

# 沉积磷块岩结构类型、 成因及成矿阶段

刘魁梧

(中国科学院地质研究所, 北京)

磷块岩的岩石类型和成矿阶段划分是磷块岩研究的一项基础性工作, 早在50年代后期, 叶连俊等人就对磷块岩及其分类进行过研究<sup>[1]</sup>, 随着沉积学的发展, 尤其是近年来碳酸盐岩研究的进展, 磷块岩岩石学研究也有了一些新的突破。磷块岩分类从矿体形态(层状、透镜状、结核状)、大地构造(地台型、地槽型)等分类走向了结构成因分类。在这方面, 工作较多, 较系统的有美国的S.R.Riggs和法国的M.Slansky<sup>[9][10]</sup>。我国的孙枢、陈其英、赵东旭<sup>[2]、[3]</sup>及孟祥化<sup>[4]</sup>、周茂基<sup>[5]</sup>、东野<sup>[6]</sup>等人也先后对磷块岩的结构成因类型进行过研究。这些研究给磷块岩的分类奠定了一个很好的基础。

在野外调查和全国各地一千四百多块磷块岩岩石薄片观察的基础上, 笔者参考了有关文献、资料, 按照结构成因分类方法, 对磷块岩岩石类型以及胶结物类型进行了系统总结, 以此为基础, 提出了磷块岩结构成因分类方案并讨论了磷块岩的形成过程及成矿阶段。

## 一、磷块岩结构成因分类方案

自60年代福克碳酸岩结构成因分类问世以来, 该分类的优点很快为沉积岩岩石学者所认识。它的主要特点是把岩石结构与沉积环境、沉积时的水动力条件密切联系起来, 使人们能够根据岩石结构类型, 判别当时的古地理环境。因而这一分类方法在其它沉积岩分类研究中也引起了重视。

磷块岩与碳酸盐岩在结构类型上有许多相似性, 这是磷块岩运用碳酸盐岩结构分类的基础。但由于磷块岩形成途径、沉积环境以及胶结物类型等方面有着不同于碳酸盐岩的独特性质, 因而必须拟定适合磷块岩自身特点的结构分类方案。

根据我国南北诸省主要磷块岩矿床的实地调查和大量岩石薄片的镜下研究, 并参阅有关文献, 提出我国沉积磷块岩结构成因分类方案如表1:

表1 沉积磷块岩结构成因分类方案

Table 1 A classificatory scheme of sedimentary phosphorites based on the texture and the genesis

结构类型 磷块岩 磷酸盐	颗粒结构		生物结构				泥晶结构	成岩结构		
	外粒屑	内粒屑	球(团)粒	核形石	叠层石	其它		结核状	重结晶	交代(淋滤)
磷质胶结	砾 磷基外砂屑磷块岩 粉	砾 砂屑磷块岩 粉 鲕粒 豆	磷基 球(团)粒 磷块岩	磷基 核形石 磷块岩	迭 层 石	生物 颗粒(屑) 粪	泥 晶	结 核 状	重 结 晶	交 代 ( 淋 滤)
云质 (或钙质) 胶结	砾 云基外砂屑含磷岩 粉 *	砾 砂屑磷块岩 粉 鲕粒 豆	云基 球(团)粒 磷块岩	云基 核形石 磷块岩	磷 块 岩	磷 块 岩	磷 块 岩	磷 块 岩	磷 块 岩	磷 块 岩
硅质胶结	砾 硅基外砂屑含磷岩 粉 *	砾 砂屑磷块岩 粉 鲕粒 豆	硅基 球(团)粒 磷块岩	硅基 核形石 磷块岩	岩	岩	岩	岩	岩	岩

说明：对于两种或多种颗粒共同组成的磷块岩，可按颗粒数量少前多后的原则共同参与命名，如：云基砂屑球粒磷块岩；胶结物明显为亮晶的（非重结晶者），必要时可将“基”改“晶”，如云晶砂屑磷块岩。

\*：这两类极少见，常为含磷岩。

## 二、我国主要磷块岩的结构类型及成因

从表1中可以看出，磷块岩的结构类型主要有以下4个大类：

(一) 泥晶结构大类 泥晶磷块岩

(二) 生物结构大类 球(团)粒、核形石、叠层石、磷块石、生物颗粒(屑)磷块岩和鸟粪磷块岩

(三) 颗粒结构大类 外粒屑(砾、砂、粉屑)磷块岩、内粒屑(砾、砂、粉屑、鲕、豆粒)磷块岩

(四) 成岩结构大类 结核状、重结晶、交代(淋滤)磷块岩

每个大类又可分为若干小的结构类型。现将各类主要岩石类型分别描述如下：

(一) 泥晶结构大类 泥晶磷块岩

岩石具典型的泥晶结构，致密块状或纹层状构造。主要由粒度小于10微米的显微晶质—隐晶质碳氟磷灰石杂以少量泥质、泥晶碳酸盐组成。由于粒度细小，薄片一般很难见到矿物的光性显示，常为一片均匀的隐晶质结构。泥晶磷块岩常含较多的有机质星点

和凝团，有机质组分一般不显生物结构特点，但个别薄片中发现有与泥晶碳氟磷灰石同时沉淀的藻丝体。

对于泥晶磷块岩的成因，尚无肯定的看法。笔者认为它主要是化学（可能伴和着胶体化学与生物化学）作用下磷质质点互相聚集、粘结，最后在重力作用下下沉海底形成。因为古代大气和海洋中 $\text{CO}_2$ 含量比现代高，磷源供应也较现代充分，当时的地质条件与现代差别较大。如现代磷沉积区是高沉积比率区，海流循环较快；古代则是低沉积比率区，常为紧缩剖面，海流循环较慢<sup>[11]</sup>。在这样的物理、化学、地质背景之下，古海洋底水中常常能富集较高的磷含量。这种富磷的底水浓缩到一定阶段便可产生化学沉积，或遇到不同电解质中和而发生胶体化学沉积。这从泥晶磷块岩在扫描电镜下呈超显微晶粒结构（图版 I，1），显微镜下见有凝聚团块、胶体干缩裂纹、产状为层状、纹层状得到证明。生物组织在泥晶磷块岩中出现是少量的，多是磷泥晶化学沉积过程中混入的碎屑物质。当然，泥晶磷块岩虽不是直接的生物沉积，但生物通过生物化学作用可改变水体中的pH、Eh值，促使磷的化学沉淀。泥晶磷块岩在瓮安、开阳、遵义、荆襄、宜昌、海口、王家湾以及湘西等磷矿均有产出，多产于浅水盆地相或潮下低能带中。

