

研究ノート

岩石薄片の偏光顕微鏡写真画像とそのデータベースについて

水谷 伸治郎

日本福祉大学 情報社会科学部

諏訪 兼位

日本福祉大学

Polarizing-Microscope Images of Petrographic Thin Sections and their Database

Shinjiro Mizutani

Faculty of Social and Information Sciences, Nihon Fukushi University

and

Kanenori Suwa

Nihon Fukushi University

Keywords: 偏光顕微鏡, デジタルカメラ, 画像データベース, 岩石, 鉱物

まえがき

光が固体物質を通過する時, 一般に, 屈折率が異なり, また, 振動方向の異なる2つの光に分かれる。この現象, すなわち, 複屈折は, 透明度の高い, しかも, 容易に手に入る物質, さらに加えて複屈折の程度の大きな鉱物, 方解石を調べたErasmus Bartholinus (1625-1698) によって発見された。複屈折により, 光には普通の光のほかに, ある特定の方向に振動するもの, つまり, 偏光と呼ばれるものがあることがわかり, 特殊な方解石のプリズムがWilliam Nicol(1768-1851) によって作られた。そのプリズムは, 製作者の名をとってニコルと呼ばれている。ニコルを通る光は複屈折により, 通常光線と異常光線に分かれるが, そのうち平面偏光するものだけが, ニコルを通過するように設計されている。ニコルを使うことによって, われわれは偏光を得ることができるようになった。その後, 偏光をつくるための偏光板(ポラー)が発明された。そして, このニコルやポラーを利用した顕微鏡, す

なわち, 偏光顕微鏡が作られた。この顕微鏡は鏡筒の下と上に振動方向の異なる偏光板を取り付け, その間に試料を置いて観察する装置である。偏光板の方向を固定しておき, その間に置いた試料を顕微鏡の光軸を軸にして, 右や左に回転させると, 薄片中の鉱物の見かけの色が変化し, また, 明度も変わる。その変わり方は物質によって異なる。このような光学的性質を利用して, 鉱物組み合わせや組織を調べる, いわゆる偏光顕微鏡岩石学が, 19世紀以来進められている。はじめて偏光顕微鏡下で薄片を観察する人はその色彩の多様さ, 鉱物組み合わせの複雑さ, そして, 試料を回転した時に起こる色彩や明度の変化に驚く。鏡下には, その岩石の成因や歴史を解く手がかりが集約されているのである。

ここでは, 最近用いられるようになったデジタルカメラを利用して, 岩石や鉱物の顕微鏡的特徴を記録する際の利点や問題点について, 筆者らが試みた経験を研究ノートとして記す。

薄片

普通の固体物質は光を通さない。厳密に言えば、可視光線を通さない。表面で反射し、あるいは、内部で散乱・吸収されるからである。しかし、窓ガラスのような透明な物質もある。そのガラスでも、横からみれば緑色に見える。とても透明とは言えない。つまり、光を通すか通さないかはその物質の厚さ、いや、薄さに関係しているのである。例えば、みかげ石の破片を細粒の研磨材を使って磨き、表面を削って薄くしていくと、だんだん透き通ってくる。やがて、光が透過するようになる。

地球をつくる物質や地殻の研究は、それを構成している岩石や鉱物の研究が基礎になっている。その研究には、偏光顕微鏡を使う。まず、岩石や鉱物を薄くする。薄くなるにしたがって、透き通ってくる。その厚さを0.03mmから0.02mm程度にするのが最も良い。なぜなら、岩石の主成分である珪酸塩鉱物の多くは、この程度の薄さにすると、その特徴が偏光顕微鏡下で最もよくわかるからである。このように薄くした試料を薄片という。

研究に適した薄片をつくる技術は、わが国は飛びぬけて優れている。手順の多くは機械化されているが、しかし、最後の仕上げは手仕事である。厚ければ、観察には適さない。しかし、薄くし過ぎると、アツという間に試料は削り取られて無くなってしまう。その手加減は難しい。鏡下で観察していると、この最後の仕上げの素晴らしさがよくわかる。そのような優れた技術をもった薄片製作技術者がわれわれの研究を支えていてくれる。

偏光顕微鏡

偏光顕微鏡の場合も、普通の顕微鏡と同じように、光は下方から入り、絞りを通ってその光量が調節された後、試料（薄片）を通り、対物レンズ（最近ほとんどが4個を一組にしたレボルバ式対物レンズ群）と接眼レンズを通して、眼に達する。光の通っていく方向を基準にすると、偏光装置の一つである下方ポラー（ポラライザー）は絞りの前に、試料は絞りと同対物レンズの間に、そして、上方ポラー（アナライザー）は対物レンズと接眼レンズの間に置かれる。顕微鏡の倍率は、下にある対物レンズと上方の接眼レンズの両者の組み合わせによって決まる。

偏光顕微鏡の試料を載せる台（ステージ）は、物質の偏光に対する光学性を調べるために、鏡筒の軸を回転軸にして、360°自由に回転できるようになっている。その回転角は副尺を使って正確に測定できる。そのほか、偏光顕微鏡には、石膏検板などの検板を出し入れする装置が対物レンズと上方ポラーの間にあり、さらに、ベルTRAN・レンズが上方ポラーと接眼レンズの間にある。そのほかにも付属品があるが、ここでは、上・下のポラーと石膏検板のみについて述べる。前者は消光角や干渉色に関係し、後者は光学的伸長性（正と負）を調べるのに役立つ。これらは偏光を使って岩石や鉱物を調べる際に、最も重要な光学的性質である。

偏光顕微鏡で使う接眼レンズには、普通、クロスヘアと呼ばれる90°に交わる十字糸が取り付けられている。この十字糸が示す縦と横は直交座標のY軸とX軸を表す一種のreference frameである。偏光顕微鏡を使用する際には、まず、この方向にそれぞれ、下方ポラーおよび上方ポラーの振動方向を一致させる。すなわち、

下方ポラー（ポラライザー）の振動方向
= 縦方向（Y軸方向）
上方ポラー（アナライザー）の振動方向
= 横方向（X軸方向）

と定める。全体の光学系を、これらとは反対の方向に、セットすることもできる。上下のポラーはそれぞれ自由に鏡筒の軸を回転軸にして、360°回転できるようにつくられているからである。

実際には、偏光顕微鏡のメーカーによって、製造出荷時の初期設定がなされていて、日本製とドイツ製を例にすると、Nikon系やLeitz系は上記と同じ方式、Olympus系やZeiss系は上記とは反対の方式をとっていることが多い。

この違いは鉱物の光学性を知る時に、観察結果に違いとなって現れるので、何よりもまず、その方向がどちらであるかを予め知っておかねばならない。もし、専用の偏光顕微鏡があるならば、自分が慣れた方向に設置しておくことを強くおすすめする。われわれは、坪井（1959）、都城・久城（1972）、黒田・諏訪（1983）に従って、上に記した方向でポラーの位置を決め、顕微鏡を使っている。

顕微鏡用デジタルカメラ

顕微鏡観察記録として、長い間、フィルムを収めたカメラを鏡筒に取り付け、写真を撮る方法が使われてきた。しかしながら、写真撮影は、実際にフィルムを現像してみないと結果がわからない。とくに、露出時間は色調に関係しており、また、ピントの良し悪しは、画質の良し悪しに直接つながる。露出時間とピントは、適正値を経験によって適当にきめ、それらをごくわずかに変えながら、何度もシャッターをきっていた。しかし、その結果がすぐにはわからないので、フィルムを現像するまではいつも不安がともなっていた。一方、Zeichenapparatと呼ばれている描画装置を顕微鏡に取り付け、観察した結果をスケッチして残す方法も良く使われていた。適当な強調と省略を意識的に行うことによって、特定の観察対象を浮き彫りにすることができる点で、スケッチも優れた方法であった。しかしながら、スケッチはおそらく時間がかかる。また、どうしても主観的になりがちなので、描き上げてみると、実感として鏡下の観察対象とはかなり違って見ることが多い。客観的なデータを尊重する研究としては、まずいと思ってしまう。

最近、顕微鏡に取りつけるデジタルカメラが開発され、これで撮った画像を、パソコンに画像データとして残す方法が用いられるようになった(水谷, 2000)。モニターを見ながら、シャッターをきるのも、作業はしやすい。出来上がるであろう顕微鏡写真を見ながら、作業をつづけることができる。気に入らなければ、すぐ、その場で条件を変えて、再度、撮り直しをすれば良い。また、機械的に次々と異なった条件下でシャッターをきっておいて、撮影後、画像を比較し、最も気に入ったものだけを残して、その他のものは消してしまえば良い。さらに、画像処理ソフトを使えば、パソコンに取り込んだ画像を修正することもできる。色調、明度、コントラストなどを変えることも可能である。これまで、ガラス乾板やポラロイドフィルム、プロロー版や35mm、プリント用フィルムやリヴァーサルフィルムなど、さまざまなフィルムを使って、カメラで撮影した経験がある。それらを思い出して比較してみると、顕微鏡写真撮影に関しては、顕微鏡用デジタルカメラとそれを使った撮影法には、いくつかの利点があることがわかった。とにかく、パソコンのスイッチを入れて、これが立ち上がれば、すぐにでも作業を始め

ることができる。特別に暗室が要るわけではなく、明るい部屋で作業ができる。フィルム装填型カメラに比べて、あまり神経を使わない。だから、それほど疲れない。作業を自由に途中で打ち切ることができるし、また、再開することもできるのである。

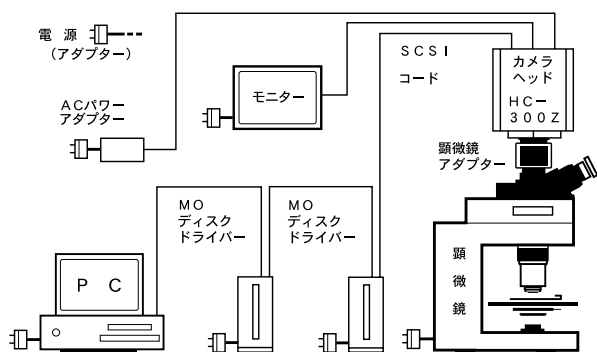


(図-1) デジタルカメラと偏光顕微鏡: デジタルカメラは顕微鏡アダプターを介して、鏡筒に取り付けられる。カメラ本体からは各種のコードが出ているが、これらは鏡筒の方向に上へ少し延ばした後、スタンドで一度固定される。SCSIコードは太くて重い。これらのコードはモニターやMOディスクドライバーにつながれている。そのままでは鏡筒は下側方へ引っ張られる。その結果、鏡体に力が加わって、光軸が歪む。これを防ぐために鏡筒上部で固定するのである。MOディスクドライバーは隠れて見えないが、モニターとパソコンの一部がこの写真に写っている。

デジタルカメラの構成と光学性の補正

デジタルカメラは簡単に言えば、本体の“デジタルカメラ部(カメラヘッド)”およびカメラヘッドと顕微鏡との間に置く“顕微鏡アダプター”からなる(図-1)。普通は、偏光顕微鏡の上部先端、つまり、接眼レンズの上にこのアダプターを付けて、カメラ部と接続する。デジタルカメラはモニターへ、また、パソコンへと、専用コードでつながれている。デジタル

カメラにはそのカメラ専用のアダプターがある。なお、電源にはこのほか、偏光顕微鏡の電源、外部MOディスクドライバー用の電源、パソコン用の電源がつながっている(図-2)。



(図-2) デジタルカメラを用いた偏光顕微鏡写真撮影装置全体の構成図：MOディスクドライバーは2台準備されているが、記録の編集用のためで、特別の意味はない。

われわれが用いているデジタルカメラは、FUJIX HC-300Zである。パソコンのハードディスクには、このデジタルカメラ専用のソフトが入っている。すなわち、Photograb 300Zである。それとは別に、パソコンには画像処理専用のAdobe Photoshopがインストールされている。もちろん、それらとは別に、OSのWindows98に含まれている画像処理ソフトであるMsPaintも使うことができる。すべての電源を入れて、Photograb 300Zを起動し、双眼接眼レンズで観察しながら、撮影する薄片の位置とステージの回転角を決め、さらにモニターを見ながら撮影範囲を確認し、Photograb 300Zのソフトのシャッターをきる。これで観察した映像が画像としてパソコンに取り込まれる。必要があれば、画像処理の手法を使って、画像の修正を行う。

デジタルカメラの受光部CCD(charged coupled device)には、微細な多数の半導体素子からなる感光部が、グリッド状に配置されている。HC-300Zでは、総画素数約140万、有効画素数約130万と説明書にある。これがいわゆるフィルム型カメラのフィルムに相当する。写真用フィルム(俗称、銀塩フィルム)は光化学反応によって感光するので、感光部は分子単位である。実際には連続的であり方向性はない。しかし、デジタルカメラでは、受光部の感光素子からモニターへ、そ

して、パソコンのディスプレイ画面へと素子単位で情報が送られる。モニターやパソコンの画面は走査線を受けて発光する。全体としては矩形であり、縦横のグリッドにその単位が並んでいる。つまり、デジタルカメラとモニターやディスプレイには、画面に方向性があるのである。もちろん、画面にreference frameと一緒に写しておけば修正はできる。しかし、慣習として、四角の画面は、縦が下方ポラーの振動方向(Y軸方向)、横が上方ポラーの振動方向(X軸方向)になっていた方がよい。万一、その方向性を無視し、方位についての定義も与えず、適当にデジタルカメラで写真を撮ると、場合によっては何が対象として撮影されているか分からなくなってくる。そのようなことを避けるには、撮影前にデジタルカメラの方位を決めなければならない。それには、まず、

