2.45	2.95	5.35	2.89	HREE	6.15	5.81	6.09	5.83
Rb	293.8	288.3	213.4	204.1	LREE/HREE	16.57	17.92	17.63	17.91
Sr	133.6	131.6	131.7	134.5	$\mathrm{La}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	59.96	76.56	75.08	79.85
Υ	5.58	4.80	5.04	4.85	∂Eu	0.78	0.79	0.79	0.79
Zr	74.70	82.10	80.80	78.40	∂Ce	0.96	0.97	0.99	0.97
Nb	6.05	5.43	5.19	5.50	$La_N/Gd_N$	6.35	6.45	6.28	6.51
Cs	2.90	2.81	3.01	2.76	$\mathrm{Gd}_{\mathrm{N}}/\mathrm{Yb}_{\mathrm{N}}$	9.44	11.87	11.96	12.26
Ba	217.1	264.6	289.2	261.5	Hoy/Luy	2.24	2.54	2.84	2.69

表 1 列麦白云母花岗岩主量元素(%)、稀土和微量元素(×10<sup>-6</sup>)分析结果表

Table 1 Whole rock major (%), rare earth and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) compositions of Liemai granites

分别为  $70 \times 10^{-6} \sim 622 \times 10^{-6}$  和  $43 \times 10^{-6} \sim 910 \times 10^{-6}$ 10<sup>-6</sup>,Th/U 比值均大于 0.1(0.1~1.71)。本文在 继承锆石年龄选取时,对年龄小于 1000 Ma 的使 用<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄,大于 1000 Ma 的锆石使用 <sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb年龄。继承锆石内核年龄跨度很大, 135.7±2.8 Ma~3339.2±40.2 Ma 之间(图 6d,表 2),核部继承锆石年龄具有三个明显峰值。其中3、 13、20、35、48号点核部继承锆石具有清晰振荡环 带,U、Th含量变化分别为146×10<sup>-6</sup>~501×10<sup>-6</sup> 和 49×10<sup>-6</sup>~84×10<sup>-6</sup>, Th/U 比值大于 0.1(0.10 ~0.55),<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄较集中分布在 135.7~ 140.3 Ma之间,在谐和图上,样品相对集中分布于 一致线的 138 Ma 附近,年龄加权平均值为 138.2± 2.6 Ma(MSWD=0.33)(图 6c)。该组年龄数据在 谐和图上相对集中,可信度高,表明花岗岩的源岩含 有晚侏罗世一早白垩世继承性锆石。核部锆石另一 个年龄峰值在 523~582 Ma,核部继承锆石振荡环 带不明显,U、Th含量变化分别为 $70 \times 10^{-6} \sim 576 \times 10^{-6} \pi 43 \times 10^{-6} \sim 343 \times 10^{-6}$ ,Th/U比值在0.31  $\sim 1.63$ 之间,分析结果的<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U年龄可分为两组,1、15、21号测点<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U年龄分布于523.2±8.5~531.6±10.4 Ma之间,加权平均年龄为526±11.0 Ma(MSWD=0.21);9、24、27、34、36号测点<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U年龄分布在553.9±10.1~582.3±11.1 Ma之间,在谐和图上相对集中分布于一致线的568 Ma附近,年龄加权平均值为567.7±9.1 Ma(MSWD=1.50)(图 6c),表明花岗岩的源岩含有早古生代一新元古代继承性锆石。其余的核部继承锆石年龄差别较大,分布于643~3339.2 Ma之间,反映继承锆石来源的多样性,继承锆石中最老年龄为9号测点,<sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb年龄为 3339 Ma,来自古太古代。

### 3.3 锆石 Hf 同位素特征

本次研究根据锆石 U-Pb 年龄结果,在样品中

### 表 2 列麦白云母花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果 Table 2 U-Th-Pb composition of zircons from Liemai muscovite-granite measured by LA-ICP-MS

