

滇东师宗-弥勒带北段基性火山岩地球化学及其对华南大陆构造格局的制约*

董云鹏^{1,2} 朱炳泉² 常向阳² 张国伟¹

DONG YunPeng^{1,2}, ZHU BingQuan², CHANG XiangYang² and ZHANG GuoWei¹

1. 西北大学大陆动力学教育部重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. *The Key Laboratory of Continental Dynamics, Ministry of Education; Department of Northwest University, Xi'an 710069, China*

2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

2001-06-18 收稿, 2001-09-24 改回.

Dong YP, Zhu BQ, Chang XY and Zhang GW. 2002. Geochemistry of the basalts from north of the Shizong-Mile belt, eastern Yunnan province: constraints on the tectonic framework of the south China continent. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1): 37-46

Abstract The Shizong-Mile belt (SMB) in east Yunnan province is a key to reconstruct the eastern paleo-Tethys tectonic framework in South China Continent. Based on the field mapping, it is suggested that the belt extending from SW to NE is the boundary of different kinds of litho-structure assemblies, metamorphism and magma in east Yunnan province and west Guizhou province. It consists of different kinds of sedimentary blocks, magma blocks and metamorphic blocks with different ages. The volcanic rocks from SMB are mainly alkaline basalts characterized by high Na₂O and K₂O contents. The geochemistry of the samples indicates that the basalts are characterized by distinctively low TiO₂ and high Al₂O₃, different from Emeishan continental flood basalts with high TiO₂ and low Al₂O₃. Above all, the contents of the High Field Strength (HFS) elements of the basalts are similar to those of the intraplate basalts, and the values of the Zr/Nb and Hf/Th variation are about 5.6~13.5 and 0.9~1.3, respectively. The REE patterns normalized by chondrite indicate that they are enrichment in LREE. Meanwhile, the trace elements distribution patterns normalized by MORB are characterized by enriched in LILE and HFS elements, suggesting that these basalts were derived from an intraplate rift setting. The Nd, Sr and Pb isotope compositions suggest that the basalts from SMB are characterized by low ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr which similar to that of the Rio Grande rift. The ε_{Nd}(t) of the basalts are about +0.9~+3.2 that suggests that these basalts were mainly derived from slightly depleted mantle with the influence of components from enriched mantle. Their (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_i, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i and (²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_i ratios are mainly about 17.131~19.119, 15.386~15.670 and 37.780~39.266, respectively. There are positive correlations between the variation of the (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_i and (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i ratios, the Δ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb and Δ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb are mainly about 5~24 and 21~61, respectively. Synthesized studies on geology, geochemistry and chronology suggest the basalts from north SMB were formed in a Paleozoic rift, with which the Tethys connected in west Yunnan province, separating the Yangtze and Cathyan terranes.

Key words Tethys, East Yunnan province, Rift, Basalt, Geochemistry

摘要 滇东地区的师宗-弥勒构造带是解决古特提斯东延问题的关键, 综合研究表明, 该带是以多条断层为骨架, 包容不同性质构造岩块的构造带。明显分隔两侧不同岩石-构造组合、变质作用、岩浆活动。师宗-弥勒构造带北段的火山岩地球化学研究表明, 其主要为碱性玄武岩, 主元素以低 TiO₂、高 Al₂O₃ 为特征, 区别于高 TiO₂、低 Al₂O₃ 特征的峨眉山大陆溢流玄武岩。高场强元素丰度类似于板内玄武岩平均丰度, Zr/Nb、Hf/Th 值分别变化在 5.6~13.5 和 0.9~1.3 范围内, 类似于板内玄武岩。球粒陨石标准化的稀土元素配分模式为 LREE 富集型, MORB 标准化的微量元素配分型式为大隆起型, 显示岩浆形成于板内裂谷构造环境。不活动元素协变关系也支持这一结论。同位素地球化学研究表明, 岩石以低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd、高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值为

* 科技部 973 项目(G1999043213)、攀登项目(95-Y25-03)和中国科学院重大项目(KZ951-B1-413)联合资助。

第一作者简介: 董云鹏, 男, 1967 年生, 博士, 副教授, 构造地质学和地球化学, Tel.: 029-8303028; E-mail: dongyp@nwu.edu.cn

特征,类似于Rio Grande 裂谷玄武岩的同位素组成, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化在 $+0.9 \sim +3.2$ 之间,显示岩浆源于轻微亏损地幔,并受到富集地幔物质影响。 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 分别变化在 $17.131 \sim 19.119$, $15.386 \sim 15.670$ 和 $37.780 \sim 39.266$ 之间, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 具有正相关关系。 $\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别变化在 $5 \sim 24$ 和 $21 \sim 61$ 之间,显示本次研究的玄武岩来源于DMM和EMII混合组成的地幔,明显区别于具EMI特征的峨眉山玄武岩。地质、地球化学及年代学综合分析研究表明,滇东师宗-弥勒带北段的基性火山岩形成于晚古生代裂谷构造环境,指示华南大陆内部存在连通滇西特提斯的裂谷型深水海道。

关键词 特提斯; 滇东; 裂谷; 玄武岩; 地球化学

中图法分类号 P588.145; P595

华南作为中国大陆主要组成部分,长期受到国内外地质学界的广泛关注。华南大陆演化涉及一系列有关大陆岩石圈结构、地壳增长、壳幔相互作用、古板块重建、板块拼接机制与大陆动力学等重大地学前沿课题。其中,扬子与华夏陆块拼接关系及其构造演化过程长期存在争议(周新民等,1989; 徐备,1990; Chen and Foland, 1991; Zhou and Zhu, 1993; 舒良树等,1993; 李献华等,1994; Shi *et al.*, 1994),特别是华南特提斯构造问题更是争论的焦点(李继亮等,1989; 陈海弘等,1994; Hsu *et al.*, 1990)。华夏陆块与扬子陆块的拼接、演化以及华南东特提斯构造问题,对正确认识特提斯构造带的时空发展、以及华南大陆的形成与演化规律具有极其重要的意义。

目前,关于扬子与华夏陆块拼接的研究主要集中于东段的皖南和赣东北地区,岩石地球化学和同位素年代学研究表明,晚元古代扬子陆块与华夏陆块之间曾发生拼接事件(周新民等,1989; 徐备,1990; 周国庆等,1990; Chen and Foland, 1991; 沈渭州等,1992; Zhou and Zhu, 1993; 舒良树等,1993; 李献华等,1994; Shi *et al.*, 1994; 唐红峰等,1997)。尽管,80年代以来许多研究者锲而不舍地研究华南的特提斯构造问题,并不断有新的发现,但对华南特提斯构造的认识主要只是通过岩石-构造组合分析和地层古生物证据得出的结论(吴浩若等,1994; 赵崇贺等,1995; 王忠诚等,1995; 冯增昭等,1997),缺乏与古特提斯洋直接相关的岩石组合或蛇绿岩等直接证据,导致华南特提斯问题长期悬而未决。

