

工业磷块岩物理富集成矿说

叶连俊 陈其英 刘魁梧

(中国科学院地质研究所)

一、引言

沉积矿床的形成并非象过去一向认为的那样，是一个单一因素一次反应的产物，而是一个多因素多阶段复杂过程的产物。其间至少要经过成矿物质汲取浓缩阶段，地球化学富集阶段及物理富集阶段等三个主要阶段（关于多因素多阶段成矿的问题将在另一篇文章中加以详细的论述）才能形成工业矿床（图1）。对工业磷块岩矿床来说，物理富集作用尤其显得重要。可以说，世界工业磷块岩矿床无一不是物理富集的直接产物。

关于物理富集对沉积矿床成矿的重要性，作者在1980年杭州第二次全国矿床会议上曾提出论述，并得到不少与会者的赞同。经过这几年来各方面的调查研究，实际例证已愈来愈多。

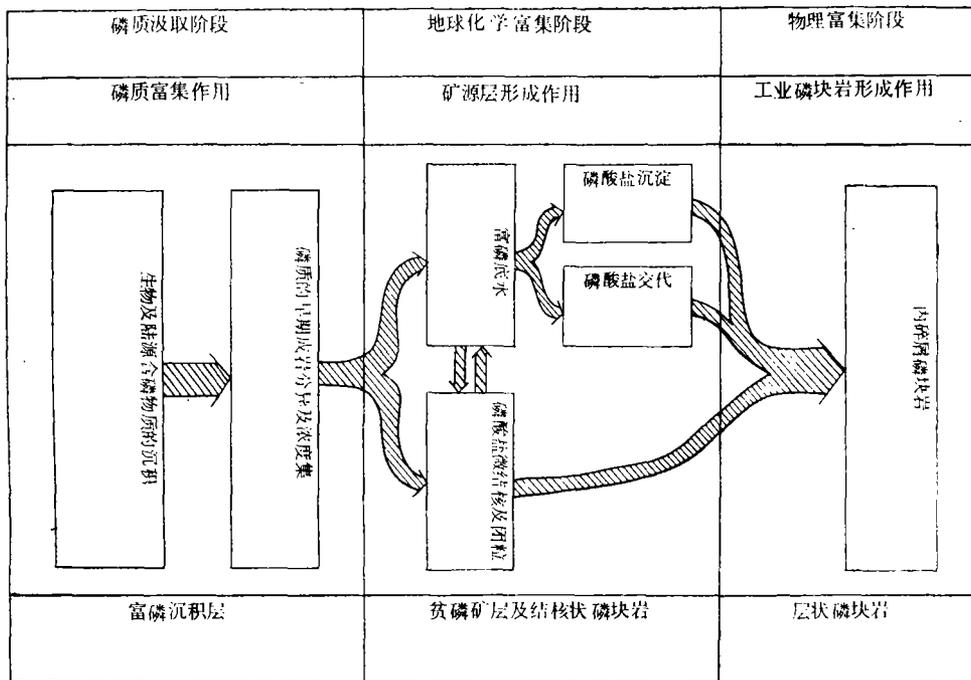


图1 磷块岩的形成过程和模式

Fig. 1 Procedure and model of phosphorite genesis.

本文将以中国工业磷块岩矿床为实例,剖析沉积矿床物理富集阶段的具体内容和过程。

二、中国工业磷块岩的结构组成及结构特点

(一) 工业磷块岩的结构组成

经过对我国南方和北方各主要磷块岩矿床的野外实地观察和数千块矿石薄片的镜下研究,证明几乎所有的工业磷块岩都主要由不同形态、不同结晶程度的碳氟磷灰石内碎屑组成。它们的粒度可以由砾屑到粉屑、泥屑,而以中、细粒砂屑为主。事实上这种结构特征并非中国磷矿床所特有。国外一些著名矿床如苏联卡拉套的中寒武世磷块岩矿床、美国西部的二叠纪磷块岩矿床和佛罗里达、卡罗里纳第三纪磷块岩矿床,澳大利亚乔治纳盆地中寒武世磷块岩矿床,以及摩洛哥白垩纪—第三纪磷块岩矿床等都无一不是由碳氟磷灰石内碎屑组成的。所以说,内碎屑组构是工业磷块岩矿床的一个普遍属性。这一普遍属性是磷块岩沉积、冲刷、再沉积物理富集过程的事实反映。要了解工业磷块岩矿床的成因及预测其分布规律,就不能忽略这一本质性的问题。这是对矿床进行预测的基础。

(二) 磷块岩内磷质颗粒的来源及形成过程

组成磷块岩的磷质颗粒包括砾屑、砂屑、粉屑、泥屑、生物残体或骨屑、微结核、球粒、鲕粒、豆粒及磷结核等。它们虽然都是由结晶程度不同(主要是隐晶质的)的碳氟磷灰石组成,但它们都来源于不同的矿胎或矿源层。就中国磷矿床而论,已发现的有如下各种矿胎或矿源层:

1. 暗色泥岩及粉砂质泥岩中不同成岩阶段形成的球粒、磷质结核或微结核。
2. 富有机质沉积层中富磷孔隙水交代作用(主要要是交代碳酸盐矿物)的产物。
3. 富磷底水的交代作用和沉积作用的产物。

(1) 硬地或“层控假整合”面上胶磷矿薄层或“凝聚结核”层,如昆阳磷矿底面所见。

(2) 砂岩中的胶磷矿胶结物,如北方下寒武世砂质磷块岩。

(3) 被磷质交代的碳酸岩层(图2)。

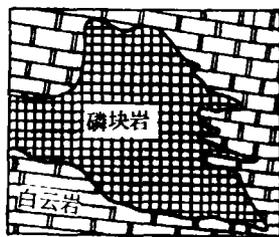


图2 磷块岩交代白云岩(见于开阳)

Fig. 2 Phosphorite replacement.

Seen at Kaiyang.

4. 含磷生物残体堆积层。

(1) 几乎完全由微体含磷介壳堆积成的薄层,如云南昆阳磷矿中的某些夹层。

(2) 主要由磷化生物体(藻菌类)破碎形成的矿层,如贵州开阳、瓮安的某些

矿段。

从以上这几种不同来源不同类型的矿胎或矿源层来看，它们有三项值得注意的共同特点，那就是：1. 它们都与富含有机质的沉积物有关；2. 它们都与成岩作用，特别是与早期成岩作用密切相关的富磷孔隙水和底水有关；3. 它们都与沉积期后的冲刷破碎作用有关。

颗粒磷块岩往往是由磷质碎屑直接密集堆积而成，在颗粒之间往往很少有基质物质的存在，仅有少量的磷质、碳酸盐质或硅质胶结物，大部分近似“净砂”（Clean sand）的沉积结构。在有些矿石的磷质胶结物中，例如在开阳的矿石中见到了近似光性均质的纯净半透明的胶磷矿团块。在单偏光镜下有时可见到其中偶而出现类似胶体陈化裂纹的结构，这种结构使不少人怀疑它们也许就是胶体沉淀的产物。但是，同样的这类均质胶磷矿也成细脉状出现于砂屑磷块岩的“毛细管边缘带”中（图3）。这种“胶状”磷块岩在正交偏光镜下有时见到呈鱼鳞状或筛状的结构。但在扫描电镜下可以看到它们并不是均匀纯净的，而是由一些密集的小于2—4 μm的不规则的泥晶组成的。

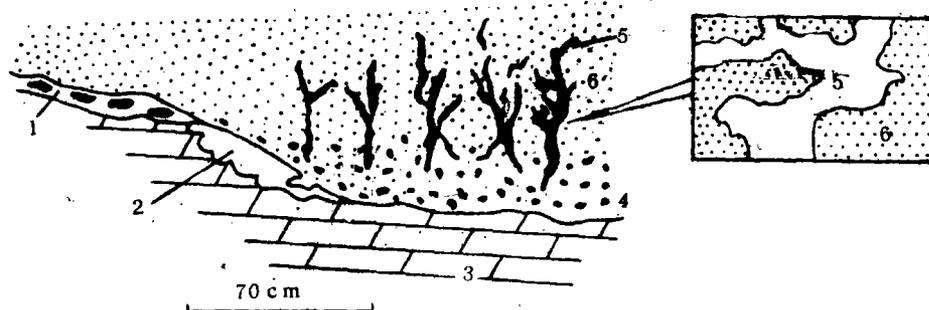


图3 昆阳十号线磷矿层中的磷酸盐“毛细管脉”

- 1—硬地 2—硅化带 3—白云岩 4—粗砂屑磷块岩
5—“毛细管脉”磷酸盐 6—致密状砂屑磷块岩
(右图根据薄片素描)

Fig. 3 Phosphorite veinlet swarms seen at Line 10 of Kunyang.

1. Hard ground 2. Silicified zone 3. Dolomite
4. Coarse sandy phosphorite 5. Phosphorite veinlet swarms formed by collophanite 6. Dense sandy phosphorite.
The right small figure in bracket is a sketch of thin section.

