

手取層群産出オーソコーツァイト礫のカソードルミネセンス顕微鏡観察

山上雄介¹・志村良子²・久田健一郎³・小室光世³

¹新潟県立村上養護学校 新潟県村上市山居町2-16-29

²株式会社ニコンシステム 神奈川県横浜市西区みどりい2-3-3

³筑波大学地球科学系 茨城県つくば市天王台1-1-1

要　旨

中部ジュラ～下部白亜系手取層群は多量のオーソコーツァイト礫を含有する。本研究では、手取層群から採集されたオーソコーツァイト礫を、岩石顕微鏡およびカソードルミネセンス顕微鏡観察に基づいて、タイプI, II, IIIに分類した。タイプIは、主に石英粒子から成り、まれに長石粒子を含む。カソードルミネセンス顕微鏡下では、石英は薄青色、明青色などの発光を示し、これらの粒子は、深成岩体より供給された。タイプIIは絹雲母の存在で特徴づけられる。石英粒子の中心部には青色系の発光が観察できるが、粒子の周囲には茶色系の発光が認められる。これは再結晶化の初期段階を示すものと考えられる。タイプIIIは、一体化した石英“粒子”と二次セメント部分の茶色系の発光によって代表される。この一体化は、再結晶化がかなり進行したことを示唆する。タイプI, II, IIIの違いは、石英粒子の再結晶化の程度の差を示すものである。

キーワード：カソードルミネセンス、手取層群、オーソコーツァイト、礫岩、供給源

**YAMAGAMI, Yusuke, Ryoko SHIMURA, Ken-ichiro HISADA and Kosei KOMURO (2003)
Cathodoluminescence microscope observation of orthoquartzite clasts from the Totori Group. Mem. Fukui
Pref. Dinosaur Mus. 2: 161–169.**

The cathodoluminescence microscope is a very useful tool to study quartzose sandstone and quartzite. It is well known that the Middle Jurassic to Lower Cretaceous Totori Group contains abundant orthoquartzite clasts. This study proposed three types of orthoquartzite clasts collected from the Totori Group based on the polarization-microscope and cathodoluminescence observation of orthoquartzite; Types I, II and III. Type I is composed mainly of detrital quartz grains and rarely contains feldspar ones. Under the cathodoluminescence microscope, the luminescence of quartz grains presents light blue, pale blue and so on, and their origin is assigned to large-scaled plutons. Type II is characterized by the presence of sericite. Although the bluish luminescence is still observed in the central part of quartz grains, the brownish one can be also detectable in its surrounding part. This may be caused by early recrystallization of quartz grains. Type III is represented by the brownish luminescence of the unified quartz “grains” and secondary cements. This suggests that the recrystallization of quartz grains has pervaded extensively. The differences of types I, II and III seem to be due to the degree of diagenetic recrystallization of quartz grains.

Corresponding author — Ken-ichiro HISADA
Institute of Geoscience, University of Tsukuba
Tennodai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan
Phone & Fax: +81-29-853-4300
E-mail: hisadak@arsia.geo.tsukuba.ac.jp (*を半角@に変えてご入力ください)

はじめに

日本列島の礫岩中には、ときに、石英を主成分とする orthoquartzite（オーソコータイト、以下 Oq）の礫が含まれていることが知られている（例えば、Tokuoka, 1967；大上ほか, 1984）。特に、北陸地方を中心に分布する中部ジュラ～下部白亜系の手取層群には、多くの Oq 矿の产出が報告され（珪岩礫として产出記載；例えば、前田, 1961；石川県教育委員会, 1978），礫が堆積した当時の古地理を考慮して、現在の中国大陸や朝鮮半島などの東アジア大陸にその供給源がまとめられている（例えば、石川県教育委員会, 1978；平・松尾, 1983）。最近、韓国における Oq の岩石学的特性がまとめられ（Lee and Kim, 2001；Kim and Lee, in press），今後日本の Oq 矿との対比が期待されるところである。しかしながら、日本の Oq に関する堆積岩石学的な検討は必ずしも充分ではない。

欧米では石英研究における有効な研究方法として、電子による励起で生じる発光現象 cathodoluminescence（カソードルミネンス、以下 CL）を用いた観察が取り上げられてきた。この CL 観察が普及し始めたのは1960年代後半で、光学顕微鏡では得られない情報を比較的簡便に獲得できるという有効性から、欧米の研究者の間で一般化していった。最近では、石英粒子などの起源研究（例えば、Walderhaug and Rykkje, 2000）に利用されている。しかし、日本の石英研究における CL 観察の研究事例は、飯島ほか（1983）を除いてほとんどない。そこで、本研究では朝鮮半島の Oq との対比を踏まえ、手取層群产出の Oq 矿に対して CL 観察を行い、日本における Oq の供給源や続成作用研究に新しい知見を加えることを目的とした。

日本における Oq の研究

日本列島における Oq の堆積学的研究は、紀伊半島古第三系牟婁層群からの Oq 矿の产出報告（Tokuoka, 1967）に始まる。その後、徳岡・飛騨地域礫岩研究グループ（1969）、原田ほか（1970）、Adachi（1971）、丹波地帯研究グループ（1971）、Okami（1973）、Okami et al.（1973）、徳岡（1973）、Konishi et al.（1973）、原田・徳岡（1974）、近藤・足立（1975）、Okami et al.（1976）、公文・井内（1976）、石川県教育委員会（1978）、三上・木谷（1978）、Takagi（1979）、徳岡・別所（1980）、天白ほか（1982）、長濱・高橋（1989）、梅田（1997）などによって、日本列島各地の礫岩から Oq 矿の含有が確認された。そして徳岡・大上（1979）や Tokuoka and Okami（1982）は、東北日本の Oq 矿は下位の礫岩層からの再食によるもの、西南日本内帯の礫は基盤からの直接供給、外帯四万十帯のものは太平洋側からの直接あるいは再食による供給であるとした。

