

自然教育園内のハイドロカタナの土壌 (2)

— 理化学性と土壌有機物の腐植組成と糖組成 —

田中治夫*・今木恵美*・坂上寛一*・浜田龍之介*

Soils of a Hydro-catena in the Institute for Nature Study (2)

— Soil Property and Soil Organic Matter —

Haruo Tanaka*, Emi Imaki*,

Kan-ichi Sakagami* and Ryunosuke Hamada*

結 言

土壌に加わった動植物遺体は、微生物により分解され、大部分は無機化する、しかしながら、一部の有機物は土壌中で分解再合成を繰り返し、土壌に固有な腐植となる。腐植とは、「それぞれの土壌のおかれた立地条件のもとで安定であるがゆえに、集積するに至った有機物の総体」(クビエナ)である。土壌中には、落葉や動植物遺体から腐植になる途中の粗腐植と、腐植が存在し、これらを併せて土壌有機物という(浜田, 1984)。

自然教育園のさんしょう魚の沢から南の方角に面した斜面の土壌を調査した結果、この斜面の一連の土壌は、微地形の違いにより水分条件が異なり、また、水分条件の変化に対応した堆積腐植層(Ao層)の断面形態をもつハイドロカタナであることが明らかにされた(浜田ら, 1990)。

Ao層は土壌有機物の給源でもあるので、このハイドロカタナ上の一連の土壌には、それぞれの立地条件に対応した土壌有機物が集積しているものと予想される。

本報告では、この一連の土壌の炭素、窒素含量と腐植組成および土壌糖(土壌中の炭水化物)の組成を調べ、どのような土壌有機物が集積しているかを明らかにした。また、無機成分の理化学性を調べ、土壌有機物との関連を調べた。そして、微地形の違いが土壌有機物の存在形態にどのような違いをもたらすか考察をおこなった。

* 東京農工大学農学部, Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology

材 料 と 方 法

1) 供試土壌

供試土壌は、前報（浜田ら, 1990）で調査をおこなったハイドロカタナの低地、斜面、尾根に位置するA, B, D地点のA層の土壌である。A地点は斜面下部に位置し、水分条件は相対含水量（含水比／最大含水量）からみて適潤性であった。B地点は斜面中部に位置し、水分条件は弱乾性、D地点は斜面上部に位置し、水分条件は乾性であった。

これらの土壌は、農耕地の土壌分類（農技研化学部土壌第3科, 1983）によれば厚層多腐植質黒ボク土に、林野土壌の分類（土じょう部, 1975）によれば黒色土または淡黒色土に分類される火山灰土であった。

また、本地点の植生は、浜田ら（1990）に詳しく述べてあるが、森林植生である。

分析には、浜田ら（1990）において報告したものと同一の風乾土試料を用いた。これらの土壌を風乾原土と呼び、A, B, D地点の風乾原土をそれぞれA, B, Dと呼ぶ。

BやDには、2 mm以下の落葉枝根が多く含まれていた。供試土壌の有機成分を調べるにあたり、この落葉枝根の影響が大きいと考えられたため、落葉枝根の除去処理をおこなった。

処理土の調整は落葉枝根の比重が軽いことを利用し、以下のように3% (v/w) 硫酸ナトリウム水溶液に浮遊する有機物の除去をおこなった。乾土50 g相当の風乾原土に蒸留水250mlを加え30分間室温で振とうする。その後、粘土の分散を抑えるため硫酸ナトリウムを3% (v/w) 水溶液となるように加え、遠心分離（3000rpm 5 min.）により浮遊している落葉枝根を除去した。土壌残さは3% (v/w) 硫酸ナトリウム水溶液で2回遠沈洗浄した後、風乾した。

処理により、肉眼で識別可能な植物残さはなくなり、落葉枝根の除去処理は適切であったと考えられる。ただし、実験手法上、比重の軽い土壌有機物と水溶性の有機物が取り除かれたと考えられる。

風乾原土A, B, Dの処理土をそれぞれ, At, Bt, Dtと呼び、風乾土とともに土壌有機物の分析に供試した。

2) pH (H₂O) と pH (KCl)

ガラス電極法（森・嶋田, 1970）によった。

3) 陽イオン交換容量 (CEC) と交換性陽イオン

陽イオン交換容量は、SCHOLLENBERGER 法（鎌田, 1986a）により、交換性陽イオンはCa²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺の各イオンを原子吸光法（鎌田, 1986b）により定量した。

