

碧口群火山岩岩石成因研究

夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平

中国地质调查局 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054

Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, Li Xiangmin, Ma Zhongping

Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an 710054, China

Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, et al. Petrogenesis of the Bikou Group volcanic rocks. Earth Science Frontiers, 2007, 14(3): 084-101

Abstract: The Neoproterozoic (846 - 776 Ma) Bikou Group volcanic rocks erupted in an intracontinental rift setting in the Yangtze craton. The volcanic succession comprises a thick pile of mafic volcanic rocks, subordinate silicic and rare intermediate volcanic rocks. On the basis of geochemical data, the Bikou Group rift-related mafic lavas generally belong to a low Ti/Y (<500) magma type. Elemental and isotopic data suggest that the chemical variations of the Bikou Group mafic lavas cannot be explained by crystallization from a common parental magma. The Bikou Group mafic lavas most likely originated from a mantle plume source ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) +3$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) 0.704$, $\text{La}/\text{Nb} 0.7$). Crustal contamination has also contributed significantly to the formation of the Bikou Group rift-related basic lavas. Our data show that spatial geochemical variations exist in the Bikou Group rocks. The Bikou mafic lavas are dominantly tholeiitic in composition in the eastern Hongyangou and Xintianba Heimulin areas, and were generated by high degrees of partial melting in the garnet stability field. In contrast, in the western Baiyang-Bikou area the parental magmas were generated by lower degrees of partial melting for the alkaline lavas and by higher degrees of partial melting for the tholeiitic lavas from a mantle source in the spinel-garnet transition zone. These magmas were then subjected to shallow level gabbroic (cpx + plag \pm ol) fractionation, which led to larger chemical variations.

Key words: Neoproterozoic Bikou Group rift-related volcanic rocks; geochemistry; petrogenesis; mantle plume; Yangtze craton

摘要: 新元古代(846~776 Ma)碧口群火山岩喷发于大陆板内裂谷环境。该火山岩系以基性火山岩为主,酸性火山岩次之,中性火山岩少见。根据岩石地球化学数据,碧口群裂谷基性熔岩总体上属于低 Ti/Y (<500) 岩浆类型。元素和同位素数据表明,碧口群基性熔岩的化学变化不是由一个共同的母岩浆的结晶分异作用所产生。它们极有可能是源于地幔柱源($\epsilon_{\text{Nd}}(t) +3$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) 0.704$, $\text{La}/\text{Nb} 0.7$)。地壳混染作用对于碧口群裂谷基性熔岩的形成有重要贡献。我们的研究揭示,碧口群火山岩存在空间上的岩石地球化学变化。东部红岩沟和辛田坝—黑木林地区的碧口群基性熔岩以拉斑玄武岩为主,产生于幔源石榴子石稳定区的高度部分熔融。相反,西部白杨—碧口地区的碧口群基性熔岩的母岩浆则是形成于幔源的尖晶石-石榴子石过渡带。碱性熔岩是产生于部分熔融程度较低条件下,拉斑玄武质熔岩则是产生于部分熔融条件较高的条件下。它们经受了浅层位辉长岩质(cpx + plag \pm ol)分离作用,化学变异较大。

关键词: 新元古代碧口群裂谷火山岩;地球化学;岩石成因;地幔柱;扬子板块

中图分类号: P588.12 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-2321(2007)03-0084-18

收稿日期:2006-12-07;修回日期:2007-01-16

基金项目:原地质矿产部地质调查局科技专项(96-28);中国地质调查局综合研究项目(1212010611804)

作者简介:夏林圻(1942—),男,博士,研究员,博士生导师,岩石学专业。E-mail: geologyx@pub.xaonline.com

从原碧口系^[1]解体出来的碧口群火山岩系分布于扬子板块西北缘,是南秦岭造山带的组成单元之一^[2]。长期以来,对于碧口群火山岩系的性质和形成环境一直存在着不同认识:一部分人曾提出碧口群火山岩系是蛇绿岩套的组成部分^[3],形成于岛弧^[4-13]、洋中脊和(或)大洋板内^[14-15]和弧内裂谷^[16]等环境;另一部分人则认为碧口群火山岩系为大陆板内火山作用产物,形成于大陆裂谷^[17-23]环境。最新的 SHRIMP 法锆石 U-Pb 定年查明,碧口群火山岩系的形成年龄为 776~846 Ma^[24],相当于新元古代中—晚期。本文拟根据笔者等 20 年来对于碧口群火山岩系较为系统的地质调查成果,着重对该火山岩系中占优势比例(体积分数>60%)的基性火山岩(SiO₂ 56%)的岩石成因进行更进一步的深入研究,目的在于对碧口群火山岩系的性质、形成环境和岩石成因进行再评估。

1 地质概况

碧口群火山岩系分布于陕西、甘肃、四川三省交界区,东起陕西勉县,向西南方向展布,经甘肃碧口,至四川平武,长约 250 km,宽 40 km,面积近 10 000 km²(图 1)。太古宙鱼洞子群构成碧口群的下伏基底,震旦系地层呈平行不整合或角度不整合覆盖于碧口群之上。通过 11 条地质剖面观测(图 1),碧口群火山岩系自下而上可划分出 3 个喷发旋回,在甘肃白杨—枫相一带出露最为齐全。每一旋回下部为基性火山岩(包括熔岩和火山碎屑岩),上部为酸性火山岩(包括熔岩和火山碎屑岩),中性火山岩量少或缺失,具有较为清晰的双峰式结构(图 2)。中西部地区,震旦系直接覆盖在火山岩系之上;东部陕西红土石—大干沟地区,在第 3 喷发旋回和上覆震旦系之间,尚产出一套碳质板岩和泥质板岩(偶夹灰岩透镜体),构成碧口群顶部的第 4 层位(图 2)。略阳—燕子砭以西,碧口群火山岩系呈南倾的倒转背斜;略阳—燕子砭以东,断裂构造十分发育,碧口群火山岩系被分割成许多断块。碧口群火山岩受钠化作用较强,火山岩中的所有斜长石皆为钠长石,所以前人多将其称为“细碧角斑岩系”,本文中仍按正常火山岩系分类原则进行命名。

应当指出的是,何家岩—黑木林—峡口驿一带分布有一些超基性岩体,前人曾将它们与碧口群火山岩系综合一体,当做是元古宙蛇绿岩套。实际上

这些超基性岩体与碧口群火山岩系从未直接接触,它们只与震旦系地层和前述碧口群顶部第 4 层位的泥质和碳质板岩呈侵入接触关系,是一种高温侵位的地幔底辟体^[25],其侵位时间应晚于震旦纪,与碧口群火山岩系没有任何成因联系。

2 样品及测试

本文共选取了 30 个火山岩研究样品,其中 16 个为基性熔岩(SiO₂ 56%)样品,有 21 个样品的主量元素和微量元素分析结果在笔者以往的论文中已发表,其余 9 个样品的主量、微量元素分析结果和 16 个样品的 Sr-Nd 同位素数据为本文首次发表。此外,在讨论中我们还引用了闫全人等(2004)^[13]有关白杨—碧口地区 7 个基性熔岩样品的分析数据。

主量元素和 Nb、Y、V 等微量元素系分别在贵阳中国科学院地球化学研究所和北京国家地质实验测试中心用 X 射线荧光光谱(XRF)进行分析测定。其余的微量元素(包括稀土元素)在北京中国科学院高能物理研究所用仪器中子活化法(INAA)进行测定。主量元素的分析精度优于 1%,微量元素的分析精度为 5%~15%。主元素和微量元素数据列于表 1。

Sr、Nd 同位素比值在北京中国科学院地质地球物理研究所用 VG354 质谱仪测定。La Jolla 和 NBS987 标样分别给出¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511 862 ± 0.000 007 和⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710 254 ± 0.000 014。Sr、Nd 同位素数据列于表 2。

3 火山岩分类

新元古代碧口群火山岩是 7~8 亿年前喷发的火山岩石,在喷发后已遭受不同程度的变质和蚀变,导致某些性质活泼的主量元素(如 Na、K)、大离子亲石元素(LILE)、Rb 和 Ba 活化,使得它们的浓度发生改变。这就使得我们不能利用全碱-二氧化硅(TAS)图解鉴别碧口群火山岩的碱性/亚碱性属性。此外,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 测量值的年龄校正中还涉及 Rb 的浓度。因此,在本文的岩石成因讨论中,我们运用地球化学数据的重点将放在不活泼元素,如稀土元素(REE)、高场强元素(HFSE)、Th、Y、Ti、Cr、Ni、Fe、Mg 和 Nd(*i*)值。

