

# 湖北省黄麦岭磷矿矿床地质 特征和成矿条件简介

陈竹英 蒋礼贤

(湖北省鄂东北地质大队)

**内容提要:** 湖北省黄麦岭磷矿矿床产于中元古界黄麦岭组下段含磷岩系中, 属沉积变质磷灰岩型矿床。有磷灰岩三层, 呈层状、似层状和透镜状产出。矿石自然类型简单, 工业类型均为硅质磷矿。磷质主要来源于火山物质, 次是在古隆起的风化剥蚀碎屑中萃取。磷块岩是在温暖—炎热的气候及适当的水介质条件下, 在近海岸的封闭至半封闭的海盆地内沉积, 产生磷块岩-粉砂岩相中的碎屑沉积向化学沉积过渡部位。矿层形态规模受古地形控制。经后期区域变质作用使磷块岩变质成磷灰岩矿床。

**主题词:** 黄麦岭 含磷岩系 磷灰岩 成矿条件

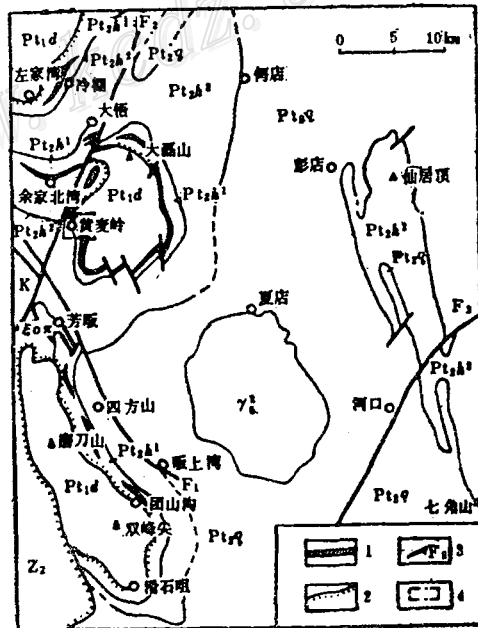
黄麦岭磷矿区位于湖北省大悟县境内, 面积约4.8km<sup>2</sup>。磷矿床属中元古界早期浅海相化学沉积的层状磷块岩矿床, 经区域变质作用而成。矿层分布广, 规模大, 矿石类型简单, 属大型沉积变质磷灰岩型矿床。

## 一、矿区地质特征

矿区位于秦岭地槽东段桐柏—大别隆起中段之大别山隆起南西部(图1)。区内发育有早

图1 大别山—双峰尖地质略图  
K—白垩系; Z<sub>2</sub>—震旦系; Pt<sub>2</sub>q—七角山组; Pt<sub>2</sub>h<sup>1</sup>、Pt<sub>2</sub>h<sup>2</sup>—黄麦岭组上、下段; Pt<sub>1</sub>d—大别山组; γ<sub>5</sub><sup>2</sup>—花岗岩; ξ<sub>0π</sub>—斑状石英正长岩; 1—磷矿层; 2—不整合界线; 3—断层及编号; 4—黄麦岭矿区范围

Fig. 1. Sketch geological map of Daleishan—Shuangfengjian.  
K—Cretaceous; Z<sub>2</sub>—Sinian; Pt<sub>2</sub>q—Qijiaoshan Formation; Pt<sub>2</sub>h<sup>1</sup>, Pt<sub>2</sub>h<sup>2</sup>—Upper and Lower Member of Huangmailing Formation; Pt<sub>1</sub>d—Daleishan Formation; γ<sub>5</sub><sup>2</sup>—Granite; ξ<sub>0π</sub>—Porphyritic quartz monzonite; 1—Phosphorus bed; 2—Unconformity; 3—Fault and its serial number; 4—Limits of Huangmailing ore district.



