

河北阳原—矾山环状杂岩体的岩浆不混溶 成因及矾山式铁磷矿床成因探讨

侯增谦

(地矿部矿床地质研究所)

内容提要:河北阳原—矾山杂岩体是由两个类似的辉石岩系、正长岩系组成的环状富磷杂岩体。其中,辉石岩系赋存有岩浆型磷灰石矿床。阳原富磷岩浆液态不混溶,产生富铁的辉石质岩浆和富硅的正长质岩浆。在岩浆不混溶过程中,其性质受岩浆熔体结构控制的主要元素和微量元素,依其离子性质和场强,不同程度地富集于不混溶的富铁相或富硅相中。磷做为高场强元素,亦发生重新分配,高度集聚,并强烈地富集于不混溶的辉石质岩浆中,形成阳原低品位磷矿。矾山岩浆液态不混溶,产生互不混溶的三液相,即辉石质岩浆、正长质岩浆和磷酸盐液相(矿浆)。在不混溶过程中, P_2O_5 进入辉石质岩浆,直至 P_2O_5 达到饱和,残余的 P_2O_5 构成磷酸盐液相。矾山岩浆的三相不混溶作用导致了矾山三个矿带的形成。

主题词:河北阳原—矾山 辉石岩—正长岩 矾山式铁磷矿床 岩浆不混溶

河北阳原—矾山岩体是由辉石岩和正长岩构成的两个同类型环状杂岩体。其中,矾山岩体赋存有我国最大的岩浆型磷矿,阳原岩体则赋存有同类低品位磷矿,人们称之为“矾山式”(铁)磷矿床,是我国北方主要的矿床类型之一。

自70年代始,矾山式磷矿及富磷岩体便引起人们的关注,并进行了大量岩石学和矿床学工作,提出了各种成岩成矿模式^[1-4]。随着工作的不断深入,新资料的不断积累,发现这些成因观点虽然能解释一些地质事实,但却不能对这类岩体和矿床的整体特征做出合理的解释。本文在以往的工作基础上,依据大量地质资料,阐明了岩浆不混溶作用是导致环状岩体的辉石岩—正长岩及伴生磷矿形成的决定性因素。

一、岩体地质和矿床地质

依据河北张家口地区海西期以来形成的超基性岩—超镁铁质岩类的时空分布特点,将其分为三个近东西向展布的岩带,自北而南依次为:①康保—永德堂岩带,受康保—赤峰深断裂控制,于海西期侵位,主体由透辉石岩—蛇纹石化辉石岩构成;②赤城—怀安岩带,分布于尚义—赤城深断裂以南,主体由透辉岩—闪辉岩及透辉岩—二辉岩构成,伴有铜磷矿化。侵位于海西晚期;③阳原—矾山岩带,主体由阳原岩体和矾山岩体组成。矾山岩体受近东西向南口—遵化断裂和北东向黑山寺断裂控制;阳原岩体受北西向右所堡—松枝口断裂和可能西延的南口—遵化断裂制约。两组断裂的交汇即为阳原—矾山岩浆提供了侵位空间和上升通道,同时亦造就了两个环状岩体的同心环状构造特征。阳原岩体形成年龄为188Ma(平均)^[2];矾山岩浆第一期岩石年龄为210—222.6Ma,第二期岩石年龄为205.8Ma^[1]。阳原、矾山岩体均属印支期岩浆活动产物。

矾山—阳原岩体由辉石岩类、辉石正长岩类及正长岩类组成。辉石岩类构成环状岩体的外环,正长岩类构成环状岩体的内环,产于岩体的中心部位(图1、图2)。

① 冶金516队,北京大学地质系,1980,矾山铁磷矿床(内部报告)

② 侯增谦,1985,硕士论文

阳原—矾山岩体由同源多期侵入的岩石系列组成。阳原岩体可分为四期：第一期为钾质超镁铁质岩系列（黑云辉石岩—辉石岩）；第二期为黑云正长辉石岩—辉石正长岩；第三期为球状黑云辉石正长岩；第四期为正长岩系。与其类似，矾山岩体可分为三期，其中，第一、二期分别与阳原岩体第一、二期相当，第三期则与阳原第四期相当。

阳原第一期钾质超镁铁质岩系为岩体的主体，由黑云辉石岩、辉石岩和似伟晶状黑云辉石岩组成，岩石富含磷质（ $P_2O_5 > 3\%$ ）。矾山第一期钾质超镁铁质岩呈薄层状，为多旋回盆状体。岩系以发育的韵律旋回为特征（表1），其中，含有大量磷灰石、磁铁矿磷灰石矿层和多层云斑状（球状）辉石正长岩层。阳原—矾山岩体第二期岩浆通常贯入于第一期岩石与围岩间，构成杂岩体的最外环（图1，图2）。矾山第二期层状似

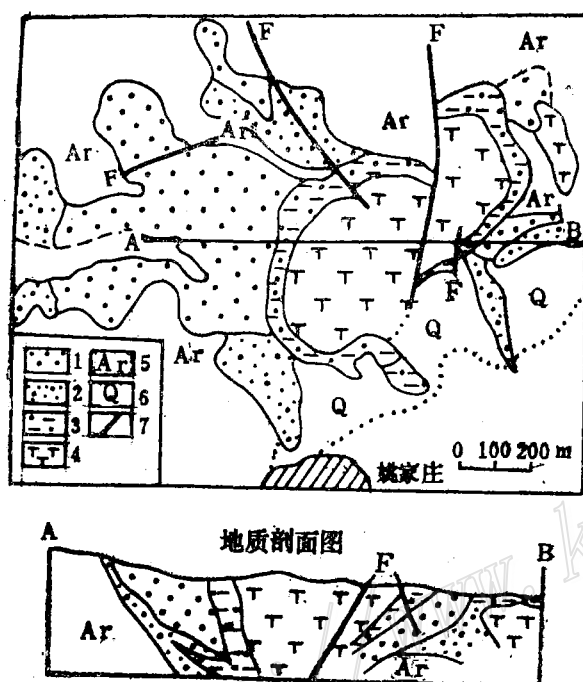


图1 河北阳原杂岩体地质图
(据河北省第三地质队)