碧口群火山岩系的岩石类型可以分为 3 个大群

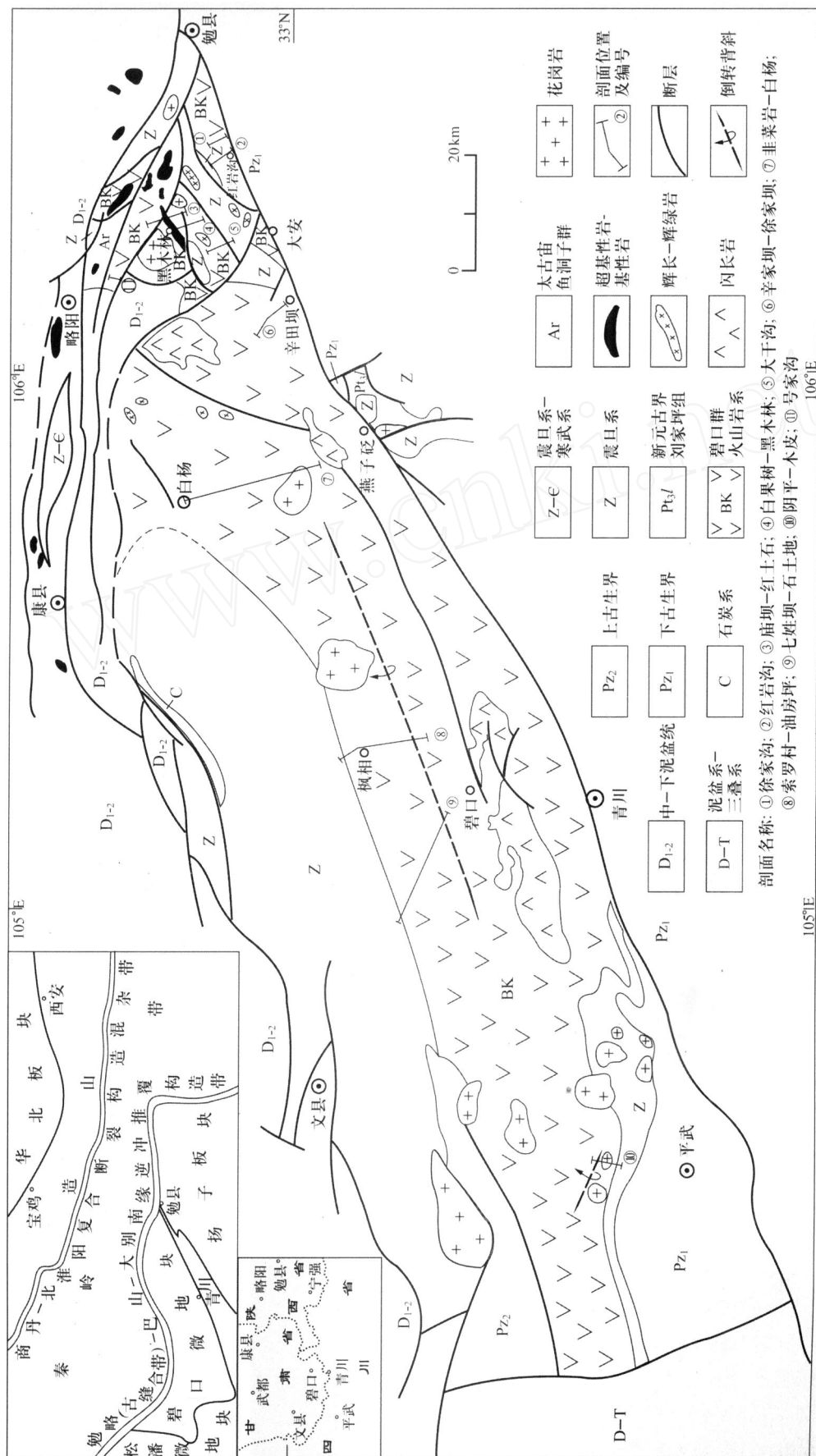


图1 碧口群分布区地质略图

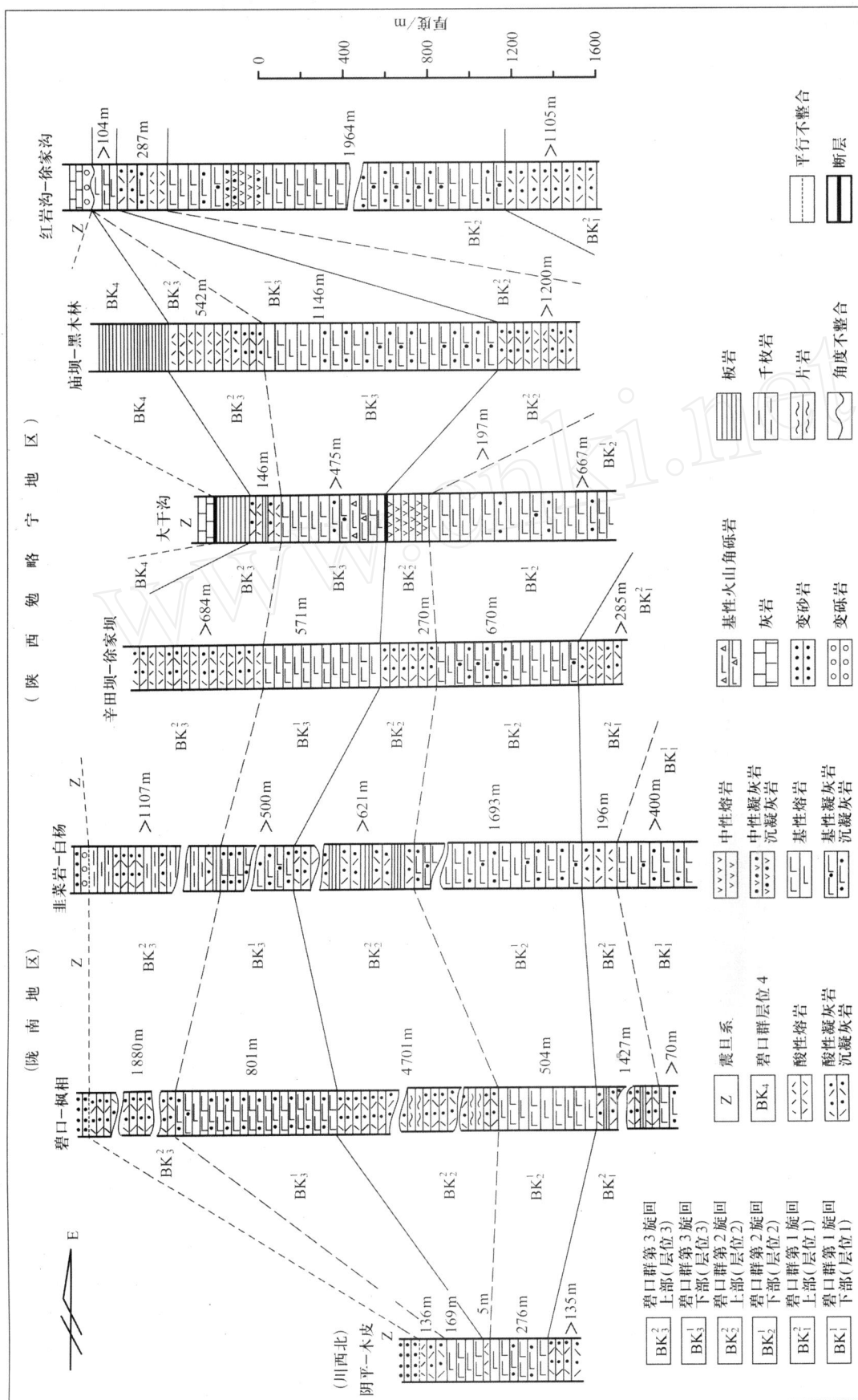


图2 碧口群火山岩系柱状对比图

Fig. 2 Simplified stratigraphic columns of the Bikou Group volcanic successions

表 1 碧口群火山岩主量元素(%)和微量元素(10^{-6})数据

Table 1 Major (%) and trace (10 ⁻⁶) element data for the Bikou Group volcanic rocks															
序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
样号	97b-32	97b-30	95-32	97b-7	97b-23	95-27	98b-34	97b-22	97b-19	93-26	93-17	87-104	93-18	93-16	93-11
产地	白杨—碧口									红岩沟					
火山旋回															
岩石名称	碱性玄武岩	英安岩	玄武岩	碱流岩	英安岩	玄武岩		碱性玄武岩	流纹英安岩	英安岩	玄武安山岩		玄武岩	英安岩	玄武岩
SiO ₂	48.48	67.69	44.88	68.69	68.46	46.55	45.29	48.93	71.74	67.93	54.01	54.57	48.54	68.46	46.57
TiO ₂	1.75	0.32	2.45	0.21	0.60	2.45	1.43	1.65	0.50	0.54	1.65	2.00	2.23	0.35	1.31
Al ₂ O ₃	15.90	16.60	17.22	16.84	14.26	16.11	18.60	16.60	14.03	16.60	17.51	14.97	16.84	15.20	17.41
Fe ₂ O ₃	6.50	0.20	3.63	1.00	1.13	5.05	5.25	3.85	0.32	3.13	5.36	4.31	5.70	1.33	6.76
FeO	7.70	2.78	10.17	0.78	2.67	8.48	6.75	8.85	2.58	1.86	5.50	6.70	6.30	2.68	4.74
MnO	0.22	0.08	0.26	0.04	0.08	0.22	0.17	0.37	0.09	0.14	0.23	0.15	0.23	0.04	0.23
MgO	5.10	0.60	6.88	0.50	0.80	5.26	6.90	4.27	0.90	0.60	2.31	3.29	3.50	0.30	6.50
CaO	7.40	0.20	5.33	1.50	2.20	7.33	6.50	7.70	0.70	0.41	4.00	5.18	6.10	0.50	9.10
Na ₂ O	1.26	5.35	3.08	3.57	4.14	1.52	3.20	1.68	3.39	6.41	5.31	4.70	4.50	5.30	2.62
K ₂ O	0.36	1.95	0.40	2.99	1.63	1.52	0.45	0.05	2.27	0.12	0.98	0.40	0.41	2.81	0.70
P ₂ O ₅	0.32	0.14	0.21	1.17	0.13	0.50	0.18	0.27	0.12	0.11	0.51	0.69	0.77	0.11	0.23
CO ₂	3.10		0.11			0.24	1.05	2.57			1.01	0.08	2.08		1.00
H ₂ O ⁺	1.20	3.00	4.98	2.80	2.78	4.62	3.22	2.30	2.40	2.00	1.25	2.88	2.11	1.85	2.09
Total	99.29	99.22	99.60	99.09	98.88	99.85	98.99	99.02	99.04	99.85	99.63	99.92	99.31	98.93	99.26
Mg [#]	0.41	0.27	0.48	0.35	0.28	0.42	0.52	0.39	0.36	0.19	0.29	0.36	0.36	0.12	0.53
Ba	136	715	216	1100	542	450	132	652	998	136	362	207	209	513	323
Rb	63.4	50.3	66.5	90.5	45.5	45.5	50.1	62.0	63.8	8.50	30.9	6.46	18.1	50.1	28.0
Sr	714	70.1	232	329	292	555	520	1490	60.0	106	183	287.29	86.8	42.3	702
Y	19.0	30	30	4.8	25	34.0	24	30.0	26.5	32	64	40	39	83	18
Zr	78.1	113	92.1	44.4	112	251	197	219	96.8	209	290	153	318	296	133
Nb	24.0	4.2	13	3.6	4.7	14.0	9.8	21.0	4.8	12	18	11	10	27	5
Th	0.947	6.41	0.552	4.32	5.93	0.801	0.687	0.826	7.38	4.29	4.22	4.10	2.45	20.8	0.872
Ni	103	24.6	59.8	15.1	25.0	57.4	95.2	104	21.4	50.0	66.7	107	79.3	38.2	109
V	243	33	199	19	44	179		213	35	38	102		205	24	
Cr	65.3	10.3	287	8.71	16.1	284	211	210	17.3	15.8	13.2		43.4	33.3	207
Hf	3.86	8.78	4.27	3.22	6.56	3.96	3.06	3.23	6.08	6.17	7.01	5.80	3.36	15.7	3.05
Sc	60.4	11.8	42.9	4.01	10.8	36.9	33.2	56.3	8.94	13.7	17.2		30.1	4.04	37.7
Ta	0.604	0.602	0.681	0.354	0.51	0.537	0.626	0.511	0.614	0.474	0.806	0.26	0.492	1.41	0.212
Co	49.8	4.98	12.2	2.06	7.39	11.6	48.6	52.3	4.55	6.38	12.5	11.9	21.5	1.34	36.4
La	17.4	44.0	11.4	1.41	37.2	12.2	9.09	19.4	33.3	26.4	46.4	31.3	26.1	74.5	16.2
Ce	35.4	74.6	28.3	26.1	58.3	26.3	21.2	37.5	51.5	54.9	101	61.3	64.3	158	30.4
Nd	25.8	39.3	19.4	11.4	29.8	17.5	14.8	21.9	25.5	25.3	53.0	37.8	36.7	70.1	19.7
Sm	7.4	9.17	5.48	2.2	7.04	5.79	4.05	6.60	6.16	5.54	11.0	9.20	8.02	14.4	5.42
Eu	2.63	2.11	1.62	0.558	1.53	1.33	1.44	1.17	1.17	1.80	3.72	2.86	3.24	1.93	1.62
Gd			6.86			5.64				5.85	11.4		8.35	13.6	
Tb	1.63	1.41	1.27	0.353	0.87	0.94	0.843	1.18	0.838	1.02	1.96	1.98	1.45	2.48	0.859
Ho			1.69			1.34				1.39	2.71		1.94	3.50	
Tm			0.665			0.58				0.591	1.11		0.778	1.52	
Yb	4.03	4.57	3.61	0.897	3.69	3.53	2.67	4.02	3.46	3.63	6.68	2.67	4.54	9.67	2.85
Lu	0.593	0.758	0.479	0.144	0.568	0.518	0.379	0.597	0.541	0.547	1.02	0.28	0.58	1.55	0.431

