

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 91

1982年4月30日

日本地質学会関西支部 (大阪市立大学理学部地学教室内)

日本地質学会関西支部例会および講演

日本地質学会 関西支部の1981年度第2回例会が、2月20日(土)午後2時から大阪市立大学理学部に於て開催された。27名とややさびしい参加者ではあったが、8の講演と熱心な討論が行われた。

例会参加者

秋元 宏・石賀 裕明・市川 浩一郎・乾 真一

岩橋 勉・大塚 勉・神田 四男・久家 直之
栗本 史雄・佐藤 浩一・坂本 隆彦・波谷 秀敏
高橋 豊・中村 威・長尾 宏行・古山 勝彦
政岡 邦夫・松尾 秀邦・松岡 篤・宮田 隆夫
両角 芳郎・八尾 昭・矢野 賢治・山口 理佐
山本 典子・吉田 久昭・弘海原 清

(以上27名)

講演要旨

西南日本外帯秩父累帯の放散虫化石層序——佐川盆地を中心として——

岸田容司郎 (大阪教育大)

高知県(及び大分県)の秩父累帯中・南帯に分布する高岡層及び虚空蔵山層群中の層状チャートを主な対象として、西南日本外帯の三疊紀中期からユラ紀中期の放散虫化石帯の設定を試みた。以下にそれらを下位より示す。なお、時代決定は既に報告されている群集との比較に基づいている。

Emiluvia ? *cochleata* 群集: *E.* ? *cochleata*, *Stylosphaera* (?) *helicata*, *S.* (?) *hellenica* のようなねじれた spine を持つ種が多くみられる。また、*S.* (?) *compacta*, *S.* (?) *japonica*, *Triassocampe deweveri*, *Yeharaia elegans* も認められる。下限と上限は *E.* ? *cochleata* の出現と消

滅によって定義される。

Eptingium manfredi (?) 群集: *E. manfredi* (?), *S.* (?) *japonica*, *S.* (?) *spinulosa*, *Staurodorus valiabiris* 等が特徴的にみられる。また、*Triassocampe* や *Yeharaia* 属の種も多くみられる。下限と上限は *E. manfredi* (?) の出現と消滅によって定義される。また、上限では *T. deweveri* も消滅する。

Capnodoce anapetes 群集: *Capnuchosphaeridae* 科に属する種が多くみられる。特に *Capnodoce* 属の種が多くみられ、*Dictyomitra pessagnoii* のような *Dictyomitra* 属の種も特定のサンプルで認められる。下限と上限は *C. anapetes* のような *Capnodoce* 属の種の出現と消滅によって定義される。また、*Canoptum* spp. が下限から出現する。

		Kishida	Nakaseko Kishimura (1977)	Yao, et al. (1980)	Mizutani, et al. (1971)
Jurassic	middle	<i>Pantanellium latum</i> (?)			
		<i>Archaeodictyomitra</i> sp. G Op.			
		<i>Archaeodictyomitra</i> sp. C			
		<i>Unuma echinatus</i> In.			
		<i>Spongocapsula</i> ? sp. A			
	early	<i>Archaeodictyomitra</i> sp. C In.			
		<i>Parvicingula</i> ? sp. A			
		-P. sp. B Op.			
Triassic	Barrois	<i>Pantanellium</i> sp. B			
		<i>Gorgansium</i> sp. A Op.			
		<i>Spongosaturnalis multidentatus</i> Op.			
	Mori	<i>Capnodoc anapetes</i> Op.	<i>Capnuchasphaera theloides</i> (T)		
		<i>Eptingium manfredi</i> (?) Op.	<i>Eptingium</i> cf. <i>manfredi</i> (R)		
		<i>Emiluvia cochleata</i> Op.	<i>Emiluvia</i> (?) <i>cochleata</i> (S)		

*1: *Triopocella* cf. *acythus* *2: *Dictyomitrella* sp. A *3: D. sp. B in original papers.