在磷质颗粒中，例如砾屑、砂屑、粉屑、球粒、豆粒甚至鲕粒的某些核心部份，常常都是由泥晶磷块岩组成的。这些泥晶磷块岩的显微结构与上述均质“胶体”磷灰石非常相似，只是含非磷物质例如粘土碎屑及碳酸盐碎屑等较多而已。

为了研究碎屑结构与矿石含磷品位之间的关系，笔者对几个矿区的矿石进行了具体的分析。在岩石学研究的基础上，对昆阳、开阳、瓮安、荆襄等矿区的两种矿石类型——泥晶磷块岩和球粒砂屑磷块岩，用同样的选矿方法分别获得较纯的磷矿石样品，分别做化学分析、X衍射、红外光谱、扫描电镜等分析。确定磷矿石均为典型的碳氟磷灰

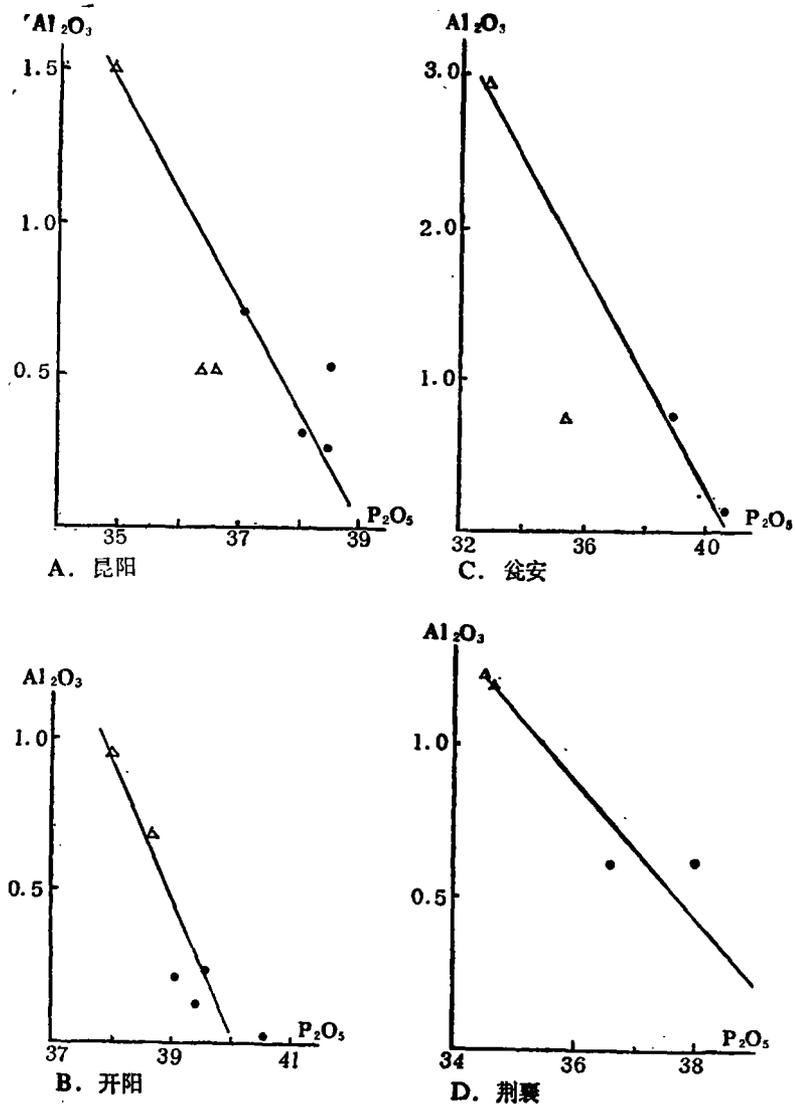
石,但都不同程度地粘连或包裹有伊利石和硅质。表1列出了不同矿区两类矿石中的 P_2O_5 及 Al_2O_3 含量的对比。从这个表中可以看出一个明显的共同规律,即从泥晶磷块岩中选出的磷矿石,其 P_2O_5 含量相对较低, Al_2O_3 含量相对较高,但是同一地点的球粒砂屑磷块岩中选出的磷矿石则情况正好相反,表现为 P_2O_5 相对较高,而 Al_2O_3 相对较低。出现这种差异的原因,主要是由于两种不同的磷矿石中的磷灰石含量与代表杂质 Al_2O_3 的伊利石的相对含量变化所致。如图4所示, P_2O_5 与 Al_2O_3 大体呈负相关关系,图5则是反映震旦、寒武各时代不同类型磷块岩中 P_2O_5 与 Al_2O_3 含量的总的对比关系。图6反映了 P_2O_5 - Al_2O_3 - SiO_2 三个端元组分相互消长变化的关系。

表1 不同类型磷块岩选纯矿石的 P_2O_5 和 Al_2O_3 百分含量

Table 1 P_2O_5 and Al_2O_3 percentage content of purified phosphorite ores, selected from different kinds of phosphorites.

矿 区	泥 晶 磷 块 岩 矿 石			球 粒 砂 屑 磷 块 岩 矿 石		
	样 品 编 号	P_2O_5	Al_2O_3	样 品 编 号	P_2O_5	Al_2O_3
昆	Y-100	34.86	1.52	Y-260	37.28	0.74
	Y-174	36.45	0.51	Y-78	38.12	0.33
	Y-99	36.61	0.54	Y-81	38.51	0.28
阳	平 均	35.97	0.87	Y-41	38.61	0.57
				平 均	38.13	0.48
开	H236	38.02	0.94	H-58A	39.11	0.11
	H155	38.70	0.70	H191-1	39.35	0.24
				H239	39.36	0.14
				H224	40.54	—
阳	平 均	38.36	0.82	平 均	39.59	0.12
瓮	C-363	32.94	2.91	m-227	39.00	0.76
	C-65	35.70	0.71	大 34	40.70	0.16
	平 均	34.32	1.81	平 均	39.85	0.46
荆	DF 4	34.63	1.20	DF1	36.56	0.64
	TC175	34.52	1.22	TC41	38.07	0.64
	平 均	34.58	1.21	平 均	37.32	0.64
襄						

从以上所述各种情况可以明显看出,不同类型的磷矿石中 P_2O_5 含量的变化是直接与其所含非磷碎屑物的多寡有关的。换言之,由泥晶结构矿石到球粒砂屑结构矿石其 P_2O_5 含量的变化是一个不断纯化的过程,与陆源物质掺合作用的强弱有直接的联系。至于泥晶磷块岩中的“磷灰石”与球粒砂屑磷块岩中的“磷灰石”在 P_2O_5 含量上的不同则可能是表示在泥晶磷块岩的早期成岩过程中富磷孔隙水时磷质的集中与交代作用的结果。团粒砂屑磷块岩中的磷质团粒或砂屑应系来自泥晶磷块岩早期成岩阶段的产物。



• 1 泥晶磷块岩矿石 Δ 2 球粒砂质磷块岩矿石

图4 不同类型磷块岩选纯矿石的 P_2O_5 和 Al_2O_3 相关图

Fig. 4 P_2O_5 - Al_2O_3 diagrams of different kinds of phosphorites.

Δ Clayey phosphorite, \bullet Pelletic sandy phosphorite

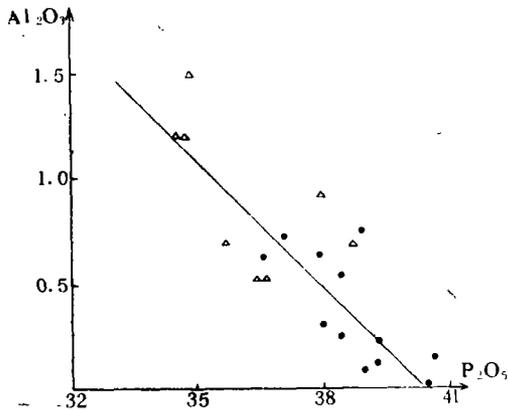
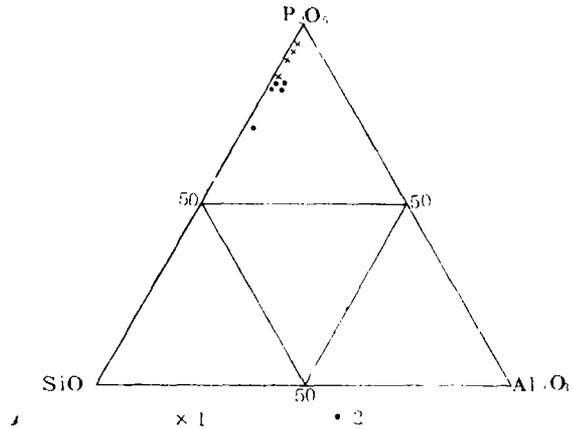


图5 震旦纪寒武纪不同类型磷块岩选
纯矿石的 P_2O_5 和 Al_2O_3 相关图(图例同图4)
Fig. 5 P_2O_5 - Al_2O_3 diagrams of
Sinian and Cambrian phosphorites.



