

福井県池田町東俣南方に分布する 石灰質砂岩の岩石学的記載

梅田 美由紀*

Petrography of calcareous sandstones in the Higashimata area

at the south of Ikeda-Cho, Fukui Prefecture, central Japan

Miyuki UMEDA *

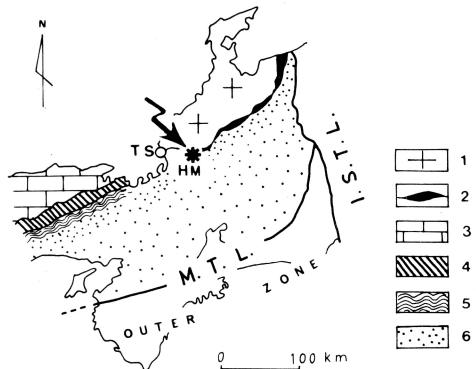
〔要旨〕 南条山地北端にあたる福井県池田町東俣の南方には、非常に石灰質な砂岩が少量分布する。この石灰質砂岩は、二次的方解石が発達しているということと、碎屑粒子が例外なく溶解作用を受けているのが特徴である。この溶解作用は、特に石英の粒子には、顕著に進行しており、粒子の周辺部は溶脱し、外周部は不規則になっている。この砂岩にみられる溶解作用は、統成段階の溶解が主要原因と思われるが、これほど著しい溶解作用は、南条山地においては特異な現象である。

また、東俣の石灰質砂岩と南条山地の他の砂岩(東俣層の砂岩、春日野相の砂岩、白浜・高佐の砂岩、冠山・高倉の砂岩)とを溶解作用の程度、構成粒子の面から比較検討した結果、この石灰質砂岩は一応春日野相に近縁であると考えた方がよさそうである。

はじめに

福井県の南条山地は、美濃帯の北西端に位置し(第1図)、今までの調査・研究により、同山地の地層は大部分が中生代ジュラ紀の堆積物であることが判明している(服部・吉村, 1982; 服部, 1987)。

一方、最近、南条山地北西端の越前町白浜・高佐地区で二疊紀放散虫化石を含む碎屑岩が見出され、超丹波帯に近い岩体であると考えられている(梅田, 1986; 梅田・服部, 1987)。そして、超丹波帯には一般に、緑色砂岩が分布するのが1つの特徴であるが(ISHIGA, 1986; 石賀・楠, 1986), 南条山地の北端部に位置する池田町南方にも、部分的に緑色を呈する非常に石灰質な砂岩(以下、石灰質砂岩と記述する)が、少



第1図：中部日本における地帯区分と石灰質砂岩分布地域(*HM)。

1：飛驒帶+宇奈月帶, 2：飛驒外縁帶,
3：中国帶, 4：舞鶴帶, 5：超丹波帯,
6：美濃・丹波帯, M.T.L.: 中央構造線,
I.S.T.L.: 糸魚川-静岡線, HM:
東俣, T.S.: 白浜・高佐

*福井市立郷土自然科学博物館

量分布していることが知られている(中屋・斎藤, 1986; 梅田, 1986)。この緑色石灰質砂岩が超丹波帯と近縁なものなのか、あるいは南条山地ジュラ系と近縁なもののかは不明である。そこで、今回、この石灰質砂岩を採取し、主に薄片による顕微鏡観察を中心に検討した。

