

滇西点苍山印支期花岗岩的成因及其大地构造意义

武利民^{1,2}, 彭头平^{1,3*}, 范蔚茗^{2,4}, 董晓涵⁵, 彭世利^{1,2}, 廖冬宇^{1,2}

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院 大学, 北京 100049; 3. 中国科学院深地科学卓越创新中心, 广东 广州 510640; 4. 中国科学院 青藏高原研究所, 北京 100101; 5. 南方海洋科学与工程广东实验室(珠海), 广东 珠海 519085)

摘要: 滇西三江造山带属于特提斯构造域的重要组成部分, 金沙江-哀牢山构造带作为古特提斯的演化产物之一, 记录了古特提斯洋演化的重要信息。然而, 关于该带古特提斯洋的属性、时空演化方式和最终闭合的精细时间仍没有得到很好的约束。本文选择金沙江与哀牢山构造带衔接处的点苍山中部偏东北和南部地区的花岗质岩石开展详细的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、微量元素和 Hf 同位素分析以及全岩主-微量元素研究。锆石定年和 Hf 同位素结果显示, 点苍山南部的片麻状花岗岩的形成时代为 240.3 ± 1.4 Ma, 对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-16.2 \sim -8.7$; 中部偏东北的两个淡色花岗岩的形成时代分别为 241.2 ± 2.3 Ma 和 240.1 ± 2.2 Ma, 对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 $-12.0 \sim -5.5$ 和 $-15.2 \sim -11.7$ 。元素和锆石 Hf 同位素特征显示, 点苍山南部的片麻状花岗岩属于 A 型花岗岩, 起源于该区新元古代变基性岩的部分熔融; 而中部偏东北的淡色花岗岩显示出典型的 S 型花岗岩属性, 为泥质碎屑岩在中-低温条件下脱水部分熔融而成。进一步结合整个金沙江-哀牢山岩浆-变质-构造和沉积作用的研究结果, 精细地刻画了金沙江-哀牢山古特提斯洋的属性及其闭合和碰撞后开启的时限, 即金沙江-哀牢山洋在晚二叠世之前开始发生俯冲, 整个洋盆的闭合在 254 Ma 已经完成, 并不是前人认为的由东南向西北剪刀式逐步闭合; 洋盆闭合后的陆-陆碰撞发生在 254~247 Ma, 247 Ma 峰期碰撞后俯冲的特提斯洋壳发生断裂, 247~220 Ma 整个造山带进入碰撞后的伸展阶段。我们在点苍山新识别的 A 型花岗岩为造山带碰撞后伸展作用提供了至关重要的约束。

关键词: 三叠纪; A 型花岗岩; 碰撞后伸展; 点苍山地体; 古特提斯

中图分类号: P595; P597; P542 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2023)06-1363-018

0 引言

三江特提斯构造带经历了古生代-中生代冈瓦纳超大陆裂解、微地块北向漂移及其依次拼贴等复杂的地质过程, 发育多条古特提斯洋盆演化的缝合带, 是横贯欧亚大陆巨型特提斯构造域的重要组成部分, 也是全球古特提斯洋演化记录保存最完整的区域(图 1a; 钟大赉, 1998; 莫宣学等, 2001; 李龚健

等, 2013; Metcalfe, 2013)。古特提斯洋演化的记录在三江地区主要表现为金沙江-哀牢山和昌宁-孟连两条缝合带。其中昌宁-孟连缝合带代表着古特提斯洋的主洋盆的演化(Metcalfe et al., 2017), 而金沙江-哀牢山缝合带的构造属性则备受争议。一部分学者根据化石和火山岩锆石 U-Pb 定年结果, 认为金沙江-哀牢山缝合带代表的是古特提斯主洋的北向俯冲过程的弧后扩张洋盆(Catlos et al., 2017; Liu et al., 2017);

收稿日期: 2022-12-28; 改回日期: 2023-01-25; 网络出版日期: 2023-10-12

项目资助: 第二次青藏科考项目(2019QZKK0702)和国家自然科学基金项目(92055207、42072263、41490613)联合资助。

第一作者简介: 武利民(1996-), 男, 博士研究生, 构造地质学专业。E-mail: wulimin@gig.ac.cn

通信作者: 彭头平(1974-), 男, 研究员, 从事岩石大地构造研究。E-mail: tppeng@gig.ac.cn

而另一部分学者则根据金沙江-哀牢山蛇绿混杂岩、MORB 以及碎屑锆石等证据,认为其是古特提斯洋的分支洋盆(Wang et al., 2000; Jian et al., 2008; 刘兵兵等, 2022)。因此,关于金沙江-哀牢山缝合带的构造属性以及古特提斯洋的演化方式和精细过程仍需进一步深入研究。

金沙江-哀牢山缝合带在三叠纪闭合,导致扬子地块与印支地块拼合(Li et al., 2006; Liu et al., 2015)。区域上发育大量三叠纪岩浆作用,主要分布在点苍山和哀牢山变质地体内(张玉泉等, 2004; 李宝龙等, 2008; Yumul et al., 2008; Jian et al., 2009)。针对哀牢山地体中的岩浆岩,前人进行了详细的研究,如,九甲-安定断裂带东侧地区发育早三叠世与碰撞-后碰撞有关的长英质岩浆岩(高硅高钾过铝质的岩浆岩)(Faure et al., 2016; Wu et al., 2017); 九甲-安定断裂以西绿春等地区出露 256~246 Ma 同碰撞和后碰撞构造背景的长英质岩浆岩(刘翠等, 2011; 刘汇川等, 2013); 哀牢山断裂带东侧滑石板、清水河、元江等地区发育 251~238 Ma 与碰撞-后碰撞有关花岗岩和花岗质片麻岩(戚学祥等, 2010; Wu et al., 2017; Liu et al., 2018)。而且,这些中-酸性岩浆岩地球化学特征均指示金沙江-哀牢山缝合带代表的是古特提斯洋分支洋。然而点苍山地体作为金沙江-哀牢山缝合带中一个重要的组成部分,其间分布的三叠纪岩浆岩却很少受到关注(孙梦珊, 2021),作为连接金沙江蛇绿岩带和哀牢山蛇绿岩带的关键枢纽,点苍山地区构造演化对于理解整个金沙江-哀牢山构造带古特提斯洋盆的演化至关重要,但在该区目前并未发现与古特提斯演化相关的重要信息。为此,本次研究选择点苍山中部偏东北和南部地区的花岗质岩石开展了精细的锆石 U-Pb 年代学、微量元素、Hf 同位素组成以及全岩主量和微量元素研究,以期探讨这些花岗质岩石的形成时代、成因及构造背景,并结合前人的研究成果进一步厘清金沙江-点苍山-哀牢山构造带的构造属性以及古特提斯洋的精细演化过程。

1 地质背景及样品特征

点苍山-哀牢山构造带位于华南板块与印支地块之间(图 1a), 其为一个 NW-SE 向的构造单元,向东南延伸进入越北,长约 1000 多公里,由北向南包括滇西雪山、点苍山、哀牢山和越北的 Day Nui Con Voi 4 个变质地体(Tapponnier et al., 1990)。这四

个地体以古、中元古界高级变质岩为核心,部分地区变质程度接近麻粒岩相(云南省地质矿产局, 1990),且广泛发育混合岩化作用(Tang et al., 2013)。

点苍山地体位于哀牢山-点苍山构造带西北段,长 80 km,宽 12~15 km(图 1b; Cao et al., 2011),主要由洱海断裂、西洱河断裂、大合江断裂、乔后-剑川断裂等所围限,构成一个沿 NNW 方向延伸的构造杂岩体,该杂岩体以变质岩系为主(图 1b; 赵春强等, 2014)。点苍山地体中最老地层为新元古代绿片岩-角闪岩相苍山群,由一套变质的火山-沉积序列组成,包括黑云母斜长片麻岩、片岩和大理岩(云南省地质矿产局, 1990)。新元古代地层中出现了两组面理(图 2),其产状与区域上其他地层的变形特征类似,因此该面理应该是新生代印度板块和欧亚板块碰撞导致青藏高原东南缘挤出所产生的。区域上三叠纪和泥盆纪的板岩和灰岩不整合覆盖于苍山群之上,第四纪沉积物则主要分布在大理山间盆地内(云南省地质矿产局, 1990)。此外,区域上还发育元古宙、中生代和新生代火成岩(云南省地质矿产局, 1990)。其中新元古代岩浆岩以钙碱性的角闪岩、花岗闪长岩和花岗岩等侵入岩为特征,锆石 U-Pb 年龄为 900~730 Ma (Li et al., 2018; 麻艺超等, 2021),主要以大型侵入体和构造透镜体或岩脉的形式出现,其中一部分经历了低角闪岩相变质作用(Liu et al., 2013)。中-新生代变质火成岩主要分布于点苍山地体西南部(云南省地质矿产局, 1990)。其中中生代岩浆岩多呈岩株或岩墙,岩石类型包括晚三叠世深成花岗岩、浅成石英斑岩、花岗斑岩,侏罗纪二长花岗岩,晚白垩世钾长花岗岩、石英正长岩(张玉泉等, 2004; 李宝龙等, 2008)。新生代岩浆岩主要为呈脉状产出的基性岩-变基性岩、呈岩株或岩基产出的碱性和酸性侵入岩(云南省地质矿产局, 1990),由于新生代左旋走滑剪切作用,部分岩石发生了糜棱岩化(Leloup et al., 1993; Cao et al., 2011)。

本次研究在点苍山地体中部偏东北和南部地区共采集 5 件花岗岩样品(图 1b),南部为片麻状花岗岩样品(20TP-3),中部偏东北(即洱海西侧靠近喜洲)为淡色花岗岩样品(21JS-66A/B 和 21JS-73A/B)。片麻状花岗岩为灰色,半自形粒状结构,片麻状构造;主要矿物有石英、长石和云母;其中石英粒径为 0.05~0.1 mm,含量约占 30%;长石粒径为 0.1~0.6 mm,含量约占 55%,大部分长石发生了变形和弱蚀变;云母呈片状分布,含量约为 15%,明显定向(图 3a、d);

副矿物有锆石和磷灰石。淡色花岗岩为灰白色, 块状构造, 主要矿物为石英、长石和云母, 副矿物有锆石和磷灰石。其中 21JS-66A/B 样品中长石含量约占

60%, 石英约占 10%, 白云母约占 20%, 黑云母约占 10%(图 3b、e); 而 21JS-73A/B 样品中长石含量约占 50%, 石英约占 10%, 白云母约占 40%(图 3c、f)。

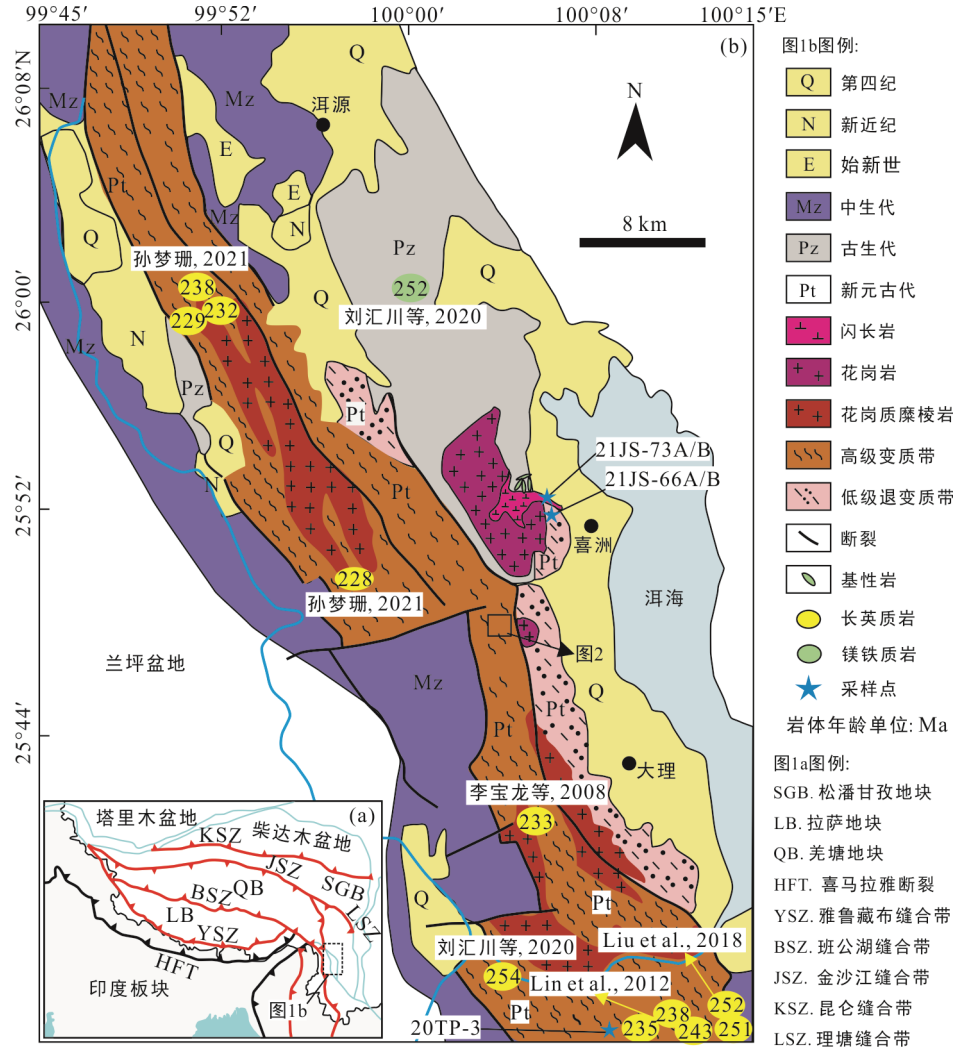


图 1 点苍山地体大地构造位置及地质简图(据 Chen et al., 2017 修改)
Fig.1 Simplified tectonic and geological map of the Diancangshan massif

