



引文格式: 夏自辛, 孙涛, 马致远, 等. 云南牟定安益镁铁-超镁铁质岩体地球化学特征及成因[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 146-163. DOI: 10.12401/j.nwg.2025021

Citation: XIA Zixin, SUN Tao, MA Zhiyuan, et al. Geochemical Characteristics and Genesis of the Anyi Mafic-Ultramafic Intrusion, Mouding, Yunnan Province, China[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 146-163. DOI: 10.12401/j.nwg.2025021

云南牟定安益镁铁-超镁铁质岩体 地球化学特征及成因

夏自辛¹, 孙涛^{1,2,3,4,*}, 马致远¹, 李泽珊¹, 刘彦泽¹, 杨小进¹, 王庭震¹, 付贵金川¹

(1. 云南省高校关键矿产成矿学重点实验室, 云南大学地球科学学院, 云南昆明 650500; 2. 云南省中老孟缅自然资源遥感监测国际联合实验室, 云南昆明 650500; 3. 中国地质学会热液型金铜多金属矿成矿规律与有效勘查技术创新基地, 云南昆明 650500; 4. 甘肃省矿产资源勘查重点实验室, 甘肃兰州 730000)

摘要: 与镁铁-超镁铁质岩体相关的岩浆矿床, 包括硫化物和氧化物矿床, 是 Ni-Cu-PGE 和 Fe-V-Ti 矿床的重要类型。峨眉山大火成岩省以发育众多此类侵入体及其相关的岩浆 Ni-Cu-PGE-Fe-V-Ti 矿床而闻名。云南牟定安益矿床位于峨眉山大火成岩省内带, 是一个产于镁铁-超镁铁质岩体的大型钛磁铁矿铂族金属矿床, 赋存有超过 3 600 万 t 铁矿石 (平均 Fe_2O_3 为 30%)、约 39 000 kg 的铂族金属 (Pt+Pd, 平均品位为 0.35g/t), 伴生可观的 V_2O_5 和 TiO_2 矿产。含矿岩体呈岩脉状, 岩性主要为含长单辉岩和含钛磁铁矿单辉岩, 约占整个岩体的 80%。笔者对安益岩体开展岩相学、主微量元素和 Sr-Nd 同位素研究发现, 安益岩体显示轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的特征, 与峨眉山高 Ti 玄武岩地区化学特征相近; 含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩的 $\epsilon\text{Nd}(t=260\text{ Ma})$ 值为 $-13.2\sim-11.3$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 $0.708\,496\sim0.709\,269$, 具有强烈的富集特征; 与峨眉山高 Ti、低 Ti 玄武岩、橄榄岩具有相似的地幔岩浆演化序列, 位于玄武岩演化系列的中基性端元。样品地球化学特征及模拟计算结果, 表明安益岩体的母岩浆来源于深源地幔的部分熔融, 且源区含有富集特征的地壳再循环物质; 岩浆演化过程中经历了显著的单斜辉石、斜长石及 Fe-Ti 氧化物的分离结晶, 上升侵位过程中发生了较低程度的地壳混染, 最终形成具有钛磁铁矿-铂族元素矿化的镁铁-超镁铁岩体。

关键词: 深源地幔部分熔融; 岩石成因; 钛磁铁矿型铂族矿床; 安益镁铁-超镁铁岩体; 云南

中图分类号: P618.63

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2025)04-0146-18

Geochemical Characteristics and Genesis of the Anyi Mafic-Ultramafic Intrusion, Mouding, Yunnan Province, China

XIA Zixin¹, SUN Tao^{1,2,3,4,*}, MA Zhiyuan¹, LI Zeshan¹, LIU Yanze¹, YANG Xiaojin¹, WANG Tingzhen¹, FU Guijinchuan¹

(1. Key Laboratory of Critical Minerals Metallogeny in University of Yunnan Province, College of Earth Sciences, Yunnan University,

收稿日期: 2024-12-11; 修回日期: 2025-02-15; 责任编辑: 吕鹏瑞

基金项目: 国家自然科学基金项目 (42462012), 云南省基础研究计划项目 (202301AT070116、202401AS070124、201501AT070218), 云南省新一轮找矿行动暨地勘基金项目 (Y202406), 自然资源部科技支撑项目 (ZKKJ202420) 联合资助。

作者简介: 夏自辛 (2001-), 男, 硕士研究生, 主要从事岩浆矿床及其成矿作用研究。E-mail: 773304927@qq.com。

* 通讯作者: 孙涛 (1983-), 男, 博士, 教授, 主要从事关键矿产成矿规律研究。E-mail: suntao06@126.com。

- Kunming 650500, Yunnan, China; 2. Yunnan International Joint Laboratory of China-Laos-Bangladesh-Myanmar Natural Resources Remote Sensing Monitoring, Kunming 650500, Yunnan, China; 3. Innovation Base for Metallogenic Regularity and Effective Exploration Technology of Hydrothermal Gold-Copper Polymetallic Deposits, Geological Society of China, Kunming 650500, China; 4. Key Laboratory of Mineral Resources Exploration, Gansu Province, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Magmatic deposits associated with mafic-ultramafic intrusions, including sulfide and oxide deposits, play a crucial role in hosting Ni-Cu-PGE-Fe-V-Ti mineral resource. Numerous such intrusions within the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) are known for their significant Ni-Cu-PGE-Fe-V-Ti minerals. The Anyi intrusion, located in the central zone of ELIP, 840 m in length and 400 m in width of the outcrop, mainly composed (~80%) of plagioclase-bearing clinopyroxenite and titanomagnetite-bearing clinopyroxenite, hosting over 364 Mt of iron ore and ~39,000 kg of platinum group element (Pt + Pd), with average grades of ~30 wt.% Fe₂O₃ and 0.35 g/t PGE, along with variable amounts of V₂O₅ and TiO₂. In this paper, we present data on the major and trace elements and Sr-Nd isotope geochemical characteristics of the Anyi intrusion. These data showing the light rare earth elements (LREE) enrichment and heavy rare earth elements (HREE) depleted, similar with the Emeishan basalts. The ϵ_{Nd} ($t=260$ Ma) of titanomagnetite-bearing clinopyroxenite and plagioclase-bearing clinopyroxenite in Anyi intrusion from -13.17 to -11.30, and the value of initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) is between 0.708 496 and 0.709 269, showing an enrichment feature, which share the same magma evolution trend with the Emeishan high-Ti and low-Ti basalts and peridotites, and locating in the mafic end member of the basaltic magma evolution series. The geochemical characteristics and simulation calculations of the samples indicate that the parental magma of the Anyi intrusion comes from the partial melting of deep mantle source, with the addition of recycled crustal materials in the mantle source. The parental magma mainly experienced the fractional crystallization of clinopyroxene, plagioclase, and Fe-Ti oxides, and underwent a low degree of crustal contamination during its ascent and emplacement.

Keywords: the partial melting of deep mantle source; genesis of the intrusion; Titanomagnetite-type PGE deposit; Anyi mafic-ultramafic intrusion; Yunnan province

镁铁-超镁铁质岩体通常与地幔部分熔融产生的岩浆有关,是 Ni-Cu-PGE-Fe-V-Ti 等金属矿床的重要宿主,在全球经济和工业中占有重要地位,也对研究壳幔相互作用及其相关矿产资源具有重要意义(汤中立等, 2002, 2015; Naldrett, 2011)。中国的岩浆型硫化镍矿均与镁铁-超镁铁质岩体有关,其在镍矿产资源储量和开采量上都占有明显的优势(张照伟等, 2021; Sun et al., 2015; 高晓峰等, 2025)。该类矿床往往还共生有铂族金属,也是铂族金属矿床的重要类型之一(唐冬梅等, 2008)。但与岩浆型硫化镍矿略有不同的是,铂族金属还与岩浆氧化物型 Fe-V-Ti 矿床共生(梁有彬等, 1997),虽也均与镁铁-超镁铁质岩体有关(王焰等, 2020),但较为特殊。

峨眉山大火成岩省(ELIP)位于中国西南部的扬子板块西部和青藏高原东部(图 1a),包括覆盖面积超过 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的晚二叠世(~260 Ma)大陆溢流玄武岩以及大量同时期基性-超基性侵入体。根据 TiO₂ 含量

和 Ti/Y 值将玄武岩分为高 Ti 和低 Ti 玄武岩两类(Xu et al., 2001; Zhou et al., 2002, 2008; Song et al., 2008, 2009)。峨眉山大火成岩省分为内带和外带(图 1a)(Xu et al., 2001),内带的特点是低 Ti 玄武岩覆盖在高 Ti 玄武岩之上,而外带则主要由高 Ti 玄武岩组成(Song et al., 2008, 2009)。在峨眉山大火成岩省内带,发育众多镁铁-超镁铁质小岩体和层状侵入体(图 1b),分别形成与低 Ti 玄武岩有关的硫化物型 Ni-Cu-PGE 矿床(如杨柳坪、力马河、金宝山、猛林沟等)(Zhou et al., 2002, 2008; Tao et al., 2007, 2008; Song et al., 2008, 2009, 2013; Tang et al., 2013)和与高 Ti 玄武岩有关的氧化物型大型-超大型 Fe-V-Ti 矿床(如攀枝花、红格、白马、太和、新街、安益等)(Zhong et al., 2002; Song et al., 2008, 2009, 2013; Yu et al., 2014)。

云南牟定安益矿床位于峨眉山大火成岩省内带(图 1b),是一个产于镁铁-超镁铁质岩体的大型钛磁铁矿铂族金属矿床,赋存有超过 3 600 万 t 的铁矿石

(平均 Fe_2O_3 为 30%)、约 39 000 kg 的铂族金属(Pt+Pd, 平均品位为 0.35 g/t), 伴生有可观的 V_2O_5 和 TiO_2 矿产 (云南省有色地质局楚雄勘察院, 2012)。Yu 等(2014) 根据堆晶矿物组合将安益岩体划分为下部单斜辉石

岩带、中部辉长岩带和上部二长正长岩带; 上带的二长岩锆石 U-Pb 测年结果为 $(247\pm 3)\text{Ma}$, 认为安益岩体可能代表了峨眉地幔柱晚期的一次基性岩浆活动, 其母岩浆可能来自于含石榴石辉石岩、尖晶石相橄榄岩

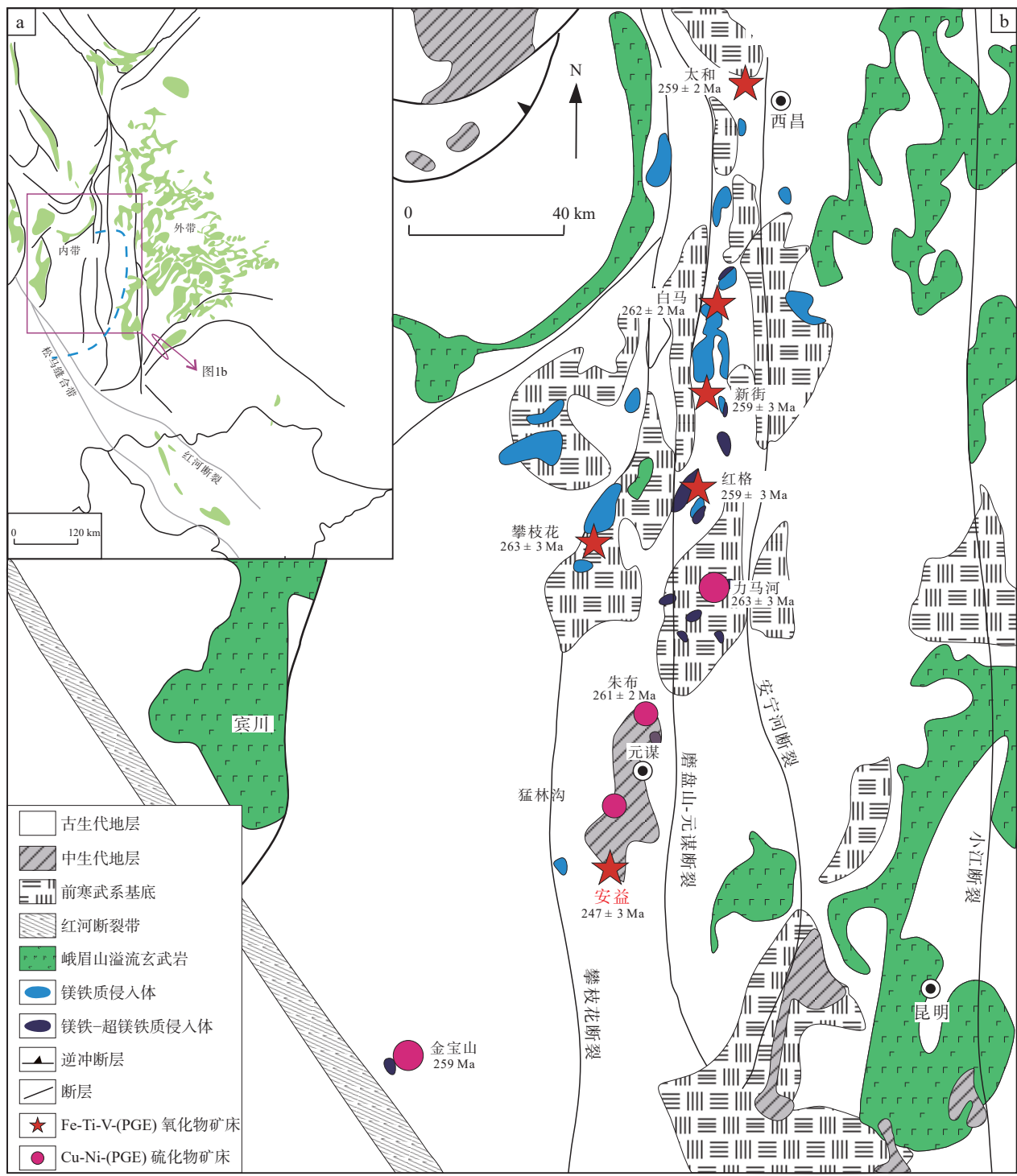


图1 峨眉山玄武岩分布图(a)、峨眉山大火成岩省内带区域地质简图和基性-超基性岩体出露特征(b)
(据 Song et al., 2009 修改)