## （二）生物结构大类

**1. 球（团）粒磷块岩** 球（团）粒在磷块岩中不象在碳酸盐岩中那样普遍。以前有人把一些近圆形的、粒径与球粒相近的颗粒都归入球粒，实际上它们是一些分选磨蚀较好的砂屑。我们所指的球粒系粒度小于0.2毫米的球形—近球形颗粒，大于该粒级的谓之团粒（块）。球（团）粒与砂屑有以下区别：（1）其成因系由生物或生物化学作用生成，其中大部分是藻类粘结聚集的隐晶磷灰石，在轻微动荡的水体环境经下滚动、圆化而成，少数也可能是生物的排泄物，如陈孟莪就已发现了早寒武世的磷质粪化石<sup>[7]</sup>。（2）球（团）粒颜色较深，富含有机质，内部都是隐晶结构。（3）球（团）粒外形浑圆，大小近一致，周缘没有破碎、磨蚀痕迹。外缘有时具薄层包边，内部常有藻丝体。（4）球（团）粒磷块岩的胶结物大部为磷、泥质，而经搬运再沉积的砂屑磷块岩的胶结物主要为白云质或硅质。球粒磷块岩主要产于水体能量不太强的海湾、泻湖环境中，其结构成熟度较高的假象（大小近一致、圆度较好）与其生成环境是不协调的。因为磷质球粒不是水体机械磨蚀产生而是生物作用形成。一些球（团）粒在扫描电镜下全是藻菌类物质缠绕包裹形成。有机质在球（团）粒磷块岩中也特别富集。球粒磷块岩是我国工业磷块岩类型之一，开阳、瓮安、荆襄、昆阳磷矿都有分布（图版 I，2），团粒磷块岩则相对较少，分布也较局限。

**2. 核形石磷块岩** 核形石磷块岩由磷质核形石组成，核形石大小多在1—30毫米，比球粒大得多，由内核和外部包圈构成。其核心往往是泥晶或球粒磷块岩破碎后的砂屑或富有机质的泥团，也有的为碳酸盐岩砂屑。其外圈主要由明暗交替的呈毫米级厚度的纹层构成，暗色纹层为磷灰石泥晶，亮色纹层为磷灰石亮晶或白云石亮晶。核形石与鲕、豆粒容易混淆，以下几点可资区别：（1）核形石系生物成因，主要与藻类的生长发育有关，包层中可见藻丝体、带壳结构、放射状结构、丰富的有机质斑点和凝团、藻类细胞结构等。而鲕、豆粒系化学加积沉淀形成，与生物作用无关。（2）鲕、豆粒外形一

般较圆,核形石多趋向于椭圆或外形不规则的圆状。(3)核形石外壳包层常常波状起伏,形态不规则,厚度变化较大,有时包层不连续。而鲕、豆粒包层一般较平整,厚度较均匀。这与生长核形石的生物向光面生长较快有关。(4)核形石颜色明显较深,鲕、豆粒色泽较淡,这由有机质含量不同引起(图版I,3)。

核形石磷块岩常产出在浅滩或其它潮下高能环境,与砂砾屑磷块岩伴生,在我国荆襄、昆阳、瓮安磷矿均有产出。

**3. 叠层石磷块岩** 叠层石磷块岩由一系列柱状或墙状上拱的叠层体通过下凹的连接桥互相连接而成。柱体本身常为较纯的隐晶质磷酸盐组分,柱间则主要由白云质、硅质、磷质颗粒和泥晶充填。柱体内部可以见到更细一些的纹层,即一般所谓的富藻层和富屑层,由这两种基本层互相叠复生长形成柱体。当柱体纹层不发育时,则可见到由碳氟磷灰石组成的团块状、絮凝状构造。叠层石磷块岩中有机质星点和凝块比较发育,磷矿物常常不是隐晶质而是以纤状或放射状晶体出现,这些磷灰石的纤状、放射状晶体在叠层石中特别发育的原因可能与藻类生长发育有关,一些纤状晶可能是藻丝体组织。前寒武纪地层中藻类特别发育,藻与磷的关系非常密切。笔者认为,叠层石磷块岩是藻类原生沉积形成。根据镜下研究,叠层石柱体全系磷酸盐组分,而柱间则为碳酸盐组分,二者界线清楚,但成分或颜色各异(图版I,2、3),未见交代现象,藻类柱体生长纹层中含大量藻丝体、藻细胞组织,全系磷酸盐成分,说明藻类是吸收磷酸盐生长的。D.Soudry和Y.Champetier<sup>[12]</sup>最近的研究认为,磷酸盐在藻类生长过程中直接沉淀在细胞壁上,这无疑是生物成磷的观点。笔者在观察中发现,柱体间除碳酸盐组分外,还有柱体破碎后脱落下来的碎屑,这些碎屑成分是磷质的,说明叠层石柱体原来的成分即是磷质而不是碳酸盐质。天津地质矿产所朱士兴近来的研究也认为藻类成磷,并证实磷质叠层石与碳酸盐叠层石有不同的形态特征<sup>1)、2)</sup>。

藻类对磷的富集主要有三个方面:(1)直接从海水中汲取磷建造自己的细胞或组织;(2)通过藻类的生命活动,如吸收二氧化碳、放出氧气、死亡后放出氨气等改变水体的pH、Eh值,改变磷在水溶液中的平衡条件而促使磷沉淀;3.藻类通过藻丝体的捕获、粘结作用,使悬浮水中的磷质颗粒固定下来,从而形成磷的堆积。总之,生物是通过生命活动、生物物理和生物化学作用富集磷的。当然,在局部地区,一些碳酸盐叠层石受到后来磷酸盐溶液的影响发生交代,而形成磷化叠层石,在我国也曾遇到,如贵州瓮安灯影组有磷化叠层石透镜体。这种磷化叠层石交代结构清楚,但规模与范围都不大。

叠层石磷块岩就目前发现的种类来说,按形态可分为柱状(分叉与不分叉)、墙状、波状和层纹状四类。按种属可分为Gemnosolen,Conophyton,Boxinia, Linella, Scopulimorpha, Xifengia, Paraconophyton 和 Stratifera(据刘魁梧、朱士兴)等不同类型。叠层石磷块岩在贵州瓮安、开阳、湖北荆襄磷矿区最为发育,它们主要发育在潮间带下部、并可延伸到潮下带上部。

