

# 岩浆不混溶的物理化学条件 —以河北阳原杂岩体为例

侯增谦

(武汉地质学院北京研究生部)

**主题词:** 岩浆不混溶作用; 河北阳原杂岩体; 物理化学条件

**提 要:** 本文主要讨论了岩浆不混溶的内在因素和物化条件。研究提出阳原杂岩大于零的过剩自由能是出现不混溶的内在原因。岩浆中高 $P_2O_5$ 、 $TiO_2$ 、Zr、Hf、Ta、REE是岩浆不混溶的诱导因素。化学位计算揭示了球状黑云辉石正长岩之球体、基质两相及正长质和辉石质岩浆单元在液态时曾处于平衡状态。岩浆不混溶可能是在温度约1200℃、上地壳深度范围内发生的。阳原母岩浆不混溶的两液相可以分离聚集成两大岩浆单元, 岩浆分溶不充分, 便产生中间成分的黑云辉石正长岩。

岩浆不混溶作用是一种重要的岩浆演化机理。Roedder (1951) 实验发现, 在 $K_2O$ - $FeO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ 体系内存在一个稳定的(950°—1275°)不混溶区<sup>[1]</sup>。在许多岩石中存在的岩石球状构造(Ocellar structure)是典型的岩浆不混溶证据<sup>[2, 3, 4]</sup>。笔者在研究河北阳原辉石岩—正长岩杂岩体的过程中, 发现第三期球状黑云辉石正长岩具典型的岩浆不混溶特征。研究表明, 在特定的地质条件下(温度、压力、成分), 天然岩浆可以发生不混溶作用。

## 一、地质概况

河北阳原岩体是一个由四期岩浆活动构成的环状杂岩体。其岩石类型为钾质辉石岩—正长辉石岩—正长岩。矿物组合为次透辉石+黑云母+正长石+磷灰石。杂岩包括两大岩石系列：第一期辉石岩、黑云辉石岩和第二期黑云正长辉石岩构成的辉石岩系列；第四期五次岩浆侵入形成的正长岩构成的正长岩系列。第三期球状黑云辉石正长岩界于两岩系之间。每一岩石系列内，岩石的矿物学特征和岩石化学（主要元素、微量元素、REE）特征均有连续性变化规律，两岩石系列之间则显示出突变和间断特征。界于两岩系之间的黑云辉石正长岩，具典型的球状构造。球体呈球状、椭球状，直径2—6cm，约占该岩石体积的30%—45%。球体成分相当于正长岩，由正长石及其所包裹的辉石、黑云母等组成；基质成分相当于黑云辉石岩，由辉石、黑云母、磷灰石、正长石组成。球体与基质截然接触，而且，球体尚具有聚结（Coalescence）、定向排列、大小变化等岩浆不混溶特征，岩石学研究证明，它们乃是岩浆不混溶的产物。辉石岩系和正长岩系分别是由辉石质岩浆和正长质岩浆经结晶分异而成，而这两岩浆单元乃是阳原母岩浆经不混溶作用产生的，球状黑云辉石正长岩则是界于二者之间的未充分分离的岩浆结晶而成的。下面从岩浆不混溶的内在因素和物化条件方面进行讨论。

## 二、岩浆不混溶的潜在性

不论是一个化学反应还是一个溶液体系（岩浆），衡量其稳定性的主要标志是体系的自由能。天然岩浆体系是一种非理想溶液体系，它与理想溶液有一定的偏差，这一偏差可用体系的过剩自由能 $G^{\text{excess}}$ 表示：

$$G^{\text{混合}} = G^{\text{理想}} + G^{\text{excess(过剩)}}$$

$$G^{\text{excess}} = H^{\text{excess}}.$$

过剩焓 $H^{\text{excess}}$ 可以反映非理想溶液中离子间的相互作用。 $H^{\text{excess}}$ 为正值时，体系内离子间为排斥力； $H^{\text{excess}}$ 为负值时，则为吸引力<sup>[5]</sup>，因此， $H^{\text{excess}}$ 亦是衡量岩浆体系稳定性的标志。

据正规溶液模式<sup>[6]</sup>：

$$G^{\text{excess}} = H^{\text{excess}} = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} W_{ij} X_i n_j$$

式中， $W_{ij}$ 为组分间相互作用参数<sup>[6]</sup>， $X$ 为新组分的摩尔分数， $n_j$ 为 $j$ 组分的摩尔数。计算中使用的 $W_{ij}$ 见表1。氧化物与新组分换算关系可参阅文献[6]。