4) 有機炭素, 全窒素の定量

N. C-ANALYZER（東, 1986）を用いて定量した。

5) 腐植の組成分析

態田（1981）の方法に準じ、水酸化ナトリウムとピロリン酸ナトリウムの逐次抽出により腐植の組成分析をおこなった。

6) 土壌糖の組成分析

Oades et al. (1970) の三段階加水分解法を用い、供試土壌の加水分解をおこなった。加水分解液中の構成単糖を高速液体クロマトグラフィーで定量した（Tanaka et al. in review）。定量した構成単糖は、

グルコース、ガラクトース、マンノース、アラビノース画分(アラビノース+フコース+フルクトース)、キシロース、リボースとラムノースである。また、グルコースは、加水分解抵抗性の違いにより、セルロース型グルコースと非セルロース型グルコースに分別定量した。

結 果

1) pH (H₂O) と pH (KCl)

pH (H₂O), pH (KCl) とともに、すべて酸性で、Aで高く、Dで低かった(表1)。pH (H₂O) の土壌反応の区分では、Aは弱酸性、B、Dは強酸性に分類される(三好ら, 1983)。

2) 陽イオン交換容量(CEC)と交換性陽イオン量

黒ボク土のCECの代表値は、20~30meといわれる(三好ら, 1983)が、本調査地点の土壌では、A、Bで約60me/100g乾土、Dで45meと高い値であった(表2)。交換性陽イオン量は、Aで高く、Dで低かった。なかでも、カルシウムイオン量の差異が大きく、Aのカルシウムイオン量はDの約6倍であった。

表1. 各地点の土壌のpH

Table 1. pH of soil.

	A	B	D
pH (H ₂ O)	5.82	4.81	4.42
pH (KCl)	5.05	4.17	3.83

表2. 各地点の土壌の陽イオン交換容量(CEC)および交換性陽イオン量

Table 2. Cation exchange capacity (CEC) and exchangeable cation.

		A	B	D
CEC		60	61	45
(me/100g dry soil)		(62)	(34)	(22)
Exchangeable cation	Ca ²⁺	29	15	5
		(48)	(25)	(11)
	Mg ²⁺	3.2	2.1	1.4
		(5.3)	(3.5)	(3.1)
(me/100g dry soil)	K ⁺	3.9	2.5	2.1
		(6.5)	(4.1)	(4.8)
	Na ⁺	1.2	1.2	1.1
		(2.1)	(2.0)	(2.4)

The values in parentheses represented percentages of base saturation.

下段の()内の数値は、それぞれ塩基飽和度および各々の陽イオンの塩基飽和度を%で示した。

表 3. 風乾原土と処理土の炭素・窒素含量と C/N 比

Table 3. Carbon and nitrogen content in soil and C/N ratio of soil.

Sample	Carbon content (% of dry soil)	Nitrogen content (% of dry soil)	C/N ratio
A	12.0	1.00	12.0
B	15.2	1.21	12.6
D	23.9	1.55	15.4
At	11.5	0.96	12.1
Bt	14.4	1.14	12.7
Dt	21.5	1.40	15.4

Soil samples : A, B and D were the soils of the pedon A, B and D, respectively. At, Bt and Dt were the soils from which litter was removed.

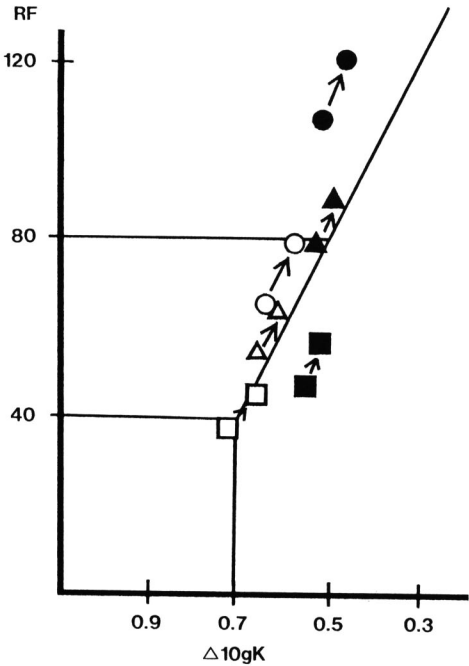


図 1 腐植酸のRF-ΔlogK図
Fig. 1 RF-ΔlogK diagram of humic acid.

