

# 晋北煤层夹矸粘土岩、偏岭石及紫矸的物质来源与成因

刘长龄

(冶金部天津地质研究院)

**提要** 产于煤层中的夹矸主要由火山碎屑经沼泽水的高岭石化结果(含高温石英等);煤层底板碎屑高岭石组成的夹矸,则多由陆源风化产物经水流搬运进一步受沼泽水高岭石化结果(含微斜长石等)。偏岭石是在  $\text{pH} < 4$  的沼泽水中溶解陆源风化物或火山碎屑  $\text{pH} = 4.8 \sim 5$  生成  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{SiO}_2$  凝胶交互沉淀,在成岩作用中经水铝英石转变为偏岭石并重结晶的。紫矸主要是陆源风化产物粘土质经水流搬运机械沉积,表生作用可脱硅为软水铝石。

**主题词** 煤层夹矸粘土岩 偏岭石 紫矸沼泽沉积

**作者简介** 刘长龄 男 60岁 高级工程师 粘土及铝土矿床地质学

## 一、前言

山西北部(包括内蒙南部及陕西西部)的下二叠统到上石炭统(山西组至太原组)的煤层从上往下一般可划分为1—9号,其间常有高岭石粘土岩的煤层夹矸(Tonstein)。其成因存在两种意见,一种认为由附近古陆上的片麻岩及中酸性火成岩等风化经水流搬运而沉积的;另一种主张由火山碎屑物落入沼泽中,经水解析出易溶元素而高岭石化的结果。作者在此提出第三种意见,即高岭石有序度好结晶指数高的胶体沉积煤层夹矸,多数是以火山碎屑物为主要的物质来源,正常的风化产物是少量的。反之,高岭石有序度差结晶指数低的碎屑沉积煤层夹矸,一般是以陆源风化产物为主的,其中或多或少还含有砂及粉砂状碎屑矿物和胶体质点。前者较纯往往为煤层中间夹矸较薄;后者往往不够纯而在煤层底部较厚。且前者常属于低位沼泽相;后者常属于高位沼泽相。

偏岭石( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ )也是产在这地区煤系地层中的一种硬质粘土,往往相当于4号煤的层位,呈单层状(为怀仁及浑源等地)或多层状(为河曲、清水河等地)产出。其成因最近有同志提出“高岭石经煤自然的结果”(即煤层夹矸自然变来的);但作者仍坚持为强酸性沼泽水所溶解的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  及  $\text{SiO}_2$ , 当  $\text{pH}$  值增大时成交互沉淀的胶体沉积,在成岩阶段经水铝英石而转变为偏岭石的。其物质来源既有陆源风化壳物质(含微斜长石);也有火山碎屑物(含高温石英)。

紫矸即紫色高岭石粘土,一种用于陶瓷及耐火材料的结合剂软质粘土,主要与山西组四号煤及太原组九号煤伴生。其成因向来就存在两种不同的见解:①原生沉积的;②后期风化残积的或“由煤经风化作用变来的”。作者提出第三种意见,除具有上述两种因素外,还有成岩后生作用中有机酸的淋滤和高岭石的重结晶、有序化及部分新形成,尤其与表生阶段有机质氧化并进一步淋滤去  $\text{SiO}_2$  形成软水铝石等有关。

由上观之,产于晋北及邻近的内蒙南部与陕西西部地区石炭二叠纪煤层中的夹矸粘土岩、偏岭石与紫矸,三者或具有同一层位或近似层位或密切伴生,均生于沼泽环境,其所以不同或由于物质来源有相异之处或沼泽水的pH值不一样等缘故。

煤层夹矸粘土岩、偏岭石及紫矸的物质来源和成因问题是地质界特别是粘土学者之间久经研究,颇有争论的老、大、难课题,作者在下面进一步扼要阐明自己的新观点,并向同行学者请教。

## 二、煤层夹矸粘土岩的物质来源和成因

晋北地区煤层夹矸粘土岩与国内的一样,产于石炭二叠纪的煤层中间,但也有少数成为煤层的顶底板。层厚一般只有数厘米,产于煤层中间的最厚常不超过0.5m;产于煤层上下成成为顶底板的厚度可以超过1m以上。而在水平分布上是很广的,尤其在层位上很稳定,因之总被煤田地质工作者作为煤层对比的良好标志层。

晋北地区(包括邻近地区)石炭二叠纪煤层中的高岭石粘土岩夹矸据野外队及有关方面资料指出主要有8—9层。按作者的初步研究可以再归纳为两类:

### 1. 以火山碎屑物为主要物质来源的

这种煤层夹矸粘土岩往往产于某一煤层中间,含有一定数量的有机质,色深。质量较纯,主要由粗晶蠕状高岭石组成(有时还有地开石及很少的珍珠石),也有由细晶蠕状及鳞片状高岭石组成的,还有由隐晶质高岭石组成的。其主要特征是含高温石英及透长石,高岭石的结晶指数大(多在1.4以上),有序度很好,但衍射峰( $11\bar{1}$ )与( $1\bar{1}1$ )很少分开的。其化学成分常表现很纯净而稳定,易熔杂质( $K_2O$ 、 $Na_2O$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $TiO_2$ )总和很少超过2—3%的,其中 $Fe_2O_3$ 及 $TiO_2$ 着色杂质一般各不超过1%。微量元素 $ZrO_2$ 往往在200—400ppm以上,而Ti、Cr、Ni、Co、Cu等含量低。这些说明其物质来源主要与酸性火山碎屑物有关。但其中或多或少还掺杂着陆源风化产物,甚至有的地区或局部如水流入沼泽处的陆源风化产物可以成为主要成分。最近梁绍暹等(1986)报道“陕西铜川5号煤层中的高岭石夹矸”及冯宝华(1986)报道“鲁西石炭二叠纪煤层中的高岭石夹矸”都认为“火山碎屑物为其物质来源”。其中还见有火山碎屑的残余物质如透长石,高温石英及白形锆石等。特别是贾炳文(1986)的山西沁水煤田北缘晚石炭世火山诱积碳酸盐岩的发现,认为占80%的凝块常呈不规则同心园状或皮壳状,其核心多为火山碎屑物质所占据,经详细鉴定由玻屑、晶屑和岩屑组成,属于中酸性火山岩。看来,华北地台下二叠统一上石炭统时期是肯定有过火山喷发运动的,而且范围较广,次数较多。这种酸性及中酸性火山碎屑物落入泥岩沼泽中,此时沼泽水一般为酸性pH值约在4—6之间,使之析出易溶元素K、Ca、Na、Mg等,首先使粒度较细的火山灰(玻屑及晶屑)交代为高岭石;在成岩作用中这种含有机酸的本层孔隙水及胶体水继续与火山碎屑物的剩余部分作用,使之彻底高岭石化。由于pH值不在4以下,水不够强酸性,故不是由 $Al_2O_3$ 与 $SiO_2$ 的真溶液沉淀而形成高岭石的。在后生阶段高岭石进一步重结晶及有序化,或向地开石及珍珠石等多呈固相转变。总之,这种高岭石夹矸常呈薄层状,分布广,层位稳定,与围岩煤层或顶底板界线清楚,故有称“齐石”的。但在水平方向上也可以与陆源风化产物逐渐过渡或不同程度的兼有(其中可见微斜长石、波状消光的变质石英、角闪石、辉石及磨圆状的锆石等)。而前者常为低位泥炭