我们分两种情况计算了球状黑云辉石正长岩的球体、基质及其平均成分的过剩自由能 $G^{\text{excess}}$ ，以及所推测的母岩浆、辉石质岩浆、正长质岩浆的 $G^{\text{excess}}$ 。其结果见图1

如果将岩浆视为无水体系，所考虑的组分只是 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{NaO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ ，那么，不论是分溶后的球体、基质两相还是分溶前的均一成分相，其 $G^{\text{excess}}$ 均 $\ll 0$ （图1a），这意味着离子间主要为吸引力，岩浆似乎比较稳定。若将岩浆视为含 $\text{H}_2\text{O}$ 体系，并假定岩石中的 $\text{H}_2\text{O}$ 代表岩浆中的 $\text{H}_2\text{O}$ ，那么，阳原母岩浆及第三期黑云辉石正长质岩浆的 $G^{\text{excess}} \gg 0$ （图1b），意味着岩浆处于亚稳状态或不稳定状态。由于某些离

表 1 两组分相互作用参数 $W_{ij}^{(3)}$

Table 1 Binary interaction parameters  $W_{ij}$

| 相互作用组分                        | W(卡)     | 相互作用组分                      | W(卡)     | 相互作用组分                        | W(卡)     |
|-------------------------------|----------|-----------------------------|----------|-------------------------------|----------|
| $Fe_2SiO_4 - Mg_2SiO_4$       | -24135.6 | $NaAlSi_3O_8 - Mg_2SiO_4$   | -8836.45 | $FeTiO_3 - Mg_2SiO_4$         | -5535.20 |
| $Ca_2Al_2Si_2O_8 - Mg_2SiO_4$ | -11069.9 | $Ca_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$     | -35688.8 | $NaAlSi_3O_8 - Fe_2SiO_4$     | 3914.24  |
| $SiO_2 - Mg_2SiO_4$           | -6801.71 | $FeTiO_3 - Fe_2SiO_4$       | 12506.2  | $Ca_2SiO_4 - Mg_2SiO_4$       | -9719.72 |
| $SiO_2 - NaAlSi_3O_8$         | 6460.71  | $KAlSi_3O_8 - Fe_2SiO_4$    | 9681.68  | $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$ | 1608.89  |
| $H_2O - KAlSi_3O_8$           | 309321   | $Ca_3(PO_4)_2 - Fe_2SiO_4$  | -130674  | $FeTiO_3 - CaAl_2Si_2O_8$     | -12099.8 |
| $Ca_2SiO_4 - Mn_2SiO_4$       | 268388   | $SiO_2 - H_2O$              | -29219.0 |                               |          |
| $SiO_2 - Fe_2SiO_4$           | 4838.84  | $CaAl_2Si_2O_8 - Mn_2SiO_4$ | -140218  |                               |          |
| $CaAl_2Si_2O_8 - Fe_2SiO_4$   | -5948.71 | $Mn_2SiO_4 - Mg_2SiO_4$     | -35128.3 |                               |          |

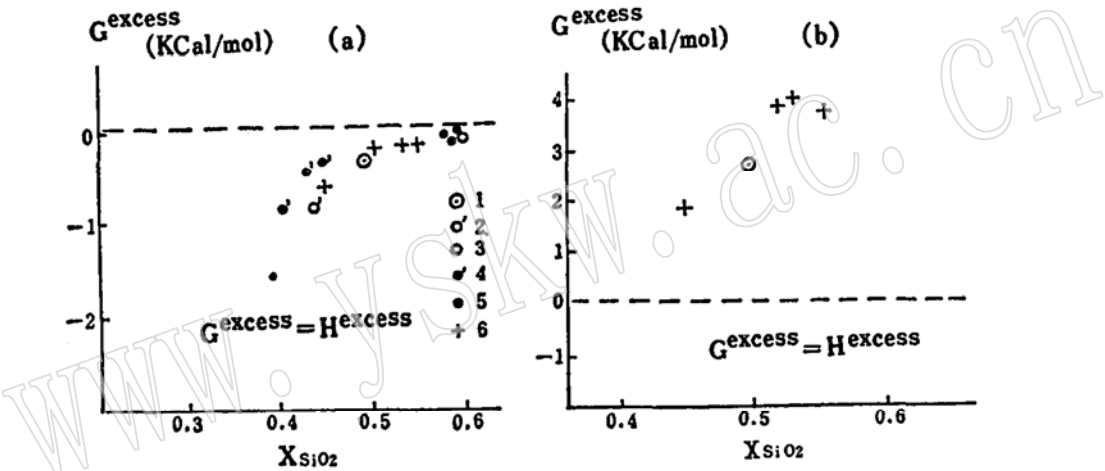


图 1 阳原岩浆 (不含水) 摩尔过剩自由能 (a) 与含水岩浆的摩尔过剩自由能 (b)

