

重信川の河原の石 Riverbank Stones Observed in the Shigenobu River

佐野 栄^{*1}

SANO Sakae^{*1}

^{*1} 愛媛大学教育学部地学

^{*1} Earth Science Laboratory, Faculty of Education, Ehime University

【要約】 愛媛県中予，松山平野を流れる重信川の河原で採集できる岩石の図版集を作成した。重信川の河原では，北側の領家帯カコウ岩類と変成岩類，平野部の和泉層群を構成する碎屑岩類，そして中央構造線を挟んで南側の三波川変成帯の結晶片岩類，新第三紀中新世火山岩類等，多様な岩石を観察することができる。この図版を片手に河原に出かけ，様々な岩石を探してみたい。

【キーワード】 河原の石，カコウ岩類，碎屑岩類，変成岩類，領家帯，和泉層群，三波川帯

I. はじめに

河原の石は，上流の地質・岩石がどのようなものから構成されているのかを知る良い情報源である。また，専門家が野外における地質調査で調べる「露頭」は，落石などの危険を伴ったりアクセスが悪かったり等，一般的な岩石採集・野外観察には不向きなことが多い。これに対して，河原の石は，地質学的な背景を理解することと併せて活用すれば，学校現場等で十分価値のある教材となりうる。本稿では，松山平野を流れる重信川の河原で観察できる岩石を網羅的に図版としてまとめた。これから岩石採集をしようと考えている方々の参考になることを期待している。

II. 重信川水系の地質学的背景

重信川は，松山平野北東部に位置する東三方ヶ森（標高 1233m）を源流域とし，総流域面積が 445 km²の河川である（国土交通省，2007）。松山平野で，表川，本谷川，拝志川，御坂川，砥部川，石手川などの支流を合流し，伊予灘に達する（第1図）。第1図に示すように，重信川水系の河川は，松山平野北部の高縄山地と，南部の三坂峠～皿ヶ嶺～石墨山からなる皿ヶ嶺連峰に端を発する，多様な地質体を後背地としている。

松山平野の南部には中央構造線が東西に走り，それを境に日本列島の地質は，南側を西南日本外帯，北側を西南日本内帯に分帯される。西南日本内帯側は，主に領家帯を構成する岩石が分布する。領家帯は，後期三畳紀～ジュラ紀付加体構成物が，後期白亜紀のカコウ岩類の貫入により熱変成作用を受けて形成された

変成帯である。付加体を構成する岩石は，チャートや緑色岩，砂岩，泥岩などを原岩とする。これらの付加体構成岩類は，近畿地方の丹波帯や中部地方の美濃帯を構成する諸岩石に対比される。高縄半島ではこの後期三畳紀～ジュラ紀付加体構成岩類が約 9000 万年前（Kagami *et al.*, 1988）のカコウ岩質マグマの活動により熱変成作用を被り，ホルンフェルスや片麻岩などの変成岩類がつけられた。また領家帯を構成するカコウ岩類及び変成岩類は，白亜紀後期の和泉層群を構成する碎屑岩類に不整合で覆われている。和泉層群は，松山平野北部と南部地域に広く分布する，重信川流域の主要地質体である。

一方，松山平野南部では，中央構造線の南側に三波川変成岩類，新生代新第三紀中新世に活動した火山岩類が分布する。三波川帯を構成する変成岩類には，泥岩を起源とする泥質片岩（黒色片岩）や玄武岩質火成岩を起源とする苦鉄質片岩（緑色片岩），チャートを起源とする珪質片岩などが分布する。さらに，石鎚山などに代表される新生代新第三紀中新世の火山活動による安山岩，流紋岩などからなる酸性火砕岩類や溶岩などが三波川結晶片岩を覆っている。

III. 重信川の河原の岩石

本稿で取りあげた河原の石は，主に東温市横河原の河原と重信川の河口付近の河原で採集した。第1図に示されるように，重信川水系は松山平野を流れる河川のほぼ全域を占めている。そのため，周辺を構成する様々な地質に由来する岩石が上流から運ばれてくる。

領家帯のカコウ岩類や高温型変成岩類，和泉層群の碎屑岩類，三波川帯の結晶片岩類，そして新生代新第三紀中新世に活動した火山岩類等が，重信川の河原で観察できる。

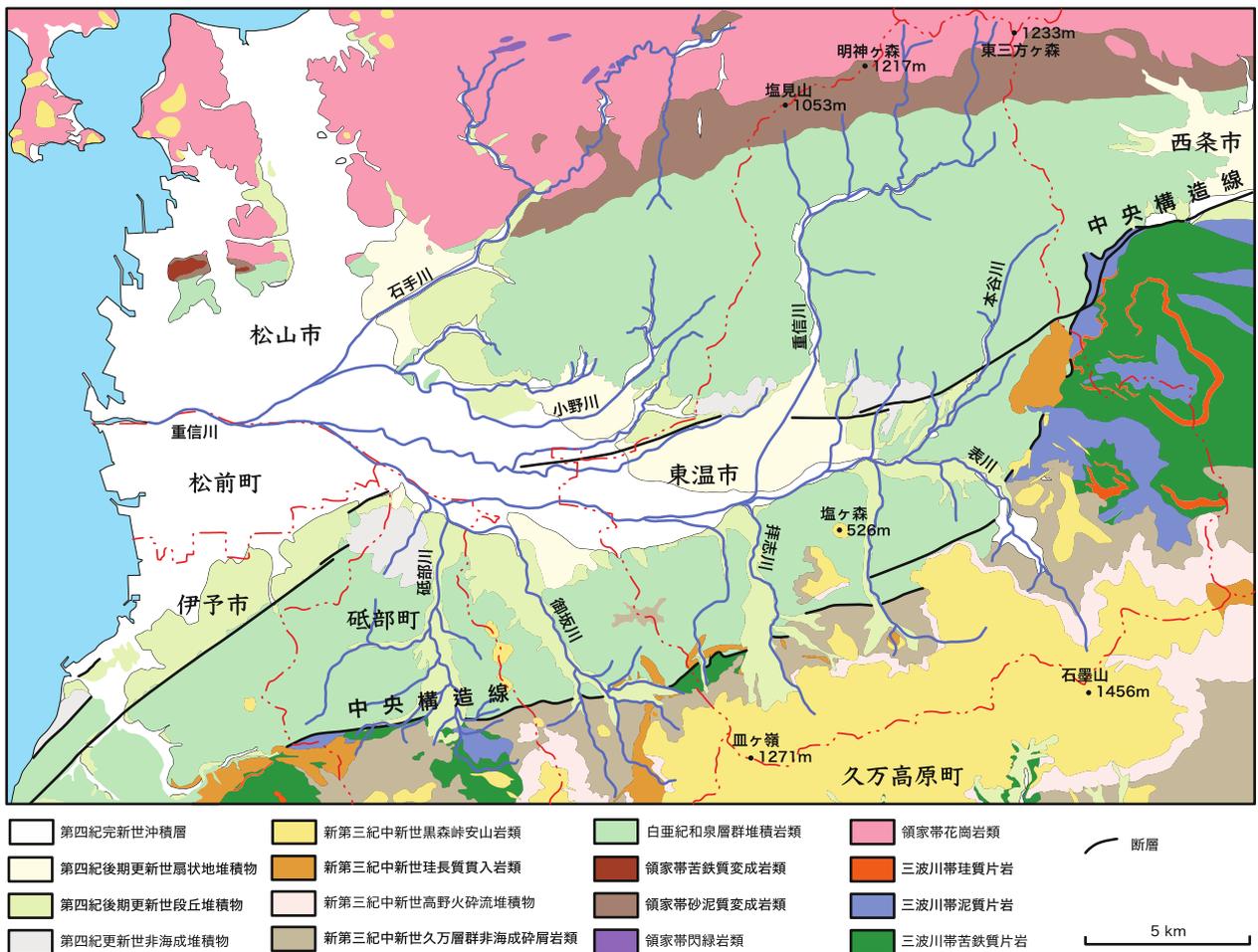
本稿では，重信川で観察・採集できる河原の石を写真と偏光顕微鏡観察によりまとめた。採集した岩石の写真を図版に示した。図版ではⅠ～Ⅲが火成岩，Ⅳ～Ⅶが堆積岩，Ⅷ～Ⅺが変成岩である。採集した岩石のうち，代表的なものについては偏光顕微鏡観察のための薄片を作成した。その写真を合わせて掲載した。偏光顕微鏡写真は直交ポーラー（クロス）と下方ポーラーのみ（オープン）の2種類の写真を掲載している。偏光顕微鏡は，岩石や鉱物を観察するために開発された顕微鏡で，薄片の上下に偏光板をセットして，その光学的特徴から岩石に含まれている鉱物の判定をしたり岩石の組織を観察したりするために用いられる。

偏光顕微鏡の使い方は黒田・諏訪（1983）に詳しく説明がなされているので興味のある方はそちらを参照されたい。また，教育現場であれば，既存の透過型生物顕微鏡の試料台（ステージ）の上下に，偏光板を偏光方向が直交する位置関係にセットすれば容易に直交ポーラー（クロス）の簡易偏光顕微鏡として活用することができる。

