



土壌の組成とはたらき

山根一郎 = 東京農工大学農学部教授

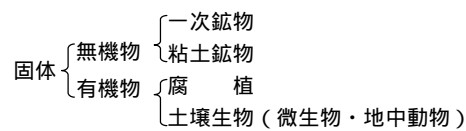
土壌は、一つの自然体としては土層断面を中心に考察されるが、ここでは土壌断面からはなれて、土の組成とはたらきについて簡単に述べる。

土壌の容積組成

一握りの土を手にとってみる。もちろんそれは固体である。しかし、しめり気があるから水分のあることがわかる。この土をコップの中の水のなかに入れてみるとあぶくができるから、土の中には空気やガスが入っていることがわかる。土という場合、一般の人は固体の部分を考えるのが普通であるが、植物が生育するためには水も必要であるし、根が呼吸をするために酸素も必要である。それゆえ、水や気体のことを無視することはできない。水や気体も土壌の重要な構成成分なのである。

土壌中の固体、液体、気体の割合は、一般に容積比であらわす。重量比であらわすには、それぞれの比重がちがすぎるからである。現在ではこの容積をはかる器械——実際には土壌中の気体の容積を測定しているのだが、この気相を

1%以内の誤差で数分間で測定できる器械（実容測定装置）が考案され、それを利用して液相（水）、固相も求めている。この三相の値は、実に重要な情報を与えてくれる。ふつうの畑では、適当なしめり気のときには固相40%、液相と気相はともに30%ぐらいである。そして雨の降ったあとでは液相がふえ、その分だけ気相が減ずる。孔隙の割合（液相と気相の和）も土壌の種類によって異なり、砂質土壌では40%、腐植質火山灰土壌では80%というように異なる。固体の部分の内容をしらべるには、土壌のかたまりを風乾したのち、くずして礫や植物の葉や根をわける。普通は直径2mmの目の網目篩でふるって、そこを通過するものを実験室における測定の対象にする。これを風乾土という。固体の部分は次のようなものから成っている。



土壌中の変化のほとんどすべては、土壌生物の働きによって行われているので、土壌生物は、重さはたとえわずかであっても、土壌の最も重要な成分である。しかし、この部分は別の話題としてあらためてとりあげることにしてここでは触れない。

土壌の無機物組成——一次鉱物と粘土鉱物
風乾細土を過酸化水素で処理すると、有機物は分解される。残った無機物粒子は一次鉱物と粘土鉱物からできている。この2つのものは、土壌を構成している背骨のようなものである。

粒径組成

粒子の大きさは、大は直径2mmから、小は普通の顕微鏡には見えぬほどの小粒子にいたるまで連続的にうつりかわっている。それゆえ、粒子の大きさをどこで区分するかは昔からいろいろと議論されていた。現在では、国際土壌学会で提案された0.02、0.002mmの粒径区分が国際的に通用している。粒径がちがうということは、粒子の内容から動的な性質までちがうのである。

表1 - 粒子の分画とその性質

粒子の直径(mm)	国際法	土壌1gr当りの粒数概数(注1)	土壌1gr当りの表面積の概数(注1)	単一粒子の視覚観察	物理的性質	鉱物組成
2.0	粗砂	5.4×10^2	21	肉眼で観察可能	ぼろぼろで一つ一つが分離していて粘着性も可塑性もない	主として石英と岩石の破片を含む
0.2	細砂	5.4×10^3	210	肉眼で観察可能	ぼろぼろで一つ一つが分離していて粘着性も可塑性もない	主として石英と長石で鉄苦土鉱物を含む
0.02	シルト	5.4×10^4	2,100	顕微鏡下で観察可能	なめらかで粉状、ただわずかに凝集性あり	主として石英と長石で鉄苦土鉱物、雲母および粘土鉱物を含む
0.002	粘土	7.2×10^{11}	23,000	大きな粒子を除けば顕微鏡で観察できない。多くの粒子は電子顕微鏡で分解像可能	湿らずと粘着性で可塑性を持つ。乾かすと硬く凝集する	主として粘土鉱物で石英を含む
0.000						

