

土と海と人と

——一つの土壌生成論の試み

若月 利之
島根大学農学部

一般に風化という言葉は魅力的な使われ方をしていない。たとえば、「愛の風化」、「戦争体験の風化」、等々、マイナスイメージで理解されている。しかし、これは遺憾なことである。地球の表面で水と大気が太陽エネルギーの力を借りて営む風化作用こそが、あの母なる“海”と“土”を創り出しているのである。緑色植物の光合成反応が表舞台のスターならば、風化作用は舞台の裏方の関係になる。目につかないものが注目されないのは仕方のないことではあるが、両者そろってはじめて地球生態系が成立する。図1にはこの風化の基本反応を示した。地殻を構成する火成岩が風化作用を受けて土壌と海洋を生成する。もっとも、海の存在感に比べ土壌の存在感はいまひとつ小さい。土壌は植物の存在する陸地表面をおおきわめて薄い、たかだか数mの皮膜にすぎないからであろう。しかし、その皮膜なしでは陸上生態系が存在しえないのも事実である。

土と海、カリウムとナトリウム

動物の血漿や細胞間液が海水組成に似ていることはよく知られている。一方、植物ではナトリウムではなくカリウムが必須元素となっている。このような差異はなぜ生じたのであろうか。ナトリウムは風化作用によって火成岩から容易にぬけ出し、川から海へ運ばれ濃縮した。しかし、カリウムは比較的溶脱しにくいことと土壌中の粘土鉱物に保持されやすいため、陸上に残りやすい。かくてナトリウムは海の、カリウムは土の主成分の一つとなった(表1と2)。このような土壌環境と海洋環境の差が、長い生物進化の過程で動物と植物におけるナトリウムとカリウムの必須性の差異となってあらわれているのではなからうか。

地殻・土壌・海水の平均元素組成^(1~5)

さて、図1に示したような土壌と海洋の生成過程において、

諸元素はどのように分配されるのであろうか。以下、順をおって考察してみよう。表1には地殻、土壌、および海水の平均組成を示した。土壌を舞台とした生物活動と腐植物質の蓄積のため、土壌中では岩石に比べ炭素と窒素が顕著に富化している。この他、ホウ素、ヨウ素、酸素、イオウも多くなっている。これらに塩素をあわせた7元素の主要な起源は、岩石ではなくて大気・水および火山ガスである。これらの元素は海水中でも多い。

