第 6 卷 第 1 期 土 壤 學 報 Vol. 6, No. 1
1958 年 3 月 ACTA PEDOLOGICA SINICA March, 1958

黃河流域土壤研究

II. 華北平原土壤的發生和演變*

熊 毅 席承藩 張同亮 王遵親 趙仲武

（中國科學院土壤隊，水利部北京勘測設計院土壤調查總隊，中國科學院土壤研究所）

華北平原的土壤過去尙無系統的研究。侯光炯等[1]在河北省定縣曾進行土壤詳測，將土壤劃分爲石灰性棕色土、鹽土及冲積土等。梭頗[2]在其“中國之土壤”一書中，將石灰性棕色土歸入山東棕壤，而將廣大冲積平原中的土壤統稱爲石灰性冲積土。多年來一直沿用“冲積土”一詞。這樣的分類祇能反映地質沉積作用，而未能闡明土壤形成過程及農業生產特徵。

經過這次全面的大規模調查和深坑剖面的觀測，華北平原的土壤都有不等程度的發育，包括很多的土類和變種。

總的來說，華北平原地區的主要成土作用爲褐土過程、淺色草甸土過程、沼澤過程和鹽土過程。

華北平原的氣候因受海洋的影響，屬暖溫帶的半乾旱季風氣候。夏季氣溫高而多雨，冬季寒冷乾燥很少降雪，年平均溫度約攝氏 15° 左右，年平均降雨量約 500 毫米左右，雨量多集中於 6、7、8 月。由於蒸發大於降水，土壤中未能進行充分的淋洗作用。排水良好的山坡和階地形成褐土。在平原地區，地形平坦而排水不暢，土壤發生淺色草甸土過程，地下水埋藏深度和地下水礦化度較高的地區可有鹽漬過程。低窪地區因水漬作用較强而形成沼澤過程，濱海地區受海潮影響而形成氯化物鹽土。平原中還分佈得有河流新沉積物和砂丘，仍保持母質狀態，地質過程還在繼續進行；但有逐漸向褐土、淺色草甸土或鹽土發展的趨勢。

由於經常的河流泛濫和山地冲蝕，影響到土壤的發育年齡。平原中的淺色草甸土時受堆積；至今，土壤剖面中尤顯冲積層次的痕跡；冲積扇的褐土因爲石灰性物質所覆蓋而致土壤再度發生石灰性反應。華北平原地區的大部土壤都經耕墾爲農地，很少自然植被。但人爲耕種對土壤形成亦有顯著的影響，如耕作層的疏鬆多孔，表層含有機質較多，表層之下一般有緊實的犂底層，心土常有根系的活動，這些都足以說明生物作用的影響。特別要提到的是：這個地區的土壤，除褐土外，受地下水的影響很大。因此，這一地區的土壤研究必須與地下水結合起來。

由於自然環境和人爲作用的影響，各地土壤的形成過程和發展方向都有不同，玆分別

---

* 本文爲中國科學院與水利部合作進行黃河流域土壤調查資料之一。曾於 1956 年底在第二屆全國土壤學會宣讀。

王吉智、沈漢、李承緒、吳傑民、陳秀玲、劉宗衡、趙眞等同志曾參加資料整理，特誌謝於此。

討論如後。

一、褐土的形成及其演變

褐土是華北平原的地帶性土壤,即舊昔所稱的山東棕壤。1955年春柯夫達在山東濟南附近研究後改訂爲褐土。同年格拉西莫夫在北京近郊亦確定屬於褐土。但經我們野外和室內的研究後,認爲華北平原的褐土與地中海地區的褐土似不盡同。華北平原的褐土有其特有的成土過程。另外由於所在地區不同,環境殊異,褐土的形成過程和演變,又有不同,玆分別討論於後。

1. 褐土過程 褐土多發育於山麓階地及冲積扇的第四紀洪積物及洪積冲積物,地勢較高,排水條件良好,地下水埋藏較深,約在4—6米以下,地下水礦化度很低,<0.5克/升,水質屬鈣質重碳酸鹽類。自然植物有黃草(*Themeda japonica*)、白草(*Andropogon Ischaemum* Linn.)、酸棗(*Zigyphus jujuba* (Mill) var. *spinosus* Hu)及荊條(*Vitex Chinesis* Mill),說明褐土地區的乾燥情况與淺色草甸土迴然不同。褐土中所含的溶性鹽分含量甚低(圖1),1米土體內平均含溶性鹽分0.029%,淺色草甸褐土及褐土化淺色草甸土排水情况較差,溶性鹽分含量較高(圖1)。淺色草甸褐土1米土體平均含溶性鹽分0.053%,脫沼澤褐土化淺色草甸土1米土體平均含溶性鹽分0.077%。褐土中的溶性鹽含量不高,部分地區的褐土無石灰性反應,說明土壤剖面中具有淋溶作用。但因氣候條件的限制,蒸發大於降水,土壤淋溶作用未能充分發展,土壤只及於粘化作用,亞表土及心土的質地較爲粘重,粘粒含量較高(表1)。土壤孔壁及結構面上蓋被粘質膠膜,並呈核狀、稜柱狀或團塊狀結構。褐土多呈鹽基飽和狀態,pH值多屬中性至微碱性(表1)。土壤膠體少被分解,膠體(<1微米的土粒)矽鋁鐵率約在2.5—2.8之間。膠體的鹽基交換量約每百克50—60毫克當量(表1),土壤的鹽基交換量很低,每百克祇15毫克當量左右。由於生物活動的結果,土壤表層含有機質較多,上部土層比較疏鬆而多孔隙。根據我們初步分析的結果和蘇聯的資料[3,4,5]相比較,華北平原褐土的有機質含量較低,除北京西山所採的淋溶褐土表層含有機質略高約3.5%外,其他褐土的有機質含量多在2.5%以下,常在1%左右。另外土壤鹽基交換量亦有顯著的不同,蘇聯的資料多爲40毫克當量,華北平原褐土的鹽基交換量多在15毫克當量左右。各層土壤粘粒的矽鋁鐵率變化不大。

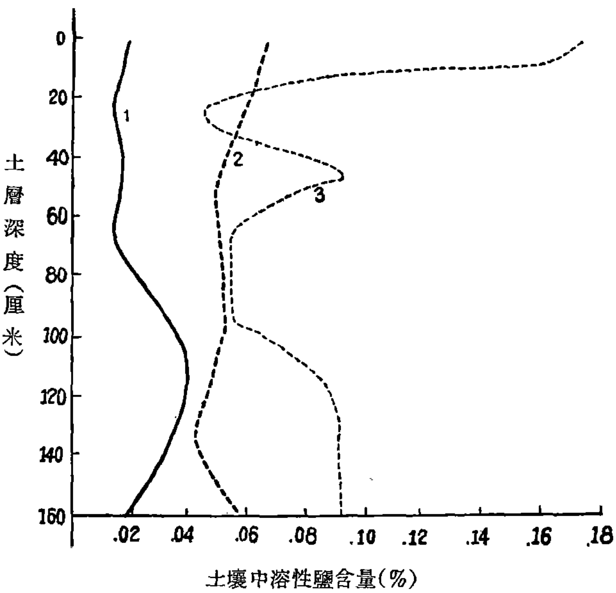

圖1 褐土、淺色草甸化褐土及褐土化淺色草甸土的溶性鹽分含量

1. 輕壤質石灰性褐土(河北琢縣 G 69); 2. 輕壤質淺色草甸化石灰性褐土(河北容城 G 38); 3. 脫沼澤褐土化淺色草甸土(河北徐水 G 59)。

表 1　褐土的理化性質

土壤	地點	深度（厘米）	pH	有機質 %	$CaCO_3$ %	顆粒含量 % <0.01 毫米	顆粒含量 % <0.001 毫米	膠粒的鹽基交換量（每百克的毫克當量）	膠粒組成（<1 微米） SiO_2/R_2O_3	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3
淋溶褐土 (48)	北京西山三柱香	0—12	6.50	3.56	0	19.87	8.42	55.99	2.63	3.44	11.11
		12—30	6.55	3.08	0	38.77	22.30	48.86	2.60	3.40	11.04
		30—55	6.46	2.11	0	49.92	22.86	52.93	2.46	3.21	10.60
		55—80	6.71	1.00	0	37.71	21.97	44.79	3.00	4.04	11.69
		80—90	6.62	0.53	0	34.12	15.96	—	2.50	3.00	11.68
褐土 (69)	河北豐潤第六區	0—18	7.30	1.03	—	33.75	10.52	55.90	2.27	2.87	12.59
		18—55	7.50	1.27	0.06	47.64	20.76	49.90	2.35	2.98	11.16
		55—84	7.50	0.94	0.29	37.80	16.20	49.69	2.87	3.61	14.03
		84—116	7.40	0.53	0.11	37.54	16.76	45.53	3.37	4.07	17.44
		116—154	7.50	—	0.30	—	—	—	2.84	3.80	11.23
		154—176	7.55	—	0.50	—	—	—	2.90	3.66	13.96
		176—195	7.38	—	0.34	—	—	—	3.15	3.65	14.52
石灰性褐土 (51)	北京西山一棵松	0—17	8.78	2.52	0.67	25.29	13.94	53.83	2.63	3.28	13.22
		17—25	8.56	1.18	0.44	29.13	12.20	54.87	—	—	—
		25—38	8.72	0.80	0.40	46.21	17.15	52.18	2.88	3.95	10.62
		38—57	8.51	0.66	0.33	27.50	7.16	56.11	2.70	3.41	12.91
		57—88	8.49	0.50	0.41	58.07	15.83	55.90	2.78	3.57	12.49
		88—123	8.47	—	0.30	78.91	14.15	—	3.10	4.19	11.92
		123—147	8.50	—	—	—	—	—	3.07	4.15	11.80
		147—169	8.80	—	—	—	—	—	2.75	4.15	11.66