Fig. 1 Molar excess free energy in Yangyuan anhydrous magma(a) and hydrous magma(b)

1—推测的母岩浆; 2—辉石质岩浆; 3—正长质岩浆; 4—球状岩石的基质成分; 5—球体成分; 6—球状岩石的平均成分

子间的相互排斥导致局部离子间相互吸引, 最终造成离子的分离与集结, 结果岩浆发生不混溶, 体系自由能降低, 由不稳定状态达到稳定状态。

这些定量计算尽管尚存在一些问题, 但结果表明, 阳原岩浆出现不混溶不是偶然的, 而是有其内在原因的。

三、岩浆的化学成分对不混溶的制约

$G^{excess}$ 大小是由岩浆的化学成分及其内部离子间的相互作用决定的, 这意味着不混溶的岩浆应有其特定的化学成分和熔体结构。那么, 究竟什么样的岩浆成分可能导致不混溶? 其主要诱导因素又是什么?

关于硅酸盐液体不混溶, 迄今为止, 已进行了不同体系的实验研究和岩石学研究。Philpotts(1976)根据已有的实验成果和岩石学研究确定了岩浆不混溶的成分范围 (图2)。如果

将阳原球状黑云辉石正长岩之球体、基质成分以及所推测的母岩浆、正长质岩浆、辉石质岩浆成分投入图中,可清楚地看出,球体和基质分别位于不混溶的富Si相和富Fe相边界线上,其平均成分(确定方法有另文讨论)位于不混溶间断区内。同样,正长质和辉石质两岩浆单元亦分别位于不混溶的两相边界上,母岩浆成分恰位于不混溶间断区内。如果球状构造的黑云辉石正长岩是残浆分凝的产物,将无法解释为什么分凝仅在这一成分范围内发生。球状黑云辉石正长岩的成分特征则暗示了它们发生不混溶的可能性。正长质岩浆—辉石质岩浆与不混溶的富Si相—富Fe相成分的一致性、母岩浆成分位于不混溶区内的的事实可能间接地表明母岩浆并非先分异而后期发生不混溶,而说明母岩浆是在岩浆的早期阶段(或结晶前)发生不混溶的。

由此可知,发生不混溶的岩浆成分范围确实是很宽的。自然界许多岩浆与阳原岩浆类似,但未发生不混溶,这表明,可能有某些更重要的组分诱导岩浆发生分溶。

一些元素如P、Ti、REE、Zr、Hf、Ta等尽管含量甚微,但对岩浆稳定性有较大影响。实验表明, $P_2O_5$ 加入 $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ 体系,不仅使体系内不混溶区强烈扩展,而且使不混溶发生的压力范围显著扩大<sup>[7]</sup>。Ti、REE、Zr、Hf、Ta等大离子元素也同样可使岩浆不混溶程度增大。岩石研究表明:阳原母岩浆是一种富 $P_2O_5$ 、 $TiO_2$ 、富REE和大离子元素的钾质镁铁质岩浆<sup>①</sup>。其REE、Zr、Hf、Ta等大离子元素均高于同类岩浆,这就决定了阳原岩浆具较大的不稳定性。更为重要的是,阳原岩浆是磷灰石矿的成矿母岩浆,其 $P_2O_5$ 含量可高达1.89%,是同类岩浆的 $P_2O_5$ 含量的数倍。无疑, $P_2O_5$ 是阳原岩浆中最重要的不稳定组分,为岩浆不混溶奠定了物质基础。

P、Ti、Zr、Hf、Ta、REE等元素影响岩浆稳定性、增大不混溶程度是有其内在原因的。从岩浆熔体结构和自由能 $\Delta G_f^\circ$ 角度讲,  $\Delta G_f^\circ = \Delta G_{mix} = -\frac{1}{2} N(O^-) \cdot RT \ln K$  ( $K =$

$\frac{(a_{O^-})^2}{a_{O^{2-}} \cdot a_{O^{2-}}}$ ), 体系内非桥氧浓度 $N(O^-)$ 和K值决定了体系的稳定性<sup>[8]</sup>。熔体的 $O^-$ (桥氧)、

