

# 应用穆斯堡尔谱和 X 射线法研究 红壤性水稻土的氧化铁矿物\*

吴金奖 邢世和 林景亮

(福建农学院土化系)

## 摘 要

应用穆斯堡尔谱和 X 射线法分析研究红壤性水稻土的氧化铁矿物, 研究结果表明, 红壤性水稻土的氧化铁矿物组成、特性及其形成转化与起源土壤具有明显的差异。水稻土的成土条件不利于赤铁矿的形成。红壤的粘粒氧化铁矿物以赤铁矿和高铝替代(> 20 摩尔%)的针铁矿为主。经淹水种稻后, 赤铁矿逐渐被转化为低铝替代的针铁矿或其它形态氧化铁。潜育型水稻土 P 层的赤铁矿含量比相应的母土低, 其针铁矿铝替代量较其它水型的水稻土高。而潜育型水稻土 W 层和潜育型水稻土 G 层粘粒氧化铁矿物均以针铁矿为主, 其铝同晶替代量低(< 15 摩尔%), 且颗粒细小, 结晶度较低。这些结果反映了水稻土的成土条件和发生特点, 同时对水稻土发生分类具有重要的意义。

土壤粘粒矿物组成及其演变可以反映成土条件和成土过程的变化。水稻土成土过程中发生了一系列强烈的化学、物理和物理化学的变化, 因此成土过程中粘粒矿物是否发生变化一直是人们寻找水稻土与母土之间差异的重要标志之一。

综述国内外大量的研究结果, 大多数学者认为水稻土的粘粒矿物组成基本上与母土一致<sup>[1,2,16,17]</sup>。但是, 受研究技术手段的限制, 以往的研究只局限于层状粘土矿物。由于水分条件的明显差异, 水稻土粘粒氧化铁矿物组成及其形态转化与起源土壤究竟有何不同。国内的学者对此虽已有注意<sup>[3]</sup>, 但是 20 多年来关于水稻土氧化铁矿物的研究仍未引起足够重视。而国外应用穆斯堡尔技术, 差 X 射线法 (D. G. Schulze 1981) 及电镜等对土壤氧化铁矿物进行大量研究<sup>[5-7,9,10,14,22,24,26]</sup>。尤其穆斯堡尔谱法是目前鉴定和研究氧化铁矿物最有效的方法之一。为了探索红壤性水稻土与母土之间的氧化铁矿物组成特性及形成转化的差异, 本文应用穆斯堡尔谱, 配合 X 射线法对两种母质发育的不同水型红壤性水稻土的指示性土层及起源土壤 B 层粘粒氧化铁矿物进行比较研究, 试为红壤性水稻土的发生分类提供科学依据。

## 一、材料与方 法

(一) 供试土壤 1984 年 10—11 月在福建中亚热带地区, 采集两种母质 (玄武岩和黑云母花岗岩

\* 本研究得到吴德斌副教授的热心指导; 穆斯堡尔谱分析及计算由中科院福建物质结构研究所王友桐副研究员协助完成并审阅全文; X 射线分析由该所吴翰金完成, 特此致谢。

表 1 供试土壤的基本性状  
Table 1 The basic properties of sampling soils

地点 Locality	母质 Parent material	剖面 Profile No.	土壤类型 Soil type	土壤性状 Properties of				粘粒的全铁含量 (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %) Total iron in clay(<0.001mm)
				土层 Horizon	深度 (cm) Depth	颜色 Colour	pH (H <sub>2</sub> O)	
福建浦城	黑云母花岗岩	1	红壤(母土)	B	25—70	暗红棕 2.5YR 3/5	5.19	12.32
		2	渗育型水稻土	P	20—53	橙 色 7.5YR	5.57	11.44
		3	潜育型水稻土	W	42—77	黄 棕 7.5YR 7/8	6.00	16.22
		4	潜育型水稻土	G	59—100	油 灰 2.5GY 5/1	5.12	5.63
福建明溪	玄武岩	5	红壤(母土)	B	20—100	暗红棕 2.5YR 3/6	5.59	19.21
		6	渗育型水稻土	P	20—75	暗红棕 2.5YR 3/6	6.40	15.65
		7	潜育型水稻土	W	36—67	红 棕 5YR 4/6	6.09	12.27
		8	潜育型水稻土	G	>16	灰黄棕 10YR 5/2	5.89	11.10