ケイ素、アルミニウム、および鉄

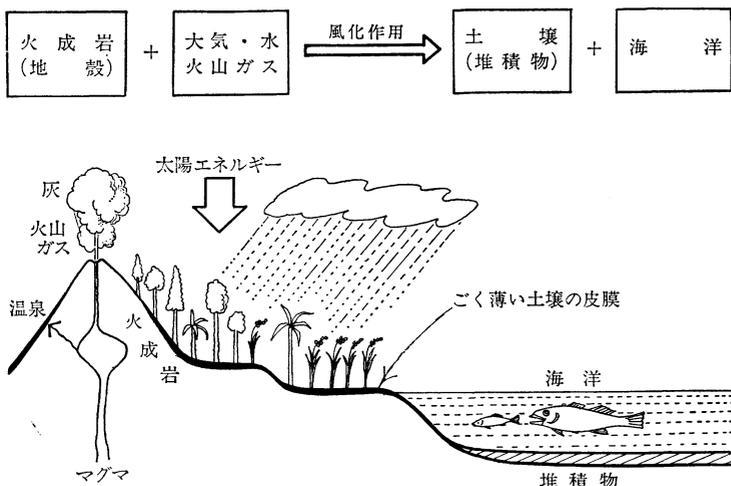


図1 地球表面で土壌と海洋を創り出す風化反応

表 1 地殻・土壌・海水中の主要元素の平均組成、滞留時間および風化供給量⁽¹⁻⁵⁾

元素	地殻の平均組成 (μg/g)	土壌の平均組成 (μg/g)	海水の平均組成 (μg/l)	海水中での滞留時間 (年)	各元素の海洋への風化供給量* (μg/l/38,000年)
Al	82,000	79,000	2	250	300
B	10	20	4.4×10 ³	1.1×10 ⁷	15
C	480	22,000	2.8×10 ⁴	—	—
Ca	41,000	12,000	4.1×10 ⁵	1×10 ⁵	15,600
Cl	130	100	1.9×10 ⁷	1×10 ⁸	7,200
Co	20	8	0.05	4×10 ³	0.5
Cr	100	100	0.3	1.1×10 ⁴	1
Cu	50	30	0.5	3×10 ³	6
Fe	41,000	41,000	2	150	500
I	0.14	5	60	1.1×10 ⁶	2
K	21,000	15,000	4.0×10 ³	6.8×10 ⁶	2,200
Mg	23,000	5,000	1.3×10 ⁵	1.2×10 ⁷	4,100
Mn	950	900	0.2	9×10 ³	8
Mo	1.5	1.2	10	7.5×10 ⁵	0.5
N	25	2,100	640	—	—
Na	23,000	5,000	1.1×10 ⁷	6.8×10 ⁷	6,000
Ni	80	50	1.7	4.4×10 ⁵	0.15
O	474,000	490,000	8.8×10 ⁷	3.8×10 ⁴	8.8×10 ⁷
P	1,000	800	60	1.1×10 ⁵	21
S	260	700	9.1×10 ⁵	9.2×10 ⁶	3,800
Si	277,000	330,000	2.2×10 ³	1.2×10 ⁴	7,000
Ti	5,600	5,500	1	7.5×10 ³	5
V	160	150	2.5	2.0×10 ⁵	0.5
Zn	75	70	4.9	1.2×10 ⁴	16
Zr	190	210	0.03	1.4×10 ⁵	0.8

* 平均河川水濃度に等しい。

は風化残留性を示し、岩石の組成に比べ土壌の平均組成は変化しないかやや増加している。一方、カルシウム、マグネシウムおよびナトリウムは土壌中では濃度が著しく減少し、海水中に蓄積している。しかし、カリウムは土壌に残留する割合が比較的多いため、またカルシウムは炭酸カルシウムの沈殿を生成するため、これら両元素の海水中の濃度はナトリウムやマグネシウムより小さくなっている。ガス起源の元素を除けば、これら4元素が海水の主成分である。これらの塩基類は岩石の風化過程で解放され、海水の成分となったものである。

海水 1 l は何グラムの岩石が風化すればできるか

表1の5列目に示してある各元素の海洋での滞留時間は、以下の式で定義されている⁽⁶⁾。

$$\text{滞留時間} = \frac{\text{海水中濃度} \times \text{海水の質量}}{\text{平均的河川水濃度} \times \text{河川水の年間流入量}} \quad (1)$$

鉄やアルミニウムは不溶性のコロイドとして流入するの

で、塩類濃度の高い海水中ではすぐ沈殿して濃度を下げる。そのため、上式で計算した滞留時間は最も短い。酸素の滞留時間は水の滞留時間と同じで 38,000 年で、海洋の容量と河川水の年間流入量の比が38,000 ということである。滞留時間は塩素やナトリウムのように 10⁸ 年のオーダーのものから数百年までと 100 万倍の差がある。岩石の風化で解放された元素は河川を通して海へ運ばれるので、水に比べて滞留時間の長い元素ほど海水中での濃縮が著しい。ナトリウムの滞留時間は 6.8×10⁷ 年なので、河川水よりも約 1,800 倍濃縮されている。表1の最後の列に示した数値は、水の滞留時間 38,000 年の間に岩石の風化によって海水 1 l 中に供給された各元素の量を次の式で計算した結果である。すなわち、

風化供給量 (μg/l/38,000 年)

$$= \left(\frac{38,000}{\text{各元素の滞留時間}} \right) \times$$

(各元素の海水での平均組成) (2)

(1) 式と比べるまでもなく、この値は地球上の河川水の平均濃度に等しい。

表1の各元素の数値を図1の風化反応の基本式に代入すれば、38,000 年の間に、海水 1 l 中に溶けこんでいる各元素を供給するためにどれくらいの量の岩石が風化したかを計算できる。ただし、ガス起源の元素や微量元素には大きな推定誤差が予想されるので、このような計算に使用できそうな元素は4つの塩基、カルシウム、マグネシウム、カリウム、ナトリウムということになる。さらに、これらのうちカルシウムは炭酸塩の沈殿による除去量の推定に誤差が含まれる。

