

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

太行山东麓震旦系底部磷块岩地質*

郭樹新

我国北方农业区尚无工业磷矿床发现,解决这种分布不平衡的問題,已是一項迫切的任务。

本文想将太行山东麓震旦系底部两个磷矿区(下称甲、乙矿区)的主要地質特征作一介紹,并对其形成条件及找矿远景提出一些浮浅的看法,以引起有关方面的注意。

撰写本文时得到地質队领导和有关同志的鼓励和帮助,在此表示感謝。因所收集实际資料不够充足,作者业务水平不高,不免在文內有謬誤之处,敬請批評指正。

一、区域地質概要

本区位于山西台背斜的东部,次一級构造的五台台凸、沁水台凹和太行穹折带的交接地区,与河淮台向斜相連。

区内地层以太古界五台羣¹⁾为最老,由混合杂岩(陈庄組)及大理岩系(滄子組)組成。元古界滄沱羣不整合于五台羣之上,由变質砾岩、石英岩、板岩和白云質灰岩組成。古生界有震旦系,与下伏变質岩地层角度不整合接触,还有寒武系、奥陶系及石炭二迭系地层。

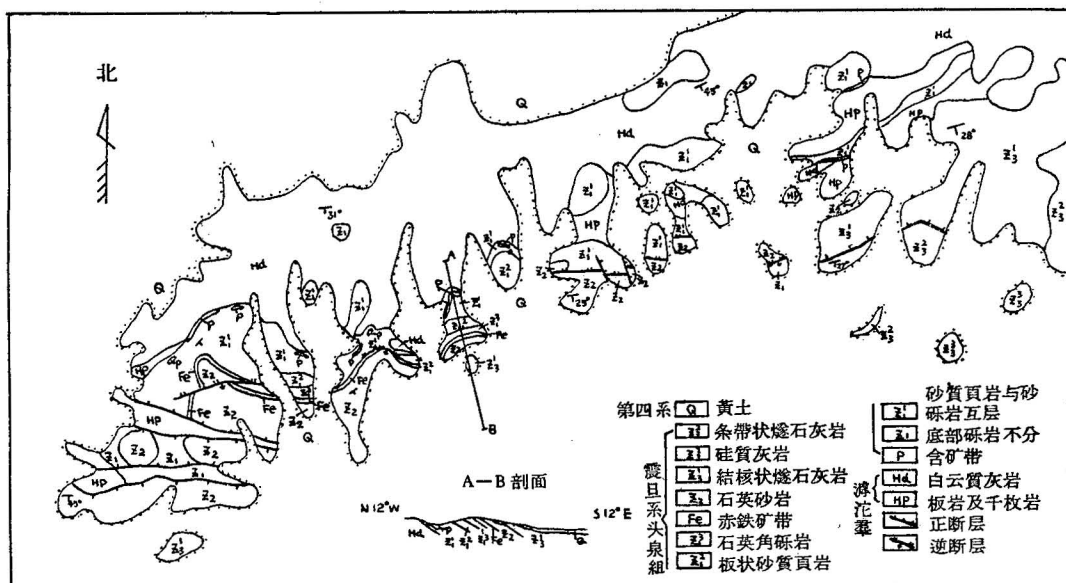


图1 甲矿区示意地質图

* 本文引用了地質队的有关地質报告的材料,特此說明。

1) 区内太古界地层划分爭論很多,这里以河北省区測大队的划分为准。

它們之間为假整合或平行不整合接触,分別由碎屑岩和灰岩、頁岩和灰岩、結晶灰岩及砂岩和頁岩夹煤层組成。在低洼地区广布第三系及第四系的砂砾岩及黄土层。

震旦系在本区称头泉組¹⁾。它与古生界其它地层主要分布于井陘地区,行唐八里庄以北及元氏东侧也有出露。震旦系岩相变化較大,井陘以北地区下部碎屑岩逐渐减少,而上部硅质灰岩迅速增加。相反,井陘以南地区硅质灰岩很快尖灭,全为碎屑岩所代替。东西方向上获鹿至井陘間碎屑岩及硅质灰岩最发育。向西硅质灰岩相变为石英砂岩,愈近山西厚度愈小。平山盘口以西見寒武系超复于五台羣之上。

在甲、乙矿区(图1、图2)一带为本区震旦系头泉組发育最完整地区,在剖面上为一完整的沉积旋迴,具浅海沉积相的特征。下面是本区震旦系的綜合剖面:

