

日本地質学会 関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 94

1983年7月20日

日本地質学会関西支部(京都大学理学部地質学鉱物学教室内)

関西支部総会および講演会報告

昭和58年度日本地質学会関西支部総会および講演会が昭和58年6月11日(土)午後1時半より、京都大学理学部地質学鉱物学教室で開催された(参加者40名)。

総会(議長 紺田 功氏)

報告

○昭和57年度庶務報告

会員:支部登録会員数 339名(名誉会員3, 一般会員336)

部会別:北陸20, 京都112, 阪神136, 山陰17, 四国32, 管外21。

総会・例会:支部総会, 昭和57年6月26日同志社大学学生会館, 参加者36名, 講演8。合同例会, 昭和57年11月27・28日西日本支部と共催・香川大学教育学部:参加者79名, 講演37。巡検は28日国分台サスカイト産地と瀬戸内海民俗資料館見学。参加者12名・例会, 昭和58年2月19日京都教育大学教育実践研究指導センター, 参加者22名, 講演6。

関西支部例会報告

1983年2月19日(土)午後1時半より、京都教育大学教育実践研究指導センターにおいて、関西支部例会が開かれた。講演数は6。講演要旨は2頁以下に掲載。出席者(22名) 井本伸広・小長谷直樹・掃部 満・河村善也・神田四男・楠 利夫・公文富士夫・小檜山雅人・笹嶋貞雄・清水大吉郎・田辺利幸・寺嶋 禎一・鳥居雅之・中尾勝博・中川多津子・中沢圭二・林田 明・武蔵野実・松田高明・松山尚典・横山 卓雄・Caridroit Martial。

その他の事項:1)日本地質学会の昭和58年度役員選挙委員推薦の要請があり、西村昭氏(地質調査所)を推薦した。2)日本地質学会90周年にあたり、地質学功労者の推薦依頼があり、笠原晴英氏(金沢大)田中宗四郎氏(京都大)今井敏子氏(京都大)の3氏を推薦した。3)昭和58年度の支部役員選挙を実施した。

○編集報告

支部報を二回発行。№92, 1982年8月31日。№93(西日本支部報との合併号)1983年1月。ここで逝去者笠間太郎・佐伯 宏・稲積章生・宮入三千年の四氏に黙禱を捧げた。

議 事

(1) 昭和58年度活動方針

例会の開催2回, うち1回を出来れば山陰部会で開催するようつとめる。

支部報は3回発行する。

(2) 昭和57年度決算・昭和58年度予算

(3) 昭和58年度役員選挙結果

支部長:石田志朗(京都大)

幹 事:京都部会:清水大吉郎(京都大)

中川要之助(同志社)

平賀章三(奈良教育大)

阪神部会:八尾 昭(大阪市大)

北陸部会:竹内 章(富山大)

山陰部会:徳岡隆夫(島根大)

四国部会:鹿島愛彦(愛媛大)

会計報告

昭和57年度決算

収入	前年度繰越金	199,711円
	補助金(本部より)	84,900
	支部会費	286,800
	雑収入	2,640
	計	574,051
支出	支部報印刷費	103,000
	郵送・通信費	86,300
	事務アルバイト費	50,000
	幹事会費	2,000
	合同例会補助金	20,000
	繰越金	338,734
	計	574,051

昭和58年度予算

収入	前年度繰越金	338,734
	補助金(本部より)	58,000
	支部会費	260,000
	計	656,734*
支出	支部報印刷費	220,000
	郵送・通信費	140,000
	事務・アルバイト費	50,000
	幹事会費	25,000
	例会・総会費	50,000
	予備費	171,734*
	計	656,734*

* 総会当日の資料には計算違いがありましたので訂正しました。

議事のあと、日本地質学会90周年にあたり地質学功労者として表彰をうけられた田中宗二郎、今井敏子両氏の紹介を井本支部長が行い、表彰状と記念品が中沢副会長からお二人に手渡されました。

講演会は座長寺嶋禎一・徳岡隆夫両氏、講演数7でした。(講演要旨は7頁から掲載)。

講演会終了後、功労賞を受けられたお二人のお祝いをおかねて懇親会がもたれました。

総会出席者

安養寺寿樹・伊東佳彦・伊藤英文・伊藤康人・井本伸広・植村善博・大野照文・小長谷直樹・神谷英利・久家直之・楠利夫・小泉格・紺田功・三枝春生・酒井千尋・笹嶋貞雄・志岐常正・渋谷秀敏・清水大吉郎・鈴木博之・高須晃・竹村厚司・田辺利幸・寺嶋禎一・徳岡隆夫・富田克敏・長尾宏行・中川要之助・中沢圭二・中村和善・橋本義之・平賀章三・槇山次郎・松岡篤・松田哲夫・松下進・松山幸弘・三宅康幸・武野野実・芳沢浩文(計40名)

関西支部例会・講演要旨
(1983年2月19日)

中国の黄土層研究の現状と近畿地方の鮮新・更新統との対比

横山卓雄(同志社大), 王永焱(中国西北大)
笹嶋貞雄(京都大)

中国は世界有数の風成層(loess)の分布地域である。中国における第四紀風成層は、黄土と呼ばれるが、その分布面積は約631,000km²に達する。また、その最大の厚さは300m以上に達している。

中国の第四系は大きくQ₁~Q₄に区分されているが、黄土が厚く堆積している陝西省以西の第四系は、そのほとんどが黄土層からなっている。ここでは、近年黄土層の模式地と考えられるようになった陝西省洛川黒木溝(沟)の層序をのべる。

a) 基盤岩類: 黒木溝の下流域には、白亜紀の堆積物が露出している。この基盤岩の上位に、三趾馬紅土(Hipparion Red Clay)と呼ばれる第三系(鮮新統)がのっている。三趾馬紅土の厚さは、黒木溝では約10mである。

b) 早期更新統(Q₁)

