

## 岐阜県大野郡清見村の length-slow chalcedony について

水谷伸治郎\* 礪見 博\*\* 塚本 斉\*

MIZUTANI, S., ISOMI, H. and TSUKAMOTO, H.(1987) Length-slow chalcedony from the Kiyomi area, Gifu Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 38(3), p.113-130.

**Abstract** : Length-slow varieties of chalcedony are found in olistolith blocks of chert and dolomitic chert embedded within the Jurassic sedimentary complex of the Kiyomi area in the northern part of the Mino Terrane, central Japan (Figs. 1 and 2). Length-slow chalcedony (LSC) is observed in a veinlet or in a lenticular vein (and very scarcely in cherty matrix) of dolomitic chert and massive chert. In a thick lenticular vein of the dolomitic chert, LSC occurs associated with length-fast chalcedony and coarse-grained quartz as shown in Figure 3 and in Plate I-1 and 2. Lutecite is found, though very rarely, in a cherty part of the dolomitic chert and in the massive chert. Chemical compositions of the silica minerals and associated carbonate minerals are listed in Tables 3 and 4.

Occurrence and distribution of LSC-bearing rocks recently described by HATTORI (1984, 1985) and SAIDA (1986) and those of this report are restricted exclusively along the northern margin of the Mesozoic sedimentary complex of the Mino Terrane. Origin of these olistoliths and environmental condition of formation of these minerals are entirely unknown at present. Judging from the mode of occurrence of these minerals so far reported from foreign countries, the length-slow varieties of chalcedony found in the northern part of the Mino Terrane, central Japan, have probably been derived from silicified platform-type limestone complex in an ancient continental margin.

## 1. ま え が き

カルセドニーはその光学的伸長性により、コーツィン (quartzine), ルーテサイト (lutecite), 及びカルセドナイト (chalcedonite) に区分される。コーツィンとカルセドナイトは直消光し、ルーテサイトは 30° 位の斜消光をする。コーツィンとルーテサイトは光学的伸長性から length-slow chalcedony として一括され (以下コーツィンを特に LSC と略す), これに対しカルセドナイトは length-fast chalcedony (以下 LFC と略す) と呼ばれることが多い (CAYEUX, 1916; HUTCHINS, 1962; 水谷, 1976)。一般の珪質岩, ことに珪酸に富むチャートや珪質頁岩に現れるものは LFC である。LFC は小さな空隙を埋め, あるいは脈をつくり, また, 時には化石の内部を充填したりして産する。非晶質珪酸でできている放

散虫の殻は時間が経過するに従って結晶化し, 地質時代の古いものはほとんど LFC に変化してしまっている。またチャートの基質の部分も多くは chalcedonic quartz と呼ばれる LFC の集合体である。

天然にはこのように LFC がごく一般にしかも頻繁に産するが, これに対して LSC やルーテサイトの産出は比較的少ない。わが国で, 中・古生代堆積岩の中に LSC のあることを最初に記したのは HATTORI (1984) である。彼はその後, 福井県下の中生層中のオリストリスや礫岩中の礫から LSC を見いだしてこれを記載した (服部, 1985; HATTORI, 1985)。

1985年5月, 筆者らは岐阜県大野郡清見村付近の地質調査を行っていた際, LSC を含むドロマイト質チャートのオリストリスを見つけ, その後もこの地域の調査研究を続けている。LSC の成因もこのオリストリスの起源もまだ不明な点が多いが, LSC 産出の例として, その岩石学的特徴と産状を記載し, あわせて地質学的にみて LSC やオリストリスの起源に関係があるのではな

\* 名古屋大学

\*\* 元所長

いかと推定される調査地域周辺の古生代石灰岩について報告する。

野外調査の際には、元地質部の河田清雄並びに名古屋大学地球科学教室の足立 守の両氏に御援助をいただいた。福井大学教育学部地学教室の服部 勇氏には産出地点の露頭でいろいろ討論をいただき、また LSC とルーテサイトの資料を見せていただき、更に本報告の粗稿を読んでいただいた。これらの方々から謝意を表す。

## 2. 産出点付近の地質の概要

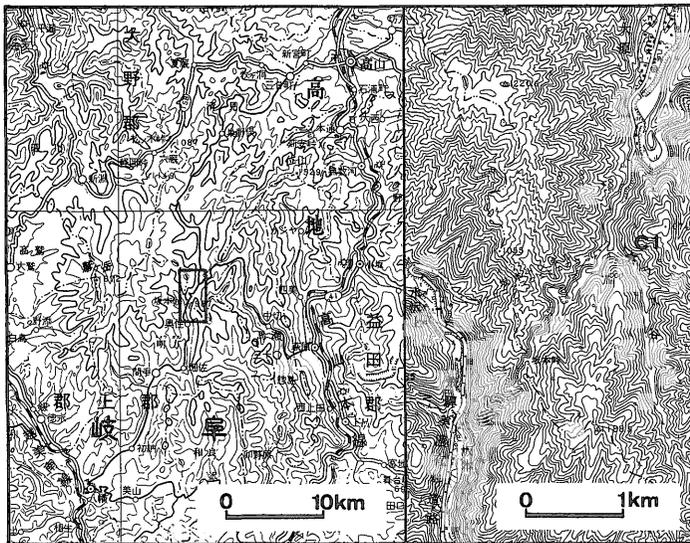
LSC を含む岩石は、岐阜県郡上郡八幡町(以下郡上八幡と略す)北北東約 20 km に位置する同県大野郡清見村イラス谷(5 万分の 1 地形図「萩原:NI-53-1-13」及び 2 万 5 千分の 1「飛騨大原:NI-53-1-13-3」に記されている)の入口で見いだされた(第 1 図)。イラス谷を含む岐阜県郡上郡明方村-大野郡清見村にかけての地域には、美濃帯北縁部の中・古生層が分布する。一方、調査地域の北の檜谷地域は飛騨外縁帯に属し、結晶片岩あるいは *Favosites* や *Clathrodictyon* を含む石灰岩が露出する(亀井, 1962; 亀井・猪郷, 1957)。清見村一帯は、飛騨外縁帯と美濃帯が接する地域であるため、古くから中・古生層の研究者に大きな関心もたれていたところである。

1950 年代、鹿沼はこの地域の飛騨外縁帯と美濃帯の岩相及びその分布を調査研究し、また紡錘虫化石により生層序学的検討を行い、*Triticites* の発見を初めとして興味深い数々の結果を報告した(鹿沼, 1954; KANUMA, 1958 a; 1958 b)。美濃帯の地質学的問題については、1970 年代後半から、放射虫化石に基づいて生層序学的再検討が進められ(MIZUTANI *et al.*, 1981; 脇田, 1985)、美濃帯南部ばかりでなく北縁部においてもジュラ紀放射虫が産出することが確認されている(脇田, 1982)。