A B D
○ △ □ : 水酸化ナトリウム抽出部 NaOH extracts
● ▲ ■ : ピロリン酸ナトリウム抽出部 Na+P₂O₅ extracts.
→ 落葉枝除去処理 removal of the litter.

図 1. 腐植酸の RF-Δlogk 図
Fig.1. RF-Δlogk diagram of humic acid.

塩基飽和度は、Aで高くDで低かった。各地点とも、カルシウムイオン飽和度が大きく、カルシウムイオンの占める割合の差が塩基飽和度の差の主要因であった。

3) 有機態炭素, 全窒素含量と C/N 比

風乾原土A, B, Dの炭素, 窒素含量は全般に高く, 炭素は12%以上, 窒素は1.0%以上であった(表3)。また, 斜面上部の土壤ほど炭素, 窒素含量は高く, Dの炭素含量は24%にもなった。

DやBには, 2 mm以下の植物残さが混入していて, これが炭素含量やC/N比が高い一つの要因と考えられる。しかし, 落葉枝根を除去した処理土でも, 炭素含量は高く, 植物残さの炭素含量への寄与率は, A, B, Dで, それぞれ, 約4%, 5%, 10%と推定された。

C/N比も, 斜面上部の土壤ほど高かった。

4) 腐植の組成分析

風乾原土と処理土の腐植の組成分析の結果を表4に示した。また, 腐植酸のRF-ΔlogK図を図1に示した。RF-ΔlogK図では, プロットが右上(RFが大きく, ΔlogKが小さい)にあるほど, 腐植酸の腐植化度が高いことを示している。

腐植酸の腐植化度はAの土壤が最も高く, 水酸化ナトリウム抽出部はB型に, ピロリン酸ナトリ

表 4. 風乾原土と処理土の腐植組成

Table 4. Humus composition of soil.

Sample	HT	HE/HT	a1	b1	PQ1	$\Delta\log K1$	RF1	Type1	a2	b2	PQ2	$\Delta\log K2$	RF2	Type2	PQ12	fHa	fFa
A	266	53	63	58	52	0.642	65	B	13.4	7.4	64	0.519	107	A	54	82	89
B	388	53	89	75	55	0.665	54	B	8.8	4.8	65	0.530	79	B	55	91	94
D	531	54	152	120	56	0.718	38	Rp	9.3	4.3	68	0.551	47	P	56	94	97
At	257	54	65	56	53	0.585	79	B	10.6	6.1	63	0.461	121	A	55	86	90
Bt	320	53	84	73	53	0.619	64	B	7.3	5.3	58	0.493	89	A	54	92	93
Dt	478	55	140	112	56	0.666	45	P	7.4	5.2	59	0.521	57	P	56	95	96

HT: Total humus; ml of 0.1N KMnO_4 consumed by 1g soil.

HE: Extracted humus; the sum of 0.1N KMnO_4 (ml) consumed by HA and FA of the two extracts per 1g soil.

HE/HT (%): Extracted humus as percent of total humus.

a and b: The amount of HA and FA, respectively, calculated as ml of 0.1N KMnO_4 consumed by HA and FA of each extract corresponding to 1g soil.

PQ: $a \times 100$ (a;b); percent of HA in extracted humus (HA+FA).

$\Delta\log K$: $\log K_{400} - \log K_{600}$, where K is the optical density at 400 or 600nm.

RF: $K_{600} \times 1,000/c$, where c is ml of 0.1N KMnO_4 consumed by 30ml of HA solution used for determining absorption spectrum.

The above symbols for NaOH and $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ extracts are differentiated by adding subscripts 1 and 2, respectively, e. g., a1, a2, b1, etc.. The humus extracted by the two extracts is regarded as “free” form and “combined” form, respectively.

fHA and fFA: Free HA and FA ratio (%); calculated as $a1 \times 100 / (a1 + a2)$ and $b1 \times 100 / (b1 + b2)$.

HA type: HAs are classified into A, B, Rp, P₀ and P ($P_{\pm} \sim P_{+++}$) types.

In this study, the amount of carbon of soil was determined by NC-analyser, and that of HA and FA was determined by the colorimetric bichromate oxidation. The amount (ml) of 0.1N KMnO_4 consumed was calculated using the conversion rate 0.1N KMnO_4 1ml = 0.45mg of carbon, proposed by Kumada and Ohta (1979).

