

北京西山中生代火山岩中 单斜辉石矿物化学及成因意义

白志民

(中国地质大学材料科学与工程学院, 北京 100083)

主题词 单斜辉石 矿物化学 成因意义 火山岩 北京西山

提 要 本文对北京西山中生代火山岩中单斜辉石的矿物化学特点进行了研究, 确定了矿物种属, 计算了晶胞体积、密度和平均折射率。对单斜辉石-熔体平衡进行了判别, 计算了平衡温度、压力和氧逸度, 进而估算了岩浆房的深度。依据单斜辉石的成分和演化, 结合岩石化学和地球化学特点, 对火山岩的系列以及岩浆形成机制进行了讨论, 探讨了岩浆活动的构造背景。

单斜辉石是玄武岩类岩石中的主要矿物, 其化学成分记录了岩浆成因、演化及岩浆作用物理化学条件等方面的重要信息。Kushiro (1960)^[1]、La Bas (1962)^[2]、邱家骧等 (1987, 1996)^[3, 4] 对不同系列火山岩中单斜辉石的研究发现: 碱性系列中, 单斜辉石富钙——硅灰石端员 (*Wo*) 含量高; 与斜长石、碱性长石共生; 端员组成随岩浆演化朝富 *Wo*、贫 *En* (顽辉石端员) 方向演变。拉斑系列中, *Wo* 含量低; 单斜辉石与斜方辉石及斜长石共生; 向贫 *Wo* 富 *Fs* (铁辉石端员) 方向演化。Nisbet 等 (1977)^[5] 在研究了不同构造环境火山岩中单斜辉石的成分特点后提出, 由单斜辉石的 TiO_2 、 MnO 、 Na_2O 含量或 F_1 、 F_2 参数可以判断构造环境。邱家骧等 (1987)^[3] 根据 Thompson (1974) 的实验数据, 建立了以单斜辉石 *Al* 含量计算不同类型玄武岩中单斜辉石结晶温度和压力的公式。Putirka 等 (1996)^[6] 对不同类型玄武岩所做的高温高压实验结果表明, 单斜辉石与熔体的平衡温度和压力, 可以由单斜辉石矿物与熔体的成分定量表征。由此可见, 研究单斜辉石的矿物化学, 对于分析岩浆系列与演化, 估算岩浆作用的物理化学条件, 探讨火山活动的构造背景等, 具有重要的意义。

本文研究的单斜辉石呈斑晶或微晶产于北京西山地区早侏罗世南大岭组、晚侏罗世髫髻山组、早白垩世张家口组和东狼沟组的基-中基性火山岩中, 主要岩石类型有: 玄武岩、玄武安山岩、橄榄玄武粗安岩、橄榄粗安岩、安粗岩。

1 单斜辉石种属与矿物化学

本文列举的 15 个典型单斜辉石的化学成分 (表 1) 均为电子探针分析结果。表 2 是以 6 个氧原子为基础^[7] 计算的阳离子系数和端员组成。按 Morimoto 等人 (1988)^[8] 提出的辉石分类命名方案, 本文研究的单斜辉石均属 *Ca-Mg-Fe* 辉石族, 种属有普通辉石和透辉石两类, 但以前者为主 (占 2/3) (见图 1、表 2)。从岩石层位看, 南大岭组第一段遭受过区域变质

作者简介 白志民, 男, 1957 年生, 副教授, 从事岩浆岩岩石学及矿物岩石材料研究。

收稿日期 2000-03-04, 改回日期 2000-04-05

表 1 单斜辉石的化学成分($w_B\%$)
Table 1 Chemical compositions of clinopyroxenes

序号	层位	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	J ₁ n ¹	玄武岩	53.00	1.35	1.89	0.04	7.82	0.13	14.21	19.54	0.24	0.02
2	J ₁ n ¹	玄武岩	51.09	1.19	2.27	2.66	7.74	0.31	13.89	18.19	0.46	0.06
3	J ₁ n ¹	橄榄粗安岩	48.87	2.95	4.06	0.01	10.72	0.35	10.25	21.19	0.58	0.01
4	J ₁ n ¹	橄榄粗安岩	48.21	3.56	4.60	0.09	11.14	0.10	10.56	20.97	0.67	0.00
5**	J ₁ n ²	安粗岩	49.70	0.79	5.15	0.01	9.34	0.12	11.69	21.91	0.45	0.00
6**	J ₁ n ²	安粗岩	49.93	0.67	3.96	0.10	8.93	0.31	11.78	19.47	0.23	0.04
7**	J ₃ t ¹	玄武粗安岩	50.31	2.34	2.57	0.00	12.84	0.35	12.25	17.31	0.57	0.07
8	J ₃ t ³	安粗岩	51.93	0.79	3.46	0.00	10.01	0.34	13.74	17.70	0.64	0.00
9	J ₃ t ³	安粗岩	52.17	0.68	3.28	0.12	10.07	0.24	14.00	17.77	0.53	0.04
10	J ₃ t ³	玄武安山岩	51.67	1.12	2.76	0.16	10.30	0.17	14.60	16.93	0.54	0.00
11	J ₃ t ³	橄榄玄武粗安岩	50.71	1.08	4.32	0.14	9.52	0.15	14.07	18.47	0.37	0.00
12	J ₃ t ³	橄榄玄武粗安岩	51.48	0.54	4.35	0.76	6.75	0.12	14.71	18.38	0.32	0.00
13	J ₃ t ³	橄榄玄武粗安岩	51.26	0.65	2.86	0.00	8.42	0.47	13.99	21.09	0.33	0.00
14	K ₁ z ¹	橄榄玄武粗安岩	52.19	0.97	3.15	0.10	9.79	0.17	14.56	17.07	0.17	0.05
15	K ₁ d ²	橄榄玄武粗安岩	48.69	1.58	7.49	0.19	8.98	0.18	12.94	19.48	0.00	0.00

