

中国白浆土

曾昭顺 徐 琪 高子勤 张之一 著

科学出版社

中国白浆土

曾昭顺 徐 琪 高子勤 张之一 著

科学出版社

1997

内 容 简 介

本书系统地论述了我国白浆土的分布、类型、基本特征、形成过程与环境条件的关系,分析了白浆土的低产原因及改良培肥与综合利用的措施和途径,为深入研究和开发此类土壤提供了科学依据。可供从事农业、土壤、生态研究的科技人员以及高等院校有关师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

中国白浆土/曾昭顺等著. -北京:科学出版社,1997
ISBN 7-03-005577-2

I. 中… II. 曾… III. 白浆土-中国 IV. S155.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(96)第 17638 号

科学出版社出版

北京东黄城根北街 16 号
邮政编码: 100717

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1997 年 4 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16
1997 年 4 月第一次印刷 印张: 12
印数: 1—800 字数: 270 000

定价: 30.80 元

前 言

白浆土作为一个独立的发生土类分出,经历了多半个世纪,从现代土壤科学开创时算起,一直作为灰壤的一个亚类,以生草灰化土或灰化土而命名。

我国有面积白浆土分布,从三江平原,大小兴安岭与长白山山麓坡地,到苏鲁交界的丘陵与剥蚀平原,一直延伸到长江流域有黄土状物质覆盖的丘陵平原区,约计527.3万公顷。由于形态特征酷似灰化土,并具有缺磷、淀浆板结、滞水(哑吧涝)等低产特性,作为低产土壤类型,颇为土壤学家与农学家的注意,并作重点低产土壤予以改良。

在40年代,尽管灰化概念影响全球,但我国土壤学家熊毅先生就指出,水稻土不存在灰化作用,而是还原淋洗作用形成的白土层。60年代,曾昭顺先生基于在东北地区,特别是对三江平原土壤详测与长期研究,指出白浆土应作为独立土类分出,并非是灰化而是潜育淋溶的结果。之后有关白浆土或稻田白土的论述颇多,对其形成出现了双层母质说与机械淋洗-还原淋溶说等不同观点。与此同时,法、德、俄等国土壤学家相继提出拉西维与假灰化假潜育学说,借以区分白浆土与灰化土,但当时并未明确提出在分类上作为独立土类的主张。

近数十年来,随着研究工作的不断深入,对这类土壤基本性质,形成特点,在分类中的位置以及改良利用诸方面,均累积了丰富资料。在国外已经取得多方面的研究进展,而在我国尚无系统的研究成果问世。

这本著作是基于作者多年研究成果书写而成的,并得到中国科学院科学出版基金资助。它既贯注了曾昭顺先生终生的心血,而且也得力于数位青年土壤科技工作者的艰苦努力,所以它是中国科学院沈阳应用生态研究所,中国科学院南京土壤研究所与黑龙江八一农垦大学参与该研究课题的诸同事集体劳动的成果。

参加该研究课题的同事先后有15位:中国科学院沈阳应用生态研究所曾昭顺、高子勤、关熙铭、武志杰、于德清、丁汉凤、夏汉平,中国科学院南京土壤研究所徐琪、陆彦椿、律兆松、耿国强和黑龙江八一农垦大学张之一、翟瑞常、邢宝山、张元福等。曾昭顺先生已经作古,几位青年土壤科技工作者留学国外,所以该书文稿是由徐琪、高子勤、张之一等人完成的,未经现居国外的合作者的补充与修改,如有疏漏与错误之处,当由徐琪、高子勤与张之一三人负责。

曾昭顺先生生前曾多次叮嘱,希望我们将该研究资料及早定稿出版,但因琐事缠身,一再拖延。在他去世三年后,方得中国科学院科学出版基金资助出版,愧对曾先生在天之灵,特写数语以记之。

徐 琪 高子勤 张之一

1996年5月

目 录

前言

第一章 白浆土研究概况及其进展	1
一、白浆土分布的生态环境条件	1
二、对白浆土形成过程的研究进展	2
(一) 白浆化过程说	2
(二) 潜育淋溶说	3
(三) 解铁作用说	3
(四) 假灰化作用说	4
(五) 其它假说	4
三、白浆土中新生体的研究进展	6
(一) 铁锰结核	6
(二) 硅粉	7
四、白浆土矿物学研究及其意义	8
(一) 原生矿物及粘土矿物	8
(二) 铁锰氧化物矿物及其区分	9
(三) 伊毛缟石及其在白浆土研究中的意义	11
第二章 白浆土的地理分布规律及其在分类中的位置	15
一、地带性分布规律	15
二、白浆土的中域分布规律	18
三、白浆土微域分布	20
四、白浆土在分类中的位置	23
第三章 白浆土的形成过程	25
一、白浆土形成过程中物质移动	25
(一) 关于粘粒的移动	25
(二) 关于铁锰淋溶与淀积	29
(三) 关于粘粒的破坏性移动	33
二、白浆土中新生体的形成分析	34
(一) 铁锰结核组成	34
(二) 硅粉类别	35
(三) 胶膜特性	36
三、白浆土形成过程	36
第四章 白浆土的形态和微形态特征	39
一、形态特征	39
(一) 腐殖质层	39
(二) 白浆层	40