一方その Oq 矿の豊富な产出から、手取層群产出の Oq 矿が注目され、特にアジア大陸との関連で堆積学的研究が進められた。すなわち徳岡・飛騨地域礫岩研究グループ（1969）や徳岡（1973）は、手取層群赤谷層・明谷層・百合谷層・桑島層の礫岩中における Oq 矿の含有量やその鉱物組成・組織を報告し、Oq 矿が大陸の先カンブリア系

（震旦系・祥原系）に広くみられる珪岩に酷似しているとした。また、平・松尾（1983, 1984）は、石川県桑島～白峰付近に分布する手取層群の礫岩層を調査し、古流向から礫の供給源について述べた。この中では、北西から南東方向へ古流向が卓越することから、Oq 矿の供給地を現在の手取層群の分布に対して西方とし、Oq 矿がアジア大陸辺から長い運搬距離を経てきたと推定した。公文（1991）は、手取層群中の22か所の礫岩について調査し、礫種構成を求めた。この中で、Oq 矿の卓越する礫岩の分布は、白峰と庄川地域に限られるとし、Oq 矿の供給源は大陸であるとした。このほか Shibata（1979）は、Oq 矿の K-Ar 年代を検討し、手取層群石徹白層群产出の Oq 矿は 778 Ma、赤岩層群产出のそれは 475–555 Ma であることを示し、これらは礫の後背地で起こった何らかの事変の時代を示すものと推定した。また最近では、横山ほか（2002）によって、Oq 矿の中のモナザイトの U-Th-Pb 化学年代が測定され、18～19億年のモナザイト年代が得られている。

このように Oq 矿の供給源は専ら日本列島以外に求められているが、これは現在の日本列島に地層として露出する Oq 層がほとんど知られていないことによる。例外的に、Mori（1963）は、福島県相馬地方の中部ジュラ～最下部白亜系相馬中村層群の富沢層で粗粒の砂岩が Oq に移化することを記述し、また、Okada（1981）は、山口県下関地方の上部ジュラ～下部白亜系豊西層群での Oq の存在を報告した。このほか大上・加納（1982）は、阿武隈高原東縁地域に产出する Oq 矿の供給源を丸森變成岩の源岩に求めた。しかしながら、これらの Oq 層がわずかな分布であることや日本海形成以前の古地理を考慮すると、日本列島产出の大部分の Oq 矿の供給源をアジア大陸に求めなければならない。

Oq 矿の特徴に基づいた Oq 分類には、徳岡・大上（1979）と Takagi（1979）の2つの研究例が知られている。徳岡・大上（1979）は、阿武隈高原の相馬中村層群・八溝山地の猿久保礫岩・紀伊半島の牟婁層群の Oq 矿を、ほとんど变成作用を受けたことが認められないもの（Type I）と熱变成あるいは広域变成作用を受けたもの（Type II）とに大別した。そして Oq 矿の形成環境については、大陸的な条件下での砂漠あるいは大陸縁辺の浅海域で基盤の花崗岩か片麻岩が強い風化を受けることで直接的に形成されたものであると推定した。Takagi（1979）は、山口県下関に分布する幡生累層の Oq 矿について続成・变成・変形作用の過程から議論し、石英粒子と二次的セメントとの特徴から sedimentary, metamorphic, tectonic の3種類に大別した。

なおこのような分類とは別に，“quartzite” や “orthoquartzite” の定義・用法について研究者間で混乱も見られる。すなわち “quartzite” については、一般的に堆積性起源のものは sedimentary quartzite、变成作用を受けたものは metamorphic quartzite と区別されていた。また岡田（1968）や Okada（1971）は、石英砂岩一般を “orthoquartzite” で適切に表現することは困難であるとし、“orthoquartzite” という用語が広い意味を含んで用いられているということから、使用するのを避けたほうがよいと指摘した。しかしながら、すで

に orthoquartzite の用語が広く用いられていること(例えば, Lee and Kim, 2001; Kim and Lee, in press)から, 本研究では, 石英質砂岩が続成作用の過程で珪化作用を受け, 碎屑性粒子が石英の二次セメントで膠結された珪質岩を quartzite とし, その中でも堆積岩の性質を強く残した珪質岩を orthoquartzite と定義して使用している。

手取層群 Oq 磯採集層準

手取層群は, 新潟県の西縁部から富山・石川・岐阜・長野・福井県にかけて北東—南西方向に点在して分布する(Fig. 1A), 中部ジュラ～下部白亜系である。模式地は, 福井県東部の九頭竜川上流地域で, 主要な分布地域は, 片貝川, 早月川, 常願寺川, 神通川, 庄川, および手取川の上流である。前田(1961)は, 手取層群の分布を白山区と神通区とに2大別しており, 白山区は白山を中心として手取川, 九頭竜川, 庄川流域および古川町から高原川上流の上宝村柄尾地域にわたる地域, 神通区は神通川流域を主体として, さらに北アルプスにわたる範囲とした。そして, 層序を白山区に代表し, 下位から九頭竜・石徹白・赤岩の3亜層群に大別した。本研究で用いた礫岩試料は, 山原層, 赤岩層, 尻高山層から採取された。