(注1) 1cm³当り2.65grとし、その平均直径と密度とから算出

図1 - 土性名の区分

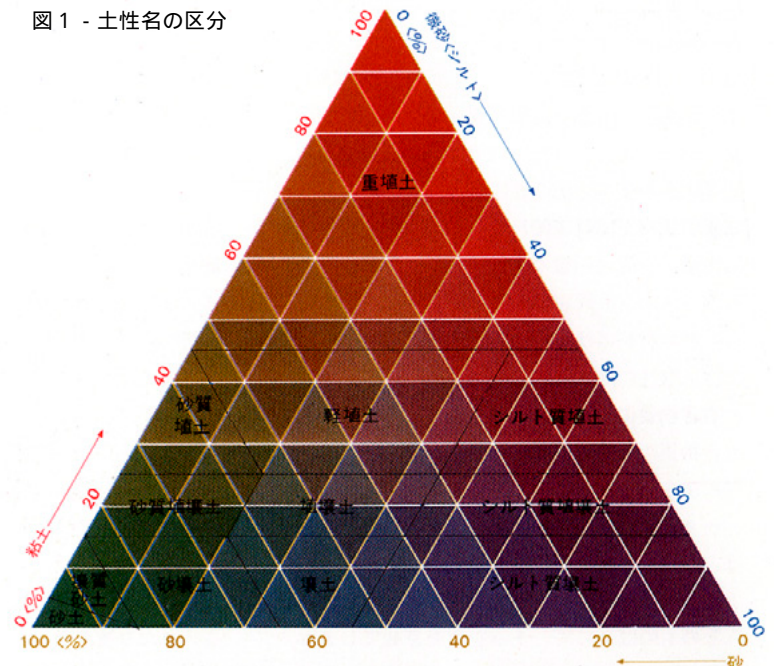


表2 - 主な土性の見わけ方と性質

土性	乾燥した自然状態の外観およびそれを手のひらでこすったときの外観	ナイフによる切断面の表面	自然状態での物理性		こねて、ころがす試験
			乾燥	湿润	
塩性	粘質で均質、密な塊(粉末)	なめらかで光沢がある	固く連結した塊、固い団塊あるいは塊構造単位	粘着性、可塑性のある塊	ころがしてひもになる(太さ2mm以下)曲げれば輪になる
塩土	粘土分の多い不均質な塊	平らであるが光沢がない	構造をつくるが固くない	可塑性の弱い塊	もっと太いひもにしかならず、まげるとこわれる
砂質塩土	砂分が多く粘土分はわずかにまざっている	表面にでていない砂でざらざらしている	かたまりは非常に固くない	非常に可塑性の弱い塊	ころがしてひもにならない、ただざらざらした表面の小球に固まる
砂土	全く砂から成る	表面にでていない砂でざらざらしている	細粒質で、連結していない	可塑性を示さない	ころがすことができず、かたまらない
礫土	細土とまざった礫からなる	礫をとりさえれば、残りの部分は上記のいずれかの性質を示すからなる			

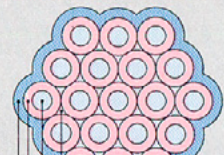
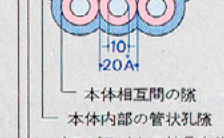
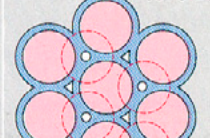
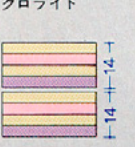
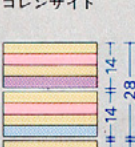
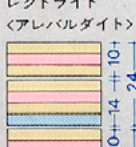
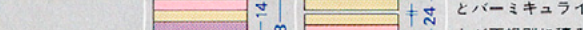
土性	略号	粘土%	シルト%	砂%	土性	略号	粘土%	シルト%	砂%
重塩土	HC	45-100	0-55	0-55	シルト質塩土	SiCL	15-25	45-85	0-40
砂質塩土	SC	25-45	0-20	55-75	塩質砂土	LS	0-15	0-15	85-95
軽塩土	LiC	25-45	0-45	10-55	砂質塩土	SL	0-15	0-35	65-85
シルト質塩土	SiC	25-45	45-75	0-30	塩土	L	0-15	20-45	40-65
砂質塩土	SCL	15-25	0-20	50-85	シルト質塩土	SiL	0-15	45-100	0-55
塩土					砂土	S	0-5	0-15	85-100
塩質塩土	CL	15-25	20-45	30-65					

粘土粒子は水と養分をよく保持でき、土壌のなかで最も活性な部分である。しかし、それだからといって粘土の多い土が良い土かといえば、一概には肯定できない。粘土の多すぎる土は、粘土細工の塊のようになってしまうからである。土にはシルトも砂も必要なのである。これらの砂（粗砂＋細砂）・シルト・粘土がどのような割合でまじっているかを一言で表現するために、埴土・壤土・砂土という言葉が用いられている。これを texture（土性）と呼んでいる。日本語の土性とは土壌の性質というほどの意味らしいが、明治のはじめ頃の日本の土壌調査（そのころは土性調査と呼んでいた）では、母岩の種類と粒子の粒径組成をしらべるくらいが検査項目だったので、texture という用語に土性という訳を与えたのであろう。図 1 は土性の区分を図示したものである。しかし、このような細かな区分は特別な場合を除いては必要でない。一般に野外では、表 2 に示すように手ざわりで土性を

