

— 粘土基礎講座 I —

粘土基礎講座 I ワーキンググループ連載解説

続成作用と粘土鉱物

吉 村 尚 久

〒950-2102 新潟市五十嵐二の町7910-22

e-mail:tyoshim@rose.ocn.ne.jp

Diagenesis and Clay Minerals

Takahisa YOSHIMURA

Ikarashi 2-7910-22, Niigata 950-2102, Japan

1. はじめに

粘土は地表及び地表近くに自然状態で広く産出します。粘土のでき方を大きく分けると、硬い岩石が加水して粘土に変わる作用とそうにしてできた粘土が別の種類の粘土鉱物に変わる作用に大別されます。前者は風化作用や熱水変質作用です。後者は続成作用です。風化作用や熱水変質作用についてはこの講座の別報で詳しく述べられますから、今回は碎屑性堆積物の続成作用による粘土鉱物の変化について解説します。

一般にどのような粘土鉱物が生じるかは周囲の環境条件、つまり温度や溶液の化学的性質と量（反応に関与する岩石：水の割合）及び微生物活動によって規定されます。多くの変化が地表近くで起こるので、圧力はあまり関係ないようです。

なお、混合層粘土鉱物の記述にあたっては、イライト/スメクタイト混合層をI/S、緑泥石/スメクタイト混合層をC/Sと記述することもありますのでご承知おき下さい。

個々の引用論文は挙げてありませんので、必要な方は吉村編著（2001）粘土鉱物と変質作用（地学団体研究会）の巻末文献リストを参照下さい。

2. 続成作用

続成作用（diagenesis）は堆積物の堆積から岩石化する過程及び変成岩になるまでの過程で起きる作用の総称

です。この過程で生じる鉱物は自生鉱物（authigenic mineral）と呼ばれています。自生鉱物には溶液から沈殿したような新しく生じた鉱物もありますし、堆積物として運ばれてきた鉱物（外生鉱物と呼ばれている）が変化したものもあります。自生鉱物はそれが生じたときの環境条件を示しています。一般に、温度が低下する過程での変化は遅いので高温で生じたものがそのまま残っていることが多く、特に大きな化学的環境の変化がなければ、自生鉱物から環境条件をすることが可能となります。自生鉱物は化学的環境の変化にも敏感なので、溶液の化学的性質などの環境の指標ともなります。要するに、自生鉱物はその生成環境を示す化石であると言えます。

堆積物は水中に沈殿したものが大部分ですから、堆積物自身の組成と同時に水の性質が最大の化学的環境を規定することになります。大きく分ければ、海水と淡水の違いとなりますが、淡水では気候条件によって塩湖のようなものまであります。したがって、堆積場が淡水の場合について簡単に述べ、主に海水つまり海成層について詳しく述べることにしましょう。

続成作用と熱水作用あるいは変成作用との関係について簡単に触れておきます。変成作用と続成作用は鉱物の再結晶度の違いで区別したりしますが、明確な境があるわけではありません。あとで詳しく触れますように、イライトの結晶度 $\Delta 2\theta$ やビトリナイト反射率などの指標を用いて区別されますが、境は人為的なものです。熱水変質作用との関係では、堆積物の岩石化過程で温度が上

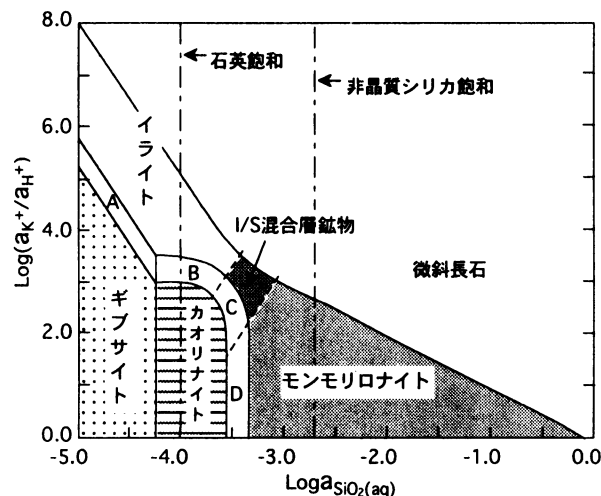
昇すると間隙水は熱水に転化し熱水変質作用と似た条件になる結果、自生鉱物として類似した鉱物の組み合わせが生じることになります。特に日本のような地下増温率の高い地域では良く起こることです。熱水変質作用と続成作用の本質的な違いは反応に関与する水/岩石比の違いです。続成作用では反応に関与する水は地層水であって、単層自身に含まれていたり周囲の地層に含まれている水ですから、水/岩石比は多くても数倍程度であって、10倍以上になることは滅多にありません。ところが、熱水変質作用では循環する水も含めて熱水が他の場所から供給され、水/岩石比が数10倍以上になることもあります。反応する水/岩石比が数10倍になると、生成する鉱物組み合わせが変わってしまうことが実験的にも確かめられています。しかも、移動する熱水が成分を移動させるので、成分が著しく変わってしまうこともあります。これらのことから、熱水変質作用は一般に開放系ですが、続成作用は閉鎖系に近いと見ることができます。