沼泽相; 后者常为高位泥炭沼泽相。

## 2. 以陆源风化产物为主要物质来源的

这种高岭石夹矸粘土岩往往产于某一煤层的底部, 很少为顶部及煤层中间, 也可含少量有机质, 但较前者为少, 色也较浅, 常为灰色, 质量较差。主要由碎屑状高岭石及隐晶质高岭石组成, 而且往往含有少量粉砂状的陆源风化石英碎屑, 以至在水平方向过渡为粉砂—细砂岩, 或高岭石粘土质粉砂岩等。在垂直方向向上为煤层, 向下为砂或粉砂岩, 例如晋北9号煤层的底部为这种碎屑状高岭石粘土岩夹矸, 层厚常为2—5m, 主要由碎屑状高岭石组成, 还有少量粉砂及砂状石英碎屑与炭化植物碎片, 风化后近似砂岩形状。其下即为太原组底部砂岩; 其在水平方向可以相变为高岭石粘土质石英砂岩或粉砂岩。总之, 这类煤层类矸高岭石粘土岩是以陆源风化产物为主要物质来源的, 而火山碎屑物是很少或极少的。并且与前者区别明显。但是也不能绝对化, 有时前者与后者的区别并不易弄清楚, 上述一些现象也可以不同程度的兼有。甚至有相反的现象。

## 三、偏岭石的物质来源和成因

偏岭石 (Pianlinitite) 属于一种“准晶质”粘土矿物, 其地质产状、矿物的物理和化学性质、成因等作者早已多次著文报道, 在此不再赘述。现在此补充一些新的研究资料 and 认识<sup>①②</sup>, 进行必要的讨论。

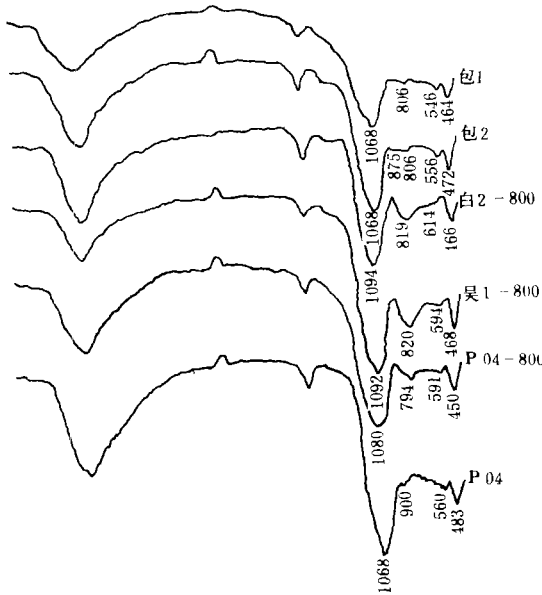


图1 偏岭石与变高岭石的红外光谱曲线比较  
Fig. 1 The correlation of infra-red curves of Pianlinitite with allophane

### 1. 偏岭石与变高岭石 (Metakaolinite) 的区别

偏岭石与已知人工和天然的变高岭石均属半晶质或准晶质矿物, a 与 b 结晶轴均似高岭石有序, 而沿 c 轴无序; 在化学成分上也相似, 惟前者往往含较多的吸附水。许多不同之处早已论述, 现根据后来研究资料予以补充, 见表 1 所载。

对于偏岭石等这类“准晶质”矿物的 X 射线分析问题, 根据作者许多次的实验, 用 X 射线衍射仪分析曲线的效果不好, 有的衍射峰不明显, 有的达不到灵敏度, 甚至由于仪器等厚因会产生误差; 再者还由于其重结晶、有序化及含少量杂质等的不同, 致使偏岭石及变高岭石二矿物曾各自出现几种不同的 X 射线粉末法分析数据, 但是该二矿物没有完全相同的数据, 现将其特征数据列入表 1 中, 可见二者的结晶结构不完全一样。

①真允庆, 1976, 一种经过天然焙烧粘土岩的初步研究, 山西冶金地质, 第4期。

②真允庆, 1984, 晋北罕见的粘土烧变岩, 山西冶金地质第1期。

表1 偏岭石与变高岭石、水铝英石的主要区别  
Table 1 The main differences between the planlinite and promullite, allophane

名称	偏岭石	水铝英石	变高岭石
分子式	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	$m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ 或 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (人工)
结晶类型	准晶质 (无序→有序)	非晶质	准晶质 (有序→无序)
Al-O 层配层	Al-O 层共边八面体及共八面体配位在某种程度上有序排列	Al-O 层八面体配位的任意排列	Al-O 层共面八面体配位在某种程度上有序排列
硬度	7~7	3	5~6 (硬质粘土烧)
比重	2.45	1.85~89	2.49~2.53
折光率 (平均)	$N_g=1.541 \pm$ , $N_m=1.539 \pm$ , $N_p=1.532 \pm$ ,	$N=1.49$ (1.471.51)	$N_g=1.525 \pm$ , $N_m=1.522 \pm$ , $N_p=1.514 \pm$ ,
重折率 (平均)	$N_g-N_p=0.009 \pm$	0	$N_g-N_p=0.011 \pm$
2V 与光性	2V 往往不大 (-) 光性	无	2V 不很大 (-) 光性
红外光谱曲线特点	Si-O 伸缩振动 1086 $\text{Cm}^{-1}$ 很强且锐	Si-O 伸缩振动 965 $\sim 1065\text{Cm}^{-1}$ 不很强而钝宽	Si-O 伸缩振动 1080~1094 $\text{Cm}^{-1}$ 很强外 794~820 $\text{Cm}^{-1}$ 的吸收峰也明显且锐
X 射线粉末照相特征数据	4.4~4.1Å 宽 (中强) 3.45Å (中) 2.45Å (中) 2.10Å (弱) 2.00Å (中) 1.85Å (中) 1.48Å (弱) 1.28Å (弱)	非晶质	4.40Å 宽 (30) 2.20Å 宽 (10) 1.87Å (20) 1.66Å 宽 (10) 1.47Å 宽 (10)
成因及其在自然界的转化	$\text{Al}_2\text{O}_3$ 及 $\text{SiO}_2$ 溶液交互沉淀的胶体沉积 (沼泽), 成岩阶段经水铝英石转变而成。后期风化及热液蚀变可变为埃洛石等	风化分解及沉积作用形成, 一搬转变为埃洛石	人工产生, 但在空气中可部分复水恢复为高岭石“平定天然产, 但未见复水为高岭石。