母岩や母材に含まれている鉱物は、土壌になるまでの過程で変質をうける。その場合、変質をうけずにそのまま残っているものを一次鉱物といい、変質をうけたものを二次鉱物という。表1に示したように、一次鉱物は粒径の大きい部分に多く存在し、変質をうけた二次鉱物は粘土になっているものが多い。昔は、粘土は変質をうけ非晶質となっていたと思われるが、X線回折法の発達により、大部分は結晶性鉱物であることが確かめられ、粘土鉱物とか二次鉱物の名で呼ばれるようになった。もちろん非晶質の粘土も存在する。鉱物の変質作用は、母材の岩石学的組成・その堆積環境・風化環境などに大きく支配されており、土壌生成過程における変質作用はきわめてわずかである。多くの研究者は、岩石中の鉱物（一次鉱物）の風化に対する安定度順に順序をつけているが、一般に火山ガラス、スコリア、有色鉱物、斜長石類（灰長石

粘土鉱物の結晶の基本単位は、図2・図3のようなSi四面体とAl八面体である。これらは、それぞれ二次元的に結合して層状をなし、Si層、Al層を形づくる。そして、図4に示すように1:1または2:1の割合で平面状に重なりあい層状珪酸塩鉱物をつくっている。もちろん図4にみるようにこれ以外のものも存在するが、大

Diagram illustrating the crystal structure of a layered silicate. The structure shows a repeating unit of a silicate layer (SiO₄ tetrahedra) with intercalated Al, Mg, and OH groups. Labels indicate the positions of 0.0H, Al, Mg, and OH groups.

層状珪酸塩鉱物		<数字の単位=Å>		三次元網目状鉱物	結晶性酸化鉱物	バラ結晶鉱物	非結晶質鉱物
1:1型鉱物		2:1型鉱物		ゼオライト<沸石> <桐山良一, 1967による>	アルミナ鉱物	イモゴライト <和田・逸見, 1972による>	
無水型	加水型	非膨脹型	膨脹型				
カオリナイト メタハロイサイト	ハロイサイト	イライト <雲母型粘土鉱物>	パーミキュライト モンモリロライト	●モルデン沸石 $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_{12}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ●クリノプチル沸石 代表例 $\text{Na}_{0.95}\text{K}_{0.30}\text{Ca}_{0.5}(\text{Al}_{1.35}\text{Si}_{7.65}\text{O}_{18}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ●方沸石 $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ●モルデン沸石の構造	●ギプサイト ●ペーマイト		●珪酸アルミナ質: アロフェン ●珪酸: オパール ●水酸化アルミニウム ●水酸化鉄 ●水酸化マンガン ●アロフェンの構造<北川, 1975による>
2:2型鉱物		規則混合層型鉱物<注>			酸化鉱物		
クロライト	コレンサイト	レクトライト <アレバウルダイト>	2種類以上の層状 粘土鉱物の構造単位が不規則に積み重なった構造をもつもの 例えば、イライトとパーミキュライトが不規則に積み重なる構造		●ゲータイト ●レビドロサイト ●ヘマタイト など		
							
クロライト/モンモリロライト規則型		イライト/モンモリロライト規則型					
							
●注 2種類以上の層状粘土鉱物の構造単位が規則正しく積み重なった構造をもつもの。図示した以外にもクロライト/パーミキュライト規則混合層鉱物他にもある							

部分の粘土鉱物は層状珪酸塩鉱物と考えてまちがいない。X線回折法により、粘土鉱物の結晶性の有無とその程度、あるいはそれら結晶単位の層間距離まで知ることができる。

層間に水分子層の入っているハロイサイトは、層間の結合度が弱いためであって、100 に加熱すると水はとんでなくなり、メタハロイサイトに变化する。また2:1型鉱物のうち膨脹型鉱物も層間相互の結合力が弱いので層間に水が入っている。しかしバーミキュライトでは、層間に入りうる水は制限され14Å以上には膨脹しない。層間結合力のさらに弱いモンモリロナイトでは、水に浸漬すると水はさらに侵入し層間距離をそれ以上におしひろげることができる。粘土鉱物のちがいを土壤の種類がちがいによって説明する人もいるが、土壤生成作用は粘土鉱物の生成に大きな影響をもっていないので、土壤の種類とはあまり大きな関係はない。粘土鉱物は、母岩に含まれる一次鉱物が風化変質を受けたものなのである。そのため母岩と粘土鉱物との関係は、多くの人によって論じられているが、その一例を図5に示す。なお、日本の土壤のうち赤黄色土のごとく強い風化作用を受けたものに2:1型鉱物は少なくなり、カオリナイトやメタハロイサイトが多く、火山灰から生成したものはアロフェンに富むという特徴が、一般に認められている。

土壤の有機物——腐植

昔から人々は、植物残渣をすてた場所には植物がよく育つことを知っていた。土壤に黒い色や暗い色をつけているものは、腐植とか土壤有機物とかの名称で呼ばれ、つい100年ほど前までは、腐植が液状になって植物の根から吸収され、そして植物体になるのだという腐植栄養説が学会の主流を占めていたのである。しかし、このように古くから大事だと考えられている腐植も、

