

甘孜—理塘俯冲增生杂岩带中二叠世构造演化 ——来自龙蟠蛇绿岩年龄、地球化学的证据

任飞¹, 尹福光¹, 孙洁¹, 徐长昊², 张璋¹, 陈波³

REN Fei¹, YIN Fuguang¹, SUN Jie¹, XU Changhao², ZHANG Zhang¹, CHEN Bo³

1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081;

2. 成都理工大学, 四川 成都 610080;

3. 海南地质有限公司, 海南 海口 570000

1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China;

2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610080, Sichuan, China;

3. Hainan Geology Co., Ltd., Haikou 570000, Hainan, China

摘要:龙蟠蛇绿岩位于甘孜—理塘俯冲增生杂岩带南段,以蛇绿混杂岩中的辉绿岩、玄武岩作为研究对象,开展地球化学及年代学研究。结果显示,岩石具有较低的 SiO_2 、 TiO_2 、 Na_2O ,低的 K_2O ,高的 Al_2O_3 、 CaO 和 MgO ,具亚碱性玄武质岩石特征。稀土元素总体含量较低,平均为 59.08×10^{-6} ; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 $1.93 \sim 2.96$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 值为 $1.41 \sim 1.77$,轻稀土元素微弱富集,轻、重稀土元素分馏不明显, Eu 异常不明显,表明岩石经历了以斜长石为主的分离结晶作用,且形成于还原环境,与富集型洋脊玄武岩类似。强不相容微量元素相对富集,玄武岩相对亏损 Sr、Nb, Nd 相对富集;辉绿岩 Ba、Nb 亏损, Sr 富集,有明显的富集型洋脊玄武岩特征。在辉绿岩中获得一组 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 262.3 ± 1.5 Ma,表明龙蟠蛇绿混杂岩形成于中二叠世。结合研究区已有的研究成果,表明至少在中二叠世中期甘孜—理塘洋盆还在持续扩张,为甘孜—理塘洋盆中二叠世构造演化提供直接证据。

关键词:甘孜—理塘俯冲增生杂岩带; U-Pb 年龄; E-MORB; 大地构造; 蛇绿岩; 地球化学

中图分类号: P534.46; P542 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2021)06-0942-13

Ren F, Yin F G, Sun J, Xu C H, Zhang Z, Chen B. The tectonic evolution of the Garze-Litang subduction-accretionary complex in the Middle Permian: Evidence from geochronology and geochemistry of the Longpan ophiolite. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(6): 942-954

Abstract: Longpan ophiolite is located in the southern part of the Garze-Litang subduction-accretionary complex. It was selected as a research object for detailed geochemistry and chronology studies. The petrogeochemistry study shows that it is characterized by relatively low SiO_2 , TiO_2 , Na_2O and K_2O , and high Al_2O_3 , CaO and MgO , revealing a feature of sub-alkaline basaltic rocks. Its signature of rare earth elements shows an affinity to enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) with relatively low REE content, slight enrichment of LREE, indistinctive REE fractionation ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.93 \sim 2.96$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.41 \sim 1.77$), without obvious Eu negative anomaly. Basalts are depleted in Sr and Nb, enriched in Nd, while diabases are depleted in Ba and Nb, enriched in Sr. Both rocks are enriched in highly incompatible elements, which shows obvious characteristics of enriched mid-ocean ridge basalts. The LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon from the diabase yielded an age of 262.3 ± 1.5 Ma, which indicates that the Longpan ophiolite mélange was formed in the

收稿日期: 2020-07-21; **修订日期:** 2020-09-16

资助项目: 国家自然科学基金项目《特提斯构造域地质编图及区域对比研究》(批准号: 92055314) 和中国地质调查局项目《全国陆域及海区地质图件更新与共享(成都中心)》(编号: DD20190375)、《地质调查综合智能编图系统与应用》(编号: DD20190415)、《三江造山带昌都—澜沧地区区域地质调查》(编号: DD20190053)

作者简介: 任飞(1983-), 男, 工程师, 从事区域地质和构造研究。E-mail: 17605405@qq.com

Middle Permian. Combined with the previous achievements, it is suggested that the Garze-Litang Ocean was still in the process of continuous expansion in the Middle Permian. The discovery can enrich the research content of the Garze-Litang ophiolite mélange belt and provide direct evidence for the tectonic evolution of the Garze-Litang in Middle Permian.

Key words: Garze-Litang-subduction-accretionary complex; U-Pb age; E-MORB; geotectonics; ophiolite; geochemistry

俯冲增生杂岩带指保存在会聚带中的洋盆消亡的残迹,是在海洋板块俯冲过程中被刮削下来的海沟浊积岩、远洋沉积物和大洋板块残片,经构造搬运堆积在岛弧前的上覆板块前端形成的楔形地质体,是消减带的重要组成部分^[1]。俯冲增生杂岩带的厘定是区域地质构造研究的纲,是研究区域成矿地质背景的关键。甘孜—理塘俯冲增生杂岩带是东特提斯构造域晚古生代—三叠纪羌塘—三江多岛弧盆系的重要组成部分^[1],对研究三江地区构造演化特征具有重要意义。

前人对甘孜—理塘俯冲增生杂岩带从岩石学、年代学、古生物学、构造学等方面进行了研究^[2-7],对甘孜—理塘洋的形成时代、规模、形成机制持有不同的认识。曲晓明等^[8]认为,金沙江洋壳快速向西俯冲,扬子陆块西缘由于受到金沙江洋盆俯冲盘的强烈牵拉,于甘孜—理塘一带发生裂离形成甘孜—理塘洋盆;有学者认为甘孜—理塘洋是受峨眉山幔柱构造作用影响形成的^[9-10];对于甘孜—理塘洋形成时代有学者根据俯冲增生杂岩带内产出的放射虫硅质岩认为在早泥盆世就已经形成洋^[11-12],部分学者根据该带内产出的基性熔岩岩石组合及两侧地层的沉积建造、火山岩等资料认为甘孜—理塘洋壳形成于二叠纪^[13-17]。这些不同认识制约了对甘孜—理塘俯冲增生杂岩带,甚至整个羌塘—三江多岛弧盆系时空结构及构造演化的认识。

本文以龙蟠蛇绿岩带中的辉绿岩和玄武岩作为研究对象,重点从岩石学、地球化学、年代学等方面研究其物质组成、形成时代、大地构造环境等,为甘孜—理塘洋盆形成时限及其构造背景提供精确的年代学和岩石地球化学依据,为甘孜—理塘洋的构造演化提供新证据。

1 区域地质背景

甘孜—理塘俯冲增生杂岩带北西起自青海治多,经玉树歇武寺,向南东在四川甘孜转向南,经理塘,至木里一带,向南西经三江口、虎跳峡,最终尖灭在丽江石鼓镇南侧,呈一北西—南东向的不对称

