

著書4

土壤学概論

犬伏和之
安西徹郎
——編

梅宮善章
後藤逸男
妹尾啓史

筒木 潔
松中照夫
——著

朝倉書店

土壤学概論

犬伏和之

梅宮善章

筒木 潔

朝倉書店

7. 土 壤 有 機 物

土壤中では土壤動物・微生物による分解や土壤中の無機成分との化学的な反応を経て、植物の遺体が土壤に固有な有機物へと変化し蓄積される。土壤有機物の蓄積と分解には、母材に含まれる無機成分の性質や、気温・降水量、土壤の水分状態、地形、植生の種類、土壤動物・微生物の活動や人間による土壤管理など、多数の要因が影響を及ぼしている。すなわち、土壤の生成過程と有機物の蓄積過程は表裏一体のものである。このようにして土壤中に蓄積した有機物は、土壤の物理的・化学的・生物的性質に貢献し、地表の生命活動を支えている。

7.1 土壤有機物の総量

地球上における土壤有機物の総量は炭素換算で 1500×10^{12} kg にも及び、陸上生態系における炭素の最も大きな貯蔵庫となっている(表 7.1)。その量は植物のバイオマス(生物現存量)が含む炭素の約 3 倍、大気中の二酸化炭素が含む炭素の

表 7.1 地球上の炭素の貯蔵庫

貯蔵庫	存在量 (10^{12} kg)
陸地	
植物バイオマス	550
土壤有機炭素	1500
大気 1850 年(CO ₂ 285 ppm)	602
1900 年(CO ₂ 297 ppm)	626
1950 年(CO ₂ 312 ppm)	658
1999 年(CO ₂ 367 ppm)	772
海洋	
溶存炭酸塩	38000
溶存有機物	600
固形浮遊物および堆積物中の有機物	3000
地殻(化石燃料)	4000

Hunt(1972), Paul and Clark(1989), Eswaran ら(1993)のデータから構成。

CO₂濃度は南極 Law Dome のアイスコアのデータによる。

出典: Etherlidge *et al.*, CSIRO, Australia

<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/lawdome.html>

約2倍に達している。自然への人間の働きかけが小さかった先史時代には、土壤有機物中の炭素の総量は 2100×10^{12} kg にも達していたと推算されているが、人間による森林の伐採と開拓・耕地化により現在のレベルまで減少した。近年の人口増加に伴う農耕地の急激な拡大は、土壤有機物貯蔵量の減少にさらに拍車をかけている。大気中の二酸化炭素の増大(表7.1)に伴う地球温暖化は、化石燃料の燃焼ばかりでなく土壤有機物の分解によるところも大きい。

7.2 気候帯と土壤有機物蓄積量の関係

土壤中の炭素蓄積量と年間供給量は気候帯ごとに大きな変動を示す(表7.2)。熱帯では旺盛な植物生産を反映して多量の植物遺体が土壤中に供給されるが、分解も速いため土壤有機物の蓄積量は少ない。他方、寒冷地の森林や草原では、植物バイオマス生産量は少ないが、分解が遅いため有機物の蓄積量は多くなる。土壤有機物の蓄積量を供給量で割った値は平均滞留年数を表す。土壤有機物の平均滞留年数はツンドラでは200年以上、亜寒帯森林では61年と非常に長い。熱帯森林土壤では約5年と非常に短い。このことから、熱帯の森林伐採によって造成

表7.2 世界の各種気候帯における土壤炭素の蓄積量および炭素の年間供給量

気候植生帯	炭素貯蔵量(A) (10^{12} kg)	炭素供給量(B) (10^{12} kg年 ⁻¹)	平均滞留年数(A/B) (年)
ツンドラ	191	0.9	212
砂漠-亜寒帯	20	0.1	200
砂漠-冷温帯	43	0.9	48
砂漠-温帯	20	0.6	33
砂漠-熱帯灌木林	2	0.1	20
草原-冷温帯	120	2.7	44
草原-温帯	30	1.8	17
草原-熱帯(低木林を交える)	129	11.5	11
森林-亜寒帯(適潤)	49	0.8	61
森林-亜寒帯(湿潤)	133	4.7	28
森林-温帯(冷涼)	43	3.1	14
森林-温帯(温暖)	61	7.1	9
森林-熱帯(非常に乾燥)	22	1.7	13
森林-熱帯(乾燥)	24	1.1	22
森林-熱帯(適潤)	60	13.2	5
森林-熱帯(湿潤)	78	15.3	5
農耕地	167	10.2	16
湿原	202	—	—
総計	1394	75.8	—

