

福井県越前町高佐地区における 中生代スランプ堆積物

吉 村 美由紀*

Mesozoic slumped bed in the Takasa area,
Fukui Prefecture, central Japan.

Miyuki YOSHIMURA*

要旨 福井県越前町高佐地区には、砂岩、頁岩および両者の互層が分布し、その中に珪質頁岩、チャート、石灰岩、緑色岩のレンズ状オリストリスが小量含まれる。この地区は従来、未区分“古生層”とされていたが、今回の岩相および放散虫化石の研究によれば、この地層は南条層群春日野相に対比でき、その時代は中生代ジュラ紀であることが判明した。

この中生層の下半部を占める碎屑岩部においては、厚い砂岩層とともにしばしば乱堆積物が発達する。それは乱堆積時の固結度の違いによって色々な産状を示すが、その構成物は、(1)砂岩のブロックと頁岩のマトリックスのみであり、(2)未固結ないし半固結状態での移動、再堆積の様相を示し、かつ(3)マトリックスとブロックとの時代的新旧の差は認められない。よって、この乱堆積物は、海底地すべりによって生じた広義のオリストストロームに含められるスランプ堆積物に分類できる。

高佐地区の中生界が南条層群に対比されることにより、美濃帯は同地区では北に張り出して分布し、逆に飛驒帯の南縁である外縁構造帶は、青海より南下し福地・楮谷を通り、伊勢より西では北西方向に延び、湾曲した輪郭を成すと考えられる。

はじめに

福井県南条山地には古生代石灰岩、緑色岩、三疊紀チャート、ジュラ紀珪質頁岩および砂岩、頁岩が分布している。ジュラ紀珪質頁岩を含む地層は放散虫化石群集や岩相の特徴により三分され、そして、その中に出現する古生界や三疊系は全てジュラ紀層中の異地性岩体とされている(吉村ら、1982；服部・吉村、1982)。しかし、異地性岩体についての産状あるいは岩石学的性格の詳細な記載は今までなされていない。南条山地においてスランプ堆積物あるいはオリストストロームと呼ばれている堆積物の産状を明らかにすることは、この地域における中生代、特にジュラ紀の地殻変動、堆積環境を知る上で重要である。今回は越前町高佐地区の海岸において、南条山地の中生層に含められるべきスランプ堆積物を見い出したのでここにその産状を記載する。

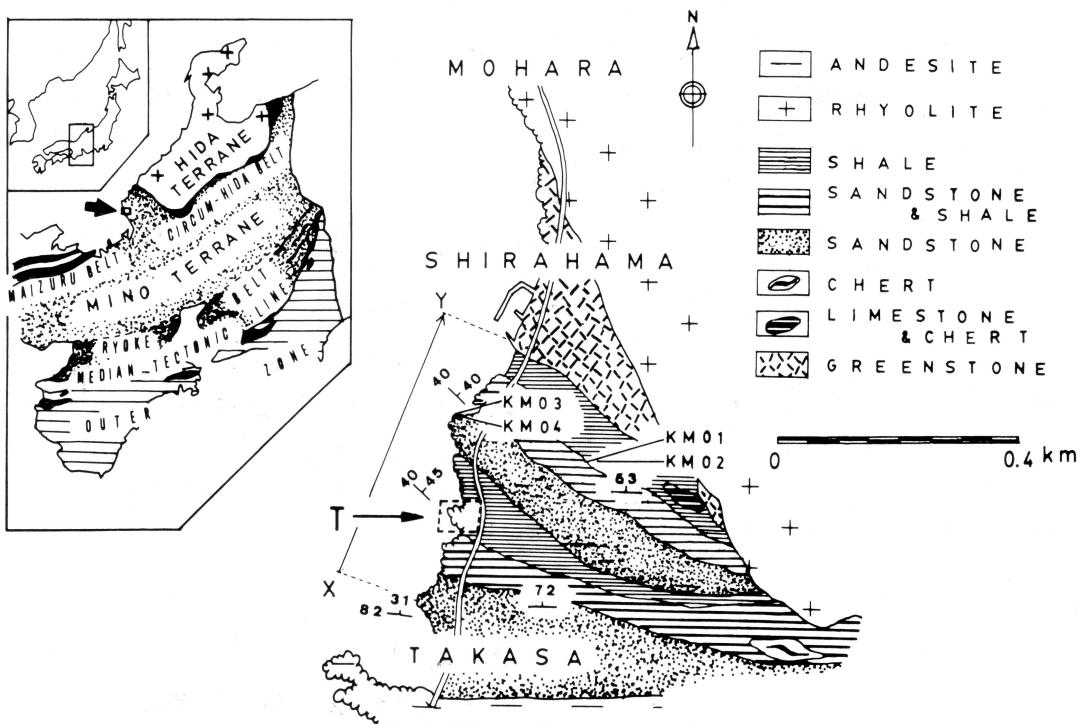
この小論をまとめるにあたり、福井大学の服部 勇先生には調査中の適切な指導と助言、そして、