反“S”型构造带^[1,18-20](图1-a),长约700 km,宽5~20 km^[21]。该带北部治多—玉树一带主要是辉长岩、枕状玄武岩、硅质岩及少量超基性岩、灰岩岩块与复理石砂板岩构成的混杂岩带;理塘一带主要为洋脊型枕状玄武岩、碱性块状玄武岩、苦橄岩、辉长岩、辉石岩和放射虫硅质岩;在甘孜以辉长岩为主,其次为玄武岩、堆晶辉长岩、纯橄岩及硅质岩^[22];三江口一带主要为枕状玄武岩、角砾状玄武岩、苦橄岩及辉石岩、放射虫硅质岩,并发育蓝闪石片岩^[23];按照蛇绿岩定义的较完整的剖面出露于理塘禾尼一带,蛇绿岩各单元出露较齐全^[13],其余地方均以被肢解的残块形式出露。

龙蟠蛇绿混杂岩出露于丽江西北侧金沙江边龙蟠乡两侧,呈北北东向展布,东西宽约4 km(图1-b)。在礼仁村至老虎箐电站蛇绿混杂岩剖面观察,辉绿(辉长)岩呈构造透镜体产出,出于龙蟠蛇绿混杂岩带内(图2),其围岩为绢云母片岩、绿片岩、弱变形硅泥质岩等,透镜体宽1~3 m,延伸方向长度不明;玄武岩同样呈透镜状岩块产出,出于混杂岩带内,出露规模均大于辉绿(辉长)岩出露规模,透镜体宽在5~20 m之间。各岩块间为断层接触或被混杂岩带基质分割,基质为强变形片岩,岩块与基质也呈断层接触。断层产状为西倾、陡立,倾角在60°~70°之间。

2 样品采集及分析方法

在对甘孜—理塘俯冲增生杂岩带开展野外地质调查的基础上,采集用于年代学测试的1件样品和10件岩石地球化学测试样品,样品均采自中甸经济开发区礼仁村至水电站剖面上。样品LHJ-2为灰绿色弱蚀变辉绿岩,地理坐标为北纬27°4′28″、东经100°2′57″;样品LHJ-6为灰绿色致密块状玄武岩,地理坐标为北纬27°4′27″、东经100°3′52″(图1-b)。用于岩石地球化学分析测试的辉绿岩及玄武岩样品采自同一块辉绿岩岩块和玄武岩岩块上的不同位置,分别采集了5件。

本次将发现并采集到的重约20 kg的辉绿—辉

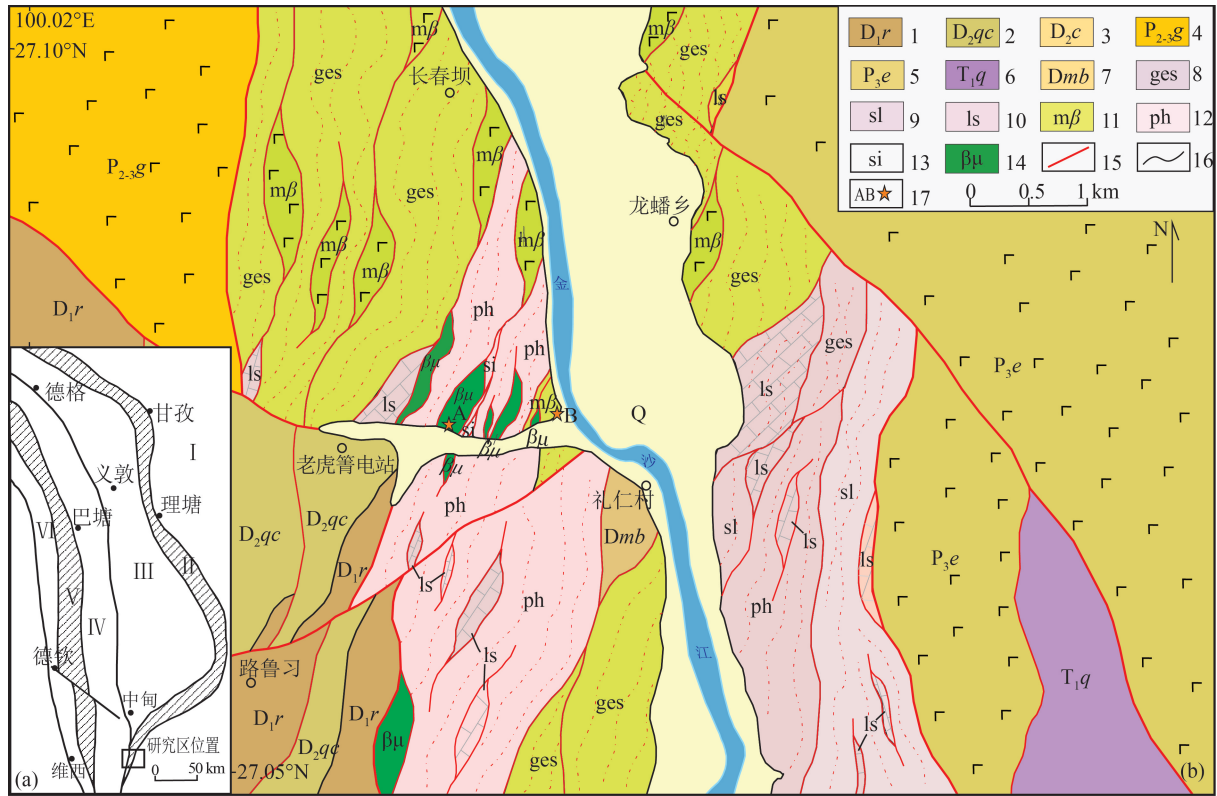




图3 云南龙蟠蛇绿混杂岩带辉绿岩(a,b)及玄武岩(c,d)野外露头与镜下照片

Fig. 3 Field and petrographic photos of diabase (a,b) and basalt(c,d) from Longpan ophiolite, Yunnan

法^[24]。对靶上锆石进行镜下透射光、反射光照相后,再对锆石进行阴极发光(CL)图像分析,锆石 CL 实验在北京离子探针中心扫描电子显微镜实验室完成。最后,根据阴极发光图像,选择典型的岩浆锆石进行 U-Pb 测年。锆石 U-Pb 测年在中国地质科学院矿产资源研究所自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室分析完成,采用的仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 和 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用束斑直径为 25 μm,频率为 10 Hz,能量密度约 2.5 J/cm²,以氦为载气。LA-ICP-MS 激光剥蚀采用单点剥蚀的方式,数据分析前用锆石 GJ-1 进行调试仪器,使之达到最佳状态,锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标,U、Th 含量以锆石 M127 (U = 923 × 10⁻⁶, Th = 439 × 10⁻⁶, Th/U = 0.475)^[25] 为外标进行校正。测试过程中每测定 5~7 个样品前后重复测定 2 个锆石 GJ-1 对样品进行校正,并测量 1 个锆石 Plesovice 标准物