この報告をするにあたっては、福井大学服部 勇教官には終始適切な御助言と貴重な時間をさいて、原稿を読んでいただいた。心よりお礼申し上げる。

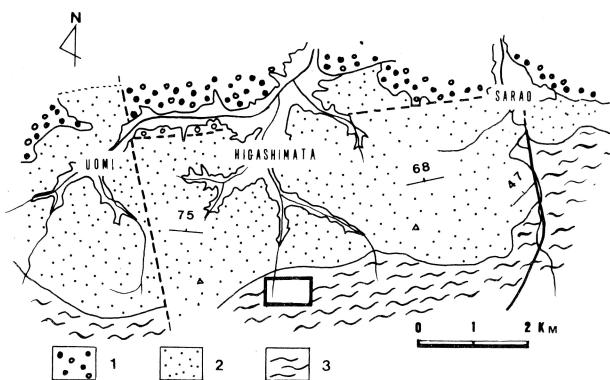
地質概説

調査地域は、福井県池田町東俣の南方で、付近の地質については梅田(1986), 中屋・斎藤(1986)らが報告している。それらによると、第1図、第2図に示したように、東俣の石灰質砂岩が分布する地域は南条山地、したがって美濃帯の最北端に位置し、すぐ北側には主として中粒から粗粒の塊状砂岩から成る東俣層が分布し、さらにその北側には足羽層群らしき地層が分布する。一方、南側は砂岩・頁岩互層やオリストストロームを主体とし、最前期ジュラ紀の放散虫化石を産する、いわゆる、春日野相(服部・吉村, 1982)に接している。岩相的には、砂岩および砂岩・頁岩の互層、黒色頁岩、チャート、緑色岩〔一部チャート化している(梅田, 1986)〕、赤色凝灰岩そして、それらを貫く安山岩の岩脈から成り(第3図)、この範囲からは、化石抽出のため試料を多數採取したが、結局化石は得られなかった。

また、走向はだいたい東西方向、傾斜は北に60°ほど傾いており、大局的には、北から飛騨帯—東俣層—(石灰質砂岩)—春日野相と東西方向の帶状分布をしている。そして、中屋・斎藤(1986)は、地質学的および岩石学的研究により、飛騨帯と東俣層とは従来の解釈通り断層関係であり、東俣層と春日野相とは大局的にみると北に傾く同斜構造をなしているが、時間的間隙の少ない非整合に近い不整合関係であるとしている。これまでの報告では、野外調査結果から、東俣の石灰質砂岩は、春日野相に含まれ、南側の春日野相が層序的に下位で年代も古く(最前期ジュラ紀)、その上に重なる東俣層はより新しいとされている(中屋・斎藤, 1986; 梅田, 1986)。

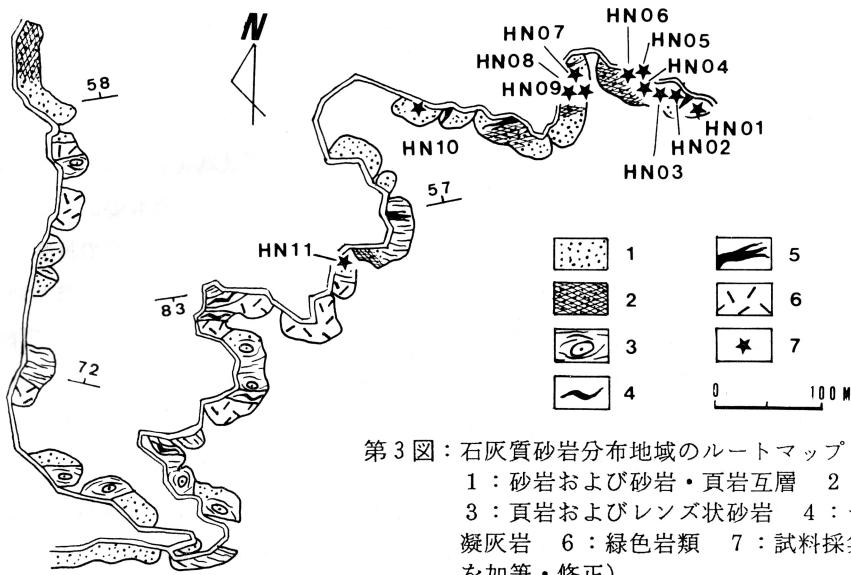
石灰質砂岩の岩石学的記載

調査地域において、典型的な石灰質砂岩は東俣層の南側の狭い範囲にしか分布しない(第3図)。露頭では塊状であったり、あるいは単層の厚さが5~20cm程の砂岩と厚さ1~2cmほどの頁岩とが互層を成していたりする。石灰質砂岩は灰色がかった部分や淡緑色を呈する部分があり、パッチは



第2図：池田町東俣付近の地質概略と調査範囲(□内)。

1：足羽層群(?), 2：東俣層, 3：春日野相
(中屋・斎藤, 1986より引用, 一部略)



