

# 中國土壤膠體研究

## I. 黃土膠體的礦物組成和性質

熊 毅 許冀泉 蔣劍敏

(中國科學院土壤研究所)

黃土屬於更新統沉積物，中外學者頗多研究，對於其生成亦有不同的爭論。但研究範圍多趨向於地層分析和沉積方式，對於顆粒分佈，礦物組成和理化性質方面，研究甚少。

根據過去的研究，我國黃土的礦物成分以輕礦物及粘土礦物為主，重礦物的含量甚少，祇約 2—4%。主要的重礦物為角閃石、輝石、方解石、綠簾石、磷灰石、鋯英石、電氣石等。輕礦物為石英、長石和雲母<sup>[1]</sup>。粘土礦物含量雖不甚高，但因顆粒細小，在整個沉積物中是最活躍的部分，對於黃土的理化性質和生成的研討具有重要的意義。

作者<sup>[2]</sup>曾根據土壤細粒部分的 X 射綫分析，指出黃土及紅土中的粘土礦物以雲泰為主，並認為係間冰期乾燥氣候下的沉積物。

Седлецкий 和 Ананьев<sup>[3]</sup> 研究中國黃土的粘土礦物後亦指出雲泰為主要的粘土礦物，濛脫含量極少，因此認為黃土不是乾草原環境下的風化過程和成土過程的產物而同意 Обручев<sup>[4]</sup> 的學說，認為華北黃土是由於中亞細亞沙漠地區的風所帶來的粘土和一部分戈壁沙漠來的粘土在乾燥的氣候下沉積而成的。

為了進一步研究黃土的礦物組成和性質，我們進行了一些工作，茲將初步結果整理如後。

### 一、X 射綫分析

我們曾經採用蓋氏計數 X 射綫分光計研究了兩種更新統沉積物及由黃土所發育土壤的表層土壤四個，分析的方法簡述如後。

粘土礦物的顆粒大小，尚無嚴格的規定，高嶺石的顆粒較大，濛脫石的顆粒較小，為獲知全部土壤中粘土礦物組成，由土壤中提取小於 5 微米的顆粒，分別為四級（5—2 微米，2—0.2 微米，0.2—0.08 微米，小於 0.08 微米），各用蓋氏計數 X 射綫分光計來進行粘土礦物的分析。

小於 5 微米的顆粒，在本文中總稱為細粒。細粒的分離方法，較為繁複，先用稀鹽酸洗去土壤中的陽離子，繼用雙氧水除去有機質，再用 2% 碳酸鈉煮 5 分鐘，使土粒充分分散。在 300 網孔篩子上洗去砂粒，用離心法分出（每分鐘 300 和 2,000 轉）細粉砂粒（5—2 微米）和粗粘粒（2—0.2 微米）；用超離心法分出（每分鐘 50,000 轉）中粘粒（0.2—0.08 微米）和細粘粒（< 0.08 微米），各級顆粒分別定量，並進行 X 射綫分析。

各級顆粒包括細粉砂粒、粗粘粒、中粘粒和細粘粒，先用氯化鎂和醋酸鎂處理，使為鎂

質飽和。用水和醇洗去多餘的鎂鹽和水分，設法將甘油加入樣品，讓能開展的粘土礦物充分展開。加甘油前後用苯洗滌，以後將苯用醇洗去，在水浴中把醇蒸發，用水分散處理後的樣品，抽出一定量樣品放在玻璃片上，製成膠膜，以進行X射綫分析。

膠膜的X射綫的衍射花樣，是用蓋氏計數X射綫分光計(Cu  $K\alpha$  輻射，50 千伏，16 毫安)來進行工作。各粘土礦物的標準間隔的衍射強度用蓋氏計數器來測定，並由標準礦物的工作曲綫中算出礦物百分率。用來鑑定粘土礦物的X射綫衍射花樣中的衍射峯，是各粘土礦物的(001)或(002)基本間隔，濛脫石用甘油展開後為  $18.4\text{\AA}$ ，蛭石用甘油展開後為  $14.5\text{\AA}$ ，雲泰為  $10.05\text{\AA}$ ，高嶺石為  $7.25\text{\AA}$ ，埃洛石為  $7.48\text{\AA}$ ，水礬石為  $4.87\text{\AA}$ ，石英為  $7.35\text{\AA}$ ，鉀長石為  $3.25\text{\AA}$ ，鈉長石為  $3.20\text{\AA}$ 。赤鐵礦和銳鈦礦是由化學分析結果改算得來。