	U Th <sup>206</sup> Ph			同位素比值					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>207</sup> Ph/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U				
锆石				<sup>232</sup> Th			11230				注释	年龄	1.0	年龄		年龄	
点号	(	$\times 10^{-6}$	)	/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	σ(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	$\sigma(\%)$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$\sigma(\%)$		(Ma)	1σ	(Ma)	1σ	(Ma)	1σ
L2-1	291	343	103.0	1.18	0.0588	0.004	0.6869	0.044	0.0847	0.0020	核	560.9	76.5	530.9	26.3	524.0	12.0
L2-2	11466	485	313.8	0.04	0.0469	0.003	0.0467	0.002	0.0072	0.0002	边	42.8	79.2	46.3	2.3	46.5	1.3
L2-3	202	51	17.8	0.25	0.0547	0.005	0.1659	0.015	0.0220	0.0005	核	399.4	112.8	155.9	12.7	140.3	3.2
L2-4	2673	26	7.6	0.01	0.0588	0.008	0.0580	0.007	0.0072	0.0002	边	559.4	156.7	57.3	6.6	46.0	1.2
L2-5	106	73	29.8	0.69	0.0777	0.006	0.7301	0.058	0.0681	0.0018	核	1140.0	85.6	556.6	34.0	424.7	11.1
L2-6	2389	195	69.3	0.08	0.0510	0.003	0.0509	0.003	0.0072	0.0001	边	241.8	74.1	50.4	2.7	46.5	0.8
L2-7	143	72	19.0	0.50	0.0554	0.004	0.2526	0.017	0.0331	0.0007	核	428.8	89.2	228.7	14.0	209.7	4.2
L2-8	166	100	373.8	0.60	0.2760	0.013	20.3120	1.065	0.5340	0.0120	核	3339.2	40.2	3106.3	50.8	2758.3	49.5
L2-9	422	101	151.8	0.24	0.0624	0.004	0.7723	0.051	0.0897	0.0018	核	1035.6	59.9	665.7	24.9	553.9	10.5
L2-10	296	213	190.2	0.72	0.0739	0.003	1.5771	0.078	0.1548	0.0032	核	1038.4	50.8	961.2	30.6	927.5	17.7
L2-11	314	100	651.9	0.32	0.0697	0.003	1.1588	0.058	0.1206	0.0022	核	917.9	52.2	781.4	27.2	734.1	12.7
L2-12	429	366	325.8	0.85	0.0875	0.004	2.2079	0.112	0.1830	0.0039	核	1371.2	51.0	1183.5	35.6	1083.2	21.0
L2-13	190	55	16.8	0.29	0.0494	0.004	0.1483	0.012	0.0218	0.0005	核	168.5	107.8	140.4	10.5	138.7	2.8
L2-14	10181	913	662.6	0.09	0.0648	0.051	0.0700	0.054	0.0078	0.0004	边	4134.2	50.5	723.3	31.7	50.0	2.3
L2-15	70	114	24.6	1.63	0.0528	0.004	0.6264	0.049	0.0860	0.0018	核	321.4	97.7	493.9	30.8	531.6	10.4
L2-16	23850	2372	1052.0	0.10	0.0747	0.032	0.0804	0.034	0.0078	0.0003	边	3568.9	58.4	416.4	19.8	50.1	2.2
L2-17	23971	6302	1218.1	0.26	0.0728	0.043	0.0656	0.038	0.0065	0.0003	边	4043.9	45.2	572.2	24.7	42.0	1.7
L2-18	5001	250	157.7	0.05	0.0480	0.003	0.0523	0.003	0.0079	0.0002	边	101.0	72.1	51.8	2.9	50.7	1.0
L2-19	616	29	21.7	0.05	0.0461	0.005	0.0580	0.005	0.0091	0.0005	混合	901.3	186.2	87.1	12.8	58.7	3.4
L2-20	146	56	12.8	0.38	0.0575	0.005	0.1728	0.017	0.0218	0.0005	核	512.4	116.6	161.9	15.0	138.9	3.1
L2-21	576	176	192.9	0.31	0.0585	0.003	0.6814	0.033	0.0845	0.0014	核	547.1	58.0	527.6	19.7	523.2	8.5
L2-22	266	138	381.0	0.52	0.1245	0.007	5.7038	0.300	0.3327	0.0086	核	2021.1	52.5	1931.9	45.5	1851.6	41.6
LZ-Z3	100	61	25.6	0.78	0.0565	0.003	0.6191	0.036	0.0794	0.0015	核技	4/3.4	70.5	489.3	22.6	492.8	9.1
L2-24	132	202	41.1	0.49	0.0384	0.004	0.7423	0.047	0.0921	0.0016	校	040.0	74.9	203.7	27.0	1000 0	9.7
1.2.26	4015	207	142.0	0.49	0.0735	0.004	1.0992	0.070	0.1000	0.0049		1027.0	01 5	51 9	20.0	1000.9	1 0
L2-20	4915	43	26 8	0.04	0.0409	0.004	0.0323	0.004	0.0078	0.0003	拉拉	640 2	91. J 80. 6	506 2	22 2	582 3	11.0
1.2-28	327	1.81	20.0	0.00	0.0013	0.003	2 2258	0.055	0.0545	0.0015	拉	1481 7	10 8	1463 4	36.0	1450 0	22 4
L2 20	123	104	139 7	0.30	0.1012	0.004	J. 2200	0.188	0.2024	0.0043	城	1646 0	49.0	1660 1	30.0	1671 3	26 1
L2-20	572	158	324 1	0.00	0.0681	0.003	1 3532	0.100	0.1442	0.0002	核	871 1	55 4	868 9	27 9	868 1	12 7
L2-31	531	910	89 8	1 71	0.0502	0.003	0 3036	0.016	0.0439	0.00020	核	204 2	67 4	269 2	12 3	276 8	4 5
L2-32	4868	109	143.4	0.02	0.0486	0.004	0.0532	0.004	0.0079	0.0002	山	128.9	97.8	52.6	3.6	51.0	1.5
L2-33	303	327	125.3	1.08	0.0625	0.003	0.9035	0.045	0.1049	0.0017	核	690.1	59.1	653.6	24.0	643.1	10.1
L2-34	182	88	66.9	0.49	0.0606	0.003	0.7834	0.043	0.0938	0.0016	核	624.3	67.2	587.4	24.5	577.9	9.5
L2-35	501	49	42.1	0.10	0.0508	0.003	0.1490	0.010	0.0213	0.0004	核	231.3	84.2	141.0	8.7	135.7	2.8
L2-36	376	275	134.8	0.73	0.0641	0.004	0.7962	0.051	0.0902	0.0017	核	743.4	75.6	594.7	28.9	556.5	10.1
L2-37	9113	110	309.8	0.01	0.0515	0.004	0.0649	0.006	0.0092	0.0004	混合	261.1	94.5	63.8	5.5	58.7	2.7
L2-38	149	88	113.1	0.59	0.0772	0.004	2.0866	0.114	0.1961	0.0037	核	1125.8	63.7	1144.4	37.5	1154.4	20.2
L2-39	1516	510	399.3	0.34	0.0541	0.003	0.4692	0.025	0.0630	0.0016	核	373.8	63.3	390.7	17.1	393.6	9.5
L2-40	402	625	56.3	1.56	0.0530	0.003	0.2612	0.017	0.0357	0.0007	核	330.2	79.4	235.6	13.4	226.3	4.4
L2-41	4858	66	133.1	0.01	0.0498	0.005	0.0507	0.006	0.0074	0.0003	边	186.4	120.1	50.2	5.4	47.4	2.1
L2-42	4992	164	144.2	0.03	0.0496	0.006	0.0537	0.007	0.0078	0.0004	边	177.6	150.1	53.1	6.7	50.4	2.7
L2-43	2785	80	79.2	0.03	0.0478	0.003	0.0493	0.003	0.0075	0.0002	边	87.5	85.5	48.9	3.1	48.1	1.0
L2-44	7082	313	201.6	0.04	0.0523	0.003	0.0545	0.003	0.0076	0.0002	边	296.7	76.9	53.9	2.9	48.6	1.1
L2-45	3989	120	110.2	0.03	0.0502	0.005	0.0515	0.005	0.0074	0.0003	边	205.9	124.6	51.0	4.8	47.8	1.8
L2-46	153	84	13.5	0.55	0.0432	0.005	0.1286	0.013	0.0216	0.0005	核	-114.5	115.1	122.8	11.3	137.8	3.2
L2-47	7343	577	221.6	0.08	0.0515	0.003	0.0561	0.003	0.0079	0.0002	边	262.0	65.7	55.4	3.0	50.7	1.1
L2-48	2327	399	116.4	0.17	0.0560	0.004	0.0920	0.006	0.0119	0.0003	混合	452.5	80.6	89.4	5.5	76.4	2.0



图 5 列麦白云母花岗岩锆石阴极发光照片及 U-Pb 年龄

Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images and LA-ICP-MS U-Pb ages of zircons from Liemai muscovite-granite