Fig. 1 (a) Distribution of the Permian Emeishan flood basalts, and (b) simplified geological map of the central zone of the ELIP and associated magmatic deposits. Locations of the Ni-Cu-(PGE) sulfide and V-Ti-Fe oxide-bearing intrusions

的混合源区。殷顺媛等(2024)对安益矿床中铂族金属矿物学特征进行了研究,认为安益矿床中PGE主要以独立矿物的形式存在,铂族矿物多为铂和钯的砷化物、碲化物,其成因主要有岩浆成因和热液成因两种。笔者通过对安益岩体进行详细的野外地质调查和钻孔岩心系统取样,开展了主微量元素和Sr-Nd同位素分析,探讨了岩体岩浆源区特征、岩浆演化过程和同化混染作用,为钛磁铁矿型铂族金属矿床成矿理论研究提供基础资料,也对峨眉山大火成岩省众多镁铁-超镁铁质岩体岩石成因研究具有重要意义。

1 区域地质特征

牟定安益岩体位于扬子古陆块西缘的峨眉山大火成岩省内带,攀枝花断裂和磨盘山-元谋断裂之间(图1)。区内地层由基底和盖层组成;基底由古元古界龙川群(苴林岩群)海子哨组(Pt_1h)、凤凰山组(Pt_1f)、路古模组(Pt_1l)、普登组(Pt_1p)等变质岩地层组成;盖层由中、新生界(上三叠统一侏罗系—始新统)泥砂质细碎屑岩和少量震旦系碳酸盐岩组成(云南省有色地质局楚雄勘查院,2012)(图1b)。区内构造运动复杂,延续时间长;晋宁期、华力西期、印支期、燕山期、喜山期运动在区内均有反映,其中以晋宁期和华力西期最为重要(云南省有色地质局楚雄勘查院,2012)。区

内岩浆活动剧烈,与构造活动一致,以晋宁期和华力西期为主,次为加里东期及印支期—燕山期,岩性从基性、超基性至酸性岩均有。华力西期基性-超基性岩体主要受峨眉地幔柱影响,其分布范围、形成时代均与峨眉山玄武岩基本一致(图1b)。区内变质作用主要为中低压区域动力热流变质及区域低温动力变质作用,多为低角闪岩相、低绿片岩相。

2 岩体地质特征

安益岩体总体走向为NE向约30°,倾向SE;地表出露长为840 m,宽约为400 m(图2a),延深超过1 000 m(云南省有色地质局楚雄勘查院,2012)。岩体岩相呈层状展布,从底部到顶部依次为含长单辉橄岩→含长单辉岩→含钛磁铁矿单辉岩→含钛磁铁矿辉长岩→角闪辉长岩(图2、图3)。

含长单辉橄岩:主要由橄榄石和单斜辉石组成;橄榄石蚀变强烈,含量约为60%~70%,单斜辉石含量约为25%~30%,含有少量斜长石(约1%)。

含长单辉岩:主要由单斜辉石组成,正交光下可见辉石双晶,具堆晶结构,块状构造,含量约为75%~90%;斜长石含量约为5%~15%,含极少量橄榄石。

含钛磁铁矿单辉岩:主要由单斜辉石组成,辉石自形程度较高,堆晶结构明显(图4a、图4b);单斜辉

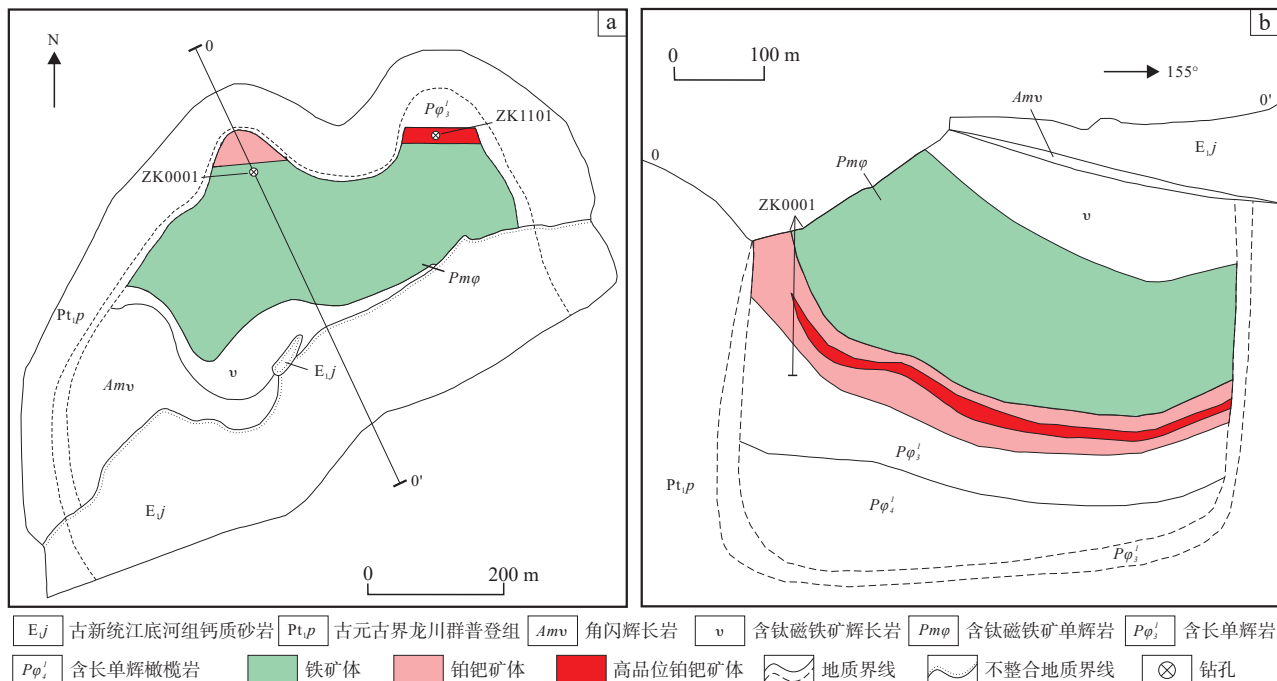


图2 安益矿区矿床地质图(a)和0-0'剖面图(b)(据杨宗良等, 2013 修改)

Fig. 2 (a) Geological map of the Anyi deposit, Mouding County, and (b) the 0-0' section drawing

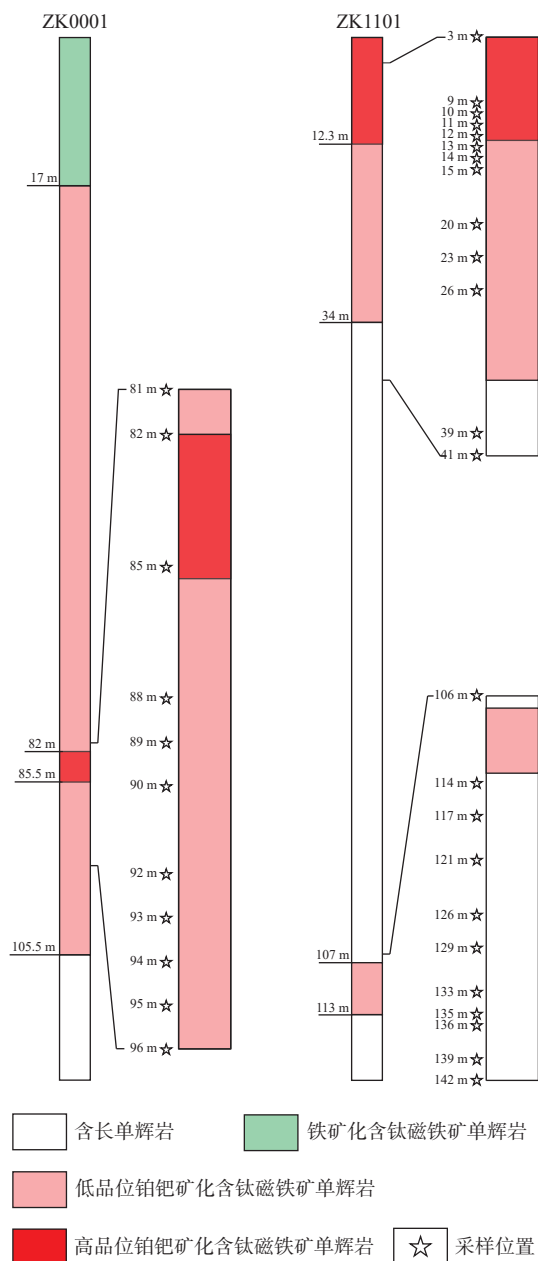


图3 安益岩体 ZK0001 和 ZK1101 钻孔柱状图及采样位置

Fig. 3 The loggings of drill hole ZK0001 and ZK1101 in the Anyi intrusion for the sample locations.

石含量约为 75%~90%，钛磁铁矿含量约为 5%~10%，含少量长石、黑云母和角闪石（不超过 1%）。

含钛磁铁矿辉长岩：主要由单斜辉石和斜长石组成；单斜辉石含量约为 60%~70%，斜长石含量约为 20%~30%，钛磁铁矿含量约为 5%~10%。

角闪辉长岩：主要斜长石和单斜辉石组成，斜长石含量约为 35%~50%，单斜辉石含量约为 35%~45%，角闪石含量约为 5%~10%。

各岩相带间均为渐变接触，互不穿插。岩体展现

出典型的基性-超基性岩系列，表现为连续的分异过程。安益岩体的主体由含长单辉岩和含钛磁铁矿单辉岩构成，占整个岩体的 80% 以上（云南省有色地质局楚雄勘查院，2012）。安益岩体中铁和铂钯矿体均受岩相控制，岩体上部为钛磁铁矿体，下部为铂钯矿体（图 2b、图 3）。钛磁铁矿体主要位于岩体内部的含钛磁铁矿单辉岩带和部分含钛磁铁矿辉长岩的底部，以厚层状产出；而铂钯矿体则位于岩体中部的含钛磁铁矿单辉岩底部和含长单辉岩顶部，以厚-中厚层状产出。根据矿体中 Pt、Pd 品位的不同可以划分为：上部贫铂钯、铁矿带；中部铂钯、铁矿带；下部贫铂钯带（图 2b、图 3）。