主として褐紅色粘土層と炭酸カルシウムの結核(Concretion)を多量に含む黄土の互層である。黒木溝における厚さは約50mである。褐紅色粘土層はQ₂以上にはさまれる古土壌(古土壤)に似ているが、古土壌ではないという見解もある。

いっぽんに、三趾馬紅土層の直上に比較的厚い(10m程度)黄土層がのるが、この黄土層の下限(三趾馬紅土との不整合面)をもって中国では鮮新・更新境界としている。

c) 中期更新世(Q₂)

主として黄褐色の黄土層と紅褐色の古土壌との互層からなっている。古土壌は上より第2、第3…と名付けられ、第14までは明白に認められる。黄土中には、結核の発達する層準がたくさんある。古土壌の成因については異論があるが、現在は古気候、特に温暖期の産物であるとする考え方が一般的である。特にCaCO₃の含有が黄土に対して著しく少ないことから、その含有量によって

古気候の推定が行われている。

古土壌層のうち、第2と第5古土壌に特徴があり、のちにのべるようにともに2層準に古土壌化の激しい部分が見られる。また、洛川では、第6と第7古土壌の間に1層のやや古土壌化した部分が存在する。また第8及び第14古土壌の下位にはさまれる黄土はやや砂質であり、黄土状砂層と呼ばれている。

d) 后期更新統 (Q₃)

主として黄土層からなり、厚さは15~20mである。間に厚さ2m以下の古土壌をはさんでいる。この古土壌層を“第1古土壌”と呼ぶ。一般に馬蘭(Malan)黄土(馬蘭組)と呼ばれているのは、第1古土壌より上位の黄土である。

e) 完新統 (Q₄)

洛川平原の地形平坦面上には、現世の黄褐色土壌があり、その厚さは一般的に50cm内外である。この下にやや土壌化した黄土が30~60cmあり、更に下位に50~80cmの厚さの古土壌がくる。下の古土壌中には、西安ふきんで半波村遺跡型(仰韶文化)の彩陶や骨器・人骨などを産するので、6000~5000年前の地層であることは明白である。この層の下底面はところによって波打っていて、不整合を思わせることがある。中国では、これより上位をQ₄としている。中位の黄土は、年代が2000年内外なので、日本でいう“弥生の小海退”にあたるといえよう。

中国黄土層(洛川地域)の古地磁気層序について 鳥居雅之¹⁾、岳楽平²⁾、林田明¹⁾、前中一見³⁾、横山卓雄⁴⁾、苗建宇²⁾、王永炎²⁾、笹嶋貞雄¹⁾

1) 京大・理 2) 西北大・地質系 3) 花園大 4) 同志社大

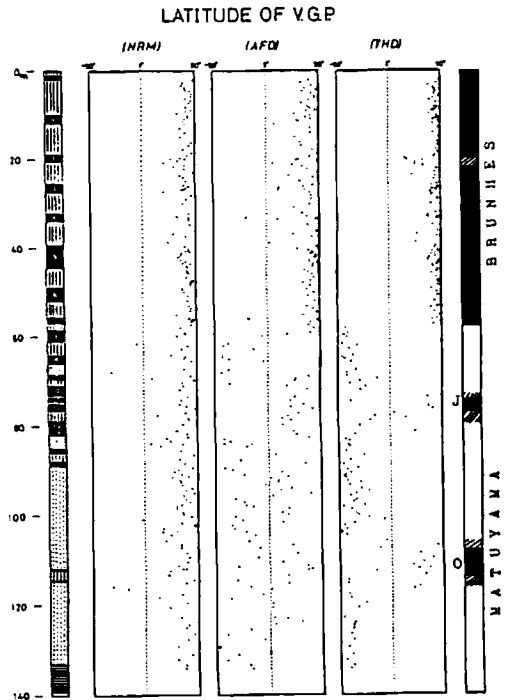
中国陝西省洛川地域に分布する鮮新世~更新世の黄土層の古地磁気測定を行った。試料は西安市北方約180kmの洛河の支流黒木溝の侵食谷の谷壁に露出している黄土古土壌等よりなる約140mの地層より200層準で採取した。これらは現地表面平坦面から、下位の三趾馬化石を産する鮮新世紅土の最上部までを含む。

試料の自然残留磁気の測定には、スピナー磁力計と超伝導磁力計を用い、まず代表的な層準の試料について段階交流消磁、熱消磁を行い残留磁気の特性を検討した。その結果、①ほとんどの試料が非常に強い誘導磁化成分を有しており、十分に磁気シールドされた測定系以外では正確な測定が不可能なこと、②交流消磁では完全に除去しきれない2次磁化成分が存在すること、③この2次磁化成分は300℃前後の熱消磁によって効果的に除

去され得ること、④古土壌の試料は黄土層のそれに較べて一桁以上大きい残留磁化強度を示すことなどが明らかになった。

次に全層準の試料について200 Oeの交流消磁と、300℃の熱消磁を行い比較検討した。その結果を古地磁気極の緯度の変化として図に示した。熱消磁によって効果的な2次磁化成分の除去が行われ、Brunhes / Matuyama Boundary, Jaramillo Event, Olduvai Eventが夫々明瞭になった。ただし各Eventの前後の変動が真に地球磁場の変動の反映であるのかどうかは今後の重要な検討課題である。また第2古土壌の層準に見られる大きな変動は、おそらくはBiwa I Event (Hayashida, 1982)に対比されるのが妥当であろう。

