

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

我国东南沿海新生代玄武岩中 两类超镁铁岩包体的成因

周新民 陈图华

(南京大学地质系)

我国东南沿海粤、闽、浙、苏、皖诸省广泛分布新生代玄武岩。本文目的在于,研究包裹于碱性玄武质岩石中的两类超镁铁岩深源包体的矿物岩石学和地球化学,进而讨论包体的起源和成因。这二类深源包体是:一,橄榄岩类包体,又称绿色包体,以尖晶石二辉橄榄岩为主,分布遍及全区,主要产地见表 1 脚注;兼有石榴石二辉橄榄岩,见于浙江巨县和福建明溪。二,辉石岩类包体,又称黑色包体,以二辉岩和单斜辉石岩为主,伴生辉长岩和角闪石岩,主要见于广东普宁麒麟。

一、包体的岩石学和岩石化学特征

本区大多数二辉橄榄岩包体主要由四种矿物组成,即镁质橄榄石(约 2/3)、顽火辉石(约 15~25%)、透辉石(约 5~15%)和尖晶石(<2%)或石榴石(≤5%)。富钾的金云母仅见于浙江巨县,角闪石见于安徽嘉山女山和江苏六合方山的尖晶石二辉橄榄岩中。方辉橄榄岩和纯橄榄岩见于浙江巨县和福建明溪、龙海等地。根据矿物变形和重结晶程度的由弱到强,按 J. C. C. Mercier 等^[1]提出的标志,将橄榄岩类包体结构分为四种:原始粒状、残碎斑状、等粒变晶和板状结构。20 个尖晶石二辉橄榄岩平均化学成分与世界范围大陆和大洋同类包体^[2]相比(表 1),除 MgO、Cr₂O₃ 略低外,其它各氧化物基本上介于后二者之间,具大陆一大洋过渡的性质。不同地方或同一地方不同的尖晶石二辉橄榄岩标本之间,成分往往有小的差别,尤以不同结构类型的标本之间差异较为显著,即随变形和重结晶作用进行,岩石结构从原始粒状,经残碎斑状,向等粒变晶和板状结构演变时,MgO 含量就逐渐增加,Al₂O₃、CaO、Na₂O 和 TiO₂ 等组分相应地减少,氧化物重量 % 线性关系是(表 1, 20 个样品): $Al_2O_3 = 16.5 - 0.347MgO$, $r = -0.92$; $CaO = 14.9 - 0.313MgO$, $r = -0.84$; $Na_2O = 2.03 - 0.0431MgO$, $r = -0.75$; $TiO_2 = 0.483 - 0.0089MgO$, $r = -0.58$ 。平均 $100 Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 90.0$, $\sigma = 1.0$, $Ca:Mg:(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 2.9:87.4:9.7$, σ 值分别是 1.4、2.0 和 0.9,变化较小(图 1)。由此反映本区尖晶石二辉橄榄岩是成分比较稳定的上地幔岩石。石榴石二辉橄榄岩包体因样品少而小,表 1 所列三个化学成分平均值,代表性较差。它与本区尖晶石二辉橄榄岩相比,MgO 较低,CaO、FeO* 和 Na₂O、K₂O、H₂O⁺ 则较高;矿物上主要表现为出现较多的石榴石。

辉石岩类包体的主要矿物是次透辉石,其它矿物种类较多,含量变化大(表 2),几乎各标本皆异;常见半自形粒状结构;无变形现象;缺乏成层性;在角闪石单斜辉石岩中出现

表 1 二辉橄辉岩包体化学成分

(Table 1. The compositions of the lherzolite inclusions in alkali basalts in Southeastern Coastal Provinces of China)

顺序号 (S)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
编号 (Sn)	明 4	明 18-1	明 18-2	田 275	1 至 4 平均(A) $\bar{x}$	六方 17	六方 79	六塔	邦 6	明石	明 25	白 18	田洋	麒 3	6 至 14 平均(A) $\bar{x}$	女 54	巨西 11
岩石名称 (R)	二 辉 (Sl) 橄 辉 岩 (P)																
岩石结构 (Te)	原 始 粗 粒 结 构 (Pt)																
SiO ₂	44.65	44.19	43.42	44.32	44.15	0.52	44.77	43.80	43.99	44.55	44.56	43.41	43.74	44.68	44.18	0.47	43.32
TiO ₂	0.13	0.13	0.15	0.17	0.15	0.02	0.11	0.08	0.10	0.07	0.18	0.17	0.07	0.10	0.11	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	2.69	3.13	3.80	2.94	3.14	0.48	2.77	1.72	2.40	2.32	2.75	2.34	2.46	1.91	2.41	0.41	1.30
Cr ₂ O ₃	0.371	0.365	0.441	0.244	0.355	0.082	0.315	0.41	0.30	0.495	0.324	0.297	0.300	0.454	0.362	0.079	0.376
Fe ₂ O ₃	1.66	2.96	1.43	1.20	1.81	0.79	0.82	1.22	1.11	1.29	1.08	1.41	0.28	1.46	1.10	0.36	0.78
FeO	7.40	6.58	7.24	7.27	7.12	0.37	7.00	6.80	7.01	7.57	7.01	7.12	7.40	6.08	7.10	0.51	7.22
MnO	0.15	0.13	0.11	0.17	0.14	0.03	0.11	0.17	0.11	0.07	0.11	0.12	0.12	0.15	0.12	0.03	0.10
NiO	0.258	0.257	0.281	0.265	0.265	0.011	0.294	0.224	0.266	0.273	0.273	0.326	0.265	0.283	0.276	0.031	0.359
MgO	39.36	39.32	38.70	38.91	39.07	0.32	39.55	41.22	40.95	41.50	39.36	39.64	40.57	42.15	40.57	0.96	43.55
CaO	1.43	2.66	2.60	2.30	2.25	0.57	2.37	3.05	2.95	2.06	2.99	2.95	2.42	1.52	2.54	0.51	1.13
Na ₂ O	0.27	0.51	0.28	0.37	0.36	0.11	0.35	0.36	0.45	0.15	0.38	0.33	0.19	0.07	0.29	0.12	0.18
K ₂ O	0.04	0.07	0.08	痕	0.06	0.02	0.14	0.00	0.00	0.07	0.09	0.16	0.01	痕	0.06	0.06	0.18
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.07	0.07	0.05	0.02	0.02	0.03	0.23	0.02	0.05	0.03	0.07	0.07	0.06	0.07	0.03
CO ₂	0.23	0.28	0.60	0.19	0.33	0.19	0.56	0.40	0.00	0.23	0.72	0.28	0.21	0.12	0.32	0.23	0.58
H ₂ O ⁺	0.59	0.69	0.75	0.94	0.74	0.15	0.72	0.58	0.36	0.29	0.34	1.32	1.06	0.46	0.62	0.36	0.80
总和 (Σ)	99.27	101.30	99.95	99.36	99.99	100.10	99.90	100.06	99.96	100.95	100.22	99.90	99.17	99.51	100.12	100.20	99.99
Ca	2.3	4.1	4.1	3.6	3.5	0.9	3.9	4.5	4.5	3.1	4.7	4.6	3.7	2.3	3.9	2.3	1.7
Mg	86.7	84.7	85.3	86.0	85.7	0.9	85.4	86.2	86.1	86.7	85.6	85.3	87.1	88.9	86.4	88.0	89.2
Fe ³⁺ +Fe ²⁺	11.0	11.2	10.6	10.4	10.8	0.4	10.7	9.3	9.4	10.2	9.7	10.1	9.2	8.8	9.7	9.6	9.1
100Mg/(Mg+Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	88.7	88.3	89.0	89.2	88.8	0.4	88.9	90.1	90.2	89.5	89.8	89.4	90.5	91.0	90.0	90.1	90.7

