

青藏高原东缘哀牢山-金沙江构造带糜棱状花岗岩的 LA-ICP-MS U-Pb 定年及其构造意义

戚学祥¹⁾, 朱路华^{1,2)}, 李化启¹⁾, 胡兆初²⁾, 李志群³⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京, 100037; 2) 中国地质大学
地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉, 430074; 3) 云南有色地质局, 昆明, 650051

内容提要:哀牢山—金沙江构造带糜棱状花岗岩位于哀牢山深变质带中部。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果显示两个样品(08Q2-22 和 08Q2-15)锆石新生边的年龄分别为 250.2 ± 2.1 Ma (MSWD=2.5) 和 247.2 ± 2.3 Ma (MSWD=0.15)。石英 C 轴组构造测定(EBSD)结果表明韧性变形变质作用形成于角闪岩相条件($500 \sim 630^\circ\text{C}$), 远低于锆石结晶温度($675 \sim 864^\circ\text{C}$)和 U-Pb 体系的封闭温度($>800^\circ\text{C}$), 对锆石内部的 U-Th-Pb 组成不会产生影响, 结合锆石的阴极发光图像及 U-Pb 协和图的特点分析认为锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果($247 \sim 250$ Ma)是对岩浆侵位时代的体现。花岗岩中白云母等过铝质矿物的出现、低钠高钾、A/CNK 和 A/NK 都 >1.0 、稀土和微量元素配分模式与上地壳相似, 以及大离子亲石元素和亲岩浆元素强烈富集, Sm 和 Y 明显亏损的特征展示出过铝质、S 型花岗岩的地球化学性质。(Yb+Ta)-Rb、Nb-Y、(Y+Nb)-Rb 和 CaO-(TFeO+MgO) 构造环境判别图解及构造带曾经历早中生代俯冲碰撞作用的历史, 表明该花岗岩体形成于俯冲碰撞型构造环境。结合前人在哀牢山、点苍山深变质带中相继发现的早三叠世糜棱岩化花岗岩, 以及长英质岩石韧性变形变质作用发生于中下地壳($10 \sim 15$ km 以下)的特点, 分析认为哀牢山—金沙江深变质带是早三叠世及其以前的岩石被俯冲到中下地壳发生韧性变形变质后被挤出或升降到上地壳的, 深变质变形作用形成于中生代或新生代, 而非元古宙, 它不是, 或至少不完全是扬子地块的结晶基底。

关键词: 深变质带; 糜棱状花岗岩; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年; 哀牢山-金沙江构造带

哀牢山—金沙江构造带位于青藏高原东南缘西南三江构造带东部, 是在晚二叠—早三叠世哀牢山—金沙江洋消失, 兰坪—思茅地块与扬子板块发生俯冲碰撞形成哀牢山—金沙江缝合带(莫宣学等, 1993; 刘福田等, 2000; 方维萱等, 2002)的基础上, 经历喜马拉雅期印度板块向北俯冲碰撞导致青藏高原东南缘块体发生旋转和逃逸(Tapponnier et al., 1976; Tapponnier et al., 1982; 1990), 块体之间发生大规模走滑(吴海威等, 1989; 钟大赉等, 1991; Leloup et al., 1993; 1995)而形成的具有多期次构造变形变质和岩浆活动的构造带, 历来备受地质学家所关注。20 世纪 90 年代以来, 前人对构造带内的深变质岩系进行了 Sm-Nd、Rb-Sr、Pb-Pb、U-Pb 等时线年龄、Nd 模式年龄和 K-Ar、Ar/Ar 热同位素年代学测定, 获得的同位素地质年代学数据集中在 $1300 \sim 1600$ Ma, 部分介于 $800 \sim 1300$ Ma 和 $1600 \sim 2400$ Ma(翟明国等,

1990; 邹日等, 1997; 沙绍礼等, 1999; 朱炳泉等, 2001), 与扬子地块结晶基底的形成时代相近, 由此认为它们是扬子基底的一部分(云南省地质矿产局, 1990; 翟明国等, 1990; 王义昭 and 丁俊, 1996; 沙绍礼等, 1999; 吴根耀, 2000; 张志斌等, 2005)。近年来, 随着单颗锆石 SHRIMP U-Pb 和 LA-ICP-MS U-Pb 精确定年技术的应用, 人们相继在点苍山和哀牢山中发现存在侵位于印支期的花岗质片麻岩(张玉泉等, 2004; 李保龙等, 2008), 对这套深变质岩系是扬子地块前寒武纪变质基底组成部分的认识提出了质疑(李保龙等, 2008)。鉴于此, 本文以哀牢山—金沙江构造带哀牢山深变质岩系中的糜棱状花岗岩进行锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年, 查明糜棱状花岗岩的侵位时代, 结合前人单颗锆石 SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 定年成果, 探讨哀牢山—金沙江构造带深变质作用的年代及其发生深变质作用的构造背景。

注: 本文为中国地质调查局项目(编号 1212010918009)和科技部深部探测技术与实验研究专项(编号 SinoProbe-05-03)资助的成果。

收稿日期: 2009-12-10; 改回日期: 2010-02-02; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 戚学祥, 男, 1963 年生。博士, 研究员。构造地质学专业, 主要从事构造与成矿方面的研究。Email: qxuex2005@163.com。

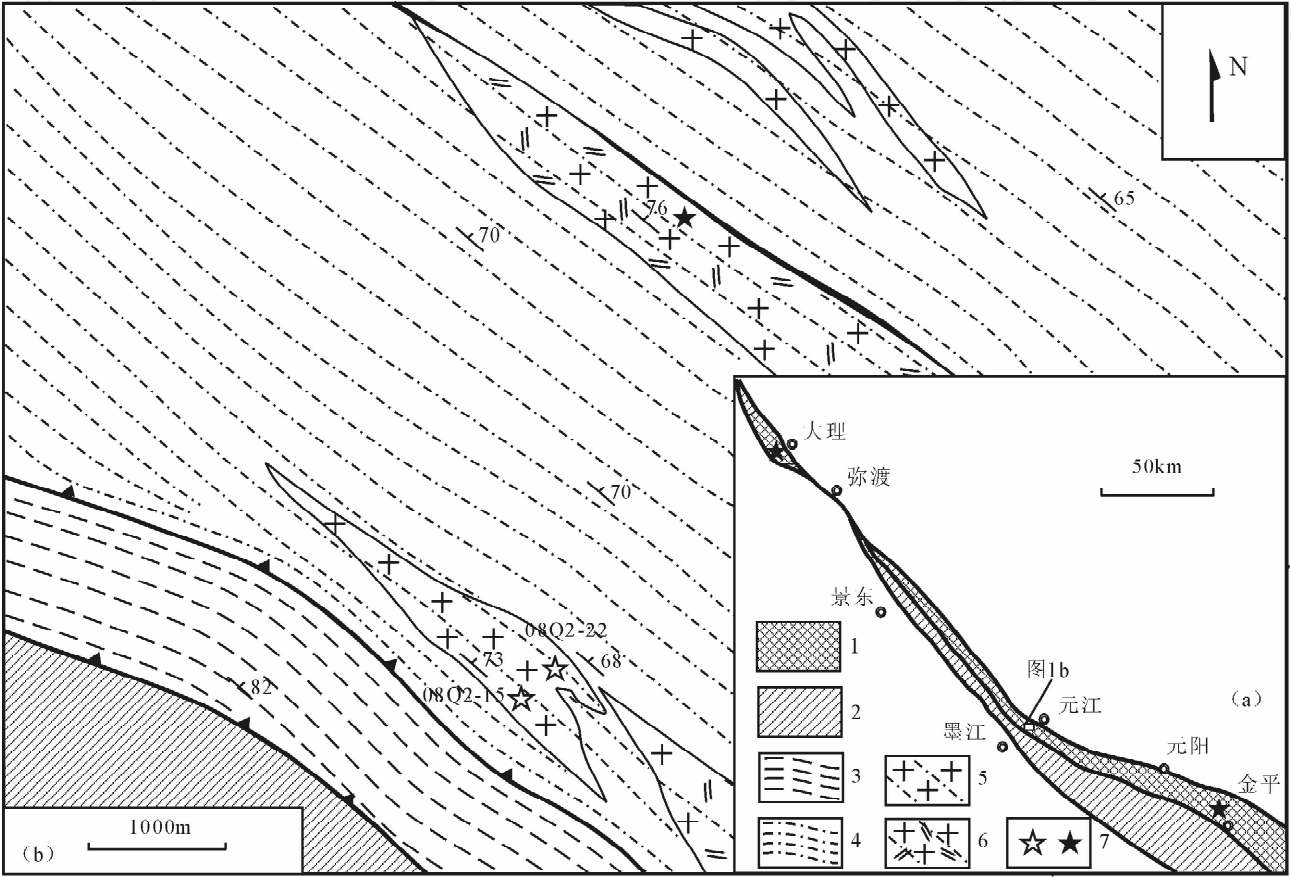


图 1 哀牢山—金沙江构造带(a)和糜棱状花岗岩(b)地质略图

Fig.1 Geological sketch map of Ailaoshan-Jinshajiang tectonic zone (a) and mylonitized granite (b)