对于偏岭石这类“准晶质”矿物的红外吸收光谱分析问题, 根据作者许多次实验, 证明用红外光谱分析曲线区别准晶质矿物偏岭石与变高岭石是有效的 (世界著名粘土矿物学家 G·W·Brindley 曾对作者来信, 承认偏岭石的存在, 并说红外光谱分析的重要性……)。现列举偏岭石与变高岭石的 6 条红外光谱曲线如图 1 所示, 以便进一步对比。图中包 1 及包 2 为山西怀仁鹅毛口小磨采石场的偏岭石 (产于煌斑岩与偏岭石粘土岩接触蚀变带的外带包体中, 包 1 为浅色, 包 2 因含有机质为灰黑色, 均未变质),  $\text{PO}_4$  为浑源粗晶偏岭石, 这三条偏岭石的红外曲线是一致的, 其 Si-O 伸缩振动均为  $1068\text{cm}^{-1}$  唯一强峰而锐, 又 Si-O 弯曲振动在  $464-483\text{cm}^{-1}$  以内有一中度吸收峰且锐, 而  $546-560\text{cm}^{-1}$  以内的一小峰不明显。图中白 2-800 为白水江有序高岭石烧  $800^\circ\text{C}$ , 吴 1-800 为吴家窑有序高岭石及少量地开石, 烧  $800^\circ\text{C}$ ,  $\text{PO}_4-800$  为上述  $\text{PO}_4$  偏岭石烧  $800^\circ\text{C}$ , 三者的红外曲线是一致的, 鉴定为变高岭石。其与偏岭石主要不同的是, Si-O 伸缩振动  $700-1200\text{cm}^{-1}$  区域出现两个明显吸收峰, 强峰的波数为  $1080-1094\text{cm}^{-1}$  比偏岭石的高出  $12-26\text{cm}^{-1}$ ; 中峰的波数为  $794-820\text{cm}^{-1}$  这峰为偏岭石所没有的 (图 1)。

## 2. 偏岭石粘土岩的物质来源

偏岭石在晋北分布很广, 内蒙及晋中也有分布。从偏岭石粘土岩的地质产状、物质成分及结构构造等看来, 属于胶体化学的沼泽沉积, 在成岩阶段转变的。有时可以看到它逐渐过渡为底板砂及粉砂岩时, 含微斜长石(图版II, 9)具波状消光并半滚圆的石英碎屑及半滚圆的锆石等, 这说明它是以陆源铝硅酸盐岩(前寒武纪的片麻岩, 片岩及酸性火山岩等)风化产物为主要物质来源; 也有些地区(如紫沟等)见到偏岭石粘土岩中有自形双锥状的高温石英(清彻透明均一, 而无波状消光, 图版II, 10), 有时还可找到火山岩屑的残留部分。这说明它又可以火山碎屑物为主要物质来源。而且有的有全自形双锥柱状的锆石, 其中锆铅比(表2)平均46.74, 相当于中性火成岩的锆石成分(此地未见石英碎屑)。因此, 火山碎屑物主要属于酸性及中性两种火山喷发岩。

表2 偏岭石粘土岩中的自形锆石的化学成分及 Zr/Hf%  
Table2 The composition and Zr/Hf of euhedral zircon in pianlinite clay

样号	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Au	总计	Zr/Hf
锆1	0.67	33.80	1.42	64.26	0.05	0.04	0.05	100.29	45.25
锆2	0.64	33.68	1.34	64.61	0.12	0.10	0	100.49	48.22
平均	0.66	33.74	1.38	64.44	0.09	0.07	0.03	100.39	46.74

## 3. 偏岭石粘土岩的成因

关于偏岭石的成因作者(1963年)早就提出过, 现在看来, 这一论点是符合实际情

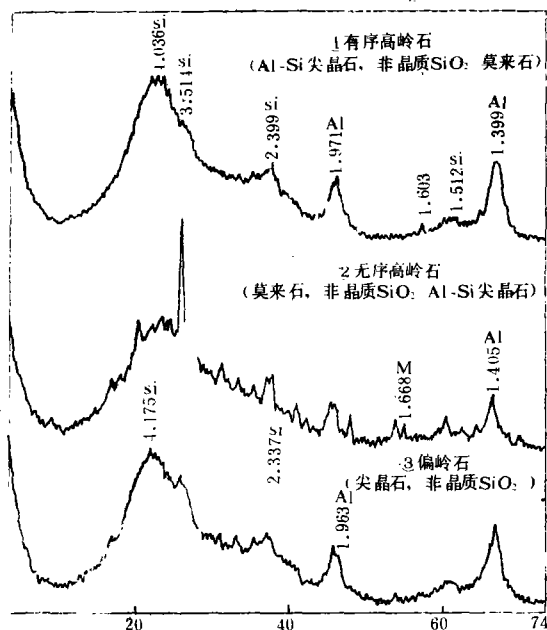
况的。过去见到与偏岭石伴生的自生低温石英呈长柱状双锥体外形, 特别是此次作者又见到长柱状双锥体的低温石英被偏岭石晶体包裹(图版II, 11), 这就充分证明“系 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 及 SiO<sub>2</sub> 胶体沉积物形成交互沉淀凝胶, 经水铝英石在成岩阶段转变为偏岭石之外, 剩余的 SiO<sub>2</sub> 胶体在成岩初期形成自生低温石英所致”。至于其与高岭石形成的主要不同条件, 作者认为沼泽中的 pH 值很重要, 其次是较小的物质来源质点有关。也就是说, 当水流带来的细小陆源风化物质(如隐晶质及胶体粘土等), 或从空气中降落的细小火山碎屑物(玻屑及晶屑等)在强酸性(pH < 4)沼泽水中溶解<sup>①</sup>, 当沼泽水的 pH 升到 4.8—5 时, 就可沉淀为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: SiO<sub>2</sub> = 1: 2 的沉淀物, 在成岩阶段逐渐脱胶体水, 使之经水铝英石而转变为偏岭石(图版II, 15)。