では、その本体は何かという点になると、粘土に比べてほんの僅かしかわかっていない。

腐植の種類・繊維状腐植と粉状腐植

写真A・Bは、ソ連のコノノバの行なった腐植の生成を示す写真である。アルファルファの根を分解させるときに、特別に何も加えないと、根についていた微生物だけが繁殖し、分解を行なって写真Aのようになる。すなわち赤褐色の繊維状の腐植ができるのである。この過程では、まず糖・澱粉・蛋白質が分解され、ついでヘミセルロースやセルロースも分解される。リグニンは最も分解されにくく、あとに残っているように見えるが、これも変質をうけて蛋白質その他のものと重合している。写真Aのような腐植にクロキノコバエの卵を植え付けると、孵化してきた幼虫が腐植をつくりだす。幼虫は、繊維状の腐植をかみくだいてまず粉状にする。さらに幼虫の身体の中を腐植が通過するときに、消化管中で酸化酵素の作用をうけて、腐植には黒い色素ができる。こうして、粉状で黒色の腐植がつくられるのである。

繊維状の腐植の代表的なものは、一つは針葉樹林下にできるモル(Mor)といわれる堆積腐植の下層のH層にあらわれる腐植である。もう一つは、低温地にできる泥炭の腐植である。前者では強酸性のために、後者では酸性と水分過多のために、いずれも地中動物が働くことができないので繊維状の腐植のまままでとどまっている。黒色の粉状腐植の代表的なものは、広葉樹や草原の下のカルシウムが多い土壤にあらわれる。そこでは、地中動物が活発に活動しているからである。

一方、森林土壌の分野では、樹林下の堆積腐植層を図6のように、モル(Mor)、モデル(Moder)、ムル(Mull)の3つの形式に分類している、モルは寒帯性の針葉樹林下に、ムル

は分解条件の良い広葉樹林下や草原の下に生成し、モデルはその中間の条件下の産物である。L層は、変質していない枯枝や落葉のたまった層。F層は、少し醗酵をうけて変化しているがもとの植物質の性格を残しているものの層。H層は、出発物質の性格を残さぬぐらい変質したものの層である。

粉状の腐植は、地中動物の消化管を通過してつくられたものだが、地中動物は、植物残渣や繊維状腐植をのみこむときに同時に粘土をも飲みこむので、両者は、地中動物の消化管中で強く結びつけられ、いわゆる粘土腐植複合体になっている。A₁層の腐植は、このような複合体のかたちをなしている。

腐植物質の本体

腐植の化学的研究は、スエーデンの有名な有機化学者ベルツェリウスによって、1830年代にはじめられた。土壤や泥炭をアルカリで処理すると、腐植の一部がとけて暗褐色ないし黒色の液ができる。それに酸を十分加えて強酸性にすると、暗黒色の沈殿ができ、上澄に黄色い液が残る。アルカリにとけてこない部分をヒューミン(Humin)または腐植炭(Humus coal)、沈殿物を腐植酸(Humic acid)とよび、上澄液をクレン液(Crenic acid)と彼はよんだ。後者は、現在フルボ酸とよばれるものである。腐植酸やフルボ酸の部分、とくに前者は、有機化学の進歩に応じて種々の手法をもって研究された。結晶状のものは得られなかったが、多くの化学者は精製した物質をC、H、Oから成る単一の化学物質と考え、化学式が幾つも提案された。現在もそのように考えている学者もいないわけではないが、硫酸、酢酸、パルミチン酸のような単一の物質と考えることは無理であり、腐植酸部・フルボ酸部という分画と考える方が妥当である。

図5 - 母岩と粘土鉱物との関係

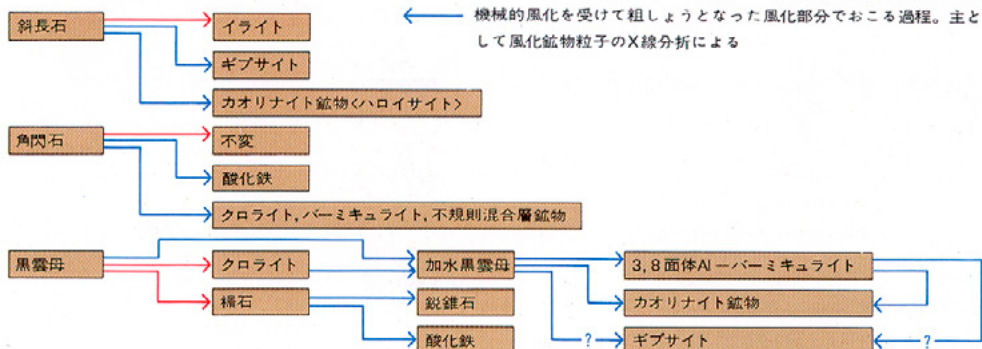
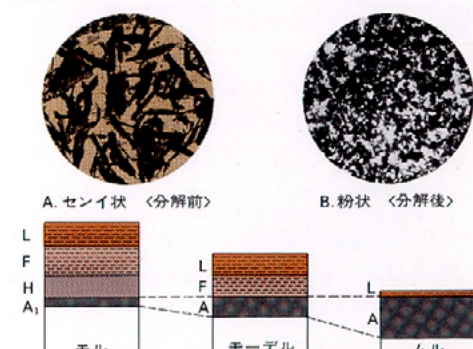