そこでカリウム、マグネシウム、ナトリウムのそれぞれの値を図1の式に代入すると、以下の3つの式が得られる(岩と土と海の方程式)。

$$\text{K について: } 21,000 E_w = 15,000 S_f + 2,200 \quad (3)$$

$$\text{Mg について: } 23,000 E_w = 5,000 S_f + 4,100 \quad (4)$$

$$\text{Na について: } 23,000 E_w = 5,000 S_f + 6,000 \quad (5)$$

表 2 風化反応における諸元素の寄与と分配のバランスシート

	火成岩 (μg)	+	大気・水・火山ガス (μg)	風化 38,000年	土 壤 (μg)	+	海 洋 (μg)	過剰(不足)* (%)
Al	22,140	+	0	=	18,170	+	300	(-17)
B	2.7	+	(16.9)	(=)	4.6	+	15	(?)
C	123	+	(15,937)	(=)	5,060	+	11,000**	(?)
Ca	11,070	+	0	<	2,760	+	15,600	(+66)
Cl	35	+	(7,188)	(=)	23	+	7,200	(?)
Co	5.4	+	0	>	1.8	+	0.5	(-57)
Cr	27	+	0	=	23	+	1	(-11)
Cu	13.5	+	0	=	6.9	+	6	(-4)
Fe	11,070	+	0	=	9,430	+	500	(-10)
I	0.04	+	(3.2)	(=)	1.2	+	2	(?)
K	5,670	+	0	=	3,450	+	2,200	(0)
Mg	6,210	+	0	=	1,150	+	4,100	(-15)
Mn	257	+	0	=	207	+	8	(-16)
Mo	0.4	+	0	<	0.3	+	0.5	(+100)
N	6.8	+	(526.2)	(=)	483	+	50**	(?)
Na	6,210	+	0	=	1,150	+	6,000	(+15)
Ni	21.6	+	0	>	11.5	+	0.15	(-46)
O	127,980	+	(8.8×10^7)	(=)	112,700	+	8.8×10^7	(?)
P	270	+	0	=	184	+	21	(-24)
S	70	+	(3,891)	(=)	161	+	3,800	(?)
Si	74,790	+	0	=	75,900	+	7,000	(+11)
Ti	1,512	+	0	=	1,265	+	5	(-16)
V	43	+	0	=	35	+	0.5	(-17)
Zn	20	+	0	<	16	+	16	(+61)
Zr	51	+	0	=	48	+	0.8	(-4)

* 過剰(不足)(%) = $100\{(\text{土壌} + \text{海洋}) - (\text{火成岩} + \text{大気} \cdot \text{水} \cdot \text{火山ガス})\} / (\text{火成岩} + \text{大気} \cdot \text{水} \cdot \text{火山ガス})$

** 河川水の平均濃度⁽⁶⁾

E_w は地殻中の岩石の風化量, S_f は土壌の生成量である。また、これらの元素はいずれも岩石起源で、大気・水・火山ガスからの寄与はゼロとしている。マグネシウムとナトリウムは、地殻と土壌の平均組成として同じ推定値が与えられているにもかかわらず、風化供給量がそれぞれ 4,100 と 6,000 $\mu\text{g/l/38,000}$ 年と異なっている。どちらか、あるいは両者ともに誤差が含まれていることを示している。したがって、(4)式と(5)式の連立はできないので(3)式と(4)式あるいは(3)式と(5)式を連立させて、それらの平均として岩石の風化量 E_w と土壌の生成量 S_f を求めた。その結果は次のとおりである。

$$E_w \text{ (海水 } 1l \text{ あたり } 38,000 \text{ 年で風化された岩石量)} \\ = 0.27 \text{ g} (0.21 \sim 0.33 \text{ g}) \quad (6)$$

$$S_f \text{ (海水 } 1l \text{ あたり } 38,000 \text{ 年で生成した土壌量)} \\ = 0.23 \text{ g} (0.15 \sim 0.31 \text{ g}) \quad (7)$$