『ディスプレイ画面の縦の方向を

偏光顕微鏡画面のY軸方向とする』

との方針を決める。これが最も慣れ親しんだ方位である。この方針に従って、デジタルカメラでクロスヘアを写し、あるいはY軸方向がわかる方向性を持った試料を視野に入れて、それがモニターやディスプレイの縦の方向に一致するように調整する。実際には、モニターとディスプレイの画面の縦方向に細い糸を張る。そして、デジタルカメラから送られてくるY軸方向の画像を見ながら、その方向がこの糸の方向と完全に平行になるように、デジタルカメラのカメラヘッドと顕微鏡アダプターを、顕微鏡の光軸を回転軸にして回す。この動作は手で行う以外には方法はない。最後はごく微動の回転を行って、デジタルカメラを鏡筒に固定する。

このような調整は、偏光顕微鏡がもつ特性を利用して観察研究をする際には、必要不可欠である。例えば珪酸鋇物(SiO₂)の光学的特徴を利用した鋇物の研究では、忘れてはならない準備である。それは直消光するか否か、あるいは、光学的伸長性が正か負かなどの判定をする前に、確かめておくべき、顕微鏡およびそれに付属する機器の光学系の基本的性質なのである。

顕微鏡写真には、撮影した試料や対象物の大きさがわかるように、説明が必要である。それを“×25”といったように、倍率で示す場合もあり、また、画像の中にある単位の長さをもった棒尺(scale bar)を入れて示すこともある。デジタルカメラを用いる場合には、

撮影後、パソコンを使って画像処理をすることが多いので、棒尺を入れた方が便利である。一旦撮影された顕微鏡写真は適宜、目的に従って、トリミングをしたり、さらに画像を縮めたりすることが少なくない。印刷の際にも画像の拡大率や縮小率を変えるが、その時にも、画像の中に棒尺があると便利である。

普通の顕微鏡観察には解像度が問題になる。今回使ったデジタルカメラの場合、有効画素数が約130万である。一般に、顕微鏡写真の場合、デジタルカメラで撮影したたった1枚の画像自体を大きく引き伸ばすというようなことはほとんどない。その画像を極度に拡大すると、画面は結局、画素自体のサイズが拡大されてしまって、画像全体が不鮮明になる。大きく拡大する必要が起こった場合は、その部分を鏡下で選び、倍率のより高い対物レンズを選んで、そこを観察し、写真を撮ればよい。撮影した画像自体を拡大してみる必要はほとんどない。しかも、実際にわれわれが偏光顕微鏡を使って調べる観察対象のサイズは、それほど微細ではない。対象とする鉱物や組織は、一般の光学顕微鏡で扱われている（対物レンズ×接眼レンズ）の範囲内で十分である。現在のところ、この研究ノートの例で示す程度なら、カラー印刷も含め、デジタルカメラの解像度についてはとくに問題にすることはない。

岩石・鉱物薄片の偏光顕微鏡写真の例

顕微鏡写真を撮る前には、十分な観察が必要であることは言うまでもない。何を対象として撮影するか、それは何故か、何を読者に訴えたいかをよく吟味してから、撮影にかかればならない。しかし、顕微鏡写真は“画像”である。カラーで撮影し、カラー印刷して提示するから、その色彩は視覚に大きく訴える要素となる。さらに、画像としての形、コントラスト、拡大率、縦位置（いわゆる、ポートレート）にするか、横位置（いわゆる、ランドスケープ）にするかなど、さまざまな要素がある。一方、光が光源から顕微鏡に入射する前にフィルターを入れるかどうか、入れるとすると何色のフィルターにするか、また、光の強度をどの程度に強く（あるいは、弱く）するか、などは出来上がった画像が青味がかかった色調になるか、赤味がかかったものになるかを定める大きな要素である。そのため、光源についても、かなりの吟味が必要である。撮影結果を眺める時には、カラープリンターの発色具

合も気になる。出版する際の印刷結果まで凝り出すときりがない。これらの画像としての要素を考慮した修正や調整には、われわれは画像処理ソフト Adobe Photoshop を用いた。そして、カラープリンターで出力したものが鏡下で肉眼によって見たものと似るよう調整を試みた。画像処理はデジタルカメラとは別の技術であり、詳細についてはここでは記さない。

以下、火成岩、堆積岩、および、変成岩について、いくつか代表的な例を挙げ、撮影結果を記すことにしよう。

火成岩については、3種の花こう岩（西インド洋セイシェル諸島産の2種、および、愛知県産）、閃緑岩（セイシェル諸島産）、かんらん岩（三重県産）、ポニナイト（無人岩）（小笠原諸島産）、および、玄武岩（島根県隠岐島産）の合計7例を示す。

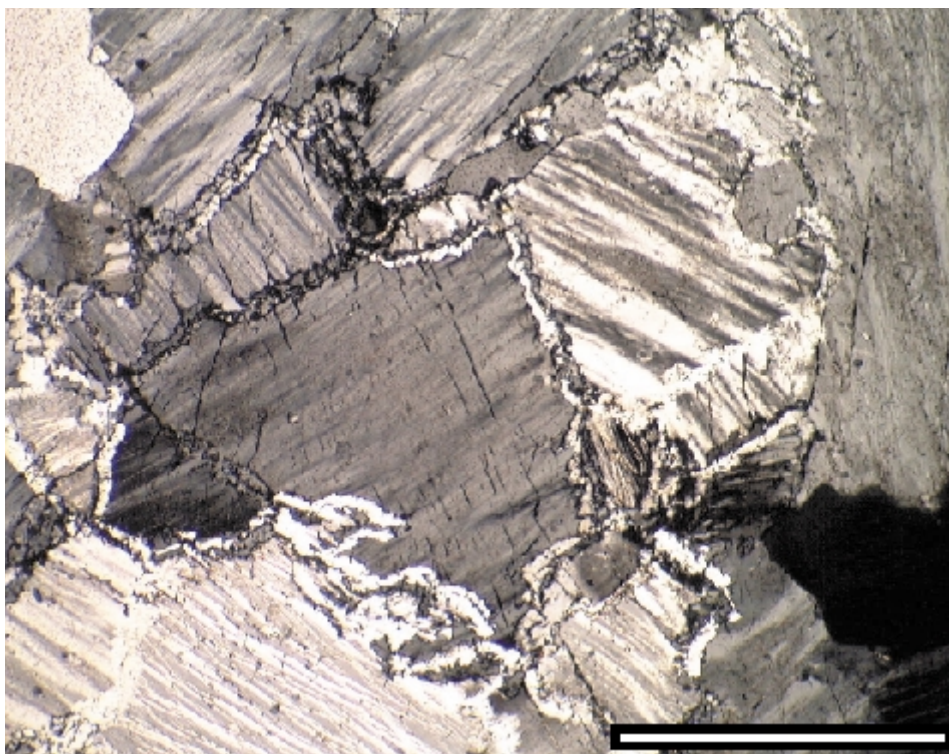
堆積岩については、2種の砂岩（岐阜県産、および、アメリカ合衆国産）、石灰質ウーイド（アラブ首長国連邦産）、魚卵状石灰岩（タンザニア国産）、チャート（岐阜県産）、カルセドニー（岐阜県産）とルーツサイト（福井県産）の合計7例である。

変成岩については、3種の片麻岩（ケニア国産の2種、および、愛知県産）、および、ホルンフェルス（愛知県産）の4例を記す。

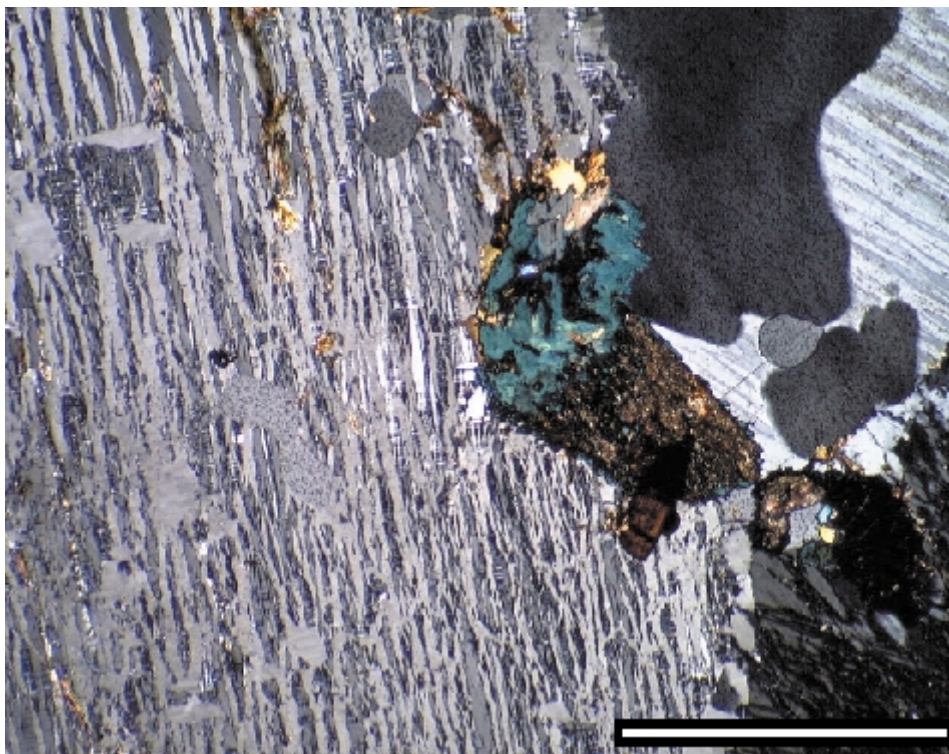
なお、これらの顕微鏡写真の倍率については、棒尺（scale bar）の大きさで示す。

花こう岩（図-3） 地下の割合深いところで、ゆっくりと冷却してできる火成岩を、深成岩と呼んでいる。深成岩のなかで、比較的珪酸分（ SiO_2 含量）に富むものが花こう岩である。ゆっくりと冷却するので、一つひとつの結晶が十分に成長しており、等粒状の結晶が互いに接触している。

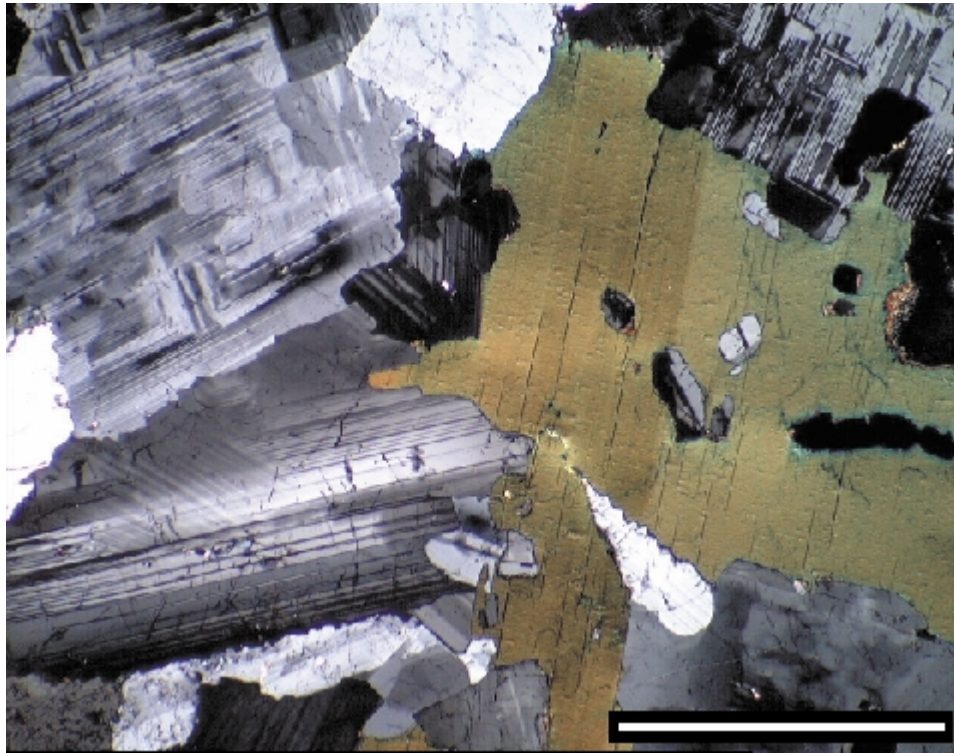
この花こう岩試料は、野外では灰色花こう岩と呼ばれている。鏡下では1mm大前後の粗粒な半球形・等粒状組織を示している。クロス・ポーラーの顕微鏡写真で最も目につくのは、パーサイト（perthite）の結晶である。パーサイトというのは一般に、カリ長石（ KAlSi_3O_8 ）中に、葉片状のソーダ長石（ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ）の結晶がこまかく含まれているものである。この花こう岩試料のパーサイトは、カリ長石の量とソーダ長石の量がほぼ等しいので、メソ・パーサイト（mesoperthite）と呼ぶのがよい。一つひとつの1mm大前後



(図 - 3) 花こう岩 岩石試料番号: KS-81101706 試料採集者: 諏訪兼位 産地:
西インド洋 セイシェル諸島 Cerf島 地質時代: 先カンブリア時代最末期 (5.7億年前)
scale bar = 1.0mm



(図 - 4) 花こう岩 岩石試料番号: MH-81100101 試料採集者: 星野光雄 産地:
西インド洋 セイシェル諸島 Mahe島 地質時代: 先カンブリア時代最末期7億年前)
scale bar = 1.0mm



(図 - 5) 閃緑岩 岩石試料番号: KS-81100706 試料採集者: 諏訪兼位 産地: 西インド洋 セイシェル諸島 北島 地質時代: 白亜紀 (6,000万年前) scale bar = 1.0 mm