**4. 生物颗粒(屑)磷块岩** 生物颗粒(屑)磷块岩主要由生物颗粒(屑)与砂屑堆

1)朱士兴,王视耕,1982,中国开阳磷矿中的磷质叠层石,第五届国际磷块岩讨论会论文。

2)朱士兴等,1982,中国开阳磷矿的形成与古代微生物的关系,同上。

积形成。我国磷矿中主要有两类生物颗粒，一类为小壳动物壳体如软舌螺，另一类与藻类有关，如疑源类(类似于碳酸盐岩中的钙球或藻孢子)。这些生物颗粒一般都经过迁移搬运、破碎、磨蚀明显，并含大量砂屑，故大多不是原地堆积，实质上是介于生物屑与内碎屑之间的沉积物，只是为了突出这些颗粒与生物的关联，才把它归入生物磷块岩大类中。软舌螺等小壳生物颗粒主要产于寒武纪底部，如昆阳磷矿(图版 I, 8)。贵州洛夯，织金甚至更为富集，局部地段风化后几乎全由小壳组成。疑源类种类较多，贵州瓮安、湖北宜昌都有产出，局部地段富集成层。图版 II, 1 中为疑源类的刺球类，外形球形，直径一般 0.2—1 毫米，外包壳壁，壁为有机质，壁外生长许多壳刺(有些无刺)。球体中央常为空腔，现为磷质充填。生物颗粒磷块岩与砂屑、鲕粒磷块岩相伴产出，沉积环境应与岩滩或潮坪相近。

**5. 鸟粪磷块岩** 鸟粪磷块岩由鸟粪(如红脚鲉鸟)粪便排泄物堆积形成，主要分布在我国南海诸岛潮上带及一些山区洞穴中，目前在西沙群岛东岛还有鸟粪层的形成。

据陈先沛等资料<sup>1)</sup>，鸟粪层主要由鸟粪、鸟类羽毛、尸骨掺和粘结植物枝叶、岸滨砾石及珊瑚等生物骨骼形成，颜色棕褐色，松散一半固结状，一般厚 20—40 厘米。同济大学王国忠等拣块分析其  $P_2O_5$  含量为 12.59—30.66%。

鸟粪磷块岩主要产出在近代(最老 300—400 万年)，古代尚未发现鸟粪磷块岩产出。

### (三) 颗粒结构大类

颗粒结构是磷块岩最重要的结构类型，我国具工业价值的磷块岩矿床主要由颗粒结构磷块岩组成，即使在原认为环境较安静的盆地相磷质沉积中也是如此，如遵义、江浙一带。磷质内粒屑是水流簸选、物理富集的结果。它的来源大致有三种，第一种是生物作用所成的“生物碎屑”；第二种是成岩早期在海底淤泥中所形成的结核体，又被冲蚀簸积而成的“海解碎屑”；第三类是水下剥蚀作用所造成的“再蚀碎屑”〔8〕颗粒结构磷块岩由于需要波浪、潮流的冲刷、簸选，所以都在近岸浅水区产出。在水的机械力作用下，轻的杂质被簸弃，较重的磷质颗粒逐渐得到富集。一些粒屑经过多次冲刷、搬运，具有多轮回特性。

颗粒磷块岩按颗粒来源不同，可分为内粒屑和外粒屑两类。外粒屑磷块岩亦具颗粒结构，但这些颗粒不是盆内来源而是陆源，不是以磷质为主而是以石英、长石、岩屑颗粒为主，其中杂有磷质颗粒。由于它们的胶结物主要以磷质(磷泥晶)产出，所以其磷的品位依然可达工业要求。下面对这两类颗粒磷块岩分别叙述之：

#### 1. 内粒屑结构类(包括内砾屑、砂屑、粉屑、鲕粒、豆粒、磷块岩)

(1) 砾屑磷块岩 主要由粒径 1—5 厘米(个别达 25 厘米)的磷质砾屑堆积形成，砾石一般饼状(断面呈竹叶状)，也有的(如瓮安磨坊)砾屑呈浑圆的球状。一般是粒径越大，磨圆度与球度越好。砾屑在岩石中一般只占 30—50%，往往含大量的磷质砂、粉屑，胶结物为磷质或白云质。部分砾石可见塑性变形及相互挤压嵌入现象，说明它们是未完全硬结时就已破碎。砾石受水流搬运的影响，常具一定排列方向，有时甚至呈叠瓦状。说明砾石经过了水流反复簸选和磨蚀，并迁移了一定距离。砾屑内部一般显泥

1) 陈先沛等，1983，鸟粪层及磷质生物碎屑石灰岩，西沙群岛考察报告。

晶结构或球粒结构,也有的显砂屑结构,这可指示破碎前母岩性质。破碎多次的砾屑可保留多轮回标记。

砾屑磷块岩在剖面上常产于矿层底部或层间冲刷面上,我国几乎所有磷块岩产地,其剖面最底部都有厚薄不等的砾屑磷块岩产出。其中尤以贵州瓮安磷矿B矿层底部的砾屑磷块岩最为典型,厚度大、颗粒大、磨圆度高。平面上主要产于海岸边缘滨岸带或海底高地附近,是浅滩、潮道等水流动荡的高能地带的良好标志。(图版I,4)。

(2) **砂屑磷块岩** 砂屑磷块岩是磷块岩最重要的一种结构类型。砂屑粒度一般0.1—2毫米,磷屑含量在岩石中可达60—90%。从内部结构判断,砂屑主要是泥晶、球粒磷块岩破碎的结果,也夹少量陆源石英及岩屑颗粒。其胶结物分为三种,即磷质(杂泥质)、碳酸盐质和硅质。经镜下观察发现,当胶结物为磷(杂泥质)时,砂屑分选、磨圆较差(图版I,5);当胶结物为碳酸盐或硅质时,砂屑的分选、磨圆明显变好(图版I,6)。这种现象说明,随着砂屑由生成地向远处搬运,其分选性、磨圆度愈来愈好,胶结物也从磷泥质逐渐向碳酸盐质(近岸)或硅质(远岸)演化。当然,那些由交代作用形成的硅胶结物,则无此规律。

砂屑磷块岩在我国各地磷矿床中均有分布,我国三大磷矿基地昆阳、开阳、荆襄磷矿主要由砂屑磷块岩组成,一些剖面如开阳茅坡全为砂屑磷块岩,厚达7—8米。此类岩石主要形成于浅滩、潮坪环境中。

(3) **粉屑磷块岩** 粉屑磷块岩具粉屑结构,粒度范围介于0.1—0.01毫米之间,粉屑多是泥晶、球粒磷块岩的破碎产物,由隐晶碳氟磷灰石组成。粉屑磷块岩与砂屑磷块岩有许多相似之处,但也有许多差别,除粒度细一些之外,岩石中泥质沉积物要多一些,胶结物主要是磷灰石泥晶杂泥质物,碳酸盐胶结物要少见得多。这可能与粉屑形成的水动力条件较弱、水体较深有关。胶结物以磷质为主说明它迁移距离不长,未达浅水碳酸盐沉积区。粉屑磷块岩一般分布在剖面的中上部,位于砂屑磷块岩之上,或与砂屑磷块岩呈互层产出。它是潮下低能带的产物。在荆襄、东山峰、瓮安A矿层均有产出(图版I,7)。