1—辉石岩—黑云辉石岩；2—黑云正长辉石岩；3—球状黑云辉石正长岩；4—正长岩类；5—太古代片麻岩；6—第四系；7—断层

Fig. 1. Geological map of Yangyuan complex in Hebei province.

1—Pyroxenite-biotite pyroxenites; 2—Biotite syenopyroxenite; 3—Spherical biotite pyroxene syenites; 4—Syenites; 5—Pre-Cambrian metamorphic rocks; 6—Quaternary; 7—Fault.

层状岩较复杂，自下而上可分为钛榴石辉石正长岩、辉石正长岩和正长辉石岩。自上而下的岩石中长石量增多和钛榴石的出现揭示该期岩浆受过同化混染。阳原第三期球状岩石位于外环辉石岩与内环正长岩间，构成中间环带（图1）。阳原第四期正长岩系由5次侵位的正长岩组成。其侵位顺序依次为似眼球状辉石正长岩→小似斑状黑云正长岩→大似斑状黑云正长岩→似粗面状辉石正长岩→细粒霓辉正长岩。矾山正长岩系由似眼球状辉石正长岩和似粗面状辉石正长岩及呈岩墙产出的正长岩组成。除脉岩外，其余岩石均与阳原相应岩石类似。

总之，阳原—矾山岩体是两个类同的环状杂岩体。岩石类型均为辉石岩—正长辉石岩—正长岩；矿物组合均为次透辉石（霓辉石）+黑云母+正长石+磷灰石；同时，两岩体均不同程度地赋存有岩浆型磷矿，反映了两岩体具有类似的成岩成矿机理。

据杂岩体的岩石、矿物组合、岩相及化学特征，阳原—矾山杂岩分为两大岩石系列。正长岩系列，由阳原岩体五次侵位正长岩和矾山第三期正长岩构成；辉石岩系列由杂岩的第一、二期岩石构成。阳原球状岩石则界于两岩系间。

岩石学研究表明，在每一岩系内，岩石的岩相、岩石化学及矿物化学均呈现连续性变化，但两岩系之间则显示明显的突变和间断特征。在阳原岩体内，磷矿产于黑云辉石岩和辉石岩中，岩石即是矿石。局部

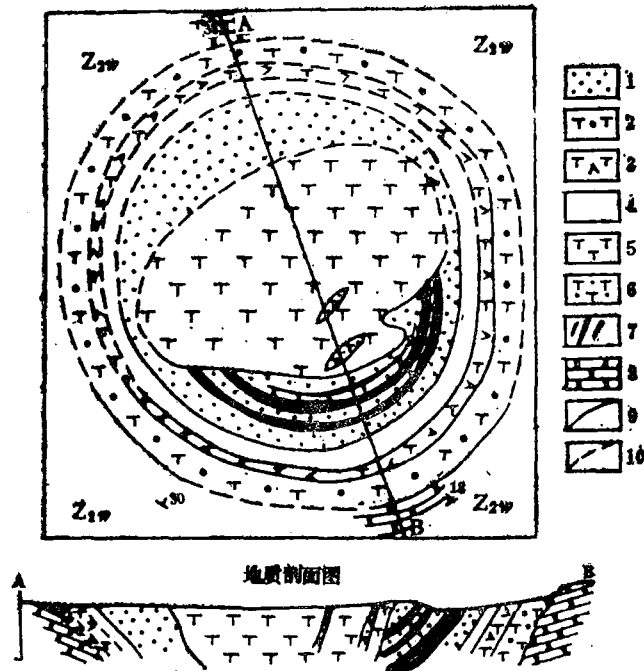


图 2 河北矾山杂岩体地质图
(据冶金部516队资料)

1—辉石岩-黑云辉石岩(一期); 2—钛榴石辉石正长岩(二期); 3—辉石正长岩(二期); 4—正长辉石岩(二期); 5—正长岩类(三期); 6—红色正长岩(三期); 7—铁磷矿层; 8—震旦系白云岩(Z₂w); 9—地质界线; 10—推测地质界线

Fig. 2. Geological map of Fanshan intrusive body in Hebei province.

1—Pyroxenite-biotite pyroxenite (1st stage); 2—Schorlomite pyroxene syenite (2nd stage); 3—Pyroxenite syenite (2nd stage); 4—Orthoclase pyroxenite (2nd stage); 5—Syenite (3rd stage); 6—Red syenite (3rd stage); 7—Iron-phosphorus ore bed; 8—Pre-Cambrian dolomite (Z₂w); 9—Geological boundary; 10—Inferred geological boundary.