(三) 淀积粘化层	40
(四) 母质层	41
二、微形态特征	42
第五章 白浆土机械物理性质	47
一、土壤机械组成	47
二、土壤团聚体组成	53
(一) 微团聚体组成	53
(二) 水稳性团聚体组成	54
三、土壤水分物理性质	55
(一) 土壤容重	55
(二) 土壤孔隙组成	55
(三) 土壤水分及透水性	56
第六章 白浆土的基本化学性质	58
一、土壤 pH 与酸度	58
(一) 白浆土的酸碱度	58
(二) 活性酸	59
(三) 潜性酸	60
(四) 盐基饱和度	64
(五) 土壤中活性铝及其活化度	64
(六) 土壤缓冲性能	67
(七) 土壤酸度对土壤形成的作用	68
二、土壤代换性能	69
(一) 代换性阳离子组成	69
(二) 阳离子交换量	69
三、白浆土表面电荷特征	72
(一) 土壤表面电荷	72
(二) 土壤表面电荷零点	75
四、白浆土中铁、铝氧化物类型及其分异	77
(一) 白浆土铁氧化物	77
(二) 白浆土铝氧化物	82
(三) 白浆土游离氧化物	82
(四) 白浆土中铁锰结核及其地域性的分异	87
(五) 不同类型白浆土的淋溶变异	95
五、白浆土吸附性能	95
(一) 白浆土比表面积	95
(二) 白浆土铵吸附特性	96
(三) 白浆土磷酸吸附特性	97
六、白浆土有机质特性	102
(一) 土壤有机质	102
(二) 土壤腐殖质	103
七、白浆土生物学活性	108

第七章 白浆土矿物学性质	112
一、土壤中重矿物	112
二、土壤中粘粒矿物	114
(一) 土壤粘粒矿物组成	114
(二) 粘粒矿物特征	124
第八章 白浆土的农化性状	126
一、有机质及其平衡	126
(一) 有机质含量	126
(二) 还田有机物料的腐殖化系数及所形成腐殖质的分解速率	129
(三) 每年每公顷需还田新鲜有机质数量的估算	130
二、全氮和速效氮	132
三、全磷和速效磷	134
四、全钾和速效钾	136
五、微量元素	138
(一) 锌	138
(二) 锰	139
(三) 铜	140
(四) 硼	140
(五) 钼	141
(六) 铁	141
第九章 白浆土的水分性质和水分动态	143
一、水分性质	143
二、白浆土水分动态	146
第十章 白浆土低产原因分析	154
一、白浆土的生产能力	154
二、白浆土低产原因分析	155
(一) 关于腐殖质层(活土层)薄的问题	159
(二) 白浆层贫瘠和板结	159
(三) 粘化淀积层的不透水性	160
第十一章 白浆土利用改良经验	162
一、耕翻改良	162
二、施石灰改良	163
三、秸秆还田改良白浆土	165
四、种绿肥改良	166
五、客土改良	168
六、深松改良	168
七、种稻改良	169
八、混层改良白浆土	169
第十二章 白浆土农林牧综合利用及生态建设	170
一、农用土地的生态分类及其特点	170

(一) 土地生态分类方法	170
(二) 农用土地的生态类型	171
(三) 几种主要土地生态类型的特点	171
(四) 农业生态区划	172
二、白浆土区合理耕作轮作体系的研究	172
(一) 白浆土地区耕作制的回顾及存在问题	172
(二) 白浆土区轮作体系的建立	173
(三) 白浆土区轮耕体系	176
三、白浆土地区农林牧综合治理的效益及优化途径	180
(一) 农林牧综合治理的效益分析	180
(二) 农林牧最佳模型的评价	181

第一章 白浆土研究概况 及其进展

在本世纪 40 年代以前,土壤学发生分类的研究中形态观点占统治地位。凡是有白色亚表层的土壤,一概均以灰化土名之,侯光炯与马熔之(1935)在南昌附近首先对类似白土的水稻土进行了形态研究,把这类水稻土命名为“水稻灰壤”,而把因侧渗淋洗而生成的白土层名之为“水漂层”。梭颇(1936)在《中国之土壤》一书中,广泛地介绍了南方水稻土类型,其中特别提到江西、江苏、浙江与广西等地的灰化水稻土。此后不久,熊毅(1944)通过对我国酸性水稻土的化学性质研究,指出水稻土中不存在灰化作用,并指出渗育(潜育)与潜育作用均可形成灰白色土层。沈梓培与陈家坊(1944)对浙江水稻土潜育层与潜育层化学性质进行了研究,也认为渗育作用可能引起水稻土的“灰化”。在本世纪 50 年代末 60 年代初,曾昭顺等人在黑龙江流域进行土壤考察时,注意到该地区具有“白色”亚表层土壤与灰化土在性质、成土条件等方面的差异,发表了“关于白浆土形成问题”(1958)的文章,正式分出白浆土,从此以后,中国的白浆土被当作一个与灰化土不同的土类做了大量研究(1978)。时至今日,在国外除极少数国家将白浆土与灰化土区分开来予以研究外,一般地是将两者都当作灰化土进行研究,因而白浆土的分类和命名也比较混乱(朱鹤健,1985;中国科学院南京土壤研究所,1988;Clayton et al., 1977; Stephens, 1962),随着研究手段的不断进步和研究成果的不断积累,越来越多的国家和研究人员,已意识到尽管白浆土与灰化土剖面形态相似,实则是两个不同的成土过程。在前苏联灰化概念根深蒂固的土壤学界,从 60 年代起已将假灰化土作为一个独立土壤类型进行了研究。所以,在综述白浆土研究进展时,有时不得不涉及一些灰化土的研究结果。