(4) **鲕粒磷块岩** 鲕粒磷块岩是磷酸盐物质围绕一个颗粒核心逐渐包复生长形成。其核心可以是一个砂屑,也可以是一个生物碎屑或一团有机质淤泥。可以是磷质的,也可以是非磷质的。其外圈主要是磷质成分。当溶液中磷的浓度较高,沉淀较快时形成的包圈多是隐晶质的;当溶液中磷的浓度较低,包圈形成较慢时则常显晶质特性。有时则为磷质与碳酸盐质包层相互迭复。鲕粒大小介于0.2—2毫米之间,它们是在有底流翻转搅动的水动力环境中形成。鲕粒之间的胶结物一般多不是磷质而是碳酸盐成分,这说明鲕粒形成环境与沉积环境有明显的差异。磷质鲕粒的包圈一般不多,普遍5—6圈,少数可达十几圈,说明其搅动翻转的次数并不多。磷质鲕粒包圈的单层厚度与碳酸盐鲕粒相比常常较厚,这可能是其水体动荡间隔期较长的缘故。鲕粒磷块岩主要出现在潮下高能浅滩环境,在昆阳、开阳、瓮安、荆襄、晋南都有分布(图版II,4)。

(5) **豆粒磷块岩** 豆粒磷块岩具豆状结构,豆粒直径大于2毫米,一般可达3—5毫米。其核心常比鲕粒核心要大,南方磷豆粒核心主要为磷质碎屑或磷质复合颗粒,北方磷豆粒核心含较多的外碎屑如石英砂岩岩屑。豆粒的包圈一般2—5圈,主要

由隐晶磷灰石组成，由于有机质含量不同或由于夹有碳酸盐纹层而显出包圈构造。有些包圈中磷质组分有微弱的光性，乃是溶液中磷浓度变稀的反映。较稀溶液结晶较慢，沉淀的矿物结晶较好。豆粒磷块岩常和鲕粒磷块岩共生，剖面上多位于鲕粒磷块岩下部。与鲕粒磷块岩一样，主要产于浅滩环境，通道环境等潮下高能带。在我国瓮安、荆襄、晋南等磷矿的一些矿段中有豆粒磷块岩产出（图版 I，5）。

## 2. 外粒屑磷块岩（包括外砾屑、砂屑、粉屑磷块岩）

外粒屑磷块岩即陆屑磷块岩，其颗粒主要由陆源带来，部分为盆内所生。据镜下观察，陆源物主要由石英砂岩、碳酸盐岩、泥岩岩屑及长石、石英、燧石颗粒组成。大的粒径数厘米—数十厘米，小的粉砂级大小。磷质在岩石中产生出的形式有三种：1. 以磷质碎屑产出，这是盆内碎屑与陆源碎屑一起沉积而共生；2. 以包粒外壳形式产出，外壳层的磷质主要是隐晶碳氟磷灰石；3. 以磷泥晶胶结物形式产出，这是磷的最主要存在形式。外粒屑磷块岩中磷质包粒数量极少，磷质内碎屑也不很多，二者总量一般少于外源碎屑，故称外粒屑磷块岩（图版 I，6）。如果内粒屑总量大于外粒屑，则还是归入内粒屑磷块岩中。

外粒屑磷块岩由于所含外粒屑较多，故  $P_2O_5$  的品位一般较低。它主要产于靠近大陆的滨岸地带。这带磷块岩在我国北方分布较多，南方仅局部地方近岸带可见。这可能与当时北方是坚硬的岸质海岸、沉积速度较快、掺和作用较强有关。海水深度则比南方要浅一些，气候也干旱一些。因而含磷层及顶、底板中常有红层、石膏、干裂、赤铁矿产出，而南方则较罕见。

按颗粒大小不同，外粒屑磷块岩可进一步分为三带：外砾屑磷块岩，外砂屑磷块岩，外粉屑磷块岩。由于外粒屑磷块岩除颗粒以外源为主外，其它特征都与内粒屑磷块岩相近，不再赘述。

## （四）成岩结构大类

（1）**结核状磷块岩** 结核状磷块岩由磷结核富集形成。磷结核是由已沉积之富磷软泥在成岩过程中磷质向一中心聚集、逐渐长大的结果。当结核较富集， $P_2O_5$  品位达到经济开采价值时就成为结核状磷块岩。结核大小不一，大的可达数米，而小的仅与球粒相近。形状一般为椭球状，也有的呈浑圆球状或扁平饼状。磷结核主要产于黑色页岩，泥岩之中，磷与有机质、泥质一起沉积。当这种含磷的富有机质的软泥在成岩过程中处于新的地球化学环境中，原来均匀分散的磷逐渐向某一中心迁移就形成了磷结核。结核形成速度较慢时，其内部质量较纯，几乎不含杂质而全由隐晶碳氟磷灰石组成；形成较快时，则常包裹有机质、碳酸盐、泥质甚至生物化石；成为成分不纯、结构不均一的结核，由于聚集过程中的成分变化及所含杂质不同可显圈层构造。

结核的形成总的来说应是一种物理化学过程，多发生在成岩早期，这从围绕结核的粘土纹层绕过结核未被结核穿切可以证明。我国遵义磷矿具典型的结核状类型（图版 I，7）。

（2）**交代磷块岩** 在磷块岩矿床中，交代作用常见。磷酸盐与碳酸盐常常相互交代，由碳酸盐被磷酸盐化而形成的磷块岩称之为交代磷块岩。

磷酸盐的交代作用发生在整个成岩作用期间，从沉积物开始沉积，尚未完全硬结成

岩时开始,一直到表生期遭受淋滤为止。其交代对象一般是碳酸盐。其机理是碳酸盐沉积后,在粒间或晶间为富磷孔隙水所饱和,孔隙水中的磷质逐渐交代碳酸盐物质形成(图版 I, 8)。这种交代作用由外向内进行,故常见碳酸盐颗粒外部最先磷化,磷的含量较高,颜色较黑,向内碳酸盐残余增加。交代作用一般发生在颗粒结构的碳酸盐中,这可能与其孔隙性较好有关,它有利于磷质溶液的渗透与运移。岩石裂隙、孔隙最发育的部位也是最有利于交代的部位。除颗粒结构的碳酸盐被交代外,局部碳酸盐叠层石也可被磷化而成磷质叠层石。交代磷块岩中的交代残余、交代假象、交代环斑结构是交代作用的证据。从整个磷块岩生成方式来说,交代作用生成的磷块岩只是一种次要类型,但它往往发育在有其它原生磷块岩产出的层位附近或叠加其上,可使已有的  $P_2O_5$  品位和储量进一步提高。交代作用是磷酸盐孔隙水成矿的一种方式。