表 1 矾山第一期超镁铁岩旋回划分①
Table 1. Divisions of 1st stage ultramafic cycles of Fanshan

旋 回	组 成 旋 回 的 岩 石		厚 度 (m)	矿 带 位 置
第四旋回	磁 铁 辉 石 岩		35	
第三旋回	黑 云 辉 石 岩		52	矿 带 III
	辉 石 岩 + 云 斑 状 正 长 岩		47	
第二旋回	磁 铁 磷 灰 石 岩		>5	矿 带 II
	磷 灰 石 岩	磷 灰 石 岩	>3	
		黑 云 磷 灰 石 岩	15	
	黑 云 辉 石 岩		18	
	辉 石 岩 + 云 斑 状 辉 石 正 长 岩		10	
第一旋回	黑 云 辉 石 岩		2—5	
	磷 灰 石 岩	磷 灰 石 岩	2	矿 带 I
		黑 云 磷 灰 石 岩	20	矿 带 I
	黑 云 辉 石 岩		30	
	辉 石 岩		220	

①以许晓峰(1980)划分为基础

见磷灰石呈巢状和脉状(宽1—2mm)产于辉石岩和黑云辉石岩中。在矾山岩体内,构成工业品位的磷灰石矿均产于第一期岩石中。高磷矿体主要产于岩系中上部,严格受层状岩系控制。据矿层产出部位,分三个矿带(表1),矿体均产于每一韵律单元的上部或顶部。在I、II矿带,磷灰石独立成矿层;在III矿

带,磷灰石则大量赋存于黑云辉石岩中。矿体与岩层同形弯曲,剖面上显示向中心缓倾的岩盆形态,厚度变化小,分布稳定。

二、岩石成因——岩浆不混溶作用

我们曾经提出,阳原球状黑云辉石正长岩具典型的岩浆不混溶证据。阳原均匀岩浆不混溶形成辉石岩系和正长岩系^[4]。这一模式亦适于矾山岩体。

1. 岩浆不混溶的地质证据

(1) 球状构造(Ocellar structure):阳原岩体的球状黑云辉石正长岩具典型的球状构造。球体(Ocelli)多呈球状、椭球状,由正长石及其所包裹的或包含的辉石和黑云母组成。正长石多呈巨斑或聚斑出现。依球体大小可分为两组:①球度高,粒径小(2—3cm),含量低(占岩石体积的25—30%),分布均匀,岩石总体成分相当于黑云正长辉石岩;②球度低,粒径大(5—7cm),含量高(40—60%),总体分布稳定,局部集结。岩石总成分相当于黑云辉石正长石。基体主要由辉石、黑云母和充填矿物粒间的正长石组成。球体与基体虽然矿物组合一致,但因矿物相对含量差异出现明显的色率差异。球体与基体截然接触,无交代现象。矾山云斑状辉石正长岩以其独特的岩相特征区别于其它岩石。空间上,它可相变为正长岩或正长辉石岩;时间上,出现于辉石岩(第一期)前后。岩石具不太典型的球状构造。球体粒径小(0.5—1.0cm),分布稳定,由长石集合体组成。在基体(体)中呈斑点状、球状,局部集聚,貌似朵朵白云,但仍保留其球体轮廓。基体主要由辉石、黑云母及少许正长石组成。球体与基体界线截然。

(2) 球体聚结和大小变化特征:在岩石中,以单个高球度的球体居多。在流线方向上,球体连成串球状,局部集结成白云状或斑杂状正长石质团块,但仍显示数个小球体聚集拼嵌迹象。微观上,可见大球体由数个小球体聚结而成,小球体间紧密镶嵌,偶见球体间残留基体物质——暗色矿物条带。阳原岩体中在垂直球状岩石环带方向上,自环体边部至中心部位,球体粒径由小变大,含量由低到高。

(3) 球体的变形特征:球体以其粒径大小不同而发生不同程度的变形。小球体粒径小,变形弱,球度高,呈球状-椭球状;大球体粒径大,变形强,球度低,呈椭球状-透镜状。在平行流线方向上,球体多被拉长和压扁。

(4) 流动分异特征:表现为球体与基体的相对聚集,构成明暗相间的条件:大球体与小球体相对聚集,构成大球体与小球体相间并平行排布的条带(图3)。

硅酸盐熔浆液态不混溶可分离成两种或两种以上的成分不同的液相。为保持其最大稳定往往一种成分的液相在另一种成分的液相中呈球滴或球体存在,故球状构造多被视为岩浆不混溶证据。阳原和矾山岩石的球体与基体的截然接触关系暗示,液态下富硅的液相(球体)在富铁相中(基体)呈球体或球滴出现,处于两相不混溶状态。球体的串球状联接,云朵状、斑杂状聚结显然是在液态下球滴不断聚结而成。球体的大小变化规律揭示了岩流内部和边缘不同的冷凝速度导致球滴生长和聚结的时间和速度差异。球体变形特征反映了岩浆运动中、遭受不同程度剪切作用的球体尚处于液态或晶间液态。流动分异特征则揭示,在岩浆上升侵位和运移过程中,富硅球滴在富铁相中仍稳定存在,互不混溶。因此,上述不混溶证据有力地证明,球状(或云斑状)辉石正长岩是岩浆不混溶的直接产物。