* 全铁含量, 由中国地质大学(北京)电子探针室分析; ** 单斜辉石微晶, 其它为斑晶。

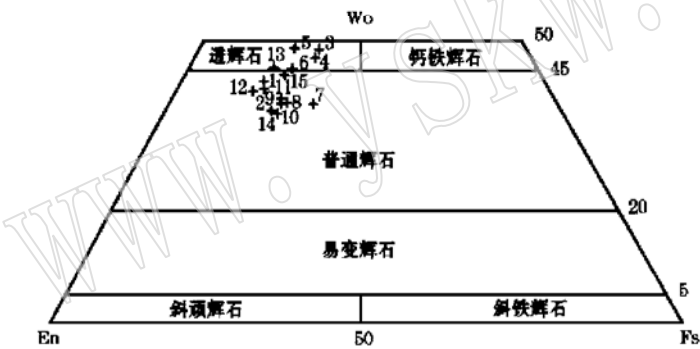


图 1 单斜辉石的分类命名图
Fig. 1 Classification of clinopyroxenes
(样点号与表 1 序号相同)

作用影响的橄榄粗安岩(表 1 中序号 3、4)和第二段安粗岩中单斜辉石的 CaO 含量较高、MgO 含量较低,属透辉石;髻髻山组、张家口组和东狼沟组的中基性岩石中主要为普通辉石。

由表 1 和表 2 可见,辉石中 TiO₂ 含量($w_B\%$)变化在 0.54% ~ 3.56% 之间,以 6 个氧原子为基础计算的 Ti⁴⁺ 离子系数有 3、4、7 号 3 个样品大于 0.05,可以加“钛质”予以修饰;Cr³⁺ 离子系数只有 2 号样品大于 0.03,可以

加“铬质”予以修饰。

表 3 为单斜辉石晶胞体积、密度和折射率的计算结果,从中可见透辉石的晶胞体积(表 3 中序号 3~6、13)普遍大于普通辉石。这与透辉石较普通辉石含有更多的 CaO,而 Ca 原子的半径(0.1973nm)大于 Mg(原子半径为 0.16nm)和 Fe(原子半径在 0.1241~0.1289nm 之间)有关。此外,由化学成分计算的晶胞体积(透辉石和普通辉石的平均晶胞体积分别为 $441.86 \times 10^{-3} \text{ nm}^3$ 和 $438.02 \times 10^{-3} \text{ nm}^3$)与资料^[9]报道的结果(透辉石和普通辉石的平均晶胞体积分别为 $440.82 \times 10^{-3} \text{ nm}^3$ 和 $438.5 \times 10^{-3} \text{ nm}^3$)相吻合。

表 3 所列单斜辉石的计算密度在同种矿物的实测密度(3.22~3.56 g·cm⁻³)范围内。并且,透辉石的计算密度值(3.384 g·cm⁻³)略高于普通辉石的计算密度值(3.370 g·cm⁻³)。

表 2 单斜辉石的阳离子系数、端员组成和种属

Table 2 Cation coefficients, end member composition and mineral species of clinopyroxenes

序号	以 6 个氧原子为基础计算的阳离子系数										端员组成			种 属
	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	x_{Wo}	x_{En}	x_{Fs}	
1	1.982	0.038	0.083	0.001	0.245	0.004	0.792	0.782	0.017	0.001	0.430	0.436	0.134	普通辉石
2	1.933	0.034	0.101	0.080	0.245	0.010	0.784	0.738	0.034	0.003	0.418	0.444	0.139	普通辉石
3	1.866	0.085	0.183	0.000	0.342	0.011	0.583	0.867	0.043	0.000	0.484	0.325	0.191	透辉石
4	1.828	0.101	0.206	0.003	0.353	0.003	0.597	0.852	0.049	0.000	0.473	0.331	0.196	透辉石
5	1.874	0.022	0.229	0.000	0.295	0.004	0.657	0.885	0.033	0.000	0.485	0.360	0.156	透辉石
6	1.940	0.020	0.181	0.003	0.290	0.010	0.682	0.811	0.017	0.002	0.455	0.383	0.163	透辉石
7	1.921	0.067	0.116	0.000	0.410	0.011	0.697	0.708	0.042	0.003	0.390	0.384	0.226	普通辉石
8	1.949	0.022	0.153	0.000	0.314	0.011	0.769	0.712	0.047	0.000	0.397	0.428	0.175	普通辉石
9	1.952	0.019	0.145	0.004	0.315	0.008	0.781	0.712	0.038	0.002	0.394	0.432	0.174	普通辉石
10	1.946	0.032	0.123	0.005	0.324	0.005	0.820	0.683	0.039	0.000	0.374	0.449	0.178	普通辉石
11	1.901	0.030	0.191	0.004	0.289	0.005	0.786	0.742	0.027	0.000	0.406	0.430	0.163	普通辉石
12	1.929	0.015	0.192	0.023	0.212	0.004	0.822	0.738	0.023	0.004	0.417	0.464	0.119	普通辉石
13	1.923	0.018	0.126	0.000	0.248	0.015	0.782	0.847	0.024	0.000	0.451	0.417	0.132	透辉石
14	1.957	0.027	0.139	0.003	0.307	0.005	0.814	0.686	0.012	0.002	0.380	0.450	0.170	普通辉石
15	1.814	0.044	0.329	0.006	0.280	0.006	0.719	0.778	0.000	0.000	0.438	0.405	0.158	普通辉石