続成作用は堆積物の岩石化する過程での変化ですから、上位に新しい地層が重なり荷重が増大する圧密の過程での変化であり、また温度が上昇する過程での変化です。したがって、全体としては脱水が進行します。地層水として堆積物の間隙に存在する溶液中に溶けている物質は構成鉱物にとりこまれるのが普通です。これらの意味で、続成作用は陸上の風化作用とは逆方向の反応であると考えられることができるでしょう。

ロシアや東欧の研究者は続成作用をその前期である堆積物の岩石化過程に限定し、後期の岩石中で生じる変化には深部続成作用 (katagenesis) あるいは変成続成作用 (metagenesis) を用いるのが普通ですが、ヨーロッパやアメリカでは続成作用で一括し、必要に応じて、初期、後期などの接頭語をつけて区別しています。

3. 淡水成層の続成過程における粘土鉱物変化

淡水域に堆積した碎屑性堆積層の初期続成作用で生じる粘土鉱物はカオリナイトあるいはスメクタイトで、降水量が多い地域の堆積物ではカオリナイト、降水量の少ない地域ではスメクタイトが生じるとされています。その理由は、淡水では pH が若干低いのですが、それ以上に K^+ 濃度が低いので、海水に比べて活動度比 a_{K^+}/a_{H^+} が2桁以上 (対数目盛では2以上) 違うからです (図1参照)。埋没がすすんでも、 K^+ の供給が少ないつまり a_{K^+}/a_{H^+} 比が低い間隙水の環境では、カオリナイトを含む砂岩が深部に埋没して120~130°Cでディッカイトに変わることが報告されていて、続成過程での溶解再沈殿によって生じたものと考えられています (Ehrenberg et al., 1993)。この報告では変化の温度が狭い範囲で特定されたことに意義があります。さらに高温になり引続き a_{K^+}/a_{H^+} 比が低くかつ溶解シリカの活動度が高い環境ではディッカイトは200°C近くでパイロフィライトに変化します。これくらい高温になると、続成作用よりも低



A: イライト及びギブサイト C: I/S混合層鉱物及びカオリナイト
B: イライト及びカオリナイト D: モンモリロナイト及びカオリナイト

図1 $K^+/H^+ - SiO_2$ 活動度ダイアグラム (1bar, 25°C)
Aagaard et al. (1983) による

度変成作用のカテゴリーに属することになります。

堆積物中にカリ長石などの K^+ を含む碎屑物が含まれ、それらから K^+ の供給がある環境では続成作用の進行と共にイライトへの変化が促進されますので、後で述べる海成層でのイライト化を参照して下さい。

4. 海成層にみられる続成過程での粘土鉱物の生成と変化

4.1. 続成過程での自生鉱物変化の概略

古生代以前などの古い時代の堆積岩や変成岩に近い硬く固結した堆積岩中の粘土鉱物は大概イライトと緑泥石です。つまり、続成作用での粘土鉱物の最終的な産物はイライトと緑泥石なのです。前者は K と Al を主成分にした層状珪酸塩鉱物で、後者は Mg と Fe を主成分にした層状アルミノ珪酸塩鉱物です。

新しい時代の未固結堆積物にもイライトや緑泥石も含まれていますが、自生鉱物ではなく碎屑物として運搬してきた粒子のことが多いのが普通です。もちろん、自生鉱物であることもあります。その他に含まれる粘土鉱物としてスメクタイト、パーミキュライト、カオリン鉱物などがあります。ところが、これらの鉱物は続成作用がどんどん進行するとなくなってしまいます。つまり、溶解したり他の鉱物に変化したわけです。

碎屑性堆積物の続成過程での自生鉱物は、堆積物のおかれた環境条件に応じて鉱物種が変化します。環境条件のうち普通海成層では温度が最も大きな影響を与える要因となります。地下の温度は基本的には地温勾配により支配されています。地温勾配は一般的には3°C/100m程度ですが、マグマ活動の活発な地域では高くなります。代表的な自生鉱物の変化を生成温度との関係で示したものが図2です。続成作用を調べるにあたっては粘土鉱物だけでなく他の鉱物との関係もみていく必要があります。