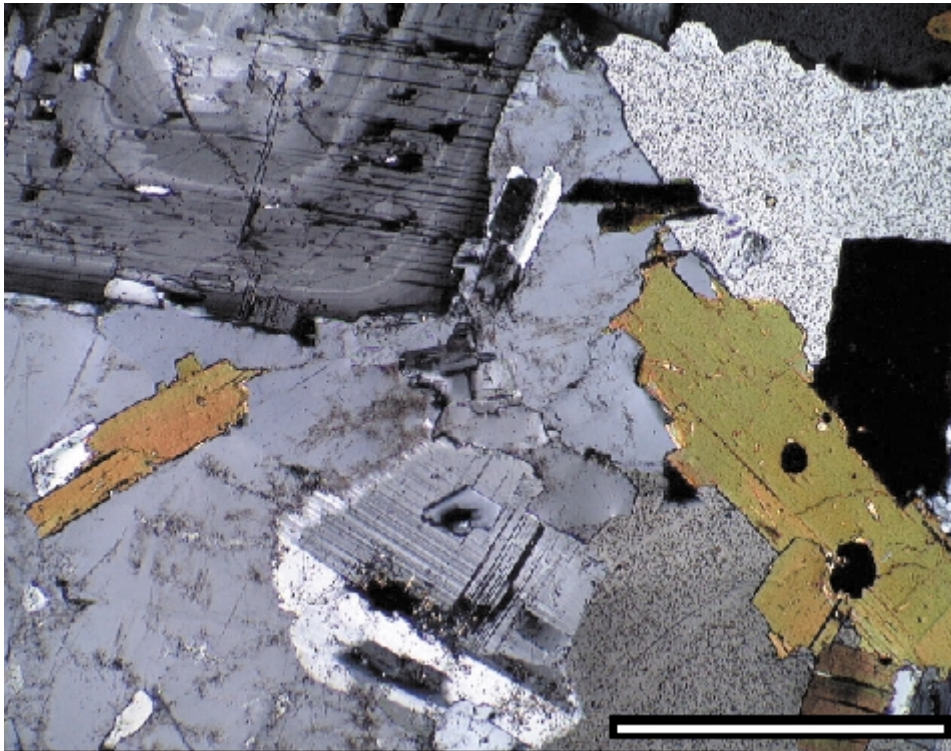
のメソ・パーサイトとメソ・パーサイトの結晶が接触するところを注意してみると、ソーダ長石の細い帯(0.1mm大以下の幅)がそれらの結晶を取り巻いているのがわかる。この顕微鏡写真の左上隅には、石英(SiO_2)が認められる。なおこのほかに、鉄に富んだ黒雲母、蛍石、スフェーン(くさび石、チタン石)、燐灰石、ジルコン、褐簾石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱などの結晶が少量づつ存在している(Hoshino, 1986; Suwa et al., 1994)。

花こう岩(図 - 4) この花こう岩試料は、野外では灰色花こう岩と呼ばれている。クロス・ポーラーの顕微鏡写真で、最も目につくのは、左部全体を占めるカリ長石のパーサイトである。このパーサイトは、カリ長石とソーダ長石の量とがほぼ等しいので、メソ・パーサイトと呼ぶのがよい。これは3mm大前後のメソ・パーサイト結晶である。メソ・パーサイトを取り巻いてソーダ長石の細い帯(0.1~0.2mm大の幅)が存在する。中央の青色を呈する鉱物は鉄に富んだ角閃石である(Hoshino, 1986; Suwa et al., 1994)。

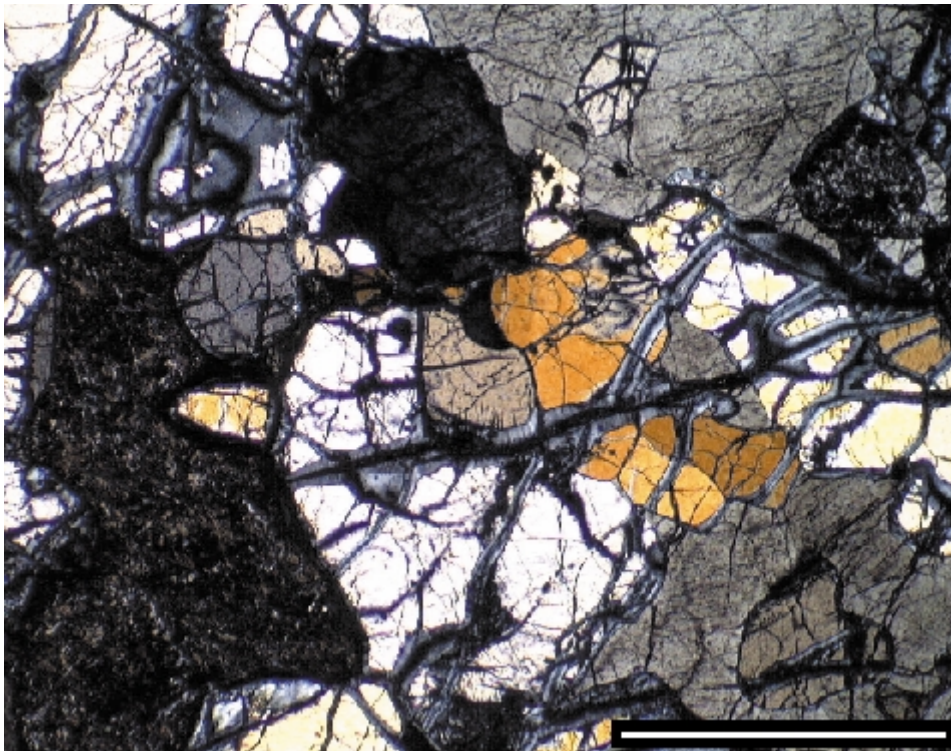
閃緑岩(図 - 5) 閃緑岩は深成岩の一つである。花こう岩にくらべて、珪酸分(SiO_2 含量)に乏しい。この閃緑岩試料は、1~2mm大の粗粒な斜長石と黒雲母とが目立っている。クロス・ポーラーの顕微鏡写真で最も目につくのは、斜長石の集片双晶である。幅のごく狭い多数の明暗の縞を示すのが集片双晶である。この顕微鏡写真の中央から右部にかけて、黄緑褐色を呈するのが黒雲母である。

セイシェル諸島の深成岩は、ほとんどのものが先カンブリア時代末期(7.1億~5.7億年前)であるが、北島には白亜紀(6,000万年前)の深成岩が分布する。これはセイシェル諸島が、アフリカ大陸から分裂移動した運動と関係したものである(Suwa et al., 1994)。なお、北島は、セイシェル諸島の主島Mahe島から北西方向30kmの小島である。

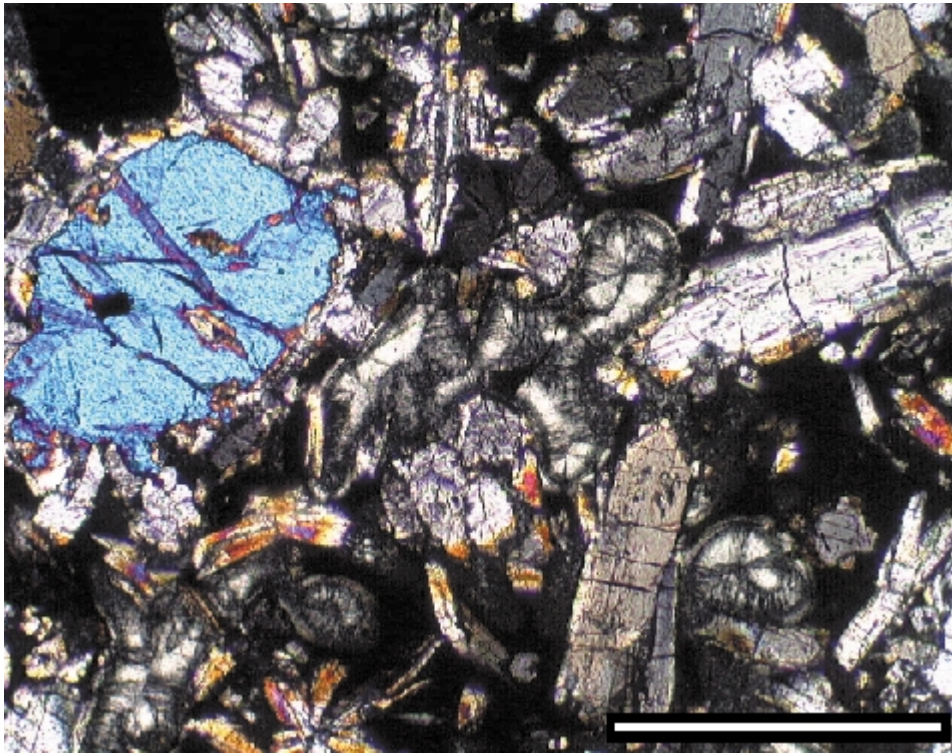
花こう岩(図 - 6) この花こう岩試料は、領家変成帯の中に分布する、領家花こう岩の一種である。クロス・ポーラーの顕微鏡写真の左上隅と中央下部に、斜長石が存在する。左上隅の斜長石は、集片双晶を示す



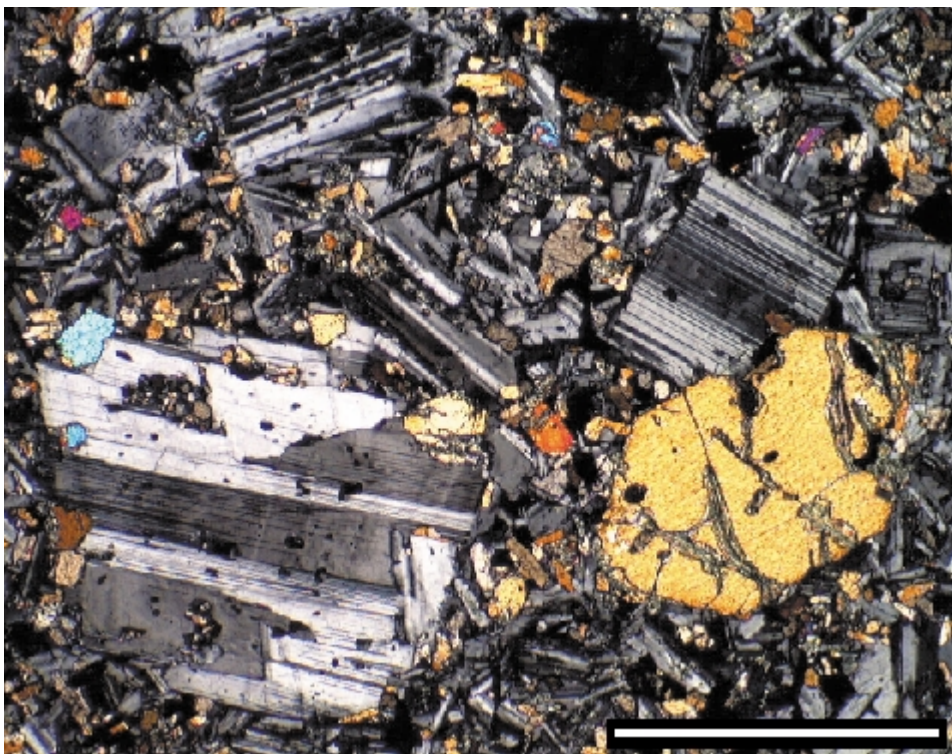
(図 - 6) 花こう岩 岩石試料番号: Ohara granite 試料採集者: 星野光雄 産地: 愛知県西加茂郡小原村 地質時代: 白亜紀 scale bar = 1.0mm



(図 - 7) かんらん岩 岩石試料番号: MH-Asama 試料採集者: 星野光雄 産地: 三重県伊勢市朝熊町朝熊山 地質時代: 白亜紀以前 scale bar = 1.0mm



(図 - 8) ボニナイト (無人岩) 岩石試料番号 : Boninite 試料採集者 : 白木敬一
産地 : 小笠原諸島父島夜明平 地質時代 : 始新世 4,800万年前 scale bar = 0.4mm



(図 - 9) 玄武岩 岩石試料番号 : MH-69081907 試料採集者 : 星野光雄 産地 : 島根県隠岐島後大満寺山頂
地質時代 : 更新世 scale bar = 1.0mm

ほか、顕著な累帯構造を示している。累帯構造は結晶の外形とほぼ平行に発達している。斜長石がマグマから晶出する場合は、ふつう中心部から周辺部に向かって、より低温で安定な組成へと変化する。斜長石の結晶がゆっくりと冷却して成長する場合には、累帯構造はできにくい。一般的に言えば、累帯構造は火山岩の斑晶の斜長石に見られることが多い。火山岩の斑晶の斜長石は、比較的速く冷却して成長するからである。黒雲母の結晶が右中央部・右下部・左中央部にみられる。また、右端中央の暗黒部は消光した黒雲母である。石英結晶は右上部と中央右斜下部に見られる。中央上部から左中央部および左下部にかけて、カリ長石が見られる。

かんらん岩 (図 - 7) このかんらん岩試料は、西南日本外帯の御荷銕緑色岩帯の超塩基性深成岩である。このかんらん岩試料を含む朝熊岩体は、もともと海洋島で形成され、海洋プレートに乗って移動し、沈み込み帯で付加した岩体であり、白亜紀の三波川変成作用を受けている (Agata, 1994)。一般に、深成岩のなかで、珪酸分 (SiO₂ 含量) に乏しいものを、超塩基性深成岩と呼んでいる。超塩基性深成岩は、その中に含まれている、かんらん石や輝石 (単斜輝石と斜方輝石) あるいは角閃石などの量比によって、さらにこまかく分類され、岩石名がつけられている。