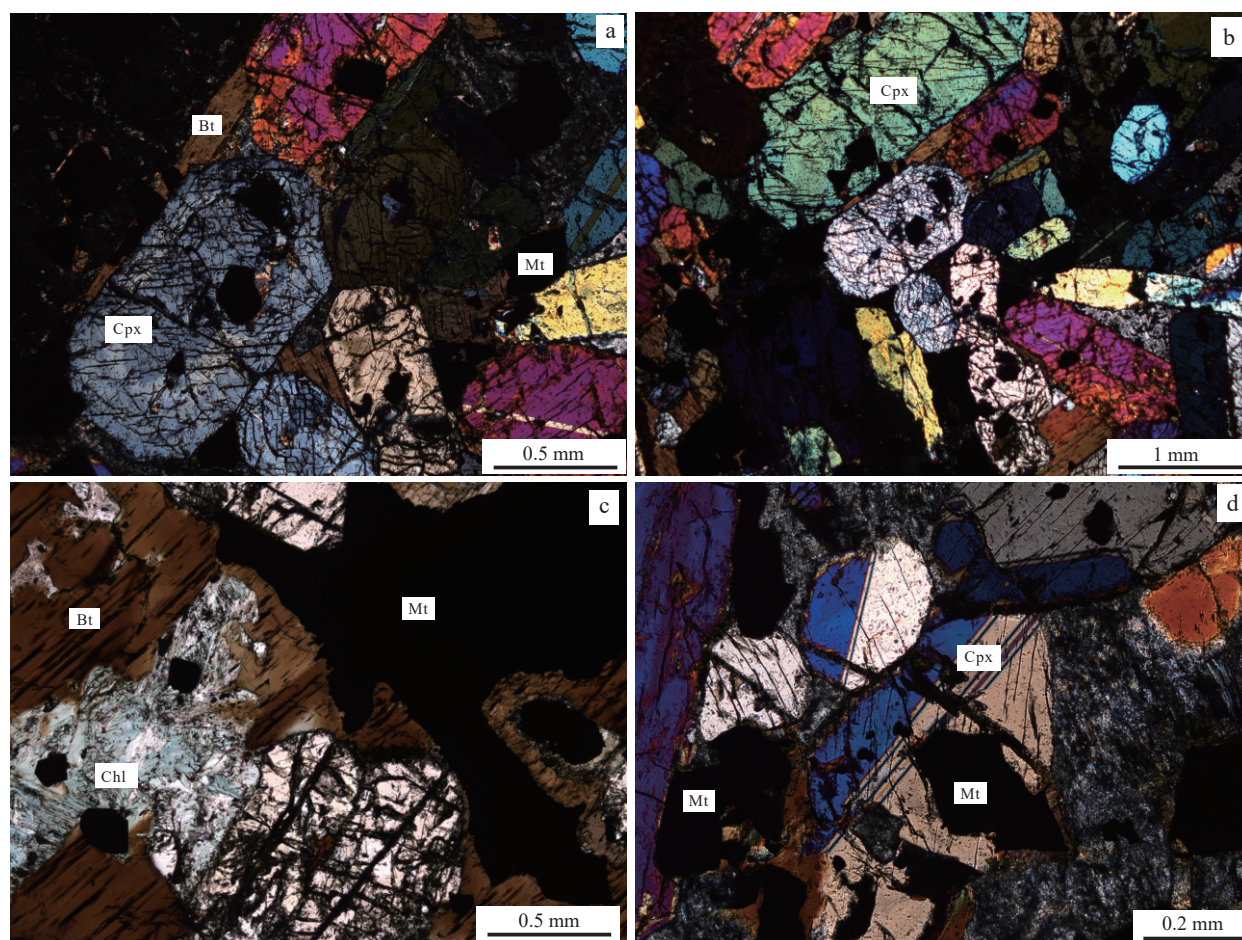
安益岩体中的矿石中金属矿物主要为氧化物，少量硫化物、铂钯矿物；氧化物主要为磁铁矿、钛磁铁矿，以及少量的赤铁矿、褐铁矿。硫化物包括黄铁矿、磁黄铁矿，微量黄铜矿。脉石矿物则以辉石、黑云母、角闪石、斜长石为主，同时伴有少量的橄榄石、方解石、绿泥石、绢云母、榍石、锆石等。矿石的结构特征多样，包括自形-半自形粒状结构、海绵陨铁结构、骸晶结构、他形粒状结构和文象结构等。矿石构造主要有星点状、稀疏浸染状、块状、半块状、脉状、网脉状、条带状、砂土状等。

3 样品及分析方法

笔者对安益岩体的 ZK0001 和 ZK1101 钻孔进行垂向采样，共采集 35 件样品，包括含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩（图 3）。在这些样品中，有 22 个样品是含钛磁铁矿单辉岩，具有明显的堆晶结构（图 4a、图 4b）；主要由单斜辉石构成，含有钛磁铁矿、少量黑云母、角闪石和黄铜矿等矿物；辉石呈长柱状，自形程度较高。含长单辉岩样品 13 件，主要由单斜辉石组成，含少量的斜长石，蚀变程度较含钛磁铁矿单辉岩高，见绿泥石化（图 4c），单斜辉石包裹磁铁矿（图 4d）。

全岩主量元素分析测试在长安大学成矿作用及动力学实验室进行，采用日本岛津 XRF-1 800 型荧光光谱仪完成，其分析精度优于 5%。微量元素分析测试在中国地质科学院国家地质实验测试中心进行，使用 JA200-LA 型号的电感耦合等离子质谱仪，测试过程中采用 GSR-1 和 GSR-3 作为标准样品。

全岩 Sr-Nd 同位素分析测试在中国地质科学院国家地质实验测试中心使用 Finnigan MAT 262 热电离



a. 含钛磁铁矿单辉岩中辉石堆晶结构; b. 辉石堆晶结构, 自形程度较高; c. 含长单辉岩绿泥石化;
d. 辉石颗粒包裹磁铁矿; Cpx. 单斜辉石; Chl. 绿泥石; Mt. 磁铁矿; Bt. 黑云母

图4 安益岩体矿物显微照片

Fig. 4 Microphotographs of minerals from the Anyi intrusion

质谱仪(配备多接收器)完成。在进行 Sr、Nd 同位素分析时, 大约需要 50 mg 的样品。样品首先在 120 °C 的 HNO₃-HF 混合酸中浸泡 1-2 天, 直至完全溶解。随后, 通过一系列阳离子和阴离子树脂纯化处理, 以获得纯净的 Sr、Nd 馏分。最终, 使用 Finnigan MAT 262 热电质谱仪测量同位素比值。在测试中, BHVO-1 和 BCR-2 被用作标准样品。BHVO-1 的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 推荐值为 0.703 470, 实测值为 0.703 488; BCR-2 的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 推荐值为 0.705 010, 实测值为 0.705 076。有关实验流程的详细信息见 (Tian et al., 2020)。

4 分析结果

4.1 主量元素特征

安益岩体含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩样品全岩主量元素组成(表 1)显示, LOI 值为 0.35~1.85,

平均为 0.97, 表明样品所经历的热液蚀变程度较低。含钛磁铁矿单辉岩 SiO₂ 值为 40.21%~45.71%, 为基性-超基性岩; TiO₂ 值为 2.57%~4.47%, TFe₂O₃ (13.49%~21.32%) 含量较高, 与岩石中含钛磁铁矿特征一致; Na₂O 和 K₂O 含量分别为 0.78%~1.44% 和 0.92%~1.42%, 相对较低。含长单辉岩的 SiO₂ 值为 43.92%~48.73%, 略高于含钛磁铁矿单辉岩; TiO₂ (1.55%~3.48%)、TFe₂O₃ (8.75%~15.4%) 略低于含钛磁铁矿单辉岩; Na₂O 和 K₂O 含量分别为 0.96%~2.13% 和 0.94%~2.13%, 与含钛磁铁矿单辉岩相似(表 1)。

在哈克图解上, 含钛磁铁矿单辉岩 Al₂O₃ 含量与 SiO₂ 含量相关性不明显(图 5a), TFe₂O₃、TiO₂ 含量与 SiO₂ 含量呈明显负相关(图 5b、图 5c), 含长单辉岩 Al₂O₃ 含量与 SiO₂ 含量呈正相关, 样品的烧失量(LOI)与 SiO₂ 含量呈正相关(图 5d), 含钛磁铁矿单辉岩的相关性略好于含长单辉岩。

表 1 安益镁铁-超镁铁质岩体全岩主量(%)和微量元素(10^{-6})分析结果统计表

Tab. 1 Whole rock major (%) and trace element (10^{-6}) compositions of the Anyi mafic-ultramafic intrusion

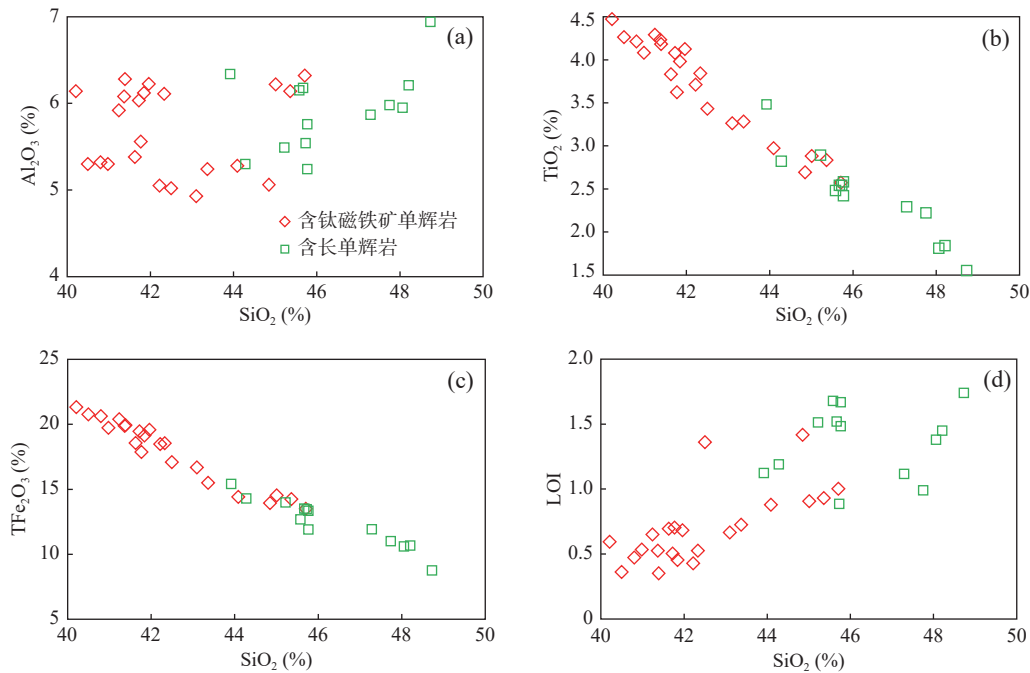
编号	ZK1101-3	ZK1101-9	ZK1101-10	ZK1101-11	ZK1101-12	ZK1101-13	ZK1101-14	ZK1101-15	ZK1101-20	ZK1101-23	ZK1101-26	ZK1101-39	ZK1101-41
岩性	含钛磁铁矿单辉岩										含长单辉岩		
SiO ₂	40.21	41.24	41.37	41.39	41.96	41.73	41.84	42.33	45.01	45.71	45.36	45.67	45.58
TiO ₂	4.47	4.29	4.23	4.18	4.12	4.08	3.98	3.84	2.88	2.57	2.83	2.54	2.48
Al ₂ O ₃	6.14	5.92	6.08	6.28	6.22	6.03	6.12	6.11	6.22	6.32	6.14	6.18	6.15
TFe ₂ O ₃	21.32	20.39	19.88	19.92	19.57	19.45	19.13	18.54	14.52	13.49	14.24	13.51	12.68
MnO	0.18	0.18	0.16	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17
MgO	10.17	10.44	10.48	10.34	10.47	10.56	10.68	10.72	11.65	11.93	11.94	12.14	12.41
CaO	14.02	14.18	14.34	13.87	14.29	14.52	14.55	14.61	14.78	15.31	15.35	14.84	15.28
Na ₂ O	1.18	1.18	1.27	1.24	1.21	1.32	1.29	1.29	1.35	1.41	1.44	1.39	1.42
K ₂ O	1.31	1.42	1.41	1.35	1.33	1.37	1.39	1.26	1.39	1.41	1.38	1.31	1.09
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.14	0.11	0.15	0.15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18
LOI	0.59	0.65	0.53	0.35	0.68	0.5	0.45	0.53	0.91	1	0.93	1.52	1.68
Total	99.73	100.04	99.89	99.21	100.2	99.9	99.78	99.56	99.05	99.48	99.97	99.45	99.12
Sc	58.06	58.15	56.28	59.28	54.61	57.9	43.43	52.93	60.03	52.73	38.48	58.68	64.61
V	1 307	1 299	1 181	1 290	1 130	1 224	1 198	1 183	759.6	735.9	508.8	682	623.8
Co	179.3	175.6	119.9	127.3	108.7	161.7	166.1	123.1	92.31	163.3	62.64	122.7	92.54
Ni	348.4	342	311.7	333.9	279.7	312.4	315.7	304.1	227.8	250.8	157.6	238.3	232.5
Cu	437.85	607.18	398.16	416.29	338.73	378.42	367.36	335.3	322.98	256.2	164.64	171.64	133.77
Zn	145.15	136.83	127.13	153.46	134.98	141.91	143.22	144.45	98.87	109.88	69.11	110.11	99.1
Ga	20.02	19.65	18.87	19.3	17.29	19.26	19.02	18.74	15.18	16.21	10.3	15.83	15.38
Rb	35.19	36.25	34.29	35.66	30.68	34.18	34.31	33.15	34.37	39.09	24.41	37.64	33.56
Sr	397.44	300.56	349.72	393.28	402.4	393.76	393.08	436.8	415.6	503.6	258.12	310.04	250.92
Y	16.16	15.81	14.82	15.23	14.24	16.22	15.8	16.25	15.48	17.32	10.46	16.79	17.8
Zr	114.59	121.91	113.23	77.64	98.59	114.45	82.82	84.05	76.91	113.91	56.77	113.5	123.23
Nb	36.23	37.54	34.94	33.84	30.52	34.69	34.09	35	32.17	35.52	25.83	36.77	39.71
Mo	1.11	1.19	1.11	0.97	0.86	1.29	1.18	1.26	1.03	1.53	0.54	1.42	2.15
Sn	2.85	2.42	2.21	2.2	1.98	2.39	2.17	2.14	1.88	2.12	1.39	3.12	1.98
Ba	575.1	651.4	532.4	606.2	576.6	542.4	570.6	496.8	592.2	733	353	440.1	561.6
La	39.52	41.2	36.93	35.74	35.02	39.49	38.86	39.82	40.22	43.76	27.79	42	46.28
Ce	91.6	94.24	85.2	64.06	61.72	92	69.11	92.56	92.64	99.12	48.5	97.2	106.32
Pr	10.78	11.06	10.05	10.19	9.76	11.01	10.96	11.09	11.06	11.83	7.54	11.66	12.52
Nd	43.88	44.4	40.84	41.66	39.64	44.48	44.24	45.15	44.84	48.23	30.82	46.92	49.8
Sm	7.79	7.72	7.02	7.35	7.05	7.78	7.61	7.97	7.73	8.35	5.46	8.08	8.58
Eu	2.16	2.09	1.99	2.13	2.06	2.19	2.18	2.21	2.22	2.49	1.48	2.28	2.31
Gd	6.66	6.67	6.08	6.37	6.03	6.91	6.64	6.88	6.76	7.11	4.62	7.06	7.53
Tb	0.85	0.83	0.76	0.8	0.75	0.85	0.81	0.85	0.86	0.88	0.58	0.87	0.91
Dy	3.76	3.76	3.39	3.59	3.42	3.81	3.83	3.84	3.68	3.99	2.5	3.93	4.12
Ho	0.64	0.66	0.58	0.62	0.58	0.66	0.65	0.68	0.65	0.68	0.42	0.68	0.7
Er	1.67	1.64	1.55	1.67	1.56	1.72	1.66	1.71	1.71	1.78	1.14	1.76	1.82
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.18	0.2	0.2	0.2	0.2	0.23	0.14	0.21	0.24
Yb	1.25	1.31	1.13	1.23	1.17	1.3	1.26	1.28	1.27	1.28	0.83	1.31	1.39
Lu	0.19	0.19	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.19	0.19	0.12	0.19	0.2
Hf	6.07	6.31	5.72	5.62	5.3	6.17	5.74	5.78	5.47	5.87	4.06	5.88	6.26
Ta	2.75	2.92	2.63	2.58	2.39	2.63	2.57	2.61	2.39	2.55	1.95	2.7	2.79
Tl	0.12	0.13	0.11	0.14	0.1	0.11	0.11	0.11	0.09	0.09	0.06	0.11	0.08
Pb	4.72	4.57	5.4	3.61	5.07	6.21	5.75	5.26	6.33	8.28	5.24	6.7	4.58
Th	6.92	8.38	7.15	5.2	6.11	7.03	6.41	5.76	6	6.06	4.17	6.97	7.9
U	1.08	1.28	1.11	0.8	0.91	1.13	1.19	0.94	1.03	1.14	0.73	1.25	1.39