研究樣品的採集地點和一般性質見表 1。

表 1 黃土及黃土發育土壤的性質

編號	土 壤	地 點	標本號碼	深度(厘米)	顏 色	pH	矽鋁率**	碳酸鈣(%)
1	馬蘭黃土	山西陽曲	1823	120—400	淡灰棕	8.15	3.26	7.10
2	周口店紅土	山西壽陽	1838	100—300	紅	7.50	3.26	0.43
3	栗鈣土*	甘肅永登	2220	0—35	暗 棕	8.40	3.23	12.93
4	暗栗鈣土*	甘肅榆中	2218	18—50	灰 棕	8.25	3.02	9.60
5	黑鈣土*	青海湟源	1240	10—50	深暗棕	8.03	3.46	3.41
6	灰棕壤*	甘肅天水	1223	5—20	黃 棕	6.40	4.02	0

\* 這是過去的土類命名，很不適當，姑註之作參考。

\*\* 小於 2 微米部分的分析結果。

由細粒部的顆粒分析結果(表 2)，可以看出黃土、紅土和黃土發育土壤的細粒含量和細粒中顆粒的分佈情形。紅土中細粒(<5 微米)含量約 27%，黃土中的細粒含量約 11%，可是黃土發育土壤中細粒含量都較高(20—27%)，約一倍以上。土壤本身的機械組成也有類似結果(另文討論)，這或許是因為黃土承受成土作用後，土粒泥質化所致。

由細粒部的顆粒分佈情形，可以得到一個概念。黃土和黃土發育的土壤表層的細粒部以粗粘粒(2—0.2 微米)含量最多，約佔全部細粒的 44—62%，細粉砂粒(5—2 微米)和細粘粒(<0.08 微米)的含量，因土壤的淋洗程度而有差異，淋洗愈劇者，細粉砂粒的含量愈高，細粘粒的含量愈低。土壤的淋洗程度可從碳酸鈣的含量說明之。

表 2 黃土及黃土發育土壤細粒的顆粒分析

編號	土 壤	標本號碼	細粒含量% (<5 微米)	細粒中各級顆粒的顆粒分析			
				細粉砂粒 (5—2 微米)	粗粘粒 (2—0.2 微米)	中粘粒 (0.2—0.08 微米)	細粘粒 (<0.08 微米)
1	馬蘭黃土	1823	11.13	17.23	44.34	26.59	11.85
2	周口店紅土	1838	26.99	26.14	30.20	35.94	7.73
3	栗鈣土*	2220	27.48	16.22	62.67	14.53	6.58
4	暗栗鈣土*	2218	22.33	24.86	45.21	23.04	6.90
5	黑鈣土*	1240	20.74	24.57	44.61	26.54	4.28
6	灰棕壤*	1223	20.54	30.61	54.37	11.95	3.08

\* 過去的土類命名。

黃土和黃土發育土壤中細粉砂粒的礦物(表3)以長石和石英為主，雲泰次之。長石之中鈉長石含量很高，超過鉀長石4倍以上，可能是形成黃土的材料就含有較多的鈉長石，但是鈉長石比鉀長石容易風化，黃土細粉砂粒中含有多量的鈉長石，可以說明黃土和黃土所發育土壤的風化作用和成土過程都不够強烈<sup>[2]</sup>。

