

イライトの結晶化度の岩石鉱床研究への応用

丸 茂 克 美 (鉱床部)
Katsumi MARUMO

1. はじめに

岩石の中に含まれている鉱物の形態・結晶学的特徴・化学組成(微量成分や同位体も含めて)は その鉱物の生成条件 しいては鉱物を含む岩石の生成環境・供給源などに関する重要な情報を提供します。

ここで取上げるイライトも堆積岩や土壌中の粘土粒子の構成要素であり また 熱水性鉱床周辺の変質帯や地熱地帯に普遍的に産するため 堆積岩石学 土壌学 鉱床学にとって重要な研究対象となっています。 また 窯業 化学工学 土木工学などの分野で用いられているセリサイト 絹雲母 雲母粘土鉱物 マイカ等の名称の鉱物の多くもイライトです。

従来 イライトやセリサイトは白雲母の「微細」な結晶であると理解されてきました。 しかし天然に産する白雲母が機械的に破壊され粘土の粒子になったとしてもこの微細白雲母はイライトにはなりません。 イライトと微細白雲母とは化学組成や結晶学的性格が異なるからです。 この相違がイライトの複雑さと多様性を生み出し 様々な名称が生じる原因となります。

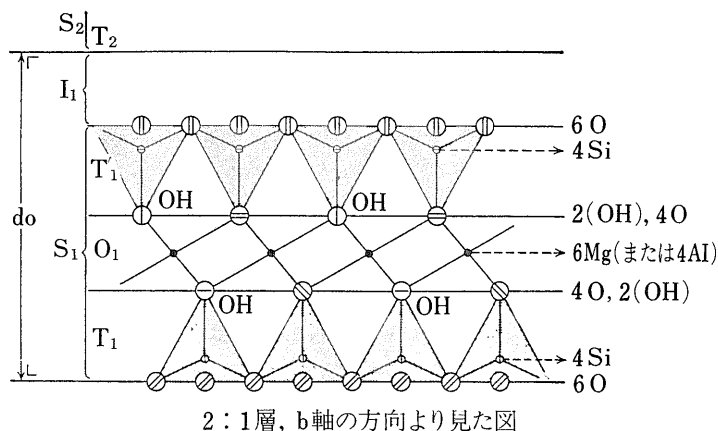
イライトのこうした「複雑さと多様性」は現在でも粘土鉱物学者の重要な研究テーマの一つですが 最近では岩石・鉱床学関係の研究者もイライトに注目し始めております。 この鉱物の「複雑さと多様性」 特に「結晶化度」が堆積岩の続成作用や変成作用の温度を推定した

り 鉱床形成に関与した火成岩体の位置を見積ったりする上で 有効な調査手段になりつつあるからです。 本稿では最近発表された 岩石学・鉱床学におけるイライトの研究成果に基づいて イライトの「複雑さと多様性」がどのような要因によって決定されているかを紹介するとともに それらの成果をふまえて秋田県餌釣黒鉱床産のイライトに関するいくつかの見解をとりまとめてみました。

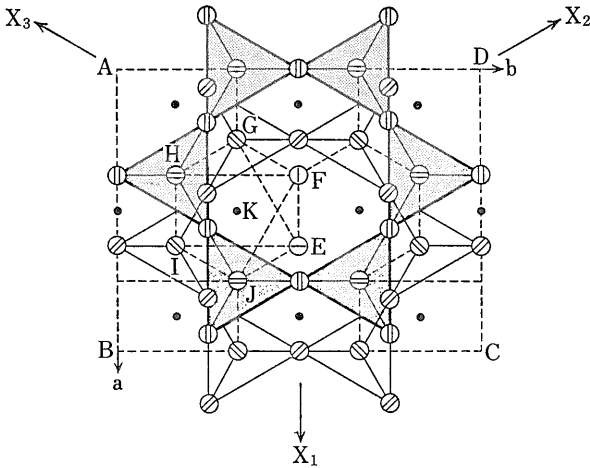
2. イライトの結晶構造と化学組成

2.1 結晶構造の概要とポリタイプ

イライトは白雲母と同様にフィロケイ酸塩鉱物であり Si_2O_5 の組成(ただし Si の一部は Al によって置換されている)を持った配位 4 面体の 2 次元シートを含んでいます。配位 4 面体の三つの頂点は互いに他の 4 面体と結合し 残りの一つの頂点はいずれも同一の側に向いています。このシートには酸素の 6 角形の配置部分が 2 つの層位(1 つは結合にあずからない頂点酸素の配列面内でありその 6 角形の中心に OH イオンが位置する。 もう一つはケイ素-酸素の 4 面体の連結する底辺酸素でできる配列面にある)にできます。 こうした 2 枚の 4 面体の 2 次元シートの未結合の 4 面体の頂点が互いに向き合い 最も密になるように重ねあわせると 4 つの頂点酸素と頂点酸素面にある 2 つの OH で囲まれた正 8 面体ができ この 8 面体の中に



第1図: イライトの結晶構造
イライトの 2 : 1 層を b 軸より見たもの。
 T_1 : T_1 : 4 面体シート. O_1 : 8 面体シート. I_1 : 層間域。
この図は須藤 (1974) より転写したもの。



第2図：イライトの結晶構造（その2）

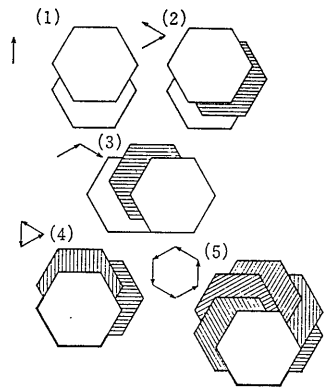
細線で示した4面体シートの上にもう一枚の4面体シート（太線）が積重なるとき 向い合っている頂点酸素面の酸素が最も密に接するようになる。その結果 Mg イオン（たとえばK点のもの）が6つの陰イオン（E F G H I J このうち G H I J は酸素で E F は水酸基）で囲まれるようになる。この積重なりは 4面体シートの上に 他の1枚の4面体シートが上下逆になって $-a_0/3$ のずれで重なる形である。完全な理想形として論じるときは 1枚の4面体シートの上で同価な向きは3つあり相互に 120° の角度をなしている (X_1, X_2, X_3)。従って 層間のカリウムイオンは Fの直上に位置し 上の4面体シートの底辺の酸素の6角網配置体の真ん中にある。上方の2：1層の下辺にある4面体シートの底面酸素によってつくられる6角網配置部分がKの上に重なり 結局 理想構造では 12の酸素に囲まれている。

上方の2：1層の2つの4面体シートは下方のシートと相対的にずれるが このとき3つの同価なずれのいずれかをとるかによって 多くのポリタイプができる（第3図）。この図は須藤（1974）より転写したものです。

A 1（および Fe Mg）が入ります。（第1図）。

かくして2枚の4面体シートと その間にできる8面体シートより成る「2：1層」ができあがります。この「2：1層」がくりかえして積み重なるとき 隣合う「2：1層」の間に層間域ができますが ここには K（および Na Ca など）が入ります。「2：1層」と層間のKから成る層状体を雲母層と言い また層間に水分子と交換性陽イオンが入った層状体が後述する加水層です（第2図）。

次にポリタイプの話を行います。一つの「2：1層」の2枚の4面体シートが重なるとき 互いに 120° の角度を成している 同価な3つの向き（第2図の X_1, X_2, X_3 ）に沿って4面体同士が相対的にずれます。



第3図：イライトのポリタイプ

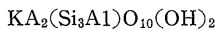
- (1) 1M：ずれは次々と $-a_0/3$ で 1層構造
- (2) 2M₁：2層構造
- (3) 2M₂：2層構造
- (4) 3T：3層構造
- (5) 6H：6層構造

この図は須藤（1974）より転写したものです。

この「2：1層」の隣（上方）に位置する別の「2：1層」の4面体シート間でも「相対的なずれ」が生じますが こうしたそれぞれの「2：1層」の「相対的なずれ」の関係には第3図のような様々なパターンが存在いたします。こうしたパターンをポリタイプと言います。

2.2 イライトの結晶化度

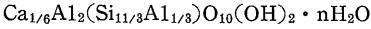
Grim et al. (1937) は イリノイ地方の頁岩中のアルミニウム質雲母様粘土鉱物を注意深く分離し これにイライトという名を与え 他の同様な雲母粘土鉱物の総称名として提案しました。その後 Grim らの研究した試料をはじめとして これと同様の雲母粘土鉱物の性質は一樣でなく またイライトのほとんどが白雲母の理想化学成分より変化していることが明らかにされてきました。すなわち 白雲母の理想構造式は以下のように表現されますが



イライトは層間陽イオンであるカリウムが少なく かつ四面体シート中の A 1/Si 比が $1/3$ 以下になっているのが特長です。

イライトの化学組成が白雲母のそれと異なっている原因の一つは イライト結晶中にモンモリロナイトやバイデライトの「膨潤層」に対比される層（この層は加水層とは異なる。以下ではこの層を便宜上膨潤層と呼ぶことにする）が雲母層の一部を置き換えているためであると考えられております（第4図）。例えばカルシウム・バイデライト

トの理想構造式は次のように表現されますが



このバイデライトのような「膨潤層」の存在は イライトのカリウムとアルミニウムの不足を説明することができるわけです。

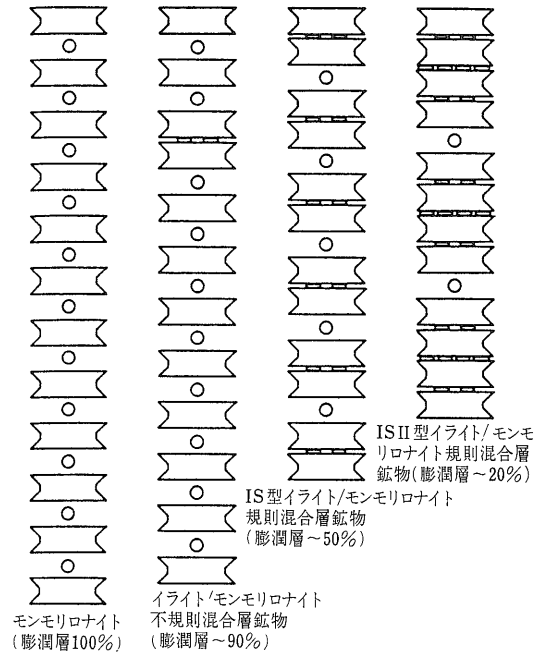
「膨潤層」は雲母層とは層の厚さが異なっているために この層が増えることによってイライトの結晶中に歪みが生じ「結晶化度」が減少します。 さらにイライト中の「膨潤層」の割合がおおよそ20%を超えてしまうと もうその鉱物はイライトとは呼ばれず 雲母とモンモリロナイトとの混合層鉱物と定義されます。