第3図：石灰質砂岩分布地域のルートマップ

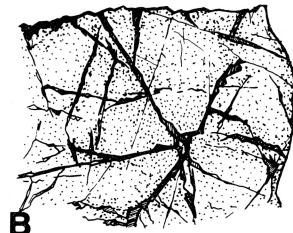
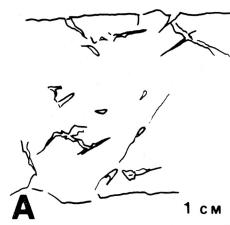
1：砂岩および砂岩・頁岩互層 2：特に石灰質な砂岩
3：頁岩およびレンズ状砂岩 4：チャート 5：赤色
凝灰岩 6：緑色岩類 7：試料採集地点（梅田，1983
年加筆・修正）

含まない。白く不透明な方解石の脈が網目状に発達しており、ハンマーで容易に傷がつく。また、風化面では脈状の方解石が溶脱し、虫くい状になっていることがしばしばあり、特に節理に沿ってかなり内部までも溶脱が進行している（第4図）。このような石灰質砂岩は、南条山地では今のところ本地域にしかみられない。

鏡下では、中～粗粒の碎屑物を含む石英質～石質ワッケで、粒子は分級が悪く、角張っている（第I図版-A, B）。構成鉱物としては、石英類が最も多く、次いで長石類が多い。その他に緑レン石や火山岩（安山岩や粗粒玄武岩など）の岩石片、花コウ岩質变成岩やその他の变成岩起源と思われる石英粒子（第I図版-C）も普遍的に含まれ、稀に電気石やルチルやジルコンの碎屑粒子も含まれる。石英は、波動消光するものが多く、また、後述するように粒子の周辺部に著しい溶解作用がみられる。また、長石類は斜長石がほとんどであるが、アルカリ長石も稀にみられる。斜長石の大部分は集片双晶を成しており、この場合にはたいてい

粒子は短辺が双晶面に平行で、長辺が双晶面に垂直な長方形に近い形をしている。また、二次的鉱物としては、方解石や緑泥石がみられるが、方解石は脈として存在したり、しばしば碎屑物、特に斜長石の一部を置換している（第I図版-D）ことが多い。石英の脈は非常に稀である。

この石灰質砂岩の第1の特徴は、二次的方解石が非常に発達しているという点であるが、第2点



第4図：石灰質砂岩の産状。

もともとは、方解石脈だったと思われる虫くい状の溝が網目状に発達している。

A：表面，B：内部

として、碎屑粒子の周辺部がほとんど例外なく溶解しており、粒子の外周がシャープな直線状でなく、著しく凹凸に入りこんでいるという点があげられる。これは、多分堆積後の統成作用の結果であり、埋没後何らかの条件下で珪酸質物質が水に溶けて移動してしまい、溶けた部分に他の鉱物が析出・堆積したものであろう。

この溶解現象を鏡下で詳しく見てみる。溶解の程度は石英の粒子が最も著しく(第I図版-E, F), 長石類がそれに次ぐ。一方、火山岩の岩石片や緑レンソ石の粒子は、絶対数そのものが少ないこともあるが、あまり溶けていない(第I図版-G, H)。また、粒子の大きさと溶解作用の程度には、特にきわだった関係はみられない。例えば、特に大きな粒子だからといって溶け具合が激しいということではなく、むしろ中程度の大きさ(0.15~0.2mm)の粒子の方が凹凸が顕著である。そして、細粒のシルトサイズの粒子や、頁岩中の石英の岩石片にもやはり、すべて溶解がみられる(第II図版-I)。この東侯の石灰質砂岩に関しては、前述した溶解が均等に作用したのではない。例えば、薄片1枚単位でみると、全体に溶解作用が進んでいるサンプルと、それほど溶解が進行していないサンプルとがあり、場所によって、または原岩の岩質によって溶解作用の進行の程度に差があったことがうかがえる。また、1つ1つの碎屑粒子に関してみても、石英粒子が最も溶解が著しいことや、1個の石英粒子についてみても1辺だけが特に著しく溶解し、のこぎりの歯のようになっている場合が多いという特色がある(第II図版-J, K)。その他、集片双晶をした斜長石では一般に双晶面に対し、垂直な長辺の方が、短辺に比べより凹凸している(第II図版-L, M)。また、となり合う粒子間の距離が近い部分で粒子同志が、互いにくい込むように溶けているケースが頻繁にみられ(第II図版-N, O, P), 時には粒子の一部分が完全に溶けてくっついてしまっているケースや、二次的石英が成長したと思われる粒子もある(第III図版-Q, R)。これらの事実は、溶解作用が特定の条件下で、かなり局所的に進行したことを示唆している。何らかの外的影響で溶解が引き起こされた場合、原岩の組成や組織のちがいによって、溶解が特に促進される部分と、そうでない部分があったためであろう。溶けて凹状となった部分や粒子の周囲は緑泥石などの粘土鉱物や絹雲母によって埋められていたり、取り囲まれていたりすることが多い(第III図版-S, T, U)。稀に方解石が溶けた部分に接していることもある。