一、白浆土分布的生态环境条件

白浆土集中分布在北半球的寒温带与温带,出现于针阔混交林带与森林草原过渡区。在欧洲,白浆土集中出现于在大西洋气候区,南可伸展到地中海沿岸,由滨海向内陆过渡白浆土带幅变窄同时北移(徐琪,1979;Kubinena, 1950; Stefanovits, 1971)。在北美尤其是美国东部白浆土分布面积大,从北、东、南三面环绕大草原。据鸭下宽报道,日本也有白浆土分布,在澳大利亚东南部也有这类土壤分布(Stace et al., 1972)。

我国白浆土分布较广,多同暗棕壤、棕壤与黄棕壤成复区分布,在大小兴安岭长白山、鲁南山区及江淮丘陵等均有连片分布,从北纬 55°起,向南伸延到北纬 30°左右(徐琪,1979)。在东北地区,白浆土广泛分布在黑龙江省和吉林省东部地区,即从三江平原地区,向南可延至辽宁省的沈丹铁路线附近(高子勤,1988)。淮河以南及长江中下游地区,集中分布在安徽、江苏、浙江与湖北、湖南等省(王绪仁等,1985;丘平等,

1988)。在西南地区，主要分布在四川东部地区的山区、丘陵及平坝地区（马伴巍，1988）。在南方各省的阶地与山丘坡麓亦有零星分布。

由于白浆土分布范围较广，从生物气候来说，主要分布在半湿润的温带、暖温带及湿润的亚热带地区。各地气候条件多有变化。表1-1是几个白浆土典型分布区的气候特征，对此可略见一斑。

表 1-1 白浆土区气候特征*

地点	年平均 温度(℃)	年均降 水量(mm)	1月份平 均温度(℃)	7月份平 均温度(℃)	≥10℃积温 (℃)	年平均绝对 湿度(毫巴)	无霜期 (天)	日照时数 (小时)
黑龙江鸡西	3.5	516.4	-17.3	21.5	2589.6	7.6	211	2819.0
吉林长白山	2.0	787.6	-15.8	23.1	2019.8	7.1	172	2561.0
山东临沂	13.3	907.1	-1.7	26.4	4416.5	12.9	279	2483.1
江苏武进	15.4	1072.2	2.1	28.3	4926.4	16.2	297	2127.6
安徽蒙城	14.9	846.0	0.4	28.0	4776.3	14.4	312	2423.9
河南信阳	15.2	1134.7	1.9	28.0	4815.4	15.1	299	2204.8
四川雅安	16.2	1749.8	6.1	25.4	5058.4	15.5	355	1003.6

* 《1961—1970 中国地面气候资料》，中央气象局。

白浆土地区的自然植被，在东北地区主要是针阔混交林、疏林-草甸与草甸沼泽植被，以喜湿植物为主（熊毅，1987）。在长江中下游地区，主要为落叶阔叶林、落叶-常绿阔叶混交林及常绿阔叶-针叶混交林。白浆土地区一般都辟为农田成为粮食生产基地。在东北地区主要作物是小麦、玉米和大豆。在长江中下游地区为水稻、小麦、油菜等，其中相当一部分为双季稻连作田。

白浆土主要分布在平原及中低山丘陵区，较古老的冲积、洪积、冰碛平原地区，以及个别近代湖成洼地。

白浆土母质类型多样，可以是洪冲积物、湖积物、黄土状沉积物等。母质不同白浆土性质表现出一定的差异。

二、对白浆土形成过程的研究进展

白浆土的形成过程是一个比较复杂的成土过程，到目前为止还没有统一的定义和标准。文献表明，不同的作者根据自己的研究结果并参考前人的观点，提出了不同的成土过程假说。但每一种假说都有其局限性，因而没有一种公认的理论。现仅就几种较有影响的假说简述如下：

（一）白浆化过程说

曾昭顺等人（1963）在研究三江平原土壤时提出了白浆化概念以示与灰化和脱碱化的区别，并指出白浆化过程包括三个过程：草甸过程、潜育过程和淋溶过程。首先，由

于雨季表层水分丰富并有短期滞水，发展了草甸、草甸沼泽植被，为表层提供了大量有机质。其次，由于水分集中于表层并干湿交替，因而发生了潜育过程。白浆层在还原状态下，土壤矿物中高价铁锰以低价形式游离出来随水运动。在氧化状态下，低价铁锰变成高价并就地以结核、锈斑等形式沉淀下来。少量活性铁、锰，或随水侧渗出土体或下渗沉淀在B层及其下的C层的结构体表面上。久而久之，形成了白浆层与淀积层。第三，由于白浆土表层水分集中并有滞水和侧流，因而表层粘粒一部分侧渗流失，另一部分淀积到B层。白浆化过程也可能开始于潜育作用，在低平地段的潜育白浆土和草甸沼泽土，由于长期积水和土壤还原过程的影响，在黑土层以下和粘重的淀积层以上，形成了潜育层。这个潜育层，湿时为灰色，干时为白色。受新构造运动的影响，地势抬升或由于人工排水的结果，都可能使潜育层变白，形成白浆土（中国科学院林业土壤研究所，1978）。

