

北海道中川町産軟体動物化石の保存状態 (予報)

鈴木清一*・都郷義寛**・疋田吉識***

Preliminary Report on the Preservation of Some Molluscan Fossils from Nakagawa-cho, Hokkaido, Japan

Seiichi SUZUKI *, Yoshihiro TOGO ** and Yoshinori HIKIDA ***

Abstract The shell mineralogy and microstructure of fossil molluscs from five formations in Nakagawa-cho area were preliminarily examined for the study on fossilization, which was supported by the EDS analysis of minor elements within carbonate minerals. In the older three of the Cretaceous formations (Sakugawa, Saku, Osoushinai and Yasukawa Formations in ascending order), original calcite shell parts are well preserved with the microstructure, and is characterized by the addition (or original inclusion) of small amounts of Mg. Also almost all aragonite shells or shell parts remain without any diagenetic changes in the fine grained phasis of the younger two formations, but they have been completely converted to calcite and have lost their microstructure in the same one of the older two and in the coarse grained phasis of the Osoushinai Formation. The partial conversion is sometimes occurred in the Miocene Yamato Formation composed of sandstone. These may indicate that the aragonite-to-calcite conversion makes progress along with the lapse of geologic time and its progressing ratio depends on the rock phasis. Some fossil shells have been replaced by barite (Sakugawa Formation), silica (Saku and Yamato Formations) or chlorite (Sakugawa and Yamato Formations), sometimes followed by the preservation of microstructure within the replacing mineral. These replacements preferentially occur only in originally aragonitic shells, but not in calcitic ones and in Mg-calcitic tests and spines of echinoderms. The preference of the chloritization in the Yamato Formation is not due only to shell mineralogy but also to the type of microstructure.

Key words: fossilization, Cretaceous mollusca, carbonate, shell structure, mineralogical replacement

はじめに

軟体動物殻体は炭酸カルシウム結晶 (CaCO_3) と少量の有機物 (基質) からなる。この炭酸カルシウムは鉱物学的にはアラレ石または方解石である。それぞれの鉱物結晶は有機基質とともに幾何学的な配列をとり、微細な構造をなす。これを構築構造と呼び、20種類ほどが知られている (都郷・鈴木, 1988) 軟体動物種によって殻体のどの部位がどの構造で構築されるのかは特定しており、構築構造の種類とそ

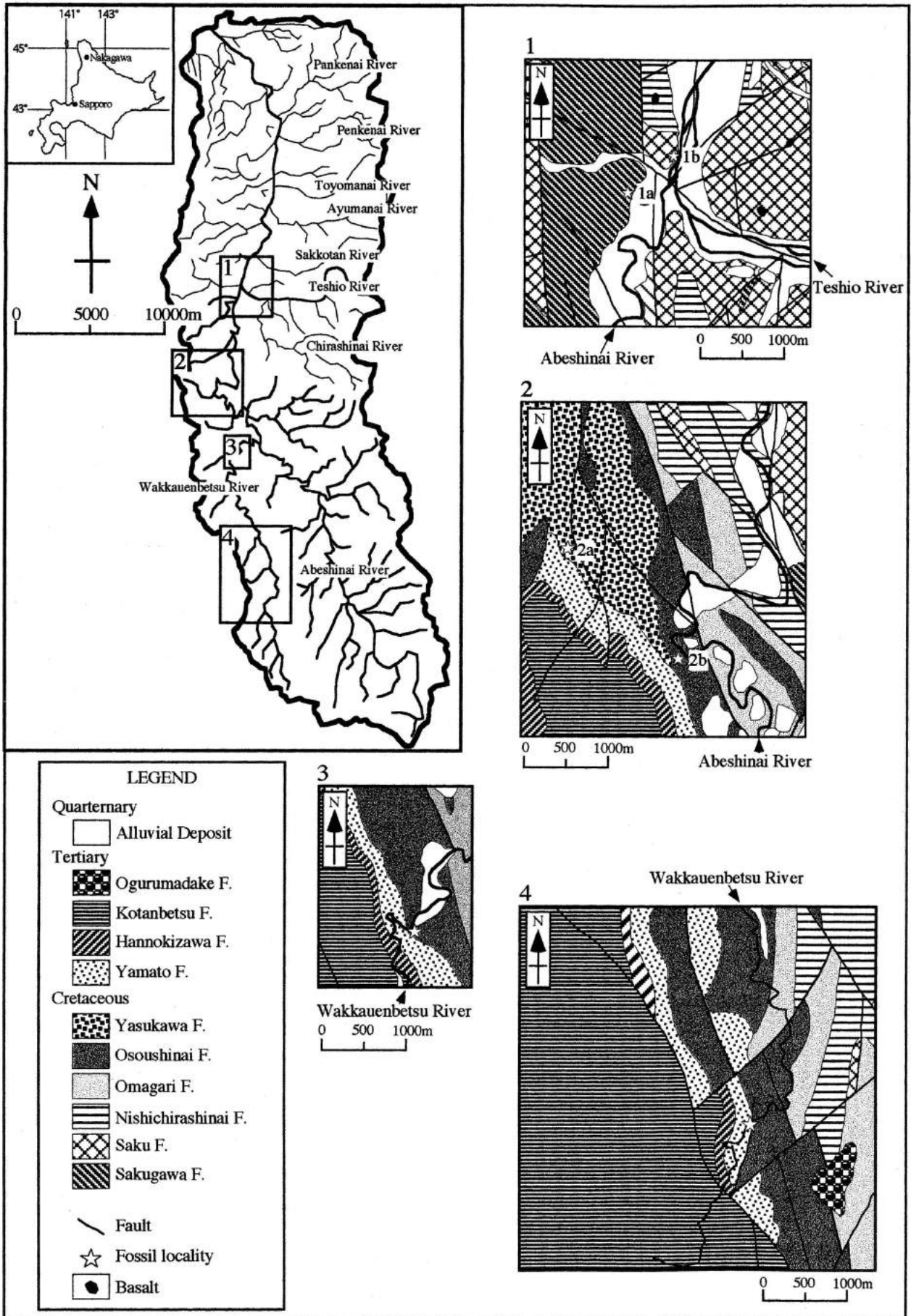
の分布は動物の系統発生を反映していることが強く示唆される。しかし、化石として地層中に含まれる場合、殻体構成物は続成過程において溶解、変質して内部構造を消失することが多く、大局的には埋没期間の長い、古い地質時代のものほどこの傾向が強くと見られる。このため、その重要性は指摘されつつも、化石殻体の構築構造の研究はあまり行われていないのが現状である。

筆者らは上述のような化石殻体における構造消失の大局的傾向を体験的に認めながらも、化石保存の

* 福岡教育大学地学教室 : Department of Earth Sciences and Astronomy, Fukuoka University of Education, Munakata, Fukuoka 811-4192, Japan

** 北海道教育大学岩見沢校地学教室 : Department of Earth Science, Iwamizawa College, Hokkaido University of Education, Iwamizawa, Hokkaido 068-8642, Japan

*** 中川町郷土資料館 : Nakagawa Museum, Nakagawa, Hokkaido 098-2802, Japan



第1図 中川町における試料採集地点とその周辺域の地質概略.