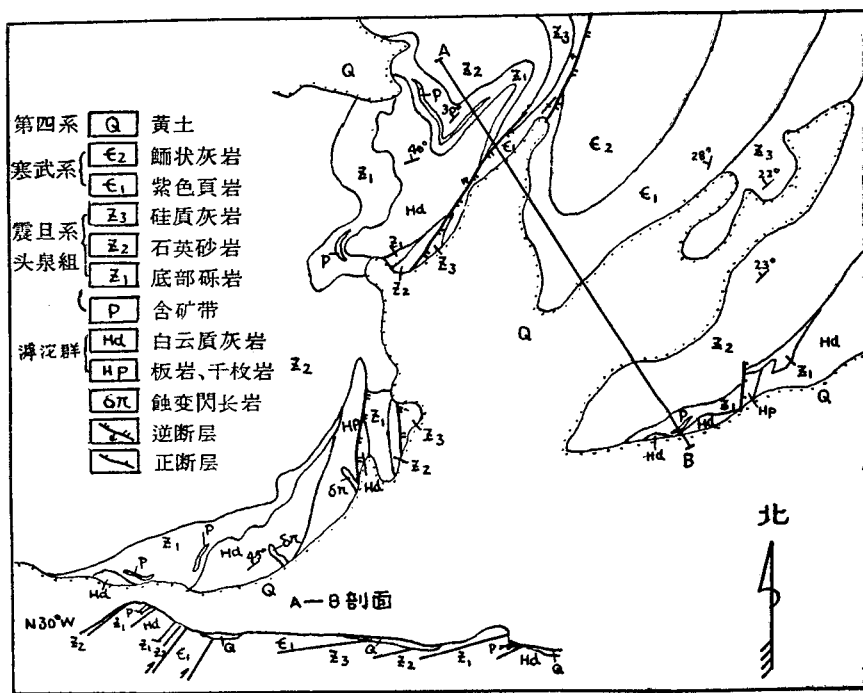


图2 乙矿区示意地质图

上复地层: 寒武系馒头組紫色頁岩

----- 假 整 合 -----

震旦系头泉組:

4. 硅质灰岩层: 上部为条带状燧石灰岩; 中部为硅质灰岩, 在头泉、吳家窑等地含有似 *Collenia* 类型的藻类化石; 下部为結核状燧石灰岩夹灰质砂頁岩.....350 米
3. 石英砂岩层: 中上部为米黄色石英岩, 夹海綠石石英砂岩, 有良好波痕、交错紋; 下部为褐色石英砂岩夹一层厚 2—5 米的含鉄砂岩, 含 TFe 最高約 20%.....70 米
2. 赤鉄矿带: 上部为紫色頁岩; 中部为鲕状赤鉄矿, 厚約 5 米, 含 TFe 最高約 55%, 含 P 最高約 0.99%; 下部为厚数米的杂色頁岩(此带仅见于甲矿区).....30 米

1) 本区震旦系地层的时代問題尙无定論。王曰伦先生称“始寒武系”, 并将石太綫以北上部有硅质灰岩者称“头泉組”, 以南全为碎屑岩者称“測魚組”。因已查明二者为相变关系, 故統称“头泉組”。

1. 底部砾岩层: 由角砾岩、砂砾岩、石英砂岩、粉砂岩和砂质頁岩組成, 磷矿产于底部粉砂岩內 80 米

~~~~~角度不整合~~~~~

下伏地层: 滹沱群白云质灰岩。

区内基底构造极为复杂。据目前了解, 北部平山、阜平地区主要为北东东向的紧密同斜倒轉褶曲組成的复背斜构造及大断裂; 南部元氏地区则为北北东向正常的背斜、向斜构造。盖层构造較简单, 以平缓的褶皱和单斜构造为主, 沁水台凹边缘北北东及北东东向的“冲断层”丛生, 如乙矿区可见“迭瓦状”的断裂构造。这些断层对矿体完整性影响不大, 却使矿区水文地质条件复杂化。

岩浆活动在基底表现最为强烈, 火成岩分布广泛, 而盖层內少见。目前认为岩浆活动至少有吕梁及燕山两期。前者主为大量长英质酸性岩脉和花岗岩伟晶岩脉, 以及在深变质条件下由花岗岩化作用所造成的混合花岗岩。后者的产物主为中基性的岩脉、岩墙, 如閃长岩、角閃岩和煌斑岩等。

## 二、含矿带及矿体

头泉組底部砾岩层主要分布于甲、乙矿区附近。本身为一套碎屑岩系, 其厚度、岩相变化巨大, 如甲矿区以西愈近古海岸几乎全为角砾岩代替。厚度由数米到数十米。其底部粉砂岩內普遍有磷酸盐化现象, 局部有矿体分布。现列区内底部砾岩层的綜合剖面如下:

4. 石英角砾岩<sup>1)</sup>: 褐紅色, 胶結物为泥砂质, 含鉄质較高。砾石主要为脉石英, 次为石英岩, 均具稜角, 分选性差, 排列紊乱, 有的呈弯曲綫状分布, 角砾最长方向一般 1—5 厘米, 最大約 50 厘米。它与砂砾岩、石英砂岩有明显相变关系 ..... 50 米
3. 板状砂质頁岩: 紫紅色、薄板状砂质頁岩夹灰白色鈣质頁岩, 有石英及方解石細脉穿插(此层仅見于甲矿区) ..... 25 米
2. 砂质頁岩与砂砾岩互层: 紫色、紙片状砂质頁岩常与石英砂砾岩互层, 偶有薄层石英砂岩及粉砂岩。砂质頁岩內有少量的板岩及千枚岩的角砾分布。当无含矿带时与不整合面接触 ..... 20—40 米
1. 含矿带: 由角砾质石英岩、石英砂岩、粉砂岩和磷块岩組成, 自身为一个沉积旋迴。角砾质石英岩的砾石为石英岩、白云质灰岩、千枚岩和板岩等, 砾径一般为 1—5 毫米, 带內各种岩石普遍含磷  $P_2O_5 > 1\%$  ..... 5—7 米