滇东地区毗邻滇西特提斯构造带,处于特提斯构造带与华南构造交接的枢纽地区,是解决特提斯东延与否的关键地带。现有的研究表明,滇东地区的师宗-弥勒构造带是一条具重大意义的构造带,其在地质、地球物理和地球化学等方面均与扬子-华夏结合带东段特征有一定的可比性,代表了滇东地区扬子陆块与华夏陆块的结合带。构造带内的火山岩记录了扬子和华夏陆块相互作用过程的信息,对这些火山岩深入的元素地球化学研究和同位素示踪,将是揭开华南特提斯构造存在与否、及其性质与构造演化的关键。

1 师宗-弥勒构造带及火山岩基本地质特征

师宗-弥勒带北东与贵州境内的贵阳-安顺断裂相接,向

南西经老厂、师宗北西、弥勒,过虹溪后被小江断裂错断,经苏租、建水后向西延伸,过扯直,于红河县被红河断裂截切。总体呈NE-SW向延伸,主要由一系列倾向NW、倾角 $40^\circ \sim 60^\circ$ 的逆冲断层与夹于其间的古生界、少量三叠系和元古界、以及岩浆岩构造块体,共同构成一个由多条断层控制不同时代、不同性质构造岩块的构造混杂带。沿该带广泛分布有众多的火山岩构造块体,以基性火山岩为主,并以枕状熔岩的出露最为特征。由于地理位置和构造位置都紧邻峨眉山玄武岩区,前人多认为其属于峨眉山玄武岩,而未进行单独详细的研究。通过地质、地球化学综合研究证实,师宗-弥勒带分布的玄武岩不属于峨眉山玄武岩,而是具有独立构造背景的玄武岩。其中,南西端建水地区的玄武岩以发育枕状构造最为特征,地球化学研究表明其具有岛弧型火山岩地球化学特征(董云鹏等,1999)。这种岛弧型火山岩特征既可能反映其形成于岛弧构造环境,又可能归因于先期的板块俯冲作用。本文研究的火山岩主要分布于师宗-弥勒构造带北东区段(建水以北)。其与建水枕状熔岩无论在分布上,还是在成因上都具有密切的联系,两者的研究相互佐证,共同限定华南大陆构造格局的形成与演化。

本文研究的火山岩主要分布于师宗-弥勒构造带北段的黔西贵定、滇东罗平县老厂和阿岗、师宗西、泸西县圭山、弥勒、虹溪等地区。火山岩以岩块状构造侵位于师宗-弥勒断裂带,总体呈NE-SW向带状分布,与古生界、少量三叠系和元古界地层构造岩块以断层或剪切带相接触。火山岩主要由基性熔岩和少量火山碎屑岩组成。基性熔岩主要包括玄武岩和少量安山玄武岩,岩石多呈暗灰、灰绿色,致密块状构造为主,间有杏仁状构造,矿物组分主要为斜长石($40\% \sim 65\%$)、单斜辉石($10\% \sim 40\%$)、火山玻璃($3\% \sim 5\%$)等。斜长石具不同程度的蚀变,辉石相对较为新鲜,火山玻璃多具脱玻化现象,为绿泥石、帘石等所交代。杏仁状玄武岩中的杏仁体主要为绿泥石、方解石、石英、玉髓等。

2 师宗-弥勒带北段火山岩地球化学

2.1 分析方法、结果及分类

选择代表性岩石样品进行化学分析,主元素在中国科学院地球化学研究所用常规湿法分析,微量元素在中国科学院广州地球化学研究所用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分

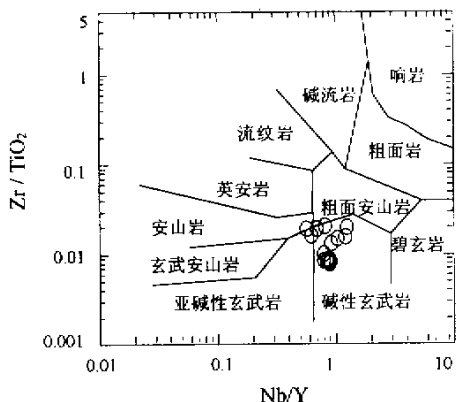


图 1 火山岩 Zr/TiO₂-Nd/Y 图解

Fig. 1 Zr/TiO₂-Nd/Y diagram for the volcanic rocks

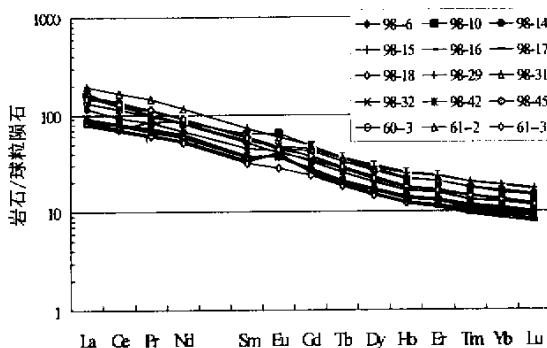


图 2 师宗-弥勒带北段玄武岩 REE 分布模式图

Fig. 2 The REE distribution patterns of basalts from northern Shizong-Mile belt

析,实验流程及分析方法同文献(刘颖等,1996),用标样 BH-VO-1、BCR-1、GSR-3 做分析样品元素浓度的校正标准,分析精度一般优于 5%,分析结果列于表 1。主元素氧化物含量均换算为干体系。

主要元素含量表明,代表性样品主要为玄武岩,个别为安山玄武岩和安山岩。考虑到火山岩遭受了构造变形和一定的蚀变作用,K、Na 等活泼元素可能会有一定程度的带出带内,因此在蚀变作用过程中不活泼元素比值的 Zr/TiO₂-Nb/Y 图解(图 1)进行岩石分类,结果大部分样品投点落入碱性系列范围,个别样品偏入亚碱性系列区域。显示师宗-弥勒带北段火山岩主体为碱性玄武岩,不同于拉斑玄武岩为主的峨眉山玄武岩。

2.2 主量元素地球化学

师宗-弥勒带北段火山岩分析样品中,除 98-45 和 98-10 样品的 SiO₂ 含量分别为 53.27% 和 56.09%,分别属于安山玄武岩和安山岩,其余样品的 SiO₂ 含量变化在 46%~52% 之间,明显属于基性火山岩类。样品的 Al₂O₃ 含量变化在 14.89~18.55% 之间, TiO₂ 含量变化范围在 1.48%~2.46% 之间,明显区别于邻区以相对高 TiO₂ (2.4%~4.29%)、低 Al₂O₃ (13%~16%) 为特征的峨眉山玄武岩(汪云亮等,1987;王方正等,1997)。P₂O₅ 含量范围在 0.34%~0.64% 之间。K₂O 含量变化大,范围在 0.06%~1.68% 之间。MgO 含量变化在 3.34%~6.27% 之间。师宗-弥勒带北段玄武岩总体以相对低 TiO₂、高 Al₂O₃ 为特征,明显不同于相对高 TiO₂ 低 Al₂O₃ 的大陆溢流玄武岩(Wilson,1989)。

