

鄂北大洪山岩浆带地球化学及其构造意义*

——南秦岭勉略洋盆东延及其俯冲的新证据

董云鹏 张国伟 赵霞 姚安平 柳小明

(西北大学大陆动力学教育部重点实验室, 地质学系, 西安 710069)

摘要 南秦岭勉略古板块缝合带的东延问题是探讨秦岭造山带形成演化的关键之一。最新的研究发现, 在湖北随州南部的土门、周家湾、小阜、源潭等地区断续出露有多个岩浆构造岩片, 总体呈北西向带状展布于大洪山北缘, 逆冲侵位于三里岗-三阳断裂带中。主要由辉绿岩、基性-中性熔岩、火山碎屑岩和少量凝灰岩组成。地球化学研究表明, 辉绿岩与中-基性熔岩具有类似的地球化学特征, 均以亏损 Nb, Ta, 富集 Th 和大离子亲石元素(K, Rb, Ba)以及高场强元素不分异为特征。显示其成因与板块俯冲作用有关, 代表洋盆消减阶段的产物。现有地质资料限定其形成于石炭纪-中生代初。综合现有资料分析认为, 南秦岭勉略古洋盆东延达桐柏-大别南缘, 表明该地区存在古洋盆和板块俯冲消减过程。

关键词 地球化学 俯冲作用 勉略古洋盆 大洪山 南秦岭

秦岭造山带作为中国南北大陆完成其主体拼合的主构造结合带, 对探讨中国及邻区多大陆复杂拼合、长期演化及其大陆动力学特征具有重要意义。近年来的研究表明, 秦岭造山带内部, 除商丹主缝合带外, 在南秦岭南缘西段勉县-略阳地区残存有晚古生代-早中生代蛇绿岩和岛弧火山岩^[1-5], 其西延在阿尼玛卿带存在可与之对比的晚古生代蛇绿岩^[6,7], 代表了古洋盆消减残迹, 继续向西可与东昆仑南缘相接。勉县-略阳及其西延的研究表明, 秦岭南缘尚存在与商丹带并存的晚古生代-早中生代洋盆。但是, 该洋盆的东延问题争议较大。

我们曾通过地质、地球化学研究了鄂北随州花山地区残存的一套构造混杂岩, 以存在 MORB 型岩石为特征, 代表洋盆初始扩张阶段的产物, 应是勉略带东延的残迹^[8]。这一研究无疑对于重建南秦岭构造格局具有重要意义, 但不可否认目前尚存在不少争议, 首先是 MORB 型岩石的构造环境与意义问题, 其次是关于这套岩石组合的时代问题。目前的研究表明 MORB 只是代表一种岩石类型, 它可以形成于多种构造环境^[9,10], 因此, 对古洋盆的确定就需要更多的相关证据。本文在大洪山北缘原蛇绿混杂岩带中鉴别出多个晚古生代末-中生代初的与俯冲作用有关的岩浆岩构造块体, 不但为古洋盆的存在提供了佐证, 而且也证明该洋盆存在有板块俯冲作用, 为勉略古洋盆东延以及古洋盆规模、演化特征与体制提供了新的证据。

2002-02-20 收稿, 2003-04-24 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 49732080、40003003 和 40234041)和教育部骨干教师资助项目(批准号: 教技司[2000]143)共同资助

1 地质概况

研究区位于南襄盆地以东、桐柏山南侧、鄂北大洪山北缘, 横跨南秦岭和扬子地块, 以襄(樊)-广(济)断裂带为界, 分隔南秦岭与扬子地块(图 1)。在襄广断裂带西段分布有大量基性火山岩、酸性火山岩和沉积岩构造块体。早先的地质调查研究将其笼统划归所谓的“花山群”。笔者通过详细的大比例尺野外岩性-构造填图证明, 分布于湖北北部大洪山及其邻区的原“花山群”包含了三套不同时代、不同环境的物质建造, 应予以解体^[11]。其中, 在大洪山北东侧, 沿襄广断裂带分布的以基性火山岩为主的一套岩系是构造侵位的蛇绿混杂岩, 其代表性镁铁质岩石以选择性富集大离子亲石元素(LILE)、高场强元素(HSFE)不分异为特征, 具有 MORB 型蛇绿岩地球化学性状, 代表古洋盆初始形成阶段的产物^[8]。本次研究在这套构造混杂岩带中又厘定出与俯冲作用有关的岩浆岩块体。两者相结合, 证明区内确曾存在古洋盆及其俯冲消减作用。

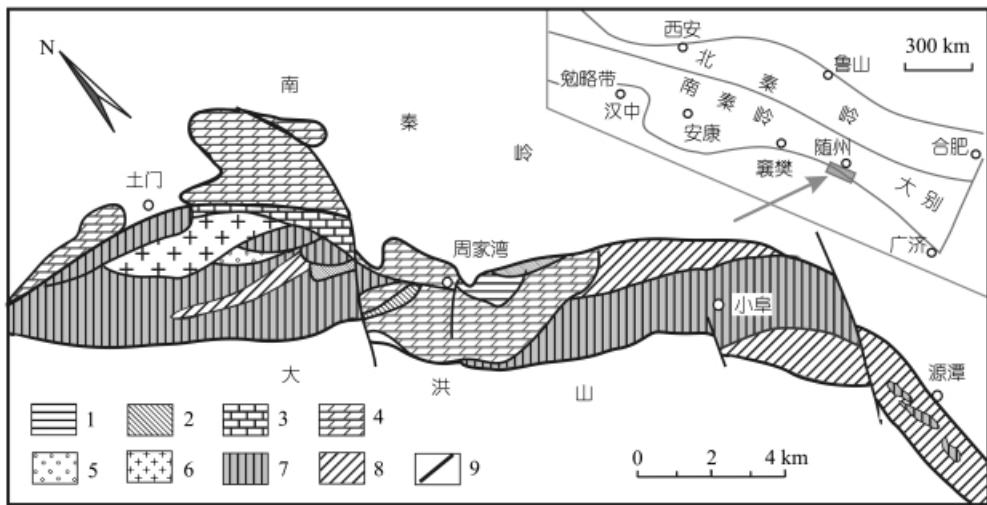


图 1 大洪山北缘构造带地质简图

1. 下三叠统灰岩; 2. 二叠系灰岩; 3. 寒武系灰岩; 4. 震旦系灯影组碳酸盐岩; 5. 新元古界花山群砾岩; 6. 花岗岩; 7. 基性杂岩; 8. 中酸性火山碎屑岩; 9. 断层