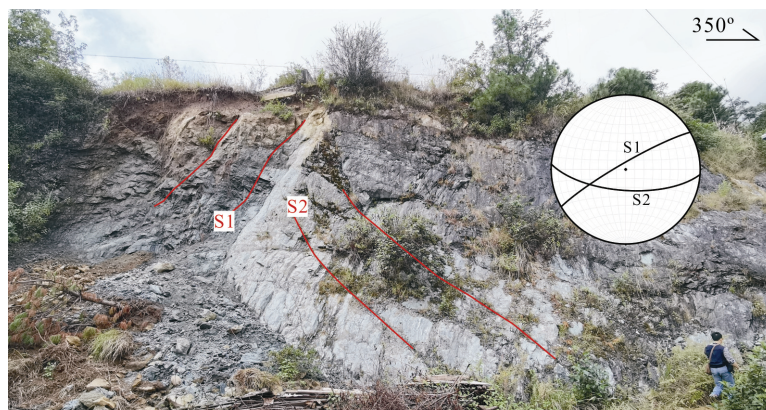
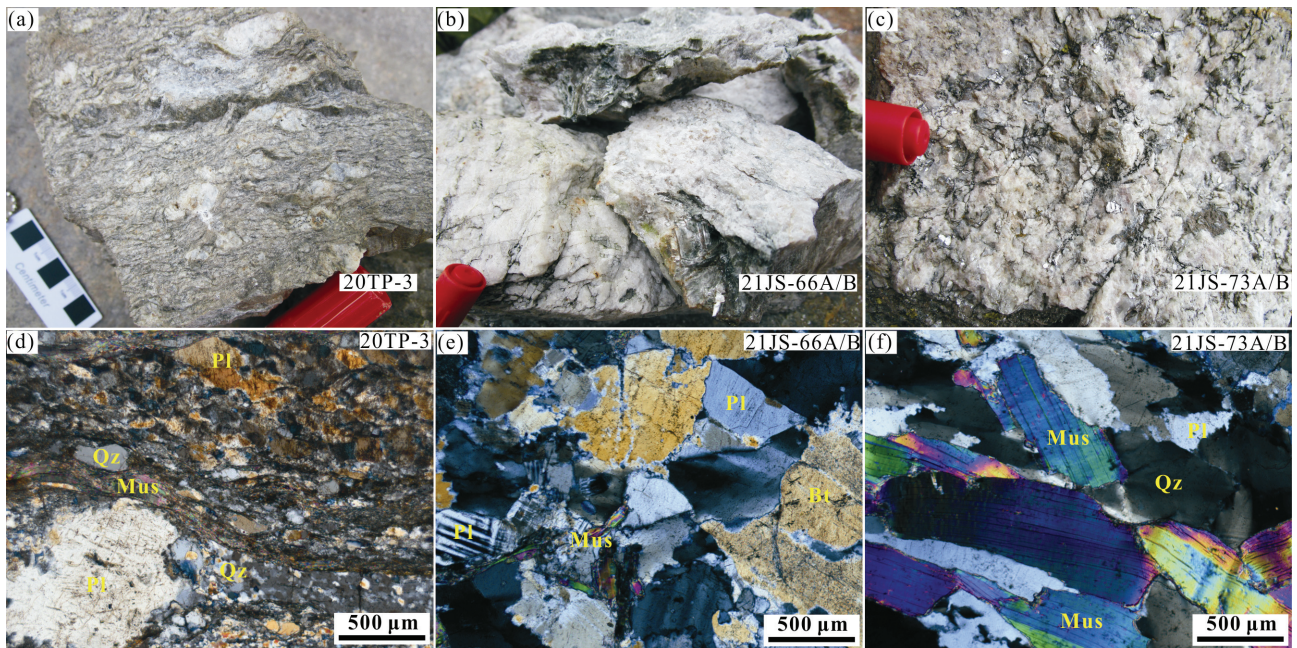


图 2 点苍山地体新元古代岩石的构造剪切特征
Fig.2 The foliation and occurrence of the Neoproterozoic rocks in the Diancangshan massif



矿物代号: Pl. 斜长石; Qz. 石英; Mus. 白云母; Bt. 黑云母。

图 3 点苍山片麻状花岗岩和淡色花岗岩野外和镜下特征

Fig.3 Field photos and microphotos of the granitic gneiss and leucogranites in the Diancangshan massif

2 分析方法

2.1 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析

锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析均在南京 FocuMS 科技有限公司完成。年代学测试采用安捷伦 7700x 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)与 193nm ArF 准分子激光剥蚀系统耦合。激光系统频率为 10 Hz, 高纯度 He 作为载气, 气体流量为 0.7 L/min; 辅助气 Ar 为 1.13 L/min; 光斑直径为 40 μm。使用锆石标样 91500(1062 Ma)作为外部标准, 校正剥蚀过程中的仪器质量歧视和元素分馏。使用锆石标样 GJ-1(600 Ma)和 Plesovice (337 Ma)作为监控样, 监测仪器的稳定性。锆石微量元素含量以 Si 为内标和 NIST SRM 610 进行外部校准。原始数据由 ICPMSDataCal 软件进行离线处理(Liu et al., 2010), 锆石年龄谱和图解采用 Isoplot 3.23 程序(Ludwig, 2003)绘制。

对定年锆石进行原位 Hf 同位素测试。采用澳大利亚 Scientific Instruments Resolution LR 激光烧蚀系统与 Nu Instruments Nu Plasma II MC-ICP-MS 联合进行锆石 Hf 同位素分析。分析束斑直径为 45 μm, 脉冲速率为 9 Hz, 能量密度为 4.5 J/cm², 烧蚀时间为 40 s。每分析 15 个样品后, 采用标准锆石(GJ-1、91500、Plesovice、Mud Tank、Penglai)进行一次

质量控制。其中标样锆石 Penglai 的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 加权平均值为 0.282906±0.000005($n=5$; 1 σ), 与报道值 0.282906±0.000010 一致(Li et al., 2010)。

2.2 全岩主量、微量元素分析

主量和微量元素测试也在南京 FocuMS 科技有限公司完成。其中主量元素测定采用 XRF 法, 利用 Shimadzu XRF-1800 系列 X 射线荧光光谱仪完成。微量元素由等离子质谱 ICP-MS(Agilent 7700x)测定, 样品放入溶样弹中酸溶后, 采用电感耦合等离子质谱仪进行微量元素含量测定, 具体步骤见 Li et al. (2002)。主要氧化物的相对标准偏差 < 5%, 大部分微量元素 (>10×10⁻⁶)的分析精密密度优于 5%, <10×10⁻⁶ 的元素分析精密密度为 8%~10%。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征

片麻状花岗岩样品(20TP-3)锆石为透明、无色, 自形-半自形柱状, 长度为 100~200 μm, 宽度为 25~50 μm, 长宽比为 2:1~4:1(图 4a)。锆石晶型发育较好, 大部分具不完整的振荡环带, 少部分具有明显的振荡环带(图 4a), Th/U 值高(>0.1; 表 1), 表明其为典型的岩浆锆石(Corfu et al., 2003)。锆石的球粒陨石标准化稀土元素配分图显示富集重稀土元素、

亏损轻稀土元素, 具明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.01\sim 0.02$) 和 Ce 正异常($\delta\text{Ce}=1.64\sim 12.2$)(表 2, 图 5a), 与典型花岗岩锆石特征一致。16 个分析点给出较集中的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(表 1), 其加权平均年龄为 240.3 ± 1.4 Ma

($n=16$, $\text{MSWD}=0.04$; 图 4a), 代表片麻状花岗岩的结晶年龄。所有分析锆石的($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值为 $0.282176\sim 0.282388$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-16.2\sim -8.7$, 两阶段 Hf 模式年龄范围为 $1.79\sim 2.21$ Ga(表 3, 图 4d)。

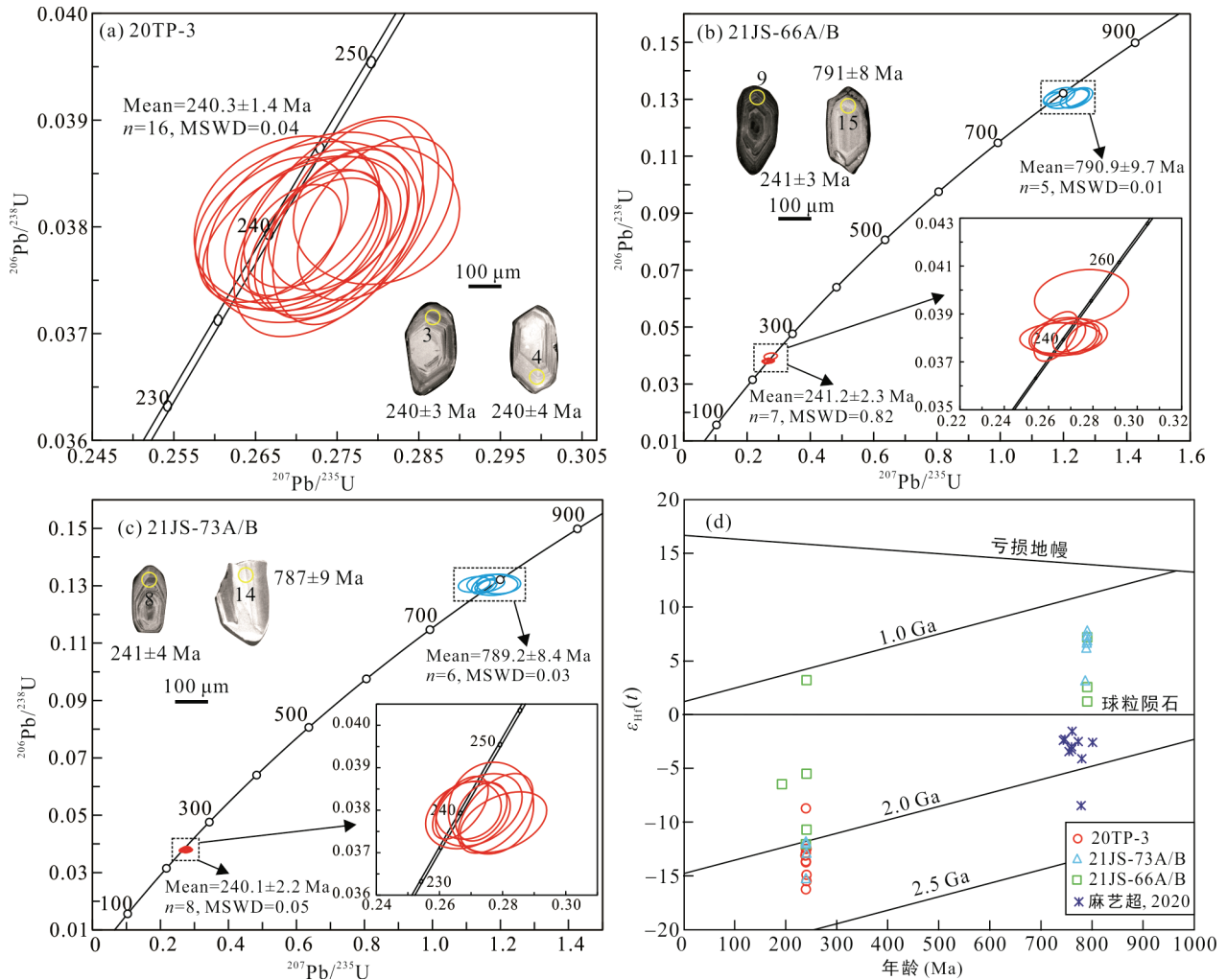


图 4 点苍山花岗岩质岩石的锆石 U-Pb 年龄谐和图及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -锆石 U-Pb 年龄图