值得提出來的是紅土中的長石含量較少，並祇分佈於5—2微米粒級，顯示紅土的風化過程要比黃土強一些。另外由各級土粒的雲泰、累托和銳鈦礦的含量看來，都可說明這一問題。

表3 黃土及黃土發育土壤細粒部各級顆粒的礦物成分

編號	顆粒大小 (微米)	各級顆粒中的礦物成分(%)									
		鈉長石	鉀長石	石 英	雲 泰	累 托	蛭 石	蒙脫石	高嶺石	赤鐵礦	銳鈦礦
1	5—2	33.5	8.4	21.5	17.9	1.2	4.8	痕跡	4.8	7.5	0.9
	2—0.2	8.1	9.2	17.3	27.7	2.3	4.6	1.2	18.5	9.6	0.9
	0.2—0.08	6.0	9.6	9.6	35.8	4.8	3.0	4.2	14.3	12.4	0.5
	< 0.08	—	—	—	60.8	5.6	—	21.6	—	12.0	0.2
2	5—2	7.2	4.8	43.1	24.0	2.4	2.4	痕跡	7.2	7.7	1.1
	2—0.2	—	—	32.7	38.9	2.0	4.1	2.0	10.2	8.8	1.4
	0.2—0.08	—	—	7.0	54.0	9.4	4.7	5.9	7.0	11.4	0.7
	< 0.08	—	—	—	62.6	13.5	—	16.9	—	6.8	0.2
3	5—2	33.1	7.4	20.9	18.4	1.2	4.9	—	6.1	7.0	1.1
	2—0.2	15.9	4.8	17.5	36.7	3.2	4.8	1.6	9.6	4.7	0.6
	0.2—0.08	—	—	16.0	42.7	6.2	3.6	3.6	16.0	10.6	0.5
	< 0.08	—	—	—	60.5	6.6	—	8.2	16.6	8.2	0.4
4	5—2	13.5	2.7	35.2	24.4	2.7	5.4	痕跡	8.1	7.2	1.1
	2—0.2	11.5	5.8	17.3	27.6	2.3	4.6	1.2	20.7	7.8	1.0
	0.2—0.08	—	—	16.7	36.1	6.5	1.9	1.9	25.0	11.2	0.6
	< 0.08	—	—	—	75.0	—	—	15.0	—	9.6	0.4
5	5—2	26.8	4.0	26.8	22.7	1.3	5.4	—	4.0	6.8	1.8
	2—0.2	15.4	5.1	23.1	34.7	2.6	3.9	1.2	3.9	8.9	1.2
	0.2—0.08	6.5	4.6	15.7	44.4	6.5	3.7	1.9	2.8	12.7	0.6
	< 0.08	—	—	—	64.8	11.3	—	3.2	14.6	4.8	0.5
6	5—2	26.7	7.0	27.9	16.3	1.2	3.5	1.2	9.3	5.6	1.3
	2—0.2	10.6	5.3	19.9	21.2	2.6	5.3	2.6	22.5	9.1	1.1
	0.2—0.08	6.6	11.0	18.8	28.7	5.5	4.4	2.2	8.8	13.4	0.8
	< 0.08	—	—	—	37.2	5.9	12.7	12.7	24.5	6.0	0.7

一般說來，蒙脫石多集中於細粘粒部，粗粘粒和中粘粒部含量甚少。黃土發育土壤中細粘粒含量很低(約佔細粒部3—7%)，細粘粒中蒙脫石的含量又不高(3—15%)，所以黃土發育土壤中的蒙脫石不多。黃土及黃土發育土壤中細粘粒部雖含有蒙脫石，但主要礦物是雲泰。雲泰是黃土細粒中的主要粘土礦物，各級細粒中都普遍的含有多量的雲泰，並且是顆粒越細，含量越多。以上事實說明黃土的化學風化並不甚強，主要的粘土礦物為雲泰，並因脫鉀作用而逐漸轉化或形成間層結構<sup>[5]</sup>。

紅土細粒中的粘土礦物也是以雲泰為主，同時雲泰與蛭石間的過渡礦物（如累托）各級土粒中的含量都較多，這點也可以說明紅土的風化程度比黃土稍微高一些。

上面是從各級細粒中的礦物組成進行討論，對於黃土中粘土礦物的分佈情形還不夠徹底了解。為明確起見，根據細粒的顆粒分析結果（表 2）算出各級顆粒的礦物成分，再總為細粒部的礦物組成（表 4）。由表 4 可以得到黃土中粘土礦物組成概況，並且各土壤也可互相比較。

表 4 黃土及黃土發育土壤細粒部礦物組成

礦 物	1	2	3	4	5	6
	馬 蘭 黃 土	周 口 店 紅 土	栗 鈣 土*	暗 栗 鈣 土*	黑 鈣 土*	灰 棕 壤*
鈉 長 石	11.0	1.9	15.3	8.6	15.5	14.7
鉀 長 石	8.1	1.3	4.3	3.3	4.5	6.3
石 英	13.9	23.7	16.7	20.4	21.1	21.6
雲 泰	32.1	42.3	36.2	32.1	35.6	21.1
累 托	3.2	5.7	3.5	3.2	3.7	2.6
蛭 石	3.7	3.6	4.3	3.9	4.1	4.5
蒙 脫	4.2	4.0	2.1	2.0	1.2	2.4
高 嶺	12.8	7.5	10.4	17.1	4.1	16.9
赤 鐵 礦	10.3	9.3	7.1	8.6	8.2	8.4
銳 鈦 礦	0.7	1.0	0.6	0.9	1.2	1.1

\* 過去的土類命名。

由黃土和黃土發育土壤中細粒部的石英和銳鈦礦的含量可以看出成土過程對土壤粘土礦物組成的影響。黃土細粒部含石英 13.9%，銳鈦礦 0.7%；而黃土發育土壤的細粒部含石英 16.7—21.6%，含銳鈦礦 0.6—1.2%。第 6 號土壤呈微酸性反應，細粒部中含雲泰較少，或可說明粘土礦物受成土過程而致分解的作用較強。一般土壤細粒部中所含的蒙脫都較少，可能是受淋溶作用的影響。