図6 - 堆積腐植の型



腐植酸部をいろいろな化学操作によって更に分画しようとしても、多くの部分は、現在のところ有機化合物として得られていない手におえない物質である。そのためこれを腐植物質と名付けている。フルボ酸部となるとこの腐植物質の割合は小さく、かなりの部分は、現在すでに有機化学で認められている物質、たとえば、糖・アミノ酸・フェノールなどである。両分画中の腐植物質が、更に分画できるものなのか、もはや分画のできない最後まで残る一つの有機化合物なのかは、現在のところわからない。多くの腐植学者は、あるところで妥協して、一定の方法で抽出精製した腐植酸部、フルボ酸部の腐植物質を色々の手法で研究し、その性質や土壌の種類による性質のちがいなどを明らかにしつつある。腐植物質は、多種多様の芳香族化合物の集まった核をもち、さらにカルボキシル基(COOH)、フェノール性OH基、メトキシル基(OCH_3)、ペプチド様のNをもっている。一般に色の黒い腐植物質ほどC含量が高く、H、Oの含量は少なく、 OCH_3 基は少ないという特徴をもっているようである。

このように、腐植物質の本体はまだ明らかではないが、いずれにしても腐植物質の中心は、芳香族核の重合物であることは間違いなさそうである。

土壌のはたらき・その1

養分の保持——陽イオン交換

イングランドのヨークシャーの富豪トンプソンは、1850年に土壌の最も重要な性質に関する新発見を発表した。当時の産業といえば農業が主なものであったから、農場の持ち主である貴族・富豪・地主は、農場収益をあげるため農業についての研究をするものが少なくなかった。なかでもトンプソンは、土壌についての熱心な研究者であった。こうしてトンプソンと彼の友人であるスペンスとによって、図7にみるような実験が行なわれたのである。彼らは、円筒形の底のない管に土壌をかるくつめて、上から硫酸アンモニウムの水溶液をながし、筒の下にでてくる液をしらべた。そうすると、でてきたのは硫酸アンモニウムではなく、硫酸カルシウムの水溶液だったのである。この土壌は、カルシウムの大変多い土壌であったが、土壌をいくら水で洗い流してもカルシウムはでてこないのに、硫酸アンモニウムや塩化カルシウムや塩化ナトリウム水溶液で土壌を洗うと、カルシウムが

出てきた。そのときに NH_4^+ 、 K^+ 、 Na^+ のプラスイオンは、 Ca^{2+} といれかわって土壌に吸収されてでてこないのに、 SO_4^{2-} や Cl^- のマイナスイオンは出てくるのであった。これは、土壌のなかの粘土と腐植との働きである。粘土と腐植は、前述のごとく粘土腐植複合体をなしているが、その構成成分である粘土も腐植もマイナスの荷電(陰荷電)をもっている。それゆえ水溶液中でプラスの荷電をもっている NH_4^+ 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} などの陽イオンは吸着されるが、マイナスの荷電をもっている SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 NO_3^- は吸着されず流れでてくる。もともと土壌に多量にあった Ca^{2+} は水では洗い流されないが、他の陽イオンが多量になると入れ換り、押し出されるように流れ出るのである。この現象を、陽イオン交換(cation exchange)という。現在、多くの分野で使用されているイオン交換樹脂の働きもこれと同じであるが、それ以前から、土壌のこういう性質は良く研究されていた。またこのような性質があるからこそ、土壌に施された化学肥料中の NH_4^+ や K^+ が、雨水や灌漑水に洗い流されず土壌に保持され、作物の根が吸い取りにくのを待つことができるのである。

陽イオン交換のにない手——陰荷電

陽イオンと静電的に結合する土壌の陰荷電(negative charge)は、次の3種のものがある。

() 腐植のカルボキシル基(COOH)の H^+ の解離によるもの

() 粘土鉱物の表面にあらわれるシラノール基($-\text{Si}\equiv\text{OH}$)の H^+ の解離によるもの

() 2:1型粘土鉱物の同像置換によって生じた陰荷電。

前2者は、イオン交換樹脂と大体同じようなイオン交換現象をおこなうが、()の同像置換によるものは、粘土だけの持つ独特のはたらき、それも2:1型粘土鉱物独特のものであり、陽イオンに対する行動も一風かわっている。