「萩原」地域の南西隣に当たる「八幡」地域については、既に脇田(1984)によって地質図幅「八幡」が公表されている。また、イラス谷とその西方においても脇田・磯見(1986)により三畳紀及びジュラ紀の放射虫の産出が報告されている。以上の研究結果を参考にしながら、イラス谷及びその付近の地質の概略を述べる。

明方-清見地域では、美濃帯の岩石は北北東-南南西走向の構造をもつ。頁岩、砂岩、砂岩頁岩互層などの碎屑性堆積物が主に分布し、チャート、石灰岩(一部それに伴う輝緑凝灰岩)はブロック状又はシート状の岩体として碎屑性堆積岩相中に挟まれている。

脇田・磯見(1986)は、「萩原」図幅地域の調査を行い、イラス谷周辺域の珪質頁岩から第 1 表の放射虫化石を報告している。放射虫化石の示す年代はジュラ紀中期である。また、ジュラ紀前期と推定される *Hsuum* spp. も



第 1 図 Length-slow chalcedony を産出した露頭の位置図(国土院発行 50 万分の 1 地形図「中部近畿」・ 5 万分の 1 地形図「萩原」の一部を使用)

第1表 明方・清見地域の珪質頁岩から産する放散虫化石のリスト (脇田・磯見, 1986)

*Archaeospongoprunum* sp.  
*Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI &  
  
*Eucyrtidiellum* sp.  
*Hsuum* sp.  
*Pantanellium* sp.  
*Parvicingula* sp.  
*Praeconocaryomma* sp.  
*Spongosaturnalis* sp.  
*Tricolocapsa* sp.

見いだされた。なお、チャートからは三畳紀の *Triassocampe* sp. が見いだされた。

KANUMA (1953, 1958 a, b, 1959, 1960) は、明方-清見地域 (KANUMA の Northern District) の石灰岩から、第2表の紡錘虫を記載又は報告している。紡錘虫化石は、石炭紀中期 (*Fusulinella*-*Fusulina* 帯) 及び石炭紀後期 (*Triticites* 帯) から二畳紀前期 (*Pseudoschwagerina* 帯) 及び二畳紀中期 (*Neoschwagerina* 帯) に属するものと考えられる。石炭紀の紡錘虫の産出は特にこの地域の特徴である。

以上の化石の時代と岩相分布から推定されるように、明方-清見地域において、碎屑性堆積岩中に挟まれるチャートや石灰岩は、いずれもレンズ状あるいはブロック状の異時代・異地性岩塊である。碎屑性堆積岩の中には、砂岩頁岩互層のように比較的整然とした堆積構造を示すものもあるが、細粒の泥岩や頁岩を基質として、その中に大小様々な円礫-垂円礫状の砂岩を含んだ岩相をもつものもある。また、泥岩と砂岩とが不規則に入り混じり合いながら小規模な褶曲をしているところもある。これらの堆積構造や岩相分布は、オリストストロームの形成に伴ってできたものと推定される。

明方-清見地域の南西方に位置する郡上八幡では、美濃帯は古道層 (珪質頁岩を挟むオリストストローム)、河鹿層 (砂岩と礫岩)、小駄良川層 (砂岩、頁岩、珪質頁岩、及びオリストストローム) などがほぼ北西-南東の走向をもって分布している (脇田, 1984)。これに対して、明方-清見地域では、北北東-南南西の走向をもつ。これら両地域の間には濃飛流紋岩や安山岩が分布しているので、直接の関係は不明である。

郡上八幡北方の戒仏付近に分布する古道層の中には石炭紀前期のサンゴ石灰岩が異地性岩体として発見されている (脇田ほか, 1981)。また、梶田澄雄氏 (岐阜大) から

第2表 明方・清見地域の石灰岩から産する紡錘虫化石のリスト (KANUMA, 1983; 1958a; 1958b; 1960)

*Staffella* sp.  
*Schubertella kingi* DUNBAR & SKINNER  
*Mesoschubertella* sp.  
*Pseudofusulinella utahensis* THOMPSON & BISSEL  
*Fusulinella bocki* MÖELLER  
*F. pseudobocki* LEE & CHEN  
*F. biconica* (HAYASAKA)  
*F. colani* LEE & CHEN  
*F. schwagerinoides* (DEPRAT)  
*Fusulina quasicylindrica* (LEE)  
*Wedekindellina* (?) *hidaensis* KANUMA  
*Quasifusulina* cf. *longissima* (MÖELLER)  
*Triticites opparensis* KANUMA  
*T. opparensis* var. *longiformis* KANUMA  
*T. irasensis* KANUMA  
*T. kiyomiensis* KANUMA  
*T. pygmaeus* DUNBAR & CONDRA  
*T. nakatsugawaensis* MORIKAWA  
*T. kawanoboriensis* FUJIMOTO  
*T. kawanoboriensis* var. *masekawensis* KANUMA  
*T. onoensis* KANUMA  
*T. subnathorsti* LEE  
*T. cf. plummeri* DUNBAR & CONDRA  
*T. uddeni* DUNBAR & SKINNER  
*T. cullomensis* DUNBAR & CONDRA  
*T. subventricosus* DUNBAR & SKINNER  
*T. exigus* (SCHELLWIEN & STAFF)  
*T. minimus* (SCHELLWIEN)  
*Pseudoschwagerina orientale* FUJIMOTO  
*Pseudofusulina paracontractus* KANUMA  
*P. parvula* (SCHELLWIEN)  
*P. vulgaris* (SCHELLWIEN)  
*P. vulgaris* var. *pseudowatanabei* KANUMA  
*P. krotowi* (SCHELLWIEN)  
*P. aganoensis* FUJIMOTO  
*Verbeekina verbeeki* (GEINITZ)  
*V. ellipsoidalis* CHEN  
*Neoschwagerina craticulifera* (SCHELLWIEN)  
*N. cf. margaritae* DEPART  
*N. sp. A*

の私信によれば、石炭紀後期の *Fusulinella* 石灰岩及び石炭紀最後期の *Triticites* 石灰岩が戒仏付近で小さな異地性岩体として見いだされている。これらの石炭紀紡錘虫石灰岩はイラス谷付近のジュラ紀碎屑岩層にも異地性岩体として挟まれている。従って、位置的な関係と石灰岩に含まれる紡錘虫化石から考察すると、イラス谷を含めて「萩原」図幅地域西半部のジュラ紀碎屑岩層は「八幡」図幅のジュラ紀層の中で古道層とされたものに相当すると考えられる。ただし、「八幡」図幅地域の北東部に分布する古道層は、脇田(1984)によれば、砂岩がちのオリストストロームであり、「萩原」図幅地域西半部のジュラ紀層が全体として泥岩がちであるのに対して、岩相がやや異なる。しかし、この差は古道層が「萩原」図幅の同時代層の一部分を表すに過ぎないとすれば、それほど本質的な違いではない。