序号与表 1 相同。

表 3 单斜辉石的晶胞体积、密度和折射率

Table 3 Unit cell volumes, densities and refractive indices of clinopyroxenes

序号	晶胞体积/ 10^{-3}nm^3	密度/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	平均折射率	序号	晶胞体积/ 10^{-3}nm^3	密度/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	平均折射率
1	438.340	3.345	1.696	9	438.010	3.371	1.696
2	438.030	3.374	1.708	10	437.690	3.374	1.699
3	442.690	3.406	1.718	11	438.710	3.370	1.699
4	442.650	3.414	1.723	12	436.610	3.340	1.692
5	442.500	3.374	1.700	13	442.000	3.357	1.696
6	439.480	3.367	1.696	14	436.590	3.366	1.697
7	439.680	3.418	1.714	15	438.490	3.375	1.704
8	438.020	3.371	1.696				

序号与表 1 相同。

15 个单斜辉石样品的平均折射率在 1.692~ 1.723 之间,在该类矿物实测折射率 (1.664~ 1.772) 的范围内,且变化更小。

2 单斜辉石的来源深度

玄武岩中的单斜辉石主要有巨晶单斜辉石、Ⅱ型包体中的单斜辉石和斑晶-微晶单斜辉石三种类型,它们具有不同的来源深度和成分特点^[3 5 10]。本区中基性火山岩中未发现Ⅱ型包体,也未见斜方辉石。并且,单斜辉石明显不在巨晶和Ⅱ型包体单斜辉石的成分范围内(图 2),从化学成分角度进一步证明了本文研究的单斜辉石不可能是深源巨晶,也不可能来自Ⅱ型包体,而是在不同深度岩浆房结晶的斑晶或地表淬火形成的微晶。此外,由单斜辉石-熔体平衡温压计计算的结果与此结论一致。按邱家骧(1996)^[4]的文献资料,此类单斜

辉石属于低压相, 来源深度一般小于 26km。

3 单斜辉石成分演化与岩石系列

对国内典型火山岩及其单斜辉石成分的研究发现^[4]: 在碱性系列岩石中, 单斜辉石的 Wo (硅灰石端员) 含量高, 且随岩浆演化辉石成分向 En (顽辉石端员) 降低、 Wo 升高的方向变化(图 3A 中曲线 3、4、7、8、11); 在拉斑系列和钙碱性系列(图 3A 中 5) 中, Wo 含量低, 且向着 Wo 降低、 Fs (铁辉石端员) 升高的方向演化(图 3A 中曲线 1、2、6、9、10)。并且, 碱性系列玄武岩中单斜辉石的 Al 含量高于拉斑玄武岩, 而 Si 含量则相反(图 2)。

由图 2 可见, 本区单斜辉石既不在碱性玄武岩范围内, 也与拉斑玄武岩范围不一致。表明它们赋存的岩石既不属于拉斑系列, 也不同于碱性系列。此外, 由图 3B 可见, 本区中生代火山岩从早侏罗世南大岭组经晚侏罗世髫髻山组、早白垩世张家口组至东狼沟组, 单斜辉石经历了 Wo 由高至低、再由低至高(En 由低至高、再由高至低)的复杂变化过程(图 3B 曲线 a), 演变特点既不同于碱性系列, 也不同于拉斑系列。另外, 髫髻山组一、三段自下而上, 单斜辉石的 Fs 呈现出逐渐降低的变化特点(图 3B 曲线 b, 图 4), 也与上述两个系列的演化特点不一致。

在 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 关系图(图 5) 中, 本区火山岩的投点既与 Morrison(1980)^[11] 划定的碱性玄武岩系列范围不重合, 也与钙碱性系列范围不一致, 也表明了本区火山岩所属岩石系列的特殊性。结合岩石组合和化学成分(图 6) 的综合分析发现, 本区中生代火山岩属于高钾钙碱性系列和钾玄岩系列^[12,13]。

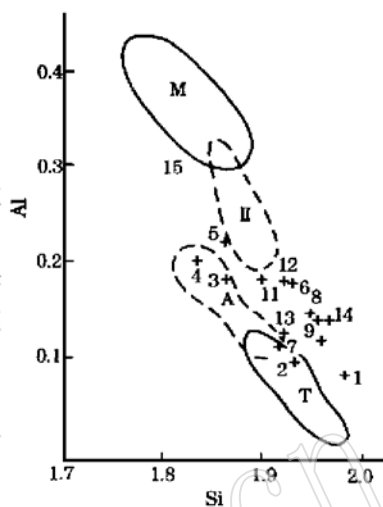


图 2 单斜辉石 Si-Al 关系图
(Kushiro, 1960)

Fig. 2 Si-Al diagram of Cpx
A—碱性玄武岩中斑晶; T—拉斑玄武岩中斑晶; M—巨晶单斜辉石; II—堆积岩中单斜辉石; 样点号与表 1 序号相同