续表

序号	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
样号	93-51	93-53	93-48	93-49	93-47	93-55	94-7	94-10	87-88	87-86	94-11	87-91	93-43	87-95	93-44
产地	辛田坝—黑木林														
火山旋回															
岩石名称	粗面岩	玄武岩			粗面岩	玄武岩	玄武安山岩		玄武岩	安山岩	碱流岩	粗面安山岩	安山岩	碱流岩	
SiO ₂	65.36	52.61	52.75	52.35	65.72	51.57	54.15	55.10	51.69	58.97	68.37	61.07	60.61	75.54	75.67
TiO ₂	0.33	1.58	0.96	1.18	0.41	1.29	0.62	0.75	0.80	1.01	0.32	0.43	0.73	0.33	0.33
Al ₂ O ₃	17.30	18.67	20.11	16.84	15.50	16.84	16.46	16.14	13.30	14.82	15.98	15.70	20.04	12.51	12.03
Fe ₂ O ₃	1.36	6.23	4.53	6.13	2.01	7.71	3.44	4.50	2.53	2.99	1.86	4.71	5.12	1.45	3.04
FeO	1.39	5.04	4.30	5.02	2.49	4.76	4.76	4.00	4.67	5.39	1.76	1.35	1.61	0.83	1.05
MnO	0.05	0.19	0.13	0.16	0.20	0.19	0.15	0.15	0.15	0.12	0.06	0.07	0.04	0.06	0.06
MgO	0.50	3.50	2.50	3.00	1.30	3.40	4.00	5.01	3.40	2.50	1.33	1.34	0.30	0.38	0.10
CaO	3.10	4.00	2.60	4.10	1.80	5.30	6.50	5.12	9.45	2.91	0.60	3.06	1.70	0.97	0.90
Na ₂ O	5.11	5.00	6.31	5.20	6.00	5.11	4.35	6.30	4.60	4.20	7.00	8.72	8.70	5.85	5.00
K ₂ O	1.73	0.46	1.14	0.32	1.27	0.18	0.45	0.37	0.28	1.00	0.68	0.13	0.05	0.96	1.02
P ₂ O ₅	0.11	0.28	0.20	0.20	0.09	0.30	0.17	0.15	0.14	0.32	0.05	0.14	0.16	0.07	0.11
CO ₂	1.54	1.12	0.69	2.07	0.30	1.60	2.84	1.25	6.60	2.16		2.06	0.31	0.40	
H ₂ O ⁺	1.34	1.35	2.86	2.85	2.00	1.55	1.76	0.37	2.28	3.02	1.09	0.84	0.74	0.58	0.70
Total	99.22	99.74	99.08	99.42	99.09	99.80	99.65	99.64	99.89	99.41	99.10	99.62	100.11	99.93	100.01
Mg [#]	0.26	0.38	0.35	0.34	0.36	0.35	0.48	0.53	0.47	0.36	0.42	0.31	0.08	0.25	0.05
Ba	612	271	325	144	229	84.6	227	214	299	173	569	479	129	565	530
Rb	47.4	8.35	27.6	13.7	33.8	10.7	12.6	8.76	13.9	34.33	19.6	3.47	30.7	17.25	23.2
Sr	183	592	70.2	137	316	211	597	207	188.84	46.88	87.9	127.67	229	71.63	71.2
Y	8	28	28	24	21	26	15.0	19.6	16	27	13	7	18	12	10
Zr	71.3	212	162	175	135	139	136	65	122	169	144	157	111	138	153
Nb	6	8	11	10	14	8	8.6	12.0	9	12	13	7	9	10	10
Th	5.51	3.00	4.83	3.90	8.21	2.45	2.85	2.92	3.76	6.54	11.0	3.43	2.76	7.66	5.84
Ni	34.2	80.1	64.8	74.3	25.3	77.1	106	141	72.4	139.91	82.3	46	61.9	107	39.3
V	35	251	127	225		233	122	140	186	15	13	105	118	19	17
Cr	10.0	15.8	13.7	9.01	16.9	15.2	201	257	26.4	3.72	48.9	43.9	30.4	2.73	10.5
Hf	3.36	3.67	4.66	3.88	7.40	3.37	3.01	2.6	3.14	5.68	6.7	1.81	2.61	4.54	4.47
Sc	4.39	40.8	19.7	24.2	9.35	28.2	20.8	27.3	32.3	16.3	6.61	16.1	17.7	5.39	5.99
Ta	0.312	0.346	0.504	0.369	0.689	0.298	0.349	0.264	0.26	0.71	1.07	0.29	0.539	0.82	0.52
Co	5.13	34.3	20.6	27.4	7.38	44.3	23.3	29.5	41.3	14.8	5.23	6.21	5.24	7.23	2.89
La	22.3	23.3	28.6	23.2	45.3	16.8	16.5	13.2	34.4	16.6	57.2	9.33	27.7	12.6	30.3
Ce	44.3	49.8	59.4	47.9	84.6	37.8	30.0	23.4	63.6	29.8	99.3	21.8	53.9	23.8	58.3
Nd	16.7	23.5	27.5	24.2	37.5	17.4	13.7	15.1	29.6	20.2	30.2	12.5	23.0	8.15	19.8
Sm	2.70	5.06	5.31	4.77	6.15	4.05	2.92	3.11	5.72	4.46	5.15	2.48	4.05	2.21	3.15
Eu	0.844	1.87	1.54	1.44	1.31	1.33	0.999	0.915	1.19	0.88	0.115	0.63	1.40	0.83	0.664
Gd	2.25	5.87	5.55	5.02		4.40	3.30	3.01		4.9	4.49		4.29		2.50
Tb	0.36	1.04	0.928	0.896	0.91	0.803	0.595	0.522	0.81	1.06	0.801	0.36	0.765	0.60	0.405
Ho	0.437	1.30	1.29	1.29		1.12	0.787	0.772			1.19		0.996		0.575
Tm	0.162	0.526	0.496	0.547		0.477	0.316	0.341			0.516		0.369		0.254
Yb	0.941	3.20	3.07	3.35	3.71	3.10	1.95	2.14	3.04	4.48	3.23	1.24	2.16	1.80	1.54
Lu	0.136	0.500	0.502	0.477	0.60	0.507	0.293	0.315	0.46	0.61	0.492	0.16	0.308	0.25	0.247

注:Mg[#] = Mg/(Mg + Fe²⁺) (计算中:FeO = 0.85Fe₂O₃)。数据来源:3, 5, 9, 15, 17, 18, 20, 25, 28 (本次研究); 1, 2, 4, 6~8, 10~14, 16, 19, 21~24, 26, 27, 29, 30(Xia 等, 1996^[17];夏祖春等,1999^[20];徐学义等,2001^[22];徐学义等,2002^[23])。

表 2 碧口群基性熔岩(SiO₂ 56 %) Sm/ Nd 和 Rb/ Sr 同位素比值

Table 2 Sm/ Nd and Rb/ Sr isotope ratios for the Bikou Group basic lavas (SiO₂ 56 %)

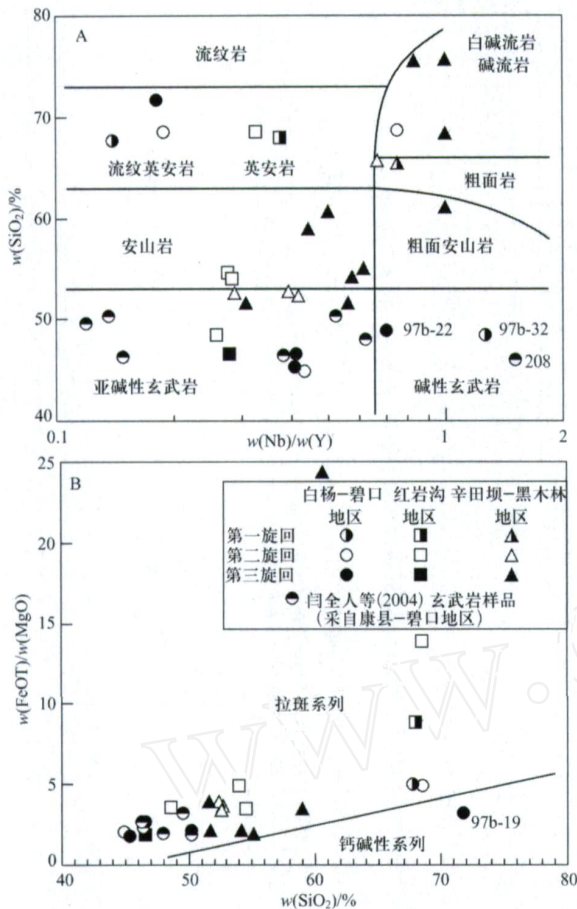
样号	w(Sm)/ 10 ⁻⁶	w(Nd)/ 10 ⁻⁶	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Sm) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	Nd(<i>t</i>)	w(Rb)/ 10 ⁻⁶	w(Sr)/ 10 ⁻⁶	(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) _m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)(<i>t</i>)
白杨—碧口地区(第三旋回)										
95-27	5.966	20.3	0.177 8	0.512 712(7)	3.38					
97b-6	15.91	96.9	0.099 3	0.512 239(7)	2.19					
97b-22	5.004	17.04	0.177 6	0.512 707(8)	3.31					
98b-34	3.901	14.83	0.159 1	0.512 603(8)	3.17					
98b-36	4.077	11.60	0.212 6	0.512 990(10)	5.25					
红岩沟地区(第二旋回)										
87-104	8.888	38.212	0.140 7	0.512 287(7)	- 1.12	6.464	287.286	0.065 0	0.706 763(78)	0.706 021
93-17	11.126	49.456	0.136 1	0.512 307(8)	- 0.25	5.288	262.266	0.058 2	0.705 434(85)	0.704 766
93-18	7.94	32.625	0.147 2	0.512 265(11)	- 2.22					
辛田坝—黑木林地区(第二旋回)										
93-49	2.772	9.495	0.176 5	0.512 210(9)	- 6.30					
93-53	5.981	22.077	0.163 9	0.512 087(10)	- 7.40					
辛田坝—黑木林地区(第三旋回)										
87-88	3.836	18.92	0.122 6	0.511 780(9)	- 9.17	14.55	138.8	0.302 7	0.709 308(14)	0.705 850
93-55	4.511	18.43	0.148 1	0.512 121(6)	- 5.12	6.653	387.9	0.049 5	0.706 277(12)	0.705 711
94-7-1	2.898	13.75	0.127 5	0.512 010(11)	- 5.20	9.11	594.94	0.044 2	0.708 368(26)	0.707 863
94-7-2	3.154	14.66	0.130 1	0.512 005(14)	- 5.54	9.71	583.5	0.048 0	0.708 387(61)	0.707 839
94-9	3.066	12.98	0.142 9	0.512 078(28)	- 5.43	27.6	351.75	0.226 3	0.709 297(88)	0.706 711
94-10	3.329	15.24	0.132 1	0.512 070(16)	- 4.48	8.19	171.75	0.137 6	0.708 812(49)	0.707 240
白杨—碧口地区										
174	3.913	12.6	0.187 0	0.512 997(14)	8.01					
177	4.155	13.49	0.185 5	0.512 944(14)	7.13					
199	5.047	18.79	0.161 8	0.512 748(14)	5.73					
208	10.58	50.67	0.125 7	0.512 465(11)	3.90					
209	6.308	24.21	0.156 9	0.512 653(12)	4.37					
225	6.053	17.94	0.204 1	0.513 005(12)	6.41	1.777	112.9	0.045 4	0.704 899(20)	0.704 380
231	5.944	26.22	0.137 1	0.511 974(12)	- 6.87	19.45	237.2	0.236 9	0.713 325(17)	0.710 618

注:样号 174 至 231 数据据闫全人等,2004^[13];其余数据为本次研究。*t* 值(= 800 Ma) 为对 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Sm 和 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值作年龄校正时所采用的年龄值。测量值的误差值表示到小数点后第 6 位;下标 m 代表测量值。

类:(1)第一群类分布于西部白杨—碧口地区,除 1 个流纹英安岩样品(97b-19)属于钙碱系列外,其余样品分属于拉斑和碱性两个岩浆系列(图 3),组成的岩石类型有:玄武岩、碱性玄武岩、英安岩、流纹英安岩和碱流岩,双峰式分布明显;(2)第二群类分布于东南部红岩沟地区,岩石类型有:玄武岩、玄武安山岩和英安岩,都属于拉斑系列(图 3),双峰式分布亦十分清晰;(3)第三群类分布于东中部和东北部的辛田坝—黑木林地区,岩石类型较为多样,包括有玄武岩、玄武安山岩、安山岩、粗面安山岩、粗面岩和碱流岩,它们分属于拉斑和碱性两个岩浆系列。

