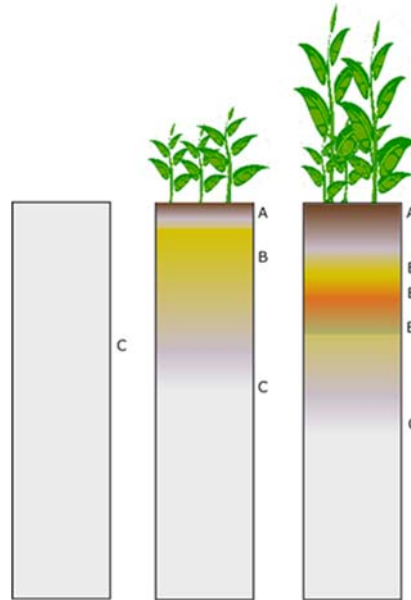


## 5. 土の作り方

---



生成直後の地球には土はなかった。海もなかった。あったのは岩石だけである。土ができ始めたのはおそらく海ができたあとであろう。岩石とそれを構成する鉱物は、大量の液体の水の存在下では不安定である、変質する運命にある。

しかし、岩石の変質 = 土の生成ではない。土ができるというのは、岩石を構成する鉱物の変質という過程と、有機物の集積や表層から溶脱した物質の下層への沈積などによって独特の断面形態が形成されるという過程が、連続して、あるいは並行して進行することである。

## 5.1. 土ができるとはどのようなことか

3章で述べたように、有機物に富む表土であっても土の固相の90%以上は鉱物からできている。そしてその鉱物の一部は岩石に含まれている造岩鉱物である。土によっては、造岩鉱物がほとんど含まれず、造岩鉱物の変質によって生成した二次鉱物のみが含まれることもある。質量ベースでは土の主成分であるが、土の表層にはある程度の腐植物質も含まれている。しかも土は、3章で示したように一様ではなくいくつかの肉眼でも識別できる層位からなっている。

このような、現在ある土の性質から考えるとわかるように、土ができるということは、岩石が細粒化することだけではない。細粒化した岩石は浸透した降水との反応によって化学的に変質する。あるいは細粒化と化学的な変質が同時に進行する。こうして土の鉱物に占める2次鉱物の割合が増加する。このような鉱物の変化と並行して（同期しているわけではないが）、植物根を含む土壌生物の量が増加し、表層には腐植物質が集積するようになる。

水の存在下で岩石が化学的に変質するときにはもとの岩石に含まれていた成分の一部が溶出する。一定量以上の降水量があれば溶出した成分は土の下層へ浸透する。表層における落葉落枝の分解産物についても同様である。浸透成分は浸透過程で土粒子と反応し一部は特定の層で濃縮されたりする。このようにして特徴的な層位が形成される。土ができるとはこのような過程の全体をさす。

## 5.2. 土の原料としての火成岩

### 5.2.1. 火成岩

原始地球には土はなかった。地球の表面に存在したのは、火成岩あるいは火成岩の融体（マグマ）である。土の究極の原料が火成岩であることは間違いない。それゆえ、土がどのようにしてできたかを理解するためには、その原料としての火成岩を知ることが必要である。

原始地球が形成されたころは、太陽の周りにはまだ数十個程度の原始惑星が存在していたと考えられている。現在の数になったのはそれら相互の衝突によってあるものは淘汰されたからである。その衝突のひとつがジャイアントインパクトである。ジャイアントインパクトとは、約46億年前、原始地球に現在の火星程度の大きさの惑星が斜めに衝突し、原始地球の比較的表層部を破壊した事件である。破壊された破片の一部は再び地球と合体したが、残りは地球を回る軌道上に円盤状に分布し、それら相互の衝突により月が形成されたと考えられている。

ジャイアントインパクトによる衝突のエネルギーで地球表面は加熱されケイ酸塩類は融解してマグマの海（マグマオーシャン）が形成された。惑星間の衝突回数が減少すると、熱放射によって45億年くらい前には地表温度は低下して固体の岩石となった。現在の地球は全体が一様ではなく、地表から6-60kmの深さまでの地殻、それ以下2900kmまでのマントル、2900-5100kmまでの外核と、それ以深の内核とに分化しており、それぞれを構成する物質はかなり異なる。これらの分化の機構や時期についてはまだ複数の仮説がある段階であるが、地殻は45億年くらい前にでき、地殻上では活発な火山活動が起こっていた。このころ地球表面に存在したのはマグマが冷却して固化した岩石、つまり火成岩のみであった。この時の火成岩は、火山活動によって生成したものと、マグマオーシャンに由来するものの両方があったと考えられる。つまりこのころの地球には、土も堆積岩も存在しなかった。ということで、土の究極の原料は火成岩である。

現在の地球環境は前節で述べた原始地球の環境と比較するとはるかに穏やかであるが、地球表層および内部では依然として活発な物理、化学的過程が進行している。その第1は、地球内部の熱およびそれによる岩石の対流、そ

してそれに伴う岩石の生成である。そして表層における重要な過程は太陽からの放射エネルギーに駆動される水の循環である。

現在の地球においては、その表層部は 300 K 程度にまで冷却されているものの、マントルの下部や核は依然として高温（マントル下部で 4000 K, 内核で 6000 K）であり、この熱は伝導およびマントルの対流によって地球表層にもたらされ、そこから宇宙空間に放射されている。マントル物質は固体であるが、地質学的な時間スケールでは流動性を示す。対流の規模や運動様式の全貌はわかっていないが、地殻とマントル上部からなるプレート（暑さ 70-250 km）がその下部のアセノスフェアと呼ばれる比較的流動性の高い部分で卓越するマントル対流にともなって動いていると考えられている。アセノスフェアとの対応でプレート部分はリソスフェアとも呼ばれる。プレートの動きは  $0.01-0.1 \text{ m y}^{-1}$  程度と考えられ、マントル対流の上昇部で湧き出し、沈降部で沈み込む。典型的な湧き出し口は海嶺である。湧き出し口では、地球深部から上昇してきた高温物質（個体）が圧力の低下に伴う融点低下によって融解してマグマを形成し、火山活動を起こし火成岩を形成する。同様に、プレートの沈み込み帯においても、圧力の解放、地下からの高温物質の上昇、摩擦熱などによって地殻の下部またはマントル上部の部分熔融が起き、マグマが形成される。図 5.1 はこれらのプロセスを模式的に示したものである。

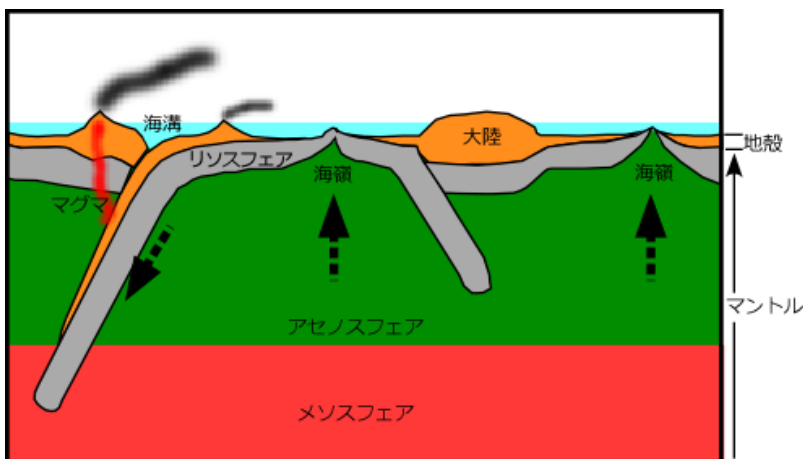


図 5.1 現在の地球の表層部の構造（松尾ら（1989）に基づいて作図）。

これまで、何の説明もなしに、火成岩はマグマの冷却とそれによる固化によって生成すると書いてきた。マグマの固化によって生成する岩石がどのようなものかを理解するには固化する前のマグマというものがどのようなものであるかを理解する必要がある。マグマとは、一言でいえばケイ酸塩の融体（メルト）である。

表 5.1 には地殻の元素組成を示すが、地殻の岩石はマグマが冷却することによって生じたものであるので、（現在の地殻を作った）マグマの元素組成もこれと基本的に同じである。この表からわかるように、主要構成元素は、酸素、ケイ素、アルミニウム、鉄、カルシウム、マグネシウム、ナトリウム、カリウムなどである。これらのうち、ケイ素は常に酸素と結合してケイ酸イオンとして存在している。上にあげたその他の元素はアルミニウムイオン、鉄イオンなどの陽イオンとして存在している。つまりマグマはケイ酸陰イオンと各種の金属陽イオンからなるイオン性の融体（メルト）である。

ケイ酸イオンとは、ケイ素 1 個に 4 個の酸素が結合したイオンである。化学式で書けば  $\text{SiO}_4^{4-}$  であり、正四面体の中心にケイ素が、頂点に酸素が位置した構造をしている（図 5.2）。

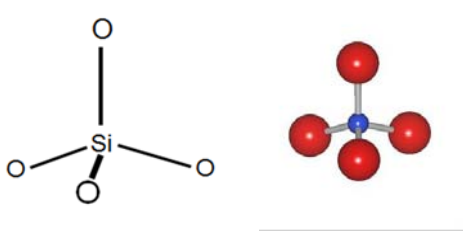


図 5.2 ケイ酸イオンの構造.