续表1

编号 岩性	ZK1101-106	ZK1101-114	ZK1101-117	ZK1101-121	ZK1101-126	ZK1101-129	ZK1101-133	ZK1101-135	ZK1101-136	ZK1101-139	ZK1101-141
	含长单辉岩										
SiO ₂	48.06	43.92	45.22	45.77	44.28	45.73	47.29	47.75	45.77	48.21	48.73
TiO ₂	1.81	3.48	2.89	2.58	2.82	2.54	2.29	2.22	2.42	1.84	1.55
Al ₂ O ₃	5.95	6.34	5.49	5.24	5.3	5.54	5.87	5.98	5.76	6.21	6.94
TFe ₂ O ₃	10.59	15.4	13.97	13.33	14.28	13.45	11.91	11	11.89	10.67	8.75
MnO	0.14	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.13
MgO	13.76	10.67	12.38	13.22	13.08	12.88	12.96	12.7	12.81	12.86	12.41
CaO	14.52	15.05	15.56	15.84	15.84	15.69	15.17	15.54	16.21	14.71	14.73
Na ₂ O	0.96	1.49	1.16	0.96	1.09	1.17	1.17	1.51	1.29	1.56	1.55
K ₂ O	2.17	1.36	0.94	0.95	1.12	1.2	1.55	1.29	1.26	1.48	2.31
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.16	0.14	0.15	0.11	0.18	0.17	0.22	0.2	0.24
LOI	1.38	1.12	1.51	1.48	1.19	0.89	1.12	0.99	1.67	1.45	1.74
Total	99.52	99.17	99.45	99.67	99.32	99.37	99.68	99.31	99.45	99.34	99.08
Sc	54.5	72.39	54.66	44.89	70.09	49.48	69.47	71.82	55.91	67.46	51.31
V	406.7	995.5	773.2	690.1	777.7	686.1	601.5	665.1	718.4	480.8	203
Co	117.8	101.7	102.5	103	97.85	98.45	102.5	152.7	101.7	90.61	62.62
Ni	261.9	235.6	242.5	248.4	269	265.3	251.8	246.3	262.8	240	157.1
Cu	71.47	342.16	232.26	188.23	245.42	180.67	124.6	176.47	183.19	35.34	21.23
Zn	87.86	116.27	115.73	100.02	189.27	112.11	96.1	87.7	106.88	78.77	54.19
Ga	12.96	18.45	14.94	13.45	15.29	14.54	14.1	14.06	14.49	14.37	10.45
Rb	53.73	35.61	28.09	26.95	34.78	31.6	42.04	37.86	36.42	48.24	45.97
Sr	370.4	529.6	274.88	255	227.6	346.52	303.04	382.04	379.2	319.04	398.52
Y	14.97	18.2	15.09	14.23	15.69	14.89	17.28	16.73	16.53	19.3	14.46
Zr	85.55	126.09	97.64	67.5	102.95	76.23	121.05	117.64	80.27	193.36	69.86
Nb	40.85	42.92	30.98	26.97	33.07	32.26	37.38	39.17	36.17	50.56	29.93
Mo	1.62	1.37	1.33	0.93	1.28	1.37	1.49	1.3	1.31	2.05	0.93
Sn	1.55	2.4	2.02	1.58	1.91	1.8	1.61	2.05	2.27	2.05	1.32
Ba	932.3	621.6	457.8	472.5	631.3	502.3	826.7	572.8	607.6	676.8	1320
La	43.31	45.16	38.04	33.72	38.45	35.8	44.63	43.97	44.64	57.14	42.3
Ce	97.6	105.28	67.34	60.18	88.96	63.34	101.28	99.2	101.04	187.76	93.36
Pr	11.2	12.73	10.51	9.52	10.78	9.92	12.07	11.6	11.93	14.29	10.87
Nd	44.01	51.73	43.3	39	43.59	40.44	48.74	46.57	47.79	54.92	43.19
Sm	7.4	8.98	7.51	6.81	7.88	7.07	8.21	7.89	8.23	9.24	7.02
Eu	2.11	2.58	2.06	1.95	2.13	2.02	2.36	2.26	2.3	2.42	2.1
Gd	6.49	7.87	6.62	6.28	6.6	6.14	7.34	6.97	7.1	7.53	5.99
Tb	0.75	0.96	0.81	0.72	0.84	0.75	0.87	0.84	0.87	0.94	0.73
Dy	3.45	4.41	3.58	3.38	3.71	3.5	4.01	3.82	3.76	4.4	3.32
Ho	0.58	0.74	0.62	0.59	0.63	0.62	0.7	0.67	0.65	0.76	0.57
Er	1.65	1.89	1.59	1.47	1.63	1.6	1.75	1.69	1.69	1.93	1.48
Tm	0.19	0.24	0.19	0.18	0.2	0.2	0.21	0.2	0.21	0.23	0.17
Yb	1.17	1.43	1.26	1.13	1.2	1.21	1.38	1.29	1.27	1.46	1.13
Lu	0.18	0.2	0.17	0.17	0.17	0.18	0.2	0.19	0.18	0.21	0.16
Hf	5.12	6.76	5.3	4.74	5.65	5.24	6.02	5.93	5.19	7.15	4.54
Ta	2.82	3.2	2.33	2.02	2.68	2.39	2.65	2.8	2.55	3.59	2.01
Tl	0.13	0.11	0.13	0.1	0.12	0.09	0.11	0.11	0.1	0.14	0.1
Pb	5.44	9.92	8.72	5.48	8.91	6.38	4.92	11.11	9.5	9.76	5.92
Th	8.04	7.59	6.08	5.55	7.1	5.98	7.78	7.9	6.33	10.16	5.65
U	1.33	1.34	1.1	1.08	1.17	1.1	1.41	1.38	1.14	1.89	1.02

续表 1

编号	ZK0001-81	ZK0001-82	ZK0001-85	ZK0001-88	ZK0001-89	ZK0001-90	ZK0001-92	ZK0001-93	ZK0001-94	ZK0001-95	ZK0001-96
岩性	含钛磁铁矿单辉岩										
SiO ₂	40.5	40.8	40.98	41.63	41.77	42.22	42.5	43.1	43.37	44.09	44.85
TiO ₂	4.26	4.21	4.08	3.83	3.62	3.71	3.43	3.26	3.28	2.97	2.69
Al ₂ O ₃	5.3	5.32	5.3	5.38	5.56	5.05	5.02	4.93	5.24	5.28	5.06
TFe ₂ O ₃	20.75	20.62	19.72	18.55	17.86	18.46	17.08	16.67	15.49	14.4	13.93
MnO	0.16	0.16	0.18	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.16	0.16	0.15
MgO	11.22	11.27	11.38	11.67	11.68	11.79	11.94	11.86	12.51	12.59	12.79
CaO	14.85	14.59	15.05	15.45	15.62	15.79	16.22	16.55	15.93	16.26	16.6
Na ₂ O	0.95	0.95	0.88	0.87	0.9	0.87	0.87	0.87	0.78	0.95	0.97
K ₂ O	0.95	0.97	1.14	1.14	1.09	0.97	0.92	0.92	1.35	1.42	1
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.13	0.29	0.53	0.09	0.2	0.23	0.27	0.21	0.12
LOI	0.36	0.47	0.53	0.69	0.7	0.43	1.36	0.66	0.73	0.88	1.42
Total	99.42	99.47	99.37	99.66	99.49	99.54	99.71	99.23	99.11	99.21	99.58
Sc	64.87	70.16	70.98	62.49	66.95	53.33	64.25	74.26	67.04	72.04	66.52
V	1 351	1 375	1 319	1 178	1 096	1 175	1 078	1 071	959.7	891.8	792.8
Co	139.4	188.1	137.6	131.2	123.8	128.4	125.3	121.5	111.7	106.4	102.3
Ni	382.6	394.4	376.3	336.8	324.3	363.8	321.4	311.7	282.1	280.2	260.6
Cu	473.41	470.61	404.53	244.86	241.08	303.24	289.17	242.41	203.84	187.11	204.33
Zn	150.23	151.54	185.8	129.44	128.36	130.13	128.51	120.27	122.05	104.57	97.41
Ga	18.9	19.67	19.15	18.32	18.13	17.9	17.34	17.38	15.44	15.71	15.21
Rb	24.86	27	31.63	31.12	29.5	26	25.18	26.72	38.21	39.18	27.07
Sr	306.92	295.56	421.2	352.72	371	289.16	342.44	305.56	297.6	330.32	261.92
Y	14.24	14.52	15.48	17.35	19.92	14.78	15.91	16.79	15.56	16.09	15.31
Zr	69.23	72.86	77.18	77	71.32	76	70.73	75.05	63.05	71.41	78.27
Nb	26.97	27.7	29.33	29.4	27.41	27.54	26.9	27	27.73	27.52	28.2
Mo	0.9	0.96	1.17	1.13	0.98	1.03	1.02	1.01	0.72	0.95	1.13
Sn	2.13	2.19	2.18	2.06	2.22	2.08	2.01	2.92	1.73	1.95	1.99
Ba	322.5	405	491.2	672.8	578	324.6	441.1	333.7	1 636	757.1	364.3
La	30.93	30.59	33.03	42.71	52.71	30.34	32.74	38.43	34.74	37.25	33.17
Ce	56.18	55.92	60.51	99.44	154.32	55.83	61.04	69.63	65.06	68.32	60.06
Pr	9.12	9.03	9.78	12.21	14.99	8.98	10.13	11.17	10.57	10.99	9.58
Nd	37.88	37.54	40.63	49.74	61.23	38.02	42.94	46.59	44.88	45.59	39.86
Sm	6.83	6.83	7.31	8.59	10.25	6.96	7.73	8.37	7.82	8.22	7.19
Eu	1.87	1.95	2.04	2.26	2.71	1.94	2.15	2.4	2.22	2.22	1.95
Gd	5.93	6.08	6.48	7.28	8.64	6.21	6.78	7.27	7	7.08	6.25
Tb	0.73	0.73	0.81	0.91	1.06	0.76	0.82	0.87	0.84	0.86	0.78
Dy	3.34	3.37	3.59	4.05	4.6	3.58	3.73	3.89	3.66	3.92	3.55
Ho	0.56	0.58	0.64	0.69	0.78	0.61	0.66	0.68	0.64	0.66	0.62
Er	1.43	1.45	1.59	1.75	1.98	1.5	1.62	1.69	1.62	1.61	1.49
Tm	0.18	0.17	0.19	0.19	0.24	0.19	0.2	0.19	0.2	0.2	0.19
Yb	1.09	1.08	1.24	1.27	1.39	1.18	1.15	1.23	1.17	1.26	1.14
Lu	0.17	0.16	0.17	0.19	0.21	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18
Hf	5.11	5.16	5.51	5.4	5.16	5.48	5.31	5.6	4.8	5.22	5.64
Ta	2.09	2.12	2.19	2.19	1.99	2.07	2.08	2.14	2.04	2.1	2.28
Tl	0.06	0.06	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.11	0.11	0.15	0.07
Pb	12.25	8.03	9.76	5.86	6.74	4.41	3.95	4.1	2.25	3.11	8.24
Th	4.82	5.25	5.4	6.29	5.46	5.42	4.64	5.75	4.03	5.34	6.48
U	0.75	0.83	0.89	1.01	0.9	0.87	0.83	1.07	0.72	0.97	1.16