### 3. イラス谷における length-slow chalcedony の産状

LSC を含むチャートとドロマイト質チャートの露頭を第2図に示す。露頭は小さな断層で複雑に切られ、そこに産する頁岩、チャート、ドロマイト質チャートなどの岩石相互の直接の関係はほとんど分からない。残念ながらどの部分からも化石は見いだされていない。しかし、既に述べたように、これらの岩石はいずれも中部ジュラ系にオリストリスとして挟まれている異地性岩体の一部と考えられる。

露頭の西北端にある砂岩及び頁岩はやや褶曲しているが、それ自体としてはまとまった岩体をつくっている。その岩相は他のイラス谷付近に産する碎屑岩類と類似し

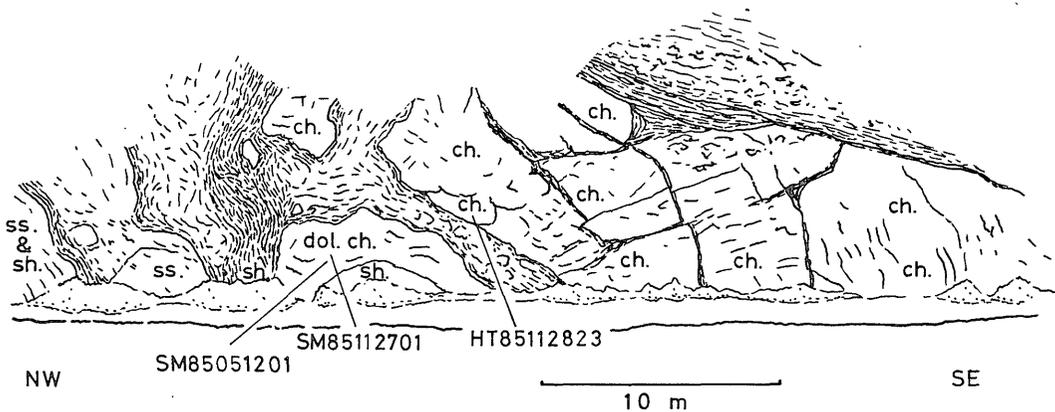
ていて、とくに変わった岩相を示していない。この岩体は、断層破砕帯と思われる細かく片状に砕かれた泥質岩に接し、その東南側にはドロマイト質チャートが続く。

ドロマイト質チャートは塊状無層理であり、肉眼では珪質でチャートのような部分と石灰岩のような部分とが不均一に混じり合っているように見える。風化した表面は褐色を帯びている。大小不規則な白い脈が多く入っており、その脈の一部に LSC が認められた。われわれの調査では、このような特徴をもったドロマイト質岩石は明方-清見地域ではこの地点だけで見られた。ドロマイト質チャートの岩体の下には、層理を示すやや緑色を帯びた淡い黄褐色の泥質岩があるが、両者の関係はよく分からない。

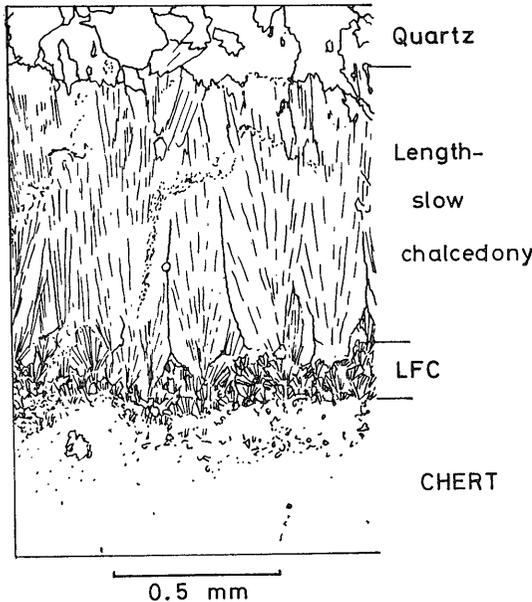
更に東南には、塊状の白色チャートがある。白色チャートとドロマイト質チャートとの間にも著しくもめた凝灰質-石灰質泥岩があって、直接の関係は不明である。チャートは灰白色ないし灰色、多くは透明感のない白色を呈する。このチャートの中にも LSC が認められた。

#### 3.1 ドロマイト質チャート中の LSC

ドロマイト質チャートを切断して断面を観察すると、直径 5-10 cm 程度のドロマイト質チャートの礫が集まった礫岩のように見える。また顕微鏡下ではその中にまれではあるが、細粒の凝灰岩破片が認められる。しかし、全体としては固く、均質に固結していて礫岩のように見えない。イラス谷において見いだされた最も大きな LSC はこの岩石の白色レンズ状の脈中に存在する(第3図及び図版 I-1~3)。この脈を含む周囲の部分は、菱形をしたドロマイトの半自形の結晶(図版 II-4)を含み、一



第2図 Length-slow chalcedony を含むチャートとドロマイト質チャートの露頭スケッチと資料採取点  
ss. & sh.=砂岩頁岩互層; ss.=砂岩; sh.=頁岩; dol. ch.=ドロマイト質チャート; ch.=チャート



第3図 ドロマイト質チャート中の脈の一部のスケッチ (図版 I-2 と同じ部分, 図版 I-1 の左下に当たる部分の拡大図)

部分は方解石の集合体からなる炭酸塩岩石, 他は微粒の chalcedonic quartz よりなる珪質の岩石からなる。両者は相互にしみわたるように不規則に分布し, その境界は判然としない。珪質の部分を顕微鏡下で見ると, その組織や鉱物組成はチャートと酷似している。しかし, 露頭で見るとチャートのように層状体をつくっていないこと, 炭酸塩鉱物と不均一に混じり合っていること, また顕微鏡下では珪酸殻よりなる微化石が全く見られないことなどの特徴から美濃帯によく見られる普通のチャートと区別することができる。

ドロマイト質チャートの中に発達する白い脈のほとんどは珪酸鉱物で充填されている。その形態には, 2種類ある。一つは, 幅狭く(幅 1 mm ないしそれ以下)直線

的に走っているもので, これは中粒ないし細粒の他形石英または細かい繊維状の LFC(図版 II-3)によって埋められている。他の脈状の部分は, より幅が広く(幅 1 cm ないしそれ以上)レンズ状をなし, 場合によっては脈状部は湾曲している。この型の脈は連続性が極めて悪く, 幅が厚いにもかかわらず側方へ追跡できず, 数 cm から十数 cm で消えてしまう。その形態はあたかも岩石の内部にあったレンズ状の部分が置換されたり, あるいはポケット状の空間が充填されたりした結果できたもののように見える(図版 I-1)。上に述べた 2 種類の脈の他にも, 様々な脈が不規則に入っているが, それらの脈の方向には顕著な規則性はない。