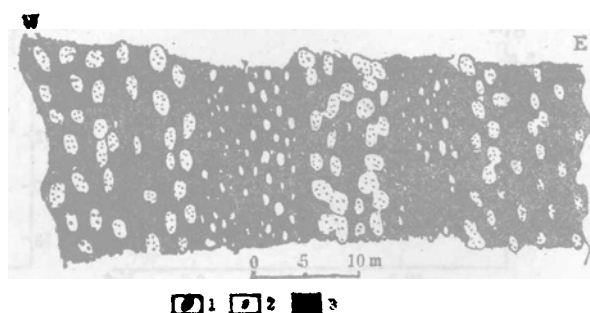
球体的聚结特征表明,球体高度聚结可形成正长质岩石。球体与基体的高度分离可产生两个分离的辉石质液相和正长质液相。对于阳原岩体,球状岩石之球体与正长岩相当,基体与辉石岩类岩石相当,暗示着辉石岩系-正长岩系可能为均一岩浆液态不混溶产物,这已由化学位(μ_1)计算和平衡温度估算结果得到证实^[5,13]。矾山云斑状辉石正长岩在空间上的相变特征证实了球体和基体两液相充分分离的可能性。云斑状正长岩与第三期正长岩在岩相特征、化学成分等诸方面的类似性,暗示着第一、二期岩石组成的辉石岩系与正长岩系(第三期)可能是不混溶的两液相分离的产物,而云斑状辉石正长岩可能代表着尚未充分分离的不混溶岩浆。

图3 阳原岩体垂直球状
岩石环带走向上的平面示意图

1—大球体; 2—小球体;
3—基体(质)

Fig. 3. Sketch plain view
perpendicular to the girdle
strike of Yangyuan ocellar
rock.

1—Large Sphere; 2—Small
sphere; 3—Groundmass.



勘探资料表明,在矾山含矿岩系内,于I矿带与II矿带之间,为辉石岩和厚约1—2m云斑状辉石正长岩,在II与III矿带间,为辉石岩和2—7层云斑状辉石正长岩,并与辉石岩互层产出(表1)。总体上,辉石岩+云斑状辉石正长岩+磷灰石岩密切共生,构成“三位一体”。如果辉石岩和云斑状辉石正长岩分别代表不混溶的富铁相和未充分分离的球体-基体相,那么呈矿层出现的磷灰石岩可能代表着岩浆不混溶的另一液相,即磷酸盐液相。下述两点可做为佐证:①磷灰石块状矿层与辉石岩接触界线平直规则,具突变性;②在远离矿体地段的辉石岩中,磷灰石呈陡立的矿脉出现,尚见其呈矿巢和透镜体产出。

2. 矿物学及矿物化学证据

阳原均一岩浆发生熔离产生不混溶的辉石质岩浆和正长质岩浆;矾山均一岩浆发生三相不混溶产生正长质岩浆-辉石质岩浆-磷酸盐矿浆,这一推论亦得到了矿物化学成分演变规律的证实(图4、5)。

对于阳原岩体,辉石岩系-正长岩系中的辉石具两个不同的成分演变趋势(I, II),但两趋势初始端交汇,即两岩系中最早晶出的辉石具相同的化学成分,随岩浆演化,成分差异逐渐增大,成分演变趋势愈加分离。与之类似,矾山岩体的辉石呈现三个不同成分演变趋势(I、II、III),分别与辉石岩系、正长岩系和磷灰石岩相对应。三个演化趋势线的起始端点彼此相交(图5a、b)或集合汇拢(图5c、d),表明最初分别从上述三相中晶出的矿物辉石具有成分相同的趋向。

不同成分的两液相晶出化学成分相同的矿物至少具备两条件:①两相具相同的平衡温度;②两相具相同的化学位($\mu_1^{L_1} = \mu_1^{L_2}$)。因为从平衡共存($\mu_1^{L_1} = \mu_1^{L_2}$)两液相中结晶的成分相同的矿物(M)满足条件: $\mu_1^{L_1} = \mu_1^{L_2} = \mu_1^M$ 。故阳原杂岩的辉石成分演变趋势证明,分别晶出辉石的正长质岩浆和辉石质岩浆在液态下平衡共存、互不混溶($\mu_1^{L_1} = \mu_1^{L_2}$)。矾山杂岩的辉石成分演变趋势则表明,辉石质岩浆、正长质岩浆和磷酸盐熔浆曾一度处于三相平衡共存、互不混溶状态。此外,岩浆不混溶作用似乎亦在正长石的结构(有序度、三斜度)和光学性质上有所反映。如在阳原杂岩中,球状岩石之正长石具最高2V和最低的Or(图6)。在矾山杂岩中,云斑状辉石正长岩和第三期正长岩,其正长石均属“中微斜长石”。其中云斑状辉石正长岩之正长石以较高的有序度为特征,反映该长石不是超镁铁质岩浆中晶出的矿物,而是从含矿熔浆中熔离出的铝硅酸盐熔浆(富Si-Al)中晶出的^[1]。

3. 岩石化学与地球化学

(1) 岩石化学: Hess(1971)预测,硅酸盐熔浆不混溶作用,使成网元素Si、Al、Na、K等进入长英质熔体中,弱聚合作用的元素则强烈进入基性熔体中^[7,8,9]。阳原杂岩中元素在不混溶的两液相中的分配亦符合该规律, Si、Al、Na、K强烈集中于正长质球体相中,在图7a中,位于不混溶的富硅长英质边界上, FeO、CaO、MgO、P₂O₅、TiO₂强烈富集于辉石质基体中,位于不混溶的富铁基性相边界上,反映球状岩石之球体-基体分别代表着不混溶的富硅-富铁相。阳原-矾山杂岩的辉石岩系和正长岩系的加权平均成分点分别位于富铁和富硅相边界上的事实,亦反映它们可能系岩浆不混溶产物。这些认识亦得到了图7b的有力证实。