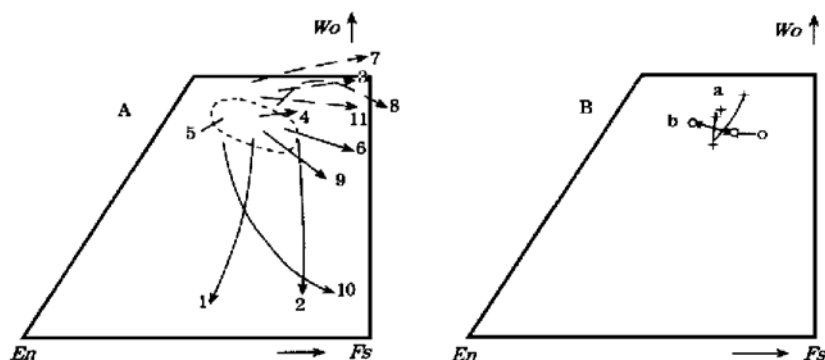


图 3 不同系列火山岩中单斜辉石成分演变趋势(邱家骧等, 1996)

Fig. 3 Evolutionary trend of clinopyroxenes in different volcanic rock series

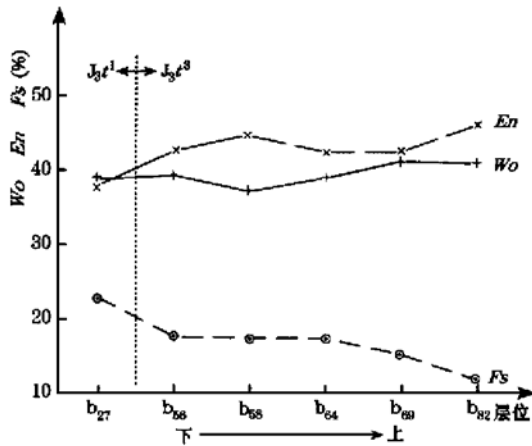


图4 田庄剖面髫髻山组自下而上
辉石成分变异图

Fig. 4 Upward variation in Cpx composition
of J_{3t} in Tianzhuang section

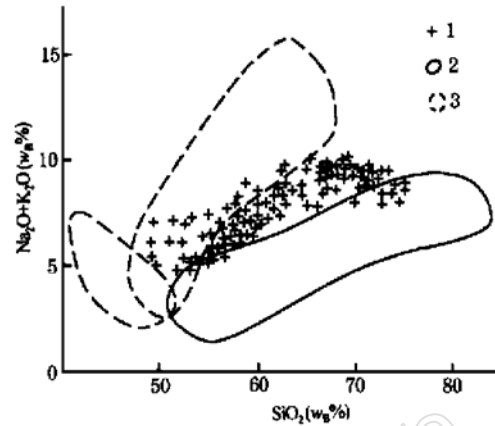


图5 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 关系图

(Morrison, 1980)

Fig. 5 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ diagram

1—本区火山岩; 2—钙碱性系列;
3—碱性玄武岩系列

4 单斜辉石-熔体平衡

4.1 单斜辉石-熔体平衡的判别

单斜辉石与熔体的平衡可由平衡常数 K_d^{cpx} [$K_d^{cpx} = (w_{FeO}/w_{MgO})_{cpx} / (w_{FeO}/w_{MgO})_{liq}$] 判断。Thompson (1974)^[14] 认为, 单斜辉石与玄武质熔体平衡时, $K_d^{cpx} = 0.29$; Irving 等 (1984)^[15] 和 Liotard 等 (1988)^[16] 则认为平衡常数在 0.2~0.4 之间即可视为达到了平衡; Kinzler (1997)^[17] 和 Hunter (1997)^[18] 的实验结果又进一步证实了 Irving 等人结果的正确性。由图 7 可见, 3~7 号样品单斜辉石与熔体明显表现为

不平衡; 11、15 号样单斜辉石与熔体接近平衡; 其它样品单斜辉石与熔体达到了平衡。

综合分析发现, 3、4 号样品为早侏罗世南大岭组一段基性熔岩, 由于岩石明显遭受到钠长石化、绿泥石化、绿帘石化等变质作用影响^[19], 因而平衡常数明显偏离平衡值范围。此外, 由单斜辉石-熔体平衡温压计计算的这两个样品的平衡温度和压力也低于未变质的岩石。两种方法得到的结果都说明, 变质作用已经破坏了矿物-熔体的原始平衡。

5、6 号样品中单斜辉石为早侏罗世南大岭组二段安粗质火山角砾岩中的微晶, 是中性岩浆爆发过程中的产物, 因而单斜辉石与熔体之间未达到平衡。由单斜辉石-熔体平衡温压计计算的结晶压力也只有 0.046 GPa。两种方法得到的结果完全吻合。

7 号样品的单斜辉石呈微晶出现, 也未与熔体达到平衡。由于偏离平衡态, 该样品在温

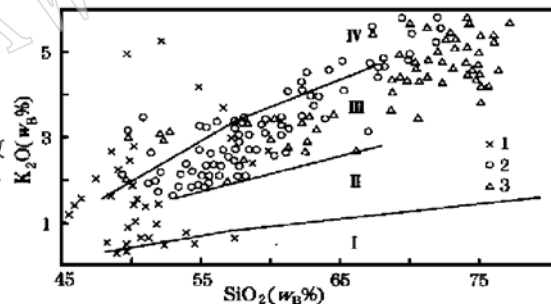


图6 SiO_2-K_2O 关系图(Peccerillo 等, 1976)