岩)发育的不同水型的红壤性水稻土及其起源土壤共 8 个剖面。相同母质的 4 个剖面控制在同一地段的不同地形部位,选取不同水型红壤性水稻土的指示性土层,即渗育型的渗育层(P),潜育型的潜育层(W)和潜育型的潜育层(G),以及起源土壤的淀积层(B),其基本性状见表 1。

(二) 粘粒 (<0.001mm) 提取 用 H<sub>2</sub>O 去除有机质, 2% 碳酸钠分散, 沉降法提取。

(三) 5mol NaOH 浓集处理及针铁矿铝同晶替代量计算 为了提高粘粒氧化铁浓度,用 Norrish 和 Taylor (1961) 法处理粘粒<sup>[19]</sup>。经处理后的粘粒用 CuK<sub>α</sub> 靶在 D/max-rA 多晶衍射仪直接粉末压片分析(2—5 Å 范围)。粘粒针铁矿的铝同晶替代量按 Schulze (1984) 提出的关系式计算<sup>[20]</sup>,即 Al 摩尔% = 1730 - 572 × C, C = (1/d<sup>2</sup>(111) - 1/d<sup>2</sup>(110))<sup>-2</sup>。

(四) 穆斯堡尔谱分析 用穿透式、等加速、配有 TRS-80 微机的穆斯堡尔仪分别测定室温(298K)和液态氮温度(77K)的土壤粘粒穆斯堡尔谱。室温下测定的是原样粘粒, 77 K 下测定的是经 5mo NaOH 处理过的粘粒。γ 射线源为 <sup>57</sup>Co(Pd), ~20 毫居理(mCi)。样品厚度 ~15mg/cm<sup>2</sup>。用最小二乘法的程序于微机上进行谱的拟合计算。

## 二、结果与讨论

### (一) 红壤性水稻土形成发育与土壤氧化铁矿物的形成转化的关系

土壤水分状况严重影响土壤氧化铁矿物的形成与转化。土壤湿度大、有机质含量高及土壤温度低等都不利于赤铁矿的形成,而较有利于形成针铁矿<sup>[22,25]</sup>。红壤性水稻土在长期的人为水耕种稻过程中,土壤环境条件发生了显著的变化,从而影响土壤氧化铁矿物的变化。由穆斯堡尔分析结果(图 1 及表 2)可见,玄武岩红壤 B 层(018)粘粒的室温谱为一磁分裂六指峰及一个双峰对称的四极分裂。磁分裂的内磁场值为 510.0 千奥斯特,表明这是颗粒较大,结晶度较高的赤铁矿。室温谱中的四极分裂包含硅酸盐矿物铁(非游离

表 2 土壤粘粒和纯氧化铁的穆斯堡尔参数及粘粒针铁矿细替代量  
Table 2 Mössbauer parameters of Soil clays, pure iron oxides and the amount of Al-substitution in goethite

剖面 and 样品 Profile and Sample No	土 层 Horizon	测定温度 temperature (K)	磁性成分 Magnetic components						顺磁部分 Paramagnetic component		针铁矿的铝固晶替 代量(摩尔%)** Al-substituted in goethite (mol%)**	主要结晶氧 化铁矿物 Main iron oxide minerals	
			针铁矿 goethite			赤铁矿 hematite			I. S*	Q. S*			
			H*	I. S*	Q. S*	H*	I. S*	Q. S*					
No. 1 003	B	室温(298) 77	—	—	—	—	—	—	0.352	0.583	23.2	23.5	针铁矿 赤铁矿
No. 2 006	P	室温(298) 77	455.0	0.447	-0.256	524.1	0.465	—	0.311	0.811	19.2	19.6	针铁矿
No. 3 011	W	室温 77	466.1	0.509	-0.200	—	—	—	0.421	0.834	19.9	8.7	针铁矿
No. 4 016	G	室温(298) 77	464.8	0.463	-0.296	—	—	—	0.352	0.547	15.4	7.9	针铁矿
No. 5 018	B	室温(298) 77	472.8	0.336	-0.358	—	—	—	0.391	0.586	—	22.9	赤铁矿
No. 6 021	P	室温(298) 77	—	—	—	510.0	0.371	—	0.456	0.725	—	20.9	赤铁矿 针铁矿
No. 7 026	W	室温(298) 77	465.3	0.518	-0.267	527.9	0.604	—	0.369	0.601	17.7	13.4	针铁矿
No. 8 030	G	室温(298) 77	468.7	0.472	-0.178	—	—	—	0.353	0.607	16.9	8.5	针铁矿
纯氧化 铁	赤铁矿 ( $\alpha$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	298	518	[6]***	—	—	—	—	0.429	0.853	—	—	—
	针铁矿 ( $\alpha$ -FeOOH)	78	542	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	磁铁矿 (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	298	384	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	磁赤铁矿 ( $\gamma$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	300	504	[11]***	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	纤铁矿 ( $\gamma$ -FeOOH)	300	493	[11]***	—	—	—	—	—	—	—	—	—

