

層位学 (総論 その9-1)

福田 理

IV. 堆積作用

1. 序論

堆積作用 (Sedimentary processes) は 風化 (Weathering) 運搬 (Transportation) 沈積 (Deposition) および 石化 (Lithification) の 4要素からなるとされている (KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L. 1963). しかし 著者は 上記4要素に 侵食 (Erosion) を加えてこれを5要素からなると考えたい。ちなみに 侵食は 運搬作用による破壊的なプロセスである。HOLMES, A. (1965)によれば 風化ということばは 岩石をぼろぼろにするだけで その結果できたものが 重力以外の働きによっては 運搬されない場合に限定して使うのがよいのに対して 侵食ということばは 破壊と同時に 運搬の働きもある場合に使うと都合がよい。これらはいずれも陸地を削り取る働きをするもので 両者を合わせて 削剝 (Denudation) ということがある。

本章の目的は 現在の堆積作用を上記の5要素に分けて説明し その堆積物研究上の意義を示すことにある。ただし 通常 堆積環境 (Sedimentary environments) と呼ばれている沈積および石化の場については 章を改めて述べることにする。

2. 風化

岩石の風化は大気圏と岩石圏の界面で行なわれる現象である。要するに 風化によって 塊状のものが破碎され 固い岩石が破壊されて 化学的に安定な岩層になる。

風化については これまで 一般地質学 層位学 地形学 あるいは土壌学の教科書の中で 1章 あるいは 1節として扱われており その全般的なくわしい知識を得にくかったが 最近 Edinburgh の Oliver & Boyd社の地形学テキストシリーズの第2巻として OLLIER, C. D. (1969) の “Weathering” が出版され 次いで 松尾新一郎ら (1971) によって その邦訳がなされた。風化について 本稿よりくわしい知識を希望される向きには 本書の一読をおすすめする。

2.1. 風化の種類

一般に 岩石の風化は 物理学的 化学的 および生物学的な3つの作用が重なって行なわれるものとされている (たとえば KLUMBEIN and SLOSS, 1963).

物理学的風化 (Physical weathering) は 原岩の組成に重大な変化を与えることなく その粒子の大きさ 表面の性質 および容積を変化させる。

化学的風化 (Chemical weathering) は 原岩の物理学的ならびに化学的性質を全面的に変化させ それに伴って 新しい化合物の密度の減少 および風化した異質鉱物集合体の孔隙率の増加による容積の増加が起こる。化学的風化の諸原理は KELLER, W. D. (1955) の著書にくわしく述べられている。

生物学的風化 (Biological weathering) は 集合の状態および化学的組成の双方に変化が起こるといって 化学的風化に似ている。

以上の中で 物理学的および生物学的風化は 土壌の形成への寄与において 化学的風化に及ばない。また 風化を 機械的風化 (Mechanical weathering) と化学的風化の2つだけに分けて扱っている例もある (たとえば GILLULY, J. et al., 1968) が この場合には 生物学的風化のうち 根のくさび作用などは前者に また植物の酸などの作用は後者に含まれている。要するに 風化は大気圏と岩石圏の界面における岩石の崩壊 (Disintegration) および分解 (Decomposition) に他ならないのだから むしろこの2つに分ける扱いの方がすっきりする面もある。

2.1.1. 物理学的風化

1) 熱膨脹 (Thermal expansion)

一般に 岩石は各種の鉱物からなっている。温度の変化による体積の変化の割合は 鉱物によって異なるのである程度以上の温度の変化が起これば 岩石を構成する鉱物間にすき間ができる。多くの場合 これは風

化のごく初期の段階で重要な地位を占めるに止まりこれだけで岩石が崩壊することはまれであろう。

2) 結霜作用 (Frost action)

水が凍ると体積が約9%増加する。したがって岩石中の本来の割れ目や温度の変化によって生じた鉱物間のすき間にある水が凍ると周囲に強い圧力を及ぼして岩石を崩壊させる。したがってこのような作用をする岩石中にできた氷は氷楔 (Ice wedge) と呼ばれる。

3) 崩壊のその他の営力

岩石を崩壊させるのもっとも効果的なものは氷および後で述べる植物の根の楔のような作用であるがこれを助ける多くの他の営力がある。たとえば砂漠において岩石の孔隙の中で行なわれる洗い出された可溶性塩類の結晶過程 山火事の高热 雷の衝撃および熱や上方からこがり落ちたり 落下したりする岩石の衝突などがそれである。

後で述べる化学的分解はそれ自身崩壊の大きな原因でもある。長石類は風化して粘土化する際に膨脹するし多くの他の鉱物も分解してより大きな物質となる。長石および雲母の結晶が変質して膨脹すると早晩塊状の花崗岩はルーズな砂質ローム化する。雨によって湿ったり日光によって乾いたりして粘土は膨脹・収縮をくり返すので岩石の崩壊を助ける。

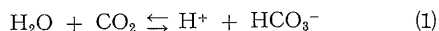
かつて砂漠における昼夜の温度の激烈な変化が膨脹と収縮のくり返しによって一部の鉱物を弱くしたり時には破壊したりすると考えられていた。しかし花崗岩の標本に電気炉で何千回も同様な温度変化を与えても目につくほどの破壊は起こらなかった。またエジプトのAssuamにある研磨された花崗岩の面は3,000年もの間熱帯の強い日射にさらされていたにもかかわらずほとんど研磨当時のままである。鉱物の分解による膨脹が温度の日変化よりも岩石の破壊に明らかに効果的である。

2.1.2. 化学的風化

高温下で生成された火山岩類や高温・高圧下で生成された深成岩類および変成岩類を構成する多くの鉱物は地表の低温・低圧下においては不安定で空気中の酸素二酸化炭素および水分と徐々に反応して新しい鉱物——その大部分は含水化合物である——となる。これらの変化を急速に行なわれると考えるとはならない。多くの化学反応の速度は温度が10℃上昇するごとにおよそ

倍増するのでわれわれは岩石は温帯および寒帯よりも湿潤な熱帯においてより急速に分解すると思わなければならない。湿潤な熱帯においては耕作に適する土壌が数年でできることもあるが温帯寒帯あるいは砂漠地域においては同じ種類の岩石が分解して土壌になるのには数世紀あるいは数千年が必要なこともある。変質の基本的能因の1つは水に溶解して炭酸 (H_2CO_3) となる二酸化炭素 (CO_2) である。

二酸化炭素は空气中にわずかしが含まれていないのに雨粒には酸素および窒素に比べて多量の二酸化炭素が溶けこんでいる。また土壌中の二酸化炭素の大部分は土壌バクテリアによる有機物の腐敗に由来するものである。植物組織はおもに炭水化物からなっている。酸素を利用できる空気中にさらされた土壌中では微生物が炭水化物を摂取・消化して二酸化炭素をつくる。大気に含まれる CO_2 は0.03%に過ぎないが有機質土壌の空隙をみたとガスは10%もの CO_2 を含むことがある。このような CO_2 の濃縮は風化作用の促進に著しく効果的である。二酸化炭素は水と化合して水素イオンおよび重炭酸イオンとなる。



酸素が不足している沼沢地域においては顕微鏡的なかびおよびバクテリアが葉果実および材を腐植 (Humus) と呼ばれる暗色の有機物に変化させる。腐植は酸をつくりそれからしみ出る水は多くの鉱物に作用してそれらを溶解する。