2.3 微量元素和稀土元素地球化学

师宗-弥勒带北段玄武岩的轻稀土元素高度富集(图 2), (La/Yb)_N 变化范围在 4.4~12.2 之间。

总体来看,各样品稀土元素谱线相互平行,只有位置高低的平移,显示 REE 分馏程度相当。ΣREE 高,变化范围在 435~955μg/g 之间,是球粒陨石(3.3μg/g)的 130~290 倍。明显高于峨眉山玄武岩的 ΣREE,后者变化在 278~315μg/g 之间(王方正等,1997)。

高场强元素(HFSE)Zr、Hf、Nb、Ta、Sm、P、Ti、Y、Yb 等活动性小,是研究岩浆成因及演化的可靠指标。师宗-弥勒带北段玄武岩的 Zr/Hf 值稳定,Zr 含量变化在 151.3~511.3μg/g 之间,远大于典型 MORB(洋中脊玄武岩)和岛弧拉斑玄武岩 Zr 丰度;Hf 含量变化在 3.24~10.64μg/g 之间,高于 MORB 的 Hf 平均含量(2.4μg/g);Nb 含量变化在 21.06~58.15μg/g 之间,相当于板内拉斑玄武岩的(Nb>12μg/g,Condie,1989);Ta 含量变化在 1.18~3.54μg/g 之间,类似于过渡型、富集型 MORB 和板内玄武岩(Ta>0.7μg/g),而明显不同于亏损型 MORB 和岛弧型玄武岩(Ta≤0.7μg/g)(Condie,1989)。

Zr/Nb 比值是非常有效的环境判别指标,N-MORB 的 Zr/Nb 比值多大于 30,P-MORB 和板内玄武岩的 Zr/Nb 比值则约为 10 左右(Wilson,1989),师宗-弥勒带北段玄武岩 Zr/Nb 比值变化范围在 5.6~13.5 之间;Hf/Th 比值变化在 0.9~1.3 之间,类似于板内玄武岩(Hf/Th<8,Condie,1989)。Nb/La 比值除 98-10 和 98-42 样品分别为 0.7 和 1.6 外,其余样品的 Nb/La 值变化在 0.8~1.0 之间。除 98-10 外,其余样品的 Ce/Nb 值变化在 2.2~3.0 之间,与 N-MORB(0.8<Nb/La<1.0,Ce/Nb>2.0,Condie,1989)具有一定的共性。

在大多数微量元素构造环境判别图解上,师宗-弥勒带北段玄武岩样品投影点落入板内玄武岩(WPB)区。例如,在 Ti-Zr-Y 相关图(图 3a)上,投点多数落在板内玄武岩区或其邻近;在 Nb-Zr-Y 相关图(图 3b)上,样品投点集中,

表1 师宗-弥勒带北段玄武岩的主元素(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果Table 1 Major element (%) and trace element ($\mu\text{g/g}$) analysis of basalts from northern Shizong-Mile belt

样号	98-6	98-10	98-14	98-15	98-16	98-17	98-18	98-29	98-31	98-32	98-42	98-45	60-3	61-2	61-3
SiO ₂	51.60	56.09	49.29	50.06	46.52	49.99	51.15	51.55	48.30	46.22	49.82	53.27	49.36	49.79	51.51
TiO ₂	1.73	1.70	2.06	1.91	2.06	2.01	1.48	2.15	2.03	2.07	2.35	2.46	2.29	2.40	2.46
Al ₂ O ₃	17.35	16.41	17.82	18.47	18.55	16.88	17.27	15.43	17.65	17.03	18.26	14.89	16.18	16.90	17.87
Fe ₂ O ₃	9.73	11.44	6.07	4.76	6.15	4.84	6.89	11.04	9.97	11.91	7.27	8.95	7.49	6.68	6.01
FeO	5.48	4.47	9.56	9.38	10.43	10.77	9.14	3.36	4.07	1.83	5.13	4.20	6.69	7.07	7.18
MnO	0.55	0.44	0.38	0.31	0.32	0.31	0.39	0.18	0.23	0.20	0.17	0.24	0.17	0.16	0.18
MgO	4.08	4.30	5.40	4.60	6.27	5.61	4.68	3.34	5.47	4.37	4.64	4.38	4.11	4.58	3.73
CaO	5.62	1.29	4.71	5.61	5.38	5.17	5.01	7.72	6.54	12.25	7.55	7.91	9.97	7.08	5.53
Na ₂ O	3.06	3.29	3.86	4.12	3.61	3.65	3.27	3.05	4.71	3.38	2.81	2.59	2.50	4.27	4.31
K ₂ O	0.15	0.06	0.29	0.25	0.16	0.18	0.20	1.68	0.56	0.23	1.61	0.62	0.88	0.69	0.83
P ₂ O ₅	0.64	0.51	0.57	0.53	0.55	0.60	0.51	0.51	0.49	0.50	0.40	0.49	0.34	0.39	0.38
Li	4.63	50.0	19.7	14.6	17.9	17.8	13.0	10.7	5.52	4.26	4.79	13.13	6.45	11.31	15.14
Be	1.18	2.46	0.79	0.86	0.97	0.93	0.73	2.26	1.12	1.05	2.02	1.84	1.96	2.20	1.85
Sc	27.4	21.9	29.1	27.7	27.8	28.1	24.9	24.8	28.1	28.3	27.2	28.6	26.0	32.3	25.7
V	322	493	388	374	351	336	345	304	391	416	368	353	425	520	415
Cr	78.6	122	69.1	68.8	63.9	69.3	63.3	22.7	74.0	69.9	45.3	82.6	291	85.2	49.3
Co	39.2	63.4	50.6	43.4	51.9	49.2	40.9	40.0	45.2	44.0	34.8	39.5	42.3	53.2	39.7
Ni	63.2	115	69.5	66.5	71.1	69.3	62.3	32.1	66.9	73.7	48.3	62.2	351	139	85.1
Cu	380	137	83.0	84.3	76.2	68.1	56.5	238	154	45.3	234	274	252	188	244
Ga	21.0	30.7	20.9	18.7	20.7	20.0	18.4	23.5	18.4	24.4	25.1	24.6	24.6	31.9	24.3
Rb	1.64	29.7	4.25	3.09	2.05	2.21	2.35	52.0	8.09	4.80	24.5	12.7	19.5	21.5	20.7
Sr	403	57.6	377	379	343	346	346	404	647	284	416	441	884	1294	1058
Y	44.2	43.9	29.3	28.7	27.0	25.5	26.7	71.0	29.5	30.1	47.9	59.3	39.0	46.9	37.6
Zr	277	226	182	164	171	161	151	414	176	184	446	511	339	459	361
Nb	27.2	40.3	25.2	22.9	24.1	22.7	21.1	40.2	24.5	26.6	33.1	47.5	40.5	58.2	45.4
Cs	0.50	1.09	0.81	0.61	0.89	0.93	0.67	1.05	0.02	0.01	0.16	0.20	3.56	0.17	0.17
Ba	191	293	229	210	178	183	206	496	488	141	321	372	454	840	802
Hf	4.84	6.28	3.89	3.52	3.58	3.43	3.24	7.00	3.65	3.68	7.89	8.60	7.59	10.64	8.51
Ta	1.66	2.27	1.43	1.28	1.30	1.27	1.18	2.32	1.33	1.39	2.00	2.81	2.37	3.54	2.77
Th	4.08	2.86	3.26	2.92	2.96	2.81	2.72	7.55	3.11	3.28	7.36	8.19	5.96	8.16	6.55
U	0.98	1.38	0.29	0.44	0.30	0.32	0.41	1.83	0.89	1.67	1.72	2.30	1.48	2.11	1.69
La	36.0	25.7	26.6	28.8	24.8	24.0	25.8	53.1	28.3	28.6	47.6	48.9	41.0	60.1	45.8
Ce	74.9	59.2	62.3	64.3	57.4	54.5	56.9	99.2	62.3	66.0	100	109	90.8	133	105
Pr	10.0	10.4	8.17	8.42	7.53	7.18	7.42	13.6	8.43	8.77	12.4	13.7	11.9	17.6	13.8
Nd	40.5	50.8	34.5	35.8	32.3	31.5	30.9	54.0	37.0	38.4	49.4	53.8	48.9	70.2	54.9
Sm	8.80	12.5	7.05	7.09	6.55	6.45	6.17	11.6	7.25	7.38	10.7	11.5	10.1	14.2	11.2
Eu	3.25	4.83	2.84	2.72	2.92	2.91	2.01	3.46	2.71	2.84	3.31	3.27	2.95	4.36	3.29
Gd	8.61	12.6	7.09	6.77	6.70	6.48	6.07	11.8	7.22	7.28	9.67	11.0	9.00	12.6	9.74
Tb	1.19	1.73	1.00	0.95	0.92	0.89	0.87	1.69	0.98	0.99	1.37	1.56	1.31	1.69	1.37
Dy	6.48	9.74	5.57	5.35	5.00	4.83	4.80	9.38	5.40	5.32	7.36	8.52	6.91	8.89	7.18
Ho	1.19	1.81	1.04	1.00	0.91	0.86	0.89	1.76	0.98	0.99	1.30	1.55	1.26	1.59	1.3
Er	3.28	4.91	2.85	2.76	2.48	2.33	2.48	4.89	2.71	2.69	3.57	4.31	3.46	4.35	3.49
Tm	0.43	0.66	0.38	0.37	0.32	0.30	0.33	0.65	0.35	0.36	0.47	0.58	0.48	0.57	0.47
Yb	2.64	3.90	2.29	2.24	1.92	1.81	1.99	3.94	2.12	2.13	2.78	3.48	2.79	3.32	2.74
Lu	0.38	0.56	0.33	0.32	0.28	0.26	0.29	0.57	0.31	0.3	0.39	0.50	0.40	0.49	0.39