もし、マグマの中、したがって岩石の中でケイ素と酸素が図 5.2 に示すような結合をしているならば、酸素は少なくともケイ素の 4 倍存在していなければならない。しかし、地殻中の酸素の存在量は、ケイ素の 100 万個に対して 295 万個である。酸素は水や鉄などの金属の酸化物としても存在することを考えると、数が足りないことになる。これはケイ素が図 5.2 に示したようなモノケイ酸イオンとしてだけでなく、ポリケイ酸イオンとして存在しているからである。

図 5.3 に、モノケイ酸イオンとポリケイ酸イオンのいくつかの例を示す。いくつかのケイ酸が酸素を介してつながることによってできるものがポリケイ酸イオンである。ポリケイ酸イオンには理論的には無数の種類がありうる。ここで示したのは鎖状につながった（重合した）ポリケイ酸イオンである。ポリケイ酸イオンにおける酸素とケイ素の比率（個数比）をみると、モノケイ酸イオンの 4 に対して、重合度が 2 のものでは 3.5、重合度が 4 のものでは 3.25 となっている。重合度がある程度大きくなると鎖状ポリケイ酸イオンの O/Si モル比は 3 に近くなる。ポリケイ酸は、鎖状のみではなく、二本鎖状、層状、立体網状など様々であり、それぞれの場合、O/Si モル比は約 2.75, 2.5, 2 となる。表 5.1 に示すような地殻のケイ素と酸素の組成は、マグマが、そして岩石が各種のポリケイ酸イオンを含むことによって説明することができる。つまりマグマ、そしてそれが固化してできた火成岩は、モノケイ酸や各種のポリケイ酸イオンと様々な陽イオンからなる塩の集合体である。

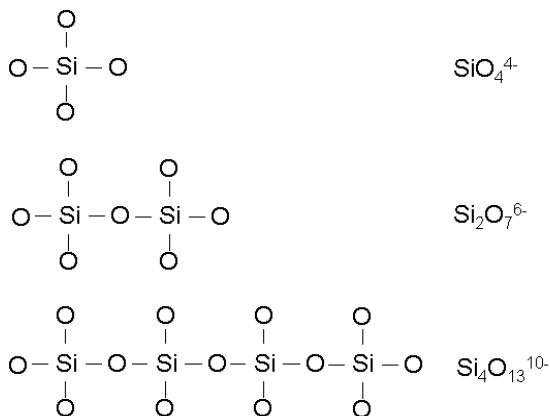


図 5.3 モノケイ酸イオン（最上）と鎖状のポリケイ酸イオン（下 2 つ）。

表 5.1 地殻, 土壌の元素組成. 地殻存在度とは, ケイ素  $10^6$  個に対してそれぞれの元素が何個存在するかを示す相対値である.

原子番号	記号	地殻存在度 Si= $10^6$ atm	地殻 mg/kg <sup>-1</sup>	土壌 mg kg <sup>-1</sup>	原子番号	記号	地殻存在 Si= $10^6$ atm	地殻 mg/kg <sup>-1</sup>	土壌 mg kg <sup>-1</sup>
1	H	140000	1400		33	As	2.4	1.8	0.1-66
2	He				34	Se	0.05	0.05	0.1-1.6
3	Li	300	20	1.4-170	35	Br	3	2.5	
4	B	30	2.8	1-210	36	Kr			
5	Be	100	10	7-80	37	Rb	110	90	
6	C	2000	200	1000-10000	38	Sr	430	375	5-1000
7	N	150	20	200-4000	39	Y	38	33	
8	O	2950000	466000		40	Zr	185	165	
9	F	3350	625	2-1200	41	Nb	20	20	
10	Ne				42	Mo	1.5	1.5	0.2-10
11	Na	124700	23800	1000-10000	43	Tc			
12	Mg	87100	20900	500-5000	44	Ru	0.01	0.01	
13	Al	305300	81300		45	Rh	0.005	0.005	
14	Si	1000000	277200		46	Pd	0.01	0.01	
15	P	3450	1050	200-800	47	Ag	0.07	0.07	
16	S	820	260		48	Cd	0.2	0.2	0.01-2.2
17	Cl	370	130	5-50	49	In	0.1	0.1	
18	Ar				50	Sn	2	2	
19	K	67100	25900	2000-33000	51	Sb	0.2	0.2	
20	Ca	91700	36300	1000-12000	52	Te	0.01	0.01	
21	Sc	50	22	0.8-20	53	I	0.5	0.5	0.1-10
22	Ti	9300	4400	200-6700	54	Xe			
23	V	270	135	10-500	55	Cs	2	3	
24	Cr	200	100	1.4-530	56	Ba	315	425	19-1500
25	Mn	1750	950	7-9200	57	La	22	30	
26	Fe	90700	50000	10000-100000	78	Pt	0.005	0.01	
27	Co	45	25	0.1-70	79	Au	0.002	0.004	
28	Ni	130	75	1-450	80	Hg	0.04	0.08	0.01-4.5
29	Cu	90	55	1-140	81	Tl	0.2	0.5	
30	Zn	110	70	3.5-770	82	Pb	6	13	1.5-170
31	Ga	20	15		83	Bi	0.1	0.2	
32	Ge	2	1.5		90	Th	3.1	7.2	
					91	Pa			
					92	U	0.77	1.8	

### 5.2.2. 火成岩の種類と構造

44-45 億年前頃の溶岩から形成された火成岩はカナダやグリーンランドで発見されている。しかし現在の地球上にある火成岩の多くはそれよりも後の火山活動によって地表にもたらされたものと考えられる。

図 5.1 に示すように、現在の地球の表層にはマントル上部の、比較的流動的な部分の対流や、それに引きずられる形での、最表層の低流動性部分（リソスフェア、プレート）の移動がある。対流によってマントルが湧き出している部分では新しい岩石もたらされる。またプレートが沈み込む部分では、摩擦や圧力の急変などによってプレートの一部や地殻が融解してマグマを生ずる。生じたマグマは地表に上昇して火山活動を引き起こす。

地球表層部の火成岩はこのような様々なプロセスで生成されたものである。すでに述べたように、マグマは種々のケイ酸塩の融体（メルト, melt）である。これが冷却過程で、様々なケイ酸塩の結晶が晶出する。もとなるマグマの組成と、冷却速度によって生成する鉱物の組み合わせが異なってくる。特に冷却速度は生成する鉱物の種類に大きく影響する。火成岩は、マグマが急冷して固化した火山岩と徐々に冷却してできた深成岩とに分類される。我々が目にする地表における火山活動において火山から噴出した溶岩が地表で冷却してできた岩石は火山岩の典型例である。もしマグマが非常に早く冷却すると、それを構成するケイ酸イオンと陽イオンとが規則正しく配列して結晶を作る時間がないため、液体状態の不規則な構造をもったまま岩石となる。冷却速度がそれより遅くなると、一部の結晶化しやすい成分が結晶となり、残りの融体部分は液体構造のまま固化する。さらに冷却速度が遅くなると、マグマのすべての成分が結晶となる。マグマから晶出した結晶は造岩鉱物とよばれる。そして、液体構造をとったまま固化した部分はガラスとよばれる。

マグマがほぼ完全に結晶化した岩石は深成岩とよばれる。深成岩は造岩鉱物の密な集合体（完晶組織）である。それに対して、マグマの一部が結晶化することなく固化してガラス構造を持つようになった岩石を火山岩とよぶ。火山岩はガラスのマトリックスの中に固化する以前に晶出していた造岩鉱物粒子が分散したような構造（斑晶組織）を持つ。火成岩は、このような組織と、化学組成および含まれる鉱物の種類によって分類される。図 5.4 は深成岩のひとつである花崗岩と火山岩のひとつである玄武岩の薄片の偏光顕微鏡写真である。

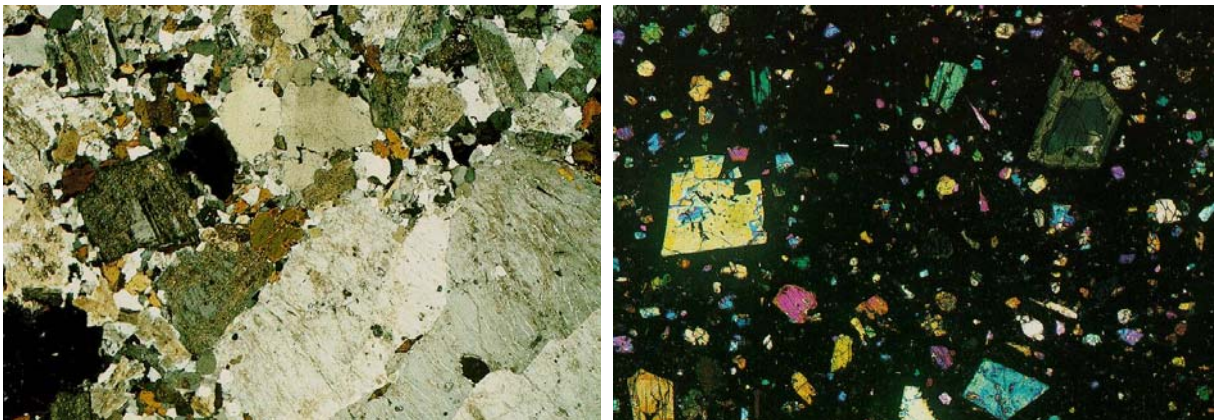


図 5.4 花崗岩（左）と玄武岩（右）の薄片の偏光顕微鏡写真。鉱物粒子が着色しているのは干渉色であり、鉱物自身の色ではない。

図 5.5 には造岩鉱物の種類による火成岩の分類の一例を示す。図中に示した鉱物については次項で説明する。まず火成岩は、 $\text{SiO}_2$  含量が 45%以下、45-52%、52-66%、66%以下のものに分類される。ここで  $\text{SiO}_2$  含量