火山岩分离结晶过程中 TiO₂ 含量会总体升高,但 Ti/ Y 比值却不会发生明显变化^[26],因此,通常用 Ti/ Y 比值作为岩浆类型的判别标志。碧口群基性熔岩(SiO₂ 56 %)的 Ti/ Y 比值较低,除白杨—碧口地区的 3 个样品介于 500~700,绝大多数样品均小于 500,总体上属于低 Ti/ Y 岩浆类型(图 4)。图

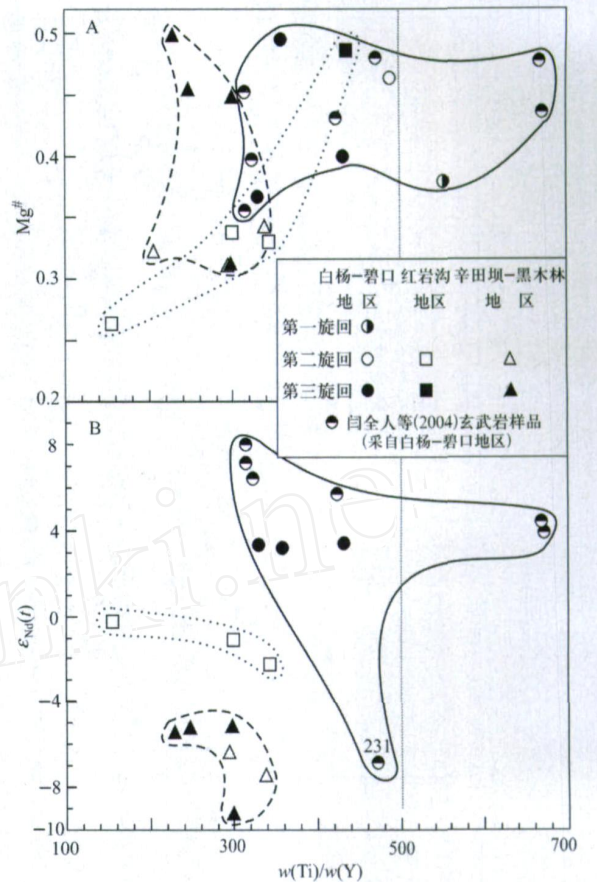
4 显示不同地区碧口群基性熔岩的 Ti/ Y 比值和 Mg[#] (分异指数)、Nd(*t*) (指示源区性质或受到岩石圈同化混染的程度)呈现不同的相关性。红岩沟地区基性熔岩的 Ti/ Y 比值和 Mg[#] 间呈正相关,其他 2 个地区基性熔岩的 Ti/ Y 比值和 Mg[#] 之间无明显相关性(图 4A);在图 4B 中,三个地区基性熔岩的成分点各自成群,互不重叠,且每个地区的基性熔岩中,Ti/ Y 比值和 Nd(*t*) 间呈反相关。总体上,白杨—碧口地区基性熔岩的 Ti/ Y 比值较高,除 1 个样品(231)的 Nd(*t*) 值为负值(- 6.87)外,其余样品的 Nd(*t*) 值均大于 2(2.19~8.01);红岩沟和辛田坝—黑木林地区基性熔岩的 Ti/ Y 比值相似,但 Nd(*t*) 值却明显有别,前者的 Nd(*t*) 值为 - 0.25~- 2.22,后者的 Nd(*t*) 值为 - 4.48~- 9.17。前述 3 个地区的基性熔岩很可能是由不同的母岩浆演化而成。

图3 碧口群火山岩性质。A: SiO_2 -Nb/Y 图解;B: SiO_2 -FeOT/MgO 图解(A 图解据 Winchester 和 Floyd, 1977^[29];B 图解据 Miyashiro, 1975^[30])Fig. 3 Nature of the Bikou Group volcanic rocks. A: SiO_2 vs. Nb/Y diagram; B: SiO_2 vs. FeOT/MgO diagram

4 岩浆结晶分离作用

碧口群基性熔岩具有低 MgO ($< 6.88\%$)、低 $\text{Mg}^\#$ ($0.52 \sim 0.29$)、低 Ni ($57 \times 10^{-6} \sim 141 \times 10^{-6}$) 和低 Cr ($9 \sim 287 \times 10^{-6}$) 的特点(表 1), 说明它们不具有与地幔橄榄岩平衡的熔体成分^[27], 即不是原生地幔熔岩, 它们的母岩浆在岩浆房内或上升至地表的途中曾经受了强烈的结晶分离作用。

Cr、Ni 含量和 $\text{Mg}^\#$ 之间的正相关(图 5G, H), 以及基性熔岩中普遍存在单斜辉石(cpx) [±橄榄石(ol)] 斑晶, 说明碧口群基性熔岩的母岩浆可能经受了 cpx (±ol) 的结晶分离。此外, 碧口群基性熔岩中斜长石(plag) 斑晶占优势, Sr 含量随着 $\text{Mg}^\#$ 的减少而降低(图 5F), 以及多元素蛛网图(图 6) 存在负 Sr

图4 碧口群基性熔岩($\text{SiO}_2 = 56\%$) $\text{Mg}^\#$ -Ti/Y 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Ti/Y 图解Fig. 4 Diagrams showing variation of $\text{Mg}^\#$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ against Ti/Y for the Bikou Group basic lavas ($\text{SiO}_2 = 56\%$)

异常等, 都表明碧口群基性熔岩母岩浆的结晶分离过程中, plag 也占有重要位置。这些演化的熔岩中缺乏明显的负 Eu 异常(图 6), 应当反映它们的母岩浆具有高 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 比值^[28]。

从图 5 可以看出, $\text{Mg}^\#$ 与 SiO_2 、CaO、 TiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 T(用 Fe_2O_3 表示全 Fe) 含量之间, 不存在简单的相关关系。例如: (1) 白杨-碧口和红岩沟地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 SiO_2 含量呈负相关; 但是, 辛田坝-黑木林地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 SiO_2 含量却呈正相关。(2) 白杨-碧口地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 CaO 含量呈负相关; 但是, 红岩沟和辛田坝-黑木林地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 CaO 之间却呈正相关。(3) 红岩沟和辛田坝-黑木林地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 TiO_2 含量呈负相关; 但是, 白杨-碧口地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 TiO_2 含量却没有明显的相关性。(4) 辛田坝-黑木林地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 Al_2O_3 含量呈负相关; 但是, 红岩沟和白杨-碧口

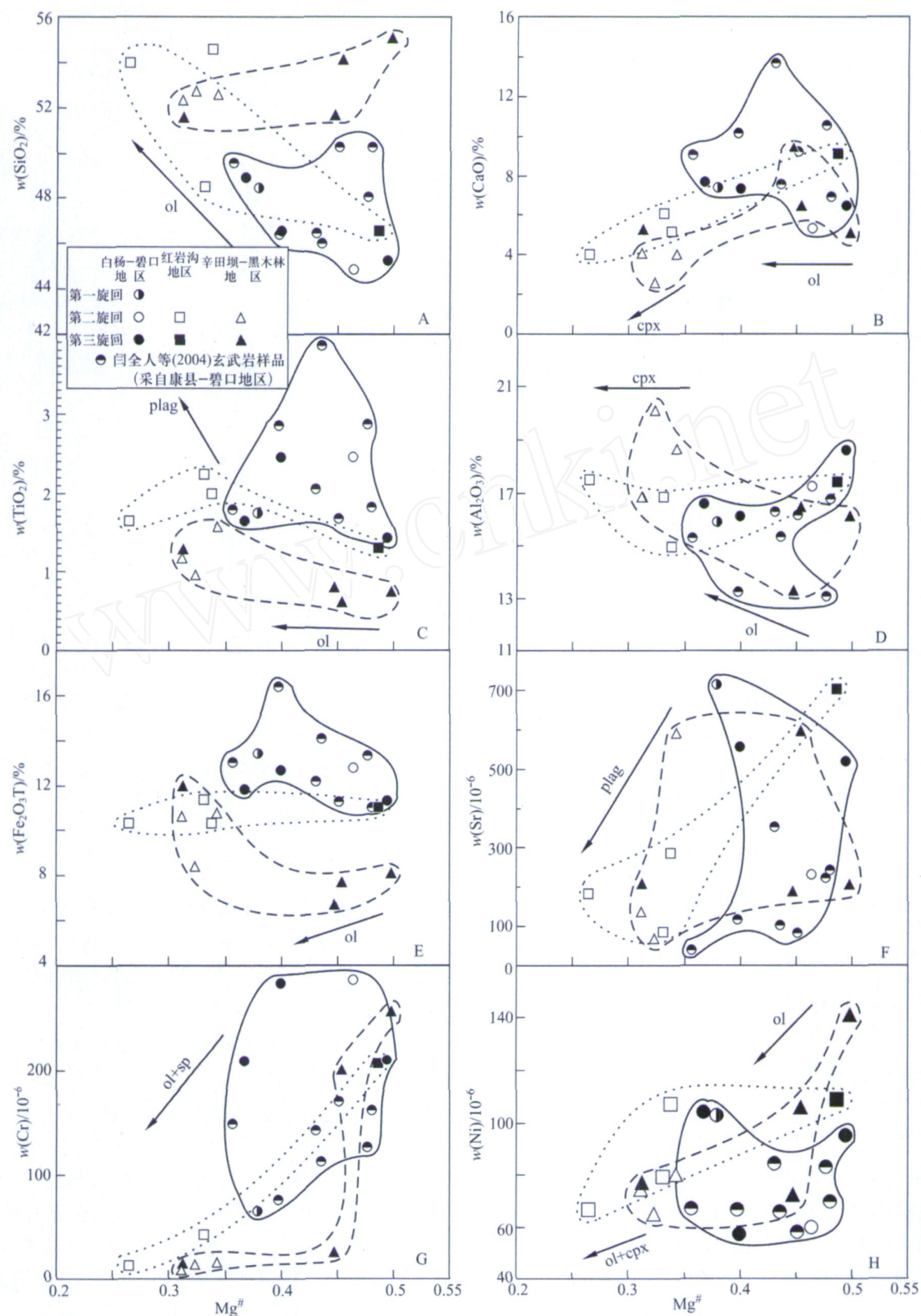
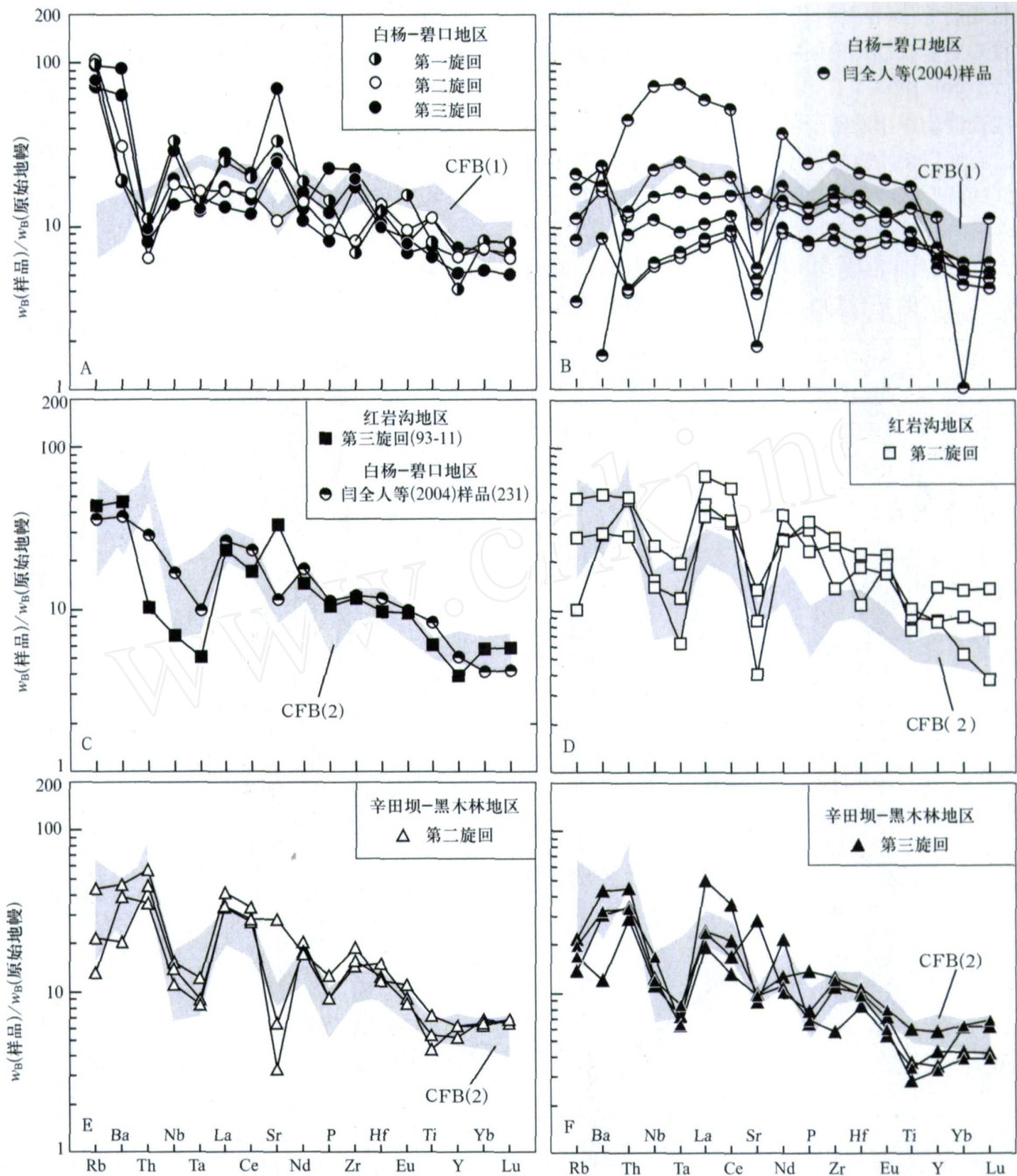