- 1—深变质岩系;2—浅变质岩系;3—糜棱岩化石英片岩;4—糜棱岩化长英质片麻岩;5—糜棱岩化花岗岩;6—糜棱岩化花岗闪长岩;
7—LA-ICP-MS 和前人测试样品采样位置
- 1—High grade metamorphic rocks;2—Low grade metamorphic rocks;3—mylonitized quartz schist; 4—mylonitized felsic gneisses;
5—mylonitized granite; 6—mylonitized granodiorite; 7—sampling locations of LA-ICP-MS in this paper and formers

1 地质背景

哀牢山—金沙江构造带深变质岩系由自北向南相间展布的雪山山、点苍山和哀牢山深变质带三部分组成,其间分别为迪庆和弥渡两个中生代未变质地层相隔,北西向延伸,长达 1000 km。其中,规模最大的哀牢山深变质岩带呈北西—南东向延伸,北东侧以红河伸展—右行走滑断层与扬子地块相连,南西侧以哀牢山逆冲断层带为界,逆冲于古生界和中生界浅变质岩系之上,北西尖灭于弥渡一带,向南东逐渐变宽并延伸到越南境内,长达 500km,宽 20~30km(图 1a)。点苍山深变质带东侧以红河断裂为界,西部以逆冲断层带与中生代地层相连。哀牢山大型韧性走滑剪切带经点苍山深变质带向北延伸,穿越雪山山深变质岩系后进入金沙江构造带,使哀牢山、点苍山和雪山山深变质带都发生强烈韧性

变形。

哀牢山和点苍山深变质岩系的变质程度相近,都在高绿片岩相—高角闪岩相之间,多数为角闪岩相。岩性为十字石-石榴石云母片岩、云母石英片岩、角闪片岩、黑云母-矽线石-石榴石片麻岩(副片麻岩)、花岗片麻岩(正片麻岩)、含长石碎斑的眼球状片麻岩、角闪岩、大理岩和混合岩。黑云母-石榴石温压计、斜长石-石榴石温压计计算结果和石榴石成分环带特征表明,哀牢山和点苍山含黑云母、石榴石、矽线石、石英、钾长石、斜长石副片麻岩的变质温压条件为 660℃ (0. 5GPa) 至 710±70℃ (0. 45±0. 15GPa),含十字石、石榴石云母片岩的变质温压条件为 550℃ (0. 7GPa) 至 570℃ (0. 5GPa),退变质作用的温压条件为 500℃,≤0. 38GPa,并由此推算深变质作用形成深度在 18~25km(Leloup et al., 1993;1995)。

2 测试分析方法

锆石分选在河北省地质调查研究院完成。样品经常规的粉碎和重选,分选出纯度较高的锆石,然后在双目镜下经人工挑选出纯度在 99% 以上的锆石样品。用环氧树脂将锆石样品固定成圆饼状,用不同型号砂纸和磨料将锆石磨去一半并抛光。在北京离子探针中心对抛光好的锆石进行阴极发光成像观察,查明锆石内部生长层的分布和结构,然后在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室用 GeoLas 2500 ArF 准分子激光剥蚀系统(LA)和 Agilent7500a 四级杆质谱(ICP-MS)进行锆石 U-Pb 同位素定年和锆石成分测试。其中,激光波长 193nm,能量密度 $14\text{J}/\text{cm}^2$,频率 8Hz,光斑直径 $24\sim 32\mu\text{m}$ 。锆石 U-Pb 年龄测定采用国际标准锆石 91500 作为外标校正方法,以 ^{29}Si (锆石中 SiO_2 的含量为 32%~18%)作为内标,测定锆石中 U、Th 和 Pb 的含量。每测定 3~5 个点后插入一次标样测定,以便及时校正。以合成硅酸岩玻璃 NIST 610 标示仪器的运行状态。岩石的常量元素、微量元素和稀土元素分析在国家地质测试实验中心完成。其中,常量元素是用 X-射线荧光光谱仪测定(XRF),并用等离子光谱法进行验证;微量元素和稀土元素采用等离子光谱仪测定(LA-ICP-MS)。石英晶格优选方位在国土资源部大陆动力学实验室用能谱 56101v 扫描电镜和丹麦 HKL 公司生产的 CHANNEL5 型仪器和 EBSD(electron backscatter diffraction)技术测定。

3 糜棱状花岗岩的地质地球化学特征

用于锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年的样品(08Q2-15 和 08Q2-22)采自于哀牢山墨江—元江剖面西部,岩体总体走向与深变质带延伸方向一致(图 1b),糜棱岩化明显,并具有自西向东逐渐增强的趋势。其中,08Q2-15 为含旋转碎斑的糜棱状花岗岩,糜棱面理和拉伸线理发育,旋转碎斑呈不对称椭圆状,由钾长石和斜长石组成,粒度一般在 $1\times 3\text{mm}\sim 3\times 6\text{mm}$ 之间,在长石边部都为细粒化长石亚颗粒,部分重结晶,局部存在蠕英结构,含量约 35%。基质由定向排列的细粒长石和石英及少量黑云母和白云母组成。其中,长石多与石英一起构成长英质条带,含量约 18%,石英约 37%,黑云母和白云母含量约 8%。副矿物主要有锆石、磷灰石、榍石和少量金属矿物(2%)。08Q2-22 为超糜棱状花岗岩,糜棱面

理和拉伸线理非常发育,镜下观察显示岩石中存在少量粒度较小的长石旋转碎斑,粒度一般小于 $300\mu\text{m}$,含量 5%~10%。在旋转碎斑边部多为细粒化或呈亚颗粒状长石和石英组成环边,部分碎斑已全部细粒化,但仍可勾勒出长石斑晶的形态。石英多与长石一起构成长英质条带状,或与白云母一起构成 S-C 组构,其中石英含量达 40%~45%,长石约占 30%~35%,白云母约为 7%~13%,黑云母仅占 3%~5%。副矿物有锆石、磷灰石、榍石等。镜下观察显示花岗岩虽然经历了糜棱岩化作用,但岩石中的矿物除细粒化和塑性变形及绢云母化外,几乎未见其他新生矿物的生成,由此可以认为花岗岩在变形变质过程中仍保留了原岩的地球化学组成,不会对地球化学分析结果产生明显的影响。

化学分析结果表明,哀牢山糜棱状花岗岩具有高硅(SiO_2 : 多在 72.90%~78.00%之间)、低钠(Na_2O : 1.68%~3.25%)、高钾(K_2O : 2.19%~5.70%)的地球化学特征(表 1)。在 A/CNK-A/NK 图解上图略位于过铝质花岗岩区(图略),展示出花岗岩的高钾过铝质特征。

花岗岩的 ΣREE 变化于 $67.06\times 10^{-6}\sim 188.96\times 10^{-6}$,LREE/HREE 在 3.70~6.61 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 在 4.0~7.76 范围内, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 1.08~1.69, δEu 为 0.31~0.41, δCe 为 0.62~1.06,展示出轻稀土强烈富集、分馏程度很高、重稀土相对亏损、分馏程度低、Eu 强烈亏损、Ce 弱一无异常的特点。稀土元素球粒陨石标准化结果表明,所有样品呈基本一致的向右倾斜、中间呈“V”字型凹进的稀土配分模式(图 2a)。花岗岩的微量元素 MORB 标准化蛛网图(图 2b)呈现出向右倾斜的“M”型多峰谷模式,大离子亲石元素(LILE)K、Rb、Ba 及亲岩浆元素 Th、Ta、Ce 和过渡元素 Ti 相对 MORB 强烈富集,Sm 和 Y 相对 MORB 强烈亏损,Rb、Th、Ce 和 Ti 为正异常,Sm 和 Y 为明显的负异常,其变化特征与地壳重熔型花岗岩(李昌年,1992)非常接近。