というのは、 $\text{SiO}_2$ という化学組成の鉱物（たとえばセキエイ）の含量ではなく、岩石を粉碎-溶解して化学分析してケイ素の含量を測定し、それを  $\text{SiO}_2$  という組成に換算して表示したものである。岩石中のケイ素の割合が小さいということはその他の主要成分、ナトリウム、カリウム、マグネシウム、カルシウム、アルミニウム、鉄などの含有量が相対的に高いということになる。

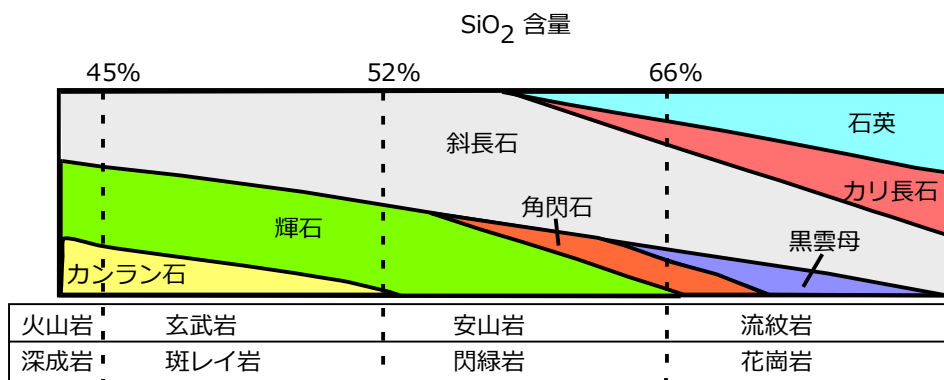


図 5.5 火成岩の分類

ナトリウム、カリウム、マグネシウムなどはマグマや岩石中ではそれぞれ  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ などの陽イオンとして存在している。ケイ素の割合の少ない岩石ではこれらの陽イオンの割合が多いことになる。岩石は電氣的に中性でなければならない。つまり陽イオンの正電荷はケイ酸イオンの負電荷とつりあっているなければならない。ところが、ケイ素含量つまりケイ酸イオン含量が高い岩石では陽イオン含量が低く、低い岩石では高いというのは一見矛盾する。このような関係が成り立つためには、陽イオン含量の高い岩石中のケイ酸イオンはケイ素 1 個あたりの電荷が多くなければならないことになる。図 5.3 を見てほしい。モノケイ酸イオンではケイ素 1 個あたりの負電荷は-4 である。一方重合度 2 の直鎖のポリケイ酸イオンでは-3、重合度 4 では-2.5 と、重合度が大きくなるとケイ素 1 個あたりの電荷は小さくなる。つまりケイ素含量の多い岩石では、ケイ素が重合度の大きいポリケイ酸として存在することにより、少ない陽イオンで電荷のバランスが取れることになる。このように、ケイ素の含量は岩石の基本的な性格を決める重要な性質である。

ハワイ島の火山から噴出している溶岩はケイ素含量の低い溶岩である。上に述べたように、ケイ素含量の溶岩に含まれるケイ酸イオンの重合度は低い。つまりケイ酸イオンのサイズが小さいことになる。このため、玄武岩質の溶岩は流動性が高く、火口からだらだらと流れ出す。一方、ケイ素含量の高い溶岩では、含まれるケイ酸イオンの重合度がより高い。このため、溶岩の粘性が高い。雲仙普賢岳の溶岩ドームを作った溶岩は安山岩質の溶岩である。

詳しくは後述するが、図 5.5 に示すように、ケイ素含量が決まると、岩石のおおよその鉱物組成も決まってくる。ただし、火山岩の場合には、この図に示した鉱物に加えて多量のガラスが含まれることを忘れてはいけない。

### 5.2.3. 造岩鉱物

造岩鉱物としては 2000 種以上もの鉱物が報告されているが、量的に重要なものはそのうちのわずかで、その大部分はケイ酸塩鉱物である。図 5.5 に示されているものがその代表である。ケイ酸塩鉱物である造岩鉱物はいろいろなやり方で分類されるが、その一つは構造を構成するケイ酸イオンの特徴による分類である。造岩鉱物のケイ酸塩に含まれるケイ酸イオンは、モノケイ酸イオン（ネソケイ酸イオン）、鎖状に重合したポリケイ酸イオン（単鎖イノケイ酸イオン）、二重鎖状に重合したポリケイ酸イオン（複鎖イノケイ酸イオン）、層状に重合したポリケイ酸イオン（フィロケイ酸イオン）および 3 次元的に重合したケイ酸イオン（テクトケイ酸イオン）の 5 種である。

モノケイ酸イオンの塩である鉱物はカンランセキグループ、単鎖イノケイ酸イオンの塩はキ石グループ、複鎖イノケイ酸イオンの塩はカクセン石グループ、フィロケイ酸イオンの塩はウンモグループ、テクトケイ酸イオンの塩は長石グループとよばれる。それぞれのグループの鉱物の特徴の概要を以下に示す。

### カンラン石グループ (olivine)

モノケイ酸の  $Mg^{2+}$  や  $Fe^{2+}$  の塩である。造岩鉱物の中でも最も簡単な構造をもつ。純粋な鉄塩、マグネシウム塩は少なく、両者を含む。  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  という組成に近いものが多い。このような組成を持つものを  $Mg_2SiO_4$  と  $Fe_2SiO_4$  の固溶体という。

### キ石グループ (pyroxene)

単鎖状に重合したポリケイ酸の塩とみなすことができる。ポリケイ酸部分の単位胞組成は  $Si_2O_6^{4-}$  であり陽イオンとして  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  などが入る。ポリケイ酸部分では Si の一部が Al で置換されていることが多い。このようなポリケイ酸イオンをアルミノケイ酸イオンという。  $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$  の置換によっても負電荷が生じている。代表的な組成のものとしては、エンスタタイト ( $Mg_2Si_2O_6$ )、ジオプサイド ( $CaMgSi_2O_6$ )、オージャイト ( $(Ca, Mg, Fe)_2SiO_6$ ) などがある。約 20 種類のキ石鉱物が見いだされている。

### カクセン石グループ (amphibole)

2 重鎖のポリケイ酸イオンを含む。ポリケイ酸部分の単位胞組成は  $Si_8O_{22}(OH)_2^{14-}$  であり陽イオンとして  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  などが入る。ポリケイ酸の  $Si^{4+}$  の一部が  $Al^{3+}$  で置換されていることもある。カクセン石グループは 5 つのサブグループに細分され、代表的な鉱物として約 200 種のカクセンセキ鉱物が見いだされている。

### チョウ石グループ (feldspar)

3 次元的に重合したケイ酸のケイ素イオン ( $Si^{4+}$ ) の一部がアルミニウムイオン ( $Al^{3+}$ ) で置換されたポリアルミノケイ酸からなる。ポリケイ酸と異なり、ポリアルミノケイ酸では、  $Al^{3+}$  で置換された箇所は負電荷をもつので ( $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$  の置換によって負電荷が不足する)、それを中和するため、骨格中にアルカリ金属イオンやアルカリ土類金属イオンが取り込まれて結晶が形作られている。代表的な組成のものとしては、セイチョウセキ ( $KAlSi_3O_8$ )、ソウチョウ石 ( $NaAlSi_3O_8$ )、カイチョウ石 ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) などがある。ソウチョウ石とカイチョウ石は固溶体を形成する。

火成岩中ではもっとも多く含まれている鉱物であり、図 5.5 に示されているように大部分の火成岩には含まれ、花崗岩でも玄武岩でも造岩鉱物の 50% ないしそれ以上はチョウ石である。

### ウンモグループ (mica)

層状に重合したポリケイ酸イオンの塩とみなすことができる。陽イオンとしては  $Al^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  などが代表的。Al を主体とするものの組成は  $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ , Mg を主体とするものは  $KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$  である。

### セキエイ (quartz)

ケイ酸塩ではなく、ケイ酸が 3 次元的に重合したポリケイ酸の結晶である。化学組成は  $SiO_2$  である。同じ化学組成で結晶構造が異なる鉱物にクリストバライトがある。