山原層は, 手取層群の石徹白亜層群最下部層で, 模式地は和泉村貝皿北方の旧山原地区の石徹白川沿いである(前田, 1961)。本層は主に礫岩からなり, pebble～cobble がほとんどであるが, まれに径1～2mの boulder を含み, これらは下位の九頭竜亜層群の再食礫で石徹白亜層群の基底礫岩である(前田, 1952)。Oq 磯採集地を, Fig. 1Bに示す。

赤岩層は, 手取層群の赤岩亜層群最下部に区分され, 模式地は白峰村桑島から北の手取川沿いである。本層はおもに粗粒のアルコース質砂岩からなり, 貢岩, 磯岩を伴う。前田(1961)は手取川流域の赤岩層を岩相上, 下部の礫岩が卓越する部分と, 上部の粗粒砂岩からなる部分に区分した。また石川県教育委員会(1978)は, 互層と珪質礫岩からなる互層部層(赤岩層下部)と, 厚層で塊状を呈するアルコース砂岩からなる砂岩部層(赤岩層上部)に区分した。Oq 磯採集地を, Fig. 1Cに示す。採取した礫岩は, 石川県教育委員会(1978)の互層部層中の「下部百合谷礫岩(BI 磯岩)」に相当する。

尻高山層は, 手取層群の石徹白亜層群に対比され, 模式地は新潟県親不知の尻高山付近である(吉村・足立, 1976)。おもにアルコース質砂岩や礫岩からなる。礫岩層は砂岩層中に挟在され, アルコース質基質で, 磯は pebble がほとんどである。Oq 磯採集地を, Fig. 1Dに示す。

Oq 磯は手取層群礫岩層中に普遍的に含まれている。山原層では, 磯210個のうちの90個を Oq 磯が占め, 全体の約43%を構成する。尻高山層では, 採集礫174個のうちの29個を Oq 磯が占め, 全体の17%を構成する。赤岩層の礫岩中に占める Oq 磯の構成比は未調査であるが, 相当量の Oq 磯が含まれていると考えられる。公文(1991)は, 赤岩層礫岩中での Oq 磯構成比が70%を越すことを報告している。Oq 磯の示す色は, 白色, 赤紫色, 桃色,

灰色, 青灰色など多様である。礫径は pebble が多いが, 中には cobble 大のものも存在する。円磨度は総じて高く, 主に円礫である。球形度は, Sneed and Folk(1958)による形状分類でみると, 葉状からやや立方状へ偏る傾向がある(石川県教育委員会, 1978)。

CL 顕微鏡による観察方法とその条件

CL 顕微鏡観察は光学顕微鏡などによる観察方法では得られない, 多くの情報を提供することが知られている。すなわち, 石英観察に CL を適用することで, 石英の内部構造, 二次セメントの成長, 石英結晶の格子欠陥や微量元素などを明らかにすることが可能である(例えは, Götze et al., 2001)。そして堆積岩石学分野では, 岩石のモード分析, 碎屑性粒子の供給源解明, 続成作用・変成作用の研究などに利用されている。CL による観察で特に有益な点は, 異なった成因の石英の識別や, 光学的に連続している碎屑性の石英粒子とその周囲の二次的セメント部分の区別が可能になるという点が挙げられる(Sippel, 1968)。石英が結晶化する際には, 通常結晶格子に何らかの欠陥や不充填が発生し, これらの欠陥や不充填は CL の発光色の違いの要因となる。Oq などの場合には, 石英の碎屑性粒子と二次的セメントとではその結晶化の状況が異なるため, 発光色に違いが生じる。すなわち, 発光色には, 石英が結晶化した当時の情報が含まれていることになり, また, 二次的セメント部分の発光を観察すれば, その続成履歴を推定することが可能となる。

CL における石英の発光色は, 青一紫一赤の連続性を示すものと, 茶色に発光するもの, そして発光しないものがある。一般に, 低温型石英は青色と赤色の2つの広い発光帯範囲を示す。この発光は, 石英内部の要因によると考えられている(Miller, 1988)。Matter and Ramseyer(1985)は, 高温型石英の発光を6つのタイプに分類し, それぞれを明青一青(light blue to blue), 青黒(bluish black), 青一紫(藤色)(blue-violet, mauve), 紫(violet), 赤(red), 茶(brown)と識別した。以上のような色調をもとに石英粒子および二次セメントの起源や生成環境の推定が可能となる。

本研究で使用する装置は, Nuclide Corporation 製の Luminoscope® ELM-3R で, 冷却型 CL と呼ばれているタイプである。本研究では, 以下の観察条件で観察を行った。CL 装置の電子ビームの電流密度は0.8 mA に, 照射する電子ビーム径の面積は約55 mm²に設定した。試料を挿入するチャンバー内は50–60×10⁻³ Torr (mmHg) 未満の減圧操作を行った。試料は, 15 kV の加速電圧を与えた電子ビームを照射して観察した。

CL 顕微鏡観察で使用した薄片は, 光学顕微鏡で使用する薄片と同様の行程で作成された。岩石試料をエポキシ系樹脂を用いてスライドガラスに接着し, ほぼ30 μm の厚さになるよう研磨した。なお薄片表面の仕上げ研磨は, ダイヤモンドペースト(3 μm)を用いた。