今のところ、南条山地の砂岩類でこのように著しい溶解現象がみられるのは、この東侯の石灰質砂岩だけであり、このような現象は、越前町の白浜・高佐地区の二疊紀緑色砂岩において若干認められる程度である。石賀・楠(1986)は、越丹波帯の緑色砂岩について調査し、特に構成粒子の周辺部が中心に向って凹状に入りこんだ“湾入構造”が認められると記述している。そして、“湾入構造”, 石英の波動消光, カタクレーサイトなどの観察事項から、これらは超丹波帯の砂岩の岩石学的特徴であるとし、これは堆積後、カタクレーサイト化および変成作用を受けたと解釈している。東侯の石灰質砂岩は、カタクレーサイトされている様子はなく、どちらかといえば、統成段階の溶解が主要原因と思われる。

考 察

この論文で取り上げた石灰質砂岩と、南条山地にみられる他の砂岩とを比較する。

まず、北側に分布する東俣層の砂岩は中～粗粒の石英質～石質ワッケで、主な構成鉱物は石英、長石類、岩石片である。数mmから1cmほどの頁岩のパッチを含み、長石類ではアルカリ長石が比較的多い。そして、粒子の溶解はみられるが、石灰質砂岩に比べずっと弱い(第III図版-V)。東俣層の時代については今のところ、化石が得られていないので不詳である。この砂岩は、石灰質砂岩に比べ、方解石や碎屑性緑レン石が少ないと点を除くと、粒子の構成鉱物の種類とか、どう汰の程度、角張った外形、マトリックスの量などに関しては、きわだった差異は認められず、鏡下でも容易には区別できない。次に南側に分布する春日野相の砂岩は、やや細粒でマトリックスの量が非常に多く、主要な構成鉱物は石英と斜長石で、アルカリ長石は数%未満である(服部・吉村、1979)。岩片の含有量も少ないが、緑レン石の碎屑物を普遍的に含むのが特徴である。粒子の溶解は若干みられるものの、前述した石灰質砂岩であれば、ほとんど必ず溶解作用が進行しているような部分一一例えは、粒子と粒子とが接近している部分——でもほとんど溶解作用は受けていない(第III図版-W)。今のところ、春日野相は放散虫化石により、ジュラ紀最前期の堆積物であると考えられている。また、越前町白浜・高佐の二疊紀放散虫を含む碎屑岩(第1図、TS)は、シルトサイズの石英や長石から成り、基質全体に自生の方解石がパッチ状に散在したり、網目状の脈として発達している。溶解作用を受けた石英粒子も観察できる。そして、二疊紀の放散虫化石(*Follicucullus scholasticus* Ormiston and Babcock morphotype I, *Fo. sch. O.* and *B. m. II*)を含む碎屑岩ということから、超丹波帯の一部に対比されている(梅田、1986; 梅田・服部、1987)。これらの砂岩の他に、岐阜との県境にある高倉・冠山を中心に、粗粒で数mmから大きいものでは1～2cmにもなる頁岩のパッチを含む砂岩が分布する(高倉相)が、この砂岩は、アルカリ長石が非常に多いのが特色である。そして、粒子の溶解現象は全くといっていいほどみられない。どの粒子も外形は南条山地の砂岩中、最もシャープで、角はとがっている(第III図版-X)。堆積した時代は、放散虫化石によりジュラ紀中期だとされている(服部・吉村、1982; 高村・早見、1985)。