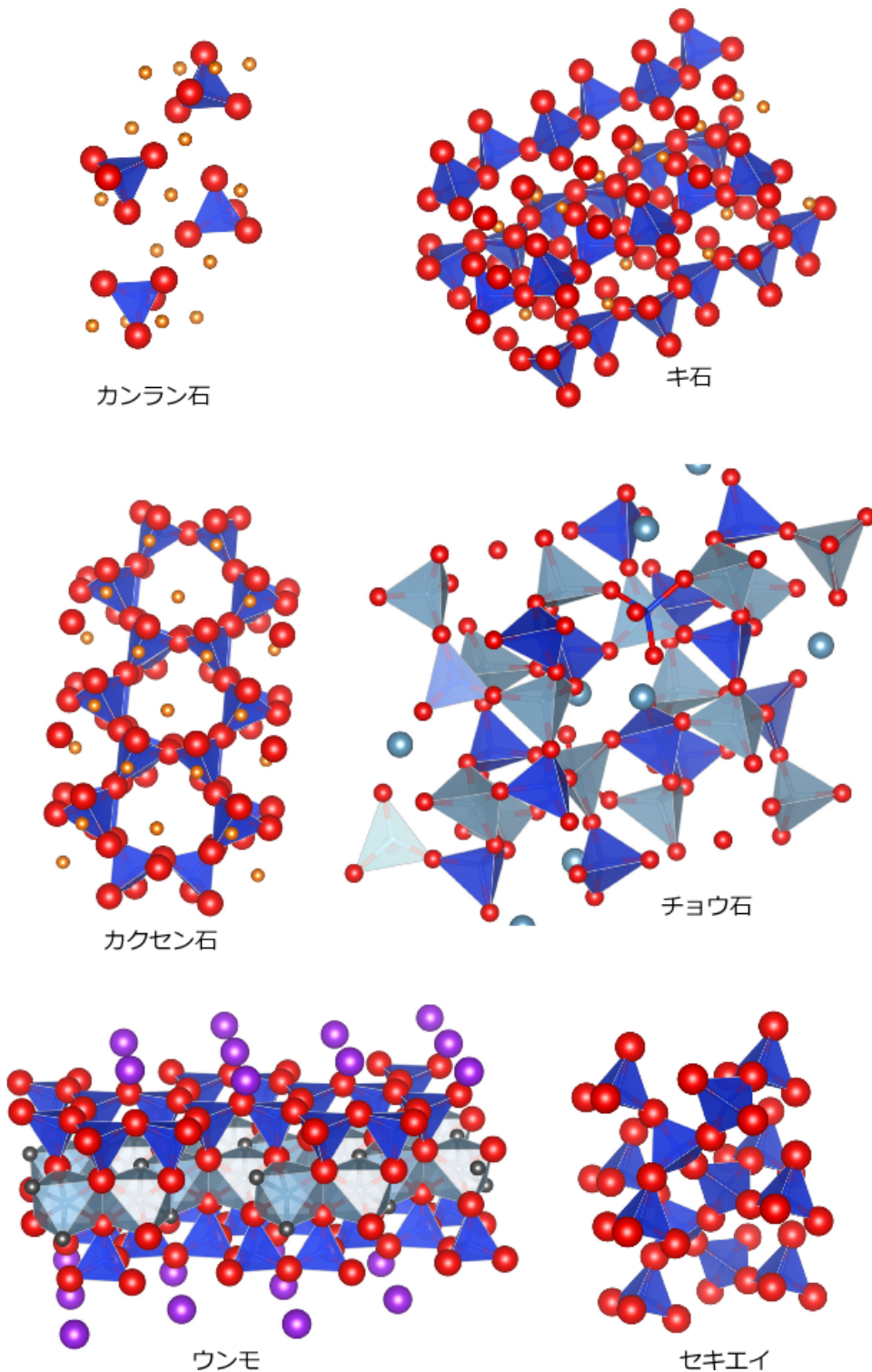


図 5.6 代表的な造岩鉱物の構造。どの図も共通して赤丸は酸素イオンを示す。ケイ素に結合した酸素を結ぶとケイ素を中心とした正四面体となる。ここではポリケイ酸イオンを見やすくするために多面体表示にしている。カンランセキではモノケイ酸イオンが、キ石では単鎖のポリケイ酸イオンが、カクセン石では複鎖のポリケイ酸イオンが、チョウセキとセキエイでは 3 次元的に重合したポリケイ酸イオンが、雲母では層状に重合したポリケイ酸イオンが存在する。図は VESTA (Momma and Izumi, 2011) によって作図。

#### 5.2.4. その他の造岩鉱物

##### 火山ガラス

火山ガラスは、玄武岩、安山岩等の火山岩のマトリックスを構成する主要物質である。また火山灰の大部分は火山ガラスの碎片からなる。火山ガラスは立体網状に重合したポリ（アルミノ）ケイ酸塩である。非晶質（結晶化していない）であるので、狭義の鉱物（天然の結晶性無機物質）ではないが、通常は鉱物として扱われる。規則正しい構造を持たないので、構造を図示することは難しいが、チョウセキを非晶質化したような構造と考えることができる。

火山ガラスの密度は  $2.4\text{--}2.5\text{ g/cm}^3$  であり、同じく立体網状のポリケイ酸やポリアルミノケイ酸塩であるセキエイやチョウセキ（それぞれ  $2.65, 2.5\text{--}2.7\text{ g/cm}^3$ ）よりもかなり小さい。このことは、構造の密度が低いことを意味する。このため、構造内への水分子や水素イオンの侵入が容易で、化学組成的には類似しているチョウセキと比較すると不安定であり、地球の表層環境では変質しやすい。

##### ジテツコウ（磁鉄鉱、マグネタイト）

化学組成は  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ 。様々な岩石に黒色の砂大の粒子として含まれる。安定な鉱物であり、岩石の変質過程でもあまり変質せず、土に継承される。

##### ジルコン

化学組成は  $\text{ZrSiO}_4$ 。少量鉱物であるが、ケイ素含量の高い岩石（花こう岩など）での含量が比較的多い。非常に安定な鉱物であり、地球表層における岩石の変質過程でもほとんど変質せず土に継承される。

##### リンカイセキ（燐灰石、アパタイト）

化学組成は  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$  である。理想組成は  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$  であり、この組成のものはヒドロキシアパタイトとよばれる、水酸化物イオンの一部はフッ化物イオン、塩化物イオンなどで置換されていることが多い。フッ化物イオンの割合の高いものはフルオロアパタイトとよばれる。

この他にも多くの造岩鉱物があるが、土の生成、生成した土の性質への影響は小さいのでここでは省略する。

### 5.3. 岩石の細粒化と再配分

土とは地球表層に存在する粉、粒状物質の層である。岩石が土になるためにはそれが粉状、粒状になる必要がある。これには物理的なプロセスと化学的なプロセスの両方がある。もちろん、どちらか一方が作用するとは限らず、2つのプロセスが同時に作用することもある。

物理的なプロセスの代表的なものは氷河による削剥作用である。地球上では 60 万年前～1 万 5000 年くらい前までの間に数回の氷河期があった。氷河は斜面に堆積した万年雪が圧縮され、巨大な氷塊となったものが、氷のクレーブ現象によってゆっくりと斜面を流れ下っているものである。過去最大の氷河期には陸地の大部分が氷河におおわれていたと考えられている。流下する氷河は底部の岩石を削り取ると。削剥され、細粒化された岩石は氷とともに下方に運搬され、氷河が融解する地点に堆積する。このようにしてできた岩石粒子や粉末の体積を氷堆石（モレーン）という。図 5.7 は現存する氷河のひとつであるカナダのマラスピナ氷河末端に見られる氷堆石である。この氷河は氷河期に存在した氷河と比較するとごく小規模なものであるが、右の福岡市の地図と比較すると、運搬された土砂が膨大であることがわかる。

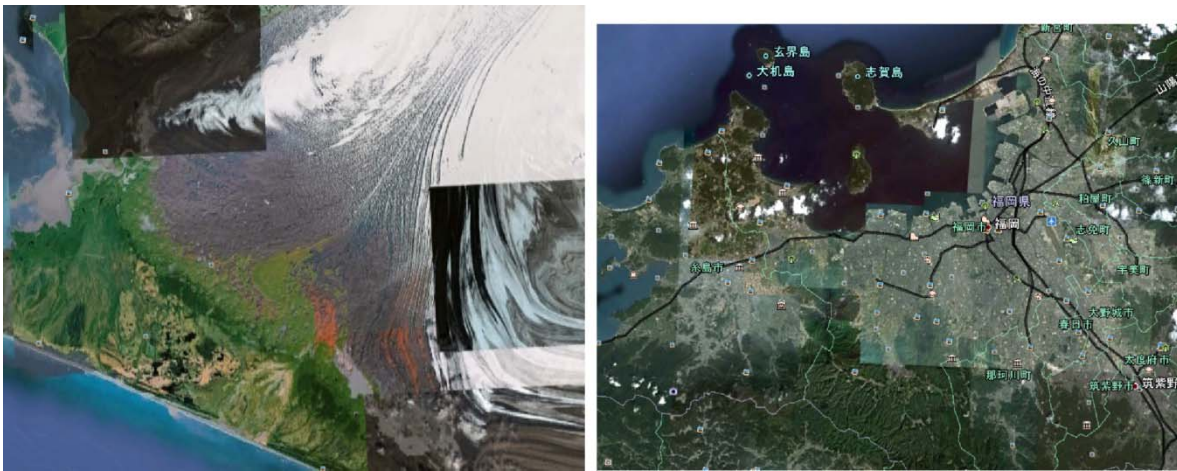


図 5.7 カナダのマラスピナ氷河末端の氷堆石（左）と同じ縮尺の福岡市（右）（Google Earth）

氷河の末端には、融解した水によってしばしば湖が形成され（氷河湖）、そこを源流とした河川が発達する。氷堆石のうち細粒部分はこの河川によって下流に運ばれて堆積する。また、一部は風によって広範囲に運搬されて堆積する。氷河期には陸地の水の多くは氷となっていたため、大気は乾燥していた。このため氷堆石の細粒部分の相当部分は風によって運搬されて再堆積したと考えられている。現在陸地の大面積にレスとよばれる均一な微粒子の堆積物が存在する（図 5.8）。このレスの多くは、氷河期に大陸氷河の縁辺部に堆積した氷堆石の細粒部分が風によって広範囲に運搬されて堆積したものと考えられている。レスは海洋底にも存在する。ウクライナや合衆国の大平原、ヨーロッパの主要部に広くレスは堆積しており、現在これらの地域に分布する土の原料となったと考えられている。春先の黄砂現象にみられるように、レスはさらに風によって運搬され、日本をはじめ世界の現在の土の生成にも少なくない影響を与えている可能性がある。