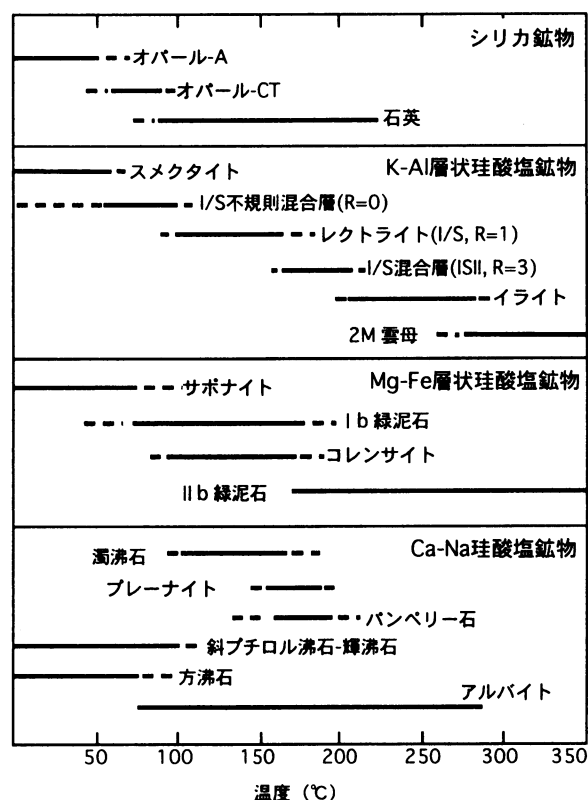


図2 碎屑性堆積物の続成作用による自生鉱物の生成温度

これらの鉱物は外生鉱物粒子の隙間に沈殿して生じるのが典型ですが、結晶化、交代、セメント、溶解、オーバークロス、縁取りなどいろいろな形態をとってあらわれます。

4.2. 海成層の堆積過程および初期続成過程での粘土鉱物の生成と変化

堆積過程での鉱物の生成を続成作用とは別にする場合もありますが、広い意味では続成過程の初期として取り扱われます。とくに、海成層では重要な変化や新たな鉱物の生成があるので重要です。

堆積中に生成するものとして鉄の多い緑色海成粘土鉱物が良く知られていますが、これらの鉱物の生成と微生物活動との関連が注目されています。FeMg の多い自生粘土鉱物がどのような環境で生成するかを概念的に示したスケッチを図3に示します。ペルチェリン（蛇紋石類似の Fe 層状珪酸塩鉱物）は河川水の影響のある浅海で鉄の多い堆積物中に、オーディナイト（ペルチェリンに類似しますが Mg と Fe^{3+} が多い）は熱帯地域の海深20～60m の多孔質堆積物に生じます。海緑石/スメクタイト混合層や海緑石は大陸棚外縁の水深60m 以深で生成します。火山活動によって鉄が供給される中央海嶺近くでも緑色海成粘土鉱物が生成します。続成作用の進行にともなって、ペルチェリンやオーディナイトは緑泥石に変化します。海緑石/スメクタイト混合層は海緑石化が進行し、海緑石は結晶度が良くなります。