图5 安益岩体 SiO_2 哈克图解Fig. 5 Plots of SiO_2 versus Al_2O_3 , TiO_2 , TFe_2O_3 and LOI

4.2 稀土元素和微量元素地球化学特征

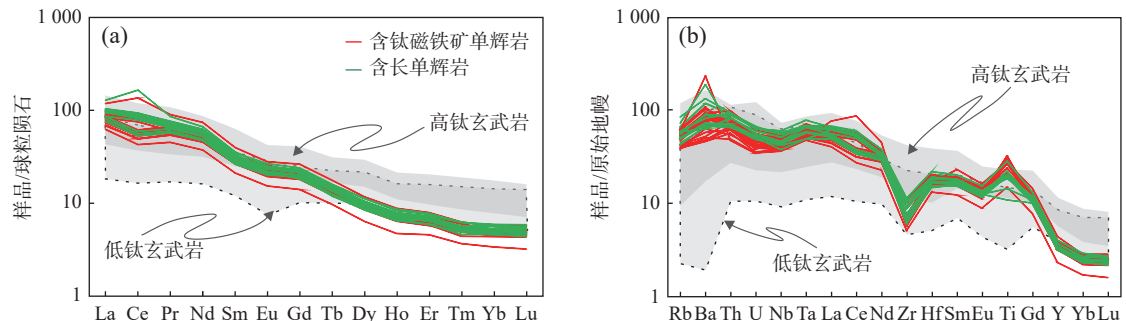
含钛磁铁矿单辉岩的稀土元素总量(ΣREE)为 $131.94 \times 10^{-6} \sim 315.12 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 值为 5.77~8.89, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 14.30~21.08, 表明轻、重稀土元素之间的分馏程度较大。含长单辉岩的稀土元素总量 ΣREE 为 $165.08 \times 10^{-6} \sim 343.23 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 值为 6.29~10.79, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 16.47~21.83, 轻、重稀土元素之间的分馏也较明显。

含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩的稀土元素球粒陨石标准化配分图和微量元素原始地幔标准化配

分图(图6)均具有相似的特征, 均位于高 Ti 玄武岩与低 Ti 玄武岩交汇范围内。在稀土元素配分模式图显示出轻微的 Eu 负异常, 轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的“右倾型”配分模式(图6a); 在微量元素蛛网图(图6b)上显示出明显的 Zr 和 Y 负异常, 含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩均显示出明显的 Ti 正异常特征。

4.3 Sr-Nd 同位素特征

安益岩体 Sr-Nd 同位素数据(表2)显示, 含钛磁铁矿单辉岩 $\varepsilon\text{Nd}(t=260 \text{ Ma})$ 值为 $-13.17 \sim -11.97$, 平均值为



球粒陨石数据来自 Anders 等(1989); 原始地幔数据来自 Sun 等(1989); 高 Ti 玄武岩数据来自 Xiao 等(2004)、Wang 等(2007)、Song 等(2008)、Anh 等(2011)、Tian 等(2017); 低 Ti 玄武岩数据来自 Xiao 等(2004)、Wang 等(2007)、Anh 等(2011)、Tian 等(2017)、Liu 等(2022)

图6 安益岩体稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化配分图(b)

Fig. 6 (a) Chondrite-normalized REE patterns, and (b) primitive mantle-normalized immobile trace element diagrams for whole-rock samples from the Halatumiao intrusion

表 2 安益镁铁-超镁铁质岩体全岩 Nd-Sr 同位素分析结果统计表

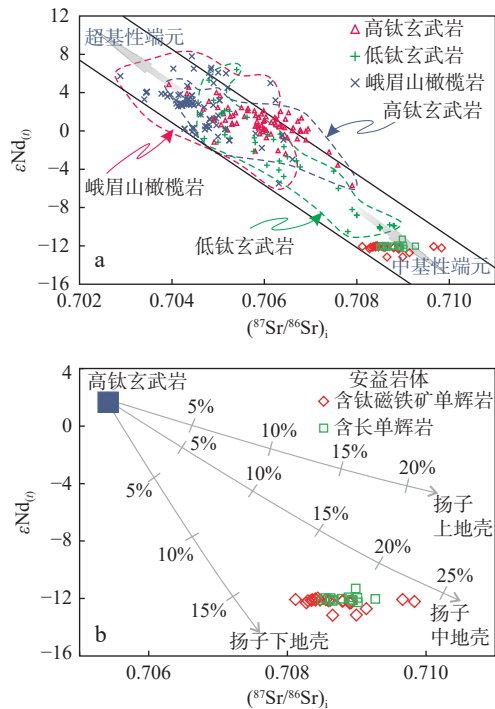
Tab. 2 Whole rock Nd-Sr concentrations and isotopes of the Anyi mafic-ultramafic intrusion

样品	岩性	Rb (10^{-6})	Sr (10^{-6})	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	$\pm 2\sigma$	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	$\varepsilon\text{Nd}(t)$
ZK1101-3	含钛磁铁矿 单辉岩	35.19	397.44	0.709 943	0.000 006	0.708 995	7.79	43.88	0.512 148	0.000 008	0.511 964	-13.15
ZK1101-9		36.25	300.56	0.709 946	0.000 005	0.708 654	7.72	44.4	0.512 143	0.000 009	0.511 963	-13.17
ZK1101-10		34.29	349.72	0.709 521	0.000 005	0.708 471	7.02	40.84	0.512 195	0.000 007	0.512 017	-12.12
ZK1101-11		35.66	393.28	0.709 409	0.000 005	0.708 438	7.35	41.66	0.512 207	0.000 006	0.512 024	-11.97
ZK1101-12		30.68	402.4	0.709 373	0.000 005	0.708 556	7.05	39.64	0.512 203	0.000 007	0.512 019	-12.08
ZK1101-13		34.18	393.76	0.709 333	0.000 004	0.708 403	7.78	44.48	0.512 203	0.000 007	0.512 022	-12.02
ZK1101-14		34.31	393.08	0.709 345	0.000 006	0.708 41	7.61	44.24	0.512 195	0.000 006	0.512 017	-12.12
ZK1101-15		33.15	436.8	0.709 176	0.000 005	0.708 363	7.97	45.15	0.512 201	0.000 007	0.512 018	-12.09
ZK1101-20		34.37	415.6	0.710 548	0.000 005	0.709 662	7.73	44.84	0.512 198	0.000 006	0.512 019	-12.07
ZK1101-23		39.09	503.6	0.709 754	0.000 005	0.708 923	8.35	48.23	0.512 194	0.000 007	0.512 015	-12.16
ZK1101-26	含长单辉 岩	24.41	258.12	0.709 815	0.000 004	0.708 802	5.46	30.82	0.512 199	0.000 006	0.512 016	-12.14
ZK1101-39		37.64	310.04	0.709 923	0.000 006	0.708 623	8.08	46.92	0.512 203	0.000 007	0.512 025	-11.97
ZK1101-41		33.56	250.92	0.710 217	0.000 005	0.708 785	8.58	49.8	0.512 201	0.000 009	0.512 023	-12.01
ZK1101-106		53.73	370.4	0.710 541	0.000 006	0.708 987	7.4	44.01	0.512 233	0.000 009	0.512 059	-11.3
ZK1101-114		35.61	529.6	0.709 989	0.000 004	0.709 269	8.98	51.73	0.512 201	0.000 006	0.512 021	-12.03
ZK1101-117		28.09	274.88	0.710 103	0.000 006	0.709 009	7.51	43.3	0.512 205	0.000 007	0.512 025	-11.95
ZK1101-121		26.95	255	0.710 014	0.000 006	0.708 882	6.81	39	0.512 208	0.000 007	0.512 027	-11.92
ZK1101-126		34.78	227.6	0.710 582	0.000 006	0.708 945	7.88	43.59	0.512 204	0.000 006	0.512 017	-12.12
ZK1101-129		31.6	346.52	0.709 629	0.000 005	0.708 652	7.07	40.44	0.512 195	0.000 007	0.512 014	-12.17
ZK1101-133		42.04	303.04	0.710 153	0.000 005	0.708 667	8.21	48.74	0.512 193	0.000 006	0.512 019	-12.08
ZK1101-135	含钛磁铁矿 单辉岩	37.86	382.04	0.709 557	0.000 005	0.708 496	7.89	46.57	0.512 193	0.000 006	0.512 017	-12.11
ZK1101-136		36.42	379.2	0.709 576	0.000 005	0.708 547	8.23	47.79	0.512 203	0.000 007	0.512 025	-11.97
ZK1101-139		48.24	319.04	0.710 638	0.000 006	0.709 019	9.24	54.92	0.512 183	0.000 007	0.512 009	-12.27
ZK1101-141		45.97	398.52	0.710 166	0.000 006	0.708 931	7.02	43.19	0.512 186	0.000 006	0.512 018	-12.1
ZK0001-81		24.86	306.92	0.709 166	0.000 006	0.708 298	6.83	37.88	0.512 202	0.000 009	0.512 015	-12.15
ZK0001-82		27	295.56	0.709 251	0.000 006	0.708 273	6.83	37.54	0.512 196	0.000 007	0.512 008	-12.3
ZK0001-85		31.63	421.2	0.710 638	0.000 005	0.709 834	7.31	40.63	0.512 198	0.000 008	0.512 012	-12.22
ZK0001-88		31.12	352.72	0.709 537	0.000 006	0.708 592	8.59	49.74	0.512 194	0.000 007	0.512 015	-12.15
ZK0001-89		29.5	371	0.709 195	0.000 005	0.708 343	10.25	61.23	0.512 19	0.000 006	0.512 017	-12.12
ZK0001-90		26	289.16	0.709 582	0.000 006	0.708 619	6.96	38.02	0.512 206	0.000 008	0.512 016	-12.12
ZK0001-92	含钛磁铁矿 单辉岩	25.18	342.44	0.709 581	0.000 005	0.708 793	7.73	42.94	0.512 199	0.000 007	0.512 013	-12.2
ZK0001-93		26.72	305.56	0.709 855	0.000 006	0.708 918	8.37	46.59	0.512 194	0.000 007	0.512 008	-12.29
ZK0001-94		38.21	297.6	0.710 275	0.000 007	0.708 9	7.82	44.88	0.512 187	0.000 006	0.512 007	-12.32
ZK001-95		39.18	330.32	0.710 408	0.000 007	0.709 138	8.22	45.59	0.512 173	0.000 007	0.511 986	-12.71
ZK0001-96		27.07	261.92	0.709 224	0.000 007	0.708 117	7.19	39.86	0.512 206	0.000 007	0.512 019	-12.07

注: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 和 ε_{Nd} 的计算采用现今球粒陨石值: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512 638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.196 7$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704 5$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.081 6$, $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704 5$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.081 6$, $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$ 。

-12.26; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.708 117~0.709 834, 平均值为 0.708 705。含长单辉岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t=260 \text{ Ma})$ 值为 -12.27~-11.30, 平均值为 -12.01; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.708 496~