氷河以外の岩石の物理的な細粒化機構としては、火山の噴出にともなう爆発的な細粒化がある。火山灰はこの機構によって生成され、大気中に放出される。高く吹き上げられ、部分的には成層圏まで上昇して大面積に分配される。また、火砕流として火山の山腹を流下し、裾野に堆積する。火山灰として吹き上げられ、落下して堆積したものは固結することはないが、火砕流の堆積物は、主要構成成分の火山ガラスの温度が高い場合には堆積した後溶結し、溶結凝灰岩となることもある。世界的には土の原料としての火山灰堆積物の分布は氷河堆積物と比較すると限られているが、日本をはじめ、環太平洋火山帯の地域では重要である。

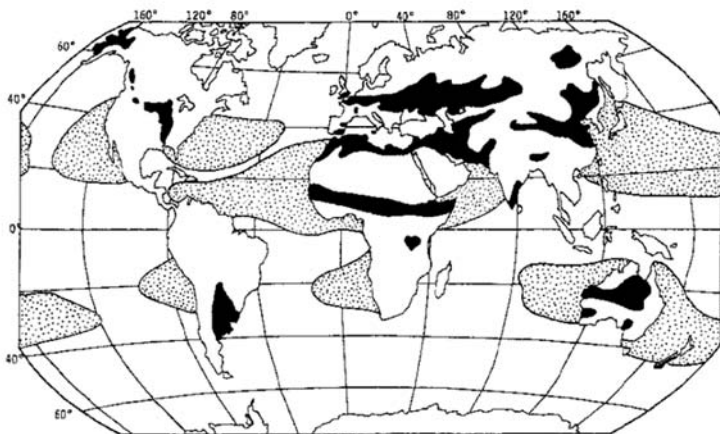


図 5.8 地球上のレスの分布、黒い部分は陸地のレス、斑点部分は海洋底のレス。（成瀬，2003）

氷河、火山の噴火の他には、山を構成する岩体の崩壊や崩壊物の低地への移動過程での相互の衝突による粉碎がある。

以上物理的な細粒化について述べたが、これらのプロセスに引き続いて、あるいはこれらのプロセスと並行して化学的な細粒化が起こる。その代表的なものは水による部分的な溶解反応である。火成岩の鉱物の主体はケイ酸塩である。通常これらは不溶性物質とみなされるが、これは文字通り水に溶解しないわけではなく、溶解度がきわめて低いという意味である。岩石、鉱物が水と接触するとわずかに溶解する。もし水が移動しなければそこで反応は停止する。しかし地表においては、岩石と反応した水は速やかに重力の作用で移動し、また新たに水が（降水として）加わる。このため溶解反応はどんどん進行する。この溶解反応によって、鉱物が丸ごと溶けてしまうなら後には何も残らない。しかし、鉱物が何らかの残渣を残して部分的に溶解するなら、この機構によって岩石は崩壊し、細粒化する。この機構については次節で述べる。

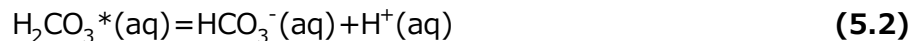
## 5.4. 岩石および造岩鉱物の変質と二次鉱物の生成

### 5.4.1. 二次鉱物の生成機構

清浄な大気は 0.035%(v/v)の二酸化炭素を含んでいる。この大気が純水と接触して平衡状態になったとき、炭酸濃度は  $10^{-5} \text{ mol L}^{-1}$  となる。水への二酸化炭素の溶解反応は次式であらわされる。

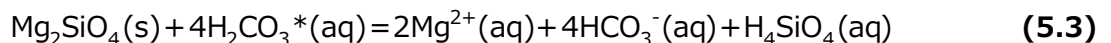


上の式において  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  は文字通りの炭酸と水和二酸化炭素(二酸化炭素が水分子と会合しているが炭酸とはなっていないものの両者をあらわす。これらを区別する化学的な手段がないために、水質化学においてはこのような扱い方を。そして炭酸は次式にしたがって弱く解離するので大気と平衡した純水は必ず弱酸性となる。



大気中の炭酸の溶解平衡および炭酸の解離平衡が成立している場合、水の pH は 5.6 となる。これは水素イオン濃度約  $2.5 \times 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}$  に相当する。一方純水の水素イオン濃度は  $10^{-7} \text{ mol L}^{-1}$  であり、鉱物と水との反応では水素イオンが非常に重要な役割を果たすので、岩石と水との相互作用を述べるにあたっては溶質としての炭酸だけは無視できない。このほか、降水は海洋から吹き上げられた海塩や大気中の風性塵を凝結核として含むほか、化石燃料の燃焼によって大気中に放出され対応や窒素酸化物由来の硝酸や硫酸を含む混合酸溶液ともいえる。このような場合には降水の pH は 5.6 よりも低くなる。

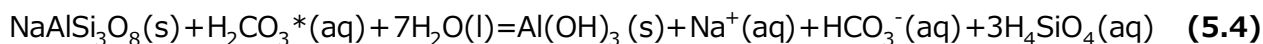
岩石は鉱物の集合体である。そして鉱物は化学的な立場から見ると重合したケイ酸(石英)、あるいは様々な重合度を持つケイ酸やアルミノケイ酸の(主として)アルカリ土類金属、アルカリ金属塩類である。塩類と水との反応で最も重要で基本的な反応は溶解反応である。たとえば、カンラン石の一種であるフォルステライト(Forsterite)は  $\text{Mg}^{2+}$  とモノケイ酸との塩であるが、希薄な炭酸水である陸水と反応すると



のように溶解する。これは造岩鉱物の溶解反応の中ではおそらく最も単純なものであり、フォルステライトを構成する構

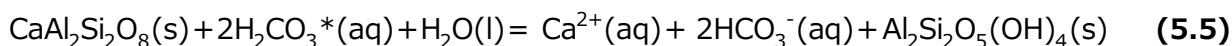
成成分がそのままの化学量論比で溶液中に放出されている。このような溶解反応は**調和溶解**(congruent dissolution)と呼ばれる。

溶解反応は、鉱物の骨格を作るケイ酸イオンが重合したポリケイ酸イオンからなる場合にはやや複雑になる。また、骨格がアルミノケイ酸イオンからなり、反応する水の酸性度が十分でない場合にはさらに複雑になる。たとえばアルミノケイ酸塩であるチョウ石の一種アルバイト(Albite)が、水に溶解するときには



のような反応が可能である。この反応ではアルバイトを構成するアルミニウムイオンはすべて水酸化アルミニウムとして残留し、ケイ素はモノケイ酸として、ナトリウムはナトリウムイオンとして溶脱する。生成した水酸化アルミニウムは固体であるので、この反応では鉱物の構成成分がその化学量論比で溶解成分となっていない。このような溶解反応を**不調和溶解**(incongruent dissolution)と呼ぶ。

土には造岩鉱物以外の鉱物が含まれる。特に土の細粒部分の大部分は造岩鉱物以外の鉱物で占められるが、その大部分は上に述べたような造岩鉱物の不調和溶解の過程で生成したものである。これらの鉱物は土の生成過程で2次的に生成したものであるので2次鉱物と呼ばれ、これに対して造岩鉱物は1次鉱物と呼ばれる。たとえば土の代表的な2次鉱物であるカオリン鉱物はたとえばカイチョウ石の不調和溶解によって生ずることが知られている。



以上、比較的簡単な不調和溶解の例を示した。実際には、造岩鉱物の組成が複雑である上に不調和溶解の生成物も1種類とは限らないが、造岩鉱物の不調和溶解とその生成物に関しては次のようなことがいえる。

- 1) Si-O 結合よりも M-O 結合 (M は金属イオン) の方がイオン結合性が高いため、プロトンとの反応によって切断されやすい。とくにアルカリ金属イオンやアルカリ土類金属イオンの場合にはイオン結合性が高い。
- 2) このため、造岩鉱物中のアルカリ金属イオンやアルカリ土類金属イオンは、水素イオンとの交換によって溶出する。溶出が進行すると、造岩鉱物は元の構造を保てなくなる。
- 3) このため、造岩鉱物中のアルカリ金属イオンやアルカリ土類金属イオンは、水素イオンとの交換によって溶出する。溶出が進行すると、造岩鉱物は元の構造を保てなくなる。
- 4) これにより、ポリケイ酸イオン中の Si-O 結合の一部も加水分解され、モノケイ酸として溶出する。
- 5) 造岩鉱物中の鉄イオン (大部分は 2 価鉄イオン) も溶出するが、直ちに酸素と反応して 3 価鉄イオンとなり、その場で水酸化鉄鉱物となる。マンガンも同様である。
- 6) アルミニウムイオンは溶出しにくく、残ったケイ酸イオンと新しいケイ酸塩鉱物をつくる。その大部分は層状ケイ酸塩鉱物である。

こうして、溶解や不調和溶解の進行の結果、カンランセキのようなモノケイ酸塩 (ネソケイ酸塩) は消失し、他の造岩鉱物は次第に酸化鉄鉱物や層状ケイ酸塩鉱物に転換していく。セキエイは安定であり、長期間残留する。このような反応の一例を図 5.9 に示す。