以上を要約すると、溶解作用については、どの砂岩よりも今回取り上げた東俣の石灰質砂岩が、とびぬけて進行が著しい。そして、石灰質砂岩は碎屑性の緑レン石を含むという点では、春日野相の砂岩に、また石英粒子の周辺部が溶解作用を受けている点や、二次的方解石が発達しているという点では、超丹波帯や白浜・高佐地区の砂岩に近似である。もし、石灰質砂岩が春日野相に含まれるとすれば、砂岩の時代は前期ジュラ紀であり、調査地域付近では、飛驒帯と美濃帯との間に超丹波帯らしき地層は分布しておらず、超丹波帯は越前町白浜・高佐地区以東の延長部が不明となる。まるで、飛驒帯の下にもぐってしまっているかのようである。また、もし石灰質砂岩が超丹波帯に属すると仮定すると、砂岩の時代は中・後期二疊紀であり、超丹波帯は外縁帯に沿って、その外側に断続的に連なることになる。しかし、後者の仮説では、となり会う春日野相との時代差が大きく、中屋・斎藤(1986)の野外調査の結果とは矛盾してしまう。この論文で扱った二次的方解石が非常に発達した砂岩にみられる溶解作用は、甚だ局地的な現象であり、この砂岩が分布する地域は、やはり、今までの報告どおり、春日野相に類似するものと考えた方がよさそうである。

まとめ

今回の調査で次の事が明らかになった。

- ① 福井県池田町東俣の南方には局所的に、非常に石灰質な砂岩が少量分布している。
- ② この砂岩は、石英質～石質ワッケであり、主たる構成鉱物は石英、長石類、火山岩の岩石片、変成岩の岩石片、緑レン石である。
- ③ この砂岩中の石英や長石の碎屑粒子は著しい溶解作用を受けている。

引用文献

- 服部 勇(1987)：福井県南条山地におけるジュラ紀放散虫化石について。福井郷土自然科学博研報, 34, 29-101.
- ・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, 29, 1-16.
- ・———(1982)：福井県南条山地における主要岩相分布と放散虫化石。大阪微化石研究会誌, 特別号5, 103-273.
- ISHIGA, H. (1986) : Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 22, 45-88.
- 石賀裕明・楠 利夫(1986)：兵庫県西部の超丹波帯。大阪微化石研究会誌, 特別号7, 167-174.
- 中屋義雄・斎藤正直(1986)：福井県池田町に分布する東俣層について。福井郷土自然科学博研報, 33, 11-18.
- 高村祐司・早見敏幸(1985)：福井県今庄町東部地域の中・古生層について。同上, 31, 1-16.
- 梅田美由紀(1986)：福井県越前町白浜・高佐地区の碎屑岩より見出された二疊紀放散虫化石とその意義。同上, 33, 19-30.
- ・服部 勇(1987)：福井県越前町高佐地区に分布する碎屑岩から見出された二疊紀放散虫。地質雑誌, 93, 229-231.

図版説明

×4は、写真の横幅が0.77mm、×10は、0.45mm () 内は第3図の試料番号と同じ

第I図版

- A : 東俣の南方に分布する石灰質砂岩、Q : 石英、P L : 斜長石、R : 岩石片(HN03),
オープソニコル, ×4.
- B : 同 上. クロスニコル, ×4.
- C : 変成岩起源と思われる石英の粒子(HN05). クロスニコル, ×4.
- D : 斜長石の粒子の内部が方解石によって置換されている(HN03). オープソニコル, ×4.
- E : 溶解作用を受けて外周が凹んだ石英の粒子(HN04). オープソニコル, ×10.
- F : 溶解作用を受けて外周が、不規則な形になった石英の粒子(HN10). クロスニコル, ×10.
- G : 火山岩の岩石片は、あまり溶解作用を受けていない(HN04). オープソニコル, ×4.
- H : 溶解作用を受けて外周が凹凸になった石英の粒子(Q)とあまり変形していない緑レン石の
碎屑粒子(EP)(HN10). オープソニコル, ×10.