0.709 269, 平均值为 0.708 856。在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 相关图上(图 7), 样品与峨眉山高 Ti、低 Ti 玄武岩、橄榄岩具有相似的地幔演化序列, 位于玄武岩演化序



高 Ti 玄武岩数据来自 Xu 等(2001)、Xiao 等(2004)、Wang 等(2007)、Qi 等(2008)、Song 等(2008)、姜寒冰等(2009)、Anh 等(2011)、Tian 等(2017)、Liu 等(2022); 低 Ti 玄武岩数据来自 Xu 等(2001)、张招崇等(2004)、Xiao 等(2004)、Wang 等(2007)、Zhang 等(2008)、Li 等(2010)、Anh 等(2011)、Li 等(2016)、Tian 等(2017)、Liu 等(2022); 橄榄岩数据来自 Xu 等(2001)、Zhang 等(2006)、Yao 等(2021)、Yu 等(2024); 扬子地壳数据来自 Chen 等(1998)、Gao 等(1999)、Ma 等(2000)

图7 安益岩体 $\epsilon\text{Nd}(t)$ -($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 相关图(a)和地壳混染模拟图(b)

Fig. 7 (a) $\epsilon\text{Nd}(t)$ -($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t isotopes of the Anyi intrusive rocks, and (b) modeling for the crustal contamination

列的中基性端元。

5 讨论

5.1 热液蚀变

热液蚀变一般是指后期热液与岩石进行物质交换,导致岩石中原有的矿物发生蚀变形成新的矿物组合;热液流体中的化学物质可以改变岩石的化学成分,如通过溶解和沉淀作用,使岩石中某些元素富集或贫化。通过野外及室内镜下观察表明,安益岩体遭受热液蚀变作用程度较弱,仅个别样品见绿泥石化(图4b);安益岩体中较低的 LOI 值(表1),表明岩石的热液蚀变作用普遍不强。Zr 元素是典型的高场强元素,在热液蚀变过程中其化学性质稳定,与强不相容元素和稳

定元素之间的数据应是线性的(Hastie et al., 2013)。因此,可以用 Zr 元素与其他元素的相关性来判断元素受蚀变影响程度。Th、La、Nb、Yb、Nd、Gd 与 Zr 均表现出正相关性(图8),表明热液作用对上述元素的影响不大。这些元素与 LOI 值的相关性不明显(图9),表明热液蚀变作用对其含量变化影响不大。

5.2 岩浆源区

峨眉山玄武岩分为低 Ti 玄武岩和高 Ti 玄武岩两大类,两者之间表现出不同的主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征,所以多数学者认为高 Ti 和低 Ti 玄武岩来自不同的源区(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004)。Xu 等(2001)通过对宾川、东川、米易、二滩地区峨眉山高 Ti 和低 Ti 玄武岩的微量元素特征和 Sr-Nd 同位素特征研究,认为峨眉山大火成岩省在空间上具有不同的化学特征,大火成岩省西部以低 Ti 玄武岩为主,大火成岩省东部以高 Ti 玄武岩为主;玄武岩化学成分的空间变化,从低 Ti 到高 Ti 玄武岩的转变,不仅表明地幔熔融柱在加深,还标志着地幔柱活动从高峰期向衰退期的过渡;低 Ti 玄武岩可能形成于地温较高、岩石圈较薄的地幔柱轴部区域;相反,高 Ti 玄武岩是由地幔柱边缘的地幔因温度较低和岩石圈较厚而经历较低程度的熔融而产生的。Tian 等(2017)研究认为,低 Ti 玄武岩的源区为受板片流体交代的岩石圈地幔,而高 Ti 玄武岩则来源于下地幔形成的地幔柱。姜寒冰等(2009)研究认为鲁甸-东川和宾川-永胜-丽江地区的低 Ti 玄武岩主要形成于尖晶石稳定域与石榴石稳定域的过渡带,而高 Ti 玄武岩则主要形成于石榴石稳定域;在岩浆上升过程中,低 Ti 玄武岩浆受到陆壳物质的混染程度明显高于高 Ti 玄武岩浆,混染物主要是下地壳变质岩,少量上地壳物质。相似的研究来自玉门地区的高 Ti 玄武岩,Yao 等(2021)认为高 Ti 岩浆来源于石榴石橄榄岩成分,在岩浆上升过程中经历了较为复杂的岩浆作用,形成了如今多种不同类型的高 Ti 玄武岩。Xiao 等(2004)在对宾川峨眉山玄武岩的研究中发现高 Ti 玄武岩的地球化学特征与 OIB 类似,表明其可能是由地幔柱形成的,高 Ti 岩浆在喷发之前经历了斜长石和单斜辉石的分馏,且地壳混染程度极低;相反,低 Ti 玄武岩是峨眉山地幔柱与 SCLM(次大陆岩石圈地幔)之间的广泛相互作用的结果。Wang 等(2007)在对金平-颂达地区高 Ti 和低 Ti 玄武岩的研究后认为,原生高 Ti 岩浆来源于富集的深源地幔,可能经历了单斜辉石与斜长石的分离结晶,且未受地壳混染,而低 Ti 玄武岩则是由苦

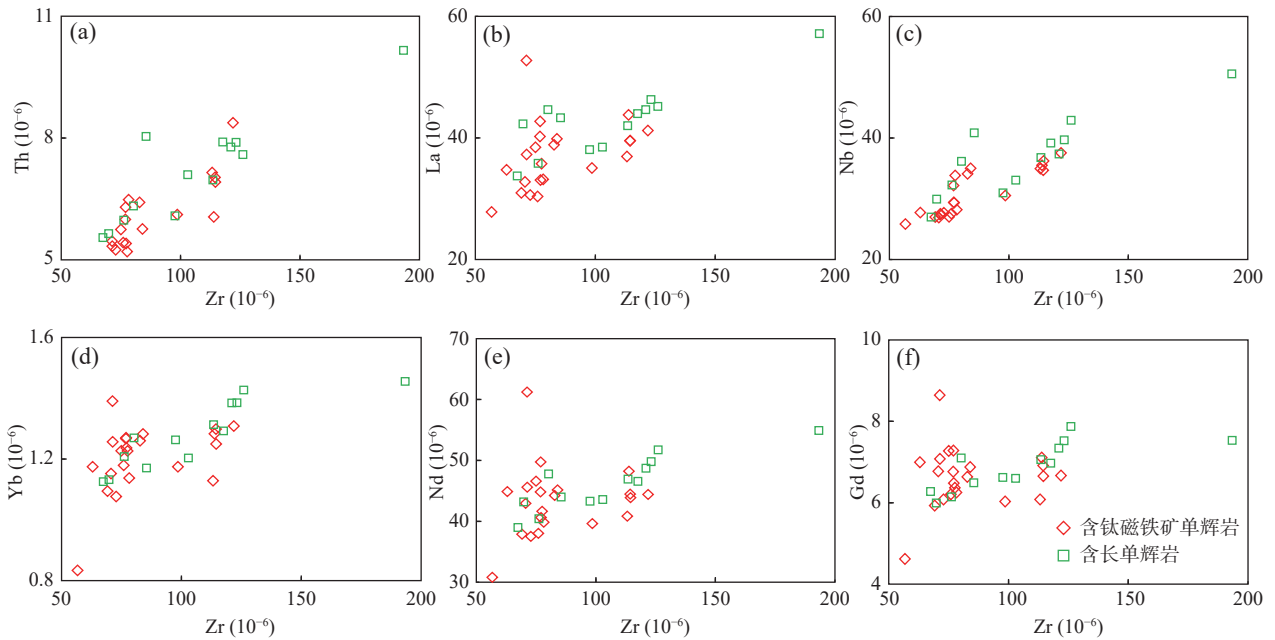


图8 安益岩体微量元素与 Zr 含量相关性图解

Fig. 8 Plots of Zr versus the select elements of the Anyi samples for the hydrothermal alteration

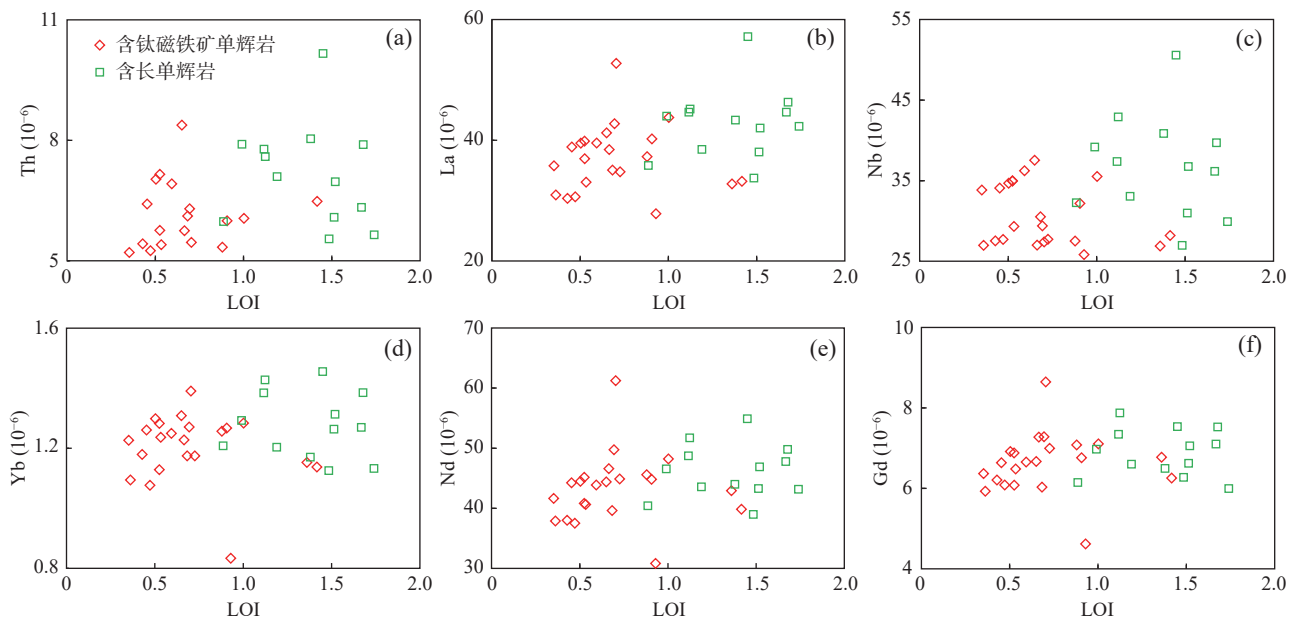


图9 安益岩体微量元素与 LOI 含量相关性图解

Fig. 9 Plots of LOI value versus the select elements of the Anyi samples for the hydrothermal alteration

橄质熔体经过 AFC 过程形成的。

也有部分学者认为,高 Ti 和低 Ti 岩浆来源于相同的源区,只是经历了不同的演化过程,岩浆成分的不同是受到了铁钛氧化物分离结晶过程的影响(Hou et al., 2011);高 Ti 和低 Ti 岩浆具有相似的辉石岩源区,岩浆成分差异可能是由于岩浆源区压力或部分熔融程度不同以及地壳混染差异造成(Shellnutt et al.,

2011; Ren et al., 2017)。柏中杰等(2024)研究认为,峨眉山大火成岩省中层状岩体的母岩浆为富 Fe-Ti 的玄武质岩浆,与峨眉山高 Ti 玄武岩的成分类似,发生了大规模钒钛磁铁矿成矿作用;这种富 Fe-Ti 的玄武质岩浆可能有 4 种成因:①来自富铁钛的辉石岩地幔源区。②地幔柱-俯冲洋壳相互作用过程中溶解了俯冲洋壳中的铁钛氧化物。③深部岩浆房橄榄石等硅酸

盐矿物的广泛分离结晶。④深部岩浆房经过液态不混溶形成的富铁熔体。

安益岩体含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩的稀土和微量元素均显示出与峨眉山高 Ti 玄武岩相似的特征(图 6a、图 6b), 暗示其与高 Ti 玄武岩可能形成于相似的源区。在 Sr-Nd 同位素特征图上(图 7a), 安益岩体的样品与峨眉山玄武岩、橄榄岩具有相似的地幔演化序列, 落在中基性端元, 表明安益岩体由深源地幔岩浆演化而来。模拟计算结果(图 7b)显示, 安益岩体经历了 15%~25% 的扬子中下地壳物质的混染; 如此高的混染程度(~25%)与岩石特征不符, 也与高 Ti 玄武岩混染程度低的特征不一致, 暗示其源区可能含有富集特征的地壳再循环物质。