以下，重信川の河原で採集した岩石について，火成岩，堆積岩，変成岩の順に紹介する。

1. 火成岩（図版Ⅰ～Ⅲ）

重信川の河原では，その上流部に領家帯のカコウ岩体が広く分布するため，しばしば様々なカコウ岩類を観察することができる。カコウ岩類は，広い意味での酸性～中性の深成岩類の総称で，重信川の河原で観察できるカコウ岩類は，具体的には，カコウ岩，カコウ



第1図 松山平野周辺の地質。産総研地質調査総合センター（2024）によるシームレス地質図V2から当該エリアの地質情報を基に簡略化・再描画した。中央構造線以南の古第三紀～新第三紀火山岩類の分布並びに地質区分については吉田他（1993）を引用した。

閃緑岩，閃緑岩に大別できる。

・カコウ岩類 (図版Ⅰ～Ⅱ)

松山平野北部の高縄半島に分布する領家帯を構成する花崗岩は，中生代白亜紀の酸性マグマの活動により形成された。狭義のカコウ岩には，ピンク～ベージュ色を呈する正長石（カリ長石）が多く含まれるのが特徴で，岩石全体がベージュがかって見えることが多い（図版Ⅰ Sg-55 など）。さらにカコウ岩には，白色の斜長石及び透明（灰白色）の石英が含まれる。比較的石英が多くなると岩石全体が灰色っぽくなることがある（図版Ⅰ Sg-58）。カコウ岩に含まれる有色鉱物は黒雲母である（図版Ⅰ）。またカコウ岩に多く含まれる正長石は，偏光顕微鏡で観察すると曹長石の離溶組織（カコウ岩の場合にはパーサイト構造ということがある）が観察できる。カコウ岩中の正長石中の離溶組織は，まるで「霜降り肉」のような模様を示すことが多い（図版Ⅰ）。カコウ閃緑岩は，正長石の含有量が相対的に少なく，無色鉱物は石英と斜長石が多い。有色鉱物は，黒雲母に加え角閃石が含まれることが多くなる。カコウ閃緑岩は，重信川の河原で最も多く観察できる深成岩である。カコウ閃緑岩には時々細粒の閃緑岩質岩石の包有物（暗色包有物）が含まれることがある。図版Ⅱ Sg-53 に示されるように，暗色包有物とカコウ閃緑岩との境界は不明瞭で，両者の成因関係はよく分かっていない。閃緑岩質の暗色包有物はその母岩のカコウ閃緑岩よりも明らかに細粒で，斜長石と角閃石を主体とし，黒雲母を含むことがある。閃緑岩は重信川の河原で探すことは難しいが，斜長石と角閃石の割合が多くなり，全体に黒っぽい色合いが強くなる（図版Ⅱ Sg-54）。まれに石英や黒雲母が含まれることがある。このほか，細粒のアプライトも観察できる（図版Ⅲ Sg-16, 42）。アプライトとは，カコウ岩質マグマの結晶化に伴い，残液が結晶化して形成されたと考えられる優白色細粒の火成岩である。アプライトは野外では粗粒のカコウ岩類を岩脈状に貫入して産出することが多い。顕微鏡下での観察では，アプライトは石英や斜長石等の無色鉱物からなり，これらの構成鉱物は 1mm 程度の細粒で，有色鉱物をほとんど含まない。

・火山岩 (図版Ⅲ)

松山平野の南側に位置する皿ヶ嶺連峰には多くの火山岩類が分布する。これらの火山岩類は約 1200 万～1500 万年前の新生代新第三紀中新世の火山活動に

より形成された（吉田他，1993）。重信川の河原に産出する火山岩類は，多くが熱水による変質作用を受け脱色した安山岩～流紋岩である（図版Ⅲ Sg-47～49）。従って，典型的な安山岩や流紋岩とはかけ離れた岩相を呈するため，注意が必要である。脱色して白色化した火山岩は，斑晶が抜け落ちて仮晶となっていることが多い（図版Ⅲ Sg-47～49）。また石英や黒雲母が斑晶として残存している場合もある。Sg-48 では，斑晶の仮像が認められるが，その形から，抜け落ちた斑晶は石英であったことが推測される。また，熱水変質作用で再結晶化が進行しているものの，細粒の石英を主体とした石基，斑晶鉱物が認められることから，斑状組織を示す火山岩であったことが伺える。火山岩の熱水変質作用で脱色が進行したものは，砥部焼の原料（陶石）として利用されている。Sg-48 に観られるような縞模様は，しばしば堆積岩の層理面と間違われることがあるので注意が必要である。Sg-48 の顕微鏡写真に示されるように，赤茶けた縞模様は，化学的風化作用により形成された酸化鉄あるいは水酸化鉄（鉄さびの一種）であり，流紋岩質のマグマが冷え固まる段階で作られる流理構造とは明らかに異なる。

2. 堆積岩 (図版Ⅳ～Ⅶ)

重信川の河原では，レキ岩，砂岩，泥岩（頁岩），砂泥混在岩等の碎屑岩類が観察できる。これらの碎屑岩類は，その起源として，白亜紀後期の和泉層群を構成する地層に由来するもの，美濃-丹波帯に相当する領家帯の非変成-弱変成部をなす三疊紀後期～ジュラ紀付加体構成物に由来するものに大別される。和泉層群は第 1 図に示されるように，中央構造線の北側に，東西に細長い「雨どい」状に分布する地質体である。白亜紀後期の中央構造線の左横ずれ運動によって形成された細長い堆積盆のような構造場が想定されている（Taira *et al.*, 1983 など）。このため風化侵食作用によって陸上から運搬された碎屑物が主体となっている。和泉層群は，レキ岩，砂岩，泥岩（頁岩）が整合的に重なってできた地層からなる。特にタービダイト（徳橋，2002）に由来する砂岩泥岩互層が最もよく観察される。レキ岩は和泉層群の最下部に多く分布する。時々，砂岩泥岩互層はスランプ褶曲をみせることもある。一方，領家帯由来の碎屑岩は，一般的に不均質なものが多く，砂岩と泥岩が複雑に入り交じった，“海底地滑り”によって形成されたような砂泥混在岩が多い。

この砂泥混在岩は、付加体の基質を構成するものと考えられる。さらに砂泥混在岩は、後述するように様々な程度の熱変成作用によりホルンフェルス化しているものが多い。

・レキ岩 (図版IV)

重信川の河原で観察される礫岩の多くは和泉層群を構成する岩石である。和泉層群の礫岩は、その分布域の最北端、領家帯を構成するカコウ岩類や変成岩を不整合に覆って産出したり、砂岩層を構成する粒子が特に粗粒になって礫層を形成したりする場合がある。礫岩を構成する粒子は、垂角礫から亜円礫が多く粒径が3-4mmから7-8mmで淘汰が悪いものが多い。礫種は、酸性凝灰岩あるいはチャートと考えられる細粒の石英粒子の集合体や、カコウ岩、砂岩、泥岩などからなる(図版IV Sg-22)。また、礫サイズの岩片が砂岩の基質中に散在する含礫砂岩も多く認められる(図版IV Sg-1, Sg-18)。

・砂岩 (図版IV~VI)

重信川の河原で最も多く観察できる岩石で、ほとんど和泉層群に属する。構成する砂粒が肉眼で十分に確認できる粗粒砂岩から粒子がようやく肉眼で認められる程度の細粒砂岩まで、多様な砂岩が観察できる。また、風化の著しい茶褐色の砂岩や、比較的風化の影響を免れている灰色のものなど、風化の程度の違いによって、いろいろな色の砂岩が観察できる。砂岩を偏光顕微鏡で観察すると角ばった石英粒やその基質の泥質部から構成されることが分かる(図版V Sg-30)。このような構成物からなる砂岩をワッケという。砂岩は構成粒子の大きさが1/16mm~2mm程度の碎屑粒子からなる岩石で、その粒子の大きさの違いに基づき、粗粒砂岩、中粒砂岩、細粒砂岩に区分される。一口に砂岩といっても粒度の違いや風化による色の変化など、様々な砂岩を並べてみると意外と多様性がある興味深い。また、砂層と泥層が互層を示すものや(図版VI Sg-15) 級化層理を示すような岩石(図版VI Sg-6)も観察できる。

・泥岩(頁岩) (図版VI)

重信川の河原で観察できる泥岩(頁岩)は、和泉層群に属するものがほとんどであるが、後述するように砂粒あるいは砂層を含み不均質な“砂泥混在岩”も少なからず観察される。和泉層群に属する泥岩は、続成作用が進行して頁岩になっていることが多い。通常、熱変成作用を受けておらず、黒色で均質な岩相で特徴

付けられる(図版VI Sg-28, 32, 45)。風化の影響を受けやすいため、河川での運搬の過程で細かく碎かれることが多い。河原では、運搬されて定置した頁岩にしみ込んだ水が蒸発したり再び水がしみ込んだりして、岩石の膨張収縮が繰り返されることによる物理的風化過程を被った破壊の様子を観察することができる(図版VI Sg-32)。

・砂泥混在岩 (図版VI, VII)