（二）潜育淋溶说

这一假说起源于对长江中下游具有白土层的水稻土的研究，最初由熊毅（1944）提出。徐琪（1962）提出了相似的观点，认为潜育淋溶作用分机械淋溶与化学淋溶两个过程之后又完善为三个阶段（徐琪，1962，1979）。（1）脱膜阶段：随着森林为草甸更替或者人为灌溉渍水，土壤由氧化过程变为还原氧化交替，包被于土粒表面的膜状铁因还原成亚铁而淋失，或就地形成结核或斑块状聚积物，亚表层逐渐脱色变淡出现白土层。（2）粘化阶段：在淋铁脱膜的基础上，已被胶膜胶结的土粒或结构体，因脱膜而易分散于水形成悬液，可随降水下渗，白浆因之而得名。白浆层中粘粒渐少而粉砂量相对增加，出现沙化的淋洗层。同时因粘粒下移淀积形成粘化层。粘化层形成后透水作用弱，滞水包浆形成白浆土与白土性水稻土剖面。（3）粘粒蚀变阶段：土壤滞水性增强与淋溶作用的发展，盐基不断淋洗为溶铁作用打下了基础。粉沙化白浆层中的粘粒可能因蚀变而使铝硅析出，出现游离的 SiO_2 形成分化明显的白浆土剖面。这类白浆土多呈微酸性反应。白浆层粘粒 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 稍有增大。不言而喻，上述各阶段是互相联系而不是彼此分割的，上砂下粘的双层母质可加强这一过程的发展。许多假说如表潜作用（张俊民，1980）、白土化过程（陈清硕，1960）和水漂作用（黄瑞采，1960）与这一假说大同小异。

（三）解铁作用说

此说是由 R. Brinkman 提出来的（1970，1977，1979）。解铁作用是一系列氧化还原过程的循环，有机质提供了整个循环的能量。在还原期，游离铁随有机质的分解而被还原形成 Fe^{2+} 和 OH^- 离子， Fe^{2+} 置换交换性阳离子，被置换出的阳离子（可能有部分铝）在还原初期被淋失，在随之而来的氧化期， Fe^{2+} 被氧化而产生 Fe^{3+} 与 H^+ ， H^+ 可置换交换性 Fe^{2+} 并腐蚀粘粒矿物八面体晶格边缘。同时，由于 H^+ 的当量扩散可使铝、某些镁及其它离子脱离八面体晶格。因此，每循环一次，阳离子被淋失，部分粘土矿物也被破坏。随着溶铁作用不断进行，一个季节性湿润的土壤，即使是盐基饱和的也终于能发育成灰色、结持弱的粉沙或沙层，该层粘粒量少而阳离子交换量低。这一假说从化学角度阐明

在氧化还原交替情况下潜育淋溶作用的机制，尤其适用于呈微酸性或盐基饱和度低的白浆土的形成，因而得到了不少人的赞同。R. Dudal (1973) 认为此理论可以用来解释粘磐土的发生。

(四) 假灰化作用说

假潜育在西欧土壤学家中早已广泛应用，而前苏联人 И. П. Герасимов 与 С. В. Зонн 提出的，是将 lessivage 与 pseudogley 两个作用合并而成的。С. В. Зонн (1969, 1970, 1971) 多次指出“假灰化作用的基础是由活性腐殖质酸决定的氧化还原交替，在还原时期形成 Fe^{2+} 并在过湿土体中移动。旱季来临，过湿土体中水分散失， Fe^{2+} 氧化而在淡色土层中与粘化层上部以结核形式累积。至于粘化层的形成是 lessivage 的结果。И. П. Герасимов (1971) 也持相同论点，他们把假灰化作用分为两个阶段：粘粒非破坏性移动即 lessivage 与假潜育。这一假说在逻辑上的错误是显而易见的，在包被土粒的铁质胶膜未因还原而消散之前，土粒不易分散，粘粒的淋淀作用是不易发生的。正如 Ж. Педро (1974) 一针见血地指出：“假灰化作用将本来十分清晰的灰化和白浆化两个概念彼此混淆”。

(五) 其它假说

在白浆土研究的发展过程中还出现了其它假说。在前苏联有些研究人员根据白浆土的吸收复合体中常常有少量钠的存在，并且越往下越多这一事实，认为白浆土是脱碱化作用的结果。也有人认为（于天仁等，1959）白浆土形成是两次沉积的结果，两层沉积物之间经常滞水，易受还原淋溶影响，这类土壤在欧洲中北部与北美洲屡见不鲜，由于两次冰碛黄土沉积，在两层的接触界面，因滞水而进行漂洗形成白色土层，这两层黄土在性质上是很不相同的。有人认为，太湖白土也是发育在双层母质上的。

尽管对白浆土的形成过程提出了种种假说，如果仔细分析一下就会发现有许多相似之处。对于白浆土的形成主要的需要阐明三方面的问题：粘粒的移动、铁锰的移动和粘土矿物的蚀变。