1. 球粒砂岩屑磷块岩矿石 2. 泥晶磷块岩矿石
图6 不同类型磷块岩选纯矿石的 P_2O_5 -
 Al_2O_3 - SiO_2 成分图(图例同图4)
Fig. 6 P_2O_5 - Al_2O_3 - SiO_2 dia-
grams of different kinds of phosphorites.
+ Pelletic sandy phosphorite, • Clayey phosphorite

三、颗粒磷块岩的沉积环境与水动力条件

(一) 磷块岩的沉积相环境

中国的磷块岩主要有两大类型,一类为经常与暗色泥质岩共生的泥晶及结核磷块岩;另一类为经常与碳酸岩共生的层状磷块岩。工业磷块岩矿床多属于后者,其矿石多具内碎屑结构,绝大部分均形成于浅海浪基面以上的内陆棚地带。其磷质的富集主要是潮汐及风暴流反复冲刷的结果。泥晶、结核磷块岩多具泥晶结构,似多形成于滨外向陆一侧的过渡带。有时亦形成于局限滞流浅海或泻湖。

各类磷块岩均形成于造海运动时期,形成于沉积速度缓慢与快速互相交替时期,多产出于海侵岩系的底部。而含磷岩系多为退积型岩类组合,但也有进积型岩类组合。含磷岩系及磷块岩层本身大部分都是多旋回的叠置体,其间常见不同类型的“层控假整合”。

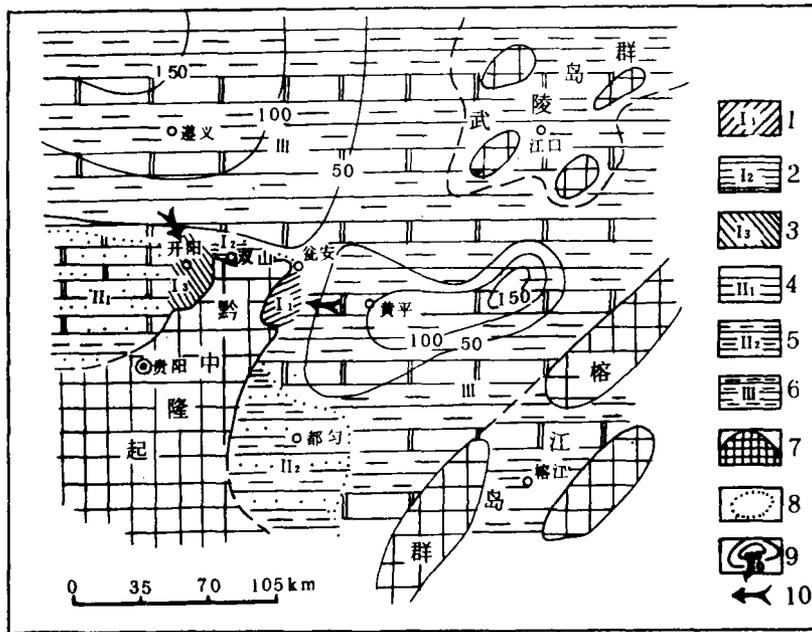
磷矿层本身或其下伏岩层中经常出现“纯”石英砂岩,含磷岩系多为富有机质的暗色岩层。故磷块岩形成的古气候条件当为炎热而湿润,但有些磷块岩的底板白云岩中有时见到石膏假象及天青石晶体(如开阳、昆阳磷矿),故亦可略偏干燥。含磷岩系的顶部或其上覆层中,包括南方及北方的震旦系和寒武系,均无例外地出现石膏及岩盐层。所以总的看来,形成磷块岩的古气候条件当为炎热干燥或偏湿润向干燥转化的气候时期。近年来古地磁测量所得中国震旦、寒武纪的古纬度均在赤道到 35° 之间,也与上列沉积标志符合。

(二) 形成磷块岩的水动力背景

1. 磷块岩的沉积构造显示浅水高能环境特点

磷块岩中常见的原生沉积构造如交错层理、波状层理、透镜状层理、压扁层理、人字型层理、丘状 (Hummocky) 交错层理、“层控假整合”、冲蚀构造、削顶波痕以及鸟眼构造、泥裂构造、竹叶状砾屑、粒序层理、泥皮层理、帐篷 (Tepee) 构造等都显示出浅水高能沉积区的特点，都应该位于浪基面以上。

上述这些沉积构造，在昆阳、先锋、瓮安、开阳、遵义、织金、荆襄等磷矿中都分别有所发现，并为许多文献所报道。说明中国磷块岩矿床主要是在潮坪、海湾以及潮下浅滩环境中形成的。这可在有关的岩相古地图和沉积等厚线上得到证实 (图 7、8)。磷块岩层本身及其顶底板岩层中还经常出现叠层石层或叠层石礁，说明磷块岩沉积时的水深当不过 30—50 米左右。产于暗色泥岩建造中的泥晶及结核状磷块岩，其形成深度同样当已进入含氧带的水深，因暗色泥岩一般均具线理构造，而到了磷块岩的顶底板，则其线理构造多半突然消失，显示受到了底栖生物的搅动改造，显然已进入了浅水含氧带。而且在有的地区还见到泥裂及帐篷构造，则更是曾经露出水面的象征。



- 1. 瓮安磷块岩、泥岩、白云岩相 2. 双山陆源碎屑岩、磷块岩相 3. 开阳砂岩、磷块岩相
- 4. 砂页岩、白云岩相 5. 砂页岩相 6. 炭质泥岩、页岩、白云岩相 7. 隆起区、剥蚀区
- 8. 岩相界线 9. 沉积等厚线 (m) 10. 古海水流向

图 7 贵州晚震旦世陡山沱期岩相古地理图 (据廖士范¹修改补充)

Fig. 7 Paleogeographic map of the Doushantuo stage of Sinian, Kuizhou province (modified after S. F. Liao)

上述各项交错层理、互层层理、透镜状层理、压扁层理以及人字形层理、削顶波痕等都是潮坪沉积的特征构造，是双向潮汐水流的产物。削顶波痕反映为水浅而冲刷强烈，丘状交错层则反映为临滨或前滨区风暴作用的产物。鸟眼、泥裂、帐篷构造以及矿

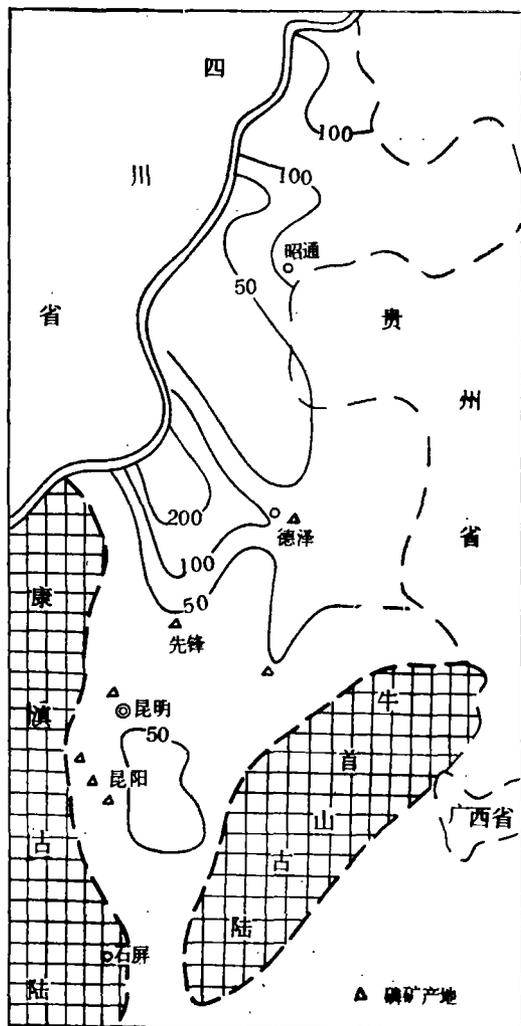


图8 云南下寒武统梅树村组中道村段沉积等厚线图

(单位: m; 据许善任等²修改)

1. 廖士范执笔, 1978, 贵州的震旦纪
2. 许善任等, 1981, 云南下寒武统磷矿地质若干问题的探讨

Fig. 8 Isopach map of the Lower Cambrian Zhongyichun Horizon (modified after C.W. Wang). Unit, meter.