(续表 1)

顺序号 (S)	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
编号 (Sn)	福陈 1	16 至 18 平均(A) $\bar{x}$ σ	巨西 9	明 1	明 3	明 11	20 至 23 平均 $\bar{x}$ σ	各种结构类型平均 (A) $\bar{x}$ σ 100%			巨西 10	巨西 12	明 9	28 至 30 平均(A) $\bar{x}$ σ
岩石名称 (R)	石榴石二辉橄岩 (Gt)													
岩石结构 (Te)	橄 榄 岩 (P)													
	板 状 结 构 (Tr)													
	变 晶 结 构 (Gt)													
SiO ₂	43.97	43.99	45.38	42.71	43.79	42.48	43.59	44.03	44.39	44.15	44.40	43.45	44.35	44.02
TiO ₂	0.15	0.11	0.04	0.07	0.12	0.07	0.09	0.12	0.04	0.07	0.13	0.15	0.20	0.17
Al ₂ O ₃	0.80	1.45	0.73	0.88	1.44	0.82	0.91	2.11	0.91	1.96	2.38	1.87	3.76	2.77
Cr ₂ O ₃	0.320	0.337	0.034	0.315	0.367	0.381	0.343	0.353	0.063	0.356	0.44	0.318	0.326	0.346
Fe ₂ O ₃	1.22	0.93	0.25	0.81	1.72	2.11	1.31	1.26	0.58	1.27	8.31*	0.70	2.88	1.46
FeO	7.04	7.29	0.29	6.52	7.13	6.17	7.02	7.11	0.53	7.17	8.31*	7.19	8.61	7.70
MnO	0.12	0.10	0.02	0.11	0.08	0.13	0.11	0.12	0.03	0.12	0.17	0.11	0.13	0.12
NiO	0.310	0.301	0.062	0.309	0.353	0.288	0.318	0.287	0.037	0.289	0.27	0.309	0.306	0.283
MgO	45.06	43.63	1.40	43.32	47.02	41.77	44.58	41.53	2.42	41.87	42.25	39.68	36.87	38.85
CaO	0.64	1.09	0.44	0.79	0.40	1.30	0.41	1.90	0.91	1.91	2.08	2.70	2.77	2.84
Na ₂ O	<0.01	0.09	0.09	0.17	0.11	0.27	0.06	0.25	0.14	0.25	0.18	0.40	0.23	0.35
K ₂ O	0.00	0.06	0.10	0.18	0.09	0.10	0.04	0.06	0.06	0.06	0.09	0.25	0.07	0.19
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.03	0.05	0.05	0.08	0.13	0.06	0.05	0.06	0.02	0.06	0.05	0.06
CO ₂	0.20	0.26	0.29	0.18	0.72	0.43	0.28	0.33	0.22	0.44	0.36	0.37	0.39	0.04
H ₂ O ⁺	0.60	0.55	0.28	0.87	0.35	0.57	0.39	0.61	0.29	1.23	1.07	0.72	1.01	0.26
总和 (Σ)	100.44	100.22	99.97	100.45	100.62	99.73	100.12	100.13	100.00	99.87	99.96	100.00	101.64	100.56
Ca	0.9	1.6	0.7	1.2	0.6	1.9	1.1	2.9	1.4	3.1	2.0	4.2	4.4	4.4
Mg	90.0	89.1	1.0	90.3	91.1	86.7	89.6	87.4	2.8	87.3	88.2	85.8	81.7	84.5
Fe ²⁺ + Fe ³⁺	9.1	9.3	0.4	8.5	8.3	11.4	9.3	9.7	0.9	9.6	9.8	9.5	13.9	11.1
100Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	90.8	90.5	0.4	91.4	91.7	88.3	90.6	90.0	1.0	90.1	90.0	89.9	85.5	88.5

编号表示的样品产地: 明-福建明溪大洋窝, 田-广东徐闻田洋, 六-江苏六合方山, 六-江苏六合塔山, 邢-江苏邢江, 明-福建明溪石街, 麒-广东普宁麒麟, 女-安徽嘉山女山, 巨西-浙江巨县西坑, 福陈-福建陈哨。表 2 样品产地情况类似。顺序号 26-大陆尖晶石二辉橄岩平均值(301 个样品), 27-大洋尖晶石二辉橄岩平均值(83 个样品), 引自 Maaløe, S 等, 1977^[2]。*FeO 表示全铁。本表岩石化学数据由福建地质局实验室、江苏冶金地质研究所、南京大学地质系化验室分析。

Locations of samples: 1, 2, 3, 11, 21, 22, 23, 30—Dayangwo in Mingxi, Fujian, 4, 13—Tianyang in Xuwen, Guangdong, 6, 7—Fangshan in Luhe, Jiangsu, 8—Tashan in Luhe, Jiangsu, 9—Hanjiang in Jiangsu, 10—Shiyao in Mingxi, Fujian, 14—Qilin in Puning, Guangdong, 16—Nushan in Jiashan, Anhui, 17, 20, 28, 29—Xilong in Quixian, Zhejiang, 18—Chenshao in Fujian, 26—Average spinel lherzolite inclusions under the continental crust (Maaløe, S. et al.^[2]), 27—Average spinel lherzolite inclusions under the oceanic crust (Maaløe, S. et al.^[2]). *Total Fe as FeO. S—Sequence number, Sn—Sample number, R—Rock name, Te—Texture, Σ—Total, A—Average, Sl—Spinel lherzolites, P—Peridotite, Gl—Garnet lherzolites, Pt—Protogranular texture, Pot—Porphroclastic texture, Gt—Granuloblastic texture, It—Tabular texture.

表 2 辉石岩等包体化学成分

(Table 2. The compositions of the lherzolite etc. inclusions in alkali basalts in Southeastern Coastal, Provinces of China)