実態について具体的な研究が行われていないことを懸念し、国内各地の中生代以降の層準から産出する軟体動物化石について構造保存状態を検討している (Suzuki et al., 1993). この度、中川町に分布する中・新生代の5層準より採集した試料について検討する機会に恵まれ、各種データを集積しているところである。まだ、研究途上であるが、種々の興味ある事実を入手できたので、今回は予察的に報告する次第である。

試料と方法および用語

今回の検討対象とした試料は、次の5層準の6地点から採集したものである。なお、層準は橋本他 (1967) に基づくものである。

- ・安川採石場 (第1図 1a) : 中部蝦夷層群佐久川層 (中生代白亜紀セノマニアン)
- ・佐久 (天塩川) (第1図 1b) : 上部蝦夷層群佐久層 (中生代白亜紀チューロニアン)
- ・長久橋 (第1図 3) : 上部蝦夷層群オソウシナイ層 (中生代白亜紀カンパニアン下部)
- ・炭ノ沢 (第1図 2a) : 同上
- ・炭ノ沢二股上流 (第1図 2b) : 函淵層群安川層 (中生代白亜紀カンパニアン上部~マーストリヒチアン)
- ・ワッカウエンベツ川 (第1図 4) : 大和層 (新生代新第三紀中期中新世)

採集した化石は周囲の岩石ごと切断し、各地点あたり数枚の薄片を作製した。薄片は多目的使用のため、カバーガラスを付さず、鏡面研磨を施したものである。その後、薄片の偏光顕微鏡観察により、鉱物同定と構築構造の残存状態を検討した。併せて続成変質の状態を確認するため、カソードルミネッセンス像 (CL 像) の観察も行った。CL像観察には、偏光顕微鏡に装着したカソードルミネッセンス発光装置 (プレミアアメリカンテクノロジー社製 ルミノスコープ ELM-3RX) を用いた。また、薄片の一部は炭素薄膜蒸着を行い、走査型電子顕微鏡 (SEM: 日本電子製 JEOL-JSM 5200) による反射電子組成像観察と、エネルギー分散型元素分析装置 (EDS: 日本電子製 JEOL-JED 2000) による構成鉱物の元素組成の測定に用いた。EDS分析は、各種鉱物の同定確認の他、化石殻体や岩石のセメント質を構成する炭酸塩鉱物における微量元素の挙動の検討に利用した。この他、炭酸塩鉱物の識別のため、採集試料からチップを切り出し、フィーグル氏液染色法を用いてアラレ石の同定も行った。

後述するように、本地域の軟体動物化石において

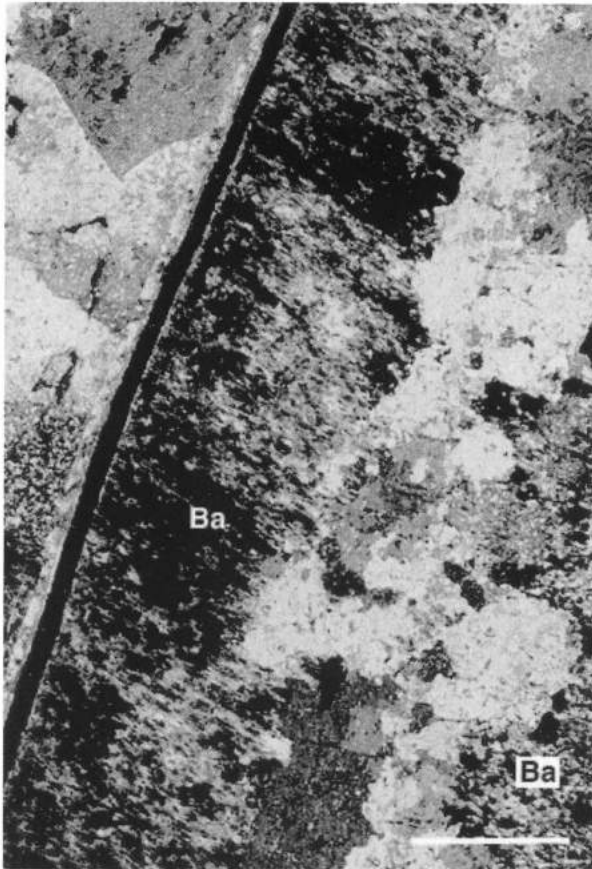
初生鉱物が種々の鉱物に変化しているケースがみられる。この変化は、広く一般には交代現象として一括してとらえられているが、この中には、化石の初生鉱物が溶解して空洞化し、一定期間を経た後に、その空洞内を埋めて新鉱物が形成される場合も含まれている。筆者らはこれを「充填」として「交代」とは区別して扱っている。「充填」の場合、初生的内部構造の保存はまったく期待できない。筆者らの「交代」は初生鉱物から新鉱物への変化が連続的に行われ、構造保存の可能性を残している現象に対して用いている。「交代」の用語の代わりに、たとえば「方解石化」のように、「交代鉱物名+化」で表現することもある。なお、「交代」作用のメカニズムについては種々の議論がある (たとえば, Maliva and Siever, 1988) が、ここではその詳細は扱わない。

化石の鉱物学的変化と構築構造の保存

a. 佐久川層

サンプルは安川採石場から採集したものである。含化石部は暗灰色砂質シルト岩からなり、アンモナイト類やイノセラムス類 (*Inoceramus*: 二枚貝の絶滅属) が多くみられる他、有孔虫、ウニの棘、所属不明の石灰質小球体 (径約 200 μm) も含まれる。植物片は検討した他の層準に比べて少ない。

アンモナイト殻 (隔壁を含む) は初生的に全層アラレ石質で、球晶-稜柱構造 (spherulitic-prismatic structure), 柱状真珠構造 (columnar nacreous str.) などからなるが、今回の観察ではほとんどが方解石化してモザイク状を呈し、初生構造は消失している (殻径が数cm に達する比較的厚い殻の場合は、部分的に真珠構造のタブレット状結晶を識別できることがあるが、方解石化しており、タブレット同士が融合してモザイク状結晶と漸移する)。イノセラムス殻は方解石とアラレ石からなり、外層は方解石稜柱構造 (calcite simple prismatic str.), 光輝層 (筋痕層) は光輝構造 (myostracal prismatic str.), 内層はシート状真珠構造 (sheet nacreous str.) でそれぞれ構築される。このうち、後2者はアラレ石質であるが、アンモナイト殻同様に方解石化し、初生構造は破壊されている。一方、方解石稜柱構造は各稜柱の形態を鮮明に残しており、容易に識別できる。ただし、稜柱間の有機基質は消失して方解石で充填されている。また、稜柱内方解石は各稜柱単位で消光し、単結晶的性質を示す。これは現生二枚貝 *Pinctada fucata martensi* 外層の同構造で観察された、「稜柱内は結晶方位の異なる多結晶からなる」という



第2図 佐久川層産イノセラムス殻の薄片写真。光輝層の一部を交代した重晶石 (Ba) を示す。周囲の方解石化部位では初生構造が消失しているにも関わらず、重晶石化部位には光輝構造の稜柱状結晶に対応した重晶石結晶の配列がみられる。クロスニコール観察。スケールバー：0.5 mm。