說明鐵鋁沒有明顯的移動，這和蘇聯的結果是相符的。

2. 褐土中碳酸鈣的分配情況　在華北平原東北部的燕山山麓，冲積扇多較短促，坡度較陡(0.8%—0.4%)，排水極佳。所分佈的第四紀洪積物來自燕山山地的岩石(多爲變質火成岩)風化物，石灰含量較少，再以雨量稍高(600—700 厘米)，淋洗作用較强，所形成的褐土不顯石灰性反應(圖 2)，無假菌絲，pH 值在 7.5 左右。

在北京西山的山頂及山坡，有林木覆被之處，褐土可呈微酸性反應(表 1)，有機質含量亦較多，似屬淋溶褐土。

太行山山麓主要分佈石灰性褐土和復石灰性褐土。覆石灰性褐土可能是褐土再經黃土性物質覆蓋而成，碳酸鈣在土壤剖面中再度分配，覆蓋物質沉積日久亦可發生褐土過程。

太行山麓褐土的形成應與東北部燕山山麓相同，但因洪積冲積作用，褐土層一再形成也一再被埋藏（太行山麓曾發現三個重疊的剖面）。覆蓋物中含有游離的碳酸

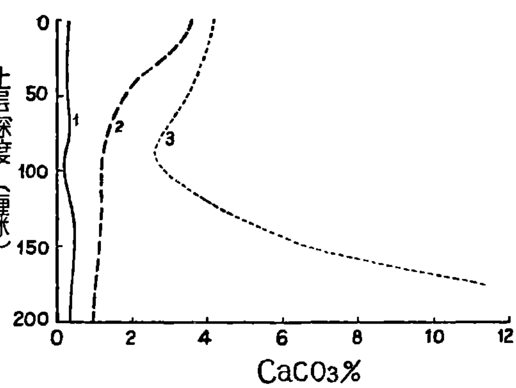

圖 2　褐土的碳酸鈣含量

1. 褐土(河北豐潤)　2. 復石灰性褐土(河北滿城)
3. 石灰性褐土(河北永年)。

鈣，所以埋藏的褐土層，有些具有石灰性反應，這就是復石灰性褐土。

由於各地覆蓋的厚薄和時期不同，剖面中的埋藏褐土層，呈現不一，土壤中碳酸鈣的含量亦不等。北京、保定、石家庄一帶的山麓平原多發現有埋藏褐土層，高邑山麓平原不甚明顯，淇縣冲積扇則不見埋藏褐土剖面。

保定以北褐土覆蓋較薄，色澤略帶紅棕；保定以南覆蓋逐漸加厚，土色暗褐；石家庄一帶有三四層埋藏褐土。埋藏褐土層經受碳酸鈣的再度分配，可含碳酸鈣 0.2—0.8%（圖 2）。邯鄲以南淇縣一帶，可能因母質富含碳酸鈣，全部土壤剖面爲棕色，呈強石灰質反應，碳酸鈣含量約 1—5%（圖 2）。石灰性褐土及復石灰性褐土多呈微碱性反應，pH 值多在 8.5 左右。土壤乾燥時，沿孔穴及結構面上形成網膜狀及菌絲狀白色假菌絲體。土壤愈乾燥，假菌絲體愈明顯，特別是復石灰性褐土愈爲明顯。

3. 褐土過程中的母質因素 成土母質的性質不同，可影響褐土中的碳酸鈣含量，已如前述，另外成土母質也直接影響褐土的質地。太行山麓的第四紀洪積物及洪積冲積物多來自黃土地區，褐土質地較爲均一，多屬輕壤土。燕山山麓的第四紀洪積物及洪積冲積物多來自岩石風化物，故褐土的質地不甚一致，可自砂土至輕壤土。

褐土區的低山地，坡度陡峻，植被破壞殆盡，侵蝕嚴重，土層薄，並富含礫石，在此沉積物上所形成的褐土發育微弱，孔隙性及結構性都較差，多屬山地褐土性粗骨土。

山麓坡地坡積物上的褐土發育也較差，顏色略淡，結構較差，孔隙亦較少，土層較一般較爲緊實，下部常埋藏第三紀紅色粘土層。

山麓平原中的固定和半固定砂丘及平舖砂地亦有褐土形成過程，但因成土年齡較小，質地過砂，褐土發育不明顯。

二、淺色草甸土的形成及演變

淺色草甸土大多分佈於河流下游冲積平原，爲重要的農業地區。這類土壤系柯夫達 1955 年在華北平原工作時所命名，現將其生成環境和過程介紹於後。

1. 淺色草甸過程的氣候水文條件 冲積平原的地形平坦，排水不甚通暢，地下水埋藏深度一般均在 1.5—3.0 米左右，地下水可藉毛管上升作用上達地表而形成淺色草甸土過程的特殊作用。

雨季時，地面水分增加，大部水分滲流地下，因而抬高地下水埋藏深度；但至雨季後，地下水又逐漸降低。冬季降雪稀少，春季氣溫增高而加強蒸發，所以直到翌年雨季來臨之前，地下水降至最低。因此，地下水埋藏深度的年變幅很大，可在 1.5—3.0 米範圍中（圖 3）。由於地下水升降頻繁，致使氧化還原作用交替發生而影響土壤中物質的溶解、移動和澱積，在土壤剖面中形成各種色澤的銹紋斑或細小鐵錳結核和石灰結核。由於水分條件的不同，淺色草甸土過程不同於沼澤過程的長期嫌氣作用，也不同於褐土的淋溶過程。

2. 生物活動及人爲耕作在淺色草甸土形成過程中的作用 淺色草甸土區多已耕種，自然植物主要有虎尾草（*Chloris viridis*）、畫眉草（*Eragrostis pilosa*）、馬唐（*Digitaria sanguguinalis*）及茅草（*Imperata cylindrica*）等。農作物中的大部有機物質，多因收穫而被携去，天然植物殘體亦因分解而損失。因此土壤中有機質的累積不多，土壤受腐殖質的漬染作用不大而形成淺色的土壤，特別是耕種的淺色草甸土有機質的累積更不多。

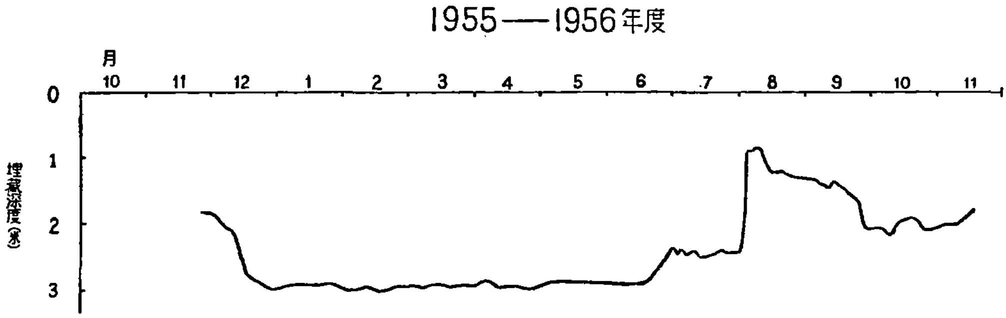

圖 3　華北平原淺色草甸土地下水埋藏深度季節變化曲綫圖(河北省冀縣五區楮宜村)

表 2　淺色草甸土的孔隙度(平均 %)

土壤	層次*	總孔隙	毛管孔隙	非毛管孔隙	相對通氣孔隙
輕壤質淺色草甸土	耕作層	55	45	10	49
	犂底層	49	49	2	33
	心土	50	47	4	27
粘質淺色草甸土	耕作層	54	48	6	33
	犂底層	48	45	3	26
	心土	50	48	4	11

* 耕作層 0—10 (15) 厘米，犂底層 10 (15)—30 厘米，心土 30—150 厘米。

但是由於生物的活動，土壤產生粒狀或碎塊狀結構，植物根系穿插所成的細孔和一些比較大的蟲孔及蟲糞，都是生物活動的顯明特徵，再以表層土壤色澤較暗(棕或淺灰棕色)，充分顯示與沉積母質的差別。

在化學性質方面，也可以看出生物活動在淺色草甸土過程中的作用，土壤表層中的有機質含量比底土高，約 0.5% 左右，說明淺色草甸土有輕微的有機質累積現象。在生物活動層中，特別是耕作層，土壤疏鬆多孔(表 2)，有效養分含量增高(圖 4)；這說明淺色草甸土中的生物作用對於土壤中水分和空氣的調節以及營養物質的轉化都有功效，並從而增進了土壤的肥力。冲積物質和淺色草甸土，藉着水分和空氣的調節與營養物