Fig.4 Zircon U-Pb concordant age and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. U-Pb age diagrams of the granitic rocks in the Diancangshan massif

表 1 点苍山花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results of the granites in the Diancangshan massif

点位	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
花岗质片麻岩(20TP-3; $25^{\circ}34'25''\text{N}$, $100^{\circ}08'37''\text{E}$)															
20TP-3-01	53.0	364	0.14	0.0517	0.0013	0.2720	0.0071	0.0380	0.0004	272	52	244	6	240	3
20TP-3-02	102	748	0.14	0.0527	0.0011	0.2763	0.0061	0.0380	0.0006	322	37	248	5	241	4
20TP-3-03	84.0	580	0.15	0.0525	0.0010	0.2748	0.0059	0.0379	0.0005	306	43	247	5	240	3
20TP-3-04	78.0	331	0.24	0.0523	0.0013	0.2749	0.0083	0.0380	0.0007	298	63	247	7	240	4
20TP-3-05	101	629	0.16	0.0531	0.0014	0.2798	0.0067	0.0381	0.0004	345	56	251	5	241	3
20TP-3-07	71.0	199	0.36	0.0519	0.0016	0.2724	0.0088	0.0380	0.0006	283	68	245	7	240	4
20TP-3-09	103	547	0.19	0.0522	0.0010	0.2733	0.0055	0.0378	0.0004	295	8	245	4	239	3

续表 1:

点位	含量($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
花岗岩片麻岩(20TP-3; 25°34'25"N, 100°08'37"E)															
20TP-3-11	103	490	0.21	0.0508	0.0010	0.2672	0.0060	0.0380	0.0004	235	44	240	5	240	3
20TP-3-12	118	763	0.16	0.0522	0.0009	0.2739	0.0048	0.0380	0.0004	295	39	246	4	240	2
20TP-3-13	69.0	166	0.42	0.0520	0.0017	0.2713	0.0090	0.0380	0.0005	283	72	244	7	240	3
20TP-3-14	66.0	239	0.28	0.0513	0.0014	0.2688	0.0075	0.0381	0.0005	257	65	242	6	241	3
20TP-3-15	99.0	417	0.24	0.0532	0.0011	0.2797	0.0063	0.0381	0.0005	339	44	250	5	241	3
20TP-3-16	175	1601	0.11	0.0514	0.0007	0.2694	0.0041	0.0379	0.0003	257	30	242	3	240	2
20TP-3-17	95.0	540	0.18	0.0520	0.0009	0.2725	0.0055	0.0379	0.0004	287	39	245	4	240	3
20TP-3-18	86.0	446	0.19	0.0517	0.0009	0.2719	0.0055	0.0381	0.0004	333	44	244	4	241	3
20TP-3-19	106	661	0.16	0.0516	0.0014	0.2711	0.0083	0.0379	0.0005	333	38	244	7	240	3
淡色花岗岩(21JS-66A/B; 25°52'59"N, 100°05'43"E)															
21JS-66-01	441	386	1.14	0.0690	0.0013	1.2450	0.0243	0.1306	0.0021	900	39	821	11	791	12
21JS-66-02	164	321	0.51	0.0500	0.0026	0.2749	0.0140	0.0397	0.0007	195	119	247	11	251	5
21JS-66-03	11.0	227	0.05	0.0513	0.0021	0.2694	0.0113	0.0380	0.0005	257	90	242	9	241	3
21JS-66-05	231	138	1.68	0.0689	0.0017	1.2408	0.0338	0.1305	0.0024	896	45	819	15	791	13
21JS-66-08	223	527	0.42	0.0502	0.0011	0.2633	0.0065	0.0381	0.0007	211	45	237	5	241	4
21JS-66-09	333	744	0.45	0.0513	0.0009	0.2693	0.0049	0.0381	0.0004	254	44	242	4	241	3
21JS-66-10	349	783	0.45	0.0526	0.0009	0.2754	0.0049	0.0380	0.0004	309	37	247	4	240	3
21JS-66-15	74.0	107	0.69	0.0650	0.0012	1.1737	0.0243	0.1305	0.0014	774	40	788	11	791	8
21JS-66-16	42.0	87.0	0.48	0.0672	0.0022	1.2127	0.0443	0.1303	0.0023	843	55	806	20	789	13
21JS-66-17	80.0	188	0.43	0.0507	0.0019	0.2665	0.0100	0.0380	0.0005	228	92	240	8	241	3
21JS-66-18	356	712	0.50	0.0505	0.0024	0.2655	0.0122	0.0380	0.0004	217	111	239	10	240	3
21JS-66-19	97.0	101	0.96	0.0655	0.0016	1.1861	0.0329	0.1309	0.0021	791	53	794	15	793	12
淡色花岗岩(21JS-73A/B; 25°53'16"N, 100°05'51"E)															
21JS-73-04	393	739	0.53	0.0637	0.0011	1.1501	0.0229	0.1304	0.0021	731	37	777	11	790	12
21JS-73-05	308	630	0.49	0.0528	0.0013	0.2778	0.0078	0.0379	0.0006	320	56	249	6	240	4
21JS-73-07	193	141	1.37	0.0535	0.0016	0.2803	0.0090	0.0377	0.0005	346	67	251	7	239	3
21JS-73-08	281	197	1.43	0.0527	0.0020	0.2763	0.0089	0.0381	0.0007	317	117	248	7	241	4
21JS-73-10	218	527	0.41	0.0512	0.0016	0.2690	0.0088	0.0379	0.0005	256	74	242	7	240	3
21JS-73-11	257	535	0.48	0.0520	0.0010	0.2733	0.0054	0.0380	0.0005	283	44	245	4	240	3
21JS-73-12	519	855	0.61	0.0654	0.0029	1.1763	0.0494	0.1303	0.0024	787	90	790	23	790	14
21JS-73-13	300	684	0.44	0.0517	0.0016	0.2725	0.0090	0.0380	0.0006	272	72	245	7	240	3
21JS-73-14	166	1759	0.09	0.0646	0.0010	1.1599	0.0192	0.1298	0.0015	761	33	782	9	787	9
21JS-73-15	223	522	0.43	0.0646	0.0014	1.1685	0.0291	0.1302	0.0016	763	46	786	14	789	9
21JS-73-16	413	759	0.54	0.0505	0.0009	0.2666	0.0058	0.0381	0.0005	220	43	240	5	241	3
21JS-73-18	159	118	1.35	0.0665	0.0027	1.1946	0.0428	0.1306	0.0022	820	79	798	20	791	13
21JS-73-19	282	565	0.50	0.0625	0.0017	1.1229	0.0311	0.1305	0.0018	700	57	764	15	791	10
21JS-73-20	830	384	2.16	0.0515	0.0014	0.2692	0.0068	0.0380	0.0004	261	55	242	5	240	3

表 2 点苍山花岗岩锆石微量元素组成($\times 10^{-6}$)Table 2 Trace element ($\times 10^{-6}$) concentrations of zircon from the granites in the Diancangshan massif

点位	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	δEu	δCe
20TP-3-01	0.005	0.85	0.06	1.18	4.12	0.05	30.9	13.3	182	74.2	340	74.2	669	117	2278	3785	0.01	4.07
20TP-3-02	0.004	0.73	0.05	0.74	3.45	0.05	32.0	16.3	245	104	495	114	1048	176	3205	5440	0.01	4.37
20TP-3-03	0.002	0.99	0.02	0.56	2.52	0.03	24.7	12.9	196	84.9	415	94.4	867	150	2626	4475	0.01	12.2

续表 2:

点位	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	δEu	δCe
20TP-3-04	0.008	0.83	0.06	1.42	4.99	0.10	40.9	18.0	246	99.0	449	97.7	885	152	3038	5033	0.02	3.95
20TP-3-05	0.003	0.82	0.04	0.82	3.40	0.05	31.9	15.9	234	99.8	469	104	948	165	3081	5154	0.01	5.79
20TP-3-07	0.009	1.23	0.08	1.97	5.62	0.10	38.2	13.9	168	63.1	269	57.0	509	88.7	1915	3131	0.02	4.81
20TP-3-09	0.005	0.77	0.05	0.90	3.70	0.05	34.0	16.6	245	103	484	108	984	170	3193	5343	0.01	4.78
20TP-3-11	0.020	0.96	0.05	1.24	4.23	0.07	37.5	18.1	259	108	503	110	999	171	3341	5553	0.01	4.94
20TP-3-12	0.008	0.69	0.04	1.01	4.29	0.03	38.7	19.8	294	126	596	133	1199	209	3935	6557	0.01	4.50
20TP-3-13	0.008	1.26	0.10	2.04	5.86	0.13	37.6	13.3	156	57.9	244	51.1	460	79.6	1758	2867	0.02	3.69
20TP-3-14	0.48	2.48	0.27	2.54	5.04	0.12	35.6	13.6	173	65.3	285	60.8	545	93.8	2007	3290	0.02	1.64
20TP-3-15	0.004	1.30	0.08	1.95	6.57	0.12	48.9	20.0	256	99.5	433	92.1	827	141	3021	4949	0.01	4.73
20TP-3-16	0.003	0.77	0.05	0.92	4.28	0.05	40.1	22.4	342	147	725	170	1625	282	4611	7971	0.01	4.48
20TP-3-17	0.046	0.92	0.05	0.81	3.18	0.04	29.2	14.4	211	89.5	423	95.5	862	149	2791	4670	0.01	3.97
20TP-3-18	0.004	0.63	0.05	1.05	3.95	0.09	35.6	16.7	237	98.6	460	101	912	157	3037	5061	0.02	3.74
20TP-3-19	0.004	0.72	0.03	0.86	3.86	0.05	35.8	17.7	259	110	529	119	1099	193	3464	5832	0.01	6.66
21JS-66-01	1.50	29.5	0.75	7.60	10.1	2.03	53.9	17.7	205	76.1	333	73.8	680	120	2406	4017	0.21	6.79
21JS-66-02	0.003	8.55	0.05	1.08	3.41	0.49	19.7	7.51	98.9	39.6	182	39.0	363	68.0	1175	2006	0.14	49.8
21JS-66-03	0.002	0.96	0.01	0.03	0.08	0.10	1.48	0.98	18.6	10.5	67.7	20.7	239	49.6	369	779	0.42	28.9
21JS-66-05	0.41	29.2	0.47	6.21	9.87	3.17	45.4	14.0	155	56.2	244	53.4	498	93.8	1757	2966	0.38	14.4
21JS-66-08	0.005	11.0	0.04	0.78	1.72	0.68	10.0	3.39	42.0	16.4	80.7	19.9	212	43.5	542	984	0.39	92.1
21JS-66-09	0.18	14.2	0.08	1.09	1.98	0.61	9.60	3.33	41.4	17.3	85.2	21.4	231	48.7	566	1042	0.35	29.9
21JS-66-10	0.39	9.29	0.19	2.71	5.05	0.95	26.5	8.71	103	38.9	174	39.6	380	73.2	1208	2070	0.2	8.29
21JS-66-15	0.02	11.5	0.05	0.99	2.48	0.71	14.9	5.25	65.5	26.1	124	29.4	292	58.9	853	1485	0.28	58.9
21JS-66-16	0.006	9.62	0.03	0.93	4.94	9.44	40.8	12.4	116	31.3	115	23.5	198	32.4	989	1583	1.41	84.6
21JS-66-17	0.004	6.18	0.02	0.41	1.38	0.22	9.42	3.79	50.2	20.6	95.3	21.6	204	37.5	603	1054	0.14	88.9
21JS-66-18	1.76	18.5	0.50	2.64	3.12	0.86	15.4	4.86	59.5	24.0	117	28.4	300	61.1	825	1463	0.31	4.78
21JS-66-19	0.02	14.1	0.10	1.86	3.74	1.11	18.8	6.28	77.8	31.2	146	34.0	339	65.7	969	1709	0.33	41.2
21JS-73-01	4.17	35.6	1.31	6.22	4.98	0.69	29.1	10.7	134	53.0	242	52.9	497	97.8	1647	2816	0.14	3.70
21JS-73-02	3.73	15.6	1.14	5.82	3.16	0.37	14.7	5.50	72.3	29.3	142	32.1	308	59.7	927	1620	0.14	1.84
21JS-73-03	0.23	9.72	0.24	3.57	5.55	2.16	26.4	8.67	102	37.8	173	41.2	415	79.4	1240	2145	0.45	9.02
21JS-73-04	0.04	9.98	0.27	4.60	7.48	2.79	35.0	11.7	136	50.3	231	52.7	526	104	1637	2809	0.44	11.1
21JS-73-05	1.20	9.60	0.45	2.89	2.74	0.43	14.9	5.68	75.6	31.4	155	37.0	370	73.6	1004	1784	0.16	3.19
21JS-73-06	0.01	9.20	0.08	1.75	3.60	0.48	21.3	8.07	100	40.3	188	42.1	421	80.7	1314	2231	0.13	34.5
21JS-73-07	0.09	16.4	0.29	4.26	4.88	2.12	17.0	5.67	67.0	25.6	125	32.6	352	74.0	914	1641	0.64	15.5
21JS-73-08	0.03	7.63	0.04	0.65	1.63	0.33	11.3	4.03	52.0	21.8	110	26.8	281	60.2	727	1304	0.17	51.6
21JS-73-09	0.03	4.25	0.05	0.88	3.14	0.16	23.1	8.91	103	35.7	150	31.9	289	51.9	1134	1836	0.04	21.1
21JS-73-10	0.04	6.72	0.04	0.89	2.10	0.34	15.7	6.18	83.3	35.5	178	42.1	404	87.1	1169	2031	0.13	38.3
21JS-73-11	0.10	9.01	0.11	1.58	3.76	0.51	25.2	9.61	122	49.6	230	51.8	494	93.1	1527	2617	0.12	18.8
21JS-73-12	0.08	7.75	0.08	1.99	3.39	1.29	17.9	5.75	69.2	27.3	129	31.5	321	66.0	929	1611	0.41	22.3
21JS-73-13	0.08	7.58	0.10	1.56	3.50	0.45	21.4	7.87	103	41.1	198	45.6	432	83.0	1359	2304	0.12	18.3
21JS-73-14	0.12	29.5	0.78	11.6	19.4	7.89	89.1	28.1	318	116	515	117	1164	226	3759	6401	0.49	11.0
21JS-73-15	0.04	9.39	0.26	3.62	5.26	2.10	24.4	8.12	94.5	35.2	160	37.8	382	75.4	1156	1994	0.48	10.6
21JS-73-16	0.18	10.1	0.09	1.18	2.94	0.54	20.0	7.48	98.7	41.1	200	47.1	465	90.9	1315	2300	0.16	19.0
21JS-73-17	0.05	15.4	0.10	1.99	4.22	1.09	21.2	6.82	80.4	30.8	142	34.5	347	63.5	994	1743	0.29	41.1
21JS-73-18	0.02	7.83	0.06	1.03	1.88	0.71	10.8	4.11	59.3	26.9	133	33.7	349	76.6	857	1562	0.38	34.5
21JS-73-19	0.002	6.05	0.04	0.58	0.97	0.47	6.52	2.61	36.4	16.0	83.3	21.2	228	49.7	535	987	0.43	32.0
21JS-73-20	3.16	16.1	1.04	6.20	3.42	0.38	14.5	5.37	67.7	27.8	131	30.7	305	60.4	898	1571	0.14	2.16