また, ドロマイト質チャートの基質部にも LSC が見られることがある。更に, ドロマイト質チャートの一部にはルーテサイトが見られることもある。

### 3.2 白色チャート中の LSC

第 2 図に示したイラス谷の露頭の白色チャートの中にも LSC が見だされている。白色チャートは一般に塊状で, 不透明な白色を呈する。部分的にはいわゆる層状チャートのような層が見られるところもあるが, それらは側方に続かず, 塊状無層理のチャートに変わってしまう。

白色チャートの中にも多くの細脈が不規則に発達しているが, そのほとんどは細粒の石英や LFC によって埋められている。例外的に LSC だけによって埋められているものもある。また, チャートの内部の細粒の chalcedonic quartz からなる基質の部分にも LSC が見られることもある(図版 II-2)。極めてまれではあるが, 基質の部分にルーテサイトが存在することがある。

### 4. LSC の形状と特徴

偏光顕微鏡下において観察されるカルセドニーは, 通常扇形に広がった放射状の形状を示している。LSC と LFC との識別はその光学的伸長性を調べればできる。

第 3 表 Length-slow chalcedony 及び chalcedonic quartz の EPMA による化学分析結果

No.	Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total (%)
1	SM85051201	97.63	0.00	0.23	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	97.95
2	SM85051201	99.94	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	100.07
3	SM85051201	99.51	0.00	0.09	0.00	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	99.76
4	HT85112823	99.74	0.00	0.25	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.05	0.00	100.19

1: ドロマイト質チャート中の LSC (図版 I-1) 2: ドロマイト質チャート中の chalcedonic quartz 3: ドロマイト質チャート中の chalcedonic quartz (図版 II-4, ドロマイト結晶のすぐ右側) 4: 白色チャート中の LSC (図版 II-1)  
分析者: 塚本 斉



のとほとんど同じである。

### 5. Length-slow chalcedony の成因と古環境

堆積岩の中に LSC が産することは、CAYEUX(1916)が記載しているように、古くから知られている。LSC ばかりではなく、ルーテサイトも報告されている。しかし、LFC に比べると、LSC やルーテサイトの産出は少なく、これらの鉱物に関心のある研究者の報告を読む限りにおいては、産出頻度は LFC が圧倒的に多い。

もし、カルセドニー、特に LSC が JONES and SEGNI(1971)のいう opal-CT のようなものであれば、長い地質時代の間に変化してしまい、現在それを見ることはできないであろう(MIZUTANI, 1977)。LSC は、DIMROTH and CHAUVEL(1973)及び CHAUVEL and DIMROTH(1974)により、先カンブリア代の縞状鉄鉱層に伴うチャートから報告されている。このことは、LSC は一度形成されれば堆積岩の条件では安定に存在しうることを示している。

LSC 産出の典型的な例として、蒸発岩の二次的変質物としての LSC が知られている(PITTMAN and FOLK, 1971)。また、カリフラワー・チャート(MILLIKEN, 1979)と呼ばれている二次的に形成された珪質団塊中からも LSC は報告されている。このような二次的にできる珪酸鉱物の形成条件は一般の珪質堆積物の沈積条件とは著しく異なることが予想される。鉱物が周囲の環境に制約されながら、異常な化学組成をもつ溶液のもとで晶出するからである。

FOLK and PITTMAN(1971)は、自然界における LSC の産出例を整理して、LSC を含んだ地層が蒸発岩形成の条件と同じか又はよく似た環境でできたものであることを主張した。そして、テキサスのカバヨス・ノバキュライトに LSC が頻繁に見られることから、ノバキュライトは大部分が蒸発岩のできる条件あるいはサブカリに似た環境で形成されると考えた。ノバキュライト中によく見られる鳥の目構造などもその証拠とされている(FOLK, 1973; FOLK and MCBRIDE, 1976)。これとは反対の事実として、イスラエルの白亜紀層中の蒸発岩に伴うチャートの例が挙げられる。STEINITZ(1977)によると、このチャート中の珪酸鉱物には石英が多く、LSC はほとんど見られない。蒸発岩に特有な石膏や硬石膏などが顕微鏡下で認められるので、蒸発岩とチャートとの密接な生成関係は明らかである。なぜこの場合に限って LSC が少ないのかについては不明である。

1) 乾燥気候帯の沿岸部や潮汐平野 (tidal-flat)、ペルシャ湾岸などがその例

LSC は、EWING, WORZEL *et al.*(1969)が報告した大西洋の深海底チャートの中からも産出する(BEALS and FISCHER, 1969)。この LSC は LFC と共存して脈状に産出する。脈中では、壁側に LSC が、内側中央部に LFC が帯状に分布する。両者の形態からはどちらが先に形成されたのか、よく分からない。置換された古い鉱物の仮像あるいは残存組織などは全く記載されていない。しかし、成因はともかくとして、この事実は条件さえ整えば、チャート中に LSC が産出することがそれほど例外的なことではないことを示している。

世界各地で報告されている LSC 及びルーテサイトの産状とそれを含む地層から、それらがどのような地質学的条件や環境でできるかまとめて考えてみよう。既に述べた幾つかの実例のほか、LSC を含む岩石として中新世オーパルの変質物(BUSTILLO, 1982); 白亜紀海洋底チャート(KEENE, 1983); ジュラ紀石灰岩中の珪質岩(WILSON, 1966); ジュラ紀マンガン団塊中の脈(足立, 1986); 二疊紀石灰岩中の化石を置換した珪質物(JACKA, 1974); 石炭紀蒸発岩を挟む tidal flat 堆積層(WEST *et al.*, 1968); 石炭紀石灰質砂岩中の珪質団塊(カナダのバンフ産: 水谷, 未発表); 石炭紀石灰岩あるいはドロマイト岩中の珪質団塊(HUTCHINS, 1962; SIEDLECKA, 1972; CHOWNS and ELKINS, 1974)などがある。HATTORI(1984, 1985)の記載したものを除いて、これらの例が示すところでは、LSC やルーテサイトは、安定陸塊又はそれに近い環境下で堆積し、続成作用を受けた岩石に多く含まれる。そして、変動帯特有の岩石からは産出が少ない。最も特徴的なものは蒸発岩に伴うもので、それ故に、LSC やルーテサイトの存在はサブカの環境を指示すると主張されている。しかし、LSC が存在するからといって、すぐに蒸発岩に結びつけることはできない(KASTNER, 1980)。KEENE(1983)は、数カ所の DSDP 試料中に LSC が含まれていることを明らかにした。この事実により LSC と蒸発岩相との決定論的因果関係は否定された。この LSC は海洋底における熱水作用によるものではなく、続成作用の過程で重晶石を置換したものと考えられている。