次に化学的風化の例として石灰岩および花崗閃緑岩の場合についてやや詳しく具体的に述べておこう (GILLULY, J. et al., 1968 による)。

〔石灰岩の風化〕

石灰岩は大部分方解石からなるが一般に少量の粘土およびその他の不純物を含んでいる。方解石は純水にはわずかに溶けるだけであるが溶液中で少量のカルシウムイオン (Ca^{2+}) および炭酸イオン (CO_3^{2-}) となる。



しかし方解石がすでに二酸化炭素を含む水に溶解する場合には方解石の解離によって生成された炭酸イオンが (1)式によって生じた水素イオンと反応してより多くの重炭酸イオンが生成される。

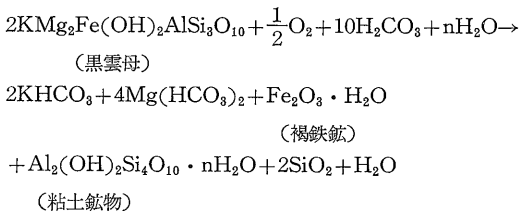


このように 二酸化炭素を含む水においては (3)式の反応で CO_3^{2-} が消費されるので それにつれて(2)式は右に向かって進行する。これが二酸化炭素を含む水に方解石が溶ける基本的な理由である。

[花崗閃緑岩の風化]

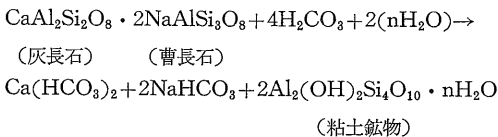
花崗閃緑岩の構成鉱物はそれぞれ圧縮性および熱膨脹性を異にするので 鉱物粒の境界には多様な応力が作用し 水に溶解しやすく かつ化学反応を受けやすい状態になる。次いで 岩石は非凝集性の鉱物粒の集合となる傾向を示す。

一般に 岩漿から早期に晶出したと考えられる鉱物ほど 土壌が生成されるような条件下では不安定で 化学的風化を受けやすい。中でも不安定な鉱物は黒雲母および角閃石である。両者の中では角閃石の方がわずかに変質を受けやすいが 変質によって生ずるものは両者ともよく似ている。黒雲母の分解は次の式で示される。

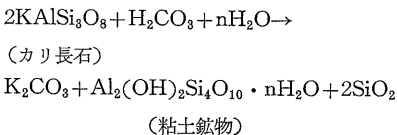


以上の分解生成物の中で 重炭酸カリウムおよび重炭酸マグネシウムは可溶性である。また 石英は可溶性珪酸となることもある。

斜長石は 花崗閃緑岩の構成鉱物の中で 角閃石および黒雲母に次いで 風化を受けやすい鉱物である。斜長石の変質は次のとおりで その中の灰長石の含有量が多いほど分解を受けやすい。



石英以外のすべての鉱物がひどく変質してしまった場合にも びかびか輝く劈開片が普通に認められるカリ長石は 上に似た機構に従って さらに緩慢に風化する。



風化生成物のうち K_2CO_3 は容易に水に溶け また SiO_2 は可溶性の水和珪酸 あるいはきれいに割れた石英である。花崗閃緑岩の中の石英は 汚染されたり あるいは種の機械的破壊を受けたりするほかは ほとんど変化せず きわめてゆるやかに水に溶けるが 実際問題としては不溶性と考えてよい。

温帯の湿潤気候の中で花崗閃緑岩が完全に風化されると 褐鉄鉱 (水和された Fe_2O_3) によって黄色あるいは赤色に汚染された多量の珪酸アルミニウム質の粘土の中に包まれた石英粒を残すことを示す多くの実例がある。上の3つの式によって説明されているように ナトリウム カルシウム およびマグネシウムとカリウムの大部分は 土壌から排出される水の中に重炭酸塩として運び去られるが マグネシウムおよびカリウムイオンの中には 粘土鉱物中に残るものもある。可溶性イオンの浸出は 乾燥地域よりも湿潤地域において 容易に進行する。カリウムは重要な植物の養分なので それが保持されることは 農業上重要な意味がある。乾燥した米国西部の新しく灌漑された土地の一部に 例外的に肥沃なところがある理由の一部は 乾燥土壌においては浸出がおそいことにある。

2.1.3. 生物学的風化

生物は 機械的にも また化学的にも 岩石を破壊して 土壌とすることを助けている。生長する植物の根は 岩石を破壊する強力な楔として働く。ちっぽけな地衣類や蘚苔類でさえ 岩石に割れ目を作り かつ鉱物間の結合をゆるめる。土壌中のバクテリアおよびその他の顕微鏡的生物は 土壌中の空気および水の化学的組成に変化を与え 土壌の鉱物に複雑な変化を起こさせる。植物にはまた別の作用もある。すなわち 根は土壌を拘束して 流出を防いでいるし 腐朽しても その跡には細長い孔が残って 水が滲透したり 凍結したりすることを許している。

地中に孔を掘る動物は 土壌を効果的に動かしたり 混ぜたりする。DARWIN, C. (1809~1882) は 英国のみみずは地面に1年に2~5mmの深さの糞をひろげると計算している。みみずは土を食べ 養分を消化・吸収した残りを糞として排泄する。湿潤地域においてはこれが土壌を混ぜて均一化する大きな要因である。乾燥地域においては みみずはほとんどいないが 蟻 白蟻および齧歯類が 土壌の均一化に貢献している。

2.2. 剥落

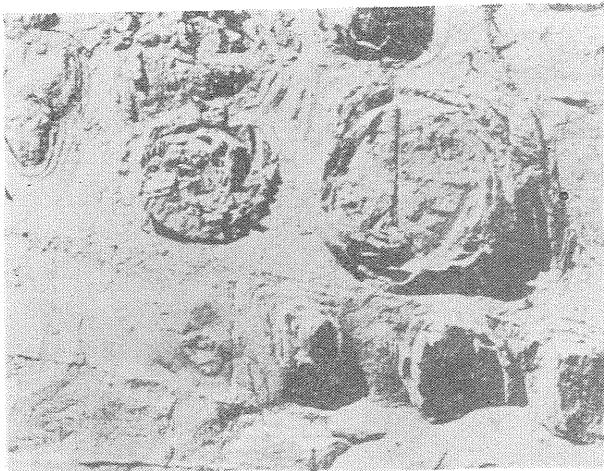


図4-1 花崗閃緑岩にみられる削落 (GILLULY et al., 1968)

頁岩や片岩のような板状の岩石とは対照的な塊状の岩石の露出面あるいは土壌で被われた表面から 岩石の鱗状の層が分離すること 剥落 (Exfoliation) をという。分離した薄板あるいは板状のものは 平らなものあるいは曲ったもの 紙のように薄いものあるいは数フィートもあるもの 長さが1インチにも満たないもの あるいは数100フィートもあるものなど さまざまである。剥落には2種類が認められる。塊状の部分的に風化された岩石においては 剥落は 分解された物質が鱗のように落ちて 小さな薄片となることによって示される (図4-1)。また 新鮮な あるいはわずかに分解された深成岩類においては 割れて巨大な岩板となる (図4-2, 3)。