Watabe and Wada (1957) の報告と異なった特徴である。

アンモナイト殻とイノセラムス殻破片において、重晶石 (BaSO_4) による交代現象が認められた (第2図)。アンモナイトの重晶石化部位は最外螺環で被覆されている殻口から1巻き以上奥の部位で、物理的破壊がみられ、周囲の殻や隔壁は方解石化している。その内外の房室も方解石で充填されているが、殻部との境界は識別できる。重晶石は明らかに殻部のみを交代しており、房室内充填方解石には及んでいない。重晶石化部位は初生的に球晶-稜柱構造と柱状真珠構造からなるが、これらの構造は識別できず、方解石化部位同様にモザイク状結晶からなる。また、この部位の外側の房室中に充填性方解石に混在して2個の重晶石粒が認められたが、殻部からは隔離しており、殻のみを交代している上述のタイプ

とは区別しうる。CL像観察によれば、充填性方解石には殻部表面付近から房室中央に向かって累帯状の結晶成長パターンが識別され (図版 1)、混在する2個の重晶石は同一の成長面上に形成されている。このことから、房室内の重晶石は方解石による充填途上の一時期に晶出したものと判断される。一方、イノセラムス殻破片は大型個体の光輝層の一部に当たるもので、大半の部分は方解石化し、成長構造の痕跡と思われる層状パターンがみられるものの初生構築構造は消失している。重晶石化はその内部の2箇所において認められた。うち1箇所では径 $10\mu\text{m}$ 前後、長さ $200\mu\text{m}$ に及ぶ稜柱状結晶がその長軸を層状パターンと直交方向に並列させた構造を示す。これはアラレ石質初生構造の光輝構造を反映したものの判断される。もう1箇所ではモザイク状結晶からなり、初生構造はみられない。また、この部位の重晶石は、結晶内部に長径 $2\sim 3\mu\text{m}$ の多角粒状のリン灰石結晶を散点的に包有する。

この他、軟体動物殻と思われる小型の破片において、緑泥石による交代が1例認められた。この破片は大半が緑泥石化され、一部はモザイク状方解石からなる。緑泥石化部位のクロスニコール観察では、不鮮明ながら、真珠構造のタブレットの平行配列に類似する細かな層状パターンがみられる。これらのことから、この破片は初生的にアラレ石質であったと判断される。

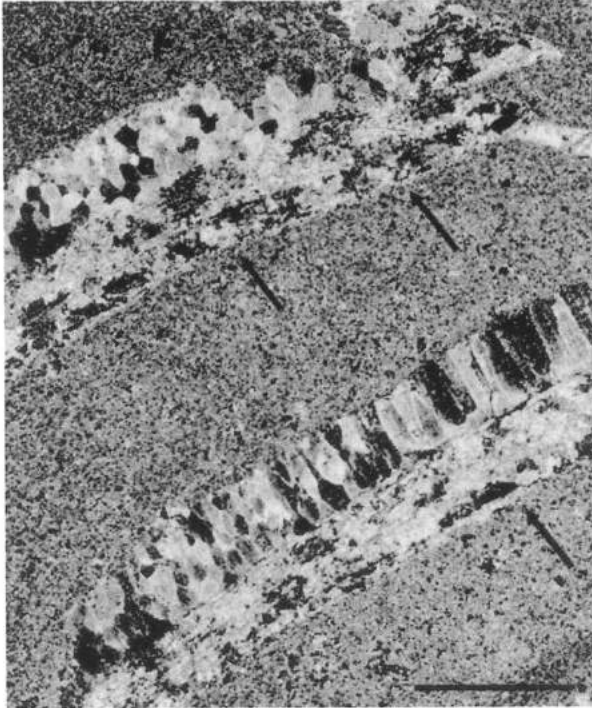
b. 佐久層

本層の模式地である佐久 (天塩川) において採集した。化石部は暗灰色シルト岩からなり、アンモナイト類やイノセラムス類が密集状に、あるいは散在して多産する。他に、ウニの棘や植物片も含まれ、さらに所属不明のリン灰石質硬組織片も産出した。これらの化石はしばしばノジュール中にも含まれ、今回検討したのはノジュール中のものである。

アンモナイト殻はすべて方解石化してモザイク状を呈し、初生構造は消失している。イノセラムス殻のうち、外層の方解石稜柱構造は鉱物的変化がなく、稜柱間の有機基質が消失して方解石で充填されているものの、各稜柱の形態が鮮明で充分に同定可能である (第3図)。しかし、初生的にアラレ石質の部位はアンモナイト殻同様に方解石化し、初生構造は破壊されている。

なお、採集した複数のイノセラムス殻において、部分的な珪化現象が認められた。珪化は内層側の初生的にアラレ石質の部位にのみ生じており、殻表と平行にのびる小規模なレンズ体をなす。外層の方解

石質部位との境界部付近にもみられるが、外層中には及んでいない。また、各珪化部位は数個の多角状石英粒（長径 50~100 μm ）からなり、わずかに褐色を呈する。石英内部には波動消光が観察されるが、初生構築構造の残存は確認できなかった。



第3図 佐久層産イノセラムス殻の薄片写真。外層の方解石稜柱構造は良好に残存しているが、アラレ石質の内層（真珠構造）や光輝層は大半が方解石化して構造が消失し、一部は珪化している（矢印）。クロスニコル観察。スケールバー：0.5 mm。

c. オソウシナイ層

本層のサンプルは長久橋と炭ノ沢の2地点で採集した。長久橋では暗灰色シルト岩とその上位に重なる緑色中粒砂岩（緑色を呈するのは多量の海緑石を含むことに由来する）の相異なる2種類の岩相から産出し、両岩相間で主要化石の種類は類似するが、化石化の状態は著しく異なる。炭ノ沢は暗灰色シルト岩からなり、化石化状態は長久橋の同岩相とほぼ同じである。

暗灰色シルト岩中には、イノセラムスを主とする種々の軟体動物殻がウニや木片、リン灰石質硬組織片などとともに密集塊をなして含まれる。軟体動物殻は破片状のものが多く、鉱物学的変化がみられず、方解石質殻、アラレ石質殻ともに初生状態で残存する。初生構築構造も良好に保存されている。イノセラムス殻においては、方解石稜柱構造の稜柱が

鮮明に識別される。ただし、稜柱間有機基質は消失し、方解石で充填されている。アラレ石質のシート状真珠構造では各タブレットが層状に累積して観察され、光顕レベルの特徴としては現生殻の同構造と大差がない。この他、アラレ石質構築構造として、柱状真珠構造、繊維構造（fibrous str.）、交差板構造（crossed lamellar str.）が確認された。柱状真珠構造はアンモナイト殻以外に、二枚貝殻と判断される破片において殻外側の繊維構造とともにみられる。この柱状真珠構造は、繊維構造との境界付近ではタブレットの平面を殻表に斜交させて累積し、殻内面に向かって次第に平行に並ぶようになる。繊維構造の針状結晶は殻頂側から腹縁側に向けて垂れ下がるように並列するか、放射状に配列する（第4図）。これらの特徴をもつ繊維構造—柱状真珠構造の組合せを有する二枚貝はマメクルミガイ超科（Nuculacea）に属するものと判断される（Suzuki, 1983）。交差板構造は小破片において単独でみられたため、動物種については推定できない。