大洪山北缘的与俯冲作用有关的岩浆岩主要出露于随州土门和周家湾、京山县小阜和源潭等地, 均以构造岩块逆冲侵位于襄广断裂带三里岗-三阳区段, 与蛇绿岩、沉积岩块及混杂基质共同构成蛇绿混杂岩。土门主要出露辉绿岩, 呈无根岩片向南逆冲侵位于新元古界花山群碎屑岩之上, 北部以韧性剪切带为界与南秦岭随县群变质火山-沉积岩系相分隔。周家湾主要为基性火山岩, 以逆冲断层与震旦系岩块相接触, 总体呈构造岩块逆冲侵位于由震旦系、寒武系、二叠系和下三叠统等岩块以及火山岩混杂基质组成的蛇绿混杂岩带中。火山岩中夹含有辉长岩构造块体, 并发育大量不同规模的逆冲断层和韧性剪切带。京山县小阜地区的混杂岩带主体为中-基性火山岩, 仅在北部地区存在少量辉长岩、凝灰质火山岩和长英质构造片岩, 火山岩发育枕状构造, 枕体形态较为完好。除邻近断层发生片理化外, 岩石仍然保留原生的块

状、气孔或杏仁构造。源潭主要为安山岩和玄武岩, 呈孤立构造岩块裹挟于由强烈剪切变形的中酸性火山岩和凝灰质火山岩构成的混杂基质中。

2 大洪山岩浆岩带地球化学

2.1 样品测试与分类

本次研究样品共 25 件, 包括随州土门辉绿岩 7 件、周家湾玄武岩 7 件、京山小阜玄武岩-玄武安山岩 9 件、源潭安山岩、玄武岩 2 件。元素化学分析在西北大学大陆动力学教育部重点实验室完成, 主元素采用 XRF 法在 RIX-2100 仪器上分析, 微量元素用 ELAN6100DRC 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定。用标样 BHVO-1, AGV-1 和 G-2 做分析样品元素浓度的校正标准。所有元素分析精度优于 5%。分析结果列于表 1。

考虑到海水蚀变可引起诸如 K, Rb, Sr, U 等元素的富集^[12,13], 加之 K, Na 元素的活泼性, 主要选用一些在蚀变过程中不活泼元素(Ti, Zr, Y, Nb)进行岩石分类(图 2), 结果表明 4 个地区的岩石样品均属于亚碱性系列。

2.2 主元素

土门辉绿岩和周家湾火山岩样品的 SiO_2 含量变化范围为 46% ~ 54%, TiO_2 含量分别为 1.36% ~ 2.22% 和 1.76% ~ 2.10%。土门辉绿岩多数样品贫 K_2O (<1%)、富 Na_2O (2.80% ~ 4.37%)。与之相比较, 周家湾火山岩 K_2O 含量较高、 Na_2O 含量较低。这种火山岩较辉绿岩高 K 含量特征可能与蚀变作用有关。总体来看, 土门辉绿岩和周家湾火山岩均以 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 、高 TiO_2 和 MgO 为特征, MgO 含量多介于 6% ~ 8% 之间, 显示较原始岩浆成分特点。小阜和源潭的火山岩样品 SiO_2 含量变化在 47% ~ 59% 之间, 除小阜的 99-45 和 99-48 样品的 TiO_2 和 MgO 含量分别为 1.16% ~ 1.34% 和 5.25% ~ 5.65% 外, 均以高 TiO_2 、低 MgO 为特征, 具有较高分异成分特点。99-45 和 99-48 样品具有类似于土门辉绿岩、周家湾玄武岩的主元素组成特征。小阜和源潭火山岩多数样品具有高 K_2O (2.18% ~ 4.91%)、低 Na_2O (0.2% ~ 2.5%)、 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ 的特点。上述主元素含量特点(尤其是 MgO 含量变化规律)显示, 大洪山北缘岩浆岩带从西部的土门和周家湾, 向东到小阜、源潭, 岩浆具有从原始成分到高度演化的成分特点。

2.3 稀土元素和微量元素地球化学

2.3.1 土门辉绿岩 土门辉绿岩样品稀土总量低, 一般在 65.6×10^{-6} ~ 112.7×10^{-6} 之间, 是球粒陨石的 17 ~ 29 倍。稀土元素(REE)球粒陨石标准化配分型式(图 3(a))为轻稀土轻微富集型, 不具有 Eu 异常。轻稀土元素(LREE)和重稀土元素(HREE)分异程度低, 各样品 REE 配分谱线相互平行, 显示稀土分异程度相当。

一般岛弧玄武岩和部分亏损型洋中脊玄武岩(N-MORB)的 Ta, Nb 丰度分别不大于 0.7×10^{-6} 和 12×10^{-6} , $\text{Nb/La} < 1$, $\text{Hf/Ta} > 5$, $\text{La/Ta} > 15$, $\text{Ti/Y} < 350$; 而板内玄武岩(WPB)、过渡型洋中脊玄武岩(T-MORB)和富集型洋中脊玄武岩(P-MORB)则正好相反^[14]。土门辉绿岩的 Ta 丰