大部分の岩石は 節理 によって切られている。節理 (Joints) は岩石を大小さまざまの滑らかな面をもったかたまりに分けているものである。粗粒玄武岩 グレイ

ワッケ 閃緑岩 花崗岩 および多くのそのの中粒あるいは粗粒の岩石は 普通多くの玉ねぎを並べたような風化面をなして剥落するが これは 2つあるいは3つの節理面が重なった稜あるいは角のところでは 風化がこれらの節理面から進んで 稜あるいは角が丸味を帯びるようになるからに他ならない。こまかく見ると 節理に面した最外層が風化して膨脹し その下のより新鮮な岩石から分離するようになり 新しい風化殻が相次いで内側に形成される。水和された粘土鉱物の形成に起因する膨脹が この機械的な剥落のおもな原因である。こうして風化が進むと 未風化の中央核は次第に丸くなりかつ小さくなる。

以上に述べたような節理に規制された風化は 岩石の表面に球の表面の一部のような起伏を多数残し かつ風化が進むと 大・小の丸石ができることから 球状風化 (Spheroidal weathering) と呼ばれる (図4-4, 5)。典型的な球状風化を受けるのは 玄武岩や粗粒玄武岩のように 節理の発達した分解されやすい岩石である。また 巨大な丸石を残しやすいのは ほぼ直交する節理によって 立方体あるいは立方体に近い直方体に区画されていることの多い花崗岩類である。ゆるく かつ丸味を帯びた花崗岩の広い露出地においては 表面の頂部にこのようにして形成された巨大な残留丸石がよく見られる (図4-6)。わが国では東濃地方にその好例がある。

California における Yosemite の巨大な円頂丘 Georgia の Stone Mountain (図4-7) および Rio de Janeiro における Sugarloaf などで見られる新鮮な岩石の巨大な彎曲した板は 大した分解を受けなくても さまざまな

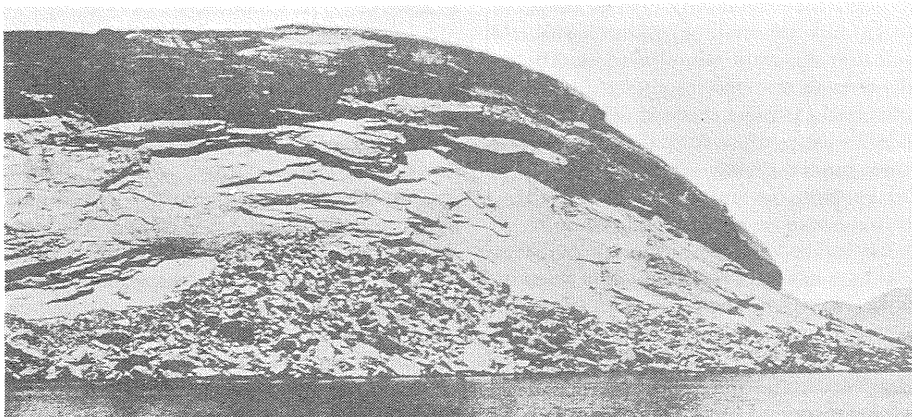


図4-2 粗い削落を示す Sierra Nevada の花崗岩ドーム (岩石の帆布状の幅広の板の厚さは数10ftもある) (GILLULY et al., 1968)



図4-3 薄い剥落岩板 (High Sierra の花崗岩に荷重が軽減・除去されてきたもの)

剝落が起こることもあることを示している。これらの円頂丘は もともと何マイルもの地下深所で固結した深成岩類からなっている。おそらく 厚い被覆岩が侵食し去られ 荷重が減少するにつれて 深成岩類は上方および外側に向かってゆっくり膨脹し やがて割れて表面に平行に彎曲した板となるのであろう。

2.3. 土 壤

2.3.1. 風 化 コ ン プ レ ク ス

風化の生成物には 2 群の物質が含まれている。その 1 つは循環する水によって取り去られる可溶性物質（およびある種のコロイド）であり 他は風化が行なわれたところに集積する残留物である。両者が分離する過程を示したのが図4—8である。不溶性の粘土鉱物 もともとあった石英 2 次石英あるいはチャートの一部 ジルコンのような複成分鉱物 および可溶性鉱物の一部が風化が行なわれたところに残る。このようにして集積

した風化の最終産物となる複雑な混合物を 風化コンプレクス (Weathering complex) といい それが 機械的に運び去られて 碎屑性堆積物 (Clastic sediments) となるもののおもな出所である。溶解された物質は地下水および流水によって運び去られて 最終的には海水中の塩分に付加される。

2.3.2. 土 壤 断 面

風化コンプレクスが生成されたところにほとんど動かされない状態で保持されているものが 土 壤 (Soil) であるが 風化コンプレクスが集積するにつれて 表面から下方に向かって 幾つかの帯が発達し 土 壤 断 面 (Soil profile) と呼ばれる帯状構造が見られるようになる。それ故 土 壤 断 面 の 構 成 は 土 壤 中 に 進 行 す る 基 本 的 過 程 を 反 映 し て お り それ によ っ て 土 壤 型 ・ 亜 型 ・ 種 が き め ら れ る 。 土 壤 断 面 の 記 載 に 際 し て は それ を 構 成 す る 各 帯 の 成 因 と 相 互 関 係 を 明 確 に す る た め に 上 位 よ り A 層 (A-horizon) B 層 (B-horizon) および C 層

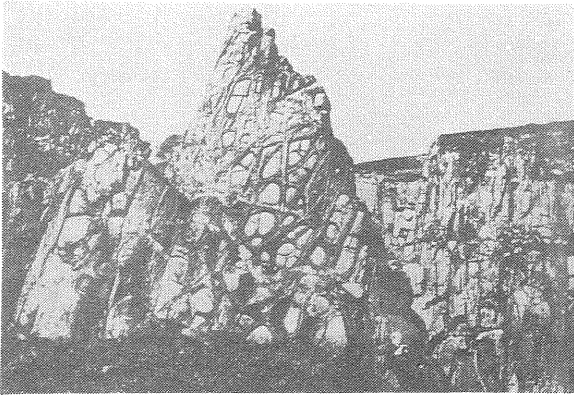


図4—4 粗粒玄武岩貫入岩床の球状風化 (ウエールズの北 Queensferry) (HOLMES 1965)

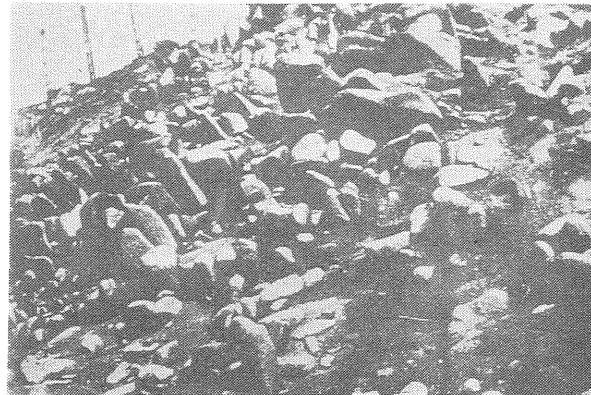


図4—5 球状風化によって生じた粗粒玄武岩の残留丸石 (HOLMES 1965)