图5 碧口群基性熔岩($\text{SiO}_2 = 56\%$) $\text{SiO}_2\text{-Mg}^\#$, $\text{CaO-Mg}^\#$, $\text{TiO}_2\text{-Mg}^\#$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Mg}^\#$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T-Mg}^\#$, $\text{Sr-Mg}^\#$, $\text{Cr-Mg}^\#$ 和 $\text{Ni-Mg}^\#$ 图解

Fig. 5 Variation of SiO_2 , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, Sr , Cr and Ni vs $\text{Mg}^\#$ for the Bikou Group basic lavas ($\text{SiO}_2 = 56\%$)

图6 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%)的多元素原始地幔标准化分配型式

标准化值据 Sun 和 McDonough (1989) [38]

Fig. 6 Primitive mantle-normalized multi-element plots for the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%)
CFB(1) 和 CFB(2) 阴影区分别为地幔柱源和受地壳污染的大陆溢流玄武岩 (资料来源: Saunders 等, 1992 [31])

地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 Al_2O_3 含量却无明显相关性。(5) 白杨—碧口和辛田坝—黑木林地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 Fe_2O_3 T 含量呈负相关; 而红岩沟地区的基性熔岩, $\text{Mg}^\#$ 与 Fe_2O_3 T 含量却无明显相关性。

综上所述, 碧口群基性熔岩的母岩浆主要是经受了辉长岩质 (plag + cpx \pm ol) 结晶分离作用, 但是, 碧

口群基性熔岩并非是由同一母岩浆结晶分离的产物, 它们可能是由 3 种不同的母岩浆结晶演化形成。

5 地壳混染作用

地壳混染作用在大陆火山岩岩石成因中占有十

分重要的地位,也是当代国际大陆火山岩研究中非常重要的基础性理论问题。非常高的原始地幔标准化 Th/Nb 比值 (>1)^[31] 和低 Nb/La 比值 (<1)^[32] 是地壳混染作用的两个可靠的微量元素指标。我们的岩石地球化学数据显示,红岩沟、辛田坝—黑木林地区的所有基性熔岩样品和白杨—碧口地区的一个基性熔岩样品(231)具有持续不变的高 $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ 比值和低 Nb/La 比值(相应高 La/Nb 比值;图 7),表明这些地区的基性熔岩确实受到了强烈的地壳混染

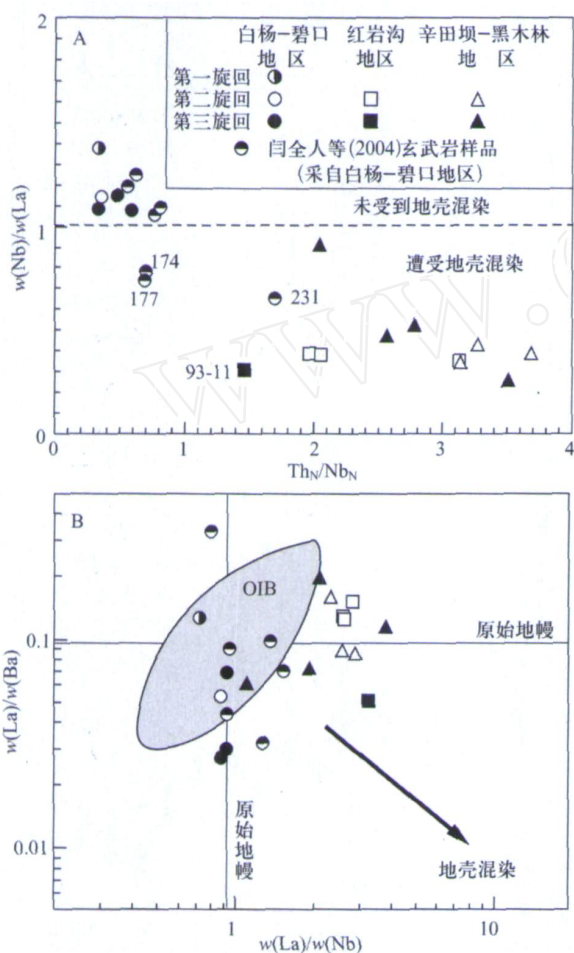


图 7 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%) Nb/La - $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ 和 La/Ba - La/Nb 图解

Fig. 7 Plots of (A) Nb/La vs. $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ and (B) La/Ba vs. La/Nb for the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%) Th_N 和 Nb_N 代表用原始地幔值^[38]标准化后的浓度;洋岛玄武岩(OIB)的范围据 Fitton 等(1991)^[39]

染。这些受到明显地壳混染岩石的微量元素原始地幔标准化分配型式与世界上一些典型的遭受地壳混染的大陆玄武岩(图 6 中的 CFB (2))的微量元素标准化分配型式极为相似,以存在明显的 Nb-Ta 负异常和 Ti 负异常为特征(图 6C, D, E, F)。它们的同

位素地球化学特点同样也和世界上那些明显遭受地壳混染的大陆玄武岩,如印度德干的 Poladpur 组玄武岩和巴西 Paran á省的 Gramado 低 Ti 玄武岩^[31]十分相近,以低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-0.25 \sim -9.17$)、高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ ($0.7054 \sim 0.7133$)、低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为特征(图 8、9)。

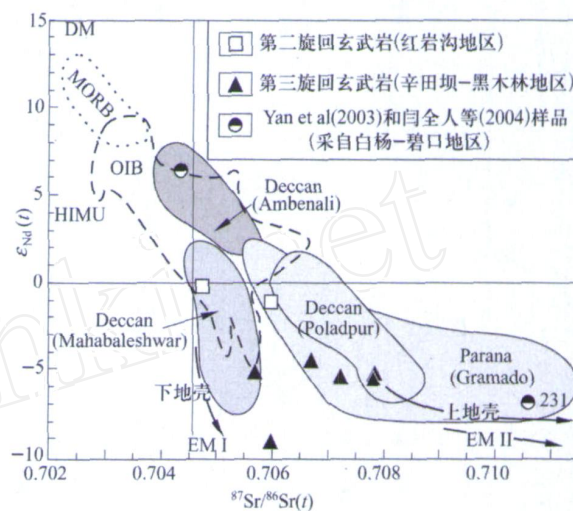


图 8 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (年龄校正值为 800 Ma)图解 (图解据 DePaolo, 1979^[40]; Zindler 和 Hart, 1986^[41])

Fig. 8 Plot of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (corrected to $t=800$ Ma) for the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%)

EM 和 EM II: 富集地幔源和; HIMU: 高 μ 地幔源; DM: 亏损地幔源。资料来源: 碧口群基性熔岩, 本研究; 德干 [Ambenali 组(地幔柱源)、Mahabaleshwar 组(具岩石圈地幔习性)和 Poladpur 组(受地壳混染)] 玄武岩, 据 Lightfoot 和 Hawkesworth (1988)^[42]; 巴西 Paran á Gramado (低 Ti) 玄武岩(受地壳混染): 据 Hawkesworth 等(1986)^[43]

应当特别提及的是,“由于大陆地壳或大陆岩石圈的混染作用能够给予似岛弧信号,从而会导致人们将大陆玄武岩误判成岛弧玄武岩^[33]。这是因为软流圈或地幔柱源的大陆玄武岩在受到地壳混染之后,会出现 TiO_2 含量降低和高 La/Nb (即低 Nb/La)、高 Th/Nb 、低 Ti/Yb 的特点^[31-32, 34]; 而岛弧玄武岩同样也具有低 TiO_2 含量和高 La/Nb 的特点^[35-37]。因此,造成在实际研究工作中,常常会发生将受到地壳混染的大陆玄武岩误判是岛弧玄武岩的情况。

就碧口群基性熔岩而言,如果它们的确总体上应属于岛弧玄武岩类,就不应当出现下述 3 种情况: (1) 一部分(指红岩沟和辛田坝—黑木林地区)具有似岛弧的地球化学信号,另一部分(指白杨—碧口地区)则明显具有软流圈源大陆玄武岩的特点(详见后

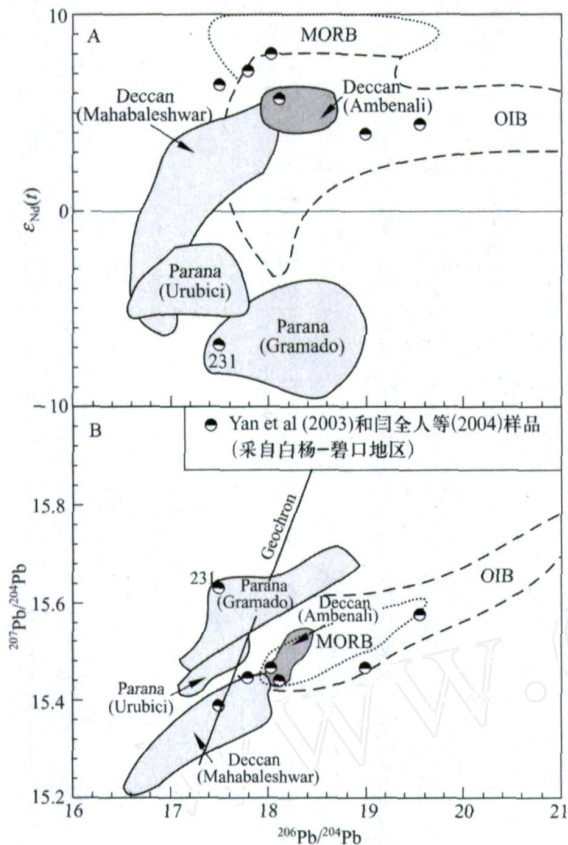


图9 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解

Fig. 9 Plots of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ against $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

for the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%)

(图解据 Saunders 等, 1992^[31]) 资料来源: 巴西 Parana Urubici (高 Ti) 玄武岩 (具岩石圈地幔习性), 据 Hawkesworth 等 (1986)^[43]; 所有其他图例和资料来源同图 8