CL 顕微鏡による像は, 発光色の感知がデジタルで行えるCCDカメラで撮影して観察した。使用した装置は, ビッ

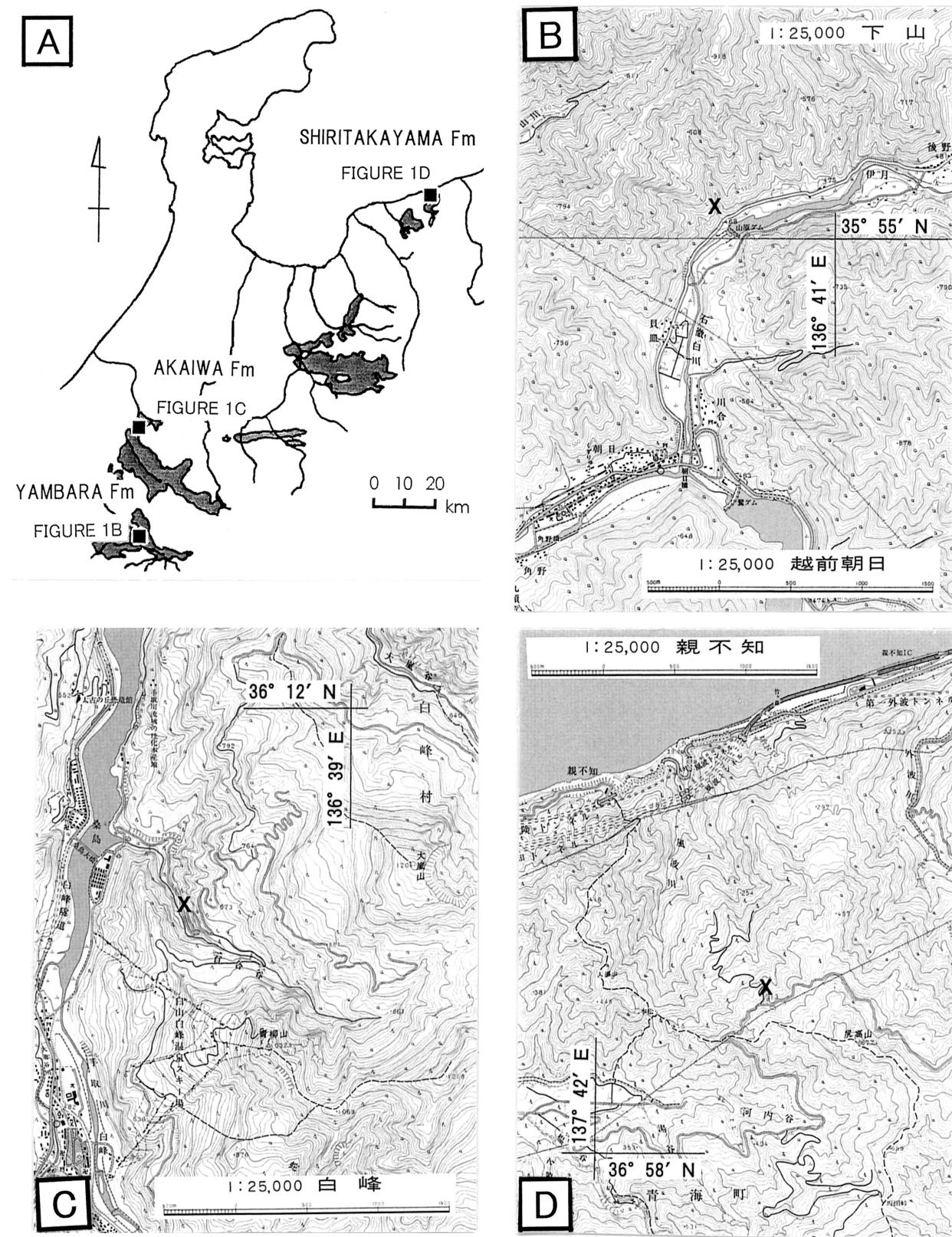


FIGURE 1. Distribution of the Totori Group (A) and sampling localities (X in B, C & D). B; Yambara Formation, C; Akaiwa Formation, D; Shiritakayama Formation.

トラン株式会社製の微弱光用冷却 CCD カメラ BS-30C である。CCD カメラの冷却温度は -5°C に設定した。Fig. 2 に示すような写真撮影は電子ビーム照射開始から 15 秒以上経過してから行い、試料の観察部分に照射する時間は 10 分を越えないようにした。ただし後述のように、電子ビーム照射による石英発光の経時変化が見られることから、各々の薄片の比較にあたっては、3 ~ 4 分経過後の発光色を用いた。

経時変化をもたらす試料の熱効果は、電子ビームの照射時間が増加するに従って強く表れる。電子ビーム照射直後は青色の発光強度が高く、赤色の発光強度が低い。これは励起の影響によって発光する要素が強いことによるものである。電子ビーム照射開始から約 3 分程度経つと、青色の発光強度は急激に減少し、赤色の発光強度は増加する。この後徐々に熱効果による影響が表れ、赤色の発光強度が全体的に高くなっていく。電子ビーム照射時間の増加にしたがって、熱効果による石英の発光も強くなる。したがって CL による経時変化の影響をより小さくするため、CCD カメラによる撮影を行う時間を、電子ビーム照射開始直後から 10 分間以内とした。

CCD カメラの露出時間は、発光色が確認できる程度を基準とし、15 秒に設定した。撮影した像は画像処理ソフト上に出力し、コンピュータのモニタで視覚した。観察した薄片によっては他の薄片と観察条件を同一にすることができなかったので、出力した画像の RGB 値を調整することによって、各薄片の画像データの統一を図った。この調整の基準として、毎回スライドガラスを用いた。