* 福井市立郷土自然科学博物館

原稿を読んでいただきいた。深く感謝する。

地質概説

福井県越前町の海岸の一部に、いわゆる“古生層”と類似した砂岩・頁岩が分布していることは古くから知られていた（塚野・三浦，1954；福井県，1969；奥出，1971）。この“古生層”は周囲を白亜紀の流紋岩や第三紀の火山岩類により被覆されており、あるいは断層で切断されておりしてたり、その露出範囲は小さい三角形をなす。本層と、これより東南の地域に広く分布する南条山地の中生界；春日野相、今庄相、高倉相（服部・吉村，1982；以下この3相を総称して南条層群と呼ぶ）との関係は、両者の分布が不連続なため不明である。しかし、後述する理由によりこの地区の“古生層”は春日野相に対比でき、よって中生層であることが明らかである。



第1図 高佐地区の岩相分布および放散虫化石の産出地点 (KM01~04)

地質説明

調査地区の、放散虫化石が示す時代と岩相について述べる。

1. 放散虫化石による時代

放散虫化石の産出地点を岩相分布図（第1図）および概念的柱状図（第2図）のKM01~04に示す。試料は全て珪質頁岩である。KM01, KM02からは *Canoptum* (?) sp. や *Parvingula* (?) sp.（第3図）を産し、これらは服部・吉村（1982）の春日野相中の放散虫群集に類似し、ジュラ紀前期を示すものである。しかし、KM03, KM04の珪質頁岩は春日野相中には殆んど含まれて

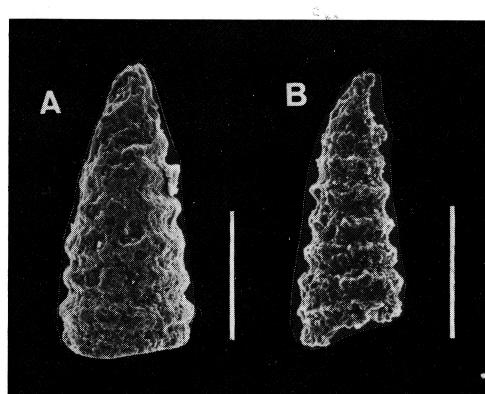
いない Hagiastridae や Patulibracchiidae を多産する。このように高佐地区の“古生層”は中生層であることが明らかとなったので、以後中生層と呼ぶ。

2. 岩相

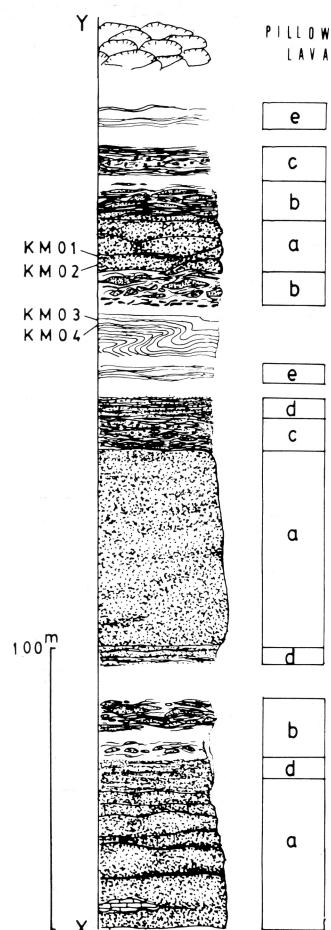
岩相分布を第1図に示す。図に示された様に、本地区には白亜紀あるいは第三紀の火山岩類が発達し、中生層は小範囲に分布するのみである。中生層は主として砂岩、頁岩および砂岩・頁岩互層より成り、小量の珪質頁岩やチャート、石灰岩、緑色岩のレンズあるいは巨礫を含む。走向は海岸沿いでは N40°W であるが、東方に向って次第に東西方向を示すようになる。全体に北へ40~70°傾斜する。