さらに重信川の河原では、泥と砂が複雑に入り交じって固まった岩石も観察できる。この泥と砂が混ざった岩石を砂泥混在岩と呼ぶことにする。砂や泥は、元々陸上の岩石が侵食作用によって削られ河川をつうじて海まで運搬されて海底に堆積する。比較的陸地に近い大陸棚や陸棚斜面に堆積する。海底に堆積した未固結あるいは半固結状態の碎屑物は、地震が発生して海底が揺れることによって海底斜面をより深い海溝に向かって流れ下る。これは海底地滑りと呼ばれる。海底地滑りによって運ばれた未固結あるいは半固結状態の碎屑物は、粒の粗い砂質の部分と細かな泥質の部分が複雑に入り交じって再堆積する。これが砂泥混在岩となる(図版VII)。言い換えれば、砂泥混在岩は“海底地滑りの化石”ともいえる。図版VII Sg-46に観られるように、砂混じり泥岩の顕微鏡観察では、泥質部と砂質部が複雑に入り交じっている様子が観察できる(図版VII Sg-46)。さらに顕微鏡下では微細な黒雲母が形成されており、すでに弱い熱変成作用を被っていることが分かる。

この砂泥混在岩は、上述のように海底地滑りによって形成されたものと推定されるが、同様の岩石は近畿地方の丹波帯や中部地方の美濃帯にも産出し、これらはジュラ紀付加体の基質部を構成する岩石と考えられている(平, 1990)。領家帯を構成する泥質岩や砂泥混在岩からはジュラ紀を示す放散虫化石が見つかり、岩石の年代や構成岩類の類似性などから、領家帯は美濃-丹波帯の西方延長部に相当する付加体構成岩類の泥質基質部に相当すると考えられている。さらに白亜紀のカコウ岩質マグマの貫入によって熱変成作用を受けたものが領家帯変成岩類になる。非常に弱い変成作用を受けている部分は、肉眼では変成作用を受けているかどうか識別が難しいため堆積岩として分類されることが多い。岩石を分類する上で、堆積岩と変成岩の境界ははっきりしないことが多い。

3. 変成岩 (図版Ⅷ～Ⅺ)

重信川の河原で観察できる変成岩は、松山平野北東部の重信川流域に位置する領家変成岩類と、中央構造線を挟んで平野の東部及び南部の三波川変成岩類に由来する (第1図)。

高縄半島に産出する領家変成岩類は、カコウ岩質マグマの活動時期にはほぼ等しい変成年代を示すことから、カコウ岩質マグマ貫入による周囲の岩石の高温低圧型変成作用 (接触変成作用) により形成された岩石である。代表的な領家変成岩類は、片麻岩やホルンフェルスであり、高縄半島周辺では、主に、砂泥質の堆積岩を原岩とするものが多い。

一方、中央構造線以南に産出する三波川変成岩類は、プレートの沈み込みに伴う低温高圧型の変成作用により形成された結晶片岩からなる。変成作用を受ける前の原岩の種類によって様々な結晶片岩が作られる。例えば、海底火山の産物である玄武岩質溶岩や火山砕屑物、火山灰等が変成作用を受けると緑色片岩 (苦鉄質片岩) になり、泥岩が変成作用を受けると黒色片岩 (泥質片岩) が形成される。さらにチャートが変成作用を受けると再結晶した石英が多く含まれる珪質片岩になる。

・片麻岩 (図版Ⅷ)

片麻岩の原岩は砂岩や泥岩であることが多く、優白色の部分と優黒色の部分が互層をなすことが多い。この層状あるいは板状の構造を片麻構造という。砂泥互層のような堆積構造がそのまま片麻構造に変成していることもある。優白色部は主に石英や長石が、優黒色部は黒雲母やザクロ石が形成されていることが多い。図版Ⅷ中の Sg-21 に示されるように、いくつかの片麻岩中には、片麻構造の中に暗黒色の斑点が認められる。この斑点は、偏光顕微鏡で観察すると堇青石の斑状変晶であることが伺える。図版Ⅷに掲げた片麻岩中には、斑状変晶の堇青石の他に、代表的な変成鉱物として、黒雲母、電気石、ザクロ石等が認められる。

斑状変晶は変成作用の進行に伴い、温度圧力条件に相応して大きく再結晶化する鉱物のことである。変成岩では変成度の上昇に伴い鉱物の再結晶化が進行するが、一般に、温度が高くなるに従い結晶は大きく成長し、粗粒の鉱物から構成される岩石になる傾向がある。原岩が砂岩泥岩互層の Sg-63 では、泥質部は変成作用によって黒雲母を主体とした茶褐色の層になっており、細粒のザクロ石が多く形成されている。これ

に対し、砂質部は石英を主体とする淡褐色の層に再結晶化している。含まれる変成鉱物の種類に応じた色合いを呈することが分かる。

・ホルンフェルス (図版Ⅸ～Ⅺ)

重信川の河原で観察できるホルンフェルスは、原岩が砂泥混在岩であったものが多い。熱変成作用を受けると変成鉱物として黒雲母が形成される。岩石中に微細な黒雲母が形成されると、元々黒色を呈する泥質岩は、岩石全体の色合いが茶褐色～紫茶色がかった黒色になる。さらに熱変成作用により岩石は全体として非常に固く緻密になり、ハンマーで叩いても容易には割れない。そのため破断面が角ばった形状になる。ホルンフェルスは、Hom (ドイツ語で「角」の意) と Fels (ドイツ語で「岩」の意) が語源である。

図版Ⅸ Sg-60 は、砂質部と泥質部が複雑に混ざった砂泥混在岩の典型的な例である。肉眼では堆積岩に分類されそうであるが、偏光顕微鏡下ではすでに変成鉱物である黒雲母や電気石が形成されていて、立派な変成岩であることがわかる。さらに Sg-62 は、岩石の色合いが赤みを帯びて、ホルンフェルスらしさが増している。偏光顕微鏡下では、黒雲母の他に堇青石が観察できる。Sg-59 のホルンフェルスも原岩が砂泥混在岩で、変成鉱物として黒雲母、電気石が認められる。さらにこの岩石には炭質物やジルコンが観察できる。炭質物は元々植物片などの有機物が細かくなって泥質堆積物中に多く含まれる物質であるが、それが変成作用を被ると石墨になる。さらに、ジルコンは変成作用によって形成された鉱物ではなく砕屑性で、変成岩になる前のジルコンが辿った形成履歴を保持していることが多く、岩石の年代測定に非常に役立つ鉱物である。U-Pb 放射年代測定法を用いると原岩の形成年代を求めることができる。

さらに重信川の河原では、原岩の砂岩泥岩互層が褶曲した様子や堆積構造を保持しているホルンフェルスも見つけることができる。図版Ⅺの Sg-17 は、砂層と泥層が、まだ未固結あるいは半固結状態で褶曲 (スランプ褶曲) したと考えられる砂岩泥岩互層で、柔らかい状態のまま褶曲したことを表す泥質部の層内移動や層が引きちぎられた様子が記録されていて興味深い。また、Sg-64 では砂質部と泥質部が斜交葉理 (クロスラミナ) を形成している様子が保持されている。これもホルンフェルスである。

・結晶片岩 (図版Ⅺ)

支流の砥部川や重信川河口付近でよく観察することができる。重信川の河原で観察できる結晶片岩は、変成度がそれほど高くなく結晶度の低いものが多い。変形を伴う圧力主体の変成作用のため、片理を示す結晶片岩となる。片理は変成作用（変形作用）によって鉱物が面状に定向配列することによって形成される構造で、従って結晶片岩は薄く剥がれやすい性質を示すことが多い。また変成度の低い結晶片岩の片理面は堆積岩が起源の場合には層理面と片理面が一致する（層面片理面）ことがある。図版 XI には珪質片岩と緑色片岩を示した。Sg-50 の偏光顕微鏡写真のように、変成度が低い結晶片岩は再結晶化があまり進行しておらず構成鉱物は細粒のものが多い。

IV. おわりに

各種イベントや出前授業等をつうじて、岩石や鉱物に興味を持つ子どもたちが多くことに驚かされる。さらにその保護者や学校現場で理科を担当する教員の中にも、岩石収集を趣味にしたり、地域の岩石を授業で活用したいなど、興味を示す人が多いことに気づかされる。しかしながら、実際に野外に出かけて岩石採集をしてもなかなか岩石名を自分で決めることが難しいのが現状である。本稿はそのような岩石好きの人々に、少しでも岩石名を自分で決定できるようにするための一助になればと思い、図版を中心にして執筆を行った。本文は若干専門的な内容で難解な部分もあるかもしれないが、図版に多くの岩石を掲載し、写真を見ることで岩石名を決定しやすくした。例えば、砂岩を例にすると、一口に砂岩といっても粒度や色合いによって多様な岩相を示す。砂岩にもいろいろな顔つきがあることを理解してもらいたい。このため、複数の砂岩を写真で示すことによって理解を深めることができるようにした。また、岩石の写真だけでは物足りない人のために、偏光顕微鏡による岩石組織や岩石を構成する鉱物の写真を同時に掲載し、岩石の成因についても理解が深まるようにした。

重信川の河原では本稿で取りあげたように火成岩から変成岩まで、学校の授業で扱う基本的な岩石から、日頃なじみの薄い変成岩まで、多様な岩石を観察・採集することができる。ぜひ皆さんも、本稿の図版を片手に重信川の河原を散策してみたい。