顺序号 (S)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
编号 (Sn)	女 38	麒 1	麒 2	麒 6	麒 9	麒 15	麒 7	麒 25	麒 19	麒 23	麒 17	麒 24
SiO ₂	49.95	47.64	45.16	47.36	46.14	47.76	46.20	46.84	42.32	40.32	49.32	41.64
TiO ₂	0.71	0.51	0.17	0.48	0.25	0.46	1.14	0.21	0.74	0.83	1.18	1.59
Al ₂ O ₃	9.56	11.61	15.18	11.75	13.11	11.06	10.59	15.30	14.99	16.52	18.68	14.28
Cr ₂ O ₃	0.15	0.100	0.244	0.128	0.172	0.216	0.00	0.120			0.013	
Fe ₂ O ₃	1.66	2.38	2.63	4.03	3.66	3.13	4.74	2.21	5.48	5.46	3.59	4.08
FeO	5.34	4.16	4.69	3.57	3.83	3.70	4.16	4.49	5.62	3.86	5.71	5.49
MnO	0.15	0.17	0.24	0.21	0.15	0.16	0.20	0.13	0.16	0.14	0.16	0.09
NiO		0.088	0.076	0.088	0.088	0.067	0.028	0.074	0.019	0.055	0.013	0.031
MgO	22.16	18.51	20.01	18.80	19.19	19.34	14.70	16.99	12.23	15.39	7.15	16.49
CaO	8.65	12.21	8.83	11.33	11.61	11.70	15.74	12.00	14.69	13.50	8.38	11.44
Na ₂ O	0.98	0.76	0.51	0.66	0.61	0.64	0.89	0.93	0.48	0.72	2.72	2.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.30	1.11
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.07	0.05	0.12	0.12	0.11	0.07	0.04	0.06	0.35	0.01
CO ₂		0.12	0.12	0.09	0.12	0.14	0.09	0.12	0.16	0.19	0.05	0.16
H ₂ O ⁺	0.34	0.70	1.22	0.98	1.24	0.76	1.38	0.80	2.12	2.40	1.89	1.28
总和 Σ	99.70	99.00	99.16	99.54	100.30	99.25	99.97	100.28	99.09	99.48	99.51	99.69
% { Ca Mg Fe ²⁺ + Fe ³⁺	19.6	28.5	20.9	26.3	26.7	26.8	36.8	29.5	36.8	32.3	33.1	28.1
	69.7	60.1	66.0	60.7	60.6	61.6	47.8	58.1	42.6	51.3	39.3	56.3
	10.7	11.4	13.1	13.0	12.7	11.6	15.4	12.4	20.6	16.4	27.6	15.6
100Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	86.7	84.0	83.5	82.3	82.6	84.1	75.7	82.4	67.4	75.8	58.8	78.3
实际矿物含量 (Mp)	sp	少	1		4	11	1	8	22	8	6*	
	gt	16	29	20	28							
	am	2	4	2						23		≈100
	opx	9	10	16	10	11			7		19	
	cpx	65	53	59	58	63	99	92	64	69	12	
	ol	8	3	3		15						
	pl								7		63	

注: 岩石名称: 顺序号 1—二辉岩, 2 至 5—石榴石二辉岩, 6—尖晶石二辉岩, 7—单斜辉石岩, 8 和 9—尖晶石单斜辉石岩, 10—角闪石单斜辉石岩(具嵌晶结构), 11—辉长岩, 12—角闪石岩。样品产地同表 1。*含铁钛氧化物 6%。本表数据由江苏冶金地质研究所分析。

1—websterite, 2,3,4,5—garnet websterite, 6—spinel websterite, 7—clinopyroxenite, 8,9—spinel clinopyroxenite, 10—hornblende clinopyroxenite, 11—gabbro, 12—hornblendite. *Contains Fe-Ti oxides 6%, S—Sequence number, Sn—Sample number, Σ—Total, Mp—Modal mineral proportions.

良好堆积嵌晶结构。辉石岩、辉长岩和角闪石岩包体的化学成分(表 2)特点是, 各项氧化物含量和 $\text{Ca}:\text{Mg}:(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ 比值变化大(图 1); $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 67.4 \sim 86.7$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.24\%$, $\text{NiO} = 0.01 \sim 0.09\%$, 显著低于尖晶石二辉橄榄岩中相应值, 而 Al_2O_3 、 CaO 和 Na_2O 则较高。因此, 它们可能由玄武质岩浆结晶形成, 不是上地幔某一特

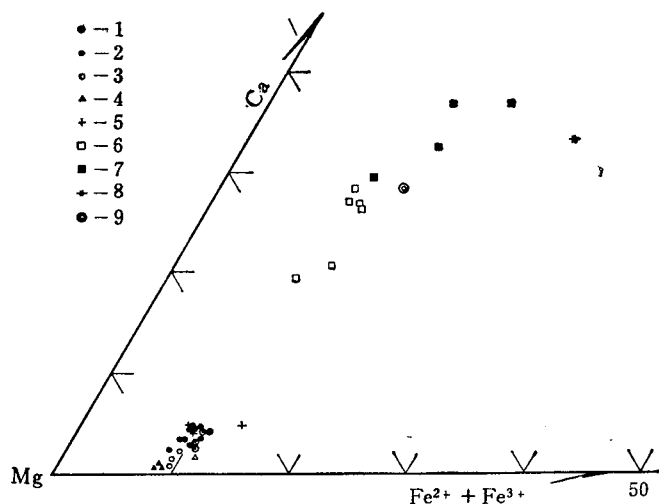


图1 我国东南沿海二辉橄榄岩和辉石岩等包体全岩 $\text{Ca-Mg-(Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ 图解(据表1和2数据投影。1至4-尖晶石二辉橄榄岩,其1-中为原始粒状结构,2-残碎斑状结构,3-等粒变晶结构,4-板状结构;5-石榴石二辉橄榄岩;6-二辉岩;7-单斜辉石岩;8-辉长岩;9-角闪石岩)

Fig. 1 $\text{Ca-Mg-(Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ diagram for whole rocks in ilmenite and pyroxenite inclusions in Southeastern Coastal Provinces of China (From Table 1 and 2. 1—protogranular spinel ilmenite, 2—porphyroclastic spinel ilmenite, 3—granuloblastic spinel ilmenite, 4—tabular spinel ilmenite, 5—garnet ilmenite, 6—websterite, 7—clinopyroxenite, 8—gabbro, 9—hornblendite)

定的岩类。

二、包体的矿物成分

对本区橄榄岩类和辉石岩类包体,按岩石结构类型,选出若干标本,将其中14个橄榄石、18个斜方辉石、18个单斜辉石、13个尖晶石和4个石榴石,进行了电子探针和化学分析。矿物电子探针定量分析,在EB-3型电子探针分析仪上进行,由桂林冶金地质研究所承担。

1. 橄榄石 是二辉橄榄岩的最主要组分。中-粗粒,绿-黄绿色,如含细分散羽状赤铁矿,则呈砖红色,并使整个橄榄岩包体呈红色(如安徽女山),这是喷发期后的氧化所致。橄榄石成分恒定,尖晶石二辉橄榄岩中12个橄榄石平均 $\text{Fo} = 89.6$, $\sigma = 1.3$, 变化范围 $\text{Fo} = 87.1 \sim 91.7$; 石榴石二辉橄榄岩中4个样品平均 $\text{Fo} = 90.4$, $\sigma = 0.4$, 变化范围 $\text{Fo} = 90.1 \sim 90.9$; 不同结构类型的岩石中橄榄石成分也基本一致。因此,橄榄石是橄榄岩类包体的稳定组分。

2. 顽火辉石 中-粗粒,近于黑色。尖晶石二辉橄榄岩中,14个顽火辉石平均 $\text{En} = 90.5$, $\sigma = 1.6$; 石榴石二辉橄榄岩中三个顽火辉石平均 $\text{En} = 91.0$, $\sigma = 0.5$ 。二者一致。但顽火辉石中 Al_2O_3 含量与相应全岩 Al_2O_3 的多寡呈正相关: $\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{En}} = 1.45 + 1.29\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{全岩}}$, $r = 0.78$ (11个样品); 板状结构岩石中顽火辉石 Al_2O_3 的平均含量2.52%, 明显低于其它结构岩石中顽火辉石平均 Al_2O_3 4.68%。因此,二辉橄榄岩中顽火辉石是铝

质顽火辉石, Al_2O_3 含量随受剪切应力和变形的加强而减少, 并出溶生成尖晶石^[1]。此外, 顽火辉石中 Mg/Fe 比值略高于共存橄榄石的 Mg/Fe , 13 对橄榄石的 Fo/Fa 对于顽火辉石的 En/Fs 平均 $K_D = 0.89$ 。辉石岩类包体中顽火辉石一般特征与二辉橄榄岩中的相仿, $\text{En} = 89.1$; 主要区别在于前者 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.02$, 显著低于后者的 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.11 \sim 0.65$ 。