4 锆石特征及 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

4.1 锆石形态和内部结构

样品 08Q2-15 和 08Q2-22 中的锆石特征基本一致,锆石大部分呈自形一半自形的短柱状,晶面整洁光滑,粒度在 $80\times 100\mu\text{m}\sim 100\times 150\mu\text{m}$ 之间,长宽比一般为 1.5:1,个别可达 2:1。锆石阴极发光图像显示锆石由继承性锆石构成的内核和后期生长

表 1 哀牢山糜棱状花岗岩的常量元素(%)、稀土元素和微量元素($\times 10^{-6}$)

Table 1 Chemical compositions of major(%), rare earth elements and trace elements($\times 10^{-6}$)
for mylonitized granite in Ailaoshan

样品	08Q2-14	08Q2-16	08Q2-18	08Q2-19	08Q2-20	08Q2-21	08Q2-23
SiO ₂	75.98	74.08	64.98	72.90	75.72	78.00	77.73
TiO ₂	0.26	0.44	0.39	0.42	0.37	0.20	0.21
Al ₂ O ₃	12.22	12.46	17.91	13.26	12.23	11.10	10.92
Fe ₂ O ₃	1.26	2.17	2.23	1.97	2.08	1.32	1.35
FeO	0.25	0.72	0.79	0.63	0.45	0.23	0.14
MnO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
MgO	0.27	0.63	0.57	0.63	0.47	0.11	0.07
CaO	0.58	1.47	2.94	2.38	2.34	0.41	0.28
Na ₂ O	2.31	2.34	3.25	2.17	1.68	2.39	2.93
K ₂ O	5.70	4.26	5.24	4.11	2.19	4.67	5.46
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.22	0.13	0.12	0.09	0.09
H ₂ O ⁺	0.78	0.92	0.94	0.72	1.50	0.84	0.44
CO ₂	0.40	0.50	0.40	0.40	0.31	0.26	0.34
LOI	1.14	1.34	1.25	1.02	1.72	1.06	0.77
A/NK	1.23	1.47	1.63	1.65	2.38	1.23	1.02
A/CNK	1.11	1.12	1.09	1.07	1.30	1.14	0.97
La	14.00	34.10	35.00	38.90	36.70	16.30	22.90
Ce	21.00	72.40	55.00	75.90	71.40	20.50	33.80
Pr	3.11	7.18	7.63	8.48	7.80	3.52	4.94
Nd	11.60	27.30	28.60	32.50	29.40	12.80	18.20
Sm	2.76	5.82	6.70	7.16	6.45	3.27	4.19
Eu	0.31	0.77	0.84	0.88	0.74	0.35	0.41
Gd	3.16	5.62	6.58	7.07	6.23	3.24	3.80
Tb	0.59	1.04	1.19	1.23	1.17	0.64	0.71
Dy	3.98	6.36	7.19	7.05	6.99	3.74	4.18
Ho	0.84	1.30	1.44	1.41	1.42	0.82	0.87
Er	2.62	3.71	4.06	4.00	4.10	2.38	2.53
Tm	0.38	0.52	0.57	0.52	0.57	0.34	0.36
Yb	2.36	3.31	3.56	3.38	3.76	2.16	2.25
Lu	0.35	0.48	0.51	0.48	0.53	0.31	0.31
ΣREE	67.06	169.91	158.87	188.96	177.26	70.37	99.45
LREE/HREE	3.70	6.61	5.33	6.52	6.16	4.16	5.63
δEu	0.32	0.41	0.38	0.37	0.35	0.33	0.31
δCe	0.74	1.06	0.78	0.96	0.97	0.62	0.73
(La/Yb) _N	4.00	6.95	6.63	7.76	6.58	5.09	6.86
(Gd/Yb) _N	1.08	1.37	1.49	1.69	1.34	1.21	1.36
Sr	45	114	115	115	112	30	38
Rb	324	198	270	263	204	339	171
Ba	333	506	550	573	355	235	374
Th	13.90	26.00	28.60	27.50	24.00	12.10	12.70
Ta	0.88	1.09	1.58	1.06	1.14	0.84	0.39
Nb	8.21	10.90	11.10	10.70	9.93	7.09	2.91
Zr	142.0	170.0	166.0	154.0	147.0	99.6	54.2
Hf	4.40	5.27	5.49	4.70	4.70	3.62	1.90
Y	2.36	3.31	3.56	3.38	3.76	2.16	2.25
Hf	4.40	5.27	5.49	4.70	4.70	3.62	1.90
U	5.00	3.80	8.07	5.66	8.44	6.62	3.57

的边组成(图 3),内核阴极发光图像呈深灰色、次圆状、形态不规则、内部具有港湾状溶蚀(图 3b,3f,3i,3r),个别存在双核现象(图 3c),大部分有清晰的韵律环带(图 3a,3d,3n,3s),粒度变化很大,从 20 μ m 到 100 μ m 不等,具有碎屑锆石的特点。锆石边部围绕内核呈环带状生长,结晶边完整,韵律环带清晰。

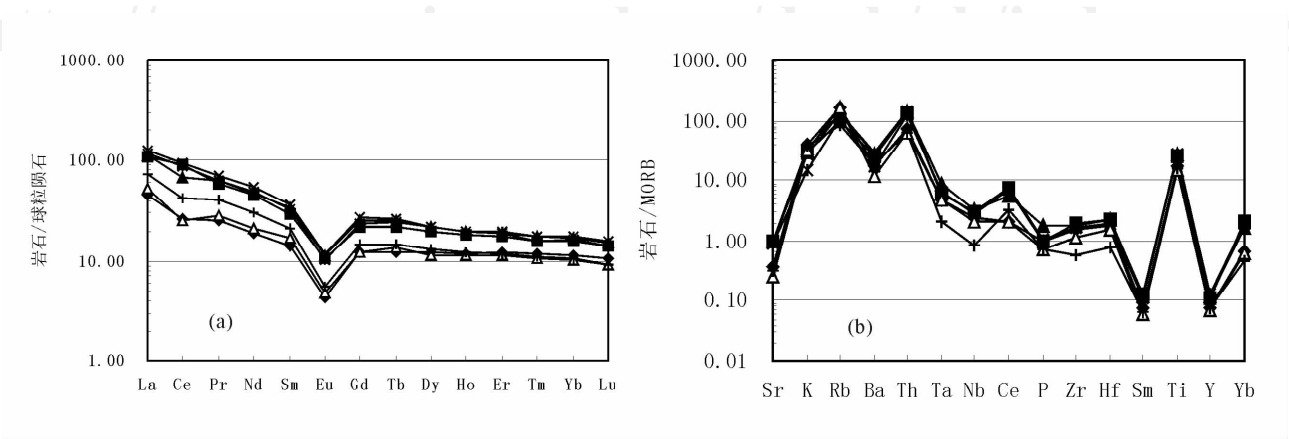


图 2 哀牢山糜棱状花岗岩球粒陨石标准化稀土配分模式(a)和 MORB 标准化微量元素蛛网图(b)
Fig.2 Chondrite-normalized REE patterns (a) and MORB-normalized trace element spider diagrams (b) for mylonitized granite in Ailaoshan