總的來說，黃土及其所發育土壤的細粒部中，粘土礦物組成並無顯著的分別。主要的特徵是雲泰含量較多。

## 二、陽離子交換量

粘土的陽離子交換量可作為鑑定粘土礦物組成的依據。各主要粘土礦物的陽離子交換量(毫克當量/100克)大致如下：高嶺石 3—15，雲泰 10—40，蒙脫 80—150。Ormsby 和 Sand<sup>[6]</sup>曾根據陽離子交換量分析蒙脫-雲泰混合礦物的組成而得出準確的結果。Webber 和 Shivas<sup>[7]</sup>曾根據陽離子交換量，鉀素含量和差熱分析而估計土壤母質中雲泰和蒙脫的含量。

北美埃阿華 (Iowa) 的皮阿里 (Peorian) 黃土小於 2 微米部分陽離子交換量高達 57—63 毫克當量，Davidson 和 Handy<sup>[8]</sup>認為是蒙脫含量豐富之故。

我們會從隴東、陝北和晉西的黃土、紅色黃土、紅土和黃土發育的土壤中分離出小於 1 微米部分，用中性氯化錳半微量速測法<sup>[9]</sup>測定其陽離子交換量，所得結果列於表 5—7 中。由表 5 和表 6 可知，黃土粘粒部分的陽離子交換量為每 100 克 (以 105°C 烘乾重計)

表 5 黃土小於1微米部分的陽離子交換量

標本總號		採集地點			陽離子交換量 (毫克當量/100克)
20958		甘肅	平涼	蘇皇灣	36.7
21392		甘肅	慶陽	西峯鎮	41.2
21482		甘肅	華池	縣府後山	35.7
22803		甘肅	天水	鹽池	42.3
23055		甘肅	蘭州	蘭山	35.8
24549		甘肅	合水	平正川	34.1
24554		甘肅	合水	平正川	34.5
25061		甘肅	環縣	蘇家塬	30.4
25087		甘肅	合水	子午嶺	30.0
25091		甘肅	合水	子午嶺	32.9
23581		陝西	綏德	王家溝	36.2
24505		陝西	吳堡	周家灣	29.3
24524		陝西	清澗	崔家場	37.9
24536		陝西	安塞	郝家岔	35.6
24539		陝西	志丹	婁子川	42.3
24563		陝西	鄜縣	念溝川	32.6
—		山西	河曲	縣府後山	38.9

表 6 紅色黃土和紅土小於1微米部分的陽離子交換量

標本總號		採集地點			陽離子交換量 (毫克當量/100克)
紅色 黃 土	23565	陝西	綏德	丁家溝	46.4
	23234	甘肅	慶陽	西峯鎮	40.2
	—	山西	河曲	縣府後山	48.7
	24527	陝西	清澗	崔家場	41.4
紅 土	23231	甘肅	慶陽	西峯鎮	45.2
	—	山西	河曲	縣府後山	44.1
	24566	陝西	橫山	唐家莊溝	44.9
	24511	陝西	靖邊	蘆河	45.8

表 7 黃土發育土壤繁殖質層的若干性質

土壤名稱	標本總號	採集地點	<1 $\mu$ 顆粒 (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	有機質 (%)	pH	陽離子交換量 (毫克當量/100克)	
							<2 $\mu$	<1 $\mu$
黑鈣土*	21503	甘肅鎮原三岔區	18	6.19	3.20	8.0	25.8	49.1
栗鈣土*	21390	甘肅慶陽西峯鎮	20	12.79	1.31	7.8	39.3	48.6
栗鈣土*	22800	甘肅天水鹽池	19	10.86	0.57	—	29.2	43.6
栗鈣土*	20285	陝西吳堡慕家塬	11.5	2.50	0.60	8.2	29.1	42.8
棕鈣土*	21733	陝西鄜縣南一坊	22	0.72	0.88	7.9	32.3	40.9
棕鈣土*	20404	陝西洛川堡子頭	19	2.25	—	7.7	32.3	45.7

\* 這是過去的土類命名。

30—42 毫克當量，紅土為每 100 克 44—46 毫克當量，紅色黃土為每 100 克 40—49 毫克當量，均與雲泰的陽離子交換量相近。紅色黃土和紅土的粘粒部分的陽離子交換量比黃土粘粒部分較高，或可認為其中含有較多的雲泰-濛脫過渡礦物，X 射綫結果(表 4)可資參考。由黃土發育土壤的粘粒部分陽離子交換量(表 7)亦與紅色黃土相似，但從差熱曲綫(圖 5)看來，則與黃土無異，其陽離子交換量之所以較黃土粘粒略高，可能是與礦物密切結合的腐殖質沒有完全除盡的緣故。其小於 2 微米部分的陽離子交換量比小於 1 微米部分低得很多，說明 2—1 微米部分含有相當多的惰性礦物。