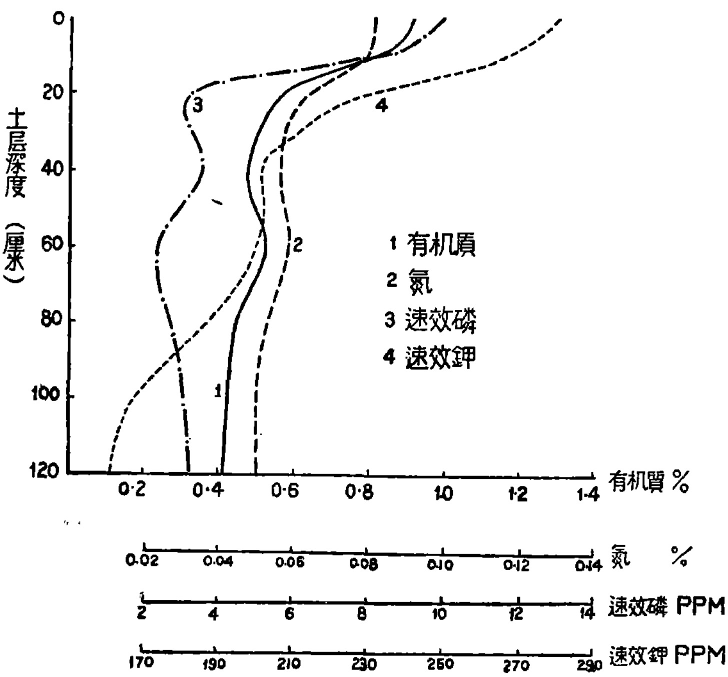

圖 4　河北吳橋馬司城莊輕壤質淺色草甸土的有效養分含量

質的轉化和累積，很明顯的區分開來。

華北平原是我國重要農業地區之一，人類的經濟活動極爲頻繁，歷史亦甚悠久。除鹽化嚴重或積水地區外，沒有一塊眞正的荒地（濱海區除外），在年年泛濫的河漫灘上，如果沉積物的質地較細，仍然普遍栽種小麥。在易受泛濫而積水不能迅速排乾的地區，也大部分種植高粱，只有在粗砂質的河漫灘上（如滹沱河），才有稀疏生長着走莖類禾本科植物的荒地。所以華北平原泛濫沉積物的淺色草甸土形成過程嚴重地受着人爲耕種的影響，自有其特殊的作用，與蘇聯和我國東北的草甸過程有着質的差別。

3. 淺色草甸過程的地質因素 華北泛濫平原的土壤母質多屬河流冲積物，因其來源不同，礦物組成極其複雜，再以河水分選作用，在不同時期和不同部位，沉積物的顆粒大小差異很大，因此在廣大平原中形成不同質地剖面的沉積物。由於河流不同，沉積物亦有差異。永定河的沉積物含黑色礦物較多，顏色比較灰暗；滹沱河的沉積物含雲母及砂粒較多；漳河沉積物的較粘，顏色發紅。同時，各河流常互相竄擾，交錯沉積，所以沉積物的性質更爲複雜。

沉積物的性質可以影響土壤形成過程，砂質沉積物缺乏養分而易乾旱，溫度變化亦大，生物活動常受限制，成土過程一般較爲緩慢。粘質沉積物緊實而通透性差，植物根系活動受到阻礙，生物的活動亦受抑制，成土過程亦比較緩慢。沉積物的剖面中，如夾有粘土層可影響剖面中水分和養分的運行，因亦影響成土過程。輕壤質沉積物的透水性較强，水分毛管上升性能亦較好，因此氧化還原亦較頻繁，淺色草甸過程亦較顯著。但是沉積物的性質祇能影響成土過程的速度，而不能改變土壤發育的方向。

華北平原脫離泛濫的時間不長，目前尙有部分地區仍受泛濫的威脅，平原上地質的沉積過程和土壤的形成過程常是交錯進行的，因此，土壤年齡的問題就比較複雜。

由於河流泛濫頻繁，重疊沉積的次數太多，很少單獨而完整的淺色草甸土發生剖面。祇有在一次覆蓋較厚的情况下才有完整的發生剖面；如覆蓋沉積物過薄，土壤不易發育，雖與下部土層相連接但無發生學的關係。此外，兩次覆蓋的間隔時間也有關係，時間過短，沒有機會讓土壤剖面充分發育。表面新淤積的薄層沉積物，成土作用很微弱，多呈明顯的冲積層次，但底部則因沉積時間較長，成土過程明顯。

另一種情況，如表面覆蓋沉積物的厚，雖經耕種而無明顯的淺色草甸土過程，底部則因沉積時間不長，土壤發育象徵亦不明顯。由此可知，在泛濫平原中研究淺色草甸土過程，必須把土壤剖面發育和沉積過程分別開來，不考慮地質過程，不注意土壤年齡，無法研究泛濫平原中的成土過程。

4. 褐土與淺色草甸土間的過渡及轉化 褐土與淺色草甸土的形成條件，主要在排水情况和地下水的不同。兩種土壤分佈毗鄰而有互相過渡的發展情况。

在冲積扇的中下部，地面排水尙好，但地下水埋藏較淺（2—3 米）。所以，在褐土區中有淺色草甸褐土的發育。在泛濫平原中地勢相對高起的部位如黄河故道或靠近冲積扇的地區，地下水較深（3.5—5米）。所以，在淺色草甸土的區域內，有褐土化淺色草甸土的發育。

淺色草甸褐土多分佈於冲積扇中、下部，上端接褐土，下端接沼澤淺色草甸土或淺色草甸土，其間有明顯的過渡情况（圖 5）。

淺色草甸褐土的地勢比褐土低，坡度較緩，地面排水尙好，但內排水不佳，地下水埋藏

較淺，約 2—3 米之間，最淺可至 1.5米，最深可達 4 米，土壤剖面中褐土過程雖很明顯，但底土甚至心土因受地下水的影響發生淺色草甸過程，一般土色較暗，呈棕色至灰棕色，有少量假菌絲體及輕微粘粒下移現象，心土色暗而有銹紋斑，愈下愈多。地下水埋藏愈淺，銹紋斑愈多，接近地下水處可有灰色紋斑。淺色草甸褐土中的淺色草甸過程，因地下水的深淺而發育强弱不等。地下水位愈淺，淺色草甸過程愈强。淺色草甸石灰性褐土的剖面底部可有鈣積層或砂姜層，砂姜層的碳酸鈣含量多大於 10%，其上棕色土層含碳酸鈣約 2—4%，較石灰性褐土的碳酸鈣含量大。

褐土化淺色草甸土多分佈於平原中相對高起的地形部位，如較高的老冲積扇，平原中的緩崗和靠近冲積扇的平原，一般比附近淺色草甸土地區高 1—3 米左右，地下水埋藏深度約 3 米左右，最淺也不高於 2.5米，最深可達 5 米以上。由於地形較高，排水條件較好，地下水埋藏較深，土壤通氣情况改善，水漬作用減退而淋溶過程增加，土壤剖面上部一米左右可發生褐土過程，但在剖面下部具明顯的膠膜及銹紋斑，說明淺色草甸過程的繼續進行。褐土化淺色草甸土的分佈不受高程的限制，最高可達海拔 98 米（磁河冲積物），但在海拔 15 米的黃河古自然堤上亦有褐土化淺色草甸土的發育。一般來說，海拔愈低，地下水埋藏愈淺，褐土的發育亦漸趨微弱。華北平原的地形由西南向東北減低，褐土過程亦由西南向東北逐漸退減。

褐土化淺色草甸土多由淺色草甸土所轉化，黃河故道所形成的緩崗上，當河流尚未乾涸時，發生淺色草甸過程，以後河流改道，水分情况轉變而向褐土轉化。但是褐土化淺色草甸土亦可直接由成土物質發育而成，例如河南汲縣舊道清鐵路附近的古黃河堤。