不论哪一种假说，都认为白浆土中确实发生了粘粒的淋淀或侧渗淋失作用。意见分歧点在两个方面，一是白浆层与淀积层粘粒含量有时相差如此悬殊是否完全是淋淀的结果，二是粘粒移动中是否发生破坏作用。从文献看来，有些白浆土中粘粒差别确是由淋淀作用造成的，有些则是母质两次沉积或堆积的结果。于天仁等（1959）在研究了太湖流域低产“白土”的白浆层与淀积层之间，在粘粒含量、新生体和氧化还原电位方面的差异后指出，白土是母质两次淀积的结果。潘根兴（1988）对苏鲁交界地区的白浆土，从土壤发生学、地球化学、地理学方面进行研究的结果表明，白浆层与淀积层是属于不同时期的沉积物。黄瑞采（1960）、张俊民（1980）、周传槐（1958）表示了类似的观点。白浆土中粘粒是否是破坏性移动，对此有一部分人（曾昭顺等，1958；高子勤等，1988）认为是非破坏性移动，这可以从白浆土上下土层的粘粒矿物类型和粘粒的硅铝铁率基本一致得到证明。尽管还没有人明确说明白浆土中粘粒是破坏性移动，但在许多人的假说中，

并未否认这一点。如徐琪(1979)认为白浆土中有矿物蚀变阶段。R. Brinkman (1974)就明确表明 H^+ 对硅铝酸盐矿物的腐蚀作用。还有一些研究者(曾昭顺, 1963; 徐琪, 1962; 魏克循等, 1985)根据地下水和白浆层中含有较高的游离 SiO_2 证明白浆土矿物质遭受一定破坏作用。另外, 土壤中铁锰结核、锈斑、锈纹及胶膜、硅粉的存在是否也应算作土壤矿物遭受破坏的佐证。

土壤中的铁、锰都是以变价态存在, 低价的铁、锰以离子形式存在土壤溶液中或吸附在土壤胶体上, 这是铁锰的移动形式。高价铁锰以多种氧化物的形式存在, 或为晶体或为无定形。

铁锰的淋溶淀积过程是白浆土形成特点之一。研究证明白浆土中的铁锰有以下几种释放方式:

(1) 原生矿物铁锰风化: 土壤中含铁锰的原生矿物在物理、化学及生物因素综合作用下, 发生风化分解释放出铁锰元素。这与一般矿物的风化作用相似。

(2) 还原释放: 高价铁锰主要是氧化物, 在土壤基质因滞水或灌溉等作用处于还原状态时, 铁锰由高价被还原成亚铁亚锰离子而从氧化物中释放出来, 结果是铁锰氧化物及无定形物质或颗粒表面铁质胶膜的溶解消失。这一过程需要两个条件: 滞水缺氧和足够量的有机物质。V. A. Bobrov 等(1985)指出, 潜育化(实指 Fe、Mn 的还原)没有外来能量的输入是不可能的, 这一能量的输入就是有机物质。因为 Fe、Mn 还原细菌(或其它微生物)都是化能异养型, 要依靠有机质提供能量。

(3) 络合释放: 就是土壤有机质尤其是腐殖质类物质与 Fe、Mn、Al 及其它金属离子络合, 形成可溶性的有机-无机螯合物的过程。络合的 Fe、Mn 可以是高价也可以是低价。就 Fe 而言, Fe^{2+} 形成的络合物稳定性更大些(何群等, 1986)。络合作用不仅可以络合氧化物中的 Fe、Mn, 而且可以夺取矿物中 Fe、Mn, 从而使矿物遭受分解。B. D. Bloomfield (1953, 1954) 与 R. L. Malcolm (1968) 用不同树种鲜叶和落叶提取液做络合实验证明, 针叶和阔叶的提取液均可同 Fe、Mn、Al 络合并可促进它们的活化、淋溶与淀积。P. Buurman (1984) 通过实验和实地对漂白灰化层的研究, 发现 Fe、Al 与有机质形成络合物的溶解性与其金属/碳原子比 ($R_2O_3 : C$) 有关。当此值在临界值以下时为可溶态, 在临界值以上时为淀积态。许多白浆土研究中, 都发现了络合态 Fe、Mn、Al 的存在(高子勤等, 1988; 潘根兴, 1988; 张之一, 1986)。

所以, 白浆土中的铁锰移动形式可归纳为:

(1) 简单无机离子: 高价铁锰被还原后就以简单亚铁亚锰离子存在于土壤溶液中, 并随着土壤溶液运动而运动。或置换胶体上的盐基离子转化成吸附态, 或随土壤溶液做垂直移动形成胶膜与结核等, 也可能随侧渗水而发生漂洗作用。这一移动形式是不言而喻的。

(2) 无机胶体: Mattson 和 Nilsson 建议灰化过程(其中包括白浆化过程)中, 铁铝以带正电胶体从灰化层移动到淀积层, 由于较高的 pH 而沉淀。有机质则以带负电的胶体移动到淀积层上部, 被吸附到铁铝沉淀上的。反对这一理论的主要根据是灰化土中没有很好的 pH 梯度。另外, 这一理论也未提出三氧化物形成和在分布上与有机质关系的令人满意的机理(Stobbe et al., 1967)。V. C. Farmer (1980, 1984) 在灰化土中发现了土壤成因的 imogolite, 经大量研究后认为灰化过程中 Fe、Al、Si 的移动并非只以有机-