()のカルボキシル基によるものは、イオン交換樹脂のうちのカルボキシル樹脂と全く同じといってよい。

()のシラノール基によるものは、次のようなものがある。すなわち、粘土鉱物の端がかけると、その部分にシラノール基が露出してくる。またアロフェンでは、粘土の表面自身にシラノール基が露出している。シラノール基をもつイオン交換樹脂は使用されていないが、 H^+ の解

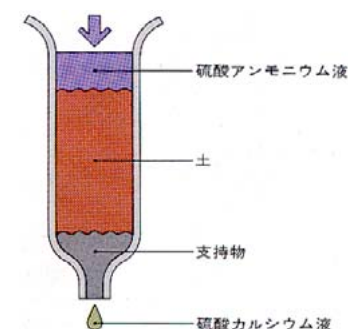
離によって陽イオン交換を行なうという点で、()の場合と同様である。この()と()の陰荷電は、陽イオンに対する行動についてイオン交換樹脂と同じで、2価のイオン(Ca^{2+} 、 Mg^{2+})は1価の陽イオン(K^+ 、 NH_4^+ 、 Na^+)より吸着力がつよいが、同じ原子価のイオンの間には吸着力や量は差のみられない。しかし実際の土壌では、1価のイオンのうちの K^+ 、 NH_4^+ をよく吸着するのに、 Na^+ についてはこれより吸着しにくい。この性質は、2:1型粘土物鉱が、 Na^+ よりも K^+ 、 NH_4^+ を吸着しやすいという性質に由来している。

2:1型粘土鉱物の陰荷電と K^+ 、 NH_4^+ との親和性

2:1型鉱物は、1:1型粘土鉱物と異なっており、Si層中のSi、Al層中のAlは、その直径のあまりちがわない他の種類の元素と、結晶形に基本的な変化をおこさないで、そのまま入れ換ることができる。これを同像置換(isomorphous replacement)というが、その Si^{4+} ($0.78\text{\AA}$)が Al^{3+} ($1.04\text{\AA}$)と、 Al^{3+} が Mg^{2+} ($1.56\text{\AA}$)や Fe^{2+} ($1.66\text{\AA}$)と、1つおきかわるごとにマイナスの荷電が1つ生じる。この陰荷電を中和するために陽イオンを吸着するのである。

この陰荷電が、 K^+ や NH_4^+ に対し親和性が強いのは、Si層の構造によるのである。2:1型鉱物のSi層には、図8のように直径 $2.9\text{\AA}$ のくぼみがある。 K^+ と NH_4^+ の直径はそれぞれ $2.66\text{\AA}$ 、 $2.86\text{\AA}$ で、そのくぼみの穴とほぼ同じぐらいであるからうまく入りこむ。そして K^+ と NH_4^+ と陰荷電が静電的に引き合い中和する。これに対し、同じ1価イオンである Na^+ は、Si面のくぼみとうまく合わない。 Na^+ の直径は $1.96\text{\AA}$ であるから小さすぎるためのものであるが、実は Na^+ のまわりには水分子が吸着し水和しているので、くぼみの直径

図7 - 陽イオン交換の1例<トンプソンとスペンスの実験>



よりはるかに大きくてそのためにうまく入りにくいので吸着量が少なくなる。K⁺もNH₄⁺も水和しているが、この水分子は、Na⁺の場合とちがって、陰荷電にあうとはなれやすいらしい。これがNa⁺とちがってK⁺、NH₄⁺の親和力が強い理由である。

K⁺ (NH₄⁺) の固定
モンモリロナイトでは、水溶液中でK⁺を吸着しても他の中性塩類 (NaClなど) によって交換浸出される。しかし、パーミキュライトの場合には、K⁺を吸着しさらに固定して、他の中性塩類によっては交換浸出できない。このとき、層間隔は14 Åから10 Åに収縮して、非膨脹型のイライトに変化している。モンモリロナイトでは、K⁺を吸着させた後乾燥すると、はじめて固定がおこる。イライトの場合は、はじめからK⁺を封じこんで結晶単位の一部になっている。鉱物の種類によるこういう違いは、単位結晶中における陰荷電の位置と量に左右されている。
モンモリロナイトでは同像交換はAl層で行なわれ、またその程度も小さい。それゆえSi層で行なわれるK⁺の吸着力は弱く固定までにはならない (もちろん他の陽イオンもSi層の面で吸着される)。パーミキュライトでは、Al層ばかりでなくSi層で同像置換が行なわれているので、陰荷電のおよぶ力が強いのでK⁺の固

定がおこる。イライトの同像置換は、ほとんどSi層で行なわれているためK⁺の吸着が強くなり、結晶の内部にとじこめられている。そのために陽イオン交換容量はかえって小さくなっている。この交換容量は、陽イオンを交換できる陰荷電の総量を示すもので表4のごとくである。