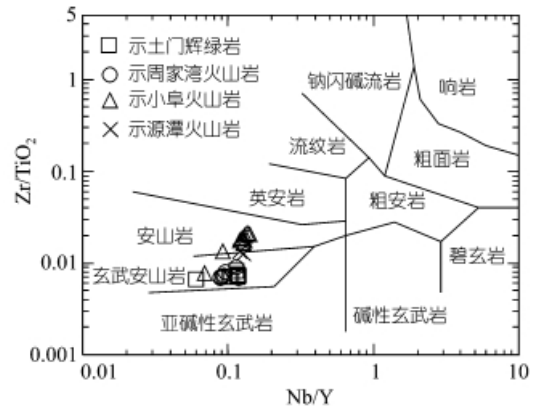


图 2 火山岩 Zr/TiO_2 - Nb/Y 判别图

表 1 大洪山北缘中-基性岩浆岩主元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

岩类 样品	土门辉绿岩								周家湾火山岩			
	99-72	99-73	99-75	99-76	99-78	99-79	99-81	99-26	99-51	99-53	99-54	99-55
SiO ₂	48.24	49.33	48.37	49.75	49.36	48.93	53.57	47.94	46.62	47.23	47.79	47.17
TiO ₂	1.36	1.42	1.86	1.63	1.55	2.22	1.84	1.81	1.80	1.83	1.76	1.77
Al ₂ O ₃	14.60	14.18	13.81	13.34	14.52	11.38	13.43	13.08	15.16	15.01	14.78	15.08
Fe ₂ O ₃	10.08	10.00	12.25	12.07	11.21	13.81	9.09	12.34	12.47	12.43	12.82	11.29
FeO	7.08	7.35	8.40	8.48	7.72	9.18	5.00	7.45	8.72	8.82	8.82	7.95
MnO	0.15	0.17	0.20	0.18	0.17	0.22	0.25	0.18	0.19	0.20	0.19	0.18
MgO	6.63	6.29	6.48	7.67	6.69	6.86	4.37	6.56	7.44	6.54	6.70	7.59
CaO	9.84	8.64	10.76	8.96	10.39	10.45	6.37	10.99	9.56	9.88	9.41	9.99
Na ₂ O	2.80	2.97	3.51	3.68	3.42	3.10	4.37	3.09	1.93	2.46	2.31	2.25
K ₂ O	2.36	2.29	0.43	0.65	0.69	0.66	1.01	0.87	1.85	1.36	1.03	1.64
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.20	0.16	0.18	0.23	0.24	0.20	0.23	0.24	0.24	0.22
烧失量	4.14	4.87	2.52	2.20	2.45	2.22	6.12	3.08	2.78	2.33	2.96	2.59
总量	100.34	100.31	100.39	100.29	100.63	100.08	100.66	100.14	100.03	99.51	99.99	99.77
Sc	51.7	46.0	53.0	54.3	49.5	61.4	36.2	54.5	50.3	55.4	49.5	51.0
V	279	284	345	307	294	422	300	317	313	334	304	310
Cr	349	263	199	266	318	47.2	42.0	165	255	266	244	267
Co	37.9	34.7	43.2	47.1	45.5	46.2	47.0	40.7	51.1	48.0	46.6	43.8
Ni	79.0	53.6	66.4	71.9	80.7	42.7	39.1	49.4	111	92.0	93.9	111
Cu	83.9	76.7	56.9	82.2	83.9	86.2	73.0	88.1	72.2	74.8	69.8	71.7
Zn	78.9	79.6	113	107	92	122	169	96.1	102	105	102	91.3
Rb	51.7	48.3	9.08	13.5	13.0	18.1	11.4	18.3	62.0	39.0	24.6	52.1
Sr	107	73.7	219	204	202	209	83.0	174	162	203	177	155
Y	30.5	27.3	37.5	34.4	34.0	44.9	36.1	33.8	38.3	40.7	39.2	37.5
Zr	96.7	102	137	115	129	169	122	123	127	130	129	121
Nb	3.10	3.18	4.41	3.60	3.86	5.21	2.14	4.00	3.53	3.59	3.66	3.33
Ba	383	451	176	255	291	629	247	181	169	165	185	154
La	9.22	8.31	11.7	9.81	11.0	13.7	8.09	10.3	9.31	10.2	10.4	9.20
Ce	21.8	19.2	27.8	23.6	25.8	32.8	21.2	23.8	22.5	24.1	24.4	21.7
Pr	3.19	2.84	4.15	3.54	3.83	4.88	3.42	3.54	3.50	3.71	3.76	3.37
Nd	15.3	13.4	19.8	16.8	18.4	23.4	17.1	16.6	16.9	17.9	17.8	16.4
Sm	4.17	3.75	5.43	4.63	4.94	6.54	5.11	4.53	4.73	4.98	4.91	4.61
Eu	1.39	1.24	1.79	1.54	1.63	2.15	1.68	1.41	1.50	1.53	1.44	1.43
Gd	4.27	3.73	5.37	4.73	4.94	6.45	5.05	4.77	4.62	4.83	4.77	4.49
Tb	0.829	0.722	1.05	0.935	0.954	1.25	0.998	0.868	0.926	0.984	0.955	0.903
Dy	5.29	4.69	6.62	5.94	6.11	7.99	6.30	5.57	5.96	6.25	6.12	5.81
Ho	1.25	1.11	1.57	1.40	1.44	1.89	1.51	1.16	1.40	1.47	1.45	1.37
Er	3.06	2.79	3.91	3.45	3.58	4.70	3.78	3.16	3.37	3.59	3.50	3.32
Tm	0.466	0.424	0.430	0.523	0.549	0.730	0.576	0.550	0.614	0.648	0.626	0.604
Yb	3.37	3.06	4.33	3.77	4.00	5.37	4.18	3.53	3.75	3.96	3.88	3.73
Lu	0.508	0.462	0.665	0.568	0.603	0.822	0.632	0.548	0.588	0.614	0.612	0.583
Hf	3.05	3.10	4.27	3.60	3.99	5.31	4.05	3.64	3.56	3.64	3.65	3.44
Ta	0.254	0.250	0.331	0.279	0.315	0.388	0.196	0.293	0.272	0.268	0.273	0.253
Pb	2.05	3.36	0.762	0.780	0.602	1.15	26.2	1.88	2.22	2.69	2.99	3.64
Th	1.13	1.13	1.52	1.26	1.45	1.89	0.825	0.974	0.647	0.637	0.731	0.547
U	0.250	0.252	0.339	0.274	0.318	0.420	0.498	0.298	0.223	0.233	0.268	0.219