Fig. 6 SiO_2-K_2O diagram

I—低钾钙碱性系列; II—钙碱性系列; III—高钾钙碱性系列; IV—钾玄岩系列; 1—南大岭组火山岩; 2—髫髻山组火山岩; 3—张家口组火山岩

度-压力计算中根本无法得到结果。

15号样品的单斜辉石与熔体虽接近平衡,但仍不能满足温度-压力计算的要求。

4.2 单斜辉石-熔体平衡温度和压力

中基性火山岩中,单斜辉石斑晶、微晶是常见的结晶相。因此,以单斜辉石-熔体平衡建立的地质温度-压力计具有广泛的应用范围。

Putirka 等(1996)^[6]以 Woodlark 盆地的玄武岩、大西洋洋中脊玄武岩、橄榄辉玄武岩和超钾质暗橄白榴岩为对象,进行了 $p = 0.8 \sim 3.0$ GPa, $t = 1100 \sim 1475$ °C 条件下的实验研究,并根据实验结果建立了多个单斜辉石-熔体平衡地质温度-压力计,代表性公式如下:

$$p = -5.43 + 29.9t/10^4 + 3.64 \times 10^{-4} t \ln [x_{\text{Jd}}^{\text{cpx}} / (x_{\text{Si}}^{2\text{liq}} \cdot x_{\text{Na}}^{\text{liq}} \cdot x_{\text{Al}}^{\text{liq}})] + 36.7x_{\text{Na}}^{\text{liq}} \cdot x_{\text{Al}}^{\text{liq}} \quad (1)$$

$$t = 10^4 / \{ 6.59 - 0.16 \ln [x_{\text{Jd}}^{\text{cpx}} \cdot x_{\text{Ca}}^{\text{liq}} (x_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + x_{\text{Mg}}^{\text{liq}}) / (x_{\text{Ba}}^{\text{cpx}} \cdot x_{\text{Na}}^{\text{liq}} \cdot x_{\text{Al}}^{\text{liq}})] - 0.65 \ln [x_{\text{Mg}}^{\text{liq}} / (x_{\text{Mg}}^{\text{liq}} \cdot x_{\text{Fe}}^{\text{liq}})] + 0.23 \ln x_{\text{Ca}}^{\text{liq}} - 0.2p \} \quad (2)$$

式中, p 和 t 分别为单斜辉石-熔体平衡时的温度(°C)和压力(GPa); x_i 为组分 i 的摩尔浓度。由式(1)和式(2)联立求得的单斜辉石-熔体平衡温度和压力的精度分别为 ± 27 °C 和 ± 0.14 GPa。Putirka 等(1996)认为,上述公式的使用范围可外推到 $0 \sim 5.0$ GPa。

由上式求得的本区单斜辉石-熔体平衡温度、压力见表4,其具有如下特点:①由玄武岩→玄武安山岩→橄榄玄武粗安岩→安粗岩,平衡温度(°C)依次降低:从 $1229 \rightarrow 1186 \rightarrow 1165 \sim 1181 \rightarrow 1048 \sim 1128$ 。②髫髻山组三段安粗岩中单斜辉石-熔体的平衡温度较南大岭组二段同类岩石高约 70 °C,但髫髻山组三段橄榄玄武粗安岩中单斜辉石-熔体的平衡温度

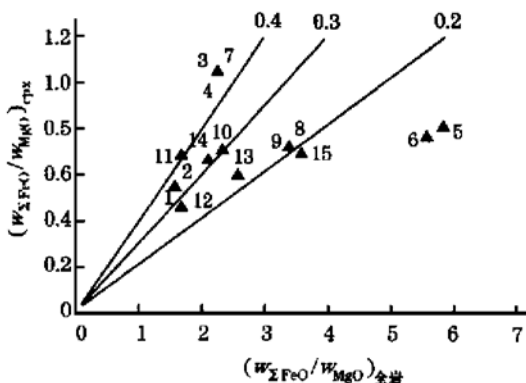


图7 $(w_{\Sigma\text{FeO}}/w_{\text{MgO}})_{\text{全岩}} - (w_{\Sigma\text{FeO}}/w_{\text{MgO}})_{\text{cpx}}$ 关系图

Fig. 7 $(w_{\Sigma\text{FeO}}/w_{\text{MgO}})_{\text{全岩}} - (w_{\Sigma\text{FeO}}/w_{\text{MgO}})_{\text{cpx}}$ diagram
(样点号与表1序号相同)

表4 单斜辉石-熔体平衡温度、压力及岩浆氧逸度

Table 4 Equilibrium temperatures and pressures between clinopyroxene and melt as well as oxygen fugacity of magma

序号	层位	岩性	温度/°C	压力/GPa	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\Delta \lg f_{\text{O}_2}^*$
1	J ₁ n ¹	玄武岩	1229	0.963	-0.79	6.71
2	J ₁ n ²	安粗岩	1048	0.046	-2.47	7.89
3	J ₃ t ³	安粗岩	1128	0.527	-4.59	4.36
4	J ₃ t ³	安粗岩	1116	0.384	-4.91	4.29
5	J ₃ t ³	玄武安山岩	1186	0.731	-1.21	6.91
6	J ₃ t ³	橄榄玄武粗安岩	1175	0.457	-3.58	4.84
7	J ₃ t ³	橄榄玄武粗安岩	1166	0.366	-3.77	4.80
8	K ₁ z ¹	橄榄玄武粗安岩	1181	0.141	-4.75	3.79

* 与橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂(FMQ)氧逸度对数值的差值

与张家口组一段同类岩石相近(两者相差 10℃左右)。③南大岭组一段玄武岩中单斜辉石-熔体的平衡压力为 0.963GPa, 相当于 32km 左右的深度。这一深度恰好与本区的莫霍面深度一致, 表明南大岭阶段基性岩浆房在莫霍面附近。④髫髻山组三段玄武安山岩的单斜辉石-熔体的平衡压力为 0.731GPa, 相当于 24km 左右的深度。该深度大致在本区地壳的康腊面附近。⑤髫髻山组三段橄榄玄武粗安岩和安粗岩, 由单斜辉石-熔体确定的岩浆房深度在 12~17km 之间, 大致相当于地壳“花岗岩层”的深度。