元古界大别群大磊山组白云二长片麻岩、眼球状白云二长片麻岩、花岗片麻岩,中元古界红安群黄麦岭组、七角山组主要由白云钠长石英片岩、白云石英片岩、白云钠长片麻岩、浅粒岩等组成,其中黄麦岭组下段的下亚段为含磷岩系。其层序自下而上为:①含磷锰土层;②含磷浅粒岩或含磷石英云母片岩、白云石大理岩;③磷灰岩(I矿层);④白云石大理岩或石英云母片岩夹白云石大理岩透镜体;⑤磷灰岩(II矿层);⑥含磷石英云母片岩夹白云石大理岩;⑦半石墨片岩;⑧含磷石英云母片岩夹含磷变粒岩。厚度大于65m。与下伏早元古界大别群大磊山组地层呈不整合接触。

矿区内构造简单,以弧形单斜为特征。已知断裂有16条,按走向划分为北西向、北东向和北北东向三组。其中以北西向断裂规模大,直接破坏了磷矿层的完整性和连续性,一般水平断距10—35m,垂直断距28.37—41.50m。

矿区内岩浆岩不发育,仅有闪长岩脉、煌斑岩脉、花岗岩脉、伟晶岩脉等零星分布。

## 二、矿床地质特征

(一) 矿层特征 磷矿层赋存于含磷岩系内。其特征为:

1. 矿床底板(I矿层底板):以含磷浅粒岩为主,次之有石英云母片岩,偶有白云石大理岩。地表常见1—2m的含磷锰土层。含磷岩层厚度一般1—3m,局部可达35m,亦有时尖灭,使I矿层直接与下伏大别群岩层不整合接触。

2. I矿层:为矿区内次要矿层。由条带状变粒磷灰岩(41.70%)、浅粒磷灰岩(34.78%)、变粒磷灰岩(5.53%)和锰质磷灰岩(17.99%)等矿石组成。在矿区西段,矿层地表及浅部较连续、完整,长度1500m,厚度0.55—17.32m,一般厚度2—6m,延深115—450m。其它地段则以透镜体状零星分布。 $P_2O_5$ 一般含量12—18%,最高达30%。

3. II矿层:为矿区主矿层。呈层状、似层状,控制长度2980m,延深一般大于700m,最大达1080m。矿层厚度自地表向深部有厚→薄→厚→薄的规律。厚度1.50—72.20m,一般厚10—25m,平均厚度18.60m,厚度变化系数为81%。矿层由条带状变粒磷灰岩(46.64%)、浅粒磷灰岩(44.65%)、变粒磷灰岩(2.11%)及锰质磷灰岩(6.59%)等组成。含 $P_2O_5$ 一般9.48—18.16%,平均11%,品位变化系数为20%。

矿层中某些地段夹有厚度为2—10m不等的含磷石英云母片岩,可将II矿层分割成II<sub>1</sub>和II<sub>2</sub>两层。

4. I、II矿层间的夹石层:主要岩性为白云石大理岩,次为石英云母片岩、含磷变粒岩或条带状含磷变粒岩等,厚度4—20m。在I矿层尖灭地段,II矿层与下伏大别群岩层间的岩层厚度一般大于25m。

5. 矿床顶板(II矿层顶板):为含磷石英云母片岩、半石墨片岩或白云石大理岩等。

(二) 矿石特征

1. 矿石类型及其特征:

(1) 矿石自然类型按照矿石矿物组合和结构构造特征划分,主要有条带状变粒磷灰岩、浅粒磷灰岩、变粒磷灰岩和锰质磷灰岩。

①条带状变粒磷灰岩:深灰—黑色。矿石由黑白相间的条带构成,条带宽1—5mm,最

宽10mm。黑色条带主要由细粒微斜长石、石英及少量磷灰石和微量鳞片状、粉尘状炭质物组成。炭质物呈稠密—稀疏状散布于石英、微斜长石及白云母等矿物颗粒之间或呈质点状包裹于石英和白云母中，或构成显微层理。白色条带为较粗粒的磷灰石、微斜长石和少量白云石、方解石、黄铁矿组成。磷灰石呈半自形短柱状、等轴粒状，粒度0.05—0.14mm，内部常含有多少不等的显微鳞片状炭质。矿石具花岗变晶结构。一般含  $P_2O_5$  5.20—20.18%。

②浅粒磷灰岩：灰白色，风化后为褐黄色。矿石中除磷灰石、石英、微斜长石等矿物外，普遍含白云石、方解石及黄铁矿，偶含极微量的炭质物。磷灰石呈半自形等轴粒状、浑圆状，颗粒较粗大，粒径0.05—0.5mm。内部无包裹体，与其它矿物之间界线清楚平直。矿石具块状构造，花岗变晶结构。含  $P_2O_5$  5.41—26.10%。