このかんらん岩試料を顕微鏡で観察すると、主としてかんらん石と輝石からできているので、輝石かんらん岩と呼んでよいだろう。かんらん石はクロス・ポーラーの顕微鏡写真の中央部・右中央部・左上部などに、ひろく分布する。輝石は顕微鏡写真の右上部・左中央部などに分布している。この顕微鏡写真の右中央部から、やや左斜下方向に、中心部が黒くて縁部が灰白色の、0.1mm大の幅の細い脈が走っている。このような細脈は、0.03~0.2mm大の幅で、この岩石の中にたくさん認められる。これは蛇紋石の脈である。

ボニナイト (図 - 8) ボニナイトは菊池 安 (1888) が、はじめてその特異な性質に注目した火山岩である。島弧形成過程の最早期をあらわす小笠原諸島には、ボニナイト系列の高マグネシウム安山岩が多量に産する。ボニナイトは、Mg (マグネシウム) に富む斜方輝石とかんらん石の斑晶、比較的Fe (鉄) に富む単斜輝

石の微結晶を含み、長石を含まないガラス質の安山岩である (Kuroda and Shiraki, 1975; 白木・黒田 1977)。

クロス・ポーラーの顕微鏡写真の左中央部にある、青色を呈する斑晶 (0.4mm大) はかんらん石である。中央やや右の0.4mm大の、灰色ないし白色の長柱状結晶は斜方輝石である。中央上部の0.3mm大の、集片双晶を示す長柱状結晶は、単斜エンスタタイト (clinostatite) である。単斜エンスタタイト結晶には、(100)面に平行な集片双晶がみられる。この集片双晶は、高温で安定なプロトエンスタタイト (protenstatite) が単斜エンスタタイトへ転移する際に、生じたものと考えられる。小笠原諸島のボニナイト中に、単斜エンスタタイトが存在することは、注目に値する (黒田・諏訪 1983, pp.141-142)。斑晶と斑晶の間を埋めている暗黒部は火山ガラスである。

玄武岩 (図 - 9) 隠岐諸島は、島根半島沖の日本海にある火山島である。島根半島に近い島を島前、遠方の島を島後と呼ぶ。隠岐諸島は、日本海アルカリ岩石区の、典型的なアルカリ火山岩の産地である。

火山岩のなかで、比較的珪酸分 (SiO₂ 含量) に乏しいものを、玄武岩と呼んでいる。この玄武岩試料の、クロス・ポーラーの顕微鏡写真の、左下部・左上部・右中部には、0.6~1.5mm大の斜長石斑晶が点在する。斜長石斑晶には、集片双晶が顕著である。左下部の斜長石斑晶には、累帯構造もみられる。また、右中部の1.1mm大の黄色を呈する結晶は、かんらん石斑晶である。この顕微鏡写真にはみられないが、磁鉄鉱斑晶も存在する。

この玄武岩試料の特徴は、石基部に火山ガラスが見当たらないことである。0.1~0.5mm大の石基鉱物が密集している。石基鉱物としては、かんらん石、チタン普通輝石、斜長石、粒間をうめるアルカリ長石、燐灰石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱などが存在する (Uchimizu, 1966)。

砂岩 (図 - 10) 砂が固まってできる岩石が砂岩である。砂は河川や海岸に普通に見られる。それが堆積し、地層を作り、地下の深いところに埋積されて時間がたつと、それが固い岩石に変わる。このように砂から砂岩に変わる過程を総称して、続成作用と言う。砂岩の性質は構成物とその粒度によって区別される。クロ

ス・ポーラーの顕微鏡写真に示した砂岩は、構成粒子が角張っていること、その粒子のサイズが不揃いであること、鉱物粒子や岩石片の種類が多様であること、粒子と粒子の間（マトリクス）を埋める粘土分の量が多いこと、などによって特徴づけられている。

この砂岩については、Mizutani(1957, 1959)の報告がある。日本列島の各地に産するこの種のほとんどの砂岩は長い間、その堆積時代が二畳紀と信じられていた。しかし、1970年代の末に、ジュラ紀の放散虫化石がこの砂岩を含む地層の上や下から発見され、日本列島の基盤岩類に関する知見は大きく変わった。

このような砂岩の偏光顕微鏡写真をクロス・ポーラーで撮影すると、次のようなことに気付く。砂岩の構成物である鉱物粒子はその光学的方位がランダムであるため、画面の各所で、いくつかの小さな粒子が、他よりも明るく輝いていることが多い。それがいわゆる銀塩フィルムを用いると、ハレーションを起す。その結果、画面が全体にわたって、ピントがずれたような感じになってしまう。そのようにランダムに分布し、輝く鉱物を避けて撮影すると、出来上がった写真は暗くなり、実際に鏡下で見たものとは異なった感じがする。この点、デジタルカメラはハレーションが少なく、出来上がった写真の感じは鏡下で見たものに近い。

砂岩 (図 - 11) この砂岩は、クロス・ポーラーの顕微鏡写真で示すように、平均粒径約0.5mmの粒子のほとんどが石英である。粒子と粒子の境界にはわずかに細粒の粘土鉱物がある。稀にはあるが、石英が2次的に生長している。粒子と粒子が互いに密着接触しているところでは局部的にいわゆる圧力溶解 (pressure solution) 作用が働いたと想像される。岩石全体は緻密で固い。北米大陸東部のアパラチア山脈のいわゆる Valley and Ridge Province で ridge を作っている岩石である。この地域の堆積岩を研究していたボルチモアの故 Francis J Pettijohn 教授はこの Tuscarora quartzite の顕微鏡写真を彼の著書の初版にも、第2版にも、載せている。石英が多く、その粒子のサイズにはあまりばらつきがなく、粒子間のマトリクスの量は少ない。

これに対して、図 - 10に示す日本のジュラ紀の砂岩は graywacke 砂岩と呼ばれる。graywacke 砂岩では、粒子は角張っており、そのサイズは不揃いで、マ

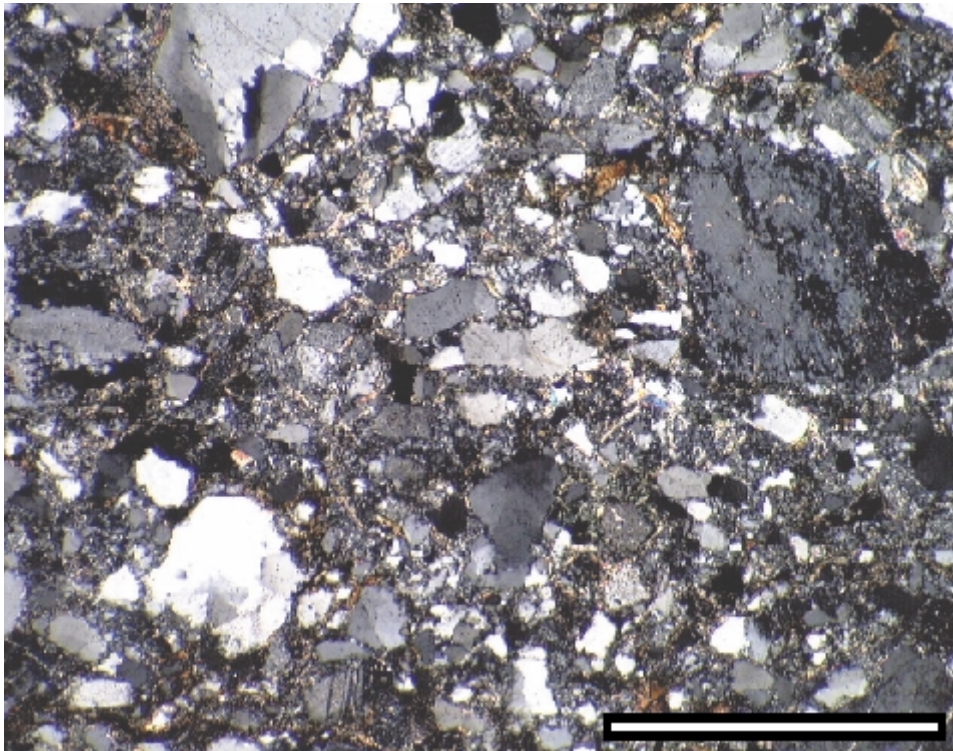
トリクスの量が多く、砂粒の鉱物組成はバリエーションに富む。日本列島の基盤岩類をつくる中・古生層にはこのような graywacke 砂岩が多い。大陸縁辺部、かつ、プレートの収束帯を特徴づける堆積相である。

一方、安定大陸の上に薄く広範な地域に広がって形成された砂層、中でも砂漠とむすびついた環境に分布する砂岩はその構成粒子の形がもっと丸い。砂岩の分類上では、いわゆる orthoquartzite と呼ばれるものである。堆積環境を考えて砂岩を記載する際には、鉱物組成だけでなく、粒子の形状や粒度分布にも注意する必要がある。

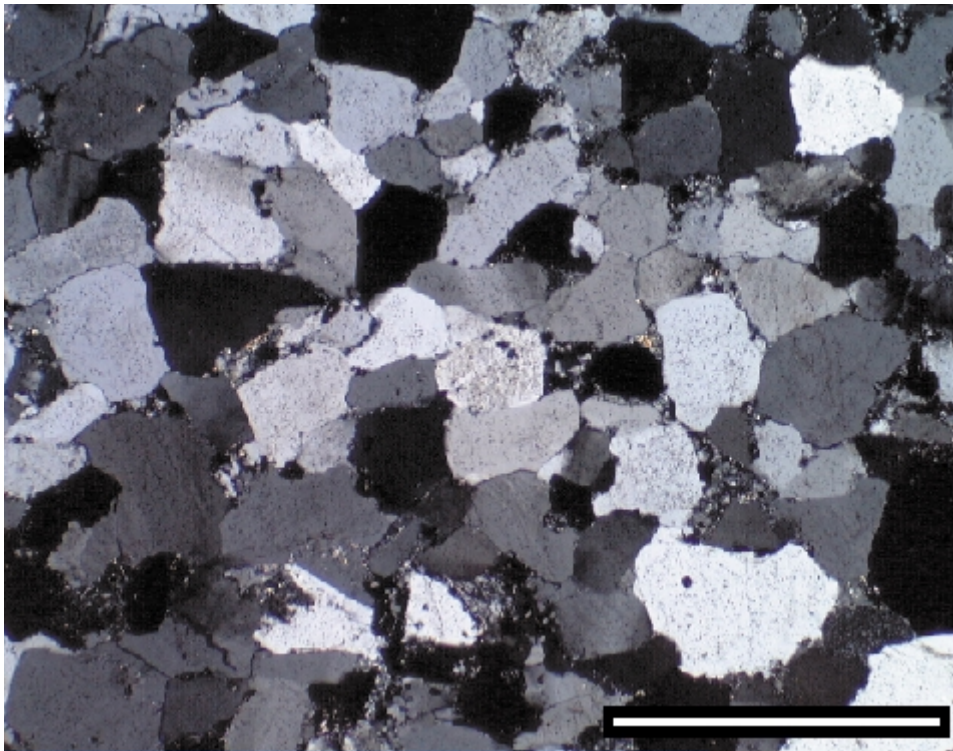
石灰質ウーイド (図 - 12) クロス・ポーラーの顕微鏡写真に見られる丸い球 (ウーイド: ooid) を構成している外側の同心円状物質は微粒の炭酸カルシウム (方解石, CaCO_3) である。その中心にあるのは、石英、長石、貝殻の破片、岩片などの核である。

現在の地表で形成される堆積物の多くは、砂や泥のようにすでにある岩石が風化し、それが分解して流れ、運ばれてきた碎屑物である。これに対して、現在の海や湖で水の中から化学的に沈殿するものがある。炭酸カルシウムがその代表的なもので、それが集積すると石灰岩になる。砂粒があるとその表面に炭酸カルシウムが析出することがある。同時に、それが波によって海底を転がる。そこにまた炭酸カルシウムが沈殿する。このような作用が繰り返されると、結果として、砂粒を核にした石灰質の小球ができる。そして、この球はだんだんと生長して大きくなる。石灰質ウーイドが形成されるところは、温度が高く乾燥地帯であり、水分の蒸発が激しく、河川や降雨によって海水の成分が薄められることがなく、海水の塩分濃度が高い。そこでは化学的沈殿岩としての石灰岩も形成される。

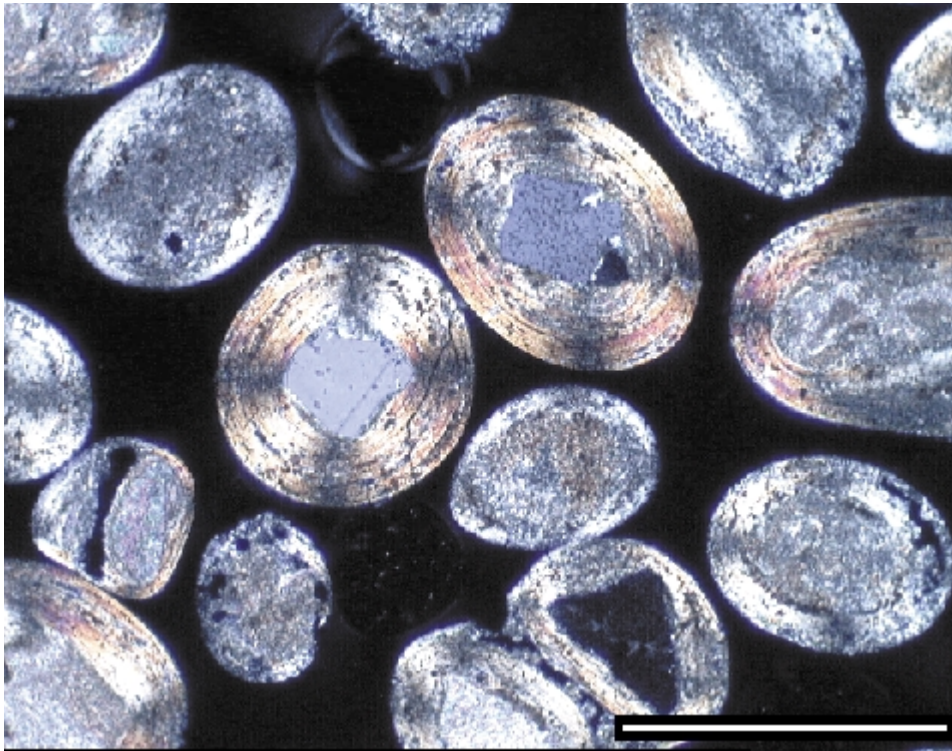
魚卵状石灰岩 (図 - 13) クロス・ポーラーの顕微鏡写真にある約1mmの粒径をもつ球状ないし楕円体状の粒子は上述したウーイドである。それらの周囲を炭酸カルシウムが埋めて、全体が固い石灰岩となっている。ウーイドの外側を取り巻く同心円状の石灰質の部分にはわずかに泥が混じっていて、それらの中に含まれていたFeが酸化され、茶褐色に変色している。ウーイドの周囲、マトリクスの炭酸カルシウムは続成作用の過程で再結晶し、これまでよりも粗粒の方解石の結晶に