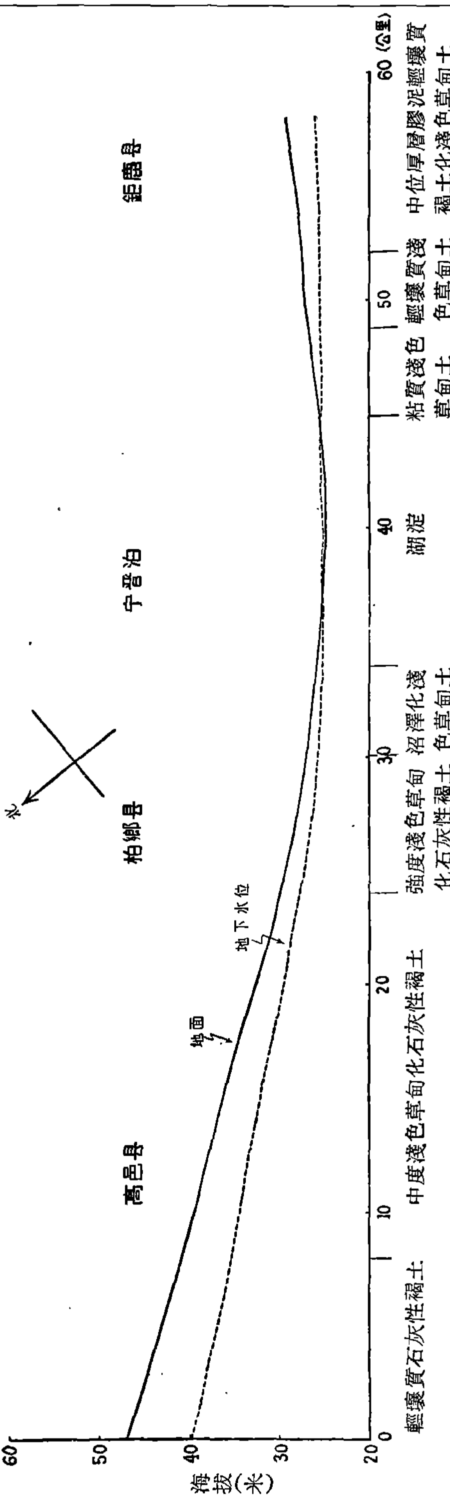

圖 5　褐土沼澤土淺色草甸土過渡斷面

淺色草甸褐土和褐土化淺色草甸土都是過渡土壤而向褐土方向發展，但如地面逕流受阻隔或進行灌溉措施，土壤中水分增加，褐土也可向淺色草甸土轉化。

淺色草甸土與褐土的理化性質研究正開始，目前資料不够，未能詳細比較。由少數分

表3 淺色草甸土的理化性質

土壤	地點	深度 (厘米)	pH	有機質 %	$CaCO_3$ %	顆粒含量		膠粒的鹽基交換量 (每百克的毫當量)	膠粒組成 (< 1 微米)		
						<0.01 毫米	<0.001 毫米		SiO_2/R_2O_3	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3
淺色草甸化褐土(52)	北京西山鮑家寧	0—20	8.50	1.56	0.23	26.95	13.68	52.93	2.58	3.32	11.62
		20—53	8.29	0.98	0.17	34.70	6.68	50.90	2.52	3.25	11.30
		53—74	8.46	0.80	0.49	20.20	17.73	44.79	2.60	3.80	10.32
		74—100	8.61	—	0.12	31.22	13.70	50.90	2.48	3.19	11.23
		100—114	8.63	—	0.12	—	—	36.85	2.83	3.66	10.95
		114—160	8.70	—	0.03	—	—	54.97	2.56	3.26	12.02
淺色草甸化褐土(50)	北京西山臥佛寺東	0—15	8.20	1.00	0.13	15.79	9.95	60.04	2.55	3.22	10.24
		15—38	8.30	0.53	—	32.82	2.89	59.01	2.58	3.22	12.89
		38—57	8.45	0.53	0.07	16.80	8.63	57.97	2.61	3.39	11.41
		57—85	8.65	—	0.13	24.54	18.07	56.94	2.84	3.61	13.36
		85—100	8.67	—	—	—	—	56.32	3.05	4.41	13.97
褐土化淺色草甸土(<58)	河北大名楊莊	0—19	8.20	1.39	8.05	—	—	40.52	2.79	3.69	11.46
		19—75	8.20	0.94	8.14	—	—	40.56	2.84	3.74	11.76
		75—86	8.00	0.59	8.14	—	—	40.68	2.69	3.17	17.52
淺色草甸土(79)	河北束鹿四區	0—10	—	1.46	6.14	22.21	14.11	42.55	3.03	3.40	12.87
		10—40	—	1.32	6.12	6.71	14.45	39.70	2.91	3.90	10.61
		40—80	—	1.22	7.76	34.37	15.54	30.50	3.31	4.00	12.91
		80—110	—	—	12.24	77.69	48.51	40.92	2.89	3.82	11.75
		110—150	—	—	6.89	31.14	12.21	—	—	—	—

析結果看來(表 1，表 3)，褐土及淺色草甸土在膠體部分的組成和性質方面，似稍有不同。褐土膠粒的矽鋁鐵率較低(2.6 左右)，而鹽基交換量較高 (45—55 毫當量/百克)；淺色草甸土膠粒的矽鋁鐵率較高(3.0 左右)，而鹽基交換量較低(40 左右毫當量/百克)。淺色草甸褐土膠粒的組成和性質與褐土相接近，褐土化淺色草甸土膠粒的組成和性質近似於淺色草甸土(表 3)。

土壤演變和過渡所引起的理化性質的變化是土壤發生學中的重要工作，我們正在進行褐土及淺色草甸土間土壤過渡及轉化的理化研究，以後當另文討論。

三、沼澤土的形成及演變

華北平原中有很多窪地和湖淀，如甯晉泊、大陸澤、青甸窪、黃莊窪、七里海、白洋淀、文安窪等。窪地和湖淀周圍分佈有較大面積的沼澤化土壤，並多已墾殖，僅局部地區或因積水過重或因濱海仍屬荒地。 由於自然條件和人類活動的結果，各地的沼澤化土壤發生不同程度的沼澤過程。

1. 沼澤過程的地形及水文條件 華北平原中有成因類型不同的窪地。冲積扇末端的交接窪地因受古自然堤的阻隔，長期積水。濱海的瀉湖型窪地則因淤墊而逐漸縮小和變淺。

窪地積水情況可分爲長期積水(積水時期八個月至全年)、季節性積水(積水時期三至四個月)、短期積水(即內澇，積水時期祇數日至月餘)三類。濱海窪地長期積水和季節性積水；交接窪地季節性積水和短期積水，祇有窪地中心部位可長期積水； 冲積扇窪地和河

谷窪地的積水程度較輕，多爲短期積水和季節性積水；泛濫平原窪地和山麓窪地，積水最輕，多爲短期積水。

窪地的地下水埋藏普遍較淺，長期積水區的地下水埋藏深度經常臨近地表，季節性積水區和短期積水區在雨季以後地面逐漸乾涸，地下水埋藏深度亦漸下落，至翌年雨季以前地下水埋藏深度可降至 1—1.5 米左右。

海濱的瀉湖型窪地，多長期積水，土壤中潛育作用較爲强烈。交接窪地的積水時期亦較長，土壤中潛育現象亦很顯著。平原中窪地比較平坦，積水時期亦較短，潛育現象輕微，有時祇見藍灰斑點，土色微呈灰暗，這就是輕度的沼澤過程。平原中分佈着粘質沉積物的碟形窪地，普遍有內澇的現象和威脅；但因每年洪水來路不同，有時發生內澇，亦有時不發生內澇。故無明顯的沼澤過程。

2. 沼澤過程的生物條件及人爲活動的影響　窪地的自然植物有三稜草（*Scirpus maritimus*）、水葱（*Scirpus tabernaemontani*）、菖蒲（*Scorus asiaticus*）、蓼（*Polygonum sibericum*）及蘆葦（*Phrgmites communis*）。這些水生和濕生植物死亡後，留殘株於土壤中。如在經常保持淺層積水的窪地，嫌氣性微生物的活動活躍，植物殘體不能得到較徹底的分解，而形成泥炭。華北平原東北部沿燕山山麓冲積扇底部的窪地邊緣，分佈有斷續帶狀埋藏泥炭，大體與燕山平行。

季節性積水窪地，祇在雨季積水，冬季和春季都涸乾。積水時土壤中以嫌氣性微生物活動佔優勢，涸乾時地下水下落，土壤中可有好氣性微生物的活動，有機質可得分解，土壤呈黑灰至灰黑色，結構亦較好。窪地邊緣的土壤剖面中常見此等腐殖層。窪地中心則因積水過深植物生長不茂，有機質累積少，未能形成這類的腐殖層。

華北平原中的沼澤化土壤，除局部荒地外，大部均已墾殖。由於耕作措施，改進了土壤通氣狀況，表層疏鬆多孔，促進土壤有機質的分解，所以土壤中有機質含量都不高(表 4)。種植水稻的土壤，則因濕時耕耙，破壞耕作層的結構，致使土壤乾時板結，濕時泥濘。

此外，沼澤化土壤種植水稻後，每年有 4—5 個月的淹灌，沼澤過程加强，如天津、蘆台一帶土壤種植水稻後表土色較灰暗，如有埋藏腐殖質，可因耕翻加强有機質分解，顏色反

表4　沼澤土的理化性質

土壤	地點	深度 (厘米)	pH	有機質 %	$CaCO_3$ %	顆粒含量 <0.01 毫米	顆粒含量 <0.001 毫米	膠粒的鹽基交換量 (每百克的毫當量)	膠粒組成 (<1 微米) SiO_2/R_2O_3	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3
沼澤化淺色草甸土(78)	河北豐潤趙莊	0—13	8.60	1.56	0.45	54.66	39.93	48.86	2.83	3.78	11.31
		13—36	8.49	1.34	0.29	44.58	30.15	48.46	3.60	4.78	11.53
		36—53	8.40	1.02	0.87	51.63	40.20	48.86	3.61	3.98	12.60
		53—68	8.80	—	5.46	47.71	39.68	29.51	4.19	6.10	21.15
		68—110	8.85	—	6.48	—	—	33.80	3.97	4.51	13.57
		110—135	8.68	—	5.57	—	—	—	4.97	5.09	22.07
		135—170	8.60	—	4.63	—	—	—	3.33	4.62	12.27
淺色草甸沼澤土(Dj 27)	河北豐潤張吉莊	0—13	7.05	2.82	0.91	—	—	41.35	2.73	3.54	12.51
		13—33	7.45	2.86	0.53	—	—	36.48	2.71	3.48	12.17
		33—52	7.50	0.59	12.16	—	—	32.97	2.92	3.94	11.41
		52—75	7.15	0.50	12.00	—	—	37.84	2.76	3.55	12.41

