

土としての発達を示していない、大変未熟な一群の土があります。たとえば、現在の浜辺の砂だとか河原のようなところでは、絶えず波が洗ったり、水が流れたりしておりまして、土が発達する余裕がまだないわけです。ほかにもまだいろいろとありますが、このように非常に若い土の一群は、まだ成帯的な分布をなすに至っていないという意味で、非成帯性土壌という名前と呼ばれております。

土壌図はスケールにより内容が変わってくる

では、世界にはどのような土があるのか、という話に移ります。一般に、土壌の分布を示す図を土壌図といいますが、だいたい世界全体を示すような小縮尺の図ですと、気候や植生と関連のある成帯性土壌が主体をなしております。小さな狭い範囲に局所的に分布する成帯内性土壌や非成帯性土壌を無理にあらわしますと、非常に複雑な図になるので、それらを省略したり簡略化してしまいます。この一例が図1-7の世界の土壌図です。日本全体の土壌図（32頁・図2-1参照）でも、おおよそ同じですが、この方ではいくつ成帯内性土壌（とくに火山灰土壌）が表現できるようになります。

ところが、同じ土壌図でも、もっと縮尺が大きくなると、成帯性土壌とともにほかの土壌もかなりの面積で出てくるようになります。図2-5（37頁）にみるように、縮尺が10万分の1の土壌図には、現在の川筋の平野の土壌や海岸沿いの土壌は、縮尺が大きいいので、細かくいろいろに分けられています。これらはすべて成帯性ではなくて、成帯内性、あるいは非成帯性土壌で、その占める面積の比重は非常に高くなっています。このように縮尺が大きくなるほど、成帯性のほかに、地形の影響や岩石の影響を受けた成帯内性土壌が土壌図にあらわれやすくなってきます。さらに縮尺が大きくなって数千分の1以上になりますと、図示範囲が狭くなりますので今度は、全域が成帯性土壌（山地、台地の場合）とか、成帯内性土壌（平野の場合）とかになります。逆に単純化されます。そういうわけですから、土壌図は縮尺によって、土壌の表現内容と分布内容に違いがでてきます。

世界の主要な土壌群

世界全体の土壌といたしましては、そういう意味で、成帯性土壌が中心になりますが、図1-7はFAOやユネスコが中心になってつくった土壌図です。

この図では互いに類縁な土壌をまとめ、土壌群として表わしてあります。こうして眺めてみると、分布の広いビッグスリーは、A 熱帯亜熱帯土、B 砂漠土、C ポドゾル性土です。山岳土がこれにつぎますが、これは垂直成帯性によってさらに細分されるはずで、これは後の話と関係しますが、A B C の3つの土壌群は、それぞれ、Aは風化による肥料成分の減少、Bは水不足と塩類化、Cは寒冷と成分不足、といった理由で低生産土壌であります。

各土壌群の配列パターンはかなり複雑ですが、東西に幅が広い大陸では緯度成帯性が明瞭にみとめられますし、南北方向の大山脈のあるところではその方向のパターンが顕著です。これらのパターンは、土壌群を中心にみますと、大陸内部でのB→C、B→Aの移り変わり、大陸沿海部とくに東岸地域でのC→A、さらに北半球大陸でのCから極地にかけての移り変わりが基本型になっているように、思われます。

図1-9は、こうした土壌の移り変りの様相を、対応する植生と土壌断面構成の関係として模式的に示したものです。図1-9Aは、大陸内部の砂漠土から極地までの様子、つまりB→Cの移り変りの様子で、これはさきほども図1-2で一部説明したものを別の形式で表現したものです。また図1-9Bは、大陸東岸の寒帯から赤道までの移り変りの様子、つまりC→Aの様子です。なお、気候条件と土壌との関係をあらわすものとしては、図1-10にブルーメンストック・ソーンスウェイトの図をあげておきます。

それから、こうした大きなパターンにうまくのらないものが3つあります。一つはすでに述べた山岳土、あとは地中海沿岸褐色土と熱帯黒色土です。前者は、地中海沿岸域の夏に乾燥が強い気候下にありますので、赤色味をおびた土色と、洗脱が進まないために断面に石灰の集積がふつうにみとめられる土壌です。石灰岩を母材としたテラロッサという土壌もこのグループに入ります。大陸西岸の亜熱帯域にも同様の気候土壌がみられます。

後者の熱帯黒色土は、アフリカ、インド、オーストラリアに大面積を占めます。熱帯、亜熱帯半乾燥域、または長い乾季をもつ地域で、塩基性岩に由来した、モンモリロナイトを主とする暗色の重粘土土壌です。インドのレグール、黒綿土、インドネシアのマーガライト土壌などはこの仲間です。熱帯亜熱帯域でもっとも肥沃な土

壌の一つですが物理的性質が不良です。

いま申したのは、非常に大ざっぱな土のタイプの概要ですが、その各々、たとえば褐色森林土に類する土のタイプをとりましてもいろいろのものがあつて、赤黄色土に類する土のタイプというのもいろいろあるわけです。

ところでさきほど、成帯性・成帯内性土壌の説明のさい、成帯性土壌を正常な土壌とみなす根拠がうすいということをのべましたが、ソ連のイワノワらは年代をのぞいた土壌の4つの因子のはたらきを考慮して、四次元的な土壌分類体系を提案しています。これは環境因子と土壌との関係を同時に示すもので、地球上での土壌の地理学的分布の大枠を模式化したものとみなすことができます。この4つの座標軸とは、緯度成帯性＝群、経度的成帯性（大陸内部と沿海部との違い）＝綱、気候以外の3因子の関与の程度＝亜綱、土壌水の移動様式（自動的は下方、半水成は上下方向、水成は停滯ないし左右方向の動き）＝型です。群・綱・亜綱・型のカテゴリーでこの順で、後者ほど低位になっています。この場合には、土壌型がさまざまな環境因子の組合せと対応する最小基本単位になり、分類のあいまいさが克服されています。土壌生成の原理を生かして