4.3 氧逸度

本文以 Kress 等(1991)^[20]提出的硅酸盐熔体 Fe^{3+} - Fe^{2+} 平衡的氧逸度计算方法计算了本区中生代不同阶段火山岩浆的氧逸度。为便于对比, 同时计算了它们与橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂(FMQ)氧逸度对数值的差值(表 4、图 8)。从图 8 可以看出, 髫髻山组和张家口组火山岩的氧逸度在磁铁矿-赤铁矿氧缓冲剂(MH)与橄榄石-磁铁矿-石英缓冲剂(FMQ)之间, 并与文献^[21]报道的溢流-爆发相的氧逸度接近。但是, 南大岭组火山岩(图 8 中 1、2 点)的氧逸度明显高于磁铁矿-赤铁矿氧缓冲剂(MH), 可能与它们

受到变质作用影响且长期暴露于地表明显受到氧化作用影响^[19]有关。因此, 这些样品的计算氧逸度不能代表岩浆作用过程中的氧逸度条件。并且, 对这些氧逸度明显偏高的样品在利用化学分析结果计算标准矿物和岩石化学参数时, 应该首先进行 Fe^{3+} 与 Fe^{2+} 的校正换算。

5 单斜辉石与构造环境

Nisbet 等(1977)^[5]对单斜辉石的成分进行了多元统计分析, 建立了由 F_1 、 F_2 参数划分玄武岩构造环境的判别图(图 9)。

$$F_1 = -0.012(\text{SiO}_2) - 0.0807(\text{TiO}_2) + 0.0026(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.0012(\Sigma\text{FeO}) - 0.0026(\text{MnO}) + 0.0087(\text{MgO}) - 0.0128(\text{CaO}) - 0.0419(\text{Na}_2\text{O})$$

$$F_2 = -0.0469(\text{SiO}_2) - 0.0818(\text{TiO}_2) - 0.0212(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.0041(\Sigma\text{FeO}) - 0.1435(\text{MnO}) - 0.0029(\text{MgO}) + 0.0085(\text{CaO}) + 0.016(\text{Na}_2\text{O})$$

然而, 由图 9 可见, 本区单斜辉石的成分投点跨越了板块内部、火山弧、洋脊等多种构造环境, 并与火山岩痕量元素(表 5、图 10、11)显示了相似的特点。区域构造格架、沉积地层岩性及古生物、侵入岩组合等多方面证据表明, 本区自晚三叠世晚期即脱离了海洋环境^[22], 因

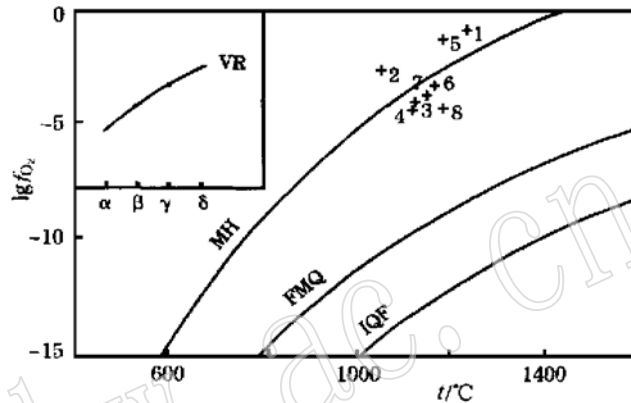


图 8 火山岩温度-氧逸度图解

Fig. 8 Temperature versus oxygen fugacity diagram

IQF—自然铁-石英-铁橄榄石氧缓冲剂; FMQ—铁橄榄石-磁铁矿-石英氧缓冲剂; MH—磁铁矿-赤铁矿氧缓冲剂; α —一次火山岩; β —溢流相; γ —溢流-爆发相; δ —爆发相; VR—火山岩氧逸度曲线;

样品号与表 4 序号相同

此, 中生代时期不可能处于洋脊环境。至于是板块内部环境, 还是与消减带有关的岛弧、陆缘环境, 长期以来是有争论的。本文认为该区中生代以来处于板块内部环境, 区内发育的火山-侵入岩以及形式多样的构造形迹, 是强烈板内造山运动的产物^[13-23]。火山-侵入岩之所以表现出板内-岛弧的共有属性, 与本区燕山构造运动期间构造体制的伸展-收缩多次转变有关^[19]: 伸展期, 火山活动占主导, 岩浆碱度较高, 更多表现为板内环境; 收缩期, 侵入活动强烈, 岩浆酸度增大, 岛弧属性更突出; 伸展-收缩转换阶段, 火山-侵入活动则表现出板内-岛弧的过渡性质。

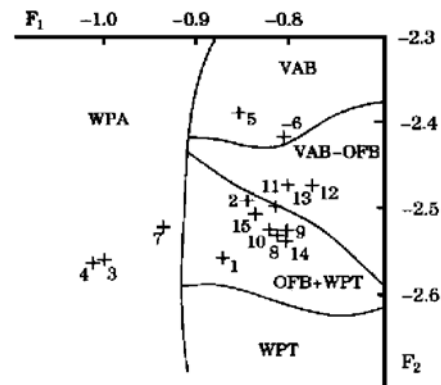


图9 单斜辉石 F_1 - F_2 图解 (Nisbet 等, 1977)