层底部出现的毛细管带富磷细脉(见图3)、瓮安B矿层底部的硅化古卡斯特面以及许许多多具出露水面标志的层控假整合面的存在都说明磷块岩沉积区曾不止一次地短暂露出过水面。这些间歇性的海水面的起伏震荡导致了具有强烈冲蚀能力的底流。在昆阳、开阳及瓮安矿区都可见到矿层底部的冲蚀沟槽, 如在昆阳所见, 有的宽可达四百米, 深可达一米。造成这种冲蚀的底流, 显然可能是与风暴流有关, 因为还见到它们与滞后角砾岩、撕裂泥砾、碎裂粗砂屑磷块岩、粒序磷块岩共生。

2. 磷块岩沉积构造的横向系列和纵向序列

由于沉积基准面的升降、水动力强度的变化, 导致了磷块岩在纵向上的旋回沉积及序列特点, 并影响到矿石类型及矿质的变化, 因为水动力条件的变化正是控制了磷质的富集程序和掺合作用的强弱。

开阳茅坡出露的磷块岩层由四个沉积旋回组成, 下面的三个比较完整, 上面的一个只保留了其下部。下旋回的底部以一层海绿石砂岩叠覆于黄绿色细砂岩或粉砂岩之上,

海绿石砂岩之上为一层含海绿石的砂屑磷块岩，具缓倾角的斜层理。看来，是一种冲溅带（Swash zone）的沉积物。这层之上即进入矿层的主体，为一种较粗砂屑（粒径一般0.2—0.3毫米）磷块岩，其下部颗粒略粗，结构构造不明显，特别是靠近底部往往出现零乱无定向的竹叶状撕裂泥岩片，看来有可能是较强风浪或风暴流的产物。该层的上部层理逐渐明显，成为一种粗、细粒隐约相间成层的条带状矿石。砂屑磷块岩之上为一种纹理状粉屑或泥屑磷块岩，在其相当层位普遍含叠层石，有的是孤立的柱状体，有的则密集群生成礁。此层矿石往往含磷较高，特别是叠层石本身含磷很富。而叠层石柱体之间则主要是叠层石碎屑的再沉积产物。其含磷品位的高低，主要视掺合作用的强弱而定。看来此层磷块岩的沉积相部位似属于前滨带产物。纹理状粉砂屑或泥屑磷块岩层与紧接于其下的粗砂屑磷块岩虽属上下层位关系，但在开阳矿区范围内，在空间展布上似有互相消长的趋势，即它们之间可能还存在着横向相变的关系。开阳磷块岩的第二、三

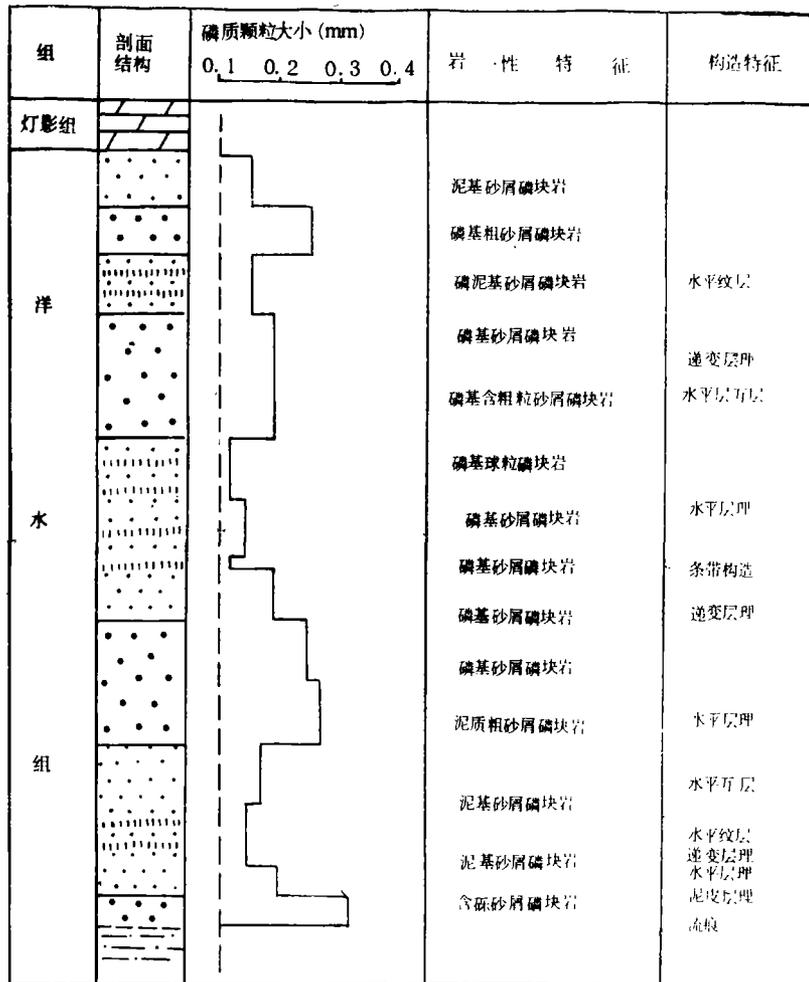


图9 开阳茅坡磷矿层剖面结构

Fig. 9 Columnar section of the Kaiyang Phosphorite deposit.

个旋回也是以粗砂屑磷块岩开始，直接覆盖在其下旋回的纹层状细砂屑或粉屑、泥屑磷块岩之上，第四个旋回还是以粗砂屑磷块岩开始，但是它缺乏其上部细粒级矿石，而在矿层顶部出现有明显的冲刷现象。从矿层旋回特点及其间整合接触关系看来，开阳磷块岩层是海侵过程的产物（图9）。

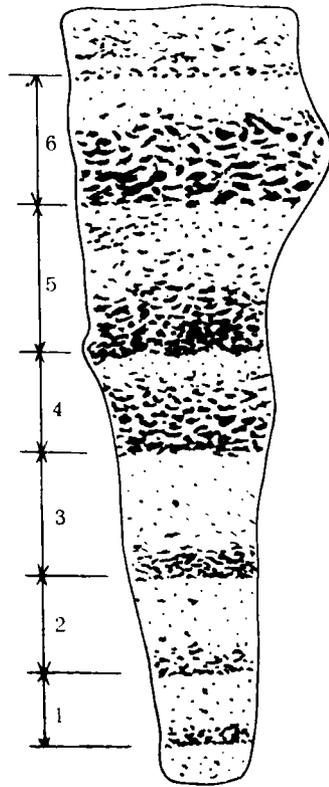


图10 磷块岩内部的机械分异现象（手标本素描，长12cm，江西朝阳）由磷质粗细砂屑（黑色）和含磷白云岩（白色）组成六韵律层

Fig. 10 A sketch of the mechanical differentiation of phosphorites

江西朝阳磷矿的碎屑结构及机械分异更具明显特点，在一块厚仅12厘米的手标本上即可看出六个小的沉积旋回(图10)。每个韵律都是由含细砾的粗砂屑向细砂屑、粉屑逐渐递变，最后以含磷白云岩结束，显现为单向正韵律。其中的砂屑分选尚好，但含较多的碳酸盐和泥质基质，显示掺合作用比较明显。且后期硅化作用也比较强烈，以致矿石质量大大下降。朝阳矿石的结构显然具有粒序层理，陆源掺合物质似也较多。所以总的看来，朝阳磷块岩有的层位可能是一种潮汐或风暴所形成的强的海流在潮间带形成的类似浊积性质的沉积物。

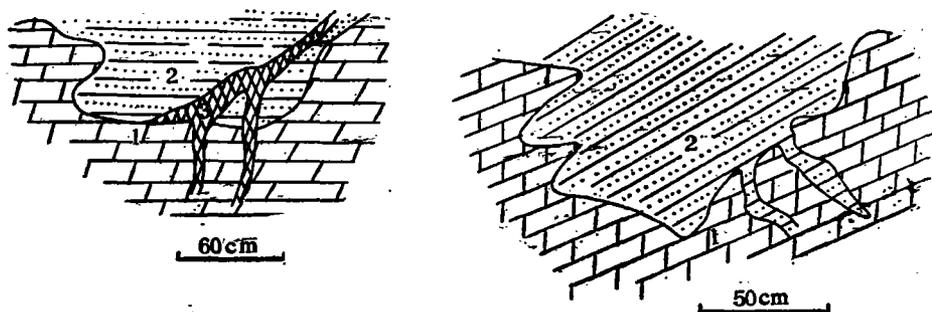
昆阳磷矿矿层的垂直分异也十分明显，共有上下两层矿，中间为一含磷粘土层所隔。下层矿与下伏小歪头山白云岩之间为一层控假整合面，在此假整合面上断续地分布着形状不规则的饼砾状的硬地磷块岩层。但在有的地段则硬地磷块岩已被冲刷破碎，为一层磷块岩滞后角砾层所代替；在此角砾磷块岩层的基质中可零星地见到“海绿石”和黄铁矿颗粒，但在大部分地段则此层控假整合面之上直接为厚层偶含砾屑的球粒砂屑磷块岩。其中，如大歪头山所见，在相邻的粒度粗细不同的分层界面附近有时可见到形成于毛细管带的富磷浅色细脉自粗砂屑分层插入细砂屑分层之中，这显然表明在砂屑磷块

岩沉积过程中某些地段可能曾间断性地露出过水面。下磷矿层底部的这一层控假整合面，自大歪头山向东切入下伏白云岩成一宽约四百余米、深一米余的沟槽。紧接沟槽底面的白云岩层在有的地段可以见到保存十分完好的、类似绳状玄武岩流的塑性流动扭曲。看来，这个沟槽是沉积同生阶段的产物，在其层控假整合面上有硬地的形成，有磷块岩的富集，有叠层石的分布，有滞后角砾岩的产出。所以在磷块岩的沉积过程中，看来有沉积速度的调整，有风暴作用的存在，有海水进退震荡的踪迹。类似这样的层控假整合面在昆阳含磷岩系中不止一层，在晋宁地区也不止一处。砾屑磷块岩、球粒砾屑磷块岩之上为隐球粒砂屑磷块岩，其中有时偶见火焰状构造。再上为一层薄层条带状球粒砾屑磷块岩。所以下层矿实际上是一个沉积深度浅-深-浅的序列。含磷泥岩层之上的上矿层的情况也大致如此，也是自球粒砂屑磷块岩向上递变为隐球粒泥晶磷块岩，也是一个正向韵律，但上矿层包括两个小韵律，而且愈到矿层的上部，隐球粒泥晶磷块岩所占比例愈大。显示水动力状况有所减弱，海侵规模在不断扩展。