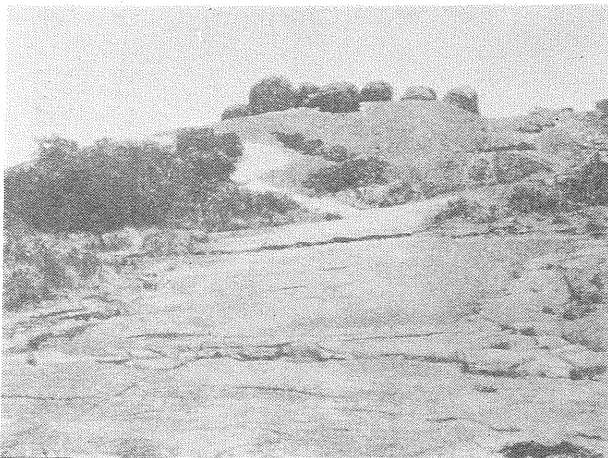


図4—6 球状風化によって生じた花崗岩の巨大な残留丸石 (南ローデシアのマトポ丘) (TRECHMANN による; HOLMES 1965 より)

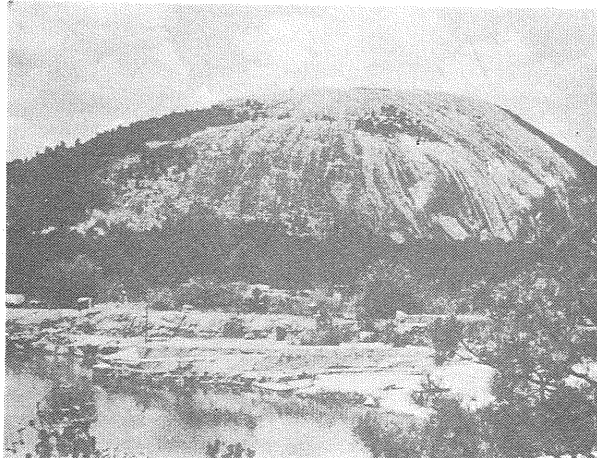


図4—7 Georgia の Stone Mountain (剝落によって形づくられた花崗岩ドーム) (GILLULY et al., 1968)

(C-horizon)と呼ぶことが 広く行なわれている。これが土壌断面の基本的な部分で 土壌型によっていろいろに細分される。また 断面図などでは 文字記号A・B・Cだけが使われることが多い。

〔A 層〕

土壌断面の上部の帯で 生物の影響下で土壌生成作用がはげしく進行し 有機物が集積するとともに 各種のコロイドおよび可溶性物質が浸出してしまっているところである。

A₀ 層 断面の最表層にあって いろいろな程度に分解した植物遺体が集積している層をいう。

A 層 (狭義) 腐植で暗色に汚染され 有機物が無機物と緊密に結びついた腐植の形で多量に集積している層をいう。この層の色は腐植の量と質によって変化する。この層の質的・形態的特徴は変化に富み それによってこの層をA'層およびA''層に細分することができる。

A₁ 層 ポドゾル (Podsol) や灰色および褐色森林土などの 比較的動きやすい有機物を生成し アルミノ珪酸塩がはげしく分解する土壌では 表層のより暗色の部分を A₁ 層で表わす。この層は基本的な腐植層とみなされている。A₁ 層を上・下に2分できる場合には それぞれを A₁₁ 層および A₁₂ 層で表わす。

A₂ 層 A₁ 層の下部にあって より淡色(淡灰色 帯白色など)でもろく しばしば板状構造をとり 有機物や粘土鉱物に比較的乏しく 残留した珪酸に富む部分を A₂ 層と呼ぶ。本層はポドゾル層あるいはポドゾル化層とも呼ばれる。

〔B 層〕

表層でアルミノ珪酸塩の分解が多少でも行なわれる土壌では 中間のB層は集積層の性格をもっている。すなわち この層には 上方から浸出されてきた鉄やアルミニウムの水酸化物およびその他のコロイド物質が集積し それに伴って この層は比較的緊密度が高く 機械的組成が重粘で 普通大きな構造をもち 褐色を呈する本層は 心土 (Subsoil) とも呼ばれている。また 上に述べたような性質の現われ具合から 一般に本層はB₁層 B₂層 および B₃層に分けられる。

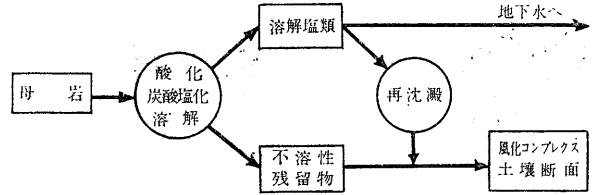


図4-8 母岩から風化コンプレックスができる過程 (KRUMBEIN & SLOSS 1963)

B₁ 層 腐植の色が卓越している。

B₂ 層 腐植の色が淡くかつ不均一になる。

B₃ 層 母岩の鉱物の色が基調となり 腐植の滲潤はここで終わっている。

〔C 層〕

土壌断面の下部を占めるC層は 局部的に風化された母岩で 下方に向かって 未風化の新鮮な母岩に移化している。この層は 岩石被覆 (Rock mantle) とも呼ばれる。

古い土壌断面が不整合および非整合に沿って見られることがあることなどで明らかなように 土壌断面は層位学に直接的に応用できる面をもっている。とくに 地下にあって岩石の大きな構造的特徴が明らかでない場合にも 化石土壌断面を認定することによって 不整合の存在を証明できることは 重要なことである。このような化石土壌断面は 電気検層をはじめとする各種の物理検層の記録についても認定できることが多く 解説に当っては 化石土壌断面の存在の可能性を 常に念頭におく必要がある。

このような化石土壌断面の重要性にかんがみ これを独立の層位学的単元 すなわち 土壌層位学的単元 (Soil stratigraphic unit) としたのが 米国の層位学的命名規則 (Amer. Comm. Strat. Nom., 1961) である。

次に 土壌断面の実例2つについて ややくわしく説明しておこう (GILLALY, J. et al., 1968)。

〔花崗閃緑岩を母岩とする場合〕 (図4-9の左図参照)

この好例は西部 Sierra Nevada に見られる。A層は石英砂 シルト 微細な粘土粒子 および分解した植物の残留物の混合物からなる赤褐色の砂質ロームである。細粒の赤味を帯びた基質の中には 母岩である花崗閃緑岩のものによく似た大きさの形の多くの不規則な石英粒が埋っている。地表下約 30cm にあるのがB層で ここでは粘土分が増し ねばりのある砂質粘土からなっている。その中の粘土は 地表近くで斜長石の分解によ

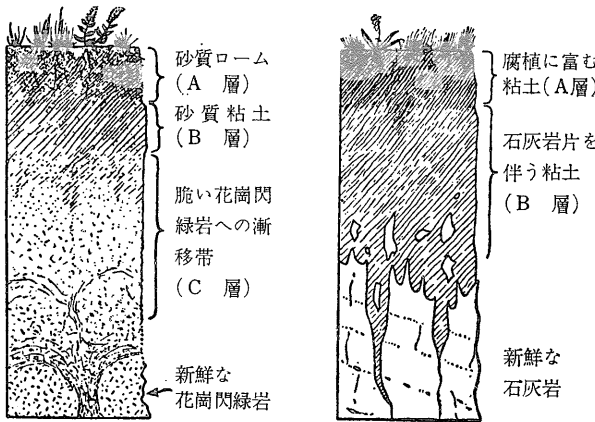


図4-9 Sierra Nevada 花崗閃緑岩(左)および Kentucky 石灰岩(右)の上の土壌断面 (GILLULY et al., 1957)

