

金沙江缝合带西段蛇绿岩与弧火山岩成对性关系 ——来自地球化学和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄证据

刘 银^{1,2}, 李荣社², 计文化², 潘术娟^{1,2}, 陈奋宁², 张海迪^{1,2}

LIU Yin^{1,2}, LI Rong-she², JI Wen-hua², PAN Shu-juan^{1,2}, CHEN Fen-ning², ZHANG Hai-di^{1,2}

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054

1. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

2. *Xi'an Center of Geological Survey, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China*

摘要:对金沙江缝合带西段青海治多地区的多彩蛇绿混杂岩和当江荣中酸性岛弧火山岩进行了研究,野外地质剖面显示,蛇绿岩主要由辉长岩、堆晶辉长岩和玄武岩组成,缺少地幔橄榄岩单元。通过对蛇绿岩内部细粒辉长岩、基性熔岩的地球化学测试及堆晶辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年发现,基性熔岩可分为 2 种类型,即洋岛玄武岩 OIB 型和 MORB-IAT 型。前者并非蛇绿岩组分,为构造就位时带入;后者为过渡类型,具有典型洋中脊—岛弧蛇绿岩地球化学特征。辉长岩具有明显的 TNT 槽等岛弧信号,与类型二均属于蛇绿岩成分。测得的堆晶辉长岩中锆石 U-Pb 年龄为 $252.50\text{Ma} \pm 0.58\text{Ma}$ (MSWD=0.95), 是蛇绿岩的形成年龄。研究认为,多彩蛇绿岩与当江荣火山岩具有成对性关系,结合造山带沟—弧—盆体系构造格局,认为前者形成于岛弧偏海沟的弧前构造背景,是晚二叠世金沙江洋持续俯冲的产物。

关键词:金沙江缝合带;多彩蛇绿岩;岛弧火山岩;成对性;地球化学;LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

中图分类号:P588.3;P597+.3 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2014)07-1076-13

Liu Y, Li R S, Ji W H, Pan S J, Chen F N, Zhang H D. The pairing relationship between ophiolite and arc volcanic rocks along western Jinsha River suture zone and its geological significance: Evidence from geochemistry and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating. *Geological Bulletin of China*, 2014, 33(7):1076-1088

Abstract: A study of the field section of Duocai ophiolites mélange and Dangjiangrong volcanic rocks in Zhiduo area of western Jinsha River suture zone shows that ophiolites are mainly composed of gabbro, cumulate gabbro and basalt with the lack of the mantle peridotite unit. XRF tests of fine-grained gabbro and basic lava and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of cumulate gabbro from systematic sampling of ophiolite mélange show that basic lavas can be divided into two series, i.e., OIB type and MORB-IAT transitional type. The first series is not the member of ophiolite, and was involved in the mélange belt by tectonic emplacement. The second series is a transitional type and has the special geochemical characteristics of MORB-IAT ophiolites. The gabbros have obvious "TNT" slot in primitive mantle-normalized distribution patterns, evidencing that it has the "signal of island arc" feature; the gabbros, together with the second series of basic lava, belong to the ophiolite. The single zircon U-Pb age of cumulate gabbro is $252.5\text{Ma} \pm 0.58\text{Ma}$, which can be interpreted as the formation age of ophiolites. Duocai ophiolites and Dangjiangrong arc volcanic rocks are consistent well in geochemistry with each other, their formation age and a comparative study of their other aspects indicate that they have the pairing relationship. Combined with the trench-arc-basin tectonic framework in the orogenic belt, the authors come to

收稿日期:2013-11-22;修订日期:2014-02-21

资助项目:中国地质调查局项目(编号:1212010610102)和国家自然科学基金项目(批准号:40872084)

作者简介:刘银(1987-),男,硕士,助理工程师,从事区域地质研究。E-mail: shiningly@163.com

通讯作者:李荣社(1959-),男,教授,从事区域地质研究。E-mail: xalongshe@cgs.gov.cn

the conclusion that the Duocai ophiolites might have been formed in a fore-arc tectonic setting apart from the arc and close to the trench, resulting from the continual subduction of the Jinsha Ocean at the end of Permian period.

Key words: Jinsha River suture; Duocai ophiolite; arc volcanic rocks; pairing relationship; geochemistry; LA-ICP-MS zircon U-Pb age

蛇绿岩是造山带演化的热点和核心问题之一^[1-5]。地处中国西南部的东特提斯在整个显生宙发育了一系列蛇绿混杂岩带和相应的弧盆系统^[6-7],而位于巴颜喀拉—松潘甘孜地体与羌塘地体之间的西金乌兰—金沙江缝合带,作为东特提斯重要缝合带之一历来被地学界所关注。前人^[8-9]曾将该缝合带作为冈瓦纳大陆的北界,近年来有学者^[10-11]研究发现,其与昆南缝合带及双湖—澜沧江缝合带是古特提斯洋闭合并同一时期形成的一个古特提斯缝合系,是东古特提斯大洋北部活动陆缘系统的残留。金沙江蛇绿岩和哀牢山、昌宁—孟连、甘孜—理塘及阿尼玛卿蛇绿岩共同组成了晚古生代古特提斯蛇绿岩^[2],是古特提斯南洋盆存在的标志^[5]。

对于金沙江洋盆打开、形成及俯冲时代的认识较为统一,而关于碰撞闭合时限久存争议,有二叠纪末期^[2,12-13]和晚三叠世末期—侏罗纪早期^[6,14-17]之争。在构造环境方面也有不同的认识,部分学者研究认为三江地区玄武岩以 N-MORB^[14,18]、E-MORB^[2,19]占优势,出现二者过渡^[20]或二者共存^[17]的特征,提出玄武岩主要形成于陆间洋盆环境或洋脊—准洋脊环境;也有学者在洛沙—拖顶一带发现 OIB 型玄武岩^[21],认为其具有大陆裂谷的构造背景;此外,有学者据以往报告资料提出其形成于俯冲带的观点^[22]。而相关的 1:25 万幅区域地质报告资料指出,西经乌兰—金沙江缝合带以洋岛环境为主,兼有少量的洋中脊和岛弧环境^{①-⑤}。

随着近年来蛇绿岩的深入研究和 DSDP(深海钻探计划)、ODP(大洋钻探计划)新成果的发现,缝合带中的蛇绿岩多形成于消减带(SSZ)之上,洋中脊蛇绿岩保存极少^[23-26],而且前人的研究多集中在岩石地球化学方面。笔者通过前期研究发现,在多彩蛇绿混杂岩南侧当江荣一带出露一套以安山质为主的岛弧火山岩岩石组合^[27],二者很可能存在某种特定的成因联系。因此,本文通过蛇绿混杂岩带剖面的测制和系统取样,以地球化学特征为切入点,结合蛇绿岩的测年新数据,与当江荣岛弧火山岩相关特征进行对比,通过二者成对性关系的确定,

试图为分析金沙江缝合带中蛇绿岩形成的构造环境及金沙江洋碰撞—闭合时代提供依据,对金沙江洋盆的构造演化研究具有重要的意义。

1 蛇绿混杂岩地质特征

蛇绿混杂岩位于金沙江缝合带治多县境内,受区域性断裂控制,以构造岩片的形式夹持于南侧羌塘(昌都)地体和北侧巴颜喀拉—松潘—甘孜地体之间,处于金沙江缝合带与甘孜—理塘缝合带的复合部位(图 1-A),是研究三江多岛弧—盆体系交接、截切关系的关键部位。蛇绿混杂岩在研究区呈北西—南东向带状展布,出露于当江荣火山岩北侧(图 1-B)。

多彩蛇绿混杂岩主要由蛇绿岩(蚀变橄榄岩、辉长岩、堆晶辉长岩、玄武岩和枕状玄武岩)、蛇绿岩上覆岩系(硅质岩、复理石碎屑岩)、大理岩等外来非蛇绿岩岩块组成,以断层为界分布于南侧的宁多群和北侧的达龙砂岩之间。另一重点研究对象为蛇绿混杂岩南侧的当江荣火山岩,为一套以安山质为主的中酸性岩石组合,由安山岩、英安岩、流纹斑岩和少量的安山质凝灰熔岩、长英质糜棱岩及火山碎屑岩组成,与南侧的切龙砂岩断层接触,与北侧晚三叠世花岗闪长岩侵入接触。

蛇绿岩受后期构造影响,其原始层序已经完全破坏,与其他非蛇绿岩成分构造混杂,在剖面中以构造岩片的形式产出,岩片多被韧性剪切带(断层)分割(图 2)。由于岩石经历了强烈的构造剪切变形作用,普遍发育透入性构造面理(基质中十分明显)。岩块边部也呈现剪切作用形成的透镜化特征,内部变形相对较弱。在整个剖面中,基质为多种基质形成的混杂基质,主要由片理化复理石碎屑岩、绢云千枚岩、绿泥钠长片岩、石英片岩、千枚岩等组成,局部在透入性面理的基础上褶皱变形,属于强变形域的主体部分;岩块由变形相对较弱的强硬岩石组成,多为具块状构造的蚀变橄榄岩、辉长岩、堆晶辉长岩、玄武岩、枕状玄武岩等蛇绿岩组分和硅质岩、大理岩等外来组分,属于弱变形域岩性主体。分布于基质中的岩块多被剪切成为透镜状