续表 1

岩类 样品	周家湾火山岩					小阜火山岩					源潭火山岩		
	99-57	99-66	99-36	99-37	99-38	99-39	99-40	99-41	99-45	99-48	99-49	99-32	99-34
SiO ₂	47.31	49.86	50.36	55.37	56.23	58.88	54.31	47.87	50.32	51.65	52.02	57.77	49.10
TiO ₂	1.76	2.10	1.96	1.65	1.57	1.67	1.86	2.10	1.34	1.16	1.75	1.60	2.51
Al ₂ O ₃	14.92	12.77	15.65	15.31	13.46	12.76	14.45	17.13	15.41	14.73	14.23	11.86	13.05
Fe ₂ O ₃	12.87	12.91	12.81	11.05	9.29	11.00	11.06	13.55	11.11	10.99	13.16	9.13	14.32
FeO	9.00	8.32	7.58	5.55	4.80	6.48	5.95	9.82	6.65	6.00	7.08	3.28	9.12
MnO	0.19	0.20	0.22	0.18	0.17	0.16	0.17	0.22	0.17	0.16	0.22	0.16	0.22
MgO	6.94	5.47	3.24	3.04	2.39	3.67	2.59	4.02	5.65	5.25	3.67	1.47	4.15
CaO	9.26	9.48	5.07	4.18	8.25	2.71	6.54	3.18	8.09	8.13	6.19	10.25	6.65
Na ₂ O	2.30	3.54	1.65	2.46	2.48	0.56	0.74	0.54	1.65	4.19	0.21	3.44	2.27
K ₂ O	1.08	1.07	4.68	4.01	2.87	4.52	4.91	6.91	2.99	2.18	3.99	0.25	1.51
P ₂ O ₅	0.24	0.30	0.42	0.40	0.38	0.30	0.40	0.43	0.17	0.11	0.43	0.58	1.00
烧失量	3.01	2.33	3.46	3.01	3.01	3.33	2.59	3.63	3.36	2.01	3.66	4.16	5.73
总量	99.88	100.03	99.52	100.66	100.10	99.56	99.62	99.58	100.26	100.56	99.53	100.67	100.51
Sc	49.8	54.1	33.2	24.3	23.8	26.9	29.6	33.0	36.8	45.6	28.2	18.8	38.7
V	305	353	171	108	104	152	154	165	199	213	120	101	160
Cr	245	24.7	14.6	19.0	21.2	17.0	13.4	14.4	182	202	19.5	37.0	55.1
Co	45.7	42.2	32.6	27.8	33.6	30.5	28.1	29.5	42.7	46.4	35.5	29.5	23.7
Ni	94.9	28.9	11.0	13.7	12.2	13.8	10.1	11.0	76.2	62.7	11.4	25.2	28.6
Cu	71.6	71.8	36.1	21.3	16.6	37.3	19.5	34.3	48.9	11.5	16.1	15.2	38.9
Zn	105	113	169	109	77.0	138	116	168	91.5	74.7	151	69.5	161
Rb	25.3	27.0	139	101	69.8	177	127	217	91.4	48.7	105	7.82	48.4
Sr	187	287	97.2	112	170	91.1	151	81.5	75.9	93.3	144	508	78.1
Y	39.3	50.5	81.0	71.6	66.9	66.8	76.7	82.4	47.5	30.0	77.3	57.4	88.4
Zr	139	190	348	328	327	281	349	376	178	91.2	373	202	339
Nb	3.77	5.79	9.79	9.37	9.32	8.59	9.63	10.7	4.37	2.05	10.4	7.31	10.7
Ba	188	702	833	535	296	958	662	2362	1492	566	829	80.5	218
La	10.3	15.1	33.5	30.9	27.1	27.4	30.0	34.3	11.7	5.5	32.6	20.4	28.4
Ce	24.4	35.1	71.5	65.5	59.9	58.6	65.1	73.7	27.3	13.3	69.8	47.0	67.5
Pr	3.73	5.31	10.3	9.23	8.54	8.22	9.36	10.6	4.06	2.12	9.90	7.06	10.8
Nd	17.8	24.8	45.5	40.5	37.1	36.0	41.7	47.2	19.0	10.5	43.5	32.8	51.6
Sm	4.91	6.69	11.5	10.0	9.35	9.10	10.5	11.8	5.35	3.16	10.8	8.41	13.8
Eu	1.40	1.83	3.70	3.24	3.00	2.94	3.39	3.80	1.56	1.02	3.46	2.69	4.41
Gd	4.76	6.55	10.9	9.47	8.75	8.66	9.94	11.1	5.32	3.24	10.1	7.80	12.8
Tb	0.957	1.29	2.13	1.83	1.72	1.70	1.95	2.18	1.10	0.685	1.97	1.48	2.46
Dy	6.14	8.17	13.6	11.6	11.0	10.9	12.3	13.9	7.14	4.53	12.3	9.37	15.4
Ho	1.44	1.90	3.18	2.67	2.58	2.56	2.89	3.22	1.71	1.09	2.88	2.14	3.57
Er	3.52	4.64	7.87	6.72	6.52	6.39	7.27	8.06	4.28	2.70	7.21	5.23	8.71
Tm	0.633	0.831	1.43	1.21	1.18	1.16	1.32	1.46	0.779	0.487	1.31	0.927	1.52
Yb	3.90	5.20	9.18	7.76	7.52	7.39	8.32	9.31	4.93	3.04	8.30	5.71	9.42
Lu	0.612	0.813	1.39	1.19	1.17	1.14	1.27	1.43	0.768	0.473	1.30	0.868	1.449
Hf	3.89	5.38	10.5	9.56	9.74	8.34	9.82	11.0	5.19	2.85	10.5	6.09	9.69
Ta	0.271	0.415	0.780	0.744	0.755	0.712	0.732	0.817	0.345	0.181	0.804	0.528	0.790
Pb	2.19	1.27	11.5	7.27	10.5	6.58	11.1	8.14	5.07	2.85	10.1	8.76	5.67
Th	0.733	1.68	6.89	7.07	6.84	5.96	6.44	7.44	2.20	0.768	7.67	2.85	3.16
U	0.266	0.449	1.70	1.82	1.66	1.33	1.60	1.77	0.591	0.189	1.87	0.724	0.816