堆積学的特徴として、柱状図(第2図)からも判読できるように、この中生層下部の碎屑岩部には、厚い砂岩相(a)–砂岩がちスランプ堆積物相(b)–頁岩がちスランプ堆積物相(c)–弱い頁岩の葉理が発達する砂岩相(d)–黒色頁岩・珪質頁岩の互層相(e)より成る堆積サイクルが3回認められる。この3回の堆積サイクルを成す砂岩、頁岩の岩石学的特徴の層準による差は殆ど認められず、単に砂岩と頁岩の量比と産状(均質か不均質か、規則的か乱雑かなど)の違いがあるだけである。

一般に砂岩は第三紀火山活動に伴う熱水作用のために赤褐色を呈している。全体に中粒の碎屑物より成り、また厚層で級化層理は稀に認められるに過ぎない。鏡下では、砂岩を構成する碎屑物のはほとんどが円磨度の悪い単体石英であり、その他に曹長石、チャート、珪質頁岩の破片、ジルコンなどが微量存在する。変質鉱物としては、方解石、緑泥石、石英、絹雲母が存在する。一般にマトリックスは50%前後を占めるが、石英片の円磨度が悪くなるにつれてマトリックスの占める割合がより多くなる傾向がある。一方、頁岩は黒色で、弱~中程度の劈開がみられ、鏡下では微小な石英破片が散在しているのが認められる。



第3図
A – *Canoptum* (?) sp.
(21276/F 0221, KM 01)
B – *Parvingula* (?) sp.
(21258/F 0220, KM 02)



第2図
X-Y(第1図)における概念的地質柱状図
a. 厚い砂岩相； b. 砂岩がちスランプ堆積物相； c. 頁岩がちスランプ堆積物相； d. 弱い頁岩の葉理の発達する砂岩相； e. 黒色頁岩と珪質頁岩の互層相



第4図 T地点(第1図)におけるスランプ堆積物の露頭スケッチ

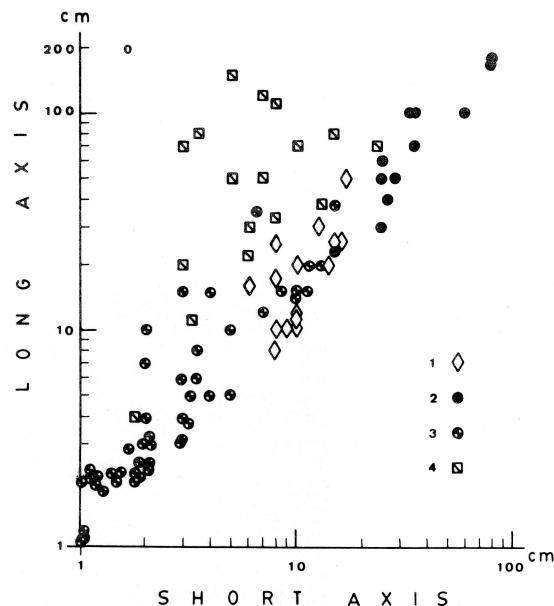
スランプ堆積物

ここでスランプ堆積物と呼んだものは、大小様々な砂岩のブロックが頁岩中に不規則に散在している層相を示すものである(第1図版-A)。第1図のT地点では、この層相の構造がよく露出している。以下、この地点におけるスランプ堆積物の産状を記載する。

露頭全体のスケッチを第4図に示す。ここでは頁岩のマトリックス中に様々な大きさ、形をした砂岩(一部珪質化)のブロックが散在あるいは密集している。それらのブロック個々の長軸、短軸の長さの測定値を第5図に示す。

次にこれらの砂岩ブロックの集合状態から(1)全く孤立的に点在するもの(以下、孤立型と呼ぶ)、(2)大きなブロックの周囲をより小さなブロックが取り巻くもの(親子型)、(3)もとは単一岩体であったものが2つ以上の鎖状に分れたもの(兄弟型)に大別し、以下各々について記載する。

1. 孤立型(第1図版-B)