质,以保证测试的精确度。测试完成后,数据处理采用 ICPMSDataCal 程序^[26],测量过程中²⁰⁴Pb 由离子计数器检测,²⁰⁴Pb 含量异常高的分析点可能受包体等普通铅的影响,在计算时剔除。通过 ICPMSDataCal 程序软件计算出来的测试结果,进一步采用 LAM-ICPMS Common Lead Correction (Ver3.15) 对其进行普通铅校正,其校正方法参见 Anderson^[27]。锆石 U-Pb 谐和图采用 Isoplot 3.0 程序作图,详细作图过程见参考文献[28]。

岩石地球化学样品分析测试工作在核工业地质研究院测试中心完成。主量元素采用 X 射线荧光光谱法测定,仪器为飞利浦 PW2404 X 射线荧光光谱仪,其分析相对标准误差优于 5%。稀土、微量元素分析采用 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),分析的相对标准偏差小于 2%~5%,详细实验方法见参考文献[29]。

3 岩石学特征

辉绿岩: 岩石为变余斑状结构、变余辉绿结构, 块状构造 (图 3-a), 矿物组成主要为斜长石 (20%)、斜方辉石 (35%) 和角闪石 (8%) (图 3-b)。其中, 辉石多呈柱状自形-半自形, 粒度为 1.0~2.5 mm, 可见简单双晶; 斜长石多呈长柱状、长条状嵌布, 自形-半自形; 角闪石呈斑晶, 长条状或近似针状, 可见简单双晶, 长约 3.2 mm, 部分斑晶可见溶蚀现象; 基质为显晶质, 可见长柱状形态和三角形构架, 长石多已帘石化, 仅保留长石柱状晶形, 包裹的辉石边部多碳酸盐化; 辉绿岩经历了后期的绿片岩相变质作用, 辉石边部有不同程度的碳酸盐化和绿泥石化, 长石表面有绿泥石化和少量阳起石化。

玄武岩: 呈灰绿色, 块状构造、气孔杏仁构造, 间隐结构, 主要组成矿物为斜长石 (图 3-c), 基质主要为长石和辉石; 斜长石含量约为 25%, 主要为基性斜长石, 多呈半自形-自形的短柱状均匀地分布在岩石中 (图 3-d), 明显可见聚片双晶, 粒度大小至少约为 100 μm , 有时可见长石构成的三角形格架, 格架中间可见隐晶质的间隐结构, 部分长石发生次闪石化及钠黝帘石化; 基质为长石 (55%) 和暗色矿物 (5%); 副矿物为黄铁矿等。

辉绿岩块、玄武岩岩块与围岩呈构造接触关

系, 围岩主要岩性为云母石英片岩和变质石英砂岩。

4 测试结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

从辉绿岩样品 (LHJ-2) 中选出近 300 粒锆石。锆石粒径大部分在 80~120 μm 之间, 锆石多呈板状、长柱状 (图 4), 长宽比在 1:1~4:1 之间。锆石晶体呈自形-半自形, 内部结构均匀, 锆石在高温条件下结晶, 形成较宽的结晶环带^[30], 没有核幔结构特征, 具有典型的镁铁质岩、超镁铁质岩锆石特征, 显示岩浆成因锆石特征。用 LA-ICP-MS 完成了 20 粒锆石的 U-Pb 定年测试, 分析结果列于表 1。本文获得辉绿岩锆石的 Pb 含量为 205×10^{-6} ~ 1026×10^{-6} , 平均值为 464×10^{-6} ; Th 含量为 280×10^{-6} ~ 1734×10^{-6} , 平均值为 761×10^{-6} ; U 含量为 193×10^{-6} ~ 742×10^{-6} , 平均值为 437×10^{-6} ; Th/U 值为 1.39~2.34, 平均值为 1.69, 大于 1.0, 属于典型的岩浆锆石特征。单颗粒锆石的年龄在 255.3 ± 2.3 ~ 266.9 ± 3.1 Ma 之间, 锆石的谐和图和加权平均年龄为 262.3 ± 1.5 Ma (MSWD=1.4, $n=20$) (图 5), 该年龄值与严松涛等^[31]获得的甘孜-理塘俯冲增生杂岩带中段的玄武岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 (271 ± 10 Ma) 在误差范围内一致, 代表了龙蟠地区辉绿岩的结晶年龄。

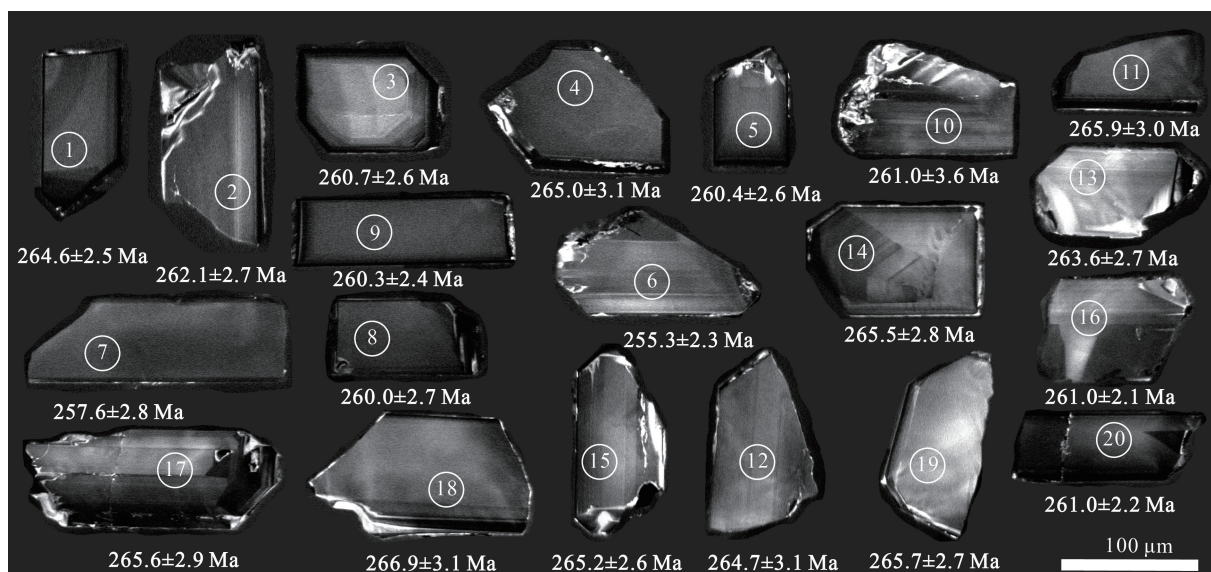


图 4 龙蟠蛇绿岩锆石阴极发光图像与测试年龄

Fig. 4 Zircon cathodoluminescence images and dating results of Longpan ophiolite, Yunnan