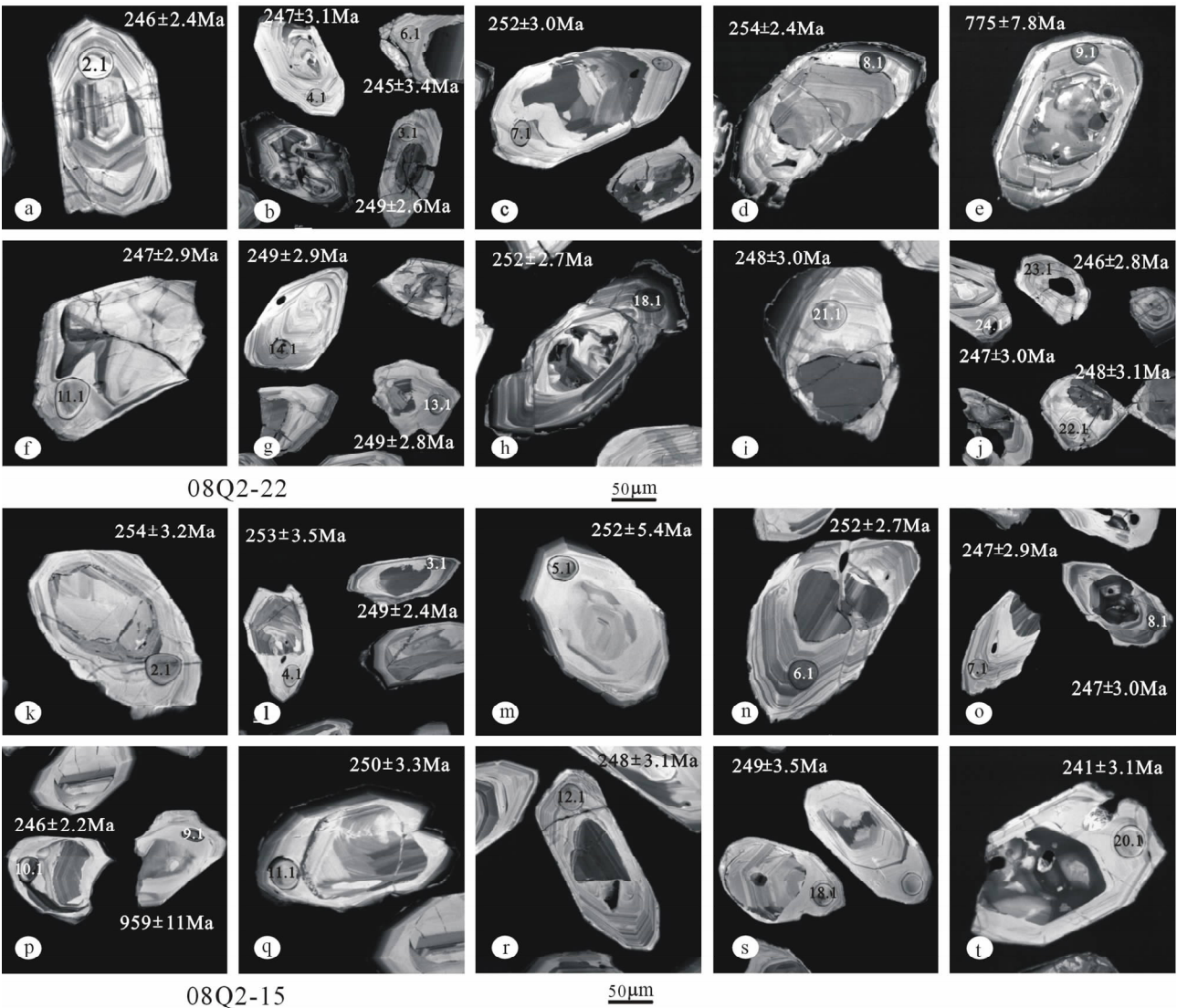


图 3 锆石阴极发光图
Fig.3 Cathodoluminescence images of zircons

总量总体上 ($1200 \times 10^{-6} \sim 2953 \times 10^{-6}$) 与样品 08Q2-22 一致, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 值相对均一 ($0.0019 \sim 0.0093$), 也具有远小于核部锆石 (0.029) 的特点, δEu 介于 $0 \sim 0.007$ 之间。 δCe 变化范围较大 ($1.06 \sim 44$), 远小于核部锆石的 268 。两个样品的锆石边部没有大离子亲石元素, 非活动性元素除 Zr 外, P、Hf 强烈富集、Ta 相对富集, Nb 却相对亏损, 在微量元素蛛网图显示出 Ce 和 Sm 相对亏损、Th、P、Hf 和 Yb 强烈富集的特征 (图 4c, d)。总体来看, 两个样品锆石边部的稀土元素和微量元素特征都具有 Ce 强烈富集、Eu 强烈亏损、中稀土富集、球粒陨石标准化曲线向左倾斜的稀土配分模式图 (图 4a, b) 和极为相似的微量元素蛛网图 (图 4c, d), 以及明显不同于锆石边部的核部稀土配分和微量元素曲线 (图 4)。锆石内部结构和边部稀土和微量元素的一致性, 以及大于 0.1 的 Th/U 比值都表明变形程度不同的两个样品中锆石边是在岩浆冷凝过程中生长的, 其 LA-ICP-MS 年龄应该是对侵位时代的反映。

4.3 锆石的结晶温度

锆石和金红石常以副矿物的形式出现在火成岩或变质岩中, 其主要成分 Zr、Ti 和 Si 之间可以发生一定程度的互换。为此, Watson 等 (2005) 在实验

研究的基础上, 基于 TiO_2 在锆石中和 ZrO_2 在金红石中达到动力学平衡的条件下, 提出锆石温度计, 即 $\log(\text{Ti}_{\text{zircon}}) = (6.01 \pm 0.03) - (5080 \pm 30)/t(\text{K})$ 。其中, $\text{Ti}_{\text{zircon}}$ 是锆石中 Ti 的含量, t 为绝对温度。Watson 等 (2006) 利用该温度计计算了合成锆石、火成岩和变质岩中的天然锆石的结晶温度, 结果表明计算温度与实际温度误差在 50°C 范围内。为此, 依据 LA-ICP-MS 测定的锆石中 Ti 含量估算出哀牢山糜棱岩化花岗岩 (08Q2-22 和 08Q2-15) 中锆石的结晶温度分别展布于 $660 \sim 864^\circ\text{C}$ 和 $700 \sim 851^\circ\text{C}$ 区间, 平均结晶温度分别为 743°C 和 746°C (表 2)。两个样品糜棱岩化程度明显不同, 但其锆石结晶温度几乎完全一致, 说明糜棱岩化变形变质作用对锆石内部物质组成几乎没有任何影响。

4.4 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试结果表明, 08Q2-22 和 08Q2-15 锆石边的 LA-ICP-MS U-Pb 年龄则集中分布于 $245 \sim 262\text{Ma}$ 和 $241 \sim 254\text{Ma}$ 两个年龄区间 (表 2, 图 5), 在谐和图上, 分别集中分布于协和线 250Ma 和 247Ma 区域 (图 5a, 5b), 其平均年龄值分别为 $250.2 \pm 2.1\text{Ma}$, 置信度为 95% , MSWD 为 2.5 和 $247.2 \pm 2.3\text{Ma}$, 置信度为 95% , MSWD 为 2.0 。继承性锆石 (内核) 的年龄分别为