第1図：放散虫化石帯とその対比

Spongosaturnalis multidentatus 群集：*Spongosaturnalis*, *Palaeosaturnalis* 属の種が多くみられる。随伴種として、*Salra natividadensis* 等があるが、*Nassellaria* 亜目の種はほとんどみられない。下限と上限は *S. multidentatus* の出現と消滅によって定義される。

Pantanellium sp. B—*Gorgansium* sp. A 群集：保存はよくなかったが、全体として spongy shell のまわりに棒状の spine を多数持つ種が多くみられ、少数ではあるが、*P. sp. B*, *G. sp. A*, *Palaeosaturnalis* sp. L, *Dictyomitra* ? sp. E がみられる。下限と上限は *P. sp. B*, *G. sp. A* の出現と消滅によって定義される。

Parvicingula ? sp. A—*P.* ? sp. B 群集：保存はよくなかったが、*P.* ? sp. A, *P.* ? sp. B や *Hsuum* 属の初期の種と思われる *H. sp. A* が特徴的にみられる。下限と上限は *P.* ? sp. A, *P.* ? sp. B の出現と消滅によって定義される。また、次の群集のメンバーである *Hsuum* 属の種のいくつか、上限あたりから出現する。

Spongocapsula ? sp. A—*Archaeodictyomitra* sp. C 群集：*Hsuum* 属の種が多くみられる。しかし、それらの種の range が長いので対比には注

意が必要である。下限と上限は *S.* ? sp. A の出現と *A. sp. C* の出現によって定義される。

A. sp. C—*Unuma echinatus* 群集：*Hsuum*, *Parvicingula*, *Foremanina*, *Eucyrtidium* (?) 属等の種が多くみられる。また、*Pantanellium* sp. C, *Spongosaturnalis* ? *tetraspinus* も多くみられる。下限と上限は *A. sp. C* の出現と *U. echinatus* の出現によって定義される。この帯の最上部は *U. echinatus* 亜群集と類似する。

Pantanellium latum (?)—*Archaeodictyomitra* sp. G 群集：次の二亜群集に細分した。*U. echinatus* 亜群集：*U. echinatus* 群集 (YAO) に相当する。下限と上限は *U. echinatus*, *T. rüstii* (?), *T. plicarum* 等の出現と、*U. echinatus* の消滅、*Lithocampe* ? sp. B の出現によって定義される。*L.* ? sp. B 亜群集：*U. e.* 亜群集と共通の種がいくらかみられるが、*U. echinatus* は認められず、*L.* ? sp. B が特徴的にみられる。下限と上限は、*U. echinatus* の消滅、*L.* ? sp. B の出現と *A. sp. G*, *P. latum* (?) の消滅によって定義される。

各化石帯の時代と対比を第1図に示した。

紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯
(その10) —西原西部地域—

松岡 篤 (大阪市大)
大和大峯研究グループ

西原西部地域の地質調査を実施し、微化石による年代の検討を行なった。調査地域は天ヶ瀬川流域の東西4 km南北5 kmの地域である。当地域の古期層はみかけ下位よりZ, A, O, B, C層に区分される。地層区分は大迫地域での地層区分(大和大峯研究グループ, 1979)に対応する。Z層は泥岩を主とし、赤色チャート・赤色泥岩・緑色岩類を特徴的に含む。A層は砂岩・泥岩よりなり酸性凝灰岩をわずかに含み。O層は泥岩を主とし、砂岩・石灰岩・緑色岩類およびチャートの種々の大きさのレンズ状・ブロック状岩体を含む。B層は主としてチャート・緑色岩類・石灰岩からなり、砂岩・泥岩を伴う。C層は主として厚いチャートと砂岩からなり、泥岩・緑色岩類を伴う。各層は東西から東北東—西南西の走向を有し、ゆるく北に傾斜する。Z層とA層、A層とO層の境界は一部で堆積接触関係にある。

以下に各層にみられる放散虫化石群集、コノドント化石について述べ、各層の年代について考察する。当地域から10の放散虫化石群集が識別された(第1表。以下、放散虫化石群集は群集と略し、群集名は、第1表の右端の記号で示す)。

第1表: 西原西部地域の放散虫化石群集

Cretaceous	L	" <i>Holoeryptocanium</i> sp. Ass."	Ho
	E	<i>Dietyomitra</i> (?) cf. <i>carpatica</i> Ass.	D C
Jurassic	L	<i>Dietyomitra</i> sp. B -	D B-A
		<i>Dietyomitra</i> sp. A Ass.	D B-A
	M	<i>Gongylothorax sakawensis</i> - <i>Stichocapsa</i> sp. C Ass.	G-S
		<i>Lithocampe</i> (?) <i>nudata</i> Ass.	L n
	E	<i>Ununa echinatus</i> Ass.	U e
		" <i>Parahsuum</i> sp. D Ass."	P D
		<i>Parahsuum simplum</i> Ass.	P s
Triassic	L	<i>Triassocampe nova</i> Ass.	T n
	M	<i>Triassocampe deweveri</i> Ass.	T d