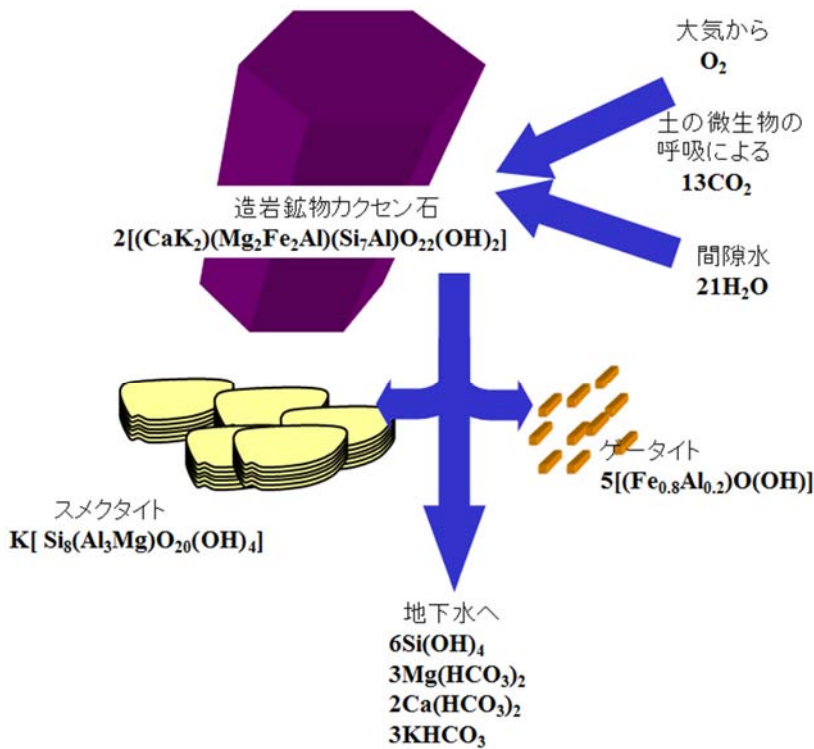


図 5.9 カクセン石の不調和溶解によって、スメクタイトという層状ケイ酸塩鉱物とゲータイトが生成する反応の例と、その反応における物質収支。

カクセン石は複鎖のポリケイ酸の塩（複鎖イノケイ酸塩）であり、ケイ酸イオンの単位は  $\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_{22}^{14-}$  である。この例に示したカクセン石では、ポリケイ酸イオンのケイ素の 1 個が Al と置き換わっており、正確にはポリケイ酸イオンではなく、ポリアルミノケイ酸イオンである。ポリアルミノケイ酸イオンの単位は  $\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_{22}^{15-}$  であり、 $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$  の置換によって負電荷が一つ増えている。陽イオンとしては、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Al}^{3+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  が含まれている。このカクセン石が地殻表層の、液体状の水と酸素の存在下で不調和溶解すると、構造中のアルカリ金属元素およびアルカリ土類金属元素（K、Mg、Ca）の大部分は炭酸水素塩として溶脱する。またポリケイ酸イオンの半分弱もモノケイ酸として溶脱する。カクセン石に含まれる鉄（ $\text{Fe}^{2+}$ ）も、溶解の過程で溶出するが、酸素によって 3 価の鉄イオン（ $\text{Fe}^{3+}$ ）に酸化され、次いで水と反応して酸化水酸化鉄鉱物を生成する。ここで生成しているのはゲータイトという鉱物である。ゲータイトの理想組成は  $\text{FeOOH}$  であるが、ここでは生成時に、本来鉄が入るべきところの一部にアルミニウムイオン（ $\text{Al}^{3+}$ ）が取り込まれて、 $(\text{Fe}_{0.8}\text{Al}_{0.2})\text{OOH}$  という組成の、Al 置換ゲータイトとなっている。このような置換は土環境下では一般的であり、土に含まれるゲータイトの大半はこのような組成を持つ。

アルミニウムの大部分とケイ素の過半は溶脱せずに残留し、新しい層状ケイ酸塩鉱物を形成する。この事例ではスメクタイトとよばれる層状ケイ酸塩鉱物が生成している。スメクタイトの構造中では  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$  という置換が起こっているため、その骨格中は負に帯電している。この負電荷を中和するためにカリウムイオンが層状構造単位の表面に吸着されている。

(5.3) 式、(5.4) 式や図 5.9 からわかるように、ケイ酸塩鉱物が炭酸を含む水に溶解するとモノケイ酸と炭酸水素イオンおよびアルカリ金属イオンやアルカリ土類金属イオンを含む水が生成する。これらの溶質は多くの地下水の主要な溶質である。実際、鉱物の溶解反応は地下水の水質を決定する反応として最も重要なもののひとつである。





図 5.10 水質分析結果を掲載したミネラルウォーターのラベルの例。ローマで売られていたもの。

図 5.10 はローマで販売されていたミネラルウォーターのラベルのコピーである。右半分にはイオン組成の分析結果が掲載されている。初めの行に CO<sub>2</sub> と書かれているのが H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>\* を CO<sub>2</sub> という組成に換算して表示したものである。実際の溶解形態は炭酸水素イオンである。主要な陽イオンは Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> である。そして最後の行は SiO<sub>2</sub> である。ケイ素の実際の溶解形態はモノケイ酸 H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> であるが、習慣によって SiO<sub>2</sub> という組成に換算して示したものである。このようにミネラルウォーターは造岩鉱物が不調和溶解したときに生成する水に相当する組成を持っている。つまり文字通りミネラルが溶解した水なのである。

塩化ナトリウムなどの単純な塩類の場合には、溶解度は飽和溶液の濃度によって表すことができる。しかしケイ酸塩鉱物のように複雑な構造の塩類の場合にはそのような単純な序列付けはできない。その理由は、まず第一に、同じ鉱物でも調和溶解か不調和溶解か、また不調和溶解には様々な経路が存在しているからである。また造岩鉱物の自然界での溶解反応には例外なく炭酸が関与しており、溶解度は溶解環境における炭酸濃度に依存する。このため、単純な無機塩類の場合に利用できるような溶解度の考え方は、造岩鉱物の溶解に対してはあまり意味がない。

ごく定性的ではあるが、鉱物の構造を形作る元素間結合の性質は鉱物の溶解度の判定に有用である。この節で述べたように造岩鉱物の溶解には炭酸や水が関与しているが、その基本的な反応は炭酸や水由来の水素イオンによる結合の開裂である。したがって、イオン結合性の高い元素間結合のほうがより開裂しやすいと考えられる。造岩鉱物を構成する元素間結合のうち Si-O 結合ではイオン結合性が 50%、共有結合性が 50%程度と見積もられている。また Al-O 結合ではイオン結合性が 60%、共有結合性が 40%程度と見積もられている。そして、アルカリ金属-酸素結合やアルカリ土類金属-酸素結合はほとんどイオン結合性である。このことから、一般的には、鉱物骨格を構成するケイ酸陰イオンの重合度が低く、アルカリ金属やアルカリ土類金属含量の高い鉱物ほど溶解度が高いと予想される。この基準に従うと、最も溶解度が高いと予想されるのはカンラン石類であり、次いでキ石とカクセン石、それに続いてウンモとチョウ石、最も溶解性が低いと予想されるのはセキエイである。実際、多くの土ではカンラン石類は最も早く消失しており、逆にセキエイはたいいていの土で見出され、この判断基準が定性的には妥当であることがわかる。

以上の議論は平衡溶解度、つまり鉱物を一定量の水と接触させたまま溶解平衡に達するまで反応させたときの溶解度、についてのものである。自然界においては、水と鉱物が接して静止するという事はほとんどない。降水量が蒸発量を上回るような湿潤な気候下では、土の間隙水は絶えず上から下へ流動している。そのため地表に近いところでは鉱物の溶解産物を含んだ間隙水は下方へ移動し、間隙水は更新されるので、鉱物は溶解平衡に達することなく溶解を続ける。一方溶解成分が運び込まれる土の下層では溶解反応はより遅くなる。そればかりか、土の上層部から溶脱さ

れてきた金属イオンやケイ酸のため間隙水がある鉱物に関して過飽和になり、そこでその鉱物が析出することさえもあろう。

#### 5.4.2. 土壌生成速度

この章で述べたように、土の生成には氷河による岩石の削剥や火山爆発などの寄与が大きかった。しかし現在の地球上ではそれらの寄与は比較的小さい。また現在の地球上で、氷河も火山活動も存在しない場所での土の生成は、主として 5.4.1 で述べた造岩鉱物の不調和溶解とそれによる岩石の変質によっている。この機構による土の生成速度は、地球表層部の岩石の組成と、河川水の溶質組成と河川水の流量から推定することができる。この方法によって推定された土の生成速度の推定値として  $520\sim 1310 \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$  という値が報告されている (Wakatsuki and Rasyidin, 1992)。この計算における土とは、岩石の不調和溶解によって生じた二次鉱物 + 残存する一次鉱物である。仮にこの機構で生成した土の乾燥密度が  $1.0 \text{ kg/L}$  とすれば、1 年間に生成する土の厚さは  $0.05\sim 0.13 \text{ mm}$  となる。

容易に予測できるように、不調和溶解速度は固結していない細粒質の火山灰では格段に早くなる、上で述べた方法によって、島根県の火山砕屑物で覆われた地域について推定された土の生成速度は  $2700\sim 5700 \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$  であった。

### 5.5. 植生の発達と有機物の集積

#### 5.5.1. 土の有機物の内訳

現在の地球表層には様々な生物が存在する。新鮮な岩石の表面にも岩石の表面にも微生物が存在するし、瞬間に地衣類が生育するようになる。これらの生物は呼吸し二酸化炭素を生成する。二酸化炭素は水に溶解し、それが前節で述べたように岩石の調和溶解や不調和溶解を促進し、岩石が細粒化したり二次鉱物が生成したりする。岩石が細粒化すると、土の生物の章で述べたように、さらに多くの微生物や微小動物を収容できるようになり、高等植物も生育できるようになる。このことはさらに岩石、鉱物の変質を促進する。このように、生物活動は土の生成を促進する。氷河などの作用によって細粒物質が供給された場合には一層早く植物を含む生物が定着する。