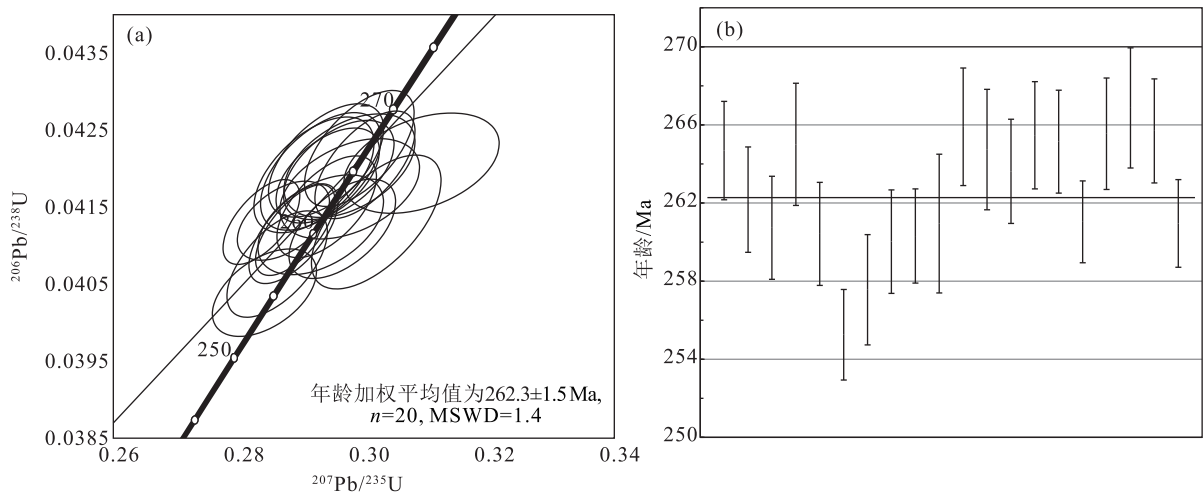


图 5 龙蟠蛇绿岩锆石 U-Pb 谐和图(a)及年龄加权平均值图(b)
Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagram(a) and ages(b) for Longpan ophiolite

表 1 云南龙蟠辉绿岩锆石 U-Th-Pb 年龄数据
Table 1 Zircons U-Th-Pb isotope data of Longpan diabase, Yunnan

点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma						谐和度
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
LHJ-2-1	400	657	433	1.52	0.0510	0.0009	0.2942	0.0055	0.0419	0.0004	238.9	34.2	261.8	4.2	264.6	2.5	98%
LHJ-2-2	476	749	471	1.59	0.0514	0.0008	0.2940	0.0052	0.0415	0.0004	257.4	30.5	261.6	4.1	262.1	2.7	99%
LHJ-2-3	274	439	279	1.57	0.0514	0.001	0.2930	0.0066	0.0413	0.0004	257.4	44.4	260.9	5.2	260.7	2.6	99%
LHJ-2-4	439	702	444	1.58	0.0505	0.0009	0.2930	0.0063	0.0420	0.0005	220.4	36.1	260.9	5.0	265.0	3.1	97%
LHJ-2-5	355	560	382	1.46	0.0522	0.0009	0.2965	0.0056	0.0412	0.0004	294.5	45.4	263.6	4.4	260.4	2.6	98%
LHJ-2-6	385	626	392	1.6	0.0509	0.0009	0.2840	0.0055	0.0404	0.0004	239.0	38.9	253.9	4.3	255.3	2.3	99%
LHJ-2-7	780	1228	543	2.26	0.0509	0.0008	0.2861	0.0053	0.0408	0.0005	235.3	67.6	255.5	4.2	257.6	2.8	99%
LHJ-2-8	655	1048	657	1.59	0.0508	0.0007	0.2886	0.0047	0.0412	0.0004	231.6	29.6	257.5	3.7	260.0	2.7	99%
LHJ-2-9	507	811	526	1.54	0.0509	0.0007	0.2889	0.0042	0.0412	0.0004	235.3	63.9	257.7	3.3	260.3	2.4	98%
LHJ-2-10	319	513	361	1.42	0.0530	0.001	0.3019	0.0068	0.0413	0.0006	327.8	42.6	267.9	5.3	261.0	3.6	97%
LHJ-2-11	498	772	426	1.81	0.0505	0.0009	0.2939	0.0061	0.0421	0.0005	216.7	40.7	261.6	4.8	265.9	3.0	98%
LHJ-2-12	353	588	348	1.69	0.0507	0.0011	0.2919	0.0063	0.0419	0.0005	233.4	50.0	260.1	5.0	264.7	3.1	98%
LHJ-2-13	168	281	193	1.45	0.0517	0.0012	0.2977	0.0074	0.0417	0.0004	272.3	53.7	264.6	5.8	263.6	2.7	99%
LHJ-2-14	361	623	343	1.81	0.0512	0.0011	0.2976	0.0069	0.0420	0.0004	250.1	43.5	264.6	5.4	265.5	2.8	98%
LHJ-2-15	394	670	395	1.69	0.0510	0.0009	0.2959	0.0058	0.0420	0.0004	239.0	40.7	263.2	4.6	265.2	2.6	98%
LHJ-2-16	465	794	454	1.75	0.0504	0.0008	0.2870	0.0049	0.0413	0.0003	213.0	38.9	256.2	3.8	261.0	2.1	98%
LHJ-2-17	712	1207	635	1.9	0.0516	0.0008	0.3001	0.0053	0.0421	0.0005	333.4	33.3	266.5	4.1	265.6	2.9	99%
LHJ-2-18	513	872	462	1.89	0.0512	0.0008	0.2992	0.0058	0.0423	0.0005	250.1	37.0	265.8	4.5	266.9	3.1	99%
LHJ-2-19	205	354	254	1.39	0.0531	0.0013	0.3092	0.0082	0.0421	0.0004	331.5	53.7	273.5	6.4	265.7	2.7	97%
LHJ-2-20	1026	1734	743	2.34	0.0498	0.0007	0.2835	0.0041	0.0413	0.0004	183.4	33.3	253.5	3.2	261.0	2.2	97%

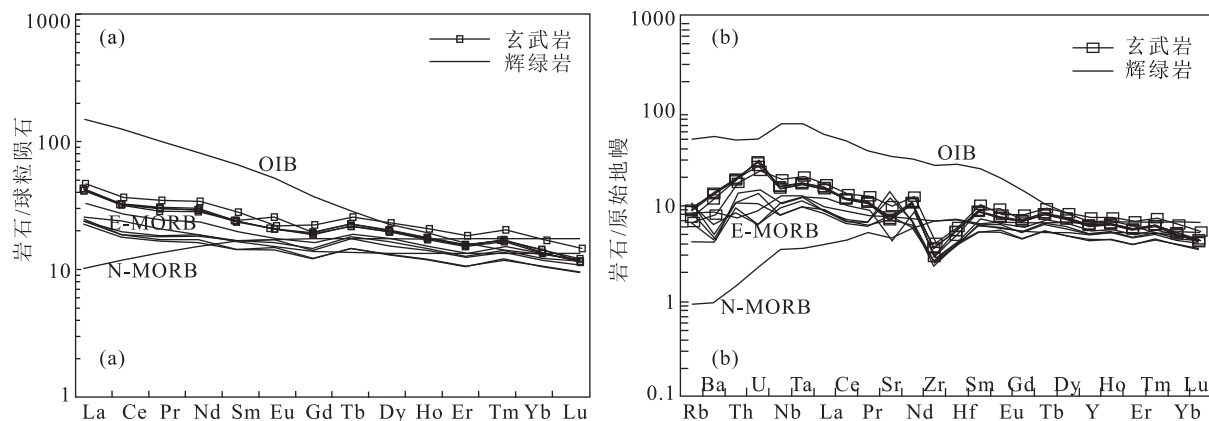


图 7 龙蟠蛇绿岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a,球粒陨石标准化值据参考文献[34])