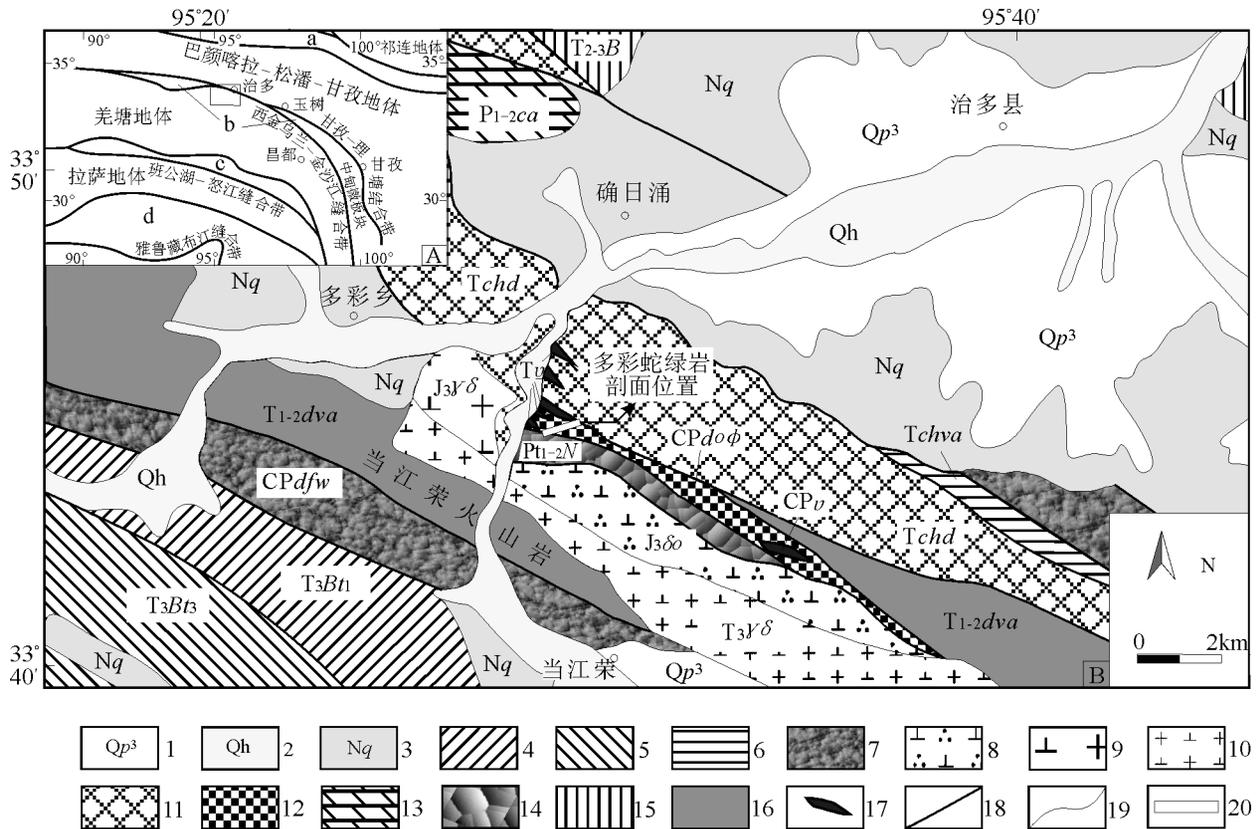


图1 青海治多地区大地构造单元分布图(A,据参考文献[5]修改)及地质简图(B,据参考文献⑤修改)

Fig. 1 Distribution of tectonic units (A) and sketch geological map (B) of Zhiduo area, Qinghai

a—阿尔金—祁连—昆仑早古生代复合地体;b—西经乌兰—金沙江三叠纪俯冲杂岩带和活动陆缘带;c—班公湖—怒江中生代俯冲杂岩带和活动陆缘带;d—雅鲁藏布江俯冲杂岩带和冈底斯活动陆缘带。1—第四纪晚更新世沉积物;2—第四纪全新世沉积物;3—新近纪曲果组;4—晚三叠世巴塘岩群碎屑岩组;5—晚三叠世巴塘岩群碳酸盐岩组;6—三叠纪格仁火山岩;7—石炭纪—二叠纪切龙砂岩;8—晚侏罗世石英闪长岩;9—晚侏罗世花岗闪长岩;10—晚三叠世花岗闪长岩;11—三叠纪达龙砂岩;12—石炭纪—二叠纪多彩蛇绿混杂岩;13—早—中二叠世俄巴达动灰岩;14—前早寒武世宁多岩群;15—中—晚三叠世巴颜喀拉山群砂岩组;16—早中三叠世当江荣火山岩;17—基性岩脉;18—断层;19—地层界线;20—路线剖面

包体,被其中发育的剪切面理包裹并使该组面理在透镜状包体长轴两侧相互截切,以二云石英片岩、片理化复理石碎屑岩(砂岩)基质中不均匀分布的蚀变橄榄岩、辉长岩透镜状包体最为常见,表现出蛇绿混杂带内部典型的基质—岩块混杂特征。

如上所述,多彩蛇绿岩出露相对较完整,各组分在剖面中所占比例相差较大,其中橄榄岩所占比例相对较少,仅在剖面西侧可见,经后期变质及剪切作用改造为蚀变橄榄岩透镜体(图2)。这种蛇绿岩成分组成上的差异,除了受后期构造肢解外,可能还与蛇绿岩剖面和组合的多样性有关^[28],其组分特征如下。

橄榄岩:呈暗灰绿色,块状构造,蛇纹石化蚀变十分强烈,原生的橄榄石及辉石几乎完全消失,多被蛇纹石替代,并形成残余网状结构,在岩石边部多被剪切成为面理发育的蛇纹石基质,使岩石普遍破碎并呈现透镜化特征。

辉长岩:呈浅灰绿色—灰白色,中细粒辉长结构、堆晶结构,块状构造。镜下为变余辉长结构,局部可见由暗色矿物与浅色矿物呈层状分布而形成的堆晶结构。主要由斜长石(50%~55%)、角闪石(30%~35%)、辉石(10%~15%)、磷灰石(2%~5%)、少量石英和不透明矿物组成。其中,辉石分布较少,镜下主要呈辉石残留体的形式存在,由边部向内常蚀变为角闪石。

玄武岩:呈暗灰绿色,块状构造。镜下为变余间隐结构,局部过渡为变余间粒结构和拉斑玄武结构。矿物大多发生蚀变,主要由绿帘石、绿泥石、阳起石、钠长石、绢云母和少量不透明矿物组成。镜下可见绿帘石中保留 2 种斜长石晶形轮廓,前者通常呈宽板状,自形较好,粒度相对较大,独立分布,隐约可见明暗相间的聚片双晶,后者多为细粒长板状,常以一定角度相交形成三脚架状,充填玻璃质而形成间隐结构,局部充填细粒绿帘石、次生角闪石、磁铁矿等矿物形成间粒结构,充填物介于二者之间,形成拉斑玄武结构。

绿片岩:以阳起石片岩为主,灰绿色,镜下可见细粒纤状变晶结构、细粒柱状变晶结构等,主要由阳起石、绿泥石、绿帘石、钠长石、绢云母和少量石英组成,其中阳起石呈针柱状、纤柱状,沿长轴方向略具定向性。

2 蛇绿岩地球化学特征

本次主要对蛇绿混杂岩中具代表性的细粒辉长岩和基性熔岩(玄武岩和绿片岩)按剖面进行了采样(图 2)。通过镜下观察,对较新鲜、无脉体的样品进行岩石地球化学测试,测试单位为西安地质矿产研究所实验测试中心。主量元素测试采用 XRF 分析,微量和稀土元素采用 ICP-MS 方法,测试结果见表 1。考虑到后期蚀变对判别结果的影响,投图

时对主量元素进行了标准化处理。

2.1 主量元素

辉长岩 SiO₂ 含量比较稳定,介于 50.32%~52.54% 之间;TiO₂ 含量介于 1.01%~1.12% 之间;Al₂O₃ 含量介于 14.69%~15.24% 之间,略低于 16%;Mg[#] 值介于 0.53~0.56 之间,属于典型蛇绿岩镁铁质堆晶岩的 Mg[#] 值(0.20~0.80)变化范围^[30],低于原生岩浆(0.68%~0.75%),表明岩石经历了一定程度的分异演化^[31];Na₂O 含量介于 1.55%~2.77% 之间(平均值为 2.11);铝饱和指数 Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)值介于 1.17~1.25 之间,属于过铝质岩石。在 Al₂O₃-CaO-MgO 图解(图 3)中,数据点落在镁铁堆积岩及其附近区域。