この E_w の値を用いて、ナトリウムの滞留時間 6.8×10^7 年から現在の海水 1l 中に含まれるナトリウムを供給するのに必要とした岩石の風化量を計算すると、 $(6.8 \times 10^7) \div 38,000 \times 0.27 (0.21 \sim 0.33)$ で、平均 483 g (375~591 g) と求まる。

風化反応における元素の分配

海水 1l あたり風化した岩石の量あるいは生成した土壌の量がわかると、図 1 の風化の基本反応に従って諸元素がどのように分配されるかがわかる。表 2 に各元素のバランスシートを示した。海水 1l あたり 38,000 年の間に岩石が 0.27 g 風化し、土壌が 0.23 g 生成するとした場合、岩石あるいは大気・水・火山ガスからの寄与量と土壌および海洋への分配量を元素ごとにマイクログラムの単位で示した。ガス起源の諸元素 (B, C, Cl, I, N, O, S) は土壌と海洋での分配量から逆算した推定値なので、カッコでくくってある。左辺と右辺の等号は両者の差が

30% 以内のものである。ほとんどの元素の収支はバランスしている。バランスがとれていないのは、カルシウム、モリブデン、亜鉛とコバルト、ニッケルである。前の 3 元素は土壌と海洋での合計量が、後者では逆に地殻からの供給量が過剰になっており、用いた数値のどこかに誤差があることを示している。これらの過不足や、このような計算につきもののその他の誤差を考慮に入れても、表 2 に示した各元素の収支はかなりよくバランスしている。このことは (3), (4), (5) 式で得た岩石の風化量 $E_w = 0.27 \text{ g}$ と土壌の生成量 $S_f = 0.23 \text{ g}$ (正確には風化速度と生成速度である) の数値がかなり妥当なものであることを示すものといえる。これらの数値はいかなる意義を有するのであろうか。

地球の平均土壌生成速度

現在の海水の容積は $1.4 \times 10^{21} l$ と推定されている⁽⁶⁾。これと海水 1l あたりの土壌の生成速度 S_f を用いる

と、地球の表面で過去 38,000 年の間に生成した土壌の総量が計算できる。すなわち、

土壌生成量 $=1.4 \times 10^{21} \times 0.23 = 3.2 \times 10^{20}$ グラム
陸地の表面積は 1.49×10^{10} ha なので、上に求めた土壌の生成量から、陸上の 1 ha あたり 1 年間の土壌生成速度が求まる。すなわち、

地球の平均土壌生成速度

$$= \frac{3.2 \times 10^{20} \times 10^{-3}}{1.49 \times 10^{10} \times 38,000} = 570 \text{ kg/ha} \cdot \text{年} \quad (8)$$

この平均土壌生成速度を用いると、1 ha の農地の作土層が形成されるのに必要な年数を求めることができる。作土の厚さを 15 cm、土壌の容積重を 1.0 g/cc とすると、作土層の全重量は 1 ha あたり 1,500 トンあるいは 1.5×10^6 kg であるから、15 cm の作土ができるのには、地球全陸地の平均値として次の年数がかかる。

$$\text{作土生成年数} = \frac{1.5 \times 10^6}{5.7 \times 10^2} \div 2,600 \text{ 年} \quad (9)$$

この値は、1 年間にできる作土の厚さがわずかに 0.057 mm であることを示している。土壌生成速度の実測は困難であるが、いくつか測定値がある。筑波の農業環境技術研究所の土壌生成実験圃場で 350 kg/ha・年、米国の例では自然条件下で 250~830 kg/ha・年、耕地条件下で 500~1,200 kg/ha・年という実測値が得られている⁽⁷⁾。