和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b,原始地幔标准化值据参考文献[33])

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider patterns (b) of Longpan ophiolite
N-MORB—正常洋脊玄武岩;E-MORB—富集型洋脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩

5 讨论

5.1 蛇绿岩的时代

对于甘孜—理塘洋演化时限有较大的争议,潘桂棠等^[35]认为甘孜—理塘洋盆在早石炭世已经开始逐步打开;部分学者^[10, 13, 21]认为甘孜—理塘洋盆形成于晚石炭世末或早二叠世初;李永森等^[15]认为是二叠纪—早三叠世打开;胡世华等^[36]认为二叠纪已经发育了相当规模的洋壳。

本次对龙蟠地区的辉绿岩中锆石矿物颗粒的标型内部结构研究表明,锆石呈自形—半自形晶体,内部结构均匀,具有典型的板状结构或宽缓的环带状结构,且锆石没有核幔结构特征(图 4),Th/U 值在 1.39~2.34 之间,与基性岩浆结晶的锆石类似,说明其不会是地壳物质混染形成的,而是在岩浆系统中结晶形成的。辉绿岩 20 个分析点 U—Pb 年龄在 255~266 Ma 之间,年龄加权平均值为 262.3 ± 1.5 Ma (MSWD=1.4, $n=20$) (图 5),与严松涛等^[31]在甘孜—理塘俯冲增生杂岩带中段获得的玄武岩 LA—ICP—MS 锆石 U—Pb 年龄 (272 ± 10 Ma) 在误差范围内一致,代表了基性岩浆结晶的时代,说明辉绿岩形成于中二叠世。这是目前该地区蛇绿岩较精确的年代学数据,为解决该地区关键地质问题提供了新的证据。

5.2 岩石成因及构造环境

岩石地球化学测试结果表明,辉绿岩及玄武岩

SiO₂ 含量 (47.53%~49.68%) 与 E-MORB 型基性岩石的 SiO₂ 含量较接近^[37],辉绿岩锆石也具有典型的基性岩锆石特征。岩石地球化学特征显示,龙蟠地区基性岩均属于拉斑玄武岩系列(图 6)。稀土元素的总体特征表明,该套样品轻稀土元素微弱富集,且轻、重稀土元素间及其内部分馏不明显,属于缓右倾稀土元素配分模式,辉绿岩 Eu 弱正异常、玄武岩弱负 Eu 异常,表明岩石经历了以斜长石为主的分离结晶作用,且形成于较还原的环境中,总体模式与富集型洋脊玄武岩类似。微量元素蛛网曲线总体显示为近平坦型,尤其曲线后半段,基本呈平直型分布。玄武岩相对亏损 Sr、Nb, Nd 相对富集;辉绿岩 Ba、Nb 亏损, Sr 富集。与正常洋脊玄武岩、富集型洋脊玄武岩和 OIB 相比,总体上与富集型洋脊玄武岩特征相似。

主量元素中的某些元素在岩石形成及后期构造演化过程中含量变化不大,可以作为判断岩石性质的依据之一,如 TiO₂、P₂O₅、Al₂O₃ 等在蚀变过程中基本保持稳定^[38]。主量元素分析结果显示,全部样品的 P₂O₅ 含量为 0.09%~0.19%, TFeO/MgO 值为 1.05~1.80。在 TiO₂—TFeO/MgO 判别图解(图 8-a)中,所有样品均投点在大洋中脊玄武岩(MORB)区域,但玄武岩部分样品点落在 MORB 区域和 OIB 区域重合的部分;在 TiO₂—P₂O₅ 判别图解(图 8-b)中,所有样品点同样落在 MORB 区域,玄武岩样品点均落在了靠近 OIB 区域一侧;2 个图解

表 2 龙蟠地区蛇绿岩主量、微量和稀土元素分析数据
Table 2 Major, trace element and REE data of Longpan ophiolite

样品编号	LHJ-2H1	LHJ-2H2	LHJ-2H3	LHJ-2H4	LHJ-2H5	LHJ-6H1	LHJ-6H2	LHJ-6H3	LHJ-6H4	LHJ-6H5
岩性	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	49.05	48.17	48.88	48.26	49.68	47.55	47.53	47.64	47.69	47.57
Al ₂ O ₃	15.93	17.12	15.24	14.56	16.64	12.89	12.75	13.01	13.05	13.86
TFeO	9.52	10.07	8.83	10.68	8.84	12.14	12.12	12.2	12.14	11.69
MgO	6.8	5.6	8.39	8.09	6.22	8.65	8.89	8.73	8.67	7.89
CaO	12.3	12.18	11.72	12.02	11.92	12.28	12.44	12	12.08	12.23
Na ₂ O	2.64	2.86	2.79	2.27	2.94	1.83	1.64	1.86	1.79	2.14
K ₂ O	0.16	0.12	0.18	0.22	0.23	0.23	0.18	0.22	0.25	0.2
MnO	0.16	0.16	0.14	0.17	0.16	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17
TiO	1.47	1.58	1.14	1.38	1.31	1.76	1.78	1.79	1.8	1.89
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.15	0.12	0.11	0.17	0.19	0.17	0.17	0.18
烧失量	1.88	1.98	2.52	2.23	1.95	2.26	2.28	2.16	2.17	2.17
总计	100	99.99	99.98	100	99.99	99.93	99.98	99.96	99.99	99.99
Li	5.8	6.69	9.44	9.3	5.77	15.2	17.3	17.2	16.3	15
Be	0.59	0.58	0.58	0.59	0.57	0.63	0.68	0.67	0.52	0.59
Sc	51.4	44.6	47.1	55.6	47.1	44.1	47	47.8	45.5	46.9
V	513	425	344	429	453	379	398	415	391	408
Cr	40.9	32.3	117	45.9	37.5	396	420	432	415	417
Co	48.6	40.3	44.3	50.2	43.9	53.7	57.9	59.2	55.5	54.9
Ni	69.6	49.3	135	91.7	65.2	114	120	128	120	117
Cu	91.9	219	21.6	97	70.5	104	94.8	102	98.5	167
Zn	65	71.9	68.4	78	62.2	98.8	123	105	105	95.2
Ga	21	22.1	18	20.1	22	19.6	21.6	20.6	19.5	21.7
Rb	4.08	2.57	4.98	6.29	6.7	5.81	4.14	5.6	5.39	4.61
Sr	160	244	88.3	287	147	144	203	149	144	157
Y	19.6	22.3	24.7	22.5	18.9	26.7	33.1	28.2	27	27.7
Mo	0.28	0.16	0.17	0.11	0.33	0.45	0.36	0.44	0.46	0.69
Cd	0.11	0.07	0.03	0.08	0.1	0.15	0.09	0.11	0.11	0.11
In	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08
Sb	0.77	0.77	0.6	0.92	0.82	0.26	0.26	0.28	0.27	0.34
Cs	0.34	0.36	0.57	0.5	0.33	0.23	0.27	0.21	0.2	0.22
Ba	29.9	28.1	29.5	43.1	33.8	90.5	55.1	93.1	90.1	78.1
La	5.52	5.87	8	5.86	6.03	9.93	11.2	10.4	10	10.3
Ce	11.2	12.4	17.1	11.8	11.9	19.8	22.9	20.5	20.3	20
Pr	1.63	1.8	2.39	1.78	1.68	2.8	3.37	2.97	2.91	2.89
Nd	7.79	9.09	11.4	8.93	8.22	13.7	16.3	14.4	14	14
Sm	2.27	2.68	3.13	2.67	2.28	3.74	4.42	3.79	3.73	3.8
Eu	0.86	1.03	1.05	0.97	0.9	1.22	1.31	1.25	1.24	1.52