(2) 微量元素地球化学: 在阳原岩体中,微量元素在球状岩石之球体-基体间的分配与理论模式吻

● $\mu_1^{L_1}$ 、 $\mu_1^{L_2}$ 、 μ_1^M 分别代表某一组分i在液相L₁、L₂和矿物相M中的化学位

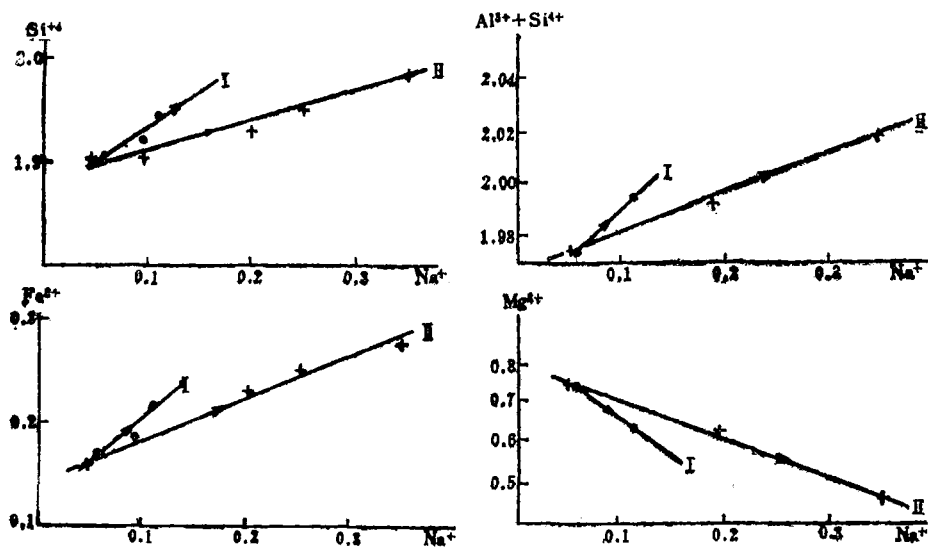


图 4 阳原辉石岩系 (I) 和正长岩系 (II) 中辉石矿物化学演变趋势

Fig. 4. Chemical evolutionary trend of pyroxene in pyroxenite (I)—syenite series (II) of Yangyuan complex.

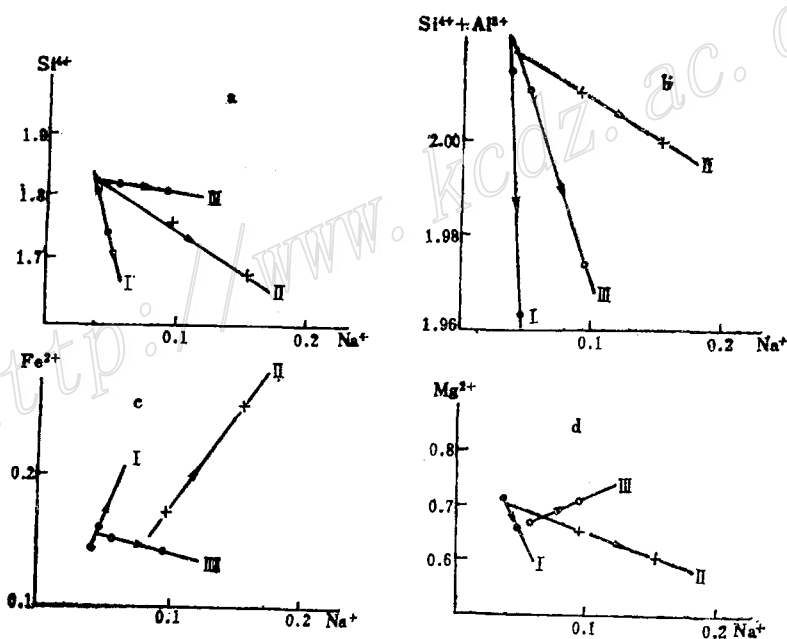


图 5 矾山辉石岩 (I) - 正长岩系 (II) - 磷灰石岩 (III) 中辉石成分演变

(据矾山铁磷矿床1980年和李秉新1983年资料)

I—辉石岩系 (第1、2期岩石); II—正长岩系 (云斑状正长岩—似眼球状正长岩); III—磷灰石岩—磁铁磷灰石岩

Fig. 5. Evolution in chemical composition of pyroxene in pyroxenite (I)—syenite (II)—apatitilite series (III) of Fanshan.

I—Pyroxenite series (rocks of 1st and 2nd stage); II—syenite series (cloud-like porphyritic syenite-augen syenite); III—Apatitilite-magnetite apatitilite.

图6 阳原各期岩石中正长石的2V和Or图

(2V由费氏合测定, Or由X-衍射分析计算)

1—4—第2期黑云正长辉石岩(由早到晚);
5—球状黑云辉石正长岩; 6—似斑状正长岩;
7—粗面状辉石正长岩; 8—霓辉正长岩

Fig. 6. 2V and Or (percentage) diagram of orthoclase from various stages of rocks in Yangyuan complex.

1—4—2nd stage biotite syenopyroxenite (from early to late); 5—Ocellar biotite-pyroxene syenite; 6—Porphyroid syenite; 7—Trachytic pyroxene syenite; 8—Aegirine-augite syenite.