土壌侵食の許容量

土壌生成速度がわかれば、作土層の減少をきたさないような土壌侵食の許容量が求まる。理想的には、土壌生成速度 \geq 土壌侵食速度、であろう。米国の例では、20 トン/ha・年以上の侵食(流亡)量を示す耕地が 32%、5,700 万 ha にも達する⁽⁷⁾。土壌生成速度は 1 トン/ha・年以下のレベルなので、この値は深刻に受けとめられねばならない。20 トン/ha・年の侵食率とすれば、作土の半分が流失するのには、先に計算で求めた生成量を考慮に入れても $750 \div (20 - 0.57) = 39$ で、わずか 39 年しかかからないことになる。数千年という時間をかけて生まれた土壌がいかに簡単に失われているかがわかる。しかしより重大なことは、数年単位でしか先を考えることができなくなっている現在の我々(日本人や米国人)にとって、この 39 年はやってくることのない無限の未来という感覚になっていることではないだろうか。

土壌の風化度と老朽化

さて、土壌生成速度(風化速度)が大きすぎる場合は問題はないのであろうか。土壌生成に生物活動は必須であり、その結果腐植が蓄積するのであるが、ここでは腐植の問題は除外して、土壌生成=風化、と見なす。岩石が風化して土壌ができる。できた土壌もまた風化作用を受け、より風化した土壌になる。このようにして風化作用が極限まで進行したら、どのようになるのであろうか。風化過程は、植物の無機養分を一次鉱物や二次鉱物から解放し、根からの養分吸収を助ける役割をもっており、動物体内の消化作用に相当する過程である。しかし、風化は不可逆的な過程であって、温暖湿潤な条件と長い時間を許せば、養分として価値の高い塩類や微量元素の解放と溶脱は極限まで進む可能性がある。

熱帯アフリカと南米を中心に分布するフェラルソル(オキシソル)は、このように極限まで風化溶脱の進んだ強風化土壌である^(8,9)。このような土壌は、カルシウム、マグネシウム、カリウムなどの含量が 0.05% 以下、リン、亜鉛、ホウ素、モリブデン、銅など植物養分の大部分が損耗しきった老朽化土壌であり、鉄、アルミニウム、ケイ素の酸化物が骨として残っているにすぎない。

世界の人口密度

土壌の風化とは無縁なように見えるが、図 2 に世界の人口密度分布と年間降雨量分布を示した⁽¹⁰⁾。黒点で示した地域は約 200 人/km² 以上の高密度地帯である。温度分布は示していないが、年平均気温ゼロ度の等値線は北アメリカとソ連北部にあり、人口密度制限要因としてはあまり重要ではない。いま地形の要因をぬきにすれば、図に示したように人口密度は雨量の分布とほぼ対応する。蒸発散量の少ない温帯域にあるヨーロッパと極東地域の一部では年間雨量 500~1000 mm より多い地域、その他は 1,000~2,000 mm より多い地域に高人口密度域が含まれている。

ところで、気温が高く、雨量も 1,000~2,000 mm 以上の赤道をはさむ地域は、地球上で最も高い、乾物重にして平均 14~18 トン/ha・年以上もの、一次生産能(光合成能)を有している。しかしこの地帯では人口の空白地の割合のほうがむしろ大きい。一方、全般的に人口密