變淺。但如挖溝排水以消除季節性積水，土壤沼澤過程可逐漸轉輕，如玉田縣城附近冲積扇中下部低平地帶。

3. 沼澤過程的地質因素 窪地中常受沉積物的覆蓋，阻礙沼澤過程的進行。山麓冲積扇尾部，特別是燕山麓常見埋藏泥炭層或埋藏腐殖層。

有時窪地因受新沉積物的淤墊而使地勢變高，排水情况好轉，沼澤過程逐漸減輕。例如東北部甯河縣七里海附近，過去曾爲廣大的湖淀，後因河流的淤澱，積水區逐漸縮小，周圍地區地勢逐漸抬高，水漬作用因而減輕，目前土壤爲沼澤化淺色草甸土，僅在窪地中心爲沼澤土。

粘質的沼澤化土壤，持水力强，蓄水量大，透水亦較緩慢，積水退去後仍可保持相當長時期的潮濕狀態，故沼澤過程較强，同時由於粘土中鐵錳含量較高，土壤經過沼澤過程常有較多的藍灰色斑紋或藍灰色潛育層，潛育層之上常有相當量的軟鐵子和鐵錳斑點。壤質沼澤化土壤持水力弱而透水較速，通氣狀况亦較粘土爲優，鐵錳含量亦較粘土爲少，所以潛育現象一般不如粘質沼澤化土壤明顯。

4. 沼澤土、淺色草甸土與褐土間的過渡及轉化 當外界自然條件改變或受人爲活動的影響，土壤中積水情况和地下水埋藏深度發生變化，褐土及淺色草甸土可向沼澤土發展，沼澤土亦可向褐土及淺色草甸土發展。

淺色草甸沼澤土分佈於低平窪地的較低部位或其中心，以及積水窪地的邊緣(圖 6)。地下水埋藏深度一般在 0.5—1.0 米，積水時間約有 3—8 個月，個別地區常年積水而形成荒地。此類土壤不論其是否具有埋藏生草層，都有一個共同的特性，即土壤受水漬作用的時間較長。但在冬季及初夏地面積水退乾，地下水下落，土壤剖面上部因受乾濕交替，發生還原氧化作用形成銹紋斑及鐵子，發生淺色草甸過程，但剖面下部仍有藍灰色的潛育層。

泛濫平原中淺平窪地的微高部位，扇形地中部的窪地或扇形地與窪地間的過渡地帶(圖 6)，地下水埋藏深度一般在 1—2 米，一年有 1—4 個月的積水時間，其餘大部分時間種植作物。這種土壤既具有沼澤過程又有淺色草甸過程，但以淺色草甸過程爲主。由於積水和地下水上升的結果，土壤顏色灰暗，心土有顯明銹紋斑，底部有藍灰色條紋。此種土壤可稱爲沼澤化淺色草甸土。

沼澤土可因情况的改變而向淺色草甸土及褐土發展。主要的條件有三：(1)河流改道，地面逕流和地下水補給都減少；(2)窪地淤高，排水條件好轉，地下水埋藏深度相對降低；(3)挖溝排水以消除積水，使地下水埋藏深度降低。

窪地淤高後，擺脫了常年積水狀態，每年雨季前有一段積水退乾的時期。由於土壤的水漬作用減輕，窪地中所生長的蘆葦、莎草逐漸被三稜草、蓼、蘆葦、菖蒲、蘆柴等所代替，開始淺色草甸沼澤階段。一般表土色澤灰暗，結構性好，孔隙較多，有機質含量可 2.5—3% (表 4)，潛育層緊實而少孔隙，有機質含量只 0.5% 左右；亞表土及心土有銹紋斑和軟鐵子，潛育層中亦時有銹斑；底土有碳酸鈣的澱積，凝聚成砂薑。

如窪地繼續受淤墊，可在原來的淺色草甸土上覆蓋一層新沉積物，使一年中的大部分時間地面沒有積水，而祇在雨季和雨季以後的一段時期積水。淺色草甸沼澤過程被中斷而進入沼澤淺色草甸階段。自然植被除蘆柴及三稜草等，有虎尾草馬塘蒼耳出現。由於一年中的絕大部分時間土壤剖面上部處於通氣狀態，有機質分解較速，所以有機質的含量不

高，一般皆在1％左右。同時，表土顏色亦不十分灰暗，多屬灰棕色至棕色。

由淺色草甸沼澤土所轉化的沼澤淺色草甸土中常埋藏有原來淺色草甸沼澤土或沼澤土的老表土層，色呈黑灰至灰黑，結構孔隙均佳，有機質含量相當高，約1—2％。由於地下水埋藏深度的季節性變化很大，潛育層的發育和出現部位亦有變化，不如沼澤土中潛育層的穩定。潛育層亦多屬藍灰色，亦具有黃褐色銹紋斑及軟鐵子。底層亦常有石灰澱積，並普遍存有砂薑。

沼澤淺色草甸過程，不一定由淺色草甸沼澤土轉化而來，泛濫平原中的河旁窪地和碟形窪地，可直接由母質形成沼澤淺色草甸土。

窪地如再行淤墊，使積水時間更短，雨季中祇有三五日的積水，土壤可由沼澤化土壤轉化為淺色草甸土。如河北省趙縣、欒城及藁城之間，過去為甯晉泊邊緣，滹沱河曾在其東流過，阻擋西面山地和山麓平原的地表逕流，同時河水又可補給地下水。因此窪地內有季節性積水，地下水位亦高，形成淺色草甸沼澤土和沼澤淺色草甸土；後因滹沱河改道，向東北流，使季節性積水消除而地下水下降(目前地下水埋藏深度為3—5米)，土壤轉化為淺色草甸土。再如北京冲積扇末端的交接窪地，因受永定河沉積物的不斷填充，地勢逐漸抬高，雨季不再積水，地下水位亦相對降低。因此在新沉積物上進行淺色草甸土過程，而在剖面0.5—1米處埋藏舊日的沼澤土表層。河北省通縣馬駒橋一帶，過去為北京冲積扇末端的交接窪地，經人工挖溝排水，現已無季節性積水，地下水位亦顯著下落(埋藏深度2米左右)，土壤亦轉化為淺色草甸土。

假如土壤水分狀況更為好轉，沼澤土可轉變為脫沼澤的褐土化淺色草甸土。這種土壤多分佈於扇形地的局部窪地，地下水位1.5—2.5米，雨季積水亦僅數日，一般也都種植作物。土壤中有機質漸被分解，土壤色澤變淺，由灰黑轉變為灰褐，土壤亦轉疏鬆，有時還可見到假菌絲體，但剖面底部仍有銹紋斑或軟鐵子。甚至有藍灰色潛育底土層殘留，所以土壤顯示由沼澤土向褐土化淺色草甸土發育。假如窪地土壤受新沉積物的覆蓋厚至0.5—1.5米，水分狀況更為良好，地下水位在2.5米以下，土壤可更向褐土方向發展

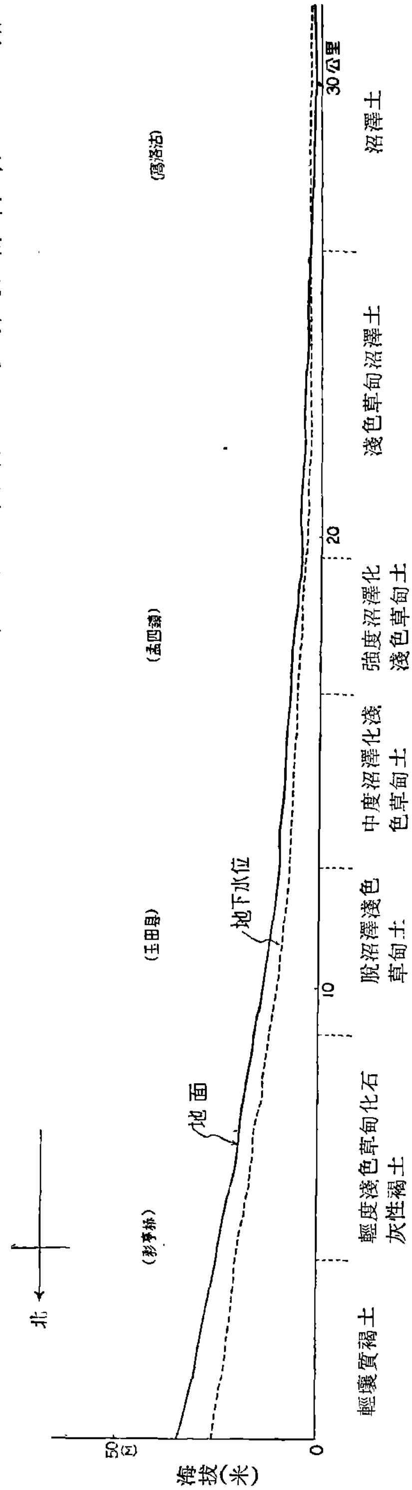

圖 6.　褐土沼澤土過渡斷面

而形成褐土(即脫沼澤褐土)。

上面所說的多系沼澤土向淺色草甸土及褐土轉化。但如經河流變遷或修築道路,逕流受阻而使地面積水,或因灌溉和種植水稻而使積水作用强,土壤可由褐土及淺色草甸土轉化爲沼澤淺色草甸土、淺色草甸沼澤土及沼澤土。

四、鹽漬土的形成及演變

華北平原的鹽漬土,大致可分爲內陸及濱海兩種。內陸平原地區,地形平坦,排水不甚通暢,高處淋洗來的鹽分,存積地下水中,因蒸發而再累積於土壤,遂形成鹽漬土;濱海則因受海水或海潮的浸漬而形成濱海鹽土。