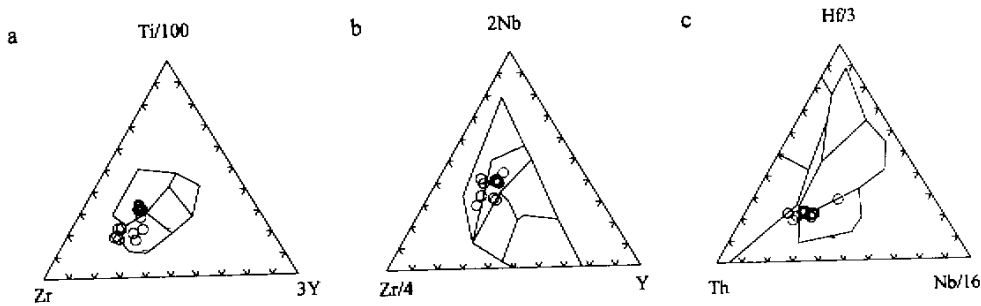


图3 师宗-弥勒带北段玄武岩的构造环境判别图

a. Ti-Zr-Y图(Pearce and Cann, 1973), A-岛弧拉斑玄武岩, B-岛弧拉斑玄武岩、岛弧钙碱性玄武岩和 MORB, C-岛弧钙碱性玄武岩, D-板内玄武岩; b. Nb-Zr-Y图 (Meschede, 1986), AI-板内碱性玄武岩, AII-板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B-E 型 MORB, C-板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D-N 型 MORB 和火山弧玄武岩; c. Hf-Th-Nb 图(Wood, 1980), A-N 型 MORB, B-E 型 MORB 和板内拉斑玄武岩, C-板内碱性玄武岩, D-岛弧玄武岩。

Fig. 3 Tectonic discriminant diagrams for basalts from northern Shizong-Mile belt

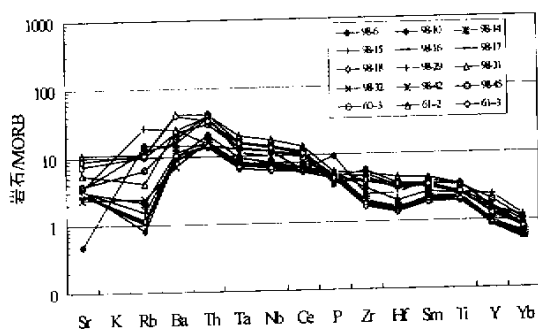


图4 玄武岩不相容元素 MORB 标准化图解

(Pearce, 1982)

Fig. 4 MORB-normalized incompatible element spidergram for basalts from northern Shizong-Mile belt

均落入板内玄武岩区。在 Hf-Th-Nb 相关图(图 3c)上, 除少部分样品点稍偏出外, 样品均落入 P-MORB 和 WPB 结合区或其邻近。

师宗-弥勒带北段玄武岩样品的 MORB 标准化微量元素分布图(Pearce, 1982)显示出“隆起”的特征(图 4), 大离子亲石元素(LILE)富集, 高场强元素分异, 总体特征类似于板内玄武岩的微量元素分布型式(Wilson, 1989)。同时, 一些样品出现轻微的 Zr、Hf 亏损。一般地, 这种 Zr、Hf 亏损与俯冲带流体交代岩石圈地幔有关, 但派生于被俯冲带流体交代的岩石圈地幔多出现明显的 Nb 负异常, 而本区玄武岩无 Nb 负异常, 故不应归因于俯冲带流体交代作用。其实, 板内玄武岩常常出现 Zr、Hf 亏损, 例如, 粤东的拉斑质基性岩脉具有