Fig. 9 F_1 versus F_2 diagram of clinopyroxene

WPT—板块内部拉斑玄武岩; WPA—板块内部碱性玄武岩; VAB—火山弧玄武岩; OFB—洋底玄武岩。样号与表1序号相同

表5 含单斜辉石火山岩 Zr、Y、Ti、Ce 含量 ($\times 10^{-6}$)

Table 5 Zr, Y, Ti and Ce abundances of Cpx-bearing volcanic rocks ($\times 10^{-6}$)

序号	层位	Zr	Y	Ti	Ce
1	南大岭组	120.1	28.3	10750	67.6
2	南大岭组	107.7	21.0	17310	126.0
3	髻髻山组	217.1	29.9	9850	149.0
4	髻髻山组	193.7	17.9	6178	110.0
5	髻髻山组	107.0	17.1	6019	65.2
6	髻髻山组	123.9	13.6	6655	66.5
7	张家口组	156.7	17.4	7176	85.0

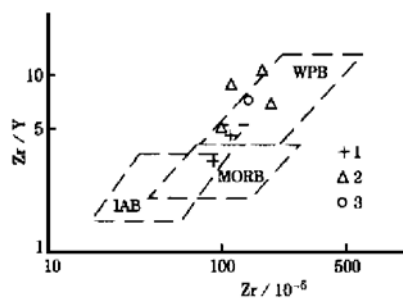


图10 Zr-Zr/Y 关系图 (Pearce 等, 1982)

Fig. 10 Zr-Zr/Y diagram

WPB—板内玄武岩; IAB—岛弧玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; 1、2、3 分别为南大岭组、髻髻山组、张家口组含单斜辉石火山岩

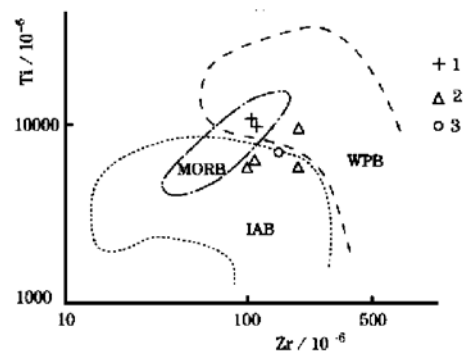


图11 Zr-Ti 关系图 (Pearce 等, 1982)

Fig. 11 Zr-Ti diagram

图例符号同图10

6 结 论

(1) 北京西山中生代中- 基性火山岩中单斜辉石有普通辉石和透辉石两种类型的斑晶和微晶, 且以普通辉石为主(占 2/3)。由化学成分计算的透辉石的晶胞体积普遍大于普通辉石, 这与透辉石的 CaO 含量高于普通辉石而 MgO 和 ΣFeO 含量低于普通辉石且 Ca 离子半径大于 Mg 和 Fe 离子有关。

(2) 本区火山岩中单斜辉石成分演化上的特殊性, 可能受其岩浆形成机制的制约。由火山岩 Ce—Y 关系图^[24](图 12) 分析发现, 本区火山岩浆成分的演化主要受到部分熔融作用的控制。并且, 髫髻山组火山岩浆从早到晚部分熔融程度逐渐降低(图 12 曲线 B); 南大岭组(图 12 曲线 A) 和张家口组(图 12 曲线 C) 从早到晚部分熔融程度增高。由于不同层位火山岩石成因上不具有必然的来源、演化联系, 且它们属于高钾钙碱性— 钾玄岩系列, 因此单斜辉石的成分演化特点不可能与碱性系列或拉斑系列的演化趋势一致。

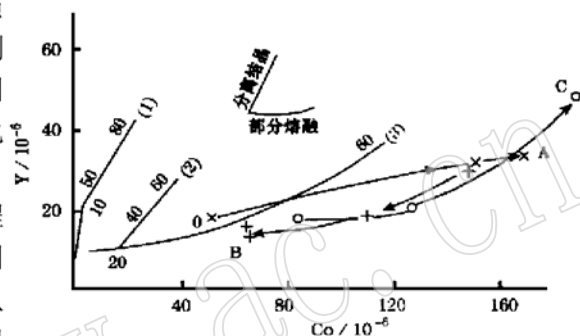


图 12 含单斜辉石火山岩的 Ce—Y 图(杨开辉等, 1993)

Fig. 12 Ce—Y diagram of volcanic rocks

A—南大岭组火山岩; B—髫髻山组火山岩;

C—张家口组火山岩

(3) 由单斜辉石— 熔体平衡温压计计算的岩浆房深度分别为: 南大岭一段玄武岩浆, 32km 左右; 髫髻山组三段玄武安山岩浆, 24km 左右; 髫髻山组三段橄榄玄武粗安岩浆和安粗岩浆, 12~ 17km。不同岩石类型的单斜辉石— 熔体平衡温度变化为: 玄武岩(1229℃) → 玄武安山岩(1186℃) → 橄榄玄武粗安岩(1165~ 1181℃) → 安粗岩(1048~ 1128℃)。从早到晚, 岩浆成分由基性至中性, 岩浆密度由大变小, 因此岩浆房深度逐渐由深变浅, 单斜辉石与熔体平衡的温度也逐渐由高到低。

(4) 由单斜辉石的矿物化学, 结合岩石化学及微量元素综合分析认为, 研究区的火山岩属于高钾钙碱性— 钾玄岩系列; 岩浆形成主要受部分熔融作用控制; 岩浆活动的构造背景具有板块内部属性, 但有时表现为岛弧性质。