续表 2

样品编号	LHJ-2H1	LHJ-2H2	LHJ-2H3	LHJ-2H4	LHJ-2H5	LHJ-6H1	LHJ-6H2	LHJ-6H3	LHJ-6H4	LHJ-6H5
岩性	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
Gd	2.59	3.01	3.43	3.13	2.63	4.02	4.69	4.1	3.96	4.11
Tb	0.57	0.67	0.74	0.7	0.57	0.85	0.99	0.88	0.85	0.87
Dy	3.44	4.09	4.61	4.35	3.48	5.2	6.02	5.36	5.16	5.23
Ho	0.7	0.82	0.9	0.85	0.71	1.01	1.21	1.03	1.02	1.03
Er	1.82	2.13	2.32	2.17	1.85	2.6	3.17	2.68	2.64	2.66
Tm	0.32	0.36	0.4	0.37	0.32	0.44	0.53	0.45	0.45	0.45
Yb	1.86	2.11	2.32	2.18	1.88	2.35	3.03	2.52	2.42	2.49
Lu	0.25	0.29	0.31	0.31	0.26	0.31	0.39	0.31	0.3	0.32
W	0.22	0.21	0.19	0.22	0.21	0.36	0.34	0.37	0.36	1.23
Re	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Tl	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06
Pb	2.64	3.02	1.82	3.25	2.64	1.11	1.72	1.12	1.07	1.22
Bi	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th	0.88	0.79	1.11	0.69	0.9	1.53	1.44	1.59	1.56	1.52
U	0.21	0.13	0.3	0.13	0.28	0.61	0.48	0.58	0.53	0.59
Nb	5.52	7.48	7.25	6.56	5.46	10.5	13	11.1	10.4	10.9
Ta	0.39	0.49	0.49	0.44	0.39	0.67	0.81	0.7	0.67	0.68
Zr	28.6	27.2	30.4	25.5	28	31.5	44.2	39.1	31.4	39.4
Hf	1.19	1.1	1.27	1.15	1.15	1.64	1.78	1.63	1.45	1.62
ΣREE	40.81	46.36	58.09	46.07	42.69	67.96	79.54	70.64	68.98	69.67
LREE	29.27	32.87	43.07	32.01	31.01	51.19	59.5	53.31	52.18	52.51
HREE	11.55	13.49	15.02	14.05	11.68	16.77	20.04	17.33	16.8	17.16
LREE/HREE	2.53	2.44	2.87	2.28	2.65	3.05	2.97	3.08	3.11	3.06
(La/Yb) _N	2.13	2	2.47	1.93	2.3	3.03	2.65	2.96	2.96	2.97
(La/Sm) _N	1.57	1.41	1.65	1.42	1.71	1.71	1.64	1.77	1.73	1.75
δEu	1.07	1.1	0.97	1.03	1.12	0.96	0.87	0.96	0.98	1.17
δCe	0.9	0.93	0.95	0.89	0.9	0.91	0.9	0.89	0.91	0.88

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10⁻⁶

共同的特征可能说明玄武岩有向洋岛性质过渡的趋势。

已有研究显示,高场强元素同样在岩石蚀变和变质作用过程中具有良好的稳定性,所以,它们已成为岩石成因、岩浆源区性质和构造环境判别的有效标志。部分 N-MORB 和岛弧玄武岩 Ta、Nb 的丰度分别不大于 0.7×10⁻⁶和 12×10⁻⁶,Nb/La 小于 1,Hf/Ta 值大于 5,La/Ta 值大于 15;板内玄武岩(WPB)(包括 OIB)和 E-MORB 则刚好相反^[39]。龙蟠蛇绿岩中,基性岩 Ta 和 Nb 丰度变化范围分别为 0.39×10⁻⁶~0.81×10⁻⁶和 5.46×10⁻⁶~13.00×10⁻⁶;Nb/La 变化范围在 0.91~1.27 之间,平均值为 1.06;Hf/Ta 变化范围在 2.16~3.09 之间,平均值为 2.51;

La/Ta 变化范围在 11.88~16.36 之间,平均值为 14.53,明显不同于岛弧玄武岩和 N-MORB,而应该类似于 E-MORB 和 WPB。

在原始地幔标准化不相容元素配分图解上,一般 WPB(包括 OIB)具有高场强元素强烈分异的分布特征,岛弧级玄武岩 Nb、Ta 亏损和 Th 富集为特征^[40-41]。龙蟠蛇绿岩基性岩高场强元素基本不分异,部分样品 Nb 微弱亏损,而所有样品 Ta 均不亏损,辉绿岩 Th 有微弱富集而玄武岩 Th 则不具有富集特征,可能的原因是,在初始扩张阶段有微弱的地壳混染^[42],所有样品均具有微弱的 LREE 富集特征,总体类似于 E-MORB,指示龙蟠蛇绿岩中基性岩可能源于富集型地幔源区。