## 4. 偏岭石肯定不是“烧变高岭岩”

最近“煤自燃”论者正式发表论文认为“晋北大同及浑源一带, 在上石炭世太原统四号煤系中, 常见有洁白的粘土岩, 外貌酷似人工熟料, 其成因与煤层的自燃作用有关。由于原岩主要矿物为高岭石故命名这种洁白的粘土岩为烧变高岭石”。众所周知, 自然界煤层自燃是屡见不鲜, 但高岭石经煤自燃的相转变并经详细的岩石矿物学研究是极少的。除 F.C. loughnan 等(1981)研究澳大利亚新南威尔士高岭石硬质粘土因煤层自燃受热, 转变为莫来石与方石英, 其低温带则产生“变高岭石”, 并说这是有文献记载的第一次, 国内外另无人作正式的确切报道。但作者曾通过研究, 确定高岭石经玄武岩的热变质变为“变高岭石”才算第一次报道, 而 F.C. loughnan 误将硅铝尖晶石认为“变高岭石”了, 至于他确定高岭石经煤自燃而产生高、中温带, 高温带为莫来石与方石英则是对的。作者曾在晋北河曲等地先

<sup>①</sup>柴岫, “我国沼泽的类型与分布规律”(1983年), 提到多属于寒温带, 中温带的泥炭沼泽 pH = 4.5—4.6 左右, 尚且如此, 又酸性铁铝土壤的 pH 值一般为 3—3.5

后发现因煤自燃而使高岭石→硅铝尖晶石, 偏岭石→硅铝尖晶石<sup>①</sup>笔者最近见到《晋北罕见的“烧变高岭岩”研究》一文, 特提出商榷意见简述如下:



M—莫来石, Al—硅铝尖晶石, Si—非晶质 SiO<sub>2</sub>

图 2 偏岭石与高岭石的第一放热峰产物的对比结果(XDA)、Cuk<sub>α</sub> 2θ

Fig.2 Comparison between the results of the first exothermic peak of Pianlinite and Kaolinite (XDA)

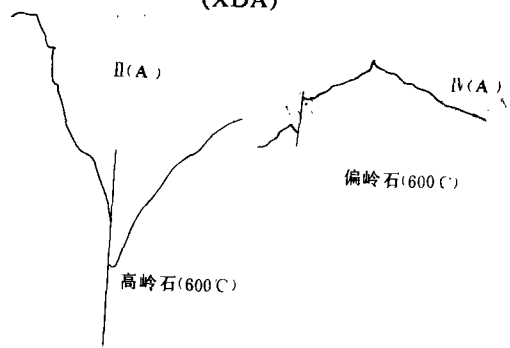


图 3 偏岭石与变高岭石的顺磁共振

Fig.3 Paramagnetic resonance of Pianlinite and Kaolinite.

(3) 偏岭石呈单矿物的粘土岩层产出, 与顶底板围岩往往分界清楚, 多数情况其不直接与明显的煤层伴生或只含煤线, 而未见有煤燃烧烘烤的痕迹(指有关论文所指矿区), 也有煤自燃的国内外正式报道过的有三处(见前述), 皆有硅铝尖晶石形成, 而与之不同。有

的“烧变高岭岩”研究》一文, 特提出商榷意见简述如下:

(1) 该文所用三种标本研究所得结论与事实不符, 第一种由高岭石组成的所谓“烧变高岭岩”, 既然“烧变”了, 为何仍由高岭石组成? 如果说“复水”, 这在理论与实践上不可能大规模全部复水。第二种由“变高岭石”组成的所谓“烧变高岭岩”, 其 X 射线衍射分析结果为“变高岭石、石英及莫来石”, 从理论上说变高岭石是不与莫来石共生的。事实上杯仁所产的这种莫来石是由中性火成岩脉细晶闪长岩或煌斑岩接触变质形成的(图版 II, 12)<sup>②</sup>根本不是“煤自燃的”。第三种由水铝英石组成的所谓“烧变岭岩”, 在薄片鉴定中可以清楚见到水铝英石→蠕状偏岭石(图版 II, 15)。从理论上来说, 高岭石烧变脱水后, 不致在“后生作用”甚者成为多水高岭石, 轻者成为水铝英石”。又在事实上, 平定由玄武岩热变质使高岭石→变高岭石, 而表生阶段却没有复水为高岭石。在偏岭石矿区沿裂隙可形成后期风化淋滤的多水高岭石, 严格说, 这不是高岭石脱水后的复水(因不是原高岭石的晶形和原晶体结构)。

(2) 已于前述, 偏岭石与变高岭石不同(见表 1); 其顺磁共振结果也有所不同(见图 3); 尤其作者最近还进行了高岭石(有序的、无序的)与偏岭石的第一放热峰产物对比研究(条件全同, 加热到峰顶), 发现它们之间有明显的不同(见图 2)。因此, 证明二者不同, 更谈不上偏岭石是“烧变高岭岩”。

<sup>①</sup>刘长龄, 1986, 中国硬质粘土的研究, 硅酸盐论坛, 1期, 又关于偏岭石的成因作者在 1984 年全国第二届粘土学术讨论会上已进行大会发言

<sup>②</sup>煤烧变论者说“研究过程中, 蒙夏璋先生指教”据夏璋同志对笔者来信谈未到过此矿区见到此岩脉, 由于此岩脉受较强的碳酸盐化, 铁化等蚀变, 野外用肉眼很难定, 而被称为“红色铁质砂岩”。1982 年夏, 地科院几位粘土专家与作者等曾到过此矿区, 据说他们也是通过室内薄片鉴定才知道是岩脉的。

人说“偏岭石存在的地方无煤层，有煤层（四号煤）的地方无偏岭石，应为煤燃烧的偏岭石”。其实这是沼泽沉积的表现，紫矸也如此。我们往往看到在短距离内，偏岭石矿层相变为黑色硬质粘土，再相变为黑色页岩，再相变为煤层等。也无温度梯度变化的反应分带（如新南威尔士等）。如果说“偏岭石是四号煤的类矸”黑砂石“因煤自燃变来的”，为何黑砂石层厚总在 0.5m 以下，而偏岭石层厚常在 0.5—1m 以上（指相近邻矿区），因后者常为高位沼泽相。