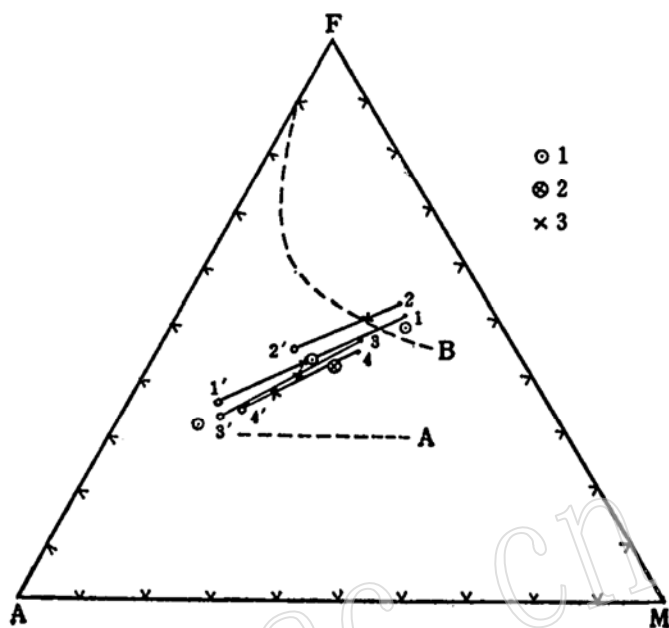


图2 阳原杂岩的AFM图

Fig. 2 AFM diagram of Yangyuan complex

1—辉石岩系、正长岩系的平均成分; 2—母岩浆成分; 3—每一样品的平均成分; A线代表不混溶的富Si相成分线; B线代表不混溶的富Fe相成分线(据A. R. Philpotts, 1976); 1-4和1'-4'分别代表四个球状黑云辉石正长岩样品的基质和球体成分

① 参阅笔者硕士论文河北阳原辉石岩—正长岩环状杂岩的岩石学与矿产关系。

$O^{-2}$  (自由氧) 化学位愈高、 $N(O^{-})$  愈低, 熔体愈不稳定。另外, 据  $\Delta G_{mix} = \Delta H_{mix} - T\Delta S$  关系可知, 体系中三种氧的随机分布会使  $\Delta S$  达到最大,  $\Delta G_{mix}$  最小, 体系最稳定。当氧有序分布时,  $\Delta S$  减小,  $\Delta H$  也随之减小, 但随温度降低, 体系会达到这样的状态:  $\Delta H > |T\Delta S|$ ,  $\Delta G > 0$ , 体系不稳定。因而, 氧的分布状态亦影响岩浆稳定性。

$P^{5+}$ 、 $Ti^{4+}$ 、 $Zr^{4+}$ 、 $Ta^{5+}$  等高电离势离子进入熔体, 不利于  $O^{-}$  的形成<sup>[8]</sup>, 它们使  $O^{-}$  浓度降低,  $O^0$ 、 $O^{-2}$  浓度相应增高。同时, 由于高价态离子需要多个氧与之结合, 从而使氧的分布趋于有序化, 进而会造成两个极端: 一部分熔体极富  $O^0$ ; 一部分熔体极富  $O^{-2}$ 。熔体欲达到稳定, 就会出现不混溶, 形成主要以  $O^0$  形式为主的富 Si 熔体和以  $O^{-2}$  形式为主的富 Fe 熔体。

据此, 我们认为: 阳原岩浆不混溶的诱导因素是  $P_2O_5$ 、 $TiO_2$ 、REE 和大离子元素。

#### 四、岩浆不混溶的出现及平衡条件

一个体系, 在等温等压条件下, 物质总是从化学位高的相向化学位低的相转移, 当化学位相等时, 两相达到平衡。对于复杂的岩浆体系, 尽管成分复杂, 影响因素多, 但同样遵循这一规律。岩浆不混溶后, 产生平衡共存的两液相, 不论两相成分差异多大, 任一特定组分在两相中的化学位应相等, 也即  $\mu_i^1 = \mu_i^2$  ( $i = SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$ ……)。因此,  $\mu_i$  是检验岩浆不混溶作用存在与否、两液相是否平衡的重要参数。

据 Ghiorso 和 Carmichael (1980, 1983) 的正规溶液模式<sup>[9]</sup>:

$$\ln a_i = \ln X_i + \frac{1}{RT} \left[ \sum_{j=1}^n W_{ij} X_j - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n W_{jk} X_j X_k \right] + \ln(1 - X_w) \text{ (含 } H_2O \text{)}, \text{ 其中}$$