砕屑物として運搬されてきたカオリン鉱物、バーミキュ

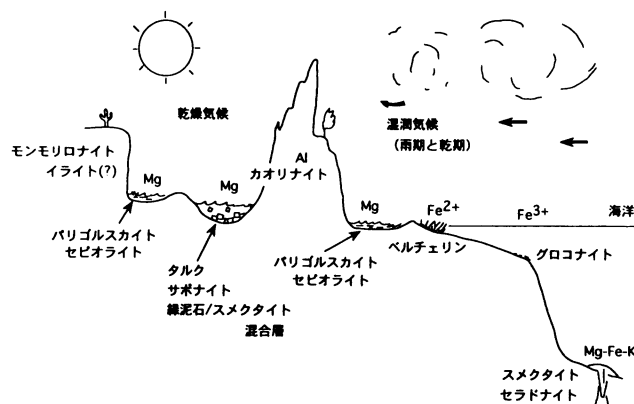


図3 FeMg 自生粘土鉱物の地表近くでの生成環境
Weaver (1989) による

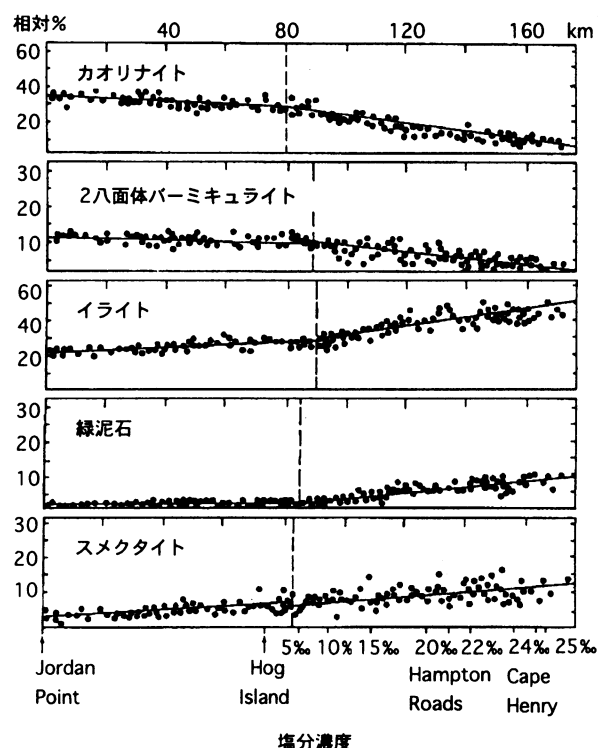


図4 ジェームス川河口から外洋にかけての粘土鉱物の変化
Feuillet and Fleischer (1980) を一部改編

ライトなどは海水環境下では不安定になります。一例として、アメリカバージニア州東海岸の内湾に注ぐ James 川河口からの距離によって塩分濃度の増加と共に粘土鉱物の相対量がどのように変化するかを見てみましょう（図 4）。この図は大西洋に面した Cape Henry から約 160km さかのぼった Jordan Point 間の量的変化を示したもので、河川から供給された粘土鉱物と海の沿岸流により供給されたものが混じっています。横軸（図下方）の数値は塩分濃度であって、Hog Island 付近で鉱物比が急激に変化し、イライト・緑泥石・ス멕タイトなどの 2:1 粘土鉱物が急激な増大傾向に転じる一方、陸上風化産物のカオリナイトや Al バーミキュライトが急激に減少傾向にあることが良くわかります。地層中に含まれて堆積したものもやがてス멕タイトに変わります。

風化過程で分解したゲル状物質や結晶度の悪い粘土鉱物あるいはスメクタイトなどは海水中で各種の陽イオンを吸着し、交換性陽イオンとして Ca^{2+} が減少し、 K^+ や Mg^{2+} が増大するのが一般的傾向です。

結晶度の悪い非晶質に近い物質および火山ガラスなどからはスメクタイトが結晶化しはじめます。海成堆積物の初期続成作用では、緑色海成粘土鉱物を除いて、粘土鉱物としてはスメクタイトが安定で、一部にはイライト/スメクタイト不規則混合層鉱物が生成しはじめます。

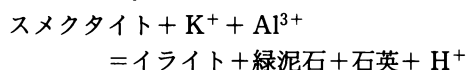
Mg と Fe の多い堆積物ではサポナイト（3 八面体スメクタイト）が生じるのが普通です。海洋底玄武岩類から報告されているのは鉄サポナイトとセラドナイトが最も普通に産出する粘土鉱物です。

4.3. 後期続成過程での粘土鉱物

初期続成作用の段階でもスメクタイトのイライト化や緑泥石化作用を示す I/S や C/S 混合層の形成がはじまっていますが、埋没深度 2km、温度で言うと 70°C 以上で起きる後期続成過程でもっとも顕著に進行する反応です。砂岩や泥岩などの普通の正規碎屑性堆積物で一般的に見られます。

4.3.1 イライト化

2 八面体スメクタイトのイライト化は次ぎの反応であらわされます。



スメクタイトは Na^+ 、 Ca^{2+} などとも含みますので、これらの成分は反応の進行にともなって間隙水中に放出されます。 K^+ や Al^{3+} はおもにカリ長石起源で、カリ長石の溶解で供給されますが、ときに雲母の溶解によってもたらされることもあります。イライト化により放出された Na^+ や Ca^{2+} などは曹長石化作用や方解石セメントの形成に貢献します。砂岩と泥岩の間でこれらの成分の移動が行なわれていると言われています。この変化は脱水反応でもありますので、スメクタイトに含まれる層間水は間隙に放出されます。このとき放出される層間水が孔隙圧を増大させ、孔隙中の流体圧力が静水圧より大きくなる異常高圧層の形成に関与するとの指摘があります。

図 5 は世界各地の堆積盆におけるイライト/スメクタイト混合層鉱物のイライト化への変化の様子をあらわしたもので、縦軸は埋没深度を温度として補正して示しています。イライト化には地温勾配、埋没速度、同一温度の保持時間、 K^+ の供給量などが関係してきますが、この図からイライト化の反応が活発に起こるのは約 60～120°C の範囲であることが読み取れます。一般に、S の字を斜めに引き伸ばしたような関係を示していますが、時代の新しい堆積物ほどイライト化が高温側にシフトしステップ状の変化が明瞭にあらわれています。また、積層状態が規則化する $R=1$ の出現が高温で起きています。上記の温度範囲は炭化水素（石油）の熟成帯とほぼ一致しますので重要です。