3. 单斜辉石 在二辉橄榄岩中呈中-细粒, 充填于较大的橄榄石和顽火辉石之间, 暗绿色。尖晶石二辉橄榄岩中 12 个单斜辉石分析表明, 它们是富铬透辉石, 平均 $\text{Ca}:\text{Mg}:(\text{Fe} + \text{Mn}) = 45.4:49.5:5.1$, σ 值分别是 1.4、1.5 和 0.7; 平均 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.64\%$, $\sigma = 0.18\%$ 。石榴石二辉橄榄岩中透辉石与尖晶石二辉橄榄岩中的相仿, 4 个样品平均 $\text{Ca}:\text{Mg}:(\text{Fe} + \text{Mn}) = 46.6:47.9:5.5$, σ 值分别是 1.7、2.0 和 0.8 平均 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.02\%$, $\sigma = 0.31\%$ 。上述两类橄榄岩中 16 个透辉石平均 $\text{Al}_2\text{O}_3 5.85\%$, 介于玄武岩普通辉石 $\text{Al}_2\text{O}_3 3.57\%$ (25 个样品平均)^[3] 和富铝普通辉石巨晶 $\text{Al}_2\text{O}_3 7.05 \sim 9.60\%$ (15 个样品平均)^[3] 之间, 并与共存的顽火辉石和全岩 Al_2O_3 的变化成正相关: $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Di}} = 1.31 + 0.99 \text{Al}_2\text{O}_{3\text{En}}$, $r = 0.78$ (14 个样品); $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Di}} = 1.64 + 1.72 \text{Al}_2\text{O}_{3\text{全岩}}$, $r = 0.82$ (11 个样品)。此外, 板状结构橄榄岩中透辉石 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.95\%$, 低于其它结构类型中, 其原因可能与顽火辉石的类似情况相仿。辉石岩类包体的单斜辉石为次透辉石, 中-粗粒, 半自形-它形, 黑色。二个样品平均 $\text{Ca}:\text{Mg}:(\text{Fe} + \text{Mn}) = 47.6:45.6:6.8$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.98 \sim 9.42\%$, 与上述富铝普通辉石巨晶中含量相仿。因此, 它在成因上可能与巨晶一致, 即由玄武质岩浆结晶形成。此外, 它以显著低的 Cr_2O_3 含量 $0.06 \sim 0.12\%$, 区别于二辉橄榄岩类中单斜辉石。由此构成两类不同成因系列的深源包体, 即富铬单斜辉石的绿色超镁铁岩包体和富铝单斜辉石的黑色超镁铁岩包体。

4. 尖晶石 在尖晶石二辉橄榄岩中尖晶石的形态与分布, 与岩石结构类型有密切关系^[1]。就成分看来, 原始粒状、残碎斑状和等粒变晶结构橄榄岩中的尖晶石, 系铬质镁铁尖晶石, 8 个样品的 $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 8.37 \sim 26.15\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 41.36 \sim 59.78\%$, $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 8.7 \sim 29.8$, $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 72.9 \sim 85.8\%$, $\text{MgO} > \text{FeO}^*$; 2 个板状结构橄榄岩中尖晶石, 以富铬低铝为特征, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 38.92 \sim 44.00\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25.06 \sim 31.03\%$, $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 45.7 \sim 54.1$, $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 74.5 \sim 75.1$, 属铬镁铁尖晶石。上述尖晶石在薄片上皆呈褐色, Al_2O_3 含量与共存的顽火辉石、透辉石和相应全岩 Al_2O_3 呈正相关: $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Sp}} = 14.98 + 8.360 \text{Al}_2\text{O}_{3\text{En}}$, $r = 0.83$ (10 个样品); $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Sp}} = 18.61 + 5.724 \text{Al}_2\text{O}_{3\text{Di}}$, $r = 0.78$ (9 个样品); $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{Sp}} = 16.65 + 14.05 \text{Al}_2\text{O}_{3\text{全岩}}$, $r = 0.94$ (7 个样品)。因此, 铝含量的一致变化, 似乎可以说明尖晶石是由辉石出溶作用形成的。辉石岩包体中尖晶石呈绿色或近于黑色, 分布在石榴石四周, 或石榴石和单斜辉石之间, 或石榴石内部。因此, 它在成因上与石榴石有关, 可能代表降压条件下石榴石分解的产物; 它在成分上为镁铁尖晶石, 并以贫铬 $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2.88\%$ 和 $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) < 3.0$ (3 个样品) 等特点, 区别于尖晶石二辉橄榄岩中尖晶石。

5. 石榴石 在石榴石二辉橄榄岩中, 石榴石呈粉红-暗红色, 2 个样品化学分析表明含镁铝榴石分子 $73.9 \sim 74.6\%$, 铁铝榴石对镁铝榴石分子比例较低, 为 $0.16 \sim 0.18$, 系富镁铝的石榴石。一般粒径 $1 \sim 5$ 毫米, 有的达 10 毫米以上, 其内可包裹浑圆状橄榄石小

粒。石榴石轮廓常被反应边圆化。反应边分内、外二带：近石榴石的内带呈黄褐色，不显光性，如以氧 1600 为基础，内带成分相对于其内石榴石说，贫 $Mg - 83.6$ ，富 $Si + 22.4$ ， $Al + 10.8$ ， $Fe + 19.3$ ， $Ca + 6.9$ ， $Na + 20.6$ 和 $K + 0.6$ ，因此不是等化学反应，可能是水溶液作用的结果；反应边外带主要由细粒辉石、橄榄石和少量尖晶石组成，可能是石榴石二辉橄榄岩向上运移到较浅的尖晶石二辉橄榄岩相的降压过程中，石榴石转变分解的产物。辉石岩类包体中石榴石有三种产状：填隙于次透辉石之间；或与次透辉石呈蠕虫状交生；或者包裹圆粒状次透辉石产出。因此，这些石榴石可能由富铝次透辉石出溶作用形成。一个样品的化学分析表明，它在成分上属镁铝榴石—贵榴石型。

三、包体的稀土元素和过渡元素

我国东南沿海二辉橄榄岩和辉石岩类包体及其寄主玄武岩的稀土元素 (REE) 和过渡元素，在含量和配分型式上 (表 3 和图 2~4，拉斑玄武岩虽不是这些包体寄主岩，也列作比较)，各不相同。

六个玄武质岩石 REE 丰度 (表 3)，从霞石岩和碧玄岩，经碱性橄榄玄武岩至拉斑玄武岩，依次渐减，配分曲线向右倾斜程度也渐小 (图 2)，经球粒陨石标准化 (CN) 的 $(La/Yb)_{CN}$ 平均值，分别是 36.4、15.5 和 7.8，反映轻稀土元素 (LREE) 对重稀土元素 (HREE) 比值的依次降低和发生岩浆的慢源的部分熔融程度的增加^[5]。