石门东山峰磷矿有七到十二个沉积韵律，杨家坪的上矿层则有四个沉积韵律，每个韵律都是由粗粒结构向细粒结构演化。即底部是竹叶状、角砾状磷块岩，向上依次为砂屑磷块岩和球粒磷块岩。其中砂屑和球粒磷块岩有时组成条带状构造，有时则具明显的交错层。矿层的顶部为由细砂屑球粒磷块岩和白云岩薄层相间而形成的条带状磷块岩。这种沉积构造与组成的序列也反映了海水逐步进侵的过程。东山峰磷矿的缺点是碳酸盐含量较高，因而品位变差。

瓮安磷矿矿石的碎屑结构十分明显，特别是其碎屑颗粒与叠层石礁体的因缘关系十分明显。瓮安磷块岩层以假整合关系夹在两层浅灰色白云岩之间，有两层矿。下层矿主要为黑色球粒或粉屑磷块岩，上部及下部均为纹层状，中部为厚层状白云质细砂屑磷块岩。矿层的底部，有时可见磷块岩呈细脉状嵌入下伏白云岩的裂隙中（图11）。裂隙中的磷块岩也具碎屑结构，其纹理与上覆磷矿层中的纹层完全平行，说明它们是沉积脉而不是后来充填或交代形成的脉。矿层底部与白云岩间的假整合面为一个水下冲蚀面，因为看不到任何风化剥蚀痕迹。下层矿的顶部为一层浅灰色白云岩，再上为竹叶状砾屑白云岩，已进入上部韵律。上层矿比下层矿的颜色要浅得多，主要由叠层石磷块岩和砾屑磷块岩组成，叠层石多为柱状体和层纹状体。它们所形成的丘状礁体的内部还具清楚的丘状层理构造。相邻两层丘状叠层石磷块岩之间往往界以暗褐红色的薄层胶状或泥晶磷块岩，据化验其中含碘较高。叠层礁磷块岩在横向上有时变为叠层石磷块岩破碎后形成的砾屑或粗砂屑磷块岩。上层矿底部的浅灰色白云岩局部显清楚的古卡斯特地貌，其近表面部分多已硅化，这种硅化向深部逐渐消失。有时在卡斯特面上还附着一层薄（仅几厘米）的炭质软泥，有时还可见到柱状叠层石残留体。在此之上，即为砾屑或粗砂屑磷块岩。在这层磷块岩层的底部常可见到颜色深浅不一、互相穿插的在成岩阶段形成的磷质细脉，有时细脉甚至穿入了古卡斯特面之下的下伏白云岩顶部，并交代了附近的白云岩。砾屑或粗砂屑之上即为上面提到的叠层石磷块岩，再上为厚层状泥晶或胶状磷块岩，实际上在镜下它们也常显叠层石构造。此层之上为“麻点”白云岩与灯影组白云岩相接，矿层结束。

宜昌磷矿有一种致密状蓝灰色磷块岩，肉眼看不到任何内部结构，但在显微镜下则



- 1 硅质白云岩
2 内碎屑磷块岩
3 层状磷块岩细脉

图11 磷块岩对其下伏硅质白云岩的交代和充填

Fig. A sketch of the replacement and fissure filling of its underlying silicified dolomite by phosphorite at Wengan

纹层构造一目了然，主要是由球粒砂屑纹层和泥晶纹层的互层韵律组成。单个纹层的厚度只有几毫米，泥晶纹层的底界比较平直，内部略显水平线理，顶面与球粒砂屑纹层的界面则时有起伏。磷酸盐的砂屑或球粒常深深嵌入泥晶纹层中，状似“落石”。这种具落石状构造的纹层状泥晶磷块岩很象是在正常天气下前滨外侧的过渡带沉积。

在水平方向上，磷块岩所表现的岩相系列也十分明显。如四川什邡磷矿，由角砾屑磷块岩向泥晶磷块岩依次过渡就非常明显。瓮安上矿层的横向分异标志也相当突出。在叠层石礁磷块岩附近出现的叠层石砾屑磷块岩和粗砂屑磷块岩象是礁前相或礁缘浅滩沉积，而矿层顶部的泥晶或胶状含叠层石磷块岩则很可能是礁后泥坪或泻湖沉积。下矿层顶部浅色白云岩很可能是潮上带沉积。昆阳的磷矿层主要与白云岩密切伴生，但到王家湾、上蒜、德泽一带则变成了主要是与薄层硅质岩伴生的薄层状磷块岩，到了玉屏附近则与含磷层相当的只为几层含磷粗砂岩，那里显然是早寒武世含磷盆地的边缘地带。通过对不同地区磷块岩粒度分布曲线的对比，也可看出磷块岩沉积微相在平面上的变化。

(三) 颗粒磷块岩形成过程中的水动力条件的性质、方向和强度

1. 磷块岩粒度分布的形态特点

从图12中可以看出，磷块岩的概率累积曲线一般由三段或四段组成，具有潮坪、浅滩或海湾等近岸浅水环境的特征。它们的悬浮组份一般不高，多为百分之几，但也有个别曲线因取样于韵律上部水动力较弱环境中而含较高的悬浮组份。悬浮组份的坡度一般较陡，所占区间较窄，反映了均匀悬浮的特点。悬浮组份与跃移组份的截点多在 3.5ϕ 或 4ϕ 以上，其跃移组份所占比例较大，一般可达90%以上，具典型海滨沉积特征；但也有些取样于韵律上部的曲线因水动力条件减弱，其跃移组份明显降低，如序号3、15及25号曲线。有些样品显示了两个跃移组份段，这是由于有冲流与回流双向水流影响的

表2 磷块岩粒度分析参数

Table 2 Parameters of grain size analysis of phosphorites

取样地点	序号	样号	岩性	均值	分选系数	峰态	偏度	
				M _Z	σ_1	K _G	SK ₁	
湖北荆襄	1	CS-283	云基球粒磷块岩	2.567	0.464	1.156	0.168	
	2	CS-281	云基砂屑磷块岩	1.720	0.622	1.071	0.080	
	3	CS-278	云基球粒磷块岩	3.100	0.942	0.911	0.259	
	4	CS-268	泥基砂屑球粒磷块岩	2.483	0.897	1.389	0.320	
湖北宜昌	5	CS-326	硅基砂屑磷块岩	2.057	0.603	1.336	-0.035	
	6	CS-324B	泥基砂屑磷块岩	1.537	0.696	1.235	0.002	
	7	CS-339	泥基砂屑球粒磷块岩	2.553	0.648	1.240	0.233	
云南昆明	8	K-5	云基球粒砂屑磷块岩	2.540	0.983	1.006	-0.094	
	9	K-4	云基球粒砂屑磷块岩	1.947	0.808	1.122	0.231	
	10	K-3	硅基砂屑球粒磷块岩	2.800	0.543	1.039	0.139	
云南先降	11	X-5	云基球粒磷块岩	1.950	0.993	1.265	-0.023	
	12	X-4	云基砂屑球粒磷块岩	3.073	0.639	1.083	0.160	
	13	X-3	云基球粒砂屑磷块岩	2.377	1.256	1.030	-0.532	
云南德泽	14	Y-305	硅基砂屑磷块岩	3.183	0.994	1.776	-0.377	
	15	Y-306	硅泥基砂屑磷块岩	3.933	0.603	1.066	-0.041	
	16	Y-308	硅泥基砂屑磷块岩	3.720	1.094	1.875	-0.365	
贵州瓮安	B层矿	17	Y603-12	云基砂屑球粒磷块岩	2.477	0.603	1.441	0.206
		18	Y603-11	云基球粒砂屑磷块岩	2.233	0.854	1.186	-0.005
		19	Y603-9	云基球粒砂屑磷块岩	1.847	0.825	1.153	-0.063
		20	Y603-7	硅基球粒砂屑磷块岩	2.157	0.594	1.274	0.107