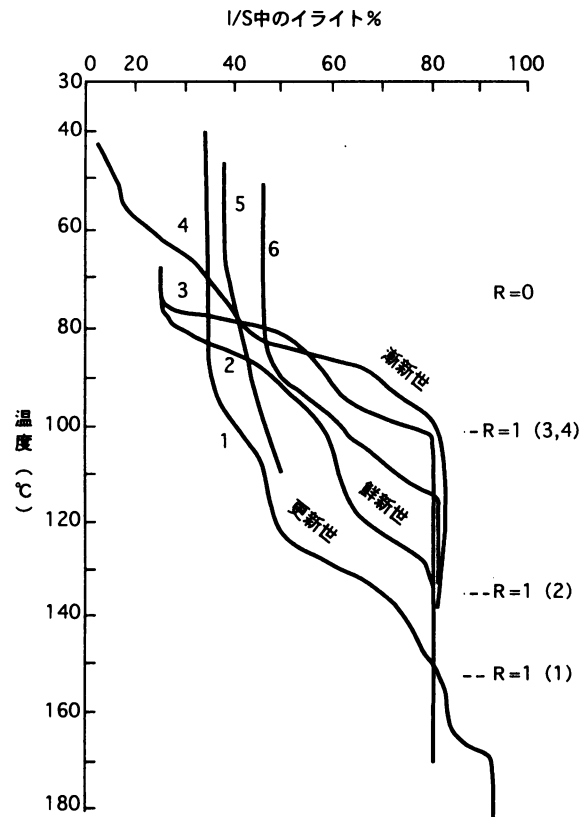


図 5 泥質堆積物中の I/S 混合層の構成層変化と温度との関係

Anjos (1986) などによる

ここで混合層構造における R (Reichweite) について簡単に解説しておきます。R は継続する層格子の産出確率がその前にある層格子の影響をどこまで遡って受けているかを示す因子です。R=0 (あるいは R0) は前の層に無関係ということで、どの層が継続するかの確率はその層の存在確率のみによって規定され、不規則構造であることを意味します。R=1 (R1) はある層が前の層に続く継続確率が前の層によって規定される場合で、規則構造であることを意味します。R=3 (R3) はある成分層の出現が前の 3 層に影響されていることになります。例えば、イライト/スメクタイト (I/S) 混合層の場合、R1 は IS の組み合わせを構造中に含み、R3 は ISII というユニットを含むことを意味します。R1 であっても成分層の構成比（存在確率）によっては、積層構造に不規則性が存在しえます。完全に規則的な 1:1 積層構造を示すものは I, S それぞれの層の存在確率が等しく、IS, SI とも継続確率が 1 の場合に限られます。詳しい説明が必要な場合は粘土鉱物の教科書を参照して下さい。

わが国でも新第三系の石油探査ボーリングのカッティングス試料を用いてイライト/スメクタイト混合層鉱物の変化を追跡した研究がたくさんあります。その一例として基礎試錐にみられるイライト/スメクタイト混合層の変化をみることにしましょう（土田ほか, 1998; Niu et al., 2000）。図 6 から明かなように、I/S 混合層に

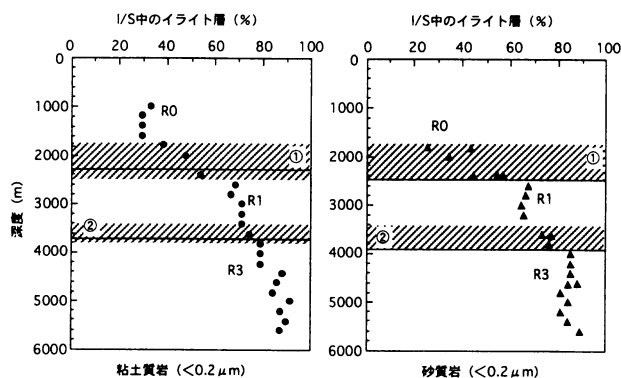


図6 基礎試錐「富倉」にみられる I/S 混合層の構成層変化と埋没深度の関係
土田ほか (1998) を簡略化

表1 I/S 混合層における I 層の含有率, 規則度, 出現温度などの関係

Reichweite (R:前層影響有効 範囲)		含有率 (存在確率)	規則度	出現温度
R=0	前の層に無 関係で, Sが 出現する	$S > 50\%$ $I > 50\%$	不規則混合層	長期 (5~300my) 50~60℃
R=1	前の層がI で, 次にSが 継続する	$S \leq 50\%$ $I \geq 50\%$	50%で規則的な とき, レクトライト	長期100~110℃ 短期(3my以下) 120~140℃
R=3	前の3層がIII で, 次にSが 継続する	$S \leq 25\%$ $I \geq 75\%$	S25%で規則的 なとき, ISII	長期170~180℃