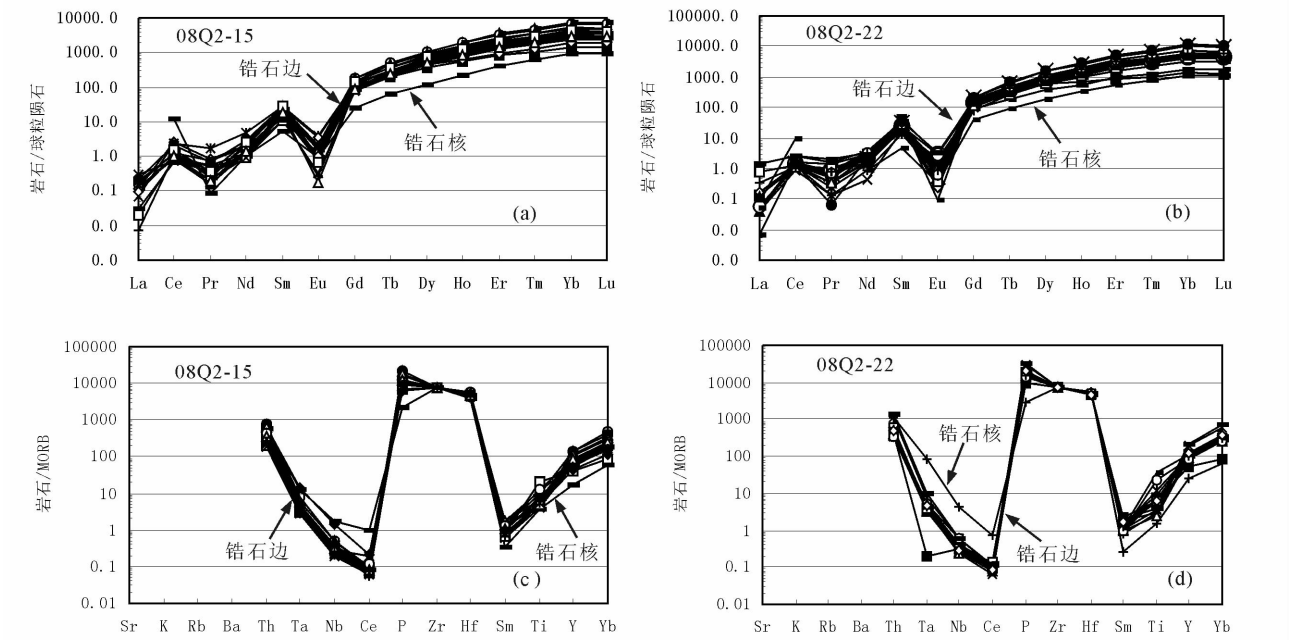


图 4 锆石生长边稀土球粒陨石配分模式图(a, b)和微量元素蛛网图(c, d)
Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a, b) and MORB-normalized trace element spider diagrams(c, d) of the growth rims in zircons from 08Q2-15 and 08Q2-22

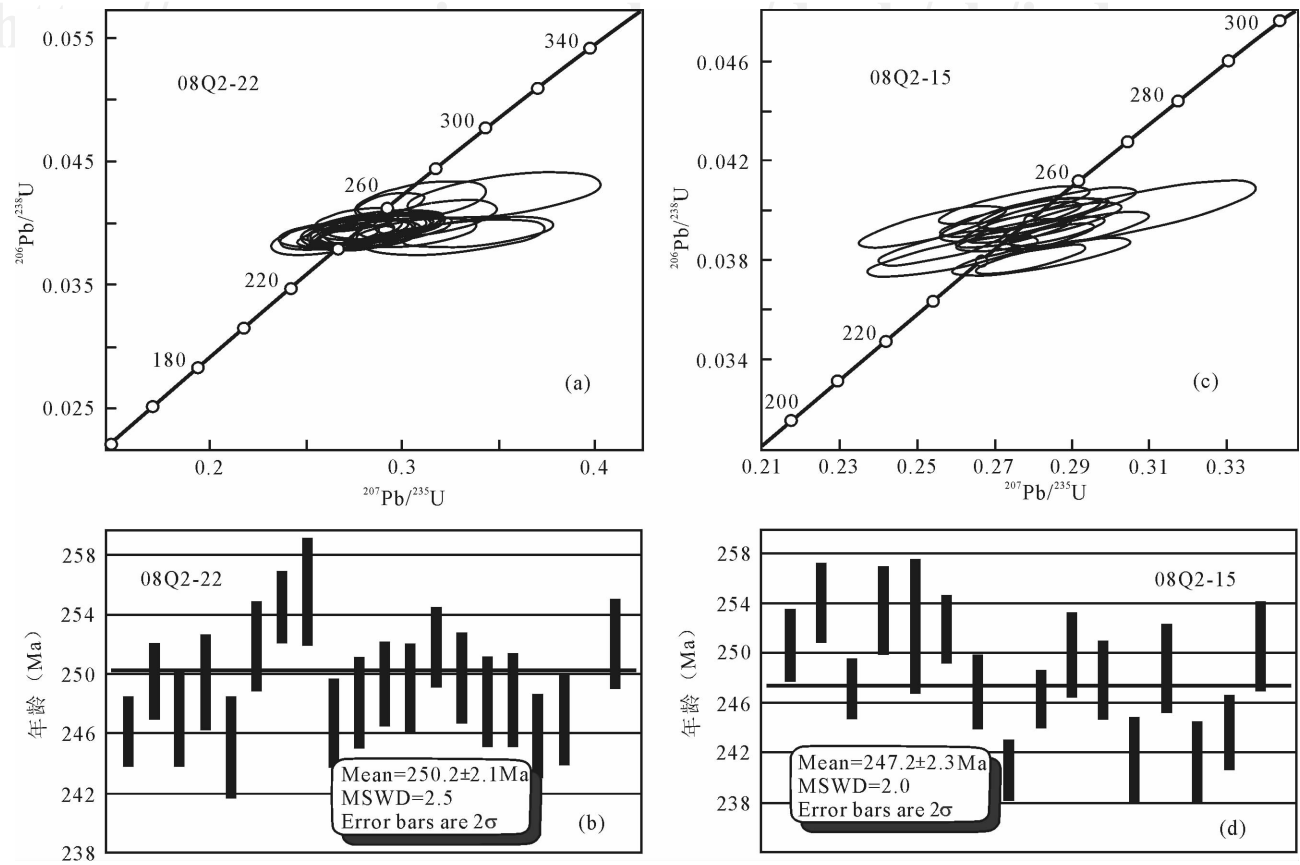


图 5 袁牢山糜棱状花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年协和图和年龄加权平均直方图
Fig. 5 LA-ICP-MS U-Pb Concordia diagram and histogram of zircons

775±8Ma 和 959±12Ma,因测试点少,没有代表性,在此仅供参考。锆石边部是在岩浆冷却过程中结晶的,阴极发光图像未见变质新生边的生成,以及测试点都分布于协和线上,说明后期构造作用未造成明显的铅丢失,因此其 LA-ICP-MS U-Pb 年龄代表了糜棱状花岗岩原岩——花岗岩的侵位时代。

5 讨论

5.1 糜棱岩化作用对锆石 U-Pb 体系的影响

韧性剪切带是岩石在塑性状态下发生连续变形的高剪切应变带,是在一定应力和温度条件下通过带内岩石的塑性流动或晶内变形完成的,其重要标志是糜棱岩带的发育。糜棱岩的标志性特征是岩石中至少有一种造岩矿物发生塑性变形,且这种塑性变形是通过矿物内部的晶格位错、扩散蠕变和颗粒边界滑移实现的。对于长英质岩石来说,石英是最容易发生塑性变形的矿物。为此,通过分析石英晶格位错类型,统计晶格优选方位,已成为确定韧性剪切带的韧性剪切方向,估算韧性剪切带形成温度的重要手段。实验及与矿物温压计对比研究表明用石

英 C 轴组用来判定韧性剪切带变形变质条件是可行的(Kruhl,1998;Fueten et al.,1991;Fueten et al.,2001;Stipp et al.,2002;Stunitz et al.,2003;戚学祥等,2006;许志琴等,2008;Festa,2009)。鉴于此,本文在糜棱岩化花岗岩中采集了糜棱面理和拉伸线理发育的 7 个样品,利用电子背散射技术(EBSD)对其中的石英晶格优选方位进行测定。下半球极射赤平投影结果显示糜棱岩化花岗岩的石英组构极密区多位于 Y 轴附近的第二和第四像限(图 6a,b,c,d,e,f),展示出明显的柱面 a 轴滑移系(010)<a>特征和左行走滑的运动性质,同时在样品 08Q2-21 中出现分布于极射赤平投影第一、三像限边部,与 Z 轴夹角小于 45°的极密区(图 6d),展示出典型的底面 a 轴滑移系(001)<a>组构特征及右行走滑的运动特点。根据 Kruhl(1998)实验结果,并参照 Fueten et al.(1991)提出的石英 C-轴组构域演化模式和 Stipp 等(2002)对在 250~700℃范围内韧性剪切带中石英 C-轴组构特征的研究成果,以及岩石中出现因颗粒边界迁移重结晶形成的缝合线状石英颗粒边界,分析认为袁牢山构造带中花岗