いずれにせよ イライトの「結晶化度」は「膨潤層」の割合を見積もる尺度の一つですが この尺度は便宜的・相対的なものであり どのような分析機械を用いるかによって「結晶化度」の評価は異なってきます。 一般にはX線ディフラクトメータや赤外線分光光度計が用いられますが ここでは比較的迅速に しかも相対精度の高いX線による「結晶化度」評価法を紹介いたします。

Weaver (1960) はイライトの(001)の底面X線回折ピークの形態と回折ピーク幅がイライトを含む堆積岩の続成・変成度と関係し 続成・変成度が上昇するにつれて回折ピークが鋭く かつピーク幅が狭くなることを見出しました。 また Kubler(1964)はこのイライトの(001)回折ピークに着目し (001)ピーク高さの半分の点における回折ピーク幅(単位はmm あるいは 2θ の角度)を「結晶化度」の便宜的な尺度“illite crystallinity index”と定義いたしました(第5図)。

2.3 イライトのX線回折結果から得られる情報

イライトの結晶化度の話に触れたついでに X線回折によって得られるいくつかの情報について述べてみま

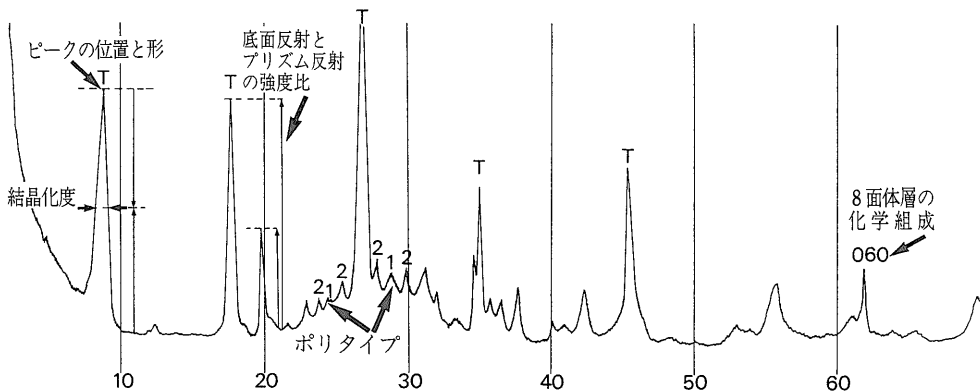


第4図：雲母層と膨潤層との関係

左より膨潤層100%のモンモリロナイト 膨潤層90%のイライト/モンモリロナイト不規則混合層鉱物 膨潤層50%の規則型混合層鉱物 膨潤層20%の規則型混合層鉱物 この図は Strondon, J. and Eberl, D. D. 1984) から転写したものです。

す。

第5図に示したように イライトの粉末X線回折では様々な回折ピークが検出されます。 これらのピーク的位置やピーク間の相対強度比からは 次に列挙するよう



第5図：X線回折によって得られるイライトの情報。

T：底面反射ピーク。 横軸は 2θ (Cu·ka)

な イライトの形態 結晶化度 ポリタイプ 粒径 および化学組成に関する情報を得ることができます。

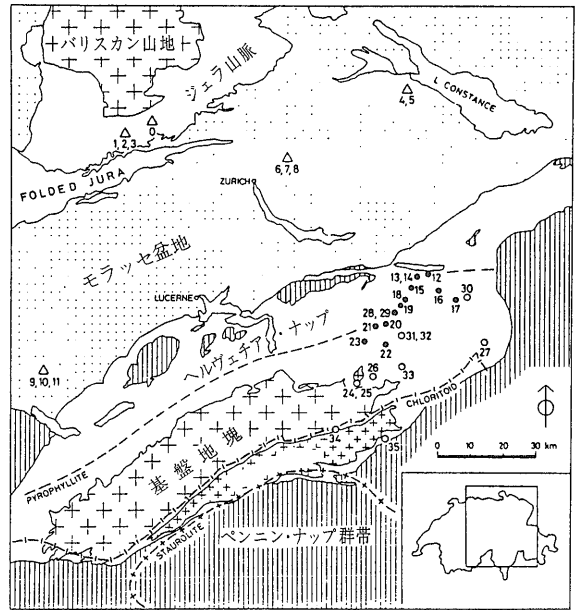
- 1) 低角底面反射の位置とピーク幅：膨潤層が含まれていると ピークが低角側に移動したり非対称になる場合が多く またピーク幅が太くなる。
- 2) 底面反射ピーク強度と 他のピーク強度との比：この比は 板状のイライトがきわめて大きい（底面反射ピーク強度が強い） 短冊状のものでは底面反射ピークに比的するプリズム反射が得られる場合が多い。
- 3) 2θ が20-30度の回折ピーク位置：ポリタイプの決定に有効。
- 4) 2θ が62度付近の(060)のピーク：8面体シートに含まれる鉄やマグネシウムの含有量の推定に有効。

3. 続成作用・変成作用におけるイライトの結晶化度の変化

堆積岩や変成岩に含まれているイライトに関して最も重要な基礎研究の一つは イライトがどのような過程を経て白雲母に変化していくかを明らかにすることです。イライトより結晶度の低い混合層鉱物の生成条件については粘土鉱物関係の研究者や地熱・石炭・石油探査に携わる技術者・研究者らによって調べられ また白雲母については主に変成岩岩石学者によってデータが蓄積されてきました。しかし イライトの結晶度がどのようにして高くなり白雲母に変化するのか またその時の温度はどのくらいか などについての研究は最近までほとんどなされませんでした。ところがようやく1986年にスイスの Glarus Alps を舞台にしてイライトから白雲母までを研究対象にした論文が出現いたしました。この論文のタイトルは“The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland”で 著者は Hunziker 以下4名のスイス人 2名の西ドイツ人 そしてアメリカ人フランス人各1名から成るものです。その内容は多数のイライトを様々な鉱物学的手法で分析し それらの結晶度を調べるとともに こうした様々な結晶度のイライトを同位体地球化学的手法で検討したものです。ここでは彼らの論文の全貌を報告することはできませんのでイライトの結晶度の変化に関する部分だけを紹介いたします。

3.1 グラールス・アルプス (Glarus Alps) 地域周辺の地質の概要

Hunziker et al. (1986) が対象としたイライトは 地1987年9月号



第6図：グラールス・アルプス周辺の地質図。 試料採取地点もあわせて示した (Hunziker et al., 1986)

質学の古典的フィールドであるドイツ盆地の コイパー (Keuper) と呼ばれる三畳系上部統に対比される いわゆる海成赤色層 (Red bed) 中の粘土質・炭酸塩質な堆積物 (Maris) や粘土岩に産するものと ベルカノ (Verucano) 層と呼ばれる陸成二畳系の赤色層に産しているものから成ります。

Hunziker らがこの赤色層に着目した理由は この層がグラールス・アルプス (Glarus Alps) 地域で様々な程度の続成・変成作用を受けているため 結晶度のまちなイライトが採取できると考えたからです。

スイス・アルプス地域は白亜紀から第三紀にかけて生じた 地質構造の複雑な山脈地帯で その中軸部は広く藍閃変成作用を受けています。この地域は地質構造上ほぼアルプス山脈の伸長方向に沿って走るいくつかの地帯に分けることができます。グラールス・アルプスの周辺では第6図のように北から南に向かって 次のような地帯が分布いたします。

1) パリスカン山地

パリスカン (ヘルシニア) 造山運動によって生じた古い変成岩や深成岩からなる山地。

2) ジュラ山脈

パリスカン造山運動で生じた変成岩や深成岩の上に重なる二畳系・中生界・第三系によって形成されている山

脈、中部三畳系中の岩塩・石膏層が流動し、それ以上の層を褶曲させている Folded Jura と 非褶曲の Tabular Jura から成る。褶曲はおもに第三紀中頃であると考えられている。山脈はほとんど変成作用を受けていない。

3) モラッセ盆地

ヘルヴェチア・ナップ群の岩石から由来した碎屑物を主体とする粗粒堆積物(モラッセ)が堆積してできた盆地。盆地の形成は中期漸新世から鮮新世にわたる。

4) ヘルヴェチア・ナップ群帯

古第三紀の細粒海成堆積物(フリッシュ)上に位置する衝上断層によって運ばれたナップ群から成る山脈地帯。ナップは下位より二畳系ベルカノ層、三畳系赤色粘板岩(Red bed)、ジュラ系および白亜系の石灰岩層から構成される。ナップ群の根はAarとGotthard両地塊の中間付近であり、ナップは北方におよそ40km滑動しモラッセに衝き当ってようやくその運動を止めたものと考えられている。なお二畳系および三畳系の一部はアルプス造山運動に伴われる変成作用を受け、スチルプノメンなどを生じている。

5) 基盤地塊

Aar Gotthard 両地塊はパリスカン造山運動によってできた花崗岩や変麻岩が中生層の下から顔を出したものの。

6) ペンニン・ナップ群帯

アルプス地向斜の優地向斜部を構成するジュラ-白亜紀層が烈しい変形を受け、複雑な多数のナップの重なった構造を生じた地帯。全体にアルプス造山運動の変成作用を受けているが、下位のナップほどその影響は著しい。

3.2 イライト試料およびその分析方法

Hunziker らの試料採取地点を第6図に示します。サンプル1から27は三畳系のコイパーに対比される海成赤色層中のマールや粘土岩からそれぞれ採取されたものです。これらのうち、サンプル1と6はバルト楯状地やロシア台地の寒冷・湿潤気候で形成された風化物が温暖な海に運ばれてきて三角州成層を形成したものであり、残りのサンプルはボヘミア地塊の亜熱帯-半乾燥気候における風化生成物が、地塊に隣接する扇状地に堆積したものです。

サンプル29から34は二畳系のベルカノ層のマールや粘

土岩からそれぞれ採取されたものです。これらは乾燥-半乾燥気候下で凹地に集められた陸生堆積物です。サンプル28はグラールス衝上断層のマイロナイト(Myronite)から得られたものです。

サンプル1-11はFrey et al. (1980)の分類上、未変成イライト(non-metamorphic illites)とされています。ジュラ山脈のTablar Juraの三畳系は変形をほとんど受けておらず、かつその最大埋没深度も500m以下ですので、サンプル1-3は変成作用はもちろん、続成作用もほとんど受けていないと考えられます。

一方モラッセ盆地の三畳系は最大5,200mも埋没していますので、盆地に産するイライトの一部(例えばサンプル6や9)はおよそ100-150°Cの地温の続成作用を受けていたものと考えられます。

サンプル12-23および28-29はFreyらが定義したアンチ変成作用(変成温度は200-300°C)で形成されたイライト(anchi-metamorphic illite)です。