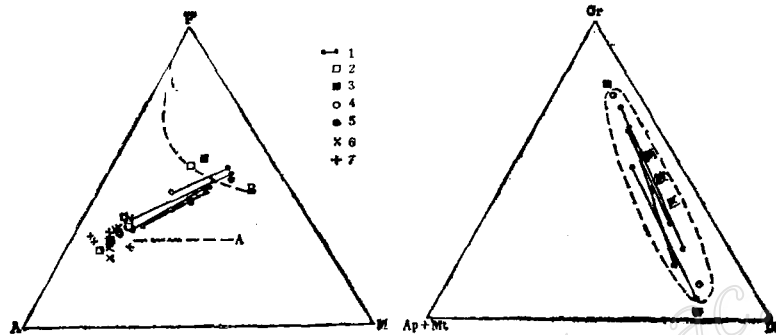
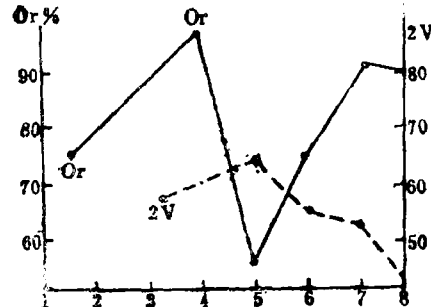


图7 河北阳原—矾山杂岩的AFM图(a)和Or-Di-Ap+Mt图(b)

1—阳原球状岩石的球体—基体成分连线; 2—矾山云斑状正长辉石岩(辉石正长岩); 3—矾山辉石岩系和正长岩系的平均成分; 4—阳原辉石岩系和正长岩系的平均成分; 5—推测的阳原母岩浆成分; 6—阳原正长岩系各岩石; 7—矾山正长岩系各岩石; A—不混溶富Si⁺相边界; B—不混溶富Fe相边界; 图7b之中虚线区为两相不混溶区

Fig. 7. AFM diagram (a) and Di-Or-Ap-Mt diagram (b) of Yangyuan-Fanshan complex in Hebei province.

1—Ocellar-groundmass connection line of Yangyuan spherical rocks; 2—Fanshan porphyroid syenopyroxenite (pyroxene syenite); 3—Average composition of Fanshan pyroxenite series and syenite series; 4—Average composition of Yangyuan pyroxenite series and syenite series; 5—Inferred composition of parent magma of Yangyuan; 6—Various rocks of Yangyuan syenite series; 7—Various rocks of Fanshan syenite series. A, B stand respectively for boundaries of Si-rich and Fe-rich facies which are unmixables; area bordered by dotted line in Fig. 7b refers to unmixing area. Symbols for Fig. 7b as for Fig. 7a.

合, 即高场强元素 Zr、Hf、REE、Th、Ta 等强烈富集于基体相中; 低场强元素 Rb、Cs、Na、K 则强烈集中于球体相中。Sr_i 和 Ba 分配虽不受熔体结构控制^(12,112), 但受分溶前均一岩浆中 P₂O₅ 含量制约, 进入球体相中⁽⁷⁾。

图8显示, 辉石岩系-正长岩系具相同的REE配分型式, 暗示着两者的不混溶关系。据侯增谦(1988)提出的 $D_i^{M/O}$ 与熔体结构参数 $(NBO/T)_{M/O}$ 的函数关系^①, 利用阳原母岩浆成分及辉石岩-正长岩系的 NBO/T , 定量计算的不混溶的富铁相-富硅相REE配分型式及含量大体分别与辉石岩系-正长岩系的相当(图8), 证明阳原辉石岩系和正长岩系是母岩浆不混溶产生的富铁辉石质岩浆和富硅正长质岩浆分异固结而成。

① $D_i^{M/O}$: 元素 i 在富Fe基体相中的含量与其在富Si球体相中的含量比 NBO/T ; 每个四次配位阳离子所拥有的非桥氧数; $(NBO/T)_{M/O}$ = 富Fe相的 NBO/T 与富Si相 NBO/T 之比

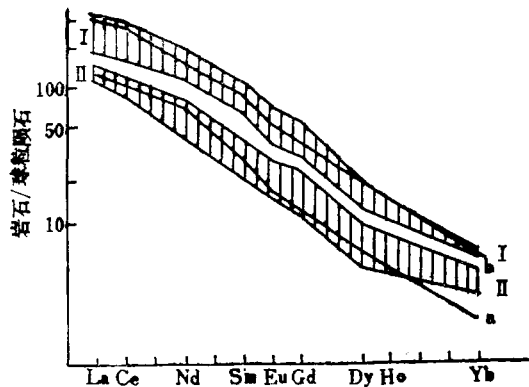


图 8 阳原辉石岩系 (I) - 正长岩系 (II) 的REE配分曲线

I—辉石岩系; II—正长岩系; a—估算的正长质岩浆的REE配分曲线; b—估算的辉石岩岩浆的REE配分曲线

Fig. 8. Chondrite-normalized REE patterns of pyroxenite (I) - syenite series (II) of Yangyuan complex.

I—Pyroxenite series; II—Syenite series; a—Estimated REE pattern of syenitic magma; b—Estimated REE partitioning pattern of pyroxenitic magma.