~~~~~角度不整合~~~~~

下伏地层: 白云质灰岩, 含 $P_2O_5 < 0.5\%$, 不整合面上常分布一层厚約 1 米的紅粘土。

含矿带紧靠不整合面上不稳定地断續分布。其构造是多种多样的, 但从矿体的多少及其空間位置可分为单矿层的和多矿层的两种构造(图 3)。它們共同的特征均为一完整的小沉积旋迴, 从下而上由含磷角砾质石英岩、含磷粉砂岩、含磷石英砂岩和磷块岩組成。矿体位于小沉积旋迴的中上部, 直接围岩为含磷粉砂岩, 当为多层矿时則矿体与含磷粉砂

1) 有人从此岩石的不良分选性出发, 认为可能为冰磧层。但尚无其它冰川痕迹証明, 是否如此, 有待研究。

岩或含磷石英砂岩互层。

含磷粉砂岩厚度变化迅速,有时尖灭于矿体内,约占含矿带厚度的25%。岩石呈暗红、灰黄色,薄片状微层理发育,经鉴定为花岗变晶结构或变余粉砂结构。成分多为重结晶的石英细粒集合体,粒径0.1—0.02毫米,颗粒镶嵌紧密,部分成短脉状出现。碎屑石英约占总量的75—95%,胶结物由氧化铁、绢云母组成,约占5—25%。它的成分三角图形(图4)表明了含磷粉砂岩的化学成分以含很高的 SiO_2 、 P_2O_5 等不溶物为特征。下面是乙矿区含磷粉砂岩几个样品的分析资料(表1)。

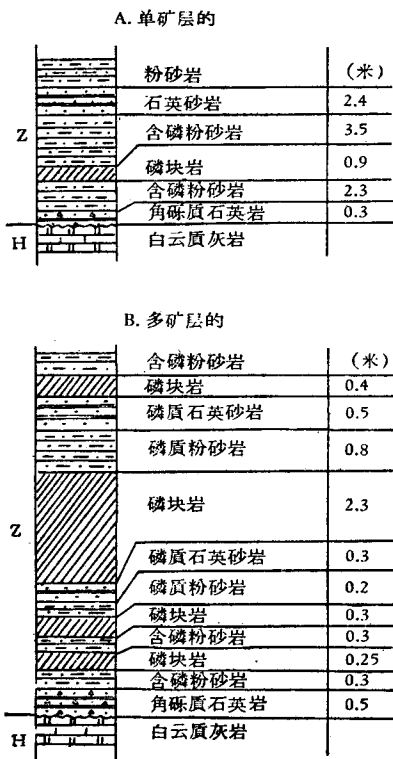


图3 含矿带构造柱状图

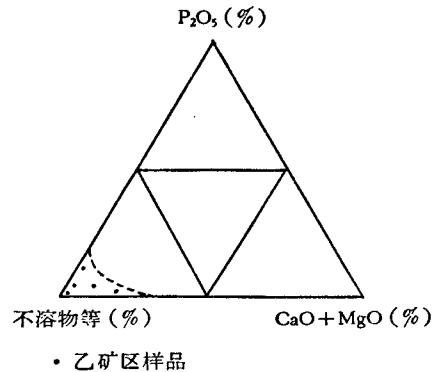


图4 含磷粉砂岩成分三角图

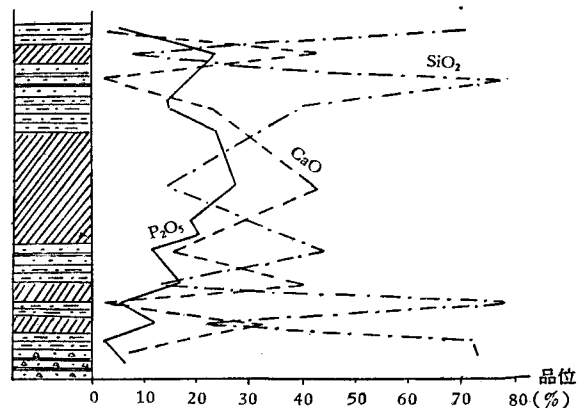


图5 含矿带(乙矿区)成分变化曲线图

表1 含磷粉砂岩化学成分(%)*

| 样品号 | P_2O_5 | SiO_2 | Fe_2O_3 | Al_2O_3 | CaO | MgO | TiO_2 | 烧失量 |
|--------|------------------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|----------------|------|
| D38133 | 4.29 | 73.33 | — | 9.99 | 9.01 | 0.90 | 0.14 | 0.91 |
| D38134 | 2.22 | — | 7.15 | 35.81 | 18.22 | 1.16 | 0.39 | 2.98 |
| D38136 | 4.28 | 77.92 | 5.40 | 8.92 | 1.48 | 1.66 | 0.31 | — |
| D38141 | — | 78.60 | 4.58 | — | 0.97 | 1.68 | 0.30 | 2.10 |
| D38143 | — | 70.13 | 6.70 | 13.30 | 1.43 | 1.46 | 0.48 | 2.82 |

* 含磷粉砂岩、磷块岩等由河北省地质局张家口中心实验室分析。

整个含矿带化学成分的变化有一定的规律性:含磷粉砂岩的 CaO 与 P_2O_5 相应地增

減,而 SiO_2 也与之增減,但其幅度变化很大(图 5)。含磷粉砂岩与磷块岩比較, SiO_2 、 R_2O_3 約为磷块岩的 2 倍以上,但 CaO 、 MgO 却在磷块岩的五分之一以下。