FOLK(1975)は高濃度の  $Mg^{2+}$  が LSC 形成に関係があると述べた。鉱物の共生関係をみると、LSC やそれに伴う珪酸鉱物はドロマイトとともに産出することが多い。LSC を含む岩石を顕微鏡下で観察すると、それらはドロマイトの存在又はドロマイト化作用に関係するように思われる。この事実は溶液中の  $Mg^{2+}$  が珪酸鉱物の沈殿や晶出に大きく影響することを示唆している。KASTNER and GIESKES(1983)の実験結果もそのことを

裏書きしている。しかし、ドロマイト岩に必ず LSC が伴うとは限らない。むしろ、ドロマイト岩に LSC が含まれていることはまれである。わが国のドロマイト岩からは LSC の存在はまだ報告されていない。

LSC を伴うイラス谷のドロマイト質チャートには、鏡下で多くの炭酸塩鉱物が認められる。炭酸塩鉱物の化学組成を第4表に示す。炭酸塩鉱物の多くはドロマイトの組成をもっている。イラス谷の例について考えてみると、第4表の分析結果から分かるように、LSC と共存するドロマイトには Fe が多い。LSC の形成には high-Fe dolomite のできる条件が、重要な素因かも知れない。WHITE and CORWIN(1961), OEHLER(1976), KASTNER(1980)は、熱水実験により珪酸コロイドから LSC と LFC を合成している。LSC の合成実験からも LSC と蒸発岩相との決定的な対応関係は否定されている。

これらの議論の中で、岩石学的に説得性のある事実として記載の意味があるのは、珪酸鉱物によって置き換えられているハライトや石膏などの自形結晶の仮像の存在であろう。蒸発岩に頻繁に産する鉱物の多くはアルカリ金属やアルカリ土類金属などの水に溶けやすい化学種からなる。もし、置換作用が進めば、恐らく溶媒として水が深く関わっていると想像されるので、もともとの蒸発岩に含まれていた鉱物を現在の化学組成から推定することは困難であろう。むしろ期待できるのは、顕微鏡下で

これらの仮像や残存組織を見いだすことであろう。しかし、残念ながらここで筆者らが検討した岩石のなかにはそれらの仮像は見られなかった。

## 6. 考 察

### 6.1 美濃帯の異地性岩体の供給源について

美濃地域の緑色岩・石灰岩からなる古生層には、中部二畳系の下部(*Parafusulina* 帯)がよく発達する(Isomi, 1977)。例えば、伊吹山では *Parafusulina sapperi* 亜帯、舟伏山では *Parafusulina* 帯(下位の *P. usakai* 亜帯、上位の *Cancellina nipponica* 亜帯)、八幡地域では *Cancellina nipponica* を含む化石群、丹生川地域では *Neoschwagerina simplex* 帯が知られている。これに対して、イラス谷付近を含めた「萩原」図幅西部の石灰岩には *Parafusulina* 帯を確実に指示する紡錘虫群はこれまで知られていない。イラス谷付近は石炭紀の紡錘虫を産するわが国でも数少ない地域の一つである。

美濃地域における石炭紀石灰岩の産出は少ない。知られている産地は、1) 岐阜県吉城郡上宝村平湯北西方のカイシヨ谷付近(Igo, 1959)、2) 高山市東方の大野郡丹生川村中畑付近(儀見・野沢, 1957; ISHIZAKI, 1963)、3) 大野郡清見村イラス谷付近、4) 郡上郡八幡町北方の戎仏付近、5) 福井県の南条山地(儀見, 1955; 西田, 1962; 服部・吉村, 1979; HATTORI, 1984)、6) 敦賀市付

第4表 ドロマイト質チャート中の炭酸塩鉱物の EPMA による化学分析結果

#### a. 方解石組成を示すもの

No.	CaO	MgO	FeO	MnO	Total (%)	Ca	Mg	Fe	Mn (mol%)
19	57.17	0.53	0.50	1.81	60.01	95.72	1.24	0.65	2.39
37	59.08	1.15	0.81	1.95	62.99	94.00	2.54	1.00	2.45
38	57.78	1.02	0.70	1.43	60.93	94.91	2.33	0.90	1.86
39	57.19	1.85	0.84	1.33	61.21	93.03	4.19	1.07	1.71
40	60.54	1.49	1.07	1.57	64.67	93.59	3.21	1.29	1.91
41	59.98	1.27	1.11	1.66	64.02	93.84	2.76	1.35	2.05

#### b. ドロマイト組成を示すもの

No.	CaO	MgO	FeO	MnO	Total (%)	Ca	Mg	Fe	Mn (mol%)
14	38.24	13.48	4.12	1.02	56.86	62.67	30.74	5.26	1.32
22	30.45	16.65	4.66	0.87	52.63	52.56	39.98	6.28	1.18
34	34.62	16.00	5.01	0.87	56.50	56.31	36.20	6.36	1.12
35	32.95	18.63	4.52	0.93	57.03	52.19	41.06	5.58	1.17
43	38.20	15.54	4.86	1.39	59.99	59.03	33.42	5.86	1.70

\* ドロマイト組成を示すものは図版 II-4 の炭酸塩鉱物内部の自形を示す結晶内部に多い  
分析者: 塚本 斉

近(山際・窪田, 1980), 7) 敦賀市南東方の杉箸付近(塚野・伊藤, 1965), 8) 岐阜県大垣市西方の不破郡垂井町大滝付近(鹿沼ほか, 1961)である(第4図)。丹波帯・美濃帯の間であって、伊吹・壺仙・藤原岳と連なる石灰岩・緑色岩列の南への張出しの軸部に当たる“大滝”を除けば、石炭紀石灰岩の分布は著しく美濃帯北部に偏っている。

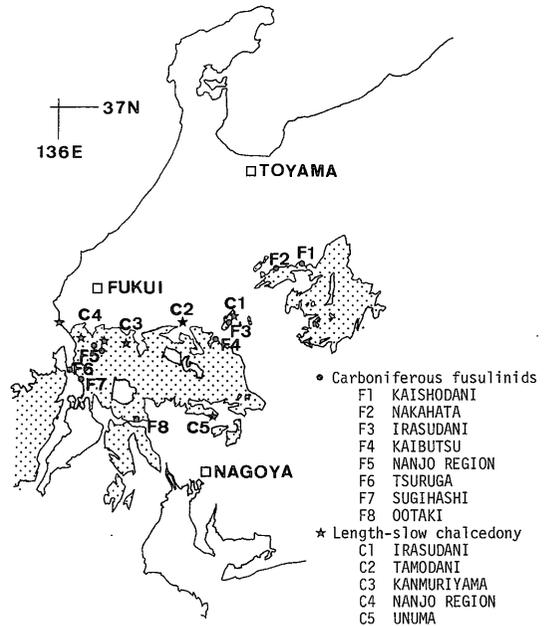
また、LSCの産出地点は、1) 岐阜県大野郡清見村イラス谷付近、2) 福井県大野郡和泉村田茂谷付近の手取層群石徹白亜層群上部(斎田, 1987), 3) 今立郡池田町冠山北麓(HATTORI, 1985), 4) 南条山地(HATTORI, 1984, 1985; 服部, 1986; 服部ほか, 1985), 5) 岐阜県各務原市鶯沼(足立, 1986)である(第4図)。足立のマンガン団塊中のLSCを除いて、LSCの産出は美濃帯の北縁部に沿ったところに限られている。美濃帯における石炭紀石灰岩及びLSCの分布の偏りは、美濃帯の異地性岩体の起源に差があることを示唆している。美濃帯北縁部の異地性岩体の一部は飛騨外縁帯・美濃帯間に存在した“missing terrane”に由来する可能性が大きい。