Jenkinsonら(1991)の表に平均滞留年数を加筆。

表7.1と炭素貯蔵量の総計の値が異なっているが、これは集計の元となったデータが異なるためである。表7.2では湿原の炭素貯蔵量がやや低く見積もられている。

Eswaranら(1993)は Histosol(泥炭土)中の有機炭素総量を 357×10^{12} kg と見積もっている。

された農耕地で有機物の消耗が著しいことが説明される。

7.3 環境および土地利用と土壤有機物の蓄積形態

a. 森林における土壤有機物

森林の土壤有機物は二つの異なった部分に存在している。すなわち地表に落葉・落枝が堆積した堆積腐植層 (A_0 層) と、無機質成分と有機成分が混合した地表下の層位 (A層, B層) である。堆積腐植層は植物遺体の分解の程度に応じてL層, F層, H層に細区分される(第21章参照)。 A_0 層とA層の厚さや構成割合はそれぞれの地点の水分条件に大きく依存している。これらの土壤断面の特徴はモル型(腐植の分解が進まないため, L層とともにF層, H層もみられる, 粗腐植型), ムル型(腐植の分解が活発で, F層, H層はあまり発達せずL層を溶脱した腐植と無機物が混ざったもの), それらの中間のモーダ型に分けられる。寒冷地の針葉樹植生の下ではモル型の土壤断面が発達しやすい。

b. 草原における土壤有機物

草原土壤では A_0 層が薄くA層の厚いムル型の土壤が発達しやすい。一般に草原植生が発達するのはレスや火山灰が堆積した平坦地およびなだらかな丘陵である。

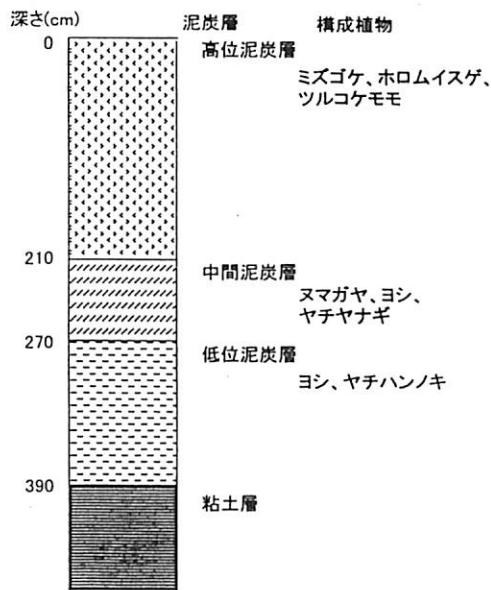


図 7.1 高位泥炭土断面の例(北海道美唄泥炭地)

草本類の植物遺体は分解を受けやすく、またレスや火山灰などの母材は腐植を蓄積しやすい性質をもつため、このような土壤断面の特徴を示すものと考えられている。とくに湿性の火山灰土壤では有機物を蓄積した黒色の A 層が厚く形成される。

c. 湿原における土壤有機物

湿原では泥炭という特殊な形で土壤有機物が蓄積する。泥炭層の有機物は嫌気的条件下で分解が遅れるため、給源となった構成植物の組織や成分が残存している。湿原は水文環境や植生によって低位泥炭地（主な植生はヨシ、ヤチハンノキなど）、中間泥炭地（ヌマガヤ、スゲ、ヤチヤナギなど）、高位泥炭地（ミスゴケ）に分類される。高位泥炭地の土壤断面はその生成過程を反映して、下から低位泥炭層、中間泥炭層、高位泥炭層が順に遷移して堆積している場合がある（図 7.1）。人為的な開発により富栄養化と乾燥化が進んだ泥炭地では、泥炭の分解に伴う地盤沈下や湿原本来の植生の衰退が問題となっている。

d. 耕地における土壤有機物

耕地土壤では耕うんによって土壤有機物の分解が著しく促進され、温帯でも数十年の農地利用の後には土壤有機物の含有率はもとの未耕地の場合と比べて著しく減少する。熱帯での土壤有機物の分解はさらに速い。好気的な畑地の土壤条件下では気温が約 25°C 以上高くなると有機物の供給量よりも分解量の方が大きくなるため、土壤有機物はほとんど蓄積しない。土壤水分の増加および湛水は有機物の分解を遅らせる。したがって水田や林地および草地としての土地利用では、土壤有機物の分解は畑地と比べて抑制される。