### 三、差 熱 分 析

差熱分析可以鑑定主要粘土礦物，判斷其親水性。標本用氯化鎂溶液處理使為鎂質飽和，以水洗去游離電解質，用紅外線在 60°C 以下烘乾，磨細過 100 或 150 網孔，在盛有硝酸鈣飽和液的保乾器中(相對濕度約 50%)放置三、五天。一般試料用量為 0.4 克(有時用 0.2 或 0.3 克)，在鉑製試料管內藉電爐以每分鐘約 10°C 的速率均勻加熱到 1,000—1,100°C。用 Linsers 所設計的自動調節和照相記錄差熱分析器進行，以煨燒高嶺石(過 150 篩孔)為中性體。

圖 1 為幾種標準粘土礦物的差熱曲綫，與文獻上已發表的結果基本一致。雲泰(海綠石和 K-28)的第 1 個吸熱反應在 50—200°C 間，為二個重疊的小谷，峯值各為 80°C 和 120°C 左右，與吸附水的釋放有關。第二個吸熱反應為晶格 OH 水的失却，峰值約為 550°C。在 900°C 附近，雲泰有第三個熱反應，晶格完全破毀並形成新礦物。此後曲綫急劇下降。濛脫石的差熱曲綫的特點(圖 1 曲綫 3)是第一個吸熱反應的溫度範圍較寬(50—250°C)，吸熱谷面積很大，有兩個明顯的小谷，溫度約為 100°C 和 150°C。第二個

吸熱反應發生於 450—700°C 之間。第三個吸熱反應與雲泰極相似，亦在 900°C 左右，係晶格的破壞，接着在 950—1,000°C 之間有較明顯的放熱反應，形成了新的礦物。高嶺石的差熱曲綫(圖 1 曲綫 4)的特點是在 600°C 左近有一個大的吸熱谷和在 1,050°C 左近有一個尖的放熱峯。

圖 2—5 分別為黃土、紅色黃土、紅土和黃土發育土壤的小於 1 微米部分的差熱曲綫。這些曲綫的基本形狀十分一致，並與雲泰的標準曲綫相似。但在黃土粘粒的差熱曲綫中可以看出其一個特點，即在 1,000°C 附近都有較顯著的放熱反應，根據陽離子交換量和 X 射綫的分析結果看來，應該解釋為有高嶺石的存在。此外，紅土和若干紅色黃土的差熱曲綫上第一個吸熱谷面積相對較大，指示有較多分數度和親水性較強的過渡礦物或濛脫存在。