CL 顕微鏡による分類

光学顕微鏡および CL 顕微鏡の観察に使用した岩石薄片は、①山原層礫岩中の Oq 磯 10 枚、②赤岩層礫岩中の Oq 磯 13 枚、③尻高山層礫岩中の Oq 磯 15 枚で、総数 38 枚である。光学顕微鏡下による観察の結果、多くの Oq 磯に石英の再結晶化が見られた。よって、Oq 磯の石英統成過程についてより段階的に論じるために、石英の再結晶化の程度に着目して検討を行っていくことが有効であると考えられる。したがって、本研究では、CL 観察で得られた石英の再結晶化の情報を加味して、タイプ I, II, III に分類した。また、本研究では、石英二次セメントを、碎屑性石英粒子の外縁部に発達する石英膠結物と定義し、石英の再結晶化を、碎屑性石英粒子や二次セメント部分の隙間を石英結晶が埋める現象と定義した。これらの定義は Takagi (1979) によって提示された石英二次セメントと石英の再結晶化を踏襲している。

CL 顕微鏡によって全薄片を観察した結果、碎屑性石英粒子は、薄青色、明青色、赤茶色、暗赤色などの発光を示し、石英の二次セメントは、赤茶色、暗赤色、無発光を確認した。本研究で観察した石英の特徴として、薄青色や明青色など青色の系統の発光は碎屑性粒子のみからのものであることが挙げられる。また、青色の発光は、碎屑性粒子の形状を明確に観察できる試料において多く見られる。

Oq の再結晶化を考察するため、CL 顕微鏡によって観

TABLE 1. Summary of observation; under the cathodoluminescence microscope.

| 試料 | 再結晶 | ダストリング | 発光色 | | | | 二次セメントの発光色 | その他 | タイプ | | | | |
|------|---------|--------|----------------|---|---|---|------------|------|-----|----|-----|--|--|
| | | | 薄青色 明青色 赤茶色 茶色 | | | | | | I | II | III | | |
| | | | ○ | × | ○ | ○ | | | | | | | |
| 山原層 | 01i | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | | | |
| | 07i | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | ○ | ○ | | | |
| | 08i | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 10i | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 波動消光 | ○ | ○ | | | |
| | 11i | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | | | |
| | 14i | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 16i | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 19i | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 35i | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 82i | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | ○ | ○ | | | |
| 赤岩層 | 02a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 03a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | | 正長石 | | ○ | ○ | | |
| | 04a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | | | | ○ | ○ | | |
| | 05a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | | | | ○ | ○ | | |
| | 06a | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | | | | ○ | ○ | | |
| | 07a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 08a | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 波動消光 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 09a | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 11a | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| | 12a | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| 尻高山層 | 13a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| | 15a | ○ | × | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| | 18a | ○ | x | ○ | ○ | ○ | | | | | | | |
| | 09 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | ○ | ○ | | | |
| | 27 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | ○ | ○ | | | |
| | 28 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | ○ | ○ | | | |
| | 38 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 波動消光 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 50 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 波動消光 | ○ | ○ | ○ | | |
| | 58 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 64 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 70 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 125 | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 144' | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 179 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 218 | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 222 | ○ | × | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | | | | | | |
| | 105/17/ | ○ | ? | ○ | ○ | ○ | 暗赤色 | 正長石 | ○ | ○ | ○ | | |

察した結果を以下の 3 タイプに分類した (Table 1).

タイプ I (Fig. 2A, B, C) : 碎屑性石英粒子からの発光が明瞭で、二次セメント部分との発光色の違いが十分に観察できる。再結晶化がほとんど生じていないタイプ (山原層試料—07i, 10i, 11i, 14i, 16i, 82i, 赤岩層試料—08a, 09a, 18a, 尻高山層試料—09, 27, 28, 38, 70, 144', 222, 105/).

タイプ II (Fig. 2D, E, F) : 碎屑性石英粒子の外縁部と中心部とで発光が異なり、石英粒子の原形を観察しにくい。石英粒子間に再結晶化が進行し、部分的に石英粒子中にも再結晶化が生じているタイプ (山原層試料—01i, 08i, 35i, 赤岩層試料—02a, 13a, 尻高山層試料—64, 179, 218, 17/).

タイプ III (Fig. 2G, H, I) : 碎屑性粒子の本来の発光色が変成作用によって消失し、再結晶化が十分に進行しているタイプ (山原層試料—19i, 赤岩層試料—03a, 04a, 05a, 06a, 07a, 11a, 12a, 15a, 尻高山層試料—50, 58, 125).

Oq 磯にみられる再結晶化

Oq 中の碎屑性石英粒子は、主として、青色、明青色、赤茶色の 3 種類の発光を示す。一方、再結晶化の強い Oq 中の石英 (タイプ II, III) は、青色の発光も若干観察できるが、多くが暗赤色や赤茶色の発光を示す。