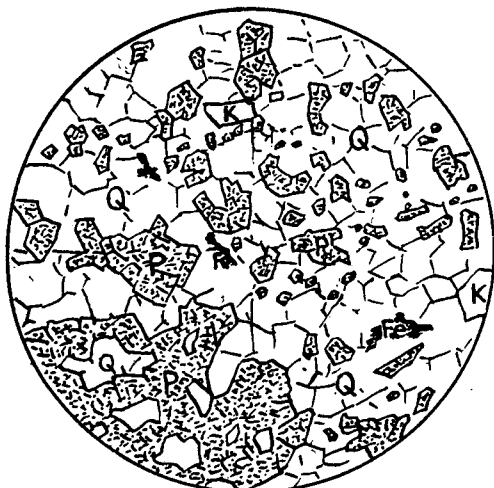
矿体主为单层的,少数为多层的。其形状以小透鏡体状为主,次为团块状。矿体規模不大,一般长几米至数十米,一般厚 0.5—1.5 米,于乙矿区最厚达 5 米。对于小透鏡状矿体在甲矿区經鉆探証实其延深小于长度的三分之一。矿体一般为緩傾斜的,产状与围岩一致,主要随基底起伏而变化。

三、矿石及其物质成分

磷块岩矿石呈褐紅色,表面被褐鉄矿污染很甚,一般較致密、坚韧,断口显貝壳状。

按矿石不同的构造形态,有四种矿石类型。即块状磷块岩、条带状磷块岩、砾状和結核状磷块岩,后两种少見。各类型間的关系尚未查明。現分述于后:

块状磷块岩: 为最重要的类型,常以小透鏡状产出,也有呈不規則团块者,外表似砂岩状。經薄片鉴定为微粒—細粒变晶結構,石英顆粒較多者呈鑲嵌結構(图 6),块状构造。所有矿物均表現了不同程度的重結晶,呈自



(平行偏光×72)

图 6 磷块岩的細粒鑲嵌变晶結構

細晶磷灰石集合体(P)分布不均匀,呈基底式胶結。石英(Q)多呈軸鑲嵌状夹杂少量土状鉀长石(K)和鉄質(Fe)。(甲矿区 1273-T₂₅-K₀₋₂)

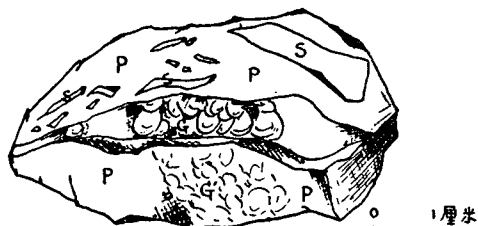


图 7 磷块岩标本素描

示磷块岩空洞內的葡萄状磷灰石集合体(G)。P——細晶磷灰石集合体, G'——葡萄状磷灰石集合体的凹印, S——碎屑石英。

(乙矿区 B35060)

形一半自形。对磷酸盐矿物經乙矿区数个标本的 X-射綫(粉末法,射綫: CoK_2)鉴定¹⁾,結合薄片鉴定結果确定为細晶磷灰石,但又与一般氟磷灰石不易区别。細晶磷灰石的重折率低,无色透明、麻面突起显著,正突起,无解理,干涉色低級灰。延長方向为快光,一軸晶(+),平行消光。其折光率 $N_o = 1.627^{2)}$, $N_e < 1.627$ 。常以自形作乳状、棒状或壳状細小集合体分布。在矿石的空洞中呈次生的葡萄状集合体(图 7)。細晶磷灰石常被鉄質污染,呈胶結物状以基底式或充填式胶結石英顆粒。石英呈它形或自形細粒集合体,成团状或脉状分布,次生于矿石空洞者作犬牙状。少数較粗石英粒見波状消光。絹云母呈細小鱗片状或纖維状分布在細晶磷灰石集合体内,平行消光,干涉色二級,突起变化显著。褐

1) X-射綫及薄片由張家口中心實驗室鉴定,部分薄片由石家莊綜合地質大隊鉴定。

2) 据 A. N. 文契尔和 H. 文契尔的資料,氟磷灰石 $N_o = 1.634$, 細晶磷灰石 $N_o = 1.629$, 可知其折光率与細晶磷灰石接近。

鉄矿等杂质呈尘状包裹于磷灰石集合体及其它矿物中。

条带状磷块岩：此类磷块岩仅见于甲矿区，一般为低品位矿石。呈粒状变晶结构，条带状构造。褐色条带由泥鉄质、磷灰石和石英组成，与由较粗石英粒组成的白色条带相间排列，条带宽2—5毫米。

砾状磷块岩：仅个别见于甲矿区。矿石呈碎块状构造，砾石为磷块岩（均质性强、疑为胶磷矿组成）、石英岩、变质泥岩和石英的角砾状碎屑，被非晶质的泥鉄质、粉砂质及少量磷灰石所胶结（图8）。值得注意的是在镜下发现磷块岩砾石有微细的龟裂纹构造，在较大的裂纹内有石英充填。