③变粒磷灰岩：浅灰—深灰色，风化后为深褐色。矿石主要由磷灰石、微斜长石、石英及少量白云石、白云母组成。磷灰石呈等轴粒状，粒度0.1—0.6mm，嵌布于长石、石英或白云母等矿物间。矿石具花岗变晶结晶，块状构造，镜下见有条带状构造。含  $P_2O_5$  5.68—19.45%。

④锰质磷灰岩：分布于地表。以深褐色、黑褐色为主，夹杂有米黄色、白色，地表强风化后呈黑色土状。矿石矿物为磷灰石，脉石矿物有软锰矿、褐铁矿、石英、微斜长石等。有时有少量绢云母、高岭土等次生矿物。磷灰石呈等轴粒状，粒度多在0.2mm，其与软锰矿互相混染呈胶结状结构。矿石含  $P_2O_5$  一般在8—20.17%，最高达30%，含MnO一般在1.87—2.29%。

(2) 矿石工业类型：风化带中矿石内的硅酸盐矿物平均含量 97.67%；原生带矿石中硅酸盐矿物在 I 矿层中平均 81.08%，II 矿层中平均 86.01%。参照《磷矿地质勘探规范》，该区磷灰岩矿的工业类型按照磷块岩的划分原则属硅质磷矿。

## 2. 矿石矿物成分：

表 1 矿石矿物成分统计表

Table 1. Statistics of mineral composition of ores

矿石类型 矿物含量 (%) 矿物名称	锰质磷灰岩 (9个)		浅粒磷灰岩 (17个)		条带状变粒磷灰岩 (10个)		变粒磷灰岩 (5个)	
	一般	平均	一般	平均	一般	平均	一般	平均
氟磷灰石	25—90	55	21—95	50	22—47	39	17—50	36
微斜长石	5—10	7	10—52	16	11—34	16	12—46	27
石英	15—45	28	13—42	20	15—25	20	15—33	24
白云母	微—10	2	1—12	2	0—7		1—10	<3
白云石	0—2	<1	微—14	6	2—46	13	微—32	8
方解石	3—5	2	0—6	1	1—20	6	微—4	1
黄铁矿				5.5		6.5		2
炭质	微		微		微—3	<1	微	
软锰矿	1—5	3						
铁质	1—3	2						
其它矿物	少量矿物有：斜长石、透闪石、黑云母、透辉石、石膏、重晶石；副矿物有：金红石、榍石、锆石、磁铁矿、石榴石、独居石、磷钇矿、褐钇铋矿；次生矿物有：绢云母、褐铁矿、软锰矿、绿泥石							

矿石矿物磷灰石为氟磷灰石(含  $P_2O_5$  40.57—41.23%,  $CaO$  50.06—53.48%,  $CO_2$  0.19—0.52%,  $F$  1.96—2.27%)。脉石矿物在不同类型矿石中其含量如表1。

### 3. 矿石化学成分

(1) 各种类型矿石中  $P_2O_5$  和酸不溶物平均含量有差异, 但差异不大, 其含量可以相互衔接(表2), 这反映了各种类型的矿石矿物组分相近, 或者是相互渐变过渡的。

表2 各类矿石化学成分平均含量表

Table 2. Average chemical composition of various sorts of ore

矿石类型	化 学 成 分 (%)										
	$P_2O_5$	酸不溶物	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$K_2O$	$CO_2$	S	F	合计
锰质磷灰岩	16.21	53.12	2.38	3.72	20.21	0.37	1.78	0.21	0.13	1.22	99.35
浅粒磷灰岩	10.98	56.92	0.97	3.63	15.47	1.51	2.48	4.01	2.79	0.90	99.66
条带状变粒磷灰岩	11.89	54.63	0.69	4.45	16.15	1.07	2.72	4.76	3.35	0.70	100.41
变粒磷灰岩	13.50	54.75	2.17	5.06	17.70	0.30	2.14	0.86	<1	0.91	97.39

(2) 矿石的  $Al_2O_3$  含量变化较大, 在 0.69—2.38% 之间;  $Fe_2O_3$  含量较高, 在 3.63—5.06% 之间。

(3) 矿石中氟磷灰石  $F/P_2O_5$  比值为 0.05—0.06,  $CO_2/P_2O_5$  比值为 0.005—0.013, 较磷块岩型和磷灰石岩型矿石中氟磷灰石  $F/P_2O_5$  比值低。