第5図 砂岩ブロックの長軸と短軸との長さの測定値
1. 孤立型ブロック； 2. 親子型ブロック(親型)； 3. 親子型ブロック(子型)； 4. 兄弟型ブロック

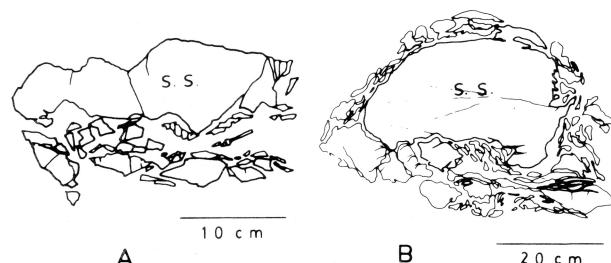
この場合、ブロックは一般には角のとれた、丸みを帯びた形状を示し、長軸と短軸の長さの比は1に近いが(第5図)，しかし長軸が全体の地層面に平行になっていることが多い。時には一方の端がフラットな面を持ち、マトリックスの葉理がその面に直角に突き当ることもある。この様な孤立型は頁岩のマトリックスの割合の多いところによくみられる。

2. 親子型(第1図版-C; 第6図)

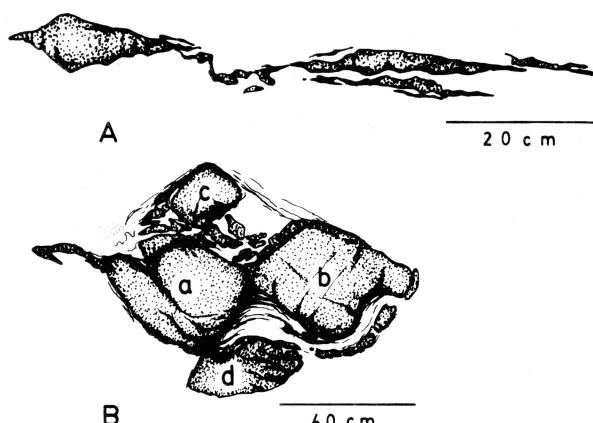
これは、中心になる大きなブロック(親ブロック)の周縁部をその10分の1以下の大きさの様々な破片(子ブロック)が取り囲んだ集合体を成すものである。これはもともとは一つの岩体であった砂岩が、定着直前に破碎し、その割れ目に泥が流入したものであろう。この親子型には、親、子ともに角礫状のもの(第6図-A)と親ブロックは比較的丸みを帶びており、子ブロックは亜円礫ないし不定形を示すもの(第6図-B)とがみられ、後者は前者に比べ、より未固結状態で破壊、運搬され、定着したものと堆積される。また、後者の方が、より頁岩のマトリックスの割合の多いところにみられ、第1図版-Dに見られる様に周囲の頁岩が親ブロックの中にまで不規則な脈状に入り込んでいることがよくある。これは砂岩がさらに細分しかけた時、その割目に泥質物が流入したことを示唆している。

3. 兄弟型(第1図版-E, F; 第7図)

これには2つの形態がみられる。その1つは長軸の長さが短軸のそれの10~30倍と細長く、さらにブロックのいくつかあるくびれの部分に向って、砂岩は不規則な波状形を呈しながら徐々に薄くなり、また両端ではついには尖滅しているものである。この形態ではくびれ付近に角礫~亜円礫状、時には不定形の砂岩片が散在することが多い(第7図-A)。他の1つは第7図-Bに示した様に小断層を伴い、ひし形のブロックに分れたものである。この場合、小断層は砂岩ブロック内で消滅するか、あるいは片側のマトリックス中のみにしか追跡できない。なお、



第6図 親子型の砂岩ブロック(s.s., 砂岩)
A-角礫状に破碎したもの
B-不定形に分裂したもの



第7図 兄弟型の砂岩ブロック
A-長く引き伸ばされて分れたもの
B-小断層でずれて分れたもの

第7図-Bの場合には、a, bブロックは運搬・定着時の小断層で切断され、相互に転位し、さらに他の展張性の小断層の割目に沿って泥質物が流入したため、c, dブロックがバラバラに引き離

されてできた（あるいは引き離されたために泥質物が流入した）ものと思われる。両形態とも砂岩の周縁は一般に不規則で、未固結ないし半固結状態でできたと思われる割目に頁岩のマトリックスが脈状に入り込んでいる（第8図-A）。

これら3つの型は明瞭に区別されるものではなく、各々の中間型も存在する。また、砂岩と頁岩部との境界は巨視的には比較的明瞭であるが、鏡下では明瞭な線で境をされている場合と、両者が入り混っている場合がある（第8図-B）。ここで記載したようなスランプ堆積物の構造は、砂と泥とがある場所で一担堆積して後、色々な程度の固結状態の時期に、重力などに起因する滑動によって、一気に斜面を降下、再堆積したことを物語る。