これらのイライトはヘルヴェチア・ナップ群帯北部に産します。サンプル24-27と30-33はFreyらのエピ変成作用(変成温度は400-500°C)のイライト(epi-metamorphic illites)で、おもにヘルヴェチア・ナップ群帯中-南部に産します。

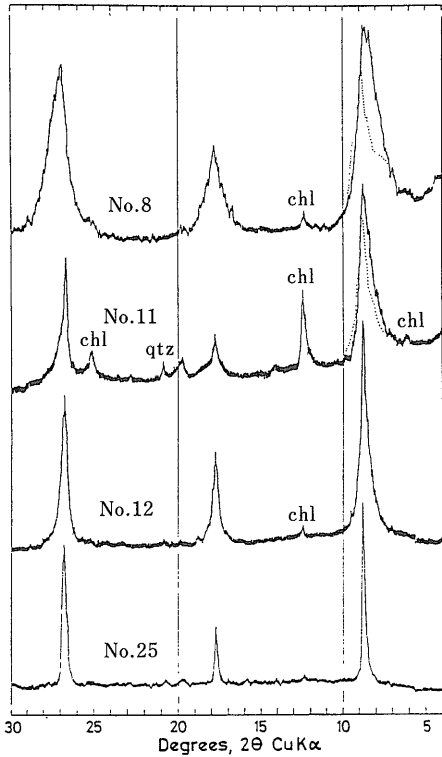
分析用のイライトの抽出は岩石試料(およそ300g)をタングステン・カーバイトで30秒間磨耗し、5%酢酸溶液で炭酸塩鉱物を除去した後、水簸処理により行われております。水簸で集められた0.1-0.6 μm 、0.6-2 μm 、2-6 μm 、6-20 μm の各粒径のフラクションの粒径チェックは電子顕微鏡によって、また鉱物組成はX線ディフラクトメーターにより調べられます。

イライトの結晶化度は前述したKubler (1964)の手法により、また各ポリタイプの相対量比はMaxell and Hower (1967)の方法により決定されました。各ポリタイプの検出限界は20%程度です。

3.3 イライトの結晶化度およびポリタイプの変化

各サンプルの2 μm 以下の粒径フラクションに含まれるイライトのX線回折結果を第7図に示します。未変成イライトの10Å付近の底面反射は左右非対象で、グリコール処理により11-12Åに移動します。こうした底面反射の移動は、イライト結晶の中に10-15%の膨潤層が含まれていることを示唆しています。アンチ変成イライトやエピ変成イライトの10Å付近の底面反射は左右対象で、グリコール処理によって変化しません。

次に、各イライトの結晶化度(単位はmm)とポリタイプとを第1表に示します。結晶化度の値は変成度の増加とともに減少し、未変成イライトとアンチ変成イライ



第7図：グラールス・アルプスの三畳系上部統の海成赤色層中に産するイライト（2μm以下の粒径フラクション）の粉末X線回折結果。点線はグリコール処理。chl：クロライト qtz：石英 (Hunziker et al., 1986)

トとの結晶化度の境界線は7.5mm付近 またアンチ変成イライトとエピ変成イライトとの境界は4.0mm付近にそれぞれ設定することができます(第8図)。

ポリタイプも変成度の増加とともに変化します。未変成イライトは サンプル6を除いて2M₁のポリタイプの割合が20%以下(すなわち検出限界以下)で多くは1M_dのポリタイプからなります。サンプル6に含まれる2M₁のイライトはおもに自生ではなく後背地から運ばれたものと考えられます。

1M_dから2M₁のポリタイプへの変化はおもにアンチ変成帯のイライト中に見られます。しかし エピ変成イライトの一部にも1M_dのポリタイプが残されておりポリタイプの変化がアンチ変成温度(200-300°C)で完了しないことを示唆しております。

Yoder and Eugster (1955) および Velde (1965) の合成実験によれば 1M_dから2M₁へのイライトのポリタイプの変化は125-350°Cで起きています。

グラールス・アルプスのイライトのポリタイプが変化

する温度はこうした合成実験データよりも高温側にずれています。この原因は岩石中に含まれている炭酸塩鉱物の存在や岩石の空隙率の低さに求めることができません。

すなわち 炭酸塩鉱物が存在し かつ空隙率が低い場合には 地層中に含まれている溶液(間隙水)のカルシウムとカリウムの濃度比が高くなり膨潤層の雲母層への変化(この変化はカリウムを必要とします)が妨げられ 結晶中に歪を残してしまうため 結晶化度の熟成とポリタイプの変化を妨げてしまうと考えられるわけです。

4. イライトの結晶化度の 金属鉱床探査への応用

Duba and Williams-Jones (1983) は イライトの結晶化度および炭質物の反射率が岩石の熱履歴を推定する有効なインディケーターとして活用することができることに着目し 両者を金属鉱床の探査に活用できるかどうか検討してみました。

彼らが探査を実施した場所は カナダのケベック州のガスパ(Gaspe) 南西部の小規模スカルンおよび鉱脈型銅鉱床地域です(第9図)。ガスパ周辺地域はおもにアカディア造山運動(北米東部のアパラチア地域にデボン紀後期から石炭紀初期に起きた変動)によって変形と弱い変成作用(前章で述べたアンチ変成作用程度)を受けた古生層のフリッシュ堆積物からなりますが 小規模の酸性岩岩脈が分布することから 地下には鉱化作用の熱源となっている潜頭貫入岩の存在が予想されています(Williams-Jones, 1982)。彼らはイライトの結晶化度と炭質物の反射率を用い この地域の熱構造 とくに鉱化帯周辺の熱異常を調べると同時に 炭酸塩鉱物の酸素・炭素同位体比と流体包有物の充填温度・塩濃度の測定によって鉱化帯周辺の熱水の挙動を追跡いたしました。

4.1 ガスパ南西部鉱床地帯の地質 および 鉱化帯の概要

この地域の古生層は下位より 中部オールドビス系のホノラット(Honorat) 累層 上部オールドビス系から下部シルル系のマタペディア(Matapedia) 累層 上部シルル系から下部デボン系のレスチゴウチェ(Restigouche) 累層 下部デボン系のフォーチン(Fortin) 累層からなります(第10図)。ホノラット(Honorat) 累層は泥質岩と細粒砂岩とを挟む碎屑岩層からなります。マタペディア(Matapedia) 累層は泥質-砂質石灰岩と石灰質泥岩との互層を主とし まれに礫岩を挟みます。マタペディア(Matapedia) 累層に整合に重なるレスチゴウチェ(Restigouche) 累層はおもに緑色頁岩 細粒砂岩 およ

第1表 グラールス・アルプスの三疊系上部統の海成赤色層中に産するイライト (2 μm 以下の粒径フラクション) の結晶化度とポリタイプ. (Hunziker et al., 1986)

試料 番号 No.	イライトの結晶化度 Kübler(1967) の 定義による	d(001)or d(002) Å	d(060. 331). Å	002/001 強度比		% 2M ₁
				ピーク の高さ	ピーク の面積	
1	16 (14) ^a	9.977(4) ^c	1.506	0.22	0.11	<15
2	22 (14.5)	9.975(5)	1.507	0.25	0.12	<15
3	29 (17)	9.962(8)	1.506	0.22	0.11	<15
4	24 (28)	—	1.503	0.22	0.13	<15
5	20.5 (14.5)	9.964(6)	1.505	0.28	0.17	<15
6	8.7	—	1.502	0.40	0.23	25
7	16 (13)	9.966(7)	1.502	0.32	0.20	<15
8	23 (17)	9.946(4)	1.505	0.25	0.11	<15
9	9.5 (8.5)	—	1.500	0.24	0.17	20
10	10.0 (7.3)	—	1.502	0.35	0.21	20
11	11.5 (8.0)	—	1.599	0.25	0.17	20
12	7.1 (7.76 \pm 1.24, n=7) ^b	9.974(4)	1.502	0.40	0.21	26
13	—	—	1.500	0.46	0.23	33
14	—	9.988(3)	1.598	0.41	0.24	58
15	5.2 (6.57 \pm 1.04, n=6)	9.969(1)	1.503	0.31	0.24	38
16	4.7 (5.91 \pm 0.84, n=11)	9.966(1)	1.503	0.34	0.27	50
17	5.4 (5.80 \pm 0.76, n=7)	9—	1.502	0.42	0.27	100
18	5.2 (5.43 \pm 0.32, n=3)	9.980(2)	1.501	0.30	0.23	75
19	5.7 (6.40 \pm 0.56, n=5)	9.973(3)	1.501	0.32	0.25	70
20	4.3	—	1.502	0.37	0.25	83
21	4.9 (5.37 \pm 0.45, n=3)	—	1.502	0.31	0.21	80
22	4.8 (5.13 \pm 0.29, n=3)	—	1.501	0.36	0.29	100
23	4.3	—	1.501	0.41	0.33	100
24	3.9 (3.88 \pm 0.25, n=4)	9.955(2)	1.508	0.25	0.22	78
25	4.2 (3.88 \pm 0.25, n=4)	9.955(2)	1.508	0.23	0.18	71
26	3.4 (3.48 \pm 0.54, n=5)	9.961(2)	1.506	0.32	0.25	100
27	3.5 (4.23 \pm 0.68, n=4)	—	1.501	0.60	0.51	100
28	4.6	9.964(2)	1.501	0.44	0.33	100
29	4.0	9.949(2)	1.506	0.34	0.27	64
30	3.8 (3.85 \pm 0.20, n=11)	—	1.507	0.31	0.27	100
31	3.3 (3.38 \pm 0.28, n=13)	9.958(5)	1.507	0.34	0.31	100
32	3.6 (3.57 \pm 0.06, n=3)	—	1.502	—	—	100
33	3.0 (3.47 \pm 0.32, n=4)	9.958(3)	1.508	0.28	0.24	100
34	3.2	9.953(1)	1.507	0.29	0.27	100
35	4.0	—	1.510	0.21	0.17	100

び少量の火山岩から構成され またフォーチン (Fortin) 累層はシルト岩 頁岩 および少量のアーコース・グレイワック砂岩と安山岩溶岩からなります。

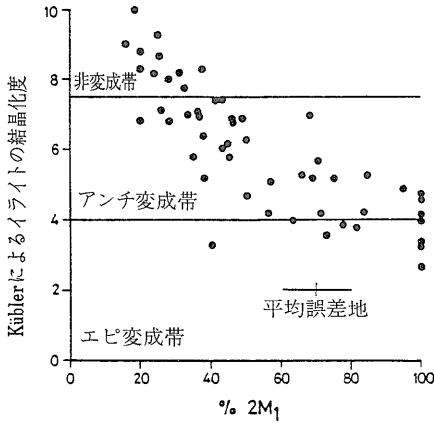
現在露出している貫入岩はトータル岩質から閃緑岩質の岩脈です。これらはアカディア造山運動の活動時期の末期に貫入したものと考えられています。