こうして、温度や水環境が生物の生育に適切である場合には地表は植物で覆われ、地下部にも生態系が形成される。多年生の植物は落葉、落枝を、1 年生の植物の場合には植物体全体を土に還元する。この有機物は土の生物にとっては貴重な養分となる。植物遺体の構成成分の一部はエネルギー源として、また体構成成分として利用されるが、完全に分解されることはない。分解されなかった植物遺体成分、部分的に分解された生体構成物質、それらと微生物の生産物との複合体、さらにそれらが土の中で非生物的に反応して生成した有機物などが土に集積してくる。

図 5.10 は土に含まれる有機物のおおよその内訳を示した図である。土に含まれる有機物のうち生きた生物体は 5%程度で、残りは非生物である。そして非生物のうち、平均して約 20%は粗大有機物 (デトリタス)、つまり枯死した植物体や、それが蚕食されたもの、腐朽しかかったものなど、肉眼で識別でき生物体起源であることが判別できるようなものである。残りのうち約 30%程度は、糖、タンパク、脂質、ロウなど生物起源の有機物である。そして残りの 50%程度 (土によっては大半) は、既知の有機化合物群のどこにも位置づけられない有機化合物群であり、比較的分子量が大きく、非常に多様なものを含み、全体としては暗褐色をしている。この有機化合物群はまとめて腐植物質とよばれる。土の表層部は下層部と比較すると暗褐色味が強いことが多いが、これは腐植物質が集積しているから

である。

### 5.5.2. 腐植物質

腐植物質は、あえて分類するとすれば、低分子～高分子の有機酸であり、1分子に多数のカルボキシ基（-COOH基）を持っている。土の表層で生成した腐植物質は土の鉱物と反応しながら下方に移動する。この過程で、カルボキシ基の大部分にはアルミニウム、鉄、カルシウムなどの多価金属イオンが結合し、ただちに水溶性を失う。このため、高分子量の腐植物質は、ほとんど移動することなく土の表層に集積する。しかし、比較的分子量の腐植物質は土の鉱物と反応しながら下層へ移動し、カルボキシ基が金属イオンで満たされて水溶性を失ったり、あるいはカルボキシ基を介して土の鉱物に結合したりして土の下層に集積する。

腐植物質は落葉落枝が供給される土のごく表層で最も多く生産される。それが下層へ移動する過程で土に含まれる鉱物と反応するのであるが、この反応とは、腐植物質によって鉱物が表面から溶解される反応に他ならない。この反応が引き続くと、土に含まれる酸化鉄、水酸化鉄鉱物が溶解され尽くすこともある。酸化鉄、水酸化鉄鉱物は土の赤褐色ないし黄褐色の色調を与えている鉱物である。これらの鉱物が溶解されると、その部分は灰白色を呈するようになる。図3.2の左から2番目の断面の暗褐色な表層の直下の白色層はこのような機構で形成されたものである。このような溶脱層はA層の一種であるが、E層とよばれる。

また一部の低分子量の腐植物質は溶脱して地下水に到達するし、河川や湖沼へも溶出する。

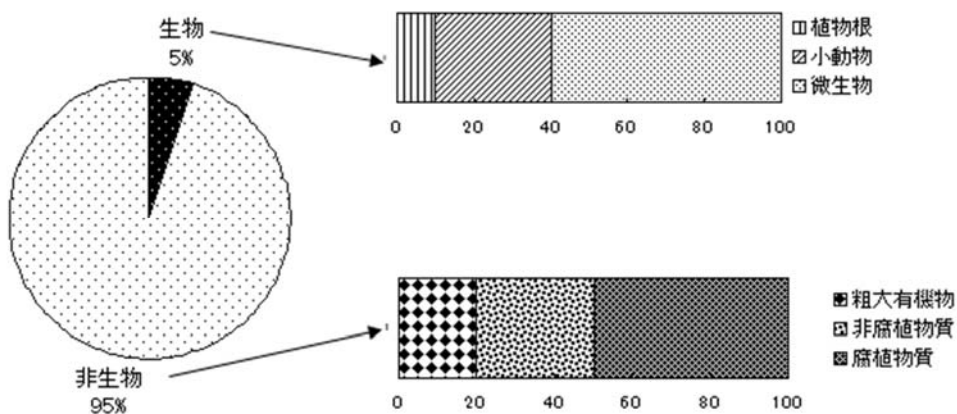


図 5.11 土に含まれる有機物の内訳（木村ら, 1994 に基づいて作図）

## 5.6. 土壌断面の発達

土ができるというのは、原料である岩石の細粒化、細粒化されたものの水や風、重力による運搬と再堆積、構成鉱物の化学的変質が継続してあるいは同時に進行することである。このようなプロセスの結果、土は特徴的な断面形態を持つようになる。

### 5.6.1. 層位の分化

いま、例として氷堆石、氷堆石が運搬されて再堆積した岩石微粒子、堆積した火山灰の層などがあるでしょう。これらは、天然の粉、粒状物質の層であるから、これら自体が土といえる。しかしこれらの土はさらに変化していく。温暖

である程度の降水があると、降水は土に浸透して下方に移動する。まず、表層には植物が繁茂し、土の表面に落葉落枝を供給する。このデトリタスから前節で述べたように腐植物質が生成し、土の上部は暗褐色を帯びようになる。浸透した水は造岩鉱物を不調和溶解し、次第に様々な二次鉱物が生成する。造岩鉱物に含まれていた二価鉄イオンが溶出すると、空气中酸素によって酸化され水酸化鉄鉱物が生成する。水酸化鉄鉱物は鉱物種によって黄色ないし赤褐色であるので、これらの鉄鉱物によって土の断面は次第に、黄色ないし赤褐色に着色するようになる。

表層に集積した有機物の一部は浸透水に溶解して下方に移動することもある。移動した有機物は下方の鉱物に吸着される。また上層で溶解した様々な無機成分も下方に移動し、途中で沈殿することもある。さらに、二次鉱物の微粒子自体が浸透水に分散して下層に移動し、ある個所で沈積するようなこともある。こうして土の断面はさながらクロマトグラフのように、層が分化する。このようにしてできた層を土壌層位あるいは層位 (Soil horizon, Horizon) とよぶ。土壌学では、細粒物質の生成、表層での生物活動の活発化、そしてここで述べたような土層の分化のすべてのプロセスを指して土壌生成作用という。特に土層の分化は土の分類の手がかりとしても利用されており土壌学では非常に重要なプロセスである。

図 5.12 は合衆国の自然草地の土における (有機物として存在する) 炭素と窒素の深さ方向の分布を 15 cm ごとに測定して図示したものである。表層 15 cm には約 22 g/kg の炭素と 1.8 g/kg の窒素が存在する。そしてこれらの含量は深さとともに急減することがわかる。

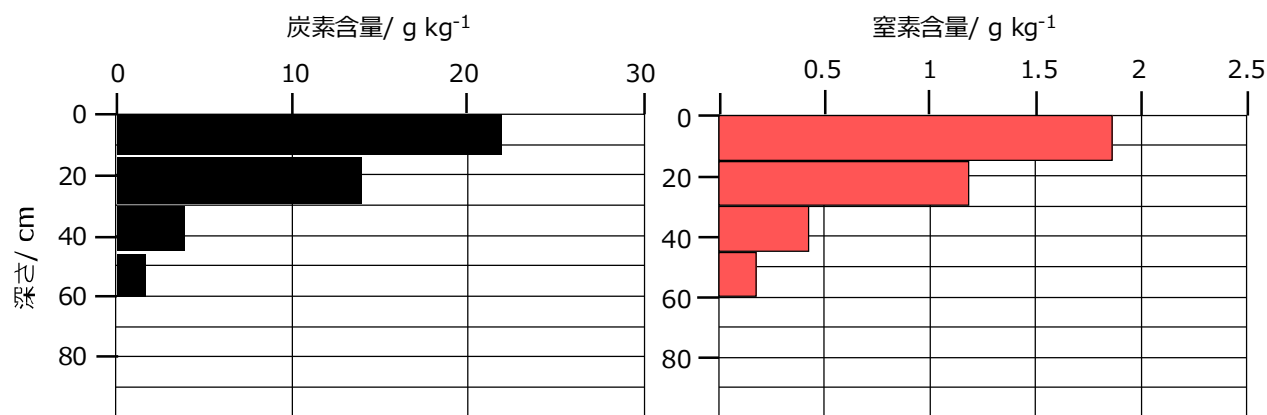


図 5.12 自然草地の土における有機態炭素と窒素の垂直分布の例 (Omonode and Vyn, 2006)

一般に分化した土層は A, B, C というアルファベットで区別される。A 層とは有機物の集積層、かつ様々な物質が溶脱しつつある層である。A 層は一般に暗褐色ないし黒色であり、下層と比較すると暗色であるために、容易に肉眼で区別できる。暗黒色の A 層は、その大部分が有機物からなるのではないかという印象を与えるが、世界の多くの土では有機物含量は 10% 以下のことが多く、A 層であっても大半は鉱物からなる。森林などでは、A 層の上に、落葉や落枝の層があることが多い。この層はごく表面は新鮮な落葉落枝、下に行くにしたがって破碎、変質し、最下部で A 層に接する。この層はほとんど有機物からなる層位であり O 層とよばれる。O 層は、落葉落枝の変質の程度によって L 層、F 層、H 層に細分されることもある。L 層はほとんど変質していない落葉落枝の層、F 層はやや変質しているが、落葉落枝であることが肉眼で識別できる層、そして H 層は、何に由来するか識別できない程度に変質した有機物層である。O 層 (そして L, F, H 層) は有機質層位とよばれ、それに対して A 層 (およびその下の B, C 層) は無機質層位とよばれる。

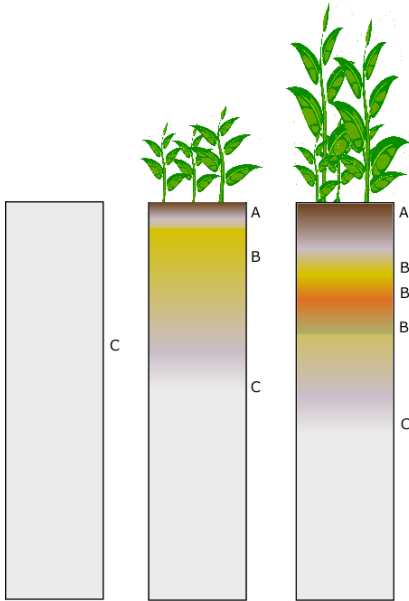


図 5.13 土の断面の発達.