四个二辉橄榄岩包体的轻 REE 丰度比球粒陨石高 3~10 倍，中重 REE 约高 2.5 倍，重 REE 为球粒陨石的 0.6~2 倍，平均 $(La/Yb)_{CN}$ 为 8.1，配分曲线向右缓倾斜 (图 3，表 3)。因此，它们的 REE 丰度不同于一般假定的原始地幔的丰度 (约 2~5 倍于球粒陨石丰度)，配分型式也不平行于球粒陨石的配分型式^[6]。由此可见，研究的二辉橄榄岩不是原始地幔岩，而是受富轻 REE 和其它不相容元素、含挥发分的熔体交代后的地幔岩石^[7] (S. S. Sun 等^[8]曾指出，交代事件开始于 10~30 亿年以前，由于深部地幔的对流和部分熔融，在低速带产生的玄武质熔体向上交代)。但它们的 REE 丰度又低于 S. S. Sun 等^[8]提出的慢源值 (即 La、Ce、Nd、Sm 和重 REE 分别是球粒陨石的 13.5、10.5、6.4、4 和 3 倍)，这就意味着它们还可能经过部分熔融。岩相上在尖晶石二辉橄榄岩晶粒之间出现的熔融玻璃 (见于浙江巨县西垄)，佐证了这一特点。这种玻璃成分大致相当于钾粗面岩，电子探针分析结果是：SiO₂ 62.14，Al₂O₃ 12.08，FeO* 3.76，MnO 0.16，MgO 5.51，CaO 0.47，Na₂O 1.33 和 K₂O 12.44。

根据 S. R. Taylor 等^[4]的球粒陨石 REE 丰度，S. S. Sun 等^[8]的慢源 REE 丰度和慢源岩石矿物含量 (即橄榄石 55%，斜方辉石 25%，单斜辉石 15%，石榴石 5%。本区玄武岩中高的 $(La/Yb)_{CN}$ 比值表明，与玄武岩浆平衡共存的残留相应是含石榴石的橄榄岩)，F. A. Frey 等^[9]的矿物 REE 分配系数 (用表 A-1，第三组)，利用 G. N. Hanson^[9]提供的方程 (10)，计算了产生表 3 所列六个玄武质岩石 REE 丰度所需的慢源岩石部分熔融程度，确定慢源岩石 2~8% 的平衡部分熔融，将产生 REE 丰度大致相当本区现今碧玄岩和霞石岩的强碱性玄武质岩浆；8~20% 的熔融，产生碱性橄榄玄武岩；20~35% 的熔融产生拉斑玄武岩 (图 2)。

六个辉石岩等黑色包体的 REE 丰度 (表 3) 介于玄武岩和绿色的二辉橄榄岩包体之

表 3 二辉橄榄岩和辉石岩等包体及其寄主玄武岩的稀土元素和过渡元素 (ppm)

(Table 3. Rare earth elements and transition metal elements (ppm) for lherzolite and pyroxenite inclusions, and their host basalts)																
顺序号 (S)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
编号 (Sn)	六玄 1	马鞍山 1	巨西 23	巨西 21	牛 4-3	金牛 1	明 8	明 12	明 24	六墩 1	麒麟 15	麒麟 2	麒麟 7	麒麟 23	麒麟 19	麒麟 17
La	28	30	90	111	14	13	1.2	2.9	3.5	2.0	2.6	3.1	4.2	4.6	2.8	12
Ce	59	59	179	200	26	26	2.5	4.9	4.9	4.4	7.1	5.7	11	13	6.8	24
Nd	25	26	70	64	11	14	1.5	2.0	3.3	2.0	4.3	2.9	7.6	9.4	4.3	14
Sm	5.6	6.9	16	13	3.9	4.8	0.43	0.52	0.60	0.43	1.4	0.60	2.9	3.3	1.5	3.5
Eu	2.0	2.2	4.0	3.9	1.2	1.6	0.16	0.16	0.22	0.21	0.41	0.28	1.0	1.0	0.49	1.2
Gd	5.3	5.6	10	11	2.8	4.4	0.54	0.52	0.59	0.69	1.5	1.3	3.3	3.1	1.7	3.5
Dy	3.6	4.4	7.0	11	2.6	3.4	0.37	0.47	0.37	0.62	1.6	1.9	3.3	2.6	1.5	2.8
Er	1.8	1.8	2.5	3.4	1.3	1.8	0.19	0.31	0.20	0.38	1.1	1.8	1.7	1.4	0.84	1.6
Yb	1.1	1.4	1.3	2.7	1.1	1.2	0.15	0.33	0.13	0.38	0.75	1.8	1.4	0.88	0.68	1.1
Lu	0.14	0.17	0.17	0.27	0.16	0.19	0.035	0.062	0.018	0.062	0.11	0.27	0.18	0.13	0.085	0.18
Y	17	21	28	35	16	20	1.7	2.8	1.7	3.5	7.6	13	16	14	6.4	13
(La/Yb) _{CN}	16.5	14.1	45.7	27.1	8.4	7.2	5.3	5.8	17.6	3.5	2.3	1.1	2.0	3.5	2.7	7.2
Ti	>10000	>10000	>10000	7716	>10000	>10000	1165	699	508	994	1919	724	6779	6312	4195	6683
V	167	229	216	116	145	156	82.0	75.7	46.2	79.9	248	229	359	373	400	257
Cr	317	266	177	9.1	241	233	2540	189	1843	1622	1158	1719	12.6	18.7	81.3	63.5
Mn	1239	1353	1744	1238	1530	1183	1065	1081	978	1141	1097	1666	1166	958	1186	1178
FeO (%)	7.80	10.42	13.22	8.66	9.24	10.13	10.19	8.20	9.39	9.10	6.52	7.06	8.43	8.74	10.55	8.94
Co	68.4	66.6	86.6	34.0	59.2	67.9	133	112	125	115	53.1	64.4	52.7	65.7	65.3	44.0
Ni	318	132	221	21.3	153	173	2340	1959	2293	1957	312	427	108	198	26.0	42.5
Cu	73.8	44.6	58.7	51.0	77.4	67.4	15.9	24.1	3.7	28.2	12.3	82.9	5.4	92.4	20.9	1.0
MgO (%)	8.62	7.65	10.55	2.61	6.99	6.81	38.95	38.67	41.15	39.88	19.34	20.01	14.70	15.39	12.23	7.15
CaO (%)											11.70	8.83	15.74	13.50	14.69	8.38

岩石名称: 顺序号 1 和 2——碱性橄榄玄武岩(江苏六合方山和广东海南马鞍岭), 3——辉长岩, 4——尖晶石二辉岩, 5 和 6——含铜辉石拉斑玄武岩(福建龙海牛头山和广东海口金牛岭), 7——石榴石二辉岩, 8 至 10——尖晶石二辉岩, 11——尖晶石二辉岩, 12——石榴石二辉岩, 13——单斜辉石岩, 14——角闪石单斜辉石岩, 15——尖晶石单斜辉石岩, 16——辉长岩。样品产地同表 1。稀土元素由湖北地质局实验, 用感耦等离子体发射光谱法 (ICP-AES) 测定, 方法相对标准偏差一般在 5% 以内。过渡元素由江苏冶金地质研究所, 用 SEM-EDS 中阶梯等离子体直接光谱分析。

1, 2——alkali basalts, 3——basaltic, 4——nephelinitic, 5, 6——bronzite tholeiites, 7——garnet lherzolite, 8, 9, 10——picritic lherzolites, 11——spinel websterite, 12——garnet lherzolite, 13——clinopyroxenite, 14——hornblende clinopyroxenite, 15——spinel clinopyroxenite, 16——gabbro, S——Sequence number, Sn——Sample number.