分别选择了14个边部锆石和11个核部继承锆石进 行了 LA-MC-ICP-MS Lu-Hf 同位素原位测试,分 析结果见表 3。锆石<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf比值均小于 0.002, 显示锆石在形成后具有极低的放射性成因 Hf 的积 累,可以代表锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成 (Wu Fuyuan et al., 2007)。加权平均年龄为 48.5 Ma的边部锆石的 Hf 同位素组成较均一,<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf比值变化于 0. 282561~0. 282676 之间,初始 Hf 同位素组成  $\epsilon_{\rm Hf}(t) = -6.4 \sim -2.3$ ,平均值为 -4.9,对其二阶段亏损地幔 Hf 模式年龄计算,得 到两阶段 Hf 模式年龄(T<sub>DM2</sub>)介于 1118~1346 Ma 之间;年龄为138 Ma的继承错石的<sup>176</sup> Hf/<sup>177</sup> Hf比值 变化于 0.282621~0.282741 之间,初始 Hf 同位素 组成  $\epsilon_{\rm HI}(t) = -2.4 \sim 1.8$ ,平均值为-0.6,接近零 值,二阶段亏损地幔 Hf 模式年龄(T<sub>DM2</sub>)范围为 731 ~839 Ma; 年龄为 526 Ma 的继承锆石的<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf比值变化于 0. 282206~0. 282215 之间,初始 Hf 同位素组成  $\epsilon_{\rm Hf}(t) = -8.5 \sim -8.2$ ,二阶段亏损 地幔 Hf 模式年龄(T<sub>DM2</sub>)范围为 1430~1450 Ma。

4 讨论

### 4.1 花岗岩的形成时代

已有的研究表明,喜马拉雅淡色花岗岩的形成

时代跨度为45~8 Ma,其中45~26 Ma 形成的淡色 花岗岩主要分布于特提斯喜马拉雅中(Wu Fuyuan et al., 2015)。雅拉香波穹窿周缘地区的岩浆活动 时限为45~15 Ma,分为三期:①40~45 Ma,包括打 拉、确当二云母花岗岩体、穹窿中部二云母花岗岩脉 及穹窿南部流纹质次火山岩(Aikman et al., 2008; Qi Xuexiang et al., 2008; Zeng et al., 2011, Hu Guyue et al., 2011; Wu Zhenghan et al., 2014); ② ~35 Ma,穹窿中的花岗岩脉(Zeng Lingsen et al., 2009; Gao Li'e et al., 2009; Wu Zhenghan et al., 2014);③~15 Ma,穹窿核部的淡色花岗岩岩体 (Wu Zhenhan et al., 2014)。侵位于穹窿东部低级 变质岩中的列麦白云母花岗岩边部新生锆石表现为 与喜马拉雅淡色花岗岩一致的"黑锆石"特征。锆石 LA-ICP-MS测试结果显示出新生边部锆石的年龄集 中在 47.4~51.0 Ma 之间,加权平均年龄值为 48.5± 1.1 Ma(MSWD=2.1),代表列麦白云母花岗岩的结 晶和侵位年龄,与雅拉香波穹窿内黑云母花岗片麻 岩发生高角闪岩-麻粒岩相变质作用时间(47.6 Ma) 相近(Gao Li'e et al., 2011), 说明可能早在 48.5 Ma之前特提斯喜马拉雅带就已有岩浆活动。

#### 4.2 花岗岩的源区

一般认为,高喜马拉雅淡色花岗岩的源岩为高

### 表 3 列麦花岗岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 3	Hf isotopic	composition	of zircons	from	Liemai	muscovite-g	granite
---------	-------------	-------------	------------	------	--------	-------------	---------

<b>L</b> H	176 *** /177 ***		170 - (177		176 *** (177 ***		年龄	(0)			$T_{\rm DM1}$	1 (2)	$T_{\rm DM2}$		0
点号	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Ht	Ζσ	$^{110}$ Lu/ $^{111}$ Hf	Ζσ	<sup>1/0</sup> Hf/ <sup>1//</sup> Hf	$2\sigma$	(Ma)	$\varepsilon_{\rm Hf}(0)$	$\varepsilon_{\rm Hf}(t)$	$2\sigma$	(Ma)	$\pm (2\sigma)$	(Ma)	$\pm (2\sigma)$	$\pm (2\sigma) f_{\rm Lu/Hf}$
Hf1	0.006467	0.000106	0.000220	0.000004	0.282215	0.000012	526	-19.7	-8.2	0.7	1433	33	1818	53	-0.99
Hf2	0.030748	0.000592	0.001002	0.000019	0.282621	0.000011	138	-5.3	-2.4	0.6	893	31	1191	49	-0.99
Hf3	0.036918	0.000507	0.001044	0.000020	0.282644	0.000021	48.5	-4.5	-3.5	0.9	862	59	1182	94	-0.97
Hf4	0.023826	0.000190	0.000732	0.000004	0.282576	0.000011	48.5	-6.9	-5.9	0.7	950	31	1316	49	-0.98
Hf5	0.025718	0.000354	0.000858	0.000009	0.282387	0.000011	568	-13.6	-1.7	0.7	1217	31	1483	49	-0.97
Hf6	0.026659	0.000398	0.000874	0.000015	0.282652	0.000013	138	-4.3	-1.3	0.7	847	37	1130	58	-0.97
Hf7	0.013842	0.000774	0.000436	0.000029	0.282565	0.000008	48.5	-7.3	-6.2	0.6	958	22	1335	36	-0.99
Hf8	0.010763	0.000123	0.000354	0.000003	0.282206	0.000012	526	-20.0	-8.5	0.7	1450	33	1835	53	-0.99
Hf9	0.033277	0.001350	0.001022	0.000039	0.282676	0.000013	48.5	-3.4	-2.3	0.7	816	37	1118	58	-0.97
Hf10	0.032214	0.000146	0.000891	0.000008	0.282610	0.000011	48.5	-5.7	-4.7	0.6	906	31	1247	49	-0.97
Hf11	0.034938	0.002257	0.000962	0.000053	0.282597	0.000013	48.5	-6.2	-5.1	0.7	926	37	1273	58	-0.97
Hf12	0.032291	0.001735	0.001017	0.000055	0.282698	0.000011	138	-2.6	0.3	0.7	785	31	1040	49	-0.97
Hf13	0.002889	0.000149	0.000096	0.000006	0.282214	0.000009	526	-19.7	-8.3	0.6	1430	25	1818	40	-0.99
Hf14	0.008101	0.000086	0.000281	0.000002	0.282082	0.000013	568	-24.4	-12	0.7	1617	35	2059	58	-0.99
Hf15	0.038690	0.001114	0.001324	0.000022	0.282582	0.000014	48.5	-6.7	-5.7	0.7	957	40	1304	63	-0.96
Hf16	0.043088	0.001255	0.001415	0.000042	0.282561	0.000023	48.5	-7.5	-6.4	1.0	989	65	1346	103	-0.96
Hf17	0.032964	0.001376	0.001088	0.00005	0.282718	0.000012	138	-1.9	1	0.7	759	34	1003	54	-0.97
Hf18	0.017339	0.000392	0.000552	0.000012	0.282420	0.000015	568	-12.4	-0.4	0.8	1162	42	1411	67	-0.98
Hf19	0.021929	0.00048	0.000732	0.000012	0.282580	0.000011	48.5	-6.8	-5.7	0.6	944	31	1306	49	-0.98
Hf20	0.034637	0.000879	0.001092	0.000028	0.282631	0.000011	48.5	-5.0	-3.9	0.6	882	31	1207	49	-0.97
Hf21	0.031166	0.00131	0.000988	0.000046	0.282577	0.000012	48.5	-6.9	-5.8	0.7	955	34	1313	54	-0.97
Hf22	0.022551	0.000764	0.000715	0.000025	0.282597	0.000009	48.5	-6.2	-5.2	0.6	920	25	1274	40	-0.98
Hf23	0.042729	0.002858	0.001346	0.000080	0.282621	0.000027	48.5	-5.3	-4.3	1.1	902	77	1227	121	-0.96
Hf24	0.043415	0.002464	0.001346	0.000076	0.282741	0.000018	138	-1.1	1.8	0.8	731	51	957	81	-0.96
Hf25	0.011833	0.001484	0.000365	0.000049	0.282650	0.000021	48.5	-4.3	-3.2	0.9	839	58	1169	94	-0.99