これらのほかに、山口県下関市の幡生礫岩(TAKAGI, 1979)の中に礫として含まれている赤色ジャスピライト質チャートの中にLSCが認められている(高木: 私信)。幡生礫岩には、Rb-Sr 全岩モデル年代として1770 Maを示す片麻岩礫が含まれている(SHIBATA and TAKAGI, 1981)。幡生礫岩の礫の構成種には、そのほかオーソコーツァイト礫もあって、ほとんどが再堆積したものと考えられている。1770 Maの年代をもつ片麻岩、オーソコーツァイト等の礫の本来の供給源は、ともに日本列島とは異なった大陸地域であったと推定されている。LSCを含むジャスピライト質チャートもこれらの礫と同様に大陸地域からもたらされた可能性が大きい。日本列島の構造区分からみると、幡生礫岩は西南日本の北西端に位置し、相対的には飛騨外縁帯と類似の位置にある(新妻ほか, 1986)。美濃帯北縁部及び飛騨外縁帯のLSCを含む岩石の供給源は、幡生礫岩の礫を供給した地域と関係をもっていたのかもしれない。

### 6.2 イラス谷の length-slow chalcedony の起源

世界各地で報告されているLSCヤルーテサイトの産状並びに実験結果から、これらの珪酸鉱物を生成すると期待される地質学的な環境を推定すると、1) 海洋底の火山活動の激しかった場所、2) 海洋島の中に局部的に形成された蒸発作用の盛んな礁湖の一部、3) 卓状地の縁辺部である。既に述べたように、LSCヤルーテサイトを含む岩石は卓状地内に形成された例が多い。

LSCヤルーテサイトの産状を現在露頭で見限り、



第4図 中部地方の中・古生層分布(点部)と石炭紀紡錘虫化石及び length-slow chalcedony の産出地点図

それらは石英・長石質碎屑岩中に異地性岩塊として含まれているものの中に見いだされ、どこからか運搬されてきたものであることは疑いない。緑色岩に密接に伴っているものではなく、これらの珪酸鉱物及びそれを含む岩石は、海洋底の火山活動に関係したものではないであろう。珊瑚礁が比較的低緯度で形成され、平均的な雨量と蒸発量との差を考えると、LSCが珊瑚礁をもつ海洋島の一部で生成される可能性はそれほど高くはならないであろう。地質学的な環境条件を考慮すると、恐らく、これらの珪酸鉱物は卓状地の縁辺部でできたものであろうと思われる。

岐阜県大野郡清見村イラス谷のLSCを含むドロマイイト質チャートのオリストリスは、現在の日本列島とは異なった大陸的な環境で形成されたものに由来した可能性が大きい。

### 6.3 ドロマイイト質チャート中の珪酸鉱物の帯状構造

石英は自由な環境では、結晶学的なc軸方向に伸びて成長する傾向をもつ。つまり、一般には石英の光学性はLSCと同じである。石英の結晶成長性からみるとLSCよりもLFCのほうが異常である。実験的ではあるが、石英の結晶成長速度に関しては方向による温度依存性が測定されている(例えば、熱水条件下で LAUDISE, 1959)。その結果を参考にすると、石英の結晶成長についてはc軸方向に伸びる速度の温度依存性とc軸と直角方向に伸

びる速度の温度依存性, つまり両者の活性化エネルギーの大きさにはかなりの差がある. 活性化エネルギーの値から推定すると, 温度が上昇すると結晶はc軸に平行な方向により早く伸びる傾向がある.

この小論で記載したドロマイト質チャート中の脈状のレンズを埋める珪酸鉱物は, その壁から脈の中央部に向かって, 細粒のLFC→粗粒のLSC→粗粒の石英の順に帯状に配列している. そしてカルセドニーの扇形の形態はこれら鉱物は壁から中央に向かって空間を埋めていったことを示している. 脈の壁側にあるLFCの部分の幅はそれに続くLSCの部分の幅よりも狭い. 更に, 中央の石英は最も幅広い. これらの事実は, 以下のモデルで説明することができる.

- 1) 最初, この割れ目にしみ込んだ溶液は珪酸分に富んでいた. 当初, 壁の温度は相対的に低かったであろう. 溶液は急冷され, 過剰な溶存珪酸が脈の壁に沈殿した. 溶存珪酸は急冷された溶液から一部はコロイド状に沈殿した. コロイドとして形成された沈殿物はその後, 徐々に再結晶して細粒のLFCになった.
- 2) 側壁部が暖められるに従って, 溶液の温度は相対的に高くなるであろう. そして, 結晶はc軸方向へより速く成長しようとする. しかし, まだこの段階では溶存珪酸量は過剰であり, 沈殿速度は速かった. その結果, 側壁から脈の中央部に向かってLSCが形成された.
- 3) 時間が経過するとともに, 沈殿が続いているので溶存珪酸量は減少する. しかし, 石英に関してはまだ過剰である. そのため石英の大きな結晶が直接溶液から生成する.

イラス谷のLFC-LSC-石英脈はこのような, 時間とともに温度条件並びに化学的環境条件が変化する過程であったことを示唆している.

上述のような過程を考えることにより, LSCの成因が説明できるとすると, 実際にはもっと普遍的にLFC→LSC→石英の脈が見いだされても不思議ではないように思われる. その産出頻度が低いのは, このような過程の中にはほかの要素が含まれていて, それが大きな決定的な役割を果たしているためであると推定される. それが何であるかはまだよく分かっていない. しかし, 実験結果や共生鉱物との関係から, 恐らくある種の化学種が異常に濃縮した環境がLSCの生成に影響を及ぼしたのであろうと考えられる.

## 7. ま と め

岐阜県大野郡清見村イラス谷において, LSCを含む

ドロマイト質チャート及び白色チャートのオリストリスが見いだされた(第1, 2図). このオリストリスはジュラ紀の碎屑岩相中に含まれている. この地域の地質並びにその周辺的美濃帯の岩相と化石について概説し, LSCの産状, 顕微鏡下における特徴, 化学組成などを記載した(第3図; 図版I, II; 第1, 2, 3, 4表).