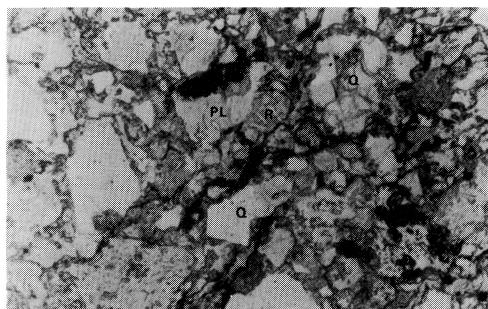
第II図版

- I : シルト岩中の石英の岩石片も溶解作用を受けて周辺が不規則になっている(HN01).
オープソニコル, ×10.
- J : 特定の辺が特に著しく溶解作用が進行し、のこぎり状になった石英の粒子(HN11).
オープソニコル, ×10.
- K : 同 上. クロスニコル, ×10.
- L : 双晶面に対し垂直な長辺が、激しく溶解作用の進行している斜長石の粒子(HN05).
オープソニコル, ×10.
- M : 同 上. クロスニコル, ×10.
- N : 接近している粒子の一部同志が、互いにかみ合うように溶解した石英の粒子(HN09).
オープソニコル, ×10
- O : 同 上(HN02). クロスニコル, ×10.
- P : 同 上(HN01). オープソニコル, ×10.

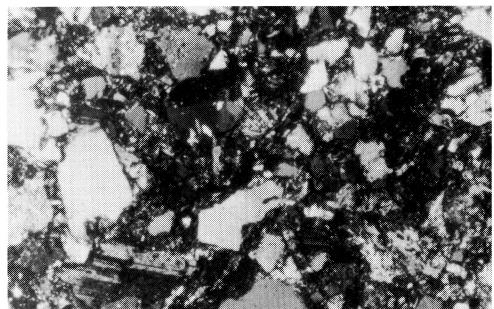
第III図版

- Q : 二次的に石英が成長してきたと思われる(←)石英の粒子(HN10). クロスニコル, ×4.
- R : 同 上(HN08). オープソニコル, ×4.
- S : 溶脱して凹状となった部分に、析出した緑泥石(CH)(HN07). オープソニコル, ×10.
- T : 同 上. クロスニコル, ×10.
- U : 同 上(HN04). オープソニコル, ×10.
- V : 東俣層の砂岩. オープソニコル, ×4.
- W : 春日野相の砂岩. オープソニコル, ×4.
- X : 高倉相の砂岩. オープソニコル, ×4.