喜马拉雅岩结晶岩系中的变泥岩(Harris and Inger, 1992; Harrison et al., 1999; Guo Sushu et al., 2007; Huang Chunmei et al., 2013); 对于特提 斯喜马拉雅淡色花岗岩的源岩具有较大争议, 一些 研究者认为中新世淡色花岗岩的源岩与高喜马拉雅 淡色花岗岩一致, 为高喜马拉雅变质基底(Zhang Hongfei et al., 2004, 2005; Liao Zhongli et al., 2006b; Yu Junjie et al., 2011; Gao Li'e et al., 2013a, b, 2014), 但是近年来对雅拉香波始新世二云 母花岗岩的研究认为其源区以下地壳基性岩部分熔 融为主, 变泥质岩部分熔融为辅(Zeng Lingsen et al., 2009, Gao Li'e et al., 2009; Xie Kejia et al., 2010; Zeng Lingsen et al., 2011)。

由于锆石的 Lu-Hf 同位素体系具有很高的封 闭温度,锆石 Hf 同位素比值不会随后期部分熔融 或分离结晶而变化,因此锆石  $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 值代表了岩浆 源区的成分特征。通常认为具有正  $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 值的花岗 质岩石来自亏损地幔或从亏损地幔中新增生的年轻 地壳物质的部分熔融,负  $\epsilon_{\rm Hf}(t)$ 值通常代表古老基 底地壳物质熔融成因(Wu Fuyuan et al.,2007)。 列麦白云母花岗岩  $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为负值(-6.4~ -2.3),二阶段模式年龄  $T_{DM2}$ =1118~1346 Ma,在  $\epsilon_{Hf}(t)-t$ 图解上所有数据点均落在球粒陨石与下 地壳演化线之间(图 7),表明其主要岩浆源区为地 壳物质。

S型花岗岩中常发育继承锆石,对继承锆石进 行原位微区 U-Pb 年龄、Lu-Hf 同位素分析,不仅对 识别花岗岩的源区物质来源具有重要的意义,还可 以进一步限定源区地壳物质的性质和来源(Zhao Zifu et al.,2013)。列麦白云母花岗岩中新生锆石 均存在继承锆石核,通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年 龄测试显示继承锆石 年龄 跨度大,自 135.7~ 3339.2 Ma,反映其源岩来自早白垩世沉积岩。核 部继承锆石年龄在 135~140 Ma 之间出现一个明 显的峰值,加权平均年龄为 138.2±2.6 Ma。在雅 拉香波穹窿南部隆子一恰嘎的流纹岩流纹质潜火山 岩、打拉、确当二云母花岗岩中核部继承锆石中也存 在 126~144 Ma 的年龄纪录(Hu Guyue et al., 2011; Zeng Lingsen et al.,2011; Wu Zhenhan et al.,2014),同时在雅拉香波穹窿中的黑云母花岗片 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U





1.2

Fig. 6 U-Pb concordia diagrams for zircons from Liemai muscovite-granite (a)一锆石 U-Pb 谐和年龄;(b)一边部新生锆石 U-Pb 谐和年龄;(c)一核部继承锆石 U-Pb 谐和年龄;(d)一核部继承锆石分布曲线

1

0

列麦白云母花岗岩锆石 U-Pb 谐和年龄

0

500

1000

1500

2000

核部继承锆石年龄(Ma)

2500

42 <u>+</u>||| 134

126

1.0

0.20

130

0.8

0.12 0.16 207Pb/235U



200

0.2

0.02

0.00

Ī00

0.0

0.021

0.020 L 0.08

0.6 <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U

图 6

0.4





麻岩继承锆石中也存在 135.2 Ma 和 136.1 Ma 的 年龄纪录(Gao Li'e et al., 2011):另外在特提斯喜 马拉雅西部然巴穹窿中的二云母花岗岩、花岗片麻 岩中也有 131~142 Ma 继承锆石(Liu Zhichao et al.,2014),说明该期晚侏罗世一早白垩世继承锆石 不仅存在于雅拉香波穹窿周缘花岗岩及变质岩中, 甚至可能在整个特提斯喜马拉雅的始新世淡色花岗 岩及穹窿中部高级变质岩中普遍存在,而在高喜马 拉雅变沉积岩系中未发现该时期锆石年龄纪录,从 这一点上来说高喜马拉雅变沉积岩系不可能为列麦 花岗岩的源岩。核部继承锆石年龄另外一个峰值出 现在 523~582 Ma,在锆石谐和图上表现为两群:谐 和年龄分别为 526 ± 11 Ma 和 567.7 ± 9.1 Ma,其 中前者与雅拉香波穹窿内花岗质片麻岩原岩形成时 代 518.4±8.3 Ma(Gao Li'e et al., 2011) 和雅拉香 波东南部眼球状糜棱岩成岩年龄 520.4±6.3 Ma (Wu Zhenhan et al. 2014)相近,表明该期碎屑锆石 可能来自花岗质片麻岩及糜棱岩的原岩。