述); (2) 岛弧火山岩系中, 钙碱性的安山岩类占有明显优势, 但碧口群火山岩主要由拉斑和碱性系列岩石组成, 双峰式特点明显, 只有一个酸性流纹英安质岩石样品属钙碱系列; (3) 最新的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年数据表明, 碧口群火山岩石的形成时代是 776~846 Ma^[24], 从大的区域背景上看, 这个时期应是 Rodinia 超级联合大陆发生初始裂谷化的时期, 此时, 该超级大陆还没有最终裂解, 新的大洋体系 (指古亚洲洋域体系或古劳亚大洋体系) 还未形成, 因此, 不存在形成大规模岛弧火山岩系的背景条件。

综上所述, 可以得出结论: 碧口群火山岩系东部 (红岩沟和辛田坝—黑木林地区) 地区基性熔岩中所发生的种种地球化学变化, 应当归之于软流圈或地幔柱源岩浆受到了强烈的地壳混染作用所致。

6 碧口群火山岩的形成环境

前节中, 我们已经指出部分地区 (红岩沟和辛田坝—黑木林地区) 碧口群基性熔岩的低 TiO_2 、低 Nb/La (即高 La/Nb)、高 Th_N/Nb_N 、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (< 0)、高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 、低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和存在明显 Nb-Ta 负异常的特点, 是由于软流圈或地幔柱源大陆玄武岩浆受到了强烈地壳混染作用所至。从图 10A 也可看出, 高 Zr/Y 比值是碧口群基性熔岩的特有属性, 绝大部分碧口群基性熔岩样品的成分点都落在板内玄武岩区域之中; 而在图 10B 中, 只有一部分辛田坝—黑木林地区的基性熔岩, 由于受到较强的地壳混染作用 TiO_2 含量降低, 其成分点落入岛弧玄武岩区, 而其余没有或较少受到地壳混染的碧口群基性熔岩的成分点仍然落在板内玄武岩

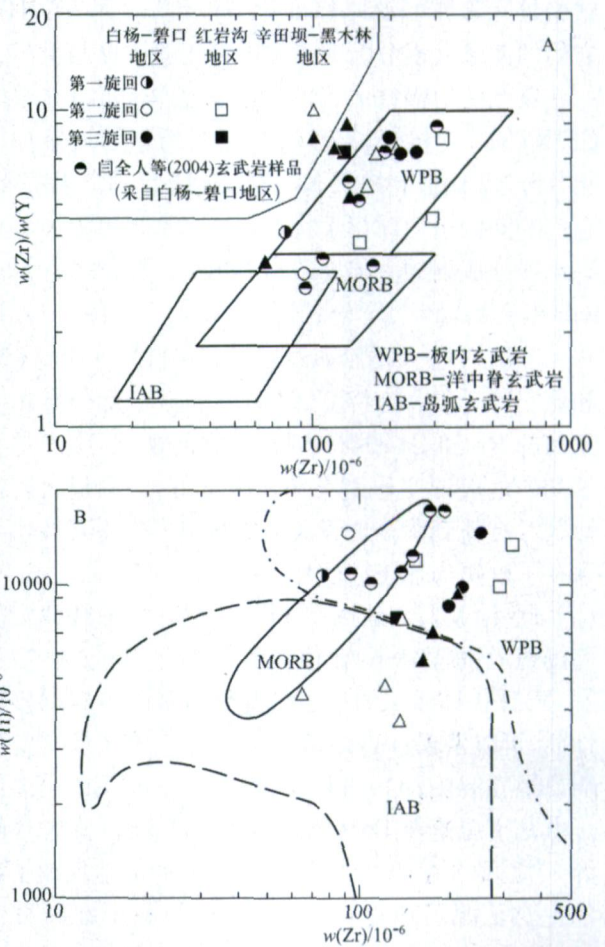


图10 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%)形成的构造环境判别图解。A: Zr/Y-Zr 图解; B: Ti-Zr 图解

(图解据 Pearce, 1982^[35])

Fig. 10 Tectonic setting of the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%). A: Zr/Y vs. Zr diagram; B: Ti vs. Zr diagram

岩区。这些也证明碧口群火山岩应当是形成于大陆板内裂谷环境。

7 幔源性质与熔融条件

7.1 幔源性质

国际岩石学界^[44-47]根据多年对大陆玄武岩岩石成因的研究,已经发现没有受到地壳混染的由地幔柱产生的玄武岩岩石,通常具有平坦的 REE 分配型式或 LREE 富集的分配型式,并以缺乏 Nb、Ta 和 Ti 的负异常为特征。

白杨—碧口地区的碧口群基性熔岩以高 Nb/La (>1) 为特征(图 7A), 它们的微量元素比值成分点也绝大多数都落在 OIB 区域之中(图 7B), 表明它们几乎没有受到什么地壳混染。这些没有受到地壳混染作用影响的基性熔岩显示了非常醒目的“隆起”状微量元素原始地幔标准化分配型式(图 6A, B)。它们的微量元素分配型式和微量元素浓度与世界上一些典型的地幔柱成因的大陆玄武岩[如图 6 中的 CFB(1)]非常接近, 以具有小于 1 的原始地幔标准化 Th/Nb 比值和缺乏 Nb、Ta 和 Ti 负异常为特征。它们的同位素地球化学特点同样也和世界上一些具有地幔柱成因的大陆玄武岩(如印度德干的 Ambenali 组玄武岩^[31])十分相近, 以高 $Nd(t)$ 值($+2.19 \sim +8.01$)、低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) (0.7048)、高²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和低²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 为特征(图 8、9)。至于部分样品中见到的 Rb 和 Ba 相对于 Th 富集的现象, 应当是与后期的地表蚀变作用有关。由此可见, 白杨—碧口地区没有受到明显地壳混染的碧口群裂谷基性熔岩保存了鲜明的地幔柱信号。

此外, 我们若运用 Condie (2005)^[48]最近建立的高场强元素(HFSE)比值(Nb/Th、Zr/Nb、Nb/Y 和 Zr/Y)评价体系来约束碧口群裂谷基性熔岩的幔源性质, 可以发现: (1) 西部白杨—碧口地区没有受到明显地壳混染的碧口群基性熔岩的 HFSE 比值成分点几乎全落在 PM(原始地幔)和 EM2(富集地幔源 2)之间的 Nb 线之上(图 11B), 明显地反映了它们主要是源于地幔柱头(这一点与源于地幔柱头(Plume head)的大洋高原玄武岩较为相似), 与产生洋岛玄武岩(OIB)的地幔柱尾(Plume tail)(图 11)并不相同。(2) 东部红岩沟和辛田坝—黑木林地区碧口群基性熔岩的 HFSE 比值成分点集中围绕 EN(富集组分)分布(图 11), 主要是反映了地幔柱源玄

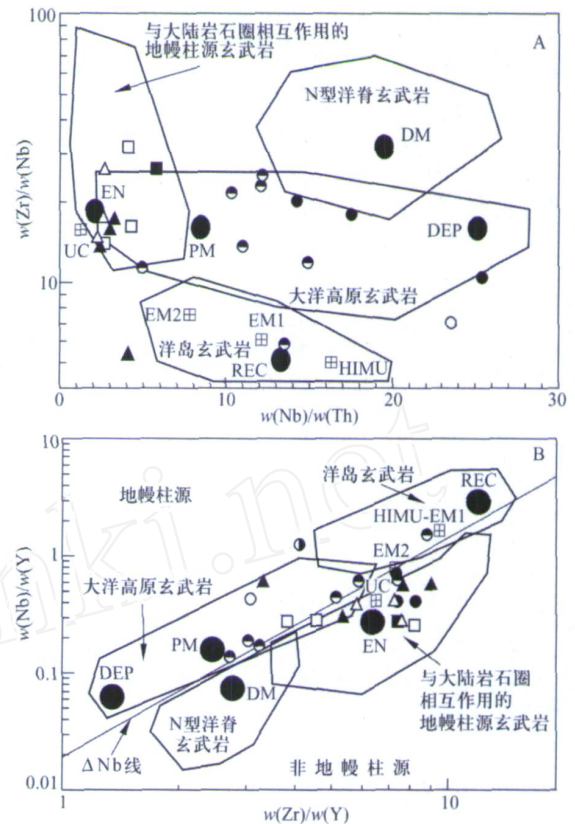


图 11 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%)在(A) Nb/Th-Zr/Nb 和(B) Zr/Y-Nb/Y 图解中的分布

(图解据 Condie, 2005^[48])

Fig 11 Distribution of basic lavas (SiO_2 56%) from the Bikou Group on (A) Nb/Th-Zr/Nb, and (B) Zr/Y-Nb/Y diagrams UC: 上部陆壳; PM: 原始地幔; DM: 浅部亏损地幔; HIMU: 高 mu (U/Pb) 源; EM1 和 EM2: 富集地幔源; DEP: 深部亏损地幔; EN: 富集组分; REC: 再循环组分。其余图例同图 10

武岩受到了大陆地壳的混染, 或者是与陆下岩石圈的相互作用^[48]。图 11 所指示的另外一个性质是: 碧口群基性熔岩既缺乏再循环地幔组分(REC, 包括 HIMU、EM1 和 EM2), 也缺乏浅部亏损地幔组分(DM, 为 NMORB 源)。这同样也表明碧口群裂谷基性熔岩应当是产生于地幔柱头(地幔柱头组分代表了 EN 和 DEP(深部亏损地幔)的混合物^[48], 这也是世界上许多大陆裂谷和大陆溢流玄武岩的特点), 其在成分上与产生 OIB 的地幔柱尾(地幔柱尾组分代表了 REC 和 DEP 的混合物^[48])很不相同。总之, 根据 HFSE 比值对碧口群裂谷基性熔岩幔源组分的鉴别, 与前述根据其他微量元素和同位素地球化学变化所得出的有关碧口群裂谷基性熔岩幔源性质的判断是完全一致的。以本研究为例, 可以看出: Condie (2005)^[48]所建立的 Zr/Y-Nb/Y 和 Nb/Th-Zr/Nb 图解不仅可以被用于鉴别地幔柱和非地幔

柱源,而且,它们在区分地幔柱头和地幔柱尾组分上也是有用的。

综上所述,可以看出,碧口群裂谷基性熔岩的元素和同位素化学成分比较清楚地描述了:它们是源自大陆岩石圈之下的地幔柱,并在上升过程中与大陆岩石圈发生相互作用,受到了比较强烈的地壳混染。

应当指出,发育于新元古代中—晚期的碧口群裂谷火山活动并非只是一次孤立的火山事件,而是波及中亚—东亚(包括中国中—西部和华南)、澳大利亚、北美、非洲南部和南极的一次全球性的由地幔柱活动引发的裂谷火山事件群^[17-18, 49-59]的组成部分。这次具有全球规模的裂谷火山事件群应当就是Rodinia超级古大陆裂解作用的深部地球动力学的地表响应,而包括古亚洲洋域体系在内的古劳亚大洋体系正是这次具有全球意义的裂解事件的产物。因此,我们可以说,新元古代中—晚期(直至早寒武世初期)的裂谷火山活动乃是古劳亚大洋体系开启的前兆。

7.2 幔源熔融条件

为了近似定量地确定幔源的熔融条件,此处采用Hardarson和Fitton(1991)^[60]建立的Ce/Y-Zr/Nb图解(图12),这个图解中的4条曲线表示了富集和亏损的尖晶石橄榄岩和石榴子石橄榄岩部分熔融的非模式分离熔融曲线。该图解揭示出有关碧口群基性熔岩源区熔融条件的两个重要特点:第一,从