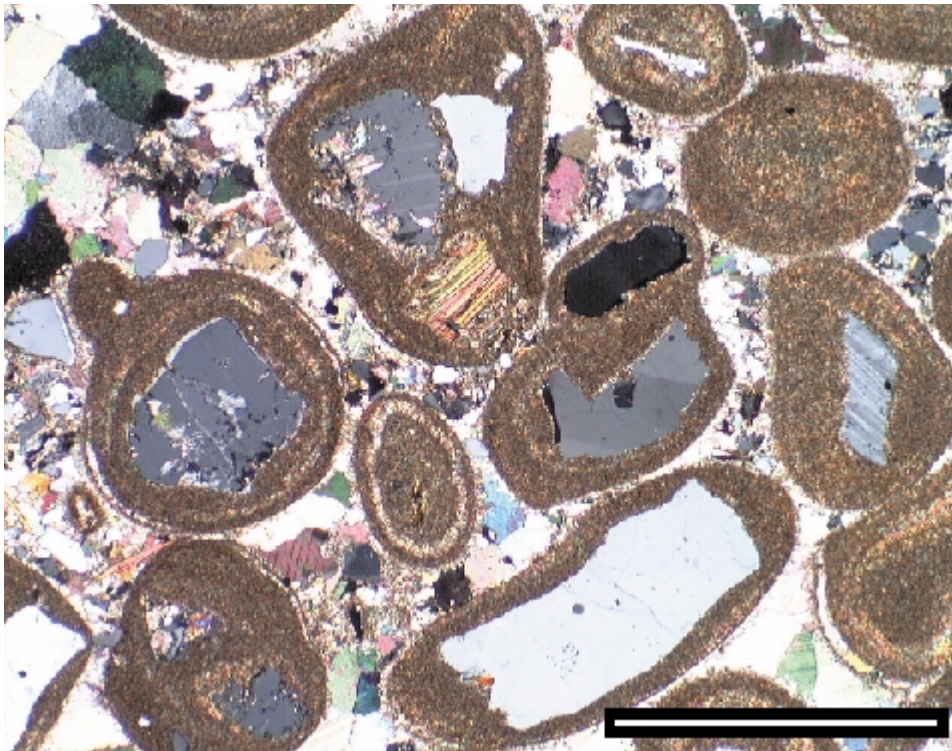
(図 - 10) 砂岩 岩石試料番号: MM69 試料採集者: 水谷伸治郎 産地: 岐阜県武儀郡武儀町 地質時代: ジュラ紀 scale bar = 1.0mm



(図 - 11) 砂岩 岩石試料番号: SM76081702 試料採集者: 水谷伸治郎 産地: アメリカ合衆国 ペンシルベニア州東南部, Susquehanna River河畔 地質時代: シルル紀 scale bar = 1.0mm



(図 - 12) 石灰質ウーイド 岩石試料番号 : SM83040104 試料採集者 : 大島一精
産地 : アラブ首長国連邦Abu Dhabi海浜 地質時代 : 現世 scale bar = 0.4mm



(図 - 13) 魚卵状石灰岩 oolitic limestone 岩石試料番号 : SM680702 試料採集者 : 水谷伸治郎
産地 : タンザニア国 Morogoro, Ngerengere Station 地質時代 : ジュラ紀
scale bar = 1.0mm

変っている。この岩石は肉眼で見ると、粒の細かな魚の卵がぎっしりと詰まった岩石のように見えるので、魚卵状石灰岩と呼ばれる。

この顕微鏡写真(図-13)とその前の写真(図-12)を比較するとすぐに理解できるように、魚卵状石灰岩は温度の高い乾燥地帯で形成された石灰質ウーイドが固結してできたものである。ジュラ紀のころ、おそらく灼熱の乾燥地帯であったアフリカ大陸は浅い海の進入を受けた。その海岸では、多量のウーイドが形成され、それが広く分布していた。それらは、現在、魚卵状石灰岩となって、各地に点々と残っている。

チャート(図-14A, B) チャートと呼ばれている岩石は、日本列島の基盤岩類として、北海道から沖縄まで、普遍的に産する。ただ、その形成時代には差があって、古生代後期のもの、三畳紀のもの、ジュラ紀のもの、また、白亜紀のものなどがある。しかし、三畳紀のチャートが相対的には多い。この木曾川河畔のチャートには、*Archaeospongoprunum tenue* Nakaseko and Nishimura, *Pentactinocarpus cf. acanthicus* Dumitrica, *Heptacladus crassispinus* Dumitrica, その他の三畳紀の放散虫化石が含まれている(水谷・小池, 1982)。放散虫遺骸の存在は下方ポーラーだけの顕微鏡写真(図-14A)でよくわかる。

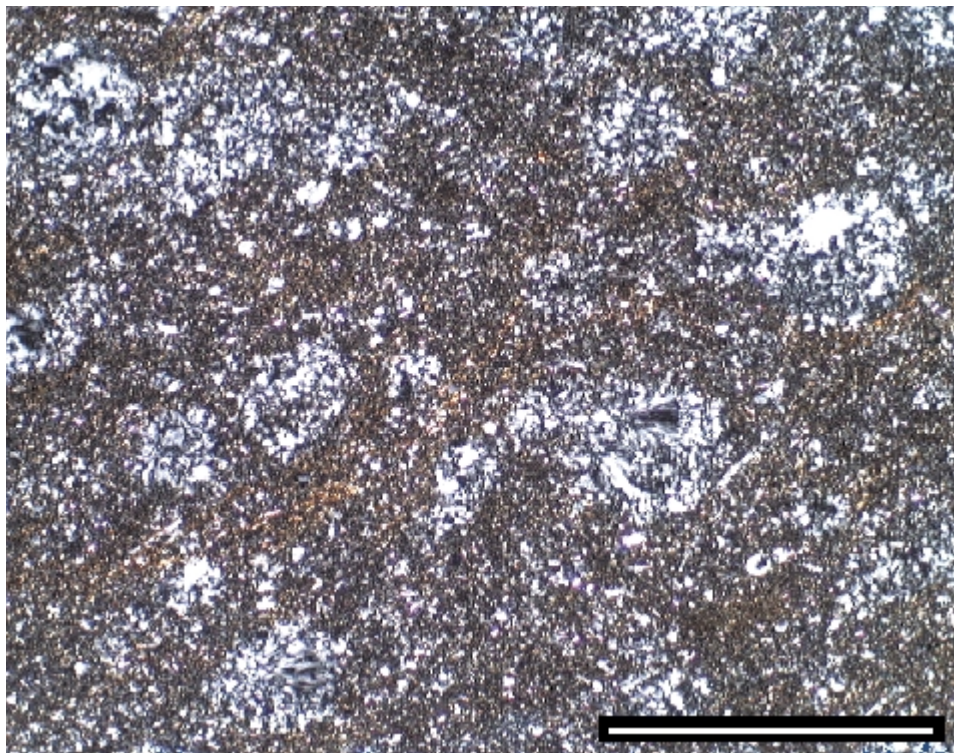
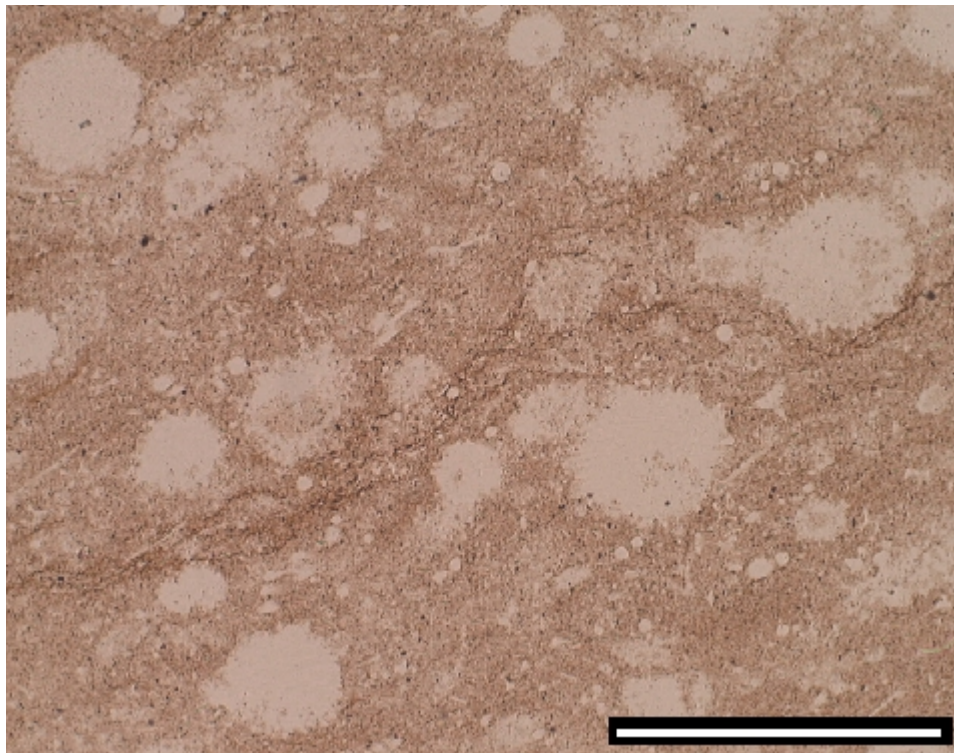
チャートが続成作用の結果、できあがったものであることには異論はない。しかし、何が続成作用を受けてチャートになるかはわかっていない。チャートは珪酸が多い岩石であるが、その珪酸の起源がはっきりしないのである。珪酸質の生物の遺骸が、珪酸起源とする考えが一般的であるが、偏光顕微鏡で調べてみると、そうではないと思わせる事実が沢山ある。例えば、図-14A, Bの岩石には、放散虫化石が含まれていて、その遺骸が鏡下で明瞭にわかる。もとは生体部分があったと思われる空洞の部分が、珪酸鉱物(カルセドニー)によって埋められていることも観察できる。しかも、その周りの化石の外殻は変形していないし、無くなってもしない。再結晶した珪酸鉱物である。この岩石の化石殻以外の部分に分散している珪酸分、また、化石の内部を埋めている珪酸、それはどこから来たか、もし珪酸の源が生物の遺骸であるとするならば、この岩石に含まれている化石の遺骸は、どうして溶けないで残っているのだろうか。

岩石試料や露頭で見ると、このチャートはいわゆるチョコレートブラウンをしている。偏光顕微鏡の観察に適するほどに薄くすると、この岩石としての色合いも薄くなっていき、特徴が無くなってしまふ。このチャートの岩石としての色合いを実感として強調して残すには、やはり何らかの工夫が要る。今回はデジタルカメラを用いて撮影した画像を、野外で見た露頭の感じを反映するように、処理してみた。それがこの図-14Aである。つまり、この色調は実際の鏡下のものではない。フィールド研究者用に手を加えて提示したものである。