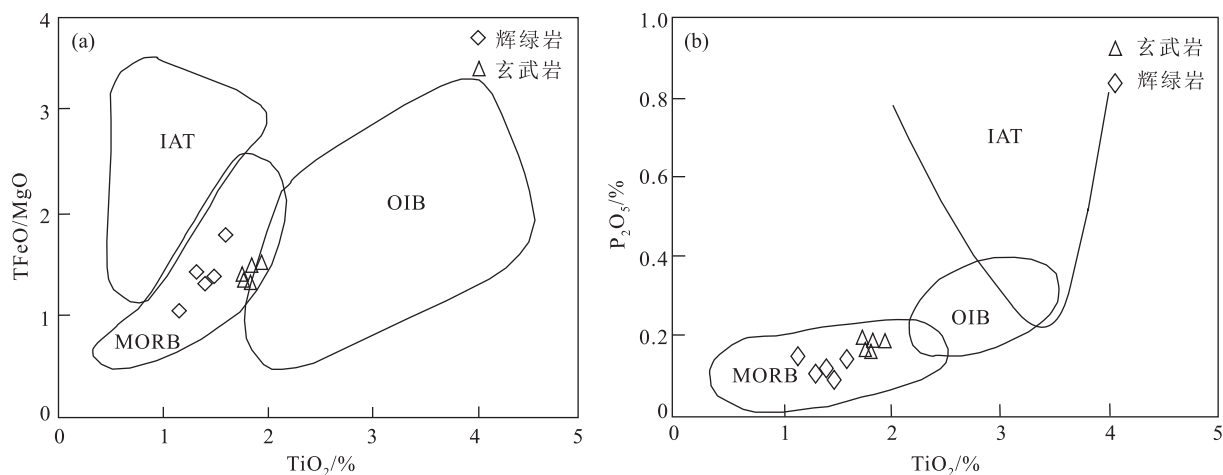


图 8 TiO_2 - TFeO/MgO (a) 和 TiO_2 - P_2O_5 (b) 判别图解 (底图据参考文献[43-44]修改)

Fig. 8 TiO_2 - TFeO/MgO (a) and TiO_2 - P_2O_5 (b) discrimination diagrams

MORB—大洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩

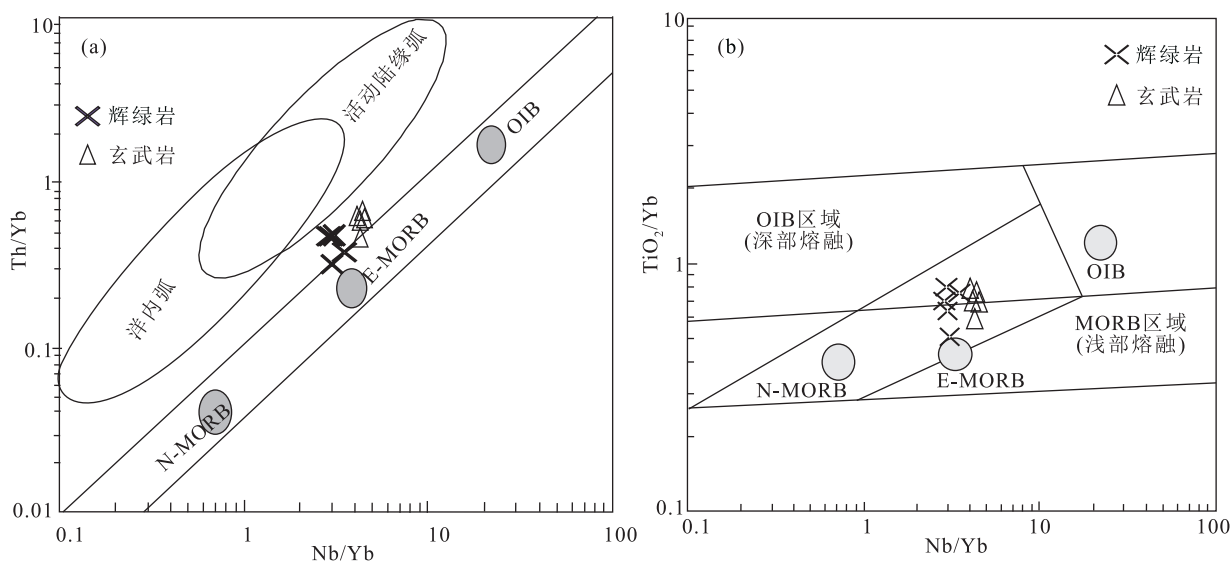


图 9 Nb/Yb - Th/Yb (a) 和 Nb/Yb - TiO_2/Yb (b) 判别图 (底图据参考文献[33]修改)

Fig. 9 Nb/Yb - Th/Yb (a) and Nb/Yb - TiO_2/Yb (b) discrimination diagrams

N-MORB—正常洋脊玄武岩; E-MORB—富集型洋脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

利用不活动元素关系图解进行环境判别显示, 龙蟠蛇绿岩中的基性岩岩石样品均落入了 E-MORB 区域附近 (图 9), Pearce 认为在 Nb/Yb - Th/Yb 图解中, 与俯冲无关的洋中脊环境下形成的蛇绿岩位于地幔趋势线内, 分布于 N-MORB 和 E-MORB 之间, 而 SSZ 型蛇绿岩在该图解中样品点应该位于地幔演化线之上^[44]。龙蟠蛇绿岩岩石地球化学分析结果显示, 所有样品 Nb/Yb 值在 2.90~

4.47 之间, Th/Yb 值在 0.31~0.65 之间, 所有样品点均落在 E-MORB 区域附近 (图 9-a), 部分落在地幔演化线边缘, 部分落在地幔演化线内; 而在 Nb/Yb - TiO_2/Yb 图解 (图 9-b) 中, 所有样品点同样落在 E-MORB 区域附近, 部分落在地幔演化线内, 部分落在地幔演化线边缘; 结合龙蟠基性岩的 $\text{Mg}^\#$ 值在 49.78~62.87 之间, 代表样品经过了一定程度分异的岩浆, 而在不同的图解中 (图 8、图 9) 所

具有的共同特征,可能说明样品所代表的基性岩样品岩浆源区为 MORB 和第二类富集源区的不同程度混合的产物。

前人将蛇绿岩分为洋中脊(MOR)型和俯冲带(SSZ)型^[45],蛇绿岩可形成于洋中脊、岛弧、弧前和弧后等不同的构造环境^[46-47]。张旗等^[48]认为,蛇绿岩的基本地球化学类型有2种,分别为岛弧型和洋脊型。从岩石地球化学判别图解可以看出,龙蟠辉绿岩及玄武岩具有大洋中脊玄武岩特征,表明龙蟠辉绿岩及玄武岩不是岛弧型(IAT),而可能形成于初始扩张的洋脊环境,即龙蟠蛇绿岩为 MOR 型蛇绿岩。

6 结 论

(1) 甘孜-理塘俯冲增生杂岩带龙蟠地区基性岩地球化学具有大洋中脊玄武岩特征,推断龙蟠蛇绿岩的性质为洋中脊型。

(2) 蛇绿岩中辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 262.3 ± 1.5 Ma,说明蛇绿岩形成于中二叠世中期,是羌塘-三江多岛弧盆系甘孜-理塘洋洋盆演化的重要记录。