由单斜辉石矿物化学为主线综合分析得到的上述有关岩浆成因、演化及岩浆结晶物理化学条件的重要信息和基本认识, 对于区域构造— 岩浆活动背景分析具有重要参考价值。

参 考 文 献

- 1 Kushiro I. Si/Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 1960 (258) : 548~ 554.
- 2 La Bas M J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation of their parentage. *Am. J. Sci.*, 1962 (260) : 267~ 288.
- 3 邱家骧, 曾广策. 中国东部新生代玄武岩中低压单斜辉石的矿物化学及其岩石学意义. *岩石学报*, 1987 (4) : 1~ 9.
- 4 邱家骧, 廖群安. 浙闽新生代玄武岩的岩石成因学与 Cpx 矿物化学. *火山地质与矿产*, 1996(1~ 2) : 16~ 25.
- 5 Nisbet E G, *et al.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to mineralogy*

- and petrology, 1977(63): 149~ 160.
- 6 Putirka K, Johnson M, Kinzler R, *et al.* Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene- liquid equilibrium, 0~ 30 kbar. Contributions to mineralogy and petrology, 1996(123): 92~ 108.
 - 7 马鸿文. 结晶岩热力学软件. 北京: 地质出版社, 1999, 1~ 37.
 - 8 Morimoto N, *et al.* 辉石命名法. 矿物学报, 1988 (4): 289~ 305.
 - 9 王 濮, 翁玲宝, 陈代璋. 系统矿物学. 北京: 地质出版社, 1987.
 - 10 邱家骧, 刘蒙华, 杜向荣. 黑龙江省科洛一二克山富钾火山岩的辉石和长石巨晶. 地质科学, 1989 (4): 355~ 388.
 - 11 Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 1980(13): 97~ 108.
 - 12 白志民, 鲍亦冈, 葛世炜. 北京燕山构造旋回安粗岩系. 华北地质矿产杂志, 1995(1): 51~ 63.
 - 13 邱家骧, 廖群安. 北京地区中元古代与中生代火山岩的酸度、系列、构造环境及岩浆成因. 岩石矿物学杂志, 1998 (2): 104~ 117.
 - 14 Thompson R N. Some high-pressure pyroxenes. Mineralogical magazine, 1974(39): 768~ 787.
 - 15 Irving A J, Frey F A. Trace element abundances in megacrysts and in their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. Geochimica et cosmochimica acta, 1984(34): 771~ 787.
 - 16 Liotard J M, Briot D, Boivin P. Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali basalts from Massif Central (France). Contributions to mineralogy and petrology, 1988 (98): 81~ 90.
 - 17 Kinzler R J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. Journal of geophysical research, 1997(102B1): 853~ 874.
 - 18 Hunter A G. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc_alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. Journal of petrology, 1997(39): 1255~ 1284.
 - 19 鲍亦冈, 白志民, 葛世炜等. 北京燕山期火山地质及火山岩. 北京: 地质出版社, 1995.
 - 20 Kress V C, Carmichael I S E. The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. Contributions to mineralogy and petrology, 1991(108): 82~ 92.
 - 21 周蓊若, 王方正. 岩石物理化学. 郑州: 河南科学技术出版社, 1987.
 - 22 北京市地质矿产局. 北京市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991.
 - 23 白志民, 许淑贞, 葛世炜. 八达岭花岗杂岩. 北京: 地质出版社, 1991.
 - 24 杨开辉, 莫宣学. 滇西南晚古生代火山岩与裂谷作用及区域构造演化. 岩石矿物学杂志, 1993(4): 297~ 311.

Mineral Chemistry and Genetic Significance of Clinopyroxenes from the Mesozoic Volcanic Rocks in Western Hills of Beijing

Bai Zhimin

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

Key words: clinopyroxene; mineral chemistry; genetic significance; volcanic rock; Western Hills of Beijing

Abstract

Outcrops of Mesozoic volcanic rocks are quite widespread in Western Hills of Beijing. Among them, basic_intermediate volcanic rocks have phenocrysts and microcrysts of clinopyroxenes. Based on a study of mineral chemistry of clinopyroxene, the author has found that clinopyroxenes are mostly augites and subordinately diopsides. The unit cell volumes, densities

and refractive indices of clinopyroxenes are calculated. The results show that augites have smaller unit cell volumes than diopsides. Equilibrium temperatures and pressures between clinopyroxene and melt, oxygen fugacity of magma and depth of magma chambers are computed. The depth of magma chambers of different volcanic rocks are as follows: basaltic magma of the first member of Nandaling Formation is 32km, magma of basaltic andesite and that of shoshonite_latite of the third member of Tiaojishan Formation are 24 km and 12~ 17 km respectively. The equilibrium temperatures between clinopyroxene and melt are as follows: basaltic magma is 1229 °C, magma of basaltic andesite is 1186 °C, magma of shoshonite_latite is 1165~ 1181 °C, and magma of latite is 1048~ 1128 °C. From Early Jurassic to Early Cretaceous, magmatic activity shows the following common characteristics: chemical composition of magma varies from basic to acid, the depth of magma chambers tends to become shallow, the equilibrium temperatures between clinopyroxene and melt change from high to low. The viewpoints are advances on the basis of analyzing mineral chemistry, rock chemistry and trace elements. The volcanic rocks studied in this paper belong to the high potash calc-alkaline series and shoshonite series, the magmatism is controlled chiefly by partial melting, the tectonic environment of magmatic activity is mainly the inside of continental plate and subordinately island arc.