この地域には数 10m から 3 km 以上におよぶ規模の大規模な 14ヶ所の熱水変質帯が分布します (第10図)。

これらの変質帯の多くは マタペディア断層の約 2 km 南に分布しており マタペディア累層中の石灰岩や頁岩

を母岩としております。各変質帯の変質の度合いはまちまちで 程度の弱いものでは炭酸塩鉱物の網状脈や硫化鉱物の脈に伴って わずかに石灰岩が漂白されているだけですが 変質の著しいところではカルクシリケート (calc-silicate) 鉱物を伴い 母岩の種類に応じてホルンフェルスやスカルンとなっています。

ホルンフェルスは泥質石灰岩を母岩とし 透輝石 灰長石およびカリ長石を主体とする細粒な層状岩で しばしばザクロ石・緑廉石・アクチノ閃石を伴う硫化鉱物脈によって切られています。スカルンは石灰岩を交代し



第8図：グラールス・アルプスの三畳系上部統の海成赤色層中に産するイライト（2μm以下の粒径フラクション）の結晶化度とポリタイプ（Hunziker et al., 1986）

ている粗粒なザクロ石 単斜輝石および硫化鉱物の集合体によって構成されております。

各変質帯の中心には黄鉄鉱 磁硫鉄鉱 黄銅鉱 および少量の方鉛鉱と閃亜鉛鉱が産します。また変質の著しいところでは 斑銅鉱も伴われます。すべての鉱化帯の経済的価値は乏しく 鉱量はいずれも粗鉱品位 銅 0.6%以下 銀20g/t以下 で百万トン以下でしかありません。

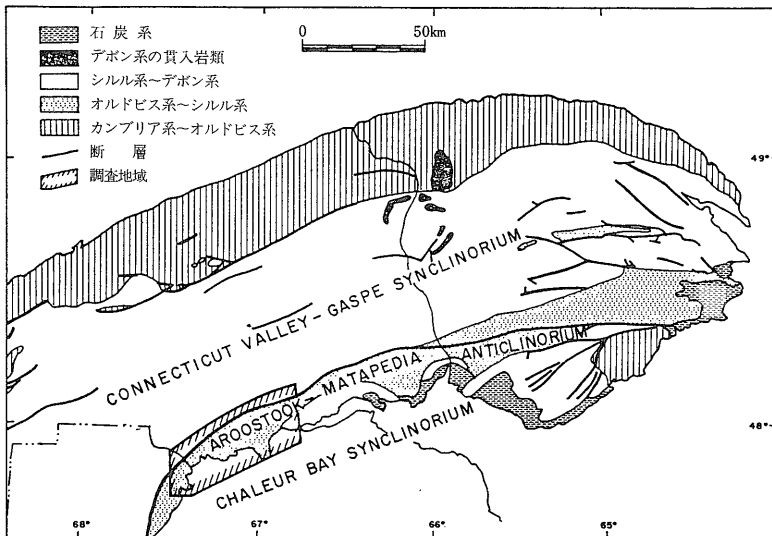
4.2 イライトの結晶化度

Duba and Williams-Jones (1983) のサンプル採取地点を第10図に示します。彼らはおよそ2kgの未変質岩石試料(泥質石灰岩 頁岩およびシルト岩)を450個 全域から採取して粉砕し炭酸塩鉱物を1Nの塩酸で除去した後 水簸法で粘土粒子を集めました。

粘土粒子をガラス板に塗り X線回折法で構成鉱物の同定を済ませた結果の一例を第11図に示します。大半の岩石試料中の粘土分はイライトと鉄クロライトから構成され また変質帯の中心付近の岩石にはイライト-モンモリロナイト 混合層鉱物 クロライト-モンモリロナイト混合層鉱物 およびモンモリロナイトが含まれております。

Duba and Williams-Jones (1983) も Hunziker et al. (1986) と同様に粘土粒子中のイライトの結晶化度を Kubler (1964) の手法により測定しました。北側では幅2kmの低結晶度帯(結晶化度5.2-7.7)が分布いたします。この低結晶度帯は断層の南側には分布いたしません。

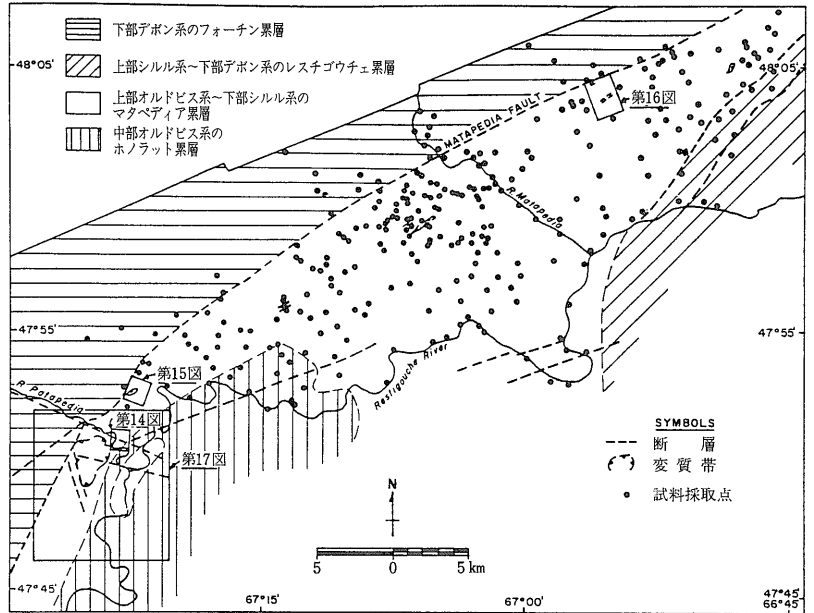
第14-17図は 第13図に示した各鉱化変質帯周辺におけるイライトの結晶化度の変化をとりまとめたものです。東パタペディア (Patapedia) 鉱化帯をとりまく弱変質帯においては イライトの結晶度は鉱化帯の中心に向かって高く(結晶化度の値は小さく)なっております(第14図)。同様の変化は第15図に示す鉱化帯の場合にも認められます。一方 第16, 17図に示した鉱化帯ではこうしたイライトの結晶化度の変化は認められず むしろ中心部に結晶度の低いイライトやモンモリロナイト混合層鉱物が産しています。



第9図 ガスバ南西鉱床地帯周辺の地質(Duba and Williams-Jones, 1983)

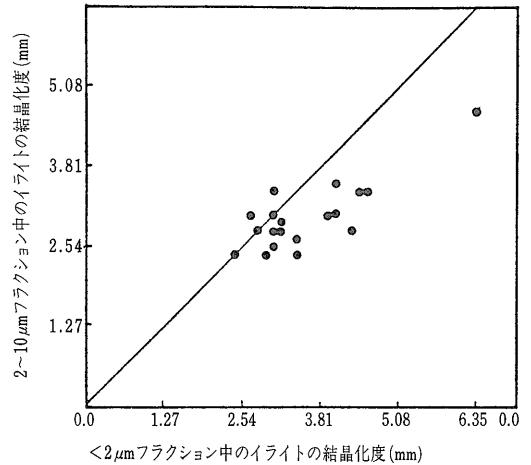
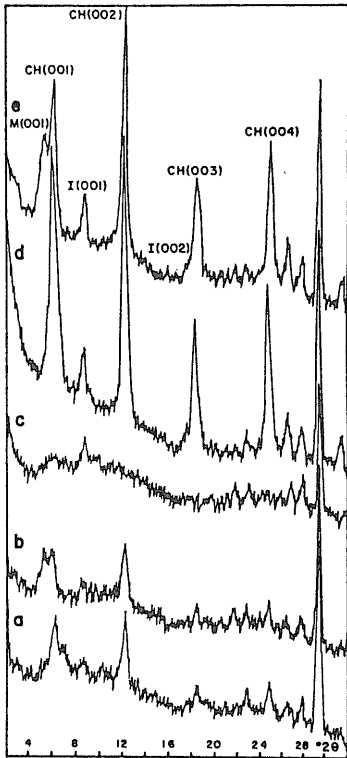
第10図

ガスバ南西鉱床地帯の地質と試料採取地点 (Duba and Williams-Jones, 1983)



ガスバ南西鉱床地帯で採取された岩石 (マタベディア累層の石灰岩 DD-609) 中の粘土分 ($2\mu\text{m}$ 以下) の定方位X線回折結果 (a)未処理 (b)グリコール処理 (c)加熱 (550°C で1時間) (d)カルシウム置換処理とグリコール処理 M=モンモリロナイト I=イライト Ch=クロライト (Duba and Williams-Jones, 1983)

第11図



第12図: $2\mu\text{m}$ 以下と $2\sim 10\mu\text{m}$ の粘土分に含まれるイライトの結晶化度の比較 (Duba and Williams-Jones, 1983)

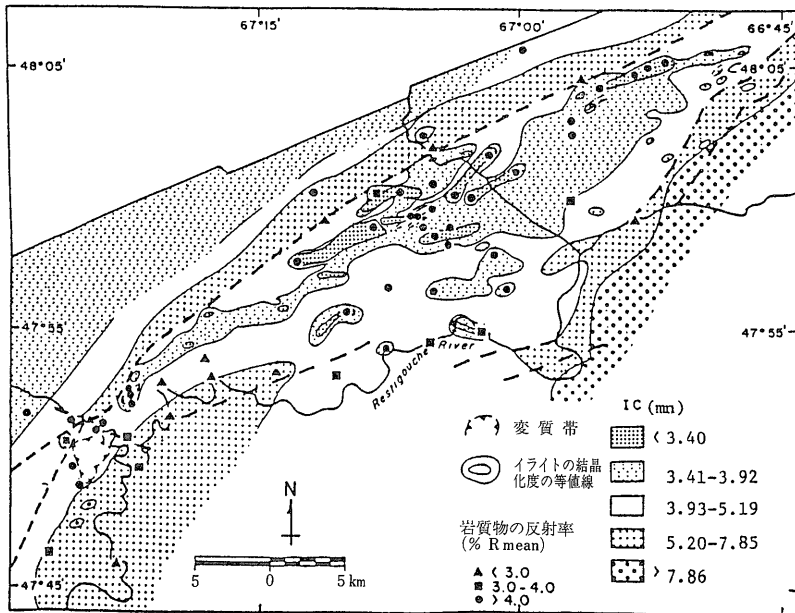
4.3 炭質物の反射率 炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位対比と流体包有物の充填温度・塩濃度