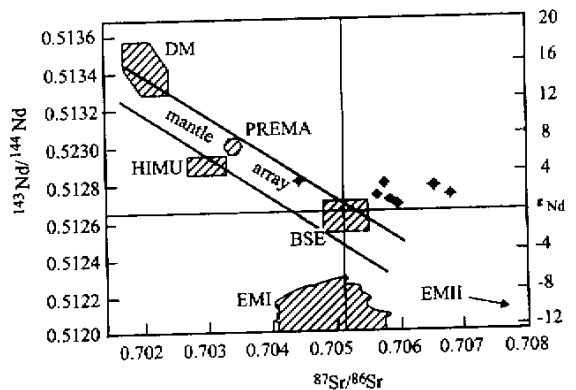


图5 玄武岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解(Zindler and Hart, 1986) (图例说明同图6)

Fig. 5 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope correlation diagram for basalts from northern Shizong-Mile belt

明显 Zr、Hf 亏损(李献华等, 1997); Rio Grande 裂谷的过渡型玄武岩就显示出微弱的 Zr、Hf 亏损, 并有轻微的 Nb 负异常(Wilson, 1989); 肯尼亚碱性玄武岩也具有类似性状(Baker, 1987; Davis, 1987)。对比分析认为, 本区火山岩形成于板内伸展扩张构造环境。

2.4 Pb、Sr、Nd 同位素地球化学

Pb、Sr、Nd 同位素在中国科学院广州地球化学研究所用 VG-354 测定, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 误差为 0.2%, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 误差为 0.005%, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 误差为 0.2%, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 误差为 0.005%。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 误差为 0.05%, 分析结果列于表 2。

表 2 师宗-弥勒带北段玄武岩 Nd、Sr、Pb 同位素组成

Table 2 Nd, Sr and Pb isotope composition of basalts from northern Shizong-Mile belt

样品	98-6	98-10	98-15	98-32	98-45	60-3	61-2	61-3	61-5
Sm($\mu\text{g/g}$)	8.997	6.649	7.049	8.149	12.3	10.14	14.18	11.19	
Nd($\mu\text{g/g}$)	42.968	32.712	35.233	40.153	58.197	48.87	70.20	54.92	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1266	0.1229	0.1209	0.1227	0.1277	0.1255	0.1221	0.1232	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512666	0.512559	0.512535	0.512556	0.512585	0.512653	0.512627	0.512577	0.512617
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512417	0.512318	0.512298	0.512315	0.512334	0.512407	0.512387	0.512335	
$\pm 2\sigma$	5	6	4	5	6	5	13	6	6
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	0.5	-1.5	-2.0	-1.6	-1.0	0.3	-0.2	-1.2	-0.4
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	3.2	1.3	0.9	1.2	1.6	3.0	2.6	1.6	
Rb($\mu\text{g/g}$)	1.64	29.68	3.09	4.80	12.72	19.52	21.45	20.69	
Sr($\mu\text{g/g}$)	402.7	57.64	379.2	284.0	440.6	884.0	1294	1058	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0118	1.4907	0.0236	0.0489	0.0836	0.0639	0.0480	0.0566	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704737		0.705976	0.705789	0.705608	0.705688	0.706511	0.706845	0.706929
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.704687		0.705875	0.705580	0.705251	0.705415	0.706306	0.706603	
$\pm 2\sigma$	20		18	15	14	17	12	15	21
$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	5		22	18	13	15	28	32	
U	0.92	0.78	0.44	0.94	2.15	1.48	2.11	1.69	1.51
Th	3.95	2.77	2.83	3.17	7.92	5.96	8.16	6.55	6.01
Pb	7.20	3.76	3.81	4.96	3.74				
μ	7.73	13.04	7.33	12.15	15.58	15.58	15.58	15.58	15.58
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16.142	17.752	18.236	18.611	19.463	19.589	19.677	19.718	19.325
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.199	15.423	15.455	15.589	15.596	15.637	15.626	15.709	15.617
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.820	38.757	38.915	39.129	39.916	40.021	40.190	40.168	39.680
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.775	17.131	17.887	18.032	18.721	18.990	19.078	19.119	18.726
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.178	15.392	15.386	15.572	15.557	15.598	15.587	15.670	15.578
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	37.309	38.044	38.189	38.498	38.918	39.059	39.266	39.242	38.729
$\Delta ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-71	8.7	53	62	40	118	123	126	103
$\Delta ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	-8.6	5.3	5	17	13	19	18	24	18
$\Delta ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	8.3	28	32	40	21	56	61	60	47

注: $T=300\text{Ma}$

师宗-弥勒北段玄武岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化相对较小,在 $+0.9 \sim +3.2$ 之间,而 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值变化较大,在 $+5 \sim +32$ 之间。样品点在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解(图 5)上呈水平展布的带状,显示略亏损的地幔源区特征,Nd、Sr 相关性指示可能受到来自富集地幔物质的影响, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值较大范围的变化可能反映样品受到海水蚀变的影响,而前述主、微量元素地球化学和地质研究均表明师宗-弥勒带北段玄武岩应形成于板内裂谷构造环境。那么,这种 Nd、Sr 同位素特征可能暗

示师宗-弥勒带存在晚古生代前的板块消减作用。结合区域地质分析认为,其很可能反映晚元古代扬子与华夏陆块之间板块相互作用。相对低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的同位素特征类似于滇西地区新生代火山岩同位素特征,而明显不同于华南东南部新生代玄武岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0.51274 \sim 0.51309$) 同位素特征。同时,师宗-弥勒带北段玄武岩与峨眉山玄武岩趋势明显不同,后者岩浆源区主要受到第一类富集地幔(EMI)的作用(朱炳泉,1998)。