A 層では、落葉落枝の変質過程で生成した有機酸によって、酸化鉄鉱物などの微細な二次鉱物が溶解し、鉄やアルミニウムイオンは有機酸錯体の形で下層へ溶脱するという過程が進行する。この反応が優勢になり、酸化鉄鉱物やその他の二次鉱物の相当部分が溶解、溶脱されると、石英などの安定な鉱物のみが残留し、その層が白色～灰白色を呈するようになることがある。このような層は漂白層とよばれ、E 層という記号が当てられる。

B 層とは上層から溶脱してきた物質の集積がみられる層である。集積している物質の種類を示す添え字をつけて区別される。代表的な集積物質とそれを示す記号は次のようなものである。

- ◆ 酸化鉄，水酸化鉄の結核 (c) ; 酸化鉄，水酸化鉄，酸化マンガンなどの結核が散在する。
- ◆ 還元による斑紋 (g) ; 地下水位が高かったり，人工的に湛水したりすると，生物の呼吸によって酸素が消失する。酸化鉄鉱物の三価鉄を電子受容体とする呼吸によって生成した二価鉄のため，土色が灰青色になった部分を生じている。
- ◆ 腐植物質 (h) ; A 層で生成した腐植物質が単独あるいは鉄やアルミニウム錯体として移動集積している。
- ◆ 固結 (m) ; 鉄やアルミニウムの酸化物，水酸化物，炭酸カルシウムなどによって層全体が固結している。
- ◆ 酸化鉄や酸化アルミニウムの残留集積 (o) ; 土の風化が極端に進行し，酸化鉄や酸化アルミニウムのみが残留したような状態になっている。
- ◆ 鉄やアルミニウムの酸化物や水酸化物 (s) ; 上層から移行した鉄やアルミニウムが集積している。結核として散在するのではなく，層全体に集積している。
- ◆ 粘土 (t) ; 上層から浸透水中に分散して移動してきた粘土粒子が集積している。

そして C 層とは細粒の物質からなるが，有機物の集積や上層からの物質の移動集積が認められない層である。

### 5.6.2. 構造の発達

腐植物質の集積や，表層から下層への様々な物質の溶脱，集積などともなって，いわゆる土壌構造が発達する。土壌構造 (Soil structure) とは，土粒子から生成した階層的な集合体のことを指す用語である。すでに 3 章で述



べたように、土は大小さまざまな鉱物粒子や有機物からできている。そして微細な鉱物粒子は、それぞれが単独で存在することもあるが、腐植物質や、鉄やアルミニウムの酸化物や水酸化物クラスターなどによって接着され集合体を形成している。微小な集合体がさらに集合体を形成し、肉眼で識別できるようになった自然構造単位を土壌構造という。そしてその自然構造単位のことをペッド (Ped) とよばれる。土壌構造は、腐植物質などによる単位土粒子の接着や、乾湿の繰り返しによる亀裂の生成などによって形成される。

土壌構造は、断面に現れる亀裂の観察や、スコップなどで掘り取った土を手で軽くほぐしたり、掘り取った土をスコップの上で何度か跳ね上げて落下させたりするときに自然にできる土塊の形から判断される。図 5.14 は、代表的な土壌構造の模式図を示す。

角塊状構造、円柱状構造、塊状構造は下層土に見られることが多く、土の湿潤－乾燥の繰り返しで亀裂が発生することによって形成される。板状構造は比較的まれな構造であり、凍結・融解を繰り返す土や、農業機械によって踏圧される農地の表土直下などで観察されることがある。粒状構造は多くの表土で一般的にみられ、植物根による圧縮や、植物根の吸水にともなう負圧による凝集などによって形成される。

土壌構造が発達すると、土の通気性や透水性が増加し、植物根の伸長を容易にするなどの点で植物生育に大きく影響する。土壌調査においては、土壌構造の種類だけでなく、その大きさや発達の程度も調査記載される (第 3 章, 図 3.3 参照)。

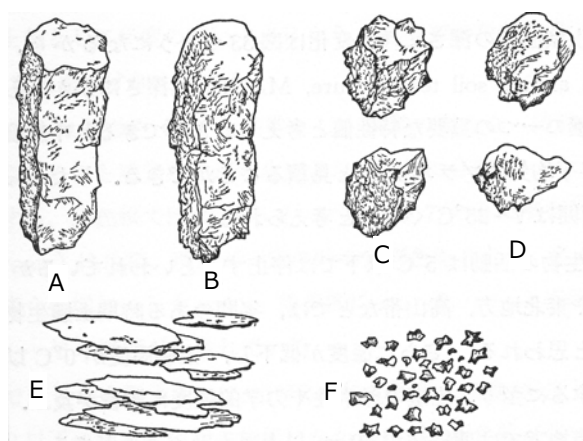


図 5.14 土壌構造の例。A; 角柱状構造, B; 円柱状構造, C; 塊状構造, D; 亜角塊状構造, E; 板状構造, F; 粒状構造 (Soil Survey Staff, 1951)

## 5.7. 土の発達の最終段階

いったん土が生成しても、溶解反応や不調和溶解反応は進行する。その結果、セキエイ以外の造岩鉱物は消失し、酸化・水酸化鉄鉱物、酸化マンガン鉱物や層状ケイ酸塩鉱物などが優勢となる。このうち、層状ケイ酸塩鉱物においても Si-O-Al 結合が次第に切断され、層状ポリケイ酸を構成するケイ素はモノケイ酸として溶脱する。その結果、層状ケイ酸塩鉱物は不安定となり、それを構成するアルミニウムは水酸化アルミニウム鉱物として残留する。

熱帯地域にはラテライトとよばれる土が広く分布する (陸地の 1/3 を占める) が、この土は、酸化・水酸化鉄鉱物含量が高く、セキエイや層状ケイ酸塩鉱物のうちケイ素含量の低いタイプのものが伴う。





図 5.15 ラテライトの断面。

溶解反応や不調和溶解反応がさらに引き続くと、ケイ酸塩鉱物は消失し、酸化・水酸化鉄，水酸化アルミニウムおよび石英のみが残留する。これが土の発達最終段階である。これらの中で、水酸化アルミニウム含量が 50% を超え、セキエイ含量が低いものはボーキサイトとよばれ、アルミニウム製錬のための鉱石として採掘されている。

## 5.8. 問題

- 1) 地殻（岩石圏）におけるケイ素と酸素の存在比（= O/Si モル比）を計算しなさい。地球環境ではケイ素は常に 4 個の酸素に配位されている。それにもかかわらず上記モル比が 4 でないのは何故か説明しなさい。
- 2) 岩石とはなにか、次の用語をすべて使って説明しなさい。  
ケイ酸イオン，ポリケイ酸イオン，鉱物，無機，結晶，造岩鉱物，マグマ，アルカリ金属イオン，アルカリ土類金属イオン，融体（メルト）
- 3) 直鎖状に重合したポリケイ酸イオンの組成を表す一般式を書きなさい。つまり、ケイ素の個数を  $n$  とし、酸素および電荷数を  $n$  で表しなさい。複鎖状，層状に重合したポリケイ酸イオンの一般式も導きなさい。
- 4) カンラン石グループ，キ石グループ，カクセン石グループ，チョウ石グループ，セキエイの骨格に占める共有結合とイオン結合の割合はどのようになっているか，定性的に説明しなさい。
- 5) 不調和溶解とはどのような反応か，反応式の実例を挙げて説明しなさい。

## 5.9. 引用文献

木村真人ら(1994) 土壌生化学, 朝倉書店, 東京.

松尾禎士 監修 (1989) 地球化学, 講談社サイエンティフィック, 東京.

Momma, K. and Izumi, F. (2011) VESTA 3 for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data. J. Appl. Crystallogr. 44, 1272-1276.

- 成瀬敏郎 (2003) 風成塵・レスからみた最終氷期以降のモンスーン変動. 地学雑誌 **112**, 794-799.
- Omonode, R. A., Vyn, T. J. (2009) Vertical distribution of soil organic carbon and nitrogen under warm-season native grass relative to croplands in west central Indiana, UAS. *Agr. Ecosystems Environ.* 117, 159-170.
- Soil Survey Staff (1951) *Soil Survey Manual*, USDA Agric. Handbook, No. 18.
- Wakatsuki, T., Rasyisin, A. (1992) Rates of weathering and soil formation. *Geoderma* 52, 251-263.