愛媛県には、中予の重信川水系の他に広い流域面積を有する南予の肱川水系がある。広い流域面積を持つ

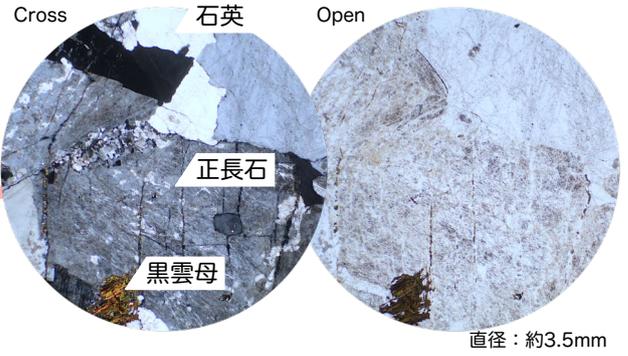
ため、肱川では重信川では観察することのできない、異なった種類の岩石がたくさん産出する。次号では肱川の河原の石について紹介する予定である。

文献

- Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T. (1988) Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time. *Geochem. Jour.*, **22**, 69-79.
- 国土交通省河川局 (2007) 重信川水系の流域及び河川の概要. 77 ページ.
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 [第 2 版]. 共立出版株式会社.
- 産総研地質調査総合センター (2024) 20 万分の 1 日本 シームレス地質図 V2, オリジナル版, <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日:2025年2月3日).
- 平 朝彦 (1990) 日本列島の誕生. 岩波新書 148, 岩波書店.
- Taira, A., Saito, Y. and Hashimoto, M. (1983) The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *AGU/GSA Geodyn. Ser.*, **II**, 303-316.
- 徳橋秀一 (2002) 徳橋秀一編著:タービダイトの話(「地質ニュース」復刻版). 実業公報社.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦 (1993) 石鎚コールドロン形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, **42**, 297-349.

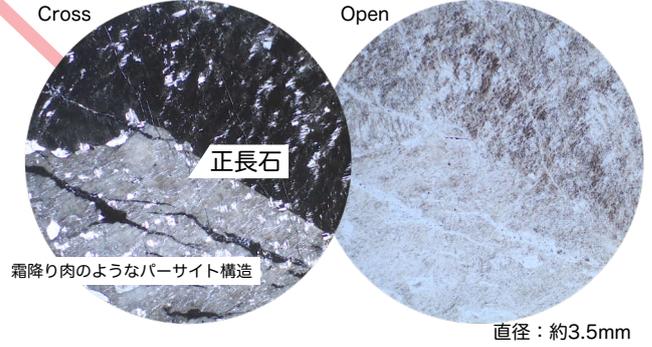
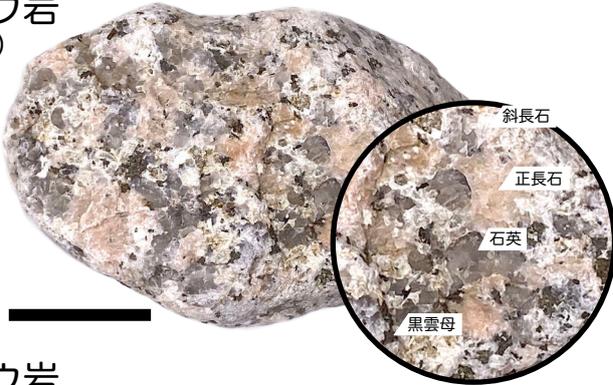
カコウ岩の偏光顕微鏡下での組織

カコウ岩 (Sg-55)

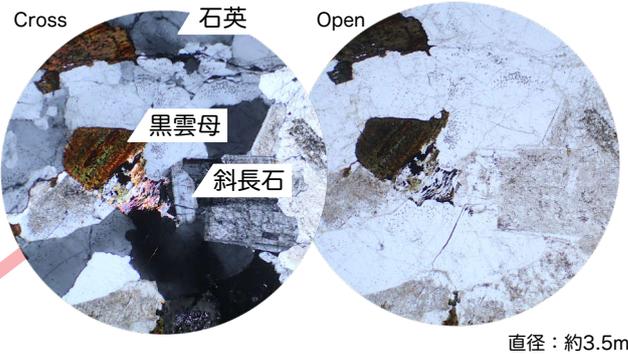
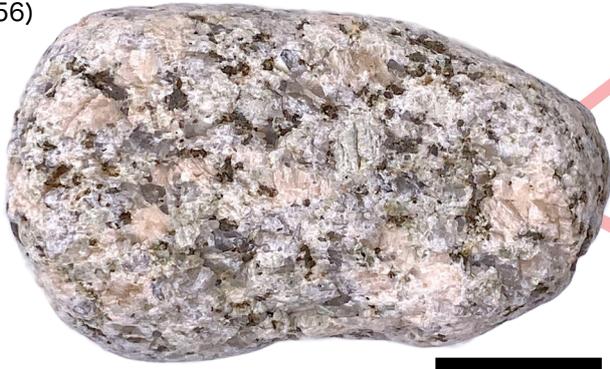


カコウ岩には、風化するとベージュ～ピンクがかった色合いになる正長石が含まれている。カコウ岩中の正長石は顕微鏡下でしばしば曹長石を離溶したパーサイト構造が発達している。

カコウ岩 (Sg-57)



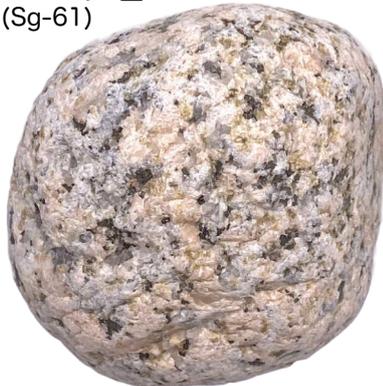
カコウ岩 (Sg-56)



カコウ岩 (Sg-58)



カコウ岩 (Sg-61)



カコウ閃緑岩 (Sg-36)



図版Ⅰ 重信川の河原で観察できる石 火成岩 ※岩石の下のスケールバーは全て2cm

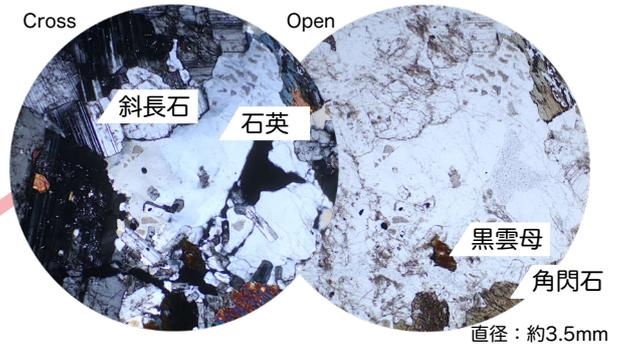
カコウ閃緑岩 (Sg-53)



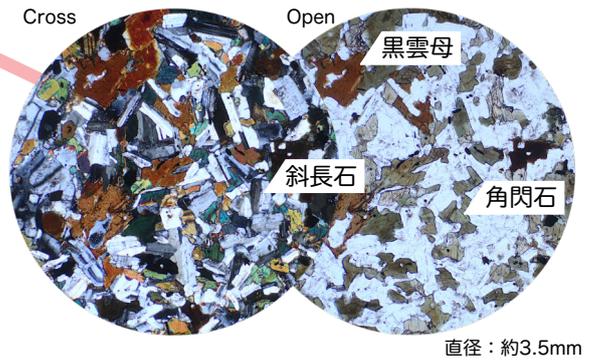
閃緑岩質暗色包有物

カコウ岩（カコウ閃緑岩）中には、時折、細粒の閃緑岩質の包有物が含まれることがある（暗色包有物）。

カコウ閃緑岩の偏光顕微鏡下での組織



暗色包有物の偏光顕微鏡下での組織



カコウ閃緑岩 (Sg-13)



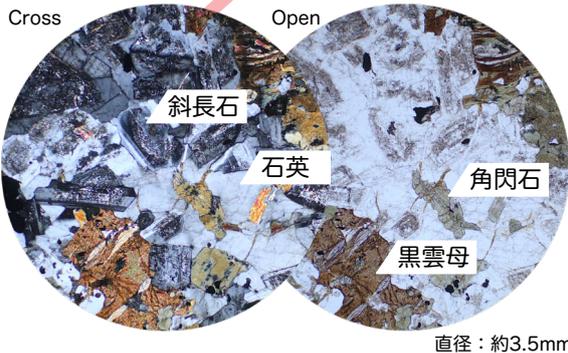
カコウ閃緑岩 (Sg-33)



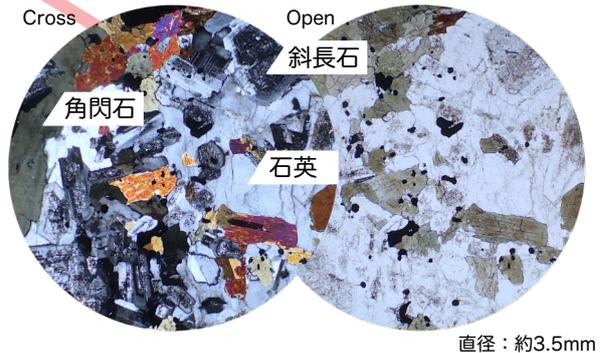
閃緑岩 (Sg-54)