(1) 炭質物の反射率

炭質物の石炭化の反応は時間にほぼ比例して進行し

また温度の増加とともに指数関数的にその反応速度が増加いたします (Robert, 1980). したがって炭質物の石炭化はイライトの結晶化度と同様に堆積物の続成変成作用の有効なインディケータになります。また炭質物の石炭化はイライトの結晶化度とは異なり後退変成作用の影響を受けにくいのが特徴です。

炭質物の石炭化度を計る有効な目安は光学的な反射率の測定です。Duba and Williams-Jones (1983) は Barss and Williams (1973) の方法で反射率を測定し



第13図
ガスパ南西鉱床地帯におけるイライトの結晶化度と炭質物の反射率 (Duba and Williams-Jones, 1983)

東パタペディア鉱化帯を取り巻く弱変質帯(第10図参照)におけるイライトの結晶化度変化。星印は炭素・酸素同位体用試料の採取地点 (Duba and Williams-Jones, 1983)

第14図 and Williams-Jones, 1983)

炭質物の反射率変化を イライトの結晶化度のそれと比較するために 各試料の反射率測定値を上述した第13, 15および17図にプロットいたしました。

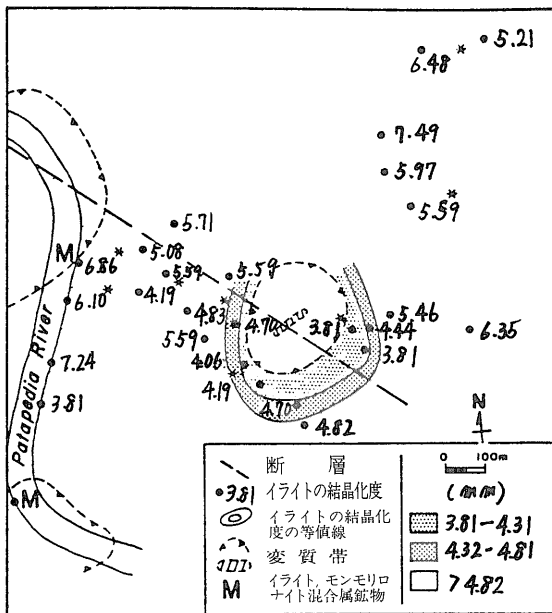
第13図に示すように 反射率の最も高い (4.1-5.3) 試料はイライトの結晶度の高いゾーン (結晶化度の値が3.9以下) から産しております。また第15図に示すように 鉱化帯の中心に向かってイライトの結晶化度の上昇とともに反射率も増加してまいります。

(2) 炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比

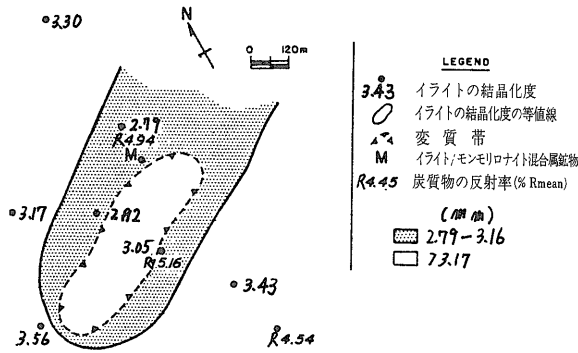
Taylor (1974) は 天水起源の熱水と火成岩との相互作用の過程で たとえ見かけ上火成岩がほとんど変質していない場合であっても 火成岩中の ¹⁸O と重水素の濃度がともに減少していることを明らかにいたしました。また彼はこうした酸素・水素の同位体異常が熱水性鉱床の探査を行う上で有益であることを指摘いたしました。

Duba and Williams-Jones (1983) は 炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比が 熱水変質作用によって変化することに着目し 鉱化変質帯を構成するマタペディア (Matapedia) 累層中の泥質-砂質石灰岩と石灰質泥岩に含まれる炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比を測定しました。こうした測定は イライトの結晶化度の変化と炭質物の反射率の変化とが 熱水作用によるものであるかを検討する上でたいへん有効なものであります。なお炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比は Craig (1961) の手法でそれぞれ分析されています。

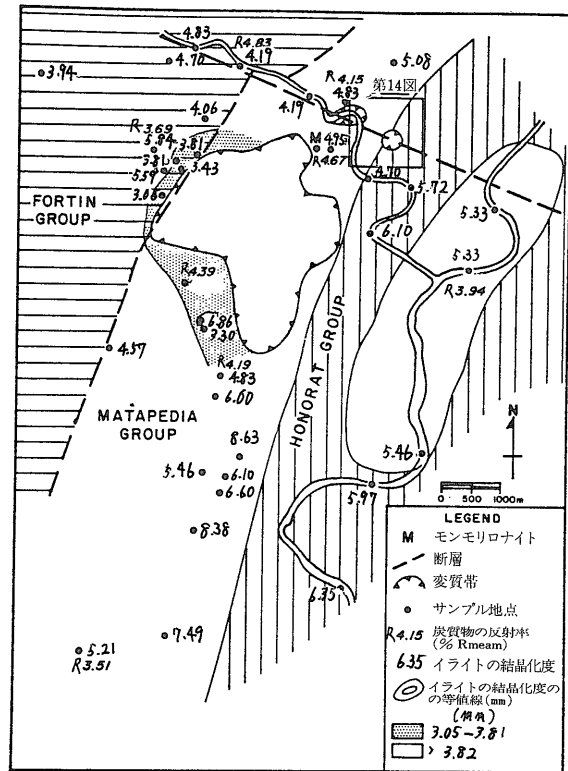
東パタペディア (Patapedia) 鉱化帯をとりまく弱変質帯(第14図)における炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比



帯(第14図)における炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比の変化を第18図に示します。 鉱化帯を東西に横切る形で試料を採取し分析した場合 東西両サイドから鉱化帯の中心に向かって炭素同位体比は減少しますが 酸素同位体比は東側では減少するものの 西側ではあまり変化しておりません。ここで注目すべきことは イライトの結晶化度も炭酸塩鉱物の酸素同位体比と同様に鉱化帯の東側でのみ中心に向かって変化していることです。



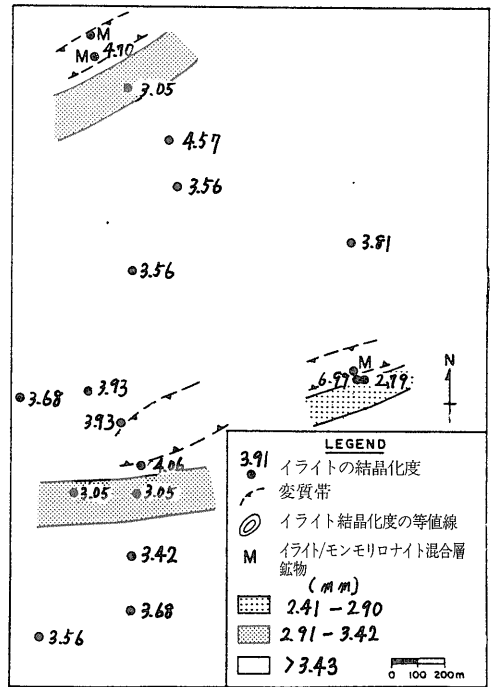
第15図：強変質帯（スカルン 第10図参照）におけるイライトの結晶化度変化と炭質物の反射率変化 (Duba and Williams-Jones, 1983)



第17図：パタペディアのカルシケート（Calcilicite）ホルンフェルスを取り巻く強変質帯（第10図）におけるイライトの結晶化度変化と炭質物反射率変化 星印は炭素・酸素同位体用試料の採取地点 (Duba and Willeams-Jones, 1983)

(3) 炭酸塩鉱物中の流体包有物の充填温度・塩濃度

東パタペディア (Patapedia) 鉱化帯をとりまく弱変質帯に産する方解石脈中の流体包有物の均質化温度と凝固点降下温度を第19図に示します。ほとんどの流体包



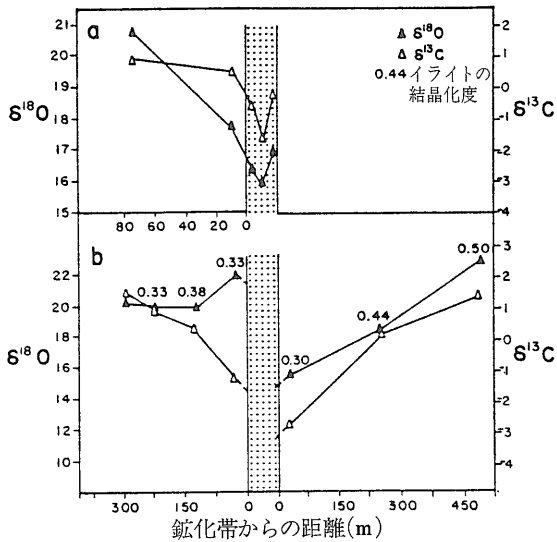
第16図：弱変質帯（第10図参照）におけるイライトの結晶化度変化 (Duba and Williams-Jones, 1983)

有物の均質化温度は270℃から340℃（平均は300℃）であり また凝固点降下温度は0℃から-3℃（塩濃度はNaCl換算で5%相当）です。

Frey et al. (1980) はヘルヴェチア・アルプスの埋没変成作用において炭酸塩鉱物の流体包有物の充填温度が300℃の場合にはイライトの結晶化度の値が3.18であり またビトリナイト反射率の値がおおよそ4.8%程度であると結論いたしました。東パタペディア (Patapedia) 鉱化帯をとりまく弱変質帯に産するイライトの結晶化度の最低値と炭質物の反射率の最大値はそれぞれ3.05と4.6%ですが これらの値は上述したヘルヴェチア・アルプスのものに対比されます。

4.4 総合解釈

ガスパ南西部鉱床地帯における熱異常帯（イライトの結晶化度が低くかつ炭質物の反射率の高い地域）は おもにアカディア造山運動に伴われる火成活動を熱源として形成されたものと考えられます。熱異常帯に分布するトータル岩質から閃緑岩質の岩脈は こうした火成活動の末期の産物であるということになるわけです。もちろん 岩脈そのものは 熱異常帯の熱源には成り得ませんが 岩脈をもたらしたであろうと考えられる地下の潜熱

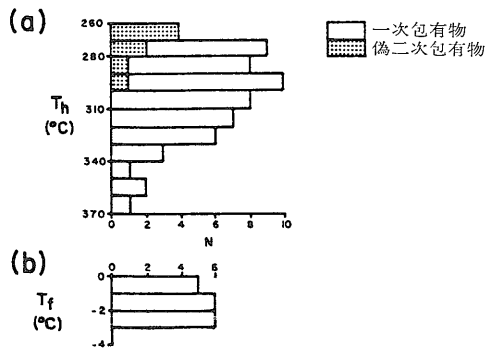


第18図：粘土質石灰岩および石灰岩質泥岩に含まれる石灰分の酸素・炭素同位対比 (a) と (b) はそれぞれ第14と図17に引いた線上に分布する試料の同位体変化を示す。(Dube and Williams-Jones, 1983)