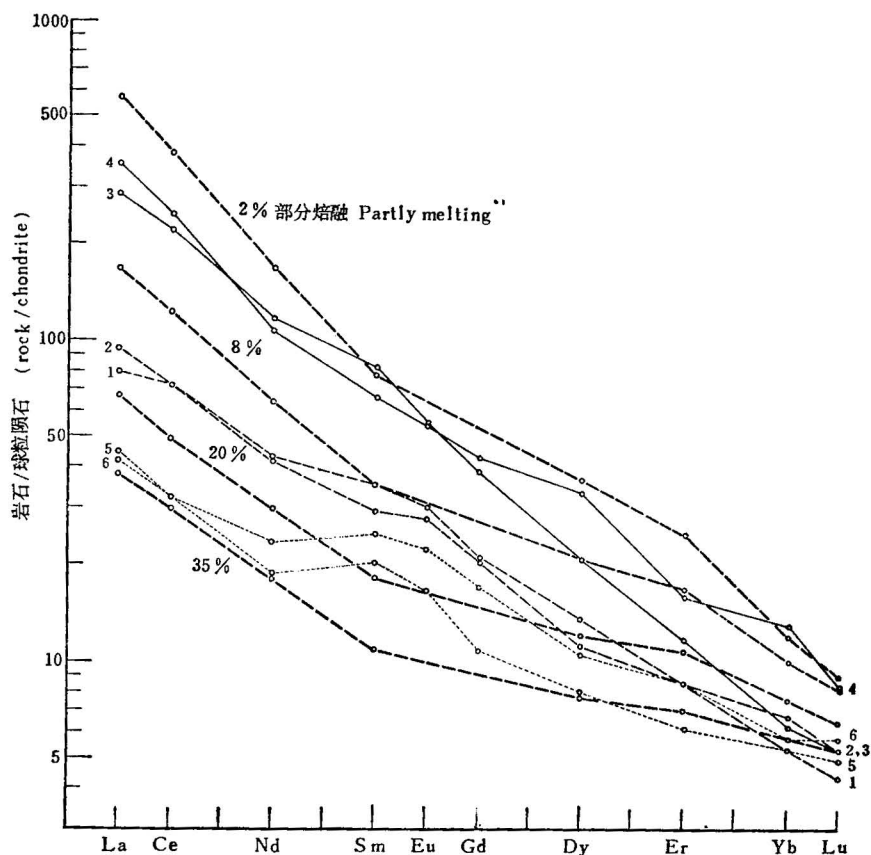


图2 我国东南沿海经球粒陨石标准化的玄武岩稀土元素配分和幔源不同程度部分熔融产生的稀土元素配分(图中数字同表3顺序号;用 Taylor, S. R. 等^[4]球粒陨石数值标准化)

Fig. 2 Chondrite-normalized rare earth element patterns for basalts and mantle sources in different degree of partial melting in Southeastern Coastal Provinces of China (The digits represent the number in Table 3; the REE are normalized to the chondrites given by S. R. Taylor et al.^[4])

间,其中辉长岩包体的 REE 丰度和配分型式几乎与拉斑玄武岩无异(图 2、3)。其它各种辉石岩等平均 $(La/Yb)_{CN}$ 为 1.1~3.5,显著低于玄武岩和二辉橄榄岩包体的相应值 7.8~36.4 和 8.1。因此,配分曲线微微向右倾斜,而且曲线中段有二种表现,多数是略向上凸,少数为下凹(图 3)。向上凸起的原因可能是,辉石岩类中最丰富的富钙单斜辉石中镨组的中重 REE 的分配系数^[5],高于其他 REE,因为中重 REE 与 Ca 有最大亲缘性,通常表现为这些岩石的 Sm/Nd 大于球粒陨石相应值 0.32。全部辉石岩类包体 Sm/Nd 比值变化于 0.21 和 0.38 之间,它与全岩 $CaO\%$ 呈正相关: $Sm/Nd = 0.057 + 0.021CaO$, $r = 0.95$ (6 个样品)。曲线中段下凹的原因,除该岩石单斜辉石含量较少外,还可能与丰富的石榴石含量(表 2)有关,因为石榴石重 REE 分配系数比它的中重 REE 大 2--8 倍^[5]。

第一过渡系元素丰度(表 3, 图 4)与 REE 一样,是岩石起源和成因的重要地球化学指示。它们主要进入橄榄石和辉石的八面体或磁铁矿的四面体位置,特别是其中 Cr、Ni、Co 稳定化能,更高于其他过渡元素,因此它们是地幔橄榄岩的相容元素。研究的四个橄

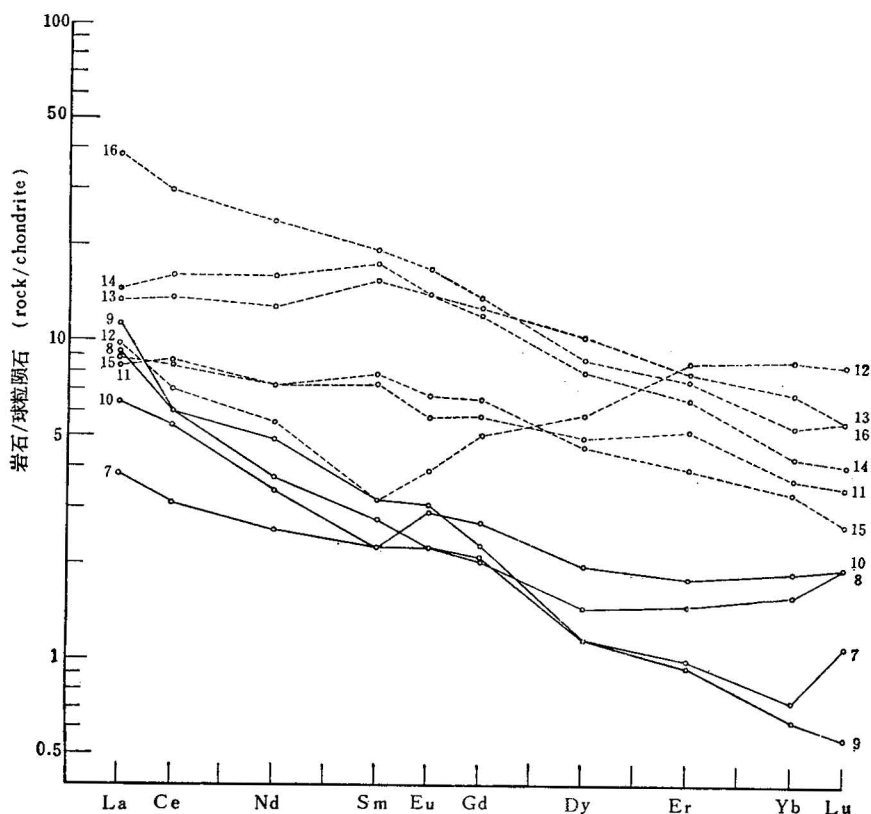


图 3 我国东南沿海二辉橄榄岩和辉石岩等包体经球粒陨石标准化的稀土元素配分(图中数字同表 3 顺序号;用 Taylor, S. R. 等^[4]球粒陨石数值标准化)

Fig. 3 Chondrite-normalized rare earth element patterns for ilmenite and pyroxenite inclusions in Southeastern Coastal Provinces of China (The digits represent the number in Table 3; the REE are normalized to the chondrites given by S. R. Taylor et al.^[4])

榄岩包体的过渡元素丰度及其对原子序数的曲线(图 4), 相互十分一致, 略向右缓倾斜, 无 Cr 和 Ni 异常, V、Co、Ni 含量接近幔源值^[5]——分别是 70、110 和 2000ppm, 说明它们是上地幔岩石。六个玄武岩样品的分析表明, 它们的过渡元素有显著正 Ti 和强烈负 Cr、负 Ni 异常, 使曲线呈“W”字形。六个辉石岩等包体的过渡元素, 显然不同于二辉橄榄岩, 而与玄武岩相仿, 因此成因上应与岩浆结晶作用相联系。但它与玄武岩又有区别, 表现为 Ti 含量较低和 Cr、Ni 负异常程度变化大。上述三类岩石 16 个样品统计表明, Cr 和 Ni 含量主要与全岩 MgO% 呈正相关: $Cr_{(ppm)} = -278.4 + 57.26 MgO, r = 0.90$; $Ni_{(ppm)} = -462.6 + 62.20 MgO, r = 0.96$ 。它们不是简单地取决于幔源的部分熔融程度大小或某种矿物的多寡。