续前

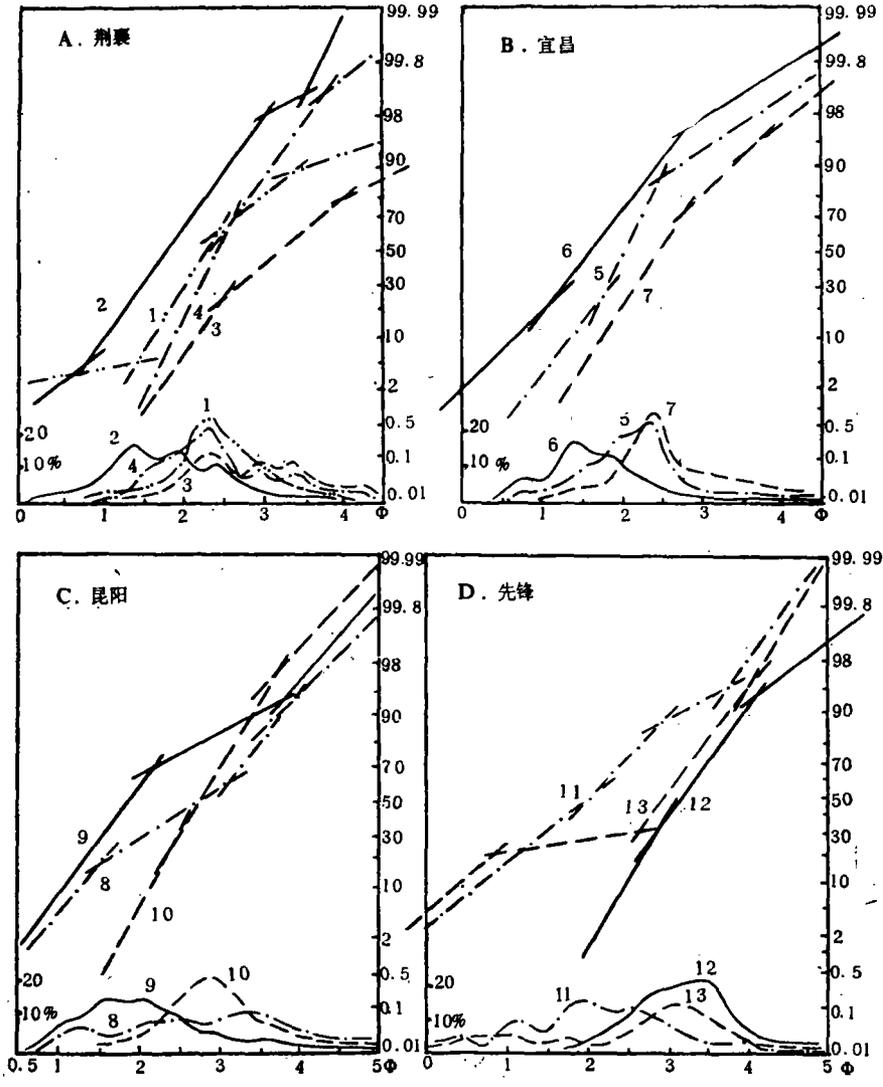
取样地点		序 号	样 号	岩 性	均 值 Mz	分选系数 σ_1	峰 态 K _G	偏 度 SK _I	
贵州瓮安	A 矿 层	21	C23-17	云基球粒砂屑磷块岩	2.477	0.821	1.331	-0.116	
		22	C23-16	云基粉屑球粒磷块岩	3.033	0.440	0.974	-0.070	
		23	C23-14	泥基砂屑球粒磷块岩	3.010	0.533	0.929	-0.061	
		24	C23-13	云基含砾砂屑磷块岩	2.183	0.711	1.061	-0.019	
贵州开阳	韵 律 II	25	KY-18	磷基球粒砂屑磷块岩	2.170	0.543	0.997	0.083	
		26	KY-17	泥基球粒砂屑磷块岩	1.770	0.600	1.030	0.088	
	韵 律 I	27	KY-16	硅基球粒砂屑磷块岩	1.730	0.769	0.905	-0.030	
		28	KY-5	硅基球粒砂屑磷块岩	1.780	0.557	1.089	-0.111	
			29	KY-2	硅基球粒砂屑磷块岩	1.840	0.733	0.966	0.036
			30	KY-1	泥基球粒砂屑磷块岩	1.580	0.746	0.905	-0.041
陕西茶店		31	C-69	钙基生物屑砂屑磷块岩	4.250	1.151	1.074	-0.380	
		32	C-68	钙基生物屑砂屑磷块岩	3.127	1.177	1.283	-0.210	
		33	C-1	钙基砂屑磷块岩	2.973	1.034	1.514	-0.021	

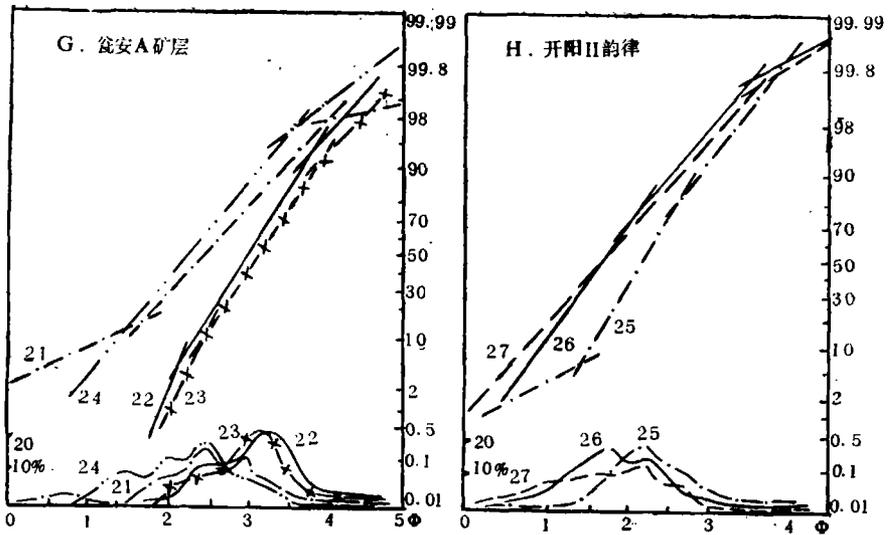
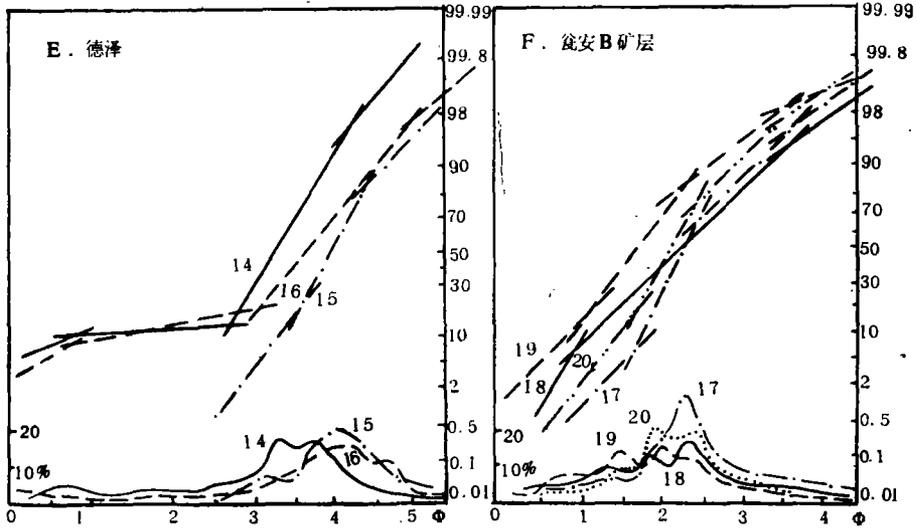
缘故。这种特点与图13所示古水流方向及图7和图8所示古地理位置相一致。磷块岩中推移组份一般不多，多为百分之几到百分之十几，有些曲线甚至缺乏推移组份，这可能是水流较强的缘故。

就所分析的样品来看，我国磷块岩还有以下共同特点：（1）频率曲线的峰值主要分布在1—3 ϕ 附近，即粒度多在0.5—0.1mm范围内，（2）磷块岩的频率曲线一般为双峰式或多峰式，这反映了水流方向与速度多变的介质状况，与滨海环境的水动力条件是符合的。

2. 粒度分布形态反映了磷块岩沉积过程中水动力条件在空间和时间上的演变

在磷块岩的纵向序列上，粒度分布曲线随沉积环境或者水动力条件的变化也有明显的变化，反映一定沉积相环境区域的演化特点。图12中的H、I两图分别表示开阳茅坡磷块岩层纵向上两个叠置的次级沉积韵律的粒度分布特点。两个韵律组合在一起又代表了整个矿层在沉积过程中的水动力演化特点。其中序号从25到30，顺序为自上而下。从图12的H、I两图中看出：它们的频率曲线的峰值都在1—3 ϕ 附近，但从下向上，其





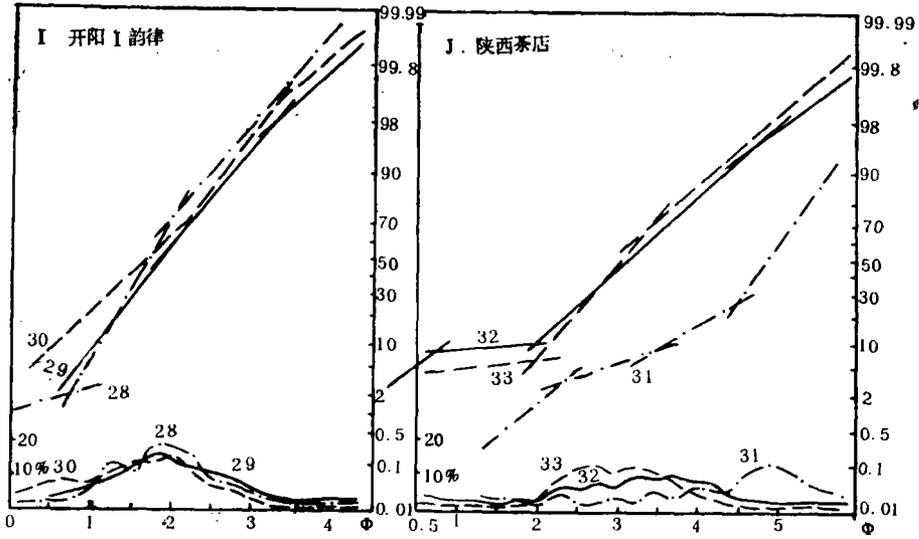


图12 磷块岩粒度频率曲线及概率值累计曲线

Fig. 12 Frequency and probability curves of Phosphorites.