貫入岩体は熱源と考えることができましょう。 鉱化帯を伴う変質帯は潜頭貫入岩体の頂部に発生した熱水系(熱水の起源はマグマ水および天水)によって形成されたものと解釈するわけです。

潜頭貫入岩体の頂部に発生した熱水系では 熱水が周囲の岩石と反応し 岩石中の炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体組成を変えてしまいます。 また熱水によって効率的に運ばれる熱は イライトの結晶度を高めると同時に炭質物の石炭化を促進いたします。

一方 第15および16図に示しましたように 変質帯の中心付近には しばしばモンモリロナイトやイライト/モンモリロナイト混合層鉱物が産しております。 これらの鉱物は イライトが熱水(おそらく鉱化作用末期の熱水)と反応する過程で形成されたものであると考えられます。 例えば熱水が岩石中の炭酸塩鉱物の一部を溶解すると 熱水中のカルシウムイオン濃度が増加し イライトの結晶度の上昇を妨げるばかりか 逆にモンモリロナイトの晶出を促してしまいます。 鏡下観察においてもモンモリロナイトはイライトを包み込んでいるかあるいは方解石脈を切って 脈を形成して産しています。 モンモリロナイトは しばしば 低温(150℃以下)でのみ安定であるかのように考えられておりますが この鉱物は必ずしも高温で不安定ではありません。 その証拠にモンモリロナイトはポーフィリー銅鉱床にも産し



第19図：東バタベディア鉱化帯を取り巻く張変質帯に産する方解石脈中の流体包有物の均質化温度 (a) と凝固点降下温度 (b) (Duba and Williams-Jones, 1983)

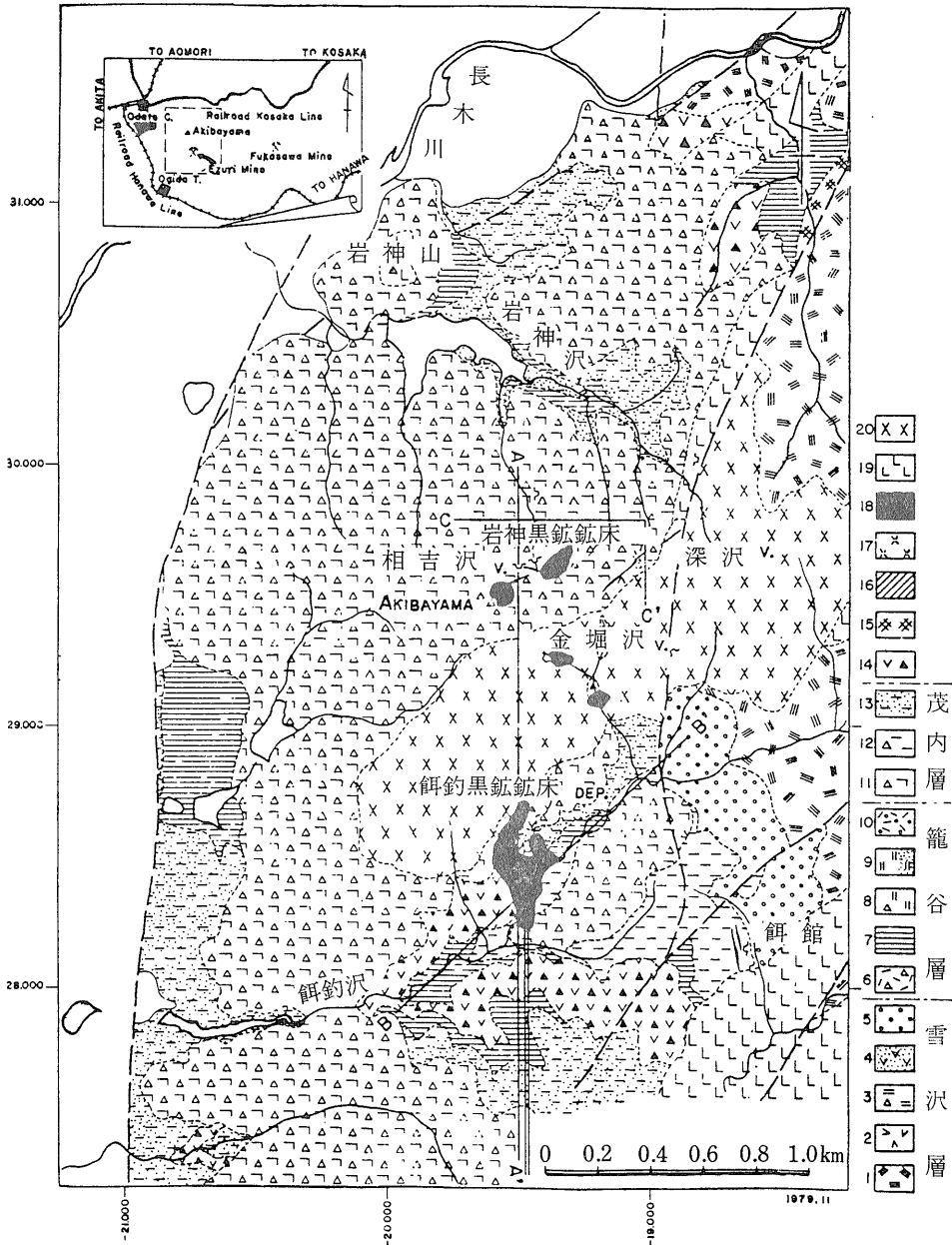
ており (Lowell and Guilbert, 1970; Jambor and Delabio, 1978) また350℃を超える熱水環境下でも分解せずに存在しています (Eberl, 1978)。

マタベディア (Matapedia) 断層の周辺におけるイライトの結晶度の低下は 上述したカルシウムイオン濃度の高い鉱化作用末期の熱水が断層沿いに活動し“後退変成作用”を引き起こしたと解釈することもできます。

しかし Duba and Williams-Jones (1983) は 後退変成作用の影響を受けずらい炭質物の反射率が断層周辺では低いことから ここではもともと地温勾配が低く 熱変成が進行しなかったと考えております。 彼らはこの断層を熱水循環系における天水の入口としてとらえこの断層から浸透した冷たい天水が潜頭貫入岩体で加熱されると同時にマグマから重金属を得たのち 貫入岩頂部の弱帯に沿って上昇し 鉱化変質帯を形成したものをモデルを提案いたしました。

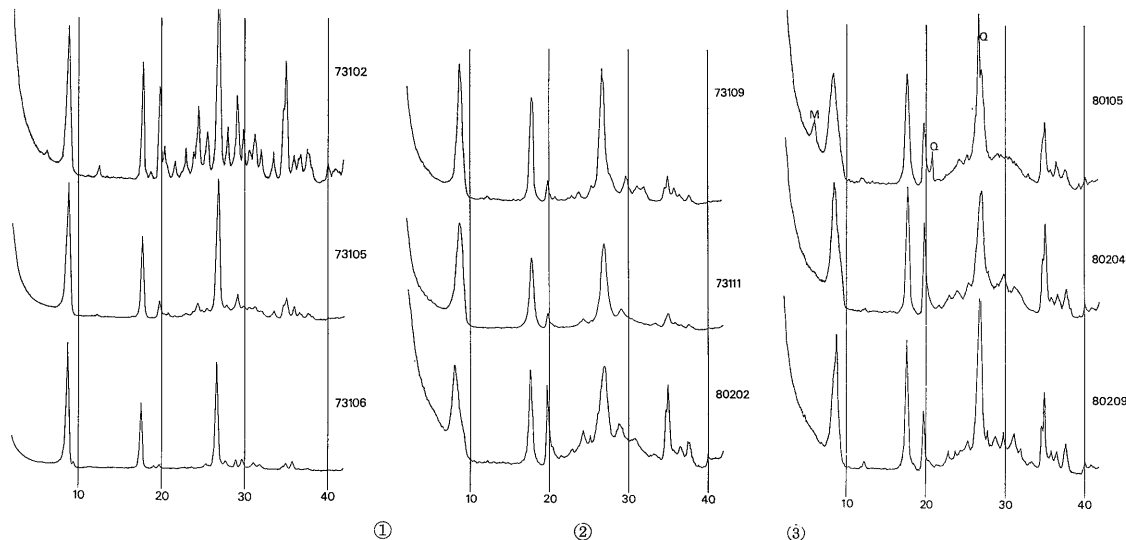
5. 秋田県餌釣鉱床におけるイライトの結晶化度、ポリタイプと形態

北秋田の北鹿地域には 日本を代表する潜頭鉱床である小坂内の岱 積迎内 小坂上向 深沢などの黒鉱鉱床が分布します。 これらの鉱床は いずれも粘土鉱物や沸石を伴った大規模な変質帯に囲まれておりますが なかでもイライトは鉱床周辺に産することが多いため 探査にとって重要な変質鉱物の一つとされております。 これから紹介する秋田県餌釣鉱床にも大量のイライトが産しますが これらは昭和40年-50年における鉱床探査にとって重要な変質ハローの構成鉱物として扱われてきました (石川ら1980)。 ここでは餌釣鉱床に産するイライトの結晶化度とポリタイプから得られた情報を紹介する



第20図：餌釣鉱床地区の位置図・地質図。石川ほか(1980)

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| 1. 石英安山岩溶岩流 (雪沢層) | 11. 石英安山岩溶岩流 (茂内層) |
| 2. 無斑晶質石英安山岩溶岩円頂丘 (雪沢層) | 12. 凝灰角礫岩および軽石凝灰岩 (茂内層) |
| 3. 凝灰角礫岩および“レイヤードタフ” (雪沢層) | 13. 粗粒～細粒凝灰岩および泥岩 (茂内層) |
| 4. 玄武岩質凝灰岩 (雪沢層) | 14. 玄武岩溶岩 |
| 5. 斑状石英安山岩 (雪沢層) | 15. 粗粒玄武岩 |
| 6. 石英安山岩溶岩流 (籠谷層) | 16. 硫化鉱染帯 |
| 7. 泥岩 (籠谷層) | 17. 石膏鉱体 |
| 8. 凝灰角礫岩および“グリーンパッチタフ” (籠谷層) | 18. 黒鉱鉱体 |
| 9. 凝灰岩および“スモールパッチタフ” (籠谷層) | 19. 石英安山岩貫入岩 |
| 10. 石英安山岩溶岩円頂丘 (籠谷層) | 20. ネバダイト岩貫入岩 |