Z層・A層からは Albian ないし Cenomanian を示すと考えられる群集 (Ho) の構成種が産出することから、その形成年代は白亜紀の中頃と推定される。しかし、Z層とA層とが同年代であるのか、年代的に異なるのかは明らかではない。

O層の石灰岩からは後期リアス紀のコノドント化石、チャートからは中期トリアス紀を示す群集 (Td) が産出する。O層の泥質岩からは後期ジュラ紀の群集 (D B-A) と前期白亜紀の群集 (DC) が産出する。形成年代については、中谷・大和大峯研究グループ (1981) が大迫地域でオリストストロームとした同層の検討の際に指摘したように、いくつかの可能性が考えられるが、放散虫化石によって示される最も若い年代は前期白亜紀であり、O層には前期白亜紀もしくはそれ以降にオリストストロームの形成があったといえる。

B層は石灰岩から後期トリアス紀を示すコノドント化石を、泥質岩から中期～後期ジュラ紀を示す群集 (Ln, G-S, DB-A) を構成する放散虫化石をそれぞれ別の試料から産した。B層中に含まれる各岩体は大きく、みかけの長径が1 km以上のももあり、露頭規模で岩体の形状をとらえることは困難であるが、地質図上では、チャート・緑色岩類・石灰岩などの岩体がレンズ状・ブロック状に分布する。B層の一部はオリストストロームであると推定される。

C層はみかけ下位の地層から後期ジュラ紀後葉を示す群集 (D B-A) が産出し、みかけ上位の地層からは後述するように古い年代の群集が産出することから、一連の地層ではないことが明らかになった。みかけ上位に分布するチャート・珪質泥岩・泥岩からは、中期トリアス紀から後期ジュラ紀にわたる7群集 (Td, Tn, Ps, PD, Ue, Ln, G-S) が識別された。また、岩相と群集には対応がみられ、中期トリアス紀から中期ジュラ紀を示す5群集 (Td, Tn, Ps, PD, Ue) はすべてチャートから、中期ジュラ紀と後期ジュラ紀の境界付近に位置づけられる群集 (Ln) は一部はチャートから、大部分は珪質泥岩から、そして、後期ジュラ紀の群集 (G-S) はすべて泥岩から産する。

赤石山地, 水窪層・和田層の地質構造

乾 真一・宮田隆夫 (神戸大)

中部地方, 赤石山地南西部の断層接合域 (中央構造線に赤石構造線と光明断層が収斂する地域) には, 白亜系水窪層と中新統和田層が狭い幅で分布している. 両層は上記断層の形成過程を明らかにする上で, 重要な地層とされている. しかし, 水窪層, 和田層の実態はまだ十分解明されていない. 今回, 長野県南信濃村 (和田-青崩峠地域) の水窪層, 和田層について主に調査し, 予察的ではあるが, 若干の知見を得たので報告する.

1. 当地域の水窪層, 和田層は, 他の地質系統 (領家帯, 三波川帯, 秩父帯, 四万十帯) とそれぞれ現在断層関係である. 此ノ田東方の低角度断層が水窪層北限を画する. 兵越峠付近で和田層より若い酸性岩脈が和田層と水窪層の境界断層にはば沿って南北に貫入している. 水窪層は泥質岩層, 珪質礫岩~砂岩層, 礫岩層, 粗粒砂岩層からなる. 泥質岩層を除く後者は, 一般に $N40^{\circ}E$, $70^{\circ}SE$ の走向, 傾斜で, 南東上位を示す. 他方, 和田層は主に礫岩層, 砂岩層, 泥岩層からなり, 比較的連続性のよい酸性凝灰岩層をはさむ. 泥岩層の下部は成層するのに対し, その上部は乱堆積構造で特徴づけられる. 中央構造線沿いを除くと, 和田層は一般に $N10\sim55^{\circ}W$, $45\sim80^{\circ}SW$ の走向, 傾斜で, 西側上位の同斜構造を形成する.