(4) 有的偏岭石为浅灰色—黑色，油脂—玻璃光泽，甚至半透明，贝壳状断口，是未经“煤自燃过”的（当把它烧 600℃ 即为洁白）。尤其黑色偏岭石中含有机质

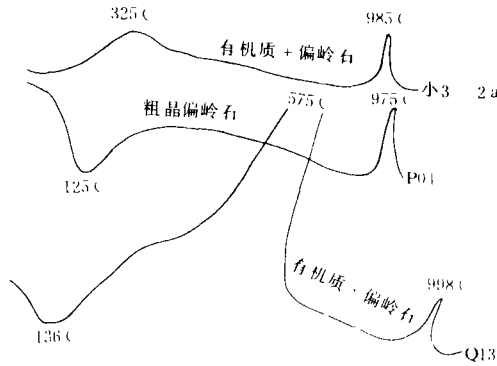
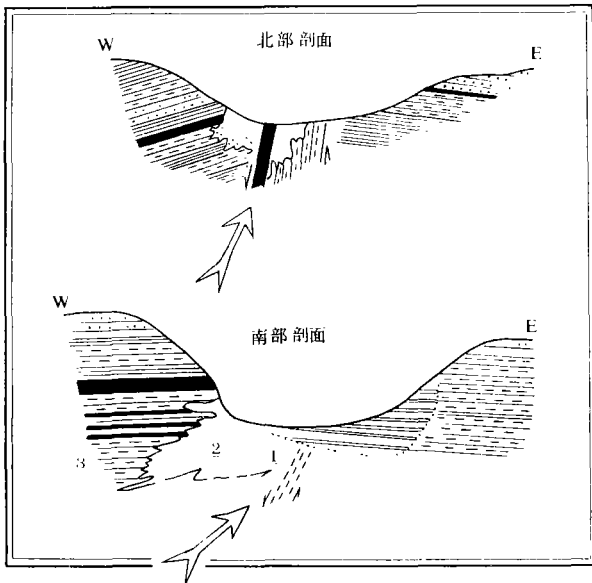


图 4 偏岭石的差热曲线

Fig.4 The differential thermal curves of pianlinte

（见图 4，差热曲线），小 3—2a 为怀仁矿区（岩脉与偏岭石接触带外的“黑色包体”），其中有机质氧化（样品变白）为 325℃，如果说此样中的偏岭石由高岭石经煤烧变而来，则脱水至少经过了 500—600℃，但其中有机质还存在，说明它至少在 325℃ 时是未受过热影响的。这是偏岭石非高岭石脱水（烧变）变来的证据。同样，内蒙 Q13 为炭质偏岭粘土岩，其中有机炭含量高达 10.81%（表 3），其差热曲线中氧化温度为 575℃，如为高岭石此时不致烧变脱水，而 X 射线粉末照相仍为偏岭石，又证明此地偏岭石亦非高岭石烧变脱水变来的。鹅毛口采石场因受煌斑岩热变质，使偏岭石受热变成莫来石，绝非所谓“煤自然”的结果（见图 5 所示）。



①为洁白色致密状粘土岩②粉白色酥糖状粘土岩，二者为渐变关系。③为黑色，灰色高岭石粘土岩。箭头以示煤层自燃时热汽上升方向（据真允庆），实际上非“煤自燃”而是煌斑岩脉的烘烤（刘长龄注）

图 5 鹅毛口采石场剖面示意图

Fig.5 The section of Emaokou quarry.

(5) 偏岭地区的偏岭石伴生矿物自生的长柱状双锥形完整的低温石英，其中含有偏岭石等细小包裹体；也见粗晶偏岭石晶体中包裹有自生的长柱状双锥体低温石英（图版 II，11），这在任何高岭石粘土岩或“黑砂石”中从未见到过！此为  $Al_2O_3$  及  $SiO_2$  交互沉淀的证据。

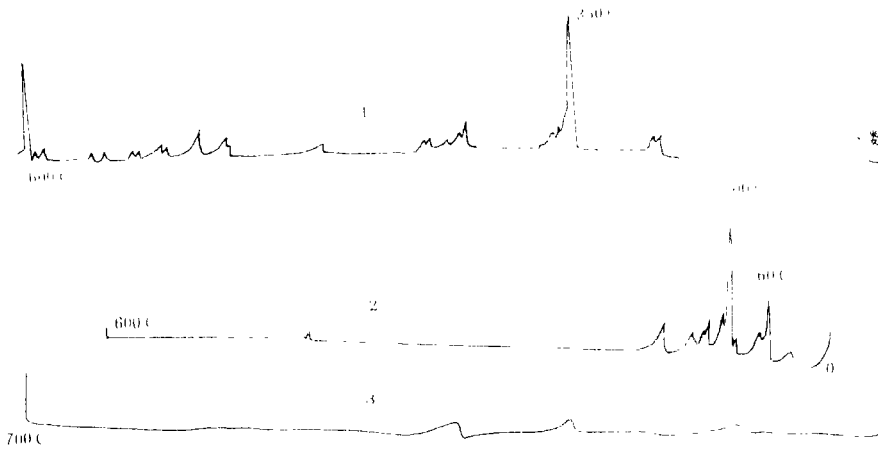
(6) 根据包体测温试验，作者测得与偏岭石伴生的石英中包体爆破温度主要为 350℃ 及 200℃、160℃，说明它至少没有加热到 160℃，而高岭石烧

变为变高岭石应在 500℃ 以上, 这又是非煤自燃的铁证。最近王双彬与作者又研究了晋西北煤自燃的烧变粘土质粉砂岩, 其中粘土矿物已烧变为莫来石与方英石; 而石英再作包体测温试验, 结果“加热至 700℃ 无爆裂声”(夏桂兰测定, 见图 6 之<sup>③</sup>更可证明偏岭石绝不是煤烧的。再者偏岭石的氧同位素  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  (SMOW) 为+13.77, 显然是成岩作用成因的; 而伴生的粉末有人说是“煤自燃后剩下的煤灰”, 但它不是莫来石和方英石, 而仍为偏岭石, 其  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  (SMOW) 为+19.50, 十分清楚是后期风化而形成粉末的, 含更多的吸附水, 但不是煤灰。

表 3 炭质偏岭石粘土岩的化学成分 (内蒙)

Table 3 The chemical composition of carbonaceous pianlinite clay

样号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	灼减	有机炭	A/S	CO <sub>2</sub>	总计
Q1341	74.32	8.88	0.71	0.61	0.07	0.32	0.02	0.005	0.06	0.19	11.05	24.12	10.81	0.79	0.20	100.17



①含粉砂偏岭石粘土岩中石英及重晶石内包体; ②怀仁偏岭石粘土岩中石英内包体; ③河曲煤自燃“烧变粘土质粉砂岩”中石英内包体 0—700℃ 无爆裂声, 夏桂兰测。

图 6 偏岭石粘土岩中石英的包体爆破温度曲线

Fig. 6 The curves of temperature from blasting quartz inclusion in Pianlinite clay rock

(7)“煤自燃”说者认为偏岭石在地表看不到与煤伴生, 因已“自燃掉了”。这在怀仁柴沟却有相反情况, 即在地表浅部为煤层而无偏岭石矿层, 深部则无煤层而只有偏岭石矿层。这是多么清楚的地质现象, 是由于沉积相变的关系。而用“煤自燃”是说不通的!

煤自燃必须要有足够的空气 (就是氧), 据作者到许多煤矿调查“煤自燃只有在地表及矿坑内, 即只有与空气接触才能自燃”。而在地下深处 (无断裂) 如柴沟 40m 以下深度的偏岭石根本没有与空气接触, 更未见与煤层直接伴生, 且偏岭石多在地下水面以下, 这绝对不是什么“煤自燃”的结果!