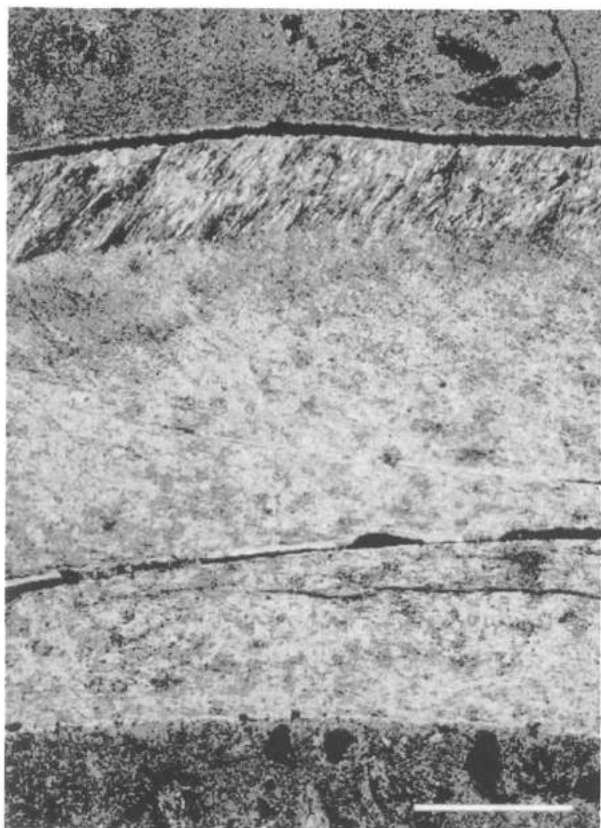
緑色中粒砂岩中に含まれる軟体動物殻、ウニ、材化石などは破片状のものが多く、軟体動物殻では、イノセラムス殻外層の方解石稜柱構造は比較的良好に残存しており、識別可能である。しかし、アラレ石質の部位はその多くが方解石化してモザイク状を呈しており、一部には溶解後に方解石で充填されているものもみられる。いずれにしても、アラレ石質初生構築構造は完全に消失している。

d. 安川層

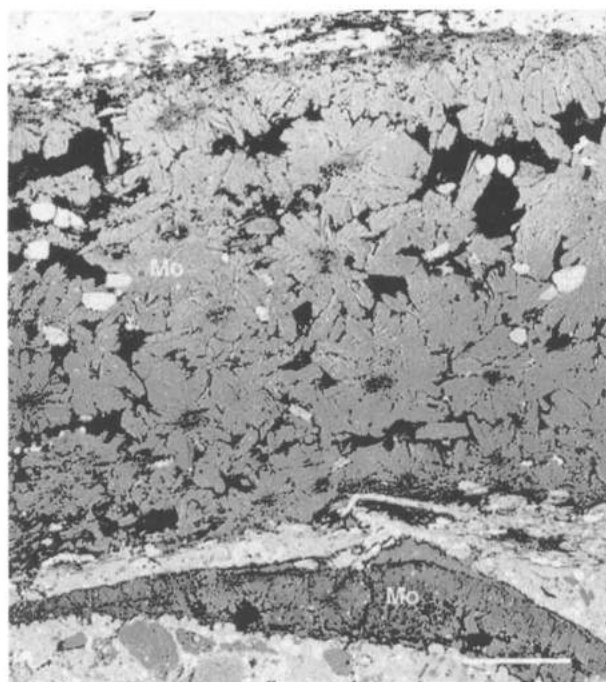
炭ノ沢二股上流の1地点より採集した。安川層は全体として粗粒相からなるが、今回検討したのは泥質細粒砂岩中から産出したものである。化石は多量の木片に混じって、アンモナイト類およびウニ骨格片などが散点的に含まれる。

アンモナイト殻は保存良好で、アラレ石質構築構造はそれぞれ鉱物学的にも構造形態的にも初生状態で残存する（ただし、有機基質の有無については不明である）。また、アラレ石からなる管状殻の環状断面において、交差板構造の第1次薄板の交差パターンが観察された。この特徴は現生ツノガイ類のそれと共通する（鈴木他, 1996a）。なお、今回はイノセラムス殻などが確認できなかったため、方解石質構築構造については検討していない。

この他、モルデン沸石により充填されている殻片が確認された。一般にモルデン沸石は長さ 100 μm 、幅 30 μm ほどの短冊状結晶が球晶状集合体をなし、薄片の反射電子組成像観察では花卉状を呈してみら



第4図 オソウシナイ層産アラレ石質二枚貝殻の薄片写真。外層の繊維構造と中・内層の真珠構造が良好に保存されている。クロスニコル観察。スケールバー：0.2 mm.



第5図 安川層産二枚貝(?)殻の反射電子組成像。殻内はモルデン沸石(Mo)で充填されている。スケールバー：0.2 mm.

れる(第5図)。また、殻片周縁部では縁辺から殻中央方向に長軸を向けて並列する。モルデン沸石は木片の空洞化部位や非生物組織性空隙にも存在する。これらのことから、殻片の初生物質が溶脱して空洞化した後に、それを充填してモルデン沸石が形成されたことは明らかである。

e. 大和層

本層模式地のワッカウエンベツ川流域において、オソウシナイ層を被覆する不整合面直上付近から採集した。化石は緑灰色含礫中粒砂岩(色調は海緑石を含むことに由来する)中に密集して産出する。化石の構成は*Mercenaria y-iizukai*, *Spisula onnechuria* などの二枚貝類を主とし、少数の巻貝類を伴う軟体動物群からなる。その他の化石はフジツボ(?)破片が1例みられたにすぎない。

軟体動物殻はすべて初生的にアラレ石からなるもので、方解石質の殻体は確認できなかった。アラレ石質殻は大半の個体において初生鉱物が残存するが、わずかながら、部分的に方解石化しているもの

も認められた。方解石化は殻の内部で周囲をアラレ石で囲まれてパッチ状に生じており、しばしば成長線に沿って層状に形成されることもある。方解石化部位では、初生構造は消失している。これに対し、アラレ石が残存する部位には構築構造がほぼ完全に保存されている(ただし、有機基質については検討していない)。識別された構造は混合稜柱構造(composite prismatic str.)、交差板構造、微交差板構造(finely crossed lamellar str.)、均質構造(homogeneous str.)、複合交差板構造(complex crossed lamellar str.)である。このうち混合稜柱構造は大半が次に述べる緑泥石化部位で識別され、アラレ石部位にみられることはむしろ稀である。形態学的に*Mercenaria y-iizukai*に同定された殻体の場合、外層が混合稜柱構造で構築され、中・内層は均質構造を主体としながらも、中層の一部に微交差板交が、また内層の一部に複合交差板がそれぞれみられる。この特徴は*Mercenaria*属の現生種*M. stimpsoni*(ピノスガイ: Shimamoto, 1986; 疋田, 1996)や*M. mercenaria*(Taylor et al., 1973)のものとは異なり、系統関係上注目される。

大和層における化石化の最も顕著な現象は、多くの軟体動物殻に緑泥石化、珪化が生じていることである。これらの交代作用は同一殻中にみられること

も少なくない。時には同一般に初生アラレ石部、方解石化部、緑泥石化部、珪化部が共存することもある。一般に緑泥石化と珪化は殻体の異なる部位で生じており、見かけ上、緑泥石化は外層側で行われ、珪化は中・内層で行われている。これは地層中における殻体の向きに無関係で、殻外表が上向きでも下向きでも同様である。しかし、この傾向は殻層と対応しているとみるよりも、初生構築構造と対応するものと判断される。特に緑泥石化は混合稜柱構造と密接な関係が認められる。外層側の緑泥石化は、外層が混合稜柱構造で構築されるケースがほとんどである。外層が交差板構造で構築されている殻体では緑泥石化はみられないか、または小規模な範囲に留まっている。混合稜柱構造からなる外層全体に緑泥石化が進行している場合でも、他の構築構造からなる中・内層にはほとんど及んでいない(中層の微交差板構造が外層の混合稜柱構造と隣接する部位では、わずかながら緑泥石化が中層まで達していることがある)。一方、珪化は混合稜柱構造以外のアラレ石質構築構造の部位にみられ、外層が交差板構造である殻体では、外層にも珪化がみられることがある。ただし、珪化自体が構築構造の種類に関連しているかは不明である。珪化は非緑泥石化部位に生じているという見方もできる。