ってできた粘土の一部が A 層から下方に向かって洗い出されてきて B 層中の孔隙を満たしたものである。地表下 60cm ないし 120cm のところで B 層はより色が薄くかつ砂質になる。この部分で深層 B 層と母岩との間にあるのが C 層である。この部分の砂粒は石英のほかにも多量の長石を含んでいる。長石の一部は粘土に変じているが、ぼんやりした劈開が容易に認められるものや新鮮な正長石および斜長石とほとんど変わらない輝きをもってきらめく劈開も見られる。ここには多くの雲母片もあるが、花崗閃緑岩の黒雲母のように漆黒色のものはなく、鉄が浸出されてしまって真球様の光沢をもった黄色の鱗片となっている。

〔石灰岩を母岩とする場合〕 (図4-6の右図参照)

この好例は Kentucky の石灰岩地域に見られる。この地方の気候は Sierra Nevada と同様に温和であるがより湿潤である。A 層は黒色の腐植物に富む粘土からなり、下方により淡色の粘土および破壊されかつ汚染された石灰岩に移化して、B 層と C 層の間に普通に見出されるような明瞭な区別はない。粘土は石灰岩中の方解石が溶解し去られた跡に残された残留物である。

2.3.3. 未固結運搬物上の土壌

多くの土壌は岩盤の上ばかりでなく、水流によって沈積され、沖積錐 (Alluvial cones) や氾濫原を作っている未固結物の上にも発達している。これらの未固結物は、少なくとも部分的には沈積以前に風化を受けている。沈積後、このようなルーズな物質は空気および水と容易に接するので、好適な気候条件下においては新しい風化を受けて急速に模式的な A 層および B 層を形

成する。

California の Great Valley における土壌がこの模式的な例である。先に述べた花崗閃緑岩に由来する Sierra の残留土壌の一部は流水中に洗い出され、流水が谷床の数 100 平方マイルにわたって岩層をまき散らしている河谷に運びこまれている。礫を含むことさえあるこうしてできた堆積物は、風化して特徴的な土壌断面をもつ土壌となるのに十分な長い時間にわたって攪乱されないままでおかれている場合が少なくない。厚さ 60cm ないし 90cm の褐色でシルト質な A 層には石英の小礫が散在している。密に分布した角張った石英粒のかたまりを含むぼんやりした輪郭をもった球形の粘土のかたまりは明らかに完全に腐朽した花崗閃緑岩の小礫の遺物である。30cm ないし 60cm の厚さの緻密な B 層は A 層から洗い出されてきた小さな粘土粒によって一部分作られている。Great Valley およびその他で普通に見られるような酸化鉄、炭酸カルシウム、およびその他の接合剤によって結合されたこのような緻密な粘土質の B 層は硬盤 (Hardpan) と呼ばれている。ただしこの不明確な用語は未固結運搬物上に発達した B 層に対してばかりでなく、その他の強固な粘土分に富んだ沈積物に対しても適用されている。C 層はほとんど変質していない母層に由来する礫あるいはその他の物質からなる。

東部 Massachusetts に見られるような氷河によって運ばれてきた堆積物の上に発達する土壌断面においては B 層が欠き、A 層は未風化の岩石の細粉および破片を被う 7cm ないし 10cm の厚さの暗色の腐植に富む物質のみからなっている。

要約すると土壌の多様性は気候、母岩、およびそこに生きる動植物によるばかりでなく、熟成 (Maturity) すなわち土壌が形成される時間の長さにもよるものである。

2.3.4. 火山灰堆積物の風化と土壌

わが国の第四系には、いわゆる関東ロームで代表される火山灰がよく発達しており、よく似た火山灰が累重している場合、化石土壌が不整合の認定に役立っていることはよく知られている。このように火山灰の風化とその産物である火山灰土壌について一応の知識を得ておくことはわが国の層位学徒にとってとくに重要なことの 1 つである。

1) 火山灰

一般に火山灰は大部分直径 4mm 以下の破片よりな

る火山砕屑物で 固結していないものとされている (WENTWORTH, C. K. and WILLIAMS, H. 1932). しかし一般に火山灰土壌の母材としてのいわゆる火山灰は 必ずしもこの定義に該当するものばかりではなく 部分的には 本来の火山灰よりも 粗粒な火山砕屑物も含まれている。

火山灰には 直接マグマに由来した一次的火山灰と 一度噴出したものが火口内に沈積して風化を受け 再度の爆発で火口外に抛出された二次的火山灰とがある。

一次的火山灰は 抛出源からの距離によって かなり粒度を異にするが 0.002mm (2 μ) 以下の粒子が少なく 数%以下であるのに対して 二次的火山灰においては それが10~20% 時にはそれ以上もある。しかし 両者を通じて 火山灰の主要な構成粒子は 0.2~0.02mm 大のものである。

火山灰の鉱物組成が抛出源によって異なるのは当然のことであるが わが国の火山灰には 両輝石安山岩質のものが圧倒的に多い。しかし 大山火山地帯には含黒雲母角閃石安山岩質 南関東には玄武岩質 (基性安山岩質) また南九州や四国には特殊な流紋岩質 (ガラス質) の火山灰も認められている。これら各種の火山灰のおもな鉱物は火山ガラスおよび斜長石で いわゆる重鉱物 (比重>2.8) は一般に10%以下である。一般に火山ガラスは 屈折率1.50の無色扁平の酸性ガラスであるが 阿蘇火山灰には 屈折率1.55の褐色塊状の基性ガラスが認められている。斜長石は一般に灰曹長石~中性長石~曹長石の範囲内にあり 火山ガラスとともに 重要な粘土供給源鉱物である。重鉱物組成はマグマの性質によって異なり 一般的に言えば 玄武岩質のものでは 橄欖石が比較的多いのに対して 大山や雲仙岳の火山灰のような含黒雲母角閃石安山岩質のものでは 角閃石が多く かつ火山灰中には珍しい黒雲母が認められる。

二次的火山灰には 一度風化を受けているため かなり多くの粘土が形成されており かつ 水溶性塩類・黄鉄鉱・赤鉄鉱などの二次的生成物が含まれている。たとえば 昭和34 (1959) 年2月17日に噴出した霧島火山群新燃岳の火山灰はその好例で 粘土をおよそ 20% また黄鉄鉱などを数%も含んでいる。この種の粘土は 火口内の条件に支配され 新燃岳火山灰ではバイゼライト様のモンモリロナイト鉱物であるが 阿蘇の火口内堆積物は加水ハロイサイトを主としている。この二次的火山灰が土壌の主要な母岩となる可能性は少ないが そのある程度の混入は考えられる。したがって アロフェン以外の粘土鉱物 とくにモンモリロナイト鉱物を相対的に多く含む腐植質アロフェン土 (後述) については