2. 和田層は多数の放散虫化石を含む. ①和田押出橋, シルト質砂岩泥岩互層から *Cyrtocapsella cornuta* HAECKEL, ②八重河内本村の酸性凝灰岩より *Cyrtocapsella cf. tetrapera* HAECKEL, *Dorcadospyris cf. dentata* HAECKEL, *Carpocanistrum* sp., ③八重河内本村の砂岩泥岩互層中の泥岩より, *Stichocorys delmontensis* (CAMPBELL and CLARK), ④ヌタ沢下流の泥岩より *Calocycletta cf. virginis* HAECKEL を得た. 放散虫化石以外にも②, ③では珪藻類が含まれる.

3. 兵越峠付近で, 和田層のすぐ東側に分布する地層 (従来の秩父帯) より, 白亜紀前期あるいは後期を示す放散虫化石を得た. ⑤兵越峠北東方ヌタ沢流域の砂岩泥岩互層中の泥岩から *Thanarla elegantissima* (CITA), *Archaeodictyomitra*

cf. sliteri PESSAGNO, *Pseudodictyomitra cf. pseudomacrocephala* (SQUINABOL), ⑥兵越峠東方のレンズ状凝灰層から *Thanarla cf. conica* (ALIEV), *Dictyomitra* sp. A, 赤色チャートから *D. cf. carpatica* LOZYNYIAK が産出した.

4. 青崩北方の礫岩層 (A) と八重河内の礫岩層 (B) とは, 以下の点が異なる. a) 構成礫種の比率 [Aでは砂岩 (73%), 花崗岩 (15%), 泥岩 (9%), その他として石灰岩, チャート (1~4%). 今回, 火山岩は見い出せなかった. Bでは砂岩 (33%), 石灰岩 (19%), 火山岩 (15%), 泥岩 (11%), 花崗岩は極めて少ない (1%)], b) 巨礫の種類 (Aは花崗岩, Bは石灰岩), c) 基質 (Aは珪質, Bは砂~泥質), d) くいちがい礫の発達状態 (Aで50%, Bで10%程)

5. 上記Aのくいちがい礫の剪断面は $N4^{\circ}W6^{\circ}W$, $N45^{\circ}W72^{\circ}NE$, $N42^{\circ}E76^{\circ}NW$ の面にある程度集中する. これを fracture cone を推定させる剪断面と考えて, その中心をなす応力軸方向を求めるとN-S, $45^{\circ}S$ である. ずれのセンスから判断して, これを圧縮とみた.

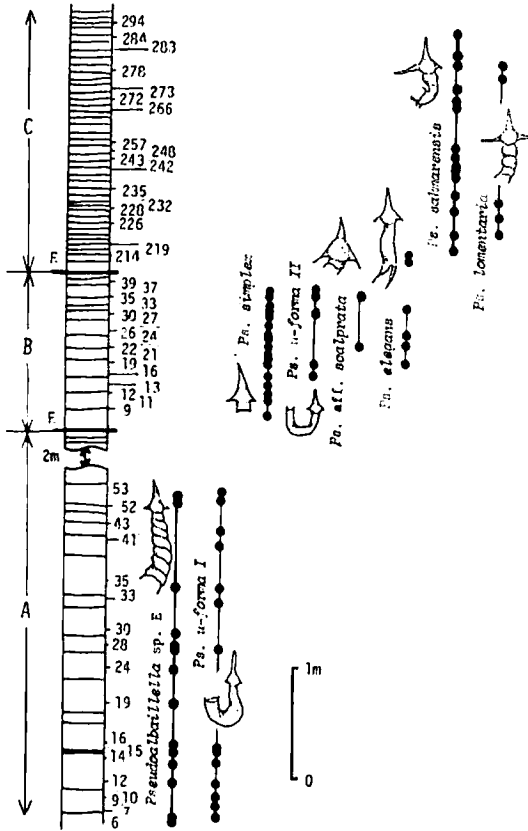
以上の事実から, 次のことを議論した. i) 上記4のAとBは, 松島 (1972, 1973) の青崩礫岩層及び八重河内礫岩層にそれぞれ当たる. 4からA, Bは明らかに別のメンバーであり, 周囲との地質関係を考慮して, それぞれ水窪層, 和田層の礫岩層と考えた. ii) 5で求めた圧縮応力場は水窪層北限のスラストと矛盾しない. iii) 中世古ほか (1979) によれば, 和田層の放散虫化石群集は *Calocycletta virginis* Zone に対比される. しかし, これは2の②から, *C. costata* Zone に及ぶ可能性がある. iv) 3から, 兵越峠に分布する和田層は, その東側で四万十帯 (伊藤, 1981) と直接に接していると考えられる. 今後, 和田層の分布と光明断層との関係について検討する必要がある.