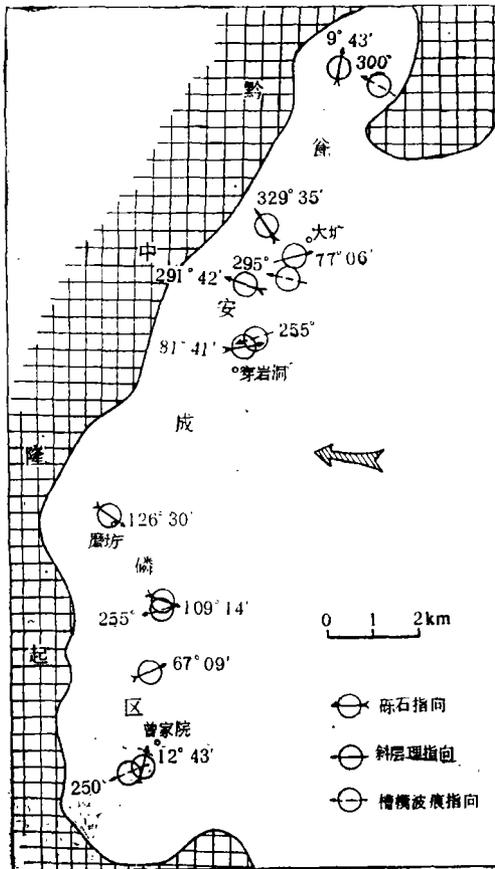


图13 贵州瓮安磷矿块岩沉积古水流方向图

Fig. 13 Directions of paleocurrents of the phosphorite deposits of Wengan, Kuizhou Province.

粒度略有变小,这在表2中的均值变化上反映得相当明显,虽然其概率曲线相当靠近,都为三段型或四段型,具滨岸水流的特点,但在每一韵律中,从下往上其跃移组份却明显减少,而悬浮组份则显著增多。如韵律I下部的26、27号曲线,跃移组份占99%以上,悬移组份小于1%;而上部的25号曲线跃移组份只占80%左右,悬移组份约占15%。同样,I韵律下部的29、30号曲线,跃移组份占98%以上,悬浮组份小于2%;而上部的28号曲线跃移组份只占73%左右,悬移组份则高达25%,这些情况显然反映了韵律下部的水动力条件较强,向上则逐渐减弱。这种粒度结构的变化情况与野外实际测到的剖面结构是吻合的。

从表2中可以看出,磷块岩粒度分布的均值主要分布于 $1-3\phi$ 附近,即与中砂、细砂相当;其分选系数多在0.50—1.00之间,属中等到较好一级,个别的也出现分选好(0.35—0.50)和分选较差(1.00—2.00)的样品,但没有发现分选极好或分选差、分选极差的样品,因而其总的情况应属中等偏好的分选。粒度参数峰态 K_G 值多在0.90—1.11与1.11—1.50之间,即多属于中等或偏窄,只有个别为宽的或很窄的峰态。参数中偏度 SK_1 值可分两类:一类是近对称(-0.10—+0.10)到正偏(0.10—0.30),如荆襄、宜昌、瓮安、开阳等我国几个主要的大型磷矿都属此类型;另一类则为近对称到负偏(-0.10—-0.30)或极负偏(-0.30—-1.00),如德泽、茶店等磷矿床。看来品位较好的大型工业矿床都属于前一类,而后一类的矿床则多半品位差,规模也相对较小。

我国寒武系和震旦系磷块岩矿床都属于滨岸浅水沉积,但它们的品位和规模都有相当大的差别,这种差别也反映在它们的结构特点和粒度曲线上,如陕南茶店的磷块岩其粒度变化在 $0\phi-6\phi$ 之间,曲线的坡度很缓,为宽峰曲线,离散度很大,峰形不明显,粒度组份中没有那一级粒度超过15%。概率曲线中悬移组份明显增多,说明它们的分选性是较差的,茶店磷矿的分选系数为1.00—2.00,属较差一级。一般的情况是北方磷块岩中相当普遍的现象是粒度不均匀,含杂质多,特别是含陆源杂质多,掺合作用较强。

3. 磷块岩形成过程中搬运介质的流动方向和强度

要认识工业磷块岩的具体形成过程,有必要具体地探索搬运磷质碎屑颗粒的水流的性质、方向和强度,这是一个比较复杂、而且几乎还是一个未被开垦的园地,特别是对古代磷块岩来说,许多必要的记录经过漫长地质年代中的许许多多地质作用,例如其本身的成岩作用等已使其扑朔迷离、难于透视庐山面貌。但问题终究是需要、而且最终必定是会揭开的。下面是我们的尝试。

为了确定磷块岩沉积时的古海流方向,笔者对瓮安磷矿进行了古海流流向的测定,共计测量了砾石点八个,斜层理点一个,槽模、波痕点五个。其中斜层理、砾石点每点测量次数均在100次以上,并尽量选取扁平的和具叠瓦状排列的砾石进行测量。测量结果经地层校正和计算整理后得出古水流方面如图13所示。从图中可以看出:槽模、波痕指示的水流方向都为由东向西,分布在 $250-300^\circ$ 之间;斜层理所指示的水流方向由西向东,为 $77^\circ 06'$;砾石指示的水流方向则有两个:一部分由东向西,为 $291^\circ 42'-329^\circ 35'$,另一部分则由西向东,分布在 $67^\circ 09'-126^\circ 30'$ 之间,二者恰好相反。在矿区南北两个岬角区,

受地形影响甚至出现局部的南北向水流。根据以上结果,并考虑到岩相古地理等具体情况(见图7),其总的水流方向应是由东向西的双向水流,具有海岸地区冲流带的性质。可见,组成工业磷块岩矿床的磷质碎屑的搬运方向是大致与海岸垂直的双向水流,这种双向水流的反复淘洗,导致磷质颗粒的逐步集中富化。它们可能属于潮汐流或风暴流。

笔者又对开阳的矿层进行了类似的检查,并做了进一步的探讨。探讨了海流的方向、潮间带的坡度及水流的强度。开阳矿区自南向北依次为用沙坝、马路坪、沙坝土和极乐北段等矿段。从表3中可以看到,这些不同矿段的矿石碎屑组份的粒度均值自南而

表3 开阳磷矿沉积时的古水流速度

Table 3 Current velocity during sedimentation of the Kaiyang phosphorite deposit.

矿 段	粒 度 平 均 值		最低水流速度(cm/s)		矿层中最大粒 径层平均值 (cm)	水 流 速 度 (cm/s)	
	φ 值	mm 值	周期T = 10秒	周期T = 16秒		周期T = 10秒	周期T = 16秒
用沙坝	1.773	0.307	26.67	31.19	2	154.53	165.26
马路坪	2.024	0.247	24.67	28.90	3	183.87	196.63
沙坝土	2.289	0.224	23.93	27.99	1	114.82	122.80
极乐北段	2.303	0.222	21.35	24.97	0.5	85.31	91.24

北依次变小。从古地理图上(图7)可以见到,自开阳向南为一古陆,自开阳向北到了遵义附近,相当于磷矿层的层位相变为以黑色页岩为主的含磷岩系。所以很明显,自南而北表明离当时的海岸依次渐远。现在测得的矿石粒度中值,恰好是愈向南愈粗,愈向北愈细,这说明当时海流的方向也是与岸线近乎垂直的。

有了粒度的参数,我们又根据Bascon(1951)和Wiegel(1964)提出的海滩坡度-粒度曲线的方法,初步计算了开阳古海滩面的坡度大致在1:31到1:60之间,平均1:46。属于中缓坡度的海滩面。

再进一步,笔者又探讨了可能的水流速度问题。经过多年来各国学者的研究,现已建立了沉积物粒度与水流速度之间的方程式,我们采用Komar和Miller(1973)提出的如下公式对小于0.5mm粒度的矿石进行了计算,结果列于表3左侧。

$$\frac{\rho U t^2}{(\rho_s - \rho) g \cdot D} = 0.21 \left(\frac{d_0}{D} \right)^{1/2} \dots\dots\dots (1)$$