(3) 重结晶磷块岩 这种磷块岩是成岩过程中(一般中晚期)由泥晶或其它类型磷块岩重结晶形成。重结晶较好时按晶体大小可分别命名为微晶、细晶、中晶磷灰岩,由于含 Fe、Mn 等杂质常染成不同颜色。磷灰石具完整的短柱状、板状晶形,并常残留原生沉积结构。重结晶磷块岩分布较局限,故不详述。在荆襄矿区二、四矿层中可见,东山峰磷矿部分矿段重结晶更明显,但尚未达变质岩程度。

### 三、磷块岩胶结物类型及平面分布

磷块岩胶结物比碳酸盐岩复杂,不但有碳酸盐质,还有磷质(常杂泥质)和硅质,局部地段甚至有铁锰质胶结物。

碳酸盐胶结物主要出于颗粒磷块岩中,进一步详细分类,还可分出泥晶与亮晶碳酸盐。泥晶多产出在低能带,亮晶产于高能带。有些胶结物可明显分出二三个世代。碳酸盐胶结物在区域上主要分布在近岸带,在潮坪、浅滩相磷块岩中产出。

磷块岩胶结物常常伴有泥质胶结物共同产出,二者难于分开,但也有较纯的磷质或泥质胶结物端元组分。较纯的磷质胶结物常结晶较好,显光性,这是孔隙水沉淀的结果。磷泥质胶结物主要在水动力条件较弱的环境中产出,如浅水盆地相或泻湖相环境中,成为粉屑、球粒和分选差的砂屑磷块岩胶结物。

硅质胶结物情况比较复杂,据镜下观察,许多硅质不是原生沉积形成而是后生交代的结果,故其分布无一定规律。但原生沉积形成的硅质胶结物多产于水体较深的环境中,矿层顶底板常有硅质岩产出,如贵州清镇阿坝寨寒武纪磷块岩。硅质胶结见于某些粒屑磷块岩中,一般是低能条件下形成的粒屑磷块岩。

从成磷浅水盆地中心向近岸带推进,磷块岩的结构类型从泥晶—粉屑—球粒—核形石、叠层石—砂屑—鲕、豆粒—砾屑—外粒屑演化,胶结物也有从硅质—磷质—碳酸盐质的演化趋势。

### 四、磷块岩的形成过程和成矿阶段

根据磷块岩结构类型的描述可知砾砂屑、粉屑磷块岩颗粒最初主要由泥晶磷块岩破

碎形成，鲕、豆粒核心大多也起源于泥晶磷块岩，所以泥晶磷块岩的形成及破碎演化出了种类繁多的粒屑磷块岩。通过生物及生物物理、生物化学作用，导致了磷泥晶的沉淀并进而形成球粒、核形石、叠层石磷块岩和壳屑、鸟粪磷块岩，从而形成了另一生物磷块岩类型。粒屑磷块岩系列与生物磷块岩系列进入成岩作用后，又演变出重结晶、交代磷块岩，含磷软泥经成岩形成结核磷块岩，表生期甚至还产生淋滤磷块岩。淋滤磷块岩是磷块岩中碳酸盐物质淋失，磷质进一步富集的多孔状磷块岩，但基本上保留了原来磷块岩结构特点，故未再单独作为一类讨论。综合以上过程，可得出磷块岩结构类型演化图（图 1）。

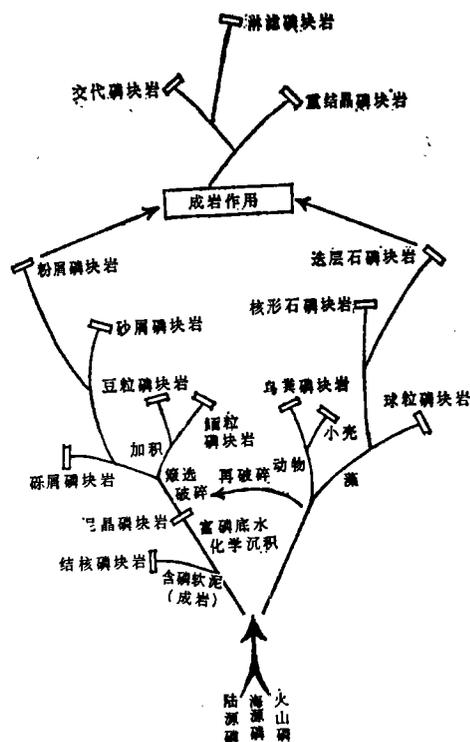


图 1 磷块岩结构类型演化图

Fig. 1 The evolving map of the texture types of phosphorites

从结构类型演化图可知，从磷质溶解在海水之中直到各种各样的磷块岩生成大致经历了 6 个成矿阶段：

**1. 海盆聚磷阶段** 这是磷块岩形成的物质准备阶段。由于风化作用，将陆上岩石中的磷带入海盆。海底风化作用将海底岩石中的磷冲刷、溶解出来。海洋生物死亡下沉，生物体内的磷重新释放，以及海底火山作用带出的磷统统汇集海盆之中。这些磷进一步海解，使颗粒状态的磷演变成溶解状态的磷，逐渐在水体底部聚集形成富磷底水。

**2. 富磷底水化学沉淀阶段** 聚集底水中的磷在化学作用、胶体化学作用或生物化

学作用下凝聚沉淀,形成最早的泥晶磷块岩。这一过程的沉积环境一般比较安静,海水深度相对较大,沉积区域主要是盆地或局限海湾。地球化学条件是碱性还原条件。伴随泥晶磷块岩沉积时,可发生粘土絮凝沉积,形成磷泥共沉现象。

**3.生物沉磷阶段** 在化学沉积泥晶磷块岩的同时,生物通过生物作用、生物物理、生物化学作用直接汲取或间接沉积在海盆中的磷,组建自己的细胞和组织或粘连堆叠成生物构造,并通过残渣排泄形成粪便及尸骨堆积,从而形成了类型丰富的另一类磷块岩——生物磷块岩。其中以藻类成因的球粒、叠层石、核形石磷块岩是最重要的生物沉积磷类型,壳屑、鸟粪磷块岩仅局部地区具有工业意义。生物成因的磷块岩形成环境中的水体深度一般较浅,位于有光带之上,主要是潮间带到潮下带,鸟粪沉积则主要在潮上带。基质成分多为碳酸盐质和磷质。