(4) 矿石中  $RE_2O_3$  为 0.02—0.077%, 主要赋存于磷钇矿、独居石、褐钇铋矿等矿物中。

(5) 矿石中有效磷, 酸性为 1.03—2.70%, 中性为 0.18—1.35%。有效磷与  $P_2O_5$  含量成正相关关系。

## 三、成矿条件

(一) 构造条件 大别运动使本区全面褶皱上升, 遭受剥蚀, 形成了早元古代末的不整合面及大磊山—双峰尖隆起带。由于构造运动在水平方向的不均衡性, 隆起带进一步分割成左家湾、大磊山、双峰尖等古背斜和古隆起(图1)。这些古构造为中元古代早期黄麦岭组含磷岩系沉积时的水上孤岛或水下高地, 给磷矿的堆积提供了有利的场所。同样, 垂直方向上的震荡运动对磷矿的生成亦起着一定作用, 其表现形式为沉积旋回。黄麦岭组即为—较大的沉积旋回。旋回的下部为含磷岩系, 由浅粒岩、变粒岩、石英云母片岩、白云石英片岩、白云石大理岩、磷灰岩层等组成, 为海进阶段的产物; 旋回上部为白云钠长片麻岩、白云钠长石英片岩、浅粒岩等组成, 为海退阶段产物。反映了震荡运动控制着含磷岩系的生成及部位。含磷岩系中又存在着次级旋回, 该旋回由浅粒岩—磷矿层—白云石大理岩(片岩)—磷矿

层—浅粒岩组成。黄麦岭矿区以三层白云石大理岩（石英云母片岩）作标志划分了三个次级沉积旋回，每个次级旋回的开始或结束阶段产磷矿一层即 I、II<sub>1</sub>、II<sub>2</sub> 磷矿层。

## （二）岩相古地理条件

1. 古气候特征：含磷岩系中分布着白云石大理岩（白云岩）、半石墨片岩（炭质泥岩）等特征岩石；在各类型矿石中亦含有白云石、炭质物，尤其是条带状变粒磷灰岩中炭质物组成显微层理等，反映了温暖—炎热的气候条件。有参考资料认为：磷块岩的集中沉积区是受古气候带控制的，并恰好与碳酸盐岩集中沉积区（在10°—30°低纬度区）的气候条件相同。而碳酸盐岩层宜于温暖的海水中沉积，是热带和亚热带地区的沉积物。本区磷矿形成时伴有碳酸盐沉积，亦说明磷矿是在温暖—炎热的气候条件下形成。

2. 古地形特征：矿区处于扬子海域近北岸的大悟海湾内（图2）。含磷岩系厚度变化特征是从大悟北东冷棚—大魁山一带最薄（小于或等于40m左右），南西青山口一带最厚（小于200m），反映了当时的古地形是北东高，南西低；海水是北东浅，南西深。海水由南西向北东浸淹。古海岸线方向呈北西—南东走向。大悟海湾内自北而南，大魁山一带含磷岩系沉积厚度30m；傅家河一带含磷岩系沉积厚度128m；磨盘石一带含磷岩系沉积厚度16—100m；青山口一带含磷岩系沉积厚度220m。说明海底地形是凹凸不平，有相间出现的水下凸起和凹地。

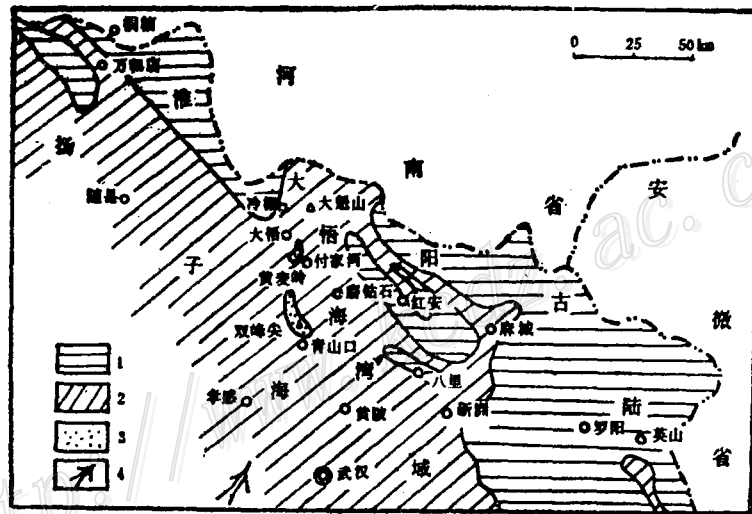


图2 中元古代古地理略图

1—侵蚀区；2—浅海—滨海区；3—水下高地；4—海侵方向

Fig. 2. Schematic paleogeographical map of Middle Proterozoic.