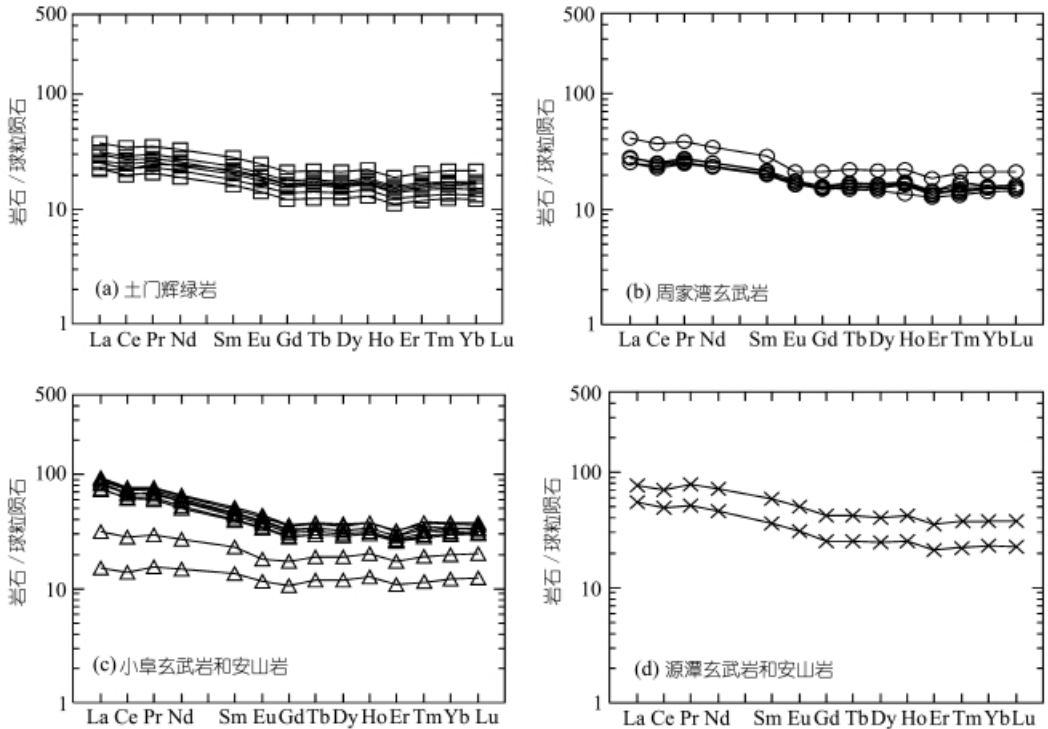


图 3 火山岩球粒陨石标准化的 REE 配分模式

度($0.196 \times 10^{-6} \sim 0.388 \times 10^{-6}$)和 Nb 丰度($2.14 \times 10^{-6} \sim 5.21 \times 10^{-6}$)较低, Nb/La 比值为 0.26 ~ 0.38, Hf/Ta 比值为 12 ~ 21, La/Ta 比值为 33 ~ 41, Ti/Y 比值为 268 ~ 312. 表明土门辉绿岩岩石地球化学特征类似于岛弧玄武岩和 N-MORB. Th/Yb, Th/Nb, Nb/La 和 Hf/Th 比值是区分岛弧玄武岩和 N-MORB 的有效指标, 岛弧玄武岩以 Th/Yb > 0.1, Th/Nb > 0.07, Nb/La < 0.8, Hf/Th < 8 为特征, 而 N-MORB 则正好相反^[14]. 土门辉绿岩的 Th/Yb 比值为 0.20 ~ 0.37, Th/Nb 值为 0.34 ~ 0.38, Nb/La 值为 0.26 ~ 0.38, Hf/Th 为 2.7 ~ 4.9, 显示岛弧玄武岩地球化学特征, 明显区别于 N-MORB.

2.3.2 周家湾火山岩 周家湾火山岩样品具有与土门辉绿岩类似的稀土元素组成特征, REE 总量低, 一般在 $77.6 \times 10^{-6} \sim 118.4 \times 10^{-6}$ 之间, 是球粒陨石的 20 ~ 30 倍. REE 球粒陨石标准化配分型式(图 3(b))显示极微弱的 LREE 富集, 各样品 REE 分异程度相当, 球粒陨石标准化的 REE 谱线几乎重合.

周家湾火山岩代表性样品的 Ta 丰度($0.253 \times 10^{-6} \sim 0.415 \times 10^{-6}$)和 Nb 丰度($3.33 \times 10^{-6} \sim 5.79 \times 10^{-6}$), 以及 Nb/La(0.35 ~ 0.39), Hf/Ta(12 ~ 14), La/Ta(34 ~ 38), Ti/Y(249-321)比值等均具有类似于岛弧玄武岩和 N-MORB 的地球化学特征, 并以其 Th/Yb 值(0.15 ~ 0.32), Th/Nb 值(0.16 ~ 0.29)较高和较低的 Nb/La 值(0.35 ~ 0.39), Hf/Th 值(3.2 ~ 6.3)明显区别于 N-MORB, 而显示岛弧玄武岩地球化学特征.

2.3.3 小阜火山岩 小阜的岩石样品中 99-45 和 99-48 两件样品的主元素组成显示其为玄

玄武岩, REE 球粒陨石标准化配分模式(图 3(c))为平坦型, 其 REE 总量(95.1×10^{-6} 和 51.9×10^{-6})、分异程度等类似于上述土门辉绿岩、周家湾玄武岩的 REE 特征. 这种相似性与其主元素低 SiO_2 、高 MgO 特征是一致的, 显示原始岩浆成分特点. 除此之外, 作为小阜岩石主体的玄武安山岩-安山岩的 REE 总量($182 \times 10^{-6} \sim 232 \times 10^{-6}$)、分异程度等明显高于上述 99-45, 99-48 样品和土门辉绿岩、周家湾玄武岩. REE 球粒陨石标准化配分型式(图 3(c))为 LREE 轻微富集型, 不具有 Eu 异常, 各样品 REE 谱线相互平行, 显示其稀土分异程度相当. 小阜玄武安山岩-安山岩与其中的玄武岩(如 99-45 和 99-48)野外并无明显分界线, 结合上述元素地球化学特征推断小阜的玄武岩和玄武安山岩-安山岩可能代表了原始岩浆不同演化阶段的产物.

小阜火山岩代表样品的 Ta 丰度($0.181 \times 10^{-6} \sim 0.817 \times 10^{-6}$), Nb 丰度($2.05 \times 10^{-6} \sim 10.7 \times 10^{-6}$)变化较大, Nb/La 比值(0.29 ~ 0.37)、Hf/Ta 比值(12 ~ 16), La/Ta 比值(30 ~ 43), Ti/Y 比值(136 ~ 232)等, 均指示其地球化学组成与 WPB, T-MORB, P-MORB 无关, 而与岛弧玄武岩和 N-MORB 类似. 同时, 小阜火山岩的 Th/Yb 值(0.25 ~ 0.92), Th/Nb 值(0.37 ~ 0.75), Nb/La 为 0.29 ~ 0.37, Hf/Th 为 1.3 ~ 3.7, 显示岛弧玄武岩特征, 排除了 N-MORB 可能性.

2.3.4 源潭火山岩 源潭火山岩样品 REE 总量相对较高($152 \times 10^{-6} \sim 232 \times 10^{-6}$), LREE 和 HREE 分异明显, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 2.0 和 2.4. 在 REE 球粒陨石标准化配分模式图上(图 3(d)), REE 谱线平行, 显示稀土分异程度相当和同源岩浆性质.

源潭火山岩代表样品的 Ta, Nb 丰度依次分别为 $0.528 \times 10^{-6} \sim 0.790 \times 10^{-6}$ 和 $7.31 \times 10^{-6} \sim 10.7 \times 10^{-6}$, 而且, 其 Nb/La 值(0.36 ~ 0.38), Hf/Ta 值(11.6 ~ 12.3), La/Ta 值(36 ~ 39), Ti/Y 值(167 ~ 170)等, 均类似于岛弧玄武岩和 N-MORB, 而区别于 WPB, T-MORB, P-MORB. 并以高 Th/Yb(0.34 ~ 0.50)和 Th/Nb(0.30 ~ 0.39)、低 Nb/La(0.36 ~ 0.38)和 Hf/Th(2.1 ~ 3.1)特征类似于岛弧火山岩、区别于 N-MORB.