四、两类包体成因的讨论

上述矿物岩石学和地球化学研究表明, 本区各地富铬单斜辉石系列的尖晶石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩等绿色包体, 各自的矿物组成、矿物化学和全岩 100 Mg/(Mg+

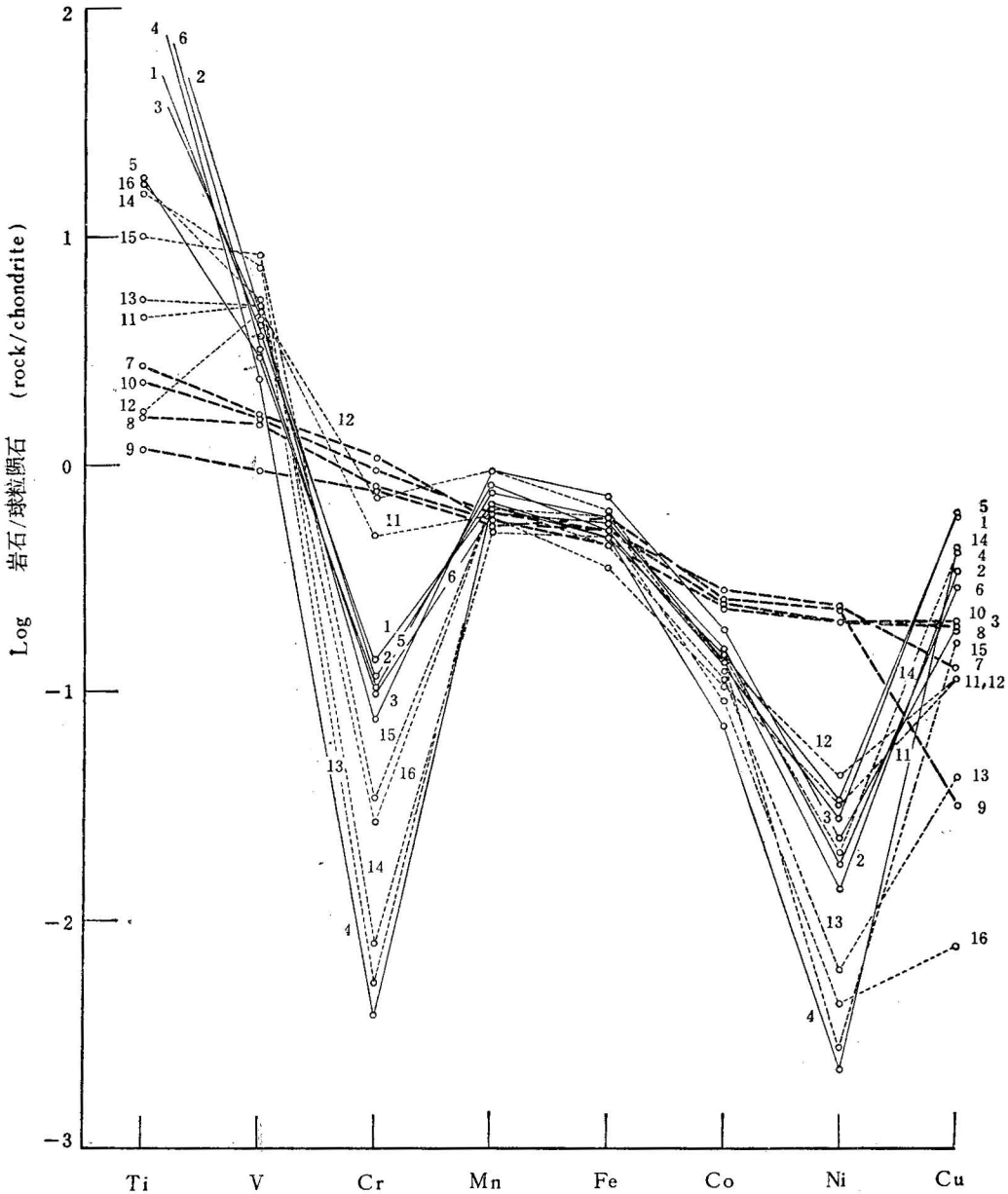


图 4 我国东南沿海二辉橄榄岩和辉石岩等包体以及玄武岩经球粒陨石标准化的过渡元素丰度
(图中数字同表 3 顺序号;用 Mason, B.^[10] CI 球粒陨石平均值标准化)

Fig. 4 Chondrite-normalized transition metal abundances for lherzolite and pyroxenite inclusions, and basalts in Southeastern Coastal Provinces of China (The digits represent the number in Table 3, the transition elements are normalized to the chondrites given by B. Mason^[10])

$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) 比值都较相似 (图 1, 表 1—2)。因此, 它们基本上是上地幔尖晶石相和石榴石相橄榄岩的代表, 但它们并不一定是直接产生寄主玄武岩浆后的源区岩石的熔融残余固相, 而可能是被岩浆捕获的经低度部分熔融的通道边壁岩石碎块。后一设想还有以下

依据: 它们的过渡元素 V、Co、Ni 丰度(表 3)接近幔源值^[9]; REE 丰度低于幔源值^[8], 但一般又保持高于幔源 $(La/Yb)_{CN} = 4.7$ 的相应比值(表 3), 同时, REE 在配分型式上普遍地不平行于球粒陨石。此外, 本区的二辉橄榄岩包体具有比较复杂的结构, 对一个地点说来, 往往以残碎斑状或等粒变晶结构为主, 兼有其它结构; 结构上的差异又反映在全岩化学上微小而规律的变化, 即 Al_2O_3 、CaO、 Na_2O 、 TiO_2 随 MgO 增加而减少; 有时在晶粒之间局部地出现薄膜状熔融玻璃。这些特点进一步说明, 它们经受过富含不相容元素熔体的交代, 并在应力作用下变形、重结晶, 其后发生过低度部分熔融和/或随后的玄武质岩浆贯入、反应, 由此造成本区软流圈以上的地幔岩石结构上的复杂性和化学上的差异与不平衡^[11,12]。

黑色富铝单斜辉石系列辉石岩以及辉长岩、角闪石岩等包体, 分布局限; 实际矿物含量和矿物化学、岩石化学变化大(图 1, 表 2); 全岩 Cr_2O_3 和 NiO 丰度比二辉橄榄岩类包体低 2~30 倍, 接近于玄武岩; 单斜辉石富 Al_2O_3 , 其量与富铝普通辉石巨晶^[3]中相似; 角闪石贫 Cr 富 Ti^[13], 其成分与呈巨晶产出的角闪石相仿; 石榴石为镁铝榴石—贵榴石型。这些特点表明, 它们是不同的绿色二辉橄榄岩的另一成因系列的包体, 它们很可能是深位玄武质岩浆结晶产物。但它们并不普遍具有火成堆积结构; 单斜辉石也不是富铝普通辉石, 而是次透辉石; REE 配分型式多变, 丰度介于玄武岩和橄榄岩包体之间(图 3); Cr 和 Ni 负异常程度变化大(图 4)。由此进一步表明, 除角闪石岩和角闪石单斜辉石岩以外, 大部分辉石岩类包体不是岩浆储源的简单火成堆积岩, 可能是下地壳和上地幔顶部贯入于某些小规模构造空间内的玄武质岩浆, 多阶段分离结晶产物, 因此它是深位岩浆活动的代表。至于这种岩浆是否相当于包体的寄主岩成分, 或与之有成因联系, 有待进一步研究。