基性熔岩可分为 2 种系列。SiO₂ 含量均较集中,分别为 47.98%~48.48% 和 45.04%~46.74%,属于玄武岩成分范围;系列 1 的 TiO₂ 含量在 2.13%~2.60% 之间,均大于 2%,与 OIB 相近,系列 2 为 0.98%~1.38%(平均为 1.19%),介于 IAT(0.83%)与 MORB(1.5%)之间;Al₂O₃ 含量分别为 14.39%~15.44%(平均值为 15.00%)和 12.62%~15.21%(平均值 13.74%),略小于或接近 16%;系列 1 的 MgO 含量介于 6.05%~6.79% 之间(平均值为 6.40%),较低,系列 2 的 MgO 含量相对较高,在 8.62%~13.20% 之间(平均值为 11.36%);Mg[#] 分别为 0.47~0.52 和 0.57~0.67,较为集中;TFeO 值分别为 11.28%~12.39% 和 10.71%~11.77%;Na₂O 含量分别为 2.31%~2.54% 和 1.48%~

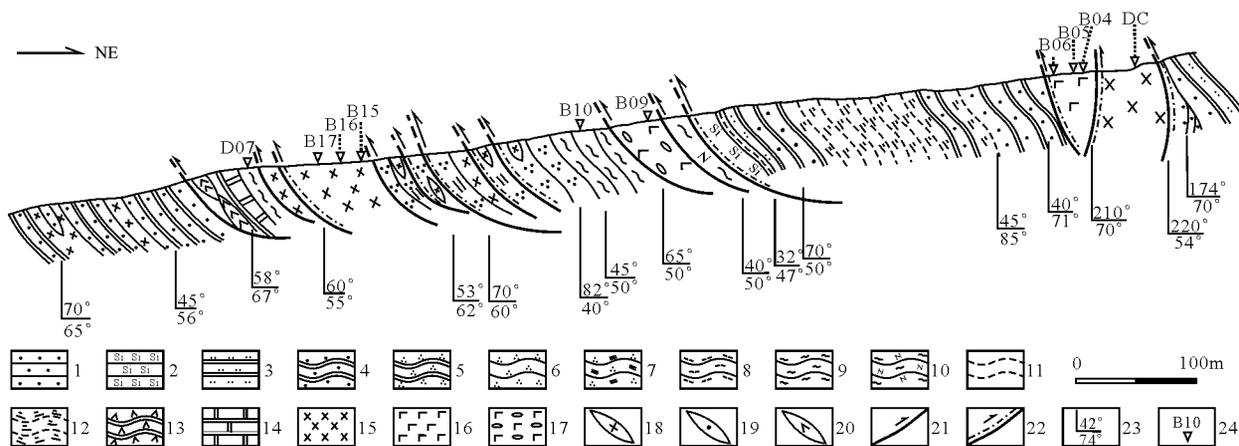
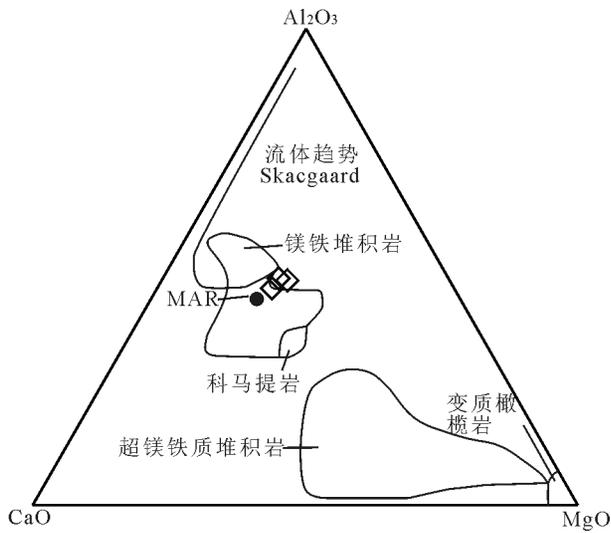


图 2 多彩蛇绿混杂岩地质剖面

Fig. 2 Geological section of Duocai ophiolite mélange

- 1—砂岩;2—硅质岩;3—粉砂质板岩;4—变砂岩;5—石英岩;6—石英片岩;7—二云石英片岩;
- 8—黑云母片岩;9—绿泥片岩;10—绿泥钠长片岩;11—千枚岩;12—绢云千枚岩;13—蚀变橄辉岩;
- 14—大理岩;15—辉长岩;16—玄武岩;17—枕状玄武岩;18—辉长岩透镜体;19—砂岩透镜体;
- 20—蚀变橄辉岩透镜体;21—脆性逆断层;22—韧性剪切带;23—产状;24—采样位置及编号

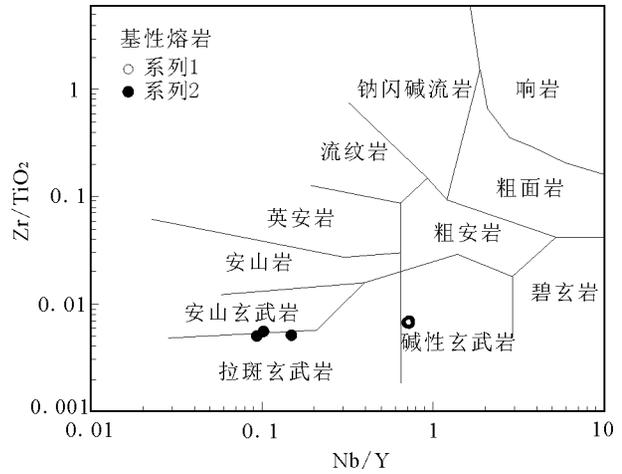
图3 辉长岩的CaO-MgO-Al₂O₃图解Fig. 3 CaO-MgO-Al₂O₃ diagram of gabbros

MAR—大洋中脊玄武岩平均成分

2.54% (平均值为2.04%); 系列1中K₂O含量较低, 介于0.35%~0.62%之间 (平均值0.48%), 系列2贫K₂O (0.15%~0.18%); 两者的铝饱和指数Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)在1~1.17之间, 表现为过铝质岩石的特征。在Nb/Y-Zr/TiO₂图解 (图4) 中, 系列1落入碱性玄武岩区域, 系列2落入拉斑玄武岩和安山玄武岩区域边界附近偏拉斑玄武岩区域, 表明系列2以低钾拉斑玄武岩为主。

2.2 微量和稀土元素

辉长岩的 Σ REE较高, 分布在 93×10^{-6} ~ 120×10^{-6} 之间, Σ LREE/ Σ HREE值在1.18~1.36之间, (La/Yb)_N为2.97~3.45, (La/Sm)_N值介于2.00~2.32之间, (Gd/Yb)_N值十分集中, 平均为1.35, δ Eu值介于0.82~0.94之间 (平均值为0.87), 表明轻稀土元素富集, 轻、重稀土元素分馏不明显, 重稀土元素相对略亏损及较弱的Eu亏损。稀土元素球粒陨石标准化图 (图5-A) 上表现为左翼右倾而右翼相对平坦的配分型式, 并出现微弱的Eu和Sr负异常, 可能与斜长石结晶分离作用有关; 在原始地幔标准化多元素配分图 (图5-B) 上, 大离子亲石元素(LILE)Th、U强烈富集, 并出现明显的正异常, 高场强元素(HFSE)Ta、Nb、Ti相对亏损而出现特征的TNT槽, 表明辉长岩可能携带消减作用信息, 与俯冲残留洋壳流体的交代^[32]或者与岛弧组分的参与^[33]有关。

图4 基性熔岩Nb/Y-Zr/TiO₂图解Fig. 4 Nb/Y-Zr/TiO₂ diagram of basic lavas

在基性熔岩中, 系列1中 Σ REE较高, 集中分布在 151×10^{-6} ~ 185×10^{-6} 之间, LREE/HREE值在2.34~2.37之间, (La/Yb)_N值为6.49~6.57, (La/Sm)_N值介于2.29~2.37之间, (Gd/Yb)_N值为2.03~2.07, 表现出轻稀土元素强烈富集、轻重稀土元素分馏较明显、重稀土元素相对亏损的特征; 系列2中 Σ REE相对较低, 分布在 56×10^{-6} ~ 68×10^{-6} 之间, LREE/HREE值介于0.64~0.92之间, (La/Yb)_N值为1.14~1.74, (La/Sm)_N值在0.77~0.81之间, (Gd/Yb)_N值为1.46~1.81, 表现出轻稀土元素略富集, 轻重稀土元素分馏较弱、重稀土元素相对弱亏损的特征。2种系列均无Eu异常 (δ Eu分别为0.96~0.98和0.98~1.03)。

与Nb/Y-Zr/TiO₂图解 (图4) 一致, 基性熔岩稀土、微量元素标准化曲线也表现出形态明显不同的2种系列 (图5-C、D)。稀土元素球粒陨石标准化图 (图5-C) 表明, 系列1属于一致右倾的强烈富集型配分型式, 系列2为近于平坦的略富集型配分型式。微量元素原始地幔标准化多元素配分图 (图5-D) 表明, 系列1表现出OIB特有的“大隆起”配分型式, 大离子亲石元素(LILE)Rb、Ba、Th、U和高场强元素(HFSE)Nb、Ta强烈富集, K表现出明显的负异常; 系列2为相对平坦的配分型式, 高场强元素(HFSE)Nd、P、Hf、Zr、Sr、Ti、Tb的丰度低于或接近N-MORB, 但其中的大离子亲石元素(LILE)Sr、Ba明显正异常, 高场强元素Nb、Ta存在明显的负异常 (D07除外), 与典型的MORB明显不同^[34], 与辉长