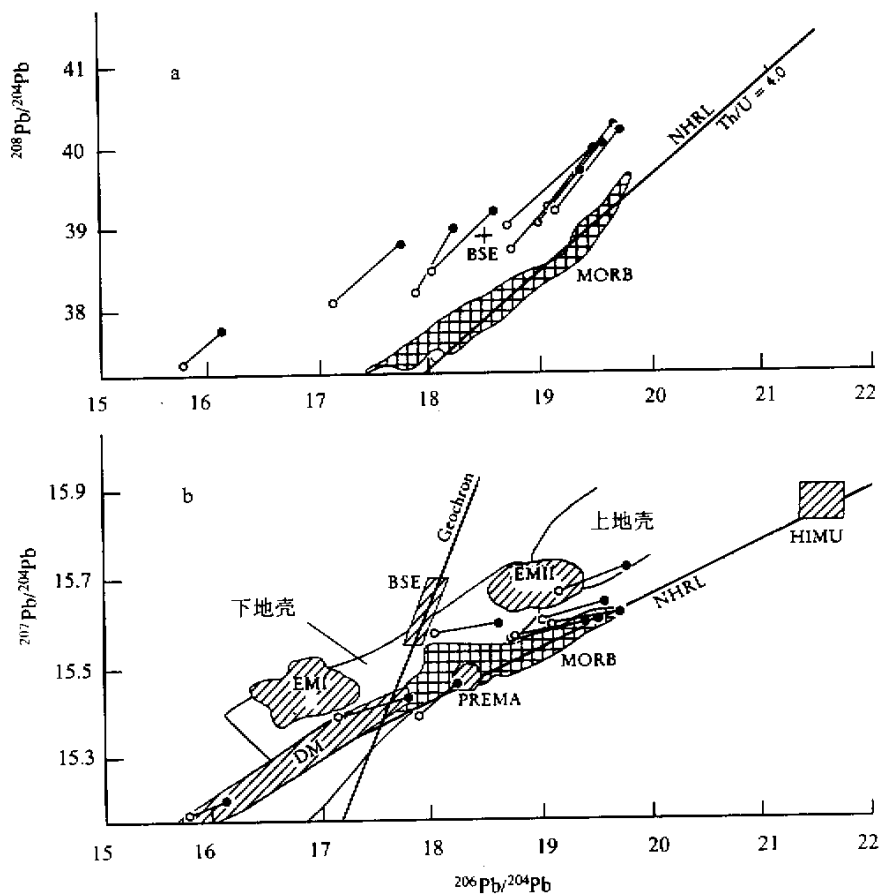


图6 师宗-弥勒带北段玄武岩 Pb-Pb 图解

DM-亏损地幔, MORB-洋中脊玄武岩, EMI 和 EMII-富集地幔, BSE-主体硅酸盐地球, PREMA-流行地幔, HIMU-高 U/Pb 值地幔, NHRL-北半球参照线。

Fig. 6 (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope correlation diagrams for basalts from northern Shizong-Mile belt

师宗-弥勒带玄武岩 Pb 同位素组成表明,除 98-6 样品 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 和 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 较低,分别为 15.775、15.178 和 37.309。其余大部分样品的 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 值变化范围较大,在 17.131~19.119 之间。相对而言, ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 和 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 高,而且变化较大,分别在 15.386~15.670 和 38.044~39.266 之间, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 具有线性关系,显示正相关。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6a)中,所有样品投影点都位于北半球参照线(NHRL)上方,显示地幔源区具有富集地幔特征。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6b)中,部分样品具有北半球参照线(NHRL)特征。但是, Pb 同位素组成与主元素变化无关, Pb-Nd 反相关, Pb-Sr 正相关,难于单纯用下地壳混染解释,俯冲洋壳也难于引起 Pb 同位素如此大的变化,可能与晚元古代华夏与扬子陆块之间的板块俯冲作用产生低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 源区有关。

在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 6b)中,大部分样品投影点落于未经分异的原始地幔的零等时线(Geochron)的右侧,并大体上呈线性排列,指示样品源区曾经历了复杂的多阶段演化历史。该图中经 U、Pb 和时间校正的 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i—($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 投点多落在 DM 和 EMII 趋势线上;同样, $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图 7)和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解(图 5)也显示岩浆源区为亏损地幔(DM)和第二类富集地幔(EMII)端元混合的产物。

3 师宗-弥勒带的构造意义及其对华南构造格局的制约

师宗-弥勒带火山岩中夹有大量的泥质岩、碳酸盐岩,沉积夹层中含有丰富的腕足类、双壳类、腹足类化石,时代为二叠纪,尤其是师宗-弥勒带南西端建水地区玄武岩中夹有灰

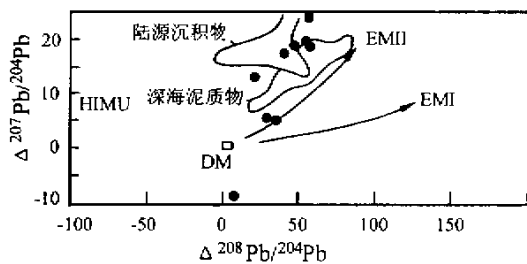


图7 师宗-弥勒带北段玄武岩

$\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解

Fig. 7 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope correlation diagram for basalts from northern Shizong-Mile belt

岩透镜体,其中含有蜓类 *Neomisellina*, *Neoschwageria*, *Douvillei* 等,时代为早二叠世(云南省地质矿产局,1990)。这些古生物证据显示,师宗-弥勒火山岩形成于二叠纪。

地表地质研究表明,师宗-弥勒断裂带是不同岩石-构造单元的分界线,严格控制着两侧不同的岩石构造组合。断裂南东侧主要分布三叠系地层,北西侧主要是呈带状分布的上古生界及少量的元古界和下古生界地层。以断裂带为构造面,北西侧的上古生界地质体逆冲于南东侧的三叠系地层不同层位之上。带内构造岩块发生强烈挤压破碎变形,而断裂两侧地层则主要表现为褶皱变形,间有断裂。两侧地质体以断裂带为截然分界,而不逾越。岩石地层与沉积环境对比分析表明,师宗-弥勒构造带是重要的岩相古地理界限。同时,该带又严格分隔北西侧的低绿片岩相变质区与南东侧的未变质区,显示其为重要的变质作用分界线。显然,师宗-弥勒断裂带是一条具重要构造意义的构造带。然而,迄今为止滇东区段尚未发现确凿的蛇绿岩。尽管我们在该带西南端建水地区发现了岛弧型火山岩(董云鹏等,1999),但对其构造意义尚有不同认识。近年来在滇东南麻栗坡发现了晚古生代蛇绿岩(钟大赉等,1998),该蛇绿岩带可能在云南境内沿红河断裂北东侧展布,向东南过麻栗坡后,折入华南,其北侧存在诸如建水、桂西等岛弧带(钟大赉面告,2000)。考虑到岛弧火山岩喷发背景的多样性,我们认为,建水的岛弧火山岩有可能是先期俯冲洋壳与消减组分在地幔楔形区部分熔融混合,并保存于深部地幔中,直到晚古生代在伸展扩张的动力学背景下,沿裂谷喷出地表。这一模式与华南大陆地质、地球化学研究成果相符合。

同位素地球化学研究证明,沿苏南、向SWW经皖东南、赣东北、湘西、桂西、黔西和滇东师宗-弥勒构造带存在Pb同位素地球化学急变带,代表了板块结合后的调整边界(朱炳泉等,1995)。地质、地球化学及同位素年代学研究表明,皖南-赣东北地区存在新元古代蛇绿岩套、岛弧火山-沉积岩系和碰撞型花岗岩,指示该带曾发育中-晚元古代华夏向扬子俯冲而成的沟弧盆体系(周新民等,1989;徐备,1990;周国庆等,1990;Chen and Foland, 1991;沈渭州等,1992;Zhou

and Zhu, 1993;舒良树等,1993;李献华等,1994;Shi *et al.*, 1994;唐红峰等,1997)。标志着扬子和华夏陆块之间存在新元古代拼接带。