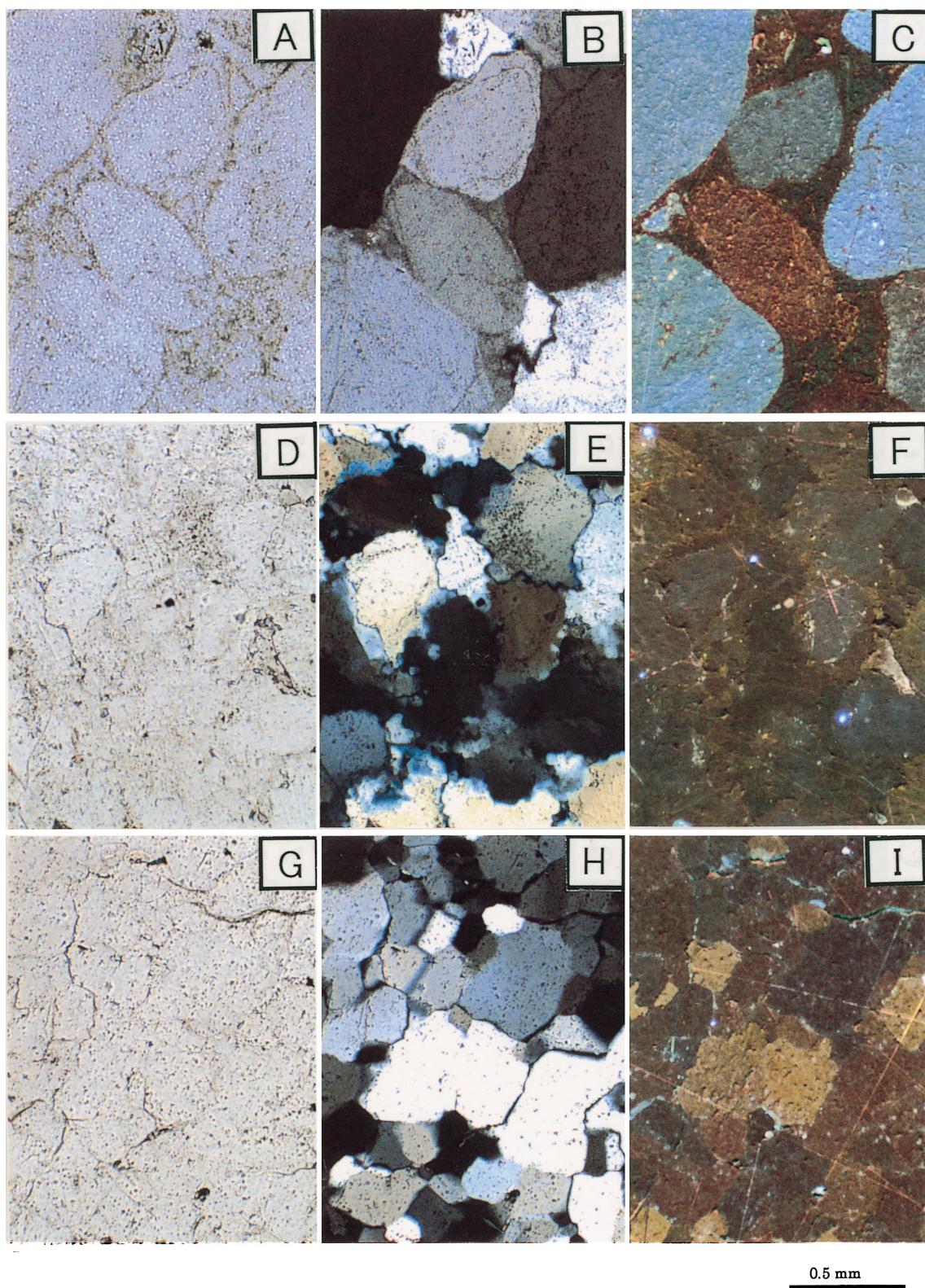


FIGURE 2. Photomicrographs of Types I to III. **A, B & C**; a-4 of Akaiwa Formation (**A**; open nicols, **B**; crossed nicols, **C**; cathodoluminescence). **D, E & F**; y-1 of Yambara Formation (**D**; open nicols, **E**; crossed nicols, **F**; cathodoluminescence). **G, H & I**; a-2 of Akaiwa Formation (**G**; open nicols, **H**; crossed nicols, **I**; cathodoluminescence)

Zinkernagel (1978) は、石英の発光色を以下のように3つに分類している。

“紫”色または青色：分光分析による波長のピークが450 nmと620 nmで、火成岩や急冷された高度変成岩起源のもの。

“茶”色：分光分析による波長のピークが620 nm周辺と450 nm付近にあり、低度変成岩またはゆっくりと冷却された高度変成岩起源のもの。

無発光：自生または熱水変質によるもの。

Matter and Ramseyer (1985) は、青色の発光は主として深成岩や火山岩斑晶などの火山性起源の石英に多く、茶色の成分を含む発光は主として変成を受けた石英に多いとしている。また、Gotze et al. (2001) は、石英の CL 発光色の分類について以下のように述べている。

青—紫：深成岩の石英、火山岩の石英斑晶、高変成度石英
赤：火山岩の石英斑晶および石基

茶：広域変成岩起源の石英

無—弱発光：自生石英

青—緑(短時間)の出現：熱水変質およびペグマタイト質石英

よって、今回観察された Oq 磯の発光色をこれらの分類に対比すると次のようになる。青色の発光を示す石英粒子が多い場合は、その後背地に大規模な深成岩の供給源が存在したことが考えられる。青色の発光色が消失して茶色の成分の発光色が多くなっている Oq 磯は、Zinkernagel (1978) や Matter and Ramseyer (1985) に従えば、広域変成作用や熱水変質作用を受けたことになる。しかしながら、青色系から茶色系への変化が漸次的であること、茶色系においてもかなり色調に斑があることなどから、本研究ではこのような再結晶化を統成作用の一過程とみなした。

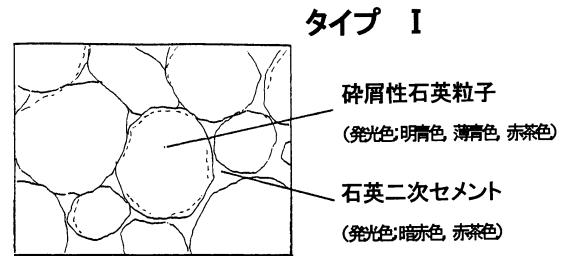
以上のことから、本研究で提示した 3 タイプの再結晶化について以下のように考察した。このタイプの模式図を Fig. 3 に示す。