3 构造环境讨论

大洪山的岩浆岩带主体为辉绿岩、玄武岩、玄武安山岩、安山岩, 这种岩石组合特征类似于低角度俯冲相关的岛弧岩浆岩组合^[15], 代表性样品富含挥发份(2.01% ~ 6.12%), 也显示典型的岛弧岩浆特点^[16]. 一般地, 地幔橄榄岩派生岩石一般具有高 Ni($250 \times 10^{-6} \sim 300 \times 10^{-6}$)、高 Cr($500 \times 10^{-6} \sim 600 \times 10^{-6}$)特点, Ni 和 Cr 丰度的降低分别被归因于橄榄石和尖晶石、单斜辉石的分离作用^[15,17]. 岛弧火山岩具有低 Ni(30×10^{-6}), Cr(50×10^{-6})特征, 表明其不是原始岩浆^[15]. 土门、周家湾、小阜和源潭火山岩均具低 Ni, Cr 特征, 类似于岛弧环境岩浆特征.

值得注意的是本次研究的代表性岩石样品的 TiO_2 含量较典型岛弧火山岩偏高. 这种高 TiO_2 特征多出现在洋岛玄武岩、大陆溢流玄武岩以及安第斯中段活动大陆边缘的碱性玄武岩中^[15]. 然而, 本区火山岩以属于亚碱性系列而区别于后者. 洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩具有明显的富集大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)分异特征. 大洪山火山岩与之区别明显, 在 MORB 标准化的微量元素比值蛛网图(图 4)上, 土门辉绿岩(图 4(a))、周家湾火山岩(图 4(b))、小阜火山岩(图 4(c))和源潭火山岩(图 4(d))均以选择性富集大离子亲石元素(LILE)、高场强元素(HFSE)丰度低且平坦为特征, 尤其是具有 Nb, Ta 亏损和 Th 富集特征, 这是典型岛弧火山岩的地球化学特征, 明显区别于板内玄武岩(包括 OIB)富集大部分不相容元素的“大隆起”型配分型式^[15,16].

一般地, 岛弧火山岩的地球化学性状不可能直接派生于 MORB 或洋岛拉斑玄武岩源区地幔, 这种明显的 Nb, Ta 低谷既可以归因于消减组派生的显著低 Nb, Ta 流体的加入^[18], 又可以通过消减岩石圈板片派生的富 LILE(Sr, Ba, K, Pb, Th, LREE)组分加入地幔楔形区、引起图解中相邻的 K, Rb, Ba, Th 和 Ce 的升高实现^[15]. 在微量元素比值蛛网图(图 4)中, 大洪山代表性岩石样品具有明显的 Nb, Ta 低谷, 但与 MORB 相比, Nb 和 Ta 丰度并不低, 这种显著的 Nb, Ta 低谷显然主要是由于 LILE 和 Ce 的升高引起的.

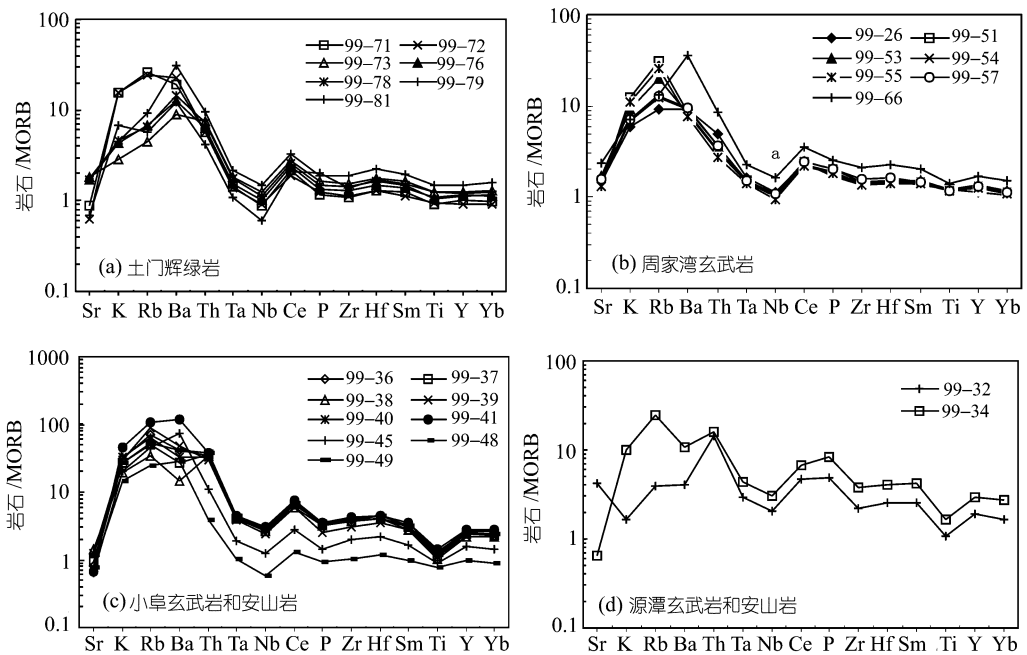


图 4 火山岩 MORB 标准化的微量元素配分模式

非活动性元素 Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb 等不易溶于流体而发生迁移, 而活动性元素 Th 则易溶于流体发生迁移, 在消减作用形成的火山岩中较为富集, 而且, 它们在海蚀作用过程和变质作用过程中均较为稳定, 因此, 多被用于玄武岩构造环境判别. 在 $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ 图解^[19]中(图 5(a)), 所有样品点均落入火山弧和 N-MORB 区域. 在 $\text{Hf}/3\text{-Th-Nb}/16$ 图^[20]中(图 5(b)), 所有样品均投影在岛弧区, 并具有从拉斑质向钙碱性演化趋势. $\text{Nb}/\text{Th-Nb}$ 图解^[21](图 5(c))也支持其为岛弧玄武岩. 在 $\text{Th}/\text{Yb-Ta}/\text{Yb}$ 图解^[22]中(图 5(d)), 所有岩石样品均落在洋内岛弧环境, 而远离 MORB、板内玄武岩(WPB)和活动大陆边缘环境.

综合上述元素地球化学分析, 表明本研究岩石样品成因应与板块俯冲作用有关, 更可能形成于岛弧构造环境, 不排除弧间裂谷的可能性. 对于高 TiO_2 含量可能归因于地幔源区固有组成特性^[23-25].