一応二次的火山灰が母岩に混入していることを想定して 検討する必要がある (菅野一郎 1970)。

2) 土 壤 母 岩 と し て の 火 山 灰 堆 積 物

菅野一郎 (1970) によれば 火山灰を土壌の母岩と見た場合 ほかの岩石と異なるもっとも重要なことは 次の2点である。

- i) 個々の粒子が細かく かつ相互に固結されていないばかりでなく 爆発時に破片となったものが多いため 鉱物粒子の表面積が 固結した母岩のそれと比べて 異常に大きくなっている。これは 空気や風化液と鉱物粒子の接触面積が異常に大きいことを意味する。
- ii) 火山灰堆積物は下層まで孔隙に富み かつ透水性がよいので 深層まで風化を受けやすい。とくにわが国のような湿潤気候下では 風化が著しく促進されるとともに 化学成分の溶脱速度および溶脱量がともに大きい。

3) 腐 植 質 ア ロ フ ェ ン 土

〔名称と定義〕

このような火山灰堆積物を母岩とする土壌の代表的なものが 菅野一郎 (1961) が提案・命名した 腐植質アロフェン土 (Humic allopane soil) である。日本語の暗土を語源として THORP, J. および SMITH, G. D. (1947) によって命名された アンド土 (Ando soil or andosol) もこれに含まれるが この方がむしろ世界的に広く使われている。第二次大戦後 占領米軍によって日本で最初に作成された土壌型を単位とする25万分の1 全国土壌図においても アンド土の名が使われている。腐植質アロフェン土は もともと GERASSIMOV, I. P. (1959) によって 「湿潤亜熱帯の草本下で基性火山岩から生成した黒色土壌」 の土壌型名として提案されたものであるが 菅野 (1961) はこれを 「湿潤亜熱帯から南部ボレアル帯にわたって分布し 母岩である火山灰の影響のきわめて強い土壌で 重・縮合度の高い腐植とアロフェンの生成によって特徴づけられており 日本の火山灰土壌の大半を包含する土壌型である」と再定義した。

〔形態的特徴〕

菅野一郎 (1961) によれば 典型的な腐植質アロフェ

ン土の土壤断面に見られる形態的特徴は次のとおりである。

A₁₁層 (厚さ 15~40cm) 黒褐~黒色の細砂壤土~微砂質壤土で有機物がきわめて多い。粗鬆で柔軟 発達程度微弱な細粒状~屑粒状構造を示す。

A₁₂層 (厚さ 20~50cm) 上位の A₁₁層によく似ているがやや緻密で 黒色味が強い。細砂壤土~埴壤土で有機物が多い。発達程度の弱い果核状構造を示すが 土塊はきわめて砕けやすい。漂白化の傾向は見られず 下位の B₁層との境界は漸移的である。

B₁層 (厚さ 15~30cm) 漸移層で 上方から浸潤してきた腐植で汚染され 暗褐色を呈する。壤土~埴壤土で 発達程度中度の角塊状構造をもち 土塊は砕けやすく 多孔質である。

B₂層 (厚さ不定) 極淡黄褐~黄褐~褐色の細砂壤土~微砂質壤土~埴壤土~埴土で 発達程度中度~強度の角塊状構造をもち 乾燥した崖面などでは角柱状構造を示すことがある。土塊は多孔質である。

このような断面を示す火山灰土壌は 平坦な台地上に堆積したもので 流去水などの影響のほとんどない風積型のものであるが 堆積様式の相違によって さまざまなものができる。たとえば 斜面の基部などには A層の厚さが 1m 以上におよぶ崩積型が見られる。また急斜面や凸部には A層の大部分または全部が失われた削剝型がある。さらに 流去水の影響を受けたものでは 層位の配列が乱れ 各種の礫や 火山灰風化物以外の風化物を混入している再積型がある。南九州・関東・北海道などでは 2~3段に火山灰層が堆積し 過去の A層が黒色の帯として挟在されている例が広く知られている。

〔腐植の特徴〕

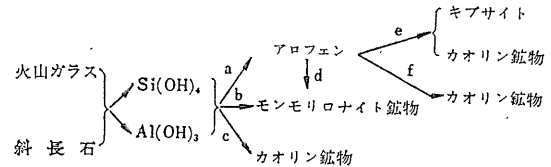
腐植質アロフェン土の A層には かなり多く (8~40%) の腐植が含まれ A層の厚さもかなり大きい。このように多量に無機物とよく混合した腐植が集積した土壌型は 湿潤地帯では他に例を見ない(菅野一郎 1970) という。また これはこの腐植が木本類よりもむしろ草本類に由来することを示しているということである。しかも これら腐植はその内容が多様で たとえば 関

東の台地のものでは C/N 比が約 10~15 であるが 南九州のものでは約 30 に達するものまである。また 一般的にいうと Ch/Cf 比 すなわち腐植酸とフルボ酸の量的割合は 亜乾燥気候下のチェルノーゼム (Chernozem) では >1 ポドゾル 褐色森林土 赤色土などでは <1 であるのに対して 腐植質アロフェン土では >1 の値を示すが 一定しない。この土壌型の腐植酸は分子量が数 1,000 から約 10,000 にもおよぶ重縮合度の高い高分子化合物で 黒の色調が強く チェルノーゼム的なものでありかつ 重縮合度は腐植含量に正比例している。一方このような腐植はこの土壌型では アロフェンや R₂O₃ とくに Al₂O₃ と結合している。この点は Ca と結合しているチェルノーゼムの場合よりも R₂O₃ と結合しているポドゾルの場合に似ている。したがって 腐植質アロフェン土の腐植は ある点ではチェルノーゼムにまたある点ではポドゾルに似ていて しかも両者とも異なる独自のものである(菅野一郎 1970)。

〔粘土鉱物の生成と特徴〕

新鮮な一次的火山灰はわずかに数%以下の <2μ 粒子を含むに過ぎないが 腐植質アロフェン土は 20~50% あるいはそれ以上の粘土分を含む。これは火山ガラスや斜長石の風化によって 粘土が生成されたことを示すものである。

菅野一郎 (1961) によれば 火山灰の風化による粘土鉱物の生成過程は 次のように考えられる。



A) アロフェンの生成

アロフェンは 次のようなメカニズムによって 火山ガラスおよび斜長石の風化の初期から生成される。まず火山ガラスや斜長石の表面から Si-O 四面体が離脱しモノ珪酸 [Si(OH)₄] が生成されそれが重合・集合過程を通じて いわゆる珪酸ゾルになる。一方 Al-O 八面体も生成されて 水酸化アルミニウム [Al(OH)₃] となる。この Si(OH)₄ と Al(OH)₃ が稀薄な風化液中で等電沈澱して 非晶質アルミノ珪酸塩 すなわちアロフェンが生ずる。

B) モンモリロナイト鉱物の生成

この過程は排水不良の条件下で行なわれる。たとえ

ば 霧島火山群新燃岳の1959年噴出の火山灰は 火口湖内で変化して モンモリロナイト鉱物を生成したが その生成は脱珪酸・脱塩基過程が抑制された還元環境下で進められた。

C) カオリン 鉱物の 生成

カオリン 鉱物は 火山灰が淡水の流水中に堆積した場合 珪酸の供給はある程度あるが 塩基の少ない条件下で生成される。このような事実は阿蘇山周辺で認められている。

D) アロフェンからのモンモリロナイト 鉱物の 生成

これは 軽石層が一時的に滞水し 珪酸や塩基の溶脱が抑制された場合に見られる現象で すでに生成されたアロフェンから 発達初期の結晶構造の不完全なモンモリロナイトが生成される。たとえば 岩手県北上市飯豊の軽石層や 栃木県下の鹿沼土(赤城系軽石)および今市土(男体系赤色軽石)などの層中に認められるゲル状の物質がそれである。