タイプ I

ほとんど碎屑性石英粒子から成るが、長石粒子を含んでいる場合もある。碎屑性石英粒子の外形すぐ内側に dust ring が観察できる場合がある。粒子間には、石英の二次セメントの他に泥質物も多く含まれる。CL 顕微鏡での観察では、薄青色、明青色の発光を示す石英粒子が多いことから、大規模な深成岩が後背地として存在したと考えられる。また、再結晶化の影響はほとんど見られない。

タイプ II

碎屑性石英粒子の間に絹雲母の結晶が成長していることから、熱水変質作用を受けたと考えられる。絹雲母の構成物質は、dust ring に由来したものもあるだろうが、主に源岩に含まれていた長石類や粘土質物質に由来することも考えられる(石川県教育委員会, 1978)。いくらかの碎屑性石英粒子の中心部には青色の発光が観察できるが、粒子の周囲は青色の発光が消失して茶色に発光している。このような Oq では、碎屑性粒子の原形を観察することが困難になる。



タイプ II



タイプ III

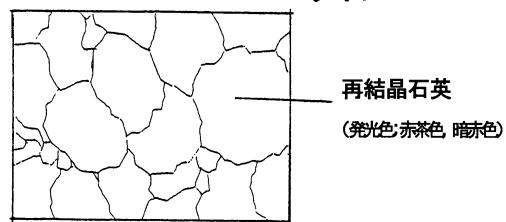


FIGURE 3. Schematic sketches showing characteristics of three types of orthoquartzite.

タイプ III

碎屑性石英粒子の原形を光学顕微鏡でも CL 顕微鏡でも確認できない。石英の発光は主に赤茶色であり、碎屑性粒子と二次セメント部分との発光色はほぼ同一になっている。これは、碎屑性粒子の内部構造が結晶化によって変化し、青色の発光の原因となっていた石英結晶格子が改変されたものと推定される。

本研究において、Oq 磯を再結晶化の程度によって 3 タイプに分類したが、統成作用の研究に対しては、ほぼ全てのタイプに CL 観察が有効であると考えられる。今後この 3 タイプが、統成作用の一連の過程を示しているのか、あるいは断片的な段階を示しているのか、更なる検討が必要と思われる。一方、碎屑性石英粒子の起源研究に対しては、タイプ II や III に分類される Oq 磯は再結晶化によって本来の起源情報を失うと考えられるため、有効な範囲は狭まる。石英の起源研究の指標としての CL 観察は、タイプ I の Oq 磯など、堆積岩の性質を強く残した碎屑性石英粒子に対して行う場合に、有効な研究手法であると考えられる。

まとめ

堆積岩研究において CL 観察の手法を用いることは、碎屑粒子の起源や被ってきた続成作用の過程を推定することができるので、重要な方法である。今回、光学顕微鏡と CL 顕微鏡観察を複合することによって、以下の知見を得ることができた。

- (1) 手取層群産出の Oq 磯中の碎屑性石英粒子は、CL 顕微鏡下では、主に薄青色、明青色、赤茶色に、石英二次セメントは主に赤茶色、明赤色に発光する。
- (2) 手取層群産出の Oq 磯は、再結晶化の程度を CL 顕微鏡観察によって 3 タイプに分類することができる。

謝 辞

本研究を行うに当たり、ソウル国立大学の Yong Il Lee 教授には、orthoquartzite に関して議論していただいた。また、金沢大学小西健二名誉教授および福井県立恐竜博物館佐野晋一研究員には文献資料等のご教示をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表します。