ウム抽出部はA型に分類された。腐植化度は、炭素含量が増加するほど低くなり、Bの土壌の水酸化ナトリウム抽出部とピロリン酸ナトリウム抽出部の腐植酸はB型に、Dの土壌の水酸化ナトリウム抽出部の腐植酸はRp型に、ピロリン酸ナトリウム抽出部はP₀型に分類された。

また、斜面上部の土壌ほど沈殿部割合 (PQ)、遊離型腐植酸割合 (fHa)、遊離型フルボ酸割合 (fHa)が高かった。

Rp型の腐植酸は、堆積腐植層や堆厩肥の腐植酸にみられ、元の植物遺体の有機物組成の特徴を多少とも保有する未熟な腐植酸である (熊田, 1981)。Dの土壌の腐植酸はRp型に属し、粗腐植的性質をもつ未熟な腐植酸が集積していることがわかる。

処理土の腐植酸の腐植化度は、それぞれ風乾原土のそれよりも高くなった。処理により落葉枝根などが取り除かれたと考えられることから、風乾原土では、腐植化度の低い落葉枝根などの腐植酸が混入しているため、腐植化度が低くなっていると考えられた。

5) 土壤糖の組成分析

土壤糖量は炭素含量と同様に, Aで低く, Dで高かった。また, 処理により糖量は減少した(表5)。

構成単糖組成(表6)から, 構成単糖を量の多い順に並べると, Aでは, 非セルロース型グルコース> アラビノース画分> セルロース型グルコース> マンノースであり, Bでは, セルロース型グルコース> 非セルロース型グルコース> アラビノース画分> ガラクトースであり, Dでは, セルロース型グルコース> アラビノース画分> 非セルロース型グルコース> ガラクトースであった。火山灰由来の黒ボク土の単糖組成は, 非火山灰土に比べて, マンノース, フコース, リボースの割合が相対的に高く, セルロース型グルコース, アラビノース, キシロース, ラムノースの割合が相対的に低いことが特徴である(Murayama, 1980)。本地点の土壤の糖量を Murayama の黒ボク土のデータと比較すると, セルロース型グルコースや, アラビノース画分, キシロースが相対的に多く, マンノースが相対的に少なかった。糖組成から見ると, 本地点の土壤は, 一般の黒ボク土の土壤有機物とは性質が異なっている。

表5. 風乾原土と処理土の構成単糖量 (mg-C/100g 乾土)

Table 5. Amount of component sugar of soil. (mg-C/100g dry soil)

Sample	Total	C-G	NC-G	Gal	Man	AraF	Xyl	Rib	Rha
A	770	118	158	106	111	119	72	14	72
B	1112	298	181	154	139	161	95	14	71
D	1571	395	257	209	178	279	150	17	87
At	718	111	138	101	105	113	70	13	67
Bt	1094	303	164	153	133	159	95	14	74
Dt	1521	337	260	205	191	270	152	17	90

C-G: Cellulosic glucose; NC-G: Non-cellulosic glucose;

Gal: Galactose; Man: Mannose;

AraF: Arabinose+Fucose+Fructose; Xyl: Xylose; Rib: Ribose; Rha: Rhamnose

表6. 風乾原土と処理土の構成単糖組成 (%)

Table 6. Distribution of the component sugar-C of soil. (%)

Sample	Total	C-G	NC-G	Gal	Man	AraF	Xyl	Rib	Rha
A	100	15.3	20.6	13.8	14.4	15.4	9.4	1.8	9.3
B	100	26.8	16.3	13.8	12.5	14.5	8.5	1.3	6.3
D	100	25.1	16.3	13.3	11.3	17.8	9.5	1.1	5.5
At	100	15.4	19.3	14.0	14.6	15.7	9.8	1.8	9.4
Bt	100	27.7	15.0	14.0	12.1	14.5	8.6	1.3	6.8
Dt	100	22.2	17.1	13.4	12.5	17.7	10.0	1.1	5.9

土壤中の中性単糖のうち, ガラクトース, マンノース, フコース, リボース, ラムノースは主に微生物起源, アラビノース, キシロースは主に植物起源, グルコースは両者に由来し, グルコースのうちセルロース型グルコースは主として植物起源であると考えられている(村山, 1984)。本地点の土壤有機物は, 一般の黒ボク土に比べて, 元の植物遺体の特徴が強く, 粗腐植的な性質をもっていると思われる。