土壌の酸性——交換性陽イオンの欠乏
土壌の酸性には、土壌の中に混入してきた塩酸や硫酸によるものもあるが、土壌本来の酸性は、この陽イオン交換現象と不可分の関係にある。乾燥地・半乾燥地では、土壌は本来、中性を呈しているが、それは、土壌のもつ陰荷電に交換性金属陽イオン (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) がむすびついて飽和しているからである。そのなかでもCa²⁺が大部分である。雨の多い所やもともと石灰岩の少ない母材からできた土壌では、交換性陽イオンがとりざされると、鉱物からの金属性陽イオンの解放がないので、水から解離してきたH⁺がむすびつき、土壌は酸性を呈するのである。中性の土壌でも、NH₄⁺やK⁺の化学肥料を与えると、NH₄⁺やK⁺がCa²⁺を交換浸出するので、土壌中に石灰岩のようなCa²⁺の給源がなかったり、あるいは石灰質肥料を施用しない場合には、土壌は容易に酸性になる。Ca²⁺の代りに陰荷電に吸着したK⁺やNH₄⁺は、植物に吸収されてなくなってしまう。その

代りにH⁺がつくので酸性になるのである。
土壌のはたらき・その2
水・空気の調節——土壌の団粒構造・孔隙
先にのべたように、土壌の水と空気とは、ともに孔隙の中に含まれている。水を多くしようとすると空気は少なくなるが、植物にとっては、水も空気もともに必要である。両者をともに多く含ませるためには、孔隙の量を多くしなければならぬ。そのためには、土壌の団粒構造を発達させることが必要である。

団粒構造のなりたち
土壌を構成している粘土ないしは粘土腐植複合体の粒子が、そのまま集合した大きな塊は、たとえば粘土細工の塊のようなもので、孔隙は大変少ない。そういう構造を単粒構造とよび、そのような塊を団塊 (clod) という。(図9 a・b)。これに対して、粘土腐植複合体があつまって小さな塊になり、それがさらに集合したものは、粒子間のすき間が多い。こういう構造のものを、団粒構造という (図9 c・d)。図9にみるように、bの方はcよりも孔隙の%は多いが、大きな孔隙はcよりも少ない。
団粒構造の形成は、図10にみるような順序で行なわれると考えられている。まず粘土や粘土腐植複合体が、その表面の陰荷電、陽イオンの陽荷電、水酸化鉄、水酸化アルミニウムの粘着作用によって強く結合されると、微小団粒ができ

表4 - 土壌コロイドの陽イオン交換容量<青峰>

種類	<me/100g>
カオリナイト	3—15
メタハロイサイト	5—10
ハロイサイト	20—30
イライト	10—40
パーミキュライト	100—150
モンモリロナイト	70—100
クロライト	10—40
ギブサイト	0
ライモナイト	0
アロフェン	15—40
腐植	100—250

図8 - Si層の構造 <青峰>

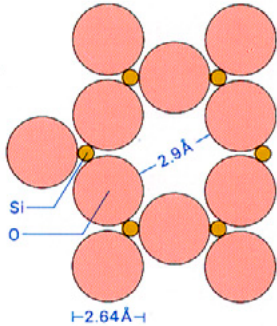
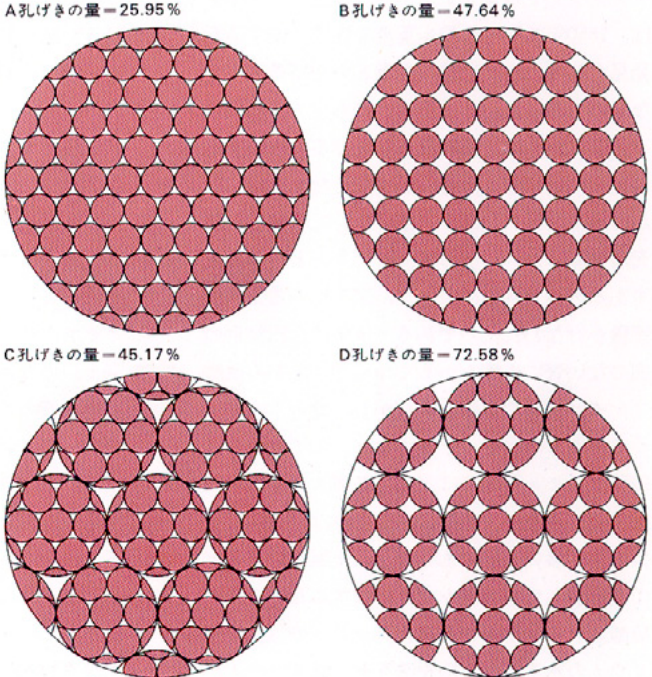