**4.颗粒磷块岩堆积、物理富集阶段** 已沉积的泥晶磷块岩及生物磷块岩在海平面变化或水动力条件改变时被水流冲刷、破碎成为内碎屑,经不断簸选、淘洗就形成了越来越纯的砾、砂、粉屑磷块岩。当内碎屑受水体搅动影响处于悬浮状态时,海水中的磷质围绕颗粒化学沉淀形成外层包围,从而形成了鲕、豆粒磷块岩。这些粒屑磷块岩一般都迁移离开了粒屑原生成地,迁移不远就近沉积时,颗粒分选、磨圆较差,基质以磷(杂泥)质为主。当迁移较远再沉积时(一般是向岸迁移),颗粒分选,磨圆较好,粒间胶结物多为碳酸盐质。若向深水区搬运,则变为硅质胶结。已沉积的粒屑磷块岩可受到多次冲刷破碎,成为多轮回碎屑产出。颗粒磷块岩形成过程中非磷杂质的淘洗极为重要,否则磷质不会富集、品位不会提高。我国许多质优量大的磷矿床都是经物理富集过程而形成的颗粒磷块岩组成,它是工业磷块岩形成的一个重要阶段。

**5.富磷孔隙水胶结阶段** 这一阶段并非所有磷块岩都经历过,但颗粒结构磷块岩一般都具有。当磷质颗粒(包括内粒屑、球粒、生物屑和核形石)或外粒屑沉积后、粒间、晶间或生物间隙被富磷孔隙水所饱和,逐渐沉淀出隐晶或微晶磷灰石胶结物。由于磷质胶结物的形成,岩石中磷的品位得到进一步的提高。此阶段与同生作用阶段相当。

**6.成岩变化阶段** 此阶段以磷结核形成、重结晶及交代磷块岩出现为标志。成岩作用早期,富磷和有机质泥岩中磷质逐渐向一中心聚集形成磷结核,结核富集时形成结核磷块岩。先成的各种磷块岩受埋藏后新的物理化学环境的影响发生重结晶和交代作用。碳酸盐和磷酸盐可互相交代,当磷酸盐交代碳酸盐时便形成交代磷块岩。先成磷块岩重结晶形成微晶、细晶或中晶磷灰岩。交代和重结晶磷块岩可形成于整个成岩作用阶段。

当磷块岩上升到表生带,可造成矿石的贫化,但对一些含碳酸盐成分较多的磷块岩,由于风化淋滤了碳酸盐成分而使矿石品位得到提高。在特定的条件下,可形成新的淋滤磷块岩矿床。

以上磷块岩的六个成矿阶段,其次序与磷块岩的形成、演化过程基本相吻合。当然各阶段也可互相重合、交叉。六个阶段不一定所有类型的磷块岩都经历过,有些阶段只在部分磷块岩中出现。在六个阶段中,每个阶段都有相应的成矿阶段和特定的磷块岩类型产出,从而演绎出丰富多采的各种类型的磷块岩。

本文是在叶连俊先生的指导下完成的,文成后又经叶先生的认真审阅,特致衷心谢

意。陈其英、赵东旭提供了部分岩石薄片并给作者许多具体帮助，在此一并致谢。

(收稿日期1984年元月7日)

### 参 考 文 献

- [1] 叶连俊, 1959, 中国磷块岩矿石类型及远景评价, “磷矿专集” 科学出版社。
- [2] 孙枢、陈其英等, 1973, 川西磷酸岩, 地质科学, 3 期。
- [3] 陈其英、赵东旭, 1981, 晋南磷酸岩, 《沉积学研究(论文集)》科学出版社。
- [4] 刘宝珺等, 1980, 沉积岩石学(磷酸盐部分孟祥化编), 地质出版社。
- [5] 周茂基、盛章其, 1982, 贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩矿石结构及地质意义, 地质学报, 1 期。
- [6] 东野, 1980, 海相磷块岩成因与分类, 化工地质, 2 期。
- [7] 陈孟莪、陈忆元, 1980, 寒武纪最早期一种可能的粪化石, 地质科学, 4 期。
- [8] 叶连俊、孙枢等, 1981, 沉积铁矿床找矿预测工作中的几个值得探讨的沉积学理论问题, 《沉积岩石学研究》, 科学出版社。
- [9] Riggs S. R., 1979, Petrology of the Tertiary phosphorite system of Florida. Econ. Geol. 74.
- [10] Slansky M., 1980, Geologie des phosphates sedimentaires meroire. B. R. G. M. No. 114.
- [11] Bantor Y. K., 1980, Marine phosphorite. S. E. P. M., Special publication, NO. 29.
- [12] Soudry D. and Champetier Y., 1983, Microbial processes in the Negev phosphorite, Sedimentology, Vol 30, No. 3.

## THE TEXTURE TYPES, GENESES AND ORE-FORMING STAGES OF SEDIMENTARY PHOSPHORITE

Liu Kuiwu

(Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing)

### Abstract

The classification of sedimentary rocks according to texture genesis can organically associate the texture types with their depositional environments. Therefore, the author classified and described the Chinese phosphorites with this method. In view of the field investigations and the surveys of more than 1400 slices of the phosphorite taken from varied parts of China, the author discussed further the geneeses of the different kinds of phosphorites and the varied stages of oreforming of phosphorites.

According to the differences of the texture types, the Chinese phosphorites can be classified into four groups:

### 1. The chemical sedimentary texture group

Phospholutite is its representative type. It is formed by chemical or colloid-chemical sedimentary process in bottom water enriched with phosphates.

### 2. The bio-sedimentary texture group

It includes pellet, oncolite, stromatolite, guano and bio-clastic phosphorites. They originated from the organism itself or bio-mechanical and bio-chemical processes.

### 3. The granular texture group.

It includes intragranular (i.e., intraclast, oölite, pisolite) phosphorites and extragranular (i.e., extraclast) phosphorites. They are formed by the process of physical enrichment, i.e. by mechanical breaking and winnowing process of sea water, being controlled by the energy condition of water basin.

### 4. The diagenesis texture group

It includes nodule, recrystal and replaced phosphorites. They are controlled by diagenetic environment and physicochemical condition in diagenetic process.

There are three kinds of cements in phosphorite, i. e, phosphate (with argillaceous at times) cements, carbonate cements and silicate cements. From deep water to shallow water, the changing regularity of the cement kinds is from silicate, phosphate to carbonate.

The ore-forming process of phosphorites is very complex, it can be summed up into the following six changing stages:

Stage 1. The phosphates are enriched together in sea basin. It is suggested that phosphorus came from sea-resource, terrestrial resource, and volcanic resource. The phosphates are enriched in sea basin and constituted some local phosphate-rich areas.

Stage 2. The chemical sedimentary stage in bottom water. Under the influences of chemical, colloid-chemical and bio-chemical processes, the phosphates in phosphorus-rich sea-water precipitated on the interface of sediment/water, forming phospholutites.

Stage 3. The phosphate deposited down because of organism or bio-mechanic and bio-chemical processes. With the phosphates constituted biotic cells and tissues and formed biogenetic series phosphorites, organism imbibing phosphorus from sea water.