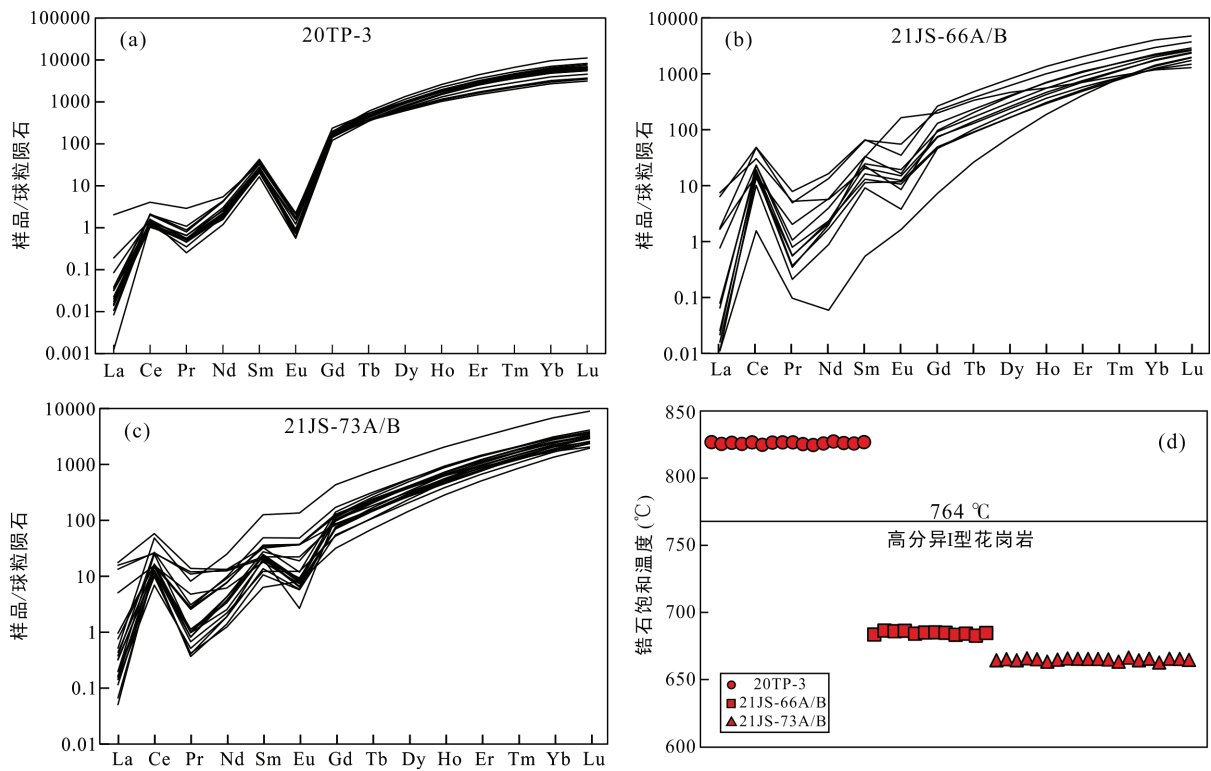


图 5 点苍山地区花岗质岩石的锆石球粒陨石标准化稀土元素模式(a-c)和锆石饱和温度图解(d)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns (a-c) and zircon saturation temperature (d) of the granitic rocks in the Diancangshan massif

表 3 点苍山花岗岩锆石 Lu-Hf 同位素组成

Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic compositions of the granites in the Diancangshan massif

点位	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$
片麻状花岗岩(20TP-3)												
20TP-3-01	240	0.054240	0.000344	0.001529	0.000006	0.282278	0.000011	0.282271	-12.9	0.4	1394	2048
20TP-3-02	241	0.052865	0.001070	0.001559	0.000025	0.282289	0.000008	0.282281	-12.5	0.3	1380	2023
20TP-3-03	240	0.033800	0.000929	0.001000	0.000023	0.282393	0.000010	0.282388	-8.7	0.3	1214	1788
20TP-3-07	240	0.056477	0.000181	0.001539	0.000010	0.282183	0.000008	0.282176	-16.2	0.3	1529	2257
20TP-3-09	239	0.077462	0.000749	0.002107	0.000015	0.282274	0.000008	0.282265	-13.1	0.3	1421	2061
20TP-3-11	240	0.082641	0.000931	0.002253	0.000020	0.282260	0.000009	0.282249	-13.6	0.3	1448	2095
20TP-3-12	240	0.126725	0.001720	0.003451	0.000043	0.282262	0.000010	0.282247	-13.7	0.4	1493	2100
20TP-3-14	241	0.043755	0.000327	0.001245	0.000006	0.282219	0.000010	0.282213	-14.9	0.3	1466	2174
20TP-3-15	241	0.071505	0.000400	0.001930	0.000010	0.282205	0.000009	0.282196	-15.5	0.3	1513	2211
20TP-3-17	240	0.064634	0.000369	0.001775	0.000009	0.282290	0.000009	0.282282	-12.5	0.3	1386	2023
淡色花岗岩(21JS-66A/B)												
21JS-66-01	791	0.032211	0.000242	0.001045	0.000008	0.282504	0.000012	0.282489	7.2	0.4	1059	1218
21JS-66-03	241	0.019234	0.000144	0.000676	0.000008	0.282727	0.000009	0.282724	3.2	0.3	738	1040
21JS-66-05	791	0.039316	0.000750	0.001310	0.000023	0.282377	0.000013	0.282358	2.6	0.4	1246	1510
21JS-66-08	241	0.019173	0.000182	0.000627	0.000005	0.282334	0.000009	0.282332	-10.7	0.3	1283	1913
21JS-66-15	791	0.037360	0.000387	0.001187	0.000010	0.282338	0.000011	0.282320	1.2	0.4	1297	1594
21JS-66-17	241	0.021407	0.000238	0.000675	0.000012	0.282482	0.000014	0.282479	-5.5	0.5	1080	1587
21JS-66-18	240	0.031712	0.000424	0.001155	0.000014	0.282299	0.000017	0.282294	-12.0	0.6	1350	1997
21JS-66-19	793	0.026856	0.000803	0.000928	0.000026	0.282485	0.000016	0.282482	-6.4	0.6	1083	1611

续表 3:

点位	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1σ	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$
淡色花岗岩(21JS-73A/B)												
21JS-73-04	790	0.073649	0.001130	0.002454	0.000046	0.282531	0.000016	0.282494	7.4	0.6	1062	1207
21JS-73-05	240	0.033220	0.000350	0.001064	0.000009	0.282307	0.000010	0.282302	-11.7	0.3	1336	1979
21JS-73-08	241	0.035787	0.000667	0.001302	0.000023	0.282277	0.000010	0.282271	-12.8	0.4	1387	2047
21JS-73-10	240	0.050320	0.001020	0.001748	0.000033	0.282213	0.000020	0.282205	-15.2	0.7	1495	2193
21JS-73-12	790	0.065316	0.000587	0.002136	0.000026	0.282507	0.000012	0.282475	6.7	0.4	1087	1249
21JS-73-14	787	0.152752	0.001150	0.004909	0.000065	0.282451	0.000013	0.282378	3.2	0.5	1263	1468
21JS-73-15	789	0.057600	0.000498	0.001982	0.000024	0.282492	0.000013	0.282462	6.2	0.5	1104	1278
21JS-73-18	791	0.032242	0.000505	0.001234	0.000022	0.282499	0.000017	0.282480	6.9	0.6	1072	1237
21JS-73-19	791	0.036577	0.000612	0.001305	0.000019	0.282526	0.000013	0.282506	7.8	0.4	1035	1178
21JS-73-20	240	0.030016	0.000372	0.001073	0.000020	0.282302	0.000012	0.282297	-11.9	0.4	1343	1990

淡色花岗岩 21JS-66A/B 中锆石呈透明、无色或者浅褐色, 大部分为短柱状, 粒径为 50~150 μm , 长宽比为 1:1~4:1(图 4b)。大部分锆石显示明显的振荡环带, 少部分具不完全的环带, 部分锆石 CL 图像颜色较暗(图 4b)。锆石 Th/U 值相对高(>0.5; 表 1), 表明为岩浆锆石(Corfu et al., 2003)。样品中锆石具明显 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.14\sim0.42$)和 Ce 正异常($\delta\text{Ce}=4.78\sim92.1$), 与典型花岗岩锆石(表 2, 图 5b)一致。12 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 240~793 Ma, 显示两个集中的年龄群。其中 7 个年轻测点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 241.2 \pm 2.3 Ma($n=7$, MSWD=0.82)(图 4b), 代表该花岗岩的结晶年龄; 其他 5 个分析点的加权平均年龄为 790.9 \pm 9.7 Ma($n=5$, MSWD=0.01)(图 4b), 应该是岩浆侵入过程中捕获自围岩的锆石年龄。锆石 Lu-Hf 同位素测试结果显示, ~240 Ma 锆石的($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值为 0.282294~0.282724, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -12.0~3.2, Hf 两阶段模式年龄范围为 1.04~2.00 Ga(表 3, 图 4d); 而 790 Ma 锆石的($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值比 240 Ma 锆石略高, 为 0.282320~0.282489, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 1.2~7.2, 两阶段 Hf 模式年龄为 1.22~1.59 Ga(表 3, 图 4d)。