閃緑岩の偏光顕微鏡下での組織



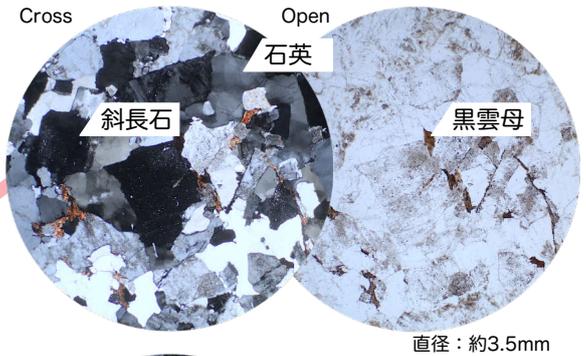
閃緑岩の偏光顕微鏡下での組織



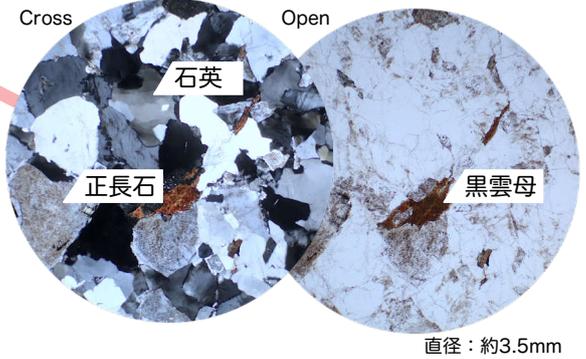
アプライト (優白質細粒カコウ岩)
(Sg-42)



アプライトの偏光顕微鏡下での組織



アプライト (優白質細粒カコウ岩)
(Sg-16)



変質した流紋岩
(Sg-49)

熱水変質作用によって石基の部分には細粒の石英が形成されている。また斑晶の石英は抜け落ちて空洞になっている。

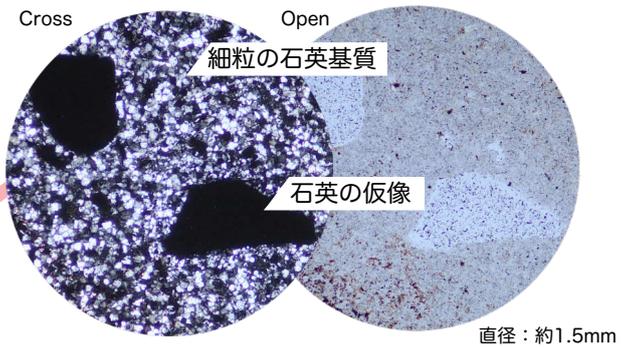


変質した流紋岩
(Sg-47)

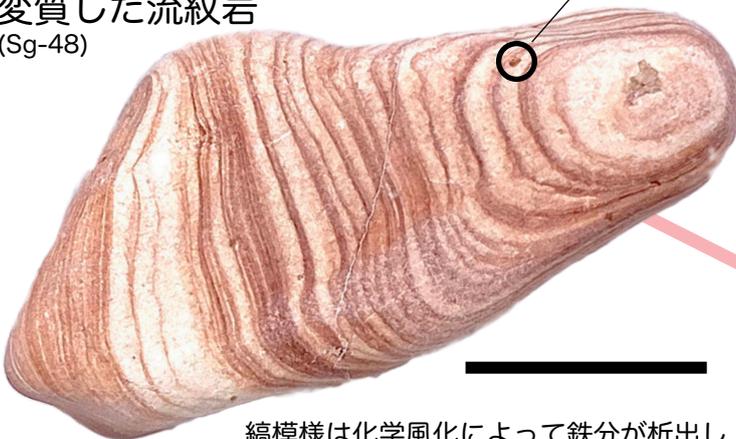


斑晶の石英が抜けた穴

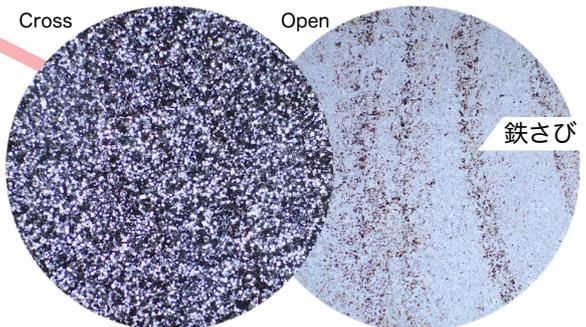
変質した流紋岩の偏光顕微鏡下での組織



変質した流紋岩
(Sg-48)

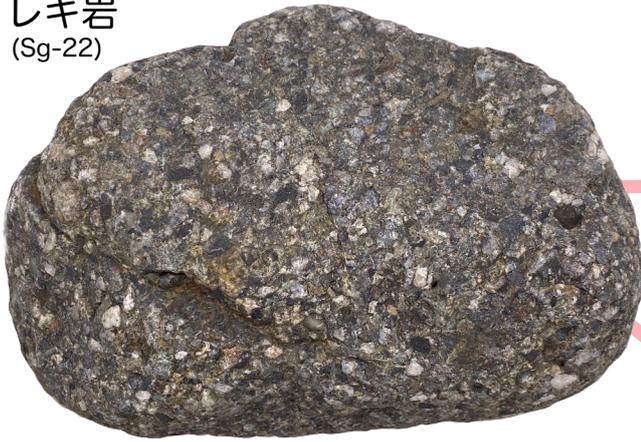


縞模様は化学風化によって鉄分が析出して形成されている。岩石本来の縞模様ではない。

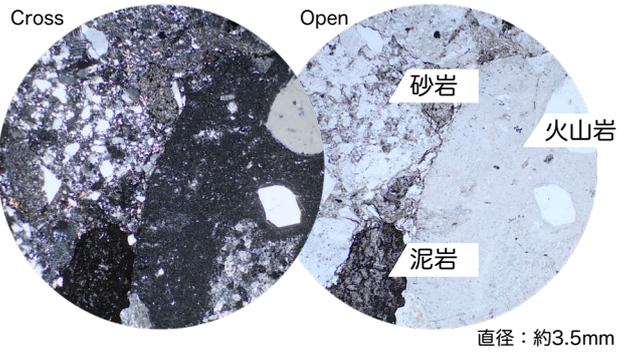


直径：約3.5mm

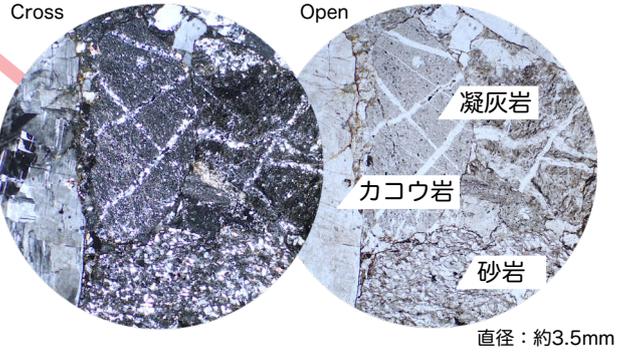
レキ岩
(Sg-22)



レキ岩の偏光顕微鏡下での組織



レキ岩には、砂岩、泥岩、凝灰岩、火山岩など、様々な種類の岩片が含まれている。



レキ岩
(Sg-11)



レキ岩
(Sg-9)



砂岩 (粗粒)
(Sg-8)



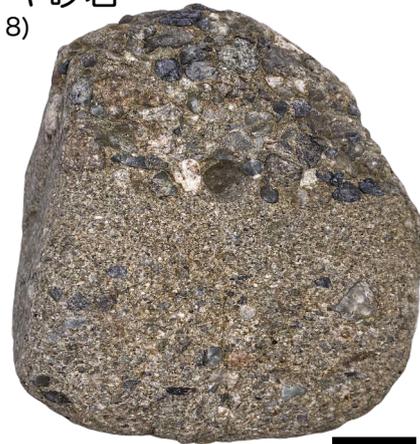
砂岩 (粗粒)
(Sg-7)



含レキ砂岩
(Sg-1)



含レキ砂岩
(Sg-18)

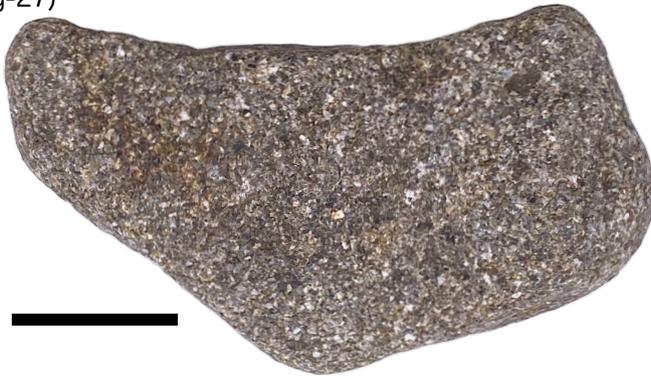


砂岩層とレキ岩層の境界部分か？上位のレキ岩層と下位の砂岩層境界付近では砂の粒子が小さくなり、級化層理のような構造が認められる。

図版IV 重信川の河原で観察できる石 堆積岩

※岩石の下のスケールバーは全て2cm

砂岩 (中粒)
(Sg-27)



砂岩 (中粒)
(Sg-23)



砂岩 (中粒)
(Sg-31)



砂岩 (中粒)
(Sg-37)



砂岩 (細粒)
(Sg-20)



砂岩 (細粒)
(Sg-38)



砂岩は大きさが1/16mm-2mm程度の構成粒子からなる碎屑岩である。一口に砂岩といっても粗粒、中粒、細粒と、その岩相は多様である。こうして砂岩を並べてみると粒の大きさ、色合いの違いなど多様で面白い。