无机复合体的形式，而主要以 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 无机胶体的形式运动。

(3) 有机-无机复合体：络合作用形成的 Fe、Mn、Al 有机无机复合体，在适当的 $\text{R}_2\text{O}_3/\text{C}$ 比率下呈溶解状态，并可随土壤溶液由白浆层向淀积层移动。在淀积层由于复合体络合更多的 Fe、Mn、Al 使其饱和而淀积下来。或由于微生物分解有机质、低价 Fe、Mn 因氧化而淀积下来。

总之，白浆土中铁锰可以多种形式释放和移动，但从多数文献材料来看，铁锰的释放主要是以还原淋溶作用为主，其它处于次要地位。至于铁锰的迁移方式和机制研究的并不十分清楚，许多白浆土形成假说中只是笼统地加以描述。高子勤等（1988）认为络合移动在白浆土铁锰移动中不起重要作用。

三、白浆土中新生体的研究进展

新生体是土壤形成过程中新的形成物，它反映了土壤形成条件和成土过程的特点。新生体的研究有助于揭示土壤形成过程的机制。白浆土中的新生体主要是铁锰结核、“硅粉”和胶膜。

（一）铁锰结核

铁锰结核存在于许多水成-半水成及淋溶土壤中，也是白浆土最常见的新生体之一。白浆土中的铁锰结核因其形成环境的特殊性，具有与其它土壤中铁锰结核不同的性质。

文献表明（曾昭顺等，1963；潘根兴，1988；Brewer, 1977；Brinkman, 1977；Chakravarty et al., 1984），白浆土中铁锰结核的大小，从直径几毫米到几厘米不等。形态为圆形、椭圆形或不规则团块状。有的与土体呈明显的分界，有的与土壤基质呈逐渐过渡状态。老结核为硬质的，较新形成的结核为软质的。结核内部呈同心圆结构，直径越小同心圆结构越明显（耿国强，1985）。也有的呈微滴 droplet 结构（Bloomfield, 1953）。铁锰沉积的顺序具有先铁后锰的特性（潘根兴，1988）。不同地区的白浆土其铁锰结核的含量和直径分布在各土层中是有差异的。我国东北地区的白浆土，从表层开始出现结核向下一直延伸到母质层的上部。长江中下游地区一些白土铁锰结核出现在白浆层与淀积层中。一般而言，铁锰结核在白浆层与淀积层的交界面上或淀积层上部含量最多。

铁锰结核的主要化学成分为有机质、Fe、Mn、Si、Al 及一些微量元素，其中 Fe、Mn 成明显的富集趋势，耿国强（1985）研究表明，Fe、Mn 在结核中含量分别为土壤基体的 3.4 和 16.4 倍。结核内部 Fe、Mn、Si 分布很不均匀。而 Al 的分布比较均匀，Si 与 Fe 有互补作用，Fe、Mn 多分层沉淀。M. Drosdoff 等人（1940）研究表明，Mn 的富集作用远远超过了 Fe，Mn、Fe 的富集量分别为土壤基体的 75 和 2—3 倍。D. H. Chakravarty 等（1982）的研究得出了相似的结果，并且认为结核中有机质含量也高于土壤基质中有机质含量。结核中的微量元素包括 Co、Ni、Cr、V、Cu、Zn，并都呈富集趋势（潘根兴，1988；Sidhu et al., 1976）。

铁锰结核中的原生矿物主要是石英、长石、云母等，因母质不同而略有差别。结晶的次生氧化铁矿物主要是针铁矿和赤铁矿，另外还有包膜三价铁（耿国强，1985）。D. H.

Chakravarty (1982) 在结核中找到了方解石、高岭石及间层性粘土矿物, 并认为结核中高含量的锰与其中含有锰钾矿 (Cryptomelan) 有关。结核中的锰类矿物主要是水锰矿, 其次为磷锰矿、硬锰矿, 羟锰矿及软锰矿等。Gallaher (1974) 等在结核中发现三水铝矿。结核中不仅所含的矿物种类不同, 而且各种矿物的含量差异也较大, 这主要取决于它形成时的生态条件。