土壌は、それぞれの生成環境に応じて、特有の土層構成のタイプをもつようになったいきさつは、もうたびたびお話しした通りですが、この話のしめくりとして、このことをまた、別の角度からみてみます。

まず第1に、土壌は長い年数をかけて、現在みられるような姿になった貴重な資源であるということです。何が貴重かと申しますと植物を生育させることのできる能力（肥沃度）を獲得してきたことです。これには植物自身からの協力というか、環境改善というか、そういうものが強く働いたことを無視するわけにはゆきません。いいかえますと、植物は自分のいる環境下で、自分の生育しやすいような状況を土壌の中につくり上げてきている。たとえば、A層は自分の落葉・枯枝・根が分解してできた腐植がたまつて出来たものですが、そこはこれらの分解によって生じた肥料成分の供給源ですし、通気性・透水性がよくて、いろいろな生物の活動の場でもあるし、根もよく蔓延するといったように、土壌とも地中のいろいろな生物とも、共存共栄の関係を保つようにつくりあげてきたわけです。

第2は、岩石から土壌ができる間に、植物によって有効な成分が逃げ出して低いところに集まるということです。表1-4はポリノフ（ソ連の地球科学者）が岩石成分と河川の水質成分との比較から得たもので、岩石成分の移動のしやすさの尺度を示しています。可動性の高いものほど低いところに集まります。第1相の元素が海水や内陸の塩水湖に集まっていることはご承知のとおりです。第2相が植物の無機栄養分に当たります。これが適度にあることが理想ですが、雨量の多い地域では欠乏し、海や内陸の乾燥地では過剰にあって、どちらも植物の生育にはよくない。残留して土壌内に残る成分は標高の高いところほど可動性の低い元素に富むことになります。この状態を模式化したのが図1-11です。乾燥地域では、地下水に第1相と第2相成分（塩分）が過剰にあり、水の蒸発が盛んなため毛細管現象の原理にしたがって、下から上にこれが上がってゆくため地表に過剰な塩分が集まります。このように、一般の水や成分の動きとは逆に動く場合もあります。

日本のような湿潤地は、成分が欠乏して土地がやせている場合に属しますが、その改良法の根本原理は、下の方に流れていった成分を、元にもどしてやることにあります。たとえば、肥料をあたえるのもその一つであります。肥料の主成分であるカリとかカルシウムなどは、いったんは海や内陸の塩湖に流れ込んで沈殿したものを——カリ岩塩や石灰岩を資源として採掘し、それをまた土壌に戻しているわけです。あるいは塩基や優秀な粘土（モンモリロナイト）を含む海底土や湖底土を、畑に客土をするというのもそうであります。

以上のことは、土壌のでき方をよく調べ理解することによって、現在行なわれている土壌改良に対して理論づけができるだけでなく、今後の対策に対しても重要な指針を与えてくれる——というよい例になるかと思えます。

以上、たいへん概略的ですが、この辺で私の話を終ります。

土壌における極盛相

編集 落葉などの有機物がたまり始めてから、A層をはじめ一つの土層構成ができ上がっていくまでの時間は、土のタイプによっても違うと思うのですが、だいたいどのくらいの年数がかかるものなのでしょうか。

加藤 A層の発達には、わりに短い期間でできま

す。たとえば私の経験では、新しく開墾した果樹園でほとんど耕さないのですが、ミカンの落葉などで20～30年の間にA層が発達してきます。桜島が大正3年に噴火したときの軽石層では、約50年後にもう10cmあまりの黒いA層ができ、腐食も10%あまりたまっているという例があります。しかし、一つの土層構成をもったいろんな土のタイプについて、どれくらいの年数でできるかという、それは一律にはいえません。生物を育てるのとはちがって、土壌の生長してゆくのずっと観察するには時間がかかり過ぎますので、年数の推定はどうしても間接的になります。土壌そのものの生長期間を測定する方法はありません。放射性炭素を使って、現在から何年前に形成されたかはわかりますが、それは土壌の生長の開始と現在までの中間の値を教えてくださいにすぎません。土壌のできる直前の地表や母岩の年代がわかり、土壌をおおう堆積物の年代がわかるときが一番くわしく推定されるぐらいです。土ができるためには、ある地表があって、それができてから後でなければ土はできないわけです。そういう見方からの例をあげますと、海岸沿いの平野部の土壌は、いくら古くさかのぼっても、沖積世の海進以降です。海面がいまの高さに下がって海進のときできた入江を埋めたてで平野が成立したとき以降です。沖積世の海進は、いまから約5000年ぐらい前ということがわかっていますから、それよりかなり後にでき始めたと思われます。

段丘の場合には、最も新しい段丘でも、その形成時期はいまから約20000年ぐらい前ですから、それ以降の時期ということになります。火山噴出物のような場合ですと、古記録とか、含まれる木炭の放射性炭素の年代から、また、火山噴出物は広い範囲に堆積しますから、他のいろいろな年代のわかった事物（考古学遺物、堆積物

表1・4 - 岩石諸成分の可動率

<ポリノフ>

第1相	Cl	100
	SO ₄	57

第2相	Cu	3.00
	Na	2.40
	Mg	1.30
	K	1.25

第3相	SiO ₂	0.20
-----	------------------	------

第4相	Fe ₂ O ₃	0.04
	Al ₂ O ₃	0.02

●注 岩石の平均成分量で河川水の溶解成分量を割った値をCl=100として求めたもの