（平行偏光×24）

图8 砾状磷块岩角砾结构

由胶状磷块岩 (Pr)、石英岩 (Qn)、变质泥岩 (N) 及石英组成碎屑被非晶质泥鉄质和粉砂质 (M) 胶结。磷块岩角砾的裂纹内有石英充填 (L)。

（甲矿区 1140-4-27）

结核状磷块岩：此种磷块岩于甲矿区偶尔见及。最大结核直径约10厘米，结核呈同心环状构造或皮壳状。其组分特征与条带状磷块岩基本一致，由褐色及白色条带组成的同心环状十分明显。

不同类型矿石的矿物成分及其含量百分比有所差别。据对块状磷块岩的统计：矿石矿物——细晶磷灰石，占50—90%；非矿石矿物主要为石英，占5—45%，其次为絹云母、鉄质、泥质、鉀长石、电气石和綠泥石等，占<5%，此外还有少量的鏡鉄矿和次生石膏。

从甲、乙矿区块状磷块岩（其它类型未作分析）的一些分析资料所作的成分三角形图（图9）来看，磷块岩的 P_2O_5 含量不太高，属中品位矿石，且含多量的 SiO_2 、 R_2O_3 等组分。下面是两个矿区磷块岩的一些分析资料（表2）。

从大量样品的分析资料了解到磷块岩的 P_2O_5 含量差别不大，但磷质在矿石内的分布是很不均匀的。据了解 P_2O_5 在矿体内的变化规律是：沿矿体倾向的变化远较沿走向大，沿厚度逐渐过渡为含磷的围岩，当为多层矿时一般中、下部矿层 P_2O_5 的含量较上层矿高约2倍。从表2及图6表明了磷块岩成分中 CaO 与 P_2O_5 相应增减，而 SiO_2 却与之互为消长。不论矿体或围岩均含较多的 SiO_2 及杂质，这是由于有陆源石英、粘土矿物和粉砂物质掺入的结果，反映了不稳定的生成环境。

经光谱分析矿石含元素情况是：>10%的有Si、Al、Ca、K；1—0.1%的有Ti、Mg、Na；0.1—0.01%的有Zr、Ba、Sr、Li；<0.01%的有Pb、B、Ni、Cr、Ga、Be、V、Co、Se、

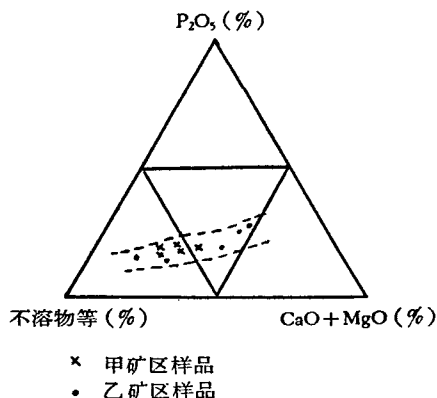


图9 磷块岩成分三角图

Mn、Cu、U 等。

表2 块状磷块岩化学成分(%)

| | 样 品 号 | P ₂ O ₅ | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO ₂ | TiO ₂ | 烧失量 |
|-------------|--------|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-----------------|------------------|------|
| 甲
矿
区 | 70098 | 16.99 | 38.43 | — | — | 22.78 | 1.14 | 2.19 | — | — |
| | 70099 | 19.99 | 24.10 | — | — | 33.69 | 0.64 | 1.64 | — | — |
| | 70105 | 20.23 | 45.13 | — | — | 27.19 | 0.00 | 0.77 | — | — |
| | 70108 | 19.21 | 37.48 | — | — | 29.73 | 0.00 | 1.13 | — | — |
| | 70109 | 16.53 | 53.17 | — | — | 22.70 | 0.28 | 0.43 | — | — |
| 乙
矿
区 | D38137 | 19.95 | 12.93 | 2.50 | 2.63 | 42.14 | 0.80 | — | 0.23 | 1.20 |
| | D38138 | 16.79 | 49.20 | 3.30 | 10.26 | 15.06 | 1.86 | — | 0.34 | 2.31 |
| | D38139 | 25.66 | 12.32 | 1.83 | 1.64 | 44.34 | 0.87 | — | 0.13 | 1.22 |
| | D38142 | 27.03 | 6.40 | 2.98 | 0.92 | 47.43 | 0.93 | — | 0.14 | 0.82 |
| | D38140 | 14.34 | 40.51 | 0.50 | 6.04 | 24.71 | 1.43 | — | 0.17 | 1.96 |

四、矿石再生变化及矿物生成顺序

据叶連俊教授对再生变化所赋予的含意,在两个矿区的部分矿石标本及薄片 中,观察到的再生变化有下述两种:

1. 成岩变化: 主要为成岩后期,可能因升降运动及水流冲击的动力条件下,使早形成的磷块岩及其它岩石受到挤压甚而破碎。所以在个别薄片 中见到石英砾石、磷块岩砾石裂隙中有石英砂充填,有的矿石为碎块状构造。此外,在砾状磷块岩的磷块岩砾石中所见的龟裂纹是成岩变化的有力证据。有的标本所见的层状条带为弯曲不规则状是水下 滑动的痕迹。