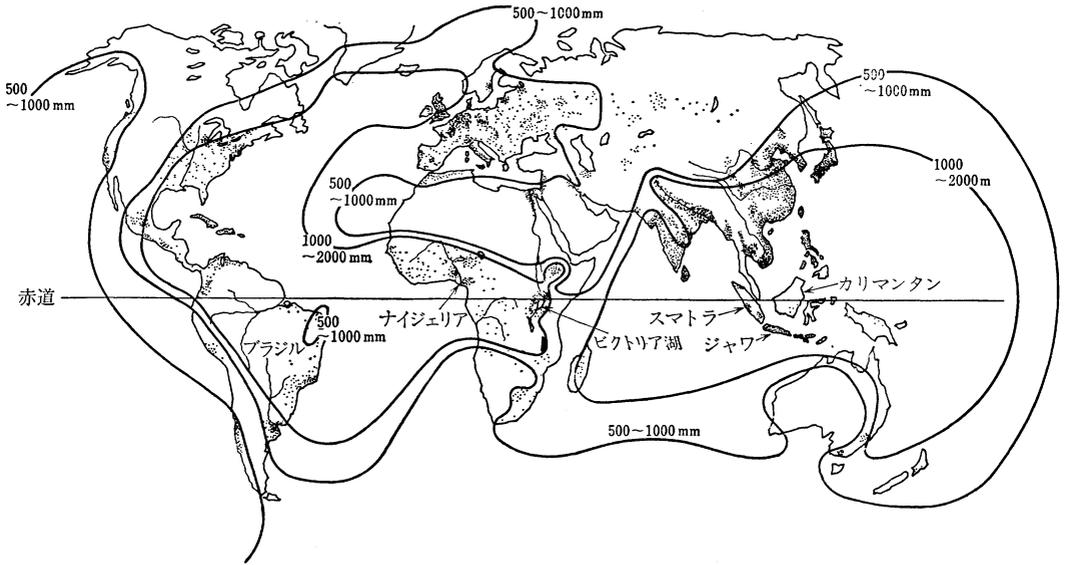


図 2 世界の人口密度分布と年間降水量分布⁽¹⁰⁾
 黒点の集中地域の人口密度は約 200 人/ha 以上ある。

度の高い中国東部、日本あるいは西ヨーロッパでの平均一次生産量は 8~14 トン/ha・年の水準にある。このことは、平均的な一次生産量がそのまま食糧の生産量と質の高さに直接結びつかないことを示している。一次生産量と可食部の量と質が必ずしもバラレルにならないのは当然であり、作物の育種の重要な目標の 1 つは可食部の量的比率を大きくすることにある。たしかに、この地域ではそのような品種改良が十分なされてはいないと言える。しかし、それにしてもなぜ図に見られるような斑紋状の不均一な人口密度分布になるのであろうか。図 2 の赤道の周辺を東から西に見ても、インドネシアではジャワ島の人口密度が約 700 人/km² ときわめて高いのに対し、スマトラ、カリマンタンは各 60、14 人/km² と大差がある。アフリカに目を転じれば、高人口密度地域はビクトリア湖周辺とナイジェリア、それにナイルデルタにあるだけである。南米では高い人口密度は海岸部にしか見られない。

これらの人口集中地のうちナイルデルタはやや特異である。四大文明発祥の地の中でチグリス・ユーフラテスおよびインダス川流域は、もはや人口集中地ではない。これは、気候変化とともに人間の不適切な灌がいと土壌の塩類化をもたらし、農業生産力を破壊したためである⁽¹⁰⁾。エジプトはナイルのたまものとはよく言われるが、乾燥地にあるナイルデルタがいまだに高い人口密度

を維持しているのは、毎年くりかえされたゆるやかな氾濫が肥沃な沈泥をもたらすとともに、塩類の洗浄を助け、土壌の塩類化を防いだためであろう。しかし、アスワンハイダム完成 (1971 年) 以来 14 年、多くのブーメラン (逆効果) 現象が生じ、5,000 年のエジプト文明を支えたナイルデルタの危機が叫ばれ始めている。

人口密度は何によってきまるか

以上見てきた人口密集地帯の特徴は何であろうか。水が十分使えるということ以外の要因をあげると、以下の 3 つの場合がある。

- 1) 沖積平野： 黄河、揚子江、メコン、タイ平野、イラワジ、ガンジス、ナイル川、(日本) など。
- 2) 火山活動の盛んな地域： 日本、フィリピン、ジャワ島、スマトラやスラウェシ島の斑点状の密集地、ビクトリア湖周辺、中南米など。
- 3) レス (黄砂) の堆積する地域： 北米、ヨーロッパ、中国東部、(ナイジェリア) など。

以上の地域に共通するのは、不可逆的過程である風化反応に新しい出発物質が供給され、土壌の適度の若返りがあることである。そのため、土壌の肥沃度、ここでは生物の必須無機養分量、が高く保たれている。

かつての古大陸である Gondwana ランドを構成していたブラジル地塊、アフリカおよびオーストラリア楕状地

には人口の空白地帯が広がっている。この空白地帯はまた、強度に風化溶脱を受けた老朽化土壌（フェラルソル）地帯でもあることに注意する必要がある。この一致は決して偶然の結果ではなく、土壌の肥沃度が食糧の一次生産量だけでなく食糧中に含まれるミネラルの量を通して人口密度の上限をきめている可能性を示唆する。