近年来的进一步研究证实,赣东北蛇绿混杂岩带的硅质夹层中存在晚古生代放射虫组合,时代为C-P(赵崇贺等,1995);硅质岩地球化学研究表明,其并非形成于大洋环境而是陆内深水环境(李献华,2000)。广西硅质岩地球化学研究(王忠诚等,1995)也揭示深水沉积环境。沉积环境与岩相古地理研究(冯增昭等,1997)表明,黔桂地区下二叠统发育放射虫硅质岩,所含放射虫组合类似于古特提斯动物群。在桂西混杂岩中,硅质岩中的放射虫组合可与红河、滇西古特提斯放射虫组合对比(吴浩若等,1994)。显然,这种古生物组合的相同,标志着晚古生代滇西古特提斯与华南海域是相连接的。这种连通既可以是海洋,也可以是裂谷性深水海道。师宗-弥勒带火山岩地球化学特征揭示其形成于裂谷构造环境,完全支持华南存在横贯东西的晚古生代深水裂谷。

另外,师宗-弥勒构造带南侧的南盘江沉积盆地内发育中三叠世巨厚的复理石和晚三叠世磨拉石建造。盆地构造样式、沉积特征、盆地演化等方面均明显受其北西侧的师宗-弥勒构造带的控制。地球物理研究(王观耕,1995)表明,南盘江以南出现东西向展布的重力异常带,布格重力异常表现为北高南低,均衡重力异常与布格重力异常具有相似的特点,沿师宗-弥勒带出现正均衡重力异常及负的相对高值异常,显示师宗-弥勒构造带是分隔具有不同地壳结构的扬子与华夏陆块的界限。同时,南盘江盆地内部的莫霍面具有NW深、SE浅的特点,莫霍面等深线呈NE-SW向延伸,反映华夏陆块向NW俯冲于扬子陆块之下。这一结论与华夏-扬子陆块结合带东段的地球物理研究结果(金文山等,1997)相一致。综合分析认为,华南晚古生代裂谷于印支期发生A型俯冲,最终闭合,形成现今之构造带。

References

- Baker B H. 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. In: Fitton J G and Upton G J (eds.). *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soci. Spec. Publ., 30:293-311
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1990. *Regional Geology of Yunnan Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1-728(in Chinese with English abstract)
- Chen Haihong, Sun Shu, Li Jiliang, Maja Haag, Jon Dobson, Hsu K J, Friedrich Heller. 1994. Paleomagnetic constraints on Early Triassic tectonic of south China. *Scientia Geologica Sinica*, 29(1): 1-9(in Chinese with English abstract)
- Chen Jiangfeng, Foland K A. 1991. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze block, Precambrian collision of Yangtze and Cathaysia blocks of China. *Geology*, 19:815-818
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23: 1-18
- Davis G R, MacDonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt - comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *J. Petrol.*, 28:

1009—1031

- Dong Yunpeng, Zhu Bingquan. 2000. Characteristics of the island-arc pillow lavas from southeast Yunnan province and its tectonic implications for Paleo-Tethys in South China. *Chinese Science Bulletin*, 45(8):753—758
- Feng Zengzhao, Yang Yuqing, Jin Zhenkui. 1997. Lithofacies Paleogeography of Permian of South China. Beijing: Petroleum University Press, 1—242(in Chinese)
- Hsu K J, Li Jiliang, Chen Haihong. 1990. Tectonics of South China: key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183: 9—39
- Jin Wenshan, Sun Dazhong. 1997. The Deep Crust Texture and Evolution of South China Continent. Beijing: Geological Publishing House, 1—175(in Chinese)
- Li Jiliang, Sun Shu, Hsu K J, Chen Haihong, Peng Haibo, Wang Qingchen. 1989. New evidences about the evolution of the south Cathay orogenic belt. *Scientia Geologica Sinica*, 24(3): 217—325(in Chinese with English abstract)
- Li Xianhua, Hu Ruizhong, Rao Bing. 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochemica*, 26(2):14—31(in Chinese with English abstract)
- Li Xianhua, Zhou Guoqing, Zhao Jianxin, Fanning C M, Compston W. 1994. Shrimp ion microprobe zircon U-Pb age of the NE Jiangxi ophiolite and its tectonic implications. *Geochemica*, 23(2):125—131(in Chinese with English abstract)
- Li Xianhua. 2000. Geochemistry of the late Paleozoic radiolarian cherts within the NE Jiangxi ophiolite melange and its tectonic significance. *Science in China (Series D)*, 43(6):617—624
- Liu Ying, Liu Haichen, Li Xianhua. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochemica*, 25(6):552—558(in Chinese with English abstract)
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S (ed.) *Andesite*. Chichester: Wiley, 525—548
- Shen Weizhou, Zou Haibo, Chu Xuejun, Zhou Xinmin, Yang Jiedong, Wang Yinxi. 1992. Nd, Sr and O isotopic study on Fuchuan ophiolite suite in Anhui province. *Scientia Geologica Sinica*, 27(4):333—341(in Chinese with English abstract)
- Shi Yangshen, Shu Liangshu, Brewer R C. 1994. Late Proterozoic terrane tectonics in the central Jiangnan belt, southeast China. *J. South American Earth Sci.*, 7(3/4): 367—375
- Shu Liangshu, Guo Lingzhi, Shi Yangshen, Sun Yan. 1994. Kinematic study on the southern marginal fault zone of the Jiuling mountains, Jiangxi province. *Scientia Geologica Sinica*, 29(3): 209—219(in Chinese with English abstract)
- Shu Liangshu, Zhou Guoqing, Shi Yangshen. 1994. Study of the high pressure metamorphic blueschist and its Late Proterozoic age in the eastern Jiangnan belt. *Chinese Science Bulletin*, 39(14):1200—1204
- Wang Fangzheng, Lu Fengxiang, Zhu Zhongyi, Zhu Qinwen, Jin Shuyan, Ma Hongwen. 1997. Discussion on inhomogeneity of upper mantle along Quanzhou (in Fujian)-Heishui (in Sichuan) geoscience transect. In: Yuan X C (ed.) *Memoirs of the Geoscience Transection for the Continental Lithosphere Beneath Altay - Taiwan, China*. China University of Geosciences Press, 118—136(in Chinese)
- Wang Yunliang, Hughes S S, Tong Chunhan, Xiong Shunhua, Li Juchu, Zhou Rongsheng, Li Jianlin. 1987. Geochemistry of the late Permian Emeishan basalts and implication of subcontinental mantle evolution. *Journal of Chengdu College of Geology*, 14(3):59—73(in Chinese with English abstract)
- Wang Zhongcheng, Wu Haoruo, Kuang Guodun. 1995. Geochemistry and origin of late Paleozoic cherts in Guangxi and their explanation of tectonic environments. *Acta Petrologica Sinica*, 11(4):449—455(in Chinese with English abstract)
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1—466
- Winchester J A, Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination application to classify altered and metamorphosed igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70:175—195
- Wu Haoruo, Xian Xiangyang, Kuang Guodun. 1994. Late Paleozoic radiolarian assemblages of southern Guangxi and its geological significance. *Scientia Geologica Sinica*, 29(4):339—345(in Chinese with English abstract)
- Xu Bei. 1990. The late Proterozoic trench - basin - arc system in northeastern Jiangxi - southern Anhui provinces. *Acta Geologica Sinica*, 64(1):33—42(in Chinese with English abstract)
- Zhao Chonghe, He Kezhao, Mo Xuanxue, Tai Daoqian, Ye Delong, Ye Dan, Lin Peiyong, Bi Xianmei, Zheng Borang, Feng Qinglai. 1996. Discovery and significance of the Late Paleozoic radiolarian sillicite in ophiolitic melange of northeastern Jiangxi deep fault belt. *Chinese Science Bulletin*, 41(8): 667—670
- Zhong Dalai, Wu Genyao, Ji Jianqing, Zhang Qi, Ding Lin. 1999. Discovery of ophiolite in southeast Yunnan, China. *Chinese Science Bulletin*, 44(1):36—40
- Zhou Guoqing, Zhao Jianxin. 1991. Sm-Nd isotopic systematics of the NE Jiangxi ophiolite (NEJXO), SE margin of the Yangtze craton, south China. *Chinese Science Bulletin*, 36(16): 1374—1379
- Zhou Xinmin, Zhu Yunhe. 1993. Late Proterozoic collisional orogen and geosuture in SE-China: Petrological evidence. *Chinese J. Geochem.*, 12(3): 239—251
- Zhou Xinmin, Zou Haibo, Yang Jiedong, Wang Yinxi. 1990. Sm-Nd isochronous age of Fuchuan ophiolite suite in Shenxian county, Anhui province and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 35(3): 208—212(in Chinese)
- Zhu Bingquan, Chang Xiangyang, Wang Huifen. 1996. The geochemical boundary between South China and Yangtze blocks and its constraint on the formation of superlarge deposits. *Science in China (Series D)*, 39(1): 58—65
- Zhu Bingquan, Chang Xiangyang, Qiu Huaning, Sun Dazhong. 1998. Characteristics of Proterozoic basements on the geochemical steep zones in the continent of China and their implications for setting of superlarge deposits. *Science in China (Series D)*, 41(supp.): 54—64
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14:493—571