Pollastro (1993) などによる

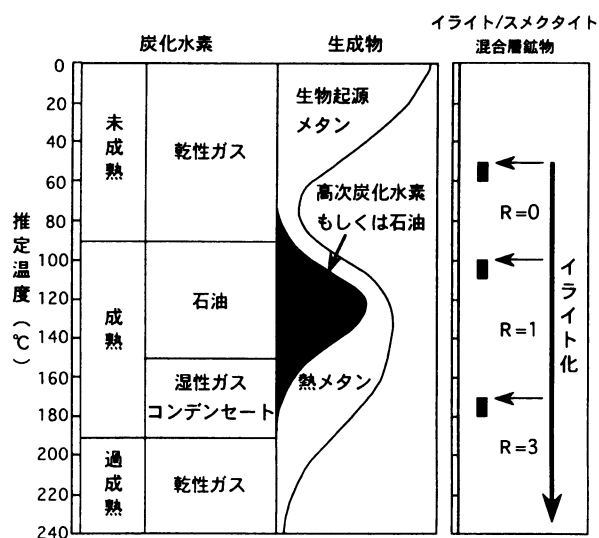


図7 I/S 混合層の Reichweite R の変化と有機成熟との関係
Pollastro (1993) による

おける埋没深度にともなうイライト層の増加は連続的でなくステップ状になっている不連続的な変化を示すことがわかります。構成層の増加が急激なところとして、イライト層30%付近から65~75%および65~75%から80~90%までの二つのステップが存在することが明かです。I/S 混合層の構成比が整数に近いところにステップが存在することは IS ペアが構成単位となっていて相対的に安定であることを示しているものと思われます。

イライト/スメクタイト混合層鉱物は続成作用の進行過程で、R0 から R1 を経て R3 の積層をしていくことが明らかです。従って、Reichweite を利用すると続成変質の区分が可能となります (図7)。Eberl (1993) はスメクタイトのイライト化における三段階のプロセスを提唱しています。すなわち、不規則混合層として固体状態で K の固定によりイライト化が進行する段階 (transformation)、間隙水との反応で溶解・再沈殿による規則混合層の形成段階 (neoformation)、オストワルト熟成 (Ostwald ripening) による結晶成長段階です。完全には一致しませんが、それぞれ R0, R1, R3 における

変化プロセスに対応するものと考えられています。R0 から R1 への変化は約100℃で起こり、R1 から R3 への転換は約170~180℃であると考えられています (表1)。R3 の混合層鉱物は X 線回折パターンで見かけ上ほとんどイライト層でありイライトとの区別が困難ですので、半価幅の測定が有効です。

イライトは埋没続成変質作用から低度変成作用にわたる指標として重要です。一般にイライトと分類されるもののいくつかはスメクタイト層をわずかに含む R3 型イライト/スメクタイト混合層鉱物であると思われます。イライトの続成評価は結晶度 (半価幅) やポリタイプによりなされています。

イライトは埋没に伴う温度条件により異なったポリタイプを持つことが知られています。続成の初期段階の碎屑岩には 1Md のイライトが産します。しばしば 2M₁ のイライトも同時に認められますが、これは碎屑性のイライトである可能性が強いと考えられています。さらに続成作用が進行すると 1Md から 1M への転換が認められます。変成作用の領域であるアンキ帯に入ると 2M₁ のイライトが産出し、埋没深度の増加にともなって結晶を成長させます。図8に温度とポリタイプ、005ピークの半価幅および混合層の積層の変化との関係を示しておきました。

4.3.2. 緑泥石化

続成作用の進行に伴う 3 八面体粘土鉱物の変化は、Fe スメクタイト (Fe サポナイト)→緑泥石/スメクタイト混合層鉱物→緑泥石の変化に代表されます。前述のように 2 八面体粘土鉱物では R=0 の I/S 不規則混合層が広く産出し、構成層としてのイライト層が増加する傾向があります。しかし、C/S 混合層では不規則混合層の産出はかぎられており、普通は 1:1 規則混合層であるコレンサイトに変化します。それは C/S 不規則混合層が不安定であるからです。コレンサイトの生成は砂岩では 60℃程度から、泥岩では約70℃からはじまると報告されています (Chang et al., 1993)。