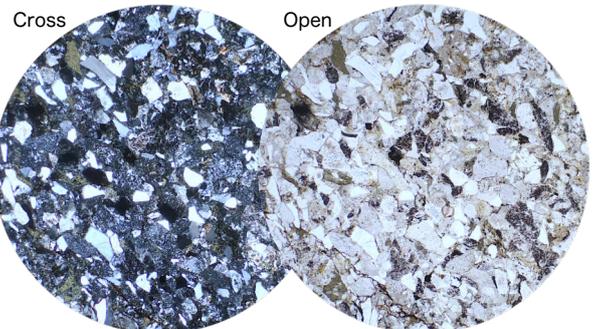
砂岩 (細粒)
(Sg-25)



砂岩 (細粒)
(Sg-30)

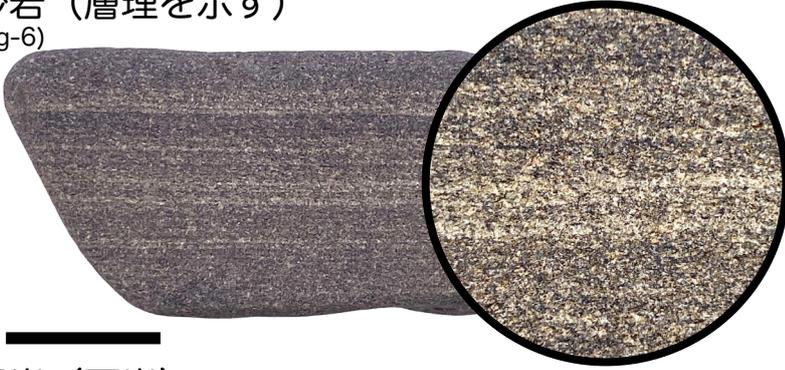


砂岩の偏光顕微鏡下での組織



角ばった細粒の石英粒が多い。泥質基質が比較的多いことからこの砂岩は石英質ワッケに分類される。

砂岩 (層理を示す)
(Sg-6)



砂岩と泥岩の互層
(Sg-15)



泥岩 (頁岩)
(Sg-32)



泥岩 (頁岩) は、物理的風化 (膨張と収縮) により、容易に亀裂が発生する。この岩石では亀甲状の亀裂が認められる。

泥岩 (頁岩)
(Sg-28)



泥岩 (頁岩)
(Sg-45)

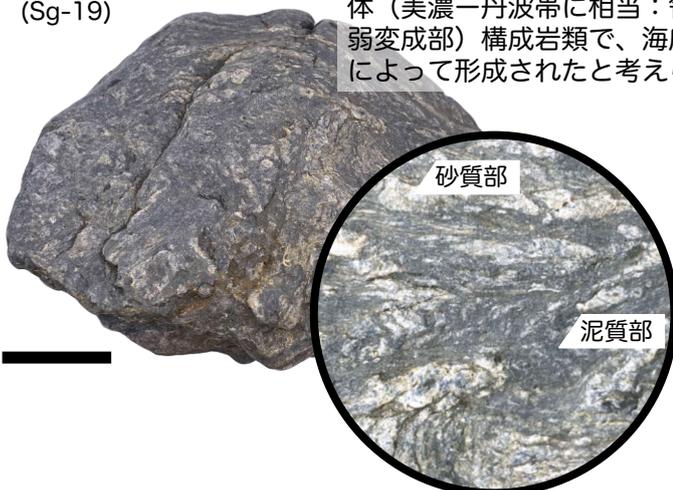


これらの泥岩 (頁岩) は、中央構造線の北側に細長く伸びた、白亜紀後期に堆積した和泉層群の堆積岩である。砂泥混在岩のような未固結時変形を受けておらず、整然とした岩相を示すものが多い。

砂混じり泥岩
(Sg-14)

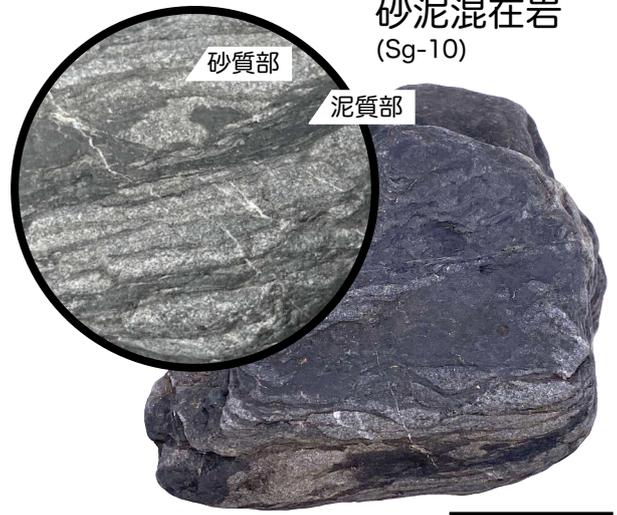


砂泥混在岩
(Sg-19)

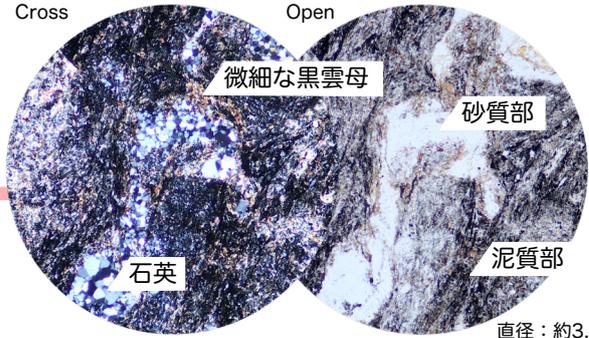
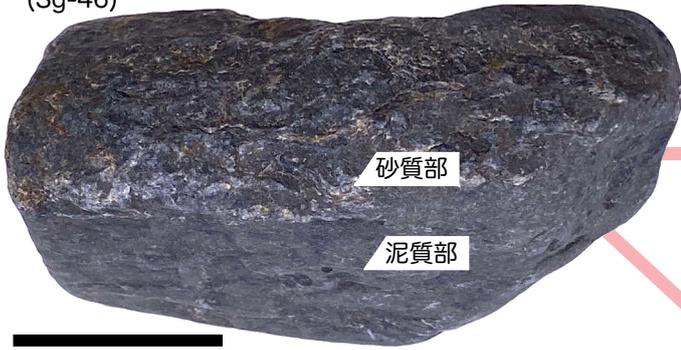


砂泥混在岩、砂混じり泥岩は、和泉層群の泥岩 (頁岩) とは異なり、不均質な岩相を示す。これらの堆積岩は、ジュラ紀後期に形成された付加体 (美濃一丹波帯に相当: 領家帯の弱変成部) 構成岩類で、海底地滑りによって形成されたと考えられる。

砂泥混在岩
(Sg-10)

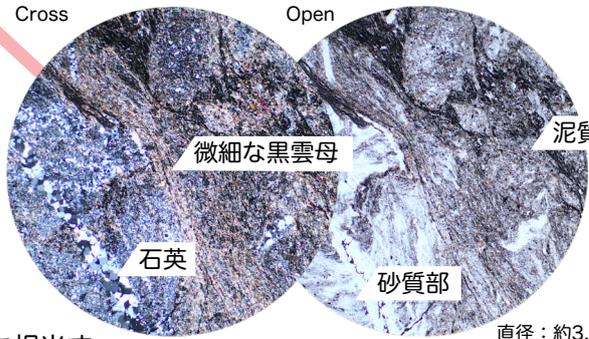


砂混じり泥岩（頁岩）（弱変成）
(Sg-46)



直径：約3.5mm

砂泥混在岩（弱変成）
(Sg-40)



直径：約3.5mm

領家帯の弱変成部に相当する岩石。肉眼では堆積岩に分類することが多いが、顕微鏡で観察すると、微細な黒雲母が形成されており、弱い熱変成作用を受けていることが分かる。この意味では、これらの岩石は堆積岩ではなく、変成岩に分類することもできる。

砂泥混在岩（弱変成）
(Sg-29)



砂泥混在岩（弱変成）
(Sg-5)



砂泥混在岩（弱変成）
(Sg-39)



砂泥混在岩は、ハンマーで叩くと普通の泥岩（頁岩）よりも硬い。これは砂泥混在岩が熱変成作用を受けたことによる。元々砂質の部分は、石英の集合体となっている。また泥質部には微細な黒雲母が形成されている。

砂泥混在岩（弱変成）
(Sg-34)



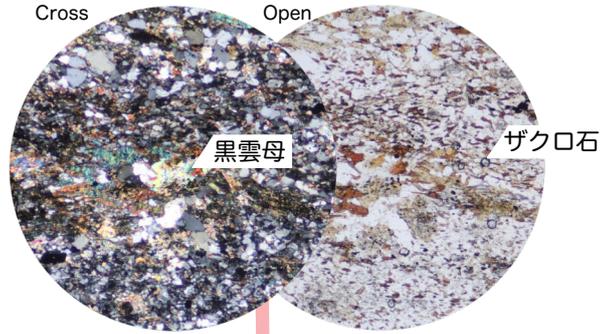
片麻岩 (Sg-2)



片麻岩 (Sg-52)