4 大地构造意义

上述各种元素地球化学特征显示, 现以构造混杂岩块聚集于襄广断裂带内的土门辉绿岩、

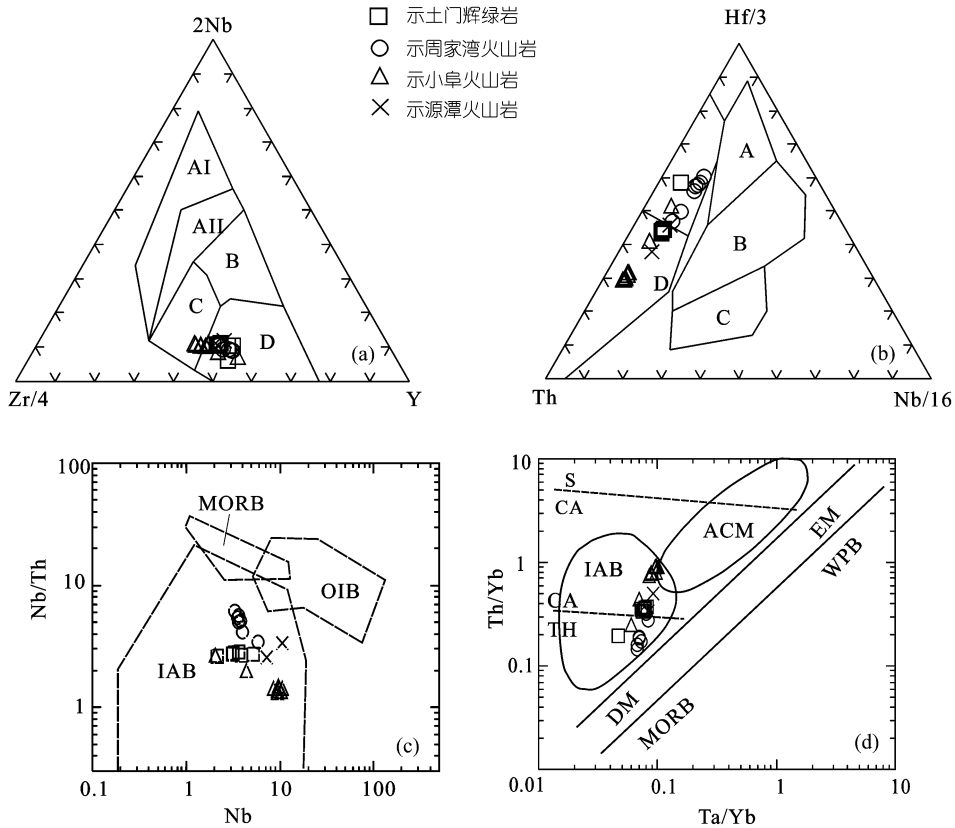


图 5 火山岩构造环境判别图解

(a) AI. 板内碱性玄武岩, AII. 板内碱性玄武岩和拉斑玄武岩, B. E-型洋中脊玄武岩, C. 板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D. N-型洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩; (b) A. N-型洋中脊玄武岩, B. E-型洋中脊玄武岩, C. 板内碱性玄武岩, D. 火山弧玄武岩; (c)和(d) ACM. 活动大陆边缘玄武岩, IAB. 岛弧玄武岩, MORB 示洋中脊玄武岩, OIB 示洋岛玄武岩, WPB 示板内玄武岩, CA 示钙碱系列, S 示钾玄武岩系列, TH 示拉斑系列, DM 示亏损地幔, EM 示富集地幔

周家湾、小阜和源潭火山岩成生于板块俯冲作用，更可能形成于岛弧构造环境，表明沿大洪山北缘曾存在板块俯冲消减作用。问题的关键是其俯冲时代。由于中-基性岩石精确的同位素定年工作难度较大，目前尚未获得令人信服的与地质证据相吻合的同位素年龄资料。但根据地质证据仍可限定这套岛弧岩浆作用的大致时限。

从构造带两侧建造对比来看，南北构造的分异发生于石炭纪，表现在南秦岭南缘零星分布有中上泥盆统陆相碎屑岩，普遍缺失石炭系-二叠系-三叠系地层，侏罗系-白垩系以区域性角度不整合覆于下古生界地层之上。而构造带以南的扬子北部则发育有二叠系-三叠系地层，主要为滨、浅海相沉积建造，而且与其下伏下古生界多呈平行不整合关系。这种差异显示晚古生代-中生代初，沿大洪山北缘出现了长期的构造分野。

从变质作用对比来看，构造带南侧的大洪山区基底-盖层岩系几乎均未变质，而南秦岭南缘下古生界及其以前地层均发生了绿片岩相变质作用，上古生界-三叠系缺失，而侏罗系-白垩系均为未变质的陆相断陷盆地建造。同时考虑安康地区下古生界-泥盆系地层整合接触及其相

同的变形变质作用特征,结合区域地质对比认为,南秦岭南缘的变质作用时限范围不超出石炭纪-三叠纪.暗示板块俯冲发生在石炭纪-中生代初期范围内.

与岛弧火山岩构造块体共同构成构造混杂带的最新地层是早三叠世,表明构造混杂岩形成时代应晚于 T_1 ; 南侧前陆褶皱冲断带中卷入变形的最新地层为 T_2 ; 在造山带南侧的荆州、当阳地区发育有晚三叠世前陆磨拉石建造^[26],表明南北陆块的挤压、逆冲作用于晚三叠世已经传递到缝合带以南的扬子北部荆当地区,从而限定了南秦岭与扬子板块之间碰撞造山作用发生于中三叠世.地质地球化学证明大洪山南缘的钾镁煌斑岩形成于被动大陆边缘张裂环境,时代为早石炭世^[27].结合区域地质对比,推断该地区的板块俯冲作用主要发生在石炭纪-早三叠世.

在西秦岭南缘略阳-勉县一带(简称勉略带)被证明存在晚古生代-早中生代蛇绿混杂岩带,既有与洋盆扩张相关的蛇绿岩,又有与洋壳俯冲消减有关的岛弧火山岩,指示曾存在勉略古洋盆及其俯冲消减作用.详细的沉积作用研究表明,略阳盆地经历了中泥盆世早期强烈的裂陷、晚泥盆世-石炭纪不断扩张、加深的演化过程^[28].结合略阳县三岔子附近蛇绿岩的硅质岩夹层中发现了早石炭世放射虫动物群化石^[4],共同揭示勉略带经历了泥盆纪-石炭纪初始裂谷-小洋盆演化过程.勉略蛇绿岩变质时代为 $220 \sim 242 \text{ Ma}$ ^[2,29].北侧发育大量的中生代碰撞型花岗岩,其形成时代为 $206 \sim 220 \text{ Ma}$ ^[30],共同限定了勉略洋闭合时限为中三叠世.