緑泥石化部位には初生構築構造が良好に保存されている(図版 II)。開放ニコル観察では、緑泥石化部位は黄褐色を呈し、混合稜柱構造の第1次プリズム(針状結晶の束状集合体)や針状結晶の残像を識別できることがあるが、全体に無構造のこともある。しかし、この無構造の部位のクロスニコル観察では、消光パターンにより第1次プリズム間の境界を識別できる。なお、今回緑泥石化部位として扱った一部には、緑泥石とアラレ石が混在する部分が含まれるが、光顕レベルで両鉱物を結晶ごとに識別することは困難であり、緑泥石のみからなる部位とは色調の違いや干渉色の異常から区別されるにすぎない。これは緑泥石化部位における構造保存状態の相違に関与しているものと推測されるが、現段階では断言できない。なお、EDS分析によれば、今回の緑泥石化部位からはマグネシウム、鉄、アルミニウム、珪素の他、カルシウムがかなり検出され、各元素の量比は分析ポイント毎に変動する。その一因として上述のアラレ石の混在もあるが、これを考慮しても一般的な緑泥石の組成とは異なっており、鉱物の再同定も含めて詳細な検討が必要である。

珪化部位は石英からなり、粒状を呈する部位と繊維状を呈する部位に大別される。このうち、繊維状

を呈する部位では結晶長軸が放射状に配列し、アラレ石部位に対して丸く突き出る境界を示すことが多い。この部位の光学的特徴はカルセドニーに類似するが、典型的ではなく、しばしば粒状石英からなる部位に漸移する。初生構築構造が保存されているのは粒状を呈する部位の一部であり、繊維状を呈する部位には全くみられない。明瞭に識別できるのは交差板構造と微交差板構造、複合交差板構造である。均質構造は元々構造要素が微細なため、珪化部位に残存しているか否かは光顕では判断できない。構造の残存は、一般にはクロスニコル観察における消光パターンで確認されるが、時に石英粒内に包有される炭酸塩微結晶(アラレ石か方解石かは不明)の配列で識別されることもある。

化石およびセメント質を構成する 炭酸塩鉱物の元素組成

軟体動物殻(アオイガイ類の擬殻を除く)を構成する方解石とアラレ石はほとんど純粋に近い炭酸カルシウムからなる(Veizer, 1983)。しかし、自然界全体でみれば、両鉱物ともカルシウムの一部が他の金属イオンで置換され、部分的な固溶体系列をなすことが知られている(北野, 1990)。とくに、ウニなどの海棲無脊椎動物骨格や石灰藻組織を構成する方解石は、マグネシウムを数%~10数%(炭酸塩中の全金属イオンに対するモル分率、以下同様)含むことがむしろ普通である。この方解石は高Mg方解石と呼ばれるが、一般的には化石として埋没中にマグネシウム含量が減少して低Mg方解石化する。また、碎屑性堆積岩中の方解石セメントは少量のマグネシウム、マンガン、鉄を含むがその割合は地域によって異なり、続成環境によっても変化する(松本, 1978)。このような観点から、採集試料の化石および周囲の岩石中のセメント質、空洞部の充填物などを構成する炭酸塩鉱物のEDS元素組成分析を行い、続成変質について検討した。

全試料において炭酸塩鉱物の金属イオンとして検出されたのは、カルシウムの他にはマグネシウム、マンガン、鉄の3元素である。これ以外の元素は検出されなかった。この3元素の含有量と量比は層準および岩相によって異なり、軟体動物殻や他の石灰質組織における挙動に興味ある傾向が認められる。以下にその概略を述べる。

a) 佐久川層

方解石セメントは3元素合計で2~4%を含み、そのうち半量以上をマンガンが占める。鉄は1.5%以下ながら常に検出され、マグネシウムは検出され

ないこともある。

軟体動物殻では、初生アラレ石が方解石化した部位と方解石稜柱構造の稜柱間を充填する方解石は、セメントとほぼ同じ組成を示す。これに対し、方解石稜柱内結晶は1%前後のマグネシウムを含み、マンガン、鉄をまったく含まないという特徴があり、セメントと区別される。他の化石では、ウニの棘(方解石)は2%程度のマグネシウムを含み、他の2元素を含まない。また、内部構造を残している有孔虫殻(方解石)は純粋な炭酸カルシウムからなる。

b) 佐久層

本層の方解石セメントは3元素合計で1.5~3%を含み、マグネシウムとマンガンが主体で、鉄は0.5%未満である。また、アンモナイトの房室や空洞化した木片細胞部を充填する方解石は、平均で約6%、時に10%を越えるマグネシウム含量を示し、マンガン、鉄をほとんど含まない。

軟体動物殻では、方解石化部位の組成がセメントのそれに類似する。一方、方解石稜柱内結晶は充填性方解石と同様の組成傾向をもつ。ただし、マグネシウム含量は3%前後で、充填性方解石より少な

い。

c) オソウシナイ層

シルト岩部と砂岩部の間で、セメント、化石ともに組成上の顕著な差異が認められる。シルト岩部の方解石セメントは5~10%のマグネシウムの他、マンガン、鉄をそれぞれ1、2%程度含んでいて、3元素合計では12%に達することもある。

軟体動物殻の初生アラレ石が残存する部位はほぼ純粋な炭酸カルシウムであるが、方解石稜柱内結晶は3~4%のマグネシウムを含み、マンガン、鉄をまったく含まない。また、稜柱間の充填性方解石は、セメントとほぼ同じ組成を示す。この他、ウニの棘がマグネシウム(2~3%)以外の2元素を含まないという特徴は他の層準の試料と同様である。

砂岩部の方解石セメントは3元素ともに多く、合計で13%に達することもある。とくに鉄がその半量(3~7%)を占め、この特徴は本層のシルト岩や他の層準とは大きく異なる。空洞部の充填性方解石はセメントと同様の組成である。

軟体動物殻では、方解石稜柱内結晶はマグネシウムを少量含む(0~1.5%)ことがあるものの、マンガン、鉄をまったく含まない。稜柱間の充填性方

第1表 中川町における各層準の化石化一覧。

	セメント	方解石質 軟体動物殻	アラレ石質 軟体動物殻	高Mg方解石質 ウニ骨格	備考
大和層 中粒砂岩	方解石 Mn>Fe>Mg 3元素計: 2.5~8%	_____	アラレ石: 構造保存 方解石化 珪化: 構造保存 緑泥石化: 構造保存	_____	
安川層 泥質砂岩	方解石 Mg>Mn>Fe 3元素計: 3.5~5%	_____	アラレ石: 構造保存	高Mg方解石	空洞部: モルデン沸石充填
オソウシナイ層 中粒砂岩	方解石 Fe>Mg>Mn 3元素計: 5~13%	方解石: 構造保存 (Mg富化)	方解石化	高Mg方解石	
オソウシナイ層 シルト岩	方解石 Mg>Fe>Mn 3元素計: 6~12%	方解石: 構造保存 (Mg富化)	アラレ石: 構造保存	低Mg方解石化	
佐久層 シルト岩	方解石 Mn>Fe>Mg 3元素計: 1.5~3%	方解石: 構造保存 (Mg富化)	方解石化 珪化	_____	空洞部: 高Mg方解石充填
佐久川層 砂質シルト岩	方解石 Mn>Fe>Mg 3元素計: 2~4%	方解石: 構造保存 (Mg富化)	方解石化 緑泥石化: 構造保存? 重晶石化: 構造保存	低Mg方解石化	