後期石炭紀-前期ペルム紀放散虫化石群集について

石賀裕明 (大阪市大)

丹波田研微化石グループ

前期ペルム紀放散虫群集については, ISHIGA



第2図：試料の層準と産出放散虫化石の関係

and IMOTO (1980) が3つの亜群集を識別している。今回、これらの亜群集よりも下位に位置すると考えられる群集を識別した。また、この群集の年代は、共存するコノドント化石により後期石炭紀にあたると思われる。

試料は京都府北桑田郡京北町大森北東に分布する赤色チャート層の露頭において採集した。走向はN25°E、50~60°南東に傾斜しており、層理は安定しているが、露頭は2つの断層(破碎帯巾5~7cm、角レキをとまなう)により、下位よりAブロック、Bブロック、Cブロックに分けられる(第2図)。

Aブロックのチャートは一般に赤褐色~赤色を呈するが、Bブロック、Cブロックには緑灰色を呈する部分もある。単層の厚さはAブロックのものでは10~15cmのものが認められるのに対し、Bブロックでは10cmをこえるものは少なく、Cブロックでは5cm以下で2~4cmのものが多い。Aブ

ロックについては下半部3.2mにわたり試料を単層毎に採集した。これらの試料からは、*Pseudobairdella u-forma* I, *Ps. sp. E*が得られた。また、Bブロックについては1.3mにわたり試料を採集した。これらの試料からは*Ps. elegans*, *Ps. u-forma* II, *Ps. simplex*および、*Ps. sp. aff. Ps. scalprata*が得られた。Cブロックについては、2.3mにわたり試料を採集した。これらの試料からは、*Ps. sakmarenensis*, *Ps. lomentaria*が得られ、特にCブロックの下半部からは*Ps. elegans*が特徴的に産する。

Aブロックの6から54までのうち12個の試料からは *Idiognathodus* 属のコノドント化石が、また試料12からは上記のコノドントの他に *Idiognathoides*属のコノドントが得られ、Aブロックの年代は後期石炭紀と考えられる。B、Cブロックの試料からは年代決定に有効なコノドントは得られていない。Bブロック、Cブロックの放散虫群集はそれぞれ ISHIGA and IMOTO (1980) による *Ps. u-forma*—*Ps. elegans* 亜群集および、*Ps. lomentaria*—*Ps. longicornis*亜群集に対比され、その年代は前期ペルム紀と考えられる。

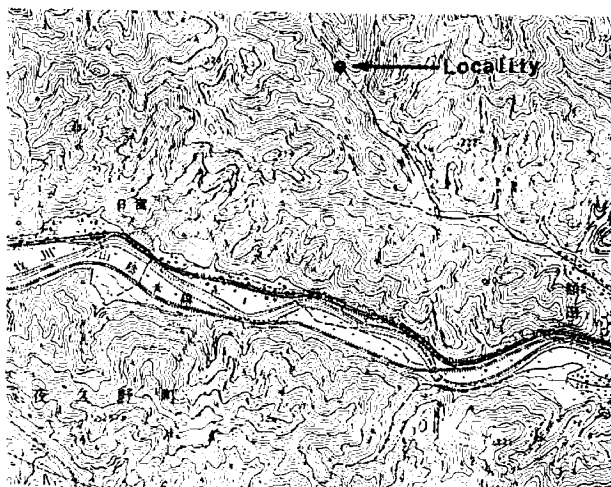
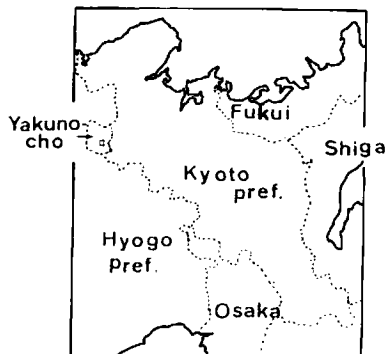
今回報告した露頭は2本の断層により、3つのブロックに分けられてはいるが、後期石炭紀から前期ペルム紀にわたる化石群集が連続して認められた。

京都府夜久野町の三疊系夜久野層群より *Hybodus* (軟骨魚類) の発見

久家直之(京 都 大)
高橋 豊(立命館大)
堀井 篤(立命館中高)