表 1 多彩蛇绿混杂岩中基性岩主量、微量和稀土元素含量

Table 1 Major elements, trace elements and REE content of basic rocks in Duocai ophiolite mélanges

样品	B15	B16	B17	B04	B05	B06	B09	B10	D07
名称	辉长岩			玄武岩				绿片岩	
系列				系列 1		基性熔岩		系列 2	
SiO ₂	50.32	52.54	52.11	47.98	48.48	48.43	46.74	45.04	46.33
TiO ₂	1.01	1.12	1.08	2.50	2.60	2.13	0.98	1.21	1.38
Al ₂ O ₃	15.24	14.92	14.69	15.17	14.39	15.44	13.39	12.62	15.21
Fe ₂ O ₃	2.08	2.25	2.29	1.86	1.79	1.92	2.81	3.29	3.59
FeO	8.85	8.60	8.30	10.72	10.71	9.55	8.18	8.81	8.44
MnO	0.18	0.17	0.17	0.19	0.19	0.18	0.16	0.17	0.17
MgO	7.57	6.66	6.88	6.36	6.05	6.79	12.27	13.20	8.62
CaO	9.74	9.72	10.78	10.20	10.37	10.55	10.14	10.95	11.24
Na ₂ O	2.77	2.02	1.55	2.37	2.54	2.31	2.09	1.48	2.54
K ₂ O	0.31	0.23	0.18	0.35	0.62	0.48	0.15	0.16	0.18
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.16	0.37	0.39	0.31	0.11	0.12	0.14
LOI	1.79	1.66	1.89	1.83	1.83	1.89	3.13	3.09	2.23
H ₂ O ⁺	0.44	0.26	0.26	0.36	0.29	0.49	1.39	1.21	0.66
Total	100.05	100.05	100.08	99.90	99.96	99.98	100.15	100.14	100.07
TFeO	10.72	10.62	10.36	12.39	12.32	11.28	10.71	11.77	11.67
Mg [#]	0.56	0.53	0.54	0.48	0.47	0.52	0.67	0.67	0.57
Cr	222	178	191	163	147	215	1003	871	353
Ni	66.0	53.8	56.8	101	92.8	123	390	408	183
Co	66.9	67.2	64.4	62.6	55.8	58.5	72.5	74.1	65.4
Rb	8.67	5.52	5.48	16.3	20.8	21.5	0.85	1.55	0.89
Cs	0.21	0.40	0.15	0.68	0.69	0.85	0.039	0.055	0.028
Sr	308	204	229	405	457	394	185	127	293
Ba	130	93.2	51.8	185	211	217	40.9	49.7	25.2
V	309	319	340	341	337	305	283	323	328
Sc	41.3	39.6	42.1	32.7	32.2	30.2	33.8	28.2	36.5
Nb	5.29	6.02	6.07	22.5	23.1	18.5	1.93	1.90	3.59
Ta	0.26	0.42	0.41	1.50	1.52	1.21	0.12	0.12	0.23
Zr	68.3	97.1	96.7	178	180	145	51.3	70.2	72.2
Hf	1.91	2.63	2.62	4.34	4.40	3.58	1.41	1.87	1.96
U	0.51	0.96	0.98	0.81	0.84	0.68	0.067	0.12	0.11
Th	2.38	5.04	4.98	3.48	3.59	2.94	0.25	0.42	0.36
La	10.5	13.7	14.7	25.0	25.9	20.8	3.03	3.86	3.86
Ce	20.8	28.0	30.0	54.7	57.0	46.0	7.76	10.3	10.2
Pr	2.71	3.58	3.83	7.24	7.42	6.13	1.24	1.73	1.68
Nd	11.9	14.8	15.7	29.6	30.6	25.6	6.55	8.82	8.90
Sm	3.39	4.02	4.09	7.01	7.05	5.86	2.55	3.07	3.20
Eu	1.15	1.16	1.26	2.21	2.27	1.85	0.94	1.10	1.24
Gd	4.14	4.70	5.04	6.87	6.94	5.69	3.36	3.48	4.30
Tb	0.69	0.78	0.85	0.98	1.06	0.88	0.55	0.56	0.67
Dy	4.67	5.26	5.56	6.18	6.41	5.26	3.91	3.69	4.74
Ho	1.01	1.12	1.23	1.22	1.25	1.03	0.80	0.74	0.93
Er	2.76	3.04	3.23	3.27	3.26	2.75	2.22	1.93	2.51
Tm	0.39	0.44	0.45	0.43	0.43	0.37	0.30	0.26	0.34
Yb	2.54	2.89	3.06	2.74	2.83	2.30	1.91	1.59	2.03
Lu	0.39	0.43	0.45	0.42	0.42	0.34	0.29	0.24	0.31
Y	26.1	29.4	31.2	31.6	32.3	26.6	20.9	18.8	24.0
ΣREE	93	113	120	179	185	151	56	60	68
ΣLREE/ΣHREE	1.18	1.36	1.36	2.34	2.37	2.35	0.64	0.92	0.73
(Th/Nb) _N	3.77	7.02	6.88	1.30	1.30	1.33	1.09	1.85	0.84
(La/Yb) _N	2.97	3.40	3.45	6.55	6.57	6.49	1.14	1.74	1.36
(La/Sm) _N	2.00	2.20	2.32	2.30	2.37	2.29	0.77	0.81	0.78
(Gd/Yb) _N	1.35	1.35	1.36	2.07	2.03	2.05	1.46	1.81	1.75
δEu	0.94	0.82	0.85	0.96	0.98	0.97	0.98	1.03	1.02

注:主量元素含量单位为%;微量和稀土元素单位为 10⁻⁶;Mg[#]=MgO/(MgO+TFeO)(分子数);
TFeO=0.8998Fe₂O₃+FeO;标准化数值据参考文献[29]

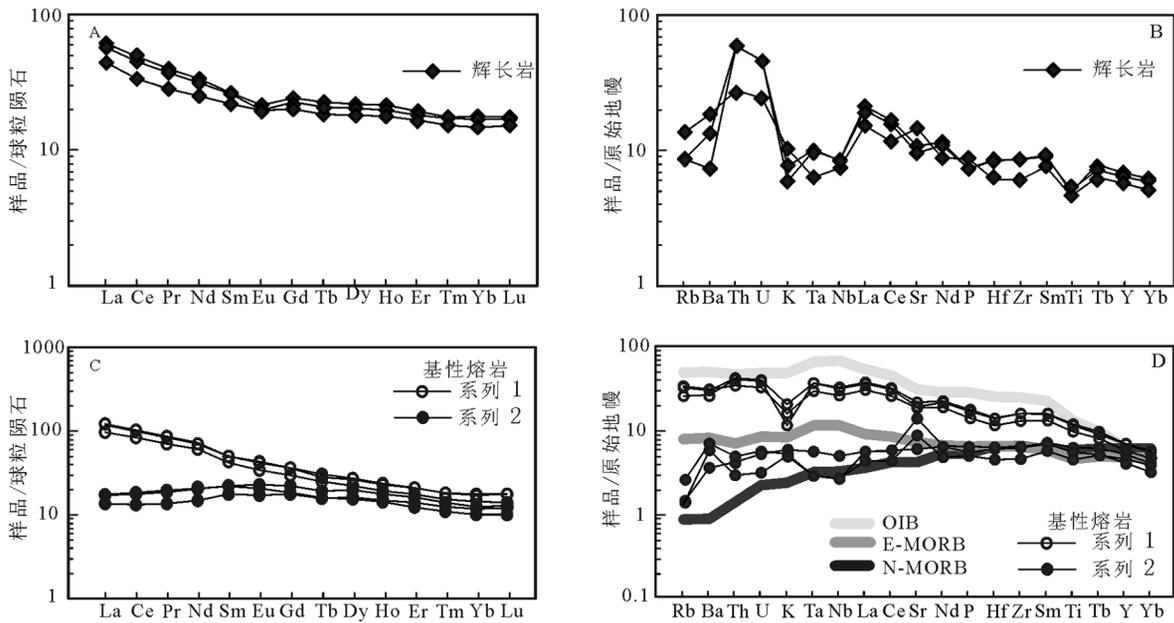


图5 基性岩稀土元素球粒陨石标准化和微量元素原始地幔标准化图解(标准化数值据参考文献[29])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primary mantle-normalized trace element patterns of basic rocks

岩(图5-B)所示一致,具有岛弧特征。

3 锆石U-Th-Pb同位素测年

锆石样品(DC)采自剖面东侧岩片中的堆晶辉

长岩(图2),野外及镜下特征见图6-A~D。采样点地理坐标为 N33° 47' 11.3"、E95° 29' 15.3",海拔4417m。锆石的挑选在河北廊坊物化勘查院研究所完成。样品经粉碎、淘洗除去比重轻的矿物,再经