主に植物起源と考えられるセルロース型グルコース, アラビノース画分, キシロースの構成単糖組成

は、土壌により異なった。アラビノース画分とキシロースは、Dで割合が高く、以下A、Bの順であった。一方セルロース型グルコースは、Bで割合が高く以下D、Aの順であった。アラビノースとキシロースは、植物体中では、主にヘミセルロース画分に含まれ、セルロース型グルコースは植物体のセルロース中に含まれる糖である。各土壌で植物体の各画分の分解や集積形態が異なるためこのような差が生じたものだと考えられる。一方、主に微生物起源と考えられているガラクトース、マンノース、リボースなどの割合は斜面上部の土壌ほど少ない。全体的に見れば、斜面上部の土壌有機物ほど粗腐植的な性質が強いと考えられる。

また、処理により、Dの土壌では植物起源と考えられる糖の割合が減少し、微生物起源と考えられる糖の割合が増加した。

構成糖の炭素が有機態炭素に占める割合は、Bの土壌で高い(表7)。これは、構成単糖組成からも明らかのように、セルロース型グルコースの量が多いからである。Bの土壌はセルロースを蓄積しやすいものと考えられた。

表7. 風乾原土と処理土の構成単糖炭素が有機態炭素に占める割合(%)

Table 7. Percentage of component sugar carbon/ organic carbon of soil. (%)

Sample	Total	C-G	NC-G	Gal	Man	AraF	Xyl	Rib	Rha
A	6.43	0.99	1.32	0.88	0.93	0.99	0.60	0.12	0.60
B	7.32	1.96	1.19	1.01	0.92	1.06	0.63	0.09	0.47
D	6.57	1.65	1.08	0.88	0.74	1.17	0.63	0.07	0.36
At	6.22	0.96	1.20	0.87	0.91	0.98	0.61	0.11	0.58
Bt	7.60	2.11	1.14	1.06	0.92	1.10	0.66	0.10	0.52
Dt	7.07	1.57	1.21	0.95	0.89	1.25	0.71	0.08	0.42

考 察

1) pH

各土壌でpH値に大きな差が見られ、B、Dの土壌は強酸性であったが、この酸性は主として、塩基飽和度が低いことによるものと考えられる。斜面上部のD地点の土壌は、雨水によって洗われ、カルシウムなどの交換性陽イオンが流亡したため、塩基飽和度が低下し、pHも低下する。斜面下部のA地点では、交換性陽イオンが流亡されにくい、または斜面上部より流亡した陽イオンが集積したため、塩基飽和度が高く、pHも高いと考えられる。

また、斜面上部の有機物が未熟であることを考えあわせると、斜面上部の土壌では各種低分子の有機酸が生成され、そのためにpHが低くなっている可能性も否定できない。

斜面上部の土壌ほど、遊離型腐植酸、フルボ酸の割合が多い。遊離型腐植酸、フルボ酸も酸性物質として、pHの低下に寄与していると考えられる。

斜面上部における土壌の酸性化は、土壌の乾燥とともに有機物の分解を抑制する要因になると思われる。また、交換性陽イオンの少ない土壌で育った樹木では、落葉枝中の塩基類も少ないと推定され、塩基類が少なければ、落葉枝の分解はさらに抑制されるものと思われる。

2) 土壤有機物の集積

土壤有機物には、腐植と粗腐植がある。腐植はそれぞれの土壤のおかれた立地条件のもとで安定であるがゆえに、集積するに至った土壤有機物の総体である。しかし、腐植は、その立地条件で最も安定した有機物の最終形態ではない。腐植が安定な最終形態であるならば、その立地条件下で、有機物は無限に増加していくはずだが、土壤有機物集積量には上限がある。腐植は、動植物遺体などの新鮮有機物が供給され、かつ分解されていく物質循環のなかで、それぞれの土壤の立地条件のもとで、動的に安定した形態をもつ土壤固有の有機物の総体と考えるべきである。そうであるならば、土壤有機物の集積量を考える場合、粗腐植も、その立地条件下で動的に安定している有機物と考えられ、腐植と粗腐植の明確な区別はなくなる。腐植も粗腐植も、それぞれの立地条件下での物質循環の流れのなかで、動的に安定なために集積している有機物である。

一方、それぞれの土壤の立地条件も、必ずしも、安定的なものではない。立地条件が変化すれば、集積する有機物量も変化するはずである。土壤有機物集積量とは、変化していく立地条件のもとで、その時点で動的に安定な有機物の総量と考えるべきである。