(3) 甘孜-理塘洋盆在中二叠世中期还处于扩张阶段,本次研究为甘孜-理塘洋盆二叠纪构造演化提供了直接的时空结构及物质组成证据。

致谢: 本文撰写得到了潘桂棠研究员的悉心指导;野外地质调查过程中,得到四川省地质调查院罗改高级工程师的帮助;审稿专家提出宝贵修改意见;在此一并深表感谢。

参考文献

- [1] 潘桂棠,肖庆辉,尹福光,等.中国大地构造[M].北京:地质出版社,2017.
- [2] 邹光富,侯立伟,尹显科.甘孜-理塘蛇绿混杂岩特征及其构造意义[J].四川地质学报,1994,14(1): 17-24.
- [3] 江元生.甘孜-理塘结合带甘孜地区混杂岩类型及成因分析[J].四川地质学报,1996,16(3): 199-203.
- [4] 姚学良,兰艳.甘孜-理塘蛇绿混杂岩带存在 N 型洋脊玄武岩[J].四川地质学报,2001,21(3): 138-140.
- [5] 尹显科.甘孜-理塘断裂带北段玄武岩地球化学特征及其意义[J].四川地质学报,1993,13(3): 201-208.
- [6] 彭东,林丽,王全伟,等.甘孜-理塘结合带锰结核的发现及其地质意义[J].中国地质,2011,38(2): 442-450.
- [7] 魏永峰,罗森林.甘孜-理塘结合带中段非史密斯地层的划分及组分特征[J].沉积与特提斯地质,2004,24(4): 22-30.
- [8] 曲晓明,侯增谦.从潘朔枕状玄武岩的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄论金沙江缝合带和甘孜-理塘缝合带的演化关系[J].地质论评,2002,48: 115-121.
- [9] 侯增谦,侯立伟,叶庆同,等.三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床[M].北京:地震出版社,1995.
- [10] 侯增谦,卢记仁,李红阳,等.中国西南特提斯构造演化-幔柱构造控制[J].地球学报,1996,17(4): 439-453.
- [11] 张世涛,冯庆来,王义昭.甘孜-理塘构造带泥盆系的深水沉积[J].地质科技情报,2000,(3): 17-20.
- [12] 张世涛,冯庆来.中甸地区三叠系的沉积混杂作用[J].云南地质,2000,(1): 1-7.
- [13] 莫宣学,等.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993.
- [14] 刘宝田,江耀明,曲景川.四川理塘-甘孜一带古洋壳的发现及其对板块构造的意义[C]//“三江”专著编辑委员会编.青藏高原地质文集.北京:地质出版社,1983,12: 119-127.
- [15] 李永森,陈炳蔚,周伟勤.中国西南三江特提斯洋的演化及成矿作用[C]//“三江”专著编辑委员会编.青藏高原地质文集.北京:地质出版社,1983,15: 173-188.
- [16] 罗建宁,张正贵.三江特提斯沉积地质与矿产[M].北京:地质出版社,1992.
- [17] 李兴振,刘文均,王义昭,等.西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论)[M].北京:地质出版社,1999.
- [18] 尹福光,孙志明,胡世华,等.中国西南三江地质图说明书(1:1 000 000)[M].北京:地质出版社,2014.
- [19] 尹福光,孙洁,任飞,等.中国西南区域地质[M].武汉:中国地质大学出版社,2016.
- [20] 任飞,潘桂棠,尹福光,等.西南三江地区洋板块地层特征及构造演化[J].沉积与特提斯地质,2017,(4): 9-16.
- [21] 闫全人,王宗起,刘树文,等.西南三江特提斯洋扩张与晚古生代东冈瓦纳裂解:来自甘孜蛇绿岩辉长岩的 SHRIMP 年代学证据[J].科学通报,2005,50(2): 158-166.
- [22] 张旗,张魁武,李达周.横断山区镁铁-超镁铁岩[M].北京:科学出版社,1992.
- [23] 沙绍礼.云南中甸、四川木里接壤地带(洛吉-瓦厂)的蓝闪片岩[J].云南地质,1988,7(1): 82-85.
- [24] 宋彪,张玉海,万渝生,等.锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J].地质论评,2002,48: 26-30.
- [25] Nasdala L, Hofmeister W, Norberg N, et al. Zircon M257 - A homogeneous natural reference material for the ionmicroprobe U-Pb analysis of zircon[J].Geostandards and Geoanalytical Research, 2008,32: 247-265.
- [26] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. 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[J].Journal of Petrology, 2010,51: 537-571.
- [27] Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J].Chemical Geology, 2002,192: 59-79.
- [28] 侯可军,李延河,田有荣.LA-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J].矿床地质,2009,28(4): 481-492.
- [29] 刘颖,刘海臣,李献华.用 ICP-MS 准确测量岩石样品中的 40 余种微量元素[J].地球化学,1996,25(26): 552-558.
- [30] 吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的

- 制约[J].科学通报,2009,28(4): 481-492.
- [31] 严松涛,秦蒙,段阳海,等.四川理塘地区二叠纪洋岛型岩石组合的识别及其构造意义: 来自岩石学、地球化学和年代学证据[J].地质学报,2019,93(2): 381-393.
- [32] Pearce J A. Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins[C]//Hawkesworth N. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich: Shiva, 1983: 230-249.
- [33] Sun S, McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C]//Saunders S A, Orr M. Magmatism in the Ocean Basin. London: Geological Society of London, 1989, 2: 313-345.
- [34] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[C]//Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 1984: 63-114.
- [35] 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等.东特提斯地质构造形成演化[M].北京:地质出版社,1997.
- [36] 胡世华,罗代锡,李开元.藏东川西三叠系沉积相及其构造意义[C]//“三江”专著编辑委员会编.青藏高原地质文集.北京:地质出版社,1983,13: 107-128.
- [37] Winchester J A, Floddy P A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1977, 28: 459-469.
- [38] 侯增谦,莫宣学,朱勤文,等.“三江”古特提斯地幔热柱-洋中脊玄武岩证据[J].地球学报,1996,17(4): 362-375.
- [39] Condie K C. Geochemical changes in basalts and andsites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance [J]. Lithos, 1989, 23: 1-18.
- [40] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [C]//Thorpe R S. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rock. Chichester: Wiley, 1982: 525-548.
- [41] Wilson M. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 1-466.
- [42] Hou Z Q, Zaw K, Pan G T, et al. Sanjiang Tethyan metallogenesis in S.W. China: tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types [J]. Ore Geology Reviews, 2007, 31(1/4): 48-87.
- [43] Glassily W. Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington [J]. Geological Society of America Bulletin, 1974, 5: 785-794.
- [44] Pearce J A, Hastie A R, Leat P T, et al. Composition and evolution of the Ancestral South Sandwich Arc: Implications for the flow of deep water and mantle through the Drake Passage Gateway [J]. Global and Planetary Change, 2014, 123: 298-322.
- [45] Pearce J A, Lippard S J, Roberts. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [C]//Kokelaar B P, Howells M F. Marginal Basin Geology. Geological Society, London: Special Publication, 1984, 16(1): 77-94.
- [46] Coleman R G. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? [M]. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1977: 1-220.
- [47] Shervais J W. Island arc and ocean crust ophiolites: Contrasts in the petrology, geochemistry, and tectonic style of ophiolite assemblages in the California Coast Ranges [C]//Malpas J, Moores E, Panayiotou A, et al. Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Nicosia, Cyprus: The Geological Survey Department, 1990: 507-520.
- [48] 张旗,周国庆.中国蛇绿岩[M].北京:科学出版社,2001: 1-200.
- ①四川省地质调查院.1:5万蟠乡幅区域地质图.2016.