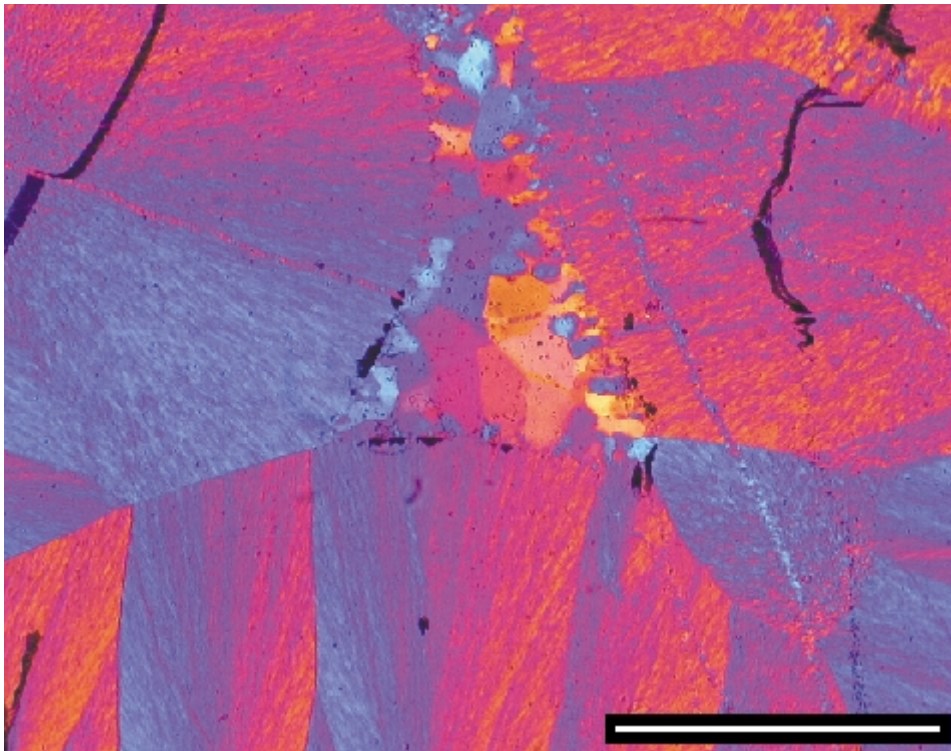
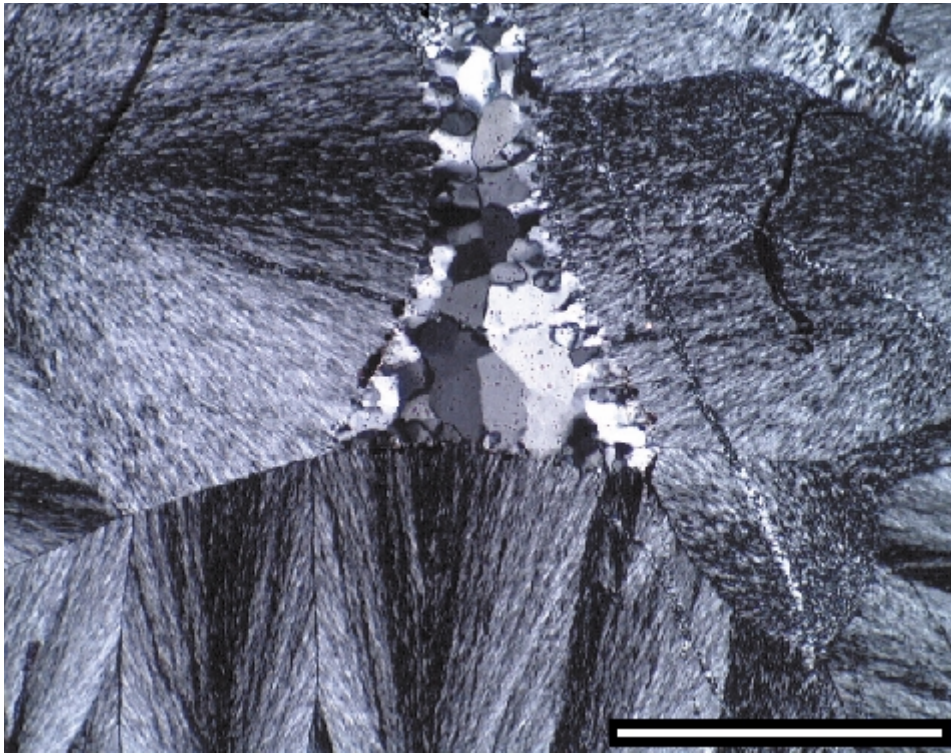
カルセドニー(図-15A, B) ここには、クロス・ポーラーで撮影した写真(図-15A)とその同じ部分をクロス・ポーラーで、さらに、そこに石膏検板を挿入して撮ったもの(図-15B)を載せた。細かい繊維状の鉱物が扇型にひろがった形をしているのは珪酸鉱物の一つであるカルセドニー(玉髓)である。クロス・ポーラーの顕微鏡写真(図-15A)の中で、放射状に広がっているもののうち、Y軸方向とX軸方向に伸びる鉱物は暗黒である。すなわち、直消光している。この状態で、石膏検板を挿入すると、干渉色が変わる。右上から左下方向に伸びているものは黄色味を帯びた赤い干渉色、左上から右下方向に伸びているものは青味がかかった干渉色を呈する(図-15B)。石膏検板の挿入に対して、このような性質を示す鉱物を光学的伸長が負(length-fast)の鉱物という。すなわち、この鉱物はlength-fast chalcedonyである。

珪酸鉱物は、その形態から、粒状と繊維状に分かれる。一方、光学的伸長性から正と負に2分される。また、直消光するか斜消光するかも分けられる(水谷, 1976)。この図に示したカルセドニー(length-fast chalcedony)は珪酸鉱物のうちで、石英に次いで最も普遍的に産するものである。

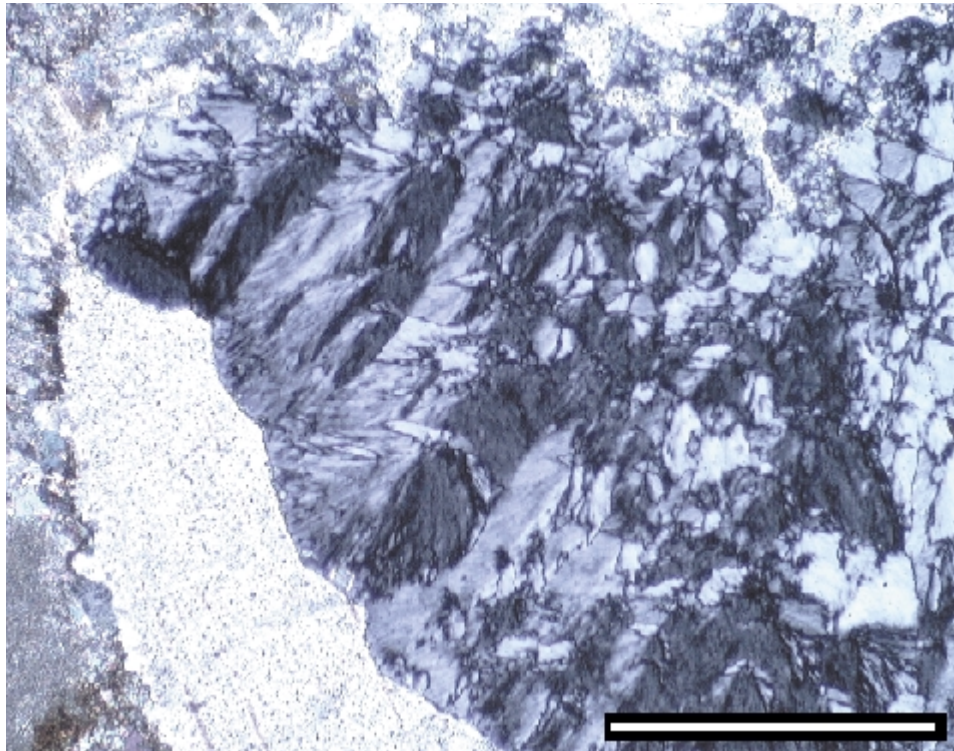
カルセドニーは、しばしば、チャートの中にできた割れ目を2次的にうめて産する。この岩石試料はチャートであり、カルセドニーはその中の細脈をうめている。また、放散虫化石の遺骸内部の空間をうめていることもよく鏡下で見られる(図-14A, B)。それらの珪酸分は、続成作用の過程で、周囲の珪質の物質(珪質の酸性凝灰岩、珪質の生物遺骸、石英粒子など)が水に溶けて供給されたと考えられている。



(図 - 14A, B) チャート 岩石試料番号: SMT-5 試料採集者: 水谷伸治郎 産地:
岐阜県各務ヶ原市宝積寺木曾川河床 地質時代: 三畳紀 scale bar = 0.4mm



(図 - 15A , B) カルセドニー 岩石試料番号 : SM-4 試料採集者 : 水谷伸治郎 産地 : 岐阜県各務ヶ原市宝積寺木曾川河床 地質時代 : 三畳紀 scale bar = 0.4mm

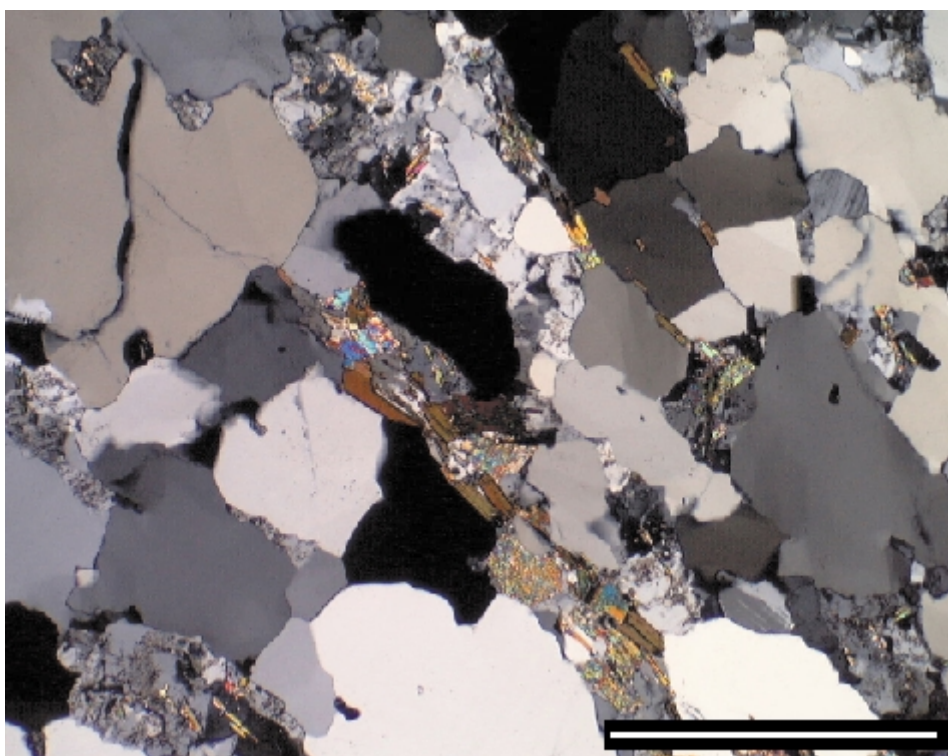


(図 - 16) ルーテサイト lutecite 岩石試料番号：IH880821-A 試料採集者：服部 勇
産地：福井県越前町高佐 地質時代：ジュラ紀 scale bar = 0.4mm

ルーテサイト(図 - 16) クロス・ポーラーの顕微鏡写真の右側の大部分を占めて、繊維状の鉱物が扇型を呈して広がっている。これがルーテサイトである。ルーテサイトも珪酸鉱物の一種である。化学組成はカルセドニーと同じであるが、その光学性が異なる。光学的伸長性は正であり、つまり、length-slowであり、わずかに斜消光する。我が国で最初にルーテサイトを報告したのは服部(1985)であり、その報告は同時に世界ではじめての造山帯からの産出報告であった。この福井のルーテサイトは、ジュラ紀の地層中に、紡錘虫化石を含んだ石灰岩礫岩があって、その一部に二次的に形成されたものとして見出された。すなわち、碎屑物としてもたらされたものである。

ルーテサイトは、いわゆるカルセドニーのうち、直消光せず、わずかに斜消光すること、そして、光学的伸長性が正であることがその特徴である(水谷ほか、

1987)。ルーテサイトに限らず、一般にlength-slow chalcedonyは蒸発岩の石膏などを置き換えて、続成作用の過程で形成されると考えられている。恐らく、福井県産のルーテサイトも、そのような蒸発岩に関係した地層からもたらされたものであろう。日本のジュラ紀碎屑岩の起原についてはまだ、ほとんどわかっていないが、このルーテサイトは一つの手がかりをわれわれに与えてくれた(Hattori, 1989)。中国南東部の石炭紀の石灰岩から、南京大学のZhu and Li(1988)がlength-slow chalcedonyを報告していたのである。いわゆる美濃帯(Mino Terrane)は、日本海が開く前には、アジア大陸にくっついていたことは間違いない。福井県産のルーテサイトは碎屑物の供給源と堆積地域とを結び付ける有力な証拠と考えられるので、日本列島はジュラ紀には、緯度によると、今の台湾のあたりにあったと推定される。



(図 - 17) 珪質片麻岩 岩石試料番号：MH-96123114 試料採集者：星野光雄
産地：ケニア国北中部のSamburu地方 Baragoi 地域 地質時代：先カンブリア時代末期
scale bar = 1.0mm

珪質片麻岩 (図 - 17) 堆積岩や火成岩などは、それらが形成された条件と異なった温度・圧力条件に置かれると、固体の状態のまま、新しい岩石になってしまう。この作用を変成作用と呼び、こうしてできた岩石を変成岩と言う。プレートの沈み込み帯や大陸の衝突帯では、既存の岩石が広域的に変成岩になってしまう。こうしてできた変成岩を、広域変成岩と呼ぶ。