解石の組成は、セメントとほぼ同じである。なお、方解石化部位については今回は未検討である。また、ウニ骨格は5~6%のマグネシウムを含有し、他の2元素を含まない。

d) 安川層

本層の方解石セメントは3元素合計で3.5~5%を含み、マグネシウムが主体で、マンガンと鉄はそれぞれ0.5%未満である。空洞部の充填性方解石はセメントと類似の傾向をとるが、3元素ともにセメントより広い組成範囲に分散し、多くはより大きい含有値を示す。

初生アラレ石が残存するアンモナイト殻は3元素ともに含まない。また、ウニ骨格は5%前後のマグネシウム含有値を示してセメントに類似するが、他の2元素をまったく含まないことで区別され、他層準のウニ化石と共通する。

e) 大和層

本層の方解石セメントは3元素合計で2.5~8%を含み、その半量以上をマンガンが占める。鉄は0.5~2%程度であるが、常に含まれる。マグネシウム含量は1%以下で、まったく含まれないこともある。軟体動物殻においては、初生アラレ石が残存する部位と方解石化部位はともにほぼ純粋な炭酸カルシウムである。

まとめと考察

上述したように、本地域の軟体動物化石を主とする石灰質組織は、初生的構成鉱物の種類によって異なる続成変化を示し、産出層準や岩相と相関する大局的な傾向を読みとることができる(表1)。また、化石構成鉱物とセメント質や充填性方解石などの二次的生成物との化学組成上の比較検討から、化石化のプロセスやメカニズムを解明する手がかりが得られる可能性が示唆された。現段階では、断片的なデータしか入手していないが、これらの諸点について概述する。

a. 方解石質殻体

今回確認できたのはイノセラムス殻外層の方解石稜柱構造で構築される部位のみであるが、佐久川層からオソウシナイ層までの各層準から鉱物学的に不変のまま、構造保存も良好な状態で産出した。しかし、稜柱内方解石の含有元素分析では、最高4.5%に達するマグネシウムが検出された。方解石質現生軟体動物殻はマグネシウムをほとんど含有せず、イノセラムス類が絶滅属であっても、方解石稜柱構造自体は現生動物殻のそれと同様と判断されることか

ら、化石化の過程でマグネシウムの富化が生じたと考えられる。この推察は、マグネシウム含量が層準や岩相によって異なり、一定していないことから補佐される。この推察が正しければ、これは極めて特殊な現象といえる。方解石中のマグネシウムは、ウニ骨格の高Mg方解石がそうであるように、続成過程において減少するのが通例であるからである(Tucker and Wright, 1990)。なお、稜柱内方解石の元素組成はセメントのそれと著しい相違があり、マグネシウムの富化現象はセメント形成とは異なる時期に生じたと思われる(ただし、稜柱間の充填方解石はセメントと同様の組成をもち、有機基質溶脱後の間隙がセメント形成期に充填されたものと推測される)。また、可能性は低いですが、仮にイノセラムス殻の方解石質部位が当初から一定量のマグネシウムを含んでいたとすれば、これは新発見であり、初の報告となる。

b. アラレ石質殻体

初生的にアラレ石で構成される軟体動物殻は、単に溶解して消失またはキャスト化することを除けば、方解石化することが一般的な化石化過程である。この現象は地質時代の古さに比例して顕著になるといわれ(Tucker, 1991)、我が国の中生界ではアラレ石が残存することはむしろ稀であり、報告例は少ない。今回の検討試料の中ではオソウシナイ層シルト岩からの産出が最も古く、これは浦河累層からの産出(鈴木他, 1996)に次ぐ古さである。中生代軟体動物殻の構築構造の解明という観点からすれば、方解石化による構造消失がほとんど生じていないオソウシナイ層産出化石は、浦河累層のもの(一部方解石化)をしのぐ高い評価を得られるであろう。

アラレ石質殻体の方解石化に関して今回の検討結果で最も注目されるのは、この現象が産出層準と岩相の双方に強く関連していることである。シルト岩、泥質砂岩など細粒相に限れば、方解石化が行われているのは佐久層以下の層準である。一方、粗粒相では中新統・大和層で既に部分的方解石化がみられるが、完全な方解石化はオソウシナイ層砂岩で行われている。しかも、この砂岩層直下のシルト岩層にはアラレ石質殻が残存するのである。同一層準の地域差について充分検討しておらず、断定は避けるが、これらの事実は、方解石化が埋没期間の増大に伴って促進され、その進行速度は細粒相より粗粒相の方が大きいことを意味するものと考えられる。なお、元素分析の結果から判断すると、佐久層、佐久川層では方解石化の後に、さらにセメント質との同化が

行われたものと思われる。この同化は初生的方解石質殻にはみられないことであるが、両者の相違が何に由来するのかわからない。

アラレ石質殻体の化石化におけるもう1つの特徴は、炭酸塩以外の鉱物による交代現象である。今回確認されたのは、重晶石化（硫酸塩）、珪化（珪酸）、緑泥石化（珪酸塩）で、組成的に初生鉱物とはまったく異なり、それぞれの間でもタイプが異なっている。これらの交代現象は方解石質殻体、高Mg方解石質ウニ骨格、方解石セメントなどの他の炭酸塩鉱物からなる部位には生じておらず、明らかにアラレ石の部位のみに生じた選択的現象である。同様な選択的交代現象は北部九州に分布する古第三系漸新統・芦屋層群において報告され（Suzuki et al., 1993）、その後、とくに選択的珪化現象は国内各地のいくつかの層準から発見されている（鈴木他, 1996）。今回の中川町の場合でも、珪化と緑泥石化は複数の層準で確認されている。したがって、アラレ石の選択的交代は国外ではほとんど報告されていないものの、決して特殊な現象ではなく、化石化プロセスの主要な現象の1つとして位置づけられるであろう。さらに特記すべきことは、交代鉱物中に初生構築構造が残存することである。この意義の1つは、方解石化が進行してしまった古い地質系統の化石でも、交代現象が生じていれば、アラレ石質初生構造の同定・再現を行える可能性が広がったことである。他の1つは、交代現象の発生時期を大局的には方解石化以前（厳密には方解石化との同時進行もあり得る）に特定することができることである。なお、構造保存を伴う重晶石化現象は、九州天草の古第三系からの報告（荷宮・鈴木, 1997）に次いで2例目であり、白亜系からは初の発見である。アラレ石殻の重晶石による交代は、米国の中新統産のオームガイ類（*Aturia angustata*）の殻体において既に報告されている（Moore, 1988）が、構造保存の記載がなく、その有無については不明である。