\* H: 有效内磁场值, 单位为千奥斯特; Q: 四级分裂, 单位为: 毫米/秒; I. S: 同质异能位移, 相对于金属铁, 单位为: 毫米/秒  
 \*\* <math>\langle 1/\alpha \rangle</math> 分别根据 D. G. Golden 等 (1979); H(KG) = 500 - 1.77 x (%Al) 和 D. G. Schulze (1984): Al 摩尔 % = 1730 - 572 x C C = [1/ $\alpha$ ](11) - 1/ $\alpha$ (110)]<sup>-1/2</sup> 两种方法计算。  
 \*\*\* 引用的参考文献号。

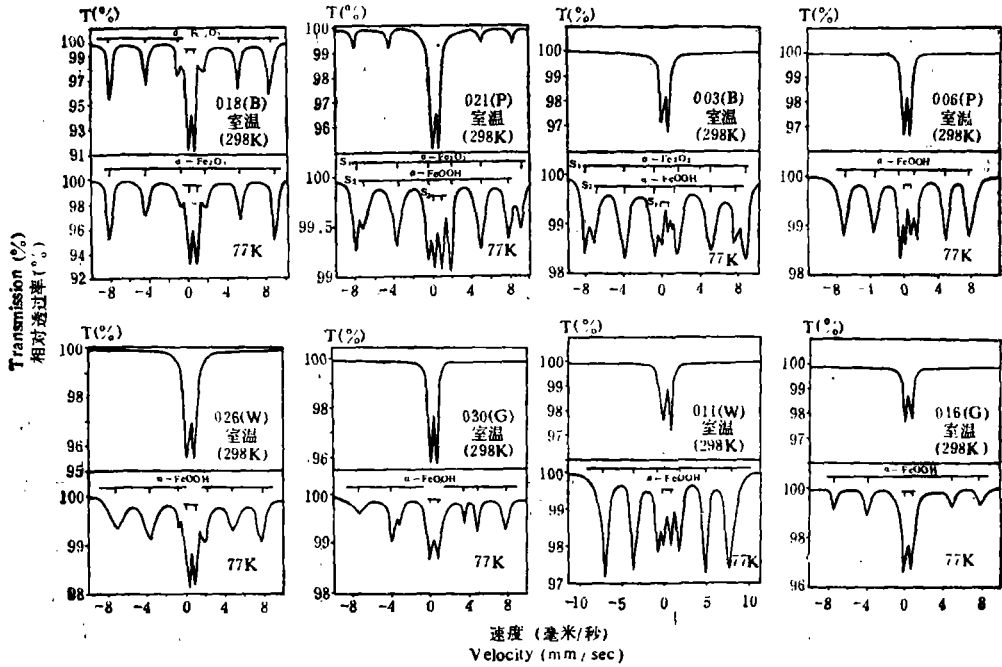
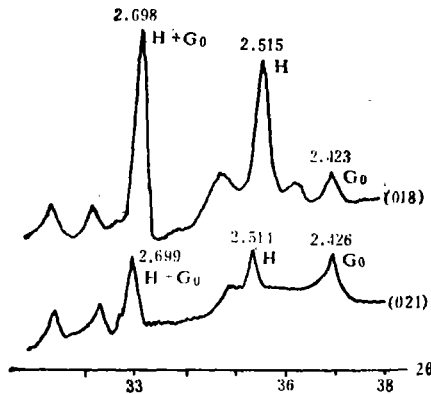