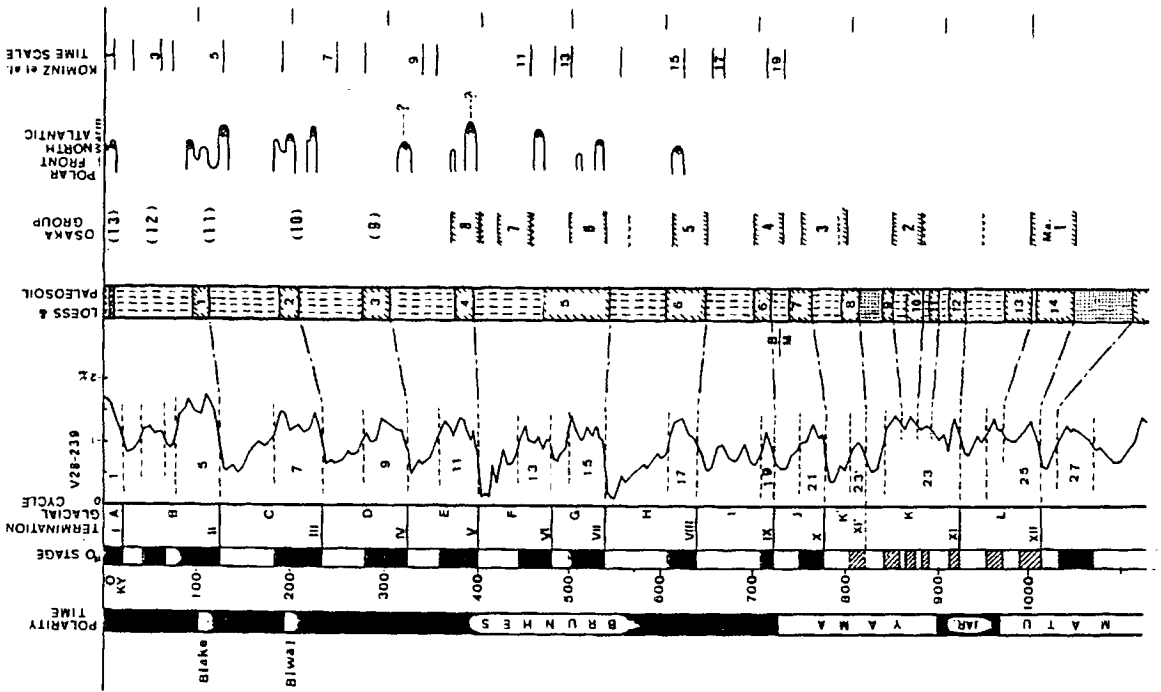
いずれにしろ中国黄土層は、効果的な消磁実験を行えば、その堆積の連続性という点で、地球磁場変動の記録媒体として非常に秀れたものであると共に、中国における第四紀標準層序としての価値があるとも考えられる。今後その磁化機構の研究も含めてさらに研究を深めたい。



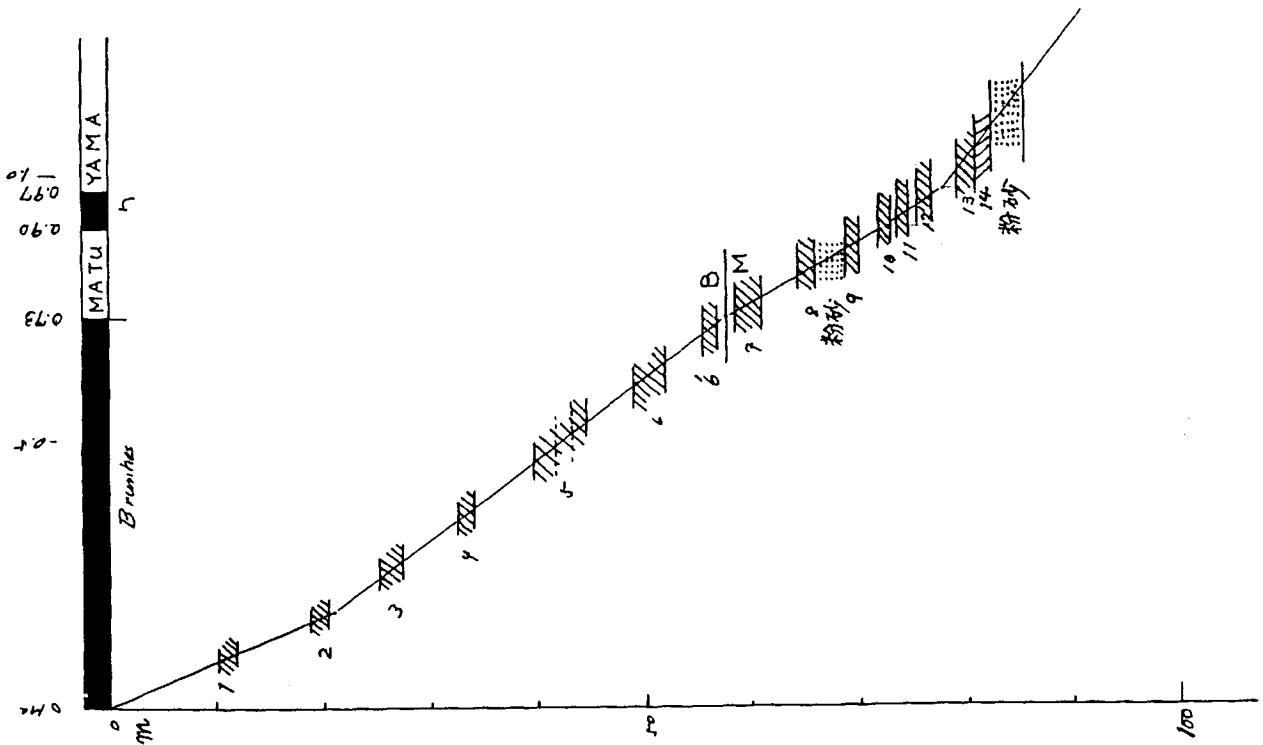
黄土層からみた第四紀・古気候変動

笹嶋貞雄・王永炎・鳥居雅之・岳楽平

洛川地域の黄土層に関する地磁気層序の年代枠組と10数枚の夾在する古土壌層の測量結果から、第1図の古土



第 2 图



第 1 图

壤断面と年代の関係が画かれる。これは、第1近似の堆積速度図とも見られよう。ただし、古土壌は温暖多湿期を代表しているのに反し、黄土層は寒冷乾燥期を表わしていることが一般論であり、従って実際の風成堆積は殆んど後者の時期に起こり、その上面から温暖期に土壌化作用が進行し赤色土壌が形成されることが何回となく繰返えされたと解釈すべきである。つまり、古土壌は見掛けの厚さによる図の時間より2~3倍時間的には長いことを念頭において図を読み取る必要がある。