1—Erosion areas; 2—Neritic-littoral areas; 3—Underwater highland; 4—Direction of transgression.

含磷岩系与下伏大别群大磊山组接触面产状特征和 I、II 矿层厚度特征亦反映出矿层形态及厚度变化严格受基底地形起伏的控制，即矿层形成初期，沉积了规模小、厚度变化大呈透镜状分布的 I 矿层。随着沉积物不断补偿，地形日趋平坦，在此基础上沉积了规模大、厚度较稳定的 II 矿层。

3. 岩相特征 大悟海湾内，按含磷岩系的沉积比（化学沉积岩/化学沉积岩+碎屑沉积

岩,下同),由北而南可划分出海湾粉砂岩相、海湾磷块岩-粉砂岩相、海湾磷块岩-白云岩相、浅海白云岩相四个呈北西向展布,相互平行的岩相带。

(1) 海湾粉砂岩相:分布于大魁山凸起及付家河凹地。沉积比小于0.25,即碎屑比(含磷岩系中碎屑岩/含磷岩系总厚,下同)大于0.75,是典型细碎屑岩相带。岩相带磷矿规模小,以矿(化)点居多。

(2) 海湾磷块岩-粉砂岩相:分布于磨盘石凸起内,沉积比小于或等于0.5,即碎屑比等于或大于0.5,是碎屑沉积向化学沉积过渡的岩相带。此岩相带磷矿床多,规模大,黄麦岭矿床即产于此岩相带。

(3) 海湾磷块岩-白云岩相:分布于磨盘石凸起向青山口凹地过渡带。沉积比大于0.5,即碎屑比小于0.5,是以化学沉积为主的岩相带。该岩相带有小型磷矿床。

(4) 浅海白云岩相:分布在青山口凹地区。沉积比大于0.75,即碎屑比小于0.25,是典型化学沉积岩相带。只有磷矿(化)点分布。

总之,由磷矿层、碳酸盐岩、泥岩、粉砂岩组成了本区的含磷建造。而磷矿床主要产于海湾磷块岩-粉砂岩相带中,即碎屑岩向化学岩过渡部位。

**(三) 沉积环境** 本区含磷建造特征和矿床的岩相特征都清楚地反映了磷矿生成的浅海沉积环境。在浅海沉积环境中,因海水成分的变更,形成了矿石的条带状构造。矿层及顶、底板围岩中赋存黄铁矿、炭质物等矿物,显示了磷矿形成是在弱氧化-还原环境中。成磷海盆是封闭或半封闭的。

**(四) 磷质来源** 本区磷矿的磷质来源,据已知资料就有以下几方面:

1. 本区由磷矿层、碳酸盐岩(泥岩)、粉砂岩组成的含磷建造。沙茨基(1952)认为这类建造与火山沉积有关。但位置上却与它保持较远的距离,有时分布于距海底火山喷发区千余公里以外。孟祥化(1979)亦指出:“该类型建造体,既与地壳活动带内强烈火山活动的优地槽带有联系,又不发育在地壳活动带内。却发育在活动带临近的稳定地块边缘,或发育在地槽活动带相对稳定部位”。

2. 矿区内磷矿石 Ni/Co 比值为0.75。一般认为火山沉积物中 Ni/Co 比值普遍较低,均小于1。

3. 大别群地层中火山岩发育,并有较多的含磷、氟矿物。

4. 大别群和红安群地层中发现有球藻类、短杆菌、酵母菌类等微体生物化石,含磷岩系及磷矿石中都有炭质物存在。

上述说明磷质来源是多方面的。但以来自火山物质中的磷质为主,其次是萃取古隆起的风化剥蚀碎屑物中的磷质,生物分解生成的磷质则极有限。无论是那种来源或那种作用形成的磷质,却都溶解于海水中,形成富磷溶液。在海水较深处与泥质一起沉积,形成含磷的软泥。由于海流作用,含磷质点从软泥中被冲刷出来,并与上升的深海富磷溶液一起运移到浅海地带。由于温度升高,CO<sub>2</sub>分压降低,海水的动能处于搅动状态时,海水中CO<sub>2</sub>部分逸出,引起海水的物理、化学条件产生新的平衡。当具有温暖-炎热的气候条件,海水的pH值在7.6—8.5范围内,Eh值在0—0.77时,海水中富含的碱金属或碱土元素阳离子与海水中的PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>离子组成络合物,形成磷酸盐凝胶体。并逐渐集聚形成凝胶团沉淀,形成磷块岩。