图1 粘粒(018,021,003,006,026,030及016)的室温和77K 穆斯堡尔谱  
 Fig. 1 Mössbauer spectra of clays (samples 018, 021, 003 006, 026, 030 and 016) at 298K and 77K



H: 赤铁矿; Go: 针铁矿  
 图2 粘粒(018,021)X射线衍射谱(CuK<sub>α</sub>粉末)  
 Fig. 2 X-ray diffraction patterns of clay fractions (018, 021 CuK<sub>α</sub>)  
 Hi Hematite; G: Goethite

铁), 颗粒细小或高铝替代针铁矿及无定形氧化铁。该样品的 77K 穆斯堡谱仍只有一个赤铁矿的磁六指峰及一个四极分裂, 表明该样品针铁矿含量低或其颗粒极细和铝替代量高, 在液氮温度下更无法反映出来。且从 X 射线分析结果看, 该样品的赤铁矿衍射峰高且尖锐, 而针铁矿衍射峰不明显(图 2)说明该粘粒晶质氧化铁矿物以赤铁矿为主。从 018 样品的 77K 谱上可测得六指峰与四极分裂面积之比为 0.6:0.4(图 1), 由此可估算该粘粒赤铁矿含量约 11.5% (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)。而玄武岩红壤发育的渗育型水稻土 P 层粘粒 (021) 的室温

穆斯堡尔谱磁分裂的内磁场值为 512.9 千奥斯特,也是属于赤铁矿,其内双峰与四极分裂重叠。但从图 1 可明显看出,该六指峰的吸收强度大大低于 018 样品(约为 018 样品的 1/3)。在其它条件相同下,吸收强度与该种矿物含量成正比,说明 021 样品的赤铁矿含量比 018 样品少得多,同时再从图 2 也可明显看出,021 样品的赤铁矿衍射峰比 018 的低得多。021 样品的 77K 穆斯堡尔谱由两个磁六线分裂和一个四极分裂组成,内外两磁分裂的超精细内磁场值分别为 465.3 和 527.9 千奥斯特,可以判断外磁分裂( $S_1$ )为赤铁矿所贡献,而内磁分裂( $S_2$ )为一种颗粒细小或较高铝替代的针铁矿所组成。四极分裂( $S_3$ )可能包含硅酸盐矿物中铁及无定形氧化铁。以上结果表明,玄武岩红壤经淹水种稻发育成渗育型水稻土,大部分的赤铁矿被还原和络合,一部分再氧化结晶形成针铁矿,则赤铁矿含量降低而针铁矿含量相对增加。

花岗岩红壤 B 层(003)的室温穆斯堡尔谱只有一个四极分裂(图 1),而 77K 穆斯堡尔谱由两个磁分裂六指峰( $S_1$ 和 $S_2$ )和一个四极分裂( $S_3$ )组成。内、外磁分裂的超精细内磁场值分别为 459.0 和 524.1 千奥斯特,表明该红壤粘粒既含有针铁矿又含有赤铁矿,它们在室温下均表现出顺磁特性。而渗育型水稻土 P 层粘粒(006)室温谱与(003)样品一样只有一个四极分裂,其 77°K 穆斯堡尔谱有一组磁分裂六指峰和四极分裂。磁分裂的超精细内磁场值为 466.1 千奥斯特,从内磁场值判断这是针铁矿。说明该 P 层粘粒中氧化铁矿物以针铁矿为主,而原母土中赤铁矿却被转化为其它类型氧化铁。

两种母质发育的潜育型水稻土 W 层及潜育型水稻土 G 层粘粒的室温穆斯堡尔谱都只有一个四极分裂(图 1),77K 谱也均只有针铁矿的磁分裂六指峰和一个四极分裂。说明这些发生层粘粒中结晶氧化铁矿物同样也以针铁矿为主。从图上还可明显看出,潜育型水稻土 G 层粘粒的谱六指峰吸收强度比潜育型水稻土 W 层的低得多(相对透过率高),证明潜育层的晶质针铁矿的含量较 W 层低。