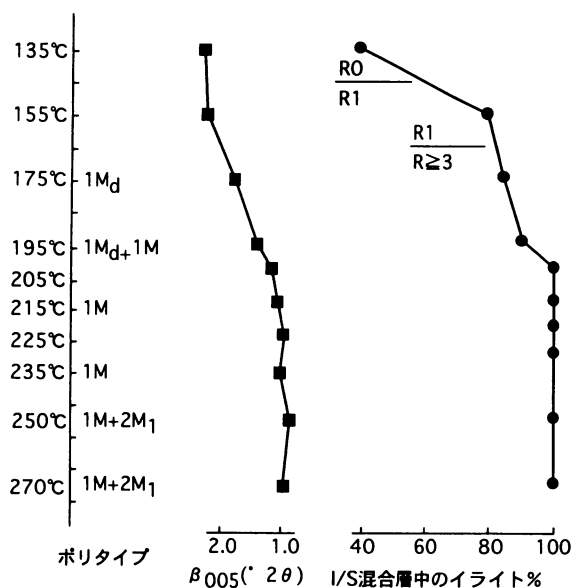


図8 続成作用の進行に伴うイライトの半価幅とポリタイプの変化

Walker (1993) による

コレンサイトや不規則 C/S 混合層は、同じ地質環境のなかで緑泥石やスメクタイトと連続して産出したり、共存して産出するため、スメクタイトからコレンサイトを経て緑泥石に変化する過程について多くの議論があります (福井・吉村, 1999)。C/S 混合層の生成過程については、大きく分けて二つの考え方があります。一つは、C/S 混合層は緑泥石とスメクタイトの 2 相を端成分として C/S 混合層の構成層の割合が連続的に変化して形成するとする考え方です (Chang et al., 1986; Schiffman and Fridleifsson, 1991)。この場合、コレンサイトは構成層の割合が 1:1 の規則 C/S 混合層ということになります。もう一つの解釈は、コレンサイトも安定な単独相として産出し、コレンサイトとスメクタイトまたは緑泥石とコレンサイトをそれぞれ端成分として C/S 混合層が形成するという考え方です (Bettison-Varga et al., 1991; Shau et al., 1990)。

C/S 混合層の生成環境については、水/岩石比が低い変質環境では不安定な不規則 C/S 混合層が生成し (Bettison-Varga and Mackinnon, 1997)、水/岩石比が高い変質作用ではスメクタイトからコレンサイト、さらに緑泥石へと不連続的に変化すると指摘されています (Shau and Peacor, 1992; Schiffman and Staudigel, 1995)。

グリーンタフ地域の塩基性火砕岩中には、C/S 混合層としてコレンサイトが広域的に産することが報告されています。このことはコレンサイトが一つの安定な変質鉱物であることを示唆すると考えられていますが (Kimbara, 1975)、C/S 混合層の構成層と生成過程については、まだ十分な検討が与えられてはいません。

堆積岩中の Fe-Mg 系緑泥石においてはポリタイプと化学組成に密接な関係があり、続成作用の進行とともに

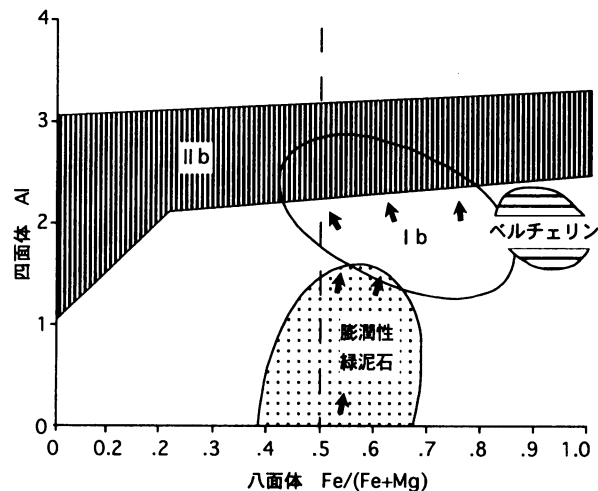


図9 堆積岩中の緑泥石および関連鉱物の続成作用に伴う化学組成とポリタイプの変化

Curitis et al. (1985) による

図9に示す関係が報告されています (Curitis et al., 1985)。すなわち、1:1 層から変化したものも含めて、低温では Iba ($\beta=97^\circ$) もしくは Ib ($\beta=90^\circ$) タイプをとりますが、温度の上昇と共に間隙水圧や時間も関係し、安定な IIb タイプに変わると報告されています (例えば, Walker, 1989)。150~200°C で Ib から IIb へ変化するとされており、非変成堆積岩中の IIb タイプは碎屑性であると解釈することもできますが、135°C あるいは他の地質温度計からみて 50~150°C で IIb が生成再結晶するとの見解もありますので (Walker, 1989; Walker and Thompson, 1990)、一概には言えません。

緑泥石は広範囲にわたって産出し、組成変化も著しいので、地質温度計として利用する試みがなされています。四面体シートを占める Al の数 (チェルマック置換の程度) と八面体における空所数は生成温度と相関があるとされています (例えば, Cathelineau and Nieva, 1985; Jiang et al., 1994)。すなわち、生成温度の上昇と共に 4 配位 Al は増加し、八面体空所は減少する傾向があります。Fe/(Fe+Mg) の影響もあるので、これも考慮して、4 配位 Al (Al_{IV}) と生成温度には次の関係が提案されています。

$$T(^{\circ}C) = 319(Al_{IV})_C - 69$$

$$\text{ここで, } (Al_{IV})_C = (Al_{IV}) + 0.1 [Fe/(Fe+Mg)]$$

(Jowett, 1991)