#### 四、紫矸的物质来源和成因

晋北及邻近地区陕西西部、内蒙南部及河北等地<sup>①</sup>石炭—二叠系煤层中产一种棕褐色含有机

①河北等地常称为“树皮粘”或“紫木节”



质的软质耐火粘土,也用于陶瓷,系高岭石粘土,俗称紫矸或紫木节。分布较广,和煤层一样常呈多层状产出。其成因也有两种互相争论的不同见解,作者与王双彬通过研究提出第三种意见。认为原两种见解不能绝对化,但可作为因素之一则都有道理。并认为物质来源、沼泽水 pH 值及成岩、后生,表生阶段的变化也是重要的。因为紫矸的地质产状和与煤层的密切伴生关系,说明它是由沼泽沉积的。并且往往是在河流相(包括河口扇及三角洲,沙洲等)的砂体附近,高位泥炭沼泽地区较易形成紫矸的沉积,其中一些有机质在沉积过程中已部分或大部分氧化掉;而低位泥炭沼泽地区则较利于煤层的沉积,处于还原环境有机质能够保存。紫矸的物质来源,为盆地四周特别是北部内蒙古陆及北东部恒山古隆起的铝硅酸盐岩石风化产物经水流搬运而来。看来它主要呈悬浮状态搬运和沉积的。由于沼泽水的 pH 值稍高,大约 5—6,碎屑高岭石是稳定的。但盆地中水流与有机质等受季节性的变化,形成明显的显微层理或层纹状构造,在成岩后生阶段固结成岩,高岭石有序化,而重结晶不明显。在表生及后期风化作用中,由于有机质的氧化及受下降水与地下水的溶解而成有机酸溶液,使紫矸部分溶蚀或高岭石脱硅为软水铝石,致紫矸疏松多孔。其中夹矸(此地俗称齐石)的物质来源看来是以火山碎屑物为主,而形成高岭石的胶体沉积,其致密坚硬抵抗风化淋滤作用的能力较强,无脱硅变软水铝石及溶蚀的现象(详另文报道)。

## 五、 结 论

通过对晋北及邻近地区石炭二叠纪煤层中夹矸粘土岩、偏岭石、紫矸的物质来源及成因的研究,提出比较新的认识,现概括如表 4 所载。这对彻底解决这些老、大、难问题,似乎是有用的,也许是已基本上予以解决。

表 4 晋北煤层夹矸粘土岩、偏岭石及紫矸的物质来源与成因特点

Table 4 The material source and original feacture of tonstein, pianlimte and kaolinite clay in coal-scamin Northern Shanxi

名称	煤层夹矸粘土岩		偏岭石粘土岩		紫矸粘土
产状与煤层关系	a. 常为煤层(4#、5#、等)的夹层,厚度 < 0.5—1 米。	b. 常为煤层(4#、5#、9#等)的底板较厚常 > 1 米。	a. 常为煤层(4#等)的相变,含有机质,常厚达 1 米左右。	d. 常为煤层(4#等)的相变,或含煤线,偶含薄煤层。	为煤层相变,常含有机质及夹矸“齐石”(属高位泥炭沼泽相)。
物质来源	主要由火山碎屑物(偏酸性)落入沼泽,含高温石英及透长石等。	主要由陆源风化产物经水流搬运而来,常含微斜长石及石英、锆石等碎屑。	常火山碎屑物(中、酸性)为主,含高温石英及自形锆石等。	多以陆源风化产物为主,经水流搬运而来,常含微斜长石、石英、锆石等碎屑。	一般由陆源风化产物粘土质经水流搬运而来,含有机质呈层纹状,常见碎屑云母—高岭石。
成因特点	火山碎屑特(或晶屑等)在 pH = 5—6 左右的沼泽水中高岭石化,成岩后生作用中继续高岭石晶出,有序化、重结晶等。	陆源风化物机械沉积,在 pH = 5—6 左右的沼泽水及成岩作用中,继续高岭石化,而高岭石有序化及重结晶明显。	在 pH < 4 左右的沼泽水中溶解, pH = 4.8—5 左右 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 与 SiO <sub>2</sub> 交互沉淀,成岩作用中经水铝英石转变偏岭石,并重的。	基本上同左情况,亦属于 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 与 SiO <sub>2</sub> 的胶体,沉积的源胶体,在成岩阶段经水铝英石转变而成,也有重结晶。	机械沉积在 PH = 5—6 左右的沼泽水及成岩作用中继续高岭石化,有序化;成岩作用中经淋滤脱硅,而软水铝石化。

后志：参加野外工作的还有马晋屏，巴庆廉，并喜贵及王双彬等同志：文成之后，蒙沉积学家宋天锐，粘土矿物学家方邛森，任磊夫、夏琤及冯宝华等审阅或交谈过，并提出宝贵意见，统此致谢。后又于87年9月4日在中国沉积学会的学术会上宣读讨论。

收稿日期 1987年8月21日

### 参 考 文 献

- (1) 刘长龄, 1963, 科学通报, 10期, 59—62页
- (2) 刘长龄, 1963, 科学通报, 10期, 63—64页
- (3) 刘长龄, 1979, 科学通报, 12期, 553—556页
- (4) 刘长龄, 1979, 科学通报, 13期, 611—614页
- (5) 刘长龄, 1979, 硅酸盐, 1期, 3—12页
- (6) 刘长龄, 1984, 矿物岩石, 3期, 54—62页
- (7) 夏琤, 1985, 岩石学报, 4期, 70—78页
- (8) 常青, 1985, 地质评论, 5期, 437—445页
- (9) 刘长龄, 1985, 沉积学报, 2期, 18—36页
- (10) 刘长龄, 1985, 硅酸盐学报, 2期, 190—197页
- (11) 刘长龄, 1986, 地质找矿论丛, 2期, 70—76页
- (12) 梁绍遑等, 1986, 煤田地质勘探, 3期, 2—7页
- (13) 冯宝华, 1986, 煤田地质勘探, 6期, 8—12页
- (14) 贾炳文, 1986, 科学通报, 23期, 1838页
- (15) 真允庆, 1986, 岩石矿物学杂志, 4期, 315—322页
- (16) 刘长龄, 王双彬, 1987, 岩石学报, 2期, 25—36页
- (17) Liu Chang ling, 1985, The discovery of Al-Si-Spinel in the Nature 《AIPEA》 p 143

# GENESIS OF TONSTEIN, PIANLINITE AND KAOLINITE (ROCK) INTERCALATED IN THE COAL SEAM IN THE NORTH AREA OF SHANXI PROVINCE

*Liu Changling*

(Tianjin Geological Academy)

## Abstract

Tonstein, Pianlinite and purple Kaolinite occur as intercalithes in the coal seams in the north area of Shanxi province and its neighbouring areas of the south area of Inner Mongolia and the east area of Shanxi province. The three kinds of clay rock intercalith are always located in the same horizon or the similar horizon, or closely associated with each other. They are all formed in swamp environment. Moreover the author considers that they are not only different in their source material but also in the pH value of water of the swamp in which they were deposited.