淡色花岗岩 21JS-73A/B 样品中锆石主要以自形-半自形为主, 粒径长 50~110 μm , 宽为 40~50 μm , 长宽比在 1:1~2:1 之间, 显示清晰振荡环带(图 4c); 锆石 Th/U 值为 0.43~2.16(表 1), 均 >0.4, 指示其为岩浆成因。锆石稀土元素配分模式呈明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.04\sim0.64$)和 Ce 正异常($\delta\text{Ce}=1.84\sim51.6$)(表 2, 图 5c), 与典型花岗岩锆石特征相一致。14 个分析点的年龄范围为 239~791 Ma, 也显示两个集中的年龄群(图 4c)。其中 8 个年轻分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 240.1 \pm 2.2 Ma($n=8$, MSWD=0.05), 为该淡色花岗岩结晶年龄(图 4c); 另外 6 个分析点的

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 789.2 \pm 8.4 Ma($n=6$, MSWD=0.03), 应来自岩浆演化过程中捕获自围岩的锆石(图 4c)。锆石 Lu-Hf 同位素结果显示, 240 Ma 锆石($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值为 0.282205~0.282302, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -15.2~-11.7, 两阶段 Hf 模式年龄为 2.00~2.19 Ga(表 3, 图 4d); 而 790 Ma 锆石的($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值为 0.282378~0.282506, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 3.2~7.8, 两阶段 Hf 模式年龄为 1.18~1.47 Ga(表 3, 图 4d)。

3.2 全岩地球化学特征

在 $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ 分类图解(图 6)中, 本次研究的样品均落在了花岗岩的区域, 这与岩相学观察显示出典型的花岗质结构相一致。

片麻状花岗岩样品(20TP-3)具有高 SiO_2 含量(73.95%), 较高的 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 P_2O_5 含量和低 $\text{Mg}^\#$ 值(表 4)。样品的稀土元素总量较高($\Sigma\text{REE}=181\times 10^{-6}$), 在球粒陨石标准化稀土元素配分图中(图 7a), 富集轻稀土元素, 轻、重稀土元素分异显著($(\text{La}/\text{Yb})_N=7.12$), 具明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.35$)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 7b)中, 样品明显富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、P 和 Ti 等高场强元素。

淡色花岗岩也具有较高的 SiO_2 (73.41%~74.90%)、 Na_2O (4.21%~4.96%)和 K_2O (3.36%~5.48%)含量, 低 $\text{Mg}^\#$ 值(29~40)。淡色花岗岩的稀土元素含量($\Sigma\text{REE}=9.40\times 10^{-6}\sim28.3\times 10^{-6}$)比片麻状花岗岩低, 轻、重稀土元素分异较弱($(\text{La}/\text{Yb})_N=1.89\sim5.22$); 其中 3 个样品显示明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.29\sim0.68$), 一个样品则具有明显的 Eu 正异常(表 4, 图 7a)。微量元素特征上, 淡色花岗岩也明显富集大离子亲石元素 Rb 和 U, 亏损 Nb、P、Ti 高场强元素, 其中一个样品具有不同的 Sr 正异常(图 7b)。

4 讨 论

4.1 岩石分类

根据前人的研究,花岗岩可以分为 M、I、S、A

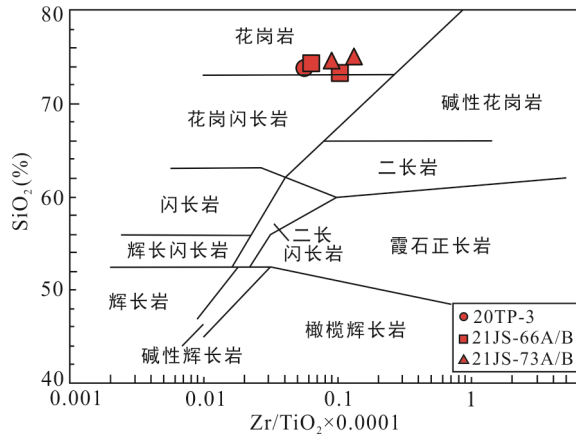


图 6 点苍山花岗岩岩石地球化学分类图(底图据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig.6 Classification plot for the granitic rocks in the Diancangshan massif

四种类型(陈国能, 2009), 其中 M 型花岗岩主要指示地幔来源, I 型花岗岩为火成岩成因, S 型花岗岩指示沉积岩或上地壳成因, 而 A 型花岗岩则形成于造山期后或非造山构造环境(Whalen et al., 1987)。点苍山片麻状花岗岩中含黑云母等碱性暗色矿物(图 3d), 具高 $10000 \times Ga/Al$ 值(2.8), 富 Zr(199×10^{-6})、Hf(5.43×10^{-6})、REE(181×10^{-6})及贫 CaO、MgO、Sr (50.4×10^{-6})特征, 与典型的 A 型花岗岩十分相似(图 8a), 结合其与典型 A 型花岗岩相似, 具明显高的锆石饱和温度(> 820 °C; 图 5d; Watson and Harrison, 2005; 张旗等, 2008), 以及较高的 FeO^T (2.28%)含量和 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 值(0.81, 图 8b), 而区别于 I 型花岗岩或高分异 I 型花岗岩的低 $FeO^T < 1.0\%$ 特征。因此, 该片麻状花岗岩为 A 型花岗岩, 基于该花岗岩具有低 Nb、较高 Y 含量和过铝质等特征, 进一步将其归为 A2 型花岗岩。

淡色花岗岩中不含角闪石, 但含少量原生白云母(图 3e、f), 标准矿物计算(CIPW)显示该岩石中含有 1.34%~1.83%刚玉, 与典型的 S 型花岗岩十分相似。此外, 在 $(Al_2O_3-(Na_2O+K_2O))-CaO-(FeO^T+MgO)$

表 4 点苍山花岗岩主量(%)和微量($\times 10^{-6}$)元素结果

Table 4 Major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) concentrations of the granites in the Diancangshan massif

样号	20TP-3	21JS-66A	21JS-66B	21JS-73A	21JS-73B	样号	20TP-3	21JS-66A	21JS-66B	21JS-73A	21JS-73B
	片麻状花岗岩						淡色花岗岩				
SiO ₂	73.95	74.46	73.41	74.90	74.75	Zr	199	38.4	19.6	28.6	20.4
TiO ₂	0.37	0.06	0.02	0.02	0.02	Nb	12.1	11.4	3.17	8.73	10.2
Al ₂ O ₃	12.81	14.07	14.76	14.36	14.40	Cs	19.9	5.54	1.91	16.1	21.4
CaO	1.18	0.41	0.24	0.44	0.35	Ba	380	346	227	41.2	41.2
Fe ₂ O ₃	2.53	0.53	0.20	0.50	0.57	La	36.8	4.91	1.59	3.35	2.23
K ₂ O	4.73	4.40	5.48	3.36	4.16	Ce	73.2	12.4	2.94	7.27	5.54
MgO	0.56	0.16	0.07	0.11	0.12	Pr	8.29	1.05	0.38	0.90	0.69
MnO	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	Nd	30.2	3.83	1.40	3.34	2.57
Na ₂ O	2.11	4.21	4.58	4.96	4.22	Sm	6.70	1.04	0.40	1.08	0.93
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.10	0.12	0.16	Eu	0.79	0.25	0.23	0.11	0.09
LOI	1.13	0.99	0.67	0.80	1.05	Gd	6.89	1.19	0.45	1.11	1.07
Total	99.54	99.48	99.54	99.58	99.82	Tb	1.13	0.24	0.10	0.24	0.24
Mg [#]	31	37	40	31	29	Dy	7.27	1.54	0.72	1.65	1.55
Sc	6.25	1.44	0.58	2.21	2.54	Ho	1.46	0.26	0.13	0.30	0.26
V	24.8	2.53	0.92	0.56	0.58	Er	4.13	0.69	0.39	0.83	0.73
Cr	13.3	0.85	0.84	2.14	0.83	Tm	0.62	0.10	0.07	0.14	0.12
Mn	226	90.9	53.5	133	222	Yb	3.71	0.67	0.52	1.00	0.85
Co	3.67	0.69	0.34	0.15	0.12	Lu	0.54	0.10	0.08	0.14	0.11
Ni	5.94	0.62	0.54	1.18	0.56	Hf	5.43	1.54	0.76	1.31	0.93
Cu	6.86	3.74	2.85	2.21	3.41	Ta	1.20	1.80	0.49	1.59	1.74
Zn	42.5	13.8	7.44	10.3	10.8	Pb	27.8	30.2	46.4	16.4	17.5
Ga	19.3	10.8	10.1	14.9	14.9	Th	27.3	2.26	0.54	1.60	1.14
Rb	307	108	100	145	182	U	3.78	2.26	1.20	3.36	4.44
Sr	50.4	100	110	32.3	24.2	ΣREE	181	28.3	9.40	21.4	16.9
Y	45.4	8.19	4.74	10.5	9.35	δEu	0.35	0.68	1.64	0.32	0.29

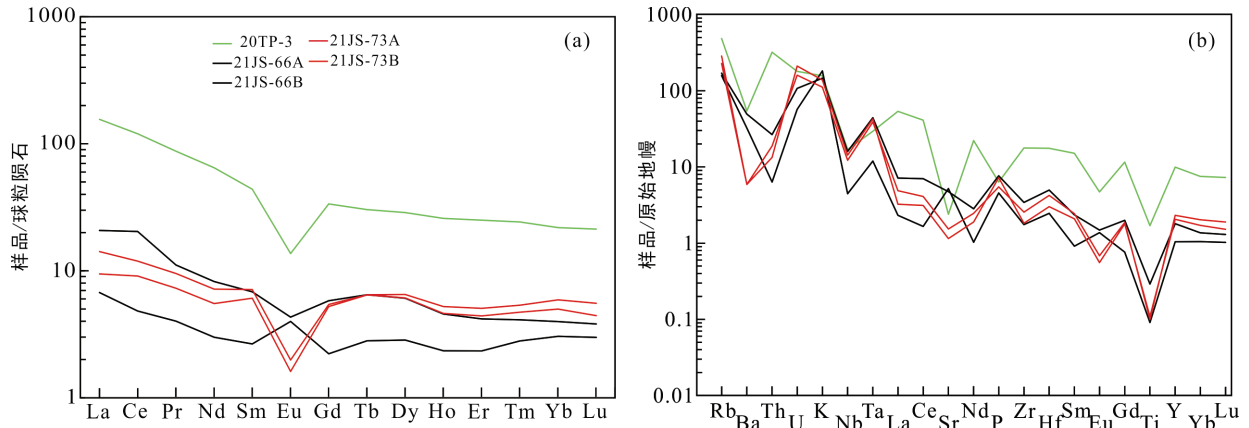


图 7 点苍山花岗质岩石球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) for the granitic rocks in the Diancangshan massif