$a_i$  为新组分  $i$  的活度。  $X_i$ 、 $X_k$ 、 $X_w$  分别为新组分  $i$ 、 $k$ 、 $H_2O$  的摩尔分数, 新组分相互作用参数  $W_{ij}$  及氧化物与新组分间关系可参阅文献[9]中表4和附录部分的表A4—3。

为了利用该模式计算化学位, 我们做了一个简化:  $\mu_i$  仅是温度和成分 (岩浆) 的函数。因压力对它影响很小, 故可忽略不计。

$$\mu_i^0(T) = G_{298.15} + \Delta G_T$$

$$\Delta G_T = \int_{T_1}^{T_2} C_p \cdot dT - T \int_{T_1}^{T_2} \frac{C_p}{T} \cdot dT$$

式中,  $\mu_i^0(T)$  为标准状态下的纯组分  $i$  的化学位,  $C_p$  为氧化物的热容。液相组分的热容  $C_p$  (cal/

表 2 各液相组分的  $G$  (cal/mol) 和  $C_p$  (cal/mol·K)

Table 2  $G$  (cal/mol) and  $C_p$  (cal/mol·K) of liquid components

| 液相组分      | $G^*$ (cal/mol) | $C_p^{**}$ (cal/mol·K) | 液相组分     | $G$ (cal/mol) | $C_p$ (cal/mol·K) |
|-----------|-----------------|------------------------|----------|---------------|-------------------|
| $SiO_2$   | 0.00000         | 19.12                  | $MgO$    | -980556.00    | 23.82             |
| $TiO_2$   | -850328.00      | 26.72                  | $CaO$    | 0.00000       | 23.87             |
| $Al_2O_3$ | -1008429.4      | 37.66                  | $Na_2O$  | 0.00000       | 24.46             |
| $Fe_2O_3$ | 0.00000         | 54.72                  | $K_2O$   | 0.00000       | 23.18             |
| $FeO$     | -659358.00      | 18.85                  | $P_2O_5$ | -524969.63    |                   |
| $MnO$     | -779012.00      | 29.05                  | $H_2O$   | 0.00000       |                   |

\* 由莫宜学同志提供; \*\* 取自 Carmichael, I. S. E. (1982), Earth Science Division (annual report)。

mol·k)和自由能G(cal/mol)见表2。

$$\mu_i^0(T) = G + C_p[T - 298 - T \cdot \ln(T - 298)]$$

水的化学位:  $\mu_{H_2O}^0(T) = (A/T + B) \cdot RT$  ( $A = 18.3527$ ;  $B = 38304.7$ )<sup>[9]</sup>。除H<sub>2</sub>O外其它组分的化学位:  $\mu_i = \mu_i^0 + RT \cdot \ln a_i$ 。根据球状黑云辉石正长岩的球体、基质相成分及推测的母岩浆、辉石质岩浆和正长质岩浆成分,可计算组分化学位。上已述及,岩浆可能是在结晶前发生分溶。包裹体研究亦表明,岩浆在高温状态分溶(见后),故计算中选择了四套温度参数(1200℃, 1100℃, 1000℃, 800℃)分别进行计算。这里仅提供温度为1200℃时的计算结果(图3)