引用文献

- Adachi, M. 1971. Permian intraformational conglomerate at Kamiaso, Gifu Prefecture, Central Japan. Journal of the Geological Society of Japan 77: 471–482.
- Gotze, J., M. Ploze and D. Habermann 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz—a review. Mineralogy and Petrology 71: 225–250.
- 原田哲朗・徳岡隆夫. 1974. 黒瀬古陸. 科学 44: 495–502.
- 原田哲朗・徳岡隆夫・鈴木博之・吉村郁夫. 1970. 南九州四万十累帯から Orthoquartzite 磯の発見. 地球科学 24: 188–190.
- 飯島 東・歌田 実・松本 良・多田隆治. 1983. カソードルミネッセンス装置の開発と堆積岩石学への応用. 石油技術協会誌 48: 24–31.
- 石川県教育委員会. 1978. 手取川流域の手取統珪化木産地調査報告書. 石川県教育委員会, 301pp.
- Kim, Y., and Y. I. Lee in press. Characterization of quartzites in the Southern Korea Peninsula. Gondwana Research.
- 近藤直門・足立 守. 1975. 犬山市北方の中生層—とくに坂祝礫岩について. 地質学雑誌 81: 373–386.
- Konishi, K., T. Ishibashi and K. Tsuruyama 1973. Find of *Nummulites* and orthoquartzitic pebbles from the Eocene turbidites in Shimajiri Belt, Okinawa. Science Report of Kanazawa University 18: 43–53.
- 公文富士夫. 1991. 莢川上流, 岐阜県荘川地域の手取層群. 岐阜県荘川上流地域の手取層群の堆積学的研究, 平成 2 年度科学研究補助金(一般研究(C)研究成果報告書), 37pp.
- 公文富士夫・井内美郎. 1976. 室戸半島北東部, 徳島県宍 食町周辺の四万十累層群古第三系—層位学的・堆積学的検討. 地質学雑誌 82: 383–394.
- Lee, I. Y., and Y. Kim 2001. Characterization of Quartzites in the Southern Korean Peninsula. Gondwana Research 4: 677–678.
- 前田四郎. 1952. 福井県九頭竜川上流地域の手取統の層位学的研究. 地質学雑誌 58: 401–440.
- 前田四郎. 1961. 手取層群の地史学的研究. 千葉大学文理学部紀要 3: 369–422.
- Matter, A., and K. Ramseyer 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones; pp. 191–211 in G. G. Zuffa (ed.), Provenance of Arenites. D. Reidel Publishing Company, Boston.
- 三上貴彦・木谷日出男. 1978. 上部三疊系成羽層群のオーソコータイト礫について(予報). 地質学雑誌 84: 701–703.
- Miller, J. 1988. Cathodoluminescence microscopy; pp. 174–190 in M. Tucker (ed.), Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Mori, K. 1963. Geology and Paleontology of the Jurassic Somanakamura Group, Fukushima Prefecture, Japan. Journal of the Geological Society of Japan 82: 83–98.
- 長濱裕幸・高橋雅紀. 1989. 群馬県北部水上地域に分布する中新統中のオーソコータイト礫. 地球科学 43: 290–296.
- 岡田博有. 1968. 砂岩の分類と命名. 地質学雑誌 74: 371–384.
- Okada, H. 1971. Classification of sandstones: analysis and proposal. Journal of Geology 79: 509–525.
- Okada, H. 1981. Origin of Late Mesozoic Clastic Sediments in Southwest Japan. Journal of the Geological Society of Korea 17: 83–102.
- Okami, K. 1973. The Sarukubo Conglomerate. Journal of the Geological Society of Japan 79: 445–456.
- 大上和良・永広昌之・山崎 円・大石雅之. 1984. 南部北上山地, シル系折壁峰層からオーソコオーソコータイト礫の産出. 地質学雑誌 90: 911–913.
- 大上和良・加納 博. 1982. 阿武隈高原東縁地域に産するオーソコータイト礫の供給源. 地質学論集 21: 231–243.
- Okami, K., T. Kawakami and M. Murata 1973. Conglomerate of the Karaumede Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. Science Reports of the Tohoku University. Second Series: Geology (Hatai Memorial Volume), special volume 6: 457–464.
- Okami, K., H. Matsuyama and T. Mori, 1976. Exotic pebbles in the Abukuma Plateau, northwest Japan (Part 1)—The conglomerate of the Jurassic Somanakamura Group—. Journal of the Geological Society of Japan 82: 83–98.
- Shibata, K. 1979. Geochronology of pre-Silurian basement rocks in the Japanese Islands, with special reference to age determinations on orthoquartzite clasts; pp. 625–639 in The Basement of the Japanese Islands (Prof. Kano Memorial

- Volume).
- Sippel, R. F. 1968. Sandstone Petrology, Evidence from Luminescence Petrography. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 530–554.
- Sneed, E. D., and R. L. Folk 1958. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas. A study in particle morphogenesis. *Journal of Geology* 66: 114–150.
- 平 朝彦・松尾秀邦. 1983. 白山山地の手取層群に関する2・3の知見. 石川県白山自然保護センター研究報告9: 1–11.
- 平 朝彦・松尾秀邦. 1984. 石川県白峰村に分布する手取層群の礫種と砂岩組成に関するノート. 石川県白山自然保護センター研究報告11: 79–83.
- Takagi, H. 1979. A study on orthoquartzitic clasts in the Tertiary Hatabu Formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Earth Science, Nagoya University* 26/27: 19–47.
- 丹波地帯研究グループ. 1971. 丹波地帯の古生界(その2)—京都府北桑田郡京北町南部の古生層. 地球科学 25: 211–218.
- 天白俊馬・武藏野実・山城 Oq 砥研究グループ. 1982. 大阪府千里山丘陵の大坂層群中のオーソコーツァイト質礫. 地質学論集 21: 163–171.
- Tokuoka, T. 1967. The Shimanto Terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan—with special reference to its geologic development viewed from coarser clastic sediments—. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy* 34: 35–74.
- 徳岡隆夫. 1973. 四万十帯の Orthoquartzite 磫とその供給源. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 四万十地向斜に
関する総合的研究, 研究連絡誌 2: 109–115.
- 徳岡隆夫・別所孝範. 1980. 牟婁層群のオーソコーツァイト礫の再検討. 地球科学 34: 266–278.
- 徳岡隆夫・飛騨地域礫岩研究グループ. 1969. 飛騨地域の Orthoquartzite 磫(演旨). 地質学雑誌 75: 90.
- 徳岡隆夫・大上和良. 1979. オーソコーツァイト礫からみた日本列島の基盤; pp. 601–623, 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集.
- Tokuoka, T., and K. Okami 1982. Orthoquartzitic rocks as Precamrian basements of the Japanese Islands. *Memoirs of the Geological Society of Japan* 21: 283–295.
- 梅田美由紀. 1997. 美濃帶南条山地中生界を覆う後期漸新世礫岩層中の正珪岩礫の特徴とチャート礫より得られた放散虫化石. 地球科学 51: 199–211.
- 横山一己・東野外志男・柄座圭太郎・後藤 篤. 2002. 石川県白峰村地域の手取層群の砂岩中のモナサイト年代と花こう岩・片麻岩礫の年代測定; pp. 57–70, 手取川流域中生代手取層群調査報告書, 石川県白山自然保護センター.
- 吉村尚久・足立久男. 1976. 新潟県に発達する太美山層群. 新潟大学地質鉱物学研究報告4(西田彰一教授退官記念論文集): 131–132.
- Walderhaug, O., and J. Rykkje 2000. Some examples of the effect of crystallographic orientation on the cathodoluminescence colors of quartz. *Journal of Sedimentary Research* 70: 545–548.
- Zinkernagel, U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology; pp. 1–69 in H. Fuchtbauer, A. P. Lisitzyn, D. Milliman and E. Seibold (eds.), Contributions to Sedimentology 8. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.