沉积学和岩浆作用证据表明,勉略带通过巴山弧形断裂西段的高川地区,向东贯穿桐柏大别南缘带.巴山弧西端的高川地区沉积演化史明显不同于相邻的扬子区,后者以缺失泥盆系-石炭系为特征,二叠系直接盖在中志留统之上.而高川地区发育有深水盆地相泥盆系-石炭系,盆地沉积体系指示泥盆纪为局部快速裂陷,石炭纪不断扩大和明显加深,指示裂谷扩张作用,并可能导致洋壳的出现^[30].西乡东部的西乡群中解体出夹含晚泥盆世-石炭纪放射虫^[31]硅质岩的孙家河火山岩,与巴山弧的两河、饶峰、高川五里坝新发现的岛弧火山岩,共同构成南秦岭南缘一条岛弧火山岩带^[28],显示南秦岭南缘存在板块俯冲作用.继续向东被巴山弧形推覆构造所掩覆,但北大巴山广泛发育的早古生代碱性岩^[33]进一步表明该带当时处于伸展扩张背景.过南襄盆地后,在桐柏山南侧襄广断裂西段出露有蛇绿混杂岩带^[8].本文在大洪山北缘厘定了与消减作用有关的岩浆岩带,结合已有的蛇绿岩共同揭示该地区曾存在古洋盆及其俯冲消减作用,表明勉略带向东延伸可贯通桐柏-大别南缘.

参 考 文 献

- 1 张国伟,孟庆任,于在平,等.秦岭造山带的造山过程及其动力学特征.中国科学, D 辑, 1996, 26(3): 193 ~ 200
- 2 李曙光,孙卫东,张国伟,等.南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学: 古生代洋盆及其闭合的证据.中国科学, D 辑, 1996, 26(3): 223 ~ 230
- 3 许继峰,韩吟文.秦岭古 MORB 型岩石的高放射性成因铅同位素组成: 特提斯型古洋幔存在的证据.中国科学, D 辑, 1996, 26(增刊): 34 ~ 41
- 4 冯庆来,杜远生,殷福鸿,等.南秦岭勉略蛇绿混杂岩带中放射虫的发现及其意义.中国科学, D 辑, 1996, 26(增刊): 78 ~ 82
- 5 赖绍聪,张国伟,杨永成,等.南秦岭勉县-略阳结合带变质火山岩岩石地球化学特征.岩石学报, 1997, 13(4): 563 ~ 573
- 6 陈亮,孙勇,柳小明,等.青海德尔尼蛇绿岩的地球化学特征及其大地构造意义.岩石学报, 2000, 16(1): 106 ~ 110
- 7 陈亮,孙勇,裴先治,等.德尔尼蛇绿岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄: 青藏最北端古特提斯洋盆存在和延展的证据.科学通报,

- 2001, 46(5): 424 ~ 426
- 8 董云鹏, 张国伟, 赖绍聪, 等. 随州花山蛇绿构造混杂岩的厘定及其大地构造意义. 中国科学, D 辑, 1999, 29(3): 221 ~ 231
- 9 Coleman R G. The diversity of ophiolites. *Geol mijinbouw*, 1984, 63: 141 ~ 150
- 10 张 旗. 蛇绿岩研究中的几个问题. 岩石学报, 1995, 11(增刊): 228 ~ 240
- 11 董云鹏, 张国伟, 柳小明, 等. 鄂北大洪山地区“花山群”的解体. 中国区域地质, 1998, 17(4): 371 ~ 376
- 12 Hart S R, Erlank A J, Kable E J D. Sea floor basalt alteration: some chemical and strontium isotopic effects. *Contrib Mineral Petrol*, 1974, 44: 219 ~ 230
- 13 Mitchell W S, Aumento F. Uranium in oceanic rock: deep sea drilling project leg37. *Can J Earth Sci*, 1977, 4: 794 ~ 808
- 14 Condie K C. Geochemical changes in basalts and andsites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 1989, 23: 1 ~ 18
- 15 Wilson M. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1989. 1 ~ 466
- 16 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S, eds. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, 1982. 525 ~ 548
- 17 Green T H. Island arc and continent-building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 1980, 63: 367 ~ 385
- 18 Saunders A D, Terney J, Marsh N G, et al. Ophiolites as ocean crust of marginal basin crust: a geochemical approach. In: Panayiotou A, ed. *Proc Int Ophiolite Conf. Cyprus: Nicosia*, 1980. 193 ~ 204
- 19 Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem Geol*, 1986, 56: 207 ~ 218
- 20 Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 50: 11 ~ 30
- 21 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. 岩石学报, 1993, 9(2): 146 ~ 157
- 22 Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margin. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwish: Shiva, 1983. 230 ~ 249
- 23 Cox K G. The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwish: Shiva, 1983. 139 ~ 157
- 24 Bellieni G, Brotzu P, Comin-Chiaromonti P, et al. Flood basalt to rhyolite suites in southern Parana Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J Petrol*, 1984, 25: 579 ~ 618
- 25 Mantovani M S M, Marques L S, DeSousa M A, et al. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (South Brazil). *J Petrol*, 1985, 26: 187 ~ 209
- 26 董云鹏. 湖北荆州地区晚三叠世-中侏罗世地层及沉积环境. 地层学杂志, 1997, 21(2): 130 ~ 135
- 27 刘观亮, 汪雄武, 吕学森. 大洪山钾镁煌斑岩. 北京: 地质出版社, 1993. 1 ~ 186
- 28 孟庆任, 张国伟, 于在平, 等. 秦岭南缘晚古生代裂谷-有限洋盆沉积作用及构造演化. 中国科学, D 辑, 1996, 26(增刊): 28 ~ 33
- 29 Li J Y, Wang Z Q, Zhao M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on the timing of collisional orogeny in the Mian-lue collision belt, Southern Qinling Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 1999, 73(2): 208 ~ 215
- 30 孙卫东, 李曙光, Yadong Chen, 等. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地球化学, 2000, 29(3): 209 ~ 216
- 31 王宗起, 陈海泓, 李继亮, 等. 南秦岭西乡群放射虫化石的发现及其地质意义. 中国科学, D 辑, 1999, 29(1): 38 ~ 44
- 32 赖绍聪, 张国伟, 杨瑞英. 南秦岭巴山弧两河-饶峰-五里坝岛弧岩浆带的厘定及其大地构造意义. 中国科学, D 辑, 2000, 30(增刊): 53 ~ 63
- 33 张成立, 高山, 张国伟, 等. 南秦岭早古生代碱性岩墙群的地球化学及其地质意义. 中国科学, D 辑, 2002, 32(10): 819 ~ 829