不同的学者提出了多种铁锰结核形成过程的假说。M. Drosdoff 总结出结核形成的三条途径。其一是微生物氧化作用。一些铁锰细菌、放线菌以 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 作为呼吸源进行生长繁殖。将亚铁亚锰氧化成高价固体颗粒后, 铁锰就转变成不可利用态。此时, 微生物必须向周围环境获取低价铁锰, 或者通过元素平衡作用使低价铁锰向颗粒周围扩散, 再次被微生物氧化而沉淀, 从而逐渐形成了结核。其二是机械过程, 当土壤由湿润变干燥时, 水分逐渐从大孔隙中退出, 向小孔隙收缩。在这一过程中 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 等得到了富集, 而当水分完全蒸发后, Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 被氧化形成结核。其三是核吸附。由于滞水和微生物的活动, 土壤溶液中含有大量的亚铁亚锰碳酸盐物质。当土壤干燥时, 这些物质沉积在矿物颗粒表面上, 后被氧化形成一个核在毛管孔隙中也可以由微生物氧化而形成核, 一旦核形成了, 就可以吸附周围环境中的亚铁亚锰, 并将其氧化固定, 年复一年逐渐形成了铁锰结核。这一过程是就地进行的, 有别于铁锰由上层向下层淋溶氧化淀积形成结核的过程。曾昭顺 (1963) 指出, 在白浆土表层水分饱和或临时积水而处于还原状态时, 土壤矿物部分的高价铁锰还原为低价铁锰, 从土体中游离出来并随水运动, 当表层水分由于蒸腾作用而减少处于氧化状态时, 铁锰又从低价氧化为高价就地以结核的形式固定下来。这一观点是目前最具有代表性的结核形成理论。潘根兴提出反对意见, 认为白浆土白浆层铁锰结核并非还原条件下有机质参予的氧化物迁移淀积的结果。除了本发生层风化过程中铁锰游离浓聚外, 毛管携带的风化液在中性和中等氧化条件下, 失水凝聚析出是一个极重要的方面。

(二) 硅 粉

“硅粉”是白浆土中另一较常见的新生体, 但不是所有白浆土都具有硅粉。硅粉可以成层出现, 也可以只出现在土壤结构体或裂隙表面上, 前苏联的假灰化土、中欧的白土和法国舌状漂洗土及美国一些粘磐土的 Bt 层柱状结构体上, 都有硅粉的出现。我国东北地区的白浆土中出现较多的硅粉, 而长江中下游地区白浆土中也经常出现。

硅粉的主要成分是与硅铝酸盐矿物与 SiO_2 , 对其形成有以下几种假说:

(1) 灰化、脱灰化作用: 这是前苏联学者最早提出的硅粉成因说。土壤在灰化过程中, 发生铁锰等着色元素的有机络合淋失, 硅则残积脱水结晶析出成为硅粉。脱碱化作用就是碱土在进一步的淋溶作用下, 胶体水解而淀积析出二氧化硅。就目前研究结果而言, 灰化土与白浆土是两个完全不同的成土过程的产物, 白浆土中的硅粉不可能由灰化作用形成。至于脱碱化作用, 也有足够的证据证明其与白浆土形成关系不大。因此, 这两种假说已不再流行。

(2) 地下水起源说: 柯夫达 (1960) 在论述中国东北白浆土时, 指出土壤-地下水由山前向低地和阶地移动时, 随着矿化度的增高, 碳酸盐含量上升, 二氧化硅从溶液中淀

积出来积聚于水成土壤中。事实上，黑龙江三江平原的黑土、草甸土底部都有白色二氧化硅粉末，有时为蛋白石薄膜、霜花、漏痕等等。同时，这类土壤除个别亚类外，地下水位均较深。

(3) 硅酸溶解说：黎积祥（1960）认为，在草甸植被和由于季节性冻层及土体粘化作用造成的表面滞水条件下，生命活动释放出 CO_2 在过多水分下，引起硅酸盐强烈分解和水解，其产物以溶胶状态随着径流从高处带到低处。在旱季强烈的蒸发、蒸腾作用下沿毛管上升，经脱水后重新结晶沉淀析出。曾昭顺（1958，1963）也提出过相似的解释。

(4) 生物积累说：薄片研究揭示出许多白浆土表层含有较多的蛋白石和硅藻，这是生物积累的结果。由于地下水中含有较多的硅酸，植物根系吸收它来构成自身有机体，死亡后再归还到土壤表层或移动到下层。许多草本植物含硅量可占灰分的 4% 支持了这一观点。

与硅粉有关的另一现象是白浆液，雨后白浆土中可渗出含有灰白色颗粒的悬浊液，呈白色浆液状，这就是白浆土命名的由来。目前有关白浆液的研究资料不多。徐琪认为在淋铁脱膜基础上，已被胶膜胶结的土粒或结构体，因脱膜易分散于水成悬浮液，即为白浆液。潘根兴认为白浆液是由细砂、粉砂（可能还有粘粒）组成的悬浮液，是雨水将上部土体因结构发育不良颗粒间结合松散的基质物质分离的结果。由此可见，白浆液并不是以前所认为的就是由硅粉悬粒组成的，它包含了多种成分其中包括有溶胶状态的硅酸。对白浆液的进一步深入细致的研究，将有利于揭示白浆土形成过程及其与硅粉的关系。

四、白浆土矿物学研究及其意义

（一）原生矿物及粘土矿物

白浆土中原生矿物主要是石英、长石、云母等难风化和较难风化的类型。这些矿物的种类和相对含量因母质和地域不同而异。下蜀黄土为母质发育的白浆土，原生矿物中含有较多的石英、长石。以花岗岩、片麻岩风化残积物为母质发育的白浆土，除含有较多石英、长石、云母外，还含有绿帘石、角闪石等重砂矿物（潘根兴，1988）。这些重砂矿物在研究白浆土“母质二重性”及粘粒是否破坏性移动方面，可以提供有力的佐证。同样，白浆土的粘土矿物组成和含量也因母质和地域的差异而不同。我国东北地区白浆土粘粒矿物主要是水云母和绿泥石。含有少量的高岭石和蒙脱石（曾昭顺，1963；高子勤等，1988；熊毅，1987）。太湖地区白土除含高岭石和结晶程度较差的蒙脱石外还含有蛭石，水云母含量较少（徐琪，1980；张效年，1961）。