一般に広域変成岩では、鉱物の配列に顕著な方向性が認められる。広域変成岩の分布域を、広域変成帯または単に変成帯と呼ぶ。

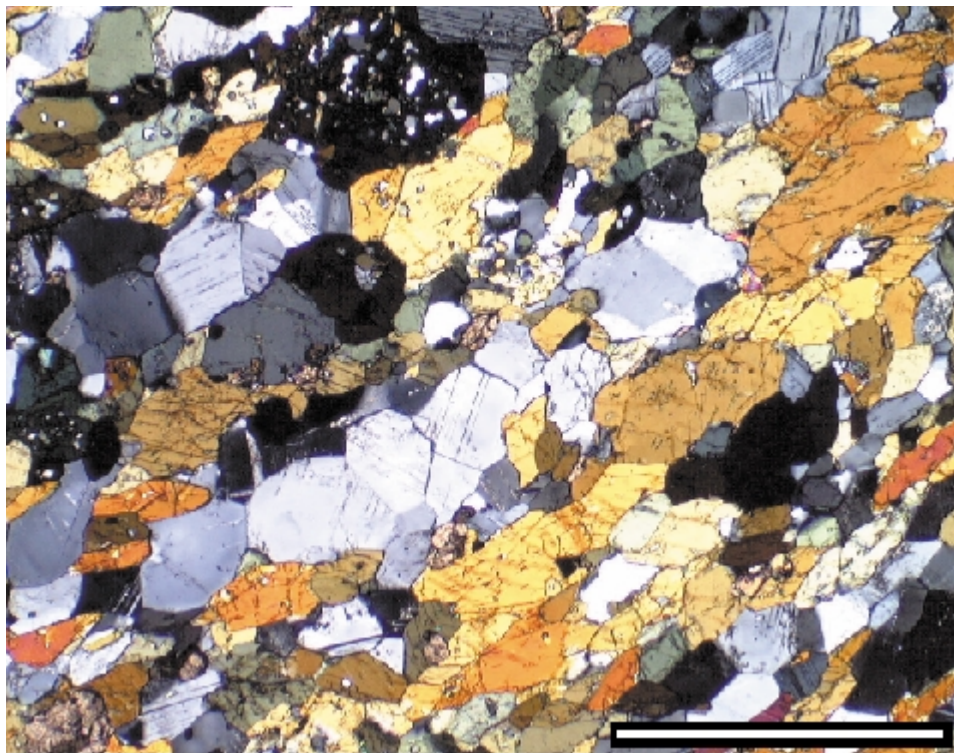
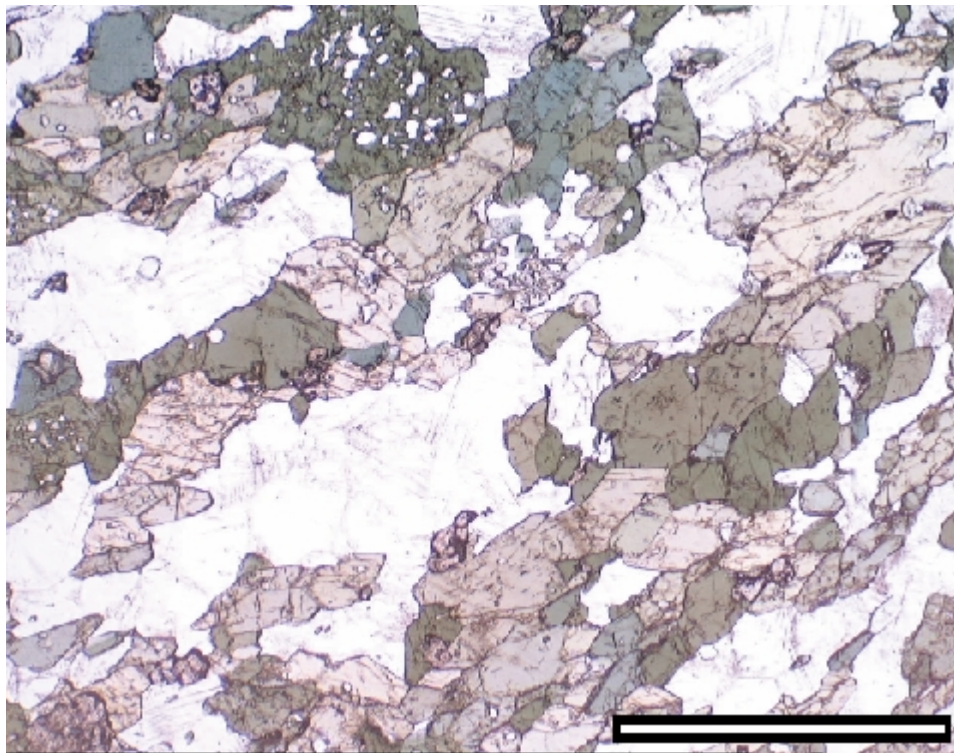
この珪質片麻岩試料は、東アフリカをほぼ南北に連続する、モザンビーク変成帯の広域変成岩である。モザンビーク変成帯は、8億～4億年前に形成された広域変成帯である (Baker, 1963; 諏訪, 1997)。

この珪質片麻岩試料の、クロス・ポーラー顕微鏡写真を見ると、左上から右下方向に、0.3～1.0mm大の石英結晶が配列していることがわかる。石英結晶は灰色～白色に見える。一つひとつの石英結晶も、左上から右下方向に、伸びて成長している。主体を占める石英

結晶の粒間には、黒雲母 (褐色に見える)、白雲母 (青・赤・黄などの複合色に見える)、カリ長石 (灰色で、もやもやとした感じ) などの細粒結晶 (0.1～0.4 mm) が存在する。

この珪質片麻岩は、砂・泥岩をわずかに混在した珪質堆積岩 (チャートなど) 源の広域変成岩であろう。

角閃石片麻岩 (図 - 18A, B) この角閃石片麻岩試料の顕微鏡写真については、下方ポーラーだけのもの (図 - 18A) とクロス・ポーラーのもの (図 - 18B) を示す。下方ポーラーだけの顕微鏡写真をみると、右上から左下方向に0.2～0.8mm大の角閃石結晶が配列していることがわかる。角閃石結晶は、割合濃い青色を呈するもの、割合濃い緑色を呈するもの、やや淡い緑色を呈するもの、きわめて淡い褐色を呈するものなど、見掛上の色調はさまざまである。一般に、角閃石は多色性が強いので、結晶の方位の違いが、色調に反映するものと考えられる。角閃石結晶と密接に伴って、0.03～0.1mm大で細粒のスフェーン (くさび石、チタン



(図 - 18A , B) 角閃石片麻岩 岩石試料番号 : MH-96122903 試料採集者 : 星野光雄
産地 : ケニア国北中部のSamburu地方 Baragoi地域 地質時代 : 先カンブリア時代末期
scale bar = 1.0mm

石)が散在している。スフェーンは角閃石よりも屈折率が高いので、結晶の輪郭がはっきりしている。色調は淡褐色である。無色部分は主に斜長石である。そして、少量の燐灰石が存在する。

クロス・ポーラーの顕微鏡写真をみると、集片双晶や劈開が明瞭に観察されるので、下方ポーラーだけの顕微鏡写真の無色部分は、斜長石と同定できる。この角閃石片麻岩は、塩基性火成岩(玄武岩など)源ないし塩基性堆積岩(凝灰岩など)源の広域変成岩であろう。

黒雲母・ざくろ石片麻岩(図-19A, B) 日本列島には、いくつかの広域変成帯が分布する。そのなかで、領家変成帯は低圧型の広域変成帯の代表的なものである。領家変成帯は、中央構造線を南限とし、筑波山地・関東山地北縁にはじまって、長野県に至り、南下して愛知県本宮山・幡豆地域に至り、紀伊半島・瀬戸内海沿岸地方をへて、九州八代地域に及ぶ。延長約1,000kmである。

領家変成帯のなかで、愛知県本宮山・幡豆地域の変成岩には、特徴的に十字石が含まれる。領家変成帯の他地域にくらべて、変成時に、若干高圧の条件が支配したのであろう(Asami, 1971; 浅見ほか, 1982)。この黒雲母・ざくろ石片麻岩試料の産地である岡崎市桑谷町は、本宮山・幡豆地域の一部である。

この黒雲母・ざくろ石片麻岩試料の顕微鏡写真については、下方ポーラーだけのもの(図-19A)とクロス・ポーラーのもの(図-19B)を示す。

下方ポーラーだけの顕微鏡写真をみると、右上から左下方向に、鉱物が配列していることがよくわかる。この写真をみると、より細粒の基質中に、大きな結晶が点在している。このような大きな結晶を斑状変晶という。中央上部で赤褐色を呈するのが、黒雲母の斑状変晶である。左下部の黒雲母斑状変晶の一部に、フィプロライト(繊維状の珪線石)を生じている。中央右部や左下部で、明瞭な輪郭をもち、白~灰色を呈するのが、ざくろ石の斑状変晶である。ざくろ石斑状変晶は、結晶中にきわめて微粒な包有鉱物を含んでいる。このような特徴を示すものをポイキロプラスティックなざくろ石斑状変晶と呼ぶ。なお、ざくろ石は光学的に等方なので、クロス・ポーラーの顕微鏡写真では暗

黒である。

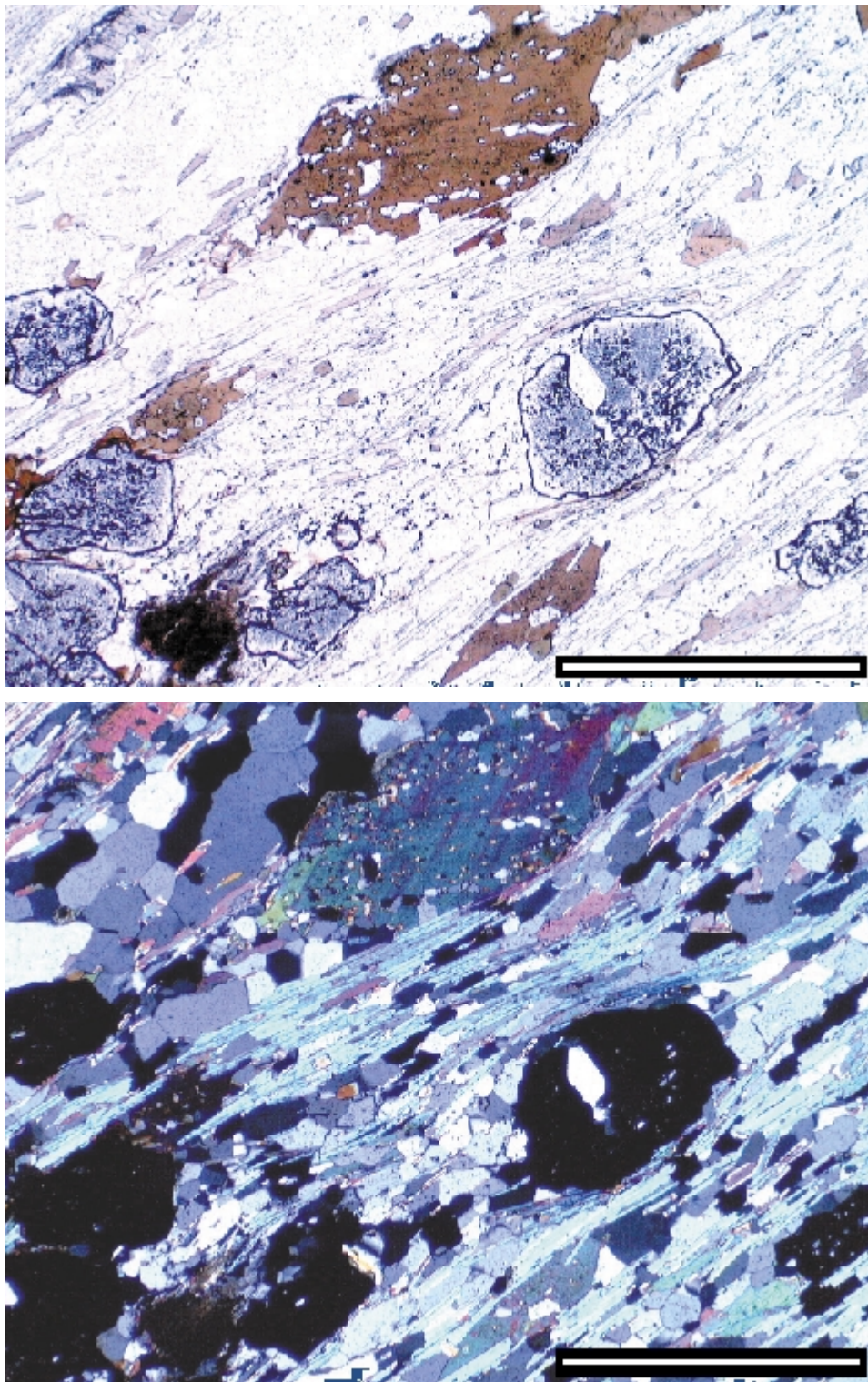
クロス・ポーラーの顕微鏡写真をみると、基質部の黒雲母、白雲母、石英がよくわかる。そのほか基質部には、カリ長石、電気石、燐灰石などが分布する。

この黒雲母・ざくろ石片麻岩は、泥質堆積岩(頁岩など)源の広域変成岩である。

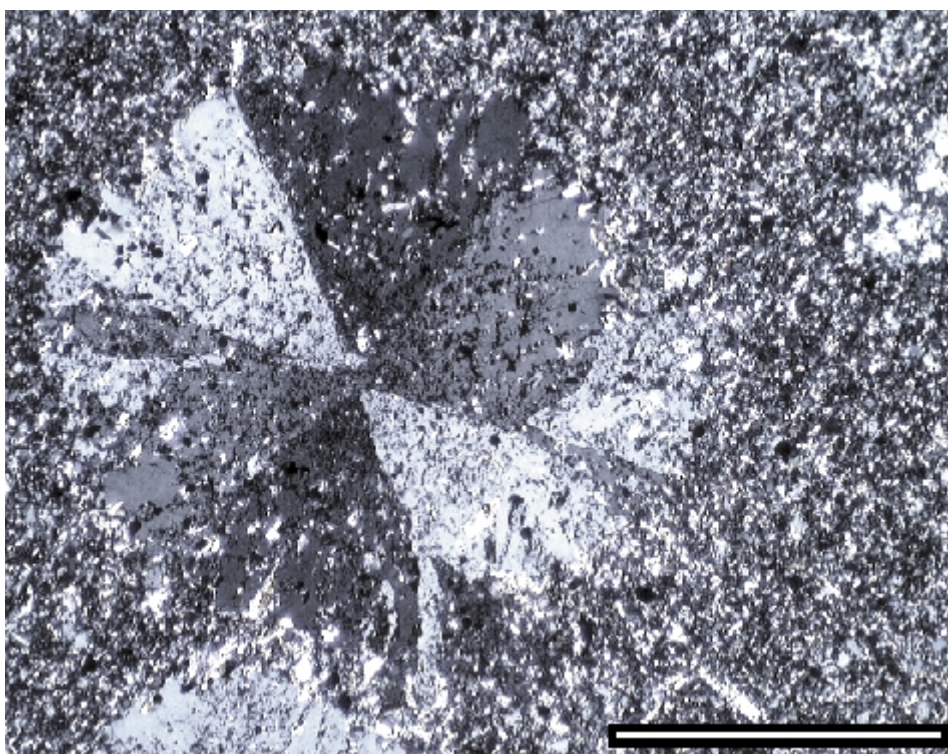
堇青石ホルンフェルス(図-20) 牛の角(Horn: 英語, ドイツ語)のようにきわめて緻密で、固い岩石(Fels: ドイツ語)をドイツ語でHornfelsホルンフェルスと言うが、そのほとんどは、以前に存在していた岩石がマグマの熱で変った熱変成岩である。この顕微鏡写真の左寄りの大部分を占める斑状変晶、すなわち、六つの花びらからなる、直径約1mmの花のような形を示す鉱物は堇青石(コーディエライト, cordierite)で、この熱変成作用の結果、形成された。この斑状変晶では、堇青石結晶が、その光学的方位を互いに異にし、しかし、ある規則性をもって集ったような形(双晶)をとっている。周囲は、再結晶した細粒半自形の黒雲母、細粒他形の石英、斜長石などからなる。もとの岩石は粘土鉱物や砂・泥からなる堆積岩であった。このホルンフェルスの原岩がもっていた堆積構造は熱変成作用を受けても残っていて、露頭において肉眼ではっきりと認められる(Mizutani, 1964)。