岩糜棱岩化作用发生于角闪岩相变质条件,变形变质温度在 500~630℃之间,是对左行走滑作用的反映。而底面 a 轴滑移系形成于 280~400℃区间,是对后期右行走滑作用的体现。由此可见,花岗岩韧性变形作用的温度远低于花岗岩锆石的结晶温度(743℃)和锆石 U-Pb 体系的封闭温度($\geq 800^{\circ}\text{C}$, Harris, 1996; Hourigan et al., 2004; Flower et al., 2005),对锆石内部的 U-Th-Pb 组成不会产生影响,结合锆石的阴极发光图像及样品测试点分布于协和线上的特点说明锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果(247~250Ma)是对岩浆侵位时代的展现。

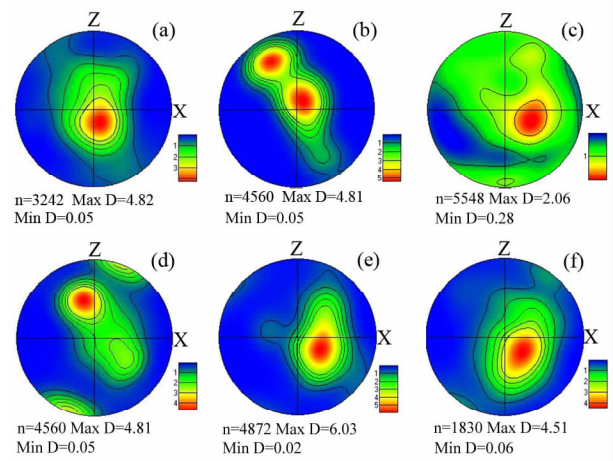


图 6 哀牢山—金沙江构造带糜棱岩化花岗岩石英晶格优选方位图(下半球极射赤平投影)

Fig. 6 Quartz lattice preferred orientation diagrams (lower hemisphere) of mylonitized granite in Ailaoshan

n—测量的点数;Max D—最大密度;Min D—最小密度

n—Measured points;Max D—maximum density;Min D—minimum density

5.2 花岗岩形成的构造环境

哀牢山构造带主要由东部以强韧性变形的低角闪岩相—高角闪岩相深变质岩带和西部绿片岩相浅变质带组成走向北西的狭窄构造带。在西部浅变质带中发育一系列平行于造山带断续展布的石炭—二叠纪超基性岩体和沿江达—维西—绿春展布的二叠—三叠纪火山岩系,构成一对由印支期哀牢山—金沙江洋向西俯冲形成的洋壳残留体和俯冲诱发形成的岛弧岩浆岩构成的蛇绿岩—岩浆弧(莫宣学等, 1993)。位于东部深变质岩带中并随哀牢山群一起发生强烈变形变质的花岗岩侵位时代为 247~250Ma,与俯冲碰撞期相对应,说明该花岗岩体是在哀牢山—金沙江洋向西俯冲碰撞过程中发生岩浆活动的产物,是俯冲碰撞带下盘对主碰撞作用的响应,

从而在宏观上确定了该花岗岩侵位于兰坪—思茅地块与扬子地块发生碰撞阶段的构造环境。此外,在 Pearce 等(1984)的 (Yb+Ta)-Rb、Nb-Y 和 (Y+Nb)-Rb 微量元素构造环境判别图解上,所有的样品点均落在同碰撞花岗岩区(图 7a, 7b, 7c),以及岩石中出现白云母等铝过饱和矿物、铝过饱和指数 ($A/CNK>1.0$) 及在 $\text{CaO}-(\text{TFeO}+\text{MgO})$ 图解 (Maniar and Piccoli, 1989)中都分布于 IAG+CAG+CCG 区(图 7d)等进一步证实该花岗岩是在俯冲碰撞型构造环境下侵位的。同碰撞阶段地壳强烈缩短促使深部地壳加压升温 (Harris et al., 1986; England et al., 1992)导致地壳物质发生部分熔融,形成过铝质花岗岩。结合锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果及形成的构造环境,认为哀牢山过铝质花岗岩是在主碰撞阶段地壳增厚加压增温诱发地壳物质部分熔融的产物。

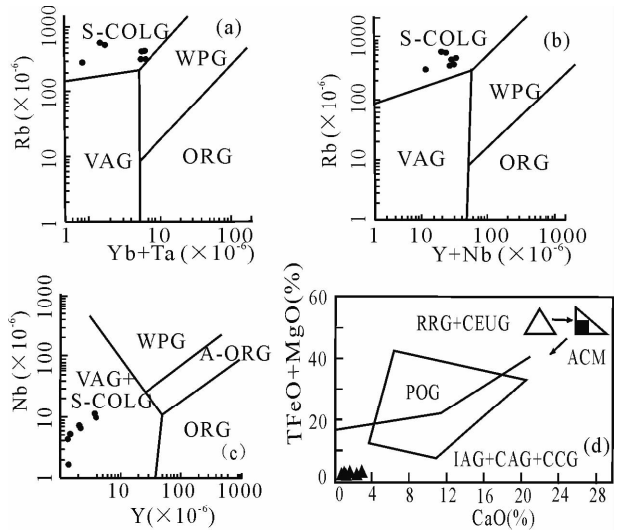


图 7 哀牢山糜棱状花岗岩微量元素(a,b,c)和常量元素(d)构造环境判别图解

Fig. 7 Discriminant diagrams of tectonic settings for trace elements (a, b, c) and major elements (d)

VAG—火山弧花岗岩;Syn-COLG—同碰撞花岗岩;WPG—板内花岗岩;ORG—洋中脊花岗岩;IAG—岛弧花岗岩类;CAG—大陆弧花岗岩类;CCG—大陆碰撞花岗岩类;POG—后造山花岗岩类

VAG—Valconic arc granites; Syn-COLG—collisional granites; WPG—within plate granites; ORG—oceanic ridge granites; IAG—island arc granites; CAG—continental arc granites; CCG—continental collision granites; POG—post orogenic granites

5.3 哀牢山—金沙江构造带中深变质带的归属

哀牢山—金沙江构造带中的深变质带是西南三江构造带内最醒目、规模最大的一条变质带,前人对

点苍山和哀牢山深变质带的形成时代进行过广泛的研究,获得一系列中晚元古代的 Sm-Nd 模式年龄和 K-Ar、Ar/Ar 热同位素年龄,由于这些定年值与扬子地块的结晶基底的形成时代相近,由此认为它们是扬子地块向西俯冲造成垂向抬升或仰冲形成的岩片,是前寒武纪扬子基底的一部分(段新华等,1981;云南省地质矿产局,1990;翟明国等,1990;王义昭和丁俊,1996;沙绍礼等,1999;吴根耀,2000;张志斌等,2005)。考虑到 Sm-Nd 模式年龄和 K-Ar、Ar/Ar 热年代学方法的局限性,以及阴极发光图像展示出糜棱状花岗岩锆石内部都存在碎屑核的特征,说明这些中-晚元古代的年龄信息可能是沉积地层深变质过程中同位素体系未达到新的平衡所致,不能代表深变质作用的时代。LA-ICP-MS U-Pb 精确定年技术测定两个变形程度不同的花岗岩样品锆石边部年龄(247~250Ma)在误差范围内高度一致,揭示了哀牢山深变质岩系中存在三叠纪的岩浆活动。此外,反映哀牢山—金沙江深变质带中三叠纪岩浆活动的年代学数据还有金平县大平糜棱岩化碱性花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 247.9 ± 6.4 Ma (张玉泉等,2004)、元江县城西花岗闪长质片麻岩和点苍山花岗闪长质糜棱岩原岩的侵位时代分别为 239.8 ± 2.8 Ma 和 233 ± 2.6 Ma (李保龙等,2008)。这些定年数据表明哀牢山—金沙江构造带在三叠纪时期经历了一次较广泛的岩浆活动,以及哀牢山—金沙江构造带大规模韧性变形变质作用是在早三叠世以后发生的。对于长英质岩石而言,韧性变形作用主要形成于中下地壳脆—韧性变形转换带(10~15km)以下(Sibson,1977),说明哀牢山—金沙江深变质带是早三叠世及其以前的岩石被俯冲到中下地壳发生韧性变形变质后被挤出或隆升到上地壳的,也就是说构造带深变质变形作用形成于中生代或新生代,而非元古代。它不是,或至少不完全是扬子地块的结晶基底。