Scharpenseel (1975) が、ポドゾル、チェルノーゼムなどの土壤有機物のC14年代を測定したところ、2,470～10,600年という値であった。これは立地条件が安定な場合の土壤有機物の年代と考えられるが、一度生成された腐植は、かなり長期間安定に存在することを示唆している。したがって、土壤有機物は、必ずしも現在の立地条件で安定である有機物だけではなく、過去の立地条件のもとで安定であった土壤有機物がまだ分解されず残存している可能性もある。

現在集積している土壤有機物とは、現在の立地条件では必ずしも安定ではないが過去の立地条件のもとで集積し、現在は緩やかに分解されている有機物と、現在の立地条件で安定なために集積している有機物の両方を指し示す。

有機物量は、一般に、炭素量を指標とし、炭素量の1.72倍を有機物量としている。有機物量は、供試したすべての土壤で高く、特に斜面上部の土壤ほど高かった。

黒ボク土、黒色土などの火山灰土の特徴の一つは、腐植化度の高い腐植を多量に集積することである。黒色で腐植化度の高い腐植酸に富む火山灰土が草原植生下で生成している隣接地で、暗褐色で腐植化度の低い腐植酸を含む火山灰が森林植生下で生成されている例や、火山灰土が森林植生下になったため褪色した例(河田, 1975a; b)などが報告されている。火山灰土で多量に集積している有機物の給源は、主としてイネ科草本と考えられており、草原植生であることが火山灰土生成の重要な条件と考えられている(加藤, 1960; 1964; 土じょう部, 1976)。本調査点の土壤の土色は、5YR～7.5YR2/1～3/1と黒色が強い。この黒色の強い腐植は、現在の森林植生下で集積されたのではなく、過去の草原植生下で集積されたと考えられる。

これらのことから、本調査地点の土壤では、二段階の土壤有機物集積過程があったと考えられる。第一段階は、過去における黒ボク土生成過程における有機物の集積である。草原植生下では、腐植化の進んだ有機物が安定なため多量に集積したと考えられる。その後、立地条件が現在のような森林植生に変化し、第二段階として、現在の立地条件のもとで安定な有機物が集積したと考えられる。A, B, Dの各地点とも、第一段階の黒ボク土生成過程では、腐植化度の高い有機物が多量に集積したと考えられる。その後、現在の立地条件下となり、第一段階で集積した有機物のうち、現在の立地条件下では非常に不安定なものは分解したが、多くはまだ残存しており、さらに現在の立地条件下で安定な有機物が集積し

たとえられる斜面上部の土壌では、腐植化度の低い土壌有機物が多量に集積したと考えられる。

3) 集積している有機物の特徴

先に見たように、本地点では二段階の土壌有機物集積過程があったと考えられる。現在集積している土壌有機物には、この両者の有機物が混在し、両者の特徴をあわせもっていると考えられる。

C/N 比は、斜面上部の土壌ほど高かった。一般に、落葉枝の C/N 比は高く、それが土壌中で分解されるにつれ低下していく。森林植生で、落葉枝の分解が極めて良好な肥沃な土壌では、C/N 比は12~13が下限である(河田, 1982)。C/N 比の高い土壌は、未分解の有機物を多く含む場合と、腐植化が進んだ腐植を多く含む場合がある。斜面上部ほど、土壌が乾燥し、酸性が強く、また落葉枝中の塩基類が少ないと考えられることから、斜面上部では、植物遺体などの新鮮有機物の分解が抑制されていると考えられる。また、斜面上部の有機物ほど腐植化度が低いことから、斜面上部ほど、未熟な有機物が多く集積しているものと考えられる。

腐植の組成分析の結果、A の土壌の腐植酸は腐植化度が高く、D の土壌の腐植化度は低いことがわかった。Kumada (1987) は、タイの土壌でのデータをもとに、腐植酸の量比および、腐植酸の型の組合せは土壌の pH により支配されていることを明らかにし、P, B, A 型腐植酸は、それぞれ強酸性、酸性、弱酸性またはアルカリ性土壌において安定な形態の腐植酸であり、Rp 型腐植酸は、それぞれの腐植酸の未熟な型であると述べている。本実験では、A の土壌は弱酸性で、腐植酸は B 型、B の土壌は強酸性で、腐植酸は B 型、D は強酸性で腐植酸は Rp 型であった。これは、そのまま Kumada の仮説に対応するものではないが、Kumada の意図した土壌の酸性が強くなるほど、腐植化度の低い腐植酸が安定な状態で集積するという考えに、対応するものであった。