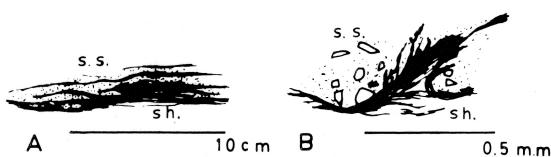
議論

1. オリストストロームとスランプ

「オリストストローム」と「スランプ」という用語は別々の語源より派生した用語であるが、現在でも両者は水中地すべり堆積物を示す語としてあいまいに使用されている。ELTER and TREVISONはオリストストロームを成因のちがいによって3種に分類している（勘米良，1977）。Ⓐ地すべり堆積物とそれを含む正常層（マトリックス）とが、同一累層に由来するもの（Slump）。Ⓑ地すべり堆積物とそれを含む正常の累層（マトリックス）とは同一盆地内に堆積したものであるが、前者が後者より時代の古い累層に由来するもの（Olistostrome（狭義））。Ⓒ岩体とそれを含むマトリックスとは、堆積盆地も時代も異なる。これは造山運動によって前進してきた異地性岩体の前部が重力的に崩壊して前方の堆積盆地に追し出されて堆積したもの（Precursory olistostrome）。そして、その構成物の特徴は、Ⓐの場合には差別的に変形あるいは角礫化した泥流堆積物であり、Ⓑの場合には固結～半固結の岩塊・岩片から成り、下位の累層と同一か一連のものであり、そして、Ⓒの場合には構成物は固結岩層より成り、通例狭義のオリストストロームを構造的に被覆したり、または近接している。この分類によれば、広義の「オリストストローム」は「スランプ」をも包含し、「地すべりによる海成堆積物の総括的名称」として再定義されている。このあたりの議論は勘米良（1977）に詳しく述べられている。

ところで、調査地点Tの異常堆積物は下記の特徴により広義のオリストストロームあるいはスランプ堆積物に分類できる；①構成物は未固結ないし半固結状態での移動・再堆積の様相を示す。②マトリックスは頁岩、ブロックは砂岩のみより成る。③マトリックスとブロックとの間には、時代的新旧の差は認められない。これらのことより、砂岩のブロックとそれを含む頁岩のマトリックスとは、元來同一の累層に由来し、海底地すべりによって変形したスランプ堆積物であるといえる。

現在の海底でこの様なスランプ堆積物は、主に大陸斜面下縁（HEEZEN and DRAKE, 1964; MOORE et al., 1970; EMERY et al., 1970; WILHELM and EWING, 1972; ELMORE et al.,



第8図 砂岩ブロックと頁岩のマトリック
スとの境界（s.s., 砂岩; sh., 頁岩）
A—砂岩の割目に入り込んだ脈状の頁岩
B—鏡下における砂岩と頁岩との境界

1979），海溝内縁（MOORE and KARIG, 1976 ; UNDERWOOD and KARIG, 1980），大陸斜面上（LEWIS, 1971）に見い出されている。

大陸だな（Continental shelf）など地形的高まりに堆積した砂岩・泥岩などが斜面を滑降する際，泥質部は流動化し，砂岩部は相対的にbrittleな物体として挙動する。薄い，そしてある程度固結した（粘着度の増した）砂岩層は，運搬様式が滑動であり，それに伴い分断され，長軸の長さと短軸の長さとの比が減少するが，短軸の長さは殆ど減少しないのであろう。一方，回転を伴って降下していく場合には長軸のみならず短軸の長さも減少し，長軸の長さと短軸のそれとの比が一定になる傾向がある。第5図はこのことを示していると考えられる。

2. 飛驒帶の南限

高佐地区の中生層は岩相および放散虫化石群集より南条層群春日野相に対比できる。従って，美濃帶が従来考えられている内帶中央線（武生一米ノ浦）より北に張り出してしまう。この事は，美濃帶と飛驒帶（片麻岩帶 + 宇奈月帶；HIROI, 1981）との境界は，第1図の挿入図に示されるように，もっと北を通ることを意味する（第1図）。言いかえれば，飛驒帶の南縁である飛驒外縁構造帶は，青海より南下し，朝日岳・白馬岳-槍ヶ岳-福地-楨谷-伊勢を通り，そのまま西方に延びるのではなく，伊勢以西では北西方向に延びてゆくと思われる。事実，この高佐地区的すぐ北側の茂原地区には足羽累層（茂原層）が分布し，塚野・三浦（1959），TSUKANO and MIURA（1959），福井県（1969）によれば，足羽累層は内帶中央線に沿って美濃帶側に発達するとされている。