肥料と食糧生産

バイオテクノロジーは錬金術ではないので、どのように品種改良をしても、窒素などのガス起源の元素を除けば、土壌中にある養分を吸収させて食糧生産を行なわせることはできず、不足する養分元素は肥料としておぎなう必要がある。さて、現在の技術レベルで、すでに実現されている理想条件下での穀物の単収の最大値を A (イネで 14 トン/ha, 以下同様)、国別最高収量を B (韓国 6.6 トン/ha)、先進国平均を C (5.9 トン/ha)、世界平均を m (2.6 トン/ha)、発展途上国を D (2.1 トン/ha) とすると、麦、イネ、トウモロコシ、ジャガイモ、豆ともそれぞれ、ほぼ以下のような比になっている。

$$A : B : C : m : D = 6 : 3 : 1.7 : 1 : 0.7 \quad (10)$$

肥料消費量（窒素・リン・カリの合計）の場合を、上に対応してそれぞれ A' , B' , C' , m' , D' とすると、その比はほぼ、

$$A' : B' : C' : m' : D' = ? : 6 : 1.6 : 1 : 0.4 \quad (11)$$

となっている⁽¹¹⁾。数値上からは、発展途上国の収量を現在の先進国のレベルにあげるには肥料消費量を約 4 倍にすればよいことになる。かくして、食糧問題は窒素、リン、カリ肥料の生産と消費の問題に還元されるかに見える。しかし事実はさほど単純でなく、3要素の施肥によって食糧生産を上げることが可能な土壌は、その他の養分元素についても平均以上の含量をもつものに限られているのである。

土壌の若さを保つ地質学的施肥量

土壌全体として、表 1 のような平均的土壌肥沃度を保つには、図 1 の風化反応に新たな出発物質（岩石、土壌の母材）が供給され続ける必要がある。これを地質学的施肥と呼ぼう。すでに見てきたように、人口密集地帯ではこの地質学的施肥量が十分多く、継続的に土壌の若返りが起こっているのである。したがって、この地帯では基本的には、以下のような関係が満足されていると考え

られる。すなわち、

$$\text{地質学的施肥量} \geq \text{風化量} + \text{土壌侵食量} + \text{養分収奪量} \quad (12)$$

図 2 に示した世界の人口密集地の耕地面積は約 10 億 ha であるので、この 10 億 ha に対する地質学的施肥量は風化量を $0.57 \times (0.27/0.23) \approx 0.7$ トン/ha・年とし、土壌侵食量と作物を通しての養分収奪量を無視しても、7 億トン/年以上という巨大な量になる。土壌侵食量や養分収奪量を考慮すればさらに巨大な量になろう。これが土壌の基本的肥沃度を維持するのに必要な地質学的施肥量である。世界の人口密集地では火山活動、水や風的作用によって年平均でこれだけの天然施肥が行なわれているのである。ちなみに、世界の既耕地 15 億 ha で使われている窒素 (N)、リン (P_2O_5)、カリ (K_2O) の消費量は約 0.36 億トン (1979 年現在) である。今のところ、これらの肥料の大部分は人口密集地で消費されている。したがって、この地域では肥料消費の少なくとも 20 倍以上の地質学的施肥量があることになる。

フェラルソル地帯の地質学的施肥量

アフリカやブラジルに広く分布するフェラルソル地帯 10 億 ha では、地質学的施肥はほとんどゼロに等しい。これがカルシウム、マグネシウムなどの含量が 0.05% 以下という瘠悪な土壌を作り出した理由である。また、この地帯の風化速度は地球平均の値の 2 倍を下らないはずである。仮に風化速度を平均値の 2 倍の 1.4 トン/ha・年とすると、これらの土壌の肥沃度を保つために必要な地質学的施肥量は 14 億トン/年以上になる。したがって、この地域で窒素、リン、カリなどの通常の施肥に感応して農業生産が上がるような条件を作り出すためには、14 億トン以上の岩石の風化によって解放される元素量に相当する各養分を毎年追加施肥する必要がある。さらに根本的な土壌改良のために、たとえば 0.05% のカルシウム濃度を世界の土壌の平均レベルである 1.25% 程度まで高めようとする、瘠悪なフェラルソル 10 億 ha の作土 10 cm だけについても、施用すべき炭酸カルシウム ($CaCO_3$) の量は約 300 億トンにもなる。微量元素を含むその他の養分も考慮に入れたら、まさに天文学的数値になるだろう。