6 结论

EBSD 测试结果表明,糜棱岩化花岗岩的石英晶格优选方位有柱面 a 轴(010) $\langle a \rangle$ 和底面 a 轴(001) $\langle a \rangle$ 两组滑移系,前者标示出构造带早期左行走滑的韧性变形变质温度在 500~630℃之间,后者反映了后期右行走滑作用形成于 280~400℃的变形条件,远低于花岗岩锆石的结晶温度(743℃)和锆石 U-Pb 体系的封闭温度($\geq 800^\circ\text{C}$)。由此可见,变形变质作用对锆石内部的 U-Th-Pb 封闭体系不

会产生影响。结合锆石的阴极发光图像及样品测试点分布于协和线上的特点说明锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄(247~250Ma)就是花岗岩浆的侵位时代。

花岗岩中白云母等过铝质矿物的出现、低钠高钾、A/CNK 和 A/NK 都 >1.0 、稀土和微量元素配分模式与上地壳相似,以及大离子亲石元素和亲岩浆元素强烈富集,Sm 和 Y 明显亏损的特征展示出过铝质、S 型花岗岩的地球化学性质。(Yb+Ta)-Rb、Nb-Y、(Y+Nb)-Rb 和 CaO-(TFeO+MgO) 构造环境判别图解及花岗岩侵位时代与构造带在中生代早期经历的俯冲碰撞作用相对应,说明该花岗岩体是在哀牢山—金沙江洋向西俯冲碰撞过程中发生岩浆活动的产物,形成于俯冲碰撞型构造环境。

哀牢山—金沙江构造带深变质岩中早三叠世花岗岩的存在表明哀牢山—金沙江构造带在三叠纪时期经历了一次较广泛的岩浆活动,以及大规模韧性变形变质作用是在早三叠世以后发生的。结合长英质岩石韧性变形变质作用发生于中下地壳(10~15km 以下)的特点分析认为哀牢山—金沙江深变质带是早三叠世及其以前的岩石被俯冲到中下地壳发生韧性变形变质后被挤出或隆升到上地壳的,深变质变形作用形成于中生代或新生代,而非元古宙。它不是,或至少不完全是扬子地块的结晶基底。

致谢:本文在成文过程中与陈振宇博士进行了有益的探讨,锆石阴极发光图像得到了杨淳工程师的大力帮助,在此一并表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 从柏林,吴根耀,张旗,张儒媛,翟明国,赵大升,张雯华. 1993. 中国滇西古特提斯构造带岩石大地构造演化. 中国科学(B辑),11: 1201~1207.
- 段新华. 1981. 论哀牢山-腾条河断裂——古板块俯冲带. 地质学报,55(4):258~266.
- 方维萱,胡瑞忠,谢桂青,苏文超. 2002. 云南哀牢山地区构造岩石地层单元及其构造演化. 大地构造与成矿学,26(1): 28~36.
- 李宝龙,季建清,付孝悦,龚俊峰,宋彪,庆建春,张臣. 2008. 滇西点苍山—哀牢山变质岩系锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 岩石学报,24(10): 2322~2330.
- 李兴振,江新胜,孙志明,沈敢富,杜德勋. 2002. 西南三江地区碰撞造山过程. 北京:地质出版社,175~186.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉:中国地质大学出版社,87~100.
- 刘福田,刘建华,何建坤,游庆瑜. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. 科学通报,1:79~84.
- 莫宣学,路凤香,沈上越,等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社,178~235.
- 戚学祥,许志琴,史仁灯,陈方远. 2006. 高喜马拉雅普兰地区东西

- 向韧性拆离作用及其构造意义. 中国地质, 33(2): 291~298.
- 绍绍礼, 包俊跃, 金亚昌, 邓志祥. 1999. 点苍山变质带同位素年代学研究新进展. 云南地质, 18(1): 63~66.
- 王义昭, 丁俊. 1996. 云南哀牢山中深变质岩系构造变形特征及演变. 沉积与特提斯地质, 20: 52~69.
- 吴海威, 张连生, 嵇少丞. 1989. 红河-哀牢山断裂带——喜山期陆内大型左行走滑剪切带. 地质科学, (1): 1~8.
- 吴根耀, 吴浩若, 钟大赉, 邝国敦, 季建清. 2000. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩?. 现代地质, 14(4): 393~400.
- 许志琴, 蔡志慧, 张泽明, 李化启, 陈方远, 唐泽民. 2008. 喜马拉雅东构造结——南加把瓦构造及组构动力学. 岩石学报, 24(7): 1463~1476.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 翟明国, 从柏林, 乔广生, 张儒瑗. 1990. 中国滇西南造山带变质岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年代学. 岩石学报, 4: 1~11.
- 张玉泉, 夏斌, 梁华英, 刘红英, 林清茶. 2004. 云南大平糜棱岩化碱性花岗岩的锆石特征及其地质意义. 高校地质学报, 10(3): 378~384.
- 张志斌, 刘发刚, 包佳凤. 2005. 哀牢山造山带构造演化. 云南地质, 24(2): 137~141.
- 钟大赉, 王毅, 丁林. 1991. 滇西高黎贡陆内第三纪走滑断裂及其伴生的拉张构造. 中国科学院地质研究所岩石圈开放实验室年报 (1989~1990), 北京: 中国科学技术出版社, 18~22.
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 248.
- 邹日, 朱炳泉, 孙大中, 常向阳. 1997. 红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究. 地球化学, 26(2): 46~56.
- 朱炳泉, 常向阳, 邱华宁, 王江海, 邓尚贤. 2001. 云南前寒武纪基底形成与变质时代及其成矿作用年代学研究. 前寒武纪研究进展, 24(2): 75~82.
- Bureau of Geology and Mineral Resource of Yunnan Province. 1990. Regional geology of Yunnan Province. Beijing: Geological Publishing House (In Chinese).
- Cong B L, Wu G Y, Zhang Q, Zhang R Y, Zai M G, Zhao D H, Zhang W H. 1993. Petrologic and tectonic evolution of the Palaeotethy in western Yunnan, China. Science in China (Series B), 11: 1201~1207(in Chinese).
- Duan X H. 1981. The Ailaoshan-Tengtiaohe fracture, the subduction zone of an ancient plate. Acta Geol. Sin., 55(4): 258~266 (in Chinese with English abstract).
- England P, LeFort P, Mollnar et al. 1992. Heat sources for the Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, Central Nepal. J Geophys Res., 97: 2107~2128.
- Fang W X, Hu R Z, Xie G Q, Su W C. 2002. Tectonolithostratigraphic units of the Ailaoshan area in Yunnan, China and their implications of tectonic evolution. Geotectonic et Metallogenia, 26(1): 28~36 (in Chinese with English abstract).
- Festa V. 2009. C-axis fabrics of quartz-ribbons during high-temperature deformation of syn-tectonic granitoids (Sila Massif, Calabria, Italy). Geoscience, 341: 557~567.
- Flowers R M, Bowring S A, Tulloch A J. 2005. Tempo of burial and exhumation within the deep roots of a magmatic arc, Fiordland, New Zealand. Geology, 33 (1): 17~20.
- Fuerten F, Robin P Y F, Stephens R. 1991. A model for the development of a domain quartz C-axis fabric in a coarse-grained gneiss. Journal of Structural Geology, 13: 1111~1124.
- Fuerten F, Goodchild J S. 2001. Quartz c-axes orientation determination using the rotating polarizer microscope. Journal of Structural Geology, 23: 895~902.
- Harris N B W, Pearce J B, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP, Ries A C, et al, eds. Collision Tectonics. Geo Soc Spec Publ., 19: 67~81.
- Harris N. 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. Episodes, 19: 107~113.
- Hourigan J K, Solov'ev A V, Ledneva G V, Garver J I, Brandon M T, Reiners P W. 2004. Timing of syenite intrusions on the eastern slope of the Sredinnyi Range, Kamchatka: Rate of accretionary structure exhumation. Geochemistry International, 42 (2): 131~141.
- Kruhl J H. 1998. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. J. Metamorphic Geol., 16: 141~146.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Scherrer U, Zhong D L, Liu X H, Zhang L S, Ji S C, Trinh P T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. Tectonophysics, 251: 3~84.
- Leloup, P H and Kienast, J R. 1993. High temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River (P. R. C.). Earth Planet. Sci. Lett., 118: 213~234.
- Li B L, Ji J Q, Fu X Y, Gong J F, Song B, Qing J C, Zhang C. 2008. Zircon SHRIMP dating and its geological implications of the metamorphic rocks in Ailaoshan-Diancang mountains, west Yunnan. Acta Petrologica Sinica, 24(10): 2322~2330 (in Chinese with English abstract).
- Li X Z, Jiang X S, Sun Z M, Shen G F, Du D X. 2002. The collisional orogenic processes of Niujiang-Langchangjiang-Jingshajiang area, Southern China. Beijing: Geological Publishing House, 175~186 (in Chinese with English abstract).
- Li C L. 1992. Trace element petrology of igneous rock. Wuhan: Chinese University of Geoscience Publishing House, 87~100 (in Chinese).
- Liu F T, Liu J H, He J K, You Q Y. 2000. Subduction slices of lower Yangtze block in western Yunnan. Chinese Science Bulletin, 1: 79~84(in Chinese).
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of gneissoids. Geol. Soc. Am. Bull. 101: 635~643.
- Mo X X, Lu F X, Shen S Y. 1993. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization. Beijing: Geological Publishing House, 178~235(in Chinese with English abstract).
- Qi X X, Xu Z Q, Shi R D, Chen F Y. 2006. East-west-trending ductile detachment in the Burang area, Greater Himalaya, and