京都府天田郡夜久野町の三疊系夜久野層群より *Hybodus* sp. を発見したのでここに報告する。

化石が発見されたのは、夜久野町額田北西の林道沿いの頁岩の露頭である。中沢・志岐・清水(1957)および中沢(私信)によれば、この黒色頁岩層は夜久野層群わるいし層に属するとのことである。また、この露頭からは、サメの歯のほか *Danubites* sp. や *Hollandites* sp. などのアンモナイト類や腕足類、クモヒトデ等の化石が発見さ



第3図：化石産出地点

れており、特にアンモナイト類から本層の時代は中部三疊紀 Anisian と考えられる。

サメの化石は、少なくとも9個発見されているが、今回検討したのはそのうちの1個である。この化石は顎歯で、近心副尖頭と主尖頭の一部が欠けているものの、歯根はよく保存されている。詳しい記載は改めて行すが、副尖頭や線条の発達、歯根の形態から、この化石は軟骨魚綱板鰓亜綱ヒボダス目の *Hybodus* sp. と判断される。

わが国の古～中生代初期の脊椎動物化石は非常に乏しい。その大部分は魚類化石であるが、三疊系から属種の決定された魚類化石の報告はまだない。また、化石の産状からみて、今後も夜久野層群わらうし層からサメの化石が期待できることを考えると、今回の発見は重要な意義をもつ。

三疊紀の *Hybodus* 属のサメはヨーロッパを中心に汎世界的に分布している。しかし、アジア地域では非常に少なく、顎歯により確実に *Hybodus*

属に同定しうるものは、中国の陝西の *Hybodus youngi* 一例である(薛, 1980)。この意味でも今回の発見は興味深いものがある。

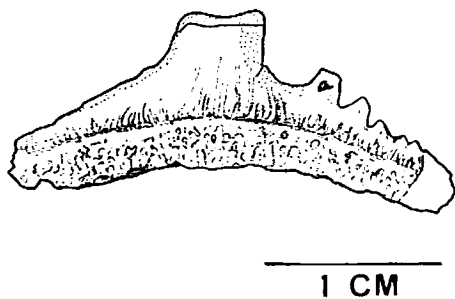
有馬層群から産出した道場植物群と摺滝植物群 (Paleocene flora) の関係について

松尾秀邦 (愛媛大)

昨年2月7日に催された本支部例会において、笠間太郎・吉田久昭が“有馬層群の層序と2、3の問題点”について講演された。その際、講演者吉田久昭氏によって回覧された露頭写真の一葉に摺滝植物群を産出する作木層群の地層に酷似する被写体を認めたので、5月29日に吉田氏と同道して現地を訪れた。

その結果、マツ科の大型球果(最大長径12cm)を産出する植物群の存在を認めた。現場は国鉄福知山線道場駅に近い所であって、産出地名(兵庫県神戸市北区道場町)に因んで道場植物群と名付けた(於広島大学、日本古生物学会第128例会、1981年10月3日)。

道場町に露出する堆積層は摺滝植物群を産出する作木層群の一部の岩相と同一の状況であって、灰青～淡青色凝灰質砂岩、頁岩及び安山岩質角礫凝灰岩の薄層互層を示す。そればかりか、産出した球果化石のマツ科大型球果にも同一種と認めるべき個体を摺滝植物群に認めることができたので



第4図：検討したサメの歯化石 *Hybodus* sp. のスケッチ

ある。

この球果の形態は白亜紀植物群にみられるマツ科モミ属 (*Picea*) に似た大型 (12×4.5cm) の円筒状を示す種に似ている。モミ属は新第三紀に入ってから栄え、現在は北半球の寒温帯～寒帯に広く分布しているので、この属では示準化石とはならない。しかし、いままでの採集では摺滝植物群の示す寒温帯植物群と同じような落葉広葉体 (カバノキ科, シナノキ科) の破片を認めたので、大型球果を含めて摺滝植物群と同時代の植物群と考える。

摺滝植物群は構成種と作木層の年代から、我が国では認められていなかった Paleocene のものと考えているが、有馬層群自体の年代は 70Ma を示す酸性岩体に覆われ、63 Ma を示す安山岩質岩脈に貫入されているので、Paleocene よりは若くなり得ない状況である。しかし、これらの数値は岩相、植物構成から摺滝植物群と同じ道場植物群が Lowest Paleocene age にあることには差支えない数値と認められると考えるので、西南日本に広く分布する酸性火成岩の一部には Uppermost Cretaceous から Lowest Paleocene age に噴出したと認められる岩体が存在する。