濱海鹽土與內陸鹽土的分界,大致從山東利津縣起往北經霑化、無棣、慶雲、鹽山、河北省黃驊(其西 30 里處)、青縣(其東 30 里處)、靜海及天津市,再轉東經寧河縣七里海及蘆台鎮、灤縣柏各莊鎮、樂亭縣馬頭營鎮止於昌黎縣南。

鹽漬土又因土壤中鹽分的含量和種類又可細爲分類。輕鹽漬土含鹽量約 0.1—0.3%(1米土體的平均含量,下同),自然植物有曲曲菜(*Lactuca* sp.)、茶棵子(*Apocynum Ventum* Linn.);中鹽漬土含土量 0.3—0.6%,自然植物有茅草(*Imperata Cylindica Anders*)、蘆草(*Phragmites Commnis*);重鹽漬土含量 0.6—1%,自然植物有馬絆草(*Aeluropus Littoralis* Var. *Sinensis*)、臭蒿(*Artemisia Scoparia*)、鹹蔓菁(*Statice bicolor* Bge);鹽荒地含鹽量大於1%,自然植物有黃鬚(*Suaeda ussuriensis*)、鹹蓬(*Suaeda glauca*)、地棗(*Nitraria Schoberi*)。華北平原中鹽漬土的形成和演變皆有一定的規律,茲分述於後。

1. 地下水與土壤鹽漬的關係 平原中土壤發生鹽漬化的原因,主要是受地下水和地形的影響[6]。褐土地區地勢較高,排水暢快,地下水深而水質淡,土壤多無鹽漬作用。濱海地區的地形低平,排水不暢,且受海水及海潮的影響,地下水埋藏深度及礦化度又都很高,土壤鹽漬頗重。冲積平原中,南部鹽漬化較輕,北部則多斑狀鹽漬土的分佈。

一般冲積平原的地形平坦,排水不甚通暢,地下水埋藏深度愈淺和地下水礦化度愈高,土壤鹽漬化愈重(表 5)。如地下水埋藏深度高出臨界水位而地下水礦化度又較高,土壤鹽漬更重。有些山麓窪地,地形雖屬低窪,但因地下水排除較易,土壤並不受鹽化。在排水不暢的泛濫平原,地下水埋藏深度較淺,地下水礦化度又高,土壤多受鹽化。地下水埋藏深度高於臨界水位時,地下水的礦化度對於土壤鹽化的程度關係至密。根據初步觀察結果,地下水礦化度 <1 克/升時,土壤含鹽量(1米土體的平均含鹽量) $<0.1\%$,如礦化度爲 1—2 克/升,土壤含鹽量可達 0.1—0.3%,如礦化度爲 5 克/升,土壤含鹽量可達 0.3—0.6%;如礦化度爲 20 克/升,土壤含鹽量可高至 1% 左右。

據在河北滄縣水月寺灌區定位研究的結果,如地下水埋藏深度高於臨界深度,則土壤鹽漬程度不受土壤剖面中膠泥厚薄和部位的影響,而主要決定於地下水的礦化度。

2. 地形與土壤鹽漬的關係 地形對於土壤鹽漬過程的影響也很顯著,表 5 充分顯示出大中地形對於土壤鹽漬作用的關係,一般平窪地的土壤鹽漬較重;高地排水較易,鹽漬亦較輕。

低窪和閉塞的地形,地下水不易排出,地下水埋藏深度和地下水礦化度都較高(地下

表5　土壤鹽漬程度與地下水和地形的關係

鹽漬情況	地形	土壤	地下水情況		
			地下水埋藏深度(米)	礦化度(克/升)	水質
非鹽漬	山麓階地及冲積扇	褐土	> 3	< 0.5	HCO_3
	緩崗	褐土化淺色草甸土 淺色草甸土	> 3	0.5—1	Cl, HCO_3 SO_4, HCO_3
輕鹽漬	微斜低平地及冲積扇末端	淺色草甸土	2—3	1—2 (局部 2—5)	HCO_3, Cl HCO_3, SO_4
重鹽漬	窪地或低平地	沼澤化淺色草甸土 淺色草甸沼澤土	0.5—1.0—1.5	2—5 (局部 5—10)	SO_4, Cl Cl, SO_4
鹽土	海濱低平地及窪地	沼澤化淺色草甸土 淺色草甸沼澤土	0.5—1.0—1.5	30	Cl

水礦化度可高至 5—10 克/升)，土壤多受鹽漬(1米土體平均含鹽量可高達 1.7%)。

窪地爲水分和鹽分積累的中心，地下水埋藏深度多爲 0.5—1.0—1.5 米，地下水礦化度爲 2—5 克/升，有時可高於 5 克/升，水質中以氯化物及硫酸鹽爲主。因此，窪地土壤除發生沼澤過程外，常有嚴重的鹽化過程。但是窪地的積水情況不同，土壤鹽漬程度也不一致，積水時期較長或終年積水的大窪地中心部位鹽化較輕，窪地邊緣鹽化較重。小窪地的積水時期短暫，鹽分向窪地中心集中，積水乾後，鹽分因蒸發上達地表，所以窪地中心鹽化最重，如清平縣及聊城附近的小窪地即有此等現象。

在冲積扇與泛濫平原之間的交接窪地中，靠近冲積扇部分的窪地邊緣，地勢較高，坡度較大，排水較好，地下水較深，因此土壤的鹽化程度比靠近泛濫平原部分的窪地邊緣爲輕，如大陸澤東部靠近泛濫平原部分的窪地邊緣即鉅鹿、平鄉一帶土壤鹽化很重，而西部靠近冲積扇一帶的窪地邊緣如任縣、南和一帶土壤鹽化較輕。白洋淀及其周圍亦有類似的情況。

濱海瀉湖型大窪地或其他小窪地，積水較多，土壤鹽漬較輕。濱海三角洲上的老河床高地，排水條件良好，地下水埋藏較深；雖有鹽分聚積，但爲量不高。一般低平地帶，地下水埋藏淺而礦化度高，鹽分的累積則較嚴重(圖7)。

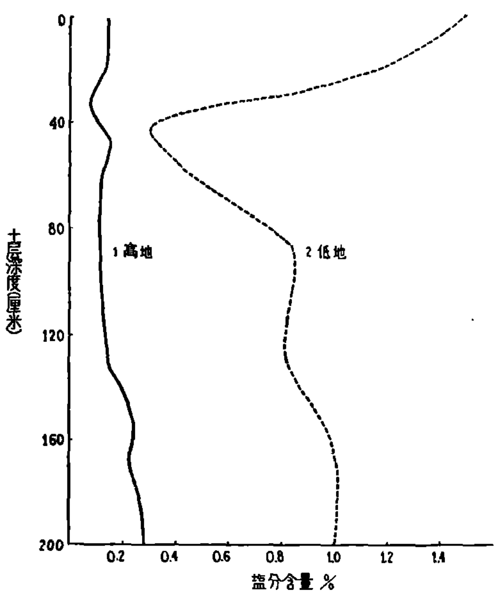

圖7　不同地形部位對鹽分累積的影響
(1) 老河床高地(山東霑化蒲台屋子)
(2) 低平地帶(山東霑化邊家營)

冲積平原中的微斜低平地帶，排水不暢，地下水埋藏較淺，多爲 2 米左右或爲 2—3 米；地下水礦化度一般爲 1—2 克/升，水質以重碳酸鹽爲主，氯化物及硫酸鹽次之，所以形成

輕度鹽化的淺色草甸土。

古自然堤所形成的緩崗，排水較好，多分佈褐土化淺色草甸土，地下水質多屬重碳酸鹽水，地下水埋藏亦較深，多為3—4米，少數在4米以下，礦化度亦低，約0.5—1.0克/升，所以土壤不受鹽化。

山麓冲積扇褐土區，排水良好，地下水埋藏很深，多在3—4米以下；礦化度小於0.5克/升，水質為重碳酸鹽水，土壤無鹽化現象，也沒有鹽化威脅。

小地形中的土壤鹽漬情況又有所不同，一般小地形中高起之處，由於暴露面大，蒸發作用强，低處鹽分可向高處不斷集中，故高處往往比低處鹽化為重，有時兩處相距衹數米或數十米，高差僅一米至數十厘米，剖面含鹽量相差很大(圖8)，作物生長亦有顯著差別。其他如人工堆成的土台、土埂或高出地面的道路，鹽化都較周圍的土壤為重。人工耕種所培修的田壟，壟背比壟溝鹽化也較重。

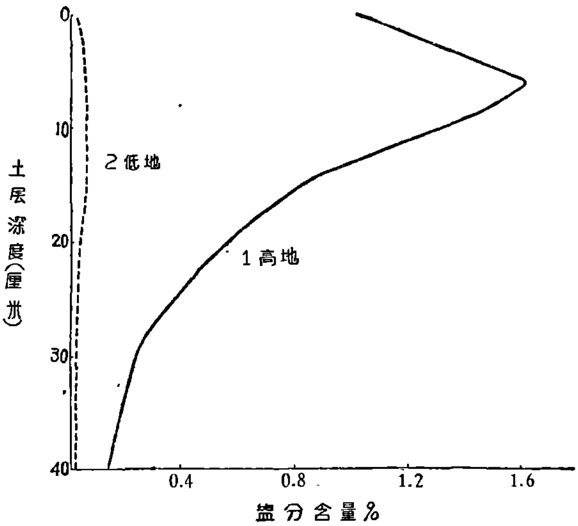

圖8　小地形對鹽分積累的影響

河北滄縣高剖面(曲綫1)比低剖面(曲綫2)高2厘米，兩剖面相距衹1—2米

3. 河流與土壤鹽漬的關係　平原中各河流對土壤鹽漬化也有一定的影響。大部河流進入泛濫平原後，其水位，特別是汛期洪水位，比其兩旁土壤的地下水位為高，同時各河流如黃河、子牙河、滹沱河、衛河及永定河的下游多屬地上河，所以河流補給地下水，或阻礙地下水的排除，引起地下水的抬高而導致或加强土壤鹽漬化。由於河流旁滲的影響，沿河兩側常有狹長的鹽漬地區；尤以黃河最顯著，其影響範圍可距河床十餘里，愈近河床地下水埋藏愈淺，鹽化愈重。