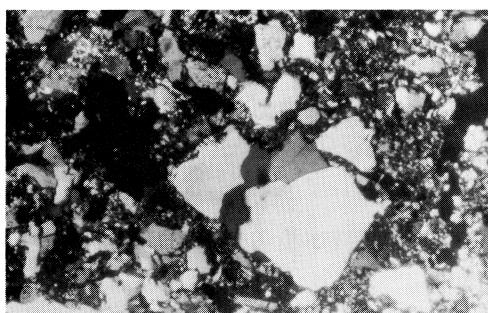
第 I 図版



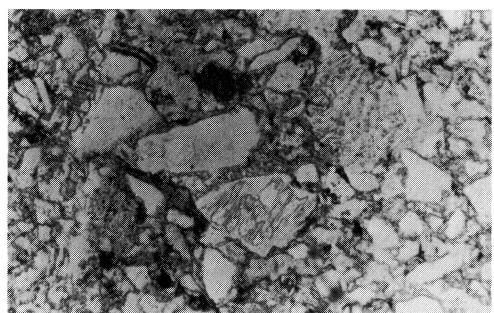
A



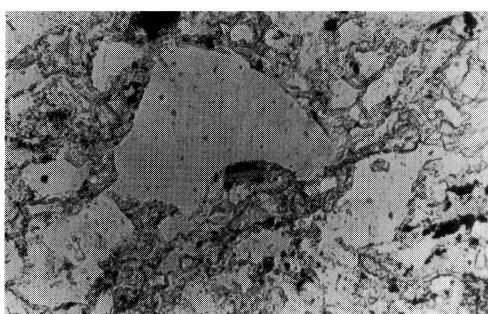
B



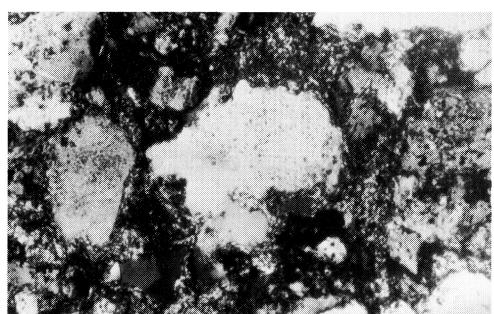
C



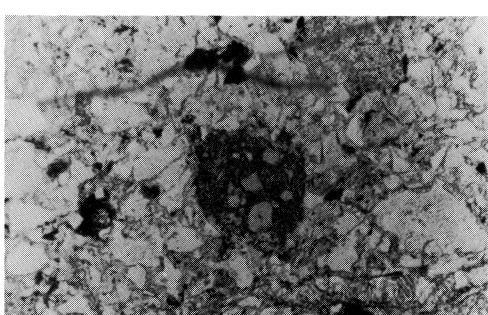
D



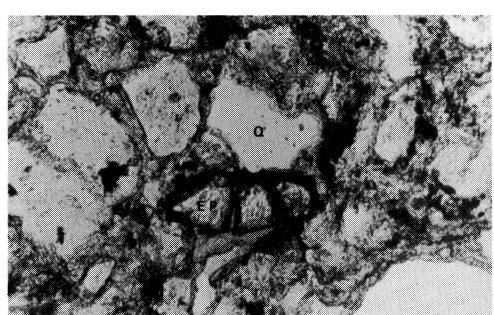
E



F

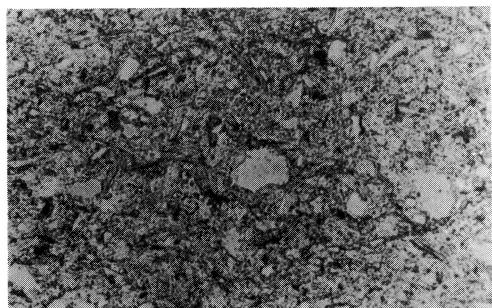


G

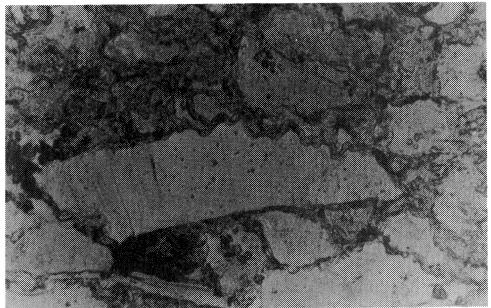


H

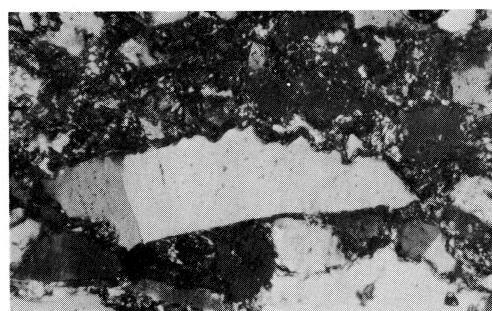
第 II 図版



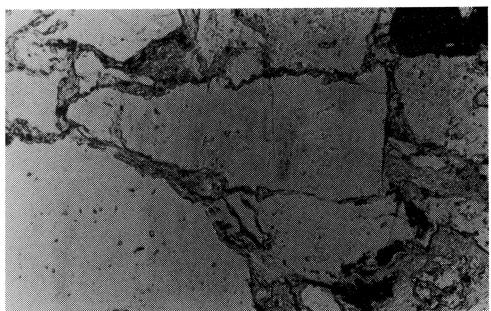
I