水と土と食糧

地質学的施肥を行なう火山活動,あるいは風と水による風化・侵食・運搬・堆積作用を人為によって代替できるであろうか。実験室や小規模な特殊地域でなら代替はかなり容易である。客土や水耕,砂耕あるいは植物工場がこの例である。しかし,実験室的レベルで可能なことが生態・地理学的には可能ではない。アフリカの早魃地帯に雨を降らすにはヒマラヤ級の脊稜山脈を南北に作れば良いとしても,これが可能ではないのと同じである。

地球の陸地表面では,単位面積あたりに使える水(淡水)の量が単位面積あたりの光合成量(CH_2O)を基本的に規定し,これに風化過程で土壌から供給される各種ミネラルの供給があって,単位面積あたり食糧として供給可能なカロリーとミネラルの絶対量が決定される。海岸部で人口密度の高い場合が多いのは,沖積平野があることと,魚類を通してのミネラルの供給という補助手段があるためであろう。いずれにしても,摂取可能なカロリーとミネラルの絶対量が人口密度の上限を決定し,ひいては地球の総人口を決定するように思える。

近い将来バイオテクノロジーが一次生産の壁をかなり

の程度つき破ることに成功したとしても,錬金術が可能にならないかぎり,現実の食糧は土壌のミネラル供給能によって制約される恐れが大きい。水と土と食糧と人間を総合化する視点をもつ研究の必要性が痛感される。

最後に,本稿のような漠然とした内容に表題を与え,種々御検討していただきました京都大学農学部久馬一剛教授に深謝いたします。

文 献

- 1) H. J. M. Bowen: "Environmental Chemistry of the Elements", Academic Press, 1979, p. 333.
- 2) K. Kawaguchi & K. Kyuma: "Paddy Soils in Tropical Asia", Uni. Press Hawaii, 1977, p. 258.
- 3) L. E. Domingo & K. Kyuma: 東南アジア研究, 22, 284 (1984).
- 4) 若月利之, 松尾嘉郎, 久馬一剛: 土肥誌, 49, 507(1978).
- 5) 桑本 融: 化学と生物, 22, 439 (1984).
- 6) H. D. ホランド (山泉 登訳): "大気・河川・海洋の化学", 産業図書, 1979, p. 318.
- 7) 天野洋司: 土肥誌, 54, 536 (1983).
- 8) T. Wakatsuki, H. Furukawa & K. Kyuma: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 891 (1977).
- 9) 田中 明 (編): "酸性土壌とその農業利用——特に熱帯における現状と将来", 博友社, 1984, p. 310.
- 10) 内嶋善兵衛, 飯坂譲二: "宇宙から見た世界の農業", 共立出版, 1983, p. 143.
- 11) G. W. Cook: "Fertilizing for Maximum Yield", Granada Pub., 1982, p. 465.

化学と生物 Vol. 23, No. 6 (259号)

昭和60年6月25日発行

(月刊) 定価 680円

編集者: 社団法人 日本農芸化学会

発行者: 株式会社 学会出版センター

113 東京都文京区本郷 6-2-10 (東大正門前)

印刷者: 新日本印刷株式会社

挿図・伊藤 允三, 装幀・万 膳 寛

企画委員 粟飯原景昭, 旭 正, 伊崎 和夫,
今田 哲, 鶴高 重三, 江藤 守総, 岡田 弘輔,
小川 智也, 小此木成夫, 菅野 剛史, 久保田浩二,
桑本 融, 齋尾 恭子, 志賀 一一, 千田 貢,
高橋 秀夫, 千葉 誠哉, 中村 厚三, 中村 太郎,
名取 俊二, 並木 満夫, 原田 宏, 平田 照,
古屋 晃, 堀口 雅昭, 松本 義明, 村上 浩二,
山口 勝己
企画理事 小林 彰夫, 丸茂 晋吾 ○企画委員長