第21の1-3図：餌釣鉱床に産するイライトのX線回折結果 横軸は 2θ (Cu·K α) M=モンモリロナイト Q=石英

と同時に これらのイライトを電子顕微鏡を用いて直接観察してみます。

5.1 地質・鉱床の概要

餌釣鉱床は 国鉄大館駅の南東約4 km に位置します(第20図)。 鉱床周辺の地質は 新第三紀中新世西黒沢階から女川階へかけての岩相変化の著しい酸性火山岩類と それらに挟まれた泥質岩を主とし また貫入岩として斑状石英安山岩 粗粒玄武岩 ネバダ岩を伴います。これらは下位より 黒鉱鉱床を胚胎する雪沢層(石英安山岩溶岩 同質火砕岩) 箆谷層(軽石凝灰岩細粒凝灰岩 泥岩) 茂内層(凝灰角礫岩) に区分されております。

餌釣鉱床群は東西500m 南北1,500mの範囲内に分布し 地区中央部のネバダ岩貫入岩を挟んで 北部の岩神鉱床と 南部の狭義の餌釣鉱床から構成されます。これらの鉱床は黒鉱 および 網状鉱(方鉛鉱 閃亜鉛鉱からなる)を主とし 一般に高い銀品位を示しております。地区の中央部から東にかけては茂内層石英安山岩中に胚胎する鉱脈型鉱床(岩神 深沢 相吉沢鉱床)が分布します。

5.2 イライトの結晶化度とポリタイプ

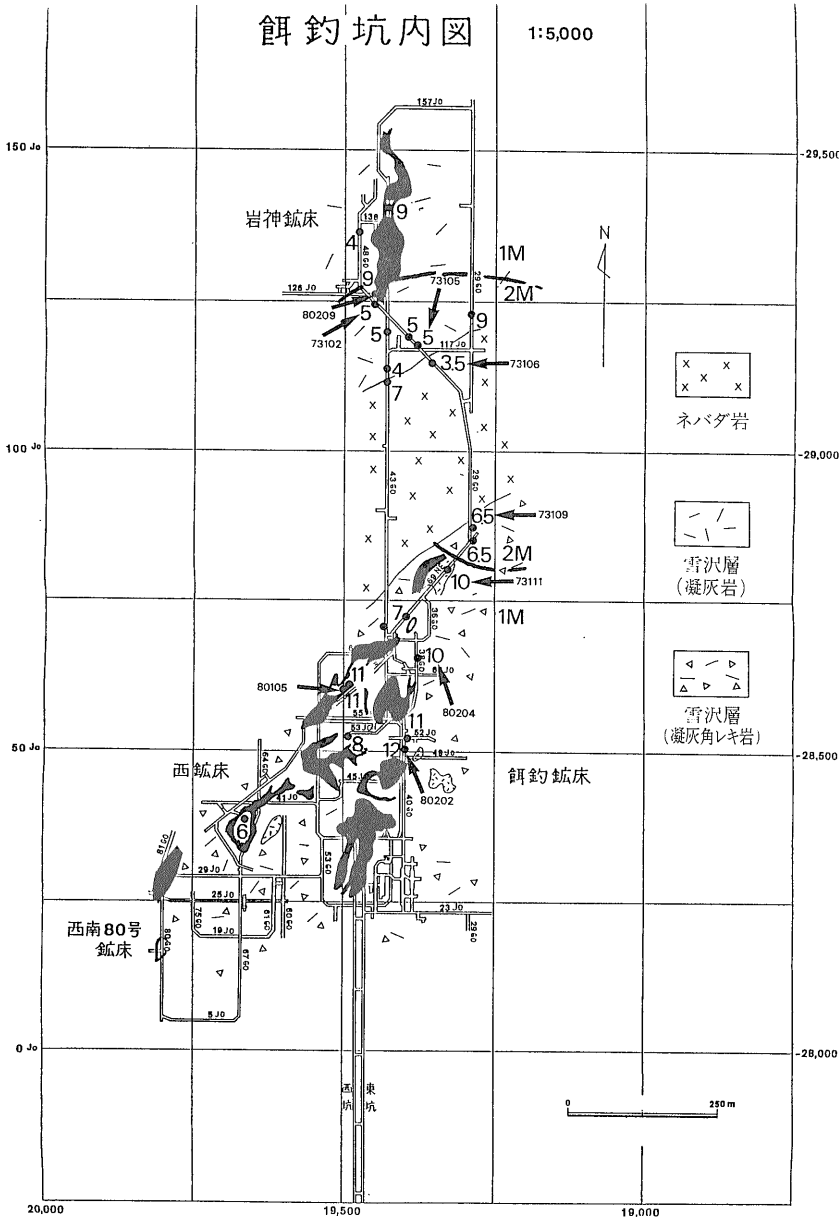
いままで紹介した文献の方法に従い 岩石中から $2\mu\text{m}$ 以下の粘土粒子を抽出し それらのX線粉末回折を行いました。餌釣鉱床群に産するイライトの粉末X線回折例を第21の1-3図に また結晶化度の測定値を第22図にそれぞれ示します。

ネバダ岩貫入岩体内 および岩体周辺から採取され

たイライトのほとんどは結晶度が比較的高く 結晶化度の値が6.5mm以下です(第22図)。 とくに岩体内で採取された73106などのイライトの結晶化度の値は3.5mmに達しており(第21の1図) エピ変成イライトのそれに対比されます。一方 狭義の餌釣鉱床の鉱体周辺のイライト(80105, 80202など)の結晶度は低く 結晶化度の値は10mmを超えるものが目につきます。北部の岩神鉱床の鉱体周辺に産するイライトのデータは十分ではありませんが 狭義の餌釣鉱床の鉱体の場合と同様に結晶度の低いもの(結晶化度の値が9mm程度のもの)が産しております。

これらのイライトのポリタイプは ネバダ岩貫入岩体内および岩体周辺に産するものの場合に2Mと1Mの混合です。狭義の餌釣鉱床の鉱体周辺のイライトや 岩神鉱床の鉱体周辺に産するイライトは1Mのポリタイプを有しております(第22図)。結晶化度とポリタイプの間には大まかな意味で 相関が存在しており 2Mが卓越する73105や73106のイライトの結晶度は 1Mのみからなる80105や80202のものより高いといえます。しかし 岩神鉱床の鉱体周辺に産する 80209のイライトなどは 2Mのポリタイプ含有量が多いにもかかわらず 1Mのポリタイプのみを含むイライト同様に結晶度が高くなっておりません。

こうしたイライトのポリタイプと結晶化度の値は 餌釣鉱床群の形成時期 あるいは形成後における地温分布や熱水の化学組成の不均一性を推定する上で 有益な情報を提供してくれます。すなわち イライトの結晶化度がおもに温度によって決定されていると仮定するならこ



第22図

餌釣鉱床に産するイライトの結晶化度とポリタイプ
 1M = 1Mのポリタイプの分布域
 2M = 2Mのポリタイプの分布域

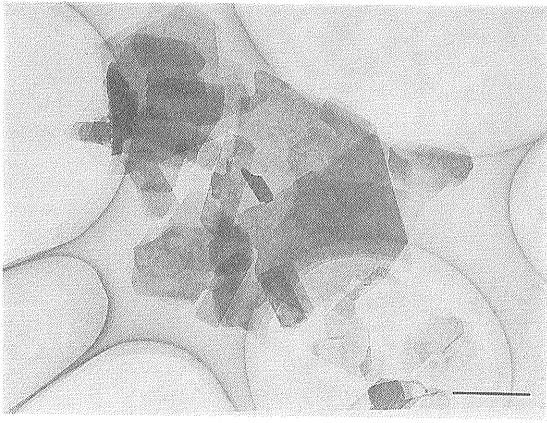
ここではネバダ岩貫入岩体を高温部（おそらく熱源）とし北と南の鉱体付近を低温部（おそらく冷たい海水の浸透部）とする熱水系の存在が予測されます。

また 結晶化度がイライトを晶出した熱水の化学組成に支配されていると考えるなら 第22図に示した結果はネバダ岩貫入岩体周辺と鉱体形成場における熱水組成の相異 とくにカルシウムとカリウムの濃度比の違いを暗示しています。黒鉱鉱体に多産する石膏の存在は鉱液中にカルシウムイオンが多量に含まれていたことを示唆しておりますが このカルシウムはイライトの結晶度

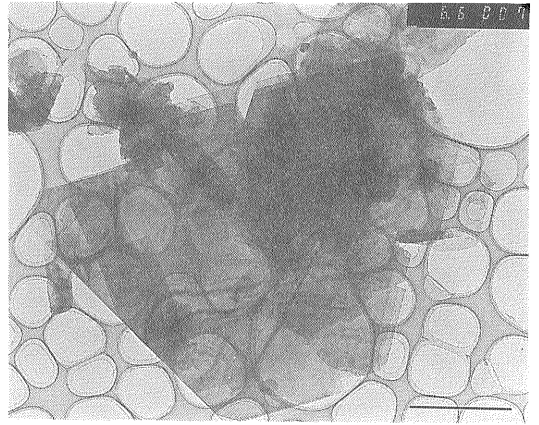
を下げる働きをするはずで

5.3 イライトの形態

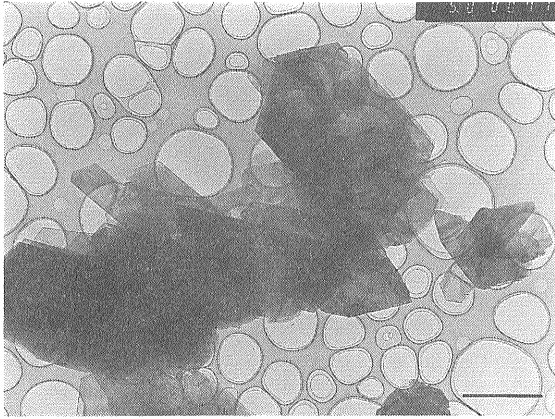
餌釣鉱床群に産するイライトの透過電子顕微鏡写真例を第23の1-9に示します。これらのイライトは形態によって 0.5-1 μm 程度の大きさの不定型板状結晶のもの（例：80105 80202）と長径0.3 μm 程度の短冊状結晶のもの（例：73102 73109）そして一辺3-5 μm 程度の大きさの六角板状結晶であるもの（例：73105 85073106）に分類されます。