3000 3500

#### 4.3 淡色花岗岩形成机制及构造环境

特提斯喜马拉雅中新世淡色花岗岩形成机制为 白云母脱水部分熔融为主(Zhang Hongfei et al., 2004, 2005; Qi Xuexiang et al., 2008; Yu Junjie et al.,2011),最近的研究表明饱和水条件下的白云母 部分熔融是喜马拉雅淡色花岗岩形成的一种重要途 径(Zeng Lingsen et al., 2011; Gao Li'e et al., 2014),雅拉香波穹窿内及周缘打拉、确当等二云花 岗岩的形成机制是在增厚地壳条件下,以下地壳基 性物质发生角闪岩的脱水部分熔融为主,变泥质岩 部分熔融为辅的深熔作用的产物(Zeng Lingsen et al.,2009; Gao Li'e et al.,2009; Xie Kejia et al., 2010; Zeng Lingsen et al., 2011)。 锆石 U-Pb 定年 研究表明雅拉香波穹窿内石榴角闪岩和花岗质片麻 岩的变质作用分别发生在 45.0 Ma 和 47.6 Ma (Gao Li'e et al., 2011)。列麦白云母花岗岩的结晶 年龄与花岗质片麻岩的变质作用时间相近,早于石 榴石角闪岩的变质年龄,在47.6 Ma变质事件中, 以列麦花岗岩为代表的早期部分熔融作用主要以早 白垩世沉积岩中的泥质岩的部分熔融为主。这种差 异也反映在列麦白云母花岗岩和打拉、确当等二云 母花岗岩的地球化学特征的区别上,列麦白云母花 岗岩 Rb 含量高,Sr 含量低,Rb/Sr 比值较高(Rb/ Sr>1.0), HREE 分馏明显, 一般认为是泥质岩云 母脱水部分熔融的产物。在发生部分熔融早期阶 段,富含黏土的泥质部分更容易发生部分熔融作用,

因为 Rb 主要含于云母类矿物中,而 Sr 主要含于长 石矿物中,云母脱水分解熔融则可以使得熔体 Rb/ Sr 比值提高(Zeng Lingsen et al.,2005),石榴石以 残存相存在,导致形成熔体的 HREE 亏损,熔融残 余形成的片麻岩、片岩中富含榴石引起重稀土富集。

前人的研究表明,印度-欧亚大陆的主碰撞期为  $65 \sim 41$  Ma(Mo Xianxue et al., 2003; Ding Lin et al., 2003;Hou Zengqian et al., 2006a, b)。列麦白云母花 岗岩侵位于俯冲碰撞带下盘的特提斯喜马拉雅地块 中,花岗岩锆石 U-Pb 测定的侵位时代为 48.5 Ma,对 应于主碰撞期。此外,在 Pearce et al. (1984)的微量 元素构造环境判别图解(图 8)上和 Batchelor and Bowden(1985)R1-R2 多阳离子参数构造判别图(图 9)中,列麦白云母花岗岩所有的样品点均落在同碰撞 花岗岩区,进一步证实列麦白云母花岗岩形成的构造 背景为陆-陆同碰撞环境。主碰撞阶段造山带地壳强 烈的缩短增厚过程中,导致深部地壳加压升温(Harris et al., 1986; Englang et al., 1992), 下地壳岩石发生部 分熔融形成过铝质花岗岩。结合锆石 U-Pb 定年结 果及形成的构造环境,认为列麦白云母花岗岩与在印 度-欧亚陆陆主碰撞阶段地壳增厚加压引起卷入下地 壳早白垩世沉积岩部分熔融有关,是俯冲带下盘对



图 8 列麦白云母花岗岩微量元素构造判别图解(据 Pearce et al., 1984)

Fig. 8 Trace elemental discriminant diagrams for tectonic settings of the Liemai muscovite-granite (after Pearce et al., 1984)







Fig. 9 Discriminant diagrams of tectonic setting

for R1-R2 (after Batchelor and Bowden,1985) ①-地幔斜长花岗岩;②-破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗 岩;③-板块碰撞后隆起期花岗岩;④--晚造期花岗岩;⑤--非造山 区 A 型花岗岩;⑥--同碰撞(S型)花岗岩;⑦--造山期后 A 型花岗岩 ①--Mantle fractionates holeiitic; ②--pre-plate collosion cale-alkaline and trondhjemitic; ③--post-collision uplift high-potassic calealkaline; ④--ate-orogenic sub-alkaline monzonitic; ⑤--anorogenic alkaline and peralkaline; ⑥--syn-collision anatectic twe-mica leucogranites; ⑦post-orogenic A-type granites

陆-陆同碰撞作用的响应。

### 5 结论

(1)列麦白云母花岗岩岩石为过铝质高钾钙碱 性花岗岩,富集 U、Th、Rb、K、Ba 等大离子亲石元 素,相对亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素,与雅拉 香波穹窿周缘的淡色花岗岩及二云母花岗岩相比, Rb 含量较高,Sr 含量较低,具有较高的 Rb/Sr 比值 和较低的 Sr/Y 比值,稀土配分模式显示重稀土分 馏明显。

(2)列麦白云母花岗岩新生边部锆石 U-Pb 年 龄为 48.5±1.1 Ma,代表其结晶年龄,初始 Hf 同位 素组成  $\epsilon_{\rm Hf}(t) = -6.4 \sim -2.3$ ,表明来源于地壳。

(3)列麦白云母花岗岩锆石中核部继承锆石发 育,U-Pb年龄跨度在135.7~3339.2 Ma之间,反 应其源岩为早白垩世沉积岩,形成机理以泥质岩的 部分熔融为主。

(4)列麦白云母花岗形成于同碰撞环境,其形成 机制为印度-欧亚陆陆主碰撞阶段,地壳增厚加压增 温引起早白垩世沉积岩部分熔融,是俯冲带下盘对 印度-欧亚陆-陆主碰撞作用的响应。

致谢:感谢胡兆初研究员在锆石 U-Pb 测试及

Hf 同位素测试中给与的帮助,感谢中国地质科学院 地质研究所向华副研究员、成都理工大学张刚阳副 教授、中国地质大学(武汉)李益龙副教授在成文中 给出的有益建议,最后感谢匿名审稿专家和编辑对 本文提出的宝贵修改意见。