**(五) 变质作用对磷矿的影响** 黄麦岭组地层沉积后,区内经历了多期地壳运动,致使

区内岩石具高绿片岩相的变质程度。即在区域变质作用下, 岩石结构、构造经受改造, 矿物组分发生重结晶。磷块岩经变质形成磷灰岩, 矿石矿物胶磷矿经重结晶, 变成颗粒粗大的磷灰石, 增加了矿石的可选性。变质过程中由于脱  $H_2O$ 、 $CO_2$ , 则矿石矿物进一步干燥化, 使  $P_2O_5$  进一步富集。

本文写作过程中, 承蒙朱长元高级工程师指导, 在此表示感谢。

### 主要参考文献

- [1] 孟祥化 1979 沉积建造及其共生矿床分析 地质出版社  
 [2] 殷纯段 1980 地质中的基础化学问题 地质出版社  
 [3] 刘宝珺 1980 沉积岩石学 地质出版社

## A BRIEF DISCUSSION ON GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND ORE-FORMING CONDITIONS OF THE HUANGMAILING PHOSPHORUS DEPOSITS

Chen Zhuying and Jiang Lixian

(Northeast Hubei Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Hubei Province, Xiaogan, Hubei)

### Abstract

The Huangmailing phosphorus ore district lies in Dawu county, Hubei province and in the southwestern part of Daleishan uplift which is the middle sector of Tongbai-Dabie uplift in the eastern part of Qinling geosyncline. The ore deposits occur in the phosphorus-bearing rocks of lower Huangmailing Formation of Middle Proterozoic Hongan Group and are distributed on or near depositional interface between Early Proterozoic Dabie Group and Middle Proterozoic Hongan Group. There are three apatite beds. Among them, II ore bed assumes layered or stratoid form and is wide in distribution and large in size; locally, it is intercalated with phosphorus-bearing quartz-mica schist and branches into  $II_1$  and  $II_2$  ore layers. I ore bed occurs continuously in layered form at the western part of the ore district but in lenticular form at other places. Ores have medium grade of  $P_2O_5$ , and the natural types of ore include striped leptynitic apatite, leptitic apatite, leptynitic apatite and mangano-apatite, and the industrial type belongs to siliceous phosphorus ore. The various types of ore are similar to or grade into each other in mineral association and chemical composition. The apatite in the ore is fluorapatite, whose  $F/P_2O_5$  ratio is 0.05—0.06, lower than that of fluorapatite from ores of phosphorite type

(下接90页 to be continued on p. 90)

## RARE EARTH MINERALIZATION IN WEATHERING CRUST—A NONEQUILIBRIUM PROCESS

Wu Chengyu

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

### Abstract

The downward leaching process of REE is responsible for ion-adsorbed type rare earth mineralization during the gradual development of weathering crust in South China. The experimental results show that cation exchange capacities(CEC) of clays are not the control of the process; instead, the strong dependence between adsorption and pH values is a key factor. The measured distribution coefficients ( $K_d$ ) of REE between clays and solutions, ranging from 1.9 to 24.1 ml/g, are significantly lower than those ( $10^4-10^5$ ) obtained from the natural environment. The stability analysis for kinetic equations of exchange reaction after linearization proves that its thermodynamical steady-state solution is not stable. It can therefore be concluded that the REE metallogenesis is caused by a nonequilibrium process.

× ×      × ×      × ×      × ×      × ×      × ×

(上接84页 continued from p.84)

and apatitoid type.

The ore-forming materials were mainly derived from volcanic materials and next from phosphorous materials in fragments of weathered and denuded paleoplift. Phosphorite was deposited in offshore closed to semi-closed basins where the climate was warm to hot, pH values of seawater were 7.6—8.5, and Eh values were 0—0.77 volt. It occurred in the transitional position from clastic sediments to chemical sediments in phosphorite-siltstone facies, and the shape and dimension of the ore beds were controlled by paleotopography. Through late regional metamorphism, the phosphorite was turned into the apatite deposit.