根据以上讨论, 可以推测我国东南沿海自古新世以来普遍发生的玄武质岩浆活动, 与当时区域性地幔底辟^[13]及其在低速带附近不同程度的部分熔融有关。低速带的顶界如按玄武岩包裹的富铝普通辉石巨晶形成的最大深度(岩浆储源)估算, 大约在 90 公里(相当于 27kb)^[3]以下。由于构造的作用, 引起了岩浆的聚集和喷发^[14]。碱性玄武岩浆就挟带着上述两类不同成因、不同特点的深源超镁铁岩包体。当然, 包体的各方面资料已经表明, 本区低速带以上的地幔岩石, 在其被裹入岩浆成为绿色包体带往地表前, 经历过交代、变质、部分熔融和玄武质岩浆的贯入等复杂历史。拉斑质玄武岩浆由于贫挥发分、喷发平静、运移较慢和深源包体与岩浆的显著不平衡, 而将包体分解熔融, 但它又有它自己独特的辉石斜长岩、鳞英铁尖晶岩等包体^[15]。

本文工作和编写过程, 蒙王德滋教授和邱家骧教授热情指导, 审改文稿, 谨此诚挚致谢。

参 考 文 献

- [1] Mercier, J. C. C. and Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper-mantle the peridotites as illustrated by xenoliths from basalts, *J. Petrol.*, 16, 454—487.
- [2] Malløe, S. and Aoki, K.-i., 1977, The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites, *Contr. Mineral. Petrol.*, 63, 161—174.
- [3] 周新民、陈图华、刘昌实、薛纪越, 1982, 我国东南沿海碱性玄武质岩石中辉石和角闪石巨晶。矿物学报, 第 1

期, 13—20页。

- [4] Taylor, S. R. and Gorton, M. P., 1977, Geochemical application of spark source mass spectrography-III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochi. Cosmochi. Acta*, 41, 1375—1380.
- [5] Frey, F. A., Green, D. H., and Roy, S. D., 1978, Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites and olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463—513.
- [6] Sun, S. S. and Hanson, G. N., 1975, Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalt. *Geology*, 6, 297—303.
- [7] 从柏林, 张儒瑗, 1982, 汉诺坝玄武岩及其超镁铁质岩包体的成因岩石学研究. 中国科学, B辑, 第12期, 1109—1122页。
- [8] Sun, S. S. and Hanson, G. N., 1975, Origin of Ross Island basaltoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites, *Contr. Mineral. Petrol.*, 52, 77—106.
- [9] Hanson, G. N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26—43.
- [10] Mason, B., 1971, *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*. New York, Gordon and Breach Science Pub.
- [11] 刘若新, 杨美娥, 胥怀济, 郭金弟, 王文湖, 1981, 华北地区新生代碱性玄武岩中超镁铁质捕掳体的初步研究, 地震地质, 第3期, 1—16页; 第4期, 39—48页。
- [12] 黄婉康, 徐建国, 高振敏, 南君亚, 1982, 我国东南部玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩包体的矿物研究. 矿物学报, 第3期, 175—187页。
- [13] 路凤香, 邓晋福, 鄂莫岚, 1981, 辽宁宽甸黄椅山碱性玄武岩岩浆起源问题的讨论. 地球科学, 第1期, 183—196页。
- [14] 赵大升, 肖增岳, 王艺芬, 1983, 庐断裂带及其邻近地区新生代火山岩岩石学特征及成因探讨. 地质学报, 第2期, 128—141页。
- [15] 周新民, 1983, 玄武质岩石中磷英铁尖晶岩的发现. 科学通报, 第8期, 486—489页。

PETROGENETIC ASPECTS OF CR-CLINOPYROXENE-AND AL-CLINOPYROXENE-BEARING ULTRAMAFIC INCLUSIONS IN BASALTIC ROCKS FROM SOUTHEASTERN COASTAL PROVINCES OF CHINA

Zhou Xinmin and Chen Tuhua

(Department of Geology, Nanjing University)

Abstract

This paper gives some preliminary results of a comprehensive study of the textures, mineral compositions, and major elements, rare earth elements, and transition elements of the ultramafic inclusions and the enclosing alkali basaltic rocks collected from thirty-seven different localities in Southeastern Coastal provinces of China. The inclusions are separated into two categories, namely the Cr-rich clinopyroxene series and the Al-rich clinopyroxene series.

Members of the Cr-clinopyroxene series, being spinel lherzolites and garnet lherzo-

lites, especially the spinel lherzolites, are by far the most abundant and widespread. the variations in chemical composition of Mg-olivine, enstatite, Cr-diopside, and spinel or garnet are very small, and the $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ ratio in whole rocks (Fig. 1) vary slightly. Consequently these inclusions are confirmed to be the fragments of the upper mantle's rocks in spinel phase and garnet phase trapped from the conduit walls, and bear no relation to a melting residue resulting from the generation of their host basaltic magma. This interpretation is also based on the following data: (1) the abundances of transition elements V, Co, and Ni are essentially in agreement with those in the mantle source^[5]; (2) the (La/Yb) CN ratios in REE (Fig. 3) are apparently higher than that in the mantle source^[6]; (3) the contents of Al_2O_3 , Na_2O , and TiO_2 in whole rocks decrease with increasing MgO, when the texture types of rocks change systematically from protogranular and porphyroclastic to granuloblastic and tabular textures; (4) some lherzolites contain K-rich glasses distributed between mineral grains. These evidences, therefore, may be taken to indicate that the lherzolite inclusions, as the representatives of the modified upper mantle's rocks, were melted in small degree and reacted with the host basaltic magma after they were partially replaced by the melt riched in incompatible elements derived from the more deep mantle.

The Al-rich clinopyroxene inclusions, which are garnet websterite, spinel websterite, clinopyroxenite, spinel clinopyroxenite, hornblende clinopyroxenite, and hornblendite and gabbro, are formed by the consolidation of magma in the deeper levels. This conclusion is supported by the following facts: (1) the modal proportions of minerals and the chemical compositions of whole rocks (Fig. 1) vary widely; (2) the abundances of Cr_2O_3 and NiO are appropriate to that in host basaltic rocks; (3) the contents of Al_2O_3 in clinopyroxenes correspond with that of the Al-rich augite megacrysts^[3] crystallized under the condition of high pressure; (4) the amphibole, which approaches to the amphibole megacrysts in composition^[3], is rich in Ti and poor in Cr in comparison with interstitial amphibole in the spinel lherzolite. In contrast to ordinary igneous cumulates, the pyroxenite inclusions have no cumulate textures; the clinopyroxenes are not of Al-rich augite, but of Al-rich salite; their abundances of REE exhibit characteristic more or less intermediate between those of the basaltic rocks and the lherzolites, and the patterns of the chondrite-normalized REE distributions (Fig. 3), as compared with those of the basaltic rocks and the lherzolites are more variable. From the considerations just mentioned above, the pyroxenite inclusions are not of the common igneous cumulates, and might be formed by fractionation crystallizations of magmas that injected into a number of small space in the top part of upper mantle or at the base of lower crust.