いま単純に図から各古土壌の年代を推定し、国際的な第四紀の標準年代尺とみられる、1) ^{18}O stages, 2) glacial cycles, 3) 地球公転運動の変動パラメーターを考慮して ^{18}O -記録を修正した年代尺 (Kominz et al., 1979) 等と比較してみると、第2図が得られる。1)と2)に関してはKukla (1977) を骨組として採用しているが、60万年以降はRuddiman & McIntyre (1976) を使い、North Atlantic の気候変動もこれから引用している。地磁気年代尺は図示のようにMan-kinen and Dalrymple (1979) に原著のものを換算して示してある。また、V28-238 は ^{18}O 記録の標準として最も良いが、松山期を含まないので、標準として決して劣らないV28-239を採用している。なお、試験的に大阪層群の海成粘土層の推定年代を比較・参考のため併せ図示した。Ma 1~8のうち、Ma 6を若干だけ若く修正した他はMaenaka (1983) の推定による。またMa 11がBlake eventの時期に対応するものと考えて他の粘土層は暖期に対応させたに過ぎない。

洛川断面の黄土/古土壌年代層序はKukla (1977) による中部欧州のloess/Paleosoils sequence や氷期/間氷期変動周期と100万年以降はかなり良い一致を示し、特にブルヌ期では5年以下の誤差の範囲で対比可能であることが図から読みとれる。この年代対比の前提条件が正しければ、黄土層は少なくとも、地球規模の氷期/間氷期の気候変動に基本的に依存した生成堆積物であると結論できる。これはまた大阪層群の年代層序の今後の研究に一つ大きな課題を提起しているともみられよう。

第1図：黄土・古土壌層(100万年以降)の地表からの深度と地磁気年代との関係 堆積速度の概要が認められる(平均、1000年に7.5cm)。

第2図：洛川黄土・古土壌層の年代層序を地球規模の第四紀、気候変動年代尺と比較したもの、併せて大阪層群の海成粘土層(Ma 1以降)の年代比較の試案を示す。

室生溶結凝灰岩のFT年代とK/Ar年代

松田高明¹⁾、鳥居雅之²⁾、巽好幸³⁾、石坂恭一²⁾、横山卓雄⁴⁾

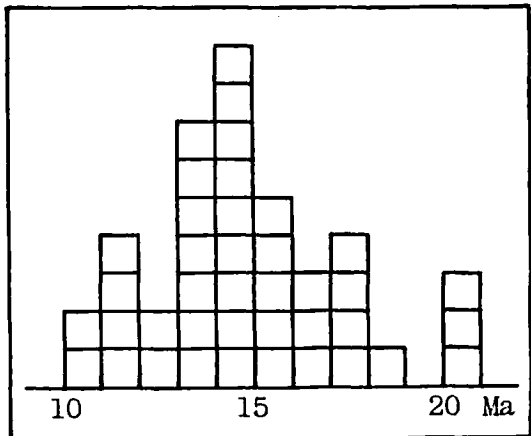
1) 姫路工大, 2) 京大・理, 3) 東大・震研, 4) 同志社大
演者らはこれまでに瀬戸内火山岩類の活動時期を知るため、一連の放射年代測定を行ってきたが、今回室生溶結凝灰岩についてF.T.法およびK/Ar法による2つの年代値を得たので報告する。

F.T.法に用いた試料は奈良県宇陀郡室生村向瀬西出の北方の石切場跡で採取した白色の溶結凝灰岩である。これよりジルコンを分離し、西村(1977)のgrain by grain, re-etch subtraction methodによって40粒のジルコンについて 15 ± 1 Maという年代値を得た(図)。

一方K/Ar法用の試料は、同じく室生村銭ヶ谷東方の宇野川河岸で採取した黒色ガラス質の溶結凝灰岩より分離した黒雲母を用い、Teledyne Isotope社に依頼して測定を行った。その結果、 17.5 ± 0.9 Maという年代値を得た。

室生火山岩類について現在までに報告されている放射年代値としては、川井・広岡(1967)による 13.4 ± 0.4 Ma(新定数により再計算)がある。この試料は名張市南方の香落溪河床で採取された黒色溶結凝灰岩より分離されたサニディンと黒雲母について求められたものである。

以上3種の年代値は、誤差を考慮しても同一の値とはいえず、室生火山の活動時期を一義的に定めることはできない。また室生火山の活動が数百万年間の長期に渡るものであったとも考えにくいことであり、我々としては、今後も年代測定を継続していくことで早急にこの矛盾を解決したいと考えている。



日高川帯美山層中のチャート・オリストリスの形成

松山尚典(京都大・理)

紀伊半島四万十帯日高川帯の上部白亜系美山層中には、チャート・緑色岩類がオリストストロームをなして産している(Nakazawa et al. 1983)。

いくつかの緑色岩・チャート・オリストリスは、緑色岩類からチャートへのsequenceを比較的完全に保存していることが、記載岩石学的・放射虫層序学的検討から判明した。その岩相は、下位から、1)緑色岩類、2)チャートと塩基性凝灰質物質との互層(TCH)、3)チャートと細粒泥質層の互層(MCH)である。TCHはさらに、チャート中により多量の凝灰質物質を挟む下部(TCH-A)と、相対的に少量挟む上部(TCH-B)にわけられる。すなわち、チャートに挟まれる凝灰質物質の量は上方へむかって減少する。