ま と め

今回の調査によって次の事が明らかになった。

1. 福井県越前町高佐地区には，岩相および放散虫化石の示す時代により，南条層群春日野相に対比できる地層が分布し，その時代は中生代ジュラ紀である。
2. この中生層の碎屑岩部には，下位より，厚い砂岩相-砂岩がちスランプ堆積物相-頁岩がちスランプ堆積物相-弱い頁岩の葉理の発達する砂岩相-黒色頁岩・珪質頁岩の互層相という堆積サイクルが3回認められる。
3. 厚い砂岩層の上位に発達する乱堆積物（=砂岩がちスランプ堆積物）は，頁岩のマトリックス中に大小様々な砂岩のブロックが不規則に散在あるいは密集したもので，これは一度堆積した砂と泥とが，未固結ないし半固結状態で斜面を滑降・転落，再堆積した，広義のオリストストロームに含められるスランプ堆積物である。
4. 美濃帶の北西部は調査地区においては，北に張り出して分布し，逆に飛驒帶の南縁である外縁構造帶は伊勢より西側では北西に湾曲した弓状の構造を成す。

引 用 文 献

- ERMORE, R. D., PILKEY, O.H., CLEARY, W. J. and CURRAN, H. A. (1979) : Black Shell turbidite, Hatteras Abyssal Plain, western Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am.*

Bull., I, 90, 1165 – 1176.

EMERY, K. O., UCHUPI, E., PHILLIPS, J. D., BOWIN, C. O., BUNCE, E. T. and KNOTT, S. T. (1970): Continental rise off eastern North America. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 44 – 108.

福井県(1969)：福井県地質図幅および説明書。117 p.

服部 勇・吉村美由紀(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(第1回放散虫研究集会論文集), 103 – 116.

HEEZEN, B. C. and DRAKE, C. L. (1964): Grand Banks slump. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 48, 221 – 225.

HIROI, Y. (1981): Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in pre-sea of Japan time. *Tectono-physics.*, 76, 317 – 333.

勘米良亀齋(1977)：地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定、地団研専報。20, 145 – 159.

LEWIS, K. B. (1971): Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentology*, 16, 97 – 110.

MOORE, J. C. and KARIG, D. E. (1976): Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1259 – 1268.

MOORE, T. C. Jr., van ANDEL, T. J. H., BLOW, W. H. and HEATH, G. R. (1970): Large submarine slide off northeastern continental margin of Brazil. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 125 – 128.

奥出恒夫(1971)：丹生山地南部の地質 — 特に西半部(海岸地帯)地域について。福井大教育卒論, 38p.

塚野善蔵・三浦 静(1954)：福井県丹生山地の新第三系について(第一報)。福井大学芸紀要, II, 4, 1 – 10.

—・—(1959)：石川・福井県下における白亜系と第三系との境界に関する諸問題。有孔虫, 10, 47 – 54.

TSUKANO, Z. and MIURA, S. (1959): On the Upper Cretaceous Formation and related some problems in the Western part of the Hida plateau, Japan. *Mem. Fac. Lib. Arts, Fukui Univ.*, II, 9, 123 – 137.

UNDERWOOD, M. B. and KARIG, D. E. (1980): Role of submarine canyons in trench and trench-slope sedimentation. *Geology*, 8, 432 – 436.

WILHELM, O. and EWING, M. (1972): Geology and history of the Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 575 – 600.

吉村美由紀・木戸 聰・服部 勇(1982)：福井県南条山地今庄地域におけるスタイルイトチ

第1図版

A—スランプ堆積物；スケール, 40cm

B—孤立型ブロック；長径, 30cm

C—親子型ブロック；スケール, 20cm

D—砂岩ブロックの割目に入り込んでいる頁岩マトリックス（矢印）

E, F—兄弟型ブロック；スケール, 40cm

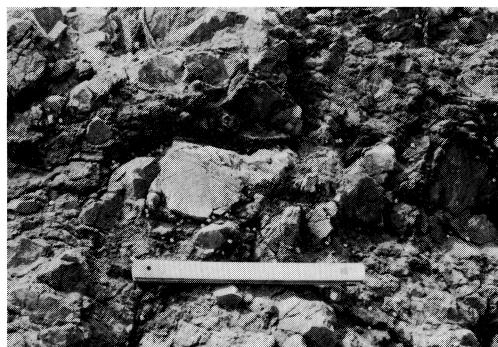
第 1 図 版



A



B



C



D



E



F