2. 后生变化: 这种变化表现十分明显,有变质作用及风化作用两种。如前所述,矿石及围岩均有变质特征,主要在热力变质作用下各种矿物具重结晶现象,矿石呈粒状变晶结构。部分泥质成分转变为絹云母,磷灰石及石英普遍有次生长大现象。着重指出的是矿石有受热液活动影响:如乙矿区的薄片 中见呈不规则网脉状的石英交代了磷灰石集合体,并有集合体的残留(图 10)。在甲矿区的薄片 中见穿插于磷灰石集合体内的石英细脉边缘有显著增大的磷灰石晶粒分布(参见图 10)。这里所指的细脉状石英边缘呈锯齿状,边界较明显,不规则地穿插于磷灰石及其它矿物的集合体内。这种石英究竟是外来的还是在变质作用中磷块岩本身产生的,未作详细研究。在热力变质作用下可能使磷质局部富集。此外,在一些薄片 中曾见到有擦痕、片理化的现



(平行偏光×24)

图 10

石英(Q)呈网脉状交代了细晶磷灰石集合体(P),并见有集合体的残留。在脉状石英边缘也有稍粗的磷灰石晶粒(P₂)分布。有少量氧化铁(Fe)。(乙矿区 41-B35009)

象,这是动力变质作用的证明。风化作用使矿石普遍出现细缝及空洞。在空洞内除见残余的褐铁矿外,还有次生的葡萄状磷灰石集合体或犬牙状石英集合体分布。在乙矿区见有良好的石膏晶体(一般1—2毫米,最大约5毫米)簇生于矿石的空洞壁上,细脉状的镜铁矿沿裂隙分布。对石膏的生成,认为可能是黄铁矿之类的硫化物,在地表条件的淋积作用下,分解成褐铁矿及硫酸,硫酸与磷灰石反应产生交代作用。从地球化学观点来看,因络离子的半径及能量系数相近,所以 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 置换了 $[\text{PO}_4]^{3-}$,而形成次生石膏。据此推断,在上述作用中可能有部分磷质被带走,会使地表矿石贫化,或在风化带下面产生次生富集带,但这些尚无实际资料证明。

按矿物的生成顺序(表3)归纳起来,矿石的继承性矿物有碎屑石英、钾长石、电气石;自生矿物有细晶磷灰石、胶磷矿、氧化铁;后生矿物有絹云母、镜铁矿、绿泥石以及次生的石英、磷灰石和石膏。

表3 磷块岩矿物生成顺序表

| 生成顺序
矿物种类 | 同生阶段 | 自生阶段 | | 后生阶段 |
|--------------|---|--|--|---|
| | | 同生阶段 | 成岩阶段 | |
| 碎屑石英 |  | | | |
| 钾长石 |  | | | |
| 电气石 |  | | | |
| 胶磷矿 | |  | | |
| 细晶磷灰石 | | |  | |
| 氧化铁 | |  |  | |
| 絹云母 | | | |  |
| 镜铁矿 | | | |  |
| 绿泥石 | | | |  |
| 次生石英 | | | |  |
| 次生磷灰石 | | | |  |
| 次生石膏 | | | |  |

五、形成条件的初步看法

震旦纪时期海水由东北方向的燕山沉陷带侵入,淹没了现在的山西台背斜的东部。当时本区处于滨海—浅海地带,西侧的晋北古陆及其它剥蚀区供给了大量的陆源物质。

含矿带底部直接为一个显著的不整合面,不整合面上有红粘土分布。含矿带内各种岩石及磷矿的碎屑成分都单一,又有一定的分选性,以及整个底部砾岩的分布仅局限于两矿区附近。说明吕梁运动后区内经过长期的风化作用后,古地形已非崎岖,但尚不十分平坦,还有一些小盆地分布。从区内基底的断裂发育看来,这些小盆地也可能因袭古构造断裂而形成。这些盆地则成为碎屑物质、软泥及磷质的沉积场所。磷块岩的碎屑物(如石英)及重矿物(如电气石)成分,表明剥蚀区的岩石可能为以花岗岩片麻岩为主的变质岩。

据现有资料,尚未在矿体或围岩内发现反映沉积介质盐化浓缩的标志矿物,如石膏、天青石等。说明沉积介质没有经过盐化过程。从而推断磷矿形成于正常盐度的与广阔海水相通的浅海盆地或海湾内。同时也表明古气候是温热的,并不太干燥。这与华北下寒

武統的磷矿生成于泻湖盆内是不相同的。

从前述剖面可知含矿带的下部及上部的岩石碎屑指数较大,中部岩石的碎屑指数较小,磷块岩则生于代表化学方式沉积的中部。磷质沉积时有较多的石英碎屑及其它杂质加入,而且很快就为碎屑沉积所代替,所以形成的磷矿品位不高、杂质较多、规模不大。

磷块岩底板的粉砂岩一般含 Al_2O_3 较高,在磷矿上有赤铁矿及硅质灰岩的沉积。表明了海盆地内的海水是由酸性到中性或弱碱性 ($\text{pH} = 7-7.8$, 生成磷块岩) 到弱酸性 ($\text{pH} = 6-6.5$),再到碱性 ($\text{pH} > 7.8$) 的变化过程,这也是沉积介质正常的化学分异的结果。从矿体及围岩有一定量的低价氧化铁存在来看,说明成矿时的氧化作用不太强, Eh 值不高。