LSCを含む岩石は, 美濃帯の北縁部に多く分布する. LSCの成因や生成環境について検討し, このオリストリスの起源についても考察し, 卓状地の性格をもった大陸周辺地域で形成・珪化された石灰岩体由来する可能性のあることを論じた. また, LSCの形成はhigh-Fe dolomiteのできる条件と関係があるかも知れないこと, 他の珪酸鉱物と共存する場合LFC→LSC→石英の順に形成されたいこと, などを論じた.

## 文 献

- 足立 守(1986) 美濃帯のジュラ紀マンガノジュールの構成鉱物. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p.275-286.
- BEALS, A. O., Jr., and FISCHER, A. G.(1969) Sedimentology. *Init. Rept. DSDP*, vol. 1, p.521-593.
- BUSTILLO, M. A.(1982) Ageing features in inorganic continental opals. *Estudios geol.*, vol. 38, p.335-344.
- CAYEUX, L.(1916) *Introduction à l' Étude Petrographique des Roches Sédimentaires*. Paris, 524 p., Atlas.
- CHAUVEL, J.-J. and DIMROTH, E.(1974) Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron Formation, Central Labrador trough, Quebec, Canada. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 44, p.299-327.
- CHOWNS, T. M. and ELKINS, J. E.(1974) The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 44, p.885-903.
- DIMROTH, E. and CHAUVEL, J.-J.(1973) Petrography of the Sokoman Iron Formation in part of the central Labrador trough, Quebec, Canada. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 84, p.111-134.
- EWING, M., WORZEL, J. L. *et al.*(1969) Site-7. *Init. Rept. DSDP*, vol. 1, p.293-317.

- FOLK, R.L.(1973) Evidence for peritidal deposition of Devonian Caballos novaculite, Marathon Basin, Texas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 57, p.702-725.
- (1975) Third-party reply to HATFIELD : discussion of JACKA, A.D.(1974), "Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization." *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 45, p.952.
- and MCBRIDE, E.F.(1976) The Caballos novaculite revisited. Part I : Origin of novaculite members. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 46, p. 659-669.
- and PITTMAN, J.S.(1971) Length-slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 41, p.1045-1058.
- HATTORI, I.(1984) Alternating clastic limestone and red chert as olistolith in the Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 90, p.43-54.
- 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, p. 453-461.
- HATTORI, I.(1985) Length-slow chalcedony in the chert clasts of the Jurassic Kanmuriyama conglomerates in the northwestern Mino terrane, central Japan, indicates a pre-Jurassic evaporitic climate. *Mem. Fac. Educ. Fukui Univ.*, no. 35, p.49-65.
- 服部 勇(1986) LENGTH-SLOW CHALCEDONY のもつ地質学的意義—その紹介と実例. *大阪微化石研究会誌特別号*, no. 7, p.265-273.
- ・服部篤彦・上山康一郎(1985) 冠山礫岩—美濃帯北西部の中生代礫岩 : 福井県下の美濃帯と飛騨帯における中生代礫岩の比較研究. *福井大, 教育紀要*, II, no. 35, p.33-47.
- ・吉村美由紀(1979) 美濃帯北西部南条山地における古生代緑色岩・石灰岩塊を含む地層の産状と分布. *福井大, 教育紀要*, II, no. 29, p.1-16.
- HUTCHINS, P.F.(1962) Authigenic minerals in Carboniferous sediments from central Vestspitsbergen. *Geol. Mag.*, vol. 99, 63-68.
- IGO, H.(1959) Some Permian fusulinids from the Hirayu district, southeastern part of the Hida Massif, central Japan. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sect. C, vol.6, no. 56, p.231-254.
- ISHIZAKI, K. (1963) Upper Carboniferous fusulinids from the Nakahata formation of the Hida Massif—with special reference to fusulinids similar to *Fusulinella pseudobochi*(LEE & CHEN). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.51, p.102-114.
- 磯見 博(1955) 福井県日野川上流地域の石炭紀層および二疊紀層とその紡錘虫化石. *地調月報*, vol. 6, p.19-22.
- ISOMI, H.(1977) Permian System. in TANAKA, K. & NOZAWA, T.(eds.) *GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF JAPAN*, 3rd edit., Geol. Surv. Japan, p.106-146.
- 磯見 博・野沢 保(1957) 5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. *地質調査所*. 43 p.
- JACKA, A.D. (1974) Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 44, p.421-427.
- JONES, J.B. and SEGNI, E.R.(1971) The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. *Jour. Geol. Soc. Australia*, vol.18, p.57-68.
- 亀井節夫(1962) 飛騨山地のデヴォン系について. *飛騨山地の地質研究*, p. 33-43.
- ・猪郷久義(1957) ひだ外縁構造帯の地質. *地質学雑誌*, vol. 63, p.413.
- KANUMA, M. (1953) On some Moscovian fusulinids from the southern part of Hida Plateau, Gifu Prefecture, Japan. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 4, p.23-34.
- 鹿沼茂三郎(1954) 濃飛国境地帯における石炭系と二疊系の境界について. *東京教育大・理・地質鉱物, 研究報告*, 第3号, p.143-147.
- KANUMA, M. (1958a) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland. *Jub. Pub. Comm. Prof. H. Fujimoto*, p.1-48.
- (1958b) Stratigraphical and paleon-