以上说明,红壤性水稻土与其母土由于成土条件的差异,它们的氧化铁矿物组成及形成转化方向是明显不同的。在水稻土成土条件下,由于水分作用氧化条件差及有机质累积, $Fe^{+++}$ 被有机酸络合,不利于水化铁(Ferrihydrite)的形成,也不利于水化铁的脱水作用,因而阻碍了赤铁矿的形成,所以在水稻土成土条件下以形成针铁矿为主。原母土中的赤铁矿在水稻土形成发育过程中逐渐向针铁矿转化。而在还原性强的潜育型水稻土中,与其它两种水稻土相比,其晶质铁含量低。

## (二) 水稻土针铁矿的铝同晶替代作用

近年来,国外对针铁矿的铝同晶替代进行了大量研究和理论探讨<sup>[6,8,10,19,20,21,24,26,27]</sup>。据报道,土壤针铁矿的铝同晶替代程度与土壤发生环境条件密切相关<sup>[8,23,26]</sup>。

红壤性水稻土与起源土壤(母土)相比,其水分条件和酸碱度都有明显的差异,这必然影响到土壤针铁矿的铝同晶替代作用。根据 D. G. Schulze (1984) 提出的关系式计算结果(表 2),红壤性水稻土与起源土壤的针铁矿铝替代量有明显差异。玄武岩和黑云母花岗岩发育的红壤,其针铁矿铝替代量分别为 22.9 摩尔%和 23.5 摩尔%;而红壤性水稻土针铁矿的铝替代量明显低于起源土壤,尤其是潜育型土壤和潜育型土壤的针铁矿铝替代量更低,都小于 15 摩尔%,一般介于 7.9—13.4 摩尔%。这与 Zahural (1984) 对季节性渍水的水稻土研究结果:针铁矿铝替代量为 5.38—12.69 摩尔%<sup>[27]</sup>一致。渗育型水稻

土由于水耕时间较短, P层粘粒针铁矿铝替代量在一定程度上受母土的影响, 故其针铁矿铝替代量较潜育型水稻土W层的高, 约为20摩尔%。这说明随着水稻土的形成和发育, 土壤针铁矿铝替代量有降低的趋势。Fitzpatrick 和 Schwertmann (1982) 研究认为, 针铁矿的铝替代量程度与其结晶化过程中土壤铝的活性有关。他们认为水成土导致低铝替代可能有两方面原因: 一方面是渍水条件下土壤一般 pH 比较高, 铝活性降低; 另一方面是渍水环境条件下, 针铁矿形成于氧分压较高的大孔隙中, 它在远离铝源, 比较纯净(相对于铝来说)的环境下形成的。从表1可知, 除剖面, G层土壤 pH(H<sub>2</sub>O) 与母土相近外, 其它的水稻土指示性土层 pH(H<sub>2</sub>O) 均比相应的母土高, 说明土壤酸碱度是影响针铁矿铝替代量的因素之一。

Schwertmann (1984) 研究一种印度土壤铁结核, 核内部的针铁矿铝替代量为23摩尔%, 而外表针铁矿的铝替代量只有7摩尔%。他认为核内的高铝替代针铁矿是“原生的”, 而外部低铝替代的针铁矿则是铁结核在后来的渍水条件下外部氧化铁被还原活化再合成的“次生”针铁矿<sup>[24]</sup>。原高铝针铁矿(如残积物中的), 在新的水成条件下被溶解和重新结晶形成“次生的”低铝替代的针铁矿<sup>[25]</sup>。结合水稻土的成土条件和形成发育特点, 我们认为红壤经长期的淹水耕作后, 由于发生强烈的铁还原活化, 络合溶解和氧化淀积老化的交替作用, 原母土中的高铝替代针铁矿在水稻土发育过程中不断被还原活化和络合溶解; 而在新的不利于铝替代的环境条件下重新结晶形成低铝替代的针铁矿。由此推论, 红壤性水稻土随着形成发育程度的提高, 针铁矿的铝替代量将逐渐降低至某一程度。

由上述结果表明, 红壤性水稻土针铁矿铝替代水平不仅反映水稻土与母土的成土条件的差异, 而且反映了红壤性水稻土的发生和发育的特点, 这对于红壤性水稻土的发生分类具有重要意义。Schwertmann (1982) 提出土壤针铁矿的铝替代程度可作为一项土壤发生指标。我们认为土壤针铁矿铝替代量是一项区分红壤性水稻土与母土的良好发生指标, 该指标对于酸性脱硅富铝化的母土发育的水稻土尤为重要。