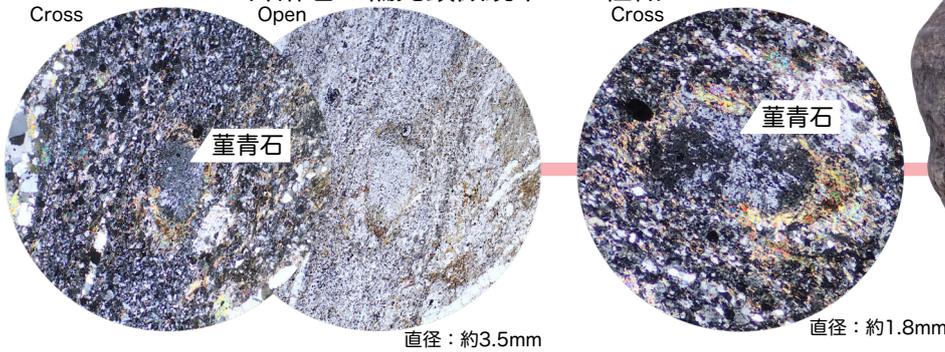
片麻岩の偏光顕微鏡下での組織



片麻岩 (Sg-21)



片麻岩の偏光顕微鏡下での組織

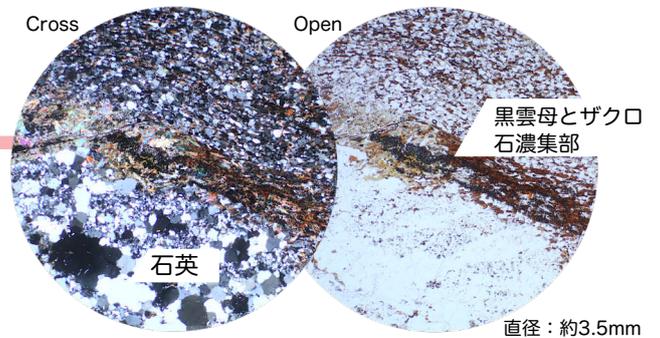


片麻岩は顕著な縞状構造（片麻状構造）を示す高温型変成岩。黒雲母、電気石、堇青石、ザクロ石などが変成鉱物として生成する。

片麻岩 (Sg-63)



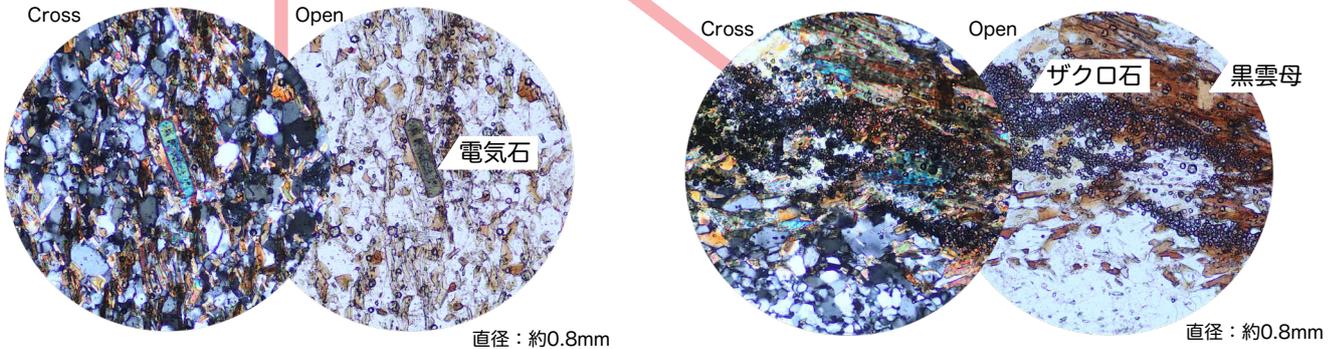
片麻岩の偏光顕微鏡下での組織



この片麻岩は、元々の岩石（砂岩泥岩互層）の構造がそのまま引き延ばされてきたような片麻構造を示している。

この片麻岩中には細粒のザクロ石がたくさん集合して黒雲母と共に層を形成している。

片麻岩の偏光顕微鏡下での組織



電気石は、オープンニコルで観察すると濃緑青色～淡黄色の顕著な多色性を示す。

上の顕微鏡写真を拡大したもの。粒状のザクロ石がたくさん濃集している。

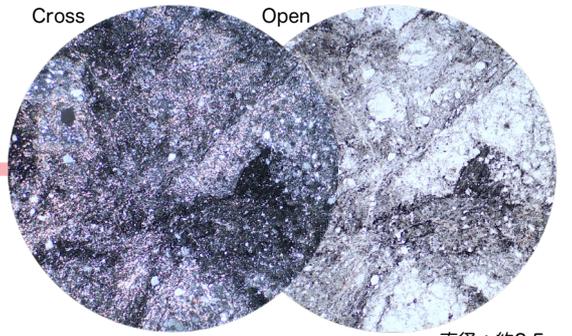
図版VIII 重信川の河原で観察できる石 変成岩

※岩石の下のスケールバーは全て2cm

ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩) (Sg-60)

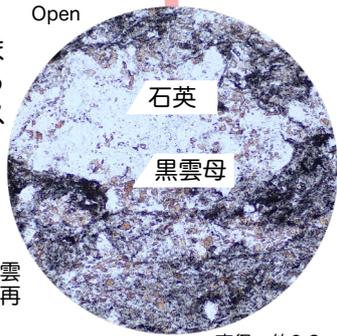


ホルンフェルスの偏光顕微鏡下での組織



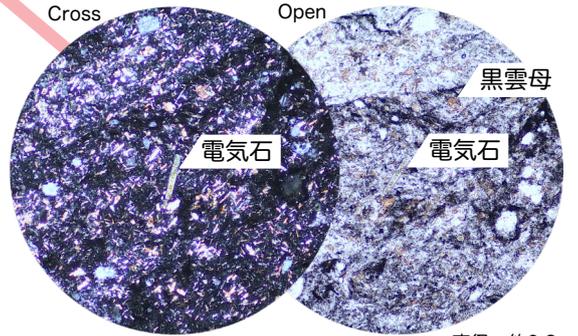
堆積岩を構成する粒子の組織は残っているが、熱変成作用の影響で、極細粒の黒雲母 (クロスで金色に輝いている部分) が泥岩の部分に形成されている。 直径：約3.5mm

岩石組織は砂泥混在岩のままだが、全体に赤紫がかっているのがホルンフェルスの特徴 (弱変成)。



茶色の細かい鉱物が黒雲母。熱変成作用による再結晶化で形成された。

直径：約0.8mm



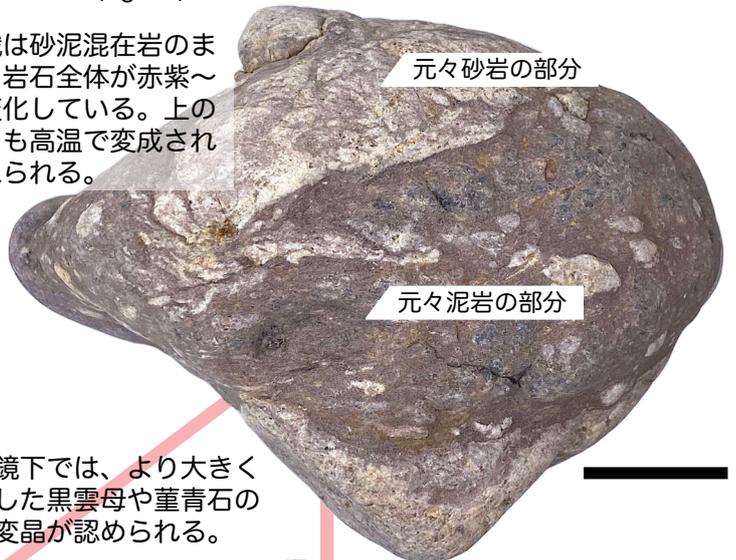
熱変成作用による電気石の成長が認められる。

直径：約0.8mm

ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩) (Sg-3)

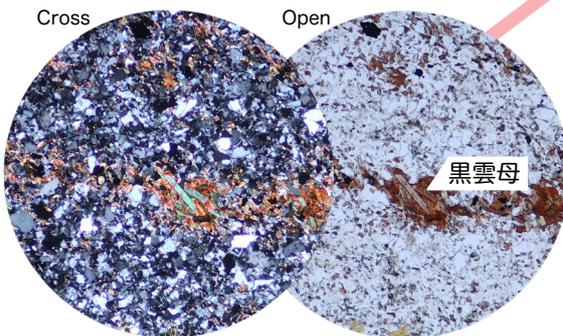


ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩) (Sg-62)

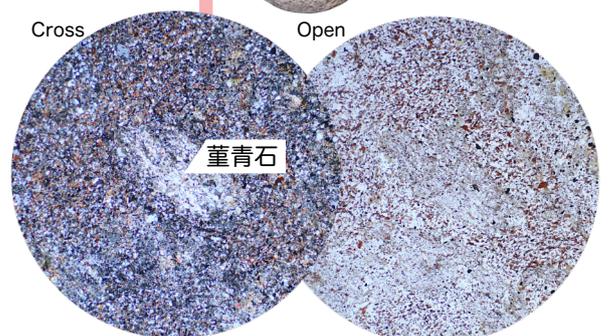


岩石組織は砂泥混在岩のままだが、岩石全体が赤紫～茶色に変化している。上の岩石よりも高温で変成されたと考えられる。

顕微鏡下では、より大きく成長した黒雲母や堇青石の斑状変晶が認められる。



直径：約1.8mm



直径：約3.5mm

図版IX 重信川の河原で観察できる石 変成岩

※岩石の下のスケールバーは全て2cm

ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩)
(Sg-12)