河旁土壤的鹽化範圍又因洪水大小而有不同，據沿河羣衆反映，洪水大則土壤鹽化重而範圍廣，洪水小則土壤鹽化輕而面積小。河旁的自然堤，多無鹽化，河旁窪地土壤的鹽化可因河水影響而加重，如河南延津、封邱一帶的窪地受黃河的影響，山東德縣、平原一帶窪地受馬頰河影響，土壤鹽漬都加重。人工開挖的排水河道及溝渠，如徒駭河、馬頰河、老鹽河、永順溝、苦水河、土馬河等，也可降低地下水埋藏深度而減輕土壤的鹽化過程。但如開掘的河渠排水不暢，汛期洪水壅塞亦可導致河床附近土壤鹽漬化。

運河由南向北流，在山東省堂邑、聊城、陽谷一帶，其流向與自然坡度(由西往東)相垂直，並與馬頰河及徒駭河相交，徒駭馬頰河的涵洞過小，洩水不暢，加以堂邑、聊城一帶地勢低窪，故運河西岸聊城、堂邑一帶土壤鹽化較重(中度及重度鹽化)，而東岸清平、博平一帶鹽化則較輕(輕度鹽化)。

河北冀縣、新河、武邑一帶，由於禹河故道及自然堤的阻隔，土壤中易溶性氯化物不易排除，而有硫酸鹽氯化物鹽漬土的分佈。

4. 土壤質地與土壤鹽漬化的關係　土壤鹽漬化也受土壤質地的影響，土壤質地不同，

土壤毛管水的運行不同，土壤鹽漬作用也有差異。質地愈粘，毛管水上升愈慢，質地愈砂，毛管水上升愈短；輕壤質土壤的毛管作用最好，所以粘土和砂土不易鹽漬而壤質土壤較易受鹽漬。

剖面中有一定厚度的膠泥層，土壤水分及鹽分的運行均可受膠泥層阻隔的影響，但如地下水高於臨界水位而地下水礦化度高，土壤鹽漬作用仍可不斷進行。一般輕壤質土壤的臨界水位的要求較高，需大於 3 米；但如剖面中夾有膠泥層，臨界水位的要求可較低。地下水埋藏深度高於臨界水位而地下水礦化度大於 1 克/升時，土壤即可發生鹽漬作用，地下水埋藏愈淺及礦化度愈高，土壤鹽漬愈重。

5. 土壤中鹽分分移情况　自山麓下至海濱，土壤中的易溶性氯化鈉含量逐漸增加，所以冲積平原中的鹽漬土以氯化物硫酸鹽類爲主，向濱海逐漸過渡到硫酸鹽氯化物鹽漬土，在受海潮影響的地區，則以氯化物鹽土爲主。

冲積扇褐土地區，土壤含鹽量小於 0.1%，其中以重碳酸鹽含量最多，約佔陰離子總量 70% 以上，硫酸鹽及氯化物的含量都較少，一般都小於 15%，陽離子中鈣鎂和鈉鉀的含量各居其半。泛濫平原中的鹽漬土，大部爲鹽化淺色草甸土，有少數斑狀分佈的淺色草甸鹽土和鹽化沼澤化淺色草甸土。輕鹽漬土的鹽分組成以重碳酸鹽類爲主，重碳酸鹽可佔陰離子總量 50% 左右，硫酸鹽及氯化物的含量比冲積扇地區稍有增加(表 6)。一般來說，土壤含鹽量低小時，重碳酸鹽比氯化物及硫酸鹽的含量高，大約土壤含鹽大於 0.45%，硫酸鹽及氯化物含量即開始增加。

表 6　鹽漬土中鹽分化學組成

鹽分組成分類	溶性鹽含量 (%)	佔陰離子總量的 %			佔陽離子總量的 %		
		HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K+Na
重碳酸鹽類	<0.1	50—75	20—30	20—30	40—60	10—20	25—40
	0.1—0.3	40—70	20—40	20—30	30—55	15—25	25—50
重碳酸鹽氯化物類	0.1—0.2	25—45	35—55	10—30	15—30	5—15	50—75
	0.2—0.4	10—25	55—75	10—20	10—20	5—15	65—85
硫酸鹽類	0.3—1.0	<10	10—20	>80	20—35	10—25	50—55
氯化物硫酸鹽類	0.3—1.0	10±	30—40	40—60	30—45	10—20	40—60
硫酸鹽氯化物類	0.3—1.0	10±	40—60	30—40	20—35	10—20	50—70
氯化物類	0.4—1.0	5—10	60—85	5—15	5—15	5—20	70—85
	1.0—2.0	3—5	80—90	10—15	5—10	5—10	80—85
	>2.0	1—2	90—95	3—10	2—5	5—10	85—90

在運河以東，山東德州、臨邑、商河一帶與滏陽河下游低平地帶有重碳酸鹽氯化物鹽漬土分佈。大型交接窪地如河北高陽蠡縣白洋淀邊緣一帶以硫酸鹽鹽漬土爲主，硫酸鹽含量可佔全部陰離子中 80% 以上(表 6)，鹽化較重時可在土層中析出石膏結晶，直徑可 0.2—0.5 厘米。

另外由於衛河阻隔，衛河以西的鹽分難以排至衛河以東，因此河東爲硫酸鹽氯化物鹽類，而河西爲氯化物硫酸鹽類。在新河、冀縣、武邑一帶，由於禹河故道的阻隔，易溶性氯

化物不易排除，而有硫酸鹽氯化物鹽漬土零星分佈。此外泛濫平原中的局部窪地，多以氯化物爲主而硫酸鹽爲次，如山東臨邑的西部即如此。

泛濫平原中鄰近海濱的部分，氯化鈉逐漸增高，硫酸鹽及鈣鹽逐漸減少，而有硫酸鹽氯化物鹽漬土過渡地帶；再向東進入濱海地區，土壤受海潮影響而以氯化鈉鹽土爲主。濱海淺色草甸鹽土和濱海鹽土以氯化鈉爲主要鹽分，溶性鹽分含量愈高，鈉及氯化物愈增而硫酸鹽、重碳酸鹽鈣、鎂愈減(表 6)。

6. 鹽漬土的轉化 華北平原鹽漬土中的鹽分積累情況受着氣候季節性變化的影響。乾旱和强烈蒸發的季節(自 9 月至翌年 5 月，特别是 9、10 兩月和翌年 3、4、5 月)，爲鹽分累積時期。 9、10 兩月適値雨季之後，地下水普遍升高，鹽漬地區的地下水埋藏深度多在臨界水位之上(根據滄縣定位觀察結果)；由於氣候乾旱而蒸發劇烈，鹽分累積於表土，初冬以後，鹽漬地區的土表遍佈白色鹽霜。 11 月至翌年 1、2 月，降水少而氣溫低，蒸發不大；鹽分上升速度甚慢。 3 月以後至雨季來臨之前，氣溫升高，蒸發亦隨之加强；但因地下水位降低，一般可回落至臨界水位之下(2.5 米左右)。 所以除個别地下水埋藏較淺地區，鹽分仍繼續强烈累積外，一般地區，鹽分累積仍屬緩慢，而形成輕度和中度的鹽漬土。 6、7、8 三月爲華北平原的雨季，大量降水使溶性鹽類淋入地下水中，土中鹽分積累較少。

鹽漬土經灌溉後，鹽分可向下淋移，但因華北平原地形平坦而排水不暢，灌後抬高地下水位，再經蒸發，鹽分又向上移動和積累。 山東濱海打漁張灌區，冲洗期內土中鹽分減輕，但十數日後鹽分又上升。

山麓冲積扇地區，排水條件優良，雖經多年井灌，亦未發現任何鹽化現象。平原地區，排水較差，灌後可引起土壤鹽化。 臨淸一帶的褐土化淺色草甸土，地下水埋藏雖深；但經井灌之後，土壤漸受鹽化，春季時地面和畦背，常呈現白色鹽皮。臨近濱海的平原地區，祇進行一年的井灌，地面亦發生鹽漬現象。

渠灌區亦多發生次生鹽化的現象；由於渠灌引水，難以控制，用水過多，抬高灌區內地下水的埋藏深度，特别是灌區內低窪處或渠道兩側地下水升高更快，鹽漬過程的發生或擴張因亦迅速。金門渠和水月寺灌區即爲明證。

因此，在平原地區，不論採用何種方式灌溉，都需有防止地下水上升和排除土層中鹽分的措施。

濱海地區因受海水浸漬而形成濱海鹽土，但是在海潮侵襲停止之後，濱海鹽土可漸向脫鹽方面發展，山東廣饒一帶曾在 1938 年受過一次大潮浸漬，爲時尙不足二十年，但地面已有耐鹽度不等的植物羣落，足見海濱鹽土是漸向脫鹽發展的。