Stage 4. The physical enrichment stage. The nodules and the broken materials of the phosphorites formed early on sea-floor were enriched gradually by scouring, winnowing of sea water, forming intragranular and extraclastic phosphorites. This stage is the most important one among all the stages for industrial phosphorites.

Stage 5. The cements precipitated from phosphate-rich interstitial water. When the intergranular pore spaces and other pore spaces were filled with phosphate-rich pore water, the phosphate cements would gradually deposit.

Stage 6. The changing in diagenetic process. Recrystallization or replacement took place in the diagenesis process of all kinds of phosphorites formed early, forming replaced phosphorite and micrite-medial phosphorites. In the phosphates-

rich ooze, the phosphorus removed toward some centres, forming nodule phosphorites.

By above-mentioned stages, plentiful types of phosphorite were formed. Surely, the six stages above couldn't develop completely in all deposits, some stages might be absent.

## 对《中国海陆变迁、海域沉积相与油气》 一书的评述

刘 宝 翔

该书由原地矿部石油海洋局关士聪总工程师领导的编写组编著，全书包括文字论述、图（21幅）以及图幅说明等内容。

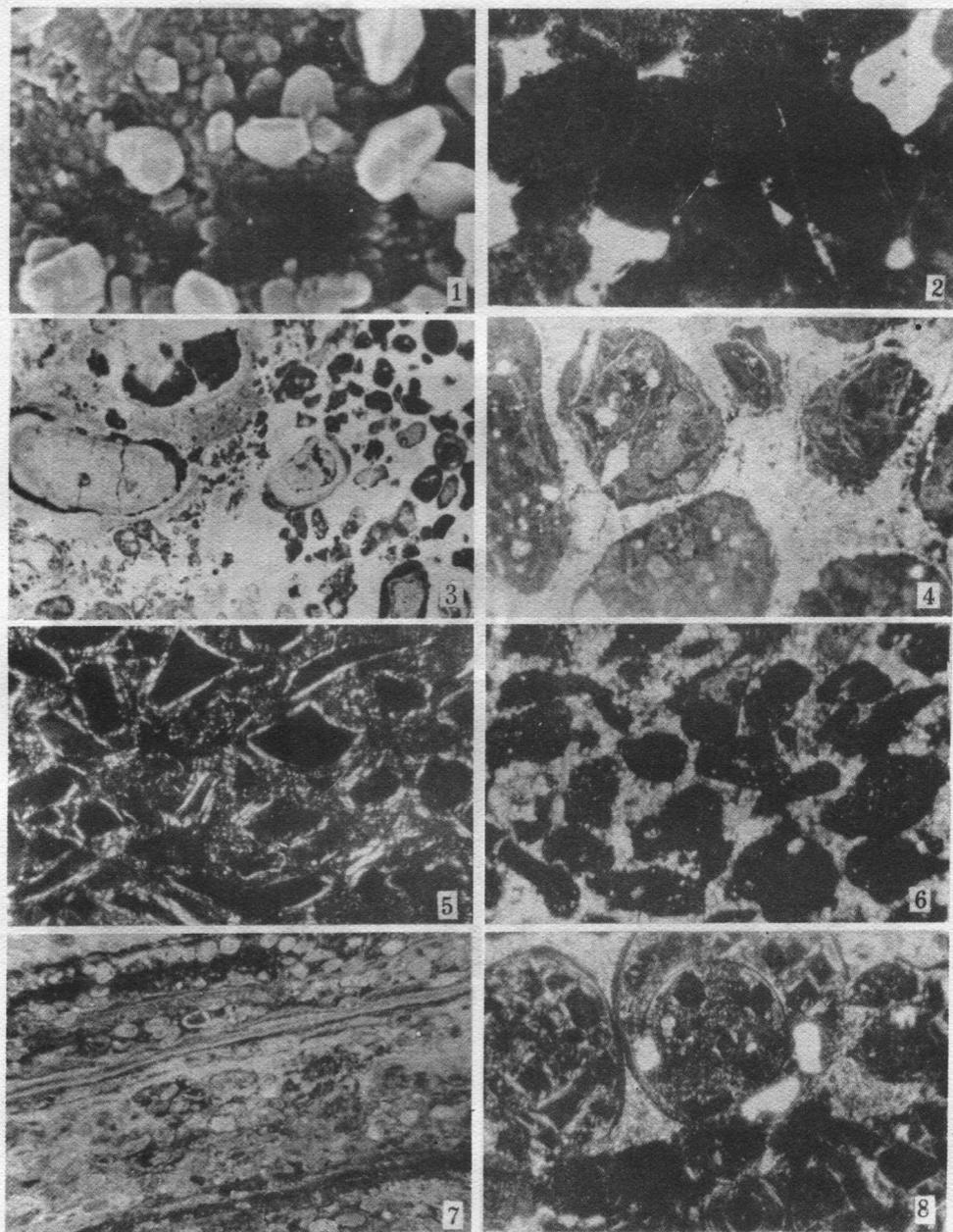
作者根据大量区测资料和油气勘探资料，采用了上千条剖面及重点地区的微相分析材料，参阅了国内外近期有关论著，结合我国古海域沉积相特征，提出了中国晚元古代至三叠纪海域沉积环境综合模式，根据大量室内测试分析数据，对各地质时代沉积岩层的生油和储集特征进行了分析，探讨了我国海相地层的含油气远景。

在本书中，作者特别注意了构造格局对于岩相和古地理的制约作用，作者认为不同地区的构造格局和不同的海域地貌状况，决定了不同型式的相序排列和组合关系，这也是我国地质上的一个重要特征，曾被一些地质工作者注意到，经作者的高度综合，总结成模式，正确而客观地反映在本书中，构成本书的特色，它可以解释如相的突变，缺失过渡带或过渡相带极窄，以及瓦尔特相律不能普遍和绝对运用等重要地质现象和问题。