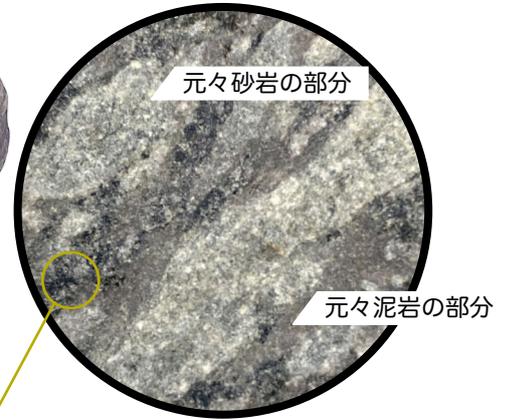


ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩)
(Sg-26)

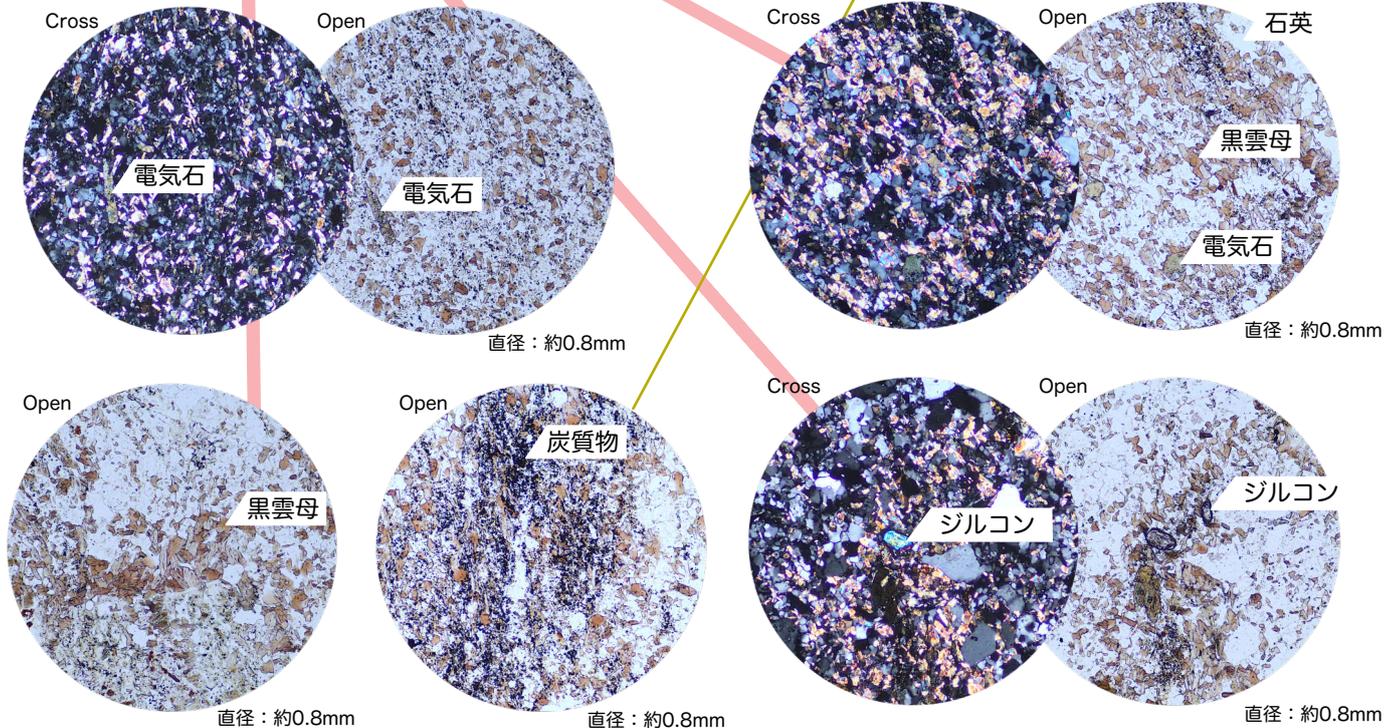


変成作用を受ける前の砂と泥が入り交じった様子をよく保存しているホルンフェルス。砂（優白色の部分）が泥（赤茶色の部分）の中にパッチ状に含まれている。

ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥混在岩)
(Sg-59)



ホルンフェルスの偏光顕微鏡下での組織



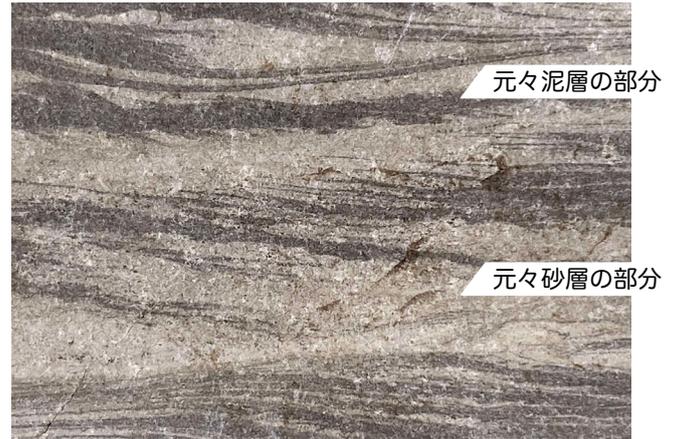
原岩が泥質の部分には石墨化した炭質物が認められる。岩石中の黒い部分が炭質物。元来植物片等の有機物が細くなり泥質堆積物中に入り、それが泥岩となり、更に変成作用を受けてホルンフェルス中では石墨となって存在している。

変成岩中には時折ジルコンが含まれることがある。このジルコンは碎屑性で、変成岩になる前の形成履歴を保持していることが多い。ジルコンのU-Pb放射年代法を用いると原岩の形成年代を求めることができる。非常に有用な鉱物である。

ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥互層?) (Sg-17)



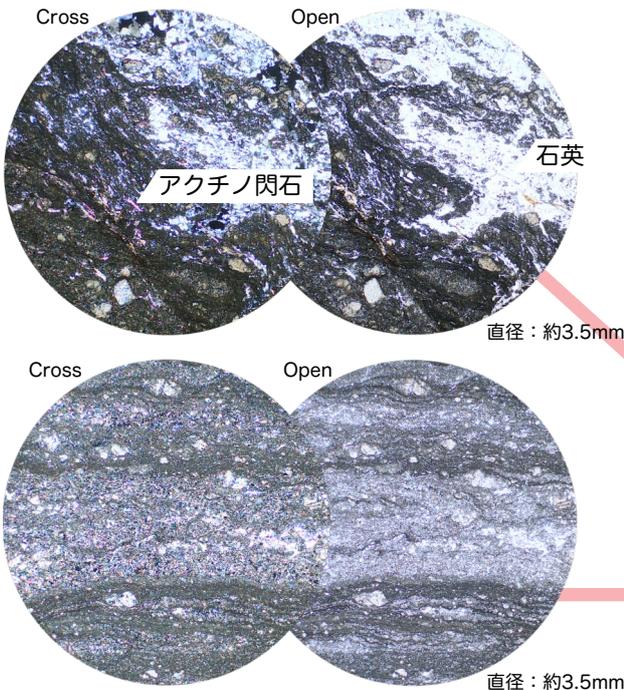
ホルンフェルス (熱変成作用を受けた砂泥互層) (Sg-64)



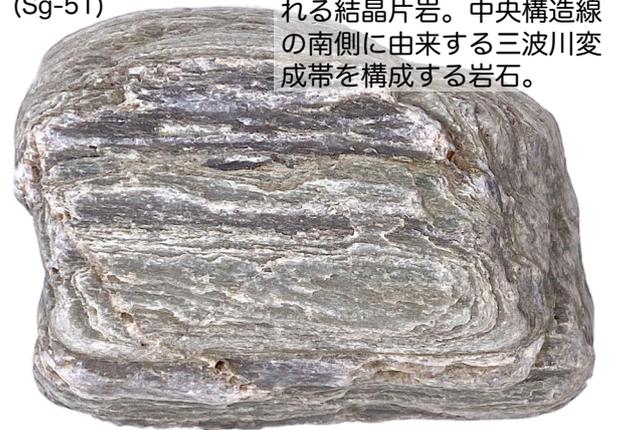
砂泥互層中にみられる斜交葉理 (クロスラミナ) がそのまま残っているホルンフェルス。

砂層と泥層がまだ未固結あるいは半固結状態で褶曲したと考えられる。その後熱変成作用を被った。原岩は砂泥互層ではなくチャートの可能性もある。

緑色片岩の偏光顕微鏡下での組織



珪質片岩 (Sg-51)



重信川の河原で時々観察される結晶片岩。中央構造線の南側に由来する三波川変成帯を構成する岩石。

苦鉄質片岩 (緑色片岩) (Sg-50)



重信川の河原でみられる結晶片岩は変成度がそれほど高くなく結晶度の低いものが多い。結晶片岩は、通常プレートの沈み込みに伴う低温高压型の変成作用で形成され、変形を強く受け方向性が顕著な片理を示すものが多い。

図版XI 重信川の河原で観察できる石

変成岩

※岩石の下のスケールバーは全て2cm