### (三) 水稻土的氧化铁矿物的颗粒特性

由表2可知, 红壤性水稻土和红壤中针铁矿的超精细内磁场值(77K) 介于459.0—472.8千奥斯特, 显然比纯合成针铁矿的内磁场值504千奥斯特小得多。许多研究指出, 针铁矿随着铝同晶替代量增大和颗粒变小, 针铁矿的超精细内磁场值降低<sup>[4, 10, 12, 14, 15, 18]</sup>。据Golden 等(1979)研究一系列不同铝替代量和不同颗粒大小的针铁矿, 结果表明铝替代和颗粒大小都会影响内磁场值, 其中铝替代作用的影响更大。他提出可以按以下关系式计算针铁矿的铝替代量:  $H(KG) = 500 - 1.77 \times (\%Al)$  或  $H(KG) = 498 - 1.36 \times (\%Al) - 0.11(SA)$ , 式中 SA 为比表面积 (m<sup>2</sup>/g)<sup>[20]</sup>。若按前一关系式计算(表2), 黑云母花岗岩发育的红壤的针铁矿铝替代量为23.2摩尔%。这种计算得出的起源土壤的针铁矿铝替代量大于水稻土针铁矿的铝替代量, 这与X射线分析计算的结果(图2)趋势一致。由X射线分析计算的红壤B层及潜育型水稻土P层粘粒针铁矿的铝替代量与由内磁场值计算的结果相近。但是值得注意的是, 潜育型W层及潜育型G层粘粒针铁矿铝替代量的两种计算结果相差较大。这是由于没有考虑颗粒大小、结晶度等因素而使得结果偏高。据Murad 和 Schwertmann (1983) 研究, 随着针铁矿结晶度降低, 内磁场值也降低, 即使在4.2K温度测定, 结晶度仍与铝替代同样影响内磁场值<sup>[28]</sup>。因此, 可以推断潜育层和潜育

层的针铁矿不仅铝替代量低,而且颗粒比较细小,结晶度也较低。这表明,在水稻土水耕条件下形成的针铁矿相对于排水状况良好的母土由于水分多,氧化还原条件差,故形成的针铁矿颗粒比较细小,结晶度较低。

铝同晶替代、颗粒大小等因素同样影响赤铁矿的内磁场值。随着铝替代量的提高和颗粒变小,赤铁矿的内磁场值降低<sup>[9,13,22]</sup>。由表 2 可见,红壤及渗育型红壤性水稻土的赤铁矿的 77K 内磁场值介于 524.1—527.9 千奥斯特,明显低于纯合成的赤铁矿的内磁场值。