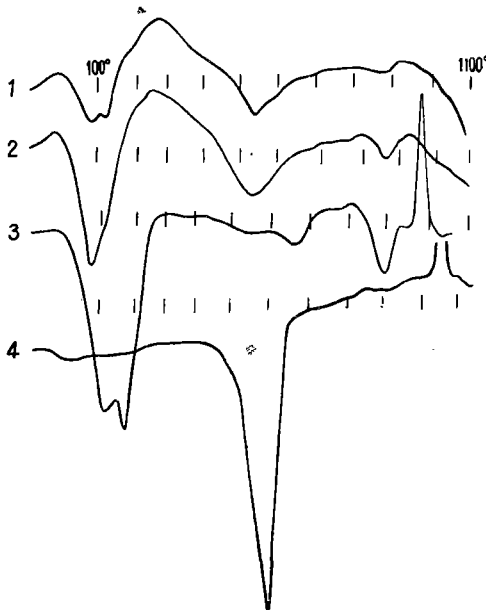


圖 1 幾種粘土礦物的差熱曲綫

- 1—海綠石 <1 $\mu$ ， 2—雲泰 (K-28) <2 $\mu$ ，  
3—濛脫石 <1 $\mu$ ， 4—高嶺石 <1 $\mu$ 。

黃土發育的土壤小於1微米部分的差熱曲線與黃土相近，在200—300°C有顯著的放熱峯出現，係殘留腐殖質的燃燒所致。差熱分析與陽離子交換量的測定結果完全符合。

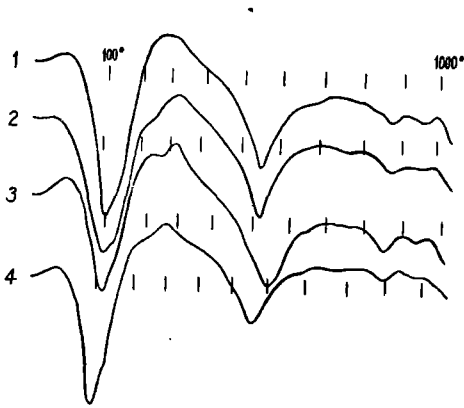


圖2 黃土 $<1\mu$ 部分的差熱曲線

1—陝西綏德王家溝(23581)，2—甘肅慶陽西峯(25117)，3—山西河曲，4—陝西清澗崔家場(24524)。

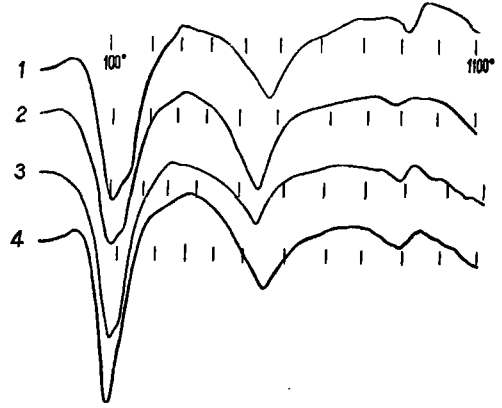


圖3 紅色黃土 $<1\mu$ 部分的差熱曲線

1—陝西綏德丁家溝(23565)，2—甘肅慶陽西峯(23234)，3—山西河曲(0.3克試樣)，4—陝西清澗崔家場(24527)。

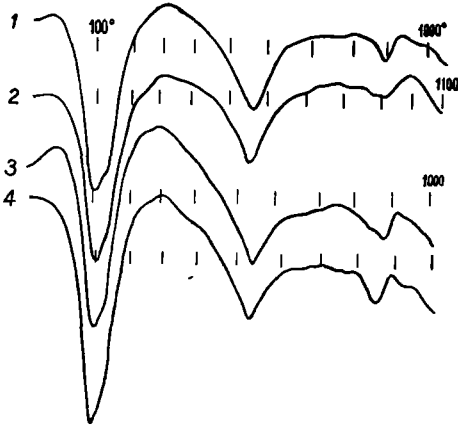


圖4 紅土 $<1\mu$ 部分的差熱曲線

1—陝西慶陽西峯(23231)，2—山西河曲，3—陝西橫山唐家莊溝(24566)，4—陝西靖邊蘆河(24511)。

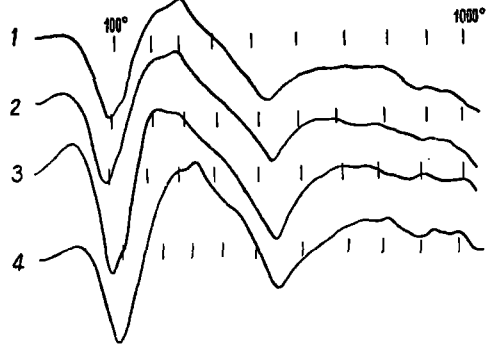


圖5 黃土發育土壤 $<1\mu$ 部分的差熱曲線

1—甘肅鎮原三岔區(0.2克試樣)，2—甘肅天水鹽池(0.2克試樣)，3—陝西洛川堡子頭(0.4克試樣)，4—陝西武功(氫鋁質粘土0.4克)。

#### 四、膨脹試驗和電位滴定曲線

我們曾由黃土發育土壤中(採自西北武功,土層深度0—20厘米)提取出小於1微米部分,用稀酸處理成氫鋁質,測定其吸水膨脹性能<sup>[10]</sup>,試驗結果表明,它在吸水時有膨脹也有收縮,吸水10天後,比吸水前的體積增加0.28倍,若製成鈉質則膨脹1.11倍。這說明它與幾乎不發生膨脹的高嶺石有明顯的區別,而與擴展性的濛脫有相似之處,但其吸水膨脹能力遠不及濛脫類礦物和黑土的膠體。

上述土壤的小於1微米部分也進行了電位滴定<sup>[11]</sup>。先將小於1微米部分用稀酸淋洗,用蒸餾水洗去多餘的酸,繼配成1%的懸液,吸取若干份樣品於一系列編號的三角瓶。