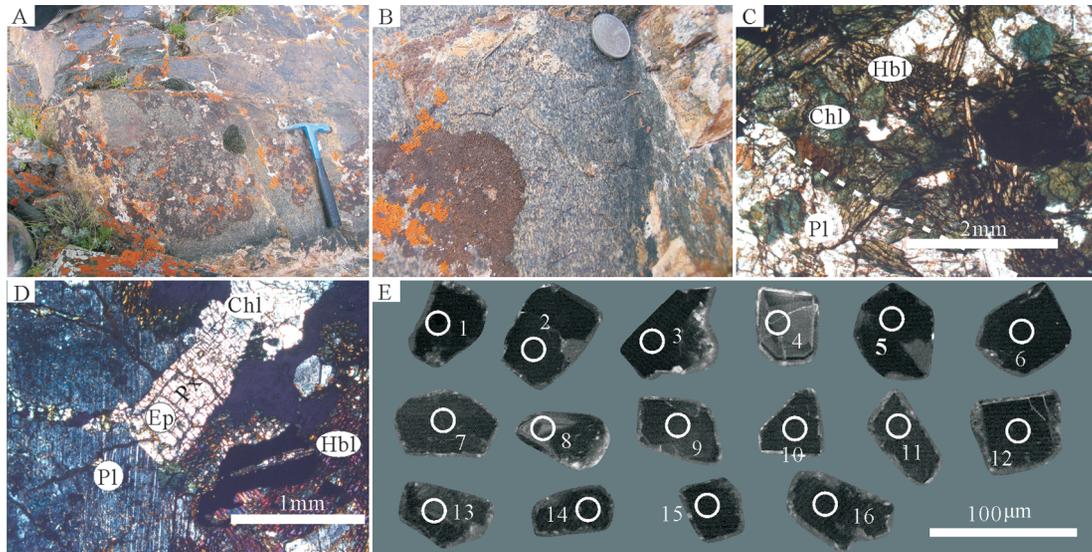


图6 辉长岩DC样品野外、镜下特征和锆石阴极发光图像

Fig. 6 Zircon CL images and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of gabbro DC samples

A—辉长岩野外宏观特征;B—辉长岩手标本尺度特征;C、D—辉长岩镜下特征,其中C为单偏光,辉石多蚀变为角闪石,垂直于虚线方向可见由浅色矿物与暗色矿物层状分布形成的堆晶结构;

D为正交偏光,辉石多绿帘石化,仅保留其晶形轮廓;E—锆石编号及其阴极发光图像。

Pl—斜长石;Px—辉石;Hbl—角闪石;Ep—绿帘石;Chl—绿泥石

重液分选和电磁分离方法得到锆石含量较高的重砂样品,最后在双目镜下挑选出锆石晶体。锆石的制样、阴极发光图像和U-Th-Pb同位素测定均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。含量和同位素比值计算采用Glitter(ver4.0, Macquarie University)软件,普通铅校正采用LA-ICP-MS Common Lead Correction(ver3.15),年龄计算采用Isoplot(ver3.0),详细的分析方法见参考文献[35],测年结果见表2。

如阴极发光图像所示(图6-E),锆石颗粒颜色整体发暗,除了少数锆石晶形呈现自形柱状外,晶形多不完整,多呈半自形粒状,粒径介于30~70 μm之间,长宽比为1~4。除少数表现出岩浆环带(DC-8)外,其余均表现出无环带或弱分带的特点,可能与基性岩发光环带宽及反差小有关。研究表明,成因不同的锆石具有不同的Th、U含量和Th/U值^[36-37]。岩浆锆石的Th、U含量较高,Th/U值较大(一般大于0.4);而变质锆石的Th、U含量低,Th/U值小(通常小于0.07)^[38-39]。辉长岩16颗锆石具有较高的U、Th含量,分别为 $1205 \times 10^{-6} \sim 5511 \times 10^{-6}$ 和 $1859 \times 10^{-6} \sim 11060 \times 10^{-6}$;Th/U值较高,介于1.0~3.7之间,均大于0.4,具有典型岩浆锆石的特点^[40-41]。16个测点组成一组集中的锆石群(图7),其²⁰⁶Pb/²³⁸U

年龄介于232~282Ma之间,以13个测点在251~255Ma区间分布最为集中,年龄加权平均值为 $252.50 \text{Ma} \pm 0.58 \text{Ma}$ (MSWD=0.95),代表辉长岩的结晶年龄,表明蛇绿岩的形成年龄为晚二叠世末期,属于晚古生代蛇绿岩。

4 蛇绿岩与岛弧火山岩关系及构造环境分析

前人通过对三江及其他造山带的研究认为,蛇绿岩与岛弧火山岩成对性关系可由二者在形成时间上的相关性、空间上的共生、弧火山岩的穿弧成极性和弧内岩石构造单元的空间配置来判定^[20,42-43]。

结合多彩蛇绿岩及其南侧当江荣岛弧钙碱性火山岩研究^[27]认为:①在地球化学方面,当江荣火山岩的球粒陨石标准化配分曲线表现为略富集的右倾型,原始地幔标准化配分曲线具有典型的TNT槽等岛弧信号特点,与本文蛇绿岩一致,而且相对于玄武岩稀土元素总量明显偏高,均表现出明显的Eu负异常,这些特征表明二者在地球化学上呈现出同源性^[44-45];②在形成时代方面,当江荣火山岩单颗粒锆石U-Pb年龄为237.60Ma,形成于早一中三叠世,而本文确定的多彩蛇绿岩时代为252.50Ma,属于晚二叠世末期,在时间上呈现出一

表2 多彩辉长岩样品DC中LA-ICP-MS 锆石U-Th-Pb同位素分析结果
Table 2 U-Th-Pb isotope composition of zircon (sample DC) in Duocai gabbro as measured by LA-ICP-MS

样品号	同位素比值								同位素年龄/Ma								同位素含量/ 10^{-6}				²³² Th/ ²³⁸ U 比值
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U	
	比值	1σ/10 ⁻³	比值	1σ/10 ⁻³	比值	1σ/10 ⁻³	比值	1σ/10 ⁻³	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ					
1	0.05430	0.64	0.33454	2.75	0.04468	0.24	0.01441	0.06	384	9.0	293	2.0	282	1.0	289	1.0	730	203	7279	3808	1.91
2	0.05344	0.11	0.29344	5.73	0.03982	0.23	0.01247	0.06	348	47	261	5.0	252	1.0	250	1.0	433	64.5	1859	1921	0.97
3	0.05424	0.62	0.29937	2.24	0.04002	0.21	0.01291	0.05	381	8.0	266	2.0	253	1.0	259	1.0	913	265	11060	5511	2.01
4	0.05363	0.64	0.29500	2.45	0.03989	0.21	0.01301	0.06	356	10	262	2.0	252	1.0	261	1.0	481	145	5953	2879	2.07
5	0.05245	0.77	0.28932	3.42	0.04000	0.23	0.01310	0.06	305	17	258	3.0	253	1.0	263	1.0	283	85.6	3393	1631	2.08
6	0.05382	0.62	0.29570	2.23	0.03984	0.21	0.01292	0.05	364	8.0	263	2.0	252	1.0	260	1.0	499	188	7436	2859	2.60
7	0.05233	1.20	0.28673	5.96	0.03973	0.28	0.01199	0.09	300	34	256	5.0	251	2.0	241	2.0	288	56.6	2017	1563	1.29
8	0.05224	0.80	0.29033	3.59	0.04030	0.23	0.01348	0.06	296	18	259	3.0	255	1.0	271	1.0	205	112	4431	1205	3.68
9	0.05593	0.75	0.30708	3.11	0.03981	0.22	0.01367	0.07	450	13	272	2.0	252	1.0	274	1.0	299	65.4	2664	1789	1.49
10	0.05679	1.12	0.31282	5.40	0.03994	0.26	0.01314	0.09	483	27	276	4.0	252	2.0	264	2.0	617	159	7269	4147	1.75
11	0.05506	0.72	0.30174	2.91	0.03974	0.22	0.01270	0.06	415	12	268	2.0	251	1.0	255	1.0	366	132	5762	2173	2.65
12	0.06026	0.78	0.30492	2.91	0.03670	0.20	0.01191	0.05	613	12	270	2.0	232	1.0	239	1.0	458	164	7350	2988	2.46
13	0.05511	0.91	0.28647	3.93	0.03770	0.22	0.01238	0.07	417	20	256	3.0	239	1.0	249	1.0	491	173	7784	3117	2.50
14	0.05552	0.73	0.30646	2.95	0.04003	0.22	0.01370	0.06	433	12	271	2.0	253	1.0	275	1.0	673	190	8168	4137	1.97
15	0.05880	0.72	0.32268	2.72	0.03980	0.21	0.01178	0.05	560	10	284	2.0	252	1.0	237	1.0	481	192	8969	2871	3.12
16	0.05739	0.69	0.31715	2.58	0.04009	0.21	0.01447	0.07	507	9.0	280	2.0	253	1.0	290	1.0	762	145	5540	4478	1.24