耕地土壤において土壤有機物含有率を維持するためには、堆肥などの粗大有機物の施用が不可欠である。自然の生態系においては地上部の生産量のほとんどが土壤に還元され、自己循環が行われているが、耕地土壤においては収穫物や収穫残渣の持ち出しにより循環が断ち切られている。有機物施用は自然生態系で行われている物質循環のプロセスを人為的に回復させるものである。しかし農耕地への有機物施用にあたっては、窒素飢餓、有害な微生物の増殖や土壤汚染をもたらすことのないように、施用する有機物の種類・品質・施用量に配慮する必要がある。

7.4 土壤有機物の組成

土壤中には植物遺体が微生物により分解され、土壤に固有の腐植物質へと変化

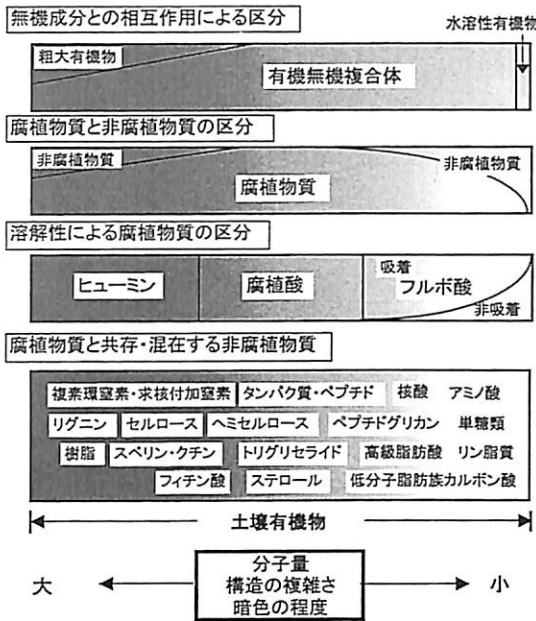


図 7.2 土壤有機物の化学的組成

表 7.3 土壤有機物の抽出分離方法

抽出法・抽出溶媒	抽出成分
アルカリ抽出 (NaOH, Na ₄ P ₂ O ₇)	腐植酸(フミン酸)
酸沈殿部	フルボ酸
酸可溶部	腐植物質に富むフルボ酸画分
XAD-8, PVP などの樹脂に吸着	非腐植物質に富むフルボ酸画分
樹脂非吸着	ヒューミン
抽出残渣	フルボ酸+多糖類の一部
酸抽出	低分子脂肪族有機酸, 遊離アミノ酸, 糖類, フェノール性化合物
水抽出	同上+多糖類, タンパク質の一部
熱水抽出	同上+多糖類, タンパク質, 腐植物質の一部
緩衝液抽出 (pH 7)	
有機溶媒抽出	
アルコール, クロロホルムなど	脂質成分・ピチューメン
ジメチルスルフォキシド・HCl	腐植物質の一部

するまでのさまざまな段階の有機物が含まれている(図7.2)。土壌有機物の構成成分の抽出分離方法については表7.3にまとめた。

a. 腐植物質と非腐植物質

腐植物質は土壌中で合成された非晶質の暗色高分子有機物であり、土壌中のみならず陸上で最も存在量の多い有機物である。腐植物質の大部分は土壌中の粘土鉱物、鉄・アルミニウムの水和イオンや酸化物、金属イオンなどと結合して存在しており、有機無機複合体と呼ばれている。腐植物質はアルカリと酸への溶解性によって腐植酸(フミン酸)、フルボ酸、ヒューミンの3画分に分けられる。