中，加各種不等量的碱液，最後加蒸餾水至相等容積，每天電振盪 20 分鐘，一週後用 pH 計逐瓶測定其 pH 值，重複後取平均值繪製成滴定曲綫，如圖 6。

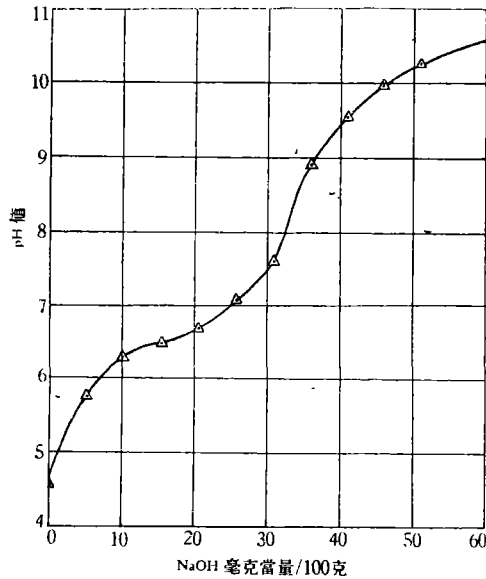


圖 6 黃土發育土壤膠體的電位滴定曲綫

由滴定曲綫可知在 pH 10.5 以下只有一個轉折點，轉折點的鹽基含量為每百克 33 毫克當量，曲綫的形狀類似弱酸，其緩衝能力介乎高嶺與濛脫之間，但比海綠石略大。按其型式應以雲泰為主。

黃土所發育的土壤膠體的膨脹及滴定曲綫性質，說明主要粘土礦物是雲泰，但其所表現的化學及物理性質偏向於濛脫，這亦可說明雲泰有逐漸向濛脫轉化的傾向，但其程度不深，處於過渡和間層結構的形成階段，這和 X 射綫和差熱分析(圖 5 之 4)結果相符合。

## 五、 由粘土礦物的分佈討論黃土的形成 和黃土發育土壤的成土過程

前人對於粘土礦物的形成會有很多研究<sup>[12,13]</sup>，一般認為乾旱地區的土壤膠體中以雲泰為主，高嶺石多分佈於濕熱地區的土壤中，濕溫地區的土壤可含有較多的濛脫石。

熊毅認為濛脫石的形成與水分關係很密切，Hosking<sup>[12]</sup>亦曾認為濛脫形成於碱性淋溶或排水不良的條件下。熊毅<sup>[2]</sup>認為 2:1 層狀矽酸鹽發生脫鉀作用後，晶格中的矽鋁可逐漸被氫所換而增加晶格中的氫氧離子。濛脫是 2:1 層狀矽酸鹽氫氧化作用的最高點，根據這個論點很好說明濕度高和排水不良是形成濛脫的有利條件。用粘土礦物的形成條件分析粘土礦物的分佈情況便可推論黃土及黃土發育土壤的風化過程及成土過程。

西北黃土及黃土發育土壤的細粒部分以雲泰為主要的粘土礦物，這和其他國家的黃土性質有所不同。北美埃阿華的皮阿里黃土細粒部分含 12% 濛脫<sup>[14]</sup>，超過中國馬蘭黃土濛脫含量 3 倍(表 4)。蘇聯查波洛什城區域黃土的表層亦以濛脫為主<sup>[15]</sup>。可能是各地黃土的生成環境有所不同。本文的研究結果雲泰為黃土的主要粘土礦物，可以說明黃土的



風化作用並不甚強，可能是乾旱地區的風化產物。紅土的風化作用似較黃土稍微高一些，但其生成時的水熱條件並未劇烈影響粘土礦物的變異。風化時的氣候溫度可能稍高，氧化作用稍強，水分情況恐仍屬乾燥。根據此點，熊毅<sup>[2]</sup>不贊成華北第四紀時代的氣候是濕熱與乾冷相間，而贊成局部冰川學說。

Седлецкий<sup>[15]</sup>認為灰化土帶結晶岩的風化產生高嶺石，草原環境下生成濛脫石。若根據 Берг 院士的殘積假說，黃土中的粘土礦物應屬濛脫石與雲泰的組合。事實上，黃土中的粘土礦物除雲泰、濛脫之外還有高嶺，這祇好解釋為各地風化物經過風的搬移而沉積，並且這樣多樣性的礦物組成說明沉積後還少受強烈的風化作用和成土作用。

Седлецкий<sup>[16]</sup>研究匈牙利的黃土亦發現雲泰為主要粘土礦物，並含有少量的濛脫石和高嶺石。他認為高嶺石不能在乾草原的鹼性環境下經風化或成土過程而產生，因此濛脫石和高嶺石的共存說明黃土不是殘積的而是在冰期中冷濕環境下形成的。

Седлецкий 的說法似乎也可應用來說明中國黃土的成因，先形成於冰期中的冷濕環境，以後在間冰期經風的搬運和挑選而造成粘土礦物組成多樣性的風積物。

這次所研究的樣品較少並多非完全而系統的剖面，所得結果很難說明黃土經過成土過程後粘土礦物有無變化。但由累托和蛭石含量的增加，鹽基交換量的增大，或可說明雲泰繼續發生脫鉀作用而向蛭石或濛脫過渡。