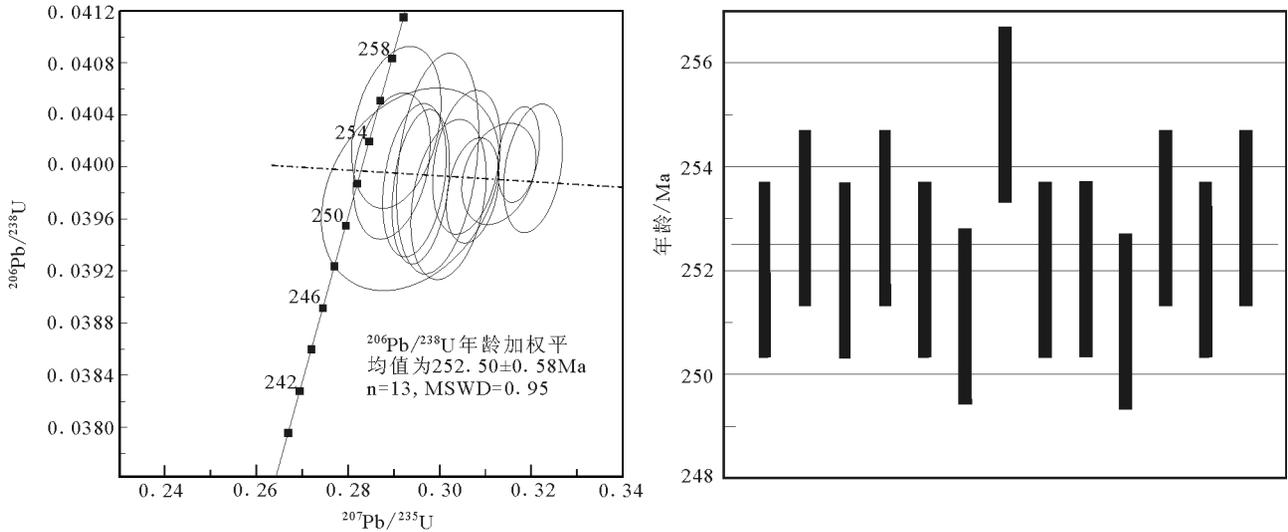


图7 辉长岩LA-ICP-MS锆石U-Pb谐和图和²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄
Fig. 7 U-Pb concordia diagram and ²⁰⁶Pb/²³⁸U age plot of zircon in gabbro

种中酸性岩浆滞后于蛇绿岩的现象,而这种滞后性^[46]恰好是古特提斯洋在向南缘俯冲消亡过程中形成大陆边缘岛弧的最好例证;③在火山岩内部组成上,由北向南依次出露流纹岩—英安岩—安山岩,为一套由中性到酸性连续的岩浆演化序列,具有成分极性的特点,指示其为洋陆俯冲不同阶段连续演化的产物;而且两者在空间上共生,为南北相邻。如上所述,多彩蛇绿岩与当江荣火山岩在成因上具有同源性、时间上具有滞后效应、空间上南北相邻共生,弧火山岩具有成分极性特点。这些迹象表明二者具有上述现象并

非偶然,而是具有十分密切的内部成因联系,即金沙江洋向南西的俯冲造就了多彩蛇绿岩、略微滞后的当江荣岛弧火山岩和后期蛇绿岩的就位,二者具有成对性关系。

对于多彩蛇绿岩的构造环境,本文对蛇绿岩中玄武岩样品利用相关图解进行判别,由基性熔岩(Th/Nb)_N值多数大于1和Nb/La值均小于1(图8-A)可知,样品均遭受不同程度的地壳混染。而对于具有消减带信号的基性熔岩,则可以根据Zr含量和Zr/Y值或利用Zr/Y-Zr图解,判断其是否真正是岛

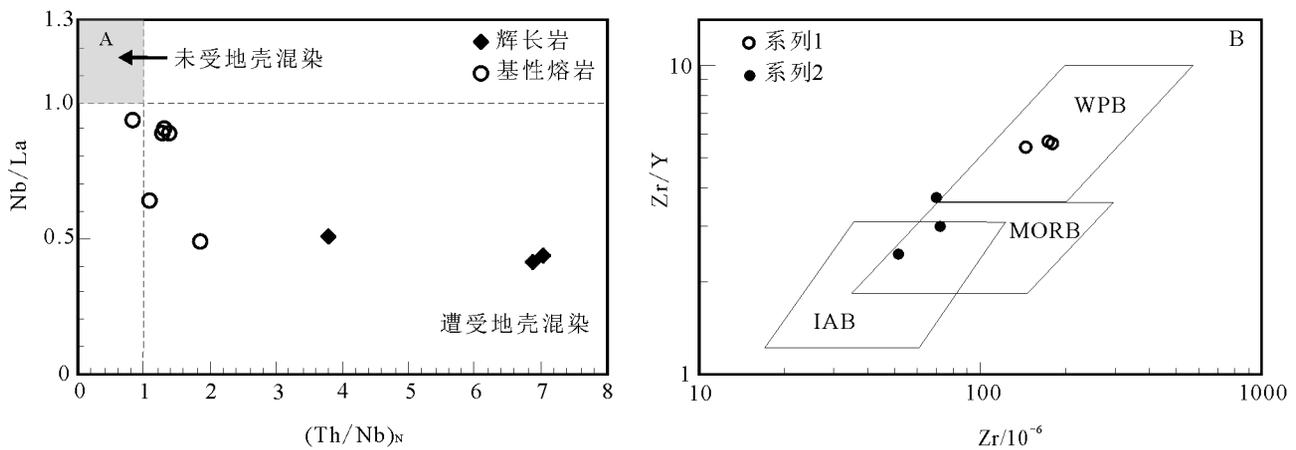


图8 基性熔岩(Th/Nb)_N-Nb/La图解和基性熔岩的Zr-Zr/Y图解(据参考文献[47])

Fig. 8 (Th/Nb)_N-Nb/La diagram of samples and Zr-Zr/Y diagram of basic lavas
WPB—板内玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;IAT—岛弧玄武岩

弧或活动大陆边缘玄武岩^[47]。在 Zr-Zr/Y 图解(图 8-B)中,系列 1 主要投在板内玄武岩(WPB)区域, Zr 及 Zr/Y 值($145 \times 10^{-6} \sim 180 \times 10^{-6}$, 5.45~5.63)与大陆玄武岩($Zr > 70 \times 10^{-6}$, $Zr/Y > 3$)相符,系列 2 除点 B19/5 在 MORB 边界上外,其余投在洋中脊玄武岩(MORB)和岛弧玄武岩(IAB)区域,并具有过渡的趋势,相应 Zr 含量及 Zr/Y 值($51.3 \times 10^{-6} \sim 72.2 \times 10^{-6}$, 2.45~3.73)与岛弧玄武岩($Zr < 130 \times 10^{-6}$, $Zr/Y < 4$)相符。同时,基性熔岩的 Ti/100-Zr-Y $\times 3$ (图 9-a)和 Nb $\times 2$ -Zr/4-Y 图解(图 9-b)也显示系列 1 均投入板内碱性玄武岩区域,表明与板内拉张有关;系列 2 主要投入 MORB 和 IAB 区域,反映其与洋中脊和消减带的岛弧环境相关。

考虑到样品蚀变对构造判别的影响,针对 Ba、Th、Nb 和 La 四个分配系数相近的极不相容元素在海水蚀变或变质过程中比较稳定,而且他们的比值在部分熔融和分离结晶过程中均保持不变,可有效地指示源区特征^[48]。在基性熔岩 Ba-Ba/Nb、La-La/Nb、Nb-Nb/Th 和 Th/Nb-Ba/Nb 图解(图 10)中,系列 1 均位于洋岛玄武岩(OIB)区域(图 10-A、B、D),在图 10-C 中投在 OIB 边界附近;系列 2 主要投入 MORB 和 IAB 区域,具有兼具二者或从 MORB 向 IAB 过渡的特点,与上述判别图解结论一致。

为了进一步探讨源区特征,在基性岩的 Nb/

Th-Zr/Nb 和 Zr/Y-Nb/Y 图解(图 11)中,基性熔岩系列 1 落在 Δ Nb 线上方的 Em2 附近,具有 OIB 的属性,说明其来源于富集地幔的 Em2 单元,可能是俯冲板块析出流体交代楔形地幔形成^[50];基性熔岩系列 2 与辉长岩均落在 Δ Nb 线附近,大多投入洋底玄武岩(OPB)的原始地幔(PM)与 N-MORB 的亏损地幔(DM)之间(图 11-B),指示两者可能为相同岩浆体系下演化的产物,前者还表现出受消减带流体(SUB)影响下由洋底玄武岩(OPB)向岛弧玄武岩(ARC)演化的趋势(图 11-A),后者落在大陆上地壳(UC)区域,也表明其形成与岛弧或陆壳物质的带入密切相关。

综上所述,多彩蛇绿岩地球化学特征为 LILE 相对富集、HFSE 相对亏损,具有典型俯冲带火山岩特征^[51],并且含有最突出和最稳定的低 Nb 和高 Ba 异常的岛弧玄武岩地球化学特征^[52-54],明显区别于典型的 N-MORB。判别图解显示多彩蛇绿岩具有 MORB-IAT 过渡特征,结合前人对 MORB-IAT 过渡型玄武岩的研究,从洋脊到海沟,蛇绿岩地球化学特征具有从 MORB 向 SSZ 方向过渡演化的趋势,并且越向海沟 SSZ 的特点就越明显^[28],说明多彩蛇绿岩构造位置更可能位于洋脊偏向海沟的构造位置。而多彩蛇绿岩同 OIB 玄武岩及深海复理石、硅质岩等以岩块-基质的形式增生叠置,也呈现出弧