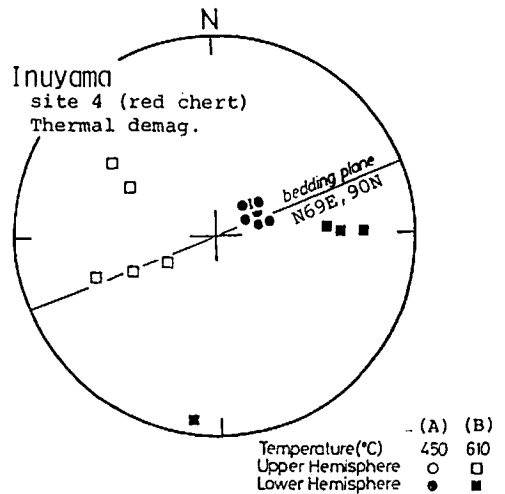
赤色チャートの多成分磁化について

渋谷秀敏 (京都大)

美濃帯における最近の古地磁気研究は、美濃帯の中期ジュラ紀以前の岩体の多くが、低緯度地域で形成されたことを示しているように見える。筆者らも犬山地域の本曾川河岸の赤色チャートと赤色硅質泥岩の古地磁気測定を行ない、結果の一部は発表した (SHIBUYA and SASAJIMA, 1981)。しかし、この結果で一部の赤色チャートと赤色硅質泥岩が交流消磁に対して安定な磁化を持っていることがわかったものの、磁化した時代については十分な検討が加えられているとは言えなかった。その後の熱消磁実験と磁化の検討から、二次磁化の問題が非常に大きいことが判明した。以下、少々煩雑な古地磁気の記述になるが、磁化時期や二次磁化の問題は重要であるので実験結果について述べる。

第5図は中期三疊紀 (YAO *et al.*, 1980) の赤色チャート試料の450°Cおよび610°Cでの熱消磁後の磁化方向をシュミットネット上にプロットしたものである (以下この2成分を図の説明にあるようにA, Bとする)。ただし、地層の傾きを水平にもどす補正 (bedding correction) はほどしていない。交流消磁によっては磁化Aのみ見出されている。ここで特筆すべきことは磁化Bが反平行の2つの集団に別れることである。これらのうち上向きに磁化している試料は下位から、下向きに磁化している試料は上位から採取されたものであるので、1回の磁場反転を記録していると考えられる。磁場反転を記録していることからBはAより先に磁化した可能性が高いが決定的には言えない。また低温で消磁される成分と、高温まで消磁されない成分との先後関係も一般にはそれだけから特定することはできない。

そこでこのA, B 2つの磁化の先後関係を決定するために folding test を行なった。これは磁化が固着してから地層が褶曲すれば地層に固定された磁化も回転することを利用して、磁化固着と褶曲の先後関係を明らかにするものである。このチャート岩体中には多くの褶曲があるので、適当な軸方向を持った褶曲の両翼で試料を採取した。その熱消磁実験の結果、磁化Aは褶曲にかかわらず全試料が同一の方向を示したが、磁化Bは、両翼で異なる方向を持っていて褶曲を伸ばした状態



第5図：試料の磁化方向

にもどすと一致した。これは、磁化Bの固着、褶曲、磁化Aの固着の順に起ったことを示しており、磁化Aが二次磁化であることは明らかである。

それでは、この2つの磁化の獲得された時代はいつであろうか。この赤色チャート岩体に装して露出する中期ジュラ紀の赤色硅質泥岩の熱消磁実験を行なうと、前述の磁化Aに固着温度、方向共ほぼ一致する磁化が見出された。これから磁化Aは中期ジュラ紀以後に硅質泥岩と共に獲得されたと考えることができる。また bedding correction 前の磁化Aを現在までに知られている西南日本の白亜紀以後の古地磁気の方向の変化(SASAJIMA, 1981)と比較すると、白亜紀の古地磁気の方向とほぼ一致する。これだけから磁化Aが白亜紀に獲得されたと考えるのは早計ではあろうが、後期ジュラ紀ないし前期白亜紀は美濃帯がアクリーションを起した時期と考えられており、磁化Aはこれにともなって獲得されたと考えて磁化方向に矛盾はない。