式中: ρ ——水体密度

D ——沉积物颗粒直径

ρ_s ——被搬运的沉积物密度,通常磷灰石密度为3.18—3.21,计算时采用开阳荆襄矿区实测密度平均值3.13。

d_0 ——波浪轨迹直径,由于 $\frac{T U t}{\pi} = d_0$ 代入(1)式即可得 d_0 值

T ——波浪周期,现在岸边环境波浪周期一般为10秒—16秒之间

π ——3.1416

从表中可以看出, 设波浪周期为10秒时, 开阳矿区南部水流速度为26.67cm/s, 北部的水流速度为21.35cm/s; 当波浪周期为16秒时, 南部水流速度为31.19cm/s, 北部水流速度为24.97cm/s。另外, 对粒径大于0.5mm (含0.5mm) 的矿石, 用Rance和Warren (1969) 的公式 $\frac{\rho U_t^2}{(\rho_s - \rho) g \cdot D} = 0.46\pi \left(\frac{d_0}{D}\right)^{1/4}$ 可得到相当吻合的结果 (表3右侧), 从表中可以看出, 当粒度径为3cm时, 若波浪周期为10秒, 则流速为183.87cm/s, 若波浪周期为16秒, 则流速可达196.63cm/s。

根据以上计算可知, 开阳磷矿沉积时的潮汐流速一般均在22—32cm/s以上, 该计算值仅代表最低流速值, 这与潮坪区潮流速度一般为30—50cm/s是接近的, 当风浪或坏天气时期, 流速及能量当然要变大变强。上面对开阳磷矿计算所得值最大为183.87cm/s—196.63cm/s, 这是根据矿层中可以见到最大粒径为3cm的矿石细层来计算的, 它与现代滨岸环境最大水流速度可达200cm/s是相当吻合的。这样粗的粒度在开阳的矿石中是少见的, 但在矿区南部的一些薄层中, 特别是在矿层的底部常可发现, 而且在有些矿段矿层的底部还经常可见撕裂泥片, 显然, 短时期的风暴流曾间断出现过。

四、简短的结论

(一) 中国的工业磷块岩矿床均主要为具碎屑结构的层状磷块岩, 它们是各种类型的矿源层经破碎、搬运、再沉积, 多次冲刷簸选物理富集的产物, 它们绝大部分均形成于浪基面以上的临滨、前滨、滨外过渡区以及滨后地带。

(二) 磷块岩的形成与造海运动密切相关, 多形成于海侵岩系的下部或底部。其粒度曲线在横向及纵向上都反映出水动力条件不断变化的特征; 每个矿层多半不是由一个而是由两个以上的韵律旋回组成, 各旋回之间经常为“层控假整合”面所隔开, “层控假整合”面有的代表水下侵蚀, 有的代表出露水面后的剥蚀, 有时则可能仅仅代表沉积速度的转换, 说明在磷块岩层的形成过程中海面是在经常的、间断性的震荡起伏着的。

(三) 中国工业磷块岩矿床形成的古气候条件均是炎热干燥或炎热潮湿向炎热干燥转换的时期, 根据古地磁资料, 其古地理位置也落在赤道附近到35°左右的范围内。

(四) 中国磷块岩的粒度频率曲线多具双峰或多峰特点, 峰形突出。品位高的矿石, 如昆阳、开阳、荆襄、瓮安等矿床, 多半具分选中等偏好, 离散度中等偏窄, 近对称到正偏态等特点。其中跃移组分占绝对优势, 悬浮组分很少。而品位较低的矿石如德泽、茶店的矿石, 离散度宽, 分选差, 悬浮组分含量较高, 具对称到负偏或极负偏态的特点。

(五) 层状工业磷块岩的搬运介质均为与海岸大致成垂直方向的双向海流, 它们一般的流动速度大致在22—32cm/s以上, 与现代潮坪区的潮流速度(30—50cm/s)大致相类似, 但若根据出现在古陆边缘或上潮坪边缘的砾屑(1—3cm)来计算, 则其流速可达114.82—196.63cm/s, 这显然是风暴天气下的产物。据野外观察, 在矿层的底部及矿层中的某些细夹层往往出现近似球状的砾石, 或者甚至出现撕裂泥岩角砾或碎

片，以及粒序层理等引人注目的现象来看，在碎屑磷块岩的沉积过程中，间歇性的风暴潮确曾频繁存在过。总之，颗粒磷块岩的形成、搬运和沉积，主要是潮汐海流和间歇性风暴潮的产物。

收稿日期1986年3月31日

参 考 文 献

- [1] 李继亮、邹采抒，1975，我国南方一磷矿床磷块岩的矿物组成，地质科学，2期。
- [2] 孟祥化，1979，远硅质建造磷块岩微相研究，地球化学，2期。
- [3] 叶连俊等，1980，中国东部晚震旦世及早寒武世磷块岩的形成和沉积建造特点，国际交流地质学论文集（三），113—120，地质出版社。
- [4] 陈其英，1981，磷块岩的内碎屑，地质科学，2期。
- [5] 叶连俊等，1982，华南晚震旦世磷块岩沉积与成因，地质科研成果选集，第一集，文物出版社。
- [6] 周茂基等，1982，贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩矿石结构及其地质意义，地质学报，4期。
- [7] 叶连俊，1983，论华北地台沉积建造，华北地台沉积建造，1—5页，科学出版社。
- [8] 赵东旭，1983，荆襄地区陡山沱组磷块岩类型、成因和沉积环境，地质科学，4期。
- [9] 曾允孚、王宝清，1984，峨眉、雷波地区早寒武世初期磷矿沉积环境，第五届国际磷块岩讨论会论文集，2集，地质出版社。
- [10] 刘魁梧，1984，贵州瓮安磷矿磷酸盐矿物与岩石学研究，第五届国际磷块岩讨论会论文集1集，地质出版社。
- [11] 吴瑞堂，1985，重要的发现——深海沉积间断，地质科技情报，4卷，4期。
- [12] 陈其英、郭师曾，1985，中国东部震旦纪和寒武纪磷块岩的结构成因类型及其沉积相和环境，地质科学，3期。
- [13] Visher G. S., 1969, Grain size distribution and dipositional processes. *Jou. Sed. Petro.*, Vol.39, No. 3.
- [14] Visher G. S., and Jame D. H., *Dynamic relationship between hydraulics and sedimentation in the altamaha estuary. Jou. Sed. Petro.*, Vol. 44, No.2.
- [15] Ramce P. L. and Warren N. F., 1969, The threshold movement of coarse material in oscillatory flow. *Proc. 11th conf. on coast Eng.* 487—491.
- [16] Komar P. D., 1971, The mechanics of sand transport on beaches, *J. geophys. Res.* 76, No. 3, 713—721.
- [17] Komar P. D. and Miller M. C., 1973, The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. *Jou. Sed. Petro.* 43, 1101—1110.
- [18] Harms J. C. et al., 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structure and stratification sequences. *SEPM short courses No. 2, Dallas, 1975.*
- [19] Madsen, O. S. and Grant W. D., 1975, The threshold of sediment movemnt under oscillatory waves; a discussion, *Jou. Sed. Petrol.*, 45, 360—361.
- [20] Komar P. D., 1976, *Beach processes and sedimentation* Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

- [21] Petter P. E., 1978, Petrology and chemistry of modern big river sands, *Jou. Geology*, Vol.86, 423—449.
- [22] Yeh Lienstun, 1979, The phosphorite depositst of China, In: "The proterozoic and Cambrian phosphorite", 32—33.
- [23] Mew, M. C., 1980, World survey of phosphate deposits, Fourth edition, The british sulphur corporation limited.
- [24] Ilyin A.V. and Rantnikov G. I., 1981, *Jou. Sed. Petrol.*, Vol.51, No. 4, 1215—1222.
- [25] Yeh Lienstun, 1984, Regularites of the occurrence of Chinese phosphorite deposit, In: *Development in geoscience*, Science Press, Beijing, China.
- [26] Willian L. Duke, 1985, Hummocky cross-stratification tropical hurricanes and intense winter strom, *Sedimentolgy*, 32, 167—194.
- [27] Lin Jinlu, M. Fuller and Wenyong Zhang, 1985, Preliminary phanerozoic Polar wander paths for the North and South China blocks. *Nature*, V. 313, 3, Feb. 1985

PHYSICAL ENRICHMENT—A NEW THEORY ON THE GENESIS OF INDUSTRIAL PHOSPHORITE DEPOSITS

Ye Lianjun Chen Qiying Liu Kuiwu

(Institute of Geology, Academia Sinica)

INTROOUCTION

Sedimentary mineral deposits were not formed simply as product of simple reactions through a single kind of factors, but were outputs of intricate reactions among a complex set of evolutionary natural environmental agents. They were formed at least through three different stages, viz., the imbibition and concentration of ore forming materials; the geochemical enrichment; and the physical concentration stages (Fig. 1). As to industrial phosphorites, physical enrichmnt is of paramount importance. It seems, almost all of the world industrial phosphorite deposits were formed as such.

Our idea of physical enrichment was first set up in 1980, during the 2nd National Symposium on Mineral Deposits at Hongchow. Since then, lots of new evidences had been added up.

In this paper, only those of phosphorite deposits are described.

TEXTURAL CONSTITUTION AND CHARACTERISTICS OF THE CHINESE PHOSPHORITES

Chinese phosphorites are almost and always made of carbon-fluorapatite intraclasts of various kinds, being either rudaceous, sandy, silty or clayey in size. This is nothing