三、岩浆不混溶与铁磷富集过程

1. P_2O_5 的作用

实验表明, P_2O_5 是对岩浆不混溶作用产生最大影响的组分。体系中 P_2O_5 量的增加可导致不混溶区强烈扩展, 压力范围显著扩大^[12, 13]。图 9 显示了均一岩浆的 P_2O_5 含量与不混溶程度的正相关关系, P_2O_5 量愈高, $|D_M^M/O|$ 愈大, Fe 和 P 在不混溶的富铁相中的富集程度愈高。因此, 阳原—矾山富磷岩浆发生不混溶的诱导因素是两岩浆均相当富 P_2O_5 含量 (1.9—3%)。正是由于富 P_2O_5 , 使得 P_2O_5 有效地迁移富集。

2. 岩浆不混溶与铁磷聚散过程

综上所述, 富磷杂岩的岩浆不混溶有两种类型: ①硅酸盐 (富 Fe) - 硅酸盐 (富 Si) 不混溶 (阳原);

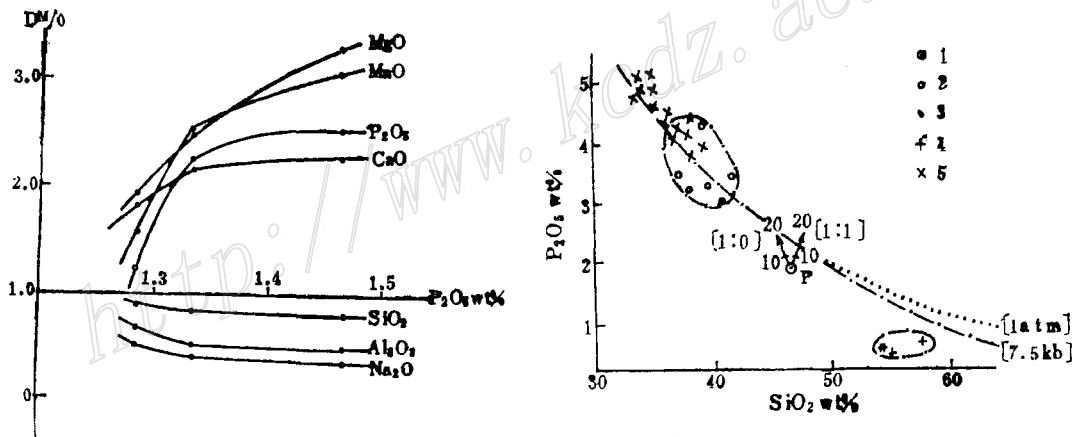


图 9 均一岩浆的 P_2O_5 含量与氧化物的两液相分配系数 (左图)

Fig. 9. Relationship between P_2O_5 content of homogeneous magma and liquid-liquid partition coefficients of oxides (left).

D^M/O , Content of a certain oxide in unmixed Fe-rich facies/its content in Si-rich facies.

图 10 阳原杂岩的 SiO_2 - P_2O_5 关系图 (右图)

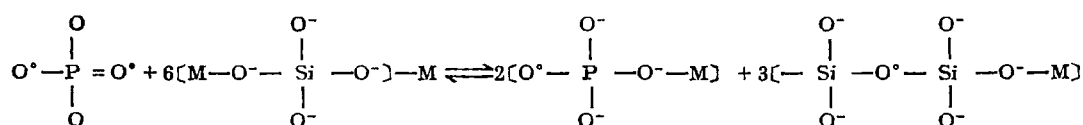
1—推测的阳原母岩浆成分P; 2—阳原辉石岩和黑云辉石岩; 3—阳原正长辉石岩; 4—阳原正长岩系; 5—矾山辉石岩-黑云辉石岩; 图中虚线和点线分别代表 7.5 kb 和 1 atm 下的 P_2O_5 溶解度曲线; 图中括号内数字比例为从母岩浆中晶出的透辉石与黑云母量比; 所标定数据代表岩浆结晶程度

Fig. 10. SiO_2 versus P_2O_5 diagram of Yangyuan complex. (Dotted line and broken line represent curves of P_2O_5 solubility under 1 atm and 7.5 kb respectively (right).

1—Inferred composition of Yangyuan parent magma (P); 2—Yangyuan pyroxenite-biotite pyroxenite; 3—Yangyuan biotite syenopyroxenite; 4—Yangyuan syenite series; 5—Fanshan pyroxenite-biotite pyroxenite; digital proportions in brackets refer to ratios of diopside content to biotite content, and the marked values stand for crystallization degree of magma.

②硅酸盐(富Fe)-硅酸盐(富Si)-磷酸盐(富P)不混溶(矾山)。它们均对矾山式磷矿形成起了决定性作用。对于阳原岩浆不混溶作用,在辉石质岩浆与正长质岩浆分溶过程中,元素依其离子大小,场强高低和岩浆熔体结构,在不混溶两液相选择性富集。 P_2O_5 受其高场强性质制约,强烈富集于基性的辉石质熔浆中,使得均匀分散的 P_2O_5 得到富集,在辉石质岩浆中达到饱和或过饱和,而在正长质岩浆中亏损和不饱和(图10)。由图可见,均一母岩浆中 P_2O_5 (1.9%)处于不饱和状态,岩浆分液后, P_2O_5 在正长质岩浆中的含量仅0.5%左右,而在辉石质岩浆中的含量均高于2.5%,局部高达7.5%。显然,不混溶作用比结晶分异作用(图10)或其它作用都能更有效地使 P_2O_5 相对集中、迁移富集,在辉石岩系中形成低品位磷矿。

对于矾山岩浆的三相不混溶作用, P_2O_5 除富集于基性熔浆外,本身构成一个独立的磷酸液相,并与其它两相平衡共存。这种磷酸盐独立趋向是由其熔体结构特征决定的。据熔体结构, P^{5+} 在硅酸盐熔体中呈IV次配位,在含O⁻体系● P_2O_5 的作用为^[11],