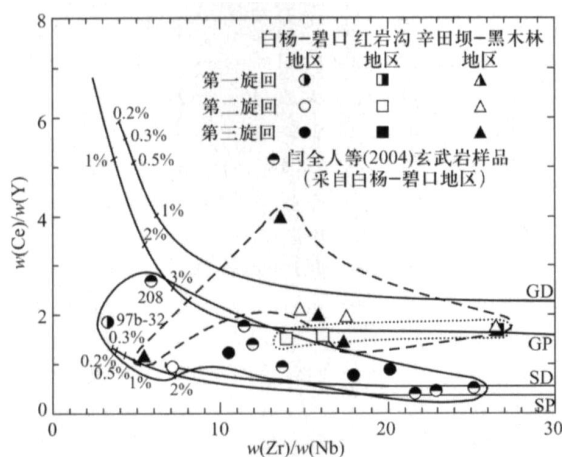


图12 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%)的Ce/Y-Zr/Nb图解

Fig. 12 Ce/Y vs Zr/Nb plot of the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%)

图中实线为Hardarson和Fitton(1991)^[60]计算的4种地幔成分的非模式分离熔融曲线:GD,亏损石榴子石二辉橄榄岩;GP,原始石榴子石二辉橄榄岩;SD,亏损尖晶石二辉橄榄岩;SP,原始尖晶石二辉橄榄岩。曲线上数字表示熔融百分数

辛田坝—黑木林地区,向南经红岩沟地区,再向西至白杨—碧口地区,碧口群基性熔岩的Ce/Y比值有所降低,反映了源区的熔融深度逐渐变浅,即尖晶石相橄榄岩组分增多,基性熔岩产生的深度从大于80 km的石榴子石稳定区,转变为60~80 km深的尖晶石-石榴子石过渡带^[61];第二,每一地区中,从早期第1喷发旋回,经中期第2喷发旋回,至晚期第3喷发旋回,源区的部分熔融程度逐渐增高,这种变化趋势在白杨—碧口地区和红岩沟地区的基性熔岩中表现尤为明显(图12),碱性玄武质熔岩(如97b-32和208号样)主要由最低程度的部分熔融所产生。

7.3 地幔柱成分的推断

前已述及,辛田坝—黑木林、红岩沟和白杨—碧口等三个地区的碧口群基性熔岩可能是由不同的母岩浆演化形成。那么,这些母岩浆是源自于同一幔源,还是源自于不同的幔源?由图13可见,碧口群基性熔岩的成分点沿着两条趋势线分布。这两条趋势线的相交,意味着前述不同地区碧口群基性熔岩

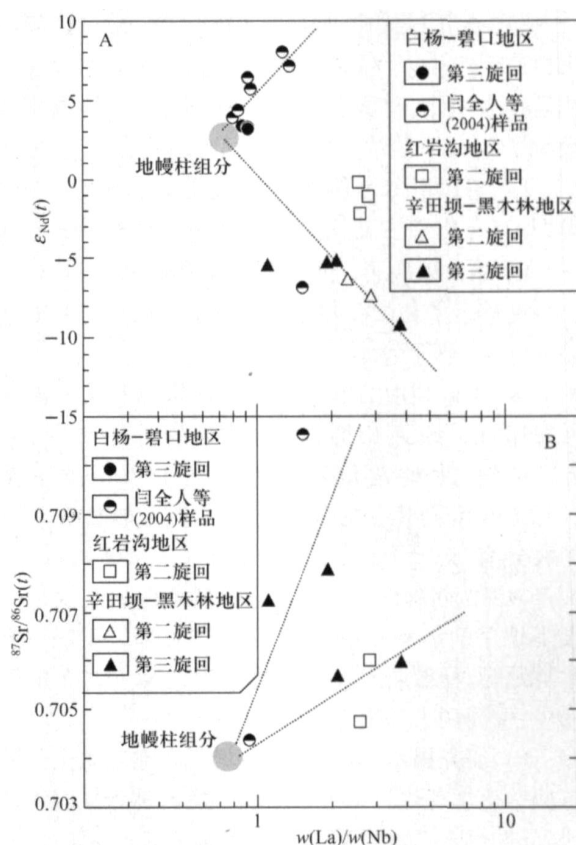


图13 碧口群基性熔岩(SiO_2 56%)的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -La/Nb和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ -La/Nb图解

Fig. 13 Variation of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ versus La/Nb for the Bikou Group basic lavas (SiO_2 56%)

的母岩浆可能是源于(或共享有)同一个地幔柱源。图 13 中,两条趋势线相交的位置,可能就指示了碧口群裂谷火山岩地幔柱头组分的成分: $Nd(t) + 3, {}^{87}Sr/{}^{86}Sr(t) = 0.704, La/Nb = 0.7$ 。

综上所述,可以得出结论:碧口群基性熔岩中的发生的种种地球化学变化,应当归之于地幔柱源岩浆和大陆岩石圈之间的相互作用。西部白杨—碧口地区,幔源岩浆几乎没有受到太大地壳混染作用的影响,基性熔岩中保存了十分清晰的地幔柱信号;东部红岩沟和辛田坝—黑木林地区,幔源岩浆在地壳岩浆房内和上升至地表过程中,曾受到大陆地壳的强烈混染,这种地壳混染作用对于基性熔岩的微量元素和同位素地球化学给予了强有力的改造和控制,从而使得鉴别其中的地幔柱和岩石圈地幔组分十分困难。

8 结论

(1) 新元古代中—晚期(846 ~ 776 Ma) 碧口群火山岩系产生于大陆裂谷环境。该火山岩系以玄武质岩石为主(玄武质岩石占整个火山岩系的体积分数大于 60%),酸性火山岩次之,中性火山岩少见。

(2) 碧口群基性熔岩总体上属于低 Ti/Y 岩浆类型,其母岩浆主要是经受了辉长岩质(cpx + plagiocl)结晶分离作用。元素和同位素数据表明,碧口群基性熔岩的化学变化不是由一个共同母岩浆的结晶分异作用所产生。

(3) 可以利用的 Sr、Nd 同位素数据和某些微量元素比值证明,碧口群裂谷火山岩的岩石成因中卷入了地幔柱和地壳组分。碧口群基性熔岩的母岩浆极有可能是源于共同的地幔柱源,其地幔柱头组分的成分为: $Nd(t) + 3, {}^{87}Sr/{}^{86}Sr(t) = 0.704, La/Nb = 0.7$ 。西部白杨—碧口地区的幔源岩浆受地壳混染作用的影响微弱;东部红岩沟和辛田坝—黑木林地区,幔源岩浆在地壳岩浆房内和上升至地表途中,曾受到大陆地壳的强烈混染。

(4) 研究揭示,碧口群基性熔岩存在空间上的岩石地球化学变化。东部辛田坝—黑木林和红岩沟地区,基性熔岩的母岩浆是产生于地幔柱较深层位石榴子石稳定区较高级度的部分熔融,以拉斑玄武质岩浆为主;西部白杨—碧口地区基性熔岩的母岩浆则是产生于地幔柱较浅层位的尖晶石-石榴子石过渡带,早期喷发中,源区部分熔融程度较低,产生碱

性玄武质岩浆,至中晚期,源区部分熔融程度增高,产生拉斑玄武质岩浆。

(5) 新元古代中—晚期的大陆裂谷火山活动并非只是局限于扬子板块北缘的南秦岭地区,而是波及中亚—东亚(包括中国中—西部和华南)、澳大利亚、北美、非洲南部和南极的一次全球性的由地幔柱活动引发的大陆裂谷火山事件群,是 Rodinia 超级古大陆裂解作用的深部地球动力学的地表响应。包括古亚洲洋域体系在内的古劳亚大洋体系可能就是这次具有全球意义的裂解事件的产物。因此,新元古代中—晚期的裂谷火山活动乃是古劳亚大洋开启的前兆。

References :

- [1] Ye Lianjun, Guan S C. Geology in mid-south Gansu [J]. Special Issue of Geology, 1944(A19): 1-72(in Chinese).
- [2] Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. Qinling orogenic belt and continental dynamics [M]. Beijing: Science Press, 2001:1-855 (in Chinese).
- [3] Xia L Q. Petrogenesis of spilite-keratophyre sequence in Mianxi-Lü area from South Qinling and deep differentiation mechanism of their parental magma [J]. Acta Geologica Sinica, 1976, 50(2): 24-37(in Chinese).
- [4] Pei X Z. The features and the tectonic significance of rock assemblage in the Bikou Group, southern Qinling [J]. Journal of Xi'an College of Geology, 1989, 11(2): 46-56 (in Chinese).
- [5] Xia Z C, Xia L Q, Ren Y X, et al. The study on petrology of marine volcanic rocks of Bikou Group from South Qinling [J]. Bull Xi'an Inst Geol Min Res, Chinese Acad Geol Sci, 1989(25): 97-107(in Chinese).
- [6] Zhao X S, Ma S L, Zou X H, et al. The study of the age, sequence, volcanism and mineralization of Bikou Group in Qinling-Dabashan [J]. Bull Xi'an Inst Geol Min Res Chinese Acad Sci, 1990(29): 1-128(in Chinese).
- [7] Zhang J R. Characteristics of volcanic rocks from the Bikou Group and their tectonic setting, Northwest Sichuan [J]. Journal of Sichuan Geology, 1990, 10(4): 227-236 (in Chinese).
- [8] Tao H X, He H Y, Wang Q Q, et al. Historical evolution of tectonics in north rim of Yangtze plate [M]. Xi'an: Northwest University Publishing House, 1993:1-141(in Chinese).
- [9] Qin K L, Jin H J, Zhao D H. Tectonic evolution and mineralization in Bikou ancient island arc belt [J]. Henan Geology, 1994, 12(4): 304-317(in Chinese).
- [10] Wang G B. Identification of a base structure of the Bikou Group in Mianxi-Lüyang-Ningqiang area, Shaanxi, and its