また放射虫化石の検討によって、この規則的な岩相変化を示すチャート-緑色岩sequenceには、A: Tithonian? ValanginianからAlbian, B: Barremian-AptianからTuronian, C: TuronianからSantonianの異なった時代を示す3つのグループが識別された。多くのグループにおいて、チャートの岩相と時代は独自の対応関係を示す。またこのsequenceを示さないチャートの小岩体も、同一オリストストローム帯のチャートsequenceのdismembered blockであることが判明した。従って、前記のグループはそれぞれのオリスト

ストローム帯を代表するsequenceとみなされる。

オリストリスの地域的分布をみると、Aグループは美山層分布域の北縁、Cグループは南縁、Bグループは中央にあり、南へ若くなる極性を示している。オリストリスを含む基質も、AグループでTuronianからConiacian, BグループでSantonian, CグループでSantonian以降(推定)と、南へ若くなる傾向を示す。

上記の諸事実は、海底火山上に形成されたチャートが海洋底の移動により、海溝に達してオリストストロームを形成し、次々に陸側に付加されたと解釈できる。

紀伊半島秩父帯“井谷層”の再検討

播部満(京大・理)

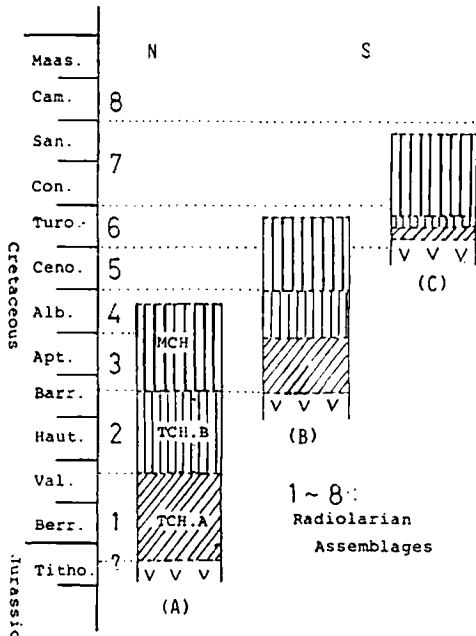
平山・田中(1956)によって定義された“井谷層”は、その後の研究で二畳系からジュラ系までの複雑な中・古生界コンプレックスとされている。今回の調査で、従来の“井谷層”には、上部白亜系久野原層(新称)が含まれることが明らかになった。

久野原層は、従来の“井谷層”とされた地層の北西部分で、泥質岩を主体とし、砂岩及びシルト岩のレンズ状・ブロック状岩体、含角礫頁岩、砂岩・頁岩互層を伴う。井谷層本体とは、チャート・緑色岩ブロックを含まない点、比較的石英質な砂岩が挟まれる点で区分される。頁岩から、*Artostrobium urna*, *Amphipyndax stocki*, *Pseudoaulophacus floresensis*, *Lithtractus pussilus*, *Stichomitra manifesta*, *Theocampe yaoi*など白亜紀後期(Coniacian ~ Santonian)の放射虫化石を産する。

また、久野原層には、*Eomiodon aff. nipponicus*, *Bakevelloides (Yoshimopsis) aff. nagatoensis*, *Curvosterea(?)sp.*, *Melanoides (Kumaia)sp.*などNeocomianの浅海性二枚貝化石(中沢圭二氏の同定による)を含むシルト岩が、上部白亜系泥質岩中に挟まれる。シルト岩に伴われる砂岩は比較的石英質であり、泥質岩中に挟まれる他の砂岩とは性質が異なる。これら下部白亜系シルト岩及び石英質砂岩は、周囲の頁岩よりも時代が古く、また、含角礫頁岩と密接に伴う。このことから下部白亜系シルト岩及び石英質砂岩は、オリストリスとして頁岩中にとりこまれたものと考えられる。

久野原層の北側は、二川層が広く分布しており、下部白亜系ブロックの起源を北側に求めることはできない。従って、白亜紀後期の仏像線付近には、ある高まりをもった構造不安定場があり、久野原層中の下部白亜系浅海層オリストリスは、ここから供給されたことが予想される。

図 三つのグループのsequenceの対比



関西支部総会・講演要旨
(1983年6月11日)

長野県阿南町付近の富草層群より発見された板鰐類化石

久家直之(京大・理)・若宮明彦(信州大・理)

長野県下伊那郡阿南町付近に分布する富草層群はいわゆる第一瀬戸内累層群の東端に位置し、軟体動物化石を多産することで知られている。今回、富草層群産板鰐類化石約250個を検討したので報告する。

富草層群北盆の層序は、下位より大下条層、新木田層、粟野層に区分される(宇井、1969;若宮、1983MS)。板鰐類化石を得たのは大下条層・新木田層である。富草層群は柴田・糸魚川(1980)によればおおむね瑞浪層群本郷累層・明世累層に対比されており、前期中新世末の堆積物と考えられる。

板鰐類化石は9カ所の産地(大下条層7,新木田層2)から主に水鋸法により採集した。産地により採集個体数の多少があるが、種構成と産出頻度は比較的一様である。採集個体数の最も多い大沢川沿いの産地ではメジロザメ属 *Carcharhinus* sp. が圧倒的に多く *Myliobatis* sp., *Squalus* sp., *Dasyatis* sp., *Galeocerdo aduncus*., *Negaprion* sp., *Squatina* sp. などを得た。この他の産地で *Carcharodon megalodon*, *Odontaspis* sp. を採集したが、いずれもきわめて少ない。