5.3 岩浆演化

峨眉山玄武岩的原生岩浆为 MgO 含量 14%~23% 的苦橄质岩浆, 这种岩浆是在高温条件下地幔柱

物质部分熔融产生的(Ren et al., 2017)。峨眉山高 Ti、低 Ti 玄武岩的原生岩浆在成分上的差异反映了地幔柱熔融柱内不同深度发生部分熔融程度的差异。 $Mg^{\#}$ ($Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe)$)是鉴别原生岩浆与演化岩浆的重要指标之一。前人对地幔橄榄岩平衡时原生岩浆的 $Mg^{\#}$ 有不同观点: $Mg^{\#}$ 值为 0.63~0.73(Green, 1975)、 $Mg^{\#}$ 值为 0.68~0.73(Frey et al., 1978)、 $Mg^{\#}>0.68$ (Hess, 1992)。如果以 $Mg^{\#}=0.65\sim0.73$ 代表原生岩浆或近于原生岩浆的 $Mg^{\#}$ 范围, 笔者以 $Mg^{\#}=0.65$ 为界线, 当 $Mg^{\#}>0.65$ 时, 较为接近原生岩浆的 $Mg^{\#}$ 值, 主要由低演化程度的岩浆组成; 相反, 当 $Mg^{\#}<0.65$ 时, 则主要由演化的岩浆组成。安益岩体含钛磁铁矿单辉岩 $Mg^{\#}$ 值为 0.486~0.645, 均小于 0.65; 含长单辉岩 $Mg^{\#}=0.579\sim0.738$, 除 4 个样品外, 均大于 0.65(图 10), 暗示含钛磁铁矿单辉岩可能由演化岩浆组成, 含长单辉岩主要由低演化岩浆组成, 也有部分演化岩浆。

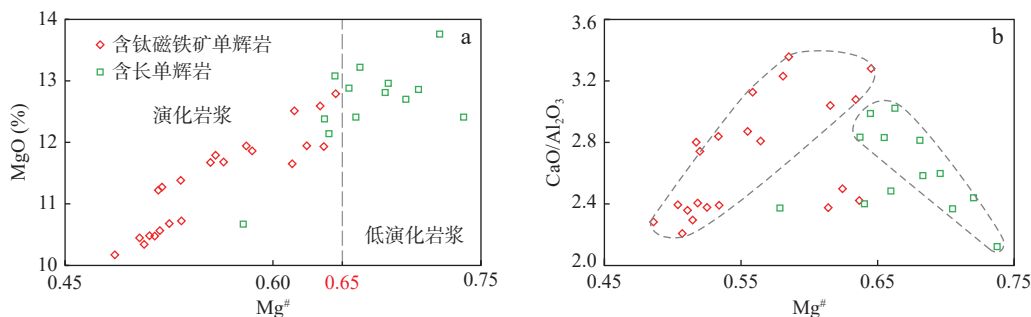


图10 安益岩体 MgO - $Mg^{\#}$ 图解(a)和 CaO/Al_2O_3 - $Mg^{\#}$ 图解(b)

Fig. 10 (a) Plots of MgO versus $Mg^{\#}$, and (b) plots of CaO/Al_2O_3 versus $Mg^{\#}$ of the Anyi intrusion

基性-超基性岩的地球化学特征很大程度上取决于堆晶矿物的比例(Yu et al., 2014)。在 SiO_2 与其他氧化物的相关性图解上(图 5), TiO_2 、 TFe_2O_3 和 SiO_2 呈明显的负相关, 是由于 Fe-Ti 氧化物的结晶分异引起的; SiO_2 与 Al_2O_3 相关性图(图 5a)显示, 含钛磁铁矿单辉岩 Al_2O_3 含量随 SiO_2 含量增加而减少, 但含长单辉岩 Al_2O_3 含量随 SiO_2 含量增加而增加, 说明长石结晶程度从含钛磁铁矿单辉岩到含长单辉岩逐渐增加。含钛磁铁矿单辉岩 CaO/Al_2O_3 与 $Mg^{\#}$ 呈正相关(图 10b), 表明在含钛磁铁矿单辉岩中主要发生了单斜辉石的分离结晶作用, 而含长单辉岩的 CaO/Al_2O_3 与 $Mg^{\#}$ 呈负相关是由长石的堆晶作用导致。在安益岩体 ZK1101 中元素含量随钻孔深度变化图解(图 11)中, TFe_2O_3 与 TiO_2 含量随深度的增加而减少, 可能是 Fe-Ti 氧化物发生分离结晶与热液蚀变共同作用的结果, 钻孔浅部的热液蚀变作用, 可能对 Fe-Ti 氧化物具有

一定的富集作用; 含长单辉岩 MgO 含量明显高于含钛磁铁矿单辉岩, 表明含长单辉岩早于含钛磁铁矿单辉岩形成。

5.4 同化混染

前人研究表明, 峨眉山玄武岩在演化过程中受到了不同程度的地壳物质同化混染作用, 低 Ti 玄武岩浆受到陆壳物质的混染明显, 而高 Ti 玄武岩混染程度较弱; 同化混染对 Sr 同位素和大离子亲石元素的影响程度大于对稀土元素和 Nd 同位素的影响, 混染物主要是下地壳变质岩, 也有少量上地壳物质(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; Wang et al., 2007; 姜寒冰等, 2009; Shellnutt et al., 2011; Ren et al., 2017)。安益岩体出露面积较小, 未观察到围岩捕虏体等显示岩浆与围岩之间有物质交换的直接证据。

由于分配系数相近的原因, 幔源岩浆在分离结晶过程中不会显著改变 Th/Nb 、 La/Nb 、 Th/Ta 和 Nb/U 值

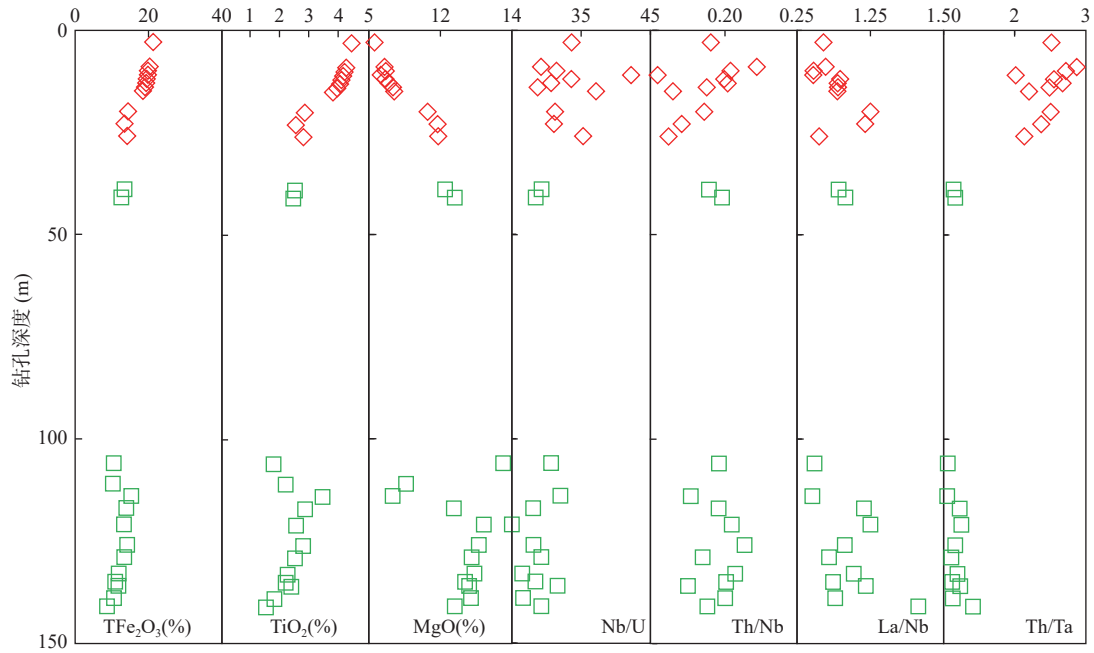


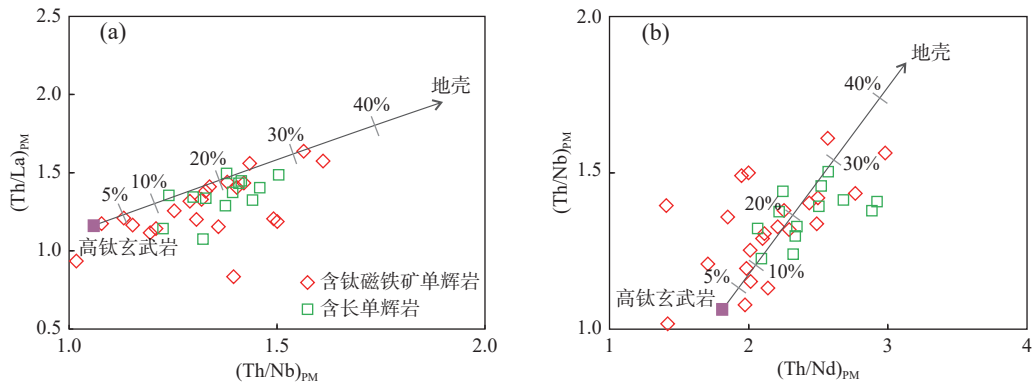
图11 安益岩体 ZK1101 中地球化学特征随钻孔深度变化特征

Fig. 11 Stratigraphic variation of TFe_2O_3 , TiO_2 , Nb/U, Th/Nb, La/Nb and Th/Ta for the ZK1101 drill of Anyi intrusion

(Meng et al., 2023)。但是, 由于地壳物质富集大离子亲石元素 Th、Rb、Ba, 亏损 Nb、Ta、Ti 等元素; 所以, 岩浆在上升过程中, 如果有地壳物质的加入, 则会增加岩浆体系中 SiO_2 、 K_2O 和 Th、Rb、Ba 等大离子亲石元素的丰度, 导致 $\text{Th}/\text{Nb}(>5)$ 、 $\text{La}/\text{Nb}(>12)$ 和 Th/Ta 值增高并降低 Nb/U 值(Pearce, 2008)。安益岩体具有低的 $\text{Th}/\text{Nb}(0.15\sim0.23)$ 、 $\text{La}/\text{Nb}(1.05\sim1.92)$ 、 $\text{Th}/\text{Ta}(1.97\sim2.93)$ 值和高的 Nb/U 值(24~42)(图 11), 暗示安益岩体地壳混染程度总体较弱。

从元素地球化学角度来看, 总分配系数相同或很

相近的元素比值在岩浆结晶过程中不会发生改变。因此, 根据总分配系数相同或很相近之间的协变关系, 可以模拟计算是否存在同化混染作用及混染程度(Baker et al., 1997; Macdonald et al., 2001)。笔者使用原始地幔标准化微量元素比值 $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ 和 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 以及 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 和 $(\text{Th}/\text{Nd})_{\text{PM}}$ 来计算安益岩体同化混染程度, 选用高 Ti 玄武岩微量元素平均值作为岩浆成分, 选用同地区普登岩群微量元素平均值作为地壳端元, 模拟结果显示安益岩体的岩浆经历了 5%~30% 的地壳混染(图 12), 与 Nd-Sr 同位素模拟结果类似。



原始地幔数据来自 Palme 等(2014); 高 Ti 玄武岩: $\text{Th}=5.64\times10^{-6}$ 、 $\text{La}=39.05\times10^{-6}$ 、 $\text{Nb}=37.22\times10^{-6}$ 、 $\text{Nd}=49.15\times10^{-6}$ (Xiao et al., 2004; Wang et al., 2007; Song et al., 2008; Anh et al., 2011; Tian et al., 2017); 地壳(普登岩群): $\text{Th}=9.94\times10^{-6}$ 、 $\text{La}=23.44\times10^{-6}$ 、 $\text{Nb}=18.38\times10^{-6}$ 、 $\text{Nd}=25.03\times10^{-6}$ (邓尚贤, 2000; 汪刚, 2016; 郭锐, 2020; 孙力, 2022)。

图12 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ 关系图(a)和 $(\text{Th}/\text{Nd})_{\text{PM}}-(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 关系图(b)

Fig. 12 (a) Plots of $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ versus $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$, and (b) $(\text{Th}/\text{Nd})_{\text{PM}}$ versus $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$

该结论明显与微量元素特征不一致, 岩浆演化过程中也不可能有如此高度的地壳混染; 源区地壳物质交代作用和地壳浅部同化混染作用均可以导致样品的稀土、微量元素以及 Sr-Nd 同位素具有强烈的地壳特征; 安益岩体的计算结果显示高程度的混染比例 (~30%) 与岩石特征不符, 显然不全是由地壳混染引起的。相对合理的解释是, 岩浆在源区已有富集特征的壳源物质加入, 才会导致部分样品显示高达 30% 的混染。类似的结果在镁铁-超镁铁质岩体及其相关的岩浆硫化物矿床中也出现, 如金川矿床在深部有地壳富 Si 物质的加入(Xue et al., 2023)。

6 结论

(1) 安益岩体的主要岩石类型为含钛磁铁矿单辉岩和含长单辉岩, 少量含钛磁铁矿辉长岩、角闪辉长岩、含长单辉橄辉岩。

(2) 安益岩体具有轻稀土元素富集、重稀土元素亏损、Nd-Sr 同位素富集的特征, 与峨眉山高 Ti 玄武岩相似。

(3) 安益岩体来源于深源地幔的部分熔融, 且在源区有富集特征的壳源物质加入; 岩浆在演化过程中主要经历了单斜辉石、斜长石及 Fe-Ti 氧化物的结晶分异作用, 上升过程中发生了较低程度的地壳混染。

致谢: 微量元素及 Nd-Sr 同位素分析测试过程中得到了国家地质实验测试中心李超研究员的帮助; 主量元素分析过程中得到了长安大学王柱命老师的帮助; 两位审稿专家给出了非常好的修改意见, 在此一并致谢!