E) アロフェンからのギブサイトとカオリン 鉱物の 生成

この過程は 雲仙 大山 霧が峯などにおける強酸性の腐植質アロフェン土で見られる。これらの土壌は強酸性(pH<5)で 新たに塩基の供給を受けず 脱珪酸・脱塩基作用が極度に進むため アロフェン中の Al はカチオンの少ない条件下で 4 配位から 6 配位に変わり ギブサイト構造が分離してくる。一方 ギブサイトとして Al を失ったアロフェンから 過剰となった珪酸四面体とギブサイト構造とが作用し 加水ハロイサイトが生成する。

F) アロフェンからのカオリン 鉱物の 生成

腐植質アロフェン土において アロフェンからカオリン 鉱物が生成される事例は かなりよく知られてきた。たとえば 軽石層中のアロフェンが珪酸を含む浸透水の影響でカオリン化し また 厚い火山灰堆積物中で 下方にカオリン 鉱物が生成されている例がある。後者の好例は武蔵野台地や下末吉台地に見られ そこでは アロフェンを主とする立川火山灰の下に 加水ハロイサイトの多い武蔵野火山灰がある。

2.4. ラ テ ラ イ ト

ラテライト(Laterite)は 紅土とも呼ばれ 地質学的にとくに重要な土壌の1つである(図4-10)。主として鉄およびアルミニウムの水酸化物からなる土壌で

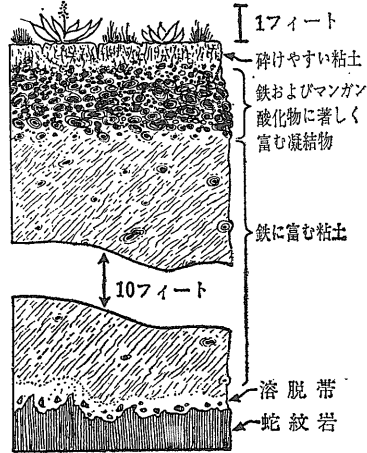


図4-10. キューバのラテライトの断面(土壌中に鉄が著しく濃縮されているため鉄鉱石として採取されているところがある)(GILLULY et al., 1957)

新しいものおよび現在も生成されつつあるものは 熱帯の雨季・乾季の区別が明瞭な地方に分布しているが 化石ラテライトともいべきもの およびラテライトと類似の条件下で生成されたと考えられる赤色岩層は 各時代の地層中に広く分布しており 古気候学および古地理学に重要な資料を提供している。

HOLMES (1965)は その名著「一般地質学」の中でラテライトの生成過程を 次のように 簡明に述べている。 一般に熱帯地方では 雨季の間に集中的に降雨があり それに続いて 気温が高く 蒸発が激しい乾季がやってくる。 こういうところでの風化の産物は きわめて特殊なものである。 乾季には 土壌の中の水は植物によって急速にとり去られる。 これを補うために より深いところの水が 供給の続く限り引き出される。 そのため 雨季の間に岩石の化学的風化によってできた薄い溶液が 蒸発によって濃縮され さらに溶けていた物質が沈澱するようになる。 この際 溶けにくいものから順次沈澱するので その結果できるものは アルミニウム・鉄・珪素などの水酸化物や 各種の炭酸塩および硫化物である。 その大部分は次の雨季の降雨により溶解し去られてしまうが アルミニウムおよび鉄の水酸化物は非常に溶けにくい状態にとり残される。 それは地表あるいは地表近くに残留し 順次堆積して赤褐色の堆積物になる。 それがラテライトで その名はラテン語の煉瓦を意味する later に由来する。 深いところでは この物質の色は多様で より青っぽくなる。 ここではアルミニウムがとくに濃縮される。 さらに深いところでは 基盤の岩石が激しく分解されて 多量の粘土 鉱物ができている。

ラテライトの層は厚くなることがまれで 10mを超え

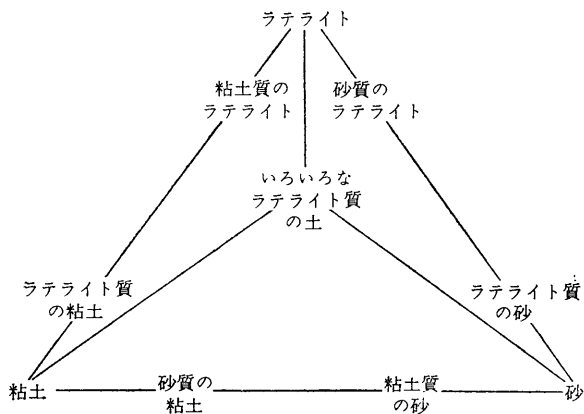


図4—11 石英 粘土 およびラテライトの間の移り変わり (HOLMES 1965)

ることはほとんどない。これは ラテライトが水を通しにくいので それができる と さらに続いて成長するために必要な水はけが困難になるからである。こうして ラテライトより上にある土壌がやせてくる。そのため 植物の根によって土壌粒子が結び合わされることがないので 激しい降雨があると 土壌は容易にとり去られてしまう。したがって このようなところでは ラテライトの皮殻が地表にあって それ以上の侵食に抵抗するような形になる。

シリカを失わなかった石英や粘土鉱物は いろいろな割合で堆積物の中にセメントされたままでいる。したがって 石英(砂のおもな鉱物) 粘土(主として粘土鉱物よりなる) およびラテライトの間には 図4—11に示すように あらゆる移り変わりがある。

ラテライトそれ自身の中に2種類ある。その1つは鉄に富む狭義のラテライトで 他の1つはアルミニウムに富むものである。後者のとくに品質のよいものがボーキサイト(Bauxite)であり それがアルミニウムのもっとも重要な鉱石であることはよく知られている。

以上に述べたようなラテライトの生成過程を 基礎的な土壌生成作用の1つと見た場合 これを ラテライト化作用(Lateritization)と呼ぶことが 広く行なわれている。しかし 実際にはラテライトができるまでには地質学的な時間を必要とするので 土壌生成作用としてのラテライト化作用を廃語にすべきであるという意見も強い(PENDLETON, R. L., 1946; VINE, H. 1949など)。そこで 実際には鉄の富化が著しいので ラテライトができる初期の過程でもある土壌生成作用を 鉄富化作用(Ferrification or ferrugination)あるいは鉄アルミナ富化作用(Ferrallitization)と呼ぶ提案がある。ま

た亜熱帯や温暖帯の赤色土壌に見られる R_2O_3 の富化をラテライト化作用と区別して 赤色化作用(Rubefication)と呼ぶ提案(KUBIENA, W. L., 1956)もある。わが国の第四系の特定層準には かなり北方まで化石赤色土が分布しており 層位学的に一種の鍵層として使われているばかりでなく 古気候学上重要な資料となっている(松井 健・加藤芳郎 1962)。(つづく)

(筆者は 燃料部)