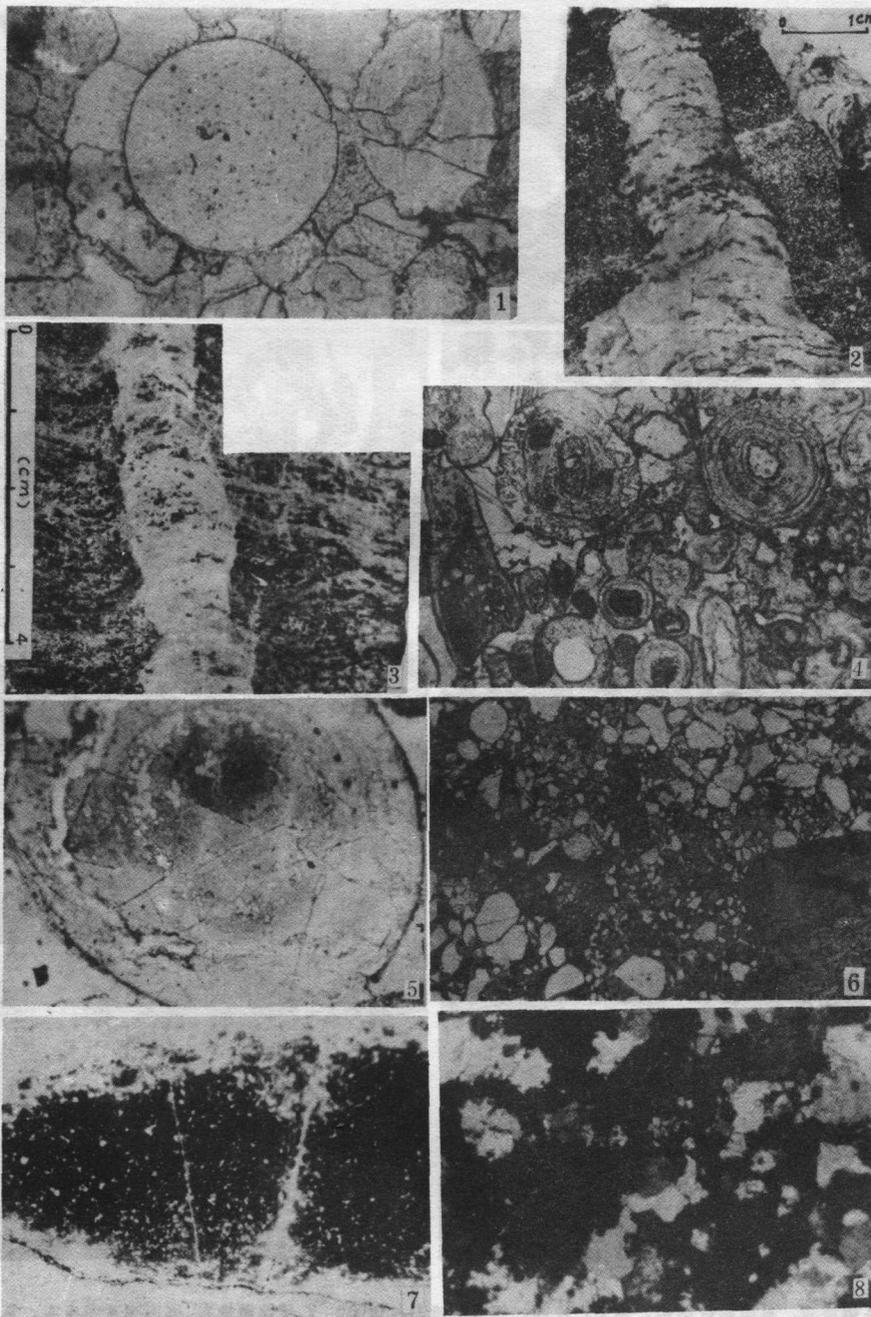
作者分析了我国古海域沉积中碳酸盐与碎屑岩的递变这一特点，把它归因于陆岛蚀源区的影响，注意到深水槽盆中高能相体的出现，将其与西沙群岛和黄岩岛海区的现代沉积相对比，关于在台棚海域中由于断块下陷所造成的规模不大的深水盆的划出，以及台地相区高能相体的划出等都是具有独创性的。作者基于上述观点，研究了中国晚元古代至三叠纪海陆变迁及沉积相，首次提出并高度概括的包括碎屑岩与碳酸盐岩沉积在内的沉积环境综合模式。由于它的完善性、科学性以及能正确反映我国实际情况，已被我国广大地质工作者所接受。作者在深入研究我国各地质时代沉积相的基础上对槽盆型及台棚型模式的进一步划分，大大丰富了国内外现有沉积模式的内容，使这一研究水平提高了一步，在学术上和实用上均具普遍意义。

本书中关于我国各地质时代各海域沉积相的论述，以及根据海陆变迁、海域性质、水体深浅、相区组合与油气生成、运移、聚集的关系讨论详细、依据充分，结论令人信服，对我国海相沉积含油气远景的探讨很有参考价值。

总之，本书是一部高度综合和概括的著作，它创造性地把沉积学、大地构造学和石油地质学的理论与实践结合起来，系统地总结了建国以来我国石油地质工作的成果，不仅在学术上达到很高的水平，而且在经济效益上也有很大价值，特别是在当前的第二轮石油勘探阶段，该书具有重要的指导意义。鉴于该书所取得的成就及其经济效益，为鼓励地质工作者深入研究，特推荐给广大读者。



1. 泥晶磷块岩, 显微晶粒结构, 遵义, K 70, 扫描电镜,  $\times 10000$  2. 球粒磷块岩, 球粒被紧密压实, 富有机质, 边缘完整无磨蚀现象。昆阳, y 220, 单光,  $\times 37$  3. 核形石磷块岩, 富有机质。荆襄, C<sub>S</sub>284, 单光,  $\times 10$  4. 砾屑磷块岩, 磷质和硅质胶结。瓮安, y 603-6, 正交,  $\times 10$  5. 砂屑磷块岩, 砂屑棱角状, 磷质胶结。瓮安, y 73 正交,  $\times 37$  6. 砂屑磷块岩, 砂屑磨圆度较好, 白云质胶结。荆襄, C<sub>S</sub>281, 正交,  $\times 37$  7. 粉屑磷块岩, 杂有球粒, 磷质胶结, 具纹层构造。瓮安, d 416, 单光,  $\times 37$  8. 生物颗粒(屑)磷块岩, 含大量软舌螺壳, 螺管套迭, 内充砂屑。昆 HC<sub>S</sub>36, 正交,  $\times 37$



1. 生物颗粒(屑)磷块岩,大型刺球藻与磷砂屑组成,注意外缘长满壳刺。瓮安,单光,×85 2. 迭层石磷块岩,柱体磷质,柱间白云质杂磷质,界线清楚。开阳,温-2,光面 3. 叠层石磷块岩,柱体磷质,柱间磷质杂泥质,颜色各异。瓮安,y 107-2,光面 4. 鲕粒磷块岩,杂砂屑。寻甸,y 289,单偏,×37 5. 豆粒磷块岩,圈层隐约可见,具溶蚀现象。瓮安,y 69-1,单偏,×13 6. 外砂砾屑磷块岩,陆源砂砾屑夹磷质内碎屑,磷泥晶胶结。山西水峪,S 188,单偏,×13 (赵东旭摄) 7. 磷质结核,与围岩(硅质白云岩)渐变 德译,y 314,单偏,×10 8. 交代磷块岩磷交代白云质,沿晶间孔隙交代沉淀。昆阳,y 220,正交,×37