参考文献(References):

- 柏中杰, 钟宏, 朱维光. 峨眉山大火成岩省钒钛磁铁矿矿床成因研究进展[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2024, 43(3): 292-305.
- BAI Zhongjie, ZHONG Hong, ZHU Weiguang. Progresses of studies on the genesis of Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan Large Igneous Province[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2024, 43(3): 292-305.
- 邓尚贤. 滇中苍山群和直林群的变质作用演化与地球化学研究[D]. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所, 2000.
- DENG Shangxian. The Evolution of Metamorphism and Geochemistry for the Cangshan and Julin Groups in Central Yunnan, China[D]. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2000.
- 高晓峰, 隋清霖, 尤敏鑫, 等. 造山带岩浆铜镍硫化物矿床深部动力学机制探讨[J]. 西北地质, 2025, 58(3): 206-220.
- GAO Xiaofeng, SUI Qinglin, YOU Minxin, et al. Study on Dynamic Mechanism of Magmatic Copper-Nickel Sulfide Deposits in Orogenic Belts[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(3): 206-220.
- 郭锐. 云南牟定县戌街地区黄草坝岩体地球化学特征与成岩时代[D]. 成都: 成都理工大学, 2020.
- GUO Rui. Geochemical Characteristics and Petrogenic Age of Huangcaoba Intrusion in Xujie Area, Muding County, Yunnan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2020.
- 姜寒冰, 姜常义, 钱壮志, 等. 云南峨眉山高钛和低钛玄武岩的岩石成因[J]. 岩石学报, 2009, 25(5): 1117-1134.
- JIANG Hanbing, JIANG Changyi, QIAN Zhuangzhi, et al. Petrogenesis of high-Ti and low-Ti basalts in Emeishan, Yunnan, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(5): 1117-1134.
- 梁有彬, 李艺. 中国铂族元素矿床类型和地质特征[J]. 矿产与地质, 1997, 17(3): 2-8.
- LIANG Youbin, LI Yi. Types and geological characteristics of platinum group element deposits in China[J]. Mineral Resources and Geology, 1997, 17(3): 2-8.
- 孙力. 扬子陆块西南缘中-新元古代沉积盆地构造演化及其地质意义[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2022.
- SUN Li. Tectonic Evolution of the Meso-Neoproterozoic Sedimentary Basins and Its Geological Significance on the Southwestern Margin of the Yangtze Block[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2022.
- 唐冬梅, 秦克章, 刘秉光, 等. 铂族元素矿床的主要类型、成矿作用及研究展望[J]. 岩石学报, 2008, 24(3): 569-588.
- TANG Dongmei, QIN Kezhong, LIU Bingguang, et al. The major types, metallogenesis of platinum-group element deposits and some prospects[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(3): 569-588.
- 汤中立. 中国的小岩体岩浆矿床[J]. 中国工程科学, 2002, 4(6): 9-12.
- TANG Zhongli. Magmatic Ore Deposits in Small Rockbody in China[J]. Strategic Study of CAE, 2002, 4(6): 9-12.
- 汤中立, 焦建刚, 闫海卿, 等. 小岩体成(大)矿理论体系[J]. 中国工程科学, 2015, 17(2): 4-18.
- TANG Zhongli, JIAO Jiangang, YAN Haiqing, et al. Theoretical system for(large) deposit formed by smaller intrusion[J]. Strategic Study of CAE, 2015, 17(2): 4-18.
- 汪刚. 云南牟定地区混合岩特征及铀成矿作用[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- WANG Gang. Characteristics and Uranium of Migmatite Rocks in the Mouding Area in Yunnan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016.
- 王焰, 钟宏, 曹勇华, 等. 我国铂族元素、钴和铬主要矿床类型的分布特征及成矿机制[J]. 科学通报, 2020, 65(33): 3825-3838.

- WANG Yan, ZHONG Hong, CAO Yonghua, et al. Genetic classification, distribution and ore genesis of major PGE, Co and Cr deposits in China: A critical review[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2020, 65(33): 3825–3838.
- 杨宗良, 张正清, 李石英, 等. 牟定安益地区超贫磁铁矿产出特征[J]. *地球学报*, 2013, 34(1): 122–126.
- YANG Zongliang, ZHANG Zhengqing, LI Shiyong, et al. Characteristics of ultra-poor magnetite ore in Mouding Anyi area[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2013, 34(1): 122–126.
- 殷顺媛, 张爱萍, 黄锦辉, 等. 云南牟定安益铂钯铋磁铁矿床铂族矿物特征及成因初探[J]. *矿床地质*, 2024, 43(2): 415–428.
- YIN Shunyuan, ZHANG Aiping, HUANG Jinhui, et al. Characteristics of platinum group minerals of Anyi Fe-PGE deposit and its genesis, Yunnan, China[J]. *Mineral Deposits*, 2024, 43(2): 415–428.
- 云南省有色地质局楚雄勘察院. 云南省牟定县大板田-象鼻山(安益)贫铁、铂钯矿详查报告[R]. 2012, 1–107.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束[J]. *地质学报*, 2004, 78(2): 171–180.
- ZHANG Zhaochong, WANG Fusheng, HAO Yanli, et al. Geochemistry of the Picrites and Associated Basalts from the Emeishan Large Igneous Basalt Province and Constraints on Their Source Region[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78(2): 171–180.
- 张照伟, 钱兵, 王亚磊, 等. 中国西北地区岩浆铜镍矿床地质特点与找矿潜力[J]. *西北地质*, 2021, 54(1): 82–99.
- ZHANG Zhaowei, QIAN Bing, WANG Yalei, et al. Geological Characteristics and Prospecting Potential of Magmatic Ni-Cu Sulfide Deposits in Northwest China[J]. *Northwestern Geology*, 2021, 54(1): 82–99.
- Anders E, Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53(1): 197–214.
- Anh T V, Pang K N, Chung S L, et al. The Song Da magmatic suite revisited: a petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42(6): 1341–1355.
- Baker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, et al. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(10): 1359–1390.
- Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence[J]. *Tectonophysics*, 1998, 284(1–2): 101–133.
- Frey F A, Green D H, Roy S D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. *Journal of Petrology*, 1978, 19(3): 463–513.
- Gao S, Ling W L, Qiu Y M, et al. Contrasting geochemical and Sm–Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(13–14): 2071–2088.
- Green D H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics[J]. *Geology*, 1975, 3(1): 15–18.
- Hastie A R, Mitchell S F, Treloar P J, et al. Geochemical components in a Cretaceous island arc: the Th/La–(Ce/Ce*) Nd diagram and implications for subduction initiation in the inter-American region[J]. *Lithos*, 2013, 162: 57–69.
- Hess P C. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M (eds). *Mantle flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*[M]. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1992, 71: 67–102.
- Hou T, Zhang Z C, Kusky T, et al. A reappraisal of the high-Ti and low-Ti classification of basalts and petrogenetic linkage between basalts and mafic-ultramafic intrusions in the Emeishan Large Igneous Province, SW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 41(1): 133–143.
- Li C, Ripley E M, Tao Y, et al. The significance of PGE variations with Sr–Nd isotopes and lithophile elements in the Emeishan flood basalt province from SW China to northern Vietnam[J]. *Lithos*, 2016, 248: 1–11.
- Li J, Xu J F, Suzuki K, et al. Os, Nd and Sr isotope and trace element geochemistry of the Muli picrites: insights into the mantle source of the Emeishan Large Igneous Province[J]. *Lithos*, 2010, 119(1–2): 108–122.
- Liu X, Qiu N, Søager N, et al. Geochemistry of Late Permian basalts from boreholes in the Sichuan Basin, SW China: Implications for an extension of the Emeishan large igneous province[J]. *Chemical Geology*, 2022, 588: 120636.
- Ma C Q, Ehlers C, Xu C H, Li Z C, Yang K G. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constraints from geochemistry and Nd–Sr isotope systematics[J]. *Precambrian Research*, 2000, 102(3–4): 279–301.
- Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, et al. Plume–lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(5): 877–900.
- Meng F, Tian Y, Kerr A C, et al. Geochemistry and petrogenesis of Late Permian basalts from the Sichuan Basin, SW China: Implications for the geodynamics of the Emeishan mantle plume[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2023, 241: 105477.
- Naldrett A J. Fundamentals of magmatic sulfide deposits[J]. *Economic Geology*, 2011, 17: 1–50.
- Palme H, O'Neill H S C. Cosmochemical estimates of mantle composition[J]. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, 2014, 3: 1–38.
- Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 2008, 100(1–4): 14–48.
- Qi L, Zhou M F. Platinum-group elemental and Sr–Nd–Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou

- Province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 2008, 248(1-2): 83-103.
- Ren Z Y, Wu Y D, Zhang L, et al. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 208: 63-85.
- Shellnutt J G, Jahn B M. Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts [J] *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011, 199(1-2): 85-95.
- Song X Y, Zhou M F, Tao Y, et al. Controls on the metal compositions of magmatic sulfide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 2008, 253(1-2): 38-49.
- Song X Y, Keays R R, Xiao L, et al. Platinum-group element geochemistry of the continental flood basalts in the central Emeishan Large Igneous Province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 2009, 262(3-4): 246-261.
- Song X Y, Qi H W, Hu R Z, et al. Formation of thick stratiform Fe - Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: evidence from the Panzhihua intrusion, SW China[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2013, 14(3): 712-732.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313-345.
- Sun T, Wang D H, Qian Z Z, et al. A preliminary review of the metallogenic regularity of nickel deposits in China[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2015, 89: 1375-1397.
- Tang Q Y, Ma Y S, Zhang M J, et al. The Origin of Ni-Cu-PGE Sulfide Mineralization in the Margin of the Zhubu Mafic-Ultramafic Intrusion in the Emeishan Large Igneous Province, Southwestern China[J]. *Economic Geology*, 2013, 108: 1889-1901.
- Tao Y, Li C, Hu R, et al. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 153: 321-337.
- Tao Y, Li C, Song X Y, et al. Mineralogical, petrological, and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and associated Ni-Cu sulfide ores, SW China[J]. *Mineralium Deposita*, 2008, 43: 849-872.
- Tian H C, Yang W, Li S G, et al. Could sedimentary carbonates be recycled into the lower mantle? Constraints from Mg isotopic composition of Emeishan basalts[J]. *Lithos*, 2017, 292: 250-261.
- Tian S, Hou Z, Mo X, et al. Lithium isotopic evidence for subduction of the Indian lower crust beneath southern Tibet[J]. *Gondwana Research*, 2020, 77: 168-183.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228(3-4): 525-546.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58(3-4): 145-168.
- Xue S C, Wang Q F, Wang Y L, et al. The Roles of Various Types of Crustal Contamination in the Genesis of the Jinchuan Magmatic Ni-Cu-PGE Deposit: New Mineralogical and C-Sr-Nd Isotope Constraints[J]. *Economic Geology*, 2023, 118(8): 1795-1812.
- Wang C Y, Zhou M F, Qi L. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district: mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation[J]. *Chemical Geology*, 2007, 243(3-4): 317-343.
- Yao J H, Zhu W G, Wang Y J, et al. Geochemistry of the Yumen picrites-basalts from the Emeishan large igneous province: Implications for their mantle source, PGE behaviors, and petrogenesis[J]. *Lithos*, 2021, 400: 106364.
- Yu S Y, Song X Y, Chen L M, et al. Postdated melting of subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: Evidence from the Anyi intrusion, Yunnan, SW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2014, 57: 560-573.
- Yu S Y, Song X Y, Chen L M. Interaction between mantle plume and subduction-modified lithospheric mantle: Geochemical evidence from the picritic lavas from the Emeishan large igneous province[J]. *Chemical Geology*, 2024, 648: 121964.
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47(10): 1997-2019.
- Zhang Z, Zhi X, Chen L, et al. Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 276(1-2): 30-39.
- Zhong H, Zhou X H, Zhou M F, et al. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China[J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37: 226-239.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(3-4): 113-122.
- Zhou M F, Arndt N T, Malpas J, et al. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 2008, 103(3-4): 352-368.