In the north area of Shanxi province coal seam of Lower Permian–Upper Carboniferous can be divided into 1–9 layers from top to bottom which are often intercalated with tonstein. There are two opinion about the genesis of tonstein. One considers that it is formed by sedimentation of the–weathered–and–water–transported–materials of geneses and mediate acidic igneous rocks on the Paleo–continent near by. The other maintains that volcanic clastics is dropped into swamp and dissolved by water and, kaolinized by easily seperatng out the dissolved elements to form as tonstein. Here the author holds another opinion, i.e., some tonstein are formed by colloid precipitation with ordering well and high crystallic coefficient Kaolinite and relics of high temperature quartz and sanidine which indicate the dominating of volcanic clastics over the terrestrial clastics in their source material. On the contrary the terrestrial clastics dominated tonstein (at the bottom of № 9 coal layer of the north area of Shanxi province) contain more or less clastic materials, such as sandy and silts quartz and microcline and colloid clay particles. No high temperature quartz and sanidine are contained. And the former is pure, always intercalated in the middle of a coal layer. The later are not so pure and always occur as hanging or foot wall of a coal layer with a few exception.

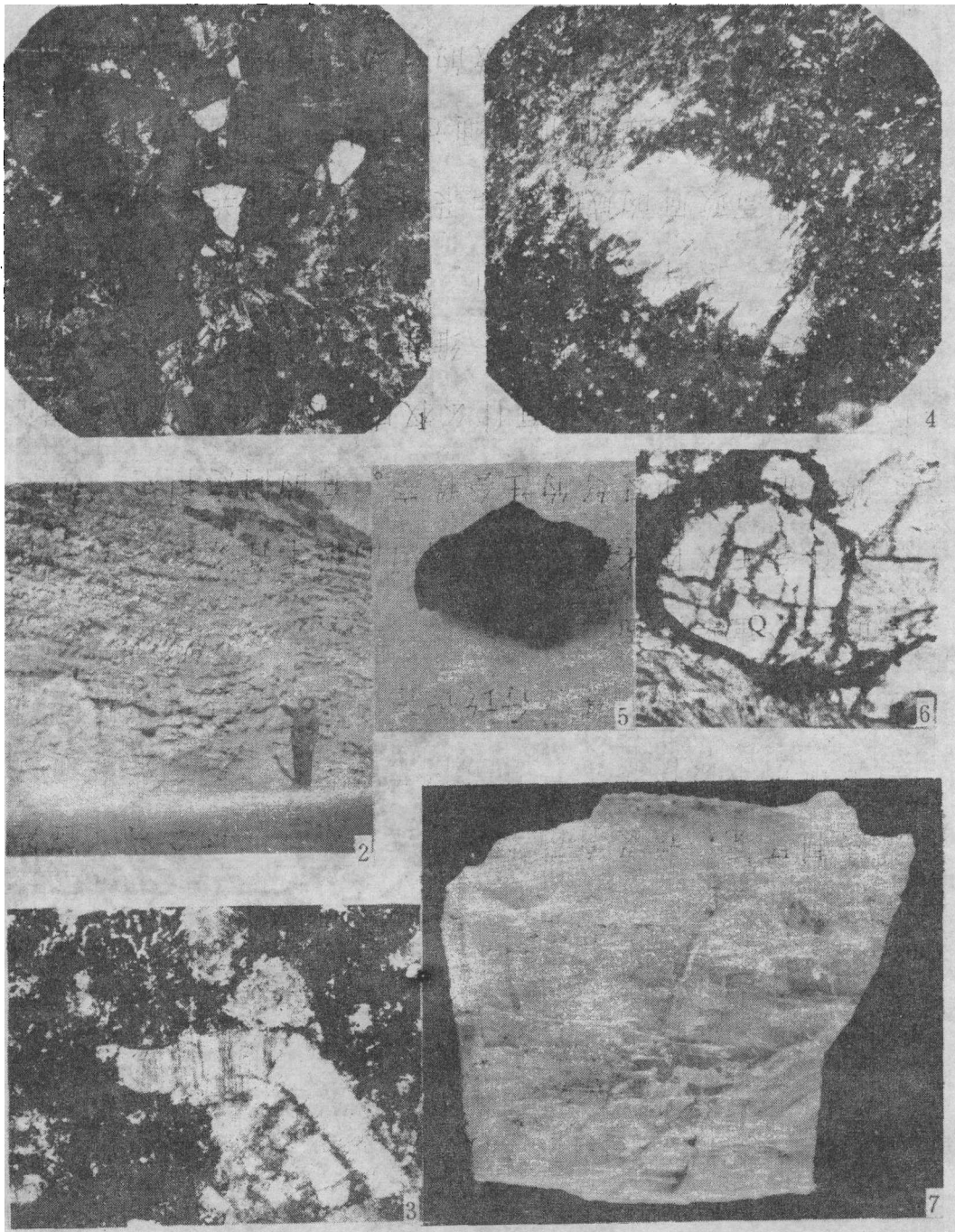
Pianlinite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) is the other intercalith in coal seam in the north area of Shanxi province whose horizon corresponds to No 4 coal layer. It occurs as single layer or multi–layers. The author (1963) pointed out that it was formed by the alternating precipitation of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in which prismatic–low–temperature–cubedral–quartz could be seen. During diagenesis colloid water was squeezed out and the precipitates began to transform to

meta-crystallized minerals of pianlinite then recrystallized, possibly through allophane stage.