#### References

- Aikman A B, Harrison T M, Lin D. 2008. Evidence for early(>44 Ma) Himalayan crustal thickening, tethyan Himalaya, southeastern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 274(1 ~2):14~23.
- Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology,48:43~55.
- Ding Lin, Paul Kapp, Zhong Dalai, Deng Wanming. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. Journal of Petrology, 44 (10): 1833 ~1865.
- England P,Le Fort P, Molnar P, Pecher A. 1992. Heat sources for tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region central nepal. Journal of Geophysical Research: Solid Earth(1978-2012),97(B2):2107~2128.
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Liu Jin, Xie Kejia. 2009. Early Oligocene Na-rich peraluminous leucogranites in the Yardio gneiss dome, southern Tibet: Formation mechanism and tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 25(9): 2289 ~ 2302 (in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen. 2010. High Sr/Y two-mica granite from Quedang area, southern Tibet, China: Formation mechanism and tectonic implications. Geological Bulletin of China, 29(2/ 3):214~226(in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Xie Kejia. 2011. Eocene high grade metamorphism and crustal anatexis in the north Himalaya gneiss domes, southern Tibet. Chinese Science Bulletin, 56 (36): 3078~3090(in Chinese).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Hou Kejun, Guo Chunli, Tang Suohan, Xie Kejia, Hu Guyue, Wang Li. 2013a. Episodic crustal anatexis and the formation of paiku composite leucogranitic pluton in the Malashan gneiss dome, southern Tibet. Chinese Science Bulletin, 58(27):2810~2822(in Chinese).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Wang Li, Hou Kejun, Guo Chunli, Tang Suohan. 2013b. Age and Formation Mechanism of the Malashan High-Ca Two-Mica Granite within the Northern Himalavan Gneiss Domes, Southern Tibet. Acta Petrologica Sinica, 29(6): 1995~2012(in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen. 2014. Fluxed melting of metapelite and the formation of miocene high-Cao two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet. Geochimica et Cosmochimica Acta, 130:136~155.
- Guo Sushu, Li Shuguang. 2007. Petrological and geochemical constraints on the origin of leucogranites. Earth Sci. Frontiers, 14(6):290~298(in Chinese with English abstract).
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of Ccollision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1):67~81.

- Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelitederived granites. Contrib. Mineral. Petrol. ,110(1):46~56.
- Harrison T M,Grove M,McKeegan K D,Coath C D, Lovera O M, Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya. Journal of Petrology,40(1):3~19.
- Hu Guye, Zeng Lingsen, Qi Xuexiang, Hou Kejun, Gao Li'e. 2011. The Mid-Eocene subvolcanic field in the Lhunze-Qiaga area, Tethyan Himalaya, southern Tibet: A high-level magmatic suite related to the Yardio two-mica granite. Acta Petrologica Sinica, 27(11):3308~3318(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Yang Zhusen, Xu Wenyi, Mo Xianxue, Ding Lin, Gao Yongfeng, Dong Fangliu, Li Guangming, Qu Xiaoming, Li Guangming, Zhao Zhidan, Jiang Sihong, Meng Xiangjin, Li Zhenqin, Qing Kezhang, Yang Zhiming. 2006a. Metallogenesis in Tibetan Collisional Orogenic Belt, I. Mineralization in Main Collisional Orogenic Setting. Mineral Deposits, 25(4): 337 ~ 358(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Mo Xianxue, Yang Zhiming, Wang Anjian, Pang Guitang, Qu Xiaoming, Nie Fengjun. 2006b. Etallogenesis in the collisional orogeny of the Qinghai-Tibet plateau. Tectonic setting, Tempo-Spatial distribution and ore deposit types. Geology in China, 33(2): 340 ~ 351(in Chinese with English abstract).
- Hu Zhaochu, Liu Yongsheng, Gao Shan, Liu Wengui, Zhang Wen, Tong Xirun, Lin Lin, Zong Keqing, Li Ming, Chen Haihong, Zhou Lian, Yang Lu. 2012. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X skimmer cone and jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 27(9):1391~1399.
- Huang Chunmei, Zhao Zhidan, Zhu Dichen, Liu Dong, Huang Yu, Dong Minchun, Hu Zhaochu, Zheng Jianpin. 2013.
  Geochemistry, zircon U-Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet; Implication for petrogenesis. Actor Petrologica Sinica, 29(11): 689~3702(in Chinese with English abstract).
- Liao Zhongli, Mo Xianxue, Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Zhao Zhidan, Jiang Xinshen. 2006a. On peraluminous granites in Tibet. China Geological Bulletin of China, 25 (7), 813~821 (in Chinese with English abstract).
- Liao Zhongli, Mo Xianxue, Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Zhao Zhidan, Geng Quanru, Dong Guochen. 2006b. Quzhen peraluminous granite, Tibel: Geochemical characteristics and geodynamic significance. Acta Petrologica Sinica, 22(4):845~ 854 (in Chinese with English abstract).
- Liu Yongsheng, Gao Shan, Hu Zhaochu, Gao Chagngui, Zong Keqing, Wang Dongbing. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-north China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. Journal of Petrology, 51(1~2): 537~571.
- Liu Zhichao, Wu Fuyuan, Ji Weiqiang, Wang Jiangang, Liu Chuanzhou. 2014. Petrogenesis of the ramba leucogranite in the tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model. Lithos, 208:118~136.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 635