## 結 論

根據我國西北的幾種黃土及黃土發育土壤的 X 射綫分析、差熱曲綫、陽離子交換量測定、膨脹測定和電位滴定證明黃土中的粘土礦物以雲泰為主，同時雲泰有向濛脫轉化形成中間過渡礦物或間層礦物的可能。

黃土粘土礦物中還含有少量濛脫和高嶺，這種多樣性的礦物組成說明黃土物質可能形成於冰期或其他環境，以後經過風的搬運和挑選，在乾燥的氣候下沉積而成。在我國西北地區，黃土經成土作用後雖有部分的分解作用，但尚未引起所有粘土礦物的質的變化。

## 參 考 文 獻

- [1] Lee, H. T., 1928. A preliminary study on the chemical and mineralogical composition of Loess. Bull. Geol. Soc. China, Vol. 7, No. 2, 191—203.
- [2] 熊毅, 1952. 由更新統沉積物的膠體礦物分析試論第四紀氣候. 地質學報 32: 26—41.
- [3] Седлецкий, И. Д. и Апаньев, В. П. (許冀泉譯), 1954. 華北黃土的礦物成分和風成沉積. 地質學報 34: 335—338.
- [4] Обручев, В. А., 1951. Избранные работы по географии Средней Азии, т. III, М., Географгиздат.
- [5] Schroeder, D., 1955. Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur im Löss. Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. 70: 17—22.
- [6] Ormsby, W. C. and Sand, L. B., 1953. Base exchange: An analytical tool for mixed-layer aggregates. "Clays and Clay Minerals", Proc. 2nd National Conf. Clays and Clay Minerals. Natl. Res. Council-Natl. Acad. Sci. Pub. 327 (1954): 254—263.
- [7] Webber, L. R. and Shivas, J. A., 1953. The identification of clay minerals in some Ontario soils: 1. Parent materials. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 17: 96—99.
- [8] Davidson, D. T. and Handy, R. L., 1953. Studies of the clay fraction of Southwestern Iowa loess. "Clays and Clay Minerals", Proc. 2nd National Conf. Clays and Clay Minerals. Natl. Res. Council-Natl. Acad. Sci. Pub. 327 (1954): 190—208.
- [9] 許冀泉、熊毅, 1955. 陽離子交換量半微量速測法. 土壤學報 3: 31—37.

- [10] 蔣劍敏、熊毅, 1956. 土壤膠體膨脹的初步研究, 土壤學報 4: 129—142.
- [11] 蔣劍敏、熊毅, 1957. 中國土壤膠體研究: II. 土壤膠體電位滴定曲線的初步研究 (未刊稿).
- [12] Hosking, J. S., 1940. The soil clay mineralogy of some Australian soils developed on granitic and basaltic parent material. Australian Council Sci. & Ind. Research, 13: 206—216.
- [13] Jackson, M. L., Tyler, S. A., Willis, A. L., Bourbeau, G. A. and Pennington, R. P., 1948. Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: 1. Fundamental generalizations. Jour. Phys. & Colloid Chem. 52: 1,237—1,260.
- [14] 熊毅, 1951. 膠體礦物與土壤風化 (未刊稿).
- [15] Седлецкий, И. Д., 1954. Коллоидно-дисперсные минералы и эоловый генезис лёсса района г. Запорожья. ДАН СССР. 96: 375—377.
- [16] Седлецкий, И. Д., Анасьев, В. П. и Куценко, А. Е., 1954. Состав и происхождение лёсса Венгрии. ДАН СССР. 94: 944—952.

## ИЗУЧЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ КОЛЛОИДОВ КИТАЯ

### I. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ И СВОЙСТВА КОЛЛОИДОВ ЛЁССА

(Вывод)

Сюн И, Сюй Цэй-цюань и Цыян Цзян-минь

(Почвенный институт Академии наук Китая)

Данные рентгенографического анализа, дифференциального термического анализа, емкости катионного обмена, способности набухания, потенциометротитрационной кривой свидетельствуют о преобладании иллита во всех тонкодисперсных фракциях лёсса и лёссовидных почв Северо-Западного Китая. Кроме иллита, ещё в них присутствует значительное количество переходящих или смешанно-солистых глинистых минералов (ректорит) и вермикулит, малое количество монтмориллонита, каолинита и другие.

Повидимому, наличие разнообразных минералов в составе тонкодисперсных фракции указывает на эоловое происхождение лёссовых отложений Китая. Материал лёсса возможен был образоваться в ледниковой или другой эпохе и был транспортироваться и сортироваться ветрами при сухих условиях междуледникового периода.

Влияние процессов выветривания и почвообразования после отложения не вызывают качественного изменения глинистых минералов.