- tological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland. Part II. Paleontology. *Bull. Tokyo Gakugai Univ.*, vol.9, p.27-57.
- KANUMA, M.(1959) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland. Part II, No. 3. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol.10, p.59-107.
- (1960) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau and the northern part of the Mino mountainland. Part II. Paleontology, No. 4. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 11, p.55-83.
- 鹿沼茂三郎・高橋泰介・森 由紀子(1961) 岐阜県大滝地方の上部石炭系と下部二畳系. 東京学芸大, 研究報告, vol.12, p.107-118.
- KASTNER, M.(1980) Length-slow chalcedony: the end of the new testament. *Trans. Am Geophy.Union (E.O.S.)*, vol.61, p.399.
- and GIESKES, J.M.(1983) Opal-A to opal-CT transformation: a kinetic study. in IJIMA, A., HEIN, J. and SIEVER, R.(eds.) *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Developments in Sedimentology, vol.36, Elsevier, p.211-227.
- KEENE, J.B.(1983) Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony)in pelagic sediments. *Sedimentology*, vol.30, p.449-454.
- LAUDISE, R.A.(1959) Kinetics of hydrothermal quartz crystallization *Jour. Am. Chem. Soc.*, vol.81, p.562-566.
- MILLIKEN, K.L.(1979) The silicified evaporite syndrome—two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 49, p.245-256.
- 水谷伸治郎(1976) ケイ酸鉱物とケイ質堆積物. 科学, vol.46, p.420-428.
- MIZUTANI, S.(1977) Progressive ordering of cristobalitic silica in the early stage of diagenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.61, p.129-140.
- MIZUTANI, S., HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, Y., KIDO, S., KAWAGUCHI, I. and KOJIMA, S.(1981) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 57, B, p.194-199.
- 新妻信明・平 朝彦・斎藤靖二(1986) 日本海拡大前の日本列島と地帯構造の復元. 北村記念地質論文集, p.289-296.
- 西田一彦(1962) 福井県南条山地の地質. 地学研究, vol. 13, p.40-46.
- OEHLER, J.H.(1976) Hydrothermal crystallization of silica gel. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 87, p.1143-1152.
- PITTMAN, J.S. and FOLK, R.L.(1971) Length-slow chalcedony after sulphate evaporite minerals in sedimentary rocks. *Nature Phys.Sci.* vol.230, p.64-65.
- 斎田縦道(1987) 福井県大野郡和泉村田茂谷地域の手取層群中のチャート礫に含まれる三畳紀及びジュラ紀放射虫化石. 地質学雑誌, vol.93, p.57-59.
- SHIBATA, K. and TAKAGI, H.(1981) Isotopic ages of gneiss clasts from the Tertiary Hatabu formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.87, p.259-262.
- SIEDLECKA, A.(1972) Length-slow chalcedony and relicts of sulphates—evidences of evaporitic environments in the upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol.42, p.812-816.
- STEINITZ, G.(1977) Evaporite-chert associations in Senonian bedded cherts, Israel. *Israel Jour. Earth Sci.*, vol.26, p.55-63.
- TAKAGI, H.(1979) A study on orthoquartzitic clasts in the Tertiary Hatabu formation in Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol.26/27, p.19-47.
- 塚野善蔵・伊藤政昭(1965) 敦賀市東部山地の古生層について. 福井大, 学芸紀要, II no.14, p.

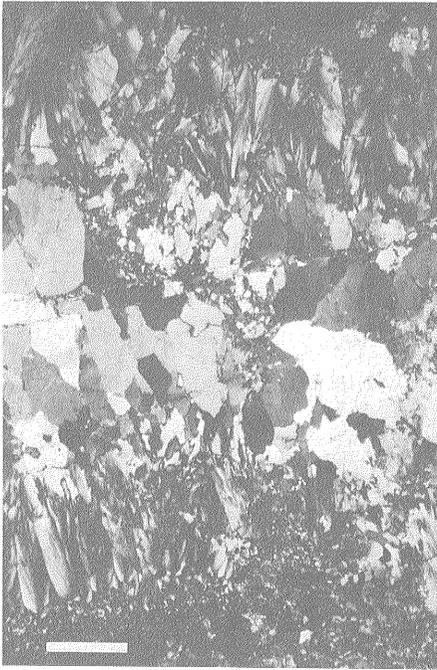
101-116.

- 脇田浩二(1982) 九頭龍川最上流域-郡上八幡西方地域に産するジュラ紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, p.153-171.
- (1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 64 p.
- (1985) 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, vol.39, p.18-30.
- ・古谷 裕・岡村行信(1981) 岐阜県郡上八幡北方より前期石炭紀異形サンゴ化石の発見. 地質学雑誌, vol.87, p.601-604.
- ・磯見 博(1986) 岐阜県坂本峠地域における三疊紀・ジュラ紀放射虫化石の産出とその意義. 地調月報, vol.37, p.325-333.
- WEST, I. M., BRANDON, A. and SMITH, M.(1968) A tidal flat evaporitic facies in the Visean of Ireland. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol.38, p.1079-1093.
- WHITE, J.F. and CORWIN, J.F.(1961) Synthesis and origin of chalcidony. *Am. Mineral.*, vol.46, p.112-119.
- WILSON, R.C.L.(1966) Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol.36, p.1036-1049.
- 山際延夫・窪田光宏(1980) 福井県敦賀石灰岩産出の後期石炭紀紡錘虫について. 地学研究, vol.36, p.1036-1049.

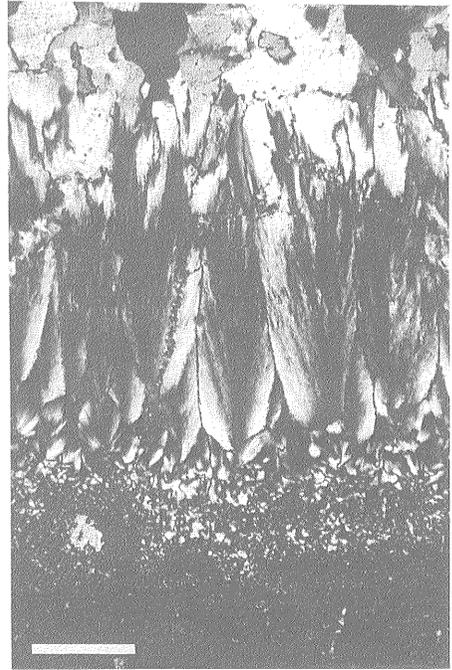
(受付: 1986年9月16日; 受理: 1986年12月16日)

## 図版 I

1. ドロマイト質チャート中の LFC, LSC 及び石英からなるレンズ状脈(直交ポーラ). スケールは 1/2 mm(試料: SM 85051201)
2. ドロマイト質チャート中の LFC, LSC 及び石英からなるレンズ状脈と壁部の拡大写真(直交ポーラ). 中央に長く伸びるのが LSC, その下に LFC, 更に下の微粒の部分がチャート. 上部にあるのは粗粒の石英. スケールは 1/4 mm(試料: SM 85051201). 本文中の第3図参照.
3. ドロマイト質チャート中の LSC 脈, 中央にあるのが LSC, 右上から左下に斜めに入るのは方解石の小脈(直交ポーラ). スケールは 1/4 mm(試料: SM 85051201)
4. ドロマイト質チャート中の LSC の小脈(直交ポーラ). スケールは 1/4 mm(試料: SM 85112701).



1



2



3



4

## 図版 II

1. 白色チャート中の LSC 脈(直交ポーラ). スケールは 1/8 mm(試料: HT 85112823).
2. 白色チャート中の LSC のレンズ状脈(直交ポーラ). スケールは 1/4 mm(試料: HT 85112823).
3. ドロマイト質チャート中にある LFC 脈, その下側はその後でできたマイクロスタイロライト縫合線で断ち切られてる. この LFC は LSC に伴う LFC よりも細かく, 干渉色も低い(直交ポーラ). スケールは 1/4 mm(試料: SM 85112701).
4. ドロマイト質チャート中に存在する炭酸塩, 中心から結晶の外形の分かる部分までがドロマイト, その周囲は方解石(直交ポーラ). スケールは 1/8 mm(試料: SM 85051201).



1



2



3



4