長谷川・上野(1967)は富草層群産板鰐類として *Carcharodon megalodon*, *C. sp.*, *Lamna* sp., *Otoclus* sp., *Isurus* sp., *Xiphodolamia* ? sp., *Galeocerdo aduncus*, *Negaprion* ? sp., *Carcharhinus* sp., *Squalus* sp., *Myliobatis* sp. を記載している。このうち *Lamna* sp. と *Isurus* sp. は記述と図版から判断して *Isurus hastalis* と考えられるが本種と *Otodus* sp., *Xiphodolamia* ? sp. は筆者らは採集できなかった。長谷川・上野(1967)が記載している種は中～大型のものが多く小型種に乏しいことから、表面採集によるものと判断される。筆者らの種リストと異なるのは主として採集方法のちがひによると考えられる。特に *Otodus* sp., *Xiphodolamia* ? sp. とされた二種は他の地域も含めて報告例はなくきわめて珍しいといえる。

富草層群産板鰐類化石を他地域の板鰐類群集と比較すると、瑞浪層群の板鰐類化石(糸魚川・西本、1974)と共通であるが、漸新世芦屋層群山鹿累層、後期中新世布志名累層とは種構成・産出頻度の点で類似性が乏しい。

日本海と周辺陸域における珪藻生層序にまつわる諸問題
小泉 格(大阪大・教養)

宍道湖の底質・底生動物と自然史

徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・鈴木徳行(島根大・理)・野村律夫(島根大・教育)・中海宍道湖自然史研究会

中海・宍道湖においては1954年に干拓計画がつくられ1963年に干拓・淡水化事業がスタートし、1983年によりやく試行の段階にさしかかった。この間に開田抑制や米の生産調整などの背景があり、試行の是非が問われている。本研究会はウルム氷期以降の中海・宍道湖の自然の変遷を明らかにすることにより、上記の問題への基礎的資料を提供しようとしている。なお、本研究は島根大学と島根県水産試験場三刀屋分場との共同によるもので、島根大学地質学研究所報告第2号(1983)に報告している。調査結果を1~10図に示す。資料の詳しい解析は今後の課題であるが、底質とヤマトシジミの分布との著しい相関、ペレットが現地性のものでなく、宍道湖の特殊な湖底地形を反映して、ナベ底型の深部に移動してきたものであろうことなど興味ある結果が得られた。(図は次頁)。

丹波地帯泥質岩の化学組成

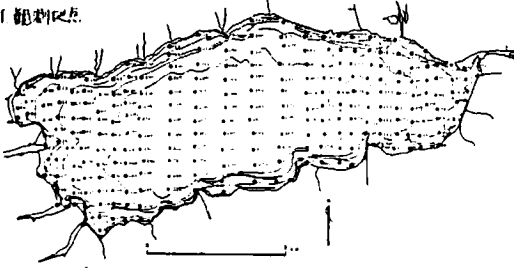
武蔵野実・飯野茂夫・戸羽幸夫(京都教育大)

丹波地帯に分布する中・古生界の泥質岩のうち次のものについてXMAによる分析を行なった。①中、下部三疊系(砥石およびチャート層のはさみ)、②下部ジュラ系、③中部ジュラ系、④上部ジュラ系、⑤時代未詳“高城山層”淡緑色シルト岩、⑥下部白亜系篠山層群赤褐色泥岩(陸成層)

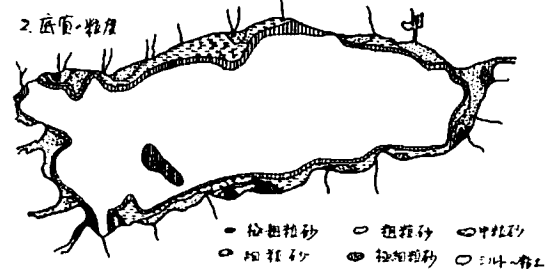
この結果、次のことが明らかとなった。①は珪質で $K/Mg+Fe$ 比がやや高く、Ti でノーマライズした $K \cdot Al \cdot Na$ の値がいずれも低く、遠洋性の堆積物と考えられる。

②、③、④のジュラ系については、地質年代による差異よりも、むしろ層相の変化による差異が認められる。それらは②オリストストローム層の基質の砂質、シルト質泥岩、③タービダイト層中の泥質部、④含放射虫珪質頁岩である。粘土鉱物ではイライトが緑泥石より多い。⑤ではTi ノーマライズしたK量は低いが、 $Al \cdot Na$ はやや高い。 K/Na 比で頁岩の熟成度を表わすと低いも