附中文参考文献

- 陈海弘, 孙枢, 李继亮, Maja H, Jon D, 许靖华, Friedrich H. 1994. 华南早三叠世的古地磁学与大地构造. *地质科学*, 29(1):1—9
- 董云鹏, 朱炳泉. 1999. 滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约. *科学通报*, 44(21):2323—2327
- 冯增昭, 杨玉卿, 金振奎. 1997. 中国南方二叠纪岩相古地理. 北京: 石油大学出版社, 1—242
- 金文山, 孙大中. 1997. 华南大陆深部地壳结构及其演化. 北京: 地质出版社, 1—175
- 李继亮, 孙枢, 许靖华, 陈海弘, 彭海波, 王清晨. 1989. 南华夏造山带构造演化的新证据. *地质科学*, 24(2):217—225
- 李献华, 周国新, 赵建新, Fanning C M, Compston W. 1994. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. *地球化学*, 23

(2): 117-123

- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14-31
- 李献华. 2000. 赣东北蛇绿混杂岩带中硅质岩的地球化学特征及构造意义. 中国科学(D), 30(3): 284-290
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558
- 沈渭州, 邹海波, 楚雪君, 周新民, 杨杰东, 王银喜. 1992. 安徽伏川蛇绿岩套的 Nd-Sr-O 同位素研究. 地质科学, 27(4): 333-341
- 舒良树, 周国庆, 施央申. 1993. 江南造山带东段高压变质蓝片岩及其地质时代研究. 科学通报, 38(20): 1879-1882
- 舒良树, 郭令智, 施央申, 孙岩. 1994. 九岭山南缘断裂带运动学特征. 地质科学, 29(3): 209-219
- 王方正, 路凤香, 朱中一, 朱勤文, 金淑燕, 马鸿文. 1997. 福建泉州-四川黑水地学断面上地幔不均一性讨论, 见袁学诚主编: 阿尔泰-台湾地学断面论文集, 武汉: 中国地质大学出版社, 118-136
- 王观耕. 1995. 南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式. 贵州地质, (2): 79-100
- 汪云亮, Hughes S S, 董纯菡, 熊舜华, 李巨初, 周蓉生, 李建林. 1987. 峨眉山玄武岩地球化学和大陆地幔演化. 成都地质学院学报, 14(3): 59-73
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 1995. 广西晚古生代硅质岩的地球化学及形成的大地构造环境. 岩石学报, 11(4): 449-455
- 吴浩若, 咸向阳, 邝国敦. 1994. 广西南部晚古生代放射虫组合及其地质意义. 地质科学, 29(4): 339-345
- 徐备. 1990. 论赣东北-皖南晚元古代的沟、弧、盆体系. 地质学报, 64(1): 33-42
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志, 北京: 地质出版社, 1-728
- 赵崇贺, 何科昭, 莫宣学, 邵道乾, 叶德隆, 林培英, 毕先梅, 郑伯让, 冯庆来. 1995. 赣东北深断裂带蛇绿混杂岩中含晚古生代放射虫硅质岩的发现及其意义. 科学通报, 40(23): 2161-2163
- 钟大赉, 吴根耀, 李建清, 张旗, 丁林. 1998. 滇东南发现蛇绿岩. 科学通报, 43(13): 1365-1370
- 周国庆, 赵建新. 1990. 华南扬子克拉通东南缘赣东北蛇绿岩的 Sm-Nd 同位素研究. 科学通报, 35(2): 129-132
- 周新民, 邹海波, 杨杰东, 王银喜. 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时年龄及其地质意义. 科学通报, 34(16): 1243-1245
- 朱炳泉, 常向阳, 王慧芬. 1995. 华南-扬子地球化学边界及其对超大型矿床形成的控制. 中国科学(B), 25(9): 104-108
- 朱炳泉, 常向阳, 邱华宁, 孙大中. 1998. 地球化学急变带的元古宙基底特征及其与超大型矿床产出的关系. 中国科学(D), 28(增刊): 63-70