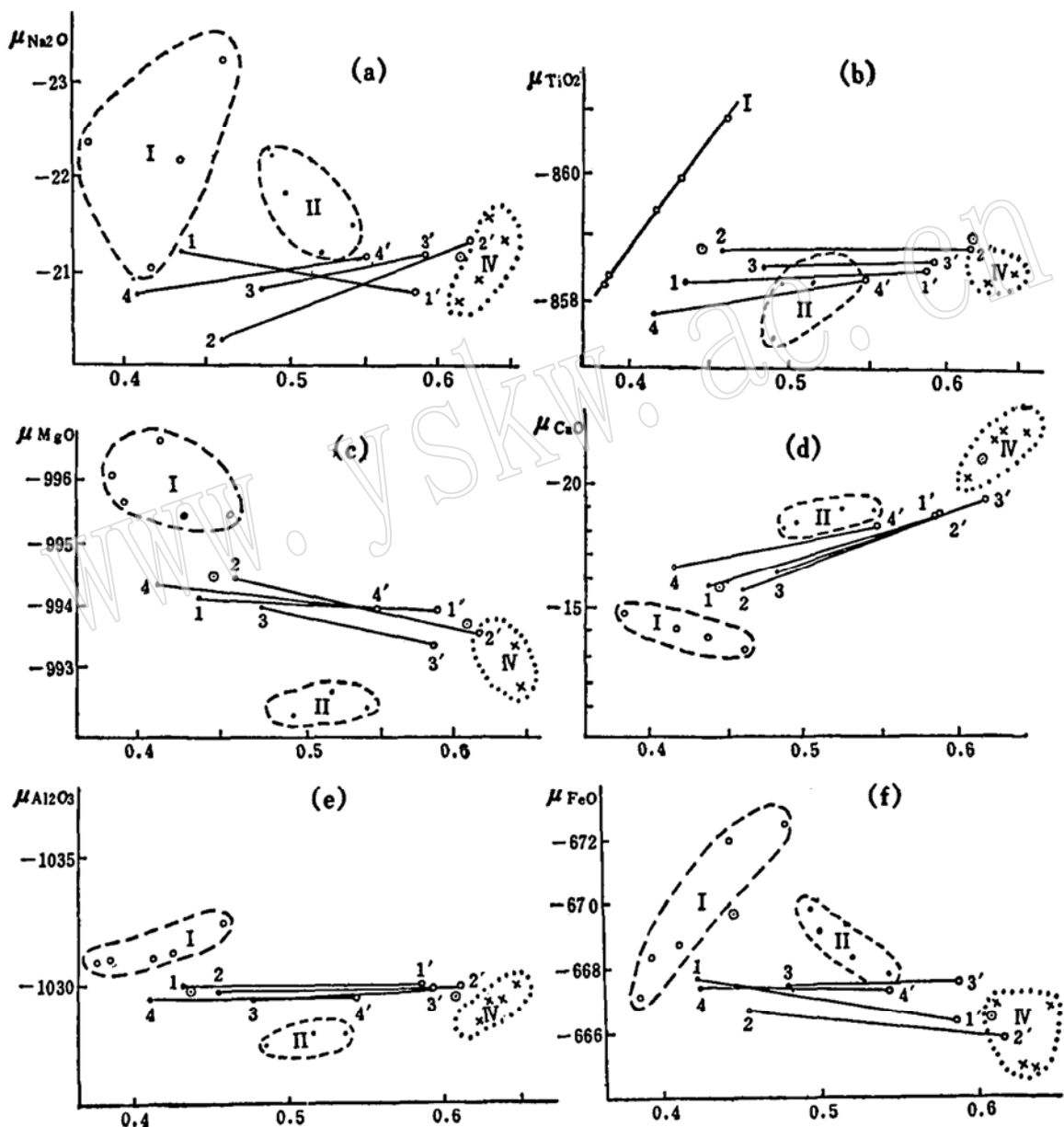


图3 阳原杂岩各期岩浆在1200℃时的组分化学位 $\mu_i$ (cal/mol)

Fig. 3 The chemical potentials for giving components in each period of magma at 1200°C  
1—辉石质、正长质岩浆组分的化学位; 2—第一期岩浆组分的化学位; 3—第二期岩浆组分化学位; 4—第四期各次岩浆组分的化学位; 1-4和1'-4'分别代表球状黑云辉石正长岩之基质相和球体相组分的化学位; I、II、IV分别代表第一、二、四期岩浆组分的化学位;  $X_{SiO_2}$ 代表 $SiO_2$ 的摩尔分数

为了进行对比,计算了辉石岩—黑云母辉石岩(I期)、黑云正长辉石岩(II期)、正长岩(IV期)的岩浆组分化学位 $\mu_i$ 。结果表明,球状黑云辉石正长岩的辉石质基质和长石质球体的 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{SiO}_2$ 含量相差很大,但在液体状态时,组分化学位是近于相等的。

化学位计算采用的是岩石化学成分,由于某些组分的变化( $\text{Fe}^{3+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ )和损失( $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ ),岩石化学成分往往不能确切地代表其岩浆成分;再者, $\mu_i$ 模式采用了九种氧化物,没有考虑诸如 $\text{P}_2\text{O}_5$ 和REE元素的影响,而用正规溶液模式模拟天然岩浆体系,本身就存在一些差异。考虑到影响 $\mu_i$ 结果的上述种种因素,可以相信:球状黑云辉石正长岩之球体相和基质相中 $\mu_i$ 近于相等,在岩浆状态时,这两液相的组分化学位应是相等的,亦即两液相稳定地平衡共存。