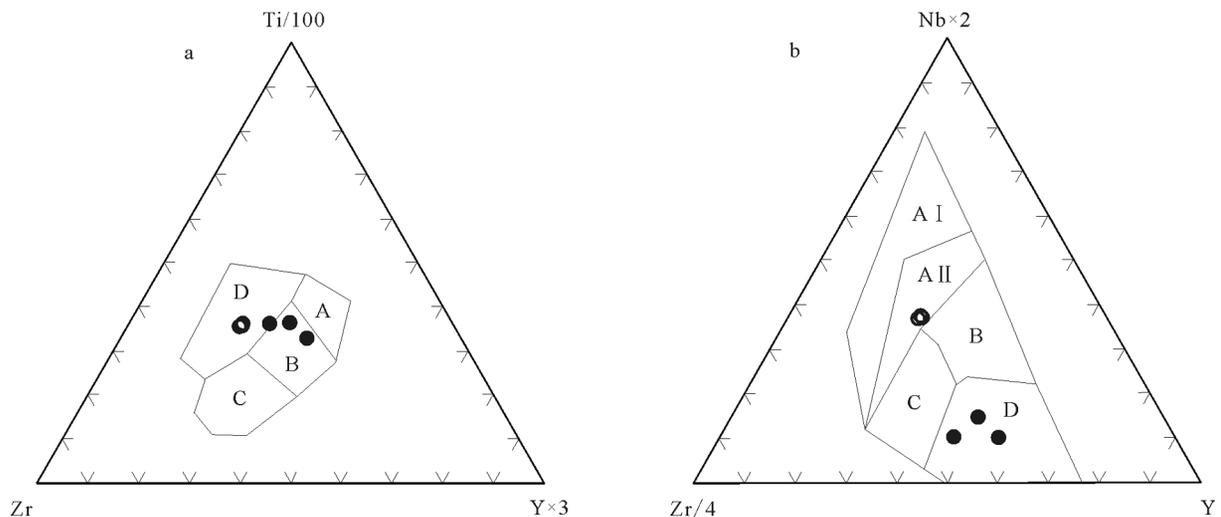


图 9 基性熔岩的 Ti/100-Zr-Y $\times 3$ 和 Nb $\times 2$ -Zr/4-Y 图解(图例同图 8)

Fig. 9 Ti/100-Zr-Y $\times 3$ and Nb $\times 2$ -Zr/4-Y diagram of basic lavas

a 图: A—洋岛拉斑玄武岩;B—岛弧拉斑、钙碱性玄武岩和 MORB;C—岛弧钙碱性玄武岩,

D—板内玄武岩;b 图: A I、A II—板内碱性玄武岩;B—P 型洋脊玄武岩;

A II、C—板内拉斑玄武岩;D—N 型洋脊玄武岩;C、D—弧火山岩

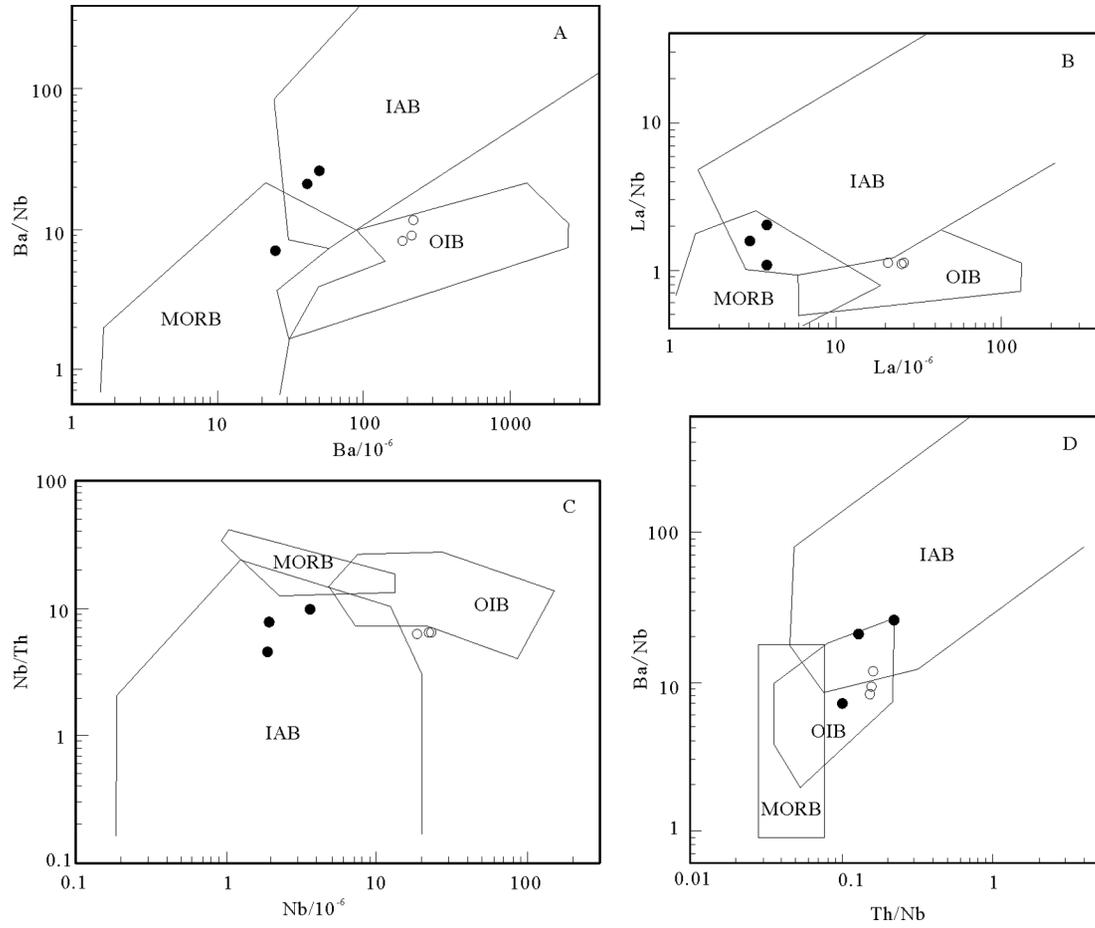


图10 基性熔岩的Ba-Ba/Nb、La-La/Nb、Nb-Nb/Th和Th/Nb-Ba/Nb图解(据参考文献[48];图例同图8)

Fig. 10 Ba-Ba/Nb, La-La/Nb, Nb-Nb/Th and Th/Nb-Ba/Nb diagrams of basic lavas

MORB—洋中脊玄武岩;IAB—岛弧玄武岩;OIB—洋岛玄武岩

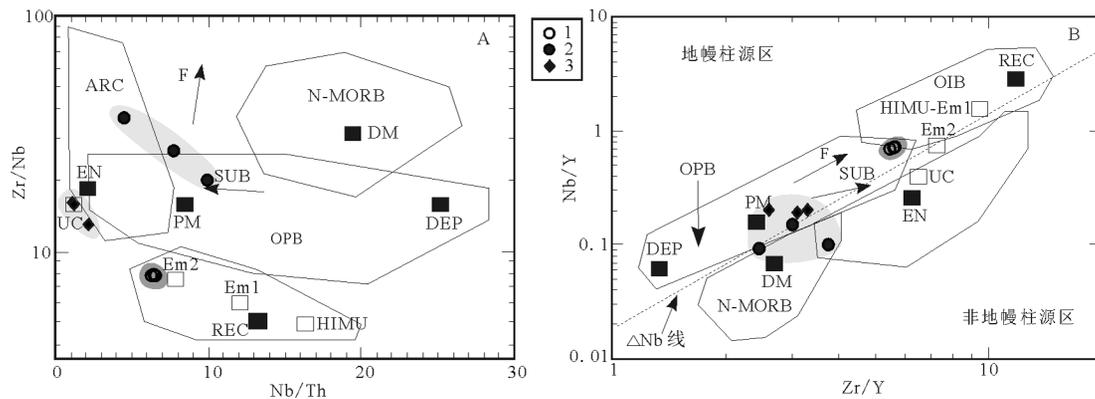


图11 基性岩的Nb/Th-Zr/Nb和Zr/Y-Nb/Y图解(据参考文献[49])

Fig. 11 Nb/Th-Zr/Nb and Zr/Y-Nb/Y diagram of basic rocks

1—基性熔岩系列1;2—基性熔岩系列2;3—辉长岩;DEP—高度亏损地幔;EN—富集单元,包括上地壳和大陆岩石圈,后者可能具有消减带化学特征;REC—循环单元,包括Em1、Em2和HIMU;HIMU为高(U/Pb)地幔源区;Em1和Em2—富集的地幔源区;UC—大陆上地壳;ARC—岛弧产生的玄武岩;NMORB—洋脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩;OPB—洋底玄武岩;PM—原始地幔;DM—浅部亏损地幔单元。单箭头指示批次熔融(F)和俯冲流体(SUB)作用。 ΔNb 线为地幔柱源区和非地幔柱源区的分界线

前增生楔的产出特征。结合多彩蛇绿岩与当江荣岛弧火山岩的成对性关系及造山带沟—弧—盆体系构造格局,认为金沙江洋由北东向南西的俯冲极性,进一步说明多彩蛇绿岩在空间上不大可能形成于弧后盆地构造背景,而更可能形成于岛弧偏向于海沟的弧前盆地构造背景。