因 $\text{P}-\text{O}^{\bullet}-\text{M}$ 键比 $\text{Si}-\text{O}^{\bullet}-\text{M}$ 键稳定的多,故 P_2O_5 进入熔浆将优先形成 $\text{P}-\text{O}^{\bullet}-\text{M}$,其结果是一个金属阳离子(M)从硅酸盐部分(式左边二项)转入磷酸盐部分(右式一项),形成分离的,无 $\text{P}=\text{O}$ 双键的磷酸盐络合物。在岩浆体系,阳离子可能是 Fe^{2+} ,并与磷一起构成富Fe富P的磷酸盐络合物。这种取向决定了岩浆分溶中它们呈独立液相的可能。

磷酸盐做为一个独立液相亦得到了实验有力支持(李九玲,1986)。

业已表明,含磷杂岩的 P_2O_5 含量受 SiO_2 含量控制,亦即不混溶作用使 P_2O_5 在富铁液相中的富集程度受岩浆的 SiO_2 含量制约。阳原—矾山辉石岩系中的 P_2O_5 量分别接近或略高于其溶解度值(曲线)(图10),反映岩浆不混溶作用将 P_2O_5 在基性熔浆中的富集量限定在其溶解度值范围内,亦即使 P_2O_5 达到饱和状态。显然,基性熔浆愈贫 SiO_2 ,溶入的 P_2O_5 量愈大。因此,磷酸盐液相(矿浆)能否出现主要取决于:①均一岩浆的 P_2O_5 含量;②不混溶的基性熔浆成分及其所限定的 P_2O_5 饱和值。极度富磷的矾山岩浆发生不混溶, P_2O_5 在熔离而成的辉石质岩浆中达到饱和后,残余的大量 P_2O_5 因不能富集于正长质熔浆中,游离出来,形成相对独立的磷酸盐液相。

矾山岩浆不混溶作用,使得 P_2O_5 在贫硅的辉石质岩浆中达到饱和,构成矾山Ⅲ矿带低品位磷矿。不混溶的富铁磷酸盐液相则形成Ⅰ、Ⅱ矿带的磷灰石岩层。

本研究受国家自然科学基金资助。工作中得到池际尚教授、邓晋福教授、莫宜学、赵崇贺、林培英副教授的指导和帮助,在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 许晓峰 1980 华北某岩体一些岩石学特征及所含铁磷矿床的成因探讨 地质学报 第54卷 第3期
- [2] 江培漠 1980 河北矾山铁磷矿床含矿岩石平衡温度的计算及其地质意义 地质学报 第54卷 第4期
- [3] 江培漠、何宗丽、杨先鹤 1983 矾山铁磷矿床中铁和磷的集聚散过程的探讨 北京大学学报(自然科学版) 第1期
- [4] 侯增谦 1988 河北阳原辉石岩—正长岩环状杂岩体成因 矿物学岩石学论丛5 地质出版社
- [5] 侯增谦 1987 岩浆不混溶的物理化学条件——以河北阳原杂岩体为例 岩石矿物学杂志 第3期
- [6] 侯增谦 1988 微量元素在河北阳原球状黑云辉石正长岩的球体—基体间的分配意义 岩石学报 第1期
- [7] Rodder E., 1979, Silicate liquid immiscibility in magma, In: The Evolution of the Igneous Rocks.
- [8] Philipotts A.R., 1976, Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance, Am.

● O⁻代表非桥氧, O⁰代表桥氧, O²⁻代表自由氧

- Jor. Sci. Vol. 276, pp. 1147—1177.
- [9] Philipotts A. R., 1979, Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts, Jour. Petrol. Vol. 20, pp. 99—118.
- [10] Ryerson F. G. and Hess P. C., 1978, Implication of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning, Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 42, pp. 921—932.
- [11] Watson E. B., 1976, Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. Contrib. Miner. Petrol. Vol. 56, pp. 119—134.
- [12] Visser W. and Koster van Groos., 1979, Effects of P_2O_5 and TiO_2 on liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$, Am. Jour. Sci. Vol. 279, pp. 970—988.
- [13] Visser W. and Koster van Groos, 1979, Effects of pressure on liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$, Am. Jour. Sci. Vol. 279, pp. 1811—1823.
- [14] Hess P. C., 1980, Polymerization model for silicate melts. In: Physics of Magmatic Processes, 3—44.

SILICATE LIQUID IMMISCIBILITY OF THE YANGYUAN-FAN-SHAN COMPLEX IN HEBEI PROVINCE AND THE ORIGIN OF THE FANSHAN TYPE PHOSPHORUS DEPOSITS

Hou Zengqian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

The Fanshan-Yangyuan complex includes two similar ring-shaped phosphorus-rich complexes consisting mainly of pyroxenite and syenite, and the magma type phosphorus deposits occur in pyroxenite series. This paper presents systematically geological, petrological and geochemical evidence for silicate liquid immiscibility of the Fanshan-Yangyuan complex and points out that the immiscibility of the Yangyuan phosphorus-rich magma produced pyroxenitic (FeO-rich)-syenitic (SiO_2 -rich) magma units. In the process of unmixing, the major and trace elements were controlled by melt structure and concentrated in Fe-rich or Si-rich melt according to their ion characters and the strength of ionic field. The high field strength element—phosphorus was redistributed, intensely accumulated and concentrated in Fe-rich pyroxenitic magma, forming the Yangyuan low-grade phosphorus deposit. The Fanshan phosphorus-rich magma experienced unmixing and hence produced three sorts of immiscible liquids: pyroxenitic magma, syenitic magma and phosphate melt. During the unmixing of Fanshan magma, P_2O_5 which had been concentrated in immiscible pyroxenitic magma reached saturation and the remaining P_2O_5 became free and formed phosphate liquid. The three phase immiscibility of Fanshan magma resulted in the formation of three phosphorus ore zones.