 $\sim 643.$ 

- Meng Yuanku, Xu Zhiqin, Ma Shiwei, Yang Feifei. 2016. The <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar geochronological constraints on the Xaitongmoin— Quxu ductile shear zone in the Gangdese batholith, southern Xizang(Tibet). Geological Review, 62(4): 795 ~ 806 (in Chinese with English abstract).
- Mo Xianxue, Zhao Zhidan, Deng Jinfu, Dong Guochen, Zhou Su, Guo Tieying, Zhang Shuangquan, Wang Liangliang. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. Earth Seience Frontiers, 10(3):135~148(in Chinese with English abstract).
- Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13(1):97~108.
- Nie Fengjun, Hu Peng, Jiang Sihong, Liu Yan. 2006. Genetic type and geochemical features of granitiod intrusions occurring in the Qiongdoujiang area, southern Tibet. Acta Geologica Sinica, 80(9):1342~1354.
- Pearce J L A, Harris B W, Tindle A G. 1984. Trace Element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. 4:956~983.
- Qi Xuexiang, Zeng Lingsen, Meng Xiangjin, Xu Zhiqin, Li Tianfu. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb dating for Dala granite in the Tethyan Himalaya and its geological implication. Acta Petrologica Sinica, 24(7):1501~1508(in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, Gao Shan. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. Acta Petrologica Sinica, 23(2):185~220 (in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Zhao Zhichao, Liu Xiaochi, Ji Weiqiang. 2015. Himalayan leucogranite: petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift. Acta Petrologica Sinica, 31(1):1 ~36(in Chinese with English abstract).
- Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004. The research of zircon genetic mineralogy and its constrains on U-Pb age interpretation. Chinese Science Bulletin. 49(16):1589~1604(in Chinese).
- Wu Zhenhan, Ye Peishen, Wu Zhonghai, Zhao Zhen. 2014. LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of tectonic-thermal events in the Yalaxiangbo dome of Tethys Himalayan belt. Geological Bulletin China, 33 (5): 595 ~ 605 (in Chinese with English abstract).
- Xie Kejia, Zeng Lingsen, Liu Jin, Gao Li'e. 2010. Late-Eocene Dala adakitic granite, southern Tibet and geological implications. Acta Petrlogica Sinica, 26 (4): 1016 ~ 1026 (in Chinese with English abstract).
- Yu Junjie, Zeng Lingsen, Liu Jin, Gao Li'e, Xie Kejia. 2011. Early Miocene leucogranites in Dingye area, southern Tibet: Formation Mechanism and Tectonic Implications. Acta Petrologica Sinica, 27(7):1961~1972(in Chinese with English abstract).
- Zeng Lingsen, Asimow P D, Saleeby J B. 2005. Coupling of reactions and dissolution of accessory phases and the Sr-Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(14):3671~3682.
- Zeng Lingsen, Liu Jin, Gao Li'e, Xie Kejia, Wen Li. 2009. Early Oligocene crustal anatexis in the Yardoi gneiss dome, southern Tibet and geological implications. Chinese Science Bulletin, 54 (3):373~381(in Chinese).

Zeng Lingsen, Gao Li'e, Xie Kejia, Zeng Linggao. 2011. Mid-Eocene

high Sr/Y granites in the northern Himalayan gneiss domes: melting thickened lower continental rust. Earth and Planetary Science Letters,  $303(3 \sim 4): 251 \sim 266$ .

- Zeng Lingsen, Gao Li'e, Shang Zhen, Gao Jiahao, Wang Yaying. 2015. The Eocene-Oligocence metamorphism of the diabase in Tathyan Himalaya, south Tibet . Acta Geological Sinica, 89 (supp):309~312(in Chinese).
- Zhang Hongfei, Harris N, Parrish R, Zhang Li, Zhao Zhidan. 2004. U-Pb ages of Kude and Sajia leucogranites in Sajia dome from north Himalaya and their geological implications. Chinese Science Bulletin, 49(20):2090~2094(in Chinese).
- Zhang Hongfei Harris N, Parrish R, Zhang Li, Zhao Zhidan, Li Dewei. 2005. Geochemistry of north Himalayan leucogranites: Regional comparison, petrogenesis and tectonic implications. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 30 (3):275~288(in Chinese with English abstract).
- Zhang Liyun, Ding Lin, Yang Di, Xu Qiang, Cai Fulong, Liu Deliang. 2012. Origin of middle Miocene leucogranites and rhyolites on the Tibetan plateau: Constraints on the timing of crustal thickening and uplift of its northern boundary. Chinese Science Bulletin, 57(2):153~168(in Chinese with English abstract).
- Zhang Hongrui, Hou Zenqian. 2015. Pattern and Process of continent-continent collision orogeny: a case studuy of the Tethys collisional orogeny. Acta geologica Sinica,89(9): 1539 ~1559.
- Zhang Jinjiang, Guo Lei. 2007a. Structure and geochronology of the southern Xainza-Dinggye rift and its relationship to the south Tibetan detachment system. Journal of Asian Earth Sciences, 29(5~6):722~736.
- Zhang Jinjiang, Guo Lei, Zhang Bin. 2007b. Structure and Kinematics of the Yalashangbo Dome in the Northern Himalayan Dome Belt, China. Chinese Journal Geology, 42 (1):16~30(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zifu, Zheng Yongfei, Dai Liqun. 2013. Origin of residual zircon and the nature of magma source for postcollisional granite in continental collision zone. Chinese Science Bulletin, 58 (23): 2285~2289(in Chinese).

### 参考文献

- 高利娥,曾令森,刘静,谢克家.2009. 藏南也拉香波早渐新世富钠过 铝质淡色花岗岩的成因机制及其构造动力学意义. 岩石学报, 25(9):2289~2302.
- 高利娥,曾令森,胡古月.2010.藏南确当高 Sr/Y 比值二云母花岗岩 的形成机制及其构造动力学意义.地质通报,29(2~3):214 ~226.
- 高利娥,曾令森,谢克家.2011.北喜马拉雅片麻岩穹窿始新世高级 变质和深熔作用的厘定.科学通报,56(36):3078~3090.
- 高利娥,曾令森,侯可军,郭春丽,唐索寒,谢克家,胡古月,王莉. 2013a. 藏南马拉山穹窿佩枯错复合淡色花岗岩体的多期深熔作 用.科学通报,58(27):2810~2822.
- 高利娥,曾令森,王莉,侯可军,郭春丽,唐索寒.2013b.藏南马拉山 高钙二云母花岗岩的年代学特征及其形成机制.岩石学报,29 (6):1995~2012.
- 郭素淑和李曙光.2007.淡色花岗岩的岩石学和地球化学特征及其 成因.地学前缘,14(6):290~298.