在构造位置上该矿生于地台上的凹陷带与隆起(或古陆)间的斜坡上。整个底部砾岩层多小沉积旋迴的特点,反映了地台的不稳定性,升降运动频繁。含矿带岩石粗细碎屑物质的交替,表示当时浅水盆地总的趋势是缓慢下沉阶段,因此有利于磷质沉积。同时也因升降运动而引起的水流流速、流向的多变,在水流冲击下,破坏了早形成的磷块岩,产生磷块岩角砾。可能这些角砾未重新胶结前,曾上升露出水面而形成龟裂纹。对于矿石的水下滑动现象,基于对古地形已非陡峻的分析,认为是由水流变动而引起的。目前磷块岩的面貌与后生变化关系密切。磷矿普遍的轻变质现象及热液活动的踪迹,可能与后来静压力下的变质作用及构造变动有关。此外,在磷块岩内也发育有少许均质性强、呈胶状的磷矿物集合体,显然为胶磷矿,因此怀疑矿石的磷灰石是由胶磷矿在温度升高的条件下转变而来。

我们注意到有磷块岩分布的不整合面下的基岩常为白云质灰岩的情况。于乙矿区曾对白云质灰岩作过分析: $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.1\%$, $\text{MgO } 19.53\%$, $\text{CaO } 27.67\%$, $\text{SiO}_2 8.24\%$, $\text{R}_2\text{O}_3 2.17\%$, Los (烧失量) 8.24% 。因此认为磷质及杂质不可能来源于基岩,主要应来自剥蚀区。白云质灰岩所起的作用是:一方面有 CO_2 的存在使沉积介质溶解更多的磷质;另一方面提供了形成磷灰石的钙质,并且造成有利于磷酸盐沉淀的中性到弱碱性的沉积介质。

六、与几个沉积成因的磷矿比较

为明确本磷矿的特征起见,据已发表的资料将它与我国南方下震旦统(陡山沱组)顶部的磷矿(“三式”)、北方的下寒武统底部砂质页岩内的磷矿(“二式”)和震旦系底部紫红色粉砂质页岩中的磷矿(“山西某式”),作一比较,列如下表(表4)。

从表4可看出,本磷矿形成条件的地质背景、成矿环境,矿石的类型、物质组分等,均有其独特之处。它既不同生成于浅海广阔陆棚区的“三式”层状磷矿,也不同于生在泻湖盆地的“二式”饼砾状磷矿。虽然与“山西某式”的磷矿层位相同,但它所形成的磷矿为结核状、表明其形成条件也有所差别。似乎本磷矿总的特征应与“三式”、“二式”及“山西某式”并列。因此,建议将本磷矿另外命名,暂名为“七式”磷矿,以便区别。

七、结 语

综上所述,本磷矿为产于震旦系头泉组底部砾岩层的粉砂岩内,属于不稳定地台凹陷边缘(或古陆边缘)的浅海盆地(或海湾)内,正常盐度下生成的化学沉积矿床。它的主要

表 4*

| 成因 | 时代 | 类型 | 式 | 矿石类型 | 矿石的矿物组成 | | 胶结物 | 化学成分% | | | |
|--------------|--------|-----|---------|-----------|---|--|----------------------|-------------------------------|-------------------------------|------|-----------------|
| | | | | | 矿石矿物 | 非矿石矿物 | | P ₂ O ₅ | R ₂ O ₃ | MgO | CO ₂ |
| 滨海—浅海盆地或泻湖沉积 | 下寒武统底部 | 层 | 二式 | 饼砾状砂质磷块岩 | 同生再沉积的胶磷矿及氟磷灰石薄膜(0.015毫米),不含杂质 | 碎屑石英(0.2毫米)次棱角状,海绿石,氧化铁,电气石,金红石,锆英石,重晶石,螢石,天青石,白云石,黄铁矿 | 孔隙充填褐色胶磷矿 | 13—20 | 4—5 | 2.43 | 2.82 |
| | 下震旦统上部 | 状 | 三式 | 块状磷块岩 | 球粒状氟磷灰石(0.2—0.3毫米)不含杂质,有时含黄铁矿晶体及石英长石 | 玉髓球粒碎屑石英,水云母,黄铁矿,金红石,锆英石,电气石,绿帘石,褐铁矿,氧化铁,含水针铁矿 | 孔隙充填绿色胶磷矿,碳酸盐,伊利石,粘土 | 30—38 | 1.7—5.2 | 0.92 | 3.86 |
| | 震旦 | 结核状 | 山西某式 | 铁硅质磷结核 | 自生的胶磷矿,晶质磷灰石(0.2毫米)与后生石英网脉及铁质混生 | 自生的氧化铁,粘土,玉髓,石英 | 胶磷矿与粘土、氧化铁掺合成隐晶质状态 | 20—25 | 13.79 | 6.84 | 0.21 |
| 浅海盆地沉积 | 系底部 | 透鏡状 | 本磷矿(七式) | 块状砂质硅质磷块岩 | 自生的細晶磷灰石(0.1毫米,最大0.4毫米),偶見胶磷矿。呈变晶粒状与碎屑石英等嵌生,重结晶明显 | 碎屑石英(0.03—0.4毫米)次棱角状,电气石,钾长石,氧化铁,絹云母,綠泥石,鏡铁矿,次生石英,次生石膏 | 基底式胶結細晶磷灰石 | 17.39 | 7.17 | 0.84 | 1.33 |