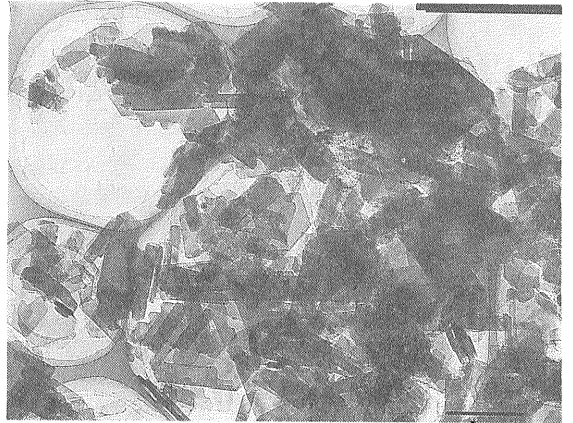
① 73102



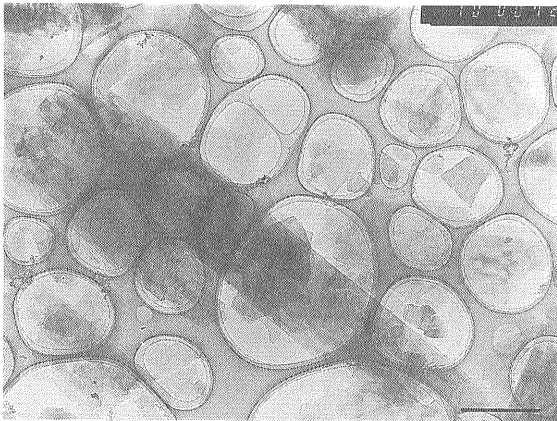
② 73105



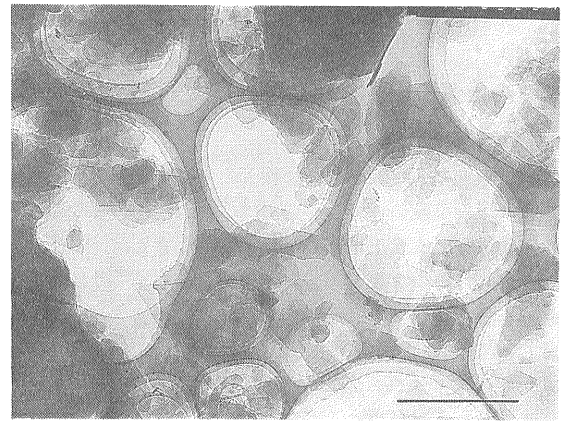
③ 73106



④ 73109

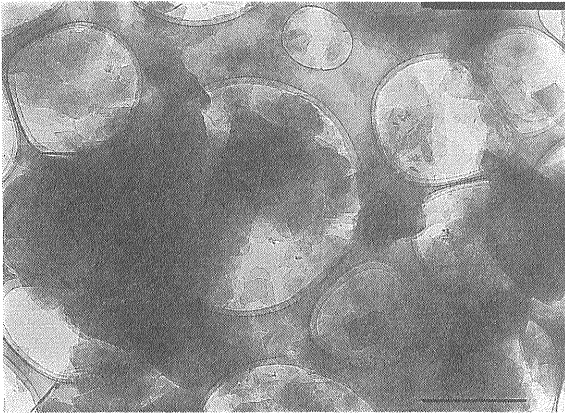


⑤ 7311

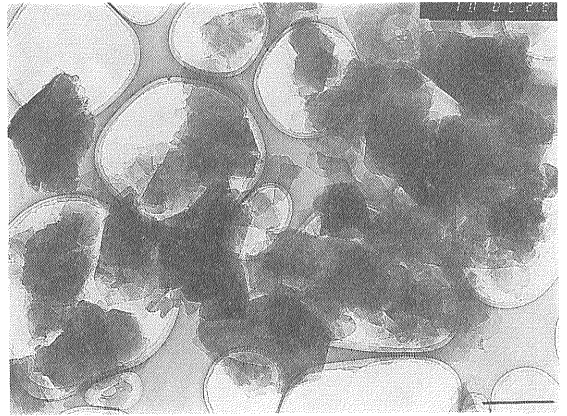


⑥ 80202

第23の1—9図： 假鈎鈦床に産するイライトの電子顕微鏡写真



⑦ 8015



⑧ 80204

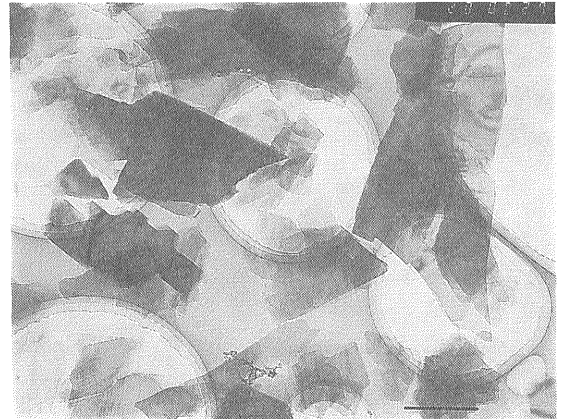
一般に 結晶度が高く2 Mのポリタイプが含まれるイライトは 大きな6 角板状結晶であり また結晶度が低く1 Mや1 M_dのポリタイプのイライトは小さな不定型板状結晶や短冊状結晶である考えられがちですが 実際には結晶化度・ポリタイプと形態との間には相関は存在していないようです. 確かに 大きな6 角板状結晶である73106のイライトは 結晶度が高く2 Mのポリタイプを有しておりますが 長径 0.3μm 程度の短冊状結晶からなる73102や73108の結晶度も十分高く かつ2 Mのポリタイプをたくさん含んでおります:

これらのイライトの形態で最も注目されるのは 不定型板状結晶のもの (例80209) です. これらの多くは6 角板状結晶が表面の一部が溶脱されて不定型となったものと考えられますが その溶脱原因については不明な点が多く 今後の研究課題となるでしょう.

6. あとがき

イライトの「複雑さと多様性」の中で 結晶化度とポリタイプの温度依存性については 最近になってやっとまとまった研究成果が発表されてまいりました. Grimらが初めてその存在を報告して以来 イライトは50年の歳月を経てようやく地球科学の各分野で議論されうる鉱物となったわけです.

おそらくイライトが今日まで多くの地球科学者に相手にされなかった理由は 石英などと同様にあまりにも平凡な そして地味な鉱物であったことと 結晶が細か過ぎて研究しづかったためであると考えられます. しかし平凡な鉱物ほど汎用性があり 有効な地質インディケーターの素質を備えているはずです. どんなに研究

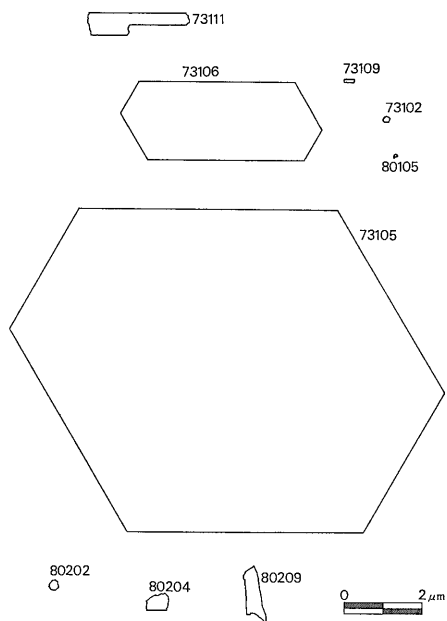


⑨ 80209

しやすい 分析しやすい鉱物であっても それがきわめて希にしか存在しないのであれば 有効な地質インディケーターにはなりません.

分析電子顕微鏡のような強力な分析手段が実用段階に入った現在 イライトの研究はますます発展し イライトを利用した K-Ar 年代測定や熱水の起源の推定 (これはおもに構造水の 水素同位体比や骨格の 酸素同位体比を利用する) あるいは層間イオンの組成に基づく熱水・地層の層間水の化学組成の推定などの研究が次々の実現されることでしょう.

しかし 今後に残された難問も多数あります. イライトの形態がどのような要因によって決定されるかを明らかにすることも こうした難問の一つです. イライトそのものを素材資源と見なしたとき イライトの形態 (大きさも含めて) はその物性を支配する最大の要因となります. どのような鉱床にどのような形態のイライト



第24図：餌釣鉱床に産するイライトの形態と大きさ

がどれだけ存在するか。この問題は今後のイライトの資源としての位置付けを決定する上で最大の課題となるであらう。

文 献

- Barss, M., and Williams G. L., (1973) Palynology and nonfossil processing technique: Canada Geol. Survey Paper 73-26, 25p
- Craig, H. (1961) Standards for reporting concentration of deuterium and oxygen ^{18}O in natural waters. Science, Vol. 133, p1833-1834
- Duba, D. and Williams-Jones, A. E. (1983) The application of illite crystallinity organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: A case study in Southwestern Gaspé, Quebec. Econ. Geol., Vol. 78, p189-198
- Eberl, D. (1978) The reaction of montmorillonite to mixed-layer clay: The effect of interlayer alkali and alkali earth cations. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 42, p1-7
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. and Mullis, J. (1980) Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso—a review. Eclogae. Geol. Helv. Vol. 73, 527-546
- Grim, R. E., Bray, R. H. and Bradley, W. F. (1937) The mica in argillaceous sediments. Am. Mineral Vol. 22, p813-829
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K. Roggwiler, P. and Schwander, H. (1986) The evolution of illite to muscovite: Mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 92, p157-180
- 石川洋平・下田哲夫・沢口俊美・佐藤庸一 (1980) 北鹿地域餌釣黒鉱鉱床の探査-探査標的地区の限定から発見までの探査経緯・鉱山地質, Vol. 30 p137-152
- Jambor, J. L., and Delabio, R. N. (1978) Distribution of hydrothermal clay minerals in the Valley Copper porphyry deposits, Highland Valley, British Columbia: Canada Geol. Survey Paper 77-9, 21p
- Kubler, B. (1964) Les argiles, indicateurs de metamorphisme. Rev. Inst. Franc. Petrole, Vol. 19 p1093-1112
- Lowell, J. D., and Guilbert, J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., Vol. 65, p373-408
- Maxell, D. T. and Hower, J. (1967) High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. Am. Mineral. Vol. 52, p843-857
- Robert, P. (1980) The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration, in Durand, B., ed., Insoluble organic matter from sedimentary rocks: Paris, Edition Technicep, p385-414
- 須藤俊男 (1974) 粘土鉱物学, 岩波書店, 498p
- Srodon, J. and Eberl, D. D. (1984) Illite, in Bailey, S. W., ed., Reviews in Mineralogy, Vol. 13, Mineralogical Society of America p495-544
- Taylor, H. P., Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol. Vol. 69, p843-883
- Velde, B. (1965) Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Am. Mineral. Vol. 50, p436-449
- Weaver, C. E. (1960) Possible use of clay minerals in the search for oil. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., Vol. 44, p1505-1518
- Williams-Jones, A. E. (1982) Patapedia: An Appalachian calc-silicate-hosted prospect of porphyry affinity. Canadian Jour. Earth Sci., Vol. 19, p438-455
- Yoder, H. S., Eugster, H. P. (1955) Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 18 p225-280