参 考 文 献

〔この文献表は III 層位学的単元 に関するものであるが 編集の都合上 止むなくここに掲載した。〕

American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1947, Note 2—Nature and classes of stratigraphic units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 31, pp. 519—528.
 —, 1948, Note 5—Definition and adoption of the terms stage and age: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 32, pp. 372—376.
 —, 1949, Report 1—Declaration on naming of subsurface stratigraphic units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 33, pp. 1280—1282.
 —, 1952, Report 2—Nature, usage, and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 36, pp. 1627—1638.
 —, 1955, Report 3—Nature, usage, and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units as applied to the Precambrian: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 39, pp. 1859—1861.
 —, 1956, Report 4—Nature, usage, and nomenclature of rock-stratigraphic units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 40, pp. 2003—2014.
 —, 1957, Report 5—Nature, usage, and nomenclature of biostratigraphic units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 41, pp. 1877—1889.
 —, 1959, Report 6—Application of stratigraphic classification and nomenclature to the Quaternary: Amer. Assoc. Petrol. Bull., vol. 43, pp. 663—673.
 —, 1961, Code of stratigraphic nomenclature: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 45, pp. 645—665.
 ARKELL, W. J., 1933, The Jurassic System in Great Britain: Oxford, Clarendon.
 浅野 清編: 1971 微古生物学 上巻: 朝倉書店。
 浅野 清, 1971, 古環境論: 朝倉書店。
 BANNER, T. F. and Blow, W. H., 1965, Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene: Nature, vol. 208, pp. 1164—1166.
 BERGREN, W. A., 1966, [Phylogenetic and taxonomic problems of some Tertiary planktonic foraminiferal limeages]: Vopr. Mikrop., vol. 10, pp. 309—332. En russe.
 —, 1969, Rate of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera: Micropaleontology, vol. 15, pp. 351—365.
 BLOW, W. H., 1956, Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny: Micropaleontology,

- vol. 2, no. 1, pp. 57—70.
- BLOW, W. H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: Proc. 1st intern. conf. on planktonic microfossils, Geneva, 1967, vol. 1, pp. 199—421.
- COX, A., 1969, Geomagnetic reversals: Science, vol. 163, pp. 237—245.
- COX, A., DOELL, R. R. and DALRYMPLE, G. B., 1964, Reversals of the earth's magnetic field: Science, vol. 144, pp. 1537—1543.
- DUNBER, C. O. and RODGERS, J., 1957, Principles of stratigraphy: John Wiley & Sons, Inc.
- EICKER, D. L., 1968, Geologic time: Foundations of earth science series, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- FENTON, C. L. and FENTON, A. F., 1928, Ecologic interpretation of some biostratigraphic terms: Amer. Midland Nat., vol. 11, pp. 20—22.
- 福田 理, 1963, 2. 2. 3. 古生物調査・研究(1)概説: 石油鉱業便覧(石油技術協会発行) 118—120頁.
- HEDBERG, H. D., 1937, Stratigraphy of the Rio Querecual section of northeastern Venezuela: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 48, pp. 1971—2024.
- , 1941, Stratigraphic nomenclature (discussion): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 25, pp. 2202—2206.
- , 1948, Time-stratigraphic classification of sedimentary rocks: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 59, pp. 447—462.
- , 1951, Nature of time-stratigraphic units and geologic-time units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 35, pp. 1077—1081.
- , 1954, Procedure and terminology in stratigraphic classification: 19th Intern. Geol. Cong. Comptes rendus, fasc. 13, pp. 205—233.
- 伊田一善 1956 地層系列化の一方法とその基礎的考察: 地質調査所月報 9巻 301—314頁.
- 伊田一善ほか2名 1956 宮崎県小林市附近天然ガス調査報告: 地質調査所報告, 168号.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T., 1969, Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan—The research of younger Cenozoic strata in Kinki District, Part 12—: Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 75, pp. 183—197.
- JENKINS, D. G., 1966, Planktonic foraminiferal datum planes in the Pacific and Trinidad Tertiary: N. Z. J. Geol. Geophys., vol. 9, pp. 424—427.
- KLEINFELL, R. M., 1938, Miocene stratigraphy of California: Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- LEROY, L. W., 1948, The foraminifer *Orbulina universa* d'Orbigny, a suggested middle Tertiary time indicator: Jour. Paleont., vol. 22, pp. 500—508.
- , 1952, *Orbulina universa* d'Orbigny in central Sumatra: Jour. Paleont., vol. 26, pp. 576—584.
- MALLORY, V. S., 1959, Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges: Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- 湊 正雄 1953 地層学: 岩波書店.
- 三梨 昂 1954 房総半島鬼沼山南部の地質——特に岩相の時空的ひろがりについて——: 地質学雑誌 60巻 461—472頁.
- 三梨 昂・矢崎清貫 1958 火砕質鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比(第1報): 石油技術協会誌, 23巻, 16—22頁.
- 中川久夫 1971 ヨーロッパの標準編年と日本の更新世の対比に関する諸問題——とくに更新世初期について——: 地質学雑誌 77巻 9—22頁.
- 中川久夫・新妻信明・早坂 功 1969 房総半島後期新生代地磁気編年: 地質学雑誌 75巻 267—280頁.
- NITSUMA, N., 1970, Some geomagnetic stratigraphical problems in Japan and Italy: Journal of Marine Geology, vol. 6, no. 2, pp. 99—112.
- NINKOVICH, D., OPDYKE, N., HEEZEN, B. C. and FOSTER, J. H., 1969, Paleomagnetic stratigraphy, rate of deposition, and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments: Earth and Planet. Sci. Letters, vol. 1, pp. 476—492.
- 生越 忠 1950 地質の分類および区分単位の問題に関する1見解: 地質学雑誌 56巻 459—469頁.
- OPDYKE, N. D., GLASS, B., HAYS, J. D. and FOSTER, J. H., 1966, Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores: Science, vol. 154, pp. 349—357.
- PHILLIPS, J. D., BERGREN, W. A., BERTELS, A. and WALL, D., 1968, Paleomagnetic stratigraphy and micropaleontology of three deep sea cores from the central North Atlantic Ocean: Earth and Planet. Sci. Letters, vol. 4, pp. 118—130.
- 力武常次 1970 なぜ磁石は北をさす: ブルーバックス 講談社
- RODGERS, J., 1954, Nature, usage, and nomenclature of stratigraphic units: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 38, pp. 655—659.
- 坂倉勝彦・鈴木好一・高井冬二 1952 日本地質学会地層命名規約: 地質学雑誌 58巻 112—113頁.
- SCHENCK, H. G., HEDBERG, H. D. and KLEINFELL, R. M., 1936, Stage as a stratigraphic unit: Geol. Soc. Amer. Proc. 1935, pp. 347—348.
- SCHENCK, H. G. and KLEINFELL, R. M., 1936, Refugian stage of Pacific Coast Tertiary: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 52, pp. 1419—1426.
- SCHENCK, H. G. and MULLER, S. W., 1941, Stratigraphic terminology: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 52, pp. 1419—1426.
- 竹内 均 1970 続地球の科学: NHKブックス 日本放送出版協会.
- TRICHERT, C., 1950, Zone concept in stratigraphy: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 34, pp. 1585—1588.
- TOMLINSON, C. W., 1940, Technique of stratigraphic nomenclature: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 24, pp. 2038—2046.
- WILLIAMS, H. S., 1894, Dual nomenclature in geological classification: Jour. Geol., vol. 2, pp. 145—160.
- , 1905, Bearing of some new paleontologic facts on nomenclature and classification of sedimentary formations: Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 16, pp. 137—150.
- WOODRING, W. P., 1953, Stratigraphic classification and nomenclature: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 37, pp. 1081—1083.