濱海窪平地區，農民常挖掘溝渠，堆墳台田。 一般在 20 米寬，100 米長的地塊四週，挖掘深寬各 1 米左右的溝，將溝泥抬舖田地，增高地面高度，這樣旣可減輕積水，又可加速鹽分的淋洗；據分析結果，挖溝築台十二年後，1 米土體含溶性鹽爲 0.35%，三十二年後含鹽量約 0.14%，未挖溝築台的鹽荒地含鹽量爲 1.0%。 地下水的礦化度亦有不同，築台三十二年後，地下水礦化度約 50 克/升；未築台的鹽荒地爲 145.3 克/升。

另外，山東打漁灌區進行有排水措施的灌溉冲洗，土壤鹽漬程度逐漸減輕。

總如上述，在排水條件不好的地區進行灌溉，土壤可發生或加重鹽漬過程，但如注意排水進行灌溉，鹽漬土壤可向脫鹽方向轉化。

摘　　要

經過一年多的大規模調查，證實了華北平原的土壤都具有不同的類型和不等程度的發育，其中包括很多土類、亞類和變種，過去簡稱華北平原土壤為"石灰性冲積土"，是很難反映情况和說明問題的。

華北平原的主要成土過程有褐土過程、淺色草甸土過程、沼澤過程和鹽土過程。

褐土多發育於山麓及冲積扇形地上，地勢較高，排水良好，地下水埋藏較深，約在 4—6 米以下。 在降水淋洗之下，可溶鹽類皆被淋失，不發生鹽漬化現象，土壤只及於粘化作用，pH 值多屬中性至微碱性。太行山麓的褐土因受石灰性沉積物的覆蓋，發生次生碳酸鹽化作用，土壤剖面中有假菌絲體存在。

淺色草甸土多分佈於冲積平原，其形成過程受地下水的影響極顯著。 地下水埋藏深度約 2—3 米，也可達 4—5 米。 由於地下水升降頻繁，氧化還原作用交替進行，土壤中呈現顯明的銹紋斑，但無假菌絲體。 土壤疏鬆多孔而有結構性，因土壤中有機質較少、土色淺淡而多受人為耕作的影響，故稱耕種淺色草甸土。

窪地及湖淀附近，地下水埋藏較淺或地表積水，土壤發生沼澤化過程。 山麓交接窪地，積水時期長久，潛育作用及腐殖質積累均較顯著。 平原中窪地比較平坦，積水時間亦較短，腐殖質積累和潛育作用都較輕微。 海濱窪地中，潛育作用較為劇烈，但有機質的積累則不一致，水淺處的有機質積累較多。

因地形及地下水的情况不同，土壤鹽漬程度各地不一。 鹽漬土多發生於山前交接窪地、碟形窪地邊緣，以及槽狀窪地和地上河流的兩側。有些灌區由於缺乏合理的灌排系統和灌溉制度，土壤發生了次生鹽漬化現象。

華北平原鹽漬土可分為內陸及海濱兩種：內陸鹽漬土多屬氯化物硫酸鹽土，地下水埋藏深度約 1.5—2.0 米，地下水礦化度約 1—3 克/升；海濱鹽土區多屬氯化物鹽土，地下水埋藏深度約 1.0—1.5 米，地下水礦化度大於 10 克/升；過渡地帶(即海濱鹽土與內陸鹽土的過渡地帶)的鹽漬土多屬硫酸鹽氯化物鹽土，地下水埋藏深度約 1.5 米左右，地下水礦化度 5—10 克/升。

華北平原中的四個主要成土過程是互相聯系，而且有過渡階段的。

褐土和淺色草甸土的形成條件，主要在於排水情况和地下水位的不同。 所以這兩種土壤分佈毗鄰而有互相過渡的發展情况。 扇形地中下部，地面排水尙好而地下水埋藏較淺(1.5—3 米)，褐土區中可發育淺色草甸褐土。 在泛濫平原中地勢相對高起的黃河故道或靠近冲積扇地區，地下水埋藏較深(3.5—5 米)，可發育褐土化淺色草甸土。

泛濫平原中的窪地積水愈久，沼澤化過程愈强，可由沼澤化淺色草甸土過渡至淺色草甸沼澤土或沼澤土。 但經人工挖溝排水或窪地淤平以後，土壤可由沼澤土轉向淺色草甸過程或褐土過程發展。

淺色草甸土中如地下水埋藏淺而礦化度高，則土壤可向鹽土方向發展。 海濱鹽土如不再受海潮影響和改善排水情况，則土壤也可由鹽土向淺色草甸土發展。

參 考 文 獻

[1] 侯光炯、朱蓮青、李連捷，1935. 河北定縣土壤調查報告.土壤專報第十三號，地質調查所.
[2] Thorp, J., 1936. 中國之土壤. 土壤特刊第一號，地質調查所.
[3] Герасимов И. П. (文振旺譯，1956). 地中海區域的褐色土. 地理譯報 1: 58.
[4] Ройченко, Г. И. (蔡如棠譯，1956). 土耳其斯坦山脈北坡的褐色土. 土壤譯報 2: 8.
[5] Герасимов И. П. (林 培譯，1957). 乾旱森林和灌木草地草原的褐色土. 土壤譯報 3: 5.
[6] Ковда, В. А. (席承藩等譯，1957). 鹽漬土的發生與演變. 科學出版社.

STUDIES ON THE SOILS OF THE YELLOW RIVER VALLEY

II. Genesis and Evolution of the Soils of North China Great Plain

(SUMMARY)

HSEUNG YI, HSI CHEN-FAN, CHANG TUNG-LIANG,
WANG CHENG-CHING AND CHAO CHUNG-WU

(Soil Survey, Academia Sinica; Soil Survey, Ministry of Water Resources; Soil Institute, Academia Sinica)

After soil survey of the whole region, it is found that the soils of the North China Great Plain consist of four great soil groups including drab soil, light meadow soil, glei swamp soil and saline soil. The term "calcareous alluvial soils" formerly used hardly interprets any mean of soil formation and productive characteristics.

The drab soils formerly named as "Shangtung brown soils" are generally located on the alluvial fan and the foot of mountains. Owing to the higher relief, excess drainage and deeper ground water (below 4—6 meters), salinization is not found. The drab soil is neutral to slightly alkaline in reaction. The chemical data show no evidence of chemical decomposition of clay, but the disintegration of soil particles-clay formation is quite obvious. Along the foot of Taihang range, the drab soils are covered with new calcareous material and bring out the process of recalcification shown by the presence of pseudomycelins in the soil profiles.

Light meadow soils are generally distributed in the alluvial plain with higher ground water table laying at 2—3 meters. Owing to the frequency of the fluctuation of the ground water in the soil profile, oxidation and reduction are alternately carried out and lots of rusts and mottlings are found in the soil profile of these soils. Under intensive cultivation, the surface soil of light meadow soil is usually loose and mellow and contains lower content of organic matter.

The glei swamp soils are formed by the lakeside and in the depressed lowlands where ground water table is quite shallow and sometimes close up to the surface. In the depressed lands contacted with mountain foot, longer duration of water-lodging produces strongly gleyed swamp soil with higher content of humus.

In the depressed portion of alluvial plain, the temporary water-lodging gives weakly gleyed swamp soil with low content of humus, whilst the strongly gleyed soils are found in the depressed land along seacoast.

Salinization of soils is influenced by the ground water and relief. Saline soils are usually distributed in the lowland with higher ground water table and higher mineral content of the water. Irrigation without drainage system will rise ground water table and causes the process of secondary salinization.

Saline soils of North China plain may be divided into two subtypes: (1) Saline soil of alluvial plain and (2) Saline soils along the seacoast. The former belongs to the chloride-sulfate saline soils in which the ground water table is about 1.5—2.0 meters and the mineral content of the ground water is about 1—3 grams/liter. In the coastal region, the chloride saline soils are usually found with high ground water table at 1.0—1.5 meter and also high mineral content more than 10 grams/liter. The transitional belt between these two soils above-mentioned is sulfate-chloride saline soils where the ground water table is around 1.5 meter and the mineral content of ground water is 5—10 grams/liter.

These four genetic soil types are closely related each other and also alternate between themselves. It is very interesting to study the transitional types among these four soil groups.

Between drab soils and light meadow soils, the transitional soil types as meadow drab soils and drab meadow soils are formed under different transitional circumstances. The meadow drab soil is distributed at the bottom of alluvial fan with higher ground water table (1.5—3 meters), while the drab meadow soil is formed on the old riverbed in the alluvial plain with comparatively uplifting relief where the ground water table becomes deeper (3—3.5 meters).

Many transitional soil types are also developed between the light meadow soils and glei swamp soils. The worse water lodging condition enforces the meadow soil transfering to glei swamp soil, whilst promotion of water condition by diking drainage cannel or local silting up of lowlands causes the transformation of glei swamp soil in to light meadow soil or even to the drab soil.

Salinization of soil is always accompanied with the formation of light meadow soil. Rising the ground water table and increasing the mineral content of ground water will induce or enforce the process of sainization of soils. On the other side, desalinization of soils can be carried out when the ground water table becomes lower. When the seatide is shut by dikes and the drainage condition is improved, the saline soil in the coastal region will be transfered to the light meadow soils.