しかし、緑泥石の組成だけを単独に用いて一般的地質温度計とするには無理があるようです (Essene and Peacor, 1995)。八面体シート中の Fe と Mg の比は、生成温度よりも原岩または原鉱物の組成によって左右されやすいと考えられているからです。

5. 続成作用から低度変成作用にかけての変化

続成作用と低度変成作用の移り変わりは漸移的であって特別な境界があるわけではありません。明かな再結晶

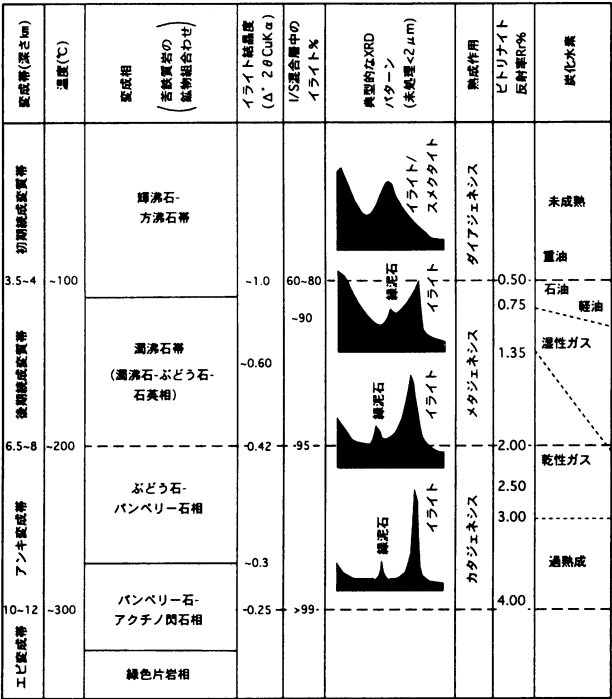


図10 続成作用から低度変成作用における区分とイライト結晶度 (半価幅), ビトリナイト反射率などの関係
Merriman and Frey (1999) を一部改編

の開始をもって変成作用とする見解もありますが、細粒な岩石では明確になりません。そこで、続成作用と変成作用の境界を引くのは人為的にならざるをえないので、何を基準にするかによって相違することになります。一般に目安とされている基準はイライトの結晶度、鉱物組合せの変化、ビトリナイト反射率などです。

イライト結晶度 (illite crystallinity) を利用しての続成作用から低度変成作用の区分をするには Kubler の指数 (半価幅 $\Delta 2\theta$) を利用するのが一般的です。続成変質から低度変成にかけては続成帯 (diagenetic zone), アンキ帯 (anchizone), エピ帯 (epizone) に分けられています (Kisch, 1987; Blenkinsop, 1988)。アンキ帯およびエピ帯は変成作用の領域に入ります。近年、イライト

結晶度と同時にそれを補助するものとして緑泥石結晶度が続成作用から低度変成作用の変成度を示す指標として広く用いられています (Arkai and Ghabrial, 1997; Merriman and Peacor, 1999)。

図10は続成帯から低度変成帯にかけての区分と苦鉄質岩の鉱物組合せ (変成相), イライト結晶度指標, ビトリナイト反射率などの関係を示したものです。続成帯とアンキ帯の境界はイライト結晶度指標が0.42で、ビトリナイト反射率は2.0, 温度は200°C程度に相当します。アンキ帯とエピ帯の境界はイライト結晶度指標0.25で、ビトリナイト反射率は4%以上, 温度は300°Cくらいです。Arkai (1991) はイライト結晶度指標として002ピークの半価幅を用い続成帯とアンキ帯の境界を0.435, アンキ帯とエピ帯の境界を0.284としています。緑泥石の結晶度は002の半価幅で続成帯とアンキ帯の境界が0.33, アンキ帯とエピ帯の境界が0.26とされています (Arkai, 1991)。

6. あとがき

以上述べてきたことは一般論ですので、個々の地域や堆積盆の続成作用による自生鉱物変化を調べると、地域によっていろいろ違いが出てきます。例えば、ビトリナイト反射率を指標にして比較してみると生成温度が相違したり、母岩によっても違いが出てきます。

その原因としては、比較的低温における変化ですから温度が最も大きな因子だとしても他の要因の影響をそれなりに大きく受けていることによると考えられます。影響を与える因子として、最高温度での持続期間や昇温速度などに関連した速度論的問題、もとの物質 (原鉱物や母岩) の組成と結晶度や間隙水の組成などの化学的問題、鉱物の分解や生成に関与する微生物活動と有機物質の問題、堆積環境や地層の積層状態あるいは粒度など地質学のおよび水文地質学の問題、圧力の問題など多くの要因が有り得ます。これらについての系統的な検討は未だ十分ではありませんので、今後の課題として残されています。