非腐植物質は多糖類、タンパク質、脂質、リグニン、アミノ酸、単糖類など植物遺体や土壌微生物に由来する多種多様な有機成分であり、有機化学的・生化学的にその構造を同定できる成分である。しかし土壌中では腐植物質と非腐植物質は渾然一体として存在しており、両者の完全な分離は困難である。

b. 腐 植 酸

腐植酸は水酸化ナトリウムやピロリン酸ナトリウム溶液によって土壌から抽出され、酸性にすると沈殿する画分である。腐植酸は土壌有機成分の中で腐植物質としての性格が最も強い。腐植酸の暗色の程度(たとえば単位濃度当たりの600 nm吸光度や600 nmと400 nmの吸光度の比率)は、腐植酸の腐植化度の指標として使われており、腐植酸のさまざまな化学的性質は腐植化度と対応して変化している。腐植酸はカルボキシル基やフェノール性水酸基などの弱酸性の解離基やアミノ基等の弱塩基性の解離基を含み、土壌中でのイオン交換反応に貢献している。また腐植酸に含まれるカルボニル基やキノンはタンパク質などほかの有機成分との反応に関与する。腐植酸の構造には芳香族構造の貢献が大きいと考えられてきたが、脂肪族構造も重要であることが明らかになってきた。芳香族性および脂肪族性の構造部分は疎水結合に関与する。

c. フルボ酸

フルボ酸は土壌抽出液を酸性にしても溶解している土壌有機物画分である。フルボ酸は疎水性の網目状樹脂やフェノール性化合物への親和性の高い樹脂への吸着によって、吸着画分と非吸着画分に分けられる。吸着画分は腐植物質に富んだ画分であり、カルボキシル基などの解離基含量も高い。非着色の非吸着画分には可溶性の多糖類や低分子脂肪族カルボン酸などが含まれている。

d. ヒューミン

ヒューミンはアルカリにも酸にも溶解しない土壌有機物画分である。ヒューミ

ンの化学構造も基本的に腐植酸と類似したものであるが、より分子量が大きく疎水的である。ヒューミンは土壤の無機成分との強い結合のため分離が困難であるが、フッ化水素酸によるケイ酸塩鉱物の溶解やキレート剤・キレート樹脂による無機成分の除去によってその一部を溶解精製することができる。粗大有機物中の難溶性成分（セルロース、脂質、リグニンなど）も共存物質としてヒューミン画分に含まれる。

e. 多糖類

土壤有機物中にはかなりの量の多糖類が含まれ、全土壤有機物の5%から15%に及んでいる。これらの多糖類は植物の細胞壁などを構成するセルロースやヘミセルロースと土壤微生物によって生産された多糖類である。ただし土壤の糖組成は植物の糖組成とは大きく異なることから、土壤微生物の貢献がかなり大きいと考えられている。また糖の中では中性糖が大部分を占めるが、ウロン酸やアミノ糖も重要な構成成分である。

f. リグニン

リグニンは植物体構成成分の中でもかなり安定な成分であるため、土壤有機物への貢献も大きい。とくに腐植酸の構造中には変化を受けたリグニン分子が含まれ、腐植化度の低い腐植酸にはその影響が大きい。リグニンから分解生成したポリフェノールは再び重合して腐植物質の出発物質となる。

g. 脂質

脂質も安定なため土壤有機物の重要な構成成分となっている。土壤中の脂質には植物の樹脂やワックスなどの成分に由来するもの（スベリン、クチン）と、土壤中で微生物により合成されたもの（リン脂質など）および動物の排泄物に由来するもの（コプロスタノール、胆汁酸など）がある。嫌気的条件下で分解の進んでいない泥炭では脂質の構成割合が大きい。

h. 有機態窒素化合物

有機態窒素化合物のうち土壤中に最も多く含まれるのはタンパク質としての窒素であり、土壤窒素の約30~45%を占めている。土壤のアミノ酸組成は各種の土壤であまり大きく異ならず、土壤微生物の菌体に含まれるタンパク質の貢献が大きいとされている。アミノ糖窒素は土壤窒素の5~10%を占め、グルコサミン、ガラクトサミンがその主要成分である。ムラミン酸、マンノサミンなども微量に含まれる。これらのアミノ糖も微生物由来の窒素化合物である。