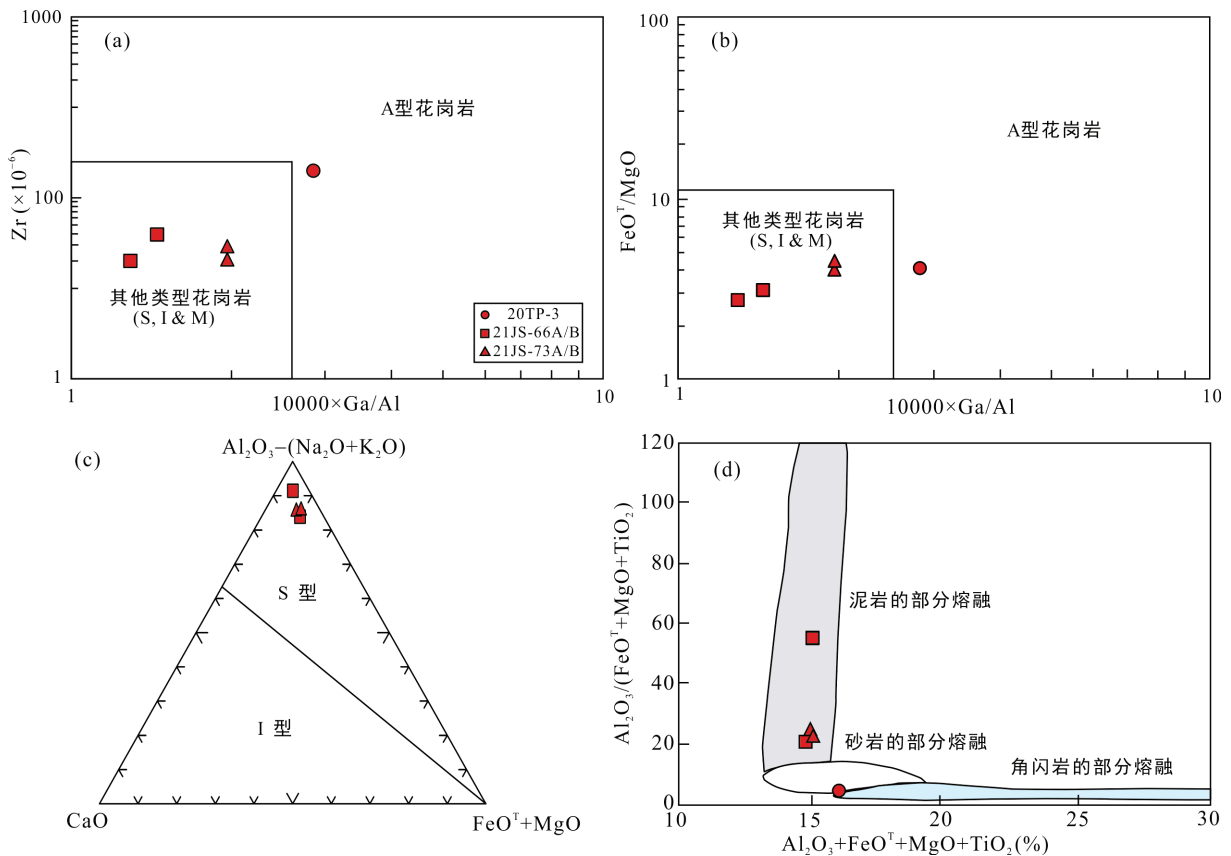


图 8 点苍山花岗质岩石元素地球化学分类和岩石成因图解(a、b 底图据 Whalen et al., 1987; c 底图据 Eby, 1992; d 底图据 Wang et al., 2016)

Fig.8 Geochemical classification and petrogenesis discrimination plots of the granitic rocks in the Diancangshan massif

图解(图 8c)中, 点苍山淡色花岗岩均落在 S 型花岗岩区域。结合淡色花岗岩具相对低锆石饱和温度 660~680 °C(图 5d), 类似于变沉积岩脱水部分熔融的特征, 应属于 S 型花岗岩。

4.2 岩石成因

4.2.1 A 型花岗岩

对于 A 型花岗岩主要有以下几种成因机制: ①地壳物质的部分熔融(Collins et al., 1982; Huang et al.,

2011); ②地幔玄武质岩浆分离结晶的产物(Litvinovsky et al., 2002; Mushkin et al., 2003); ③壳-幔岩浆混合作用(Wickham et al., 1996; Yang et al., 2006)。点苍山地体内目前并没有报道与中三叠世花岗岩共生的大规模玄武质岩石, 因此, 不太可能是地幔玄武质岩浆分离结晶的产物。虽然点苍山地区报道有少量同时代的石英闪长岩, 但是片麻状 A 型花岗岩具有比石英闪长岩($\epsilon_{\text{Hf}}(t)=4.8\sim 11.9$; 孙梦珊, 2021)更低的锆石 ϵ_{Hf} 值($\epsilon_{\text{Hf}}(t)=-16.2\sim -8.7$), 很显然, 点苍山片麻状 A 型花岗岩也不可能是地幔来源的基性岩浆分离结晶的产物。此外, 考虑到以下几个特征, 我们认为岩浆混合成因也无法解释片麻状 A 型花岗岩的成因。如: ①片麻状花岗岩中锆石都较均一, 未见有任何捕获锆石和继承锆石; ②斜长石也未有环带结构; ③未见任何岩浆混合现象的基性包体(Shaw and Flood, 2009; Jiang et al., 2013); ④锆石 Hf 同位素组成与该区新元古代花岗岩非常一致(Li et al., 2018), 而未报道具有更低锆石 Hf 同位素特征的岩石端元。结合片麻状 A 型花岗岩具有与地壳岩石($\text{Nb}=8.00\times 10^{-6}\sim 11.5\times 10^{-6}$ 和 $\text{Ta}=0.70\times 10^{-6}\sim 0.92\times 10^{-6}$)相似的 Nb(12.1×10^{-6})和 Ta(1.20×10^{-6})含量, 以及明显富集的锆石 Hf 同位素组成特征, 表明该 A 型花岗岩来源于古老地壳物质的部分熔融。而且, 点苍山片麻状 A 型花岗岩具有与该区新元古代花岗岩和斜长角闪岩相似的锆石 Hf 同位素组成(图 4d), 因此其应该来源于下地壳新元古代变基性岩, 这也与点苍山片麻状花岗岩落在变角闪岩的部分熔融区域相一致(图 8d)。由此可见, 点苍山南部中三叠世 A 型花岗岩来源于该区新元古代变基性岩的部分熔融, 且岩浆演化的过程中经历过不同程度的斜长石、磷灰石和钛铁矿的分离结晶, 导致该花岗岩显示出明显的高演化特征以及 Eu、Sr、P 和 Ti 的负异常(图 7b)。

4.2.2 S 型花岗岩

S 型花岗岩起源于变沉积岩的部分熔融, 形成 S 型花岗岩的变沉积岩包括泥岩、砂岩或者泥砂岩混合的变沉积岩(Miller, 1985)。点苍山三叠纪淡色花岗岩中的锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄(t_{DM2})为 1578~2193 Ma, 平均为 1952 Ma, 而 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-15.2\sim -5.5$, 显示出深部源区古元古代或更老地壳物质的信息, 与区域上苍山群的时代相一致(云南省地质矿产局, 1990)。苍山群主要以变粒岩和混合岩为主, 其原岩为含火山岩的泥质碎屑岩和碎屑岩-碳酸盐岩-基性火山岩(云南省地质矿产局, 1990)。点苍山淡色花岗岩中原生白云母的存在指示其母岩浆

熔体中含有较高的水, 表明其源区以富黏土的泥质岩为主, 与岩石具有较低的 CaO/Na₂O 值和较高 Rb/Ba 值相一致(Sylvester, 1998)。在主量元素源区判别图(图 8d)中, 所有 S 型花岗岩样品都落在泥质岩石部分熔融的范围内, 也表明它们的源岩为泥岩。因此, 我们认为点苍山 S 型淡色花岗岩主要来源于变泥质碎屑岩的部分熔融, 且岩浆在演化过程中经历过长石、磷灰石和钛铁矿的分离结晶, 如样品中存在明显的 Eu、Sr、P、Ti 负异常(图 7b); 其中一个样品显示明显的 Eu 和 Sr 正异常(图 7b), 代表长石堆晶。淡色花岗岩普遍存在新元古代的捕获锆石和变化的锆石 Hf 同位素组成, 表明岩浆在演化过程与围岩发生了同化混染作用(图 4b、c)。

4.3 金沙江-点苍山-哀牢山构造带印支期岩浆作用的构造意义

关于金沙江-哀牢山古特提斯洋是古特提斯的分支洋盆还是弧后洋盆(刘本培等, 1993; Fan et al., 2010), 以及该洋盆的闭合时间是晚二叠世、早三叠世、中三叠世还是晚三叠世仍存在较大的争议(云南省地质矿产局, 1990; Metcalfe, 2013; Xu et al., 2019; 刘汇川等, 2020)。综合分析前人的研究成果, 金沙江-哀牢山特提斯洋盆应该属于古特提斯洋的分支洋, 关键的证据包括: ①该构造带内分布有与昌宁-孟连古特提斯主洋盆同时代的蛇绿岩, 如 439~404 Ma、387~377 Ma、359~346 Ma 和 345~279 Ma 的蛇绿岩(Lai et al., 2014b; 王保弟等, 2021), 表明金沙江-哀牢山特提斯洋的演化与昌宁-孟连洋的演化时间一致; ②哀牢山蛇绿岩带中发育与昌宁-孟连带相同时代(383~328 Ma)的 N-MORB 型蛇绿岩(Wang et al., 2018), 暗示洋脊扩张同步发生, 与弧后扩张形成的洋盆要滞后的特点不一致。虽然北部的金沙江和南部的哀牢山都发育同时期的蛇绿岩, 而点苍山地区却未发现有典型蛇绿岩的报道(可能已经被剥蚀), 但作为连接金沙江和哀牢山古特提斯洋的重要枢纽(云南省地质矿产局, 1990), 其构造-岩浆演化的记录对于理解金沙江-哀牢山古特提斯洋完整的演化非常关键。本次研究在点苍山地体中识别出了一套中三叠世 240 Ma 的 A 型和 S 型花岗岩, 结合构造带上近年来的岩浆-变质-构造-沉积事件的证据, 可以精细地约束金沙江-哀牢山洋盆闭合-碰撞后的演化方式和时间节点。

从岩浆作用的时空方式上看, 金沙江-点苍山-哀牢山构造带晚二叠世-晚三叠世岩浆作用呈现出四个年龄峰值, 分别为 262 Ma、250 Ma、239 Ma 和

230 Ma(图 9a、b)。其中哀牢山蛇绿岩带以西的五素-雅轩桥地区发育二叠纪(287~260 Ma)弧岩浆岩(Fan et al., 2010; Lai et al., 2014b), 说明与洋壳俯冲有关的弧岩浆作用至少持续到晚二叠世。而 250~240 Ma 期间出现的大规模岩浆作用, 特别是金沙江段的德钦-维西地区和哀牢山段的与伸展作用有关岩浆岩的出现, 如德钦、绿春、鲁春、几家顶、叶枝乡等地(247.3 Ma; 刘翠等, 2011; 王保弟等, 2011; Wang et al., 2014)和维西攀天阁地区(Zi et al., 2012)早-中三叠世(249~245 Ma)“双峰式”火山岩, 以及维西地区、点苍山和哀牢山构造带内中三叠世(247~240 Ma)大型伸展有关花岗岩的侵位(简平等, 2003; Liu et al., 2015, 2018; 本研究中 A 型花岗岩), 说明区域上的构造体制从俯冲挤压转换到碰撞后的伸展构造背景。区域岩浆岩锆石 Hf 同位素组成显示, 构造带内 254 Ma 以前的岩浆岩显示出明显亏损的锆石 Hf 同位素组成特征(正的 ϵ_{Hf} 值), 而从 254 Ma 开始出现了以古老地壳物质重熔为主的信息, 锆石 Hf 同位素组成显示明显的负值特征(图 9c), 意味着 254 Ma 开始区域构造体制发生了重大转变, 展现出大洋闭合后的陆-陆碰撞阶段的岩浆作用特征。

在变质作用的记录上, 在金沙江-哀牢山构造带发现与俯冲有关的中三叠世(244~230 Ma)高压变质岩。如西藏贡觉地区榴辉岩相变质作用的年龄为 244~240 Ma(Tang et al., 2020); 滇西鲁甸地区原岩为 N-MORB 型基性岩发生榴辉岩相变质作用时间为 230 Ma(王保弟等, 2021); 构造带南延的越南北部的松马缝合带中出露的大量榴辉岩, 其变质锆石 U-Pb 年龄为 243~230 Ma(Nakano et al., 2010; Zhang et al., 2013), 表明金沙江-哀牢山古特提斯洋盆应该在 245 Ma 前已经闭合。因此 245 Ma 开始, 俯冲到榴辉岩相变质条件深度下的洋壳开始发生折返, 意味着区域构造体制转进入碰撞后的伸展构造背景, 与区域伸展型岩浆岩的出现相吻合。榴辉岩的折返, 也进一步说明区域构造体制的转换可能与俯冲的洋壳板片的断离密切相关, 由于板片的断裂, 俯冲的大洋岩石圈失重而发生回撤, 而榴辉岩相变质的大洋基性岩在断裂板片处开始经历漫长的折返路程。除此之外, 金沙江-哀牢山-越北松马蛇绿岩带同时代高压榴辉岩, 以及这些榴辉岩一致地出现在蛇绿岩的西侧, 说明金沙江-哀牢山古特提斯洋盆的闭合是同时发生的, 而不是前人认为的由南到北剪刀