ところで、交代鉱物と同種の鉱物は、佐久川層アンモナイトの房室内の重晶石のように、しばしば充填性方解石や方解石セメントとともに産出することがあるが、これは間隙を充填するものであり、交代現象とは区別される。ただし、交代現象の発生時期、交代物質の移動経路や由来を検討する上では何らかの手がかりを提供する可能性があり、見逃せないものである。

おわりに

中川町産出化石の保存状態について予察的に検討

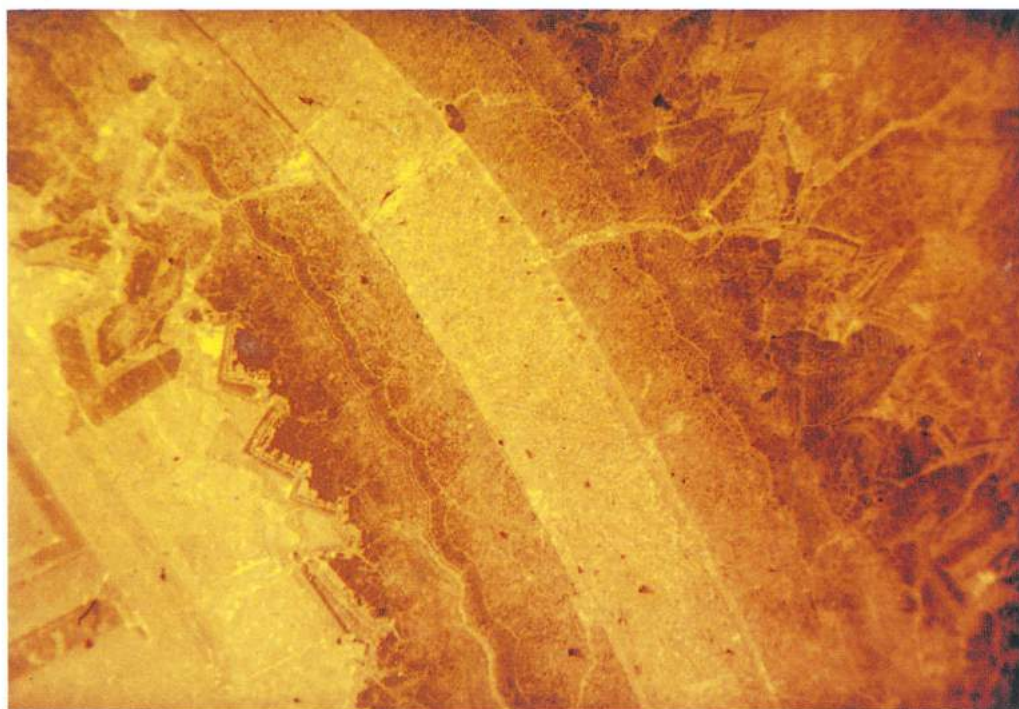
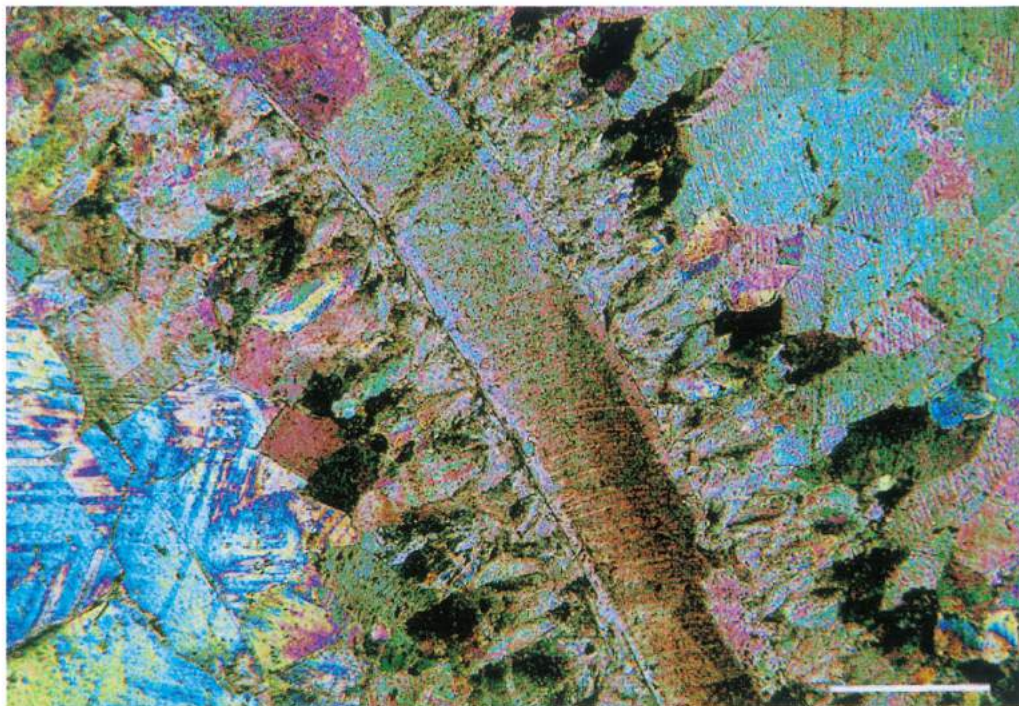
した。極めて限られた地点からの試料であったにも関わらず、貴重なデータを豊富に入手できた。しかし、一般的な化石化の解明に必要なデータは不足しており、十分な考察ができていない。今後は、化石産状の詳しい調査も含めて採集試料を増やし、走査型電顕観察やX線回折などの手法も加えて、多方面からの解析を行いたいと思っている。なお、中川町がアンモナイト化石などの分類学的、生層序学的研究の拠点であることは周知の通りであるが、今後は化石化研究においてもフィールド拠点の1つとなるものと確信するものである。