一般に、厚層多腐植質黒ボクや黒色土の腐植酸は A 型である(熊田, 1981)。A, B, D の土壌はすべて、これらの土壌に分類されるにもかかわらず、腐植酸は A 型ではなかった。これらの土壌の土色は、5YR~7.5YR2/1~3/1 であり、腐植化度の高い腐植酸が集積していると推定されるが、測定した腐植化度は低いものであった。土壌中には腐植化度の異なる腐植酸が混在していて、腐植の組成分析で測定される腐植酸の腐植化度はその平均値である。したがって、腐植化度の高い腐植酸と、腐植化度の低い腐植酸が混在する場合、腐植化度は中程度となる。D の土壌では、腐植化度の高い腐植酸と、腐植化度が低い多量の腐植酸が混在し、腐植化度が低くなったものと思われる。

また、糖組成から、本地点の土壌は、一般の黒ボク土に比べ、元の植物遺体の保有する粗腐植酸的な性質が強く、特に斜面上部の土壌ほどその傾向が顕著であった。

腐植組成、糖組成の両面から、現在集積している土壌有機物は、過去の立地条件において安定なために集積した、腐植化度が高く、元の植物遺体の有機物組成の特徴をあまり残していない腐植的な性質と、現在の立地条件で安定なために集積している粗腐植的な性質をもつ土壌有機物が混在していると考えられる。また、斜面上部の土壌ほど、新鮮有機物の分解が抑制されていると考えられ、粗腐植的な性質をもつ土壌有機物の特徴が強くあらわれていた。

遊離型腐植酸割合、遊離型フルボ酸割合は、斜面上部の土壌の方が高い値であった。これは、斜面上部の土壌では、腐植酸が結合するカルシウムなどの無機塩類が少ないため、遊離型の割合が増えたと考えられる。現在の立地条件が長く続けば、D 地点の土壌では、塩基類が少ないため、結合型腐植酸や結合型フルボ酸は、遊離型へ変化していくだろう。過去の立地条件で安定であったものが、現在の立地条件でも安定とは限らない。集積している有機物は、時間の経過とともに、その立地条件で安定な有機物

へと徐々に変化していくと考えられる。本地点に集積する土壌有機物は、過去に集積した腐植化度の高い、腐植的な性質をもつ土壌有機物から、現在の立地条件で安定な腐植化度の低い粗腐植的な性質をもつ土壌有機物に変化していくものと考えられる。

ま と め

ハイドロカタナ上の一連の土壌の炭素、窒素、土壌糖量は、全般に高い値であったが、特に、斜面上部の土壌ほど高かった。また、斜面上部の土壌ほど、腐植酸化度は低く、糖組成では、主に植物起源と考えられている糖の割合が多かった。

斜面上部の土壌ほど、乾燥し、酸性が強く、交換性陽イオン量は少ない立地条件であった。そのため植物残さなどの新鮮有機物の分解が抑制され、元の植物遺体の有機物組成の特徴を多少とも保有する粗腐植的な性質が強い有機物が集積していたと考えられる。

しかしながら、各地点の土壌の炭素含量が全般に高いこと、土色の黒色味が強いことは、現在の立地条件における有機物の集積だけで説明することは出来ない。過去に、黒ボク土が生成されたときに集積した有機物も残存していると考えられる。現在集積している土壌有機物は、過去の立地条件において安定なために集積した腐植化度が高く、腐植的な性質をもつ土壌有機物の残存しているものと、現在の立地条件で安定なために集積している粗腐植的な性質をもつ土壌有機物が混在していると考えられる。また、現在における土壌有機物は、過去の立地条件で安定な有機物へと変化していく過渡期的性格を有していると考えられる。

また、有機物の集積が相対的に少ないA地点では、Ao層は薄く、一方、有機物の集積量が多かったD地点ではAo層は厚くなっていた。このようにA層における有機物の集積量と、Ao層の層厚が対応しており、両土層における有機物分解の難易に共通性が認められた。

謝 辞

本実験の実施にあたって、自然教育園の関係各位に大変お世話になった。記して謝意を表する。

Summary

Soils of the slope on the southern side of the Sansyou-uo swamp in the Institute for Nature Study were the hydrocatena, of which Ao horizon corresponded to the hydro-condition caused by the relief. Humus composition and sugar composition of these soils were investigated, and discussed about the accumulation form of the soil organic matter.