腐植酸やヒューミンなどの腐植物質に富んだ画分には、非加水分解性の窒素(全

窒素の20~35%)や、加水分解されてもその同定が困難な窒素(10~20%)が含まれている。これらの窒素はピロール環、イミダゾール環、ピリジン環などの複素環中の窒素や、フェノールやキノンにアミノ酸やタンパク質のアミノ基が求核付加したものなどからなっている。

i. 有機態リン化合物

土壤中のリンの大部分はフィチン酸(イノシトールヘキサリン酸)、リン脂質、核酸などの有機態リンとして存在している。フィチン酸は有機態リンの主要成分であり、カルシウムやマグネシウムと不溶性の塩(フィチン)を作るため土壤中に蓄積しやすい。

j. 比重や粒径による区分

土壤有機物は比重や粒径によっても性質の異なる物質群に分けることができる。比重1.6以下の部分は軽画分と呼ばれ、土壤の無機粒子と結合していない遊離の有機物を多く含む。これらの有機物は粒径も大きく、比較的分解の進んでいない植物残渣や堆肥や燃焼残渣(微粒炭)などを含んでいる。燃焼残渣は腐植物質の給源の一つとして重要であるが、その他の軽画分は易分解性の粗大有機物として植物養分の供給源や良好な物理性の維持に貢献している。

比重が重く微細な画分には粘土鉱物と結合した土壤有機物が含まれる。有機物は粘土鉱物や金属と結合することにより安定性を獲得し、長い年月土壤中に残存することができる。黒ボク土(アンドソル)やチェルノーゼム(モリソル)の厚い暗色のA層の下部には、数千年の年代をもつ土壤有機物が蓄積しているが、これは粘土や金属との結合によりもたらされたものである。土壤有機物の腐植化が進行するためにも粘土鉱物との結合による安定化が大きく貢献している。このことは微細な土壤粒子に結合した土壤有機物ほど、その腐植化度が高く¹⁴C年代も古くなることによって示される。

7.5 土壤有機物の役割

土壤有機物は植物や土壤生物の働きにより形成されたものであるが、その存在は植物の生育や土壤生物の活動に直接的および間接的な効果をフィードバックしている。土壤中で長い年月をかけて蓄積された有機物(耐久腐植)は陽イオン交換能や団粒形成能によって土壤の物理的・化学的性質の向上に貢献している。他方、施用有機物・作物残渣・落葉落枝などに由来する分解途上の有機物(栄養腐植)は主として養分供給や土壤微生物活性の促進への貢献が大きいが、物理的・

化学的性質にも貢献している。

a. 土壤の物理的性質の向上

糸状菌の菌糸や土壤微生物が分泌する多糖類および腐植物質などの土壤有機物は土壤の団粒形成を促進し、土壤の通気性や排水性を向上させる。とくに腐植物質による団粒形成能は強力で長続きする。これにより水食や風食などの土壤侵食も緩和される。土壤有機物はまた土壤の保水性にも貢献し、土壤の比熱を増大させる。また、腐植物質の暗い色は太陽エネルギーの吸収に役立ち、地温を上昇させ植物の生育に貢献する。

b. 土壤の化学的・生物的性質の向上

腐植物質はマイナスやプラスの荷電をもった官能基および疎水性構造部分などさまざまな吸着部位をもつため、土壤中の陽イオンや陰イオンの保持に貢献するばかりでなく、有害金属や有害な人工有機物との結合・不活性化により、環境へのこれらの汚染物質の影響を緩和している。水溶性有機物は土壤溶液中で微生物の基質、プロトン (H^+) の供与体、生理活性物質などとして直接的に機能している有機物として重要である。

土壤有機物は植物の生育に必要な各種栄養素をバランスよく供給する。窒素、イオウ、リン、ケイ酸などの成分は徐々に分解し供給されるため、過剰施用の害や溶脱による損失が少ない。また土壤有機物は土壤中の多様な微生物群の栄養源としても貢献している。土壤中の豊富で多様な微生物群は、植物養分の円滑な供給のみならず、病原菌との拮抗作用により病害の抑制をもたらす。

c. 植物生育促進効果

植物の生育に必要な無機養分が不足していない条件下でも、培養液に腐植酸やフルボ酸を適量添加すると発芽や発根の促進、根や茎の生育促進などを示すことが知られている。腐植物質による生育促進効果は地上部よりも根部によく現れる。ただし過剰になるとマイナスの影響が現れる。このような植物生育促進効果は、腐植物質が溶解度の低い養分元素と錯体を形成して植物による吸収を促進することや、腐植物質の一部が植物に直接吸収されて、ホルモンに類似した作用で細胞膜の透過性を促進し、光合成、呼吸活性、各種酵素活性、タンパク質・核酸合成を促進するためと考えられている。有機物施用により地力を蓄えた土壤では、冷害・異常気象下での作物生育への障害が軽減されることが知られているが、これは以上のようなさまざまな要因が総合的に作用したためと考えられる。

〔筒木 潔〕