理论上,如果辉石岩系和正长岩系是岩浆不混溶产生的两熔浆的结晶产物,那么,在未结晶前,同一组分在两熔浆中的组分化学位应该相等。但是,如果它们各自发生结晶分异作用,便会失去平衡,两相中的 $\mu_i$ 会出现较大差异。计算结果表明,辉石质和正长质岩浆的组分化学位 $\mu_i$ 基本上与球状黑云辉石正长岩之基质相、球体相的化学位相当(图3),而且,两岩浆单元中组分化学位 $\mu_i$ 也近于相等。这一事实说明,两岩浆单元在结晶分异前是平衡共存的。

## 五、岩浆不混溶的温、压估计

岩浆的温压条件是不混溶作用能否做为岩浆演化机理的重要因素。关于不混溶的压力条件,Watson和Nasland(1977)实验表明:在 $\text{FeO}$ - $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ 体系中,在10—50MPa范围内,该体系不仅出现分溶,而且随压力增大,不混溶程度(准稳定和稳定不混溶)明显变大。物质成分,尤其是 $\text{P}_2\text{O}_5$ 对不混溶压力有明显影响。上述四元系加入0.6%的 $\text{P}_2\text{O}_5$ 可使发生不混溶时的最大压力由65MPa增到 $87 \pm 10$ MPa。加入3%的 $\text{P}_2\text{O}_5$ ,最大压力可达 $180 \pm 30$ MPa<sup>[7]</sup>。不论体系有无 $\text{P}_2\text{O}_5$ ,不混溶出现时的最高温度均在1175℃。此外,其它氧化物如 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 等往往使不混溶区缩小,但 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{TiO}_2$ 、Zr、Hf、Ta、REE、V、Cr等会使不混溶区强烈扩展<sup>[10]</sup>。因此,这一实验体系基本上适于天然岩浆体系。河北阳原岩浆是磷灰石矿的成矿母岩浆( $\text{P}_2\text{O}_5$ 平均1.89%),是一种富磷、钛、大离子元素的钾质镁铁质岩浆。据 $\text{P}_2\text{O}_5$ 含量及微量元素特征,推测岩浆不混溶的最大压力可达 $140 \pm 20$ MPa。据此,我们认为:阳原母岩浆可能在上地壳深度范围内,在温度约为1200℃下,发生了不混溶,其证据如下:

1. 在阳原辉石岩和正长岩的辉石包裹体中均可观察到气体+液体+子晶(矿物)。若将这些包裹体熔融,便出现明显不同的两液相。初测其熔融温度为1200℃左右,压力约100MPa。

2. 阳原球状岩石之球体、基质相成分与Roedder的实验结果<sup>[11]</sup>相比,球体相比Roedder的不混溶的富Si相更富 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 组分。这种成分相向高碱、高铝方向偏移的特征表明其形成于较大压力条件下<sup>[7]</sup>。

3. 阳原杂岩是一个多期次侵入体,多期次特征暗示地下某处可能存在一个岩浆房,岩浆在此发生不混溶作用。

## 六、不混溶的两液相分离聚集条件

若岩浆不混溶,两相的分离与聚集主要与岩浆的物理性质及其运动状态有关。笔者根据莫宜学(1984)测定的氧化物组分的偏摩尔体积 $\bar{V}^{(12)}$ ,计算了岩浆密度

$$\rho = \frac{\text{GFW}}{V} = \frac{\sum X_i M_i}{\sum X_i \bar{V}_i}$$
。计算结果表明球状黑云辉石正长岩之富Si球体相密度为2.5—2.47 g/cm<sup>3</sup>,富Fe基质相密度为2.736—2.89 g/cm<sup>3</sup>。这一较大的密度差为不混溶的两液相充分分离的重要条件。

阳原母岩浆的密度为2.65 g/cm<sup>3</sup>,与球状黑云辉石正长质岩浆的密度(2.645 g/cm<sup>3</sup>)相当,这表明母岩浆不混溶后形成的辉石质岩浆和正长质岩浆的密度亦可达到球状岩石之球体相和基质相的密度,可能发生充分分离。

$r \cdot \Delta \rho \cdot g/3 - \delta_y^{(14)}$  可以描述一个物质点在液体中的行为( $r$ 质点半径; $\Delta \rho$ 质点与液体密度差; $g$ 重力加速度; $\delta_y$ 应力场强)。 $r \cdot g \cdot \Delta \rho/3 < \delta_y$ ,质点稳定不发生运动; $r \cdot \Delta \rho \cdot g/3 > \delta_y$ ,质点发生运动<sup>[13]</sup>。据McBirney资料,岩浆温度为1250°—1300℃时,玄武质岩浆的 $\delta_y < 400$ 达因。我们假定不混溶的富铁相已部分固结,按 $1.1\rho_{\text{固}} = \rho_{\text{液}}$  (Philpotts, A. R., 1972),不混溶的两液相的密度差为0.668—0.521 g/cm<sup>3</sup>。当固体直径达1.8 cm时, $r \cdot \Delta \rho \cdot g > 400$ 达因,固体会在液相中向下运动,不混溶两相趋于分离。有以下理由可以认为,不混溶作用更容易使液相分离:

1. 不混溶作用的性质就决定了温度微小变化会引起两相成分的巨大变化,因而加快液相分离<sup>[4]</sup>。

2. 熔浆可以直接分离成两个体积相当的液体,而不仅仅形成几个球粒。

3. 岩浆的运动,会使不混溶的球滴相接触、聚结、体积变大,加速分离。

因此,可以认为,阳原母岩浆在岩浆房中不混溶后,完全有可能分离成不同成分的两岩浆单元——正长质和辉石质岩浆单元。由于众多原因,不混溶的两熔浆未完全分离,则保留了中间成分的熔浆,结晶形成了球状黑云辉石正长岩。

本文是在导师邓晋福教授的悉心指导下完成的。莫宜学副教授详细地审阅了全文。工作中得到了岩浆岩研究室的老师和乌达巴拉老师的大力帮助,在此一并表示衷心感谢。

## 参 考 文 献

[1] Roedder E., 1951, Low temperature liquid immiscibility in system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ , AM. Miner. Vol. 36, p282—286.

[2] Philipotts A. R., 1976, Silicate liquid immiscibility, it's probable extent and petrogenetic significance, AM. Jour. Sci. Vol. 276, p1147—1177.

[3] Philipotts A. R., 1979, Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts, Jour. Petrol. Vol. 20, p99—118.

[4] Philipotts A. R., 1982, Composition of immiscible liquid in volcanic rocks, Contrib. Miner. Petrol. vol. 80, p201—218.

[5] Carmichael I. S. E. et al, 1974, Igneous Petrology, Univ. California.

① GFW, 克式量,  $\text{GFW} = \sum X_i M_i$   $M_i$ 为氧化物的分子量,  $X_i$ 为摩尔分数。

- [6] Ghiorso M. S. and Carmichael I. S. E., 1980, A regular solution model for met-aluminous silicate liquid, Application to geothermometry, immiscibility and source regions of basic magma, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 71, p323—342.
- [7] Visser W. et al, 1979, Effects of  $P_2O_5$  and  $TiO_2$  on liquid-liquid equilibrium in system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ , *Am. Jour. Sci.* Vol. 279, p970—988.
- [8] Hess P. C., 1980, Polymerization model for silicate liquid. in *Physics of Magmatic Processes*, p3—44.
- [9] Ghiorso M. S. et al., 1983, The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids, an expanded regular solution approximation to the calculation of magmatic intensive variables, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 84, p107—145.
- [10] Watson E. B., 1976, Two-liquid partition coefficients, Experimental data and geochemical implication, *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 56, 119—134.
- [11] Roedder E., 1978, Silicate liquid immiscibility in magma and the system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ , example of serendipity, *Geochim. Cosmochim. Acta.* Vol. 42, p1597—1617.
- [12] 莫宜学, 1984, 岩浆中氧化物组分的偏摩尔体积及其岩石学意义,《地球科学》,第1期(总24期),P31—42
- [13] McBirney A. R. and Noyes R. M., 1979, Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion, *Jour. Petrol.* vol. 20, p487—554.
- [14] Roedder E., 1979, Silicate liquid immiscibility in magma. in *The Evolution of the Igneous Rocks*.

## The Physicochemical Condition of Silicate Liquid Immiscibility —An Example from Yang Yuan Complex, Hebei

Hou Zengqian

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology)

**Key words:** silicate liquid immiscibility; Yang Yuan complex; physicochemical condition

### Abstract

The paper discusses the inherent factors and physicochemical condition of silicate liquid immiscibility. It suggests that  $G^{excess} > 0$  in magma is internal reason of immiscibility, rich  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ , REE, Zr, Ta, etc. in magma are inducements. The calculation of chemical potentials shows that ocelli-matrix from ocellar Bi-Py-syenite and syenitic and pyroxenitic magma unit had been equilibrated in liquid state, Yang Yuan magma immiscibility could occur in upper crust and at 1200℃ under reasonable geological condition. Two immiscible liquids of the parent magma may separate into two magmatic units. The intermediate rock resulted from separation of two liquids were incomplete.