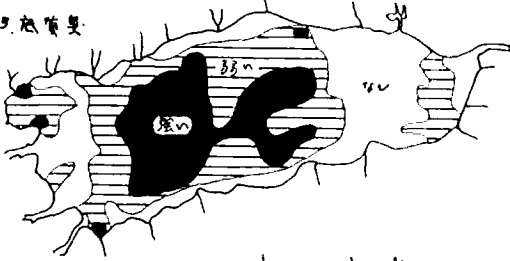
1 観測地点



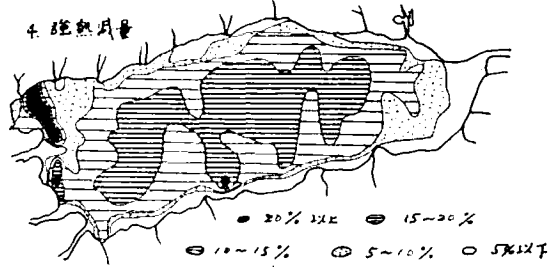
2 底質・粒度



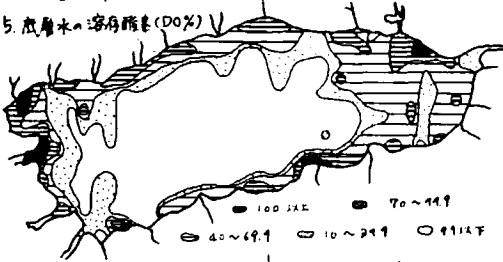
3 底質臭



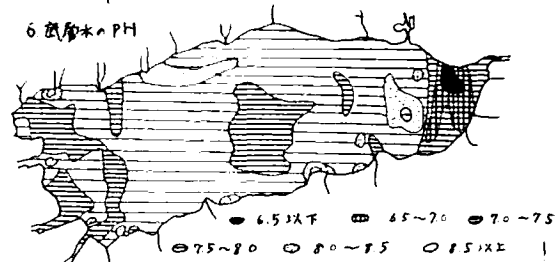
4 底質臭量



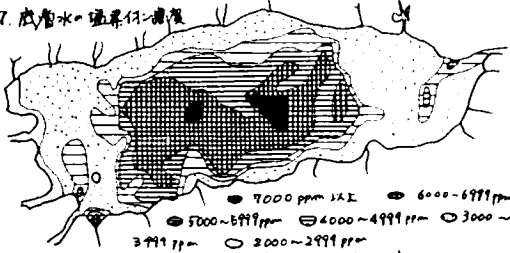
5 底層水・溶解酸素(DO%)



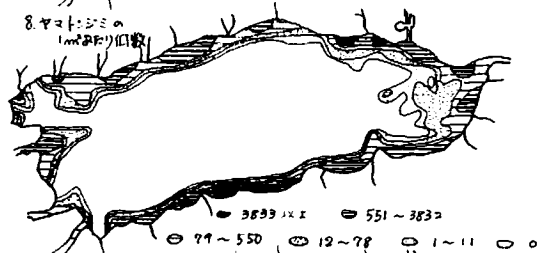
6 底層水のPH



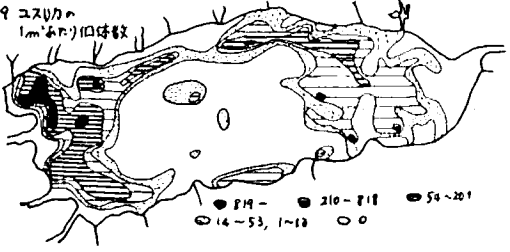
7 底層水・窒素化合物濃度



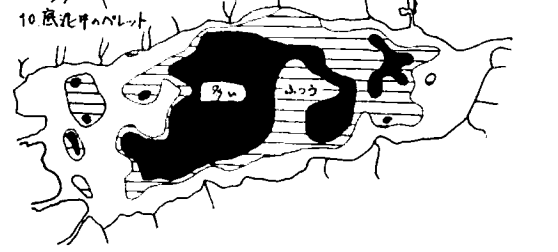
8 底層水の溶存窒素濃度



9 コスロウ 1m²あたり個体数



10 底層水のNH₄-N



のとなる。⑥はややシルト質で純粋に遠洋性頁岩とは思われないが、化学組成の上からは、①に近い性質をもっている。一部に石灰質のものがある。

⑤は篠山層群直下に分布するもので、石灰質である。粘土鉱物では緑泥石が多く、 $K/Mg+Fe$ 比が一般的頁岩より低い。TiでノーマライズしたK量は非常に低いが、逆にNaはかなり高い。他の泥質岩に比べて多くの点で特異である。

⑥は石灰質で粘土鉱物ではイライトが非常に多い。TiノーマライズしたK量も高く、遠洋性の泥質岩とは対照的である。

インド、カシミール地域前期トリアス紀の *Gondolella* 層 (コノドント化石) について

松田哲夫 (大阪市大)

インド、カシミール地域・ヒマラヤ地域などの *Otoceras bearing bed* から産する *Gondolella* は、イランの Julfa・Abadeh 地域・ソ連のトランスコーカサス地域 (以下イラン地域として一括) の *Paratirolites bed* 付近から産するペルム紀後期に特徴的な *G. orientalis*, *G. subcarinata* に同定され、両層は同じ年代であり *Otoceras bearing bed* は上部ペルム系であるとする見解がある (KOZUR, 1977 など)。

G. orientalis の原記載 (BARSKOV & KOROLEVA, 1970) では *carina* がプラットフォーム後部で消滅し後端まで伸びない事を明記している。この特徴に基づけばその産出レンジは短くイラン地域の Julfian 上部または Dorashamian 下部に限られ、筆者の採集した試料に基づけば、インドカシミール地域の下部トリアス系からは *G. orientalis* に同定できるものは産しない。また同様に筆者の分類規準によれば、イラン地域の *G. subcarinata* に同定されるものもカシミール地域には産しない。KOZUR (1975) はこの *G. orientalis* の重要な特徴を無視し、他の特徴を重視している為混乱を生じさせている。筆者の観察によれば、イラン地域の上記 *Gondolella* はいずれもプラットフォームが薄く、断面で開いたV型をしている。一方カシミール地域の下部トリアス系の *Gondolella* はプラットフォームが厚く、断面でプラットフォームの為す角度は 180° に近く、両地域の *Gondolella* は異なるグループと見なされる。カシ

ミール地域の上部ペルム系にまれに産する *Gondolella* にはプラットフォームの厚いタイプが含まれるが、イラン地域には見出されない。イラン地域の下部トリアス系には *Gondolella* が非常に少なく両地域の群集は異なっている。ペルム紀・トリアス紀境界付近については、イラン地域のもとはよく似た群集は中国南部などのテチス地域のユーラシア大陸側に見られる。カシミール地域のもとはよく似た群集はヒマラヤ地域、パキスタン、ソルトレンジ地域など Gondwana 大陸側に見られる。

和歌山県湯浅北方のケルスート閃石について

寺島禎一 (大阪市大・理)

紀伊半島西部、和歌山県湯浅北方地域には、秩父累帯北帯の先白亜紀層が分布する。市川・前島・八尾(1981)は、岩相組み合わせより、砂岩、砂岩泥岩互層が卓越するユニットAと、緑色岩、チャートが卓越するユニットBとに区分した。今回、ユニットBに属する緑色岩より、ケルスート閃石を発見したので、ここに報告する。