5 结 论

(1)多彩蛇绿混杂岩中玄武岩由板内洋岛玄武岩(OIB)和过渡型(MORB-IAT)2种系列组成。系列1属于碱性玄武岩,不属于蛇绿岩成分,为构造就位时带入;系列2为低钾拉斑玄武岩,具有洋脊型(MORB)向岛弧型(IAT)过渡的特征。

(2)堆晶辉长岩LA-ICP-MS 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 $252.50\text{Ma}\pm 0.58\text{Ma}$ 被解释为结晶年龄,指示多彩蛇绿岩形成于晚二叠世末期。

(3)多彩蛇绿岩形成于岛弧相关的构造环境,结合其与当江荣火山岩存在成对性关系,说明其构造位置更可能为弧前构造背景,暗示金沙江洋在晚二叠世存在与俯冲相关的弧前扩张事件,同时也指示其俯冲作用在晚二叠世还在继续,持续到后继早中三叠世岛弧火山岩的出现,甚至更晚。

致谢:野外工作得到西安地质调查中心赵振明研究员、陈守建教授级高级工程师的热心帮助,室内薄片鉴定及成文得到西安地质调查中心张汉文研究员、叶芳研究员和洛长义研究员的耐心指导,在此一并表示感谢。

参考文献

[1]张旗. 蛇绿岩与地球动力学研究[M]. 北京:地质出版社, 1996:1-230.

[2]张旗, 周国庆, 王焰. 中国蛇绿岩的分布、时代及其形成环境[J]. 岩石学报, 2003, 19(1):1-8.

[3]李才, 黄小鹏, 翟庆国, 等. 龙木错—双湖—吉塘板块缝合带与青藏高原冈瓦纳北界[J]. 地学前缘, 2006, 13(4):136-147.

[4]李才, 翟庆国, 董永胜, 等. 冈瓦纳大陆北缘早期的洋壳信息——来自青藏高原羌塘中部早古生代蛇绿岩的证据[J]. 地质通报, 2008, 27(10):1605-1612.

[5]许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 造山的高原——青藏高原的体拼合、碰撞造山及隆升机制[M]. 北京:地质出版社, 2007:1-458.

[6]侯增谦, 卢仁仁, 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.

[7]潘桂棠, 徐强, 侯增谦, 等. 西南“三江”多岛弧造山过程成矿系统与资源评价[M]. 北京:地质出版社, 2003:1-420.

[8]黄汲清. 中国大地构造特征的新研究[J]. 中国地质科学院院报, 1984, 9:5-20.

[9]饶荣标. 论特提斯—喜马拉雅构造域冈瓦那大陆的北界[J]. 四川地质学报, 1989, 9(1):18-26.

[10]李荣社, 计文化, 杨永成, 等. 昆仑山及邻区地质[M]. 北京:地质出版社, 2008:1-400.

[11]李荣社, 徐学义, 计文化. 对中国西部造山带地质研究若干问题的思考[J]. 地质通报, 2008, 27(12): 2020-2025.

[12]王立全, 潘桂棠, 李定谋, 等. 金沙江弧—盆系时空结构及地史演化[J]. 地质学报, 1999, 73(3):206-218.

[13]汪啸风, Ian Metcalfe, 简平, 等. 金沙江缝合带构造地层划分及时代厘定[J]. 中国科学(D辑), 1999, 29(4):289-297.

[14]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.

[15]潘桂棠, 丁俊, 王立全, 等. 青藏高原区域地质调查重要新进展[J]. 地质通报, 2002, 21(6):787-793.

[16]孙晓猛, 聂泽同, 梁定益. 滇西北金沙江带蛇绿混杂岩的形成时代及大地构造意义[J]. 现代地质, 1994, 8(3):241-246.

[17]孙晓猛, 简平. 滇川西部金沙江古特提斯洋的威尔逊旋回[J]. 地质论评, 2004, 50(4):343-350.

[18]孙勇, 陈亮, 李永祥, 等. 一种古特提斯演化的动力学模型——来自中国古特提斯蛇绿岩的证据[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2002, 32(1):1-6.

[19]韩松, 贾秀勤, 黄忠祥, 等. 云南金沙江蛇绿岩的地球化学特征及其成因的初步研究[J]. 岩石矿物学杂志, 1996, 15(3):203-212.

[20]莫宣学, 邓晋福. 西藏“三江”地区几对蛇绿岩—弧岩浆岩带的构造意义[C]//亚洲的增生. 北京:地震出版社, 1993:61-64.

[21]莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1993:1-267.

[22]李善平, 潘彤, 陈有顺, 等. 青藏高原北羌塘盆地多彩地区蛇绿岩地球化学特征及构造环境[J]. 中国地质, 2010, 37(6):1592-1606.

[23]刘本培, 冯庆来, Chonglakmani C, 等. 滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸[J]. 地学前缘, 2002, 9(3):161-171.

[24]Robertson A H F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region [J]. Lithos, 2002, 65: 1-67.

[25]邵济安, 唐克东, 等. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化[M]. 北京:地质出版社, 1995:1-185.

[26]张旗. 蛇绿岩的分类[J]. 地质科学, 1990, 25(1):54-61.

[27]刘银, 李荣社, 计文化, 等. 青海治多地区多彩蛇绿混杂岩带南侧当江荣二叠纪—三叠纪岩浆弧的确定[J]. 地质通报, 2010, 29(12):1840-1850.

[28]周国庆. 蛇绿岩研究新进展及其定义和分类的再讨论[J]. 南京大学学报, 2008, 44(1):1-24.

[29]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Special Publication, Geological Society of London, 1989, 42:313-345.

[30]Coleman R G. The diversity of ophiolites[J]. Geologien Mijin-boow, 1984, 63: 141-150.

- [31] Wilson M. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 1-464.
- [32] Gill J B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1981: 358-360.
- [33] Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. Contrib Mineral Petrol, 1979, 69: 33-47.
- [34] 赖绍聪, 刘池阳. 青藏高原安多岛弧型蛇绿岩地球化学及成因[J]. 岩石学报, 2003, 19(4): 675-682.
- [35] Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Geoanalytical and Geostandard Newsletters, 2004, 28(3): 353-370.
- [36] Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM microprobe: Some examples from the western Alps[J]. Cathodoluminescence in Geoscience. Germany: Springer Verlag Berlin Heidelberg, 2000: 373-400.
- [37] Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece): Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism[J]. Chemical Geology, 2002, 184(3/4): 281-299.
- [38] Hoskin P W O, Schaltegger, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[C]//Hancher J M, Hoskin P W O. Zircon, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 5: 27-62.
- [39] Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism[J]. Chemical Geology, 2002, 184: 123-138.
- [40] Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. Journal of Metamorph Geology, 2000, 18: 423-439.
- [41] Griffin W L, Belousova E A, Shee S. Crustal evolution in the northern Yilarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons[J]. Precambrian Research, 2004, 131(3/4): 231-282.
- [42] 邓晋福, 莫宣学, 魏启荣, 等. 蛇绿混杂岩——俯冲岩浆弧的成对性及火山岩构造组合推导的“三江”地区特提斯演化模型[C]//中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会文集. 成都: 电子科技大学出版社, 1991: 1-385.
- [43] 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 等. 西南三江造山带火山岩—构造组合及其意义[J]. 高校地质学报, 2001, 7(2): 121-138.
- [44] Coish R A, Hickey R, Frey F A. Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1982, 46: 2117-2134.
- [45] Marlina A E, John F. Geochemical response to varying tectonic settings: An example from southern Sulawesi (Indonesia)[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(7/8): 1155-1172.
- [46] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 231-236.
- [47] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(1): 77-89.
- [48] 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的Ba-Th-Nb-La判别图[J]. 岩石学报, 1993, 9(2): 146-157.
- [49] Condie K C. High field strenches element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?[J]. Lithos, 2005, 79: 491-504.
- [50] 李曙光. $\epsilon_{\text{Nd}}-\text{La}/\text{Nb}, \text{Ba}/\text{Nb}, \text{Nb}/\text{Th}$ 图对地幔不均一性研究的意义——岛弧火山岩分类及EM II端元的分解[J]. 地球化学, 1994, 23(2): 105-114.
- [51] 侯广顺, 杨贺杰. 俯冲带环境下的火成岩岩石组合及其意义[J]. 科技信息, 2009, 18: 21-22.
- [52] Perfit M R, Cust D A, Bence A E, et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources[J]. Chemical Geology, 1980, 30: 227-256.
- [53] Ryerson F J, Watson E B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1987, 86: 225-239.
- [54] White W M, Patchett J. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1984, 67: 167-185.
- ① 青海地质调查研究院. 1:25万可可西里湖幅区域地质调查报告. 2003.
- ② 四川地质调查院. 1:25万色达县幅区域地质调查报告. 2004.
- ③ 中国地质大学(武汉). 1:25万库赛湖幅区域地质调查报告. 2005.
- ④ 青海地质调查院. 1:25万沱沱河幅区域地质调查报告. 2005.
- ⑤ 青海地质调查院. 1:25万治多县幅区域地质调查报告. 2006.