* 据叶连俊(1959)的“中国磷块岩分类”表及中国科学院地质研究所(1962)的“华北磷块岩成因工业分类”表。

特征是:矿体为透鏡状,矿石为块状构造,粒状变晶结构,磷酸盐矿物为細晶磷灰石呈胶结物状,含較多的石英等陆源碎屑物,有明显的变质及热液活动现象,品位中等,规模不大。

本磷矿的找矿前提和标志:

- (1) 震旦紀初期,古陆边缘的滨海—浅海地带的海盆地(或海湾)内。
- (2) 震旦紀海侵岩系底部,紧靠沉积间断面的第一个小沉积旋迴的中上部。
- (3) 暗紅色粉砂岩的存在。
- (4) 不整合面下基岩为碳酸盐岩石。

最后对“七式”磷矿的找矿远景问题提出几点意见。据上述前提作者认为在华北台块上的大小凹陷,靠近隆起(或古陆)的边缘地区都可寻找。但从已知磷矿的分布及震旦紀(特别是早震旦世)时古地理环境来比較,以山西五台地区较为重要,次为冀北地区。

山西五台某地已有发现,其地质特征与本磷矿基本一致。此外,在外围地区震旦系底部紫紅色角砾岩层很发育,且不整合面下为碳酸盐岩石(即所谓东冶白云岩)。在古地理位置上,与本区同在晋北古陆东侧的浅海区。因此,应加强这些地区的普查找矿工作。

冀北地区的震旦系底部虽然尚无磷矿发现,但该区震旦系厚度巨大,具有多种多样的岩相和古地理环境,并有铁矿、锰矿的沉积。所以对燕山沉陷带的北缘地区应予重视。特

別是在冀西北地区的震旦系下部碎屑岩也很发育,并夹有鲕状赤铁矿层,这与本区也十分相似。据馬杏垣教授等的分析,这里为晋北古陆(此处与阴山古陆相連)东侧的另一个海湾。可見也同样为一近古陆的浅海区,因此这里应是冀北的重点地区。

总之,在上述远景区内,只要詳細地研究震旦系底部碎屑岩系的岩相、古地理及其它特征,有可能找到新的、更有价值的磷矿产地。

(收稿日期: 1962 年 5 月 14 日)

主 要 参 考 文 献

- [1] 中国科学院地质研究所 1959 中国大地构造綱要。科学出版社。
 - [2] 布申斯基, Г. И. 1956 磷灰石 磷灰岩 蓝铁矿。地质出版社。
 - [3] 馬杏垣等 1957 五台山区地质构造基本特征。地质出版社。
- (内部資料及未刊文献从略)

ГЕОЛОГИЯ ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В НИЗАХ СИНЬЯ ВОСТОЧНОГО ПОДНОЖЬЯ ХР. ТАЙХАНЬШАНЬ

Го Шу-син

(Резюме)

Статья написана на фактическом материале из двух рудоносных районов. В ней приводятся следующие выводы:

1. Изученный район геотектонически расположен на месте сочленения шань-сийской антеклизы с хэхуэйской синеклизной. Синийские отложения сильно изменчивы как по фации, так и по мощности. Они представлены полным циклом осадков, начиная снизу с обломочных пород и кончая сверху кремнистыми известняками. Для этих отложений характерны мелководные осадки.

2. Базальный конгломерат синийской системы очень сложен по фации и сильно изменчив по мощности. Фосфориты встречаются непосредственно на поверхности несогласия, в рудоносной зоне. Последняя состоит из осадков мелкого цикла. К верхней и средней части ее обычно приурочены фосфориты. Рудовмещающие породы представлены фосфоросодержащими алевролитами, обладающими гранобластической структурой и повышенным содержанием SiO_2 и R_2O_3 . Рудные тела незначительного размера встречаются в виде линзы.

3. Руды представлены массивными и, реже, полосчатыми, галькообразными и желковатыми фосфоритами. Фосфориты массивного сложения имеют тонкозернистую метамиктную структуру. Все минералы подверглись перекристаллизации. Рентгеноанализ определил фосфат как мелкокристаллический апатит (с показателем преломления $N_0 = 1.627$). Этот минерал часто в виде агрегатов цементирует обломки кварца и серицита, как их основная масса. Содержание P_2O_5 в фосфоритах невысокое, причем с повышенным содержанием SiO_2 и R_2O_3 , а так элементов Cu, V, говорящих о их осадочном происхождении.

4. Вторичное изменение фосфоритов имеют два типа—диагенетическое и эпигенетическое. Диагенетическое изменение привело к образованию галькообразной структуры и структуры подводного скольжения. А эпигенетическое изменение в основном привело к метаморфизму: перекристаллизации минералов, замещению кварца апатитом и сланцеватости пород. В силу выветривания в рудах появились пустоты, к которым приурочены друзы вторичного кварца, апатита и гипса.

5. Изученные месторождения образовались в мелководном бассейне с нормальной соленостью при умеренном и влажном климате. Предпосылками поисков фосфоритовых месторождений являются: мелководный бассейн раннесинийского возраста вблизи древнего континента, основание трансгрессивного залегания; средняя и верхняя части первого мелкого цикла осадконакопления непосредственно на поверхности перерыва в осадконакоплении; наличие алевролитов; присутствие карбонатных пород ниже поверхности перерыва в осадконакоплении.

В заключение отмечены районы, перспективные для поисков фосфоритовых месторождений.