ユニットBの緑色岩は、枕状溶岩、塊状溶岩、ハイアロクラスタイト、玄武岩質礫岩からなる。ケルスート閃石は、枕状溶岩 (無斑晶質から斑晶質の玄武岩で、単斜輝石・ケルスート閃石の斑晶と、単斜輝石の石基からなり、副成分鉱物として、スフェーン・緑泥石・方解石・石英・アルカリ角閃石・不透明鉱物を含む。) 中の巨斑晶 ($3\text{cm} \times 5\text{cm}$ 程度) や、ときに斑晶単斜輝石に伴われて産する。

ケルスート閃石は、鏡下で淡褐色から濃赤褐色の著しい多色性を示し、その周囲や割れ目、劈開などによって、淡青緑色から淡赤紫色の多色性を示すアルカリ角閃石を伴う。

同定を確実にするため、EPMAによる検討をおこなった結果、(表参照) チタンに富む ($Ti \geq 0.5$) など、化学組成上からもケルスート閃石であることが確認された。(角閃石の分類は、LEAKE (1978) による。)

ケルスート閃石は、いくつかの例外をのぞいて、アルカリ火成岩に産することが知られており、秩父累帯からの報告としては、四国東部 (丸山, 1976, 1978; 岩崎, 1978) や、赤石山地北方 (渡辺他, 1978; 湯浅他, 1983) がある。今回のケルスート閃石の発見は、四国東部や赤石山地北方と同様に、紀伊半島西部の秩父累帯の緑色岩の中にもアルカリ岩が存在することを示す。

Analyses of kaersutites as megacryst from Yuasa, Wakayama Prefecture

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38.75	38.68	38.76	39.47	38.78	38.71	38.64	40.05
TiO ₂	6.76	4.91	4.93	4.78	5.03	5.35	5.22	4.50
Al ₂ O ₃	12.89	12.31	11.80	11.70	12.08	11.65	11.61	9.50
FeO*	8.74	12.20	12.11	12.87	11.62	11.58	11.39	15.96
MnO	0.11	0.17	0.17	0.13	0.13	0.13	0.11	0.13
MgO	14.64	13.36	12.65	13.42	13.12	13.38	13.03	11.16
CaO	13.19	12.47	12.34	12.48	12.33	12.76	12.83	12.30
Na ₂ O	2.08	2.48	2.27	2.36	2.01	2.33	2.13	2.73
K ₂ O	1.39	1.63	1.60	1.62	1.69	1.65	1.63	1.21
Total	98.55	98.21	96.63	98.83	96.79	97.54	96.59	97.54
Cation Contents (23 Oxygens)								
Si	5.688	5.794	5.891	5.881	5.865	5.829	5.865	6.128
Ti	0.746	0.553	0.563	0.535	0.572	0.606	0.596	0.518
Al ^{IV}	2.230	2.173	2.109	2.054	2.135	2.067	2.077	1.713
Al ^{VI}	-	-	0.004	-	0.018	-	-	-
Fe*	1.073	1.528	1.539	1.603	1.469	1.458	1.445	2.042
Mn	0.014	0.022	0.022	0.016	0.017	0.017	0.014	0.017
Mg	3.201	2.981	2.864	2.979	2.956	3.001	2.946	2.544
Ca	2.074	2.001	2.009	1.992	1.997	2.058	2.086	2.016
Na	0.592	0.720	0.669	0.681	0.589	0.680	0.627	0.809
K	0.260	0.311	0.310	0.308	0.326	0.317	0.316	0.236
Total	15.878	16.083	15.980	16.049	15.944	16.033	15.972	16.023
100Mg/(Mg+Fe)	74.9	66.1	65.0	65.0	66.8	67.3	67.1	55.5

FeO* : Total Fe as FeO

中央構造線近傍の石英の塑性変形

長尾宏行・相川信之(大阪市立大・理)

定常変形時の鉱物のMicrotexture(転位密度や再結晶粒径)は、差応力($\sigma_1 - \sigma_3$)に強く依存することが知られている。差応力の絶対値を問題としない限り、これらのMicrotextureの解析によって、差応力の半定量的な議論が可能となろう。

中央構造線の内帯側には、花崗岩類が広く分布している。中部地方の黒川ルート(長谷村)及び近畿地方の出合ルートにおいて、中央構造線から約3.5km以内に分布する石英を検討した。中央構造線のごく近傍(100mないし200m)の岩石は、ほとんど石英の微結晶(elongated porphyroblastsとequant recrystallized grainsより成る)のみの集合体であり、その内帯側のもはいわゆる花崗岩(多くの石英は上と同様の再結晶組織をもつ石英プールになっている)である。

今回明らかになったことは、1)原たち(1977)の結果と同様、石英の再結晶粒径が中央構造線に近づくに従って系統的に減少している。2)大きさを20~5 μ にそろえた石英の粉末X線回折曲線が、中央構造線に近づくに従って系統的に(回折線の)幅の広がりを示している。た

だし、出合ルートの中央構造線から約250m以内では、中央構造線に向って逆に回折線の幅が狭くなっている。の2点である。

光学顕微鏡(透過及び反射)及びSEM観察によれば、今回扱った岩石中の石英の粒径は、最も細粒の試料でも5 μ m以上であるので、X線粉末回折曲線の幅の広がり、主として転位によるものであると推定される。一般に、再結晶粒径と転位密度は“変形時”の差応力に強く依存し、前者は後者に比べてかなり変化しにくいとされている。従って、出合ルートの中央構造線ごく近傍の石英は、“annealing”を受けたと予想できる。中部地方黒川ルートではこのような現象が認められないことから、断層帯でのshear heatingとの関連が注目される。

日本地質学会関西支部報 No.94

1983年7月20日

京都市左京区北白川追分町

京都大学理学部地質学鉱物学教室内

関西支部会費(年間1000円)を納入下さい。

振替口座: 京都9-22368番

日本地質学会関西支部