白浆土粘粒矿物组成的另一特点是普遍含有绿泥石。绿泥石易于风化，随着风化和成土作用的加深，母质中原有的绿泥石很快消失。绿泥石和云母都属于初期风化阶段的层状硅酸盐。粘粒中有大量绿泥石存在是土壤发育较差、矿物风化程度较低的象征（许冀泉，1983）。绿泥石在白浆土中的出现，表明粘粒矿物风化较弱。然而，R. Brinkman（1977，1979）指出，绿泥石是白浆土形成过程中由蛭石和蒙皂石等矿物转化而成的。这就是土壤中绿泥石的风化作用。其机理是：在溶铁作用的主要阶段，粘土矿物分解释放的铝或多或少地淋失，剩余的部分因铁被还原释放出的 OH^- 造成 pH 上升而沉淀。同时，

更多的铝被亚铁从吸附胶体上替代下来,并被 OH^- 中和而沉淀。而后,铝以八面体层聚合铝离子的形式沉淀在蒙皂石、蛭石这类 2:1 型粘土矿物的表面或层间。这样固定了层间膨胀和掩蔽了部分阳离子交换点,使阳离子交换量降低形成了土壤绿泥石。在聚合铝离子进入层间时,部分铁离子被包裹在其中。土壤绿泥石化表明白浆土粘土矿物遭受到了一定程度的分解破坏作用。许冀泉等(1983)指出,干湿交替、风化强烈、弱酸性介质($\text{pH}=5$)和有云母类矿物存在,都有利于土壤绿泥石的形成,有机质对铝有螯合作用则对此不利。由此可见,白浆土中绿泥石的形成需要一定的物质和环境条件的。

(二) 铁锰氧化物矿物及其区分

土壤中氧化铁、氧化锰物质主要以两种形态存在即结晶氧化物矿物和无定形物质。氧化铁按矿物学区分为:氢氧化铁,水铁矿,纤铁矿,针铁矿,磁铁矿及赤铁矿。除前两者为无定形和微晶之外,其它都以晶质状态存在(陈家坊,1983)。各种形态的氧化铁处在下列老化系列中:

铁氢氧化物 }
氢氧化物 } $\rightarrow$ 纤铁矿 $\rightarrow$ 褐铁矿(?) $\rightarrow$ 针铁矿 $\rightarrow$ 磁铁矿 $\rightarrow$ 赤铁矿 (陈家坊, 1981)

氧化铁的老化是不可逆的,但在有机质和大气因素(H_2O 、 O_2 、 CO_2)作用下,老化的氧化铁可以部分活化。白浆土中的氧化铁结晶矿物主要是针铁矿和赤铁矿(耿国强,1985),个别还有钛铁矿和磁铁矿的发现。氧化锰矿物已记载入册的有三十多种,但在土壤中仅发现了几种。白浆土中氧化锰矿物研究的资料不多,有人在研究铁锰结核时发现了锰钾矿、软锰矿和磷锰矿等(潘根兴,1988; Ckkravarty et al., 1982)。

白浆土铁锰氧化物的另一区分方法是化学试剂提取法,这一方法在研究白浆土某些理化性质时,要优于矿物鉴定区分法(陈家坊,1981,1985)尽管还有些不足之处。

氧化铁矿物中常发生铝的同晶替代作用(Barron et al., 1984)。由于 Fe^{3+} 和 Al^{3+} 原子价和原子半径的相似,铝可以替代氧化铁矿物八面体层中的铁,这一现象已经实验证实,并且发现在土壤中也普遍存在(邢世和,1988; Davey, 1975; Martin, 1981; Schwertmann, 1985; Taglor, 1980)。

铝同晶替代作用使氧化铁矿物许多性质发生变化。首先,由于铝原子半径($r=0.67\text{\AA}$)比铁原子半径($r=0.76\text{\AA}$)小,同晶替代后氧化铁矿物单位晶胞变小, $d(111)\text{\AA}$ 值降低,同晶替代量的增加与 $d(111)\text{\AA}$ 值的降低呈直线关系,因而通过测定 $d(111)\text{\AA}$ 的变化可计算出同晶替代量(Norrish et al., 1961)。D. G. Schulze(1984)对人工合成的发生铝同晶替代作用的针铁矿研究表明,在同晶替代量为 0—33 $\text{cmol}(+)/\text{kg Al}$ 的范围内,晶胞 c 轴变化与同晶替代量呈直线相关关系。 b 轴虽也成直线关系,但在同晶替代量为 20 $\text{cmol}(+)/\text{kg}$ —33 $\text{cmol}(+)/\text{kg}$ 的范围内,变异性要比 c 轴大。 a 轴的变化公认为是晶体缺陷造成的。因此,可有两种方法计算同晶替代量。

A. 仅由 $d(111)\text{\AA}$ 计算

$$\text{cmol}(+)/\text{kg Al} = 2086 - 850.7d(111)$$

B. 由 $d(111)$ 和 $d(110)\text{\AA}$ 计算

$$c = [(1/d(111))^2 - (1/d(110))^2]^{-1/2}$$