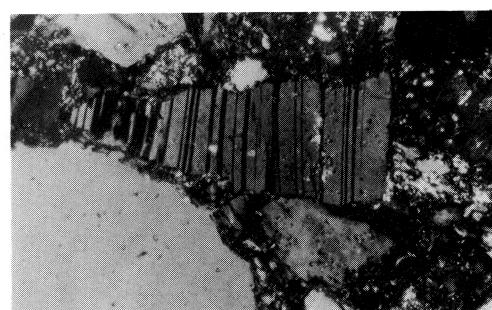
J



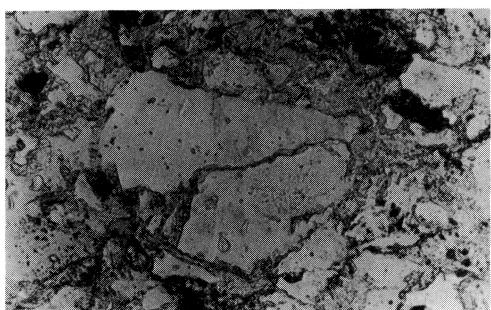
K



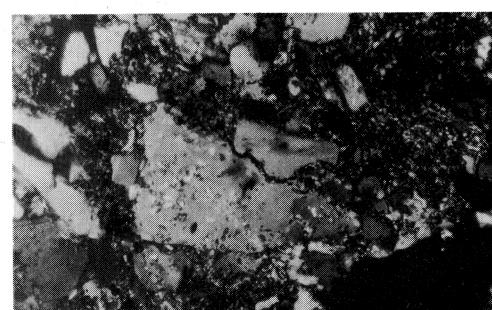
L



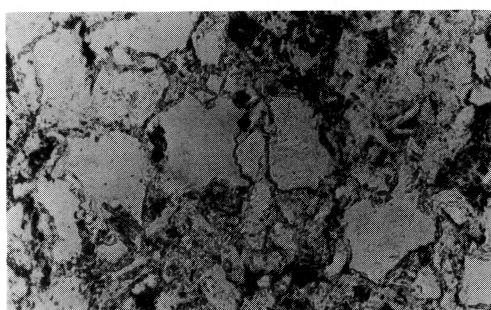
M



N

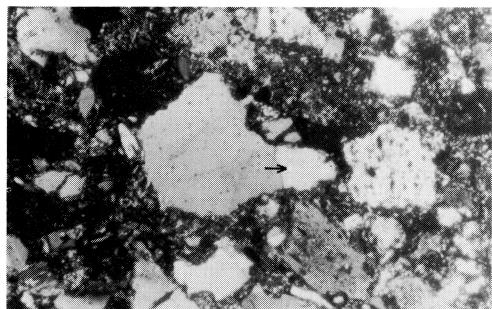


O

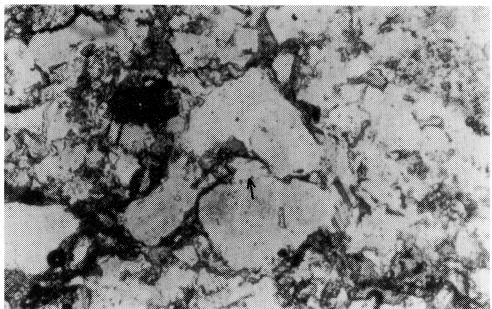


P

第 III 図版



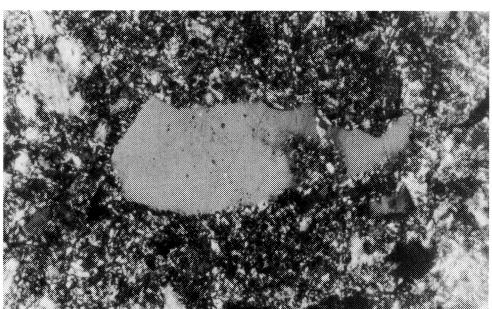
Q



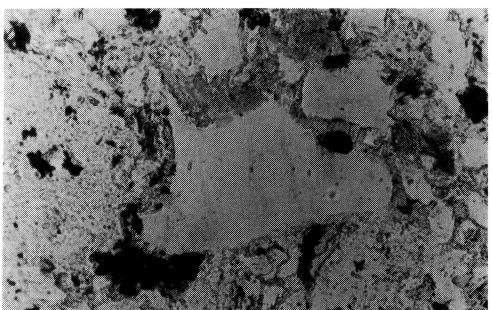
R



S



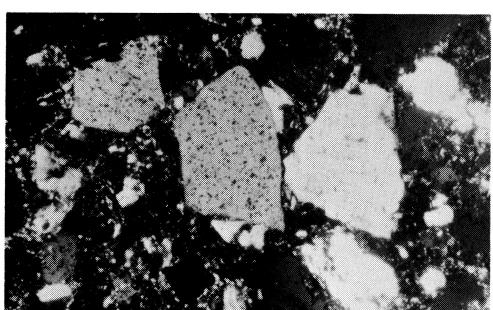
T



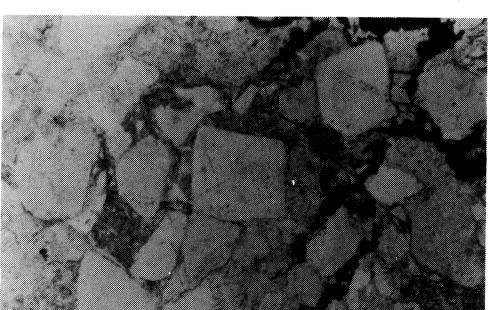
U



V



W



X