- 胡古月,曾令森,戚学祥,侯可军,高利娥.2011. 藏南特提斯喜马拉 雅带始新世隆子-恰嘎次火山岩区:雅拉香波二云母花岗岩的高 位岩浆体系.岩石学报,27(11):3308~3318.
- 侯增谦,杨竹森,徐文艺,莫宣学,丁林,高永丰,董方浏,李光明,曲 晓明,李光明,赵志丹,蒋思宏,孟祥金,李振清,秦克章,杨志 明.2006a.青藏高原碰撞造山带:I.主碰撞造山成矿作用.矿床 地质,25(4):337~358.
- 侯增谦,莫宣学,杨志明,王安建,潘桂堂,曲晓明,聂凤军.2006b.青 藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型. 中国地质,33(2):340~351.
- 黄春梅,赵志丹,朱弟成,刘栋,黄玉,董铭淳,胡兆初,郑建平.2013. 藏南洛扎地区淡色花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素、地球化 学与岩石成因.岩石学报,29(11):3689~3702.
- 廖忠礼,莫宣学,潘桂棠,朱弟成,王立全,赵志丹,江新胜.2006a.初 论西藏过铝花岗岩.地质通报,25(7):813~821.
- 廖忠礼,莫宣学,潘桂棠,朱弟成,王立全,赵志丹,耿全如,董国臣. 2006b.西藏曲珍过铝花岗岩的地球化学特征及地球动力学意 义.岩石学报,22(4):845~854.
- 孟元库,许志琴,马士委,杨斐斐.2016. 藏南冈底斯地体谢通门一曲 水韧性剪切带<sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar 年代学约束. 地质论评,62(4):795 ~806.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003.印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应.地学前缘, 10(3):135~148.
- 聂凤军,胡朋,江思宏,刘妍.2006.藏南邛多江地区花岗岩地球化学 特征及成因类型.地质学报,80(9):1342~1354.
- 威学祥,曾令森,孟祥金,许志琴,李天福.2008.特提斯喜马拉雅打 拉花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义.岩石学报, 24(7):1501~1508.
- 吴福元,李献华,郑永飞,高山.2007.Lu-Hf 同位素体系及其岩石学 应用.岩石学报,23(2):185~220.
- 吴福元,赵志超,刘小驰,季伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石 学报,31(1):1~36.
- 吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释 的制约. 科学通报,49(16):1589~1604.
- 吴珍汉,叶培盛,吴中海,赵珍. 2014.特提斯喜马拉雅构造带雅拉香 波穹窿构造热事件 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄证据. 地质通 报,33(5):595~605.
- 谢克家,曾令森,刘静,高利娥. 2010.西藏南部晚始新世打拉埃达克 质花岗岩及构造动力学意义.岩石学报,26(4):1016~1026.
- 于俊杰,曾令森,刘静,高利娥,谢克家.2011.藏南定结地区早中新 世淡色花岗岩的形成机制及其构造动力学意义.岩石学报 27 (7):1961~1972.
- 曾令森,刘静,高利娥,谢克家,文力. 2009. 藏南也拉香波弯隆早渐 新世地壳深熔作用及其地质意义.科学通报,54(3):373~381.
- 曾令森,高利娥,尚振,高家昊,王亚莹.2015. 藏南特提斯喜马拉雅 带辉绿岩始新世一渐新世变质作用.地质学报,89(增刊):309 ~312.
- 张宏飞, Harris N., Parrish R., 张利,赵志丹. 2004. 北喜马拉雅萨 窿中苦堆和萨迦淡色花岗岩的 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学 通报, 49(20): 2090~2094.
- 张宏飞, Narris, N., Parrish, R., 张利, 赵志丹, 李德威. 2005. 北喜马

拉雅淡色花岗岩地球化学:区域对比、岩石成因及其构造意义. 地球科学,30(3):275~288.

张洪瑞,侯增谦. 2015.大陆碰撞造山样式与过程:来自特提斯碰撞 造山带的实例.地质学报,89(9):1539~1559.

张利云,丁林,杨迪,许强,蔡福龙,刘德亮.2012.藏北中新世淡色花 岗岩及流纹岩的成因:对高原北部边界地壳加厚过程和隆升时 代的制约. 科学通报,57(2):153~168.

- 张进江,郭磊,张波. 2007b.北喜马拉雅穹隆带雅拉香波穹隆的构造 组成和运动学特征.地质科学,42(1):16~30.
- 赵子福,郑永飞,戴立群. 2013. 大陆碰撞造山带花岗岩中继承锆石 成因与岩浆源区性质. 科学通报,58(23):2285~2289.

## Geochronology and Petrogenesis Stduy of Liemai Muscovite Granite in the Eastern Tethyan Himalaya

TIAN Liming<sup>1,2)</sup>, ZHENG Youye<sup>3)</sup>, ZHENG Haitao<sup>4)</sup>

1) Facculty of Earth Resources, China University of Geoscience, Wuhan, 430074;

2) Geophysical and Geochemical Exploration Brigade of Jiangxi, Nanchang, 330002;

3) Science and Mineral Resource, China University of Geoscience, Beijing, 100083;

4) Institute of Geological Survey, China University of Geoscience, Wuhan, 430074

#### Abstract

Liemai muscovite-granite, located in the eastern segment of the Tethyan Himalaya belt, intruded into the low-grade metamorphic rocks of the marginal of Yardoi dome in early Paleozoic era. Zircon U-Pb dating, Hf isotopic composition and whole-rock geochemistry of the Liemai muscovite-granite rocks have been carried out to constrain its formation age and petrogenesis. The results show that the Liema muscovite-granite rocks have high SiO<sub>2</sub> (71. 08% ~71. 49%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15. 55% ~15. 72%), K<sub>2</sub>O(4. 32% ~ 4.57%), A/CNK ratios (1.17 $\sim$ 1.21) and low CaO/Na<sub>2</sub>O ratios (0.22 $\sim$ 0.28), suggesting that the rocks belong to high-K calc-alkaline peraluminous leucogranites. The REE diagram shows enrichment of Rb, Th, K, La, Nd, Hf and Y, and depletion of Ba, Nb, Sr and Ti. These rocks are highly enriched in LREE  $(La_N/Yb_N=59.96\sim79.85)$  and depleted in HREE  $(La_N/Gd_N=6.28\sim6.51)$ , with LREE/HREE=16.57  $\sim$ 17.91 and slightly negative Eu anomalies ( $\delta$ Eu=0.78 $\sim$ 0.79). In contrast to two-mica granite from the margin of Yardoi Dome, the Liemai muscovite granites have relatively high Rb contents (204.1imes10<sup>-6</sup> $\sim$ 293.8×10<sup>-6</sup>) and Rb/Sr ratios (1.52~2.20), relatively low Sr contents (<134.6×10<sup>-6</sup>) and Sr/Y ratios (23.94  $\sim$  27.73), and more obvious HREE fractionation. Zircon LA-ICP-MS dating yields the youngest rim age of  $48.5 \pm 1.1$  Ma (MSWD = 2.1), representing the crystallization age of the Liema muscovite-granite, which should be earliest age reported to date. The  $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$  values of the zircons vary from -6.4 to -2.3, implying a crustal origin. The two-stage Hf model age varies in the range of 731 $\sim$ 839Ma, indicating that source rocks are Neoproterozoic in age. The ages of inherited core zircons vary between 135.7Ma and 3339.2Ma, indicating that the source rocks of the Liemai Leucogranites may be Early-Cretaceous sedimentary rock. It can be proposed that, during the main collision stage between the Indian and the Eurasian plates, crustal thickening in company with increasing pressure and temperature resulted in partial melting of the Early-Cretaceous sedimentary rocks, giving a rise to the formation of the Liemai muscovite-granite.

Keywords: Tethys Himalaya; muscovite-granite; zircon U-Pb dating; petrogenesis