- its tectonic significance. *Geology in China*, 33(2): 291~298 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrol J.*, 4: 956~983
- Sha S L, Bao J Y, Jin Y C, Deng Z X. 1999. The new development of isotopic geochronology of the Diancang mountains metamorphic zone. *Yunan Geology*, 18(1): 63~66 (in Chinese with English abstract).
- Sibson R H. 1977. Fault rocks and faults mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133(1): 191~213.
- Stipp M, Stunitz H, Heibronner, Schmid S M. 2002. The eastern Tonalite fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24: 1861~1884.
- Stunitz H, Gerald J D F, Tullis J. 2003. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics*, 372: 215~233.
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319~324.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R, Le Dain A Y, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611~616.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, SchMer U, Zhong D L, Liu X H, Ji S C, Zhang L S, Zhong J Y. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343: 431~437.
- Wang Y Z, Ding J. 1996. Structural deformation and evolution of the medium-to high-grade metamorphic rock series in the Ailao Mountains, Yunnan. *Tethyan*, 20: 52~69 (in Chinese with English abstract).
- Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest earth. *Science*, 308: 841~844.
- Watson E B, Wark D A, Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib Mineral Petrol.*, 151: 413~433.
- Wu H W, Zhang L S, Ji S C. 1989. The Red river- Ailaoshan fault zone- A Himalayan large sinistral strike-slip intracontinental shear zone. *Scientia Geologica Sinica*, 1: 1~8 (in Chinese with English abstract).
- Wu G Y, Wu H R, Zhong D L, Qi G D, Ji J Q. 2000. Volcanic rocks of paleotethyan oceanic island and island-arc bordering Yunnan and Guangxi, China. *Geoscience*, 14(4): 393~400 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z Q, Cai Z H, Zhang Z M, Li H Q, Chen F Y, Tang Z M. 2008. Tectonics and fabric kinematics of the Namche Barwa terrane, eastern Himalayan Systaxis. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1463~1476.
- Zai M G, Cong B L, Qiao G S, Zhang R Y. 1990. Sm-Nd and Rb-Sr geochronology of metamorphic rocks from SW Yunnan orogenic zones, China. *Acta Petrologica Sinica*, (4): 1~11 (In Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Xia B, Liang H Y, Liu H Y, Lin Q C. 2004. Characteristics of zircons for dating from Daping mylonitized alkaline granite in Yunnan and their geologic implications. *Geological Journal of China Universities*, 10(3): 378~384 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z B, Liu F G, Bao J F. 2005. The structural evolution of Ailaoshan orogen. *Yunan Geology*, 24(2): 137~141 (in Chinese with English abstract).
- Zhong D L, Wang Y, Ding L. 1991. The tertiary Gaoligong intracontinental strike-slip fault and its associated extensional structure in western Yunnan, China. In: Zhang X (eds). *Annual report(1989~1990) Lab. Lithos. Tecton. Evolution. Inst. Geol., Academia Sinica, Beijing*, 18~22 (In Chinese).
- Zhong D L et al. 1998. Paleotethysides in western Yunnan and Sichuan, China (eds). *Beijing: Science Press*, 248 (In Chinese).
- Zhou R, Zhu B Q, Sun D Z, Chang X Y. 1997. Geochronology study of crust-mantle interaction and mineralization in the Honghe ore deposit zone. *Geochimica*, 26(2): 46~56 (in Chinese with English abstract).
- Zhu B Q, Chang X Y, Qiu H N, Wang J H, Deng S X. 2001. Geochronological study on formation and metamorphism of Precambrian basement and their mineralization in Yunnan, China. *Progress in Precambrian Research*, 24(2): 75~82 (in Chinese with English abstract).

Zircon LA-ICP-MS U-Pb Dating for Mylonitized Granite from the Ailaoshan-Jinshajiang Tectonic Zone in the Eastern Qinghai-Tibet Plateau and Its Tectonic Significance

QI Xuexiang¹⁾, ZHU Luhua^{1,2)}, LI Huaqi¹⁾, HU Zhaochu²⁾, LI Zhiqun³⁾

1) *Key Laboratory for Continental Dynamics of the Ministry of Land and Resources; Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;* 2) *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Chinese University of Geosciences, Wuhan, 430074;* 3) *Yunnan Bureau of Nonferrous Geology, Kunming, 650051*

Abstract

Mylonitized granite in the Ailaoshan-Jinshajiang tectonic zone is hosted in the center of the Ailaoshan high grade metamorphic belt. LA-ICP-MS U-Pb dating of two zircon samples (08Q2-22 and 08Q2-15) shows the ages of the growth rims of zircon grains are 250.2 ± 2.1 Ma (MSWD=2.5) and 247.2 ± 2.3 Ma (MSWD=0.15), respectively. The lattice preferred orientations by EBSD suggest that the c-axis fabrics of quartz are prism $\langle a \rangle$ slip, and the ductile deformation formed under the condition of amphibolite facies ($500 \sim 630^\circ\text{C}$). This temperature is far lower than the zircon crystallized temperature ($675 \sim 864^\circ\text{C}$) in magmatism and the closed temperature ($> 800^\circ\text{C}$) of U-Pb system in zircon, so the deformation and metamorphism can not destroy the U-Th-Pb stabilization of zircon grains crystallized during magma intrusion. The features of zircon Cathodoluminescence images and the U-Pb concordia lines of zircon indicate that the LA-ICP-MS U-Pb dating ($247 \sim 250$ Ma) for zircon rims represents the emplacement age of granite. The granite is characterized geochemically by peraluminous minerals (e. g. muscovite), low Na and high K, A/CNK and A/NK > 1.0 , similar distribution of REE and trace elements geochemistry similar to those in the upper crust, as well as strong enrichment of large-ion lithophile and magmatophile elements, depletion of Sm and Y. Tectonic discrimination diagrams of (Yb+Ta)-Rb, (Y+Nb)-Rb, CaO-(TFeO+MgO) and Cenozoic subducting collision of the Ailaoshan-Jinshajiang tectonic belt all suggest that the granite formed and emplaced during the stage of collision. Combined with mylonitized granites successively discovered in the Ailaoshan and Dianchangshan high grade metamorphic belt by previous workers, and ductile deformation and metamorphism of felsic rocks occurring in the middle-lower crust (deeper than $10 \sim 15$ km), our study shows that the Ailaoshan-Jinshajiang metamorphic belt was the early Triassic or early rocks which were squeezed out and uplifted to the crust after it was subducted to the lower crust and suffered ductile deformation and metamorphism. Therefore, the strong metamorphism might occur in Mesozoic or Cenozoic, but not Proterozoic, and is not or completely the crystalline basement rock of Yangtze block.

Key words: High grade metamorphic belt; mylonitized granite; zircon LA-ICP-MS U-Pb dating; Ailaoshan-Jinshajiang tectonic zone