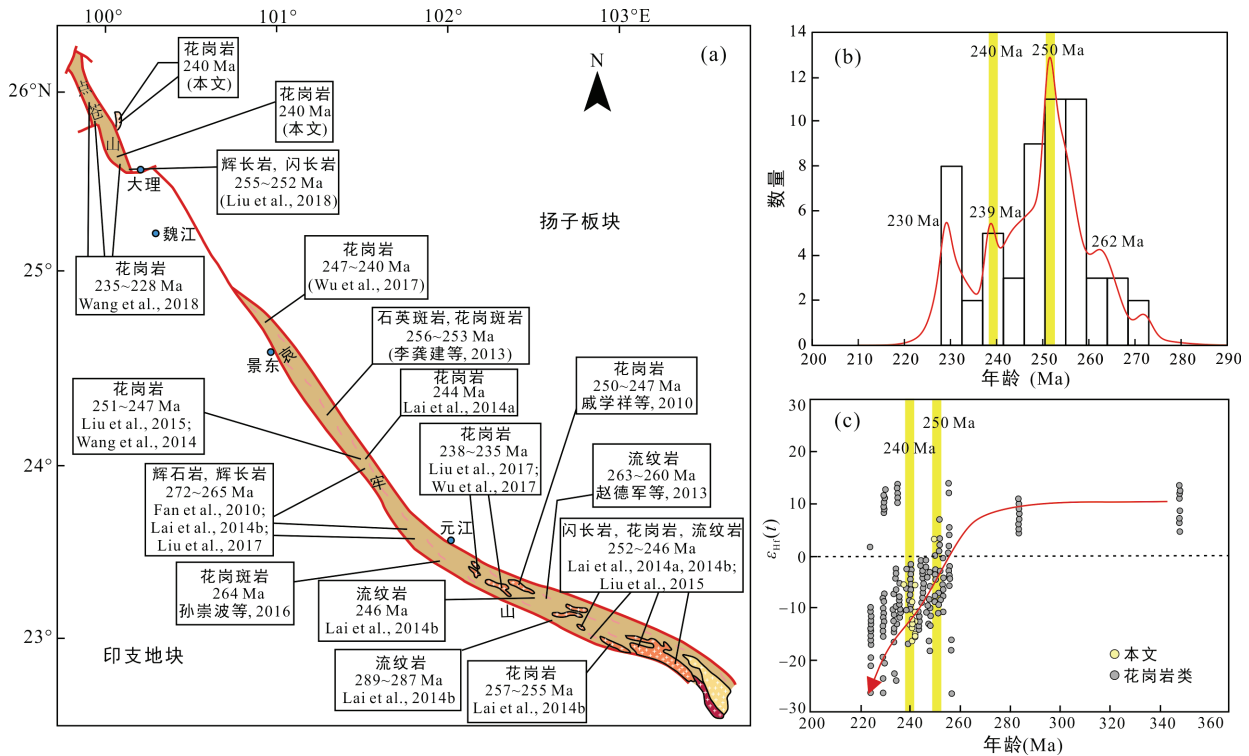


图 9 金沙江-点苍山-哀牢山构造带中生代岩浆岩年龄分布图以及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和年龄关系图

Fig.9 The ages distribution and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -age plot of the Mesozoic magmatic rock in the Jinshajiang-Diancangshan-Ailaoshan tectonic belt

式闭合方式(Lai, 2012), 因此印支造山事件主体不仅仅在越北地区(Carter et al., 2001; Lepvrier et al., 2004), 而是包括整个金沙江-哀牢山构造带。

在构造-沉积作用记录方面, 早期的区域调查和填图显示区域上普遍缺乏早三叠世沉积(云南省地质矿产局, 1990), 说明早三叠世金沙江-哀牢山古特提斯洋盆已经闭合, 并发生了大规模的造山隆升作用, 导致了区域处于剥蚀阶段而缺乏沉积, 对应的应该是同造山阶段。金沙江南段江达-维西地区的构造-沉积作用研究, 精确地厘定了同造山期挤压构造的时间在 269~259 Ma 之间, 而区域沉积的角度不整合时间限定了该区大地构造体制由挤压转换成伸展体制发生在晚二叠世 254~249 Ma 之间(李旭拓, 2018), 因此 249 Ma 开始进入碰撞后的演化阶段, 与前面讨论的岩浆和变质作用相一致。往南至金沙江与哀牢山构造带结合部位的点苍山地区, 三叠纪-侏罗纪砂岩的碎屑锆石年龄、微量元素和 Hf 同位素组成, 以及海相碳酸盐岩和陆相碎屑岩组合的研究, 也证实了该区古特提斯洋盆的闭合应该发生在 ~247 Ma 之前(陈静等, 2021)。至哀牢山构造带, 该构造带内及两侧中上三叠统沉积碎屑锆石年代学和 Hf 同位素结果显示, 所有碎屑主体来源于构造带内的岩浆岩, 也说明哀牢山古特提斯洋盆早三叠世 (~247 Ma) 已经闭合, 中-晚三叠世已经进入了碰撞后的伸展阶段, 共同接受了来自造山带内的岩浆岩剥蚀沉积(刘兵兵等, 2022)。

综上, 本次研究构建了一个更精细的金沙江-哀牢山古特提斯洋时空演化模型: ①中-晚二叠世, 金沙江-哀牢山古特提斯洋开始俯冲, 并在扬子和松潘-甘孜地块西缘形成了一系列同期的岩浆弧; ②晚二叠世-早三叠世晚期, 金沙江-哀牢山古特提斯洋完全闭合, 进入陆-陆碰撞的同碰撞阶段, 并在 ~250 Ma 的时候碰撞达到顶峰, 导致此时区域以构造抬升为主, 缺乏相关的沉积; ③中-晚三叠世, 由于俯冲的古特提斯洋壳板片断离, 板片失重回撤, 造山带发生快速的隆升, 在造山带两侧沉积有大量造山作用期的岩浆岩记录, 与此同时, 软流圈上涌并减压熔融, 引发岩石圈的部分熔融, 岩石圈熔融的岩浆侵位中下地壳, 引发中下地壳的部分熔融, 形成了区域上 249~240 Ma 伸展有关的“双峰式”火山岩、A 型花岗岩及其他相关的岩石组合, 断裂后的俯冲残余洋壳板片开始随着岩石圈的伸展而沿着俯冲通道逐步的折返, 其最老高压变质年龄 245 Ma 代表的是最早的板片断裂时间; 随着伸展的进一步

增强, 中-晚三叠世造山带内也开始处于凹陷沉积作用阶段, 从而沉积了较厚的中-晚三叠世的陆缘碎屑沉积。

5 结 论

(1) 滇西点苍山地体南部的片麻状花岗岩和中部偏东北的淡色花岗岩形成于中三叠世(~240 Ma)。

(2) 点苍山地体中部偏东北和南部的中三叠世花岗岩都属于高演化的钙碱性系列, 其中南部的片麻状花岗岩地球化学特征上显示出 A 型花岗岩特征, 为该区新元古代变基性岩的高温部分熔融的产物; 而中部偏东北的淡色花岗岩则具有典型的 S 型花岗岩属性, 来自泥质碎屑岩在中-低温条件下脱水部分熔融而成。

(3) 金沙江-点苍山-哀牢山古特提斯洋的闭合应该在 254 Ma 完成; 254~247 Ma 期间发生强烈的同碰撞构造作用, 导致区域上的整体抬升; 247~230 Ma 向东俯冲的洋壳板片发生断离、回撤, 造山带由挤压转向伸展, 从而进入碰撞后的演化阶段, 并至少持续到 220 Ma 左右, 伸展构造背景下, 产生了造山带内及其两侧的“双峰式”岩浆作用、A 型花岗岩及其相关的岩石组合。

致谢: 感谢中国科学院广州地球化学研究所陈林丽工程师在锆石结构分析中的帮助, 感谢两位匿名审稿专家对本文提出了建设性的修改意见。

参考文献(References):

- 陈国能. 2009. 花岗岩成因: 原地熔融与地壳演化. 北京: 中国地质大学出版社: 1-253.
- 陈静, 李大鹏, 康欢, 耿建珍, 张菁菁. 2021. 滇西点苍山变质地体三叠纪至侏罗纪沉积岩碎屑锆石源区信息及构造指示. 现代地质, 35(4): 883-913.
- 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 2003. 滇西北白马雪山和鲁甸花岗岩基 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 地球学报, 25(4): 337-342.
- 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.
- 李龚健, 王庆飞, 禹丽, 胡兆初, 马楠, 黄钰涵. 2013. 哀牢山古特提斯洋缝合时限: 晚二叠世花岗岩类锆石 U-Pb 年代学与地球化学制约. 岩石学报, 29(11): 3883-3900.
- 李旭拓. 2018. 青藏高原东部南金沙江造山带造山作用及

- 其大地构造演化研究. 北京: 中国地质大学博士学位论文: 1-138.
- 刘本培, 冯庆来, 方念乔, 贾进华, 何馥香. 1993. 滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化. 地球科学, 18(5): 529-539.
- 刘兵兵, 彭头平, 范蔚茗, 董晓涵, 彭世利, 武利民. 2022. 哀牢山古特提斯洋盆闭合和印支造山开启的时限: 来自中-上三叠统碎屑锆石U-Pb年代学和Hf同位素约束. 大地构造与成矿学, 46(1): 132-192.
- 刘翠, 邓晋福, 刘俊来, 石耀霖. 2011. 哀牢山构造岩浆带晚二叠世-早三叠世火山岩特征及其构造环境. 岩石学报, 27(12): 3590-3602.
- 刘汇川, 刘小平, 张永旺, 于志琪, 王凯. 2020. 印支运动启动的时间: 来自云南点苍山晚二叠世辉长岩和闪长岩的证据. 大地构造与成矿学, 44(3): 527-542.
- 刘汇川, 王岳军, 蔡永丰, 马莉燕, 邢晓婉, 范蔚茗. 2013. 哀牢山构造带新安寨晚二叠世末期过铝质花岗岩锆石U-Pb年代学及Hf同位素组成研究. 大地构造与成矿学, 37(1): 87-98.
- 麻艺超. 2020. 滇西点苍山新元古代岩浆作用的年代学和地球化学研究及其地质意义. 桂林: 桂林理工大学硕士学位论文: 1-40.
- 麻艺超, 蔡永丰, 马莉燕, 周云, 赵锴. 2021. 滇西点苍山新元古代斜长角闪岩的成因: 来自锆石U-Pb年龄和全岩地球化学的证据. 地球科学, 46(8): 2860-2872.
- 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 喻学惠, 王勇, 周肃, 杨伟光. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义. 高校地质学报, 7(2): 121-138.
- 戚学祥, 朱路华, 李化启, 胡兆初, 李志群. 2010. 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. 地质学报, 84(3): 357-369.
- 孙崇波, 李忠权, 王道永, 许远平, 李友余. 2016. 哀牢山构造带南段扭只二长花岗岩斑岩地球化学特征及其锆石U-Pb年代学研究. 中国地质, 43(1): 111-119.
- 孙梦珊. 2021. 滇西点苍山及崇山地区三叠纪岩浆作用及地质意义. 北京: 中国地质大学硕士学位论文: 1-60.
- 王保弟, 王立全, 王冬兵, 李奋其, 唐渊, 王启宇, 吴喆. 2021. 西南三江金沙江弧盆系时空结构及构造演化. 沉积与特提斯地质, 41(2): 246-264.
- 王保弟, 王立全, 王冬兵, 张万平. 2011. 三江上叠裂谷盆地人支雪山组火山岩锆石U-Pb定年与地质意义. 岩石矿物学杂志, 30(1): 25-33.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-658.
- 张旗, 王焰, 潘国强, 李承东, 金惟俊. 2008. 花岗岩源岩问题——关于花岗岩研究的思考之四. 岩石学报, 24(6): 1193-1204.
- 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.
- 赵春强, 赵利, 曹淑云, 刘俊来. 2014. 点苍山变质杂岩新生代变质-变形演化及其区域构造内涵. 岩石学报, 30(3): 851-866.
- 赵德军, 陈洪德, 王道永, 王国芝, 李娜. 2013. 哀牢山造山带南段中二叠世晚期娘宗岩体厘定. 地质科技情报, 32(3): 19-25.
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社: 1-231.
- Cao S Y, Liu J L, Leiss B, Neubauer F, Genser J, Zhao C Q. 2011. Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan-Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China. *Gondwana Research*, 19(4): 975-993.
- Carter A, Roques D, Bristow C, Kinny P. 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. *Geology*, 29(3): 211-214.
- Catlos E J, Reyes E, Brookfield M, Stockli D F. 2017. Age and emplacement of the Permian-Jurassic Menghai batholith, Western Yunnan, China. *International Geology Review*, 59(8): 919-945.
- Chen X Y, Liu J L, Fan W K, Qi Y C, Wang W, Chen J F, Burg J P. 2017. Neoproterozoic granitoids along the Ailao Shan-Red River belt: Zircon U-Pb geochronology, Hf isotope analysis and tectonic implications. *Precambrian Research*, 299: 244-263.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189-200.
- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469-500.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Fan W M, Wang Y J, Zhang A M, Zhang F F, Zhang Y Z. 2010. Permian arc-back-arc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, Southwest China. *Lithos*, 119(3-4): 553-568.
- Faure M, Lin W, Chu Y, Lepvrier C. 2016. Triassic tectonics of the Ailaoshan Belt (SW China): Early Triassic collision