堇青石($(\text{Mg Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$)のような変成鉱物が形成されるには、熱変成作用の間に、MgやFeなどがこの鉱物が出来た場所に移動して集積する必要がある。これらの成分は少なくとも、この鉱物の大きさくらいの距離は移動したに違いない。しかし、原岩の堆積構造が残っている。それらの形を変えるほどには物質の移動はなかったのであろう。このホルンフェルスができる熱変成作用とは、この程度のサイズと規模の物質移動をともなった化学的閉鎖系の中での変化であろう。

この地域の基盤岩類は、中生代ジュラ紀から白亜紀にかけて形成された付加性堆積岩複合岩体からなり、その後、花こう岩を含む多くの酸性火成岩がこれに貫入した。その時、花こう岩体の周りにホルンフェルスが形成された。この変成作用で、MgやFeに富む泥質堆積岩には堇青石ができ、Alに富む泥質堆積岩には紅柱石ができている。



(図 - 19A , B) 黒雲母・ざくろ石片麻岩 岩石試料番号 : MH-80080101 試料採集者 : 星野光雄 産地 : 岡崎市桑谷町 地質時代 : 白亜紀 scale bar = 1.0mm



(図 - 20) 薑青石ホルンフェルス 岩石試料番号: SM54052804A 試料採集者: 水谷伸治郎 産地: 愛知県春日井市玉野町JR定光寺駅下 地質時代: 熱変成作用 = 白亜紀?
scale bar = 0.4mm

従来のフィルムを使ったカメラとデジタルカメラとの比較

デジタルカメラが現れる前は、ほとんどの研究者は35mmフィルムを入れたカメラを使って、顕微鏡写真を撮っていた。今回、いくつかの経験をして気づいたことを最後に記しておこう。良いところもあり、また、悪い点もある。これらは、今後、デジタルカメラを使う際、注意すべき点でもあり、また、問題として検討すべき点でもある。

周知のように、下方ポラーラだけで観察した場合、屈折率の異なる2種の鉱物の間には、その境界に沿って、ベッケ線(Becke line)と呼ばれる明るい細い線が現れることが多い。とくに、2種の鉱物が隣接していて、その接触面が薄片の面に垂直な場合には、それが顕著に現れる。そして、一般には、屈折率の高い鉱物が薄片の面よりも浮き上がって見える。ところがデジタルカメラでこのような場合について撮影すると、ベッケ線はほとんど写らず、また、屈折率の高い鉱物であっても、それが際立って浮き上がって見えるようなことはない。つまり、画像全体が平板状なのである。

例えば、主成分鉱物として石英や長石などが卓越し、その中に屈折率の高いジルコンやザクロ石が副成分鉱物として点々と混じっているような岩石は、顕微鏡下では、ジルコンやザクロ石が浮き上がっているように見えることが多い。しかし、図-19Aでもわかるように、この場合についていえば、ザクロ石を含む周囲の画像は全体にむしろ平板的である。写真としては副成分鉱物を識別できるが、しかし、それが際立って目立つとは言えない。このような現象は、たまたま、この岩石で観察された特徴なのか、それとも、デジタルカメラの受光機構やパソコンのソフトに関係があるのか、それも確かめてはいない。今後、理論的にも検討すべき宿題である。

先に述べたように、フィルム装填型カメラとデジタルカメラとは、その受光部が質的に異なる。このために、光化学反応による感光では、暗いところにきわめて明るい小さな斑点があると、その周りにハレーションが起こる。その結果、明るい小さな斑点はそのサイズが大きくなり、その周囲はぼやけて輪郭が不明瞭になり、鉱物の判定ができず、その形態もわからなくな

る。岩石は鉱物の集合体である。それぞれの鉱物は、方位がランダム、サイズも大小さまざま、光学的方位もあちこちを向いている。そのために、必ずどこかに、このハレーションを起こす斑点が、複数個存在することになる。そして、それが顕微鏡写真の画像としての価値を落としてしまう。このような斑点を避けて写真を取ると、全体が暗灰色の単調な画像となってしまう。このような“闇夜の閃光”的な対象を撮影する時、どうしても避けられないハレーションは、光化学反応によるいわゆる銀塩フィルムを使用している限り避けられない。しかし、デジタルカメラで撮影した画像では、この種のハレーションは少ないように思われる。それは、多分、デジタルカメラの受光部とパソコンのディスプレイの発光部とが、いずれも素子を通じて、小さな単位ごとに、光学的情報をやりとりしているからではなからうか。そのような情報伝達過程では、光化学反応において起こりがちなハレーションという作用は、電磁氣的に極度に押さえられているのではなからうか。これはデジタルカメラの長所であろう。

筆者のひとり諏訪は、1999年11月15日に、信州大学理学部地質学教室の三宅康幸教授の研究室を訪れた。その折、三宅教授御自慢の顕微鏡画像処理システムを見せていただき、その後私信をいただいた（三宅、1999；<http://geogate.shinshu-u.ac.jp/Miyake/fujix.html>）。三宅教授のシステムは、この研究ノートでわれわれが述べているシステムと基本的には変わらない。三宅教授は次のような諸点を強調しておられる。顕微鏡下の情報がパソコン上でちゃんと表現されること；多くの研究者がモニター上で岩石薄片の議論をすることができること；モード測定や微組織の解析などが能率的に行えること、である。

岩石試料の画像データベース

いかなる岩石がどこにあるか、そして、それはどのような性質をもっているかということは学問的には貴重な研究の基礎データである。一方、その同じデータは社会的には国土情報として利用されなければならない。しかし、それをどのようにしてまとめるかとなると、いろいろ問題がある。わかりやすく提示し、便利に利用するためには、これまでは印刷物にたよっていた。具体的には、画集やアトラスとなる。多色刷りとなると、印刷費は高くなる。沢山データをそろえると、

結果として、大部な書籍になる。配布する手間も整理するための空間も馬鹿にはできない。われわれは、今、これをデータベースとして、まとめる計画を立てている。理想的には、まず、教育的に有用な基礎的データをそろえること、次に、我が国の代表的な岩石試料について、一通りのデータをそろえること、さらに、学術的に意味のある貴重な試料をまとめること、最後に、世界の岩石として代表的なものを提示すること、また、わずかではあるが、隕石や月の試料もあわせて掲載する。それらを縦横斜めの検索ソフトでつないで、例えば、水谷ほか（2000）が微化石放散虫で示したように、CD版としてまとめると便利であろう。デジタルカメラによる記録法とその画像処理はその第一歩である。

謝辞

この研究を始めるにあたって、中央開発株式会社の鍛冶義和氏、日本福祉大学情報社会科学部の磯貝芳徳教授と岡川 暁助教授、ならびに信州大学理学部の三宅康幸教授からは、デジタルカメラについて貴重な意見をいただき、また、参考になる実例を見せていただいた。これらの方々の助言は、デジタルカメラについて素人であった筆者らにとっては、きわめて有益であり、役立った。これらの方々に厚く御礼申しあげる。なお、大嶋技術士事務所の大嶋一精氏、山口大学理学部の白木敬一教授、福井大学教育地域科学部の服部勇教授、名古屋大学情報文化化学部の星野光雄教授には学術的にも貴重な試料をいただいた。また、日本福祉大学研究課の沢田昌美さんには、図-1の作成をお願いした。これらの方々に、心から謝意を表する。

引用文献

- Agata, T (1994) The Asama igneous complex, central Japan: an ultramafic-mafic layered intrusion in the Mikabu greenstone belt, Sambagawa metamorphic terrain. *Lithos*, vol 33, pp 241-263.
- Asami, M (1971) Finding of staurolite-bearing pelitic schist in the Ryoke metamorphic belt of central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol 47, pp 511-516.
- 浅見正雄・星野光雄・宮川邦彦・諏訪兼位 (1982) 幡豆-本宮山地域の領家変成帯における十字石片岩の形成条件. *地質雑*, vol 88, pp 437-450.
- Baker, B H (1963) *Geology of the Baragoi area*. Rept.

- No 53 ,*Geol Survey ,Kenya* ,74pp .
- 服部 勇 (1985) 福井県下の美濃帯中・古生層中の length-slow chalcedonyとその地質学的意義 . 地質学雑誌 , vol 91 ,pp 453-461 .
- Hattori , I (1989) Length-slow chalcedony in sedimentary rocks of the Mesozoic allochthonous terrane in central Japan and its use for tectonic synthesis . In : J R Hein and J Obradovic(edits .) *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions* .Springer ,New York ,pp 201-215 .
- Hoshino , M (1986) Amphiboles and coexisting ferromagnesian silicates in granitic rocks in Mahe , Seychelles . *Lithos* ,vol .19 ,pp .11-25 .
- 菊池 安 (1888) 小笠原島及火山群島地質摘要 . 東洋学芸雑誌 , vol 5 ,pp 64-69 .
- Kuroda ,N .and Shiraki ,K (1975) Boninite and related rocks of Chichi-jima ,Bonin Islands ,Japan . *Rept . Fac Sci . ,Shizuoka Univ .* ,vol .10 ,pp .145-150 .
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 (第2版) . 共立出版 , 345+25pp .
- 三宅康幸 (1999) 自慢の顕微鏡画像処理システム (私信 ; <http://geogate.shinshu-u.ac.jp/Miyake/fujix.html>)
- 都城秋穂・久城育夫 (1972) 岩石学 . 偏光顕微鏡と造岩鉱物 , 共立全書 , 219+14pp .
- Mizutani ,S (1957) Permian sandstones in the Mugi area ,Gifu Prefecture ,Japan . *Jour . Earth Sci . , Nagoya Univ .* ,vol 5 ,pp .135-151 .
- Mizutani ,S (1959) Clastic plagioclase in Permian graywacke from the Mugi area ,Gifu Prefecture , central Japan . *Jour . Earth Sci . ,Nagoya Univ .* , vol 7 pp .108-136 .
- Mizutani ,S (1964) Superficial folding of the Palaeozoic system of central Japan . *Jour . Earth Sci . ,Nagoya Univ .* ,vol .12 ,pp .17-83 .
- 水谷伸治郎 (1976) ケイ酸鉱物とケイ酸堆積物 . 科学 , vol . 46 ,pp 420-428 .
- 水谷伸治郎 (2000) 岩石薄片の偏光顕微鏡による観察とその画像データベース . 日本福祉大学 情報社会システム研究所 ニュース , no 6 ,pp .14-15 .
- 水谷伸治郎・磯貝芳徳・永井ひろ美・小嶋 智 (2000) 放散虫化石画像データベース . CD版 ,180MB (10 ,180 files ,5 folders) 日本福祉大学情報社会システム研究所
- 水谷伸治郎・勅米良亀齡・斎藤靖二 (1987) 日本の堆積岩 , 岩波書店 , 226pp .
- 水谷伸治郎・小池敏夫 (1982) 岐阜県各務ヶ原市鷓沼 , 木曾川河畔のジュラ紀珪質頁岩と三畳紀チャート中の放散虫 . 大阪微化石研究会誌特別号 No 5 ,pp .117-134 .
- 白木敬一・黒田 直 (1977) 無人岩再訪 . 地学雑誌 , vol 86 ,pp .174-190 .
- 諏訪兼位 (1997) 裂ける大地 アフリカ大地溝帯の謎 , 講談社選書 メチエ , 256pp .
- Suwa , K . , Tokieda , K . and Hoshino , M (1994) Palaeomagnetic and petrological reconstruction of the Seychelles . *Precambrian Research* ,vol 69 , pp 281-292 .
- 坪井誠太郎 (1959) 偏光顕微鏡 , 岩波書店 , 298pp .
- Uchimizu , M (1966) Geology and petrology of alkali rocks from Dogo ,Oki Islands . *Jour . Fac . Sci . , Univ .Tokyo* ,vol .16 ,pp 85-159 .
- Zhu ,S .Z .and Li ,X .P (1988) Origin and geological significance of length-slow chalcedony from the Hunan Province . *Jour . Nanjing Univ . ,Earth Sci .* , vol .1 ,pp .141-147(in Chinese with English abstract)