磁化Bは褶曲前で、しかも磁場反転を記録している。少なくとも地層面が水平であった時に磁化したと考えられる。よって bedding correction を行なうのは妥当である。このチャート岩体上の三カ所からの測定結果が得られているが、これらはいち一致を示し、bedding correction 後の伏角は $9^{\circ} \pm 25^{\circ}$ 、 $13^{\circ} \pm 15^{\circ}$ 、 $-9^{\circ} \pm 10^{\circ}$ であった。これは、この岩体の低緯度地域での形成を示している。

このように、犬山地域の赤色チャートや赤色硅質泥岩は非常に大きく安定な二次磁化を持っている。これが同様な岩相一般に言える事であるのか、今回とり上げた岩体のみの問題であるのかは今後の研究課題である。

断層破碎産物における石英の crystallinity index について

宮田隆夫(神戸大)

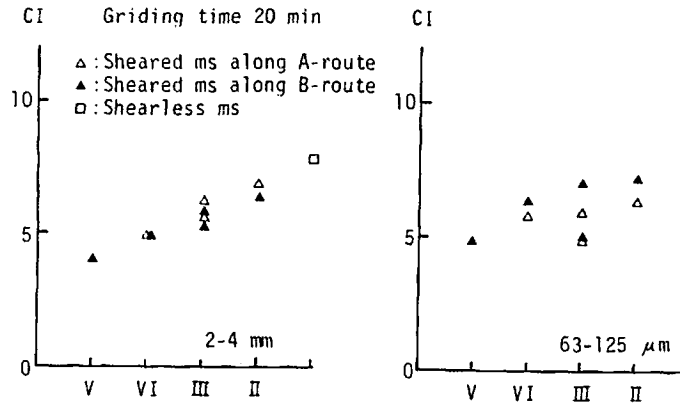
和歌山県橋本市北部に分布する最上部白亜系和泉層群の泥岩層は、中央構造線(断層系)に沿っ

て、大規模な脆性破碎帯(断層角礫+ガウジ)を形成している。この破碎産物中に含まれる泥岩岩片のあるものを鏡下でみると、石英粒子が microfracturing により変形し、細粒になっている。今回、泥岩起源の破碎産物における石英の crystallinity index (以下 CI と略記)をX線回折法で分析したので、予察的ではあるが、ここにその結果を報告する。

用いたサンプルは、泥岩と破碎産物中の泥岩岩片(サイズ2~4 mm)、及び細粒物質(63~125 μ mの部分)で、橋本市隅田町山内(A)と橋本市胡麻生(B)のルートから採集した。A、Bルートに沿う泥岩起源の破碎帯は、すでに破碎度(松田・岡田, 1977)区分がなされている(須藤ほか, 1978; MIYATA and SUDO, 1979)。区分された破碎度(V~II)別に、上記泥岩岩片と細粒物質を取り扱った。

分析は、各サンプルをボール・ミルで20分間粉砕後、アルミニウムホルダーにつめ、X線回折装置(理学)で測定条件を一定にして行なった。条件は、X線管球: Cu, Power: 40KV \times 25mA, Slit: 1/2 $^{\circ}$, Scan: 1/4 $^{\circ}$ /min., Time const.: 10 sec., Counting rate: 100あるいは200 CPS, Chart speed: 5mm/min.である。

石英のCIはMURATA and NORMAN (1976)の定義に従った。各サンプルのCIは、Brazil quartz(富山大宇井啓高氏提供、助言)で規格化(Scaling factor: 2.22)し、3回の測定結果を平均して求めた。A、Bルートの泥岩と泥岩起源の破碎産物は8.0~4.0の範囲のCI値を示す。第6図は、泥岩岩片と細粒物質の場合に分けて、得られたCI値を破碎度順にそれぞれプロットしたものである。両者と^も破碎度が高くなるとCI値が減少する傾向にある。とくに、泥岩岩片の場合はっきりした傾向を示す。これは、逆に破碎度を決めるのに役立つと考えられる。今後、分析方法とともに、上記破碎産物にみられる石英のCI変化が、基本的に結晶のひずみに関係するのか、それとも粒子の細粒化に関係するのかを検討してみる必要がある。



第6図：断層破砕産物における石英のCIと破砕度の関係
 左：泥岩岩片（2～4mm）の場合，
 右：細粒物質（63～125 μ m）の場合。