### 参 考 文 献

- [1] 张效年,1961: 中国水稻土粘土矿物。土壤学报,第 9 卷 3—4 期,81—102 页。
- [2] 范本兰,杜国华,1985: 江西低丘红壤性水稻土的主要化学特性研究。土壤学报,第 22 卷 2 期,183—190 页。
- [3] 许冀泉,1962: 读《中国水稻土的粘土矿物》一文后的意见。土壤,第 3 期,29—30 页。
- [4] 厦方复,叶纯瀛,张健,1984: 穆斯堡尔效应及其应用。原子能出版社。
- [5] Bigham, J. M., et al., 1978: Mössbauer and x-ray evidence for the pedogenic transformation of hematite to goethite. *Soil Sci. Am. J.*, 42: 979—981.
- [6] Bigham, J. M., D. C. Golden et al., 1978: Characterization of iron oxides in soil clays by Mössbauer, X-ray diffractometry and selected chemical techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 816—825.
- [7] Child, C. W and B. A. Goodman, et al., 1978: Application of Mössbauer spectroscopy to the study of iron oxides in some red and yellow/brown soil samples from New Zealand. *Pro. Inter. Clay Conf.*
- [8] Fitzpatrick, R. W. and U. Schwertmann, 1982: Al-substituted goethite—An indicator of pedogenic and other weathering environments in Southern Africa. *Geoderma*. 27: 335—347.
- [9] Gangas, N. H., et al., 1982: Mössbauer studies of small particles of iron oxides in soil. *Clay and Clay Minerals*, 21: 151—160.
- [10] Golden, D. C., et al., 1979: Mössbauer studies of synthetic and soil occurring substituted goethite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43: 802—808.
- [11] Goodman, B. A., 1981: Mössbauer spectroscopy. In advanced chemical methods for soil and clay minerals research. P. 1—92.
- [12] Goodman, B. A. and D. G. Lewis, 1981: Mössbauer spectra of aluminium goethites. *J. of Soil Science*, 32: 351—363.
- [13] Grave, De E., L. H. Bowen, 1982: Mössbauer study of aluminium-substituted hematites. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*. 27: 98—108.
- [14] Hogg, C. S., P. J. Malden, et al., 1975: Identification of iron containing impurities in natural kaolinites using the Mössbauer effect. *Mineralogical Magazine*. 40: 89—96.
- [15] Johnston, J. H. and K. Norrish, 1981: A Mössbauer spectroscopic study of a selection of Australian and other goethite. *Aust. J. Soil Res.*, 19: 231—237.
- [16] Kyuma, K., 1978: Mineral composition of rice soil. *Soil and Rice*, 219—234.
- [17] Mitsuho, H., 1967: Comparative studies of excessively drained paddy soils and adjacent alluvial soils: 2. Comparison in clay mineralogy. *Soil Sci. and Plant Nutrient*, 14 (1).
- [18] Murad, E., and U. Schwertmann, 1983: The influence of aluminium substitution and crystallinity on Mössbauer spectra of goethite. *Clay Minerals*. 18: 303—312.
- [19] Norrish, K., and R. M. Taylor, 1961: The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethite. *J. Soil Sci.*, 12: 294—306.
- [20] Schulze, D. G., 1984: The influence of aluminium on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*. 32(1): 36—44.
- [21] Schulze, D. G. and U. Schwertmann, 1984: The influence of aluminium on iron oxides. X. Properties of Al-substituted goethite. *Clay Minerals*, 19: 521—539.
- [22] Schwertmann, U., et al., 1982: Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas? *Geoderma*. 27: 209—223.
- [23] Schwertmann, U., 1983: The role of aluminium in iron oxides system. The Proceeding of 11th International Seminal on Lateritisation Processes. PP. 65—68.
- [24] Schwertmann, U., 1984: Iron oxides in some ferruginous soils of India. *Clay Research*, 3: 23—30.

- [25] Schwertmann, U., 1985: The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. *Advance in Soil Science*. 1(1): 172—200.
- [26] Schwertmann, U. and Kampf., 1985: Properties of goethite and hematite in kaolinitic of Southern and central Brazil. *Soil Sci.*, 139: 341—350.
- [27] Zahurul Karim, 1984: Formation of aluminium-Substituted goethite in seasonally waterlogged rice soils. *Soil. Sci. Am. J.*, 48: 410—413.

## STUDIES ON IRON OXIDE MINERALOGY OF PADDY SOILS DERIVED FROM RED EARTH BY USING MÖSSBAUER SPECTROSCOPY AND X-RAY DIFFRACTION

Wu Jinjiang    Xin Shihe.    and    Lin Jingliang

(*Dept. of Soil Science and Agrochemistry, Fujian Agricultural College*)

### Summary

Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction were used to characterize iron oxide mineralogy and Al-substitution of goethite in clays of paddy soils derived from red earth and their original soils (red earth). The results showed that the types and properties of iron oxide minerals in paddy soils derived from red earth were obviously different from those of their parent soils. The main iron oxide minerals of red earth were hematite and high Al-substituted (>20 mol%) goethite, but the environments of paddy soil were unfavourable to the formation of hematite which might be transformed to low Al-substituted goethite or other forms of iron oxide after rice planting. The amount of Al-substitution in goethite in P horizon clays of perogenic paddy soil was higher than that of other diagnostic horizon clays of paddy soil. Small particle, low-substituted (<15 mol%) goethite was the main iron oxide mineral in clays of W horizon in periodically water-logged paddy soil and in G horizon of gleyed paddy soil, no hematite was detected in these clays.

The main type of iron oxide minerals and the change of Alsubstitution in goethite of paddy soils derived from red earth reflect the conditions and characteristics of paddy soil, which are very significant for paddy soil classification.