図9 - 単粒構造と団粒構造



るのである。

この微小団粒が、植物の根の腐敗物やある種の細菌の分泌する粘質物によって接着され、より大きな団粒になる。根の腐敗物や粘質物は、高分子の有機化合物なので糊やセメントのように強い接着剤の役目をしているのである。この役割には、糸状菌の菌糸なども参加することができる。しかし、このような糊でかためただけの団粒では、水にあうと溶けてくずれてしまうから、実際の役に立つためには、これが耐水性団粒にまで変らねばならない。このためには、生きている根の作用が必要である。生きている根は、孔隙の中を伸びて団粒をつよくしめつける。また、水分を吸収して団粒を乾燥する。このしめつけと乾燥のくりかえしは、団粒を固める。このようにして耐水性団粒ができるのである。多年生牧草畑や草原において耐水性団粒が多いのは、土壌のなかに糊の役目をする死んだ根が多く、さらに耐水性にするための生きた根もよく発達していて、脱水・圧縮の作用が著しくはたらくからである。

孔隙の種類

ピーカーの中に水を入れて細いガラス管をたてると、水が管の中をのぼる。これを毛管現象という。土壌中の孔隙は、ガラス管のように径が均一ではないが、ある程度以上細い孔隙は毛管現象によって水を重力にさからって保持したり、

上昇させる。孔隙の大きさがある限度をこえれば、毛管引力はないから水はながれ去ってしまう（図11参照）。前者のように毛管引力の働く孔隙を毛管孔隙とよび、後者は非毛管孔隙とよばれる。毛管孔隙は、団粒内部の孔隙であり、水分の保持と上昇という重要な働きをする。非毛管孔隙は、大きな団粒の間に存在し、空気が占めている。もし雨が降っても、下に不透水層がない限り、この非毛管孔隙によって余分の水は排水される。もっとも孔隙があまりに小さければ、水さえも身動きができない。理想的な畑の物理的状態とは、孔隙が多く、しかも毛管孔隙と非毛管孔隙がほぼ等しいことである。植物にとっては、どんな種類の孔隙がどれだけあるかということが問題なのである。団粒構造は、この孔隙のあり方を左右するので大切なのである。

植物にとっての水

水は、土壌粒子への吸着の強さによっていくつかに区分される。図12は、その関係を模式的に示したものである。土壌粒子の表面に近い水ほど結合力がつよく、よりうごき難い。この結合のエネルギーは、気圧、ミリバール、水柱の高さなどが尺度として用いられるが、わが国では、水柱の高さ（Hcm）の対数すなわち $pF (= \log H)$ が用いられている。粒子界面の水は、10,000気圧、すなわち pF では7というポテンシャルで

結合しているが、粒子内部の水は、もっと結合力がつよく100 の温度では粒子から離れない。これには粘土鉱物の結晶格子の中に入った水も入るが、もちろん植物の根が吸収できるような水ではない。粒子外部の水でも、15気圧すなわち pF 4.2より強いエネルギーで結合している水は、根の吸圧より強いので植物の役にはたたない。このような水を無効水という。図において pF 1.6ぐらいから4.2までの間の水を有効水というのが実際には、植物に容易に吸収される水は pF 1.6から2.7の間の水分である。このような水分量にある土壌が、よい畑の土壌なのである。さきの孔隙の大きさも、実際には、直径をはかることができないので pF の値で相当する孔隙をあらわす。毛管孔隙とは、 pF 1.6ぐらいから pF 4.5ぐらいまでの水分に相当する孔隙であるが、上述したように、 pF 1.6から2.7の間の水分を保持できるような毛管孔隙がよい孔隙といえるのである。

図10 - 耐水性団粒の形成

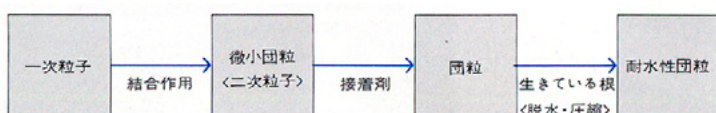


図11 - 毛管孔隙と水の上昇

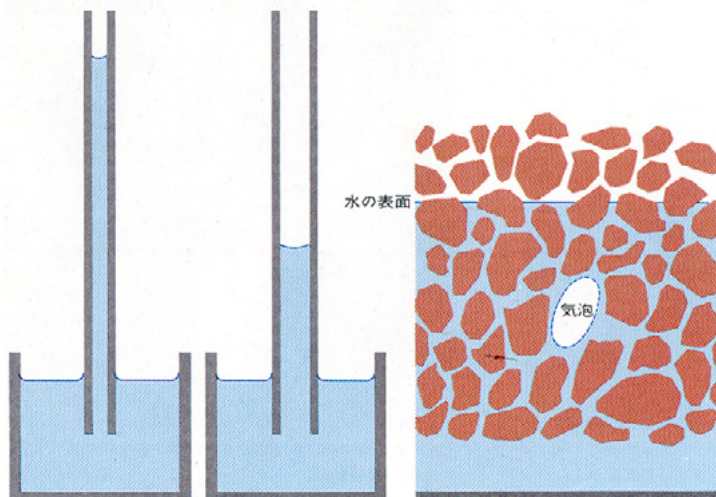


図12 - 水のフィルム thickness と結合力

<BRADYの図を一部改変>