最後に、本報告をまとめるにあたり、福岡教育大学地学教室の高須岩夫氏には薄片作製をお願いした。ここに記して、厚く御礼申し上げる。

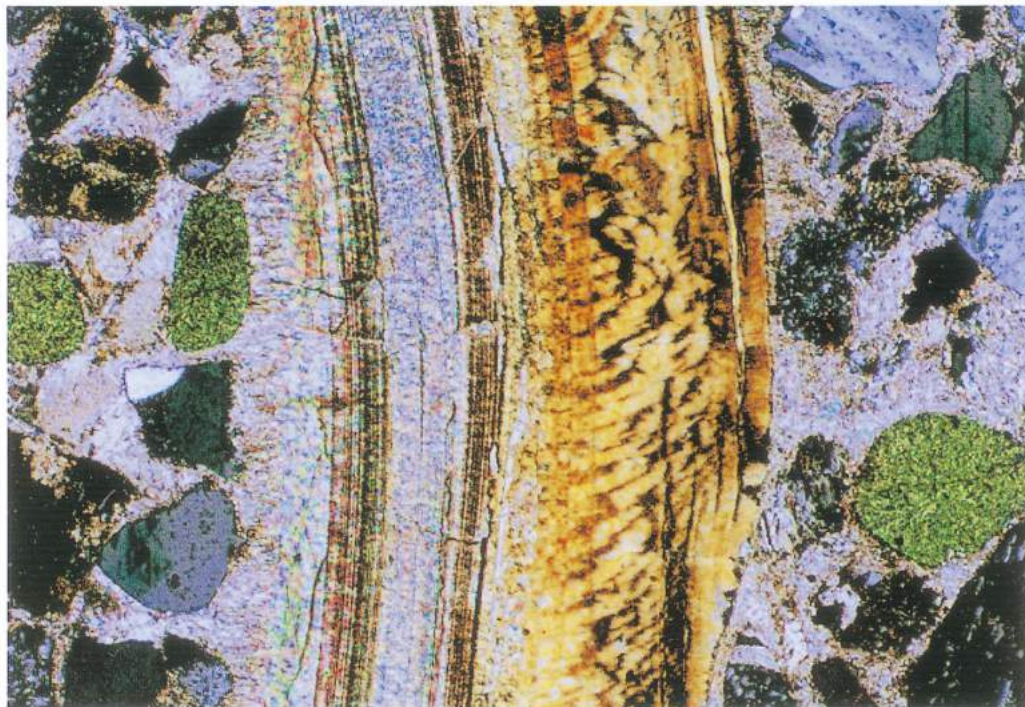
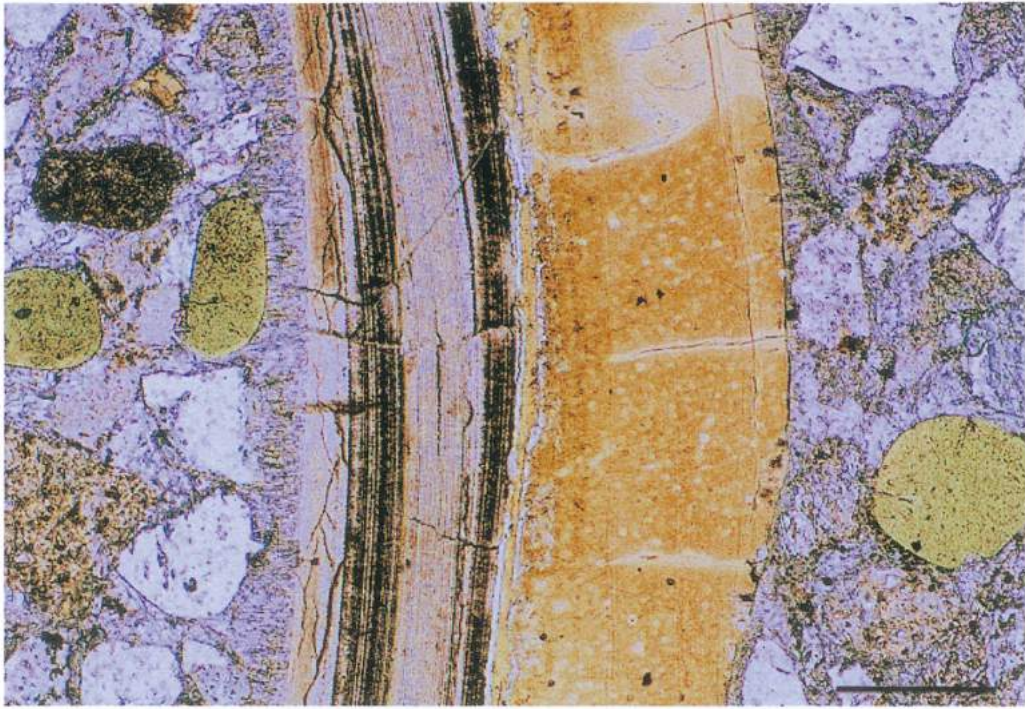
文 献

- 橋本 亘・長尾捨一・菅野三郎・浅賀正義・大友練一・小屋開地稔・戸野 聡・北村一成・平 一弘・和島 実, 1967, 北海道天塩国中川郡中川町の地質及び地下資源. 中川町, 48p.
- 疋田吉識, 1996, マルスダレガイ科二枚貝の殻体構造とその分化, 地質雑, 102, 847-865.
- 北野 康, 1990, 炭酸塩堆積物の地球化学. 東海大学出版会, 東京, 391p.
- Maliva, R. G. and Siever, R., 1988, Mechanism and controls of silicification of fossils in limestones. *Jour. Geol.*, 96, 387-398.
- 松本 良, 1978, 炭田地域における自生炭酸塩鉱物及び炭酸塩岩の生成段階とその起源. 地質学論集, no. 15, 35-52.
- Moore, E. J., 1988, Diagenetic history of sequential calcite, barite, and quartz within the chambers of the Tertiary nautiloid *Aturia*, southwestern Washington. In Grant-Mackie, J. A., Masuda, K., Mori, K. and Ogasawara, K., eds., *Professor Tamio Kotaka commemorative volume on molluscan paleontology*, Saito Ho-on Kai, Sendai, 193-201.
- 荷宮嗣磨・鈴木清一, 1997, 天草の古第三系・下島層群より産出した化石貝殻中の重晶石. 日本地質学会第104年学術大会演旨, 353.
- Shimamoto, M., 1986, Shell microstructure of the Veneridae (Bivalvia) and its phylogenetic implications. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, 56, 1-39.
- Suzuki, S., 1983, Reexamination of the composite prismatic structure in bivalve shell. *Bull. Fukuoka Univ. Education*, 32 (pt. III), 83-91.

- 鈴木清一・都郷義寛・疋田吉織, 1996a, 軟体動物における殻層とその機能. 和田浩爾・小林巖雄編, 海洋生物の石灰化と硬組織, 東海大学出版会, 東京, 179-190.
- 鈴木清一・荷宮嗣麿・石崎 陽, 1996b, 珪化貝化石の新産地. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 156.
- Suzuki, S., Togo, Y. and Hikida, Y., 1993, Original microstructures remaining in the silicified and chloritized shells of fossil molluscs. In Kobayashi, I., Mutvei, H. and Sahni, A., eds., *Structure, formation and evolution of fossil hard tissues*, Tokai Univ. Press, Tokyo, 65-72.
- Taylor, J. D., Kennedy, W. J. and Hall, A., 1973, The shell structure and mineralogy of the Bivalvia. II. Lucinacea - Clavagellacea, Conclusions. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. Zool.*, **22**, 225-294.
- 都郷義寛・鈴木清一, 1988, 腹足類の殻体構造と系統発生. 海洋生物の石灰化と系統進化, 東海大学出版会, 東京, 113-134.
- Tucker, M. E., 1991, The diagenesis of fossils. In Donovan, S. K., ed., *The processes of fossilization*, Belhaven Press, London, 84-104.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990, *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Pub., London, 482p.
- Veizer, J., 1983, Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In Reeder, R. J., ed., *Carbonates: mineralogy and chemistry (Reviews in mineralogy, vol. 11)*, Mineral. Soc. Am., Washington D. C., 265-299.
- Watabe, N. and Wada, K., 1956, On the shell structures of Japanese pearl oyster, *Pinctada martensii* (Dunker). (I) Prismatic layer I. *Rep. Fac. Fish., Prefect. Univ. Mie*, **2**, 227-232.



図版 1 佐久川層産アンモナイト殻内部を充填する方解石とその成長パターン。カソードルミネッセンス像（写真下）では、充填性方解石が隔壁の表面からバンドをなして成長していることが明瞭に判別できる。写真上は偏光顕微鏡クロスニコル像。スケールバー：0.5 mm.



図版 II 大和層産二枚貝殻にみられる緑泥石化現象. 開放ニコール観察（写真上）では、緑泥石化部位は無構造に見えるが、クロスニコール観察（写真下）では、同部位に混合稜柱構造が残存することがわかる. スケールバー：0.2 mm.