Organic-carbon, nitrogen and sugar contents of these soils were high. Especially, those of soil located on the upper part of the slope were higher than those of soil located on the lower part. Degree of the humification of humic acid was lower, and the percentages of component sugars mainly derived from plant among all component sugars were higher.

Of the soil located on higher part of the slope, hydro-condition was drier, and the acidity and the amount of the exchangeable cation were lower.

It is considered that the high accumulation of the organic matter was caused by the low rate of decomposition of the organic matter such as plant residue, because of the condition described

before.

But it could not explain that the high contents of the organic carbon and the darkness of all soils from the low rate of the decomposition. It is suggested that the some portion of the soil organic matter was survived which was accumulated under the past condition such as grass vegetation.

The organic carbon content was corresponded with the depth of the Ao horizon. It is suggested the similarity of the decomposition of organic matter in Ao and A horizon.

引用文献

- 土じょう部. 1976. 林野土壌の分類 (1975). 林試研報, **280**: 1-28.
- 浜田龍之介. 1984. 有機成分. 土壌学 (山根一郎ら), p.48-63. 文永堂.
- 浜田龍之介・田中治夫・村田智吉・坂上寛一. 1990. 自然教育園内のハイドロカタナの土壌(1)—水分条件と断面形態—. 自然教育園報告, **21**: 87-96.
- 東俊雄. 1986. 有機炭素 [A 乾式燃焼法]. 土壌標準分析・測定法 (土壌標準分析・測定法委員会編), p.77-85, 博友社.
- 鎌田春海. 1986a. 陽イオン交換容量. 土壌標準分析・測定法 (土壌標準分析・測定法委員会編), p.150-154, 博友社.
- 鎌田春海. 1986b. 交換性陽イオン. 土壌標準分析・測定法 (土壌標準分析・測定法委員会編), p.155-160, 博友社.
- 加藤芳朗. 1960. 「黒ボク」土壌中の植物起源粒子について (予報). 土肥誌, **30**: 549-552.
- 加藤芳朗. 1964. 腐植にとむ土壌(「黒ボク」土壌)の生成に関する問題点. 第四紀研究, **3**: 212-222.
- 河田弘. 1975a. 森林土壌の腐植に関する研究. 第2報. 林試研報, **270**: 89-110.
- 河田弘. 1975b. 森林土壌の腐植に関する研究. 第3報. 林試研報, **278**: 51-74.
- 河田弘. 1982. 土壌の化学的性質. 森林土壌の調べ方とその性質 (森林土壌研究会編), p.238-272, 林野弘済会.
- 態田恭一. 1981. 土壌有機物の化学 第2版. p.125-127, 学会出版センター.
- Kumada, K. 1987. "Chemistry of Soil Organic Matter". Jap. Soc. Press/Elsevier, Tokyo, 241p.
- 三好洋・嶋田永生・石川昌男・伊達昇編. 1983. 土壌肥料用語集. 農文協.
- 森信行・嶋田永生. 1970. pH (H₂O) および pH (KCl). 土壌養分分析法 (土壌養分測定法委員会編), p.30, 養賢堂.
- Murayama, S. 1980. The Monosaccharide Composition of Polysaccharides in Ando Soils. J. Soil Sci., **31**: 481-490.
- 村山重俊. 1984. 土壌糖の起源, 分解性, 糖組成と土壌微生物. 土壌のバイオマス (日本土壌肥料学会編), p.65-114, 博友社.
- 農技研化学部土壌第3科. 1984. 農耕地土壌の分類. —土壌糖の設定基準および土壌糖一覧表—, 第2次案改訂版, 75p.
- Oades, J.M., Kirkman, M.A. and Wagner, G.H. 1970. The Use of Gas-Liquid Chromatography for the Determination of Sugars Extracted from Soils by Sulfuric Acid. Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,

34 : 230-235.

Scharpenseel, H.W. 1975. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkzndl. Gesdlsch., **22**, 453 ; 筒木潔. 1989. 土壤有機物. 土の化学 (日本化学編), p81-95. 学会出版センターより引用.

Tanaka, H, Hamada, R., Kondoh, A. and Sakagami, K. in review. Determination of component sugars in soil organic matter with HPLC. Zentralblatt für Mikrobiologie.