- between the South China and Indochina Blocks, and Middle Triassic intracontinental shearing. *Tectonophysics*, 683: 27–42.
- Huang H Q, Li X H, Li W X, Li Z X. 2011. Formation of high $\delta^{18}\text{O}$ fayalite-bearing A-type granite by high-temperature melting of granulitic metasedimentary rocks, southern China. *Geology*, 39(10): 903–906.
- Jian P, Liu D Y, Kroner A, Zhang Q, Wang Y Z, Sun X M, Zhang W. 2009. Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province. *Lithos*, 113(3–4): 767–784.
- Jian P, Liu D Y, Sun X M. 2008. SHRIMP dating of the Permo-Carboniferous Jinshajiang ophiolite, southwestern China: Geochronological constraints for the evolution of Paleo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5–6): 371–384.
- Jiang Y H, Jia R Y, Liu Z, Liao S Y, Zhao P, Zhou Q. 2013. Origin of Middle Triassic high-K calc-alkaline granitoids and their potassic microgranular enclaves from the western Kunlun orogen, northwest China: A record of the closure of Paleo-Tethys. *Lithos*, 156: 13–30.
- Lai C K. 2012. Tectonic evolution of the Ailaoshan fold belt in southwestern Yunnan, China. Doctoral Dissertation of University of Tasmania.
- Lai C K, Meffre S, Crawford A J, Zaw K, Halpin J A, Xue C D, Salam A. 2014a. The Central Ailaoshan ophiolite and modern analogs. *Gondwana Research*, 26(1): 75–88.
- Lai C K, Meffre S, Crawford A J, Zaw K, Xue C D, Halpin J A. 2014b. The western Ailaoshan volcanic belts and their SE Asia connection: A new tectonic model for the Eastern Indochina Block. *Gondwana Research*, 26(1): 52–74.
- Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W J, Li Q, Tapponnier P, Lacassin R. 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4): 6715–6743.
- Lepvrier C, Maluski H, Van Tich V, Leyreloup A, Thi P T, Van Vuong N. 2004. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif): Implications for the geodynamic evolution of Indochina. *Tectonophysics*, 393(1–4): 87–118.
- Li D P, Chen Y L, Kang H, Xu B Y, Zhang Y L. 2018. Neoproterozoic continental arc system along the NW margin of Rodinia supercontinent: Constraints from geochronological and geochemical studies of Neoproterozoic granitoids in the Diancangshan Massif. *Lithos*, 316: 77–91.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island. *Journal of Geology*, 114(3): 341–353.
- Li X H, Long W G, Li Q L, Liu Y, Zheng Y F, Yang Y H, Chamberlain K R, Wan D F, Guo C H, Wang X C, Tao H. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(2): 117–134.
- Li X H, Zhou H W, Chung S L, Lo C H, Wei G J, Liu Y, Lee C Y. 2002. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of Late Paleogene ultrapotassic magmatism in southeastern Tibet. *International Geology Review*, 44(6): 559–574.
- Lin T H, Chung S L, Chiu H Y, Wu F Y, Yeh M W, Searle M P, Iizuka Y. 2012. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints from the Ailao Shan-Red River shear zone on the tectonic and crustal evolution of southwestern China. *Chemical Geology*, 291: 23–37.
- Litvinovsky B A, Jahn B M, Zanzvilevich A N, Saunders A, Poulain S, Kuzmin D V, Reichow M K, Titov A V. 2002. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology*, 189(1–2): 105–133.
- Liu F L, Wang F, Liu P H, Liu C H. 2013. Multiple metamorphic events revealed by zircons from the Diancang Shan-Ailao Shan metamorphic complex, southeastern Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 24(1): 429–450.
- Liu H C, Wang Y J, Cawood P A, Fan W M, Cai Y F, Xing X W. 2015. Record of Tethyan ocean closure and Indosinian collision along the Ailaoshan suture zone (SW China). *Gondwana Research*, 27(3): 1292–1306.
- Liu H C, Wang Y J, Li Z H, Zi J W, Huangfu P P. 2018. Geodynamics of the Indosinian orogeny between the South China and Indochina blocks: Insights from latest Permian-Triassic granitoids and numerical modeling. *Geological Society of America Bulletin*, 130(7–8): 1289–1306.
- Liu H C, Wang Y J, Zi J W. 2017. Petrogenesis of the Dalongkai ultramafic-mafic intrusion and its tectonic implication for the Paleotethyan evolution along the Ailaoshan tectonic zone (SW China). *Journal of Asian Earth Sciences*, 141: 112–124.

- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J A, Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. California: Berkeley Geochronology Center.
- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1–33.
- Metcalfe I, Henderson C M, Wakita K. 2017. Lower Permian conodonts from Palaeo-Tethys Ocean Plate stratigraphy in the Chiang Mai-Chiang Rai Suture Zone, northern Thailand. *Gondwana Research*, 44: 54–66.
- Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of Geology*, 93(6): 673–689.
- Mushkin A, Navon O, Halicz L, Hartmann G, Stein M. 2003. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, southern Israel. *Journal of Petrology*, 44(5): 815–832.
- Nakano N, Osanai Y, Sajeev K, Hayasaka Y, Miyamoto T, Minh N T, Owada M, Windley B. 2010. Triassic eclogite from northern Vietnam: Inferences and geological significance. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(1): 59–76.
- Shaw S E, Flood R H. 2009. Zircon Hf isotopic evidence for mixing of crustal and silicic mantle-derived magmas in a zoned granite pluton, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 50(1): 147–168.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Sylvester A G. 1998. Magma mixing, structure, and re-evaluation of the emplacement mechanism of Vradal pluton, central Telemark, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78(4): 259–276.
- Tang Y, Liu J L, Tran M D, Song Z J, Wu W B, Zhang Z C, Zhao Z D, Chen W. 2013. Timing of left-lateral shearing along the Ailao Shan-Red River shear zone: Constraints from zircon U-Pb ages from granitic rocks in the shear zone along the Ailao Shan Range, Western Yunnan, China. *International Journal of Earth Sciences*, 102(3): 605–626.
- Tang Y, Qin Y D, Gong X D, Duan Y Y, Chen G, Yao H Y, Liao J X, Liao S Y, Wang D B, Wang B D. 2020. Discovery of eclogites in Jinsha River suture zone, Gonjo County, eastern Tibet and its restriction on Paleo-Tethyan evolution. *China Geology*, 3(1): 83–103.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Scharer U, Zhong D L, Wu H W, 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(6257): 431–437.
- Wang X F, Metcalfe I, Jian P, He L Q, Wang C S. 2000. The Jinshajiang-Ailaoshan Suture Zone, China: Tectonostratigraphy, age and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(6): 675–690.
- Wang Y J, He H Y, Cawood P A, Srithai B, Feng Q L, Fan W M, Zhang Y Z, Qian X. 2016. Geochronological, elemental and Sr-Nd-Hf-O isotopic constraints on the petrogenesis of the Triassic post-collisional granitic rocks in NW Thailand and its Paleotethyan implications. *Lithos*, 266: 264–286.
- Wang Y J, Qian X, Cawood P A, Liu H C, Feng Q L, Zhao G C, Zhang Y H, He H Y, Zhang P Z. 2018. Closure of the East Paleotethyan Ocean and amalgamation of the Eastern Cimmerian and Southeast Asia continental fragments. *Earth-Science Reviews*, 186: 195–230.
- Wang Y J, Zhang L M, Cawood P A, Ma L Y, Fan W M, Zhang A M, Zhang Y Z, Bi X W. 2014. Eocene supra-subduction zone mafic magmatism in the Sibumasu Block of SW Yunnan: Implications for Neotethyan subduction and India-Asia collision. *Lithos*, 206: 384–399.
- Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308(5723): 841–844.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Wang Q F, Deng J, Li C S, Li G J, Yu L, Qiao L. 2014. The boundary between the Simao and Yangtze blocks and their locations in Gondwana and Rodinia: Constraints from detrital and inherited zircons. *Gondwana Research*, 26(2): 438–448.
- Wickham S M, Alberts A D, Zanvilevich A N, Litvinovsky B A, Bindeman I N, Schauble E A. 1996. A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia. *Journal of Petrology*, 37(5): 1063–1095.
- Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magmaseries and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.

- Wu W B, Liu J L, Chen X Y, Zhang L S. 2017. Zircon U-Pb ages, Hf isotope data, and tectonic implications of Early-Middle Triassic granitoids in the Ailaoshan high-grade metamorphic belt of Southeast Tibet. *International Journal of Earth Sciences*, 106(3): 875–897.
- Xu J, Xia X P, Huang C, Cai K D, Yin C Q, Lai C K. 2019. Changes of provenance of Permian and Triassic sedimentary rocks from the Ailaoshan suture zone (SW China) with implications for the closure of the eastern Paleotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 170: 234–248.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A, Chu M F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89(1–2): 89–106.
- Yumul G P, Zhou M F, Wang C Y, Zhao T P, Dimalanta C B. 2008. Geology and geochemistry of the Shuanggou ophiolite (Ailao Shan ophiolitic belt), Yunnan Province, SW China: Evidence for a slow-spreading oceanic basin origin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5–6): 385–395.
- Zhang R Y, Lo C H, Chung S L, Grove M, Omori S, Iizuka Y, Liou J G, Tri T V. 2013. Origin and tectonic implication of ophiolite and eclogite in the Song Ma suture zone between the South China and Indochina Blocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(1): 49–62.
- Zi J W, Cawood P A, Fan W M, Wang Y J, Tohver E, McCuaig T C, Peng T P. 2012. Triassic collision in the Paleo-Tethys Ocean constrained by volcanic activity in SW China. *Lithos*, 144: 145–160.

Petrogenesis and Tectonic Significance of the Indosinian Granites in the Diancangshan Massif, Western Yunnan, China

WU Limin^{1,2}, PENG Touping^{1,3*}, FAN Weiming^{2,4}, DONG Xiaohan⁵,
PENG Shili^{1,2}, LIAO Dongyu^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Deep Earth Science, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 4. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 5. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519085, Guangdong, China)

Abstract: The Sanjiang orogenic belt in West Yunnan is an important component of the Tethyan tectonic domain. The Jinshajiang-Ailaoshan tectonic belt, as one of the evolution products of the Paleo-Tethys Ocean, recorded important information on the evolution of the Paleo-Tethys Ocean. However, the attribute, spatial-temporal evolution mode, and final closing time of the Paleo-Tethys Ocean in the Jinshajiang-Ailaoshan tectonic belt are still not well-constrained. In this paper, we present zircon U-Pb ages, trace element and Lu-Hf isotopic compositions, and whole-rock major and trace element concentrations of the granitic rocks in the Northeast and South Diancangshan massif. The zircon U-Pb dating and Hf isotope results show that the granitic gneiss in the South Diancangshan was formed at 240.3 ± 1.4 Ma with corresponding $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of -16.2 to -8.7 , while the leucogranites in the Northeast crystallized at 241.2 ± 2.3 Ma and 240.1 ± 2.2 Ma with corresponding $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of -12.0 to -5.5 and -15.2 to -11.7 , respectively. These geochemical signatures indicate that the gneissic granite belongs to A-type granite and was formed by partial melting of the Neoproterozoic metabasites. In contrast, the leucogranites show an affinity to S-type granite, and were formed by partial melting of the argillaceous clastic rocks under middle-low temperature conditions. Additionally, our results, coupled with previously reported magmatism-metamorphism-tectonism-sedimentation data in the region, illustrate that the Jinshajiang-Ailaoshan Paleo-Tethys Ocean began to subduct before the late Permian, and the closure of the ocean was simultaneously completed at 254 Ma, which is not consistent with the Southeast to Northwest gradual closure pattern proposed by previous researchers. Subsequently, the continent-continent collision occurred during 254 Ma to 247 Ma, and then the Paleo-Tethys oceanic slab began to break off at 247 Ma. Since then, the whole orogenic belt entered the post-collision extension stage during 247 Ma to 220 Ma. Consequently, the new identification of 240 Ma A-type granite in the Diancangshan massif provides a crucial constraint on the post-collisional extension of the orogenic belt.

Keywords: Triassic; A-type granite; post-collisional extension; the Diancangshan massif; Paleo-Tethys