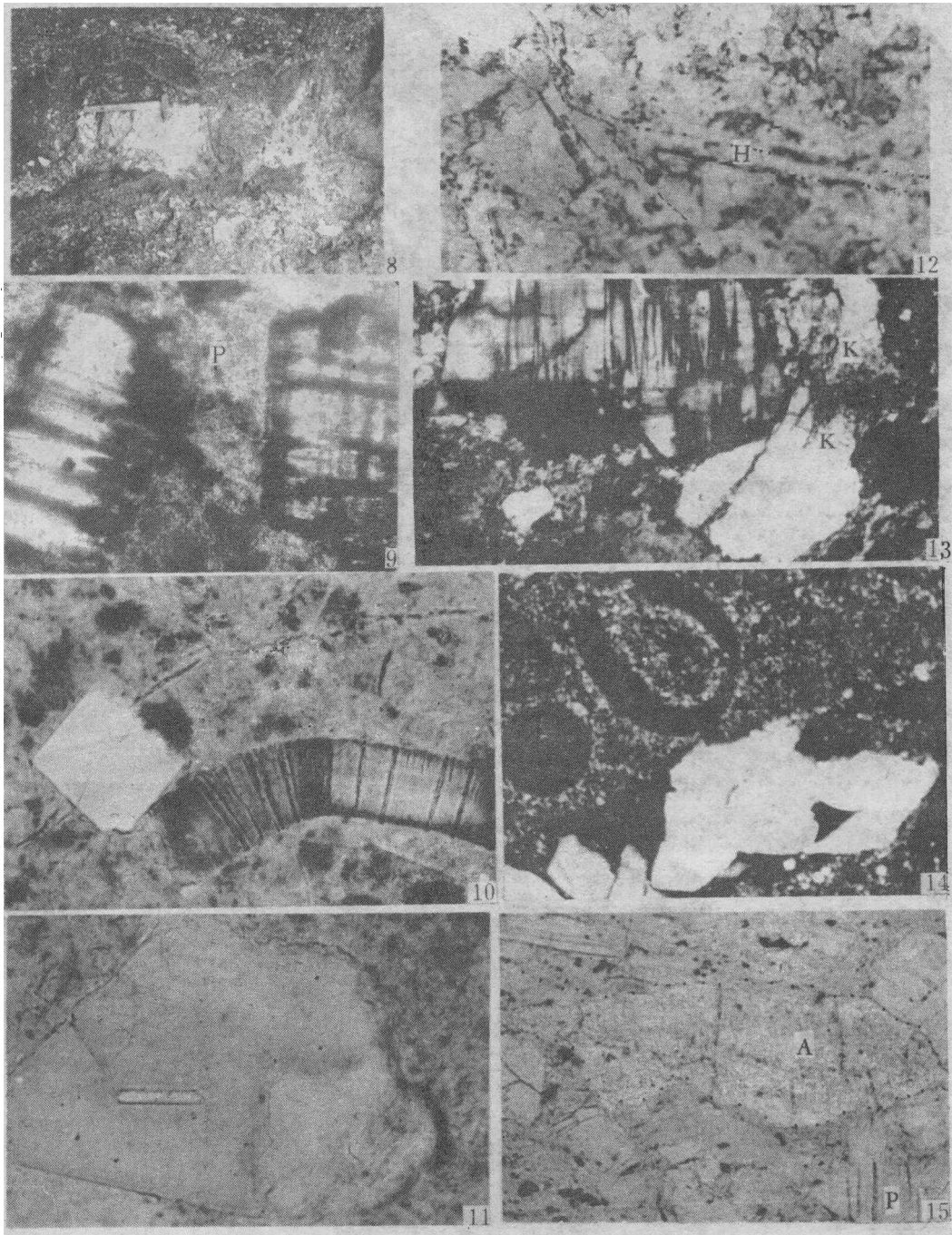
The formation condition of pianlinite is different from that of kaolinite lying in: (1) pH value of the swamp water; (2) the fine source material particle. The weathered-fine-terrestrial-material, such as aphanitic and colloid clay transported by water to or the -erupted-fine-volcanic clastic-materials such as vitreous clastics and crystal clastics dropped into strong acidic swamp ( $\text{pH} < 4$ ) would be dissolved. When  $\text{pH}$  is 2 to 4.5-5 precipitates of  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$  would be formed which turned to pianlinite through allophane stage by gradually squeezing out colloid water (allophane turned to pianlinite can be seen in Hua yuan area) during diagenesis.

In recent years some geologists argue that such pianlinite and boehmite rock are formed by the natural burning of coal layer. But pianlinite and meta-kaolinite are different in their properties. Especially the organic material in the dark pianlinite rock are oxidized at  $325^\circ\text{C}$  while the formation of kaolinite takes place above  $500^\circ\text{C}$ . Therefore organic material can not remain after the dewatering. In addition, enough oxygen is needed to cause coal-burning which can only appears above the ground surface and surfaces in shaft because of the access of air. The author found pianlinite in Chaihe mining area at the depth of 40m underground where no fractures could be seen and an association of coal layer and pianlinite layer could be seen. And low-temperature -evaporite-cubedral-quartz was found within it. All this mentioned above make sure that pianlinite is not formed by the naturally burned coal.

Purple kaolinite rock is mainly associated with No. 4 coal layer of Shanxi Formation and No. 9 coal layer of the Taiyuan Formation. There are two opinions about its genesis: (1) formed by primary sedimentation; (2) formed by weathering and residual accumulation, i.e. the weathering of coal. The author agrees with the two opinion but he considers that its formation is also related to organic acid leaching, recrystallization and orderization of kaolinite and the newly-formed kaolinite during post diagenesis, especially to the supergene oxidation of organic materials which is important to make further leaching out of  $\text{SiO}_2$  to form boehmite.



1.重结晶蠕状高岭石半包裹石英碎屑。单偏光 X30。(浑源夹矸) 2.偏岭石粘土岩呈多层状产出,无煤层伴生(河曲)。 3.蠕状偏岭石的周围为炭质(黑色),无自燃的痕迹。单偏光, X160。(清水河) 4.粗鳞片高岭石的边缘因搬运磨损呈参差状,正交偏光, X100。(兴县紫矸) 5.含有机质的偏岭石呈黑色,未经煤自燃,原大(内蒙)。 6.煤层夹矸中的碎屑石英(Q)已磨圆,单偏光, X69。(浑源) 7.玉石状半透明的偏岭石,无燃烧痕迹。原大(怀仁)



8.与煌斑岩(深色)接触蚀变的偏岭石(白色)非“煤自燃”。(怀仁鹅毛口)。9.偏岭石粘土岩(P)中的微斜长石(具格子双晶)正交偏光, X100。(怀仁) 10.蠕状偏岭石与火山碎屑物高温石英(双锥体)伴生, 单偏光, X35(柴沟)。11.粗晶偏岭石晶体中包裹着自生的长柱状低温石英, 单偏光, X89(偏岭 12.蚀变煌斑岩, 偏岭石与之接触变白并形成莫来石等, 其中角闪石(H)呈长柱状, 单偏光, X39(鹅毛口采石场) 13.粗蠕状高岭石(K)与微斜长石(格子双晶)共生于煤层底部夹矸内, 正交偏光, X111(晋西北) 14.与煤层伴生的高岭石夹矸内的火山碎屑物(晶屑有高温石英、玻屑已脱玻化形成球粒结构)单偏光, X55(晋西北)。15.水铝英石(A)变为偏岭石(P), 单偏光, X15。(浑源偏岭石)