- implication [J]. Scientific and Technological Information of Shaanxi Geology, 1995, 20(1): 13-26(in Chinese).
- [11] Lu Y L, Huang J K, Du D H, et al. Stratigraphic subdivision and ages of the Bikou Group [J]. Regional Survey of the Qinling, 1996(1): 1-9(in Chinese).
- [12] Yang Z R. Accretionary forearc belt and its evolution in Middle Late Proterozoic, the Bikou area [J]. Geological and Mineral Information of Shaanxi, 1997, 22(2): 13-19(in Chinese).
- [13] Yan Q R, Hanson A D, Wang Z Q, et al. Geochemistry and tectonic setting of the Bikou volcanic terrane on the northern margin of the Yangtze plate [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2004, 23(1): 1-11(in Chinese).
- [14] Zhang E P, Niu D Y, Huo Y G, et al. Geologic tectonic features of Qinling-Dabashan and adjacent regions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993:1-291(in Chinese).
- [15] Liu G H, Zhang S G, You Z D, et al. Major metamorphic groups and their evolution in the Qinling orogenic belt [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 1-190 (in Chinese).
- [16] Dong G F, Wang F G, Liu J S. Tectonic environment analysis of volcanic rocks from the Donggouba group of the Mian-Lü Ning region [J]. Geotectonica et Metallogenia, 1998, 22(2): 163-169(in Chinese).
- [17] Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y. Properties of Middle-Late Proterozoic volcanic rocks in South Qinling and the Precambrian continental break-up[J]. Science in China:Series D, 1996, 39(3): 256-265.
- [18] Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y. The confirmation of continental flood basalt of the Proterozoic Xixiang Group in South Qinling and its geological implications [J]. Geological Review, 1996, 42(6): 513-522(in Chinese).
- [19] Ding Z J, Yao S Z, Zhou Z G, et al. Tectonic attribute of the mid-Proterozoic Bikou terrane [J]. Geotectonica et Metallogenia, 1998, 22(3): 219-226(in Chinese).
- [20] Xia Z C, Xia L Q, Xu X Y, et al. The nature and formation environment of volcanic rocks series of the Bikou Group [J]. Geological Review, 1999, 45(Suppl): 681-688 (in Chinese).
- [21] Kuang Y Q, Zhang B R, Ouyang J P. Dissection and stratigraphic subdivision of the Bikou group in Northwest margin of the Yangtze craton [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 1999, 24(3): 251-255 (in Chinese).
- [22] Xu X Y, Xia Z C, Xia L Q. Proterozoic intraplate volcanic rocks in south Qinling Mountains and their tectonic implications [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2001, 20(3): 255-262 (in Chinese).
- [23] Xu X Y, Xia Z C, Xia L Q. Volcanic cycles of the Bikou Group and their tectonic implications [J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(8/9): 478-485 (in Chinese).
- [24] Yan Q R, Wang Z Q, Hanson A D, et al. SHRIMP age and geochemistry of Bikou volcanic terrane: implication for Neoproterozoic tectonics on the north margin of the Yangtze craton [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2003, 77(4): 479-490.
- [25] Xia L Q. The high-temperature contact metamorphism of Alps-type ultrabasic bodies in Mian-Lü area from South Qinling [J]. Geochimica, 1975, 4(4): 250-257 (in Chinese).
- [26] Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. Chemical stratigraphy of the parana lavas (South America): classification of magma-types and their spatial distribution[J]. Bull Volcanol, 1992, 55:119-139.
- [27] Cox K G. A model for flood basalt volcanism[J]. J Petrol, 1980, 21: 629-650.
- [28] Frey F A, Garcia M O, Wise W S, et al. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts[J]. J Geophys Res, 1993, 96: 14347-14375.
- [29] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chem Geol, 1977, 20:325-343.
- [30] Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites[J]. J Geol, 1975, 83: 249-281.
- [31] Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interaction[M]. Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J. Magmatism and the causes of continental break-up. London: Geol Soc Spec Pub, 1992, 68: 41-60.
- [32] Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, et al. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell [J]. J Petrol, 2004, 45(4): 793-834.
- [33] Ernst R E, Buchan K L, Campbell I H. Frontiers in large igneous province research[J]. Lithos, 2005, 79:271-297.
- [34] Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, et al. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach[J]. Phil Trans R Soc Lond, 1984, A310: 549-590.
- [35] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[M]. Thorpe R S. Andesites. New York: John Wiley and Sons, 1982:525-548.
- [36] Keppler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids[J]. Nature, 1996, 380: 237-240.
- [37] You G F, Castillo P R, Geskes J M, et al. Trace element behaviour in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones[J]. Earth Planet Sci Lett, 1996, 140:41-52.
- [38] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [M]. Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. London: Geol Soc Spec Pub, 1989, 42:313-345.
- [39] Fitton J G, James D, Leeman W P. Basic magmatism associated with the Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time[J]. J Geophys Res, 1991, 96: 13693-13711.
- [40] DePaolo D J. Implications of correlated Nd and Sr isotopic

- variations for the chemical evolution of the crust and mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 43: 201-211.
- [41] Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14: 493-571.
- [42] Lightfoot P, Hawkesworth C. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr, Nd and Pb-isotope studies [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 91: 89-104.
- [43] Hawkesworth C J, Mantovani M S M, Taylor P N, et al. Evidence from the Paran of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts [J]. *Nature*, 1986, 322: 356-359.
- [44] Campbell I H. The mantle's chemical structure: insights from the melting products of mantle plume[M]. Jackson I N S. *The Earth's mantle: composition, structure and evolution*. Oxford, UK: Cambridge University Press, 1998: 259-310.
- [45] Campbell I H. Identification of ancient mantle plumes[M]. Ernst R E, Buchan K L. *Mantle plumes: their identification through times*. Boulder, Special Paper, 352, CO: Geological Society of America, 2001: 5-21.
- [46] Condie K C. *Mantle plumes and their record in earth history* [M]. Oxford, UK: Cambridge University Press, 2001: 1-306.
- [47] Ernst R E, Buchan K L. Recognizing mantle plumes in the geological record [J]. *Rev Earth Planet Sci*, 2003, 31: 469-523.
- [48] Condie K C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes[J]? *Lithos*, 2005, 70: 491-504.
- [49] Fetter A H, Goldberg S A. Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the Neoproterozoic Grandfather Mountain Rift Basin[J]. *J Geol*, 1995, 103: 313-326.
- [50] Li Z X, Zhang L, Powell C M. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia[J]? *Geology*, 1995, 23: 407-410.
- [51] Li Z X, Zhang L, Powell C. M. Positions of the East Asian cratons in the Neoproterozoic super-continent Rodinia [J]. *Australia J Earth Sci*, 1996, 43(6): 593-604.
- [52] Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China[J]? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 171-181.
- [53] Park J K, Buchan K L, Harlan S S. A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagmatism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 132: 129-139.
- [54] Wang J. Neoproterozoic rifting history of south China: Significance to Rodinia breakup[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000: 1-146 (in Chinese).
- [55] Wang J, Liu B J, Pan G T. Neoproterozoic rifting history of south China: significance to Rodinia breakup [J]. *J Mineral Petrol*, 2001, 21(3): 135-145 (in Chinese).
- [56] Li X H, Zhou H W, Li Z X, et al. Zircon U-Pb age and petrochemical characteristics of the Neoproterozoic bimodal volcanics from western Yangtze block [J]. *Geochimica*, 2001, 30(4): 315-322 (in Chinese).
- [57] Li X H, Zhou H W, Li Z X, et al. Petrogenesis of Neoproterozoic bimodal volcanics in western Sichuan and its tectonic implications: geochemical and Sm-Nd isotopic constraints [J]. *Chinese Journal of Geology*, 2002, 37(3): 264-276 (in Chinese).
- [58] Xia L Q, Xia Z C, Ren Y X, et al. Dynamics of tectono-volcanic magmatism-mineralization from North Qilian Mountains [M]. Beijing: Chinese Earth Publishing House, 2001: 1-296 (in Chinese).
- [59] Xia L Q, Zhang G W, Xia Z C, et al. Constraints on the timing of opening and closing of the Tianshan Paleozoic oceanic basin: evidence from Sinian and Carboniferous volcanic rocks [J]. *Geological Bulletin of China*, 2002, 21(2): 55-62 (in Chinese).
- [60] Hardarson B S, Fitton J G. Increased mantle melting beneath Snæfellsjökull volcano during late Pleistocene glaciation[J]. *Nature*, 1991, 353: 62-64.
- [61] McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J Petrol*, 1988, 29: 625-679.

参考文献:

- [1] 叶连俊,关士聪. 甘肃中南部地质志 [J]. 地质专报,甲种 19号,1944:1-72.
- [2] 张国伟,张本仁,袁学诚,等. 秦岭造山带与大陆动力学 [M]. 北京:科学出版社,2001:1-855.
- [3] 夏林圻. 南秦岭勉略地区细碧角闪岩系成因及其母岩浆深部分异机制 [J]. 地质学报, 1976, 50(2): 24-37.
- [4] 裴先治. 南秦岭碧口群岩石组合特征及其构造意义 [J]. 西安地质学院院报, 1989, 11(2): 46-56.
- [5] 夏祖春,夏林圻,任有祥,等. 南秦岭碧口群海相火山岩岩石学研究 [J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1989(25): 97-107.
- [6] 赵祥生,马少龙,邹湘华,等. 秦巴地区碧口群时代层序、火山作用及含矿性研究 [J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1990(29): 1-128.
- [7] 张家润. 川西北地区碧口群之火山岩特征与构造环境 [J]. 四川地质学报, 1990, 10(4): 227-236.
- [8] 陶洪祥,何恢亚,王全庆,等. 扬子板块北缘构造演化史 [M]. 西安:西北大学出版社, 1993: 1-141.
- [9] 秦克令,金浩甲,赵东宏. 碧口群古岛弧带构造演化与成矿 [J]. 河南地质, 1994, 12(4): 304-317.
- [10] 王根宝. 陕西省勉略宁地区碧口群基底构造碰合带的发现及其地质意义 [J]. 陕西地质科技情报, 1995, 20(1): 13-26.
- [11] 卢一伦,黄建坤,杜定汉,等. 碧口群划分及时代归属 [J]. 秦岭区测, 1996(1): 1-9.

- [12] 杨宗让. 碧口地区中晚元古宙增生的弧前构造带及演化初析 [J]. 陕西地矿信息, 1997, 22(2): 13-19.
- [13] 闫全人, Andrew D H, 王宗起, 等. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境 [J]. 岩石矿物学杂志, 2004, 23(1): 1-11.
- [14] 张二朋, 牛道韞, 霍有光, 等. 秦巴及邻区地质构造特征概论 [M]. 北京: 地质出版社, 1993: 1-291.
- [15] 刘国惠, 张寿广, 游振东, 等. 秦岭造山带主要变质岩群及变质演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1993: 1-190.
- [16] 董广法, 王富国, 刘继顺. 勉略宁地区东沟坝组火山岩的成因浅析 [J]. 大地构造与成矿学, 1998, 22(2): 163-169.
- [18] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义 [J]. 地质论评, 1996, 42(6): 513-522.
- [19] 丁振举, 姚书振, 周宗桂, 等. 碧口地体中元古代构造属性 [J]. 大地构造与成矿学, 1998, 22(3): 219-226.
- [20] 夏祖春, 夏林圻, 徐学义, 等. 碧口群火山岩性质及形成环境 [J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 681-688.
- [21] 匡耀求, 张本仁, 欧阳建平. 扬子克拉通北西缘碧口群的解体与地层划分 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 1999, 24(3): 251-255.
- [22] 徐学义, 夏祖春, 夏林圻. 南秦岭元古宙板内火山作用特征及构造意义 [J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3): 255-262.
- [23] 徐学义, 夏祖春, 夏林圻. 碧口群火山旋回及其地质构造意义 [J]. 地质通报, 2002, 21(8/9): 478-485.
- [25] 夏林圻. 南秦岭勉略地区阿尔卑斯型超基性岩体的高温接触变质作用 [J]. 地球化学, 1975, 4(4): 250-257.
- [54] 王剑. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体的关系 [M]. 北京: 地质出版社, 2000: 1-146.
- [55] 王剑, 刘宝珺, 潘桂堂. 华南新元古代裂谷盆地演化——Rodinia 超大陆解体的前奏 [J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 135-145.
- [56] 李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征 [J]. 地球化学, 2001, 30(4): 315-322.
- [57] 李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义 [J]. 地质科学, 2002, 37(3): 264-276.
- [58] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 北祁连山构造-火山岩浆-成矿动力学 [M]. 北京: 中国大地出版社, 2001: 1-296.
- [59] 夏林圻, 张国伟, 夏祖春, 等. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束——来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据 [J]. 地质通报, 2002, 21(2): 55-62.

Themes of Earth Science Frontiers Issues for 2007 and Beyond

As of 2006 *Earth Science Frontiers* (ESF) is transitioning from a quarterly publication to bi-monthly publication. Each year, from 2007 onwards, issues of ESF will be developed along three themes:

1. Earth Materials for Nos. 1 and 2.
2. Earth Tectonics and Dynamics for Nos. 3 and 4.
3. Earth Surface Processes for Nos. 5 and 6.

“**Earth Materials**” will focus on the study of the Earth's composition, principally dealing with mineralogy and crystallography, petrology, fluids, mineral deposits and mineral exploration, and geochemistry.

“**Earth Tectonics and Dynamics**” will focus on studies of displacement and deformation of lithosphere, including structural geology, regional tectonics and plate tectonics, continental dynamics, geophysics and tectonophysics.

“**Earth Surface Processes**” will publish studies on the interactions and relationships between the lithosphere, the hydrosphere, the biosphere and the atmosphere. This topic will include environmental geology and global climate change, disaster geology, hydrogeology and engineering geology, geomorphology and Quaternary geology, energy geology, palaeobiology, sedimentology and stratigraphy, applied geochemistry and applied geophysics.

Manuscripts dealing with these themes and with other topics are welcomed by the ESF Editorial Office.